

一般情况下陆地水体上流场演变的 模拟结果

摘要

本文用一个包含地面过程参数化和水温预报方案的非静力平衡中小尺度数值模式,研究一般天气条件下陆地水体上的风场特征。一般天气条件下,过水体气流流场,受水陆粗糙度差异的动力作用和水陆热力差异的局地风共同作用。水陆粗糙度的差异是稳定的,而水陆热力差异,则有明显的日周期变化和季节变化。本文对模拟出的结果进行初步分析,得出了陆地水体上流场的空间结构和变化特征。

关键词: 一般天气条件, 陆地水体, 气流变化

一、引言

流场如何适应非均匀地表面是局地气候和微气象学的一个重要问题。在这一领域内,过去已有很多观测和理论研究^[1-6]。由于水上观测相当困难,水上高空观测更困难,加之陆地水体尺度小,目前的探空仪器难以使用,因此通过观测来研究陆地水体上的流场结构和变化特征,是难以办到的。理论研究都集中在比较简单的极端情况:(1)在天气尺度风很微弱(理论研究通常假定为零)的情况下,表现出的因水陆热力差异造成的湖陆风;(2)在天气尺度风很大的情况下,表现出的因水陆粗糙度差异而造成风速增大。在这两种简单的情况下,都得出了明确的空间结构和变化特征。至于在一般天气条件下,陆地水体上的流场变化,是由水陆粗糙度差异的动力因素和水陆热力差异的热力因素共同作用造成的。此时情况变得很复杂,到目前为止还没有分流的研究。

我们研制了一个包含云的微物理学参数化方案、地面温度和水温预报方案、边界层湍流参数化方案、长波辐射和短波辐射参数化方案的非静力平衡中小尺度数值模式,用这个模式,研究了陆地水体对气候环境的影响,得出了在温、湿、风和湍流交换系数等方面与前人研究成果和观测事实相一致的结果^[7]。本文对模拟得出的一般天气条件下,陆地水体上的流场,作一个简单的介绍和初步分析。

二、模式简介

1. 基本方程组

设y轴沿水体较宽的方向,x轴则沿水体较窄的方向,z轴垂直于地面向上。对江河和狭长的湖泊、水库,我们可只考虑x、z方向的变化。在Boussinesq近似下的二维运动方程、热力学方程和比湿方程分别为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} + f(v - v_g) - f^* w - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H^M \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_Z^M \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - w \frac{\partial v}{\partial z} + f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H^M \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_Z^M \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - w \frac{\partial w}{\partial z} + f^* u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{\theta'}{\theta} g + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_Z^M \frac{\partial w}{\partial x} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H^M \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_Z^M \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial R}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H^M \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_Z^M \frac{\partial q}{\partial z} \right) \quad (5)$$

式中 θ' 和 p' 分别为水体造成的中尺度位温和压力扰动; K 为湍流交换系数,其中上标M和H分别代表动量的和热量的,下标H和Z分别代表水平方向和垂直方向。垂直方向的湍流交换系数采用Estoque的公式^[8],水平方向的湍流扩散项,用正逆两次线性滤波表示^[9],不但能代表水平扩散项,而且即使积分稳定,又使计算结果失真小。(5)式中的最后一项,是辐射通量散度引起的源汇项,主要贡献来自长波辐射。

2. 地面和水体的温度预报方案

地面温度和水温,对陆地水体上的气流有显著的影响,因此预报水温 and 地面温度很重要。以前模式中,往往采用实际资料或假定为常数,忽略了很重要的地气反馈过程。地面温度预报方程可写为:

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = \frac{1}{\rho_s C_s \Delta Z_{s,1}} \left[\rho_a C_a U_* T_a^* + \rho_l L_w q_w - \sigma T_0^4 + R_{LW} + (1-\alpha) R_{sw} - \rho_s C_s K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right] \quad (6)$$

其中 T_0 为地面温度, $\Delta Z_{s,1}$ 为第一层土壤的厚度,下标s表示在土壤中,其它都是常用符号。长波辐射按Sasamori方法计算,短波辐射按照Pielke的方法计算^[10],地面潜热和感热采用Businger方法计算^[11]。土壤热通量,通过求解热传导方程而得到。把土壤分为4层,最上面的一层要求十分薄,以至于这层内的温度可以近似地认为,是土壤表面的温度, $\Delta Z_{s,1} = 0.2 \text{ cm}$, $\Delta Z_{s,2} = 6.04 \text{ cm}$, $\Delta Z_{s,3} = \Delta Z_{s,4} = 11.88 \text{ cm}$ 。总底下土壤表面温度,可仿此法计

算。在水中热流量方程可写为:

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = K_w \frac{\partial^2 T_w}{\partial z_w^2} + \frac{1}{\rho_w C_w} \frac{\partial R_w}{\partial z_w} \quad (7)$$

式中除了以下标W表示在水中外,其它都为常用符号。太阳辅射在水中的传输方程,可以用一个经验公式表示:

$$R_w^i = (1 - a) R_{sw}^i e^{-a_w z_w} \quad (8)$$

式中 R_{sw}^i 为前面计算出的水面上的太阳辐射, a_w 为比例系数。水中也分为4层,水深为5m, $\Delta Z_{w,1} = 5 \text{ cm}$, $\Delta Z_{w,2} = 101 \text{ cm}$, $\Delta Z_{w,3} = \Delta Z_{w,4} = 197 \text{ cm}$ 。

3. 计算区域与网格设计

如图1所示,我们计算了离水体中心 $\pm 120 \text{ km}$ 的水平区域,分为29个格点(表1a);积分高度为5500米,分为18层(表1b)。水体的宽度为10km。为了突出水体的影响,我们采用了靠近水体密一些,远离水体稀一些的不等间距网格。水体、土壤和地下水土壤各分4层。

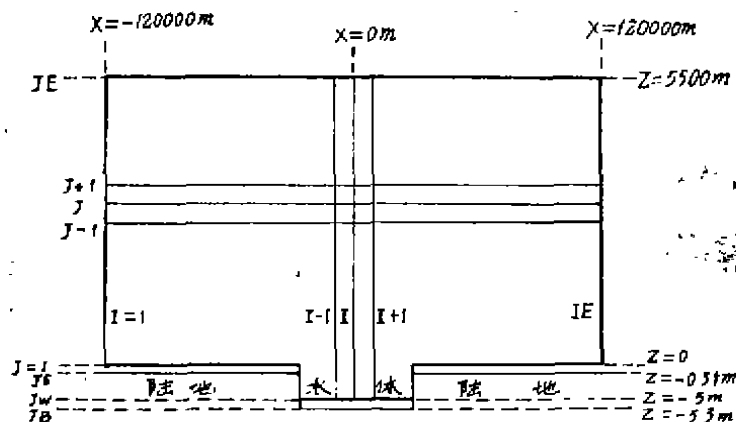


图1 计算区域与网格设计

Fig. 1 The model domain and grid system

表 1a

X 方向格点划分

Table 1a

The grids divided in X-direction

格点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
离水体 中心距离 (Km)	-120	-90	-65	-45	-30	-20	-15	-10	-8	-6.5	-5	-3.5	-2	-1	0	1	2	3.5	5	6.5	8	10	15	20	30	45	65	90	120

表 1b

Z 方向格点划分

Table 1b

The grids divided in Z-direction

格点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
高度(m)	0	1.5	10	50	100	200	400	600	800	1000	1300	1600	2000	2500	3000	3500	4000	5500

4. 数值方法和边界、初始条件

垂直扩散项采用修正的Crank—Nicksen方案, 平流项采用三次样条插值的方法。把压力扰动分为静力压力扰动和动力压力扰动两部分, 采用分解法, 分三步计算: 首先在不考虑动力压力扰动和平流项算出第一步值, 然后用样条插值方法加入平流项, 最后考虑计算动力压力扰动及其风场, 其中用到不可压流体的连续方程, 具体解法以前文章中已有阐述^[7, 11]。

上边界条件, 采用500hPa等压面上的实测值。地面上, 陆面粗糙度取为一般情况下的5 cm; 水面粗糙度则与风速有关, 风速大, 水面波浪就高, 粗糙度变大。根据Charnock (1955)的研究, 可以表示为:

$$Z_0 = 0.032 U_*^2 / g \quad (9)$$

式中 U_* 为摩擦速度, 与风速有关; g 为重力加速度。地面边界条件为风速在粗糙度高度为0, 温度由上述预报方程决定, 湿度采用Pielke方法计算^[10]。所有量的侧边界, 都采用无梯度条件。

起始时风按 K 为常数的Ekman解析公式计算, 位温和比湿按线性变化推算, 在这样的起始值下, 不加入水体对模式进行积分, 积分稳定后, 作为背景初始场。积分起始时间为18时, 然后进入夜间, 这样处理使水面边界层和水面的适应有了一定的时间, 更有利于模式积分的稳定。模式运行时间大于48小时, 呈明显一致的日周期性。我们分析的结果, 取之于后24小时, 可以认为基本上不受初值的影响。

三、模 拟 结 果

陆地水体上的流场, 是受水陆粗糙度差异的动力原因和水陆热力特性差异的热力原因共同作用。水陆粗糙度差异是相对稳定的, 而水陆热力差异则有明显的日周期变化和季节变化, 因此陆地水体上的流场形式, 也会有日周期变化和季节变化。我们初步分析模拟出的流场结构和变化特征, 并着重与天气尺度风较大时, 单纯粗糙度差异的作用和没有天气尺度风时, 单纯热力差异的作用这两种极端情况下的流场形式相对比。

如图2A所示, 这是晚上22时的风场, 从图上可以看出, 气流经过水体时首先加速, 并有下沉运动。然后, 减速产生上升运动。这与单纯因水陆粗糙度差异造成的过水体气流风速增大有点类似, 但有很大区别: (1)在风速的大小方面, 单纯因粗糙度差异, 造成过水体气流风速增大, 并在水体下风岸上逐渐恢复到原来的值, 在整个影响区域内, 风速一般都是增加的。而图2A中的情况不一样了, 在水体中心的上风侧风速是增加的, 而且增加的幅度比单纯因水陆粗糙度差异造成的风速增加大得多, 可以达到好几倍。实际工作中, 常常观测到这种情况, 广西省气象局通过对岩水滩水库的观测指出: 当风速大于2 m/s时, 风速可增加10%~60%; 在风速小于2 m/s时, 且在大气稳定的情况下, 风速增加到原来的2.2倍⁽¹⁾。在水体中心的下风侧风速就开始减小, 到水体的下风岸, 上风侧可能比原来的还小。图2A中, 下风岸风速接近于零, 处于静风状态。相应地在下风岸边的上升速度和在上风岸边的下沉速度都比单纯因水陆粗糙度差异造成的垂直速度大得多。(2)从受水体影响的空间范围来

(1) 全国局地气候交流材料, 1987年

看,单纯因粗糙度差异造成风速改变,在水体的下风方向远远大于水体的上风方向,在上风岸上影响的距离很短,受水体影响的空间呈舌状分布。而在图2A中,气流过水体前离岸边10km,风速就开始增大了。

造成这种分布形式的原因,是由于水陆热力差异造成的湖陆风局地环流的影响。在夜间,陆风在水体中心的上风侧与天气尺度风方向一致,加剧了过水体气流风速的增加;陆风在水体中心的下风侧与天气尺度风方向相反,互相抵消造成风速的急剧减小。午夜24时的风场(图略)基本形式与图2A相似,但由于陆风的进一步加强,热力作用的影响变大,在水体中心的上风侧风速增加的幅度更大;在下风侧风速减小更剧烈,在下风岸上甚至可以形成与背景气流方向相反的合成气流,产生强烈的辐合上升运动,上升速度达10cm/s。图2B为早晨6时的流场,由于此地陆风已开始减弱,热力作用的影响减小,流场形式与图2A相似。早晨8时,由于陆风已经很微弱,热力作用很小,流场主要受水陆粗糙度差异的影响,与天气尺度风很大时仅由粗糙度差异造成的风速改变的结果一致。图2C为上午10时的流场,此时陆面温度比水面高,湖风开始发展,局地环流的方向与夜间相反,在水体中心的上风侧,湖风的方向与背景气流的方向相反,抵消了气流

从陆面流入水面因粗糙度突然变小而产生的风速增加,使气流流入水面时风速反而减小,产生辐合上升。在水体中心的下风侧,湖风的方向与背景气流的方向相同,迭加的结果使风速变大。在下风岸上因粗糙度变大,风速开始减小并恢复到原来陆地上的值。在我们的模式中,包含了水陆温差和地面风速之间反馈这个很重要的物理过程。由于水体下风岸的风速比上风岸大,通过输送作用在水体的下风岸水陆温差对比将减小,而在水体的上风岸水陆温差对

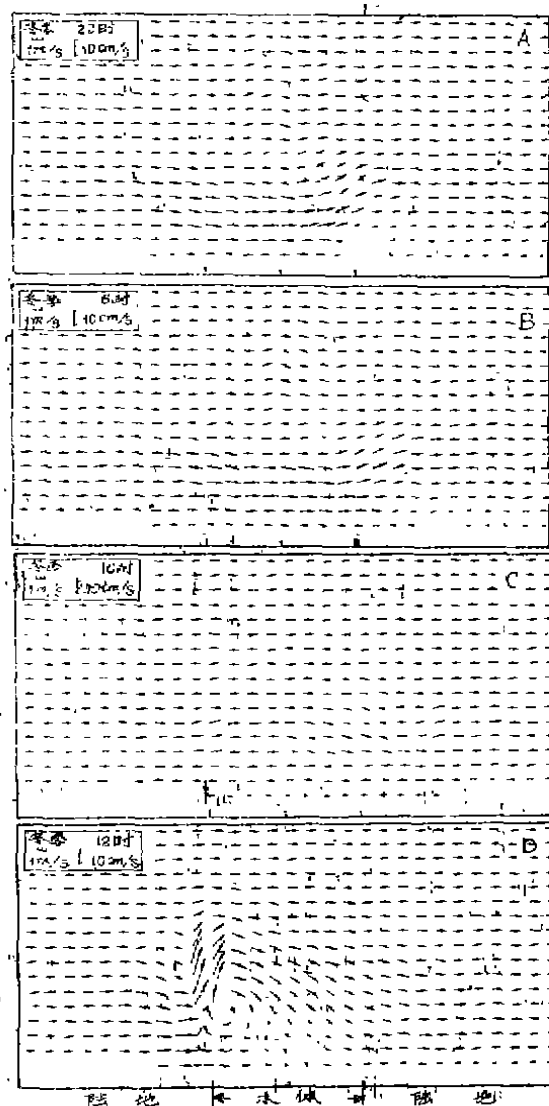


图2A-D 冬季陆地水体上流场的形式及其日变化
Fig. 2A-D The diurnal change and form of flow over inland water body in Winter.

比相对地较大。图 2 D 为中午 12 时的流场, 此时陆上比较不稳定, 而水上则形成相当稳定的空气层, 气流象过山一样爬越水体上的稳定空气层, 在水体的上风岸产生强烈的上升。苏从先等人对沙漠中绿洲的冷岛效应的研究中, 曾得到过类似的爬山效应^[12]。由于水陆温差对比

很大, 尤其是在水体的上风侧更大, 在水体的上风侧形成了湖风环流。

图 3A-D 为夏季陆地水体上气流情况及日变化, 其空间形式和变化特征与冬季情况基本上相似。因冬夏湖陆风的强度不同, 影响一般天气条件下, 陆地水体上气流的两个因子的大小对比不同, 造成一些差异。夏季的陆风没有冬季强, 因此夜间在水体中心上风侧的加速和下风侧的抵消作用没有冬季大。夏季的湖风, 比冬季大得多, 因此对水体上气流的影响比冬季要大, 在水体的上风岸, 产生了强烈的辐合上升, 垂直速度最大可达 0.5m/s 。同时因日出早, 早上 8 时的流场形式就和冬季的上午 10 时相近 (图略)。

从上面的讨论中可以看出, 湖陆风对流场形式有重要的影响, 而湖陆风是由水陆温度差异这一热力因子驱动的。下面我们简单地分析一下, 水上和陆上 1.5m 高度气温的日变化。我们取了有代表性的三个点: 第 1 点选在水体的上风岸上; 第 2 个点选在水体中心; 第 3 个点选在水体的下风岸上。图 4 是夏季晴天

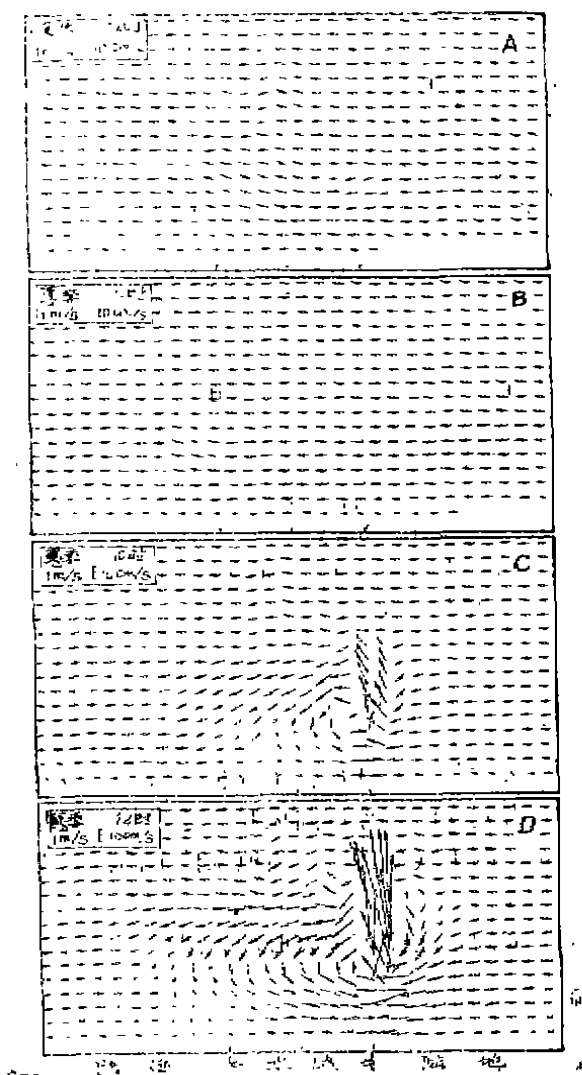


图 3A-D 夏季陆地水体上流场的形式和日变化
Fig. 3A-D The diurnal change and form of flow over inland water body in Summer

纬度为 30°N 处水陆气温的日变化。可以看出, 水体中心气温的日较差较小, 只有 2°C 左右 (曲线 2); 而水体的上风岸上气温的日较差则相当大, 可达 12.1°C (曲线 1)。白天陆面上气温比水面上要高, 最大温差可达 7.5°C ; 夜间陆面上气温比水面上要低, 最大温差可达 -3.8°C 。从图上还可以看出, 上风岸和下风岸上, 气温的日变化量不一致的。下风岸上, 气温的日变幅要小一些 (曲线 3), 这是由于水平平流作用将水体上的特性带到下风岸上。因

此,白天水体的上风岸附近容易形成湖风环流。

我们还试验了不同天气尺度风时,对陆地水体上流场的影响,发现天气尺度风变大时,因水陆粗糙度差异而产生的动力效应的作用上升,因水陆热力差异而造成的局地风的作用下;天气尺度风变小时,情况相反。但这些变化,都与上面的讨论形式相似。

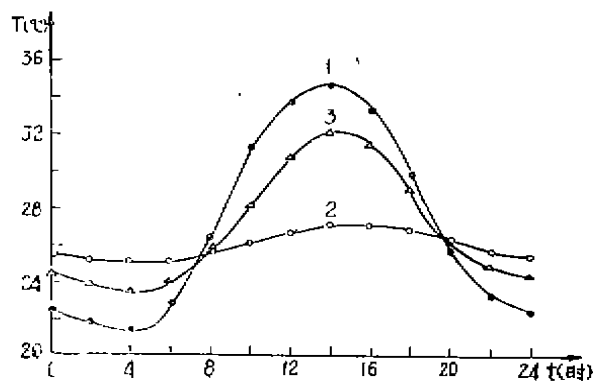


图4 夏季晴天水陆气温的日变化

1—水体的上风岸 2—水体中心 3—水体的下风岸

Fig. 4 The diurnal change of air temperature over land surface and water body

1—at windward shore, 2—at the center of water body,
3—at leeward shore

四、结 束 语

本文仅对模拟出的一般条件下,过陆地水体气流改变作初步分析。从中可以看出,无论空间结构还是变化形式,都与仅考虑水陆热力差异的纯粹湖陆风和仅考虑表面粗糙度突然减小导致的风速增加,有很大区别。因此,对一般天气条件下,陆地水体上的流场变化还需作更深入的观测和理论研究。

致谢: 本文是在傅抱璞教授的指导下完成的,在此表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- [1] Peterson, E. W., Modification of mean flow and turbulent energy by a change in surface roughness under conditions of neutral stability, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 1969. 95, 561—575.
- [2] Shir, C. C., A numerical computation of air flow over a sudden change of surface roughness, *J. Atmos. Sci.*, 1972. 29, 304—310.
- [3] Rao, K. S. Myngaard, J. C. and Cote, O. R., The structure of the two-dimensional internal boundary layer over a sudden change of surface roughness, *J. Atmos. Sci.* 1974. 31, 738—746.
- [4] Biggs, W. G. and Graves, M. E., A lake breeze index, *J. Appl. Met.*, 1962. 1, 474—480.
- [5] Moroz, W. J., A lake breeze on the eastern shore of lake Michigan: Observation and model, *J. Atmos. Sci.*, 1967. 24 337—355.
- [6] Keen, C. S. and Lyons, W. A., Lake/land breeze circulations on the western shore of lake Michigan, *J. Appl. Met.*, 1978. 17, 1843—1855.
- [7] 王浩, 陆地水体对气候影响的数值研究, 海洋湖沼, 22(4), 1991.
- [8] D. A. 豪根主编, 李兴生等译, 微气象学, 科学出版社, 1984. 397.
- [9] Shapiro, R., The use of linear filtering as a parameterization of atmospheric diffusion, *J. Atmos. Sci.*, 1970. 28, 523—531.
- [10] Pielke, R. A., Mesoscale Meteorological Modeling, Academic press, San Francisco, 1984.
- [11] Wang Hao and Fu Baopu, A theoretical study of cold-air drainage, *Acta Meteorologica Sinica*, 1990. 4(2), 239—246.
- [12] 苏从先和胡隐樵, 绿洲冷岛的行星边界层结构, 气象学报, 1987. 45(3), 322—328.

A SIMULATION OF A FLOW OVER AN INLAND WATER BODY UNDER GENERAL SYNOPTIC SITUATIONS

Wang Hao

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University)

Abstract

A two-dimensional non-hydrostatic numerical model including the parameterization of land surface processes and the prediction schemes of surface temperature both on land and on water body is developed to predict the spatial structure and variation characteristics of a flow over an inland water body under general synoptic situations. Both the dynamic effects of the difference of surface roughnesses and the thermal effects of difference of surface temperatures between land and water body result in the change of the flow over the inland water body. The difference of surface roughnesses between land and water body is fixed, but the difference of surface temperatures between land and water body has an obvious diurnal and seasonal variation. Thus the flow over inland also has an obvious diurnal and seasonal change. In this paper, we analyse the simulated flow over an inland water body, and the results show the spatial structure and variation characteristics of the flow over an inland water body under general synoptic situations.

Key words: general synoptical situation, inland water body, variation of the flow.