

doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0070

Liu Bing, Jin Heling, Sun Zhong, *et al.* Holocene millennial-scale climatic change recorded by grain size and chemical elements of peat deposits in Gonghe basin, northeastern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(3): 609–620. [刘冰, 靳鹤龄, 孙忠, 等. 青藏高原东北部泥炭沉积粒度与元素记录的全新世千年尺度的气候变化[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(3): 609–620.]

# 青藏高原东北部泥炭沉积粒度与元素记录的全新世千年尺度的气候变化

刘冰<sup>1</sup>, 靳鹤龄<sup>1\*</sup>, 孙忠<sup>1</sup>, 苏志珠<sup>2</sup>, 张彩霞<sup>1</sup>

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 沙漠与沙漠化重点实验室, 甘肃 兰州 730000;

2. 山西大学 历史与文化学院, 山西 太原 030006)

**摘要:**通过对青藏高原东北部共和盆地泥炭沉积的粒度与地球化学元素分析,重建了区域全新世千年尺度的气候变化过程。结果显示:10.0~8.6 cal ka BP 区域暖湿程度逐渐增加,但在 8.6~7.1 cal ka BP 气候相对寒冷干燥,7.1~3.8 cal ka BP 暖湿程度总体上为全新世最佳,但也出现明显的气候波动,3.8~0.5 cal ka BP 气候向冷干方向发展,0.5 cal ka BP 以来气候又逐渐转向暖湿。这一特征与中国东部季风区的气候变化有很好的一致性。此外,区域全新世气候变化过程中存在 10 次千年尺度的寒冷事件,并与高原冰芯、湖泊、泥炭和风成沉积记录的古气候变化,甚至与北半球高低纬度的气候变化都具有良好的可比性。因此,认为区域全新世气候变化具有“季风模式”与“千年尺度震荡”的双重特点。

**关键词:**共和盆地;全新世;气候变化;寒冷事件;粒度;化学元素

**中图分类号:** P532 **文献标识码:** A

## 0 引言

自北大西洋、极地冰芯和深海氧同位素记录发现全新世具有千年-百年尺度的气候震荡以来<sup>[1-4]</sup>,包括石笋<sup>[5]</sup>、泥炭<sup>[6-7]</sup>、湖相<sup>[8-9]</sup>、黄土<sup>[10]</sup>和风成砂-古土壤序列<sup>[11]</sup>等越来越多的地质证据证实全新世气候变化确实存在明显的不稳定性和周期性波动。随着古气候、古环境研究的不断深入,学术界对青藏高原千年尺度的气候变化有了一定的认识<sup>[12-15]</sup>,但是在青藏高原东北部由于地域条件的限制,是否也具有这种气候变化特点,相关报道仍较少。这一问题要求我们必须寻找高分辨率的研究材料,进一步探讨区域气候变化的规律并提取突变事件的信息。

青海共和盆地位于亚洲季风区的西北缘,是亚洲冬、夏季风和西风环流的交汇地带<sup>[16]</sup>,也是我国

沙漠/黄土过渡带和景观脆弱带的重要组成部分。当前,区域古气候古环境研究主要集中在冰缘地貌、湖相沉积和风成砂-黄土-古土壤序列等方面;徐叔鹰等<sup>[17]</sup>和潘保田等<sup>[18]</sup>通过对青藏高原东北部冰缘地貌的广泛调查,发现共和盆地全新世气候存在 3 个明显的寒冷阶段;董光荣等<sup>[19]</sup>和高尚玉等<sup>[20-21]</sup>基于风成沉积地层的多指标分析,重建了末次冰期以来区域气候变化与环境演化过程,尤其是对早全新世寒冷事件进行了较为详细的论述;达连海和茶卡盐湖的孢粉与矿物分析<sup>[22-23]</sup>显示末次冰消期以来区域气候存在多次冷干-暖湿的波动;近来,Liu 等<sup>[15]</sup>发现全新世共和盆地气候变化存在 7 次千年尺度的冷干阶段。这些研究成果为我们进一步认识区域全新世气候环境变化的细节提供了重要的思路,但是这种客观存在的气候变化信息仍需要更多的地质资料来检验和完善。因此,本文选取

收稿日期:2012-11-14;修订日期:2013-02-28

基金项目:国家自然科学基金项目(40971005;41271215)资助

作者简介:刘冰(1985-),男,山西忻州人,2013年在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所获博士学位,现主要从事干旱区环境演变与全球变化方面的研究。E-mail:liubing900426@163.com

\*通讯作者:靳鹤龄,E-mail:jinh1ster@gmail.com

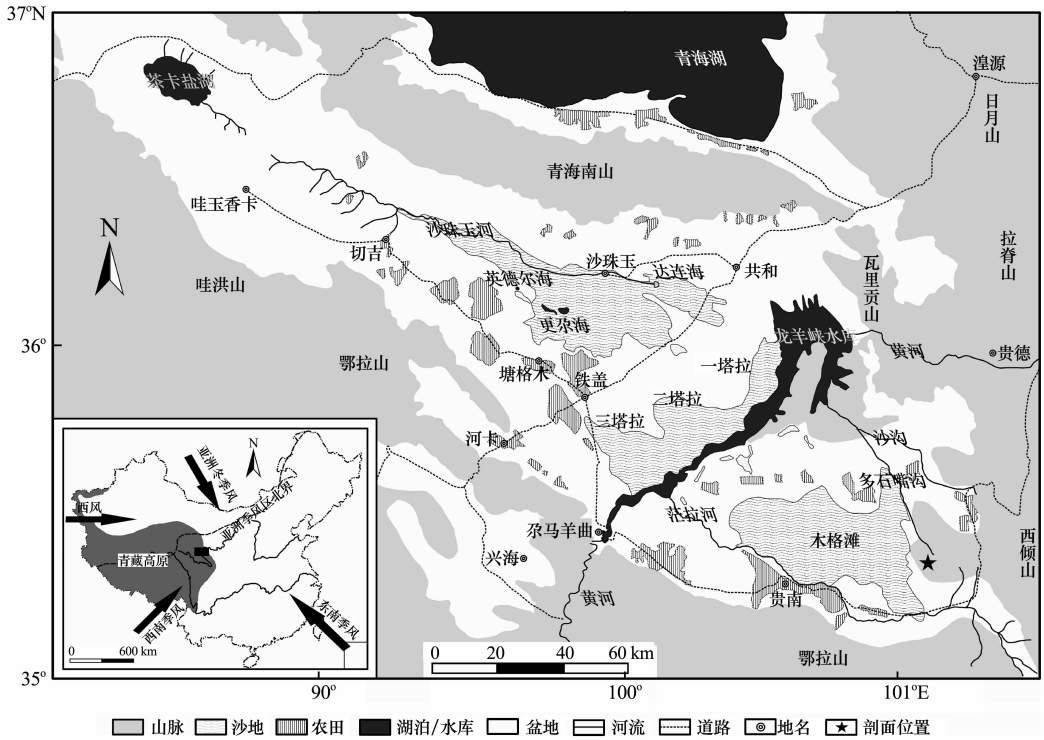


图 1 青藏高原东北部共和盆地与开额(KE)剖面位置

Fig. 1 Location of the KE profile in Gonghe basin, northeastern Tibetan Plateau

共和盆地东部的泥炭沉积为研究对象,利用粒度、地球化学指标和<sup>14</sup>C、OSL 测年手段,对区域全新世千年尺度的气候变化过程进行进一步的研究。

## 1 区域概况

共和盆地是青藏高原东北部的一个中新生代山间断陷盆地,东邻秦岭山系的西倾山,南部和西南部为昆仑山系的河卡山、鄂拉山及哇洪山,北隔祁连山系的青海南山与青海湖相望,东北为祁连山系余脉瓦里贡山、拉基山和日月山<sup>[24]</sup>;地表以固定、半固定沙丘为主,集中分布于盆地东部的木格滩、中部的塔拉滩和沙珠玉河中下游地区(图 1)。区域属干燥寒冷的高寒干旱-半干旱气候,多年平均气温 2.4~4.1℃,多年平均降水量为 314.3~414.8 mm,蒸发量为 1 378.5~1 692.1 mm,干燥度为 3.9~4.4。自然状态下植被以典型草原、荒漠草原和高寒草原为主,克氏针茅、固沙草、紫花针茅和川青锦鸡儿为其主要种属,土壤主要为栗钙土和棕钙土。

## 2 材料与方法

### 2.1 剖面岩性

开额(KE)剖面位于青海共和盆地东部郎钳山

前(35°38.713' N, 101°06.005' E, 海拔 3 780 m),地表为砂质草地,植被覆盖度约 70%~80%。剖面厚度 424 cm,由 3 层泥炭层,2 层泥炭夹黄土层,1 层砂黄土层,1 层古土壤和 1 层生草层组成。自上而下可以划分为:1)生草层:浊黄棕色细砂质粉砂,紧实,含密集植物根系,厚 10 cm;2)古土壤层:灰黄棕色粉砂质细砂,稍紧实,分选中等至好,有层理,66 cm;3)泥炭层:暗棕黄色至灰黑色细砂质粉砂,紧实,分选中等,含薄层水平纹层,厚 90 cm;4)泥炭夹黄土层:灰黄棕至棕灰色细砂质粉砂,稍紧实,具平行纹层,厚 104 cm;5)泥炭层:暗棕黄色至灰黑色细砂质粉砂,紧实,分选中等,含水平纹层,厚 40 cm;6)泥炭夹黄土层:灰黄色细砂与暗黄棕色粉砂互层,紧实,含水平层理,厚 50 cm;7)泥炭层:灰棕黄色至黑棕色细砂质粉砂,紧实,含水平层理,厚 50 cm;8)砂黄土层:浊黄橙色粉砂质细砂,稍紧实,无层理,厚 14 cm,未见底(图 2a)。

### 2.2 研究方法

样品采集以 2 cm 间隔自上而下进行,共计 213 块。化学元素和粒度分析分别由中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室和兰州大学西部环境教育部重点实验室测定完成。化学

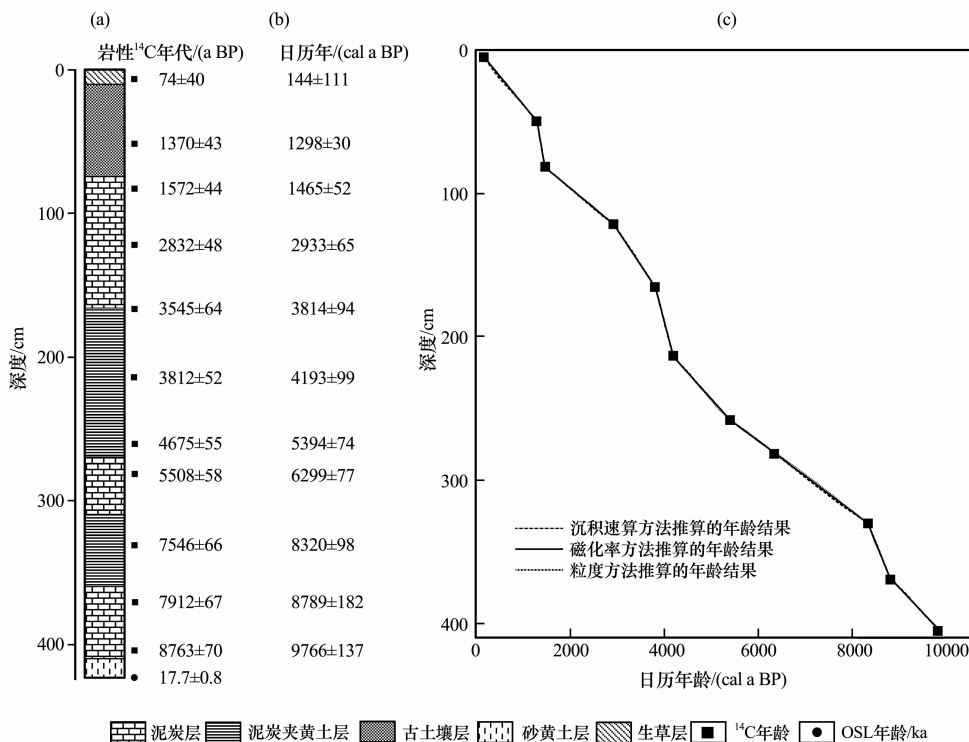


图 2 KE 剖面岩性、常规<sup>14</sup>C 年龄和深度-年龄模式

Fig. 2 Lithostratigraphic units of the KE profile, with conventional <sup>14</sup>C ages and depth-age model

元素分析首先将风干样品碾磨至 200 目以下, 称取 4 g 于 105 °C 下烘干后放入制样模具形成外径为 32 mm 的圆形待测样片, 测试仪器为荷兰帕纳科公司生产的顺序式波长色散型 X 射线荧光光谱仪, 元素测定误差 < 5%, 文中微量元素含量以  $1 \times 10^{-6}$  表示. 粒度分析采用英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer 2000 型激光粒度仪, 首先加入 10% 的  $H_2O_2$  移除有机质和易溶盐, 加入 10% 的 HCL 移除碳酸盐, 然后加满蒸馏水并静置 10 h 以上, 再加入 10% 的六偏磷酸钠放入超声波震荡器内震荡待测, 测定误差小于 < 3%. 颗粒粒径以  $\mu m$  值表示.

### 3 年代序列

剖面共采集 11 块常规<sup>14</sup>C 年代样品和 1 块 OSL 年代样品, 分别由兰州大学西部环境教育部重点实验室和中国地质科学院水文地质环境地质研究所测定完成. 常规<sup>14</sup>C 测年材料为沉积物中的有机质, 样品制备及测试过程如下: 样品首先用酸碱酸 (HCL 2 M, NaOH 5%) 处理, 烘干后氧化合成苯, 用苯配 HIS-3 闪烁液, 静置 7 d 后进行测试, 测试时间为 1 500 min, <sup>14</sup>C 年龄采用半衰期惯用值 5 568 计算获得, 样品未作  $\delta^{13}C$  校正, 树轮校正值采用 CALIB5.01 程序, 选取 INTCAL04 北半球非

海洋陆地校正模式. OSL 年代测年物质为石英, 制备及测定程序见文献[15]. 测年结果见图 2(b).

野外考察发现剖面下部泥炭层与砂黄土层之间存在沉积间断(砂黄土层底部 424 cm 处 OSL 年龄为  $(17.7 \pm 0.8)$  ka), 而泥炭层之上沉积则较为连续. 根据剖面下部泥炭层的<sup>14</sup>C 年龄((8 763 ± 70) a BP, 日历年为 9.9~9.7 cal ka BP)按照沉积速率外延方法推算该层底部年龄约为 10 cal ka BP, 即剖面反映的是全新世区域气候环境变化过程. 为了进一步确定剖面不同深度的沉积年代, 我们应用沉积速率推年方法、磁化率和粒度推年模式进行计算<sup>[25-26]</sup>, 三种方法计算的年龄结果相关系数分别为 0.99、1.00 和 0.98. 因此, 可以认为该剖面年代结果较为准确, 可以满足研究需要(图 2c).

## 4 结果与分析

### 4.1 粒度参数的气候意义及其变化特征

沉积物的粒度特征是它所受的搬运营力、堆积过程和区域沉积环境的综合反映, 特别是其粒径及颗粒组成与沉积过程中气候环境条件密切相关<sup>[27]</sup>. 在青藏高原东北部, 平均粒径是反映搬运营力的替代性指标<sup>[28]</sup>. 就研究区而言, 冬季风增强时期, 地表碎屑物质在风力作用下以悬移甚至以跃移的形式

表 1 黑剖面粒度参数在不同沉积单元中的统计分析

Table 1 Statistic analysis of the grain size parameters in different lithostratigraphic units of the KE profile

| 样品数    |     | 平均粒径/ $\mu\text{m}$ | $\geq 63 \mu\text{m} / \%$ | $16\sim 63 \mu\text{m} / \%$ | $\leq 16 \mu\text{m} / \%$ |
|--------|-----|---------------------|----------------------------|------------------------------|----------------------------|
| 全剖面    | 213 | 范围                  | 57.51~85.31                | 35.63~58.99                  | 20.23~32.82                |
|        |     | 平均值                 | 68.73                      | 45.80                        | 25.57                      |
| 砂黄土层   | 7   | 范围                  | 69.12~74.22                | 48.18~51.91                  | 26.32~32.78                |
|        |     | 平均值                 | 70.91                      | 49.27                        | 29.82                      |
| 泥炭层    | 90  | 范围                  | 58.17~75.91                | 37.45~51.96                  | 20.23~29.14                |
|        |     | 平均值                 | 67.70                      | 45.14                        | 25.56                      |
| 泥炭夹黄土层 | 77  | 范围                  | 57.51~81.44                | 35.63~51.98                  | 21.21~32.82                |
|        |     | 平均值                 | 66.68                      | 43.84                        | 25.90                      |
| 古土壤层   | 39  | 范围                  | 66.10~85.31                | 43.75~58.99                  | 20.29~31.97                |
|        |     | 平均值                 | 74.76                      | 50.55                        | 24.21                      |

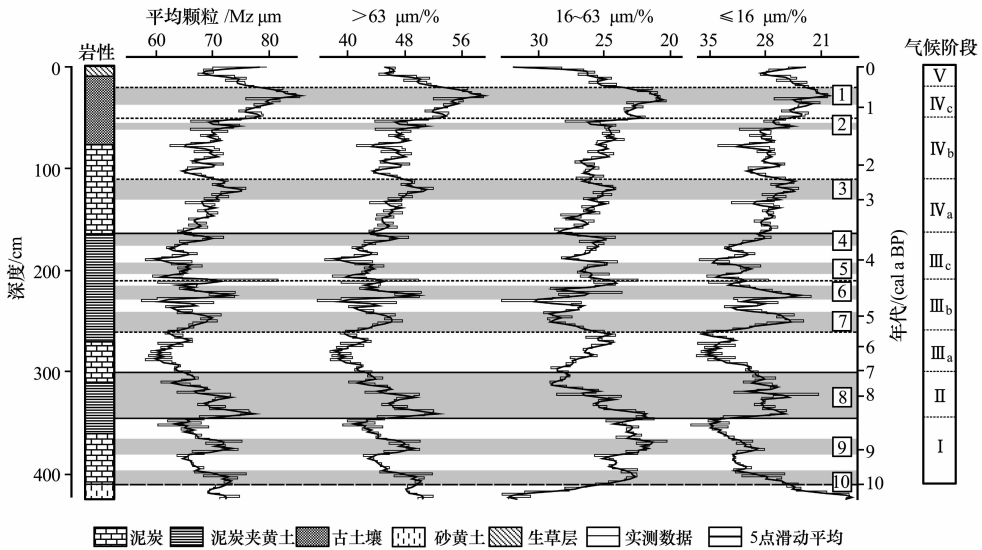


图 3 粒度参数在地层中的变化

Fig. 3 Variation of the grain size parameters with depths in the KE profile

迁移和沉积, 导致平均粒径增大; 反之, 冬季风衰弱时期, 沉积物中跃移成分减少, 平均粒径减小. 因此, 它可以作为反映区域冬夏季风强度变化的指标. 气候环境对地表物质的风化和粘化作用有着巨大的影响, 沉积物中粗颗粒的组成在一定程度上反映着其沉积环境<sup>[27]</sup>. 研究表明,  $\geq 63 \mu\text{m}$  的颗粒一般以蠕移和跃移形式移动, 很难进行长距离搬运, 其含量变化是沙漠扩展的良好指标, 并已得到广泛的应用<sup>[29]</sup>. 在共和盆地随着冬季风强度的增加, 地表沉积物中的细颗粒被大量吹蚀,  $\geq 63 \mu\text{m}$  的粗颗粒含量相应增加<sup>[15]</sup>; 木格滩沙地上的流沙在强劲的冬季风作用下向下风向迁移, 甚至移动上山, 造成 KE 剖面沉积物中风成成分特别是粗颗粒含量的增大. 因此,  $\geq 63 \mu\text{m}$  颗粒含量可以作为区域沙地

扩张和冬季风强度变化的指标. 相反, 当区域夏季风强度增加, 气候相对暖湿时, 地表生草成壤, 木格滩沙地范围萎缩, 化学、生物作用增强势必造成沉积物风化加剧, 导致砂颗粒破碎, 粗颗粒含量降低, 粉砂和黏土含量增加<sup>[27]</sup>, 风力的减小和风向的改变使得唯有较细的颗粒才能以悬移的形式移动. 据此, 可将  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量变化作为冬季风衰弱的指标<sup>[27,30]</sup>, 其值增加, 冬季风衰弱, 夏季风增强, 气候趋于暖湿, 反之亦然.

表 1 显示 KE 剖面平均粒径范围为  $57.51\sim 85.31 \mu\text{m}$ , 平均值为  $68.73 \mu\text{m}$ , 该参数在古土壤中最大, 泥炭和泥炭夹黄土层中相对较小;  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量波动于  $35.63\%\sim 58.99\%$  之间, 平均值为  $45.80\%$ , 不同岩性中其含量变化与平均粒径变化

一致; 16~63  $\mu\text{m}$  含量范围介于 20.23%~32.82% 之间, 平均值为 25.57%, 其含量除在砂黄土中较大以外, 其余各层含量大致相等;  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量范围为 17.49%~37.45%, 平均值为 28.63%, 泥炭夹黄土层和泥炭层中其含量明显较高, 古土壤中次之, 砂黄土中含量最低。

地层中平均粒径变化与  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量变化非常一致, 二者相关系数高达 0.973. 剖面 345 cm 以下, 平均粒径虽有逐渐降低趋势, 但也有 2 次峰值, 345~300 cm 其值明显较高, 平均值为 68.97  $\mu\text{m}$ , 300~166 cm 平均粒径尽管出现频繁波动 (260~210 cm), 但总体上为全剖面最低, 166~20 cm 其值在波动中逐渐增大, 但也有相对较低的时期 (110~50 cm), 20 cm 以上平均粒径明显降低.  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量在剖面中变化与平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量变化总体相反, 相关系数分别为 -0.810 和 -0.844, 其含量的低值对应平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量的高值, 反之亦然 (图 3).

#### 4.2 微量元素的气候意义及其变化特征

地层沉积物中微量元素的淋溶、富集程度能很好地反映区域气候环境变化, 风成沉积物中化学元素含量及其变化主要受控于物质来源、风化程度及地表植被对其的吸附作用. 研究区因沉积物物质来源相对稳定, 气候变化成为微量元素含量变化主控因素<sup>[19]</sup>, 但是不同元素在同一气候环境条件下因

化学性质差异会发生不同变化. 鉴于此, 选择非金属元素 P(磷), 卤族元素 Cl(氯)、Br(溴), 金属元素 Mn(锰)、Cu(铜)、Zn(锌) 和碱土金属元素 Ba(钡) 作为典型地化指标来反映区域气候变化过程.

P 在风化过程中大多从含磷矿物(磷灰石)中析出, 并被风化溶液迁移至地形低洼处富集<sup>[31]</sup>. 此外, 土壤中 P 含量与 TOC 和黏粒组分呈明显的正相关<sup>[32]</sup>. 就研究区而言, 气候暖湿时期, P 被大量淋失, 富集于山前冲洪积扇上, 同时, 增加的土壤粘粒与 TOC 含量也对 P 的聚集起到了吸附作用; 相反, 气候冷干时, P 析出较少, 在剖面富集程度降低, 含量减少. 因而, 将 P 作为气候暖湿-冷干波动的指标. Cl 化学性质非常活泼, 主要以氯离子和络阴离子形式存在, 风化过程中特别是在潮湿气候条件下, 硅酸盐、磷酸盐中的 Cl 被风化析出并溶于风化溶液, 被携带至地形低洼处富集, 相反, 冷干环境下, 风化作用减弱, 其含量降低<sup>[33]</sup>. Br 性质极为活泼, 岩石风化过程中其被淋失进入土壤, 易被土壤有机质、生物和黏土颗粒吸附, 即暖湿阶段该剖面中 Br 含量增加, 冷干时期含量降低<sup>[33]</sup>. Cu、Mn、Zn 是植物生长的必需元素<sup>[34]</sup>, 气候暖湿时, 这些元素被风化析出, 易被黏土矿物吸附(随沉积物颗粒减小, 其含量明显增加), 反之, 冷干环境中诸元素活性降低, 含量减少. Ba 性质活泼, 迁移能力强, 表生风化作用下大部被分解进入风化溶液,

表 2 KE 剖面不同岩性中微量元素含量变化

Table 2 Variations of the trace elemental contents in different lithostratigraphic units of the KE profile

|        | 样品数 |     | P/ $10^{-6}$ | Mn/ $10^{-6}$ | Cu/ $10^{-6}$ | Zn/ $10^{-6}$ | Cl/ $10^{-6}$ | Br/ $10^{-6}$ | Ba/ $10^{-6}$ |
|--------|-----|-----|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| 全剖面    | 213 | 最小值 | 452.79       | 488.16        | 15.28         | 16.90         | 64.74         | 0.72          | 427.38        |
|        |     | 最大值 | 1 029.78     | 889.48        | 25.22         | 57.29         | 138.20        | 7.80          | 488.92        |
|        |     | 平均值 | 726.11       | 590.94        | 20.63         | 42.20         | 93.19         | 4.72          | 467.06        |
| 砂黄土层   | 7   | 最小值 | 469.01       | 488.16        | 15.28         | 32.64         | 64.74         | 0.72          | 455.21        |
|        |     | 最大值 | 561.92       | 605.04        | 20.57         | 42.16         | 79.43         | 2.89          | 469.49        |
|        |     | 平均值 | 525.92       | 555.20        | 18.19         | 38.70         | 72.55         | 1.70          | 464.52        |
| 泥炭层    | 90  | 最小值 | 567.69       | 519.71        | 18.82         | 30.14         | 72.47         | 2.34          | 455.98        |
|        |     | 最大值 | 1 013.47     | 889.28        | 23.04         | 57.29         | 120.17        | 6.40          | 487.70        |
|        |     | 平均值 | 717.23       | 599.28        | 20.96         | 43.87         | 91.27         | 4.54          | 471.05        |
| 泥炭夹黄土层 | 77  | 最小值 | 452.79       | 491.02        | 18.70         | 27.48         | 73.29         | 1.68          | 456.41        |
|        |     | 最大值 | 1 029.78     | 706.75        | 25.22         | 56.41         | 119.72        | 7.80          | 488.92        |
|        |     | 平均值 | 790.53       | 608.00        | 21.61         | 46.13         | 94.79         | 5.80          | 473.92        |
| 古土壤层   | 39  | 最小值 | 568.25       | 491.84        | 17.22         | 16.90         | 83.56         | 2.51          | 427.38        |
|        |     | 最大值 | 787.16       | 575.20        | 19.97         | 44.16         | 138.20        | 4.71          | 458.15        |
|        |     | 平均值 | 655.31       | 544.41        | 18.36         | 31.24         | 98.17         | 3.58          | 444.76        |

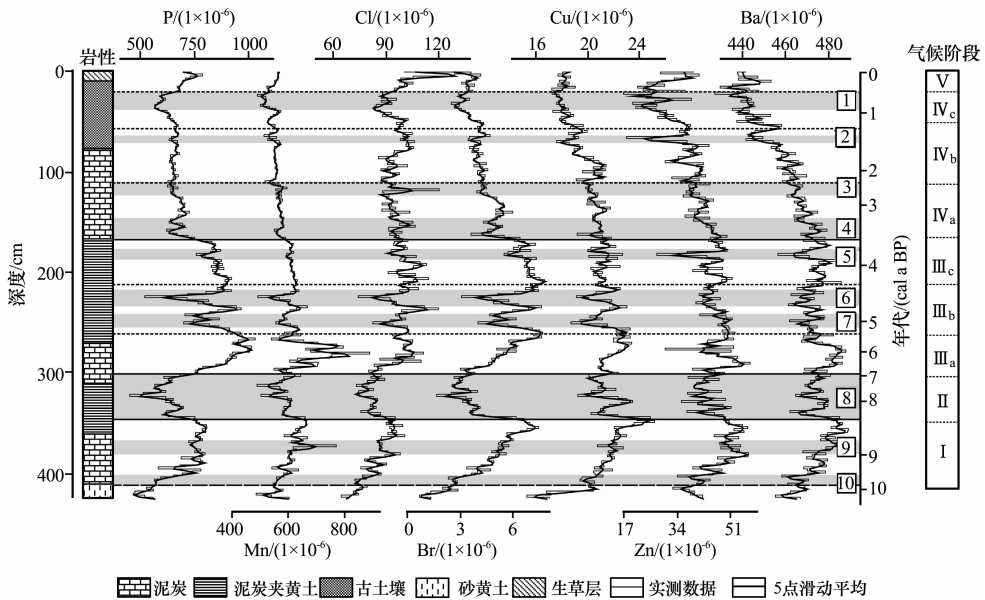


图 4 微量元素含量在地层中的变化

Fig. 4 Variation of the trace elemental contents with depth in the KE profile

且由于其离子被吸附能力强, 较易被黏土和植物吸附。在该剖面其含量增加, 反映气候较为暖湿; 含量降低, 气候较为冷干<sup>[34]</sup>。据此认为诸元素含量增加, 表明区域风化程度增强, 植被盖度增加, 气候相对暖湿; 反之, 风化程度降低, 植被盖度减少, 气候趋于冷干。

地层中 P 含量范围为  $452.79 \times 10^{-6} \sim 1\,029.78 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $726.11 \times 10^{-6}$ , 其含量在泥炭夹黄土层中最大, 在泥炭、古土壤和砂黄土中逐渐降低; Mn 含量波动于  $488.16 \times 10^{-6} \sim 889.48 \times 10^{-6}$  之间, 平均值为  $590.94 \times 10^{-6}$ , 泥炭夹黄土层中其含量最大, 古土壤中最低; Cu 含量介于  $15.28 \times 10^{-6} \sim 25.22 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $20.63 \times 10^{-6}$ , 该元素在不同地层中含量变化与 P 含量变化一致; Zn 含量范围为  $16.90 \times 10^{-6} \sim 57.29 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $42.40 \times 10^{-6}$ , 在不同地层中其含量变化与 Mn 含量变化相似; Cl 含量变化于  $64.74 \times 10^{-6} \sim 138.20 \times 10^{-6}$  之间, 平均值为  $93.19 \times 10^{-6}$ , 其含量在古土壤中最高, 砂黄土中最低; Br 含量范围为  $0.72 \times 10^{-6} \sim 7.80 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $4.72 \times 10^{-6}$ , 不同岩性中其含量变化与 P、Cu 一致; Ba 含量介于  $427.38 \times 10^{-6} \sim 488.92 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $467.06 \times 10^{-6}$ , 其最小值出现在古土壤中, 最大值出现在泥炭夹黄土中(表 2)。

剖面中 P、Mn、Cu 等 7 种微量元素变化较为一致(图 4), 其相关系数大多达 0.5 以上。这些元

素在地层中变化趋势如下: 345 cm 以下微量元素含量迅速增加, 尽管存在多次高低变化; 345~300 cm 其含量明显降低, 甚至接近于剖面最低值; 300~166 cm 这些元素含量总体上为全剖面最大值, 但可以划分为 3 个阶段: 300~260 cm 元素含量呈现明显峰值, 260~210 cm 峰谷交替明显, 大多为两高一低变化, 210~166 cm 元素含量较上一阶段明显增加, 并保持基本稳定; 166 cm 以上这些元素含量均在波动中降低, 并于 20 cm 左右出现明显低值; 20 cm 以上其含量又有不同程度增加。

## 5 讨论

### 5.1 区域气候变化过程

根据共和盆地泥炭沉积的粒度与微量元素变化特征, 结合已有年代序列, 将区域全新世古气候演化过程划分为如下阶段(图 3 和 4): 需要说明的是, 在全新世 10.0 cal ka BP 之前, 地层沉积为砂黄土, 孢粉分析表明砂黄土发育时期主要为干冷的半干旱草原至干旱荒漠草原环境, 气候相对寒冷干燥<sup>[19]</sup>。

I 阶段: 10.0~8.6 cal ka BP(410~345 cm), 地层主要由泥炭及泥炭夹黄土层组成, 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量逐渐下降。但出现 2 次明显的峰值,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量逐渐增加, 但也出现 2 次低谷; 微量元素呈现逐渐增加的趋势, 总体上反映区域冬季风强度降低, 夏季风强度逐渐增长, 气候趋于暖湿,

风化程度增强, 地表植被有所恢复. 但也有相对冷干的时期, 如在 10.0 cal ka BP 左右和 9.1~8.7 cal ka BP 粒度参数出现反向变化.

II 阶段: 8.6~7.1 cal ka BP(345~300 cm), 地层主要由泥炭夹黄土层组成, 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量明显增加, 而  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量为明显低谷; 微量元素中 P 等 7 种元素含量较上一阶段明显偏低, 且出现多次低幅波动, 反映这一时期冬季风强盛, 夏季风较弱, 气候寒冷干燥, 风化程度减弱, 地表植被盖度降低, 最冷期大致发生在 8.4 cal ka BP 和 7.9 cal ka BP.

III 阶段: 7.1~3.8 cal ka BP(300~166 cm), 地层主要由泥炭夹黄土和泥炭层组成, 粒度参数中平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量虽有强烈波动, 但总体上为全剖面最低值,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量较上一阶段明显增加, 总体上为剖面最高值; 化学元素中 P、Mn、Br 含量总体上为全剖面最高, 其他元素含量也有不同程度的增长. 总体上说明这一时期夏季风强盛, 冬季风衰退, 风化程度较高, 气候温暖湿润, 地表植被增强. 但是根据气候指标的变化细节, 这一时期气候变化可分为 3 个亚阶段. III a: 7.1~5.5 cal ka BP(310~260 cm), 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量为全剖面最低,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量为全剖面最高, P 等 7 种元素也为剖面最大值, 反映气候最为温暖湿润; III b: 5.5~4.2 cal ka BP(260~210 cm), 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量呈现两高一低波动,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量变化则反之, 微量元素也出现两谷一峰旋回, 指示区域气候变化出现冷干-暖湿旋回. 其中 5.3~4.9 cal ka BP 和 4.6~4.2 cal ka BP 气候相对寒冷干燥, 而 4.9~4.6 cal ka BP 气候较为暖湿; III c: 4.2~3.8 cal ka BP(210~166 cm), 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量虽有次一级波动, 但较上一阶段明显减小,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量明显增加, 微量元素含量也较上一阶段有所增加, 尤以 P、Mn、Br 表现明显, 表明区域气候所好转, 暖湿程度有所提升, 但粒度和元素变化特征也揭示这一阶段仍存在相对寒冷的气候时期, 时间在 4.1 cal ka BP 左右.

IV 阶段: 3.8~0.5 cal ka BP(166~20 cm), 地层逐渐由泥炭过渡为古土壤, 可能指示区域湿度逐渐降低. 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量波动式增加,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量迅速降低, 微量元素含量变化与之相似, 总体上表明冬季风强度逐渐增加, 夏季风强度逐渐减弱, 区域温湿状况逐渐降低, 气候趋于冷干. 其中 IV a: 3.8 cal ka BP 以来, 平均粒径和  $\geq 63$

$\mu\text{m}$  含量迅速增加, 并在 2.5 cal ka BP 达到该阶段最大值, 而  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量降至该阶段最低值, 微量元素变化与之大体一致, 反映区域气候趋于冷干. IV b: 2.5~1.4 cal ka BP, 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量较上一阶段有所降低,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量有所增加, 可能说明该时期气候状况有所好转. 但这一时期微量元素变化不明显, 可能与气候指标的敏感性有关. 此外, 粒度指标在 1.4 cal ka BP 左右的突变, 可能反映的是一次相对寒冷的气候事件. IV c: 1.4~0.5 cal ka BP, 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量达到剖面最大值,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量接近最小值, 微量元素含量在此阶段出现最低值或较低值, 反映气候最为寒冷干燥.

V 阶段: 0.5 cal ka BP 以来(20 cm 以上), 平均粒径和  $\geq 63 \mu\text{m}$  含量明显减小,  $\leq 16 \mu\text{m}$  含量则有所增加, 微量元素均呈现增长趋势. 尽管某些元素含量变化可能与植物根系对其的固定有关, 但总体上区域气候有所好转, 温湿程度有所提升.

## 5.2 区域气候变化及千年尺度寒冷事件的对比

泥炭沉积粒度与元素古气候重建显示全新世区域气候经历多次冷干-暖湿旋回, 并存在 10 次千年尺度的寒冷事件, 这种气候系统的不稳定性和周期性波动也被青藏高原大量的湖泊、泥炭、冰芯和风成沉积记录的古气候变化所证实<sup>[12-15, 35-43]</sup>.

KE 剖面显示共和盆地早全新世(10.0~8.6 cal ka BP)气候不断向暖湿化发展, 与之相似共和盆地南部凤凰山和中部三塔拉发育(9470±97)a BP (<sup>14</sup>C 年龄, 11.1~10.5 cal ka BP)和(9.4±0.6) ka(OSL 年龄)的砂质古土壤<sup>[15, 19-21]</sup>; 10.0~8.5 cal ka BP 青海湖孢粉浓度尤其是莎草科所占比例迅速增长, 表明区域降水量和温度大幅提升<sup>[12]</sup>; 10.0~7.9 cal ka BP 西门错湖相 TOC 含量与磁化率明显上升, 反映气候转暖<sup>[14]</sup>; 敦德冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  值于 10 ka BP 波动上升, 并在 9.2 ka BP 左右达到全新世最大值<sup>[35]</sup>. 此外, 董歌洞石笋、红原泥炭及青海湖地区的风成沉积也记录这一时期的夏季风增强事件<sup>[5-6, 36]</sup>. 但是在 10.0 cal ka BP 左右和 9.1~8.7 cal ka BP 共和盆地出现 2 次寒冷的气候波动, 大致同一时期共和盆地中部和北部发育风成砂, 西门错、兹格塘在 10.3~10.0 cal ka BP 和 8.8 cal ka BP 气候寒冷干燥<sup>[14, 37]</sup>. 从时间序列上看, 这一时期的寒冷事件与北大西洋浮冰事件和红原泥炭反映的弱西南季风事件相对应<sup>[1, 6]</sup>(图 5). 8.6~7.1 cal ka BP 的早全新世共和盆地发生了显著的气候恶

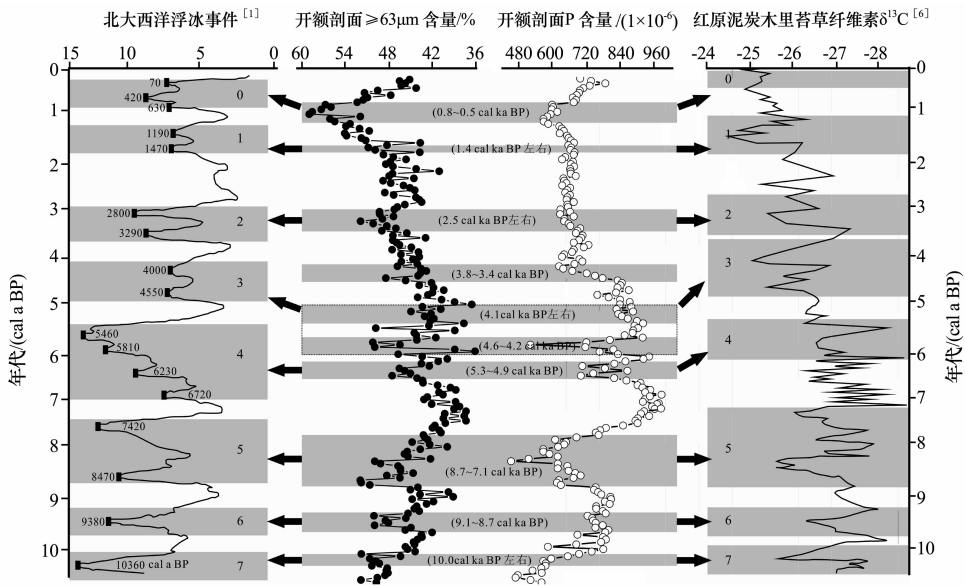


图 5 共和盆地全新世千年尺度的寒冷事件与北半球高低纬度气候变化的对比

Fig. 5 A comparison of Holocene millennial-scale cold events between the Gonghe basin and the high and low latitudes of the Northern Hemisphere

化, 峰值出现在 8.4 cal ka BP 和 7.9 cal ka BP. 近来, Liu 等<sup>[15]</sup>发现(7.9 ± 0.4) ka 共和盆地出现强烈的风沙活动; 8.5~7.8 ka BP 青海湖孢粉浓度、TOC 明显降低, 唐松草属植物出现, 指示较以前干冷的气候<sup>[12]</sup>; 8.5~7.2 ka BP 敦德冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  值波动下降, 指示气候趋于寒冷<sup>[35]</sup>; 古里雅冰芯在 8.2 ka BP 发生早全新世极寒冷事件<sup>[38]</sup>; 7.9 cal ka BP 左右西门错湖相 TOC 含量显著降低<sup>[14]</sup>. 这些大致同一时期的冷证据可能反映的是广泛存在的北半球早全新世降温.

共和盆地中全新世(7.1~3.8 cal ka BP)温湿状况虽有波动, 但总体来讲为全新世最佳. 这一时期共和盆地东缘出现有机质含量较高的古土壤, 中部也发育与风成砂互层的砂质黑土<sup>[19]</sup>; 达连海孢粉分析认为该时期温湿配置为全新世最佳组合<sup>[22]</sup>; 7.0~4.0 cal ka BP 西门错湖泊生产力及风化程度显著增加<sup>[14]</sup>; 7.8~4.5 cal ka BP 青海湖地区为森林草原甚至森林植被, 孢粉浓度及 TOC、TN 含量最高<sup>[12]</sup>. 此外, 诸如敦德冰芯<sup>[35]</sup>、红原泥炭<sup>[6]</sup>也显示这一时期温湿程度提升, 夏季风强度增加. 但是这一时期气候存在多次寒冷波动, 泥炭沉积记录其时间为 5.3~4.9 cal ka BP、4.6~4.2 cal ka BP、4.1 cal ka BP 左右, 此时青海湖植被发生显著退化, 孢粉浓度及 TN 出现下降趋势<sup>[14]</sup>; 5 ka BP 左右敦德冰芯温度曲线出现剧烈变化, 甚至降低<sup>[35]</sup>; 5.3 cal ka BP 左右茶卡盐湖转化为超盐性环境<sup>[23]</sup>.

4.7~3.7 ka BP 普若岗日冰芯粉尘堆积出现 2 次明显峰值<sup>[39]</sup>; 古里雅冰芯在 4.3 ka BP 左右  $\delta^{18}\text{O}$  值降至最低<sup>[40]</sup>, 错鄂湖在 4.9~4.2 cal ka BP 气候相对寒冷干燥<sup>[13]</sup>.

晚全新世以来(3.8~0.5 cal ka BP)区域气候逐渐趋于寒冷干燥, 共和盆地达连海地区 3.8 cal ka BP 以来温湿程度逐渐下降, 森林退缩、荒漠草原扩大, 气候趋于凉干<sup>[22]</sup>; 3.5 ka BP 以来共和盆地植被退化、沙丘复活、土壤成熟度和分布范围大大降低<sup>[19-21]</sup>; 西门错及年保也则山地区 4.0 cal ka BP 以来气候趋于寒冷, 湖泊生产力降低, 化学风化程度和 TOC 含量显著下降<sup>[14, 41]</sup>. 在此期间泥炭沉积揭示出现 4 次千年尺度的寒冷阶段(3.8~3.4 cal ka BP、2.5 cal ka BP 左右、1.4 cal ka BP 左右、0.8~0.5 cal ka BP), 相似的记录也发现在高原的湖泊、泥炭、冰芯和风成沉积之中: 3.5 cal ka BP 左右年保也则山泥炭记录揭示该区气候异常寒冷<sup>[41]</sup>, 3.9 cal ka BP 左右青海湖孢粉浓度急剧降低<sup>[12]</sup>, 中喜马拉雅高山泥炭沉积显示 4.0~3.5 ka BP 夏季风出现明显下降<sup>[42]</sup>, 同一时期红原泥炭木里苔草纤维素  $\delta^{13}\text{C}$  记录和北大西洋浮冰量出现 2 次明显的增加<sup>[1, 6]</sup>, 指示北半球高低纬度均出现不同程度的寒冷气候(图 5). 3.0~2.5 ka BP 青海湖和共和盆地出现黄土与风砂沉积<sup>[19-20, 43]</sup>, 3.0 cal ka BP 错鄂湖区气候突然变冷<sup>[13]</sup>. 共和盆地 LG 剖面显示约 1.5 ka BP 区域温湿组合大幅下降<sup>[15]</sup>,



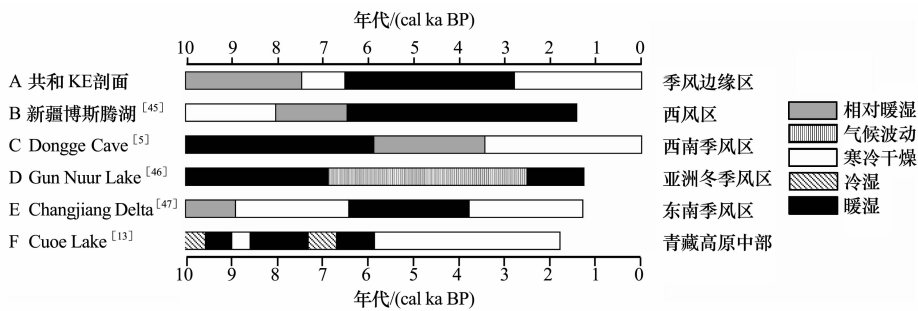


图 6 共和盆地全新世气候变化的特点

Fig. 6 Characteristics of Holocene climate change in Gonghe basin

1.7~1.3 cal ka BP 和 1.4~1.1 cal ka BP 西门错、兹格塘温度与湿度明显减弱<sup>[14,37]</sup>, 1.8~1.3 cal ka BP 青藏高原东南部发生冰进<sup>[44]</sup>. 0.8~0.5 cal ka BP 共和盆地气候最为寒冷干燥, 凤凰山和哈拉力剖面在 729±70 a BP 和 840±50 a BP (<sup>14</sup>C 年龄, 0.8~0.5 cal ka BP 和 0.8~0.65 cal ka BP) 出现风成砂与黄土堆积<sup>[19-21,43]</sup>, 红原泥炭、青海湖在分别记录了 0.5 cal ka BP 和 0.8 cal ka BP 的冷干气候<sup>[6,12]</sup>. 这些古气候记录与共和盆地所揭示的千年尺度的寒冷事件具有良好的可比性.

### 5.3 区域气候变化的模式与周期性

由于青藏高原东北部的共和盆地地处亚洲夏季风(包括东南季风和西南季风)、亚洲冬季风和西风带的交汇地带, 其气候变化必然是对这些子气候系统的响应. 但是, 到底哪一种季风环流对区域气候变化起决定性的影响, 仍需要进一步的讨论. 为此, 我们选择上述各个地区代表性的古气候记录进行对比验证, 来推断区域气候变化的特点与模式. 图 6 显示共和盆地全新世气候变化总体上经历早全新世的增温增湿阶段(10.0~8.6 cal ka BP)、寒冷阶段(8.6~7.1 cal ka BP)、中全新世的气候适宜阶段(7.1~3.8 cal ka BP)和晚全新世的凉干/冷干阶段(3.8~0.5 cal ka BP); 西风区的博斯腾湖显示 8 cal ka BP 之前气候干旱, 风沙沉积盛行, 8 cal ka BP 以来气候相对湿润, 尤其是在 6.0~1.5 cal ka BP 区域湿度增加, 湖泊深度最大, 最湿润阶段发生于中晚全新世<sup>[45]</sup>; Dongge Cave  $\delta^{18}\text{O}$  记录表明 7 cal ka BP 之前的全新世早中期区域湿度最大, 夏季风强度最强, 至约 3.5 cal ka BP 夏季风强度仍较大, 气候相对湿润, 之后夏季风迅速衰退, 气候向干旱化发展<sup>[5]</sup>; 主要处于亚洲冬季风强度控制下的 Gun Nuur Lake 则是在 7.0 cal ka BP 之前的早全新世和 2.5 cal ka BP 以来的晚全新世气候最为

湿润, 而中全新世气候波动明显, 特别是在 7.0~5.7 cal ka BP、4.1~3.6 cal ka BP 和 3.0~2.5 cal ka BP 出现千年尺度的干旱事件<sup>[46]</sup>; 青藏高原内部的 Cueo Lake 早全新世气候出现冷湿(10.0~9.75 cal ka BP)、暖湿(9.75~8.84 cal ka BP)和冷干(8.84~8.56 cal ka BP)交替, 而中全新世(8.56~5.75 cal ka BP)气候总体上较为暖湿, 但在 7.28~6.75 cal ka BP 出现冷湿气候, 晚全新世区域气候逐渐趋于凉干, 并在 3.0 cal ka BP 以来干旱程度达到全新世最大<sup>[13]</sup>; 东南季风区的 Changjiang Delta 的古气候记录显示 10.3~9.0 cal ka BP 气候逐渐暖湿, 植被中阔叶林成分迅速增加, 而在 9.0~7.6 cal ka BP 孢粉中阔叶林含量明显下降, 针叶林含量增加, 气候以冷干为主, 此后至 4.8 cal ka BP 暖湿程度达到最大, 即明显的中全新世气候适宜期, 4.8 cal ka BP 以后区域气候逐渐变得寒冷干燥<sup>[47]</sup>. 这些气候变化的区域对比表明尽管寒冷波动在起迄年限、发生次数和持续时间上存在差异, 但总体上共和盆地和以 Changjiang Delta 为代表的中国东部季风区全新世气候变化存在明显的相似性, 可能具有季风模式的特点. 在此基础上, 区域气候变化被一系列的千年尺度的寒冷事件所打断, 呈现明显的千年尺度气候突变. 因此, 我们认为区域全新世气候变化具有“季风模式”和“千年尺度气候震荡”的双重特点.

## 6 结论

通过对青藏高原东北部共和盆地泥炭沉积的粒度与地球化学指标的分析, 重建了区域全新世千年尺度的气候变化过程, 结论如下:

(1) 共和盆地自 10.0 cal ka BP 气候逐渐暖湿化, 但在 8.6~7.1 cal ka BP 气候明显寒冷干燥, 7.1~3.8 cal ka BP 区域暖湿程度达到全新世最

佳, 对应共和盆地的气候适宜期, 但也存在寒冷波动, 3.8~0.5 cal ka BP 气候逐渐向冷干发展, 0.5 cal ka BP 以来气候又趋于暖湿。

(2) 全新世区域气候存在 10 次千年尺度的寒冷波动, 时间分别为 10.0 cal ka BP 左右、9.1~8.7 cal ka BP、8.6~7.1 cal ka BP、5.3~4.9 cal ka BP、4.6~4.2 cal ka BP、4.1 cal ka BP 左右、3.8~3.4 cal ka BP、2.5 cal ka BP 左右、1.4 cal ka BP 左右和 0.8~0.5 cal ka BP。这些寒冷阶段不仅与高原冰芯、湖泊、泥炭和风成沉积记录的古气候变化有良好的可比性, 而且也与北半球高低纬度的千年尺度的寒冷事件相一致。

(3) 与不同气候区全新世气候变化过程的对比发现, 共和盆地全新世气候变化总体上遵循“季风模式”, 同时其气候变化具有“千年尺度震荡”的特点。

#### 参考文献 (References):

- [1] Bond G, Showers W, Cheseby M, *et al.* A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates [J]. *Science*, 1997, **278**(5341): 1257-1266.
- [2] O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, *et al.* Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core [J]. *Science*, 1995, **270**(5244): 1962-1964.
- [3] Bianchi G G, McCave I N. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland [J]. *Nature*, 1999, **397**(6719): 515-517.
- [4] Linsley B K. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150,000 years [J]. *Nature*, 1996, **380**: 234-237.
- [5] 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 [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **233**(1): 71-86.
- [6] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, *et al.* Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, **211**(3-4): 371-380.
- [7] Zhou W, Lu X, Wu Z, *et al.* Peat record reflecting Holocene climatic change in the Zoige Plateau and AMS radiocarbon dating [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, **47**(1): 66-70.
- [8] Chen F H, Cheng B, Zhao Y, *et al.* Holocene environmental change inferred from a high-resolution pollen record, Lake Zhuyeze, arid China [J]. *The Holocene*, 2006, **16**(5): 675-684.
- [9] Li Yu, Wang Nai'ang, Li Zhuolun, *et al.* The relationships among organic geochemical proxies and their palaeoenvironmental significances in Zhuye Lake sediments [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33**(2): 334-341. [李育, 王乃昂, 李卓仑, 等. 河西猪野泽沉积物有机地化指标之间的关系及古环境意义 [J]. *冰川冻土*, 2011, **33**(2): 334-341.]
- [10] Jia Jia, Xia Dunsheng, Jin Ming, *et al.* Typical loess/paleosol sequences in Weihe drainage areas: Environmental magnetism features and paleoclimate interpretation [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(1): 91-97. [贾佳, 夏敦胜, 金明, 等. 渭河流域典型黄土剖面的环境磁学特征及其古气候意义 [J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(1): 91-97.]
- [11] Jin H, Su Z, Sun L, *et al.* Holocene climatic change in Hunsandake Desert [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, **49**(16): 1730-1735.
- [12] Shen J, Liu X, Wang S, *et al.* Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years [J]. *Quaternary International*, 2005, **136**(1): 131-140.
- [13] Wu Y, Lücke A, Jin Z, *et al.* Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: A sedimentary record from Cuoe Lake [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, **234**(2-4): 328-340.
- [14] Mischke S, Zhang C. Holocene cold events on the Tibetan Plateau [J]. *Global and Planetary Change*, 2010, **72**(3): 155-163.
- [15] Liu B, Jin H, Sun L, *et al.* Holocene climatic change revealed by aeolian deposits from the Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Quaternary International*, 2013, **296**: 231-240.
- [16] Bryson R A. Airstream climatology of Asia [C]//Proceedings of the International Symposium on the Qinghai-Xizang Plateau and Mountain Meteorology. Boston, MA: American Meteorological Society, 1986: 604-617.
- [17] Xu Shuying, Zhang Weixin, Xu Defu, *et al.* Discussion on the periglacial development in the northeast marginal region of Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1984, **6**(2): 15-25. [徐叔鹰, 张维信, 徐德馥, 等. 青藏高原东北边缘地区冰缘发展探讨 [J]. *冰川冻土*, 1984, **6**(2): 15-25.]
- [18] Pan Baotian, Xu Shuying, Chen Fahu, *et al.* Discussion the sequence and extent of changes of natural environment in the eastern Qinghai Plateau during the past 30,000 years [J]. *Arid Land Geography*, 1989, **12**(2): 14-21. [潘保田, 徐叔鹰, 陈发虎, 等. 青海高原东部三万年来自然环境变迁的序列与幅度探讨 [J]. *干旱区地理*, 1989, **12**(2): 14-21.]
- [19] Dong Guangrong, Gao Shangyu, Jin Jiong. Land Desertification and Its Control in Gonghe Basin, Qinghai Province [M]. Beijing: Science Press, 1993: 10-33. [董光荣, 高尚玉, 金炯. 青海共和盆地土地沙漠化与防治途径 [M]. 北京: 科学出版社, 1993: 10-33.]
- [20] Gao Shangyu, Chen Weinan, Jin Heling, *et al.* Preliminary study on the deserts evolution at the northwestern edge of Monsoon Area, China during Holocene Epoch [J]. *Science in China (Series B)*, 1993, **23**(2): 202-208. [高尚玉, 陈渭南, 靳鹤龄, 等. 全新世中国季风区西北缘沙漠演化初步研究 [J]. *中国科学(B辑)*, 1993, **23**(2): 202-208.]

- [21] Gao Shangyu, Wang Guiyong, Ha Si, *et al.* A case study on desert evolution in the northwestern fringe of monsoon area, China since the last glacial epoch[J]. *Quaternary Sciences*, 2001, **21**(1): 66—71. [高尚玉, 王贵勇, 哈斯, 等. 末次冰期以来中国季风区西北边缘沙漠演化研究[J]. 第四纪研究, 2001, **21**(1): 66—71. ]
- [22] Cheng Bo, Chen Fahu, Zhang Jiawu. Palaeovegetational and palaeoenvironmental changes in Gonghe Basin since last deglaciation[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2010, **65**(11): 1336—1344. [程波, 陈发虎, 张家武. 共和盆地末次冰消期以来的植被和环境演变[J]. 地理学报, 2010, **65**(11): 1336—1344. ]
- [23] Liu X, Dong H, Rech J A, *et al.* Evolution of Chaka Salt Lake in NW China in response to climatic change during the Latest Pleistocene-Holocene[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, **27**(7—8): 867—879.
- [24] Liu Bing, Jin Heling, Sun Zhong. Progress of studies of climate and environmental changes in Gonghe basin, northeastern Tibetan Plateau, since the Last Glacial Maximum period [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, **34**(2): 403—410. [刘冰, 靳鹤龄, 孙忠. 末次盛冰期以来青藏高原东北部共和盆地气候与环境变化研究进展[J]. 冰川冻土, 2012, **34**(2): 403—410. ]
- [25] Kukla G, Heller F, Liu X M, *et al.* Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility[J]. *Geology*, 1988, **16**(9): 811—814.
- [26] Porter S C, An Z. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciations[J]. *Nature*, 1995, **375**: 305—308.
- [27] Pye K, Tsoar H. The mechanics and geological implications of dust transport and deposition in deserts with particular reference to loess formation and dune sand diagenesis in the northern Negev, Israel[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1987, **35**: 139—156.
- [28] Lü L, Fang X, Lu H, *et al.* Millennial-scale climate change since the last glaciation recorded by grain sizes of loess deposits on the northeastern Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2004, **49**(11): 1157—1164.
- [29] Ding Z, Sun J, Liu D. A sedimentological proxy indicator linking changes in loess and deserts in the Quaternary[J]. *Science in China (Series D)*, 1999, **42**(2): 146—152.
- [30] Jin H L, Sun L Y, Sun Z. Millennial-scale evolution of Hushandake Desert and climate change during the Holocene in Inner Mongolia, northern China[J]. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 2010, **2**(6): 505—513.
- [31] Dobrovolsky V V. *Geography of Microelements; Global Dispersion*[M]. Moscow: Mysl', 1983: 1—95. (in Russian)
- [32] Yuan Keneng. *Soil Chemistry of Plant Nutrition Elements* [M]. Beijing: Science Press, 1983: 115—142. [袁可能. 植物营养元素的土壤化学[M]. 北京: 科学出版社, 1983: 115—142. ]
- [33] Mu Baolei. *Geochemistry of Elements*[M]. Beijing: Peking University Press, 1999: 1—245. [牟保磊. 元素地球化学[M]. 北京: 北京大学出版社, 1999: 1—245. ]
- [34] Pang Jiangli, Huang Chunchang, Zhang Zhanping. Pb, Cu, Zn, Cd, Mn element and climatic change in loess-paleosol profile at Qishan, Shaanxi Province[J]. *Journal of Desert Research*, 2001, **21**(2): 151—156. [庞奖励, 黄春长, 张占平. 陕西五里铺黄土微量元素组成与全新世气候不稳定性研究[J]. 中国沙漠, 2001, **21**(2): 151—156. ]
- [35] Yao Tandong, Shi Yafeng, Thompson L G, *et al.* Climatic changes of Holocene reflected in the ice core from Dunde, Qilian Mountains[C]//Shi Yafeng, Kong Zhaochen. *The Climates and Environments of Holocene Megathermal in China*. Beijing: China Ocean Press, 1992: 206—211. [姚檀栋, 施雅风, Thompson L G, 等. 祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化[C]//施雅风, 孔昭宸. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992: 206—211. ]
- [36] Lu H, Zhao C, Mason J, *et al.* Holocene climatic changes revealed by aeolian deposits from the Qinghai Lake area (northeastern Qinghai-Tibetan Plateau) and possible forcing mechanisms[J]. *The Holocene*, 2011, **21**(2): 297—304.
- [37] Herzschuh U, Winter K, Wünnemann B, *et al.* A general cooling trend on the central Tibetan Plateau throughout the Holocene recorded by the Lake Zigetang pollen spectra[J]. *Quaternary International*, 2006, **154—155**: 113—121.
- [38] Wang N, Yao T, Thompson L G, *et al.* Evidence for cold events in the early Holocene from the Guliya ice core, Tibetan Plateau, China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, **47**(17): 1422—1427.
- [39] Thompson L G, Yao T, Davis M E, *et al.* Holocene climate variability archived in the Puruogangri ice cap on the central Tibetan Plateau[J]. *Annals of Glaciology*, 2006, **43**: 61—69.
- [40] Thompson L G. Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, **19**(1—5): 19—35.
- [41] Schlüt F, Lehmkuhl F. Holocene climatic change and the nomadic Anthropocene in Eastern Tibet: palynological and geomorphological results from the Nianbaoyeze Mountains [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009, **28**: 1449—1471.
- [42] Phadtare N R. Sharp decrease in summer monsoon strength 4000—3500 cal yr B. P. in the Central Higher Himalaya of India based on pollen evidence from alpine peat[J]. *Quaternary Research*, 2000, **53**(1): 122—129.
- [43] Chen Fahu, Wang Shilan, Zhang Weixin, *et al.* The loess profile at south bank, climatic information and lake-level fluctuations of Qinghai Lake during the Holocene[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 1991, **11**(1): 76—85, 100. [陈发虎, 汪世兰, 张维信, 等. 青海湖南岸全新世黄土剖面、气候信息及湖面升降探讨[J]. 地理科学, 1991, **11**(1): 76—85, 100. ]
- [44] Zhang C, Mischke S. A Lateglacial and Holocene lake record from the Nianbaoyeze Mountains and inferences of lake, glacier and climate evolution on the eastern Tibetan Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2009, **28**(19—20): 1970—1983.

- [45] Chen Fahu, Huang Xiaozhong, Yang Meilin, *et al.* Westerly dominated Holocene climatic model in arid Central Asia—case study on Bosten Lake, Xinjiang, China[J]. *Quaternary Sciences*, 2006, **26**(6): 881—887. [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[J]. *第四纪研究*, 2006, **26**(6): 881—887.]
- [46] Zhang C, Zhang W, Feng Z, *et al.* Holocene hydrological and

climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nuur[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, **323—325**: 75—86.

- [47] Yi S, Saito Y, Zhao Q, *et al.* Vegetation and climate changes in the Changjiang (Yangtze River) Delta, China, during the past 13,000 years inferred from pollen records[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2003, **22**(14): 1501—1519.

## Holocene Millennial-Scale Climatic Change Recorded by Grain Size and Chemical Elements of Peat Deposits in Gonghe Basin, Northeastern Tibetan Plateau

LIU Bing<sup>1</sup>, JIN He-ling<sup>1</sup>, SUN Zhong<sup>1</sup>, SU Zhi-zhu<sup>2</sup>, ZHANG Cai-xia<sup>1</sup>

(1. *Key Laboratory of Desert and Desertification, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China*; 2. *School of History and Culture, Shanxi University, Taiyuan Shanxi 030006, China*)

**Abstract:** Holocene millennial-scale climatic change was reconstructed based on the analyses of grain size and geochemical elements from the peat deposits in Gonghe basin, northeastern Tibetan Plateau. The reconstruction indicates that the regional warm and humid degree gradually increased in 10.0~8.6 cal ka BP, while it was obviously cold and dry from 8.6 cal ka BP to 7.1 cal ka BP. Subsequently, the warm and humid degree reached an optimal state in general between 7.1 cal ka BP and 3.8 cal ka BP, although there were frequently climatic fluctuations. From 3.8 cal ka BP to 0.5 cal ka BP, the cli-

mate tended to be cold and dry, and became warm and wet again afterwards. These characteristics are consistent with the climatic variation in the eastern China. In addition, 10 millennial time scale cold events were discovered during the Holocene, which are well comparative with palaeoclimatic records from ice cores, lake, peat and aeolian deposits in the plateau, and climatic fluctuations in the high and low latitudes of the Northern Hemisphere. Therefore, it is believed that the regional climate changes are dual characterized by a "monsoonal model" and a "millennial time scale oscillations".

**Key words:** Gonghe basin; Holocene; climatic change; cold events; grain size; chemical elements