

孢粉记录的新疆巴里坤湖 16.7 cal ka BP 以来的植被与环境

陶士臣^①, 安成邦^{①*}, 陈发虎^①, 唐领余^②, 王宗礼^①, 吕雁斌^①, 李志飞^①, 郑同明^①, 赵家驹^①

① 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;

② 中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008

* 联系人, E-mail: cban@lzu.edu.cn

2009-06-18 收稿, 2009-11-09 接受

国家自然科学基金(批准号: 90502008, 40871006, 40721061)资助项目

摘要 通过对新疆巴里坤湖的地层剖面进行的精确定年和孢粉分析, 结合现代表土孢粉数据, 重建了该地区 16.7 cal ka BP 以来的植被和环境演化历史。结果表明, 在末次冰消期及早全新世(16.7~7.9 cal ka BP)研究区以荒漠植被为主, A/C 值所指示的有效湿度明显偏低, 气候干旱。其中在 16.7~8.9 cal ka BP 期间, 气候环境最为恶劣; 8.9~7.9 cal ka BP 为气候环境逐渐改善的过渡期。研究区在中全新世(7.9~4.3 cal ka BP)为荒漠草原/草原, 有效湿度明显升高, 气候环境相对最为适宜, 湖泊周围高地可能有片状的桦木林地出现。在 4.3~3.8 cal ka BP 这一短暂时期, 研究区植被由荒漠草原/草原迅速转变为荒漠, 有效湿度显著降低, 可能是一次百年尺度的干旱气候事件。研究区在晚全新世(3.8~0.53 cal ka BP)呈现出典型的荒漠草原/草原草甸景观, 有效湿度相对较高, 气候环境相对较为适宜; 0.53 cal ka BP 以来, 呈现荒漠植被景观。区域对比显示, 该地区 16.7 cal ka BP 以来的气候环境演化特征与东亚季风影响区有着明显的差异, 在末次冰消期-早全新世气候干旱, 中全新世-晚全新世气候相对湿润。

关键词

新疆
巴里坤湖
全新世
孢粉记录
植被
气候

全新世是与现代人类关系最为密切的一个时期, 因此备受国际学术界的重视。目前, 对全新世亚洲夏季季风变化的研究已经获得了许多重要的理论成果^[1~5]。亚洲季风降雨从全新世初期开始逐渐增强, 在早全新世-中全新世强度达到最大, 中全新世以来季风及降雨逐渐减弱。这一结论在季风影响区的泥炭^[6,7]、湖泊沉积^[8~11]以及海洋沉积^[12,13]中也得到了验证。然而, 在气候干旱、生态环境脆弱的新疆地区, 关于全新世气候环境演化的高分辨率研究点相对较少, 且研究结果中有很多争议之处。例如, 玛纳斯湖的孢粉以及碳酸盐同位素记录显示, 该地区全新世气候变化部分类似于中国东部的季风影响区^[14~17]。阿尔泰山 Grusha 湖以及 Akkol 湖^[18]的孢粉记录也显示该地区

在早全新世-中全新世气候较为湿润。而最近在博斯腾湖^[19,20]以及乌伦古湖^[21,22]的研究认为, 新疆地区在末次冰消期-早全新世气候干旱, 中全新世-晚全新世气候相对湿润, 且这种气候变化主要受西风环流影响。这些矛盾表明, 新疆全新世气候变化可能比我们以前认识的更为复杂。因此, 为了更好地理解新疆地区全新世气候环境变化及其控制因素, 需要在该地区进一步开展高分辨率的古气候记录研究。湖泊沉积物中的孢粉记录是地质时期古植被的表征和古气候信息的可靠载体, 通过孢粉记录可以恢复研究区的植被历史、重建古气候古环境的演变。

位于天山东段的巴里坤湖是开展该区全新世植被以及气候环境演化研究的一个理想点。Ma 等人^[23]

英文版见: Tao S C, An C B, Chen F H, et al. Pollen-inferred vegetation and environmental changes since 16.7 cal ka BP at Balikun Lake, Xinjiang. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-0174-7

的研究认为, 大约在 62 ka BP 该湖演变成封闭性湖泊. 因此, 该湖泊流域的温度、降水以及植被等相关气候环境信息能够很好地保存在湖泊沉积中. 在过去的 20 多年, 许多学者^[23-28]对该湖开展了一系列不同时间尺度的多指标分析(孢粉、稳定同位素、碳酸盐以及地球化学等), 为深入了解该地区古气候及古植被的演化提供了许多重要的基础资料. 但由于受当时的实验条件等制约, 目前还没有重建该区域末次冰消期以来高分辨率的植被和环境演化记录. 本文以精确定年为基础, 同时结合现代代表土孢粉, 对该湖开展孢粉分析, 以期重建 16.7 cal ka BP 以来, 特别是该地区全新世高分辨率的植被以及气候环境演化历史, 并对影响该区气候环境变化的因素进行初步探讨.

1 研究区概况

巴里坤湖(43°36'~43°45'N; 92°42'~92°54'E) 位于新疆天山东段巴里坤盆地, 东南距巴里坤县城 15 km. 盆地周围分布有巴里坤山、莫钦乌拉山以及天山, 西

北部为荒漠地带(图 1). 该湖早第四纪湖面曾达 850 km², 晚更新世为 500 km²^[28]. 1944 年, 该湖水域面积为 140 km², 海拔为 1585 m, 流域面积为 4500 km². 1984 年, 湖面退缩到 112.15 km², 平均水深为 2.5 m^[29]. 目前, 该湖水深仅为 0.7 m 左右, 海拔为 1575 m, 最大水域面积为 98.5 km². 入湖河流主要发源于天山, 由东南向西北流经巴里坤草原注入该湖. 由于人类活动的影响, 近年来湖面急剧退缩, 湖泊表层有芒硝覆盖, 冬季不结冰.

巴里坤湖地区属于北温带大陆性干旱气候, 多年平均气温为 1.3℃, 其中 1 月和 7 月平均温度分别为 -18.1℃和 17.1℃. 多年平均降雨量为 210.9 mm, 54%集中在 6~8 月, 其中 7 月份降雨最多, 多年潜在蒸发量为 1602.7 mm^[30]. 该地区气候干旱, 巴里坤盆地植被组成相对简单(图 1): 海拔 2900~2800 m 以上的高山植被是以线叶嵩草(*Kobresia capilliformis*)为主的草甸. 森林主要分布在海拔 2900~2100 m, 是由雪岭云杉(*Picea schrenkiana*)和西伯利亚落叶松(*Larix sibirica*)组成的针叶林带. 山地草原成一狭长带

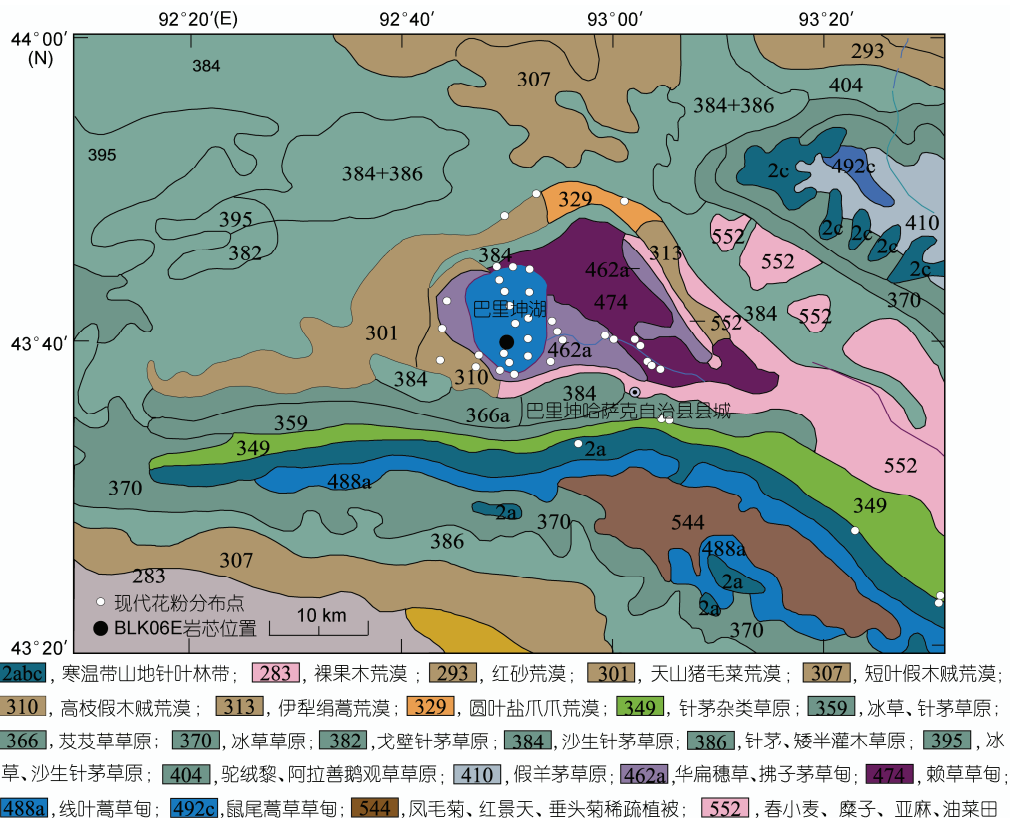


图 1 研究区植被、现代代表土样品点以及研究点的位置^[32]

分布在海拔 2200~2000 m, 以针茅(*Stipa capillata*)和棱狐茅(*Festuca sulcata*)等为主. 荒漠草原从山麓上部开始分布, 几乎达到中山地带, 以沙生针茅(*Stipa glareosa*)、棱狐茅和多根葱(*Allium polyrrhizum*)等为主, 并伴有一些荒漠半灌木、小半灌木, 如短叶假木贼(*Anabasis brevifolia*)和优若藜(*Eurotia ceratoides*)等. 巴里坤盆地内主要是由芨芨草(*Achnatherum splendens*)以及赖草(*Aneurolepidium dasystachys*)等组成的盐化草甸植被. 湖滨出现由琵琶柴(*Reaumuria soongorica*)等组成的面积不大的盐柴类荒漠以及由圆叶盐爪爪(*Kalidium schrenkianum*)组成的盐土植被^[31].

2 岩性、年代和方法

2.1 样品采集

2006年3月, 在巴里坤湖采集到一系列连续岩芯, 其中包括命名为 BLK06E 的岩芯(43°36'57"N; 92°46'27"E; 海拔: 1575 m). 该岩芯上部 215 cm 为人工剖面, 在该剖面的底部利用改造后的 Kullenberg 活塞钻钻取长为 647.8 cm 的岩芯. 整个岩芯按 1 cm 间距分样, 采用 Thermo Savant's LyoPump 系统进行冷冻干燥. 本文只对岩芯顶部 446 cm 进行孢粉分析. 2008年8月在湖泊表层及周围(图 1)分别采集湖泊表层沉积样品, 以及具有代表性的荒漠、草原、草甸、芦苇灌丛和针叶林等不同植被带的表土样品. 通过分析现代样品中的孢粉组成及其与植被类型之间的关系, 为解释地层孢粉的气候环境意义提供现代过程支持.

2.2 岩性与年代

如图 2 所示, 47 cm 以上为含有芒硝颗粒的黏土; 47~72 cm 为粉砂质黏土. 总体上, 72 cm 以上颜色较浅. 72~244 cm 为黑色黏土质湖泥; 244~336 cm 为黏土, 颜色较上一层浅; 336~446 cm 为粉砂层, 夹杂砾石颗粒.

本文共获得 13 个 ¹⁴C 年龄, 测年材料及其结果见表 1, 深度-年代关系如图 2 所示. 在干旱-半干旱区, 湖泊“碳库”效应是湖泊记录的年代研究中的关键问题之一. 我们选择两种方法对该岩芯剖面进行碳库校正. 陈发虎等人^[19]的研究认为, 陆生植物残体一般不受湖泊的碳库影响. 在 BLK06E 岩芯中, 测得 69 cm

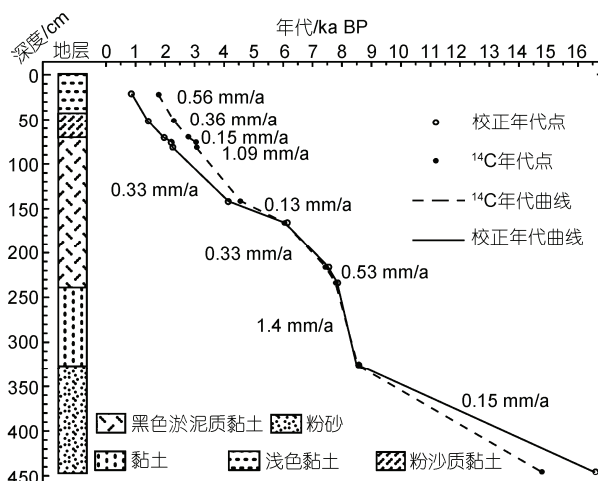


图 2 BLK06E 钻孔剖面的岩性特征、年代-深度关系及各阶段的沉积速率

层位的陆生植物残体 AMS ¹⁴C 年龄为(1945±50) a BP (表 1), 而根据 52 cm ((2309±50) a BP)和 71 cm ((2785±48) a BP)这两个相邻层位的块状样有机质 ¹⁴C 年龄进行线性内插, 得到 69 cm 处的 ¹⁴C 年龄为 2735 a BP, 比同一层位的陆生植物残体年龄偏老 790 a. 为了进一步校正该岩芯剖面“碳库”, 我们提取了岩芯中的孢粉浓缩物进行 AMS 测年, 现有的研究认为, 孢粉浓缩物能够比较真实地反映地层的形成年代, 解决湖泊研究中的“碳库”问题^[33,34], 232 cm 层位的孢粉浓缩物的 AMS ¹⁴C 年龄为(7020±40) a BP, 与 233 cm ((7810±50) a BP)的块状样有机质 ¹⁴C 年龄相比, 差 790 a. 两种不同的方法(测定植物残体、孢粉浓缩物)得到的结果基本是一致的, 我们认为, 以 790 a 作为该湖的“碳库”年龄是合理的. 他人^[35]的研究认为, 该湖具有 750 a 的碳库, 我们的结果颇为近似. 这也与新疆地区其他研究点的湖泊“碳库”较为接近^[19,20,22].

所有块状样有机质 ¹⁴C 年龄减去 790 a 后, 所得 ¹⁴C 年龄数据采用国际通用的 CALIB5.0 年龄校正程序、IntCal04 数据库^[36]进行校正. 结合地层岩性特征, 假设两个主要测年点之间的沉积速率恒定, 运用线性内插/外推法得到所有样品的年龄. 不同阶段岩芯的沉积速率如图 2 所示, 其中最高沉积速率和最低沉积速率分别为 233~325 cm 之间的 1.4 mm/a 和 142~166 cm 之间的 0.13 mm/a. 本文中除明确指外出, 所用年龄均为校正后的日历年(1 cal ka BP=1000 cal a BP).

表 1 巴里坤湖 BLK06E 孔剖面年代数据

实验室编号	深度/cm	测年材料	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	^{14}C 年龄/a BP	校正年龄/cal a BP (2σ)
LUG06-61	23	块状样 ^{a)}	—	1762 ± 50	767~968
LUG06-62	52	块状样 ^{a)}	—	2309 ± 50	1317~1521
LAMS07-008	69	陆生植物残体 ^{b)}	-37.98	1945 ± 50	1775~1999
LUG06-63	71	块状样 ^{a)}	—	2785 ± 48	1861~2062
LUG06-64	76	块状样 ^{a)}	-15.92	3041 ± 53	2146~2349
LUG06-65	82	块状样 ^{a)}	—	3078 ± 51	2147~2364
LUG06-66	142	块状样 ^{a)}	—	4554 ± 76	3961~4360
LAMS07-005	166	块状样 ^{b)}	-28.17	6090 ± 50	5938~6208
LAMS07-006	215	块状样 ^{b)}	-29.51	7445 ± 50	7437~7594
LAMS09-11	232	孢粉浓缩物 ^{b)}	-27.97	7020 ± 40	7758~7945
LAMS07-002	233	块状样 ^{b)}	-25.89	7810 ± 50	7734~7953
LAMS07-003	325	块状样 ^{b)}	-25.85	8520 ± 50	8419~8592
OZL036	446	块状样 ^{c)}	-21.4	14730 ± 90	16195~17017

a) 兰州大学年代学实验室; b) 北京大学 ^{14}C AMS 实验室; c) ANSTO

2.3 孢粉分析

孢粉分析鉴定在兰州大学西部环境教育部重点实验室和中国科学院南京地质古生物研究所完成, 共计 238 份样品, 即 40 份表土样品(图 3)和 198 份地层样品(图 4) (8.9 cal ka BP 以来每个样品的理论分辨率为 47 a; 16.7~8.9 cal ka BP 期间每个样品的理论分辨率较低, 为 464 a). 孢粉样品前处理采用 HCl, NaOH, HF 以及 9:1(乙酸酐:浓硫酸)处理程序, 并分别用 160 μm 和 7 μm 的网布滤除粗颗粒及黏土物质. 通常, 取大约 1 g 样品先后加入 10 mL 10%的 HCl、10%的 KOH 以及 40%的 HF. 化学处理前, 在每份样品中加入已知粒数的石松孢子(*Lycopodium*) (批号: 938934), 以便计算孢粉浓度. 提取好的样品加入甘

油制片在显微镜下鉴定统计. 孢粉样品鉴定时参照王伏雄等人^[37]、席以珍和宁建长^[38]编著的中国植物孢粉形态、中国干旱半干旱地区孢粉形态研究. 除少数样品外, 现代表土每样鉴定 300 粒以上陆生植物孢粉, 岩芯地层每样统计 500 粒以上陆生植物孢粉, 孢粉百分含量是根据每个样品中陆生植物孢粉总数计算所得(图 3, 4).

3 孢粉记录及古植被、古气候

3.1 现代孢粉组合

图 3 是巴里坤湖湖泊表层及其周围不同植被带的现代表土孢粉图谱. 根据样品来源, 将该图谱划分为 7 个类型, 即湖泊表层、荒漠、芦苇灌丛、草原地带、草甸地带、高山草甸、针叶林带

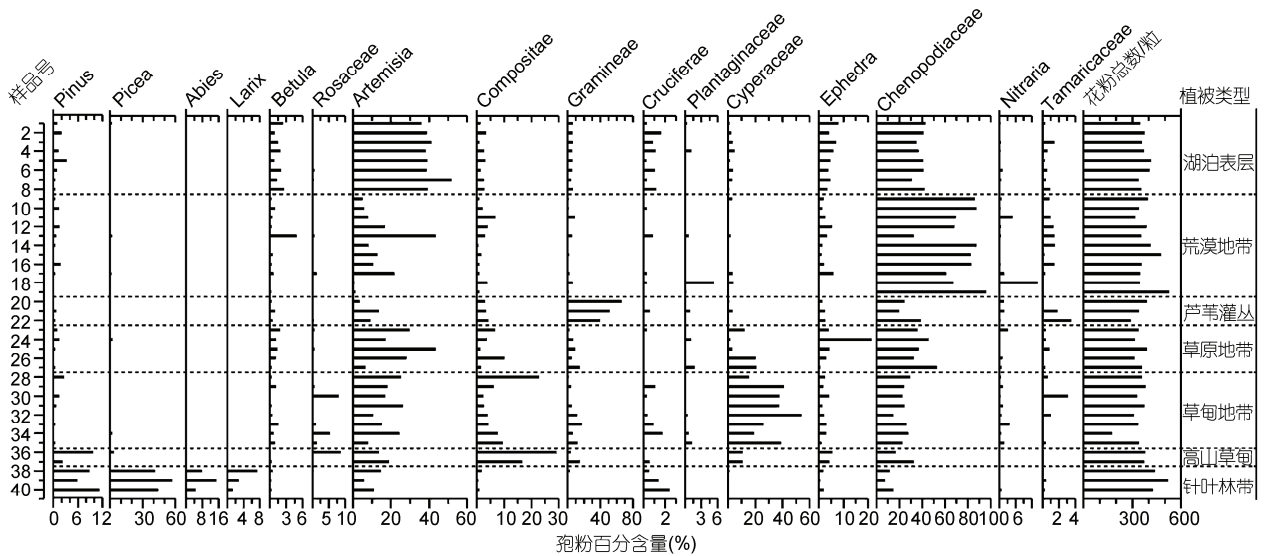


图 3 巴里坤湖湖泊表层以及湖泊周围表土孢粉图谱

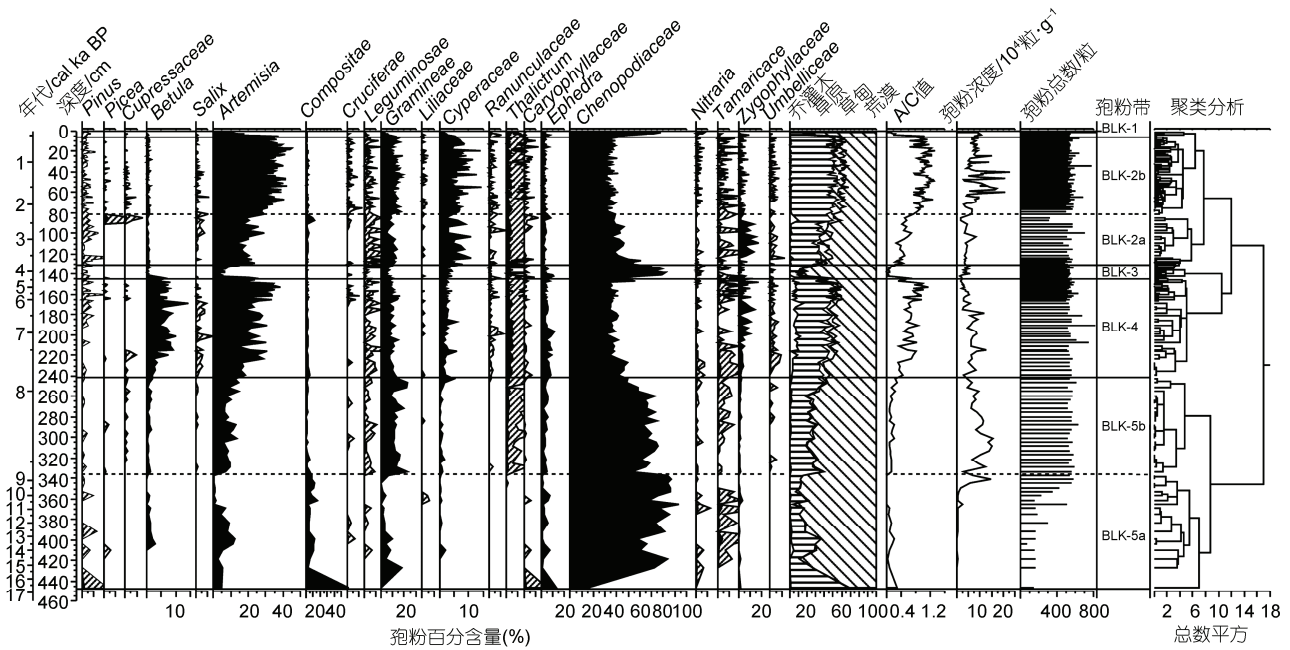


图4 16.7 cal ka BP 以来巴里坤湖 BLK06E 孔的孢粉百分含量以及孢粉浓度组合图

甸、高山草甸以及针叶林带。

该湖泊表层样品的孢粉百分含量组合以藜科 (*Chenopodiaceae*) (34.6%~42.7%) 和蒿属 (*Artemisia*) (35.7%~51.8%) 为主, 桦木属 (*Betula*) (0.7%~2.7%)、菊科 (*Compositae*) (0.8%~2.6%)、禾本科 (*Gramineae*) (5.16%~5.98%)、十字花科 (*Cruciferae*) (0.2%~1.6%)、莎草科 (*Cyperaceae*) (0.6%~4.3%)、麻黄属 (*Ephedra*) (3.4%~7.8%) 以及怪柳科 (*Tamaricaceae*) (0~1.4%) 孢粉都不同程度出现。

在采自湖泊周围荒漠地带的样品中, 孢粉组合以藜科 (32.2%~95.6%) 为主, 平均百分含量高达 74.3%。采自芦苇灌丛的样品, 禾本科含量明显增多 (39.6%~69.4%), 且以长轴 $\leq 30 \mu\text{m}$ 的孢粉颗粒为主, 而采自芨芨草灌丛的样品, 禾本科孢粉含量较低但其颗粒较大。采自草原、草甸地带的样品, 孢粉组合以蒿属 (7.7%~43.4%)、藜科 (14.4%~52.5%)、菊科 (1.4%~22.8%)、禾本科 (0.8%~16.8%)、莎草科 (1.3%~53.6%) 为主。从图 3 可以发现, 采自不同植被类型的表土样品, 其孢粉组合具有明显的差异。总体而言, 在非针叶林带样品中, 以草本、灌木或半灌木植物孢粉为主, 乔木类孢粉零星出现。

采自针叶林带的样品, 以松属 (*Pinus*) (5.8%~11.1%)、云杉属 (*Picea*) (41.1%~56.7%)、冷杉属 (*Abies*) (4.5%~7.7%) 和落叶松属 (*Larix*) (1.2%~7.3%) 孢粉为

主。值得指出的是, 在所有现代样品中, 桦木属孢粉基本上是零星出现的, 这些孢粉可能是由风等传播媒介远距离搬运而来的。

图 3 显示, 取自典型植被带样品的孢粉组合可能主要指示代表地方性植被的单一植被类型; 而湖泊表层样品孢粉组合较为类似, 表明湖泊沉积物混合较为均匀, 孢粉组合代表区域植被的综合信息^[39]。因此, 该湖泊沉积物中的孢粉数据应该能够很好地表征地质时期流域内的植被组合, 忠实地记录气候环境演变的综合信息。

3.2 地层孢粉组合

在 BLK06E 孔岩芯中, 共鉴定出 49 个属(科)孢粉类型。乔木植物孢粉主要有松属、云杉属、柏科 (*Cupressaceae*)、榆属 (*Ulmus*)、鹅耳枥属 (*Carpinus*)、桦木属和柳属 (*Salix*)。灌木或小半灌木植物孢粉主要有麻黄属、藜科、白刺属 (*Nitraria*)、怪柳科、伞形科 (*Umbelliferae*) 以及蕁藜科 (*Zygophyllaceae*)。草本植物孢粉主要有蒿属、菊科、禾本科、豆科 (*Leguminosae*)、毛茛科 (*Ranunculaceae*)、莎草科、唐松草属 (*Thalictrum*) 以及石竹科 (*Caryophyllaceae*)。另外还有一些水生植物的孢粉出现, 如狐尾藻属 (*Myriophyllum*)、黑三棱属 (*Sparganium*) 以及香蒲属 (*Typha*) 等。

图 4 显示的是主要孢粉类型, 藜科、蒿属、禾本科以及桦木属等在整个图谱中占主导。

根据地层岩性及不同属(科)孢粉的含量变化, 参照 CONISS^[40]聚类分析结果, 我们将剖面上部 446 cm 的孢粉百分含量图谱划分为 5 个带, 各带的孢粉组合特征按由老到新的顺序叙述如下。

带 BLK-5 (446~244 cm, 16.7~7.9 cal ka BP): 本带以藜科孢粉为主, 伴有一些蒿属、菊科以及禾本科等(图 4)。本带可以划分为两个亚带, 自下而上分别为: (1) 孢粉亚带 BLK-5a (446~336 cm, 16.7~8.9 cal ka BP), 本亚带属于孢粉贫乏带, 孢粉浓度最低 ($0.04 \times 10^4 \sim 14.7 \times 10^4$ 粒/g), 藜科孢粉占主导(58%~94%), 蒿属孢粉含量相对较低(0.2%~12.6%), 禾本科(0.3%~18.3%)含量呈现非线性下降。A/C 值极低, 平均低于 0.1。(2) 孢粉亚带 BLK-5b (336~244 cm, 8.9~7.9 cal ka BP), 本亚带蒿属孢粉(6.1%~14.5%)以及禾本科孢粉(8%~23.3%)含量出现明显增加, 藜科相对下降(49%~78%)。孢粉浓度($2.7 \times 10^4 \sim 15.5 \times 10^4$ 粒/g)显著升高。A/C 值略有增加, 在 0.1~0.3 之间变化。

带 BLK-4 (244~144 cm, 7.9~4.3 cal ka BP): 本带突出特点是乔木孢粉含量明显增加, 尤其是桦木属含量较高(1.1%~14.3%)。蒿属孢粉含量(12.5%~38.3%)呈现波动性增加。藜科(30.1%~56%)含量明显降低。A/C 值显著升高(0.25~1.2)。

带 BLK-3 (144~132 cm, 4.3~3.8 cal ka BP): 本带的典型特征是蒿属孢粉(1.7%~8%)急剧减少, 藜科孢粉明显增加(48.5%~82%)。桦木属孢粉显著降低, 由带 BLK-4 的平均 6%下降至 0.9%。孢粉浓度相对较低 ($1.36 \times 10^4 \sim 5.56 \times 10^4$ 粒/g)。A/C 值变化于 0.03~0.144 之间。

带 BLK-2 (132~6 cm, 3.8~0.53 cal ka BP): 本带以蒿属和莎草科孢粉含量明显增加且达到整个岩芯剖面的最高值为主要特征。本带可以划分为两个亚带, 自下而上分别为: (1) 孢粉亚带 BLK-2a (132~82 cm, 3.8~2.3 cal ka BP), 本亚带蒿属孢粉含量(12.9%~29%)以及莎草科孢粉含量(1.9%~11%)都在逐渐增加。藜科孢粉含量明显下降。A/C 值也逐渐升高(0.24~0.68)。(2) 孢粉亚带 BLK-2b (82~6 cm, 2.3~0.53 cal ka BP), 本亚带蒿属孢粉(21%~45%)以及莎草科孢粉(2.4%~14.3%)含量都达到整个岩芯剖面的峰值, 而藜科含量依然较低(26%~41.1%)。孢粉浓度显著增加

($3.2 \times 10^4 \sim 22.7 \times 10^4$ 粒/g)。A/C 值在 0.63~1.33 之间。

带 BLK-1(6~0 cm, 0.53 cal ka BP): 本带的显著特点是蒿属含量快速减少(9%~17.7%), 藜科(54%~77.7%)含量显著上升, 禾本科以及莎草科等明显下降。孢粉浓度相对稳定。A/C 值迅速降低到 0.12~0.26。

3.3 16.7 cal ka BP 以来该地区植被及气候环境演化

通过对地层岩芯中禾本科孢粉长轴大小的测量统计, 发现禾本科以长轴 $< 35 \mu\text{m}$ 的孢粉为主。而取自湖边芦苇灌丛的现代土样品中, 禾本科孢粉的长轴绝大多数 $\leq 30 \mu\text{m}$, 因此我们初步认为岩芯中的禾本科孢粉可能主要来自代表地方性植被的湖边芦苇属(*Phragmites*)植物。

在整个岩芯剖面中, 桦木属孢粉除在 7.9~4.3 cal ka BP 这一时期含量(平均 6%)相对较高外, 其他阶段均处于较低(0~2.8%)水平。根据许清海等人^[41]的研究, 我们认为在 7.9~4.3 cal ka BP 这一时期, 巴里坤湖周围高地可能出现片状桦木林地, 而在其他阶段, 湖泊周围的气候环境不适宜桦木属植物的生长。

在干旱-半干旱地区, 植被的演化主要受到区域有效湿度的控制。前人的研究^[14,20,42~44]认为, 在蒿属和藜科占主要成分的地区, A/C 值(蒿属/藜科)能够较好的指示区域有效湿度的变化, A/C 值增大指示着区域有效湿度相对增加。一般认为, A/C 值 < 0.5 为典型的荒漠区, A/C 值 > 0.5 为荒漠草原或草原^[14,43]。巴里坤湖地层剖面的数据显示, A/C 值在 0.03~1.33 之间变化(图 4), 蒿属和藜科孢粉百分含量在整个孢粉图谱中占主要成分(47%~94.1%), 因此能够用来指示研究区有效湿度的变化。

从整个剖面的孢粉组合可以看出, 16.7 cal ka BP 以来, 研究区主要是由蒿属、藜科、禾本科和莎草科等组成的荒漠、荒漠草原、草原或草原草甸植被, 整体上属于较为干旱的气候环境。根据地层岩性、孢粉组合及其代表的植被所指示生态环境意义的不同, 我们将巴里坤湖 16.7 cal ka BP 以来的气候环境及植被演化划分为 5 个阶段: 16.7~7.9 cal ka BP 以荒漠为主, 气候环境干旱, 区域有效湿度极低; 7.9~4.3 cal ka BP 为荒漠草原/草原, 研究区有效湿度明显升高, 气候环境相对最为适宜; 4.3~3.8 cal ka BP 有效湿度明显偏低, 可能是一次百年尺度的干旱气候事件; 从 3.8 cal ka BP 开始, 该地区的草原草甸逐渐恢复, 有效湿度较高,

气候环境相对较为适宜; 0.53 cal ka BP 以来, 气候环境可能再次恶化. 具体叙述如下.

阶段 5: 16.7~7.9 cal ka BP 干旱期, 研究剖面的孢粉组合以及地层岩性表明, 在末次冰消期-早全新世(16.7~7.9 cal ka BP), 气候环境干旱. 特别是在 16.7~8.9 cal ka BP 期间, 岩芯以细沙层为主, 孢粉种类较少, 孢粉浓度处于整个剖面的谷值, 指示当时流域内应该为干旱的荒漠景观. 在 8.9~7.9 cal ka BP 这一阶段, 气候环境逐渐改善, 湖泊水位有所升高, 蒿属以及禾本科等草本植物相对增多, 沉积速率较高, 可能这一时期降雨明显增多或入湖水流较大, 携带较多的碎屑物质进入湖泊, 总体上这是干旱气候向较为湿润环境过渡阶段.

阶段 4: 7.9~4.3 cal ka BP 相对最适宜期, 与干旱的末次冰消期-早全新世气候环境特点不同的是, 研究区在中全新世(7.9~4.3 cal ka BP)出现了 16.7 cal ka BP 以来相对最为适宜的气候环境, A/C 值所指示的湖泊周围有效湿度也明显增加, 以荒漠草原/草原植被为主. 气候环境的改善促进了湖泊周围草甸植被的发育, 如莎草科、唐松草属等植物明显增多. 而禾本科植物相对下降, 可能此阶段湖面上升, 岩芯位置距离湖岸相对较远, 湖边的芦苇属植物生产的孢粉对取样点的影响相对减弱. 湖面的显著升高有利于深水植物的生长, 如狐尾藻属植物的出现, 可能指示着此阶段相对较深的湖水环境. 乔木或灌木类植物有明显扩张的趋势, 特别是桦木属植物明显增多, 可能指示着湖泊周围高地出现片状的桦木林地.

阶段 3: 4.3~3.8 cal ka BP 干旱期, 这一时期草原明显退缩, 乔木植物几近消失, 而荒漠植被迅速扩张, 这可能是一次百年尺度的干旱气候事件. 干旱的气候环境导致湖岸退缩, A/C 值所指示的有效湿度明显降低, 降雨量或有效湿度的下降不利于周围的植物生长, 孢粉浓度明显偏低, 以芦苇属为代表的禾本科植物明显减少.

阶段 2: 3.8~0.53 cal ka BP 相对适宜期, 大约从 3.8 cal ka BP 开始, 该地区的气候环境逐渐好转, 草原草甸植被逐渐恢复, 但湖泊周围的气候环境依然没有恢复到适宜于乔木(如桦木属)或灌木类植物较好生长的水平, 代表地方性植被的草甸成分明显增加, 可能预示着这一阶段环境状况劣于该地区在 7.9~4.3 cal ka BP 的气候环境. 该阶段大体可以划分两个时期: 在 3.8~2.3 cal ka BP 研究区草原逐渐扩张,

以莎草科为代表的草甸植被也在逐渐增加, A/C 值指示的有效湿度逐渐增加; 从孢粉图谱可以看出, 在 2.3~0.53 cal ka BP 期间, 草原/草甸成分在湖泊周围出现明显的扩张, 且达到整个剖面的最高值. 在该阶段地层中也出现一些狐尾藻植物, 可能指示着湖泊水体相对较深.

阶段 1: 0.53 cal ka BP 近代干旱期, 在这一时期, 荒漠成分急剧扩张. 可能是人类活动以及气候共同导致了该地区环境的恶化.

4 讨论和结论

4.1 讨论

巴里坤湖的记录显示, 在末次冰消期-早全新世(16.7~7.9 cal ka BP), 研究区气候干旱, 湖泊周围呈现出荒漠植被景观. 气候环境在这一阶段的晚期(8.9~7.9 cal ka BP)逐渐改善, 此时草原成分有所增加, 降水或入湖水量增多, 湖泊水位升高, 处于气候由干旱环境向湿润的过渡期. 薛积彬和钟巍^[35]的研究工作认为, 该湖在 9.4~7.4 cal ka BP 期间为冷干环境; 而韩淑婷等人^[24]的研究显示, 早全新世巴里坤湖地区总体上属于暖干环境. 这与本研究的结论虽不完全一致, 但都表明了早全新世的干旱. 早全新世的干旱在亚洲中部干旱区的湖泊中得到广泛的记录, 譬如, Wang 等人^[45]对位于蒙古的 Gun Nuur 湖的分析表明, 该湖在早全新世完全干涸. 博斯腾湖记录显示, 在末次冰消期-早全新世这一阶段气候环境干旱, 直到 8 cal ka BP 左右湖泊才开始形成^[20]. 对位于巴里坤湖西北大约 600 km 的乌伦古湖进行的多指标分析表明, 在早全新世该湖以暖干的气候环境为主要特征^[21,22]. 里海水位在早全新世也低于目前的状态^[46]. 这些研究结果表明, 亚洲中部干旱区早全新世气候非常干旱, 与亚洲季风影响区的气候环境有着明显的差异^[2,3,6].

巴里坤湖在中全新世(7.9~4.3 cal ka BP)气候环境相对最为适宜, 属于荒漠草原/草原, 湖泊周围高地可能出现片状的桦木林地. 前人^[24]研究认为这一时期气候总体湿润; 最近的稳定同位素等数据也显示, 巴里坤湖在 7.4~5.9 cal ka BP 这一时期为暖-湿环境^[35]. 这些记录与我们的结果大体相似, 尽管在具体的时段上存在一定的差异, 这可能是由年代框架和分辨率的差异等因素所致. 同时, 巴里坤湖这一时

期的孢粉记录也得到了 An 等人^[47]以及 Chen 等人^[48]提出的新疆地区在中全新世出现湿润气候环境这一结论的支持。这期间,位于蒙古的 Telmen 湖^[49]在大约 7 ka BP 开始形成。此时的博斯腾湖^[19,20]气候环境相对较为湿润。玛纳斯湖^[14]出现以蒿属为主的草原。咸海^[50]等也出现了湿润的气候环境。亚洲中部干旱区中全新世相对湿润的气候环境具有较为广泛的区域一致性。

巴里坤湖在晚全新世(3.8~0.53 cal ka BP)的气候环境相对适宜,属于荒漠草原/草原草甸。前人^[24]的资料显示,这一阶段气候趋于干旱。我们则认为,尽管该区气候环境与相对最为适宜的中全新世(7.9~4.3 cal ka BP)相比有所恶化,但总体而言,该区依然较为湿润,草原草甸植被明显恢复。这也与他人^[35]的研究结果存在一定的差异。在晚全新世,中亚干旱区其他湖泊如 Van 湖^[51,52]、Telmen 湖^[49,53]等也出现相对湿润的气候环境。乌伦古湖在 1.85~0.56 cal ka BP 阶段出现最为湿润的气候环境^[22]。简言之,与中全新世相比,研究区在晚全新世气候环境相对恶化,但优于早全新世的气候环境。

值得一提的是,巴里坤湖孢粉记录的 4.3~3.8 cal ka BP 这一百年尺度的干旱气候事件可能很好地对应其他地区发生的 4200 a BP 干旱事件^[54,55]。黄土高原西部在 4.0 cal ka BP 左右气候环境出现恶化^[56,57],青藏高原中部地区在 4.4~3.9 cal ka BP 这一时期出现百年尺度的干旱气候事件^[58,59]。而前人^[24,35]对该湖的研究结果并没有清晰地记录到这一干旱气候事件,

可能是因为年代分辨率和代用指标的差异等因素所致。巴里坤湖的孢粉数据表明,新疆地区也可能受到 4200 a BP 干旱事件的影响。

巴里坤湖的孢粉记录以及地层岩性变化的结果表明,研究区全新世的气候环境演变具有较为典型的干旱区气候环境变化特征。研究区在末次冰消期以来的气候环境变化特征得到了亚洲中部干旱区其他湖泊研究结果的印证。

4.2 结论

(i) 对巴里坤湖湖泊岩芯的孢粉以及岩性地层变化进行了综合分析,结果表明 16.7 cal ka BP 以来该地区的植被以及气候环境演化存在 5 个主要时期:在 16.7~7.9 cal ka BP 期间出现干旱的气候环境,研究区植被是以藜科为主的荒漠植被;在 7.9~4.3 cal ka BP 期间气候环境相对最为适宜,区域植被是以藜科、蒿属以及禾本科等为代表的荒漠草原/草原,湖泊周围高地可能出现片状的桦木林地;而在 4.3~3.8 cal ka BP 期间出现一次百年尺度的干旱气候事件,植被是以藜科为主的荒漠景观;在 3.8~0.53 cal ka BP 期间气候环境相对较为适宜,周围出现荒漠草原或草原草甸;0.53 cal ka BP 以来,研究区环境可能再次恶化。

(ii) 巴里坤湖地层剖面的孢粉 A/C 值能够较好地指示研究区有效湿度的变化历史,研究区的有效湿度出现了 3 个明显偏低和两个相对较高的时期。

致谢 本工作在野外采样及实验中得到曹继秀高工、赵艳教授、黄小忠博士、金明博士、张科博士、魏海涛博士以及万和文同学的大力支持和帮助,在此一并表示感谢。

参考文献

- 1 Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene Forcing of the Indian Monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. *Science*, 2003, 300: 1737—1739
- 2 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian monsoon. *Science*, 2004, 304: 575—578
- 3 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic Climate. *Science*, 2005, 308: 854—857
- 4 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
- 5 邵晓华,汪永进,程海,等.全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录. *科学通报*, 2006, 51: 80—86

- 6 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 211: 371—380
- 7 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12 000 years and paleo-El Niño. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 231: 337—346
- 8 Hodell D A, Brenner M, Kanfoush S L, et al. Paleoclimate of Southwestern China for the past 50,000 yr inferred from lake sediment records. *Quat Res*, 1999, 52: 369—380
- 9 Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, et al. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: A direct indication of the Asian monsoon climatic history. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 1669—1679
- 10 Li X Q, Zhou J, Shen J, et al. Vegetation history and climatic variations during the last 14 ka BP inferred from a pollen record at Daihai Lake, north-central China. *Rev Palaeob Palynol*, 2004, 132: 195—205
- 11 Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quat Int*, 2005, 136: 131—140
- 12 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar Geol*, 1999, 156: 245—284
- 13 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
- 14 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
- 15 Rhodes T E, Gasse F, Lin R, et al. A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 120: 105—121
- 16 林瑞芬, 卫克勤, 程致远, 等. 新疆玛纳斯湖沉积柱样的古气候古环境研究. *地球化学*, 1996, 25: 63—71
- 17 林瑞芬, 卫克勤. 新疆玛纳斯湖沉积物氧同位素记录的古气候信息探讨——与青海湖和色林错比较. *第四纪研究*, 1998, 18: 309—318
- 18 Blyakharchuk T A, Wright H E, Borodavko P S, et al. Late-glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 209: 259—279
- 19 陈发虎, 黄小忠, 杨美临, 等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式——以新疆博斯腾湖记录为例. *第四纪研究*, 2006, 26: 881—887
- 20 Huang X Z, Chen F H, Fan Y X, et al. Dry late-glacial and early Holocene climate in arid central Asia indicated by lithological and palynological evidence from Bosten Lake, China. *Quat Int*, 2009, 194: 19—27
- 21 蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起, 等. 西风区全新世以来湖泊沉积记录的高分辨率古气候演化. *科学通报*, 2007, 52: 1042—1049
- 22 Liu X Q, Ulrike H, Shen J, et al. Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China. *Quat Res*, 2008, 70: 412—425
- 23 Ma Z B, Wang Z H, Liu J Q, et al. U-series chronology of sediments associated with Late Quaternary fluctuations, Balikun Lake, north-western China. *Quat Int*, 2004, 121: 89—98
- 24 韩淑妮, 瞿章. 北疆巴里坤湖内陆型全新世气候特征. *中国科学 B 辑*, 1992, 11: 1201—1209
- 25 潘安定. 根据孢粉组合探讨干旱区晚更新世以来的古环境特殊性. *兰州大学学报(自然科学版)*, 1994, 30: 139—144
- 26 顾兆炎, 赵惠敏, 王振海. 末次间冰期以来新疆巴里坤湖蒸发盐的沉积环境记录. *第四纪研究*, 1998, 18: 328—334
- 27 钟巍, 韩淑妮. 我国西部内陆型晚冰期环境特征的湖相沉积记录. *湖泊科学*, 1998, 10: 1—7
- 28 韩淑妮, 潘安定, 赵泉鸿. 新疆巴里坤湖晚第四纪生物地层学与古气候. *科学通报*, 1989, 15: 1168—1172
- 29 王苏民, 窦鸿身. *中国湖泊志*. 北京: 科学出版社, 1998. 354
- 30 郑成加. *哈密地区志*. 乌鲁木齐: 新疆大学出版社, 1997. 92—104
- 31 中国科学院新疆综合考察队, 中国科学院植物研究所. *新疆植被及其利用*. 北京: 科学出版社, 1978. 251—252
- 32 候学煜. *中国植物图集 1:1 000 000*. 北京: 科学出版社, 2001. 161—164
- 33 Regnell J. Preparing pollen concentrations for AMS dating- a methodological study from a hard-water lake in southern Sweden. *Boreas*, 1992, 21: 373—377
- 34 Long A, Davis O K, Lanais J D. Separation and ¹⁴C dating of pure pollen from lake sediments. *Radiocarbon*, 1992, 34: 557—560
- 35 薛积彬, 钟巍. 新疆巴里坤湖全新世环境记录及区域对比研究. *第四纪研究*, 2008, 28: 610—620
- 36 Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, et al. Intcal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal ka BP. *Radiocarbon*, 2004, 46: 1029—1058
- 37 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 等. *中国植物孢粉形态*. 北京: 科学出版社, 1995. 1—461
- 38 席以珍, 宁建长. 中国干旱半干旱地区孢粉形态研究. *玉山生物学报*, 1994, 11: 119—191

- 39 Zhao Y, Xu Q H, Huang X Z, et al. Differences of modern pollen assemblages from lake sediments and surface soils in arid and semiarid China and their significance for pollen-based quantitative climate reconstruction. *Rev Palaeob Palynol*, 2009, 156: 519—524
- 40 Grimm E C. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput Geosci*, 1987, 13: 13—35
- 41 Xu Q H, Li Y C, Yang X L, et al. Quantitative relationship between pollen and vegetation in northern China. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2007, 50: 582—599
- 42 El-Moslimany A P. The ecological significance of common nonariboreal pollen: Examples from dryland of the Middle East. *Rev Palaeob Palynol*, 1990, 64: 343—350
- 43 李月丛, 许清海, 阳小兰, 等. 中国荒漠区东部孢粉对植被的指示性研究. *科学通报*, 2005, 50: 1356—1364
- 44 Zhao Y, Yu Z C, Chen F H, et al. Holocene vegetation and climate history at Hurlig Lake in the Qaidam Basin, northwest China. *Rev Palaeob Palynol*, 2007, 145, 275—288
- 45 汪卫国, 冯兆东, 李心清, 等. 蒙古北部 Gun Nuur 湖记录的全新世气候突发事件. *科学通报*, 2004, 49: 27—33
- 46 Kazanci N, Gulbazadeh T, Leroy S A G, et al. Sedimentary and environmental characteristics of the Gilan-Mazenderan plain, northern Iran: Influence of long- and short-term Caspian water level fluctuations on geomorphology. *J Mar Syst*, 2004, 46: 145—168
- 47 An C B, Feng Z D, Loukas B. Dry or Humid? Mid-Holocene humidity changes in arid and semi-arid China. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 351—361
- 48 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
- 49 Fowell S J, Hansen B C S, Peck J A, et al. Mid to late Holocene climate evolution of the Lake Telmen basin, North Central Mongolia, based on palynological data. *Quat Res*, 2003, 59: 353—363
- 50 Boomer I, Aladin N, Plotnikov I, et al. The palaeolimnology of the Aral Sea: A review. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 1259—1278
- 51 Wick L, Lemcke G, Sturm M. Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: High-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey. *Holocene*, 2003, 13: 665—675
- 52 Landmann G, Reimer A, Lemcke G, et al. Dating Lateglacial abrupt climate changes in the 14,570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 122: 107—118
- 53 Peck J A, Khosbayar P, Fowell S J, et al. Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2002, 183: 135—153
- 54 Mayewski P A, Rohling E E, Curt Karlen J, et al. Holocene climate variability. *Quat Res*, 2004, 62: 243—255
- 55 Booth R K, Jackson S T, Forman S L, et al. A severe centennial scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkage. *Holocene*, 2005, 15: 321—328
- 56 An C B, Feng Z D, Tang L Y. Environmental change and cultural response between 8000-4000 cal. a BP in the western Loess Plateau, northwest China. *J Quat Sci*, 2004, 19: 529—535
- 57 An C B, Tang LY, Loukas B, et al. Climate change and cultural response around 4000 cal. yr BP in the western part of Chinese Loess Plateau. *Quat Res*, 2005, 63: 347—352
- 58 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: 1079—1088
- 59 唐领余, 沈才明, 李春海, 等. 孢粉记录的青藏高原中部中全新世以来植被与环境. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 615—625