

# 分流河道淤积与洞庭湖萎缩对长江洪灾的影响

范平 李家春 刘青泉

(中国科学院力学研究所工程科学部, 北京 100080)

**摘要** 1998 年长江流域的特大洪水灾害表明, 目前长江流域防洪体系在面临特大洪水时仍然显得比较脆弱. 以长江中下游荆江洞庭湖地区为背景, 运用有限体积计算方法建立了一维河道和二维湖泊交错的复杂水系洪水演进数值模型, 细致分析了由于分流河道淤积以及洞庭湖萎缩对长江洪灾的影响. 得出长江分流河道和洞庭湖由于泥沙淤积产生的萎缩将造成长江干流河道洪水期间水位抬升, 从而加重长江的洪水灾害. 其结论可为长江中下游地区的洪水治理提出建设性意见.

**关键词** 有限体积法, 洪水演进, 复杂水系, 分流河道

长江沿岸支流众多, 干流各河段的洪水组成极为复杂, 中下游河道的泄洪能力与巨大的上游来水量不相适应, 导致防洪问题突出, 洪灾威胁严重. 1998 年的特大洪水造成长江全流域重大灾害<sup>[1]</sup>. 这一事实表明: 尽管长江流域的防洪能力有了很大的提高, 但目前长江流域的防洪体系在面临特大洪水时仍然显得比较脆弱. 探讨治理长江的宏观策略, 对长江流域进行科学规划和治理仍然是摆在我们面前的一个历史任务.

1998 年长江特大洪灾之后, 水利、科学、工程乃至社会各界都在从不同角度探讨 1998 年长江大洪水洪水位偏高的原因. 降水量及分布异常已成为公认的事实, 另一方面, 蓄泄能力的变化则由于实际情况非常复杂而成为争论的焦点. 大量文献反映了荆江和洞庭湖地区自 20 世纪 50 年代以来发生了以下几个方面的演变: 下荆江的自然与人工裁弯, 三口分流河道的淤积萎缩, 洞庭湖的淤积萎缩, 城陵矶—螺山河段的淤积以及螺山站多年的水位流量关系的变化<sup>[1~6]</sup>. 不少学者针对这几个方面因素进行过研究, 其定性解释均有一定的道理, 但目前仍不能定量肯定哪个是最主要的原因. 显然, 这些问题的回答对于防洪规划以及长江中游的防洪策略都是至关重要的.

胡四<sup>[7~9]</sup>、谭维炎<sup>[10]</sup>和仲志余<sup>[11]</sup>等曾根据荆江洞庭湖地区实际地形建立过一维和二维耦合的洪水演进模型, 但为了满足工程上洪水预报的需要, 模型中细节考虑太多, 并使用了许多水文学方法来弥补资料的不足, 未能宏观地对荆江—洞庭湖这样一个具有复杂河湖关系的地区进行洪水运动规律分析. 本文不以洪水预报为目的, 而是着重分析了荆江分流河道及洞庭湖的萎缩对整个系统洪水运动规律的影响, 以求获得对长江中游水情变化的宏观规律的认识, 为制定和实施有效的防洪减灾措施提供科学依据.

## 1 复杂水系洪水演进模型

### 1.1 模型概化图

图 1 为以荆江—洞庭湖地区为背景的复杂水系一维、二维综合模型示意图, 主要分为两大模块: 一维河网模块和二维湖泊区域模块. 如图所示, 干流河道 AF 上的 A, B, C, D, E 和 F 分别对应长江的枝城站、松滋口、虎渡口、藕池口、城陵矶和螺山站; 分支河道 BG, CH 和 DF 分别代表了松滋河、虎渡河和藕池河; lake1, lake2 和 lake3 分别代表了目平湖、南洞庭湖和东洞庭湖; K, L, M, N 分别代表了洞庭湖的澧水、沅水、资水和湘水.

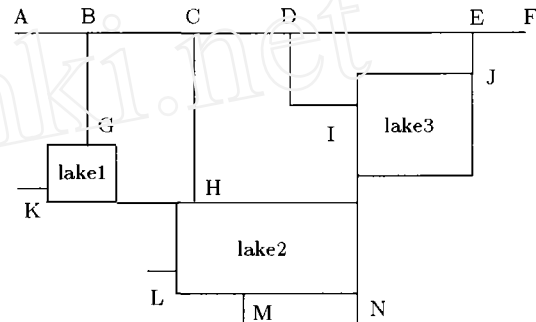


图 1 复杂水系洪水演进模型示意图

### 1.2 基本方程

一维水流运动方程的守恒形式为

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial F}{\partial x} = b \quad (1)$$

式中  $U = [A, Q]^T$  为守恒物理量,  $A$  为过水面积;  $Q$  为流量,  $F = [Q, f]^T$  为  $x$  向通量, 通量  $f$  表达式为  $f = (hu^2 + gh^2)B$ , 其中  $h$  为水深,  $u$  为  $x$  向平均流速,  $B$  为河宽,  $g$  为重力加速度; 源项  $b = [q_i, gA(S_0 - S_f)]^T$ , 其中  $q_i$  为单元旁侧入流流量,  $S_0$  为水底坡度,  $S_f$  为摩擦坡度.

二维水流运动方程的守恒形式为

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} = b \quad (2)$$

式中  $U = [h, hu, hv]^T$  为守恒物理量;  $F = [hu, hu^2 + gh^2/2, huv]^T$  为  $x$  向通量;  $G = [hv, huv, hv^2 + gh^2/2]^T$  为  $y$  向通量;  $h$  为水深,  $u$  和  $v$  为  $x$  和  $y$  向垂线平均流速分量,  $g$  是重力加速度; 源项  $b = [0, gh(S_{0x} - S_{fx}), gh(S_{0y} - S_{fy})]^T$ ; 式中  $S_{0x}$  和  $S_{fx}$  分别是  $x$  向的底坡和摩擦坡度;  $S_{0y}$  和  $S_{fy}$  分别是  $y$  向的底坡和摩擦坡度.

2003-05-27 收到第 1 稿, 2003-12-11 收到修改稿.

1.3 模型算法

由于一维和二维模型的算法相似, 以下仅代表性地介绍二维模型的算法. 对于任意单元  $\Omega$ , 其边界为  $\partial\Omega$ , 积分方程 (2) 并利用散度定理可得

$$A_i(U_i^{n+1} - U_i^n) = \Delta t \left[ - \int_{\partial\Omega} (Fdy - Gdx) + A_i b_i \right] \quad (3)$$

利用欧拉方程的旋转不变性, 可以使计算过程类似于二维问题

$$Fdy - Gdx = F(U) = T^{-1}F(TU) = T^{-1}F(U_N) \quad (4)$$

式中  $U_N = [h, hu_\xi, hv_\eta]^T$  为以界面外法向方向  $\xi$  和切向方向  $\eta$  组成的局部坐标系下的守恒变量,  $u_\xi$  和  $v_\eta$  为局部坐标系中的流速分量;  $T$  为旋转变换矩阵. 于是对控制体  $i$  可得 FVM 形式的方程为

$$A_i(U_i^{n+1} - U_i^n) = \Delta t \left\{ - \sum_{j=1}^m [T_j^{-1}F(U_N)_{s_{ij}}] + A_i b_i \right\} \quad (5)$$

由方程 (5) 可见, 问题归结为如何确定法向通量  $F(U_N)$ . 其具体求解可通过如下局部一维黎曼问题求得:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial F}{\partial \xi} = 0 \quad (6)$$

$$\text{式中 } U = \begin{cases} U_L & (\xi < 0) \\ U_R & (\xi > 0) \end{cases}$$

通过求解特征方程  $|A - \lambda I| = 0$  可以得到 3 个特征值  $\lambda_1 = u - c, \lambda_2 = u, \lambda_3 = u + c$ . 再由公式  $A \cdot r_k = \lambda_k \cdot r_k$  可求得  $A$  的右特征向量  $r_k$ . 然后根据黎曼不变量的定义

$$\nabla_u J_k \cdot r_k = 0 \quad (7)$$

可以求出相应的广义黎曼不变量  $\lambda_k$ .

依照特征值的符号, 通量  $F = F(U)$  可分裂成  $F(U) = F^+(U) + F^-(U)$ , 式中  $F^+(U)$  和  $F^-(U)$  分别为对应于特征方程正负特征值的通量分量. 于是黎曼问题 (6) 的近似解为

$$\begin{aligned} F(U) &= F^+(U) + F^-(U) = \\ &F(U_L) + \int_{U_L}^{U_R} A^-(U) dU = \\ &F(U_R) - \int_{U_L}^{U_R} A^+(U) dU \end{aligned} \quad (8)$$

式中  $A^+(U)$  和  $A^-(U)$  为相应于特征方程正、负特征值的雅可比矩阵.

利用 Osher 格式计算上式中的积分项. 根据黎曼不变量的性质可以得到如下关系

$$\left. \begin{aligned} \Gamma_1 : J_L = u_L + 2c_L = u_A + 2c_A, v_L = v_A, h_L = h_A \\ \Gamma_2 : u_A = u_B, h_A = h_B \\ \Gamma_3 : J_R = u_R - 2c_R = u_B - 2c_B, v_R = v_B, h_R = h_B \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

其中  $\Gamma_i (i = 1, 2, 3)$  为 Osher 格式中的积分路径 (与  $r_k$  相应的特征线). 解上述方程组得

$$\left. \begin{aligned} u_A = u_B = (\psi_L + \psi_R)/2 \\ h_A = h_B = (\psi_L - \psi_R)^2 / (16g) \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

其中  $\psi_L = u_L + 2c_L, \psi_R = u_R - 2c_R$ . 对于各段特征线, 根据特征值的符号和格式的逆风性可获得方程 (8) 中积分项的近似, 对于已知水力变量, 法向数值通量有 16 种可能解 [12].

模型中河网部分采用一维有限体积算法, 而湖泊内部、河道之间的连接处以及湖泊与河道之间的连接部分则采用二维有限体积算法和相应的连接条件. 这样处理有一定便利之处. 由于一维和二维连接处可以用统一的算法格式处理, 提高了河网计算的效率, 避免了求解大型矩阵或相容方程组的麻烦. 整个计算区域采用统一的算法可以完全保证整个模型水量守恒.

1.4 模型参数率定和检验

模型中地形参数的设定与长江实际地形数据大体接近. 糙率值则通过恒定流计算, 在满足实际长江分流比 [10] 的基础上调整得到. 利用长江 1998 年洪水期间 8 月 11 日至 21 日的实测流量和水位数据进行计算, 并将计算结果与实测过程比较. 图 2 为作为模型上边界条件的枝城流量过程, 图 3 为作为下边界条件的螺山水位过程. 图 4 为沙市站水位计算与实测过程比较. 图 5 为监利站水位计算与实测过程比较. 图 6 为城陵矶水位计算与实测过程比较. 图 4~图 6 反映了计算值与实测值符合良好, 从而可以认为本文构建的模型能

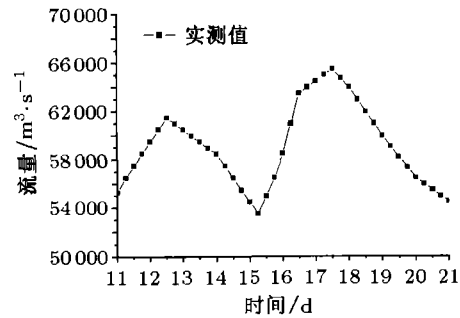


图 2 枝城站 1998 年 8 月 11 日至 21 日流量过程

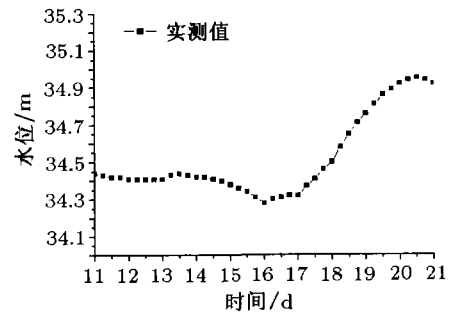


图 3 螺山站 1998 年 8 月 11 日至 21 日水位过程

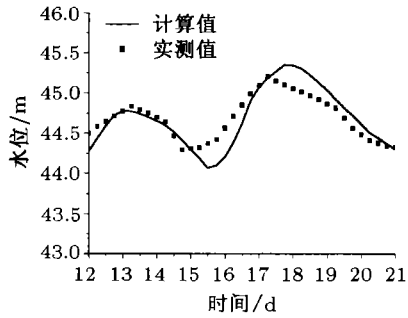


图 4 沙市水位计算与实测过程比较图

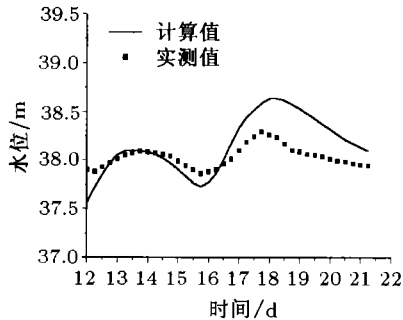


图 5 监利水位计算与实测过程比较图

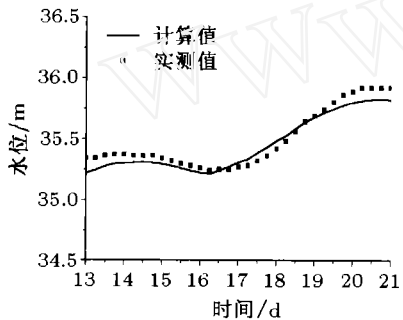


图 6 城陵矶水位计算与实测过程比较图

够用来对长江中游地区的复杂水系内的洪水运动规律进行分析。

### 2 地理条件改变对洪水运动的影响

#### 2.1 分流河道淤积的影响

三口分流对长江荆江河段的防洪有着重要的意义，它能较大程度减轻长江中游的洪灾程度。然而我们发现目前的荆江—洞庭湖地区洪水模型，都没有针对分流流量如何变化及由此带来江湖关系的改变进行定量分析。为此本文将深入研究分流河道演变对系统水流运动规律的影响。由于松滋河和虎渡河分流的变化量分别在  $1000\text{ m}^3/\text{s}$  和  $600\text{ m}^3/\text{s}$  以内<sup>[5]</sup>，相对藕池河  $7000\text{ m}^3/\text{s}$  的变化量来说是少量。因此下面只重点研究系统中藕池河演变所带来水流运动的变化规律。

数值模拟比较藕池河当前和 1954 年两种不同分流能力下系统洪水位的差别，1998 年藕池河的分流能力定为 case1，1954 年的分流能力定为 case2。枝城来流洪峰过程如图 7 所示，四水来流恒定为  $10000\text{ m}^3/\text{s}$ 。图 8 和图 9 分别给出了两

种情况下藕池口处的水位和流量过程比较。计算结果显示，在藕池口处 1954 年的流量峰值较 1998 年少  $6132\text{ m}^3/\text{s}$ ，水位峰值低  $0.87\text{ m}$ 。而在汇流口城陵矶处两种情况差距不大，1954 年流量峰值较 1998 年多  $142\text{ m}^3/\text{s}$ ，水位峰低  $0.03\text{ m}$ 。

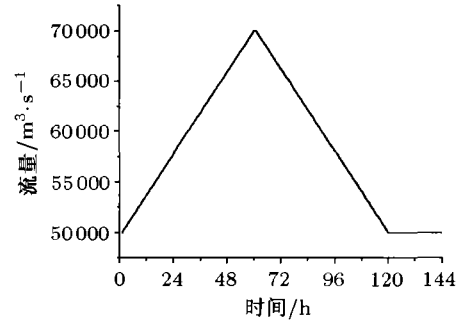


图 7 干流上游枝城来流过程

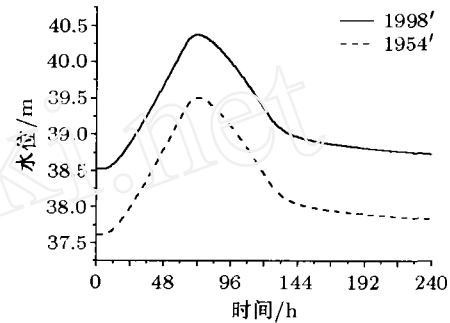


图 8 藕池河不同分流能力下藕池口处水位过程比较

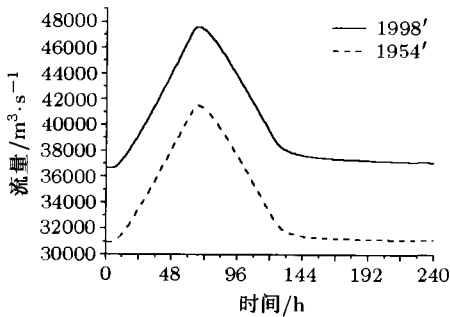


图 9 藕池河不同分流能力下藕池口处流量过程比较

由此可知，分流河道的演变对分流口处的水位过程和流量过程影响显著，而对下游汇合口处的影响甚微。分流河道的淤积使得分流减少，干流流量增加，水位抬高。

#### 2.2 洞庭湖萎缩的影响

洞庭湖的天然湖泊面积在 1949 年为  $4350\text{ km}^2$ ，而到了 1995 年只有  $2600\text{ km}^2$ <sup>[13]</sup>。显然洞庭湖萎缩造成了其调洪能力的下降是长江洪灾的一个重要因素。为了细致研究洞庭湖面积变化对长江洪水的影响情况，考虑如下 6 种情况：case1 中湖泊面积为  $2500\text{ km}^2$ ；case2 中 lake2 面积增加  $500\text{ km}^2$ ；case3 中 lake3 面积增加  $500\text{ km}^2$ ；case4 中 lake2 面积增加  $1000\text{ km}^2$ ；case5 中 lake3 面积增加  $1000\text{ km}^2$ ；case6 中 lake2 和 lake3 面积各增加  $1000\text{ km}^2$ 。

边界条件如前所述. 图 10 和图 11 分别给出了上述 6 种情况下汇流口城陵矶处的水位和流量过程比较. 图中水位峰值随湖泊面积增加而降低, 具体水位峰值从高到低顺序如下: case1, case2, case4, case3, case5 到 case6. 可见增加相同大小的面积, lake3(东洞庭湖)的影响比 lake2(南洞庭湖)要大. 最高和最低水位峰值之间相差 0.28m. 同时计算结果显示在分流口处, 几种情况水位峰值差别不大.

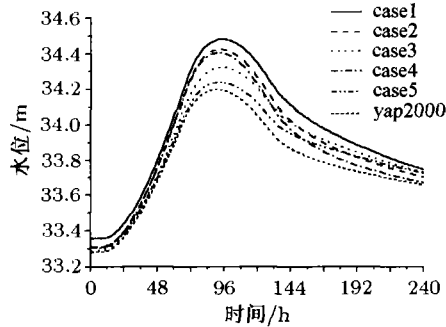


图 10 洞庭湖不同调蓄能力下城陵矶处的水位过程比较

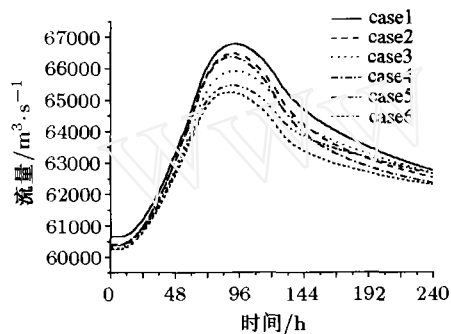


图 11 洞庭湖不同调蓄能力下城陵矶处的流量过程比较

### 2.3 影响程度比较

比较分流河道分流能力改变(方案 1)和湖泊调蓄能力改变(方案 2)在长江干流不同河段影响程度的差异. 表 1 列出了两种方案下干流藕池口及城陵矶处的水位降低值. 可见分流能力增加对藕池口处洪水水位降低效果明显, 而洞庭湖蓄洪能力增加则可以有效降低城陵矶处的洪水位.

表 1 2 种方案降低水位值比较

	方案 1	方案 2
藕池口处水位降低值 (m)	0.87	0.08
城陵矶处水位降低值 (m)	0.03	0.28

### 3 结论

1) 分流河道的改变只能影响到分流口附近的干流水流情况, 对汇流口处的水流影响甚小. 增加分流河道的分流能力可以减少干流流量, 从而降低干流水位, 但如果湖泊的面积不增加, 这样做只是把干流的洪水转移到了湖泊内, 湖内水位亦会相应提高, 同时仍不能应付长历时的洪水.

2) 湖泊面积改变对干流水流影响在汇流口处效果明显, 而对分流口附近的水流影响微弱. 湖泊面积增加可以减

少湖泊出流, 降低干流汇流口处的洪水位.

### 参考文献

- 黎安田. 长江 1998 年洪水与防汛抗洪. 人民长江, 1999, 30: 1~7 (Li Antian. 1998 Yangzte flood and fight against it. *Yangzte River*, 1999 (1): 1~7 (in Chinese))
- 葛守西等. 1998 年长江中游干流高水位成因分析. 人民长江, 1999, 30(2): 29~31 (Ge Shouxi, et al. Genetic analysis of higher stages along middle Yangzte main stem during flood period in 1998. *Yangzte River*, 1999, 30(2): 29~31 (in Chinese))
- 韩其为. 江湖流量分配变化导致长江中游新的洪水形势. 泥沙研究, 1999 (5): 1~12 (Han Qiwei. Changes of flood situation along the middle Yangte River. *J Sediment Research*, 1999 (5): 1~12 (in Chinese))
- 韩其为. 三口分流河道的特性及演变规律. 长江科学院院报, 1999, 16(5): 5~8 (Han Qiwei. Characteristics and fluvial processes of diffuent rivers from Yangzte River to DongTing Lake. *J Yangzte River Scientific Research Institute*, 1999, 16(5): 5~8 (in Chinese))
- 卢金友. 荆江三口分流分沙变化规律研究. 泥沙研究, 1996 (6): 54~61 (Lu Jinyu. Study on laws of runoff and sediment diverted from three outfalls on the JingJiang reach of the Yangzte River. *J Sediment Reserch*, 1996 (6):54~61 (in Chinese))
- 水利部长江水利委员会水文局编著. 1998 年长江洪水及水文监测预报. 中国水利水电出版社, 2000 (The Yangzte River flood in 1998 and its hydrological monitor and forecast. ChangJiang Water Resource Commission edit, Beijing: Chinese Water Power Press, 2000 (in Chinese))
- 胡四一等. 长江中游洞庭湖防洪系统水流模拟 —2. 模型实现和率定检验. 水科学进展, 1996, 7: 346~353 (Hu Siyi, et al. Flow modeling of the middle Yangzte River-DongTing Lake flood control system—model building, calibration and verification. *Advances in Water Science*, 1996 (12): 346~353 (in Chinese))
- 胡四一等. 1998 年长江中游洪水系统反演及高洪水位形成原因探讨. 水科学进展, 1999, 10(3): 242~250 (Hu Siyi, et al. Systematic analyses on abnormally high flood stages of middle Yangzte River in 1998. *Advances in Water Science*, 1999, 10(3): 242~250 (in Chinese))
- 胡四一等. 长江中下游河湖洪水演进的数值模拟. 水科学进展, 2002, 13(3): 278~286 (Hu Siyi, et al. Numerical modeling of flood routing for the middle-lower Yangzte River system. *Advances in Water Science*, 2002, 13(3): 278~286 (in Chinese))
- 谭维炎等. 长江中游洞庭湖防洪系统水流模拟 —1. 建模思路和基本算法. 水科学进展, 1996, 7: 336~345 (Tan Weiyang, et al. Flow modeling of the middle Yangzte River-DongTing Lake flood control system—modeling procedures and basic algorithms. *Advances in Water Science*, 1996, 7: 336~345 (in Chinese))
- 仲志余等. 长江中下游水文学洪水演进模型研究. 水科学进展, 1996, 7: 354~360 (Zhong Zhiyu, et al. Hydrological flood

routing model for the middle and lower Yangzte River. *Advances in Water Science*, 1996, 7: 354~360 (in Chinese))

- 12 谭维炎. 计算浅水动力学——有限体积法的应用. 北京: 清华大学出版社, 1998 (Tan Weiyan. *Computing Hydrodynamics for Shallow Water—Application of the Finite Volume Method*. Beijing: Tsinghua University Press, 1998 (in Chinese))
- 13 杨怀仁等. 长江中游荆江变迁研究. 北京: 中国水利电力出版社, 1999 (Yang Huairan, et al. *Research on the Transition of the Middle Yangzte River and JingJiang River*. Beijing: Chinese Water Power Press, 1999 (in Chinese))

## INFLUENCES OF THE SHRINK OF DIVIDING CHANNELS AND THE DONGTING LAKE ON THE FLOOD IN THE YANGZTE RIVER

FAN Ping LI Jiachun LIU Qingquan

(DES, Institute of Mechanics, CAS, Beijing 100080, China)

**Abstract** The flood disaster along the Yangzte river in

1998 which brought about enormous economic losses to Chinese people shows that the flood control system of the Yangzte River is still very weak despite of enhanced capabilities of flood prevention in these years. Focusing on the Jingjiang River and Dongting Lake area, a numerical FVM model is established to study flood routing in this complicated water system consisting of one-dimensional rivers and two-dimensional lakes. By applying this model, the simulation of flood motion in the river network owing to geographical environment factors are analyzed in detail. Two important factors that may cause high stages in the Jingjiang River during the 1998 Yangzte River flood period have been identified. They are, the blockage of the dividing rivers and shrink of the Dongting Lake. According to this research, a number of measures can be adopted to mitigate the flood disaster in the Yangzte River valley.

**Key words** FVM method, flood routing, complicated water system, dividing river

## 竖直平板间自然对流的湍流频谱特性

王明皓 符松 章光华

(清华大学工程力学系, 北京 100084)

**摘要** 根据直接数值模拟的计算结果, 对竖直平板间湍流自然对流的脉动动能、速度及温度等物理量的时间序列进行频谱分析. 结果表明, 流动达到充分发展状态后, 小尺度到大尺度的能谱很宽, 计算的分辨率足够. 从能谱分布可以观察到含能区、惯性子区和耗散区的存在, 文中对各区的特性进行分析. 由于该流动的强各向异性, 惯性子区很窄. 并讨论了法向位置对脉动动能的影响以及大尺度结构的特性.

**关键词** 频谱, 自然对流, 直接数值模拟, 大尺度结构

对流现象在日常生活中随处可见, 大到大气流动小到微尺度器件的散热都与对流有关. 自然对流是指由温度差产生的浮力驱动的流动. 由于速度场被动地受温度场的支配, 核心区的速度分布不满足对数律, 传统的雷诺应力模式也不再适用. 近年来的数值研究发现这类湍流流场中存在复杂的大尺度结构<sup>[1,2]</sup>, 所以自然对流流动日益引起科研工作者的兴趣.

人们普遍认识到充分发展的湍流运动是由许多不同尺度的涡运动组成的, 所以研究不同尺度的涡的性质以及它们之间的关系是十分必要的. 频谱分析将流动由时域转换到频域, 将流场内的物理量看作不同频率谐波的叠加. 本文基于

竖直平板间自然对流的直接数值模拟数据, 将速度、压力等物理量变换到频谱空间, 以观察不同频率流动的特点.

### 1 流动简介

垂直水平面放置的两个无限大平行平板, 因两板的温度不同使板间流体产生流动, 其几何条件如图 1 所示.  $Ra$  数和  $Pr$  数是决定流动状态的重要参数.  $Pr$  数是黏性系数与热传导系数之比,  $Ra$  数则表征浮力和黏性力之比,  $Ra = \beta g \Delta T h^3 / (\nu \kappa)$ , 其中  $\beta$  为热膨胀系数,  $\Delta T$  为两板温度差,  $h$  为板间距,  $\nu$  为运动黏性系数,  $\kappa$  为热扩散系数.  $Pr = 0.71$  时, 临界  $Ra = 5710$ <sup>[3]</sup>, 本文的  $Ra = 5.4 \times 10^5$ . 流动的基本方程组用  $h, \kappa$  及  $\Delta T$  无量纲化后, 可写成以下形式

$$\partial u_i / \partial x_i = 0 \quad (1)$$

$$\frac{Du_i}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + Pr \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} + Ra Pr (T - T_0) \delta_{i1} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_j \frac{\partial T}{\partial x_j} = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (3)$$

2003-02-24 收到第 1 稿, 2003-06-26 收到修改稿.