

3万年来亚洲降水与大气环流变化重建和模拟综述

廖梦娜, 于 革

(中国科学院南京地理与湖泊研究所 湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008)

摘 要:区域性的湖泊水位能反映有效降水及气候变化,已成为重建第四纪降水和水量平衡最重要的指标。亚洲分布着几乎全球各种成因类型的湖泊,第四纪湖泊演化在全球第四纪研究中占有重要地位。多年来通过对地貌学、沉积学、生物地球化学和考古学的研究重建了各个区域的湖泊水位变化,并据此建立了湖泊演变数据库,作为研究第四纪亚洲区域气候变化的重要基础。本文介绍湖泊水位气候理论的发展历程,回顾晚第四纪亚洲湖泊水位研究的历史;分析晚第四纪亚洲从西到东不同区域湖泊水位变化历史和地域特征,并根据晚第四纪冰期和间冰期的两个特征期湖泊空间变化特征,从古气候模拟的角度探讨了气候驱动机制下湖泊水位变化的成因。

关 键 词:亚洲;湖泊水位;晚第四纪;古湖沼学;古气候模型;古气候重建

doi: 10.11820/dlkxjz.2014.06.009

中图分类号:N91

文献标识码:A

1 引言

湖泊以其沉积连续、信息丰富、地理覆盖广等特点,在过去全球变化及区域响应差异方面具有不可替代的优势,已成为大陆环境研究的重要对象(沈吉等, 2010)。湖泊水量变化能提供大量气候降水和湿度变化信息,而区域性的湖泊水量同步变化可以过滤掉个别湖泊受局部地域影响的水量变动,从而反演较大范围的气候变化(Street-Perrott et al, 1985)。因此,湖泊水量变化不仅是最重要的水量变化代用指标(Harrison et al, 1993),也是能够提供诊断未来气候变化下陆地水量变化的重要指标。

亚洲地域辽阔、气候和地貌类型复杂多样,湖泊记录了晚第四纪以来水位的剧烈变化。极端干旱、半干旱流域湖泊(例如,咸海和塔里木盆地的湖泊)、湿润地区的沿海平原湖泊(例如,长江中下游湖泊群)以及高山地区盐湖(例如,青藏高原的湖泊)(胡东生, 2001; 潘安定等, 2010; Qin, 2008; 侯光良, 2012)对水量平衡反应灵敏。长期监测湖泊水位能对流域洪水和干旱事件做出科学预测,有利于合理利用湖水资源以及保护湖泊环境(沈吉等, 2010; Yu et al, 2009)。根据古湖泊研究集成的第四纪湖泊水

位数据库(Street-Perrott et al, 1989; Tarasov et al, 1996; Yu et al, 2001)涵盖了150个不同高程和成因类型的亚洲湖泊水位记录,其中54%是全新世记录,26%可追溯到2万年以前。

本文根据对亚洲湖泊的沉积、地貌、地球生物、地球化学等多方面的研究,回顾晚第四纪亚洲湖泊水位研究的历史,分析晚第四纪亚洲从西到东不同区域湖泊水位变化历史和地域特征,并根据晚第四纪中冰期和间冰期两个特征期(末次冰盛期和中全新世)湖泊空间变化特征,从古气候模拟的角度探讨了气候驱动机制下湖泊水位变化的成因。

2 湖泊水位变化研究基本理论和实践

2.1 从封闭湖泊到吞吐湖泊的研究

亚洲第四纪湖泊变化的调查始于20世纪初。瑞典地理学家Hedin(1922)调查了中国新疆地区的湖泊,认为那些已经干涸的湖泊是由气候变化引起的。随着1950-1980年代开展矿产和水资源调查,中国积累了不少第四纪湖泊研究资料(南京地理与湖泊研究所, 1989; 裴文中等, 1964; 郑绵平等, 1989)。但在80年代以前,由于认为吞吐湖通过外

收稿日期:2013-11; 修订日期:2014-04。

基金项目:科技部全球变化重大科学研究计划项目(2013CB956501, 2012CB956103-5)。

作者简介:廖梦娜(1987-),女,广西柳州人,博士生,主要研究方向为湖泊沉积与第四纪环境,E-mail: liaomengna03@163.com。

通讯作者:于革(1957-),女,江苏南京人,研究员,主要从事湖泊沉积与第四纪环境研究,E-mail: geyu@niglas.ac.cn。

流影响流域水量平衡(Dearing et al, 1986),因此,国际上大多数研究都集中在封闭湖泊,例如对死海湖面(Kaufman, 1971)和柴达木盆地干盐湖的研究(Chen et al, 1986)。随着湖泊水文和沉积理论的发展,人们认识到吞吐湖水量平衡也能响应气候变化(Mason et al, 1994),至此亚洲众多吞吐湖受到重视。湖面变化的研究从封闭盆地扩展到开放盆地,如中国东北部的呼伦湖和兴凯湖(Qiu et al, 1988; 王苏民等, 1995)以及云南高原的洱海和抚仙湖(南京地理与湖泊研究所, 1989)。

21世纪以来,中国第四纪研究人员在亚洲不同地区进行大量湖泊研究(包含4个亚洲深湖钻孔研究),涵盖了千年到百万年时间尺度,填补了亚洲湖泊沉积研究的很多空白。同时,在利用高分辨率样品、多重代用指标、定量湖泊水位变化以及深湖钻孔获取百万年时间尺度记录等方面也取得了重要进展(Shen et al, 2005)。青海湖钻孔795 m长的岩芯以1~4 cm的间隔分样,具有22~90年的分辨率(沈吉等, 2010; 申洪源等, 2005),这种高分辨率的研究在10万年时间尺度上揭示了气候的剧烈变化。

2.2 亚洲深湖钻孔

亚洲的深湖盆地是探索湖泊水位历史和长尺度气候变化的理想场地。深湖钻孔计划在一定程度上促进了亚洲古气候重建的发展(Baikal Drilling Project BDP-96 (Leg II) Members, 1997)。死海的深湖钻孔沉积记录可以追溯到400 ka BP (Stein, 2001),贝加尔湖200 m长的岩芯沉积记录始于150 ka BP(Oberhänsli et al, 2005),日本琵琶湖911 m长的岩芯沉积记录始于430 ka BP(Takemura et al, 2000),青藏高原错鄂湖197 m长的岩芯沉积记录始于2800 ka BP(Shen et al, 2004),鹤庆古湖737 m长的岩芯沉积记录始于2600 ka BP(Hu et al, 2005)。

鹤庆古湖的深湖钻孔研究揭示了第四纪冰盖和海洋动力的反馈作用能改变太阳辐射效应(An et al, 2011)。这些研究结果可通过与深海钻孔记录进行对比来刻画亚洲长尺度气候变化周期,从而更深入地认识海陆相互作用以及地球系统中轨道强迫和南北半球间强迫的作用。

2.3 从个体湖泊研究到地区综合——湖泊数据库

古湖泊水位记录反映了过去降水和湿度的气候状况。但是由于各个湖盆大小和形状不同,每个湖泊所记录的水面变化有所不同。不同地质类型的证据所记录的湖泊水位变化也不一致。此外,虽

然湖泊水位变化受到区域降水与蒸发平衡的控制,但每个湖泊的水位变化还受到火山和新构造运动、流域侵蚀以及人类活动等其它非气候因素的影响。一个湖泊钻孔或剖面记录难免会有局限,也难以分辨出该湖泊受局部地域影响的水面变动。因此,要获得大范围降水和湿度的气候记录只能依靠一个地区的湖泊水位同步变化。建立区域性乃至全球性的古湖泊数据库有可能较客观地提供全球气候变化信息(Kohfeld et al, 2000)。

基于以上的认识,一些学者开始了晚第四纪湖泊数据库的研究。英国剑桥大学的Dick Grove和Alayne Street于20世纪70年代后期开展非洲湖泊数据库的研究(Street et al, 1976),80年代后期诞生了世界第一个古湖泊数据库(牛津数据库,简称OLLDB)(Street-Perrott et al, 1989)。这个数据库虽然以全球范围为尺度,但当时的资料积累仅限于封闭湖泊,许多地区湖泊仍为空白。通过资料和模型的研究,研究人员进一步认识到吞吐湖泊的湖面变化同样能够反映气候变化(Digerfeldt, 1986; Harrison et al, 1993; Mason et al, 1994),由此推动了对温带地区古湖泊记录的系统分析。1987年以来,一些第四纪学者开始了欧洲湖泊(Harrison et al, 1991; Harrison et al, 1993)和前苏联、蒙古湖泊(Saarse et al, 1992)资料的整理和综合。1992年以来,一些研究全球变化的国际合作计划为了对古大气环流模型进行对比和评价,如《全新世对比合作研究与制图计划(COHMAP)》(COHMAP Members, 1988),《古气候模型的相互对比计划(PMIP)》(Joussaume et al, 1995)等重大项目意识到有必要建立一个新的全球第四纪湖泊数据库,并由此开展了区域湖泊数据库的研究,先后完成了《欧洲古湖泊数据库(ELSDB)》(Yu et al, 1995)、《前苏联和蒙古古湖泊数据库(FSUDB)》(Tarasov et al, 1999),2000年完成了《中国古湖泊数据库(CLSDB)》(于革等, 2001; Yu et al, 2001)。这些数据库为在大陆空间尺度上重建湖泊水位变化序列,为大气环流变化模式模拟降水和有效降水量(P-E)提供了一个系统基础,使模拟和探讨晚第四纪湖泊水位变化的大气环流成因等得以实现(Fang, 1991; Farrera et al, 1999; Harrison et al, 1996; Shi et al, 2001)。

2.4 重建湖泊水位的指标体系

亚洲大多数湖泊水位重建是基于沉积物的性质和结构,即通过分析沉积物性质、结构的变化,定

性地重建湖泊水位变化(南京地理与湖泊研究所, 1989; 郑绵平等, 1989)。很多地貌、考古证据以及历史记录也已广泛用于湖泊水位、面积的重建(Chen et al, 1986; Pachur et al, 1995; Qiu et al, 1988)。在亚洲干旱和半干旱地区, 湖泊化学沉积在气候干旱程度加强时表现为从碳酸盐过渡为硼酸盐、芒硝、石盐的特征(Zheng et al, 1989)。从气候干旱的程度可以推断湖泊水位的高低, 因此盐度变化能够作为反映湖泊水位变化的指标。古生态证据, 特别是水生植物、硅藻和介形虫属种组合的变化, 为水深变化的重建提供了可靠的证据(Harrison et al, 1993)。亚洲的许多湖泊沉积富含水生植物、硅藻和介形虫, 可以类比现代属种组合的生态生境, 推断水体盐度, 从而重建湖泊的水位和水深变化(Yu, Ke, 2007; Yu, Gui, et al, 2007)。

2.5 从湖泊水位变化过程到变化机制的研究

湖泊水位变化受到湖盆变化和水量变化两个基本要素的控制。湖盆容量的变化由构造作用、淤积/侵蚀或河道改变等因素引起, 构造成因的水位变化在 OLLDB、FSUDB、CLSDB 等数据库中一般不收纳, 而沉积/侵蚀或河道等因素不具有区域性。水量输入的变化来自于流域和湖泊的降水和蒸发, 是气候变化的直接反映, 因此这类湖泊水位变化记录是全球湖泊数据库在筛选湖泊时的主要对象。

中国现代湖泊水位变化主要受区域有效降水(P-E)控制。在 487 个大的天然湖泊(湖泊面积 > 10 km²)中, 57.1% 为咸水湖, 42.9% 为淡水湖。大多数淡水湖所处的地区水量为正平衡, 年均降水量 > 600 mm。以咸水湖为主的地区水量为负平衡, 且年均降水量 < 600 mm。将这个模式与地质证据重建的现代湖泊水位相比较发现, 大多数高-中水位湖泊都分布在中国中部及南部地区, 而大多数低水位湖泊分布在中国西北地区及青藏高原(于革等, 2001)。高-中水位湖泊与低水位湖泊所处地区的分界线在 35–30°N, 其分布基本上与多年有效降水(P-E)零等值线相一致。

湖泊水位的变化机制主要反映了大气环流和气候变化的机制, 因此研究湖泊变化过程自 1990 年代以来, 紧密地与古气候模拟结合在一起。这些研究揭示了湖泊水位变化在不同空间尺度上的机制: 区域尺度湖泊水位变化直接响应流域有效降水(P-E)的变化, 次大陆及大陆尺度湖泊水位变化是大

气循环及下垫面条件变化的结果。湖泊水位变化根本上是受气候的全球强迫因子(太阳辐射、冰盖作用以及海陆差异)所驱动的(COHMAP Members, 1988; Qiu et al, 1988; Yu et al, 2003)。

3 晚第四纪亚洲湖泊水位变化时间序列

基于牛津全球古湖泊数据库(OLLDB), 前苏联和蒙古国古湖泊数据库(FSUDB)及中国古湖泊数据库(CLSDB), 能够系统地观察亚洲湖泊水位变化的时间序列。根据亚洲地理特征, 可划分 4 个区域。根据区域湖泊水位 3 万年以来变化的频率, 分析 4 个地区的湖泊水位变化过程和主要特征(图 1)。

中东地区(20–55°E, 10–50°N): 该区有 30 个湖泊水位记录, 记录长度从 <10000 a 到 >30000 a。17 ka BP 之前主要是高水位湖泊(30%~80%), 17 ka BP 之后主要是低水位湖泊(70%~20%), 指示了从 30 ka BP 到 0 ka BP 气候逐渐变干(图 1a)。

中亚地区(55–104°E, 40–70°N): 该亚区有 34 个湖泊记录。湖泊处于高水位状态的 4 个峰值分别出现在 30–25, 17–15, 7–6 以及 4–3 ka BP, 低水位状态(40%~60%)出现在末次冰盛期(LGM)以及全新世早期(~8 ka BP) (图 1b)。

青藏高原及周边地区(70–104°E, 10–40°N): 该亚区有 41 个湖泊水位记录。湖泊处于高水位状态的 3 个时期分别为 30–24, 22–20 和 8–5 ka BP, 但均不显著(图 1c), 指示了从 35 ka BP 到现在气候变得更干旱。

东亚地区(104–150°E, 20–70°N): 该亚区有 27 个湖泊水位记录。不少湖泊缺失了 23–18 ka BP 这个时期的水位记录, 沉积相及大陆黄土证据指示了此时处于极端干旱的气候条件, 大多数的湖泊都干涸了。湖泊高水位时期为早全新世及中全新世(中等及高水位湖泊占 95%)(图 1d)。

4 区域性湖泊水位空间变化及其气候成因

亚洲湖泊时间序列显示, 晚第四纪以来最显著的湖泊水位变化发生在中全新世(~6 ka BP)(COHMAP Members, 1988)和 LGM(~21 ka BP) (Farrera et al, 1999)。由于 GCM 的古气候模拟能够反

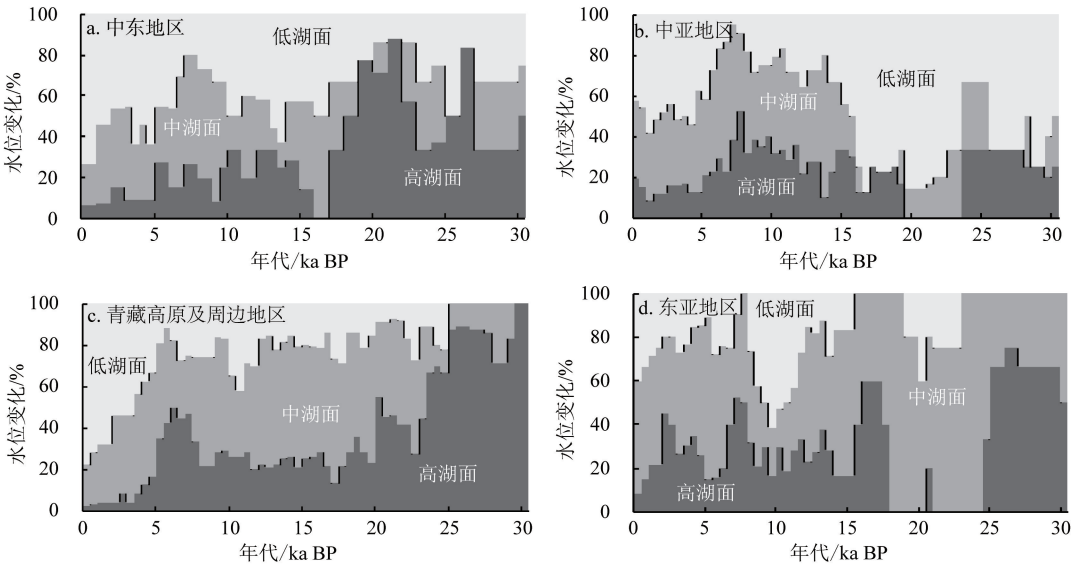


图1 30 ka BP以来亚洲4个亚区湖泊水位变化统计图
Fig.1 Lake-level changes in four subregions of Asia since 30 ka BP

映气候变化的主要过程、特征进而分析机制,因此在过去的10多年中进行的古气候模拟较好地认识这两个特征时期湖泊变化与气候的关系 (Joussaume et al, 1999; Kutzbach et al, 1998; Yu, Gui et al, 2007)。国际PMIP合作研究计划针对6 ka BP和21 ka BP进行多个气候模型的古气候模拟,所有模型采用相同的太阳辐射、冰盖、海面温度以及大气CO₂浓度作为边界场进行模拟(Joussaume et al, 1999)。

4.1 6 ka BP古气候模拟

在全球气候模型中,对6 ka BP的古气候模拟显示,这一时期亚洲中低纬度地区的夏季更加温暖(Joussaume et al, 1999; Qin et al, 1998; Yu et al, 2001),植被的反馈作用减缓了由轨道强迫控制的冬季降温而形成了暖冬气候(以及更高的年平均温度)。阿拉伯、印度和青藏高原的模拟结果表明亚洲季风显著加强导致降水增加,太平洋副高位置及强度的变化造成中国南部降水减少(图2b),揭示了由日-地轨道强迫控制的太平洋副高位置及强度的变化造成低纬度地区降水减少。

区域气候模型(RegCM2)在较全球模型更高分辨率(每个网格代表120 km×120 km)下模拟了一个亚洲尺度上的6 ka BP古气候(Zheng et al, 2004)。6 ka BP北半球夏季太阳辐射增强导致亚洲中高纬度地区气温显著上升及海陆热力差异扩大,反过来又加强了亚洲夏季风并使雨带向西北扩

大。6 ka BP的有效降水模拟显示,亚洲大部分地区的有效降水显著增加,中低纬度降水带向西北扩展。由于亚洲夏季风的加强加上偏南风边界大幅度向西北前进,使得来自中国南海和西太平洋的暖湿气流深入亚洲内陆地区,冬季偏北风减弱以及进入东亚的平流降温相应地减弱,结果在蒙古、中国北部及东北部、西藏和印度出现了全年辐合,形成更湿润的气候条件。相反地,中国南部的辐散作用引起了干旱的气候条件。

区域性的湖泊沉积记录和资料能够验证这些模拟结果(图2a),共同显示出亚洲大陆俄罗斯远东地区、蒙古高原、新疆内陆地区、青藏高原、印度北部山脉、阿拉伯高原等地区的气候条件比现在更好:降水增多、湖面增高,但中国南部和中东地区处于一个偏干旱的气候期(Harrison et al, 1996; Joussaume et al, 1999; Kutzbach et al, 1998)。

4.2 21 ka BP古气候模拟

21 ka BP正值第四纪末次冰期中,由GCM的古气候模拟表明(COHMAP Members, 1988; Kutzbach et al, 1998; Yu et al, 2003),全球大部分纬度地区的有效降水量(P-E)同样比现在低(除北美南部冰原和地中海,这些地区西风向南迁移使降水加强)。21 ka模拟出亚洲大部分地区降水量低以及亚洲东南部热带地区和东亚低地有效降水量(P-E)偏低(图2d),其原因是受到了亚洲夏季风减弱及持续的冬季蒙古高压控制。中国西部年降水量及有效

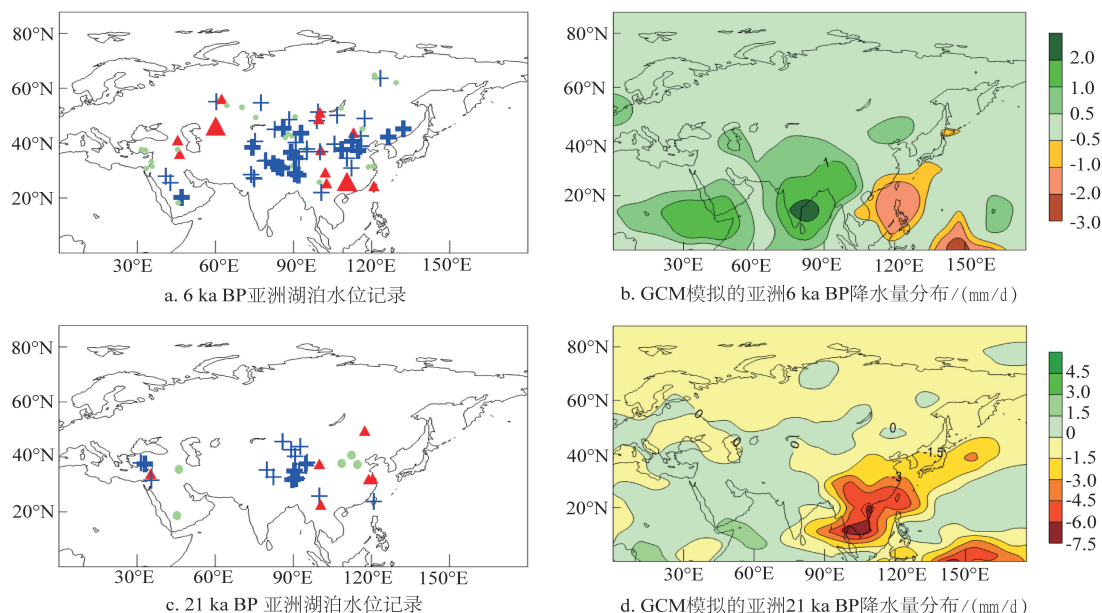


图2 特征时期亚洲湖泊水位记录及模拟降水量分布图

注:大、小十字分别表示比现在更湿润和较湿润、大、小三角形分别表示比现在更干和较干,圆表示同现在的气候状况相似。

Fig.2 Water level records and GCM-derived precipitation simulations for typical periods

降水量(P-E)增加,是由于西风位置向西南迁移加上在当时亚洲盛行的寒冷气候条件下蒸发减少引起的(模拟的气温比现在低4~16℃)。采用区域气候模型模拟21 ka BP的有效降水(P-E)模式在年均850-hPa面上反映出青藏高原两个水汽通量增加模式:一个来自中国东海,另一个来自孟加拉北岸(Zheng et al, 2004)。

湖泊水位重建资料(图2c)同样显示,在这一时期大部分青藏高原和中国西部地区比现在湿润,中东地区的湖泊处于高水位状态。从地中海东部开始,穿过中亚到中国西部形成一条湿润带。湖泊高水位分布在东经100-105°以西,从青海湖(100.5°E)和白碱湖(104.2°E; Pachur et al, 1995)向东,出现低湖面和湖泊干涸。

5 研究展望

亚洲湖泊水位研究能为认识未来环境变化提供科学依据,如揭示区域水文和气候历史的形成过程、频率以及趋势,或作为古气候模型评估及测试的一个基准。虽然我们还无法直接获得模型预测未来气候的准确度,但能模拟古气候变化并将结果与其他重建结果进行对比从而获得模拟的准确度,

这是湖泊水位研究的重要目的之一。但是,模拟古湖泊水位变化仍存在很大的不确定性,这样反过来将会影响模型对未来状况评估及预测的能力。

目前很多亚洲国家面临着湖泊环境恶化和水资源短缺问题,这些问题在今后将会更加突出。为了应对这些挑战,在认识湖泊自然演化过程及人类活动影响中,应更重视历史时期湖泊水位的研究。湖泊水位记录不仅能够反映湖泊对古气候变化的响应,而且能够用于类推,预测在未来气候变化背景下湖泊水位的变化。根据自西向东,横跨中国北部的4个大湖——艾比湖(542 km²)、青海湖(4635 km²)、岱海湖(134 km²)及呼伦湖(2339 km²)过去50年气候器测资料 and 过去3万年湖面重建结果,分析湖泊水位在不同时间尺度上的变化频率及幅度,可诊断未来水位变化分布概率(Yu et al, 2009)。这4个湖泊对IPCC-GCM模拟的气候变化有着不同的响应,在未来50年青海湖水位变化±50%,岱海湖+25~+70%,呼伦湖+30%~-20%,艾比湖±20%(Yu et al, 2009)。这些古湖泊水量对气候变化的响应研究,为预测未来水文变化提供科学依据。

参考文献(References)

侯光良, 鄂崇毅, 肖景义. 2012. 青藏高原全新世降水序列的集成重建. 地理科学进展, 31(9): 1117-1123. [Hou G L,

- E C Y, Xiao J Y. 2012. Synthetical reconstruction of the precipitation series of the Qinghai-Tibet Plateau during the Holocene. *Progress in Geography*, 31(9): 1117-1123.]
- 胡东生. 2001. 察尔汗盐湖研究. 长沙: 湖南师范大学出版社. 296-322. [Hu D S. 2001. Study on the salt lake of Qarhan. Changsha, China: Press of Hunan Normal University of China. 296-322.]
- 南京地理与湖泊研究所(NIGL). 1989. 云南断陷湖泊环境与沉积. 北京: 科学出版社. [Nanjing Institute of Geography and Limnology(NIGL). 1989. Environment and sedimentology of fault lakes, Yunnan Province. Beijing, China: Science Press: 515-547.]
- 潘安定, 陈碧珊. 2010. 柴达木盆地尕斯库勒湖晚第四纪古环境. 北京: 气象出版社. 126-141. [Pan A D, Chen B S. 2010. Chaidamu pen di Gahai hu wan di si ji gu huan jing. Beijing, China: China Meteorological Press. 126-141.]
- 裴文中, 李有恒. 1964. 萨拉乌苏河系的初步探讨. 古脊椎动物与古人类, 8(2): 99-118. [Pei W Z, Li Y H. 1964. Some tentative opinions on the problem of "sjara-osso-gol series". *Vertebrata Palasiatica*, 8(2): 99-118.]
- 申洪源, 贾玉连, 魏灵. 2005. 末次冰期间冰阶(40~22kaBP)内蒙古黄旗海古降水量研究. 沉积学报, 23(3): 523-530. [Shen H Y, Jia Y L, Wei L. 2005. Palaeoprecipitation reconstruction during the interstadial of the Last Glacial (40-22 ka BP) in Huangqihai Lake, Inner Mongolia. *Acta Sedimentologica Sinica*, 23(3): 523-530.]
- 沈吉, 薛滨, 吴敬禄, 等. 2010. 湖泊沉积与环境演化. 北京: 科学出版社. 448-473. [Shen J, Xue B, Wu J L, et al. 2010. Lake sedimentary and environmental evolution. Beijing, China: Science Press: 448-473.]
- 王苏民, 吉磊, 羊向东. 呼伦湖. 1995. 合肥: 中国科学技术大学出版社. [Wang S M, Ji L, Yang X D, et al. 1995. Hulun Hu. Hefei, China: Science and Technology University Press.]
- 于革, 薛滨, 刘建, 等. 2001. 中国湖泊演变与古气候动力学研究. 北京: 气象出版社. [Yu G, Xue B, Liu J, et al. 2001. Lake records from China and the palaeoclimate dynamics. Beijing, China: China Meteorological Press.]
- 郑绵平, 向军, 魏新俊, 等. 1989. 青藏高原的盐湖. 北京: 北京科学技术出版社. [Zheng M P, Xiang J, Wei X J, et al. 1989. Saline lakes on the Qinghai-Xizang(Tibet) Plateau. Beijing, China: Scientific and Technical Publishing House.]
- An Z S, Clemens S C, Shen J, et al. 2011. Glacial-Interglacial Indian summer monsoon dynamics. *Science*, 333(719): 719-723.
- Baikal Drilling Project BDP-96 (Leg II) Members. 1997. A continuous record of climate changes for the last five million years from the bottom sediment of Lake Baikal. *Russian Geology and Geophysics*, 39: 135-154.
- Chen K Z, Bowler J M. 1986. Late Pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Province, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54(1): 87-104.
- COHMAP Members. 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241: 1043-1052.
- Dearing J A, Foster I D L. 1986. Lake sediments and palaeohydrological studies//Berglund B. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. New York: John Wiley and Sons: 67-90.
- Digerfeldt G. 1986. Studies on past lake-level fluctuations//Berglund B E. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. New York: John Wiley & Sons: 127-144.
- Fang J Q. 1991. Lake evolution during the past 30,000 years in China, and its implications for environmental changes. *Quaternary Research*, 36: 37-60.
- Farrera I, Harrison S P, Prentice I C, et al. 1999. Tropical climates at the last glacial maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. *Climate Dynamics*, 15: 823-856.
- Harrison S P, Digerfeldt G. 1993. European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Review*, 12: 233-248.
- Harrison S P, Saarse L, Digerfeldt G. 1991. Holocene changes in lake levels as climate proxy data in Europe. *Paläoklimaforschung*, 6: 159-179.
- Harrison S P, Yu G, Tarasov P. 1996. Late Quaternary lake-level records from northern Eurasia. *Quaternary Research*, 45: 138-159.
- Hedin S. 1922. Formation of Pangong-tso, Southern Tibet. Stockholm, Sweden: Royal Swedish Academy. 511-525.
- Hu S Y, Goddu S R, Appel E, et al. 2005. Palaeoclimatic changes over the past 1 million years derived from lacustrine sediments of Heqing Basin(Yunnan), China. *Quaternary International*, 136(1): 123-129.
- Joussaume S, Taylor K E, Braconnot P, et al. 1999. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 26(7): 859-862.
- Joussaume S, Taylor K E. 1995. Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project. Washington, D.C: World Meteorological Organization Publication-wmo td. 425-430.
- Kaufman A. 1971. U-series dating of Dead Sea basin carbon-

- ates. *Geochemistry Cosmochim Acta*, 35: 1269-1281.
- Kohfeld K E, Harrison S P. 2000. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets. *Quaternary Science Reviews*, 19: 321-346.
- Kutzbach J, Gallimore R, Harrison S P, et al. 1998. Climate and biome simulation for the past 21, 000 years. *Quaternary Science Reviews*, 17: 473-506.
- Mason I M, Guzikowska M A J, Rapley C G, et al. 1994. The response of lake levels and areas to climatic change. *Climatic Change*, 27: 161-197.
- Oberhänsli H, Mackay A W. 2005. Introduction to progress towards reconstructing past climate in central Eurasia, with special emphasis on Lake Baikal. *Global and Planetary Change*, 46: 1-7.
- Pachur H J, Wunnemann B, Zhang H C. 1995. Lake evolution in the Tengger Desert, Northwestern China during the last 40000 years. *Quaternary Research*, 44: 171-180.
- Evaluation of modelled regional water balance using lake status data: a comparison of 6ka simulation with the NCAR CCM. *Quaternary Science Reviews*, 17: 535-548.
- Qin B Q. 2008. Lake Taihu, China: dynamics and environmental change. Beijing, China: Springer: 339.
- Qiu S W, Wang E P, Wang P F. 1988. Changes in shorelines of Khanka Lake and discovering of the origins of Songecha River. *Chinese Science Bulletin*, 12: 937-940.
- Saarse L, Harrison S P. 1992. Holocene lake-level changes in the eastern Baltic region//Kaare T, Mardiste H, Merikalju L, et al. Estonia: Man and Nature: 6-20.
- Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18, 000 years. *Quaternary International*. 136(1): 131-140.
- Shen J, Lu H Y, Wang S M, et al. 2004. A 2.8 Ma record of environmental evolution and tectonic events inferred from the Cuoe core in the middle of Tibetan Plateau. *Science in China: Series D: Earth Sciences*, 47(11): 1025-1034.
- Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. 2001. Reconstruction for 30-40 ka B.P. enhanced Indian monsoon based on geological records from the Tibetan Plateau. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169(1): 69-83.
- Stein M. 2001. The sedimentary and geochemical record of Neogene-Quaternary water bodies in the Dead Sea Basin-inferences for the regional paleoclimatic history. *Journal of paleolimnology*, 26: 271-282.
- Street-Perrott F A, Grove A T. 1976. Environmental and climatic implications of late Quaternary lake level fluctuations in Africa. *Nature*, 261(5559): 385-390.
- Street-Perrott F A, Harrison S P. 1985. Lake levels and climate reconstruction//Hecht A D. *Palaeoclimate analysis and modelling*. New York: John Wiley & Sons: 291-340.
- Street-Perrott F A, Marchand D S, Roberts N, et al. 1989. Global lake-level variations from 18,000 to 0 years ago: a palaeoclimatic analysis. U.S. DOE/ER/60304-H1 TY046, Technical Report. Washington D C. Department of Energy: 63.
- Takemura K, Hayashida A, Okamura M, et al. 2000. Stratigraphy of multiple piston core sediments from the last 30000 yrs from Lake Biwa, Japan. *Journal of Palaeolimnology*, 23(2): 185-199.
- Tarasov P E, Pushenko MYa, Harrison S P, et al. 1996. Lake status records from the former Soviet Union and Mongolia: documentation of the second version of the database. *Palaeoclimatology Publications Series Report No. 5*, Boulder, USA: 224.
- Tarasov V G, Gebruk A V, Shulkin V M, et al. 1999. Effect of shallow-water hydrothermal venting on the biota of Matupi Harbour (Rabaul Caldera, New Britain Island, Papua New Guinea). *Continental Shelf Research*, 19: 79-116.
- Yu G, Gui F, Shi Y F, et al. 2007. Late marine isotope stage 3 palaeoclimate for East Asia: data and modelling comparison. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250: 167-183.
- Yu G, Harrison S P. 1995. Lake status records from Europe: database documentation. NOAA Paleoclimatology Publications Series Report, 3: 451.
- Yu G, Harrison S P, Xue B. 2001. Lake status records from China: data base documentation. Technical Report No. 4. Jena: Max-Planck-Institute for Biogeochemistry of Germany: 243.
- Yu G, Ke X. 2007. Lake level studies of Asia//Scott A E. *Encyclopedia of quaternary science*. 1st ed. Amsterdam: Elsevier: 1343-1359.
- Yu G, Shen H D. 2009. Lake water changes in response to climate change in northern China: simulations and uncertainty analysis. *Quaternary International*, 212: 44-56.
- Yu G, Xue B, Liu J, et al. 2003. LGM lake records from China and an analysis of the climate dynamics using a modelling approach. *Global and Planetary Change*, 38: 223-256.
- Zheng Y Q, Yu G, Wang S M, et al. 2004. Simulations of palaeoclimates over the East Asia at 6 ka and 21 ka B.P. by a Regional Climate Model. *Climate Dynamics*, 23: 513-529.

Reconstruction and simulations for precipitation and atmospheric circulation over the past 30000 years in Asia

LIAO Mengna, YU Ge

(Nanjing Institute of Geography & Limnology State Key Laboratory of Lake Science and Environment,
CAS, Nanjing 210008, China)

Abstract: Lake-level changes respond to variations in regional water balance and are sensitive to climate changes. Thus it has been one of the most important indicators applied to reconstruct precipitation and water budget. Tracing long-term lake-level changes can provide references to scientific prediction of catchment floods and droughts, rational utilization of lake water resources, and protection of lake ecological environments in Asia. As there was no observed data from pre-industrial time, almost all long-term precipitation and water budget reconstructions rely on geomorphologic, sedimentologic, biogeologic and archaeological records and so on. In addition, the construction of systematic lake level databases has facilitated regional climate change research of Asia for the late Quaternary. This paper summarizes and analyzes lake-level changes in Asia over the past 30,000 years and is composed of 4 sections. Section 1 introduces the history of Asian lake level studies, construction of indicator system and lake status database, and deep-lake drilling in Asia. Section 2 analyzes time sequences of four subregions of Asia (Middle East, Central Asia, Tibetan Plateau, and East Asia) lake-level changes and infers climate conditions from the time sequences. Section 3 focuses on the spatial patterns and climate mechanisms of two key climate periods (mid-Holocene, LGM). General circulation models (GCM) and regional climate models (RegCM2) were used to reveal spatial distribution patterns of mean annual temperature, precipitation and water budget (P-E). (1) 6-ka BP (mid-Holocene): the increase in the Northern Hemisphere summer insolation led to a temperature increase in the mid- and high latitudes in Asia. Significantly enhanced Asian monsoon induced the increase of precipitation in Arabian, Indian, and Tibetan plateaus. The reduction in precipitation over southern China was linked with adjustments in the position and strength of the Pacific Subtropical High. Annual convergences over Mongolia, north-northeast China, Tibet, and India indicated more moisture and frequently wet conditions. Conversely, divergences over southern China contributed to dry conditions. (2) 21-ka BP: Annual temperatures were generally lower than today. Less precipitation over most areas of Asia and negative P-E anomalies in the Southeast Asian tropical area and East Asian lowlands were due to a weakened Asian summer monsoon and a persistent winter Mongolian High. A southward and eastward shift in the position of the Westerlies plus a decrease in evaporation in the cool conditions that prevailed across Asia led to increases in annual precipitation and P-E in west China. Section 4 provides a brief account of the importance of Asia lake-level research to the understanding of environmental changes in the future and the uncertainties about the past lake-level changes.

Key words: Asia; lake level; late quaternary; paleolimnology; paleoclimate modeling; paleoclimate reconstruction