

# 对《21ka BP 青藏高原有远高于现代降水量的可能性吗》的回复

于 革 陈 星 薛 滨

(中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放实验室, 南京 210008)

施雅风先生在《21ka BP 青藏高原有远高于现代降水量的可能性吗》<sup>[1]</sup>(以下简称《可能性》)文章中对《中国 21kaBP 气候模拟的初步试验》<sup>[2]</sup>(以下简称《21ka 试验》)一文提出几点质疑, 归纳起来主要有如下三个方面: 1) 模拟青藏高原的降水量超过了由化石花粉记录和古冰川遗迹推算的降水量。2) 虽然青藏高原有 4 个高湖面记录, 但其湿润似应由于低温、低蒸发引起的, 而不是如《21ka 试验》模拟的由高降水量造成的。3) 刘晓东等学者对美国 CCM0 古气候模拟结果的诊断分析, 表明青藏高原的 7 月降水比现代减少 30%, 而《21ka 试验》模拟了年降水量比现代大大增加。施先生提出的这些问题有其科学依据, 我们也感到值得讨论。在此我们对尚不能形成结论的东西仅作为学术问题谈谈我们的看法; 对研究中出现的不足之处, 当在今后的工作中给予改进。

## 1 模拟的 21kaBP 气候是否捕捉了古气候空间特征?

《21ka 试验》的模拟试验关键旨在从动力机制角度来探讨我国 21kaBP 气候与现在气候存在巨大差别的原因, 把东亚气候置于全球气候系统中所发生的变化和空间格局。从模拟结果看, 基本反映了古气候资料所揭示的气候特征, 即全球普遍降温, 中国东部比现在的气候干, 而中国西部及青藏高原的气候较东部湿润。平均而言, 中国区域及全球降水量比现在减少 20%—50% 左右, 但这并不排除某些区域降水量较多情况的出现。从气候的空间分布类型来看, 可以出现不同的干湿组合, 如干冷、湿冷等不同气候类型。我们认为气候寒冷并不一定是气候干燥, 降水多少, 具体情况要由大气环流、气团活动范围和强度而定。

《可能性》文认为青藏高原 21kaBP 降水量模拟与地质资料不尽吻合。我们感到, (1) 作为全球大气环流模型而言, 是对全球基本气候系统下气候格局的数值模拟。《21ka 试验》采用的全球气候模型(每个网格点精度约为 4.5°(纬度)×7.5°(经度)), 目前尚无法、也不可能完全与 1 个经、纬度级别的实际资料完全吻合。例如, 模型在青藏高原仅有 6—7 个网格点, 难以精确到如施先生文中列举的 30°N、97°E 具体位置。这是物理机制下全球尺度数值模拟中普遍存在的问题, 也是我们希望于近期内发展高精度区域气候模型的支持原因所在。(2) 国内外尚没有一种地质证据能够独立指示降水变化, 一些地貌(如冰川、冻土、湖泊岸线)、沉积(深水相与浅水相沉积)、生物(花粉、硅藻、介形类)、地球化学等替代指标仅仅能够综合反映出热量与降水、降水与蒸发等变化。尽管降水( $P$ )与湿润( $P-E$ )有着一定的差别, 国内外仍然把湿润指标作

• 收稿日期: 2000-05-15. 于革, 女, 1957年生, 研究员.

为验证降水的一个重要指标,这些来自各个地点的研究证据,整体看各自也具有矛盾,即一些证据能够支持青藏高原的湿润,而一些证据反映了青藏高原的干燥(如《可能性》文中所列举的仁错花粉点)。

我们尽可能采取客观的态度应用资料,并用统计学去伪存真、去噪音识主体等处理方法,我们尝试了运用统计方法进行处理<sup>[3]</sup>。这里列出我国第四纪冰川、冻土、湖泊、古生物研究的一些地质证据。

(1)青藏高原多年冻土面积扩大<sup>[4]</sup>,在北部代替了现代荒漠、盐湖地貌,反映了冷湿气候。高原各山系山地冰川极为发育,是现代的 7.5 倍<sup>[4,5]</sup>,表明了具有相当降水量的气候条件。青藏高原多年冻土面积比现代增加 40%<sup>[4,5]</sup>,冻土范围向北扩大到现代为干草原/沙漠地区的柴达木盆地,反映了温度降低、湿度增加。

(2)高湖面和大湖泊。在 21—17 ka BP,青藏高原班戈错、扎布耶盐湖、错那、兹格塘错、甜水海以及阿克赛钦湖、阿其格库勒等众多湖泊均保留完好的高出现代湖泊几米至几十米阶地<sup>[6-9]</sup>,指示着比现代大几倍乃至几十倍的古湖泊。新疆柴罗布泊、巴里坤湖,青海苟弄错、西藏兹格塘错等湖相沉积在盛冰期具有细纹层特征<sup>[10-13,7]</sup>,反映了深湖相沉积环境。西藏高原上的班戈错、扎仓茶卡、扎布耶湖,柴达木盆地中的大柴旦盐湖、察尔汗盐湖,以及新疆内陆的艾丁湖,在盛冰期时期沉积了一套碳酸盐、硼酸盐粘土,蒸发岩成分大大见小<sup>[6,14,15]</sup>。而这些相应的现代湖泊,已经是干盐湖或 90% 以上的岩盐沉积,表明盛冰期湖水相对淡化、流域来水量相对增多。

(3)植物、花粉、介形虫、硅藻组合。青藏甜水海地区目前是亚洲的干旱极地,但在 20—17kaBP 湖相沉积中出现大量的眼子菜水生植物<sup>[8,16]</sup>。不仅反映当时有较大面积水域环境,而且说明湖泊有相当长季节没有冻结。在现代咸水介形虫组合的红山湖、苟弄错、巴里坤湖等新疆和西藏的湖泊中,发现了盛冰期介形虫/硅藻组合具有淡水至微咸水特征<sup>[17,13,11]</sup>,反映了湖泊水体较现代淡化、水量丰富。新疆罗布泊盛冰期的花粉组合出现水生植物和相对荒漠要湿润的草原植被类型<sup>[10]</sup>,反映了冷湿环境。

《可能性》文中提到了 21kaBP 个别高湖面可能是 40—30kaBP 高湖面的延续。这个问题尽管超出了《21ka 试验》文章的本身,我们仍感到这个观点值得讨论。我们在文献<sup>[3]</sup>中根据中国 44 个湖泊 30 ka 以来的演化历史,发现了在 30kaBP 高湖面与 21kaBP 高湖面之间有明显的低湖面阶段(约 22—25kaBP),反映这是两个不同阶段的湿润环境。当然目前掌握的资料这还不足以做出结论,有待于今后更多的资料加以证实,也有待于借助更完善的气候模式进行气候演变过程模拟。

## 2 青藏高原冷湿的原因是什么?

《可能性》文中认为青藏高原的湿润是由于低温、低蒸发引起的,而《21ka 试验》模拟认为由高降水量造成的。如《可能性》文中列举的,Roberts 和 Wright 根据中东 21kaBP 高湖面地质证据,提出了中东冷湿是由于低温下的低蒸发引起的论点。但是国际上也有一些学者提出地中海地区和中东 21kaBP 高湖面是由于降水增加引起的论点<sup>[18-20]</sup>。对青藏高原在 21 kaBP 湿度增大究竟是降水增加造成的、还是蒸发减少造成的,地质资料恢复的气候格局仅仅提出了机制性假说,但最终这一问题的解决还须依赖于大气环流模型研究。

从《21ka 试验》得到的大气环流要素场分析,21kaBP 夏季流线的主要特征与 0kaBP 的不同之处在于,青藏高原南侧中南半岛出现一气旋性辐合中心并形成一强辐合中心,使低纬水汽在青藏高原南部辐合形成降水,出现较湿润的气候。从模拟的降水与蒸发场来看,有效降水( $P-E$ )的分布特征表明青藏高原中、南部为相对高值区。青藏高原冷湿的主要原因是降水增多所致。

这一模拟结果是否正确,我们感到仍然需要进一步工作。另一方面我们可以从一些地质证据作框架性推算。位于现代亚洲旱极的甜水海地区,保存了高于现代湖面 10 m 的盛冰期湖岸阶地。同时期的扎布耶盐湖,有高于现代湖面 75 m 的阶地;兹格塘错湖有高于湖面 17 m 的阶地;阿其格库勒湖,有高于现代湖面 10 m 的阶地。若简单按照圆锥体和圆台体计算湖泊水量,五个湖泊的盛冰期水量是现代的 5.7—398 倍(表 1)。

表 1 青藏高原若干湖泊 21kaBP 及 0kaBP 的水量估算<sup>1)</sup>

Tab. 1 Estimates of lake volume at 21ka and 0kaBP from four Tibetan lakes

湖泊	$D$	$H_{0kaBP}$	$H_{21kaBP}$	$S_{0kaBP}$	$S_{21kaBP}$	$V_{0kaBP}$	$V_{21kaBP}$	$V_{21kaBP}/V_{0kaBP}$
甜水海	3.5	4840	4850	3.7	230.2	0.0043	1.5513	359.4
扎布耶盐湖	2	4421	4496	240	1150	0.16	63.66	397.9
兹格塘错湖	10.5	4561	4578	191.4	271.2	0.6699	4.8281	7.2
阿其格库勒	9.8	4250	4260	351.2	640	1.1473	6.5846	5.7

1)  $D$ : 深度(m);  $H$ : 海拔(m);  $S$ : 面积(km<sup>2</sup>);  $V$ : 体积(km<sup>3</sup>)。

内陆封闭湖泊的水量变化反映的是湖盆的水量平衡,即降水与蒸发之差( $P-E$ )。根据《可能性》文中列举的蒸发量推算,若按照 21kaBP 温度降低 10℃时,蒸发量应减少 1/3—1 倍。当  $P-E$  增加约 6—398 倍时,其中  $E$  最大减少 1 倍(即蒸发量几乎是 0),仍然需要有约 6—398 倍的降水量( $P$ )的增加,才能达到湖泊水体巨大增加的水量平衡。我们推想,这部分的水量来源在冰盛期的低温情况下,冰川融水可能只占到较小份额,而大气降水可能是主要来源。

### 3 为什么《21ka 试验》结果与 CCM 0 模拟结果不同?

施先生在《可能性》文中引用了刘晓东等对 CCM0 模拟结果的分析。CCM0 是美国海洋大气局 NCAR 模型对古气候的早期模拟试验(1982—1985 年)。以后不断得到改进,90 年代初完成 CCM1 试验,90 年代中期进行了 CCM2 试验,并参加了参加了 PMIP 国际模型对比研究计划<sup>[21]</sup>。

比较我们与 CCM0 模拟的不同之处:(1)CCM0 模拟了“永久性”7 月试验,我们模型是对全年 12 个月模拟。CCM0 仅仅对 7 月的模拟,没有季节或年际循环,仅 7 月也不能代表夏季 3 个月的状态。我们的模型模拟积分了 10 年,能够模拟年际、季节变化和长期气候平均状况。(2)CCM0 采用的是预制植被,而我们的模型欧亚陆面植被采用了 21kaBP 古植被。这是近年来我们参加国际 BIOME6000 计划研究的部分成果<sup>[22]</sup>。这也是我们希望本研究不仅与 PMIP 同行在同一档次上,并且能够有所突破。因此,《21ka 试验》与 CCM0 结果不同当在情理之中。

CCM0 和我们的模拟试验存在着很大差异,因刘文中仅有区域平均,而未给出降水等值线分布,难以与我们的分布图直接对比。不过,我们可以对两个模拟试验的 7 月降水区域平均距

平值百分比(21kaBP-0kaBP)进行比较. 刘文中的青藏高原区域在 CCM0 中有 6 个网格, 其 7 月平均降水比现代减少 30%. 我们采用同样的 6 个网格计算, 其 7 月平均降水比现代减少 51%. 两者仍然有可对比性. 《21ka 试验》6 个网格模拟的年平均降水量比现代减少 33%, 由于 CCM0 没有全年模拟, 故难以对比.

如果把气候模型比做一个巨大物理箱子, 观察资料是供给这个箱子的输入, 同时又检验箱子输出. 从这个角度来看, 气候模型的难点是对古气候模拟, 因为模拟的输入和输出都无法直接得到资料供给和验证. 由于驱动降水的气候因子远较温度场、气压场复杂得多, 降水场是各类气候参数模拟的难中之难. 我们的工作, 正希望得到多方面的支持和指正. 在此, 笔者感谢《湖泊科学》提供这方天地, 有机会对这一课题展开讨论. 同时感谢施雅风先生积极的质疑和批评, 将有利于对该研究领域深入的科学探讨.

### 参 考 文 献

- 1 施雅风, 21ka BP 青藏高原有远高于现代降水量的可能性吗? 湖泊科学, 2000, 12(2): 165-166
- 2 陈 星, 于 革, 刘 健. 中国 21ka BP 气候模拟的初步试验. 湖泊科学, 2000, 12(2): 154-164
- 3 于 革, 薛 滨, 王苏民等. 末次盛冰期中国湖泊记录及其气候意义. 科学通报, 2000, 45(3): 250-255
- 4 施雅风, 郑本兴, 姚檀栋. 青藏高原末次冰期最盛时的冰川与环境. 冰川冻土, 1997, 19(2): 97-113
- 5 施雅风, 李吉均, 李炳元. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 425-428
- 6 郑绵平, 向 军, 魏新俊等. 青藏高原的盐湖. 北京: 北京科学技术出版社, 1989. 431
- 7 沈永平, 徐道明. 西藏安多的湖泊变化与环境. 冰川冻土, 1994, 16(2): 173-180
- 8 李世杰, 郑本兴, 焦克勤. 西昆仑山南坡湖相沉积和湖泊演化的初步研究. 地理科学, 1991, 11(4): 306-314
- 9 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
- 10 闫 顺, 穆桂金, 许英勤等. 新疆罗布泊地区第四纪环境演变. 地理学报, 1998, 53(4): 332-340
- 11 韩淑堤, 吴乃琦, 李志中. 晚更新世北疆内陆型气候环境变迁. 地理研究, 1993, 12(2): 47-54
- 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 李炳元, 李元芳, 孔昭宸等. 青海可可西里苟弄错地区二万年来的环境变化. 科学通报, 1994, 39(18): 1727-1728
- 14 黄 麒, 蔡碧琴, 余俊青. 盐湖年龄的测定——青藏高原几个盐湖的 C14 年龄及其沉积旋回. 科学通报, 1980, 25(21): 990-994
- 15 李秉孝, 蔡碧琴, 梁青生. 吐鲁番盆地艾丁湖沉积特征. 科学通报, 1988, 33(8): 608-610
- 16 王富葆, 曹琼英, 刘福涛. 西昆仑山南麓湖泊和水系的近期变化. 第四纪研究, 1990, (4): 316-325
- 17 李元芳, 张青松, 李炳元. 青藏高原西部地区晚更新世晚期以来的分形类与环境演变. 见: 中国青藏高原研究会主编, 青藏高原与全球变化研讨会论文集. 北京: 气象出版社, 1995. 52-61
- 18 COHMAP Members. Climatic changes of the last 18 000 years: observations and model simulations. *Science*, 1988, 241: 1043-1052
- 19 Prentice I C, Guiot J, Harrison S P. Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature*, 1992, 360: 658-670
- 20 Harrison S P, Yu G, Tarasov P. Late Quaternary lake-level records from northern Eurasia. *Quaternary Research*, 1996, 45: 138-159
- 21 Yu G, Harrison S P. An evaluation of the simulated water balance of Eurasia and northern Africa at 6000 yr B. P. using lake status data. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 723-735
- 22 Yu G, et al (31 authors). Palaeovegetation of China: a pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum. *Journal of Biogeography* (in press)