

用水热平衡模型估算青海湖古水文要素及水量平衡^{*}

秦 伯 强

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提要 根据水热平衡原理, 推导了内陆湖泊水位高低(或面积大小)与流域降水及蒸发之间的定量关系, 设计了青海湖古水量平衡计算模型。用现在的湖区气象要素及水量收支对模型进行了检验, 然后将此模型用于估算全新世稳定暖湿期(7 200–6 000aB.P.)的青海湖古水文要素及水量平衡。结果显示, 在全新世稳定暖湿期, 青海湖流域的降水、蒸发及径流比现代高约 32%, 13% 和 67%。反映出该地区因气温高、降水增加造成的季风加强使得该地区的水量收支与现代相比有较大的不同。本方法用古湖水位来定量恢复古水文、气候参数, 为此可以从古湖泊中提取古气候信息。

关键词 全新世稳定暖湿期 湖泊水量平衡 热量平衡

从地质记录中来定量估算古气候, 古水文参数一直是第四纪古环境研究中的一个难点。由于内陆湖泊具有封闭的集水盆地, 水量收支较为简单, 其水位变化是该地区气候干、湿变化非常好的指示剂(施雅风, 1991), 成为定量估计古降水与古河川径流的首选对象。例如非洲的窄得湖(Kutzbach, 1980)和东部非洲的湖泊(Hasterrath et al., 1983), 印度的 Rajasthan 古湖盆(Swain et al., 1983)和美国中、西部的一些湖盆(Winkler et al., 1986)都曾被用来估计当时的降水量。但这些工作都只限于估算降水量, 对湖盆内径流与湖泊水量平衡未作探讨。青海湖是我国最大的湖泊, 又是一个封闭湖盆, 通过多年来在冰芯(姚檀栋等, 1992)、树木年轮、孢粉(孔昭宸等, 1990)、氧同位素(张彭熹等, 1989)、地貌与沉积(王苏民等, 1992; 陈克造等, 1990; 袁宝印等, 1990; 陈发虎等, 1991)等方面的研究, 使该湖盆内积累了较多的地质记录, 从而使定量估计当时的古气候与古水文成为可能。本文试图利用内陆湖泊水位高低(或面积大小)与流域降水及蒸发之间的定量关系, 用水热平衡的方法来重建古湖泊水量平衡。

1 流域自然地理概况

青海湖为一内陆封闭湖盆, 水量收支简单。流域面积 29 691km²; 其中湖面积为 4 527km²(含尕斯库勒湖与耳海), 占流域面积的 15.2%。全流域植被分布大致为高寒草甸及荒漠草原或干旱草原, 前者主要分布在高山地区及湖盆南部, 后者主要分布在低山、湖滨地带及湖盆的东北部。全流域补给湖泊的河流有 40 余条, 其中绝大多数为河歇性河流, 而以湖

^{*} 国家自然科学基金资助项目, 49201005号。秦伯强, 男, 出生于1963年2月, 博士, 副研究员。

收稿日期: 1993年3月8日, 接受日期: 1993年8月4日。

盆西部的布哈河最大,年径流量及集水面积约占全流域的一半。另外,流域内有少量冰川,冰川融水径流占全流域径流补给量的0.3%。自本世纪初有记载以来,青海湖一直处于

表1 青海湖流域自然地理特征

Tab.1 Physical geographical characteristics of the Qinghai

项目	Lake drainage basin		
	高山草甸区	荒漠草原区	湖区
海拔高度 Z (m)	>3 600	3 195-3 600	3 195
面积 A (km ²)	18 525	6 639	4 527
面积权重 a (%)	62.4	22.4	15.2
平均气温 T_a (°C)	-5.31	-1.41	-0.65
日照百分率 n	0.65	0.65	0.65
相对湿度 f	0.59	0.54	0.55
降水量 P (mm)	399.6	394.6	395.8

萎缩之中(施雅风,1991)。通过对1958—1986年间青海湖的水量平衡计算发现,青海湖年均亏损水量为 $4.67 \times 10^8 \text{ m}^3$,相当于年均下降10.5cm。而其中人类活动造成的损耗仅为 $0.88 \times 10^8 \text{ m}^3$,占年亏损量的五分之一(秦伯强等,1992)。由此可以看出,青海湖目前的水位下降主要是气候干暖的结果,其自然地理特征见表1。

2 水热平衡模型的设计

青海湖湖盆内,水量支出仅蒸发一项,而水量收入主要为降水及经流域调蓄后的径流。水热平衡模型正是基于这一原理。设将青海湖流域分为若干下垫面性质不同的区域,其面积权重分别为 $a_0, a_1, a_2, \dots, a_n$,在每个区域上(包括湖区),其热量收支为:

$$R - F + S = H + LE \quad (1)$$

式中, R 为太阳总辐射; F 为地面有效辐射; S 为土壤热交换; H 为感热; LE 为潜热; R 的计算式为(钟强,1986):

$$R = R_0(1 - \alpha)(A + B(1 - n)) \quad (2)$$

式中, R_0 为晴天情况下的总辐射值; n 为云量遮盖率; A, B 为经验系数。 F 使用适合于青藏高原地区的经验公式(章基嘉等,1988):

$$F = \delta\sigma(T_s^4 - T^4(A + B \cdot n + C \cdot e)) \quad (3)$$

式中, σ 为 Stefan-Boltzman 常数; δ 为比辐射率; T_s, T 为地温和气温; e 为水汽压; A, B, C 为经验系数。土壤热交换 S 可以用温差来估计。感热 H 通过引入波文比(B_r),表示为 $B_r LE$,代入(1)式即得:

$$E = \frac{R - F + S}{1 + B_r} \cdot \frac{1}{L} \quad (4)$$

式中, B_r 对陆地而言,可以由当地气候资料及气候图集换算与估算,亦可用下式来估计(陈万隆等,1984):

$$B_r = A \left(\frac{\hat{\theta}_s - \hat{\theta}}{e_0} \right)^B \quad (5)$$

式中, e_0 为根据汉思公式将本站气压换算到海平面处的水汽压, $\hat{\theta}_s, \hat{\theta}$ 分别为地表及近地面位温,(5)式可作为夏季估计陆地 B_r 时的参考。

对于水域:

$$B_r = \gamma \frac{T_s - T}{e_s - e} \frac{P}{10\,000} \quad (6)$$

式中, P 为本站气压; e_s, e 分别为水面温度下饱和水汽压与实际水汽压; γ 为常数。利用(1)—(6)式即可计算流域内不同区域上的蒸发量,按面积加权,即得全流域平均蒸发量(E):

$$E = E_0 a_0 + E_1 a_1 + \cdots + E_n a_n \quad (7)$$

对于内陆湖泊,推得湖水位升降与全流域平均降水及蒸发的关系式:

$$\Delta H = (P - E) / a_0 \quad (8)$$

式中, ΔH 为年均湖水位变化; P, E 分别为全流域平均年降水量及年蒸发量; a_0 为湖面积权重。

(8)式可以改写成:

$$P = \Delta H a_0 + E \quad (9)$$

如果湖泊水位稳定,即 $\Delta H = 0$,则(9)式化为:

$$P = E \quad (10)$$

求得降水量后,再利用湖泊水量平衡式求径流量 Q :

$$Q = (E_0 - P) A_0 \quad (11)$$

式中, A_0 为湖面积; E_0 为湖面蒸发,其他符号意义同前。

以上即为青海湖水热平衡模型的基本构成。蒸发量是按月计算,然后总加成年蒸发量,再代入水量平衡模型来推求降水和径流。

3 模型的验证

模型验证是用青海湖近几十年气象资料的平均值以及降水、蒸发及径流的多年平均值来计算与检验的。根据流域下垫面状况,全流域分为三个区域,即高山草甸、荒漠草原和湖区。各个区域的输入参数如表1所列。此外,晴天大气总辐射,比辐射率及地表反射率由常用气候图表查得。上述参数输入模型运算得到的首先是各个区域的蒸发量(见表2)。将各区域年蒸发量加权平均得年蒸发量为417mm。此外,青海湖近30年间,湖水位平均下降约10.5cm,即 $\Delta H = -105$,代入(9)式即得全流域平均降水量为401mm,与全流域实际的平均降水量非常接近,说明该模型能满足计算要求。

表2 青海湖流域蒸发量(mm)计算结果

Tab.2 Calculated evaporation and evapotranspiration of the Qinghai Lake drainage basin

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年总量
高山草甸区	-0.1	3.7	13.0	30.5	46.8	61.6	67.0	62.1	32.9	9.2	1.0	-2.4	325.4
荒漠草原区	-0.7	2.7	11.8	26.4	39.5	52.7	59.7	56.0	27.8	8.3	0.0	-2.7	281.4
湖 区	-2.7	0.8	5.4	136.4	156.4	181.4	186.2	174.2	102.9	60.7	-4.2	-5.0	992.6

4 全新世以来青海湖的演变及全新世大暖期的气候特征

青海湖在全新世演变的总趋势以其水位下降下植被退化为主要特征(孔昭宸等, 1990; 杜乃秋等, 1989; Wang et al., 1991)。其中距今7 500—3 500 a B.P.是青海湖水位维持较高,湖盆内草木茂盛时期。特别是6 000—7 200 a B.P.为全新世暖湿期盛期,亦称为稳定暖湿阶段(施雅风等, 1992)。根据湖盆内云杉、松桦等针阔叶混交林发育情况,估计当时年平均气温较今高4℃,冬季气温高7—8℃,夏季气温高2℃左右。相应地湖水位留下高出现代湖面65m的阶地,扣除构造活动的影响,估计当时湖水位实际高于现代45m左右¹⁾。另据青海省水文地质大队在湖盆东北处发现的紫果云杉(*Picea purpurea*)残木,

1) 构造活动幅度的估算由王苏民教授提供。

经 ^{14}C 测年为距今 $6\,245 \pm 180\text{a B.P.}$ (施雅风, 1991), 正好处于稳定暖湿阶段。目前该树种在青海湖区已经绝迹。而南移至青海省南部班玛县及四川松潘地区。生长高度 $3\,000\text{—}3\,800\text{m}$ 以上, 与青海湖流域盆地海拔相当, 年均气温却比青海湖区高 $3\text{—}4^\circ\text{C}$, 降水量达 600mm 以上, 说明当时气候带几乎北伸 4 个纬度。

表3 青海湖全新世古环境变化

Tab.3 Changes in the paleo-environment of Qinghai Lake during the Holocene

年代 (a.B.P.)	植被特征	气候特征	湖面相对高度 (m)	湖面积变化 (km^2)
10 000—8 000	疏林草原	温干	100—65	7 379—6 688
8 000—3 500	森林、森林草原	暖湿	65—25	6 688—5 512
3 500—1 500	疏林草原	暖干	25—10	5 512—4 980
1 500—0	草原	温干	10—0	4 980—4 473

5 全新世稳定暖湿期青海湖古水文要素及水量平衡计算

将班玛县地区作为古青海湖的参照地区, 对模型中的参数及公式的系数进行必要的修改, 可用于估算距今 $6\,000\text{—}7\,200\text{a B.P.}$ 时期的湖泊水文要素与古降水量。由于当时青海湖水位稳定在距今高 45m 处 (扣除构造影响), 故 $\Delta H = 0$, 亦即 $P - E = 0$ 。模型中部分参数按下列方法修订。(1) 天文辐射: 天文辐射变化是由于地球轨道参数变化造成的。据计算在距今 $6\,000\text{ a B.P.}$ 时, 天文辐射日总量在北纬 37°N (即青海湖地区) 的变化值约为 $-4\,019\text{J} / (\text{cm}^2 \cdot \text{min})$ (1 月份) 及 $+7\,243\text{J} / (\text{cm}^2 \cdot \text{min})$ (8 月份) (傅逸贤, 1991) 相应地晴天大气总辐射的变化约为此值的 75%。(2) 地表反射率: 地表反射率主要按照中全新世的植被状况确定。据孢粉资料, 在稳定暖湿时期, 青海湖区的植被主要为森林 (针叶林或针阔混交林) 与草原, 亦即湖盆可分为湖区、草原及森林三大区域。(3) 气温、湿度、云量等因子: 参考班玛县的实测值与青海湖当前值来确定。年均气温比现代高 4.0°C 。冬季约高 7.0°C , 夏季约高 2.0°C 。

此外, 为了计算全流域平均蒸发量及降水量, 必须确定湖泊、森林与草原面积权重 a_0, a_f, a_g 。其中湖面积权重可由湖水位确定, a_f 及 a_g 二者中仅有一个独立未知数, 为此引入湖泊水量平衡式:

$$a_0 P + r_f a_f P + r_g a_g P = E_0 a_0 \quad (12)$$

其中, r_f, r_g 分别为森林及草原区的径流系数, 可由水文图集确定。

把 (12) 式与模型联解, 即可求得蒸发量, 降水量与径流量。计算结果见表 4。从表 4 可以看出, 青海湖全新世稳定暖湿时期, 蒸发量比今高 13%, 降水量比今高 32%, 径流量则大 67%。

表4 青海湖全新世稳定暖湿期水量平衡

Tab.4 Estimated water balance of the Qinghai paleolake in stable warm and wet periods during the Holocene

年代 (a B.P.)	湖水位相对高度 (m)	森林区蒸发量 (mm)	草原区蒸发量 (mm)	湖区蒸发量 (mm)	全流域降水量 (mm)	径流量 (10^8m^3)
7 200—6 000	45	425.5	363.8	1 079.4	526.6	34.41
现代	0			954.5	397.9	20.56

6 结语

内陆湖泊是气候变化的记录器。湖泊沉积物所代表的沉积环境,及其孢粉、有机物含量,化学元素和同位素以及湖滨地貌等含有丰富的古气候信息。本文正是试图借助上述这些古湖泊资料来推算古水文、古气候参数。从而实现气候变化与内陆湖泊演变关系的定量化表述。并得到如下结论:

6.1 利用水热平衡的原理所发展的适合于内陆湖泊演变任何时段的水热平衡模型,经实测资料验证,说明模型有较好的精度及合理性。

6.2 利用水热平衡型计算得到的青海湖在全新世稳定暖湿期湖水位比今高 45m 情况下,年降水量高 32%,径流量则高 67%。后者为前者的 2 倍。

6.3 青海湖地区全新世也稳定暖湿阶段的降水及径流的增加幅度,反映了该时期亚洲季风增强对该地区的影响程度以及气候带向北或西北方向摆动的范围。

参 考 文 献

- 王苏民、施雅风,1992,湖泊科学,4(3):1—9。
- 孔昭宸、杜乃秋、山发寿,1990,海洋地质与第四纪地质,10(3):79—88。
- 杜乃秋、孔昭宸,1989,植物学报,31(10):879—890。
- 陈万隆、翁笃鸣,1984,青藏高原气象科学实验文集(二),科学出版社(北京),35—45。
- 陈克造、Bowler, J. M., Kelts, K. 1990,第四纪研究,1:21—31。
- 陈发虎、汪世兰、张维信等,1991,地理科学,11(1):76—84。
- 张彭熹、张保珍、杨文博,1989,第四纪研究,1:52—59。
- 施雅风,1991,山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部气候干暖化趋势,地理学报,45(1):1—11。
- 施雅风、孔昭宸、王苏民等,1992,全新世大暖期气候与环境(施雅风主编),海洋出版社(北京),1—18。
- 姚檀栋、施雅风,1992,全新世大暖期气候与环境(施雅风主编),海洋出版社(北京),206—211。
- 钟 强,1986,高原气象,5(3):197—210。
- 秦伯强、施雅风,1992,地理学报,47(3):267—273。
- 袁宝印、陈克造、Bowler, J. M. 等,1990,第四纪研究,3:233—243。
- 章基嘉等,1988,青藏高原气象学进展,科学出版社(北京),39—59。
- 傅逸贤,1991,气象学报,49(3):354—357。
- Hasterrath, S., Kutzbach, J. E., 1983, *Quaternary Research*, 19:141—153。
- Kutzbach, J. E., 1980, *Quaternary Research*, 14:210—223。
- Swain, A. M., Kutzbach, J. E., Hastenrath, S., 1983, *Quaternary Research*, 19:1—17。
- Wang Sumin et al., 1991, *Chin. J. Oceanol. Limnol.* 9(2):170—183。
- Winkler, M., Swain, A. M., Kutzbach, J. E., 1986, *Quaternary Research*, 25:235—250。

ESTIMATES OF PALEO-HYDROLOGICAL PARAMETERS AND WATER BALANCE OF QINGHAI LAKE WITH ENERGY-WATER BALANCE MODEL

Qin Boqiang

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

Abstract Based on the principle of energy and water balance of inland lake with a closed drainage basin, an energy-water balance model was constructed by deriving the function of lake level change relating to the change in precipitation and evaporation in the lake basin, and used to quantify the hydrological parameters and water balance of Qinghai Lake in the 7 200—6 000a B. P. stable warm and wet periods during the Holocene. The basin was divided into several sections according to the terrain coverage. The model was applied to each section. The inputs were the lake level and other meteorological data such as cloudiness and temperature; the outputs were evaporation and precipitation which were summed up into the lake water balance to derive the runoff. With recent observation records of hydrology and meteorology, the model was validated by the estimates of energy and water balance during the observation period. The results show that the estimated precipitation matches the observation very well. Hence this model may be used to estimate the water and energy balance for the Qinghai paleolake and the paleo-hydrological parameters such as precipitation and runoff. The geologic data of the Qinghai paleolake basin during 7 200—6 000a B. P. were used to run the model. The results of the reconstruction of the water balance of the Qinghai paleolake in the middle Holocene show that precipitation, evaporation and runoff for the lake were 32%, 13% and 67%, respectively, higher than those of today, with an increase in runoff being two times more than in precipitation. This also implies that the enhanced East Asia monsoon in the Qinghai Lake area produced a warm and wet condition during the middle Holocene. This research is an attempt to reconstruct quantitatively paleo-hydrological parameters and to interpret the paleoclimate using the paleolake evolutionary evidence.

Key words Stable warm and wet period of Holocene, Lake water balance
Energy-balance