



花粉记录的青藏高原中部中全新世以来植被 与环境

唐领余^{①*}, 沈才明^{①②†}, 李春海^③, 彭金兰^①, 刘惠^④, Kam-Biu Liu^⑤,
Carrie Morrill^⑥, Jonathan T. Overpeck^⑦, Jonathan E. Cole^⑦, 杨保^⑧

① 中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008;

② Atmospheric Sciences Research Center, State University of New York, Albany, New York 12203, USA;

③ 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008;

④ 安徽师范大学生命科学学院, 芜湖 241000;

⑤ Department of Geography and Anthropology, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana 70803, USA;

⑥ NOAA Paleoclimatology Program and Cooperative Institute for Research in Environmental Science, Boulder, Colorado 80305, USA;

⑦ Institute for the Study of Planet Earth and Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 88721, USA;

⑧ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000

* 联系人, E-mail: lytang@nigpas.ac.cn; † 同等贡献, E-mail: cshen@climate.cestm.albany.edu

收稿日期: 2008-09-03; 接受日期: 2009-01-21

国家自然科学基金(批准号: 40671196, 40871091, 40372085, 49371068 和 49871078)、中国科学院百人计划项目和美国国家自然科学基金(批准号: ATM-9410491, ATM-0081941)资助

摘要 青藏高原中部的草甸/草原混合生态群落, 对气候变化非常敏感。孢粉记录显示草原发育时期, 莎草减少, 区域气候是相对干旱的, 在时间上对应季风相对弱的时期。依据唐古拉山垭口湖、阿洪错和错那 3 个淡水湖泊钻孔孢粉分析, 定量重建的温度和降水指标, 探讨该地区 8200 cal a BP 以来的植被与气候变化。8200~6500 cal a BP, 尤其是 8200~7200 cal a BP, 植被以草甸/草原混合生态群落为主, 显示强季风控制着青藏高原中部; 6000~4900, 4400~3900 以及 2800~2400 cal a BP 时期区域植被以草原植被为主, 应是 3 次百年尺度的干旱事件; 4900~4400 cal a BP 期间植被类型由草原向草甸转变; 6500~5400 和 3000~1600 cal a BP 出现两次大的变干事件; 数值模拟估计, 高原中部接近于现今的环境, 最早可能出现在 6500 cal a BP, 自 3000 cal a BP 以后高原中部季风性降水和湿度逐渐减少至现今水平, 可能在 700~300 cal a BP 出现一次小冰期变冷事件。

关键词

草甸/草原混合生态群落
孢粉记录
生物气候代用指标
青藏高原中部

青藏高原中部处于草甸与草原两个植物生态系统相邻的过渡地带, 称为草甸/草原混合生态群落(MSE), 对气候变化的响应比高原东南部的森林/草

甸生态群落(FME)更为迅速更为敏感^[1~3]。因而MSE位置的迁移被看作气候变化的指示器。

大量的资料显示, 夏季风降水制约着青藏高原

植被的分布, 从东南向西北沿着等降水线梯度的变化, 植被由森林依次向草甸-草原和荒漠递变^[4,5], MSE大致沿着现代高原中部夏季风 400 mm降水等值线北部边缘分布^[6]。然而, 除高原中部边缘高寒草原地区有部分研究外^[6~9], MSE区域内缺少详细论述季风变化历史的孢粉学记录。

为揭示高原中部中晚全新世植被与环境的变化及 MSE 的迁移的历史, 本文选择靠近 MSE 中心的唐古拉山垭口湖(Tglsh Co)、阿洪错(Ahung Co)和错那(Co Ngion) 3 个淡水湖泊进行孢粉学研究, 利用湖泊孢粉记录中的生物气候指示, 采用判别函数分析定量再造高原中部中晚期全新世植被和湖泊环境变化历史; 同时采用花粉-气候转化函数, 通过对其中较大的湖泊进行分析, 定量推算出高原中部中晚全新世百年尺度的气候变化, 特别是夏季风变化事件, 从而进一步理解西南季风演变过程以及重建青藏高原全新世植被与气候。

1 材料和方法

作者分别于 1995, 1999 和 2001 年夏季, 利用 Piston 钻具, 选择青藏高原中部唐古拉山垭口湖(唐古拉山垭口的青藏公路东侧)、阿洪错(那曲北 10 km)和错那(那曲西 80 km)3 个湖(图 1), 在水深分别为 2.0, 1.5 和 4.8 m 部位钻取长度分别为 1, 1.1 和 0.9 m 3 个

钻孔岩芯。这 3 个湖均为淡水湖, 且均有多条溪水和河流流入这些湖泊。

孢粉分析样品取样间距除阿洪错为 5 cm 外, 其他湖相剖面均为 2 cm。孢粉实验分析时每个样品取 0.99 cc, 加入已知粒数的石松孢子以便于计算孢粉浓度($\text{grains} \cdot \text{cm}^{-3}$, 即粒 $\cdot \text{mL}^{-1}$ 或粒 $\cdot \text{g}^{-1}$)和孢粉通量(粒 $\cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{a})^{-1}$, 即每年每平方厘米沉积的花粉总数)或盘星藻(*Pediastrum*)沉积通量(个体 $\cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{a})^{-1}$, 即每年每平方厘米个体数)。首先进行 HCL 和 KOH 处理, 再进行 HF 和醋酸处理。提取好的样品加入硅油(或甘油)制片在显微镜下鉴定统计。一般每样品统计数超过 300 粒。孢粉百分含量是根据每个样品中的总的陆生植物花粉总数计算; 利用聚类分析结合主要花粉成分的生态特性划分孢粉带^[10]。根据高原不同植被带 227 个表土孢粉样品出现的 100 多个属(科)花粉类型, 选取 20 个典型花粉种类总含量作为 100%, 重新计算每个种类的百分含量后, 建立了转换函数, 并根据收集的 214 个气象站(点)年降水量(MAP)、年均温(MAT)、7 月平均温($T_{7\text{月}}$)计算每个表土点的气象参数, 进行判别函数定量恢复植被和气候^[11~13]。本文采用的转换函数是利用线性回归模式和加权平均最小平方回归模式建立的^[13]。选择这两种模式的原因前者是线性的, 而后者是非线性的, 两者可以相互补充。转换结果显示, MAP 方程, 占总方差的 88%, 其标准

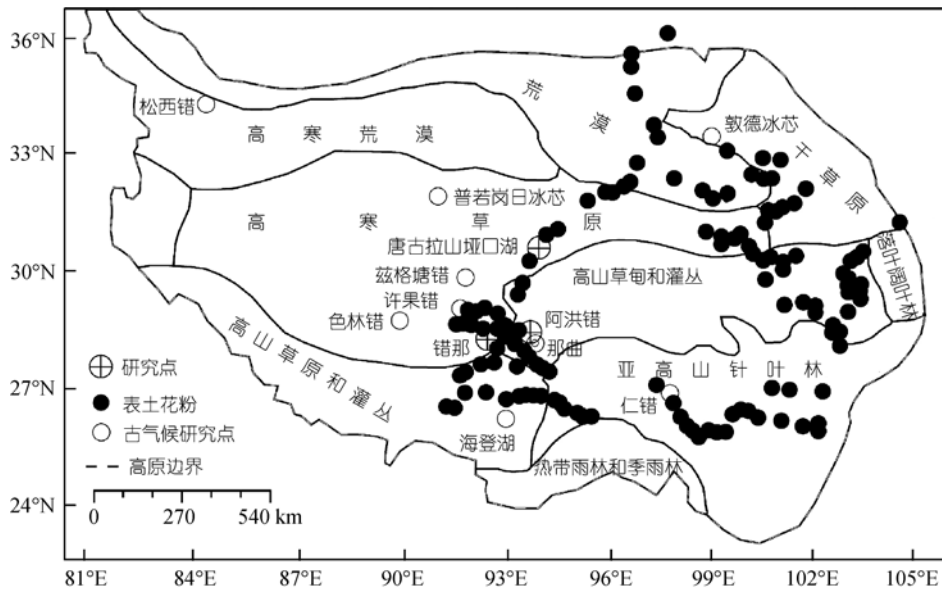


图 1 青藏高原区域植被、表土样品点以及研究点唐古拉山垭口湖、阿洪错和错那的位置

误差为 39 mm; 而 $T_{7月}$ 方程, 占总方差的 81%, 其标准误差为 0.9℃^[12,14].

每个剖面按 1 cm 间距取样 3~5 g 进行烧失量分析, 在马福炉内经 105, 550 和 1000℃ 灼烧, 分别获得含水量(%), 有机质含量(%)和碳酸盐含量(%). 上述孢粉和烧失量分析大部分在美国路易斯安那大学地理与人类学系第四纪实验室完成, 小部分在中国科学院南京地质古生物研究所孢粉实验室分析; 地层年代均采用 ^{14}C AMS 测年, 除唐古拉山垭口湖剖面样品由北京大学 ^{14}C AMS 实验室测定外, 其余均由美国亚利桑那大学 ^{14}C AMS 实验室测得, 测试材料为有机质湖泥、碳屑、陆生植物残体和水生的眼子菜植物残体.

2 地层和年代

本文研究的 3 个湖泊的岩性见图 2, 错那剖面夹有两层泥炭层, 阿洪错和唐古拉山垭口湖剖面有多层植物残体富集层. 3 个湖的湖相沉积层中有机质含量波动于 10%~30%之间, 在泥炭层或植物残体富集层有机质含量可高达 30%; 碳酸盐含量阿洪错较高,

平均 40%以上, 而另外两个湖均不超过 20%(图 2). 3 个湖泊沉积剖面分别在 21 个地层层位测得 ^{14}C AMS 年代(表 1). 所测年代数据均校正为日历年^[14,15]. 唐

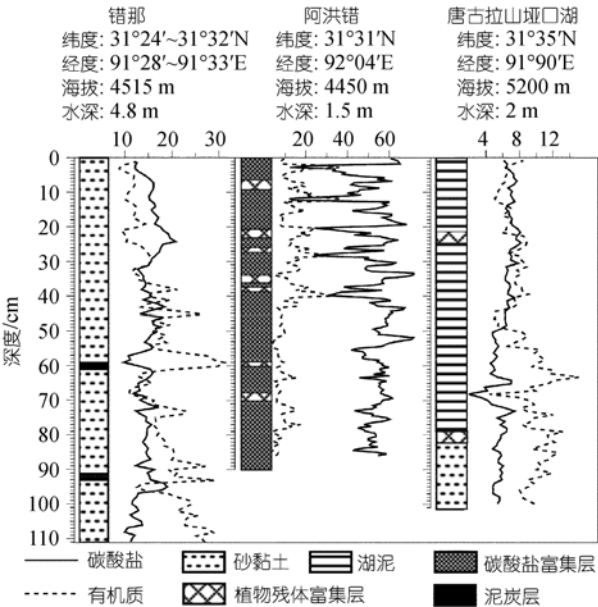


图 2 错那、阿洪错和唐古拉山垭口湖 3 个湖相剖面的岩性、有机质含量(%)和碳酸盐含量(%)

表 1 错那、阿洪错和唐古拉山垭口湖沉积地层的 ^{14}C 年代

实验室编号	湖泊名称	深度/cm	测试材料	年代(^{14}C a BP)	校正年代(cal a BP, $2\sigma^a$)
AA51121	错那	0~1.5	有机湖泥	2140±50 ^{b)}	0~290
AA51122	错那	15~16	有机湖泥	3750±70 ^{b)}	1520~1880
AA51123	错那	31~32	有机湖泥	4530±50 ^{b)}	2360~2750
AA51124	错那	45~46	有机湖泥	4400±60 ^{c)}	3990~4410
AA38070	错那	58~59	有机湖泥	4580±50 ^{c)}	4300~4560
AA38069	错那	60~61	有机湖泥	5450±50 ^{c)}	5470~5660
AA38069	错那	60~61	Potamogeton	4310±50 ^{d)}	4450~830
AA51125	错那	71~72	有机湖泥	4730±80 ^{c)}	4420~4850
AA51126	错那	82~83	有机湖泥	5030±60 ^{c)}	4860~5290
AA38068	错那	91~92	有机湖泥	5290±50 ^{c)}	5310~5580
AA38068	错那	91~92	Potamogeton	4910±50 ^{d)}	5310~5590
AA38067	错那	106~107	有机湖泥	6090±70 ^{c)}	6120~6410
LAMS05-038	唐古拉山垭口湖	28~29	有机湖泥	2530±40	510~560
LAMS05-039	唐古拉山垭口湖	37~38	有机湖泥	2895±40	730~920
LAMS05-037	唐古拉山垭口湖	79~80	有机湖泥	4390±40	2340~2500
LAMS05-040	唐古拉山垭口湖	99~100	有机湖泥	5795±40	4080~4300
AA44634	阿洪错	8~10	炭屑	3480±90	3980~3480
AA44636	阿洪错	22~4	炭屑	5090±80	6160~5610
AA44638	阿洪错	27~29	炭屑	5710±200	6990~6000
AA44640	阿洪错	38~40	炭屑	6640±340	8160~6760
UCIT3388	阿洪错	67~87	炭屑	7070±90	8110~7680

a) 根据 CALIB4.3 校正^[15], b) ~2000 硬水效应, c) ~1000 a 硬水效应, d) ~600 a 硬水效应. 除编号 LAMS 开头的 4 个样品为北京大学 ^{14}C AMS 实验室测试外, 其他均为美国亚利桑那大学 ^{14}C AMS 实验室测定

古拉山垭口湖的测年材料为陆生植物残体; 阿洪错测年材料为碳屑, 该湖表层 3 个水生眼子菜植物残体测得的 ^{14}C 年代分别为 (60 ± 40) , (1 ± 40) 和 (-10 ± 40) a, 没有反映硬水效应^[4]; 错那沉积物的年代由有机质湖泥和眼子菜植物残体测得. 该湖钻孔最上部 1.5 cm 处沉积物有机湖泥, 测得的 ^{14}C 年代为 2000 a 左右. 此年代数据与研究区西北部的兹格塘错表层(2.0 cm)沉积物测得的 ^{14}C 年代 (2010 ± 50) a 很接近. 错那沉积物测得的 12 个年代见表 1, 依据深度-年代关系显示, 35 cm 以上沉积物具有同样的硬水效应, 没有恒定的穿时性, 而 35 cm 以下具有相对恒定的效应^[14]. 错那的硬水效应与已研究的西藏色林错、松西错及兹格塘错类似^[7,14,16,17]. 年代数据显示, 唐古拉山垭口湖、阿洪错和错那 3 个湖的沉积地层时代为中晚全新世, 因此本文研究时代范围限于中晚全新世.

3 花粉分析结果

高原中部 3 个湖泊钻孔的孢粉记录均以草本植物花粉占绝对优势, 约占陆生植物花粉总数的 90% 以上, 主要包括禾本科(*Gramineae*)、蒿属(*Artemisia*)、菊科(*Compositae*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、豆科(*Leguminosae*)、石竹科(*Caryophyllaceae*)、唐松草属(*Thalictrum*)、毛茛科(*Ranunculaceae*)、莎草科(*Cyperaceae*)、嵩草属(*Kobresia*)、蓼属(*Polygonum*)及少量萎陵菜属(*Potentilla*)、锦鸡儿属(*Caragana*)等. 木本植物花粉主要有沙棘属(*Hippophae*)、桤木属

(*Alnus*)、桦属(*Betula*)、松属(*Pinus*)以及零星的冷杉属(*Abies*)、云杉属(*Picea*)、栎属(*Quercus*)、榆属(*Ulmus*)、柳属(*Salix*)、等. 其中乔木植物花粉, 如松属, 云冷杉属, 桦木属等应该是远距离搬运来的. 灌木植物花粉, 萎陵菜属、锦鸡儿属以及草本植物花粉毛茛科、莎草科、蒿草属、蓼属等应是来自当地植物.

3.1 唐古拉山垭口湖

根据该湖沉积剖面的孢粉百分含量和孢粉浓度, 结合聚类分析结果, 可将 Tglsh Co 钻孔剖面分成 5 个孢粉带(图 3).

带 TGL1 (100~95 cm, 4230~3790 cal a BP). 本带禾本科花粉含量在 20% 的基础上逐渐增加, 而莎草科花粉在 25% 基础上逐渐减少, 嵩草属花粉含量在本带最多(5%), 向上减至 2.5% 左右^[6,16]. 蒿属花粉的含量通常在 28% 左右. 唐松草属和藜科花粉含量分别为 6% 和 2% 左右. 其他一些草本植物花粉零星出现. 木本植物花粉含量极少. 此带总的孢粉浓度呈增加趋势, 从 600 粒· cm^{-3} 上升至 1000 粒· cm^{-3} . 盘星藻的数量也有所增加, 达 700 个体· mL^{-1} .

带 TGL 2 (95~75 cm, 3790~2250 cal a BP). 本带蒿属花粉含量变化不大, 仍在 28% 左右. 禾本科花粉含量从最高可达 43% 下降到 26% 左右. 莎草科花粉含量则从 7% 增加到 20%. 嵩草属花粉含量再次减少, 从 2.5% 减至 1% 左右. 唐松草属和藜科花粉含量都稍有增加, 分别达到 7% 和 4%. 其他草本植物花粉含量

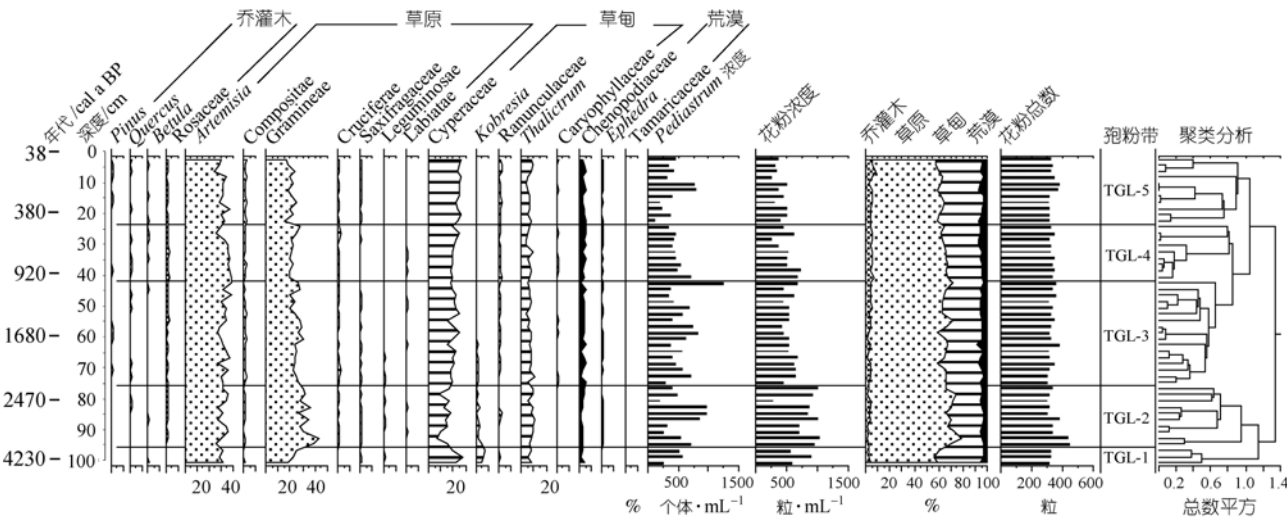


图 3 唐古拉山垭口湖钻孔主要花粉类型百分含量图

也略有增加. 此带总的孢粉浓度保持在 $1000 \text{ 粒} \cdot \text{cm}^{-3}$ 左右. 盘星藻数量波动于 $300 \sim 1000 \text{ 个体} \cdot \text{mL}^{-1}$.

带 TGL 3 (75~41 cm, 2250~970 cal a BP). 蒿属、禾本科和莎草科等主要草本植物花粉含量在 TGL2 带的基础上保持不变, 分别在 35%, 25% 和 20% 左右. 藜科花粉含量稍有增加, 从 2% 增到 4%. 木本植物花粉含量稍有增加. 孢粉浓度保持在 $600 \text{ 粒} \cdot \text{cm}^{-3}$ 左右. 盘星藻数量在 $400 \sim 750 \text{ 个体} \cdot \text{mL}^{-1}$ 之间.

带 TGL 4 (41~22, 970~410 cal a BP). 本带蒿属花粉含量稍有增加, 最高达到 35%, 但后期有所减少; 而禾本科花粉含量比前一带有所减少, 约从 26% 减少至 20% 左右. 莎草科, 藜科花粉含量变化不大; 唐松草属花粉含量仍保持在 5%. 其他草本植物花粉含量较前 2 个带稍有增加. 木本植物花粉含量, 尤其是栎属、桤木属和蔷薇科稍有增加. 此带总的孢粉浓度以及盘星藻数量呈减少趋势.

带 TGL 5 (21~2 cm, 410 cal a BP 至现在). 本带禾本科花粉含量在 20% 左右, 但后期也有减少, 约减少 3%. 而莎草科花粉含量从 20% 升至 24% 左右. 蒿属花粉含量与 TGL4 带相近, 最低为 23%; 唐松草属花粉含量稍有增加, 达 7%. 藜科花粉含量在后期从 4% 减至 2% 左右. 其他草本植物花粉和木本植物花粉变化不大. 此带总孢粉浓度呈减少趋势, 平均达 $300 \text{ 粒} \cdot \text{cm}^{-3}$. 盘星藻个体数量在该带中部较高, 达 $800 \text{ 个体} \cdot \text{mL}^{-1}$.

3.2 阿洪错

带 AC-4 (90~53 cm, 8300~7150 cal a BP). 本带

禾本科百分含量最高 (23.6%), 莎草科含量最低 (29.6%). 蒿属含量高达 36.2%, 唐松草属和毛茛科含量在 5% 左右. 本带孢粉通量是全剖面最高, 尤其本带后期沉积通量高达 $400 \text{ 粒} \cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{a})^{-1}$. 盘星藻的个体通量逐渐增加到 $400 \text{ 个体} \cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{a})^{-1}$.

带 AC-3 (53~28 cm, 7150~6500 cal a BP). 蒿属花粉百分含量在本带仍然较高 (37.3%). 禾本科从 23.6% 降到 18.8%, 而莎草科从 26.9% 上升到 30.1%. 其他花粉种类较少且变化不大. 总的孢粉通量逐渐降低. 盘星藻含量呈下降趋势, 但在本带上部出现峰值 ($400 \text{ 个体} \cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{a})^{-1}$).

带 AC-2 (28~18 cm, 6500~5100 cal a BP). 禾本科、莎草科、蒿属和唐松草等主要草本植物花粉变化不大, 而乔木植物花粉桦木和松属有明显增加. 总的花粉通量明显降低. 盘星藻个体数出现最低值.

带 AC-1 (18~0 cm, 5100~2600 cal a BP). 本带显著特点是莎草科增多和蒿属百分含量下降. 总的花粉通量在本带仍然很低. 盘星藻个体数在本带最为丰富, 但它的通量比带 AC-3 和 AC-4 要低 (图 4).

3.3 错那

错那虽比上述两个湖相对较大些, 但花粉谱仍是莎草科、蒿属和禾本科含量最丰富. 孢粉谱的特点从下而上呈现莎草科花粉逐渐增加, 蒿属和禾本科逐渐降低的趋势. 根据主要花粉类型含量的聚类分析, 错那剖面孢粉记录可分为 5 带 (图 5).

带 CN-5 (110~91 cm, 6300~5400 cal a BP). 本带禾本科花粉一直保持较高含量 (23%~29%). 蒿属花

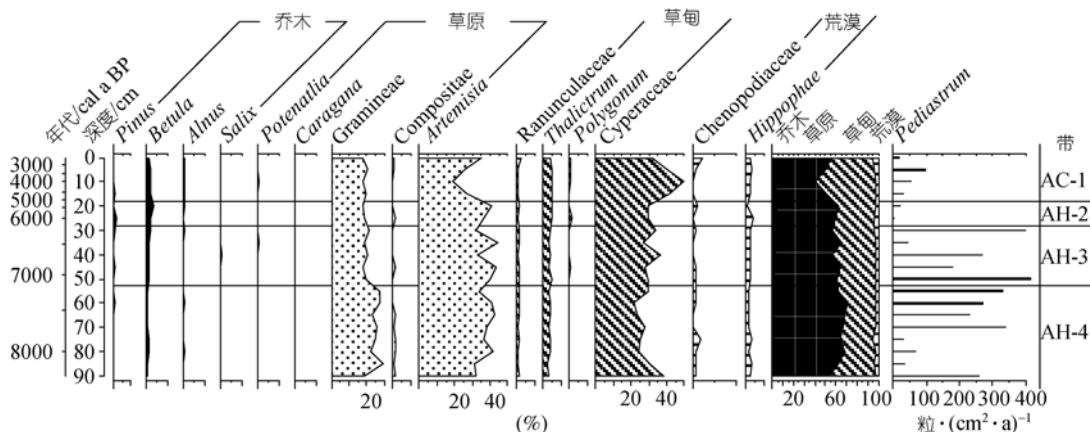


图 4 阿洪错钻孔主要花粉类型百分含量图

粉丰度波动于 20%~29%之间, 呈现 2 个峰 1 个谷. 莎草科花粉从本带下部的 45%非线性降低到上部的 29%. 总孢粉通量相对较高.

带 CN-4 (91~59 cm, 5400~4300 cal a BP). 莎草科花粉从带 CH-5 的最高 29.5%突然上升到 56%, 然后又降低到本带末的 29%. 禾本科花粉在本带有所减少, 然后逐渐上升到本带最高值(35%). 蒿属的百分含量及通量总趋势是上升的, 但在本带中下部有一个明显的下降谷(约 18%). 其他花粉变化不大.

带 CN-3 (59~31 cm, 4300~3000 cal a BP). 蒿属和禾本科的百分含量和花粉通量明显逐渐下降, 相应的莎草科含量在增加. 其他花粉仍然呈现低的含量.

带 CN-2 (31~15 cm, 3000~1800 cal a BP). 本带特点是禾本科花粉含量明显增加, 而莎草科花粉有所降低. 蒿属花粉仍然较高, 但在本带中部明显下降. 本带总的花粉通量比带 CH-3 低.

带 CN-1 (15~0 cm, 1800~0 cal a BP). 本带莎草科花粉占优势, 占花粉总量的 50%, 是本剖面花粉含量最高带, 而它的花粉通量比其他带均低. 禾本科和蒿属花粉含量都明显降低.

4 讨论和结论

4.1 古植被与古气候

众所周知, 湖泊孢粉记录受控于花粉源, 大湖泊流域面积大, 花粉来源广, 反映区域性植被变化^[16],

也能敏感反应短尺度气候变化^[18,19]. 高原中部的错那、色林错、扎日南木错及兹格塘错属较大的湖泊. 而唐古拉山垭口湖、阿洪错及许果错(另文发表)等相对较小的湖泊, 他们的孢粉记录只能反映地方性植被. 青藏高原中部这些湖泊的古植被是依据对现代表土孢粉谱判别分析的函数值对孢粉记录进行模拟而获得^[3].

4.1.1 地方植被的变化

(i) 草原植被优势阶段(8200~4000 cal a BP) 阿洪错虽然处于 MSE 内, 但孢粉记录(带 AC-4~AC-2)显示 8200~5100 cal a BP 草原植被占优势. 根据野外观察, 现在阿洪错周围植被东北面是由莎草科组成的沼泽草甸; 而西南部是由针茅和蒿占优势的丘陵草原. 这个阶段可能是由于季风性降水总量或有效湿度不能充分维持丘陵上草甸土的蒸发, 使这时期植被呈现草原景观; 而唐古拉山垭口湖位于 MSE 偏北位置, 在大约 4230~2250 cal a BP (带 TGL-1~TGL-2)是禾本科和蒿属为优势种的草原植被, 它们在草原成分上有所差别.

(ii) 沼泽草甸植被优势阶段(4200 cal a BP 以后) 唐古拉山垭口湖在 2250 cal a BP(带 TGL-3~带 TGL-5)以后以及阿洪错在 4000~3500 cal a BP(带 AC-1)期间都出现大面积沼泽草甸, 可能是因为湖面降低, 导致沼泽草甸扩大. 此阶段在阿洪错出现多层眼子菜植

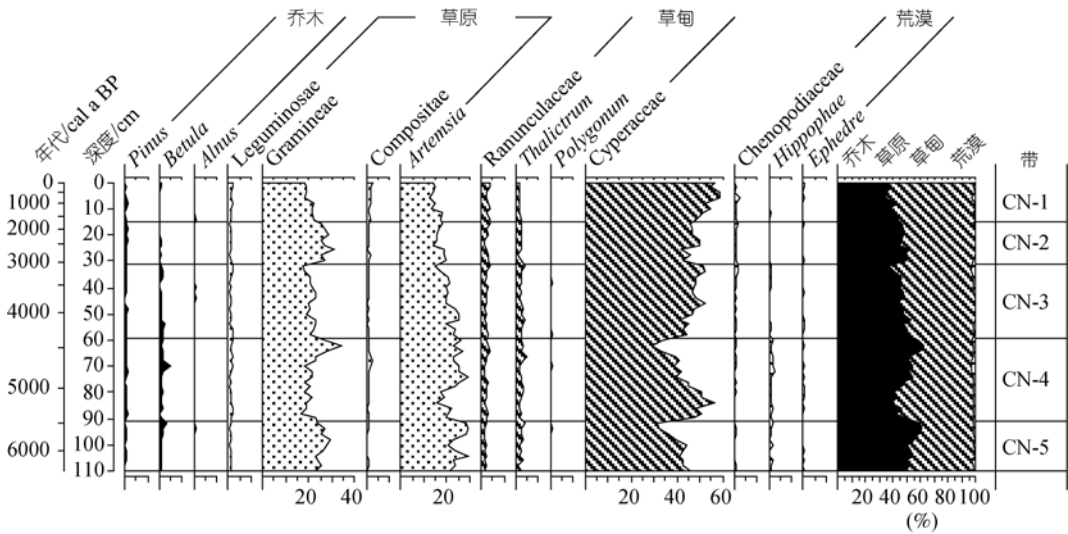


图 5 错那钻孔主要花粉类型百分含量图

物残体富集层, 在唐古拉山垭口湖出现莎草植物残体富集层, 这些层位都是湖水退缩成沼泽后形成的. 在 4000 cal a BP 以后, 两个湖的孢粉记录均出现花粉沉积通量降低, 而远距离搬运来的乔木花粉相对增加. 说明当地花粉产量减少, 显示此时植被盖度明显降低.

4.1.2 区域性植被反映的气候变化

在青藏高原中部的MSE区域范围内, 错那相对于阿洪错、唐古拉山垭口湖, 是相对较大的湖泊, 由孢粉记录恢复的植被可以较详细显示MSE的区域植被变化历史. 在青藏高原中部, 植被群落从东到西在空间上由草甸向草原过渡, 西部草原发育的区域气候相对干旱, 在时间上草原出现对应季风相对弱的时期. 图 6 是根据错那钻孔孢粉记录, 依据表土孢粉谱和气象记录进行判别分析和花粉-气候转换函数定量恢复的植被迁移和气候变化的示意图^[12]. 6000~4900 cal a BP(带CN-5)期间区域植被以草原占优势. 其中 6000~5400 cal a BP定量估算的 7 月份气温($T_{7月}$)接近于现在当地气温, 5000 cal a BP前后 $T_{7月}$ 明显上升, 最高时高于现在 1℃^[14]. 6000~4900 cal a BP年均降水量(MAP)的减少导致有效湿度和湖面逐渐降低, 并形成泥炭层. 这些事实说明在 5800~4900 cal a BP 是一次百年尺度的干旱事件, 这与高原西北部松西

错等湖泊、冰芯记录^[17,19~24]推测的结果具有一致性. 表明夏季风在这一地区的影响约结束于 6500 cal a BP前后; 4900~4400 cal a BP(带CN-4)期间, 区域植被由草原向草甸过渡, MAP开始增加, 接近现在水平, 并保持相对稳定. 而此时 $T_{7月}$ 有所下降, 比现在约低 0.5℃^[14]. 4400 cal a BP(带CN-3)以后MSE $T_{7月}$ 的明显上升, 导致湿度减少和湖面下降. 由于湖水变浅, 眼子菜有可能生长在取样地点, 最终形成泥炭层. 自末次冰期以来, 该时期的突变事件是亚洲季风区第一个被系统研究的百年尺度的气候事件, 这时期季风减弱与北非、中东和印度次大陆以及中国的气候突变具有不一致性^[21,25~27]; 在 3900~2800 cal a BP期间(CN-2)草原和草甸植被之间曾几次变化, 但没有典型的草原出现, 仅在近 2800 cal a BP前后才出现典型草甸植被, 反应研究区的生态群落多次迁移. 这时期的MAP降低于现今值以下, 而 $T_{7月}$ 下跌到或波动于现今气温值; 2800~2400 cal a BP期间(带CN-1), 区域性植被从草甸演变成草原. 2800 cal a BP以后 $T_{7月}$ 变化很小, 而MAP突然减少在现今水平以下 30 mm, 可能又是一次季风降雨减弱时期, 即又一次百年尺度的干旱事件出现^[3,14]. 这同样出现在青藏高原其他地区^[26~29]; 2400~2200 cal a BP为短暂的湿润时期; 2200~1800 cal a BP期间, 草原植被占优势, 可能反映另一个较轻的百年尺度干旱事件; 1800 cal a BP 以后, 生态群

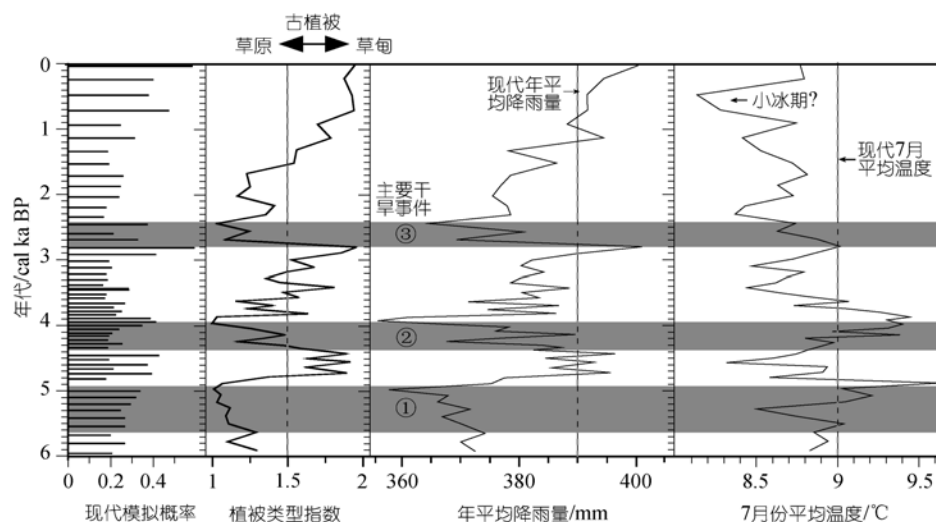


图 6 根据孢粉记录恢复的错那植被迁移示意图以及估算的年均降水量、7月平均温度变化曲线

①~③指示主要干旱事件; 虚线表示现今的指标. 根据文献^[14]重绘

落逐渐演变为与现今比较相似的草甸植被。MAP明显上升到现在的水平, $T_{7月}$ 稍有下降。然而在 700~300 cal a BP期间 $T_{7月}$ 下跌 0.8℃, 可能反映是青藏高原中部出现的一次小冰期变冷事件^[3,14], 有待进一步证实。

4.2 花粉气候代用指标所揭示的主要环境变化

在中国西部寒区或旱区, 蒿属/藜科(A/C)花粉含量的比值往往被选择用作反映空气或土壤湿度的生物气候代用指标。然而, 在青藏高原中部MSE中, 多个全新世湖泊沉积的孢粉记录显示, 藜科花粉百分含量很低。因此, A/C比值就不适合于用来作为本区域反映湿度变化的生物气候代用指标。高原中部唐古拉山垭口湖、阿洪错、错那、许果错、扎日南木错以及兹格塘错^[18], 色林错^[7]等全新世湖泊沉积孢粉记录中均以禾本科、蒿属和莎草科花粉占绝对优势。因此, 我们选择禾本科/蒿属(G/A)花粉比值或莎草/(禾本科+蒿属)(C/(G+A))花粉比值, 以及总花粉通量等生物气候代用指标来讨论研究区全新世沉积环境的变化。

4.2.1 G/A 或 C/(A+G)比值可指示湿度变化

禾本科和蒿属是青藏高原中部几个钻孔中最主要的花粉类型。蒿属花粉主要来自于藏籽蒿(*Artemisia wellbyi*)、垫状蒿(*A. minor*)、小球花蒿(*A. moorcroftiana*)、荒漠蒿(*A. desertorum*); 禾本科花粉

主要来自紫花针茅(*Stipa purpurea*)、羽柱针茅(*S. basiplumosa*)、昆针茅(*S. roborowskyi*)、沙生针茅(*S. glareosa*)、羊茅(*Festuca ovina*)、里氏早熟禾(*Poa litwinowiana*)、以及冷地早熟禾(*P. crymophlila*)^[6]。就这些蒿类群落生态特性而言, 它比禾草类要求偏干旱的环境, 且群落更稀疏些。大量现代表土孢粉数据统计分析表明禾本科和蒿属花粉比值与当地 7 月份湿度增加呈正相关^[3]。因此, 在MSE区域内, G/A比值能有效地指示空气和土壤湿度, 特别是在不能确定莎草科花粉是来自当地还是来自大区域的情况下更有效。图 7(b)看出阿洪错大约 8200~6300 以及 5300~3000 cal a BP, G/A比值较高, 反映这些时段空气或土壤湿度相对较高。从图 2 也可以看出, 这时段阿洪错沉积物的碳酸盐含量较高, 平均达 40%, 也可能是由于潮湿环境产生较强的侵蚀和坡面径流作用, 使大量的矿物质流入湖中而引起。但是, 在青藏高原很多湖泊沉积物测得的烧失量的含量都比较高, 可能不仅仅是侵蚀作用, 需要进一步研究。

另外, 在阿洪错这阶段的沉积层中发现鱼骨化石, 而现在湖中并未有鱼生活, 说明那时的湖水比现在深。6500~5300 以及 3000 cal a BP以后相对湿度下降^[30], 在唐古拉山垭口湖钻孔G/A比值显示从 4230 cal a BP到现在, 呈非线性的逐渐下降趋势, 说明从中全新世后期开始有效湿度逐渐下降直至现在干旱环境。

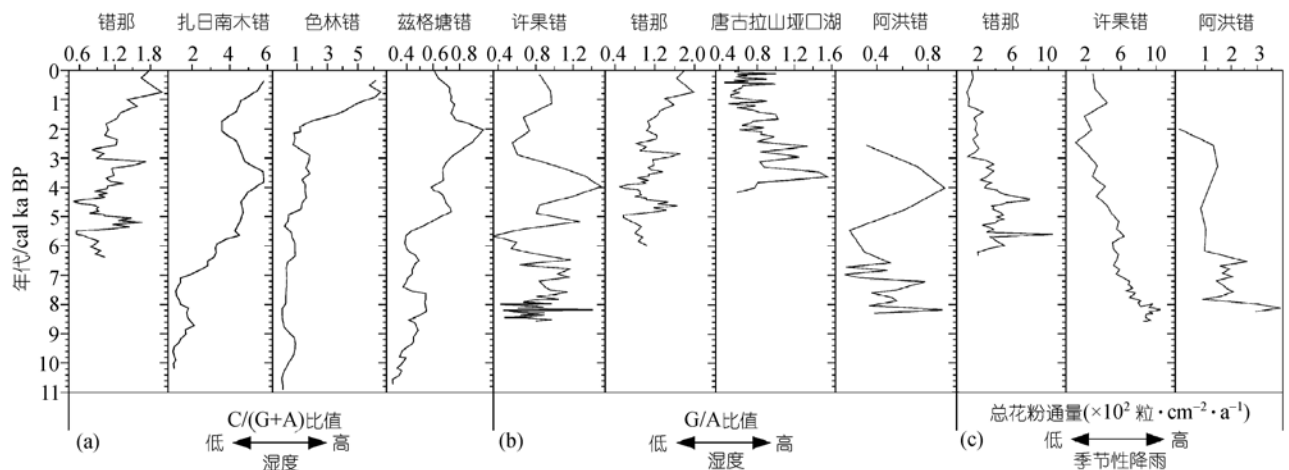


图7 高原中部多个湖泊生物气候代用指标所揭示的主要环境变化示意图

(a) 错那、扎日南木错、色林错和兹格塘错 C/(G+A)比值指示的湿度变化; (b) 阿洪错、唐古拉山垭口湖、错那和许果错 G/A 比值指示的湿度变化; (c) 错那、阿洪错总的花粉通量指示夏季风降水量的变化

图 7(a)显示高原中部错那、扎日南木错、色林错以及兹格塘错 4 个大湖中都是莎草科花粉占优势,他们在植被迁移中起着重要的作用. 在 4 个大湖的孢粉记录中,错那在 6000~5500, 4800~4200 以及 3000~2800 cal a BP 这些时间段 $C/(G+A)$ 的比值减少,与上述阿洪错以及唐古拉山垭口湖两个小湖同期的 G/A 比值增高是同步的,这反映高原中部此时湿度逐渐降低,这可能同样是由于夏季风逐渐减弱所引起.

4.2.2 花粉通量可作为夏季风降水量的代用指标

花粉通量,它能够提供更估算过去植物种群数量的信息,克服了百分含量的统计难题^[31]. 然而,花粉通量只能反映花粉传播的变化,而不是花粉产量的变化. 一般来说,草甸与草原之间植被覆盖度变化仅 2~3 倍^[6],而花粉通量在不同时期可能 10 倍或更多的变化,这说明植被变化虽不是影响花粉通量的唯一因素,但还应是一个重要因素,河流和溪水也是花粉传播非常有效的途径^[32],较高的夏季风降水,可以搬运更多的花粉进入湖泊. 像错那、阿洪错都有几条溪水或小河给湖泊周围的湿地补充水量. 这些河流、溪水尽管现今有些已经不存在,但有可能在全新世某个时期直接流入湖中. 因此,花粉通量可以作为夏季风降水的一个粗略的代用指标. 然而,要谨慎看待这个代用指标,因为除了植被覆盖度和降水外,其他因素,如湖泊水量的变化等也会影响花粉沉积率的变化,结合其他指标才能有一个比较准确的解释. 图 7(c)显示,阿洪错大约在 8200~7200 和 5300~3000 cal a BP 两个时段及错那的 6000~3000 cal a BP 时期,花粉通量明显高于其他时段,这与前面讨论的在这些时段 G/A 值明显增大同步. 同时,唐古拉山垭口湖和阿洪错的孢粉记录中发现盘星藻孢子的通量(个体 $\cdot(\text{cm}^2\cdot\text{a})^{-1}$)分别在 4200~1000, 8200~7200 和 5300~3000 cal a BP 出现丰值(高达 400~60 个体 $\cdot(\text{cm}^2\cdot\text{a})^{-1}$). 比这两个湖的 7200~6500, 3000 cal a BP 以后高出 350 和 40 个体 $\cdot(\text{cm}^2\cdot\text{a})^{-1}$. 这些高值时段与 3 个湖中孢粉总通量、 G/A 比值或莎草科花粉百分含量高值期是同步的,均反映此时湖盆地区降水增多,在植被没有发生显著的变化情况下,应该是季风降水增加所致,明显是一次百年尺度的季风事件.

4.3 结论

综上所述,由青藏高原中部 MSE 区域内几个湖泊沉积物孢粉记录及不同生物气候代用指标揭示的持续变化的湖泊环境以及定量重建的高原中部中全新世-晚全新世时期植被和西南季风的变化史,有如下几点看法:

(i) 高原中部相对较大的湖泊可以反映区域植被的迁移. 如错那,在 6000~4900, 4400 cal a BP 以后以及 2800~2400 cal a BP 时期 MSE 向东迁移,草原在区域植被类型中占主导优势. 6000~4900 cal a BP,重建的 $T_{7月}$ 与当地现代值接近,并逐渐升高,到 5000 cal a BP 左右达最高值,大约比现今高 1°C . 然而,这期间 MAP 呈下降趋势,导致有效湿度和湖面高度的下降,因而在湖泊岩芯中形成一个泥炭层;而在 4900~4400 cal a BP 期间, MSE 向西迁移,导致该区域的植被类型由草原向草甸转变. 此间 MAP 开始增加且达到目前的水平, $T_{7月}$ 比目前低 0.5°C 左右. 而 2800 cal a BP 以后 $T_{7月}$ 低于或在目前水平上波动,推测 MAP 突然降低到比目前低 30 mm 左右; 1800 cal a BP 以后, MAP 也逐渐上升到它目前的水平, $T_{7月}$ 却出现轻微的下降. 然而,在 700~300 cal a BP 这一时期, $T_{7月}$ 下降大约 0.8°C ,这可能显示在青藏高原中部出现了小冰期变冷事件.

(ii) 8200~6500 cal a BP, 尤其是 8200~7200 cal a BP, 强季风控制着青藏高原中部,植被以草原植被为主. 此期间该湖泊盆地有较高的季风性降水,但水文气候并不像现今这么湿润. 可能是早全新世-中全新世夏季高温和高辐射造成那个时期的蒸发量大于现今水平. 在色林错^[7]以及高原南部海登湖和西部松西错的记录中也观测到那一时期具有高季风性降水^[1,2,17].

(iii) 孢粉记录同样反映 6500~5400 和 3000~1600 cal a BP, 两次大的变干事件以及 5800~4900, 4400~3900 和 2800~2400 cal a BP 3 次百年尺度的干旱期的存在,这意味着青藏高原中部接近于现今的环境最早可能出现在 6500 cal a BP. 此时在高原西部结束夏季季风的影响^[17,20]. 在高原东南部重建的 MAP 减少约 100 mm^[1,2]; 在 3000 cal a BP 以后高原中部季风性降水和湿度逐渐减少至现今水平^[33~36].

致谢 本研究多年大量的野外工作得到中国科学院成都分院和西藏自治区外办、 西藏高原生物研究所、兰州大学资源环境学院以及中国科学院寒区旱区工程研究所的大力支持和帮助; 写作过程中陶士臣和万和文同学帮助清绘图件, 审稿人提出建设性修改意见, 在此一并表示感谢.

参考文献

- 1 唐领余, 沈才明, 廖淦标, 等. 末次盛冰期以来西藏东南部的气候变化——西藏东南部的花粉记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(5): 436—442
- 2 唐领余, 沈才明, 廖淦标, 等. 南亚古季风的演变: 西藏高分辨率古气候记录. 科学通报, 2000, 44(18): 2004—2007
- 3 Shen C M. Millennial Variations and Centennial-scale Events in the Southwest Asian Monsoon: Pollen Evidence from Tibet. Doctor Dissertation. Baton Rouge: Louisiana State University, 2003
- 4 Morrill C, Overpeck J T, Cole J E, et al. Holocene variations in the sediments in central Tibet. *Quat Res*, 2006, 65: 232—243 [DOI](#)
- 5 张新时. 青藏高原的生态地理边缘效应. 见: 中国青藏高原研究会, 编, 中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文集. 北京: 科学出版社, 1992. 35—41
- 6 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏植被. 北京: 科学出版社, 1988. 317—330
- 7 孙湘君, 杜乃秋, 陈因硕, 等. 西藏色林错湖泊沉积物的花粉分析. 植物学报, 1993, 35(12): 943—950
- 8 萧家仪, 吴玉书, 郑绵平. 西藏扎布耶盐湖晚第四纪孢粉植物群的初步研究. 微体古生物学报, 1996, 13(4): 395—400
- 9 李柄元, 李元芳, 孔昭宸. 青海可可西里苟弄错地区近二万年来的环境变化. 科学通报, 1994, 39(18): 1727—1728
- 10 Grimm E C. CONISS: AFORTAN77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput Geosci*, 1987, 13: 13—35 [DOI](#)
- 11 Liu K B, Lam S N. Paleovegetational reconstruction based on modern and fossil pollen data: an application of discriminant analysis. *Ann Assoc Am Geog*, 1985, 75: 115—130 [DOI](#)
- 12 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 [DOI](#)
- 13 Webb T, Clark D R. Calibrating micropaleontological data in climatic terms: a critical review. *Ann N Y Acad Sci*, 1977, 288: 93—118 [DOI](#)
- 14 Shen C M, Liu K B, Morrill C, et al. Ecotone shift and major droughts during the mid-late Holocene in the central Tibetan Plateau. *Ecology*, 2008, 89(4): 1079—1088 [DOI](#)
- 15 Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000—0 cal a BP. *Radiocarbon*, 1998, 40: 10451—1083
- 16 席以珍, 宁建长. 中国干旱半干旱地区花粉形态研究. 玉山生物学报, 1994, 11: 119—191
- 17 Van Campo E, Gasse F. Pollen- and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co Basin (western Tibet) since 13000 yr B.P. *Quat Res*, 1993, 39: 300—313 [DOI](#)
- 18 Herzschuh U, Katia W, Bernd W, et al. A general trend on the central Tibetan Plateau throughout the Holocene recorded by the Lake Zigetang pollen spectra. *Quat Int*, 2006, (154-155): 113—121 [DOI](#)
- 19 George H, Debusk Jr. The distribution of pollen in the surface sediments of lake Malawi, Africa, and the transport of pollen in large lakes. *Rev Palaeobot Palynol*, 1997, 97: 123—153 [DOI](#)
- 20 Van Campo E, Cour P, Huang C X. Holocene environmental change in Bangong Co basin (western Tibet). Part 2: the pollen record. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 1996, 120: 49—63 [DOI](#)
- 21 Maxwell A L, Liu K B. Late Quaternary pollen and associated records from the monsoonal areas of continental South and SE Asia. In: Kershaw P, David B, Tapper N, et al, eds. *The Environmental and Cultural History and Dynamics of the SE-Asian-Australia Region*. Advance in Geoecology, Reiskirchen: Catena Verlag GmbH, 2002. 189—228
- 22 Morrill C, Overpeck J T, Cole J E. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *Holocene*, 2003, 13: 465—476 [DOI](#)
- 23 Wei K, Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1315—1334 [DOI](#)
- 24 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. Holocene-Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, 1989, 246: 474—477 [DOI](#)
- 25 Gupta A K, Anderson D D, 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—356 [DOI](#)
- 26 Guo Z T, Petit-Maire N, Kropelin S. Holocene no-orbital climatic events in present-day arid area of northern Africa and China. *Glob*

- Planet Change, 2000, 26: 97—103[DOI]
- 27 周卫健, 卢雪峰, 武振坤, 等. 若尔盖高原全新世气候变化的泥炭记录与加速器放射性碳测年. 科学通报, 2001, 46(12): 1040—1044
- 28 Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, et al. Holocene climate variability. *Quat Res*, 2004, 26: 243—255[DOI]
- 29 徐海, 洪业汤, 林庆华, 等. 红原泥炭纤维素氧同位素指示的距今 6 ka 温度变化. 科学通报, 2002, 47(15): 1181—1186
- 30 Morrill C. Century-scale Changes in Asian Summer Monsoon Precipitation during the Holocene. Doctor Dissertation. Tucson: the University of Arizona, 2002
- 31 Birks H J, Gordon A D. Numerical Methods in Quaternary Pollen analysis. London: Academic Press, 1985
- 32 Bonny A P. Recruitment of pollen to the seston and sediment of some English Lake District. *J Ecol*, 1976, 64: 859—887[DOI]
- 33 Zhao Y, Yu Z C, Chen F H, et al. Holocene vegetation and climate history at Hurleg Lake in the Qaidam Basin, northwest China. *Rev Palaeobot Palynol*, 2007, 145: 275—288[DOI]
- 34 Overpeck J T, Andersson D, Trumbore S, et al. The southwest Indian Monsoon over the last 18000 years. *Clim Dyn*, 1996, 12: 213—225[DOI]
- 35 Overpeck J T, Liu K B, Morrill C, et al. Holocene environmental change in the Himalayan-Tibetan Plateau region: lake sediments and the future. In: Huber U M, Bugmann H K M, Reasoner M A, eds. *Global Change and Mountain Regions: an Overview of Current Knowledge*. Boston: Springer, 2005. 83—92
- 36 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[DOI]