

118-127

# 中亚近期气候变化的湖泊响应

秦伯强

P 343.3

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

**摘要** 本世纪以来,气候的暖干化趋势在北半球中纬度地区表现突出,对该地区水资源造成了一系列的影响,基于这一事实,本文主要考察了中亚干旱和半干旱地区内陆湖泊对气候变化的响应。研究表明,气候变化对湖泊影响主要有二种途径,其一是通过热量平衡影响湖泊水量收支中的支出项,即蒸发量;其二是影响湖泊收入项,即降水与地表径流。伊塞克湖以前者为主,青海湖以后者为主。在相同的气候变化背景下,不同湖盆形态的湖泊对此作出的响应不尽相同;湖盆浅平,以面积变化为主;湖盆深凹,则以水位变化为主。

**关键词** 气候变化, 湖泊水量收支, 湖泊响应 中亚地区

近年来气候变化及其随之而来的环境变化已经引起国内外学者乃至各国政府的广泛重视。对气候变化成因的探讨和对历史气候变化事实的认识都将有助于预测气候变化及其环境变化对人类社会的影响。其中,较为突出的是对水资源的影响。研究表明,气候变化对水资源的影响在干旱与半干旱地区远较湿润地区显著<sup>[1]</sup>。随着气候渐趋干暖,我国北方干旱与半干旱地区的缺水问题将更为突出。内陆湖泊是这些地区水资源的重要组成部分,因此研究气候变化对其影响有着特殊的意义。

## 一、本世纪亚洲中部内陆湖泊的变化

通过对本世纪以来器测记录的分析,北半球近地面气温呈现明显上升的趋势<sup>[2,3]</sup>。与这种变暖趋势相对应的是在北半球中、低纬度地带(5°—35°N)降水呈现减少趋势<sup>[4]</sup>,这种变暖与变干的趋势在我国西北地区亦有反映<sup>[5]</sup>。在这种气候背景下干旱地区内陆湖泊普遍存在收缩的迹象<sup>[6]</sup>。图1和图2分别为青海湖和伊塞克湖的水位变化,显见两湖水位均处于下降之中。

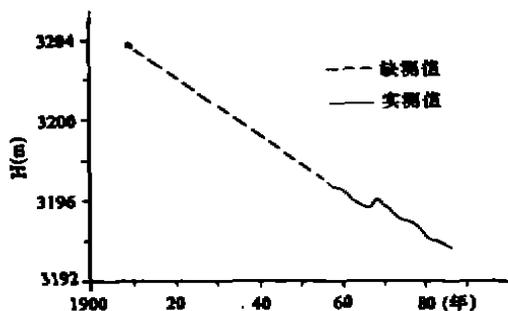


图1 青海湖水位变化

Fig. 1 Water level fluctuation of Qinghai Lake  
影响,如引水灌溉等。

表1为亚洲中部部分内陆湖泊的面积变化,可以看出湖面缩小的趋势非常明显。湖面面积缩小的原因既有气候暖干化的影响,也有人类活动的

国家自然科学基金(No. 948807)资助项目。

本文承施雅风教授多次审阅和指导,并蒙濮培民教授提出修改意见,特此致谢。

本文于1991年2月7日收到,1992年8月14日改回。



图 2 伊塞克湖水位变化

Fig. 2 Water level fluctuation of Issyk-kul Lake

表 1 中亚地区部分内陆湖泊面积变化

Tab. 1 The part of inland lakes shrinkage in Central Asia

青海湖	年	1908	1957	1972	1986	
	面积(km <sup>2</sup> )	4980	4635	4474	4304	
艾比湖	年	1956	1960	1972	1984	
	面积(km <sup>2</sup> )	1070	823	770	522	
布伦托海	年	1960	1972	1980		
	面积(km <sup>2</sup> )	835	770	765		
巴里坤湖	年	1959	1972			
	面积(km <sup>2</sup> )	140	88			
查特尔库里湖 (Чатыркуль)	年	1897	1929	1954	1960	1977
	面积(km <sup>2</sup> )	194	182	180	170.6	161
肖古尔湖 (Шоркуль)	年	60年代	1974	1984		
	面积(km <sup>2</sup> )	15.7	9.75	2.80		
伊塞克湖 (Иссык-куль)	年	1927	1975			
	面积(km <sup>2</sup> )	6330	6230			

除了上述湖泊收缩之外,也有少数内陆湖泊在干暖的气候环境下呈现扩张的。图 3 为原苏联中亚二个内陆湖泊的水位变化。其中 Каракуль 湖从 1928 年至 1985 年,湖水位上涨了 2.65m,湖面积从 364.2km<sup>2</sup> 扩大至 380.5km<sup>2</sup>。而 Сарезкое 湖从 1943 年以来,湖水位平均每年上升 20cm。分析湖泊补给特性发现,两湖冰川补给占总补给量的 40%以上<sup>[7]</sup>。类似的情况在我国也有,在昆仑山及喀拉昆仑山中的部分湖泊,如阿克萨依湖、沙勒吉里湖、阿其克湖等,这些湖泊的航测及考察结果显示其面积变化不大<sup>[8]</sup>,这与我国西北气候日趋干暖,内陆湖泊普遍收缩的情形正相反,正说明冰川补给在起作用。事实上这些湖泊海拔均在 4km 以上,冰川补给作用是不可忽略的。

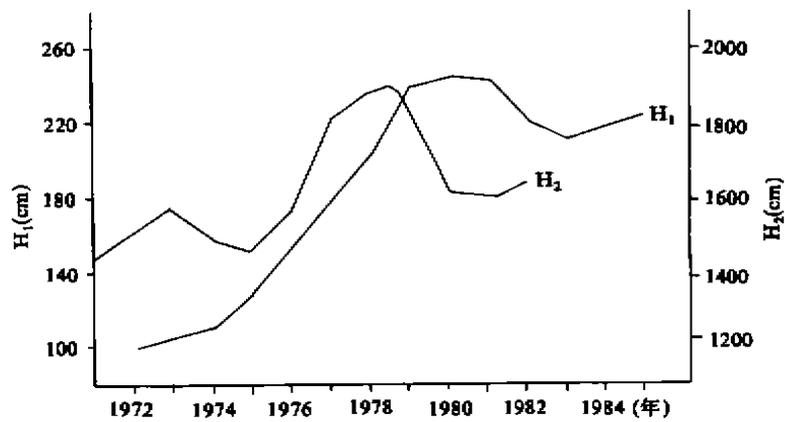


图3 卡拉库里湖(H<sub>1</sub>)与萨里兹库邪湖(H<sub>2</sub>)的水位变化(据 Д. В. Севастьянов, 1988)

Fig. 3 The level changes both in Lake Karakul and Sariskul Lake

## 二、气候变化对内陆湖泊的影响

气候变化对湖泊影响是通过对水文要素的影响来实现的。这种影响主要发生在湖泊汇水区域上,包括与各种水文过程有关的下垫面因子。由于其间关系较为复杂,即使定性地描述其影响途径及水文过程的反馈也是困难的。下面仅以青海湖与伊塞克湖为例初步分析气候变化对内陆湖泊的影响。

### 1. 青海湖

青海湖是我国最大的湖泊,属高原内陆湖,流域面积 29561km<sup>2</sup>。自有记载以来,该湖水位一直是下降的;1908 年湖水位约 3205m,湖面积 4980km<sup>2</sup>[6];1986 年时湖水位下降至 3193.86m,湖面积收缩至 4304km<sup>2</sup>,平均每年湖水位下降 14cm,湖面积收缩 8.7km<sup>2</sup>。

对 1958—1986 年实测的各项气象因子分析发现,该地区气温有逐渐增加的趋势,主要表现在冬季,而夏季则不显著(图 4 和表 2)。由于影响年蒸发量的因子主要是夏季气温,因此湖区蒸发量没有呈现逐渐增加的趋势(表 2),但湖盆内陆地降水量却呈现变小的趋势。

表 2 青海湖地区主要气象水文因子的变化

Tab. 2 Variations in some parameters in Qinghai Lake Basin

项 目	1958—1967 年	1968—1977 年	1978—1986 年	1958—1986 年
年气温(°C)	-0.76	-0.61	-0.53	-0.64
冬季气温(°C)	-12.4	-12.1	-11.7	-12.1
夏季气温(°C)	9.7	9.5	9.6	9.6
湖区蒸发(mm)	942.2	988.0	930.8	954.5
径流(全湖)(10 <sup>9</sup> m <sup>3</sup> )	19.1	16.03	12.82	16.1
径流(布哈河)(m <sup>3</sup> /s)	30.68	25.38	19.47	25.44
陆地降水(mm)	333.3	293.8	288.9	305.9
径流系数	0.19	0.176	0.135	0.167

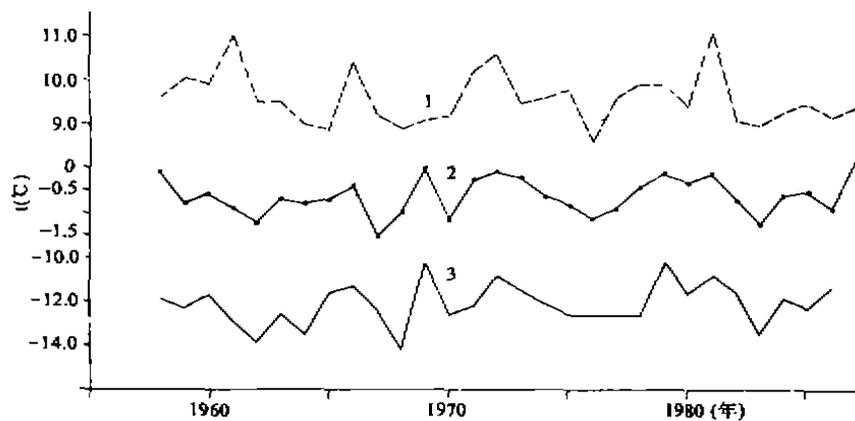


图 4 青海湖刚察气象站夏季气温(1)、平均气温(2)及冬季气温(3)变化

Fig. 4 The annual, summer and winter air temperature changes at St. Gangcha in Qinghai Lake Region

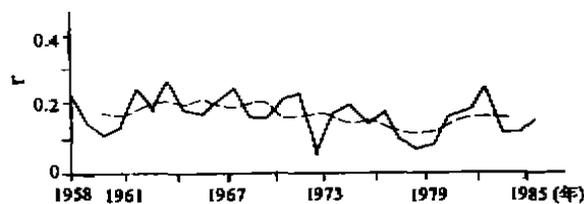


图 5 青海湖布哈河流域径流系数变化

Fig. 5 The runoff coefficients in Buha River Catchment

由于青海湖流域冰川极少,径流量主要由降水补给,陆地降水量的减少势必导致补给湖泊的地表径流量减少,且减少幅度比降水大(图 5 和表 2)。表中陆地降水量是以布哈河流域的上唤仓站与天峻站的加权平均值来代表的(与布哈河口站的径流量相关系数达 0.82)。

这里必须说明,上述径流量的变化中没有考虑人类活动的影响。原因是湖盆内人类活动如垦殖、引水浇灌等主要在湖北岸沙柳河三角洲上,引水浇灌只发生在水文测站以下。年引水消耗约为  $0.88 \times 10^8 \text{m}^3$ ,占全流域径流量的 4%,占湖泊年亏损量( $4.5 \times 10^8 \text{m}^3$ )的 1/5,因此人类活动对径流及对湖泊的影响可以忽略。

进一步,用湖区 1958—1986 年实测的水文气象资料对湖面蒸发量进行逐步回归分析,筛选影响蒸发的显著因子(显著水平  $\alpha = 0.05$ ),得到气温和降水对蒸发影响显著的回归方程:

$$E = 1162.87 + 94.998T - 0.3629P$$

同样的方法可以得到降水对径流量影响显著的回归方程(这里近似以线性方程表示):

$$Q = 0.096P - 13.28$$

把上述两式代入水量平衡方程,可得到湖泊水量收支与降水( $P$ )、气温( $T$ )、湖面积( $S$ )的关系:

$$\Delta V = 19.82 + 37.712\Delta P - (0.548 + 0.095\Delta T - 0.555\Delta P)S$$

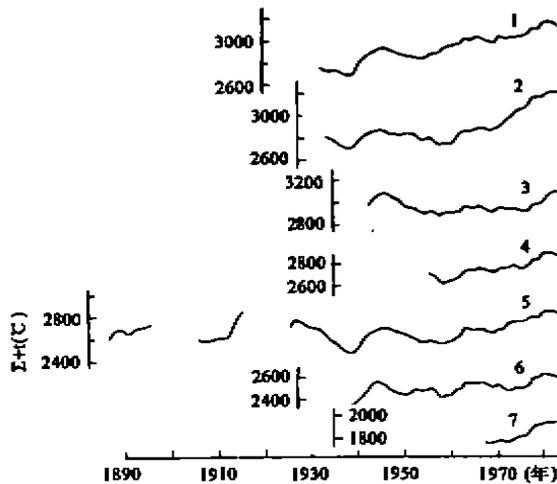


图6 伊塞克湖区正积温的年际变化  
(据 Д. В. Севастьянов, 1986)

1. 雷巴契耶站(Рыбачье), 2. 乔本-阿姆站(Чолпон-Ата), 3. 塔姆伽站(Тамга), 4. 波克罗夫卡站(Локровка), 5. 普尔热瓦尔斯克站(Пржевальск), 6. 红色十月站(Красный Октябрь), 7. 查塔什站(Сантац)

Fig. 6 The annual positive accumulative temperature

式中,  $\Delta V$ 、 $\Delta P$  和  $\Delta T$  分别为湖泊蓄水量、降水和温度的变化。如果假定气温和降水未来的变化率,且湖面积取该假想气候条件下湖泊达到平衡期间的平均值,则降水变化为 $\pm 6.7\%$ 与气温变化 $\pm 1^\circ\text{C}$ ,对湖泊的影响是等效的,仅仅符号相反而已。实际上在 29 年的实测资料中,降水变化超过 $\pm 6.7\%$ 的达 18 次,占 62%。而气温波动距平超过 $\pm 1^\circ\text{C}$ 的频次为零。由此可以看出,青海湖近期的变化和波动主要受降水的控制。

此外,把水量平衡诸要素如地表径流、地下径流、湖面蒸发、湖面降水等对湖水水位变化( $\Delta H$ )进行显著性影响分析,发现地表径流是首要影响因子,其次是蒸发,再其次是湖区降水。前已述及,地表径流受降水补给的影响,因此在青海湖区,气候变化对湖泊的影响主要是降水变化的影响。其途径是通过降水量的减少使地表径流减少,从而影响湖泊水量收支中的收入项。

## 2. 伊塞克湖

伊塞克湖位于吉尔吉斯斯坦共和国的东部,是西天山中著名的内陆大湖。流域面积 21891 $\text{km}^2$ ,湖面积 6230 $\text{km}^2$ (1975年),最大水深 668m,平均水深 278m,容积 1738 $\text{km}^3$ 。湖区年降水量 200—600mm,年均气温 1.5—2.0 $^\circ\text{C}$ ,年水面蒸发量 850—900mm。湖盆内有大小河流 118 条,年径流补给量为  $3.7 \times 10^9 \text{m}^3$ ,此外,湖盆内尚有冰川 834 条,面积 650.4 $\text{km}^2$ ,占流域面积的 3%。

自本世纪上半叶设站观测以来,湖盆内气温呈显著上升的趋势,其中年大于  $0^\circ\text{C}$  的积温增加的趋势非常突出(图 6)<sup>[9]</sup>。实际上,这说明湖盆内夏季气温有升高的趋势,它所带来的直接后果是水面蒸发量增加(图 8)。分析湖区影响蒸发的其他因子,如风速、水汽压等可知,积温升高是蒸发量变大的主要原因。

除了水面蒸发量增加外,陆地蒸发量亦相应增加,表现为灌溉用水量及灌溉蒸发量增加(图 8)。其结果是从河道中引水灌溉的总量增加。据统计,全流域灌溉面积 1960—1979 年比 1940—1958 年间仅增加 7.8%。但灌溉用水量却增加了 38%<sup>[10]</sup>。这说明农用单位需水量增

加,亦即蒸发量增加。所产生的对湖泊的影响主要有三个方面:其一是使出山口的河川径流量急剧减少,甚至断流,因而使补给湖泊的径流减少,其影响是负效应的,其二是扩大陆地蒸发水面,蒸发消耗总量增加,虽然部分蒸发的水量以降水形式降落到湖盆东部迎风坡再返回湖区,但其总效应仍是负的,其三是补充地下水,使地下补给湖泊的径流量增加,其效应是正的。但三者之总效应仍然是负的。

因此,气温升高使湖盆集水区及水面蒸发量增加。亦即影响湖泊的支出项来影响湖泊。

径流是伊塞克湖的重要补给源,主要靠降水与冰川消融补给,由于湖区降水记录没有显著变化的趋势,因此主要考察气候趋暖的影响。因为湖盆内有大量的冰川存在,随着气温上升冰川消融量增加,使其补给河川径流量上升,以湖盆内邱克—盖塞尔—苏河为例。图7<sup>[9]</sup>为该河1948—1983年的径流量、冰川消融量及夏季气温的变化。前二者随着气温升高而逐渐增加。位于该河上游的卡拉—巴特卡克冰川,在1957—1975年间物质平衡是-188mm,而1978—1987年间增至-822mm,反映在出山口径流量上,后者比正常年份多13%。

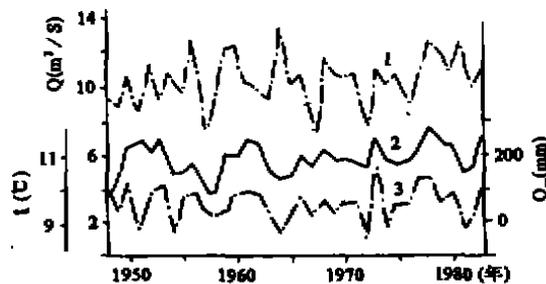


图7 邱克—盖塞尔—苏河的出山口径流量(1,  $Q$ ),冰川消融量(2,  $Q_m$ )与夏季气温(3,  $t$ )

(据 Д. В. Севастьянов, 1986)

Fig. 7 The discharge of R. Qu-Gai-su (1,  $Q$ ), melting runoff of glacier (2,  $Q_m$ ) and summer temperature (3,  $t$ )

尽管受冰川补给的河川径流随着气候的变暖而增加,但由于这些径流出山口后,被拦截浇灌。气候愈趋干暖,引水量亦愈多。因此实际入湖的地表径流量是减少的(图8)。

综上所述,气候变化对伊塞克湖的影响主要是气温升高所带来的,主要表现在2个方面:一是使陆地与水面蒸发量增加,对湖泊影响是负效应;二是冰川消融和河川径流量增加。但由于人类引水的增加,使原为正效应的影响转化成以蒸发量增加为主的负效应影响。增加的蒸发量一部分以降水形式返回湖区,一部分则超过流域边界而外逸。外逸部分的水汽多少决定了湖水位下降的速度。因此伊塞克湖水位变化主要受潮盆内的热状况所决定,湖泊变化的主控因子是气温。

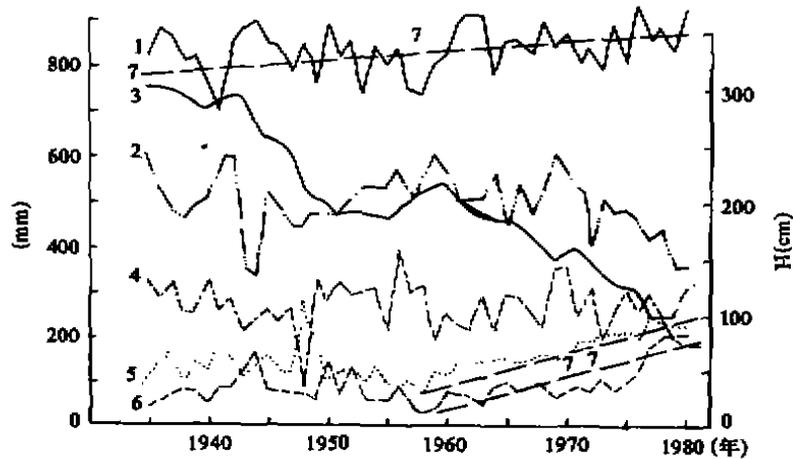


图8 伊塞克湖各种水文因子的变化(据 Л. В. Севастьянов, 1986)

1. 湖面蒸发, 2. 湖区降水, 3. 湖水位, 4. 径流量, 5. 灌溉用水量, 6. 灌溉蒸发量, 7. 趋势

Fig. 8 Changes of some hydrological factors in Issyk-kul Lake

### 三、气候变化下的湖泊响应

湖泊响应是指湖泊随气候波动而变化。以湖水位、湖面积及湖水矿化度等为指标的湖泊响应,在相同的气候条件下,受湖泊大小、形态与下垫面特征、水循环特点等因子制约。

前已述及,本世纪以来,亚洲中部内陆地区气候变化朝着暖干的方向发展,湖泊呈现水位下降及面积收缩。表3为青海湖和伊塞克湖水位升降统计,可以发现,两者对气候变化的响应是一致的。但其间又有区别,青海湖远较伊塞克湖小,对气候变化响应较为敏感,表现为水位升降变化频繁;而伊塞克湖的响应具有惰性,水位变化相对比较平和稳定。以水位上升年份统计,伊塞克湖水位上升时,青海湖水位同期亦上升,但前者比后者持续时间长;但当青海湖水位上升时(特别是一些略微变湿的年份),在伊塞克湖却不一定也上升,仅仅是水位下降变缓(见表3)。

随着水位升降,湖面积亦呈扩张与收缩,由湖泊水量平衡式:

$$\Delta V = (P - E)A_l + Q_s + Q_g$$

式中,  $P$ 、 $E$ 、 $Q_s$  和  $Q_g$  分别为湖区降水、蒸发及地表、地下径流,  $A_l$  为湖面积、 $\Delta V$  为湖泊蓄水量变化。假如未来气候保持现状不变,这意味着  $P$ 、 $E$ 、 $Q_s$ 、 $Q_g$  没有持续的趋势变化。由于内陆湖泊的  $(P-E)$  为负值,当  $\Delta V < 0$  时,即湖面积  $A_l$  收缩,其结果是等式右边的负项  $(P-E)A_l$  值减少,使负亏损量  $\Delta V$  减少而逐渐趋于平衡。当  $\Delta V > 0$  时,即  $A_l$  扩大,则  $(P-E)A_l$  值亦增加,结果使  $\Delta V$  值变小,最终亦趋于零。由于湖泊这种通过面积变化达到平衡所需时间较长,但气候条件亦不会保持长时间不变,故湖泊仅能达到与这种气候条件相匹配的动态平衡。由此可以看出,湖盆浅平,面积变化显著,对气候变化的响应亦快,如青海湖,而湖盆深凹,面积变化较小,对气候变化响应较慢,如伊塞克湖。

表3 青海湖与伊塞克湖水位变化

Tab. 3 Statistical result of lake level fluctuation both in Qinghai Lake and Issyk-kul Lake

伊塞克湖		青海湖	
时 间	变化值(cm)	时 间	变化值(cm)
... 1928	-3	... 1958	+7
1929	+8	1959—1963	-93
1930—1934	-56	1964	+11
1935—1936	+9	1965—1966	-22
1937—1940	-22	1967	+49
1941—1942	+12	1968—1970	-56
1943—1955	-110	1971	+2
1956—1960	+32	1972—1974	-51
1961—1969	-68	1975	+8
1970—1971	+8	1976—1980	-114
1972—1980	-87	1981	+3
1981—1982	+2	1982	-2
1983—1986	-26	1983	+19
1987—1988	+19	1984—1987	-52
		1988—1989	+68

如果把湖泊蓄水量  $V$  写成:

$$V = H \cdot A$$

式中  $H$ 、 $A$  分别为平均水深与湖面积。取微分

$$dV = H \cdot dA + A \cdot dH$$

在  $dV$  相同的情况下,浅平湖盆  $dA \gg dH$ ,因此上式右边以  $H \cdot dA$  为主要项;而对于深凹湖泊,则以  $A \cdot dH$  为主要项。因此,在相同的气候变化背景下,有的湖泊以面积变化为主,反映显著,有的湖泊以水位变化为主,反映不及面积变化显著。前者如青海湖,后者如伊塞克湖。

随湖泊水位消长,湖泊矿化度亦呈波动变化。内陆湖泊由于只纳不吐,故在千年、万年时间尺度上,含盐量变化的总趋势是逐渐富集的。但在几十年的时间尺度上,矿化度的变化由

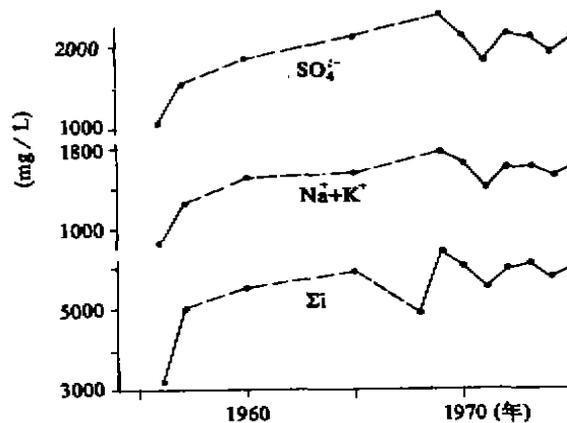
图9 伊塞克湖矿化度( $\Sigma_i$ )与  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$  离子含量变化(据 A. B. ШИТНИКОВ, 1980)

Fig. 9 The ion content in Issyk-kul Lake

湖泊蓄水量多寡所决定。图9为伊塞克湖的矿化度变化<sup>[11]</sup>。而青海湖的矿化度在1920年时约11.0g/L,1961年时为12.4g/L,至1986年为14.2g/L。矿化度变化随气候干暖化而升高。但前者平均每年升高仅0.05g/L,而后者为0.07g/L,前者变化较后者为慢,这与前面的分析一致。

#### 四、结 论

气候变化在北半球中纬度地区主要表现为气候趋于暖干化,这种干暖的趋势对该地区内陆湖泊的影响是极为严峻的,已有的统计数字表明该地区绝大多数湖泊在逐渐收缩,甚至干涸消亡。其影响方式主要有二:一是热量影响为主,主要影响湖泊水量收支中的蒸发量,亦即湖泊水量收支中的支出部分,如伊塞克湖;另一是以降水变化的影响为主,主要影响湖泊收支中的收入项,如降水、径流,青海湖即为一例。无论是气温升高或者降水减少,湖泊响应都是一样的,表现为湖水位下降,湖面积缩小,湖水矿化度升高。但当湖泊具有相当数量的冰川补给时,气候趋暖会造成湖泊因冰川消融补给增加而扩大。从长时间尺度上考察,这种扩张又是暂时的,一旦随气温升高,冰川消融强烈而消失,湖泊又将收缩。

#### 参 考 文 献

- [1] Nemec, J. and Schaake J., Sensitivity of Water resources systems to Climate variation, *Hydrology Science*, 1982, **27**(3); 327—343.
- [2] Jones, P. D., Global temperature variation between 1861 and 1984, *Nature*, 1986, **322**; 6078.
- [3] К. Я. Вишников, Д. Я. Гроisman, К. М. Лукина, А. А. Голубев, Изменения средней температуры воздуха северного полушария за 1841-1985гг., *Метеор. и Гидро.* 1987, (1), 45—55.
- [4] Bradley, R. S., Diaz, H. F., Eischeid, J. K., Jones, P. D., Kelly, P. M., Goodess C. M., Precipitation fluctuation over Northern Hemisphere land areas since the mid-19th century, *Science*, 1985, **237**; 171—175.
- [5] 陈隆勋、邵永宁、张清芬等。近40年来我国气候变化的初步分析。应用气象学报, 1991, **2**(2)。
- [6] 施雅风。山地冰川与湖泊萎缩所指示的亚洲中部暖干化趋势与未来展望。地理学报, 1990, **45**(1)。
- [7] Д. В. Севастьянов, А. Н. Ефимов, Современные тенденции эволюции природных ресурсов озер средней Азии, *Геогр. и Природные Ресурсы*, 1988, (3); 50—54.
- [8] 樊自立、李 疆。新疆湖泊的近期变化。地理研究, 1984, **3**(1)。
- [9] Д. В. Севастьянов, Н. П. Смирнова, Озеро Песык-куль и тенденции его природного развития, *Д. Наука*, 1986; 52—53.
- [10] В. В. 罗蒙诺夫斯基(秦伯强译)。关于伊塞克湖水位下降的原因。湖泊科学, 1992, **4**(3)。
- [11] А. В. Шитников, Озера Тянь-Шаня и их история, *Д. Наука*, 1980; 62-63.

## THE RESPONSE OF INTERIOR LAKES TO CLIMATE CHANGE IN CENTRAL ASIA

Qin Boqiang

*(Nanjing Institute of Geography & Limnology, Academia Sinica, Nanjing 210008)*

### Abstract

The climatic tendency of warming and drying since the beginning of this century has been shown distinctly in the mid-latitude zone of the North Hemisphere. It is of a series of impacts on the water resources system, especially in the arid or semi-arid regions. On the basis of this fact, the inland-lake changes in response to the climatic fluctuation are investigated. The comprehensive study shows that the general trend of the inland lake may be shrunk under warm and dry conditions. Further research of the impact of the changes in precipitation and temperature on the lake has been carried out, showing that the rise of temperature may cause an increase of the evaporation and runoff supplied by melting glacier, and that a decrease of precipitation may lead to reduction of the runoff and shrinkage of the lake area. Qinghai Lake is a typical one which represents the lake evolution dominated by precipitation as well as Lake Issuk-kul dominated by temperature.

**Key words** Climatic change, lake water budget, lake response, Central Asia