

李照国, 吕世华, 奥银焕, 等. 黄河源区生态环境变化对湖泊效应影响的数值模拟[J]. 高原气象, 2012, 31(6): 1591—1600.

黄河源区生态环境变化对湖泊效应影响的数值模拟

李照国¹⁻², 吕世华¹, 奥银焕¹, 文小航³

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 甘肃 兰州 730000;
2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 北京师范大学 全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875)

摘要: 利用中尺度气象模式 WRF, 设计了陆地生态环境好转、维持现状和退化 3 种情境下的模拟试验, 分析了夏季黄河上游鄂陵湖湖泊效应的特征和生态环境变化对该湖泊效应的影响。结果表明, 夏季晴天中午至傍晚, 鄂陵湖有显著的湖风环流; 白天湖面感热和潜热较小, 昼(夜)表现出明显的冷(暖)湖效应; 湖区低层全天呈现出“湿岛”效应; 受湖风作用影响, 环湖陆上白天形成“湿墙”和感热高值区; 随着陆地生态环境由好转到退化, 湖风环流加强, 环湖“湿墙”增高, 湖陆边界层高度差增大, 陆面感热和潜热变化显著大于湖面; 陆面边界层中下部的的气温和比湿主要受下垫面影响, 环境退化后分别升高和减小, 而在边界层顶部由于受湖风环流的作用, 两者变化趋势与中下部相反。

关键词: 湖泊效应; 湖风环流; WRF 模式; 鄂陵湖

文章编号: 1000-0534(2012)06-1591-10 中图分类号: P435 文献标志码: A

1 引言

水体热容量远大于陆地, 因此湖泊对局地气候的影响不可忽视。自 1960 年代以来, 国内外学者对湖泊效应展开了广泛的观测与模拟。在国外, 一些学者们^[1-5]利用中尺度模式对安大略湖、密歇根湖等北美湖泊和巴西伊泰普水库的湖风环流进行了模拟研究; Vercauteren et al^[6]利用大涡模拟了日内瓦湖大气—湖泊间的湍流通量交换特征; Desai et al^[7]利用湖泊模式模拟了气候变化条件下苏必利尔湖风速对大气—湖泊温度梯度减弱的响应。1980 年后国内对湖泊效应的研究发展较快。王浩等^[8-9]发展了适用于湖陆风研究的数值模式; 陈万隆等^[10]用一个含植被参数化的二维模式模拟了青海湖的湖陆风, 结果表明, 湖岸植被主要是通过调整下垫面的热量平衡及改变水陆的温湿差异, 从而对湖陆环流产生影响; 张雷鸣^[11]对滇池上空的环流状况进行了三维数值模拟, 发现白天的垂直环流远大于夜间, 湖风比陆风影响的范围大得多;

胡非等^[12]和黄鹤等^[13]分别对白洋淀地区的边界层结构进行了分析和模拟, 发现夜间近地层不同程度存在着“逆湿”现象, 局地环流对水域周围陆地“湿气柱”的形成有重要作用; 赵林等^[14]采用区域大气模式 RAMS 对金塔绿洲边缘解放村水库进行了模拟, 发现水库虽小但仍具有显著的“冷湖”、“暖湖”和“湿岛”效应; 吕雅琼等^[15-16]利用中尺度数值模式 MM5 分别模拟了青海湖和纳木错的夏季边界层结构, 指出湖泊的存在降低了边界层顶高度, 使大气有限的水分和热量保存在低边界层中, 对局地生态系统起到了保护作用。Shen^[17]通过对一个理想湖泊的模拟, 发现植被类型、土壤湿度等环境条件也会改变局地的湖泊效应。

上述研究加深了对“湖泊—陆地—大气”之间相互作用的认识, 并且极大地促进了湖泊数值模拟的发展, 但这些研究多集中于水体对局地气候的影响, 而陆地环境条件改变对湖泊效应的影响研究较少。由于黄河源区湖泊众多, 但在气候变化和人类活动影响下, 20 世纪 70 年代至 21 世纪初, 该地区

收稿日期: 2011-06-09; 定稿日期: 2011-11-09

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2010CB950503); 国家自然科学基金项目(4113096, 409050321); 中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室开放基金项目(LPCC201101); 中国科学院“西部之光”博士资助项目(29Y128871)共同资助

作者简介: 李照国(1985—), 男, 河南洛阳人, 硕士研究生, 主要从事大气边界层数值模拟研究. E-mail: lzgnuist@163.com

生态环境发生了急剧变化,表现在植被退化、冻土退化和湖泊萎缩等方面^[18-19]。近几年来,随着三江源生态保护工程的实施,该区域生态环境有所恢复^[20],但当地气候变暖趋势却未扭转,由冻土退化导致的植被与土壤退化仍在继续^[21],因此该地区未来的生态环境变化仍具有不确定性。在这种不确定的情况下,湖泊效应呈现出什么样的特征?随着环境的变化将会怎样改变?这些都是本文关注的重点。因此,本文通过设计陆地生态环境好转、维持现状和退化三种情境下的模拟试验,以便对比分析生态环境变化对当地湖泊效应的影响。

2 研究区域概况和资料选取

2.1 研究区域概况

研究区域位于黄河源区的青海省玛多县和曲麻莱县,范围介于 96.6°—98.4°E, 34.3°—35.5°N 之间,海拔为 4 000~4 900 m。研究区域内湖泊众多,最大的两个湖是扎陵湖和鄂陵湖(下称两湖),鄂陵湖面积为 610.7 km²,扎陵湖为 526.1 km²,两湖海拔均在 4 300 m 左右,黄河干流穿越两湖。两湖处于谷地之中,南北两侧均为丘陵和山地。根据国家气候中心提供的 1955—2009 年玛多气象站月平均气温降水资料分析可知,该地区的多年平均降水量为 320.7 mm,主要集中在 6—9 月,年平均气温为 -3.7 °C。

2.2 资料选取

(1) 2010 年 6—7 月中国科学院寒区旱区环境与工程研究所于在鄂陵湖西北部开展了 2 个月的观测试验,选择湖中小岛(35.022°N, 97.648°E)与近岸陆地(35.032°N, 97.651°E)同时进行能量水分循环的涡动协方差系统观测,风速、气温等要素的观测高度为 3 m。本文选取近岸陆地观测资料与维持现状环境下的模拟结果进行对比检验。

(2) 采用 2010 年 7 月 20—27 日 MODIS 全球 1 km 地表温度和发射率的 8 天合成产品,对 MODIS 遥感图像进行预处理后,截取其反演的研究区域湖泊水表温度。根据影像信息判断,该时段内大部分时间天气晴好,缺测值少,反演结果较为可信。

3 模式方案设计

WRF (Weather Research and Forecasting Model) 模式是美国新一代中尺度非静力平衡数值模式,该模式由 NCEP/NCAR 等机构联合发展,

第一版在 2000 年 10 月发布,本文采用 2009 年 7 月发布的 WRF3.1.1 版本。该模式采用地形追随垂直坐标,在水平和垂直方向上具有较高的分辨率。

采用三重网格双向嵌套,模拟时段为 2010 年 7 月 21 日 20:00(北京时,下同)—24 日 08:00 共计 60 h,每 30 min 输出一次模拟结果。模式提供了两种可选的土地利用资料,与 USGS 土地利用资料相比,MODIS 土地利用资料能更好地反映非均匀下垫面的细节特征^[22],因此本文模式下垫面选用模式自带的 1 km 分辨率 MODIS 土地利用/植被类型资料。对 NCEP/NCAR 一天 4 次的 1°×1°再分析资料进行预处理后作为 WRF 模式的初始场和边界条件。模式垂直方向为 51 层,模式层顶大气压为 50 hPa,采用的物理过程参数化方案有 Noah_LSM 陆面过程方案、WSM3 微物理方案、RRTM 长波辐射方案和 Dudhia 短波辐射方案,近地层方案选择 MM5 similarity,边界层为 YSU 方案。第一重网格积云参数化选择 Kain-Fritsch 方案、第二重和第三重网格无积云参数化方案。模拟区域网格参数设置详见表 1。

表 1 模拟区域嵌套网格参数

Table 1 Parameters of the nested grid in three domains

网格域	中心坐标 /(°E, °N)	网格点数	水平格距 /km	时间步长 /s
1	97.5, 35.0	75×69	9	54
2	97.5, 35.0	121×91	3	18
3	97.5, 35.0	163×133	1	6

模式将模拟时段内的水表温度默认为常量(12.55 °C),低于 MODIS 卫星反演的水温(12.5~16.5 °C)和实际观测的水温。MODIS 反演的水温与实际较为一致,证明其是可信的。因此,本文将 MODIS 的 TERRA 和 AQUA 两颗卫星每天 4 次的 1 km 分辨率湖泊水表温度数据进行平均,量值为 14~14.5 °C,偏差明显减小,下面的试验中均用其代替默认水温,作为模式水表温度的初始场。

参考近 30 年黄河源区生态环境变迁特点,设计了 3 组试验,即: Case1、Case2 和 Case3。在 3 组试验中,陆地生态环境变化主要以植被覆盖度和土壤湿度为参考要素,兼顾植被类型等因子。Case2 试验植被类型和植被覆盖度由模式自带的土地利用资料提供,土壤湿度初始场来自 NCEP/

NCAR 的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料。Case1 和 Case3 试验的植被覆盖度和土壤湿度初始场以 Case2 试验为基准分别增加和减少。

Case1 为生态环境好转的试验, 将该区域植被覆盖度同比增加 40%, 增加后变为 35%~98%; 4 层土壤湿度同比增加 40%, 增加后 0~10 cm 平均土壤湿度为 $0.303 \sim 0.387 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 与邻近研究区域的达日县 (33.75°N , 99.65°E) 不同植被覆盖度下观测的表层土壤湿度接近^[23]。

Case2 为生态环境维持现状的试验, 主要模拟现有环境下湖泊效应的特征。试验中两湖以南的植被和土地利用类型主要为草地, 植被覆盖度为 50%~70%; 两湖以北是稀疏灌丛和草地, 植被覆盖度为 25%~45%。

Case3 为生态环境退化的试验, 将植被覆盖度同比减少 70%, 变为 7%~21%, 陆地植被类型和土地利用类型改为荒漠或稀疏植被; 4 层土壤湿度同比减少 70%, 减少后 0~10 cm 平均土壤湿度为 $0.065 \sim 0.083 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, 与以往夏季黄河源区稀疏植被下的实测土壤湿度接近^[24], 但略偏高。

4 模拟结果分析

4.1 Case2 试验结果与观测值的比较

由于观测点设在鄂陵湖附近, 以下分析主要以鄂陵湖为重点。

选取 Case2 试验中 2010 年 7 月 23 日 00:00—24:00 近岸观测点所在网格的模拟值与观测值进行对比。观测风速在 3 m 高度, 与模式 10 m 风速存在较大高度差, 因此预先利用不同稳定度条件下的近地层风速廓线公式^[25-27]将观测值订正到 10 m 高度。通过实测资料分别计算出当日各时次的大气稳

定度, 进而根据相应大气稳定度下的风速廓线公式对观测风速进行订正。

图 1 给出了 2010 年 7 月 23 日订正后的实测风速、地面气温与模拟结果的对比。从图 1 中可看出, 气温模拟值与观测值较为接近, 模拟结果能反映出气温的日变化趋势, 尤其是 09:00—24:00, 模拟值平均偏小, 均在 0.5°C 以内, 效果较好, 但在 00:00—08:00 则偏大 $1 \sim 3^{\circ}\text{C}$, 偏差较明显。偏差原因可能是白天感热较强, 气温主要受下垫面加热的影响, 尽管模式水温偏低导致湖区气温低于观测值, 但对岸上观测点的影响较小; 而在夜间, 下垫面加热作用大大减弱, 模式水温偏高导致湖区气温增高, 东南风通过平流作用使观测点受湖面气温的影响较大。

模拟值总体上表现出了风速的变化趋势, 尤其是在湖风盛行阶段较为一致 (11:00—19:00), 白天风速低于夜间, 尤以傍晚最显著。观测的风速在 05:00 和 21:00 出现了两个高峰, 后者与模拟值较为一致, 而前者与模拟值有较大偏差。这可能是由于早晨大气较为稳定, 导致湍流混合不充分, 致使涡动观测误差增大, 同时模式地形与实际的差异、模式分辨率的限制以及模式水温的误差都对这一偏差有所贡献。尽管 05:00 左右模拟值出现了较大偏差, 但此后迅速得到调整并接近观测值, 这说明模拟风速是基本可信的。其他如感热、潜热 (图略) 均较好地模拟出其变化趋势, 但感热峰值较观测值偏高, 而潜热模拟峰值略偏低。由于分辨率的限制, 模拟值为观测点所在网格区域的平均态, 与实际仍有差异。总体来看, Case2 试验的模拟结果基本可信。

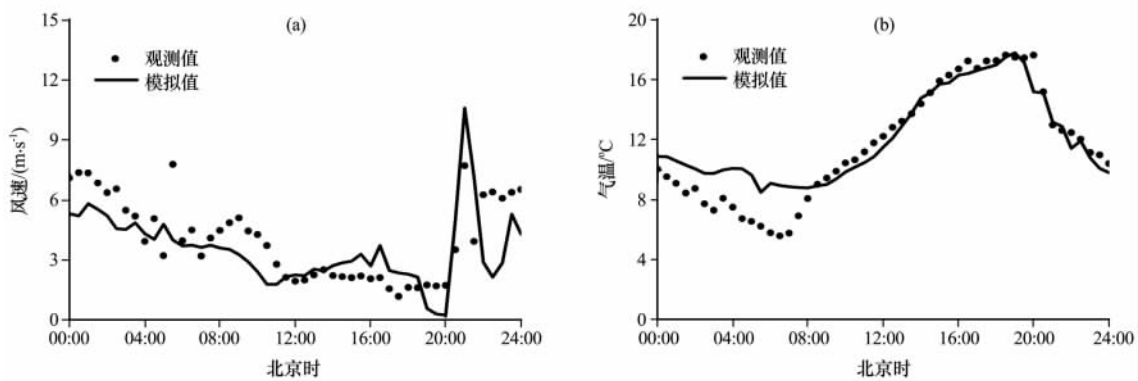


图 1 2010 年 7 月 23 日鄂陵湖站模拟和观测的地面风速 (a) 和气温 (b) 变化

Fig. 1 Variations of the simulated and observed surface wind speed (a) and air temperature (b) at Lake Ngoring station on 23 July 2010

4.2 模拟结果对比分析

4.2.1 风场环流

7月23日,研究区域受高压系统控制,天气晴好但有较明显的背景风场。尽管如此,各试验白天均模拟出明显的湖风环流(图2)。夜间至上午,两湖近地层未出现典型陆风(图略),而是盛行与上空背景风场一致的东南风,这可能是由于背景风场过强造成的。湖面上空,在湖风盛行阶段以下沉气流为主,其余时段为弱的上升气流。

鄂陵湖经向长度显著大于纬向长度,97.723°E 经线穿越湖心区,湖风环流特征相对最显著,因此本文选取该经度作为代表进行分析。为了比较各试验中湖风环流的差异,表2给出了鄂陵湖湖风起止

表2 3组试验中的鄂陵湖湖风起止时间和7月23日14:00沿97.723°E北岸的湖风环流特征参数
Table 2 The beginning and ending time of lake breeze and circulation parameters of lake breeze in the north shore of Lake Ngoring along 97.723°E at 14:00 on 23 July in three experiments

特征参数	Case1	Case2	Case3
开始时间	12:00	12:00	11:30
结束时间	18:30	19:00	20:00
内渗距离/km	8.2	10.0	13.5
回流距离/km	11.0	12.7	14.2
湖风厚度/m	270	300	360
环流中心高度/m	400	500	600
北岸湖风风速/(m·s ⁻¹)	3.40	3.75	4.60
环流最大上升速度/(m·s ⁻¹)	0.65	0.70	2.05
环流最大下沉速度/(m·s ⁻¹)	-0.45	-0.55	-0.60

时间以及14:00沿97.723°E北岸湖风环流的特征参数。

部分参数定义如下:

湖风起止时间:湖风开始前、结束后,湖面盛行东南气流,因此试验中以鄂陵湖中地面10m北风分量($v < 0$)的出现和结束作为湖风起止标志。

内渗距离:低层为一致的风速 $\geq 0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南风,而且该上空是上升气流区域最北端与湖岸之间的距离。

回流距离:上空为偏北风,低层为一致的偏南风,而且盛行下沉气流的区域所到达的最南端(湖面上)与北部湖岸之间的距离^[28]。

湖风厚度:北部湖岸处(35.085°N)低层为一致的南风分量所达到的厚度。

环流中心高度:北岸湖风垂直环流中心的相对高度。

北岸湖风风速:北部湖岸处地面10m经向风速(v 分量)。

湖风开始前和结束后,鄂陵湖低层经向为一致的南风分量,因此把湖面经向北风的起止作为湖风开始和结束的标志。Case1试验中湖风持续的时间最短,Case2次之,Case3最长。湖陆感热梯度是影响湖风形成与发展的重要因素,感热差异导致水平温度梯度进而驱动湖风形成^[29];植被和土壤湿度减少后,湖陆间较强的感热和温度梯度持续更久,因此湖风时间增加。

从图2b中可看出,鄂陵湖北岸有显著的垂直环流,低层湖风吹向陆地,在35.16°N附近强烈抬升后向南运动,在湖面上空下沉,低层转向后又形

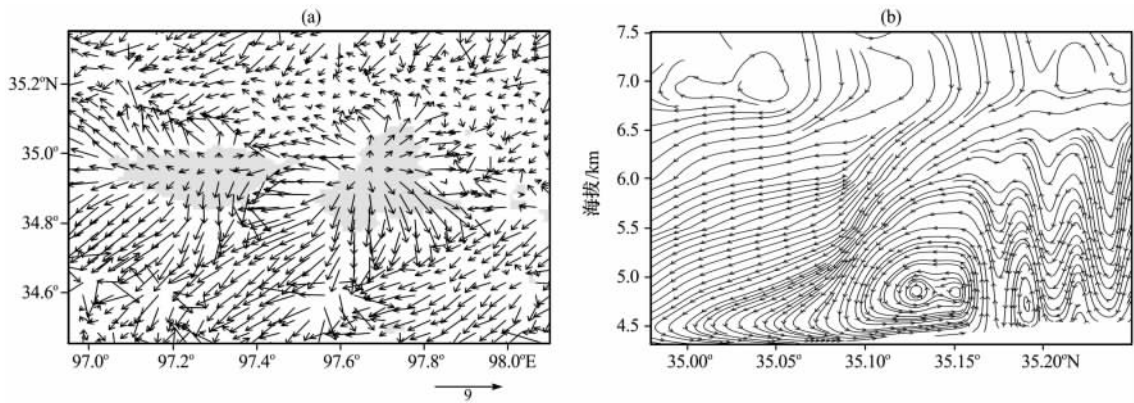


图2 2010年7月23日14:00 Case2试验模拟的地面风场(a,单位: m·s⁻¹)和沿97.723°E鄂陵湖北岸的湖风环流(b)
(a)中阴影区表示扎陵湖(左)和鄂陵湖(右)

Fig. 2 Surface wind field(a, unit: m·s⁻¹) and lake-breeze circulation along 97.723°E in the north shore of Lake Ngoring (b) simulated in Case 2 experiment at 14:00 on 23 July 2010.
Shaded areas in (a) mean Lake Gyaring(left) and Lake Ngoring (right)

成湖风。类似的环流特征在鄂陵湖南岸也有体现。比较 3 组试验湖风环流的特征参数, 发现生态环境由好转到退化, 湖风厚度和风速逐渐增加, 环流中心高度上升, 湖风内渗与回流距离变大, 环流的垂直运动加强。这与 Miao et al^[30] 模拟的西班牙东部地中海沿岸陆面植被退化后海风的变化一致。Physick^[31] 和 Shen^[17] 研究发现, 土壤湿度通过改变地表波文比的大小影响海(湖)风强度, 海(湖)风强度与土壤湿度反相关, 而本文的土壤湿度与植被覆盖同步变化, 模拟值与上述研究结果一致。

两湖周围的复杂地形对湖风也有一定影响。Case3 试验中环流最大上升速度明显大于其他试验(表 2), 原因在于沿经向距北岸 13.5 km 处有一山脊状的地形, 南坡陡、北坡缓, 南坡的湖风与北坡的北风经过地形抬升后相遇形成强烈的上升运动; 在 Case1 和 Case2 试验中, 抬升位置在南坡的中下部, 速度较小。水平方向上(图 2a), 北部山坡高且陡而南部矮且缓, 故造成北部湖风影响范围显著偏小。

4.2.2 感热、潜热通量

在 Case2 试验中, 2010 年 7 月 23 日 14:00 左右陆面感热和潜热通量达到最大(图 3)。湖面与陆面的感热和潜热变化趋势相反, 下午至傍晚是陆面感热、潜热最大的时段, 但在湖面却是小值期。湖面感热模拟结果与 Venäläinen et al^[32] 观测的湖面感热变化一致, 早晨最大、傍晚最小; 潜热方面与模拟的纳木错湖面潜热日变化相似^[16], 但与 Venäläinen et al^[32] 的观测结果有差异, 其观测的下午湖面潜热也比较大。这可能与模式中水温存在偏差以及其他一些因素有关。其他试验中感热和潜热的日变化趋势与 Case2 试验类似。

在 Case2 试验中, 夜间陆面出现了负的感热和潜热, 说明热量和水汽向下输送, 表明在夜间大气向陆面补充热量和水分。夜间的大气逆湿不仅能到达地表, 而且有时在后半夜还可以深入到浅层土壤, 向土壤补充水分^[33], 但这种逆湿常发生在近地表, 在模拟的比湿垂直剖面图上难以显现。这与绿洲附近戈壁荒漠中的逆湿类似。随着植被和土壤湿度的增加, 向下的热量、水分输送逐渐加强。

从 7 月 23 日 14:00 沿经向的感热和潜热通量分布图(图 4)中可以看出, Case2 试验中陆面感热和潜热最大值分别达到 330 和 350 $W \cdot m^{-2}$; Case1 和 Case3 试验中最大感热分别为 275 和 390 $W \cdot m^{-2}$, 潜热为 460 和 10 $W \cdot m^{-2}$, 两者感热和潜热变化相反。生态环境逐渐退化造成了植被覆盖和土壤湿度的减小, 土壤热容量降低, 使陆面感热增加、潜热减小。试验中, 潜热的减小幅度要明显大于感热, 说明生态环境退化对陆气之间由于水相变引起的热量交换的影响要大于因湍流运动引起的热量交换的影响。与陆面相反, 湖面感热与陆地植被覆盖和土壤湿度表现为负相关, 但不同试验中湖面感热的差异远不如陆面显著。Tijm et al^[34] 指出湖风内渗距离与陆面最大感热通量变化一致。Case1、Case2 和 Case3 试验中 14:00 的陆面最大感热依次增大, 与内渗距离呈正相关。从图 4b 中可看出, Case3 试验中大部分地区陆面潜热接近于零, 与金塔地区相近戈壁植被覆盖度(10%)条件下的潜热模拟值^[35]接近, 这可能与土壤含水量很低且植被稀少, 从而导致土壤蒸发和植被蒸腾作用较弱有关。

陆面感热均表现为两侧湖岸处大于内陆(图

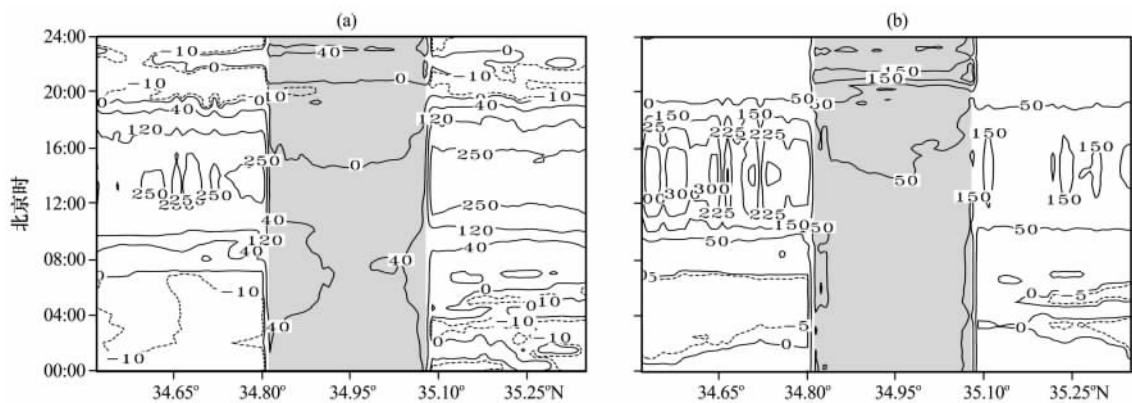


图 3 Case2 试验中沿 97.723°E 的感热通量(a)与潜热通量(b)的日变化(单位: $W \cdot m^{-2}$)

阴影区表示鄂陵湖水域

Fig. 3 Diurnal changes of sensible heat flux (a) and latent heat flux (b) along 97.723°E in Case2 experiment. Unit: $W \cdot m^{-2}$. Shaded area means Lake Ngoring

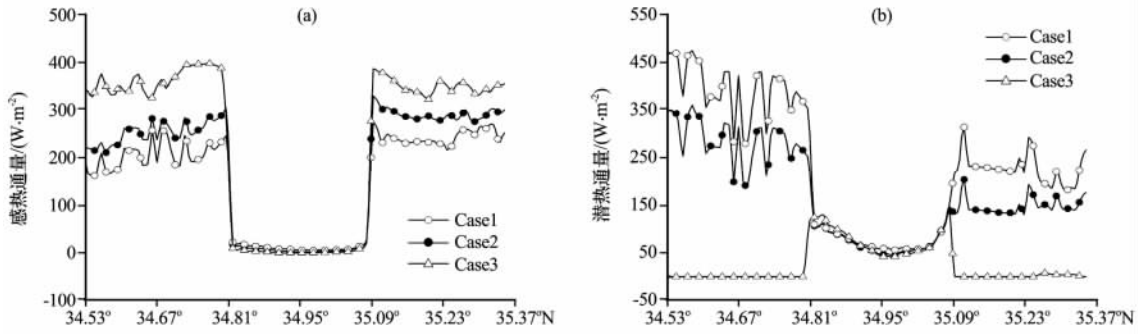


图 4 2010 年 7 月 23 日 14:00 3 组试验中沿 97.723°E 感热通量(a)和潜热通量(b)的纬向分布

Fig. 4 The zonal distributions of sensible heat flux (a) and latent heat flux (b) along 97.723°E in three experiments at 14:00 on 23 July 2010

4a), 这与 Rouse et al^[36] 的研究结果一致, 近地层向岸的冷湿气流会导致沿岸区域陆面感热的增加, 沿岸区域感热梯度增大、湖风加强, 又将促进岸上感热的增大。由于湖岸附近感热梯度最大, 因此模拟表明北部湖风的最大值都出现在湖岸处。但也有研究发现^[37], 当感热增大后, 湍流对流加强, 湍流锋消作用会削弱沿湖风锋的热力梯度, 抑制湖风的不断加强。此外, 向岸冷湿气流还会抑制沿岸陆面潜热的发展^[36], 但本文试验中由于自南向北陆面植被覆盖和土壤湿度递减, 干扰了抑制效果的判断(图 4b)。

4.2.3 边界层高度

7 月 23 日 14:00, Case2 试验陆面边界层高度达到 2 400 m 以上, 南低北高, 湖区低于 100 m, 受冷湖效应影响, 两湖周围边界层明显较低; 夜间湖区边界层升高, 02:00 达到 500 m, 而陆面上降至 200 m 以下(图略)。白天湖面气温较低, 大气对流活动弱, 并且湖风环流的回流支在湖区下沉, 抑制

了边界层的发展, 因此大大降低了湖区的边界层高度。但低边界层可以将水汽保持在近湖面, 通过低层的湖风向陆上输送, 有利于陆地生态环境的改善。

植被与土壤湿度变化后, 下午陆面边界层变化明显, Case1 试验降至 2 100 m 以下, Case3 试验增加到 3 000 m; 湖区变化趋势与陆地相反, 但变化幅度较小, 约为 10 m 量级。

4.2.4 地面 2 m 气温

Case2 试验夜间湖面气温高于陆地, 暖湖效应明显, 而在 11:00—20:00 则表现为显著的冷湖效应(图 5a)。Case1 和 Case3 试验中这种暖(冷)湖效应分别为一致的减弱和加强, 但变化幅度较小。Case1、Case2 和 Case3 试验中陆面最高气温分别为 20, 21 和 22 °C, 出现在傍晚前后。从环境好转到退化, 大部分区域包括湖面白天气温升高, 尤以两湖以南最显著, 这与其南部植被覆盖和土壤湿度等因子的绝对变化较大有关。陆面最低气温出现在

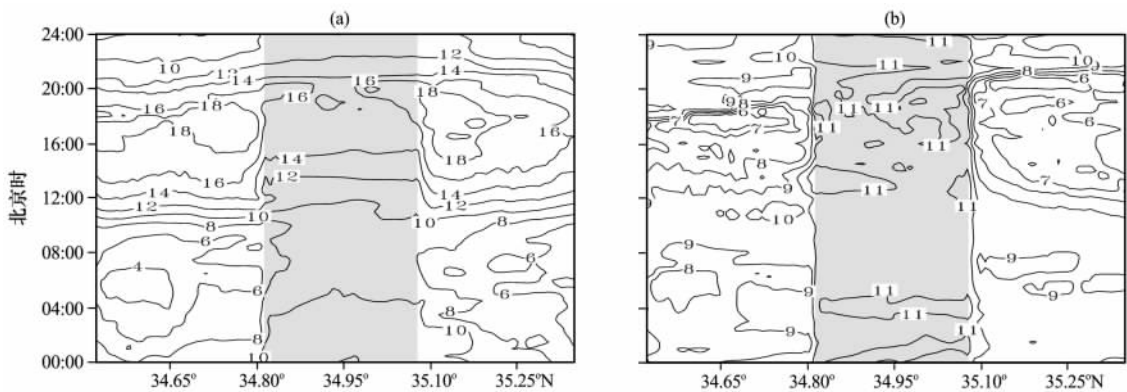


图 5 Case2 试验中沿 97.723°E 的 2 m 气温(a, 单位: °C)和 2 m 比湿(b, 单位: g·kg⁻¹)的日变化 阴影区表示鄂陵湖水域

Fig. 5 Diurnal changes of 2 m air temperature (a, unit: °C) and 2 m specific humidity (b, unit: g·kg⁻¹) along 97.723°E in Case2 experiment. Shaded area means Lake Ngoring

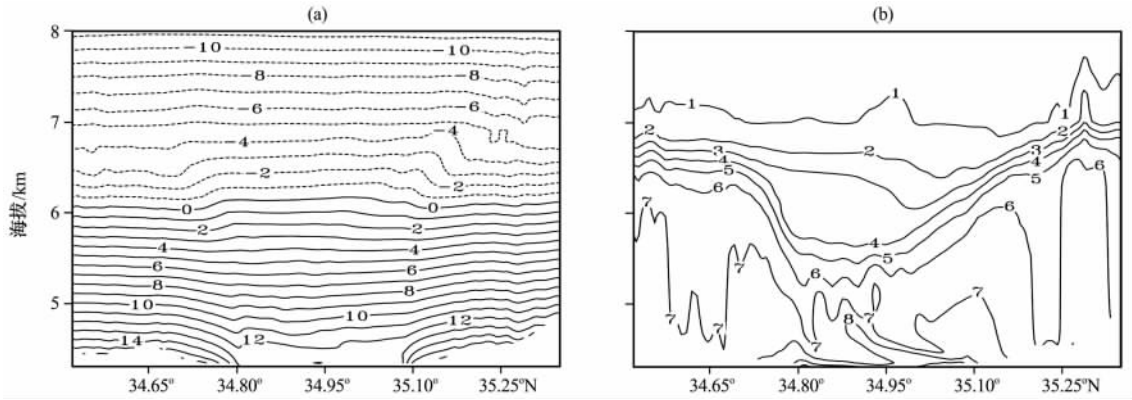


图 6 2010 年 7 月 23 日 14:00 Case2 试验中沿 97.723°E 气温(a, 单位: °C)和比湿(b, 单位: $g \cdot kg^{-1}$)的垂直分布
 Fig. 6 Vertical distributions of air temperature (a, unit: °C) and specific humidity (b, unit: $g \cdot kg^{-1}$) along 97.723°E in Case2 experiment at 14:00 on 23 July 2010

06:00 左右, 随着生态环境退化, 湖面东部和北部最低气温下降, 其西南部小幅增高, 变化不太一致。由于水的热容量较大, 湖面气温变化滞后于陆地。

在 Case2 试验中海拔 5 500 m 以下, 14:00 湖区气温低于陆地, 越靠近地面越显著, 表明冷湖效应并非只局限于近地层, 在海拔 5 800~6 800 m 趋势相反(图 6a)。这可能是由于湖风环流经抬升回流至湖面上空后下沉增温造成的。14:00 气温差值

垂直分布图(图 7a、b)上, 边界层中下部与顶部气温变化趋势不同, 海拔 6 000 m 以下的陆面边界层中下部, Case1 试验模拟的气温低于 Case2 试验, 边界层顶部则偏高; Case3 试验与之相反, 并且 0 °C 线较 Case1 试验有所抬升。这种变化特点与比湿的差值分布类似(图 7c、d), 即环境变化一方面改变了下垫面感热输送等因子, 影响中低层气温; 另一方面又通过湖风环流强度的变化, 改变上部气温。Case3 试验中, 更强的湖风环流将低层未饱和

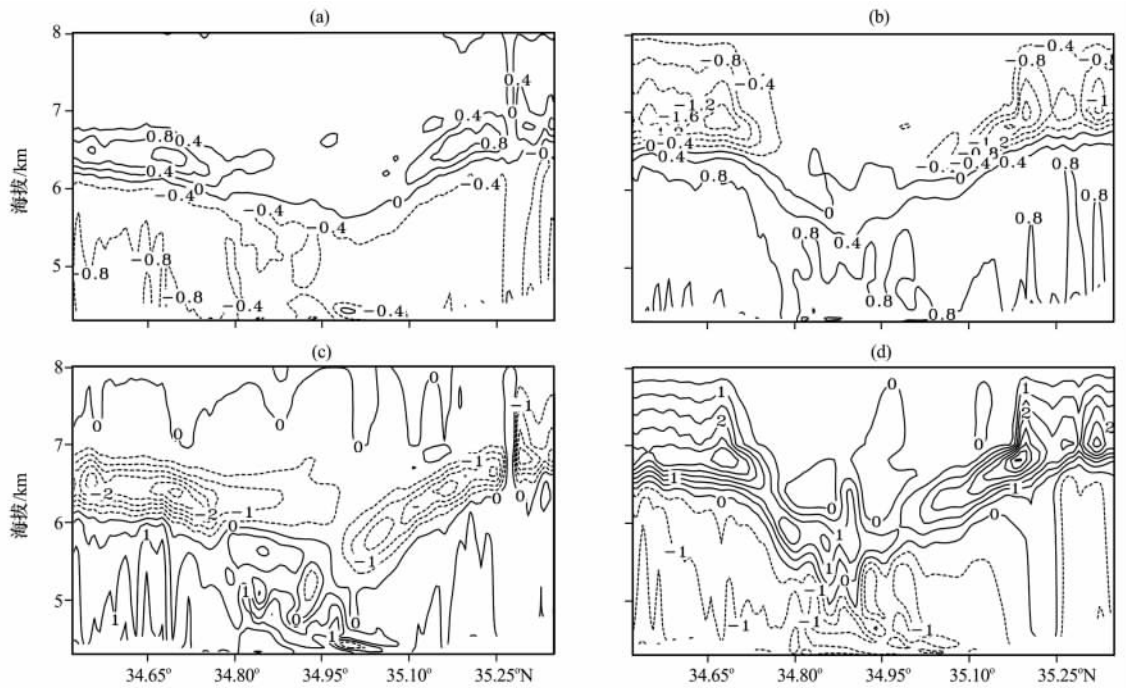


图 7 2010 年 7 月 23 日 14:00 3 组试验沿 97.723°E 的气温差值(a、b, 单位: °C)和比湿差值(c、d, 单位: $g \cdot kg^{-1}$)的垂直分布
 (a)、(c) Case1-Case2, (b)、(d) Case3-Case2

Fig. 7 Vertical distributions of air temperature difference (a, b, unit: °C) and specific humidity difference (c, d, unit: $g \cdot kg^{-1}$) along 97.723°E in three experiments at 14:00 on 23 July 2010

湿空气抬升的更高,抬升降温造成边界层顶气温偏低,因此在上下层形成了不同的气温变化趋势;Case1 试验与之相反。

比较 14:00 Case2 试验湖区与陆地的大气位温廓线(图略),发现 陆地近地层存在明显的超绝热不稳定现象,之上有深厚的混合层,层结分布有利于湍流的发展和近地层热量水汽的向上输送;湖区边界层高度很小,上空被深厚的稳定层结控制,抑制了水汽和热量的向上输送。3 组试验中,下午至傍晚陆地上大气稳定度均小于湖区,有利于对流发展,这也可以解释水域周围而不是水域本身降水常常较多的现象。夜间各试验湖区大气稳定度减小,存在明显的混合层,陆地大气的超绝热不稳定层消失,稳定度显著增加。

4.2.5 湿度

从 Case2 试验中地面 2 m 比湿日变化(见图 5b)可以看到,湖面全天维持在 $11 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右,大于陆地,呈现“湿岛”效应。傍晚陆地比湿处于当天的低谷,最小值为 $6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,夜间至上午则增加到 $9 \sim 10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。这与纳木错观测的陆地比湿变化趋势一致^[38],但与白洋淀地区水陆比湿分布特征有所不同。白洋淀地区的陆地植被茂盛,白天潜热输送远高于水面,故造成近地层陆面比湿也高于水面^[13]。

比湿的垂直分布显示,受东南风影响和北部山脉的阻挡,在 Case2 试验中 7 月 23 日 02:00 海拔 5 700 m 以下比湿呈倾斜分布,北高南低,无明显的湖陆差异(图略)。14:00,湖面上空低层,湖区表现为“湿岛”,而在中上部,湖区比湿明显低于陆上,表现为“干岛”,环湖周围的陆地分布着“湿墙”(见图 6b),形成了环湖比湿高值区,该现象与白洋淀地区类似。从比湿差值垂直分布图(见图 7c、d)中可看到,边界层顶与其下部变化趋势相反,类似于气温。Case1 试验中陆地比湿在中低层增加、高层减少。这可能是由于下垫面潜热对大气比湿的影响高度有限,植被和土壤湿度增加后,增加的潜热输送主要影响中低层的大气,使其比湿增加,而减弱的湖风环流却无法将更多的水汽向高层输送,因此高层比湿减少;但在 Case3 试验中正好相反,并且“湿墙”变得更高。对比试验表明,湖风环流可以将湖区低层的水汽源源不断地向环湖陆地上空输送,湖面是水汽重要的来源,环流是“湿墙”形成的主要动力。由于该时段模式水温略低于实际值,因此湖面的实际潜热可能更大,水汽“源”效应更显著。

这与白洋淀地区有差异,因为白洋淀水域上空自下而上均为“干岛”^[13],水汽主要源自陆地土壤植被的蒸发、蒸腾作用,湖上的水汽贡献较少,但局地环流都是这两个地区“湿墙”形成的主要动力。

3 组试验中山脉地形也对“湿墙”的形成有所贡献,但“湿墙”的高度远高于山脉,并且水平比湿场上(图略)高比湿区主要分布在环湖周围有限的区域,这些表明地形的作用相对较小。因此环湖周围“湿墙”的形成受到湖风环流和地形的共同作用,但前者贡献可能更大。

5 结论与讨论

利用中尺度气象模式 WRF3.1.1,对夏季黄河源区陆地生态环境变化情境下的湖泊效应特征进行了模拟研究,得到如下主要结论:

(1) 夏季晴天中午至傍晚,鄂陵湖有明显的湖风环流,湖风在岸上抬升后回流至湖面上空下沉。从生态环境好转到退化,湖风环流逐渐加强,向岸的内渗距离和离岸的回流距离变大,湖风厚度增加。湖风在陆地的范围和抬升速度受到地形的一定影响。

(2) 湖面和陆面的感热与潜热日变化趋势相反,湖面白天感热和潜热较小,夜间有较大的潜热释放。夜间陆面出现了负的感热与潜热,表明大气向陆面补充热量和水分。随着生态环境退化,白天陆面感热变大,潜热急剧减小,湖陆感热梯度增加。在感热梯度与湖风的相互作用下,环湖周围分布着感热大值区。

(3) 白天陆面边界层高度远远大于湖上,夜间则湖上略大。湖风环流抬高了周围陆面边界层,降低了湖面边界层。随着生态环境由好转到退化,白天陆面边界层显著升高,湖面变化很小。

(4) 白天(夜间)鄂陵湖具有良好的降温(保温)作用,表现出显著的冷湖(暖湖)效应。随着生态环境逐渐退化,气温日较差增大,白天陆上大气稳定度下降,有利于对流的发展。生态环境改变对白天陆上边界层顶部和中下部气温的影响呈相反趋势。

(5) 陆面 2 m 比湿早晨最大、傍晚最小,湖上的无明显日变化。湖面低层为“湿岛”,中上部为“干岛”,受湖风环流等的影响,白天环湖周围存在明显的“湿墙”。随着生态退化,边界层顶的比湿增加而中低层减小。

由于湖泊—大气之间的湍流交换受到近地层大

气稳定度的重要影响,文中模拟水温与实际仍有偏差,夜间气温低于水温,偏高的模拟水温扩大了两者间的温度梯度,大气稳定度降低,有利于湍流交换,导致感热和潜热的模拟值偏高,白天反之;偏低的模拟水温抑制了湍流交换,甚至导致负的感热出现。湖陆感热差异是形成湖陆风的重要因素,模拟水温与实际水温的偏差,昼夜均扩大了这种差异,可能导致模拟的湖陆风量级偏大。今后需要通过较长的观测资料积累以及高分辨率的湖泊测深数据,将能更好地模拟湖泊热力和动力过程的湖泊模式与大气模式进行耦合,减小上述误差。

此外,本文仅模拟了一个晴天个例,敏感性试验中土壤湿度随植被覆盖的变化也较为理想化,这些都需要在今后的研究中改进。

致谢:中国科学院超级计算兰州分中心为本次模拟提供了计算支持,王少影博士协助进行了观测资料的处理,张少波和李瑞青学友在模式调试与图表绘制方面给予了指导,特此感谢。

参考文献

- [1] Moroz W J. A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan: observations and model[J]. *J Atmos Sci*, 1967, 24: 337—355.
- [2] Estoque M A, Gross J M, Lai H. A lake breeze over southern Lake Ontario[J]. *Mon Wea Rev*, 1976, 104: 386—396.
- [3] Maddukuri C S. A numerical simulation of an observed lake breeze over southern Lake Ontario[J]. *Bound-Layer Meteor*, 1982, 23: 369—387.
- [4] Daggupaty S. A case study of the simultaneous development of multiple lake-breeze fronts with a boundary layer forecast model[J]. *J Appl Meteor*, 2001, 40: 289—311.
- [5] Stivari S M S, De Oliveira A P, Karam H A, et al. Patterns of local circulation in the Itaipu Lake area; numerical simulations of lake breeze[J]. *J Appl Meteor*, 2003, 42: 37—50.
- [6] Vercauteren Nikki, Elie Bou-Zeid, Parlange M B, et al. Sub-grid-scale dynamics of water vapour, heat, and momentum over a Lake[J]. *Bound-Layer Meteor*, 2008, 128: 205—228.
- [7] Desai A R, Austin J A, Bennington V, et al. Stronger winds over a large lake in response to weakening air-to-lake temperature gradient[J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2: 855—858.
- [8] 王浩,傅抱璞. 一个用于研究湖泊对气候环境影响的非静力平衡数值模式[J]. *气象科学*, 1992, 12(1): 1—13.
- [9] 王浩. 陆地水体对气候影响的数值研究[J]. *海洋与湖沼*, 1991, 22(5): 467—475.
- [10] 陈万隆,陈江. 青海湖湖陆风的数值研究[J]. *湖泊科学*, 1995, 7(4): 289—296.
- [11] 张雷鸣. 滇池区域性环流的数值模拟[J]. *热带气象学报*, 1994, 10(2): 172—178.
- [12] 胡非,洪钟祥,陈家宜,等. 白洋淀地区非均匀大气边界层的综合观测研究—实验介绍及近地层微气象特征分析[J]. *大气科学*, 2006, 30(5): 883—893.
- [13] 黄鹤,郭振海,游小宝. 白洋淀水陆下垫面上行星边界层空间变动研究[J]. *地球物理学报*, 2010, 53(9): 2023—2031.
- [14] 赵林,陈玉春,吕世华,等. 金塔绿洲解放村水库夏季晴天水文气象效应的数值模拟[J]. *高原气象*, 2010, 29(6): 1414—1422.
- [15] 吕雅琼,马耀明,杨显玉. 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*, 2007, 26(4): 686—692.
- [16] 吕雅琼,马耀明,李茂善,等. 纳木错湖夏季典型大气边界层特征的数值模拟[J]. *高原气象*, 2008, 27(4): 733—740.
- [17] Shen J M. Numerical modelling of the effects of vegetation and environmental conditions on the lake[J]. *Bound-Layer Meteor*, 1998, 87: 481—498.
- [18] 封建民,王涛,谢昌卫,等. 黄河源区生态环境退化研究[J]. *地理科学进展*, 2004, 24(6): 56—62.
- [19] 柳媛普,吕世华,李锁锁,等. 近几十年黄河源区气候与植被变化及相关分析[J]. *高原气象*, 2007, 26(5): 1045—1051.
- [20] 吴素霞,常国刚,李凤霞,等. 近年来黄河源头地区玛多县湖泊变化[J]. *湖泊科学*, 2008, 20(3): 364—368.
- [21] 金会军,王绍令,吕兰芝,等. 黄河源区冻土特征及退化趋势[J]. *冰川冻土*, 2010, 32(1): 10—17.
- [22] 文小航,吕世华,尚伦宇,等. WRF 模式对金塔绿洲—戈壁辐射收支的模拟研究[J]. *太阳能学报*, 2011, 32(3): 346—353.
- [23] 王一博,王根绪,吴青柏,等. 植被退化对高寒土壤水文特征的影响[J]. *冰川冻土*, 2010, 32(5): 989—998.
- [24] 柳媛普,吕世华,李锁锁,等. 黄河源区草地退化对局地气候环境影响的数值模拟[J]. *高原气象*, 2009, 28(2): 327—334.
- [25] Stull R B 著,杨长新译. *边界层气象学导论*[M]. 北京:气象出版社,1991: 401.
- [26] Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. Flux profile relationships in the atmospheric surface layer[J]. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 181—189.
- [27] Dyer A J. A review of flux-profile relationships[J]. *Bound-Layer Meteor*, 1974, 1: 363—372.
- [28] Arritt R W. Numerical modelling of the offshore extent of sea breeze[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1989, 115: 547—570.
- [29] Steyn D G. Scaling the vertical structure of sea breezes revisited[J]. *Bound-Layer Meteor*, 2003, 107: 177—188.
- [30] Miao J F, Kroon L J M, Arellano V J, et al. Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain[J]. *Meteor Atmos Phys*, 2003, 84: 157—170.
- [31] Physick W L. Numerical experiments on the inland penetration of the sea breeze[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 735—746.
- [32] Venäläinen A, Frechb M, Heikinheimo M, et al. Comparison of latent and sensible heat fluxes over boreal lakes with concurrent fluxes over a forest: implications for regional averaging[J]. *Agric Forest Meteor*, 1999, (98/99): 535—546.
- [33] 张强,卫国安. 邻近绿洲的荒漠表层土壤逆湿和对水分“呼吸”过程的分析[J]. *中国沙漠*, 2003, 23(4): 379—384.

- [34] Tijn A B C, Van Delden A J, Holtslag A A M. The inland penetration of sea breezes[J]. *Contrib Atmos Phys*, 1999, 72: 317–328.
- [35] 文小航. 金塔绿洲戈壁非均匀下垫面能量平衡及其小气候效应的数值研究[D]. 兰州: 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2011: 86–87.
- [36] Rouse W R, Bello R L. Impact of Hudson Bay on the energy balance in the Hudson Bay lowlands and the potential for climatic modification[J]. *Atmos Ocean*, 1985, 23: 375–392.
- [37] Wood R, Stromberg I M, Jonas P R. Aircraft observations of sea breeze frontal structure[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1999, 125: 1959–1995.
- [38] 吕雅琼, 马耀明, 李茂善, 等. 青藏高原纳木错湖区大气边界层结构分析[J]. *高原气象*, 2008, 27(6): 1205–1210.

Numerical Simulation of Impact of Ecological Environment Change on Lake Effect in the Source Region of the Yellow River

LI Zhao-guo¹⁻², LÜ Shi-hua¹, AO Yin-huan¹, WEN Xiao-hang³

(1. *Key Laboratory of Land Surface Process and Climate Change in Cold and Arid Regions, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;*

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

Abstract: A three-dimensional mesoscale atmospheric model WRF is used to examine the characteristic of lake effect over Lake Ngoring in the upper reach of the Yellow River and the influence of terrestrial environment change on the lake effect. Three groups of experiments have been simulated which include environmental improvement, status quo, degradation. The main results show: (1) From noon to nightfall in sunny summer, there is a clear lake-breeze circulation in Lake Ngoring; both sensible heat flux and latent heat flux are small over the lake in daytime, moreover, there is a strong cold (warm) lake effect over Lake Ngoring region in daytime (nighttime); the specific humidity over lake is larger than that over land in surface layer, but there is converse above it; the water vapor wall and high value areas of sensible flux can be found on land along the lake under the influence of lake breezes. (2) Environment degradation results in an enhanced lake-breeze circulation and higher water vapor wall. In addition, the difference of the boundary layer height increases between land and lake; for the different surface characteristics, the changes of sensible heat and latent heat fluxes over land are much more than that over the lake. (3) Environment changes impact on the distributions of air temperature and specific humidity in the bottom and top of the boundary layer through the underlying surface and the lake breeze, respectively, as a result, there is a reverse trend in different heights.

Key words: Lake effect; Lake-breeze circulation; WRF model; Lake Ngoring