基于孢粉数据的全新世青藏高原降水定量重建

金孙梅[1]，王 英[2]，侯光良[3]，李生梅[1]

(1.青海师范大学 地理科学学院，青海 西宁 810008；2.青海省基础地理信息中心，青海 西宁 810001；
3.青海师范大学 青海省自然地理与环境过程重点实验室，青海 西宁 810008)

摘 要：[目的] 定量重建青藏高原全新世以来的百年分辨率的降水序列，为青藏高原环境演变及其预测未来的气候情景提供基础数据资料。[方法] 利用青藏高原若尔盖盆地和塔若错湖芯高分辨率孢粉数据，采用加权平均偏最小二乘回归(WAPLS)和现代类比法(MAT)重建了全新世以来青藏高原东、西部的降水变化。[结果] ①高原降水变化明显分为 3 个阶段，早全新世(10.5～8.9 kaBP)降水呈波动较大，平均降水量略高于现代；中全新世(8.9～3.2 kaBP)是旺盛的湿润期，东西部地区达到极值时间分别是 6.7 和 7.4 kaBP，降水分别高出现代 42.4 和 200 mm。晚全新世(3.2 kaBP 以来)期间东部降水持续下降，较前期下降约 70 mm，而西部地区降水有所增加，约与现代相当；②降水百年尺度变化：高原降水较少发生时间较为一致，在 1.8，3.4，6.2 和 9.5 kaBP 前后。[结论] 全新世早中期高原降水量整体高于现代，全新世晚期东、西部降水量均有下降趋势，在 1.2 kaBP 左右西部降水出现回升。重建序列与其他高低分辨率环境记录有很好的可比性，说明重建序列有很好的代表性和一定的准确性。

关键词：降水；全新世；青藏高原；定量重建

文献标识码：A **文章编号**：1000-288X(2018)06-0169-08 **中图分类号**：K903

文献参数：金孙梅，王英，侯光良，等.基于孢粉数据的全新世青藏高原降水定量重建[J].水土保持通报，2018，38(6)：169-176. DOI：10.13961/j.cnki.stbctb.2018.06.026. Jin Sunmei, Wang Ying, Hou Guangliang, et al. Quantitative reconstruction of precipitation on Qinghai-Tibet Plateau from Holocene pollen records[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2018, 38(6): 169-176.

Quantitative Reconstruction of Precipitation on Qinghai-Tibet Plateau from Holocene Pollen Records

JIN Sunmei[1], WANG Ying[2], HOU Guangliang[3], LI Shengmei[1]

(1. *School of Geography Science, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai* 810008, *China*;
2. *Qinghai Basic Geographic Information Center, Xining, Qinghai* 810008, *China*; 3. *Physical Geography and Environmental Process Key Laboratory of Qinghai Province, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai* 810008, *China*)

Abstract: [Objective] Quantitative reconstruction of the 100-year resolution precipitation sequence of the Qinghai-Tibet Plateau since Holocene provides basic data for the environmental evolution of the Qinghai-Tibet Plateau and its prediction of future climate scenarios. [Methods] Using the high-resolution spore-pollen data from the Ruergai Basin and Tarongcuo Lake on the Qinghai-Tibetan plateau, we reconstructed precipitation changes in the eastern and western plateau since the Holocene by weighted average partial least squares regression(WAPLS) and modern analogue(MAT). [Results] ① The precipitation variation on the plateau was obviously divided into three stages. The precipitation in the early Holocene(10.5～8.9 kaBP) tended to fluctuate, and the average precipitation was slightly higher than that of the modern. The middle Holocene (8.9～3.2 kaBP) was a period of abundant precipitation and the extreme time in the eastern and western regions reached 6.7 kaBP and 7.4 kaBP, respectively, and the precipitation was higher than the modern 42.4 mm and 200 mm respectively. In the later Holocene(after 3.2 kaBP), the precipitation in the east continued

收稿日期：2018-05-20 **修回日期**：2018-07-18

资助项目：青海省科技厅自然科学基金项目“青藏高原全新世人类活动对环境演变的响应”(2017-ZJ-903)；国家自然科学基金项目“青藏高原史前文化分区及交流路线与环境”(41761018)；青海省地理空间信息技术与应用重点实验室基金项目(2018-006)

第一作者：金孙梅(1994—)，女(汉族)，甘肃省兰州市人，硕士研究生，研究方向为全球变化与人类活动。E-mail：jinsunmei@sina.com。

通讯作者：侯光良(1972—)，男(汉族)，青海省大通市人，博士，教授，博士生导师，主要从事全球变化与人类活动方面的研究。E-mail：hgl20@163.com。

to decrease, which was about 70 mm lower than the previous period, while the precipitation in the west increased, similar to the modern level; ② Precipitation extreme events: the extreme drought events on the plateau were relatively consistent and occurred around 1.8, 3.4, 6.2 and 9.5 kaBP. [Conclusion] In the early and middle Holocene, the precipitation was generally higher than that in the modern times. At the end of the Holocene, the precipitation in the east and west had a downward trend, and the precipitation in the west increased around 1.2 kaBP. Reconstruction sequences are comparable to the other records with a high or low resolution, which means reconstruction sequences are representative and relatively accurate.

Keywords: precipitation; Holocene; Qinghai-Tibet Plateau; quantitative reconstruction

青藏高原作为特殊的地理单元,对全球气候变化响应敏感,巨大的面积和较高的海拔,诱发了地球上最强烈的季风系统[1]。青藏高原降水稳定同位素的观测和模拟研究显示[2],夏季,暖湿的东亚季风、西南季风主要控制着高原东部、南部及东南部的大部分地区,并能够经常深入高原内部;冬季,横扫欧亚大陆的西风环流能够跃上高原,对高原西部和北部造成深刻影响。孢粉在恢复过去气候和环境变化方面具有不可替代的作用。现代孢粉数据及其与气候因子相互关系是利用化石孢粉资料进行气候重建的基础[3]。在中国,已开展了一系列关于孢粉和气候的定量关系研究[4-7],并广泛应用于古气候定量重建[8-10]。自 20 世纪 80 年代以来,有众多学者将转换函数法和现代类比法运用到化石孢粉数据重建过去的植被和气候中,取得了较为理想的成果[11-12],这些方法考虑到孢粉与气候间的非线性关系,从而提高了重建结果的可靠性。本文利用高原东部若尔盖盆地及西部塔若错湖芯的化石孢粉记录,结合表土孢粉资料,采用加权平均偏最小二乘回归(WAPLS)和现代类比法(MAT)定量重建青藏高原全新世以来的百年分辨率的降水序列,为青藏高原环境演变及其预测未来的气候情景提供基础数据资料[13]。

1 区域概况

若尔盖盆地地处青藏高原东部(32°20′—34°05′N,102°10′—103°55′E),海拔 3 400～4 000 m,以宽谷缓丘为基本特征,面积达 4 500 km^2,土壤以沼泽土和山地草甸土为主,部分地区分布着大量泥炭,属典型的高寒泥炭湿地[14];气候上为典型的大陆性高原寒温带湿润半湿润季风气候,具有温度偏低、降水较多的特点,是气候波动的敏感区。这里年平均蒸发量 1232 mm,年平均降水量约 648.5 mm,年均气温 1.1 ℃[15]。若尔盖盆地属于黄河水系,主要分布有黄河、白河、黑河 3 条河流,河道迂回曲折,河谷开阔平坦,湖泊众多,主要有哈丘湖、措拉坚湖、花湖等。若尔盖盆地植被以高山草甸和沼泽植被为主,该带以莎草科蒿草属(*Kobresia*)为优势种属,伴生有蒿属(*Artemisia*)、禾本科(*Poaceae*)、毛茛科(*Ranunculaceae*)植物等[16]。

塔若错湖区位于青藏高原西南部(31°03′—31°13′N,83°55′—84°20′E),湖面海拔 4 566 m,面积为 486.6 km^2,以冈底斯山脉北麓山间盆地为主,东北部为半封闭湖泊,湖泊呈东西向延伸。湖泊实测最大水深 132 m,集水面积 6 929.4 km^2,主要靠南部冰川融水径流补给(图 1)。湖区属羌塘高寒草原半干旱气候,据中国湖泊志[17]记载该湖区年均温 0.0～2.0 ℃,年降水量 200 mm 左右。该区两种主要的植被类型为草原和草甸,以紫花针茅(*Stipa purpurea*)、小嵩草(*Kobresia pygmaea*)和羊茅(*Festuca ovina*)群系占优势,并有白草(*Pennisetum flaccidum*)、固沙草(*Orinus thoroldii*)、藏沙蒿(*Artemisia wellbyi*)、冻原白蒿(*A. stracheyi*)、羽状针茅(*S. basiplumosa*)等[18]。

2 数据来源与方法

2.1 数据来源

本文数据来源包括表土孢粉,化石孢粉及表土孢粉点的降水数据。表土孢粉数据来源于东亚孢粉数据库(http://eapd.sysu.edu.cn/database/)及青藏高原东北缘表土孢粉数据[19]。选取青藏高原及其毗邻地区表土孢粉点共 499 个,基本上涵盖了高原东、西部现代各种植被类型;分布范围基本涵盖整个高原,均有较好的植被类型代表性;表土孢粉点的降水数据取自青藏高原及周边(新疆、甘肃、四川部分地区)126 个气象站点 1950—1980 年器测的逐年年平均降水数据(数据来自于中国气象科学数据共享服务网 http://www.data.ac.cn/xiazai/)(图 1),由于地形对气候变化影响很大,因此在 ArcGIS 中将分布不均匀的气象台站年均降水数据运用克里金空间插值法转变成青藏高原面上的栅格数据,表土孢粉点所在的降水栅格数据即可以认为是该点的降水实际数据。根据青藏高原的梯度效应及水汽来源差异,将研究区划分为东西部[20-21],高原东部主要受东亚季风与西南季风控制,高原西部主要受西风带与西南季风交替控制,本文的化石孢粉数据取自若尔盖盆地[22]与塔若

错湖芯[18]相关文献,两序列的时间跨度均涵盖了全新世(11.5～0 kaBP),且具有较高分辨率,是重建降水变化的理想指标。需要提及本文年代均为日历年,采用 kaBP 标记。

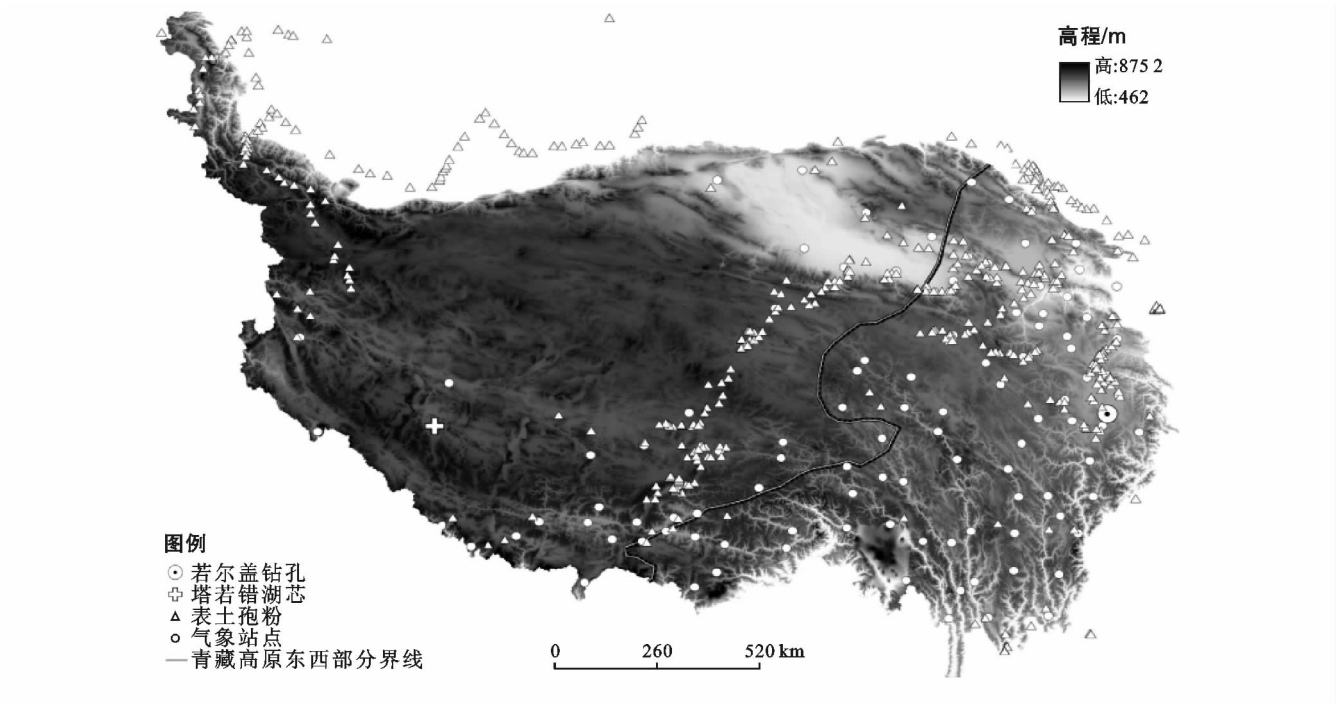


图 1　青藏高原及毗邻地区 499 个现代表土孢粉分布

2.2　方 法

(1) 转换函数法(WAPLS)。转换函数法是指选取代表性表土孢粉类型,建立它们与现代气候的线性回归,将化石孢粉组合代入回归关系式,即求得古气候参数。目前最常用的方法为 WAPLS 法,其在利用孢粉数据建立转换方程时采用加权平均偏最小二乘法降低了转换方程的边际效应[23]。通过加权平均回归拟合表土孢粉组合与表土孢粉点降水数据之间的函数关系,然后利用 WAPLS 模块的修正函数提高最终加权平均预测因子的组合参数,提高转换函数降水模型的预测精度,最终获得全新世若尔盖地区的降水变化。其优点表现为考虑到孢粉与气候间关系为非线性,采用孢粉组合而不是少数几种孢粉类型来建立孢粉与气候的关系,提高了重建结果的可靠性。通过使用 leave-one-out 交叉验证测量值与预测值之间的信任度(R^2)并评估统计性能[24]。本文若尔盖盆地降水(PANN)重建使用 C2 软件进行[25]。

(2) 现代类比法。现代类比法(MAT),其原理是假设过去植被类型与气候之间的关系是相对应的,将指示植被类型的地层孢粉谱与现代表土孢粉谱对比,揭示二者之间的相似性,再将其与对应点的现代降水数据进行矩阵运算,就能类比得到地层孢粉所对应的降水数据[26]。此方法在重建古植被气候方面得到广泛应用[4,10],已有研究表明年降雨量的类比法模拟值与实际观测值之间的相关系数最高达到 0.95[27],其运算方法是对地层孢粉谱与每个现代孢粉谱之间的非相似性距离进行计算,求取两者之间距离最小的样品[10]。该方法采用弦距平方公式,其计算公式为:

$$D_{ij}=\sum(\sqrt[k]{p_{ik}}-\sqrt{p_{jk}})^2 \qquad (1)$$

式中:D_{ij}——孢粉样品 i 与 j 之间的非相似距离;k——孢粉型;p_{ik}——孢粉类型 k 在样品 i 中的百分比含量;p_{jk}——孢粉类型 k 在样品 j 的百分比含量。

塔若错降水重建使用 Polygon 2.2.4 软件将现代表土孢粉做为地层孢粉数据,再与青藏高原表土孢粉数据类比得出与其最相似的若干样点,并计算出对应的降水模拟值。

(3) 全新世降水阶段划分与干湿阶段的辨识。本文在全新世青藏高原降水变化趋势与阶段分析采用降水累积距平法,即对于全新世降水序列,第 t 时间段的累积距平表示为:

$$\hat{x}_i=\sum_{i=1}^{t}(x_i-\hat{x}) \qquad (2)$$

式中:$\hat{x}_i$——第 i 时间的累积距平值;x_i——第 i 时间重建降水数值;$\hat{x}$——重建全新世降水平均值,利用上式计算出全新世所有时段的累积距平值,根据累积距平曲线的明显转折点进行阶段划分。同时阶段划分以集成序列中降水距平 0 mm 为参照,并根据降水距平百分率—10%～+10%为正常年份,>+30%为

湿润年，<—30%为旱年，期间分别为偏湿年和偏干年的划分标准判断干湿阶段[28]。

3 结果分析

3.1 信度分析

目前青藏高原的气象站点主要分布在高原的东部、南部、中部，受特殊的地理环境及严酷的自然条件限制，高原西部及西北部气象站点分布较少；运用克里金空间插值法模拟气象站点缺乏地区气候指标已得到广泛应用[10,21,29]，该方法弥补了高原西部气象站点较少的不足；将青藏高原及毗邻地区 499 个表土孢粉点的降水观测值与 WAPLS 得到的降水模拟值进行 Pearson 相关系数分析相关系 $r=0.898$，在 0.01 检验水平下显著(双侧)(图 2)，该指数表明青藏高原东部泥炭沼泽广布的若尔盖地区使用基于孢粉的 WAPLS 方法重建古气候降水的可信度较高。而采用现代类比法得到西部塔若错湖芯的降水模拟值，并分析模拟值与降水观测值之间的关系，得到年均降水因子相关系数 $r=0.893$，也表明基于表土孢粉和化石孢粉，利用 MAT 方法来重建塔若错湖芯降水有较高的可信度。

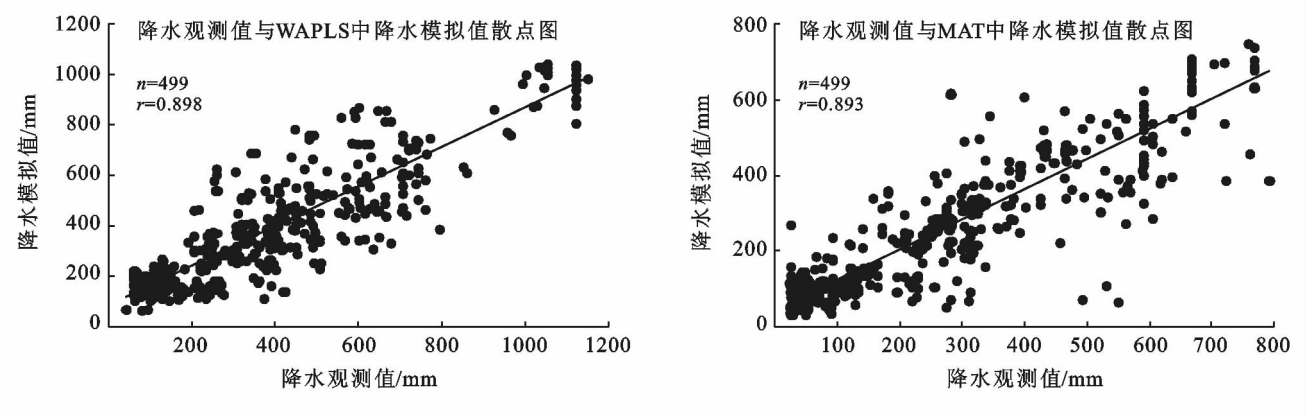
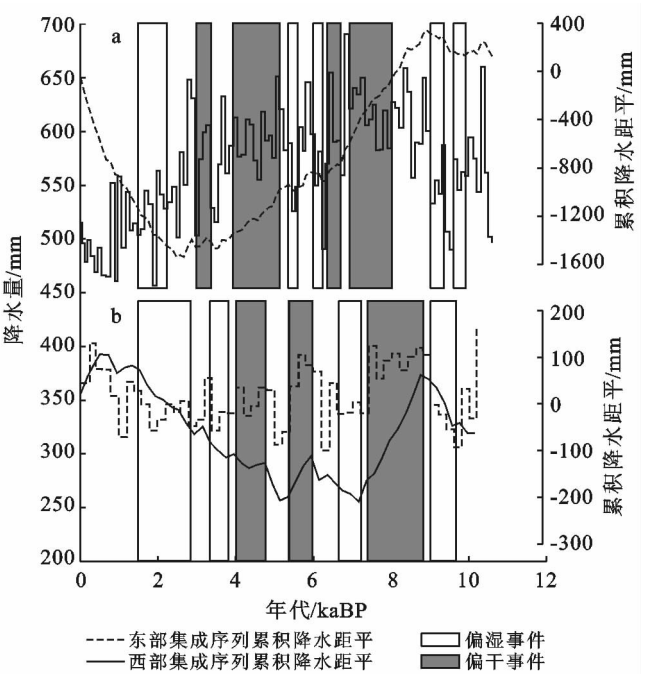


图 2 降水模拟值与表土孢粉点对应降水观测值之间的关系[10]

3.2 全新世降水变化的阶段划分与趋势

(1) 从重建的时间变化来看，本文把全新世的年代范围划为 11.5 kaBP～0 kaBP(1950 年)。对若尔盖盆地集成重建的全新世降水序列进行阶段性分析发现(图 3)，全新世若尔盖降水平均值为 566.55 mm；8.9 kaBP 和 3.5 kaBP 累计距平曲线发生了明显的转折，故可以将若尔盖全新世降水变化可以分为 3 个阶段，即全新世早期(11.5～8.9 kaBP)、全新世中期(8.9～3.2 kaBP)和全新世晚期(3.2 kaBP 以来)。全新世早期，该地区降水总体特征较现代略低，波动较大。降水量约由 10.4 kaBP 降水距平－4 mm(降水距平指降水量与全新世若尔盖降水平均值 566.55 mm 的差值，下文相同)，下降至 10.1 kaBP 的－22 mm，降水最大值为 660 mm，最小值为 501 mm，降水的波动幅度(相对于 11.5～9.0 kaBP 的平均降水量 546.4 mm)在 45.4～113.6 mm 之间。此后降水仍有下降趋势，至 9.5 kaBP 达到全新世早期降水的最低值。全新世中期，也被称为全新世大暖期，全新世中期又可以划分 3 个阶段：①8.9～6.7 kaBP 是波动上升阶段，同时伴随有若干的干事件。②6.7～5.3 kaBP 为第二阶段，重建降水量总体偏高，波动起伏较大，呈下降趋势。降水量约由 6.7 kaBP 的降水距平 124.3 mm，下降至 6.2 kaBP 的－75.9 mm。降水量鼎盛期出现在 6.7 kaBP，达到 690.9 mm，高出现代 42.4 mm。③第三阶段为 5.3～3.2 kaBP，降水波动下降，但总体降水仍高于现代。全新世晚期，降水明显下降，总体比现代降水低 121.3 mm。



注：a 东部降水集成序列；b 东部降水集成序列。

图 3 青藏高原全新世东、西部降水阶段划分及其干冷事件对比

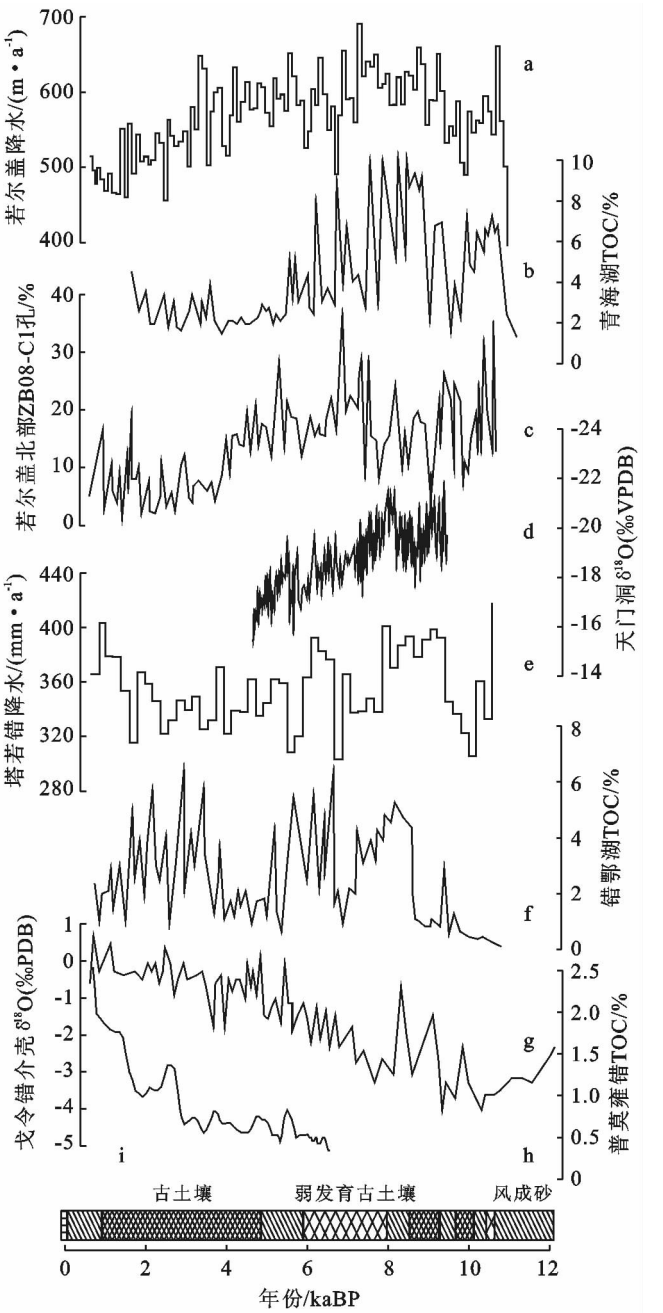
通过计算,全新世时期若尔盖盆地大致经历了 4 个偏湿阶段,分别发生在 3.0～3.2 kaBP,3.8～5.2 kaBP,6.3～6.6 kaBP,6.9～8.0 kaBP;其中降水量激增的湿事件发生在 0.9,2.7,5.0,6.7 kaBP;全新世时期也夹杂了一些偏干阶段,分别发生在 1.6～2.3 kaBP,5.4～5.5 kaBP,6.0～6.2 kaBP,9.0～9.2 kaBP,9.6～9.8 kaBP;青藏高原东部全新世主要百年尺度干事件发生在 1.8,3.4,6.2 和 9.5 kaBP 前后。

(2) 对塔若错集成重建的全新世降水序列进行阶段性分析发现:全新世塔若错降水量低于高原东部,降水平均值为 354.8 mm;在 1.5,5.1,5.9,7.2,8.9 kaBP 时累计距平曲线发生了明显的转折,故可以将塔若错全新世降水变化可以分为 4 个阶段:11.5～8.8,8.8～7.2 ,7.2～5.1,5.1 kaBP 以来。11.5～8.8 kaBP 时期降水下降趋势明显,由 10.2 kaBP 的降水距平(降水距平指降水量与全新世塔若错降水平均值 354.8 mm 的差值,下文相同)62.9 mm 下降到 9.6 kaBP 的－49.05 mm,9.6 kaBP 降水 305.83 mm,达到该时段的最低值。8.8～7.2 kaBP 时期降水显著增加,达到该地整个全新世降水的最大值,平均降水量 383.27 mm,较现代高 183.27 mm;7.2～5.1 kaBP 时期降水出现显著波动,波动幅度(相对于 7.2～5.1 kaBP 的平均降水量 351.52 mm)在 37.7～89.2 mm 之间,6.2 kaBP 降水值 303.3 mm,达到该时段的最低值;5.6～6.1 kaBP 阶段降水量急剧增加,由 6.1 kaBP 的降水距平—51.5 mm 上升到 5.6 kaBP 的 37.6 mm;5.1 kaBP 以来降水总量较少,波动平缓,1.2 kaBP 左右降水量出现一个峰值,降水量由 1.2 kaBP 的降水距平－8.8 mm 下降至 5.1 kaBP 的－34.48 mm,平均降水量达到 339.6 mm,较现代高 139.6 mm。

全新世时期,塔若错大致经历了 4 个偏湿阶段,分别发生在 4.0～4.8 kaBP,5.3～6.0 kaBP,7.4～8.8 kaBP;其中降水量激增的湿事件发生在 1.2,3.2,5.6,7.4,8.6 kaBP;全新世时期也夹杂了一些干冷事件,分别发生在 1.5～2.9 kaBP,3.3～3.8 kaBP,6.6～7.2 kaBP,9.0～9.6 kaBP;全新世主要百年尺度干事件发生在 1.7,3.3 ,5.3,6.2 和 9.6 kaBP 前后。

4　讨论

本文定量重建的全新世青藏高原的降水变化与其他环境演变记录对比显示较为一致(图 4),降水波动较大,呈现早中期降水充沛,平均降水量高于现代的显著特征,晚期气候呈现干冷趋势[21]。暗示青藏高原东西部可能受不同驱动因素的影响,降水量变化存在显著差异。



注:a 若尔盖降水集成序列; b 青海湖 TOC 含量[35]; c 若尔盖北部 ZB08-C1 孔森林植被[22]; d 天门洞氧同位素[40]; e 塔若错降水集成序列; f 错鄂湖 TOC 含量[45]; g 戈令错介壳氧同位素[34]; h 普莫雍错 TOC 含量[44]; i 共和盆地沉积物[42]; a,b,c,d,i 代表青藏高原东部环境记录; e,f,g,h 代表青藏高原西部环境记录。

图 4　青藏高原东、西部降水集成序列与其他高低分辨率环境记录对比

根据降水重建结果显示,全新世青藏高原东西部降水变化趋势与阶段性存在一致性,降水量均为早中全新世较高,期间伴随有部分百年尺度干事件;具体表现为全新世早期(11.5～8.9 kaBP)青藏高原降水

丰富且存在显著波动,该高原东部地区的泥炭地大量发育开始于 10.3 kaBP[30-31],开额剖面显示共和盆地早全新世(10.0～8.6 kaBP)气候不断向暖湿化发展[30],10.0～8.5 kaBP 青海湖孢粉浓度尤其是莎草科所占比例迅速增长,表明区域降水量和温度大幅提升[32];同时期青藏高原西部地区降水经历剧烈波动后于 8.9 kaBP 左右达到较高水平。自 11.7～10 kaBP 后西南季风取代西风成为控制该地区主要因素[33],错鄂湖 TOC 含量逐渐升高,戈令错介壳氧同位素含量在 8.9 kaBP 左右显著增加。但是发生在 9.6 kaBP 左右的百年尺度干事件在高原东西部重建结果中均有反映,该时段若尔盖盆地周边山地针叶林在约 9.7～9.5 kaBP 曾发生泥炭地退化,针叶林退缩[20],塔若错孢粉浓度为同时期最低值。

全新世中期(8.9～3.2 kaBP)降水量整体高于现代,持续温暖和湿润为特征的全新世气候适宜期广泛存在于青藏高原古气候记录中[35-39]。重建结果显示 8.9～6.7 kaBP 东西部降水显著增加且同时达到最大值,该时段天门洞石笋 TM-18 的氧同位素达到有记录的最高值[40],错鄂湖 TOC 含量出现峰值;错纳湖、海登湖的孢粉记录、兹格塘错碳酸盐含量与可溶盐含量指标及重建该地区的降水结果表明 8.8～7.4 kaBP 为该地降水量最大[41]。6.7～5.3 kaBP 青藏高原降水量仍处于较高阶段且波动幅度较大,东部出现极端事件的频率高于西部,自此之后高原降水较前期有所下降,气候逐步向干转变。这一时期东部共和盆地东缘发育弱古土壤[42],达连海孢粉分析认为该时期温湿配置为全新世最佳组合[43]。普莫雍错 TOC 含量[44]也指示了高原西部中全新世湿润的气候特征;5.3～3.2 kaBP 高原降水量较前期均有所减少,总体呈下降趋势。该时段青海湖植被发生显著退化,孢粉浓度及 TOC 出现下降趋势[35],共和盆地达连海地区 3.8 kaBP 以来温湿程度逐渐下降,森林退缩、荒漠草原扩大,气候趋于凉干[40];错鄂湖在 4.9～4.2 kaBP 气候相对寒冷干燥[45]。全新世中期东西部出现偏干阶段的时间存在不一致,高原东部偏干阶段为 6.0～6.2 kaBP 和 5.4～5.5 kaBP 时期,6.2 kaBP 降水达到全新世中期最小值;万象洞石笋 $\delta^{18}O$ 值时间序列记录亚洲夏季风在 5.7～4.9 kaBP 突然出现减弱期[40],红原泥炭腐殖化度在 5.6～5.2 kaBP 出现明显的急剧下降[43],5.4 kaBP 左右茶卡盐湖转化为超盐性环境[46];高原西部偏干阶段为 6.6～7.2,3.3～3.8 kaBP;位于塔若错东部同属羌塘高寒草原区的纳木错记录了与重建结果相吻合干冷阶段[47]。塔若错泥炭性质指标、乔木孢粉百分含量在 3.3～3.8 kaBP 突然降低,指示了气候以冷干为特征的百年尺度快速变化事件[18];

全新世晚期(3.2 kaBP 以来)青藏高原东西部降水变化趋势有所不同,东部降水量呈下降趋势且变化幅度较大,3.5 kaBP 左右年保也则山泥炭记录揭示该区气候异常寒冷[48]。3.0～2.5 kaBP 青海湖和共和盆地出现黄土与风砂沉积[42],3.0 kaBP 错鄂湖区气候突然变冷,并在此后阶段干旱程度达到全新世最大[45];共和盆地 LG 剖面显示约 1.5 kaBP 区域温湿组合大幅下降[32]。3.1～2.7 kaBP 若尔盖地区发生了快速的泥炭地退化、针叶林扩张和气候变冷等事件[22]。与高原东部有所不同的是西部地区除 3.3 kaBP 左右出现干旱之外,自此西部降水量虽有所波动但基本处于湿润状态。3.8～2.5 kaBP 期间仲巴地区气候较湿润,风沙活动较弱,植被条件良好[49]。兹格塘错碳酸盐沉积含量与可溶盐含量在 3.1～2.7 kaBP 左右都很低,表明湖泊水体矿化度较低,处于较高的水位状态[41]。

5 结 论

通过利用青藏高原现代气象器测资料和表土孢粉、若尔盖盆地泥炭化石孢粉、塔若错湖芯化石孢粉及其他相关地区环境记录指标,采用 WAPLS 和 MAT 重建了区域全新世百年尺度的古降水变化过程,重建序列表明:全新世青藏高原降水序列分为 3 个阶段,10.5～8.9 kaBP 为波动上升期,8.9～3.2 kaBP 为湿润期,3.2 kaBP 以来为平稳递减期。在全新世早期,青藏高原降水略高于现代。除 3.4,5.3,6.2 kaBP 左右全球性干事件影响之外,持续湿润期降水量较为丰富。受季风影响东部降水量整体高于西部,且同一阶段湿润期持续时间较西部长;3.2 kaBP 以来青藏高原东部降水明显减少,气候趋干旱,而高原西部受印度季风影响降水在 1.2 kaBP 后有所回升。此外,集成序列与高、低分辨率环境记录指示的气候变化趋势基本一致,许多干湿事件也相互对应,具有较高的可比性。

[参 考 文 献]

[1] Wu Guoxiong, Liu Yimin, He Bian, et al. Review of the impact of the Tibetan Plateau sensible heat driven air-pump on the Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2018,42(3):488-504.

[2] Yao Tandong, Masson-Delmotte V, Gao Jing, et al. A review of climatic controls on $\delta^{18}O$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations[J]. Reviews of Geophysics, 2013,51(13):525-548.

[3] 郑卓,黄康有,魏金辉,等.中国及其邻区现代孢粉数据:空间分布特征和定量古环境重建中的应用[J].第四纪研究,2013,33(6):1037-1053.

[4] 郑卓,黄康有,许清海,等.中国表土花粉与建群植物地理分布的气候指示性对比[J].中国科学(D辑):地球科学,2008,38(9):701-714.

[5] Xu Qinghai, Li Yuecong, Bunting M J, et al. The effects of training set selection on the relationship between pollen assemblages and climate parameters: Implications for reconstructing past climate[J]. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 2010,289 (1) :123-133.

[6] Lu Houyuan, Wu Naiqin, Liu Kam-biu et al. Modern pollen distributions in Qinghai-Tibetan Plateau and the development of transfer functions for reconstructing Holocene environmental changes[J]. Quaternary Science Reviews, 2011,30(12):947-966.

[7] Zheng Zhuo, Wei Jinhui, Huang Kangyou, et al. East Asian pollen database: Modern pollen distribution and its quantitative relationship with vegetation and climate [J]. Biogeogr, 2014,41(14):1819-1832.

[8] Ulrike H, Pavel T, Bernd W, et al. Holocene vegetation and climate of the Alashan Plateau, NW China, reconstructed from pollen data[J]. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 2004,2(11):1-17.

[9] 王芳芳,侯光良,侯小青,等.青藏高原表土孢粉定量重建的气候参数探讨[J].地球学报,2017,38(4):529-536.

[10] Xu Qinghai, Xiao Jule, Li Yuecong, et al. Pollen-based quantitative reconstruction of Holocene climate changes in the Daihai Lake area, Inner Mongolia, China[J]. Journal of Climate, 2010,23(5):2856-2868.

[11] Birks B, John H. Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on Late-Quaternary biological proxies[J]. Quaternary International, 2010,3(7):68-110.

[12] Xu Qinghai, Zhang Shengrui, Marie-jose Gaillard. Studies of modern pollen assemblages for pollen dispersaldeposition-preservation process understanding and for pollen-based reconstructions of past vegetation, climate, and human impact: A review based on case studies in China[J]. Quaternary Science Reviews, 2016,149(13):151-166.

[13] An Zhisheng. Interplay between the westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka[J]. Science, 2012,2(13):619-623.

[14] Joosten H, Haberl A, Schumann M. Degradation and restoration of peatlands on the Tibetan Plateau[J]. PeatInt, 2008,1(17):31-35.

[15] Zhao Yan, Yu Zicheng, Zhao Wenwei. Holocene vegetation and climate histories in the eastern Tibetan Plateau: Controls by in solation-driven temperature or monsoon-derived precipitation changes? [J]. Quaternary Science Reviews, 2011,30(6):1173-118.

[16] 侯学煜.中国植被图集(1∶100 万)[M].北京:科学出版社,2001.

[17] 王苏民,窦鸿身.中国湖泊志[M].北京:科学出版社,1998.

[18] 马庆峰,朱立平,吕新苗,等.花粉揭示的青藏高原西南部塔若错全新世以来植被与气候变化[J].科学通报,2014,59(26):2630-2631.

[19] 魏海成,马海州,郑卓,等.青藏高原东北部表土花粉组合与植被和气候的关系[J].海洋地质与第四纪地质,2010.16(3):237-246.

[20] 鲁春霞,王菱,谢高地,等.青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟[J].山地学报,2007,25(6):655-663.

[21] 侯光良,鄂崇毅,肖景义.青藏高原全新世降水序列的集成重建[J].地理科学进展,2012,31(9):1121-1122.

[22] 孙晓红,赵艳,李泉.青藏高原东部若尔盖盆地全新世全新世泥炭地发育和植被变化[J].中国科学(D辑):地球科学,2017.40(9):1101-1102.

[23] Cajo J F, Braak T, Steve J. Weighted averaging partial least squares regression(WA-PLS): An improved method for reconstructing environmental variables from species assemblages[J]. Hydrobiologia, 1993,269(270):485-502.

[24] Birks. Quantitative palaeo environmental reconstructions in Statistical Modeling of Quaternary Science Data, Technical Guide 5[J]. Quaternary Research Association, Cambridge, 1995,12(4):161-254.

[25] Steve J. C2 Version 1.5: Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualization[M]. Newcastle, England: Newcastle Univ., 2007.

[26] 许清海,李曼玥,张生瑞,等.中国第四纪花粉现代过程进展与问题[J].中国科学(D辑):地球科学,2015,45(9):1661-1682.

[27] 黄康有,魏金辉,陈碧珊,等.最佳类比法的孢粉—古气候定量重建研究进展[J].第四纪研究,2013,33(6):1069-1079.

[28] 袁玉江,叶玮.天山西部伊犁地区 314 a 降水的重建与分析[J].冰川冻土,2000,22(6):121-126.

[29] 何红艳,郭志华,肖文发,等.利用 GIS 和多变量分析估算青藏高原月降水[J].生态学报.2005,25(11):2934-2937.

[30] Zhao Yan, Yu Zicheng, Tang Yu et al. Peatland initiation and carbon accumulation in China over the last 50,000 years [J]. Earth-Science Reviews, 2014,128 (21):139-146.

[31] Xu H, Yeager K M, Lan J, et al. A brupt Holocene Indian summer monsoon failures: A primary response to solar activity? [J]. Holocene, 2015,25(14):677-685.

[32] 刘冰,靳鹤龄,孙忠,等.青藏高原东北部泥炭沉积粒度与元素记录的全新世千年尺度的气候变化[J].冰川冻土,2013,35(3):614-616.

[33] Shen Ji, Liu Xingqi , Wang Sumin, et al. Palaeo climatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18000 years[J]. Quaternary International, 2004,136(1):131-140.

[34] 贺跃,鲍征宇,侯居峙,等.令戈错湖芯重建过去 17 ka 青藏高原大气环流变化[J].科学通报,2016,61(33):3589-3591.

[35] Steffen M, Zhang Chengjun. Holocene cold events on the Tibetan Plateau[J]. Glob Planet Change, 2010,72(13):155-163.

[36] Zhao Cheng, Liu Zhonghui, Rohling Eelco J, et al. Holocene temperature fluctuations in the Northern Tibetan Plateau [J]. Quaternary Research, 2013, 80(12):55-65.

[37] Zhao Yan, Yu Zicheng, Zhao Wenwei. Holocene vegetation and climate histories in the eastern Tibetan Plateau: Controls by in solation-driven temperature or monsoon-derived precipitation changes? [J]. Quaternary Science Reviews, 2011,30(11):1173-1184.

[38] Xu Hai, Liu Bin, Lan Jianghu, et al. Holocene peatland development along the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Quat. Res., 2013,80(12):47-54.

[39] Haberle Simon G, Maslin Mark A. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon Basin Based on a 50,000 year pollen record from the Amazon Fan, ODP Site 932. China [J]. Quaternary Research, 2017,51(1):27-38.

[40] Cai Yanjun, Zhang Haiwei, Cheng Hai, et al. The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2012,34(15):135-144.

[41] 李世杰, Bernd Wünnemann,夏威岚,等.青藏高原兹格塘错沉积记录的全新世水位变化事件及其原因初步研究[J].地学前缘,2009,16(6):164-165.

[42] 刘冰,靳鹤龄,孙忠,等.全新世共和盆地沙地时空演化及其驱动机制[J].中国沙漠,2014,34(4):982-991.

[43] 程波,陈发虎,张家武.共和盆地末次冰消期以来的植被和环境演变[J].地理学报,2010,65(11):1336-1344.

[44] 彭萍,朱立平,鞠建廷,等.西藏普莫雍错介形类反映的中晚全新世以来湖面波动与环境变化[J].气候变化研究进展,2012,8(5):335-339.

[45] Wu Yanhong, Andreas Lücke , Jin Zhangdong, et al. Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: A sedimentary record from Cuoe Lake[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecol , 2006,234(4):328-340.

[46] Liu Xingqi, Dong Hailiang, Jason A. Rech, et al. Evolution of Chaka Salt Lake in NW China in response to climatic changed during the latest Pleistocene-Holocene[J]. Quaternary Science Reviews,2008,27(7):867-879.

[47] 朱立平,王君波,林晓,等.西藏纳木错深水湖芯反映的 8.4 ka 以来气候环境变化[J].第四纪研究.2007,27(4):589-595.

[48] 类延斌,张虎才,尚华明,等.青藏高原年保玉则山末次冰期中期以来的湖泊演化与古冰川发育[J].第四纪研究,2008,28(1):133-136.

[49] 李拓宇,伍永秋,杜世松,等.青藏高原西南部仲巴地区细石器人类活动的时代探讨[J].北京师范大学学报:自然科学版,2016,52(1):91-94.

(上接第 168 页)

[15] 陆元昌.以多功能经营技术支撑森林质量精准提升工程[J].国土绿化,2017(4):22-25.

[16] 孙勃.管涔山植物群落生态关系的数量分析[D].山西太原:山西大学,2005.

[17] 郝晓鹏,上官铁梁,邱文.汾河源头管涔山森林群落植物物种多样性研究[J].安徽农业科学, 2009, 37(13):6232-6235, 6244.

[18] Graham W. Douglas fir, Japanese larch, and European larch in pure and mixed stands [J]. New Zealand Journal of Forest Science, 1991, 21(1):3-9.

[19] Rohner B, Bugmann H, Bigler C. Towards non-destructive estimation of tree age [J]. Forest Ecology and Management, 2013, 304(18): 286-295.

[20] 胡艳波,惠刚盈.优化林分空间结构的森林经营方法探讨[J].林业科学研究,2006,19(1):1-8.

[21] 高敏,马香丽,杨晋宇,等.冀北山地华北落叶松人工林与白桦混交改造模式对土壤动物群落的影响[J].林业科学,2017, 53(1): 70-81.

[22] 郭冠春.黄土高原阔叶树种枯落叶对针叶纯林土壤化学性质的影响效应[D].陕西 杨凌:西北农林科技大学,2012.

[23] 谷建才.华北土石山区典型区域主要类型森林健康分析与评价[D].北京:北京林业大学,2006.

[24] 郭晋平,李海波,刘宁,等.华北落叶松和白杆幼苗对光照和竞争响应的差异比较[J].林业科学,2009,45(2):53-59.

[25] 郭晋平,王石会,康日兰,等.管涔山青扦(*Picea wilsoni*)天然林年龄结构及其动态的研究[J].生态学报,1997, 17(2): 184-189.