

19-90

中昆仑山区封闭湖泊湖面波动
及其气候意义^①

李栓科

P461.5

(中国科学院地理研究所, 北京100101)
国家计划委员会

提要 封闭湖泊湖面波动是气候变化很敏感的指示器, 其水量平衡特征对此可给予理论证明, 进而可将这种灵敏度表示为 $Z = A_i/A_s = (P_s - E_s)/(E_i - P_i)$ 。中昆仑山区的封闭湖泊自 17000a B. P. 以来曾经历了三次高湖面, 即 17000a B. P. 前后、12000a B. P. 前后及 8000—6000a B. P.。其中第一期的高湖面与高山区冰体消融、西风带位置的变动及土壤湿度、太阳辐射值的变化有关, 第二次的高湖面是湖泊总体收缩下降过程中出现的相对稳定或短暂回升, 第三期的高湖面是全球性温湿气候的产物。

理论探讨与实例分析均说明, 封闭湖泊湖面波动不仅对无人类观测记录的地质历史时期的气候变化有着重要的指示性, 而且可以弥补人类观测资料的不足, 是研究气候变化的理想场所。

关键词 封闭湖泊 湖面波动 气候意义

所有湖泊的湖面都不是恒定的, 即湖面面积在不断地涨缩变化, 湖泊水位亦在不停地升降波动。湖面的升降或涨缩归根到底是湖水体积或湖盆容积的增减。新构造运动控制着湖盆轮廓的发展变化, 也影响了湖盆容积的大小。在千年时间尺度上, 可忽略新构造运动对湖盆容积的影响, 那么, 湖面波动就是湖水体积变化的结果, 也是湖水体积变化在湖盆地貌上的直接表现。气候是决定湖水体积的主要因素, 对封闭湖泊又几乎是唯一因素, 因此, 通过湖水体积变化或湖面波动的研究, 可以推论气候的变化情况。

一、封闭湖泊的基本概念

通常, 湖水体积的年变化可以下式表述:

$$\Delta V = A_i(P_i - E_i) + (R - D) + (G_i - G_o) \quad (1)$$

在这里, ΔV 为湖水体积的年变化; P_i 和 E_i 分别为湖面单位面积上的降水量和蒸发量(以水深表示); A_i 为湖面面积; R 和 D 为地表水的流入和流出; G_i 和 G_o 为地下水的流入和流出。

① 国家自然科学基金项目(代号 9487003-2)。

封闭湖泊是指无地表水流出的湖泊,即 $D=0$ 。从概念上讲,封闭湖泊是内陆湖泊的一种特例,一般都处在干旱地区或半干旱地区,湖泊来水量小于湖面蒸发量。从地区上讲,世界封闭湖泊集中分布在三个地带:即热带草原荒漠地带(如非洲大陆的湖泊群)、温带干旱半干旱地带(如我国内蒙南缘的湖泊群)以及亚寒带荒漠草原(高山荒漠草原)地带(如青藏高原和欧亚大陆北端的湖群)。分别称其为热带、温带和冷区封闭湖泊。由于封闭湖泊均处于不同自然地带的过渡带,是地理环境变化的敏感区,因此,其湖面波动指示相邻自然地带的移动,能反映全球性气候的变化。

那么,封闭湖面波动对气候变化的敏感程度如何呢?对于水位相对稳定时段的多年平均值,可认为 $\Delta V=0$,这样封闭湖泊水量平衡(1)式可变为:

$$\Delta V = A_l(E_l - P_l) - A_b(P_b - E_b) - (G_l - G_b) \quad (2)$$

其中入湖地表水表示成:

$$R = A_b(P_b - E_b) = A_b P_b \cdot C \quad (3)$$

A_b 是集水盆地面积, P_b 和 E_b 分别为集水盆地的降水量和蒸发量(以水深表示), C 为流域平均迳流系数。根据(2)、(3)可得到:

$$Z = \frac{A_b}{A_l} = \frac{E_l - P_l - (G_l - G_b)}{P_b \cdot C} = \frac{(E_l/P_b) - (P_l/P_b) - (G_l - G_b)/P_b}{C} \quad (4)$$

Z 为集水盆地面积(A_b)与湖泊面积(A_l)的比值。对于特定湖泊, A_b 是相对不变的,因此, Z 值的变化即是湖面涨缩升降波动的直接反映。(4)式还表明,湖盆区的降水与蒸发量也控制着 Z 值的大小,说明封闭湖泊湖面波动对气候变化的响应几乎是同步的,亦即其灵敏度很高。通常 $P_l/P_b \approx 1$, Z 主要与 E_l , P_b 及 C 有关。

二、中昆仑山区封闭湖泊的湖面波动

1. 研究湖泊的分布、形成及特征概述

本文所研究的湖泊分别位于克里雅河上源的阿什库勒盆地和阿尔金山自然保护区内的库木库里盆地(图1,按实地调查及1976、1986年卫星照片解译、编绘),分别隶属于新疆自治区的于田县和若羌县。由于该地区严酷的自然条件,长期以来是科学研究的空白区。近年有人对阿什库勒盆地的火山地质、冰川冰缘过程进行了实地调查^[1,2],1988年我们对青藏高原通过综合科学考察对库木库里盆地的基本情况也有所了解^[3,4]。

阿什库勒盆地和库木库里盆地均是构造盆地,湖泊展布及湖盆地貌形态深受构造体系的控制。阿什库勒盆地面积约740km²,受北东—南西及北西—南东两条构造线的影响,盆地轮廓呈V形。频繁的火山活动,使大批熔岩溢出地表,形成火山锥、熔岩被和熔岩台地,总面积近180km²;熔岩流还阻塞盆地东部出口,使之成为封闭湖泊,其后不断的熔岩流又使封闭湖盆进一步分割,从而出现了阿什库勒湖、乌鲁克库勒湖和已退缩成众多小湖群的沙格斯库勒湖^①。库木库里盆地受北西—南东向构造格局的控制,山地与湖盆洼地成带状相间分布;自南向北水平挤压的新构造运动,使盆地南升北降,湖泊表现为北

① 李栓科,阿什库勒盆地地貌与第四纪地质问题,地理学报,1991,待出版。

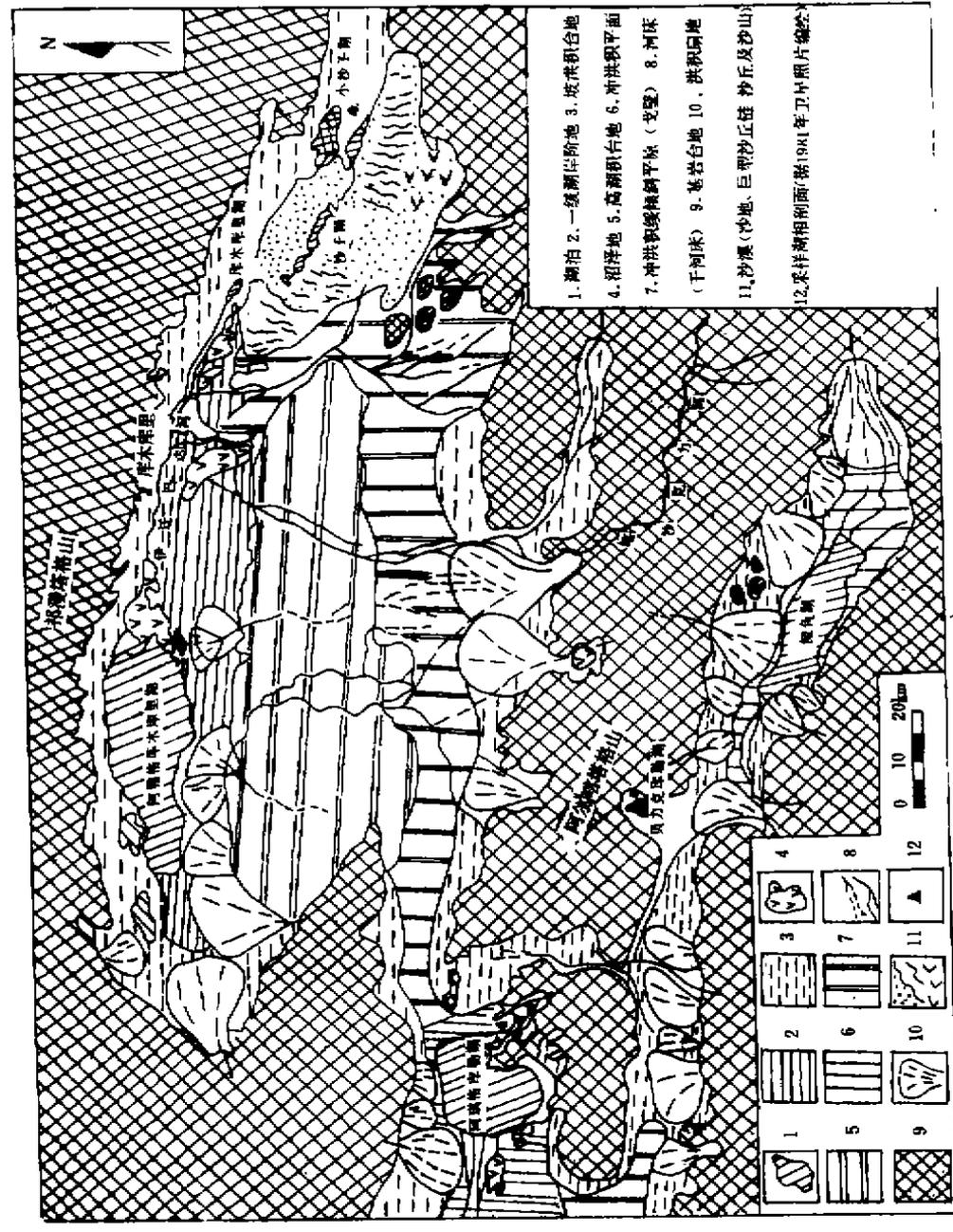


图1a 研究区主要封闭湖泊位置图 (阿什库勒盆地地貌图)
 Fig. 1a Sketch showing the position of the closed lakes.

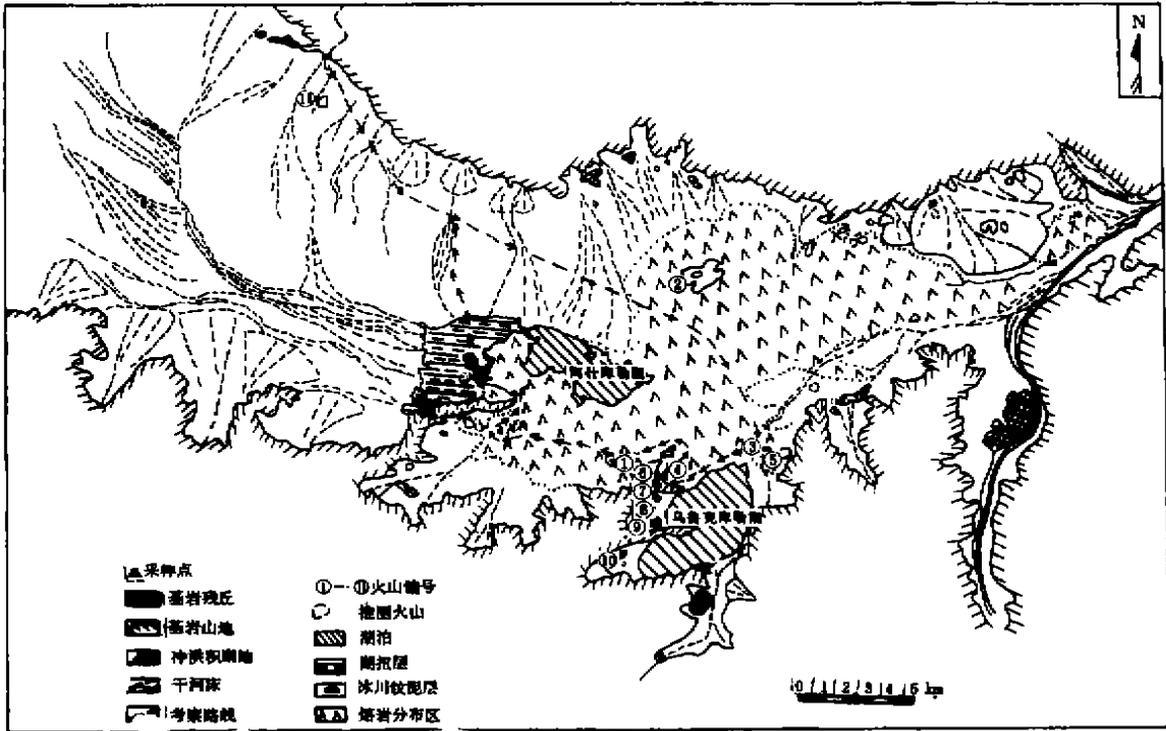


图1b 库木库里盆地地貌图

Fig 1b Sketch showing the position of the closed lakes

深南浅，且沉积中心不断向北移动，阿雅格库木库里湖北岸直逼山前洪积台地，并使其不断后退而出现6—8m高的湖蚀崖；在南岸则出露宽数公里的湖相地层^[9]。阿其格库勒湖亦如此。这种南升北降的构造形势既使盆地地势南高北低，也使相间分布的山地与湖盆的高度与深度自南向北趋低变浅。

该地区的湖泊，绝大多数是咸水湖，有的甚至是盐湖，仅少数有大量冰雪融水补给的淡水湖或微咸水湖。（表1）

2. 主要湖泊湖面波动的证据

湖岸阶地、湖岸堤、湖蚀崖等均是野外确定古湖岸线的地貌证据，不同高度的湖岸线指示湖面波动的位置，通过对组成这些地貌形态的沉积物的年代学、沉积学、地球化学及古生物生态学的研究，可以查明各湖岸线的时代，全面反映湖面波动的过程及环境演变情况。

表1 中昆仑山区封闭湖泊的主要特征

Tab. 1 Characteristics of closed lakes in the Middle Kunlun Mountains.

所属盆地	湖泊名称	地理位置		湖泊面积 (km ²)	湖面海拔 (m)	湖水 pH	采样日期	湖水化学类型
		北 纬	东 经					
阿什库勒盆地	阿什库勒湖	35°44'	81°34'	10.5	4683	9.28	87. 7. 10	Cl ⁻ -Na ⁺
	乌鲁克库勒湖	35°40'	81°37'	15.0	4687	9.22	87. 7. 11	Cl ⁻ -Na ⁺
	沙格斯库勒湖	35°44'	81°31'	1.2	4685			
库木库里盆地	阿雅格库木库里	37°33'	89°20'	510.0	3876	7.93	84. 7. 10	Cl ⁻ -Na ⁺
	阿其格库勒湖	37°04'	88°22'	345.0	4250	8.55	84. 7. 21	Cl ⁻ -Na ⁺
	贝力克库勒湖	36°43'	89°03'	4.4	4680	9.53	84. 7. 4	Cl ⁻ -Na ⁺
	小沙子湖	36°58'	90°44'	25.0	4106	8.10	84. 6. 10	HCO ₃ ⁻ -Ca ²⁺

※表中所用分析数据分别由李卫红、李世杰提供。

(1) 阿什库勒湖 野外考察发现, 该湖区至少存在两级湖积阶地(图2)。一级阶地保存完整, 阶地前缘高出现代湖面3—3.5m, 剖面A深5—8cm水草层的¹⁴C测年为11743±260a B. P., 代表一级阶地形成的上限。也就是说, 至少在距今12000年以前阿什库勒湖曾在第一级阶地的范围, 湖面面积约为16.0km², 比今日大5.5km², 湖泊水位与今日相比至少高出3.5m以上。二级阶地面切割破碎, 季节性流水及风力将湖相地层塑造成“雅丹状”的垄岗形态, 平面分布范围约8.0km²; 垄岗顶面高出现代湖面7—8m, 即4690m a. s. l., 也就是说, 沉积当时古湖面不低于4690m a. s. l., 该等高线在地形图上所圈划出的范围约40km², 代表当时最小湖面的面积。关于第二级阶地形成时代可以从剖面A和B的对应分析推测之, 剖面A深2.0m水草层的¹⁴C年龄为15256±100a B. P., 该剖面深2.3m以下的湖相层经明显地冻融改造, 出现冻融褶皱, 同样的形态在剖面B中自上而下均有发育, 如果说这两个剖面中冻融褶皱是同期发育的, 那么, 第二级阶地的形成当在15256±100a B. P.。阶地的发育表明阿什库勒湖在15000a B. P. 及12000a B. P. 前后均呈现相对高湖面, 显然这种高湖面出现于湖面绝对收缩下降的过程中。不同时段的数据分析表明近现代湖面亦在下降, 1986年的卫片与1970年的地形图相比(图2), 湖面缩小0.4km²。湖形最大的变化是西部退缩明显。

以上地貌分析及历史图像的对比, 均表明湖面呈现总体下降趋势, 收缩方向大体由西向东。

(2) 乌鲁克库勒湖 该湖南岸有保存较好的一级阶地, 顶部高出现代湖面4.4m。剖面C深2.05m以下是河流冲积砂层, 具有交错层理及斜层理, 1.60m—2.05m为湖滨相砂质粘土层, 1.15—1.60m为深湖相粘土层, 0.8—1.15m为湖滨相砂质粘土和粉质亚粘土层, 0.0—0.8m为冲积湖积交互相粉砂层, 夹水草碎屑数层, 其中深0.40m处水草碎屑的¹⁴C年龄为6505±77a B. P.。剖面C的沉积相分析表明乌鲁克库勒湖经历了由升到降的过程, 转换时间在6500a前后。如以阿什库勒湖剖面A的平均沉积速率估算, 那么乌鲁克库勒湖(图3)湖面上升的时间(即剖面C中2.05m深以上沉积物开始出现的时代)大概在7500—8000a B. P.。剖面C中顶部(0.0—0.8m)沉积物应当是湖岸线附近堆积的,

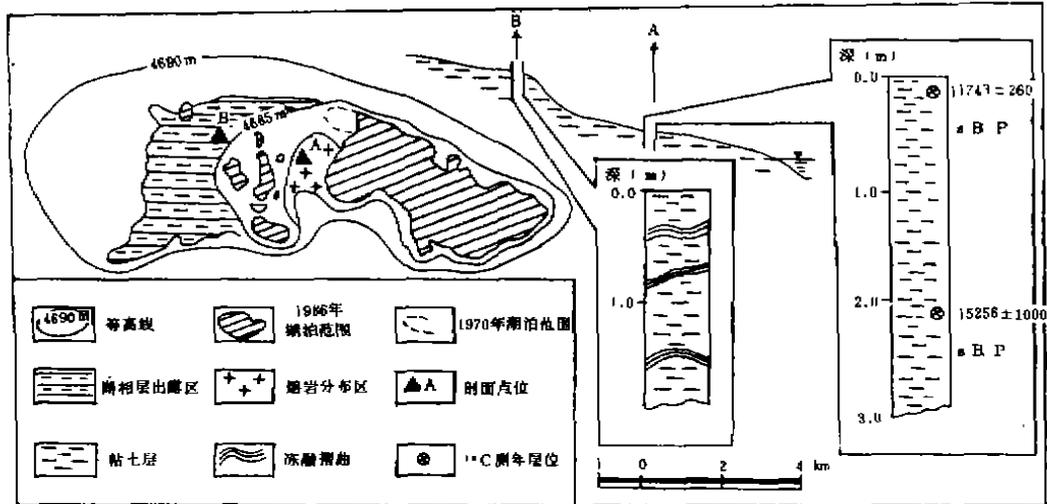


图2 阿什库勒湖湖面收缩综合示意图

Fig. 2 Sketch showing the shrinking of Ashikule Lake.

此高度在地形图上所圈划出的范围约 18km^2 ，比今大近 3km^2 ，代表该期的最大湖面。

近期湖面收缩下降在湖滨普遍留有3—5级湖岸堤，最高级岸堤高出湖面1.8—2.0m，最低级岸堤与1970年地形图上湖岸线位置相当。由1970年—1986年湖面收缩如图3所示，湖面下降值野外测算约为0.5m。

(3) 阿其格库勒湖 该湖区现存一级湖积阶地，高出湖面40m以上(图4)。剖面D位于一级阶地的前缘，出露厚1.55m，表层为现代风砂堆积物；深22—37cm处残存湖相层，组成物质是灰白灰黄色粘土亚粘土，水平层理发育，含较多地植物碎屑， ^{14}C 测年为 $6705 \pm 108\text{a B. P.}$ 。说明至少在6700年以前阿其格库勒湖就在该阶地的范围内。当时湖面面积若以高出现代湖面40m的等高线(即4290m a. s. l.)在地形图上所圈划的范围量算(约为 860km^2)，比今湖面大 515km^2 。剖面E顶部侵蚀剥蚀较多，残存68cm厚的湖相粘土亚粘土层，其中距顶部15—20cm处有一层丰富的水草碎屑， ^{14}C 测年为 $16765 \pm 149\text{a B. P.}$ ；68cm以下是河流相的中粗砂及粗砂层，交错层理发育。剖面E说明约从17000a B. P.开始，阿其格库勒湖曾有明显地上升扩张，以致使湖积物超覆于冲积层之上。

阿其格库勒湖滨现存5—6级湖岸堤，组成物质以粗砂中细砾为主，岸堤高大。近期湖面显著收缩，以1971年地形图与1986年卫星照片相比，湖面缩小 50km^2 。

(4) 贝力克库勒湖 该湖区周围广布一级阶地，顶部被现代风砂层覆盖，高出湖面25m(图5)。阶地前缘被季节性流水侵蚀出露厚6m的剖面(剖面F)，该剖面深5.6m以下是河流冲积相的粉砂细砂层，交错层理发育。4.5—5.0m为湖相粘土层，夹大量水草碎屑， ^{14}C 测年为 $12253 \pm 280\text{a B. P.}$ ，代表湖面扩张，如以此层作为当时古湖岸线的位置，即比今湖面高出20m左右(图5)，当时湖面面积不应小于 18km^2 ，比今日大 13.6km^2 。2.0—

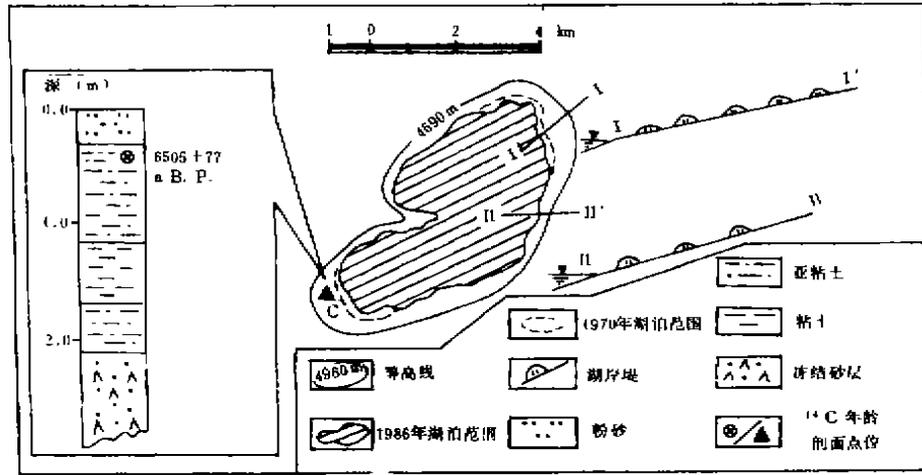


图3 乌鲁克库勒湖湖面收缩综合示意图

Fig. 3 Sketch showing the shrinking of Wulukekule Lake.

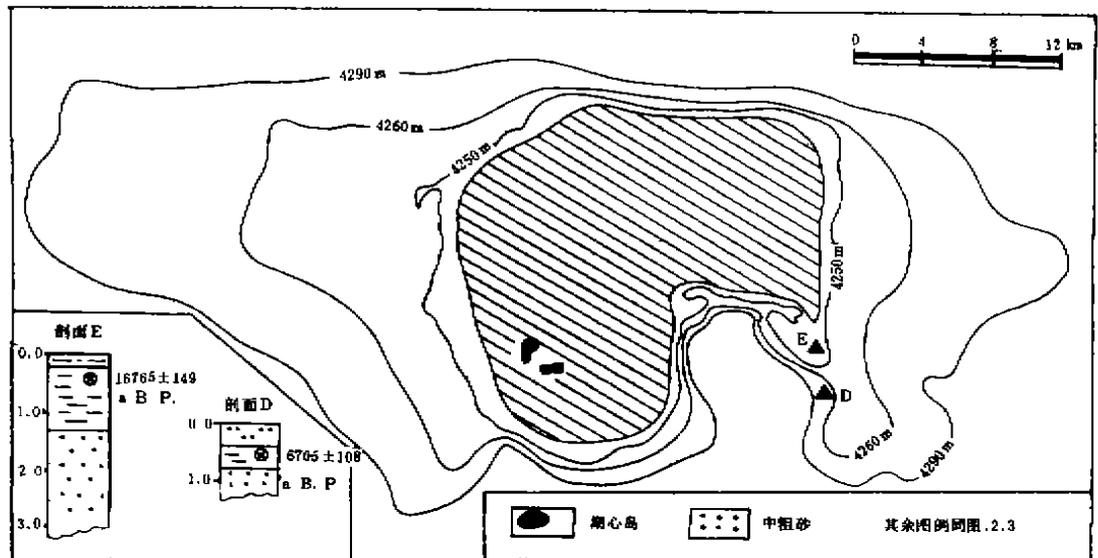


图4 阿其格库勒湖湖面收缩综合示意图

Fig. 4 Sketch showing the shrinking of Aqigekule Lake.

4.5m 深为河流冲积砂层, 其沉积期应与低湖面期相当; 1.0—2.0m 深发育了湖相粘土层, 含较多水草碎屑, 其中1.6m 深处水草碎屑的¹⁴C 年龄为6311±77a B. P., 表示古湖在6300a B. P. 前后又一次上升扩张, 并维持相对高湖面, 这期高湖面所形成堆积的空间分布范围略大于前一期(即4.5—5.0m 深段), 可能说明这期湖面上升的幅度及扩张的

范围大于前期。0.0—1.0m 为近岸区堆积的亚粘土与亚砂土互层，指示湖泊变浅以及湖面波动性加强，代表湖面由高向低的转换时期，因此，6300a B. P. 前后高湖面的位置不应低于该层堆积物的高度，亦即在今湖面之上至少15m 处，若以此高程（相当于4705m a. s. l.）在地形图上圈划的面积量算，则第二次高湖面约26km²，比今湖面大21.6km²，也比第一次高湖面大8km²。

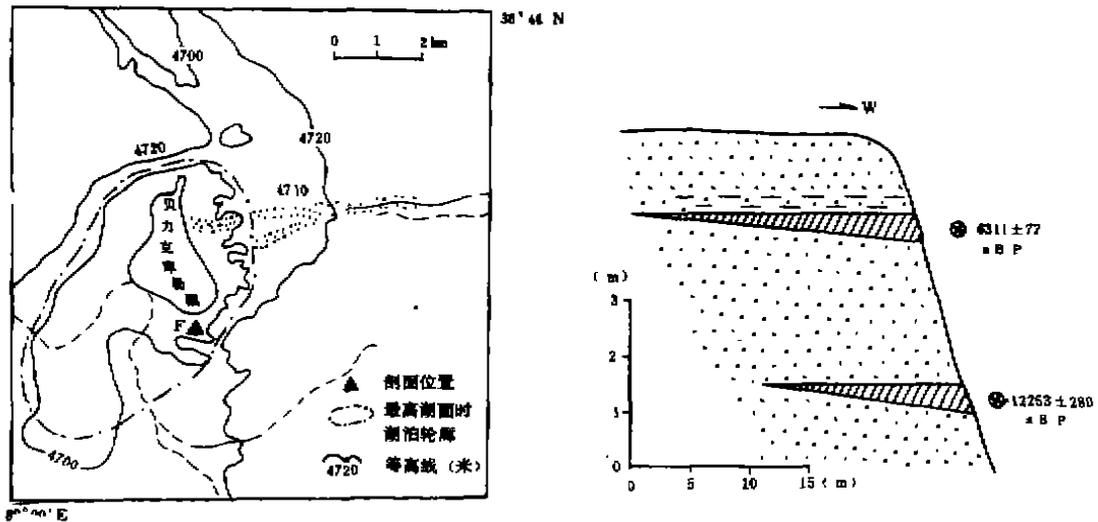


图5 贝力克库勒湖面收缩综合示意图

Fig. 5 Sketch showing the shrinking of Berikekule Lake.

(5) 小沙子湖 发育有两级湖积阶地（图6），其中一级阶地前缘高出湖面8m 左右，阶地面宽700—1000m；二级阶地表面已被近现代风积物覆盖，阶地表面（不计风积层）高出湖面20m 以上。第二级阶地前缘出露厚2.4m 的湖相层（剖面G），组成物质以粘土为主，夹水草碎屑，水平层理较发育，反映该段较为稳定的沉积环境；深1.50m 及0.9m 处水草碎屑的¹⁴C 年龄分别为10693±238a B. P. 及8356±172a B. P.，如以0.9—1.50m 段的沉积速率近似代表整个剖面G 的沉积过程，那么该剖面顶部的沉积时代应在6000a B. P. 之前，此即为第二级阶地形成的上限。换句话说，6000a B. P. 以前小沙子湖曾占据二级阶地分布的范围，湖面至少比今高出20m，大35km²。而第一级阶地则是6000a B. P.，以后湖面下降过程中曾出现较长时期停顿的产物。

近期湖面仍在收缩下降，1978年地形图与1986年卫片相比，湖面缩小8km²。

3. 湖面波动的基本规律

据上述关于中昆仑山封闭湖泊的湖面波动可以归结为图7的模式，即：①末次冰期的高湖面（约15000—17000a B. P. 前后），阿什库勒湖区第二级湖积阶地的发育以及阿其格库勒湖剖面E 中湖相层超覆于冲积物之上可作为此期高湖面存在的证据；②11000—12000a B. P. 前后的高湖面，该期高湖面是前期湖面下降过程中的相对稳定或略有抬升，阿什库勒湖一级阶地及贝力克库勒湖剖面F 下部湖相层是其存在的证据；③全新世高湖

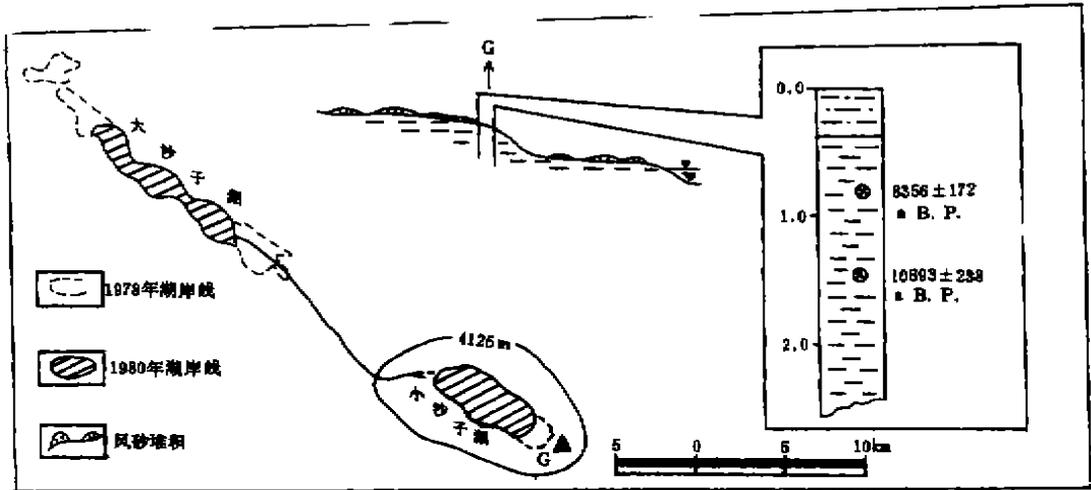


图6 小沙子湖湖面收缩综合示意图

Fig. 6 Sketch showing the shrinking of Xiaoshazhi Lake.

面 (6000—8000a B. P.)，湖面明显抬升扩张，有些湖区该期湖面甚至大于前两期的高湖面，贝力克库勒湖剖面 F 中上部湖相层、乌鲁克库勒湖第一级湖积阶地、小沙子湖第二级湖积阶地等均可证实该期高湖面的存在。

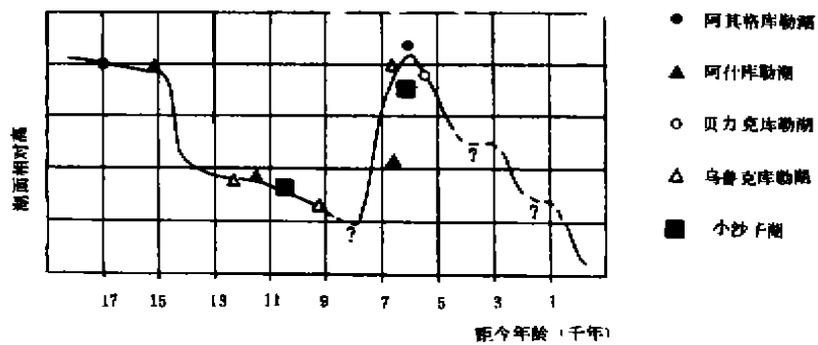


图7 中昆仑山湖面波动的基本模式

Fig. 7 Sketch showing the fluctuations of closed lake-level in the Middle Kunlun Mountains.

5000aB. P. 以来湖面总体呈现收缩下降的趋势，在各湖区至少留有两道湖岸堤，小沙子湖较高湖岸堤内少量植物碎屑的¹⁴C 测年数据在4000a B. P. 前后，由于样品量较少加之缺乏对沉积剖面的观察证据，因此在图7中仅以虚线示之。另一期平稳湖面没有确切可靠的年龄证据，推测为2000a B. P. 前后，暂以虚线表示。

三、湖面波动的气候意义

国内外的研究表明, 封闭湖泊湖面波动对气候变化尤其是水份变化具有高灵敏的指示性, 本文已从湖泊水量平衡的角度给予理论证实。中昆仑山区封闭湖泊湖面的波动, 不仅标志着该区域气候环境的演变历程, 而且对全球性气候变化亦有很好的印证作用。

1. 明显的旱化过程及不断加深的旱化趋势

地貌与沉积物分析表明, 本区域湖泊在8000—6000a B. P. 期间普遍呈现高湖面, 之后湖面收缩下降, 但在收缩下降过程中, 也有相对稳定时期或者稍有抬升, 以致在湖滨留有数道湖岸堤, 指示气候持续地旱化过程, 这种旱化过程不是直线型的, 而是有过相对地稳定或者稍有转湿。近期湖面仍在收缩下降(图2、3、4、5及图6), 甚至有些湖泊湖面的干缩速率高于地貌和沉积物所揭示的地质时期, 即湖面收缩下降有加速的现象, 反映近期气候的干旱化趋势在不断加强。中昆仑山区封闭湖泊所揭示的气候旱化趋势与我国西北地区抑或中亚地区的许多研究都是一致的。施雅风(1988, 1990)对此早已作出结论^[5,6], 并且大声疾呼“要重视西北地区未来更加干旱化”的问题。

2. 高湖面出现的气候背景分析

(1) 17000a B. P. 前后的高湖面

在18000a B. P., 全球气温降到最低点, 高山与高纬地区的冰川前进到最大范围, 海冰扩展到最低纬度, 海面降到最低位置, 全球气候发展进入末次冰期最盛时期。中昆仑山的湖泊出现相对高湖面与此背景关系密切。

第一、冰雪融水量的急剧增加, 是该期湖面上升扩张的直接原因。已有资料表明, 18000a B. P. 青藏高原的冰川远比今日广大。野外调查发现, 此时期阿什库勒盆地冰川前缘低达4920m a. s. l., 库木库里盆地约在4600—4700m a. s. l., 冰川体积至少是今日的2倍。如此大量的冰体当其达到最大后则迅速消减后退, 现代系统理论认为当一系统发展到其终极或达到临界面时, 将迅速向其它系统演进或以负反馈方式自我调平, 显然, 17000a B. P. 该地区出现高湖面正好与高山冰体的快速消退期相当。

在18000—12000a B. P. 期间, 冬季(12月—2月)的太阳辐射值比现在小, 而夏季(6月—8月)的太阳辐射值比现在大, 最小时比今少近8%, 最大时亦比今多近8%^[7]。从而使夏季平均气温比现今高, 冬季平均气温比现今低。此时段春秋季节的太阳辐射值比今略低些^[7], 亦即春秋季节气温低于现在。较高的夏季气温所引起的大量冰雪融水, 补充于封闭湖泊后使水位上升、湖面扩张, 秋、冬、春季低温可以有效地抑制蒸发, 从全年来看, 湖水有节余, 湖面就必然抬升扩张了。

第二、土壤湿度状况的改善。空气湿度描述了大气中水蒸气的数量概念, 干燥度指示反映一地区水份总的收支情况, 而土壤湿度则指示土壤水的迁移方向与数量, 是一地区气候与水文特征的综合反映。COHMAP组织的数字模拟表明^[7], 18000a B. P. 前后, 土壤湿度大于现在, 比今湿润些, 夏季平均为1.3mm/day, 冬季平均—0.9mm/day, 年平均为0.2mm/day, 全年土壤水份平衡值为67mm, 即土壤水份收大于支。而目前夏季平均为1.3mm/day, 冬季平均—1.2mm/day, 年平均值为0.1mm/day, 全年土壤水份平

衡值为28mm,即土壤水虽有节余但尚未超过18000a B. P. 时的节余值。这一模拟结果说明,17000a B. P. 前后的高湖面时期湿度较大,土壤水份节余值较多,既能减少水面蒸发又可使湖水补给稍多,其结果自然有利于湖面上升扩张。

第三、西风带的移动 目前西风带的南缘大体在昆仑山脉的北麓,18000a B. P. 前后,极地冰盖的扩张迫使行星风带向低纬地区移动,西风带的南缘可能在昆仑山主脊附近,从而使本区置于西风带的控制之下;西风气流产生较多的降水,这也是湖面上升扩大的原因。

关于17000a B. P. 前后的高湖面现象在昆仑山西段(李世杰,1988)、新疆柴窝堡湖(王靖泰,1989)、天山巴里坤湖(韩淑媛,1990)等均有发现,说明西风带内封闭湖泊湖面波动的一致性。

(2) 12000a B. P. 前后的高湖面及8000—6000a B. P. 的高湖面

12000a B. P. 前后的高湖面是湖面总体收缩下降过程中的相对稳定阶段,在部分地区也略有抬升。

8000—6000a B. P. 的高湖面出现于全球性气候温和湿润时期,COHMAP模拟的夏季土壤水份平衡值为2.6mm/day,冬季为-0.8mm/day,年平均为0.6mm/day,全年土壤水份节余量约为227—331mm^[7],这是18000a B. P. 以来的最高值,也即是最湿润时期。中昆仑山区封闭湖泊出现高湖面,甚至部分湖泊湖面大于17000a B. P. 前后的湖面,均与全球湿润气候背景有关。同期高湖面在我国西部众多湖区均有发现(李世杰,1988;王靖泰,1989;韩淑媛,1990;张彭熹等,1988),只是各湖区在时间上稍有前后之分,说明中昆仑山区封闭湖泊与我国西部其它湖泊相比,全新世高湖面在空间上是一致的,而在时间上则有差异。

四、结 束 语

封闭湖泊湖面波动是气候变化敏感的指示器,既对恢复无人观测记录的地质历史时期的气候有重要的指示意义,还对未来气候发展趋势有较准确的预示性,是建立气候变化模型、预测未来气候变化的理想目标物。由于封闭湖泊均处于自然地理环境的脆弱地带(Critical Zones)或过渡地带,因此,其湖面波动对全球环境的变化也有明显的指示性。

中昆仑山区阿什库勒盆地和库木库里盆地封闭湖泊湖面波动的研究表明,全球气候背景和区域自然地理环境对湖面波动均有重要的控制性,高湖面尤其是17000a B. P. 前后高湖面的出现说明了这一点。中昆仑山近期气候正在不断旱化,未来的旱化趋势将更加明显。

本工作得到张青松先生的关怀和指导,施雅风先生、张丕远先生曾对论文初稿提出许多宝贵意见,特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Liu Jiagi, et al., Distribution and ages of Ashikule Volcanoes on the West Kunlun Mountains, West China, Bulletin of Glacier Research, 1989, 7: 187—190.
- [2] Li Shijie, et al., Preliminary research on lacustrine deposit and lake evolution on the Southern Slope of the West Kunlun Mountains, Bulletin of Glacier Research, 1989, 7: 169—173.
- [3] 阿尔金山自然保护区及其毗邻地区综合科学考察报告编写组, 阿尔金山自然保护区及其毗邻地区综合科学考察. 干旱区地理, 1986, 9 (4): 1—12.
- [4] 孙鸿烈. 青藏高原科学考察研究的新进展. 自然资源学报, 1989, 4 (3): 193—195.
- [5] 施雅风. 一个应当重视的问题——未来的西北可能更加干旱化 (中国自然资源研究会等编, 中国干旱、半干旱地区自然资源研究). 北京, 科学出版社, 1988: 27—32.
- [6] 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—13.
- [7] COHMAP Members, Climate Changes of the Last 18000 Years: Observations and Model Simulations, Science, 1986, Vol. 241, 1043—1052.

FLUCTUATION OF CLOSED LAKE-LEVEL AND ITS CLIMATIC SIGNIFICANCE ON THE MIDDLE KUNLUN MOUNTAINS

Li Shuanke

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State
Planning Committee of the People's Republic of China, Beijing 100101)

Abstract

Fluctuation of closed-lake level is a highly sensitive indicator for climatic changes. It is verified by lake water equilibrium. Its sensitivity can be expressed in the following equation: $Z = A1/A2 = (Pb - Eb) / (E1 - P1)$. Closed lakes in the Middle Kunlun Mountains have undergone three high lake-level stages since 17000a B. P., i. e. around 17000a B. P., 12000a B. P. and 8000—6000a B. P. The first high lake-level stage has relevant to ice melting, shift of westerlies, change of soil humidity and solar radiation. The second stage is relatively stable or a gentle rising again in process of lake shrinking. The third stage is a result of the global wet and warm climate.

Theoretical research and case analysis show that fluctuations of closed lake-level not only can indicate the climatic changes in geological time without meteorological records, but also can meet a deficit of meteorological materials for historical time. Moreover, the Middle Kunlun Mountains is a suitable site for predicting.

Key Words Closed lake, fluctuation of lake level, climatic significance