

40 - 30kaBP 青藏高原及邻区高温大降水事件的特征、影响及原因探讨*

施雅风^{1,2} 贾玉连² 于 革² 杨达源³
范云崎² 李世杰² 王云飞²

(1:中国科学院寒区旱区环境与工程研究所,兰州 730000;

2:中国科学院南京地理与湖泊研究所,南京 210008;3:南京大学城市与资源学系,南京 210093)

提 要 40 - 30kaBP 相当于末次冰期大间冰阶或海洋氧同位素 MIS3 晚期. 青藏高原在岁差周期夏季高太阳辐射作用下,据古里雅冰芯与若干孢粉记录指示温度比现在高 2 - 4℃,高原及邻区众多大湖的高湖面记录指示大范围降水丰沛. 应用 Kutzbach 水能平衡方程推算了封闭湖泊流域(青海湖、扎布耶/拉果错、阿克塞钦/甜水海)年平均降水可达 640mm、560mm、260mm,分别是现代降水的 1.7 倍、3 倍、5 倍. 高原及邻区包括祁连山以北和云南部分区域在内的大降水对水系河流产生了重大影响. 高原内部河湖串联,水系合并,如色林错、班戈错、纳木错串联为高原上最大的内陆水系,若尔盖古湖外流并入黄河水系,长江上游大水在三峡束狭形成强烈旋涡掏蚀成低于海平面的深槽,形成了深槽中、底部的砂砾沉积. 这次高温大降水事件是由高太阳辐射导致的由青藏高原高温热低压加强、热带洋面增暖蒸发强烈、南半球越赤道气流增强共同作用而形成的高原特强夏季风,同时极地冰盖迫使西风带南移也可能加强了对高原尤其是西部的降水. H3 事件(27kaBP)促进了高温大降水事件的结束, H4 事件(35.5kaBP)则可能短期萎缩了夏季风,使高温大降水事件呈现不稳定性特点.

关键词 青藏高原 高湖面记录 高温大降水 水能平衡公式

分类号 P532

关于青藏高原在末次冰期大间冰阶或海洋氧同位素 MIS3 后期即约在 40 - 30kaBP 出现的特殊暖湿气候事件已分别有文论述其所依据的地质记录^[1,2],所指示的特强夏季风^[1]及青海湖、高原西南部封闭流域的古降水量重建^[3,4]. 本文将在更广泛的区域内扼要说明该时期的高温、大降水特征,重建高原降水量,着重阐述大降水对水系、河流发育的影响,并进一步探讨其形成的原因机制.

1 古里雅冰芯记录指示的高温及高太阳辐射因素

西昆仑山古里雅冰帽海拔 6200m 处钻取的冰芯记录^[5]显示 120kaBP 以来气候变化与 SPECMAP^[6]所指示的有较大差别,特别在相当于末次冰期大间冰阶的 MIS3 阶段,呈现暖 - 冷 - 暖的气候演化序列,两个暖峰间存在一个历时 23ka 的完整的岁差周期(图 1)^[1,5]. 后一个暖峰由 $\delta^{18}\text{O}$ 值折算的温度高出现代 4℃,比前后两个岁差周期的暖峰还高 1℃,而 SPECMAP

* 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040800).

收稿日期 2001 - 07 - 10 收到修改稿日期 2001 - 10 - 15. 施雅风,男,1919 年生,中国科学院院士.

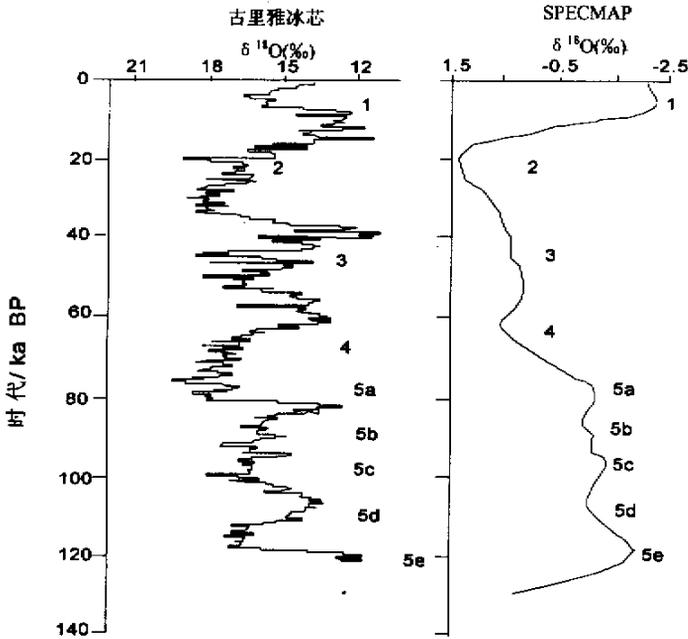


图 1 古里雅冰芯^[5]与 SPECMAP^[6]130ka calBP 以来气候旋回比较
 Fig. 1 Correlation of climate records of Guliya ice core and SPECMAP

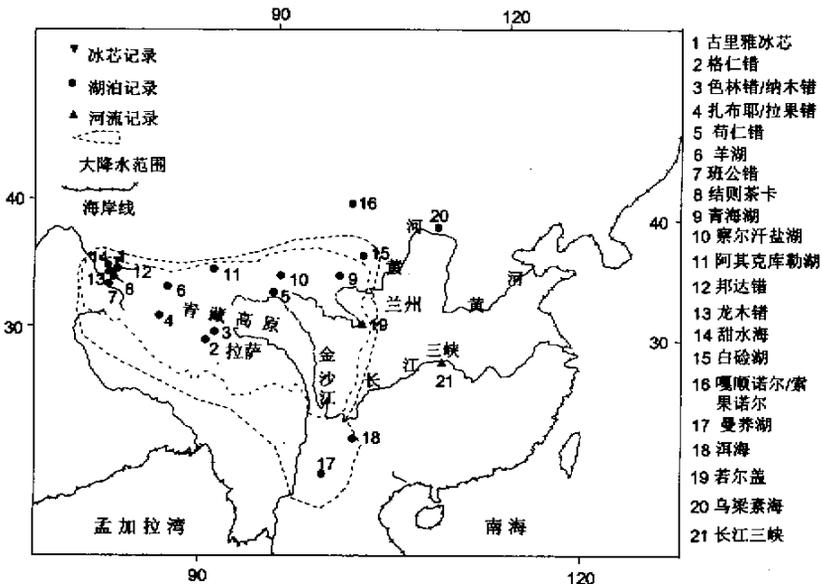


图 2 具有 40-30kaBP 沉积记录的地点分布与青藏高原及其邻区 40-30kaBP 大降水范围
 Fig. 2 Positions of climatic records and the outline of large precipitation during 40-30kaBP

代表极地冰量变化,未能显示这个暖期是不显著的。柴达木盆地察尔汗盐湖原生食盐包体水 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定也表明 50-30kaBP 气温比现在高 2°C ^[7]。这种岁差周期的暖峰可由近 125ka 7 月各纬度入射太阳辐射与现在差值^[8] (W/m^2) 分布^[1,8] 得到证明,该图指示在 $50^\circ\text{N}-30^\circ\text{S}$ 之间, 40-30kaBP 太阳辐射比现在偏高 $20\text{W}/\text{m}^2$ 以上,而在 60°N 以北,岁差周期影响的太阳辐射比中低纬度地区弱得多^[1]。

2 高湖面记录与重建的大降水量

2.1 青藏高原 40-30kaBP 高湖面记录分布概况

根据湖泊地貌和沉积记录,青藏高原及邻区在 40-30kaBP 普遍呈现高湖面与湖水淡化现象,范围如图 2 所示。

文献^[1,2,9,10] 已对此期高湖面地质记录做过综合论述。据已有研究记录标定的 40-30kaBP 各流域古湖面高出现代湖面的高度(简称湖拔)在 1:100000 地形图上量算的古湖面积及其与现代湖面积的比值揭示,当时众多湖泊水位高出现代湖面 30-280m,古湖面积相应扩大 0.5-8 倍以上(表 1)。青藏高原从东北到西南,存在七、八个面积达万余平方公里的大湖,湖泊总面积至少达 150000km^2 ,是现在湖泊总面积的 3.8 倍,被称为泛湖期^[9] 或大湖期^[10]。

表 1 青藏高原及邻区 40-30kaBP 高湖面的证据及其相关信息*

湖泊	纬度 ($^\circ\text{N}$)	经度 ($^\circ\text{E}$)	测年记录(kaBP)		证据类型	古湖 拔(m)	古湖泊面积(km^2) 及古今湖泊面积比	参考 文献
格仁错 ⁺	31.0	88.3	35000 ± 3000		湖泊沉积			[11]
色林错/纳木错	31.8	89.0	40000 [†]	25000 [†]	湖泊阶地	70	1521(2.75)	[12]
扎布耶/拉果错	31.5	83.5	29330 ± 420	23770 ± 600	湖相沉积/湖泊 阶地/孢粉	>180	>4729(5.97)	[9]
苟仁错	34.6	92.5		32510 ± 2109	湖相沉积	>5	>31.5(1.34)	[13]
羊错(?) ⁺	35.4	84.7	46850 ± 2970	34735 ± 820	湖相沉积			[11]
班公错	33.5	79.5	39453 ± 3263	24847 ± 655	湖相沉积/孢粉	>59	>1031(1.63)	[12,14]
结则茶卡	34	81	40000 [†]	25000 [†]	湖泊阶地	280	383(2.5)	[14]
青海湖	37.0	100	39000 [*]	26000 [*]	湖相沉积/湖泊 阶地/孢粉	108	810(1.87)	[15]
察尔汗盐湖	36.5	95.0	38600 ± 680	24000 ± 420	湖相沉积/湖泊 阶地/介形类	20-25	9547(1.65)	[15]
阿其克库勒湖 (?) ⁺	37.0	88.3	36750 ± 1320	22522 ± 670	湖相沉积			[11]
邦达错	34.9	81.5	40000 [†]	25000 [†]	湖泊阶地	110	663(6.2)	[14]
龙木错	34.6	80.4	40000 [†]	25000 [†]	湖泊阶地			[14]
阿克赛钦/甜水 海	35.2	79.5	41962 ± 1300 [*]	23947 ± 1300 [*]	湖泊沉积/湖泊 阶地	60	1403(7.98)	[14,16,17]
白硷湖	40.5	103	33500 ± 1085	23130 ± 590	湖泊阶地/湖相 沉积/介形类	27	16200	[18]
嘎顺诺尔/索果 诺尔	42.0	100.0	34010 + 1540/ -1280		湖泊阶地/介形 类	30	33000	[18]

* ⁺ 存在高湖面遗迹,但文献没有提供其高度,^{*} 为 U 系测年,[†] 为估计年代,其余为 ^{14}C 测年,表中表示了原文献本事件的最大与最小年代。

2.2 40-30kaBP 高湖面时期大降水的重建

在平均温度高出现代 2-4℃ 蒸发也比现在旺盛的条件下,湖泊扩张,指示降水必须有大幅度增加.文献 [1] 定性指出在 40-30kaBP 期间,有较长时间降水量可能比现在增加 40% - 100% 以上,为了更准确估算降水量,应用封闭流域的水量与能量平衡方程,在湖面稳定时(地貌上以存在砂砾堤为依据)流域内降水量与蒸发量相当,即:

$$P(S_w + S_b) = E_w S_w + E_b + S_b \quad (1)$$

其中 P 、 E_w 、 E_b 分别为流域年降水量、湖面及陆面年蒸发量(mm); S_w 、 S_b 分别为湖面、流域陆面面积(km²).

湖面或陆面蒸发量,由 Kutzbach 的能量平衡公式给出^[19]:

$$E = R[(1+B)L] \quad (2)$$

其中 R (W/m²)为辐射平衡值, B 为波恩比, L 为蒸发潜热. R 之值为净短波辐射 G 与长波辐射 LW 之差,即:

$$R = G - LW = K(1 - \alpha)(1 - c)G_0 - A_n \epsilon \sigma (t + 273)^4 \quad (3)$$

其中 K 为大气透明系数, G_0 为太阳辐射, α 为表面反射率, c 为云量遮盖率, ϵ 为表面散射率, σ 为 Stefan-Boltzman 常数, t 为气温, A_n 为 Angstrom 系数,可用下式计算:

$$A_n = (0.39 - 0.05e^{0.5}) \lambda (1 - 0.65c^2) \quad (4)$$

其中 e 为水汽压(mb),水面波恩比 B_w 由公式(2)给出,陆地波恩比 B_b ,Kutzbach 的非线性模型给出下列公式^[19]:

$$B_b = (R_b/LP) \lambda (1 - e^{-R_b/LP}) - 1 \quad (5)$$

其中 R_b 为陆地辐射平衡值(W/m²), $R_b/LP = D_b$, D_b 为干燥比.将(5)式代入(2)(1)式并化简得到封闭湖泊全流域水量与能量平衡联合方程:

$$P(S_w + S_b) = R_w S_w \lambda ((1 + B_w)LP) + (1 - \exp(-R_b/LP)) S_b \quad (6)$$

上述诸式,计算的关键在于取得适当的参数.Kutzbach 曾成功用于计算非洲 Chad 湖的全新世扩张期的古降水量^[19].40-30kaBP 夏半年天文辐射最高值由 Berger 计算^[8]比现今(1950年)高 24.3W/m².温度如前述,其它参数可在现代相关气候图集^[20,21]中,通过孢粉资料指示的古植被与建立在水能平衡方程之上的多次逼近法^[3]所寻找的古流域的现代气候相似区域取得.假定当时温度较高的条件下,各流域冰川退缩后面积为现在冰川的一半,冰川年径流深度则可能高于现在,估计为 1000mm(现代青藏高原三个大陆性冰川枪勇冰川、卡鲁雄区冰川、绒布寺冰川的实测年平均径流深度为 608mm^[22]).本文选择了古砂砾堤(指示湖面相对稳定)具有 40-30kaBP 测年记录的 3 个流域,青海湖、扎布耶茶卡/拉果错、阿克塞钦/甜水海进行古降水量重建.三个流域的自然地理特征见表 2.

利用水能平衡方程,应用多次逼近法确定相关参数,重建了上述三个流域 40-30kaBP 高温大降水时期高湖面稳定存在时的降水量,并得到其各自的现代气候相似区域(表 3).计算过程与步骤已在文献 [3,4] 有详细论述.

重建结果(表 3)表明各湖区古降水量比现代(表 2)均有大幅度增加,相对增加量,青海湖流域为 70%,扎布耶/拉果错流域为 2 倍,阿克塞钦/甜水海流域为 4 倍以上,绝对增加量,以扎布耶/拉果错流域最大,可达 370mm/a,青海湖与阿克塞钦/甜水海流域分别为 270mm/a,

220mm/a. 但当时降水量仍然是高原东部大于西部, 与现在降水格局相似, 不过西部干旱区增加比例远大于东部湿润区. 值得注意的是在现代荒漠区一般降水不能形成径流的柴达木盆地、祁连山北部腾格里沙漠区和巴丹吉林沙漠区在 40-30kaBP 分别出现了面积达 9547km² (察尔汗湖)、16200km² (白硷湖)、33000km² (嘎顺湖) 的大湖, 其入湖径流量显然非周围荒漠区所能供给, 而可能主要依赖来源于祁连山和昆仑山等高山的丰沛降水所形成的径流补给. 这些流域上下游环境差别很大, 不适用于上述方法重建降水量. 但可以肯定的是当时上述三个流域的山地区降水有大幅度的增加.

表 2 青藏高原三个封闭流域现代与 40-30kaBP 高湖面时自然地理特征

湖 泊	年 代	年均温度	年降水量	流域面积	冰川面积	湖泊面积	水面蒸发量
		(°C)	(mm)	(km ²)	(km ²)	(km ²)	(mm/a)
青海湖	40-30kaBP	-2.9~0	329-420	29660	0	8100	904
	现代				15	4282	
扎布耶/拉果错	40-30kaBP	-3.5~0.7	183	21123	约 240	4729	950
	现代				480	984.9	
阿克塞钦/甜水海	40-30kaBP			12914	约 415	140.3	<600-900
	现代	-6.3	20-50		829	182.9	

表 3 青藏高原三个封闭流域 40-30kaBP 特强夏季风时古降水量及其现代气候相似区域水文特点*

湖泊	年代	地理位置		年降水量 (mm)	蒸发量(mm/a)*		年均温(°C)	海拔(m)
					水面	陆地		
青海湖	40-30kaBP	37°N	100°E	640	1040	480	-0.9~2	3100-3300
	相似区域	33°N	102°E	600-650	900	420	0~2	3200-3400
扎布耶/拉果错	40-30kaBP	31°30'N	83°30'E	560	1070		-1~1.8	4400-4600
	相似区域	30°40'N	93°10'E	550-600	950	210	0~2.5	4300-4500
阿克塞钦/甜水海	40-30kaBP	35°12'N	79°30'E	260	930		-3.3	4500-4700
	相似区域	35°N	90°E	250-300	900		-2~4	4500-4600

* 水面蒸发量指大水面蒸发量, 而非气象站蒸发皿的蒸发量, 二者之间存在一个校正系数, 在青藏高原约为 0.6.

青藏高原东南部的云南勐海地区曼养湖孢粉分析, 在 38kaBP, 喜暖温的 *Dacrydium* 花粉达一极大值^[23], 据此推算当时降水较现代高 500mm 以上^[24]. 滇池虽为外流湖, 在 40-25kaBP 湖泊面积扩大到现在的 3 倍, 当时的降水也远比现在丰沛^[25].

综上所述, 40-30kaBP 大降水范围可能超过青藏高原达到高原北侧与东侧(图 1), 虽然其范围现在尚不能准确划定.

2.3 孢粉资料重建古植被对青藏高原高温大降水的推测

唐领余等所编制的青藏高原植被分布图表明, 40-30kaBP 期间森林分布有大幅度扩展, 针叶林向西深入到高原中部(现青藏公路)附近, 西部为荒漠草原^[26]. 但在扎仓茶卡与班公错附近的山地亦出现有针叶林^[27-28]. 高原南部则为落叶混交林, 推测针叶林的西界较现在西移了 400-800km, 而草原与森林界线向北推移了 400km^[2]. 植被变动无疑指示 40-30kaBP 较长时间内气候远比现在温暖湿润. 据孢粉资料推测, 扎布耶茶卡在 36-33kaBP 针叶林发展时, 年平均温度高出现代 3-4°C, 降水量为 400mm 左右^[29]. 班公错附近现代平均温度在 -2°C 至 -4°C, 年降水仅 50mm 左右; 而在 36-28kaBP, 山地为针叶林, 湖盆为蒿草草原, 湖中生

长淡水植物,平均温度可达 2°C ,年降水可达 $200-400\text{mm}$ ^[27]。孢粉指示,青海湖湖滨在 $39-26\text{kaBP}$ 乔木花粉含量占孢粉总数 $23.9\%-64.6\%$,松和云杉占优势,次为桦、榆、冷杉及铁杉,现代为高寒高原草甸为主的荒漠景观,估计当时年降水增至 550mm ^[30],上述推测的温度与降水与水能平衡法推算结果是较为接近的。

3 40-30kaBP 高温大降水事件对水系和河流的重大影响

40-30kaBP 高温大降水期间,若干内流湖泊从较低处的垭口外泄与附近的湖泊合并,或转为外流水系,高原内部湖域浩瀚,河湖串联。这对源于青藏高原的黄河与长江的发育亦产生重大影响。

3.1 青藏高原内部水系变化

高原北部柴达木盆地,据郑绵平认为^[9],在40-30kaBP,古湖拔为 $50-60\text{m}$ ^[9]时,现代的东、西台吉乃尔湖、察尔汗盐湖与霍布逊湖形成统一大湖,冷湖、大、小柴旦湖、苏干湖亦通过河流与之串联,总湖面至少可达 25000km^2 。

高原中部的色林错在40-30kaBP高水位时古湖拔色林错为 $70-130\text{m}$ ^[31],纳木错古湖拔为 $41-150\text{m}$ ^[31,32]时,色林错与班戈错形成统一大湖^[12]。纳木错湖水通过仁错约玛、仁错贡玛与木札错流注色林错^[12]。据此推测,其时色林错/纳木错流域成为面积达 57726km^2 的高原内部最大的封闭流域,总湖面积约为 15216km^2 。

扎布耶茶卡、塔若错、拉果错在40-30kaBP高湖面时形成统一水面,湖水甚至可能越过溢流面而外流^[9],流域东南部的麦穷错、嘎仁错、攸布错、无名湖亦通过河流与之相连,流域面积为 21123km^2 ,仅次于色林错/纳木错流域。

3.2 对黄河的重大影响

现代黄河上游青海境内大部分地区的年降水量在 $400-600\text{mm}$ 之间,按前述邻近的青海湖区40-30kaBP的年降水较现代增加 70% 比算,同期黄河上游降水亦可能有较大增加。地质证据揭示,黄河上游玛曲以上原本和黄河中游隔开^[33],自成独立的内流水系,其流注的若尔盖盆地长期维持湖泊环境。据王云飞等^[34]研究,在若尔盖古湖的凹陷中心($33^{\circ}50'N$, $103^{\circ}30'E$)RH孔深 1.24m 处(^{14}C 年代为 $37630\pm 1070\text{aBP}$),其下为浅水湖沼的青灰细砂和泥质沉积,以上突变为黄色厚砂的河流相沉积。这个河流为黄河支流黑河。而在黑河口的湖相沉积的青灰色粉砂泥质(^{14}C 测年为 $34830\pm 1580\text{aBP}$)被上覆的河流相的洪积-冲积物质取代。由此确定,38-35kaBP是黄河贯通若尔盖古湖的时间。以往解释这个贯通简单归因于黄河溯源侵蚀的袭夺作用,现在知道38-35kaBP正是夏季风降水增加的时期,可能上下两个方面河川径流均有增加,促使下游黄河的溯源侵蚀加强和上游的若尔盖古湖面抬高而溢流,两者相连,若尔盖古湖被黄河贯通。此后黄河因流量增加,侵蚀下切作用发展,形成了在兰州附近看到的二级阶地,与潘保田等认为二级阶地形成于末次冰期间冰段意见一致^[35]。

3.3 对长江的重大影响

现代长江上游干支流金沙江、雅砻江与大渡河流域均远比黄河上游降水丰沛,径流量大。40-30kaBP 青藏高原的大降水向东南延伸包括前述滇池、勐海在内,对长江的影响应该是很强烈的,现在所知的一个事实是长江三峡区的深槽形成。著名的长江三峡中,有多处深槽,槽底低于海平面。据杨达源研究,三斗坪坝区中堡岛左侧的1号深槽在平面上呈长卵圆形,长轴平

行河流方向,横剖面呈“U”形,深 50m 左右,槽底低于海平面 10m 左右,槽壁陡直,槽壁和槽底存在多处凹穴,推测系由旋涡水流挟带砂砾岩块不断撞击、磨蚀形成。深槽中存在磨圆的卵砾堆积或分选性差的巨砾混杂堆积,平均粒径达 2-2.5cm,中值粒径达 2.1-8.4cm。巨砾堆积中发现有不少朽木和树枝,经 ^{14}C 测年,深槽最底部的样品(海拔为-8至-10m),年代为 35000aBP,而海拔-4.7m至-0.7m中的三块样品分别为(从下向上)38200±2400aBP、37500±1800aBP与 33800±1600aBP。依此确定深槽沉积形成于 40-30kaBP 期间。那时在 40-30kaBP,强大的旋转水流对深槽产生了强烈掏蚀作用。一般树木应在水面上飘流,而埋入砾石层底部,可能是狭窄的深槽与礁石拦阻下行急流旋涡发展的结果;为大洪水作用下的特殊产物。四川盆地川江河段内较广泛出现的相对高度 15-25m 称为江北砾石层部分胶结成砾岩的一级阶地,所含朽木 ^{14}C 测年为 39300±2600aBP 与 33200±1500aBP^[36],和三峡深槽同期形成,都与 40-30kaBP 长江上游大降水时段有关。

4 40-30kaBP 青藏高原高温大降水成因问题探讨

文献[1]阐明 40-30kaBP 高温大降水事件是与岁差周期相关的中低纬度高太阳辐射导致的高原大幅度增暖形成对流层热低压加深对夏季风的牵引作用,南半球副热带高压所形成的东南气流越过赤道转为西南季风而形成的特强夏季风携带中低纬度洋面海温升高而蒸发旺盛所提供的丰盛水汽进入青藏高原有密切关系。有一种意见认为当时青藏高原远低于现在,其时温度高于现在不足为奇。据 1959-1961 年和 1979-1981 年 12 条线路共 8011km 一等精密大地水准两期观测数据,高原平均上升速度为 5.8mm/a,南部略大于北部^[37],如以此值延伸推算 30ka 以来高原平均上升量为 174m 左右,而温度可能近似产生约 2℃ 的差别。虽然高原达到这样的高度,对特强夏季风水汽输送并未表现出严重的阻挡作用。热带洋面蒸发和南半球越赤道气流增强的证据也部分得到古海洋学研究资料的证实。阿拉伯海在 50-30kaBP 存在强烈西南季风导致上升流活动,生物生产量增大事件^[38];同期孟加拉湾存在淡水输入增强现象^[39],淡水输入的增加无疑指示了陆地季风降水的增加。

40-30kaBP 青藏高原除受南方海洋夏季风影响外,北方高纬极区冰盖影响形成的冷高压南下的冷气流也应有所考虑。冰盖存在使西风带南移加强了对高原的影响,可能有助于高原西部的湿润,西风气流与夏季风气流交互作用,使高原气候呈现不稳定性特点。对察尔汗盐湖的沉积变化研究表明,41.9-30.9kaBP 为察尔汗古湖在高温条件下的淡化期^[7],初期降水略大于蒸发,沉积了灰黑、灰绿、黄褐色相间的淤泥粘土碎屑层;中晚期蒸发略大于降水,在淤泥碎屑层中沉积了多层微晶石膏,其中在 37.8kaBP 与 33.5kaBP 左右有两次短暂湖水析出石盐阶段。30.9-29.4kaBP 湖泊波动淡化,其后迅速转入异常干旱强烈蒸发阶段,沉积了大量原生石盐。根据原生食盐包体水 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布特征,在 30.0kaBP 左右,察尔汗古湖可能进入干盐湖阶段^[7]。

通过气候对比发现,40-25kaBP 青藏高原气候的不稳定性,还可能同北大西洋大规模冰筏沉积,即 Heinrich 事件^[40]的影响有关^[41]。冰筏是由冰盖跃动分离出大量冰山携带岩屑在大洋中融化倾泻沉积,导致海面温度和盐度的降低,在环北大西洋地区引起大幅度降温事件^[40,42-44],此事件经由西风导引,对我国的黄土沉积^[45],南海沉积^[46]产生一定影响,表明当时风力强劲,迅速变冷,也影响到海洋向大陆的热量水汽输送。与青藏高原 40-30kaBP 气候

有关的 Heinrich 事件是 H3 与 H4 两次, H2 事件出现于 27kaBP 左右, 影响所及在北大西洋 V28-31 孔由 *N. Pachyderma* 记录时间为 28-26kaBP^[43], 陕西洛川黄土剖面大于 40 μm 颗粒记录表明在 25.5kaBP 与 27.5kaBP 存在两次高峰值^[45]. 青藏高原湖泊沉积也显示出此事件的痕迹, 扎布耶茶卡在 28kaBP 之前湖拔大于 200-180m, 从 27kaBP 开始迅速下降, 到 25kaBP 左右降至 120m 左右^[9]. 古里雅冰芯^[47]与太阳辐射变化^[18]均指示 29-26kaBP 正处在高温、高辐射向低温、低辐射迅速转变过程中. 白垩湖湖岸阶地年代表明, 阶地 T2.1 结束的时间为 27200 \pm 975kaBP, 也相当于 H3 事件年代. 这表明, H3 事件可能加速了青藏高原大降水事件的结束.

H4 事件出现于 35.5kaBP, 其影响在北大西洋 V28-31 孔时间为 35.5-36kaBP^[38], 陕西洛川黄土剖面大于 40 μm 峰值亦出现在 35kaBP^[45], 而古里雅冰芯记录为在 36kaBP^[47], 出现不很深的 $\delta^{18}\text{O}$ 低谷, 正当 40-25kaBP 岁差周期高太阳辐射的鼎盛阶段, 因此 H4 可能对夏季风发育也产生了一定抑制作用. 察尔汗古湖沉积记录中年代为 33.5kaBP 的湖水析出石盐阶段^[7]也可能同此有关.

5 结论与讨论

40-30kaBP 在岁差周期控制的中低纬度高日射作用下, 青藏高原强烈增温所形成的热低压加深, 加强对夏季风的牵引作用, 配合热带洋面蒸发加剧和南半球副热带高压带来越赤道气流增强西南季风携带丰沛水汽进入青藏高原及邻区, 形成大范围的丰沛降水.

综合冰芯及众多湖泊与孢粉记录与现在重复水准测量, 当时青藏高原可能比现在低 100-200m, 气温高出现代 2-4 $^{\circ}\text{C}$, 降水比现代增加 40% 以至 4 倍以上. 其中按水能平衡方程计算的青海湖、扎布耶/拉果错、阿克塞钦/甜水海平均年降水量分别可达 640mm、560mm 与 260mm, 大降水范围包括了青藏高原北侧的石羊河与黑河流域, 云南的滇池、曼养湖流域. 青藏高原湖泊总面积至少达 150000 km^2 , 为现代湖泊面积的 3.8 倍. 大范围的大降水对高原水系河流产生了重大影响, 高原内流湖泊水系汇流合并. 若尔盖古湖外流通入黄河, 现代格局的黄河上游水系最后形成. 长江上游形成的大洪水流经三峡时被束狭形成强力旋涡侵蚀掏挖深槽, 并形成了深槽中的巨砾混杂堆积.

40-30kaBP 依然巨大的极地冰盖一方面形成冷高压使冷空气南下与暖湿气流交汇导致气候的不稳定性, 另一方面迫使西风带南移, 较强的夏季西风波动有利于青藏高原西部的降水增加, 这可能是高原西部湖区降水增率较大的原因之一. 湖泊矿化度的多变和高湖面出现时间的不一致, 反应了气候的不稳定性.

封闭湖泊对气候变化极为敏感, 当湖泊单位水面汇水深度 (ΔW) 大于蒸发 (ΔE), 湖泊就会扩大; 当 $(\Delta W - \Delta E) > 100\text{mm/a}$, 一般说不出千年, 湖泊就会升高几十米. 上文计算的降水量是湖面稳定在高湖面时的降水量, 可能历时数百年, 至多数千年. 现代高原湖泊的湖堤常有数十道 (如龙木错东侧有 100 道, 邦达错有 28 道^[14]). 需加强测年研究, 以构建湖泊-气候变化的详细历史, 是今后青藏高原研究中的重要任务.

致谢 本文得到了中国科学院旱区寒区环境与工程研究所冰芯与寒区环境实验室和南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境实验室资助, 王苏民研究员等对本文提出了诸多有益建议, 特此一并谢忱.

参 考 文 献

- 1 施雅风, 刘晓东, 李炳元等. 30-40kaBP 青藏高原特强夏季季风事件及其与岁差周期关系. 科学通报, 1999, 44(17):1524-1530
- 2 Shi Yafeng, Yu Ge, Liu X, et al. Reconstruction of the 40-30kaBP enhanced India Monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 2001, 169:69-83
- 3 贾玉连, 施雅风, 范云崎. 四万年以来青海湖的三期高湖面及其水量研究. 湖泊科学, 2000, 12(3):211-218
- 4 贾玉连, 施雅风, 曹建廷等. 40-30kaBP 期间高湖面稳定存在时青藏高原西南部封闭流域的古降水量重建. 地球科学进展, 2001, 16(4):346-351
- 5 Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 1997, 276:1821-1825
- 6 Imbrie J, Hays J, Martinson D S, et al. The orbital theory of Pleistocene, climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger A, et al eds. Milankovitch and climate. Reidel Pub Company, 1984. 269-305
- 7 张彭熹, 张保珍, T K 洛温斯坦等. 古代异常钾盐蒸发盐的成因——柴达木盆地察尔汗盐湖钾盐的形成为例. 北京: 科学出版社, 1993. 84-98
- 8 Berger A. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 1978, 9:139-167
- 9 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: 郑绵平主编. 盐湖资源环境与全球变化. 北京: 地质出版社, 1996. 6-20
- 10 李炳元. 青藏高原大湖期. 地理学报, 2000, 55(2):174-181
- 11 Frenzel B, 李斌, 刘世建. 青藏高原东部地区晚更新世古生态. 中国科学, 1995, 25(2):188-195
- 12 李炳元. 青藏高原环境演变的主要表征——湖泊演化. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元主编. 青藏高原晚新生代的隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 331-372
- 13 胡东生. 可可西里地区湖泊演化. 干旱区地理, 1995, 18(1):60-67
- 14 李炳元, 张青松, 王富葆. 喀啦昆仑山—西昆仑山地区的湖泊演化. 第四纪研究, 1991(1):64-71
- 15 陈克造, Bowler J M, Kelts K. 四万年以来青藏高原的气候变迁. 第四纪研究, 1990(1):21-31
- 16 李世杰, 李树德. 西昆仑甜水海两个钻孔的研究及其意义. 冰川冻土, 1991, 13(2):187-188
- 17 李世杰, 李炳元, 朱照宇等. 甜水海湖泊钻探岩芯记录. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元主编. 青藏高原晚新生代的隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 215-246
- 18 Pachur H J, Wunnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger Desert, Northwestern China, during the Last 40000 years. *Quaternary Research*, 1995, 44:171-180
- 19 Kutzbach J E. Estimates of past climate at paleolake Chad, North Africa, based on a hydrological and energy-balance model. *Quaternary Research*, 1980, 14:210-223
- 20 中国气象局. 中国气候资源地图集. 北京: 中国地图出版社, 1994. 1-238
- 21 中国科学院地理研究所. 青藏高原地图集. 北京: 科学出版社, 1990. 90-91
- 22 杨锡金. 西藏冰川的水文. 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队主编. 西藏冰川. 北京: 科学出版社, 1986. 67-98
- 23 唐领余, 刘金陵. *Dacrydium* 在云南第四系的发现. 微体古生物学报, 1987, 4(1):1-11
- 24 唐领余. 云南勐海地区四万年以来植被史与气候. 微体古生物学报, 1992, 9(4):433-455
- 25 孙顺才. 中国湖泊地貌. 见: 杨景春主编. 中国地貌特征与演化. 北京: 海洋出版社, 1993. 200-223
- 26 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
- 27 黄赐璇, 张青松, 刘福涛. 西藏日土县班公错地区晚更新世晚期植物群与古气候探讨. 自然资源学报, 1989, 4(3):247-253
- 28 黄赐璇, 王艳如, 梁玉莲. 试从孢粉分析论西藏中南部全新世自然环境的演变. 见: 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社, 1983. 179-192

- 29 肖家仪, 吴玉书, 郑绵平. 西藏扎布耶地区晚第四纪孢粉的初步研究. 微体古生物学报, 1996, 13: 395-400
- 30 山发寿, 杜乃秋, 孔昭宸. 青海湖盆 35 万年以来植被演化与环境变迁. 湖泊科学, 1993, 5(1): 9-17
- 31 陈志明. 从青藏高原隆起探讨西藏湖泊生态环境的变迁. 海洋与湖沼, 1981, 12(5): 402-411
- 32 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛等. 纳木错湖相沉积与藏北高原古大湖. 地球学报, 2001, 22(2): 149-155
- 33 Li Jijun, et al, eds. Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1995. 98-104
- 34 王云飞, 王苏民, 薛滨等. 黄河袭夺若尔盖古湖时代的沉积学证据. 科学通报, 1995, 40(8): 723-726
- 35 潘保田, 李吉均, 曹继修. 黄河中游期地貌与地文期. 兰州大学学报(自然科学版), 1994, 30(1): 115-123
- 36 刘兴诗. 四川盆地第四系. 成都: 四川科技出版社, 1983. 23-25
- 37 张青松, 周耀正, 陆祥顺等. 现在青藏高原上升速度问题. 科学通报, 1991, 37(7): 529-531
- 38 Otto J, Hermelin R. Impact of productivity events on the bentic foraminiferal fauns in the Arabian Sea over the last 150000 years. *Plaeoceanography*, 1995, 10(1): 85-116
- 39 Duplessy J C. Glacial to interglacial contrasts in the northern India ocean. *Nature*, 1982, 295(11): 494-498
- 40 Heinrich. H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during past 13000 years. *Quaternary Research*, 1988, 29: 142-152
- 41 贾玉连, 施雅风, 王苏民等. 四万年以来青藏高原的四次湖涨期及形成机制初探. 中国科学, 2001, 31(增刊): 241-251
- 42 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence from general instability of past climate from a 250-Kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364(15): 218-220
- 43 Bond G, Broecker W, Johnsen S, Mcmanus J, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 1993, 365: 143-147
- 44 Broecker W S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 1994, 372: 421-424
- 45 Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305-308
- 46 孙湘君. 南海深海花粉记录的环境演变. 见: 汪品先等主编. 十五万年来的南海——南海晚第四纪古海洋学研究报告. 上海: 同济大学出版社, 1995. 65-73
- 47 姚檀栋. 末次冰期青藏高原的气候突变—古里雅冰芯与格陵兰 GRIP 冰芯对比研究. 中国科学(D), 1999, 29(2): 175-180

Features, Impacts and Causes of the High Temperature and Large Precipitation Event in the Tibetan Plateau and Its Adjacent Area During 40-30kaBP

SHI Yafeng^{1,2} JIA Yulian¹ YU Ge¹ YANG Dayuan³
FAN Yunqi¹ LI Shijie¹ WANG Yunfei¹

(1: Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, P. R. China;

2: Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China;

3: City and Resource Department, Nanjing University, Nanjing 210093, P. R. China)

Abstract

Based on records of the Guliya Ice Core (35.6°N, 80.5°E), pollen and high lake levels in the Tibetan Plateau and its adjacent area, there appeared a particular warm and wet stage with the

mean temperature 2 – 4°C higher and large precipitation much more than that of the present. The reconstructed precipitations with Kutzbach's water and energy balance model of closed lake basin are estimated up to 640mm, 560mm and 260mm in the Qinghai Lake, Chabyer Caka/Laguo Co, and Akesaiyi/Tianshuihai Lake, which are 1.7, 3, 5 times of that in the present respectively. The large precipitation, extended to the north slope of Qilian Mountains at the north, and to Yunnan Province at the south-east of Qinghai-Xizang plateau, had played an important role in the geomorphological evolution of some rivers originated from the Tibetan Plateau. The upstream river pattern of the Yellow River, same as present, had come into being for the Zoige Palaeolake overflowing to meet the headward erosion of the Yellow River in the borderland of Gansu and Sichuan Provinces. The formation of the deep channels with their bottom lower than present sea level in the Three Gorge area, in the middle reach of the Yangtze River, might be related to high speed flood resulted from the upstream large precipitation in the Tibetan Plateau. While flood currents were narrowish and hindered in the gorge channel, the high energy turbulent flow carried large quantitative gravels to cut the river bottom and formed the deep channels (formed before 40kaBP). Some ^{14}C dates of the buried woods between 40 – 30kaBP, in the gravel deposits at the channel bottom indicated the upper mechanism process. Some separated closed lake catchments in the Tibetan Plateau, such as, Serling Co, Nam Co and Pangkog Co, were merged into a great closed catchment by water overflow. This high lake level event is mainly caused by the particularly strong Indian monsoon for enhanced cross equator aircurrent from south hemisphere over Indian Ocean activated by high solar radiation of precession cycle in low latitude. On the other hand, we infer, in the period between the event H4 (35.5kaBP) and H3(28 – 27kaBP), the southward-shifted westerlies, from the warm North Atlantic Ocean for northern Eurasia ice sheet gave passive impact on high lake levels for arousing much precipitation.

Key Words Tibetan Plateau, high level records, high temperature and large precipitation, water and energy balance model