

令戈错湖芯重建过去 17 ka 青藏高原大气环流变化

贺跃^{①②}, 鲍征宇^①, 侯居峙^{②*}, Erik T BROWN^③, 王明达^②, 谢淑云^①, 易朝路^②

① 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074;

② 中国科学院青藏高原研究所环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;

③ Large Lakes Observatory, University of Minnesota Duluth, MN 55812, USA

* 联系人, E-mail: houjz@itpcas.ac.cn

2016-06-27 收稿, 2016-07-20 修回, 2016-07-22 接受, 2016-10-31 网络版发表

中国科学院战略性先导科技研究计划 B 类项目(XDB01020300)和国家自然科学基金(41230523)资助

摘要 亚洲季风和西风作为北半球重要的大气环流系统, 对青藏高原冰川进退、水量平衡及生态环境变化具有重要意义. 大量研究重建了两者的强弱变化, 但是末次冰消期以来, 西风与亚洲季风强度变化仍然存在争议. 青藏高原中部令戈错湖泊岩芯样品重建的末次冰消期以来令戈错粒度与介形虫氧同位素记录表明, 17~11.7 ka, 令戈错水位较浅且波动频繁, 西风是气候变化的主要影响因素, 研究区环境变化与北大西洋冷事件关系密切; 11.7~10 ka, 对应于印度季风的增强, 令戈错水位迅速升高, 冬季风力变小, 印度季风取代西风成为控制环境变化的主要因素; 10~8 ka之后, 令戈错水位略有降低, 可能对应于印度季风的减弱或者冰川融水的减少; 8 ka之后, 响应于印度季风逐渐减小, 令戈错逐渐萎缩, 西风可能存在增强. 末次冰消期以来西风与印度季风强弱演替历史可以归纳为: 16.5 ka之前, 中纬度西风强盛, 青藏高原大部分区域均由西风控制, 与北大西洋气候变化表现出较好的耦合关系; 16.5~11.5 ka气候格局与现今类似, 西风控制着青藏高原中-北部地区, 而青藏高原南部受印度季风影响更大. 早中全新世, 夏季太阳辐射增加, 印度季风增强; 晚全新世, 印度季风减弱, 西风可能对青藏高原西部以及北部存在影响.

关键词 末次冰消期, 粒度, 氧同位素, 印度季风, 西风, 青藏高原, 令戈错

印度季风和西风作为北半球重要的大气环流系统, 对青藏高原冰川进退、水量平衡及生态环境变化具有重要意义^[1]. 前人基于遥感、野外监测、气候模型及古气候记录等手段, 对不同时间尺度西风与印度季风的变化进行了大量研究^[2~5]. 在千年尺度, 大量研究揭示了印度季风在末次冰消期较弱, 早全新世突然增强, 中晚全新世逐渐减弱的趋势^[2,6~9], 但是末次冰消期以来西风的强弱变化仍存在较大争议. 青海湖沉积物记录表明, 全新世以前(32~12 ka)西风控制青海湖盆地, 进入全新世(~12 ka)之后西风减弱, 亚洲季风成为主要的影响因素^[10]; 纳木错沉积物的

孢粉记录则表明, 西风与亚洲季风的交替发生在16.5 ka^[11]; 青藏高原西缘Tso kar孢粉记录存在若干长距离搬运的孢粉增加以及有效湿度降低的时期(15.2~14 ka, 9.2~4.8 ka), 可能响应于西风增强, 但该地区孢粉指标受亚洲季风与西风共同影响, 单独提取西风信号存在困难^[12]. 建立具有明确西风(或季风)强度指代意义的气候记录是重建西风变化, 进而讨论西风与亚洲季风强弱演化的关键.

令戈错位于青藏高原中-北部羌塘高原腹地, 现代亚洲季风北上的边界^[13], 其水文变化敏感响应于亚洲季风进退. 同时, 令戈错盆地发育着独特的冰

引用格式: 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. 科学通报, 2016, 61: 3583–3595

He Y, Bao Z Y, Hou J Z, et al. Variation of the mid-latitude westerlies and Indian summer monsoon since the last deglaciation: Evidence from grain-size data from Linggo Co, central Tibet (in Chinese). Chin Sci Bull, 2016, 61: 3583–3595, doi: 10.1360/N972016-00610

川-沙漠-湖泊三位一体的地貌景观^[14], 汇水盆地中大量活动沙丘是风力搬运的直接产物^[14], 可能也是湖泊沉积物中粗颗粒的重要物源, 这为重建令戈错盆地风力强弱变化提供了有利条件. 因此本研究分析了令戈错湖泊沉积物粒度、介形虫氧同位素等指标, 旨在重建令戈错盆地风力变化历史, 恢复末次冰消期以来令戈错水文及环境变化, 同时尝试重建末次冰消期以来西风与亚洲季风强弱变化历史.

1 研究材料和方法

1.1 研究区简介

令戈错(33°48'~33°55'N, 88°32'~88°38'E)位于青藏高原羌塘高原东北部, 唐古拉山脉西端, 普若岗日冰原西侧(图1). 湖泊呈北东-南西延伸, 水位5059 m, 南北长约13.5 km, 东西宽约8.5 km, 面积约为100 km², 水深超过70 m^[16]. 湖泊集水面积1550.4 km²,

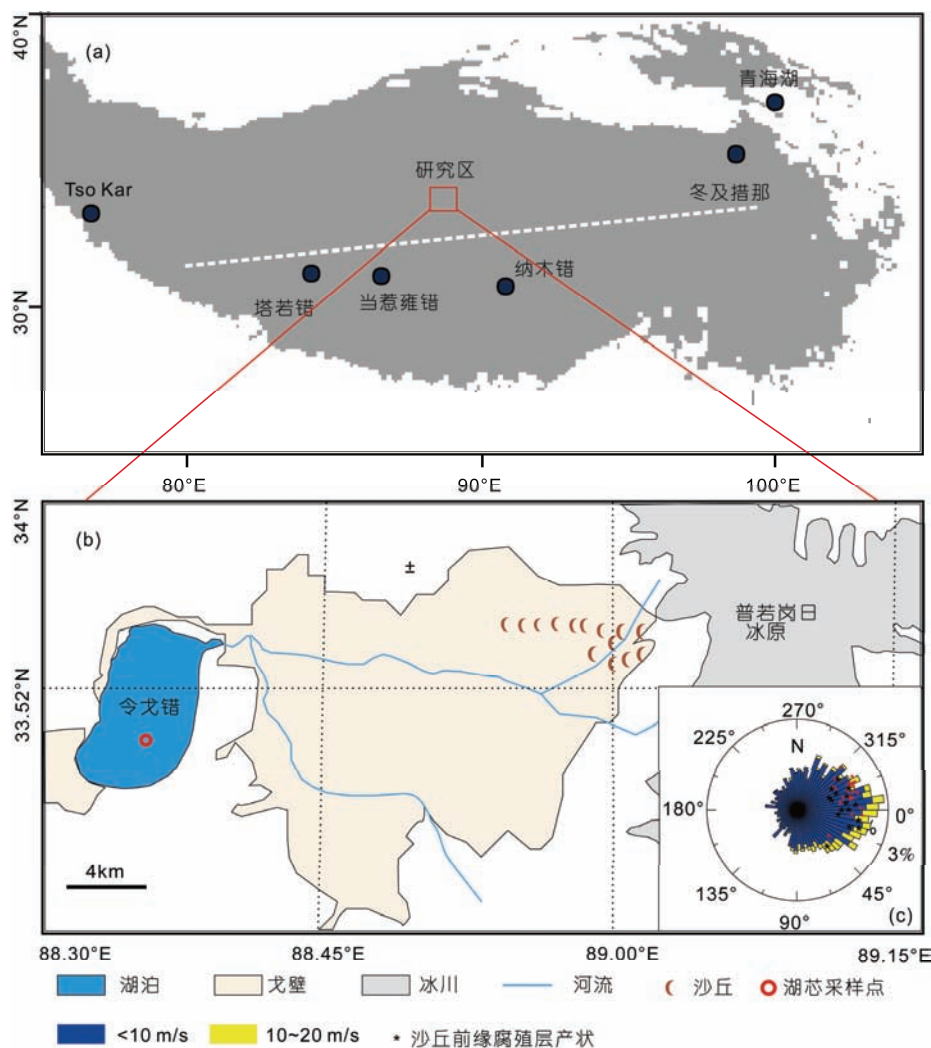


图 1 研究区位置及自然地理概况. (a) 研究区地理位置, 白色虚线代表现代亚洲季风北上边界(引自Tian等人^[13]); (b) 令戈错盆地自然地理概况; (c) 令戈错盆地 2000 年 10 月 1 日至 2014 年 10 月 29 日日均风速玫瑰图, 数据来自High Asia Refined analysis (HAR)数据(引自Maussion等人^[15]), 红点代表沙丘前积纹层产状统计(引自Li等人^[14])

Figure 1 Location and geomorphic characteristics of the study area. (a) Location of Linggo Co and other lakes mentioned in the text. The white line in corresponds to the northernmost boundary of the Asian monsoon (after Tian et al.^[13]); (b) geomorphic characteristics of the Linggo Co catchment; (c) wind rose plot for the Linggo Co basin. The data are daily average wind speed at 10 m above ground from October 1, 2000 to October 29, 2014 from the High Asia Refine analysis dataset (after Maussion et al.^[15]). Red dots indicate the attitude of the humid layer in a sandy dune in the Linggo Co catchment (after Li et al.^[14])

补给系数16.2. 湖泊主要由冰川融水和地表径流补给, 入湖河流多为时令河, 其中最大的一条长流河源于东部普若岗日冰川^[17], 湖水pH为8.5, 矿化度0.99 g/L, 属硫酸钠亚型淡水湖^[17]. 研究区气候干冷, 年均温度-6℃, 7, 8月平均温度接近0℃, 年均降水量在150~200 mm, 主要集中在6~9月, 年蒸发量是降水的6倍^[14].

此外, 令戈错汇水盆地分布着大片戈壁(图1(b)), 磨圆差的砂砾覆盖于戈壁表面, 局部还有漂砾散布. 戈壁中东部存在大量新月形沙丘, 沙丘朝东, 坡度在40°~130°之间(图1(c)), 高度在10~40 m不等. 砂砾主要为粉砂, 平均粒径在130~290 μm, 分选较好^[14]. 研究区主要为高山冰原植被类型^[18], 主要植物包括 *Carex vulpinaris* var. *Pseudofetide* (kuk) Y. C. Yang, *Myricaria prostrate* Hook, *Thylacospermum caespitosum* (Cambess) (Schischk), *Arenaria bryophylla* Fernald, *A. roboranskii* Maxim和 *Saussurea thomsonii* C.B. Clake^[14].

1.2 样品采集与测试分析

2011年3月令戈错湖面完全冻结, 利用Uwitec活塞在60 m水深处采集湖芯样品6根, 全长987 cm, 沉积柱野外密封后就地冷冻运回实验室后冷藏保存. 表层15 cm样品以1 cm间隔进行²¹⁰Pb/¹³⁷Cs测试, 间隔50 cm进行全样有机质AMS¹⁴C定年. 614, 763 cm发现较多植物残体, 去离子水超声震荡清洗后, 一并进行AMS¹⁴C测试. ²¹⁰Pb测试利用中国科学院青藏高原研究所高原环境与地表过程重点实验室高纯锗γ谱仪进行, ¹⁴C样品分别送至北京大学和美国BETA实验室测试. ¹⁴C年代使用BACON软件校正至日历年龄^[19].

粒度分析取冻干后样品~0.1 g, 加入20 mL 10% H₂O₂去除有机质, 之后加入10% HCl加热至沸腾以去除碳酸盐, 静置12 h后加入(NaPO₃)₆上机. 粒度分析利用中国科学院青藏高原研究所高原环境与地表变化重点实验室Mastersizer 3000激光粒度分析仪完成. 测试完成之后将残留烧杯中的粗颗粒过滤后晾干, 供显微镜观察. 粒度数据处理利用Gradistat软件完成^[20], 为了提取粒度数据中的环境信息, 基于Matlab软件的分层贝叶斯端元分析法(BEMMA)^[21]被用于提取粒度数据中的稳定端元.

介形虫样品间隔5 cm采样, 约3 g干燥样品利用5% H₂O₂浸泡48~72 h, 之后过160目筛. 筛内剩余样品风干后在双目实体显微镜下清洁表面, 并统计个

数与鉴定. 介形虫鉴定主要参考Huang等人^[22], Hou等人^[23]和Meisch^[24]. 10~15瓣大小接近的 *Leucocythere mirabilis*送至中国科学院西安地球环境研究所进行碳氧同位素分析. 测试在配有微量碳酸盐装置的Finigan-MAT 252气体同位素质谱仪上完成, 测得的δ¹⁸O值均采用V-PDB标准, 测试误差为±0.2‰^[25].

2 结果与讨论

2.1 年代框架

表层样品的²¹⁰Pb_{ex}与¹³⁷Cs比活度均表现出较好的指数衰减趋势, ¹³⁷Cs未见明显峰值(图2(a)). 利用常量初始模式(CIC)计算出表层15 cm平均沉积速率为0.92 mm/a. 令戈错样品¹⁴C定年结果见表1, 部分层位样品由于有机碳含量太低未能检测¹⁴C年龄. 0~350 cm层位¹⁴C年龄均在5000~8000 a之间, 350~850 cm层位¹⁴C年龄表现出很好的线性关系. 614, 763 cm层位发现的植物残体腐殖程度较高, 未能鉴定其种属, 根据¹³C/¹²C值(-23.1‰)推测其可能为陆生植物, 此外令戈错为硫酸钠亚型淡水湖泊, 湖泊现生淡水虾¹³C/¹²C等证据表明令戈错硬水效应有限(与中国科学院青藏高原研究所胡刚博士个人交流). 因此本研究利用植物残体¹⁴C年龄与全样¹⁴C线性拟合年龄对沉积柱进行碳库效应校正: 612和763 cm碳库年龄分别为1788和1453 a(图2(b)), 由此假定令戈错沉积柱碳库年龄为1620±170 a. 输入²¹⁰Pb, ¹⁴C年龄和碳库年龄, BACON软件利用Student-*t*检验自动剔除异常数据, 并通过标准曲线(IntCal13)校正至日历年龄^[19], 最终年龄-深度结果见图2(c). 0~350 cm层位样品¹⁴C年龄在5000~8000 a之间可能是由湖泊水位下降近岸出露的较老沉积物混入造成. 因此, 后文的讨论主要围绕350 cm以下层位(17~5 ka)进行.

2.2 令戈错沉积物粒度的气候指示意义

令戈错样品粒度主要由两部分组成, 粗颗粒物粒径在100~250 μm之间, 细颗粒物粒径峰值在3~8 μm之间(图3(a)). 基于令戈错沉积物粒度信息可以提取出4个端元. 端元1包含3~6, 20~40和100~250 μm三个峰, 显微镜下观察显示其矿物成分包括石英、长石、岩屑颗粒等(图4); 端元2, 3, 4均表现为单一优势峰, 其主峰值分别位于10~20, ~4和~6 μm之间(图3(a)). 端元1在粗颗粒区间载荷较大, 故其端元得分

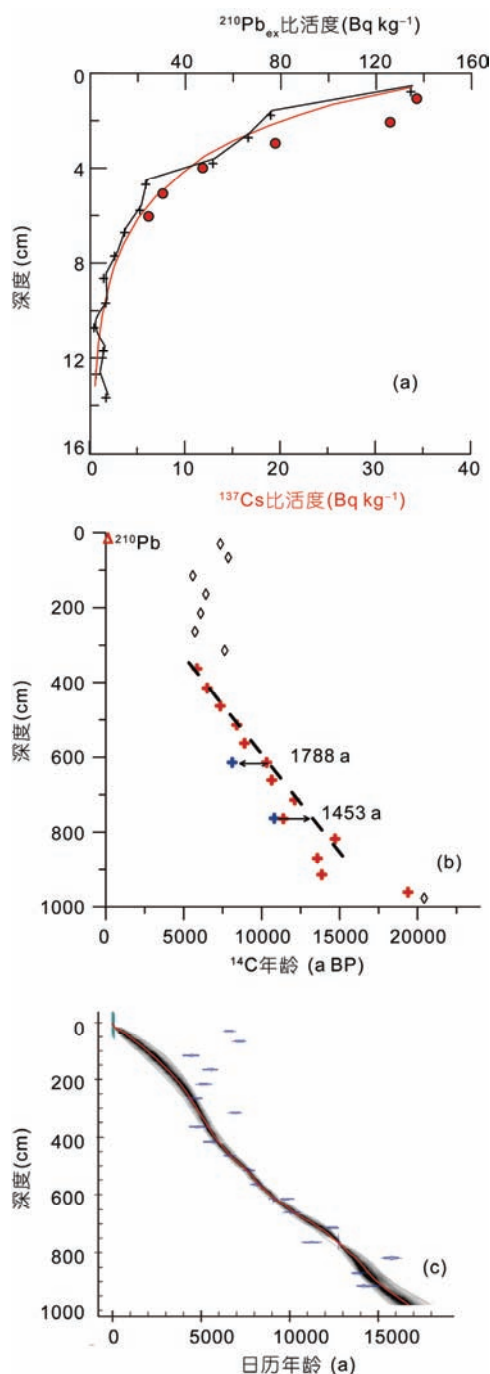


图2 令戈错沉积柱年代框架。(a) $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 与 ^{137}Cs 含量-深度图; (b) ^{14}C 年龄及碳库年龄校正示意图; (c) 令戈错年龄-深度图及沉积速率变化

Figure 2 Chronology of the sediment core from Linggo Co. (a) $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs concentration for the top 15 cm; (b) ^{14}C ages for the Linggo Co samples and calibration of the reservoir age; (c) age-depth model for the Linggo Co sediment core

变化与平均粒径和分选系数表现一致: 在11.7 ka之前, 端元1得分较高, 样品分选较差, 平均粒径较粗。其含量的峰值出现在~16.5, ~15, ~13.2和12.7~11.7 ka

层位, 进入全新世之后, 粗颗粒物质消失, 端元1得分接近零(图5(f))。端元2在17~5.5 ka波动频繁, 8~5.5 ka波动幅度最大, 5.5 ka之后端元得分接近零(图5(g)); 端元3, 4得分普遍较高, 17~11.7 ka, 端元3和4得分分别在0.08~0.5和0~0.5之间波动, 11.7~5.5 ka, 端元3得分降低而端元4得分升高, 两端元变化相对平缓, 最低得分及较大波动出现在7~5.5 ka之间, 5.5 ka之后端元3得分逐渐升高, 端元4得分在0.5附近波动, 端元3和4在~2.5 ka存在一次突然变化(图5(h), (i))。

Dietze等人^[26]基于青藏高原多个湖泊沉积物粒度数据提取了若干稳定端元组分。其中90~250 μm 研究湖泊中普遍出现: 塔若错和当惹雍错的峰值粒径为~150 μm (图3(b), (c)), 冬及措那和当惹雍错西侧小湖(TT湖)略小(~120 μm)(图3(d), (e))。此外, 苦海沉积物中暗色层也主要由该粒径范围颗粒组成, 显微镜观察其暗色层含有少量棱角和次棱角矿物, 指示其为风力搬运产物^[27], 冬及措那现代层沉积物样品中该粒径端元的空间分布规律与水深、河流入湖口等无明显关系, 本文将其归因与冬季冻结湖面存在众多裂隙, 这些裂隙能够捕获风力搬运的颗粒物质^[28]。更直接的证据来自冷湖气象站, 该台站收集的降尘粒径均在150 μm 左右^[29]。该粒径颗粒在较大风速下(>0.8 m/s)能够在近地表短距离跳跃搬运^[30]。

令戈错盆地存在大规模沙丘, 沙丘砂平均粒径为130~290 μm , 由于沙丘多为近源堆积且风选历程短暂, 沙丘砂普遍磨圆较差, 其矿物组成主要为石英、长石、岩屑等^[14]。令戈错沉积物中粗颗粒粒径在100~250 μm 之间, 粒径范围与沙丘砂接近; 此外, 显微镜下观察表明粗颗粒物质总体分选不好, 磨圆较差, 主要矿物包括长石、石英、基岩岩屑等(图4), 与沙丘砂的矿物组成一致。同时粗颗粒中还可见分选较差和棱角鲜明的石英矿物颗粒(图4(b)), 指示该组分未经历有效的分选和磨圆过程(例如, 河流搬运), 因此, 令戈错粗颗粒可能来自风力搬运沉积。强风在携带粗颗粒的同时也会吹起大量细颗粒物质, 被冰面裂隙捕获后沉积, 这与端元1中除了100~250 μm , 还包括一些较细颗粒的现象吻合。因此可以认为端元1代表令戈错沉积物中风力搬运的组分。

令戈错盆地冬季风力最大, 其主要受4个方面影响: 中纬度西风急流、受控于亚洲季风的高原季风、局地空气流动导致的冰川风和山谷风^[14]。沙丘前积纹层的产状统计^[14]与遥感资料^[15]均表明令戈错盆地

表1 令戈错 ^{14}C 定年结果^{a)}Table 1 Results of AMS ^{14}C dating for the Linggo Co samples

实验室编号	样品名	深度(cm)	定年物质	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (‰)	^{14}C 年龄(a)	^{14}C 误差
Beta - 346741	LGC-1	30	全有机质	-23.0	7350	30
Beta - 346742	LGC-2	66	全有机质	-23.5	7860	40
Beta - 346743	LGC-3	115	全有机质	-22.0	5580	30
Beta - 346744	LGC-4	164	全有机质	-23.0	6420	30
Beta - 346745	LGC-5	215	全有机质	-22.2	6090	30
Beta - 346746	LGC-6	264	全有机质	-23.6	5730	30
Beta - 346747	LGC-7	314	全有机质	-22.6	7630	30
Beta - 346748	LGC-8	415	全有机质	-23.4	6500	30
Beta - 346749	LGC-9	514	全有机质	-24.3	8410	40
Beta - 346750	LGC-10	614	全有机质	-23.2	10320	50
Beta - 347095	LGC-10P	614	植物残体	-23.1	8110	40
Beta - 346751	LGC-11	714	全有机质	-23.3	12120	50
Beta - 346752	LGC-12	818	全有机质	-17.1	14710	60
Beta - 346753	LGC-13	870	全有机质	-20.9	13570	50
Beta - 346754	LGC-14	914	全有机质	-19.9	13860	50
Beta - 346755	LGC-15	977	全有机质	-21.4	20430	90
BA121037	LGC-65	65	全有机质	-	NA	NA
BA121038	LGC-161	161	全有机质	-	NA	NA
BA121039	LGC-266	266	全有机质	-	NA	NA
BA121040	LGC-363	363	全有机质	-	5850	40
BA121041	LGC-463	463	全有机质	-	7340	45
BA121042	LGC-563	563	全有机质	-	8905	50
BA121043	LGC-661	661	全有机质	-	10650	60
BA121044	LGC-764	764	全有机质	-	11390	60
BA121045	LGC-839	839	全有机质	-	NA	NA
BA121046	LGC-961	961	全有机质	-	19390	110
BA121047	LGC-763P	763	植物残体	-	10810	35

a) -, 数据未报道; NA, 有机质含量过低

主要盛行西风(图1(c)), 由此可以排除局地冰川风和山谷风控制冬季风力大小的可能. 遥感资料、模型研究及古气候记录均表明, 西风对青藏高原高海拔地区影响显著^[26,31,32]. 因此, 令戈错端元1可以作为西风强度的指标, 高得分意味着较强的西风强度.

2~10 μm 组分在Dietze等人^[26]的研究中被划分为背景沉积(图3), 青藏高原湖泊在该粒度区间存在多个稳定端元(图3(b)~(e)). Vandenberghe^[33]归纳的可以随大气迁移数千公里的风成沉积(type 1.c.2)也在这一粒径范围(2~10 μm)^[34]. 在令戈错, 风力可以搬运该粒径范围颗粒至湖面直接沉积; 降落在汇水盆地的该粒径颗粒可能被河流搬运至湖泊沉积; 降落在普若岗日冰原上的该粒径颗粒亦可能随着冰川融化最终流入湖泊. 由于缺乏湖泊悬浮物收集等数据, 端元2~4的环境指示意义尚不能完全明确. 端元2接近单峰分布, 其在可随水流悬浮搬运的粒度区间(<1

μm)载荷较小, 可能表明其属于风力搬运. 端元3, 4包含较多悬浮搬运组分(0.5~1 μm), 表明两者可能都与水流搬运有关, 但在这两个端元在大于20 μm 区间存在的差异, 可能代表春季冰川融水和夏季季风降水的差异.

2.3 介形虫种属及氧同位素的环境指示意义

令戈错沉积柱中主要鉴定出的两类介形虫: 奇妙白花介(*Leucocythere mirabilis*)和意外湖花介(*Limnocythere inopinata*). 17~11.7 ka, 意外湖花介和奇妙白花介均有出现, 11.7 ka之后意外湖花介基本消失(图5(a), (b)).

奇妙白花介与意外湖花介都具有较广的盐度适应范围(奇妙白花介为3323~37377 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 最适宜为11145 $\mu\text{S}/\text{cm}$; 意外湖花介为1403~19761 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 最适宜为5265 $\mu\text{S}/\text{cm}$)^[35], 两者的组合在青藏高原北部南

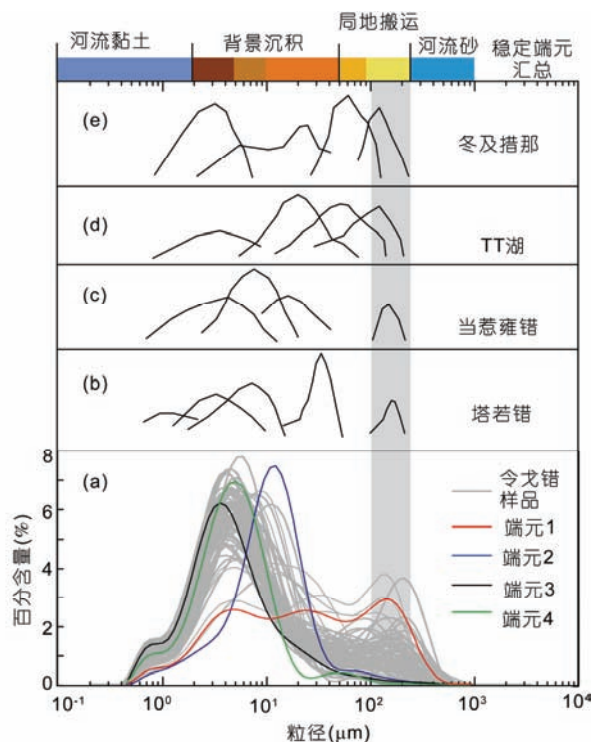


图3 令戈错样品粒度分布、稳定端元粒度特征及其对比。(a) 令戈错样品及各端元粒度分布曲线；(b) 塔若错稳定端元粒度组成；(c) 当惹雍错稳定端元粒度组成；(d) 当惹雍错临近小湖(TT湖)稳定端元粒度组成；(e) 冬及措那稳定端元粒度组成。顶部彩色条带表示各粒径区间的环境指示意义；(b)~(e)以及各粒径区间的划分均来自文献Dietze等人^[26]

Figure 3 Grain-size distributions for the sediment core from Linggo Co and comparison with the end members (EM) of other lakes in the TP. (a) Grain-size distributions for the Linggo Co samples (gray lines); (b) grain-size end members for the Taro Co sediments; (c) grain-size end members for the Tangra Yumco sediments; (d) grain-size end members for TT lake, a small lake on the west bank of Tangra Yumco; (e) grain-size for end members for Donggi Cona. (b)~(e) and the grain-size categories are redrawn from Dietze et al.^[26]

红山湖中也有报道^[36]。总体来说两者生态有明显差异：意外湖花介是典型的广盐浅水种(李元芳等人^[36]及其参考文献)，在青藏高原北部湖泊中该种是常见的现生种，在斯潘古尔湖、卓乃湖、苟鲁错等湖沿岸带都能发现活个体^[36]。奇妙白花介主要生活在富氧和贫营养环境中，罕见于富有机质的水体，在奥地利、希腊、瑞士和挪威的纳维亚等地的一些湖泊中都有发现，而在德国一些湖泊中因富营养而消失^[37]。在奥地利Mondsee湖中，该种主要出现为深水带和次深水带，在气候改善、水温增加时也会迁移到湖泊的深水带^[37]。当然，介形虫群落变化及其环境指示意义不是本文讨论的重点。不过，11.7 ka以前广盐性的意

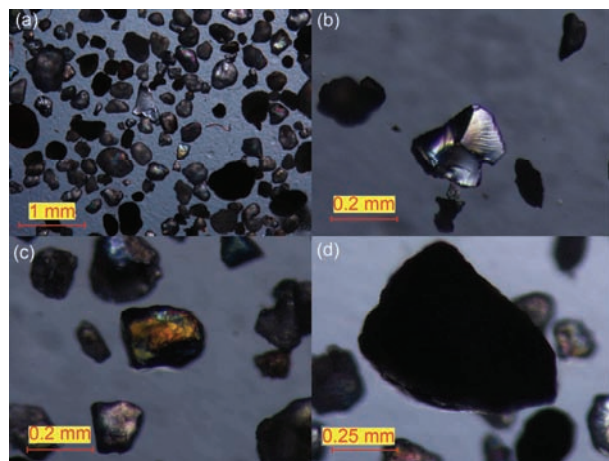


图4 令戈错粗颗粒物显微镜下照片。(a) 令戈错粗颗粒物显微镜下照片；(b) 具有贝壳状端口的石英颗粒；(c) 长石颗粒；(d) 岩屑颗粒

Figure 4 Photomicrographs of the coarse fraction of samples from Linggo Co. (a) Poorly-sorted particles; (b) angular quartz grains; (c) sub-rounded feldspar grains; (d) bedrock fragment

外湖花介和奇妙白花介的出现，可能也反映了当时令戈错的湖泊环境：湖泊较浅，相对封闭，导致频繁而剧烈的湖水盐度波动^[35]，11.7 ka以来喜浅水环境的意外湖花介的消失响应于令戈错水文条件的变化，这一阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 较负，反映湖泊水位的升高，湖水盐度下降。

介形虫 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围在 -4.02‰ ~ 5.16‰ 之间(图5(c))。11.7 ka之前， $\delta^{18}\text{O}$ 普遍为正并且存在较大波动($1.59\text{‰}\pm 3.57\text{‰}$)， $\delta^{18}\text{O}$ 最高值(5.16‰)出现在 ~ 15 ka，该层位平均粒径较大，分选较差，意外湖花介丰度较之前一阶段突然升高。不仅在该层位， $\delta^{18}\text{O}$ 的其他偏正峰值都与平均粒径的极大值具有较好的对应关系(图5)。11.7 ka， $\delta^{18}\text{O}$ 的突然负偏与平均粒径的突然减小和意外湖花介消失对应。11.7 ka以来所有的 $\delta^{18}\text{O}$ 基本为负，且数值波动较小($-1.7\text{‰}\pm 2.3\text{‰}$)，10~8 ka， $\delta^{18}\text{O}$ 存在显著波动，8 ka之后 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐正偏(图5(c))。

介形虫壳体氧同位素主要受壳体形成时湖水的温度和湖水的同位素组成影响^[38]。基于Craig和Gordon^[39]建立的温度与自生碳酸盐氧同位素的关系，温度升高 1°C 会导致 $\delta^{18}\text{O}$ 降低 0.24‰ 。显然单纯的温度变化不足以解释全新世以前令戈错介形虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的变化范围($>4\text{‰}$)，湖水同位素可能是主要影响因素。而湖水同位素主要受降水/蒸发比(P/E)、降水同位素组成(例如，Holmes等人^[40])和地表径流量

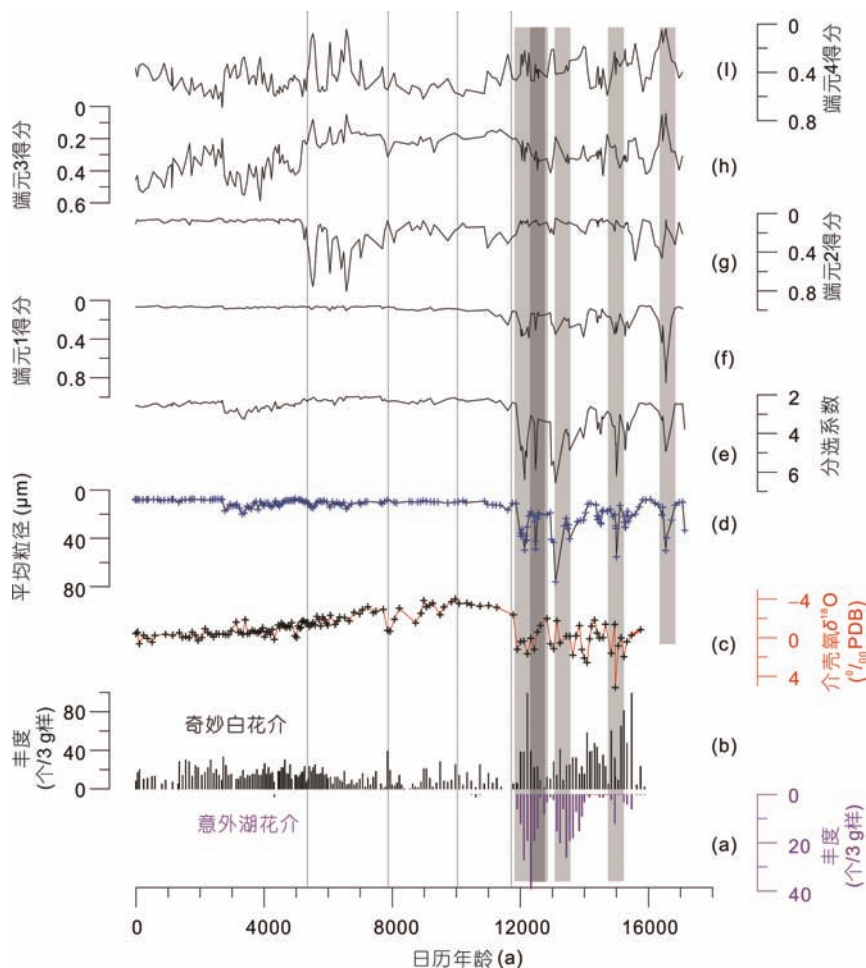


图5 令戈错湖芯记录。(a) 意外湖花介的丰度; (b) 奇妙白花介的丰度; (c) 介形虫 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; (d) 平均粒径; (e) 分选系数; (f) 端元1得分; (g) 端元2得分; (h) 端元3得分; (i) 端元4得分。灰色区间指示平均粒径峰值

Figure 5 Results of ostracod, stable isotope and grain-size analyses of the sediment core from Linggo Co. (a) Absolute abundance of *Limnocythere inopinata* in 3 g (dry weight) samples; (b) absolute abundance of *Leucocythere mirabilis* in 3 g (dry weight) samples; (c) $\delta^{18}\text{O}$ record from shells of *Leucocythere mirabilis*; (d) mean grain-size; (e) sorting index; (f) sample scores of end member (EM) 1 for Linggo Co; (g) sample scores for EM 2; (h) samples Scores for EM 3; (i) samples scores for EM 4. Gray bar highlights the samples with peak mean grain-size

影响。在青藏高原北部干旱、半干旱地区, P/E 变化主要取决于湖面蒸发, 也受降水和地表径流量影响^[41]。因此, 在令戈错氧同位素记录中, 较大的 $\delta^{18}\text{O}$ 值说明蒸发作用较强, $\delta^{18}\text{O}$ 降低可能是由气候变湿, 或者是冰川融水增加造成。

2.4 令戈错过去17 ka环境变化

根据令戈错介形虫种属、氧同位素以及粒度指标, 可以把令戈错过去17 ka以来的环境变化分为4个阶段。

第一阶段(17~11.7 ka), 令戈错 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动剧烈且普遍偏正, 反映令戈错水位变化频繁、湖泊蒸发强烈。意外湖花介的出现也印证了湖泊水位较浅, 较小的水文变化即引起湖水同位素剧烈的波动。这一时

期湖泊沉积物中端元1得分较大, 反映冬季西风强烈。16.5, 15, 13.2和12.7~11.7 ka之间端元1得分达到峰值, 同时 $\delta^{18}\text{O}$ 正偏, 可能反映了西风增强, 冰川融水减少, 湖泊水位下降的环境, 而这些时期分别对应于北大西洋Heinrich 1, H1到BA暖期过渡, BA暖期向YD过渡和YD时期等一系列冷事件(图6)。与青海湖西风强度指数(图6(a))^[10]、北大西洋冰川漂砾(图6(b))^[42]以及格陵兰冰芯记录(图6(c))^[43]吻合。青藏高原中部纳木错孢粉判别指数(图6(f))在~16.5 ka数值为正, 说明西风占主导地位与令戈错平均粒径及端元1得分峰值相吻合, ~15, 13.2和12.7~11.7 ka也存在一定程度的正偏, 可能反映了亚洲季风占主导, 但是西风略微增强的气候背景^[11]。高原西部的Tso Kar湖孢粉在

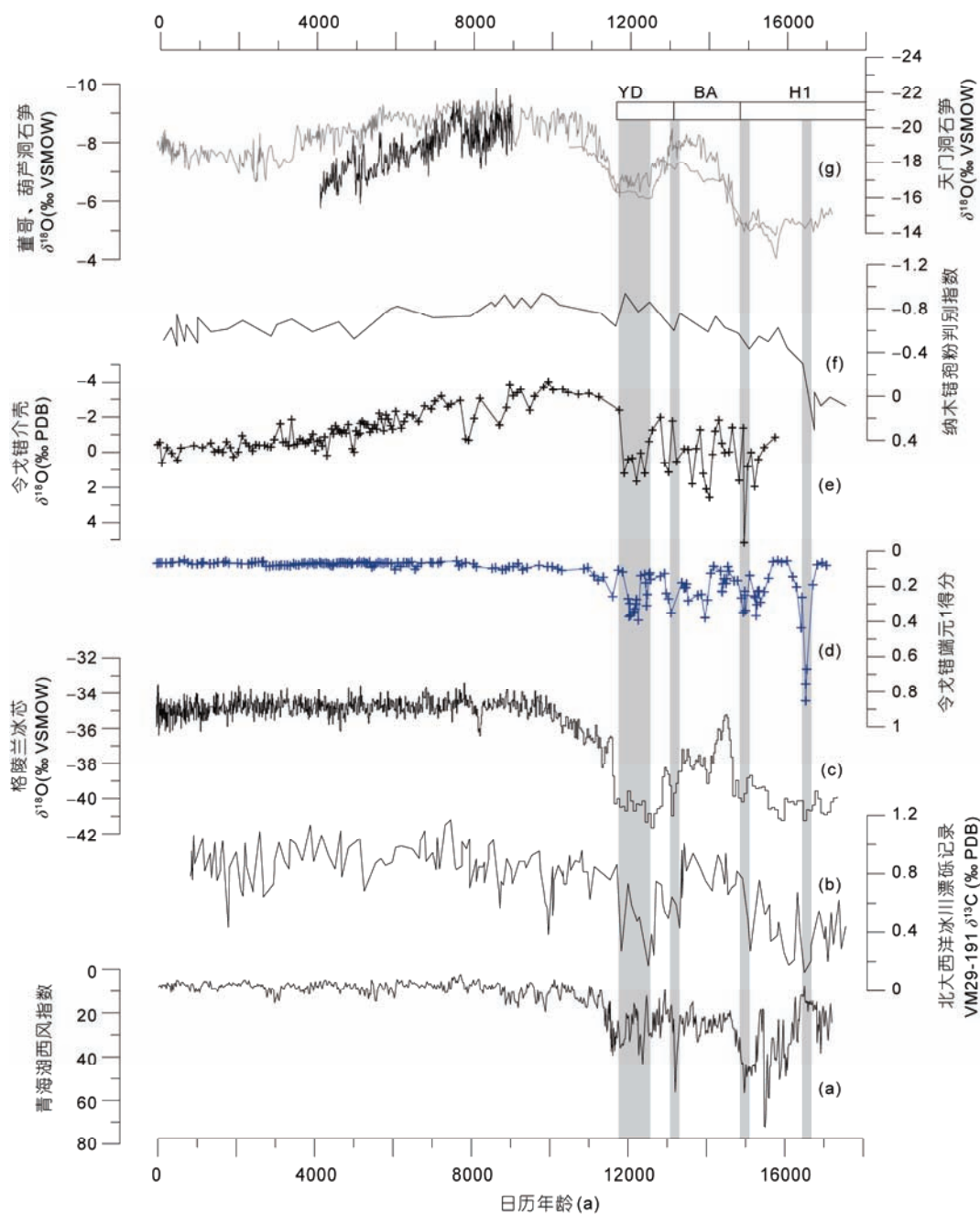


图6 (网络版彩色)令戈错记录与其他记录的对比. (a) 青海湖西风指数(引自An等人^[10]); (b) 北大西洋VM29-191 $\delta^{13}\text{C}$ 记录(引自Bond等人^[42]); (c) 格陵兰冰芯GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(引自Alley^[43]); (d) 令戈错端元1得分; (e) 令戈错介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 记录; (f) 纳木错孢粉判别指数, 正值代表西风控制, 负值代表季风控制(引自Zhu等人^[11]); (g) 天门(黑色)、董哥和葫芦洞(灰色)石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(引自Cai 等人^[44], Dykoski等人^[45], Wang等人^[46])

Figure 6 The comparison between the Linggo Co records and other paleoclimatic records. (a) Westerlies index from Lake Qinghai (An et al.^[10]); (b) $\delta^{13}\text{C}$ records for core VM 29-191 from the North Atlantic (Bond et al.^[42]); (c) $\delta^{18}\text{O}$ record from the GISP2 ice core from Greenland (Alley^[43]); (d) samples scores on EM 1 for Linggo Co (this study); (e) ostracod $\delta^{18}\text{O}$ record for Linggo Co (this study); (f) pollen discriminant index for Nam Co (Zhu et al.^[11]); (g) $\delta^{18}\text{O}$ records from Tianmen (black line), and Dongge and Hulu caves (gray line) (Cai et al.^[44], Dykoski et al.^[45], Wang et al.^[46])

15.2~14 ka以高山沙漠为主, 反映气候干冷, 长距离搬运的松属孢粉沉积通量较大, 表明这一时期盛行西风或者西北风^[12], 大致与令戈错平均粒径15 ka附

近峰值对应。

第二阶段(11.7~10 ka). 11.7 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 突然负偏反映湖泊水位升高, 此后, 令戈错稳定在较高湖面,

$\delta^{18}\text{O}$ 与粒度变化较小,这一趋势与令戈错湖岸阶地定年结果揭示的~9.6 ka令戈错为高湖面^[16]相吻合。意外湖花介消失可能也与水文变化导致湖水盐度的变化相关。全新世早期有效湿度增加,湖泊水位上升的趋势在青藏高原天门洞、董哥洞石笋(图6(g))以及青藏高原其他气候记录中均有报道^[44~48]。此阶段,端元1得分接近零,说明冬季西风影响甚微。11.7 ka令戈错记录揭示的西风减弱与亚洲季风增强与青海湖记录一致^[10]。

第三阶段(10~8 ka)。 $\delta^{18}\text{O}$ 显著正偏,代表湖泊水量减少,其峰值在~9.2, ~8.5和~7.9 ka附近。同一时期天门洞^[44]、董哥石笋^[45]以及阿拉伯海洋记录^[49,50]中均出现季风减弱信号;同时西门错^[51]、克鲁克湖^[52]和古里亚冰芯^[53]还记录了这一时期存在若干气候变冷事件。这一阶段令戈错 $\delta^{18}\text{O}$ 的正偏可能响应于季风降水的减少,或者气候变冷导致的普若岗日冰川融水量降低。

第四阶段(8~5.5 ka)。 8 ka之后 $\delta^{18}\text{O}$ 逐步正偏,反映令戈错持续萎缩,可能对应于印度季风的逐步减弱。在青藏高原气候记录中,8 ka之后普遍存在湖面降低或有效湿度减弱的趋势^[47,54,55]。印度季风是热带辐合带(intertropical convergence zone, ITCZ)的重要组成部分^[2,3],而ITCZ主要受南北半球气温差驱动^[56],虽然12 ka北半球夏季太阳辐射达到最大^[57],但是由于北半球冰川的冷却作用,南北半球温差在8 ka才达到最大,此时ITCZ扩张至最北地区^[58],此后逐渐南移,对应于8 ka之后印度季风的逐渐减弱。

这一阶段平均粒径略有增加,与青海湖西风指数(图6(a))和纳木错孢粉指数(图6(f))大致对应,可能反映了西风的增强,这一趋势在青藏高原西部也有报道^[12,59]。5.5 ka之后令戈错记录缺乏年代约束,大约在2.5 ka之后令戈错趋于稳定。

2.5 末次冰消期以来西风与印度季风影响范围的变化

中纬度西风与亚洲季风影响范围的变化一直是中亚古气候重建的热点^[6~8,10,11]。不同于一般认为的末次冰消期青藏高原由中纬度西风控制,而全新世由亚洲季风(~12 ka)^[7,8,10],最近发表的纳木错孢粉记录表明,24~16.5 ka,青藏高原中部主要由中纬度西

风控制;16.5~11.5 ka,西风的影响较小(主要体现在温度),而印度季风控制的降水成为影响植被的主要因素;全新世早期,伴随北半球夏季太阳辐射增强,印度季风扩张^[11]。在令戈错记录中,末次冰消期粒度与 $\delta^{18}\text{O}$ 记录均与北大西洋冰川漂砾记录具有很好的对应关系,表明这一时期令戈错主要受西风控制;进入全新世之后,令戈错粒度变化很小、 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与其他亚洲季风趋势一致,表明12 ka之后西风的影响甚微,印度季风的影响范围已扩张至令戈错,这一趋势与青海湖记录吻合^[10]。综合青藏高原现有记录可以大致勾勒出西风与印度季风影响范围变化的历史:16.5 ka之前,中纬度西风强盛,青藏高原大部分区域均由西风控制,与北大西洋气候变化表现出较好的耦合关系;16.5~11.5 ka,西风控制着青藏高原北部地区(例如:令戈错、青海湖),而青藏高原南部受印度季风影响更大,这一时期气候格局与现今类似。早中全新世,夏季太阳辐射增加,印度季风增强;晚全新世,印度季风减弱,西风可能对青藏高原西部(例如Tso Kar, Tso Moriri)以及北部存在影响。

3 结论

本研究选取了青藏高原北部羌塘高原腹地的令戈错,利用粒度与介形虫重建了过去17 ka的令戈错环境变化。研究结果表明令戈错过去17 ka以来的环境变化可以划分为4个阶段:17~11.7 ka,令戈错水位较浅且波动频繁,西风是环境变化的主要影响因素,令戈错湖泊水位降低,冬季风力增加与北大西洋冷事件关系密切;11.7~10 ka,对应于印度季风的增强,令戈错水位迅速升高,冬季风力变小,印度季风取代西风成为控制令戈错环境变化的主要因素;10~8 ka之后,令戈错水位略有降低,可能对应于印度季风的减弱或者冰川融水的减少;8 ka之后,印度季风逐渐减小,令戈错开始萎缩,西风可能存在增强。

末次冰消期以来西风与印度季风影响范围的变化可以归纳为:16.5 ka之前,中纬度西风强盛,青藏高原大部分区域均由西风控制;16.5~11.5 ka,西风控制着青藏高原北部地区,而青藏高原南部受印度季风影响更大。早中全新世,夏季太阳辐射增加,印度季风增强;晚全新世,印度季风减弱,西风可能对青藏高原西部以及北部存在影响。

参考文献

- 1 Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nat Clim Change*, 2012, 2: 663–667
- 2 Fleitmann D, Burns S J, Mangini A, et al. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 170–188
- 3 Gadgil S. The Indian monsoon and its variability. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2003, 31: 429–467
- 4 An Z S, Wu G X, Li J P, et al. Global monsoon dynamics and climate change. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2015, 43: 29–77
- 5 Yao T, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. A review of climatic controls on $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. *Rev Geophys*, 2013, 51: 525–548
- 6 Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat Sci Rev*, 2008, 27: 351–364
- 7 Herzschuh U. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 163–178
- 8 Wang Y B, Liu X Q, Herzschuh U. Asynchronous evolution of the Indian and East Asian summer monsoon indicated by Holocene moisture patterns in monsoonal central Asia. *Earth Sci Rev*, 2010, 103: 135–153
- 9 Overpeck J, Anderson D, Trumbore S, et al. The southwest Indian monsoon over the last 18000 years. *Clim Dyn*, 1996, 12: 213–225
- 10 An Z S, Colman S M, Zhou W J, et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. *Sci Rep*, 2012, 2: 619, doi: 10.1038/srep00619
- 11 Zhu L P, Lu X M, Wang J B, et al. Climate change on the Tibetan Plateau in response to shifting atmospheric circulation since the LGM. *Sci Rep*, 2015, 5: 13318, doi: 10.1038/srep13318
- 12 Demske D, Tarasov P E, Wünnemann B, et al. Late glacial and Holocene vegetation, Indian monsoon and westerly circulation in the Trans-Himalaya recorded in the lacustrine pollen sequence from Tso Kar, Ladakh, NW India. *Paleogeogr Paleoclimatol Palaeoecol*, 2009, 279: 172–185
- 13 Tian L D, Yao T D, MacClune K, et al. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. *J Geophys Res-Atmos*, 2007, 112: D10112, doi: 10.1029/2006JD007718
- 14 Li X Z, Yi C L, Chen F H, et al. Formation of proglacial dunes in front of the Puruogangri Icefield in the central Qinghai-Tibet Plateau: Implications for reconstructing paleoenvironmental changes since the Lateglacial. *Quat Int*, 2006, 154: 122–127
- 15 Maussion F, Scherer D, Mölg T, et al. Precipitation seasonality and variability over the Tibetan Plateau as resolved by the High Asia Reanalysis. *J Clim*, 2014, 27: 1910–1927
- 16 Pan B L, Yi C L, Jiang T, et al. Holocene lake-level changes of Linggo Co in central Tibet. *Quat Geochronol*, 2012, 10: 117–122
- 17 Wang S M, Dou H S. Chinese Lakes (in Chinese). Beijing: Science Press, 1998 [王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998]
- 18 Institute of Botany, the Chinese Academy of Science. Tibet Plant (in Chinese). Beijing: Science Press, 1988 [中国科学院植物研究所. 西藏植物. 北京: 科学出版社, 1988]
- 19 Blaauw M, Christen J A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal*, 2011, 6: 457–474
- 20 Blott S J, Pye K. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf Proc Land*, 2001, 26: 1237–1248
- 21 Yu S Y, Colman S M, Li L. BEMMA: A hierarchical bayesian end-member modeling analysis of sediment grain-size distributions. *Math Geosci*, 2015, 26: 1–19
- 22 Huang B R, Yang L F, Fan Y Q. Ostracods from surface deposits of recent lakes in Xizang. *Acta Micropalaeontol Sin*, 1982, 2: 369–376
- 23 Hou Y T, Gou Y X, Chen D Q. Fossil Ostracoda of China: Superfamilies Cypridacea and Darwinulidacea, vol. 1. Beijing: Science Press, 2002
- 24 Meisch C. Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. Berlin: Spektrum Akademischer Verlag, 2000
- 25 Li X Z, Liu W G, Zhang P X, et al. Species, valve size, and pretreatment effects on $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of ostracod valves from Lake Qinghai, Qinghai-Tibet Plateau. *Chem Geol*, 2007, 246: 124–134
- 26 Dietze E, Maussion F, Ahlborn M, et al. Sediment transport processes across the Tibetan Plateau inferred from robust grain-size end members in lake sediments. *Clim Past*, 2014, 10: 91–106

- 27 Mischke S, Zhang C J, Borner A, et al. Lateglacial and Holocene variation in aeolian sediment flux over the northeastern Tibetan Plateau recorded by laminated sediments of a saline meromictic lake. *J Quat Sci*, 2010, 25: 162–177
- 28 Dietze E, Hartmann K, Diekmann B, et al. An end-member algorithm for deciphering modern detrital processes from lake sediments of Lake Donggi Cona, NE Tibetan Plateau, China. *Sediment Geol*, 2012, 243: 169–180
- 29 Wang Y, Liu X, Zhang E, et al. Dust storm events in Kekexili Area, northern Tibetan Plateau during the past 4000 years: Evidence from grain size analysis of lacustrine sediments in Kusai Lake. *Acta Sediment Sin*, 2009, 27: 691–696
- 30 Tsoar H, Pye K. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 1987, 34: 139–153
- 31 Molg T, Maussion F, Scherer D. Mid-latitude westerlies as a driver of glacier variability in monsoonal High Asia. *Nat Clim Change*, 2014, 4: 68–73
- 32 Benn D, Owen L. The role of the Indian summer monsoon and the mid-latitude westerlies in Himalayan glaciation: Review and speculative discussion. *J Geol Soc*, 1998, 155: 353–363
- 33 Vandenberghe J. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification. *Earth Sci Rev*, 2013, 121: 18–30
- 34 Sun D, Bloemendal J, Rea D K, et al. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications. *Catena*, 2004, 55: 325–340
- 35 Mischke S, Herzsich U, Massmann G, et al. An ostracod-conductivity transfer function for Tibetan lakes. *J Paleolimnol*, 2007, 38: 509–524
- 36 Li Y F, Zhu L P, Li B Y. Environmental change and ostracoda in the Chen Co Lake of southern Tibet in recent 1400 years (in Chinese). *Acta Geogr Sin*, 2002, 57: 413–421 [李元芳, 朱立平, 李炳元. 藏南沉错地区近 1400 年来的介形类与环境变化. *地理学报*, 2002, 57: 413–421]
- 37 McKenzie K G, Jones P J. *Ostracoda in the Earth and Life Sciences*. Rotterdam: A. A. Balkema, 1993. 453–480
- 38 Grafenstein U V, Erlenkeuser H, Trumborn P. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: Assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 1999, 148: 133–152
- 39 Craig H, Gordon L I. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: *Symposium on Marine Geochemistry*. University of Rhode Island: Occasional Publication, 1965. 277–374
- 40 Holmes J A, Zhang J W, Chen F H, et al. Paleoclimatic implications of an 850-year oxygen-isotope record from the northern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: 229–241
- 41 Lister G S, Kelts K, Zao C K, et al. Lake Qinghai, China: Closed-basin like levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 1991, 84: 141–162
- 42 Bond G, Bonani G, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science*, 1997, 278: 2402–2415
- 43 Alley R B. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 213–226
- 44 Cai Y J, Zhang H W, Cheng H, et al. The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections. *Earth Planet Sci Lett*, 2012, 335–336: 135–144
- 45 Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 71–86
- 46 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345–2348
- 47 Mishra P K, Anoop A, Schettler G, et al. Reconstructed late Quaternary hydrological changes from Lake Tso Moriri, NW Himalaya. *Quat Int*, 2014, 371: 76–86
- 48 Gasse F, Fontes J C, Van Campo E, et al. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: Discussion and conclusions. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 1996, 120: 79–92
- 49 Gupta A K, Anderson D M, Overpeck J T. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 2003, 421: 354–357
- 50 Gupta A K, Das M, Anderson D M. Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L17703
- 51 Mischke S, Zhang C J. Holocene cold events on the Tibetan Plateau. *Glob Planet Change*, 2010, 72: 155–163
- 52 Zhao C, Liu Z H, Rohling E J, et al. Holocene temperature fluctuations in the northern Tibetan Plateau. *Quat Res*, 2013, 80: 55–65
- 53 Wang N L, Yao T D, Thompson L G, et al. Evidence for cold events in the early Holocene from the Guliya ice core, Tibetan Plateau, China. *Chin Sci Bull*, 2002, 47: 1422–1427

- 54 Wünnemann B, Demske D, Tarasov P, et al. Hydrological evolution during the last 15 kyr in the Tso Kar lake basin (Ladakh, India), derived from geomorphological, sedimentological and palynological records. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 1138–1155
- 55 Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18000 years. *Quat Int*, 2005, 136: 131–140
- 56 McGee D, Donohoe A, Marshall J, et al. Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport at the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2014, 390: 69–79
- 57 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297–317
- 58 Schneider T, Bischoff T, Haug G H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, 2014, 513: 45–53
- 59 Leipe C, Demske D, Tarasov P E. A Holocene pollen record from the northwestern Himalayan lake Tso Moriri: Implications for palaeoclimatic and archaeological research. *Quat Int*, 2014, 348: 93–112

Variation of the mid-latitude westerlies and Indian summer monsoon since the last deglaciation: Evidence from grain-size data from Linggo Co, central Tibet

HE Yue^{1,2}, BAO ZhengYu¹, HOU JuZhi², Erik T BROWN³, WANG MingDa², XIE ShuYun¹ & YI ChaoLu²

¹ Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;

² Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

³ Large Lakes Observatory, University of Minnesota Duluth, MN 55812, USA

The mid-latitude westerlies and Indian summer monsoon (ISM) have a significant impact on the water budget and general environment of the Tibetan Plateau (TP), and much work has been conducted in order to characterize variations in these two atmospheric circulation systems on various time scales. However, the nature of the interplay between the Asian summer monsoon and the westerlies during the last deglaciation remains controversial. In this study, a sediment core from Linggo Co, a closed lake in the central TP, was analyzed for grain size and ostracod content. The results suggest that environmental change in the Linggo Co basin during the past 17 ka can be divided into four stages: during Stage 1 (17–11.7 ka) Linggo Co was a shallow lake characterized by high amplitude hydrological fluctuations. Strong winds prevailed in winter, correlative with cold events in the North Atlantic region, and indicating the dominance of the westerlies. During Stage 2 (~11.7 ka), in the early Holocene, Linggo Co expanded rapidly and there was the disappearance of the shallow-water ostracod species *Limnocythere inopinata* together with a decrease in mean grain-size. These changes indicate that ISM was enhanced and that it was the dominant atmospheric circulation affecting TP rather than the westerlies. During Stage 3 (10–8 ka) Linggo Co experienced several intervals with a negative water budget, which may be attributed to a weakening of the weaken ISM or to the reduced influx of glacial meltwater as a result of the influence of cold climatic events. During Stage 4, after 8 ka, Linggo Co shrank progressively in parallel with a gradual weakening of the ISM and finally a transition to the present environment occurred at ~2.5 ka.

A comparison of the record from Linggo Co and other records from the TP reveals that prior to 16.5 ka the mid-latitude westerlies was the dominant atmospheric circulation system controlling the entire TP. From 16.5 to 11.5 ka, the mid-latitude westerlies still controlled the central-northern TP; however, the ISM controlled the southern TP, which had a similar climatic pattern to the present day. During the early-middle Holocene, the ISM was the dominant system affecting the entire TP; however, its influence was considerably reduced during the late Holocene, which was probably accompanied by a strengthening of the westerlies.

last deglaciation, grain size, oxygen isotopes, Indian summer monsoon, westerlies, Tibetan Plateau, Linggo Co

doi: 10.1360/N972016-00610