

13500 年以来青藏高原红原泥炭沉积的孢粉记录

周卫健^{1,2,3}, 刘 钊^{1,2,4}, 王 浩^{1,2,4}, 于世永^{1,2}

(1. 中国科学院地球环境研究所 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075; 2. 西安加速器质谱中心, 西安 710061; 3. 西安交通大学人居环境与建筑工程学院, 西安 710049; 4. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 作者对青藏高原红原泥炭沉积的 AMS 放射性碳测年及孢粉分析, 揭示了青藏高原东北缘 13500 年以来高山湿地生态系统的变化历史。孢粉的百分含量及其通量的变化显示了研究地区植被经历了三个主要阶段, 从 13500 ~ 11500 cal. a BP 高山针叶林 - 草甸到 11500 ~ 3000 cal. a BP 高山针叶林植被景观, 3000 cal. a BP 至今又回到高山针叶林 - 草甸植被景观。这一记录反映了研究地点主要受西南季风的影响, 并与山宝洞和董哥洞石笋记录有相似的气候变化趋势, 而与青海湖的记录趋势不一致。这种差异是由西南季风和东亚季风的相对贡献不同导致的。

关键词: 泥炭; 孢粉记录; 加速器¹⁴C 测年; 西南季风

中图分类号: Q913.84 文献标志码: A 文章编号: 1674-9901(2011)05-0605-08

The pollen record from the Hongyuan peatland in the Tibetan Plateau since 13500 year

ZHOU Wei-jian^{1,2,3}, LIU Zhao^{1,2,4}, WANG Hao^{1,2,4}, YU Shi-yong^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China; 2. Xi'an AMS Center, Xi'an 710061, China; 3. School of Human Settlements and Civil Engineering, Xi'an Jiaotong University, Xi'an 710049, China; 4. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 10049, China)

Abstract: A pollen record with AMS radiocarbon dates from the Hongyuan peatland reveals the long-term dynamics of an alpine wetland ecosystem on the northeastern margin of the Tibetan Plateau over the last 13500 years. Changes in pollen assemblages and influxes suggest that local vegetation has experienced three distinct stages, from alpine coniferous forest - meadow (13500 ~ 11500 cal. a BP), through alpine coniferous forest (11500 ~ 3000 cal. a BP), back to alpine coniferous forest - meadow (3000 cal. a BP ~ present). This record reflects this study area is mainly influenced by the South Asian monsoon. The pollen record from the Hongyuan peatland is broadly consistent with oxygen isotope records from Dongge and Shanbao caves, and highlights differences between Holocene climate histories at Lake Qinghai. The most obvious cause for such variability is the relative contributions made by the South Asian and East Asian monsoon systems.

Key words: peat; pollen record; AMS radiocarbon dating; South Asian monsoon

前人对青藏高原众多的湖沼做了深入的研究, et al, 2004; Ji et al, 2005; Shen et al, 2005a, 2005b; Herzsuh et al, 2006, 2009; Kramer et al, 2010), 但是全新世温暖期的时空变化仍然不清楚。可以明确的是全新世气候具有波动的特征, 但是这

收稿日期: 2011-08-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(41023006); 国家重点基础研究发展计划项目(2010CB833405); 黄土与第四纪地质国家重点实验室自主部署项目(LQ0704)

通讯作者: 周卫健, E-mail: weijian@loess.llqg.ac.cn

些气候事件的精确时间序列的建立却受到了硬水湖泊的碳库效应 (Van Campo et al, 1996; Henderson, 2004; Morrill, 2004) 或年龄偏老的有机质的影响 (Yu et al, 2007)。红原地区位于东南季风和西南季风的交汇区, 对气候变化十分敏感。两个季风系统在这一地区的相互作用将有助于我们对亚洲季风

变迁过程的理解。

本研究选择了青藏高原东北缘的红原泥炭作为研究对象 (图 1), 通过加速器放射性碳测年和详细的孢粉研究重建 13500 年以来的气候变化序列, 改进了我们对全新世期间青藏高原亚洲季风系统的理解。

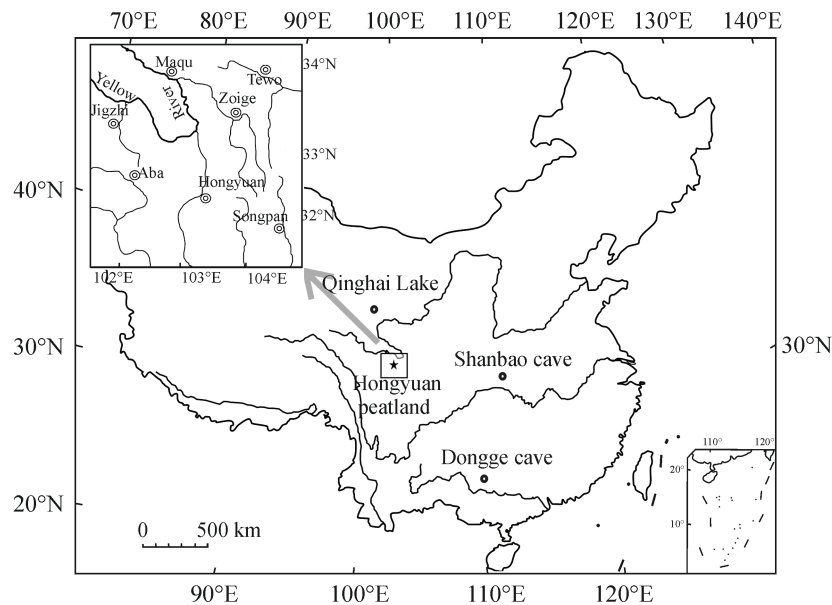


图 1 红原泥炭剖面位置示意图

Fig. 1 The location of Hongyuan peat section

1 研究区概况与样品采集

1.1 研究区概况

红原泥炭剖面 (32°46'42"N, 102°31'00"E) 位于红原县城的西南方向约 2 km 处, 平均海拔高度约 3400 m (图 1)。前人的钻探结果表明该区域在约 900 ~ 30 ka 期间存在着一个巨大的淡水湖泊 (Wang and Xue, 1997; Chen et al, 1999), 留下了面积约 6300 km², 厚度约 300 m 的厚层沉积物。泥炭的形成 (Yan et al, 1999) 表明这一盆地在大约 30 ka BP 由于黄河的袭夺而沿着之字形河道排干 (孙广友等, 1987)。在若尔盖盆地, 温度和降水呈正相关, 显示出明显的季节变化和季风气候特征。年平均气温约 1°C, 最低月平均气温是一月份平均 -10.9°C, 最高月平均气温是七月份平均 11°C。年平均降水 700 mm, 绝大多数降水集中在夏季, 适合莎草等成炭植物的生长形成泥炭。

若尔盖盆地的植被表现出明显的垂直变化, 研

究区域植被主要为高山草甸 (吴征镒, 1980): 木里苔草 (*Carex muliensis*) 和矮嵩草 (*Kobresia humilis*) 是主要的两种成炭植物, 其他植被包括珠芽蓼 (*Polygonum viviparum*) 和矮泽芹 (*Chamaesium paradoxum*)。高寒灌丛草甸覆盖了海拔 3800 m 以上山地, 但是海拔 3000 ~ 3800 m 覆盖的是高山针叶林, 主要是紫国云杉 (*Picea purpurea*), 丽江云杉 (*P. likiangensis*) 和云杉 (*P. asperata*), 除此之外还有冷杉 (*Abies fabri*) 和岷江冷杉 (*A. faxoniana*)。海拔 3000 m 以下是混交林, 包括南方铁杉 (*Tsuga chinensis*), 高山松 (*Pinus densata*), 华山松 (*P. armandii*), 油松 (*P. tabulaeformis*), 白桦 (*Betula platyphylla*), 山杨 (*Populus davidiana*), 辽东栎 (*Quercus liaotungensis*), 槲子栎 (*Q. baronii*), 多毛槲 (*Tilia intonsa*), 木犀 (*Fraxinus chinensis*), 槭树 (*Acer davidii*) 和沙棘 (*Hippophae rhamnoides*)。

1.2 样品采集

我们选择红原县城西南 2 km 处的红原剖面连

续采集柱状样品,该剖面位于小山斜坡上,之所以选择斜坡上采样是因为坡面上发育的泥炭主要接收大气降水,很少受到地下水的影响,有利于气候变化的研究。钻孔总长 4.5 m,4.0 m 以下沉积物是含有丰富的植物残体的灰绿色淤泥。剖面 4.0 m 以上是褐色泥炭,含有丰富的未分解莎草 (*Cyperaceae*) 残体。岩芯中频繁出现暗棕色,说明氧化还原条件的频繁变化,这可能与水面波动有关 (Zhou et al, 2002)。采样剖面的构造特征与附近的沼泽类似 (Yan et al, 1999; Hong et al, 2003)。4.0 ~ 4.5 m 为灰绿色淤泥,未见底。出现厚层的淤泥沉积表明泥炭沉积已见底。在野外,我们用试纸测试了泥炭的 pH 值,该泥炭为酸性泥炭,是进行放射性碳测年的理想物质。

2 实验方法

用于进行加速器放射性碳定年的泥炭样品首先进行湿选,选择 60 目与 180 目粒级之间的部分,进行 10% HCl-NaOH-HCl 化学处理,详细的方法见 Zhou et al (2004)。处理后的样品经蒸馏水充分清洗至中性,然后烘干并制成石墨靶在加速器上测定。放射性碳测年数据使用 CALIB 4.2 程序 (Stuiver et al, 1998) 使用 INTCAL 98 树轮数据集进行校正。校正后的年龄有两个标准偏差的误差范围,我们用中值年龄进行三次样条函数回归 (Heegaard et al, 2005) 建立了年代模型 (图 2)。

对岩芯采用不同间隔取样进行孢粉分析。例如,在 1 m 以上和 4 m 以下 2 ~ 4 cm 间隔取样,中间 8 cm 间隔取样。5 cm³ 的小块样品按照 Berglund and Ralska-Jasiewiczowa (1986) 的方法进行处理。样品首先用 10% HCl 除去碳酸盐,然后用 10% NaOH 水浴加热除去胡敏酸和富里酸。加入石松孢粉以计算孢粉浓度 (Stockmarr, 1971)。根据年龄 - 深度模型计算的沉积速率计算得到孢粉通量。

乔木、灌木和陆生草本植物等陆生植物孢粉,被用来推断区域范围内的植被变化。它们的相对丰度表示为除湿地草本、藻类、蕨类之外孢粉总和的百分比。湿地草本、藻类、蕨类孢粉的含量可以推断水位波动信息来补充过去气候变化的信息。对于乔木稀少的陆地区域的孢粉含量低的样品,每个样品做多个样片,至少统计 600 粒孢粉以确定其相对含量。

对于大多数样品,通常必须统计三个样片来确定其相对含量。总共只有 5 个样品的孢粉计数低于 200 粒。这些样品也被用于计算孢粉百分含量以保证记录的完整性,但是我们在孢粉百分比图中用箭头标出这些样品 (图 3)。

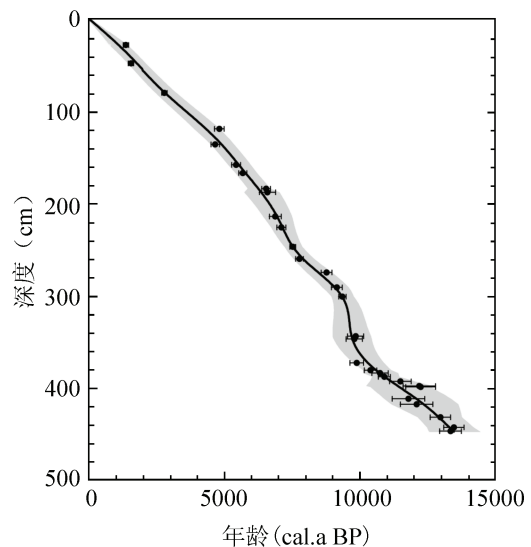


图 2 红原泥炭剖面年代 - 深度模型

粗实线是三次样条拟合年龄 - 深度模型,灰色阴影表示 95% 置信区间

Fig. 2 The age-depth model of Hongyuan peat section
The heavy line is the age-depth model formulated by the cubic-spline fit, the grey-shaded envelope denotes the 95% confidence level

3 结果与讨论

我们测定了 30 个加速器放射性碳年代数据 (图 2)。经过回归分析估算硬水效应年龄影响大约为 50 年,建立了 13500 年以来可靠的年代标尺。

整个剖面中孢粉含量普遍较低,进行鉴定和计数的大多数样品都约有 600 粒孢粉,可以进行孢粉百分含量的统计分析 (Yu et al, 2001)。此外,该地区植被物种多样性程度也较低。乔木和灌木主要包括冷杉属 (*Abies*), 云杉属 (*Picea*), 松属 (*Pinus*), 铁杉属 (*Tsuga*), 桦木属 (*Betula*) 和蔷薇科 (*Rosaceae*)。主要的陆生草本植物包括蒿属 (*Artemisia*), 菊科 (*Asteraceae* p. p.), 麻黄属 (*Ephedra*) 和禾本科 (*Poaceae*) 植物。湿地植物主要包括莎草科 (*Cyperaceae*), 狐尾藻属 (*Myriophyllum*), 毛茛属 (*Ranunculus*) 和伞形科 (*Umbellifereae*)。样品中这些孢粉的相对含量随深度和时间变化见图 3,根据孢粉百分含量变化,划分了三个孢粉带,标记为 Z-1, Z-2 和 Z-3。

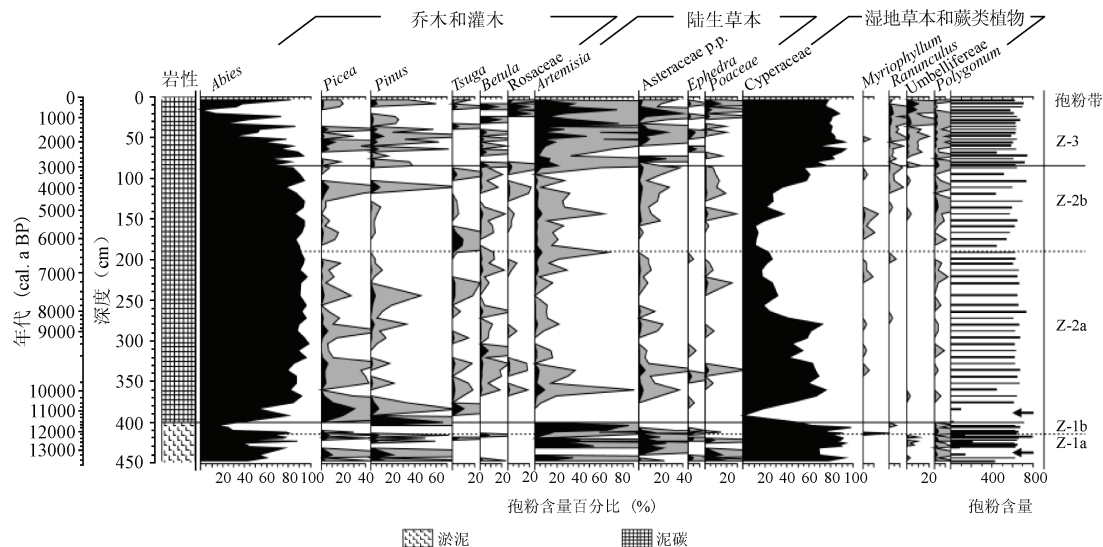


图3 青藏高原东部若尔盖盆地红原泥炭岩芯孢粉百分数图

Fig. 3 Pollen percentage diagram of the Hongyuan peat core in the northeastern Tibetan Plateau

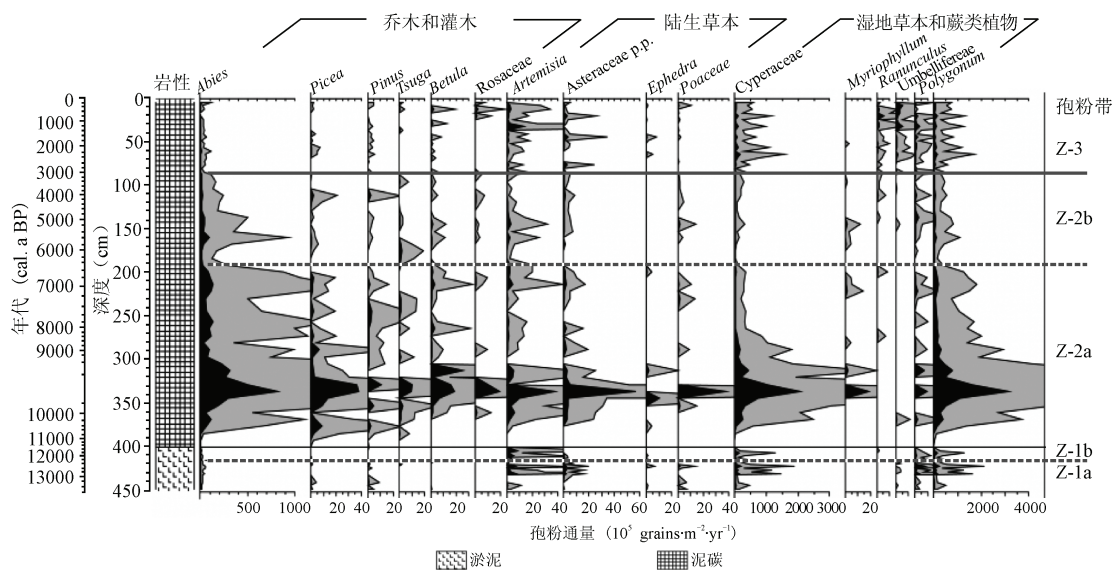


图4 青藏高原若尔盖盆地红原泥炭岩芯孢粉通量图

Fig. 4 Pollen influx diagram of the Hongyuan peat core in the northeastern Tibetan Plateau

孢粉带 Z-1 (450 ~ 400 cm; 13500 ~ 11500 cal. a BP) 该孢粉带的孢粉主要是针叶树:冷杉属、云杉属和松属以及陆生草本植物蒿属和菊科等。该带可以进一步的分为两个亚带。Z-1a 亚带 (450 ~ 415 cm; 13500 ~ 12400 cal. a BP) 是以松柏科乔木孢粉含量高于陆生草本植物为特征(图 3)。冷杉属孢粉的百分含量很高,占到陆地种属的 60% ~ 80%。这一时期菊科和禾本科主导了陆生草本种群。Z-1b 亚带

(415 ~ 400 cm; 12400 ~ 11500 cal. a BP) 以冷杉属孢粉含量的迅速降低和蒿属孢粉 (~ 80%) 的相应增加为标志。其他的松柏科植物,例如云杉属、松属、铁杉属完全消失了,同一时间阔叶乔木和灌木孢粉也消失了,孢粉丰度的突变对应于淤泥沉积相到泥炭沉积相的转变(图 2),指示了泥炭开始发育。从地层上看,Z-1 阶段红原地区处于湖相环境,反映了冷湿的气候条件,这可对应于新仙女木事件的寒

冷状况。新仙女木事件在青藏高原西北部的古里雅冰芯(Thompson et al, 1989)和黄土高原的气候代用指标序列中(Zhou et al, 1996, 1998, 2001)都有记录。

Z-2 孢粉带(400 ~ 85 cm; 11500 ~ 3000 cal. a BP)该孢粉带以冷杉属孢粉的高含量(~80%)为特点。湿地草本孢粉含量,主要是莎草科,从10000 cal. a BP开始逐渐减少,并在6500 cal. a BP之后增加(图3)。Z-2 孢粉带也可以分为两个亚带。Z-2a 亚带(400 ~ 190 cm; 11500 ~ 6500 cal. a BP)以冷杉属孢粉在下界开始大幅增加,同时陆生草本植被蒿属、菊科、麻黄属和禾本科等的含量明显减少。冷杉属孢粉百分含量在这个时期几乎保持不变(图3)。冷杉属孢粉在Z-2b 亚带(190 ~ 85 cm; 8500 ~ 3000 cal. a BP)仍然没有大的变化,而其他松柏科植物趋向于减少,陆生草本植被孢粉逐渐增加。冷杉属和莎草科的孢粉通量在这个时期继续下降,同时其他的孢粉通量也在逐渐减少。Z-2 孢粉带时期的高山针叶林与温暖湿润的环境一致,可视为中全新世适宜期的表现。孢粉含量百分比显示了夏季风在新仙女木事件结束后迅速增强(图3)。但是,孢粉通量数据显示夏季风在约10800 cal. a BP之前还没有显著影响到这个区域,其他的一些研究也支持这一观点(Hong et al, 2003; Shen, 2003; Shen et al, 2008)。

Z-3 孢粉带(85 ~ 0 cm; 3000 cal. a BP ~ present)这一时期的特征是所有乔木孢粉通量都大量减少,而蒿属、菊科的陆生草本植物增加。另外,莎草科、毛茛属和伞形科等湿地草本植物的孢粉通量略有增加(图4)。这个时期最显著的特征是冷杉属孢粉在3000 cal. a BP开始显著减少。区域植被重新由陆生草本植物来主导,包括蒿属、菊科、麻黄属和禾本科(图3)。湿地草本孢粉像莎草科、狐尾藻属、毛茛属和伞形科的数值显著增加。莎草科孢粉丰度约占湿地种属的80%。冷杉属孢粉含量的逐渐下降和陆生草本植物的增加,指示了高山针叶林-草甸景观再次建立。这一植被变化显示了晚全新世寒冷的趋势(Herzschuh et al, 2006),这与夏季风快速减弱有关(Jarvis, 1993; Sirocko et al, 1993; Gupta et al, 2003; Morrill et al, 2003; Dykoski et al, 2005)。

红原地区的植物种类比较单一,这也是高寒区域的植被基本特征。红原泥炭孢粉记录显示了当地植被经历了三个主要的阶段,我们认为植被变化主要受控于气候的变化。若尔盖盆地中其他全新世孢粉记录也显示了相似的特征。例如Yan et al(1999)指出了过去14200年以来区域植被演替的四个明显阶段。Hong et al(2003)基于植物纤维素的 $\delta^{13}\text{C}$ 描述了气候变化的相似特征,他们的同位素记录基本与我们的孢粉记录一致。我们的记录与Shen et al(2005a)的红原孢粉记录也一致,这一记录记载了过去180 ka以来的18个孢粉带反映的气候变化,剖面最上面部分与我们的泥炭序列一致,显示了基本一致的孢粉带,但是由于他们的记录没有精确的年代标尺,所以不能和我们的记录进行精细的对比。该记录显示红原区域这一时期经历了频繁的植被变化,全新世期间的气候相对更早的时候比较温和。

在研究孢粉组合与青藏高原东部关系的综合研究中,Shen et al(2006)证明了控制现代孢粉的两种主导气候因子是年降水量和夏季(七月)温度。他们分析了227个具有当地气象资料的地表样品,发现年降水量与包括冷杉属、云杉属、松属和铁杉属在内的树木种群显示了明显的正相关关系,与包括菊科、蒿属和禾本科在内的草本种群显示了负相关关系;夏季温度与树木种群以及蒿属表现为正相关关系,而与菊科和禾本科显示为负相关关系。这一工作证明了在这个区域使用针叶树孢粉作为气候代用指标是可靠的。而且,冷杉属和云杉属等针叶树孢粉的可能源自本地,而不是长距离搬运来的(Yu et al, 2001)。我们使用冷杉属孢粉的百分含量作为夏季风强度的代用指标(图5A)。将我们的结果与董哥洞(图5B, Dykoski et al, 2005)、山宝洞(图5C, Shao et al, 2006)和青海湖的记录(图5D, Lister et al, 1991)进行对比,结果表明红原、董哥洞、山宝洞三个记录反应的夏季风趋势大致一致,11500 ~ 3000 cal. a BP具有较高的有效湿度,而与青海湖氧同位素记录显示了不同的趋势。这种差异可能是由西南季风和东亚季风的相对贡献不同而导致的。

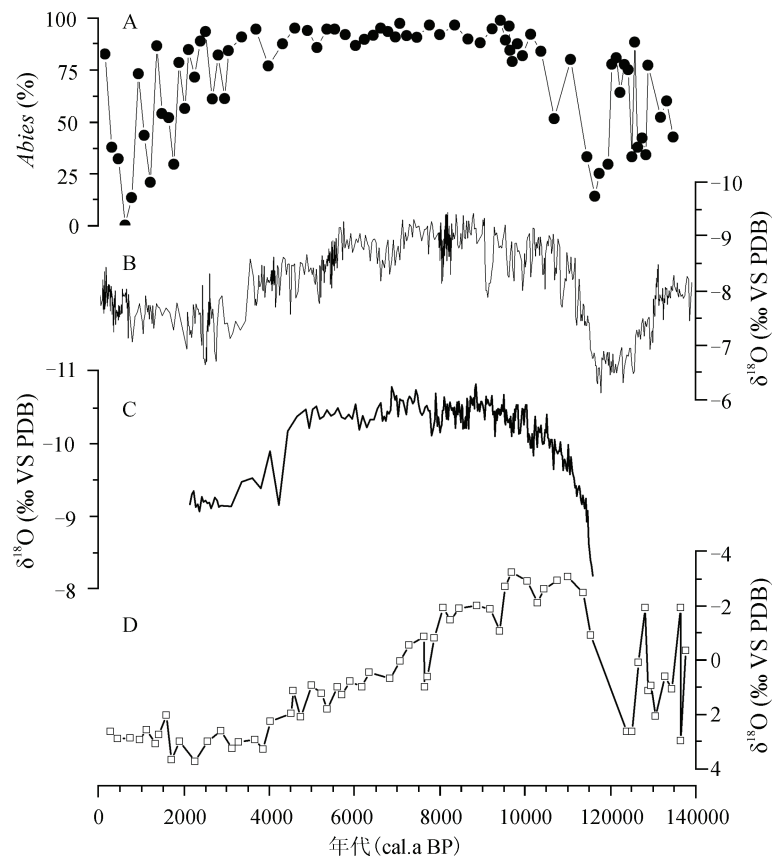


图5 红原泥炭及邻近区域古气候记录对比

A. 红原泥炭冷杉花粉百分数; B. 董哥洞石笋氧同位素记录 (Dykoski et al, 2005);

C. 山宝洞石笋氧同位素记录 (Shao et al, 2006); D. 青海湖介形虫氧同位素记录 (Lister et al, 1991)

Fig. 5 Comparison of palaeoclimate records from the Hongyuan peatland and neighbouring areas

A. *Abies* pollen percentage data of Hongyuan peat; B. Dongge cave speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record (Dykoski et al, 2005);

C. Shanbao cave speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record (Shao et al, 2006); D. Lake Qinghai ostracode $\delta^{18}\text{O}$ record (Lister et al, 1991)

精确测年的红原泥炭孢粉记录对青藏高原东部冰后期的高山生态系统进行了新的阐述。过去 13500 年以来,红原地区的植被经历了显著的变化,从高山针叶林-草甸景观到高山针叶林景观,再返回到高山针叶林-草甸景观,这可能是由亚洲夏季风系统的控制。红原泥炭的孢粉记录大致上与董哥洞和山宝洞的氧同位素记录一致,而与青海湖记录的全新世气候历史明显不同,这说明红原泥炭孢粉记录反映了该研究地点主要受西南季风的影响。本研究中涉及到的各个研究地点的都受到季风降水的明显影响,这可能是全新世青藏高原植被的主要控制因素。

致谢:感谢 George Burr 的有益探讨,感谢萧家仪老师对孢粉实验工作的指导。

参考文献

孙广友, 张文芬. 1987. 若尔盖高原黄河古河道及其古地理

意义[J]. *地理科学*, 7(3): 266-272.

孙湘君, 杜乃秋, 陈因硕, 等. 1993. 西藏色林错湖相沉积物的花粉分析[J]. *植物学报*, 35(12): 943-950.

唐领余, 沈才明, 廖淦标, 等. 2004. 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[J]. *中国科学: D辑*, 34(5): 436-442.

吴征镒. 1980. 中国植被[M]. 北京, 科学出版社, 1382.

Berglund B E, Ralska-Jasiewiczowa M R. 1986. Pollen analysis and pollen diagrams [M]//Berglund, B E. *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Chichester: John Wiley & Sons, 455-484.

Chen F H, Liu G X, Bloemendal J, et al. 1999. An 800 ky proxy record of climate from lake sediments of the Zoige Basin, eastern Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 307-320.

Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial

- Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 233: 71-86.
- Gupta A K, Anderson D M, Overpeck J T. 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean[J]. *Nature*, 421: 354-357.
- Heegaard E, Birks H J B, Telford R J. 2005. Relationships between calibrated ages and depth in stratigraphical sequences: an estimation procedure by mixed-effect regression[J]. *The Holocene*, 15: 612-618.
- Henderson A C G. 2004. Late Holocene environmental change on the NE Tibetan Plateau: a palaeolimnological study of Lake Qinghai and Lake Gahai, China, based on stable isotopes[D]. London: University College London, 222.
- Herzschuh U, Kramer A, Mischke S, et al. 2009. Quantitative climate and vegetation trends since the late glacial on the northeastern Tibetan Plateau deduced from Koucha Lake pollen spectra[J]. *Quaternary Research*, 71: 162-171.
- Herzschuh U, Winter K, Wunnemann B, et al. 2006. A general cooling trend on the central Tibetan Plateau throughout the Holocene recorded by the Lake Zigetang pollen spectra [J]. *Quaternary International*, 154-155: 113-121.
- Hong Y T, Shibata Y, Hirota M, et al. 2003. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 211: 371-380.
- Jarvis D I. 1993. Pollen evidence of changing Holocene monsoon climate in Sichuan Province, China [J]. *Quaternary Research*, 39: 325-337.
- Ji J, Chen J, Liu L, et al. 2005. Asian monsoon oscillations in the northeastern Qinghai-Tibet Plateau since the late glacial as interpreted from visible reflectance of Qinghai Lake sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 233: 61-70.
- Kramer A, Herzschuh U, Mischke S, et al. 2010. Late glacial vegetation and climate oscillations on the southeastern Tibetan Plateau inferred from the Lake Naleng pollen profile[J]. *Quaternary Research*, 73(2): 324-335.
- Lister G S, Kelts K R, Chen K Z, et al. 1991. Lake Qinghai, China: Closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the latest Pleistocene [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84: 141-162.
- Morinaga H, Itota C, Isezaki N, et al. 1993. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records for the last 14,000 years from lacustrine carbonates of Siling Co (Lake) in the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Geophysical Research Letters*, 20: 2909-2912.
- Morrill C, Overpeck J T, Cole J E. 2003. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation[J]. *The Holocene*, 13: 465-476.
- Morrill C. 2004. The influence of Asian summer monsoon variability on the water balance of a Tibetan lake [J]. *Journal of Paleolimnology*, 32: 273-286.
- Shao X H, Wang Y J, Cheng H, et al. 2006. Long-term trend and abrupt events of the Holocene Asian monsoon inferred from a stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ record from Shennongjia in Central China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 51: 221-228.
- Shen C M, Liu K B, Tang L Y, et al. 2006. Quantitative relationships between modern pollen rain and climate in the Tibetan Plateau [J]. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 140: 61-77.
- Shen C M, Liu K B, Tang L Y, et al. 2008. Numerical analysis of modern and fossil pollen data from the Tibetan Plateau[J]. *Annals of the Association of American Geographers*, 98: 755-772.
- Shen C M, Tang L Y, Wang S M, et al. 2005a. Pollen records and time scale for the RM core of the Zoige Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Chinese Science Bulletin*, 50: 553-562.
- Shen C M. 2003. Millennial-scale variations and centennial-scale events in the Southwest Asian monsoon: Pollen evidence from Tibet[D]. Baton Rouge: Louisiana State University, 286.
- Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. 2005b. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years[J]. *Quaternary International*, 136: 131-140.
- Sirocko F, Sarnthein M, Erlenkeuser H, et al. 1993. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years[J]. *Nature*, 364: 322-324.
- Stockmarr J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis[J]. *Pollen et Spores*, 3: 615-621.
- Stuiver M, Reimer P J, Bard E, et al. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000 - 0 cal BP [J]. *Radiocarbon*, 40(3): 1041-1083.
- Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. 1989. Holocene-Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai - Tibetan Plateau[J]. *Science*, 246: 474-477.
- Van Campo E, Cour P, Sixuan H. 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western

- Tibet). Part 2: The pollen record[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120: 49-63.
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon[J]. *Journal of Climate*, 15: 386-398.
- Wang S M, Xue B. 1997. Environmental evolution of Zoige Basin since 900 ka B. P. and comparison study with Loess Plateau[J]. *Science in China: Series D*, 40: 329-336.
- Yan G, Wang F B, Shi G R, et al. 1999. Palynological and stable isotopic study of palaeoenvironmental changes on the northeastern Tibetan plateau in the last 30,000 years[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153: 147-159.
- Yu G, Tang L, Yang X D, et al. 2001. Modern pollen samples from alpine vegetation on the Tibetan Plateau[J]. *Global Ecology and Biogeography*, 10: 503-520.
- Yu S Y, Shen J, Colman S M. 2007. Modeling the radiocarbon reservoir effect in lacustrine systems [J]. *Radiocarbon*, 49: 1241-1254.
- Zhou W J, An Z S, Jull A J T, et al. 1998. Reappraisal of Chinese Loess Plateau stratigraphic sequences over the last 30,000 years: Precursors of an important Holocene monsoon climatic event[J]. *Radiocarbon*, 40: 905-913.
- Zhou W J, Donahue D J, Porter S C, et al. 1996. Variability of monsoon climate in East Asia at the end of the last glaciation[J]. *Quaternary Research*, 46: 219-229.
- Zhou W J, Head M J, An Z S, et al. 2001. Terrestrial evidence for a spatial structure of tropical-polar interconnections during the Younger Dryas episode [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 191: 231-239.
- Zhou W J, Lu X F, Wu Z K, et al. 2002. Peat record reflecting Holocene climatic change in the Zoige Plateau and AMS radiocarbon dating[J]. *Chinese Science Bulletin*, 47: 66-70.
- Zhou W J, Yu X F, Jull A J T, et al. 2004. High-resolution evidence of an early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event from southern China during the last 18,000 years[J]. *Quaternary Research*, 62: 39-48.