

刘 炜,周顺武,王美蓉,等. 1979—2008年夏季青藏高原东南部降水的低频振荡统计特征[J]. 干旱气象, 2016, 34(4): 631-639, [LIU Wei, ZHOU Shunwu, WANG Meirong, et al. Statistic Characteristics of Summer Precipitation Low-frequency Oscillation over the Southeast of the Tibetan Plateau from 1979 to 2008[J]. Journal of Arid Meteorology, 2016, 34(4): 631-639], DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-04-0631

1979—2008年夏季青藏高原东南部降水的低频振荡统计特征

刘 炜^{1,2}, 周顺武², 王美蓉², 单 幸², 刘 新¹

(1. 内蒙古自治区气候中心, 内蒙古 呼和浩特 010051; 2. 南京信息工程大学大气科学学院, 江苏 南京 210044)

摘 要:利用青藏高原1979—2008年地面逐日降水资料及NCEP/NCAR逐日再分析资料,对高原东南部夏季降水的低频振荡特征进行统计分析,并讨论了该地区典型旱、涝年夏季降水的低频振荡特征以及低频环流的传播特征。结果表明:(1)青藏高原东南部作为高原夏季降水大值区,其低频振荡主要表现为10~20 d准双周振荡(QBWO)和30~60 d季节内振荡(ISO),其中QBWO最显著;(2)该地区旱、涝年夏季降水的低频振荡存在差异。其中,早年夏季降水以QBWO为主,而涝年夏季降水的ISO和QBWO均很重要,且QBWO的方差贡献在早年更显著,而ISO的方差贡献在涝年相对更重要;(3)青藏高原高空100 hPa散度的ISO和QBWO普遍以驻波为主,其次是从高原向东部传播,但也存在少数由东部向西传播进入高原的低频振荡,表明夏季青藏高原主要是低频振荡的源地,有时也受外来影响。

关键词:降水;低频振荡;传播特征;高原东南部

文章编号:1006-7639(2016)-04-0631-09 DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-04-0631

中图分类号:P426.6

文献标识码:A

引 言

自Madden和Julian在热带地区发现季节内振荡(Intra-seasonal Oscillation,简称ISO)以来,大气低频振荡一直备受关注,成为大气科学研究重要的前沿课题之一^[1-3]。研究表明,在副热带和中高纬地区也普遍存在大气低频振荡现象^[4-5]。

青藏高原(以下简称高原)具有独特的天气气候特征,其热力和动力作用对东亚乃至全球的天气和气候都有重要影响^[6-7]。基于1979年高原气象科学实验观测资料,章基嘉等^[8]发现高原存在大气低频振荡现象。此后,通过对各种资料的分析,相继揭示出高原存在显著的低频振荡信号^[9]。孙国武等^[10]基于1983年ECMWF纬向风再分析资料,发现大气低频波动在高原对流层中层(500 hPa)和高层(200 hPa)存在显著30~40 d振荡。谢安等^[11]利用OLR资料证实了高原存在显著的准8 d和30~

50 d低频振荡。王跃男等^[12]通过计算高原热源,发现1978年夏季高原东部大气热源存在显著的准双周振荡(Quasi-biweekly Oscillation,简称为QBWO),而1999年夏季则以ISO为主。张鹏飞等^[13]通过计算高原500 hPa相对涡度,发现1998年和2003年夏季高原存在显著的QBWO。刘炜等^[14]研究表明,1998年夏季高原东南部降水不仅表现出显著的QBWO,也伴随有较强的ISO。杨蓉^[15]对2013年逐日高原季风指数分析发现,该年夏季高原季风存在显著的ISO。

另外,研究证实高原低频振荡的传播路径和源、汇特征十分复杂,目前尚没有统一定论^[9]。高原既是低频振荡的活跃区和重要发生地^[8],夏季也可能是低频振荡的汇^[11]。孙照渤等^[16]指出,1980年冬半年高原的强迫作用使得15~25 d低频振荡在高原及其附近地区明显加强,之后向东北方向沿经向和纬向传播,且这种传播特征在垂直方向各层次上

收稿日期:2016-05-18; 改回日期:2016-07-11

基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2012CB95204)、国家自然科学基金项目(41275095)共同资助

作者简介:刘炜(1986-),女,内蒙古人,助理工程师,主要从事短期气候预测。E-mail:liuwei.05@163.com

通信作者:周顺武(1968-),男,教授,主要从事高原气象研究。E-mail:zhou@nuist.edu.cn

都有所表现。彭茹等^[17]分析了1982/1983年风场的低频特征,发现1982年高原对流层高层是准双周振荡的源区,而1983年是低频振荡的汇区。孙安健等^[18]通过分析典型厄尔尼诺年(1983年)与反厄尔尼诺年(1985年)夏季大气低频振荡特征,指出低频波均是从各方向传到高原,表明高原是一低频汇区。周兵等^[19]研究表明,1995年冬季高原是低频振荡的汇,次年3月中旬之后高原转为低频振荡的源区。

综上所述,以往关于高原低频振荡周期及其源、汇特征的研究,大多是针对特殊时段和不同区域进行的个例分析,所得结论存在差异,其认识可能不具备普遍意义。为此,本文在统计分析1979—2008年高原夏季(6—8月)主要降水大值区(东南部)的降水低频振荡特征基础上,着重探讨该地区典型旱涝年夏季降水的低频振荡特征以及低频环流的传播特征,为全面认识高原地区低频振荡特征提供依据。

1 资料和方法

所用资料主要包括:(1)中国气象局国家气象信息中心提供的1979—2008年全国730个气象站逐日降水资料。经筛选,选取了高原地区具有完整观测记录的83个台站;(2)NCEP/NCAR提供的同期逐日再分析资料,格距为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

采用旋转经验正交分解(EOF)方法对1979—2008年降水量的空间分布进行分析,并依据其载荷向量的大值区确定降水异常敏感区^[20]。在分析周期及提取低频振荡信号时,采用了Morlet小波分析^[21]和Butterworth带通滤波方法^[22]。

2 夏季高原降水的时空分布

高原地处中纬西风带,平均海拔在4000 m以上,面积约占中国陆地面积的1/6。由于面积大、地形差异明显以及影响系统复杂,使其降水存在显著的区域性差异^[23-24]。图1给出1979—2008年高原夏季平均降水量分布。可以看出,高原夏季降水大致呈现由东南向西北递减的分布特征,东南部为高原夏季降水量大值区,这可能与夏季进入高原的3条主要水汽通道有关^[25-26]。

对1979—2008年高原夏季降水场进行EOF分解,其中第1旋转载荷向量场的大值区位于高原东南部(图2),该模态可解释总方差的15.76%。由此可见,高原东南部不仅是高原夏季降水的大值区,也是高原夏季降水的异常敏感区。这可能是因为夏季高原东南部处在西太平洋副热带高压的西侧和印度季风区的东北部,有利于北印度洋和西太

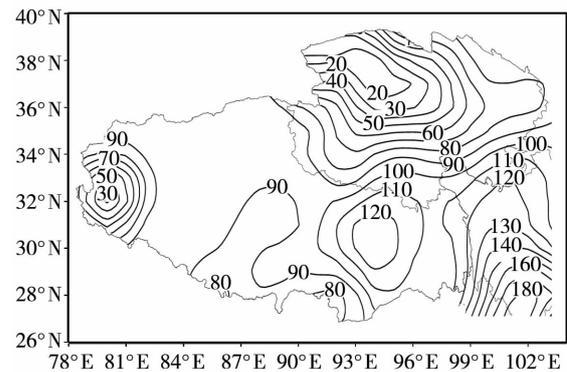


图1 1979—2008年夏季高原平均降水量分布(单位:mm)

Fig. 1 Distribution of summer average precipitation over the Tibetan Plateau from 1979 to 2008 (Unit:mm)

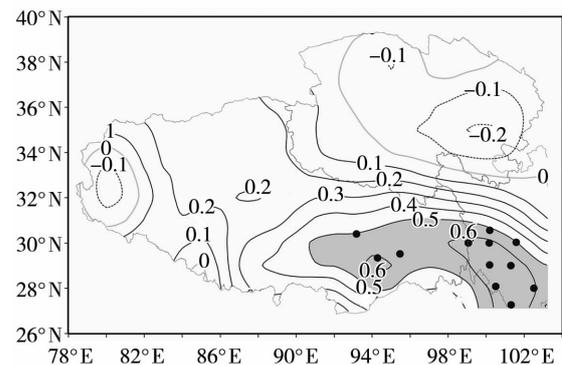


图2 1979—2008年高原夏季降水量 EOF 第一模态

(•表示高原东南部12个代表站,阴影区是绝对值>0.5的区域)

Fig. 2 The first EOF mode of precipitation in summer over the Tibetan Plateau during 1979 - 2008

(• for 12 representative stations in the southeast of the Tibetan Plateau, the shaded area for the absolute value greater than 0.5)

平洋的暖湿气流向该地区输送^[27]。

为此,对第一模态的载荷大值区(图2的阴影区)内的12个站点夏季降水量进行算术平均及标准化处理,从而得到高原东南部夏季降水标准化序列(图3)。由图3可见,近30 a高原东南部夏季降水量的年际变化明显,其中以1998年和2006年变化最为显著。依据该标准化序列定义其值 >1.0 (<-1.0)的年份为涝(旱)年,可得到3个涝年(1987、1991和1998年)和4个旱年(1983、1992、1994和2006年)。

3 高原东南部夏季降水低频振荡特征

为了获取高原东南部夏季降水的低频振荡信号,对近30 a该地区夏季逐日降水序列进行Morlet

小波分析,考虑到边界效应等影响,将其分析的时域进行适当延长,即从夏季(6—8月,共92d)延长至5—9月(共153d)。表1给出1979—2008年夏季高原东南部降水的低频振荡统计结果,可知,近30a高原东南部夏季降水存在4个显著的低频振荡,分别是10~20d(QBWO)、20~30d、30~60d(ISO)以及60~90d振荡。其中,存在显著QBWO的年份有25a,存在20~30d振荡的有10a,存在ISO的有14a,而存在60~90d振荡的仅有5a。以上分析可见,虽然不同年份高原东南部夏季降水的低频振荡信号不尽相同,但QBWO和ISO是最显著的2个低频振荡,以下仅关注这2个低频振荡。

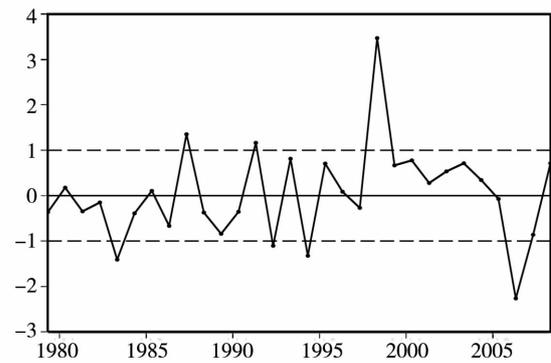


图3 1979—2008年高原东南部夏季降水标准化序列
Fig.3 The standardized summer precipitation over the southeast of the Tibetan Plateau during 1979 - 2008

表1 1979—2008年夏季高原东南部旱涝特征及其降水的显著低频振荡周期

Tab.1 Statistics of drought and flood features and significant low-frequency periods of summer precipitation over the southeast of the Tibetan Plateau from 1979 to 2008

年份	旱/涝	低频周期/d	年份	旱/涝	低频周期/d
1979	正常	30~60	1994	旱年	10~20
1980	正常	10~20,30~60	1995	正常	20~30,30~60,60~90
1981	正常	10~20,20~30	1996	正常	10~20,30~60
1982	正常	20~30	1997	正常	10~20
1983	旱年	10~20,30~60	1998	涝年	10~20,30~60
1984	正常	10~20,20~30	1999	正常	10~20,30~60,60~90
1985	正常	10~20	2000	正常	20~30,60~90
1986	正常	10~20,30~60	2001	正常	10~20,30~60
1987	涝年	10~20,30~60	2002	正常	10~20,20~30
1988	正常	10~20,20~30,30~60	2003	正常	20~30
1989	正常	10~20,30~60	2004	正常	10~20,20~30,60~90
1990	正常	10~20,30~60	2005	正常	10~20,20~30
1991	涝年	10~20,30~60	2006	旱年	10~20
1992	旱年	10~20	2007	正常	10~20
1993	正常	10~20	2008	正常	10~20,60~90

从表1还发现, QBWO和ISO在典型旱涝年出现的概率存在差异。4个旱年中除1983年夏季降水QBWO和ISO均显著外,其余3个旱年仅QBWO通过信度检验;而3个涝年夏季降水QBWO和ISO均显著。为进一步比较旱涝年这2个低频振荡的相对重要性,表2给出高原东南部旱涝年夏季降水QBWO和ISO的方差贡献。由表2看出,高原东南部夏季降水QBWO的方差贡献不论在涝年还是旱年均是最大。近30a中,仅有1979年夏季降水ISO的方差贡献大于QBWO(表略);ISO的方差贡献均是涝年大于旱年,而QBWO的方差贡献正相反,均是旱年大于涝年,且旱年QBWO与ISO的比值均远大于涝年,说明旱年夏季降水QBWO的方差贡献较

涝年更显著,而涝年夏季降水ISO的方差贡献较早年更显著。

图4是高原东南部旱涝年夏季降水序列及其经Butterworth带通滤波后的降水QBWO和ISO分量。可以看到,4个旱年QBWO与原降水序列的相关系数远大于ISO与原降水序列的相关系数,表明在旱年QBWO降水的贡献相对较大;在涝年,虽然QBWO与原序列的相关系数仍大于ISO与原序列的相关系数,但两者差异不大(均通过 $\alpha=0.01$ 信度检验),表明这2个低频分量在涝年对高原东南部降水均有重要贡献。此外还注意到,当ISO和QBWO的正(负)位相叠加时,该时段降水明显偏多(少),且这一现象在旱年尤为突出。

表 2 高原东南部典型旱涝年夏季降水 QBWO 和 ISO 的方差贡献(单位:%)

Tab.2 QBWO and ISO variance contribution of summer precipitation in drought and flood years during 1979 – 2008 over the southeast of the Tibetan Plateau (Unit:%)

旱年	QBWO	ISO	QBWO/ ISO	涝年	QBWO	ISO	QBWO/ ISO
1983	16.99	6.53	2.60	1987	15.75	8.17	1.93
1992	16.58	6.27	2.65	1991	14.70	11.79	1.25
1994	16.84	3.35	5.02	1998	16.37	12.40	1.32
2006	25.99	6.23	4.17	平均	15.61	10.79	1.50
平均	19.10	5.59	3.61				

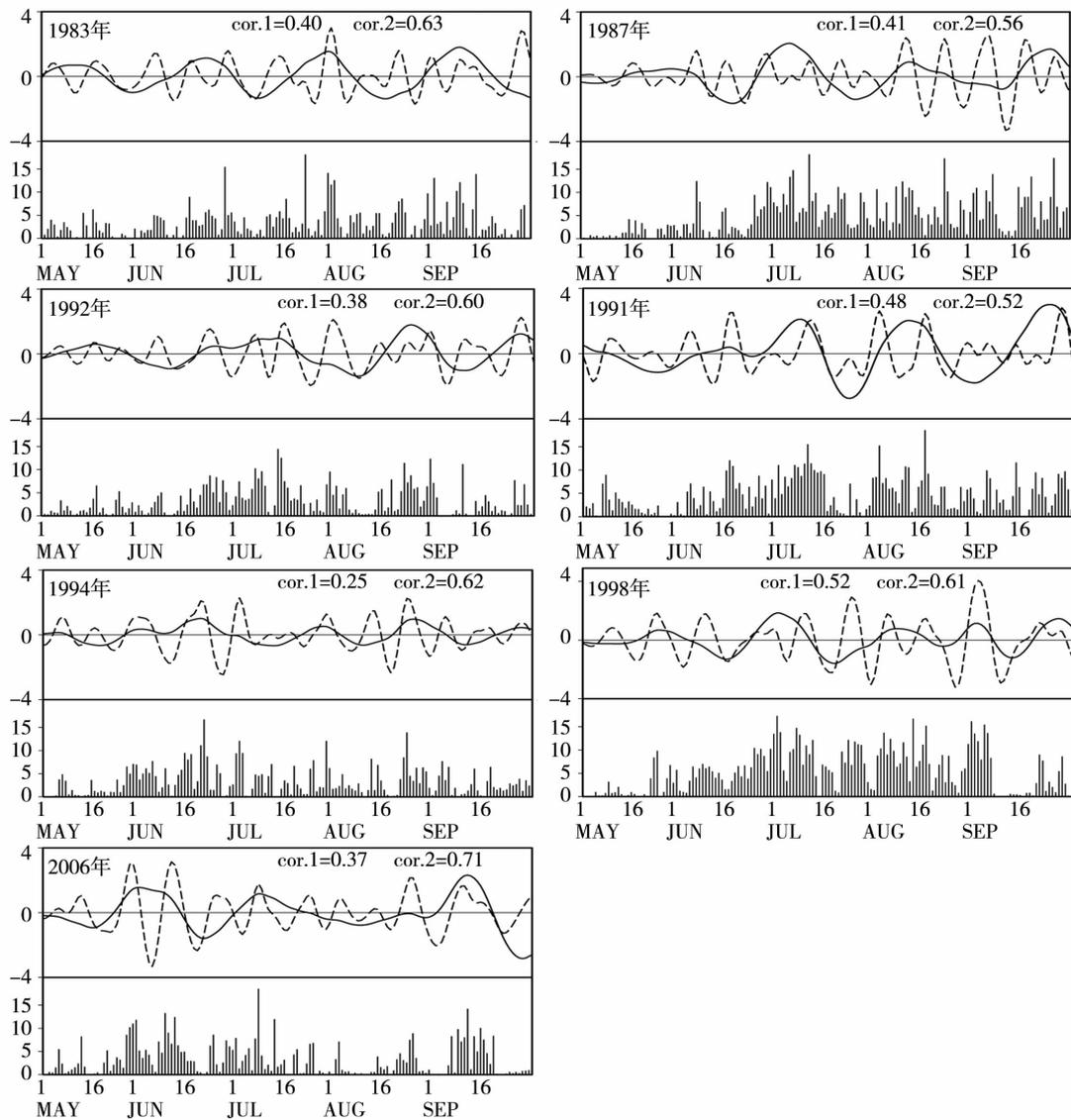


图 4 高原东南部旱年(左)和涝年(右)夏季降水序列及其 ISO 和 QBWO 分量序列(单位:mm)

(柱状图表示原降水序列,实线为降水 ISO 分量,虚线为降水 QBWO 分量, cor.1 和 cor.2 分别表示原降水序列与 ISO 和 QBWO 分量序列的相关系数)

Fig.4 Series of summer precipitation and ISO and QBWO component over the southeast of the Tibetan Plateau in drought (the left) and flood (the right) years (Unit:mm)

(The solid bars for summer precipitation, the solid and dashed lines for ISO and QBWO component respectively, cor.1 and cor.2 for the correlation coefficient between original precipitation and ISO, QBWO component respectively)

4 高原东南部夏季降水低频振荡传播路径特征

目前,有关高原低频振荡传播特征的认识存在分歧^[9]。由于低频降水与高低空低频散度场存在密切联系,鉴于高原海拔高,在高原地区更适宜分析高空散度场^[28]。为了验证高原东南部低频降水与高空低频散度场的匹配关系,统计了近30 a高原高空散度场QBWO和ISO的传播特征(图略),发现不论在经向还是纬向上,高空低频辐散(合)传播至高原东南部时基本都与该地区低频降水的正(负)位相对应,即高空低频辐散(合)有(不)利于低频降水的产生。

根据上述对高原高空低频散度场传播特征的统计结果,将高原东南部100 hPa散度场的QBWO和ISO传播路径归纳为5种类型^[29]:从东部大陆向西传播进入高原东南部(简称西入型)、从高原东南部向东移出高原(简称东出型)、从高原东南部向南移出高原(简称南出型)、从高原南侧向北传播进入高原(简称北入型)、没有传入和移出高原(简称驻波型)。需要说明的是,驻波又分为纬向传播的驻波(简称驻波1)和经向传播的驻波(简称驻波2)。

表3和表4分别给出1979—2008年夏季高原东南部100 hPa散度QBWO和ISO传播路径统计结果。由表3可知,纬向上,共有50次QBWO向西传

表3 1979—2008年夏季高原东南部100 hPa散度QBWO传播路径统计(单位:次数)

Tab.3 Statistics of the QBWO moving path of divergence on 100 hPa over the southeast of the Tibetan Plateau in summer from 1979 to 2008 (Unit:times)

年份	旱/涝	西入型	东出型	驻波1	南出型	北入型	驻波2
1979	正常	0	4	3	0	0	6
1980	正常	0	6	2	1	1	5
1981	正常	4	2	3	0	1	6
1982	正常	1	3	4	0	2	5
1983	早年	2	5	2	2	0	5
1984	正常	3	1	4	0	0	6
1985	正常	1	4	5	0	1	5
1986	正常	1	2	5	2	0	4
1987	涝年	3	3	2	0	0	6
1988	正常	2	2	3	1	0	4
1989	正常	1	2	5	1	1	3
1990	正常	2	2	4	0	1	4
1991	涝年	0	0	6	0	3	2
1992	早年	1	2	4	2	3	1
1993	正常	1	4	4	1	0	4
1994	早年	2	5	3	2	2	2
1995	正常	2	3	5	1	2	2
1996	正常	1	2	3	1	1	4
1997	正常	1	5	5	1	0	3
1998	涝年	2	2	2	2	0	3
1999	正常	2	3	2	0	3	3
2000	正常	3	3	2	0	1	3
2001	正常	2	2	2	3	1	2
2002	正常	1	3	2	1	1	2
2003	正常	1	2	4	5	0	2
2004	正常	2	3	3	3	3	2
2005	正常	1	2	6	1	1	4
2006	早年	3	1	3	1	3	2
2007	正常	2	2	3	3	1	3
2008	正常	3	1	5	1	2	3
总计		50	81	106	35	34	106

表 4 1979—2008 年夏季高原东南部 100 hPa 散度 ISO 传播路径统计(单位:次数)

Tab. 4 Statistics of the ISO moving path of divergence at 100 hPa over the southeast of the Tibetan Plateau in summer from 1979 to 2008 (Unit:times)

年份	旱/涝	西入型	东出型	驻波 1	南出型	北入型	驻波 2
1979	正常	0	1	3	3	0	0
1980	正常	0	2	1	0	2	1
1981	正常	0	2	0	0	0	3
1982	正常	0	2	1	0	3	0
1983	旱年	1	0	1	1	1	1
1984	正常	0	2	1	0	2	1
1985	正常	0	1	2	1	2	0
1986	正常	0	3	1	0	1	1
1987	涝年	1	1	0	0	1	2
1988	正常	1	0	1	0	1	1
1989	正常	0	1	2	0	1	1
1990	正常	1	0	2	0	1	1
1991	涝年	0	0	2	3	0	0
1992	旱年	1	0	2	1	0	2
1993	正常	0	0	3	1	0	1
1994	旱年	0	1	1	2	0	0
1995	正常	1	0	3	2	0	2
1996	正常	0	0	2	0	3	0
1997	正常	0	0	3	3	0	0
1998	涝年	2	0	0	3	0	0
1999	正常	1	2	0	2	1	0
2000	正常	0	2	1	2	0	1
2001	正常	0	1	1	0	1	1
2002	正常	0	0	3	0	0	2
2003	正常	0	0	2	1	1	1
2004	正常	1	2	1	0	2	1
2005	正常	0	0	2	2	0	0
2006	旱年	0	1	2	0	1	1
2007	正常	1	0	2	0	2	1
2008	正常	0	0	3	0	3	1
总计		11	24	48	27	29	26

播进入高原,有 81 次向东移出高原,有 106 次驻波,依次占总次数的 21%、34% 和 45%,说明夏季高原 QBWO 在纬向上以驻波 1 为主,向东移出高原次之,向西传入高原最少。其中,涝年 QBWO 向西传播进入高原和向东移出高原各有 5 次,驻波有 10 次;而旱年 QBWO 向西传播进入高原有 8 次,向东移出高原有 13 次,有 12 次驻波。经向上,共有 35 次 QBWO 向南传播移出高原,有 34 次向北传播移入高原,有 106 次驻波,分别占总次数的 20%、19% 和 61%,表明夏季高原 QBWO 在经向上以驻波 2 为主,向北传入高原和向南移出高原的次数相当。其中,涝年 QBWO 共有 2 次向南移出高原,有 3 次向北传入高原,有 11 次驻波;旱年 QBWO 向南移出高

原共有 7 次,向北传入高原有 8 次,共出现 10 次驻波。可见,旱年 QBWO 在纬向上以驻波和向东移出高原为主,而经向上以驻波为主;涝年 QBWO 在纬向和经向上均以驻波为主。

从表 4 可以看出,夏季高原东南部 100 hPa 散度场上 ISO 的移动频次明显低于 QBWO。纬向上,共有 11 次 ISO 向西传播进入高原,有 24 次向东移出高原,驻波出现 48 次,分别占总次数的 13%、29% 和 58%,表明 ISO 在纬向上以驻波 1 为主,向东移出高原次之,向西传入高原最少;经向上,ISO 向南移出高原共有 27 次,向北移入高原共有 29 次,驻波出现 26 次,分别占总次数的 33%、35% 和 32%,说明 ISO 在经向上向南移出高原、向北移入高

原及驻波出现的次数相当。其中,涝年 ISO 在纬向上共有 3 次向西传播进入高原,有 1 次向东移出高原,有 2 次驻波;经向上,向南移出高原共有 6 次,向北移入高原有 1 次,有 2 次驻波,可见涝年 ISO 在纬向上以向西传播进入高原为主,经向上以向南移出高原为主。在早年 ISO 向西移入高原和向东移出高原各出现 2 次,出现 6 次驻波;经向上,向南移出高原和驻波各出现 4 次,向北移入高原有 2 次,可见早年 ISO 在纬向上以驻波为主,经向上是以驻波和向南移出高原为主。

综上所述,驻波是高原东南部高空散度 QBWO 和 ISO 的主要存在形式,但也存在部分低频振荡从外部传入高原并发展或是向外传播。其中,涝年高原 ISO 可能受东部大陆 ISO 西传进入高原的影响,使其方差贡献高于绝大多数正常年份和早年;而 QBWO 不论在早年还是涝年主要以驻波或

向东移出高原为主,表明 QBWO 主要是高原局地产生的振荡。

由于旱涝年高原低频振荡传播存在明显差异,故选取近 30 a 中 ISO 特征较显著的涝年 1998 年和 QBWO 特征较显著的早年 1983 年为例,进一步分析 ISO 和 QBWO 的纬向和经向传播特征(图 5)。由图 5a 可以看出,1998 年涝年 ISO 共出现 2 次显著的西传现象,均是从西太平洋地区传播至长江中下游地区达到最强,之后继续西传到高原地区,这期间强度有所减弱,且西传的低频辐散(合)到达高原东部地区时与高原东南部低频降水的正(负)位相基本吻合。此外,还存在从高原西侧向东传播进入高原的低频分量,在纬向上高原表现为汇,而在经向上高原则表现为源,分别存在向北和向南的传播,且低频辐散(合)向南传至高原南部地区时与高原东南部低频降水的正(负)位相对应(图 5b)。

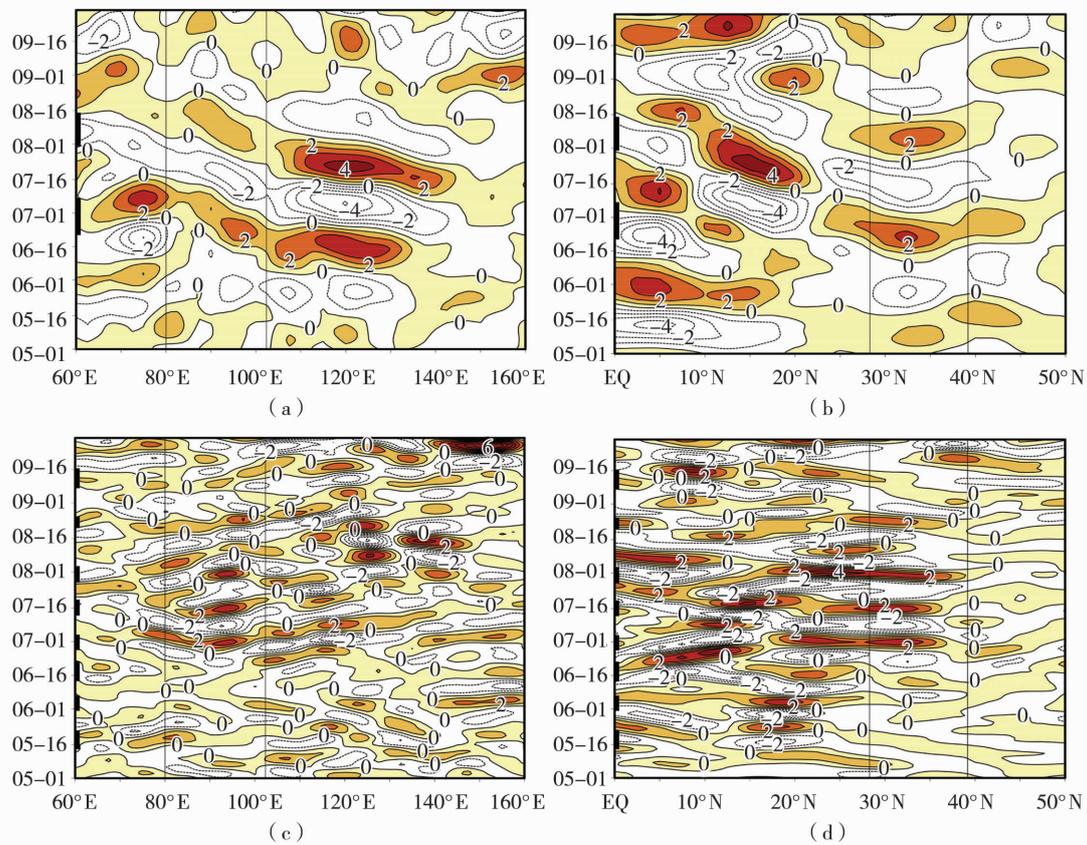


图 5 1998 年 100 hPa 散度 ISO(a,b)和 1983 年 100 hPa 散度 QBWO(c,d)沿 30°N

的经度—时间剖面(a, c)和沿 95°E 的纬度—时间剖面(b, d)(单位: $10^{-6} s^{-1}$)

(直线间的区域为高原地区,阴影区表示辐散,边框上的黑色长方条表示高原东南部低频降水的正位相时段)

Fig. 5 The longitude - time sections along 30°N (a, c) and latitude - time sections along 95°E (b, d) of divergence ISO on 100 hPa in 1998 (a, b) and divergence QBWO on 100 hPa in 1983 (c, d) (Unit: $10^{-6} s^{-1}$) (The area between two solid lines for the Tibetan Plateau, the shaded areas for divergence areas, the black solid bars on border indicate the positive phases of low - frequency precipitation over the southeast of the Tibetan Plateau)

1983 年早年 QBWO 在纬向上共出现 5 次较显著的东传现象(图 5c),一部分从高原东南部产生并向东传出,另一部分从高原中西部地区开始东传,并传播至长江中下游地区。除了从高原向东传出的低频分量,还存在少数从高原西侧向东传播进入高原的低频分量。总的来说,该年高原在纬向上表现为源的特征。经向上(图 5d),共有 5 次驻波,5 月下旬和 8 月底分别存在一次南传,均是从高原北部向南传播至 20°N 附近。同 1998 年涝年一样,不论在纬向上还是经向上,高空低频辐散(合)传至高原南部地区的时间与高原东南部低频降水的正(负)位相基本吻合,说明高原东南部低频降水与高空低频散度场存在较好的对应关系。上述分析可见,典型旱、涝年夏季高原低频振荡的传播特征与多年统计结果较一致。

5 结 论

(1)QBWO 和 ISO 是高原东南部夏季降水的 2 个显著低频振荡,其中 QBWO 出现次数最多,方差贡献最大。

(2)高原东南部旱涝年夏季降水 ISO 和 QBWO 存在显著差异。涝年夏季降水 QBWO 和 ISO 均很重要,而早年夏季降水则以 QBWO 为主;QBWO 的方差贡献在早年更显著,而 ISO 的方差贡献在涝年更显著。

(3)驻波是高原东南部 100 hPa 散度 ISO 和 QBWO 的主要存在形式,其次是向东移出高原,但也存在少数从东部大陆向西传入高原的低频振荡。涝年,高原 ISO 可能受东部大陆 ISO 西传进入高原的影响,其方差贡献高于绝大多数正常年份和早年;而 QBWO 不论在早年还是涝年主要是以驻波或向东移出高原为主,说明 QBWO 主要是高原地区局地产生的振荡。

本文在完整、较长连续时间序列资料的基础上,统计了高原东南部夏季降水及大气低频振荡的气候特征,并较详细地分析了典型旱涝年夏季降水的低频振荡特征及传播特征,得出的结论较以往的个例分析更具有普遍意义,但针对各年降水低频特征及其传播特征的分析还不够深入,今后还需进一步的研究。

参考文献

[1] Madden R D, Julian P. Detection of a 40 - 50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific[J]. J Atmos Sci, 1971,28(5): 702 - 708.

[2] Madden R D, Julian P. Description of global - scale circulation cells in the tropics with a 40 - 50 day period[J]. J Atmos Sci, 1972,29(6):1109 - 1123.

[3] 李崇银. 大气季节内振荡研究的新进展[J]. 自然科学进展, 2004,14(7):734 - 741.

[4] Krishnamurti T N, Gadgil S. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE[J]. Tellus, 1985,37a(4):336 - 360.

[5] 李崇银. 30 ~ 60 天大气振荡的全球特征[J]. 大气科学,1991, 15(3):66 - 76.

[6] 刘式适,柏晶瑜,徐祥德,等. 青藏高原大地形的动力热力作用与低频振荡[J]. 应用气象学报,2000,11(3):312 - 321.

[7] 杨澄,付志嘉,赵晓红. 青藏高原东南侧复杂地形下冬季大风诊断分析[J]. 高原气象,2014,33(2):346 - 354.

[8] 章基嘉,彭永清,王鼎良. 夏季青藏高原各热源分量的时频特征及高度场对它们的响应[A]. 青藏高原气象科学实验文集编辑组主编,青藏高原气象科学实验文集(I)[C]. 北京:科学出版社,1984. 182 - 192.

[9] 刘炜,周顺武,杨双艳. 青藏高原大气低频振荡研究进展[J]. 干旱气象,2012,30(1):107 - 113.

[10] 孙国武,陈葆德. 青藏高原上空大气低频波的振荡及其经向传播[J]. 大气科学,1988,12(3):250 - 257.

[11] 谢安,叶谦,陈隆勋. 青藏高原及其附近地区大气周期振荡在 OLR 资料上的反映[J]. 气象学报,1989,47(3):272 - 278.

[12] 王跃男,陈隆勋,何金海,等. 夏季青藏高原热源低频振荡对我国东部降水的影响[J]. 应用气象学报,2009,20(4):419 - 427.

[13] 张鹏飞,李国平,王旻燕,等. 青藏高原低涡群发性 10 ~ 30 天大气低频振荡关系的初步研究[J]. 高原气象,2010,29(5): 1102 - 1110.

[14] 刘炜,周顺武,智海. 1998 年夏季青藏高原东南部降水 30 ~ 60 d 低频振荡特征[J]. 气象,2014,40(5):530 - 540.

[15] 杨蓉. 青藏高原季风的低频振荡特征研究[D]. 成都:成都信息工程大学,2015.

[16] 孙照渤,李云康. 冬半年青藏高原及其附近地区 15—25 天振荡的传播特征[J]. 应用气象学报,1993,4(增刊):24 - 30.

[17] 彭茹,武炳义. 1982/1983 年季风准双周振荡的位相传播及地理特征[J]. 应用气象学报,1995,6(2):206 - 212.

[18] 孙安健,唐国利,黄荣辉. 1983 年与 1985 年夏季北半球高度场大气低频波的振荡特征[J]. 大气科学,1994,18(5):576 - 585.

[19] 周兵,何金海,徐海明. 青藏高原气象要素场低频特征及其与夏季区域降水的关系[J]. 南京气象学院学报,2000,23(1):93 - 100.

[20] 杨瑜峰. 中国西北东部近 50 a 降水异常分布及变化特征[J]. 干旱气象,2014,32(5):701 - 705.

[21] Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1998,79(1):61 - 78.

[22] Murakami M. Large scale aspects of deep convective activity over the GATE area[J]. Mon Wea Rev, 1979,107:994 - 1013.

[23] 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[J]. 大气科学,2003,27(2):157 - 170.

[24] 齐冬梅,李英,李跃清,等. 2006 年高原夏季风强弱变化及其与

- 西南地区东部夏季气温和降水的关系[J]. 干旱气象,2015,33(4):555-565.
- [25] 段玮,段旭,樊风,等. 青藏高原东南侧干湿季气候特征与成因[J]. 干旱气象,2015,33(4):546-554.
- [26] 谢启玉,巩远发,杨蓉. 冬季青藏高原湿中心区域水汽收支及其与中国降水的关系[J]. 干旱气象,2015,33(5):732-739.
- [27] 周顺武,王传辉,杜军,等. 青藏高原汛期降水的时空分布特征[J]. 气候与环境研究,2011,16(6):723-732.
- [28] 朱乾根,徐国强. 1998年夏季青藏高原多时间尺度低频降水的活动和传播特征[J]. 南京气象学院学报,2000,23(2):167-174.
- [29] 彭玉萍,何金海,陈隆勋,等. 1981—2000年夏季青藏高原大气热源低频振荡特征及其影响[J]. 热带气象学报,2012,28(3):330-338.

Statistic Characteristics of Summer Precipitation Low – frequency Oscillation over the Southeast of the Tibetan Plateau from 1979 to 2008

LIU Wei^{1,2}, ZHOU Shunwu², WANG Meirong², SHAN Xing², LIU Xin¹

(1. Inner Mongolia Climate Center, Hohhot 010051, China;

2. College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract: Based on the daily precipitation from 83 weather stations in the Tibetan Plateau and NCEP/NCAR reanalysis daily data with $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ spatial resolution, the low – frequency oscillation characteristics of summer precipitation over the southeast of the Tibetan Plateau from 1979 to 2008 were statistically analyzed. Furthermore, the characteristics of summer precipitation low – frequency oscillation and propagation of low – frequency circulation in typical flood and drought years were emphatically discussed. The results are as follows: (1) The precipitation in the Tibetan Plateau gradually decreased from southeast to northwest during 1979 – 2008, and it was maximum in the southeast of the Tibetan Plateau. There were two main periods of low – frequency oscillation of summer precipitation in the southeast of the Tibetan Plateau with 10 – 20 d Quasi – biweekly Oscillation (QBWO) and 30 – 60 d Intra – seasonal Oscillation (ISO), and the QBWO of summer precipitation was most significant. (2) The low – frequency oscillation of summer precipitation in flood and drought years over the southeast of Tibetan Plateau was significantly different. The QBWO of summer precipitation was main type in drought years, while ISO and QBWO were both significant in flood years. Furthermore, the variance contribution of QBWO of summer precipitation was more significant in drought years, while that of ISO was relatively more significant in flood years over the southeast of the Tibetan Plateau. (3) The standing wave was the main transmission mode of ISO and QBWO of divergence on 100 hPa over the southeast of the Tibetan Plateau, secondly it was the propagation from the southeastern Plateau to the eastern mainland. However, there were also a few oscillation waves propagating from the eastern mainland to the southeastern Plateau. In summary, the southeastern Plateau was main source of low – frequency oscillation in summer, but sometimes it was also affected by the external.

Key words: precipitation; low – frequency oscillation; propagation characteristics; southeastern Tibetan Plateau