

青藏高原地区 1979~2014 年大气可降水量和地表温度时空变化特征分析

姚宜斌^{①②*}, 雷祥旭^①, 张良^①, 张豹^①, 彭海^①, 张佳华^①

① 武汉大学测绘学院, 武汉 430079;

② 武汉大学地球空间环境与大地测量教育部重点实验室, 武汉 430079

* 联系人, E-mail: ybyao@sgg.whu.edu.cn

2015-09-21 收稿, 2015-11-05 修回, 2015-11-06 接受, 2016-03-16 网络版发表

国家自然科学基金(41274022)、教育部新世纪优秀人才支持计划(NCET-12-0428)和湖北省杰出青年科学基金(2015CFA036)资助

摘要 利用ERA-Interim提供的高空间分辨率($0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$)的大气可降水量和地表温度数据, 采用经验正交函数分解、相关性分析和频谱分析等方法分析了青藏高原地区1979~2014年大气可降水量与地表温度的时空分布和变化特征及二者的变化关系. 结果表明, 在过去的36年里, 青藏高原上空大气可降水量呈现微弱增多的趋势, 地表温度呈现显著升高的趋势, 二者的距平值变化一致. 对大气可降水量和地表温度进行经验正交函数分解, 发现大气可降水量和地表温度的第一特征向量场和第二特征向量场对应的时间系数显著相关, 大气可降水量的第一特征向量场和地表温度的第四特征向量场之间的相关性高达0.9, 两者和青藏高原地区的DEM(digital elevation model, DEM)的相关系数分别达到0.74和0.6, 可以认为大气可降水量的第一特征向量场为大气可降水量的高程分量. 同时, 利用频谱分析方法分析大气可降水量和地表温度的时间序列数据, 发现二者存在一致的约为3年的明显周期项.

关键词 青藏高原, ECMWF, 大气可降水量, 地表温度, 时空分布

水汽是大气中较为活跃的成分, 其含量与地表蒸发和大气环流关系密切, 直接影响全球水资源的重新分配. 水汽变化是全球能量和水分循环中的非常重要的一个环节, 是气候变化的重要监测对象. 水汽还是一种比二氧化碳和甲烷还重要的温室气体, 其对全球温室效应的贡献已经引起了很多科学家的注意, 而水汽和温度之间存在一种正反馈效应, 这种效应加快了全球变暖的步伐^[1~3]. 几乎可以确定的是, 自20世纪中叶以来, 在全球范围内对流层已经变暖^[4]. 青藏高原(图1)因其较高的海拔使得其对全球变化的响应更加强烈, 普遍认为青藏高原是全球气候变化最为敏感的地区之一, 青藏高原地区的气候

变化已经引起了越来越多人的研究兴趣^[5~11]. 大气可降水量是指从地面直到大气顶界的单位面积大气柱中所含水汽总量, 如果全部凝结并降落到地面可以产生的降水量, 包括降雨、降雪、冰雹等形成的降水量^[12], 通常用相当的水量在单位面积容器中的深度表示, 以毫米为单位, 大气可降水量可以用来表征大气中的水汽含量^[13].

水汽变化是天气和气候变化的主要驱动力, 全球变暖已经引起了越来越多的科研工作者的重视, 科学家一直关注全球和区域气候的长周期变化特征, 并试图通过研究过往的气候变化特征, 加深对全球气候及其变化的认识, 从而分析未来气候变化的趋

引用格式: 姚宜斌, 雷祥旭, 张良, 等. 青藏高原地区 1979~2014 年大气可降水量和地表温度时空变化特征分析. 科学通报, 2016, 61: 1462~1477

Yao Y B, Lei X X, Zhang L, et al. Analysis of precipitable water vapor and surface temperature variation over Qinghai-Tibetan Plateau from 1979 to 2014 (in Chinese). Chin Sci Bull, 2016, 61: 1462~1477, doi: 10.1360/N972015-00850

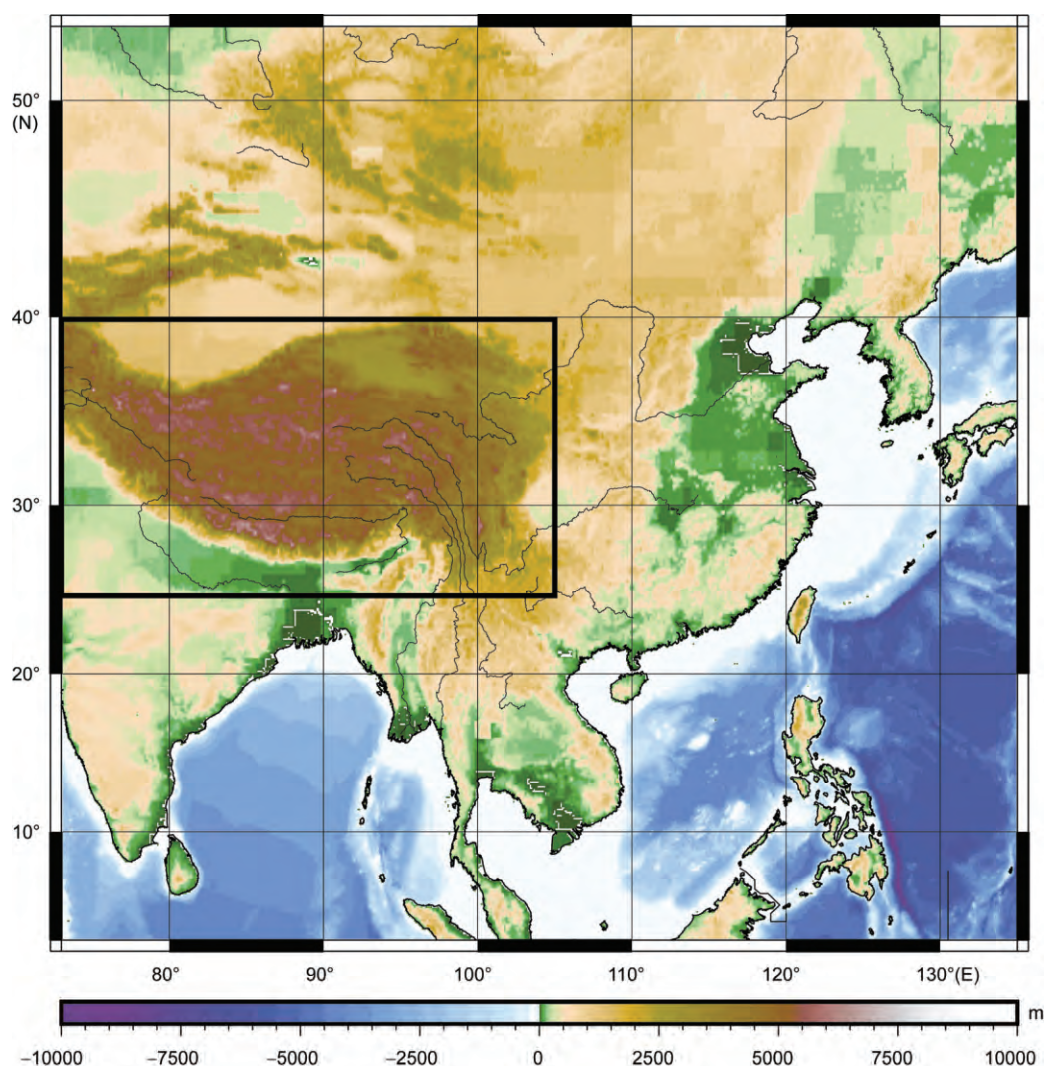


图1 青藏高原地区地理位置和地形图

Figure 1 Location and terrain of Qinghai-Tibetan Plateau

势。研究过去几十年甚至更长时间的气象要素的变化特征,可以从过去和现在的气候变化中尽可能的展望未来的趋势,能够为人类应对气候变化以及制定相应的对策提供参考依据^[14]。根据IPCC第五次报告,1950年以来全球几乎所有地区都经历了升温过程,表现为地球地表温度的上升和海洋温度的上升,冰川融化、退缩,海平面上升,极端事件增多等方面^[15]。同时,人为影响极有可能是造成观测到的20世纪中叶以来气候变暖的主要原因^[4]。全球气候变化背景下对于青藏高原这个典型代表地区气候变化的研究变得更为重要。

对于青藏高原地区水汽和温度的变化,已有许多学者做了研究。Rangwala等人^[16]发现在1961~2000

年青藏高原地区地表湿度在冬季和春季呈现增加的趋势,这种水汽及其相关变化是高原地区冬季变暖趋势的部分原因。Lu等人^[17]利用ECWMF(European Center Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)和MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) 数据分析了青藏高原地区上空大气可降水量分布和变化趋势(2000~2010年)发现二者变化趋势一致,在高原的东部和西部地区水汽呈现增长的趋势,在高原的中部地区显示出下降的趋势,相比于周边地区而言,青藏高原地区的水汽更易变化。Qin等人^[18]发现青藏高原的热力作用通过提高地面感热和隔热效应对亚洲夏季风的产生具有决定性的作用^[2,17,19],同时高原地区水汽的季节变化很大程度上通过水汽

传输由季风系统决定. Gao等人^[20]发现青藏高原整体正在变湿, 但存在较大的空间差异, 同时发现当地循环系统发生的变化是由于青藏高原不同程度的加热引起的, 高原上空水汽的空间变化的差异和其环境相关. Curio等人^[21]发现40%的降水所需的水汽来自青藏高原以外的地区, 60%的水汽是由高原区域的水汽循环系统提供. Lu等人^[22]对MODIS提供的可降水量数据分析, 发现1970~2011年青藏高原地区年均可降水量时间序列呈现出显著增加的趋势($0.19 \text{ mm}/10 \text{ a}$), 该趋势在1986~1999年最为显著, 达到 $0.47 \text{ mm}/10 \text{ a}$. Zhang等人^[23]发现高原地区的边缘地区上空的大气可降水量, 尤其是东南部的区域, 大气可降水量在500 hPa左右有一个峰值, 该含水量较高的水汽层对像黄河和长江的河谷地区的下游地区的降水过程有着重要的影响. 蔡英等人^[24]利用NCEP提供的1958~1997年月平均再分析数据等资料发现, 东亚和南亚季风区大气可降水量的冬夏季节变化最大, 全国范围内青藏高原上空大气可降水量最低. 梁宏^[13]发现青藏高原东南部河谷是暖湿气流进入青藏高原内部地区的重要途径, 高原地区的大气可降水量的分布及其变化与整层大气水汽通量的变化关系密切. 张丁玲^[1]利用多种气象数据, 研究了青藏高原地区上空水资源的变化, 发现高原上空水汽含量在增加, 但是增加的水汽却没有被存储而是在高原上空不断流失.

大量研究显示全球变暖趋势下青藏高原地区也在升温, 青藏高原的主要部分在过去的50年经历了有统计数据以来的最为明显的升温趋势, 尤其是在冬季^[25~27]. 韦志刚等人^[28]利用地面观测数据发现青藏高原地区春季和冬季升温速度达到 $0.2\sim 0.3^\circ\text{C}/10 \text{ a}$, 1980年以后升温的趋势更加显著. Wang等人^[29]发现过去的50年青藏高原地区大约上升了 1.8°C , 王朋岭等人^[30]利用青藏高原地区气象台站观测数据, 发现过去的30年(1981~2010年)青藏高原总体温度变化趋势为升温, 平均温度变化率约为 $0.4^\circ\text{C}/10 \text{ a}$, 冬季和春季温度变化率较高. 姜永见等人^[31]发现在过去的近40年(1971~2008年), 青藏高原地区整体呈显著上升趋势, 增温率介于 $0.22\sim 0.49^\circ\text{C}/10 \text{ a}$ 之间, 其中柴达木盆地地区增幅最大; 同时Lu等人^[17]发现1979~2010年整个青藏高原地区的上空都呈现出显著的变暖趋势, 升温率为 $0.49^\circ\text{C}/10 \text{ a}$. 目前发现的青藏高原地区气候变化的原因可能是该地区正以 $0.3^\circ\text{C}/10 \text{ a}$ 的速度升温, 并

且已经持续50年了, 这个速度大约是全球平均升温率的3倍^[9]. Liu等人^[27]根据海拔不同将青藏高原地区划分为116个区域, 分别分析其月平均最低温度的变化趋势, 发现高海拔地区的变暖趋势比低海拔地区显著, 尤其是在冬季和春季; 同时Qin等人^[18]也发现青藏高原正在经历和海拔高度相关的升温.

大量学者的研究得到了一些非常有价值的结论, 但是现有的研究受到地面台站数据稀缺且分布不均以及技术条件的限制等影响, 在客观反映整个高原地区更为全面和精细的水汽含量和地面温度的分布及其变化方面的研究有待进一步的提高. 观测资料匮乏极大地限制了对该地区的研究, 随着技术的进步, 再分析数据产品不断完善, 为研究青藏高原这一特殊地区的气候变化提供了大量的高精度气象数据, 为人们更好地认识青藏高原及全球气候变化提供了可能.

1 资料与方法

1.1 ECMWF大气再分析资料

美国、英国、欧盟等国家或地区自20世纪90年代中期先后组织实施了一系列的全球大气数据再分析计划^[32,33]. 再分析资料生成的流程具体如下: 对原始观测数据进行质量控制, 利用最优的组合数值模式和观测资料, 采用选定的数值模式进行观测资料的同化, 最后将产生的再分析资料发布给用户^[32]. 目前国际上做的比较好的再分析资料有NCEP/NCARD, NCEP/POE, NOAA/CSU和ECMWF等^[32].

ECMWF自1979年8月1日开展运行制作中期天气预报. ERA-40的同化数据包括了地面台站观测的地表温度数据, 能够用于研究地表温度的年代际变化问题^[32]. ERA-Interim是目前最完善的数据集, 是ECMWF同化卫星观测数据最多的再分析资料^[34], 它是由对ERA-40加以完善生成的. ERA-Interim的大气模型和同化系统比ERA-40有了较大的改进, 同时在反映月份变化方面, ERA-Interim比ERA-40有较大的提高, 被认为是第三代再分析数据资料^[35]. ERA-Interim在与GPCP(Global Precipitation Climatology Centre)数据的一致性方面比ERA-40明显提高, 和探空站在低层和中层的对流层的数据非常吻合, 尤其是近20年以来^[26,35]. 2014年ERA-Interim开始提供最高分辨率为 0.125° 的再分析数据, 目前它可以提供从1979年1月1日以来的再分析数据. 大多数的ERA-

Interim数据可以在ECMWF的数据服务器下载(<http://data.ecmwf.int/data>), 可根据需要选择所需地区和数据的空间分辨率。

采用1979~2014年ERA-Interim的大气可降水量(total column water vapor, TCWV)、地表温度(2 m temperature)数据, 根据张镱锂等人^[36]对青藏高原范围的定义, 26°00'12"~39°46'50"N, 73°18'52"~104°46'59"E, 利用的数据范围为26°~40°N, 73°~105°E, 后文的研究主要涉及该范围中的海拔大于2000 m的地区。采用的再分析数据是ERA-Interim提供的月平均数据, 再分析数据的时间分辨率为1月, 空间分辨率为0.125°×0.125°, 数据起止时间为1979年1月~2014年12月。

1.2 再分析数据的精度检验

ECMWF的再分析数据具有空间分布广、时间序列连续的优势, 为研究地面观测数据不足的青藏高原地区提供了大量数据^[37]。已有的研究发现ERA-Interim在青藏高原地区的精度较高、适用性较好^[32,38,39]。选取了高原地区数据质量较好的8个无线电探空站对采用的再分析大气可降水量数据进行了精度检验。总体来看大部分站点在1999年以后的观测数据较完整且质量较高, 为此选用所有站点质量均较好的1999~2014年的探空站大气可降水量数据(precipitable water vapor, PWV)作为真值, 对利用ERA-Interim再分析数据进行线性内插后得到的大气可降水量进行质量检验和分析。各个探空站的分布如图S1所示。

先将再分析的大气可降水量归算到和探空站同一高程面上, 再进行双线性内插, 得到探空站所在位置处的大气可降水量数据, 然后再进行比对, 利用均方根误差(RMS)和Bias作为精度指标, 评价内插得到的再分析数据的精度^[40], 检验结果如表1和图S2所示。从表1可以看出, 月平均RMS大于1 mm, 年平均和各个季节的RMS平均值都明显小于1 mm, 最大值在1 mm左右。在夏季由于受到季风输送到高原水汽的影响, 其RMS最大值稍大。对于两组数据的Bias, 所有站的平均值为-0.03 mm, 平均偏差最大为-1.13 mm(ID: 52866), 其他站均显著小于1 mm, 占87.5%, 有4个站的Bias小于0.5 mm, 占50%。计算相对误差发现, 年平均Bias相对误差为7.7%, 相对误差小于3.4%的占50%; 年平均RMS相对误差为6.75%, 各个季节的相对误差平均值为6.4%, 其中春、夏和秋

表1 RMS检验结果

Table 1 Statistical result of RMS

RMS	平均值	最大值	最小值(mm)
月平均	1.15	2.12	0.61
年平均	0.50	1.23	0.18
春季平均	0.49	0.89	0.25
夏季平均	0.92	2.45	0.37
秋季平均	0.55	1.19	0.23
冬季平均	0.36	0.66	0.14

三个季节的相对误差均小于5.7%。结合已有的基于ERA-Interim再分析数据的对青藏高原地区的研究结论, ERA-Interim能够很好地反映温度变化趋势, 该再分析数据对于青藏高原地区的气候变化研究是可靠的^[23,26,34,39]。

1.3 主要分析方法

采用的方法主要有经验正交函数分解(empirical orthogonal function, EOF)、线性回归分析、频谱分析和相关性分析等方法。其中, 经验正交分解也称特征向量分析或者主成分分析(principal component analysis, PCA), 该方法适用于以网格点为空间点(多个变量)随时间变化的场。Lorenz在20世纪50年代首次将该方法引入气象和气候领域, 现在广泛应用于地学研究及其他学科领域。经验正交分解作为一种数据分析方法, 可以通过某种线性组合的方法, 使得某些变量或者某个变量的解释方差变得比较大, 得到的这些比较大的解释方差的变量就称为主分量^[41,42]。对于用EOF分解得到的经验正交函数是否有意义, 应当进行显著性检验。常用的一种检验方法就是North检验, 该方法通过计算特征值误差范围来进行显著性检验, 当相邻特征值通过North检验时, 就认为这两个特征值对应的经验正交函数是有价值的信号^[43]。线性回归分析可以分析气象要素的长周期的变化趋势, 是常用的分析方法。通过协方差可以计算出不同要素的相关系数。

2 分析与讨论

2.1 大气可降水量和地表温度空间分布特征

通过ERA-Interim提供的再分析数据, 可以得到青藏高原地区1979~2014年的多年平均大气可降水量

空间分布,如图2(a)所示,其中温差为最高温度与最低温度的差值.从图2(a)可以看出,青藏高原地区的大气可降水量明显低于其周边地区,尤其是其南部的平原地区平均水汽含量达25 mm以上.青藏高原大部分地区的水汽含量在5~10 mm之间,南部边缘地区水汽含量比较高,最大值在高原的东南部的横断山脉地区,为12~15 mm.这是因为该区域海拔相对较低,从南海和孟加拉湾经大气环流传输过来的水汽从该地区输送到高原上空^[44].整个高原边缘部分水汽含量梯度较大,尤其是高原的东南部增加得最为显著.高原上存在几个低值区,分别为高原东北部的祁连山地区和高原中西部的昆仑山地区,年均大气可降水量只有3~5 mm;这和梁宏等人^[44]发现的在青海西北部有水汽含量低值区的结论一致,该地区也是我国降水量最少的地区之一,夏季平均降水不

足20 mm.另外,昆仑山南部的可可西里及其周边的那曲和阿里地区上空水汽含量也较少,为3~4 mm.总之,青藏高原上空水汽含量明显比周边地区低,具有数值小且空间分布不均的特点,呈现从东南向西北递减趋势.由于高原的主体部分海拔较高,再加上地形阻挡,南部洋面上的水汽很难输送到该地区,因此水汽含量较少,梁宏等人^[44]认为这种南湿北干的特点是由纬度变化和海拔决定的.

青藏高原地区的多年平均温度如图2(b)所示.从图2(b)可以看出,高原地区的温度比周边地区普遍偏低,全年平均气温约为-10~10℃,温度随着海拔的升高而逐渐降低.同时可以看出,高原气温分布与其地形密切相关.气温最高的区域在青藏高原东南部区域和西北部位于高原边缘的塔里木盆地,在该地区形成了半闭合的大约10~12℃的等温线.东南部区

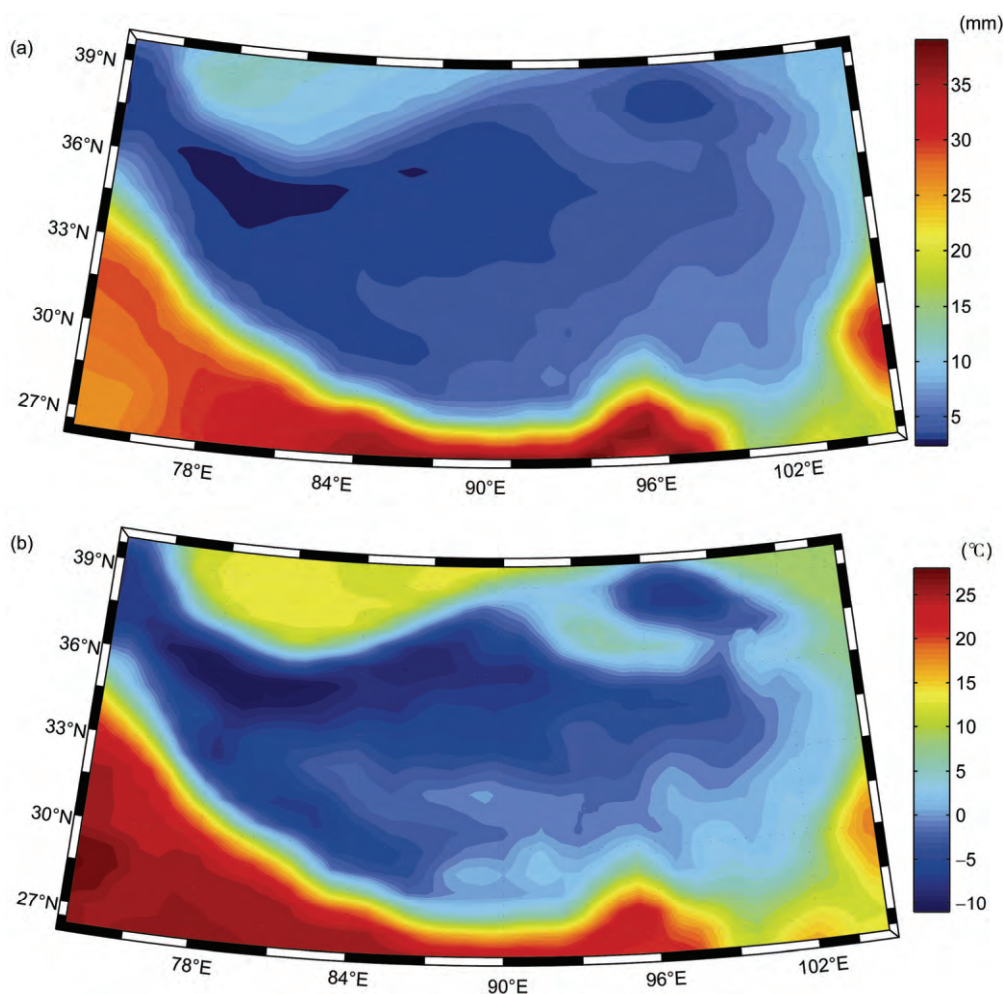


图2 青藏高原地区多年平均大气可降水量(a)和地表温度(b)空间分布
Figure 2 Spatial distribution of yearly mean PWV (a) and temperature (b) over TP

表2 青藏高原地区 1979~2014 年各个季节平均温度(℃)
Table 2 Seasonal mean temperature over TP from 1979 to 2014

季节	春季	夏季	秋季	冬季
平均温度	-1.2	7.9	-1.3	-11.5
最高温度	19.5	24.9	19.2	11.6
最低温度	-11.2	-1.4	-10.9	-23.1
温差	30.7	26.3	30.1	34.7

域地势偏低且受季风影响暖湿气流经过,其平均气温在5~15℃之间,并且随着向高原内部延伸温度逐渐降低.青藏高原西北部、西藏北部祁连山地区以及西部的昆仑这些区域年平均气温在-10~-6℃之间.喜马拉雅山和青藏高原偏西北部区域,年平均气温在-3~0℃之间.在高原西北部的柴达木盆地是一个高值区,年平均气温为2~4℃.高原东部由于海拔相对较低并且受到季风的影响,其温度相对较高,年平均气温在0~12℃之间.

2.2 大气可降水量和地表温度的变化特征

(i) 大气可降水量和地表温度1979~2014年时间序列变化. 根据月平均大气可降水量和地表温度数据,结合SRTM(Shuttle Radar Topography Mission)提供的高分辨率、高精度的数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)数据就可以得到海拔大于2000 m的青藏高原地区的大气可降水量和地表温度

的年平均变化和各季节的年际变化,该部分的研究区域即为青藏高原地区海拔大于2000 m的地区.利用月平均再分析数据分别可得到该区域内各个格网点的季节平均的年际变化和年平均的变化,进而得到整个区域的水汽和温度的长周期时间序列数据.在过去的36年,高原地区的大气可降水量和温度呈现为一致的增多(上升)的趋势,各个季节的时间序列变化如图3所示.

根据图3,4个季节中除了冬季无显著变化趋势以外,其他3个季节均为显著的增加趋势.其中,夏季和秋季水汽含量增加的趋势较为突出,水汽含量的平均值增长了约0.4 mm ($P<0.05$),约为总含量的3.67%.张丁玲^[1]发现高原地区大气可降水量从1984~2009年呈现增加趋势,夏季增加最明显,其次是秋季,和本节结论相似.从图3来看,高原地区上空水汽在冬季变化比较剧烈,其他季节则较为平稳.综合来看,近36年来,各个季节青藏高原上空的水汽含量发生了不同的变化,主要是增加的趋势,这与卓嘎等人^[45]研究西藏上空水汽的变化得出的结论较为一致.

水汽的变化容易受到多种因素的影响,大气中的水汽主要来源于两个方面,局地地面蒸散和沿区域边界的水汽输入^[8,35,46];对青藏高原而言,输送到高原大气中的水汽有来自纬向的西风水汽通量和从北边界流入的北风和南边界流入的南风水汽通量^[8,47].在高原地区冬季的水汽含量变化幅度较大,可能是因为在冬季对全球气候变化带来影响的

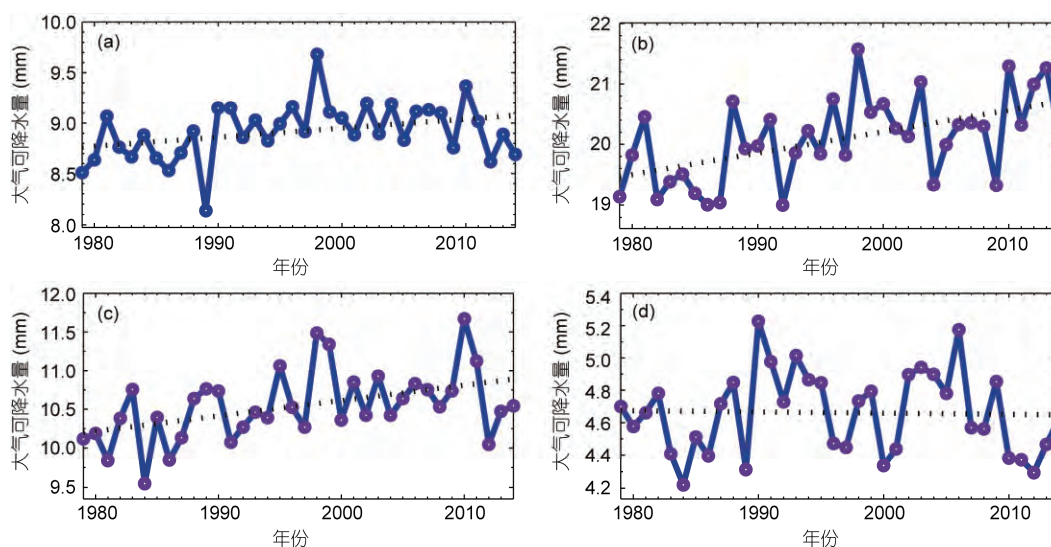


图3 (网络版彩色)青藏高原地区大气可降水量各季节的年际变化。(a) 春季,(b) 夏季,(c) 秋季,(d) 冬季

Figure 3 (Color online) Annual variations of seasonal mean PWV over TP. (a) Spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter

响应较其他季节更为敏感. 对于不同季节的水汽的变化趋势, 从“源”的角度看青藏高原地区及其邻近地区冬、春季水汽主要来源于中纬度偏西风水汽输送, 夏季主要来源于孟加拉湾、南海、西太平洋地区的偏南风水汽输送, 秋季则主要来源于西太平洋地区^[17,20,48]. 总体上来说, 高原及周边地区的水汽输送有明显的季节变化特征, 不同季节存在不同的主要水汽输送通道. Qin等人^[18]发现高原地区水汽的季节变化很大程度上通过水汽传输由季风系统决定, 其携带的偏南风水汽输送是影响该区域水汽收支的重要因子^[49], 季风的强弱会影响进入青藏高原上空的水汽含量^[18,20].

从图4可以看出, 这36年来夏季温度呈现一致的、显著的升温趋势. 从1979~2014年夏季平均温度升高了约1℃. 其次为春季和秋季, 春季和秋季平均温度升高了约0.8℃. 冬季的变化趋势不明显. 根据图4, 发现春季平均温度在1979~2009年间呈现微弱的升高趋势, 但在2009年之后温度开始缓慢下降, 其他季节均不存在这一现象. 总的来看, 各个季节以升温为主, 夏季的平均温度的年际变化幅度较大, 变化较为剧烈.

青藏高原地区1979~2014年的年平均大气可降水量的变化如图5(a)所示. 可以看到, 多年平均大气可降水量约为11 mm, 在研究时段内, 年平均大气可降水量大约增加了1~2 mm, 平均增长率为16%/10 a. 另外, 高原上空大气可降水量在20世纪80年代逐年下降,

在1986年达到最小值. 从1986年开始到1998年, 呈现波动增加的趋势. 1998年以后呈波动减少的趋势.

根据图5可以看出, 高原地区的平均大气可降水量呈现缓慢增加的趋势. 在1985年以后出现显著增加的趋势, 并且在2000年左右达到最大值. 在2002年以后先是缓慢下降然后一直到2014年为波动变化. 总体而言, 从1979~2014年青藏高原上空水汽正在增多, 至于增加的水汽的流向, 张丁玲^[1]认为高原上空所增加的水汽并没有被高原所存储, 而是流失掉了. 青藏高原地区冰川和湖泊等是区域乃至全球水循环的重要组成部分, 在目前的全球变暖背景下, 近几十年青藏高原冰川以退缩为主, 在高原南部边缘的高海拔地区冰川退缩的速率最为显著, 同时高原地区湖泊水量增加; 冰川的大面积退缩、大量湖泊的扩张会改变青藏高原上的下垫面格局, 这种水环境的改变进而影响到水循环过程, 并可能通过一系列的作用机制对区域乃至全球的水循环和气候变化过程产生深远的影响^[6,47,50,51]. 已有研究发现在青藏高原南部山麓地区, 由于温室效应的作用, 降水量减少而潜在蒸发量增加, 进而大气中的水汽含量增加^[6]. 张丁玲^[1]将水汽增加的原因主要归结为高原地区实际蒸发量呈增加的趋势, 另外可能的原因是高原的快速增温引起冰川和积雪的融化, 积雪和冰川的融化增大了产生蒸发的表面积.

而对于地表温度的变化, 如图5(b)所示, 青藏高原地区的平均温度总体呈现波动上升的趋势. 在

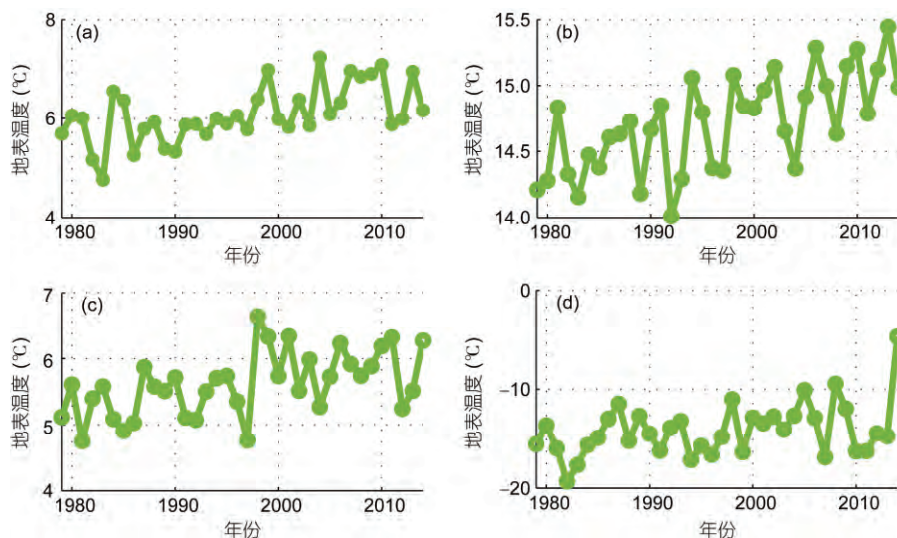


图4 (网络版彩色)青藏高原地区地表温度各季节的年际变化. (a) 春季, (b) 夏季, (c) 秋季, (d) 冬季

Figure 4 (Color online) Annual variations of seasonal mean temperature over TP from 1979 to 2014. (a) Spring, (b) summer, (c) autumn and (d) winter

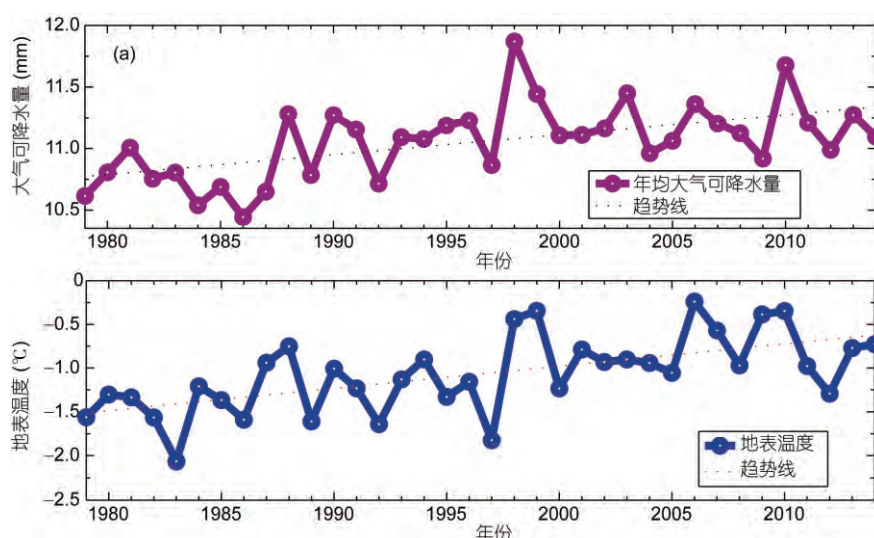


图5 (网络版彩色)青藏高原地区年平均大气可降水量和地表温度的变化

Figure 5 (Color online) Annual variations of yearly mean PWV and temperature over TP from 1979 to 2014

1983年青藏高原地区温度为近几十年的最低值, 1983年以后呈现显著升温的趋势, 这和王少鹏等人^[52]的研究结论一致. 1997年为一个温度极小值, 然后温度急剧升高, 1998年平均温度比1997年上升大约1.5℃. 连续2年的高温后在2000年温度恢复至大约1996年的水平, 这是一个突出的升温阶段. 2008年初中国南方大部分省市出现了低温、雨雪、冰冻灾害, 对于其发生的原因, 丁一汇等人^[51]做了初步分析, 发现冰冻雪灾最为严重的1和2月, 全球月平均温度低于平均值, 但在2月以后温度逐步回升并超过了平均温度. 在全球变暖总趋势下, 气候变化的幅度增大, 这使得小概率和具有高影响力的极端天气出现的可能性增加^[52]. 不少学者研究了1998年特大洪水与青藏高原地区的气候变化的关系, 柏晶瑜和徐祥德^[53]、李跃清^[54]、周玉淑等人^[55]分析了青藏高原地区的温度异常对长江中下游的影响, 发现青藏高原前期不同层次的地温异常, 是后期长江中下游地区降水异常的一个重要原因. 从图5来看, 1979~2010年, 平均温度呈现逐步升温的态势, 在2010后有下降的趋势, 不过总的趋势还是在不断上升. 总的来看, 青藏高原地区1979~2014年平均温度总体呈现显著地升温趋势.

(ii) 大气可降水量和地表温度变化趋势空间分布. 将研究区域内的每个格网点的36年来的年平均数据进行回归分析, 得到每个格网点的变化趋势. 图6为大气可降水量和地表温度的变化趋势.

从图6(a)和(c)可以看出, 青藏高原地区的大气可

降水量有增大的趋势, 不过整体来看增速并不大, 高原中部地区变化趋势比高原边缘部分更为显著, 高原的东北部柴达木盆地及其周边趋势最为显著. 张丁玲^[1]在研究高原上空对流层大气可降水量中也发现了同样的结论, 即高原地区水汽含量与其周边区域相比有明显的增加趋势, 呈现出从高原中心到四周增幅依次减弱的趋势, 高原中部可降水量增加较大, 近10年约增加了平均值的一半. 在高原上存在几个极值区, 大约位于西藏西部的阿里与那曲的相邻地区, 增长率为0.17~0.23 mm/10 a, 柴达木盆地地区以及青海省的西宁和青海湖地区, 其增长率为0.3~0.4 mm/10 a. 在拉萨及其周边地区也有很弱的减少趋势, 随着距离拉萨距离的增大水汽又呈现出越来越显著的增大趋势. 与该结论类似, 韩军彩等人^[56]也发现了近30年来, 高原夏季水汽含量整体上呈现出增加趋势, 其中高海拔的西部干燥地区水汽含量的增加较东部湿润地区更加显著.

根据图6(b)和(d), 发现整个高原地区海拔大于2000 m的地区的平均升温率约为0.29℃/10 a, 在26°~40°N, 73°~105°E地区平均升温率约为0.28℃/10 a, 高原地区比其周边的升温速率略微偏大. 就整个高原地区而言, 存在几个重要升温区, 主要是西藏西部昆仑山区域, 拉萨南部区域以及中部的唐古拉山地区和东北部的祁连山地区. 这些区域升温速率较大, 约为0.4℃/10 a以上. 对于资料匮乏的高原西部地区的温度变化趋势, Rangwala等人^[16]利用两种同化资

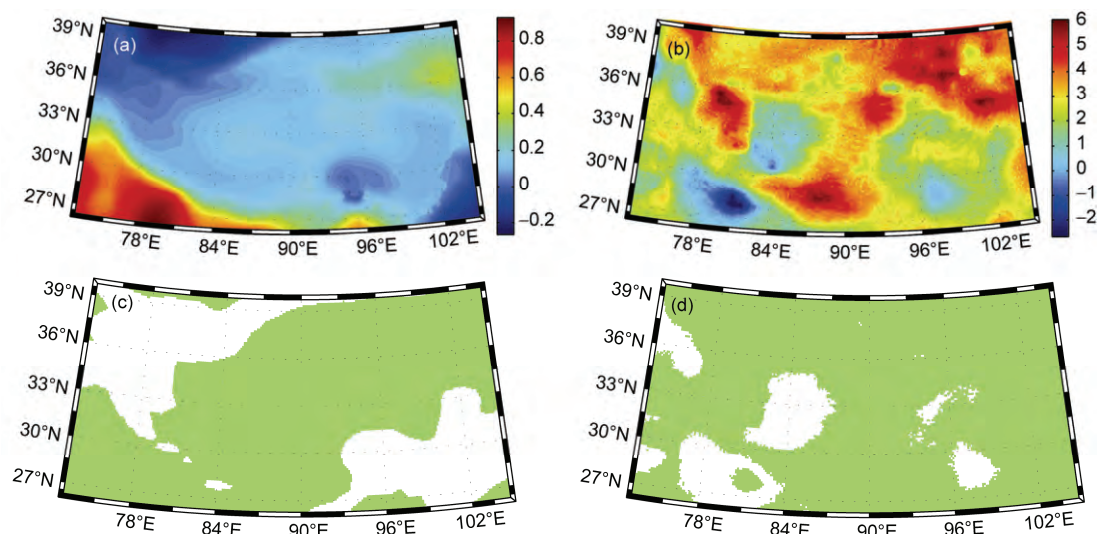


图6 青藏高原地区年均大气可降水量和地表温度变化趋势空间分布以及显著性水平空间分布。(a), (c) 大气可降水量(mm/10 a); (b), (d) 地表温度(°C/100 a)。(c), (d)中绿色部分为通过显著性水平0.1检验的区域

Figure 6 Distribution of the variation trend of annual average PWV and surface temperature over TP and the distribution of the significance level ($\alpha=0.1$) from 1979 to 2014. (a), (c) PWV (mm/10 a); (b), (d) surface temperature (°C/100 a). (c), (d) The areas colored green indicate where the trends are significant at the 90% confidence level over the entire period

料,发现20世纪末到21世纪初西部地区的升温速率稍高于东部地区,本文研究和该结论相似,同时发现西部升温较快地区主要是昆仑山地区,阿里地区的升温趋势稍弱。柴达木盆地四周被山脉环绕,形成一个闭合的区域,其独特的地理位置和地势导致平均温度高于周边。近些年多个学者注意到其升温率较高,同时结合其他气象因素也注意到了该地区气温变化带来的影响^[6,57-59]。张娟等人^[60]分析了1971~2010年柴达木盆地的8个气象站以及盆地周边的其他气象资料,认为气温是影响柴达木盆地大气可降水量变化的最主要气候因子。

2.3 大气可降水量和地表温度的EOF分解

采用经验正交函数(EOF)分析该地区的大气可降水量和地表温度的变化,在此基础上采用相关性分析等方法探讨变量变化之间的关系。根据North检验方法对特征值进行检验,发现大气可降水量的前3个特征值和地表温度的前5个特征值均能通过检验。大气可降水量和地表温度的第一方差贡献率分别为53.4%和60.45%,前3个特征值累计方差贡献率均接近80%,说明其收敛性均较好。同时其前3个分量具有显著的物理意义,基本可以反映青藏高原地区的主要分布特征。

图7给出了前3个特征向量场的空间分布及对应

表3 大气可降水量和地表温度分解后方差贡献率(%)

Table 3 Variance contribution ratio of eigenvector fields of PWV and temperature

方差贡献率	I	II	III	IV	V
大气可降水量	53.68	15.88	8.53	6.83	3.34
温度	60.45	10.34	7.15	3.64	2.5

的时间系数演化曲线。这3个特征场分别揭示了青藏高原年大气降水量的3种主要的空间分布,相应的时间系数演化曲线分别代表其各自特征场的演变过程。分别计算大气可降水量第一特征向量场、地表温度第四特征向量场和高原地区DEM的关系,发现相关系数分别为0.74和0.6,相关性较高,可以认为大气可降水量的第一特征场为其高程分量。

青藏高原地区年大气可降水量的第一特征向量场是与大气可降水量场(图6(a))最为相似的特征场,从图7(a)可以看出,高原中部和东部地区表现为极大值区,其零值线沿塔里木盆地边界呈弧状分布,总的来说青藏高原地区大气可降水量呈现为全区一致型空间分布。图7(b)为青藏高原地区的大气可降水量的第二特征向量场分布,其方差贡献率15.9%。第二向量场的大部分地区为负值,零值线大致沿西北-东南走向,和周顺武等人^[61]发现的水汽含量场空间分布型呈现出南正北负的反位相分布的结论相似,整个

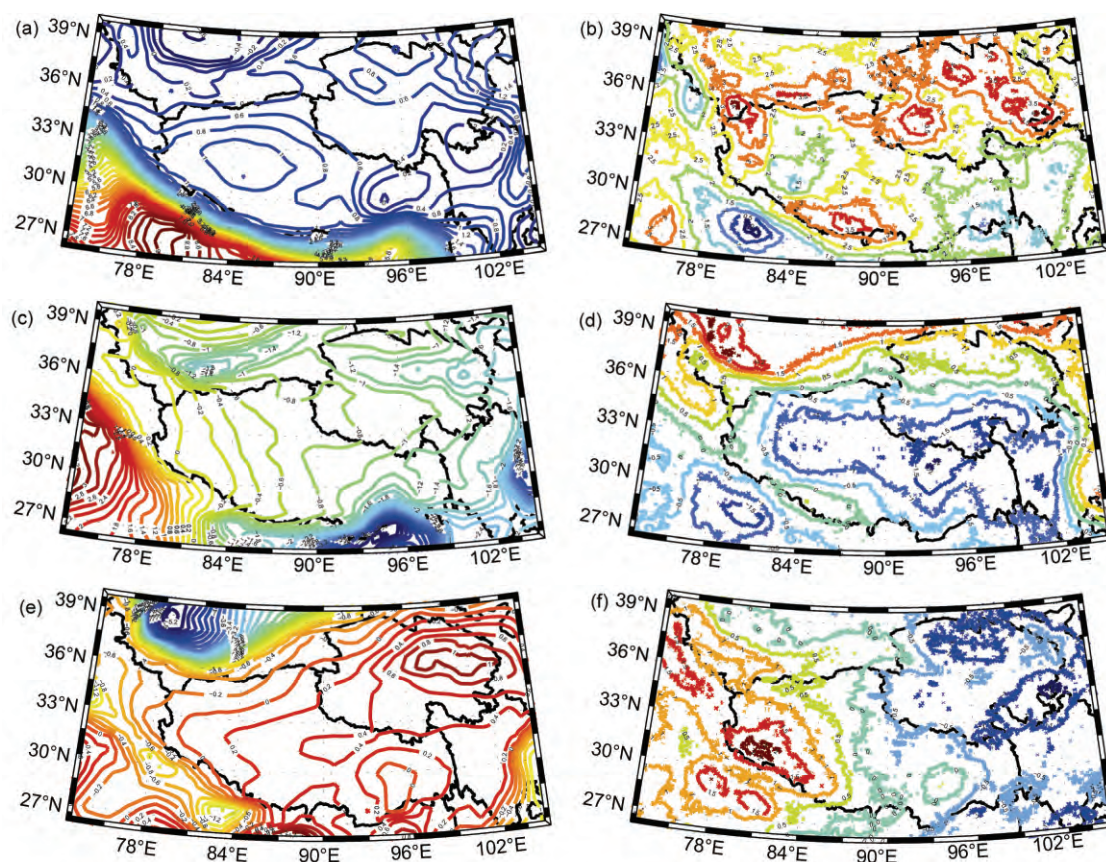


图7 大气可降水量和地表温度前3个特征向量场

Figure 7 The front three eigenvector fields of PWV and surface temperature

高原地区表现为一致的分布. 第三特征向量场有正有负, 零值线大致沿西南-东北走向, 与昆仑山-阿尔金山走向相似, 从东南到西北由正到负, 反映了高原大气可降水量变化存在东南-西北方向的差异. 郭毅鹏^[62]认为青藏高原水汽的这种分布特点是因为来自雅鲁藏布江河谷的水汽北上过程中受到了山脉的阻挡, 难以到达北部, 水汽在唐古拉山的南侧迎风坡不断累积所致. 从其对应的时间系数变化图(图S3(a))来看, 第一特征向量场在1987年有最小值, 在1990年有最大值, 存在较大的年际波动. 36年来水汽含量在第一特征向量场有全区增多的趋势, 这与大气可降水量的年平均变化一致. 韩军彩等人^[56]发现青藏高原地区夏季大气可降水量的第二特征向量场与降水存在南北反向变化, 认为可能与唐古拉山山脉南北两侧的大气环流不同有关. 从图S3(c)来看大气可降水量第二特征向量场在1998年发生突变. 从图S3(e)来看, 大气可降水量第三特征向量场变化相对平稳, 没有显著的增大或减少的趋势.

总体而言, 从图7可以看出, 地表平均温度的第一个特征向量场, 在全场均为正值, 表示平均温度在过去的36年中变化是一致的, 并且平均温度的变化的区域性较小, 这和余莲^[63]的研究结论一致. 同时发现图S3(b)第一特征向量场的时间系数呈明显的上升趋势, 说明高原地区整体呈现升温的趋势. 第二特征向量场的方差贡献率为10.34%, 图7(d)可以看出, 地表温度的第二特征向量场基本为南北反向型, 北部为正南部为负, 高原的大部分地区为负值, 零值线大体和喜马拉雅山脉走向一致, 在西藏中东部地区有极小值区. 进一步根据图S3(d), 第二特征向量场对应的时间系数呈波动变化, 在2008年由负转正同时有最大值, 由负转正的时间和第一特征向量的时间系数相似, 表明在1998年前后高原地区的温度变化较大. 整体而言并无明显增大和减少的趋势, 表示高原地区的地表温度在第二特征向量场无显著变化. 根据图7(f)可以看出, 第三特征向量场的分布呈现南北反向型, 说明高原地区的地表温度存在南北差异.

根据图S3(f), 第三特征向量场对应的时间系数在1998年左右出现最小负值. 总之, 从前3个特征向量场和其时间系数来看, 高原地区的大气可降水量变化比较复杂, 上空水汽含量增多的区域要比减少的区域面积大, 总体呈现微弱的水汽增多的趋势.

2.4 大气可降水量和地表温度的变化关系

在前面分析的基础上, 本节分析了大气可降水量和地表温度变化的关系.

从图8(a)看出青藏高原地区大气可降水量和温度变化的距平值的变化一致, 其距平值的相关系数为0.66, 表示二者变化显著相关. 大气可降水量和温度变化趋势的相关系数如图8(b)所示, 除了在高原的西南部很小一部分的地区外, 其他区域二者变化趋势的相关系数的显著性水平都通过了0.01的置信度检验. 在高原的主体部分相关性特别高, 在高原的东南部地区的相关系数最高, 反映出近36年来在青藏高原的东南部横断山脉和念青唐古拉山地区地表温度变化和大气可降水量密切相关, 表示这两个变量之间的变化趋势较为一致. 根据图S3分别分析经EOF分解后的大气降水量和地表温度对应特征向量场的时间系数的变化, 发现二者的变化较为一致. 继续计算得到大气可降水量和地表温度分解后的时间系数相关系数如表4所示.

根据表4, 发现大气可降水量和地表温度的第一、第二特征向量场相关性较高, 同时发现大气可降水量第一特征向量场和地表温度的特征向量场的时间系数相关性达到0.9, 可以经过0.001的显著性水平检验.

对大气可降水量和地表温度进行频谱分析, 结果如图S4所示, 二者存在一致的约为3年的显著周期

项. 考虑到青藏高原主要受南亚夏季风的影响^[1], 同时杨明珠等人^[64]分析了印度洋海表温度(sea surface temperature, SST)主模态的时空特征, 并探讨了其对亚洲夏季季风的影响, 发现印度洋SST主模态主要特征为整个海盆一致的增温趋势, 并存在准3年的周期, 认为青藏高原地区的大气可降水量和地表温度3年的周期可能和印度洋SST有关, 同时青藏高原地区的升温也可能与其有关.

关于大气可降水量和温度之间的相关性, 很多研究认为温度和水汽含量之间存在一种“正反馈”效应^[65,66], 温度升高带来蒸发量的增大, 同时Zhang^[67]发现高原地区的温度升高伴随着冰川的急剧融化和萎缩, 积雪融化也会增大蒸发量, 更多的水汽进入大气又进一步地带来温度的升高. Rangwala等人^[16]认为在21世纪, 随着全球温室效应的持续, 将会持续增大水汽含量, 同时更多水汽将会吸收更多长波辐射, 以及水汽的反馈效应使得在冬季高海拔地区可能表现出相对较高的升温速率. 对于大气可降水量和地表温度的关系, 根据克劳修斯-克拉佩(珀)龙方程, 大气温度升高, 使得饱和水汽压增大, 大气就能够持有更多的水分, 即大气温度越高持水能力越强^[13], 本文的发现和该方程吻合. 另外, 大气环流也会对大气可降水量产生重要的影响, 对青藏高原地区而言, 水汽主要来源于印度洋, 其水汽输送路径可分为东西两条, 东线为印度洋暖湿气流自孟加拉湾沿布拉马普特拉河、雅鲁藏布江(或横断山三江河谷), 另一支西线来自印度洋阿拉伯海, 其输送路线因季节不同而有所差异^[15]. 大部分研究学者都认同水汽主要从高原东南、西南部进入高原, 肯定了来自印度洋、阿拉伯海、南海的水汽对高原水汽收支的贡献^[49,68], 青藏高原地区水汽的季节变化很大程度上通过水汽传输由季

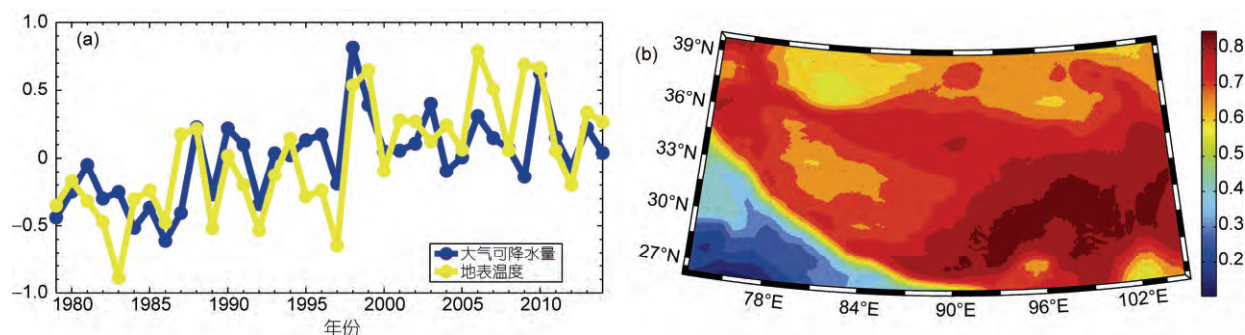


图8 青藏高原地区年平均大气可降水量(mm)和地表温度(°C)的距平值变化(a)及其变化趋势的相关系数(b)分布

Figure 8 Anomalies (a) and the distribution of correlation coefficient (b) of variation trends of mean annual PWV (mm) and surface temperature (°C)

表4 大气可降水量和地表温度的分解后的时间系数相关系数^{a)}
Table 4 Correlation efficient of time efficient of PWV and surface temperature

大气可降水量\温度	I	II	III	IV
I	0.53	0.33	-0.16	0.90
II	-0.40	0.50	0.15	0.38
III	0.20	0.30	0.11	-0.09
IV	-0.19	0.08	0.49	0.04

a) $\alpha=0.01$, 相应的相关系数临界值: $r_{\alpha}=0.42$

风系统决定^[18], 高原上空的40%的水汽来自高原外部的输入^[21]. 在全球气候变化背景下, 大气水循环会受到其影响, 导致空中水资源在时空上的重新分配, 进而影响青藏高原的大气可降水量的变化^[20,48,69].

3 总结

利用ERA-Interim提供的 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ 高分辨率的再分析数据, 分析了青藏高原地区1979~2014年大气可降水量和地表温度的分布特征和时空变化. 同时探讨了青藏高原地区的大气可降水量和地表温度变化的关系, 可以得出如下结论.

(1) 青藏高原地区上空水汽含量较周边地区偏少并且空间分布不均, 呈现南湿北干、从东南向西北

递减变化的特点; 1979~2014年以来青藏高原上空大气可降水量整体呈增大的趋势, 呈现出从高原中心到四周增幅依次减弱的趋势. 夏季呈现出显著的增加的趋势, 秋季次之, 春季和冬季的变化趋势不显著. 根据已有的研究, 高原上空增加的水汽可能来自冰川和积雪融化增加的蒸发量.

(2) 青藏高原地区的温度普遍比周边地区低, 并且随着海拔的升高而逐渐降低, 全年平均气温约为 $-10^{\circ}\text{C} \sim 10^{\circ}\text{C}$. 海拔大于2000 m的青藏高原地区, 呈现显著升温趋势, 夏季升温趋势最为显著. 青藏高原地区温度变化受地形的影响较大, 4个季节尤其是冬季高海拔地区的增温速率高于低海拔地区.

(3) 利用经验正交函数分解方法, 发现大气可降水量和地表温度的收敛性较强, 大气可降水量和地表温度的第一特征向量场和第二特征向量场对应的时间系数显著相关. 大气可降水量第一特征向量场和地表温度的第四特征向量场的相关系数达0.9, 同时发现二者的特征场和高原地区DEM显著相关.

(4) 高原地区大气可降水量和地表温度的变化一致, 这种变化关系与温度和大气可降水量之间存在的正反馈效应理论一致. 利用快速傅里叶变换提取了36年来大气可降水量和地表温度的频谱特征, 发现二者存在一致的约为3年的明显周期.

致谢 感谢ECMWF提供的再分析数据和IGRA提供的无线电探空数据.

参考文献

- 1 Zhang D L. The temporal and spatial variations of water resources over the Tibetan Plateau (in Chinese). Doctor Dissertation. Lanzhou: Lanzhou University, 2013 [张丁玲. 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, 2013]
- 2 Boos W R, Kuang Z. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 2010, 463: 218–222
- 3 Ravishankara A R. Water vapor in the lower stratosphere. *Science*, 2012, 337: 809–810
- 4 Stocker T F, Qin D H, Plattner G K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis Summary for Policymakers. A Report of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York, USA: Cambridge University Press, 2013
- 5 Feng S, Tang M C, Wang D M. The Qinghai-Tibet Plateau is the promoter region of climate change in China (in Chinese). *Chin Sci Bull (Chin Ver)*, 1998, 43: 633–636 [冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据. 科学通报, 1998, 43: 633–636]
- 6 Wan W, Xiao P F, Feng X Z, et al. Monitoring lake changes of Qinghai-Tibetan Plateau over the past 30 years using satellite remote sensing data. *Chin Sci Bull*, 2014, 59: 1021–1035 [万玮, 肖鹏峰, 冯学智, 等. 卫星遥感监测近30年来青藏高原湖泊变化. 科学通报, 2014, 31: 701–714]
- 7 Wang M D, Hou J Z, Lei Y B. Classification of Tibetan lakes based on variations in seasonal lake water temperature. *Chin Sci Bull*, 2014, 59: 4847–4855 [王明达, 侯居峙, 类延斌. 青藏高原不同类型湖泊温度季节性变化及其分类. 科学通报, 2014, 31: 3095–3103]
- 8 Wu P. Spatial distribution of atmospheric water vapor in summer over the Tibetan Plateau (in Chinese). Master Dissertation. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2012 [吴萍. 青藏高原夏季大气水汽含量的演变特征. 硕士学位论文. 南京信息工程大学, 2012]

- 9 Qiu J. China: The third pole. *Nature*, 2008, 454: 393–396
- 10 Zhang Y W, Wang D H, Zhai P M, et al. Spatial distributions and seasonal variations of tropospheric water vapor content over the Tibetan Plateau. *J Clim*, 2013, 26: 5637–5654
- 11 Zhang Y W, Wang D H, Zhai P M, et al. Applicability of AIRS monthly mean atmospheric water vapor profiles over the Tibetan Plateau region. *J Atmos Oceanic Technol*, 2012, 29: 1617–1628
- 12 Fan S R, Wang W J, Liu D S, et al. Climatological characteristics of water vapor over southwest China during the recent 50 years based on the reanalysis data (in Chinese). *Torrent Rain Disasters*, 2014, 33: 65–72 [范思睿, 王维佳, 刘东升, 等. 基于再分析资料的西南区域近 50 年空中水资源的气候特征. *暴雨灾害*, 2014, 33: 65–72]
- 13 Liang H. Variation of the atmospheric water vapor and its radiative effect simulations over the Tibetan Plateau. Doctor Dissertation. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Science, 2012 [梁宏. 青藏高原大气水汽变化和对辐射影响的模拟. 博士学位论文. 北京: 中国气象科学研究院, 2012]
- 14 Jiang T, Li X C, Chao Q C, et al. Highlights and understanding of climate change 2014: Impacts, adaptation, and vulnerability (in Chinese). *Adv Clim Change Res*, 2014, 14: 157–166 [姜彤, 李修仓, 巢清尘, 等. 《气候变化 2014: 影响、适应和脆弱性》的主要结论和新认知. *气候变化研究进展*, 2014, 14: 157–166]
- 15 Lin Z Y, Wu X D. A preliminary analysis about the tracks of moisture transportation on the Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese). *Geogr Res*, 1990, 9: 33–40 [林振耀, 吴祥定. 青藏高原水汽输送路径的探讨. *地理研究*, 1990, 9: 33–40]
- 16 Rangwala I, Miller J R, Xu M. Warming in the Tibetan Plateau: Possible influences of the changes in surface water vapor. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L06703, doi: 10.1029/2009GL037245
- 17 Lu N, Qin J, Gao Y, et al. Trends and variability in atmospheric precipitable water over the Tibetan Plateau for 2000–2010. *Int J Clim*, 2014, 35: 1394–1404
- 18 Qin J, Yang K, Liang S, et al. The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau. *Clim Change*, 2009, 97: 321–327
- 19 Tang H, Micheels A, Eronen J T, et al. Asynchronous responses of East Asian and Indian summer monsoons to mountain uplift shown by regional climate modeling experiments. *Clim Dyn*, 2013, 40: 1531–1549
- 20 Gao Y H, Cuo L, Zhang Y X. Changes in moisture flux over the Tibetan Plateau during 1979–2011 and possible mechanisms. *J Clim*, 2014, 27: 1876–1893
- 21 Curio J, Maussion F, Scherer D. A twelve-year high-resolution climatology of atmospheric water transport on the Tibetan Plateau. *Earth Syst Dyn Discuss*, 2014, 5: 1159–1196
- 22 Lu N, Trenberth K E, Qin J, et al. Detecting long-term trends in precipitable water over the Tibetan Plateau by synthesis of station and MODIS observations. *J Clim*, 2015, 28: 1707–1722
- 23 Zhang Y W, Wang D H, Zhai P M, et al. Spatial distributions and seasonal variations of tropospheric water vapor content over the Tibetan Plateau. *J Clim*, 2013, 26: 5637–5654
- 24 Cai Y, Qian Z A, Tong W U, et al. Distribution, changes of atmospheric precipitable water over Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings and their changeable precipitation climate (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2004, 23: 1–10 [蔡英, 钱正安, 吴统文, 等. 青藏高原及周围地区大气可降水量的分布、变化与各地多变的降水气候. *高原气象*, 2004, 23: 1–10]
- 25 Dong S Y, Xue X, Xu M H. Influence of climate change on water environment in the Qinghai Tibet Plateau. *Arid Land Geogr*, 2013, 36: 841–853 [董斯扬, 薛娴, 徐满厚, 等. 气候变化对青藏高原水环境影响初探. *干旱区地理*, 2013, 36: 841–853]
- 26 Gao L, Hao L, Chen X. Evaluation of ERA-interim monthly temperature data over the Tibetan Plateau. *J Mountain Sci*, 2014, 11: 1154–1168
- 27 Liu X, Cheng Z, Yan L, et al. Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings. *Glob Planet Change*, 2009, 68: 164–174
- 28 Wei Z G, Huang R H, Dong W J. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2003, 2: 157–170 [韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. *大气科学*, 2003, 2: 157–170]
- 29 Wang B, Bao Q, Hoskins B, et al. Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L14702, doi: 10.1029/2008GL034330
- 30 Wang P L, Tang G L, Cao L J, et al. Surface air temperature variability and its relationship with altitude & latitude over the Tibetan Plateau in 1981–2010 (in Chinese). *Adv Clim Change Res*, 2012, 5: 4–10 [王朋岭, 唐国利, 曹丽娟, 等. 1981–2010 年青藏高原地区气温变化与高程及纬度的关系. *气候变化研究进展*, 2012, 5: 4–10]
- 31 Jiang Y J, Li S J, Shen D F, et al. Climate change and its impact on the lake environment in the Tibetan Plateau in 1971–2008 (in Chinese). *Sci Geogr Sin*, 2012, 32: 1503–1512 [姜永见, 李世杰, 沈德福, 等. 青藏高原近 40 年来气候变化特征及湖泊环境响应. *地理科学*, 2012, 32: 1503–1512]
- 32 Wu G X, Lin H, Zou X L, et al. Research on global climate change and scientific data (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2014, 29: 15–22 [吴国雄, 林海, 邹晓蕾, 等. 全球气候变化研究与科学数据. *地球科学进展*, 2014, 29: 15–22]

- 33 Zhao T B, Fu C B, Ke Z J, et al. Global atmosphere reanalysis datasets: Current status and recent advances (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2010, 3: 242–254 [赵天保, 符淙斌, 柯宗建, 等. 全球大气再分析资料的研究现状与进展. *地球科学进展*, 2010, 3: 242–254]
- 34 Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q J Royal Meteorol Soc*, 2011, 137: 553–597
- 35 Rowntree P R, Bolton J A. Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Q J R Meteorol Soc*, 1983, 109: 501–526
- 36 Zhang Y L, Li B Y, Zheng D. A discussion on the boundary and area of the Tibetan Plateau in China (in Chinese). *Geogr Res*, 2002, 21: 1–8 [张懿铨, 李炳元, 郑度. 论青藏高原范围与面积. *地理研究*, 2002, 21: 1–8]
- 37 He D Y, Tian H, Deng W T. Applicability analysis of three reanalysis surface temperature data over the Tibetan Plateau (in Chinese). *Trans Atmos Sci*, 2013: 458–465 [何冬燕, 田红, 邓伟涛. 三种再分析地表温度资料在青藏高原区域的适用性分析. *大气科学学报*, 2013: 458–465]
- 38 He D Y, Tian H, Deng W T. Characteristics of seasonal surface temperature variation over the Tibetan Plateau (in Chinese). *J Nanjing Univ Inform Sci Tech*, 2014, 6: 558–569 [何冬燕, 田红, 邓伟涛. 青藏高原不同季节地表温度变化特征分析. *南京信息工程大学学报(自然科学版)*, 2014, 6: 558–569]
- 39 Bao X H, Zhang F Q. Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan Plateau. *J Clim*, 2013, 26: 206–214
- 40 Xu C Q, Yao Y B, Zhang B, et al. Accuracy analysis and test on the weighted mean temperature of the atmosphere grid data offered by GGOS atmosphere (in Chinese). *J Geomat*, 2014, 4: 13–16 [许超铃, 姚宜斌, 张豹, 等. GGOS atmosphere 大气加权平均温度数据的精度检验与分析. *测绘地理信息*, 2014, 4: 13–16]
- 41 Chen Z K. Study on characteristics of the precipitation in Qilian mountains during recent 40 years. Master Dissertation. Lanzhou: Lanzhou University, 2012 [陈志昆. 祁连山区近 40 年来降水特征研究. 硕士学位论文. 兰州: 兰州大学, 2012]
- 42 Huang J Y. Meteorological Statistical Analysis and Forecast Method (in Chinese). 3rd ed. Beijing: China Meteorological Press, 2004 [黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法(第三版). 北京: 气象出版社, 2004]
- 43 Wei F Y. Modern Climate Statistical Diagnosis and Prediction Technology (in Chinese). 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 2007 [魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术(第 2 版). 北京: 气象出版社, 2007]
- 44 Liang H, Liu J M, Li S K. Analysis of precipitable water vapor source distribution and its seasonal variation characteristics over Tibetan Plateau and its surroundings (in Chinese). *J Natural Resour*, 2006, 21: 526–534, 677 [梁宏, 刘晶淼, 李世奎. 青藏高原及周边地区大气水汽资源分布和季节变化特征分析. *自然资源学报*, 2006, 21: 526–534, 677]
- 45 Zhuo G, Bian B C, Yang X H, et al. Spatial and temporal changes of atmospheric precipitable water in tibet region in recent 30 years (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2013, 1: 23–30 [卓嘎, 边巴次仁, 杨秀海, 等. 近 30 年西藏地区大气可降水量的时空变化特征. *高原气象*, 2013, 1: 23–30]
- 46 Wu G X, Zhang Y S. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and the Asian monsoon onset. Part I: Situating of the onset (in Chinese). *Sci Atmos Sin*, 1998, 6: 22–35 [吴国雄, 张永生. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I. 爆发地点. *大气科学*, 1998, 6: 22–35]
- 47 Li Z G. Glaciers and lakes changes on the Qinghai-Tibet Plateau under climate change in the past 50 years (in Chinese). *J Natural Resour*, 2012, 27: 1431–1443 [李治国. 近 50 年气候变化背景下青藏高原冰川和湖泊变化. *自然资源学报*, 2012, 27: 1431–1443]
- 48 Xu X D, Tao S Y, Wang J Z, et al. The relationship between water vapor transport features of Tibetan Plateau-monsoon “Large Triangle” affection region and drought-flood abnormality of China (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2002, 60: 257–266 [徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 青藏高原—季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系. *气象学报*, 2002, 60: 257–266]
- 49 Zhou C Y, Tang X Y, Li Y Q. Overview of the research on the water vapor and water vapor transport over the Tibetan Plateau and its surroundings (in Chinese). *Plateau Mountain Meteorol Res*, 2012, 3: 76–83 [周长艳, 唐信英, 李跃清. 青藏高原及周边地区水汽、水汽输送相关研究综述. *高原山地气象研究*, 2012, 3: 76–83]
- 50 Zhang X, Wu Y H, Zhang X. Water level variation of inland lakes on the south-central Tibetan Plateau in 1972–2012 (in Chinese). *Acta Geogr Sin*, 2014, 69: 993–1001 [张鑫, 吴艳红, 张鑫. 1972–2012 年青藏高原中南部内陆湖泊的水位变化. *地理学报*, 2014, 69: 993–1001]
- 51 Ding Y H, Ren G Y, Shi G Y, et al. National assesement report of climate change (I): Climate change in China and its future trend (in Chinese). *Adv Clim Change Res*, 2006, 1: 3–8 [丁一汇, 任国玉, 石广玉, 等. 气候变化国家评估报告(I): 中国气候变化的历史和未来趋势. *气候变化研究进展*, 2006, 1: 3–8]
- 52 Wang S P, Wang Z H, Piao S L, et al. Regional differences in the timing of recent air warming during the past four decades in China. *Chin Sci Bull*, 2010, 55: 1968–1973 [王少鹏, 王志恒, 朴世龙, 等. 我国 40 年来增温时间存在显著的区域差异. *科学通报*, 2010, 16: 1538–1543]
- 53 Bai J Y, Xu X D. The influence of soil temperature abnormality over the Tibetan Plateau in spring on summer flooding of the mid and lower reaches of the Changjiang River in 1988 (in Chinese). *J Appl Meteorol Sci*, 1999, 4: 478–485 [柏晶瑜, 徐祥德. 1998 年青藏高原春季地温异常对长江中下游夏季暴雨影响的研究. *应用气象学报*, 1999, 4: 478–485]

- 54 Li Y Q. The PBL wind field at eastern edge of the Tibetan Plateau and its relations with heavy rain-flood of the Changjiang River in 1988 (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2000, 24: 641–648 [李跃清. 1998 年青藏高原东侧边界层风场与长江暴雨洪水的关系. *大气科学*, 2000, 24: 641–648]
- 55 Zhou Y S, Gao S T, Deng G, et al. Effect of the winter/spring soil temperature of the Tibetan Plateau on the summer precipitation over the mid-lower reaches of the Yangtze River (in Chinese). *J Nanjing Inst Meteorol*, 2002, 5: 611–619 [周玉淑, 高守亭, 邓国, 等. 青藏高原冬春季地温异常对长江中下游夏季旱涝影响的研究. *南京气象学院学报*, 2002, 5: 611–619]
- 56 Han J C, Zhou S W, Wu P, et al. Spatial distribution of water vapor content over the Qinghai-Tibet Plateau in summer (in Chinese). *Arid Zone Res*, 2012, 3: 457–463 [韩军彩, 周顺武, 吴萍, 等. 青藏高原上空夏季水汽含量的时空分布特征. *干旱区研究*, 2012, 3: 457–463]
- 57 Fu X C, Wang F, Wang H, et al. Analysis of long-term changes in temperature and precipitation and their relationships with water resources in the Qaidam Basin in China. *Resour Sci*, 2011, 33: 408–415 [傅小城, 王芳, 王浩, 等. 柴达木盆地气温降水的长序列变化及与水资源关系. *资源科学*, 2011, 33: 408–415]
- 58 Shi X H, Zhao Y N, Dai S, et al. Research on climatic change of Qaidam Basin since 1961 (in Chinese). *J Desert Res*, 2005, 1: 125–130 [时兴合, 赵燕宁, 戴升, 等. 柴达木盆地 40 多年来的气候变化研究. *中国沙漠*, 2005, 1: 125–130]
- 59 Xu H J, Yang T B. Climate factors change and its impact on lake area and vegetation growth in the Qaidam Basin during 1981–2010 (in Chinese). *Prog Geogr*, 2013, 6: 868–879 [徐浩杰, 杨太保. 1981–2010 年柴达木盆地气候要素变化特征及湖泊和植被响应. *地理科学进展*, 2013, 6: 868–879]
- 60 Zhang J, Xiao H B, Xu W X, et al. Precipitable water variation and its impact factors in recent 40 years in Qaidam Basin (in Chinese). *Resour Sci*, 2013, 11: 2289–2297 [张娟, 肖宏斌, 徐维新, 等. 1971–2010 年柴达木盆地可降水量变化特征及其与气象条件分析. *资源科学*, 2013, 11: 2289–2297]
- 61 Zhou S W, Wu P, Wang C H, et al. Spatial distribution of atmospheric water vapor and its relationship with precipitation in summer over the Tibetan Plateau (in Chinese). *Acta Geogr Sin*, 2011, 66: 1466–1478 [周顺武, 吴萍, 王传辉, 等. 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*, 2011, 66: 1466–1478]
- 62 Guo Y P. The changing characteristics of water cycle over the Qinghai-Xizang Plateau in last 40 years (in Chinese). Master Dissertation. Lanzhou: Lanzhou University, 2013 [郭毅鹏. 近 40 年青藏高原地区水汽循环变化特征研究. 硕士学位论文. 兰州: 兰州大学, 2013]
- 63 Yu L. Simulating study on the characteristics of climate change and over Tibet Plateau (in Chinese). Doctor Dissertation. Lanzhou: Lanzhou University, 2011 [余莲. 青藏高原地区气候变化的特征及数值模拟研究. 兰州: 兰州大学, 2011]
- 64 Yang M Z, Ding Y H, Li W J, et al. The leading mode of Indian Ocean SST and its impacts on Asian summer monsoon (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2007, 65: 527–536 [杨明珠, 丁一汇, 李维京, 等. 印度洋海表温度主模态及其与亚洲夏季季风的关系. *气象学报*, 2007, 65: 527–536]
- 65 Xie H, Ye J, Liu X, et al. Warming and drying trends on the Tibetan Plateau (1971–2005). *Theor Appl Climatol*, 2010, 101: 241–253
- 66 Cess R D. Water vapor feedback in climate models. *Science*, 2005, 310: 795–796
- 67 Zhang T. Perspectives on environmental study of response to climatic and land cover/land use change over the Qinghai-Tibetan Plateau: An introduction. *Arct Antarct Alp Res*, 2007, 39: 631–634
- 68 Liu C Z. The issues in the impact study of climate change on the terrestrial hydrological cycle (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 2004, 19: 115–119 [刘春葵. 气候变化对陆地水循环影响研究的问题. *地球科学进展*, 2004, 19: 115–119]
- 69 Ma L J. Spatial and temporal variation characteristics of the Tibetan Plateau snow nearly 50 years and its relationship with atmospheric circulation factors (in Chinese). Doctor Dissertation. Beijing: Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, 2008 [马丽娟. 近 50 年青藏高原积雪的时空变化特征及其与大气环流因子的关系. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2008]

补充材料

图 S1 探空站的站点分布

图 S2 月平均 Bias 分布

图 S3 大气可降水量和地表温度前三个特征向量场的时间系数

图 S4 大气可降水量和地表温度的幅度-频率曲线图

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.

Analysis of precipitable water vapor and surface temperature variation over Qinghai-Tibetan Plateau from 1979 to 2014

YAO YiBin^{1,2}, LEI XiangXu¹, ZHANG Liang¹, ZHANG Bao¹, PENG Hai¹ & ZHANG JiaHua¹

¹ School of Geodesy and Geomatics, Wuhan University, Wuhan 430079, China;

² Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy, Ministry of Education, Wuhan 430079, China

The Qinghai-Tibetan Plateau (TP), also named “the Roof of the World”, is known as the highest and largest plateau with an average altitude of about 4500 meters. Due to the unique orographical characteristics and thermal forcing mechanisms, the TP possesses unique plateau climate and, to a great extent, contributes to climate change over the whole world, especially East Asia. Intensive studies demonstrate that the warming pattern in TP exceeds that in other regions within the northern hemisphere and also the same latitudinal zone. In term of this result, the TP is regarded as one of the most sensitive regions to global climate change.

However, the TP meteorological network is very sparse because of complex terrains and difficulties encountered in installing and maintaining the meteorological instruments. ERA-Interim has been a reanalysis of the global atmosphere covering the data-rich period since 1979, and is continuing in real time. ERA-Interim is the third-generation reanalysis product of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), and it uses an improved data assimilation system and an improved forecast model compared with ERA-40. Investigations have shown that the ERA-Interim could well capture the temperature patterns and it is very reliable for climate change research.

In terms of their spatiotemporal distribution and variation characteristics, this paper analyzes the ERA-Interim precipitable water vapor (PWV) and surface temperature products at the spatial resolution of $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ during 1979 and 2014. Moreover, the relationship between PWV and surface temperature changes was also investigated, using the empirical Orthogonal Function decomposition (EOF) method, correlation analysis and spectrum analysis.

First, the EOF method is used to characterize the dominant spatial pattern and compact the representation of PWV and surface temperature. As a popular analysis tool in climate research, the EOF method is maximally efficient in retaining as much information of the data set as possible for as few degrees of freedom as possible through a linear combination of the original variables. Second, the correlation analysis is used to quantify the association between the PWV and surface temperature time series. A strong, or high, correlation means that two time series have a strong relationship with them and vice versa. Third, the spectrum analysis is the analysis of a spectrum of frequencies or related quantities. FFT (Fast Fourier Transform) method is adopted to analyze the cycle period of PWV and surface temperature in this paper.

During the past 36 years, slight ascending pattern of PWV and significant ascending pattern of surface temperature were detected. According to previous researches, the increment of water vapor over plateau may originate from the evaporation increment of melting glaciers and snow. The warming pattern over TP in summer is the most significant and the warming pattern at higher altitudes is higher than that at the lower in winter. Evident seasonal variations appear in both PWV and surface temperature product of ERA-Interim since the transport of water vapor is associated with the monsoon.

Moreover, the EOF analysis shows that time series of the first and the second patterns of PWV and surface temperature are significantly correlated. The correlation coefficient between the first PWV pattern and the fourth surface temperature pattern is up to 0.9. The correlation coefficient between these two patterns and the DEM (Digital Elevation Model) are 0.74 and 0.6 respectively. As the result the first PWV pattern can be regarded as the elevation component.

Last but not least, an apparent 3-year cycle period is identified for both PWV and surface temperature series by FFT. And the consistent cycle period could justify the water vapor-temperature feedback.

Qinghai-Tibetan Plateau, ECMWF, PWV, surface temperature, spatiotemporal distribution

doi: 10.1360/N972015-00850