气候变暖背景下青藏高原夏季水汽的长期变化趋势分析

俞静雯^{1,2}, 李清泉^{1,2*}, 丁一汇², 张杰^{1†}, 吴清源^{1,2}, 沈新勇^{1,3}

1. 南京信息工程大学, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044;

2. 国家气候中心, 气候研究开放实验室, 北京 100081;

3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 珠海 519082

* 通讯作者, E-mail: liqq@cma.gov.cn

† 通讯作者, E-mail: gs-zhangjie@163.com

收稿日期: 2021-04-01; 收修改稿日期: 2021-11-01; 接受日期: 2021-11-26; 网络版发表日期: 2022-01-13

第二次青藏高原综合科学考察研究项目(编号: 2019QZKK0208)、中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA20100304)、国家自然科学基金重大项目(批准号: 41790471)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2016YFA0602200)资助

摘要 文章使用1979~2019年观测和再分析资料, 分析了青藏高原(以下简称“高原”)水汽输送的长期变化特征, 评估了国际耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)的19个气候模式历史试验对高原夏季水汽输送的模拟效果, 并对高原水汽在四种排放情景下的未来变化趋势进行了预估. 结果表明, 高原夏季水汽含量和水汽净收支都呈现显著的增加趋势, 其水汽收支的变化趋势主要表现为水汽净收入的显著增加和东边界水汽支出的显著减少. 导致高原夏季东边界水汽支出显著减少的原因是贝加尔湖到蒙古高原上空的异常高压反气旋. CMIP6多模式集合可以较好地模拟出高原水汽净收支的变化特征. 预估结果显示, 到21世纪末, 高原整体水汽含量、水汽净收支以及降水量都呈现增加的趋势; 在SSP5-8.5情景下, 这三个变量在未来远期(2081~2100年)相对于当前时期(1991~2014年)分别增加47.99%、59.77%和18.59%. 高原北侧经向水汽输送的显著增强可能是导致高原增湿的主要原因.

关键词 青藏高原, 夏季, 水汽输送, 变化趋势, 未来预估

1 引言

高原是亚洲12条河流的发源地, 拥有除南北极外最大的储冰量(姚檀栋等, 2019), 因此被誉为“亚洲水塔”(汤秋鸿等, 2019), 复杂的海陆气相互作用使得该地区的水循环过程异常活跃(Xu等, 2008; 徐祥德等,

2014). 早在20世纪50~60年代, 叶笃正等(1957)提出高原夏季是一个巨大的热源, 其热力作用和大地形屏障作用对环流有重要的影响(Zhang等, 2017b, 2017c). 大气中的水汽含量主要受地理位置、海拔高度和大气环流的影响(张丁玲, 2013). 周顺武等(2011)的研究表明, 高原夏季水汽含量在空间分布上表现出随海拔高度增

中文引用格式: 俞静雯, 李清泉, 丁一汇, 张杰, 吴清源, 沈新勇. 2022. 气候变暖背景下青藏高原夏季水汽的长期变化趋势分析. 中国科学: 地球科学, 52(5): 942~954, doi: 10.1360/SSTe-2021-0083

英文引用格式: Yu J, Li Q, Ding Y, Zhang J, Wu Q, Shen X. 2022. Long-term trend of water vapor over the Tibetan Plateau in boreal summer under global warming. Science China Earth Sciences, 65(4): 662~674, <https://doi.org/10.1007/s11430-021-9874-0>

高而减少的特征, 高原夏季降水整体上呈现由东南自西北递减的分布形势, 二者在年际变化上几乎呈现同步变化的特征.

高原水汽输送的季节变化特征明显(周长艳等, 2005), 其中夏季向高原的水汽输送最为强烈. 大量研究表明, 在夏季控制高原不同区域水汽输送过程的环流有所不同(Yao等, 2013; Zhang等, 2019), 高原的西侧和北侧的水汽收支主要受西风带影响(施小英和施晓晖, 2008), 高原南侧的水汽收支主要受南亚夏季风(也称印度夏季风)影响(Chen等, 2012), 高原东侧的水汽收支既受西风带影响又受南亚夏季风影响(Sun和Wang, 2014). 高原夏季的主要水汽源地是印度洋、孟加拉湾和中纬度的欧亚大陆(Chen等, 2012; Yao等, 2013; Zhang等, 2017a). 热带印度洋海温变化会对高原及其周边地区的水汽输送产生影响, 中低纬度的大气运动之间存在着明显的动力联系(杨崧等, 2015; 胡晓明等, 2019). Zhou等(2019)研究了1979~2014年高原夏季水汽输送的变化趋势, 结果表明高原夏季的水汽净收入是增加的, 且高原的干湿与贝加尔湖附近的环流密切相关.

联合国政府间气候变化委员会(IPCC, 2007, 2013)报告指出, 全球平均气温在1880~2012年期间上升了 0.85°C . 高原增暖的幅度远大于其周边地区增暖的幅度(Qin等, 2009), 即使全球增暖出现“停滞(hiatus)”现象, 高原增暖的幅度却不断加大(郑然等, 2015; Duan和Xiao, 2015; Zhang等, 2015). 气温增暖的速率与海拔高度有关(Beniston, 2003), 胡琴等(2015)对高原地表气温进行了预估, 结果表明高原地表气温增加的速率为 $0.026^{\circ}\text{C a}^{-1}$, 且高海拔地区增温幅度较大. 同时, 全球变暖会导致全球水循环的加剧, Lavers等(2005)研究指出国际耦合模式比较计划第五阶段(CMIP5)模式预估全球整层积分水汽通量在未来远期会增强. CMIP6模式进一步提高了气候变化预估的准确性, 其模拟的比湿在中国南方、高原和印度地区的偏差较CMIP5模式有所减小; 其中CMIP6模式对高原比湿模拟能力的提升得益于其能够捕捉到该地区水汽的经向辐合特征(Keeble等, 2021; Dong和Dong, 2021).

水汽输送是“亚洲水塔”水资源分布特征及变化趋势的决定性因素之一(周天军等, 2019). 不仅如此, 在低层高原可以通过大地形的屏障作用将大量水汽“转运”到下游地区(苗秋菊等, 2005; 王霄等, 2009); 在中

层, 西风带将高原从低层抽吸的水汽输送到下游地区(Ye和Wu, 1998; Zhou和Wu, 2015), 从而影响这些地区的旱涝. 所以研究高原水汽变化不仅对理解高原及其周边地区作为“亚洲水塔”的特征及其变化有重要意义, 还对其下游地区天气气候的预报有重要意义(Curio等, 2015; Wang等, 2017). 虽然前人对于高原地区水汽及水汽输送的研究较多, 但大多都是对于其分布形势以及源地路径的分析, 对于其未来变化趋势尤其是高原水汽收支未来变化趋势的研究较少. 本文首先定量给出了近41年(1979~2019年)高原夏季四个精细化边界整层积分的水汽收支状况及其长期变化趋势, 与以往研究不同, 本文还对高原不同高度层的水汽收支状况和长期变化趋势进行了分析, 并通过对水汽输送和大气环流变化的研究解释了高原水汽收支变化的可能原因, 这有助于认识和理解“亚洲水塔”水汽输送结构(即高低层的源汇结构)以及其未来变化; 然后, 对19个CMIP6气候模式模拟结果进行检验评估; 最后对气候变暖影响“亚洲水塔”未来水汽(包含各边界水汽收支以及降水等)变化进行了定量的分析, 揭示了不同情景下高原水汽含量和水汽输送未来变化趋势和空间分布特征, 有助于了解和掌握高原作为“亚洲水塔”自身水汽条件的未来变化, 同时为预估高原水汽未来变化提供参考依据.

2 资料与方法

2.1 资料介绍

ERA5再分析资料是欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)的第五代气象数据集, 是最新的针对过去40~70年全球天气和气候的数据集(Hersbach等, 2020). 与ERA-Interim再分析资料(Dee等, 2011)相比, ERA5使用HadISST2(Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set)资料(Rayner等, 2003)重新处理了ECMWF的气候数据集(CDR), 且使用了RTTOV-11(Radiative Transfer model for Television Infrared Observation Satellite Operational Vertical sounder version 11)快速辐射传输模式(Saunders等, 2013), 使得数据时间分辨率更高. ERA5同化了更多的观测数据和卫星数据, 以更为准确地估计大气状况. 本文使用的ERA5再分析资料包括分辨率为 $1.0^{\circ}\times 1.0^{\circ}$ 的月平均比

湿、风场、地表面气压资料以及分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的月平均比湿、风场、地表面气压、位势高度资料. 本文还使用了CN05.1中国2400台站插值的月平均降水资料(吴佳和高学杰, 2013).

模式数据主要采用世界气候研究计划“耦合模拟工作组”组织的CMIP6中19个情景试验完善且变量较全的气候模式(“BCC-CSM2-MR”、“CAMS-CSM1-0”、“CanESM5”、“CNRM-CM6-1”、“CNRM-ESM2-1”、“EC-Earth3”、“EC-Earth3-Veg”、“FGOALS-f3-L”、“FGOALS-g3”、“GFDL-CM4”、“GFDL-ES-M4”、“INM-CM5-0”、“IPSL-CM6A-LR”、“MCM-UA-1-0”、“MIROC6”、“MIROC-ES2L”、“MRI-ESM2-0”、“NESM3”、“UKESM1-0-LL”)第一个集合成员(r1i1p1f)的历史模拟资料 and 情景模式比较计划中共享社会经济路径(Shared Socioeconomic Pathways, SSP)中SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5四个未来情景试验(O'Neill等, 2016)的比湿、风场、地表面气压、降水、2m气温等月平均资料. 历史试验是从CMIP6中工业革命前控制(piControl)试验的某个时间点启动, 在基于观测的、随时间变化的各种外强迫驱动下进行1850年以来的历史气候模拟. 该试验用来评估模式对气候变化的模拟能力, 包括气候变率的大小和百年尺度的趋势, 还被用来分析气候模式的辐射强迫和敏感性与观测记录的一致性(Eyring等, 2016). SSP描述了在没有气候变化或者气候政策影响下, 未来社会的可能发展, SSP1、SSP2、SSP3、SSP4和SSP5分别代表了该路径下可持续发展、中度发展、局部发展、不均衡发展和常规发展五种排放情景(van Vuuren等, 2011). 本文只分析了CMIP6模式在SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5四种排放情景下的未来预估试验结果.

2.2 水汽通量和水汽含量的计算方法

本文参考Trenberth(1991)的整层积分水汽通量计算方法:

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} q u dP, \quad (1)$$

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} q v dP, \quad (2)$$

式中, q 为比湿, u 和 v 分别为纬向和经向风, g 为地球重

力加速度, P 为大气气压, P_t 为大气层顶气压, P_s 为地表气压, 由于300hPa以上层次水汽含量很小(Xu等, 2008), 所以本文中 P_t 取300hPa.

水汽含量即为整个大气柱中水汽的重量, 能够反映整层气柱的水汽情况, 计算公式为

$$PWV = -\frac{1}{g} \int_{P_s}^{P_t} q dP, \quad (3)$$

式中, PWV 为大气水汽含量, 与整层积分水汽通量类似, P_t 取300hPa.

2.3 水汽收支的计算方法

将高原分为东、南、西和北四个边界, 分别计算各边界的水汽收支以及高原的水汽净收支. 各边界水汽收支:

$$VB(k) = \sum_{i=1}^{b(k)} (-1)^k Q_{ki} l_{ki}, \quad (4)$$

净收支:

$$VB_{total} = \sum_{k=1}^4 \sum_{i=1}^{b(k)} (-1)^k Q_{ki} l_{ki}, \quad (5)$$

式中, $k=1, 2, 3, 4$ 分别代表东边界、西边界、北边界和南边界. $VB(k)$ 和 VB_{total} 分别表示第 k 边界的水汽收支和水汽净收支. $b(k)$ 表示第 k 边界所分段的总数, $i=1, 2, \dots$, $b(k)$ 表示第 k 边界中的每一段. Q_{ki} 为第 k 边界中第 i 段上平均的整层积分水汽通量, l_{ki} 为第 k 边界中第 i 段的长度.

3 结果

3.1 近41年变化趋势分析

水汽输送作为大气水循环过程中的一个重要环节, 在海陆之间、高低纬地区之间的水分交换过程中扮演着重要的角色(孙博等, 2020). 由图1a可见, 高原南、西、北边界都是高原的水汽输入边界, 而东边界是高原的水汽输出边界. 高原的西侧处于中纬度西风带中, 从西边界进入高原的水汽大多源于陆地的河流湖泊(Zhang等, 2017a). 高原南侧有两条主要的水汽输送通道: 东边一条来自印度洋的暖湿气流经过孟加拉湾流入高原, 西边一条来自阿拉伯海地区的水汽从印度半岛进入高原(图1a).

图1 1979~2019年夏季高原及周边地区整层积分比湿和水汽通量(a)、高原各边界水汽收支(粗体数字)和长期变化趋势(细体数字)(b)、高原各边界水汽收支时间序列(c)和高原水汽净收支时间序列(d)

(a) 阴影为比湿, 单位: kg m^{-2} ; 矢量为水汽通量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$. (b)和(c)中蓝色、绿色、红色、紫色分别表示北边界、西边界、东边界、南边界; (c)和(d)中带点曲线分别表示水汽收支和净收支, 单位: 10^6kg s^{-1} ; 细直线和细体数字表示线性趋势, 单位: $10^6 \text{kg s}^{-1} \text{a}^{-1}$; *表示通过95%置信度的显著性检验

高原水汽含量的分布不仅与其自身的水系分布和海拔高度有关, 与外界的水汽输送也密切相关. 经高原南边界进入高原的水汽源于低纬度地区的海洋, 因此为暖湿型; 而经高原西边界进入高原的水汽主要源于中纬度地区, 还有一小部分水汽从欧亚大陆经高原北边界进入高原, 这部分起源于大陆的水汽大多为冷干型. 来自西、北边界的冷干型空气与来自南边界的暖湿型空气在高原东部地区相遇, 会激发对流不稳定, 有利于降水的发生. 图1a中的阴影表示水汽含量, 可以看到, 高原不同区域的干湿程度不同. 在夏季, 高原大气的水汽含量呈现自东南向西北递减的分布形势, 其南部边缘地区为水汽含量最高的地区, 这与陈丹等(2018)使用多种资料综合得出的结果一致.

本文根据国家科技基础条件平台——国家地球系统科学数据中心提供的高原边界数据(张铤锂等,

2014), 沿着高原边界刻画出高原的东、南、西、北四个边界(如图1b所示). 通过计算整层积分水汽通量, 得到近41年高原夏季各边界的水汽收支变化(图1c)以及高原水汽净收支变化(图1d)的时间序列. 近41年平均, 高原北、南、西边界的水汽收入分别为 12.81×10^6 、 60.39×10^6 、 $27.12 \times 10^6 \text{kg s}^{-1}$, 高原东边界的水汽支出为 $-31.66 \times 10^6 \text{kg s}^{-1}$, 高原的水汽净收入为 $68.66 \times 10^6 \text{kg s}^{-1}$. 其中, 南边界为高原水汽的主要输入边界, 东边界为高原水汽的主要输出边界.

从近41年夏季变化趋势上可以看到, 高原北边界的水汽收入和东边界的水汽支出呈显著的减少趋势(分别为 -0.16×10^6 和 $-0.44 \times 10^6 \text{kg s}^{-1} \text{a}^{-1}$); 而西边界和南边界水汽收入呈较弱的增加趋势(分别为 -0.065×10^6 和 $0.044 \times 10^6 \text{kg s}^{-1} \text{a}^{-1}$), 且都没有通过95%置信度的显著性检验. 因此, 高原夏季的水汽净收支

图2 1979–2019年夏季ERA5再分析的整层积分水汽通量和比湿的变化趋势

阴影为比湿, 单位: $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$; 矢量为水汽通量场, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{a}^{-1}$; 红色箭头以及打点区域表示通过95%置信度的显著性检验

为正, 且其水汽收入呈显著的增加趋势($0.385 \times 10^6 \text{kg s}^{-1} \text{a}^{-1}$).

结合高原水汽净收支和各边界水汽收支的变化情况, 发现近41年高原西、南边界水汽收入的增加趋势都不显著, 高原北边界的水汽收入显著减少, 而高原水汽净收入呈现显著的增加趋势, 所以高原东边界水汽支出的显著减少对高原整体水汽增加的贡献最大, 可以说高原东边界水汽支出的减少是近41年来高原夏季水汽净收入增加的决定性因素, 这与Zhou等(2019)研究得出的结果一致. 对高原夏季水汽含量和整层积分水汽通量的近41年变化趋势(图2)分析表明, 通过高原东边界的自东向西的水汽通量异常和通过高原北边界的自南向北的水汽通量异常均有所增加. 由图3可见, 影响高原夏季东边界水汽收支变化的主要环流系统是贝加尔湖上空的异常高压反气旋(图3c), 这也是环流场变化趋势(图3a)中最显著的异常环流系统; 影响高原夏季西边界和南边界水汽收支变化的主要环流系统是中亚上空的异常低压气旋(图3d, 3e); 影响高原夏季北边界水汽收支变化的主要环流系统是蒙古高原上空的异常低压气旋和中亚上空的异常高压反气旋(图3f). 贝加尔湖上空异常反气旋南部的异常东风有利于高原东边界水汽支出的减少, 西部的异常南风不利于高原北边界水汽收入的增加.

为探究高原水汽收支在不同高度层的分布和变

化, 分析了高原夏季平均各边界水汽收支及其净收支的垂直分布(图4a)以及其各层的变化趋势(图4b). 可以看到, 高原水汽净收入在600hPa最强, 在450hPa附近由水汽收入转为水汽支出, 且水汽净收入在450hPa及以下各层都呈显著增加趋势. 高原南边界和西边界几乎整层都为水汽收入, 并分别在500和450hPa左右达最强, 西边界水汽收入在300~400hPa呈显著增加趋势而南边界水汽收入增加趋势不显著; 高原北边界水汽收入较弱, 在500~600hPa高度层由水汽收入转变为水汽支出且水汽支出呈显著增加趋势. 高原东边界的水汽收支变化最为重要, 为强盛的水汽支出, 并在500hPa达最大值, 但其水汽支出呈显著减少趋势. 由此可见, 近41年高原夏季水汽净收支受东边界水汽收支影响最大.

从水汽含量的变化趋势(图2)上看, 高原大部分地区都为显著增湿的趋势, 尤其是西部的高海拔地区, 水汽含量增加的趋势更大; 高原东南部的河谷地区虽然也呈现增湿的趋势, 但是其水汽含量增加较为缓慢. 水汽通量的线性趋势表明, 高原北部的水汽收入以及高原东部的水汽支出都呈现显著的减少趋势, 高原南边界的水汽输入也略有增加. 由图4b可见, 400和500hPa水汽收支的变化趋势在各个边界都较为显著, 所以给出了这两个高度层水汽通量及比湿的变化趋势空间分布(图5a和5b). 结合图4b和图5, 高原西南侧的

图3 1979~2019年夏季ERA5再分析的500hPa风和位势高度的变化趋势(a), 以及水汽净收支(b)、东边界(c)、西边界(d)、南边界(e)和北边界(f)水汽收支回归500hPa风和位势高度的变化趋势

矢量为风场, 单位: $\text{m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{a}^{-1}$, 阴影为位势高度场, 单位: $\text{m} \text{a}^{-1}$, 蓝色箭头以及打点区域表示通过95%置信度的显著性检验, 绿色实线表示高原的范围

水汽收入在400和500hPa有显著的增加趋势。在400与500hPa上的主要差别在于400hPa高原西边界水汽收入的增加趋势较500hPa更加显著, 而高原南边界水汽收入的增加趋势相对500hPa较小, 结合图4a可以得出, 高原在中低层的水汽收入主要来源于南边界, 而高层的水汽收入主要来源于西边界。高原在500hPa增湿比在400hPa增湿更强, 但在两个高度层上, 高原的东南部及其邻近区域的水汽都呈显著的减少趋势。因此, 高原及其周边地区的水汽含量以及水汽通量的变化与高原各边界水汽收支有很好的对应关系。

综上所述, 近41年高原夏季水汽含量和水汽净收支都呈现显著增加的趋势, 高原不断增湿。下面将根据CMIP6预估试验的结果, 分析高原水汽输送的未来变化趋势。在此之前, 首先将CMIP6模式模拟的高原水汽输送与观测进行比较, 以检验模式的模拟性能。

3.2 模拟与观测比较

本文使用了CMIP6中情景试验完善、变量较全的19个气候数值模式1979~2014年的历史试验结果, 将19个模式集合整层积分水汽通量以及水汽含量与ERA5

图4 高原夏季平均各边界水汽收支和水汽净收支的垂直分布(a)以及其线性趋势(b)

(a) 单位: 10^6 kg s^{-1} ; (b) 单位: $10^6 \text{ kg s}^{-1} \text{ a}^{-1}$. (a)和(b)中的蓝色、绿色、红色、紫色分别表示北边界、西边界、东边界、南边界; 棕色表示净收支; (b)中的*表示该层的变化趋势通过95%置信度的显著性检验

图5 1979~2019年夏季400hPa(a)、500hPa(b)水汽输送和比湿的变化趋势

阴影表示比湿的变化趋势, 单位: $\text{g kg}^{-1} \text{ a}^{-1}$; 矢量表示水汽通量的变化趋势, 单位: $\text{g cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ a}^{-1}$; 红色箭头以及打点区域表示通过了95%置信度的显著性检验

再分析资料相应的结果进行对比. 为检验模式对高原水汽含量的模拟能力, 首先对比了19个模式集合与ERA5再分析的高原标准化水汽含量年循环(图略), 二者结果基本一致. 从模式模拟的水汽净收支相对于ERA5再分析结果的偏差百分比(图6)可以看到, 大多数模式模拟结果相对于ERA5结果偏小, 其中BCC-CSM2-MR、CAMS-CSM1-0、CanESM5、FGOALS-f3-L、GFDL-CM4、GFDL-ESM4、MRI-ESM2-0、NESM3和UKESM1-0-LL模式对于高原水汽净收支的模拟能力较好. 19个模式模拟的高原夏季水汽净收支偏差范围是 $-68.71\sim 20.60\%$, 多模式集合(MMEN)与ERA5结果之间的偏差较小(约为25%), 所以多模式集

合可以用来分析当前时期以及未来高原水汽输送及水汽含量的变化.

从图7a和7b可以看到, 多模式集合能够反映高原及其周边地区夏季水汽输送和水汽含量的主要分布特征. 从气候态上看, CMIP6模式对于高原及其周边地区水汽输送和水汽含量分布的模拟能力较强, 能够较好地模拟出夏季海洋向高原强大的水汽输送和高原各边界水汽收支的气候特征以及高原水汽含量自东南向西北递减的分布形势. 图7c和7d给出ERA5再分析和CMIP6模式模拟的高原及其周边地区水汽输送和水汽含量变化趋势. 由图可见, 多模式集合可以模拟出高原东边界水汽支出的显著减少(即异常水汽收入显著增

图 6 1979~2014年CMIP6模式模拟相对于ERA5再分析的高原夏季水汽净收支的偏差百分比(单位: %)

图 7 1979~2014年夏季整层积分比湿和整层积分水汽通量((a), (b))以及整层积分水汽通量的变化趋势和整层积分比湿的变化趋势((c), (d))

(a)和(c)是ERA5再分析结果, (b)和(d)是多模式集合结果. (a)和(b)中阴影为比湿, 单位: kg m^{-2} ; 矢量为水汽通量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$; (c)和(d)中阴影为比湿的变化趋势, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{a}^{-1}$; 矢量为水汽通量的变化趋势, 单位: $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$. (c)和(d)中的红色箭头和打点区域分别表示通过95%置信度的显著性检验

加)趋势以及西南边界水汽收入的增加趋势。从水汽含量的变化趋势上看,二者在高原地区的水汽含量都呈现显著的增加趋势。虽然CMIP6模式模拟高原周边地区尤其是高原北侧地区的水汽含量偏高,水汽输送变化趋势偏弱,但这对高原整体水汽收支变化趋势的模拟影响较小。

高原夏季水汽净收支与降水之间有较强的相关性。如图8所示,CMIP6模式模拟和ERA5再分析都显示了高原水汽净收支与降水主要呈正相关的相关关系,尤其是在高原南部二者都呈现显著的正相关,说明模式能较好地抓住夏季水汽收支与降水的关系。高原南部降水对高原总降水量的贡献最大,所以高原夏季水汽净收支对于高原的夏季降水具有重要的指示意义。此外,CMIP6模拟的高原夏季水汽净收支的逐年变化时间序列与ERA5再分析结果的相关系数达0.89,通过了95%的显著性检验(图略),表明CMIP6多模式集合可以用于预估未来高原夏季的水汽净收支。

综上,本节评估了CMIP6模式对高原及其周边地区夏季水汽输送、水汽含量以及降水的模拟能力,结果表明:与再分析资料相比,CMIP6多模式集合能够较好地抓住这些变量气候态的分布形势,尽管CMIP6模式模拟的高原东南侧水汽含量增加的趋势略偏强、水汽输送变化的趋势略偏弱(图7),但是对高原整体水汽净收支变化趋势的影响较小。

3.3 未来变化趋势预估

由以上分析可见,CMIP6模式总体上能够模拟出高原夏季水汽输送、水汽含量和降水的气候平均分布

特征及其变化趋势的基本特征。因此,利用19个模式在SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5四种排放情景下进行的预估试验结果,对2015~2099年高原夏季地区的水汽输送、水汽含量、水汽收支和降水量的未来变化进行预估。从高原及其周边地区夏季水汽输送和水汽含量变化趋势空间分布(图9)上可以看到,四种排放情景下高原南侧孟加拉湾、阿拉伯海以及低纬度海洋上空的水汽输送都呈现显著的增加趋势。高原地区整体水汽含量呈现增加的趋势。随着排放水平的增高,高原及其周边地区水汽含量及水汽输送通量的增加趋势更加显著。在SSP1-2.6低排放情景下,仅高原西侧和高原东北侧的水汽输送呈现显著的增加趋势,但是在高排放情景下高原西、南、北侧的水汽输送都呈现显著的增加趋势,东部水汽输送变化的趋势不明显。

由图10b和10c中高原气温和降水量的未来变化趋势可见,21世纪高原降水量和气温呈现增加的趋势。随着排放水平的增高,降水量和气温的增加趋势更显著。在四种排放情景下,降水量分别增加 2.8×10^{-3} 、 4.8×10^{-3} 、 7.0×10^{-3} 和 $9.6 \times 10^{-3} \text{ mm d}^{-1} \text{ a}^{-1}$;气温分别增加 1.1×10^{-2} 、 3.9×10^{-2} 、 5.2×10^{-2} 和 $6.7 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ (表1)。结合图9可知,导致高原夏季增湿的主要原因可能是高原及其周边地区纬向水汽输送以及高原北侧经向水汽输送的增强,致使更多的水汽由高原的西、北边界进入高原。在夏季,高原地区的水循环过程不仅能够实现自身的水汽补给,还能够为下游地区提供降水所需的水汽,故被称之为“亚洲水塔”。

本节主要对高原夏季水汽输送、水汽含量、水汽收支以及降水的未来变化特征进行了分析,高原的增

图8 1979~2014年ERA5再分析(a)和CMIP6多模式集合(b)资料计算的高原夏季水汽净收支与降水量之间的相关
打点区域表示通过了90%置信度的显著性检验

图 9 2015–2099 年高原夏季及其周边地区在四种排放情景下的整层积分水汽通量及整层积分比湿的变化趋势
打点区域和红色矢量表示通过 95% 置信度的显著性检验. 矢量为水汽通量, 单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{a}^{-1}$; 阴影为比湿, 单位: $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$

表 1 高原夏季水汽净收支、气温和降水的变化趋势^{a)}

	SSP1-2.6	SSP2-4.5	SSP3-7.0	SSP5-8.5
净收支($10^5 \text{kg s}^{-1} \text{a}^{-1}$)	0.27*	0.76*	1.14*	1.91*
气温(10^{-2}°C a^{-1})	1.1*	3.9*	5.2*	6.7*
降水($10^{-3} \text{mm d}^{-1} \text{a}^{-1}$)	2.8*	4.8*	7.0*	9.6*

a) *表示通过 95% 置信度的显著性检验

湿以及降水量的增加与外界对其水汽输送的增强密切相关, 所以研究水汽输送的变化对研究高原作为“亚洲

水塔”的自身水汽条件有重要的意义, 对高原降水的预报也有重要的指示作用.

表 2 未来不同时期相对于当前时期高原夏季水汽净收支变化百分比(单位: %)

情景	未来近期(2021~2040年)	未来中期(2041~2060年)	未来远期(2080~2099年)
SSP1-2.6	20.78	24.09	21.45
SSP2-4.5	13.93	21.24	31.10
SSP3-7.0	5.52	13.48	32.35
SSP5-8.5	16.78	30.51	59.77

图 10 1979~2099年高原夏季水汽净收支(a)、区域平均降水(b)和2m气温(c)异常的时间序列

(a) 单位: 10^6 kg s^{-1} ; (b) 单位: mm d^{-1} ; (c) 单位: $^{\circ}\text{C}$. 相对于1995~2014年平均值; 黑色线表示历史试验, 蓝色、绿色、紫色和红色线分别对应于SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5情景; 阴影表示多模式集合成员25~75%范围

4 结论与讨论

本文通过使用近41年的观测和ERA5再分析资料对高原水汽输送的长期变化趋势进行了系统的分析, 并利用CMIP6的19个模式在四种排放情景试验中的结果对高原水汽未来变化趋势进行了预估, 得到如下主

要结论.

(1) 近41年高原夏季水汽含量和水汽净收支都呈现显著的增加趋势. 水汽收支的变化趋势主要表现为高原东边界水汽支出的显著减少, 但高原水汽输送在各层上的变化趋势有差异. 导致高原东边界水汽支出显著减少的主要原因是贝加尔湖到蒙古高原上空的异常高压反气旋环流.

(2) CMIP6模式可以较好地模拟出高原及其周边地区夏季水汽输送、水汽含量以及降水的气候态分布特征. 尽管与ERA5再分析结果相比, CMIP6模式对水汽输送和水汽含量变化趋势的模拟存在一定的偏差, 但对高原整体水汽净收支变化的模拟影响较小, 且能够模拟出高原东边界水汽支出的显著减少. 因此CMIP6模式结果可以用于预估高原夏季水汽输送未来趋势.

(3) 根据CMIP6模式的预估结果, 未来高原整体水汽含量、水汽净收支、降水量和气温都呈现增加的趋势, 气候变暖对于高原水汽输送有较大的影响, 会增加高原的湿度, 增强外界向高原的水汽输送. 高原地区纬向水汽输送和高原北侧经向水汽输送的显著增强, 可能是导致高原增湿的主要原因.

在气候变暖背景下, 高原的增湿以及降水量的增加与外界对其水汽输送的增强密切相关, 所以研究高原水汽输送的变化对研究高原作为“亚洲水塔”的自身水汽条件有重要的意义, 对高原降水的预报也有重要的指示作用. 由于影响高原水汽输送变化的因子较多, 物理过程也较为复杂, 本文主要探讨了高原夏季水汽输送的气候特征和长期变化趋势, 对于水汽输送变化的机理有待于今后进一步研究.

参考文献

陈丹, 周长艳, 邓梦雨. 2018. 利用多种再分析资料对比分析青藏高原夏季大气水汽含量变化情况. 高原山地气象研究, 38: 1-6

- 胡琴, 姜大膀, 范广洲. 2015. 青藏高原未来气候变化预估: CMIP5 模式结果. *大气科学*, 39: 260–270
- 胡晓明, 蔡鸣, 杨崧, Sejas S A. 2019. 大气温度反馈的机理及其对全球增暖的贡献. *中国科学: 地球科学*, 49: 468–486
- 苗秋菊, 徐祥德, 张胜军. 2005. 长江流域水汽收支与高原水汽输送分量“转换”特征. *气象学报*, 63: 93–99
- 施小英, 施晓晖. 2008. 夏季青藏高原东南部水汽收支气候特征及其影响. *应用气象学报*, 19: 41–46
- 孙博, 王会军, 周波涛, 李惠心, 朱宝艳. 2020. 中国水汽输送年际和年代际变化研究进展. *水科学进展*, 31: 644–653
- 汤秋鸿, 兰措, 苏凤阁, 刘星才, 孙赫, 丁劲, 王磊, 冷国勇, 张永强, 桑燕芳, 方海燕, 张士锋, 韩冬梅, 刘小莽, 贺莉, 徐锡蒙, 唐寅, Chen D L. 2019. 青藏高原原河川径流变化及其影响研究进展. *科学通报*, 64: 2807–2821
- 王霄, 巩远发, 岑思弦. 2009. 夏半年青藏高原“湿池”的水汽分布及水汽输送特征. *地理学报*, 64: 602–608
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比. *地球物理学报*, 56: 1102–1111
- 徐祥德, 赵天良, Lu C G, 施晓晖. 2014. 青藏高原大气水分循环特征. *气象学报*, 72: 1079–1095
- 杨崧, 邓开强, Ting M F, 胡春迪. 2015. 大气能量传播及不同纬度间大气相互作用的研究进展. *气象学报*, 73: 999–1018
- 姚檀栋, 郭剑光, 徐柏青, 王伟财, 高晶, 安宝晟. 2019. “亚洲水塔”变化与影响. *中国科学院院刊*, 34: 1203–1209
- 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的热量平衡. *气象学报*, 28: 108–121
- 张丁玲. 2013. 青藏高原水资源时空变化特征的研究. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学. 1–165
- 张镱锂, 李炳元, 郑度. 2014. 青藏高原范围与界线地理信息系统数据. *全球变化数据仓储电子杂志(中英文)*, <https://doi.org/10.3974/geodb.2014.01.12.V1>
- 郑然, 李栋梁, 蒋元春. 2015. 全球变暖背景下青藏高原气温变化的新特征. *高原气象*, 34: 1531–1539
- 周长艳, 李跃清, 李薇, 陈隆勋. 2005. 青藏高原东部及邻近地区水汽输送的气候特征. *高原气象*, 24: 880–888
- 周顺武, 吴萍, 王传辉, 韩军彩. 2011. 青藏高原夏季上空水汽含量演变特征及其与降水的关系. *地理学报*, 66: 1466–1478
- 周天军, 高晶, 赵寅, 张丽霞, 张文霞. 2019. 影响“亚洲水塔”的水汽输送过程. *中国科学院院刊*, 34: 1210–1219
- Beniston M. 2003. Climatic change in mountain regions: A review of possible impacts. *Clim Change*, 59: 5–31
- Chen B, Xu X D, Yang S, Zhang W. 2012. On the origin and destination of atmospheric moisture and air mass over the Tibetan Plateau. *Theor Appl Climatol*, 110: 423–435
- Curio J, Maussion F, Scherer D. 2015. A 12-year high-resolution climatology of atmospheric water transport over the Tibetan Plateau. *Earth Syst Dyn*, 6: 109–124
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda M A, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars A C M, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer A J, Haimberger L, Healy S B, Hersbach H, Hólm E V, Isaksen I, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally A P, Monge-Sanz B M, Morcrette J J, Park B K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut J N, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc*, 137: 553–597
- Dong T Y, Dong W J. 2021. Evaluation of extreme precipitation over Asia in CMIP6 models. *Clim Dyn*, 57: 1751–1769
- Duan A M, Xiao Z X. 2015. Does the climate warming hiatus exist over the Tibetan Plateau? *Sci Rep*, 5: 13711
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, Senior C A, Stevens B, Stouffer R J, Taylor K E. 2016. Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci Model Dev*, 9: 1937–1958
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Hirahara S, Horányi A, Muñoz-Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Schepers D, Simmons A, Soci C, Abdalla S, Abellan X, Balsamo G, Bechtold P, Biavati G, Bidlot J, Bonavita M, Chiara G, Dahlgren P, Dee D, Diamantakis M, Dragani R, Flemming J, Forbes R, Fuentes M, Geer A, Haimberger L, Healy S, Hogan R J, Hólm E, Janisková M, Keeley S, Laloyaux P, Lopez P, Lupu C, Radnoti G, Rosnay P, Rozum I, Vamborg F, Villaume S, Thépaut J N. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Q J R Meteorol Soc*, 146: 1999–2049
- IPCC. 2007. Summary for Policy makers of Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University
- Keeble J, Hassler B, Banerjee A, Checa-Garcia R, Chiodo G, Davis S, Eyring V, Griffiths P T, Morgenstern O, Nowack P, Zeng G, Zhang J, Bodeker G, Burrows S, Cameron-Smith P, Cugnet D, Danek C, Deushi M, Horowitz L W, Kubin A, Li L, Lohmann G, Michou M, Mills M J, Nabat P, Olivie D, Park S, Seland Ø, Stoll J, Wieners K H, Wu T. 2021. Evaluating stratospheric ozone and water vapour changes in CMIP6 models from 1850 to 2100. *Atmos Chem Phys*, 21: 5015–5061
- Lavers D A, Ralph F M, Waliser D E, Gershunov A, Dettinger M D. 2005. Climate change intensification of horizontal water vapor transport in CMIP5. *Geophys Res Lett*, 42: 5617–5625
- O'Neill B C, Tebaldi C, van Vuuren D P, Eyring V, Friedlingstein P, Hurtt G, Knutti R, Kriegler E, Lamarque J F, Lowe J, Meehl G A,

- Moss R, Riahi K, Sanderson B M. 2016. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geosci Model Dev*, 9: 3461–3482
- Qin J, Yang K, Liang S L, Guo X F. 2009. The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau. *Clim Change*, 97: 321–327
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, Folland C K, Alexander L V, Rowell D P, Kent E C, Kaplan A. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res*, 108: 4407
- Saunders R, Hocking J, Rundle D, Rayer P, Matricardi M, Geer A, Lupu C, Brunel P, Vidot J. 2013. RTTOV-11: Science and validation report. NWP-SAF report. Met Office, UK
- Sun B, Wang H J. 2014. Moisture sources of semiarid grassland in China using the Lagrangian particle model FLEXPART. *J Clim*, 27: 2457–2474
- Trenberth K E. 1991. Climate diagnostics from global analyses: Conservation of mass in ECMWF analyses. *J Clim*, 4: 707–722
- van Vuuren D P, Riahi K, Moss R, Edmonds J, Thomson A, Nakicenovic N, Kram T, Berkhout F, Swart R, Janetos A, Rose S K, Arnell N. 2011. A proposal for a new scenario framework to support research and assessment in different climate research communities. *Glob Environ Change*, 22: 21–35
- Wang Z Q, Duan A M, Yang S, Ullah K. 2017. Atmospheric moisture budget and its regulation on the variability of summer precipitation over the Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Atmos*, 122: 614–630
- Xu X D, Lu C G, Shi X H, Gao S T. 2008. World water tower: An atmospheric perspective. *Geophys Res Lett*, 35: L20815
- Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J, Yu W S, Yang X X, Risi C, Sturm C, Werner M, Zhao H B, He Y, Ren W, Tian L D, Shi C M, Hou S G. 2013. A review of climatic controls on $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. *Rev Geophys*, 51: 525–548
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteorol Atmos Phys*, 67: 181–198
- Zhang C, Tang Q H, Chen D L. 2017a. Recent changes in the moisture source of precipitation over the Tibetan Plateau. *J Clim*, 30: 1807–1819
- Zhang C, Tang Q H, Chen D L, van der Ent R J, Liu X C, Li W H, Haile G G. 2019. Moisture source changes contributed to different precipitation changes over the northern and southern Tibetan Plateau. *J Hydrometeorol*, 20: 217–229
- Zhang J, Gao S Y, Chen H S, Yu J H, Tang Q. 2015. Retrieval of the land surface-air temperature difference from high spatial resolution satellite observations over complex surfaces in the Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Atmos*, 120: 8065–8079
- Zhang J, Jiang Y C, Chen H S, Wu Z W. 2017b. Double-mode adjustment of Tibetan Plateau heating to the summer circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere. *Int J Climatol*, 38: 663–676
- Zhang J, Tang Q, Chen H S, Liu S M. 2017c. Northward shift in circulation system over the Asian mid-latitudes linked to an increasing heating anomaly over the northern Tibetan Plateau during the past two decades. *Int J Climatol*, 37: 834–848
- Zhou C Y, Zhao P, Chen J M. 2019. The interdecadal change of summer water vapor over the Tibetan Plateau and associated mechanisms. *J Clim*, 32: 4103–4119
- Zhou L T, Wu R. 2015. Interdecadal variability of winter precipitation in Northwest China and its association with the North Atlantic SST change. *Int J Climatol*, 35: 1172–1179

(责任编辑: 陈文)