

青藏高原兹格塘错流域 50 年来湖泊水量 对气候变化响应的模拟研究

沈华东^{1,2}, 于 革¹

(1. 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, 江苏 南京 210008; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

摘要: 运用数值模拟建立青藏高原兹格塘错流域土壤、植被、气候等的空间和属性数据库; 接着, 借助分布式流域尺度水文模型(SWAT 模型), 对兹格塘错 1956—2006 年间的流量进行模拟实验; 最后, 反演 50 年来兹格塘错流域水文过程, 测试流域温度、降水和蒸发组合的敏感因子对湖泊水量变化的效应, 探讨 50 年来湖泊水量对气候变化的响应。模拟实验的边界条件设置为自然地形、土壤、植被覆盖, 其中土壤资料包括有机质含量、粒径等理化参数。模拟结果表明: 兹格塘错的年平均流量为 $6.3 \text{ m}^3/\text{s}$, 流量高峰集中在 8 月至 10 月, 并且由于融雪补给的关系, 3 月出现另一个流量高峰; 模拟结果与遥感解译所得到的结果吻合较好。敏感实验表明: 兹格塘错流域内温度、降水和蒸发组合的敏感因子实验具有高原特征, 即高原湖泊的水文过程和湖泊流量变化有着较为敏感的响应关系; 兹格塘错流量受降水的影响最大, 随着降水的增加, 流量有所增加; 在温度升高的情况下, 流域蒸发量增加速度大, 兹格塘错流量增加的效应不明显, 而在冷湿模式下, 流域蒸发量降低, 兹格塘错流量增加显著。

关键词: 气候变化; 降水; 流量; 水文响应; 数值模拟; SWAT 模型; 兹格塘错; 青藏高原

中图分类号: P343.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-6561(2011)03-0282-06

Simulation Study on Hydrological Response of Water Quantity to Climate Change in Zigetang Lake of Tibetan Plateau During the Past 50 Years

SHEN Hua-dong^{1,2}, YU Ge¹

(1. *State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, Jiangsu, China*; 2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

Abstract: The spatial and attribute databases of soil, vegetation, climate, etc., were built by the means of numerical simulation in Zigetang Lake of Tibetan Plateau; and then, the flows of Zigetang Lake from 1956 to 2006 were simulated by the means of the distributed hydrological model in basin scale (SWAT model); finally, the hydrological processes in Zigetang Lake during the past 50 years were inverted, the effects of sensitive factors including temperature, precipitation and evaporation on the change of lake water quantity were measured, and the responses of lake water quantity to climate change during the past 50 years were discussed. The boundary conditions for running the model were natural topography, soil and vegetation cover, and the soil data included organic matter content, soil particle size and other physical and chemical parameters. The results showed that annual average discharge was $6.3 \text{ m}^3/\text{s}$ and the peak of discharge appeared from August to October, and there was another peak in March because of the supplement of thaw; the simulation result coincided with the remote sensing interpretation; the response of hydrological process to lake discharge was relatively sensitive in plateau lake, such as Zigetang Lake; the discharge in Zigetang Lake was mostly influenced by precipitation, and the discharge increased significantly with the increase of precipitation; the discharge increased insignificantly and the evapotranspiration increased fast when the temperature was high when the temperature increased; however, the discharge in Zigetang Lake increased

收稿日期: 2011-04-07

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-338-2); 科技部水体污染控制与治理科技重大专项项目(2009ZX07101-013-03)

作者简介: 沈华东(1983-), 男, 福建东山人, 理学博士研究生, 从事气候变化的环境效应及流域水文模拟研究。E-mail: jackshen016@163.com

significantly and the evapotranspiration decreased under the condition of cold and wet model.

Key words: climate change; precipitation; discharge; hydrological response; numerical simulation; SWAT model; Zigetang Lake; Tibetan Plateau

0 引言

由于水文水资源系统对气候变化极为敏感,所以气候变化对水资源影响研究逐渐引起了学者的重视^[1-2]。青藏高原的湖泊水文系统变化显著,成为研究陆面对气候变化响应的聚焦点之一^[3-8]。位于青藏高原腹地的兹格塘错是一个高原咸水湖,但地质时期以及历史时期湖水多次淡化^[9-13],对气候变化的响应相当敏感。目前,流域的平均人口0.31人/km²,与中国东部流域人类活动相比,其影响微弱。因此,兹格塘错流域为研究气候变化对水文系统的影响提供了一个非常适宜的平台^[14-15]。然而,正是由于该区的人类活动微弱,至今尚未建立水文站,使得该区水文方面的相关研究困难重重。近年来,一些研究者对此做过探索,如利用RS和GIS技术对湖泊面积变化进行动态监测^[16],根据降雨和蒸发等气候资料和水位变动资料以及利用水量平衡方程来估算流域的年径流量变化^[17],但这些研究均未考虑流域下垫面的因素。另外,采用卫星影像资料估算兹格塘错流域20世纪70年代、90年代和2002年的湖泊面积^[18],但此研究未能对该湖泊水量变化进行定量估算。

评估气候变化对水文的影响,通常采用基于长序列的水文观测数据分析其变化模式。然而,对于青藏高原的湖泊,不仅水文站观测的历史较短,而且站点也少,难以覆盖研究区域。物理-水文机制的数值模型、气候和陆面过程驱动的模拟实验为此提供了一个极为有效的研究途径^[19-20]。由于气象变量自身及气象变量间的相互作用对水文的影响是复杂、动态和非线性的,气候变化会通过多种途径影响水文状况,但这种综合影响可以使用水文模型在复杂的系统层面上进行很好地评估^[21]。SWAT模型是一个分布式水文模型,它为陆面物理、水文过程设计提供了解决此类复杂问题的有力工具^[22-23]。它作为一个综合性流域水文模型在中国应用也较广泛,如在青藏高原拉萨河流域^[8]和青海湖流域^[24]、黄河水系的黑河流域和渭河流域和黄河源地区^[25]以及长江中下游水系的太湖流域^[26]、洪湖流域^[27]、巢湖流域^[28]。作为长期的气候水文过程,近年来有研究者采用SWAT模型对太湖、洪湖等流域的农耕时期、准工业化时期和现代工业城市化时期的水文环境做了模拟和对比^[29-30]。在

气候因子驱动和边界条件变化下,年际尺度模拟和敏感实验能够分辨和定量评估气候温度、降水变化与植被覆盖等不同因子的作用和效应。

笔者通过数字水文模型和遥感卫星解译方法模拟和验证最近50年水文特征和气候参数序列之间的关系,集成兹格塘错流域下垫面的多类环境数据库,设定和校验一系列参数和系数进行模拟实验,对流域在过去50年的气候变化驱动下进行流域水文模拟和气候敏感因子实验,以期反演兹格塘错流域湖泊水量变化,为高原湖泊对气候变化的响应研究提供参考。

1 研究区域

兹格塘错(32°00′~32°09′N、90°44′~90°57′E)位于中国青藏高原北腹地,是一个无冰川补给、内流型高原湖泊。地处羌塘高寒草原半干旱地带东南边缘,为班公湖—东巧—怒江深大断带上的断陷湖泊之一,是一个典型的高原封闭型湖泊。湖面海拔4561m,湖面面积约190km²,湖泊最深38.19m。流域面积3430km²,湖泊补给系数17.3^[31]。流域内有4条较大的河流,其中以柴荣藏布最长,约60km。该湖泊和流域高程及水系分布见图1。

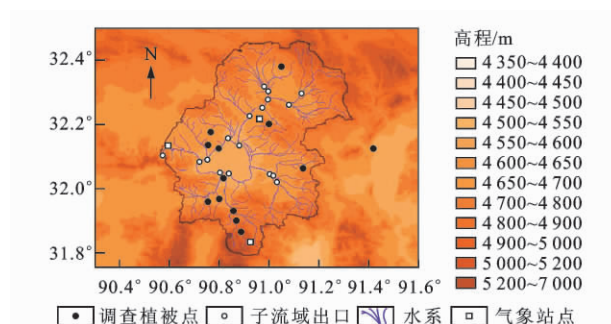


图1 兹格塘错流域高程分布和湖泊水系特征

Fig. 1 Distribution of Elevation and Characteristic of Water System in Zigetang Lake

该区域降水主要受印度洋季风影响,年降水量为240~300mm,多集中于5月至9月,多年平均蒸发量为791.19~1111.15mm。从气候划分来看,兹格塘错流域属于高原亚寒带半干旱气候区,四季不分明,只有冷暖季节之分。由于海拔较高,该流域气温很低,年平均气温-3.14℃~0.14℃。最热月(7月)平均气温8.19℃,最冷月(1月)平均气温-1.3℃^[9]。流域主要植被类型为高山草甸(以

Kobresia pygmaea, *K. tibetica* 以及 Compositae 为主)、高山草原(以 *Stipa subsessiliflora* var. *basiplumosa* 以及 Gramineae 为主)和高山荒漠(以 *Arenaria musciiformis*, *Androsace tapete* 以及 Caryophyllaceae 为主)^[32]。兹格塘错湖水补给主要为地表径流,区域没有冰川分布,水量平衡主要取决于降水与蒸发之间的平衡^[31]。

2 数据和方法

2.1 模型和模拟实验

SWAT 模型是美国农业部开发的分布式流域尺度水文模型^[22-23],模型具有良好的物理基础,适用于具有不同气候、植被、土壤类型以及不同土地利用方式下的复杂大流域。SWAT 模型开发的特点之一是能够用来预测大尺度、无测站流域的水文过程。兹格塘错以及临近地区缺乏水文观测站,选择该模型有以下优点:①基于物理机制,利用严格的数学物理方程计算水分运动、泥沙输送等物理过程;②以 ArcView 为界面,便于空间分布信息的预处理和后处理;③可以模拟分布式参数变化所带来的影响;④计算效率高,即使是非常大的流域或者是一系列流域管理方案的组合,模型的计算都不需要额外的时间和投资;⑤连续模拟,可以累计积分长达 200 年,能够模拟长期变化过程。

应用该模型进行模拟实验,采用以下步骤:①调入 DEM 数据,进行预处理,对流域范围内的坑洼进行填充,同时利用刻入法提高流域水系和边界生成的精确度;②流域离散化,基于流域数字高程模型 DEM 数据,SWAT 模型可以对整个流域进行空间离散化,把整个流域划分成若干个子流域;③根据子流域的划分,叠加植被覆盖和土壤资料,将子流域离散为至少一个水文响应单元(HRU);④由 SWAT 模型的天气生成器产生气候数据系列,并分配到各 HRU 上;⑤模拟运行时间设置、运行模型。

2.2 数据收集及数据库建立

基础数据包括数字高程模型 DEM、植被覆盖数据、土壤类型和属性数据、流域的数字河流资料、气象站点的空间数据和实测气象资料以及流域的自然地理资料。DEM 数据图来源国家基础地理信息中心 1:250 000 地形数据^[33],应用 ArcGIS9.2 进行投影变化等预处理操作,生成模拟所需的 DEM 数据资料(图 1a)。根据 20 世纪 80 年代 1:1000 000 中国植被调查图,流域内主要植被类型包括高山草原、高山草甸以及高山荒漠植被^[32]。2009 年野外调查

和界定,植被资料进一步转化为栅格单元精度 $10' \times 10'$ 的格点分布,构成植被类型和空间分布,并计算分布面积(表 1)。土壤资料及分布来源于中国科学院青藏高原综合科学考察成果,区域主要土壤类型包括高山草原土、高山草甸土、高山荒漠土、亚高山荒漠土以及亚高山草甸土等^[34]。经扫描输入计算机后应用 ArcGIS9.2 数字化生成 1:500 000 矢量图,并计算分布面积(表 1)。

表 1 兹格塘错流域植被和土壤类型及分布面积

类型	名称	代码	面积/km ²	占流域总面积比例/%
植被	高山荒漠	SPAS	145.0	4.30
	高山草原	RNGE	645.0	19.17
	高山草甸	WETN	2 372.0	70.50
	水面	WATR	207.0	6.10
土壤	高山荒漠土	ALDESE	5.4	0.16
	亚高山荒漠土	SALDESE	1 335.0	39.32
	高山草甸土	ALMEAD	331.0	9.75
	高山草原土	ALSTEP	1 510.0	44.47
	亚高山草甸土	SALMEAD	214.0	6.30

气象数据来自于国家气象局提供的覆盖兹格塘错流域的安多、那曲和班戈 3 个站点,采用 1956—2006 年日降水、日平均温度、日平均最高和日平均最低温度数据^[35]。其中缺乏一些年份的一段数据没有观测,根据逐日数据生成天气生成器参数自行内插。由于兹格塘错位于 3 个气象站点之间,距离 3 个站点 4.5~9.4 km,因此采用 3 个站点到兹格塘错之间地理距离的加权平均,获得该湖泊的气候数据。

所涉及的空间数据都以 ArcGIS9.2 和 ArcView3.3 作为基本的数据处理,更新和可视化工具。SWAT 模型采用的土地利用分类系统是美国国家地质调查局(USGS)的土地利用分类系统,配套的土地利用属性数据库也是 USGS 给出的参数。因此,需要将上述土地覆被数据重新分类,转换成与 USGS 相对应的系统分类,重新将土地覆被类型分为 3 类,具体分类、代码和所占面积见表 1。此外,所有空间数据库的投影方式都采用 ALBERT 等面积圆锥投影。

2.3 模拟验证的替代资料

模型结构和输入参数初步确定后,需要对模型进行校准。校准是调整模型的参数,使得模型的计算结果与实测数据相匹配,该过程是建立模拟系统的关键一步。由于兹格塘错没有流量资料,采用兹格塘错 1999—2005 年的中巴卫星影像资料^[36-37](图 2)。采用 2、3、4 波段,空间分辨率为 20 m,影像

经过地理配准(选择 6 个配准控制点)、辐射校正及影像增强等标准化处理。

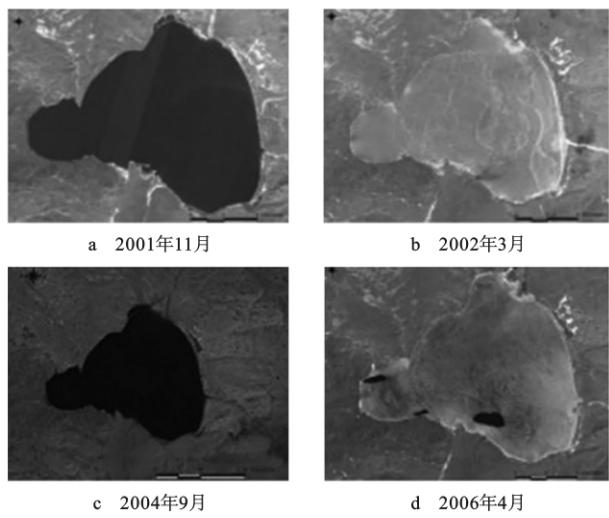


图 2 最近年份兹格塘错卫星遥感影像
Fig. 2 Satellite Remote Sensing Images of Zigtang Lake in Recent Years

经过标准处理后的影像资料统一进行投影以估算湖泊面积变化。采用 ALBERT 等面积圆锥投影,经过数字化提取湖泊边界,利用 ArcGIS9.2 的量算工具计算湖泊面积。整合兹格塘错 5 m 等深线的湖泊深度、地形测量数据,构建不同年份兹格塘错水下三维模型,由此更为精确的计算各个影像时期的湖泊水量。

根据水量平衡原理以及在湖泊水量反演的研究应用^[38-40],估算兹格塘错的流量,以此作为模型年校准的流量替代数据。基本水量平衡方程

$$\Delta V = A_L P - A_L E + A_C R \tag{1}$$

$$Q = A_C R / (365 \times 24 \times 3\,600) \tag{2}$$

式中: ΔV 为年湖泊变化体积; A_C 为流域面积; A_L 为湖泊面积; P 为年平均降水; E 为年平均蒸发; R 为径流深度; Q 为年平均流量。降水、蒸发为实测资料,湖泊水量变化根据每年的卫星影像转化估算结果,由此推算年平均流量 Q 。

湖盆几何形态以高程为准,湖泊平均水面以上高程由 1 : 250 000 地形资料获得,湖泊平均水面以下深度经过 2001 年实际测深获得。由此,推算湖泊容积和湖泊水量,并根据式(1)、(2)计算不同年份的平均流量(表 2)。

计算结果表明,兹格塘错 1999—2005 年的平均流量为 5.86~7.15 m³/s,平均流量为 6.56 m³/s。根据王苏民等提供的兹格塘错夏季流量为 9.2 m³/s^[31],能够佐证本文估算的全年流量。青藏高原腹地的一

表 2 卫星影像转换的湖泊体积变化和水量平衡
模型估算的年平均流量变化

Tab. 2 Changes of Lake Water Volume Calculated by Satellite Images and Annual Average Discharge Estimated by Water Balance Model

年份	湖泊体积/km ³	蒸发/mm	降水/mm	年平均流量/(m ³ ·s ⁻¹)
1999	2.364 5	2 003.00	300.00	5.86
2000	2.264 5	1 431.00	505.00	6.00
2001	2.301 0	1 481.00	560.00	6.40
2002	2.422 0	1 469.00	510.00	7.15
2004	2.721 0	1 514.00	495.00	6.88
2005	2.782 0	1 482.00	525.00	7.06
平均	2.480 0	1 563.33	482.50	6.56

些海拔高度相近、气候条件相同、流域面积量级相当的湖泊,实测流量也基本在同一量级。如班戈错的夏季流量为 13.71 m³/s^[41],普莫雍错全年平均为 12.18 m³/s^[5],羊卓雍错 3 个支流流量分别为 2.36、3.28 和 5.33 m³/s,入湖总量为 7.17 m³/s^[31]。因此,从卫星影像数据转化的流量计算可信。

3 模拟结果及评价

3.1 模型参数率定和验证

模型的调试率定是模拟的重要环节,率定工作包括流量、泥沙等,其中流量率定是所有率定的基础,它决定了泥沙以及营养盐输移率定的可靠性。采用依据遥感资料获取的流量估算结果对上述模型进行验证(图 3),结果显示模拟准确率达到 95.6%。反映 50 年来流域流量的模拟捕捉了基本的水文流量和变化特征。这也说明利用 SWAT 模型在兹格塘错流域进行模拟具有较高的可信度。

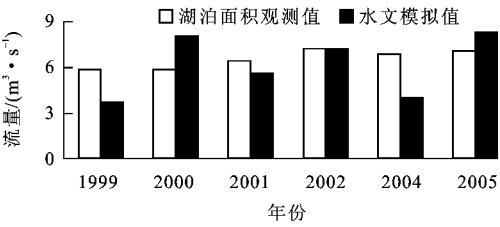


图 3 年平均流量的观测资料与模拟结果对比

Fig. 3 Comparison of Simulation and Observation of Average Annual Discharge

3.2 模拟结果

经过参数率定后,对 1956—2006 年兹格塘错流量进行模拟。结果显示,兹格塘错年平均流量为 6.3 m³/s,流域多年平均径流量为 1.98×10⁸ m³。径流量年度分配以 6 月至 10 月分布最为集中,占全年径流总量的 75%。其中夏季(6 月至 8 月)径流总量占全年的 50% (图 4a)。从模拟的月平均流量特

征来看,流量高峰主要集中在 7 月至 10 月,1 月、2 月和 12 月几乎没有流量,主要与夏季降水较多、冬季流域和湖面结冰有关。3 月出现一个高流量,反映该流域春季受融雪的补给,出现一个流量集中入湖的季节。模拟结果表明:年入湖流量为 $(10.8 \sim 61.2) \times 10^8 \text{ m}^3$, 平均 $27.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ (图 4b)。近 30 年来,兹格塘错流量呈现下降趋势。20 世纪 70 年代到 80 年代初处于径流高峰期,年平均流量达到 $12 \text{ m}^3/\text{s}$,可能与该时段降雨量较大有关。从 1999 年开始,该湖泊流量处于低峰,平均为 $6.3 \text{ m}^3/\text{s}$,可能与最近 10 年温度升高、蒸发量增大有关。

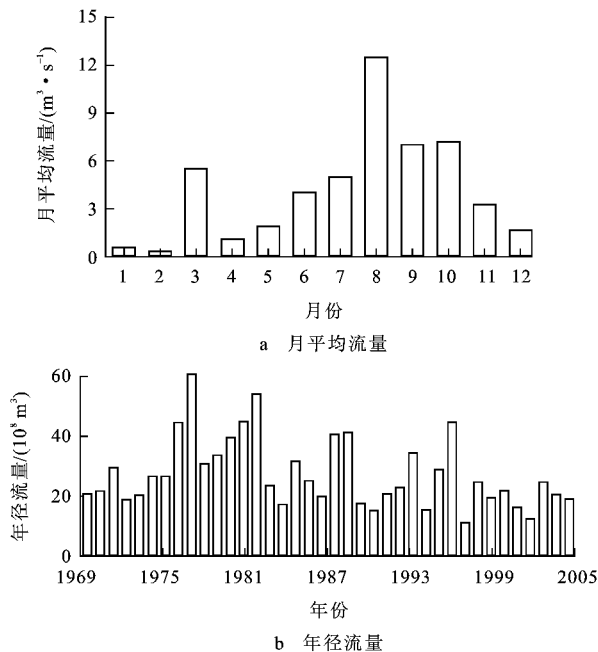


图 4 兹格塘错模拟月平均流量和年径流量

Fig. 4 Simulated Average Monthly Discharge and Total Discharge of Each Year in Zigetang Lake

3.3 敏感因子实验

过去 50 年兹格塘错水量变化与气候变化密切相关。为了探讨温度和降水对水量变化的作用和效应,分别进行了不同气候特征下的敏感性实验。根据过去 50 年逐年气候系列资料,采用温度和降水的 2 倍年平均标准偏差作为变化幅度标准,叠加到原气候序列,组合成相对现代的冷湿、暖湿、暖干和冷干 4 种模式进行实验(表 3)。在 4 个气候敏感性实验中,采用温度和降水作为状态变量,进行模拟实验,最后输出变量集中分析径流量。每个气候特征时期将模型时间设定为 50 年,采用各个实验中的平均值作为敏感实验的输出结果(表 3)。

气候敏感实验结果表明:随着降水增加,径流量有所增加,其中增加最明显的是冷湿模式,其主要由

表 3 温度和降水敏感因子实验结果

Tab. 3 Results of Sensitive Factor Experiment with Temperature, Precipitation

实验条件	温度/ $^{\circ}\text{C}$		月降雨/mm		年平均径流量/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	年平均径流量变化/%
	1 月	7 月	1 月	7 月		
冷湿	-2.1	-1.0	0	3.4	9.00	115.38
暖湿	1.1	2.5	0	6.8	7.99	102.40
暖干	0.8	0.9	0	-20.0	-0.37	-4.77
冷干	-1.0	-0.5	0	-3.4	5.33	68.34

于降水增量最大引起的。在冷干模式中,虽然降水减少,但径流量并没有减少,这可能是由于这个时期全年气温降低,导致蒸发量减少,径流损失较少引起的。在暖湿模式中,降雨量虽然比冷湿模式的降雨量变化大,但产生的径流量明显增大,这反映出高原的气候变化特征,即当温度增高后蒸发量增大,因而入湖径流量并不显著。

4 结语

(1)近 30 年来,兹格塘错的流量呈现下降趋势。20 世纪 70 年代到 80 年代初处于径流高峰期。这可能与该时段降雨量较大有关。从 1999 年开始,该流域的流量处于低峰,这与最近 10 年的温度升高、蒸发量增大有关。

(2)径流量年度分配以 6 月至 10 月份分布最为集中,占全年径流总量的 75%。其中夏季(6 月至 8 月)径流量占全年的 50%。流量高峰主要集中在 7 月至 10 月份,1 月、2 月、12 月几乎没有流量,这主要与夏季降水较多、冬季流域和湖面结冰有关。在 3 月出现一个高流量,反映该流域春季受融雪的补给,形成一个流量集中入湖的季节。

(3)兹格塘错流域的水文径流受降水影响最大,随着降水增加,径流量有所增加。在温度增加的情况下,流域的蒸发量增加的速度大,径流增加的效应并不明显。然而,在冷湿模式下,由于蒸发量降低,径流量显著增加。模拟实验证实地质时期和历史时期寒冷期高原湖泊表现出冷湿状况、湖泊水位增高和面积扩大的特征。该结果对反演长时间序列上流域气候变化和对未来流域水量变化的情景预测,具有较高的科学价值。

参考文献:

- [1] IPCC. The Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [2] Loukas A, Vasilades L, Dalezios N R. Climatic Impacts on the

- Runoff Generation Processes in British Columbia, Canada[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2002, 6: 211-228.
- [3] 吴艳红, 朱立平, 叶庆华, 等. 纳木错流域近30年来湖泊-冰川变化对气候的响应[J]. 地理学报, 2007, 62(3): 301-311.
- [4] 鲁安新, 姚檀栋, 王丽红, 等. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究[J]. 冰川冻土, 2005, 27(6): 783-792.
- [5] 朱立平, 鞠建廷, 王君波, 等. 湖芯沉积物揭示的末次冰消开始时期普莫雍错湖区环境变化[J]. 第四纪研究, 2006, 26(5): 772-780.
- [6] 朱大岗, 孟宪刚, 郑达兴, 等. 青藏高原近25年来河流、湖泊的变迁及其影响因素[J]. 地质通报, 2007, 26(1): 22-30.
- [7] 类延斌, 张虎才, 李世杰, 等. 1950年以来青藏高原兹格塘错碳酸盐稳定碳同位素变化及其原因[J]. 湖泊科学, 2010, 22(1): 143-150.
- [8] 张圣微, 雷玉平, 姚琴, 等. 土地覆被和气候变化对拉萨河流域径流量的影响[J]. 水资源保护, 2010, 26(2): 39-44.
- [9] 沈永平, 徐道明. 西藏安多的湖泊变化与环境[J]. 冰川冻土, 1994, 16(2): 173-180.
- [10] 贾玉连, 王苏民, 吴艳宏, 等. 24ka BP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, 34(3): 283-294.
- [11] 赵希涛, 朱大岗, 严复华, 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.
- [12] Yu G, Xue B, Liu J, et al. LGM Lake Records from China and an Analysis of Climate Dynamics Using a Modeling Approach[J]. Global and Planetary Change, 2003, 38(3/4): 223-256.
- [13] 申慧彦, 李世杰, 于守兵, 等. 青藏高原兹格塘错沉积物粒度组成及其环境记录的研究[J]. 第四纪研究, 2007, 27(4): 613-619.
- [14] 于守兵, 李世杰, 刘吉峰. 青藏高原湖泊沉积研究及其进展[J]. 山地学报, 2005, 23(6): 663-671.
- [15] Li S J, Li W C, Xia W L, et al. Abrupt Environmental and Climatic Change Events During Holocene Period Derived from Zigetang Lake Sediment, Tibetan Plateau[J]. Quaternary International, 2007, 167(S): 240.
- [16] 张继承, 姜琦刚, 李远华, 等. 基于RS/GIS的西藏地区湖泊变化动态监测及气候背景[J]. 地球科学与环境学报, 2008, 30(1): 87-93.
- [17] 李万春. 青藏高原湖泊现代过程研究——以兹格塘错为例[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2001.
- [18] 类延斌, 张虎才, 王姓, 等. 青藏高原中部兹格塘错1970年来的湖面变化及原因初探[J]. 冰川冻土, 2009, 31(1): 48-54.
- [19] Smol J P, Wolfe A P, Birks H J B, et al. Climate-driven Regime Shifts in the Biological Communities of Arctic Lakes[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2005, 102(12): 4397-4402.
- [20] Scheffer M, Bascompte J, Brock W A, et al. Early-warning Signals for Critical Transitions[J]. Nature, 2009, 461: 53-59.
- [21] Zhang X C, Liu W Z. Simulating Potential Response of Hydrology, Soil Erosion and Crop Productivity to Climate Change in Changwu Tableland Region on the Loess Plateau of China[J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 131(3/4): 127-142.
- [22] Arnold J G, Srinivasan R, Muttiah R S, et al. Large Area Hydrologic Modeling and Assessment Part I: Model Development[J]. Journal of the American Water Resources Association, 1998, 34(1): 73-89.
- [23] Legesse D, Vallet-Coulomb C, Gasse F. Hydrological Response of a Catchment to Climate and Land Use Changes in Tropical Africa: Case Study South Central Ethiopia[J]. Journal of Hydrology, 2003, 275(1/2): 67-85.
- [24] 刘吉峰, 李世杰, 丁裕国, 等. 基于气候模式统计降尺度技术的未来青海湖水位变化预估[J]. 水科学进展, 2008, 19(2): 184-191.
- [25] 张蕾, 卢文喜, 安永磊, 等. SWAT模型在国内外非点源污染研究中的应用进展[J]. 生态环境学报, 2009, 18(6): 2387-2392.
- [26] Lai G Y, Yu G, Gui F. Preliminary Study on Assessment of Nutrient Transport in the Taihu Basin Based on SWAT Modeling[J]. Science in China: Series D, 2006, 49(S): 135-145.
- [27] 桂峰, 于革, 赖格英, 等. 洪湖流域自然农耕条件下营养盐沉积输移演化模拟研究[J]. 沉积学报, 2006, 24(3): 333-338.
- [28] 吴春蕾, 马友华, 李英杰, 等. SWAT模型在巢湖流域农业面源污染研究中应用前景与方法[J]. 中国农学通报, 2010, 26(18): 324-328.
- [29] Yu G, Xue B, Lai G Y, et al. A 200-year Historical Modeling of Catchment Nutrient Changes in Taihu Basin, China[J]. Hydrobiologia, 2007, 581(1): 79-87.
- [30] Gui F, Yu G. Numerical Simulations of Nutrient Transport Changes in Honghu Lake Basin, Jiangnan Plain[J]. Chinese Science Bulletin, 2008, 53(15): 2353-2363.
- [31] 王苏民, 龚鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [32] 侯学煜. 中国自然地理: 植物地理[M]. 北京: 科学出版社, 1988.
- [33] 中国国家基础信息中心. 中国1: 250 000地形图[M]. 北京: 中国地图出版社, 1999.
- [34] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏土壤[M]. 北京: 科学出版社, 1985.
- [35] 国家气象信息中心. 中国地面气候资料日值数据(1951—2008): 日平均气温、日降水[R]. 北京: 国家气象信息中心, 2004.
- [36] 中国资源卫星应用中心. 中巴卫星(CBERS)兹格塘错流域所在图幅(31°~34°N, 90°~92°E)影像资料[R]. 北京: 中国资源卫星应用中心, 2010.
- [37] Ma R H, Duan H T, Hu C M, et al. A Half-century of Changes in China's Lakes: Global Warming or Human Influence? [J]. Geophysical Research Letters, 2010, 37(L24106). DOI: 10.1029/2010GL045514.
- [38] Kutzbach J. Estimates of Past Climate at Palaeolake Chad, North Africa, Based on a Hydrological and Energy-balance Model[J]. Quaternary Research, 1980, 14(2): 210-223.
- [39] 于革, 薛滨, 刘健, 等. 中国湖泊演变与古气候动力学研究[M]. 北京: 气象出版社, 1991.
- [40] 施雅风, 贾玉连, 于革, 等. 40~30 ka BP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.
- [41] 郑邦平, 向军, 魏新俊, 等. 青藏高原的盐湖[M]. 北京: 北京科学技术出版社, 1989.