

青海湖水量平衡及水位变化预测

曲耀光*

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000)

摘要 青海湖是我国最大的内陆湖泊, 流域面积 29661 km², 水面高程超过 3000m, 受人为活动影响相对较少, 基本上还处于半自然状态。水量平衡计算结果表明, 有观测资料的近 30 年来, 青海湖处于负平衡状态, 水位下降了 2.96m, 平均每年下降 10.2cm。如果未来湖区的气候大体保持过去的情况, 水位将再下降 5.8m, 经过 57 年才能平衡。如果考虑“温室效应”所引起的西北地区未来气候变化, 水位亦将下降, 每年平均下降 10.1cm。

关键词 青海湖 水量平衡 水位变化预测

青海湖是我国最大的内陆湖泊, 位于青藏高原东北隅, 约在东经 97°50′—101°20′, 北纬 36°15′—38°20′之间, 流域面积 29661 km², 为一群山环绕的封闭山间盆地。东为日月山, 南是青海南山, 西为阿木尼尼库山(海拔 3600—4000m), 北为大通山(海拔 4500m 以上, 最高 5200m)。山地面积很大, 占 68.6%, 河谷与湖积平原占 31.4%。青海湖由于海拔高(超过 3000m), 深居大陆, 远离大城镇, 人为活动相对较少, 基本上还处于半自然状态, 因此是研究近代环境演化和气候变化的良好地区之一。

青海湖作为气候变化的一面镜子, 近年来水位持续下降, 是否与全球大气中 CO₂ 含量增加, 以及其它痕量气体温室效应所引起的气候变化有关, 使环境、气候、水文、地理学家对青海湖的水位变化发生了强烈的兴趣, 自 1908 年柯兹洛夫领导的俄国考察队发现其萎缩以来^[1], 从 80 年代开始已有不少研究成果发表^[2-8]。这些文章根据现有的水文、气象资料, 分析计算了个别年份的水量平衡、个别水量平衡要素和定性分析了水位下降原因及其对气候变化的响应。本文则是在前人工作和两年水面蒸发观测实验的基础上, 利用近 30 年来湖周水文、气象实测资料, 定量地分析计算了历年水量平衡要素组成和水量平衡要素间及其与气象要素间的关系, 预测了未来可能的水位变化。

1 青海湖水量平衡

青海湖作为一个封闭的内陆湖泊, 其水量平衡方程可写成下列形式:

$$E = P + R \pm \Delta h \quad (1)$$

- 中国科学院兰州分院西部资源环境发展研究中心资助。
 - 刘凤景、丁水建、炳洪涛、刘景时参加野外观测实验工作。
- 来稿日期: 1993 年 5 月 28 日; 接受日期: 1993 年 8 月 4 日。

或
$$E = P + (R_s + R_g) \pm \Delta h$$

式中, E 为青海湖水面蒸发量(mm); R 为入湖径流量(mm); R_s 、 R_g 分别为地表、地下入湖径流量(mm); Δh 为湖水位升降幅度(mm)。

1.1 青海湖水量平衡要素组成

根据现有观测资料,可以计算出近 30 多年来青海湖水量平衡各要素组成。

1.1.1 水面蒸发(E) 水面蒸发是青海湖水量平衡方程中唯一的支出项,正确估算它对于控制收入总量及其分项组成,提高计算精度,具有重要意义。根据现有环湖水文、气象站点的实测资料,20cm 蒸发器的多年平均蒸发量为 1000—1800mm,总趋势由南向北递减。大水体水面蒸发一般采用下式计算:

$$E = E_{20} \cdot K \cdot K_1 \cdot K_2 \quad (2)$$

$$K = \frac{E_L}{E_{20}}, \quad K_1 = \frac{E_1}{E_L}, \quad K_2 = \frac{E}{E_1}$$

E_{20} 为 20cm 蒸发器年蒸发量(mm); E_L 、 E_1 分别为 20cm、 E_{601} 蒸发器湖水年蒸发量(mm); K 、 K_1 、 K_2 均为折算系数,其它符号意义同前。

根据在青海湖南岸下社水文站近湖两年的蒸发实验资料计算, $K = 0.835$, $K_1 = 0.73$ 。 K_2 值在我国西部地区实验资料不多,只有新疆哈地坡站的实验数据,但因其站址海拔仅有 965.3m,与青海湖区海拔 3200m 相差太大,无法移用。根据施成熙^[9]和 A. N. 切波达列夫^[10]的研究, K_2 是有地区变化的,且由南向北逐渐增加。前苏联曾在 50 年代绘制了 K_2 等值线图,其空间分布大体与纬度平行,莫斯科附近为 0.86,北极圈内为 1.00。与年平均温度等值线分布有较好的相关性,0℃~ -1℃ 地区, K_2 为 0.93—0.97。青海湖湖区海拔高,年平均温度为 -0.5℃ 左右,因此取 $K_2 = 0.95$ 。

E_{20} 采用沙陀寺、布哈河、黑马河、下社和刚察站的平均值,因其分布在青海湖四周,能消除个别站点长年风向对蒸发的影响,可较好地代表湖面蒸发的实际情况。 E_{20} 与青海湖湖北有较长蒸发系列的刚察气象站蒸发(E_C)有下列关系: $E_{20} = 1.06E_C$, 由此得

$$E = 0.614E_C \quad (3)$$

按式(3)计算的多年湖面蒸发量列于表 1。可以看出,多年平均湖面蒸发为 904.6mm;最大为 1070.5mm(1979 年),最小为 745.9mm(1967 年)。

1.1.2 湖面降水(P) 湖面降水是青海湖基本补给来源之一,是直接收入项,精确地估算它对于深入认识青海湖水量平衡的实质具有重要意义。青海湖周边分布有数十个水文、气象站点,降水资料比较丰富和完整,为正确估算湖面降水提供了条件。

总的来看,青海湖流域由于受西南暖湿气流、高原季风和湖泊本身的影响,以及西风带系统的频繁过境,降水量比其它西部内陆区为高,多年平均降水量为 270—420mm,并且年际变化不大, C_v 值只有 0.10—0.25。降水空间分布由南向北递增,但西部南岸的黑马河地区,因局部地形的影响,形成一个相对降水高值区,年降水量超过 400mm。青海湖周边陆地降水情况较为清楚,但面积超过 4000km² 的大湖内部的降水情况,一直不甚明了,从而影响湖面降水的估算精度。1988 年 5—8 月青海省气象局在湖中海心山进行了短期观测,发现湖内降水量明显低于湖周。海心山 5—8 月的降水量比北岸刚察气象站同期低 30%,其多年平均降水量为 270mm。湖泊内部降水减少,可能与青海湖巨大水体存在,缓和了湖区上空的

大气热力和动力条件,使大气层结相对稳定有关。

表1 青海湖水量平衡要素计算表

Tab. 1 Elements of water balance in Qinghai Lake

年份	E (mm)	P (mm)	R_s (mm)	Δh (mm)	R_d (mm)	年份	E (mm)	P (mm)	R_s (mm)	Δh (mm)	R_d (mm)
1959	970.6	352.8				1975	889.2	365.4	342.4	0.0	181.4
1960	1005.5	278.0	162.3	-230.0	335.2	1976	917.3	352.9	259.4	+40.0	345.0
1961	976.6	319.2	195.8	-240.0	212.6	1977	944.6	286.0	264.0	-140.0	254.6
1962	969.3	260.6	318.0	-170.0	220.7	1978	941.5	313.6	156.3	-110.0	361.6
1963	938.7	306.5	303.2	-150.0	179.0	1979	1070.5	297.1	131.3	-330.0	312.1
1964	837.1	340.1	428.2	-10.0	58.3	1980	1003.8	287.9	156.4	-340.0	219.5
1965	838.8	359.2	266.7	-30.0	182.3	1981	951.4	404.7	308.9	-210.0	27.8
1966	923.8	366.2	270.1	-170.0	117.5	1982	884.3	342.3	297.8	+20.0	264.2
1967	745.9	502.1	450.9	+180.0	-27.1	1983	811.5	345.6	376.0	+90.0	179.9
1968	814.7	292.8	329.6	+320.0	512.3	1984	859.5	318.6	234.7	-10.0	316.2
1969	911.4	310.8	207.0	-190.0	203.6	1985	861.7	371.2	231.9	-220.0	38.6
1970	854.1	298.6	233.3	-260.0	62.2	1986	846.9	300.8	284.4	-40.0	221.7
1971	936.7	367.1	313.4	-150.0	106.2	1987	896.8	326.8	282.8	-80.0	207.2
1972	879.9	351.8	396.0	+30.0	198.1	1988	831.8	281.6	325.8	-110.0	114.4
1973	947.3	261.6	139.6	-210.0	336.1	合计	27139.1	9870.6	7955.2	-2960.0	5735.5
1974	886.9	344.1	289.0	-260.0	-6.2	平均	904.6	329.0	274.3	102.1	197.8

根据上述新情况,利用环湖的沙陀寺、布哈河、黑马河、下社、倒淌河、哈尔盖和刚察七个气象站及青海湖海心山的降水量,用同心圆分区加权平均法,求得湖面多年平均降水量和历年降水量(表1)。计算公式如下:

$$P = \frac{\sum_{i=1}^n P_i S_i}{\sum_{i=1}^n S_i} \quad (4)$$

式中, P 为湖面多年平均降水量(mm); P_i 为分区年降水量(mm); S_i 为分区面积(km²); n 为分区数。

计算结果表明,青海湖湖面多年平均降水量为329.0mm,与用等值线法获得的数据(323.8mm)非常接近,可以相互验证。降水量最多的年份是1967年,为543.0mm;最少是1962年,为260.6mm。

1.1.3 入湖地表径流量(R_s) 青海湖流域形状呈西北—东南向长方形,青海湖位于东南角,汇水区集中分布在西北部和北部。全流域计有大于5km²汇水面积的河流50多条,多为间歇性河流,源近流短,水量不大。较大河流有布哈河、沙柳河、哈尔盖河、乌哈乌兰河及黑马河等,除后者外,全分布在湖的西北部和北部。上述5河的汇水面积为17878km²,占流域总面积的71%;出山地表径流量为13.355×10⁸m³,占全流域出山地表流总量的83%。

根据青海省水文总站统计计算,青海湖流域多年平均出山地表径流总量为16.12×10⁸m³,年际变化较大,最大年份为28.76×10⁸m³(1967年),最小年份只有6.54×10⁸m³(1973年), C_v 值为0.33。

入湖地表径流是青海湖水量平衡要素重要收入项之一,按下式计算:

$$R_{in} = R_s - R_{out} - R_{ag} + S \quad (5)$$

式中, R_{in} 为入湖地表径流量(10⁸m³); R_s 为出山地表径流量(10⁸m³); R_{out} 为湖滨平原农业引地

表水量(10^8m^3); R_n 为湖滨平原河道渗漏量(10^8m^3); S_i 为湖滨平原河道接纳的泉水量(10^8m^3)。

(1) 湖滨平原农业引地表水量(R_a) 环湖平原的水浇地集中在湖北部刚察县的滨湖地带,其它地区较为零星。根据中国科学院西北高原生物研究所调查,近十余年来环湖的灌溉面积保持在 $1 \times 10^4 - 1.2 \times 10^4 \text{hm}^2$,按每公顷净耗水 2625m^3 ,渠系利用系数 0.4 计算,多年平均引水量为 $0.88 \times 10^8 \text{m}^3$ (表 2)。

表 2 青海湖入湖地表径流计算表(1959—1988)*

Tab. 2 Calculation of the surface runoff of the Qinghai Lake inflow in 1959—1988

年份	R_i	R_n	R_a	S_i	R_{in}	F_i	R_{in}	年份	R_i	R_n	R_a	S_i	R_{in}	F_i	R_{in}
1959	14.41	3.68	0.63			4555		1974	17.97	4.59	0.58	0.02	12.82	4436	289.0
1960	10.43	2.65	2.28	1.38	1.37	4540	162.3	1975	20.27	5.18	0.62	0.72	15.19	4436	342.4
1961	12.77	3.26	1.50	0.85	8.86	4526	195.8	1976	14.50	3.71	0.65	1.38	11.52	4441	259.4
1962	19.64	5.02	1.08	0.82	14.36	4515	318.0	1977	14.81	3.78	0.68	1.33	11.68	4425	264.0
1963	18.95	4.84	0.95	0.50	13.66	4506	303.2	1978	6.81	2.22	0.80	1.25	6.90	4414	156.3
1964	27.24	6.96	1.00	0.01	19.29	4505	428.2	1979	8.61	1.74	0.78	1.46	5.75	4378	131.3
1965	15.76	4.03	1.02	1.30	12.01	4503	266.7	1980	18.96	2.20	0.80	1.18	6.75	4342	156.4
1966	16.11	4.12	1.00	1.15	12.14	4495	270.1	1981	16.36	4.85	0.78	0.01	13.34	4319	308.9
1967	28.76	7.35	1.10	0.00	20.31	4504	450.9	1982	22.10	4.18	0.75	1.44	12.87	4321	297.8
1968	18.04	4.61	1.98	2.46	14.91	4523	329.6	1983	12.71	5.65	0.75	0.59	16.29	4332	376.0
1969	12.30	3.14	1.00	1.18	9.34	4515	207.0	1984	12.71	3.25	0.75	1.46	10.17	4333	234.7
1970	14.02	3.58	1.02	1.07	10.49	4497	233.3	1985	13.16	3.36	0.72	0.91	9.99	4308	231.9
1971	19.22	4.91	0.68	0.42	14.05	4483	313.4	1986	16.11	4.12	1.00	1.25	12.24	4304	284.4
1972	23.54	6.02	0.58	0.83	17.77	4487	396.0	1987	16.29	4.16	0.72	0.74	12.15	4296	284.8
1973	6.54	1.67	0.58	1.94	6.23	4464	139.6	1988	18.52	4.73	0.72	0.88	13.95	4282	325.8
1959 1988	483.58	123.57	26.50			132986		1960 1988	469.17	119.89	25.87	29.03	352.40	128427	7955.2
平均	16.12	4.12	0.88			4433		平均	16.18	4.13	0.89	1.00	12.15	4429	274.3

* R_i 资料由青海省水文总站提供;单位: F_i (km^2), R_n (mm),其他为 10^8m^3

(2) 湖滨平原河道渗漏量(R_n) 环湖分布有 10—14km 宽的由砂卵石组成的山前倾斜平原,河流出山后穿行于此,渗漏很大。小河一般出山后不久就渗漏消失殆尽,只能与湖水在地下沟通;中型河流因水量较大,可有水量直接入湖。根据青海省水文总站资料,环湖河流多年平均渗漏量为 $4.12 \times 10^8\text{m}^3$,占出山地表径流总量的 25.6%(表 2)。

(3) 入河泉水量(S_i) 环湖山前倾斜平原细土带的后缘,是地下水出露带,地下水以泉水形式补给切穿含水层的河流或直接流进湖内。据调查,环湖多年平均泉水出露量为 $0.99 \times 10^8\text{m}^3$ 。由于环湖山前倾斜平原地下水的主要补给来源是降水和地表径流的入渗,其排泄有时间滞后,因此年内泉水出露量不仅与当年也与前一年的降水和径流有关,可用下列多元线性回归方程计算:

$$S_i = 8.0 + 0.147P_{i-1} - 0.062P_i + 0.042R_{n,i-1} - 0.09R_{n,i} \quad (6)$$

式中, S_i 为某年环湖泉水出露量; P_i 、 P_{i-1} 为某年和前一年湖区降水量; $R_{n,i}$ 、 $R_{n,i-1}$ 为某年和前一年入湖地表径流量。

根据上述计算,最后得到历年入湖地表径流量和多年平均入湖地表径流量为 $12.15 \times$

10^8m^3 (表2)。入湖地表水量年际变化较大,水量最大是1967年,达到 $20.31 \times 10^8\text{m}^3$,折合当年湖水位45.1cm;最小是1979年,只有 $5.7 \times 10^8\text{m}^3$,折合当年湖水位13.1cm, $C_v=0.31$,与出山地表径流的 C_v 值相近。

1.1.4 湖水位变化(Δh) 湖水位升降变化是水量平衡的结果和具体反映。据湖西北角沙陀寺水位站的实测资料分析,近30年来湖水位的总趋势是在波动变化中下降,由1959年的3196.55m到1988年的3193.59m,累计下降了2.96m,平均每年下降10.2cm(表1)。

1.1.5 入湖地下径流(R_g) 青海湖水面蒸发、降水、入湖地表径流及水位升降变化等水量平衡要素,是根据多年实测资料分析计算出来的,虽然可能存在误差,但大体上应接近实际情况,数据也是可信的。由此可按水量平衡方程计算入湖地下径流(表1)多年平均值为 $8.76 \times 10^8\text{m}^3$,折算湖面水深197.8mm。

青海湖入湖地下径流的年际变化很大,不但受湖区降水和地表径流入渗的影响,还与湖水位升降有很大关系。水位大幅度上升不仅会抑制地下径流排泄,还可能出现反补给。入湖地下径流最大的是1968年,达到 $23.17 \times 10^8\text{m}^3$;最小是1967年,为 $-1.22 \times 10^8\text{m}^3$ 。

1.2 青海湖水量平衡

根据上述计算可以看出,近30年来青海湖年平均水面蒸发量为904.6mm,水面降水量329.0mm,入湖地表径流量274.3mm,入湖地下径流量197.8mm,总体上处于收支负平衡状态,因此水位年平均下降102.1mm(表1)。

2 青海湖水量平衡要素间的关系

在上述水量平衡要素估算中,已或多或少地涉及到了各要素之间的关系。实际上,一个地区的水分变化和水体的存在,在自然状态下都是当地气候的产物。青海湖水量平衡要素中的蒸发(E)和降水(P)是直接的气候要素,而入湖地表径流(R_s)和地下径流(R_g)则是间接的气候要素,是 E 和 P 在时间和空间上经过下垫面调节和人为影响的结果。

2.1 R_s 与 E 和 P 的关系

从上面的定性分析中可以看出, R_s 是流域降水、蒸发和人为活动综合作用的结果。由于青海湖流域基本上保持着半自然状态,人为净耗水只占多年平均入湖地表径流的2.0%,或青海湖总蒸发量的0.6%左右,比例甚少,可以略而不计。因此可以把 R_s 看作是 E 和 P 的函数,经多元线性回归分析计算,获得下列方程:

$$E_{it} = 549.0 + 0.186P_{i-1} + 0.303E_{i-1} + 0.405P_t - 0.822E_t \quad (7)$$

式中, E_t 、 E_{i-1} 为某年及前一年湖面蒸发量(mm),其它意义同前。

上述方程置信度 $\alpha=0.05$ 时,复相关系数为0.78,超过要求的0.7,效果显著。

2.2 R_g 与 P 、 R_s 的关系

由距平累积曲线图(图1)可以看出, R_g 与 P 、 R_s 的多年变化呈反相关趋势,如错位一年其趋势就基本一致了,就是说丰水年份地下水的补给来源丰富,经地下储存调节会使第二年的 R_g 大为增加;而枯水年份由于地下水的补给来源减少,而使第二年的 R_g 剧减。经多元线性回归计算,得到下列方程:

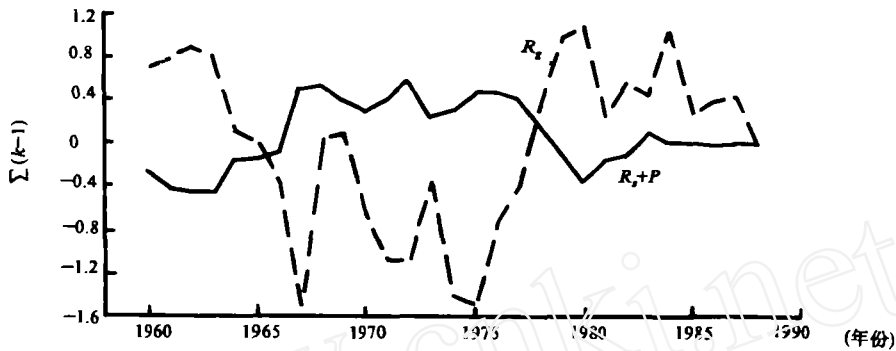


图1 青海湖入湖地下径流(R_g)与入湖地表径流和湖面降水(R_s+P)距平累积曲线

Fig. 1 The departure accumulation curve of the ground runoff inflow (R_g) and the surface runoff inflow (R_s), precipitation (P) to Qinghai Lake

$$R_{g_t} = 69.9 + 1.294P_{t-1} + 0.366E_{g_t} - 0.549P_t - 0.791R_{g_{t-1}} \quad (8)$$

式中, R_{g_t} 为某年入湖地下径流量(mm);其它符号意义同前。

方程(8)在置信度 $\alpha=0.05$ 时,复相关系数为 0.88,远远超过要求的 0.70,效果显著。用上式计算的 R_g 和水位变化结果,点绘在图 2 上,与实测水位资料无论是在趋势上还是在变幅上都符合得很好。

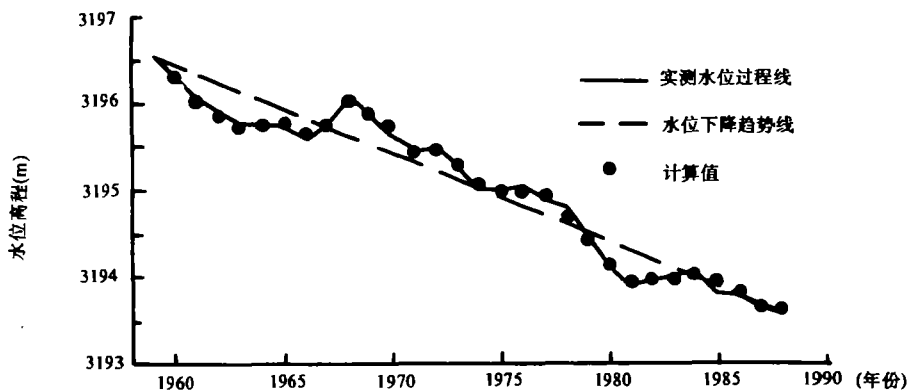


图2 1959—1988年青海湖水位过程曲线

Fig. 2 The regime curve of water level in Qinghai Lake from 1959 to 1988

3 青海湖水位变化预测

3.1 青海湖水位近期变化预测

水量平衡方程(1)经移项可以得到:

$$E - (P + R_s + R_g) = \pm \Delta h \quad (9)$$

式左为支出和收入两项,式右为水位变化。收支存在三种情况:

- (1) 如果 $E > (P + R_s + R_g)$, 则 $\Delta h < 0$, 水位继续下降;
- (2) 如果 $E = (P + R_s + R_g)$, 则 $\Delta h = 0$, 水位保持不变;
- (3) 如果 $E < (P + R_s + R_g)$, 则 $\Delta h > 0$, 水位将回升。

近30多年青海湖水量平衡计算结果表明,水量收支处在第一种情况,即总支出大于总收入,水位变化的总趋势为波动中下降,平均每年下降10.2cm。如果将来青海湖地区的气候情景大体还维持过去30多年的平均情况,为了达到收支平衡,只有继续降低水位,收缩湖泊面积,减少支出水量才能完成,即:

$$\bar{E} \cdot F_1 - (\bar{P} \cdot F_1 + \bar{R}_1 + \bar{R}_g) = 0 \quad (10)$$

式中, \bar{E} 、 \bar{P} 、 \bar{R}_1 、 \bar{R}_g 分别为多年平均湖面蒸发量(mm)、湖面降水量(mm)、入湖地表径流量(10^8m^3)、入湖地下径流量(10^8m^3); F_1 为达到水量收支平衡时的湖泊面积(km^2)。

式(10)展开、合并、移项后得:

$$F_1 = \frac{\bar{R}_1 + \bar{R}_g}{\bar{E} - \bar{P}} \times 10^5 \quad (11)$$

把青海湖水量平衡要素多年平均值代入,则有

$$F_1 = \frac{12.15 + 8.76}{902.4 - 328.2} \times 10^5 = 3641.6$$

就是说,青海湖的水面需要收缩至3641.6 km^2 时,收支水量才能达到平衡,水位才不再下降。按青海湖水位(H)与面积(F)相关曲线(图3),此面积相对应的水位 $H = 3187.76\text{m}$,即在1988年的水位($H = 3193.59\text{m}$)的基础上还要下降5.83m。如按现今每年平均下降10.2cm计,则水位还要持续下降57年,即一直下降至2045年后才不再下降。

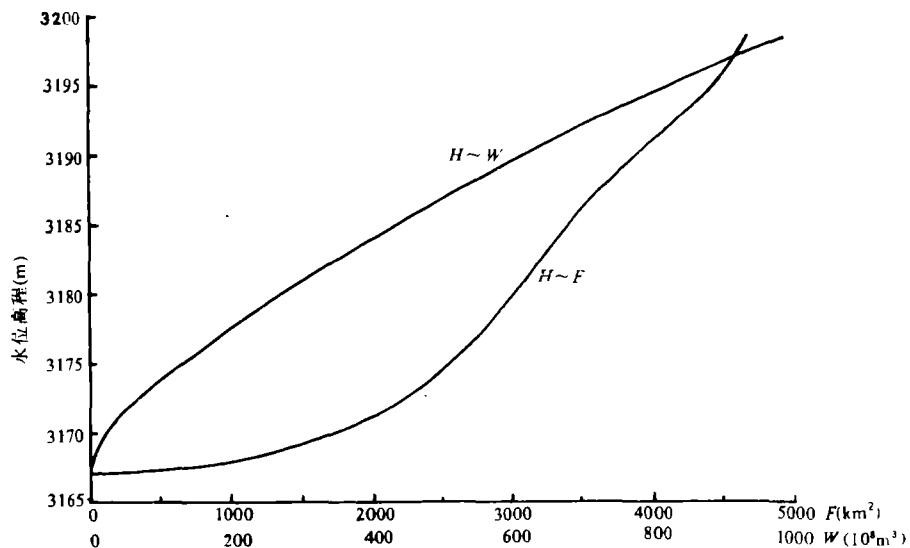


图3 青海湖水位高程(H)与面积(F)和容积(W)相关曲线

Fig. 3 The correlation curves among the lake water level(H), the area (F) and the capacity (W)

4 气候变化情况下青海湖水位的可能变化预测

4.1 可能的气候变化

青海湖水位升降与气候变化密切相关,是其水量平衡各要素变化和重新组合的具体反

映。气候变化,特别是由于煤炭、石油等化石燃料的大量燃烧,CO₂在大气含量的增加,以及其它痕量气体(N₂O,CH₄,CFCl₃)温室效应所引起的气候变化,已成为当前世界最为热门的研究课题。很多科学家应用大气环流模式(GCM)模拟CO₂倍增时,全球的升温幅度将在3±1℃左右。张家诚认为,在CO₂排放量维持现状情况下,每10年的升温率约为0.3℃,到2050年左右可出现2℃的弱升温^[11]。赵宗慈选用美、英等五种全球模式,模拟CO₂倍增时对我国气温、降水和土温的影响,得出我国西北地区冬、夏升温幅度有所不同,冬季可达3—6℃,夏季为2—6℃^[12];关于降水,有的模式计算结果是增加,有的则是减少,变化方向还不能肯定。施雅风根据全新世高温期亚洲中部延续数千年的暖湿经验,比较倾向于接受CO₂倍增后降水将有较大幅度增加,亚洲中部变得较为潮湿的推论^[2]。

4.2 青海湖区近30年来的气温和降水变化

根据湖北岸刚察气象站近30年的气象资料统计,冬季(11—5月)月平均气温,1978—1987年(后十年)比1958—1967年(前十年)升高0.6℃,每10年的升温率为0.3℃;而夏秋(6—10月)月平均气温稳定,基本不变,后10年反而有某种下降。上述情况在升温率和冬、夏温度变化趋势方面,与张家诚^[11]、赵宗慈^[12]的模拟结果非常一致。冬春升温最高的月份是11—2月,后十年的平均温度比前十年升高0.8—1.3℃。近30年来的降水量变化不大,基本稳定,后10年年平均降水量虽有某种增加,但极不明显,增加幅度不到1%。

4.3 青海湖区月蒸发量与月平均气温间的关系

气温变化直接影响蒸发,根据刚察气象站月蒸发量与月气温的相关分析,两者为指数相关(图4)。

冬春(11—5月)的相关式为:

$$E_w = 143.2 \times 1.09^{T_w} \quad (12)$$

相关系数为0.92。

夏秋(6—10月)的相关式为:

$$E_s = 99.4 \times 1.06^{T_s} \quad (13)$$

相关系数为0.77。式中, E_w 、 E_s 为冬春、夏秋20cm蒸发器月平均蒸发量(mm); T_w 、 T_s 为冬春、夏秋的月平均气温(℃)。

4.4 未来青海湖水位可能变化预测

青海湖未来水位应当是气候变化的反映,只有先预测出气候变化,尤其是温度和降水的变化,才能预测湖水位变化趋势和程度。根据目前关于我国西北地区未来气温、降水的变化研究情况和青海湖区近30年来气候变化趋势,准确地定量预测青海湖区将来的温度和降水是困难的。但是在基本了解变化趋势后,可以设想几种温度变化和降水增减的多种方案组合,选择一些认为出现机率较大的方案,讨论青海湖未来水量平衡情况及由此引起的水位升降趋势和程度。表3所列数字就是在CO₂倍增时,在不同升温和降水增减情况下,根据式

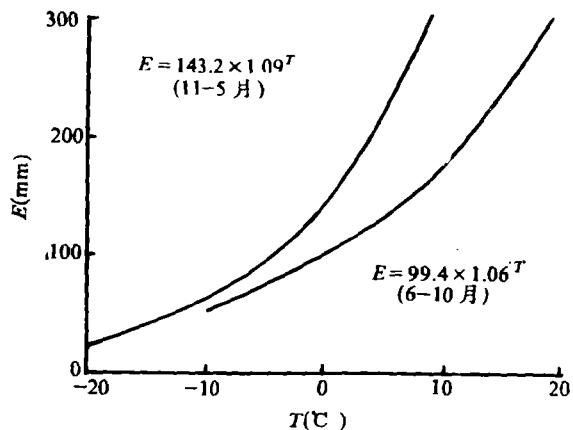


图4 刚察气象站冬春和夏秋月蒸发量(E)与月平均气温(T)相关曲线

Fig. 4 Correlation curves between monthly mean evaporation and air temperature during Winter-Spring and Summer-Autumn season in Gangcha St.

(12)、(13)、(7)、(8)、(9)计算的水量平衡各要素及水位变化。

表 3 青海湖在不同增温和降水增减组合情况下的水量平衡及水位变化

Tab. 3 The water balance and water level change under different combinations of temperature increase and precipitation variation in Qinghai Lake

组合类型	增温幅度(°C)	E (mm)	P		R _s (mm)	R _d (mm)	Δh (mm)	组合类型	增温幅度(°C)	E (mm)	P		R _s (mm)	R _d (mm)	Δh (mm)
			(%)	(mm)							(%)	(mm)			
I	T _w +1 T _s +0	937.5	-20	262.6	217.6	173.0	-284.3	IV	T _w +1 T _s +1	965.0	-20	262.6	253.4	170.9	-328.1
			-10	295.4	237.0	189.2	-215.9				-10	295.4	222.7	195.4	-251.5
			0	328.2	256.4	205.4	-147.5				0	328.2	242.1	211.5	-183.2
			+10	361.0	275.8	221.6	-79.1				+10	361.0	261.5	227.7	-114.8
			+20	393.8	295.2	237.8	-10.7				+20	393.8	280.9	243.9	-46.4
II	T _w +2 T _s +1	1007.4	-20	262.6	181.4	188.4	-375.0	V	T _w +2 T _s +2	1037.2	-20	262.6	165.9	195.0	-413.7
			-10	295.4	200.7	204.7	-306.6				-10	295.4	185.3	211.2	-345.3
			0	328.2	220.1	220.9	-238.2				0	328.2	204.6	227.4	-277.0
			+10	361.0	239.5	237.0	-169.9				+10	361.0	224.0	243.6	-208.6
			+20	393.8	258.9	253.3	-101.4				+20	393.8	243.4	259.9	-140.1
III	T _w +3 T _s +2	1083.2	-20	262.6	142.0	205.2	-473.4	VI	T _w +3 T _s +3	1114.6	-20	262.0	125.7	212.1	-514.2
			-10	295.4	161.4	221.4	-405.0				-10	295.4	145.1	228.3	-445.8
			0	328.2	180.8	237.0	-336.6				0	328.2	164.5	244.5	-337.4
			+10	361.0	200.2	253.7	-268.3				+10	361.0	183.9	260.6	309.1
			+20	393.8	219.6	270.0	-199.8				+20	393.8	203.3	276.9	-240.6

假如, 2050年前后冬春升温比本世纪80年代提高2°C, 夏秋提高1°C, 年降水量增加20%, 则届时蒸发(E)增至1007.4mm, 降水增至393.8mm, 入湖地下径流增至253.3mm, 入湖地表径流减至258.9mm。平衡结果, 湖水位每年平均下降10.1cm。这一结果与目前平均年下降数字相差无几; 如果是其它组合, 则将是另外的结果。

5 结论与讨论

(1) 近30年来青海湖水位下降是青海湖水量收支不平衡的结果, 是由气候变化造成的, 人为活动的影响很弱, 不明显。

(2) 如果青海湖流域的“气候情景”大体维持现在的情况, 青海湖水位还将下降5.8m才能稳定。按平均下降速度计算约经历57年, 直到2045年后才不再下降。

(3) 在气候继续变化情况下水量平衡各要素亦将随之发生变化, 如果2050年前后冬春升温提高2°C, 夏秋提高1°C, 年降水量增加20%, 则湖水位每年平均下降10.1cm, 接近现在的平衡状态。

参 考 文 献

- 1 Kozloff, P. K., The Mongolia Szechuan expedition of the Imperial Russian Geographical Society. *Geographical*, 1987, 34(2): 389-427.

- 2 熊友堂.对青海湖环湖地区灌溉规划和调节问题的商榷.青海水利水电,1980,(1):16—19.
- 3 青海水文总站.青海湖流域水文特征.水文,1984,(2):47—62.
- 4 戴佑林.环境水利影响前的青海湖水动态分析.青海环境,1987,(2):21—25.
- 5 戚福贵.试论青海湖盆地地下水资源的形成环境与评价.青海环境,1987,(2):18—22.
- 6 叶沧江.青海湖生态环境预测及公元2000后科技发展对策.青海环境,1987,(4):10—17.
- 7 施雅风.山地冰川与湖泊萎缩所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(1):1—12.
- 8 秦伯强、王洪道.青海湖水位下降与水量平衡.中国科学院南京地理与湖泊研究所集刊,北京:科学出版社,1990,第7号:52—59.
- 9 施成熙.水面蒸发器折算系数的研究.地理学报,1964,8(4):305—312.
- 10 A. H. 切波达列夫(杨显明等译).陆地水文学.北京:水利出版社,1988,60—62.
- 11 张家诚.二氧化碳的气候效应与华北干旱问题.气象,1989,15(3):3—9.
- 12 赵宗慈.模拟温室效应对我同气候变化的影响.气象,1989,15(3):10—14.

WATER BALANCE AND FORECASTING OF WATER LEVEL CHANGE IN QINGHAI LAKE

Qu Yaoguang

(Lanzhou Institute of Glaciology & Geocryology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract

Qinghai Lake, the largest closed interior saline lake in China with a basin area of 29661km² and an altitude of about 3000m, is located in the northeast of the Qinghai-Xizang Plateau. Being a long distance from the industrial region and affected by less human activities, it is actually in a semi-natural condition. Hence the lake is a place favorable for investigation of the environmental and climatic changes. As shown by the calculated results of water balance and the measured data during the recent 30 years (1959—1988), the water balance of Qinghai Lake was in a negative situation. The lake has decreased 2.96m in water level during the past 30 years, about 10.2cm per year. If the climatic scenarios of Qinghai Lake continues, the lake will have its level dropped 5.8m in 57 years later (2045). When considering “Green House Effect” and its impacts on climatic scenarios, it is estimated that the lake level will be continually descending at a speed of 10.1cm per year.

Key Words Qinghai Lake, water balance, water level change forecasting