

西昆仑山区湖泊初探*

李世杰 郑本兴 焦克勤

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州, 730000)

提要 本文论述了西昆仑山区湖泊的分布、成因、水化学特征以及其演化历史与高原隆升、古气候变化、高山冰川进退之间的关系。研究表明, 该区湖泊主要靠暖季高山带的冰雪融水补给, 故矿化度的变化与其距补给源的远近密切相关; 它们在第四纪期间的演化是高原构造隆升和全球气候变化二者作用的结果; 根据现有资料, 该区湖泊的演化历史可大致分为3个阶段, 即距今4.6万年以前的大湖期, 晚更新世晚期的湖面波动期和全新世的湖泊退缩期。

关键词 西昆仑山 湖泊演化 气候变化

在青藏高原的第四纪研究中, 探讨分布在构造盆地中巨厚而连续的古湖相沉积物是非常重要的, 因为它蕴藏着丰富的古气候、古生物、古地理环境演变等方面的信息。关于青藏高原的湖泊研究近年来日益深入, 已发表了许多研究成果; 但是, 有关西昆仑山区湖泊的研究报道尚不多见。1987年夏, 在中日西昆仑山科学考察期间, 作者曾对分布于西昆仑山地区的现代湖泊及湖泊演化进行了考察, 初步总结, 以求完善青藏高原湖泊的研究资料。

1. 湖泊分布特点及成因

1.1 分布特点 西昆仑山区的湖泊与山地冰川有着密切的联系, 它们同是反映气候变化的二个重要因素。该山地位于青藏高原的西北部边缘, 山体高大且深居大陆内部, 山峰海拔多在6000m以上, 最高峰昆仑峰海拔7167m(35°19'N, 80°55'E), 平坦的高原面也在4500m以上。气候干燥而严寒, 据气象观测资料, 在南坡高原面甜水海处(海拔4900m), 年降水量仅20.6mm(1965—1970年资料), 年均气温已在-5℃以下, 在雪线附近(海拔5900—6100m)低达-14℃左右。这丰富的冷储条件使该山区成为青藏高原现代冰川最为发育和集中的山地之一。北坡有冰川408条, 面积为1952.63km²; 南坡有冰川244条, 面积为1347.67km²。冰川类型多为山谷冰川, 并有较大的平顶冰川发育。这些高山冰川和积雪为山间盆地的湖泊提供了丰富的水源补给。

该区湖泊主要沿主脊两侧东西向构造断陷宽谷盆地中分布, 总体呈现出带状排列(图1)。在西昆仑山北坡, 山地与塔里木盆地高差悬殊, 山势陡峻, 河流溯源侵蚀强烈, 源头伸入高山冰雪带, 大量冰雪融水顺河滚滚而下排入塔里木盆地, 形成西昆仑山北麓的片片绿洲。因此, 湖泊数量少, 且面积不大, 主要分布在阿什库勒盆地。这个盆地是一个东西向

* 国家自然科学基金资助项目, 48770013号。

收稿日期: 1989年12月22日。接受日期: 1990年12月1日。

继承性山间断陷盆地,海拔在 4 600m 左右。分布其中的阿什库勒湖和乌鲁克库勒湖是两个较大的湖泊,湖面海拔均在 4 680m,面积分别为 10km² 和 15km² 左右。西昆仑山南坡的湖泊也分布在断陷宽谷盆地中,从西向东依次有:苦水湖、甜水海北湖(现已分离成 5 个小湖,之间互以小河相连)、甜水海湖、阿克赛钦湖、郭扎错、邦达错等。考察期间,乘船对几个主要湖泊进行了测深、采样和湖面水温测量,其特征见表 1。此外,在高山冰

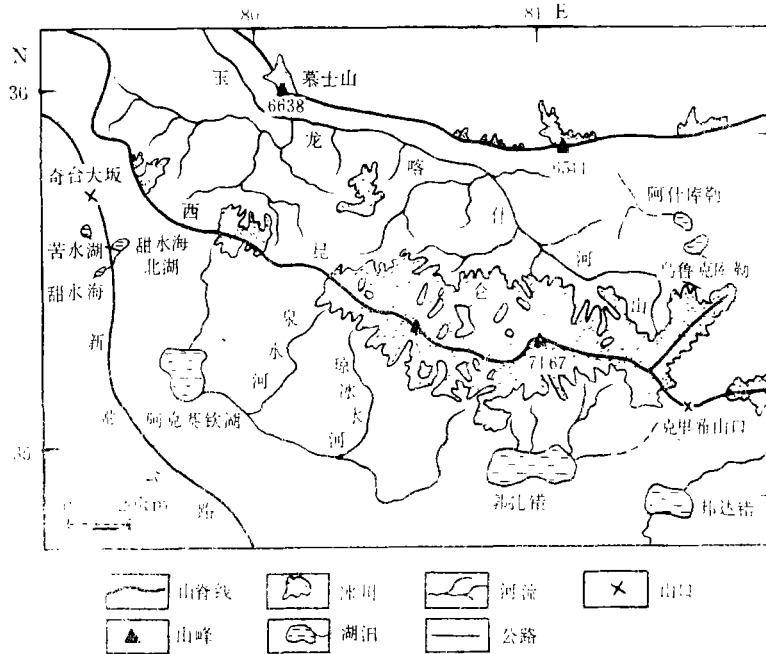


图 1 西昆仑山区湖泊的分布

Fig. 1 Distribution of lakes in the Western Kunlun Mountain areas

表 1 西昆仑山区主要湖泊特征

Tab. 1 Features of some lakes in the Western Kunlun Mountain areas

湖泊名称	经纬度	湖面海拔 (m)	湖泊面积 (km ²)	湖泊实测最大 水深 (m)	表面水温(°C) 及测定时间
甜水海北湖	35°30'N 79°33'E	4800	4	<5	10.6 (8月11日14时)
甜水海湖	35°21'N 79°30'E	4836	1	3.5	—
阿克赛钦湖	35°13'N 79°50'E	4840	160	12.6	10.0 (8月13日16时)
郭扎错	35°00'N 81°00'E	5080	244	81.9	7.0 (8月24日14时)
邦达错	34°58'N 81°34'E	4902	106	21.6	12.3 (8月25日15时)
阿什库勒湖	35°45'N 81°34'E	4680	10	—	10.7 (7月10日13时)
乌鲁克库勒湖	35°40'N 81°37'E	4680	15	—	14.7 (7月11日14时)

川作用区还分布着许多小型冰碛湖和冰蚀湖。如北坡的奈勒湖、南坡的克里雅冰水湖以及东崇测冰碛湖等。

1.2 成因 西昆仑山区湖泊有多种类型,较大的湖泊均是构造断陷湖,如甜水海北湖、阿克赛钦湖、郭扎错、邦达错、阿什库勒湖、乌鲁克库勒湖等。现代甜水海小湖则属于热融湖类型,目前在它的陡岸下还可见到地下冰,在钻孔 13m 深度下还发现有 1m 以上的厚层地下冰。因此,可以推断在这仅 3.5m 深的小湖底部目前还存在着多年冻土。在高山冰川作用区有冰蚀、冰碛堰塞湖泊类型,较大的冰蚀湖如北坡的奈勒湖,位于玉龙喀什河源头谷地,阿拉克萨依冰川谷的谷口,面积约为 0.7km^2 ,它和冰蚀地形——羊背岩相间排列,湖底纵剖面呈簸箕状,上游深而下游浅,表现出冰川翻过羊背岩后的深掘挖蚀作用的特征。

2. 湖泊的水化学特征

西昆仑山区湖泊的补给源主要是高山带的冰雪融水,且补给期是暖季。根据冰川编目资料(中国科学院兰州冰土研究所编,1986),该区各个湖泊流域都拥有较大面积的冰川,甜水海北湖流域有冰川 12 条,面积为 3.69km^2 ,冰储量为 0.1104km^3 ;甜水海湖流域有冰川 10 条,面积为 1.80km^2 ,冰储量为 0.0326km^3 ;阿克赛钦湖流域有冰川 129 条,冰川面积为 709.08km^2 ,冰储量为 136.2698km^3 ;郭扎错流域有冰川 62 条,面积为 544.34km^2 ,冰储量为 92.2799km^3 ;邦达错流域有冰川 90 条,面积为 170.34km^2 ,冰储量为 15.5528km^3 。加上积雪面积,水源相当丰富。每当暖季,冰雪融水汇成滔滔洪流注入湖中,湖泊水位明显升高。根据在郭扎错湖所设自动水位计的观测资料,从 7 月 19 日—8 月 28 日期间,湖面就升高了 0.14m ,即至少有 $3416 \times 10^4\text{m}^3$ 水体注入湖中,加上水面蒸发损失就远大于此数。由于该山区海拔高,又地处大陆内部,太阳辐射强烈,蒸发量大,气候干燥。根据考察期间在海拔 5260m 处所设气象站用口径 20cm 、高 10cm 的蒸发器观测的水面蒸发量,7 月份为 159.5mm ,8 月份为 181.6mm 。这种冰雪融水时段性补给特征和强蒸发的气候特点对湖泊的水化学性质影响极大。从不同类型的水样分析结果看出,其水化学特征有着显著差别(表 2)。其淡水类型(矿化度 $<1\text{g/L}$ 是冰川融水和那些分布在冰川作用带的冰蚀、冰碛湖泊,矿化度仅几十至几百 mg/L ,水型为 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$ 型;离冰雪融水补给源较近,且补给量大的湖泊表现为咸水湖,矿化度在 $1-35\text{g/L}$ 之间,其水型为 $\text{Cl}^- \cdot \text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ 型和 $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$ 型;而离冰雪融水补给源较远,补给量较小的湖泊则成为盐湖,矿化度可高达 $50-100\text{g/L}$ 以上,水型均为 $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$ 型。

从图 2 中明显看出,随着湖泊类型从淡→咸→盐的变化,阴离子中 HCO_3^- 含量明显降低,而 Cl^- 含量急剧增加;阳离子中 Ca^{2+} 含量骤然降低,而 Na^+ 含量迅速上升。这和西藏境内湖泊的水化学特征极其相似(关志华等,1984)。在冰川冰、冰川融水和冰水湖中,基本上不含 CO_3^{2-} ,而 HCO_3^- 含量在 $60-90\%$ 之间;在咸水湖中含有一定量的 CO_3^{2-} , HCO_3^- 含量降至 20% 左右,盐湖已降至 5% 以下。 Cl^- 含量在淡水中最大不超过 15% ,咸水湖增至 60% 左右,盐湖则高达 90% 以上。 Ca^{2+} 在淡水中含量为 50% 以上,而咸、盐湖中则含量甚微。 Na^+ 含量在淡水中仅占 15% 左右,而在咸、盐湖中可占 80% 以上。 Mg^{2+} 含量从冰川冰→冰川融水→冰水湖表现出增加趋势,而后向盐湖方向又逐渐减少。另外,从图 3a 中看出,淡水中,由于冰雪融水直接近距离补给,矿化度普遍较低,大部分都不超

表 2 西昆仑山区湖泊水化学组成
Tab. 2 Water chemical composition of lakes in the Western Kunlun Mountain areas

采样地点	采样时间 (年·月·日)	pH	矿化度 (mg/L)	阴离子含量($\times 10^{-6}$)				阳离子含量($\times 10^{-6}$)			水 型	
				CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+		Na^+
克里雅冰川末端	1987.8.20	7.4	43.42		29.32	1.05	2.36	8.29	1.20	0.50	0.70	$\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}^{2+}$
克里雅冰川融水	1987.8.19	7.49	44.56		32.26	0.53	0.95	8.49	1.32	0.22	0.80	$\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+}$
克里雅冰川湖	1987.8.19	7.90	113.53		72.71	2.63	6.62	16.78	4.19	7.40	3.20	$\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}^{2+} \cdot \text{K}^+$
东崇测冰碛湖	1987.8.17	7.47	91.23		62.16	1.76	5.68	15.79	2.52	0.82	2.50	$\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}^{2+}$
玉龙喀什河源 牙克冰川融水	1987.7	7.52	122.18		82.10	2.46	7.57	21.32	3.23	1.60	3.9	$\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}^{2+}$
阿拉克萨依冰川	1987.7	7.42	131.54		97.34	0.70	2.84	25.66	3.11	0.99	0.90	$\text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}^{2+}$
阿拉克萨依冰碛湖	1987.7	7.52	449.28		99.69	87.82	136.25	48.95	38.81	1.76	36.00	$\text{SO}_4^{2-} \cdot \text{HCO}_3^- \cdot \text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+}$
邦达错南饮水河	1987.8.25	8.18	321.38		187.65	27.75	26.96	46.92	10.00	2.85	29.25	$\text{HCO}_3^- \cdot \text{Cl}^- \cdot \text{Ca}^{2+} \cdot \text{Na}^+$
甜水海北湖	1987.8.13	8.49	1212.40	3.60	86.60	511.90	180.60	51.50	34.90	7.40	335.90	$\text{Cl}^- \cdot \text{Na}^+$
邦达错湖水	1987.8.25	8.30	100369.75		1685.90	59716.33	895.10	0.40	2922.02	2150.00	33000.00	$\text{Cl}^- \cdot \text{Na}^+$
郭扎错北湖湖水	1987.8.22	9.18	11658.01	40.65	2235.36	4742.18	588.53	5.33	275.96	320.00	3450.00	$\text{Cl}^- \cdot \text{Na}^+$
郭扎错中部湖水	1987.8.22	8.29	3840.98	92.26	860.84	1348.89	221.44	2.57	123.01	112.00	1080.00	$\text{Cl}^- \cdot \text{HCO}_3^- \cdot \text{Na}^+ \cdot \text{Mg}^{2+}$
郭扎错东南湖水	1987.8.24	8.94	3457.50	86.49	776.39	1180.28	238.44	6.51	113.40	96.00	960.0	$\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3^- \cdot \text{Na}^+ \cdot \text{Mg}^{2+}$
阿克赛钦湖东北侧	1987.8.13	8.53	54890.42	196.04	1894.08	30561.42	1708.82	15.79	615.65	1300.00	18598.62	$\text{Cl}^- \cdot \text{Na}^+$
阿克赛钦湖西北侧	1987.8.13	8.48	50531.99	12.40	1213.85	28101.80	1553.65	15.79	584.51	1250.00	17800.00	$\text{Cl}^- \cdot \text{Na}^+$
阿什库勒湖	1987.7	8.92	7080.21	328.66	2181.42	1861.74	437.14	3.55	287.70	230.00	1750.00	$\text{HCO}_3^- \cdot \text{Cl}^- \cdot \text{Na}^+ \cdot \text{Mg}^{2+}$
乌克鲁勒湖	1987.7	8.90	32355.28	1739.03	4529.37	12997.08	1705.04	4.34	442.93	562.50	10375.00	$\text{Cl}^- \cdot \text{Na}^+$

过 200mg/L。在阴离子中, HCO_3^- 和矿化度有很好的相关关系, 其绝对含量随矿化度升高而迅速上升; Cl^- 和 SO_4^{2-} 则没有明显规律性的变化。阳离子中, Ca^{2+} 的绝对含量随矿化度升高而明显上升, 表现出良好的规律变化。 Mg^{2+} , Na^+ 和 K^+ 则无明显规律性变化。在咸、盐湖中(图 3b), Cl^- 和 Na^+ 与矿化度呈良好的相关关系, 随着矿化度的升高, Cl^- 和 Na^+ 绝对含量迅速增加, 而 Mg^{2+} 则增加缓慢, 其它的则无明显规律。从以上各类水中主要阴、阳离子组合分析可以看出: 淡水的化学类型多为重碳酸盐类, 钙组水; 盐湖均为氯化物类, 钠组水; 咸水湖为氯化物类, 钠组水和重碳酸盐类, 镁组水的混合型。

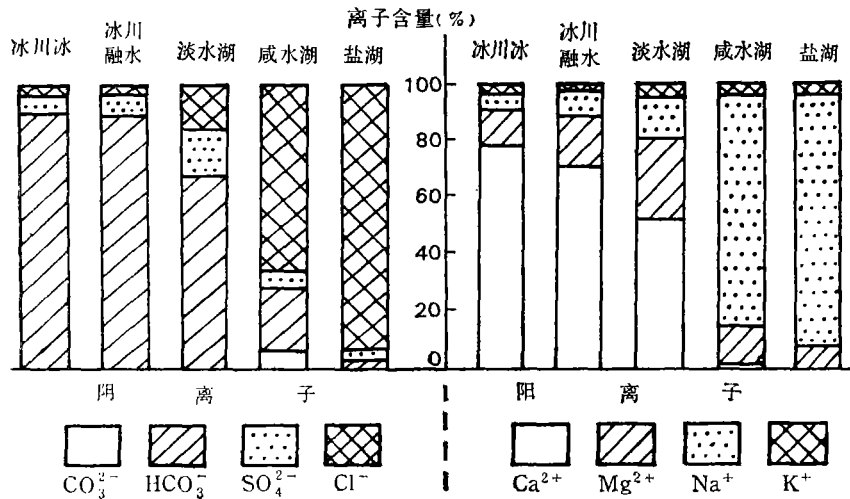


图 2 西昆仑山区各类水中主要阴、阳离子相对含量

Fig. 2 Relative contents of main anion and cation in different kinds of waters in the Western Kunlun Mountain areas

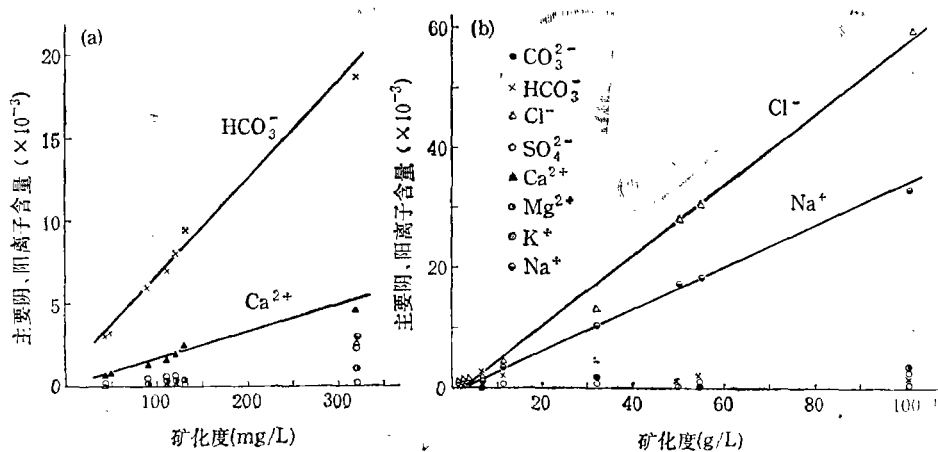


图 3 西昆仑山区淡水 (a) 和咸、盐湖 (b) 中主要阴、阳离子含量与矿化度的关系
Fig. 3 Relationship between the main anion and cation contents and the salinity of the freshwater (a) and the saltwater and Saline Lakes (b) in the Western Kunlun Mountain areas

西昆仑山区湖泊的氢离子浓度较低, pH 值均在 7 以上, 淡水型 pH 值在 7—8 之间, 呈中性或弱碱性; 咸水湖 pH 值普遍高于盐湖, 在 9 左右; 而盐湖 pH 值在 8—8.5 左右, 呈弱碱性。

3. 湖泊的演变

西昆仑山区的湖泊演变是青藏高原隆升和气候变化二者共同作用的结果。大致经历了如下 3 个阶段:

第四纪初、中期, 高原隆起的高度还不足以完全阻止印度洋暖湿气流进入, 气候潮湿, 当时高原上河湖串连, 水域宽广。据郑绵平等(1983)的研究, 当时西藏境内的湖泊最大覆盖面积约占西藏总面积的五分之一, 较现代湖泊总面积约大 10 倍, 称之为“泛湖河期”。在西昆仑山区, 根据广阔的湖积平原及出露的湖相地层分布范围和 ^{14}C 测年资料, 在距今 4.6 万年以前, 有一面积约 $3\,000\text{km}^2$ 的甜水海古湖, 其北侧延伸至肖尔克谷地的苦水湖和甜水海北湖, 东侧延伸至阿克赛钦湖以东, 与郭扎错也相互贯通。而现代南坡湖泊总面积仅 410km^2 , 之间相差了 7—8 倍, 故称为“大湖期”。

到了晚更新世后期, 高原山地已近现代高度, 印度洋暖湿气流北进受阻, 气候变得干燥。此外, 高原上强烈的太阳辐射, 使湖水大量蒸发损失, 加之随着高原强烈隆升, 外围河流溯源侵蚀, 使古湖部分水体向北沿滚石河排入喀拉喀什河流走。由于几方面的原因, 到距今 4.6 万年左右, 统一的甜水海古湖趋于消失, 在不同的低洼处形成几个小的湖泊, 原来广阔的湖盆变成了一片湖积平原。其上的 S11 号钻孔揭露深度为 15m, 岩芯全部为灰色湖相粘土, 顶部 ^{14}C 测年为 $4\,6850 \pm 2\,970\text{a B.P.}$ (图 4), 它基本代表了统一古湖的消失时代, 这在西昆仑山区湖泊演变史上是一次重大的变化, 这和陈克造等(1981)在研究青藏高原的盐湖中所指出的“第四纪早期, 虽然区内气候有干湿波动, 但总的看来还是比较湿润的, 湖域浩瀚。从晚更新世晚期开始, 湖泊演化发生了重大变化, 湖水急剧浓缩, 逐渐演变成众多的盐湖”是一致的。到距今 3.5 万年前后, 各个湖泊出现一次高湖面期, 这次高湖面期恰好与末次冰期中的间冰段中期相对应, 当时西昆仑山气候应是较温暖湿润的。同时冰川消融后退, 大量融水补给湖泊使得苦水湖、甜水海北湖、甜水海湖和阿克赛钦湖又连为一体。S12 号钻孔揭露深度为 9 米多 (图 4), 在下部砂砾石层之上出现的灰色湖相粘土, 其 ^{14}C 测年为 $3\,6750 \pm 1\,320\text{a B.P.}$; 在阿克赛钦湖北岸阶地剖面中的湖相粘土层, 其 ^{14}C 测年为 $34\,735 \pm 820\text{a B.P.}$; 在郭扎错东北、崇测冰川东侧古冰碛下伏的灰色湖相粘土, 其 ^{14}C 年代为 $30\,935 \pm 1\,700\text{a B.P.}$ 。之后, 湖泊退缩。到距今 2.1 万年前后, 气候变冷, 冰川又重新前进, 如崇测平顶冰川南侧外围的终碛, 其 ^{14}C 年代为 $21\,046 \pm 716\text{a B.P.}$; 郭扎冰川冰舌前的终碛, 其 ^{14}C 年代为 $20\,106 \pm 385\text{a B.P.}$ 。但值得指出的是, 在西昆仑山区, 这时也正是各个湖泊再次出现高湖面时期, 位于堆积型湖岸阶地上的灰色湖相粘土及所夹的水草植物残体的 ^{14}C 年代, 均集中在距今 2.1 万年到 1.5 万年之间。如甜水海 S12 号孔岩芯上部湖相粘土中所夹水草植物残体有机碳的测年依次为 $18\,720 \pm 155\text{a B.P.}$ 和 $16\,210 \pm 195\text{a B.P.}$; 在邦达错 I 级湖岸阶地剖面中湖相粘土, 其 ^{14}C 年代为 $15\,900 \pm 120\text{a B.P.}$ (图 4); 阿克赛钦湖东北 I 级阶地下部灰色粘土, 其 ^{14}C 测年为 $18\,520 \pm 305\text{a B.P.}$, 顶部为 $16\,235 \pm 120\text{a B.P.}$ (水草残体有机碳测定) (图 4)。根据湖相沉积物年代和古湖岸线分析, 这次高湖面在甜水海北湖和邦达错湖区至少比现代湖面高出 40m 左右。

而在甜水海湖区,阿克赛钦湖和郭扎错湖区,由于本身所处海拔依次增高,当湖面增高到一定幅度后便沿河道溢出。因此,当时湖面高出的幅度也依次变小。在末次冰期盛期出现高湖面,王靖泰等(1989)在对新疆柴窝堡湖区湖面变化的研究中也指出了这种事实的存在。这次高湖面的出现,可能与冰盛期早期阶段的冷湿气候有关,也与当时冰川面积大大增加,在暖季冰川融水径流相应变大而蒸发量减小,使注入湖泊的水量增多有直接关系。之后,湖泊又趋于退缩,但也还有升降波动。

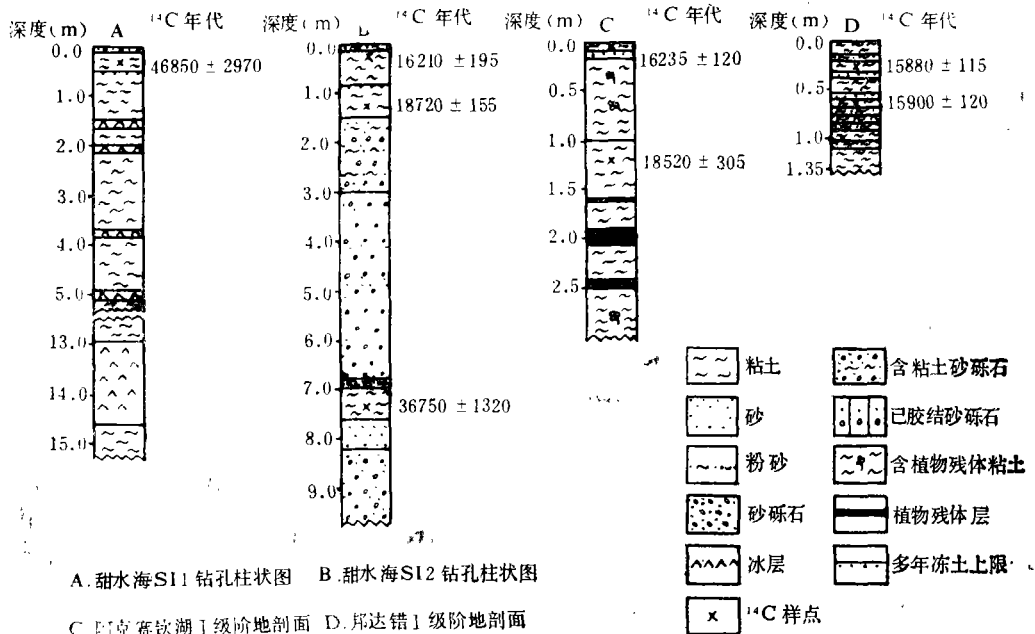


图4 西昆仑山南坡湖相沉积剖面及年代

Fig. 4 Lacustrine sediments and ages in South of the Western Kunlun Mountain areas

进入全新世后,西昆仑山区的气候尽管也有相对的冷暖干湿多次波动,但总的表现出日趋干燥、湖泊逐渐萎缩、冰川面积逐步减小,许多湖泊演化成盐湖。有些湖泊甚至曾干涸过,在湖盆底部找不到全新世时期的沉积物。而在大多数湖盆区形成了一系列环形垄岗状古湖岸线,这在邦达错和甜水海北湖最为明显,古湖岸线可达6—10道之多,它反映出全新世湖泊逐渐退缩过程中的多次停顿,也是气候多次波动的标志。

4. 结语

综上所述,我们把西昆仑山区的湖泊演变归结为3个大的阶段:第一阶段为“大湖期”,存在于距今4.6万年以前;第二阶段为“湖面波动期”,存在于晚更新世后期,湖泊随着气候的冷暖干湿变化以及冰川进退表现出扩大或缩小的波动,而高原的强烈隆升对高原气候的变化起着不可忽视的作用;第三阶段为全新世时期,为“湖泊退缩期”,这是高原上气候日趋变干的结果。

参 考 文 献

- 中国科学院兰州冰川冻土研究所编,1988,中国冰川目录 VII,科学出版社,73—105。
王靖泰等,1989,柴窝堡—达坂城地区地貌、第四纪沉积及湖面变化,柴窝堡—达坂城地区水资源与环境,科学出版社,11—22。
关志华等,1984,西藏河流与湖泊,科学出版社,115—215。
陈克造等,1981,青藏高原的盐湖,地理学报,36(1): 13—21。
郑绵平等,1983,论西藏的盐湖,地质学报,2: 185—193。

LAKES IN THE WESTERN KUNLUN MOUNTAIN AREAS

Li Shijie, Zheng Benxing and Jiao Keqin

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica, Lanzhou 730000)

ABSTRACT

This paper discussed the relationship between the distributions, geneses, water chemical characters and evolutionary history of the lakes in the Western Kunlun Mountain areas, and the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau, paleoclimatic changes, advance and retreat of the alpine glaciers.

Water supply of the lakes depends mainly on the meltwater of alpine snow and ice during the warm season. Therefore, the change of the salinity of lake water is directly related to the distance from the supply source to the lake. With changing of the lake types from freshwater to saltwater to saline, the contents of HCO_3^- and Ca^{2+} are clearly decreasing, and Cl^- and Na^+ increasing. In addition, in freshwater lakes, the absolute contents of HCO_3^- , and Ca^{2+} are obviously becoming higher with increase in the salinity of the lake. In saltwater and saline lakes, it is shown that the absolute contents of Cl^- and Na^+ are clearly becoming higher with the increasing of salinity.

The evolution of the lakes during the Quaternary is the result of coaction of the tectonic uplift of the plateau and the global climatic changes. It can be divided to three main stages: viz., "Great Lake Period" before 46 000 a B.P.; "Lake-level Fluctuation Period" in the later stage of the Late Pleistocene, during this period, the great lake existing in the first stage disappeared and several small lakes were formed after 46 000 a B. P. Up to about 36 000 a B.P., a high lake-level appeared, which corresponded to the interstadial of the last glaciation. Another high lake-level appeared in the time from 21 000 a B.P. to 15 000 a B.P., about 40 m higher than the present day lake-level; and "Lake Shrinking Period" in the Holocene.

Key words Western Kunlun Mountains, Lake evolution, Climatic changes.