

树轮宽度记录的 1861 年以来松潘地区 秋雨指数变化特征及其形成机理

王春学¹, 秦宁生², 庞轶舒¹, 罗玉¹, 李金建³

(1.四川省气候中心/高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都 610072;

2.中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072; 3.成都信息工程大学 大气科学学院, 成都 610225)

摘要:为了分析气候变暖背景下松潘地区秋雨的时空变化特征及其形成机理,利用采自四川省松潘县二道海的冷杉树轮样本建立了树轮宽度标准年表,并重建了松潘地区过去 150 a 秋雨指数,回归方程的误差缩减值($RE=0.19$)、乘积平均数($t=3.46$)和 F 检验值(16.4)都达到了 0.01 的显著性水平,重建方程稳定可靠。研究结果表明:(1) 过去 150 a 松潘秋雨没有明显的线性变化趋势,但是年代际波动显著,先后出现了 3 个偏强时段和 4 个偏弱时段。(2) 从秋雨指数突变检验来看,松潘秋雨可以分为 3 个时期,1861—1910 年、1961—2010 年为明显波动期,1911—1960 年为相对平稳期。(3) 不同时期松潘秋雨的形成机理存在显著差异,其中 1861—1910 年松潘秋雨的强弱主要由北方冷空气的强弱主导,1911—1960 年则主要受夏季风系统控制,1961—2010 年松潘秋雨受冷暖空气同步异常的影响。总体来说,1861—2010 年松潘秋雨主要呈现出年代际波动的变化特征,这种年代际差异主要是由于北方冷空气和夏季风系统对松潘秋雨影响程度的差异造成的。

关键词:树木年轮; 松潘; 秋雨指数; 重建

中图分类号:P426.6; P467

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2022)02-0296-08

Characteristics and Formation Mechanism of Autumn Rain Recorded by Tree-Ring Width in Songpan District Since 1861

WANG Chunxue¹, QIN Ningsheng², PANG Yishu¹, LUO Yu¹, LI Jinjian³

(1.Climate Center of Sichuan Province/Sichuan Province Key Laboratory of Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin, Chengdu 610072, China; 2.Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072, China; 3.School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: In order to analyze the temporal and spatial variation characteristics and formation mechanism of autumn rain in Songpan district under the background of climate warming, the standard chronology (STD) was established by using tree-ring samples. On this basis, the autumn rain index in Songpan (ARIS) over the past 150 years was reconstructed using the STD. The error reduction value ($RE=0.19$), product mean ($t=3.46$) and F -test value (16.4) of the regression equation reached the significance level of 0.01, indicating that the reconstruction equation is stable and reliable. The reconstruction results show that: (1) there was no evident linear change trend of ARIS in the past 150 years, but the interdecadal fluctuation was significant; there were 3 periods of strong ARIS and 4 weak periods; (2) according to the abrupt change test, ARIS can be divided into three periods: the evident fluctuation characteristics during 1861—1910 and 1961—2010, and the relatively stable change during 1911—1960; (3) the intensity of ARIS was mainly dominated by the strength of cold air in the north during 1861—1910 and by the summer monsoon system during 1911—1960; however, between 1961—2010, it was affected by the synchronous anomaly of both cold and warm air. In general, the autumn rain in Songpan district from 1861 to 2010 mainly showed the characteristics of interdecadal fluctua-

收稿日期:2021-03-23

修回日期:2021-04-23

资助项目:国家自然科学基金(41772173);四川省科技厅应用基础研究计划项目(2019YJ0620);中国气象局气候变化专项(CCSF202034)

第一作者:王春学(1985—),男,黑龙江齐齐哈尔人,硕士,高级工程师,主要从事气候监测诊断与气候变化研究。E-mail:2005wangchunxue@163.com

通信作者:秦宁生(1962—),男,河南商丘人,学士,研究员,主要从事气候变化研究。E-mail:qinns0515@163.com

tion. This interdecadal difference was mainly caused by the difference of the influence of the northern cold air and summer monsoon system on the autumn rain in Songpan district.

Keywords: tree-rings; Songpan district; autumn rain index; reconstruction

树木年轮气候学是一门树木年轮学和气候学的交叉学科,以树木年轮生长特性为依据,用来研究气候对其影响的程度,从而获取气候代用资料^[1]。20 世纪初 Douglass^[2]创立了树轮年代学,到 20 世纪 70 年代 Fritts^[3]对树轮气候学的生物学基础和理论进行了完善,随后树轮气候学得到了快速发展。我国树木年轮气候学的研究起步于 20 世纪 70—80 年代^[4-6],90 年代初吴祥定^[1]发表了著作《树木年轮与气候变化》,极大的推动了我国树轮气候学的发展,目前我国树轮样点范围几乎遍布全国^[7-10]。

川西高原地处青藏高原东南部,是我国地形一、二级阶梯的过渡区域,对气候变化极为敏感,是树轮气候学研究的理想场所^[11]。刘洪滨等^[12]发现川西云杉年轮主要受初春月平均最高温度的影响,并且两者为负相关。邵雪梅等^[13]利用川西高原 4 个地点的树轮资料重建了川西地区 1650—1994 年冬季平均最低气温序列。进入 21 世纪有关川西高原树轮气候学的研究显著增多,发现川西高原树木年轮径向生长主要受控于夏季气温^[14-15],个别研究也关注到年平均气温^[16]和冬半年气温^[17],但是涉及降水^[18]的研究还非常少。

华西秋雨是我国西部地区秋季多雨的特殊天气现象,主要出现在四川、重庆、贵州、云南、甘肃东部和南部、陕西关中和陕南、湖南西部、湖北西部一带。持续的阴雨寡照导致气温下降,对于秋粮的成熟以及收割都会带来一定的不利影响,华西秋雨的降水量一般多于春季,虽然以绵绵细雨为主,但也容易引发秋汛,对人民的生命财产造成威胁^[19-20]。研究认为华西秋雨的形成主要是由于从 9 月份开始影响中国的季风系统由夏季风转变冬季风,中国东部地区地势平坦,冷空气可以迅速南进,带来晴好天气,而西部有秦岭、青藏高原等高大山脉,阻挡了冷空气的南下,出现秋雨天气^[21]。也有研究认为地形对华西秋雨的落区不起决定性作用^[22]。根据白虎志等^[20]定义的华西秋雨指数,川西高原的华西秋雨现象最明显。20 世纪 90 年代以来,有关华西秋雨分布特征^[23-24]和形成机理等^[25-26]方面已有大量研究,但有关历史时期华西秋雨的研究还罕有出现。唐朝诗人杜甫和李商隐的诗句中都有对华西秋雨的描述,说明华西秋雨古已有之,那么历史时期华西秋雨变化特征是怎样的呢? 本文将利用松潘地区树轮资料重建过去 150 年秋雨指

数,从而进一步增强对华西秋雨的科学认识,了解全球变暖对华西秋雨的影响。

1 研究区概况

松潘县位于阿坝州东北部,距省会成都 300 km,距州府马尔康 400 km,面积 8 486 km²,介于 32°06′—33°09′N,102°38′—104°15′E。松潘县地貌东西差异明显,以中山为主;地形起伏显著,相对高差比较大,最低处白羊乡梭子口海拔为 1 080 m,最高处岷山主峰雪宝顶海拔 5 588 m,县城海拔 2 850 m。松潘县境内以荷叶断裂、岷江断裂及雪山断裂为界,分为西秦岭分区摩天岭小区和马尔康分区金川小区。松潘县由于地形复杂,海拔悬殊,导致松潘的气候具有按流域呈明显变化的特点,小气候多样且灾害性天气活动频繁。涪江流域湿润多雨、四季分明;岷江流域少部分地区干旱少雨,大部地区则寒冷潮湿,冬长无夏、春秋相连、四季不明。各地降水分布不均,但干湿季分明,雨季降水量占全年降水量的 72% 以上,多年平均气温 5.7℃,年极端最低气温为零下 21.1℃,多年平均降水量 720 mm。

2 数据来源与研究方法

2.1 树轮资料来源

树轮采样点位于四川省阿坝州松潘县二道海,由国家气候中心、中国科学院地理科学与资源研究所和中国气象局成都高原气象研究所于 2010 年 9 月联合采集。采样点经纬度为 32°40′N,103°30′E,海拔高度 3 290 m,坡度 30°,树种为岷江冷杉(*Abies faxoniana*),郁闭度为 0.5~0.7。利用生长锥在树的胸高位置附近采集 25 株 52 个样芯,复本量满足树轮气候研究的要求。

2.2 气候资料

本文使用了中国气象局提供的 1961—2010 年松潘气象站逐日的平均气温、降水量和日照时数资料。白虎志等^[20]定义了 9—10 月华西秋雨指数的计算方法,本文根据需要只计算 9 月的指数:ARI=Pd×P/Py,Pd 为 9 月份日降水量大于等于 0.1 mm 的日数;P 为 9 月份降水量;Py 为当年总降水量。从影响树木生长的角度来看,当 ARI 值越大时阴雨天气越多,过多的降水和较少的日照不利于树木生长,相反当 ARI 值越小时,日照越充足,加上前期夏季的水分积累,对树

木生长有利,即 ARI 可以看作是影响树木生长的综合气象指标。

2.3 大气环流和海温资料

本文还使用了 NOAA 提供的 1861—2010 年逐月高度场、风场、相对湿度场资料(20th Century Reanalysis V2c),分辨率为 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$,和 1861—2010 年逐月海表温度资料(Kaplan Extended SST V2),分辨率为 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 。

2.4 树轮年表的建立

将采集到的样芯按照国际通用的基本程序进行干燥(自然晾干)、固定、磨光处理和交叉定年,并利用 COFECHA 程序对定年结果进行检查和验证。为了去除原始树轮宽度中所包含的非气候信息,利用 ARSTAN 程序,采用步长为样本长度 67%的样条函数拟合生长趋势,然后用双权重平均法进行合成,得

表 1 采样点标准年表统计特征及公共区间(1925—2010 年)分析结果

代码	起止年	均值	平均 敏感度	平均 标准差	一阶自 相关系数	SSS>0.85 (a/株)	平均相关 系数	树间相关 系数	树内相关 系数	信噪比	总体 代表性	第一主成分 解释方差/%
EDH	1771—2010	0.983	0.085	0.126	0.648	1849/10	0.293	0.288	0.533	10.12	0.910	33.3

图 1 给出了松潘树轮宽度指数、样本量及 EPS 变化,可以看到年表中最早年为 1771 年,只有 1 个样本,随后样本量缓慢增多,到 1849 年时样本量达到 10 个样芯,但是 EPS 值较小(0.83),到 1861 年时 EPS 达到 0.88,同时样本量为 15,具有较大的可靠性和代表性,所以本文重建时段选择为 1861—2010 年。

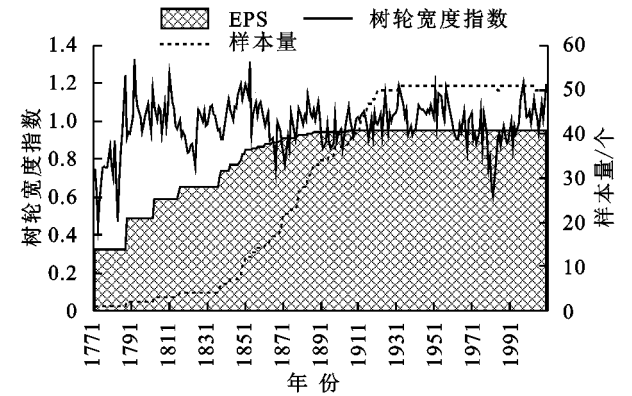


图 1 松潘树轮宽度指数、样本量及 EPS 变化

3 结果与分析

3.1 松潘气候特征分析

从图 2 中可以看到,松潘平均气温年内变化为单峰型,5—9 月平均气温超过 10°C ,7 月最高为 14.7°C ,11 月—次年 2 月平均气温低于 0°C ,1 月最低为 -3.9°C 。松潘降水量年内变化为双峰型,其中 5—7 月降水量均超过 100 mm ,9 月出现第二峰值,降水量(106.7 mm)仅次于 5 月(107.9 mm)和 6 月(112.7 mm),1 月和 12 月降水量不足 10 mm 。从图 3 中可以看到,

到采样点的标准化年表(STD)。表 1 给出了采样点标准化年表统计特征[序列起止年、均值、平均敏感度、平均标准差、一阶自相关系数、子样本信号强度(SSS)]及公共区间(1925—2010 年)的所有样芯平均相关系数、树间相关系数、树内相关系数、信噪比、总体代表性(EPS)和第一主成解释方差的分析结果,可以看到标准化年表的平均敏感度略偏低,但是一阶自相关系数和总体代表性比较高。最早的年轮始于 1771 年,通常以 $\text{SSS}>0.85$ 作为判断年表可靠时段的指标,可以看到该年表可靠时段的起始年份为 1849 年,涉及树木有 10 株。公共区间的树间相关系数为 0.288,树内相关系数为 0.533,总体代表性为 0.91,第一主成解释方差百分比达 33.3%,说明公共区间内树木年轮具有一定的反映过去气候变化的潜力。

松潘降水日数年内变化也呈现双峰型,分别出现在 5—7 月和 9—10 月,降水日数均超过 17 d,12 月最少(3.8 d)。日照时数波动较大,其中 9 月最少(117.7 h),12 月最多(174.3 h)。

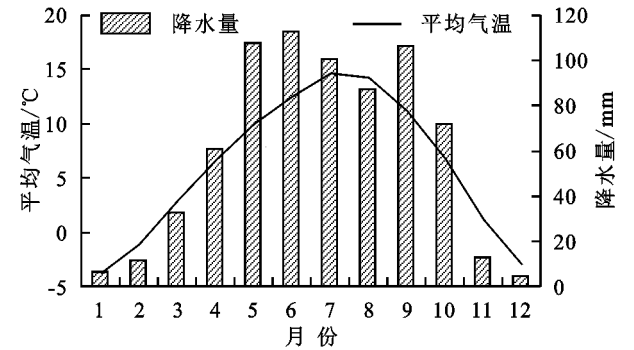


图 2 松潘 1—12 月气温和降水量

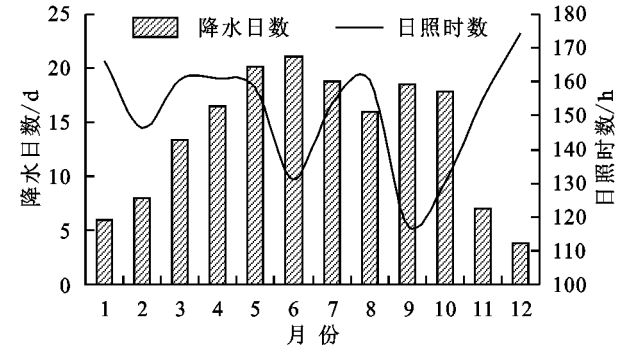


图 3 松潘 1—12 月降水日数和日照时数

从松潘气象资料年内变化分析不难发现,9 月降水量大、降水日数多、气温高、日照少,表现出明显的华西秋雨特征。川西高原华西秋雨最为典型,这与松潘秋季气象特点也基本吻合。从华西秋雨指数 EOF

展开第一模态空间分布来看(图 4A),华西秋雨呈现东北西南反向异常分布,松潘站位于正异常大值中心,同时松潘 ARI 与 PC1 的年际波动基本吻合(图

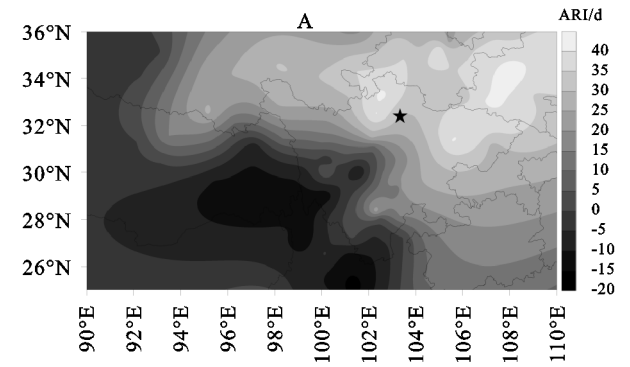


图 4 9 月华西秋雨指数 EOF 第一模态空间分布及其时间系数与 9 月松潘 ARI 对比

3.2 树轮与气象要素和秋雨指数的关系

从二道海树轮宽度指数与上年 10 月—当年 9 月气象要素逐月相分析上可以看到(图 5),树轮宽度指数与 5 月降水量显著正相关,与 9 月降水量显著负相关;与 9 月降水日数显著负相关;与气温基本都呈正相关,其中与上年 12 月、当年 7 月和 9 月相关最显著;与日照时数多为负相关,但是与 9 月日照时数为显著正相关。从树轮宽度指数与气象要素的相关分析可以发现,松潘树轮宽度的径向生长对当年 9 月气象要素最为敏感,虽然 9 月已经是晚材生长期,但是温度仍然较高,所以气象条件可以决定生长期的长短。当华西秋雨偏弱时,9 月气温偏高、日照偏多,有利于树木进行光合作用,同时由于夏季已经有一定的水分积累,所以 9 月降水偏少并不会带来较大的制约,从而延长生长期,容易形成宽轮,反之则容易形成窄轮。

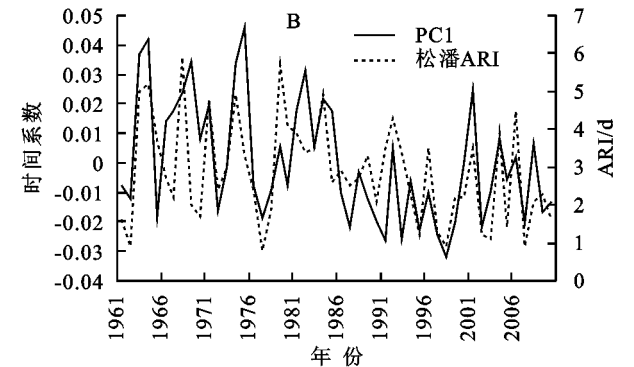
树木生长是受各种气象条件综合影响的,而华西秋雨指数可以表征秋季综合气象状况,1961—2010 年 EDH 树轮宽度指数与松潘站华西秋雨指数的相关系数达 0.54(通过 0.001 信度检验),比其与各单项气象要素的相关系数都要高,说明可以利用树轮宽度指数重建华西秋雨指数。

根据前文分析结果,以 EDH 树轮宽度指数为自变量,当年 9 月松潘华西秋雨指数为因变量,建立线

性回归方程,建模时间段为 1961—2010 年:

$$ARI=8.38-5.75\times TI$$

式中:ARI 为重建的华西秋雨指数;TI 为 EDH 树轮宽度指数。



性回归方程,建模时间段为 1961—2010 年:

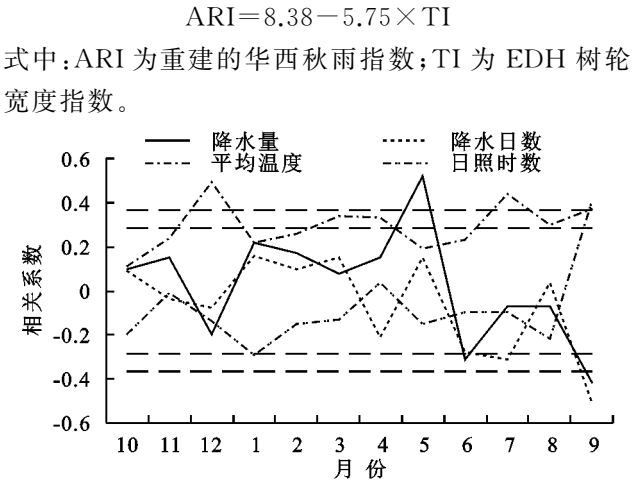


图 5 二道海树轮宽度指数与上年 10 月—当年 9 月气象要素相关系数

为了检验重建方程的稳定性和可靠性,采用逐一剔除对方程进行检验,检验结果见表 2,可以看到相关系数达 0.51,通过了 0.001 的置信度检验,误差缩减值(RE=0.19)、乘积平均数($t=3.46$)和 F 检验值(16.4)都达到了 0.01 的显著性水平,表明重建方程是稳定的。重建值和实测值的符号检验达到了 33 个,通过了 0.05 的显著性检验,但是一阶符号差没能通过 0.05 的显著性检验,表明重建方程对低频变化的重建要好于高频变化的重建。

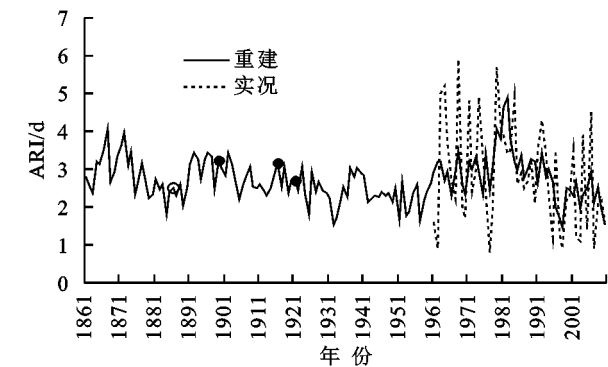
表 2 回归方程逐一剔除法检验统计量

相关系数	F 值	B_0	B_1	符号检验	一阶差符号检验	乘积平均数(t)	误差缩减值(RE)
0.51	16.4	8.38	-5.75	33(33,35)	30(32,34)	3.46	0.19

从实况 ARI 与重建值的对比(图 6)中也可以看到,二者变化趋势的一致性非常好,在年际波动中实况变化幅度更大,但是总体峰值对应情况基本一致。对重建的 1861—2010 年松潘秋雨指数进行滤波,从而分析其年代际波动情况,可以发现近 150 a 松潘秋

雨强度有明显的阶段性变化特征,1861—1957 年呈现波动减弱的变化趋势,1958—1982 年强度迅速增强,随后一直到 2010 年快速减弱。期间共出现 3 个偏强时段和 4 个偏弱时段,在偏强时段中 1968—1992 年持续时间最长(25 a),另外两个偏强时段较

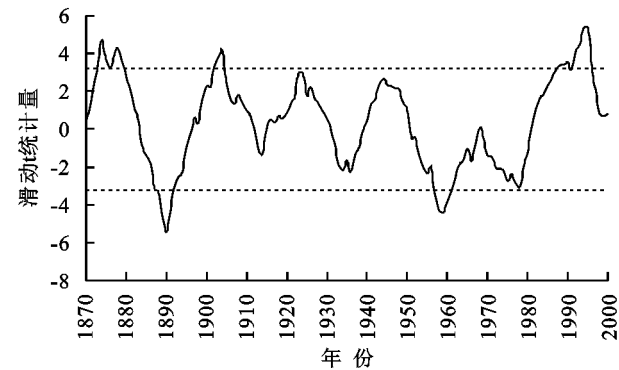
短,分别出现在 1866—1874 年和 1892—1902 年;4 个偏弱时段分别出现在 1884—1889 年、1925—1933 年、1951—1957 年和 1996—2010 年。



注: 圆圈表示文献记载早年, 黑点表示文献记载涝年。

图 6 1861—2010 年重建 ARI 与实况值对比

采用滑动 t -检验方法检验近 150 a 松潘秋雨序列的突变情况,从图 7 中可以看出,自 1870 年以来 t 统计量有 5 处超过 0.01 显著性水平。其中前期 (1870—1910 年) 共出现 3 次突变,1875 年前后出现由强到弱的突变,1890 年出现一次由弱到强的突变,1904 年出现一次由强到弱的突变;另外后期 (1959—2000 年) 出现 2 次突变,1959 年出现一次由弱到强的突变,1995 年前后又出现一次由强到弱的突变;中间 50 a 左右没有明显的突变发生。从突变检验结果来看,近 150 a 松潘秋雨可以分为 3 个时期,1861—1910 年为显著波动期,1911—1960 年为相对平稳期,1961—2010 年再次出现显著波动期。



注: 虚线为 0.01 显著性水平。

图 7 松潘秋雨指数滑动 t 统计量曲线

通过与其他重建序列的对比可以进一步检验重建序列的可靠性,由于文献还未见川西高原秋季降水的重建序列,所以本文选择了 Yang 等^[27]重建的秦岭西部 6—9 月降水量进行对比分析,其范围覆盖到了松潘地区。从图 8 中可以看到,1861—1880 年和 1870—2000 年二者的一致性非常好,均呈现出先增加后减少的变化规律,其他时段二者的一致性较差。进一步分析可知,二者一致性较好的时段正是松潘秋雨波动幅度较大的时段,即 9 月降水异常对 6—9 月

总降水的贡献更大;而其他时段松潘秋雨波动较弱,对 6—9 月总降水异常的影响较小,所以二者一致性较差。另外川西高原地区历史气象灾害记录也十分有限,所以查阅了松潘及其邻近地区的灾害文献资料,发现 1885 年松潘出现秋旱^[28],1899 年茂县发生秋涝^[28],1916 年平武秋水成灾^[29],1921 年广元淫雨 50 余日^[30],这些记录与本文重建秋雨指数序列对应很好,也说明了重建序列的可靠性 (图 6)。

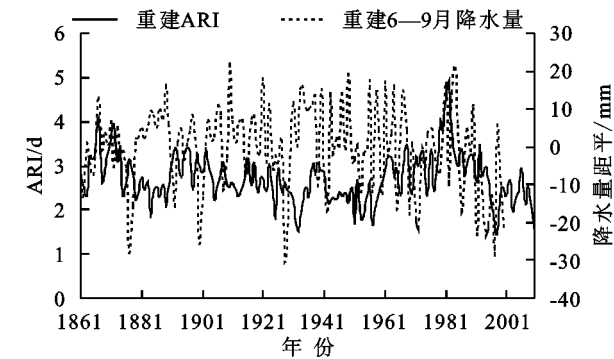


图 8 重建 ARI 与 Yang Fengmei 等重建的秦岭西部地区 6—9 月降水量的对比

3.3 大气环流分析

上文分析表明根据松潘秋雨波动幅度可以将其分为 3 个时期,而影响松潘秋雨的环流系统也比较复杂,所以为了研究历史时期松潘秋雨的形成机理,这里将其分为 3 个时期,并分别对各个时期的强、弱年 (以时段内 1 倍标准差为准) 进行合成。从 600 hPa 高度合成场上可以看到,1861—1910 年 (图 9A) 北极地区出现负异常大值中心,极地高压显著偏弱,北方冷空气偏弱;但巴尔喀什湖以西出现正异常大值中心,西伯利亚高压偏强,位置偏西偏南,有利于西北路径冷空气南下;同时我国东北部到南海及其以东地区为负异常,副高总体偏弱偏南,东亚大槽加深,有利于槽后冷空气入侵我国;这一时期冷空气活跃,松潘秋雨的强度主要由西北路径冷空气的强弱所控制。1911—1960 年 (图 9B) 极地大部为弱的正异常,极地高压略偏强;但是北纬 60° 附近出现负异常大值带,西伯利亚高压偏弱,不利于冷空气南下;我国东部到日本东部出现正异常中心,副热带高压偏北偏西,有利于南方暖湿气流向北输送;这一时期南方暖湿空气比较活跃,松潘秋雨的强度主要受夏季风系统支配。1961—2010 年 (图 9C) 极地大部地区为正异常,中西伯利亚地区出现正异常大值中心,西伯利亚高压偏强,同时我国东北部地区为负异常大值中心,东亚大槽加深,有利于脊前槽后的冷空气直接入侵我国;同时北纬 30° 以南基本为正异常,副高偏南偏西,南方暖湿空气仍可以到达中纬度地区;这一时期冷暖空气

容易在华西地区出现交汇并形成对峙,造成更强烈的降水,导致这一时期松潘秋雨异常幅度最大。

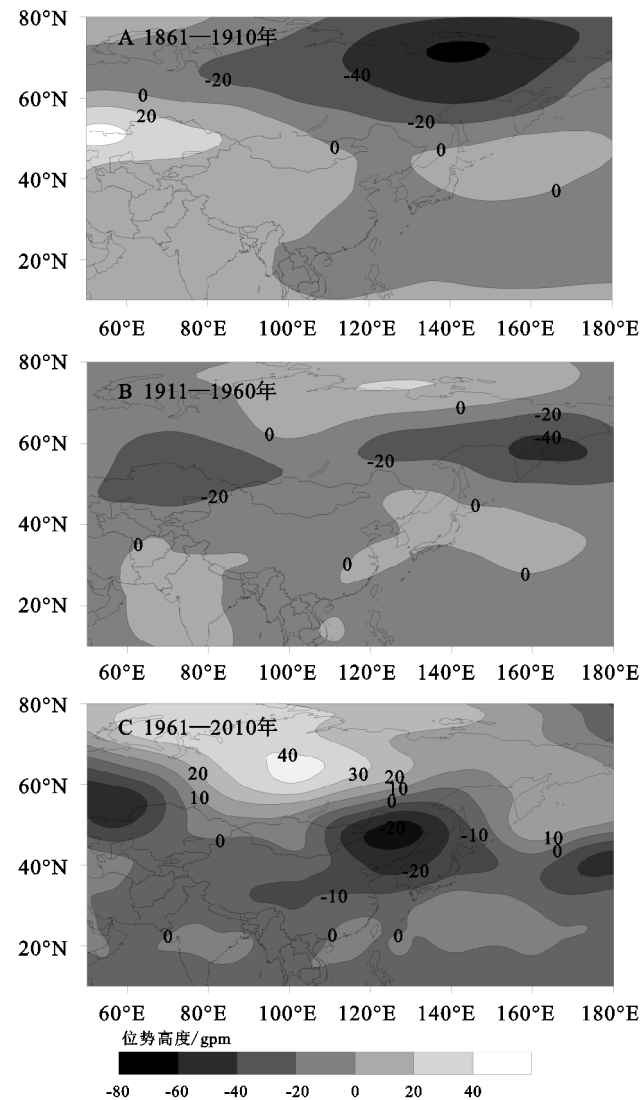


图 9 松潘秋雨偏强年与偏弱年 600 hPa 高度差值合成图

上文分析了影响松潘秋雨的主要大气环流系统,这里进一步分析水汽输送通量及其散度情况,1861—1910 年(图 10A)巴伦支海的冷空气经巴尔喀什湖,从西北方向入侵我国,最远可以到达云南南部,并且在华西地区的中部和东北部(四川东北部—陕西)出现辐合,造成松潘秋雨偏强;1911—1960 年(图 10B)从我国南海到华西地区出现暖湿水汽输送带,与弱的偏西冷空气在华西大部地区交汇,导致华西大部地区秋雨偏强;1961—2010 年(图 10C)从贝加尔湖以东到华西地区有干冷空气输送,同时来自西太平洋经过南海北上至华西地区出现暖湿水汽输送带,二者在华西地区出现强烈的辐合上升,导致松潘秋雨偏强。

大气对海温的响应有滞后效应,所以用 8 月的海温进行合成分析。可以发现 1861—1910 年(图 11A)高纬度地区海温均偏高,从而导致极地高压偏弱;南海到太平洋东北部海温以偏高为主,易导致副高偏弱

偏南。1991—1960 年(图 11B)高纬度地区海温均偏低,从而增强极地高压;西北太平洋海温偏低,易导致副高偏强偏北;北太平洋表现为 PDO 暖位相,该时段太平洋年代际振荡背景的作用比较大。1961—2010 年(图 11C)北极地区海温偏低,有利于极地高压增强;北太平洋海温偏低,有利于副高偏强;赤道太平洋中东部海温正异常,西部负异常,表现为弱的厄尔尼诺现象,对沃克环流有抑制作用;同时东南亚地区海温负异常,对哈德来环流有抑制作用,有利于中纬度华西地区低层出现上升运动。

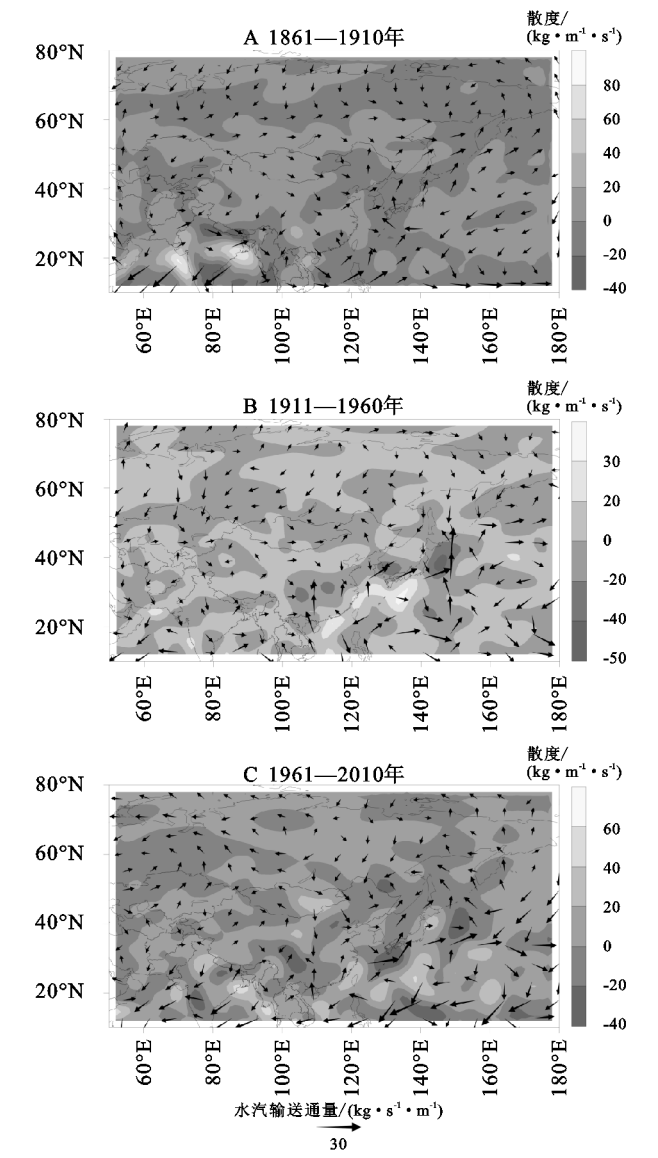


图 10 松潘秋雨偏强年与偏弱年 1 000~300 hPa 水汽输送通量(矢量)及其散度(灰度)差值合成图

4 结论

(1) 松潘 9 月降水量大、降水日数多、气温高、日照少,表现出明显的华西秋雨特征。松潘树轮宽度的径向生长对当年 9 月气象要素最为敏感,虽然 9 月已经是晚材生长期,但是温度仍然较高,所以气象条件

可以决定生长期的长短。1961—2010年EDH树轮宽度指数与松潘站秋雨指数的相关系数达通过了信度检验,可以利用树轮宽度指数重建华西秋雨指数。

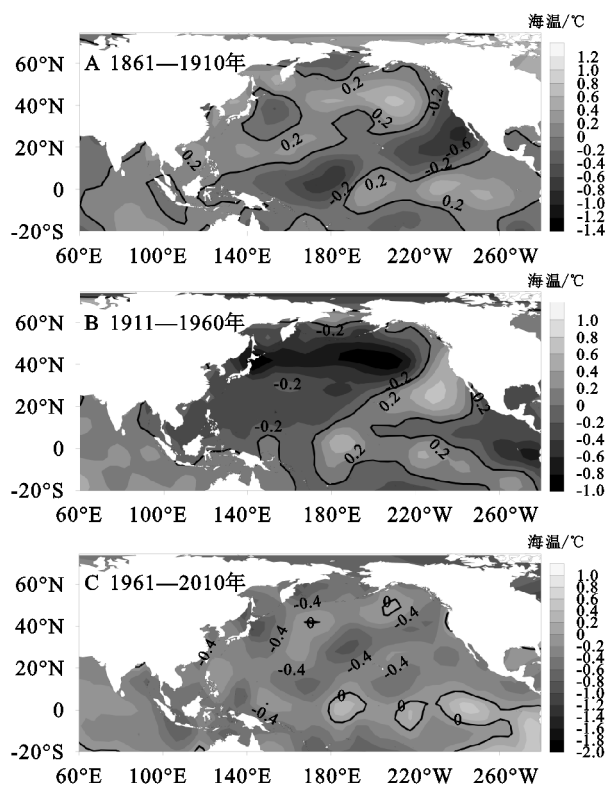


图11 松潘秋雨偏强年与偏弱年海表温度差值合成图

(2) 利用松潘地区树轮宽度标准年表重建了松潘地区秋雨指数,经检验重建方程稳定可靠。过去150 a松潘秋雨出现3个偏强时段和4个偏弱时段。从突变检验结果来看,近150 a松潘秋雨可以分为3个时期,1861—1910年为显著波动期,1911—1960年为相对平稳期,1961—2010年再次出现显著波动期。通过与Yang等^[27]重建的秦岭西部6—9月降水量进行,发现二者有较好的一致性,另外从松潘及其邻近地区的一些灾情记录来看,与本文重建序列有很好的对应关系,说明重建序列比较可靠。

(3) 对松潘秋雨3个时期的环流资料分别进行合成分析,1861—1910年西伯利亚高压偏强,位置偏西偏南,副高总体偏弱偏南,东亚大槽加深,巴伦支海的冷空气经巴尔喀什湖,从西北方向入侵我国,并在华西地区出现辐合,造成松潘秋雨偏强。1911—1960年西伯利亚高压偏弱,副热带高压偏北偏西,从我国南海到华西地区出现暖湿水上输送带,与弱的偏西冷空气在华西大部地区交汇,导致华西大部地区秋雨偏强。1961—2010年西伯利亚高压偏强,副高偏南偏西,从贝加尔湖以东到华西地区有干冷水汽输送,同时来自西太平洋经过南海北上至华西地区出现暖湿水汽输送带,二者在华西地区出现强烈的辐合上升,

导致松潘秋雨偏强。

(4) 不同阶段松潘秋雨异常的大气环流背景对前期8月的海温有一定响应,1861—1910年高纬度地区海温均偏高,从而导致极地高压偏弱;南海到太平洋东北部海温以偏高为主,对应副高偏弱偏南。1911—1960年高纬度地区海温均偏低,从而增强极地高压;西北太平洋海温偏低,易导致副高偏强偏北。1961—2010年北极地区海温偏低,有利于极地高压增强;北太平洋海温偏低,有利于副高偏强。

参考文献:

- [1] 吴祥定. 树木年轮与气候变化[M]. 北京: 气象出版社, 1990.
- [2] Douglass A E. Evidence of climatic effects in the annual rings of trees[J]. Ecology, 1920, 1(1): 24-32.
- [3] Fritts H C. Tree-ring and Climate[M]. London: Academic Press, 1976.
- [4] 吴祥定, 林振耀. 西藏近代气候变化及其趋势的探证[J]. 科学通报, 1978, 23(12): 746-750.
- [5] 吴祥定, 孙力, 湛绪志. 利用树木年轮资料重建西藏中部过去气候的初步尝试[J]. 地理学报, 1989, 44(3): 334-342.
- [6] 吴祥定, 孙力, 程志刚. 若干西藏高原上树木年轮年表的建立[J]. 科学通报, 1988, 33(8): 616-619.
- [7] Wang X, Zhang Y, Mcrae D J. Spatial and age-dependent tree-ring growth responses of *Larix gmelinii* to climate in northeastern China[J]. Trees, 2009, 23(4): 875-885.
- [8] Fang K Y, Gou X H, Chen F H, et al. Spatiotemporal variability of tree growth and its association with climate over Northwest China[J]. Trees, 2012, 26(5): 1471-1481.
- [9] Liu Y, Zhang X J, Song H M, et al. Tree-ring-width-based PDSI reconstruction for central Inner Mongolia, China over the past 333 years[J]. Climate Dynamics, 2017, 48(3/4): 867-879.
- [10] Zhang T, Yuan Y, Wei W, et al. Tree-ring-based temperature reconstruction for the northern Greater Hinggan Mountains, China, since A. D. 1717[J]. International Journal of Climatology, 2013, 33(2): 422-429.
- [11] 牛震敏. 基于树木年轮的川西高原气候变化历史重建[D]. 兰州: 兰州大学, 2016.
- [12] 刘洪滨, 吴祥定, 邵雪梅. 采用树轮图像分析方法研究历史时期气候变化的可行性[J]. 地理研究, 1996, 15(2): 44-51.
- [13] 邵雪梅, 范金梅. 树轮宽资料所指示的川西过去气候变化[J]. 第四纪研究, 1999, 19(1): 81-89.
- [14] 秦宁生, 时兴合, 邵雪梅, 等. 川西高原树木年轮所指示的平均最高气温变化[J]. 高原山地气象研究, 2008, 28(4): 18-24.
- [15] 肖丁木, 秦宁生, 李金建, 等. 树轮宽度记录的川西高原东北部地区7—9月平均温度变化[J]. 高原气象, 2015, 34(3): 762-770.
- [16] 李金建, 邵雪梅, 李媛媛, 等. 树轮宽度记录的松潘地区年

平均气温变化[J].科学通报,2014,59(15):1446-1458.

[17] 宋慧明,刘禹,倪万眉,等.以树轮宽度重建九寨沟 1750 年以来冬半年平均最低温度[J].第四纪研究,2007,27(4):486-491.

[18] 李金建,李媛媛,秦宁生,等.利用树木年轮重建川西松潘高原 5 月降水变化特征[J].高原气象,2013,32(4):1195-1202.

[19] 高由禧,郭其蕴.我国的秋雨现象[J].气象学报,1958,29(4):264-273.

[20] 白虎志,董文杰.华西秋雨的气候特征及成因分析[J].高原气象,2004,23(6):884-889.

[21] 卢鋈.川康边区之雨量[J].气象学报,1942,16(Z1):23-35.

[22] Zhu Z, Lu R, Yan H, et al. The dynamic origin of the interannual variability of West China autumn rainfall[J]. Journal of Climate, 2020,33(22),9643-9652.

[23] 王春学,马振峰,张顺谦,等.华西秋雨逐日监测指数的建立及其分析[J].气象,2014,40(8):957-964.

[24] 蒋竹将,马振峰,刘佳,等.一种改进的华西秋雨指数及其气候特征[J].大气科学,2014,38(1):32-44.

[25] 王春学,马振峰,王佳津,等.华西秋雨准 4 年周期特征及其与赤道太平洋海表温度的关系[J].大气科学,2015,39(3):643-652.

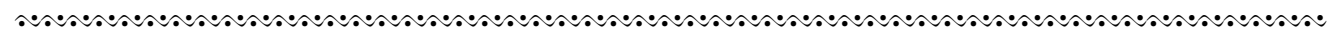
[26] Liu J, Zhao P G, Ma Z F, et al. Variability of inter-annual relationship between indian ocean dipole and Huaxi Region's autumn precipitation[J]. Journal of Tropical Meteorology,2019,25(4):498-518.

[27] Yang F M, Wang N A, Shi F, et al. The spatial distribution of precipitation over the West Qinling region, China, AD 1470—2000[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology,2016,443:278-285.

[28] 张萍.明清时期岷江流域水旱灾害初步研究[D].重庆:西南大学,2014.

[29] 四川省人民政府救灾办公室.四川灾害对策[M].成都:四川科学技术出版社,1993.

[30] 温克刚,詹兆渝.中国气象灾害大典:四川卷[M].北京:气象出版社,2005.



(上接第 295 页)

[21] 任洪玉,温仲明,杨勤科.黄土沟壑区植被恢复及其物种多样性的变化:以吴旗县植被恢复为例[J].干旱地区农业研究,2003,21(2):154-158.

[22] 任海,彭少麟,陆宏芳.退化生态系统恢复与恢复生态学[J].生态学报,2004,24(8):1760-1768.

[23] 郑粉莉.子午岭林区植被破坏与恢复对土壤演变的影响[J].水土保持通报,1996,16(5):41-44.

[24] Seemen H, Laitamm H, Pikk J. The influence of nutritional conditions on forest-soil microflora [J]. Baltic Forestry,1988,4(1):2-7.

[25] 王力,邵明安,李裕元.陕北黄土高原人工刺槐林生长与土壤干化的关系研究[J].林业科学,2004,41(1):84-91.

[26] 朱朵菊.刺槐对黄土丘陵区植物群落结构与功能的影响[D].陕西杨凌:西北农林科技大学,2018.

[27] 韦景树,李宗善,冯晓巧,等.黄土高原人工刺槐林生长衰退的生态生理机制[J].应用生态学报,2018,29(7):2433-2444.

[28] 马祥华,焦菊英.黄土高原植被恢复与土壤环境相互作用研究进展[J].水土保持研究,2004,11(4):157-161.

[29] 吴多洋,焦菊英,于卫洁.陕北安塞退耕恢复 15 年刺槐林与自然植被的物种组成与群落特征[J].水土保持研究,2017,24(4):12-18,26.

[30] 吴芳,陈云明,于占辉.黄土高原半干旱区刺槐生长盛期树干液流动态[J].植物生态学报,2010,34(4):469-476.

[31] 刘海威,张少康,焦峰.黄土丘陵区不同退耕年限草地群落特征及其土壤水分养分分效应[J].草业学报,2016,25(10):31-39.

[32] 白文娟,焦菊英,张振国.黄土丘陵沟壑区退耕地土壤种子库与地上植被的关系[J].草业学报,2007,16(6):30-38.

[33] 赵丽娅,李元哲,陈红兵,等.科尔沁沙地恢复过程中地上定植群落与土壤种子库特征及其关系研究[J].生态环境学报,2018,27(2):199-208.

[34] Roach D A. Buried seed and standing vegetation in two adjacent tundra habitats, northern Alaska[J]. Oecologia, 1983,60(3):359-364.

[35] Maranon T. Soil seed bank and community dynamics in an annual-dominated Mediterranean salt-marsh [J]. Journal of Vegetation Science, 1998,9(3):371-378.

[36] 刘鹏,田长彦.盐分、温度对猪毛菜种子萌发的影响[J].干旱区研究,2007,24(4):504-509.

[37] 严文斌,全国明,章家恩,等.环境因子对三叶鬼针草与鬼针草种子萌发的影响[J].生态环境学报,2013,22(7):1129-1135.

[38] 骆土寿,邱建丽,李意德,等.森林冠层结构的生态学研究现状与展望[J].广东林业科技,2008,24(1):75-82.

[39] 苏娜,焦菊英,王志杰.陕北黄土丘陵沟壑区坡沟立地环境下幼苗的存活特征[J].植物生态学报,2014,38(7):694-709.

[40] 王宁.黄土丘陵沟壑区植被自然更新的种源限制因素研究[D].北京:中国科学院研究生院,2013.