第40卷 第6期 2021年12月 Vol. 40 No. 6 December, 2021

黄建平, 刘玉芝, 王天河,等, 2021. 青藏高原及周边地区气溶胶、云和水汽收支研究进展[J]. 高原气象, 40(6): 1225-1240. HUANG Jianping, LIU Yuzhi, WANG Tianhe, et al, 2021. An Overview of the Aerosol and Cloud Properties and Water Vapor Budget over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology, 40(6): 1225-1240. DOI: 10.7522/j. issn. 1000-0534. 2021. zk012.

# 青藏高原及周边地区气溶胶、云和 水汽收支研究进展

黄建平1,刘玉芝2,王天河2,阎虹如2,李积明2,何永利2

(1. 西部生态安全省部共建协同创新中心,兰州大学,甘肃兰州 730000;

2. 半干旱气候变化教育部重点实验室,兰州大学,甘肃 兰州 730000)

摘要:青藏高原作为"亚洲水塔",对东亚乃至全球气候有着重要影响。本文介绍了中国科学院A类战 略性先导科技专项"泛第三极环境变化与绿色丝绸之路建设"子课题3"气溶胶-云互馈对西风季风水 汽输送的影响"研究的主要结果。针对青藏高原为核心的泛第三极地区,项目研究结果主要包括:(1) 沙尘、污染沙尘、抬升烟尘和污染性大陆气溶胶/烟尘是泛第三极地区最主要的气溶胶类型,其中沙尘 的排放和输送对青藏高原西部和柴达木盆地大气热力结构的影响非常显著;(2)高原过冷水云的发生 频率及其在高原能量收支中的作用比暖水云高,降水主要是由冰云和混合相云产生的,尤其是在暖 季。虽然高原大气呈现暖湿化趋势,但水汽收入增多并不能弥补地表水资源由于增温的流失,高原东 部水循环呈减弱趋势,而西部水循环则相反。(3)黑碳气溶胶使南亚夏季风减弱、东亚夏季风增强,高 原西部西风增强,东部西风减弱;净效应是使高原变得更暖更湿。使高原东侧输出水汽减少,南侧输 入减少, 西侧输入增加, 北侧输入减少。另外, 高原上空受沙尘污染影响的对流云东移, 与局地对流 云团合并,可导致长江流域和华北地区降水增加。总体来说,气溶胶可直接影响辐射,或间接通过作 为云的凝结核,或者影响云生成所需的热力结构来改变高原云的宏、微观特性,以此进一步影响到高原 地区的地表能量收支和大气加热率廓线,并最终影响环流系统和高原的水汽收支。上述结果作为中国 科学院 A 类战略性先导科技专项的部分研究内容,可揭示影响青藏高原及周边地区水分循环的物理 机制,加深理解气溶胶-云相互作用对高原水循环过程的影响机理,为提高空中水资源开发利用效率 提供重要的科学依据和理论指导。

关键词:青藏高原;气溶胶;云;水汽

文章编号: 1000-0534(2021)06-1225-16 中图分: DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2021.zk012

中图分类号: P401 文献标识码: A

# 1 引言

以青藏高原为核心的泛第三极地区是全球生态环境最脆弱、人类活动最剧烈且未来全球气候变化影响最不确定的区域(姚檀栋等,2017)。青藏高原是我国、东南亚、中亚等国水资源的重要来源, 其作为"亚洲水塔",对周边地区水资源的调控作用 在过去几十年来发生着显著变化。例如,已有研究 表明, 青藏高原地区出现了显著的增温现象(Duan and Wu, 2006; Huang et al, 2012)。这种剧烈的增温最终导致高原地区冰川退化(Zhu et al, 2010)、冻土消融(Cheng and Wu, 2007; 徐洪亮等, 2021)等的发生。在全球气候变暖大背景下, 随着地表蒸散发等对变暖过程的响应, 高原大气中可降水量和云水路径的变化在维持高原"亚洲水塔"作用中所

收稿日期: 2021-03-30; 定稿日期: 2021-08-17

**资助项目**:中国科学院战略性先导科技专项(XDA2006010301);国家自然科学基金项目(91937302,41521004);兰州大学中央高校基本 科研业务费专项资金(lzujbky-2020-kb02)

作者简介: 黄建平(1962-), 男, 福建漳平人, 教授, 主要从事大气物理与大气环境研究. E-mail: hjp@lzu.edu.en

扮演的角色也不可忽视(Xu et al, 2008a, 2008b; 赫 小红等, 2020)。

夏季青藏高原通过"感热气泵"效应使得热带 洋面暖湿空气向高原地区辐合,通过抬升凝结使得 青藏高原成为"大气水塔"。青藏高原水汽源汇结 构的时空变化以及低纬度海洋经由中国南海向青 藏高原东侧的水汽输送通道结构是影响中国区域 旱涝形成的重要因子(Xu et al, 2008b)。从气候变 化角度而言,全球变暖可能导致青藏高原大气水 汽供应呈增加趋势,这意味着一方面高原的水汽 含量和降水的增加可能缓解由于全球变暖导致的 冰川退缩和积雪融化(罗江鑫等, 2020), 另一方 面,它可能会改变青藏高原地区的生态系统,也可 能会增加下游地区严重的洪涝灾害风险,影响气 候环境。同时,增加的水汽含量能在青藏高原上 空的对流层中以凝结潜热的形式显著改变高原的 热源作用。这些动力及热力条件给该地区带来了 充沛的水汽、对流发展旺盛。已有研究表明,青藏 高原在过去的30年间发生了明显的气候变化,显 著改变了其大气过程和水循环系统,而这些变化 过程则与该地区云特性的改变密不可分。例如: Kang et al (2010) 指出, 除温室气体增加外, 云量 的改变也是引起青藏高原增暖的一个重要原因。 高原北部夜间低云的增加通过增强长波向下辐射 进一步增加了高原的夜间温度,而白天云量的减 少则会导致到达地表的太阳短波辐射增强,从而 引起白天高原的增温(Duan and Xiao, 2015)。这 些云特性的改变一方面源于大尺度环流特性的变 化,另一方面也与气溶胶-云相互作用密切相关, 从而进一步影响高原乃至整个泛第三极地区地表 辐射收支及水循环系统。

青藏高原高空水汽的输送过程受控于很多不同的物理过程,这些过程的微小变化对局地水循环及下游地区的水汽输送量和降水过程都有显著影响。研究表明,气溶胶能够通过影响地表辐射来减弱海陆热力差异,抑制季风的发展,也可以通过其直接、间接和半直接效应来影响辐射、降水及天气气候过程(Li et al, 2016, 2017)。气溶胶对气候系统的影响是一个非常复杂的科学问题。在青藏高原周边地区大气中,存在多种典型的气溶胶源区,气溶胶种类繁多,时空变化剧烈(Pokharel et al, 2019)。中亚地区是全球沙尘气溶胶贡献度较大的区域,荒漠化进程的加剧使得该地区面临严重的沙尘暴灾害,尤其是近50年咸海湖面急速退化,干涸湖底风蚀形成的沙尘中含有大量高密度盐碱粉尘

(Indoitu et al, 2012)。我国北方地区(特别西北地 区)是国家能源、化工、有色金属等重工业基地,同 时也分布着主要的沙尘源区,大气气溶胶来源十分 复杂;青藏高原部分地区由于人为活动的影响已成 为潜在的沙尘源区,高原南侧则分布着大量的沙尘 和黑碳气溶胶(Li et al, 2020)。这些不同类型气溶 胶特性的时空分布特征被认为是目前气候变化领 域中变率最大、最难确定的因子之一。由于其物理 和化学特性的不同,有些类型的气溶胶对气候系统 起冷却作用,有些反而起加热作用。由局地产生和 远距离输送至青藏高原大气中的气溶胶,既可以通 过吸收和散射太阳短波辐射、发射和捕获长波辐射 (即气溶胶直接效应),也可以有效地作为云凝结核 改变云的反照率、寿命、辐射及降水特性(即气溶 胶间接效应),还可以吸收太阳辐射加热云滴和改 变云生成所需的热力环境(即气溶胶半直接效应), 进而影响"亚洲水塔"。因此, 青藏高原及周边地区 的"气溶胶-云-辐射-降水相互作用"对青藏高原热 源及水汽输送都有重要影响。

项目基于卫星遥感和再分析数据,构建高原大 气水塔指数,评估其长期变化趋势;结合星载激光 雷达和云雷达的观测优势,获取青藏高原及其周边 地区不同云类型的三维时空分布特征,评估不同云 类型对大气水塔云水路径的贡献和对高原热源的 影响;同时,基于多源卫星遥感和地面观测数据, 揭示高原及周边大气气溶胶的时空分布特征,定量 评估其对青藏高原气溶胶的相对贡献;揭示青藏高 原热源的变化趋势及季节差异,并进一步评估由气 溶胶、云及其相互作用所导致的热源变化对高原周 边地区干旱化的影响。

# 2 气溶胶输送及其对青藏高原大气 热力结构的影响

### 2.1 泛第三极地区主导气溶胶类型及输送机制

随着观测资料的日趋丰富,特别是卫星遥感技术的革新以及时空覆盖较广的优势,近年来已成为沙尘特性探测(Prospero et al, 2010; Ginoux et al, 2012)、远距离输送及季节和年际变化特征分析(Adams et al, 2012; Kim et al, 2014)的理想工具。本项目结合多源卫星遥感观测资料,研究了整个泛第三极地区的主导气溶胶类型、时空分布和垂直特征、光学特性以及变化趋势(Wang et al, 2020a)。基于云-气溶胶激光雷达红外探路者卫星(CALIP-SO)资料发现,整个泛第三极地区横跨"全球沙尘传输带",其周边也存在大量生物质燃烧等人为污

染排放区,因此,沙尘、污染沙尘、抬升烟尘和污染性大陆气溶胶/烟尘是该地区最主要的气溶胶类型,并且不同季节不同子区域主导气溶胶类型不同。沙尘气溶胶是塔克拉玛干沙漠(TD)和伊朗高原(IP)地区的主导类型,其消光贡献分别占气溶胶总消光的97%和86%。烟尘气溶胶是中欧(CE)和中南半岛(IC)的主导类型,其中抬升烟尘的消光贡献分别占气溶胶总消光的32%和28%。不同主导气溶胶的消光系数存在显著的区域差异,并且呈现为随高度增加而递减的趋势,其中最强消光层(>

0.1 km<sup>-1</sup>)主要发生在4 km以下,弱消光层(>0.001 km<sup>-1</sup>)分布在5~7 km之间,8 km以上大气中没有明显的气溶胶负荷。青藏高原(TP)是整个泛第三极地区最洁净的地区,然而由于其强烈的垂直输送,其气溶胶层顶(>0.0001 km<sup>-1</sup>)高达12 km(图1,CE:中欧;AP:安纳托利亚高原;IP:伊朗高原;TD:塔克拉玛干沙漠;TP:青藏高原;IC:中南半岛,红实线、白实线、红点线和白点线分别代表气溶胶消光系数等于0.0001、0.001、0.01和0.1 km<sup>-1</sup>对应的高度)。泛第三极地区不同子区域近10年



Fig. 1 Vertical distribution of mean aerosol extinction coefficient for All-aerosol, Dust, Polluted dust, and Elevated smoke over the different sub-regions of the Pan-Third Pole(From Wang et al, 2020a)

(2007-2016年)总气溶胶变化趋势存在显著的季节 差异,且与不同主导气溶胶类型的贡献息息相关。 例如,IC区总气溶胶变化趋势最为显著,春季的显 著上升和秋冬季节的显著下降均与抬升烟尘的变 化有关;CE区冬春季的下降主要归因于人为污染 减排引起的污染沙尘和抬升烟尘的减少;TP区夏 秋季节显著的增加主要归因于抬升烟尘的贡献。 其他区域不显著的总气溶胶变化趋势,主要是由于 不同主导气溶胶类型相反的变化趋势抵消所致。 对于泛第三极地区气溶胶相关特性及变化趋势的 认识,将有助于我们进一步评估其辐射强迫以及对 该地区积雪融化和冰川退缩的潜在影响。

为了理解南亚地区沙尘气溶胶对青藏高原的 潜在影响,本项目选取2018年5月1-4日爆发于南 亚地区塔尔沙漠的一次典型沙尘暴,采用高时空分 辨率的MERRA-2再分析数据和主被动卫星遥感资 料,综合分析了这次沙尘暴过程的天气学成因,并 提出了南亚地区沙尘气溶胶及污染物向青藏高原 的传输机制(图 2)(Wang et al, 2021)。研究发现, 此次沙尘暴的爆发及向下游和青藏高原的输送,是 由高空急流、高空槽和副热带高压共同作用的结 果。200 hPa高空急流的中断,致使高层能量在急 流出口区下传, 触发了南北向的典型次级环流。由 于该环流的上升支刚好位于塔尔沙漠上空,其强烈 的上升运动能够将沙尘气溶胶抬升至更高的高度, 为阿富汗低压槽槽前偏南风气流将沙尘气溶胶携 带上高原提供了便利。与此同时,伴随高空急流中 断导致的能量下传,在600 hPa高度出现低空急流 并显著加强,为低空沙尘气溶胶向下游地区的远距 离输送提供了动力条件。孟加拉湾南支槽槽前的 偏南风气流也能够携带沙尘气溶胶穿越雄伟的喜 马拉雅山脉输送至青藏高原。



图 2 南亚地区沙尘气溶胶向青藏高原的传输机制示意图(引自 Wang et al, 2021) 红色箭头分别表示 200 hPa高空急流和 600 hPa低空急流, 白色环形圈(带箭头)表示高空急流激发的垂直方向次级环流, 白色虚线表征 500 hPa大气流场(低压槽和南支槽), 蓝色箭头代表两条传输路径

Fig. 2 A schematic diagram for the transport mechanism of dust aerosols over South Asia to the Qinghai-Xizang Plateau (From Wang et al, 2021). The red arrows represent the upper-level jet stream at 200 hPa and low-level jet stream at 600 hPa respectively. The white directional circle indicates the vertical secondary circulation triggered by the upper-level jet stream. The white dashed lines symbolize the atmospheric flow fields at 500 hPa level.

The blue arrows represent the two transport routes to the Tibetan Plateau

# 2.2 沙尘气溶胶对青藏高原及周边地区大气热力 结构的影响

青藏高原及周边地区(TPS)沙尘气溶胶的输送 不仅能够减少冰雪反照率和增加辐射强迫对冰川 发挥巨大的融化潜力,漂浮在大气中的沙尘气溶胶 还可以通过与太阳短波和地气长波辐射的相互作 用来调节地球的辐射收支,进而影响云和气候。因 此了解沙尘气溶胶对该地区大气热力结构的影响 具有重要的科学意义。本项目基于过去10年的 CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations)卫星气溶胶产品,根据 气溶胶粒子退偏比提取了包括污染沙尘在内的所 有沙尘贡献,采用修正的单一种类气溶胶消光平均 法,生成了TPS地区2×2km沙尘气溶胶消光系数 廓线格点产品,结合辐射传输模式评估了TPS地区 沙尘气溶胶的短波和长波辐射效应(Wang et al, 2020b)。研究发现,沙尘气溶胶对大气热力结构的 影响主要表现为显著的短波加热、较弱的长波冷却 以及显著的净辐射加热。TPS地区沙尘气溶胶的净 辐射加热的时空分布与沙尘载荷一致,主要分布在 沙源中心及毗邻的传输区。沙尘气溶胶对大气的 辐射加热最大值主要出现在近地表,且随海拔的增 加而减弱(图3)。在近地表处的沙尘净辐射加热的 峰值中心主要出现在春季的塔克拉玛干沙漠(TD,



图 3 青藏高原及周边地区(TPS)沙尘气溶胶辐射加热率在春(红色)夏(蓝色)两季的垂直分布(引自Wang et al, 2020b) Fig. 3 Vertical proles of dust-forced radiative heating over Qinghai-Xizang betan Plateau and its surroundings during spring (red) and summer (blue). The shading represents the standard deviation (From Wang et al, 2020b)

气候平均值约16.8 K·mon<sup>-1</sup>)和恒河平原地区(GP, 10.8 K·mon<sup>-1</sup>),以及夏季的印度平原地区(IP, 13.7 K·d<sup>-1</sup>),其加热率分别是该地区大气柱平均沙 尘辐射加热率的3~3.6倍。对于青藏高原而言,由 于沙尘传输和局地沙尘排放的不同,沙尘对大气的 辐射加热存在显著的区域差异,最大的辐射加热 中心主要位于高原东北部的柴达木盆地(TP\_R2), 其春季近地表的气候平均沙尘加热率约为4.7 K·mon<sup>-1</sup>。青藏高原其他区域的沙尘净辐射加热基 本相当, 夏季达2.8 K·mon<sup>-1</sup>。通过分析 TPS 区 6 个子区域过去10年(2007-2016年)逐月的平均沙 尘辐射加热率演变过程发现,沙尘气溶胶对大气热 力结构的影响存在显著的月际和年际差异,这主要 与不同大气环流所引起的沙尘事件的频次和强度 息息相关。对于青藏高原而言,高原西部(TP\_R1) 和柴达木盆地(TP\_R2)大气热力结构更容易受沙尘 气溶胶输送或排放的影响。

#### 2.3 青藏高原气溶胶垂直分布观测资料同化系统

青藏高原地区气溶胶垂直分布具有显著的日 变化和季节变化特征,沙尘气溶胶是大气中的主导 气溶胶且主要分布在青藏高原上空6km处,呈现 显著季节变化特征,夏季来自东亚沙尘源区的沙尘 气溶胶和印度北传的人为气溶胶混合堆积在高原 上空,冬季则会受到中国西北部城市排放的污染物 的影响(Cheng et al, 2020)。深刻理解青藏高原气 溶胶的垂直分布对准确估算气溶胶粒子对青藏高 原地区云降水、辐射强迫及气候效应具有显著影 响。气溶胶能够显著改变太阳辐射的垂直加热廓 线,同时对对流层的大气稳定度和动力机制都有一 定程度的影响(Huang et al, 2009)。但是目前对气 溶胶粒子的特性及其时空变化,尤其是气溶胶垂直 特性的研究还十分有限。由于缺乏对气溶胶垂直 变化的研究,模式预测的气溶胶直接辐射强迫也会 存在较大的不确定性(Huneeus et al, 2011; Sekiyama et al, 2010; Yumimoto et al, 2008)。因此迫切 需要用可靠的观测数据来评估和约束模式,并以更 高的置信度来评估青藏高原地区气溶胶对环境和 气候的各种影响。

基于全球高分辨率正二十面网格云解析模式 NICAM (Non-hydrostatic ICosahedral Atmosphere Model)耦合 SPRINTARS (Spectral Radiation Transport Model for Aerosol Species)气溶胶模式,利用四 维局地集合转换卡尔曼滤波(4D-LETKF)同化方 法,成功搭建可同化垂直气溶胶资料的新同化系统 (Cheng et al, 2019)。这是目前为止世界上首次对

全球气溶胶垂直观测信息进行逐小时同化的研究。 新建立的气溶胶同化系统能够成功同化CALIOP星 载激光雷达反演得到的气溶胶消光系数,有效的将 气溶胶垂直观测资料应用于模式中并优化气溶胶 模拟结果。同化各层以及整层气溶胶信息都可以 对前向模式预报良好的气溶胶廓线进行优化,但是 对于预报有误的气溶胶垂直分布,只有同化垂直气 溶胶信息才能够获取更加真实的气溶胶垂直分布 特征(图4)。由于CALIOP气溶胶垂直资料的时空 观测频率较低,对气溶胶垂直消光系数以及气溶胶 光学厚度进行联合同化可以更有效地改进气溶胶 时空分布的模拟能力,降低模拟气溶胶垂直分布特 征的不确定性。该研究已用于创建青藏高原上空 2015-2017年逐小时气溶胶垂直再分析资料,有效 增强高原及周边地区气溶胶-云-降水相互作用的 模式模拟精度。



图 4 标准化后的五组模拟结果以及观测得到的月平均日间气溶胶消光系数垂直廓线(引自Cheng et al, 2019)
Fig. 4 Vertical profile of the monthly average daily aerosol extinction coefficient obtained from five sets of standardized simulations the observation (From Cheng et al, 2019)

# 3 青藏高原上空的云特性和水汽收支

# **3.1 青藏高原不同云相的辐射效应及降水频率** 早期的研究表明青藏高原的气候变化不仅与

人类活动和温室气体的排放增强有关,还密切联系 到云的辐射反馈(Chen et al, 2003; Liu et al, 2009; Yang et al, 2012)。考虑到云在地气系统辐射收支 和水循环中的重要性,国内外学者近年来已经在青 藏高原地区云特性方面的研究取得了巨大进展(Yu et al, 2004, 2015;傅云飞等,2007;刘奇和傅云 飞,2007;陈葆德等,2008;Rangwala et al, 2009; Naud and Chen, 2010; Sugimoto and Ueno, 2010; Yang et al, 2011; Yan et al, 2016)。例如:基于卫星 资料或地面观测数据研究高原地区云的生消、季节 和日变化(Fujinami and Yasunari, 2001; Kurosaki and Kimura, 2002)、青藏高原地区总云量和低云量 的变化(魏丽和钟强, 1997; 王可丽等, 2001; 刘瑞 霞等,2002;陈少勇和董安详,2006)及云的辐射效 应(陈勇航等,2008;陈光灿等,2021)等。

然而,气候模式由于无法准确的模拟云(特别 是:混合相云和过冷液态水云)的部分物理过程, 加之传统的被动卫星传感器(例如:MODIS)无法 提供准确的云相信息和垂直结构,使得与云相态相 关的研究在高原地区仍然受到较少的关注。本项 目利用星载激光雷达和云雷达(例如CALIOP和 CPR)在识别云相和垂直探测方面的优势,系统研 究了不同云相在青藏高原的空间分布,辐射效应及 其对降水频率的影响。研究结果表明:青藏高原上 的总云量从东南到西北呈下降趋势,这可能是由于

青藏高原的地形特征所导致。在所有的云相中,冰 云在冷季频繁地出现,它的相对云分数在所有的云 相中最大,在大部分地区甚至可达84%,而暖水云 的发生频率最小(Wang et al, 2021)。在暖季, 混合 相云和过冷液态水云的相对云分数相比其冷季高, 特别是在高原的东南部。冷季单层的冰云、混合相 云、暖水云及过冷水云在高原大气层顶的辐射效应 平均为-7,-8.8,-2.1及-6W·m<sup>-2</sup>(图5)。而在暖 季,由于这些云相有更高的发生频率和更大的光学厚 度,它们在大气层顶的辐射效应显著增加至-18.5, -30.4, -2.6及-9.2 W·m<sup>-2</sup>。总体而言, 冰云在大 气内部的辐射效应占据主导地位,其在冷季和暖季 的辐射贡献高达80%和40%。冰云和混合相云强 的加热效应都位于6 km 附近(可达1.2 K·d<sup>-1</sup>), 而 强的冷却效应则分别发生在12km和8km左右,其 冷却率大致为-0.5 K·d<sup>-1</sup>(冷季的冰云)和-0.4 K·d<sup>-1</sup> (暖季的混合相云)。特别需要注意的是,由于海拔 的影响,高原的过冷水云的发生频率比暖水云高, 其对应的辐射效应和加热率在冷季明显大于暖水 云。这表明过冷水云在高原能量收支中具有不可 忽视的作用。此外,青藏高原的降水主要是由冰云 和混合相云产生的,尤其是在暖季。其中,冰云主 导着高原中部的降水频率, 而混合相云则主导着高 原东南部的降水。而在冷季,冰云降水的主导贡献 则主要位于高原的东部。



图 5 冰云, 混合相云, 暖水云, 过冷液态水云, 多层云以及总云在青藏高原大气层顶, 大气内部以及地表上的 云辐射效应(单位: W·m<sup>-2</sup>)(引自 Wang et al, 2021)



### 3.2 青藏高原的水汽收支

青藏高原作为全球最高大地形,储存了大量太阳辐射能量,夏季可形成巨大的空中热岛(叶笃正和高由禧,1979;曾钰婷等,2020),通过空中大尺度热岛辐合环流(热泵效应)持续吸引来自相邻的印度洋、低纬度西太平洋等地区异常暖湿气流(Bai and Xu, 2004)。当湿空气到达高原后,一部分气流

沿青藏高原南侧爬升,形成频繁的对流和降水(Xu et al, 2003),另一部分湿空气被高原阻挡,通过盛行西风输送到高原东侧。西风带将充沛的水汽输送到我国东部乃至整个东亚地区。由于青藏高原的热力和动力驱动,形成了跨南北半球的经圈环流和跨东西半球的纬向环流,影响全球大气水分循环(Xu et al, 2008a)。冬半年,低纬度洋面上的季风

环流转向在阿拉伯海索马里沿岸形成了一个持续 存在的反气旋环流,反气旋西北侧的副热带急流将 更多的水汽带入到地中海,然后由西风急流将水汽 持续输送到青藏高原及其下游地区。频繁的对流 和降水使高原能维持其庞大的空中蓄水功能。青 藏高原冬半年降水约占全年总降水量40%,并以积 雪形式存储,是夏季河流径流的潜在水源;夏半年 降水占全年总降水量60%左右,为下游大型河流流 量提供重要保障。因此, 青藏高原如同一个水汽的 "再分配站"。在当今人类活动对环境气候影响持 续加强和全球变暖的背景下,青藏高原快速升温引 起冰雪消融,径流增加等地表水资源流失状况,急 需回答大气水资源的供应是否能够缓解地表水储 量枯竭这一问题。探索和认识青藏高原大地形动 力和热力对区域和全球大气环流、水分循环,及其 对亚洲夏季风的影响等问题,仍然是国际科学界争

论的热点(Wu and Zhang, 1998; Boos and Kuang, 2010; Wu et al, 2012)。

Yan et al(2020)研究发现青藏高原平均大气柱 水汽净收入量Q的空间分布呈现东南部最大、西部 和西北部较小、柴达木盆地最小的特点。长期变化 趋势存在显著的空间差异,在高原西部和西南部相 对干旱地区,Q迅速增加(达5 mm·a<sup>-1</sup>),而在雅鲁 藏布江流域南端最湿润地区,Q急剧下降(小于-5 mm·a<sup>-1</sup>)。青藏高原最干旱地区柴达木盆地,Q值 显著降低,大气越来越干燥,但在柴达木盆地,Q值 显著降低,大气越来越干燥,但在柴达木盆地东 侧、祁连山以南之间,Q值每年增加3~4 mm,并伴 随显著增加的植被覆盖。就高原整体而言,高原 "大气水塔"总体呈显著增加趋势,增长速率为 1.786 Gt·a<sup>-1</sup>。项目进一步解析了影响高原空中水资 源收支的各分量(年累积降水量,水汽辐合量和蒸发 量)的水份平衡闭合情况及长期变化趋势(图6)。



图 6 青藏高原近 40 年(1979—2018 年) 全年累计水汽净辐合量,蒸发量,及总降水量的长期变化趋势的水平分布(引自 Yan et al, 2020)

Fig. 6 Horizontal distribution of 40 year (from 1979 to 2018) averaged integrated divergence of water vapor flux, evaporation and total precipitation over the Qinghai-Xizang Plateau (From Yan et al, 2020)

虽然青藏高原大气持续暖湿化,但从青藏高 原外部传输的水汽并不能很好地补充地表水储量 的流失。由大气水汽输送通量的分析发现,高原 水汽主要由西风带以及南侧季风的输入,而高原 东侧则是水汽流出的主要通道。高原热源效应增 加导致高原从四周的水汽抽吸作用增强,同时由 于高原东侧输出的水汽通量减少,两者共同作用 导致高原大气水资源呈现明显的年际上升趋势。 高原东南部流域,特别是雅鲁藏布江大峡谷地区, 作为高原重要的水汽通道,水汽收支急剧减少(表 1)。三江源区虽然总降水量无明显变化,但这是 由于局地蒸发增加及水汽辐合减少共同作用导致 的,这说明内部循环增加而外部输送至此区域的 水汽减少,存在地表水储量枯竭的风险(表1)。高 原南部雅鲁藏布江流域,西部阿里地区及腹地湖 泊区,东北部祁连山地区由于水汽辐合量和蒸发 量同步增加而呈现出明显的湿润趋势。西北部喀 喇昆仑山地区水汽辐合量增加,地表蒸发量减少, 可推断地表水储量将呈增加态势。上述变化主要 可能受高原异常增温、大气热源不均匀变化、大气 环流改变及气溶胶效应等作用共同引起,还需要 进一步开展研究。

#### 3.3 青藏高原水循环的变化机制

尽管青藏高原近几十年整体上呈现出明显的

表1 青廠局原近40年个同于区域的年素计水汽收支分重及长期受化
Table 1 Annual cumulative water budget components and long-term trends over
different sub-regions of the Qinghai-Xizang Plateau in the past 40 years

不同之区禄	平均值/mm/趋势/(mm·a <sup>-1</sup> )			
不同于区域	可降水量	水汽辐合量	蒸发量	降水量
高原内陆	3. 43/0. 013*	49. 26/1. 707*	425. 51/1. 217*	409. 60/2. 894*
三江源地区	$4.797/0.010^{*}$	302.65/-0.598	475. 5/0. 898*	698. 92/0. 862 <sup>*</sup>
雅鲁藏布江流域	5. 55/0. 014*	449. 49/2. 72	346. 90/0. 191	911. 78/3. 924*
雅鲁藏布江大峡谷	17. 22/0. 008	3428.35/-22.292*	606. 60/0. 597*	3939. 35/-24. 815*

\* 表示趋势通过95% 的显著性检验

变暖变湿趋势,但青藏高原的水循环呈现出东西部 相反的变化趋势,即东部水循环减弱,西部水循环 增强(He et al, 2021)。根据形成降水的水汽是否来 源于本地,可将水循环过程分为内循环和外循环。 内循环和外循环通过降水过程可以相互影响。最 新的研究表明,青藏高原整体内循环率呈增加趋势 (Gao et al, 2020), 且主要由中西部地区贡献, 这 与一些最新的观测证据一致。例如, Yang et al (2017)和Sun et al(2020)发现自1990年以来, 羌塘 高原湖泊出现显著的扩张现象。湖泊扩张可以引 起蒸发和降水的增强,进而导致内循环增加。通过 内循环增强降水的产生,进一步加强大气热源,产 生更强的水汽辐合,从而加强外循环过程。林岩銮 等发现,印度半岛的深对流过程,可以将水汽抬升 后,翻越喜马拉雅山,向高原西部传输水汽,为西 部地区外循环增强引起水汽输送增强提供了新的 理论机制(Dong et al, 2016)。相反, 青藏高原东南 部的水循环呈现减弱趋势。例如雅鲁藏布江大峡 谷,是南亚季风向高原输送水汽的主要通道,而再 分析资料和卫星观测资料均显示该地区降水显著 减少。通过对水汽进行后向轨迹追踪发现,该地区 来自印度洋的水汽传输呈现出减小趋势(Xu and Gao, 2019; Zhang, 2020), 这也是高原东边界水汽 通量减少的原因之一。此外,印度洋水汽输送的减 少,可以引起东南部降水及潜热释放减少,进而减 弱该地区的大气热源强度,最终导致青藏高原东部 地区的外循环减弱。因此, 青藏高原东西部水循环 对高原增温的响应表现出相反的变化趋势,这可能 与两者的驱动机制相关。高原西部地区水循环增 强可能主要由该地区的显著增温和湖泊扩张引起 的蒸发增加驱动,而高原东部地区水循环减弱则主 要由印度洋水汽输送减少引起的。虽然青藏高原 整体上呈现变湿的趋势,但其东西部水循环的响应 差异,引起了大气热源的结构有所变化,其对青藏 高原周边地区,特别是西北干旱半干旱区的气候变 化有何影响仍需进一步研究。

# 4 气溶胶对青藏高原水汽输送、云 特性及下游降水的影响

气溶胶能够通过吸收和散射太阳短波辐射、发 射和捕获长波辐射,产生直接辐射效应(Tegen, 2003; Huang et al, 2006; Zhang et al, 2008, 2012)。 还可有效地作为云凝结核和冰核,改变云的反照 率、寿命及微物理特性,产生间接辐射效应(Twomey, 1974, 1984); 气溶胶还可吸收太阳辐射加热云 滴产生半直接辐射效应(Huang et al, 2006)影响辐 射收支。通过上述辐射效应,气溶胶可对水汽输 送、云特性及降水产生影响。

#### 4.1 气溶胶对高原水汽输送的影响

在青藏高原周边,主要在高原以南和以东地 区,分布着大量黑碳气溶胶。黑碳气溶胶可通过直 接辐射效应影响辐射收支,也可沉降在高原积雪和 冰川表面使反照率减小,加热高原地表。项目研究 发现,黑碳气溶胶在青藏高原地表产生0.39W·m<sup>-2</sup> 净辐射强迫,引起高原的增温。同时,黑碳气溶胶 能够加热东亚大陆,冷却西北太平洋海域,这种地 表的海陆热力变化能增强东亚地区的海陆热力差 异和东亚夏季风;同时,黑碳气溶胶使印度北部、 巴基斯坦和伊朗地区显著降温,减弱了南亚地区经 向温度梯度和海陆间的热力差异,进而使得南亚夏 季风减弱。夏季风变化能直接引起大气环流和青 藏高原水汽输送的变化。减弱的南亚夏季风导致 青藏高原南边界的水汽输送减弱,而增强的东亚夏 季风和中亚上空的气旋扰动环流,能增加青藏高原 东边界、西边界的水汽输入及北边界的水汽输出。 总体而言, 2001-2005年间, 黑碳气溶胶的净效应 能够使青藏高原的平均地表温度增加约0.2K,高 原年平均水汽输入增加约0.27万亿吨,使得青藏

高原降水增加约0.56 mm·d<sup>-1</sup>,使青藏高原变得更 暖更湿(Luo et al, 2020,图略)。

### 4.2 气溶胶对高原云特性的影响

基于卫星观测数据得到的气溶胶指数(光学厚度与波长指数的乘积)和云特性参数,项目研究了 气溶胶对青藏高原上空冰云特性的影响及其昼夜 差异(图7)(Liu et al, 2019a)。研究发现,冰云主要 分布在青藏高原边缘区域,特别是北坡,在高原的 边缘区域,白天冰云的出现频率要高于夜间;气溶 胶也主要集中分布在高原的北坡。随着气溶胶指 数的增加,冰粒子半径,冰云光学厚度和冰水路径 降低。此外,由于气溶胶影响发生饱和效应,白天 冰水路径略有减少,而夜间冰水路径则显著增加。 白天和夜间冰云的光学厚度显示出完全相反的变 化趋势。消除气象条件的影响后,相比于气象要素 的影响,气溶胶对冰云特性的影响更大。





### 4.3 塔克拉玛干沙尘对高原对流云及下游降水的 影响

气溶胶在大气过饱和或接近饱和的情况下,可 以作为云凝结核(Cloud Condensation Nuclei, CCN) 和冰核(Ice Nuclei, IN)形成降水粒子胚胎,通过改 变云内的粒子谱分布和云的微物理过程而改变降 水过程。由于不同种类气溶胶物理及化学特性的 不同,它们作为云凝结核的能力和活化条件也不尽 相同,因此对云特性及降水特征影响也不同。

地面和卫星观测结果表明,随着气溶胶浓度的 增加,云滴数浓度增加,云滴有效半径减小,在一 定程度上能够抑制降水的发展(Feingold, 2005; Jiang et al, 2006);但也有研究发现,在湿润地区或 季节,地表气溶胶浓度增加可触发云的发展进而增 加降水;而在干燥的季节或地区,气溶胶能够抑制 云发展,减少降水,增加旱灾发生的概率;也有研 究认为,随着气溶胶浓度的增加,降水增加,当气 溶胶浓度超过某一临界值时,大多数云特性对气溶 胶不再敏感,并且在气溶胶浓度极高的条件下,降 水随着气溶胶的增加而减少(Fan et al, 2007),上述 研究不仅在气溶胶-云互馈方面起到了极大的推动 作用,还在气溶胶影响云物理特性及降水效率方面 获得了一定的认识。

基于卫星观测和数值模拟(Liu et al, 2019b, 2020a),项目研究了气溶胶对高原上空对流云的影

响以及受污染的对流云进一步东移对下游地区降 水的影响(图8)。在CALIPSO和CloudSat卫星探 测到的青藏高原北坡一次典型沙尘事件中,随着 AOD的增加并达到峰值,云中冰粒子有效半径逐 渐减小至最低值,同时由于云的寿命延长,对流云 发展至更高的高度。随后,这些受沙尘污染的对流 云团向东移动并移出高原,与局地对流云团合并, 导致长江流域和华北地区降水增加。

结合卫星资料和再分析资料,项目从青藏高原物质输送的角度提出了青藏高原贡献于华北干旱的一种可能机制(图9)(Liu et al, 2020b)。夏季,华北干旱受副热带西风急流影响的高原输送至华北的水汽及沙尘云配置的驱动而致,其中高原上空被沙尘污染的对流云东移至下游地区时会引发降水。全球变暖背景下,哈得来环流向两极方向扩张,这引起了北半球副热带急流的北移,从而造成华北干旱。利用副热带西风急流最大风速所在纬度的变化来判断副热带急流的移动,当副热带西风急流北移时,高原上空的西风变弱,导致从高原输送至华北地区的水汽和沙尘云变少,水汽和沙尘云的减少会导致降水减弱进而使华北干旱频发。

### 5 总结与展望

本文主要介绍了青藏高原及周边地区气溶胶、 云和水汽收支等方面的研究进展,主要进展如下:



图 8 数值模拟得到的青藏高原上空被塔克拉玛干沙尘污染的对流云东移对下游降水的影响(引自Liu et al, 2020a) Fig. 8 The effect of eastward movement of convective clouds over the Qinghai-Xizang Plateau polluted by Taklimakan dust on the downstream precipitation obtained by numerical simulation (From Liu et al, 2020a)

(1)构建了泛第三极地区气溶胶垂直分布观测资料 同化系统,揭示了泛第三极地区的气溶胶主导类型 和输送特征,厘清了整个青藏高原地区的气溶胶特 性分布;(2)完善了青藏高原的云特性分布及辐射 效应,解析了高原大气水汽收支及其内、外循环的 贡献问题;(3)揭示了青藏高原上空的气溶胶-云相 互作用及其对下游降水的影响。

尽管目前关于青藏高原周边的气溶胶、云特性 及相互作用研究方面已经获得了一些认识,但还存 在一些需要讨论的问题,主要包括:

(1)由于地基观测站点稀少及长期连续观测资料的匮乏,导致对泛第三极地区气溶胶的时空特征(特别是黑碳和沙尘等吸收性气溶胶)认识不足,极大限制了青藏高原地区气溶胶-云互馈对降水及水汽输送的影响研究;针对以上地基观测站点稀少及长期连续观测资料匮乏的问题,根据已有的观测站点及相关研究,选择站点稀少、环境复杂多变、气候多样的区域,通过合理的试验观测布局,不断



图 9 (a)1979-2015年间7-8月地表至200 hPa水汽通量(单位: kg·m<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>)的趋势分布,(b)CALIPSO和CloudSat卫星观测 到的沙尘云的频次分布,(c)(30°N-60°N,90°E-110°E)区域1979-2015年期间急流中心位置的时间序列,(d)1979-2015 年期间200 hPa风速的趋势分布,(e)青藏高原影响华北干旱的机理(引自Liu et al, 2020b) 粗黑线包围的区域为青藏高原主体,打点区域表示趋势通过90%的显著性检验

Fig. 9 Mechanism of the Qinghai-Xizang Plateau's attribution to northern drought. (a) Trend distribution of water-vapor flux (unit: kg·m<sup>-1</sup>·s<sup>-1</sup>) from the surface to 200 hPa (shading) and water-vapor flux vector (arrow) in July-August for the 1979–2015 period. (b) The frequency distribution of dusty clouds obtained from CALIPSO and CloudSat observations during 2007–2015. (c) Time series of the jet stream center's position anomalies over the region of 30°N–60°N, 90°E–110°E during 1979–2015. (d) Distribution of horizontal wind-speed trends (shading; unit: [m·s<sup>-1</sup>·(10a)<sup>-1</sup>]) and wind vectors (arrows) at 500 hPa in July-August from the ERA-interim data for the 1979–2015 period. (e) Schematic of the northern drought attributed to the Qinghai-Xizang Plateau. The area enclosed by the black bold curve is the main body of the Qinghai-Xizang Plateau. The dotted symbol denotes a trend significant above the 90% confidence level (From Liu et al, 2020b)

推进青藏高原大气科学试验,进一步建立高原地 面、高空、雷达和卫星综合观测系统,对云降水物 理过程和大气水循环过程进行高时空分辨率、高精 度观测,获取反映云降水物理过程、地面水分收支 和对流层大气状况的关键参数,力争在高原气象综 合观测、科学研究和业务应用等方面不断取得新 进展。

(2)地基主被动遥感观测主要关注地区位于 高原东南部,高原西部地区云资料异常稀缺,使得 对整个高原地区的云特性缺乏系统全面的认识;

(3)现有的沙尘输送定量研究仍存在很大的 不确定性,如何结合现有的先进卫星遥感探测手 段,改进和发展沙尘输送通量的卫星遥感算法,是 认识泛第三极地区气溶胶输送过程的关键,却也是 目前所缺乏的。

#### 参考文献:

- Adams A M, Prospero J M, Zhang C D, 2012. CALIPSO-derived three-dimensional structure of aerosol over the Atlantic basin and adjacent continents[J]. Journal of Climate, 25(19): 6862–6879. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00672. 1.
- Bai J Y, Xu X D, 2004. Atmospheric hydrological budget with its effects over Tibetan Plateau [J]. Journal of Geographical Sciences, 14(1): 81–86. DOI: 10.1007/BF02873094.
- Boos W R, Kuang Z M, 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating [J]. Nature, 463(7278): 218-222. DOI: 10. 1038/nature08707.
- Chen B D, Chao W C, Liu X D, 2003. Enhanced climatic warming in the Tibetan Plateau due to doubling CO<sub>2</sub>: A model study [J]. Climate Dynamics, 20(4): 401–413. DOI: 10.1007/s00382–002– 0282–4.
- Cheng G D, Wu T H, 2007. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau [J]. Journal of Geophysical Research, 112: F02S03. DOI: 10.1029/2006jf000631.
- Cheng Y M, Dai T, Goto D, et al, 2019. Investigating the assimilation of CALIPSO global aerosol vertical observations using a four-dimensional ensemble Kalman filter[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 19 (21) : 13445–13467. DOI: 10.5194/acp– 19–13445–2019.
- Cheng Y M, Dai T, Li J M, et al, 2020. Measurement Report: Determination of aerosol vertical features on different time-scales over East Asia based on CATS aerosol products [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 20(23): 15307–15322. DOI: 10.5194/ acp-2020–715.
- Duan A M, Xiao Z X, 2015. Does the climate warming hiatus exist over the Tibetan Plateau [J]. Scientific Reports, 5: 13711. DOI: 10.1038/srep13711.

Duan A M, Wu G X, 2006. Change of cloud amount and the climate

warming on the Tibetan Plateau [J]. Geophysical Research Letters, 33(22): 217–234. DOI: 10.1029/2006GL027946.

- Dong W H, Lin Y L, Wright J S, et al, 2016. Summer rainfall over the southwestern Tibetan Plateau controlled by deep convection over the Indian subcontinent [J]. Nature Communications, 7: 9. DOI: 10.1038/ncomms10925.
- Fan J W, Zhang R Y, Li G H, et al, 2007. Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 112 (D14). DOI: 10.1029/2006JD00 8136.
- Feingold G, 2005. On smoke suppression of clouds in Amazonia [J]. Geophysical Research Letters, 32(2): 139–181. DOI: 10.1029/ 2004GL021369.
- Fujinami H, Yasunari T, 2001. The seasonal and intraseasonal variability of diurnal cloud activity over the Tibetan Plateau [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 79(6): 1207–1227. DOI: 10.2151/jmsj. 79. 1207.
- Gao Y H, Chen F, Miguez-Macho G, et al, 2020. Understanding precipitation recycling over the Tibetan Plateau using tracer analysis with WRF[J]. Climate Dynamics, 55: L18707. DOI: 10.1007/ s00382-020-05426-9.
- Ginoux P, Prospero J M, Gill T E, et al, 2012. Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products [J]. Reviews of Geophysics, 50: RG3005. DOI: 10. 1029/2012RG000388.
- He Y, Tian W, Huang J, et al, 2021. The mechanism of increasing summer water vapor over the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 126, e2020JD034166. DOI: 10.1029/2020JD034166.
- Huang J P, Fu Q, Su J, et al, 2009. Taklimakan dust aerosol radiative heating derived from CALIPSO observations using the Fu-Liou radiation model with CERES constraints [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 9 (12): 5967–6001. DOI: 10.5194/acp-9– 4011–2009.
- Huang J P, Guan X D, Ji F, 2012. Enhanced cold-season warming in semi-arid regions [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 12 (2): 4627–4653. DOI: 10.5194/acp-12-5391-2012.
- Huang J P, Lin B, Minnis P, et al, 2006. Satellite-based assessment of possible dust aerosols semi-direct effect on cloud water path over east Asia [J]. Geophysical Research Letters, 33: L19802. DOI: 10.1029/2006gl026561.

Huneeus N, Schulz1 M, Balkanski Y, et al, 2011. Global dust model intercomparison in AeroCom phase I[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 11: 7781–7816. DOI: 10. 5194/acp–11–7781–2011.

- Indoitu R, Orlovsky L, Orlovsky N, 2012. Dust storms in Central Asia: Spatial and temporal variations[J]. Journal of Arid Environments, 85: 62–70. DOI: 10. 1016/j. jaridenv. 2012. 03. 018.
- Jiang H L, Xue H W, Feller A, et al, 2006. Aerosol effect on the lifetime of shallow cunmlus [J]. Geophysical Research Letters, 33: L14806. DOI: 10.1029/2006GL026024.
- Kang S C, Xu Y W, You Q L, et al, 2010. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau [J]. Environmental Re-

search Letters, 5(1): 15101–15101. DOI: 10.1088/1748–9326/ 5/1/015101.

- Kim D, Chin M, Yu H B, et al, 2014. Sources, sinks, and transatlantic transport of North African dust aerosol: A multi-model analysis and comparison with remote-sensing data[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 119: 6259–6277. DOI: 10. 1002/2013JD021099.
- Kurosaki Y, Kimura F, 2002. Relationship between topography and daytime cloud activity around Tibetan Plateau [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 80(6): 1339–1355. DOI: 10. 2151/jmsj. 80. 1339.
- Li Z Q, Rosenfeld D, Fan J W, 2017. Aerosols and their impact on radiation, clouds, precipitation, and severe weather events[J]. Oxford Research Encyclopedias, 1–36. DOI: 10.1093/acrefore/ 9780199389414.013.126.
- Li Z Q, Lau W K-M, Ramanathan V, et al, 2016. Aerosol and monsoon climate interactions over Asia[J]. Reviews of Geophysics, 54(4): 866–929. DOI: 10. 1002/2015RG000500.
- Li X F, Kang S C, Sprenger M, et al, 2020. Black carbon and mineral dust on two glaciers on the central Tibetan Plateau: sources and implications [J]. Journal of Glaciology, 66 (256): 1–11. DOI: 10. 1017/jog. 2019. 100.
- Liu X D, Cheng Z G, Yan L B, et al, 2009. Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings [J]. Global and Planetary Change, 68 (3) : 164–174. DOI: 10.1016/j. gloplacha. 2009. 03.017.
- Liu Y Z, Hua S, Jia R, et al, 2019a. Effect of aerosols on the ice cloud properties over the Tibetan Plateau[J]. Journal of Geophysical Research: Atmosphere, 124 (10) : 9594–9608. DOI: 10. 1029/2019JD030463.
- Liu Y Z, Zhu Q Z, Huang J P, et al, 2019b. Impact of dust-polluted convective clouds over the Tibetan Plateau on downstream precipitation [J]. Atmospheric Environment, 209: 67–77. DOI: 10. 1016/j. atmosenv. 2019. 04. 001.
- Liu Y Z, Zhu Q Z, Hua S, et al, 2020a. Tibetan Plateau driven impact of Taklimakan dust on northern rainfall[J]. Atmospheric Environment, 234: 117583. DOI: 10. 1016/j. atmosenv. 2020. 117583.
- Liu Y Z, Li Y H, Huang J P, et al, 2020b. Attribution of the Tibetan Plateau to northern drought[J]. National Science Review, 7(3): 489–492. DOI: 10. 1093/nsr/nwz191.
- Luo M, Liu Y Z, Zhu Q Z, et al, 2020. Role and mechanisms of black carbon affecting water vapor transport to Tibet[J]. Remote Sensing, 12(2): 231. DOI: 10. 3390/rs12020231.
- Naud C M, Chen Y H, 2010. Assessment of ISCCP cloudiness over the Tibetan Plateau using CloudSat-CALIPSO[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 115: D10203. DOI: 10.1029/ 2009JD013053.
- Pokharel M, Jie G, Liu, B, et al, 2019. Aerosol properties over Tibetan Plateau from a decade of AERONET measurements: baseline, types, and influencing factors [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124: 13, 357–13, 374. DOI: 10.1029/

2019JD031293.

象

- Prospero J, Landing W M, Schulz M, 2010. African dust deposition to Florida: Temporal and spatial variability and comparisons to models [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 115: D13304. DOI: 10. 1029/2009JD012773.
- Rangwala I, Miller J R, Xu M, 2009. Warming in the Tibetan Plateau: Possible influences of the changes in surface water vapor [J]. Geophysical Research Letters, 36(6): L06703. DOI: 10. 1029/2009GL037245.
- Sekiyama T T, Tanaka T Y, Shimizu A, et al, 2010. Data assimilation of CALIPSO aerosol observations [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 10(1): 39–49. DOI: 10.5194/acp-10-39-2010.
- Sugimoto S, Ueno K, 2010. Formation of mesoscale convective systems over the eastern Tibetan Plateau affected by plateau-scale heating contrasts [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 115: D16105. DOI: 10. 1029/2009JD013609.
- Sun J, Yang K, Guo W D, et al, 2020. Why has the Inner Tibetan Plateau become wetter since the mid-1990s?[J]. Journal of Climate, 33(19): 8507-8522. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0471. 1.
- Tegen I, 2003. Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system [J]. Quaternary Science Reviews, 22 (19): 1821–1834. DOI: 10.1016/S0277–3791(03)00163–X.
- Twomey S A, 1974. Pollution and the planetary albedo [J]. Atmospheric Environment, 8(12): 1251-1256. DOI: 10.1016/0004-6981(74)90004-3.
- Twomey S A, Piepgrass M, Wolfe T L, 1984. An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo [J]. Tellus B, 37B: 308–309. DOI: 10. 1111/j. 1600–0889. 1984. tb00254. x.
- Wang T H, Chen Y X, Gan Z W, et al, 2020a. Assessment of dominating aerosol properties and their long-term trend in the Pan-Third Pole region: A study with 10-year multi-sensor measurements [J]. Atmospheric Environment, 239: 117738. DOI: 10. 1016/j. atmosenv. 2020. 117738.
- Wang T H, Han Y, Huang J P, et al, 2020b. Climatology of dustforced radiative heating over the Tibetan Plateau and its surroundings [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 125: e2020JD032942. DOI: 10. 1029/2020JD032942.
- Wang T H, Tang J Y, Sum M X, et al, 2021. Identifying a transport mechanism of dust aerosols over South Asia to the Tibetan Plateau: A case study [J]. Science of the Total Environment, 758: 143714. DOI: 10. 1016/j. scitotenv. 2020. 143714.
- Wang J, Jian B D, Wang G Y, et al, 2021. Climatology of Cloud Phase, Cloud Radiative Effects and Precipitation Properties over the Tibetan Plateau[J]. Remote Sensing, 13(3): 363. DOI: 10. 3390/rs13030363.
- Wu G X, Zhang Y S, 1998. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China sea[J]. Monthly Weather Review, 126 (4) : 913–927. DOI: 10.1175/1520–0493(1998)1262. 0. CO; 2.
- Wu G X, Liu Y M, Dong B W, et al, 2012. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: I. Formation [J]. Climate Dynamics, 39 (5) : 1169–1181.

DOI: 10. 1007/s00382-012-1334-z.

- Xu X D, Miao Q J, Wang J Z, 2003. The water vapor transport model at the regional boundary during the Meiyu period[J]. Advances in atmospheric sciences, 20 (3): 333–342. DOI: 10.1007/ BF02690791.
- Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al, 2008a. World water tower: An atmospheric perspective [J]. Geophysical Research Letters, 35 (20): L20815. DOI: 10.1029/2008GL035867.
- Xu X D, Shi D, Wang X Y, et al, 2008b. Data analysis and numerical simulation of moisture source and transport associated with summer precipitation in the Yangtze River Valley over China[J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 100 (14) : 217–231. DOI: 10.1007/s00703–008–0305–8.
- Xu Y, Gao Y H, 2019. Quantification of evaporative sources of precipitation and its changes in the Southeastern Tibetan Plateau and middle Yangtze River Basin[J]. Atmosphere, 10(8): 428. DOI: 10. 3390/atmos10080428.
- Yan Y F, Liu Y M, Lu J H, 2016. Cloud vertical structure, precipitation, and cloud radiative effects over Tibetan Plateau and its neighboring regions [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121: 5864–5877. DOI: 10. 1002/2015JD024591.
- Yan H, Huang J P, He Y L, et al, 2020. Atmospheric water vapor budget and its long term trend over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 125: e2020JD03329 7. DOI: 10. 1029/2020JD033297.
- Yang K, Guo X F, He J, et al, 2011. On the climatology and trend of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: an experiments-supported revisit [J]. Journal of Climate, 24(5): 1525– 1541. DOI: 10.1175/2010JCLI3848. 1.
- Yang K, Ding B, Qin J, 2012. Can aerosol loading explain the solar dimming over the Tibetan Plateau [J]. Geophysical Research Letters, 39: L20710. DOI: 10. 1029/2012gl053733.
- Yang K, Lu H, Yue S Y, et al, 2017. Quantifying recent precipitation change and predicting lake expansion in the Inner Tibetan Plateau[J]. Climatic Change, 147(1): 149–163. DOI: 10.1007/ s10584-017-2127-5.
- Yu H, Chin M, Bian H, et al, 2015. Quantification of trans-Atlantic dust transport from seven-year (2007–2013) record of CALIPSO Lidar measurements [J]. Remote Sensing of Environment, 159: 232–249. DOI: 10. 1016/j. rse. 2014. 12. 010.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J, 2004. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by the Tibetan Plateau[J]. Journal of Climate, 17 (13) : 2702–2713. DOI: 10.1175/1520–0442 (2004)017<2702: ceotdc>2. 0. co; 2.
- Yumimoto K, Uno I, Sugimoto N, et al, 2008. Adjoint inversion modeling of Asian dust emission using lidar observations [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 8 (11) : 2869–2884. DOI: 10.5194/acp-8-2869–2008.
- Zhang C, 2020. Moisture source assessment and the varying characteristics for the Tibetan Plateau precipitation using TRMM[J]. Environmental Research Letters, 15: 104003. DOI: 10.1088/1748– 9326/abac78.

- Zhang J L, Reid J S, Westphal D L, et al, 2008. A system for operational aerosol optical depth data assimilation over global oceans[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 113: D10208. DOI: 10.1029/2007JD009065.
- Zhang H, Wang Z L, Wang Z Z, et al, 2012. Simulation of direct radiative forcing of aerosols and their effects on East Asian climate using an interactive AGCM-aerosol coupled system[J]. Climate Dynamics, 38(7): 1675–1693. DOI: 10.1007/s00382–011–1131–0.
- Zhu L P, Xie M P, Wu Y H, 2010. Quantitative analysis of lake area variations and the influence factors from 1971 to 2004 in the Nam Co basin of the Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 55 (13): 1294–1303. DOI: 10. 1007/s11434–010–0015–8.
- 陈葆德,梁萍,李跃清,2008. 青藏高原云的研究进展[J]. 高原山 地气象研究,28(1):66-67. DOI: 10. 3969/j. issn. 1674-2184. 2008.01.012.
- 陈少勇,董安详,2006. 青藏高原总云量的气候变化及其稳定性[J]. 干旱区研究,23(2):327-333.
- 陈光灿,李函璐,傅云飞,2021.利用 MODIS 和 CERES 遥感数据研 究青藏高原的云辐射强迫效应[J].高原气象,40(1):15-27. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00107.
- 陈勇航, 白鸿涛, 黄建平, 等, 2008. 西北典型地域云对地气系统的 辐射强迫研究[J]. 中国环境科学, 28(2): 97-101. DOI: 10. 3321/j. issn: 1000-6923. 2008. 02. 001.
- 傅云飞,李宏图,自勇,2007.TRMM卫星探测青藏高原谷底的降 水云结构个例分析[J].高原气象,26(1):98-106.
- 赫小红, 宋敏红, 周梓萱, 等, 2020. 夏季青藏高原空中云水资源的 时空特征分析[J]. 高原气象, 39(6): 1339-1347. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2019. 00135.
- 罗江鑫,吕世华,王婷,等,2020. 青藏高原积雪变化特征及其对土 壤水热传输的影响[J]. 高原气象,39(6):1144-1154. DOI: 10.7522/j. issn. 1000-0534. 2019. 00143.
- 刘奇,傅云飞,2007.夏季青藏高原潜热分布及其廓线特征[J].中 国科学技术大学学报,37(3):303-309.DOI:10.3969/j.issn. 0253-2778.2007.03.015.
- 刘瑞霞, 刘玉洁, 杜秉玉, 2002. 利用 ISCCP 资料分析青藏高原云 气候特征[J]. 南京气象学院学报, 25(2): 226-232. DOI: 10. 3969/j. issn. 1674-7097. 2002. 02. 013.
- 魏丽, 钟强, 1997. 青藏高原云的气候学特征[J]. 高原气象, 16 (1): 10-15.
- 王可丽,江灏,陈世强,2001. 青藏高原地区的总云量-地面观测、 卫星反演和同化资料的对比分析[J]. 高原气象,20(3): 252-257.
- 徐洪亮,常娟,郭林茂,等,2021. 青藏高原腹地多年冻土区活动层 水热过程对气候变化的响应[J]. 高原气象,40(2):229-243. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2020.00071.
- 姚檀栋,陈发虎,崔鹏,等,2017. 从青藏高原到第三极和泛第三极 [J]. 中国科学院院刊,32(9):923-931.
- 叶笃正,高由禧.1979. 青藏高原气象学[M]. 北京:科学出版社, 2-9.
- 曾钰婷,张宇,周可,等,2020. 青藏高原那曲地区夏季水汽来源及 输送特征分析[J]. 高原气象,39(3):467-476.DOI:10.7522/ j.issn.1000-0534.2019.00120.

# An Overview of the Aerosol and Cloud Properties and Water Vapor Budget over the Qinghai-Xizang Plateau

#### HUANG Jianping<sup>1</sup>, LIU Yuzhi<sup>2</sup>, WANG Tianhe<sup>2</sup>, YAN Horngru<sup>2</sup>, LI Jiming<sup>2</sup>, HE Yongli<sup>2</sup>

(1. Collaborative Innovation Center for Western Ecological Safety, Lanzhou 730000, Gansu, China;

2. Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract: Acting as the "Asian water tower", the Qinghai-Xizang Plateau (QXP) can significantly influence the East Asian and global climate. This paper introduces some preliminary results of the Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (Grant No. XDA2006010301). Focusing on the Pan Third Pole centered by the QXP, the dominant results include: (1) Dust, polluted dust, elevated smoke and polluted continental aerosols are the most important types over the Pan-Third Pole region. Among them, the dust emission and transport can significantly affect the atmospheric thermodynamic structure over the western QXP and the Qaidam Basin. (2) The occurrence frequency of supercooled water clouds and its role in adjusting the energy budget are greater than those of warm water clouds over the QXP. Precipitation is mainly produced by ice clouds and mixed phase clouds, especially in warm season. Although the QXP is warming and wetting, the water vapor arriving from outside the QXP could not effectively replenish the surface water storage, the water cycle over the eastern part of the QXP shows a weakening trend, while the one over the western part indicates opposite trend. (3) Due to the black carbon (BC), a weak South Asian Summer monsoon is induced, leading less water vapor transported from the Indian Ocean to the QXP. Besides, BC addition can induce an intensified East Asian Summer monsoon significantly, consequently, more water vapor is transported from the east of QXP. Overall, due to the BC, the net water vapor is positive over the QXP, implying a net import of water vapor from the surroundings to the QXP. The eastward movement of convective clouds polluted by dusts over the QXP can merge with the local cloud clustering, leading to an intensified precipitation in the Yangtze River Basin and North China. In general, aerosols can directly affect radiation, or indirectly change the macro and micro characteristics of clouds by acting as cloud condensation nuclei, or by affecting the thermal structure required for cloud formation, thereby further affecting the surface energy budget and atmospheric heating rate profile of QXP. And ultimately affect the circulation system and the water vapor budget of the plateau. Being some parts of the program, the research on above results is beneficial to reveal the physical mechanism of the QXP influencing the surrounding water cycle, to understand the mechanism of aerosol-cloud-interaction affecting the water cycle of TP. Additionally, it may provide some evidence and guidance for the improvement of the efficiency of air water resources development and utilization.

Key words: Qinghai-Xizang Plateau; aerosol; cloud; water vapor