科学通报 2020 年 第 65 卷 第 1 期: 91 ~ 104
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

第三极西风和季风主导流域源区降水呈现不同梯度特征

孙赫[1,2], 苏凤阁[1,2,3*], 黄敬恒[1,2], 姚檀栋[1,2,3], 罗毅[4], Deliang Chen[5]

1. 中国科学院青藏高原研究所, 中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;
2. 中国科学院大学, 北京 100101;
3. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;
4. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;
5. Regional Climate Group, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, Gothenburg 40530, Sweden

* 联系人, E-mail: fgsu@itpcas.ac.cn

2019-09-05 收稿, 2019-11-23 修回, 2019-11-25 接受, 2019-12-25 网络版发表
第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0201)、国家自然科学基金(91747201, 41871057)和中国科学院A类战略性先导科技专项(XDA20060202)资助

摘要 利用位于第三极东南部受季风主导的长江、黄河、澜沧江、怒江上游和雅鲁藏布江流域, 以及位于西部受西风主导的叶尔羌河、印度河、阿姆河和锡尔河上游流域源区256个气象站的降水数据, 分析了各流域降水随海拔变化的梯度关系; 基于ERA5数据, 通过分析水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度与各流域内海拔的变化关系, 探讨了不同气候系统主导的流域呈现不同梯度特征的原因; 通过水文模型模拟径流反向验证降水梯度校正方法在推算高海拔山区降水时的可行性. 结果表明: (1) 位于季风区的长江上游、黄河上游、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江流域降水随海拔增加而降低(17~128 mm/100 m), 地形效应仅在小尺度呈现; 西风主导的叶尔羌河、印度河、阿姆河和锡尔河上游流域降水随海拔增加而增加(5~64 mm/100 m), 地形效应明显. (2) ERA5与气象站观测降水数据在不同流域源区表现出一致的降水梯度特征. 季风区流域降水随海拔增加而减少, 主要由水汽含量随海拔增加而减少所致, 地形效应在局地尺度依然有所反映; 西风区流域降水随海拔增加而增加, 主要受抬升凝结高度降低和对流有效势能增加的影响. (3) 陆面水文模型反向验证结果表明, 在降水地形效应明显的流域, 对低海拔站点降水进行地形校正是提高通过降水变率推算高海拔区域降水可靠性、提高水文模拟精度的一个有效途径. 研究结果对第三极流域高海拔山区降水数据的地形校正有参考价值; 对第二次青藏高原综合科学考察中降水观测的选点有指导意义.

关键词 降水梯度, 地形效应, 西风季风, 第三极, 青藏高原

以青藏高原为核心的第三极地区是长江、黄河、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江、印度河、阿姆河、锡尔河和塔里木河等主要大江大河的发源地, 为下游20多亿人口提供水安全, 同时也是地球上两大环流——季风和西风交汇碰撞并严重影响人类生存环境的区域[1]. 目前, 第三极环境正在发生重大变化, 西风和印度季风相互作用是触发其变化的动力源[1]. 近50年来, 第三极地区升温速率超过全球同期平均升温率的2倍[2,3], 冰川退缩[4,5]、积雪减少[6]、冻土退化[7]、冰湖溃决[8], 对第三极地区水循环过程、河流径流量及其时空分布产生很大影响.

陆面水文模型是理解水文机制和开展水资源预测

引用格式: 孙赫, 苏凤阁, 黄敬恒, 等. 第三极西风和季风主导流域源区降水呈现不同梯度特征. 科学通报, 2020, 65: 91–104
Sun H, Su F G, Huang J H, et al. Contrasting precipitation gradient characteristics between westerlies and monsoon dominated upstream river basins in the Third Pole (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 91–104, doi: 10.1360/TB-2019-0491

© 2019《中国科学》杂志社

必不可少的工具. 降水是水循环的关键组成部分[9], 也是模拟水文过程的重要输入. 模型输出结果的可靠性依赖于降水等气象输入的准确性. 由于第三极地区海拔高、地形复杂, 长时间序列的气象观测站点稀少且主要集中在东部低海拔地区(图1). 受高海拔地区风吹雪等因素的影响, 将数量有限的气象观测站数据从低海拔插值到高海拔时, 显著低估了高海拔地区的实际降水[10~13], 导致水文模型模拟径流低估实测径流[14]. 卫星遥感降水数据和再分析降水数据产品在同一流域的时空分布上表现出较大差异, 驱动水文模型的结果亦表现出较大不确定性[15~18].

受高海拔山区气温和迎风坡地形抬升影响, 海拔变化直接影响着降水的分布[11,12,19~25]. 一些研究通过降水和海拔的梯度关系将位于低海拔地区气象站观测的降水数据推算到高海拔区域[11,20,25,26], 驱动水文模型模拟流域径流变化[25,27]. 例如, Dahri等人[20]利用站点实测降水和海拔的梯度关系校正了印度河上游各子流域降水, 获取了1998~2012年的多年平均降水空间分布特征; Kan等人[11]在叶尔羌上游流域沿不同海拔断面布设18个雨量筒和7个自动气象站, 通过地形校正成功刻画了流域降水的时空分布特征并显著改善了水文模拟精度. 研究表明, 利用降水梯度将低海拔观测数据插值到高海拔区域, 是弥补高海拔区域降水观测数据稀缺的有效且广泛采用的方法.

然而, 第三极地区气象观测站点分布不均, 尤其是西部地区站点稀少且所处海拔较低, 通过降水梯度推算高海拔山区降水存在较大不确定性. 同时, 第三极地区地形复杂, 高原热力作用、大尺度环流及高原局部环流等机制并存, 降水的地形效应在不同地区也有所变化[12,27,28]. 因此, 西风-季风作用下第三极流域源区降水和地形的关系及其影响机制是什么, 是否可以通过降水梯度校正来提高推算的高海拔区域降水的可靠性, 从而满足流域水文模拟的精度需求? 这些问题还有待进一步探索. 一些研究尝试在流域的高海拔区域增设观测点, 并与现有国家级气象站数据整合, 通过实测降水数据回答降水随海拔变化规律问题. 例如, Dahri等人[20]整合印度河上游流域59个覆盖高程范围1000~6000 m的气象站点降水数据、新增降水观测数据, 及其国家级降水观测站数据; Kan等人[11]依托中国科学院慕士塔格西风带环境综合观测研究站已于2013年在叶尔羌河上游布设了18套海拔范围为3000~5000 m的雨量筒; 本课题组于2017年在雅鲁藏布江流域布设了覆盖海拔范围3500~5200 m的12套雨量筒, 并与流域内国家气象站降水数据和水文站降水数据集成.

本研究基于第三极地区9个流域(长江、黄河、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江、印度河、阿姆河、锡尔河和叶尔羌河)上游地区的256个国家级气象站点降水观测数据(图1)和科学研究增设站点的观测数据, 分析位于西风区和季风区流域源区的降水梯度特征. 基于欧洲中期天气预报中心(ECWMF)最近发布的ERA5数据, 通过分析水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度等因素对降水梯度特征的影响, 探讨不同环流系统主导的流域呈现出不同降水梯度特征的原因, 并通过水文模拟反向验证经过梯度校正降水的可靠性.

1 研究区与数据来源

1.1 研究区概况

以青藏高原为核心的第三极地区西起帕米尔高原和兴都库什地区, 东到横断山脉, 北起昆仑山和祁连山, 南至喜马拉雅山, 面积为500多万km^2, 平均海拔超过4000 m[29]. 本研究以第三极地区9条河流源区为研究区——发源于青藏高原的长江、黄河、澜沧江、怒江、印度河和叶尔羌河上游和雅鲁藏布江, 发源于帕米尔高原和西天山的阿姆河和锡尔河出山口以上流域(图1). 这9条河流源区总面积约127.7×10^4 km^2, 占第三极地区25.6%, 平均海拔3735 m. 长江、黄河、澜沧江、怒江上游和雅鲁藏布江流域位于季风主导的青藏高原东南部, 年均降水量350~550 mm, 70%~90%集中在夏季(图2(a)~(e), 表1), 海拔分布在4000~5000 m(图3(a)~(e)). 印度河、叶尔羌河、阿姆河和锡尔河上游位于西风主导的青藏高原西部, 年均降水量270~420 mm(表1); 印度河、阿姆河和锡尔河上游流域, 70%~90%的年降水量集中在冬春季(图2(f)~(i), 表1), 叶尔羌河上游流域65%集中在4~8月(图2(i), 表1). 印度河和叶尔羌河上游流域海拔分布在4000~6000 m(图3(f), (i)), 阿姆河和锡尔河上游流域分布在海拔4000 m以下(图3(g), (h)).

前述9条河流源区冰川总面积为4.05×10^4 km^2, 占第三极地区面积的1.09%; 积雪总面积为34.8×10^4 km^2, 占9.37%. 长江、黄河、澜沧江和怒江上游及雅鲁藏布江源区冰川占比为0.1%~1.5%, 积雪占比为15.4%~27.3%, 其中怒江上游和雅鲁藏布江源区冰雪占比最

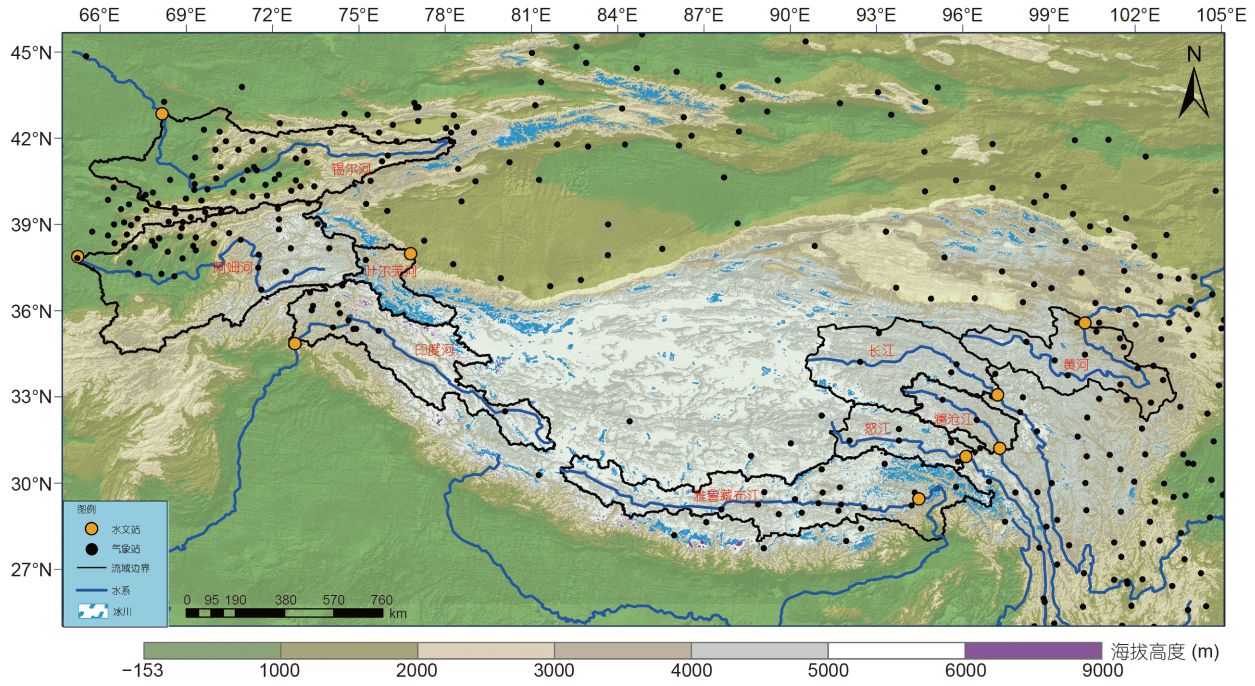


图 1 第三极9条河流源区流域位置、地形及水文气象站分布
Figure 1 Location, topography, and distribution of meteorological and hydrological stations in nine upstream basins of the Third Pole

高(表1). 印度河、叶尔羌河、阿姆河和锡尔河上游流域冰川占比为0.9%~11.9%, 积雪占比为33%~37%, 叶尔羌河和印度河冰雪占比最高(表1).

1.2 数据来源

本研究收集整合了长江、黄河、澜沧江、怒江、印度河、阿姆河、锡尔河和叶尔羌河上游及雅鲁藏布江流域256个气象观测站的降水数据. 中国境内观测的数据均来自中国气象科学数据共享服务网(http://data.cma.cn/)的中国地面气候资料日值数据集(V3.0)和西藏自治区水文水资源勘测局提供的雨量筒数据, 均经过数据质量检测与控制(http://data.cma.cn/data/cdcdetail/dataCode/SURF_CLI_CHN_MUL_DAY_V3.0.html). 境外数据来自NCDC国际气候数据中心(https://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/), 均得到气象业务部门的质量控制, 并已在相关学术期刊发表[20]. 长江、黄河、澜沧江和怒江上游流域内共有24个国家气象站(1961~2016年), 雅鲁藏布江流域内共有16个国家气象站(1961~2016年)和74个雨量筒(2014~2016年). 其中, 雨量筒观测降水数据来自中国科学院青藏高原研究所和西藏自治区水文水资源勘测局, 覆盖海拔2700~5000 m. 由于来自西藏自治区水文水资源勘测局的62个雨量筒的降水数据时段为2014~2016年, 来自中国科学院青藏高原研究所的12个雨量筒的降水数据时段为2017~2018年, 因此雅鲁藏布江降水梯度分析仅采用16个国家站和西藏自治区水文水资源勘测局62个雨量筒的2014~2016年降水数据.

叶尔羌河上游内共有1个国家气象站, 2个国家水文站, 自行架设的18个雨量筒以及7个自动气象站. 为保持数据时段一致, 选取了这28个站点2014~2015年平均降水数据[11]. 印度河上游流域59个气象站点的1998~2012年均降水数据来自Dahri等人[20]. 阿姆河、锡尔河上游流域共有67个气象站点, 但由于这些站点多为苏联时期架设且于20世纪90年代后停止采集数据, 因此本研究采用了流域内47个具有完整的长时间序列站点的1951~1990年的降水数据(https://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/).

为探讨造成不同源区降水梯度特征差异的原因, 选取欧洲中期天气预报中心(ECWMF)发布的ERA5 1981~2016年0.25°×0.25°逐月降水、水汽总量(total column water vapor, TCWV, kg m^{-2})、对流有效势能(convective available potential energy, CAPE, J kg^{-1})、2 m气温和2 m露点气温数据(https://cds.climate.copernicus.eu)[31], 以及通过2 m气温和2 m露点气温数据计算出的

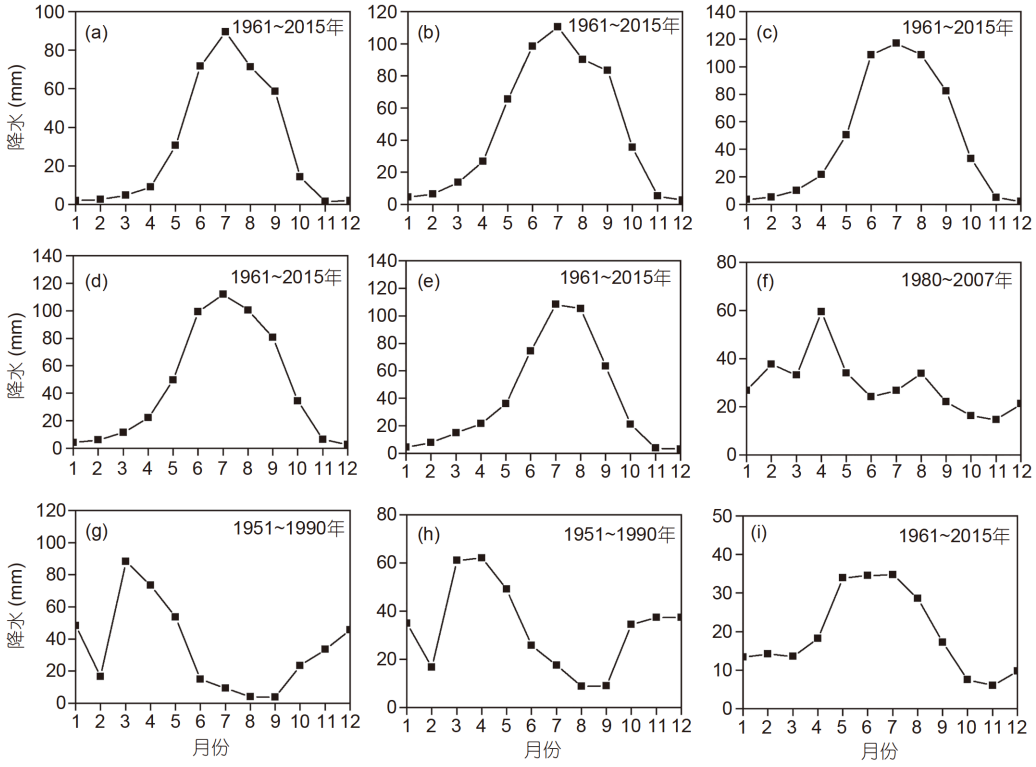


图 2 第三极9条河流源区流域降水季节分配. (a) 长江上游; (b) 黄河上游; (c) 澜沧江上游; (d) 怒江上游; (e) 雅鲁藏布江; (f) 印度河上游; (g) 阿姆河上游; (h) 锡尔河上游; (i) 叶尔羌河上游

Figure 2 Mean annual cycle of precipitation in nine upstream basins of the Third Pole. (a) Upper Yangtze basin; (b) upper Yellow basin; (c) upper Lancang basin; (d) upper Nujiang basin; (e) Yarlung Zangbo basin; (f) upper Indus basin; (g) upper Amu Darya; (h) upper Syr Darya; (i) upper Yarkant basin

表 1 第三极9条河流源区的基本信息

Table 1 Information of nine upstream basins in the Third Pole

		长江	黄河	澜沧江	怒江	雅鲁藏布江	叶尔羌河	印度河	锡尔河	阿姆河
水文站		直门达	唐乃亥	昌都	嘉玉桥	奴下	卡群	Besham	Chardara	KERKI
地理位置	纬度(°N)	33.02	35.30	31.11	30.51	29.27	37.98	34.92	41.24	37.83
	经度(°E)	97.13	100.09	97.11	96.12	94.34	76.90	72.88	67.97	65.25
流域面积(km^2)		137704	121972	53800	67740	201200	46704	162896	200300	284800
平均海拔(m)		4881	4464	4489	4798	4913	1450	4323	1769	2532
年均降水(mm)[a)]		358	544	549	530	470	276	351	395	416
降水时段(年)		1961~2015	1961~2015	1961~2015	1961~2015	1961~2015	1961~2015	1980~2007	1951~1990	1951~1990
年均径流(m^3/s)[b)]		416	645	473	678	1888	213	2412	531	1556
径流时段(年)		1961~2011	1961~2013	1961~2000	1980~1985	1961~2015	1961~2014	1969~2013	1981~2016	1959~1989
冰川面积(km^2)[c)]		1062	103	151	839	2941	4329	19425	1864	9786
冰川占比(%)		0.8	0.1	0.3	1.2	1.5	9.3	11.9	0.9	3.4
积雪面积(km^2)[d)]		22694	20003	10448	18500	31065	15753	57942	66099	105376
积雪占比(%)		16.5	16.4	19.4	27.3	15.4	33.7	35.6	33.0	37.0

a) 长江、黄河、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江降水数据源自国家气象站数据; 印度河、阿姆河和锡尔河降水数据源自NCDC国际气候数据中心; 叶尔羌河降水数据源自 Kan等人[11]; b) 径流数据源自青海和西藏水文局; c) 长江、黄河、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江和叶尔羌河流域冰川数据来自2013年的Tibetan Plateau Glacier Data[30], http://www.tpedatabase.cn; 印度河、锡尔河和阿姆河流域冰川数据来自The Randolph Glacier Inventory V6.0, http://www.glims.org/RGI/; d) 积雪数据来自2001~2014年的The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)10C2数据, https://nsidc.org/data

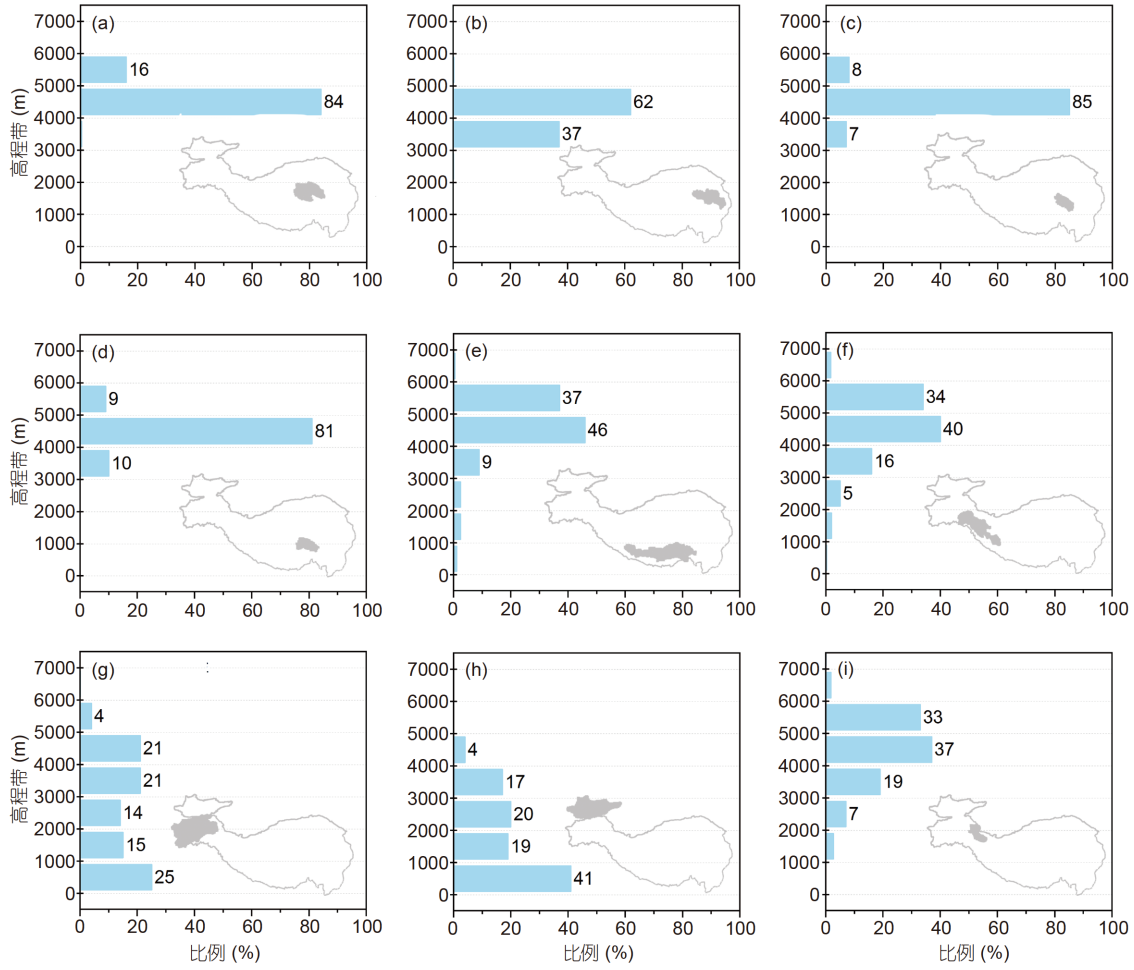


图 3 (网络版彩色)第三极9条河流源区流域高程带分布. (a) 长江上游; (b) 黄河上游; (c) 澜沧江上游; (d) 怒江上游; (e) 雅鲁藏布江; (f) 印度河上游; (g) 阿姆河上游; (h) 锡尔河上游; (i) 叶尔羌河上游

Figure 3 (Color online) Percentages of each elevation band in nine upstream basins of the Third Pole. (a) Upper Yangtze basin; (b) upper Yellow basin; (c) upper Lancang basin; (d) upper Nujiang basin; (e) Yarlung Zangbo basin; (f) upper Indus basin; (g) upper Amu Darya; (h) upper Syr Darya; (i) upper Yarkant basin

抬升凝结高度(lifting condensation level, LCL, m)数据(抬升凝结高度=(2 m气温−2 m露点气温)×125)[32]. 水汽总量、对流有效势能和抬升凝结高度这3个变量分别代表降水(Prec)生成所需的垂直混合水汽量、不稳定性和凝结饱和所需高度. 水汽总量越大, 对流有效势能越高, 气块上升至自由对流高度所获的抬升力越大, 气层越不稳定, 越容易形成降水; 抬升凝结高度越低, 未饱和的湿气块抬升至水汽饱和所需要的高度越低, 越有利于形成降水[19,33]. 水汽总量、抬升凝结高度和对流有效势能三者的相关性在季风区和西风区各流域源区有所不同(表S1). 在季风区, 对流有效势能和水汽总量呈现显著正相关(R=0.5−0.7, P<0.05); 在西风区的阿姆河和锡尔河源区, 除了对流有效势能与水汽总量呈现显著正相关(R=0.57−0.71, P<0.05)外, 二者都与抬升凝结高度呈现显著负相关(R=−0.4−0.7, P<0.05); 在叶尔羌河, 三者之间的相关性均不显著. 通过标准偏回归方法分析ERA5的降水和水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度在各源区的相关性($Prec$=$R0$+$R1$×$TCWV$+$R2$×$CAPE$+$R3$×LCL, 其中$R1$, $R2$和$R3$分别代表TCWV, CAPE和LCL的偏回归系数), 以及不同源区上水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度随高程的变化特征, 探讨季风和西风主导的各源区呈现不同降水梯度特征的可能原因.

2 不同源区降水梯度特征

图4是季风主导的长江、黄河、澜沧江和怒江上游

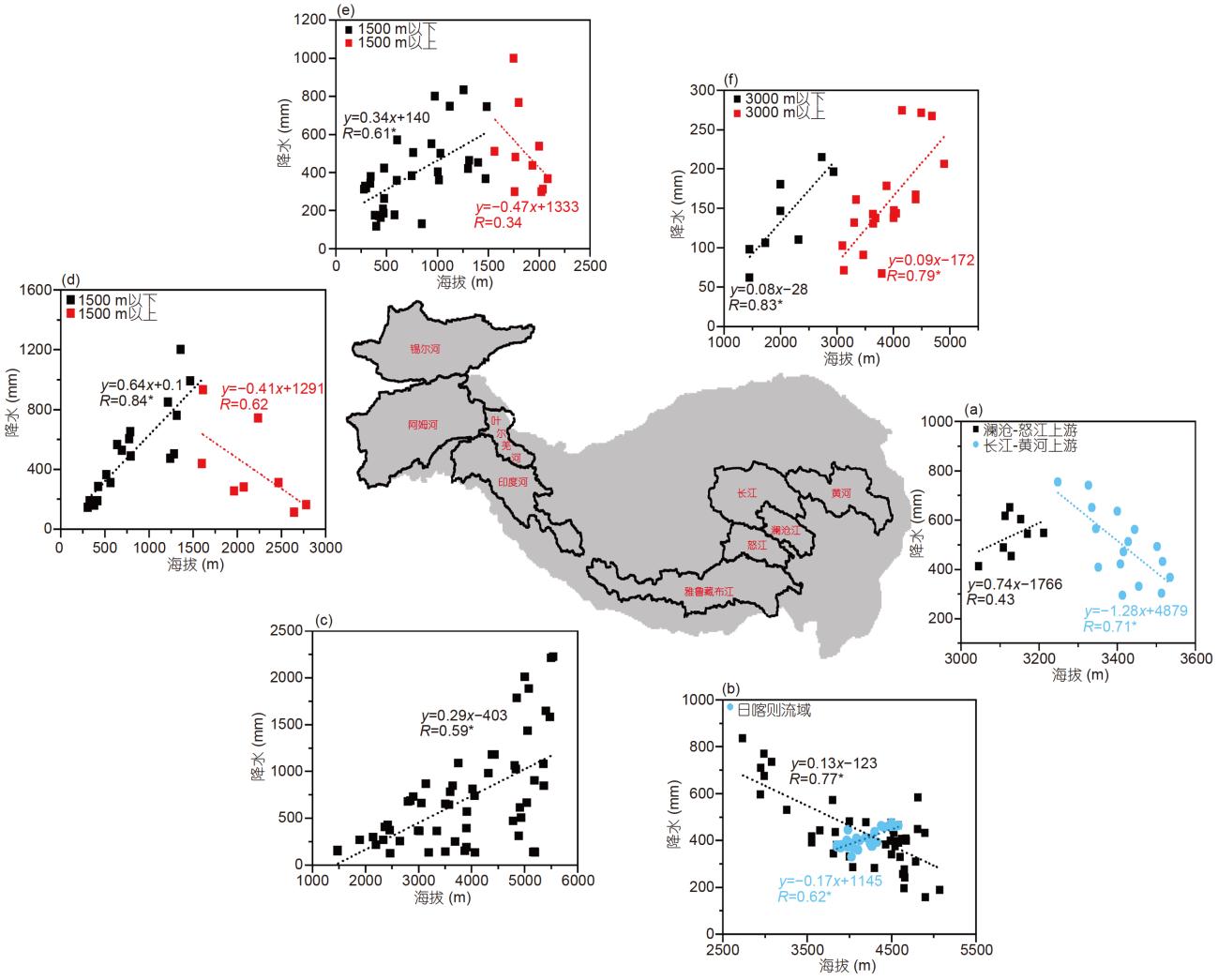


图 4 第三极9条河流源区流域年均降水量和海拔关系. *表示在95%的置信水平. (a) 长江-黄河-澜沧江-怒江上游; (b) 雅鲁藏布江; (c) 印度河上游; (d) 阿姆河上游; (e) 锡尔河上游; (f) 叶尔羌河上游

Figure 4 Mean annual precipitation against elevations in nine upstream basins in the Third Pole. * represents 95% significant confidence level. (a) Upper Yangtze-Yellow-Lancang-Nujiang basin; (b) Yarlung Zangbo basin; (c) upper Indus basin; (d) upper Amu Darya; (e) upper Syr Darya; (f) upper Yarkant basin

以及雅鲁藏布江流域和西风主导的叶尔羌河、印度河、阿姆河和锡尔河上游流域各观测站点年均降水量和海拔的关系. 其中, 由于位置临近和每个流域内站点较少, 澜沧江和怒江上游流域共8个站点, 与长江及黄河上游流域共16个站点分别合并进行分析(图4(a)). 结果表明, 西风和季风主导的源区降水梯度呈现不同特征.

季风主导源区(图4(a), (b))除澜沧江和怒江源区外, 位于第三极东部受季风主导的3个源区年均降水量总体呈现随海拔增加而降低的特征(17~128 mm/100 m, 图4(a), (b)). 长江和黄河上游地区(图4(a)蓝点), 面积分别为137704和121972 km^2(表1), 平均海拔3000~5000 m (图3(a), (b)), 气象站点海拔3250~3600 m, 年均降水量随海拔增加而递减, 变率为128 mm/100 m(R=0.71, P<0.05). 雅鲁藏布江源区面积201200 km^2(表1), 海拔4000~6000 m(图3(e)), 气象站点位于2500~5500 m, 年均降水量随海拔增加而降低, 变率为17 mm/100 m (R=0.62, P<0.05, 图4(b)). 但和长江、黄河源区同样位于季风主导区的澜沧江和怒江, 年均降水量却随海拔升高而增加(图4(a)黑点). 分析发现, 澜沧江和怒江源区面积分别为53800和67740 km^2(表1), 约是长江、黄河源区面积的50%. 当把这澜沧江和怒江流域的研究范围扩大到下游5.4×10^{4}和6.8×10^4 km^{2}时, 此时降水观测站点为14个, 1961~2015年平均降水量仍然呈现与长江、黄河和雅鲁藏布江源区类似的梯度变化特征, 即

年降水随海拔升高而减少(图S1). 这表明在季风主导的流域, 在较大的空间尺度上降水总体随海拔增加而降低, 而在局域尺度上, 降水的地形效应显现. 这一现象在雅鲁藏布江流域也得到验证. 虽然雅鲁藏布江源区(20.1×10^4 km^2)2014~2016年的平均降水量总体随海拔增加而降低(图4(b)), 但在位于其内部的日喀则子流域(图4(b)蓝点), 面积为1.1×10^4 km^2, 30个降水观测站点(海拔范围3800~4600 m)的年均降水量呈现出随海拔增加而显著增加的趋势(13 mm/100 m, R=0.77, P<0.05).

西风主导源区(图4(c)~(f))第三极西部受西风主导的叶尔羌河、印度河、阿姆河和锡尔河上游流域年均降水量总体呈现随海拔增加而增加的特征(5~64 mm/100 m, 图4(c)~(f)). 印度河上游流域面积16.3×10^4 km^2, 59个降水观测站点, 分布于Gilgit, Hunza, Shigar, Shyok, Astore和Kharmong-Zanskar子流域内, 总面积占印度河上游面积的73%. 印度河上游地区年均降水量总体呈现随海拔增加而增加的趋势(29 mm/100 m, R=0.59, P<0.05, 图4(c)). 叶尔羌河上游流域面积46704 km^2, 海拔范围4000~5000 m(图3(i)), 28个降水观测站点位于海拔1000~6000 m, 年均降水量总体随海拔增加而显著增加(8~9 mm/100 m, 图4(f)). 这表明, 在西风主导的源区, 降水的地形效应显著, 具有明显的随海拔升高而增加的特征, 并且降水的地形效应受流域尺度的影响较小. 阿姆河上游流域面积为28×10^4 km^2, 锡尔河上游流域为20×10^4 km^2; 70%~80%的降水观测站点海拔低于1500 m, 此海拔范围之下源区面积分别为93984和100000 km^2), 占源区面积比例分别为33%和50%; 站点年均降水量整体随海拔增加而增加(34~64 mm/100 m, R=0.61−0.83, P<0.05, 图4(d)~(e)). 位于海拔1500 m以上的站点, 年均降水量呈现出随海拔增加而减少的现象, 其原因可能是由于水汽含量在地形抬升过程中减少, 也可能是由于高海拔山区风吹雪导致的观测数据误差所致. 总体来看, 位于西风主导的第三极西部流域降水的地形效应明显, 年均降水量呈现随海拔增加而增加的特征. 这也意味着在西风主导的源区, 有可能通过对基于低海拔站点的降水变率进行地形校正, 提高推算高海拔区域降水可靠性.

3 季风和西风主导源区呈现不同降水梯度特征的原因

第三极地区降水主要受西风和印度季风两大环流系统影响; 降水的产生与大气中水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度密切相关[19]. 基于各源区内对应气象站点的ERA5网格数据, 分析网格的大气水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度随高程变化的特征及其与降水的关系, 探讨西风、季风主导源区呈现不同降水梯度特征的原因.

分析表明(表2), ERA5数据集高估了源区降水; 相对于观测降水量, 偏差47%~110%. 观测降水和ERA5降水仍然呈较为显著的相关性(R=0.6~0.9, P<0.05). 在季风区相关性强(R=0.88~0.93, P<0.05); 在西风区, 叶尔羌河和印度河上游流域相关性弱, 而阿姆河、锡尔河上游流域相关性强. 观测降水和ERA5降水梯度特征(图5(a), (e), (i), (m), (q), (u)), 在所分析的9条主要河流源区总体上是一致的. 在季风主导的长江、黄河上游和雅鲁藏布江源区, 年均降水量随海拔增加而降低(图5(a)黑点, (e)); 澜沧江-怒江上游流域降水量随海拔增加而增加(图5(a)红点). 但澜沧江、怒江的研究范围向下游扩大, 分别至5.4×10^4和6.8×10^4 km^2, ERA5年均降水量呈现随海拔升高而减少的趋势(图S2), 与观测数据得到的降水梯度特征一致(图4(a), (b)). 在受西风主导的叶尔羌河、印度河、阿姆河和锡尔河上游流域年均降水

表 2 第三极地区9条主要河流源区观测的年均降水量与对应的ERA5格网数据降水量对比[a)]

Table 2 Comparisons between precipitation estimates from stations and the corresponding grid cells in ERA5

	流域	时段(年)	站点年均降水(mm)	ERA5年均降水(mm)	相关系数R	相对误差(%)
季风区	长江-黄河-澜沧-怒江上游	1981~2016	511	753	0.93*	47
	雅鲁藏布江	2014~2016	460	808	0.88*	76
西风区	叶尔羌河上游	2014~2015	152	395	0.14	160
	印度河上游	1998~2012	574	1189	0.17	107
	阿姆河上游	1981~1990	456	762	0.65*	67
	锡尔河上游	1981~1990	416	835	0.60*	101

a) *表示在95%的置信水平

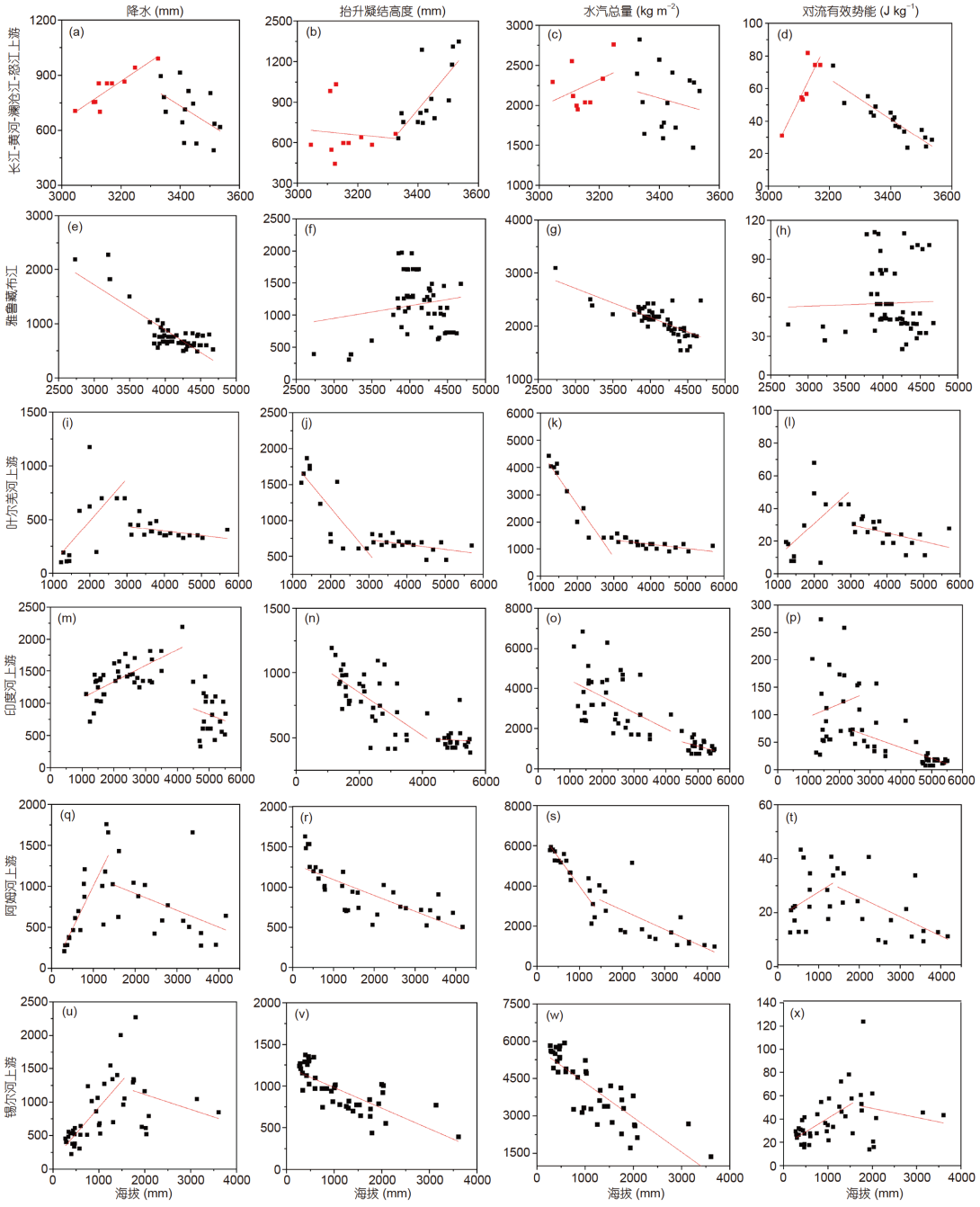


图 5 (网络版彩色)ERA5数据中降水、抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能在第三极9条主要河流源区随高程变化特征. (a)~(d) 分别代表长江-黄河-澜沧江-怒江上游降水、抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能与高程关系; (e)~(h) 分别代表雅鲁藏布江降水、抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能与高程关系; (i)~(l) 分别代表叶尔羌河上游降水、抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能与高程关系; (m)~(p) 分别代表印度河上游降水、抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能与高程关系; (q)~(t) 分别代表阿姆河上游降水、抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能与高程关系; (u)~(x) 分别代表锡尔河上游降水、抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能与高程关系

Figure 5 (Color online) The relationship between elevation and precipitation, lifting condensation level (LCL), total column water vapor (TCWV), and convective available potential energy (CAPE) in nine basins of Third Pole, respectively. (a)–(d) The relationship between elevation and precipitation, LCL, TCWV, CAPE in upper Yangtze-Yellow-Lancang-Nujiang basin, respectively; (e)–(h) the relationship between elevation and precipitation, LCL, TCWV, CAPE in Yarlung Zangbo basin, respectively; (i)–(l) the relationship between elevation and precipitation, LCL, TCWV, CAPE in upper Yarkant basin, respectively; (m)–(p) the relationship between elevation and precipitation, LCL, TCWV, CAPE in upper Indus basin, respectively; (q)–(t) the relationship between elevation and precipitation, LCL, TCWV, CAPE in upper Amu Darya, respectively; (u)–(x) the relationship between elevation and precipitation, LCL, TCWV, CAPE in upper Syr Darya, respectively

量随海拔增加而增加(19.8~92.5 mm/100 m), 上升至一定高程后, 随海拔增加而减少(图5(i), (m), (q), (u)). 但在叶尔羌河和印度河, 观测降水随海拔单调增加(图4(c), (f)), 并未出现先增后减现象.

从ERA5降水与大气水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度在各源区的相关性(表3)发现: (1) 季风主导源区降水与水汽总量呈现显著正相关(R=0.56~0.79, P<0.05), 与对流有效势能亦显著相关(R=0.37~0.70, P<0.05), 与抬升凝结高度负相关(R=−0.1~−0.4)且相关性较弱, 说明降水受水汽含量和对流有效势能共同影响, 水汽总量的影响更大; (2) 西风主导源区降水与抬升凝结高度显著负相关(R=−0.4~−0.9, P<0.05), 与对流有效势能显著正相关(R=0.3~0.8, P<0.05), 与水汽总量的相关性不强(表3), 说明降水受抬升凝结高度和对流有效势能共同影响, 抬升凝结高度的影响更大.

本研究进一步分析各源区水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度随海拔变化的特征(图5). 季风主导的长江和黄河上游流域水汽总量、对流有效势能随海拔增加而减少(图5(c), (d)黑点), 与降水梯度特征一致(图5(a)黑点); 相反, 抬升凝结高度随海拔增加而增加(图5b黑点). 但是, 季风主导的澜沧江、怒江上游流域, 水汽总量、抬升凝结高度和对流有效势随海拔变化与长江、黄河上游流域相反(图5(b)~(d)红点). 将澜沧江、怒江研究范围向下游扩大(图S2), 降水、水汽含量、抬升凝结高度和对流有效势能的梯度特征与长江、黄河上游流域表现一致. 季风主导的雅鲁藏布江源区水汽总量随海拔增加而减少(图5(g)), 与降水梯度特征一致(图5(e)), 抬升凝结高度和对流有效势随高程变化不明显(图5(f), (h)). 上述结果表明, 季风区主导源区, 总体上降水随海拔增加而减少, 主要原因在于青藏高原东南部高大山脉阻挡, 以及在水汽传输过程中潜能大量消耗导致大气蕴含的水汽含量逐渐减少. 伴随凝结高度随海拔增加而增加, 降水随海拔增加而减少. 此外, 来自印度洋的热带海洋气团, 水汽含量丰富, 具有高温高湿的特点[34,35], 在面积53800~67740 km^{2}的澜沧江和怒江源区小尺度空间范围内, 地形抬升水汽易凝结形成降水. 相较于长江、黄河、澜沧江和怒江上游流域, 水汽含量对降水影响在雅鲁藏布江流域更大. 这是因为雅鲁藏布江东南缘是夏季高原水汽从印度季风输送的孟加拉湾水汽与西太平洋副热带高压西侧输送的水汽合并后进入青藏高原的重要通道[36]. 综上, 季风主导源区降水主要受大尺度水汽影响, 总体表现出降水随海拔增加而减少的特征; 在范围较小的源区地形效应有所反映.

西风区主导的叶尔羌河、印度河、阿姆河和锡尔河上游流域的降水、抬升凝结高度、水汽含量、对流有效势能和海拔的关系表现出一致性: 降水随海拔先增后减(图5(i), (m), (q), (u)), 抬升凝结高度(图5(j), (n), (r), (v))、水汽含量(图5(k), (o), (s), (w))单调减少, 对流有效势能先增后减(图5(l), (p), (t), (x)). 在西风区主导源区, 随海拔增加, 足够的抬升力使气块上升到自由对流高度以上, 未饱和的湿气块抬升至饱和高度, 水汽凝结产生降水; 但当海拔增加到一定范围后, 抬升力减弱, 水汽减少, 降水也随之减少. 所以, 西风主导源区降水随海拔增加而增加主要是由抬升凝结高度随海拔递减、对流有效势能递增所致. 降水在海拔增加到一定

表 3 第三极9条主要河流源区ERA5降水与抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能间的偏回归系数(R)[a)]

Table 3 Standardized partial regression coefficients (R) of precipitation with LCL, TCWV and CAPE in 9 source river basins of the Third Pole

	流域	抬升凝结高度	水汽总量	对流有效势能
季风区	长江上游	−0.15	0.65*	0.48*
	黄河上游	−0.25	0.65*	0.37*
	澜沧江上游	−0.36*	0.70*	0.41*
	怒江上游	−0.39*	0.56*	0.46*
	雅鲁藏布江	−0.39*	0.79*	0.70*
西风区	叶尔羌河上游	−0.46*	0.26	0.45*
	印度河上游	−0.74*	0.02	0.31*
	阿姆河上游	−0.73*	0.28	0.57*
	锡尔河上游	−0.87*	0.26	0.75*

a) *表示在95%的置信水平

范围后转而减少，主要是由于对流有效势能随海拔变化所致.

4 经过梯度校正后的降水对水文模拟的改善

前述结果表明了地形对降水梯度特征的影响. 在地形效应明显的流域, 能否经过地形校正, 提高推算高海拔区域降水的可靠性, 从而改善水文模拟结果, 是本节主要讨论的问题.

以涉及的叶尔羌河上游流域(卡群水文站以上, 图1)和雅鲁藏布江的日喀则子流域(日喀则水文站以上)为例, 结果已经表明上述典型流域降水梯度特征受地形效应的影响. 本研究选择在青藏高原已有成功应用的链接度日因子模块的Variable Infiltration Capacity(VIC)大尺度分布式陆面水文模型(VIC-Glacier)[11,14,16,37~39], 比较地形校正前后的降水数据分别驱动VIC-Glacier模型模拟的径流过程, 来说明地形校正的效果. 叶尔羌河上游流域和雅鲁藏布江日喀则流域的模型搭建及参数化方案分别来自Kan等人[11]和Zhang等人[14]. 降水数据来自两个流域未经校正的站点插值网格降水数据和基于站点年均降水与海拔的线性关系校正后的降水数据. 首先利用反距离插值法将流域内站点插值到整个流域. 然后, 计算站点实际高程和所在的网格高程差, 利用图4中对应流域年均降水和地形关系得出的降水梯度对站点所在的网格降水数据进行校正. 其中, 叶尔羌河流域海拔3000 m以下的校正系数为8 mm/100 m, 在3000 m以上的校正系数为9 mm/100 m; 雅鲁藏布江日喀则子流域校正系数为13 mm/100 m(图4). 最后, 将校正后的网格数据再基于降水梯度插值到整个流域, 并驱动水文模型模拟径流过程.

图6是校正前、后获得的降水驱动VIC-Glacier水文模型模拟两个流域1980~2000年逐月径流与实测径流的对比. 结果表明, 校正后流域年均降水量比校正前

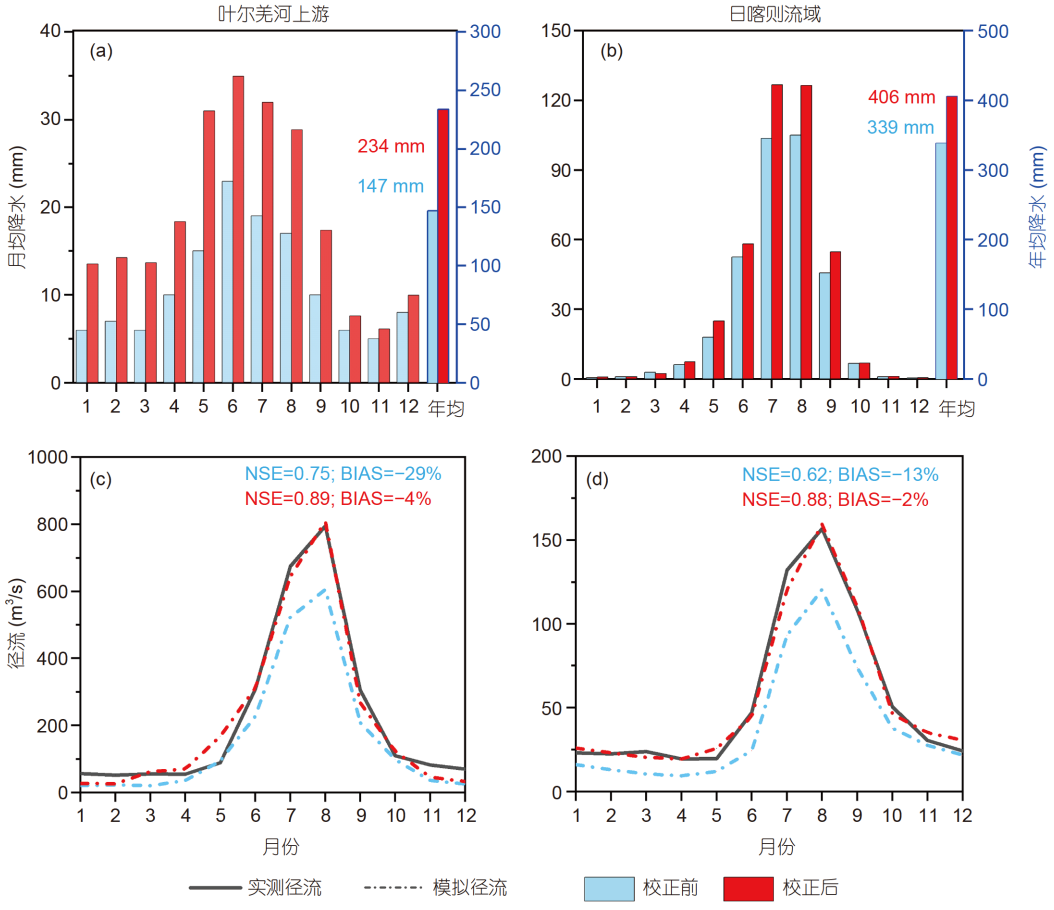


图 6 叶尔羌河上游、雅鲁藏布江日喀则流域校正前后的降水(a, b)和模拟的径流(c, d)

Figure 6 Comparisons between precipitation with and without orographic corrections (a, b) and the corresponding streamflow simulations (c, d) in the upper Yarkant and Rikaze basins, respectively

有明显提高(图6(a), (b)); 校正后比校正前的径流模拟值更接近观测值(图6(c), (d)). 叶尔羌河上游流域1980~2000年未经梯度校正的年均降水为147 mm, 梯度校正后年均降水增加了59%(图6(a)). 校正后VIC-Glacier模型模拟径流的相对误差从–29%减少到–4%, 纳什系数(NSE)从0.75提高到0.89(图6(c)). 雅鲁藏布江日喀则流域, 1980~2000年间, 校正前年均降水为339 mm, 校正后年均降水增加20%(图6(b)); 校正后VIC-Glacier模型模拟径流相对误差从–13%减少到–2%, 纳什系数从0.62 提高到0.89(图6(d)).

可以认为, 降水地形效应明显的流域, 对低海拔站点降水进行地形校正, 是提高推算高海拔区域降水、径流模拟精度的一个有效途径.

5 结论与讨论

本研究利用位于第三极东南部受季风主导的长江、黄河、澜沧江、怒江上游和雅鲁藏布江流域, 以及位于西部受西风主导的叶尔羌河、印度河、阿姆河和锡尔河上游流域256个气象站点的降水数据, 分析位于西风区和季风区流域源区的降水梯度特征. 并基于ERA5数据, 通过分析水汽含量、对流有效势能和抬升凝结高度与各流域内降水和海拔的变化关系, 探讨了不同气候系统主导的流域呈现出不同降水梯度特征的原因. 主要结论如下:

(1) 季风主导的长江上游、黄河上游、澜沧江、怒江和雅鲁藏布江, 降水随海拔增加而降低(17~128 mm/100 m), 地形效应仅在较小的流域或局地尺度上呈现; 西风主导的叶尔羌河、印度河、阿姆河和锡尔河源区降水随海拔增加而增加(5~64 mm/100 m), 降水表现出了明显的地形效应.

(2) 再分析数据集ERA5的降水与地面观测站点降水在各源区总体上呈一致的随海拔变化特征. 根据ERA5数据所做分析表明, 季风主导源区降水随海拔增加而减少, 主要是由水汽含量随海拔增加而减少所致; 西风主导源区降水随海拔增加而增加, 主要是由抬升凝结高度随海拔增加而降低和对流有效势能随海拔增加而增加所致.

(3) 陆面水文模型模拟径流对降水进行反向评估的结果表明, 在降水地形效应明显的流域, 特别是西风区流域, 对低海拔站点降水进行地形校正, 是提高利用降水梯度推算高海拔区域降水可靠性和径流模拟精度的一个有效途径.

研究了第三极季风和西风主导的9条主要河流源区降水随海拔变化的特征; 利用再分析数据集ERA5的数据进行了成因探讨. 数据是有限的, 结论是初步的. 特别是, 第三极地区地形复杂, 高原热动力作用、大尺度环流及高原局部环流等过程并存, 气候系统对流域降水变化的影响也十分复杂, 更多的实测数据支撑, 将有助于揭示气候系统-地形-降水之间的关系. 随着中国科学家主导的“第三极环境”国际研究计划、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”, 以及科技部“第二次青藏高原综合科学考察研究”项目的推进, 在第三极地区的典型流域, 气象观测网络也将更加完善, 数据更加丰富, 有望对问题进行更加深入的探讨. 尽管本研究的结论仍然是初步的, 但对于不同气候类型区主导的流域新设、增设降水观测设施的选点, 对实测降水数据的地形校正等工作, 有其参考价值.

致谢 感谢中国科学院青藏高原研究所徐柏青研究员、阚宝云博士和慕士塔格西风带环境综合观测研究站对本研究的数据支持, 感谢中国科学院青藏高原研究所兰措研究员、李颖、孟凡冲、李春红和刘铸对本研究提出的修改建议.

参考文献

1 Yao T D, Chen F H, Cui P, et al. From Tibetan Plateau to Third Pole and Pan-Third Pole (in Chinese). Bull Chin Acad Sci, 2017, 32: 924–931 [姚檀栋, 陈发虎, 崔鹏, 等. 从青藏高原到第三极和泛第三极. 中国科学院院刊, 2017, 32: 924–931]

2 Chen D L, Xu B Q, Yao T D, et al. Assessment of past, present and future environmental changes on the Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 3025–3035 [陈德亮, 徐柏青, 姚檀栋, 等. 青藏高原环境变化科学评估: 过去, 现在与未来. 科学通报, 2015, 60: 3025–3035]

3 Zhang R H, Su F G , Jiang Z H, et al. An overview of projected climate and environmental changes across the Tibetan Plateau in the 21st century (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 3036–3047 [张人禾, 苏凤阁, 江志红, 等. 青藏高原 21 世纪气候和环境变化预估研究进展. 科学通报, 2015, 60: 3036–3047]

4 Yang W, Guo X, Yao T, et al. Recent accelerating mass loss of southeast Tibetan glaciers and the relationship with changes in macroscale atmospheric circulations. Clim Dyn, 2015, 47: 805–815

5 Yao T, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. Nat Clim Change, 2012, 2: 663–667
6 Li C, Su F, Yang D, et al. Spatiotemporal variation of snow cover over the Tibetan Plateau based on MODIS snow product, 2001–2014. Int J Climatol, 2018, 38: 708–728
7 Chang Y, Lyu S H, Luo S Q, et al. Estimation of permafrost on the Tibetan Plateau under current and future climate conditions using the CMIP5 data. Int J Climatol, 2018, 38: 5659−5676
8 Yao T. Tackling on environmental changes in Tibetan Plateau with focus on water, ecosystem and adaptation. Sci Bull, 2019, 64: 417
9 Eltahir E A B, Bras R L. Precipitation recycling. Rev Geophys, 1996, 34: 367–378
10 Wortmann M, Bolch T, Menz C, et al. Comparison and correction of high-mountain precipitation data based on glacio-hydrological modeling in the tarim river headwaters (High Asia). J Hydrometeorol, 2018, 19: 777–801
11 Kan B, Su F, Xu B, et al. Generation of high mountain precipitation and temperature data for a quantitative assessment of flow regime in the Upper Yarkant basin in the Karakoram. J Geophys Res Atmos, 2018, 123: 8462–8486
12 Immerzeel W W, Petersen L, Ragettli S, et al. The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the Nepalese Himalayas. Water Resour Res, 2014, 50: 2212–2226
13 Yang D Q, Kane D, Zhang Z Q, et al. Bias corrections of long-term (1973−2004) daily precipitation data over the northern regions. Geophys Res Lett, 2005, 32: L19501
14 Zhang L, Su F, Yang D, et al. Discharge regime and simulation for the upstream of major rivers over Tibetan Plateau. J Geophys Res Atmos, 2013, 118: 8500–8518
15 Tong K, Su F, Yang D, et al. Tibetan Plateau precipitation as depicted by gauge observations, reanalyses and satellite retrievals. Int J Climatol, 2014, 34: 265–285
16 Tong K, Su F, Yang D, et al. Evaluation of satellite precipitation retrievals and their potential utilities in hydrologic modeling over the Tibetan Plateau. J Hydrol, 2014, 519: 423–437
17 Wang A H, Zeng X B. Evaluation of multireanalysis products with *in situ* observations over the Tibetan Plateau. J Geophys Res-Atmos, 2012, 117: D05102
18 Gao Y C, Liu M F. Evaluation of high-resolution satellite precipitation products using rain gauge observations over the Tibetan Plateau. Hydrol Earth Syst Sci, 2013, 17: 837–849
19 Cuo L, Zhang Y. Spatial patterns of wet season precipitation vertical gradients on the Tibetan Plateau and the surroundings. Sci Rep, 2017, 7: 5057
20 Dahri Z H, Ludwig F, Moors E, et al. An appraisal of precipitation distribution in the high-altitude catchments of the Indus basin. Sci Total Environ, 2016, 548-549: 289–306
21 Curio J, Scherer D. Seasonality and spatial variability of dynamic precipitation controls on the Tibetan Plateau. Earth Syst Dynam, 2016, 7: 767–782
22 Bookhagen B, Burbank D W. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. Geophys Res Lett, 2006, 33: L08405
23 Salerno F, Guyennon N, Thakuri S, et al. Weak precipitation, warm winters and springs impact glaciers of south slopes of Mt. Everest (central Himalaya) in the last 2 decades (1994–2013). Cryosphere, 2015, 9: 1229–1247
24 Wulf H, Bookhagen B, Scherler D. Seasonal precipitation gradients and their impact on fluvial sediment flux in the northwest Himalaya. Geomorphology, 2010, 118: 13–21
25 Wang L, Zhang F, Zhang H, et al. Intensive precipitation observation greatly improves hydrological modelling of the poorly gauged high mountain Mabengnong catchment in the Tibetan Plateau. J Hydrol, 2018, 556: 500–509
26 Dahri Z H, Moors E, Ludwig F, et al. Adjustment of measurement errors to reconcile precipitation distribution in the high-altitude Indus basin. Int J Climatol, 2018, 38: 3842–3860
27 Wang L, Chen R, Song Y, et al. Precipitation-altitude relationships on different timescales and at different precipitation magnitudes in the Qilian Mountains. Theor Appl Climatol, 2018, 134: 875–884
28 Ouyang L, Yang K, Qin J, et al. Advances and perspectives in precipitation research for Himalayan Mountains (in Chinese). Plat Meteorol, 2017, 36: 1165−1175 [欧阳琳, 阳坤, 秦军, 等. 喜马拉雅山区降水研究进展与展望. 高原气象, 2017, 36: 1165−1175]
29 Yao T D. TPE international program: A program for coping with major future environmental challenges of the Third Pole region (in Chinese). Progr Geogr, 2014, 33: 884−892 [姚檀栋. “第三极环境(TPE)”国际计划——应对区域未来环境生态重大挑战问题的国际计划. 地理科学进展, 2014, 33: 884−892]
30 Ye Q, Zong J, Tian L, et al. Glacier changes on the Tibetan Plateau derived from landsat imagery: Mid-1970s–2000-13. J Glaciol, 2017, 63: 273–287
31 Hennermann K, Berrisford P. ERA5 Data Documentation, Copernicus Knowledge Base. Accessed 19 October 2017
32 Bohren C, Albrecht B. Atmospheric Thermodynamics. New York, Oxford: Oxford University Press, 1998

33 Sheng P X. Atmospheric Physics (in Chinese). Beijing: Peking University Press, 2013 [盛裴轩. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社, 2013]
34 Guo X, Wang L, Tian L. Spatio-temporal variability of vertical gradients of major meteorological observations around the Tibetan Plateau. Int J Climatol, 2016, 36: 1901–1916
35 Lu C X, Wang L, Xie G D, et al. Altitude effect of precipitation and spatial distribution of Qinghai-Tibetan Plateau (in Chinese). J Mt Sci, 2007, 25: 655–663 [鲁春霞, 王菱, 谢高地, 等. 青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟. 山地学报, 2007, 25: 655–663]
36 Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. World water tower: An atmospheric perspective. Geophys Res Lett, 2008, 35: L20815
37 Su F G, Zhang L L, Ou T H, et al. Hydrological response to future climate changes for the major upstream river basins in the Tibetan Plateau. Glob Planet Change, 2016, 136: 82–95
38 Meng F C, Su F G, Li Y, et al. Changes in terrestrial water storage during 2003–2014 and possible causes in Tibetan Plateau. J Geophys Res-Atmos, 2019, 124: 2909–2931
39 Zhao Q D, Ding Y J, Wang J, et al. Projecting climate change impacts on hydrological processes on the Tibetan Plateau with model calibration against the Glacier Inventory Data and observed streamflow. J Hydrol, 2019, 573: 60–81

补充材料

图S1 澜沧江-怒江流域站点年均降水和海拔关系
图S2 澜沧江-怒江流域降水、抬升凝结高度、水汽总量、对流有效势能与海拔的关系
表S1 抬升凝结高度、水汽总量和对流有效势能相关系数在第三极9大源区流域对比

本文以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “第三极西风和季风主导流域源区降水呈现不同梯度特征”

Contrasting precipitation gradient characteristics between westerlies and monsoon dominated upstream river basins in the Third Pole

He Sun[1,2], Fengge Su[1,2,3*], Jingheng Huang[1,2], Tandong Yao[1,2,3], Yi Luo[4] & Deliang Chen[5]

[1] *Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*
[2] *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*
[3] *Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*
[4] *Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;*
[5] *Regional Climate Group, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, Gothenburg 40530, Sweden*
* Corresponding author, E-mail: fgsu@itpcas.ac.cn

Based on precipitation observations from 256 gauges in the westerly and monsoon dominated upstream river basins of the Third Pole (TP), this study determined the relationships between precipitation and elevation. The basins include the upper basins of the Yangtze, Yellow, Lancang, Nujiang, Yarlung Zangbo, Yarkant, Indus, Amu Darya, and Syr Darya. Using the ERA5 data, this work examined the possible reasons for the difference in the characteristics of precipitation gradient, i.e. analyzing the relationships between the total column water vapor (TCWV), convective available potential energy (CAPE), lifting condensation level (LCL) and elevation, respectively. The feasibility of orographic corrections of precipitation data or observation is validated with the improved VIC land surface hydrological model in two mountain basins in the TP. Mean annual precipitation from gauges generally show decreasing trends (17–128 mm/100 m) with increased elevation (2500–5500 m a.s.l.) in the monsoon dominated basins, i.e. upper Yangtze, Yellow, Lancang, Nujiang, and Yarlung Zangbo, while the orographic enhancements are observed at relatively smaller scales, such as, in the very source regions of the upper Lancang and Nujiang, and Rikaze sub-basin with areas of 11000−67740 km^2. On the other hand, in the westerly dominated basins, mean annual precipitation tends to increase with elevation (5–64 mm/100 m) in the upper Yarkant, Indus, Amu Darya, and Syr Darya. The precipitation estimates from ERA5 show a good correspondence with the gauge data (R=0.6−0.9, P<0.05), and exhibit a general consistent precipitation gradient pattern with the gauge observations. The ERA5 variables of TCWV, CAPE, and LCL are useful to understand the factors for the spatial pattern of precipitation vertical gradients in the TP basins with different climate control. The TCWV, CAPE, and LCL represent the vertically integrated moisture, instability and condensation necessary for the generation and development of precipitation. The larger TCWV, higher CAPE and lower LCL enhance precipitation. The decrease of precipitation with elevation in monsoon basins is caused by the decrease of TCWV with elevation, while the increase of precipitation with elevation in westerly dominated basins is a result of increasing CAPE and decreasing LCL with elevation. Hydrological modeling results in the upper Yarkant basin and Rikaze basin indicate that the orographic correction of precipitation data significantly improves the model accuracy, reducing the biases to less than 5% relative to flow observations. This work demonstrates that precipitation correction through vertical gradients is an effective way to derive high mountainous precipitation estimates for hydrological modeling from lowland gauges in the TP, especially in the westerly dominated basins, and in monsoon basins at regional or local scales. Knowledge of the spatial and temporal characters and variations of precipitation over the TP is greatly incomplete, which largely hampers the understanding on climate variability and water availability projections in the TP. This study offers a useful reference to derive reliable mountain precipitation through orographic correction, and also provides a scientific basis to establish precipitation observation network in the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research.

precipitation gradient, orographic effect, westerly and monsoon circulations, the Third Pole, Tibetan Plateau

doi: 10.1360/TB-2019-0491