

# 鄱阳湖水文特征动态变化遥感监测

孙芳蒂<sup>1</sup>, 马荣华<sup>2</sup>

(1. 广州大学, 广州 510006; 2. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

**摘要:** 鄱阳湖是中国第一大淡水湖, 对鄱阳湖的水文变化进行持续监测可以为流域内生态环境变化提供基础数据, 有利于研究其与长江和流域内河流的交互关系, 更好地服务于陆面过程模式和水资源管理。本文利用卫星测高数据反演的鄱阳湖水位数据与MODIS数据结合, 对鄱阳湖2000—2015年的水位、水域面积和水量变化进行研究, 并通过水量平衡模型, 推导出了同期长江—鄱阳湖的水量交互。研究发现, 2000—2015年鄱阳湖面积呈现波动性变化, 最大水域面积为3600 km<sup>2</sup>, 是最小水域面积482 km<sup>2</sup>的7.5倍。2004年、2007年、2009年和2011年水域面积比较低, 2012年后形势好转。每年1月、2月、12月份是鄱阳湖干季, 水域面积低至500 km<sup>2</sup>, 湖口处水位可低至4.71 m, 湖面从南往北倾斜, 南北水位差异达2.59 m。相对于2000—2015年最低水量, 干季时湖泊水量平均增加量为3 km<sup>3</sup>。每年6—9月份是鄱阳湖的湿季, 水域面积一般大于2670 km<sup>2</sup>, 水位高于15 m, 南北水位差异不大, 相对于2000—2015年最低水量, 湿季时湖泊水量平均增加量为12 km<sup>3</sup>。2000—2015年鄱阳湖流入长江的水量范围为-7~40.66 km<sup>3</sup>, 每年有93.33%的时间水流从鄱阳湖流入长江。流入长江的水量多少具有明显的季节性, 通常5月、6月流入长江的水量高于7月、8月, 主要因为7月、8月长江中上游降水增加, 长江干流来水增多, 对鄱阳湖湖水倒灌有一定的顶托作用。

**关键词:** 鄱阳湖; 水位; 面积; 水量; 江湖水量交互

DOI: 10.11821/dlxb202003008

## 1 引言

湖泊的水文变化可以反映气候和人类活动在水循环和生态系统的综合作用。作为中国最大的淡水湖, 自2000年以来, 鄱阳湖受到越来越多的关注。尤其是位于长江上游的三峡大坝于2003年开始工作以后, 鄱阳湖每年干旱的频率和强度不断增加, 三峡大坝对鄱阳湖水量平衡的影响被广泛研究。有报告指出三峡大坝的运行使得鄱阳湖流入长江的水量多出7.86 km<sup>3</sup>[1]。鄱阳湖的水域面积在2000—2010年呈现萎缩趋势, 萎缩速率为30.2 km<sup>2</sup>/a[2]。随着鄱阳湖水位的下降, 湖泊西部越来越多的湖底露出, 长出多种旱生植被。2000—2010年, 即使在湿季, 南矶山国家湿地自然保护区也有近30%的水域转变为植被。鄱阳湖不断恶化的水文条件最终会对水生植被和湿地野生生物产生负面影响[3]。

收稿日期: 2019-02-18; 修订日期: 2020-02-01

基金项目: 广州市属高校项目(1201430672); 广州大学示范性实验建设项目; 中国科学院流域地理学重点实验室开放基金项目(WSGS2015010); 国家自然科学基金项目(51190090, 41171020, 41771366) [Foundation: Scientific Program of Guangzhou Bureau of Education, No.1201430672; Program of experiments of Guangzhou University; Open Research Fund Program of State Key Laboratory of Resources and Environmental Information System, Chinese Academy of Sciences, No. WSGS2015010; National Natural Science Foundation of China, No.51190090, No.41171020, No.41771366]

作者简介: 孙芳蒂(1983-), 女, 博士, 讲师, 主要从事地表覆盖动态变化监测研究。E-mail: heaven816@163.com

2016年,有专家建议在湖泊北端与长江相接处修建水坝来保持鄱阳湖的水量,但这又会影响鄱阳湖的自然消长和湿地生物的生存环境,需要从鄱阳湖水位、水域面积和水量的动态平衡角度来对这种影响进行衡量。本研究利用遥感技术对鄱阳湖进行水文变化监测,以期对鄱阳湖流域生态保护、水资源管理、决策制定以及经济活动提供数据参考。

遥感技术具有覆盖范围广、监测频次高、人力成本低等优势,已经广泛地应用于湖泊水文条件监测<sup>[4-7]</sup>。例如,卫星高度计数据被用来持续地监测湖泊的水位<sup>[8-9]</sup>,重力卫星(Gravity Recovery and Climate Experiment, GRACE)数据被用来监测陆表总水量的时空变化<sup>[10]</sup>,多源遥感影像被用来描绘1993—2004年全球陆表水的逐月分布状况<sup>[11-12]</sup>。

传统的水位观测是通过在河湖入口处设立监测点获得,鄱阳湖周围零星分布的几个水文站不能做到对整个鄱阳湖水面的起伏变化进行有效地监测。此外,水文实测数据的共享也存在一些延迟。卫星高度计数据已广泛地应用于内陆水体的水位反演<sup>[13]</sup>。卫星高度计的测高原理是高度计沿星下方向向地表水面发射一系列脉冲,利用发射脉冲和接收反射波的时间延迟计算卫星到水面的距离。虽然卫星高度计设计的初衷是进行海洋物理学方面的研究,如洋流,海平面高,潮汐,海洋气象学等,但是,卫星高度计数据在湖泊、水库、河流和湿地水位反演方面的应用研究取得了巨大成功<sup>[8]</sup>。

目前广泛使用的卫星高度计数据有Topex/Poseidon (T/P)、Jason-1/2、CryoSat、European Remote Sensing Satellites (ERS)、ENVIRONMENTAL SATELLITE (ENVISAT)、Satellite with ARGOS and ALTICA (SARAL)、GEOSAT Follow-On (GFO)、Ice, Cloud and Land Elevation Satellite (ICESat)等。自20世纪90年代至今,卫星高度计可以提供长达25年的水位序列数据,最高的时间频率约10 d,比如Topex/Poseidon (T/P)、Jason系列数据。ICESat激光高度计的水位反演精度达到了厘米级。目前有4种基于卫星高度计数据建立的全球大型湖泊、水库、河流的时间序列水位数据库:Database for Hydrological Time Series of Inland Waters (DAHITI)<sup>[14]</sup>、Global Reservoir and Lake Monitor (GRLM)<sup>[15]</sup>、River Lake Hydrology product (RLH)<sup>[16]</sup>和Hydroweb<sup>[17]</sup>。

由于鄱阳湖的淹水面积在一年中存在很大差异,且可能数日内有巨大消长<sup>[2]</sup>,因此需要高时间频率的遥感影像对其水域面积进行监测。搭载在Terra和Aqua卫星上的中分辨率成像光谱仪(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS)每天扫描地球4次,获取0.405~14.385  $\mu\text{m}$ 范围的数据<sup>[18]</sup>。其显著优势是能够提供比较密集的时间序列影像,可用来反映湖泊在年内较短时间的涨缩和多年变化趋势<sup>[19-20]</sup>。

结合卫星高度计数据和遥感影像获取湖泊长时间序列的水位、面积动态变化数据,进而计算湖泊的水量变化已经应用于一些大的流域范围<sup>[21-22]</sup>。本文使用2000—2015年8 d间隔500 m分辨率的MODIS遥感影像对鄱阳湖的水域分布进行高时间频率制图,结合水位数据库DAHITI研究鄱阳湖的水量变化,并在湖泊水量平衡的基础上,推导长江—鄱阳湖的水量交互。

## 2 研究区概况

鄱阳湖是中国最大的淡水湖,地理位置为28°11'N~29°51'N、115°49'E~116°46'E,坐落在江西省南部,湖泊北端与长江相连,并设有湖口水文站对江湖间的水流交互进行监测(图1)。鄱阳湖呈狭长状,横跨松门山,南北跨度为173.0 km,东西较窄,平均为16.9 km。受周围山地的限制,鄱阳湖北端东西跨度仅有5~8 km,松门山以南的湖面逐

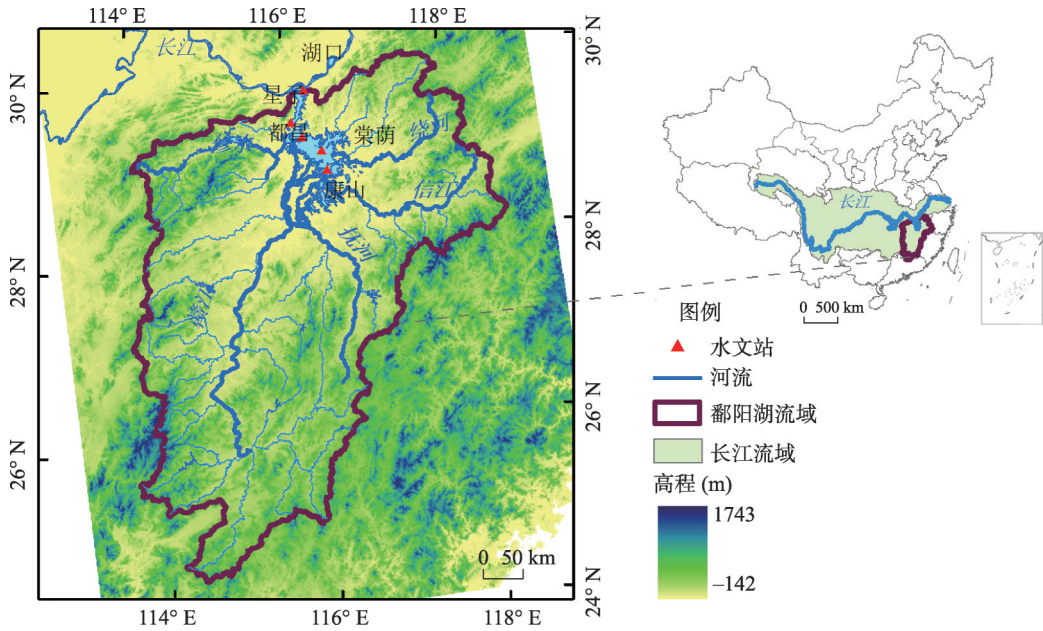


图1 鄱阳湖流域示意图

Fig. 1 Sketch map of Poyang Lake watershed

渐开阔，东西宽度可达 60 km。鄱阳湖流域面积约 162000 km<sup>2</sup>，几乎占江西省的 97%。流域内气候属于亚热带季风气候，夏季温度可以达到 28.4~30.0 °C，冬季则为 4.2~7.2 °C。流域降水具有明显的年内差异性，年均降水量为 1570 mm，降水主要发生在每年的 4—6 月，占全年降水的 48.2%<sup>[23]</sup>。鄱阳湖主要的补给为降水及赣江、抚河、信江、绕河和修水 5 条入湖河流。夏季为丰水期，鄱阳湖水面面积一般较大，可以达到 3000 km<sup>2</sup> 以上，冬季为枯水期，湖面一般低于 1000 km<sup>2</sup>。鄱阳湖有“丰水成面，枯水呈线”的评价，湖口水文站丰枯季的水位差可达 13 m。

鄱阳湖的水位和湖面面积干湿季交替变化，维持着流域内的湿地生态系统和生物多样性，显著影响湖滨带植物群落的组成、分布和鸟类栖息环境<sup>[24]</sup>。亚热带植被在湿热的夏季长势茂盛而温带植物在干冷的冬季富有生命力<sup>[25]</sup>。季节性的水域面积变化使得鄱阳湖湿地成为鸟类聚集的天堂，每年冬季有 98% 以上的濒临绝迹的西伯利亚白鹤在鄱阳湖湿地聚集<sup>[26]</sup>。此外，鄱阳湖水淹范围的变动对钉螺及血吸虫疫情也有重要影响<sup>[27]</sup>。

### 3 数据来源

本文利用鄱阳湖周围实测水位与卫星测高数据的反演结果 DAHITI 来反映鄱阳湖的水位变化。本文获取了鄱阳湖周围 5 个水文站（湖口、星子、都昌、棠荫和康山）2000—2013 年日尺度实测数据。DAHITI 是由 Schwatke 等综合 T/P、Jason-1、Jason-2、ERS-2、ENVISAT 和 SARAL 雷达高度计数据，利用 Kalman 滤波进行波形检测建立的全球大型湖泊、水库、河流的时间序列水位数据库<sup>[4]</sup>。其中湖泊、水库的水位反演精度为 4~36 cm，河流水位精度为 8~114 cm。目前该数据库提供全球约 457 个大型水体的时间序列水位，包含 7 个中国湖泊，下载地址为 <http://dahiti.dgfi.tum.de/en/>。DAHITI 数据库中鄱阳湖的水位数据从 2002 年 6 月开始，2002—2015 年数据点为 257 个，高程参考基准为 WGS-84。

本文利用MODIS的三级反射率产品MOD09来进行鄱阳湖水域范围的提取。该产品已经进行了大气校正,时间频率为8 d,分辨率为500 m。MOD09共有7个波段,范围为0.62~2.13  $\mu\text{m}$ 。由于第五波段(1.23~1.25  $\mu\text{m}$ )有严重的条带噪音,因此只利用其余的6个波段进行研究。MOD09影像上,鄱阳湖每年有接近1/4的时间被云覆盖,因此本文首先对影像进行挑选,排除被云干扰的数据,最终确定2000—2015年共422期数据用来反映鄱阳湖的淹水面积变化。对于水域面积的验证,本文利用GL30和Tsinghua30产品。其中GL30是基于Landsat、CEBERS和HJ卫星的30 m分辨率全球水体产品,该产品在水体自动提取的基础上又进行了人机交互修正,水体提取精度可以达到98%<sup>[28]</sup>。Tsinghua30是清华大学基于同一套数据,综合各种机器学习方法对全球水体进行自动识别,水体提取精度为87%<sup>[29]</sup>。

此外,本文所用降水产品为Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM-3B43),该数据为月尺度产品,自1998年至今,覆盖范围为50°S~50°N,空间分辨率为0.25°,下载地址为<http://disc2.gesdisc.eosdis.nasa.gov/data>。鄱阳湖周围TRMM 3B43产品与湖区雨量站测量结果的 $R^2$ 为0.83<sup>[2]</sup>。本文通过TRMM求得鄱阳湖流域的等效降水量,进而分析降水与湖泊水文变化的关系。

## 4 水位变化

鄱阳湖周围5个水文站从北往南依次为湖口、星子、都昌、棠阴和康山。实测的日尺度数据中,湖口站数据为2001—2009年,星子、都昌站数据为2001—2013年,棠阴、康山站数据为2001—2007年,参考面皆为吴淞基准。为了保持与DAHITI数据的高程参考一致,本文已将实测数据从吴淞基准转化为WGS-84(图2)。

鄱阳湖的水位具有一定的周期性,即使在枯水期,鄱阳湖的水位都具有较大的波动性。与实测数据相比,DAHITI数值偏高。丰水期DAHITI与实测数据的差异介于3.39~5.02 m,枯水期差异范围为3.58~8.51 m。枯水期实测水位的标准差介于0.96~2.17 m,而DAHITI枯水期的结果介于14.74~16.28 m,标准差为0.33 m,没有很好地反映鄱阳湖枯水期的波动性。这主要由于卫星高度计数据由一系列的“脚印”构成,对于鄱阳湖,

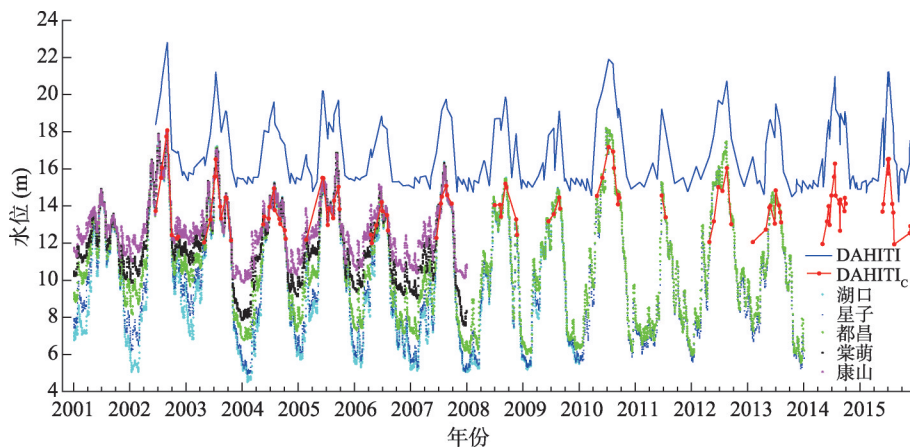


图2 鄱阳湖各水文站日尺度水位(2001—2013年)与DAHITI(2002—2015年)对比

Fig. 2 Gauged water level during 2001-2013 and DAHITI results during 2002-2015

DAHITI中所用卫星测高数据的轨迹为落在湖面上的两个条带(图3)。枯水期时,鄱阳湖水位下降,水域面积萎缩,测高数据的部分“脚印”落在湖面周围的湿地或植被上,因此反演的水位受周围地形影响,存在一定的误差。因此,本文只利用DAHITI丰水期的结果,与实测数据结合,从而将水位数据的时间序列扩展至2015年。首先,选出2002—2007年丰水期的DAHITI结果,建立其与同期实测数据的线性关系,数据共有48对,如图4所示。当5个水文站的平均水位 > 11.89 m, DAHITI > 16.5 m时,两类数据具有较强的相关性,  $R^2 = 0.98$ , 此时水位较高,湖面处于水平状态,时间上多发生在6—8月。因此利用阈值16.5 m对DAHITI结果进行提取,从而排除枯水期的DAHITI结果。其次,根据图4的线性关系,将DAHITI转化到实测数据标准,从而将鄱阳湖水位序列扩展至2015年。转化后的结果为DAHITI<sub>c</sub>,图2中红色曲线所示。

鄱阳湖冬季12月、1月、2月水位最低(图2),各水文站的水位均低于13.0 m,水位从北往南逐渐增高,5个水文站的差异较大,标准差介于1.52~2.59 m。最北端湖口站2001—2009年冬季水位波动较大,介于4.71~8.75 m,平均值为6.35 m,其中2004年2月水位最低(4.71 m),2002年12月水位最高(8.75 m)。最南端康山站2001—2007年冬季水位介于10.09~12.67 m,最低水位发生在2004年4月。鄱阳湖每年夏季6~9月份水位最高,实测水位一般高于15.2 m,5个水文站水位差异较小,标准差介于0.01~1.36 m,湖面处于近似水平状态。最北端湖口站2001—2009年夏季水位介于8.32~16.51 m,平均值为13.69 m,最高水位发生在2001年8月。最南端康山站2001—2007年夏季水位介于11.60~16.53 m,平均水位为14.20 m,最高水位发生在2001年7月。2000—2015年来鄱阳湖水位呈现波动性变化,2001年、2004年、2009年、2011年水位较低,各水文站月平均水位低于14 m;2002年、2003年、2010年和2012年水位较高,各水文站月平均水位高于15 m。

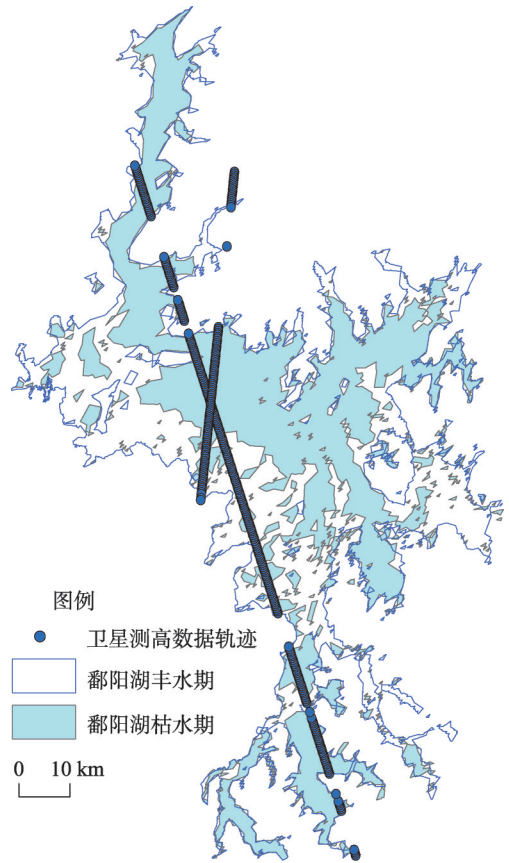


图3 鄱阳湖湖区内DAHITI所用卫星测高数据轨迹

Fig. 3 Paths of altimeter data used to derive DAHITI results of Poyang Lake

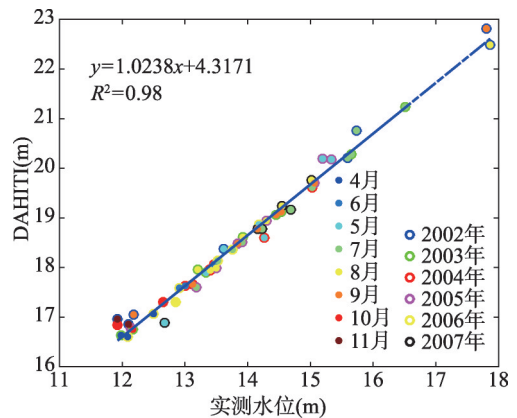


图4 鄱阳湖丰水期DAHITI与同期实测结果对比

Fig. 4 The relationship between DAHITI results and in-situ observations representing the flat surface

## 5 水域面积变化

### 5.1 水面提取

本文利用MODIS数据上各种地物的光谱特征分别建立提取规则，并结合k-means进行样本精炼，最后与SVM结合，实现长时间序列的高时频水域提取。SVM是统计学习理论衍生出来的一个分类方法<sup>[30]</sup>。它利用一个决策面分开两类，这个决策面可以最大化类间截距，通常被称为超平面。离这个超平面最近的一些点称作支持向量，是训练集里面关键的部分。在特征空间里，分布于两类型边界附近的支持向量对分类更有利<sup>[31]</sup>。相对于传统的统计分类器，SVM不需要利用较全面的样本，它使用较少的样本就可以产生较高的精度，在遥感领域有广泛的应用并且表现出色<sup>[32]</sup>。

**5.1.1 初始样本集的选取** MODIS产品分辨率为500 m，不少地表覆盖类型不能清晰地反映，而本研究的目的是提取水体，因此将分类系统定为6大类：水体、裸地和建筑物、植被、冰、雪以及云。为了更准确地提取出水体，又将其细分为清水、绿水（含有叶绿素的水）和浊水（含有泥沙的水）。本文将各种地表覆盖分类产品与时间序列MODIS数据叠加，总结出6种地表覆盖类型在MODIS数据上的光谱特征，分别建立提取规则，对每一景MODIS影像进行初始样本的提取。

**5.1.2 样本精炼** 由于初始样本集中存在一些错误，因此需要对其进行精炼。本文通过k-means与水体指数结合，对各类型初始样本分别进行迭代聚类，从而去除噪音。k-means是一种非监督聚类算法，它首先确定 $k$ 个初始聚类中心，按照最小距离原则将样本分配到最邻近的聚类中心；然后根据每个聚类中的样本均值对聚类中心重新定义。不断重复上述步骤，直至聚类中心不再变化或者变化很小，从而得到 $k$ 个聚类。该算法可以高效率地处理大数据集，但是初始聚类中心的选择会影响聚类结果，因此本研究选取具有典型光谱的样本作为初始种子。

水体指数选取方面，相对于NDWI、MNDWI，AWEI的阈值波动范围小，具有较高的稳定性，如公式（1）所示。本文选取AWEI作为k-means迭代聚类中区分水体与非水体的指标。Feyisa等建议AWEI的阈值介于-0.15与0.045之间<sup>[33]</sup>。本文设定AWEI的阈值为-0.1，即将 $AWEI > -0.1$ 的像素判定为水体。

$$AWEI = 4 \times (R_4 - R_5) - 0.25 \times R_2 + 2.75 \times R_6 \quad (1)$$

式中： $R$ 代表MOD09产品中各波段的反射率，其中4、5、2、6波段分别指Green、SWIR1、NIR和SWIR2波段。

考虑到各地物内部的多样性，对每种地表类型，设定k-means聚类数目为10。每一次k-means聚类会产生10个子类，首先通过判断子类中每个像素对该子类方差的贡献去除各子类中噪音，即如果某像素的加入使子类的方差增加比例大于10%，则直接将该像素去除。然后通过判断子类中心的AWEI对该子类进行取舍。以水体为例，首先将某一类水体样本（清水、绿水或浊水）聚成10个子类，初步去除噪音后，若子类中心的 $AWEI > -0.1$ ，则该子类被认为是典型水体样本；若 $AWEI \leq -0.1$ ，则对该子类继续执行k-means，继续分为10个子类，去除噪音，判断每个新生成子类的AWEI值，此过程进行10次迭代。迭代终止时，如果某子类的AWEI仍不满足条件，则该子类被去除，如图5所示。并且每次聚类过程都进行多次循环，选取各子类内部总距离最小的作为k-means聚类结果。对于非水体样本采用相同的聚类方案，如果几次迭代聚类后，有些子类的AWEI仍大于-0.1，则说明它与水体光谱特征相近，该子类从非水体类型中去除。

**5.1.3 水面提取** 本文将精炼后的样本与SVM结合进行逐景分类。分类结束后，根据鄱阳湖的空间位置，确定其水域范围。

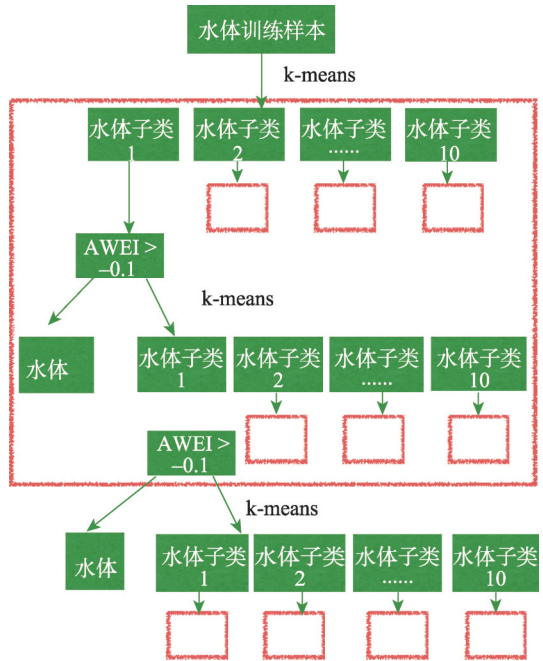
**5.2 精度验证**

本文选取与GL30和Tsinghua30所用Landsat影像时间最近的MODIS提取结果参与精度验证，以保证鄱阳湖水面的状态一致(图6)。

2000/2/26和2009/10/26 MODIS和30 m水体结果的面积差别比例分别为1.83%和12.86%，由于Tsinghua30是自动识别的结果，精度偏低，因此面积差异稍大。MODIS的提取结果在水域面积上偏小，主要因为30 m分辨率的遥感数据可以更好地识别鄱阳湖的一些支流，提取的湖体面积大。将图6a和图6b中30 m的水体结果重采样为500 m分辨率，与MODIS提取结果在空间上进行对比，生产者精度和用户精度均高于95%。综合来说，本研究的提取精度可以用来反映鄱阳湖的动态变化。

**5.3 鄱阳湖水域面积变化**

图7展现了422期鄱阳湖水域面积随时间的变化。鄱阳湖面积具有明显的季节性，每年从5月份开始面积增加，到9月底



注：小型红色矩形框内程序与大型红色矩形框内相同。

图5 水体样本k-means聚类精炼流程

Fig. 5 Flowchart of iterative k-means clustering for refining water training data, and the small red rectangles represent the same procedure as that of the large ones.

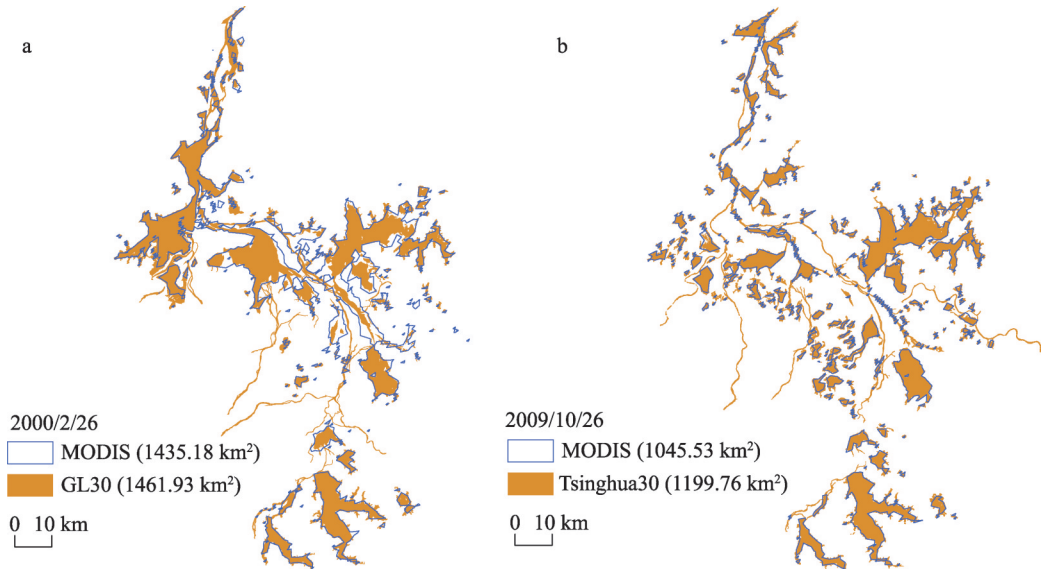


图6 30 m分辨率水体产品与MODIS提取结果对比

Fig. 6 Comparisons between 30 m water products and the extracted results based on MODIS images

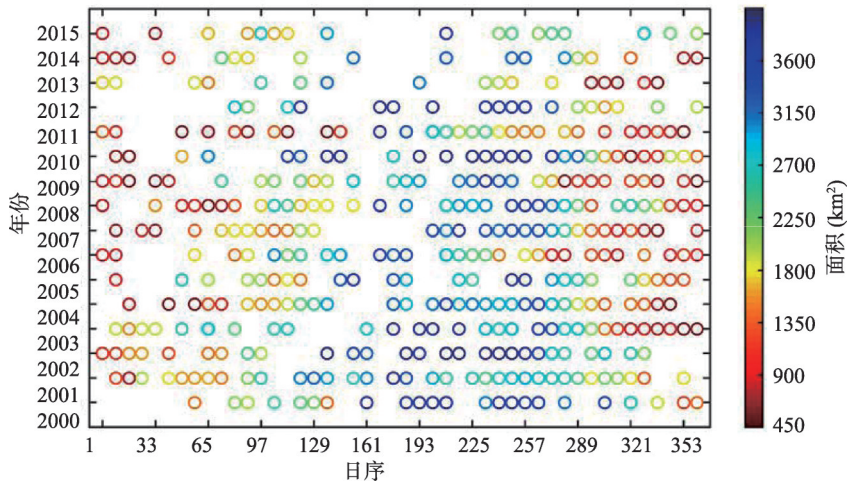


图7 2000—2015年鄱阳湖水淹面积

Fig. 7 Inundated area of Poyang Lake during 2000-2015

面积开始减少。丰水状态集中在6—9月，平均水域面积大于2670 km<sup>2</sup>，最大水域面积为2002年9月的3600 km<sup>2</sup>，如图8a所示。枯水期主要集中在11月份至次年2月份，2004年、2007年、2009年和2011年小面积出现频次最多，低至500~700 km<sup>2</sup>，主要因为冬季鄱阳湖萎缩成几个分散的小湖泊，2003年10月—2004年5月中旬鄱阳湖一直处于早期，最小水域面积为2003年12月的482 km<sup>2</sup>（图8a）。2011年春鄱阳湖出现了短期干旱，此后鄱阳湖形势逐渐好转。此外，2003年后，鄱阳湖冬季面积一般小于800 km<sup>2</sup>，且频次密集，或许与三峡大坝开始运行，上游水库蓄水有关。总之，2000—2015年鄱阳湖面积波动性变化，其中2004年、2007年、2009年和2011年水域面积比较低，2012年后形势好转。丰枯水期面积差异较大，丰水期面积可以达到枯水期的4倍。

为了更清晰地显示鄱阳湖水域的波动性，本文将422个水体提取结果进行叠加，如

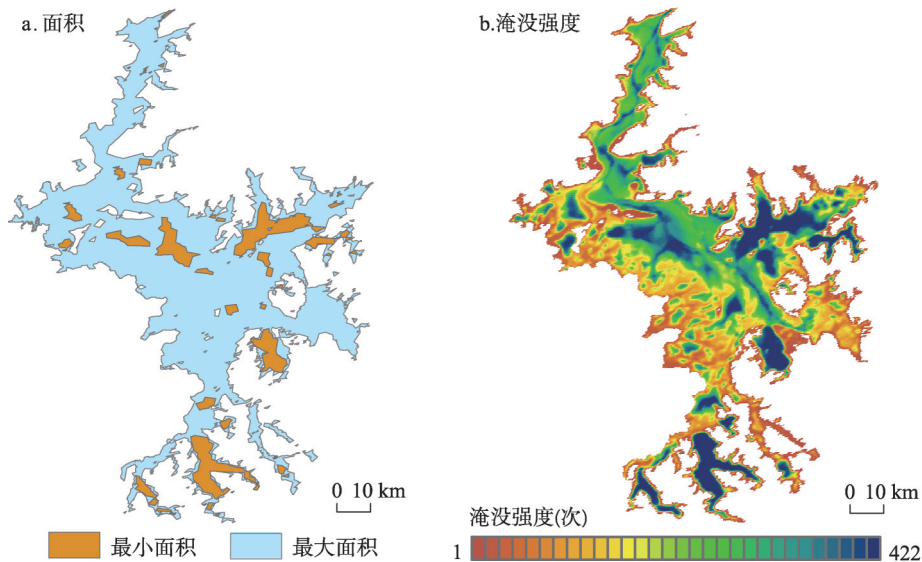


图8 鄱阳湖2000—2015年的最大面积、最小面积和淹没强度

Fig. 8 Maximum and minimum extents of Poyang Lake and the inundation frequency during 2000-2015



图8b所示,淹没强度为1~422次。淹没最频繁的区域为南部军山湖水库和湖体狭长的中间水道。当湖面面积低于1000 km<sup>2</sup>,鄱阳湖形状像似一条狭长的河,此时由于水位较低,鄱阳湖被湖中山体分割成若干独立的小湖。鄱阳湖南部的军山湖淹频率比较密集。自20世纪50年代始,军山湖北部修筑闸门,使其与湖泊主体分开,大大减少了江—湖交互的干扰,加之其湖底比较深,因此可以保持比较稳定的水淹范围。湖泊边缘一定范围内呈现出较大的波动性,湖水与湿地彼此消长。有研究发现湿地植被的生长时间逐年加长,鄱阳湖中央,近松门山区域,陆生植被逐渐密集繁茂<sup>[3]</sup>。有研究指出该处南矶山国家湿地自然保护区的泥滩在1973—2013年的萎缩速率为12.1 km<sup>2</sup>/a<sup>[3]</sup>。图8b中数值≥1的区域为422个水域范围的并集,面积为4357.90 km<sup>2</sup>,是鄱阳湖2000—2015年最大可及的水淹范围。数值等于422的区域为422个结果的交集,面积仅为15.61 km<sup>2</sup>,揭示了16年来鄱阳湖水面的波动性。

## 6 水量变化与江湖水量交互

### 6.1 水量变化

利用鄱阳湖的面积和水位变化,可以模拟其水量变化。假定湖泊水量变化近似一个“台体”,根据“台体”体积公式计算湖泊水量的变化量,即根据面积和水位变化量求解水量变化量<sup>[34]</sup>,如公式(2)所示:

$$\Delta V = \frac{1}{3}(H_2 - H_1) \times (A_2 + A_1 + \sqrt{A_1 \times A_2}) \quad (2)$$

式中:  $\Delta V$  表示湖泊从状态1(水位 $H_1$ ,面积 $A_1$ )变化到状态2(水位为 $H_2$ ,面积为 $A_2$ )时的水量变化量。

本文中鄱阳湖水域面积结果有422个,而与之对应的水位数据点为229个,其中水位数据是利用水文站结果与DAHITI数据结合生成。为了补足422个水位序列,本文利用已有229对数据建立水位—面积关系式来实现此目的。

根据鄱阳湖面积与水位的线性关系(图9)以及公式(2),得出鄱阳湖422期水量变化(图10)。鄱阳湖最小水量发生在2004年1月份,由于该数量未知,图10中用最小水量表示,水量增加量用+增加量数值表示。

2000—2015年鄱阳湖水量呈现波动变化(图10),水量增加量最大值为2002年8月的22.64 km<sup>3</sup>。与邻近年份相比,2001年、2004年、2006年、2009年、2011年、2013年湖泊总体水量偏低,其中2011年年均水量增加量仅3.38 km<sup>3</sup>。2002年、2010年、2012年水量较丰,年均湖泊水量增加量均可超过10.00 km<sup>3</sup>。鄱阳湖流域等效降水量与湖泊水量在年际和季节变化上呈现了较好地一致性,流域等效降水量最高为2015年5月的64.87 km<sup>3</sup>,最小为2004年10月的0.69 km<sup>3</sup>。2002年、2010年和2012年降水增加,同期湖泊水量也表现一定程度的增

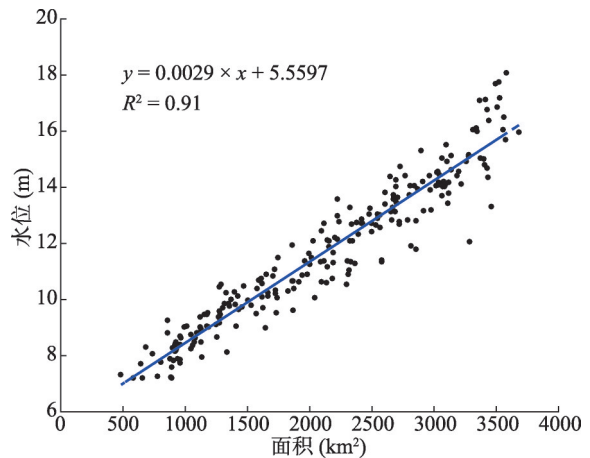
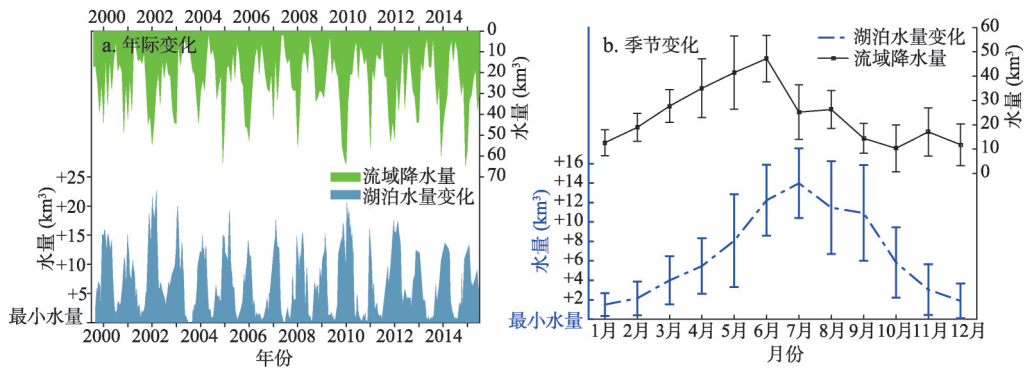


图9 2001—2015年鄱阳湖面积—水位线性关系  
Fig. 9 The relationship between area and water level of Poyang Lake during 2001-2015



注: 流域等效降水量是指流域内单位面积降水量的总和, 利用降水产品 TRMM-3B43 求取。

图 10 2000—2015 年鄱阳湖水量与流域等效降水量的年际与季节性变化

Fig. 10 Lake storage changes and the equivalent precipitation in the watershed on monthly scale (a) and their seasonal variations (b). The equivalent precipitation is derived by summing the precipitation in each unit area of the watershed, by means of TRMM-3B43 product

长, 而鄱阳湖在 2006 年水量较低, 2007 年有变好趋势, 降水却是 2006 年优于 2007 年。

图 10b 显示了 2000—2015 年降水量的季节性变化。鄱阳湖流域每年 6 月降水显著, 1—6 月份降水增加, 7—12 月份波动性减少, 4—5 月降水量标准差较大, 超过  $12 \text{ km}^3$ , 1—2 月份降水量的标准差较小, 约为  $5.3 \text{ km}^3$ 。同水域面积一样, 鄱阳湖水量在每年的 6—9 月比较丰富, 冬季水量偏低。但水量多的月份, 其不同年份的差异性较大, 水量少的月份, 其不同年份差异性较小。6—9 月湖泊水量标准差均超过  $10 \text{ km}^3$ , 其中 5 月份为  $1.7 \text{ km}^3$ 。11 月至次年 3 月年际差异性较弱, 标准差均小于  $4 \text{ km}^3$ 。由于流域降水需要转化为地表径流和五河来水, 成为鄱阳湖的补给, 因此相对于降水量的最大值, 湖泊水量的最大值在时间上存在一定的延迟。此外, 除了降水和地表径流, 鄱阳湖持续地倒灌长江也影响湖泊水量变化, 因此存在降水量增加而湖泊水量减少的情况。总的来说, 鄱阳湖水量变化与流域降水的变化有较好的一致性, 降水是鄱阳湖水量波动性的第一驱动力。

## 6.2 江湖水量交互

基于鄱阳湖水量的动态变化, 本文利用水量平衡关系计算长江与鄱阳湖之间的水量交互。蒸发作为出流, 地表径流和降水作为入流, 其中地表径流包含五河来水。有研究发现地表径流与流域降水有很好的线性关系 ( $R^2 = 0.72$ , 降水 =  $1.6396 \times$  地表径流 +  $4.6919$ )<sup>[2]</sup>。因此, 本文通过流域内的等效降水量来获得进入鄱阳湖的地表径流。流域内蒸发数据利用文献中的研究结果<sup>[35]</sup>。

长江—鄱阳湖之间的水量交互通过湖区的降水、蒸发、地表径流和湖泊水量变化获得, 如公式 (3) 所示。

$$A_t \times P + R + V_t - E - W = V_{t+1} \quad (3)$$

式中:  $A_t$  是鄱阳湖  $t$  时刻的水域面积;  $P$  是相应时间的降水;  $A_t \times P$  为湖区内等效降水量;  $R$  是流域内地表径流;  $V_t$ 、 $V_{t+1}$  是两连续时刻的鄱阳湖水量;  $E$  为湖泊的蒸发量;  $W$  代表从鄱阳湖流入长江的水量, 当  $W$  为负值时, 说明水流从长江流入鄱阳湖。

根据公式 (2), 本文将 422 期鄱阳湖水量数据综合为月尺度的江湖水量交互, 如图 11 所示。图 11 中蓝色曲线代表 2000—2015 年鄱阳湖每月流入长江的水量, 共 180 个时间点, 其中有 168 个月为正值, 范围为  $0 \sim 40.66 \text{ km}^3$ , 12 个月为负值, 范围为  $-7 \sim 0 \text{ km}^3$ 。水流从长江流入鄱阳湖的比例为 6.67%, 说明在月尺度上, 湖水几乎都是流入长江, 鄱阳

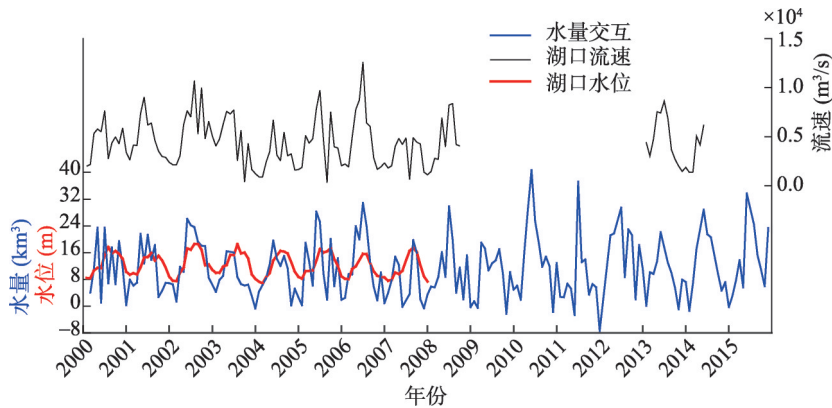


图 11 湖口处实测水位(2000—2007年)、水流流速(2000—2008年、2013—2014年)与江湖水量交互(2000—2015年)对比

Fig. 11 In-situ water level (2000-2007) and flow velocity (2000-2008, 2013-2014) at Hukou station, and lake water exchange with the Yangtze River (2000-2015)

湖已然成为长江的供给。此外，江湖水量流动具有明显的季节性，通常每年5—6月份流入长江的水量较大，多年均值达到  $23.96 \text{ km}^3$ 。7—8月次之，多年均值为  $14.00 \text{ km}^3$  左右。有研究指出，每年5—6月夏季季风锋面在长江以南，使得鄱阳湖流域降水增多，增加五河入湖水量；而7—8月季风锋面位于长江以北，使得长江中上游降水增多，长江的汇流量增加<sup>[36]</sup>。因此，每年7—8月长江干流水量增多，对鄱阳湖湖水倒灌起到了一定的顶托作用。鄱阳湖倒灌的最大水量为2010年5月的  $40.66 \text{ km}^3$ 。水流从长江流入鄱阳湖的现象偶尔发生，一般在10月至次年1月，最大为2011年的  $7.40 \text{ km}^3$ 。从年际变化上来看，2002年、2005年、2006年、2010年、2012年和2015年鄱阳湖流入长江水量较多，年总流量介于  $140\sim 190 \text{ km}^3$ 。2003年、2007年、2011年、2013年流入长江总流量较低，介于  $80\sim 100 \text{ km}^3$ 。有研究发现鄱阳湖每年经由湖口流入长江的水量为  $143.60 \text{ km}^3$ ，占长江年径流量的  $15.5\%$ <sup>[3]</sup>，与本研究的结果比较吻合，可以侧面说明本研究结果的科学性。

图 11 中黑色曲线代表 2000—2015 年湖口水文站实测的日尺度流速变化曲线，其中 2009—2012 年数据缺失，红色曲线为 2000—2008 年湖口处实测水位。湖口处实测的流速曲线、湖口处水位过程线与水量交互结果在波动上具有很好的一致性。高水位、高流速对应较大的水量流动，低水位、低流速对应较低的水量流动。湖口处日流速数据共有 473 个，只有 29 个负值（占比为  $6.13\%$ ），与本研究长江水倒灌的低比例吻合。

## 7 讨论

本文提出了一种适用于高时频遥感数据的水体快速识别方法。该方法首先利用已有地表覆盖产品建立了 6 种地物类型的样本选取规则，方便初始样本的选取；其次利用水体指数和迭代聚类去除初始样本中的噪音，提高了训练样本的准确率；最后结合 SVM 实现了水体的高精度提取。整个提取流程实现了全自动化，无人工干预，大大提高了工作效率。在此基础上，本文利用 MODIS 数据，提取了鄱阳湖 2000—2015 年 422 期的水域面积。提取结果同  $30 \text{ m}$  分辨率的水体产品相比，虽然在捕捉鄱阳湖支流方面有些不足，但整体具有较高的精度，可以有效地反映鄱阳湖湖面的动态变化。与实测水位数据、湖泊水位数据库结合，推导出湖泊的水量变化，发现鄱阳湖 2001 年、2004 年、2006 年、2009

年、2011年和2013年年均水量偏低,其中2011年年均水量增加量为 $3.38 \text{ km}^3$ 。2002年、2010年和2012年水量较丰,年均水量增加量可以达到 $10.00 \text{ km}^3$ 左右。本文在湖泊水量变化的基础上,利用鄱阳湖的水量平衡模型推导出了其与长江之间的水量交互。2000—2015年鄱阳湖流入长江的水量范围为 $-7\sim 40.66 \text{ km}^3$ ,每年有93.33%的时间湖水流入长江,成为长江的补给。通常5—6月流入长江的水量高于7—8月,主要因为到7—8月长江干流水量增加,对鄱阳湖湖水倒灌起到了一定的顶托作用。江湖水量交互的结果与湖口处实测的流速曲线、水位过程线波动一致,证明了研究结果的正确性。

本研究的不足之处,有以下几个方面:

① 研究湖泊水量变化时,假设2000—2015年湖底没有发生变化。有研究表明鄱阳湖湖区范围存在一定程度的挖沙现象,这种活动势必对湖底的地形产生一定的影响。② 在研究江湖水量交互时,利用了基本的湖泊水量平衡模型,没有对出流、入流的各因素进一步细化,如没有考虑鄱阳湖湖区周围的生产生活用水。③ 本文利用了已有研究成果中地表径流与流域等效降水量间的线性关系估算流域的地表径流量。由于此回归关系对应的相关系数不高,因此求取的地表径流存在误差。④ 有研究表明,鄱阳湖流域内的温度变化与地表径流、鄱阳湖水位变化相关性系数极低,但是温度的变化可以影响流域内的潜在蒸发,进而间接地影响流域内的地表径流。因此,温度对于鄱阳湖水文波动的作用还有待进一步挖掘。⑤ 此外,本研究尚未定量地考虑流域内人类活动的作用。人类活动对鄱阳湖的波动性贡献比较突出。有研究表明2000年以来,鄱阳湖水位变化比20世纪的后50年剧烈,主要是受人类活动影响。此外,五河上游的水利工程加多,使得鄱阳湖的入流减少<sup>[9]</sup>。因此,鄱阳湖流域水资源的开发利用,对鄱阳湖的水量波动有重要作用,未来探索人类活动对鄱阳湖流域内各环境因素的定量影响,是非常有意义的一项工作。

总的来说,本文的研究方案相对于传统的测量手段,效率高,成本低,所求得结果与实测数据有很高的吻合度,在一定程度上可以揭示鄱阳湖的动态变化特征以及与长江的水量往来,为生态环境、陆面模式研究、鄱阳湖管理、三峡水库调度等提供数据参考。

## 参考文献(References)

- [1] Cai X, Feng L, Hou X, et al. Remote sensing of the water storage dynamics of large lakes and reservoirs in the Yangtze River Basin from 2000 to 2014. *Scientific Reports*, 2016, 6(1): 1-5.
- [2] Feng L, Hu C, Chen X, et al. Assessment of inundation changes of Poyang Lake using MODIS observations between 2000 and 2010. *Remote Sensing of Environment*, 2012, 121: 80-92.
- [3] Han X, Chen X, Feng L. Four decades of winter wetland changes in Poyang Lake based on Landsat observations between 1973 and 2013. *Remote Sensing of Environment*, 2015, 156: 426-437.
- [4] Smith L C. Satellite remote sensing of river inundation area, stage and processes: A review. *Hydrological Processes*, 1997, 11(10): 1427-1439.
- [5] Alsdorf D E, Lettenmaier D P. Tracking fresh water from space. *Science*, 2003, 301: 1485-1488.
- [6] Cazenave A, Milly P C D, Douville H, et al. Space techniques used to measure change in terrestrial waters. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 2004, 85(6): 59-60.
- [7] Alsdorf D E, Rodríguez E, Lettenmaier D P. Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics*, 2007, 45(2): 1-24.
- [8] Birkett C M. The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 1995, 100: 25179-25204.
- [9] Birkett C M, Mertes L A K, Dunne T, et al. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107(D20): 1-26.
- [10] Tapley B, Bettadpur S, Ries J, et al. GRACE measurements of mass variability in the earth system. *Science*, 2004, 305: 503-505.
- [11] Papa F, Prigent C, Aires F, et al. Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993-2004. *Journal of Geophysical Research*, 2010, 115(D12111): 1-17.

- [12] Prigent C, Papa F, Aires F, et al. Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993-2000. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112(D12107): 1-13.
- [13] Crétaux J F, Kouraev A K, Papa F, et al. Water balance of the big Aral Sea from satellite remote sensing and in situ observations. *Great Lakes Research*, 2005, 31: 520-534.
- [14] Schwatke C, Dettmering D, Bosch W, et al. DAHITI-an innovative approach for estimating water level time series over inland waters using multi-mission satellite altimetry. *Hydrology and Earth System Science*, 2015, 19: 4345-4364.
- [15] Birkett C M, Reynolds C, Beckley B, et al. From Research to Operations: The USDA global reservoir and lake monitor. //Vignudelli S, Kostianoy G A, Cipollini P et al. *Coastal Altimetry*. Berlin Heidelberg: Springer-verlag, 2011.
- [16] Berry P A M, Wheeler J L. Development of Algorithms for Exploitation of JASON2- ENISAT Altimetry for the Generation of a River and Lake Product. Product Handbook v3.5. Leicester: De Montfort University, 2009.
- [17] Crétaux J F, Jelinski W, Calmant S, et al. A lake database to monitor in the near real time water level and storage variations from remote sensing data. *Advances in Space Research*, 2011, 4(7): 1497-1507.
- [18] Townshend J R G, Justice C O. Towards operational monitoring of terrestrial systems by moderate-resolution remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 83: 352-360.
- [19] Wessels K J, De Fries R S, Dempewolf J, et al. Mapping regional land cover with MODIS data for biological conservation: Examples from the great Yellowstone ecosystem, USA and Pará State, Brazil. *Remote Sensing of Environment*, 2004, 92: 67-83.
- [20] Sun F D, Zhao Y Y, Gong P, et al. Monitoring dynamic changes of global land cover types: Fluctuations of major lakes in China every 8 days 2000-2010. *Chinese Science Bulletin*, 2014, 59(2): 171-189.
- [21] Frappart F, Seylerb F, Martinezc J M, et al. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment*, 2005, 99(4): 387-399.
- [22] Song C, Huang B, Ke L. Modeling and analysis of lake water storage changes on the Tibetan Plateau using multi-mission satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 2013, 135: 25-35.
- [23] Wang Sumin, Dou Hongshen. *China Lake Catalogue*. Beijing: Science Press, 1998. [王苏民, 窦红申. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998.]
- [24] Liu Yong, Guo Huaicheng, Zhou Feng, et al. Role of water level fluctuation on aquatic vegetation in lakes. *Acta Ecologica Sinica*, 2006, 26: 3117-3126. [刘永, 郭怀成, 周丰, 等. 湖泊水位变动对水生植被的影响机理及其调控方法. *生态学报*, 2006, 26: 3117-3126.]
- [25] Zheng Y. Prediction of the distribution of C3 and C4 plant species from a GIS-based model: A case study in Poyang Lake, China [D]. Enschede: University of Twente, 2009.
- [26] Harris J, Zhuang H. *An Ecosystem Approach to Resolving Conflicts among Ecological and Economic Priorities for Poyang Lake Wetlands*. Gland, Switzerland: Wetlands International-IUCN SSC Crane Specialist Group Publication, 2010.
- [27] Ma Wei, Liao Wengen, Kuang Shangfu, et al. Study on the quantitative relationship of oncomelania hupensis diffusion with the flow regime of the Dongting Lake. *Journal of China Institute of Water Resources and Hydropower Research*, 2009, 7: 15-20. [马巍, 廖文根, 匡尚富, 等. 洞庭湖钉螺扩散与疫区水情变化的定量关系研究. *中国水利水电科学研究院学报*, 2009, 7: 15-20.]
- [28] Chen Jun, Gong Peng, Chen Lijun, et al. Report on Remote Sensing Monitoring of Global Ecosystem and Environment: Land Surface Water. Beijing: National Remote Sensing Center of China, 2013. [陈军, 宫鹏, 陈利军, 等. 全球生态环境遥感监测2012年度报告: 陆表水域面积分布状况. 北京: 国家遥感中心, 2013.]
- [29] Gong P, Wang J, Yu L, et al. Finer resolution observation and monitoring of global land cover: First mapping results with Landsat TM and ETM+ data. *International Journal of Remote Sensing*, 2013, 34(7): 2607-2654.
- [30] Vapnik V. Estimation of dependences based on empirical data (in Russian). Moscow: Nauka (English translation: Kotz S. New York: Springer-verlag), 1982.
- [31] Foody G M, Mathur A. Toward intelligent training of supervised image classifications: Directing training data acquisition for SVM classification. *Remote Sensing of Environment*, 2004, 93: 107-117.
- [32] Mountrakis G, Im J, Ogole C. Support vector machines in remote sensing: A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2011, 66: 247-259.
- [33] Feyisa G L, Meilby H, Fensholt R, et al. Automated water extraction index: A new technique for surface water mapping using Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 2014, 140: 23-35.
- [34] Zheng J, Ke C, Shao Z, et al. Monitoring changes in the water volume of Hulun Lake by integrating satellite altimetry data and Landsat images between 1992 and 2010. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2016, 10(1): 016029.

- [35] Liu Jian, Zhang Qi, Xu Chongyu, et al. A study on the causes and the atmospheric circulation characteristics of abnormal rainfall in south China during 2008. *Tropical Geography*, 2009, 29(3): 213-218. [刘健, 张奇, 许崇育, 等. 近 50 年鄱阳湖流域径流变化特征研究. *热带地理*, 2009, 29(3): 213-218.]
- [36] Guo Hua, Hu Qi, Zhang Qi. Changes in hydrological interactions of the Yangtze River and the Poyang Lake in China during 1957-2008. *Acta Geographica Sinica*, 2011, 66(5): 609-618. [郭华, HU Qi, 张奇. 近 50 年来长江与鄱阳湖水文相互作用的变化. *地理学报*, 2011, 66(5): 609-618.]
- [37] Zhan Shougen. Design of flood operation mode of hydraulic complex. *Yellow River*, 2013, 35(12): 112-114. [詹寿根. 江西五河水利枢纽工程洪水调度运行动态控制. *人民黄河*, 2013, 35(12): 112-114.]

## Hydrologic changes of Poyang Lake based on radar altimeter and optical sensor

SUN Fangdi<sup>1</sup>, MA Ronghua<sup>2</sup>

(1. Guangzhou University, Guangzhou 510006, China;

2. Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008, China)

**Abstract:** Poyang Lake is the largest freshwater in China. Continual monitoring on its hydrologic changes can supply basic data for ecological environment researches and is favorable for studying the exchange between the Poyang Lake and the Yangtze River or other rivers in the watershed. Hydrologic changes of Poyang Lake are essential to land-surface process studies and water resources management. Altimeter data and high-frequency MODIS images were used in this paper to obtain water levels, inundation extents and lake storage changes of Poyang Lake during 2000-2015. Then water exchange between Poyang Lake and Yangtze River was estimated based on water balance equation. The results showed that lake inundation presented a large fluctuation and an obvious seasonality. The maximum area was 3600 km<sup>2</sup>, approximately 7.5 times of the minimum (482 km<sup>2</sup>). Areas in the years 2004, 2007, 2009 and 2011 were smaller and the situation improved after 2012. The extent shrunk to less than 500 km<sup>2</sup> in dry season (January, February and December) when water level at Hukou Station was only 4.71 m. At that time, the water surface inclined from south to north, and the water level difference between south and north could reach 2.59 m. The increase of lake storage in dry season was 3 km<sup>3</sup> relative to the minimum during the study period. Surface extent was usually greater than 2670 km<sup>2</sup> in wet season (June-September) when water level was higher than 15 m and the surface was almost flat. The increase of lake storage in wet season was 12 km<sup>3</sup> relative to the minimum during 2000-2015. Water exchange between Poyang Lake and Yangtze River was from 7 km<sup>3</sup> to 40.66 km<sup>3</sup> during the research period and water from the lake to the river occurred in 93.33% time of the year. The flow water volume had obvious seasonality. Usually, the exchanged volume in May and June was more than that of July and August when precipitation increased in the upper-middle reaches of Yangtze River, thus more volume of the main stream and water was hindered to flow from Poyang Lake to Yangtze River.

**Keywords:** Poyang Lake; water level; area; volume; river-lake water exchange