科学通报 2011 年 第 56 卷 第 24 期：2006 ~ 2016
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

西藏南部普莫雍错 19 cal ka BP 以来高分辨率环境记录

吕新苗[①], 朱立平[①*], NISHIMURA Mitsugu[②], MORITA Yoshimune[③], WATANABE Takahiro[④], NAKAMURA Toshio[⑤], 汪勇[①⑥]

① 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100085;
② School of Marine Science and Technology, Tokai University, Shizuoka 424-8610, Japan;
③ Botanical Garden, Okayama University of Science, Okayama 700-0005, Japan;
④ Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai 980-8578, Japan;
⑤ Centre for Chronological Research, Nagoya University, Nagoya 464-8602, Japan;
⑥ 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: lpzhu@itpcas.ac.cn

2011-05-05 收稿, 2011-07-04 接受
国家自然科学基金(40871099, 40810166)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-146, KZCX2-EW-113)、中国科学院战略性先导科技专项(XDA05120301)资助

摘要 利用西藏南部普莫雍错深水湖区获取的3.8 m长湖芯, 对湖芯中25个样品的植物碎屑进行筛选和有机碳同位素测定, 在确定植物来源的前提下进行了 ^{14}C 测定, 结合表层样品的过剩 ^{210}Pb 衰变计算的沉积速率对整个湖芯的 ^{14}C 测年及其碳库效应进行了系统校正, 结果显示该湖芯完整地覆盖了 19 cal ka BP 以来的时间尺度. 通过对湖芯 TOC, IC, 粒度和孢粉的分析, 发现该湖在16.2 cal ka BP 之前为一个水深较浅的湖泊, 尽管温度升高导致冰川开始融化, 湖区环境仍然具有冷干的特征; 16.2~11.8 cal ka BP, 沉积环境剧烈而频繁的波动, 14.2 和 11.8 cal ka BP 左右的 2 次冷事件可能是老仙女木和新仙女木事件的反映. 11.8 cal ka BP 之后, 已经形成了现今状态的深水湖泊, 冰川融水的补给使得湖泊水温较低, 受到湖泊水体影响的沉积物环境代用指标对温暖条件的响应并不明显. 通过普莫雍错湖与西藏南部相同时代的不同湖泊沉积物记录的比较, 发现末次冰消期开始的气候转暖对青藏高原东南部影响更加显著, 反映了西南季风自冰消期以后逐渐加强、向高原内部推移的过程, 以冰川融水补给为主的湖泊对冷事件的响应更加明显. 全新世以来, 西南季风对整个西藏南部区域发挥着控制性影响.

关键词
西藏
普莫雍错
湖泊沉积
环境变化
高分辨率
冰融水

区域气候系统研究是过去全球变化研究的核心领域之一. 在区域气候系统研究中, 进一步认识区域尺度上从末次冰盛期到最近 2 ka 的气候变化事实、变率则是这个核心领域的首要任务[1]. 陆地表层的水文与生态响应是气候变化下地表过程的重要表现[2], 尽管过去全球变化研究中已经开展了多个区域的过去 20 ka 的环境变化研究, 但仍然缺乏具有较好年代限定和代表中低纬度地区的高分辨率记录[3]. 青藏高原南部位于中低纬度地区, 这里分布有许多封闭的内流湖泊, 反映湖泊本身以及气候环境变化的各种环境指标能够最大限度地保留在湖泊沉积物以及湖盆流域内, 是开展过去不同时间尺度气候环境变化历史、水热组合和古生态特征研究的重要介质.

由于喜马拉雅山脉的阻挡和雅鲁藏布江的切割, 青藏高原南部受到印度季风的影响程度具有较大差异, 并具有不同的气候类型[4], 使得青藏高原南部的气候记录具有一定的时空分异. 一方面, 已有的湖泊环境记录尚不足以覆盖高原南部的广袤区域[5~10]; 另一方面, 一些冰后期以来的古环境记录[11~13]在测年上也存在高分辨率研究水平的不足. 本文将通过

英文版见: Lü X M, Zhu L P, Nishimura M, et al. A high-resolution environmental change record since 19 cal ka BP in Pumoyum Co, southern Tibet. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4656-z

较丰富的测年数据和有机碳、粒度、孢粉资料等对高原南部普莫雍错湖区 19 cal ka BP 以来的环境变化进行初步的分析.

1 研究区基本状况

普莫雍错(28°30′~38′N, 90°13′~33′E; 2004 年测得湖面海拔 5030 m)位于青藏高原南部喜马拉雅山北麓山间盆地, 湖面面积 290 km^2, 湖岸线长 94 km, 流域面积 1232.9 km^2, 补给系数 4.2, 发育系数 1.56[14]. 普莫雍错周围山体主要由白垩纪和三叠纪地层在构造运动作用下形成的深变质岩组成[15]. 从山麓地带到湖岸广泛分布第四纪松散堆积物[16]. 本地区位于喜马拉雅山脉的雨影区, 根据位于湖泊东北岸的"堆"水文站 1976~1994 年的资料, 普莫雍错年平均降水量为 357 mm 左右, 而且 90%集中在 6~9 月, 湖面年蒸发量高达 1770 mm [17]. 由于湖区降水与蒸发存在相当大的差距, 地表或地下径流补给必然成为保持湖泊水量平衡的主要来源. 进入普莫雍错的主要河流有 4 条, 其中从西南岸注入的加曲最大. 加曲源头有大量的现代冰川和一些面积不等的冰川湖分布, 冰雪融水径流较为丰富. 2004 年 9 月(冰雪融化后期)和 2005 年 8 月(冰雪融化中期)的入湖河流流量调查表明, 以冰雪融水为主的加曲流量分别约占入湖河流量的 79%和 77%[18]. 湖区植被以高寒草甸-高寒草原为主, 在 2006 年 8 月环湖植物调查中, 共发现 3 种主要植被类型[19]: (1) 沼泽化草甸(海拔 5020~ 5021 m)主要分布在河流入湖处, 优势种为苔草(*Carex*)、委陵菜(*Potentilla*)、蓼(*Polygonum*)、荸荠(*Eleocharis*)等; (2) 高寒草原(海拔 5021~5128 m)广泛分布在缓坡上, 优势种为点地梅(*Androsace*)、无心菜(*Arenaria*)、黄芪(*Astragalus*)、莎草科(Cyperaceae)、菊科(Compositae)、禾本科(Gramineae)等; (3) 高寒草甸(海拔 5128~5193 m)通常分布在东岸和西岸高寒草原高度之上, 主要有苔草、荸荠、嵩草(*Kobresia*)、禾本科、点地梅和无心菜等.

2 材料与方法

(ⅰ) 沉积物样品采集. 2004~2006 年夏季, 中国科学院青藏高原研究所湖泊沉积研究组利用中海达公司的 HD-27 单频回声测深仪和 HD8500 信标 GPS 接收机对整个湖区进行了水下地形测量. 通过湖泊地貌调查和水下地形分析, 普莫雍错的沉积中心主要分布在湖泊中、东部, 沉积中心的水深在 60~65 m. 2006 年 8 月, 中国科学院青藏高原研究所与日本东海大学合作在普莫雍错东部盆地水深 51.5 m 同一位置(28.55158°N, 90.42843°E)(图 1), 利用活塞钻具在移动水上采样平台获得 2 根平行湖芯(PL06-1 和 PY608W). 湖芯采集后以原样保存在取样的 PC 材质塑料管中, 然后在实验室以 1 cm 间隔进行分样. PL06-1 和 PY608W 钻孔分别长 370 和 368.5 cm (图 2), 其下部分别在 280 和 281.2 cm 出现明显的植物残体层并一直延伸到钻孔底部[20]. 植物残体层部位以大于 63 μm 的粗颗粒沉积为主, 中间出现小于 63 μm 的夹层, 植物残体层以上则主要为小于 63 μm 的细

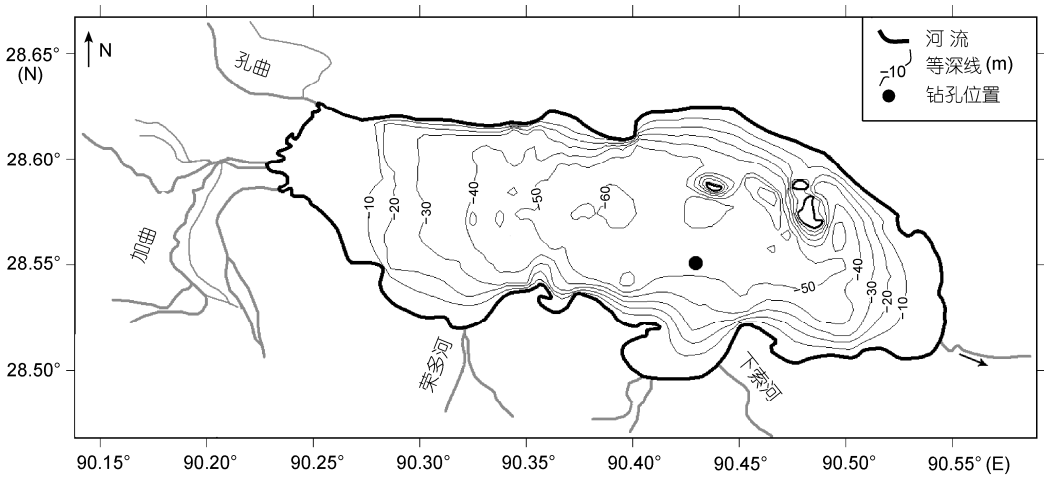

图 1 普莫雍错与湖芯采样点地理位置

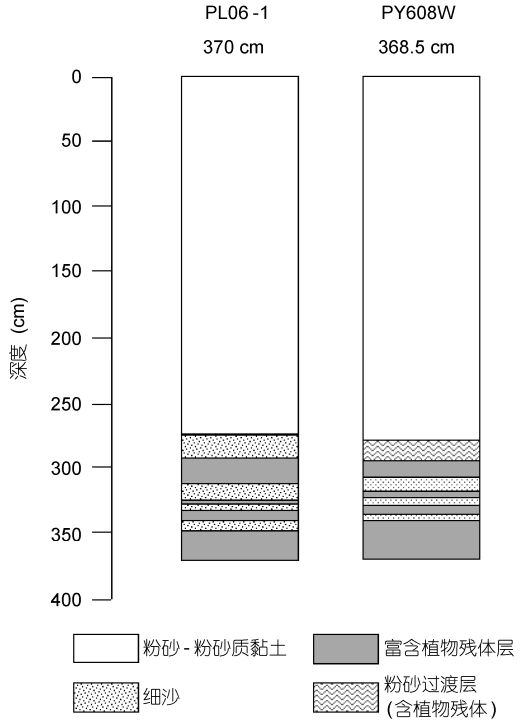

图 2 普莫雍错 PL06-1 和 PY608W 钻孔的岩性示意图

颗粒成分.

(ⅱ) 沉积物年代测定. 沉积物的年代主要采用加速器 ^{14}C 方法进行测定, 样品测定在日本名古屋大学年代综合实验室完成(AMS, Model-4130, HVEE). 对普莫雍错其他湖芯的 ^{14}C 年龄测定分析发现, 全样有机质的 ^{14}C 年龄普遍老于同层位的植物样品测定结果, 表现出明显的碳库效应[21]. 为消除所用样品测年带来的碳库效应, 获得沉积时的真实年代, 本研究挑选 PY608W 钻孔不同层位的 25 个植物残体样品进行测年, 同时对用于测年的植物残体进行了鉴定和有机碳同位素测定, 以区分其陆生和水生来源[22]. 考虑挑选出的植物残体中含有部分水生植物成分, 仍然存在一定的碳库效应影响, 本研究测定了湖芯顶部 8 cm 深度的过剩 ^{210}Pb, 通过计算湖芯的沉积速率来推断顶层的实际年龄, 以进一步判断湖芯的碳库效应值. 湖芯的过剩 ^{210}Pb 测定在中国科学院青藏高原研究所进行, 所用仪器为高纯锗谱仪(ORTEC GWL- 120-15), 每个样品测量时间约为 8×10^4 s.

(ⅲ) 沉积物环境代用指标选取及其分析方法. 湖泊沉积物的有机碳(TOC)含量是其内源和外源有机质输入和保留的反映, 主要受水生生物以及陆源植被的影响[23], 在确定有机碳主要来源的情况下, 有机碳含量的变化具有明确的环境意义. 研究发现, 沉积物的无机碳(IC)一般与其碳酸盐含量具有显著的正相关关系[24], 而后者则反映了封闭湖泊的蒸发强度[25]. 沉积物的粒度大小是对其水动力条件的直接反映, 流域地表环境和补给条件的改变必然会使湖泊沉积物在颗粒大小和物质成分方面发生变化. 沉积物中的孢粉含量及其组合是研究区域地表植被和环境变化的重要指标之一. 因此, 本研究主要利用沉积物有机碳、无机碳、粒度(grain size)和孢粉组合的相对含量进行环境变化的重建. TOC, IC 和粒度以 1 cm 的样品间距进行测定. TOC 和 IC 测定在中国科学院青藏高原研究所进行, 使用仪器为 Shimadzu TOC-V_{CPH}, 变化值以百分含量表示, 测量精度为 0.01. 粒度测定在中国科学院地理科学与资源研究所进行, 使用仪器为 Malvern Mastersize 2000 激光粒度分析仪, 测量粒径范围为 2~2000 μm, 结果为体积百分比. 孢粉鉴定分析以 20 cm 左右间距进行, 每个样品的体积为 7 cm^3, 用 KOH 去除其中腐殖质并且用弱 HCL 除去 Ca 后, 再用重液分离孢粉. 对每个样品中的孢粉种属和总数进行统计, 对较高花粉含量的样品, 统计数量不低于 300 粒, 对较少花粉含量的样品, 统计全部花粉粒数, 然后计算各种属的百分含量. 孢粉鉴定分析在日本冈山理科大学完成[26].

3 结果

3.1 钻孔比较与沉积物年代序列确定

根据 PL06-1 和 PY608W 钻孔相似的粒度结构和下部出现植物残体的特征, 对两支钻孔下部的植物残体进行了加速器 ^{14}C 年龄测定. PY608W 和 PL06-1 钻孔下部相同层位相同材料的年代分析结果基本一致(表 1), 因此认定两个钻孔 PL06-1 与 PY608W 具有相同的深度-年龄结构, 同一深度的样品可以互相代替.

沉积物年代序列主要通过对 PY608W 钻孔样品的加速器 ^{14}C 测年决定. 对 PY608W 钻孔各个层位进行了植物残体样品的挑选, 共获得 25 个有效的 ^{14}C 测年数据(表 2). 根据 Watanabe 等人[21]的分析, 认为普莫雍错湖泊水体内的沉水植物, 如川蔓藻(*Ruppia*)、眼子菜(Potamogetonaceae)、轮藻(Charophyceae)的 ^{14}C 含量与大气 ^{14}C 含量基本一致, 而陆生植物的 ^{14}C 应与大气 ^{14}C 达到平衡, 因此认为利用植物残体获得的

表 1　西藏普莫雍错 PL06-1 和 PY608W 钻孔下部 ^{14}C 测试与校正年龄分析结果

材料	深度(cm)	$\delta^{13}C$(‰)	实验室编号	校正年龄 (cal a BP)	误差 (± a)
PL06-1 钻孔					
水生植物残体	303.0	−8.4	NUTA2-12105	15545	183
水生植物残体	329.0	−3.7	NUTA2-12070	17931	141
水生植物残体	337.0	−2.2	NUTA2-12083	17851	143
水生植物残体	347.0	−5.3	NUTA2-12071	18294	196
水生植物残体	357.0	−4.0	NUTA2-12072	18599	92
水生植物残体	367.0	−11.0	NUTA2-12085	18721	82
PY608W 钻孔					
水生植物残体	301.2	−6.7	NUTA2-12740	15350	146
水生植物残体	327.7	−8.3	NUTA2-13976	18940	46
水生植物残体	336.2	−3.9	NUTA2-12755	17939	143
水生植物残体	346.8	−3.1	NUTA2-12759	18160	287
水生植物残体	357.4	−3.1	NUTA2-12761	18404	225
水生植物残体	368.5		NUTA2-12138	18684	64

表 2　西藏普莫雍错 PY608W(PL06-1)钻孔 ^{14}C 校正年龄与碳库效应

材料	深度(cm)	$\delta^{13}C$ (‰)	校正年龄 (cal a BP)	误差(± a)	平均粒径 (μm)	深度-年龄关系	^{210}Pb 推算的年龄 (cal a BP)	碳库效应 (a)	去除碳库效应的校正年龄(cal a BP)
植物残体	2.45	−22	1123	47	14.76		−29	1152	−29
根据 ^{210}Pb 推算	5.50						2	1152	2
植物残体	36.15		4471	111	13.42			1152	3319
植物残体	40.05		5170	158	12.53	Depth 1		1152	4018
植物残体	50.75	−22.5	6643	237	13.86			1152	5491
植物残体	60.40		6711	72	13.11			1152	5559
植物残体	80.15		7445	115	13.25			1152	6293
植物残体	90.35		7618	51	14.52			1152	6466
植物残体	119.45		8694	237	18.98	Depth 2		1152	7542
植物残体	167.40		8738	194	17.26			1152	7586
植物残体	184.70		9486	166	10.64			1152	8334
植物残体	220.10		9730	171	14.92			1152	8578
植物残体	236.10	−22.5	10821	247	14.18			1152	9669
植物残体	240.10	−21.2	11397	211	13.73			1152	10245
植物残体	259.10	−23	11434	166	10.72	Depth 3		1152	10282
植物残体	268.10	−22.5	12735	68	15.86			1152	11583
植物残体	280.10	−22	12806	28	2.70			1152	11654
植物残体	283.10	−20.5	12921	56	7.90			1152	11769
水生植物残体	301.75	−6.7	15350	146	10.71				15350
水生植物残体	310.20	−5.9	16618	208	8.99	Depth 4			16618
水生植物残体	336.70	−3.9	18259	224	17.32				18259
水生植物残体	350.50	−3	18395	223	10.89				18395
水生植物残体	357.90	−3.1	18404	225	12.61	Depth 5			18404
水生植物残体	363.20	−3.1	18634	94	18.42				18634
水生植物残体	368.50		18684	64	10.13				18684

^{14}C 测年结果不存在碳库效应. 然而, Watanabe 等人[22]也认为, 来自湖泊周围湿地的现生水生植物如眼子菜和轮藻的 ^{14}C 浓度在 80.3±0.5~84.8±0.5 PMC (percent modern carbon), 低于大气中的 ^{14}C 浓度(108 PMC), 显然, 利用湖泊沉水植物残体测得的 ^{14}C 年龄并不能保证不存在碳库效应. 从湖芯上部用于测年的植物残体的 δ^{13}C 来看, 其数值范围在–23‰~–20.5‰(表 2), 大于湖泊周围以 C_3 植物为主的陆生植物的 δ^{13}C(–28.1‰~–23.9‰)[22], 而湖泊周围湿地的主要水生植物如眼子菜和轮藻, 其 δ^{13}C 值范围在–11.5‰~–15.2‰, 因此这些植物残体应为陆生 C_3 草本和水生植物的混合物, 其测年结果具有一定的碳库效应. 在湖芯下部, 用于测年的植物残体 δ^{13}C 值为–10.8‰~–3‰, 与浅水水生植物川蔓藻的 δ^{13}C 值范围(–6.7‰~–4.7‰)[27]接近, 由于现生川蔓藻的 ^{14}C 浓度在 108 PMC 左右, 与大气中的 ^{14}C 浓度(108 PMC)基本一致, 因此, 利用湖芯下部植物残体获得 ^{14}C 年龄的碳库效应可以忽略.

对 PL06-1 钻孔上部材料进行了 ^{210}Pb 沉积速率分析, 通过 CRS 模型计算了湖芯上部 8 cm 的沉积速率, 并推导了相应的沉积年代(表 3). 深度 2.5 cm 处的沉积年代为–29 cal a BP(AD 1979), ^{14}C 测年的日历校正年龄为 1123 cal a BP, 假定湖芯上部用于测年的混合植物残体的碳库效应均一, 该段(0~283 cm)的碳库效应为 1152 a (表 2 和 3). 据此, 根据湖芯的粒度组成和测年材料组成, 将湖芯分为 5 个深度进行深度与年龄关系分析(图 3), 从而建立整个湖芯的深度-年代模型, 获得各个深度的绝对年代.

3.2 环境代用指标

根据普莫雍错 PL06-1 钻孔的深度-年代模型, 图 4 给出了 TOC, IC 和不同大小的粒径成分自 19 cal ka BP 以来的百分含量变化. 11.8 cal ka BP 之前, TOC 和 IC 均出现非常剧烈的波动. 特别是 17.2 cal ka BP 以前, TOC 和 IC 具有几乎完全相反的变化趋势, 表现在 18.8~18.2 cal ka BP 和 17.6~17.2 cal ka BP 出现 TOC 的峰值和 IC 的谷值, 18.2~17.6 cal ka BP 出现 TOC 的谷值和 IC 的峰值. 16.2~15.6 cal ka BP, TOC 和 IC 均出现谷值, 但是 15.6~13.2 cal ka BP 期间, IC 急剧下降到几乎含量为 0 的状态, 而 TOC 则保持在 1%左右. 13.2~11.8 cal ka BP, TOC 维持一段时期的高值, 然后在 11.8~8.2 cal ka BP 缓慢下降, 而 IC 仍然保持含量接近 0 的极低稳定状态. TOC 在 8.3~8.1 cal ka BP 维持一个短暂的低值状态之后, 与 IC 一样缓慢地波动上升.

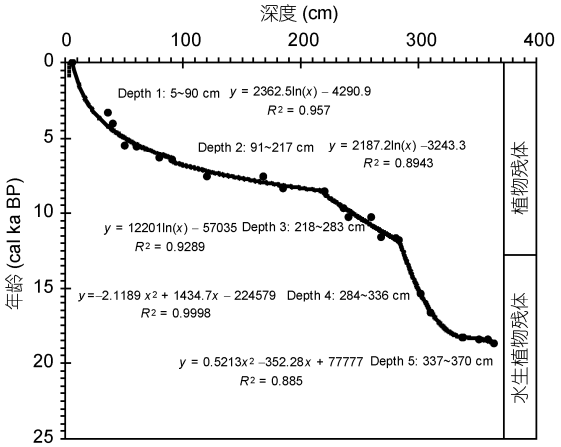

图 3 西藏普莫雍错 PY608W (PL06-1)钻孔深度-年龄相关关系

沉积物粒度变化同样在 11.8 cal ka BP 前后出现分异, 从平均粒径(M_z)变化曲线上看, 11.8 cal ka BP 之前以较粗颗粒为主, 之后粒径普遍较细, 沉积物平均粒径的变化主要受其粗颗粒含量控制. 17.2 cal ka BP

表 3 西藏普莫雍错 PL06-1 钻孔顶部过剩 ^{210}Pb 测试结果与年龄分析

样品号	深度 (cm)	^{210}Pbex (Bq)	净面积 (mm^2)	重量 (g)	比活度 A_z (Bq/g)	ΣA_z (Bq/g)	CRS 模型推算的沉积时间(a)	年份 (AD)	^{210}Pb 推算的年龄 (cal a BP)
PL06-1-1	0.5	0.2588	447	5.60	0.0462	0.046	15	1990	–40
PL06-1-2	1.5	0.0730	340	5.78	0.0126	0.059	21	1984	–34
PL06-1-3	2.5	0.0554	347	5.47	0.0101	0.069	26	1979	–29
PL06-1-4	3.5	0.0816	397	5.33	0.0153	0.084	37	1968	–18
PL06-1-5	4.5	0.0221	325	5.37	0.0041	0.088	41	1964	–14
PL06-1-6	5.5	0.0770	327	5.60	0.0138	0.102	57	1948	2
PL06-1-7	6.5	0.0466	343	5.58	0.0083	0.110	73	1932	18
PL06-1-8	7.5	0.0469	330	5.40	0.0087	0.119	111	1894	56

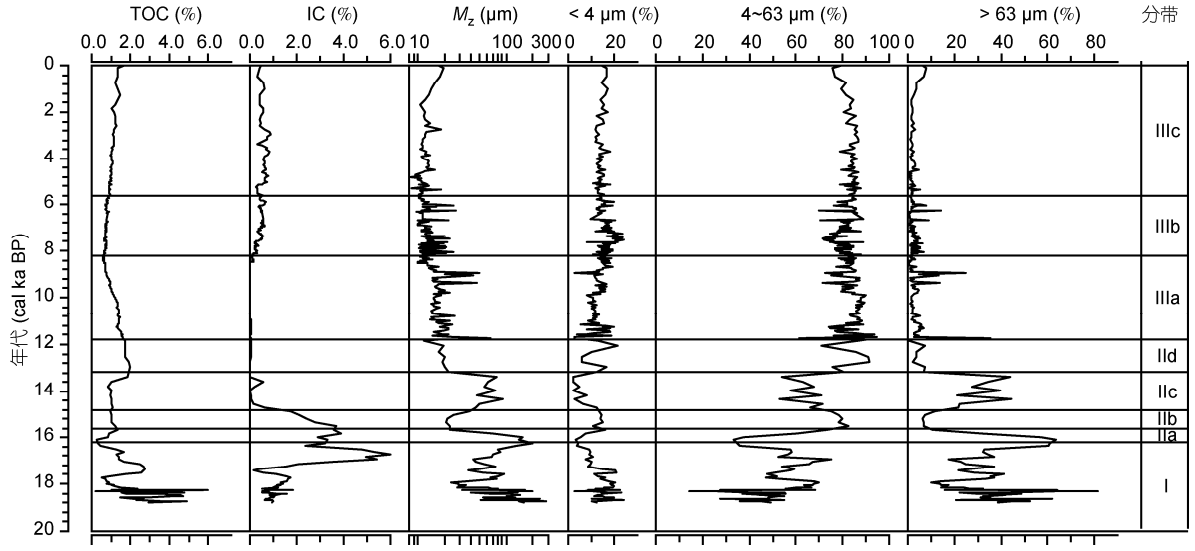

图 4　西藏普莫雍错 PL06-1 钻孔 TOC, IC 和粒度 19 cal ka BP 以来的变化

以前, 大于 63 μm 的粗颗粒含量与 TOC 的峰值具有明显的同步性; 17.2~11.8 cal ka BP, 小于 4 μm 的细颗粒则与 TOC 的变化同步; 而在 11.8 cal ka BP 之后, 无论是沉积物的平均粒径, 还是各粒级组成均无较明显的变化, 似乎与 TOC 的波动没有紧密联系.

普莫雍错 PL06-1 钻孔共发现 32 个花粉科属类型, 其中木本花粉包括松(*Pinus*)、云杉(*Abies*)、冷杉(*Picea*)、铁杉(*Tsuga*)、胡桃(*Juglans*)、桦(*Betula*)、桤木(*Alnus*)、鹅耳枥(*Carpinus*)、榛(*Corylus*)、栎(*Quercus*)、青冈(*Cyclobalanopsis*)、栗(*Castanea*)、榆/榉(*Ulmus*/*Zelkova*)和山茶(*Camellia*); 草甸类型包括杜鹃科(Ericaceae)、莎草科(Cyperaceae)、石竹科(Caryophyllaceae)、拳参(*Bistorta*)、紫薇(*Lagerstroemia*)、香蒲(*Typha*)和唐松草(*Thalictrum*); 草原类型包括禾本科(Gramineae)、十字花科(Cruciferae)、蔷薇科(Rosaceae)、豆科(Leguminosae)、伞形科(Umbelliferae)、菊科(Compositae)和蒿属(*Artemisia*); 荒漠成分包括藜/苋科(Chenopodiaceae/Amaranthaceae)、麻黄(*Ephedra*)、沙棘(*Hippophae*)和柽柳(*Tamarix*).

PL06-1 钻孔沉积物的花粉浓度较低(图 5), 一般不超过 100 粒/cm^3, 反映了湖区不适于植被发育的条件. 在花粉浓度很低的情况下, 考虑某一科属花粉含量的变化意义不大, 因此, 本文仅通过对反映不同生态(水热)条件的花粉类型组合的数量变化进行分析. 14.8 cal ka BP 之前, 花粉浓度与草原成分(包括草原成分与草甸成分之和)具有比较一致的变化, 而在花粉浓度较高的时期(19.4 和 16.5 cal ka BP 左右), 木本花粉比例反而相对较低, 说明该时期沉积物中的花粉含量主要受控于草原植被的变化. 14.8~11.8 cal ka BP, 花粉浓度的变化与草甸和荒漠成分基本一致, 说明该时期的花粉含量更多地受控于湖泊周边的湿地和干旱条件下的植被类型. 在 14.2 cal ka BP 左右木本花粉出现较高比例、与极低的花粉浓度相反, 表明沉积物花粉浓度受到更广范围的木本植被的影响. 11.8~8.2 cal ka BP, 花粉浓度的变化与木本和荒漠成分基本一致, 而与草原成分相反, 说明沉积物花粉来源主要受到较广范围的木本植被和湖区本身干旱条件下植被发育的影响. 8.2~5.6 cal ka BP, 花粉浓度变化与木本成分和草原成分变化基本一致, 而与荒漠成分的变化完全相反, 可能反映了湖区具有适宜的水热条件, 适于湖区草原植被和区域范围内的木本发育, 而不利于荒漠成分扩张. 5.6 cal ka BP 以后, 花粉浓度总体上在较低的水平上波动上升, 这种变化与木本和荒漠成分的变化类似, 而不同于草原和草甸成分的变化趋势, 可能反映了湖区的相对干旱化.

4　湖区环境变化讨论

4.1　冰消期的湖泊发育与逐渐扩张(19~16.2 cal ka BP)

湖泊沉积模式研究表明, 湖水越浅, 受表层波浪或入湖流水的影响越大, 水动力越强. 根据普莫雍错

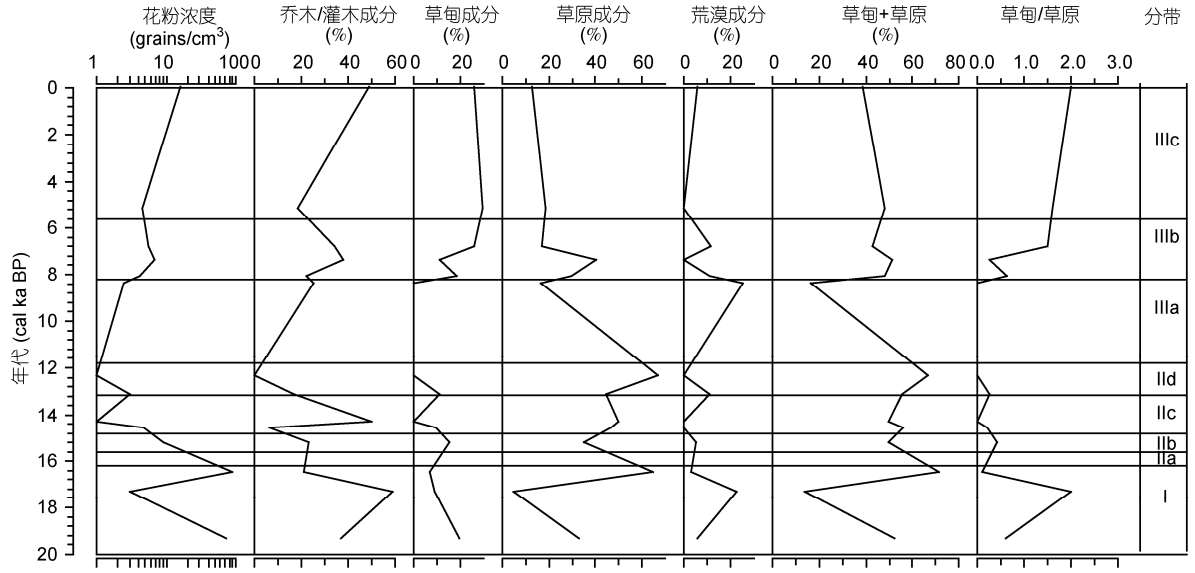

图 5 西藏普莫雍错 PL06-1 钻孔花粉浓度与花粉组合 19 cal ka BP 以来的变化

水体垂直剖面的水温变化分析[28], 湖泊的波浪基面一般低于 20 m, 在此深度以下的沉积物主要是粉砂黏土质(<63 μm)[29], 较少受到湖浪再沉积作用的影响. 因此, 大于 63 μm 的极细沙和细沙物质主要存在于浅水环境. 从 PL06-1 钻孔的粒度变化看, 尽管 15.6 cal ka BP 之前的平均粒度超过 63 μm, 不同粒级的百分组成也显示大于 63 μm 的物质超过 40%, 显示了这个时期湖泊处于浅水的环境. 但是, 从 TOC 和 IC 的变化分析, 二者仅在 17.2 cal ka BP 之前才具有明显相反的变化, 而且较高的 TOC 与较高的粗颗粒含量具有一致性. 由于 PL06-1 钻孔在这个深度出现多层植物残体, 较高的 TOC 可能与大量水生植物的生长及其碎屑输入有关. 由于沉积物的 IC 与其 $CaCO_3$ 含量具有非常高的一致性, 较高的 IC 一方面说明湖泊较浅, 沉积物的 IC 富集容易受到水体蒸发的影响; 另一方面 IC 与粒度变化相反则说明外界的流水可能主要来自冰川融水, 具有较低的 Ca^{2+} 浓度[23], 能够减弱沉积物中的 IC 富集, 反映了浅水湖泊沉积明显受到外界物质输入的影响. 根据这些条件, 推测当时的冰川融水量并不是很多, 代表了冰后期冰川开始逐渐融化, 融水不断补给湖泊造成其扩张的过程.

从花粉浓度和组成分析, 当时的花粉浓度不高, 并且其中主要以木本和荒漠成分为主. 由于普莫雍错流域海拔较高, 目前基本没有木本植物[30], 推测这些木本花粉是风从其他地区携带过来的产物, 而荒漠成分代表了这个时期的干旱环境. 在这个时期的湖芯中, 发现了大量残存的水生植物残体层, 并具有原位保存的特征. 根据对普莫雍错的调查, 受水体透明度影响, 目前的水生植物生存最大深度大概在水下 15 m[30], 这个层位大量原位水生植物残体的存在则反映了当时较浅的水体环境, 而较多的荒漠成分则可能指示由于湖泊面积较小, 流域湿度极低.

4.2 冰后期的环境波动与突变(16.2~11.8 cal ka BP)

16.2 cal ka BP 之后, 沉积物的 TOC, IC, 平均粒径和花粉浓度均发生改变, 根据不同的指标变化可以划分为不同的阶段. 从平均粒径变化看, 16.2~15.6, 15.6~14.8, 14.8~13.2 和 13.2~11.8 cal ka BP 分别呈现快速下降、从低值到高值、维持高值、再次下降直至稳定的过程; TOC 变化显示 16.2~15.6 cal ka BP 逐渐上升, 15.6~13.2 cal ka BP 稳定和 13.2~11.8 cal ka BP 保持高值; IC 则在 16.2~15.6 cal ka BP 逐渐上升, 15.6~14.8 cal ka BP 急剧下降, 到 14.8~11.8 cal ka BP 一直维持在低值; 花粉浓度则在 16.2 cal ka BP 以来一直下降, 在 14.2 和 11.8 cal ka BP 均出现最低值, 但其中的草甸、草原和荒漠成分则比较稳定. 因此, 可以把 16.2~11.8 cal ka BP 看做一个复杂的波动变化时期.

16.2~15.6 cal ka BP, 平均粒径较低并且快速下

降指示了外界流水的不断补给已经使得湖泊深度增加, 但 IC 的上升则反映湖泊蒸发仍然造成碳酸钙的析出. 15.6~14.8 cal ka BP 是一个平均粒径突然增大的阶段, TOC 没有明显变化, 但 IC 急剧下降, 可能意味着冰川融水输入的增强引起粒度增加和 $CaCO_3$ 沉淀的减弱. 16.2~14.8 cal ka BP, 花粉浓度持续下降, 并与木本成分下降一致, 可能反映了风力减弱造成外来花粉的减少, 而花粉中草甸成分相对增多和荒漠成分相对减少则说明流域湿度的增加, 以冰川融水补给为主的湖泊水量增加和蒸发加强反映了温暖的状态. 14.8~13.2 cal ka BP, 平均粒径出现一个高值区间, 花粉浓度在缓慢下降的过程中出现了突然的降低, 这个降低与草甸成分突然降低一致, 而与木本成分突然增加相反. 这种情况可能指示了一个弱的环境恶化事件, 由于干冷过程的影响, 外来的木本成分增加, 本地的湿润草甸成分减少, 由于补给减少使得湖泊水深下降, 同时风沙的作用也对沉积物的粒度变粗产生一些影响. 13.2~11.8 cal ka BP, 平均粒径再次下降, IC 维持在非常低的水平, 指示了湖泊的水动力减弱和较弱的蒸发条件. 从花粉浓度和各组成成分分析, 这个时期总体上不利于植被生长, 外来的木本、本地的草甸和荒漠成分均在极低的水平, 仅有一些草原成分. 然而, 这个时期的 TOC 出现较高的水平, 一方面可能与 13.2 cal ka BP 前后出现的花粉含量增加有关; 另一方面也可能受到水体中低等生物增加的影响.

4.3 全新世以来的深水条件与冷暖干湿(11.8 cal ka BP~现在)

沉积物的粒度自 11.8 cal ka BP 以后几乎没有变化, 并且一直都以粉砂黏土质的细颗粒为主, 说明沉积位置在这个时期的水深一直都超过了表层湖浪影响的深度. 11.8~8.2 cal ka BP, TOC 出现缓慢下降, IC 一直为最低值. 但是, TOC 在 8.2 cal ka BP 左右达到最低点后又缓慢上升, IC 也开始有所增加. 沉积物的花粉浓度和木本花粉含量自 11.8 cal ka BP 之后缓慢上升, 但在 11.8~8.2 cal ka BP 期间, 草原成分呈现显著下降, 而荒漠成分呈现显著增加. 由于目前分析的孢粉样品没有足够高的分辨率, 作者难以对全新世早期的情况进行详细判别. 然而, 从当时的湖泊具有较大水深的条件分析, 应该不适于水生植物发展. 另外, 在 11.8~8.8 cal ka BP, 沉积物平均粒径在整个全新世相对较高, 但小于 4 μm 的黏土成分比例却相对较低, 较多的粉砂或更粗的成分可能会带来较多的陆源有机质输入进湖泊. 因此, 湖区环境在全新世早期还是有利于陆生植被发育, 从而有足够的陆源有机质　碎屑输入湖泊. 尽管 8.2 cal ka BP 前后的 TOC 低值、较低的草原成分和较高的荒漠成分反映了环境的干旱状况, 但应该是环境变化中的一个突变事件, 并不意味着湖区从全新世早期到中期向干旱化发展的趋势.

8.2~5.6 cal ka BP, 沉积物的花粉浓度和木本花粉含量继续上升, 并且草甸成分急剧增加, 而荒漠成分急剧减少, 可能反映了温暖湿润条件有利于湖滨草甸植被的发育, 木本花粉的增加一方面可能与流域内部植被条件的改善有关, 也可能是外来木本花粉源区扩大造成的结果. 在 7.2 cal ka BP 前后, 沉积物的花粉浓度、木本成分和草原成分含量均达到峰值, 可能反映了这个湖区全新世中期的一个温暖适宜的条件. 5.6 cal ka BP 以后, 尽管花粉浓度仍在增加, 但是草甸成分、草原成分的比例相应下降, 而木本成分和荒漠成分有所增加, 代表了湖区向干旱发展的趋势.

4.4 与西藏南部其他湖芯记录的比较

尽管目前在青藏高原地区开展了许多湖泊沉积环境记录研究, 但能够涵盖末次冰消期的连续沉积序列仍然不足. 从现有的记录看, 青藏高原南部具有较高年代分辨率的记录主要在东南部的义敦湖[6]和仁错[7]、南部的羊卓雍错[13]以及西南部的佩枯错[8]和扎布耶湖[12]. 最近的文献对青藏高原东部的纳陵湖[31]和以冰川融水补给为主的希门错[32]17 cal ka BP 以来的环境记录进行了报道, 尽管这两个湖可能更多地受到来自东南季风的影响, 但也不失为进行环境序列比较的材料. 为使时间上的对比一致, 本文将年代数据统一转换为日历年龄数据进行比较.

16.2 cal ka BP 之前, 青藏高原东南部的义敦湖区仍然以代表冷干的草原景观为主, 仁错湖区呈现为荒漠草原; 东部的希门错湖区冰川规模依然较大, 但逐渐增加的冰川融水给湖泊带来了粒度较粗而磁化率较高的风化产物; 纳陵湖区由草原景观开始向草甸景观转化; 南部的羊卓雍错湖区湿度稳定的增加, 但是仍然处在相对寒冷的状态; 西南部扎布耶湖的化学指标显示该湖可能仍处在冻结状态. 在这个

时期, 普莫雍错在冰川融水增加的影响下开始由浅到深逐渐扩张, 花粉组合中的外来木本成分和荒漠成分较多, 反映了湖区温度上升和湿度相对较低的状态. 从湖区环境变化的地理分异看, 冰消期开始对高原东南部和南部带来了显著的影响, 但大规模冰川的存在使得环境依然相对较冷干旱, 湖区湿度条件的改变主要与冰川融水量有关.

16.2~11.8 cal ka BP, 东南部的义敦湖区出现亚高山草甸, 温度上升, 但在 11 cal ka BP 前后气温出现一次短暂的下降. 仁错湖区已经由荒漠草原转向草甸草原. 东部的希门错在该时段的前期(16.5~14.5 cal ka BP)粒度变粗, 指示了冰川融水加强, 而后期(14.5~10.4 cal ka BP)高磁化率的风化物质减少和粒度下降指示了冰川与湖泊的距离明显加大, 10.6 cal ka BP 前后出现了显著的 TOC 下降和粒度的增加. 纳陵湖区在 14.8~10.7 cal ka BP 已经完全以高山草甸为主. 整个 16.5~10.5 cal ka BP 期间, 南部的羊卓雍错湖区都处在湿度较高, 但温度较低的条件, 并且在 14.5 cal ka BP 出现了一次显著的冷事件. 西南部扎布耶湖的碳酸盐含量下降, 沉积物粒度增大, 指示了冰川融水增加的温暖湿润状态, 其中在 10.5 cal ka BP 左右出现了一次严酷的冷干事件. 普莫雍错在这个时期的环境具有非常剧烈的波动变化, 总体来讲, 前期(16.2~14.8 cal ka BP)冰川融水持续增加, 湖区相对温暖湿润, 而后期(14.8~11.8 cal ka BP)分别在 14.2 和 11.8 cal ka BP 出现了环境恶化的事件. 因此, 整个西藏南部地区自冰消期到冰后期基本以相对温湿为主, 不同地区的湖泊记录都反映了环境恶化事件的发生, 由于各个序列的测年材料与碳库效应不同, 比较环境恶化事件的年代可能不具有较多的意义, 但从普莫雍错和希门错均出现 14.5~14.2 和 11.8~10.6 cal ka BP 的冷事件看, 冰川融水补给为主的湖泊可能记录了更多的冷事件, 反映了冰川融水补给湖泊对温度改变引起的融水变化响应敏感.

11.8 cal ka BP 以来, 东南部的义敦湖区在 10.5~8.2 cal ka BP 呈现了由草甸向森林的过渡, 8.2~5.8 cal ka BP 期间出现了最大降水量与相对较高的温度, 而 5.8~1.5 cal ka BP 则出现了温度和降水下降. 仁错在 4 cal ka BP 以后具有明显的干旱化表现. 东部的希门错在 10.4~3.6 cal ka BP 沉积物 TOC 一直处于高值, 冰川融水带来的磁化率较高的风化物质相对较少, 显示了冰川远离湖泊, 湖盆流域生产力较高的温暖状态, 而 3.6 cal ka BP 以后, 粒度轻微增大和代表风化物质增多的磁化率增加说明地表裸露程度增大. 纳陵湖区的高山草甸进一步发育, 代表了温暖湿润程度的增加. 南部的羊卓雍错在 10.5~9 cal ka BP 具有从暖到冷, 从湿到干的变化, 而 9~6 cal ka BP 又显现从冷干到暖湿的变化, 在 6 cal ka BP 前后暖湿程度最高, 之后向暖干发展, 其中在 5.5~5 cal ka BP 出现一次显著的干旱事件. 西南部的佩枯错自 14.7 cal ka BP 以来湿度加强、莎草草原大发展, 在 12.8 cal ka BP 气候冷干, 与 YD 事件相当, 11.4~7.7 cal ka BP 干旱逐渐加强. 西南部的扎布耶湖在 9.5~5.8 cal ka BP 为一个温度最为适宜的时期, 其中在 7.8 cal ka BP 可能具有一次严酷的环境恶化事件, 5.8 cal ka BP 以来, 湖区环境总的趋势是向干旱化发展. 普莫雍错湖区的全新世环境变化与西藏南部的湖芯环境序列基本一致, 但中全新世暖期的表现仅在 8.2~5.6 cal ka BP, 特别是 7.2 cal ka BP 前后比较明显, 可能与其冰川融水补给的特性有关.

5 结论

尽管利用湖泊沉积物中的植物残体进行 ^{14}C 测年可以大大削弱其测年结果的碳库效应, 但是, 利用湖泊表层沉积速率进行的年代控制能够进一步减小混杂沉积的碳库效应影响, 使其更加接近真实的年龄. 普莫雍错湖泊水体中的现代沉水植物川蔓藻、眼子菜与轮藻具有和大气成分相似的 ^{14}C 含量, 反映了湖泊水体与大气 CO_2 的相对平衡状态, 其原因一方面与冰川融水不断补给、水体更新速率较快有关; 更多的是由于水中碳酸盐含量较低, 湖水水体中的水生植物较少利用水中溶解的老碳成分. 然而, 生活在湖滨沼泽地带的眼子菜与轮藻可能更多地利用流动缓慢的地表水或地下水, 导致其吸收了较多的老碳成分, 使得湖滨沉水植物中的 ^{14}C 含量低于大气中 ^{14}C 含量. 因此, 如果不能准确确定植物碎屑的陆生来源或者水生植物的生态特性, 利用沉积物植物残体获得的 ^{14}C 年龄仍然具有碳库效应. 但是, 由于植物碎屑较沉积物混合样品的有机碳来源相对单一, 在陆生/水生植物碎屑比例相似的条件下, 可以将沉积速率获得的年龄与植物碎屑年龄的差值视为序列中稳定的碳库效应.

普莫雍错湖泊发育的历史表明, 冰川融水补给为主的湖泊扩张与否和气候冷暖变化具有密切联系.

在 16.2 cal ka BP 之前的末次冰消期, 普莫雍错为一个水深较浅的湖泊. 16.2~11.8 cal ka BP, 湖泊水深增大, 沉积环境具有剧烈而频繁的波动, 其中 14.2 和 11.8 cal ka BP 左右的 2 次冷事件可能是老仙女木和新仙女木事件的反映. 11.8 cal ka BP 之后, 沉积位置一直处于深水环境, 在较弱的水动力条件下, 粒度变化微弱, 而冰川融水的补给使得湖泊水温较低, 受到湖泊水体影响的沉积物环境代用指标对温暖条件的响应并不明显, 主要在来自流域陆生植被的一些指标中有所反映.

比较现有的西藏南部末次冰消期以来的湖泊沉积记录, 可以发现末次冰消期开始的气候转暖对青藏高原东南部具有明显影响, 而在南部和西南部, 其影响程度逐渐减弱, 其原因可能反映了西南季风自冰消期以后逐渐加强、向高原内部推移的过程. 各个湖泊在冰后期均有对冷事件的反映, 但不同湖泊不同指标对其反映的程度具有较大差异, 以冰川融水补给为主的湖泊对冷事件的响应更加明显. 全新世以来, 西藏南部的各个湖泊均显示了早期的暖湿、中期的环境适宜阶段和晚期出现的冷事件与向干旱化发展的趋势, 代表着西南季风对西藏南部区域的控制性影响.

参考文献

1 PAGES. Science Plan and Implementation Strategy. IGBP Report No. 57. Stockholm: IGBP Secretariat, 2009. 67

2 Brown A G. Learning from the past: Palaeohydrology and palaeoecology. Freshwater Biol, 2002, 47: 817–829

3 Schefuß E, Schouten H, Schneider R R. Climatic controls on central African hydrology during the past 20000 years. Nature, 2005, 437: 1003–1006

4 Zheng D. The system of physico-geographical regions of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Sci China Ser D-Earth Sci, 1996, 39: 410–417

5 Jarvis D I. Pollen evidence of changing Holocene monsoon climate in Sichuan Province, China. Quat Res, 1993, 39: 325–337

6 Shen C M, Liu K B, Tang L Y, et al. Quantitative relationships between modern pollen rain and climate in the Tibetan Plateau. Rev Palaeobot Palynol, 2006, 140: 61–77

7 Tang L Y, Shen C M, Liu K B, et al. Climatic and hydrological changes in the southeastern Qinghai-Tibetan Plateau during the past 18000 years. Acta Micropalaeontol Sin, 2000, 17: 113–124

8 黄翡. 西藏佩枯错 13000-5000 a BP 植被与环境. 古生物学报, 2000, 39: 441–448

9 Zhu L P, Wu Y H, Wang J B, et al. Environmental changes reflected from the core sediments since 8.4 ka in Nam Co, central Tibet of China. Holocene, 2008, 18: 831–839

10 杨保, 唐领余, 李春海, 等. 近 550 年来青藏高原中部植被演化与气候变化研究. 科学通报, 2010, 55: 2139–2147

11 Gasse F, Fontes J C, van Campo E, et al. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: Discussion and conclusions. Palaeogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 1996, 120: 79–92

12 Wang R L, Scarpitta S C, Zhang S C, et al. Later Pleistocene/Holocene climate conditions of Qinghai-Xizhang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotopes of Zabuye Lake sediments. Earth Planet Sci Lett, 2002, 203: 461–477

13 Zhu L P, Zhen X L, Wang J B, et al. A ~30000-year record of environmental changes inferred from Lake Chen Co, Southern Tibet. J Paleolimn, 2009, 42: 343–358

14 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 405

15 文世宣, 章炳高, 王义刚, 等. 西藏地层. 北京: 科学出版社, 1984. 340–365

16 李炳元, 王富葆, 张青松, 等. 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社, 1983. 15

17 西藏自治区水文水资源勘测局. 中华人民共和国水文年鉴 1974—1995 第 9 卷附 1 册: 羊卓雍错流域水文资料, 1996

18 朱立平, 鞠建廷, 王君波, 等. 湖芯沉积物揭示的末次冰消开始时期普莫雍错湖区环境变化. 第四纪研究, 2006, 26: 772–780

19 Minami M, Tezuka T, Zhu L P, et al. Preliminary survey of vascular flora around the Lake Pumayum Co, an alpine lake on the southeastern Tibetan Plateau in China. In: Report on the Japan-China Scientific Research Expedition to Lake Pumoyum Co on the Tibetan Plateau (in Japanese), 2006. 39–62

20 Wang J B, Zhu L P, Nishimura M, et al. Spatial variability and correlation of environmental proxies between multiple cores during the past 18000 year B.P. in Lake Pumoyum Co, Tibet, China. J Paleolimn, 2009, 42: 303–315

21 Watanabe T, Matsunaka T, Nakamura T, et al. Lastglacial-Holocene geochronology of sediment cores from a high-altitude Tibetan lake based on AMS ^{14}C dating of plant fossils: Implications for paleoenvironmental reconstructions. Chem Geol, 2010, 277: 21–29

22 Watanabe T, Matsunaka T, Nakamura T, et al. A new ^{14}C data set of the PY608W-PC sediment core from Lake Pumoyum Co (Southeastern Tibetan Plateau) over the last 19 kyr. Radiocarbon, 2010, 52: 1435–1442
23 Ju J T, Zhu L P, Wang J B, et al. Water chemistry and sediment characteristics in Lake Pumayum Co, South Tibet, China: Implications for lacustrine carbonate deposition. J Paleolimn, 2010, 43: 463–474
24 Krishnamurthy R V, Bhattacharya S K, Sheela K. Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}C/^{12}C$ and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. Nature, 1986, 323: 150–152
25 Morrill C, Overpeck J T, Cole J E, et al. Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. Quat Res, 2006, 65: 232–243
26 Morita Y. Pollen analysis of the sediments from Lake Pumoyum Co, Tibet. In: Report on the Japan-China Scientific Research Expedition to Lake Pumoyum Co on the Tibetan Plateau (in Japanese), 2006. 63–66
27 王卫红, 季民. 沉水植物川蔓藻的生态学特征及其对环境变化的响应. 植物学通报, 2006, 23: 98–107
28 Murakami T, Terai H, Yoshiyama Y, et al. The second investigation of Lake Puma Yum Co located in the Southern Tibetan Plateau, China. Limnology, 2007, 8: 331–335
29 Zhu L P, Jü J T, Wang J B, et al. Further discussion about the features of Lake Puma Yum Co, South Tibet, China. Limnology, 2010, 11: 281–287
30 Minami M, Tezuka T, Zhu L P, et al. Survey of vascular flora around Lake Pumayum Co, an alpine lake located in the southeastern Tibetan plateau in China. J Phytogeogr Taxon, 2010, 58: 50–56
31 Kramer A, Herzschuh U, Mischke S, et al. Late glacial vegetation and climate oscillations on the southeastern Tibetan Plateau inferred from the Lake Naleng pollen profile. Quat Res, 2010, 73: 324–325
32 Zhang C, Mischke S. A Lateglacial and Holocene lake record from Nianbaoyeze Mountains and inferences of lake, glacial and climate evolution on the eastern Tibetan Plateau. Quat Sci Rev, 2009, 28: 1970–1983