中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 11 期: 2527 ~ 2539
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

洱海湖气界面水汽和二氧化碳通量交换特征

刘辉志[①*], 冯健武[①], 孙绩华[②], 王雷[①], 徐安伦[③]

① 中国科学院大气物理研究所大气边界层和大气化学国家重点实验室, 北京 100029;
② 云南省气象科学研究所, 昆明 650034;
③ 大理国家气候观象台, 大理 671003
* E-mail: huizhil@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2013-12-13; 接受日期: 2014-05-30; 网络版发表日期: 2014-10-28
国家自然科学基金项目(批准号: 41030106, 41021004)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB951801)资助

摘要 基于 2012 年涡动相关法取得的洱海湖气之间湍流通量资料, 计算了湖面反照率、空气动力学粗糙度和整体输送系数等湖气交换过程的基本物理参数; 分析高原湖泊表面动量通量、感热通量、潜热通量和二氧化碳通量的变化特征及其主要的控制因子; 采用神经网络法对缺失蒸发量数据进行填补, 估算了洱海湖面全年蒸发量. 2012 年全年蒸发量为(1165±15) mm, 大于年实际降水量(2012 年的年降水量为 818 mm). 洱海局地环流在全年范围内较显著; 全年主导风向为东南(谷风/湖风)和西北风(山风/陆风). 高原湖泊感热通量通常只有每平方米几十瓦, 通常午后感热通量为负值; 即湖面向大气输送热量. 夏季湖泊大气界面感热通量最大值出现在清晨, 与湖气温差的出现时间一致; 在白天湖面的有效能量主要分配为潜热通量; 湖气温差和水汽压差分别是感热通量和潜热通量日变化的主要控制因子. 湖气界面二氧化碳通量除夏季存在弱的吸收外, 其余季节(冬季)表现为弱的排放. 湖面反照率的季节变化规律与太阳高度角的季节变动有关, 同时湖面反照率与水的浑浊度等有关. 与实际观测得到的湖面反照率相比, CLM4 湖泊模式在冬季低估(夏季高估)了湖面反照率.

关键词
洱海
湖面通量
涡动相关法
粗糙度
整体输送系数

湖泊-大气相互作用是气候系统多圈层相互作用的一个重要组成部分. 随着数值模式分辨率的提高, 湖泊下垫面对天气和气候模拟的影响不可忽略(任晓倩等, 2013). 湖泊通过其自身物理属性(相对周边区域反照率较低、热容量较大、表面粗糙度较小等)对区域性气候产生重要的影响(Bonan, 1995; Long 等, 2007; Dutra 等, 2010; Subin 等, 2012). 数值模拟和观测资料表明, 湖泊的存在使得所在区域气温日、季节变化幅度减少(Samuelsson 和 Tjernström, 2001). 在日尺度上, 湖泊在白天具有良好的降温作用, 表现出冷湖效应, 而在夜晚则具有保温作用, 表现为明显的暖湖效应(杨显玉和文军, 2012). 在季节尺度上, 春、夏季湖面温度相对周边环境温度较低, 湖气之间热量交换(感热通量和潜热通量)受到抑制(Lofgren, 1997; Rouse 等, 2008; Dutra 等, 2010). 对于深湖, 在秋、冬季湖面温度相对周边环境温度较高并开始释放热量, 湖气之间热交换强度增加(Lofgren, 1997; Long 等, 2007; Samuelsson 和 Tjernström, 2001). 另一方面, 气

中文引用格式: 刘辉志, 冯健武, 孙绩华, 等. 2014. 洱海湖气界面水汽和二氧化碳通量交换特征. 中国科学: 地球科学, 44: 2527–2539
英文引用格式: Liu H Z, Feng J W, Sun J H, et al. 2014. Eddy covariance measurements of water vapor and CO_2 fluxes above the Erhai Lake. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4828-1

候变化也会使得湖泊的物理、化学属性发生改变. 气候变暖则会改变湖泊水体的混合过程, 导致湖水热存储过程发生变化, 从而影响湖泊的蒸发以及与大气的能量交换(Oswald 和 Rouse, 2004). 气候变化导致蒸发量和降水量平衡关系的改变, 也会改变湖泊的面积和深度(Schindler, 2009; Small 等, 2001). 湖泊生态系统是气候变化的一个重要指示器(Adrian 等, 2009).

据统计, 全球不同大小的湖泊共3.04亿个, 面积共 460 万平方公里, 约占地球陆地面积的 4% (Downing 等, 2006). 近年来, 国外湖泊-大气相互作用研究主要集中在高纬度地区, 例如北美五大湖、瑞士日内瓦湖等湖泊的能量和水分循环、碳交换特征等研究. 我国是一个多湖的国家, 面积 1 km^2 以上的湖泊 2693 个(Ma 等, 2010). 与上述西方科学家关注的大湖相比, 我国湖泊的深度要小得多, 例如鄱阳湖平均深度只有 8.4 m, 青海湖平均深度 21 m, 洱海平均深度 10 m. 国内开展湖泊-大气相互作用研究主要集中在面积较大的湖泊, 例如中国科学院青藏高原研究所在纳木错湖(李茂善等, 2008)、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在鄂陵湖(李照国等, 2012)、南京信息工程大学在太湖(肖薇等, 2012)等开展湖泊-大气相互作用研究. 然而, 到目前为止, 我们对低纬度地区高原湖泊下垫面湖气相互作用过程还缺乏系统长期的观测和交换机制的深刻认识.

湖泊在陆面与大气进行水汽和能量交换的过程中扮演着重要的角色. 湖面与大气的湍流交换主要取决于湖泊的热量存储和湖水的热力学结构(Schertzer, 1997). 由于水的热容量较大, 湖泊可以存储大量的热量并将这些热量与大气进行交换, 在不同的季节表现出不同的交换特征(Blanken 等, 2000; Schertzer 等, 2000; Spence 等, 2003; Rouse 等, 2003, 2008; Oswald 和 Rouse, 2004; Nordbo 等, 2011). 湖面-大气之间的感热通量主要取决于湖面与大气的温度差, 而潜热通量主要取决于饱和水汽压差和风速(Blanken 等, 2000; Nordbo 等, 2011). 湖水的热力学结构(包括湖水热力分层范围和温跃层的深度)影响到湖泊对大气强迫的响应和存储热量的能力(Oswald 和 Rouse, 2004). 我国大部分湖泊所处的纬度相对较低, 深度相对较浅, 对大气变化的响应更快捷. 由于湖面上固定观测平台的建立较困难, 目前对湖气界面物质和能量交换特征的直接观测研究还处于起步阶段.

洱海位于云南省西部的大理市, 南北长约 42.6 km, 东西最大宽度 9.0 km, 湖面面积 256.5 km^2, 平均湖深 10 m, 最大湖深达 20.7 m. 洱海属澜沧江水系, 湖水终年不结冰, 水源丰富, 入湖河溪大小共 117 条, 湖水从西洱河流出, 与漾江汇合流入澜沧江. 湖区处于云贵高原与横断山脉南端结合部, 青藏高原的东南边缘地区, 地形地貌复杂, 地势高差较大, 气候属典型的高原季风气候类型. 在与云南省气象科学研究所以及大理国家气候观象台的合作下, 中国科学院大气物理研究所于 2011 年 6 月在洱海湖面建立了一个湖泊大气间湍流通量长期观测实验站(下文简称洱海站). 观测实验利用中日合作 JICA 项目(Xu 等, 2008; Zhang 等, 2012)建立的固定于湖面上的观测平台, 采用涡动相关法一年四季连续观测湖面水汽和二氧化碳通量.

本文利用 2012 年在洱海湖面获取的涡动相关观测资料, 分析洱海湖面-大气之间的湍流通量的变化特征、湖气相互作用过程的基本物理参数以及估算洱海的蒸发量, 试图揭示湖泊-大气间水汽和能量交换特征及其主要控制因子, 为高原浅小湖泊模式的发展和改进提供基础数据.

1 观测场地和仪器

洱海水汽和二氧化碳通量观测站(以下简称洱海站)位于洱海西岸大理市磻溪村附近的湖面之上(25°46′N, 100°10′E), 海拔高度为 1978 m. 洱海东临玉案山, 西及点苍山, 呈南北走向. 洱海站正处于两山之间的狭长峡谷之中(图 1). 观测站的西侧岸为低矮房屋组成的小村庄. 村庄往西为大片的农田, 主要种植水稻, 地势非常平坦. 观测站距离西侧的点苍山约 5 km. 观测站的东侧为开阔的湖泊水域, 距离东岸的玉案山约 6 km.

观测站以一个距岸约 70 m、直径约 2 m 的水泥平台作为观测平台(图 1). 平台与水面的平均距离约 1.5 m, 并随着洱海水位的变化而变化, 变化范围为 1~2 m. 涡动相关系统主要由超声风速温度仪(CSAT3, Campbell Scientific)和开路式的 CO_2/H_2O 气体分析仪(IRGA, LI-7500A, Li-Cor)组成, 并对 IRGA 每 6 个月进行一次标定. 仪器探头安装在距平台 2 m 高度处的钢管之上, 并指向主导风方向(东南). 观测项目还包括一层风速风向(2 m (与平台的距离, 下文



图 1　洱海水汽和二氧化碳通量水上观测平台图

相同), 034B, MetOne)及温湿度(1.5 m, HMPC45, Vaisala)、辐射四分量(向下和向上短波辐射、向下和向上长波辐射, 1.5 m, CNR1, Kipp 和 Zonen)、光合有效辐射(向下和向上光合有效辐射, 1.5 m, LI-190SB, Campbell Scientific)、红外水面温度(1.5 m, SI-111, Campbell Scientific)以及水温廓线(水面以下 5, 20, 50, 1, 2, 4, 6, 8 m, 109-L, Campbell Scientific). 水温测量线系在浮标之上, 并随着水位的变化上升或下降, 以确保每层探头距离水面的位置基本上不变. 湍流数据的采样频率为 10 Hz, 平均场(慢响应)采样频率为 1 min, 采用 CR3000(Campbell Scientific)数据采集器. 水温数据采样频率为 1 min, 采用 CR1000(Campbell Scientific)数据采集器. 整套观测系统采用交流电转直流电的方式供电, 并通过水底电缆传输至仪器. 该实验利用 GPRS 通讯模块对观测系统进行远程监控, 并且每月将原始数据取回实验室作进一步的分析.

2　数据处理方法

2.1　原始资料后处理和质量控制

10 Hz 湍流原始资料采用 EddyPro(Li-Cor Inc., 2013)软件进行后处理, 采用 30 min 的平均时间. 首先, 剔除采样时段内由于仪器故障、天气影响等因素造成明显超出合理范围的野点(Vickers 和 Mahrt, 1997). 其次, 对处理后的资料进行二次坐标轴旋转(Kaimal 和 Finnigan, 1994), 利用涡动相关法计算湍流通量:

$$\tau = -\rho u_*^2, \tag{1}$$

$$H = \rho C_p \overline{w'T'}, \tag{2}$$

$$LE = \lambda \rho \overline{w'q'}, \tag{3}$$

$$F_c = \rho \overline{w'c'}, \tag{4}$$

式中, τ, H, LE 和 F_c 分别为动量通量(kg m^{-1} s^{-2})、感热通量(W m^{-2})、潜热通量(W m^{-2})和 CO_2 通量(μmol m^{-2} s^{-1}); ρ 为空气密度(kg m^{-3}); C_p 为定压比热, 取为 1004 J kg^{-1} K^{-1}; λ 为汽化潜热, 取为 2440 kJ kg^{-1}. 然后, 对湍流通量进行频率订正(Moore, 1986)、WPL 订正(Webb 等, 1980). 最后, 利用 Foken 等(2004)提出的方法进行资料质量控制, 包括物理上的合理范围检验、湍流平稳性检验和湍流发展充分性检验. 基于解析解模型的印痕分析(footprint analysis, Kormann 和 Meixner, 2001)结果表明, 来自东面扇区的通量印痕累积至 90%的距离在稳定和不稳定情况下分别为 872 和 446 m, 来自西扇区的结果分别为 307 和 209 m. 由于观测平台离岸较近, 来自西扇区的通量受到陆地的影响, 因此本文在数据分析时过滤了西扇区的通量结果(图 2).

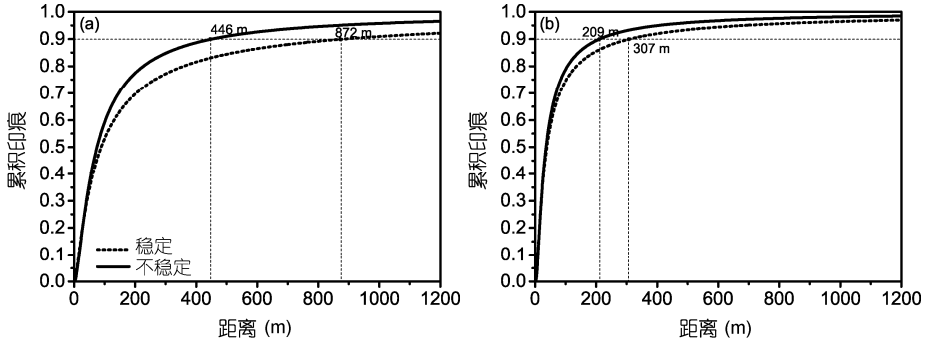


图 2　洱海站 2012 年全年平均累积通量印痕图

(a) 东扇区(0°~180°, 湖面), (b) 西扇区(180°~360°, 陆地)

2.2　粗糙度和整体输送系数

空气动力学粗糙度 z_0 可由涡动相关资料计算获得(陈家宜等, 1993). 在近地面层, 含层结修正函数的风速廓线可表示为

$$u(z)=\frac{u_*}{k}\left[\ln\frac{z}{z_0}-\psi_m(\zeta)\right], \tag{5}$$

式中, u 为水平风速(m s^{-1}), z_0 为空气动力学粗糙度(m), $\psi_m(\zeta)$ 为稳定度修正函数, $\zeta=z/L$ 为稳定度因子, 湖面零平面位移取为零. $\psi_m(\zeta)$ 的具体形式为

$$\begin{cases}\psi_m(\zeta)=2\ln(\dfrac{1+x}{2})+\ln\dfrac{1+x^2}{2}-2\arctan x+\dfrac{\pi}{2}, \\ \qquad\zeta<0, \\ \psi_m(\zeta)=-5\zeta, \quad \zeta>0,\end{cases} \tag{6}$$

式中, $x=(1-16\zeta)^{1/4}$, u_*以及 L 可由涡动相关法计算得到.

在近地层, 通量整体输送系数的计算公式为

$$C_\mathrm{d}=\frac{\tau}{\rho u^2}, \tag{7}$$

$$C_\mathrm{h}=\frac{H}{\rho C_\mathrm{p}u(T_\mathrm{s}-T_\mathrm{a})}, \tag{8}$$

$$C_\mathrm{q}=\frac{E}{\rho u(q_\mathrm{s}-q)}, \tag{9}$$

式中, C_d, C_h, C_q 分别为动量、感热和水汽通量整体输送系数, τ, H, E 分别为动量通量(kg m^{-1} s^{-2})、感热通量(W m^{-2})和水汽通量(kg m^{-2} s^{-1}), q 和 T_a 分别为比湿(kg kg^{-1})和空气温度(℃), τ, H, E 由涡动相关法计算得到. T_s为湖面温度(K), 利用观测的长波辐射计算得到:

$$L^{\uparrow}=(1-\varepsilon_\mathrm{s})L^{\downarrow}+\varepsilon_\mathrm{s}\sigma T_\mathrm{s}^4, \tag{10}$$

式中, $L^{\uparrow}$ 为向上的长波辐射(W m^{-2}), $L^{\downarrow}$ 为向下的长波辐射(W m^{-2}), ε_s 为地表比辐射率(取为 0.97), σ 为史蒂芬-波尔兹曼(Stefan-Boltzmann)常数(取为 5.67×10^{-8} W m^{-2} K^{-4}). q_s为饱和比湿(kg kg^{-1}), 其计算公式为

$$e_\mathrm{s}=6.11\mathrm{e}^{\frac{17.27T_\mathrm{s}}{237.3+T_\mathrm{s}}}, \tag{11}$$

$$q_\mathrm{s}=0.622\frac{e_\mathrm{s}}{p}, \tag{12}$$

式中, e_s为饱和水汽压(kPa), p 为气压(kPa). 计算的参考高度取为距水面 10 m 的高度. 参考层的风速根据近地层风廓线对数插值得到, 该层的空气温度根据 0.6℃/100 m 的温度递减率计算得到.

2.3　蒸发量资料的填补

为了估算洱海湖面年蒸发量, 需对潜热通量时间序列的缺失资料进行填补. 除去天气影响、仪器故障和资料质量控制等原因造成的空缺, 2012 年全年可用数据占全部观测数据的 83.1%. 为了获得潜热通量全年的完整序列, 本文基于 BP 人工神经网络模型(back propagation artificial neural network, BP ANN)对缺失资料进行填补. 模型采用 3 层结构: 一个输入层、一个隐含层和一个输出层, 每层包含若干个节点. 输入层的变量数 m=4, 分别为风速、水面温度、气温和比湿; 输出层变量数 n=1, 变量为潜热通量. 对于隐含层节点数目 k, 本文利用以下公式确定:

$$k=\sqrt{m+n}+\alpha, \tag{13}$$

式中, α 为 1~10 的常数, 通过改变 α 的值使训练误差达到最小, 从而获得隐含层最佳的节点数目. 本文使用的隐含层节点数目为 8. 传输函数(也称激活函数)采用 Sigmoid 函数:

$$f(x)=\frac{1}{1+\mathrm{e}^{-x}}, \tag{14}$$

利用 2011 年的实测资料训练 BP 网络模型并进行仿真预测, 输出的蒸发量用于填补涡动相关系统缺测资料或质量等级较低的数据.

3　结果分析

3.1　局地气候特征

根据位于洱海湖滨(正南方向约 7.5 km)的大理国家气候观象台 1981~2010 年观测的历史资料, 大理地区气候平均年总降水量为 1055 mm, 年平均气温为 15.1℃. 日照资源充足, 年平均日照时数为 2255 h, 年太阳辐射总量达 5865 MJ m^{-2}. 风能资源丰富, 冬、春季大风日数较多, 年平均风速为 2.4 m s^{-1}. 大理地区全年降水量分布十分不均匀(图 3), 85%的降水量集中在雨季(5~10 月), 形成夏季湿润、冬季干燥的特点. 大理地区月平均气温变化范围为 6.4~18.6℃, 最高和最低气温分别出现在 6 月份和 1 月份. 极端高温为 31.1℃, 极端低温为–4.2℃. 总的来说, 大理地区由于特殊的地理位置、复杂的地形和洱海等综合条件的影响下, 形成冬无严寒、夏无酷暑、干湿季分明的气候特点.

3.2　基本气象要素

图 4 给出了洱海湖面 2012 年夏季连续 5 天晴天的条件下基本气象要素的典型日变化. 水平风速的日变化较显著, 夜间的平均风速大于白天(图 4(a)). 最大风速 6.3 m s^{-1}, 出现在晚上 23:00(北京时间, 与当地时间相差 1 h, 下同). 由于受到水陆热力性质差异的影响, 洱海近地层出现明显的局地环流(图 4(b)). 一般情况下, 白天 09:00 以后盛行来自湖面的东风或偏东南风, 并持续至傍晚 17:00. 入夜之后, 风向转变为来自陆地的西风或西北风. 当天气系统转变, 背景环流影响较大的情况下, 该局地环流被破坏或减弱. 饱和水汽压差(VPD)和湖面气温最小值出现在早晨 07:00 左右, 峰值大约出现于傍晚 17:00(图 4(c)和(d)). 相对湿度变化范围是 40%~95%, 早晨较大傍晚较小, 最大值和最小值出现的时间恰好与 VPD 相反(图 4(e)). 湖气温差在早晨日出之前达到最大值(最大可达 6℃), 日出之后迅速减小, 在傍晚 18:00 左右达到最小值(图 4(f)). 湖气温差的变化规律表明洱海在白天(夜间)表现为冷(暖)湖效应.

湖面水平风速的日平均值在冬季和春季较大, 最大日平均风速出现在 7 月份(6.3 m s^{-1}), 在夏季的中期达到最小值(图 5(a)). 水平风速在春、夏、秋、冬四个季的平均值分别为 3.05, 2.94, 2.41 和 2.80 m s^{-1}. 洱海全年主导风向为东南和西北风(图 6). 东南风主要为来自白天的谷风(湖风), 而西北风主要为来自夜间的山风(陆风). 该局地环流在全年范围内较显著, 这是由于观测站所处的下垫面非常复杂, 环流主要受到山谷风的影响, 同时也受到湖陆风的影响. 湖面日平均气温变化范围为 6.6~24.1℃, 最大值出现 5 月份(图 5(b)). 湖面日平均气温进入夏季后出现小幅度的降低, 这是由于夏季降雨造成的. 湖面温度日平均值在夏季 8 月份达到峰值, 全年的变化曲线总体滞

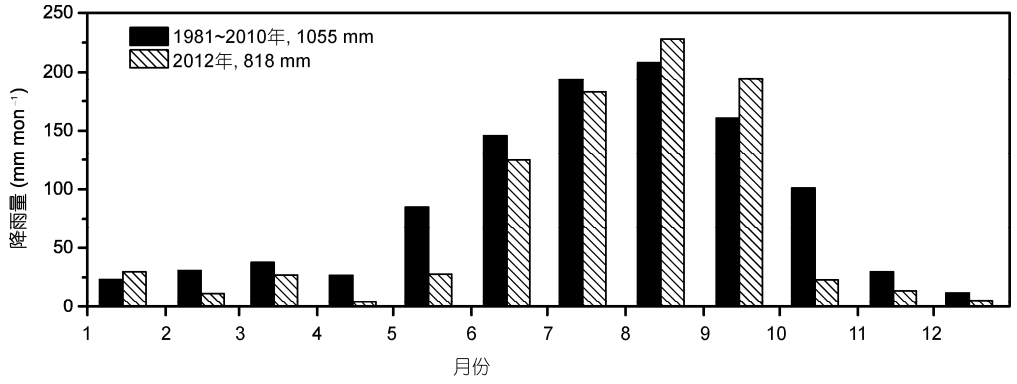


图 3　大理地区月降水量季节变化图

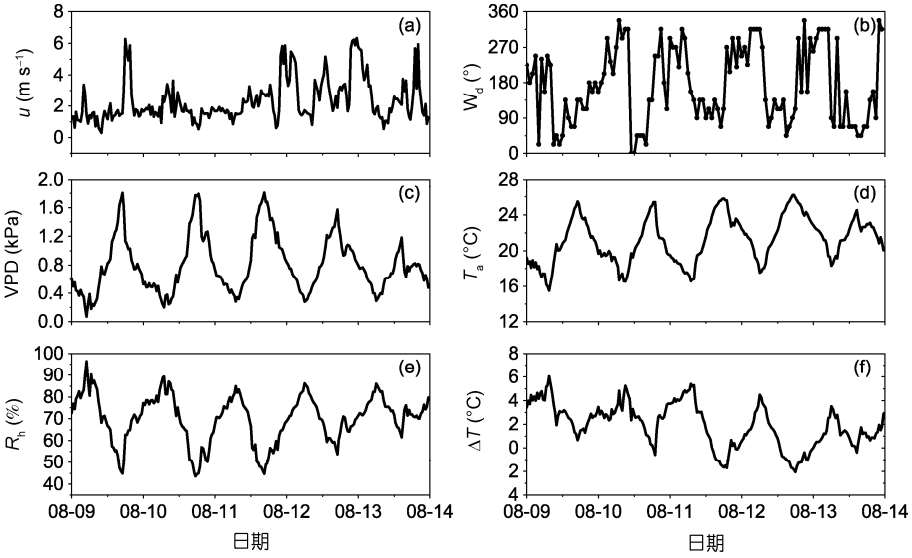


图 4　洱海湖面夏季晴天条件下近地层气象要素的日变化图

u, 水平风速; W_d, 水平风向; VPD, 饱和水汽压差; T_a, 空气温度; R_h, 相对湿度; $\Delta T=T_s-T_a$, 湖气温差; T_s, 湖面温度

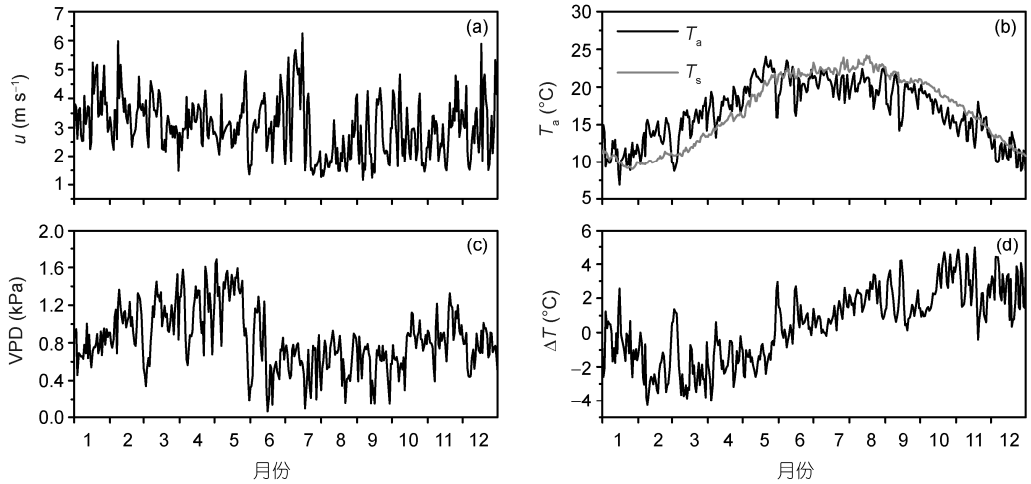


图 5　洱海湖面近地层气象要素日平均值的季节变化图

符号意义与图 4 相同

后于气温. VPD 在春季 5 月份达到最大值(1.7 kPa), 进入雨季后迅速减少(图 5(c)). 湖气温差日平均值在 2 月份最小, 3 月份以后逐渐增大, 到 10 月份达到最大值(图 5(d)). 这是由于湖泊在春季之后开始吸收热量使湖水温度逐渐升高, 到秋季来临时释放热量导致湖水温度降低.

3.3　湖面辐射特征

洱海湖面夏季连续 5 天晴天条件下辐射四分量的典型日变化如图 7 所示. 夏季太阳总辐射最大值出现在午后 13:00 左右, 约为 1020 W m^{-2}(图 7(a)), 略小于鄂陵湖地区(李照国等, 2012)和纳木错湖地区(李茂善等, 2008)的观测结果. 太阳总辐射受云量的影响较大, 在第 5 天午后由于云量增多, 太阳总辐射迅速减小. 湖面反射的太阳辐射在日出之后迅速增大(图 7(b)). 这与陆面的观测结果不同(李照国等, 2012), 湖面反射的太阳辐射并不随着太阳总辐射的增加逐渐增加, 而是迅速增加至某一水平. 反射太阳辐射的

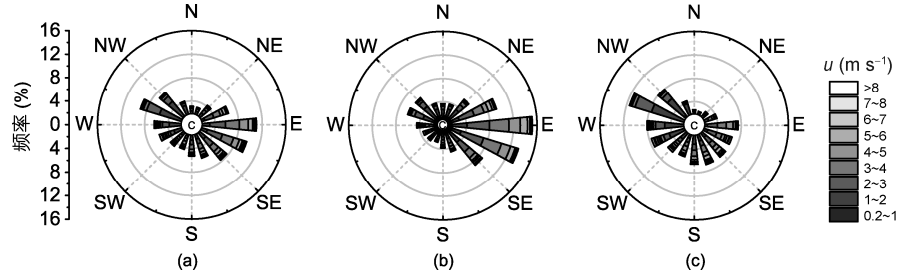


图 6　洱海湖面 2012 年风速风向玫瑰图

(a) 全年, (b) 白天, (c) 夜间

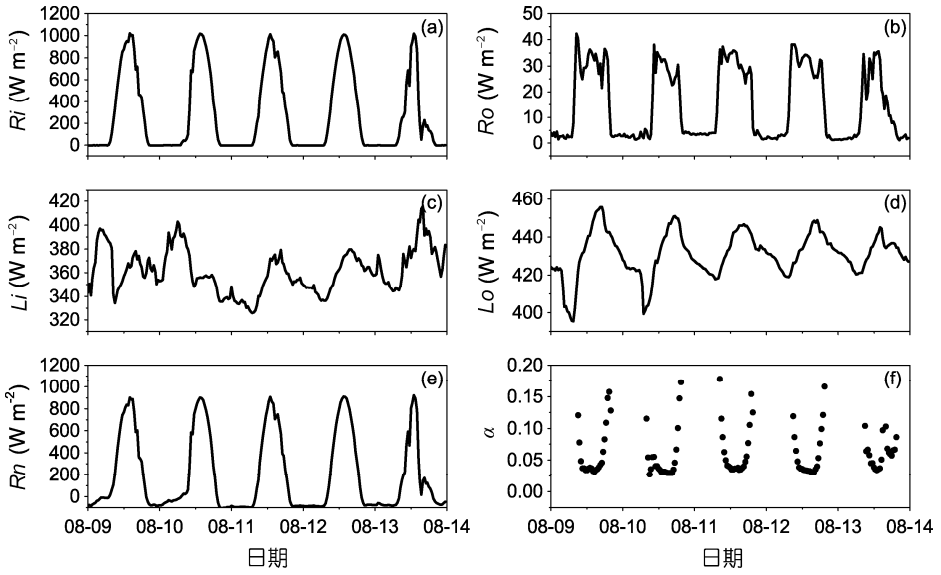


图 7　洱海湖面夏季晴天条件下辐射四分量的日变化图

Ri, 太阳总辐射; *Ro*, 湖面反射的短波辐射; *Li*, 大气逆辐射; *Lo*, 湖面长波辐射; *Rn*, 净辐射; *α*, 湖面反照率

日变化曲线在白天表现为某一平均值(约为 30 W m^{-2})附近出现不规则的振动, 这是因为受到湖面波浪的影响. 大气逆辐射受到大气水汽含量、云量和云高等因素的影响出现不规则的变化, 变化范围为 340~420 W m^{-2}(图 7(c)). 湖面长波辐射与湖面温度的变化规律一致, 湖面温度越高则长波辐射越大, 变化范围为 375~455 W m^{-2}(图 7(d)). 净辐射的变化趋势与太阳总辐射一致, 但量值较小(图 7(e)). 净辐射在正午最大值约为 900 W m^{-2}, 在夜间转变为较小负值, 这是由于夜间湖面向大气发射长波辐射造成的. 湖面反照率定义为反射短波辐射与太阳总辐射之比. 湖面反照率的日变化呈"U 型"的变化规律(图 7(f)). 由于太阳短波辐射可穿透湖水, 并且大部分能量被湖水吸收, 反射回来的短波辐射较小, 因此湖面的反照率一般较小, 在夏季正午时段约为 0.03.

在季节尺度上, 太阳总辐射日平均值的变化范围为 30~345 W m^{-2}, 夏季较大冬季较小, 最大值出现在 6 月份(图 8(a)). 由于云的影响, 太阳总辐射日平均值在夏季中期出现较大的波动. 湖面反射短波辐射的变化规律与太阳总辐射相反, 其日平均值在夏季较小冬季较大, 变化范围为 3.5~26.7 W m^{-2}(图 8(b)). 在夏季由于大气水汽含量较高、云量较多等因素影响, 因此大气逆辐射日平均值在夏季大于冬季, 最小值出现在 1 月份(242.6 W m^{-2}), 最大值出现 7 月份(407.3 W m^{-2})(图 8(c)). 湖面长波辐射季节变化规律与湖面温度有关, 其日平均值变化范围为 356.5~434.7 W m^{-2}(图 8(d)). 洱海湖面在正午时段反照率的季节变化范围为 0.03~0.07, 最大值出现在 1

月份, 最小值出现在8月份(图9). 湖面反照率的季节变化规律与太阳高度角的季节变动有关, 在夏季太阳高度角较大, 反照率较小, 在冬季则反之. 湖面反照率与正午太阳高度角的拟合关系如图 10 所示. 为了评估 CLM4 模式中对湖面反照率的模拟效果, 本文利用湖面观测资料强迫 CLM4 湖泊模式(CLM4-LISSS)中反照率计算模块运行. 对比观测结果和模拟结果后可发现: CLM4 湖泊模式在冬季低估、夏季高估了湖面反照率, 只有在过渡季节模拟值与观测值相差较小(图 9).

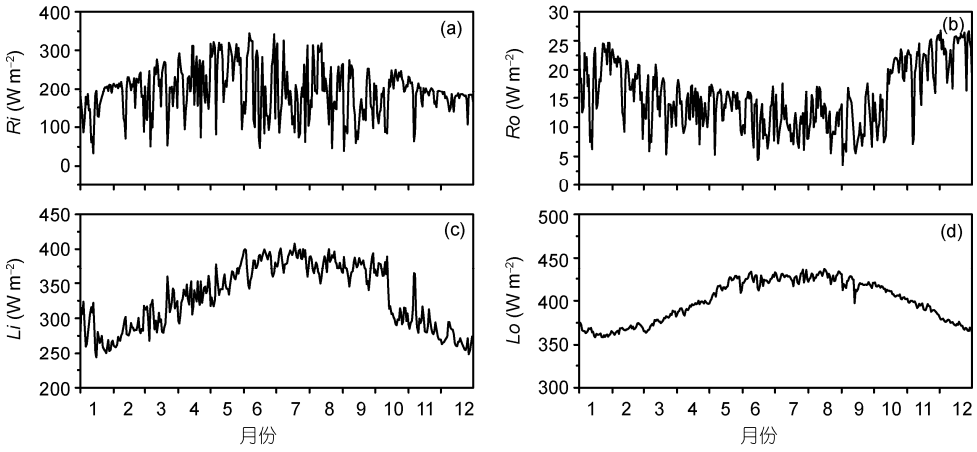


图 8　洱海湖面辐射四分量的季节变化图

变量符号与图 7 相同

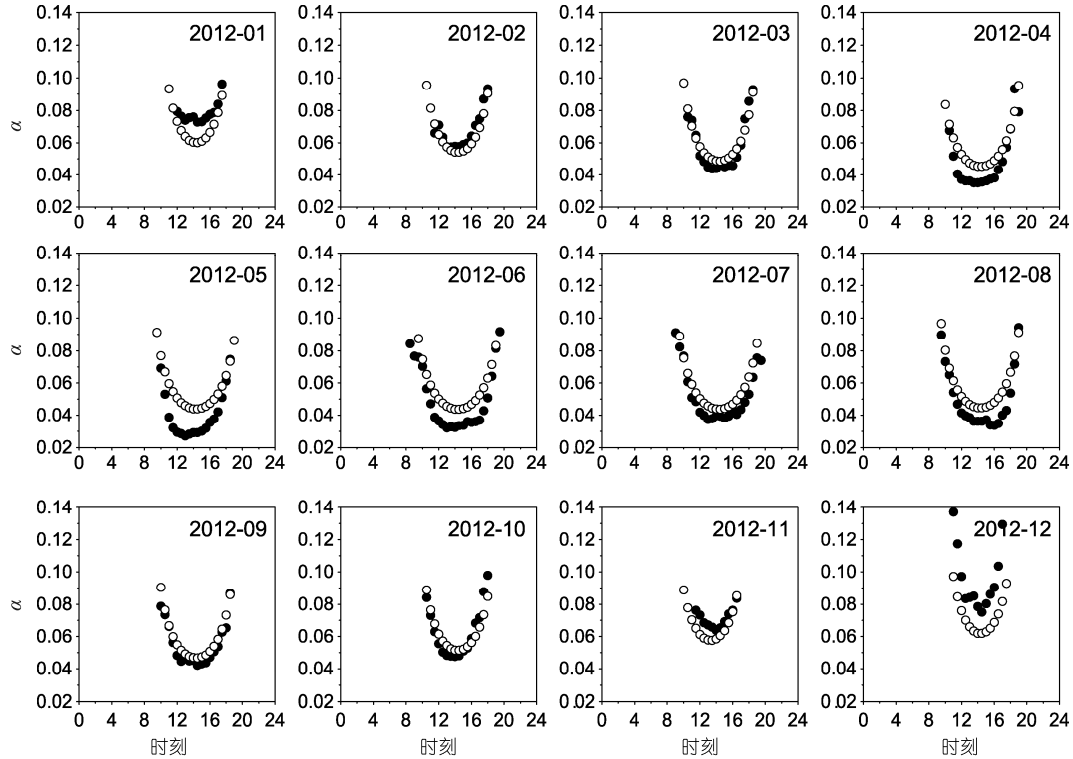


图 9　洱海湖面反照率的季节变化图

●代表观测值, ○代表模拟值

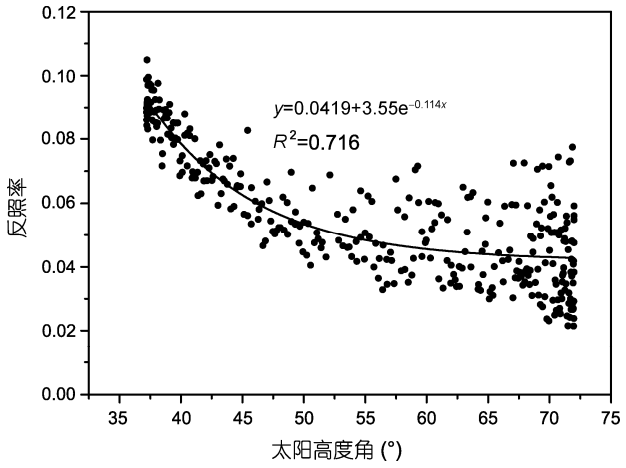


图 10　洱海湖面反照率与正午太阳高度角的关系图

3.4　湍流通量的变化特征

湖面湍流通量受天气状况的影响较大, 本文只讨论晴天条件下湍流通量的日变化特征. 洱海站 2012 年各季节代表月份晴天条件下感热通量、潜热通量、动量通量和二氧化碳通量平均日变化如图 11 所示. 感热通量全天变化范围不大, 变化范围为 –20~25 W m^{-2}(图 11(a)). 在 7 月份, 感热通量最大值出现在早晨 06:00 左右, 最小值约出现在下午 17:00. 在 1 月份, 感热通量最大、最小值出现的时间与夏季相比均滞后约 2 h. 从全年来看, 感热通量的峰值冬季稍大于夏季, 但季节之间变化不大. 感热通量最大和最小值的出现时间与湖气温差(湖面温度与空气温度之差)有关. 在夜间, 由于辐射冷却作用, 空气温度下降较快, 湖气温差为正值, 感热通量也为正值, 湖面向大气传输热量. 在早晨时段, 湖气温差达到最大, 感热通量相应达到峰值. 白天的情况与夜间相反, 由于太阳辐射加热以及周围陆地的影响, 空气温度上升较快, 到下午湖气温差变为负值, 感热通量也为负值, 大气向湖面传输热量, 并在傍晚时段达到最小值. 感热通量与湖气温差存在较显著的相关性, 如图 12(a)所示. 在 7 月份, 潜热通量在傍晚 17:00 左右达到峰值, 约为 150 W m^{-2}(图 11(b)). 潜热通量在夜间较小, 一般不超过 50 W m^{-2}. 在 1 月份, 潜热通量的日变化规律与 7 月份相类似, 但变化振幅相对较小(10~50 W m^{-2}). 从全年来看, 潜热通量在夏季较大, 冬季较小. 潜热通量与水汽压差存在较显著的相关性, 如图 12(b)所示. 感热通量和潜热通量的日变化规律表明在白天湖面的有效能量(净辐射与湖泊热存储之差)主要分配为潜热通量, 湖气温差和水汽压差分别是感热通量和潜热通量日变化的主要控制因子. 在 1 月份, 动量通量的变化范围为 0.05~0.4 kg m^{-1} s^{-2}, 并在正午时段达到最小值, 在傍晚 16:00 左右达到最大

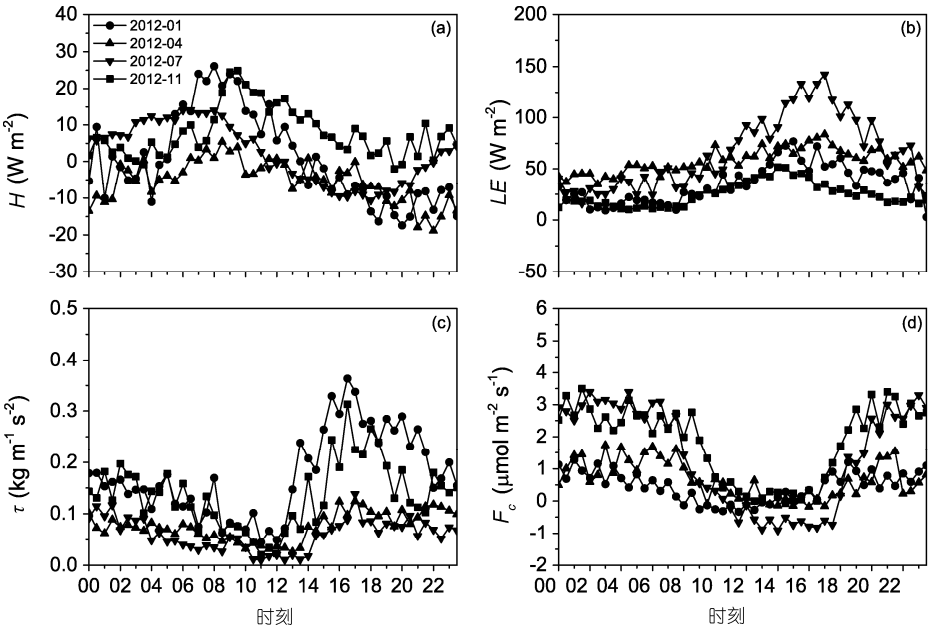


图 11　洱海湖面 2012 年各季节代表月份晴天条件下各通量的平均日变化图

(a) 感热通量, (b) 潜热通量, (c) 动量通量, (d) 二氧化碳通量

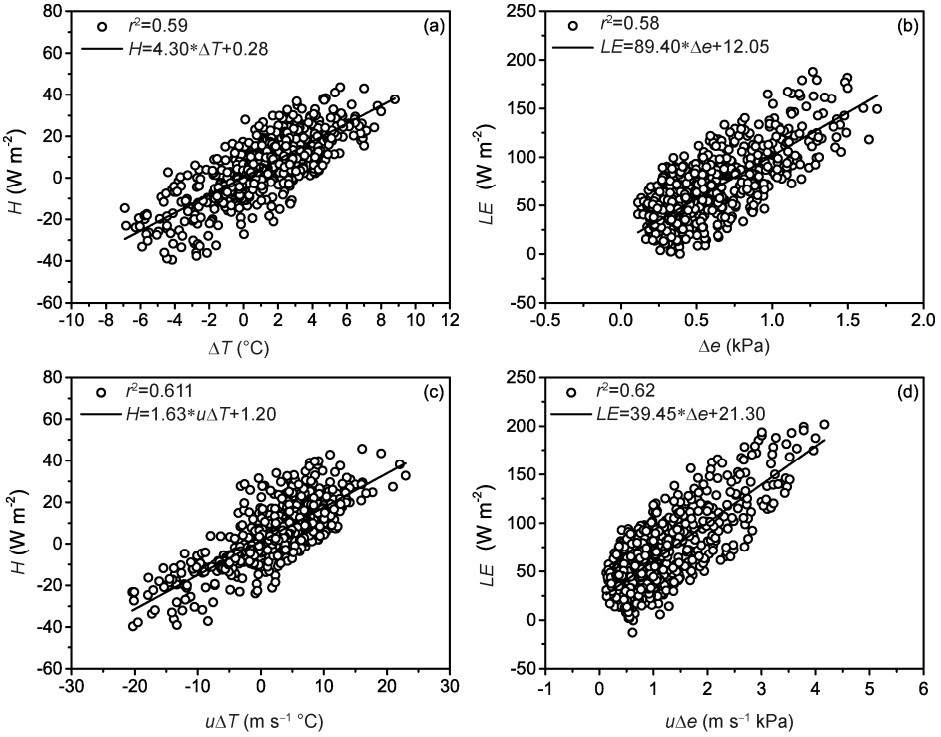


图 12　洱海湖面感热通量与湖气温差((a)和(c)), 潜热通量与水汽压差((b)和(d))的关系

e_a 为空气水汽压, 其他符号与上文相同. $\Delta T=T_s-T_a$; $\Delta e=e_s-e_a$; $u\Delta T=u(T_s-T_a)$; $u\Delta e=u(e_s-e_a)$

值(图 11(c)). 在 7 月份, 动量通量的变化规律与 1 月份相类似, 但变化范围相对较小(0.02~0.15 kg m^{-1} s^{-2}). 动量通量在冬春季节较大、夏秋季节较小, 与前文分析的平均风速的季节变化规律相同. 二氧化碳通量在晴天条件下平均日变化如图 11(d)所示. 二氧化碳通量在 7 月份的平均日变化范围为–1.0~4.0 μmol m^{-2} s^{-1}, 在 1 月份的平均日变化范围相对较小(0~1.5 μmol m^{-2} s^{-1}). 二氧化碳通量除夏季有弱的吸收外, 其余季节(冬季)表现为弱的排放. 二氧化碳通量在日出后逐渐减小, 在午后 14:00 左右达到最小值并持续到傍晚. 这可能与午后湖水中的植物或微生物进行光合作用吸收二氧化碳有关. 二氧化碳通量在 1 月份和 7 月份的日平均值分别为 0.449 和 1.238 μmol m^{-2} s^{-1}. 与其他地区相比, 洱海湖面二氧化碳通量日平均值均大于哈得孙湾(–1.545 μmol m^{-2} s^{-1}, Neumann 和 Hartog, 1994)以及芬兰埃沃地区(0.386 μmol m^{-2} s^{-1}, Vesala 等, 2006)夏季湖面的观测值.

3.5　空气动力学粗糙度及整体输送系数

在利用涡动相关法计算空气动力学粗糙度(z_0)和整体输送系数(C_d, C_h, C_q)的过程中, 需去除有降雨以及风速大于 6 m s^{-1} 的资料, 目的在于避免降雨及风浪对通量观测的影响. 图 13 给出了洱海湖面 10 m 高度处空气动力学粗糙度和整体输送系数的月平均值. 空气动力学粗糙度全年平均值为 1.9×10^{-2} m, 并在冬、春季较大, 这可能与该时段内出现较多大风天气造成较高的海浪有关. C_d, C_h 和 C_q 全年平均值分别为 2.02×10^{-3},1.47×10^{-3} 和 1.36×10^{-3}. C_d 和 C_h 两者的比值为 1.37, C_q 和 C_h 两者的比值为 0.92, 与过去认为 $C_h\approx C_q$ 存在一定的差异. 总的来说, 整体输送系数在夏、秋季较大, 冬、春季次之. 整体输送系数随着风速的增大而减小(图 14). 湖面近地层大气绝大部分时间处于不稳定或弱不稳定状态, 稳定状态较少(图略), 由于大风的情况下多对应中性大气层结, 因此整体输送系数随着近地层大气不稳定性的增加而增加.

3.6　湖面蒸发量

图 15 给出了涡动相关法观测的洱海湖面月蒸发量, 其中蒸发量的缺测数据用 ANN 填补. 洱海蒸发量从 2 月份开始逐渐上升, 进入夏季后出现小幅度的

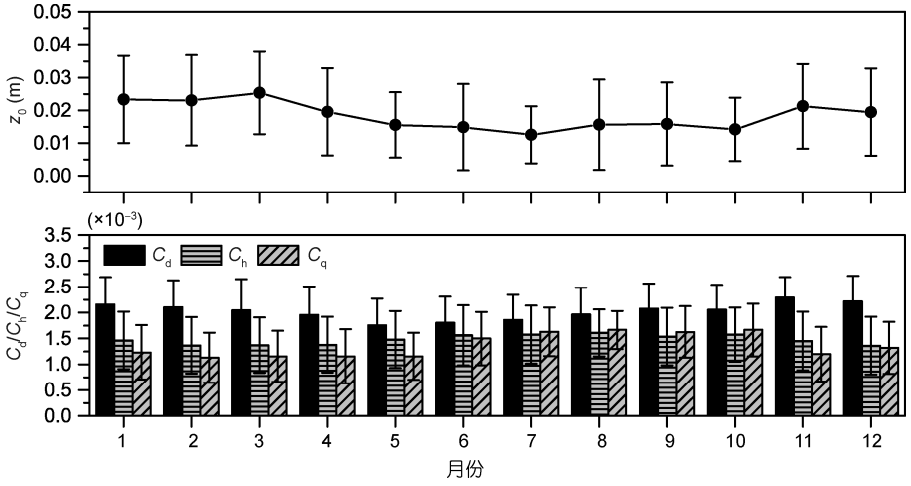


图 13　洱海湖面动力学粗糙度和整体输送系数月平均值的季节变化图

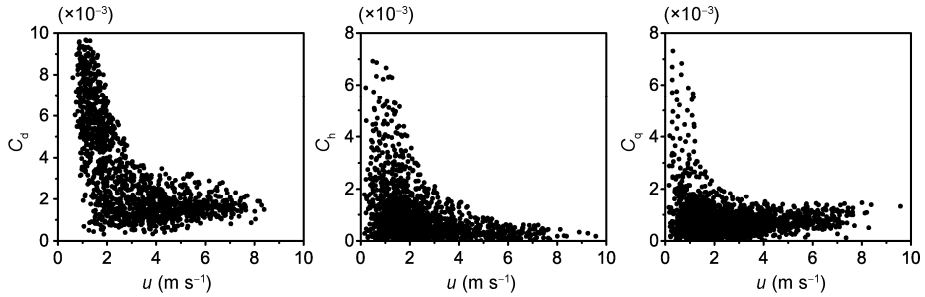


图 14　洱海湖面夏季整体输送系数与风速的关系图

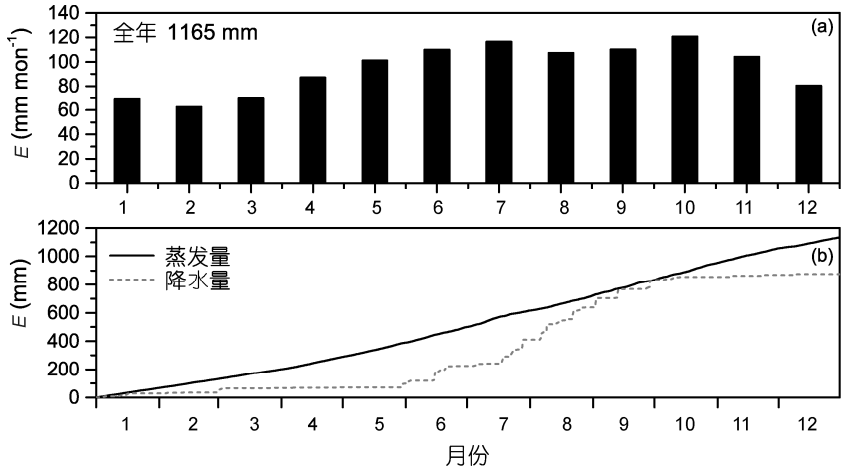


图 15　洱海湖面月蒸发量(a)、累积蒸发量和累积降水量(b)的季节变化图

下降, 这是由于夏季云量增多、降雨天气较多等原因使得蒸发量反而降低(图 15(a)). 洱海月蒸发量最小值出现在 2 月份(62.5 mm mon^{-1}), 最大值出现在 10 月份(121.8 mm mon^{-1}). 洱海累积蒸发量在全年范围内持续上升(图 15(b)), 在 8 月份之前, 累积的蒸发量大于降水量; 进入 9 月份, 累积的蒸发量基本上与降水量持平; 但 9 月份之后, 降水量减少, 累积的蒸发量超过降水量. 洱海 2012 年全年蒸发量为 1165 mm,

由于观测系统误差和资料填补带来的误差约±15 mm. 洱海 2012 年的蒸发量小于大理地区蒸发皿观测的多年(1962~2008 年)平均值 1519.7 mm(黄慧君等, 2010).

4 结论

本文利用 2012 年在洱海湖面获取的涡动相关观测资料, 对高原湖泊表面湍流通量的日变化、空气动力学粗糙度以及整体输送系数进行研究并估算湖面的蒸发量, 得到以下几个主要结论.

(1) 在晴天条件下, 洱海湖面水平风速的日变化较显著, 夜间的平均风速大于白天. 湖面近地层出现明显的环流现象, 白天以东风/东南风为主, 夜间以西风/西北风为主. 洱海在白天表现为冷湖效应, 在夜间则表现为暖湖效应. 水平风速在冬春季较大、夏秋季较小. 湖气温差在秋季 10 月份最大, 在冬季 2 月份最小.

(2) 洱海湖面辐射各分量具有显著的日变化, 夏季太阳总辐射正午最大值约为 1020 W m^{-2}. 湖面反射的短波辐射远小于太阳总辐射, 约为 30 W m^{-2}. 湖面长波辐射与湖面温度的变化规律一致, 湖面温度越高则长波辐射越大. 反照率的日变化呈“U 型”的变化规律, 其正午最小值在夏季较小, 在冬季较大, 变化范围为 0.03~0.07. 与实际观测得到的湖面反照率相比, CLM4 湖泊模式在冬季低估、夏季高估了湖面反照率.

(3) 动量通量、感热通量、潜热通量和二氧化碳通量存在较明显的日变化规律. 感热通量平均日变化的峰值不超过 25 W m^{-2}, 潜热通量平均日变化的峰值不超过 150 W m^{-2}. 白天湖面的有效能量主要分配为潜热通量. 感热通量的日变化主要取决于湖气温差, 而潜热通量的日变化主要取决于水汽压差. 二氧化碳通量在夜间较大白天较小, 在正午时段达到最小值. 二氧化碳通量除夏季有弱的吸收外, 其余季节(冬季)表现为弱的排放.

(4) 空气动力学粗糙度全年平均值为 1.9×10^{-2} m, 动量拖曳系数 C_d、热量输送系数 C_h 和水汽输送系数 C_q 全年平均值分别为 2.02×10^{-3}, 1.47×10^{-3} 和 1.36×10^{-3}. 湖面整体输送系数随着风速的增加而减小, 随着大气层结的不稳定性增加而增加.

(5) 洱海月蒸发量最小值出现在 2 月份, 最大值出现在 10 月份, 2012 年全年蒸发量为(1165±15) mm.

本文仅分析了洱海湖面微气象特征以及湖气相互作用过程中能量、水汽和 CO_2 交换的一般规律, 对于洱海能量平衡特征、湖水热力学结构和热存储变化特征以及局地环流特征将在另文分析.

致谢 感谢云南气象科学研究所和大理观象台在野外观测及历史气候资料等的大力支持和帮助.

参考文献

陈家宜, 王介民, 光田宁. 1993. 一种确定地表粗糙度的独立方法. 大气科学, 17: 21–26

李茂善, 马耀明, 孙方林, 等. 2008. 纳木错湖地区近地层微气象特征及地表通量交换分析. 高原气象, 27: 727–732

李照国, 吕世华, 奥银焕, 等. 2012. 鄂陵湖湖滨地区夏季近地层微气象特征与碳通量变化分析. 地理科学进展, 31: 602–608

黄慧君, 王永平, 李庆红. 2010. 气候变暖背景下洱海水面蒸发量的变化及影响因素. 气象与环境学报, 26: 32–35

任晓倩, 孙菽芬, 陈文, 等. 2013. 湖泊数值模拟研究现状综述. 地球科学进展, 28: 347–356

肖薇, 刘寿东, 李旭辉, 等. 2012. 大型浅水湖泊与大气之间的动量和水热交换系数——以太湖为例. 湖泊科学, 24: 932–942

杨显玉, 文军. 2012. 扎陵湖和鄂陵湖大气边界层特征的数值模拟. 高原气象, 31: 927–934

Adrian R, Reilly C M O, Zagarese H, et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change. Limnol Oceanogr, 54: 2283–2297

Blanken P D, Rouse W R, Culf A D, et al. 2000. Eddy covariance measurements of evaporation from Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. Water Resour Res, 36: 1069–1077

Bonan G B. 1995. Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces. J Clim, 8: 2691–2704

Downing J, Prairie Y, Cole J, et al. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. Limnol Oceanogr, 51: 2388–2397

Dutra E, Stepanenko V M, Balsamo G, et al. 2010. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme. Boreal Environ Res, 15: 100–112

Foken T, Göockede M, Mauder M, et al. 2004. Post-field data quality control. Handbook of micrometeorology. In: Lee X, Massman W J, Law B, eds. Handbook of Micrometeorology: A Guide For Surface Flux Measurement and Analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

181–208
Kaimal J C, Finnigan J J. 1994. Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement. New York: Oxford University Press. 289
Kormann R, Meixner F X. 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification. Bound-Lay Meteorol, 99: 207–224
Lofgren, B M. 1997. Simulated effects of idealized Laurentian Great Lakes on regional and large-scale climate. J Clim, 10: 2847–2858
Long Z, Perrie W, Gyakum J, et al. 2007. Northern lake impacts on local seasonal climate. J Hydrometeorol, 8: 881–896
Ma R H, Duan H T, Hu C M, et al. 2010. A half-century of changes in China's lakes: Global warming or human influence? Geophys Res Lett, 37, L24106, doi: 10.1029/2010GL045514
Moore C J. 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. Bound-Lay Meteorol, 37: 17–35
Neumann H H, Hartog G D. 1994. Carbon dioxide fluxes over a raised open bog at the Kinosheo Lake tower site during the Northern Wetlands Study (NOWES). J Geophys Res, 99: 1529–1538
Nordbo A, Launiainen S, Mammarella I, et al. 2011. Long-term energy flux measurements and energy balance over a small boreal lake using eddy covariance technique. J Geophys Res, 116: D02119, doi: 10.1029/2010JD014542
Oswald C J, Rouse W R. 2004. Thermal characteristics and energy balance of various-size Canadian Shield lakes in the Mackenzie River Basin. J Hydrometeorol, 5: 129–144
Rouse W R, Blanken P D, Bussières N, et al. 2008. An investigation of the thermal and energy balance regimes of Great Slave and Great Bear Lakes. J Hydrometeorol, 9: 1318–1333
Rouse W R, Oswald C M, Binyamin J, et al. 2003. Interannual and seasonal variability of the surface energy balance and temperature of central Great Slave Lake. J Hydrometeorol, 4: 720–730
Samuelsson P, Tjernström M. 2001. Mesoscale flow modification induced by land-lake surface temperature and roughness differences. J Geophys Res, 106: 12419–12435
Schertzer W M, Rouse W R, Blanken P D. 2000. Cross-lake variation of physical limnological and climatological processes of Great Slave Lake. Phys Geogr, 21: 385–406
Schertzer W M. 1997. Freshwater Lakes. In: Bailey W G, Oke T E, Rouse W R, eds. The Surface Climates of Canada. Montreal: McGill-Queens University Press. 124–148
Schindler D. 2009. Lakes as sentinels and integrators for the effects of climate change on watersheds, airsheds, and landscapes. Limnol Oceanogr, 54: 2349–2358
Small E E, Giorgi F, Sloan L C, et al. 2001. The effects of desiccation and climatic change on the hydrology of the Aral Sea. J Clim, 14: 300–322
Spence C, Rouse W R, Worth D, et al. 2003. Energy budget processes of a small northern lake. J Hydrometeorol, 4: 694–701
Subin Z M, Riley W J, Mironov D. 2012. An improved lake model for climate simulations: Model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1. J Adv Model Earth Syst, 4: M02001, doi: 10.1029/2011MS000072
Vesala T, Huotari J, Rannik Ü, et al. 2006. Eddy covariance measurements of carbon exchange and latent and sensible heat fluxes over a boreal lake for a full open-water period. J Geophys Res, 111: D11101, doi: 10.1029/2005JD006365
Vickers D, Mahrt L. 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. J Atmos Oceanic Technol, 14: 512–526
Webb E K, Pearman G I, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. Q J R Meteorol Soc, 106: 85–100
Xu X D, Zhang R H, Shi X H, et al. 2008. A new integrated observational system over the Tibetan Plateau. Bull Amer Meteorol Soc, 89: 1492–1496
Zhang R H, Koike T, Xu X D, et al. 2012. A China-Japan cooperative JICA atmospheric observing network over the Tibetan Plateau (JICA/Tibet Project): An overviews. J Meteorol Soc Jpn, 90C: 1–16