基于 ICESat 和 Landsat 的中国十大湖泊水量平衡估算

张国庆^{①②*}, XIE HongJie^③, 姚檀栋^①, 康世昌^①

① 中国科学院青藏高原研究所, 环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;

② 东华理工大学地球科学学院, 南昌 330013;

③ Laboratory for Remote Sensing and Geoinformatics, University of Texas at San Antonio, Texas 78249, USA

* 联系人, E-mail: guoqing.zhang2009@gmail.com

2012-12-11 收稿, 2013-03-04 接受, 2013-04-24 网络版发表

国家自然科学基金重大项目(41190081)和中国博士后科学基金(2011M500405)资助

摘要 湖面高程与面积变化对区域气候变化响应敏感, 二者结合可用来估算湖泊水量平衡. 本研究利用 ICESat 和 Landsat 数据, 对中国最大的 10 个湖泊 2003~2009 年的高程、面积和体积变化进行了研究. 结果表明, 青藏高原地区色林错、纳木错、青海湖和中国东北的兴凯湖显示出湖面高程增加, 色林错为 10 个湖泊中水面高程(0.69 m/a)、面积(32.59 km²/a)和体积(1.25 km³/a)升高最快的湖泊; 中国北部干旱和半干旱地区的博斯腾湖和呼伦湖表现了湖面高程与面积的下降, 博斯腾湖则显示了最快的湖面高程下降(-0.43 m/a), 呼伦湖面积收缩最大(-35.56 km²/a). 长江中下游地区的洞庭湖、鄱阳湖、太湖和洪泽湖湖面高程与面积则呈现出明显的季节变化, 但总的变化趋势不明显. 色林错、纳木错、青海湖、鄱阳湖、呼伦湖和博斯腾湖的湖面高程与面积表现出高的相关性($R^2 > 0.80$), 太湖、洪泽湖和兴凯湖相关性中等($R^2 \approx 0.70$), 东洞庭湖相关性较小($R^2 = 0.37$). 所有湖泊的高程变化与体积变化表现出较高的相关性($R^2 > 0.98$). 根据湖泊高程与面积变化, 对其水量平衡进行了估算, 色林错、纳木错、青海湖和兴凯湖表现出正平衡, 分别为 9.08, 4.07, 2.88 和 1.09 km³; 博斯腾湖和呼伦湖则显示出负平衡, 分别为 -3.01 和 -4.73 km³. 另外, 根据湖面高程变化的特点, 选择湖面升高、下降和无明显趋势的代表性湖泊, 对其变化的原因进行了分析. 此研究表明, 可利用遥感卫星数据快速有效地估算湖泊的水量平衡.

关键词

中国湖泊
湖面高程
湖泊面积
水量平衡
青藏高原
长江流域

湖泊不仅为生命提供了必要的水源, 并且敏感地记录着气候变化的重要信息, 对水资源评估、气候模拟、环境和生物多样性研究具有重要的意义. 全球的湖泊和湿地数据库显示中国大于 1 km² 的湖泊总面积为 $\sim 8 \times 10^4$ km²^[1], 占中国国土面积的 $\sim 0.8\%$. 青藏高原占有中国最大数量的湖泊, 其面积大于 1 km² 的湖泊有 1055 个, 占中国湖泊总数和总面积的 39% 和 51%^[2], 被称之为“亚洲水塔”.

近年来, 中国的湖泊较多地受到了气候变化与人类活动的影响. 如, 气候的变暖^[3]和不断增加的农业灌溉用水需求^[4]致使新疆和内蒙古地区的湖泊面

积收缩和数量减小; 由于经济的快速发展而导致的过度开垦、围湖造田等, 致使中国南方湖泊面积缩小^[5]. Zhang 等人^[6]利用 ICESat 数据, 对青藏高原 2003~2009 年的 74 个湖泊(56 个为盐湖)湖面高程变化的研究表明, 62 (84%) 个湖泊显示了湖面升高, 其中 50 (89%) 个为盐湖. 湖面变化的主要原因, 是由于加快的冰川融化、湖盆净降雨量的增加引起^[6~9]. 这与青藏高原新湖泊的出现及湖泊面积的扩大特征相一致^[5,10,11]. 长江与鄱阳湖之间相互影响的自然过程, 由于区域气候变化及人类活动的改变而发生了变化, 从而影响了流域的生态系统、湿地类型及区域经济效益

引用格式: 张国庆, Xie H J, 姚檀栋, 等. 基于 ICESat 和 Landsat 的中国十大湖泊水量平衡估算. 科学通报, 2013, 58: 2664~2678

英文版见: Zhang G Q, Xie H J, Yao T D, et al. Water balance estimates of ten greatest lakes in China using ICESat and Landsat data. Chin Sci Bull, 2013, 58: 3815~3829, doi: 10.1007/s11434-013-5818-y

益^[12~14],特别是自2003年以来三峡大坝的运行,影响了鄱阳湖流域的水文过程^[12]。

湖泊的水量平衡通常通过入湖(湖面降水、地表径流入、地下水补给)与出湖(湖面蒸发、地表径流出、地下水下渗)水量的差值来计算。然而,这些参数利用水文站的观测通常很难获取,特别是对于高海拔地区湖泊,由于恶劣的自然条件更难获取。遥感技术的发展,为实现这一难题提供了方便而可靠的方法^[15]。可通过结合湖泊的高程和面积变化来间接地估算湖泊的水量平衡。雷达与激光测高卫星,如TOPEX/POSEIDON, ENVISAT, JASON-1 和 ICESat/GLAS 已被成功地用来监测湖面高程变化^[6,16~18]。ICESat/GLAS 测高数据显示出更高的精度和准确性^[6,19~22],但由于 ICESat 数据的限制,较小的湖泊通常没有可利用数据。

中国10个最大的湖泊,即博斯腾湖、色林错、纳木错、青海湖、洞庭湖、鄱阳湖、太湖、洪泽湖、呼伦湖和兴凯湖(图1),其面积在1000 km²左右或更大,总面积约22711.8 km²^[2]。这些湖泊呈现了中国湖泊分布的区域模式,并且为中国13亿人口的社会、经济与环境效益提供了至关重要的作用。目前,在气

候、社会与经济快速变化的环境下,这些湖泊的高程(面积)变化的时间序列及水量平衡仍未有详细的报道。本文以这10个湖泊为研究对象,利用 ICESat 和 Landsat TM/ETM 对其2003~2009年的高程与面积分别进行了研究,在此基础上,对它们的水量平衡进行了估算。

1 数据与方法

1.1 湖泊基本特征

图1显示了十大湖泊在中国的空间分布。本文对湖泊的基本特征描述主要包括了湖泊所处的经度/纬度,湖泊类型(淡水湖、盐湖),海拔高程,最大的长、宽、深,面积和体积。博斯腾湖(A)位于新疆天山山脉的南麓,最大深度为16 m,湖水体积约为8.8 km³^[23]。色林错(B)、纳木错(C)、青海湖(D)为青藏高原地区最大的3个湖泊,它们都为封闭的盐湖。色林错和纳木错为世界上最高的大湖,位于海拔4000 m以上的高原内部。色林错湖盆的流域面积为49895 km²,流域内的扎加藏布为西藏最长的内流河^[24]。纳木错最大深度约98 m,多年平均体积为84.2 km³^[25]。纳木错

图1 湖泊分布及 ICESat 数据在湖面的轨迹

A, 博斯腾湖; B, 色林错; C, 纳木错; D, 青海湖; E, 洞庭湖; F, 鄱阳湖; G, 太湖; H, 洪泽湖; I, 呼伦湖; J, 兴凯湖

湖盆的面积为 10857 km², 位于念青唐古拉山脉的北麓, 有大量的冰川分布^[24,26,27]. 青海湖为中国最大的盐湖, 面积为 4000 多平方千米, 流域面积为 29660 km², 降雨和冰雪融水为湖泊的主要水源^[20].

洞庭湖(E)、鄱阳湖(F)、太湖(G)和洪泽湖(H)位于长江流域的中下游、人口密集的中国东南部, 是区域水资源和生态系统的重要组成部分. 呼伦湖(I)位于中国半干旱的内蒙古自治区, 受大陆季风的影响, 湖泊面积为 2000 km²左右, 最大深度为 5 m. 湖泊为封闭的盐湖, pH 为 9.2, 盐度为 2.5 g/L^[28]. 另一个比较特殊的湖泊为位于中国东北的兴凯湖(J), 横跨中国和俄罗斯两国边界. 详细的十大湖泊的特征如表 1 所示.

1.2 水文与气象数据

纳木错多圈层综合观测研究站建立于 2005 年, 提供了气象水文等多种观测数据, 站点位于湖泊的东南角, 地理坐标(30°47'18.24"N, 90°58'32.46"E)^[6]. 本文还收集了呼伦湖流域 2003~2009 年月温度、降雨和蒸发数据(此文蒸发数据为蒸发皿蒸发). 另外, 鄱阳湖流域 2003~2009 年 84 个气象站点的月温度、降雨和蒸发数据来源于江西省气象局, 同时也收集了鄱阳湖都昌水文站的水位数据.

1.3 ICESat 数据

ICESat 激光测高卫星于 2003 年发射, 2010 年停止运行, 提供了 2003~2009 年覆盖全球的高程数据. ICESat 的主要目标是用来监测格陵兰和南极冰盖高程变化, 同时也提供了云和气溶胶、陆地地形、植被

树冠高程等其他科学任务^[34,35]. ICESat 数据地面采样点直径为 70 m, 采样点之间的间距为 172 m, 监测极地冰盖和海冰的精度可达 2 cm^[35,36]. ICESat/GLA14 被用来监测陆地湖面高程及其变化, 也表现了较高的准确性^[6,20,37]. 本研究从美国国家冰雪中心(NSIDC)获取了这 10 个湖泊 2003~2009 年的 ICESat/GLA14 R31 数据. 数据的参考椭球体为 TOPEX/Poseidon (T/P), 大地水准面为 EGM2008 Geoid. 首先, 将 ICESat 参考椭球体转化为 WGS84 椭球体^[20]. 研究表明, ICESat 用来监测湖面高程变化, 其精度可达 10 cm 以内^[6,20,38].

对于较多数量湖泊的研究, 通常使用 MODIS 分辨率为 500 和 250 m 的湖泊边界数据来识别 ICESat 的湖-陆界限^[6,19]. 然而, 空间分辨率 500/250 m 相对于直径为 70 m 的 ICESat 采样点, 其分辨率仍较低. 本研究使用空间分辨率为 30 m 的 Landsat 数据解译的湖泊边界来提取 ICESat 数据. 因此, 更准确的湖泊边界被用来剔除湖-陆过渡的异常值, 特别是对于季节性变化较大的湖泊, 显得尤为重要. 在此基础上, 还使用了其他方法, 如 ICESat 湖面高程的标准差等来去除异常值^[20].

1.4 Landsat 数据和湖泊边界的提取

Landsat TM/ETM+数据通过美国地质调查局获取(<http://glovis.usgs.gov>). 本研究使用了 2003~2009 年共 130 景 Landsat 数据. 2003 年由于扫描校正器故障, 获取的 Landsat 影像出现了数据条带丢失, 因此首先对 Landsat ETM+的数据条带进行了修补^[39]. 对于边界较清晰的湖泊, 如纳木错和色林错, 湖泊边界

表 1 中国十大湖泊主要特征^{a)}

	色林错	纳木错	青海湖	兴凯湖	博斯腾湖	呼伦湖	鄱阳湖	太湖	洞庭湖	洪泽湖
纬度(N)	31°32.7'~ 32°7.8'	30°30.1'~ 30°55.8'	36°33.0'~ 37°14.0'	44°31.5'~ 45°20.6'	41°49.5'~ 42°6.8'	48°34.5'~ 49°19.6'	28°20.6'~ 29°45.7'	30°55.5'~ 31°33.0'	28°44.8'~ 29°32.7'	33°4.0'~ 33°38.2'
经度(E)	88°31.7'~ 89°21.7'	90°14.8'~ 91°2.8'	99°37.1'~ 100°44.9'	131°58.7'~ 132°51.1'	86°43.7'~ 87°26.1'	116°58.5'~ 117°47.4'	115°47.6'~ 116°45.4'	119°53.5'~ 120°35.0'	112°24.0'~ 113°9.6'	118°12.6'~ 118°52.3'
湖泊类型	S	S	S	F	F	S	F	F	F	F
高程(m)	4539	4723	3193	68	1045	540	~12	~1	~24	~12
最大长度(km)	80	77	101	93	58	84	158	69	90	63
最大宽度(km)	66	47	76	70	32	59	94	66	73	60
最大深度(m)	—	98 ^[25]	25.5 ^[20]	10 ^[29]	16 ^[23]	5 ^[28]	21.71 ^[31]	2.6 ^[32]	30.8	5.0
面积(km ²)	2178	2018	4165	4106	919	1811	3289	2314	2623	1514
体积(km ³)	—	84.2 ^[25]	71.6 ^[20]	17.5 ^[29]	8.8 ^[23]	13.1 ^[30]	27.6 ^[31]	4.4 ^[33]	17.8	2.66

a) 湖泊类型中, S 为盐湖, F 为淡水湖. 洞庭湖和洪泽湖最大深度和体积数据来自 <http://baike.baidu.com>

使用目视解释的方法提取。而对于长江中下游淹没范围变化较快的湖泊,如洞庭湖和鄱阳湖,使用改进的归一化差异水体指数法(MNDWI)来提取湖泊边界^[40,41]。MNDWI 平均值较其他土地覆盖类型,如裸露的土地、居民地、植被和云等较高,本研究进一步使用密度分割法来提取水体^[42,43]。长江流域湖泊MNDWI 阈值的范围为 0.32~0.45。

1.5 湖泊水量平衡

本研究使用如下公式计算湖泊体积变化^[44]:

$$\Delta V = \frac{1}{3}(H_2 - H_1) \times (A_1 + A_2 + \sqrt{A_1 \times A_2}),$$

其中 ΔV 为湖泊体积从湖面高程 H_1 和面积 A_1 变化到高程 H_2 和面积 A_2 。湖泊面积的提取使用了与 ICESat 获取日期最接近的 Landsat 数据。湖泊水量平衡为 2003~2009 年体积变化之和。

2 结果

2.1 湖泊高程与面积变化

图 2 显示了 ICESat 数据提取的湖面高程, Landsat TM/ETM+ 提取的湖泊面积, 及其体积变化。将湖泊按照高程(面积)变化特点分成 3 类, 即湖面升高、降

低和无明显趋势, 结果如表 2 所示。其中, 4 个湖泊显示了湖面高程(面积)的增加, 即色林错、纳木错、青海湖和兴凯湖。色林错湖面高程和面积增加最快, 其高程变化率(升高量)和面积变化率(增加量)分别为 0.69 m/a (4.37 m) 和 32.59 km²/a (185.91 km²); 纳木错为 0.23 m/a (2.03 m) 和 2.89 km²/a (30.50 km²); 青海湖为 0.11 m/a (0.70 m) 和 11.70 km²/a (80.44 km²)。色林错和纳木错在 2009 年的面积分别为 2178.37 和 2018.25 km², 色林错目前面积显示比以前称之为西藏最大的湖泊——纳木错^[45]面积更大。详细的色林错和纳木错的湖面高程变化、湖盆流域的雪覆盖和冰川变化都已有报道^[6,20,24,46]。兴凯湖湖面高程和面积增加较为缓慢, 其变化率分别为 0.07 m/a 和 2.17 km²/a, 2003~2009 年共 7 年的高程与面积增加量分别为 0.27 m 和 2.16 km²。

呼伦湖和博斯腾湖显示了湖面高程和面积下降, 博斯腾湖湖面高程下降最快, 呼伦湖和博斯腾湖的湖面高程和面积下降率(下降量)分别为 -0.43 m/a (-3.11 m) 和 -0.41 m/a (-2.42 m)。呼伦湖则显示出较快的面积收缩, 呼伦湖和博斯腾湖的面积变化率(变化量)分别为 -35.56 km²/a (-216.03 km²) 和 -10.57 km²/a (-75.35 km²)。

长江中下游的洞庭湖、鄱阳湖、太湖和洪泽湖的

表 2 2003~2009 年十大湖泊湖面高程、面积、水量平衡及变化率

分类	湖泊名称	初始高程(m) (日期)	初始面积 (km ²) (日期)	最终高程(m) (日期)	最终面积 (km ²) (日期)	高程变化(m), 变化率(m/a)	面积变化(km ²), 变化率(km ² /a)	水量平衡(km ³), 变化率(km ³ /a)
湖面升高	色林错	4539.43 (2003-02-27)	1992.46 (2003-02-02)	4543.79 (2009-04-08)	2178.37 (2009-04-23)	4.37, 0.69	185.91, 32.59	9.08, 1.25
	纳木错	4723.39 (2003-02-23)	1987.75 (2003-01-10)	4725.42 (2009-10-09)	2018.25 (2009-10-01)	2.03, 0.23	30.50, 2.89	4.07, 0.33
	青海湖	3193.32 (2003-11-16)	4084.92 (2003-11-21)	3194.02 (2009-10-02)	4165.36 (2009-09-28)	0.70, 0.11	80.44, 11.70	2.88, 0.54
	兴凯湖	68.76 (2003-10-19)	4104.08 (2003-10-17)	69.03 (2009-10-07)	4106.69 (2009-09-30)	0.27, 0.07	2.16, 2.17	1.09, 0.32
湖面降低	博斯腾湖	1048.00 (2003-10-22)	995.20 (2003-10-21)	1044.89 (2009-10-06)	919.85 (2009-08-18)	-3.11, -0.43	-75.35, -10.57	-3.01, -0.41
	呼伦湖	542.75 (2003-03-17)	2027.09 (2003-04-30)	540.34 (2009-04-03)	1811.06 (2009-04-14)	-2.42, -0.41	-216.03, -35.56	-4.73, -0.75
湖面无 明显趋势	洞庭湖	24.72 (2003-10-14)	723.74 (2003-10-16)	25.41 (2008-12-01)	272.70 (2008-12-16)	—	—	-0.25 ^{a)}
	鄱阳湖	10.41 (2003-11-15)	1517.35 (2003-11-03)	10.53 (2009-04-07)	1913.82 (2009-04-09)	—	—	-0.90 ^{a)}
	太湖	0.52 (2004-11-04)	2294.19 (2004-11-23)	0.92 (2009-04-09)	2314.14 (2009-04-11)	—	—	0.13 ^{a)}
	洪泽湖	12.69 (2003-11-14)	1624.17 (2003-11-12)	12.13 (2009-03-16)	1514.53 (2009-03-17)	—	—	-0.86 ^{a)}

a) 湖泊水量平衡

图2 湖面高程、面积和体积变化

湖面高程(面积)则显示出季节易变的特点,但总的变化趋势不明显.本研究只对可利用的湖面高程及相应的面积变化进行了分析.洞庭湖包括东、南和西部分,ICESat数据主要覆盖在东部,因此本研究只对东洞庭湖进行了研究.东洞庭湖季节性变化较大,其平均和最大的湖面高程和面积分别为 24.67, 27.61 m 和 447.76, 792.66 km².鄱阳湖在雨季其淹没面积大于 3000 km²,在旱季其面积缩小到小于 1500 km².湖面高程和面积在 2005~2006 年的 4~6 月显示了突然的增加,然后明显的减小,在 2007~2009 年高程较低.太湖在这 10 个大湖中,湖面海拔高程较低,约在 0.4~

1.0 m 之间,面积在 2300 km² 上下波动.洪泽湖的平均高程为 12.5 m 左右,平均面积为 1550 km² 左右.

总的来说,在 2003~2009 年间,色林错的高程和面积增加最快,博斯腾湖为湖面高程降低最快,呼伦湖为面积收缩最大.

2.2 湖岸线变化

图 3 显示了 10 个湖泊的湖岸线变化.色林错在 2005~2006 年间显示了明显的扩张,这与其明显的湖面高程(1.69 m)与面积(99.12 km²)变化一致.纳木错湖岸线在西部和东部扩张较为明显,快速的岸线

图3 湖泊湖岸线变化

扩大主要发生在 2004, 2005 和 2008 年, 这与图 2 显示的高程和面积快速变化一致. 青海湖在 2005 和 2009 年其东部岸线扩张明显, 高程和面积在这两年也显示了较高的峰值. 兴凯湖在 2008 年显示了最大的岸线扩张, 这也与其在此年的高程与面积变化表现一致.

呼伦湖湖岸线的收缩主要发生在南部, 在 2004,

2007 和 2009 年的岸线收缩明显, 与湖面高程与面积在这 3 年的谷值变化一致(图 2). 博斯腾湖在 2003~2009 年显示出连续的湖面高程与面积减小, 其湖岸线也出现了清晰的收缩.

洞庭湖、鄱阳湖、太湖和洪泽湖由于降雨及湖水与长江的交换, 显示了明显的季节性变化, 因而其湖岸线变化较快. 通常在雨季湖泊淹没面积较大, 在非

雨季明显地减小. 如, 东洞庭湖在 2004 年 10 月有较大的水域面积, 而在 2005 年 11 月明显的减少. 鄱阳湖在 2006 年 6 月湖水面积变大, 在 2007 年 11 月明显地缩小. 太湖湖岸线的变化主要发生在东北和东南部, 主要是由于周边快速的工业及城市发展. 洪泽湖在 2008~2009 年显示了明显的湖岸收缩, 这与人

类活动, 如灌溉增加、湿地的围垦和湖岸边城市的快速发展紧密相关.

2.3 湖面高程、面积与体积变化之间相关性分析

图 4 显示了 10 个湖泊湖面高程与面积之间的关系. 色林错、纳木错、青海湖、呼伦湖和博斯腾湖, 其

图 4 湖面高程与面积相关性

相关性较高 ($R^2=0.83\sim0.96$), 兴凯湖相关性中等 ($R^2=0.76$). 长江中下游湖泊相关性较低, 东洞庭湖为 0.37, 太湖为 0.70, 洪泽湖为 0.71, 鄱阳湖为 0.83. 弱的相关性可能归因于较少可利用的 ICESat 数据, 及湖泊水域面积由于受到天气的影响变化较快等.

另外, 图 5 显示了湖面高程变化与体积变化之间

关系(三次多项式), 所有湖泊显示了较高的相关性 ($R^2 > 0.98$).

2.4 湖泊水量平衡

表 2 显示, 10 个湖泊 2003~2009 年每年的水量平衡及体积变化率. 结果表明, 青藏高原 3 个湖泊(色

图 5 湖面高程变化与体积变化相关性

林错、纳木错、青海湖)和兴凯湖显示了正平衡. 色林错显示了最大的水量平衡(9.08 km^3)和体积增加率($1.25 \text{ km}^3/\text{a}$). 博斯腾湖和呼伦湖的水量平衡分别为 -3.01 , -4.73 km^3 , 变化率分别为 -0.41 , $-0.75 \text{ km}^3/\text{a}$. 长江中下游的洞庭湖、鄱阳湖、太湖、洪泽湖的水量平衡变化较小, 分别为 -0.25 , -0.90 , 0.13 和 -0.86 km^3 .

3 讨论

湖面高程与面积变化同湖面降雨和蒸发、湖盆流域水的内流与外流紧密相关. 本研究选择了 3 个代表性湖泊, 分别为青藏高原的纳木错(湖面升高)、干旱半干旱的呼伦湖(湖面降低)、长江中下游的鄱阳湖(无明显趋势), 利用流域内的气象数据对其变化的原因进行了分析.

图 6 显示了 2006 年以来纳木错站每天的降雨和蒸发, 2008~2010 年年蒸发分别为 1645.85, 2051.74 和 2007.50 mm. 降雨量主要集中在 4~10 月, 2006~2008 年年降雨量明显增加, 特别是 2008 年, 这与湖面高程、面积和体积变化一致. 2009 年显示降雨较少、相似或轻微较大的蒸发, 但是湖面高程、面积和体积仍表现了增加, 这说明除了降雨与蒸发外, 雪覆盖和冰川融化也对湖盆水平衡起到了较大的作用. 前人研究表明, 近年来念青唐古拉山脉冰川的快速减少对纳木错的湖面高程(面积)变化有较大贡献^[26,27,47,48]. 另外, 也有研究对纳木错和色林错流域的雪覆盖、降雨和蒸发与湖面高程变化的关系做了定量分析^[24,49].

利用 2003~2009 年呼伦湖流域的 4 个气象站(满洲里(MZL)、新巴尔右旗(NBY)、新巴尔左旗(NBZ)

和都冷(DL))每月和每年的温度、降雨和蒸发数据对湖面高程(面积)变化原因进行了分析(图 7). 站点 MZL, NBY, NBZ 月温度显示了季节易变, 3 个站年温度表现了总体升高的趋势(图 8). 3 个站 2003~2005 降雨年显示了轻微的减少, 2006~2009 年明显增加. 年蒸发显示了一些波动, 但无明显的趋势. DL 站平均每年的蒸发与另外 3 个站点降雨的差值(蒸发-降雨, 本文指蒸发减去降雨)在 2003~2007 年显示了较小的增加, 特别是 2006 年, 这与湖面高程(面积和体积)在 2006~2007 年微弱的减少相一致(图 2). 蒸发与降雨在 2008~2009 减少, 由于 2009 年可利用的 ICESat 数据较少, 未能解释湖面变化与降雨和蒸发的对应关系. 总的来说, 负的降雨-蒸发, 是湖面高程(面积和体积)减少的主要原因. 另外, 随着温度的升高、季节冻土的降级和上游河流的截流对湖面高程(面积)减小也有部分影响^[50,51].

鄱阳湖位于江西省的北部和长江的南部, 为中国最大的淡水湖, 面积约 3000 km^2 . 湖盆流域面积 162000 km^2 , 占整个江西省的 97%, 是野生动物栖息地及江西省 4000 多万人口重要的水源^[52]. 流域内有 5 个主要的支流(修水河、赣江、抚河、信江、饶河), 另外鄱阳湖建有 6 个水文站(图 9). 图 10 显示了都昌站每天和每年的实测水位变化和 ICESat 监测的湖面高程变化. 水文站水位数据显示湖面高程呈明显的季节变化, 在 3~8 月湖面较高, 在 9 月~次年 2 月较低, 在 2003~2009 年整体表现出降低的变化. 另外, ICESat 湖面高程与实测数据相关性高($R^2=0.86$).

图 11 显示了 2002~2009 年鄱阳湖盆 84 个站点每月和平均年温度、降雨和蒸发变化. 年降雨-蒸发显

图 6 2006~2010 年纳木错站降雨和蒸发

图7 呼伦湖流域气象站位置

较低,可能是由于长江流域上游在 2006 年经历了干旱,径流为过去 50 年最低值^[53],极端的干旱导致了鄱阳湖旱季的提前和较长的持续时间(图 10). 2006 年长江较小的径流,加上三峡大坝的蓄水使湖水倒流的增加^[12,53],这些共同因素可能导致湖面高程降低.

长江流域中-下游的湖泊受人类活动的影响可能比气候因素更大. 中国南方相比北方降雨量较多,温度升高较慢^[54,55],然而,长江流域中-下游消失的湖泊占整个中国消失湖泊的 40%,说明湖泊变化的主要原因可能归因于人类活动,如土地开垦、湖岸城市的发展等^[5].

4 结论

本研究使用 ICESat 数据提取湖面高程、Landsat 数据提取湖泊面积,对中国 10 个最大湖泊 2003~2009 年的水量平衡及变化率进行了研究.

青藏高原的 3 个湖泊,即色林错、纳木错、青海

示减少,这是湖面降低的主要原因(图 10). 然而,年际变化模式不同,特别是 2003~2006 年间,2003 年湖面最高,而降雨-蒸发较低,这可能是由于 2002 年降雨-蒸发较大导致. 降雨-蒸发在 2006 年较小,湖面

图8 2003~2009 年呼伦湖流域温度、降雨和蒸发变化

满洲里(MZL)、新巴尔右旗(NBY)和新巴尔左旗(NBZ)温度及降雨,都冷(DL)站蒸发,及降雨-蒸发(降雨减去蒸发)

图 9 洞庭湖、鄱阳湖、太湖、洪泽湖位置及气象与水文站点

江西省 84 个气象站点分布(a), 鄱阳湖流域 5 个主要支流(修水河, 赣江, 抚河, 信江和饶河)及 6 个水文站(b)

湖显示出湖面高程(面积)的升高, 色林错显示出最快的高程(0.69 m/a)与面积(32.59 km²/a)增加, 其水量平衡和变化率分别为 9.08 km³ 和 1.25 km³/a. 纳木错和青海湖水量显示出正平衡, 分别为 4.07 和 2.88 km³.

另外, 中-俄边境的兴凯湖显示了较小的湖面高程(0.07 m/a)和面积变化率(2.17 km²/a), 其水量变化为 1.09 km³. 干旱和半干旱区域的博斯腾湖和呼伦湖显示了较大的湖面高程(面积和体积)减小, 变化率分

图 10 ICESat 湖面高程和都昌站水位数据(a)及其相关性(b)

图 11 2002~2009 年鄱阳湖流域气象站点温度、降雨和蒸发及降雨-蒸发

别为 -0.43 m/a ($-10.57\text{ km}^2/\text{a}$, $-0.41\text{ km}^3/\text{a}$) 和 -0.41 m/a ($-35.56\text{ km}^2/\text{a}$, $-0.75\text{ km}^3/\text{a}$), 水量平衡为 -3.01 和 -4.73 km^3 . 长江流域的洞庭湖、鄱阳湖、太湖和洪泽湖则显示出季节的易变性.

选择了 3 个代表性湖泊来分析湖面高程(面积)变化的可能原因, 青藏高原 3 个湖泊的高程(面积)增加的主要原因与湖盆积雪和冰川的融化、净降水量的增加有关. 降雨-蒸发差值的加大促使干旱和半干旱

区域博斯腾湖和呼伦湖湖面高程(面积)减少. 长江流域中-下游湖泊在雨季和旱季变化较快. 对鄱阳湖, 利用湖盆内 84 个气象站点数据分析了湖面变化的原因, 湖面高程的变化是由于气候和人类活动共同作用的结果. 此研究表明, 可利用基于遥感监测的湖泊高程与面积变化来研究湖泊的水量平衡, 此研究也可作为湖盆流域水平衡的水文模拟验证提供有效的方法.

致谢 美国地质调查局(USGS)为本研究提供了 Landsat 数据(<http://glovis.usgs.gov/>), 美国国家冰雪数据中心(NSIDC)为本研究提供了 ICESat 数据, 江西省气象局樊建勇为本研究提供了鄱阳湖流域气象数据, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 Lehner B, Döll P. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *J Hydrol*, 2004, 296: 1–22
- 2 马荣华, 杨桂山, 段洪涛, 等. 中国湖泊的数量、面积与空间分布. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41: 394–401
- 3 郭志梅, 缪启龙, 李雄. 中国北方地区近 50 年来气温变化特征的研究. *地理科学*, 2005, 4: 66–72
- 4 柳长顺, 杜丽娟, 陈献, 等. 近 20 年我国有效灌溉面积动态分析. *资源科学*, 2006, 2: 8–12
- 5 Ma R, Duan H, Hu C, et al. A half-century of changes in China's lakes: Global warming or human influence? *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L24106
- 6 Zhang G, Xie H, Kang S, et al. Monitoring lake level changes on the Tibetan Plateau using ICESat altimetry data (2003–2009). *Remote Sens Environ*, 2011, 115: 1733–1742
- 7 Yao T, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nature Clim Change*, 2012, 2: 663–667
- 8 Lei Y, Yao T, Bird B W, et al. Coherent lake growth on the central Tibetan Plateau since the 1970s: Characterization and attribution. *J Hydrol*, 2013, 483: 61–67
- 9 Yang K, Ye B, Zhou D, et al. Response of hydrological cycle to recent climate changes in the Tibetan Plateau. *Clim Change*, 2011, 109: 517–534
- 10 Wang W C, Yao T D, Yang X X. Variations of glacial lakes and glaciers in the Boshula Mountain Range, southeast Tibet, from the 1970s to 2009. *Ann Glaciol*, 2011, 52: 9–17
- 11 李均力, 盛永伟, 骆剑承, 等. 青藏高原内陆湖泊变化的遥感制图. *湖泊科学*, 2011, 23: 311–320
- 12 Guo H, Hu Q, Zhang Q, et al. Effects of the Three Gorges Dam on Yangtze River flow and river interaction with Poyang Lake, China: 2003–2008. *J Hydrol*, 2012, 416–417: 19–27
- 13 Guo H, Hu Q, Jiang T. Annual and seasonal streamflow responses to climate and land-cover changes in the Poyang Lake Basin, China. *J Hydrol*, 2008, 355: 106–122
- 14 Dronova I, Gong P, Wang L. Object-based analysis and change detection of major wetland cover types and their classification uncertainty during the low water period at Poyang Lake, China. *Remote Sens Environ*, 2011, 115: 3220–3236
- 15 宫鹏. 拓展与深化中国全境的环境变化遥感应用. *科学通报*, 2012, 57: 1379–1387
- 16 Medina C E, Gomez-Enri J, Alonso J J, et al. Water level fluctuations derived from envisat radar altimeter (ra-2) and *in-situ* measurements in a subtropical waterbody: Lake Izabal (Guatemala). *Remote Sens Environ*, 2008, 112: 3604–3617
- 17 Crétaux J F, Jelinski W, Calmant S, et al. Sols: A lake database to monitor in the near real time water level and storage variations from remote sensing data. *Adv Space Res*, 2011, 47: 1497–1507
- 18 Birkett C M. The contribution of topex/poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *J Geophys Res-Oceans*, 1995, 100: 25179–25204
- 19 Phan V H, Lindenbergh R, Menenti M. ICESat derived elevation changes of Tibetan lakes between 2003 and 2009. *Int J Appl Earth Obs Geoinf*, 2012, 17: 12–22
- 20 Zhang G, Xie H, Duan S, et al. Water level variation of Lake Qinghai from satellite and *in situ* measurements under climate change. *J Appl Remote Sens*, 2011, 5: 053532–053546

- 21 Abdallah H, Bailly J S, Baghdadi N, et al. Improving the assessment of ICESat water altimetry accuracy accounting for autocorrelation. *ISPRS J Photogramm Remote Sens*, 2011, 66: 833–844
- 22 李均力, 陈曦, 包安明. 2003–2009 年中亚地区湖泊水位变化的时空特征. *地理学报*, 2011, 66: 1219–1229
- 23 Mischke S, Wünnemann B. The holocene salinity history of Bosten Lake (Xinjiang, China) inferred from ostracod species assemblages and shell chemistry: Possible palaeoclimatic implications. *Quat Int*, 2006, 154–155: 100–112
- 24 Zhang G, Xie H, Yao T, et al. Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series modis data (2001–2010). *Water Resour Res*, 2012, 48: W10529
- 25 Zhang B, Wu Y H, Zhu L P, et al. Estimation and trend detection of water storage at Nam Co Lake, central Tibetan Plateau. *J Hydrol*, 2011, 405: 161–170
- 26 朱立平, 谢曼平, 吴艳红. 西藏纳木错 1971~2004 年湖泊面积变化及其原因的定量分析. *科学通报*, 2010, 55: 1789–1798
- 27 Zhai D, Xiao J, Zhou L, et al. Holocene East Asian Monsoon variation inferred from species assemblage and shell chemistry of the ostracodes from Hulun Lake, Inner Mongolia. *Quat Res*, 2011, 75: 512–522
- 28 姚檀栋, 李治国, 杨威, 等. 雅鲁藏布江流域冰川分布和物质平衡特征及其对湖泊的影响. *科学通报*, 2010, 55: 1750–1756
- 29 刘正茂, 吕宪国, 武海涛, 等. 兴凯湖最低生态安全水位研究. *水利水电技术*, 2008, 39: 8–11
- 30 李翀, 叶柏生, 杨玉生, 等. 呼伦湖水位变动与 20 世纪初干涸缘由探讨. *水文*, 2007, 27: 43–45
- 31 Feng L, Hu C, Chen X, et al. Assessment of inundation changes of Poyang Lake using Modis observations between 2000 and 2010. *Remote Sens Environ*, 2012, 121: 80–92
- 32 Hu L, Hu W, Zhai S, et al. Effects on water quality following water transfer in Lake Taihu, China. *Ecol Eng*, 2010, 36: 471–481
- 33 Ma R, Duan H, Liu Q, et al. Approximate bottom contribution to remote sensing reflectance in Taihu Lake, China. *J Great Lakes Res*, 2011, 37: 18–25
- 34 Zwally H J, Schutz B, Abdalati W, et al. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *J Geodyn*, 2002, 34: 405–445
- 35 Zwally H J, Yi D H, Kwok R, et al. ICESat measurements of sea ice freeboard and estimates of sea ice thickness in the Weddell sea. *J Geophys Res-Oceans*, 2008, 113: C02S15
- 36 Kwok R, Zwally H J, Yi D. ICESat observations of arctic sea ice: A first look. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L16401
- 37 Swenson S, Wahr J. Monitoring the water balance of Lake Victoria, East Africa, from Space. *J Hydrol*, 2009, 370: 163–176
- 38 Urban T J, Schutz B E, Neuenschwander A L. A survey of icesat coastal altimetry applications: Continental coast, open ocean island, and inland river. *Terr Atmos Ocean Sci*, 2008, 19: 1–19
- 39 USGS. Phase 2 Gap-fill algorithm: Slc-off Gap-filled products Gap-fill algorithm methodology. 2004, landsat.usgs.gov/documents/L7SLCGapFilledMethod.pdf
- 40 Xu H. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *Int J Remote Sens*, 2006, 27: 3025–3033
- 41 McFeeters S K. The use of the normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features. *Int J Remote Sens*, 1996, 17: 1425–1432
- 42 Hui F, Xu B, Huang H, et al. Modelling spatial-temporal change of Poyang Lake using multitemporal landsat imagery. *Int J Remote Sens*, 2008, 29: 5767–5784
- 43 Ji L, Zhang L, Wylie B. Analysis of dynamic thresholds for the normalized difference water index. *Photogramm Eng Remote Sens*, 2009, 75: 1307–1317
- 44 Taube C M. Instructions for winter lake mapping. In: Schneider J C, ed. *Manual of fisheries survey methods II: With periodic updates*. Michigan Department of Natural Resources, Fisheries Special Report 25, Ann Arbor. 2000. 1–4
- 45 Krause P, Biskop S, Helmschrot J, et al. Hydrological system analysis and modelling of the Nam Co Basin in Tibet. *Adv Geosci*, 2010, 27: 29–36
- 46 孟恺, 石许华, 王二七, 等. 青藏高原中部色林错湖近 10 年来湖面急剧上涨与冰川消融. *科学通报*, 2012, 57: 571–579
- 47 Yao T, Pu J, Lu A, et al. Recent glacial retreat and its impact on hydrological processes on the Tibetan Plateau, China, and surrounding regions. *Arct Antarct Alp Res*, 2007, 39: 642–650
- 48 Bolch T, Yao T, Kang S, et al. A glacier inventory for the western Nyainqentanglha Range and Nam Co Basin, Tibet, and glacier changes 1976–2009. *Cryosphere*, 2010, 4: 419–433
- 49 周石砾, 康世昌, 高坛光, 等. 纳木错流域扎当冰川径流对气温和降水形态变化的响应. *科学通报*, 2010, 55: 1781–1788
- 50 白美兰, 郝润全, 沈建国. 近 46 a 气候变化对呼伦湖区域生态环境的影响. *中国沙漠*, 2008, 28: 101–107
- 51 孙标. 基于空间信息技术的呼伦湖水量动态演化研究. 博士学位论文. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2010

- 52 Shankman D, Qiao L, Liang D. Landscape changes and increasing flood frequency in China's Poyang Lake region. *Prof Geographer*, 2003, 55: 434–445
- 53 Dai Z, Du J, Li J, et al. Runoff characteristics of the Changjiang River during 2006: Effect of extreme drought and the impounding of the Three Gorges Dam. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L07406
- 54 王翠花, 李雄, 缪启龙. 中国近 50 年来日最低气温变化特征研究. *地理科学*, 2003, 23: 441–447
- 55 梅伟, 杨修群. 我国长江中下游地区降水变化趋势分析. *南京大学学报(自然科学版)*, 2005, 41: 577–589

· 动态 ·

胶体液滴蒸发裂纹的调控机制研究取得新进展

最近一项研究提示, 高分子添加物可改变胶体液滴蒸发裂纹的扩展方向和速度, 从而实现蒸发图案的调控, 为进一步揭示胶粒自组装裂纹形成机制和制备大面积有序自组装结构提供了借鉴.

题为“高分子添加物对胶体液滴蒸发图案和裂纹的调控作用”的研究论文发表于 *SCIENCE CHINA Physics, Mechanics & Astronomy* 2013 年第 9 期, 从裂纹形核角度研究了裂纹的扩展动力学特征及其物理机制, 由西北工业大学理学院空间应用物理与化学教育部重点实验室臧渡洋博士担任通讯作者撰写.

胶体液滴蒸发尽管是日常生活中极其简单的物理现象, 但它在喷墨打印、喷涂乃至功能材料制备等诸多领域中都发挥着重要作用. 胶体液滴蒸发是材料自组装的重要途径之一, 所谓自组装就是把材料的基本结构单元“由下而上”地排列成期望的有序结构. 蒸发自组装方法简单、成本低廉, 但蒸发过程中容易产生裂纹, 极大地限制了材料的性能. 因而对蒸发裂纹的形成机理和扩展动力学规律进行研究, 并探索抑制蒸发裂纹产生的方法, 具有重要的科学意义和工程应用价值.

该研究的创新之处在于利用 PEO 高分子实现了胶体液滴蒸发图案及其裂纹扩展的调控. 当在 SiO_2 胶体液滴中加入少量 PEO 高分子后, 液滴蒸发中的“咖啡环”效应得到抑制, 形成了均一的蒸发图案, 如图 1 所示. 蒸发裂纹也由切向传播转变为径向传播. 更重要的是, 加入 PEO 后, 裂纹的传播速度减慢为原来的 1/50. 这是因为, 加入 PEO 后,

图 1 胶体液滴与含有 1%PEO 添加物液滴的蒸发图案
(a) 胶体液滴, (b)~(d) PEO 的分子量分别为 1.0×10^4 , 1.0×10^5 , $3.0 \times 10^5 \text{ g mol}^{-1}$, 标尺示 $200 \mu\text{m}$

SiO_2 颗粒形成大尺寸聚集体, 增大了胶粒尺寸的不均一性, 从而在蒸发过程中易于诱发裂纹的形核, 降低了裂纹扩展的驱动力.

该成果对揭示蒸发裂纹的形成机制及其扩展动力学规律具有重要参考价值, 为蒸发自组装图案调控提供新的思路. 研究得到了国家自然科学基金(51103117)与陕西省自然科学基金(2012JQ1016)资助.

(本刊讯)