距今 40~ 30 ka 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系

施雅风 刘晓东^④ 李炳元^④ 姚檀栋

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000; ④中国科学院兰州高原大气物理所, 兰州 730000;

④中国科学院地理研究所, 北京 100101)

摘要 古里雅冰芯记录、青藏高原和其北侧的高湖面记录、植被变化记录指示 40~ 30 kaBP 即末次冰期间冰阶或深海氧同位素 3 阶段后期. 青藏高原异常的温暖湿润, 温度高于现代 2~ 4 °C, 降水有 4 成至成倍以上的增长, 代表着一次特强的夏季风事件, 推测其动力一方面为高原夏季低气压强盛, 增大了对夏季风的吸引力; 另一方面热带洋面的旺盛蒸发, 助长了西南季风携带丰富水汽吹越青藏高原. 特强夏季风形成背景是 40~ 30 kaBP 正值 20 ka 左右岁差周期的太阳高辐射阶段, 青藏高原接受的辐射增强加大了高原与印度洋中南部的热力对比.

关键词 青藏高原 特强夏季风 岁差周期 40~ 30 kaBP

40~ 30 kaBP 相当深海氧同位素 MIS3 阶段或末次冰期中的大间冰阶(Megainterstadial) 的晚期, 其时全球温度明显低于末次间冰期(5 阶段) 和冰期后的全新世(1 阶段). 但稍高于末次冰期中早冰阶(4 阶段) 和晚冰阶(2 阶段), 图 1 中深海氧同位素 SPECMAP^[1]、南极的 Vostok 和^[2] 格陵兰的 GRIP^[3] 三条曲线, 指示了上述特征. 但近年青藏高原环境变化研究中所得资料, 表明 40~ 30 kaBP 左右, 高原气候异常温暖、湿润, 达到间冰期的程度, 表明夏季风是特别的强烈. 当时高原气候有什么特征? 为什么会出现这样的特征? 本文将作初步探讨.

1 40~ 30 kaBP 青藏高原气候暖湿的证据

(1) 西昆仑山古里雅冰芯记录. 位于西昆仑山古里雅冰帽 6 200 m 高处钻孔冰芯记录, 经姚檀栋等人^[4] 研究, 发现 3 阶段位于 58~ 32 kaBP. 已发表的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线(图 1) 表明, 3 阶段末期最暖, 峰值出现在 35 kaBP 左右, 由 $\delta^{18}\text{O}$ 值折算的温度高出现代 4 °C; 其次在初期 55 kaBP 左右, 其时温度和全新世大暖期盛时及末次间冰期中的 5 a 相当, 即高出现代 3 °C 左右; 中期较冷在 47~ 43 kaBP 左右, 比现代低 5 °C 左右. 古里雅冰芯中 3 阶段暖~ 冷~ 暖变化, 经历了一个完整历时 20 ka 的周期. 敦德冰芯资料, 指示 35~ 31 kaBP, 有一个强烈升温 and 尘埃减少阶段, 31 kaBP 急剧降温, 转入 2 阶段^[5].

(2) 柴达木湖泊记录. 张彭熹等人^[6] 对柴达木中部察尔汗盐湖北侧钻孔中原生石盐包体水的 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 测定, 得出 50~ 30 kaBP 间该地区气温为 6 °C, 高出现代 2 °C. 但在 48.5 kaBP 湖水的浓缩蒸发, 形成石盐沉积, 以后经过多次百年级的潮湿淡化和干旱成盐旋回, 最后淡水期出现于 41.9~ 30.9 kaBP. 其中一层淤泥粘土碎屑沉积, 指示降水与河水补给, 超过蒸发, 到 30 kaBP 转入了低温和干盐湖阶段. 陈克造等人^[7] 研究, 柴达木东南霍布逊湖区在据贝壳的 ^{14}C 测年为 $(28\,650 \pm 674)$ 和 $(38\,600 \pm 680)$ aBP, 是淡水与微咸水湖时期, 其时古湖面积达 15 000 km², 为现代湖泊 2.56 倍. 郑绵平等人^[8] 认为 40~ 28 kaBP 的察尔汗湖面积达 25 000 km², 为现代面积 5850 km² 的 4.3 倍. 此外马海洲(个人通讯) 在柴达木西北部的冷湖附近发现 ^{14}C 测年

为(31.7±0.8) kaBP时的最高湖面. 高出现代湖面 70 m.

图1 全球末次冰期旋回温度变化比较

(3) 青藏高原西北部湖泊记录. 李炳元等人^[9]研究在昆仑山与喀喇昆仑山间有大量内流湖泊, 长期处于退缩状态, 最高湖岸线高出现代湖面 50~ 280 m 不等, 根据少数¹⁴C 测年资料测定为3阶段晚期所成. 现代湖泊总数 51 个, 总面积 2 478 km², 湖泊率 3. 47%, 而3阶段时湖泊总面积达 7 544 km², 湖泊率达 10. 6%, 为现代湖泊的 3. 06 倍. 几个主要的湖泊区变化情况, 如表 1 所示.

表1 青藏高原西北部3阶段晚期与现代湖泊变化比较

湖泊区	现代湖泊 面积/km ²	3阶段最大湖泊 面积/km ²	3阶段湖面高 出现代湖泊高度/m	年代/kaBP	资料来源
甜水海-阿克塞钦湖区	182	1 403	60	36(¹⁴ C)	李炳元, 1991 李世杰, 1991
龙木错-扎西错	135	635	比扎西错高 100m 比龙木错高 150m	估计 30~ 25	李炳元 1991
班公湖	647	970	53	40~ 25	李炳元, 1991
结则茶卡	154	371	280		李炳元, 1991
高原西北部	2 478	7 544			李炳元 1991

(4) 青藏高原西南部扎布耶湖(84°35' E, 31°21' N) 与色林错(69°E, 31°45' N) 记录. 扎布耶盐湖位于岗底斯山北侧, 郑绵平等人^[8, 10]研究, 湖区年多级沙堤指示 30 ka 来的变化, 最高的 9 级沙堤高出现代湖面 180~ 200 m, 其时湖流外溢, 水域面积大于 9 780 km², 较现代大 10. 6 倍. 含盐量小于 0. 8 g/L, 是暖湿气候下的外流淡水湖, 其年龄距今 30 ka 左右(一个实测¹⁴C 记录为 27. 5 kaBP). 9 级沙堤至 8 级沙堤急降 68 m, 8 级沙堤代表水域面积减至 1 381 km², 湖水盐度升高至 5% 以上, 时间为 23. 7~ 25 kaBP, 反映了 3 阶段结束后气候的急剧变化^[8, 10]. 肖家仪等人^[11]研究现代扎布耶年降水 150 mm 左右, 年均温度在 0~ 2 °C 间, 湖水含盐量 250~ 400 g/L. 据钻孔

中孢粉分析, 36~ 33 kaBP 为暗针叶林草原植被, 33~ 30 kaBP 转为灌木草原景观^[11]. 由此作者推测扎布耶地区在 3 阶段晚期最暖时降水量可达 400 mm 左右, 平均温度高于现代 3~ 4℃.

色林错-班戈错为咸水湖, 含盐量 15~ 33 g/L, 湖面积 3 364 km², 大约 30 ka 前最高湖面高于现代 30 m, 湖面积大于 10 000 km², 为现代面积的 3 倍, 并是淡水外流湖泊^[8,9].

(5) 植被变化. 3 阶段的暖湿气候, 导致森林植被的迅速扩大, 据唐领余等人^[12]编制的植被示意图(图 2), 在大间冰段时山地针叶林分布西界达到现代青藏公路附近, 高原在南部为针阔叶混交林, 高原西部为荒漠草原与草原区, 在西北部的札仓茶卡约 29 kaBP 曾出现松林. 在班公错附近, 36~ 28 kaBP 山地为针叶林, 湖盆为蒿属植物为主的草原, 湖中为淡水植物. 现代班公错为咸水湖, 湖南岸植被为荒漠, 湖北为针茅草原, 年降水值 50 mm 左右, 年平均温度 - 2℃~ - 4℃. 据上述推测 36~ 28 kaBP, 年降水可达 200~ 400 mm, 平均气温 2℃左右. 青海湖南岸钻孔孢粉据山发寿等人^[13]研究揭示, 在约 39~ 26 kaBP, 乔木植物花粉含量占孢粉总数 23.9%~ 64.6%, 以松和云杉占优势, 次为桦榆、冷杉、并有铁杉, 中生草本植物增加, 并出现蕨类和淡水生物孢粉, 表明湖区存在有森林景观, 与全新世大暖期近似. 现代青海湖区盆地植被以高寒高原草甸为主, 兼具高寒灌丛, 山区局部有云杉, 园柏疏林, 年降水量 400 mm 左右, 估计上述 3 阶段有森林景观并显著暖过现代时, 年降水量可能增至 550 mm 以上. 在高原东缘若尔盖地区钻孔孢粉资料, 沈才明等人^[14]分析, 3 阶段前期植被为亚高山暗针叶林和草甸, 较 4 阶段的高山草甸期的气候, 明显升温 and 降水增加, 达到了全新世大暖期的水平. 以后转为高山禾草草甸, 气温与降水呈非线性下降, 3 阶段晚期正值黄河溯源侵蚀, 劫夺若尔盖湖水外流, 情况不明. 至 2 阶段转为低温少雨的荒漠草原景观.

图 2 青藏高原末次冰期大间冰段植被分布示意
(据唐领余等, 1998)

1——柴达木别勒滩, 2——班公错, 3——扎仓景卡, 4——扎布耶湖, 5——若尔盖 RM 孔, 6——青海共和盆地, 7——临夏塬堡, 8——青海湖二郎剑, 9——清水河, 10——川西理塘, 11——吉隆, 12——玛尔果茶卡

(6) 祁连山北侧腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠中大湖事件. Pachur 等人^[15]考察发现, 在祁连山东段发源的石羊河系下游腾格里沙漠中的白硷湖, 有高出现代湖面达 30 m 的古堤岸所示的最高湖面出现于¹⁴C 年龄 39 kaBP. 当时湖泊面积约达 16 000 km², 从沉积构造、地球化学组成和牡蛎种属推测, 为比较凉湿的环境, 直延至 23 kaBP. 在祁连山中段发源的黑河(下游亦称弱水)末端的嘎顺湖和索果湖区, 由含软体动物的粗砂组成的最高古湖滩出现于¹⁴C 年龄 34 kaBP, 当时湖面积达 32 000 km², 他们估计形成大湖的湿润时期延续了 10 000 多年, 在 20 000 多年前才趋于变干, 湖水位下降, 风沙活动盛行. 虽然上述湖区距离祁连山已达 300~ 400 km, 现代年降水量仅 100~ 150 mm, 不能形成径流, 其水源主要靠祁连山区降水的补给. 以此推测, 3 阶段上述大湖的出现的原因主要应是河流上游的径流形成区的祁连山降水大幅度增加的结果.

2 暖湿气候揭示的特强夏季风及其成因

2.1 暖湿记录指示的特强夏季风

综上所述, 表达高分辨率温度变化的古里雅冰芯记录和若干地区的花粉记录揭示 3 阶段

前期 55 kaBP 左右, 青藏高原温度达到全新世中期最暖时水平, 即比现代温度高 2~ 3℃. 中期在 47~ 43 kaBP 间, 相当寒冷, 冰芯记录指示比现代低 5℃左右, 后期最暖, 在 35 kaBP 左右高出现代 4℃左右. 前后两个高温峰值相差 20 ka, 正符合于一个岁差周期. 柴达木察尔汗盐湖记录高出现代 2℃, 扎布耶湖和班公错的古植被资料也指示那时温度高于现代 3~ 4℃. 众多的高湖面记录, 集中在 40~ 30 kaBP 间即 3 阶段晚期, 个别湖泊前伸至 50 kaBP, 少数湖泊后延至 25 kaBP. 除柴达木察尔汗湖经历多次干旱成盐和潮湿淡化交替外, 不同地区最高湖面高出现代湖面 30~ 280 m 不等, 是名副其实的大湖时期. 有较长时段(可能数千年), 降水量和入湖径流量超过湖泊蒸发量, 据算湖盆的降水量比现代增加 40% 以至 100% 以上.

3 阶段后期即 40~ 30 kaBP 的冰芯、高湖面和森林扩张记录指示的温暖和湿润程度增加, 表明了这一时期夏季风的强盛, 几乎整个高原地区降水量都是增加的. 除柴达木盆地察尔汗湖在有些时段出现石盐沉积外, 大部分地区都是降水量远超过蒸发量, 特别是当时温度升高加剧了蒸发. 再考虑腾格里沙漠和巴丹吉林沙漠中的大湖所指示祁连山区的大降水量, 显示当时夏季风是特别强盛的. 从湖泊高水位来看, 当时夏季风的强盛程度和影响北界, 超过全新世大暖期的鼎盛阶段. 可以称之为特强夏季风, 它越过了接近于现代高度的大高原, 而深刻影响到高原北侧的沙漠地区.

2.2 特强夏季风成因及其与岁差周期关系

Prell 等人^[16]已经查明亚洲夏季风对地球绕日轨道变化所导致的日射差别极为敏感. 前述古里雅冰芯记录中的 3 阶段经历完整的 20 ka 左右, 即一个岁差周期和半个轨道倾斜周期变化. 图 3 显示 35~ 30 kaBP 左右 50°N~ 30°S 区间入射辐射比现代偏高 20 W/m² 以上^[17], 入射太阳辐射的增加使气温升高. 青藏高原作为一个被抬高的地面热源, 日射的增加必然大大增强了高原热源作用. 结果使以高原为中心的对流层低层热低压加深, 从而增加了对南来暖湿夏季风的牵引, 这是造成青藏高原特强夏季风的直接原因. 在图 3 中, 还注意到 35~ 30 kaBP 时段, 北半球中、低纬度上比现代的辐射增加甚至强于高纬地区, 这也是图上所示最近几个岁差周期中所独有的现象. 在这种情况下, 高原热源增强引起的温度梯度不仅有利于高原南侧西南季风的北上, 而且诱导和加强了高原北侧东南方向上的气流向西北内陆深入, 使西北干旱区变得相对湿润, 这有利于腾格里和巴丹吉林沙漠中大湖的形成. 与此同时, 热带地区日射增强, 有助于赤道和南印度洋海温升高, 蒸发加强, 于是大量水汽随夏季风被输送到青藏高原及其邻近地区, 成为特强夏季风形成的另一可能原因. 现代气象学研究表明, 西南季风主要源于南半球的副热带的马斯克林高压, 并在东非沿岸形成了强盛的索马里低空急流, 这样南半球的东南气流穿越赤道后即转成北半球的西南季风(图 4). Clemens 等人^[18]指出, 就长期平均而言, 进入南亚的湿润气流的 80%~ 90% 源于南半球冬季印度洋副热带高压, 南半球的海气动力与北半球的季风强度的遥相关. 但在 40~ 30 kaBP, 南印度洋水汽向北输送变动情况有待于古海洋学研究来确定.

3 结论和讨论

40~ 30 kaBP 相当末次冰期大间冰阶的后期或海洋同位素 3 阶段后期, 青藏高原出现了特强夏季风事件. 冰芯、高湖面和植物变化记录表明当时高原气候异常的温暖湿润, 达到间冰期程度, 估计当时温度比现代高 2~ 4℃左右, 降水量比现代增加 40%~ 100% 以上, 出现了许多湖面高出现代 30~ 200 m 以上的淡水大湖, 山地针叶森林分布的西界扩大到现在的青藏公路

图3 近 125 kaBP 7 月各纬度入射太阳辐射与现代差值分布(W/m^2)

据 Berger 1978 的计算值绘制

图4 北半球夏季多年(1982~1994)平均 925 hPa 流场示南半球冬季越赤道气流转为可到达青藏高原的西南季风

据 NCEP/NCAR 再分析资料绘制, 资料说明见文献[19]

附近. 在现代非常干旱的柴达木盆地和高原北侧的巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠地区都出现了大面积的淡水大湖, 这些大湖主要补给源在青藏高原北部山区.

特强夏季风形成的动力, 可推测为青藏高原及以南的低纬度带在岁差周期的太阳高辐射

期接受到远强于高纬度的辐射量, 4 000 m 以上的高度, 日射的增加是高原面温度异常升高的主要原因, 由此增强高原的热源作用和热低压对印度洋夏季风的吸引力, 也诱导高原北侧东南气流向西北内陆深入, 使干旱区变得湿润一些. 另一方面, 热带与亚热带印度洋面受热增加而蒸发加强, 由此, 吹向北半球的越赤道气流及其所增强的西南季风, 在经过热带洋面时携带大量水汽, 成为吹向印度和青藏高原的特强夏季风.

从 40~ 30 kaBP 阶段的特强夏季风, 可以看到岁差周期太阳辐射变化对全球低纬地带气候变化的特殊重要性. 一般是以深海氧同位素曲线变化为标准, 探讨全球气候变化, 但深海氧同位素曲线的高、低是由高纬地带冰量变化驱动的. 低纬地带岁差周期的辐射变化影响容易被忽视, 应该增强对第四纪中高分辨率资料的研究, 较充分地揭露 20 ka 左右岁差周期对我国环境变化的影响, 增强认识, 有助于对今后气候变化的预测.

致谢 本工作为中国科学院重大项目(编号:KZ951-A1-402)和“攀登”计划(编号:95-YU-24)资助项目.

参 考 文 献

- 1 Imbrie J, Hays J G, Martinson D S, et al. The orbital theory of Pleistocene, Climate: support from a revised Chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. Milankovitch and Climate Eds Berger A. et al. Reidel Pub Company, 1984. 269~ 305
- 2 Loris C. Polau ice cores. Climate and Environmental Records. Proceedings of the International Conference on Climatic impacts on the Environment and Society Tsukuba, Japan, 1991. 1~ 7
- 3 Fabre A, Leteguilly A, Ritz C, et al. Greenland under Changing Climates. sensitivity experiments with a new dimensional ice sheet model. Annals of Glaciology, 1995, 21: 1~ 7
- 4 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学, D 辑, 1997, 27(5): 447~ 452
- 5 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis, et al. Glacial stage ice core records from the subtropical Dunde ice cap, China. Annals of Glaciology 1990, 14: 288~ 297
- 6 张彭熹, 张保珍, T K 洛温斯坦, 等. 古代异常钾盐蒸发岩的成因——以柴达木盆地察尔汗湖钾盐的形成为例. 北京: 科学出版社, 1993
- 7 陈克造, Bowler J M. 柴达木盆地察尔汗盐湖特征及其古气候演化的初步研究. 中国科学, 1985(5): 403~ 473
- 8 郑绵平, 刘俊英, 齐文. 从盐湖沉积探讨 40kaBP 以来青藏高原古气候演替. 见: 郑绵平编. 盐湖资源环境与全球变化. 北京: 地质出版社, 1996. 6~ 20
- 9 李炳元, 张青松, 王富葆. 喀喇昆仑山-西昆仑山地区的湖泊演化. 第四纪研究, 1991(1): 64~ 71
- 10 郑绵平, 向军. 青藏高原盐湖. 北京: 科学技术出版社, 1989. 190~ 269
- 11 萧家仪, 吴玉书, 郑绵平. 西藏扎布耶盐湖第四纪植物群的初步研究. 微体古生物学报, 1996, 13(4): 395~ 400
- 12 唐领余, 沈才明, 孔昭宸, 等. 青藏高原末次冰期最盛期气候的花粉证据. 冰川冻土, 1998, 20(2): 133~ 140
- 13 山发寿, 杜乃秋, 孔昭宸. 青海湖盆地 35 万年来植被演化及环境变迁. 湖泊科学, 1993, 5(1): 9~ 17
- 14 沈才明, 唐领余, 王苏民. 若尔盖地区 25 万年以来的植被与气候. 微体古生物学报, 1996. 13(4): 373~ 386
- 15 Pachur H J, Wunnemann B, Zhang Hucai. Lake evolution in the tengger desert northwestern China during the last 40 000 years. Quaternary Research, 1995, 44: 171~ 180
- 16 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 1992, 360: 647~ 650
- 17 Berger A. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. Quaternary Research, 1978, 9: 139~ 167
- 18 Chemens S C, Murray D W, Prell W L. Nonstationary phase of the plio. Pleistocene Asian Monsoon Science 1996, 274: 943~ 948
- 19 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 19 Coauthors, the NCEP/NCAR reanalysis project. Bull Amer Meteor SOC, 1990, 77: 437~ 471

(1998-09-24 收稿, 1999-02-04 收修改稿)

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb1999-44-14-1475>