

## 基于遥感的鄱阳湖湖区蒸散特征及环境要素影响\*

赵晓松, 刘元波\*\*, 吴桂平

(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:** 蒸散是湖泊湿地生态系统水循环的重要组成部分, 研究湖区地表蒸散量的时空变化对了解鄱阳湖湖区水量平衡关系具有重要意义. 本研究基于 MODIS 数据, 应用地面温度-植被指数三角关系法反演 2000—2009 年鄱阳湖湖区的实际蒸散量, 分析湖区蒸散的时空分布特征及主要气象因子对流域蒸散的影响. 结果表明: 2000—2009 年鄱阳湖湖区年蒸散量在 685~921 mm 之间, 平均年蒸散量为 797 mm, 最大蒸散量出现在 2004 年. 2000—2009 年多年平均水体蒸发量为 1107 mm, 高于湖区植被蒸散量(774 mm). 湖区汇水区域中蒸散量占降水的平均比例为 55%, 是水量平衡的主要支出项, 径流系数约为 0.45. 湖区蒸散主要受辐射和气温的影响, 月蒸散量与气温呈显著的指数相关, 2007 年蒸散量对温度的关系最为敏感. 降水量距平与蒸散量距平的关系除 2007 年呈显著负相关外, 其他年份相关性不显著. 鄱阳湖湿地蒸散与湖泊水域面积总体呈正相关, 但在水文干旱严重的 2006 年, 当水域面积 < 30% 时, 蒸散速率随水域面积增加而减小.

**关键词:** 蒸散; 遥感反演; 鄱阳湖湖区; MODIS

## A remote-sensing-based study on evapotranspiration and the environmental factors over the Lake Poyang region

ZHAO Xiaosong, LIU Yuanbo & WU Guiping

(*State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China*)

**Abstract:** Evapotranspiration (ET) from the land surface is a crucial component of water and energy balance. In the hydrologic balance, evapotranspiration determines the amount of precipitation resulting in runoff. To understand the process of water balance in the Lake Poyang region, it is necessary to clarify the temporal variation of ET and response of impact factors. In this study, based on MODIS products data, the ET over the Lake Poyang region was estimated using surface temperature-vegetation index triangle method during 2000–2009. The results showed that the annual average ET was 797 mm during 2000–2009, ranging from 685 to 921 mm, the highest ET occurred in 2004. The annual ET of water body was 1107 mm, which was higher than that of land surface over the Lake Poyang region. The ET was a dominant component in water balance, and the percentage of annual ET to precipitation was 55% on average for land surface of the Lake Poyang region. The ET of the Lake Poyang region was mainly affected by radiation and air temperature, monthly ET and air temperature showed significant exponential relationship, the ET in 2007 was more sensitive to air temperature than those in other years. The ET departure indicated significantly negative to precipitation departure in 2007, and there was no obviously relationship in other years. The ET of Lake Poyang wetland showed positive to water surface area, however, when water surface area was less than 30% in severe hydrological drought year, the ET was decreasing with water surface area increased.

**Keywords:** Evapotranspiration; remote sensing; Lake Poyang region; MODIS

鄱阳湖是我国第一大淡水湖, 承接赣江、抚河、信江、饶河、修水 5 大河流来水, 形成一个完整的流域系

\* 国家重点基础研究发展计划“973”项目(2012CB417003)、国家自然科学基金项目(40901162)和中国科学院南京地理与湖泊研究所“一三五”项目(NIGLAS2012135001)联合资助. 2012-08-22 收稿; 2012-09-24 收修改稿. 赵晓松, 女, 1980 年生, 博士, 助理研究员; E-mail: xszhao@niglas.ac.cn.

\*\* 通信作者; E-mail: ybliu@niglas.ac.cn.

统. 鄱阳湖流域包括 5 个子流域和一个湖区, 其中鄱阳湖湖区是指 5 个子流域控制水文站以下、包括鄱阳湖水体在内的空间范围<sup>[1]</sup>. 受到鄱阳湖 5 个子流域径流和上游长江来水的共同作用, 鄱阳湖水位呈现明显的季节性变化, 其水域面积也随之产生剧烈波动, 湖区大片滩地呈现明显的季节性干湿交替变化, 这些水位波动和水文过程决定着鄱阳湖独特的水量平衡特征. 从水量平衡角度看, 鄱阳湖的入流项包括五河径流、湖区产流和湖区降雨, 出流项包括湖口向长江的出流量和湖区蒸发. 其中湖区降水量通过气象站点观测得到, 五河径流量和湖口出流量可通过子流域控制水文站和湖口水文站观测得到, 而鄱阳湖湖区的产流量则很难获得. 这是因为湖区地形以平原区为主, 其产汇流过程复杂, 难以应用传统的水文站点进行径流观测, 因此无法直接获取湖区的径流量. 而基于水量平衡原理, 通过估算湖区内的蒸散量, 可间接获得湖区径流量. 蒸散作为湖区水量平衡中的重要分量, 分析其时空变化规律有助于增加对湖区产汇流过程的认识, 对阐明湖区的水量平衡过程具有重要的意义.

相对于传统的水文气象学方法, 遥感方法具有空间上连续和时间动态变化的特点, 通过遥感手段获得区域地表蒸散得到越来越广泛的应用<sup>[2-3]</sup>. 目前, 基于改进的 Penman-Monteith 公式应用 MODIS 数据已获得了全球蒸散产品 (MOD16)<sup>[4-5]</sup>, 但该产品尚缺失水体和湿地部分的蒸散. 针对鄱阳湖湖区水陆交换频繁, 地表覆被类型改变的特征, 本文选取温度-植被指数三角法估算湖区蒸散. 该方法不受地表覆被变化的影响, 同时不需大量的观测数据便可有效估算区域蒸散, 在多个区域得到很好的应用<sup>[6-7]</sup>. Jiang 等<sup>[8]</sup>、Batra 等<sup>[9]</sup>和 Wang 等<sup>[10]</sup>基于地面温度-植被指数三角法应用 MODIS 和 AVHRR 数据估算了美国南部大平原日蒸散量. Nishida 等<sup>[11]</sup>将该方法应用于美国区域蒸散量估算. Stisen 等<sup>[7]</sup>基于 MSG-SEVIRI 数据估算了塞内加尔河流域蒸散. Wang 等<sup>[12]</sup>提出了基于昼夜温差和植被指数特征空间的三角法估算蒸散. Tang 等<sup>[13]</sup>改进了地面温度-植被指数三角法干湿边的确定方法, 并基于 MODIS 数据反演了干旱和半干旱地区的蒸散. 国内多数应用能量平衡原理模型估算区域蒸散, 詹志明等<sup>[14]</sup>应用 AVHRR 数据, 基于 SEBS 模型估算陕西黄土高原陆面蒸散. 田辉等<sup>[15]</sup>利用 MODIS 资料估算了黑河流域蒸散. 杜嘉等<sup>[16]</sup>基于 MODIS 产品和 SEBAL 模型估算三江平原日蒸散量.

本研究基于 MODIS 遥感数据, 应用温度-植被指数三角法反演 2000—2009 年鄱阳湖湖区蒸散, 分析湖区蒸散的时空特征以及环境因子对湖区蒸散的影响, 为深入理解湖区水量平衡规律奠定基础.

## 1 材料与与方法

### 1.1 研究区概况

鄱阳湖湖区为鄱阳湖流域除去赣江、抚河、信江、饶河和修水 5 个子流域后剩余的区域, 包括五河入湖尾间段、鄱阳湖湿地以及周围平原区 (图 1). 湖区集水面积为  $2.1 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 约占鄱阳湖流域面积的 13%. 湖区包括鄱阳湖水域及环湖农田和林地. 鄱阳湖水域面积随水位的季节变化而变化, 当鄱阳湖水位达 22.59 m 时, 最大水域面积为  $3850 \text{ km}^2$ <sup>[17]</sup> (对应图 1 最大水面区域), 而当水位为 7.68 m 时, 水域面积为  $730 \text{ km}^2$ , 仅为最大水域面积的 18.8% (对应图 1 最小水面区域), 洲滩和草洲大面积出露. 湖区地属亚热带湿润季风气候, 流域内年平均气温为  $17.1^\circ\text{C}$ , 多年平均降雨量为 1570 mm. 降水时空分布不均, 具有明显的季节性和区域性. 降水集中在 4—6 月, 占全年降水的 45%~50%.

### 1.2 数据源

1.2.1 气象水文数据 应用鄱阳湖湖区南昌站和波阳站 2 个气象站点 (1957—2009 年) 气象因子数据, 包括辐射、气温、降水数据等. 所有数据来自国家气象数据中心. 1957—2009 年的气象数据用于气象要素的多年平均值的计算, 2000—2009 年以来的气象要素和辐射数据用于分析对流域蒸散的影响. 所有数据无缺失.

1.2.2 蒸散数据 选取蒸渗仪系统观测的地表蒸散数据进行分析. 蒸渗仪系统位于江西省南昌县生态试验站 ( $28^\circ30'N, 115^\circ54'E$ ) (图 1) 的观测场地. 观测场海拔高度 47 m, 地表覆被有均匀生长的草地, 日常以降水灌溉为主, 不施以人工灌溉. 试验场地具有较好的代表性, 受地形坡度和风速的影响较小, 观测时间为 2007 年 9 月—2008 年 8 月. 蒸渗仪系统观测的地表蒸散用于点尺度蒸散验证.

1.2.3 遥感数据 应用 MODIS 卫星产品作为蒸散反演的输入数据. 所需数据包括 MODIS 地面温度/发射率产品 (MOD11\_L2)、地表反射率产品 (MOD09\_GQ, GA)、地理定位产品 (MOD03)、大气阔线产品 (MOD07) 等

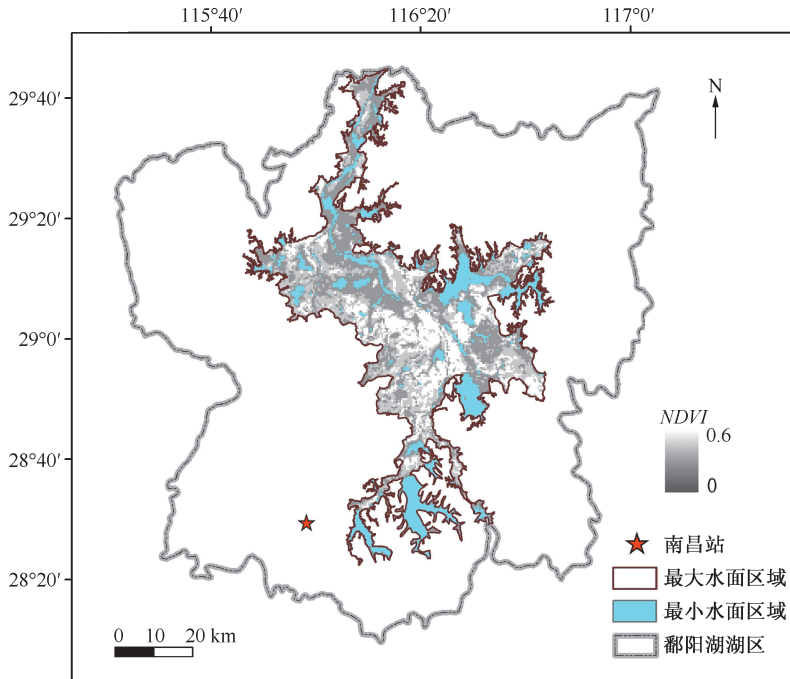


图1 鄱阳湖湖区及湖泊水域边界分布

Fig. 1 Lake Poyang region and boundary of lake waters

表1 MODIS 产品的基本信息

Tab. 1 The information of MODIS products

参数	MODIS 产品	空间分辨率
卫星天顶角/方位角	MOD03	1 km
反照率	MOD09-GA	500 m
气温/露点温度	MOD07	5 km
地面温度/发射率	MOD11-L2	1 km
NDVI (RED, NIR 波段)	MOD09-GQ	250 m

(表1). 所有产品数据来自于MODIS 数据中心(LP DAAC) (<https://lpdaac.usgs.gov/>). 由于原始MODIS 产品为HDF-EOS 格式、ISIN (Integerized Sinusoidal) 投影, 因此需要经过格式转换、轨道镶嵌、截子区、重投影等预处理, 最终转换为WGS-84 坐标系统下GeoTiff 格式的文件. 由于MODIS 各产品的分辨率不一致, 为了反演流域蒸散需要, 应用最近邻法(nearest neighbor) 将各参数重采样到500 m. MODIS 的近红外、可见光、热红外波段极易受天气

和云层遮掩的影响, 使得可以用于估算蒸散量的时相总数受到了极大限制. 根据MODIS 云检测产品进行筛选, 选取2000—2009 年鄱阳湖湖区云覆盖区面积比例小于15% (有效面积大于85%) 的影像349 景, 对于存在数据缺失的产品, 应用最近邻法进行数据插补, 获得空间连续的数据产品用于反演流域蒸散.

### 1.3 遥感反演蒸散方法

基于 Priestley-Taylor<sup>[18]</sup> 公式, 蒸散可表示为:

$$\lambda ET = \Phi \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) (R_n - G) \quad (1)$$

式中,  $\lambda ET$  为实际蒸散 ( $W/m^2$ ),  $\lambda$  为水的汽化潜热 ( $2.45 \times 10^6 J/kg$ ),  $R_n$  为净辐射 ( $W/m^2$ ),  $G$  为土壤热通量 ( $W/m^2$ ),  $\Phi$  为 Priestley-Taylor 参数,  $\Delta$  为饱和水汽压曲线斜率 ( $kPa/^\circ C$ ), 是气温的函数,  $\gamma$  为干湿表常数 ( $kPa/^\circ C$ ). 蒸散可以用蒸散比 ( $EF$ ) 和有效能量 ( $R_n - G$ ) 来表示, 即:

$$\lambda ET = EF (R_n - G) \quad (2)$$

式中,  $EF$  定义为蒸散与有效能量的比值, 表达式为:

$$EF = \frac{\lambda ET}{R_n - G} = \Phi \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \quad (3)$$

式中, Priestley-Taylor 参数  $\Phi$  可根据研究区域内地面温度和归一化差值植被指数 ( $NDVI$ ) 的空间分布来确定<sup>[6,8]</sup>, Jiang 等<sup>[6]</sup>根据  $NDVI$ -地面温度的特征空间, 提出了区域蒸散估算的三角法。

$$\Phi = \Phi_{\max} \frac{T_{\max} - T_0}{T_{\max} - T_{\min}} \quad (4)$$

式中,  $\Phi_{\max}$  为 1.26。  $T_{\min}$  为区域内的最低地面温度, 代表植被密集, 水分供应充足, 蒸散处于潜在蒸散的水平, 构成地面温度与  $NDVI$  三角分布的下边界, 定义为湿边。  $T_{\max}$  为不同  $NDVI$  所对应的最高温度, 构成了三角分布的外边界, 定义为干边。  $T_0$  为每个像元点的地面温度。 不同  $T_0$  对应的  $\Phi$  值根据干湿边线性内插得到。  $NDVI$  的表达式为:  $NDVI = (NIR - RED) / (NIR + RED)$ , 其中  $NIR$  为近红外波段,  $RED$  为红光波段。 通过 MOD11-L2 产品提取得到地面温度, 基于 MOD09-GQ 产品的红光波段和近红外波段计算得到  $NDVI$ , 构建地面温度与  $NDVI$  的特征空间, 确定干湿边, 根据公式 (4) 计算得到  $\Phi$ , 进而得到每个像元的  $EF$  值。

根据能量平衡方程, 蒸散的反演需要估算净辐射和土壤热通量。 净辐射是地表热量交换的基础, 包括向下短波辐射、向上短波辐射、向下长波辐射和向上长波辐射 4 个分量。 一般通过分别估算 4 个分量来获得净辐射。 基于大气短波传输的参数化方案及反照率等参数估算向下和向上短波辐射<sup>[19]</sup>。 同时基于 MODIS 气温和地面温度数据以及大气和地表发射率计算向下和向上长波辐射<sup>[20]</sup>。 最后根据地表能量交换计算净辐射, 具体反演方法参见文献[21]。 土壤热通量在白天占净辐射的 5%~20%, 通常根据对净辐射和  $NDVI$  的参数化方程来估算<sup>[22]</sup>。

由于遥感反演的蒸散值为卫星过境时刻的瞬时值, 根据实际的应用, 需要将瞬时值转化为日蒸散量和年蒸散量。 根据正弦模型将瞬时净辐射转换为日净辐射<sup>[23]</sup>, 由于蒸散比在一天当中基本保持稳定<sup>[24]</sup>, 因此日蒸散值可以通过蒸散比与日净辐射相乘计算得到。 对于年蒸散量的估算, 本研究基于日净辐射与日蒸散总量有很好的线性相关关系 ( $R^2 = 0.65, P < 0.01$ ), 根据连续的观测日净辐射对年内缺失的蒸散值进行插补, 再与遥感反演的日蒸散累加, 最终得到全年的蒸散值。

#### 1.4 湖泊水体提取方法

由水体和植被的光谱反射率特征, 近红外波段对于判别水陆边界和陆地植被最为有效<sup>[25]</sup>。 一般地, 在近红外波段, 植被的反射率明显高于水体的反射率, 而在红光波段, 水体的反射率高于植被的反射率<sup>[26]</sup>。 为了突出水陆边界, 并减少卫星遥感影像受太阳高度角和传感器视角及大气状况的影响,  $NDVI$  常被用于水体提取的判别参数<sup>[27-28]</sup>。 根据区域  $NDVI$  的空间分布, 水体对应的  $NDVI$  值较低, 一般为负值, 而植被和土壤对应的  $NDVI$  则较高。 由于受到时相因素等影响<sup>[29]</sup>, 判断水陆边界的阈值并不固定, 谭衢林等<sup>[30]</sup>指出应用  $NDVI$  提取水域分布的阈值在  $-0.1 \sim 0.3$  之间。 本文基于遥感影像  $NDVI$  直方图的分布, 通过人机交互方法确定合适阈值 (阈值范围在  $0 \sim 0.2$  之间), 提取湖泊水域面积。

## 2 结果与分析

### 2.1 蒸散结果验证

对于遥感反演的流域蒸散, 基于地表蒸渗仪观测的蒸散数据进行点尺度的验证。 在蒸渗仪观测期内, 获得 27 d 遥感反演的日尺度晴天蒸散值, 提取观测点对应遥感像元的蒸散值, 与对应日期的实测蒸散值进行比较 (图 2)。 结果显示, 遥感反演蒸散值与实测蒸散具有很好的相关性, 散点分布在 1:1 线两侧, 斜率为 0.97, 相关系数 ( $R^2$ ) 为 0.43, 均方根误差 ( $RMSE$ ) 为 0.57 mm/d。 在日尺度上, 遥感反演蒸散的绝对误差为  $0.07 \pm 0.63$  mm/d。 观测期内应用蒸渗仪观测的实际年蒸散量为  $746.1 \text{ mm}$ <sup>[31]</sup>, 基于遥感三角法估算的年蒸散

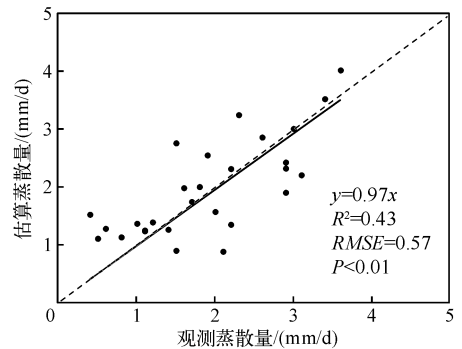


图2 遥感反演蒸散精度检验

Fig.2 Evaluation of accuracy for retrieved  $ET$  using remote sensing

量为 706.5 mm, 相对误差为 5.4%。而目前基于遥感方法反演的区域蒸散误差一般在 15%~30% 之间<sup>[3,32]</sup>。这说明基于 MODIS 遥感数据的地面温度-植被指数三角法能够很好地应用于鄱阳湖湖区蒸散的反演。

## 2.2 鄱阳湖湖区蒸散变化特征

基于时间尺度扩展方法, 可以获得年尺度的湖区蒸散量。2000—2009 年鄱阳湖湖区平均蒸散量为 797 mm, 变化在 685~921 mm 之间。湖区蒸散较高的年份出现在 2004 年, 较多年平均高 15.61%。其次为 2003 和 2007 年, 其蒸散量略低于 2004 年。而蒸散偏低的年份出现在 2006 年, 较多年平均偏低 14%。鄱阳湖湖区多年平均降水量为 1570 mm, 低于整个流域的平均降水量。蒸散的年际变化与降水并无明显的相关性。如 2004、2006、2007、2008 和 2009 年均均为湖区降水偏少的年份(较多年平均偏少 12%~35%), 但蒸散的变化却具有明显差异, 2004 年蒸散明显偏高, 而 2006 年蒸散低于平均值, 2007 年等其他年份则与平均蒸散持平(表 2)。

为了进一步说明湖区水量平衡过程, 将湖区蒸散量分为水体蒸发量和植被(非水体)蒸散量(表 2)。年水体蒸发量明显高于植被蒸散量, 2000—2009 年平均水体蒸发量为 1107 mm, 范围在 1024~1218 mm 之间。受到气候变化等条件影响, 近十年水体蒸发量高于 1980—2004 年多年平均的水体蒸发量(1034 mm)<sup>[33]</sup>。水体蒸发主要受辐射、气温和风速等气象要素影响, 2002 年水体蒸发量最小, 这与 2002 年降水偏多而辐射相对偏低有关; 2008 年水体蒸发量最大, 则是受到 2008 年气温和辐射偏高的影响。湖区植被蒸散量近十年平均为 774 mm, 变化范围为 661~910 mm。植被蒸散量占降水的比例平均为 55%, 只有在 2001、2002、2005 和 2006 年比例小于 50%, 其他年份均大于 50%。在降水偏少的 2007 年, 蒸散占降水的比例高达 78%。从湖区汇水区域的水量平衡来看, 蒸散是湖区降水的主要支出项。若不考虑地表水和地下水的年际变化, 汇水区域的径流系数约为 0.45, 湖区平均径流深为 796 mm, 小于鄱阳湖流域 5 个子流域的平均径流系数 0.58 和平均径流深 1114.7 mm<sup>[34]</sup>。结合湖区的汇水区域面积, 估算湖区平均产汇流量为  $136.51 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 而鄱阳湖流域五河控制站多年平均入湖水量为  $1229.81 \times 10^8 \text{ m}^3$ <sup>[34]</sup>, 湖区产汇流量约为五河子流域入湖水量的 11.1%。

表 2 2000—2009 年鄱阳湖湖区蒸散和降水特征

Tab. 2 Variation of *ET*, precipitation during 2000—2009 over the Lake Poyang region

年份	蒸散量/mm	蒸散量距平百分比/%	降水量/mm	降水量距平百分比/%	水体蒸发量/mm	植被蒸散量/mm
2000	781.60	-1.93	1446	-7.90	1130.63	753.47
2001	749.99	-5.90	1491	-5.03	1042.68	728.09
2002	780.82	-2.03	1792	14.14	1024.33	760.38
2003	855.78	7.38	1634	4.08	1081.14	837.85
2004	921.38	15.61	1220	-22.29	1083.45	910.46
2005	782.02	-1.88	1690	7.64	1065.72	760.08
2006	685.21	-14.03	1395	-11.15	1073.76	661.03
2007	828.92	4.01	1038	-33.89	1160.34	807.57
2008	783.49	-1.69	1414	-9.94	1218.62	753.21
2009	802.46	0.68	1212	-22.80	1192.17	774.26

湖区月蒸散量具有显著的季节变化规律, 以 2004—2007 年为例分析其变化规律(图 3)。其中平水年(2005 年)蒸散量和降水量与平均值最为接近, 因此以 2005 年为基准进行分析。2004 年各月蒸散量均大于 2005 年, 7 月之前, 湖区 *NDVI* 主要受农田作物的影响, 2004 年 *NDVI* 高于 2005 基准年, 在水分供给充足的区域, *NDVI* 高则提高了植被的蒸腾作用。进入枯水期后, 2004 年低水位持续的天数少, 水域面积大于其他年份, 因此 8 月份以后蒸散量仍然较大。2006 年蒸散量除 8 月外, 其他月份均小于 2005 年。2006 年 7 月前 *NDVI* 低于 2005 年。8—9 月份以后, 鄱阳湖逐渐进入枯水期, 水位降低使得洲滩裸露, 湿地植被开始生长, 使得 8 月蒸散量也明显增加。2007 年除 7 月和 8 月湖区蒸散量大于 2005 年外, 其他月份与 2005 年相当。2007 年气温较多年平均偏高, 特别是 7 月和 8 月。这也是造成 2007 年 7—8 月蒸散量偏高的原因。9 月以后, 湖区降水

明显偏少,水位降低使得水域面积减少,从而引起蒸散量的减少.

### 2.3 鄱阳湖区蒸散影响因子分析

蒸散过程受多种因素的影响,主要包括3个方面:一是太阳辐射的能量供给条件;二是地表水分条件,与地表土壤水分和植被状况有关;三是水汽输送条件,取决于气温、湿度和风速等因素<sup>[35-36]</sup>. 太阳辐射是蒸散过程的主要驱动力,辐射对空气和植物体产生增温效应,也是植物生长的能源提供者. 在日尺度上,基于遥感反演的鄱阳湖湖区蒸散、观测净辐射与湖区蒸散量具有很好的线性相关关系( $R^2 = 0.65$ ),且不同年份蒸散量对净辐射的响应曲线差异不明显. 气温对蒸散的影响,是通过气温升高加快下垫面的水分运动,从而增加地表的蒸散速率,不同年份月蒸散量与气温总体呈指数相关关系,相关系数大于0.8,平水年、丰水年和枯水年份气温与蒸散量的指数关系差异不显著. 以往研究表明,松嫩平原<sup>[37]</sup>和长江源区<sup>[38]</sup>蒸散量与气温和降水量均呈显著的正相关关系. 相对而言,湖区蒸散量与降水量的关系则比较复杂,在平水年(如2005年)和丰水年(如2002年),月降水量与蒸散量无显著相关关系,而枯水年呈弱的负相关关系,但不同年份存在一定差异. 这是由于在干旱和半干旱地区,水分条件是地表蒸散过程的限制因子,降水越多则越有利于蒸散作用. 而在鄱阳湖区等湿润地区,水分条件充足,蒸散作用则更多地受到辐射和气温等因素的影响.

本文以枯水年份具有代表性的2004、2006和2007年为例,分析蒸散量与环境因子的关系. 2004、2006和2007年蒸散量均与气温呈显著的指数相关关系(图4),相关系数均大于0.89. 2004年指数方程为: $ET = 39.6 \exp(0.033 Ta)$ ;2006年指数方程为: $ET = 26.4 \exp(0.038 Ta)$ ;2007年指数方程为: $ET = 23.4 \exp(0.052 Ta)$ . 2004年和2006年月蒸散量对温度响应曲线的指数相近,但方程的底数2004年明显大于2006年,即相同温度下2004年蒸散量大于2006年,这与2004年净辐射偏大有关. 而2007年方程的底数较小,但指数最大,说明月蒸散量对温度的变化更为敏感,受温度影响较大,同时也与当年的植被生长及水分条件有关.

与蒸散量对辐射和温度的响应不同,2004、2006和2007年湖区蒸散量与降水量距平的关系具有明显差异(图5). 2004年降水量距平与蒸散量距平无显著相关性,说明2004年蒸散量的季节变化格局主要

受辐射和温度的影响,而与降水量无关. 2006年蒸散量距平与降水量呈弱的负相关关系,2007年则呈显著负相关( $P < 0.01$ ). 从年降水总量看,2006年不是典型的气象干旱年份,但却是典型的水文干旱年份. 2006年干旱事件主要受长江来水减少的影响,而流域降水的影响不大<sup>[39]</sup>. 2007年湖区降水量较多年平均偏少34%,是近十年偏少最多的年份. 从年内的降水格局来看,2007年降水量偏少主要集中在1—8月,由于受到五河来水的补给,湖区不受到水分亏缺的影响,因此表现为降水量距平与蒸散量呈显著的负相关关系.

由于鄱阳湖水位存在着季节性涨落,水位变化改变湖泊水域面积,影响地表覆被类型、洲滩出露面积和出露时间,从而影响鄱阳湖湿地蒸散. 水域面积的大小直接反映了洲滩的出露面积,基于NDVI阈值提取水域

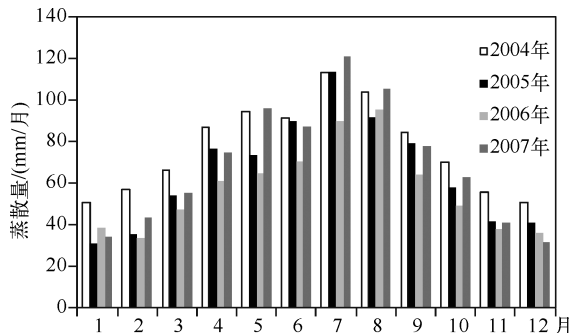


图3 2004—2007年鄱阳湖湖区月蒸散变化特征

Fig. 3 Monthly variation of  $ET$  in the Lake Poyang region during 2004 - 2007

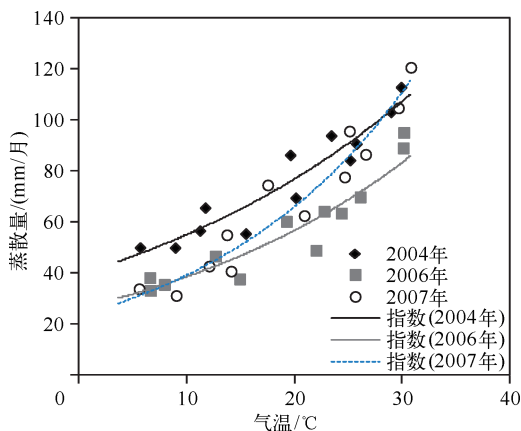


图4 2004、2006和2007年鄱阳湖湖区气温与蒸散量的相关关系

Fig. 4 The relationship of air temperature and  $ET$  in the Lake Poyang region in 2004, 2006 and 2007

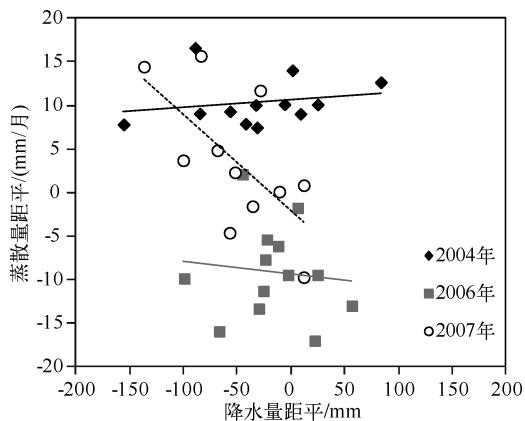


图5 2004、2006和2007年鄱阳湖湖区降水量距平与蒸散量距平的关系

Fig. 5 The relationship of precipitation departure and ET departure in the Lake Poyang region in 2004, 2006 and 2007

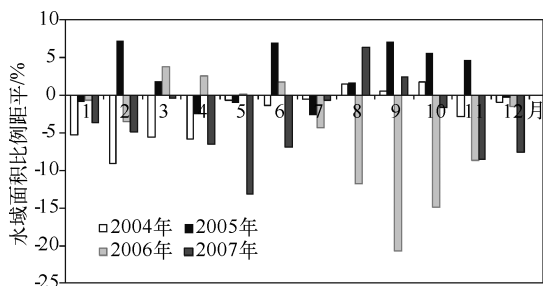
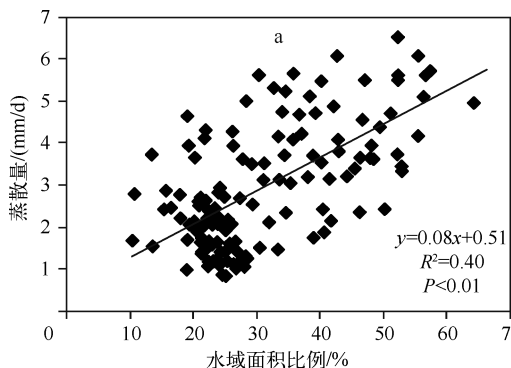


图6 2004—2007年湖泊水域面积比例距平变化

Fig. 6 Seasonal variation of water surface percentage departure of Lake Poyang during 2004 - 2007

8b), 8月中旬(DOY228)后水域面积比例迅速下降,洲滩提前出露,适宜的气象条件有利于植被生长,使得洲滩植被蒸散速率增加.洲滩植被蒸散量比例明显大于水体蒸散量,当2006年9月28日(DOY271)水域面积降至13%时,植被蒸散量比例达84%.洲滩比例的增加使得洲滩总蒸散量大于水体蒸散量,从而使得水域



面积,用于分析其对蒸散的影响.在枯水年份水位变化大,对蒸散量的影响也较大.因此,以2005年平水年为参照,选取典型枯水年份(2004、2006和2007年),分析其水位对蒸散量的影响.2004—2007年月平均水域面积比例距平表明,2004和2005年月水域面积与多年平均值相当,只有在个别月份略高或略低,比例不超过5%(图6).2006年退水期提前,自7月开始水域面积显著低于多年平均值,2007年水域面积明显偏低的月份出现在5、11和12月.

基于遥感反演的2004—2007年日蒸散速率与对应日期的水域面积相关关系如图7a所示.水域面积比例与蒸散速率呈正相关关系,这与水体蒸散较大直接相关.然而相关系数仅为0.40,特别是在水域面积较低时,散点偏离较大,相关性很小.进一步以2005和2006年为例进行分析发现(图7b),平水年(2005年)水域面积与湿地蒸散速率呈显著正相关,相关系数为0.86.从2005年单位面积湿地蒸散量中水体和洲滩蒸散量所占比例可以看出(图8a),当水域面积大于40%时,水体蒸散量比例大于洲滩植被蒸散量.在辐射和温度的影响下,湿地蒸散量总体随水域面积减小而降低.当11月下旬(DOY330)水域面积小于40%时,洲滩植被蒸散量比例开始大于水体蒸散量,但此时湿地蒸散非常小,因此其受水域面积的影响不大.而在典型的水文干旱年份2006年(图7b),当水域面积 > 30%时,与蒸散呈正相关,而当水域面积 < 30%时,水域面积与蒸散呈负相关.这是因为2006年退水早(图

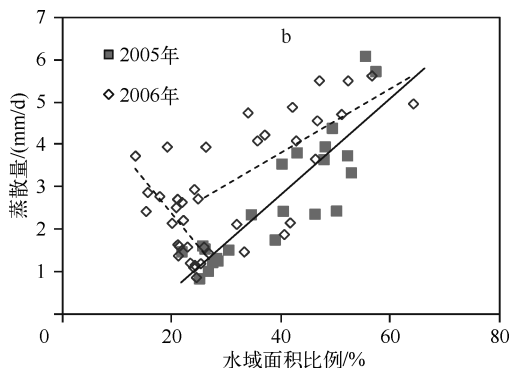


图7 2004—2007年(a)和2005、2006年(b)鄱阳湖湿地水域面积与蒸散的关系

Fig. 7 The relationship of ET and water surface area of Lake Poyang wetland from 2004 to 2007 (a) and in 2005,2006 (b)

面积小时,湿地蒸散随水域面积增大而减小。

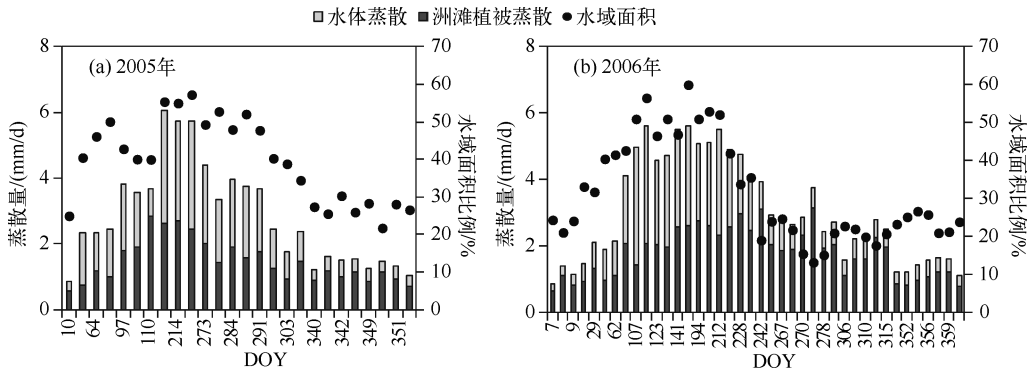


图8 2005年(a)和2006年(b)水体蒸散量、洲滩蒸散量和水域面积比例变化

Fig. 8 Comparison of  $ET$  of water body and lake meadow and variation of water surface area in 2005 (a) and 2006 (b)

### 3 结论

本文基于遥感反演鄱阳湖湖区近十年地表蒸散,分析湖区蒸散的时空特征,探讨了气象因子及湖泊水位对流域蒸散的影响,有助于增强对鄱阳湖湖区水量平衡关系的深入理解。主要结论如下:基于地表蒸渗仪观测的蒸散量验证表明,地面温度-植被指数三角法能够很好地应用于湖区蒸散估算。鄱阳湖湖区蒸散量年际变化显著,2000—2009年多年平均蒸散量为797 mm,其中多年平均水体蒸发量为1107 mm,而植被蒸散量为774 mm。蒸散是湖区汇水区域水量平衡中重要的水分支出项。湖区汇水区域的径流系数约为0.45,平均径流深为796 mm。湖区产汇流量约为五河子流域入湖水量的11.1%。鄱阳湖湖区蒸散主要受净辐射和气温的影响,蒸散量与气温呈显著的指数相关关系。2004年月蒸散量对温度响应关系大于2006年,而2007年月蒸散对温度的变化更为敏感。2007年降水量距平与蒸散量呈显著的负相关关系,其他年份相关性不显著。水域面积与蒸散速率总体呈正相关关系,但在水文干旱严重的2006年,当水域面积 $<30\%$ 时,水域面积与蒸散呈负相关,这与洲滩比例增加及湿地总蒸散量中洲滩蒸散量比例大于水体蒸散量有关。

致谢:感谢中国科学院南京地理与湖泊研究所张奇研究员提供蒸渗仪蒸散数据,水文遥感课题组赵东波、刘燕春和彭建在遥感数据前期处理中给予的帮助。

### 4 参考文献

- [1] <http://www.jxsl.gov.cn>. 江西省水利厅, 2012.
- [2] Kustas W, Norman J. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, 1996, **41**(4):495-516.
- [3] Kalma JD, McVicar TR, McCabe MF. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surveys in Geophysics*, 2008, **29**(4):421-469.
- [4] Mu Q, Heinsch FA, Zhao M *et al.* Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 2007, **111**:519-536.
- [5] Mu Q, Zhao M, Running SW. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 2011, **115**:1781-1800.
- [6] Jiang L, Islam S. A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 1999, **26**(17):2773-2776.
- [7] Stisen S, Sandholt I, Nørgaard A *et al.* Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration — Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River basin. *Remote Sensing of Environment*, 2008, **112**(3):1242-1255.
- [8] Jiang L, Islam S. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data. *Water Re-*



- sources Research, 2001, **37**(2):329-340.
- [9] Batra N, Islam S, Venturini V *et al.* Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, 2006, **103**:1-15.
- [10] Wang KC, Wang P, Li ZQ *et al.* A simple method to estimate actual evapotranspiration from a combination of net radiation, vegetation index, and temperature. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2007, **112**:D15107.
- [11] Nishida K, Nemani RR, Running SW *et al.* An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. *Journal of Geophysical Research*, 2003, **108**(D9):4270.
- [12] Wang KC, Li ZQ, Cribb M. Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley-Taylor parameter. *Remote Sensing of Environment*, 2006, **102**:293-305.
- [13] Tang RL, Li ZL, Tang B. An application of the Ts-VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sensing of Environment*, 2010, **114**(3):540-551.
- [14] 詹志明, 冯兆东, 秦其明. 陇西黄土高原陆面蒸散的遥感研究. *地理与地理信息科学*, 2004, **20**(1):16-19.
- [15] 田辉, 文军, 马耀明等. 夏季黑河流域蒸散发量卫星遥感估算研究. *水科学进展*, 2009, **20**(1):18-24.
- [16] 杜嘉, 张柏, 宋开山等. 基于 MODIS 产品和 SEBAL 模型的三江平原日蒸散量估算. *中国农业气象*, 2010, (1):104-110.
- [17] 姜鲁光. 鄱阳湖退田还湖地区洪水风险与土地利用变化研究[学位论文]. 北京:中国科学院研究生院, 2006.
- [18] Priestley C, Taylor R. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 1972, **100**(2):81-92.
- [19] Niemelä S, Räisänen P, Savijärvi H. Comparison of surface radiative flux parameterizations, Part I: Longwave radiation. *Atmospheric Research*, 2001, **58**(1):1-18.
- [20] Liang S. Quantitative remote sensing of land surfaces. Hoboken: Wiley-IEEE, 2004.
- [21] 赵晓松, 刘元波, 吴桂平. 基于遥感的 2000—2009 年鄱阳湖流域蒸散特征及影响因子研究. *长江流域资源与环境*, 2013, **22**(3):369-378.
- [22] Moran MS, Jackson RD, Raymond LH *et al.* Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground-based meteorological data. *Remote Sensing of Environment*, 1989, **30**(1):77-87.
- [23] Lagouarde J, Brunet Y. A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 1993, **14**(5):907-925.
- [24] Burman RD, Pochop L. Evaporation, evapotranspiration and climatic data. Amsterdam: Elsevier, 1994.
- [25] Jain SK, Singh R, Jain M *et al.* Delineation of flood-prone areas using remote sensing techniques. *Water Resources Management*, 2005, **19**:333-347.
- [26] Ramsey III EW. Monitoring flooding in coastal wetlands by using radar imagery and ground-based measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 1995, **16**:2495-2502.
- [27] 李辉, 李长安, 张利华等. 基于 MODIS 影像的鄱阳湖湖面积与水位关系研究. *第四纪研究*, 2008, **28**(2):332-337.
- [28] 宋平, 刘元波, 刘燕春. 陆地水体参数的卫星遥感反演研究进展. *地球科学进展*, 2011, **26**:731-740.
- [29] 赵英时. 遥感应用分析原理与方法. 北京:科技出版社, 2003:414-419.
- [30] 谭霁林, 刘正军, 胡吉平等. 应用多源遥感影像提取鄱阳湖形态参数. *北京交通大学学报*, 2006, **30**(4):26-30.
- [31] 刘波, 翟建青, 高超等. 基于实测资料对日蒸散发估算模型比较. *地球科学进展*, 2010, **25**(9):974-980.
- [32] Li ZL, Tang RL, Wang Z *et al.* A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors*, 2009, **9**(5):3801-3853.
- [33] 闵骞, 苏宗萍, 王叙军. 近 50 年鄱阳湖水面积蒸发变化特征及原因分析. *气象与减灾研究*, 2007, **30**:17-20.
- [34] 郭华, 姜彤, 王艳君等. 1955—2002 年气候因子对鄱阳湖流域径流系数的影响. *气候变化研究进展*, 2006, **2**(5):217-222.
- [35] Li SG, Lai CT, Lee G *et al.* Evapotranspiration from a wet temperate grassland and its sensitivity to microenvironmental variables. *Hydrological Processes*, 2005, **19**:517-532.
- [36] Suyker AE, Verma SB. Interannual water vapor and energy exchange in an irrigated maize-based agroecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2008, **148**(3):417-427.
- [37] 曾丽红, 宋开山, 张柏等. 2000 年至 2008 年松嫩平原生长季蒸散量时空格局及影响因素分析. *资源科学*, 2010, **32**(12):2305-2315.
- [38] 裴超重, 钱开铸, 吕京京等. 长江源区蒸散量变化规律及其影响因素. *现代地质*, 2010, **24**(2):362-368.
- [39] 李世勤, 闵骞, 谭国良等. 鄱阳湖 2006 年枯水特征及其成因研究. *水文*, 2009, **28**:73-76.