

过去千年中国不同区域干湿的多尺度变化特征评估

郑景云^{1,2}, 张学珍^{1,2}, 刘洋¹, 郝志新^{1,2}

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所 中国科学院陆地表层格局与模拟重点实验室, 北京 100101;
2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 依据近年发表的新成果, 对中国过去千年干湿的年至百年尺度变化特征进行了总结梳理与对比分析, 综合评估了20世纪干湿变幅的历史地位。主要结论是: ① 根据历史文献记载重建的东中部各区干湿序列在1400年以后均达高信度, 但其前因存在记录缺失, 仅有半数时段的重建结果达高信度。在东北及内蒙古东部, 根据不同地点湖沼沉积物记录揭示的区域干湿百年尺度变化特征在多数时段不一致。在西部的黄土高原、河西走廊、新疆中北部、青藏高原东北部和东南部等地区, 利用不同地点树轮资料重建的干湿序列显示的干湿变化特征在区内一致性高。② 过去千年中国各地干湿变化均存在显著的年际、年代际和百年尺度周期。其中准2.5 a、60~80 a和110~120 a等尺度的周期为所有地区共有; 3.5~5.0 a、20~35 a等尺度周期则主要发生在东北、东中部地区、黄土高原和青藏高原; 而准45 a周期则只发生在东北和东中部地区(均超过90%信度水平); 各区域间的干湿变化位相并不同步。③ 尽管已发现青藏高原东北部20世纪很可能是过去3000 a最湿的世纪之一, 但其他大多数区域的重建结果显示: 20世纪的干湿变幅在年代际尺度上均未超出其前各个时段的变率范围。

关键词: 过去千年; 干湿变化; 多尺度特征; 20世纪干湿变幅的历史地位; 中国

DOI: 10.11821/dlxb202007008

1 引言

过去千年气候是当代与未来气候变化的背景, 对理解气候系统年代至百年尺度的变化机理、预估增暖情景下的降水异常格局等有独特价值^[1]。IPCC评估认为: 随着全球增暖, 北半球中纬度陆地降水的区域平均自1901年以来呈增加趋势(其中1951年之前为中等信度, 之后为高等信度), 且存在显著的区域差异。其中北美、欧洲、亚洲北部和中部的的大部地区降水增加; 亚洲东部、南部和地中海周边等的大部分地区降水却在减少, 且出现了程度更强、持续时间更长的干旱事件^[2]。因而, 揭示过去千年干湿的多尺度变化、辨识当代降水是否超出自然变率约束等成为了近年气候变化研究领域的“热点”问题, 得到学界的空前关注。至今已重建了全球^[3-4]、半球^[5]、洲际^[6-11]及多个区域^[12-14]的干湿序列与数据集。

中国地处北半球的东亚地区, 境内地理环境复杂, 季风、干旱、高寒气候并存, 类

收稿日期: 2019-06-14; 修订日期: 2020-06-03

基金项目: 国家重点研发计划(2017YFA0603300); 国家自然科学基金项目(41831174; 41671036); 中国科学院战略性先导科技专项(XDA19040101); 中国科学院重点部署项目(ZDRW-ZS-2017-4) [Foundation: National Key R&D Program of China, No.2017YFA0603300; National Natural Science Foundation of China, No.41831174, No.41671036; Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences, No.XDA19040101; Key Research Programs of the Chinese Academy of Sciences, No.ZDRW-ZS-2017-4]

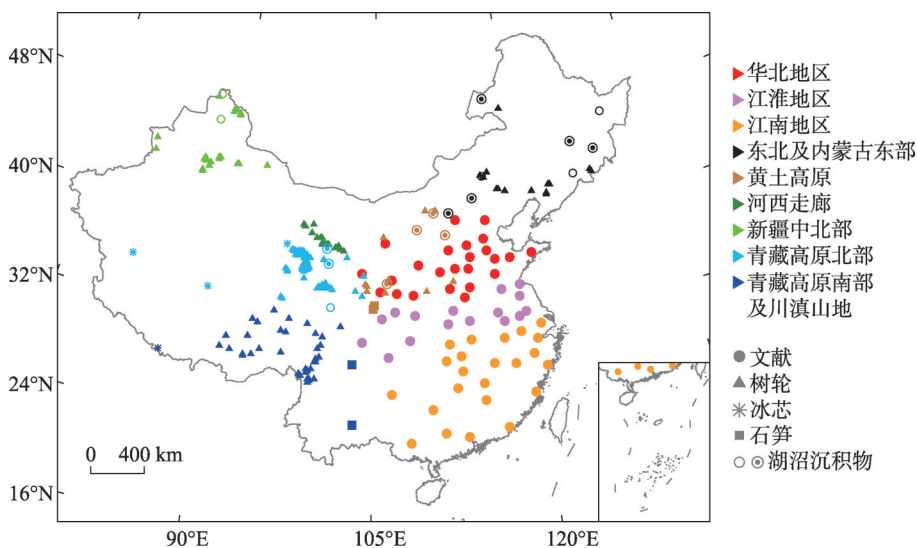
作者简介: 郑景云(1966-), 男, 研究员, 博士生导师, 主要从事气候变化研究。E-mail: zhengjy@igsnrr.ac.cn

通讯作者: 郝志新(1975-), 女, 研究员, 主要从事气候变化研究。E-mail: haozx@igsnrr.ac.cn

型多样; 有丰富、连续的历史气象记录, 这些记录定年准确、气候意义明确; 还有树轮、冰芯、石笋、湖泊沉积等多种自然代用证据, 可用于相互补充和比对。利用历史气象记录、树轮等年分辨率代用证据, 中国学者重建约300个地点(区)的降水或旱涝等级序列^[13, 15-17], 并编制中国过去500 a旱涝图集^[18], 揭示了中国历朝气候的基本特征^[19]; 同时, 还利用石笋、冰芯、湖泊沉积等研究一些区域千年干湿长期变化的阶段性, 特别是中世纪与小冰期间的干湿差异^[20-23]。已有评估发现: 在中国东中部, 1000—1240年气候偏干; 1240—1420年总体偏湿, 但波动频繁, 1420—1540年再度转干; 1540—1690年又再度呈波动特征, 但总体偏湿; 1690—1900年相对偏湿。在中国西北, 半干旱地区过去2000 a气候总体呈现出百年尺度的暖湿、冷干组合波动; 而干旱区气候则呈暖干、冷湿组合波动; 这些地区20世纪降水变幅仍处在其前的过去千年自然变率范围之内^[24-26]。

近年, 中国又在上述研究基础上, 利用各种代用资料重建了干湿及降水变化结果, 深入开展了过去千年各地的年至百年尺度干湿变化研究, 为进一步评估20世纪全球增暖背景下中国降水与干湿变化是否超出自然变率约束这一关键问题, 提供了重要的科学基础。为此, 本文拟对近10 a中国在这一问题研究上所取得的新结果进行梳理分析和总结, 以期为编制《中国气候与环境演变》科学报告、《第四次气候变化国家评估报告》及深入开展相关问题研究等提供参考。

图1为本文所引用的近10 a根据文献、树轮等代用证据重建的降水与干湿序列与指示干湿变化的湖沼沉积、石笋、冰芯等代用资料的空间分布。由于中国气候类型多样、干湿变化存在显著区域差异, 且不同区域的代用资料类型及空间覆盖度也各不相同, 因此本文在分析各地干湿的多尺度变化特征时, 先将这些代用资料大致分为4个地域9个区, 然后参照政府间气候变化专门委员会(IPCC)的评估思路^[2], 按区对各地代用资料所揭示的干湿多尺度变化特征及研究结果进行梳理总结和分析对比, 以评估同一区域内不同研究者根据不同类型代用资料所揭示的年至百年尺度变化特征是否具有-致性, 以及各区域的20世纪干湿变幅的历史地位。这些区域分别是: 东中部季风区, 包括华北、江淮和江南3个区; 东北地区 and 北方半干旱区, 包括东北及内蒙古东部、黄土高原2个



注: 中心带点圆圈为用于集成重建北方过去2200年降水变化序列其中的11个湖沼孢粉记录位置。

图1 本文引用的降水与干湿代用资料分布

Fig. 1 Map of cited proxies that used for reconstruction on hydroclimate in China

区；西北干旱区，包括河西走廊、新疆中北部2个区；青藏高原，包括高原北部、高原南部及川滇山地2个区。需要说明的是，该分区旨在按区进行代用资料的梳理与对比，以分析总结千年代用资料所揭示的干湿变化多尺度特征，因而它并无严格的分区界线，且有些区（如华北地区和黄土高原）还存在部分交叉。同时为直观显示各区干湿变化，本文选用其中与同区其它地点相关系数均超过0.01显著性水平，且指示年或某个季节干湿（或降水）变化的最长代用指标序列作为该区代表性序列；当被选取的代用指标序列超过2条时，则先将各序列校准为采样地的年降水变化标准化值，然后计算其均值作为该区的干湿指数。

2 东中部季风区过去千年干湿变化

中国历史文献中丰富的水、旱灾害等记载为重建过去2000 a中国东中部（约40°N以南、105°E以东的陆域）季风区的干湿变化提供了独特资料。根据各地旱涝灾害强度、持续时间及影响大小等记载，先前研究已分别重建了1470年以来全国120个站^[18]、过去2000 a东中部地区63个站^[27]的逐年旱涝等级序列及近1000 a华北与长江下游6个区域（河北、山西、黄河下游、河南、江淮及苏杭）的干湿等级序列^[28]。但由于受原始记载遗漏、失传与“记异不记常”“厚今薄古”及地区间社会经济文化发展不平衡、战乱等多个因素影响，使得这些旱涝等级数据均存在一定程度的缺值；且时间越早，缺值越多，覆盖区域亦越小。其中在760年之前主要集中在长江以北，特别是公元300年之前则更是只集中在华北与关中地区；长江以南地区记录较为稀少。不过，对比评估显示：这3套序列在共有时段所揭示的区域干湿变化特征高度一致，证明这些序列均可靠^[24]。其中东中部地区63个站旱涝等级数据覆盖时段达过去2000 a，较其他2套序列更长，也较华北与长江下游6个区域的干湿等级序列覆盖区域更广^[26]。

根据过去2000 a东中部地区63个站的逐年旱涝等级序列，在利用多项式模拟各地记录数量变化趋势，剔除因历史记载遗失与“记异不记常”“厚今薄古”等因素而致的记录时空分布显著不均对区域干湿变化重建结果影响基础上，新近研究不仅将先前重建的中国东中部及华北、江淮和江南地区的干湿变化序列^[29]延展至整个2000 a^[30]；同时还根据实有记录数量，以50 a为单位时段评估了重建结果的可信度（图2）。对各区干湿序列的分析显示：过去2000 a中国东中部干湿变化不但年际变率大，且存在显著的年代至百年际波动（图2a）；其中各区干湿的年代至百年际波动主要特征如下。

（1）华北地区：华北地区干湿在公元前130年前后至公元210年间，以显著的多年代波动为主要特征，但总体相对偏干。210—280年前后，显著偏湿；此后在年代际波动中快速转干，并维持总体偏干至410年前后。410—440年前后，显著转湿。445—900年前后，又呈现显著的多年代波动特征，且总体也相对偏干。900—1000年，华北干湿虽仍呈明显的年代际波动，但总体显著偏湿。1000—1140年则在波动中持续逐渐趋干，此后虽在1180年前后出现短暂转湿，但后又持续偏干，直至1280年前后。1280—1400年，显著偏湿；仅1360年及1370年前后相对偏干。1410年前后起，又在波动中持续趋干至1500年前后；此后虽在波动中转湿，且1540—1570年也相对偏湿；但1570年起又再次在波动中转干，至明末（1627—1643年）出现了过去2000 a中最为严重的持续性干旱^[32]。1645—1900年，华北气候总体偏湿，但年代际波动显著，其中1720年、1785年及1875年前后偏干。20世纪则又在波动中呈现总体偏干特征，仅1910年前后和1950年前后相对偏湿；特别是自20世纪70年代初起，又再次出现持续转干（图2b）。

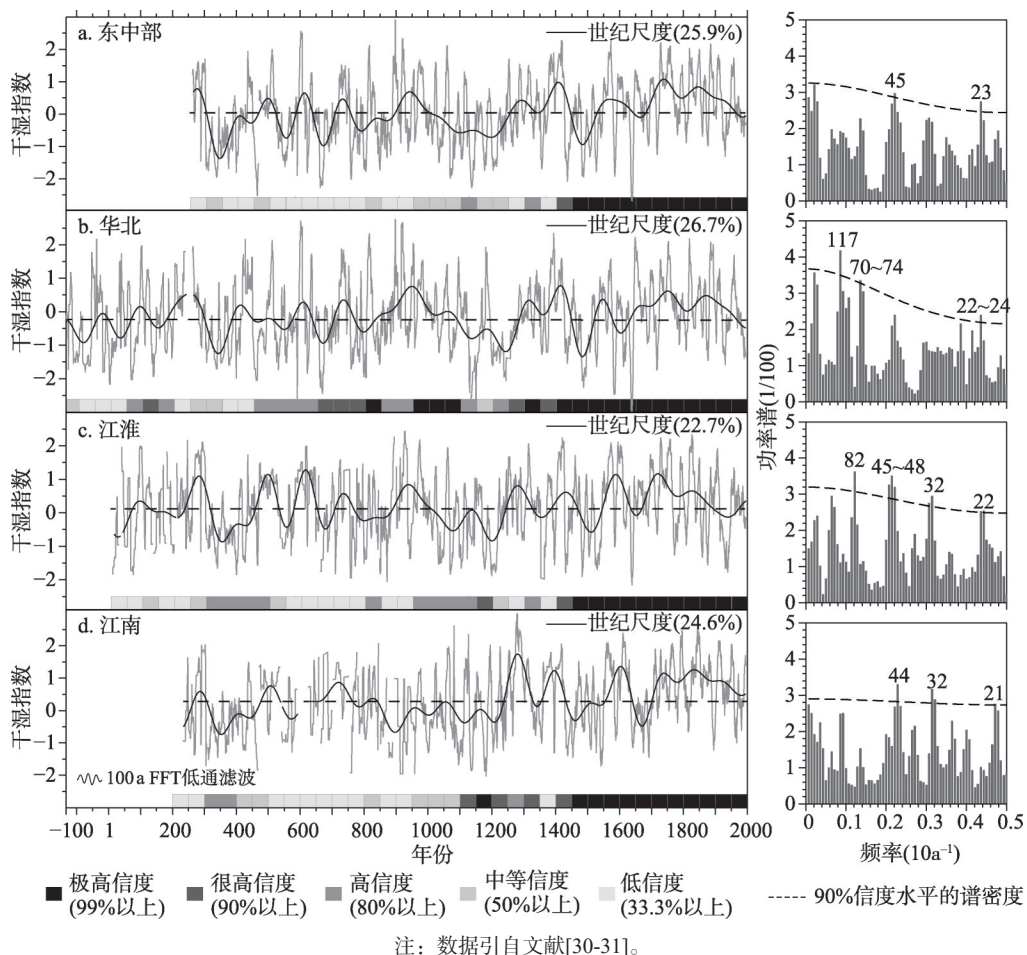


图2 中国东中部、华北、江淮和江南地区过去2000年干湿指数序列(左列)及其对应的功率谱(右列)
Fig. 2 The dry/wet index series (left) and power spectrum (right) for the past 2000 years in central-eastern China (a) and its sub-regions of North China Plain (b), Jiang-Huai Area (b), and Jiangnan Area(d)

(2) 江淮地区: 江淮干湿在公元初至220年前后, 以年代际波动为主要特征。220—300年前后, 在波动中转湿; 但其后出现快速转干, 310—480年前后, 总体显著偏干。480—900年前后, 主要呈年代和百年尺度波动, 其中500年、600年和720年前后偏湿, 550年、660年和800年前后偏干。900—1000年前后, 总体偏湿, 不过其中940年前后却显著偏干。1000—1210年前后, 在年代际波动中逐渐趋干。此后至1650年前后又以年代和百年尺度波动为主要特征, 其中1270年、1410年、1460年、1560年前后偏湿, 1350年、1500年和1640年显著偏干。1650—1910年前后, 虽总体偏湿, 但1730年以后则在年代至百年尺度波动中逐渐趋干, 其中1700年、1730年、1755年、1825年、1845年、1905年前后偏湿; 1720年、1780年、1810年、1860年、1875年偏干。1910—1950年, 总体偏干, 1950—1990年前后相对偏湿; 不过1990年之后, 则又出现转干(图2c)。

(3) 江南地区: 除900—1100年和1800—2000年外, 其他时段江南地区的干湿年代至百年际波动过程与江淮地区基本相似(图2d)。其中900—1100年江淮地区在年代际波动中逐渐趋干, 而江南地区则在相对偏干的水平上呈显著的年代和多年代尺度波动。

1800—2000年江南地区在相对偏湿的水平呈频繁的年代和多年代尺度波动,但江淮地区则存在总体趋干特征;且二者的波动位相也出现了错位。

对各区重建结果的可信度评估显示(图2):上述这3个地区重建序列只有在公元1400年以后才达高(80%以上)、很高(90%以上)或极高信度(99%以上);而公元1400年之前,除华北有2/3的时段达高及以上信度外,江淮和江南地区分别只有38%和25%的时段具有高及以上信度,其他时段为中等(50%以上)或低信度(33.3%以上);特别是公元500年之前,江淮和江南地区分别有45%和60%的时段为低信度。但即便如此,仍可证明:各区20世纪的干湿变幅未超出其前千年时段的变率范围。

对华北、江淮和江南地区公元500年以来(即多数时段重建结果达中等及以上信度)干湿序列的周期分析与对比发现:在年代—百年尺度上,3个地区除均存在准22 a显著周期外;华北地区还有准70 a及准120 a周期;江淮地区还有准32 a、准45 a和准80 a周期;江南地区也还有准32 a和准44 a周期(均超过90%信度水平)。在年际尺度上,显著周期主要是准2.5 a和3.5~7.0 a(90%信度水平)^[31]。年代以上尺度的滤波分析表明:在20~35 a尺度上,华北地区的周期性变率较江淮和江南地区更显著,其方差解释量达29.3%;而江淮和江南则均仅为22.6%。反之,在35~50 a尺度上,江淮和江南的周期性变率则较华北地区更强,其方差解释量分别达17.2%和18.8%;而华北则仅有12.3%。50~85 a尺度则以华北和江淮地区的变率更显著,其方差解释量分别达13.5%和12.1%;而江南地区则仅为7.5%。在世纪以上尺度,各区干湿变率的方差解释量分别为26.7%(华北)、22.7%(江淮)和24.6%(江南)。不过这些周期信号的强弱并不稳定,如在20~35 a尺度上,华北地区在20世纪20年代的信号就显著偏弱,江淮流域在1850年之后也较弱;而50~85 a的准周期则在1800年之后显著增强^[31]。

诊断还显示:上述这种多尺度变化特征与气候系统大尺度环流内部变率模态的强弱变化有关。其中在年际尺度上,在发生厄尔尼诺事件的当年与次年,华北地区有73%的年份降水偏少,长江流域则多数年份梅雨显著偏多^[33]。而在年代际尺度上,随着1800年以后太平洋年代际振荡(Pacific Decadal Oscillation, PDO)的变幅增大,当PDO处于暖位相时,华北和华南地区往往偏干,江淮流域偏湿;冷位相时则相反,且其对江南地区的影响也相对减弱^[31]。

3 东北地区和北方半干旱区过去千年干湿变化

该区域包括东北、内蒙古东部和黄土高原,其中东北主要为湿润、半湿润气候,内蒙古东部和黄土高原主要为半干旱气候;指示气候变化的代用证据主要来源于树轮、湖沼沉积物及黄土高原南侧的石笋等。其中东北^[34-37]及内蒙古东部^[38-41]的树轮记录大多只有200 a左右。达千年以上的气候代用资料主要源于湖沼沉积物;而在黄土高原,树轮记录可达500 a左右^[17],且其南侧还有近2000 a的石笋记录;因此,这里根据代用资料的来源,按东北及内蒙古东部和黄土高原两个区域分析。

(1) 东北及内蒙古东部:目前这一地区达千年以上的气候变化代用资料主要源于湖沼沉积物,且多数研究覆盖至全新世^[42-46];但受时间分辨率所限,这些研究重在分析全新世中晚期的百年际至千年尺度的气候趋势变化^[45-46],而较少关注年代际至百年尺度的干湿变化。不过,从纹层湖小龙湾(42°18'N, 126°21'E)沉积物的重建结果周期分析可以看出:这一地区的干湿变化存在87~89 a和205~212 a等百年尺度的显著周期(99%信度水平)^[44];辽宁沈阳周边山地(41°11'N~42°02'N, 122°25'E~123°48'E)^[34]、医巫闾山(41°

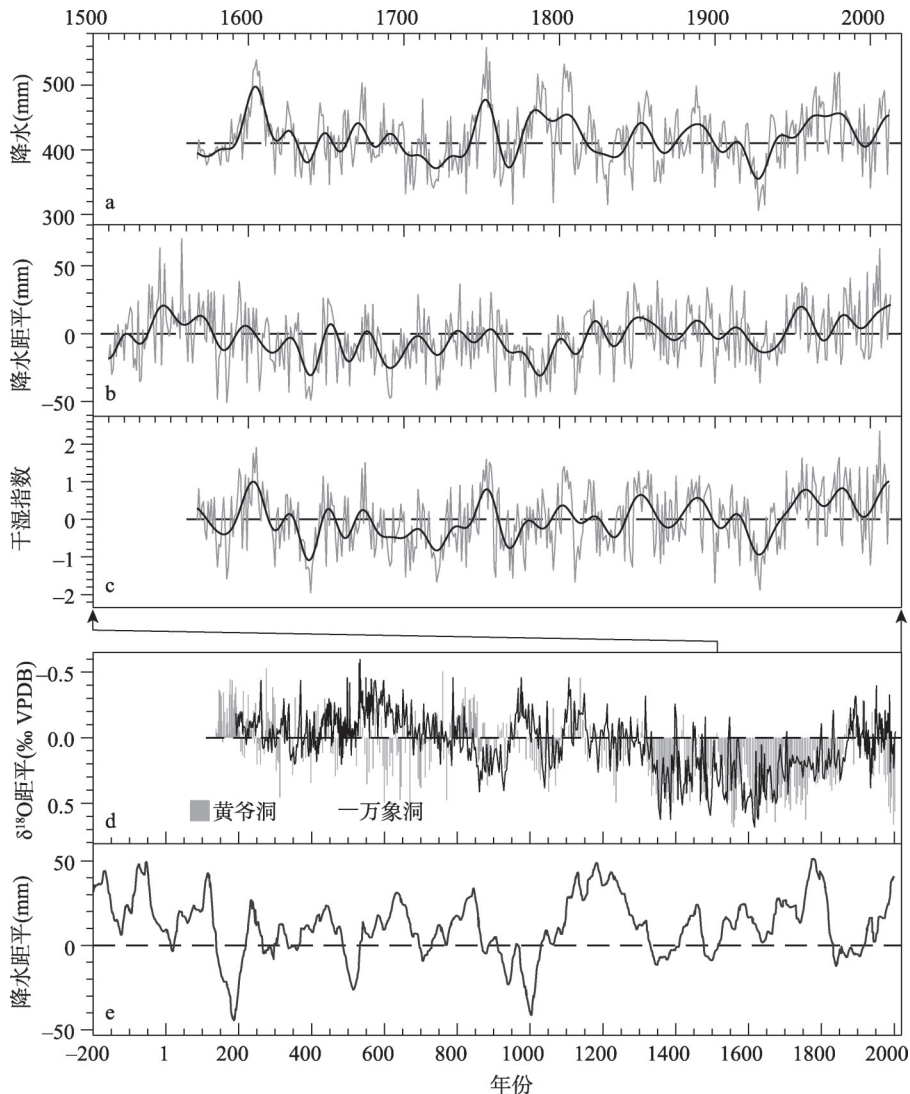
33°N, 121°38'E)^[35]及西北部山地(41°37'N, 121°42'E)^[36]和内蒙古东部的呼伦贝尔(48°14'N~48°17'N, 119°18'E~119°25'E)^[38]、浑善达克(43°06'N~43°30'N, 116°24'E~117°12'E)^[39]、喀喇沁(41°52'N, 118°47'E)^[40]等多个地点树轮重建的结果显示:这一地区的干湿变化还存在显著的准2.5 a、3.5~5.0 a、7~9 a、18~22 a、35~44 a周期(95%信度水平)。

然而对比显示,不同湖泊或不同指标所揭示的过去2000 a干湿变化特征并不一致。其中,根据三江平原申家店(46°35'N, 130°40'E)沼泽泥炭沉积中的脂类生物标志物重建的结果表明,公元前50年(2000 cal a BP)前后,气候冷湿;此后至450年(1500 cal a BP)气候转干;450—1550年(1500—400 cal a BP)气候冷湿;1550年(400 cal a BP)以来气候暖干;分析还发现其中1550年以来的暖干气候特征可能是人类活动对孢粉干扰的结果^[46]。但源自呼伦湖(48°31'N~49°21'N, 117°02'E~117°42'E)沉积物中的孢粉记录却显示,公元前100年至950年(2050—1000 cal a BP),该地区的蒿属植物孢粉减少,针叶树种孢粉上升,针叶林显著扩展,表明当时气候转为冷干,这与同时期三江平原气候冷湿特征不一致;不过该研究也证明:自公元1000年以来,孢粉变化可能受到人类活动的显著影响^[45]。而内蒙古东部的岱海(40°28'N, 112°32'E)和达里湖(48°31'N~49°21'N, 116°29'E~116°45'E)沉积记录则显示:自公元前1500年(3450 cal a BP)前后起至今,这两个湖的湖面在波动中总体呈缓慢萎缩趋势,水位逐渐下降;其中公元前1200—700年(3150—2650 cal a BP)、300—800年(1650—1150 cal a BP)和1400—1750年(550—200 cal a BP),湖面水位最低,表明这些时段该地区气候可能相对偏干^[47]。这些不一致特征虽与干湿变化的局地差异有关,但也进一步说明,目前对这一地区过去2000 a干湿百年尺度变化特征的认识仍存在不确定性。

(2)黄土高原:这一地区利用树轮重建的干湿序列长者可达400 a以上,包括年降水量(上年8月—当年7月)或生长季降水及帕尔默干旱指数(Palmer Drought Severity Index, PDSI)等^[48-54]。对比这些重建结果显示:不同地点之间的波动过程基本同步;其中大多数序列的周期分析结果显示:这一地区干湿变化存在显著的准2 a、3~5 a、20~23 a、40~50 a和80~120 a周期(90%信度水平)。且多数序列(图3a和图3b)及区域干湿指数(图3c)均显示:这一地区20世纪干湿存在大幅波动;其中20世纪20年代后期—30年代前期是过去400 a最干的年代之一,40—80年代相对偏湿,90年代相对偏干,至21世纪初则又出现转湿趋势。对比诊断分析还发现:这一地区干湿的年际和年代际变率分别与厄尔尼诺与南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)和PDO显著相关;ENSO和PDO位于暖位相时,这一地区的降水偏少,气候偏干^[50, 54];这一关联特征也与华北地区干湿变化同ENSO和PDO的联系基本相似。

在更长的时间尺度上,位于黄土高原南侧的万象洞(33°19'N, 105°00'E)石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(图3c)显示:190—530年,亚洲夏季风相对偏强;530—850年亚洲夏季风逐渐减弱,850—940年显著偏弱;此后则快速增强,960—1020年则显著偏强;而后在剧烈波动中逐渐趋弱,1340—1850年持续偏弱,其中1350—1380年和1580—1640年则显著偏弱;直至1850—1880年才再次快速转强;然后在较强水平上波动至2000年前后^[55]。其邻近的黄爷洞(33°35'N, 105°07'E)石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(图3d)也显示了类似的总体变化特征,并发现:301—320年、391—420年、601—630年、871—890年、1011—1050年、1131—1160年、1211—1240年、1351—1380年、1551—1580年和1621—1650年等时段曾出现剧烈的年代际转干。不过其中也有一些剧烈转干年代(如601—630年、1131—1160年等),二者的结果并不一致;这可能与定年的不确定性有关^[56]。

此外,集成黄土高原至东北地区11个湖沼沉积物(具体位置参见图1)孢粉记录重



注: a 为利用树轮重建的黄土高原西部年降水量(上年8月—当年7月)^[50]; b 为利用树轮重建的黄土高原东南部5月降水量^[54]; c 为根据 a 和 b 两条序列标准化值计算的区域干湿指数; 图 a~图 c 粗实线表示 10 a FFT 低通滤波; d 为黄土高原南侧的万象洞与黄爷洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[55-56]; e 为集成东北地区 and 北方半干旱区 11 个湖沼沉积物(孢粉记录重建的该区域过去 2200 年降水变化^[57]); 基准线表示 1851—1950 年平均值。

图3 利用多种代用资料重建的过去千年东北和北方半干旱区干湿变化

Fig. 3 Hydroclimate reconstructions based on multi-proxies in Northeast China and semi-arid region in North China

建的该区域过去 2200 a 降水变化序列 (图 3e) 显示, 公元前 200—100 年、241—440 年、561—840 年、1101—1320 年、1741—1820 年和 1921—2000 年等 6 个时段偏湿; 101—240 年、441—560 年、841—1100 年、1321—1740 年和 1821—1920 年等 6 个时段则偏干; 同时还发生过 8 次显著的年代际大旱, 分别出现在 190 年、510 年、700 年、1000 年、1380 年、1500 年、1660 年和 1840 年前后, 且存在准 23 a、57~67 a 和准 100 a 的周期 (达 95% 以上信度水平)^[57]。但对比上述石笋记录表明, 这些记录除揭示的一些重大干旱时段 (如 850—940 年、1350—1380 年和 1580—1640 年等) 基本吻合外, 其所反映的其他时段干湿变化特征却存在差异。这可能主要是因代用资料的不确定性 (如定年误差及代用指

标的气候指示意义等)而致。因为已有研究已证明:中国石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录变化,很可能主要指示干湿气候格局的大尺度环流背景(即热带太平洋纬向海温梯度)变化,并不直接指示区域尺度的季风降水变化;而湖泊沉积代用指标也受多个气候环境要素变化的共同影响,且部分湖泊沉积中的近千年孢粉记录可能受到人类活动的显著干扰^[42, 45];因而这些记录对区域降水变化的代表性尚需进一步确认^[58]。

4 西北干旱区过去千年干湿变化

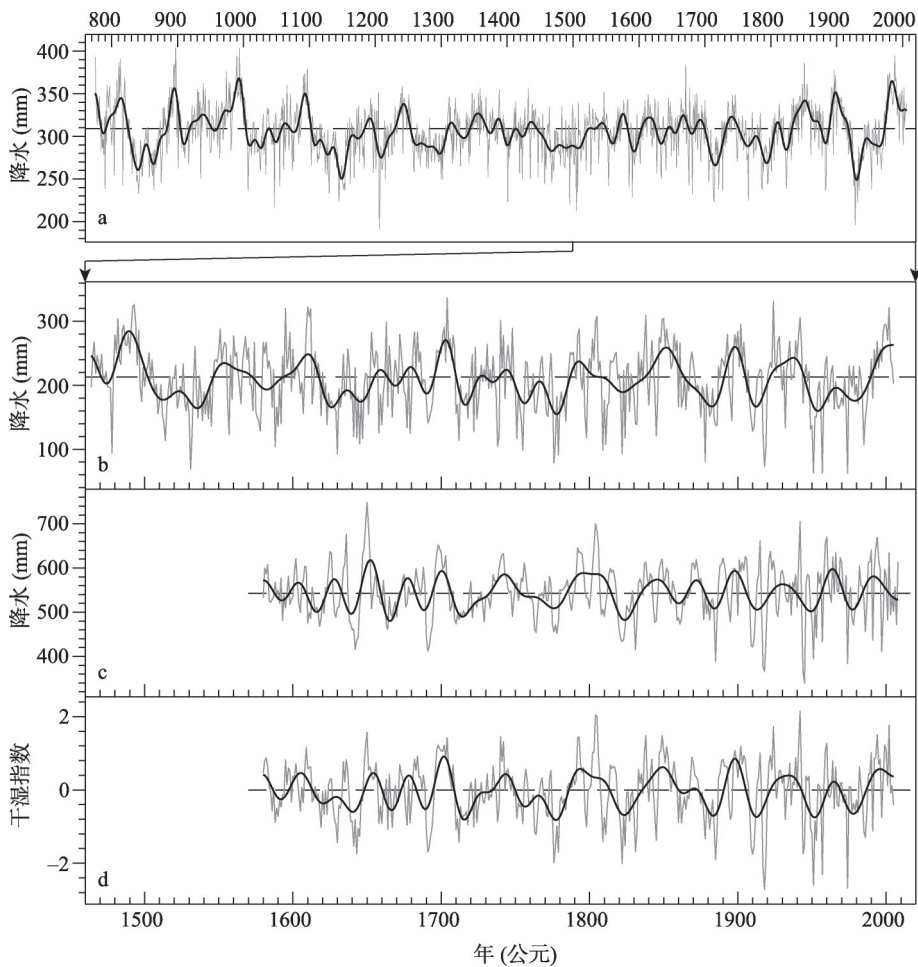
西北地区气候干旱,降水是树木径向生长的主要限制因素,因而树轮成为指示这一地区干湿变化的主要代用证据;已取得的资料主要分布在河西走廊和新疆中部的天山及北部的阿勒泰山,包括年或生长季的降水量与PDSI等^[17];此外,新疆还有一些湖泊沉积记录可指示百年尺度的干湿变化。

(1) 河西走廊:河西走廊位于祁连山地北侧,祁连山北坡的圆柏树轮达千年以上;重建结果有:中段地区(约 $38^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $99^{\circ}\text{E}\sim 101^{\circ}\text{E}$; 775—2006年)的年降水量(图4a)^[59]、东段(约 $37^{\circ}\sim 39^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\sim 103^{\circ}\text{E}$; 1009—2010年)和西段(约 $38^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $96^{\circ}\text{E}\sim 99^{\circ}\text{E}$; 1161—2010年)地区的生长季PDSI^[60-61]及黑河中游地区(约 $38^{\circ}\text{N}\sim 41^{\circ}\text{N}$, $99^{\circ}\text{E}\sim 101^{\circ}\text{E}$; 1430—2007年)径流量^[62]。对比显示:河西走廊中段地区年降水和黑河中游地区径流量变化特征高度一致,且河西走廊东、中、西段和黑河中游等4个地区序列之间的两两相关均达0.05以上的显著性水平,波动特征基本一致。

从最长的过去1200 a河西走廊中段地区年降水量(上年8月—当年7月)变化序列(图4a)看,这一地区的干湿变化存在显著的年际、年代际和百年尺度波动。对东、中、西各段重建结果的多窗谱分析也表明,这些序列均存在2~3 a、35~60 a和70~130 a的周期(90%信度水平),且20世纪的波动也并未超出其前的最大幅度^[59-61]。不过略有差异的是在20世纪,河西走廊东、中段地区干湿在20世纪20年代以后随着年际和年代际波动持续转湿^[59-60],而西段地区却无持续转湿趋势^[61]。

(2) 新疆中北部:新疆中北部也有多个利用树轮重建的降水量或PDSI序列,但大多不足300 a,仅利用天山中、西段和伊犁等地部分地点树轮重建的结果延展至300 a之前^[63-69],其中最长的超过500 a^[70]。对比分析表明:这些序列不但年代际尺度的波动过程在大多数时段一致,而且所指示的极端干旱年(低于序列均值2倍标准差的年份)多数也相同,仅位于北疆的阿尔泰山地和其他地区之间的一致性略差一些。对其中部分序列的周期分析表明:这一地区干湿年际和年代际变化的主周期分别为2~3 a和准60 a(95%信度水平),而准11 a、15~17 a和准30 a的周期信号则相对较弱;说明这一地区干湿变化可能主要受大气环流的准两年振荡和北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)影响^[63, 69-70],同时也与太阳活动的准11 a周期变化有关;而受ENSO和PDO等的影响可能相对较弱。多个地点的降水重建结果均显示:这一地区整个20世纪与其前时段相比,总体并未偏干或偏湿,但年际和年代际波动特征极为显著,并发生了多次极端干旱(图4b、4c)。区域干湿指数序列显示:20世纪初相对偏湿;20世纪10年代起则显著转干;20—30年代相对转湿,但至40—50年代又转干;60年代偏湿,1970年偏干;1980—1990年则显著转湿;但21世纪初起似又出现转干特征(图4d)。

此外,对图4的河西走廊及新疆天山山地树轮重建的代表性降水序列相关分析显示:各序列间的两两相关系数均达0.05显著水平;且这些序列所揭示的显著干旱时段,如17世纪30年代、18世纪20—30年代、19世纪30—40年代和20世纪20年代前后等也



注: a为公元775—2006年河西走廊中段地区的年降水量(上年8月—当年7月)^[59]; b为公元1464—2005天山南部年降水量(上年7月—当年6月)^[70]; c为公元1580—2008天山中部年降水量(上年7月—当年6月)^[60]; d为根据图b和图c两条序列标准化值计算的新疆中北部区域干湿指数; 虚线表示1851—1950年平均值; 粗实线表示10 a FFT低通滤波。

图4 利用树轮重建的西北干旱区年降水变化

Fig. 4 Precipitation reconstructions based on tree rings in Northwest China

高度一致, 仅变幅和持续长度在区域间略有差异, 这表明整个西北干旱区的年代际降水变化可能具有较好的一致性。

更长时间尺度上, 来自北疆吉力湖(46°51'N~47°00'N, 87°20'E~87°32'E)的沉积记录^[71]显示: 过去2000 a中, 公元前50年—650年, 冷暖变幅大, 但总体呈冷湿特征; 650—1350年, 总体暖干; 1350—1850年, 总体冷干; 1850年以后又转为暖干。来自北疆阿勒泰山地铁外克湖(48°49'N, 87°00'E)过去900年的沉积记录显示: 1090—1430年, 气候温暖偏干; 1430—1940年, 气候寒冷偏湿; 1940年以来又呈现暖干; 其中1450年、1510年、1610年、1690年、1780年和1880年前后为6次显著的年代际多雨期^[72]。二者对比表明15—19世纪为寒冷时期, 但二者指示的干湿特征并不一致。11—14世纪和20世纪的“暖干”特征却大致对应, 与先前指出的过去千年西北干旱区气候主要呈“暖干、冷湿”阶段配置总体特征^[24]也基本相似, 仅具体起讫时间约有100 a左右的差异; 这可能主要是由于湖泊记录的定年不确定性(如测年误差、时间分辨率较低等)所致。

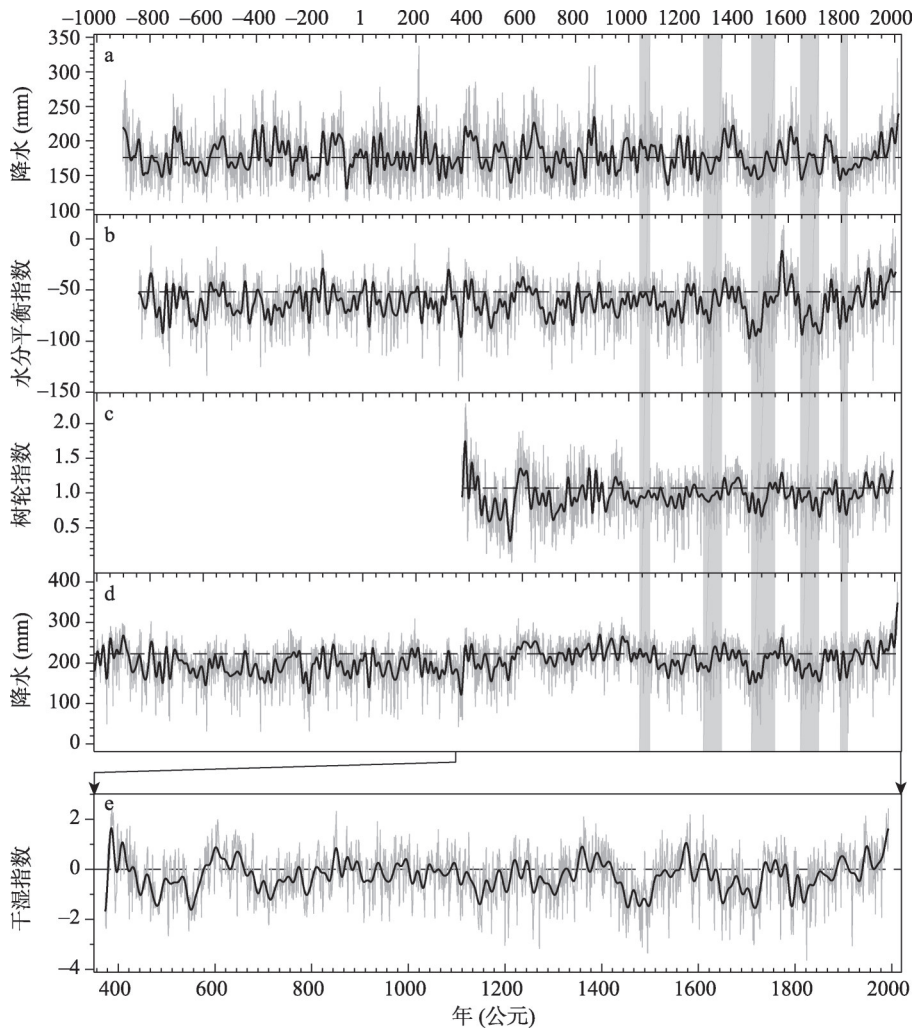
5 青藏高原过去千年干湿变化

指示青藏高原过去千年干湿变化有树轮、冰芯及湖泊沉积等多种代用资料。其中树轮资料采样点虽仅主要集中在高原东北部和南部^[17], 但因其采样密集, 时间分辨率达年, 且多数重建结果均具有较大区域的空间代表性, 与利用冰芯、湖泊沉积等所指示的变化特征也具有一定可比性^[73]; 因此, 这里主要依据树轮重建的干湿变化结果进行总结。

(1) 青藏高原北部: 青藏高原北部主要为干旱、半干旱气候, 其中东北部是中国树轮研究的“热点”地区^[17,74], 现已重建了多条千年以上的降水或干湿变化序列。其中最長者为利用17个样点树轮重建的青藏高原东北部地区(约35°N~39°N, 96°E~101°E)年降水序列(上年7月—当年6月), 达3500 a以上(公元前1500—2011年)^[75]。其次是利用柴达木盆地东南部诺木洪山地(35°52'N~35°56'N, 96°30'E~96°35'E)8个样点树轮重建的年降水序列(上年7月—当年6月)达2917 a^[76]; 且利用柴达木盆地东北部德令哈山地(37°09'N~37°32'N, 96°50'E~98°04'E)立木和古墓樟木树轮重建的1—6月水分平衡指数(指示生物干旱)序列达2847 a^[77]。此外, 用于指示柴达木盆地东部降水变化的都兰(约36°N~37°N, 98.0°E~98.5°E)树轮宽度指数序列也超过1600 a^[78]。这些序列之间的年际变化高度相关, 所指示年代际波动特征(特别是年代尺度的持续偏干及显著偏湿事件)和百年尺度的变化趋势基本一致^[76](图5a~图5d); 这不但证明这些重建结果具有高信度, 而且也说明青藏东北部不同地点的干湿变化在过去数千年具有很好的一致性。对比这些树轮与位于青藏高原东部典型冰蚀湖希门错(33°23'N, 101°06'E)的沉积记录^[79]也显示, 在百年以上尺度, 过去1000 a湖泊沉积物的总有机碳(TOC)、总氮(TN)等指标揭示的降水变化趋势也与这些序列的低频变化特征具有相似性, 但二者给出的年代至多年代尺度波动特征存在一定差异, 这可能与不同代用资料的定年精度和分辨率存在差异有关。综合这些序列空间代表性分析显示: 这些序列可指示高原北部(唐古拉山以北)大部分地区(约33°N~39°N, 88°E~101°E)的干湿变化。

分析显示: 青藏高原东北部干湿在年际和年代际尺度上的波动周期分别为2~3 a、3.5~4.5 a、5~6 a、8~9 a和25~35 a及65~80 a(95%信度水平)^[76-77], 这与先前从一些覆盖时段较短的重建序列中所得到的结果一致^[80-82]。此外, 这些序列(图5)还存在显著的110~130 a和180~200 a百年际尺度周期波动(95%信度水平)^[76-77]。根据这4个序列标准化值计算的区域干湿指数序列显示, 这一地区的20世纪正处在一个自1800年前后开始的波动转湿过程中, 是过去1600多年的最湿世纪之一(图5e)。这与高原北部的敦德(38°04'N, 96°14'E)、古里雅(35°14'N, 81°28'E)及中部的普若岗日(33°55'N, 89°07'E)等冰芯的冰川积累量记录自19世纪以来呈上升趋势的特征也基本一致^[83-84], 说明这一结果具有高信度。其中Yang等^[75]重建的降水序列还显示, 其最后10 a(2002—2011年)、25 a(1987—2011年)和50 a(1962—2011年)是过去3500 a同尺度的最湿时段(图5d), 不过其他3个序列(图5a~图5c)和区域干湿指数序列(图5e), 以及这一地区内覆盖时段相对较短的其他地点重建结果^[81-82, 85-87]并不支持这一结果。这表明: 尽管20世纪很可能是该地区过去3000 a最湿的世纪之一, 但其年至百年尺度变幅也未超出其前时段的变率范围。

此外, 对比诊断显示: 这一地区干湿的年际尺度变率可能受印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, IOD)和ENSO影响, 年代际尺度变率则可能受PDO和NAO共同影响^[80-82]。特别是在过去千年5个太阳黑子极小期中, 沃尔夫(Wolf Minimum, 约1280—1350年)、斯普雷尔(Spörer Minimum, 约1460—1550年)、蒙德尔(Maunder Minimum, 约1645—



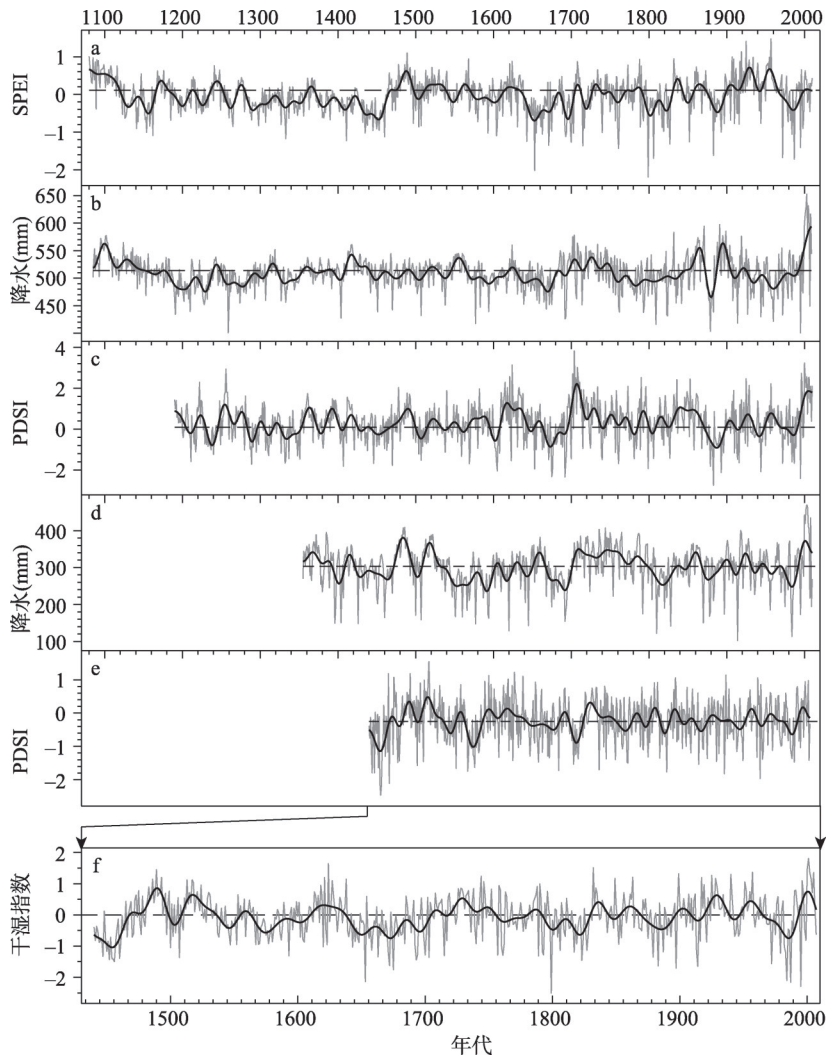
注: a为诺木洪年(上年7月—当年6月)降水量^[76];b为德令哈1—6月水分平衡指数^[77];c为都兰树轮宽度指数^[78];d为青藏高原东北部年(上年7月—当年6月)降水量^[79];e为根据图a~图d序列标准化值计算的区域干湿指数;浅灰色粗柱框为过去千年太阳黑子极小期;虚线表示1851—1950年平均值;粗实线表示10 a FFT低通滤波。

图5 利用青藏高原北部树轮重建的各地过去3000 a干湿变化序列

Fig. 5 Dry/wet changes in the north of Tibetan Plateau based on tree rings over the past 3000 years

1715年)、道顿(Dalton Minimum, 1795—1823年)等4个极小期均对应这一地区的持续性干旱;奥尔特极小期(Oort Minimum, 约1010—1050年)也对应一个年代际的偏干事件^[76-77, 80, 88];表明这一地区的干湿变化很可能还与太阳活动的阶段变化密切相关。

(2) 青藏高原南部及川滇山区: 位于唐古拉山以南的高原南部地形复杂, 气候类型也较青藏高原东北部更为多样, 主要有高原亚寒带半湿润气候(如那曲等地)和高原温带半干旱气候(如雅鲁藏布江上游及拉萨河流域等)、半湿润—湿润气候(如念青唐古拉山东段、喜马拉雅山东端和横断山等)等; 至今也利用多个地点的树轮重建了干湿变化序列, 重建指标有年和生长季前期(5—6月)的降水、标准化降水蒸散发指数(Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI)和PDSI等^[89-95]; 其中最长者达近1000年。对比这些重建结果(图6a~图6e)可以看出: 虽然采样地点不同, 重建指标各异, 但多数序列所显示的年代际波动特征和显著干湿时段基本吻合。其中20世纪前、中



注: a为念青唐古拉山北部5—6月SPEI^[89]; b为林周年降水量(上年7月—当年6月)^[93]; c为那曲东部5—6月PDSI^[94]; d为雅鲁藏布江上游地区年降水量(上年7月—当年6月)^[91]; e为横断山区年PDSI(上年5月—当年4月)^[95]; f为图a~图e序列标准化值计算的区域干湿指数; 虚线表示1851—1950年平均值, 粗实线表示10 a FFT低通滤波。

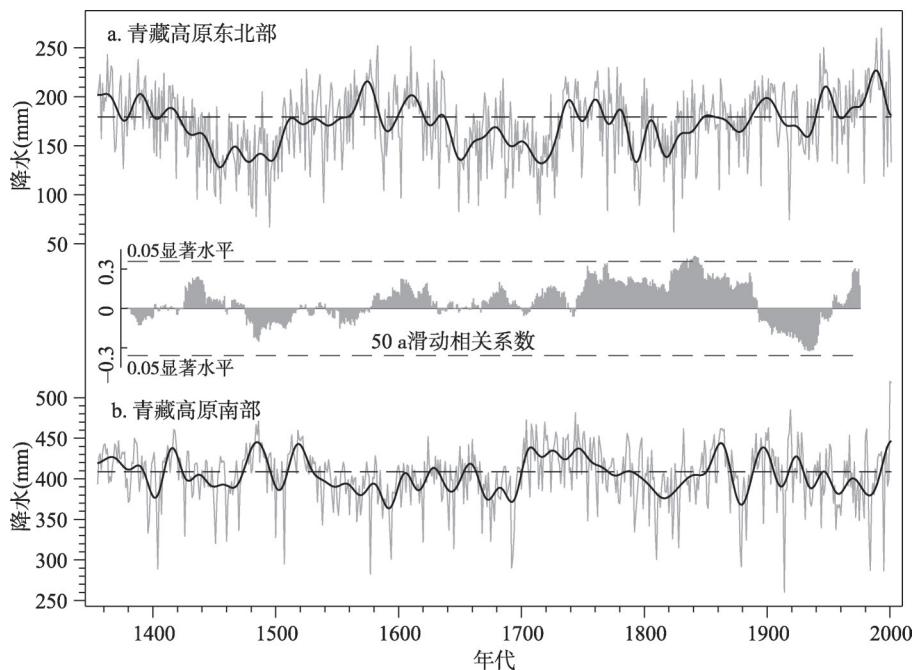
图6 利用青藏高原南部树轮重建的各地过去1000 a干湿变化序列

Fig. 6 Dry/wet changes reconstructed from tree rings in the south of Tibetan Plateau over the past 1000 years

期多在波动中略有趋干, 而至20世纪80年代以后则在年际波动中快速转湿。根据这5个序列标准化值计算的区域干湿指数序列显示: 这一地区的20世纪是过去600年来干湿变幅最显著的世纪之一, 且在年代尺度上, 20世纪30年代和2000年前后的10年与其前最湿的年代基本相当(图6f)。对比邻近的云南小白龙洞(24°12'N, 103°21'E)1760—1980年高分辨率石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[96]也发现, 该石笋记录所揭示的1760—1850年和1900—1980年的转干趋势与这些树轮重建结果基本吻合, 不过其间也存在不一致之处, 如石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示19世纪50年代显著干旱, 而树轮记录则显示其间相对偏湿。又对比位于青藏高原南部的达索普(28°23'N, 85°43'E)冰芯记录显示, 冰川积累量在1750—1850年增加, 1850年以来下降^[83]; 而树轮记录则显示这一地区干湿主要呈年际和年代际波动。

多窗谱分析显示,近千年高原中南部年降水变化存在显著的2~3 a周期(95%信度水平)和百年尺度波动^[93],但年代际波动的周期信号不稳定。不过其东侧区域过去500年5—6月的PDSI变化序列显示,其间有显著的16~24 a波动^[90];邻近的四川神奇洞(28°56' N, 103°06'E)过去2300年石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录也显示,这一地区降水变化有显著的准11 a、准22 a和准200 a周期(95%信度水平)^[97];特别是高原东南端的横断山区年PDSI序列还检测出显著的3.4~5.5 a和准35 a、准60 a等多年代尺度周期波动(95%信度水平)^[95];这与中国东中部干湿变化的周期性特征基本类似。对比诊断也显示,这一地区干湿的年际变化受热带太平洋地区海温异常引发的南亚夏季风变化显著影响^[93, 95];而年代际变化则可能与PDO和NAO有关^[95],不过其间联系机制极为复杂。

此外,还有研究利用青藏东北部9个和南部14个树轮年表资料,通过合成分别重建了代表高原南、北地区的过去500年5—6月PDSI序列,结果发现:高原南、北的5—6月干湿可能存在显著的多年代尺度反相变化,特别是其中的1463—1502年和1693—1734年,存在显著的“南湿北干”特征^[87],类似发现后又得到利用树轮合成重建的过去600多年高原南、北5—7月PDSI序列的确认^[98];且进一步发现,这可能是因NAO对高原南北降水的影响不同所致。然而,这种多年代尺度的干湿变化南北反相现象可能也只限于青藏高原主雨季来临之前的生长季前期(即5—6月),并未持续出现在所有时段,因为除1463—1502年、1693—1734年外,其他时段大多为同相或错位。此外,在过去600年,高原东北部和南部年降水(上年7月—当年6月)变化相关系数接近于零,50年滑动相关系数显示(图7)正相关(即同步变化)时段也占多数。



注: a为文献[75-76]降水重建结果的平均值; b为文献[92-93]降水重建结果的平均值;
基准线表示1851—1950年平均值;粗实线表示10 a FFT低通滤波。

图7 过去600 a青藏高原东北部和南部年(上年7月—当年6月)降水变化对比及其50 a滑动相关系数
Fig. 7 Comparison on the changes of precipitations from previous July to current June in the northeast (a) and south (b) of Tibetan Plateau, and the bar chart between (a) and (b) shows their correlation coefficient in the 50-year running windows

5 结论

利用历史文献、树轮、湖沼沉积、石笋、冰芯等代用资料,中国在过去10余年开展了大量的过去千年干湿变化研究工作。本文按区域对这些研究成果进行了总结梳理和对比分析,并评估了各个区域20世纪干湿变幅的历史地位,得到的主要结论如下:

(1)在中国东中部季风区,对比评估表明根据历史文献记载重建的东中部各区干湿序列在公元1400年以后均达高信度,但其前存在记录缺失,仅有半数时段的重建结果达高信度;不过仍可证明:这一地区干湿变化存在显著的年际(准2.5 a和3.5~7.0 a)、年代际(准22 a、32 a、45 a)和百年际(70~80 a和准120 a)尺度周期。然而这些周期信号的强弱并不稳定,且可能与气候系统大尺度环流内部变率模态的强弱变化有关。在年际尺度上,发生厄尔尼诺事件的当年与次年,华北地区有73%的年份降水偏少,长江流域则多数年份梅雨显著偏多。在年代际尺度上,随着1800年以后PDO的变幅增大,当PDO处于暖位相时,华北和华南地区往往偏干,江淮流域偏湿;冷位相时则相反,且其对江南地区的影响也相对减弱。

(2)在东北及内蒙古东部地区,根据不同地点湖沼沉积物揭示的区域干湿百年尺度变化特征在多数时段不一致,表明对这一地区过去2000 a干湿百年尺度变化特征的认识仍存在不确定性;不过仍可发现,这一地区的干湿变化也存在准2.5 a、3.5~5.0 a、7~9 a、18~22 a、35~44 a、87~89 a和205~212 a等显著周期。

(3)在黄土高原、河西走廊和新疆中北部等半干旱、干旱地区,利用各区不同地点树轮重建的干湿变化序列,其所显示的干湿变化特征在区内一致性高,具有高信度。分析显示:这些地区的干湿变化均存在显著的2~3 a和准60 a周期;且其中黄土高原还与华北地区类似,也存在3~5 a、20~23 a和80~120 a的显著周期;但河西走廊和新疆中北部的3~5 a和20~23 a周期则不显著;说明黄土高原及周边地区干湿变化与ENSO和PDO等密切相关;而河西走廊和新疆地区干湿变化受ENSO与PDO的影响较弱。

(4)在青藏高原,利用东北部和南部各地树轮重建的干湿序列在区内变化特征基本一致,但冰芯、湖泊沉积及邻近石笋等记录的干湿变化特征仅部分时段与树轮结果吻合。利用树轮重建的干湿序列显示,这一地区干湿变化多存在2~3 a、3.5~4.5 a、25~35 a及65~80 a周期,其中高原东北部还存在显著的110~130 a和180~200 a等百年际尺度周期波动。此外,分析还发现:这一地区的年代际尺度波动可能受PDO和NAO的共同影响;且在百年尺度上,当太阳黑子活动处于极小期时,高原东北部多出现显著的持续性干旱;在年际尺度上,高原中南部地区的降水变化可能主要受印度洋偶极子IOD和ENSO影响。

(5)已有研究结果虽然显示,中国各地的干湿存在多个相同和相似的年际和年代际准周期,但对比显示,多数地区间的干湿变化位相并不同步。尽管从这些研究中已发现,青藏高原东北部20世纪很可能是过去3000年最湿的世纪之一;但大多数地区重建结果均证明,20世纪的干湿变幅在年代际尺度上均未超出其前时段的变率范围。

然而,现有的对比分析评估也显示,即使是在同一区域内或邻近地点,源于湖泊沉积、石笋和不同类型代用记录(如树轮和石笋、冰芯等)所揭示的干湿变化特征尚存在不一致之处,如:东北及内蒙古东部、新疆北部等地区根据不同地点湖沼沉积物记录揭示的区域内干湿百年尺度变化特征,万象洞和黄谷洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录揭示的剧烈转干年代、以及这2个石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与利用北方地区11个湖沼沉积物孢粉记录重建的干湿百年际变化,青藏高原树轮和冰芯指示的年代际干湿变化等,均在多个时段出现显著不一致

现象。究其原因,虽可能与不同地点干湿变化的局地差异有关,但也说明利用这些代用证据重建干湿变化仍存在不确定性。特别是这些代用资料的测年误差、时间分辨率,代用指标响应干湿变化的时空敏感度及因此而致的时空代表性,以及湖沼沉积物、石笋、冰芯等代用证据的多数代用指标尚未与降水或干湿变化观测记录进行严格校准等,均可导致重建结果产生偏差,也导致无法对来自不同区域、不同地点、根据不同类型代用证据重建的不同尺度的降水/干湿重建变幅进行直接比较。此外,现有代用资料在空间覆盖度上也不均匀,如在东北、新疆南部、青藏高原西部以及云贵高原等几近空白,这些均需在下步研究中予以加强。特别是需要进一步开展不同代用指标对降水、干湿变化的时空敏感度分析,进而分时空尺度对不同类型代用证据重建的降水、干湿序列进行标准化处理,以深入对比不同地区间的降水、干湿变幅和位相差异,分析过去千年中国降水、干湿变化的时空格局。

参考文献(References)

- [1] PAGES. PAGES Reconstructed. Past Global Changes Magazine, 2014, 22(1): 3.
- [2] Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2013: 159-464.
- [3] PAGES Hydro2k Consortium. Comparing proxy and model estimates of hydroclimate variability and change over the Common Era. *Climate of the Past*, 2017, 13(12): 1851-1900.
- [4] Steiger N J, Smerdon J E, Cook E R, et al. A reconstruction of global hydroclimate and dynamical variables over the Common Era. *Scientific Data*, 2018, 5: 180086. Doi: 10.1038/sdata.2018.86
- [5] Ljungqvist F C, Krusic P J, Sundqvist H S, et al. Northern Hemisphere hydroclimate variability over the past twelve centuries. *Nature*, 2016, 532(7597): 94-98.
- [6] Cook E R, Anchukaitis K J, Buckley B M, et al. Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium. *Science*, 2010, 328(5977): 486-489.
- [7] Cook B I, Smerdon J E, Seager R, et al. Pan-continental droughts in North America over the last millennium. *Journal of Climate*, 2014, 27(1): 383-397.
- [8] Cook E R, Seager R, Kushnir Y, et al. Old world megadroughts and pluvials during the Common Era. *Science Advances*, 2015, 1: e1500561. Doi: 10.1126/sciadv.1500561.
- [9] Rodysill J R, Anderson L, Cronin T M, et al. A North American hydroclimate synthesis (NAHS) of the Common Era. *Global and Planetary Change*, 2018, 162: 175-198.
- [10] Linderholm H W, Nicolle M, Francus P, et al. Arctic hydroclimate variability during the last 2000 years. *Climate of the Past*, 2018, 14(4): 473-514.
- [12] Cook E R, Woodhouse C A, Eakin C M, et al. Long-term aridity changes in the Western United States. *Science*, 2004, 306(5698): 1015-1018.
- [13] Ge Q, Zheng J, Hao Z, et al. Recent advances on reconstruction of climate and extreme events in China for the past 2000 years. *Journal of Geographical Sciences*, 2016, 26(7): 827-854.
- [14] Seftigen K, Goosse H, Klein F, et al. Hydroclimate variability in Scandinavia over the last millennium-insights from a climate model-proxy data comparison. *Climate of the Past*, 2017, 13(12): 1831-1850.
- [15] Ge Q, Liu H, Ma X, et al. Characteristics of temperature change in China over the last 2000 years and spatial patterns of dryness/wetness during cold and warm periods. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2017, 34(8): 941-951.
- [16] Hao Z, Zheng J, Zhang X, et al. Spatial patterns of precipitation anomalies in eastern China during centennial cold and warm periods of the past 2000 years. *International Journal of Climatology*, 2016, 36(1): 467-475.
- [17] He M, Yang B, Bräuning A, et al. Recent advances in dendroclimatology in China. *Earth-Science Reviews*, 2019, 194: 521-535.
- [18] Academy of Meteorological Science of China Central Meteorological Administration. Yearly Charts of Dryness/Wetness in China for the Last 500-year Period. Beijing: Sinomap Press, 1981. [中央气象局气象科学研究院. 中国近五百年旱涝分布图集. 北京: 地图出版社, 1981.]
- [19] Ge Quansheng. Climate Change in Chinese Dynasties. Beijing: Science Press, 2011. [葛全胜. 中国历朝气候变化. 北京: 科学出版社, 2011.]

- [20] Yao T, Jiao K, Tian L, et al. Climatic variations since the little ice age recorded in the Guliya ice core. *Science in China Series D*, 1996, 39(6): 587-596.
- [21] Yao T, Duan K, Xu B, et al. Precipitation record since AD 1600 from ice cores on the central Tibetan Plateau. *Climate of the Past*, 2008, 4(3): 175-180.
- [22] Zhang P, Cheng H, Edwards R, et al. A test of climate, sun and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322(5903): 940-942.
- [23] Chen F, Chen J, Holmes J, et al. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(7-8): 1055-1068.
- [24] Qin Dahe, Luo Yong, Dong Wenjie. *Climate and Environmental Evolution in China: Volume 1, Basic Science*. Beijing: China Meteorological Press, 2012: 55-58. [秦大河, 罗勇, 董文杰. 中国气候与环境演变: 第一卷, 科学基础. 北京: 气象出版社, 2012: 55-58.]
- [25] Committee for the Preparation of the Second National Assessment Report on Climate Change. *The Second National Assessment Report on Climate Change*. Beijing: Science Press, 2011: 124-125. [《第二次气候变化国家评估报告》编写委员会. 第二次气候变化国家评估报告. 北京: 科学出版社, 2011: 124-125.]
- [26] Committee for the Preparation of the Third National Assessment Report on Climate Change. *The Third National Assessment Report on Climate change*. Beijing: Science Press, 2015: 20-21. [《第三次气候变化国家评估报告》编写委员会. 第三次气候变化国家评估报告. 北京: 科学出版社, 2015: 20-21.]
- [27] Zhang Piyuan. *Historical Climate Change in China*. Jinan: Shandong Science and Technology Press, 1996: 200-204. [张丕远. 中国历史气候变化. 济南: 山东科学技术出版社, 1996: 200-204.]
- [28] Zhang De'er, Liu Chuanzhi, Jiang Jianmin. Reconstruction of dry and wet sequence in 6 regions of east China in recent 1000 years and analysis of climatic jump. *Quaternary Research*, 1997, 17(1): 1-11. [张德二, 刘传志, 江剑民. 中国东部6区域近1000年干湿序列的重建和气候跃变分析. 第四纪研究, 1997, 17(1): 1-11.]
- [29] Zheng J, Wang W, Ge Q, et al. Precipitation variability and extreme events in eastern China during the past 1500 years. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2006, 17(3): 579-592.
- [30] Zheng Jingyun, Hao Zhixin, Fang Xiuqi, et al. Some characteristics of extreme climate events in China in the past 2000 years. *Progress in Geography*, 2014, 33(1): 3-12. [郑景云, 郝志新, 方修琦, 等. 中国过去2000年极端气候事件变化的若干特征. 地理科学进展, 2014, 33(1): 3-12.]
- [31] Zheng J, Wu M, Ge Q, et al. Observed, reconstructed, and simulated decadal variability of summer precipitation over eastern China. *Journal of Meteorological Research*, 2017, 31(1): 49-60.
- [32] Zheng J, Xiao L, Fang X, et al. How climate change impacted the collapse of the Ming Dynasty. *Climatic Change*, 2014, 127(2): 169-182.
- [33] Hao Z, Zheng J, Ge Q. Precipitation cycles in the middle and lower reaches of the Yellow River (1736-2000). *Journal of Geographical Sciences*, 2008, 18(1): 17-25.
- [34] Chen Z, He X, Cook E R, et al. Detecting dryness and wetness signals from tree-rings in Shenyang, Northeast China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011, 302(3/4): 301-310.
- [35] Liu Y, Wang Y, Li Q, et al. A tree-ring-based June-September mean relative humidity reconstruction since 1837 from the Yiwulü Mountain region, China. *International Journal of Climatology*. 2015, 35(7): 1301-1308.
- [36] Peng J, Sun Y, Chen M, et al. Tree-ring based precipitation variability since AD 1828 in northwestern Liaoning, China. *Quaternary International*, 2013, 283: 63-71.
- [37] Chen Z, He X, Davi N K, et al. A 258-year reconstruction of precipitation for southern Northeast China and the Northern Korean Peninsula. *Climatic Change*, 2016, 139(3/4): 609-622.
- [38] Liu N, Liu Y, Bao G, et al. A tree-ring based reconstruction of summer relative humidity variability in eastern Mongolian Plateau and its associations with the Pacific and Indian Oceans. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2015, 438: 113-123.
- [39] Liang E, Shao X, Liu H, et al. Tree-ring based PDSI reconstruction since AD 1842 in the Ortindag Sand Land, east Inner Mongolia. *Chinese Science Bulletin*, 2007, 52(19): 2715-2721.
- [40] Liu Y, Wang C, Hao W, et al. Tree-ring-based annual precipitation reconstruction in Kalaqin, Inner Mongolia for the last 238 years. *Chinese Science Bulletin*, 2011, 56(28/29): 2995-3002.
- [41] Liu Y, Tian H, Song H, et al. Tree ring precipitation reconstruction in the Chifeng-Weichang region, China, and East Asian summer monsoon variation since AD 1777. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115(D6): D06103. Doi: 10.1029/2009JD012330.
- [42] Xing W, Bao K S, Gallego-Sala A V, et al. Climate controls on carbon accumulation in peatlands of Northeast China. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 115: 78-88.

- [43] Zhang Z, Liu K B, Bianchette T A, et al. The mid-Holocene decline of the East Asian summer monsoon indicated by a lake-to-wetland transition in the Sanjiang Plain, Northeast China. *The Holocene*, 2018, 28(2): 246-253.
- [44] Chu G, Sun Q, Xie M, et al. Holocene cyclic climatic variations and the role of the Pacific Ocean as recorded in varved sediments from northeastern China. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 102: 85-95.
- [45] Wen R, Xiao J, Chang Z, et al. Holocene climate changes in the mid-high-latitude-monsoon margin reflected by the pollen record from Hulun Lake, northeastern Inner Mongolia. *Quaternary Research*, 2010, 73(2): 293-303.
- [46] Zhang Y, Meyers P A, Gao C. Holocene climate change in northeastern China reconstructed from lipid biomarkers in a peat sequence from the Sanjiang Plain. *Organic Geochemistry*, 2017, 113: 105-114.
- [47] Xiao J, Si B, Zhai D, et al. Hydrology of Dali lake in central-eastern Inner Mongolia and Holocene East Asian monsoon variability. *Journal of Paleolimnology*, 2008, 40(1): 519-528.
- [48] Liu Y, Sun J, Yang Y, et al. Tree-ring-derived precipitation records from Inner Mongolia, China, since AD 1627. *Tree-Ring Research*, 2007, 63(1): 3-15.
- [49] Fang K, Gou X, Chen F, et al. Tree-ring based drought reconstruction for the Guiqing Mountain (China): Linkages to the Indian and Pacific Oceans. *International Journal of Climatology*, 2010, 30(8): 1137-1145.
- [50] Fang K, Gou X, Chen F, et al. Precipitation variability during the past 400 years in the Xiaolong Mountain (central China) inferred from tree rings. *Climate Dynamics*, 2012, 39(7-8): 1697-1707.
- [51] Fang K, Gou X, Chen F, et al. Tree-ring based reconstruction of drought variability (1615-2009) in the Kongtong Mountain area, northern China. *Global and Planetary Change*, 2012, 80-81: 190-197.
- [52] Fang K, Guo Z, Chen D, et al. Drought variation of western Chinese Loess Plateau since 1568 and its linkages with droughts in western North America. *Climate Dynamics*, 2017, 49(11-12): 3839-3850.
- [53] Chen F, Zhang R, Wang H, et al. Updated precipitation reconstruction (AD 1482-2012) for Huashan, north-Central China. *Theoretical and Applied Climatology*, 2016, 123: 723-732.
- [54] Zhang Y, Tian Q, Guillet S, et al. 500 a precipitation variability in Southern Taihang Mountains, China, and its linkages to ENSO and PDO. *Climatic Change*, 2017, 144(3): 419-432.
- [55] Zhang P, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322(5903): 940-942.
- [56] Tan L, Cai Y, An Z, et al. Centennial-to decadal-scale monsoon precipitation variability in the semi-humid region, northern China during the last 1860 years: Records from stalagmites in Huangye Cave. *The Holocene*, 2011, 21(2): 287-296.
- [57] Li J, Dodson J, Yan H, et al. Quantifying climatic variability in monsoonal northern China over the last 2200 years and its role in driving Chinese dynastic changes. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 159: 35-46.
- [58] Tan Ming. Circulation background of climate patterns in the past millennium: Uncertainty analysis and reconstruction of ENSO-like state. *Science China Earth Sciences*, 2016, 46(5): 657-673. [谭明. 近千年气候格局的环流背景: ENSO态的不确定性分析与再重建. *中国科学: 地球科学*, 2016, 46(5): 657-673.]
- [59] Zhang Y, Tian Q, Gou X, et al. Annual precipitation reconstruction since AD 775 based on tree rings from the Qilian Mountains, northwestern China. *International Journal of Climatology*, 2011, 31(3): 371-381.
- [60] Gou X, Deng Y, Gao L, et al. Millennium tree-ring reconstruction of drought variability in the eastern Qilian Mountains, northwest China. *Climate Dynamics*, 2015, 45(7-8): 1761-1770.
- [61] Gou X, Gao L, Deng Y, et al. An 850-year tree-ring-based reconstruction of drought history in the western Qilian Mountains of northwestern China. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(11): 3308-3319.
- [62] Liu Y, Sun J, Song H, et al. Tree-rings hydrologic reconstructions for the Heihe River watershed, western China since AD 1430. *Water Research*, 2010, 44(9): 2781-2792.
- [63] Chen F, Yuan Y, Chen F, et al. A 426-year drought history for Western Tian Shan, Central Asia, inferred from tree rings and linkages to the North Atlantic and Indo-West Pacific Oceans. *The Holocene*, 2013, 23(8): 1095-1104.
- [64] Chen F, Yuan Y, Wei W, et al. Precipitation reconstruction for the southern Altay Mountains (China) from tree rings of Siberian spruce, reveals recent wetting trend. *Dendrochronologia*, 2014, 32(3): 266-272.
- [65] Chen F, Yuan Y, Wei W, et al. Tree-ring recorded hydroclimatic change in Tienshan mountains during the past 500 years. *Quaternary International*, 2015, 358: 35-41.
- [66] Chen F, Yuan Y, Yu S, et al. Tree-ring based reconstruction of precipitation in the Urumqi region, China, since AD 1580 reveals changing drought signals. *Climate Research*, 2016, 68(1): 49-58.
- [67] Chen F, Yuan Y, Zhang T, et al. Precipitation reconstruction for the northwestern Chinese Altay since 1760 indicates the drought signals of the northern part of inner Asia. *International Journal of Biometeorology*, 2016, 60(3): 455-463.
- [68] Chen F, Yuan Y, Yu S. Tree-ring indicators of rainfall and streamflow for the Ili-Balkhash Basin, Central Asia since CE

1560. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2017, 482: 48-56.
- [69] Zhang R, Yuan Y, Yu S, et al. Past changes of spring drought in the inner Tianshan Mountains, China, as recorded by tree rings. *Boreas*, 2017, 46(4): 688-696.
- [70] Zhang T W, Yuan Y J, Liu Y, et al. A tree-ring based precipitation reconstruction for the Baluntai region on the southern slope of the central Tien Shan Mountains, China, since AD 1464. *Quaternary International*, 2013, 283: 55-62.
- [71] Jiang Qingfeng, Shen Ji, Liu Xingqi, et al. 2.5 ka study on the climate and environmental changes recorded by lake sediments in Jili Lake, Xinjiang. *Journal of Lake Sciences*, 2010, 22(1): 119-126. [蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起, 等. 2.5 ka来新疆吉力湖湖泊沉积记录的气候环境变化. *湖泊科学*, 2010, 22(1): 119-126.]
- [72] Li Y, Qiang M, Zhang J, et al. Hydroclimatic changes over the past 900 years documented by the sediments of Tietai Lake, Altai Mountains, northwestern China. *Quaternary International*, 2017, 452: 91-101.
- [73] Yao Tandong, et al. *Scientific Assessment of Environmental Change in Tibetan Plateau*. Beijing: Science Press, 2015: 157. [姚檀栋, 等. 青藏高原环境变化科学评估. 北京: 科学出版社, 2015: 157.]
- [74] Shao X, Xu Y, Yin Z, et al. Climatic implications of a 3585-year tree-ring width chronology from the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(17-18): 2111-2122.
- [75] Yang B, Qin C, Wang J, et al. A 3500-year tree-ring record of annual precipitation on the northeastern Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences of USA*, 2014, 111(8): 2903-2908.
- [76] Wang H, Shao X, Li M. A 2917-year tree-ring-based reconstruction of precipitation for the Buerhanbuda Mts., southeastern Qaidam Basin, China. *Dendrochronologia*, 2019, 55: 80-92.
- [77] Yin Z, Zhu H, Huang L, et al. Reconstruction of biological drought conditions during the past 2847 years in an alpine environment of the northeastern Tibetan Plateau, China, and possible linkages to solar forcing. *Global and Planetary Change*, 2016, 143: 214-227.
- [78] Sheppard P R, Tarasov P E, Graumlich L J, et al. Annual precipitation since 515 BC reconstructed from living and fossil juniper growth of northeastern Qinghai Province, China. *Climate Dynamics*, 2004, 23(7/8): 869-881.
- [79] Pu Y, Nace T, Meyers P A, et al. Paleoclimate changes of the last 1000 yr on the eastern Qinghai-Tibetan Plateau recorded by elemental, isotopic, and molecular organic matter proxies in sediment from glacial Lake Ximencuo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2013, 379: 39-53.
- [80] Huang L, Shao X. Precipitation variation in Delingha, Qinghai and solar activity over the last 400 years. *Quaternary Sciences*, 2005, 25(2): 184-192.
- [81] Fang K, Frank D, Gou X, et al. Precipitation over the past four centuries in the Dieshan Mountains as inferred from tree rings: An introduction to an HHT-based method. *Global and Planetary Change*, 2013, 107: 109-118.
- [82] Peng J, Liu Y. Reconstructed droughts for the northeastern Tibetan Plateau since AD 1411 and its linkages to the Pacific, Indian and Atlantic oceans. *Quaternary International*, 2013, 283: 98-106.
- [83] Yao T, Duan K, Xu B, et al. Precipitation record since AD 1600 from ice cores on the central Tibetan Plateau. *Climate of the Past*, 2008, 4(3): 175-180.
- [84] Tian Lide, Yao Tandong. High-resolution climatic and environmental records from the Tibetan Plateau ice cores. *Chinese Science Bulletin*, 2016, 61(9): 926-937. [田立德, 姚檀栋. 青藏高原冰芯高分辨率气候环境记录研究进展. *科学通报*, 2016, 61(9): 926-937.]
- [85] Shao X, Huang L, Liu H, et al. Reconstruction of precipitation variation from tree rings in recent 1000 years in Delingha, Qinghai. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2005, 48(7): 939-949.
- [86] Liu Y, An Z, Ma H, et al. Precipitation variation in the northeastern Tibetan Plateau recorded by the tree rings since 850 AD and its relevance to the Northern Hemisphere temperature. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2006, 49(4): 408-420.
- [87] Zhang Q B, Evans M N, Lyu L. Moisture dipole over the Tibetan Plateau during the past five and a half centuries. *Nature Communications*, 2015, 6: 8062. Doi: 10.1038/ncomms9062.
- [88] Sun J, Liu Y. Tree ring based precipitation reconstruction in the south slope of the middle Qilian Mountains, northeastern Tibetan Plateau, over the last millennium. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2012, 117: D08108.
- [89] Nie C Y, Zhang Q B, Lyu L. Millennium-long tree-ring chronology reveals megadroughts on the southeastern Tibetan Plateau. *Tree-ring Research*, 2017, 73(1): 1-10.
- [90] Wang X, Zhang Q B, Ma K, et al. A tree-ring record of 500-year dry-wet changes in northern Tibet, China. *The Holocene*, 2008, 18(4): 579-588.
- [91] Liu J, Yang B, Qin C. Tree-ring based annual precipitation reconstruction since AD 1480 in south central Tibet. *Quaternary International*, 2011, 236(1/2): 75-81.

- [92] Liu J, Yang B, Huang K, et al. Annual regional precipitation variations from a 700 year tree-ring record in south Tibet, western China. *Climate Research*, 2012, 53(1): 25-41.
- [93] He M, Yang B, Bräuning A, et al. Tree-ring derived millennial precipitation record for the south-central Tibetan Plateau and its possible driving mechanism. *The Holocene*, 2012, 23(1): 36-45.
- [94] He M, Bräuning A, Griebinger J, et al. May-June drought reconstruction over the past 821 years on the south-central Tibetan Plateau derived from tree-ring width series. *Dendrochronologia*, 2018, 47: 48-57.
- [95] Fang K, Gou X, Chen F, et al. Reconstructed droughts for the southeastern Tibetan Plateau over the past 568 years and its linkages to the Pacific and Atlantic Ocean climate variability. *Climate Dynamics*, 2010, 35(4): 577-585.
- [96] Tan L, Cai Y, An Z, et al. Decreasing monsoon precipitation in southwest China during the last 240 years associated with the warming of tropical ocean. *Climate Dynamics*, 2017, 48(5/6): 1769-1778.
- [97] Tan L, Cai Y, Cheng H, et al. High resolution monsoon precipitation changes on southeastern Tibetan Plateau over the past 2300 years. *Quaternary Science Reviews*, 2018, 195: 122-132.
- [98] Deng Y, Gou X, Gao L, et al. Spatiotemporal drought variability of the eastern Tibetan Plateau during the last millennium. *Climate Dynamics*, 2017, 49(5/6): 2077-2091.

The assessment on hydroclimatic changes of different regions in China at multi-scale during the past millennium

ZHENG Jingyun^{1,2}, ZHANG Xuezheng^{1,2}, LIU Yang¹, HAO Zhixin^{1,2}

(1. Key Laboratory of Land Surface Pattern and Simulation, Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Based on the latest hydroclimatic reconstructions in peer-reviewed scientific journals, we summarize the multi-scale pattern on hydroclimatic changes and assess whether or not the variability of the 20th century is unusual in the context of the past millennium for different regions of China. The main conclusions are as follows: (1) In the central-eastern China, the dry/wet series reconstructed from historical documents after 1400 have high confidence level, while before 1400, the reconstructions only in half of the period have high confidence due to the shortage of records. In northeastern China and eastern Inner Mongolia, centennial-scale reconstructions from lake sediments at multiple sites are in low agreement in most of periods. In Loess Plateau, Hexi Corridor, central to northern Xinjiang, northeastern and southeastern Tibetan Plateau, hydroclimatic reconstructions from tree rings have robust agreement within the same region. (2) All sub-regions of China show significant cycles with 90% confidence level at inter-annual, inter-decadal and centennial scales. The cycles of 2.5 a, 60-80 a and 110-120 a are detected over all the regions, while the cycles of 3.5-5.0 a and 20-35 a mainly occur in the Loess Plateau, Tibetan Plateau, northeastern and central-eastern China. The cycle of quasi-45 a only occurs in northeastern and central-eastern China. Moreover, the hydroclimatic changes are out of phase in different regions. (3) The 20th century is one of the wettest centuries in the past 3000 years in northeastern Tibetan Plateau. However, most series from other regions show that the inter-decadal hydroclimatic variability of the 20th century does not exceed the amplitude of natural variability, which had ever occurred during the past millennium.

Keywords: multi-scale pattern; hydroclimatic changes; place of hydroclimatic variability for the 20th century in history; past millennium; China