

中昆仑山区距今一万七千年以来 湖面波动研究^{*}

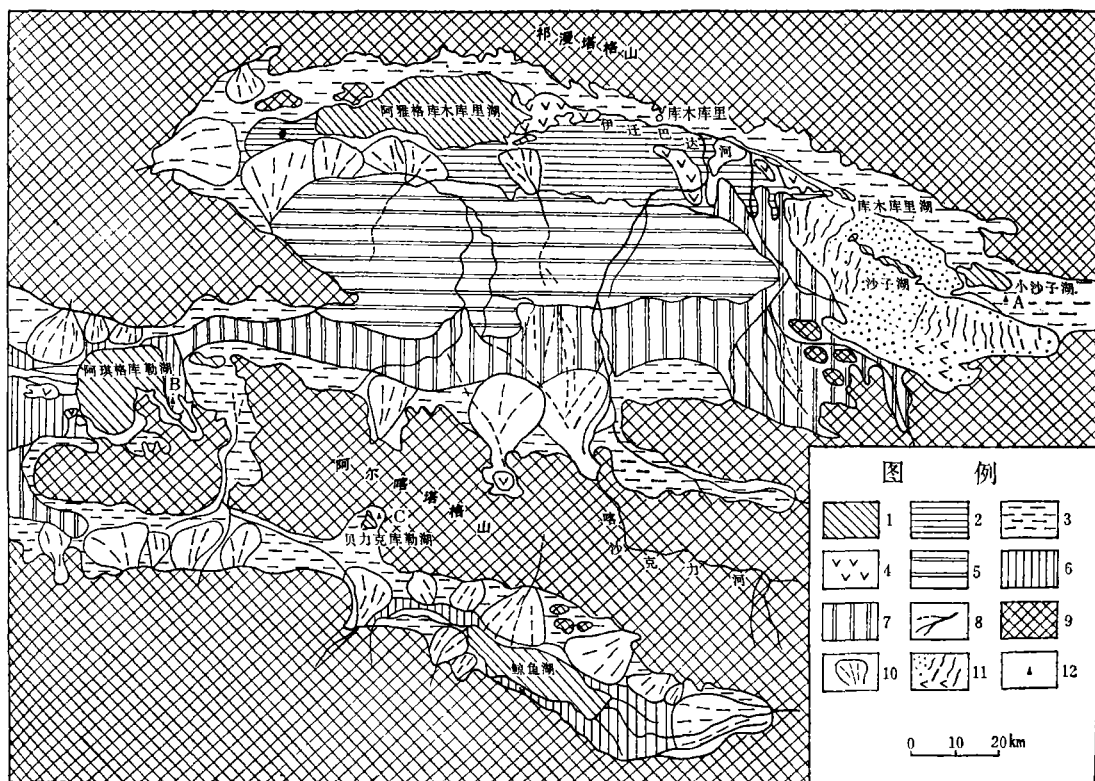
李栓科 张青松

(中国科学院 地理研究所
国家计划委员会)

提 要: 根据湖盆地貌、湖泊沉积物分析, 本文指出: 中昆仑山区的封闭湖泊17000年以来湖面在总体下降过程中, 出现了3期相对高湖面, 近期湖泊仍在收缩咸化, 未来仍将继续这一趋势。

主题词: 封闭湖泊湖面波动 中昆仑山区

研究地区位于青藏高原北缘昆仑山脉的中段, 西起克里雅河上源的阿什库勒盆地, 东至阿尔金山自然保护区的库木库里盆地, 介于 $81^{\circ}30'E$ — $89^{\circ}06'E$ 之间 (图1)。本区自然条件



本文1989年10月28日收到, 1990年11月5日收到修改稿。

^{*} 国家自然科学基金资助项目成果。¹⁴C测年及孢粉分析分别由金力和黄鹏璋同志完成, 蔡珠兰同志完成粒度试验, 特此致谢。

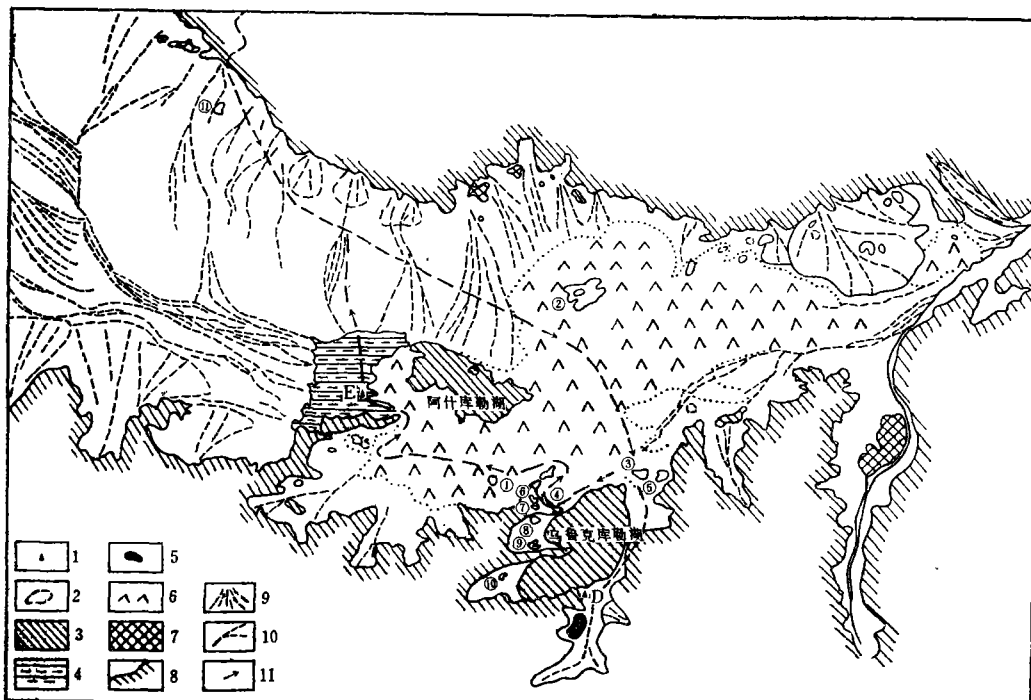


图 1 中昆仑山区封闭湖泊分布图

Distribution of closed-lakes on the Middle Kunlun Mountains

图 1-1 库木库里盆地地貌与湖泊分布

1. 湖泊 2. 一级湖岸阶地 3. 坡洪积台地 4. 沼泽地 5. 高湖积台地
6. 冲洪积平原 7. 冲洪积缓倾斜平原(戈壁) 8. 河床(干河床) 9. 基岩台地 10. 洪积扇地
11. 沙漠(沙地、沙丘链、沙丘、沙山) 12. 湖相沉积采样点 A. 小沙子湖东 2km 剖面
B. 阿其格库勒湖南 1km 剖面 C. 贝力克库勒湖东南 1.5km 剖面

图 1-2 阿什库勒盆地地貌与湖泊分布

1. 采样点 2. 推测火山 3. 湖泊 4. 湖相层 5. 冰川纹泥层 6. 熔岩分布区
7. 基岩残丘 8. 基岩山地 9. 冲洪积扇地 10. 干河床 11. 考察路线
D. 乌鲁木齐库勒湖南 500m 剖面 E. 阿什库勒湖西南 200m 剖面

严酷, 几乎无人定居, 是为科学研究的空白区。1988年 6—8 月间, 作者参加中国科学院青藏高原综合科学考察队对该地区的湖泊沉积、湖岸地貌以及河湖水系变迁等进行了初步调查, 在室内分析的基础上, 本文阐述末次冰期最盛期以来的湖面变化过程, 认为封闭湖泊湖面波动对环境演变尤其是气候变迁具有较灵敏的指示性。目前, 该地区的湖泊仍在收缩咸化, 表明气候继续向干旱化方向发展。

一、湖面波动的背景分析

湖泊储水量与湖盆容积的变化, 是产生湖面波动的直接原因。构造运动、沉积物迁移及地貌演变是控制湖盆容积变化的主要因素。湖泊来水量(包括湖面降水量、地表水与地下

水的汇入量)、湖泊出水量(包括湖面蒸发量、地表水与地下水的流出量)以及由此导致的湖水收支平衡的变化是控制湖泊储水量的主要因素。以下分述。

(一) 构造运动

阿什库勒盆地和库木库里盆地均是构造盆地。盆地地貌形态及盆地内众多湖泊的发育受构造体系的控制。阿什库勒盆地受北东—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量熔岩溢出地表,形成火山锥、熔岩被及熔岩台地等众多地貌形态,熔岩流还阻塞盆地东部出口形成封闭盆地,其后不断的熔岩流又使封闭盆地进一步分割出现了阿什库勒湖、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—南东向构造格局的影响,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,因而湖泊北深南浅,且沉积中心不断向北移动。阿雅格库木库里湖北岸直逼洪积台地,并使其不断后退而出现高6—8m的湖蚀崖,在南岸出露宽数十公里的湖相地层^[2];阿其格库勒湖也是南岸湖积平原宽广平缓北岸狭窄陡峭,这种南升北降的运动目前仍在继续,遂使盆地地势南高北低,还使相间分布的山地与湖盆洼地的高度与深度,自南向北变低变浅,盆地南侧的阿其格库勒湖(湖面4240m.a.s.l)—贝力克库勒湖(4680m.a.s.l)—鲸鱼湖(4708m.a.s.l)。湖盆带的湖面均在4200m.a.s.l之上,而盆地北侧的阿雅库木库里湖(3876m.a.s.l)—库木库里湖(4110m.a.s.l)—小沙子湖(4106m.a.s.l)湖盆带的湖面海拔则在4100m左右。

(二) 沉积物迁移

入湖水流挟带泥沙的变化造成入湖三角洲体的移动,如塞斯克亚河三角洲的不断推进,使阿雅格库木库里湖岸弧形凹入并不断后退,最大后退距离达4—5km;阿次克库里宁果勒河由于入湖位置的北移,使阿其格库勒湖南岸的弧形凹入岸线亦向北迁移,原有的弧形凹岸则迅速遭受改造而渐趋平缓。这些均导致湖盆容积的变化。

此外,风沙堆积物的迁移也影响湖盆容积的变化。如小沙子湖南岸的库木库里沙漠沙丘不断移动,使小沙子湖盆缩小,呈现丘间洼地的面貌。

(三) 来水量与出水量的变化

研究区气候干燥,降水少但蒸发强烈。内陆湖泊均是封闭湖,如果视地下水的注入与流出量相当,则湖泊水量的变化决定于湖面蒸发与地表水的注入。

地表来水量的改变包括河道变迁与河水水量的变化两个方面。如火山熔岩流阻塞曾汇入阿什库勒湖的一条支流,形成了乌鲁克库勒湖^[1],阿什库勒湖却因来水量大减而急剧收缩,使其湖底大面积出露。河水水量的变化主要受集水盆地区大气蒸发量、降水量以及高山冰雪消融量的控制,表现在不同的时间尺度上。

二、湖面波动的证据

湖面波动在湖泊地貌、湖相堆积以及湖泊堆积物中赋存的生物生态因子、地球化学参数等方面均有反映,这些就是湖面波动的证据。

(一) 地貌证据

湖岸阶地、湖岸堤、湖蚀崖等都是野外确定古岸线的地貌证据。不同高度的湖岸线指示湖面波动的位置，由组成这些地貌形态的沉积物的年代学分析，可以查明各湖岸线的时代，建立湖面波动的序次。

中昆仑山区湖面波动的地貌证据及各期湖面特征可归纳为表 1，详情作者另有论述¹⁾。

表 1 湖盆地貌所指示的湖面波动特征简表

Characteristics of the fluctuations of the closed-lake level indicated
by geomorphological evidences of the lake basins

特 征 湖 泊	现代湖面		阶 地			古 湖 面		湖岸堤	
	海拔 (m)	面积 (km ²)	数	性状 (高出现代湖面)	形成时代推测	海拔 (m)	面积 (km ²)	数量 (道)	相对湖面 高度(m)
阿什库勒湖	4683	10.5	I 级	保存完整; 前缘高 3—3.5m	11743±260 a. B.P.之后	>4687	16.0		
			II 级	切割破碎; 高 7—8 m	15256±100 a. B.P.之前	>4692	40.0		
乌鲁克库勒湖	4687	15.0	I 级	冲积物掩盖; 高 4.4m	6505±77 a. B.P.之后	>4692	18.0	3—5	0.5—2.0
阿其格库勒湖	4250	345.0	I 级	零星残存; 高 3—5 m	16765±149 a. B.P.之后	>4255	640.0	5—6	0.5—10.0
贝力克库勒湖	4680	4.4	I 级	保存完好; 高 2—3 m	较新				
			II 级	河湖复合型; 高 15m	6311±77 a.B.P.	>4695	26.0	2—4	0.3—1.5
小沙子湖	4106	25.0	I 级	阶地面宽 700—1000m 保存完整, 高 8.0m	6000a.B.P.之后	>4114			
			II 级	现代砂丘掩埋; 高 20m 以上 (不计风砂层)	10693±238 a. B.P.之前	>4126	60.0		

(二) 沉积物证据

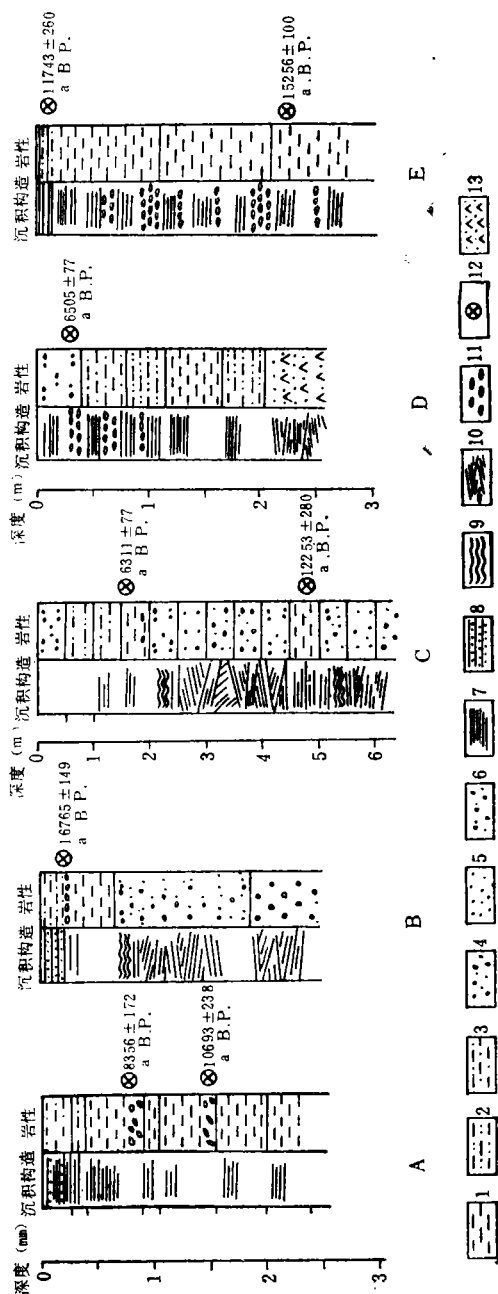
沉积层序与粒度的变化是确定湖面波动的重要证据。

1. 湖泊沉积层序 主要指湖泊扩张与收缩型沉积单元在剖面内自下而上的组合特征。作者在野外观察并采制了 15 条湖积剖面, 本文选取最具代表性并且有确切年龄测定数据的 5 条剖面 (见图 2) 论述之, 其中剖面 A—C 位于库木库里盆地, 剖面 D 和 E 位于阿什库勒盆地。

剖面 A 深 40cm 以下均是粘土层, 水平层理发育, 夹有水草薄层, 为湖心相堆积物质; 0—40cm 为砂质粘土层, 为浅湖相沉积。该剖面深 1.50m 及 0.90m 处水草碎屑的¹⁴C 年龄分别为 10693±238 a.B.P. 及 8356±172 a.B.P., 如以此段的平均沉积速率代表该剖面的沉积速率, 那么深 0.40m 以上部分的沉积当在 6000 a.B.P. 前后, 也就是说小沙子湖在 6000 a.B.P. 前后湖面收缩, 湖泊变浅。

剖面 B 深 0.50m 以下是中粗砂及粉砂层, 斜层理及小型交错层理发育, 为陆上冲积相或入湖三角洲相; 0.5m 以上是粘土及亚粘土层, 具水平层理, 为湖相堆积, 其中 20cm 深处水草碎屑的¹⁴C 测年为 16765±149 a.B.P.。该剖面表明阿其格库勒湖自 17000 a.B.P. 前后湖面开

1) 李栓科, 中昆仑山区封闭湖泊湖面波动及其气候意义, 湖泊科学 (待出版)。



1. 粘土 2. 砂质粘土 3. 粉质亚粘土 4. 粉砂 5. 细砂 6. 中粗砂 7. 水平层理
8. 粒序层理 9. 波曲层理 10. 交错层理 11. 植物碎屑 12. ^{14}C 样点 13. 永冻层

A—E剖面位置参见图1-1, 1-2

图 2 中昆仑山区主要的湖泊沉积剖面

The mainly lacustrine deposits sections on the Middle Kunlun Mountains

始抬升扩张,使湖相层超覆于冲积层之上。

剖面C 深5.0m以下是陆上冲积的粉细砂层,具交错层理;4.5—5.0m深处为湖相粘土层,夹有水草碎屑, ^{14}C 测年为 12253 ± 280 a.B.P.,代表湖面抬升扩张时期;2.0—4.5m深处是冲积砂层,1.0—2.0m深发育了湖相粘土层,1.6m深处水草碎屑的 ^{14}C 测年为 6311 ± 77 a.B.P.,说明又一次湖面抬升扩张的时期;0.0—1.0m深处是亚粘土与粉砂层,为浅湖相或滨湖相,反映湖面收缩变浅的过程。该剖面沉积相序的变化表明,贝力克库勒湖湖面在1200 a.B.P.前由低变高并达到相对高湖面,其后湖面又收缩下降,然后又转为抬升扩张,并于6000 a.B.P.前后重又维持相对高湖面,之后湖面再次收缩下降。

剖面D 深2.05m以下是砂层,具交错层理,为河流冲积相;1.60—2.05m是浅湖相的砂质粘土层;1.15—1.60m是深湖相的粘土层;0.40—1.15m是浅湖相及滨湖相的砂质粘土及粉质亚粘土层;0.0—0.40m是冲积粉砂层,其中,0.40m处水草碎屑层的 ^{14}C 测年为 6505 ± 77 a.B.P.,该剖面反映湖面抬升扩张并达到高湖面,之后湖面收缩下降。

剖面E 深0.0—0.05m为粉质亚粘土,浅湖或滨湖相;0.05m以下均是粘土层,水平层理发育,其中0.05—0.08m处水草碎屑的 ^{14}C 测年为 11743 ± 260 a.B.P.,说明至少在12000 a.B.P.之前湖面曾维持相对高湖面,之后湖面转为收缩下降。

2. 沉积物粒度变化 沉积物粒径($M_z(\phi)$)、粒度参数(δ_i 、 k_g 和 S_{k_i})及概率累积曲线图式,可以指示沉积时湖水的深浅及湖面的稳定情况,也可反映湖面次一级的波动。

图3-1说明剖面A深0.4m以下的沉积层中, $M_z(\phi)$ 、 δ_i 、 S_{k_i} 及 k_g 之间呈正相关,反映沉积当时较稳定均一的水力环境,即相对高湖面时期。0.40m以上沉积物 $M_z(\phi)$ 、 δ_i 及 k_g 之间均呈正相关,而 S_{k_i} 与 $M_z(\phi)$ 、 δ_i 、 k_g 呈反相关,指示湖水不稳定性增大,为湖面由高到低的转换时期。图3-2则说明剖面E自下而上湖面上升到相对高湖面的稳定时期(68cm深处上下,粒度参数值均为正相关),而后又转为收缩下降。除68cm深处上下段之外,剖面E的其它层段中, δ_i 与 S_{k_i} 正相关, $M_z(\phi)$ 与 k_g 正相关,而 k_g 或 $M_z(\phi)$ 与 δ_i 及 S_{k_i} 之间呈反相关,即湖面不稳定。

剖面A和剖面E的概率累积曲线图均为二段式,即无推移质段。剖面A的 $D(\phi)$ 由3.34—3.75,跃移质占20.62—35.7%,剖面E的 $D(\phi)$ 由2.19—5.45,跃移质占2.17—39.36%。

(三) 地球化学证据

吸附在沉积物表面的易溶盐(如 CaCO_3)及沉积物水溶性pH值指示沉积时水体化学特征,一般地,易溶盐含量越高或pH值越大,则说明水体矿物质富集,反映气候愈干燥,应为低湖面时期。

图4反映剖面E自下而上 CaCO_3 含量逐渐增高,指示湖面收缩湖水咸化过程,这与地貌及沉积物分析的结论是一致的。

图5是剖面A和剖面E沉积物水溶性pH值的变化曲线,图5-1表明剖面A自下而上pH值逐渐增高,指示湖泊收缩咸化;图5-2表明剖面E自下而上pH值由高到低然后又升高,指示湖面由低到高,然后又变低的过程。图5的结论与地貌和沉积物分析以及易溶盐的分析结果都是一致的。

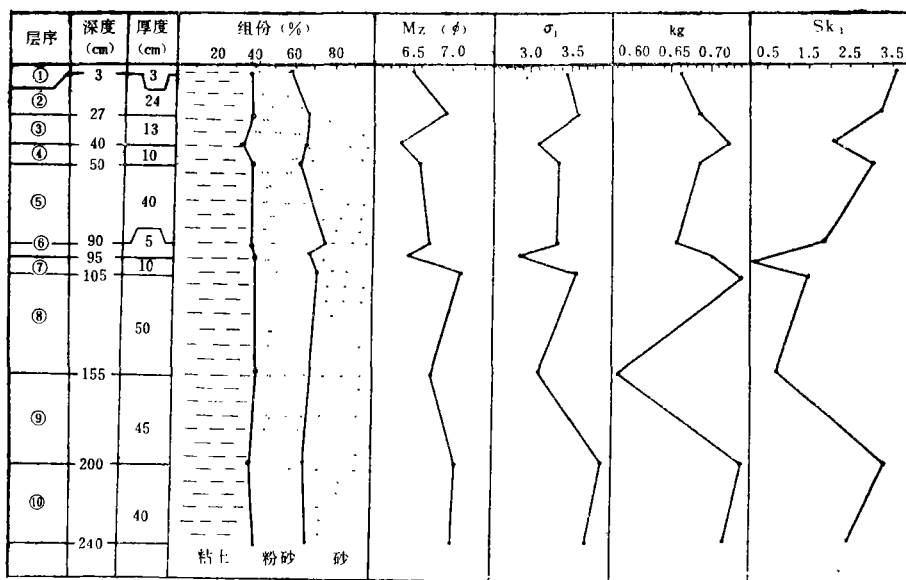
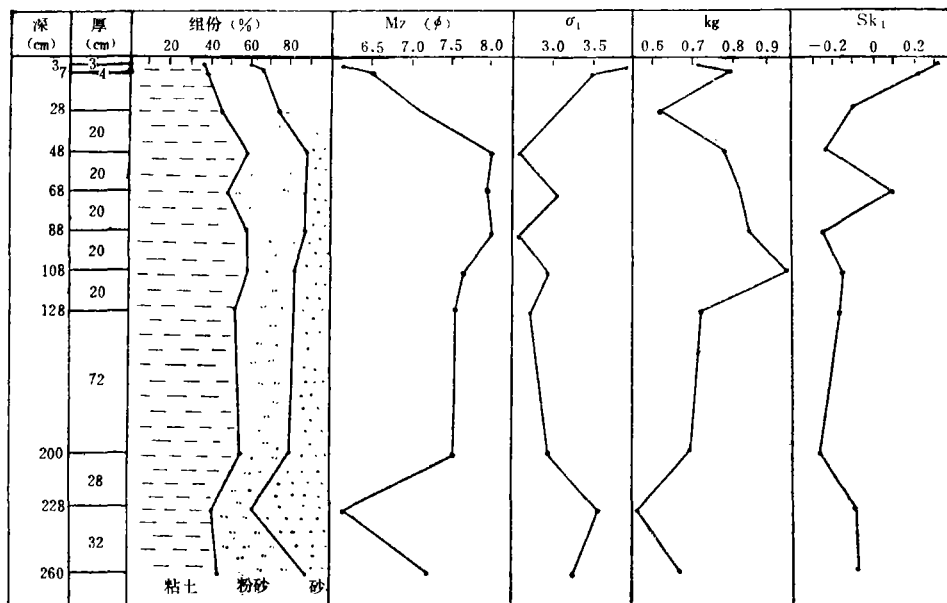
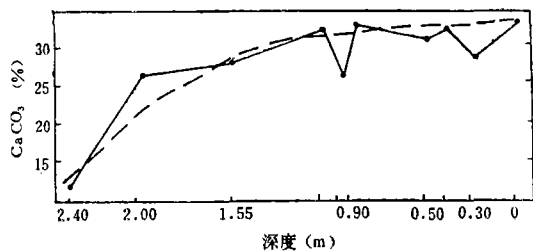
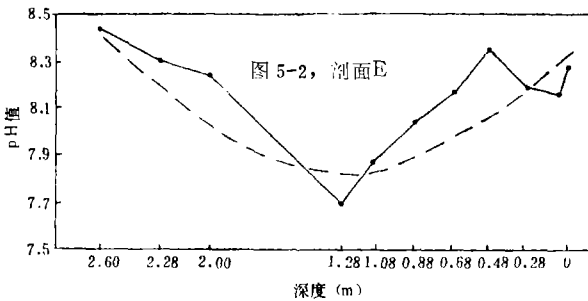
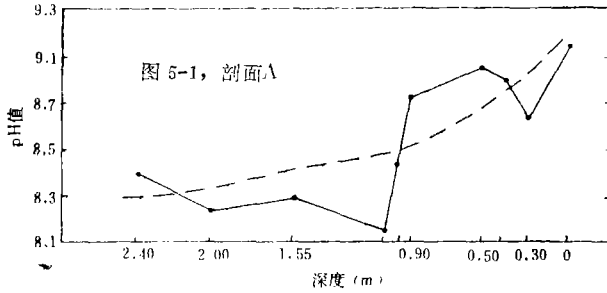
图3-1,
剖面A图3-2,
剖面E

图 3 湖面波动与湖积物的粒度特征相关图

Relationships between the fluctuations of closed-lake level and the characteristics of grain-size of lacustrine deposits

图 4 剖面E湖积物中 $CaCO_3$ 含量的变化
(虚线为拟合趋势线)

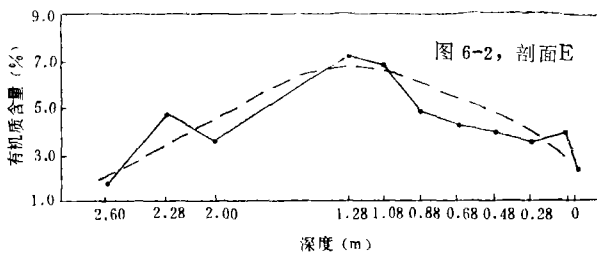
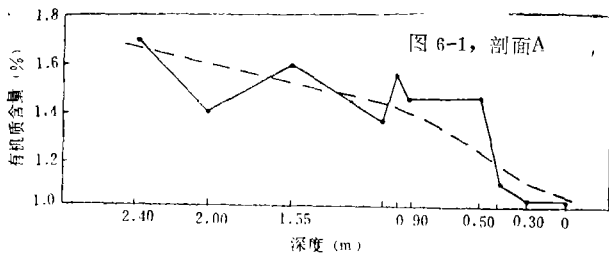
Sketch showing the changes of $CaCO_3$ content on the lacustrine deposits of Section E



图中虚线为拟合趋势线

图 5 湖积物水溶性pH值变化曲线

Sketch showing the changes of pH on the lacustrine deposits of section A and E



图中虚线为拟合趋势线

图 6 湖积物有机质含量的变化

Changes of the organic matter on the deposits of section A and E

(四) 生物学证据

沉积物中有机质含量的高低指示沉积环境生物活动的强弱。水热条件适宜, 生物种类丰富, 有机质含量就高。硅藻和孢粉是沉积物中赋存的对环境变化反应较灵敏的物种。

1. 有机质含量的变化 剖面A和剖面E中有机质含量差异较大(图6), 可能与两盆地环境区域差异有关, 剖面A平均为1.37%, 剖面E平均为4.26%。图6与图5正相反, 恰好说明气候干燥湖面收缩下降时期, pH值高即水体咸化矿物富集, 同时生物贫乏种属单调, 以致有机质在沉积层中的残存也很稀少。如此所述, 则图6所标志的湖面变化与前文之结论也是一致的。

2. 硅藻组合的变化 硅藻组合对古湖水化学性质及水动力状况具有较灵敏的指示性。

剖面A中的硅藻化石¹⁾以 *Cocconeis placentula*, *Nitzschia denticula*, *Navicula oblonga* Ktz., *Anomeoeneis sphaerophora* (Ktz.) Pfitz., *Anomeoeneis sphaerophora* var. *polygramma* (Ehr.) O. Müll. *Amphora mexicana* A.S., *Cyclotella comat* (Ehr.) Ktz., *Cyclotella operculata* (Ag.) Ktz., 等为优势种, 其中 *Anomeoeneis sphaerophora* var. *polygramma* 和 *Navicula oblonga* 在剖面中除最底部出现极个别种属外, 在剖面其它样品中均占绝对优势, 其余的优势种分别出现于不同的层位中, 构成明显不同的硅藻组合带, 反映湖水由微咸水——半咸水——咸水

1) 李家英等, 1989, 中昆仑山阿什库勒湖和小沙子湖第四纪硅藻化石及其古环境, 油印稿。

的变化过程, 也指示湖面收缩下降。

剖面 E 中硅藻化石¹⁾ 以 *Cocconeis placentula* Ehr., *Nitzschia denticula* Grun., *Mastogloia smithii* var. *lacusris* Grun., *Navicula tuscula* (Ehr.) Grun., *Rhopalodia parallela* (Grun.) O. Müll., *Rhoicosphenia curvata* (Ktz.) Grun., *Gomphonema olivaceum* (Lyngb.) Ktz. 以及金藻孢子 (*Cysta*) 为优势种, 除了 *Cocconeis placentula* 种贯穿整个剖面外, 其余优势种分别出现于不同的层段中, 构成 4 个不同的硅藻化石组合带, 反映古湖水的咸化过程, 据此推断古湖面也在逐渐收缩下降。

3. 孢粉组合的变化 剖面 A 和剖面 E 中孢粉含量均较少, 种属也很单调, 以蒿、藜、菊为主, 孢粉种属及数量的增加应与气温增大、降水增多及湖面扩张相当, 反之亦反。剖面 A 底部样品中孢粉数量最多, 种属最丰富, 向上部均明显减少。剖面 E 上下孢粉数量及种属变化不大, 仅在中部略有增多现象。

三、湖面波动的过去、现在与未来

(一) 湖面收缩下降与高湖面

已有的证据表明, 自 17000 a.B.P. 以来该地区湖泊演变的总趋势是在不断收缩咸化, 但在收缩过程中也曾有过短暂的稳定或略有抬升扩张的时期, 表现为相对高湖面的出现。本区存在 3 期相对高湖面, 即:

1. 晚更新世末期的高湖面 (17000—15000 a.B.P.) 阿其格库勒湖此时期扩张抬升并维持相对高湖面, 使剖面 B 中湖相粘土覆于河流冲积砂层之上。同期高湖面在昆仑山西段的甜水海湖区及郭扎错湖区^[3]、新疆柴窝堡湖^[4]等也有发现, 可能与高山储积冰体的快速消融及东风带位置的移动^[5]有关。

2. 全新世初期的高湖面 (12000—11000 a.B.P.) 剖面 C 中此时期湖积物覆于冲积砂之上, 表明湖面抬升扩张; 剖面 A 的沉积物分析、地球化学及生物生态学分析均说明该时段小沙子湖维持相对高湖面。

3. 全新世中期的高湖面 (8000—6000 a.B.P.) 剖面 C 和剖面 D 中此时期湖相层超覆于冲积层之上, 说明贝力克库勒湖和乌鲁克库勒湖湖面抬升扩张; 该期高湖面与全球性气候适宜期在时间上是相近的。

(二) 近期湖面波动

近期湖面变化表现为持续收缩下降, 湖泊水体日益咸化 (表 2)。其中以小沙子湖收缩幅度最大, 达 32%, 收缩速率当推阿其格库勒湖为最高, 平均 $3.125 \text{ km}^2/\text{a}$ 。阿其格库勒湖水体 pH 值及矿化度均有增加, 指示近期气候旱化趋向及湖面继续在收缩下降。

1) 同前页脚注 1)

表 2 中昆仑山封闭湖泊近期湖面收缩与湖水咸化特征
Characteristics of the lake shrinking and the lake water salt
on the closed-lakes of the Middle Kunlun Mountains

特 征 项 目 湖 泊	不同年份的湖面面积 (km ²)				矿化度 (g/l)		pH值	
	1970	1978	1986	差 值	1984.5	1988.8	1984.5	1988.8
阿什库勒湖	11.0		10.5	-0.5				9.28
乌鲁克库勒湖	15.5		15.0	-0.5				9.22
阿其格库勒湖	395		345	-50	78.473	87.200	8.55	8.66
贝力克库勒湖	5.0		4.4	-0.6	2.523		9.53	
小沙子湖		33	25	-8.0	0.323		8.10	

注：1) 1970及1978年湖面面积据当年调绘的地形图量算；2) 1986年湖面面积依国土资源卫星照片量算；
3) 1984年水体pH与矿化度值引自李卫红(1986, 阿尔金山自然保护区水化学特征及水质评价)；4) 1988年水体pH与
矿化度引自姚宁钢(1989, 硫酸盐型盐湖的碳酸盐沉积阶段)。

(三) 未来湖泊将继续收缩咸化

透过千年时间尺度, 中昆仑山区封闭湖泊仍将继续收缩咸化, 已有的各种证据分析均表明自17000 a.B.P.以来该地区湖面总体上收缩下降, 虽有过几期相对高湖面, 但长时间尺度上的收缩趋势仍未改变。众多学者讨论的CO₂温室效应, 是使未来环境向暖干化方向发展的 重要因素^[6]。但是, 未来环境变干暖究竟是环境自身发展的趋向呢, 抑或CO₂产生的效应呢? 从中昆仑山区17000 a.B.P.以来湖面变化来看, 干暖化趋势主要应是环境自身演变的规律, CO₂的效应只不过是叠加其上加强干暖化程度而已。

参 考 文 献

- (1) 李栓科. 阿什库勒盆地地貌与第四纪环境问题. 地理学报, 1991, 46 (2) .
- (2) 阿尔金山自然保护区及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, 8(4) .
- (3) Lishijie, et al., 1989, Preliminary research on lacustrine deposits and lake evolution on the southern slope of the west Kunlun Mountains, Bulletin of Glacier Research, 7, 169--176.
- (4) 王靖泰. 柴窝堡—达坂城地区地貌、第四纪沉积及湖面变化. 施雅风主编. 柴窝堡—达坂城地区水资源与环境. 北京科学出版社, 1989, 11—23.
- (5) Lijijun, 1990, The pattern of environmental changes since late pleistocene in Northwestern China, Global Change and Environmental Evolution in China, 19--23, The Inner Mongolia Printing House Science and Technology, Hohhot, P. R. China.
- (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.

RESEARCH ON THE FLUCTUATIONS OF CLOSED-LAKE LEVEL SINCE 17000A.B.P. IN THE MIDDLE KUNLUN MOUNTAINS

Li Shuanke Zhang Qinsong

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

Subject terms: Fluctuations of closed-lake level, Middle Kunlun Mountains

Abstract

Fluctuations of closed lake level results from the relative changes of lake water and volume of lake basin. For the closed-lake was constructed by drainage input lake and evaporation of lakesurface at the thousand years scale. So it was very sensitive that the fluctuations of closed-lake level respond to the changes of climate.

It has provided trustworthy and easy comparison evidence to analyse the geomorphology of lake basins, lacustrine deposits, geochemical information and organisms ecological character reserved in the lacustrine deposits. Since 17000 a.B.P. the closed-lake level was shrinking, but appeared three stages of high lake level in the Middle kunlun Mountains. Recently, the closed-lake lever is shrinking. In future, the closed-lake level will shrink continually.