

苏干湖地区 22.7 ka 以来气候环境演变

王海雷, 施林峰

中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部盐湖资源与环境重点实验室, 北京, 100037

苏干湖盆地是套嵌在柴达木盆地中的一个封闭盆地, 苏干湖是盆地的汇水中心, 是一个封闭湖泊。研究区位于西北内陆干旱区, 主要受西风带和冬季风控制, 本文对苏干湖一根 6.12 m 的湖芯 SGH-2 开展了年代学和 C、O 同位素和粒度参数等环境转换指标的测试分析, 在建立年代框架的基础上, 讨论了苏干湖地区 22.7 ka 以来气候环境演变。

结果表明: 苏干湖 22.7 ka 以来气候环境变化大致可以划分为三个大的演化阶段:

1. 约 22.7~13.3 ka, 冷湿期。这一阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 值总体偏低, 成波动上升, $\delta^{13}\text{C}$ 值始终维持在较低值, 说明此期气温偏低, 初期流域有效湿度相对较高, 气候偏潮湿, 之后流域逐步干旱化, 这一时期对应于末次冰消期, 气候较为寒冷潮湿, 但在后期出现较明显的干旱化。

2. 约 13.3~4.1 ka, 温暖干旱化期。这一阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 值继续波动上升, 达到较高值, 到末期基本接近 22.7 ka 以来的最高值。 $\delta^{13}\text{C}$ 值在初期快速上升, 之后维持在较高值作小幅波动。反映这一阶段气温较高, 流域初期略偏湿润, 之后出现较明显的干旱化, 湖盆收缩, 总体上气候向暖干过渡。这种流域干旱化在中后期粒度指标上表现尤其明显, 10~70 μm 组分百分含量在约 10.7 ka 以后明显增加, 中值粒径在约 5.5 ka 以后显著升高, 说明湖泊收缩, 水位降低, 风力加强, 进入湖盆的粗颗粒碎屑物质增加。

3. 约 4.1~0 ka, 波动期。这一阶段各指标均出现大幅的波动, 此期气候出现了几次较大的波动。初期 (约 4.1~2.3 ka), $\delta^{13}\text{C}$ 值有较大幅度的降低, $\delta^{18}\text{O}$ 值也出现较明显的偏负, 这一时期有较明显的降温, 并且流域有效湿度有所增加, 气候偏冷湿; 之后 (约 2.3~1.7 ka), $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均有所升高, 气候出现暖干化; 约 1.7~1.4 ka 期间, $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均急剧降低, 该期气候快速降温, 湿度增

大; 约 1.4~0.6 ka, $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值又有较大回升, 再次出现暖干气候; 约 0.6~0.1 ka, $\delta^{13}\text{C}$ 值再次急剧降低, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 值则呈较明显的偏正, 表明该期气温有较大幅度降低, 但流域干旱化进一步加剧; 约 0.1~0 ka, $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值又开始回升, 表明该地区自 0.1 ka 之后又开始出现暖干化趋势。

在苏干湖这种内陆干旱地区, 降水量极少, 流域干旱程度一般决定于蒸发量的大小, 而在寒冷时期, 随着气温降低, 蒸发量显著降低, 所以在冷期一般偏潮湿, 而在暖期则偏干旱, 呈现出冷湿-暖干的波动模式。这种波动模式在约 16.9 ka 以来表现得比较显著, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈现明显的同相位波动。

但是在 21.6~16.9 ka 期间, 虽然从总体上看, 这一阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值均处于整个演化阶段的低值段, 仍然表现出冷湿的波动模式, 但是经仔细比对 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化曲线, 除了个别时段, 本阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值呈现较明显的反相波动, $\delta^{18}\text{O}$ 高值一般对应于 $\delta^{13}\text{C}$ 的低值, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 的低值一般对应于 $\delta^{13}\text{C}$ 高值, 即气候波动出现冷干-暖湿的波动模式。出现这种情况, 我们认为可能是该期处于末次冰期最盛期, 气候极度严寒, 雪线降低, 降水以降雪为主, 且冰雪融水减少, 入湖径流较少, 同时在西部高海拔地区, 永久冻土层加厚, 造成入湖的地下水补给也减少, 湖水不断蒸发浓缩, 使湖水富集 ^{18}O 。从而造成 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 较明显的反相波动。

苏干湖地区自 22.7 ka 以来有几次比较大的气候事件, 这些事件的时限基本可与区域或全球气候事件对比, 但又有一定的区域性。

约 22.5~22.1 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧同步降低, 表明这是一次比较强烈的冷湿事件;

18.9~18.7 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值急剧同步降低, 这次强烈的冷湿事件可与 Heinrich 1 冷事件对比, 但是在苏干湖地区这次冷湿事件持续时间较短, 仅约 200 a 左右;

约 14.5~13.8 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值同步降低, 表明这时期气候偏冷湿, 且这一时期持续时间较长, 应是一个比较明显的冷湿时期。持续时间约为 700 a, 之后出现气温明显的升高, 同时流域干旱程度增加。

苏干湖地区从末次冰消期气温转暖的时间比较早, 约 13.1 ka 气温已达到较高水平, 之后除了几次寒冷事件, 气温基本都在较高水平波动。

Younger Dryas 事件在本地区有显示, 但不是很明显, 约发生于 11 ka, 结束于 10.7 ka, 持续时间约为 300 a, 这次事件以冷湿为主。

8.2 ka 的寒冷事件在本地区也有显示, 起止时间约为 8.3~8.1 ka, 这次事件降温比较明显, 但大气湿度变化不是很明显, 略微偏干旱。

全新世大暖期在本地区不是很明显, 自约 13 ka 以后 $\delta^{13}\text{C}$ 值较前一阶段有较大提高, 表明自约 13 ka 以来地区温度偏高, 粒度参数显示约 12.9~5.5 ka 期间中值粒径基本都在低值附近波动, $<4\ \mu\text{m}$ 的组分在这一时期偏高, 说明这一时期湖水有一定的深度, 以细颗粒沉积为主。表明苏干湖地区自末次冰消期末期气候就偏温暖湿润, 这种暖湿期一直持续到全新世中期约 5.5 ka。之后气温略有降低, 而流域干燥度大大增加, 出现较明显的干旱化。

$\delta^{18}\text{O}$ 在 4.2~3.9 ka 左右有一个较明显的偏正, $\delta^{13}\text{C}$ 则出现快速的偏正, 表明这一时期该地区气温快速上升, 气温上升导致该地区蒸发量大大增加, 流域有效湿度大大降低, 出现了严重的干旱化, 而且这一时期粒度组成中 10~70 μm 组分也有较明显增加, 说明此时冬季风影响扩大, 我们认为这是一次比较显著的暖干事件, 季风区洞穴的石笋记录显示, 4.2~4.0 ka 期间是一个显著的弱季风期, 此时夏季风的影响很弱。这次环境突变事件具有区域可对比性。环境考古研究表明青藏高原及周边地区 4 ka 前后有一次环境突变事件, 一般认为该事件开始 4.3 ka, 结束于 4 ka, 是一次横跨时间尺度为 300 年气候事件, 标志着大暖期的结束。以牧业为主的齐家文化、四坝文化代替了以种植业为主的马家窑文化。二者之后是畜牧业比重进一步加重的卡约文化、辛店文化、寺洼文化等青铜文化。我们认为造成这种文化更替的主要原因是当时强烈的升温 and 干旱化, 使区域有效湿度大大降低, 水资源量大大

减少, 已不适合以灌溉为主的种植业的发展, 取而代之的是对水依赖较少的畜牧业。

在约 100~200 AD 期间, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 指标均出现快速的升高, $>70\ \mu\text{m}$ 组分含量也基本同步快速增加, 可能是又一次升温引起的干旱化事件。

在约 300~600 AD 期间, 记录了该地区近 22.7 ka 以来最强烈的一次气候事件, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 指标同步急剧降低, $\delta^{18}\text{O}$ 值接近 22.7 ka 以来的最低值, 而 $\delta^{13}\text{C}$ 达到自 22.7 ka 以来的最低值。粒度参数对这一气候事件也有较明显的响应, 中值粒径、10~70 μm 组分和 $>70\ \mu\text{m}$ 组分在这一时期均显著降低, 而代表湖心深湖相沉积的 $<4\ \mu\text{m}$ 的组分百分含量则有明显的升高。说明这是一次强烈的冷湿事件, 急剧的降温使区域蒸发量大幅减少, 有效湿度显著增加。而且这一时期尘暴事件减弱, 冬季风影响显著降低, 夏季风的影响相应扩大, 可能为该地区带来充沛水汽, 降水量大增, 水体变淡, 湖泊扩张。在这以后, $\delta^{18}\text{O}$ 值波动增大, 说明此后湖泊振荡收缩, 直至现在的苏干湖地貌环境。

中世纪暖期在本地区表现得不是很明显, 约起始于 800 AD, 至 1000~1100 AD 时气温有一次较明显的降低, 之后气温又有明显的回升。现代小冰期在本地区约开始于 1350 AD, 结束于 1900 AD, 但是现代小冰期在本地区并不是完全的冷期, 在 1400~1450 AD 有一次短暂的暖期。

现代升温期在苏干湖地区约开始于 1900 AD。限于样品的分辨率 (约为 70a), 不能更好的厘定一些气候环境事件的界限。有些气候环境事件的讨论, 还有待于补充其它环境指标 (如微体生物、孢粉等), 做进一步更深入的研究。

我们将苏干湖地区的气候变化阶段以及气候事件与根据文献集成的全新世以来的温度序列进行了对比分析, 在一些比较明显的冷暖事件上还是有很好的一致性。如 8.2 ka 冷事件, 4.0 ka 左右的环境突变事件等, 但是苏干湖地处中国西部干旱区, 尤其是青藏高原隆起以后对中国西北地区产生了显著的环境影响, 使其气候变化具有一定的区域性。如在约 300~600 AD 期间, C、O 同位素和沉积物粒度参数均记录了该地区近 22.7 ka 以来最强烈的一次气候事件, 温度急剧下降, 地区有效湿度显著增加, 是一次强烈的冷湿事件。