许鲁君，刘辉志，曹杰. 2014. 大理苍山—洱海局地环流的数值模拟 [J]. 大气科学, 38 (6): 1198−1210, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13293. Xu Lujun, Liu Huizhi, Cao Jie. 2014. Numerical simulation of local circulation over the Cangshan Mountain−Erhai Lake area in Dali, Southwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (6): 1198−1210.

大理苍山—洱海局地环流的数值模拟

许鲁君[1, 2] 刘辉志[1] 曹杰[2]

1 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室，北京 100029

2 云南大学大气科学系，昆明 650091

摘 要 利用耦合了湖泊模型的 WRF_CLM 模式模拟了秋季大理苍山—洱海地区的局地环流特征。结果表明：模式对近地面温度、风向、风速的模拟与观测基本一致，模拟结果能较好地再现该地区山谷风和湖陆风相互作用的局地环流特征。在秋季，大理苍山的谷风起止时间为 08:00～17:00（北京时，下同），湖风起止时间为 09:00～19:00。局地环流受高山地形及洱海湖面影响明显，山谷风形成早于湖陆风 1 h，夜间山风、陆风强盛于白天谷风、湖风。白天苍山谷风与洱海湖风的叠加作用会驱动谷风到达 2600 m 的高度，而傍晚最先形成的苍山山风则会减弱洱海的湖风环流。夜间盆地南部在两侧山风、陆风的共同作用下，形成稳定而持续的气旋式环流。日出以后，对流边界层迅速发展，边界层高度逐渐增高。陆地 17:00 温度达到最高，边界层高度也达到峰值 2000 m，之后逐渐降低。日落后形成稳定边界层，边界层高度在夜间基本保持在 100 m。相对于陆地，湖面白天边界层高度低 300 m，夜间边界层高度高 100 m。

关键词 WRF_CLM 模式 湖陆风 山谷风 局地环流

文章编号 1006–9895(2014)06–1198–13 **中图分类号** P434 **文献标识码** A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13293

Numerical Simulation of Local Circulation over the Cangshan Mountain−Erhai Lake Area in Dali, Southwest China

XU Lujun[1, 2], LIU Huizhi[1], and CAO Jie[2]

1 *State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029

2 *Department of Atmospheric Sciences*, *Yunnan University*, *Kunming* 650091

Abstract The characteristics of local circulation in autumn over Cangshan Mountain-Erhai Lake in Dali were simulated using the WRF_CLM model, which includes a lake module. Simulated near-surface temperature, wind speed, and wind direction by the WRF_CLM model show good agreement with the observation data. In autumn, valley breezes start at 0800 BT (Beijing Time) and end at 1700 BT, while lake breezes last from 0900 BT to 1900 BT. The local alp terrain and Erhai Lake have a large impact on the local circulation. Starting time of the mountain–valley breeze is 1 hour earlier than that of the lake–land breeze. Mountain and land breezes at night are stronger than valley and lake breezes in daytime. Valley and lake breezes cooperate, reaching up to 2600 m in height during the day, while lake–land circulation is weakened by mountain breezes from Cangshan at dusk. A cyclonic circulation is maintained by the combination of mountain breeze and land breeze in the south of the basin at night. The convective boundary layer develops quickly after sunrise, and reaches a peak height of 2000 m at 1700 BT, then decreases to 100 m at night over the land surface. The boundary layer height over the lake surface is 300 m lower at daytime than over the land surface and 100 m higher at

收稿日期 2013−10−24，2014−01−15 收修定稿

基金项目 国家自然科学基金项目 41030106，中国科学院战略性先导科技专项项目 XDA05110102

作者简介 许鲁君，女，1988 年出生，硕士研究生，主要从事大气边界层物理研究。E-mail: xulujun@163.com

night.

Keywords WRF_CLM model, Lake–land breeze, Mountain–valley breeze, Local circulation

1 引言

大气的动力和热力作用主要是通过下垫面与大气相互作用，并以湍流方式进行物质和能量交换而实现的（Stull，1988；Arya，2001）。复杂地形和下垫面的动力作用及加热不均匀性会使流场发生形变，产生气流的辐合与辐散，增强气流的切变，引起局地环流（盛裴轩等，2005）。高原湖泊湖区地形复杂多样，湖陆环流与山谷环流同时出现、相互作用，形成独特的局地环流。局地的下垫面特征影响着陆气之间感热、潜热、水分及动量的交换，而大气过程（包括中尺度环流以及云和降水系统的形成过程）在很大程度上依赖于地表的水汽和热量通量（徐祥德，2002）。

近几十年来，对局地环流的研究广泛开展并取得一定成果。Jeffreys（1922）最先提出海陆风的理论，认为海陆温差引起的气压梯度力与摩擦力的平衡产生的摩擦风即是海陆风。Whiteman（1990）和 Schmidli et al.（2011）对由热力驱动的山谷风系统做了理论解释。Biggs and Graves（1962）利用量纲分析和相似原理定义了湖陆风指数。局地环流的早期研究是以观测作为主要方法。Fisher（1960）首先用船舶和飞机对包括海洋和陆地的海陆风系进行观测，Davidson and Rao（1963）从观测得到山谷风的演变特征，King et al.（2003）用卫星观测资料得到湖风能增强低层大气的水汽辐合和风切变，而这两者都是激发极端对流天气发生的重要条件。然而局地环流的形成与演变不仅受到热力因素的影响，还与地形、环境风场等动力因素及下垫面植被有关（Arritt and Pielke，1986；Gross，1987；Barr and Orgill，1989；Clements et al.，1989；Doran，1991）。

局地环流的数值模拟起源于海陆风，Estoque et al.（1961，1962，1976）建立了海陆风的数值模式，为后来海陆风的数值研究奠定了基础，并探究了山地地形对湖陆风的影响；Thyer（1966）和 Segal et al.（1983）对深峡谷里的湖泊进行了数值模拟。随后国内也开展了这方面的工作，张雷鸣（1994）进行了滇池区域性环流的模拟；吕雅琼等（2007，2008）又用 MM5 模式对青海湖、纳木错湖的局地环流进行模拟。另外，很多研究验证了 WRF（Weather Research and Forecasting Model）模拟结果的可靠性。Carvalho et al.（2012）的研究表明 WRF 模式能较好地模拟海陆风环流发生发展的完整过程。Catalano and Moeng（2010）还用 WRF 对山谷中上坡流进行大涡模拟，发现 WRF 可以再现山谷中复杂的湍流结构特征。

在云贵高原，湖泊常常处于山谷的盆地，形成湖陆风与山谷风叠加的局地环流，但目前对此研究并不太多。湖泊下垫面与陆地相比，具有反照率高、热容量大、粗糙度小、热导率低等独特的物理特性，导致湖泊与大气之间的动量、热量、水汽交换与其他陆地下垫面存在明显的差异（Bates et al.，1993；Goyette et al.，2000；Liu and Moore，2004；Laird et al.，2009）。受地域、季节、湖水成分等因素影响，不同湖泊对边界层热力和水汽传输的影响截然不同，湖泊效应表现复杂多样。低纬度地区湖泊常年呈现出增大潜热输送、减小感热输送的效果（Dutra et al.，2010）。中高纬地区湖泊夏季表现为降温效应，减弱低层大气的不稳定能量，减少对流性天气过程的发生（Estoque，1981；Sills et al.，2011）；秋、冬季湖水翻转和冻结过程则对边界层起到加热和增湿的作用，增加湖区低层大气的不稳定性，引发湖泊效应降水（Maglaras et al.，1995；Ballentine et al.，1998；Steiger et al.，2009）。湖温及湖泊盐度、养分还会影响浮游生物的生长，引起周围生态环境的变化（Adrian et al., 2009）。

当前的数值预报模式，无论是区域气候模式还是全球气候模式，对湖泊的处理都过于简单。目前被广泛采用的新一代中尺度天气预报模式 WRF 采用简单的插值方法得到湖泊表面温度和湖泊冰，再通过近地层方案计算动量通量和水汽通量等（Skamarock et al.，2008）。最新版本的 WRF3.5 耦合进 CLM（Community Land Model）有了专门的湖泊模型，但湖深设定 50 m 定值。把湖模式耦合到数值模式中是耦合数值模式发展的前沿问题之一。单纯的湖泊模式主要有混合层模型和热力传输模型。前者假定湖面到湖底或某一深度为一个完全混合、均匀分布的整体，如 Flake（Mironov，2008）；后者在垂直方向上将水体分层，通过有限差分法求解一维热扩散方程（任晓倩等，2013），如 Hosteler

（Hostetler and Bartlein，1990）模式。另外还有复杂的湍流模型（Goudsmit et al., 2002）和三维动力湖泊模型（Long et al., 2007），考虑到湖泊模式的复杂性及计算机的运算能力，目前耦合进数值模式的一般是一维湖泊模型，例如 Hosteler 湖模式被耦合到陆面模式 CLM（Oleson et al., 2004）和中尺度天气预报模式 WRF 中。

大理洱海盆地位于青藏高原的东南边缘地区，云贵高原与横断山脉南端结合部，地势西高东低，海拔高度差异悬殊。盆地从西北到东南呈现一个不规则的狭长带，四面环山，是典型的山谷盆地。位于盆地中的洱海，是全国七大淡水湖泊之一，云南省的第二大高原湖泊。湖面南北长约 42.6 km，东西最大宽度 9 km，面积约 256.7 km^2，平均湖深 10 m，最大湖深 20.7 m。洱海东临玉案山，西及点苍山，处于南北走向的峡谷之中。这样一个平均海拔 2000 m 左右，东部为洱海断陷盆地，西部是西高东低的狭长缓坡的山谷盆地中的大气边界层呈现出特殊的特征，在洱海盆地上空激发出湖陆风、山谷风，在两者叠加效应的驱动下，形成典型的局地环流。本文利用耦合一维湖泊模型 Hosteler 的 WRF_CLM 模式对高原湖泊洱海的局地环流进行模拟，分析洱海湖滨局地环流特征，并探讨大气边界层结构特征。本研究可以加深对高原东南边缘地区局地环流及大气边界层过程的认识。

2 资料和方法

2.1 模式介绍

本文采用耦合湖泊模型的 WRF_CLM 模式对局地环流进行模拟。WRF 是以美国国家大气研究中心（NCAR）、美国环境监测中心（NCEP）等科研机构为中心开发的新一代中尺度天气预报模式和同化系统，各模式应用行业可以便携的将各自的预测模式耦合衔接于该模式。它在 MM5 模式的基础上进行了改进，是一个完全可压缩的非静力模式，水平网格采用 Arakawa C 格点，时间积分采用四阶 Runge-Kutta 时间积分方案，小步长水平显式，垂直方向隐式（Skamarock et al.，2008）。

本文所采用的湖泊模式是在 Hosteler 一维热扩散湖泊模型基础上发展而来的（Henderson-sellers，1985；Dai et al., 2003；Hostetler and Bartlein，1990），包含在 CLM 陆面参数化方案里，由 Subin et al.（2011）耦合到 WRF 中。模式假设湖泊各深度的截面积相等、湖水水平均一，湖深可调节，适合于浅湖的模拟（Martynov et al.，2010）。最顶层的边界条件是由表层进入湖泊的热量通量决定，底部的边界条件设为零通量层，湖中热量的分配主要由垂直交换引起。垂直涡旋扩散系数 $K_{e,i}$ 的方程可以写成如下形式：

$$K_{e,i}=\left\{\begin{array}{ll}\dfrac{kw^*z_i}{P_0(1+37R_i^2)}\exp(-k^*z_i), & T_g>T_f\\ 0, & T_g\leqslant T_f\end{array}\right\}\quad 1\leqslant i\leqslant 10 \tag{1}$$

这里假设湖水分为 10 层，其中，k=0.4，P_0=1，z_i 为湖泊各层深度，w^* 为表面摩擦速度，$k^*=6.6u_2^{-1.84}\sqrt{|\sin\Phi|}$，$T_g$ 为湖表面温度，T_f 为冻结温度，i 为湖泊各层索引数（Skamarock et al.，2008）。

模式具体介绍参见 Oleson et al.（2004）。

2.2 方法

温度、风速的模式结果验证采用求平均值、标准差的方法。风向的模拟受周围地形影响很大，风向误差的评估方法也不同。本文采用 Jiménez and Dudhia（2013）的方法，对风向偏差进行评估，计算风向偏差 Δd（单位为度）、标准差 RMSE、相对标准差 RMSEr、平均绝对误差 MAE 的公式如下：

$$\Delta d=\left\{\begin{array}{ll}d_1-d_2, & d_1-d_2\leqslant|180|\\ d_1-d_2-360, & d_1-d_2>180\\ d_1-d_2+360, & d_1-d_2<-180\end{array}\right. \tag{2}$$

$$\mathrm{RMSE}=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(\Delta d_i)^2}{n}}, \tag{3}$$

$$\mathrm{RMSE_r}=\frac{\mathrm{RMSE}}{180}, \tag{4}$$

$$\mathrm{MAE}=\frac{\sum_{i=1}^{n}|\Delta d_i|}{n}, \tag{5}$$

其中，d_1 为模拟结果，d_2 为观测结果，n 为观测频数，i 为索引数。

2.3 试验设计

采用 WRF 三层嵌套网格进行模拟，最内层区域分辨率达到较高的 1 km，覆盖大理洱海盆地，模式区域地形及植被分布如图 1。模式垂直层分为 33 层，大气顶气压 50 hPa，模式积分 48 h，模式启动时间 24 h。模式参数设置如表 1。本文的模拟时段为 2012 年 10 月 19 日 00:00 至 2012 年 10 月 21 日

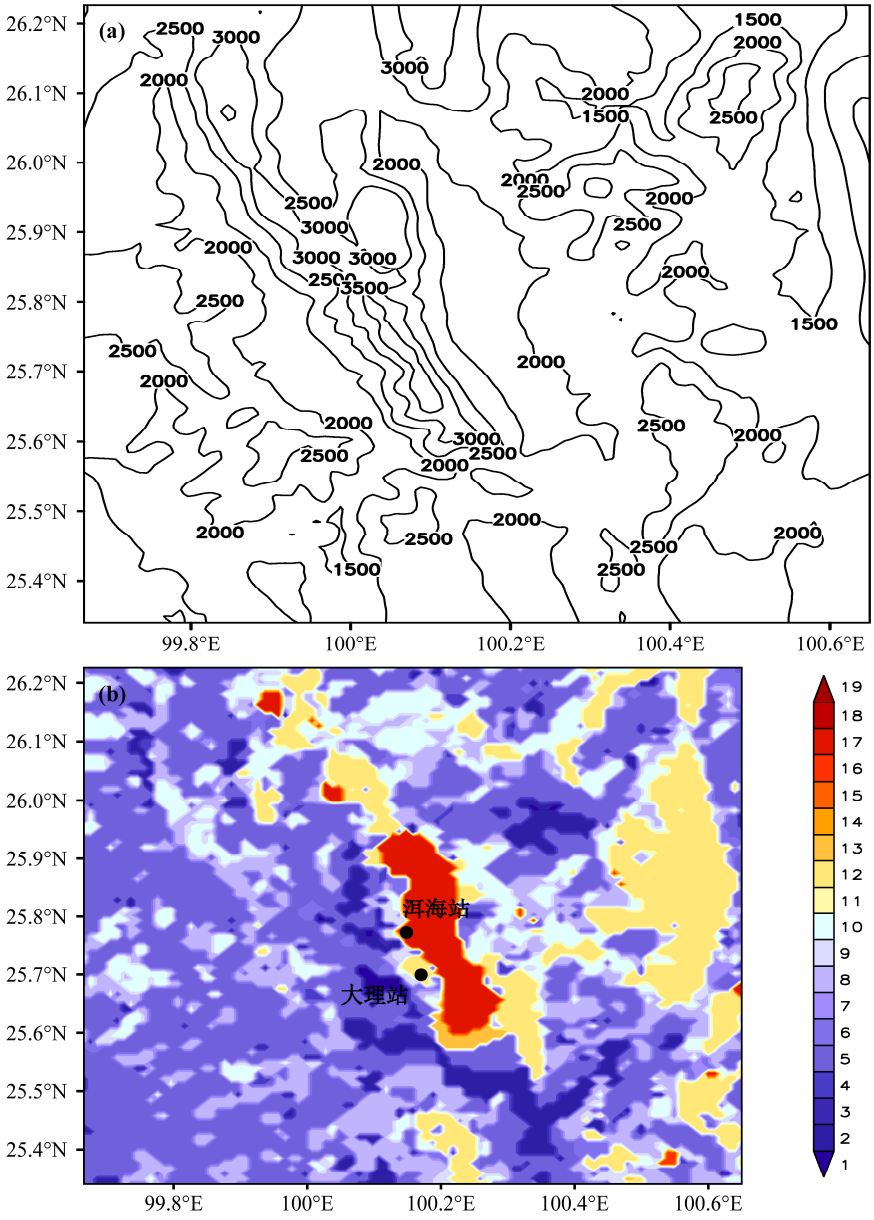

图 1　最内层模拟区域的（a）海拔高度（单位：m）以及（b）水面观测点（洱海站）与陆面观测点（大理站）位置示意图及地表植被类型（1 城市；2 旱地；3 灌溉农田；4 旱地/灌溉农田；5 耕地/草原；6 耕地/林地；7 草原；8 灌木林；9 灌木林/草原；10 稀树草原；11 落叶阔叶林；12 落叶针叶林；13 常绿阔叶林；14 常绿针叶林；15 混交林；16 水；17 草本湿地；18 木本湿地；19 稀疏植被）

Fig. 1　(a) Topographic height (units: m) and (b) the observation sites over water surface (Erhai station) and land surface (Dali station) and land use categories in the innermost region (1 Urban; 2 Dryland; 3 Irrigated cropland; 4 Dryland/Irrigated cropland; 5 Cropland/Grassland; 6 Cropland/Woodland; 7 Grassland; 8 Shrubland; 9 Shrubland/Grassland; 10 Savanna; 11 Deciduous broadleaf; 12 Deciduous needleleaf; 13 Evergreen broadleaf; 14 Evergreen needleleaf; 15 Mixed forest; 16 Water; 17 Herbaceous wetland; 18 Wooden wetland; 19 Sparsely vegetated)

00:00（北京时，下同），模拟时段内大理洱海地区为高压控制，天气晴朗，没有天气系统过境，有利于局地环流的发生发展。取 2012 年 10 月 20 日 00:00 至 2012 年 10 月 21 日 00:00 的模拟结果进行分析。

2.4　资料来源

模式输入初始场和最外层侧边界条件采用 NCEP（1°×1°）再分析资料，每 6 h 输入一次。为了验证模式模拟效果，选用大理国家观象台（下称大理站）（徐安伦等，2011）及洱海水上涡动观测（下称洱海站）（刘辉志等，2014）资料进行对比分析。大理国家观象台（25°42′N，100°11′E）海拔 1990.5 m，西距苍山山脉 4 km，东距高原湖泊洱海

约为 2 km，场地四周为大理农田保护区，所测资料基本代表了低纬高原陆地边界层特征。洱海水上观测系统安装在大理市南潘溪村（25°46′N，100°09′E），海拔 1979.2 m，离洱海西岸约 100 m，离洱海东岸约 7 km，水深约 10 m。该系统主要是常规气象要素以及水文要素的观测。大理站与洱海站直线距离约为 8 km（如图 1b）。

表 1 WRF_CLM 模式参数配置

Table 1 Configuration of the model WRF_CLM

参数	参数设置		
水平格点数	60×80	70×91	97×100
水平分辨率	9 km	3 km	1 km
侧边界条件	NCEP（1°×1°）再分析资料，每 6 h 输入一次		
微物理方案	Lin 方案（Lin et al., 1983）		
长波辐射方案	RRTM 长波辐射方案（Mlawer et al.，1997）		
短波辐射方案	Dudhia 短波辐射方案（Dudhia，1989）		
陆面过程	CLM 方案（Oleson，2004）		
边界层参数化方案	YSU 方案（Hong et al.，2006）		
积云参数化方案	Grell-Devenyi 方案（Grell and Devenyi，2002）		

3 结果分析

3.1 模式结果验证

利用 2012 年 10 月 20 日 00:00 至 2012 年 10 月 21 日 00:00 大理国家气候观象台和洱海水上涡动观测系统的常规气象观测资料，与模拟的近地面温度和风向、风速进行对比分析，以验证模式结果，并分析洱海地区湖、陆不同下垫面的气象要素特征。

图 2 为大理站 2 m 温度、10 m 风向、10 m 风速的模拟结果和观测值。模式很好地模拟了近地面温度的日变化特征，模拟和观测的近地面温度变化趋势一致，两者相关系数 0.9619，峰值出现时间相同（图 2a）。模拟的日平均温度相对于观测偏差 0.22℃，但模式对夜间温度的模拟偏低，主要原因可能是模式低估了湖体附近陆地的土壤湿度，从而低估了湖表附近陆地的比热容。大理站日平均风速 1.46 m s^{-1}，夜间风速最小，日出后逐渐增大，16:00 风速达到最大，然后逐渐减小（图 2b），这与徐安伦的统计结果一致（徐安伦等，2010）。模拟的风速与观测较为一致，平均风速 1.53 m s^{-1}。夜间模式对风速的模拟在数值上小于观测值，这是由于湍流的随机性导致风速的不确定性，另外复杂的地形条件也是影响风速模拟的重要原因（Louis et al.，1979）。从近地面风向的对比结果（图 2c）可以看出，白天主要是东风和东南风，夜间为偏西风。模拟风向与观测较为吻合。模拟风向的相对标准差 37%，研究表明，受地形的次网格作用影响，复杂地形下风向

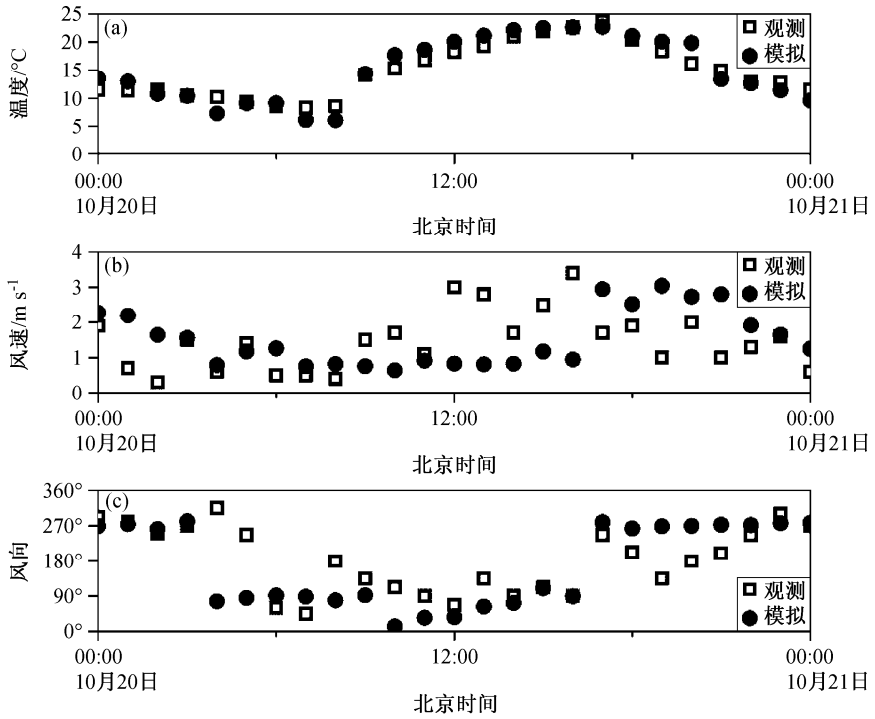

图 2 大理站模拟值与观测值的比较：（a）2 m 温度（单位：℃）；（b）10 m 风速（单位：m s^{-1}）；（c）10 m 风向

Fig. 2 Comparison between observations (squares) and model simulations (dots): (a) 2-m temperature (unit: °C), (b) 10-m wind speed (unit: m s^{-1}), (c) 10-m wind direction at Dali station

的模拟偏差可达 44%（Jiménez and Dudhia，2013）。

洱海水上站的温度峰值出现时间比大理站晚 1 h，模拟结果与观测一致，模拟值与观测值相关系数 0.96，日平均温度较观测低 0.1°C。上午模拟温度暖偏差是太阳辐射吸收系数偏大的结果，夜间同样存在温度冷偏差的现象（图 3a）。洱海站风速变化范围在 0～5 m s^{-1}，均值 2.89 m s^{-1}，模拟的风速与观测趋势一致，平均风速比观测低 0.57 m s^{-1}（图 3b）。风向在 04:00 由西南风转向东南风，18:00 又转向西南风，模拟与观测较为吻合（图 3c），相对标准差只有 34%。21:00 以后存在风向风速的偏差。总体来看，近地面温度及风场的模拟结果与观测基本吻合，表明模式的模拟性能良好。

从洱海站与大理站的观测资料可以发现，09:00 以后洱海站温度低于大理站 2°C 左右，18:00 水体温度达到最高，之后洱海站温度高于大理站。这是因为与陆地下垫面相比，水体比热容大，日出以后陆地吸收太阳辐射增温快，温度高于水体；而日落后陆地辐射冷却降温也快，温度比水体低。水面的日平均温度高于陆地 1.29°C。白天表现为冷湖效应，夜间为暖湖效应，这与吕雅琼（2007）对青海湖的模拟结果一致。水面的粗糙度相对于陆地来说较小，洱海站平均风速比大理站大 1.43 m s^{-1}，两站风速变化趋势一致。在风向方面，洱海站模拟偏差小于大理站。洱海站白天东南风，大理站风向较洱海站偏南；夜间洱海站东南风，而大理站则为西北风，风向受次网格地形作用明显。

3.2　局地环流特征分析

由于大理东临洱海、西靠苍山，海拔高度差异 2000 多米的复杂地理条件，大理洱海盆地中不仅存在因山坡与山谷之间受热不均而形成的山谷风环流，还有洱海与陆地间热力性质不同所引起的湖陆风，以及南部点苍山与玉案山两山对峙的峡谷地带所形成的峡谷风。以下将对水平场、垂直场、近地面边界层特征进行分析，以便了解洱海局地环流情况。模拟时段内大理天气晴朗，没有天气系统过境，背景风向为西风，日出时间 07:20，日落时间 18:45。

3.2.1　近地层水平流场特征

受苍山和哀牢山山脉走向以及洱海等因素影响，大理洱海盆地的局地环流可分别以 25.75°N、25.85°N 为界分为三部分。06:00 在两侧山风及陆风环流的共同作用下，洱海盆地中部和南部分别形成反气旋式、气旋式环流中心，并持续存在（如图 4a）。08:00（图略）地面接受太阳辐射加热，洱海西岸的苍山东坡辐射增温快，导致山坡上空气温度高于山谷，在气压梯度力的作用下最先形成从山谷流向山

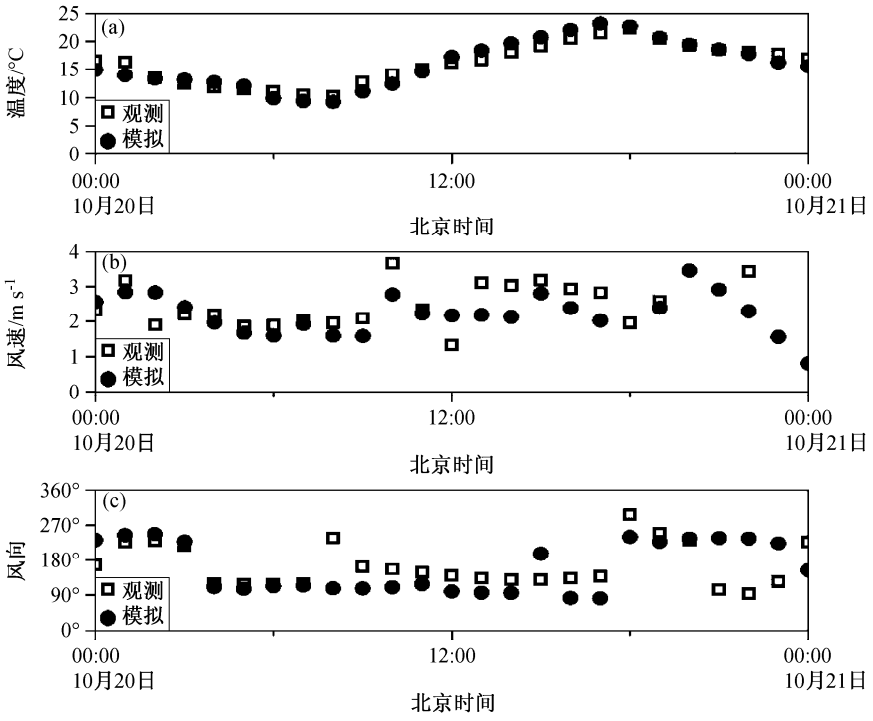

图 3　同图 2，但为洱海站

Fig. 3　Same as Fig. 2, but for Erhai station

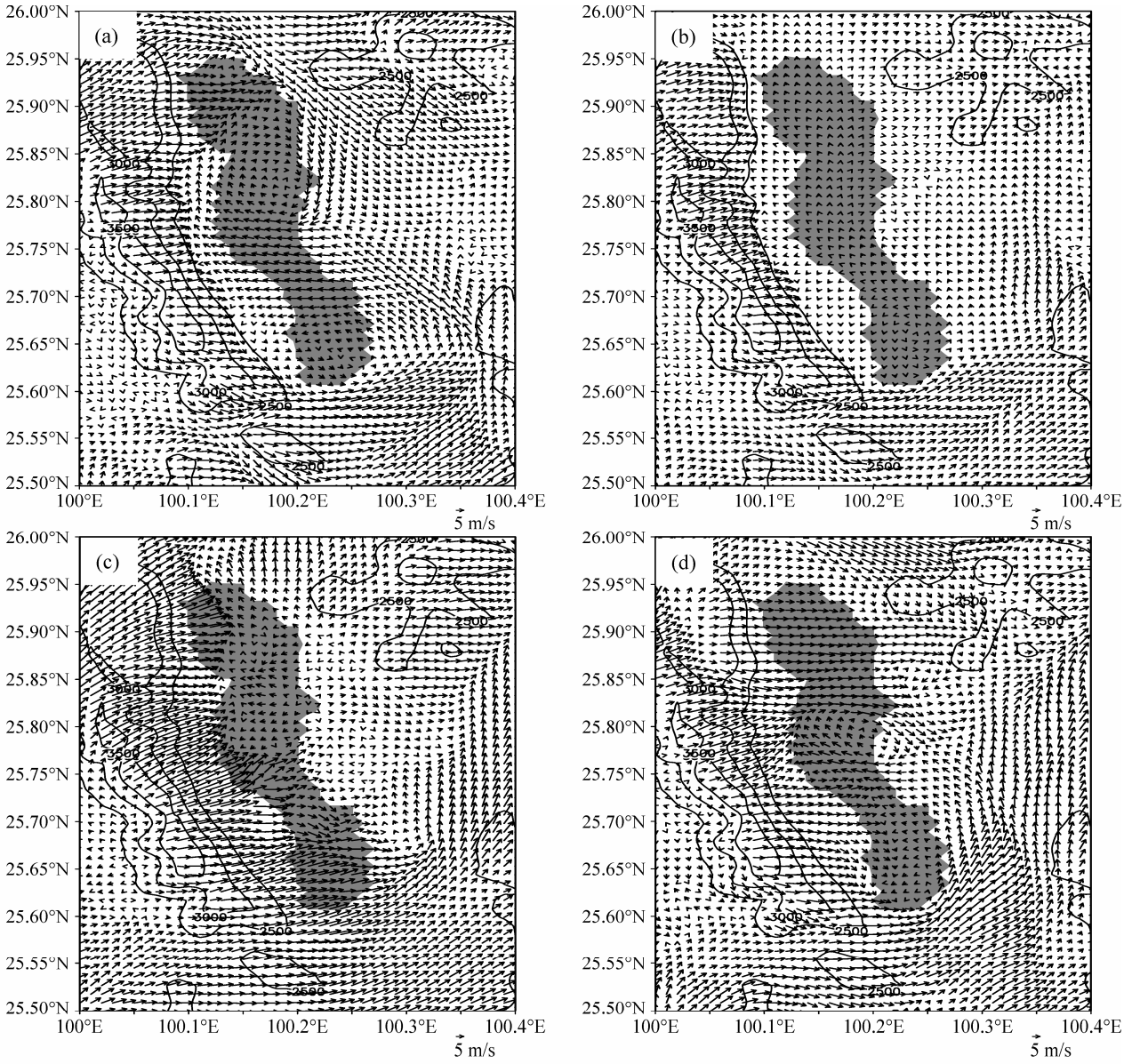

图 4 大理洱海盆地 10 m 水平风场（单位：m s^{-1}）：（a）06:00；（b）12:00；（c）18:00；（d）00:00。图中阴影部分为洱海

Fig. 4 The simulated 10-m horizontal wind (unit: m s^{-1}) in Erhai Lake basin in Dali: (a) 0600 (Beijing time, BT), (b) 1200 BT, (c) 1800 BT, (d) 0000 BT. The shaded area is Erhai Lake

坡的谷风。苍山的海拔高于玉案山，且上午苍山为向阳面，玉案山为背阴面，使得洱海东岸的玉案山谷风环流弱且建立时间晚于西岸苍山。09:00 洱海湖风形成，这是因为洱海水体热容量大于陆地土壤的热容量，地面升温比水面升温快，热力差异导致低层形成从水面吹向陆地的湖风。白天谷风风速约为 3 m s^{-1}；湖风风速大多 2 m s^{-1}。由 12:00（图 4b）的水平流场可以看出，洱海区域存在明显的湖风的辐散。谷风与湖风叠加，增大辐散区域至苍山脚下，并达到 2500 m 的高度。

18:00（图 4c）地表长波辐射冷却降温，山坡降温比山谷快，而由于土壤热容量小于水体，地面降温比水面快，南部苍山山风最先形成，并减弱南部湖风环流。与此同时，苍山山脉与玉案山山脉在东南部两山对峙的峡谷中，峡谷风逐渐强盛，并与南部苍山山风叠加，形成有名的大理下关风，对洱海盆地南部局地环流有显著影响。日落后 20:00（图略）陆风环流建立，受苍山较强山风影响，西岸陆风环流明显弱于东岸。22:00 山风达到最大，最大风速为 8 m s^{-1}，山风强盛阶段为 21:00～01:00；陆

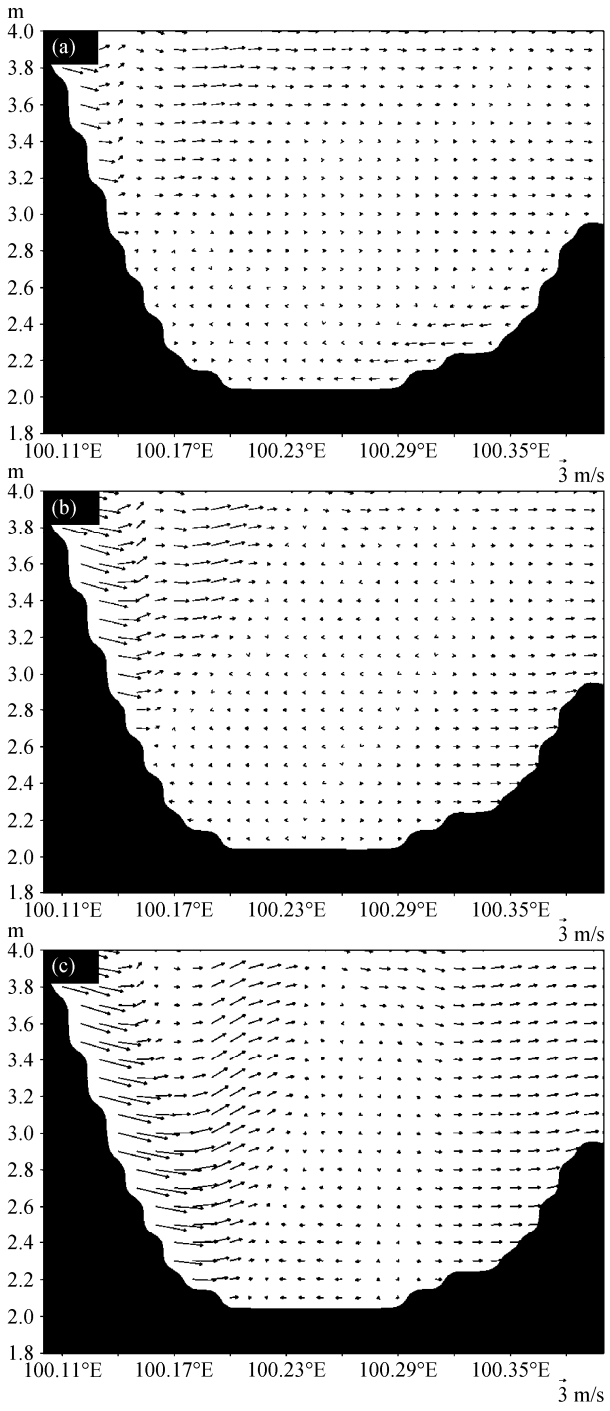

图 5　大理洱海盆地垂直风（单位：m s^{-1}）：（a）00:00；（b）14:00；（c）17:00，纵坐标为高度（单位：m）

Fig. 5　The simulated vertical wind (unit: m s^{-1}) in Erhai lake basin in Dali: (a) 0000 BT, (b) 1400 BT, (c) 1700 BT, the vertical coordinates is height (unit: m)

风 23:00 达到最大风速 6 m s^{-1}，陆风强盛阶段为 21:00～03:00。另外，南部峡谷风 17:00 开始逐渐增强至 20:00 的 10 m s^{-1}，之后维持 8 m s^{-1} 至 01:00 后逐渐减弱。由图 4d 00:00 的水平流场发现，盆地北部夜间是以苍山西风为主导。中部在两岸山风、陆风的共同作用下，形成反气旋式环流。南部于日落以后一小时，在苍山东南向山风、峡谷风及西岸西南风的共同作用下，在洱海湖面形成明显的气旋式环流，环流稳定且持续存在至日出前一小时。

整体来看，大理洱海盆地的水平流场受地形及洱海影响明显，山谷风形成早于湖陆风一小时，西岸苍山山谷风强盛于东岸玉案山山谷风，夜间山风、陆风强盛于白天谷风、湖风。夜间盆地南部在两侧山风、陆风的共同作用下，形成稳定而持续的气旋式环流。

3.2.2　垂直流场特征

为了更好地分析局地环流特征，沿 25.65°N 作 100.1°E 至 100.4°E 的垂直风矢量剖面。从垂直风矢量剖面来看，00:00（图 5a）玉案山山风与洱海东岸陆风叠加，形成明显的局地环流，环流中心高度 500 m。日出以后 09:00，谷风环流、湖风环流逐步形成，14:00 达到强盛时段（如图 5b），局地环流高度达到 1800 m。洱海东临玉案山，西靠苍山山脉，两山海拔差异 900 多米，受复杂地形影响，湖泊两岸环流情况不同。西岸苍山谷风在叠加湖风的作用下爬升到 2600 m，湖泊中心最大下沉速度 5 cm s^{-1}。东岸玉案山谷风受背景风场影响，环流不明显。温度则主要受地形影响，随着海拔高度的上升，温度逐渐降低。傍晚 17:00（如图 5c），苍山背阴面山风最先形成，并形成强盛的山风环流。山风环流减弱了湖区的湖风环流，使湖风环流中心降低至 200 m。而此时东岸湖风受苍山山风影响相对较弱。日落后，两岸陆风逐渐形成，苍山山风强盛，与西岸陆风叠加削弱了东岸陆风。

总体来看，大理洱海盆地局地环流受西部苍山山脉影响较大，苍山对系统风的阻挡作用导致苍山背风坡局地环流发展较好。在热力作用下形成的山谷风形成时间早于湖陆风，风速大于湖陆风。白天苍山脚下谷风与湖风的叠加作用会使谷风到达 2600 m 的较高高度，而傍晚最先形成的苍山山风则会减弱洱海西岸的湖风环流，使其东移且风速减小、环流中心高度降低。夜间湖泊中心的上升气流区与高温区相对应，玉案山陆风环流稳定且持续时间较长。

4　位温廓线及大气边界层特征

局地环流的形成不仅受热力因素影响，还与地形起伏、下垫面等因素有关。大理洱海盆地地形复

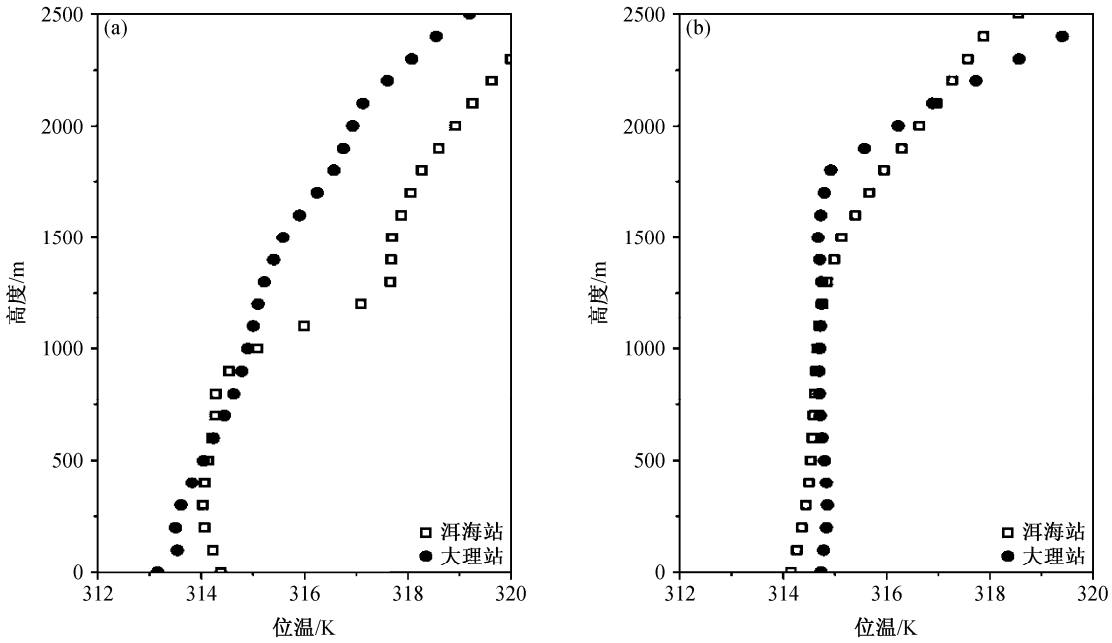

图 6 洱海站和大理站位温廓线（单位：K）：（a）00:00；（b）17:00

Fig. 6 Potential temperature (unit: K) profiles at Erhai station (squares) and Dali station (dots): (a) 0000 BT; (b) 1700 BT

杂，形成山谷风、湖陆风、峡谷风相叠加的特殊局地环流情况。Heffter（1980）等曾指出边界层的高度可以由位温垂直廓线来确定，因为大气边界层顶部通常存在一个明显的顶盖逆位温，通过位温廓线可以得到白天对流边界层的覆盖逆温高度及夜间稳定边界层的高度。为了进一步了解大理洱海盆地的局地环流结构特点，分别取大理站（农田）、湖面洱海站（水体）不同下垫面作出位温廓线图（如图 6）。

白天位温跳跃非常明显的逆位温层底部为对流边界层厚度。从图 6b 17:00 的位温廓线图中可以看到大理站的位温廓线大体垂直，湍流混合充分，白天对流边界层发展迅速，在温度最高时，大理站边界层高度达到峰值 1800 m，洱海站边界层高度达到 1500 m，水面的边界层高度明显小于陆地。研究表明热力产生的上坡流对对流边界层的发展有明显的促进作用，而下泄流则会抑制边界层内湍流的混合高度（Kalthoff et al.，1998；Kossmann et al.，1998）。白天气流在湖面下沉，降低了湖面垂直方向的湍流混合，同时湖面的热力加热作用小于陆地，使得湖面边界层高度较陆地要低。这也造成湖区大气中有限的水分和热量保存在较低的边界层中，对当地的生态系统起到了很好的保护作用（吕雅琼等，2007）。而湖面的辐散气流与热力形成的谷风作用相叠加，使气流沿苍山山坡爬升到较高的高度，然后到盆地上空辐合下沉。

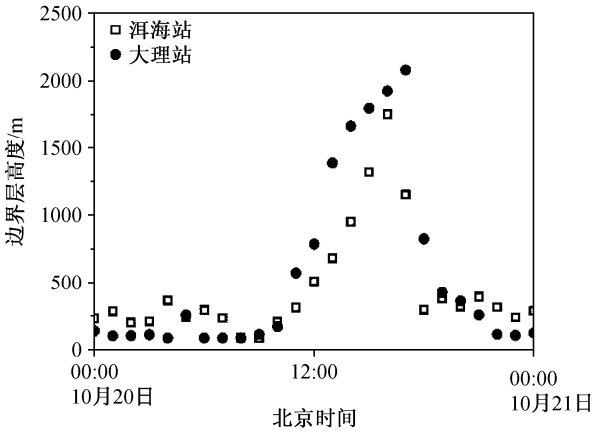

图 7 洱海站和大理站边界层高度的时间变化（单位：m）

Fig. 7 The changing of boundary layer height (m) at Erhai station (squares) and Dali station (dots)

根据位温廓线的特性，夜间取等位温层（位温随高度几乎为常数）厚度比较明显的底部为稳定边界层厚度（徐安伦等，2010）。从图 6a 00:00 的位温廓线图中发现，夜间两站都处于稳定层结。地面夜间辐射冷却降温，地表净辐射为负值，下垫面冷却导致地面从下往上降温，从而形成稳定层结。湖水热容量大于土壤，冷却降温小，洱海站边界层高度 200 m，大于大理站的 100 m。这与徐安伦等（2010）探空资料的分析结果一致。

图 7 为 10 月 20 日山坡、山脚、湖面的边界层高度变化图，这里采用理查德森数来定义边界层高

度（Hara et al, 2009）。日出以后，因太阳辐射加热，近地面温度逐渐增高，稳定边界层消亡，对流边界层快速发展。17:00 温度达到最高，边界层高度也达到峰值，之后逐渐降低。日落后地面因长波辐射冷却，温度低于大气，形成稳定边界层，边界层高度在夜间基本保持稳定。同位温廓线的分析结果一致，湖面白天边界层高度较低，峰值只有 1700 m，与纳木错湖的 1750 m（吕雅琼，2008）相近，夜间边界层高度高；大理站白天边界层高度较高，峰值达到 2000 m。

图 8 为大理站和洱海站潜热通量和感热通量的观测与模拟结果。从图 8a 可以发现大理站潜热变化范围－20～250 W m^{-2}，模拟潜热夜间高于观测，白天略低于观测。感热变化范围－20～150 W m^{-2}，模拟感热白天明显偏高（图 8b）。感热通量白天为正值，地面向大气输送热量，夜间为负值，地面吸收热量。洱海站的潜热明显不同于大理站，全天均为正值，夜间湖面亦向大气输送水汽，这与陆

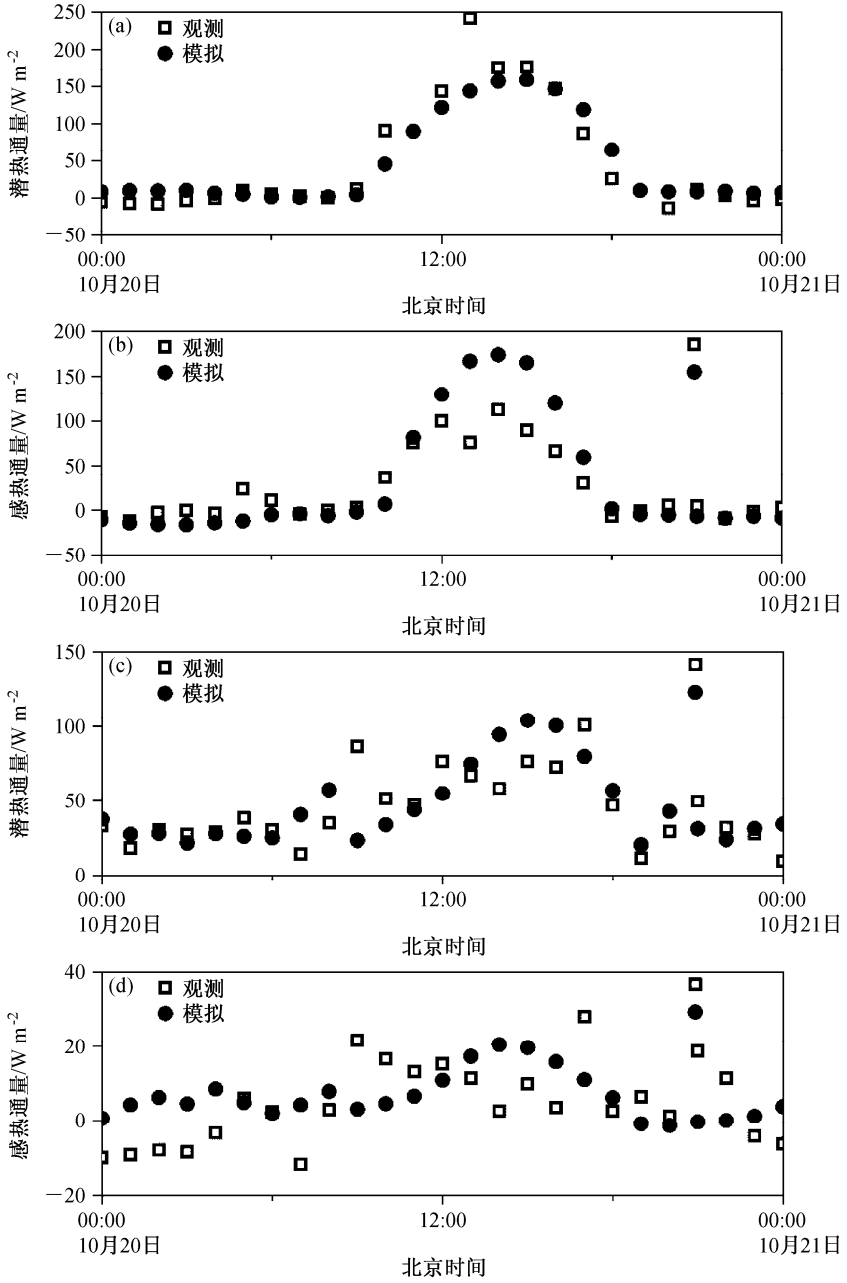

图 8　（a、b）大理站和（c、d）洱海站热通量（单位：W m^{-2}）模拟值与观测值的比较：（a、c）潜热通量；（b、d）感热通量

Fig. 8　Comparison of heat flux of (a、b) Dali Station and (c、d) Erhai Station between observations (squares) and model simulations (dots): (a, c) latent heat flux; (b, d) sensible heat flux

面不同。洱海站潜热的日变化范围小于大理站，模拟结果与观测一致（图 8c）。而感热日变化范围为 −10～30 W m^{-2}（图 8d），明显小于大理站。模拟感热 14:00 达到峰值 24.4 W m^{-2}，相对于观测，模拟结果日变化明显。总体来看，不同下垫面的热通量情况有很大差别，水体热容量大，升温、降温慢，水气温差小于陆地，洱海站感热通量明显小于大理站，这与 Haginoya（2012）的研究结果一致。

5 结论与讨论

（1）从模式结果来看，WRF_CLM 能很好的模拟大理洱海的局地环流特征。模式对近地面温度、风向、风速的模拟与观测基本一致。最高温度的模拟值偏低，可能是下垫面植被类型不同，没有考虑城市等人为因素造成的。湖面风速比陆地大 1 m s^{-1}。近地面风向白天为东风及东南风，夜间为西风和西北风。

（2）大理洱海的谷风起止时间为 08:00～17:00，湖风起止时间为 09:00～19:00。水平流场受地形及洱海影响明显，山谷风形成早于湖陆风一小时，西岸苍山山谷风强盛于东岸玉案山山谷风，夜间山风、陆风强盛于白天谷风、湖风。白天苍山脚下谷风与湖风的叠加作用会使谷风到达 2600 m 的较高高度，而傍晚最先形成的苍山山风则会减弱西岸的湖风环流，使其东移且风速减小、环流中心高度降低。夜间盆地南部在两侧山风、陆风及山谷风的共同作用下，形成稳定而持续的气旋式环流。

（3）日出以后，稳定边界层消亡，因太阳辐射加热，对流边界层逐步发展，边界层高度逐渐增高。17:00 温度达到最高，边界层高度也达到峰值 2000 m，在夜间基本稳定在 100 m。相对于陆地，湖面白天边界层高度低 300 m，夜间边界层高度高 100 m。

本文利用耦合了湖泊模型的 WRF_CLM 模式模拟了秋季大理苍山洱海地区的局地环流特征。与杨罡等（2011）的研究结果一致，白天会形成以湖中心向外辐散的湖风，湖面上空以下沉气流为主。但由于大理洱海地区特殊的地理条件，晴天时苍山对系统风有明显的屏蔽作用，使得当地局地环流发展充分，湖风与谷风叠加增强局地东南风。在夜间山风与陆风共同作用形成独特的气旋式环流。但本文只是针对 2011 年秋季没有大尺度天气系统过境的晴天进行模拟，对洱海地区其他季节及去掉湖泊的模拟结果将在以后的工作中进行探讨。

参考文献（References）

Adrian R, O'Reilly C M, Zagarese H, et al. 2009. Lakes as sentinels of climate change [J]. Limnol. Oceanogr., 54 (6): 2283–2297.

Arritt R W, Pielke R A. 1986. Interactions of nocturnal slope flows with ambient winds [J]. Bound.-Layer Meteor., 37 (1−2): 183–195.

Arya S P. 2001. Introduction to Micrometeorology [M]. Academic: Academic Press, 1–27.

Ballentine R J, Stamm A J, Chermac E E K, et al. 1998. Mesoscale model simulation of the 4–5 January 1995 lake-effect snowstorm [J]. Wea. Forecasting, 13 (4): 893–920.

Barr S, Orgill M M. 1989. Influence of external meteorology on nocturnal valley drainage winds [J]. J. Appl. Meteor., 28 (6): 497–517.

Bates G T, Giorgi F, Hostetler S W. 1993. Toward the simulation of the effects of the Great Lakes on regional climate [J]. Mon. Wea. Rev., 121 (5): 1373–1387.

Biggs W G, Graves M E. 1962. A lake breeze index [J]. J. Appl. Meteor., 1: 474–480.

Carvalho D, Rocha A, Gomez-Gesteir M A, et al. 2012. A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy [J]. Environ. Model. Soft., 33: 23–34.

Catalano F, Moeng C H. 2010. Large-Eddy simulation of the daytime boundary layer in an Idealized valley using the weather research and forecasting numerical model [J]. Bound.-Layer Meteor., 137 (1): 49–75.

Clements W E, Archuleta J A, Hoard D E. 1989. Mean structure of the nocturnal drainage flow in a deep valley [J]. J. Appl. Meteor., 28(6): 457–462.

Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al. 2003. The common land model [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84 (8): 1013–1023.

Davidson B, Rao P K. 1963. Experimental studies of the valley-plain wind [J]. Air, Water Poll., 7 (9−10): 907–923.

Doran J C. 1991. The effects of ambient winds on valley drainage flows [J]. Bound.-Layer Meteor., 55 (1−2): 177–189.

Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. J. Atmos. Sci., 46: 3077–3107.

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 [M]. Helsinski, Finlande: Finnish Environment Institute.

Estoque M A. 1961. A theoretical investigation of the sea breeze [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 87 (372): 136–146.

Estoque M A. 1962. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation [J]. J. Atmos. Sci., 19 (3): 244–250.

Estoque M A, Gross J, Lai H W. 1976. A lake breeze over Southern Lake Ontario [J]. Mon. Wea. Rev., 104 (4): 386–396.

Estoque M A. 1981. Further studies of a lake breeze. Part I: Observational study [J]. Mon. Wea. Rev., 109 (3): 611–618.

Fisher E L. 1960. An observation study of the sea breeze [J]. J. Meteor., 17 (6): 645–660.

Goudsmit G H, Burchard H, Peeters F, et al. 2002. Application of *k*-ε

turbulence models to enclosed basins: The role of internal seiches [J]. Geophys. Res. -Oceans, 107, C12, doi:10.1029/2001JC000954.

Goyette S, McFarlane N A, Flato G M. 2000. Application of the Canadian regional climate model to the Laurentian great lakes region: Implementation of a lake model [J]. Atmos.-Ocean, 38 (3): 481–503.

Grell G A and Devenyi D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques [J]. Geophys. Res. Lett.，29 (14)，Article 1693.

Gross G. 1987. Some effects of deforestation on nocturnal drainage flow and local climate—A numerical study [J]. Bound.-Layer Meteor., 38 (4): 315–337.

Haginoya S，Fujii H，Sun J H，et al. 2012. Features of air−lake interaction in heat and water exchanges over Erhai Lake [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan，90C: 55−73.

Hara T, Ohya Y, Uchida T, et al. 2009. Wind-tunnel and numerical simulations of the coastal thermal internal boundary layer [J]. Bound.-Layer Meteor., 130 (3): 365–381.

Heffter J L. 1980. Transport layer depth calculations [C] . Proceedings of the 2nd Joint Conference on Applications of Air Pollution Modeling. American Meteorological Society, 787–791.

Henderson-Sellers B. 1985. New formulation of eddy diffusion thermocline models [J]. Appl. Mathem. Model., 9 (6): 441–446.

Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon. Wea. Rev.，134: 2318–2341.

Hostetler S W, Bartlein P J. 1990. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon [J]. Water Resour. Res., 26 (10): 2603–2612.

Jeffreys H. 1922. On the dynamics of wind [J]. Quart. Res. Meteor. Soc., 48: 29–46.

Jiménez P A, Dudhia J. 2013. On the ability of the WRF model to reproduce the surface wind direction over complex terrain [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 52: 1610–1617.

Kalthoff N, Binder H J, Kossmann M, et al. 1998. Temporal evolution and spatial variation of the boundary layer over complex terrain [J]. Atmosp. Environ., 32 (7): 1179–1194.

King P W S, Leduc M J, Sills D M L, et al. 2003. Lake breezes in southern Ontario and their relation to tornado climatology [J]. Wea. Forecasting, 18 (5): 795–807.

Kossmann M, Vögtlin R, Corsmeier U, et al. 1998. Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain [J]. Atmosp. Environ., 32 (7): 1323–1348.

Laird N F, Desrochers J, Payer M. 2009. Climatology of lake-effect precipitation events over Lake Champlain [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 48 (2): 232–250.

Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model [J]. J. Climate Appl. Meteor.，22: 1065–1092.

Liu A Q, Moore G W K. 2004. Lake-effect snowstorms over southern Ontario, Canada, and their associated synoptic-scale environment [J]. Mon. Wea. Rev., 132 (11): 2595–2609.

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 [J]. 中国科学(地球科学 D)，doi:10.1007/s11430- 014-4828-1. Liu Huizhi, Feng Jianwu, Sun Jinhua, et al. 2014. Eddy covariance measurements of water vapor and CO_2 fluxes above the Erhai Lake [J]. Science China Series D: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4828-1.

Long Z, Perrie W, Gyakum J, et al. 2007. Northern lake impacts on local seasonal climate [J]. J. Hydrometeorol., 8: 881–896.

Louis J F. 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere [J]. Bound-Layer Meteor., 17: 187−202

吕雅琼, 杨显玉, 马耀明. 2007. 夏季青海湖局地环流及大气边界层特征的数值模拟 [J]. 高原气象, 26 (4): 686–692. Lü Yaqiong, Yang Xianyu, Ma Yaoming. 2007. Numerical simulation of summer circulation and atmospheric boundary layer characteristics over Qinghai Lake [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (4): 686–692.

吕雅琼, 马耀明, 李茂善, 等. 2008. 青藏高原纳木错湖区大气边界层结构分析 [J]. 高原气象 27 (6): 1205–1210. Lü Yaqiong, Ma Yaoming, Li Maoshan, et al. 2008. Study on characteristic of atmospheric boundary layer over Lake Namco region, Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (6): 1205–1210.

Maglaras G J, Waldstreicher J S, Kocin P J, et al. 1995. Winter weather forecasting throughout the eastern United States. Part I: An overview [J]. Wea. Forecasting, 10 (1): 5–20.

Martynov A, Sushama L, Laprise R. 2010. Simulation of temperate freezing lakes by one-dimensional lake models: Performance assessment for interactive coupling with regional climate models [J]. Boreal Environ. Res., 15 (2): 143–164.

Mironov D V. 2008. Parameterization of lakes in numerical weather prediction [R]. Description of a Lake Model, COSMO Technocal Report , No. 11. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany, 41 pp.

Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-*k* model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102 (D14), 16663–16682.

Oleson K, Dai Y, Bonan G B, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-461+STR, doi:10.5065/D6N877R0.

任晓倩, 孙菽芬, 陈文, 等. 2013. 湖泊数值模拟研究现状综述 [J]. 地球科学进展, 28 (3): 347–356. Ren Xiaoqian, Sun Shufen, Chen Wen, et al. 2013. A review of researches on the lake numerical modeling [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 28 (3): 347–356.

Schmidli J, Billings B, Chow F K, et al. 2011. Intercomparison of mesoscale model simulations of the daytime valley wind system [J]. Mon. Wea. Rev., 139 (5): 1389–1409.

Segal M, Mahrer Y, Pielke R A. 1983. A study of meteorological patterns associated with a lake confined by mountains—The Dead Sea case [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 109 (461): 549–564.

盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 2005. 大气物理学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 277–281. Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. 2005. Atmospheric Physics (in Chinese) [M]. Beijing: Peking University Press, 277–281.

Sills D M L, Brook J R, Levy I, et al. 2011. Lake breezes in the southern Great Lakes region and their influence during BAQS-Met 2007 [J]. Atmos. Chem. Phys., 11 (15): 7955–7973.

Skamarock W, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A Description of the

Advanced Research WRF Version 3 [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, doi: 10.5065/D68S4MVH.

Steiger S M, Hamilton R, Keeler J, et al. 2009. Lake-effect thunderstorms in the lower great lakes [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 48 (5): 889–902.

Stull R B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1–21.

Subin Z M, Riley W J, Jin J, et al. 2011. Ecosystem feedbacks to climate change in California: Development, testing, and analysis using a coupled regional atmosphere and land surface model (WRF3–CLM3.5) [J]. Earth Interact, 15: 1–38.

Thyer N H. 1966. A theoretical explanation of mountain and valley winds by a numerical method [J]. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, 15 (3−4): 318–348.

Whiteman C D. 1990. Observations of the thermally developed wind systems in mountainous terrain [C]// Blumen W. Atmospheric Processes over Complex Terrain. Meteorology Monographs, 23 (45): 5–42.

徐安伦, 董保举, 刘劲松, 等. 2010. 洱海湖滨大气边界层结构及特征分析 [J]. 高原气象, 29 (3): 637–644. Xu Anlun, Dong Baoju, Liu Jinsong, et al. 2010. Structure and characteristic of the atmospheric boundary layer in Erhai Lakeside region of Dali [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (3): 637–644.

徐安伦, 赵晓红, 付志嘉, 等. 2011. 洱海盆地水面与地面气象要素变化特征的比较 [J]. 大气科学学报, 34 (2): 225–231. Xu Anlun, Zhao Xiaohong, Fu Zhijia, et al. 2011. Comparison of meteorological elements over water and land surfaces in the Erhai Lake basin [J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 225–231.

徐祥德, 陶诗言, 王继志，等. 2002. 青藏高原: 季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系 [J]. 气象学报, 60 (3): 257−266. Xu Xiangde, Tao Shiyan, Wang Jizhi et al. 2002. The relationship between water vapor transport features of Tibetan Plateau: Monsoon “Large Triangle” affecting region and drought−flood abnormality of China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (3): 257−266.

杨罡, 刘树华, 朱蓉, 等. 2011. 鄱阳湖地区大气边界层特征的数值模拟 [J]. 地球物理学报, 54 (4): 896–908. Yang Gang, Liu Shuhua, Zhu Rong, et al. 2011. Numerical simulation of features of boundary layer over Poyang Lake area [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 54 (4): 896–908.

张雷鸣. 1994. 滇池区域性环流的数值模拟 [J]. 热带气象学报, 10 (2): 172–178. Zhang Leiming. 1994. Numerical study on local circulation in Dianchi area [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 10 (2): 172–178.