

97, 19(2)

97-113 青藏高原末次冰期最盛时的冰川与环境^①施雅风 郑本兴 姚檀栋
(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 730000)

p 343.6

摘要 在 16~32 ka BP 的末次冰期最盛时, 青藏高原较现代降温 7°C 左右, 降水为现代的 30%~70%, 极地型冰川广泛分布, 高原内部平衡线较现代下降值减至 500~300 m 以内, 高原东部、南缘及西缘可能以亚极地型冰川为主, 并有小部分温冰川, 平衡线下降 800 m 以至 1 000~1 200 m。初步统计, 包括周围高山在内冰川面积在 $35 \times 10^4 \text{ km}^2$ 左右, 为现代冰川的 7.5 倍, 冰储量相当于全球海平面变化 24.2 cm。其时, 多年冻土分布范围亦大为发展, 面积达 $220 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。海拔较低处季风降水量影响强烈的湖泊出现低水位或接近于干枯, 海拔较高处季风影响微弱的高原中西部湖泊呈现低于间冰段、高于冰后期的次高水位, 湖水含盐量普遍增加, 柴达木出现多层石盐沉积。荒漠草原扩大, 占领了高原大部分地面, 森林退缩至高原东南缘狭长范围内。

关键词 末次冰期最盛时 冰川 平衡线 湖泊 多年冻土, 青藏高原

末次冰期最盛时(Last Glacial Maximum, 简称 LGM)系指末次冰期相当于深海氧同位素 2 阶段中气候最冷、冰川规模最大的时段。这个时段在青藏高原依据古里雅冰芯记录出现于 16~32 ka BP。LGM 的冰川遗迹一般保存完好, 形态清楚, 易于识别, 积累资料较多。本文就此时段青藏高原的冰川与环境进行综合探讨。

1 冰川规模

1.1 LGM 青藏高原冰川规模及其和现代冰川的比较

考察者利用形态显著的终碛垄(少数有 ^{14}C 测年数据)圈出 LGM 冰川分布范围, 与现代冰川比较, 于单个冰川或单个山峰附近冰川的比较如表 1 所示。表中所示 LGM 冰川面积是在大比例尺地形图上量算的。在干旱的西昆仑山区仅为现代冰川的 1.5 倍, 而在比较湿润的青海湖流域和年保也则(或称果洛)山区 LGM 冰川面积大出现代冰川面积达 200 倍以上。表中 18 个地点 LGM 冰川面积共 $20\,138.5 \text{ km}^2$, 为现代冰川面积 $2\,834.9 \text{ km}^2$ 的 7.1 倍。

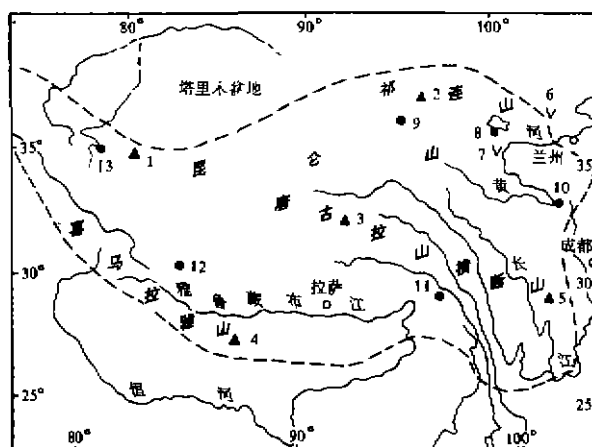
李炳元等(1991a)编制了 1:300 万《青藏高原第四纪冰川遗迹分布图》, 我们可据

^① 本文于 1996 年 9 月 28 日收到; 属国家自然科学基金会重点项目与国家科委攀登计划、中国科学院青藏项目资助。

表 1 青藏高原若干地点或现代和末次冰期盛时(LGM)冰川面积比较

Table 1 Comparison of the glaciated area between the present and the LGM
in several localities in the Tibetan Plateau

地 点	现代冰川 (km ²)	LGM 冰川 (km ²)	比 例	资料来源
祁连山慕殊垅峰	58	230	1:4	秦大河(1981)
祁连山土耳其根大坂山	460	3 200	1:7	李世杰等(1995)
青海湖流域	13	3 024	1:233	李世杰等(1995)
西昆仑山南坡	1 347	2 000	1:1.5	李世杰等(1995)
东昆仑山玉珠峰	68.5	252	1:3.7	李世杰等(1995)
可可西里山岗扎日峰	161	630	1:3.9	李世杰等(1995)
可可西里山马兰山	195	900	1:4.5	李世杰等(1995)
阿尼玛卿山	125	935	1:7.5	本文
年保也则山(果洛山)	5	1028	1:206	杨惠安等(1992)
雪宝顶	2.6	172	1:66	本文
唐古拉山巴斯错冰川	16.5	77	1:4.7	焦克勤等(1993)
唐古拉山冬克玛底冰川	16.6	25.5	1:1.5	焦克勤等(1993)
唐古拉山各拉丹东东坡	66.6	257	1:3.9	邓晓峰等(1992)
念青唐古拉山珠西沟	15	53	1:3.5	李吉均等(1986)
贡嘎山	25.5	1438	1:5.6	本文
玉龙山	10.8	140	1:13	李吉均等(1984)
竹庆盆地(横断山区)	19.3	167	1:9	李吉均等(1984)
稻城海子山区	0	5 610		本文
小 计	2 834.9	20 138.5	1:7.1	



- ▲ 1. 西昆仑古里雅冰帽与崇礼冰川 √ 6. 祁连山毛毛山 7. 青海共和盆地
 2. 祁连山敦德冰帽 ● 8. 青海湖 9. 柴达木察尔汗盐湖
 3. 唐古拉山冬克玛底冰川 10. 若尔盖盆地 11. 西藏八宿县仁错
 4. 珠穆朗玛峰绒布冰川 12. 扎古耶盐湖 13. 甜水海
 5. 贡嘎山海螺沟冰川

图 1 青藏高原 LGM 冰川与环境研究地点示意图

Fig. 1 Investigated spots for the glaciers and environments during the Last Glacial Maximum in the Plateau

此计算出 LGM 冰川面积。鉴于小比例尺图上冰川分布范围内未能扣除冰原石山和其它冰川未覆盖的裸露山坡, 与大比例尺冰川图有相当差别, 例如西昆仑山主脊部分包括南北坡冰川均在内的 LGM 冰川面积, 在大比例尺地形图量算为 $3\,025\text{ km}^2$, 而在上述 1:3 000 000 图上量算为 $4\,206\text{ km}^2$, 前者为后者的 72%。美国西部各州图上量算的 LGM 冰川面积为 $13\,200\text{ km}^2$, 扣去冰原石山, 实际按 $10\,000\text{ km}^2$, 即 76% 估算; 新西兰 LGM 冰川面积图上量算为 $49\,000\text{ km}^2$, 有人认为只有 $31\,000\text{ km}^2$, 即 63%。另一种折算方案为 $40\,000\text{ km}^2$, 即 81.6% (Denton and Hughes 1981)。参考上述情况, 我们取第四纪冰川遗迹分布图上量算到的各山系 LGM 冰川面积按 70% 折算为实际面积, 如表 2 所示。LGM 冰川面积取大数为 $35 \times 10^4\text{ km}^2$, 冰川的平均厚度按 250 m 计, 总冰量为 $87\,500\text{ km}^3$, 相当于全球海平面变化 24.2 cm。表 2 所列各山系 LGM 冰川规模和现代冰川比较可分三档: 1) 青藏高原西北部的昆仑山西段、中段和羌塘高原的 LGM 冰川规模仅比现代大 1.9~3.4 倍, 这与该地区极其寒冷干旱、水分条件严重不足有关。2) 青藏高原的多数山区包括喀喇昆仑、喜马拉雅、念青唐古拉、冈底斯、唐古拉、祁连山等, LGM 冰川规模比现代冰川大 5~15 倍, 反映青藏高原 LGM 至现代一般的气候变化。3) 青藏高原东部的横断山系和东昆仑山区, LGM 冰川规模比现代冰川大 40~145 倍, 这和该两地区夏季风、降水较多, LGM 雪线下降值大 (800~1 200 m) 有关。

表 2 青藏高原各山系 LGM 冰川面积及其与现代冰川面积的比较

Table 2 Comparison of the glaciated area between the present and the LGM in different mountain regions in the Tibetan Plateau

山 区	现代冰川 面积(km^2)	LGM 冰川 面积(km^2)	比 例	资 料 来 源
祁 连 山	1 972	17 102	1:8.7	① 现代冰川面积据施雅风等著 《中国现代冰川概论》(1989); ② LGM 冰川面积由杨惠安据李 炳元、李吉均等 1:300 万《青 藏高原第四纪冰川遗迹分布图》 量算, 喜马拉雅和喀喇昆仑部 分均超出国境线。
昆仑山西段	8 818	18 234	1:2.2	
昆仑山中段	3 572	12 033	1:3.4	
昆仑山东段	149	21 511	1:145	
喀喇昆仑	4 647(中国境内)	27 409	1:5.4	
羌塘高原	3 109	6 001	1:1.9	
唐古拉山	2 082	23 200	1:11.2	
念青唐古拉山	7 536	59 315	1:7.9	
冈底斯山	1 667	24 941	1:15	
喜马拉雅	11 055(中国境内)	71 155	1:6.4	
横断山系	1 618	64 846	1:40	
合 计	46 170	346 709	1:7.5	

1.2 青藏高原 LGM 冰川规模与世界其它主要山地冰川规模的比较

Denton 和 Hughes (1981) 主编的《The Last Great Ice Sheet》一书中, 列有世界各主要山地 LGM 现代冰川规模及相当的海平面变化值, 表 3 加以引摘, 并统计 LGM 与

现代冰川的体积变化比和青藏高原有关值比较。表 3 所列青藏高原冰川规模在全球山地冰川中不论现代与 LGM 都仅次于南美洲安第斯山区与北美洲的阿拉斯加, 是世界第三大的山地冰川区, 但就 LGM 和现代冰川体积比来说, 则小于其它重要的山地冰川区, 这仍然可能由于青藏高原相对比较干燥, LGM 的雪线降低值(详见后)相对较小所致。

表 3 青藏高原和世界主要山地 LGM 冰川规模比较*

Table 3 Comparison of the glaciated area and volume of the present and the LGM among the main mountainous regions in the world

地 区	现代冰川		LGM 冰川		相当海面 变化(cm)	体积比 现代 / LGM
	面积(km ²)	体积(km ³)	面积(km ²)	体积(km ³)		
青藏高原 (中国部分)	46 170	4 105	350 000	87 500	24.2	1 : 21.3
南 欧 洲	5 000	1 000	130 000	26 000	7	1 : 26
阿拉斯加	73 000	15 000	630 000	340 000	95	1 : 22.66
美国西部	513	65	100 000	22 000	< 1	1 : 33.85
安第斯山	26 500	8 000	650 000	320 000	90	1 : 40
新 西 兰	810	100	40 000	6 400	2	1 : 640

注: * 除青藏高原由笔者统计外, 其余均引自 Denton and Hughes(1981)。

2 LGM 较现代降温值及其对冰川的作用

2.1 根据不同地点不同方法计算的代用资料

表 4 列出了青藏地区 LGM 温度下降值, 从表 4 可以看出, 花粉资料换算的降温值低于冰缘现象(古砂楔、冻胀丘等)换算的降温值, 高原东部降温又低于西部(如敦德冰芯降温值小于古里雅冰芯)7 个地点的降温值出入于 6~9℃, 平均为 7℃。此值与施雅风等(1989)推算的 5~6℃略大一些, 也较为准确。

在各种代用资料中, 如图 2 所示的古里雅冰芯连续记录了 LGM 阶段的 $\delta^{18}\text{O}$ 值所示的低温与剧烈的升降波动情况, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化 1‰, 相当于温度变化 1.6℃左右, LGM 平均最低温出于 23 ka BP 左右, 比现代低 9℃左右, 百年级温度变化多次可达 $\delta^{18}\text{O}$ 值 6‰即 10℃以上, 是间冰期所不能比拟的。

青藏高原被认为地球上的“第三极”, “三极”相比 LGM 比现代的降温值, 在格陵兰为 $12 \pm 2^\circ\text{C}$, 在南极东方站达到 9℃(Dansgaard *et al.*, 1993), 而在青藏高原 LGM 降温值 7℃, 显然低于两极地区, 但西昆仑山古里雅冰芯的降温值 9℃, 已和南极东方站接近。

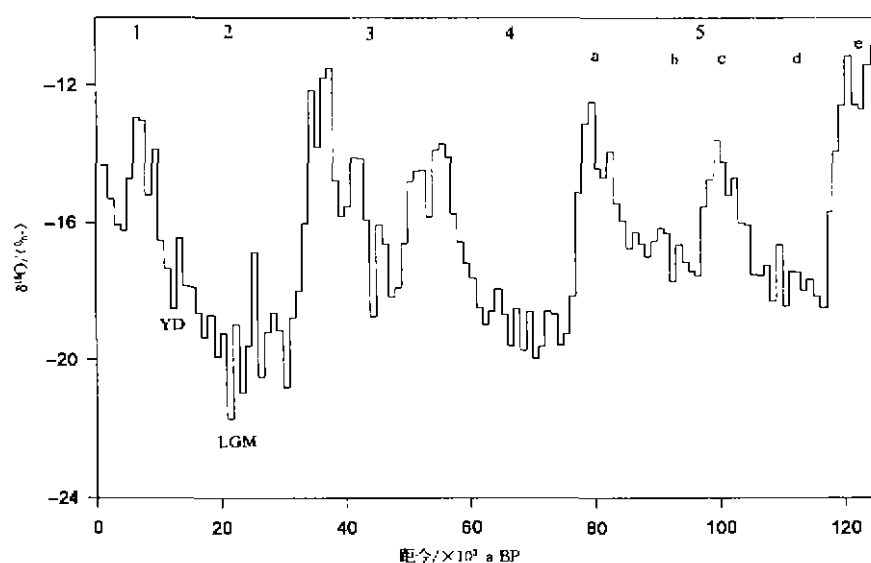
2.2 LGM 降温与极地型冰川盛行

我国现代冰川分类中, 青藏高原东南部的冰川归入海洋型冰川, 以高温高湿气候,

表 4 青藏高原若干地点 LGM 温度比现代的下降值

Table 4 The decreasing values of the LGM temperature as compared to the present at 7 localities in the Tibetan Plateau

地 点	方 法	降温值 ($^{\circ}\text{C}$)	时 间 (ka BP)	资 料 来 源
西昆仑古里雅冰帽	冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 值 测定与换算	9.0	23	据姚檀栋等
祁连山敦德冰帽	冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 值 测定与换算	6.0	30	据 Thompson <i>et al.</i> (1989)推算
柴达木察尔汗盐湖	石盐包体水中 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定与换算	8.0	19.5~16.0	张彭熹等(1993)
祁连山东端毛毛山	古冻泥炭丘推算	7.0	31 ± 1.5	据徐叔鹰等(1984)推算
青海共和盆地	古砂楔推算	7.0	17 ± 0.25	据徐叔鹰等(1984)推算
若尔盖盆地 RM 钻孔	花粉分析换算	6.0	18	据沈才明和唐领余(1996)推算
西藏东南部	花粉分析换算	6.0(冬季)	18 ± 1	唐领余等(1996)

图 2 古里雅冰芯末次冰期间冰期 $\delta^{18}\text{O}$ 揭示的温度变化Fig. 2 The fluctuations of the $\delta^{18}\text{O}$ temperature during the last glacial and the interglacial in the Guliya ice core

暖渗透成冰, 最低冰温度接近 -1°C 至 0°C , 平衡线附近年平均气温低于 -4°C , 冰流速快的特征, 相当国际上冰川地球物理分类中的温冰川(temperate glacier)。根据气候条件, 可以推测喜马拉雅山南侧、喀喇昆仑山南侧部分冰川和西帕米尔部分冰川也是海洋型温冰川。大陆型冰川又分为极大陆和亚大陆型, 近似于国际上的极地型(polar type)和亚极地型(subpolar type), 前者平衡线处平均气温低于 -8°C , 最低冰温也低于 -10°C , 年降水量低于 450mm(Huang and Shi 1991)。分布范围限于青藏高原西北部,

研究较深入的西昆仑山极地型冰川, 平衡线上年平均气温低至 $-13\sim-15^{\circ}\text{C}$, 夏季气温 $-2\sim-3^{\circ}\text{C}$, 10 m 深处冰温低至 -16.4°C (崇测冰帽)和 -18.6°C (古里雅冰帽), 消融微弱, 冰川融水径流年深度仅 200 mm 左右, 在干、冷气候下, 大量蒸发耗热与冰内导热更严重地抑制了冰川消融(黄茂桓, 1994)。

LGM 时青藏高原冰川在比现代平均降温 7°C 的条件下, 极地型冰川大为扩展, 现代所有亚大陆型冰川, 在 LGM 时平衡线附近平均气温可能都低至 -14°C 以下。最低冰温都可能低于 -10°C , 转化为消融微弱而蒸发耗热量大的极大陆型或极地型冰川, 以唐古拉山冬克玛底冰川为例, 该冰川现代平衡线海拔 5 640 m, 平均气温 -9°C , 夏季平均气温 0°C , 年降水 560 mm, 列为亚大陆型冰川, LGM 时年均温降至 -15°C 左右, 其夏季气温降至 -4°C , 无疑转为极地型冰川, 这类极地型冰川替代了现代亚极地型或亚大陆型冰川在青藏高原占有绝对优势(图 3)。

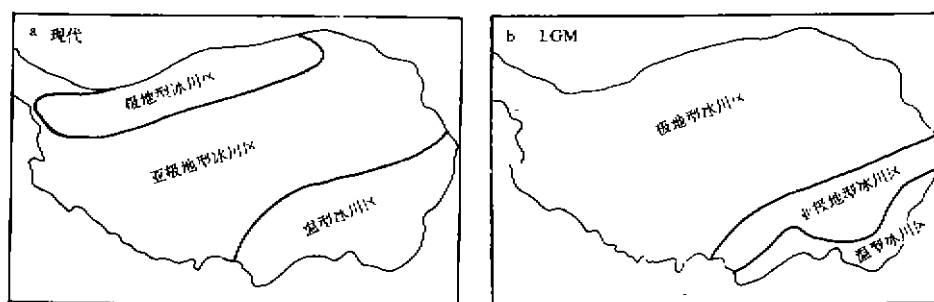


图 3 青藏高原现代和 LGM 冰川地球物理类型的比较

Fig. 3 Comparison of the geophysical glacier types between the present and the LGM in the Tibetan Plateau

但在青藏高原东南部以及其它高原边缘的现代海洋型温冰川, LGM 时可能大部分成为亚大陆型或亚极地型冰川, 以贡嘎山东侧海螺沟冰川为例, 现代冰川旁海拔 3 000 m 高度上平均气温 3.9°C , 夏季气温 11.8°C , 年降水量 1 938 mm(1988~1990 记录), 现代平衡线高 4 900 m 处, 夏季气温为 3.6°C , 年降水仍达 3 000 mm。这里 LGM 平衡线下降至 4 100 m 左右, 推算其时夏季气温为 1°C , 年降水量在 1 100 mm 或更多一些。考虑到冰舌区的降水比平衡线处为多, 可以推测冰川在亚极地型和温带冰川过渡带上。在降水较丰沛、LGM 平衡线比现代下降至 1 000~1 200 m 的地区, 如孟加拉湾北上水汽通道的西藏东南部边缘区, LGM 时仍然存在海洋型冰川的可能性。

3 LGM 降水减少程度的讨论

LGM 气候以寒冷、干燥为特征, 前已引述唐领余等对若尔盖 RM 钻孔和西藏东南部八宿果仁错钻孔中 LGM 花粉分析转换的降温值, 他们同时研究了降水情况, 认为若尔盖地区 18 ka BP 时年降水为 300~500 mm, 相当于现代降水的 46%~77%。32 ka BP 时年降水为 400~500 mm, 相当于现代的 62%~77%。这也表明 LGM 初期降

水较后期为多(沈才明等, 1996)。西藏八宿境内 18 ka BP 年降水量为 200~300 mm, 相当于现代降水的 30%~40%(唐领余等, 1996)。

根据冰川平衡线上积累量与消融量相当而积累主要取决于年降水量, 消融量主要取决于夏季温度的原理, 可以应用中国西部 17 条现代冰川平衡线上年降水量(P_{EL})与 6~8 月平均气温(T_{so})相关曲线(图 4)和经验方程式:

$$T_{so} = -15.4 + 2.48 \ln P_{EL}$$

在确定 LGM 平衡线夏季温度(T_{so})条件下, 粗略计算年降水量(P_{EL})。

依据上式, 在获知 LGM 平衡线降温值后可推算其夏季温度, 由此再推算平衡线上的降水量。

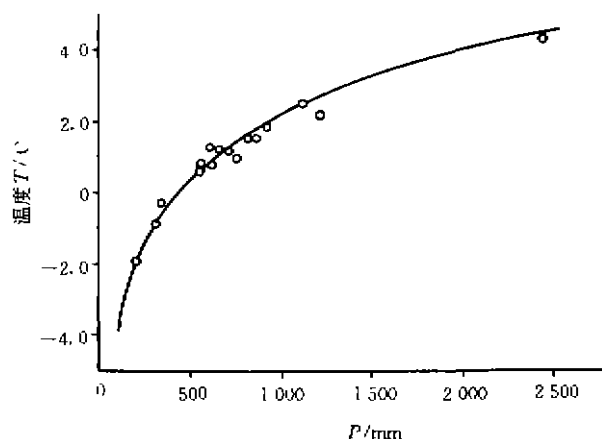


图 4 中国西部现代冰川平衡线年降水与温度相关曲线

Fig. 4 The relation between the annual precipitation and the summer temperature at the equilibrium line of various present glaciers in western China

表 5 中 LGM 平均降温值均按 7℃ 计, 但表中 6~8 月降温值比值一般均小于年降温值, 是暂按 5℃ 计算的。表中 4 个地点的 LGM 平衡线分别低于现代平衡线 300~800m 不等, 这是按 LGM 时古冰川高度或 LGM 时冰川伸展范围, 是按积累-消融区比例法(AAR)推算的, 首先要推算 LGM 平衡线所在高度的现代气温, 再按降温值 5℃, 推算 LGM 平衡线上 6~8 月平衡气温。

表 5 青藏高原若干冰川 LGM 平衡线夏季温度和降水推算

Table 5 Estimation of the summer temperature and the annual precipitation at the equilibrium line of several glaciers during the present and the LGM in the Tibetan Plateau

地 点	现代平衡线			LGM 平衡线		
	海 拔 (m)	6~8 月 气温(℃)	年降水 (mm)	海 拔 (m)	6~8 月 气温(℃)	年降水 (mm)
贡嘎山海螺沟冰川	4 900	3.6	3 000	4 100	1	1 100
珠穆朗玛峰绒布冰川	6 000	1	800	5 600	-2	300
唐古拉山冬克玛底冰川	5 640	0	560	5 500	-4	200
西昆仑山崇测冰川	6 000	-2	300	5 700	-5	< 200

按上述方法推算的 4 个冰川地点, LGM 平衡线上年降水均不足现代平衡线上年降水量的一半, 结合前述用花粉分析方法转换的两个地区降水量, 可以认为 LGM 时青藏高原 LGM 时降水量只有现代降水量的 30%~70%。降水量的减少, 表明冰期时输送到高原上的水汽特别是夏季风水汽的急剧降低。

4 平衡线变化特征及其原因

4.1 LGM 平衡线变化特征

不同的研究者根据末次冰期主要是 LGM 各山系冰斗群高度、山谷冰川终碛、侧碛等, 圈定 LGM 冰川范围与下降高度及其它形态判别和计算方法(如 AAR 法、荷费尔法等), 提出 LGM 雪线即平衡线高度和比现代冰川平衡线的降低值。根据有关资料(苏珍、王志超, 1990; 郑本兴等, 1976、1995; 张祥松, 1992; 李炳元等, 1991a), 郑本兴编制了青藏高原末次冰期 LGM 平衡线的现代高度变化图(图 5)。

青藏高原的现代冰川平衡线和 LGM 平衡线都呈不对称的环形分布, 边缘雪线低, 特别东南边缘最低, 而高原西部现代雪线高达 6 000 m, LGM 雪线在 5 600 m 以上, 是北半球最高雪线所在。所以造成这样不对称环形分布的原因, 主要由于降水量从高原外围特别东南侧向高原内部和西部急剧减少, 使平衡线相应地迅速升高。高原东部正当西南季风吸引孟加拉湾水汽北上通道, 不仅形成雪线特低的雅鲁藏布江大拐弯附近湿舌, 现代年降水量超过 2 000 mm, 现代雪线降至 4 200 m, LGM 平衡线低至 3 300 m, 而且使雪线呈南北走向和东西径向变化。青藏高原又是中国接受太阳总辐射值大的区域, 由此产生的大高原热效应, 使高原面的气温较高原两侧同高度自由大气温度高 4~6℃以上, 特别是高原西部是同高原面上高温中心所在, 这是高原西部平衡线特高另一个重要原因。LGM 平衡线与现代冰川平衡线的高度差值在高原东、南、西边缘带均可达 1 000 m 以至 1 200 m, 与欧洲阿尔卑斯山、高加索山、美国西部高山区 LGM 雪线下降值比较接近, 和前述青藏高原 LGM 平均温度比现代低 7℃ 的观念也比较吻合, 但 LGM 平衡线大幅度下降带只是高原边缘很狭窄的一个带(图 6)。进至环高原的高山带的内侧特别是喜马拉雅山北侧、西昆仑山南侧 LGM 平衡线突然升高。低于现代平衡线仅 300 m 左右。高原中心的唐古拉山地区甚至小于 200 m, 据粗略估计, 青藏高原上 LGM 雪线低于现代雪线 500 m 以内的地区占 60% 以上, 低于 300 m 以内地区可能达 40% 左右。这样小的平衡线差值在世界山地冰川中是非常罕见的。为什么在青藏高原上会出现这样的情况?

4.2 青藏高原内部 LGM 平衡线降低值小的讨论

以上曾分析青藏高原内部 LGM 平衡线比现代平衡线下降值远小于高原东、南、西边缘带原因有: 一是冰期南亚季风衰弱, 高原降水较现代降水减少很多, 在原本干旱的低降水区, 降水进一步减少。为了达到降水和消融的平衡, 取得减少消融的低温条件, 就要相应的缩小 LGM 平衡线的下降值; 二是青藏高原强烈的隆升作用, 在晚更新世和全

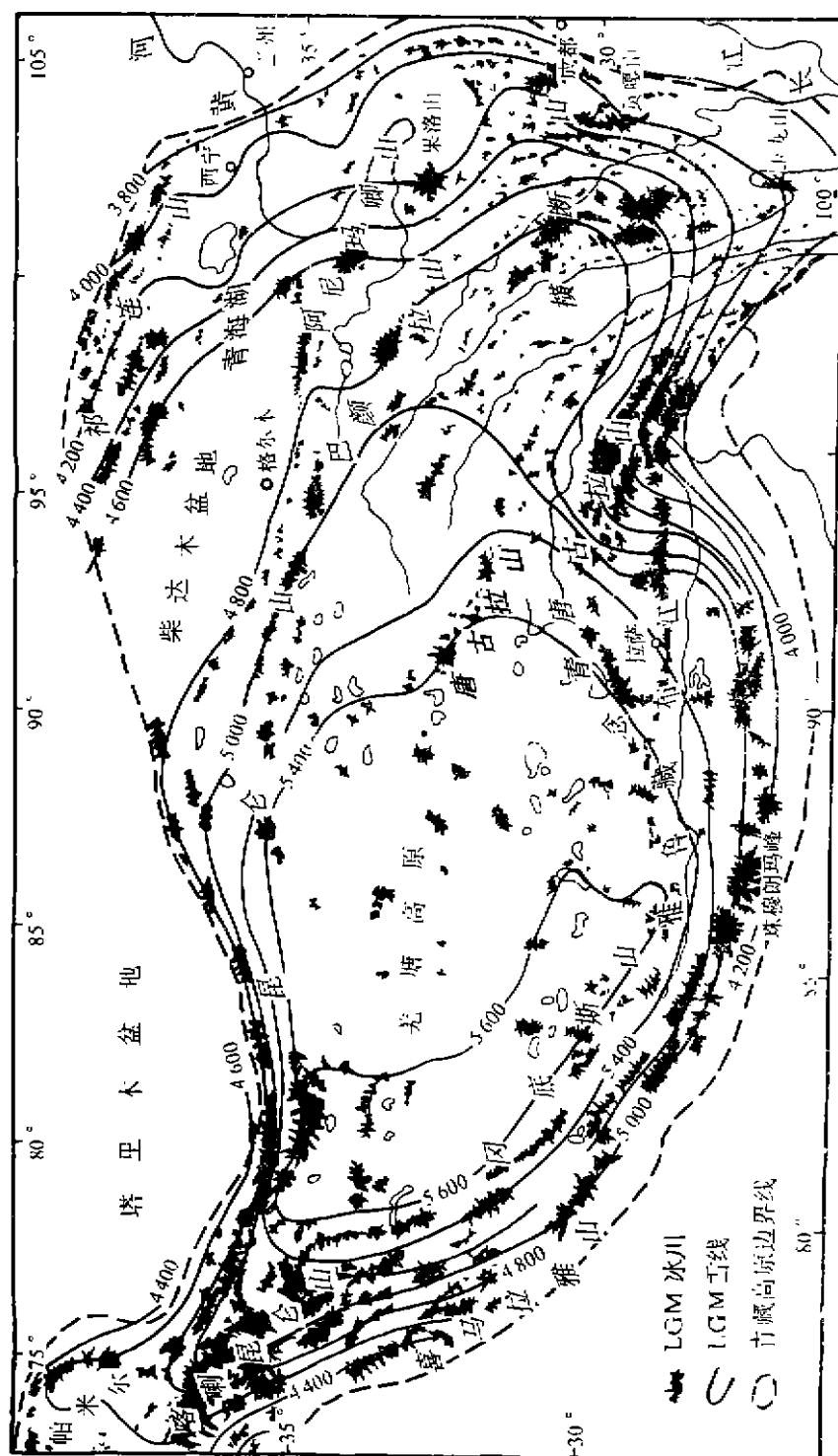


图 5 青藏高原末次冰期最盛时冰川分与平衡线高度变化图

Fig. 5 The distribution of the glaciers and equilibrium line altitudes during the Last Glacial Maximum in the Tibetan Plateau

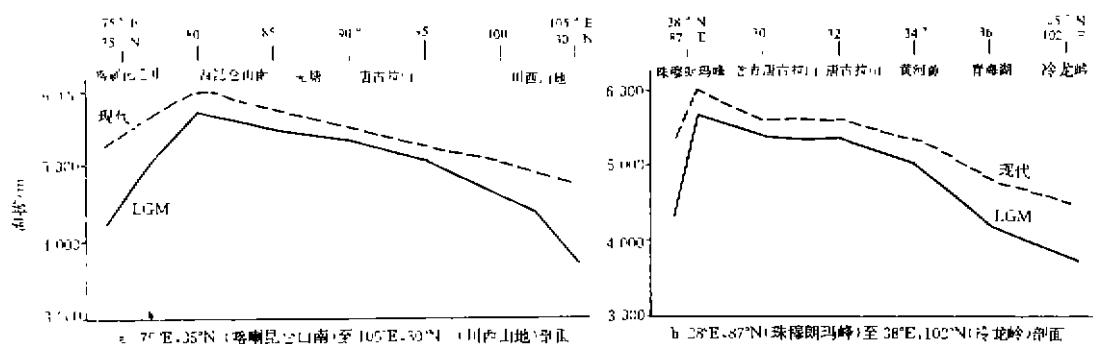


图 6 青藏高原 LGM 冰川平衡线和现代冰川平衡线高度变化剖面示意图

Fig. 6 Two profiles showing the difference of the equilibrium line altitudes between the present glaciers and the LGM Glaciers in the Tibetan Plateau

新世, 青藏高原的隆升速度可达 10 mm/a 即每万年 100 m 左右。LGM 平衡线较现代下降值的实际数字, 应为表 5 所列数字再加 LGM 以来高原隆升值(Shi Ya feng *et al.*, 1992)。现在看来, 上述分析不够全面和正确。

如 2.2 节所述, LGM 时青藏高原极地型冰川盛行, 在冰期干冷条件下, 空气干燥, 海拔高, 气压低, 蒸发失热反比海拔较低和较湿润的高原边缘带强烈。冰的蒸发潜热为冰川融化潜热的 8.5 倍。西昆仑山海拔 5850 m 的冰面上, 在夏季最暖时间, 观测到冰的平均蒸发率为 1.36 mm/d , 平均融化率为 3.52 mm/d , 实际蒸发耗热为融化耗热的 3.3 倍(Takahashi *et al.*, 1989)。这使 LGM 时已经大为减少的热量收入大部分用于蒸发, 不能用于融化。除此以外, 冰温很低, 导致从冰面大气向冰内导热, 合力使冰川的融化减至很低程度(黄茂桓, 1994)。如 1987 年西昆仑山郭扎冰川径流深度仅为 200 mm 左右, LGM 时应更低得多。由此看来, LGM 时冰川热量收支情况的改变, 冰川融化的激减应是 LGM 平衡线下降值减至 $500 \sim 300 \text{ m}$ 以内的主要原因。

关于青藏高原的隆升速度, 据测绘部门在 1959~1961 年和 1979~1981 年进行了间隔 20 年 12 条线路的重复水准测量, 张青松等(1991)计算得青藏高原 87 个测点平均上升速度为 5.8 mm/a , 这个数据低于以前定性估计的 10 mm/a 。如以此值延伸至 LGM, LGM 以来以 20 ka 青藏高原平均隆升量为 116 m , 对平衡线变化影响不大, 但隆升是不均匀的, 高原和周边许多高峰上升值可能大于此数。珠穆朗玛峰是世界最高峰, 公认为上升运动最强烈的地方。陈俊勇(1995)据 1996~1992 年间 3 次重复测量结果计算, 峰顶上升了 0.96 m 平均上升率为 37 mm/a 。按此推算, LGM 结束以来珠穆朗玛峰的上升量可达 700 m 左右, 但在珠穆朗玛峰北侧相距仅 21 km 和 32 km 的两个测点, 1966~1992 年的上升率就降至 3.6 mm/a , 按此推算这两点 LGM 以来上升量还不到 100 m , 差别很大。

现即以珠穆朗玛峰为例, 讨论气候差别、冰川特性和构造上升运动对 LGM 平衡线的影响。珠穆朗玛峰现代雪线平均高度在北坡为 6000 m 左右, 南坡为 5500 m 左右, 这个差别完全由于北坡降水远少于南坡所致。据考察资料, 北坡绒布冰川海拔 5900 m

处年纯积累量为 790 mm/a 、估计雪线附近年降水量为 $500 \sim 800 \text{ mm}$ (谢自楚等, 1975); 南坡孔布冰川海拔 6160 m 处为 $1500 \sim 1700 \text{ mm/a}$ (Miller *et al.*, 1965), 前者只有后者的一半, 南坡冰川的热量收入远大于北坡, 热量支出的大部分用于冰川融化, LGM 平衡线较现代的下降值, 在珠穆朗玛峰南坡 30 km 范围内为 $600 \sim 700 \text{ m}$, 以 LGM 降温 7°C 、正常雪线下降 1000 m 计, 相差 $300 \sim 400 \text{ m}$, 可以认为这个差值是由于珠穆朗玛峰的特殊岛状强烈上升导致的。在北坡相距珠峰 30 km 左右的绒布寺、基龙寺一带, 古冰斗显示的 LGM 平衡线比现代平衡线低 $300 \sim 500 \text{ m}$, 比上述正常下降 1000 m , 差 $500 \sim 700 \text{ m}$, 这个差值中既有珠穆朗玛峰岛状快速上升的因素, 也有冰期降温使冰川由亚大陆型转为极大陆型或极地型冰川的因素。

参考海拔 4300 m 处定日年均气温 0.7°C 、夏季(6~8月)平均气温 10.3°C 、再减去 LGM 降温值 7°C 、推算海拔 5500 m LGM 平衡线上, 年均温在 -13°C 左右, 夏季平均在 -3.5°C 左右, 这里的现代冰川定性为亚大陆型, 按上述温度指标, LGM 时转为大陆型或极地型, 和现代西昆仑山的极地型冰川相似, 蒸发失热大量增加, 融化激减, 这为 LGM 平衡线的大幅度提高或相对于现代平衡线降低值大幅度减少有决定性的条件。必须指出珠穆朗玛峰的上升量是特有例子, 不适用于一般山区。

因此, 可以得出合理的推论, 青藏高原内部 LGM 平衡线较现代平衡线降低值小的第一位的原因在于 LGM 降温所导致的极地型冰川广泛分布, 而青藏高原的强烈隆升是第二位的原因。

5 多年冻土、高原湖泊及植被

在 LGM 降温 7°C 左右条件下, 多年冻土范围势必会有较大的扩展, 现代青藏高原多年冻土面积在 $160 \times 10^4 \text{ km}^2$ 左右, 周边界限相当于年均气温 $-2 \sim -3^\circ\text{C}$, 已经发现高原东北部的共和盆地和祁连山东延的毛毛山区末次冰期多年冻土下限降至海拔 $2200 \sim 2400 \text{ m}$, 比现代多年冻土边界低 $1200 \sim 1400 \text{ m}$ (徐叔鹰等, 1984), 从现代年平均等温线图上推算, 在现代 $3 \sim 4^\circ\text{C}$ 、LGM 降至 -3°C 以下地方都应有多年冻土发育, 这样可粗略地划分出 LGM 多年冻土范围, 北面包括柴达木盆地的大部, 青海湖流域和共和盆地, 南面包括雅鲁藏布江上游谷地, 向东也有显著扩展, 推算当时青藏高原多年冻土面积达 $220 \times 10^4 \text{ km}^2$ 左右, 比现代大 40% 左右(图 7)。

冰期时西风带南移, 夏季风变弱萎缩, 亚洲中西部的内陆湖泊在末次冰期盛时出现 3 种情况, 在内陆区东部、南部季风降水区域, 降水显著减少, 呈现低湖面与水质咸化, 如青海湖。在内陆区西部、北部属于冰期南移的西风带降水区域, 降水增加, 呈现高湖面与水质淡化, 如死海、里海、咸海、巴尔喀什湖等, 上述两带间有一宽长的过渡区, 根据水量平衡的具体情况, 呈现次高湖面与水质咸化, 西昆仑山和青藏中西部的若干湖泊属此过渡区(图 8)。

青海湖是典型的季风降水补给湖泊, 在末次冰期中间冰阶即 30kaBP 前, 针阔叶混交林广布湖区, 反映该时段较今温暖湿润环境(山发寿等, 1993), 湖南岸二郎剑台地粘土和粉砂质粘土层, 微细层理发育, ^{14}C 测年 $33800 \pm 770 \text{ a BP}$ 的沉积记录显示那时湖

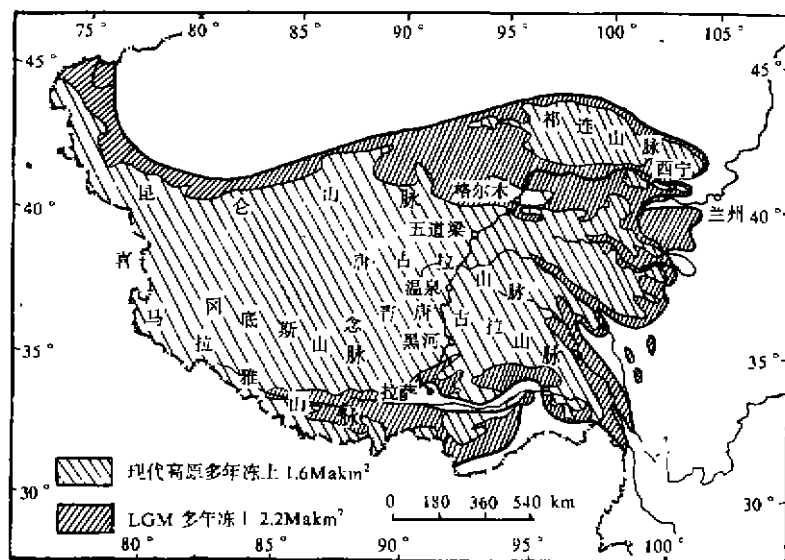


图 7 青藏高原现代和 LGM 多年冻土范围比较

Fig. 7 The extension of permafrost during the present and the LGM in the Tibetan Plateau compiled by

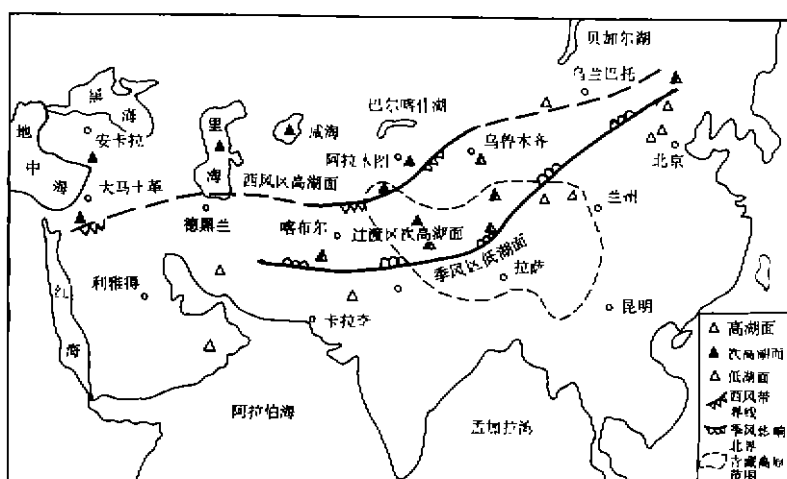


图 8 亚洲内陆湖泊在末次冰期盛时的水位变化及其指示的气候带

Fig. 8 The level change of inland lakes in different climatic zones during the LGM in the Tibetan Plateau

泊水域扩大, 湖水较深。在 LGM 的 $23\,640 \pm 250$ 至 $14\,830 \pm 130$ a BP 砂砾沉积代替先前深湖相沉积, 显示气候变干, 湖泊萎缩, 在东南湖湾水深 23 m 处的钻孔(QH-87)7 m 深处出现厚 2 m、无层理、似风成的黄色粉砂层, 表现湖泊沉积缺失的干枯时段, 推测年龄为 19~17 ka BP(陈克造等, 1990), 其时大片湖底出露, 经过强烈的冬季风(西北风)的吹扬, 成为现在所看到的湖东岸与东北岸大沙丘的物质供给源。推测 LGM 青海湖平均温度比现代低 5°C , 降水量减少 150~500 mm, 植被呈现荒漠草原景观(王苏

民, 施雅风, 1992)。现代青海湖则是在冰后期夏季风强盛, 温暖湿润, 古湖复苏的结果。

柴达木盆地常年盛行西风, 少量降水主要由西南季风绕道自东南方携入, 盆地内几乎不产生径流, 河流水量都靠周边高山降水与冰雪融水补给。据张彭熹等(1993)对察尔汗盐湖北岸钻孔资料研究, 在 30.0~21.5 ka BP 补给较多, 出现高湖面, 21~15 ka BP 平均气温降至 0℃ 以下, 最低可达 -4℃, 周边高山冰川发展, 而地表径流锐减, 湖水进入低温波动析盐阶段, 沉积了多层原生石盐, 在原生石盐之间, 多为含石膏的粉砂粘土, 反映干湿波动频繁, 强烈地蒸发析盐一直延续到 15.0 ka BP 左右, 最终导致古察尔汗湖接近干涸。张彭熹还指出, 低温干旱析盐阶段的卤水浓度较其前间冰段暖期和其后的全新世暖期都低, 这可能反映 LGM 低温对蒸发的遏制。

西昆仑山南坡, 海拔 4 800~5 080 m 高程间有甜水海、阿克赛钦、郭扎错、邦达错等 5 个湖泊。据李世杰等研究, 现代 5 个湖泊总面积为 410 km², 末次冰期的间冰段暖期, ¹⁴C 测年为 46 850 ± 2 970 a BP 至 34 735 ± 820 a BP 或 45~30 ka BP, 曾形成面积达 1 403 km² 的统一大湖, 湖面高出现代甜水海 60 m, 以后古湖萎缩, 沉积砂砾层, 在 38~30 ka BP, 湖泊再度扩张, 沉积湖相粘土层, 21~15 ka BP 时湖面高出现代甜水海为 20~25 m, 在这个层位的湖相粘土层中夹有大量眼子菜水生植物残体, ¹⁴C 测年集中在 18 520 ± 305, 17 460 ± 155, 15 880 ± 115 a BP 等年份(Li Shijie *et al.*, 1992)。推测在 17 ka BP 左右, 大湖解体(李炳元等, 1991b)。

色林错-纳木错为青藏高原中部著名大湖, 最高湖岸线海拔 4 630~4 635 m, 高出现代色林错湖面 100 m, 高湖面时纳木错和色林错相连外流, 时间在 30 ka BP 之前, 其后开始收缩, 形成相对高 200m 的湖相砂砾阶地, 湖区停止外流, 色林湖向咸水湖发展, 16 ka BP 左右色林湖与班戈湖分离后, 班戈湖朝盐湖方向发展, 为西藏形成盐湖揭开序幕(郑绵平等, 1989)。

扎布耶盐湖(84° 04' E, 31° 21' N)位于西藏西南部、冈底斯山北侧, 海拔 4 425 m。据郑锦平等(1989)研究, 湖区有 9 级砂堤, 第 9 级高出现代湖面 179 m, 推测其年代距今 30 ka 左右, 水域面积 9 780 km², 含盐量小于 0.89 g/L, 是相当湿润条件下的大淡水湖。在 25~24 ka BP 形成的第 7 级砂堤, 高出现代湖面仍达 90 m, 含盐量为 8~10 g/L, 表明温度下降与偏干, 16kaBP 后湖泊进一步退缩(郑锦平等, 1989)。

上述 5 个地点的资料表明, 青海湖与柴达木察尔汗盐湖在 LGM 时寒冷干燥, 湖泊干涸或接近干涸, 察尔汗湖沉积了多层原生石盐, 其它 3 个地点的湖泊都位于青藏高原的中西部, 呈现次高湖面, 即湖水水位高于全新世及现代湖面, 但低于 3 万年以前间冰阶暖温时湖面, 既不同于东部以青海湖为代表的季风降水区, 也不同于亚洲西部以死海、里海为代表的西风降水区。从前述 LGM 降水量讨论, LGM 青藏高原的降水均比现代为少, LGM 次高湖面的形成的主要原因不在当时降水增多, 而在于 LGM 高原面上剧烈降温 and 湖泊冻结时间的延长, 导致湖面蒸发的减少所成。

在 LGM 寒冷干旱的严酷气候下, 植被严重恶化, 在前阶段广泛分布于高原东半部和南部的森林退向高原东缘与南缘, 荒漠草原占领了绝大部分地区。据唐领余等(1996)研究, 西藏东南部八宿县仁措(海拔 4 450 m)现代湖盆周围为亚高山森林草甸, 而在

LGM 的 18 ka BP 左右是以藜、蒿为主的荒漠草原, 在若尔盖 RH 钻孔内, 在全新世初期(10.2~9 ka BP)以云杉、冷杉花粉指示的针叶林占绝对优势。而在 LGM 的 20~18 ka BP 转以蒿、莎草科、蔷薇科为主的草原、草甸景观(刘光秀等, 1994)而在红原瓦松剖面(3 469 m)的 19.8~17.5 ka BP 森林上限下降了 1 200 m, 花粉贫乏, 是荒漠草原景观(王富葆等, 1996)。在高原中部扎仓茶卡湖钻孔, 29 ka BP 时孢粉组合反映为松林, 到 20 ka BP 已成为蒿属为主的草原。在可可西里山区的苟弄错, 19~17 ka BP 时的花粉较少, 仅有少量旱生灌木, 藜科、莎草科、麻黄属等(李炳元, 1995)。在柴达木察尔汗地区, 32 ka BP 左右尚较湿润, 湖盆中有水生植物生长, 到 25 ka BP 湖水急剧浓缩, 无水生和乔木植物, 而以藜科为主的荒漠灌木广泛分布。在末次冰期盛时唯有喜马拉雅山南坡吉隆、樟木、亚东、墨脱、察隅等保留部分亚热带针阔叶混交林, 或亚热带常绿季雨林(图 9)。

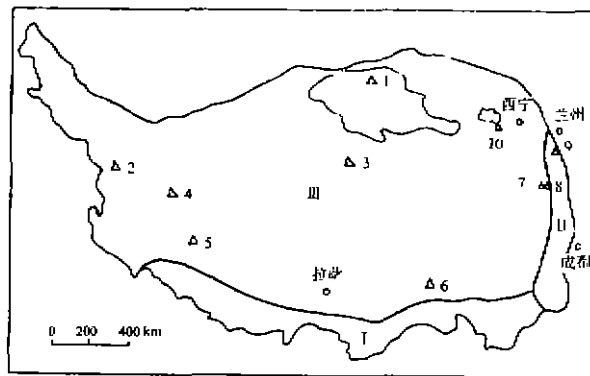


图 9 青藏高原末次冰期盛时植被分布(据唐领余等, 1996)

- I. 热带常绿硬叶阔叶林; II. 针叶林或针、阔叶混交林; III. 荒漠草原
1. 柴达木察尔汗地区; 2. 斑公错; 3. 苟弄错; 4. 扎仓茶卡; 5. 扎布耶湖;
6. 八宿仁错; 7. 若尔盖盆地; 8. 红原; 9. 临夏北塬; 10. 青海湖

Fig. 9 Sketch map showing the distribution of various vegetation types in the Tibetan Plateau

6 结 论

末次冰期最盛时, 冰川遗迹一般保存良好, 形态清楚, 易于辨认。青藏高原包括周边高山 LGM 冰川范围, 据李炳元等(1991a)量算, 并取一适当系数, 为 350 000 km², 相当于现代冰川面积 7.5 倍, 其平均厚度按 250 m 计, 总冰量(87 500 km³)相当于全球海平面变化 24.2 cm。在青藏高原西部极其干燥寒冷的西昆仑山和羌塘地区, LGM 冰川规模仅比现代大 1.9~3.4 倍, 而在季风降水多的高原东部横断山系和昆仑山东段, LGM 冰川规模比现代大 40 倍和 145 倍。

应用冰芯氧同位素值变化, 盐湖石盐包体中氦、氧同位素值变化, 湖泊岩芯中高分辨率花粉分析和古冰缘现象(古砂楔、古冻胀泥炭丘)等不同方法在 7 个地区推算的 LGM 气温较现代降低值, 出入于 6~9℃, 平均为 7℃, 出现时间在 18 ka BP 左右(出

入于 16~20 ka BP)。另外在 3 个地点发现 30 ka BP 左右曾出现急剧降温, 降温幅度与 18 ka BP 相近, 根据古里雅冰芯高分辨率完整资料, LGM 时间为 16~32 ka BP。

LGM 的强烈降温使青藏高原现代大范围分布的亚大陆型或亚极地型冰川都转化为极大陆型或极地型冰川, LGM 平衡线年均气温低于 -14°C , 冰温低于 -10°C , 干冷气候下的大量蒸发耗热与冰内导热, 严重抑制冰川消融, 而冰川融化的微弱决定性地缩小了 LGM 平衡线较现代冰川平衡线的下降值, 辅之以高原的强烈上升, 使青藏高原内部, 主要是中部与西部 LGM 平衡线的降低值减至 500 m 以至 300 m 以内。高原东部、南缘、西缘的现代海洋型温冰川, 在 LGM 时可能大部分转为亚大陆型或亚极地型冰川, 平衡线处年均气温可能高于 -10°C , 夏季气温接近 0°C , 冰川的热量支出以融化为主, LGM 平衡线降低值达 800 m 以至更多, 在降水丰沛的地区如西藏东南部边缘, 可能仍然存在海洋型温冰川, 这里 LGM 平衡线下降值可达 1 000~1 200 m。

LGM 时夏季风强烈萎缩, 冬季风大为增强, 冷空气的水汽含量减少, 西风带南移增加了地中海至中亚出现高湖面地区的降水, 但长途远行至青藏高原, 已不能形成多量降水。根据花粉分析资料转换, 冰川平衡线上年降水与夏季平衡温度相关, 青藏高原 6 个地点推算 LGM 降水只相当现代降水的一半左右, 具体出入于 30%~70% 间。多处资料表明, LGM 初期较湿润, 后期极干旱。

高原上多年冻土在 LGM 时也有大范围的扩大与增厚, 面积增加至 $220 \times 10^4 \text{ km}^2$, 比现代扩大 40%, 边缘高度下降 1 200~1 400 m。

青藏高原内陆湖泊水位高低与水质咸淡取决于湖面蒸发与降水量及入湖径流量的平衡, 有 LGM 资料的 5 个地点的湖泊分属二类, 受季风降水影响大的青海湖与柴达木察尔汗盐湖, LGM 湖泊干枯或接近干枯, 察尔汗盐湖还出现多层原生石盐, 表明冰期已经降低的蒸发量仍然远大于降水量和入湖径流量, 其它分布青藏高原中、西部海拔高于 4 400 m 的 3 个地点, LGM 湖水位低于 3 万年以前的暖湿的间冰段, 但高于全新世和现代湖面, 表明冰期蒸发量大受抑制, 低于当时的降水量与径流量, 这类湖泊分布范围可能与极地型冰川分布相似, 都指示 LGM 时水量支出的大为削弱。

在严寒干燥气候影响下, 荒漠草原覆盖了高原绝大部分地面, 森林退至喜马拉雅南麓与高原东缘的狭长地带。

末次冰期盛时对比以前的间冰阶和以后的全新世, 青藏高原环境有重大改变。广泛分布的冰川积雪和植被的荒漠草原化必然增加反照率, 增强高原对大气的冷源作用, 减弱热源作用, 由此影响大气环流对周围以至遥远地区产生影响。这是青藏高原与全球变化研究的重要内容之一, 今后应注意开展。

致谢: 本文在准备过程中承叶佰生、王绍令、唐领余、尹世从、顾佩等同志协助, 特此致谢。

参 考 文 献

- 山发寿, 杜乃秋, 孔昭宸. 1993. 青海湖盆地 35 万年来植被演化及环境变迁. 湖泊科学, 55(1): 9~17.
 王苏民, 施雅风. 1992. 晚第四纪青海湖演化研究析视与讨论. 湖泊科学, 4(3): 2~9.
 王富葆, 韩辉友, 阎草等. 1996. 青藏高原东北部 30 ka 以来古植被与气候演变系列, 中国科学(D 辑), 26(2): 111~117.

- 邓晓峰, 张文敬. 1992. 唐古拉山各拉丹冬峰东坡第四纪冰川与环境演变. 冰川冻土, 14(2): 153~160.
- 李炳元, 李吉均等. 1991a. 青藏高原第四纪冰川遗迹分布图1:3 000 000. 北京: 科学出版社.
- 李炳元, 张青松, 王嘉葆. 1991b. 喀喇昆仑山-西昆仑山地区湖泊演化. 第四纪研究, (4): 64~70.
- 李炳元. 1995. 羌塘高原北部湖泊演化的初步探讨. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究. 北京: 科学出版社, 261~266.
- 李吉均, 冯北东. 1984. 横断山脉的第四纪冰川遗迹. 见: 山地冰川演化和第四纪冰期问题研究兰州大学学报丛刊, 61~72.
- 李吉均等. 1986. 念青唐古拉的古冰川遗迹. 西藏冰川. 北京: 科学出版社, 217~230.
- 李世杰, 施雅风. 1995. 中国西部末次盛冰期冰川发育与气候环境的区域分异. 见: 青藏高原与全球变化研讨会文集. 北京: 气象出版社, 30~40.
- 刘光秀, 沈永平, 王苏民. 1994. 若尔盖盆地RH孔150 ka以来植被历史及其气候记录. 见: 青藏高原形成演化、环境变化与生态系统研究. 北京: 科学出版社, 199~208.
- 陈克定, J M Bowler K Kelts. 1990. 四万年来青藏高原的气候变迁. 第四纪研究, (1): 21~31.
- 陈世勇. 1995. 珠穆朗玛峰及其毗邻地区现代地壳运动的探讨. 见: 青藏高原与全球变化研究论文集. 北京: 气象出版社, 209~213.
- 沈才昭, 唐领余. 1996. 若尔盖地区30万年以来的古植被与古气候. 待出版.
- 苏珍, 王志超. 1990. 喀喇昆仑-西昆仑山的第四纪冰川遗迹. 见: 第四届全国冰川冻土学术会议论文集(冰川学). 北京: 科学出版社, 172~178.
- 杨惠安, 安瑞珍. 1992. 中国冰川目录(昆仑山区). 见: 柴达木盆地南部黄河上游流域区. 北京: 科学出版社, 23.
- 郑本兴, 施雅风. 1976. 珠穆朗玛峰地区第四纪冰期探讨. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966~1988)第四纪地质. 北京: 科学出版社, 29~62.
- 郑本兴, 李世杰, 王苏民. 1995. 若尔盖周围高山第四纪冰川演变历史. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究. 北京: 科学出版社, 218~226.
- 邴绵平, 向军等. 1989. 青藏高原盐湖. 北京: 科学技术出版社.
- 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉等. 1989. 中国现代冰川概论. 北京: 科学出版社.
- 张彭熹, 张保珍, T K 洛斯坦等. 1993. 古代异常钾盐蒸发岩的成因——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.
- 张青松, 周耀正, 陆祥顺等. 1991. 现代青藏高原上升速度问题. 科学通报, 36(7): 529~531.
- 张祥松. 1992. 冰川的气候变迁记录. 见: 中国气候变迁及其影响. 北京: 海洋出版社, 103~139.
- 秦大河. 1981. 祁连山素珠链峰地区玉木冰期以来冰川变化的初步研究. 冰川冻土, 3(2): 45~51.
- 唐领余, 沈才昭, 许雪珉等. 1996. 青藏高原末次冰期最盛期的花粉证据. 待出版.
- 徐叔鹰, 张继信, 徐德毅等. 1984. 青藏高原东北边缘地区冰缘发展探讨. 冰川冻土, 6(2): 15~26.
- 谢自楚, 苏珍. 1975. 珠穆朗玛峰地区冰川的发育条件数量及分布. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966~1968). 现代冰川与地貌. 北京: 科学出版社, 1~13.
- 黄茂桓. 1994. 我国极地型冰川发育的气候条件. 冰川冻土, 16(3): 202~210.
- 焦克勤, 岩田胜二. 1993. 昆仑山垭口、唐古拉垭口和藏东南地区末次冰期以来的冰川变化. 见: 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 120~138.
- Dansgaard W *et al.*, 1993. Evidence for general instability of past climate from 250 ka ice record. *Nature*, 364: 218~220.
- Benton J and T J Hughes. 1981. The last great ice sheet, John Wiley and Sons, New York.
- Huang Maohuan and Shi Yafeng. 1991. Thirty years of progress in the studies of basic features of glaciers in China. *The Journal of Chinese Geography*, 2(1): 92~109.
- Li Shipe and Shi Yafeng. 1992. Glacial and Lake fluctuations in the area of West Kunlun Mountains during last 45000 years. *Annals of Glaciology*, 16: 79~84.
- Miller M M, J S Leventhal and W F Libby. 1965. Tritium in Mt. Everest ice—annual glacier accumulation and Climatology at great equatorial altitudes. *Jour. Geophysical Research*, 70(6).
- Shi Yafeng, Zheng Benxing and Li Shipe. 1992. Last Glaciation and Maximum Glaciation in the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau Z. *Geomorph. N.F. Suppl-Bd*, 84, 19~35.
- Takahashi S, T Ohata and Xie Yingqin. 1989. Characteristics of heat and water fluxes on glacier and ground surface

in the West Kunlun Mountains Bulletin of Glacier Research 7: 89~98, Japanese Society of Snow and Ice.
Thompson L G, E M Thompson and M E Davis *et al.*, 1989. Holocene--Late Pleistocene Climate Ice core record from
Qinghai--Tibet Plateau, Science, V246, 474~477.

Glaciers and Environments during the Last Glacial Maximum (LGM) on the Tibetan Plateau

Shi Yafeng, Zheng Benxing and Yao Tandong

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, 730000)

Abstract

It was 7°C colder than present on the Tibetan Plateau during the Last Glacial Maximum (LGM) about 16~32 ka BP. Precipitation was 30%~70% of present in that time. Polar type glaciers developed extensively. The equilibrium line in the LGM was 500~300 m lower than present in the major interior part of the plateau, while a small number of temperate glaciers, subpolar type glaciers might exist in the eastern, southern and western edges of the plateau, with an ELA decrease of 800 m, even up to 1 000~1 200 m. According to preliminary statistics, the glaciated area on the plateau (including the surrounding high mountains) in LGM is about 350 000 km², 7.5 times larger than at present, and the ice volume on the plateau at that time was estimated to be about 87 500 km³ and equivalent to a decrease of 24.2 cm of the global sea level. Permafrost developed extensively to its maximum, about 2 200 000 km². Lakes in the eastern part of the plateau, which remarkably depended on the monsoon precipitation, shrank or even disappeared during the LGM, while those located in the northwestern part of the plateau got their level lower than that in former interglacial stadial and higher than that during the post glacial period due to the effect of the westlies. Almost all lakes on the plateau became more salted, and several salt lakes formed in the Qaidam Basin and in the plateau proper. The conifers and broad leaved forests withdrew to the southeast margin of the plateau, while the desert and steppe covered the most part of the plateau.

Key words: Last Glacial Maximum (LGM), glacier, equilibrium line (ELA), lakes, permafrost

第一作者简介: 施雅风, 男, 78岁, 研究员, 中国科学院院士, 浙江大学研究院 1944 年硕士, 冰川与自然地理学家, 现任中国科学院兰州冰川冻土研究所名誉所长, 南京地理与湖泊研究所研究员。现主要从事冰川与环境变化研究。