

1978 – 2018 年青藏高原降水区划及 各区降水量时空演变特征

龚成麒^{1,2,3}, 董晓华^{1,2,3}, 魏冲^{1,2,3}, 欧阳习军^{1,2,3}, 吴寒雨^{1,2,3}

(1. 三峡大学 水利与环境学院, 湖北 宜昌 443002; 2. 三峡库区生态环境教育部工程研究中心, 湖北 宜昌 443002; 3. 水资源安全保障湖北省协同创新中心, 湖北 武汉 430072)

摘要: 针对全球气候变化对区划降水时空演变动态影响的问题, 选取青藏高原内部及周边 85 个气象站点 1978 – 2018 年共 41 a 的日降水资料, 采用经验正交函数 (EOF)、旋转经验正交函数 (REOF)、Sen's 斜率估计、滑动 t 检验和 Morlet 小波分析等方法, 分析了青藏高原年降水量典型分布型以及区域降水量的时空演变特征。结果表明: 1978 – 2018 年青藏高原整体年降水量主要存在南北差异、东南 – 西北差异两种典型分布型, 且存在以雅鲁藏布江下游、澜沧江下游以及川西为中心逐渐向四周减少的干湿差异性。采用 REOF 将青藏高原分为 8 个降水区, V 区、VI 区的降水量呈减少趋势, 减幅分别为 1.5%、3.7%, IV 区的降水量变化平稳, I 区、II 区、III 区、VII 区和 VIII 区的降水量呈增多趋势, 增幅分别为 8.6%、28.3%、10.0%、3.8% 和 6.0%。青藏高原西北干旱地区和北部干旱地区的降水量有增加趋势, 形成喀喇昆仑山脉地区、柴达木盆地地区、四川西部地区、高原东南地区和羌塘高原地区 5 个降水异常区。8 个降水量分区的年平均降水量有多个突变年份, 各区有着不同程度的年代际变化以及不同时间尺度的周期特征。

关键词: 降水区划; 降水量时空演变; 气候变化; 旋转经验正交函数; 突变检验; 小波分析; 青藏高原

中图分类号: P426.61⁺4

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2022)05-0096-13

Precipitation division of the Qinghai – Tibet Plateau from 1978 to 2018 and spatiotemporal evolution characteristics of each zone

GONG Chengqi^{1,2,3}, DONG Xiaohua^{1,2,3}, WEI Chong^{1,2,3}, OUYANG Xijun^{1,2,3}, WU Hanyu^{1,2,3}

(1. College of Hydraulic and Environmental Engineering, China Three Gorges University, Yichang 443002, China; 2. Engineering Research Center of Eco-environment in Three Gorges Reservoir Region, Ministry of Education, Yichang 443002, China; 3. Hubei Provincial Collaborative Innovation Center for Water Resources Security, Wuhan 430072, China)

Abstract: Aiming at the dynamic impact of global climate change on the spatial and temporal evolution of precipitation, the daily precipitation data of 85 meteorological stations in and around the Qinghai – Tibet Plateau during 41 a from 1978 to 2018 were selected to analyze the typical distribution types of annual precipitation and regional spatiotemporal evolution of precipitation of the plateau using empirical orthogonal function (EOF), rotating empirical orthogonal function (REOF), Sen's slope estimation, sliding t -test and Morlet wavelet analysis. The results show that the overall annual precipitation of the Qinghai – Tibet Plateau mainly presented two typical distribution types, which are north – south difference and southeast – northwest difference, and there was a dry – wet difference that gradually decreased around the center composed of the lower reaches of the Yarlung Zangbo River, the lower reaches of the Lancang River and western Sichuan. REOF was then used to divide the Qinghai – Tibet Plateau into eight geographic zones, the precipitation in zone V and VI showed a downward trend, with a decrease of 1.5% and 3.7%, respectively; whereas the precipitation in Zone I, II, III, VII and VIII showed an upward trend,

收稿日期: 2021-12-30; 修回日期: 2022-05-25

基金项目: 欧洲空间局/中国国家遥感中心项目(58516); 中国电建集团华东勘测设计研究院有限公司项目(DJ-ZDZX-2016-02-09)

作者简介: 龚成麒(1996-), 男, 河南周口人, 硕士研究生, 主要从事水文学及水资源方面的研究。

通讯作者: 董晓华(1972-), 男, 湖北秭归人, 博士, 教授, 主要从事水文学及水资源方面的研究。

with an increase of 8.6%, 28.3%, 10%, 3.8%, and 6%, respectively. The precipitation in the northwestern and northern arid regions of the plateau showed an increasing trend, forming five abnormal precipitation areas in the Karakoram Mountains, the Qaidam Basin, the western Sichuan, the southeastern plateau and the Qiangtang Plateau. The annual average precipitation in the eight zones presented multiple abrupt change years, and each zone showed different degrees of interdecadal variation and periodicity on different time scales.

Key words: precipitation division; spatiotemporal evolution of precipitation; climate change; rotating empirical orthogonal function (REOF); abrupt change test; wavelet analysis; the Qinghai-Tibet Plateau

1 研究背景

青藏高原是气候敏感区域,由于全球气温的上升以及青藏高原海拔高差悬殊及其独特的自然环境^[1],其降水的不确定性带来的环境恶化、旱涝等自然灾害发生的可能性也在增大,给高原上的原住居民、财产、农田、牲畜和其他生活及基础设施带来了潜在的危害。分区研究降水量时空演变特征对于应对气候变化、区域旱涝灾情以及生态环境监测、区域水资源分配等具有科学意义。

近年来已有不少学者利用现有的气象站点青藏高原开展了一系列关于降水的研究,韩熠哲等^[2]、李晓英等^[3]利用青藏高原气象站点的实测降水数据分析了高原整体降水量的时空变化,发现青藏高原整体降水量由西北向东南逐渐增大,降水量大的区域其降水日数也多,且季节分配不均;朱艳欣等^[4]对13种不同源降水数据集质量进行对比分析后指出,青藏高原东南、西南以及西北边缘地区的降水集中度和集中期较小且雨季长,高原腹地的降水集中度和集中期较大且雨季短;Zhang等^[5]使用改进的水核算模型对青藏高原的降水进行了归因分析,指出来自亚洲季风的水汽对青藏高原北部的降水影响较大而对高原南部的降水影响较小,来自印度次大陆的降水在高原北部有所增加,而在高原南部有所减小。Fu等^[6]综合了地面和空间多平台观测大气边界层、地表热通量、云降水分布和垂直结构的研究进展后指出,青藏高原降水具有较强的日变化,高原上空的降水强度通常较小,持续时间较短;Li等^[7]基于多种规格降水数据研究了青藏高原海拔大于2500m的高山地区降水特征,得出整个青藏高原的空间降水模式为“东部和西部潮湿,中部干燥”;汤秋鸿等^[8]评述了近年来关于青藏高原降水的水汽来源研究成果,得出高原以西的西风带控制区蒸散发贡献的水汽整体呈现减少趋势,高原以南和以东的季风控制区蒸散发贡献的水汽整体呈现增加趋势,并指出气候变化与高原水汽来源变化之

间的关系仍有待深入研究;杨昭明等^[9]对青藏高原东北部雨季降水特征和不同等级降水变化对降水增量的相对贡献进行了研究,指出青藏高原东北部雨季降水的转变是由降水强度的变化引起的,中度降雨级降水对增加量的贡献大于其他等级降水。

上述研究大多是采用较少的气象站点数据去分析青藏高原的整体降水特征,且未对青藏高原区域性降水进行深入地研究,从而难以判断全球气候变化对青藏高原降水是否有着不同的区域性影响,因此需要利用更多的气象站点数据去分析气候变化背景下青藏高原的降水分布型以及区域降水的时空演变特征。本研究选取青藏高原内部及周边的85个气象站点,根据1978-2018年各站点的降水资料,采用旋转经验正交函数进行分区,重点分析了青藏高原的降水量区划及各分区降水量的时空分布特征,以期当地应对气候变化和旱涝灾情、优化生态环境安全屏障以及做好农业生产和水土保持工作提供科学依据。

2 研究区概况与数据来源

2.1 研究区概况

青藏高原东面与四川西部相邻,与岷山、黄土高原相接;西面连接昆仑山,其边缘处于帕米尔高原以西;南面边缘靠近喜马拉雅山脉不丹以北;北面连接阿尔金山脉和祁连山脉南部,整体介于 $23^{\circ}\sim 44^{\circ}\text{N}$ 、 $66^{\circ}\sim 106^{\circ}\text{E}$ 之间。青藏高原90%以上区域位于中国境内,另外还分布于印度、巴基斯坦、塔吉克斯坦、吉尔吉斯斯坦、阿富汗、尼泊尔、不丹等国家。其在中国境内按地形可分为羌塘高原、祁连山地、柴达木盆地、青海高原、藏南谷地和川藏高山峡谷等6个部分。青藏高原内部分布有青海湖、扎陵湖、鄂陵湖、色林错以及纳木错5大湖以及雅鲁藏布江、怒江、澜沧江、金沙江、雅砻江、沱沱河、通天河和黄河等多条河流。青藏高原常年光照充足,冻土分布广阔,植被多为天然形成的草地,土地资源分布明显但不均衡,相比总可利用土地面积,宜牧土地约占1/2,宜林土

地约占 1/10,宜农土地仅约占 1/100,且主要集中于北部的柴达木盆地四周和雅鲁藏布江下游的谷地地区。青藏高原常驻人口约为 $1\ 020 \times 10^4$,居民多以藏族为主,当地农作物以青稞为主,受土地资源、海拔高度、地势地貌、气温和降水等因素的影响,人口分布不平衡且密度小,主要集中在青藏高原的江河下游和河谷地区,且区域内经济不发达。鉴于地形和经济等因素,在青藏高原部分地区建立气象站较为困难。本文选取了青藏高原内部及周边 85 个气象站点进行分析研究。青藏高原概况及气象站点分布见图 1。

2.2 数据来源

本文所采用的青藏高原 DEM 来自地理空间数据云 (<http://www.gscloud.cn/>),经过融合裁剪所得;矢量边界范围来自国家青藏高原科学数据中心 (<http://data.tpdc.ac.cn/>);降水数据为中国气象数

据共享服务网 (<http://data.cma.cn/>) 提供的逐日降水资料。数据处理初始选用青藏高原内部及周边 95 个气象站点为目标处理站点,青藏高原绝大多数气象站于 1958 年开始建造,于 1961 年开始观测记录气象数据,由于 20 世纪一些不可控因素,导致部分站点的气象数据缺失严重,95 个气象站点之中有 18 个站点存在降水数据缺测现象,缺测月数最短的为 1 个月,最长的为 43 个月,占比高达 5%,其中的缺测数据使用克里金插值方法进行插补。由于部分气象站于 20 世纪 70 年代初开始建立并投入使用,考虑到数据的准确性和完整性,本研究剔除了泽当、定日、丁青、班玛、波密、巴塘、理塘、林芝、攀枝花、洛隆 10 个气象站点,最终选取了青藏高原内部及周边资料相对完整的 85 个气象站点 1978 - 2018 年的降水资料进行分析。85 个气象站名称及所在的省(自治区)信息见表 1。

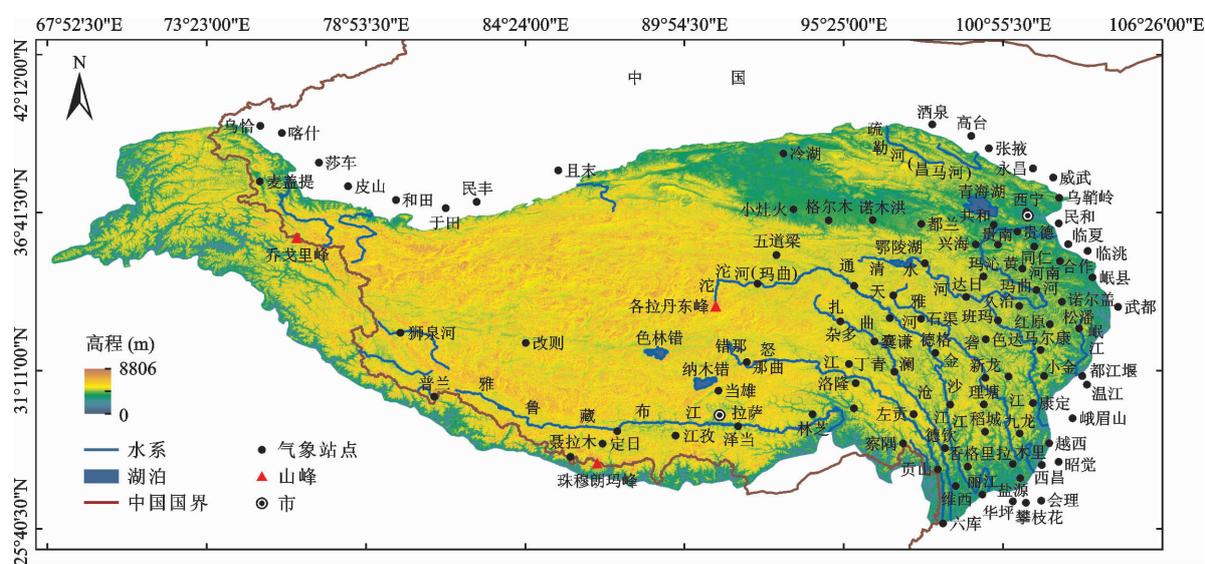


图 1 青藏高原概况及气象站点分布

表 1 本研究选取的青藏高原 85 个气象站点所在省(自治区)信息

省(自治区)	气象站点	数量
新疆	乌恰、喀什、麦盖提、莎车、皮山、和田、于田、民丰、且末	9
甘肃	酒泉、高台、张掖、永昌、威武、乌鞘岭、临夏、临洮、玛曲、合作、岷县、武都	12
青海	冷湖、小灶火、格尔木、诺木洪、都兰、共和、西宁、贵德、民和、五道梁、兴海、贵南、同仁、沱沱河、杂多、曲麻菜、玉树、玛多、清水河、玛沁、达日、河南、久治、囊谦	24
云南	德钦、贡山、香格里拉、维西、六库、丽江、华坪	7
西藏	狮泉河、改则、那曲、普兰、当雄、拉孜、聂拉木、江孜、昌都、左贡、察隅	11
四川	稻城、石渠、诺尔盖、昭觉、德格、色达、道孚、马尔康、红原、越西、小金、木里、松潘、温江、盐源、都江堰、新龙、康定、峨眉山、九龙、西昌、会理	22

3 研究方法

本文根据青藏高原内部及周边 85 个气象站点 1978-2018 年共 41 a 的日降水资料,采用经验正交函数分析了青藏高原年降水量的典型空间分布特征,通过旋转经验正交函数将青藏高原分为 8 个降水区,对每个降水区采用 Sen's 斜率估计、Mann-Kendall 检验、滑动 t 检验和 Morlet 小波等统计方法分析了青藏高原各区的降水量时空演变特征。

3.1 经验正交函数和旋转经验正交函数

在传统的利用站点或网格观测数据进行气候要素分析中,往往会忽略测站间气象状况存在的相互联系,从而限制了对区域气象要素变量场的特征分析。经验正交函数(empirical orthogonal function, EOF)能够将气象站点之间的这种相互联系作为初始变量场,使其分离出一定数量最大限度含有初始变量场信息的空间模态,对研究初始变量场有很大的帮助。EOF 方法分解出的空间模态为矢量场,该方法将一个连贯的空间时间数据集分解成单个空间模式和相关时间尺度用于揭示数据集背后隐藏的独特动态模式^[10]。

虽然 EOF 能最大限度地表征气象要素变量场在区域上的分布结构,但是其分解的空间模态只能表示典型特征,不能清晰地揭示出不同地理区域的空间特征^[11]。旋转经验正交函数(rotating empirical orthogonal function, REOF)^[12]能够克服传统 EOF 分解气象要素变量场变率结构的缺陷。该方法是在 EOF 分解的空间特征向量基础上,对其进行最大方差正交旋转,旋转之后的特征向量贡献率会更加均匀,然后结合 North 检验^[13]之后的空间模态能够更好地反映出气象要素初始变量场的原始信息^[14]。因此在气象要素分析研究中,多使用 REOF 作为一种区域气候分析的方法,其主要原理见文献^[15]。

3.2 统计方法

Sen's 斜率估计方法是 Sen 在 1968 年提出并在很多领域内广泛使用的一种非参数检验方法。假设有容量为 N 的样本,该方法可以定量估算出此样本中 n 组数据的大致趋势,其具体计算方法见文献^[16]。本文时间序列数据的突变检验采用世界气象组织(World Meteorological Organization, WMO)推荐的非参数 Mann-Kendall 检验并辅以滑动 t 检验明确突变年份。其中 Mann-Kendall 检验能够分析出时间序列数据的趋势和突变年份,具体原理和计算过程见文献^[17]、^[18]。就使用者检验目的和用

途而言, t 检验通常分为单侧检验和双侧检验,双侧检验一般针对气象要素,其基本原理见文献^[19]。

小波分析能够分析时间序列中的瞬时时变信号,即在时域和频域上同时定位信号,能有效地从信号中提取信息,通过伸缩变换对函数或者频率信号进行多尺度细化分析。其具体原理和使用方法见文献^[20]、^[21]。

4 结果与分析

4.1 青藏高原年平均降水量分布

根据上述筛选的青藏高原内部及周边 85 个气象站 1978-2018 年共 41 a 的降水资料绘制出青藏高原年平均降水量等值线图,如图 2 所示。

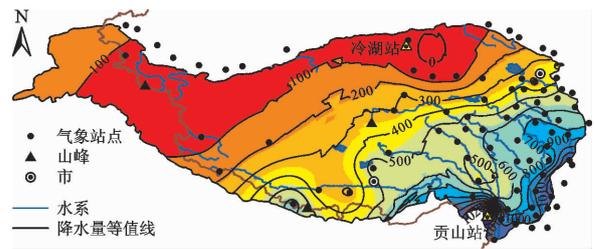


图 2 1978-2018 年青藏高原年平均降水量分布

由图 2 可知,青藏高原年平均降水量空间差异性较大,总体上表现出由东南向西北逐渐递减的趋势,且降水主要集中在高原东南部的雅鲁藏布江下游和四川西部地区,这些区域年平均降水量多在 1 000 mm 以上。高原最大降水量在贡山站,其年平均降水量达 1 745 mm,而青藏高原西北地区的年平均降水量在 50 mm 以下,最小降水量在冷湖站,其年平均降水量仅有 17 mm。以 500 mm 年降水量为分界线,青藏高原年降水场可分为 7 个多雨区和 6 个少雨区,多雨区分布在高原西南部、雅鲁藏布江下游、高原东南部、四川西部、怒江中下游地区、巴颜克拉山以东的松潘地区以及三江源区;少雨区则分布在祁连山以南、青海湖区、柴达木盆地、喜马拉雅山北麓、羌塘高原和帕米尔高原以西。

4.2 青藏高原年降水量 EOF 的典型空间分布型

为探究研究期内青藏高原地区年平均降水量的空间分布型,本研究对所选取的青藏高原 85 个气象站点 1978-2018 年年平均降水量进行 EOF 模态分解,得到前 10 个主成分和特征值,如表 2 所示。

对表 2 中前 10 个特征值进行 North 检验,只有前 8 个特征值通过了检验,且前 8 个主成分的累计方差贡献率达到了 76.48%,说明前 8 个模态能够反映出青藏高原年平均降水量的主要空间分布特

征。同时在对特征根误差范围进行检验时发现,第1个特征向量的贡献率最大,达到23.95%,而第2个特征向量的贡献率急剧下降,为13.42%,且这两个特征向量的特征根误差无重叠,说明前两个特征向量之间存在显著的差别,具有明确的物理意义,它们能够揭示青藏高原年平均降水量的两种典型空间分布型,图3给出了这两种典型特征场分布。由于

青藏高原地形地貌复杂多样,气象站点的分布极不均匀,本文在使用 ArcGIS 绘制典型模态等值线图时,其空间插值使用了协同克里金插值法,该方法与传统的插值方法(如最小二乘法、三角剖分法、反距离权重法)相比,其优势在于插值的过程中考虑了描述对象的空间相关性质,使插值后的栅格更加平滑,插值结果更科学可靠、更接近于实际情况。

表2 1978-2018年青藏高原85个气象站点年平均降水量 EOF 结果

模态	特征值	方差贡献率/%	累计方差贡献率/%	特征根误差下限	特征根误差上限
1	271262.77	23.95	23.95	229652.96	312872.58
2	151961.65	13.42	37.37	128651.80	175271.51
3	126532.98	11.17	48.55	107123.71	145942.26
4	102112.56	9.02	57.56	86449.21	117775.91
5	70173.25	6.20	63.76	59409.16	80937.33
6	58493.88	5.17	68.93	49521.33	67466.44
7	46546.91	4.11	73.04	39406.94	53686.87
8	39037.03	3.45	76.48	33049.02	45025.04
9	31186.72	2.75	79.24	26402.89	35970.54
10	26635.52	2.35	81.59	22549.82	30721.22

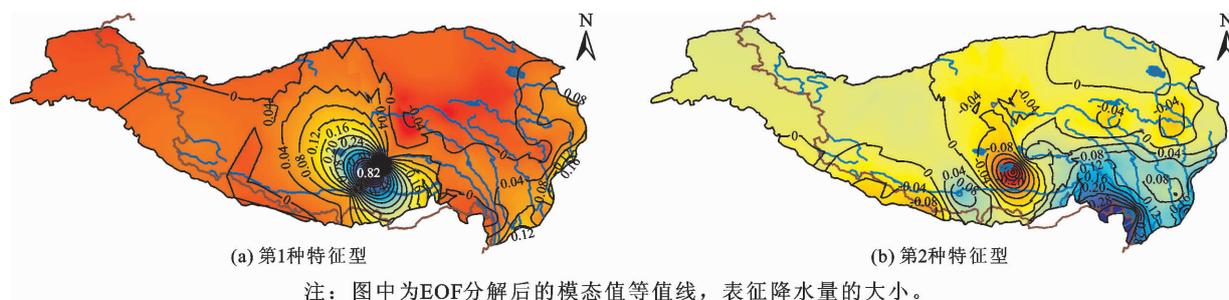


图3 青藏高原多年平均降水量的两种典型特征场分布

图3结果表明:

(1)第1种典型特征场(图3(a))呈现出青藏高原年降水量南多北少的特征,反映了高原年降水分布的南北差异。青藏高原多年平均降水量的正值中心位于雅鲁藏布江中下游地区、唐古拉山脉以南以及四川西部的雅砻江上中游地区,中心模态值达0.82。高原的负值中心位于唐古拉山脉以北、可可西里山脉和巴颜克拉山脉以南,唐古拉山脉为南北差异的分界线。出现这种降水量的分布特征与高原纬度、南印度洋热带气旋和西太平洋副热带高压的位置有关,对于一般年份而言,唐古拉山脉阻断了来自印度洋的湿润水汽,从而导致该山脉北部降水量的削减。由于多重高山对南部海洋暖湿气流的阻挡,年平均降水量也相应地由1700 mm 递减至50

mm 以下,因此第1种典型特征场也反映了高原年降水的干湿差异一致性,相对变率以雅鲁藏布江下游、澜沧江下游以及川西为中心逐渐向四周减小。有研究表明该干湿差异的特征也与青藏高原压强的强弱以及全球气候变暖有关。高压年份,高原雨季起始时间平均推迟约10 d;低压年份,雨季起始时间平均提前约10 d^[22]。在地球大气温度升高的影响下,高原春季加热场增强、夏季强劲稳定的季风爆发提前、秋季大气环流指数(Arctic Oscillation)稳定少动以及冬季不显著的季风变化致使青藏高原春夏两季的年平均降水量有所增加而秋冬两季的降水量增减不明显^[23]。

第2种典型特征场(图3(b))呈现出高原东南地区降水多,西北地区降水少的特征,反映了高原年

平均降水量的东南 - 西北差异。年平均降水量的正值中心位于怒江下游、澜沧江下游和横断山脉东南地区,负值中心位于喜马拉雅山脉以北至冈底斯山脉以南区域、雅鲁藏布江上中游、柴达木盆地以及青海湖南部地区。这种分布特征主要受高原地形的影响。来源于印度洋的湿润水汽在自东南向西北输送的过程中,沿途受多重高山的阻挡而难以抵达高原西北地区,另外因高原的高海拔,途经我国西部的夏季风多数绕过了青藏高原,使得中国西北部降水量减少致其干旱,导致高原西北部大片荒漠化,从而形成高原降水量出现东南多西北少的差异。

4.3 基于 REOF 分区的各区降水时空演变特征

将 1978 - 2018 年青藏高原年平均降水量 EOF 分解后的前 8 个主成分进行 REOF 旋转(旋转经验正交分解)得到 8 个模态的方差贡献率和累计方差贡献率,见表 3。使用 ArcGIS 绘制出各模态载荷向

量分布,见图 4。将载荷向量统一分级,调整各个分级的载荷向量的阈值至相同后,使用 ArcGIS 绘制出降水地理分区示意图,见图 5。

表 3 1978 - 2018 年青藏高原 85 个气象站点年平均降水量 REOF 结果 %

模态	方差贡献率	累计方差贡献率
1	11.21	11.21
2	11.10	22.31
3	10.24	32.55
4	9.02	41.57
5	7.17	48.74
6	5.67	54.41
7	4.55	58.96
8	4.48	63.44

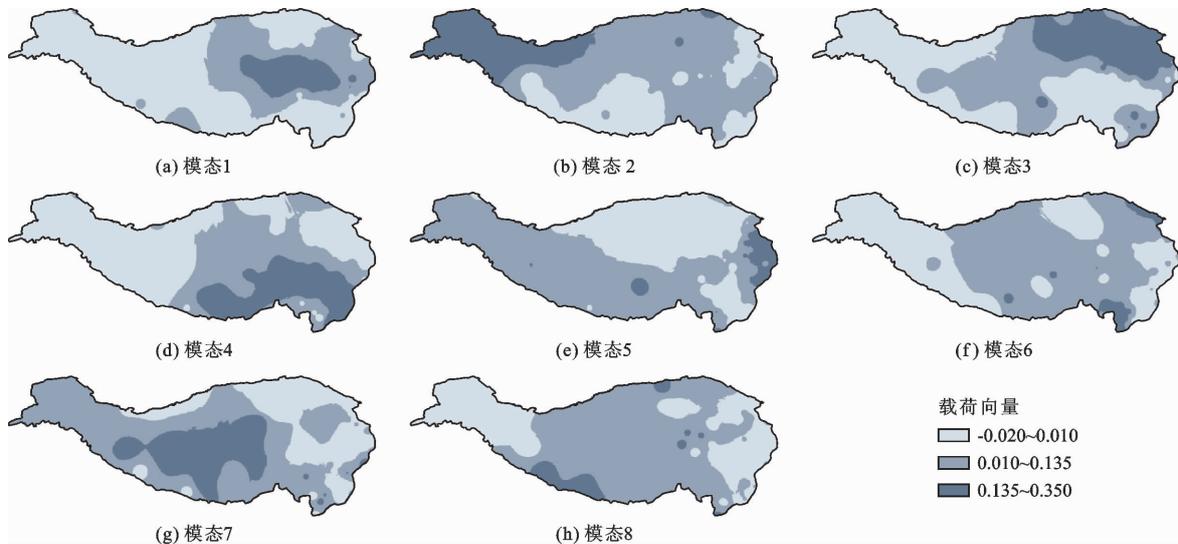
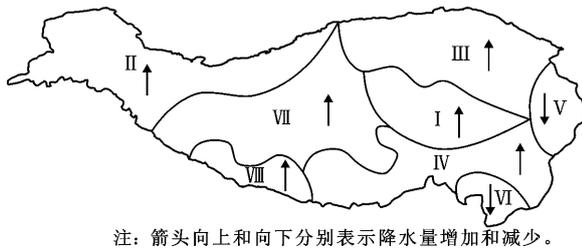


图 4 青藏高原年降水量各模态 REOF 载荷向量分布



注: 箭头向上和向下分别表示降水量增加和减少。

图 5 青藏高原降水地理分区示意图

青藏高原年平均降水量经旋转经验正交函数分解后,每个模态的方差贡献率过渡得较为平滑,其累计方差贡献率为 63.44%(表 3)。由图 5 可知,青藏高原可分为 8 个降水地理区,分别为 I 区三江源区、II 区喀喇昆仑山脉区、III 区柴达木盆地、IV 区雅鲁

藏布江下游区、V 区川西区、VI 区高原东南区、VII 区羌塘高原区、VIII 区喜马拉雅山北麓区。高原 85 个气象站点也分别纳入相应的区号,各站点降水地理分区见表 4。由于每个区所涵盖的站点较多,本研究则以每个区所含站点的平均合计年降水量代表该区 1978 - 2018 年共 41 a 的降水量,用来进行高原区域化降水特征研究。

4.3.1 各分区的 Sen's 斜率估计 将青藏高原 8 个时间序列降水地理分区 1978 - 2018 年共 41 a 的年平均降水量进行 Sen's 斜率估算,结果见表 5。

表 5 中的结果显示,1978 - 2018 年间除 IV 区、V 区、VI 区以外,其余 5 个区的降水量 Sen's 斜率值均大于 0,说明 IV 区、V 区、VI 区的降水量在此期间

呈减少趋势, I区、II区、III区、VII区和VIII区的降水量在此期间呈增多趋势。

IV区、V区、VI区相应的雅鲁藏布江下游区、川西区、高原东南区均为多雨区,水汽通道畅通的情况下其降水量却是减少的;而II区、III区、VII区所对应的喀喇昆仑山脉区、柴达木盆地区、羌塘高原区均为少雨区,水汽通道被多重高山阻挡的情况下其降水量却是增加的,这种现象导致了青藏高原6个降水异常区的形成。

为进一步确认高原8个分区的年降水量的增减趋势和降水异常区,现使用线性回归的方法来拟合8个分区的降水量变化,其线性拟合结果如图6所示。由图6可见,IV区的降水量呈较微弱的增大趋势,V区、VI区的降水量呈减少趋势,但趋势并不显著,其余5个区的降水量均呈增大趋势。II区降水量的趋势斜率最大,其降水量增大趋势最明显。由此判定青藏高原存在5个降水异常区,分别为II区、III区、V区、VI区和VII区。

表4 青藏高原85个气象站点降水地理分区

区号	气象站点	数量
I	沱沱河、杂多、曲麻莱、玉树、清水河、石渠、达日、囊谦、色达、红原、察隅、德钦、香格里拉、华坪	14
II	乌恰、喀什、麦盖提、莎车、皮山、和田、民丰、于田	8
III	小灶火、格尔木、共和、西宁、贵德、兴海、贵南、同仁、临夏、玛多、玛沁、河南、久治、玛曲、合作、峨眉山	16
IV	新龙、江孜、木里、岷县、武都、越西、昌都、德格、康定、左贡、稻城、九龙、盐源、西昌、丽江、昭觉	16
V	诺木洪、都兰、五道梁、临洮、当雄、诺尔盖、温江、都江堰	8
VI	永昌、威武、乌鞘岭、民和、拉孜、贡山、维西、六库	8
VII	酒泉、高台、张掖、狮泉河、改则、那曲、会理	7
VIII	且末、冷湖、普兰、聂拉木、道孚、马尔康、小金、松潘	8

表5 1978-2018年青藏高原各降水地理分区年平均降水量 Sen's 斜率估计值

I区	II区	III区	IV区	V区	VI区	VII区	VIII区
0.77	1.20	0.79	-0.13	-0.05	-0.52	0.61	0.17

I区位于三江源区,属高原大陆性气候且无明显的四季之分。该区地势起伏不大,多为平坦的滩地,仅东南部有高山峡谷地带。全区年平均降水量多在600 mm左右,降水总体偏多,为湿润地区。由于孟加拉湾一带的水汽容易北上高原,再加上北冰洋涛动和西南暖湿气流对该区的影响,造成了该区降水量的增加,研究期内年降水量增幅为8.6%。

II区为喀喇昆仑山脉地区,该地区平均海拔超过5 500 m,垂直方向气候变化比较明显,多属高原山地气候,低海拔谷地全年降水量不足100 mm,高海拔冰雪积累区全年降水量也在1 000 mm以下,全区年平均降水量不足200 mm,属干旱荒漠地区,研究期内其年降水量增幅达28.3%。受西风环流的影响,该区冬、春季降水最为丰富,夏季亦有少量降水。在正常年份,印度洋西南季风对该山脉的影响较小,但在特殊年份,强大的西南季风往往给该地区带来暴雨性降水,极易造成洪水和泥石流灾害。

III区位于柴达木盆地,属高原大陆性气候,年降水量由青海湖东南部的700 mm向西北盆地中心递

减至50 mm,该区年降水量跨度较大,主要以干旱为特点。柴达木盆地被祁连山脉、阿尔金山脉、昆仑山脉、可可西里山脉和巴颜喀拉山脉环抱,形成了封闭的巨大山间盆地,湿润水汽很难到达盆地中心,但该区在研究期内气温升高^[24]的同时,降水量也在持续增多,且大部分地区年降水量增幅均在10%以上。

IV区位于雅鲁藏布江下游地区,区域内有较多亚热带季风气候明显的谷地。携带着大量温湿水汽的夏季风沿雅鲁藏布大峡谷进入雅鲁藏布江下游谷地地区,形成较为充足、稳定的降水,为这里的主要作物青稞提供了丰富的水资源。

V区在四川西部地区,位于青藏高原东侧,该区有明显的立体式气候变化,以寒温带和高原型季风气候为主。该地区受西太平洋副热带高压北跳和松潘低涡东移的影响^[25],降水也比较丰富,但年降水量呈下降趋势,研究期内减少幅度为1.5%,平均每年减少8.5 mm。

VI区位于高原东南部,该地区年降水量多大于600 mm,属湿润地区。由于西南季风能够影响到高

原东部和西部边缘,受夏季风影响,来自印度洋的湿润水汽向北一路输送,抵达高原东南部后形成丰富的降水。该区虽然降水较多,但整体降水量却有减少趋势,研究期内该区后 20 a 的年均降水量较前 20 a 减少了 3.7%。

VII 区位于羌塘高原地区,该区年平均降水量在 350 mm 以下,多属寒冷干燥的寒带气候。羌塘高原是青藏高原腹地,海拔高且四周高山重围,双重东西走向的山脉阻挡了南来的水汽,致使该区域降水较少。近年来,全球气温逐步升高,再加上羌塘高原常年大风,该区域四周高山上的常年冰雪开始融化,裸露突出的山体表面也开始风化,造成山顶高度下降,使南部水汽得以抵达该区中心,导致该区降水开始

增多,研究期内年降水量平均增加了 3.8%。

VIII 区位于喜马拉雅山北麓,属高原性严寒气候半干旱地区。该区绝大部分区域年平均降水量不足 450 mm,只有极少区域年平均降水量能够达到 550 mm。由于山体对低层空气流通的阻碍作用,山脉南部和北部的的水分状况会产生差异,南部拦截了来自印度洋的大量水汽导致北部背风坡降水稀少,但该地区的降水呈增加趋势,研究期内年降水量增幅达 6%,这可能是因为该地区自 1961 年以来,地表平均气温上升明显,冰川普遍消退,尤其是山脉南部冰川消退的速度最大,而且南、北坡度也有一定程度地减小^[26],使得来自印度洋的暖湿水汽越过喜马拉雅山脉到达其北部地区形成降水,进而导致降水增多。

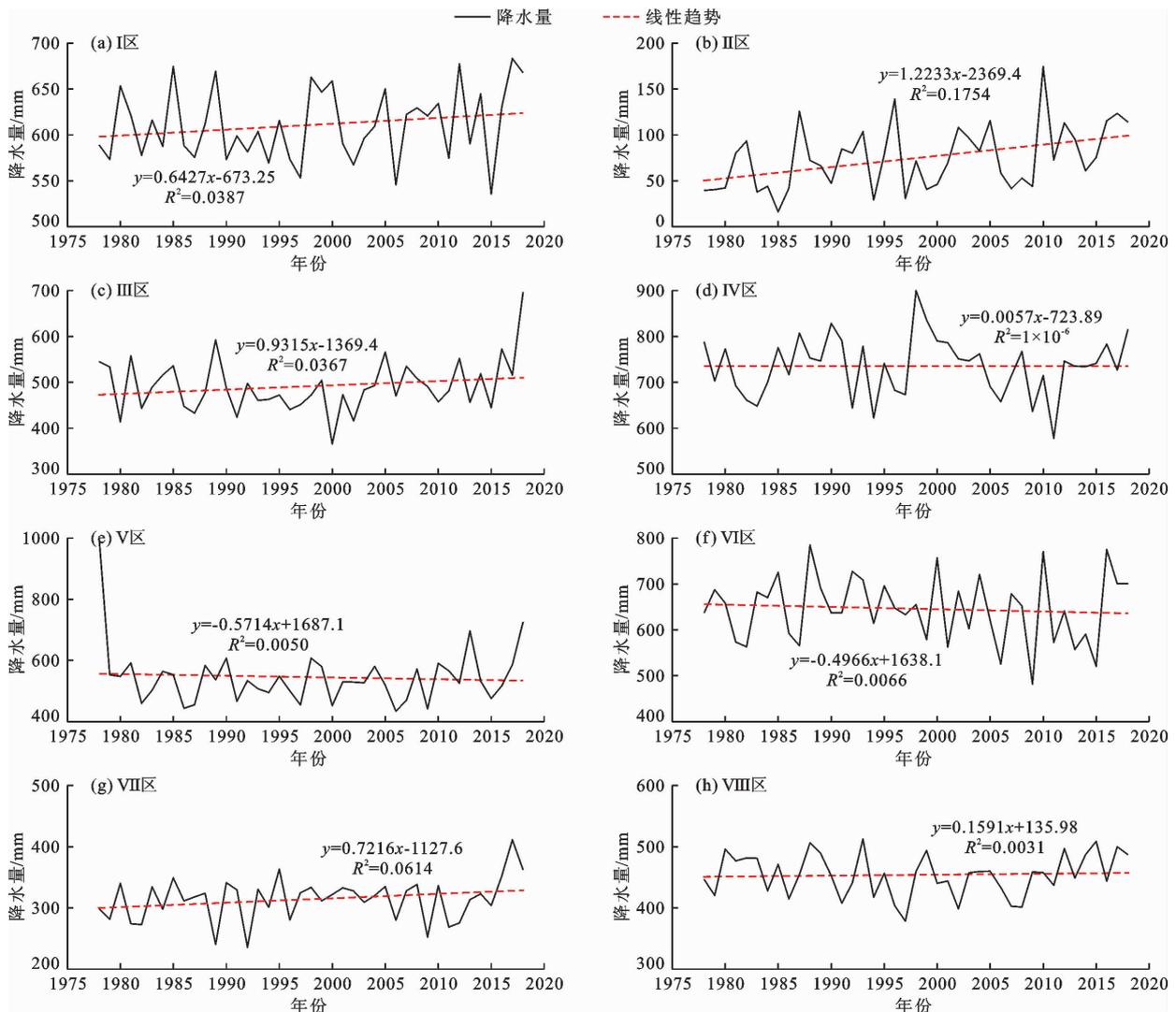


图 6 1978-2018 年青藏高原各降水地理分区年平均降水量线性拟合结果

4.3.2 各分区的突变性分析 采用 Mann-Kendall 突变检验(显著水平 $\alpha = 0.05$)对 1978-2018 年青藏高原各降水地理分区的年平均降水量进行分析,

其结果见图 7。

分析图 7 可知, I ~ VIII 区的时间序列年降水量突变年份依次为 2012、2016 年(I 区);1997、2001、

2010年(Ⅱ区);2017年(Ⅲ区);1985、2004年(Ⅳ区);无突变点(Ⅴ区);1983、2002年(Ⅵ区);1988、1992、1994、2014年(Ⅶ区);1984、2014、2016年(Ⅷ区)。在8个分区中,Ⅴ区没有突变年份,Ⅱ区、Ⅶ区和Ⅷ区均存在多个突变点,因此为进一步确定8个分区年平均降水量的突变年份,现给定显著性水平 $\alpha = 0.05$,使用滑动 t 检验对8个分区时间序列降水进行分析,其结果见图8。

图8表明,当滑动步长 $v = 2$ 时,雅鲁藏布江下游区(Ⅳ区)和川西区(Ⅴ区)的年平均降水量均显著通过95%的置信水平,其突变年份分别为1997、2001、2004年和1985、1987、1997年。当滑动步长 $v = 3$ 时,三江源区(Ⅰ区)、喀喇昆仑山脉区(Ⅱ区)、柴达木盆地区(Ⅲ区)、高原东南区(Ⅵ区)、羌塘高

原区(Ⅶ区)和喜马拉雅山北麓区(Ⅷ区)的年平均降水量均显著通过95%的置信水平,其突变年份依次为1997和2000年、2001和2005年、1985年、1983年、2014年、2005和2008年。结合M-K突变检验可知,青藏高原8个分区的突变年份大多在21世纪之后,2021年政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)第六次评估报告第一工作组的报告中指出:进入21世纪之后,以人类活动为主导因素的碳排放加剧了全球地表温度的升高,目前全球增温已达 $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$,且气温升高仍在持续,极端天气气候事件的风险进一步提升,全球的冰川山地整体处于消融退缩的状态^[27]。所以报告中所指出的这种气候变化影响了对气候敏感的青藏高原,致使其内部降水也变得相对不稳定。

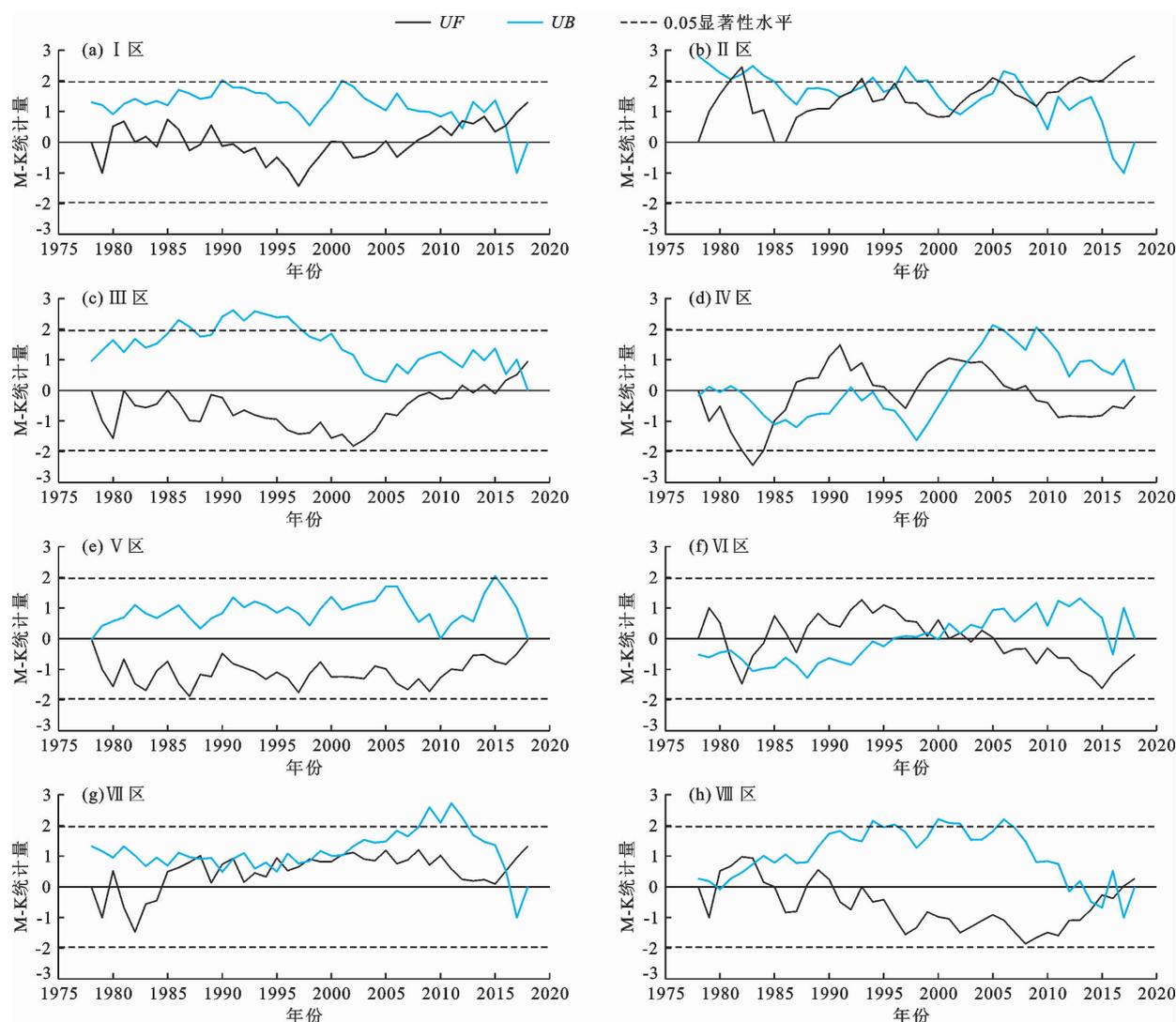


图7 1978-2018年青藏高原各降水地理分区年平均降水量Mann-Kendall突变检验结果

4.3.3 各分区的周期分析 采用Morlet小波分析来探究青藏高原8个分区的时间序列年平均降水量

的周期特征,结果见图9。由图9可知,三江源区(Ⅰ区)的年平均降水量在1997-2002年有1个5~

8 a 的振荡周期,表明其间降水时间序列变化的强度为非随机且能量最大。降水量在 5 a 尺度上有明显

的峰值,且通过了显著性检验,说明该区年降水在 5 a 左右的周期震荡最强。

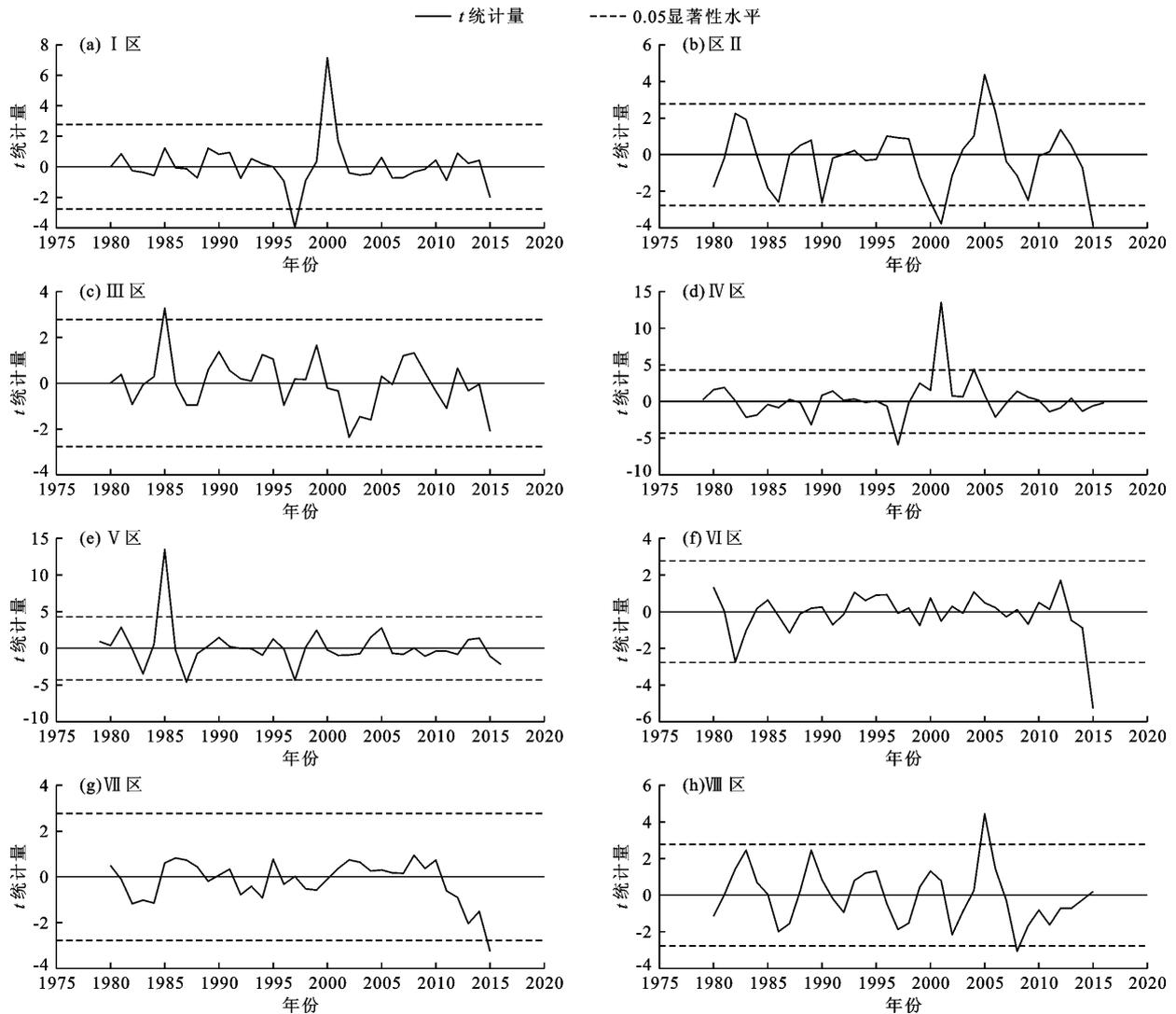


图 8 1978 - 2018 年青藏高原各降水地理分区年平均降水量滑动 t 检验结果

喀喇昆仑山脉区(II 区)的年平均降水量在 1995 - 1999 和 2008 - 2011 年间有 1 个 1 ~ 3 a 的短周期,在 2002 - 2012 年间有 1 个 10 ~ 15 a 的长周期,且该长周期的能量最大。降水量在 3、7、24 a 尺度上有明显的峰值,但该区降水只有在 3 a 时间尺度上通过了显著性检验,说明该区年降水在 3 或 7 a 左右的震荡周期最强。

柴达木盆地(III 区)的年平均降水量在 1978 - 2018 年长时间序列上并没有明显的周期性,说明该地区在研究期内降水受气候影响比较显著,随机性较大,也对应了上述的降水异常区。

雅鲁藏布江下游区(IV 区)的年平均降水量在 1992 - 1998 年间有 1 个 1 ~ 2 a 的短周期,在 1984 - 2008 年间有 1 个 24 ~ 56 a 的长周期,降水在 2 和 15

a 时间尺度上有明显的峰值,但 15 a 的时间尺度没有通过显著性检验,说明该区年降水在 2 a 左右的震荡周期最强,降水量以在 1992 - 1998 年的短周期为主导。

川西区(V 区)的年平均降水量在 1978 - 2018 年长时间序列上并没有周期性,对应了前文的降水异常区,但在 2、5、12 和 24 a 时间尺度上有明显的峰值,且 2 a 和 5 a 时间尺度通过了显著性检验,这一现象仍有待探究。

高原东南区(VI 区)的年平均降水量在 1982 - 1990 年间有 1 个 3 ~ 6 a 的震荡周期,在 2006 - 2010 年间有 1 个 1 ~ 3 a 的震荡周期,说明这两个时段内的降水变化强度并不是随机的。降水在 4 a 时间尺度上有 1 个不明显的峰值,但其通过了显著性检验。

羌塘高原区(Ⅶ区)的年平均降水量在1988-1992年间有1个1~3 a的震荡周期,降水在2 a和16 a有明显的峰值,但是仅在2 a时检验最显著,即该区的年降水最强的震荡周期为2 a。

喜马拉雅山北麓区(Ⅷ区)的年平均降水量在1990-2005年间有1个6~7 a的震荡周期,降水在6 a时间尺度上有1个明显的峰值且通过了显著性检验,说明该区年降水在6 a左右的震荡周期最强。

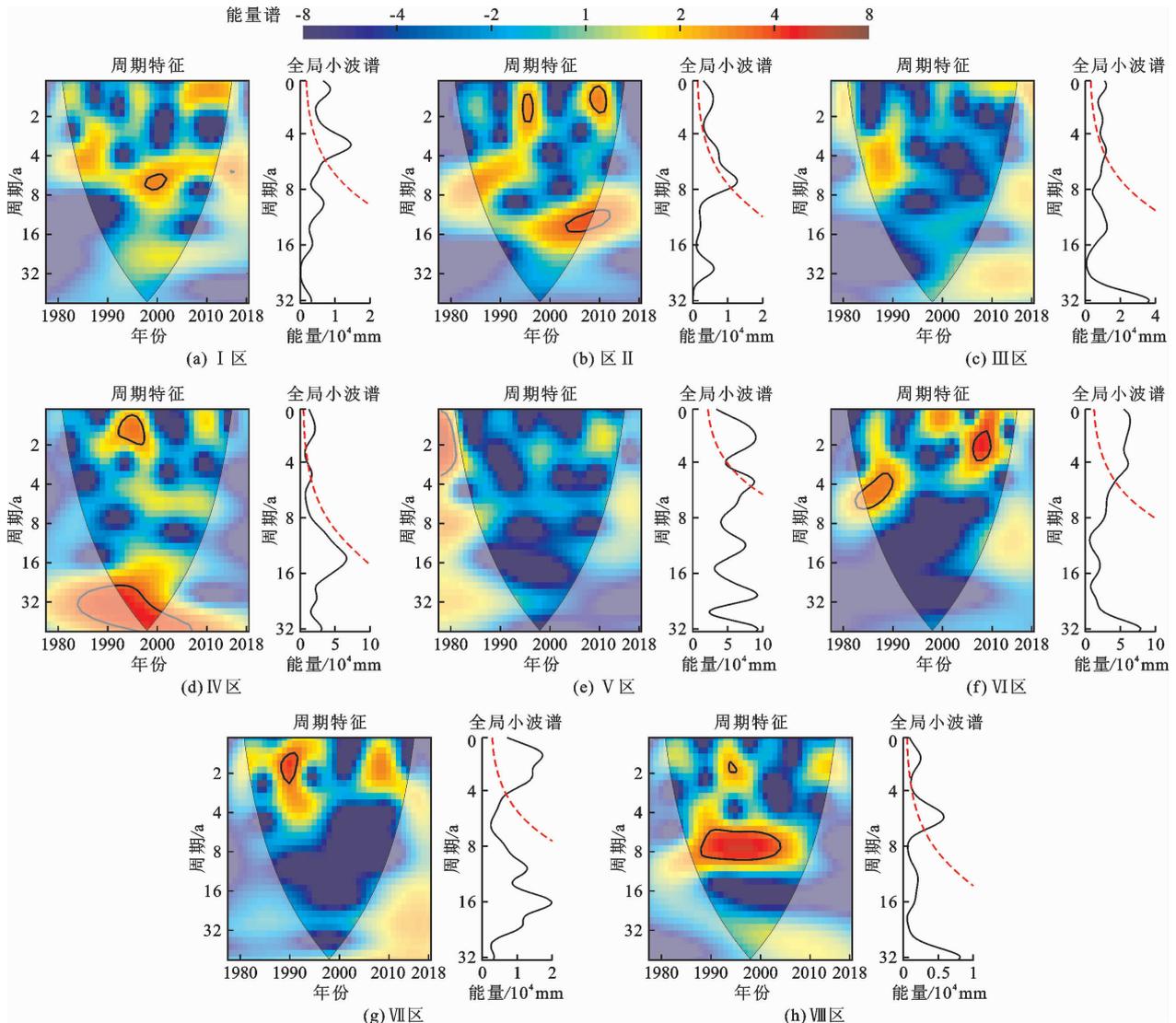


图9 1978-2018年青藏高原8个分区年平均降水量小波分析结果

5 讨论

本研究的结果中,青藏高原整体年平均降水量的南北差异和东南-西北差异两种分布型与黄一民^[28]2007年的研究结果存在差异,经过10年的变化,青藏高原整体年降水分布的全区一致型消失,这可能是由于全球气温升高及人类活动影响了此10年间的降水分布,需要另外分析气温升高、人类活动与降水变化的相关性来加以验证。

本研究在使用旋转经验正交函数进行区划研究青藏高原的降水过程中,还发现青藏高原内部不同

区域的降水出现了一些特殊现象:部分多雨区(如川西区、高原东南区)的降水量开始减少,少雨区(如喀喇昆仑山脉地区、柴达木盆地地区、羌塘高原地区)的降水量开始增加。这一现象与陈发虎等^[29]在全球变暖对青藏高原的环境影响研究中的结果相呼应,青藏高原南、北部的降水变化方式存在显著差异,北部降水增加明显而南部相反,高原目前正在逐渐变湿变暖。陈炜等^[30]在使用CMIP6中的中等偏低情景SSP2-4.5下的未来模拟降水分析中指出,远期(2051-2100年)青藏高原北部将出现降水增加的大值区,西部降水在不同碳排放情景下也会发

生不同的变化。因此这一特殊现象也可能与人类碳排放浓度有关,但受限于模拟降水数据的不确定性以及西部气象站点的稀疏,这一现象仍需要时间和大量实测数据去加以佐证。近年来,青藏高原的冰山积雪整体处于退缩状态已是不争的事实^[31-32],这亦有可能是由于青藏高原高山峰顶上积雪的消融对各路水汽的阻碍削弱^[32],使得携带湿润水汽的气流能够顺利抵达高原中北部或北部地区形成降水,从而导致常年少雨区的降水有所增加。

据调查和研究表明,青藏高原的生态环境正在逐步好转^[33-34],而上述青藏高原区域降水量变化的特殊现象可能会影响区域的植被生态环境、农业生产和旱涝灾害,目前还不清楚这种现象是利还是弊,仍需要时间去验证这种降水现象对区域的相关影响。因此需进一步加强青藏高原生态环境的监测,做好区域生态环境保护和灾害预警工作,关注气候变化对青藏高原的影响,本着在2030年前实现碳达峰、2060年前实现碳中和的理念进一步推进绿色低碳发展。

由于青藏高原西部无人区站点稀少,在本研究中用协同克里金插值得出的降水载荷向量结果可能也会影响上述特殊现象的可靠性,未来可以针对高原西部地区的多种遥感降水数据通过合理的降尺度方法进行误差比较以及偏差订正。

6 结 论

本文采用经验正交函数(EOF)、旋转经验正交函数(EOF)分析了青藏高原1978-2018年的降水分布型以及降水场分区,使用部分统计方法重点分析了各分区1978-2018年的降水时空演变特征,得到如下主要结论:

(1)青藏高原1978-2018年降水场可分为7个多雨区和6个少雨区,其年平均降水量主要存在两种空间分布型,分别为南北差异型和东南-西北差异型,且高原降水有着明显的干湿差异特征,其相对变率以雅鲁藏布江下游、澜沧江下游以及川西为中心逐渐向四周减小。

(2)采用EOF得到的青藏高原8个降水分区中,Ⅳ区的降水量变化平缓,Ⅴ区、Ⅵ区的降水量呈减少趋势,减幅分别为1.5%、3.7%,Ⅰ区、Ⅱ区、Ⅲ区、Ⅶ区和Ⅷ区的降水量呈增加趋势,增幅分别为8.6%、28.3%、10.0%、3.8%、6.0%。青藏高原存在喀喇昆仑山脉地区、柴达木盆地区、四川西部地区、高原东南部区和羌塘高原区5个降水异常区。

(3)青藏高原的8个降水分区中,每个区的时间序列降水量均有多个突变年份,各分区的降水分别有着不同程度的年代际变化。除Ⅲ区(柴达木盆地区)和Ⅴ区(川西区)在1978-2018年间无周期特征且Ⅲ区也无时间尺度外,其余分区均有不同时间尺度的周期特征。

(4)青藏高原内部多重高山对携带湿润水汽的气流的阻碍可能有所削弱,高山上的积雪和部分高海拔地区的冰川受全球变暖的影响可能仍然在逐渐消融,有必要进一步加强对青藏高原生态环境的监测以及生态安全屏障的优化。

参考文献:

- [1] 崔鹏,苏凤环,邹强,等. 青藏高原山地灾害和气象灾害风险评估与减灾对策[J]. 科学通报, 2015, 60(32): 3067-3077.
- [2] 韩熠哲,马伟强,王炳赞,等. 青藏高原近30年降水变化特征分析[J]. 高原气象, 2017, 36(6): 1477-1486.
- [3] 李晓英,姚正毅,肖建华,等. 1961-2010年青藏高原降水时空变化特征分析[J]. 冰川冻土, 2016, 38(5): 1233-1240.
- [4] 朱艳欣,桑燕芳. 青藏高原降水季节分配的空间变化特征[J]. 地理科学进展, 2018, 37(11): 1533-1544.
- [5] ZHANG Chi, TANG Qihong, CHEN Deliang, et al. Moisture source changes contributed to different precipitation changes over the northern and southern Tibetan Plateau[J]. Journal of Hydrometeorology, 2019, 20(2): 217-229.
- [6] FU Yunfei, MA Yaoming, ZHONG Lei, et al. Land-surface processes and summer-cloud-precipitation characteristics in the Tibetan Plateau and their effects on downstream weather: A review and perspective[J]. National Science Review, 2020, 7(3): 500-515.
- [7] LI Duo, YANG Kun, TANG Wenjun, et al. Characterizing precipitation in high altitudes of the western Tibetan Plateau with a focus on major glacier areas[J]. International Journal of Climatology, 2020, 40(12): 5114-5127.
- [8] 汤秋鸿,刘宇博,张弛,等. 青藏高原及其周边地区降水的水汽来源变化研究进展[J]. 大气科学学报, 2020, 43(6): 1002-1009.
- [9] 杨昭明,张调风. 1961-2017年青藏高原东北部雨季降水量变化及其贡献度分析[J]. 干旱区研究, 2021, 38(1): 22-28.
- [10] NEHA, PASARI S. A review of empirical orthogonal function (EOF) with an emphasis on the co-seismic crustal deformation analysis[J]. Natural Hazards, 2021, 110: 29-56.
- [11] 刘晓琼,孙曦亮,刘彦随,等. 基于 EOF-EEMD 的西

- 南地区气候变化区域分异特征[J]. 地理研究, 2020, 39(5): 1215 - 1232.
- [12] RICHMAN M B. Rotation of principal components[J]. International Journal of Climatology, 1986, 6(3): 293 - 335.
- [13] NORTH G R, BELL T L, CAHALAN R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions[J]. Monthly Weather Review, 1982, 110(7): 699 - 706.
- [14] BI Shuoben, QIU Xiangkai, WANG Guojie, et al. Spatial distribution characteristics of drought disasters in Hunan Province of China from 1644 to 1911 based on EOF and REOF methods [J]. Environmental Earth Sciences, 2021, 80(16): 533.
- [15] 陈子燊. 珠江流域干旱时空变化的经验诊断分析[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2020, 59(4): 33 - 42.
- [16] SEN P K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau[J]. Journal of the American Statistical Association, 1968, 63(324): 1379 - 1389.
- [17] PIRNIA A, GOLSHAN M, DARABI H, et al. Using the Mann - Kendall test and double mass curve method to explore stream flow changes in response to climate and human activities[J]. Journal of Water and Climate Change, 2019, 10(4): 725 - 742.
- [18] 李文婷, 杨肖丽, 任立良, 等. 基于 SWAT 模型的黄河源区蓝/绿水资源时空分布特征研究[J]. 中国农村水利水电, 2021(8): 59 - 66.
- [19] 陈俊旭, 赵红玲, 吕燕, 等. 红河流域径流演变分异及其特征[J]. 水电能源科学, 2018, 36(10): 22 - 26.
- [20] MORLET J, ARENS G, FOURGEAU E, et al. Wave propagation and sampling theory - Part II: Sampling theory and complex waves[J]. Geophysics, 1982, 47(2): 222 - 236.
- [21] 潘国营, 秦永泰, 马亚芬, 等. 基于 R/S 和 Morlet 小波分析的丹河径流变化特征研究[J]. 水资源与水工程学报, 2015, 26(3): 41 - 45 + 50.
- [22] 段丽君, 申红艳, 余迪, 等. 青藏高原雨季降水的水汽条件研究[J]. 冰川冻土, 2021, 43(4): 939 - 947.
- [23] 李林, 李红梅, 申红艳, 等. 青藏高原气候变化的若干事实及其年际振荡的成因探讨[J]. 冰川冻土, 2018, 40(6): 1079 - 1089.
- [24] WANG Xuejie, YANG Meixue, LIANG Xiaowen, et al. The dramatic climate warming in the Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau, during 1961 - 2010[J]. International Journal of Climatology, 2014, 34(5): 1524 - 1537.
- [25] 钱琦雯, 梁萍, 祁莉. 西太平洋副热带高压的季节内活动与变异研究进展[J]. 气象与环境科学, 2021, 44(6): 93 - 101.
- [26] 安国英, 韩磊, 涂杰楠, 等. 中国喜马拉雅山地区冰川 1999 - 2015 年期间动态变化遥感调查[J]. 现代地质, 2019, 33(5): 1086 - 1097.
- [27] 中国气象局气候变化中心. 中国气候变化蓝皮书 2021 [M]. 北京: 科学出版社, 2021.
- [28] 黄一民. 青藏高原降水时空分布特征分析[D]. 长沙: 湖南师范大学, 2007.
- [29] 陈发虎, 汪亚峰, 甄晓林, 等. 全球变化下的青藏高原环境影响及应对策略研究[J]. 中国藏学, 2021(4): 21 - 28.
- [30] 陈炜, 姜大膀, 王晓欣. CMIP6 模式对青藏高原气候的模拟能力评估与预估研究[J]. 高原气象, 2021, 40(6): 1455 - 1469.
- [31] 李兰. 青藏高原湖泊演化及生态环境效应研究[D]. 西安: 长安大学, 2021.
- [32] 姚檀栋, 余武生, 邬光剑, 等. 青藏高原及周边地区近期冰川状态失常与灾变风险[J]. 科学通报, 2019, 64(27): 2770 - 2782.
- [33] 石菊松, 马小霞. 关于青藏高原生态保护治理的几点思考和建议[J]. 环境与可持续发展, 2021, 46(5): 42 - 46.
- [34] 游庆龙, 康世昌, 李剑东, 等. 青藏高原气候变化若干前沿科学问题[J]. 冰川冻土, 2021, 43(3): 885 - 901.

(上接第 95 页)

- [18] 曾钦文, 谢俊驹, 巫燕辉, 等. 东江中上游流域降水及暴雨日的气候变化特征[J]. 水土保持研究, 2019, 26(5): 129 - 136.
- [19] 车蕊, 林澍, 范中亚, 等. 连续极端降雨对东江流域水质影响分析[J]. 环境科学, 2019, 40(10): 4440 - 4449.
- [20] 王斌, 马志鹏, 刘晋, 等. 东江流域降水时空变化及其与 ENSO 事件的响应关系[J]. 水电能源科学, 2021, 39(1): 6 - 9.
- [21] GUO Yu, WRIGHT D B, ZHU Zhihua, et al. Process-based flood frequency analysis in an agricultural watershed exhibiting nonstationary flood seasonality[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2019, 23(5): 2225 - 2243.