

四万年以来青海湖的三期高湖面 及其降水量研究

贾玉连 施雅风 范云崎

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提 要 孢粉学、地貌学与沉积学的证据揭示了青海湖自 40kaBP 以来经历了至少三期高湖面, 即 30—40kaBP, 11—13kaBP, 7.5—5kaBP。其中第一期与第三期的高湖面是全球性暖湿气候的产物, 第二期的高湖面同暖湿气候及高山区冰川消融均有关系。根据 M. N. Bydukko (M. II. Булько) 公式和 J. E. Kutzbach 公式计算年蒸发量, 依据封闭流域全流域水面平衡模式, 模拟了青海湖在第一期与第三期高湖面时的平均降水量分别为 $645 \pm 5\text{mm}$, $595 \pm 15\text{mm}$ 左右; 分别比现代湖区降水量高 280mm, $235 \pm 15\text{mm}$ 。从而三期高湖面的高度分别高出现代湖面 104m, 104m 和 45m 左右。

关键词 青海湖 古降水量 高湖面 40kaBP

分类号 P343.3

冰芯、孢粉与地貌资料揭示, 青海湖流域在全新世 7.5—3.5kaBP 期间表现为温暖湿润的环境, 呈现为针叶落叶阔叶林的森林植被面貌^[1], 湖面维持较高水平; 根据¹⁴C 测年为 6245 ± 180aBP 的紫果云杉(*Picea purlea*) 在流域内的发现, 可以推测, 当时的平均温度比现代高 2—4℃, 降水量超过 50% 以上^[1,2], 此时段便是 7.2—6.2kaBP 的全新世稳定暖湿阶段, 即大暖期的鼎盛阶段(Megathermal Maximum)^[2]。根据近年青藏高原环境变化研究的资料, 表明在 30—40kaBP 左右, 同样存在同全新世大暖期相似的一个暖期; 当时青藏高原夏季风特别强烈, 气候异常温暖与湿润, 达到间冰期的程度^[3]。青藏高原当时湖域浩瀚, 气候以湿润为主, 其降水量至少比现代高 1—2 倍^[4]; 据估计当时青海湖高出现代湖面约有 120m 左右, 湖水有可能外溢^[4]。青海湖南岸钻孔(QH—86 孔) 孢粉研究揭示, 在约 39—26kaBP 期间, 占孢粉总数 23.9%—64.6% 的乔木植物花粉中, 以松(*Pinus*) 和云杉(*Picea*) 占优势, 其次为桦(*Betula*)、榆(*Ulmus*)、冷杉(*Abies*)、并有铁杉(*Tsuga*), 表明湖区存在森林景观^[5], 年降水量可能增至 550mm 以上^[3]; 这样的气候条件可能延续到 26kaBP^[5]。在这两个全球性暖湿期之间, 是干冷的末次冰期(24—10kaBP)。末次冰期在全球范围内存在较明显的波动^[6—8], 在青海湖流域也表现出同样的特点^[1], 大约在 12kaBP, 相当于古里雅冰芯所揭示的 Allerod 期^[6], 气候明显变暖变湿, 大量融化的冰川融水补给湖泊, 形成了高出现代湖面约 120m 的高湖面^[1]。

本文着眼于以上三期高湖面时青海湖流域的古气候状况, 定量恢复了第一期与第三期高湖面时青海湖流域的古降水量, 主要是通过古湖泊遗迹恢复古湖面面积, 从而根据封闭湖泊全

• 国家重点基础研究发展规划项目(G98040800)资助。

收稿日期: 1999—11—01; 收到修改稿日期: 2000—06—07。贾玉连, 男, 1971 年生, 在读博士生。

流域水量平衡方程,推求古降水量,最后,对第二期高湖面的形成进行了定性分析。

1 现代青海湖流域的自然地理特点

青海湖位于青藏高原的东北隅,为一封闭盆地,流域面积 29660km^2 ^[9]。现代湖面海拔为 3193.59m ,湖面面积为 4400km^2 (1988年^[9])。流域多山,山地面积占总面积的 68.6% ,其余为河谷和平原,占流域面积的 31.4% ^[9]。植被在高山地区以高寒草甸为主,低山地区包括湖滨以荒漠草原为主,高寒灌丛尤其是森林分布稀少^[9]。

流域的水文与气象特点,由于流域内气象与水文站点较少且分布很不均匀,给流域平均气象要素的计算带来困难;同时由于资料来源的不同和详简程度,不同资料的现代青海湖气象要素的数据一般多有出入。根据流域九个气象与水文站点近30年(1958—1988)来的实测资料^[9],流域多年平均年降水量、年平均气温、湖面与陆面年蒸发量如表1所示。

表1 青海湖水文气象要素的一般特征^[9]

Tab. 1 General characteristics of hydrological data in Qinghai Lake basin

	年均降水量/mm	年均气温/°C	年均蒸发量/mm
山地	≥ 400	≤ -3.4	234.8
湖区	357	-0.7	904.6(湖水)
全流域	≥ 376	≤ -2.9	

2 研究方法 with 结果

2.1 青海湖湖面面积与海拔高度的关系

根据1:100000地形图(中华人民共和国测绘总局,1975年版)量算出青海湖流域高出现代湖面的古湖泊面积。量算的基本规则为:对沟口很小(在地形图中小于1.5m)的沟谷引起的等高线的转折变化不予考虑。量算结果表明,其中低于100m的高湖面在流域内为封闭湖面;104m高湖面(即古湖面高出现代湖面为104m,下同)接近封闭,面积为 8100km^2 ;80m高湖面面积为 7039km^2 ,45m高湖面面积为 6406km^2 ;分别相当于现代湖泊面积(4400km^2 ,1988年)的1.84,1.6和1.45倍。

这种根据地形图进行古湖面面积量算的方法,其基本假定之一是:流域从古湖泊形成最高古湖面遗迹以来的构造活动相对稳定,对古湖面面积影响甚微,可不予考虑。

2.2 青海湖盆地的高湖面遗迹

青海湖流域构造地貌及高湖面遗迹,历来是考察青海湖的众多中外学者关注的对象,多数学者认为本区新构造运动比较强烈^[1,9-12]。存在160—200m的古湖面遗迹,受构造运动影响较大^[10],不能反映当时古湖面高度,可能是末次冰期以前的高湖面遗迹^[13]。在高于现代湖面120m以下,青海湖四周至少存在四级阶地;其中第四级阶地见于江西沟、大板山,紧贴山麓呈狭窄条带状分布,其中的碳屑夹层的AMS测年为 $12100 \pm 265\text{aBP}$ ^[11];据推测该阶地与末次冰期向全新世过渡的气候明显转暖,大量冰川融水补给湖泊有关^[1]。由于现代青海湖流域与其他流域相通的最低山口高出现代青海湖为104m左右,因此考虑构造差别隆升影响,本阶地在形成时最高高出现代湖面为104m左右。二级阶地在青海湖流域广泛分布,但不同部位高差较

大,前缘高出湖面 20—25m,后缘达 65m,江西沟二级阶地近前缘顶部沼泽泥、前缘下部的螺壳及后缘下部的螺壳¹⁴C 的年代分别为 4830±130aBP、5310±125aBP、6860±130aBP,因此二级阶地主要形成于全新世高温期^[1]。30—40kaBP 时期的高湖面,据郑绵平、张青松、陈可造推测,高于现代青海湖 100m 以上^[4,14,15];同上述 12000aBP 时的高湖面接近。但此推测是否确切,有待于测年资料的证实。

2.3 青海湖古水量平衡方程

封闭湖泊水量收支较为简单,水量平衡方程的建立基本有两种方式:全流域水量平衡方程与湖区水量平衡方程;本文根据现有的水文气象资料及研究目的,采用全流域水量平衡方程:

$$P - E = \Delta H \cdot S \quad (1)$$

其中 P 为整个流域某一时期的降水总量, E 为整个流域此时期的蒸发量, ΔH 为湖水升降总量, S 为湖泊面积。由上式可以看出,全流域水量平衡就是全流域降水量和全流域蒸发量与湖泊水位升降之间的平衡;如果湖面在某一时段稳定(地貌上,以存在古湖泊遗迹为标志),即:

$$\Delta H = 0 \quad (2)$$

2.3.1 第一、三期高湖面古水量平衡方程 由于第一、三期高湖面时青藏高原的温度高出现代为 2—4℃^[2,3],可以推测青海湖流域当时冰川小,对全流域水量平衡影响甚微,可忽略不计。则根据(1)与(2)式,全流域降水量与全流域蒸发量相等,具体为:

$$P_L S_L + P_{AL} S_{AL} = E_L S_L + E_{AL} S_{AL} \quad (3)$$

其中, P_L, P_{AL} 分别为湖区、流域降水量($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$); S_L, S_{AL} 分别为湖区、流域面积(km^2), E_L, E_{AL} 分别为湖区、流域蒸发量($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$)。据表 1 青海湖区降水量小于全流域降水量,但由于较难推测湖区古降水与流域古降水的差别,因此本文将流域与湖面年降水量简单地视为相同,即 $P = P_{AL} = P$, 则(3)式变为:

$$P(S_L + S_{AL}) = E_L S_L + E_{AL} S_{AL} \quad (4)$$

其中, $S = S_L + S_{AL}$, S 为青海湖流域面积(29660km^2)。

2.3.2 第二期高湖面成因 末次冰盛期(LGM)在青海湖南北山地区均发育有冰川^[1];根据当时的雪线高程,估算当时的青海湖流域的冰川面积为 3024km^2 ,冰川总储量约为 $200 \pm 50\text{km}^3$ ^[1]。在青藏高原,末次冰盛期后,冰消期在经过了 Bolling 期的弱升温与 Old Dryas 期的短暂降温之后,进入 Allerod 期^[6],出现较强烈的变暖^[1,6,16],据古里雅冰芯记录,温度比末次冰盛期高出 5°C 左右^[6];根据孢粉资料分析,青藏高原东北部这一时期的温度(年均温)可能比现在低 $1-3^\circ\text{C}$ 左右^[17,18],夏季水热条件可能同现在接近^[16,18]或稍好^[19]。夏季天文辐射比现在高 $25\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$,而冬季天文辐射比现在低 $25\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ^[20]。综合以上考虑,可认为当时青海湖流域年均温度比现代低 -1 至 0°C 左右,降水量可能有所增加,而蒸发量较低;流域内的冰川大量消融,但残存的冰川可能多于现在。因此 Allerod 期的高湖面有可能是降水增加与冰川大量消融的双重因素所导致的。

2.4 30—40kaBP 与 7.5—5kaBP 高湖面时青海湖流域年平均降水量的估算

为求不同时期的流域年降水量,计算流域湖面蒸发与水面蒸发是关键。蒸发是下垫面综合条件的集中反映,它不仅同下垫面本身的性质有关,而且同风速、降水及气温条件有关,并同具体的环境条件有联系。许多学者为了不同的研究目的,总结出了特定地区蒸发公式,但使用都具有很大的局限性^[21-23]。本文用 M. N. Byduko 公式和现代青海湖自由水面蒸发量与温度的

关系,分别估算各期高湖面时青海湖流域陆面年蒸发量与湖区自由水面年蒸发量,再利用 J. E. Kutzbach 公式计算青海湖流域陆面年蒸发量与湖区自由水面年蒸发量,两种方法互相印证,从而较合理地估算各期高湖面时青海湖流域的年平均降水量;具体计算方法如下。

应用 M. N. Byduko 公式^[23]计算高湖面时流域陆面年蒸发量:

$$E_{AL} = [\text{Th}(L_1 P / R_{AL})(1 - c^{-R_{AL}/L_1 P})R_{AL} P / L_1]^{0.5} \quad (5)$$

其中, L_1 为蒸发潜热($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$), c 为自然对数的底。根据孢粉与冰芯资料推测第一、二期高湖面时青藏高原温度比现代高 $2-4^\circ\text{C}$ ^[1,2],不妨假定当时温度比现代高 2°C ,则高湖面时青海湖流域温度为 -0.9°C ,湖区温度为 1.3°C ,则 $L_1 = 2.49 \times 10^6 \text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$; $\text{Th}(\cdot)$ 双曲正切函数^[23]。 R_{AL} 为陆面辐射平衡值($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$),当时青海湖年辐射平衡值可初步用现代值代替, $R_{AL} = 2.467 \times 10^9 (\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1})$, P 为流域年降水量($\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$),其他同上。

湖区自由水面年蒸发量的确定:

根据青海湖流域现代年蒸发量与年平均温度($^\circ\text{C}$)和年平均降水量的回归分析结果,可知现代青海湖流域 ΔE_L 与 ΔT 之间存在如下关系^[9]:

$$\Delta E_L = 121.7 \times \Delta T (\text{mm}) \quad (6)$$

在溶液的矿化度小于 2% 时,如果溶液的矿化度为 $x\%$,则其蒸发量比蒸馏水的蒸发量约小 $x\%$ ^[22]。上述两期高湖面时,青海湖湖水矿化度较低^[5,19],可不计。根据现代青海湖水面年蒸发量 904.6mm,所以高湖面时青海湖湖面年蒸发量为($\Delta T = 2^\circ\text{C}$):

$$E_L = 100 \times (90.46 + \Delta E_L) / (100 - 1.23) = 1162.3 \text{mm} \quad (7)$$

将(5)与(7)式代入(4)式,得到第一、三期高湖面时青海湖流域的年平均降水量分别为 702mm, 648mm。由于实际蒸发量的变化不能只归因于温度变化一个因素,当降水增加时,蒸发就趋于减少^[24],而在季风区,暖期降水增加是肯定的,因此从这方面来说,上述计算结果有可能偏高。

根据以往研究资料^[2,3]和上述计算,可知青海湖流域在上述两期高湖面期间的年平均降水量应该在 550—750mm 左右,并且年平均温度为 -1 至 2°C 左右,海拔高度与现代相同,为 3200—4000m 左右。由孢粉分析知当时青海湖流域存在森林景观,乔木植物花粉中,以松和云杉占优势,并有桦、榆、冷杉、铁杉^[5,19]。将上述几项地貌、植被与气候特征与青藏高原边缘地区进行对比,发现若尔盖—红原—黑水—松潘之间(即 $102.8^\circ-103.6^\circ\text{E}$ 和 $33.5^\circ-32.3^\circ\text{N}$ 之间)此三项特征与之颇为相似。在植被区划上,若尔盖与松潘地区分为阿、若、红植被小区和岷江上游植被小区^[24](表 2)。

基于以上分析,可以假定在第一、三期高湖面时,青海湖流域与现代松潘地区具有大致相同的自然地理特征,因此在下一步建立青海湖流域全流域水量平衡方程式,估算全流域降水时,各参数都借鉴上述两小区。

水量平衡方程依旧建立在全流域基础之上,蒸发量公式采用 J. E. Kutzbach 的水能平衡公式^[26]:

$$E = R / [(1 + B)L_2] \quad (8)$$

其中, R ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) 为辐射平衡值, E 为蒸发量(mm), B 为波恩比, L_2 为蒸发潜热,随温度变化而变化,在 $0-30^\circ\text{C}$ 之间,可取常数为 $0.077 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。 R 之值为净短波辐射 G 与长波辐射 LW 之差,即:

表 2 若尔盖与松潘地区及现代青海湖自然地理特征^[25]

Tab. 2 Physical geography characteristics in Ruorgai, Songpan region and Qinghai Lake basin			
比较项目	阿、若、红植被小区	岷江上游植被小区	现代青海湖流域
平均温度/℃	1—2	2—3.5	≤-2.9
年平均降水/mm	550—750	650—800	360—400 左右
年辐射平衡量/ $J \cdot m^{-2}$	2.3×10^9	2.3×10^9	2.467×10^9
海拔高度/m	3000—4000	3000—4000	3200—4000
植被覆盖特征	以亚高山草甸为主,其次为亚高山灌丛、沼泽草甸,3500m 以下有亚高山针叶林块状分布	3600m 以下为亚高山针叶林,3600m—3800m 以上为高山灌丛草甸,沼泽草甸	高寒草甸分布较广 3000—3600m 为温性草原,3100—3300m 为灌木荒漠,3500m 左右为高寒灌丛 ^[5]

$$R = G - LW = k(1 - \alpha)(1 - c)G_0 - A_n \epsilon \sigma T^4 \quad (9)$$

其中, G_0 为天文辐射,现代青海湖天文辐射^[27,28]为 $345.5 W \cdot m^{-2}$,在第一、三高湖面时, $37^\circ N$ 夏季天文辐射比现代高约 $24.3 W \cdot m^{-2}$,冬季比现代低约 $24.3 W \cdot m^{-2}$,而秋冬季相若^[28];根据现代若尔盖与松潘地区的冬季蒸发量占全年的比例,换算出青海湖流域在上述高湖面时的年平均天文辐射为 $352—356 W \cdot m^{-2}$. 现代若尔盖与松潘地区的天文辐射为 $354—358 W \cdot m^{-2}$. k 为大气透明系数; α 为表面反射率; c 为云量遮盖率; ϵ 为地表散射率; σ 为 Stefan-Boltzman 常数,取值为 $5.67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$; T 为气温; A_n 为 Angstrom 系数,可用下式计算:

$$A_n = (0.39 - 0.05e^{0.5})(1 - 0.65c^2) \quad (10)$$

其中, e 为表面水汽压;波恩比 B_B (陆地)可按下式^[26]计算:

$$B_B = (R_B/L_2P)/(1 - e^{-R_B/(L_2P)}) - 1 \quad (11)$$

其中, $R_B(W \cdot m^{-2})$ 为陆地辐射平衡值;水域波恩比与大气透明系数可根据气候图集^[29]查知相关参数,代入公式(8)与(9)求知,分别为 $0.15—0.2$ 和 $0.78—0.8$.

将(11)式代入(8)式得流域陆地蒸发量:

$$E_{AL} = R_{AL}/[(1 + R_{AL}/L_2P)/((1 - e^{-R_{AL}/L_2P}) - 1)L_2] \quad (12)$$

水面蒸发量为:

$$E_L = R_L/[(1 + B_1)L_2] \quad (13)$$

其中, $R_L(W \cdot m^{-2})$ 为水面辐射平衡值, B_L 为水面波恩比.

2.5 计算过程与结果

在若尔盖与松潘地区,取年平均降水量 $P=680mm$ 的区域,查知本区域的各有关参数,代入上述公式,分别计算出陆地与自由水面的年平均蒸发量(表 3),并代入公式(4), $S_L=8100km^2$,可得 $P=622mm$;同样在上述地区,取年平均降水量 $P=650mm$ 的区域,查知此区域的各有关参数,代入上述公式,分别计算出陆地与自由水面的年平均蒸发量,并代入公式(4),可得 $P=646mm$.

在若尔盖与松潘地区,年平均降水量为 $640—650mm$ 的区域,其辐射平衡值为 $R=21.1 \times 10^9 J \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ 左右,将此值代替现代青海湖流域的 $R=2.467 \times 10^9 J \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ 的辐射平衡值,利用 M. N. Byduko 公式计算陆地年平均蒸发量,将其与若尔盖与松潘地区年平均降水量

为 640—650mm 的区域的自由水面的年蒸发量代入(4)式,得到 30—40kaBP 高湖面时青海湖流域年平均降水量为 642mm. 因此,由上述计算结果可知,30—40kaBP 高湖面(第一期高湖面)时青海湖流域年平均降水量为 622—680mm,并且更接近 640—650mm. 当时流域的年径流系数为 0.29.

表 3 用 Kutzbach 公式计算青海湖 30—40kaBP 时的古蒸发量¹⁾

Tab. 3 Computing the paleoevaporation of Qinghai lake basin using K-formula during 30—40kaBP

参数	脚注	符号	单位	湖区	陆地区
天文辐射		I	$W \cdot m^{-2}$	355.5	355.5
大气透明系数		K		0.8	0.8
晴天总辐射		G_0	$W \cdot m^{-2}$	284.4	284.4
云量覆盖率		C		0.64	0.64
反射率		a		0.06	0.23
净短波辐射		G	$W \cdot m^{-2}$	156.12	127.89
地表长波散射率 ²⁾	α	ϵ		0.96	0.92
温度		T	K	274.4	272.1
表面水汽压		E	Pa	699	520
Angstrom 系数		An		0.202	0.216
有效辐射		LW	$W \cdot m^{-2}$	62.3	61.8
净辐射		R	$W \cdot m^{-2}$	93.8	66.1
波恩比		B		0.2	0.85
蒸发潜热		LE	$W \cdot m^{-2}$	78.2	35.7
蒸发量		E	mm	1015	462
降水量			mm	622	622

1) 各项参数以现代若尔盖与松潘地区的 $P=680mm$ 的区域为例.

2) α 地表长波散射率参考 Kutzbach^[26]. 温性草原与沼泽一般为 0.93, 而荒漠草原一般为 0.9

同样的方式可得到 7.5—5kaBP 高湖面(第三期高湖面)时青海湖流域的年平均降水量为 550—630mm, 并且更应该接近 580—610mm. 当时流域的年径流系数为 0.24.

根据以上计算结果,可知 30—40kaBP 高湖面与 7.5—5kaBP 高湖面时青海湖流域的年径流系数高于现代青海湖的年径流系数(0.16—0.19)^①,接近于降水量相同的若尔盖—松潘地区的年径流系数(0.25—0.3)^[30],从这个方面来说,上述降水量的计算结果是较为合理的.

3 结论

30—40kaBP 高湖面时,如果青海湖在 104m 的高湖面稳定,流域年平均降水量为 645±5mm 左右,比现代湖区平均年降水量多 288mm 左右,比现代湖区年平均降水量高 0.79 倍. 如果高湖面大于 104m,湖水便有可能外溢,年降水量将大于 645±5mm. 7.5—5kaBP 高湖面时青海湖在 45m 的高湖面稳定,流域年平均降水量为 595±15mm,比现代湖区平均年降水量多 38mm 左右,比现代湖区年降水量高 0.65 倍. 11—13kaBP 高湖面同降水增加与冰川消融均有关系.

① 秦伯强. 气候变化对亚洲内陆湖泊影响研究——过去、现在与未来. 中国科学院博士毕业论文, 1993. 60—61

参 考 文 献

- 1 王苏民,施雅风.晚第四纪青海湖演化研究析视与讨论.湖泊科学,1992,4(3):1-9
- 2 施雅风,孔昭宸,王苏民等.中国全新世大暖期的气候波动与重要事件.中国科学(B),1992,22(12):1300-1308
- 3 施雅风,刘晓东,李炳元等.30-40ka. B. P. 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系.科学通报,1999,44(17):1521-1534
- 4 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,1999.6-27
- 5 山发寿,杜乃秋,孔昭宸.青海湖盆地35万年来植被演化与环境变迁.湖泊科学,1993,5(1):9-17
- 6 施雅风,潘保田,姚檀栋.15万年来青藏高原气候与环境演变.见:施雅风、李吉均、李炳元主编.青藏高原晚新生代隆起与环境变化.广东:广东科学出版社,1998.425-431
- 7 夏正楷编著.第四纪环境学.北京:北京大学出版社,1997.94-95
- 8 Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. The GISP2 $\delta^{18}O$ Climate record of the past 16500 years and roles of the sun-ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, 44(3):341-354
- 9 中国科学院兰州分院中国科学院西部资源环境研究中心.青海湖近代环境的演化和预测.北京:科学出版社,1994.1-79
- 10 方水.青海湖湖盆地貌的基本特征、成因及其演变.地理集刊,1962,5:100-120
- 11 李承三.甘肃、青海地理考察记.地理,1944,4(1-2):1-14
- 12 施雅风.青海湖及其附近地区自然地理(着重地貌)的初步考察.地理科学,1958,24(1):33-48
- 13 张彭彪,张保珍,杨文博.青海湖冰后期水体环境演化.沉积学报,1988,6(2):1-4
- 14 张青松,唐颌余,沈才明等.青藏高原环境演变的主要特征.见:施雅风、李吉均、李炳元主编.青藏高原晚新生代隆起与环境变化.广州:广东科学出版社,1998.334-345
- 15 陈克造,Bowler J M, Kelts K.四万年来青藏高原的环境变迁.第四纪研究,1996,(1):21-30
- 16 王富葆,韩辉友,阎革等.青藏高原北部30ka以来古植被与古气候演变序列.中国科学(D),1996,26(2):111-117
- 17 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Bolzan J F, et al. Holocene-late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, 1989, 246:474-477
- 18 沈才明,唐颌余,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):373-385
- 19 杜乃秋,孔昭宸,山发寿.青海湖QH85-14C 枯孔孢粉分析及其古气候古环境的初步探讨.植物学报,1989,31(10):803-814
- 20 Warren L P, Kutzbach J E. Monsoon variability over the past 150000 years. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(D7):8411-8425
- 21 钱学伟,李秀珍.陆面蒸发计算方法述评.水文,1996,6:24-30
- 22 王如意,易任著.应用水文学.台北:国立编辑馆,1975.152-153
- 23 М И 布迪科.地表面热量平衡.北京:科学出版社,1960
- 24 施雅风.山地冰川与湖泊萎缩指示的亚洲中部气候干暖化趋势与未来展望.地理学报,1990,45(11):1-13
- 25 四川植被协作组.四川植被.成都:四川人民出版社,1980.315-328
- 26 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
- 27 么枕生.气候学原理.北京:科学出版社,1959.22-24
- 28 Berger A. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 1978, 9:139-167
- 29 赵国藏主编.中国气候资源地图集.北京:中国地图出版社,1994.5-220
- 30 赵楚年.青藏高原径流系数图.见:中国科学院地理研究所主编.青藏高原地图集.北京:科学出版社,1990.83

Water Balance of Paleolake Qinghai and Its Precipitation Estimation at Three High Lake-Level Stages since 40 kaBP

JIA Yulian SHI Yafeng FAN Yunqi

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

Abstract

Some evidences from geomorphy, pollen and sediment have shown paleolake Qinghai has undergone at least three high-level stages since 40kaBP i. e. 30—40kaBP, 11—13kaBP, 7.5—5kaBP. The second high lake-level stage was relevant to ice melting and wet/warm climate, while the other two stages are relevant to the whole global wet/warm climate. Using M. N. Byduko's equation of heat and water balance, and J. E. Kutzbach's equation of energy balance to compute the ground evaporation, the hydrological and energy balance of paleolake Qinghai as well as the water balance model of the whole closed basin, is estimated, i. e., the paleoprecipitations of paleolake Qinghai are $645 \pm 5 \text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ during 30—40kaBP, $595 \pm 15 \text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ during 7.5—5kaBP, which are 280mm and $235 \pm 15 \text{mm}$ higher than current precipitation in Qinghai Lake area respectively. As a result, the corresponding high lake-level stages are deduced. During 30—40kaBP, 11—13kaBP and 7.5—5kaBP in Paleolake Qinghai, the paleo lake level might be 104m, 104m and 45m higher than current Qinghai Lake level respectively.

Key Words Paleolake Qinghai, paleoprecipitation, three high lake-level stages, 40kaBP