

青藏高原山地湖泊扩涨与山地关系分析

胡 忠¹ 贾玉连¹ 张海荣³ 张 彪¹ 魏 灵²

(1. 江西师范大学地理环境学院, 江西 南昌 330026; 2. 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室, 江苏 南京 210008; 3. 惠州市惠阳区中山中学, 广东 惠州 516211)

摘要: 基于 1:10 万与 1:50 万地形图, 考察了青藏高原的山地湖泊及其流域的河流(水文)、雪线、冰川高度、各高度山地面积与湖泊面积之间的关系。高原湖泊的规模与流域山地(其高度, 中、西部湖拔大于 500~750 m, 东部大于 250 m)存在密切关系。揭示山地降水是湖泊水的主要来源, 其质(低温)与量是维持湖泊一定规模与稳定存在的主要因素。由于山地湖泊存在这种特殊的水文特点, 因此, 地质历史时期的暖湿期, 高原山地湖泊比之低地、丘陵湖泊, 扩涨规模可能更为显著。40~23 ka B.P, 高原山地湖泊异乎寻常地扩涨, 可能是降水在暖期季风雨增加时, 在山区增高更甚, 更多的低温水流贮湖泊造成的。

关键词: 青藏高原; 山地湖泊; 山地降水; 湖泊扩涨

中图分类号: P512.32 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2008)01-0144-06

内陆封闭湖泊, 是区域气候与水文变化良好的指示器^[1,2]; 其中的多数湖泊, 流域内存在相当比例的山地; 因此, 对于气候指示的敏感程度也会有所差异。因为, 即使是同一地区, 山地的降水、径流系数与丘陵、平原存在着显著差异; 山地即使是等高的, 由于其坡向、距离海洋远近的不同与局地气候的差异, 其降水型式与降水量存在很大的不同; 因此, 山地水文流贮的质(温度)与量对湖泊的作用, 都与平原、丘陵地区有所不同。这种不同, 也决定了地质历史的气候波动中, 山地湖泊具有不同于平原/丘陵湖泊的诸多特点。笔者基于 1:50 万地形图(1976 版), 选择了 5 个典型区域, 分别统计了 12~15 个湖泊及其流域的诸多特点, 结合 1:10 万地形图(1970 版), 考察了流域内河流、雪线、冰川与各区内的气候特点, 探讨了不同区域流域山地与湖泊的关系, 从而尝试回答山地湖泊在暖湿期扩涨规模的差异性机理。

1 高原山地湖泊水文平衡

一般来说, 封闭湖泊流域的水平衡方程可表示为:

$$P_B S_B + P_L S_L + G_W = E_L S_L + E_B S_B \quad (1)$$

其中, P_B, P_L 分别为流域陆地(不包括冰川, 下同)、湖面平均降水, S_B, S_L 分别为流域陆地、湖泊面积, G_W 为冰川融水, E_L, E_B 分别为湖面、流域陆面蒸发。

如果变换为:

$$P_B S_B - E_B S_B + G_W = (E_L - P_L) S_L \quad (2)$$

则其中的 $(E_L - P_L) S_L$ 可用 $\langle RS \rangle$ 表示, $\langle RS \rangle$ 为流域各高度山地入湖径流量:

$$\langle RS \rangle = R_1 S_1 + R_2 S_2 + \dots + R_n S_n \quad (3)$$

其中, R 为径流深, S 为各高度山地面积。因此, 湖泊与各高度山地面积存在如下关系:

$$(E_L - P_L) S_L = R_1 S_1 + R_2 S_2 + \dots + R_n S_n \quad (4)$$

引入湖泊补给系数 $K = S_B / S_L$ ^[3], 可知 K 与各高度山地面积存在如下的线性关系:

$$(E_L - P_L) / K = R_1 S_1 / S_B + R_2 S_2 / S_B + \dots + R_n S_n / S_B \quad (5)$$

而湖泊补给系数的倒数 $K_v = 1/K = S_L / S_B$ 可表示为单位流域陆面所维持的静水面。

因此, 通过考察湖泊面积、 K_v 与各高度山地面积之间的关系, 可以分析封闭湖泊流域的水文流贮与湖泊扩涨特点。

2 高原典型区域流域水文特点与湖泊的关系

基于温度与降水将高原划分出 5 个较典型的区域(图 1):A 纳木错—兹格唐错区,B 扎日南木错—昂孜错区,C 阿克赛钦湖—郭扎错区,D 玛尔果茶卡—多格仁错强错区,E 库赛湖—乌兰乌拉区,统计了各区域内气候条件极为相似的 12~15 个封闭流域的诸多特点(表 1)。

这些流域基本上分为两种型式:(1) 丘陵低山流域(记为 L 型),流域为和缓开阔的河谷低地,>1000 m(为高出现代湖面,除特别说明,下同)的山地不足 1‰,如兹格塘错、拥错、苟仁错。(2) 山地流域(记为 M 型),流域内>1000 m 的山地>1‰,按照山地是否存在坡折与坡折的高度,可以将流域分为四类:Ma 型,坡折高度为 500~750 m,即<500~750 m 的低山较为和缓而>750~1000 m 的山地较为陡峭;如扎布耶茶卡、杰萨错、昂古错、郭扎错与佩枯错,流域内

500~1000 m 的山地面积较大。Mb 型,坡折高度为 1000~1500 m,即<1000~1500 m 的中、低山较为和缓而>1000~1500 m 的高山较为陡峭;如当穹错、姆错丙尼、当惹雍错、懂布错、邦达错,流域内 1000~1500 m 的山地面积较大。Mc 型,上述两高度的坡折都存在,如喷呐湖、太阳湖、龙木错、可可西里湖。Md 型,坡折不明显,有的湖滨平原狭窄,如:班公错;有的湖滨平原较开阔,如纳木错、扎日南木错、阿克赛钦湖、泽错、结则茶卡。也就是说,有的流域山地具有起伏相对和缓的原面,如 Ma、Mb、Mc 型流域,而 Md 型流域则没有明显的原面。

各流域不同高度山地面积与 K_c 之间的相关性(图 2),大致是相同的:随着山地的增高,相关系数越来越大,而与 6250 m 以上常年被冰雪覆盖的山地相关性又有所降低。具体来说:A 区,250 m 以上的山地与 K_c 便存在显著的相关性,且以>500~750 m 最为显著;B 区,750 m 以上为正相关;C 区,正相关高度在 1000 m 以上,而 D 与 E 区则分别为 600 m、250

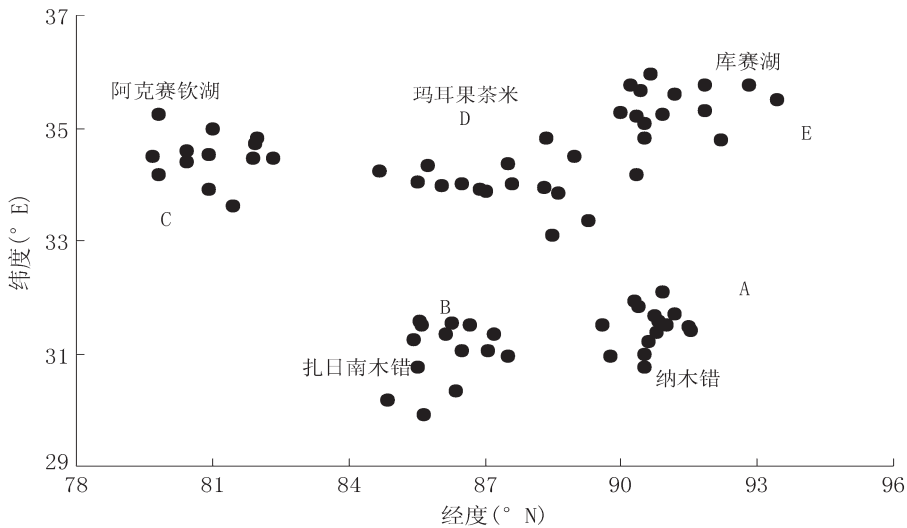


图 1 文中所涉及的湖泊在高原的分布示意图

Fig.1 Distribution of lakes mentioned in this paper on the Qinghai-Tibet Plateau

表 1 高原各典型区域封闭湖泊流域信息

Table 1 Information of various typical closed lake basins on the Qinghai-Tibet Plateau

| 区域 | 温度/°C | 年降水/mm | 雪线高度/m | 湖面高度/m | 常年河生成高度/m | 消失河(出现高度)/m |
|----|-------|---------|-----------|-----------|-----------|-------------|
| A | 0~-2 | 400~450 | 5500~5750 | 4500~4750 | 5200~5500 | 无 |
| B | 0~-2 | 140~200 | 5800~6000 | 4500~5200 | 5200~5700 | 无 |
| D | <-4 | 140~200 | 5800~6000 | 4800~5100 | 5700~6000 | 5300~4800 |
| C | <-4 | <75 | 5800~6000 | 5000~5200 | 5800~6000 | 5300~5000 |
| E | <-2 | 120~160 | 5400~5500 | 4800~5200 | 5200~5500 | 5000~4800 |

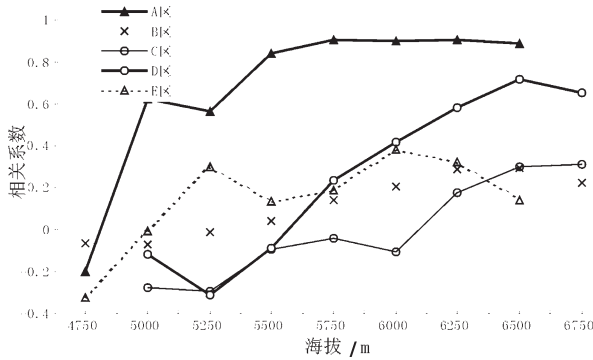


图 2 各区域 K_n 与各高度山地面积之间的相关系数 (0.01 的显著水平)

Fig.2 Correlation coefficients of $1/K$ and mountain area at various heights in various regions at the 0.01 confidence level

m。这指示,丘陵、低山(其高度,高原东部的 A 与 E 区为 <250 m,高原中、西部的 B、C、D 区为 <500~750 m)与湖泊的存在并没有密切关系,而雪线以下 500 m 范围内的山地与湖泊存在密切关系,常年被冰川

覆盖的山地与湖泊的关系相对来说又有所减弱。

其中 L 型流域,现代湖泊补给系数(K)最大,就是说流域陆地面积大而湖泊面积小。M 型流域,若最高山地 >1500~2000 m;在高原东部内流区,若 >250 m 的山地绝对面积与所占比例较大时,湖泊补给系数较小;在高原中、西部内流区,若 >500~750 m 的山地绝对面积与所占比例较大时,湖泊补给系数较小。显示山地降水对于维持湖泊稳定存在的贡献率较大。

3 40 ka B.P 以来高原山地湖泊在全球暖湿期的变化

根据深海氧同位素记录,40 ka B.P 来全球经历了 3 个典型气候时段:末次冰期间冰阶→末次冰期盛冰期→全新世(间冰期)^[6]。综合分析已有的资料^[5-21]可知,在青藏高原间冰期(阶)暖湿期封闭湖泊存在如下的扩涨特点(表 2、3):

40~23 ka B.P 间冰阶,山地湖泊显著扩涨,在最

表 2 40~23 ka B.P 湖泊扩涨期古湖泊相关信息记录

Table 2 Information records of paleolakes in the lake expansion stage at 40~23 ka B.P

| 湖泊 | °N | °E | 测年记录/a B.P | 古湖泊面积(km ²) 及古/今面积比 | 古海拔/m | 流域型式类 | 参考文献 |
|-------|-------|------|-----------------------|------------------------------------|-------|-------|------|
| 班公错 | 33.5 | 79.5 | 39453±3263 24847±655 | [1031]、[1.63] | 45 | Md | [5] |
| 阿克赛钦湖 | 35.2 | 79.5 | 41962±1300 23947±1300 | [1403]、[7.98] | 23 | Md | [6] |
| 苟仁错 | 34.6 | 92.5 | 32510±2109 | [31.5]、[1.34] | 5 | L | [7] |
| 察尔早盐湖 | 36.5 | 95.0 | 38600±680 24000±420 | [9547]、[3.18] | 22 | Mc | [8] |
| 扎布耶茶卡 | 30.5 | 83.5 | 36000±420 23770±600 | [4729]、[5.97] | 180 | Ma | [9] |
| 纳木错 | 30.55 | 91.0 | 36100±2200 26700±2800 | [2622]、[1.34] | 22 | Md | [10] |
| 兹格塘错 | 32.1 | 92.8 | 23600±2300 | [272]、[1.42] | 10 | L | [11] |
| 错鄂 | 31.4 | 91.5 | 24900±1800 | [220]、[3.14] | 30 | Mc | [11] |

表 3 全新世 8.0~5.0 ka B.P 古湖泊相关信息记录

Table 3 Information records of paleolakes in the Holocene at 8.0~5.0 ka B.P

| 湖泊 | °N | °E | 测年记录/a B.P | 古湖泊面积 (km ²) 古/今面积比 | 古海拔/m | 流域型式类 | 参考文献 |
|-------|------|------|-------------------|------------------------------------|-------|-------|---------|
| 班公错 | 33.5 | 79.5 | 6750±235 | [831]、[1.38] | 10~15 | Md | [12] |
| 佩枯错 | 29.0 | 85.6 | 8370±285 6150±200 | [395]、[1.4] | 30~35 | Mb | [13] |
| 龙木错 | 34.6 | 80.4 | 7670±140 7290±200 | [635]、[6.55] | 约 70 | Mc | [12] |
| 扎布耶茶卡 | 30.5 | 83.5 | 8725±135 5315±135 | [720]、[3.35] | 35~40 | Ma | [14] |
| 松西错 | 34.6 | 80.2 | 8200±150 6890±150 | [86.6]、[3.52] | 32 | Mc | [15-18] |
| 邦达错 | 34.9 | 81.5 | 7670±250 | [145]、[1.37] | 10 | Mb | [12-18] |
| 扎日南木错 | 31.0 | 85.5 | 7010±150 | [1540]、[1.54] | 55 | Md | [16] |
| 小沙子湖 | 36.0 | 90.7 | 8356±172 | [60]、[2.4] | 20~25 | Ma | [17] |
| 可可西里湖 | 35.7 | 81.6 | 5580±163 | [470]、[1.53] | 22~25 | Mc | [17] |
| 兹格塘错 | 32.1 | 92.8 | 8300±800 5800±200 | [246]、[1.29] | 8~10 | L | [11] |
| 错鄂 | 31.4 | 91.5 | 6300±600 | [138]、[1.97] | 12 | Mc | [11] |
| 布南湖 | | | 7996±183 | | 2~5 | | [16] |
| 拿日雍错 | 28.3 | 92.0 | 6380±100 3625±100 | [32.8]、[1.22] | 5~10 | | [16] |
| 乌鲁克库勒 | 35.7 | 81.7 | 6505±77 | [18]、[1.17] | 18~25 | | [16-17] |

盛期,古湖泊面积达到现在的几倍甚至十几倍^[21,22]或成为外流湖^[20]。具体如下:(1)L型流域,如兹格唐错与苟仁错,湖泊扩涨规模最小;(2)M型流域,若最高山地>1500~2000 m,则具有显著的扩涨规模,以扎布耶茶卡(Ma)与察尔汗盐湖(Mc)为最,班公错(Md)、纳木错(Md)次之,阿克赛钦湖(Md)与错鄂(Mc)最次。不过,班公错在当时可能溢流,成为印度河一源头湖泊^[23],因为现在班公错与印度河上游谷地的分水岭高出湖面仅有6 m左右(南京大学王富葆教授面告);而纳木错则可能通过仁错贡玛/仁错约玛与色林错相连,因此无法确切衡量其具体的扩涨规模;错鄂也有可能通过其东侧较低缓的分水岭注入那曲,成为怒江一支流水源。

全新世(8.0~5.0 ka B.P),高原湖泊又进入一次扩涨期,但总体扩涨幅度远小于40~23 ka B.P,具体如下:(1)L型流域,湖面波动幅度最小,如兹格唐错、乌鲁克库勒湖、布南湖、拿日雍错,型式与之接近的错鄂(Mc型,最高山地<1480 m),湖面波动幅度也较小。(2)M型流域扩涨的规模最大,以龙木错、扎布耶茶卡与松西错为最,不过随着流域型式的变化,并没有呈现出显著的差异。

4 讨论

对于青藏高原的诸多湖泊在40 ka B.P以来,在对应轨道周期的全球暖期(特别是40~23 ka B.P)存在湖面扩展的水文效应,许多学者^[14,19~22]已经就其扩涨规模、区域气候环境变化及机制等方面进行了深入的研究。并认为是印度季风的加强,增加了对高原的水汽输送,从而形成高于现在降水,甚至是远高于现在降水的大降水的气候事件存在^[21,22]。模型资料也从区域动力环境揭示了降水量增大的理论机理^[23]。

不过,基于流域类型与湖泊现状、扩涨规模来看,高原在暖湿期的降水量增加,可能更多是产生在中、高山地而非丘陵、低地。并且是流域内中、高山地(>500~750 m)面积越大,湖泊扩涨的规模也就越大。因此,L型流域具有最大的现代湖泊补给系数(与同一区域比较,下同),湖泊扩涨规模微乎其微;而对于最高山地>1500~2000 m的山地流域,>500~750 m的中、高山地面积较大(绝对面积与所占比例),其现代湖泊补给系数较小,湖泊扩涨则表现的甚为显著。

这除了指示中、高山地本身的降水比丘陵低地

多外,可能还与以下3个因素有关:(1)山地越高,温度也就越低,其本身的蒸发也就越微弱;这种冷径流,流贮到湖泊后,在一定程度上会冷却湖泊,减少湖面的蒸散,从而由湖面蒸发所引起的湖泊萎缩也就相对缓慢。也就是说,在降水量相同,面积相等的情况下,山地与低地丘陵相比,所维持的湖泊面积要大一些;并且山地越高,这种趋势应该越明显。(2)在其他条件都相同的情况下,山地径流深要大于丘陵低地,从而增加对湖泊水体的水文流贮。(3)气候由冷期向暖期演化时,山地降水的增加幅度大于丘陵、低地。因此,中、高山地降水的质(冷)、量(大)与丘陵低地相比,都较适合稳定维持一个面积较大湖泊。因此,当气候向区域降水增加的暖湿阶段演化时,中、高山地流域的湖泊扩涨规模比之低地丘陵流域,也就越为显著(图3)。所以利用其古湖泊遗迹进行古水文的重建时,会在一定程度上人为放大古气候环境的区域湿润程度。

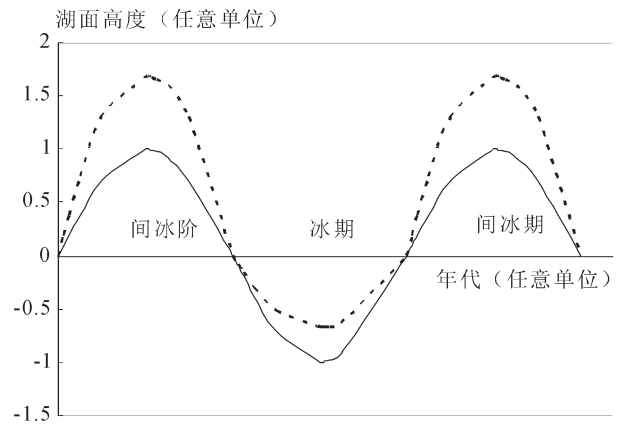


图3 暖湿期青藏高原山地湖泊(虚线)与低地丘陵湖泊(实线)扩涨的规模性差异

Fig.3 Difference in expansion extent of high mountain lakes (dotted line) and lowland-hill lakes (solid line) on the Qinghai-Tibet Plateau during the warm-wet period

5 结论

(1)高原山地湖泊的规模与流域山地(在高原东部为>250 m,在高原中、西部为>500~750 m),存在密切关系;指示山地降水是湖泊水的主要来源,其质(低温)与量是维持湖泊一定规模与稳定存在的主要因素。

(2)在青藏高原,气候由冷向暖演化期及全球暖湿期,中、高山地流域的湖泊扩张规模比之低地丘陵流域的湖泊扩张更为显著。

(3)40~23 ka B.P, 高原山地湖泊异乎寻常地扩张,可能是降水在暖期由于季风雨增加时,在山地区增高更甚,更多的低温水流贮湖泊造成的。

参考文献(References):

- [1] 于革. 全球晚第四纪湖泊数据库的研究[J]. 湖泊科学, 1997, 9(3): 193-202.
Yu Ge. Studies on global late Quaternary lake-level data bases[J]. Journal of Lake Science, 1997, 9 (3):193-202 (in Chinese with English abstract).
- [2] 秦伯强. 气候变化对亚洲内陆湖泊的影响研究—过去、现在与未来[D]. 中国科学院博士研究生毕业论文, 1993:60-61.
Qin Boqiang. Study on the impact of climate change on the Asian inland lakes—past, present and future [D]. Ph.D. Dissertation of Chinese Academy of Sciences, 1993:60-61(in Chinese with English abstract).
- [3] 范云崎. 西藏内陆湖泊补给系数的初步探讨 [J]. 海洋与湖沼, 1983, 14(2):118-127.
Fan Yunqi. Preliminary research on closed lake supply coefficient in Xizang[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1983, 14(2):118-127 (in Chinese with English abstract).
- [4] Prell W L, Imbire J, Martinson D G, et al. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary [J]. Paleoclimatology, 1986, 1(2):137-162.
- [5] 黄赐璇, 张青松, 刘福涛. 西藏日土县班公错地区晚更新世植物群与古气候探讨[J]. 自然资源学报, 1989, 4(3):247-253.
Huang Cixuan, Zhang Qingsong, Liu Futao. Study on late Pleistocene climate change and flora in Bangong Co region, Ritu county, Xizang[J]. Journal of Natural Resources, 1989, 4(3):247-253 (in Chinese with English abstract).
- [6] 李世杰, 郑本兴, 焦克勤. 西昆仑山南坡湖泊沉积演化的初步研究[J]. 地理科学, 1991, 11(4):306-313.
Li Shijie, Zheng Benxing, Jiao Keqin. Preliminary research on lakes evolution of the southern slope of West Kunlun Mountains [J]. Scientia Geographica Sinica, 1991, 11(4):306-313(in Chinese with English abstract).
- [7] 胡东生. 可可西里地区湖泊演化[J]. 干旱区地理, 1995, 18(1):60-67.
Hu Dongsheng. Lakes evolution in Kekexili region [J]. Arid Land Geography, 1995, 18(1):60-67(in Chinese with English abstract).
- [8] 陈克造, Bowler J M, Kelts K. 四万年来青藏高原的气候变迁[J]. 第四纪研究, 1990, 10 (1):21-31.
Chen Kezao, Bowler J M, Kelts K. Climate change since 40 kaBP in Qingzang plateau[J]. Quaternary Sciences, 1990, 10(1):21-31(in Chinese with English abstract).
- [9] 郑绵平, 刘俊英, 齐文. 从盐湖沉积探讨 40 kaBP 以来青藏高原

古气候演替[C]//郑绵平. 盐湖资源环境与全球变化. 北京:地质出版社, 1996:6-20.

Zheng Mianping, Liu Junying, Qi Wen. Climate change research based on salt sedimentary stratigraphy during the last 40ka in Xizang Plateau [C]//Zheng Mianping. Salt Resource and Environment and Global Change. Beijing: Geological Publishing House, 1996:6-20 (in Chinese with English abstract).

- [10] 赵希涛, 朱大岗, 严富华, 等. 西藏纳木错末次间冰期以来的气候变迁与湖面变化[J]. 第四纪研究, 2003, 23(1):41-52.
Zhao Xitao, Zhu Dagang, Yan Fuhua, et al. Climatic change and lake-level variation of Nam co, Xizang since the last interglacial stage[J]. Quaternary Sciences, 2003, 23(1):41-52(in Chinese with English abstract).
- [11] 贾玉连, 王苏民, 吴艳宏, 等. 24 kaBP 以来青藏高原中部湖泊演化及古降水量研究—以兹格塘错与错鄂为例 [J]. 海洋与湖沼, 2003, 23(5):283-294.
Jia Yulian, Wang Shuming, Wu Yanhong, et al. Preliminary study of lake evolution and precipitation of Zigetang Co and Coe basins, central Qinghai-Xizang plateau, since 24 ka B.P [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2003, 23 (5):283-294 (in Chinese with English abstract).
- [12] 李炳元. 青藏高原环境演变的主要表征—湖泊演化[C]//施雅风, 李吉均. 青藏高原晚新生代的隆升与环境变化. 广州:广东科技出版社, 1998:331-372.
Li Bingyuan. Lake evolution —the main characteristics of environmental change in Xizang Plateau [C]// Uplift and Environment Change during Late Caenozoic Era in Xizang Plateau (eds. Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan). Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 1998:331-372 (in Chinese with English abstract).
- [13] Wang Fubao. Climatic changes in the Qinghai-Xizang (Tibetan) region of China during the Holocene [J]. Quaternary Research, 1987, 28(4):50-60.
- [14] 郑绵平, 向军. 青藏高原盐湖[M]. 北京:北京科学技术出版社, 1989: 120-353.
Zheng Mianping, Xiang Jun. Salt Lake in Xizang Plateau [M]. Beijing: Beijing Science and Technology Press, 1989:120-353(in Chinese with English abstract).
- [15] Gasse F, et al. A 13000-year climate record from Western Tibet[J]. Nature, 1991, 353(24):742-745.
- [16] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏第四纪地质 [M]. 北京:科学出版社, 1983:1-251.
Comprehensive Science Expedition in Xizang Plateau from Chinese Academy of Sciences. Quaternary Geology in Xizang[M]. Beijing: Science Press, 1983:1-251 (in Chinese with English abstract).
- [17] 李栓科. 中昆仑山区封闭湖泊湖面波动及其气候意义[J]. 湖泊科学, 1992, 4(1):19-30.
Li Shuaike. Closed lakes level variation and their implications in middle Kunlun Mountains[J]. Journal of Lake Sciences, 1992, 4(1):

- 19–30(in Chinese with English abstract).
- [18] Fonte J C, Melieres F, Gibert E, et al. Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lakes(SamxiCo,LongmuCo) from 13000 BP [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1993, 12:875–887.
- [19] 李炳元. 青藏高原大湖期[J]. *地理学报*, 2000, 55(2):174–181.
Li Bingyuan. The last greatest lakes [J]. *Acta Geographica Sinica*, 2000, 55(2):174–181(in Chinese with English abstract).
- [20] 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 西藏纳木错和藏北高原古大湖晚更新世以来的湖泊演化与气候变迁 [J]. *中国地质*, 2004, 31(3): 269–277.
Zhu Dagang, Meng Xiangang, Zhao Xitao, et al. Evolution and climatic change of Nam Co of Tibet and ancient large lake in the northern Tibetan Plateau since the late Pleistocene [J]. *Geology in China*, 2004, 31(3):269–277(in Chinese with English abstract).
- [21] Shi Yafeng, Yu Ge, Liu X D, et al. Reconstruction of the 40–30 kaBP enhanced India Monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2001, 169(1):742–745.
- [22] 施雅风, 贾玉连, 于革, 等. 40–30 KaBP 青藏高原及邻区高温大降水事件的特征、影响及原因探讨[J]. *湖泊科学*, 2002, 14(1):1–11.
Shi Yafeng, Jia Yulian, Ge Yu, et al.Features, impacts and causes of the high temperature and large precipitation event in the Tibetan Plateau and its adjacent area during 40–30 kaBP[J]. *Journal of Lake Science*, 2002, 14(1):1–11(in Chinese with English abstract).
- [23] 于革, 赖格英, 刘健, 等. MIS 3 晚期典型阶段气候模拟的初步研究[J]. *第四纪研究*, 2003,23(1):12–24.
Ge Yu, Lai Geying, Jian Liu, et al. Late MIS 3 climate simulations [J]. *Quaternary Sciences*, 2003, 23 (1):12–24 (in Chinese with English abstract).

Relationship between the expansion of mountain lakes and their catchment mountains on the Qinghai–Tibet Plateau

HU Zhong¹, JIA Yu-lian¹, ZHANG Hai-rong³, ZHANG Biao¹, WEI Ling²

(1. *Geography and Environment school, Jiangxi Normal University, Nanchang 330026, Jiangxi, China*

2. *Key Laboratory of Coast and Island Development of Ministry of Education of China, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China*

3. *Zhongshang High School, Huiyang District, Huizhou 516211, Guangdong, China*)

Abstract: Based on the 1:100,000 and 1:500,000 topography maps, the authors investigated rivers (hydrology), snow lines, glacier heights and relationships of the lake area and mountain area at different heights in mountain lake basins on the Qinghai–Tibet Plateau. The area of plateau lakes is closely related with that of their catchment mountains (the elevations are >500–750 m above the present lake level in the central and western parts of the plateau and >250 m above the lake level in the eastern part of the plateau). These suggest that mountain precipitation is probably the main source of lake water and that its quality (low temperature) and quantity are the main factors for maintaining the size and stability of the lakes. Owing to these special hydrological characteristics, the mountain lakes on the plateau expanded more significantly than lowland and hill lakes during the warm–wet period in the geologic past. At 40–23 ka BP, the mountain lakes on the plateau underwent unusual expansion, which was probably because more moisture was transported to the mountainous areas and more low–temperature water flowed to and stored in the mountain lakes during the increase of monsoonal rain in the warm period.

Key words: Qinghai–Tibet Plateau; mountain lake; mountain precipitation; lake expansion

About the first author: HU Zhong, male, born in 1961, associate professor, specializes in geology and geomorphology; E-mail: hu221188@hotmail.com.