



新疆博斯腾湖记录的亚洲内陆干旱区 小冰期湿润气候研究

陈发虎^{①*} 黄小忠^① 张家武^① Jonathan A. Holmes^② 陈建徽^①

(^① 兰州大学西部环境教育部重点实验室中德干旱环境联合研究中心, 兰州 730000; ^② ECRC, Department of Geography, University College London, London WC1E 6BT, UK)

摘要 利用中国内陆干旱区最大淡水湖泊博斯腾湖中心的钻孔岩芯, 在 ^{137}Cs , ^{210}Pb 和 AMS ^{14}C 测年基础上, 对湖泊岩芯孢粉组合、碳酸盐含量和粒度等多指标进行了分析. 结果发现, 近 1000 年来, 内陆干旱区气候变化经历了 3 个主要阶段, 1000~1500 AD 干旱、1500~1900 AD 湿润和 1900 AD 以来的再次变干, 近千年来在几百年尺度上的气候变化组合以暖干和冷湿为主. 在公元 1500~1900 年的小冰期期间, 多种代用指标均出现显著变化, 孢粉蒿藜比显著增大, 碳酸盐含量明显降低, 而粒度明显偏粗, 说明博斯腾湖流域降水增加, 气候比今湿润, 这与近百年来全球变暖条件下内陆干旱区出现的暖干气候形成显著对照. 亚洲内陆冰芯、湖泊、河流、树轮、沙漠等记录均记录了西风环流显著影响区较为湿润的小冰期气候, 出现明显的冷湿气候组合, 博斯腾湖岩芯记录的湿润小冰期气候具有代表性. 西风环流影响区湿润小冰期气候可能是全球性普遍降温导致有效湿度增加和因北大西洋涛动负异常而导致的西风影响区降水增加两个因素共同作用的结果.

关键词 博斯腾湖 亚洲内陆干旱区 近千年气候变化 冷湿暖干组合 湿润小冰期

近千年来气候变化是过去全球变化研究的热点^[1~3], 其间经历了中世纪暖期(MWP)、小冰期和近百年来的全球变暖^[4]. 基于内华达山脉冰川在早全新世消失后的再度出现, Matthes^[5]首先提出了小冰期(简称LIA)的概念, 而当前概念下的小冰期则专指近 1000 多年以来中世纪暖期之后到近百年全球变暖之间的寒冷时期^[6,7], 但其开始和结束时间各地差异较大^[8~11]. 近几十年的古气候研究表明, 小冰期的寒冷事件在全球被广泛证实^[4,12~14]. 与全球的降温耦合, 小冰期气候在中国响应十分强烈, 记录也非常丰富^[15~17]. 尽管对小冰期存在降温的认识基本一致, 但是重建以及模拟的降水和干湿变化却有很大的区域

差异^[13,15,18]. 中国东部在小冰期出现高粉尘通量, 说明气候干旱^[19]; 中国西部不同记录载体指示的小冰期气候干湿变化主要位于相对湿润的高山和山地^[20~22], 真正内陆干旱沙漠区缺少良好的气候记录. 湖泊作为区域环境变化灵敏的记录载体, 在短尺度高分辨率古气候重建方面起到了重要作用^[23~25]. 本文利用位于内陆干旱区的博斯腾湖岩芯记录, 采用多代用指标手段, 讨论内陆干旱区近千年来的气候干湿变化, 特别是小冰期的气候特征.

1 区域概况和样品采集

博斯腾湖(41°56'~42°14'N, 86°40'~87°26'E)位于

新疆天山中段南坡焉耆盆地的东南侧,焉耆盆地北以高大的天山山脉与北疆相隔,南以霍拉山-库鲁克塔格低矮山地与塔里木盆地相邻. 博斯腾湖湖面海拔 1048 m,流域面积约为 55600 km²,湖泊东西长约 55 km,南北宽约 25 km,湖水面积约 1000 km²,平均水深 8 m,最大水深 16.2 m,为中国最大的内陆淡水湖泊^[26]. 钟巍等^[27]曾对湖泊西部湿地剖面开展了全新世气候变化的重建,显示了博斯腾湖开展西风影响区全球变化区域响应研究的潜力. 博斯腾湖由 13 条大小不一的河流补给,但主要补给自常年河流开都河和季节性的黄水沟、乌拉斯台河、清水河,合计占整个流域地表径流总量的 96%,其中开都河的径流量大约是所有其他河流径流量总和的 10 倍. 博斯腾湖是一个吞吐型的湖泊,在自然情况下,湖水经孔雀河从博斯腾湖的西南角流出,然后经过铁门关折而向东注入罗布泊^[26].

博斯腾湖地区由于深居内陆,气候干旱,属温带干旱气候区^[26]. 位于湖泊西面的焉耆县气象站多年平均降水量为 70 mm,年平均蒸发量高达 2,000 mm. 干旱的气候条件造成了整个焉耆盆地从上到下植被带类型简单,包括冰雪带、高山垫状植被带、高山草甸带、草原带、荒漠草原带、荒漠带等,缺乏森林植被带和亚高山草甸带. 另外,隐域性植被也广泛分布,

如在山区的阴坡分布有呈片状的雪岭云杉林,山区河谷两旁分布有白榆疏林,盐碱地上生长的盐生植物以及湖西岸浅水沼泽处为大片的芦苇、香蒲群系^[28,29].

近年来,我们利用活塞钻在湖泊不同水深获得了若干湖泊岩芯(见图 1),2000 年的湖泊岩芯分析结果有的已经发表^[30]. 本研究主要采用位于湖泊中央水深 16.2 m 的 BST04H 孔为研究对象(2004 年获得),岩芯使用 Kullenberg 活塞钻获得,每根岩芯完好无扰动(长约 3 m),三根岩芯顶底重叠以保证岩芯的连续,最后获得 6.90 m 长的完整岩芯. 岩芯上部 5.57 m 为碳酸盐泥湖泊沉积,下部 1.33 m 为风沙沉积到滨湖相砂沉积. 岩芯就地冷冻后运回实验室后冷储存于冷冻箱中. 长岩芯在室内按 1 cm 间隔分样,所有样品利用冷冻干燥仪干燥分散. 为了保证岩芯顶部的采样质量以及 ²¹⁰Pb 测年的需要,我们用 Glew corer 采样器采集了无扰动的两根短岩芯 BT04C 和 BT04D,长 20 和 18 cm(与 H 孔同一点,见图 1),就地按 0.5 和 1 cm 间隔进行分样. 另外,为了确认 H 孔记录的可靠性,还选取了位于水深 15.4 m 处的 BST04C 长岩芯作为补充,该岩芯底部也出现风沙沉积到滨湖相砂沉积,地层岩性变化与 BST04H 孔可以很好对比.

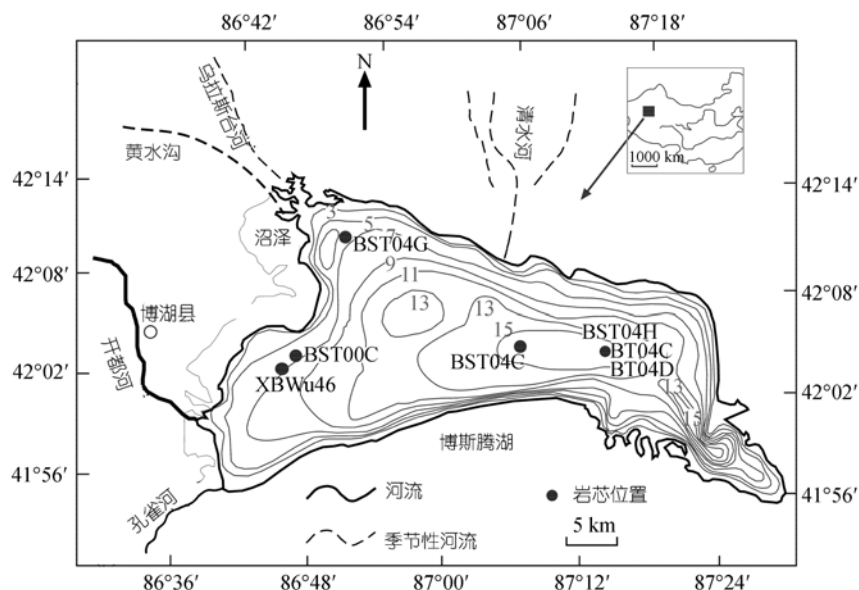


图 1 博斯腾湖的主要河流、水深等深线及主要岩芯位置图
右上角小图为博斯腾湖在中国的地理位置

2 实验方法

短岩芯BT04D按 1 cm间隔作了孢粉分析, 长岩芯BST04H孔顶部 20 cm按 4 cm间隔(作为与BT04D孔对比)、20~40 cm按照 2 cm间隔、40~100 cm按照 4 cm间隔开展了孢粉分析。孢粉前处理按Moore等^[31]描述的方法进行: 称 5 g左右样品, 加石松孢子片以计算孢粉浓度, 然后分别用 10%盐酸和浓氢氟酸去除碳酸盐和SiO₂, 并用 7 μm网布在超声波发生器中筛样后提取孢粉。以 1 cm间隔使用Calcimeter仪分别测量了BST04H孔全孔和BST04C孔(图 2)顶部 60 cm的碳酸盐含量, 样品重复测量的误差为 0.74%。粒度测量使用Malvern MS 2000 型激光粒度仪, 前处理采用去碳酸盐-去有机质-超声波分散程序进行^[33], 平均粒度的重复测量误差小于 2%。粒度测量经过前处理后, 去掉了可溶盐、化学沉积和有机质, 基本代表陆源碎屑物的粒度大小。上述实验全部在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成。

BT04C 孔短岩芯 0.5 cm 间隔 ²¹⁰Pb 和 ¹³⁷Cs 的比活度在中国科学院南京湖泊与地理研究所沉积环境开放实验室完成, 使用仪器为高纯锗低本底γ能谱仪。长岩芯 BST04H 孔挑选了 3 个陆生植物残体和 11 个全有机样品(共计 14 个样品), 测年样品先经过酸-

碱-酸规范处理后在兰州大学加速器 C-14 实验室制备成石墨靶, 后送北京大学和德国基尔大学加速器 C-14 测年实验室测量。

3 结果

3.1 年代序列的建立

博斯腾湖短岩芯(BT04C)岩芯 0.5 cm间隔 ²¹⁰Pbex和 ¹³⁷Cs的测量结果见图 2。 ¹³⁷Cs变化主要由两段组成, 顶部 12 cm ¹³⁷Cs位于较高的值, 且波动较大, 深约 12 cm以下则在低值水平波动(图 2(f))。博斯腾湖沉积物的 ¹³⁷Cs存在多个蓄积峰, 这与我们在水深 4.6 m处岩芯(BST00C)的 ¹³⁷Cs曲线上的多峰对比性较好^[34], 说明博斯腾湖沉积物 ¹³⁷Cs活度的分布具有自身特点, 与国际上普遍认为的 1986 年前苏联的切尔诺贝利核电站核泄漏事故导致的 ¹³⁷Cs峰, 以及 1963, 1964 年全球核爆试验形成的峰^[35]有区别, 林瑞芬等^[36]在博斯腾湖西部 1.0 m水深岩芯的氡同位素也记录到核爆试验对湖泊沉积物放射性同位素的影响。博斯腾湖紧邻中国核试验地区, ¹³⁷Cs的分布曲线不但受到全球核试验的影响, 更受该地区核试验的影响。中国的核试验有三个主要时期(图 2(g)), 分别集中在 1967~1970, 1973 和 1976 年^[32]。博斯腾湖 ¹³⁷Cs分布

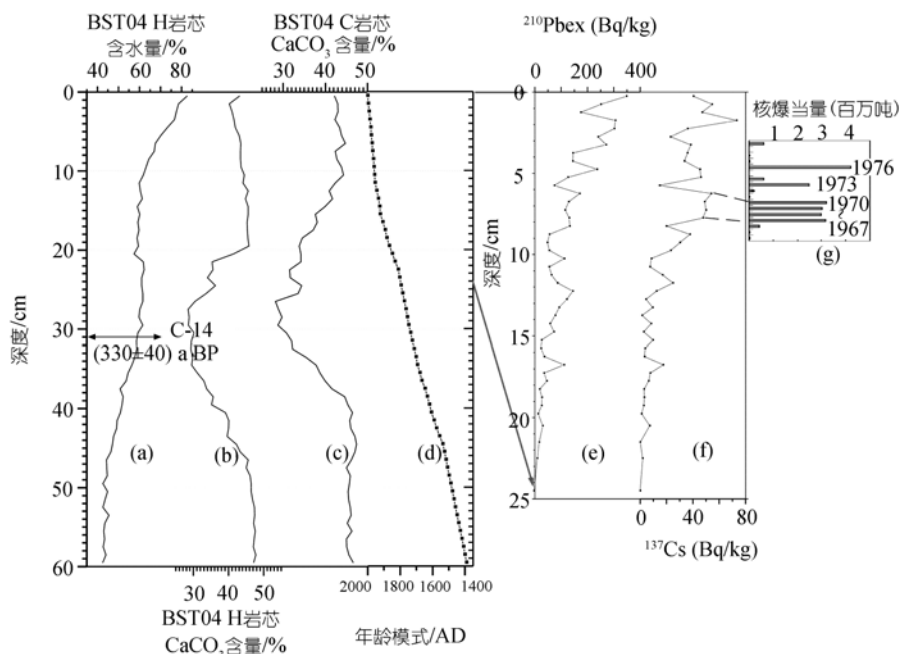


图2 博斯腾湖 BST04H 孔岩芯沉积物含水量(a)、碳酸盐含量(b)、BST04C 孔碳酸盐含量(c)以及 BST04H 孔年龄模式(d)、短岩芯 ²¹⁰Pbex 活度(e)和 ¹³⁷Cs 活度(f)随深度变化图

曲线边的测年是碳库校正后的C-14年代。为了对比 ¹³⁷Cs曲线, 图中给出了中国核爆试验当量图(g), 相关资料文献^[32]

曲线从上到下有 5 个峰值段, 第一个峰应可能是 1986 年切尔诺贝利核电站核泄漏事故导致的峰(深 2 cm 处), 紧接着的两个峰可能与中国的核爆炸试验有关, 国际上主要核试验峰(1963 年)可能对应于 ^{137}Cs 在深 8.75 cm 处的峰, 而国际上开始大规模核爆炸试验的 1952 年峰对应于深 12.25 cm 处, 以下 ^{137}Cs 在背景水平(图 2(f))上波动, 这些波动可能与前人发现的生物扰动作用、 ^{137}Cs 沿松散沉积物毛细管的化学扩散等作用[37,38]有关. 中国的核爆试验可能会提供开展近 50 年湖泊沉积定年的良好标尺, 值得更深入研究. 按照该模式计算的质量沉积速率有较大差异, 反映了 ^{137}Cs 可能已有所迁移.

为了避免 ^{137}Cs 可能的迁移作用的影响, 岩芯顶部 24 cm 我们采用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 按照 CRS 模式计算年龄, ^{137}Cs 峰值年龄作为参考. 短岩芯 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (图 2(e)) 从岩芯顶部波动式接近似负指数递减, 在深 25 cm 处达到平衡, 这与林瑞芬等[36]在浅水区测量的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 变化模式基本一致. 根据 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 衰变模式计算的年代, H 孔顶部 12 cm 的平均沉积速率为 2.45 mm/a, 24 cm 的平均深度沉积速率为 1.2 mm/a, 反映了岩芯的压实过程(图 2(a), (d)). 在博斯腾湖西部水深 4.60 m 处根据 ^{137}Cs 计算的表层沉积物的沉积速率为 2.92 mm/a[34], 北部近岸当时水深 1.0 m 处沉积速率为 3.1 mm/a[36]. 考虑到我们岩芯位于湖泊中心, 离湖岸相去甚远, 离河口有数十千米, 沉积速率相对较小是合理的. 从含水量曲线可以看出(图 2(a), 岩芯顶部沉积物含水量 80%, 而到深 13 cm 处近 60%, 大约到 45 cm 才稳定在 40%~50% 之间, 说明压实主要发生在上部 45 cm 范围内. 考虑到湖泊沉积顶部 45 cm 的压实过程, 深 24~45 cm 间的年代按照 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 所计算的底部 5 个样品的平均质量沉积速率计算, 以消除按深度计算带来的误差. 深 45 cm 以下我们依据 C-14 测年获得的深度沉积速率来计算.

长岩芯 BST04H 孔 11 个 AMS C-14 测年, 3 个全有机与等深度陆生植物残体测年间存在 1140 年差异, 将全有机的测年结果扣除 1140 年碳库后(BST04H 孔年龄模式将另文讨论), 深 31, 145 cm 处全有机 ^{14}C 测年分别为 (330 ± 40) a BP, (1270 ± 40) a BP. 其中, 深 31 cm 处的测年结果与依据 ^{210}Pb 计算的年代结果基本一致. 由 C-14 年代计算的平均沉积速率为 1.04 mm/a, 比按照 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 计算的顶部 24 cm 的沉积速率

(1.2 mm/a) 略小. BST04H 孔深 45 cm 以下我们按照沉积速率 1.04 mm/a 计算年龄, 计算出深 100 cm 处对应距今约 1000 年. 综上所述, 我们依据 ^{210}Pb 年代建立了岩芯顶部 24 cm 的年代, 24~45 cm 之间利用 20~24 cm 的平均质量沉积速率延伸, 45~100 cm 按照 C-14 年代计算的平均深度沉积速率计算. H 孔顶部 60 cm 的年代-深度关系见图 2(d) 所示.

3.2 孢粉谱的变化

博斯腾湖 BT04D 和 BST04H 孔的孢粉含量较丰富, 每样统计的孢粉数目从 572 粒到 1020 粒不等, 平均 721 粒孢粉, 但孢粉的种属单调, 只统计到 30 属(科)的孢粉, 最大百分比含量大于 1% 的孢粉只有 11 属(科)的花粉, 包括藜科(*Chenopodiaceae*)、蒿属(*Artemisia*)禾本科(*Gramineae*)、麻黄属(*Ephedra*)、菊科(*Compositae*)、莎草科(*Cyperaceae*)、榆属(*Ulmaceae*)、白刺属(*Nitraria*)、鼠李科(*Rhamnaceae*)、香蒲属(*Typha*)、水龙骨科(*Polypodium*)等(见图 3), 博斯腾湖岩芯记录的孢粉谱, 与现代湖泊表土孢粉谱一致[28], 是典型干旱区植被的孢粉谱. 其中, 藜科、蒿属和禾本科为最主要的三类孢粉, 均是干旱区相对耐旱植物, 藜科含量在 33.8%~56.4% 之间, 蒿属在 21.0%~34.5% 之间变化, 禾本科最大含量不足 22%. 典型的荒漠植被白刺属和麻黄属花粉也有一定含量, 水生香蒲花粉的最大含量不足 9%.

博斯腾湖孢粉组合中荒漠植被为主体成分(图 3), 主要成分藜科植物主要生长在干旱的荒漠地带和盐碱地, 花粉含量有从下部高含量到中部减少再向上升高的变化过程, 蒿属从底部向上升高的趋势, 禾本科变化趋势与藜科基本相反. 孢粉浓度从 1450 年以来相对较高, 且有波动, 与蒿藜比(A/C 比值)变化相近(图 3). 以藜科和蒿属为主要成分的孢粉组合, 可以用蒿藜比较好指示区域湿度变化[39~41]. 博斯腾湖表层沉积物孢粉研究也表明, A/C 值在表面样品中能够反映出区域的干旱状态[29]; 流域表土花粉分析结果表明, 荒漠带中 A/C 平均值为 0.53, 荒漠草原带中平均为 3.2 左右[28]. 海拔越高, 有效湿度越大, A/C 值也升高, 证实了该区域 A/C 比值与有效湿度的对应关系. 博斯腾湖岩芯的 A/C 值存在三个时段, A/C 值自 1000 AD 开始从约 0.3 升高到 0.6, 在 1500~1900 AD 之间形成峰值段, 其值达 0.9, 1900 AD 以后降低, 但仍较 1500 AD 以前要高(见图 3).

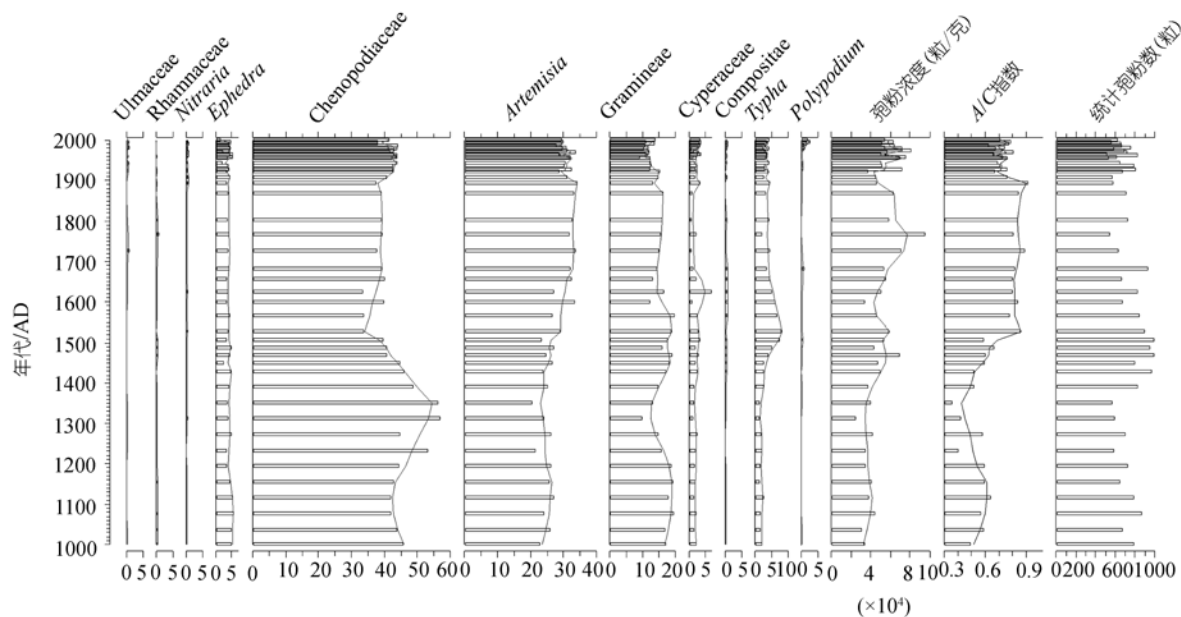


图 3 博斯腾湖 BST04H 孔岩芯沉积物孢粉含量>1%的孢粉百分比谱图
A/C 比值及孢粉浓度的变化

3.3 其他代用指标结果

博斯腾湖 BST04H 孔沉积物的多指标分析结果具有明显的时段特征(图 4)。在 1000~1500 AD 之间碳酸盐含量较高(>45%),平均粒径较小,粗颗粒(>30 μm)含量较低,并向上逐步增大。平均粒径和粗颗粒含量均在 1500~1900 AD 间形成峰值段,而碳酸盐含量则出现最低值段;1900 AD 以来,平均粒径变小、粗颗粒含量减少和碳酸盐含量增加,介于各指标在前两个时段中间的值。碳酸盐含量在近 100 年来总体较高,但有逐步下降的趋势,最顶部又有所升高的趋势(图 4(a))。水深 15.7 m 处的 BST04C 孔(图 1)顶部 60 cm 岩芯的碳酸盐含量与 BST04H 顶部 60 cm 的碳酸盐含量变化过程基本一致(图 2(b), (c)),说明我们主要分析的 BST04H 孔的气候记录具有代表性,更加确认了 H 孔记录的可靠性。

4 讨论与结论

4.1 多指标记录的近千年来气候变化

湖泊沉积物孢粉组合中 A/C 值含义较明确,主要指示流域的有效湿度变化,其值较大指示流域相对较湿润,草原植物增加;减少则指示流域变干,荒漠植物相对增加。湖泊沉积物的粒度粗细主要湖面波动和进入河流的水动力大小,一般来讲,流域降水越

多,带入湖泊中碎屑颗粒就越粗,特别是在湖面波动不大的情况下^[42]。博斯腾湖面积辽阔,风力能够带入的粗颗粒有限,尤其是对于湖泊中心的沉积物而言。另外,博斯腾湖是外流湖泊,至今没有发现高湖面的湖岸堤或湖岸阶地,湖面波动不会很大,湖泊中心沉积物的粗细主要取决于入湖水动力和流量的大小,岩芯顶部粒度变粗也正好与 1999 年左右的高径流量对应(见图 4(b), (c))。对同样是外流湖的洱海^[43]以及封闭的青海湖^[44]和岱海^[33]的研究也有同样结论,即湖泊中心沉积物粒度主要指示水动力和入湖流量大小,进而与流域降水多少有关。博斯腾湖中心的深水湖没有水生植物,冬季从 11 月到来年 3、4 月湖面冰封,碳酸盐的形成主要依靠夏季湖面强烈蒸发产生化学沉积,碳酸盐含量是入湖水量与蒸发量的对比关系,即区域有效湿度;对咸海的研究也表明:湖心沉积物中高的碳酸盐含量,一般指示湖泊的低水位,代表干旱气候^[45]。

博斯腾湖 BST04H 孔岩芯多代用指标均指示出研究区近 1000 年来存在三个阶段:第一个阶段(1000~1500 AD),孢粉 A/C 值最低、平均粒径最细和粗颗粒含量最小,而 CaCO_3 含量最高;第二个阶段(1500~1900 AD),各指标与上一阶段相反;第三个阶段(约 1900 AD 以来),孢粉 A/C 值随较前一个阶段降低,但较第一个阶段要高,基本维持在较高值段,碎

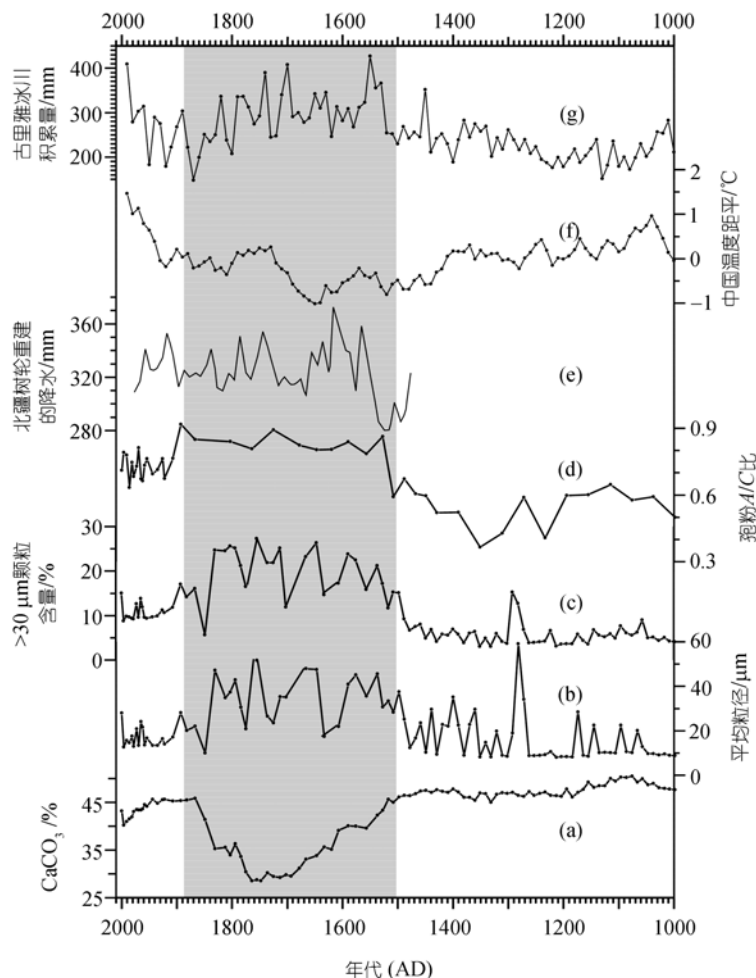


图 4 博斯腾湖 BST04H 孔岩芯主要代用指标随年代的变化

(a) CaCO_3 含量; (b) 平均粒径; (c) 大于 $30\ \mu\text{m}$ 粗颗粒含量; (d) 孢粉 A/C 比及其与其他记录的对比; (e) 北疆树轮重建的 500 a 降水变化(资料据文献[22]); (f) 中国温度变化曲线(资料据文献[40]); (g) 古里雅冰芯积累量(资料据文献[20])

屑沉积物颗粒变细, 碳酸盐含量增大. 上述这些代用指标的变化指示出, 1500 AD 之前 500 年, 博斯腾湖地区气候干旱, 孢粉和碳酸盐指示的区域有效湿度较低, 粒度指示的入湖水量较小和水动力较弱, 指示出较低的相对湿度和降水量. 麻黄含量偏高, 香蒲含量以及孢粉浓度较低, 也同样指示区域气候干旱. 1000~1200 AD 属于典型的中世纪暖期后期, 在中国西部地区气温明显较其前后要高^[46], 虽然孢粉 A/C 比稍较随后 1400 AD 前后偏湿, 但相对 1500 AD 以后要干旱. 因此, 当时南疆的气候是以暖干组合为特点. 从 1400 AD 以来各代用指标指示出区域气候逐步转湿润(图 4).

在第二个阶段(约 1500~1900 AD), 孢粉、碳酸盐、粒度等代用指标均指示出一种相对湿润的气候环

境. 这一时期孢粉组合中禾本科含量总体较高, 耐旱的植物白刺花粉很少出现, 当时荒漠草原面积扩大, 而荒漠面积减少, 气候湿润; 平均粒径的显著增大和粗颗粒含量的明显升高(图 4), 说明当时的水动力较强, 流域降水可能较前一阶段明显增加. 碳酸盐含量和粒度指标指示出, 气候从前一暖干阶段到湿润阶段的转换是逐步的, 到 17~18 世纪气候最湿润, 随后又转向干旱. 从 1500 到约 1900 AD 是全球性典型小冰期阶段, 当时全球绝大部分地区气候寒冷^[13,47], 中国气候明显变冷^[7,15,17,48], 寒冷气候可使地表蒸发较小, 区域相对湿度增加. 在入湖水量变化不大的情况下, 湖水淡化, 湖泊碳酸盐的沉积减少; 然而, 湖泊中心陆源碎屑颗粒的增大, 因冬半年流域地表冻结, 入湖水量占全年较低, 说明当时的夏季区域降水应

当是增加的。位于研究区南部的塔里木河流量在1450~1850 AD间较前期明显增加^[49], 塔里木盆地南缘的克里雅河在小冰期时流量较大形成阶地^[50]。总之, 我们的研究能够说明, 研究区小冰期气候是以冷湿组合、降水增加为主要特征的。

在第三个阶段的最近100多年(自1900 AD)以来, 孢粉A/C比值的相对前一时段降低, 指示区域有效湿度的减少, 但相对中世纪暖期还是要湿润。相对较高的碳酸盐含量和较细的陆源碎屑颗粒与前一阶段形成对比, 说明湖面蒸发在增强而入湖流量在减少。整体而言, 近100多年以来, 气候相对是干旱的。碳酸盐含量在岩芯顶部总体有降低的趋势, 指示流域湿度的A/C比也有增大, 说明气候有变湿的趋势。湖面水文观测发现, 博斯腾湖湖面水位从设立观测站的1959年开始持续下降到上世纪80年代末期, 下降幅度达3 m多, 然后湖面转向持续上升, 1999年开始湖面高度超过1959年, 与博斯腾湖的最主要补给河流开都河的出山径流量变化趋势一致^[51]。近150年以来, 全球变暖趋势十分显著^[52], 中国新疆地区的变暖也较明显, 甚至比东部地区显著^[53]。因此, 在近150年变暖的背景下, 相对小冰期而言, 博斯腾湖流域气候组合以暖干为主。近年来, 干旱区湖泊水位上升、河流径流量增加, 甚至山地降水增加, 施雅风先生提出了干旱区气候有可能出现从暖干向暖湿转变^[54], 但从博斯腾湖记录的近1000年尺度气候变化来看, 中国干旱区近年来出现的气候转湿仍属于暖干范围内的波动, 是否能够持续变湿到如小冰期的湿润程度尚有待于进一步研究。

博斯腾湖记录说明, 近1000年来在几百年尺度的气候事件, 例如小冰期、中世纪暖期和近百年来来的全球变暖, 内陆干旱区以暖干和冷湿组合为主。然而, 冰期—间冰期尺度(万年尺度)的气候变化, 中亚内陆气候显示了中国东部季风区相似的变化过程, 中亚的黄土-古土壤序列与中国黄土高原可以对比^[55], 显示了冰期干旱而间冰期湿润的气候格局, 气候变化组合以冷干和暖湿为主线。关于千年到几个千年尺度的气候事件, 气候组合是冷干还是冷湿值得进一步研究。

4.2 亚洲内陆小冰期湿润气候的区域对比及可能机制

博斯腾湖岩芯多代用指标记录说明, 研究区气

候以暖干和冷湿组合为主, 出现较为显著的小冰期湿润气候。事实上, 位于新疆干旱区南部、青藏高原边缘山地的古里雅冰川积累量^[20]在小冰期阶段总体是增加的(图4), 与博斯腾湖陆源碎屑沉积物的粒度变粗趋势吻合较好, 说明小冰期降水量增大是可信的。新疆树轮重建的降水变化显示, 尽管树轮主要记录了高频气候信号, 但总体可以看出, 1530年以来降水是较高的(图4(e))。不连续的历史记载也表明, 博斯腾湖流域的洪涝灾害在清代(如公元1716, 1837, 1883年等)比较频繁^[56]。小冰期期间塔里木河的流量增加, 克里雅河能够汇入到塔里木河流^[49], 清代初年的史料记载也表明由博斯腾湖、塔里木河和克里雅河等补给的罗布泊面积辽阔^[57]。这些证据都表明南疆地区小冰期时段气候湿润。

位于中亚干旱区的咸海的湖面波动重建表明, 咸海水位小冰期期间比今要高出近20 m, 历史记载也表明14~16世纪补给咸海的Amu Darya河及Syr Darya河流量增加^[58], 中亚干旱区的最大内陆湖里海水位在经历2500~800 ka BP的低水位后, 水位迅速上升并在小冰期时段内保持高湖面^[59], 近150年来, 历史记录的水位持续下降, 上世纪80年代开始水位快速上升, 这与博斯腾湖湖泊水位的观测结果一致。蒙古高原的岱海、达赉诺尔、乌布苏诺尔、贝加尔湖的水位在小冰期均处于回升或停留阶段^[60]。这些记录表明了博斯腾湖记录的小冰期湿润气候在亚洲内陆干旱区具有较大的区域普遍性。

位于干旱区南部的昆仑山古里雅冰芯的积累量(图4)显示, 1500年到1880年间, 冰雪积累量是较高的^[20], 说明小冰期时山地降水量是增加的, 而中世纪暖期气候干旱。敦德冰芯的花粉分析表明, 小冰期时段孢粉的A/C值增加, 孢粉浓度增加, 表现出湿润的气候特征^[61]。马金珠等^[62]利用巴丹吉林沙漠包气带地下水氯质量平衡法重建了地下水的补给, 发现小冰期阶段巴丹吉林沙漠降水补给量较高, 气候湿润。羊向东等^[63]利用硅藻转换函数重建藏南沉错近300年的水体盐度, 结果表明了小冰期盛期(1700~1900 AD)湖水淡化, 其粒度指示了该时段来水量的增加^[64]。这些证据说明, 西风影响区以及西风和季风交互影响区, 小冰期时段降水可能较多, 气候较湿润。

因此, 博斯腾湖记录的湿润小冰期气候不但在亚洲内陆干旱区具有普遍性, 而且可能在青藏高原也是如此。湖泊、冰芯、沙漠等不同记录载体也说明,

内陆干旱区小冰期不但是相对湿润,而且降水可能是增加的.内陆干旱区湿润的小冰期一方面可能与小冰期降温有关,前人的研究显示,近千年来在小冰期期间太阳活动减弱^[65],并存在几次大规模的火山爆发,这些因素导致了小冰期时段全球性降温^[66,67].温度降低必然导致湖面和陆面的蒸发量减少,从而使有效湿度增加,导致内陆干旱区气候湿润.另一方面,小冰期时段北大西洋涛动(NAO)为负异常^[68],北大西洋涛动的低频变率可能主要受气候系统内部的相互作用以及外部系统的强迫影响^[69].对亚洲内陆一百多个站点近百年的降水资料与北大西洋涛动异常的统计分析表明,北大西洋涛动的负异常对应中纬度的亚洲内陆西风影响区降水的增加^[70].而当北大西洋涛动负异常时,位于中纬度的亚速尔地区海温偏高,进入欧亚大陆腹地的气团水汽充足,在频繁的冷空气南下时在亚洲内陆地区形成较丰富的降水.因此,小冰期时段北大西洋涛动的负异常可能导致了亚洲内陆干旱区广大西风环流显著影响区的降水增加.温度降低和降水的增加,可能共同导致了内陆干旱区小冰期的湿润气候.

致谢 孢粉鉴定得到 John Dodson 教授以及 Anson Mackay 博士的指导,夏威夷博士讨论了 ^{137}Cs 和 ^{210}Pb 测年,张成君博士以及尚华明、杨勋林、类延斌、周爱锋等同学参加了野外取样工作,伦敦大学学院(UCL)和国家留学基金委(CSC)资助黄小忠博士生在英国的学习访问,在此一并致谢.作者感谢三位评审人提出的有益建议.

参 考 文 献

- Jones P D, Osborn T J, Briffa K R. The evolution of climate over the last millennium. *Science*, 2001, 292: 662—667[DOI]
- Jones P D, Mann M E. Climate over past millennia. *Rev Geophys*, 2004, 42: 1—42[DOI]
- Mann M E, Jones P D. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(15): 1820, doi: 10.1029/2003GL017814
- Keigwin L D. The Little Ice Age and Medieval Warm Period in the Sargasso Sea. *Science*, 1996, 274(5292): 1503—1508[DOI]
- Matthes F E. Report of the Committee on Glaciers, April 1939. *Trans Am Geophys Union*, 1939, 20: 518—523
- Bradley R S, Jones P D. *Climate since AD 1500*. London: Routledge, 1992. 649—655
- 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢. 中国小冰期的气候. *第四纪研究*, 1998, 1: 54—64
- Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 1998, 392: 779—787[DOI]
- Bradley R S, Jones P D. Little Ice Age's summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *Holocene*, 1993, 3: 367—376
- Grove J M. *Little Ice Ages: Ancient and Modern*. London: Routledge, 2004. 1—10
- Grove J M. The initiation of the “Little Ice Age” in regions round the North Atlantic. *Clim Change*, 2001, 48(1): 53—82[DOI]
- Thompson L G, Mosley-Thompson E, Dansgaard W, et al. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, 1986, 234(4774): 361—364[DOI]
- Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, et al. Holocene climate variability. *Quat Res*, 2004, 62: 243—255[DOI]
- Yu K F, Zhao J X, Wei G J, et al. $\delta^{18}\text{O}$, Sr/Ca and Mg/Ca records of *Porites lutea* corals from Leizhou Peninsula, northern South China Sea, and their applicability as paleoclimatic indicators. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 218(1-2): 57—73[DOI]
- 王苏民, 刘健, 周静. 中国小冰期盛期的气候环境. *湖泊科学*, 2003, 15(4): 369—376
- Ge Q S, Zheng J Y, Man Z M, et al. Key points on temperature change of the past 2000 years in China. *Prog Nat Sci*, 2004, 14(8): 730—737[DOI]
- 姚檀栋, 谢自楚, 武筱龄, 等. 敦德冰帽中的小冰期气候记录. *中国科学 B 辑*, 1990, (11): 1196—1201
- 刘健, 陈星, 王苏民, 等. 小冰期气候模拟. *自然科学进展*, 2004, 14(4): 462—468
- 张德二. 历史时期“雨土”现象分析. *科学通报*, 1982, 27(5): 294—297
- 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 ka 来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26(4): 348—353
- Yao T D, Shi Y F, Thompson L G. High resolution record of paleoclimate since the Little Ice Age from the Tibetan ice cores. *Quat Int*, 1997, 37: 19—23[DOI]
- 袁玉江, 韩淑妮. 新疆 500 年干湿变化特征. *冰川冻土*, 1991, 13(4): 315—322
- 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. *科学通报*, 1999, 44(6): 579—587
- Battarbee R W. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 107—124[DOI]
- Hodell D A, Brenner M, Curtis J H, et al. Solar forcing of drought frequency of Maya lowlands. *Science*, 2001, 292(18): 1367—1370[DOI]
- 程其畴. 博斯腾湖研究. 南京: 河海大学出版社, 1995. 1—7
- 钟巍, 舒强. 南疆博斯腾湖近 12.0 ka B.P.以来古气候与古水文状况的变化. *海洋与湖沼*, 2001, 32(2): 213—220
- 许英勤, 阎顺, 贾宝全, 等. 天山南坡表土孢粉分析及其与植被的数量关系. *干旱区地理*, 1996, 19(3): 24—30
- 黄小忠, 赵艳, 程波, 等. 新疆博斯腾湖表层沉积物的孢粉分析. *冰川冻土*, 2004, 26(5): 602—609
- Wünnemann B, Chen F H, Riedel F, et al. Holocene lake deposits of Bosten Lake, southern Xinjiang, China. *Chin Sci Bull*, 2003, 48(14): 1429—1432
- Moore P D, Webb J A, Collinson M E. *Pollen Analysis*. Oxford:

- Blackwell Science, 1991. 39—62
- 32 Norris R S, Burrows A S, Fieldhouse R W. British, French, and Chinese nuclear weapons. Boulder: Westview Press, 1994. 333—336
 - 33 Peng Y J, Xiao J L, Nakamura T, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 467—479[DOI]
 - 34 张成君, 曹洁, 类延斌, 等. 中国新疆博斯腾湖全新世沉积环境年代学特征. *沉积学报*, 2004, 22(3): 494—499
 - 35 Pennington W, Cambray R S, Fisher E M. Observation of lake sediments using fallout ^{137}Cs as a tracer. *Nature*, 1973, 242: 324—326
 - 36 林瑞芬, 卫克勤, 程致远, 等. 新疆博斯腾湖沉积岩芯的 ^{210}Pb 、 ^{228}Th 、 $^{239,240}\text{Pu}$ 和 ^3H 的分布及意义. *地球化学*, 1992, 1: 63—69
 - 37 Oldfield F, Appleby P G. Empirical testing of ^{210}Pb dating models. In: Haworth E Y, Lund J W G, eds. *Lake Sediments and Environmental History: Studies in Palaeolimnology and Palaeoecology in Honour of Winifred Tutin*. Leicester: Leicester University Press, 1984. 93—124
 - 38 Appleby P G. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: Last W M, Smol J P, eds. *Tracking environmental changes using lake sediments*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. 171—203
 - 39 Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000 year climate record from Western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 742—745[DOI]
 - 40 孙湘君, 杜乃秋, 翁成郁, 等. 新疆玛纳斯湖盆周围近 14000 年以来的古植被古环境. *第四纪研究*, 1994, 3: 239—248
 - 41 Liu H Y, Cui H T, Tian Y H, et al. Temporal-Spatial variances of Holocene precipitation at the marginal area of East Asian monsoon influences from pollen evidence. *Acta Bot Sin*, 2002, 44(7): 864—871
 - 42 Håkanson L, Jansson M. *Principles of Lake Sedimentology*. Berlin: Springer, 1983. 1—316
 - 43 陈敬安, 万国江, 张峰, 等. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(6): 563—568
 - 44 张家武, 金明, 陈发虎, 等. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去 800 年以来的降水变化. *科学通报*, 2004, 49(1): 10—14
 - 45 Callonnec L L, Person A, Renard M, et al. Preliminary data on chemical changes in the Aral Sea during low-level periods from the last 9000 years C R. *Geoscience*, 2005, 337: 1035—1044
 - 46 Yang B, Braeuning A, Shi Y F, et al. Temperature variations on the Tibetan Plateau over the last two millennia. *Chin Sci Bull*, 2003, 48(14): 1446—1450
 - 47 Soon W, Baliunas S. Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate Res*, 2003, 23: 89—110
 - 48 Yang B, Braeuning A, Johnson K R, et al. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(9), doi:10.1029/2001GL014485
 - 49 Yang B, Braeuning A, Shi Y F, et al. Evidence for a late Holocene warm and humid climate period and environmental characteristics in the arid zones of northwest China during 2.2—1.8 kyr BP. *J Geophys Res*, 2004, 109, doi:10.1029/2003JD003787
 - 50 Yang X P, Zhu Z D, Jaekel D, et al. Late Quaternary palaeoenvironment change and landscape evolution along the Keriya River, Xinjiang, China: the relationship between high mountain glaciation and landscape evolution in foreland desert regions. *Quat Int*, 2002, (97-98): 155—166[DOI]
 - 51 夏军, 左其亭, 邵民诚. 博斯腾湖水资源可持续利用——理论·方法·实践. 北京: 科学出版社, 2003. 42—85
 - 52 Jones P D, New M, Parker D E, et al. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev Geophys*, 1999, 37(2): 173—199[DOI]
 - 53 Qian W H, Zhu Y F. Climate change in China from 1880-1998 and its impact on the environmental condition. *Clim Change*, 2001, 50: 419—444[DOI]
 - 54 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. *冰川冻土*, 2002, 24(3): 219—226
 - 55 丁仲礼, 韩家懋, 杨石岭, 等. 塔吉克斯坦南部黄土沉积. *第四纪研究*, 2000, 20(2): 171—177
 - 56 田文成, 主编. 博湖县志. 乌鲁木齐: 新疆大学出版社, 1993. 73
 - 57 加帕尔·买合皮尔, A·A·图尔苏诺夫, 编. 亚洲中部湖泊水生态学概论. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1996. 149
 - 58 Boomer I, Aladin N, Plotnikov I, et al. The palaeolimnology of the Aral Sea: a review. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 1259—1278[DOI]
 - 59 Hoogendoorn R M, Boels J F, Kroonenberg S B, et al. Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes. *Mar Geol*, 2005, (222-223): 359—380[DOI]
 - 60 秦伯强, 施雅风. 全新世一万年来亚洲内陆湖泊的变化. 见: 施雅风主编. *中国气候与海平面变化研究进展(一)*. 北京: 海洋出版社, 1992. 134—135
 - 61 Liu K B, Yao Z J, Thompson L G. A pollen record of Holocene climatic changes from the Dunde ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau. *Geology*, 1998, 26(2): 135—138[DOI]
 - 62 马金珠, 陈发虎, 赵华. 1000 年以来巴丹吉林沙漠地下水补给与气候变化的包气带地球化学记录. *科学通报*, 2004, 49(1): 22—26
 - 63 羊向东, 王苏民, Kamenik C, 等. 藏南沉错钻孔硅藻组合与湖水古盐度定量恢复. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(2): 163—169
 - 64 王君波, 朱立平. 藏南沉错沉积物的粒度特征及其古环境意义. *地理科学进展*, 2002, 21(5): 459—467
 - 65 Bard E, Raisbeck G, Yiou F, et al. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol*, 2000, 52(3): 985—992
 - 66 Briffa K R, Jones P D, Schweingruber F H, et al. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 1998, 393: 450—455[DOI]
 - 67 Silva S D, Zielinski G A. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature*, 1998, 393: 455—458[DOI]
 - 68 Chapron E, Desmet M, De Putter T, et al. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *Holocene*, 2002, 12(1): 59—68
 - 69 龚道溢, 周天军, 王绍武. 北大西洋涛动变率研究进展. *地球科学进展*, 2001, 16(3): 413—420
 - 70 Aizen E M, Aizen V B, Melack J M, et al. Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia. *Int J Climatol*, 2001, 21: 535—556[DOI]