

# 40 ka 以来青藏高原的 4 次湖涨期 及其形成机制初探\*

贾玉连<sup>1</sup> 施雅风<sup>1</sup> 王苏民<sup>1</sup> 蒋雪中<sup>2</sup> 李世杰<sup>1</sup>  
王爱军<sup>2</sup> 李徐生<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>中国科学院南京地理研究所开放室, 南京 210008; <sup>2</sup>南京大学城市与资源学系, 南京 210093)

**摘要** 40 ka 来青藏高原现在封闭湖区至少经历了 4 次显著的湖泊扩张期. 40~28 和 9.0~5.0 kaBP 湖涨期是高原暖湿气候时段的产物, 分布范围最广, 湖涨最为显著; 其产生于岁差周期高太阳辐射阶段, 强劲的夏季风形成的丰沛降水是造成湖涨的主要原因. 40~28 kaBP 湖涨期, 高原湖域浩瀚, 河湖串联, 湖泊呈现 40 ka 以来的最高最大湖面. 19~15 和 13~11 kaBP 期间, 高原湖泊扩张存在区域性, 前者同高原冷湿气候与季节性冰融水增加有关, 后者则与末次冰消期冰融水与夏季风降水增加有关. 造成湖涨期表现形式与环境机制复杂多样的原因, 是北方冷气候事件, 特别是 Heinrich 事件叠加在由岁差周期太阳辐射变化驱动的夏季风强弱变化背景之上. 高原阶段性冷湿与暖湿环境及其由此形成的高原冰融水阶段性增加的结果.

**关键词** 青藏高原 湖涨期 夏季风降水 冰川融水 岁差周期 Heinrich 事件

高原湖泊扩张期与冰期、间冰期及雨期、间雨期之间的关系一直是第四纪气候地层学研究的重要课题<sup>[1]</sup>. 随着青藏高原古气候、古环境研究的深入, 湖泊演化越来越成为一个热点问题<sup>[2~4]</sup>. 并且随着对南、北两极全球气候触发区气候的研究、Heinrich 事件的发现与大洋环流机制的建立、南亚季风的变迁与演化机制的揭示, 青藏高原高湖面记录及地层气候记录的不断丰富, 青藏高原现代封闭湖区在地质历史时期是否存在统一的湖面扩张期(以下简称湖涨期), 湖涨期的特征与时代, 及其存在的气候与环境机制, 都有待于全景式的深入探讨. 本文尝试应用青藏高原湖泊、地层气候记录与北半球几个高分辨率气候记录的对比分析, 对上述问题作初步探讨, 时距限制在具有较详测年记录的 40~0 kaBP.

## 1 研究方法与资料处理

### 1.1 湖泊的气候指示

不考虑流域间地下水交换, 封闭湖泊流域水量平衡方程为:  $PS + B_w = E_l S_l + E_b S_b$ , 其中,  $P$  为流域降水,  $S$  为流域总面积(不包括冰川面积),  $B_w$  为冰川融水,  $E_l$  为湖面蒸发,  $S_l$  为湖泊面积,  $E_b$  为流域陆面蒸发,  $S_b$  为流域陆地面积(不包括冰川面积).

若  $B_w$  较小, 且可忽略不计, 则湖泊面积  $S_l$  与表示流域湿润(即气候湿润)程度的有效降水

( $P-E$ )成正相关,也就是说气候湿润,湖面扩张。湿润的气候环境来自于低温或丰沛的降水,然而单纯的低温在低降水时期造成的环境湿润只能形成湖面的相对稳定,而不能形成湖泊的显著扩张,湖泊显著扩张的充分条件是湖面降水与有效降水( $P-E$ )远大于湖面蒸发。

若  $B_w$  较大,并且有效降水( $P-E$ )较小,若湖面蒸发低于入湖流量与湖面降水,则湖泊面积同气候湿润成负相关,也就是说气候干燥,湖面扩张。这种湖涨可能出现在冰期气候回暖期或冰消期那些具有一定规模冰川面积的流域。

概而言之,在气候湿润期与气候干暖期同样有可能形成湖涨,并都可能造成高湖面,前者为稳定的降水增多的气候湿润期的指示,后者则可能是高原出现大范围冰川后,气候转暖时冰川融水的产物。

### 1.2 湖泊气候敏感度

湖面( $S_l$ ) ( $\text{km}^2$ )对气候突变的反应率可以表示为  $\tau = S_l / [(dS_l/dD)(E - P_1)]$ 。其中,  $D$  为湖泊深度(m),  $E$  和  $P_1$  分别为湖面蒸发(mm/a)与单位湖面汇水深度(mm/a),若  $dS_l/dD = 25$ (接近于青海湖在海拔 3200~3400 m 的湖盆形状),  $E - P_1$  为 100 mm/a(接近于上世纪青海湖的水文状况)<sup>1)</sup>,湖面分别为 100, 1000 和 10000  $\text{km}^2$ ,则  $\tau$  分别接近于 0.04, 0.4 和 4 ka。也就是说,上述诸条件不变并湖泊足够深,10000  $\text{km}^2$  的湖泊,完全干枯,需要 4 ka;而 1000 和 100  $\text{km}^2$  的湖泊,完全干枯,分别需要 0.4 和 0.04 ka。

湖涨期,即湖面扩张期,指的是在地质历史时期,青藏高原现代封闭湖区的许多湖泊同时出现的湖面扩张、湖泊率显著增加的特殊水文事件。它包括两个含义:一个完整湖涨期的生灭过程包括湖面扩张期,湖面稳定期(鼎盛期),湖面开始萎缩期;湖涨期是青藏高原现代封闭湖区整个区域或几个分区域同时出现的特殊水文事件。

### 1.3 资料来源与处理

本研究涉及的湖泊地层气候记录资料来自地学各相关杂志与论著。湖拔(高出现在湖面的高度)、湖水盐度是建立在对湖泊地貌、沉积、地球化学等系统分析之上的。古湖面是根据排除了非气候因素(构造、河流等)的影响而得到的古湖拔在 1:10 万地形图上量算所得。

在气候对比中,根据资料特点使用原文献年代序列(包括日历年、 $^{14}\text{C}$  与  $^{230}\text{Th}$  年代);高原湖泊记录一般采用  $^{14}\text{C}$  年代,个别湖泊应用了热释光与 U 系测年,具体见下文说明。

## 2 40 ka 以来青藏高原湖涨期及相关记录

表 1~4 记录了各湖涨期古湖泊的相关信息,表格中的数字上角有“1”为 U 系测年,上角有“2”为热释光测年,其余为  $^{14}\text{C}$  年代。各湖泊分布见图 1。各时段测年记录的上界与下界表示此时段实际测年记录的最大值与最小值,个别根据沉积速率的内插年代为确定性整数。

根据湖相地层气候记录与古湖泊阶地记录资料,40~0 kaBP 青藏高原至少存在 4 次显著的湖泊扩张、湖水淡化期,各湖涨期特征分述如下:

(i) 全新世湖涨期。具有此期扩张记录的湖泊从藏北、藏西南、藏南到高原中部、可可西里地区及高原东北部都有广泛分布(图 1)。各区域湖泊扩张,以藏北与可可西里地区的龙木错<sup>[5]</sup>与贝里克库勒湖<sup>[6]</sup>最为显著,古湖面积分别可达现在湖泊的 5.9~6.6 倍。其他湖泊,古湖面一般为现代的 1.2~2.5 倍。各区域古湖湖泊补给系数与现代湖泊补给系数的关系与统计结果:

1) 秦伯强. 气候变化对亚洲内陆湖泊影响研究——过去、现在与未来. 中国科学院博士研究生毕业论文, 1993

表 1 全新世湖涨期古湖泊记录及其相关信息表

| 湖泊     | 纬度(°N) | 经度(°E) | 测年记录        |            | 证据类型      | 古湖泊面积 /km <sup>2</sup><br>(古今面积比) | 古湖拔<br>/m | 文献   |
|--------|--------|--------|-------------|------------|-----------|-----------------------------------|-----------|------|
|        |        |        | /aBP(上界与下界) |            |           |                                   |           |      |
| 班公错    | 33.5   | 79.5   | 6750 ± 35   | 3330 ± 200 | 湖泊沉积      |                                   | >15       | [6]  |
| 邦达错    | 34.9   | 81.5   | 7670 ± 50   |            | 湖泊沉积/孢粉   | 120(1.13)                         | 10        | [7]  |
| 龙木错    | 34.6   | 80.4   | 7670 ± 40   | 7290 ± 200 | 湖泊阶地      | 635(6.55)                         | 97-62     | [5]  |
| 松西错    | 34.6   | 80.2   | 8200 ± 50   | 6890 ± 150 | 湖泊阶地      | 86.6(3.52)                        | 32        | [5]  |
| 佩枯错    | 29.0   | 85.6   | 8370 ± 85   | 6150 ± 200 | 湖泊沉积/孢粉   | >340(1.2)                         | >35       | [7]  |
| 扎日南木错  | 31.0   | 85.5   | 7010 ± 50   |            | 湖相沉积      | >1540(1.54)                       | >53       | [7]  |
| 扎布耶茶卡  | 30.5   | 83.5   | 8725 ± 35   | 5315 ± 135 | 湖泊阶地      | 480~810(2.23~3.77)                | 49~19     | [8]  |
| 错鄂     | 31.5   | 91.5   |             | 6300 ± 600 | 湖相沉积      | 138(2.25)                         | 12        |      |
| 兹格塘错   | 32.1   | 92.8   | 8300 ± 800  | 5800 ± 200 | 湖相沉积/湖泊阶地 | 246(1.29)                         | 8         |      |
| 曼冬错    | 33.5   | 78.9   |             | 4525 ± 120 | 湖相沉积/孢粉   | >75(1.22)                         | >10       | [7]  |
| 苟仁错    | 34.6   | 92.5   | 8000        | 5500       | 湖相沉积/介形类  |                                   |           | [9]  |
| 乌鲁克库勒湖 | 35.7   | 81.7   | 8000        | 6505 ± 77  | 湖泊阶地/湖相沉积 | >18(1.17)                         | >4        | [10] |
| 阿其格库勒湖 | 37.0   | 88.3   |             | 6705 ± 108 | 湖相沉积      | >860(2.49)                        | >40       | [10] |
| 贝里克库勒湖 | 36.7   | 89.0   |             | 6311 ± 77  | 湖相沉积      | >26(5.91)                         | >25       | [10] |
| 小沙子湖   | 36.0   | 90.7   | 8356 ± 172  | 6000       | 湖相沉积      | >60(2.4)                          | >20       | [10] |
| 布南湖    |        |        | 8111 ± 192  | 7996 ± 183 | 湖相沉积      |                                   | >2        | [11] |
| 可可西里湖  | 35.6   | 91.0   | 5580 ± 163  |            | 湖相沉积      | >460(1.53)                        | >22       | [11] |
| 库赛湖    | 35.6   | 93.0   | 6024 ± 172  |            | 湖相沉积      |                                   | >3        | [11] |
| 拿口雍错   | 28.3   | 92.0   | 6380 ± 100  | 3625 ± 100 | 湖泊沉积/孢粉   | >32.8(1.22)                       | >5        | [7]  |
| 青海湖    | 37.0   | 100.5  | 6860 ± 130  | 5310 ± 125 | 湖泊阶地/湖相沉积 | 6408(1.48)                        | 100~20    | [12] |

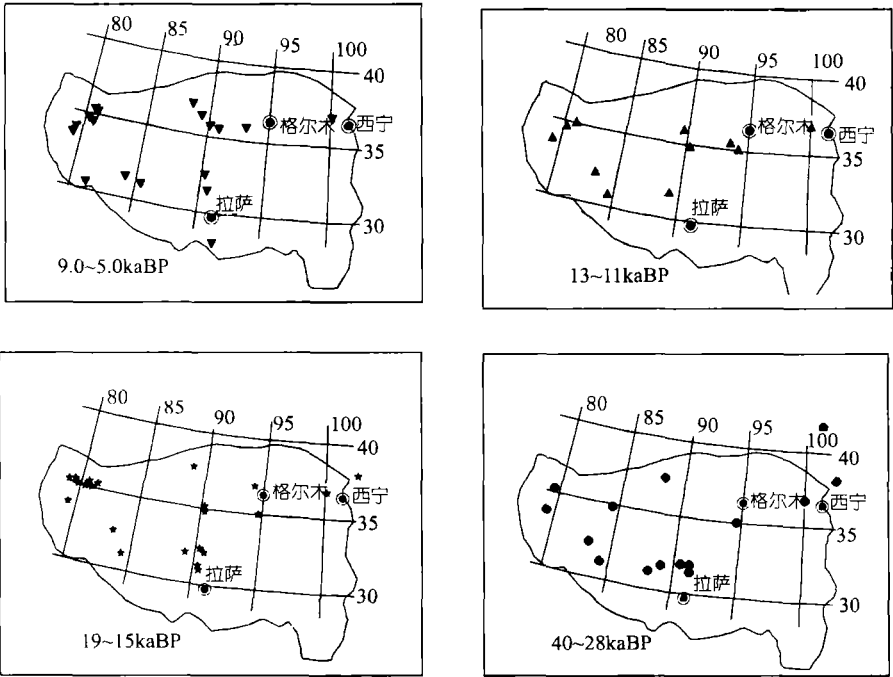


图 1 青藏高原具有高湖面气候地层记录的湖泊的空间分布

当时高原总湖面至少达  $68000 \text{ km}^2$  (现为  $39000 \text{ km}^2$ )<sup>1)</sup>, 为现在的 1.8 倍, 湖泊补给系数约 5~25, 接近现在青藏高原中南部湖泊补给系数<sup>1)</sup>。

比较青海湖与扎布耶茶卡湖涨期湖泊阶地可知, 此湖涨期湖面总体呈现持续萎缩, 但期间存在几个相对稳定阶段. 青海湖江西沟 4 级阶地以下是全新世的产物, 3 级阶地湖拔为 100~73 m, 2 级阶地是后缘湖拔 65 m, 前缘湖拔 25 m 的宽展的阶地面, 阶地面上存在高差不大的坡折; 其近前缘顶部泥炭、前缘下部螺壳及后缘下部螺壳,  $^{14}\text{C}$  测年分别为  $(4830 \pm 130)$ ,  $(5310 \pm 125)$  和  $(6860 \pm 130) \text{ aBP}$ <sup>[7]</sup>. 可见青海湖湖涨期的中后期大致相当于全新世稳定暖湿期<sup>[8]</sup>. 扎布耶茶卡 5 级阶地以下是全新世湖泊阶段性稳定时期的遗迹, 采自 1 级阶地上、中部, 5 级阶地中、上部的湖泊碳酸盐黏土,  $^{14}\text{C}$  测年分别为  $(5315 \pm 135)$ ,  $(9510 \pm 165)$  和  $(8725 \pm 135) \text{ aBP}$ <sup>[9]</sup>. 表明扎布耶茶卡湖涨期开始于  $(9510 \pm 165) \sim (8725 \pm 135) \text{ aBP}$ , 在  $(8725 \pm 135) \text{ aBP}$  左右达到鼎盛期. 之后湖面萎缩, 在萎缩过程中, 湖泊阶段性稳定, 形成期间的三道砂砾堤. 根据各区域不同湖拔高度的湖相沉积测年, 在此湖涨期, 早于 9000~8300 aBP<sup>[9,10]</sup>, 湖泊已显著扩张, 并且可能已达到此期湖涨的鼎盛阶段, 晚至 5300~3300 aBP<sup>[5,9~11]</sup>, 湖泊已急剧萎缩. 并且各流域湖泊扩张期、鼎盛期、萎缩期可能存在区域上差异. 但大多数湖泊在 9.0~5.0 kaBP 左右达到鼎盛期.

(ii) 末次冰消期湖涨期. 根据测年记录, 此湖涨期时代为 13~11 kaBP; 最早是节约湖湖相沉积测年, 为  $(13409 \pm 569) \text{ aBP}$ , 最晚为乌兰乌拉湖湖泊阶地测年, 为  $(10997 \pm 252) \text{ aBP}$ ; 其时代同 Bolling/Aellrod 暖期的  $^{14}\text{C}$  年代<sup>[13]</sup>相吻合. 各湖泊出现 40 ka 以来最高湖面或次高湖面, 其中尤以现在流域(如扎布耶茶卡、青海湖、白硷湖、色林错、龙木错、贝里克库勒湖)存在冰川的湖泊扩张最为显著, 古湖面为现在的 1.8~5.4 倍.

表 2 末次冰消期湖涨期古湖泊记录及其相关信息表

| 湖泊     | 纬度(°N) | 经度(°E) | 测年记录/aBP<br>(上界与下界) | 证据类型      | 古湖泊面积 / $\text{km}^2$<br>(古今面积比) | 古湖拔 /m | 文献   |
|--------|--------|--------|---------------------|-----------|----------------------------------|--------|------|
| 青海湖    | 37.0   | 100.0  | $12100 \pm 265$     | 湖泊阶地      | 8100(1.87)                       | 108    | [12] |
| 苟仁错    | 34.6   | 92.5   | $13035 \pm 155$     | 湖相沉积/介形类  | >29.5(1.26)                      | >3     | [9]  |
| 扎布耶茶卡  | 30.5   | 83.5   | $12535 \pm 180$     | 湖泊阶地      | 1150(5.35)                       | 64     | [8]  |
| 白硷湖    | 40.5   | 103    | $12817 \pm 142$     | 湖泊阶地      |                                  | 23     | [14] |
| 扎仓茶卡   | 32.6   | 82.4   | $13400 \pm 160$     | 湖相沉积/孢粉   | >29(1.23)                        | >2     | [7]  |
| 节约湖    | 35.0   | 90.2   | $13409 \pm 569$     | 湖相沉积      |                                  | >2     | [11] |
| 盐湖     | 35.5   | 93.4   | $13618 \pm 299$     | 湖相沉积      | >52(1.58)                        | >3     | [11] |
| 乌兰乌拉湖  | 34.8   | 90.5   | $12359 \pm 253$     | 湖相沉积/湖泊阶地 | >550(1.01)                       | >1     | [11] |
| 阿什库勒湖  | 35.7   | 81.6   | $11743 \pm 260$     | 湖泊阶地      | 16(1.52)                         | >3.5   | [10] |
| 贝里克库勒湖 | 36.7   | 89.0   | $12253 \pm 280$     | 湖泊阶地      | 18(4.09)                         | 20     | [10] |
| 色林错    | 31.8   | 89.0   | $10100 \pm 2000$    | 湖泊阶地      | 约 5800(3.45)                     | 89     | [1]  |
| 龙木错    | 34.6   | 80.4   | $11410 \pm 290$     | 湖泊阶地      | >200(2.06)                       | >72    | [6]  |

(iii) 末次盛冰期湖涨期. 此次湖涨期, 其下界  $^{14}\text{C}$  测年为 150 kaBP 左右, 上界  $^{14}\text{C}$  测年最远达 23~21 kaBP, 多数湖泊扩张的  $^{14}\text{C}$  年代在 19~15 kaBP; 期间可能存在明显的湖面波动. 并且各流域湖涨的时代可能存在区域差异, 湖涨规模与湖泊演化趋势也存在不同.

扎布耶茶卡<sup>[9]</sup>与甜水海<sup>[15]</sup>湖相沉积指示, 此时段只是前一阶段湖面的继承, 且是一个矿

1) 范云崎等. 青藏高原湖泊志. 1995

化度渐次增高的湖泊萎缩过程。大柴旦盐湖湖相沉积表明, 19~15 kaBP 是一个碎屑沉积减少、化学沉积增加的时段<sup>[16]</sup>。别勒滩湖<sup>[16]</sup>、班戈错<sup>[9]</sup>与扎仓茶卡<sup>[9,10]</sup>湖相沉积显示, 末次盛冰期是一个盐度相对较低、湖水淡化的时段。来自兹格塘错、巴木错<sup>[11]</sup>、纳木错<sup>[11]</sup>、阿其格库勒湖<sup>[6]</sup>、阿克塞钦湖<sup>[11]</sup>、郭扎错<sup>[11]</sup>、乌兰乌拉湖<sup>[12]</sup>、邦达错<sup>[11]</sup>、白硷湖<sup>[14]</sup>的证据表明, 末次盛冰期上述湖泊以塑造了一定规模的湖滨砂砾堤为特征, 表明湖泊存在一个相对稳定期。此阶段末期, 随着气候的恶化, 湖泊急剧萎缩, 一些湖泊干枯或接近干枯<sup>[10,18]</sup>。察尔汗盐湖与别勒滩湖开始新一旋回的石盐沉积<sup>[16,20]</sup>。扎布耶茶卡、扎仓茶卡开始演化为咸水湖<sup>[9,10]</sup> (图 2)。

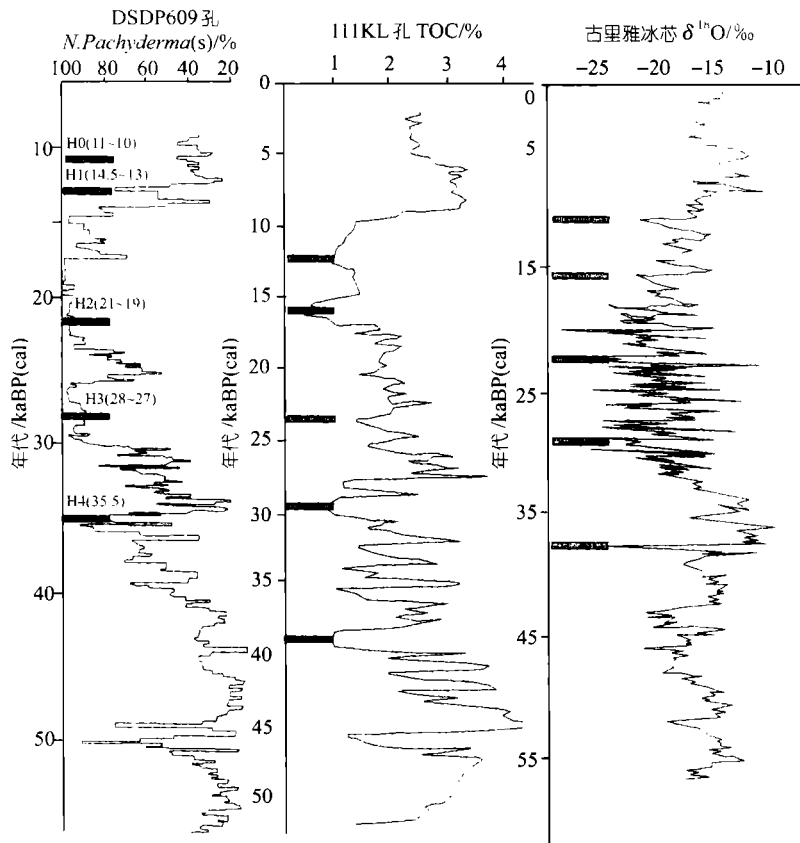


图 2 北大西洋 DSDP 孔<sup>[25]</sup>、阿拉伯海 111 孔<sup>[26]</sup>、古里雅冰芯<sup>[27]</sup>所记录的重大气候事件对比及 Heinrich 事件

(iv) 40~28 kaBP 湖涨期, 又称泛河湖期<sup>[9]</sup>或大湖期<sup>[2]</sup>。此次湖涨期的时代, 就古湖岸遗迹的分析, 少数流域, 最早可延伸至 45~43 kaBP<sup>[19]</sup>, 最晚可延续到 24~22 kaBP<sup>[9,14]</sup>, 但大多数集中于 40~28 kaBP。

扎布耶茶卡古湖岸阶地指示, 古湖面最高湖拔接近 200 m<sup>[9]</sup>, 湖泊溢流; 9, 8, 7 和 6 级古湖岸阶地湖拔分别为 179, 124, 89 和 69 m, 其中 7 和 6 级阶地形成时代分别为 (23770 ± 600) 和 (22670 ± 380) kaBP<sup>[9]</sup>, 根据现代流域地貌特征, 至少在 7 级阶地形成即 (23770 ± 600) kaBP 以前, 扎布耶茶卡与塔若错、拉果错开始分离, 统一古湖消失。

表 3 末次冰盛期湖涨期古湖泊记录及其相关信息表

| 湖泊     | 纬度(°N) | 经度(°E) | 测年记录 /aBP(上界与下界)          |                            | 证据类型      | 古湖泊面积/km <sup>2</sup><br>(古今面积比) | 古湖拔<br>/m | 文献    |
|--------|--------|--------|---------------------------|----------------------------|-----------|----------------------------------|-----------|-------|
| 别勒滩湖   | 36.9   | 94.5   | 20600                     | 16000                      | 湖相沉积      |                                  |           | [16]  |
| 错那     | 32.0   | 91.5   | 21347 ± 1130              | 20916 ± 1205               | 湖相沉积      |                                  | >45       | [17]  |
| 苟仁错    | 34.6   | 92.5   | 19210 ± 455               | 15237 ± 461                | 湖相沉积      | >29.5(1.26)                      | >3        | [9]   |
| 红山湖    | 35.5   | 79.0   | 17015 ± 151               | 15310 ± 178                | 湖相沉积      | >83(5)                           | >19       | [18]  |
| 班公错    | 33.5   | 79.5   |                           | 16100 ± 220                | 湖相沉积/介形类  |                                  |           | [18]  |
| 扎布耶茶卡  | 30.5   | 83.5   | 18000                     | 13000                      | 湖相沉积      |                                  | <69       | [8]   |
| 班戈错    | 31.7   | 89.5   |                           | 16800 ± 210                | 湖相沉积      |                                  |           | [8]   |
| 扎仓茶卡   | 32.6   | 82.4   | 20000 ± 350               | 15400 ± 160                | 湖相沉积      | 25.7(1.15)                       | >1        | [7,8] |
| 白硷湖    | 40.5   | 103    | 23370 ± 380               | 16540 ± 120                | 湖泊阶地/湖相沉积 |                                  | 23        | [14]  |
| 邦达错    | 34.9   | 81.5   | 15880 ± 115               | 15938 ± 126                | 湖泊阶地      | 158(1.48)                        | 40        | [6]   |
| 甜水海    | 35.2   | 79.5   | 22795 ± 1210              | 14497 ± 340                | 湖泊沉积      | >450(45)                         | 40-50     | [19]  |
| 乌兰乌拉湖  | 34.8   | 90.5   | 18530 ± 415               | 18217 ± 390                | 湖泊阶地/湖相沉积 | 552.7(1.02)                      | 1.5       | [11]  |
| 西金乌兰湖  | 35.2   | 90.5   | 22100 ± 1840 <sup>1</sup> |                            | 湖泊沉积      | >371(1.07)                       | >1        | [11]  |
| 郭扎错    | 35.0   | 81.0   | 21500 ± 200               |                            | 湖泊阶地      | 261(1.03)                        | 3         | [6]   |
| 阿克塞钦湖  | 35.2   | 79.8   | 18520 ± 305               | 16235 ± 120                | 湖泊阶地      | 312.5(1.88)                      | 5         | [6]   |
| 阿什库勒湖  | 35.7   | 81.6   |                           | 15256 ± 100                | 湖相沉积      | 40(3.81)                         | 约 7.5     | [10]  |
| 阿其格库勒湖 | 37.0   | 88.3   |                           | 16765 ± 149                | 湖泊阶地      | 640(1.82)                        | 5         | [10]  |
| 纳木错    | 30.8   | 91.0   |                           | 14500 ± 4600               | 湖泊阶地      |                                  | 20.5      | [1]   |
| 羊湖(?)  | 35.4   | 84.7   | 20000 ± 170               | 16120 ± 195                | 湖相沉积      |                                  |           | [21]  |
| 巴木错    | 31.2   | 90.5   |                           | 17200 ± 4400               | 湖泊阶地      |                                  | 85        | [1]   |
| 兹格塘错   | 32.1   | 92.8   | 19220 ± 387               | 15500 ± 1200 <sup>a)</sup> | 湖泊阶地/湖相沉积 | >272(1.42)                       | >10       |       |
| 察尔汗盐湖  | 36.5   | 95.0   | 16400 ± 450               | 15700 ± 340                | 湖相沉积      |                                  |           | [22]  |

a) 见 244 页脚注 1)

察尔汗盐湖东侧贝壳堤的测年记录<sup>[21]</sup>, 从(38600 ± 680)和(35100 ± 900)到(28650 ± 670) kaBP 湖面可能是较为稳定的; 组成贝壳堤的介形类、瓣鳃类与腹足类均为淡水-微咸水环境下的湖滨沼泽相和湖滨河流相种属<sup>[16]</sup>. ZK-88-01 孔湖泊沉积记录, 41.9~30.9 kaBP 为高温条件下的淡化期, 在 30 kaBP 有进入干盐湖阶段的迹象<sup>[22]</sup>.

祁连山北侧的白硷湖古湖岸阶地测年表示, 远早于(33500 ± 1085) kaBP, 古湖便已存在, 湖拔为 32 m<sup>[14]</sup>, 湖泊萎缩是从约(33500 ± 1085) kaBP 开始的. 在(33500 ± 1085)~(27200 ± 975) kaBP 间, 湖泊持续缓慢萎缩, 湖拔下降 4 m, 到(23130 ± 590) kaBP 前后, 湖泊进一步萎缩至湖拔 23 m, 略高于末次冰盛期湖面(图 3).

40~28 kaBP 湖涨期, 高原湖泊可达湖拔 30~200 m, 且可能外溢; 高原河湖串联, 湖群广布. 从东北到西南, 存在数个面积达万余平方公里的大湖. 祁连山北侧现在沙漠区白硷湖、嘎顺诺尔/索果诺尔分别达 16200 和 33000 km<sup>2</sup><sup>[14]</sup>; 祁连山南侧的青海湖与察尔汗湖分别达 8100 和 9547 km<sup>2</sup>; 若尔盖古湖被黄河贯通, 古湖消失<sup>[23]</sup>; 扎布耶茶卡、塔若错与拉果错成为统一古湖<sup>[9]</sup>, 水面至少达 4729 km<sup>2</sup>; 色林错与班戈错也形成不小于 10000 km<sup>2</sup> 的大湖<sup>[23]</sup>. 藏北湖泊也盛极一时, 甜水海、苦水海与阿克塞钦湖组成统一湖泊<sup>[11]</sup>, 扎仓茶卡、别苦则错形成统一水面<sup>[9]</sup>, 面积分别达 1403 和 1031 km<sup>2</sup>; 班公错向东泛滥达 30 km 以外的塔古图穹以东<sup>[11,24]</sup>, 向西泛滥可能外流, 成为印度河流域一源头湖泊. 当时高原总湖面至少达 150000 km<sup>2</sup>, 为现在的 3.8 倍, 湖泊补给系数接近 3~10, 同现在藏南各流域湖泊补给系数接近.

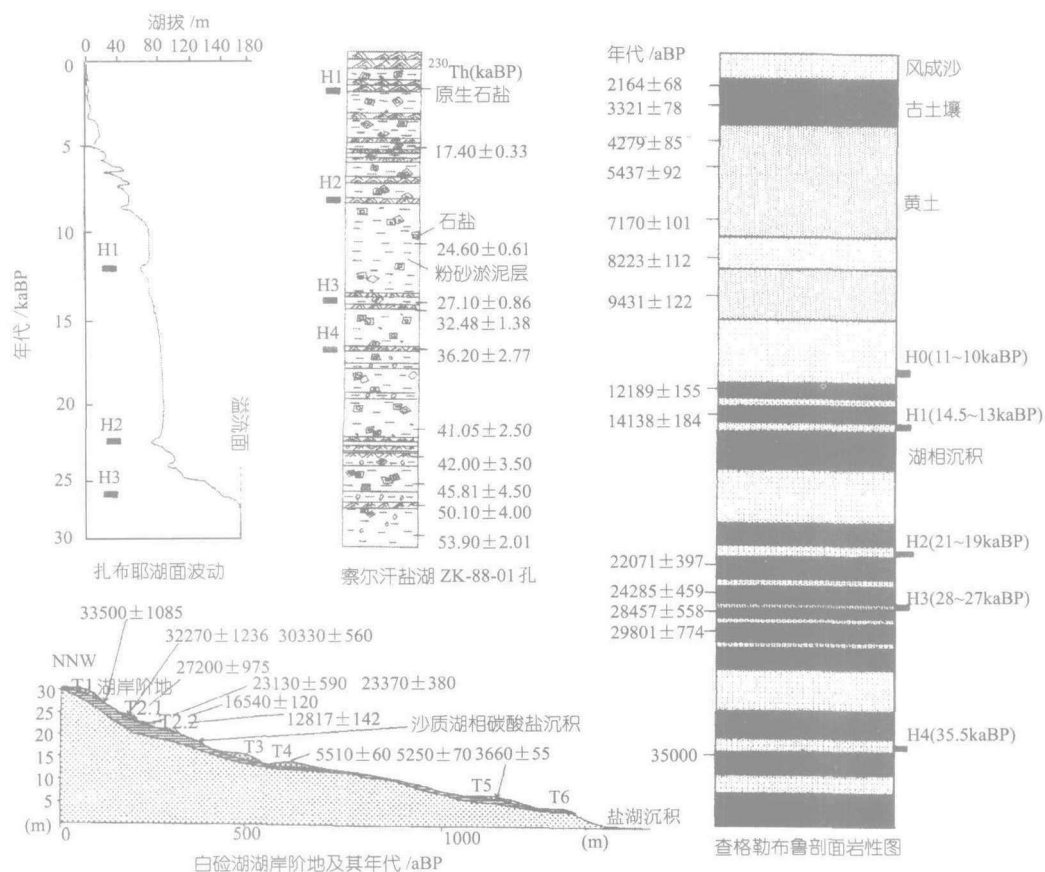


图3 察尔汗盐湖<sup>[20,22]</sup>、扎布耶茶卡<sup>[9]</sup>、巴丹吉林沙漠<sup>[28]</sup>、白硷湖湖岸阶地所记录的气候重大事件对比及 Heinrich 事件

### 3 青藏高原及其临近地区与北大西洋气候对比

进行对比的气候记录是北大西洋 DSDP609 孔(50° N, 25° W)浮游有孔虫 *N. Pachyderma*(s.) 丰度<sup>[25]</sup>、阿拉伯海 111KL 孔(23° 06' N, 66° 29' E)TOC 含量<sup>[26]</sup>、青藏高原古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$ <sup>[27]</sup>、扎布耶茶卡水位波动<sup>[9]</sup>与察尔汗盐湖湖泊沉积<sup>[20]</sup>、腾格里沙漠白硷湖湖岸阶地<sup>[14]</sup>、巴丹吉林沙漠查格勒布鲁岩性沉积剖面(39° 53' N, 103° 18' E)<sup>[28]</sup>。

有孔虫 *N. Pachyderma*(s.) 丰度是海洋表层水温的指示, 其生活在温度低于 10℃ 的水体中, 在夏季温度低于 5℃ 的水体中, 组成种群的 95% 左右<sup>[25]</sup>。

Heinrich 事件同 DSDP609 孔所反应的北大西洋降温事件相对应; 同时表示夏季风强弱的阿拉伯海 111KL 孔 TOC 含量相对较低, 指示夏季风减弱时段, 同期的夏季风减弱在古里雅冰芯中也有明显记录。

青藏高原及其北缘巴丹吉林沙漠中沉积记录与 Heinrich 事件对比表明, 青藏高原在 40~10 kaBP 以剧烈的气候振荡为特点: 巴丹吉林沙漠查格勒布鲁岩性剖面<sup>[28]</sup>表现出剧烈、频繁相变, 察尔汗湖在碎屑沉积层中包含了数层原生石盐沉积<sup>[20,22]</sup>, 这同格陵兰冰芯所揭示的气候高频不稳定性<sup>[29]</sup>、古里雅冰芯所展示的气候突变<sup>[27]</sup>是一致的。Heinrich 事件对应扎布耶茶卡湖泊萎

缩阶段;同期察尔汗湖以原生石盐沉积为主;查格勒布鲁剖面形成风成沙堆积,期间发育古土壤或湖相沉积,表示区域环境的相对湿润<sup>[28]</sup>;白硷湖记录的 30~17 kaBP 湖泊萎缩显示同 H3 和 H2 也存在联系。

表 4 40~28 kaBP 湖涨期古湖泊记录及其相关信息表

| 湖泊            | 纬度(°N) | 经度(°E) | 测年记录/kaBP(上界与下界)          |                         | 证据类型          | 古湖泊面积/km <sup>2</sup><br>(古今面积比) | 古湖拔<br>/m | 文献     |
|---------------|--------|--------|---------------------------|-------------------------|---------------|----------------------------------|-----------|--------|
| 班公错           | 33.5   | 79.5   | 39453 ± 3263              | 24847 ± 655             | 湖相沉积/孢粉       | >1031(1.63)                      | >59       | [25]   |
| 甜水海/阿克塞钦湖     | 35.2   | 79.5   | 41962 ± 1300 <sup>1</sup> | 23947 ± 1300            | 湖泊沉积/湖泊阶地,    | >1403(7.98)                      | >60       | [20]   |
| 扎仓茶卡/别苦则错     | 32.6   | 82.4   |                           | 28495 ± 1.33            | 湖相沉积/湖泊阶地/孢粉  | 1831(32.93)                      | 134       | [8]    |
| 扎布耶茶卡/塔若错/拉果错 | 30.5   | 83.5   | 29330 ± 420               | 23770 ± 600             | 湖相沉积/湖泊阶地/孢粉  | >4729(5.97)                      | >180      | [8,19] |
| 苟仁错           | 34.6   | 92.5   |                           | 32510 ± 2109            | 湖相沉积          | >31.5(1.34)                      | >5        | [9]    |
| 察尔汗盐湖         | 36.5   | 95.0   | 38600 ± 680               | 24000 ± 420             | 湖相沉积/湖泊阶地/介形类 | 9547(1.65)                       | 20-25     | [22]   |
| 青海湖           | 37.0   | 100    | 39000 <sup>1</sup>        | 26000 <sup>1</sup>      | 湖相沉积/湖泊阶地/孢粉  | 8100(1.87)                       | 108       | [26]   |
| 色林错/班戈错       | 31.7   | 89.0   |                           |                         | 湖相沉积/湖泊阶地/孢粉  | >10000(5.94)                     | >100      | [27]   |
| 嘎顺诺尔/索果诺尔     | 42.0   | 100.0  | 34010 ± 1540 ± 1290       | 29280 ± 360             | 湖泊阶地/介形类      | 33000                            | 30        | [14]   |
| 格仁错           | 31.0   | 88.3   | 35000 ± 3000              |                         | 湖相沉积          |                                  |           | [21]   |
| 阿其克库勒湖        | 37.0   | 88.3   | 36750 ± 1320              | 22522 ± 670             | 湖相沉积          |                                  |           | [21]   |
| 羊湖(?)         | 35.4   | 84.7   | 46850 ± 2970              | 34735 ± 820             | 湖相沉积          |                                  |           | [21]   |
| 白硷湖           | 40.5   | 103    | 33500 ± 1085              | 23130 ± 590             | 湖泊阶地/湖相沉积/介形类 | 16200                            | 27        | [14]   |
| 兹格塘错          | 32.1   | 92.8   |                           | 23.6 ± 2.3 <sup>2</sup> | 湖泊阶地          | 272(1.42)                        | 10        |        |
| 错那            | 32.0   | 91.5   | 35000                     | 25397 ± 964             | 湖相沉积          |                                  | >47       | [17]   |
| 错鄂            | 31.5   | 91.5   |                           | 24.9 ± 1.8 <sup>2</sup> | 湖相沉积          | >220(3.58)                       | >30       |        |

总之,北大西洋 Heinrich 事件(冷期)同青藏高原夏季风减弱、湖泊萎缩,气候恶化在时代上是一致的;暖期同青藏高原夏季风强盛、气候暖湿期相对应。这同黄土沉积记录的 Heinrich 事件时的环境效应<sup>[30]</sup>是一致的。

#### 4 40 ka 以来青藏高原湖涨期形成机制

全新世湖涨期,开始于 9.0 kaBP 左右,中后期大致同所谓的青藏高原全新世稳定暖湿期<sup>[8]</sup>相吻合,它的形成同全新世较强夏季风降水形成的温暖湿润气候有直接关系。

末次冰消期湖涨期,其时代与 Bolling/Aellrod 气候转暖期基本一致,并且以现代流域存在冰川的湖泊扩涨最为显著。推测这同流域内冰川融水有关,因为现在存在冰川的流域在末次冰盛期无疑也会存在冰川,且其规模远大于现在。而且据在末次冰期没有冰川作用<sup>[10]</sup>的苟仁错湖涨不难推断,13~11 kaBP 夏季风已开始加强,降水逐渐增多。

40~28 kaBP 湖涨期,气候以湿润为主,振荡剧烈,存在特强夏季风事件<sup>[3]</sup>,夏季太阳辐射是 40 ka 以来的次强时段(图 4)<sup>[31]</sup>。孢粉记录,在 53~23 kaBP 存在明显的气候暖湿期,高原森林面积迅速扩大,山地针叶林分布西界延伸到现在青藏公路附近,高原东部、南部为针阔叶混交林,西北部为荒漠草原-草原区<sup>[32]</sup>;藏东南林芝发现的含现在仅生长在长江以南热带与亚热

带地区的褐(牙齿化石)和藤本(化石)的湖相沉积  $^{14}\text{C}$  测年为 36 MaBP<sup>[33]</sup>, 青海青水河地区湖相孢粉分析, 36~34 MaBP 气温比现在高得多<sup>[34]</sup>.

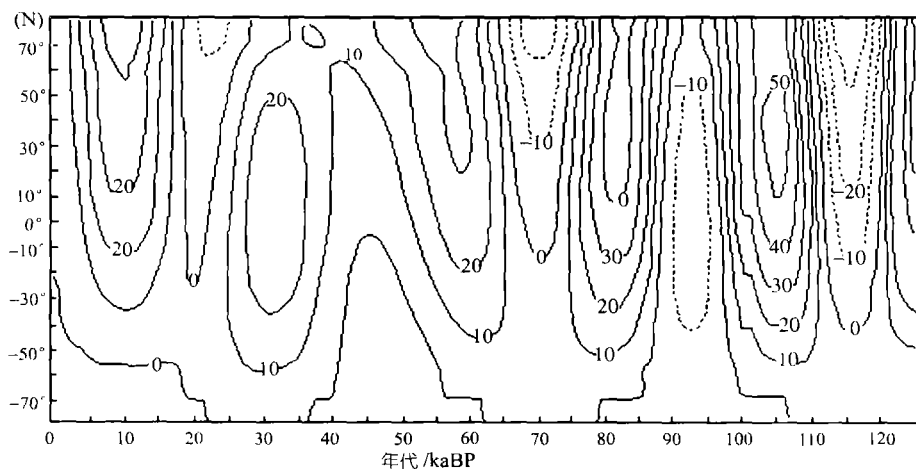


图4 125 kaBP 以来 7 月份各纬度上的太阳辐射与现在(1950 年)的差值( $\text{W}/\text{m}^2$ )<sup>[3,31]</sup>

显然特强夏季风形成的暖湿气候是此时段湖面扩涨的主要原因, 但时值末次冰期, 欧亚北方冰原的存在, 使西风南移, 加强了对青藏高原的影响, 并且在 Heinrich 事件之间, 西风气流来自深水环流发育的北大西洋, 由此造成的冬半年降水与显著低温, 对维持湖面的稳定, 也是一个积极因素; 在 29~27 kaBP, 随着 H3 的来临, 夏季风降水与西风降水同时减少, 湖泊开始萎缩, 扎布耶茶卡<sup>[19]</sup>与白硷湖<sup>[14]</sup>湖岸遗迹指示了这种状态。

末次冰盛期湖涨期, 夏季太阳辐射是 40 ka 以来最低时段(图 4)。随着 H2(21~19 kaBP)事件来临, 开启了青藏高原末次盛冰期, 尽管此时按照全球冰量, 全球盛冰期还没有降临, 然而此时段却是西昆仑<sup>[35]</sup>与乔戈里峰北坡末次冰期盛冰期<sup>[36]</sup>主要的冰进阶段, 高原夏季风也最弱, 这种环境状况同格陵兰冰芯所记录大的 Heinrich 事件使大气温度在冰期气候条件下又降低了 3~6℃<sup>[37]</sup>的环境效应是一致的。H2 事件之后, 全球进入末次冰期盛冰期, 在 19~15 kaBP, 随夏季风的相对加强(至少强于 H2 时段)<sup>[26,27]</sup>与西风降水的可能增加, 青藏高原进入湖涨期。除上述因素外, 这期间高原本身的盛冰期低温造成的蒸散作用减少<sup>[19]</sup>与夏季冰川融水对此期湖涨产生也提供了环境契机。

## 5 讨论与结论

Heinrich 事件是北大西洋发生大规模冰山涌进而产生的快速变冷事件<sup>[38,39]</sup>, 其时, 北大西洋洋面温度与盐度降低<sup>[25]</sup>, 浮游有孔虫沉积通量降低<sup>[25]</sup>, 出现北极水南侵现象<sup>[38]</sup>。北半球中低纬度区域、欧洲<sup>[40]</sup>、北美<sup>[41]</sup>、西北太平洋<sup>[42]</sup>以及上文提到的中国黄土都记录到了 Heinrich 事件的印迹, 显示了北半球气候系统的遥相关性质。目前尽管这种遥相关格局与机制还是一个有待探索的问题, 然而在 Heinrich 事件期间, 欧亚大陆的气候变冷是对北大西洋低温洋面的一种响应是可以肯定的<sup>[43]</sup>。这种冷气候事件的存在, 无疑会影响青藏高压系统<sup>[44]</sup>, 从而对夏季风的发育产生抑制作用。

青藏高原冰阶与间冰阶这样长时间尺度的变化, 其外部驱动力主要是太阳辐射<sup>[27]</sup>; 而对于主体处在低纬度的青藏高原来说, 至少在近 125 ka 以来, 太阳辐射变化存在准 20 ka 的周期

(图 4). 40~28 kaBP 与 13~5.0 kaBP 期间的湖涨, 产生于青藏高原岁差周期高太阳辐射时段, 形成的主要因素是强劲夏季风所造成的青藏高原暖湿气候.

对现在青藏高原月降水状况的分析研究表明, 高原水汽主要来自于印度洋的暖湿气流, 同时, 来自于大西洋的西风激流也是一个不可或缺的因素<sup>[45]</sup>; 西风降水与夏季风降水对青藏高原湖泊扩张期的形成无疑都可能产生作用. 且在冰期时, 西风南移, 对青藏高原的影响更为显著. Heinrich 事件时期, 西风来自洋面水异乎寻常地变冷<sup>[25,26]</sup>的北大西洋, 在非冰伐作用期, 西风来自北大西洋深水环流发育的较暖洋面<sup>[38,46]</sup>. 因此, 在冰伐与非冰伐作用期, 西风气流及其湿润程度对高原降水的影响可能有所差异.

气候对比的结果表明, Heinrich 事件对 40 kaBP 来青藏高原气候系统演化产生了深远影响. H4(35.5 kaBP)、H0(Younger Drays)(11~10 kaBP)发生在北半球夏季高太阳辐射期(图 4), 切割了青藏高原由对夏季高太阳辐射反应敏感<sup>[47]</sup>的高原夏季风降水所造成的暖湿期. H3(28~27 kaBP)发生在北半球夏季太阳辐射开始减小期, 它萎缩了高原夏季风(尽管这种萎缩机制尚不清楚), 并加快了青藏高原暖湿期的结束. H2(21~19 kaBP)发生在北半球夏季太阳辐射显著减小期, 其作用是在低太阳辐射耦合下, 促进了末次冰盛期的到来. H1(14.5~13 kaBP)发生在北半球夏季太阳辐射开始升高期, 其作用是迟滞了高原夏季风的爆发, 延续了末次盛冰期.

总之, 青藏高原的湖涨期是包括西风降水与夏季风降水在内的多种因素共同作用的结果, 并且在不同气候时段、不同流域, 各湖涨期的气候与环境机制存在差异. 另外, 应该注意到, 13~11 与 9.0~5.0 kaBP 同是最近一个高太阳辐射阶段的湖泊扩张事件, 然而其形成的主要因素存在差别. 40~28 kaBP 作为与 13~5.0 kaBP 同样经历了太阳辐射变化过程相似的时段, 其湖面变化趋势也应该经历了相似的过程. 可以预料, 随着测年精度提高与更多高分辨率地层气候的建立, 40~28 kaBP 湖涨期也会同 13~5.0 kaBP 湖泊扩张分成独立的 13~11 kaBP 湖涨期与 9.0~5.0 kaBP 湖涨期一样, 分辨出更多的独立湖涨期.

## 参 考 文 献

- 1 陈志明. 青藏高原湖泊退缩及其气候意义. 海洋与湖沼, 1986, 17(3): 207~216
- 2 李炳元. 青藏高原大湖期. 地理学报, 2000, 55(2): 174~181
- 3 施雅风, 刘晓东, 李炳元, 等. 40~30 kaBP 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系. 科学通报, 1999, 44(14): 1475~1480
- 4 Shi Yafeng, Ge Yu, Liu X, et al. Reconstruction of the 40~30 kaBP enhanced India Monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 2001, 169(1): 69~83
- 5 Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 353(24): 742~745
- 6 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, 1992, 4(1): 19~30
- 7 王苏民, 施雅风. 晚第四纪青海湖演化研究析视与讨论. 湖泊科学, 1992, 4(3): 1~9
- 8 Wang F B, Fan C Y. Climatic Change in the Qinghai-Xizang (Tibetan) Region of China during the Holocene. *Quaternary Research*, 1987, 28: 50~60
- 9 郑绵平, 向 军. 青藏高原盐湖. 北京: 北京科学技术出版社, 1989. 192~270, 306~329
- 10 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社, 1983. 11~14
- 11 李炳元. 青藏高原环境演变的主要表征——湖泊演化. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元, 主编. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 331~346
- 12 胡东生. 可可西里地区湖泊演化. 干旱区地理, 1995, 18(1): 60~67
- 13 Duplessy J C, Delibrias G, Turon J L, et al. Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the palaeoclimatic evolution of the European continent. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 1990, 89: 219~237
- 14 Pachur H J, Wunnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger Desert, Northwestern China, during the Last 40000 Years. *Quaternary Research*, 1995, 44: 171~180

- 15 李世杰, 李炳元, 朱照宇, 等. 甜水海湖泊钻探岩芯记录. 见: 施雅凤, 李吉均, 李炳元主编. 青藏高原晚新生代隆升与  
环境变化. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 215~246
- 16 黄 麒, 蔡碧琴, 余俊青. 盐湖年龄的测定——青藏高原几个盐湖的  $^{14}\text{C}$  年龄及其沉积旋回. 科学通报, 1980, 25(11):  
990~994
- 17 沈永平, 徐道明. 西藏安多的湖泊变化与环境. 冰川冻土, 1994, 14(2): 173~180
- 18 李元芳, 张青松, 李炳元, 等. 青藏高原西北部 17000 年以来的介形类及环境演变. 地理学报, 1991, 49(1): 46~53
- 19 Frenzel B, 李 械, 刘世建. 青藏高原东部地区晚更新世古生态. 中国科学, B 辑, 1995, (2): 188~195
- 20 黄 麒, 蔡碧琴. 察尔汗盐湖沉积年代学的初步研究. 见: 中国-澳大利亚第四纪学术讨论会文集. 北京: 科学出版社,  
1987, 113
- 21 陈克造, Bowler J M, Kelts K. 四万年以来青藏高原的气候变迁. 第四纪研究, 1990, (1): 21~31
- 22 张彭熹, 张保珍, 洛温斯坦 T K, 等. 古代异常钾盐蒸发盐的成因——以柴达木盆地察尔汗盐湖钾盐的形成为例. 北京:  
科学出版社, 1993. 78~98
- 23 王云飞, 王苏民, 薛 滨, 等. 黄河袭夺若尔盖古湖时代的沉积学证据. 科学通报, 1995, 40(8): 723~726
- 24 黄锡璜, 张青松, 刘福涛. 西藏日土县班公错地区晚更新世晚期植物群与古气候探讨. 自然资源学报, 1989, 4(3):  
247~253
- 25 Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice.  
Nature, 1993, 365(9): 143~147
- 26 Schulz H, Rad U V, Erlenkeuser H. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110000  
years. Nature, 1998, 393(7): 54~57
- 27 姚檀栋. 末次冰期青藏高原的气候突变——古里雅冰芯与格陵兰 GEIP 冰芯对比研究. 中国科学, D 辑, 1999, 29(2):  
175~180
- 28 高全洲, 陶 贞, 董光荣, 等. 巴丹吉林沙漠查格勒布剖面沉积地球化学特征. 地理科学, 1998, 53(增刊): 44~52
- 29 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record.  
Nature, 1993, 364(15): 218~220
- 30 郭正堂, 刘东生, 吴乃琴, 等. 最后两个冰期黄土记录中的 Heinrich 型气候节拍. 第四纪研究, 1996, (1): 21~29
- 31 Berger A. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. Quaternary Research, 1978, 9:  
139~167
- 32 唐继余, 沈才明, 孔昭宸, 等. 青藏高原末次冰期最盛期气候的花粉证据. 冰川冻土, 1998, 20(2): 133~140
- 33 Huang W P, Ji H X. The Climate and Uplift of Qinghai-Xizang Plateau in the Late Pleistocene and Holocene. Geological and  
Ecological Studies of Qinghai-Xizang Plateau, I. Beijing: Science Press, 1981. 225~230
- 34 王绍令, 张维信. 试论青藏高原青水河地区晚更新世以来多年冻土的演化. 冰川冻土, 1985, 7(1): 15~26
- 35 李世杰, 焦克勤. 3 万年以来西昆仑山南坡的冰川变化. 冰川冻土, 1990, 12(4): 311~317
- 36 徐道明, 沈永平. 青藏高原的泛冰盖遗迹与冰期. 冰川冻土, 1995, 17(3): 213~229
- 37 Mayewski P A, Meeker I D, Twickler M S, et al. Major features and forcing of high-latitude Northern Hemisphere  
atmospheric circulation using a 110000 year long glaciochemical series. Journal of Geophysical Research, 1997, 102: 26345~  
26365
- 38 Bond G, Heinrich H, Broecker W, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the  
last glacial period. Nature, 1992, 360: 245~249
- 39 Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during past 13000 years.  
Quaternary Research, 1988, 29: 142~152
- 40 Thouveny N, Beaulieu J L, Bonilay E, et al. Climate variations in Europe over the past 140 ka deduced from rock magnetism.  
Nature, 1994, 371: 503~506
- 41 Benson L W, Lund S P, Burdett J W, et al. Correlation of late Pleistocene lake-level oscillation in Mono lake, California, with  
North Atlantic climate events. Quaternary Research, 1998, 49(1): 1~10
- 42 Tada R, Irino T, Koizumi I. Land-ocean linkages over orbital and millennial timescale recorded in late Quaternary sediments  
of the Japan Sea. Paleoceanography, 1999, 14: 236~247
- 43 Leuschner D C, Sirocko F. The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich events.  
Quaternary Science Review, 2000, 19: 243~254
- 44 陈隆勋, 丁一汇. 亚洲季风的维持机制. 见: 丁一汇, 村上腾人, 主编. 亚洲季风. 北京: 气象出版社, 1994. 1~16
- 45 邹进上, 曹彩珠. 影响青藏高原降雪若干因子研究. 水科学进展, 1991, 2(1): 42~49
- 46 王景泰, Fyfe W S. 大洋环流形式转换在冰期旋回中的作用及经典第四纪冰期理论质疑. 第四纪研究, 1995, (1): 90~95
- 47 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature,  
1992, 360: 646~650