

# 海平面变化对太湖流域排涝的影响\*

王 腊 春

(南京大学海岛与海岸带开发试点实验室 南京 210093)

周寅康 都金康 张立峰 朱 诚

(南京大学城市与资源学系 南京 210093)

**提要** 太湖流域位于长江三角洲地区,其排涝过程受长江口海平面变化及潮位变化的控制。本文采用一维河网非恒定流理论,建立了太湖流域河网水文模型,并对 1991 年太湖流域洪涝过程进行的模拟。在此基础上,假定当太湖流域发生 1991 年特大暴雨过程时,海平面上升 0.5m 和长江口发生了百年一遇高潮位,太湖最高水位可分别达到 5.01m 和 4.99m,整个梅雨期排涝量分别比 1991 年少排  $14.9 \times 10^8 \text{m}^3$  和  $13.1 \times 10^8 \text{m}^3$ ,加剧了该地区洪涝灾害的严峻程度。

**关键词** 太湖流域 海平面变化 排涝

**学科分类号** P731

太湖流域位于长江三角洲南部,面积  $36\,500 \text{km}^2$ ,人口约 3 400 万人,有大中城市 7 个,经济强度达  $1\,800 \times 10^4 \text{元}/\text{km}^2$ ,是我国最重要的经济区之一<sup>1)</sup>。太湖流域地处亚热带季风气候区,温暖多雨,多年平均降雨量为 1 154mm,年平均气温为 15.6℃。流域地势西高东低,东部平原约占流域总面积的 75%。流域内河网密布,湖泊众多,组成极为复杂的河网湖荡系统。

由于受潮汐的影响,沿江苏南各排涝河口均设有闸门控制,浙江的长山闸也设有闸门,黄浦江为无闸自由泄流。这些排涝口决定了太湖流域的排涝能力。

国内外目前对平原河网水文模拟的研究较多,已建立了各种河网水文模型(中山大学数学系,1977;吴寿红,1985;张二俊等,1982;梁瑞驹等,1993a, b),但仅局限于进行水文模拟。本文在建立太湖流域河网水文模型的基础上,考虑了海平面上升对流域排涝的影响,研究结果可引起有关部门的重视。

## 1 排涝过程模拟

### 1.1 水网洪水演进模型

太湖流域水系复杂,难以直接进行河网汇流模拟。本文根据行洪等效性原则和太湖流域自然现状及资料情况,把全流域平原水网概化为 419 条河道、13 个湖泊、267 个节点

\* 国家自然科学基金资助项目,49771075 号。王腊春,男,出生于 1963 年 12 月,博士,副教授, E-mail: urgs@nju.edu.cn

1) 江苏省政协,1985. 关于苏南太湖流域水环境整理的建议

收稿日期: 1998-06-07, 收修改稿日期: 2000-03-15

(图 1, 图中罗马字母为山丘区子流域编号), 建立平原河网水文模型。

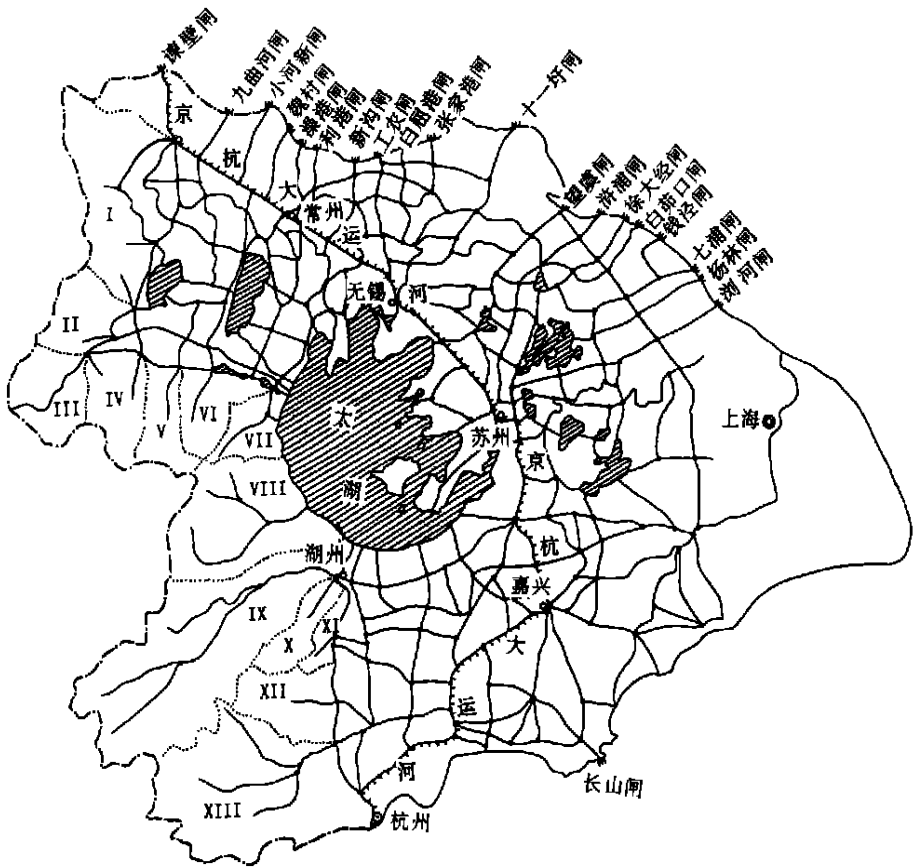


图 1 太湖流域河网水系概化图

Fig. 1 Schematic diagram of the river network for Taihu watershed

水流在河网中的运动可采用明渠一维非恒定流来进行模拟, 其基本方程为(中山大学数学系, 1977; 吴寿红, 1985; 张二俊等, 1982; 梁瑞驹等, 1993a、b):

$$\frac{\partial Q}{\partial X} + B_T \frac{\partial Z}{\partial t} = ql$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + 2u \frac{\partial Q}{\partial X} + (gA - Bu^2) \frac{\partial Z}{\partial X} - u^2 \frac{\partial A}{\partial Z} \Big|_Z + g \frac{n^2 |u|}{R^{4/3}} = 0 \tag{1}$$

式中,  $x$ 、 $t$  表示坐标的距离和时间, 为自变量;  $Q$ 、 $Z$  表示断面的流量、水位, 为待求量;  $A$ 、 $U$ 、 $R$  分别为过水面积、流速和水力半径;  $B$  为河道泄流断面宽;  $B_T$  为包括泄流断面宽度和仅起调蓄作用的附加宽度;  $\frac{\partial A}{\partial X} \Big|_Z$  表示同一水位时, 过水断面面积随距离的变化率;  $ql$  为单位河长均匀旁侧入流;  $n$  为糙率, 根据河道情况, 本文取  $n = 0.022 - 0.027$ 。

对(1)式采用四点隐式差分格式求解, 可得河段方程:

$$\begin{cases} Q_i = \alpha + \beta Z_i + \gamma Z_{i+1} \\ Q_{i+1} = \phi + \eta Z_i + \zeta Z_{i+1} \end{cases} \quad (2)$$

式中,  $\alpha = \frac{H_i - G_i D_i}{G_i + E_i}$ ;  $\beta = \frac{G_i C_i + F_i}{G_i + E_i}$ ;  $\gamma = \frac{G_i C_i - F_i}{G_i + E_i}$ ;  $\phi = \frac{H_i + E_i D_i}{G_i + E_i}$ ;  $\eta = \frac{F_i - E_i C_i}{G_i + E_i}$ ;  
 $\sigma = -\frac{F_i + E_i C_i}{G_i + E_i}$ ;  $C_i = \frac{B_T \Delta X}{2 \Delta t}$ ;  $D_i = q_L \Delta X + (Z_i + Z_{i+1})$ ;  $E_i = \frac{\Delta X}{2 \Delta t} - 2 U_{i+1/2}^j +$   
 $\frac{g}{2} n_i^2 \Delta X \left( \frac{|U|}{R^{4/3}} \right)_i^j$ ;  $G_i = \frac{\Delta X}{2 \Delta t} + 2 U_{i+1/2}^j + \frac{g}{2} n_i^2 \Delta X \left( \frac{|U|}{R^{4/3}} \right)_{i+1}^j$ ;  $F_i = (gA - B U^2)_{i+1/2}^j$ ;  $H_i$   
 $= \frac{\Delta X}{2 \Delta t} (Q_i^j + Q_{i+1}^j)$ ;  $i$  表示断面;  $j$  表示时段。

对每一节点建立节点方程。以节点 ② 为例 (图 2), 其节点方程为:

$$\begin{aligned} Q_{e,2} &= \phi_e + \eta Z_1 + \alpha Z_2 \\ Q_{f,2} &= \alpha_f + \beta Z_2 + \gamma Z_3 \\ Q_{g,2} &= \alpha_g + \beta_g Z_2 + \gamma_g Z_4 \end{aligned} \quad (3)$$

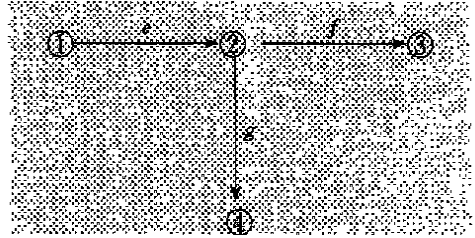


图 2 简化河网节点示意图

Fig. 2 Schematic diagram of nodes of river network

式中, 流量的流向均为由小标号节点流向大标号节点的方向为正。

由节点水量平衡条件  $Q_e = Q_f + Q_g$  得:

$$\eta Z_1 + (\alpha_e - \beta_f - \beta_g) Z_2 - \gamma_f Z_3 - \gamma_g Z_4 = \alpha_f + \alpha_g - \phi_e \quad (4)$$

它仅包含与该节点及与该节点相邻的节点水位。显然, 每一节点都有一个节点方程, 全部节点的节点方程构成一个闭合系统, 可以唯一地求解。

## 1.2 过闸流量模拟

闸门开启时, 根据闸上下游水位, 可能有自由出流和淹没出流两种情况 (梁瑞驹, 1993b)。

当  $0.8(H_u - H_0) \geq H_d - H_0$  为自由出流:  $Q = uB \sqrt{2g(H_u - H_0)} \sqrt{H_u - H_0}$ ;

当  $0.8(H_u - H_0) < H_d - H_0$  为淹没出流:  $Q = \phi B \sqrt{2g(H_d - H_0)} \sqrt{H_u - H_d}$ 。

式中,  $Q$  为过闸流量;  $H_u$  为闸上水位;  $H_d$  为闸下水位;  $H_0$  为闸底高程;  $B$  为闸孔总宽度;  $\varepsilon$  为侧向收缩系数 (取 0.9);  $u$  为自由出流系数 (取 0.35);  $\phi$  为淹没出流系数 (取 0.90)。

## 1.3 排涝模拟

太湖流域沿长江有 19 个闸门 (图 1), 其中只有小河新闸、浒浦闸、七浦闸、浏河闸有潮位资料。本文采用距离插值法, 插补出 19 个闸的潮位过程。黄浦江米市渡站有实测潮位过程, 长山闸下无实测潮位资料, 移用邻近站乍浦的潮位资料。

**1.3.1 水闸运行模拟** 太湖流域沿江各闸的运行, 按控制站水位来确定。太浦闸一般情况下不开闸, 特殊情况由国家防洪抗旱总指挥部下令开闸。因此太浦闸按实际运行操作。

**1.3.2 排涝水文模拟** 本文以太湖流域 1985 年资料作为调试, 模拟了 1991 年特大洪涝灾害年份的太湖流域水文过程 (表 1, 表 2, 图 3)。实际模拟时, 考虑到流域降雨的不均匀性, 根据雨量站点, 把全流域划分成 34 个产流区进行产流计算, 并根据下垫面条件采用

不同的产流模型(王腊春等, 1997; 梁瑞驹等, 1993a)。各圩区的排涝按排涝能力向圩外河网排涝。湖西及浙西山地按进入平原河网的位置及封闭性, 划分为 13 个子流域, 采用综合瞬时单位线法, 分别模拟各子流域的出流过程, 作为水网模型的边界节点入流过程。

表 1 1991 年太湖流域产汇流模拟表

Tab. 1 Simulated runoff and confluence of Taihu basin in 1991

项目	流域产流量 (mm)	苏南沿江 19 闸排涝 ( $10^8\text{m}^3$ )	长山闸排涝 ( $10^8\text{m}^3$ )	黄浦江米市渡出流 ( $10^8\text{m}^3$ )
实际	—	69.0	8.84	(无实测流量)
模拟	526	77.7	9.20	68.8
误差	—	+ 8.7	+ 0.36	—

表 2 1991 年太湖流域主要代表站点最高水位模拟(单位: m)

Tab. 2 Simulated maximum water level at typical stations of Taihu Basin in 1991(unit: m)

站名	实测	出现时间 <sup>1)</sup>	模拟	出现时间	绝对误差	站名	实测	出现时间 <sup>1)</sup>	模拟	出现时间	绝对误差
金坛	6.35	07-12	6.47	07-10	+ 0.12	瓜泾口	4.01	07-16	3.90	07-15	- 0.09
漕桥	5.07	07-14	5.21	07-13	+ 0.14	平望	4.12	07-16	3.91	07-16	- 0.11
洛社	5.02	07-04	5.06	07-06	+ 0.04	太湖	4.77	07-16	4.83	07-16	+ 0.06
望亭	4.74	07-14	4.69	07-15	- 0.05	常熟	4.20	07-04	4.28	07-06	+ 0.08
枫桥	4.28	07-15	4.39	07-15	+ 0.11	常州	5.42	07-04	5.59	07-06	+ 0.17

注: 1) 出现时间单位为: 月-日

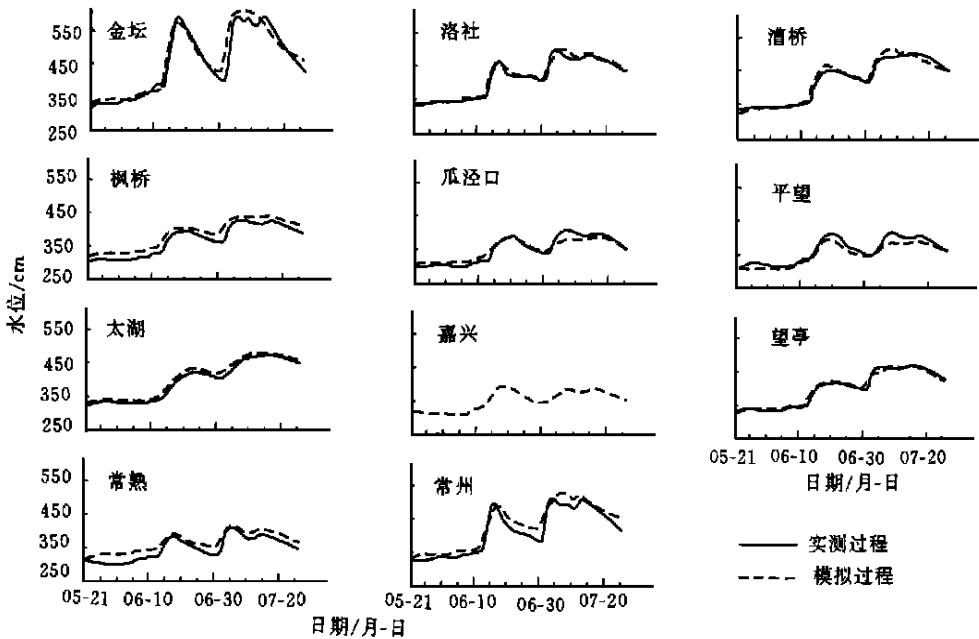


图 3 1991 年太湖流域代表站水位模拟过程图

Fig. 3 Simulated hydrography stage at typical stations of Taihu basin in 1991

## 2 海平面变化及潮位变化对排涝过程的影响

### 2.1 海平面变化对太湖排涝的影响

许多学者认为, 未来长江口海平面呈上升趋势。未来百年最可能上升量为 87cm(史运良等, 1992), 且认为长江口海平面变化 53% 是由径流引起的(埃默里等, 1981)。海平面上升, 必然会影响到流域的排涝过程, 加重流域的洪涝灾害损失。本文假定海平面上升 0.5m, 模拟当发生 1991 年型特大梅雨时, 太湖流域各主要站点的水位过程及各排涝闸的排涝水量。

在模拟中, 苏南沿江 19 闸及长山闸下的潮位以 1991 年发生的实际潮位过程加上海平面上升值作为海平面上升后的潮位过程。黄浦江米市渡潮位由于受海洋潮汐及太湖外排水量的共同作用, 本文建立吴淞站与米市渡站潮位相关关系。资料采用非汛期, 即太湖流域外排水量较小时。此时米市渡的水位受潮汐影响程度较大。

$$H_m = 0.617H_w + 0.42 \quad (5)$$

式中,  $H_m$  为米市渡水位;  $H_w$  为吴淞口水位。(5) 式说明当吴淞口潮位变化 1.0m 时, 米市渡潮位变化 0.617m。

根据预测, 当发生 1991 年特大梅雨时, 海平面上升 0.5m, 太湖最高水位可达 5.01m, 其他各主要测站水位过程也都超过 1991 年情况(图 4)。整个太湖流域梅雨期外排水量为  $141.2 \times 10^8 \text{m}^3$ , 比 1991 年实际少排  $14.9 \times 10^8 \text{m}^3$ (表 3)。

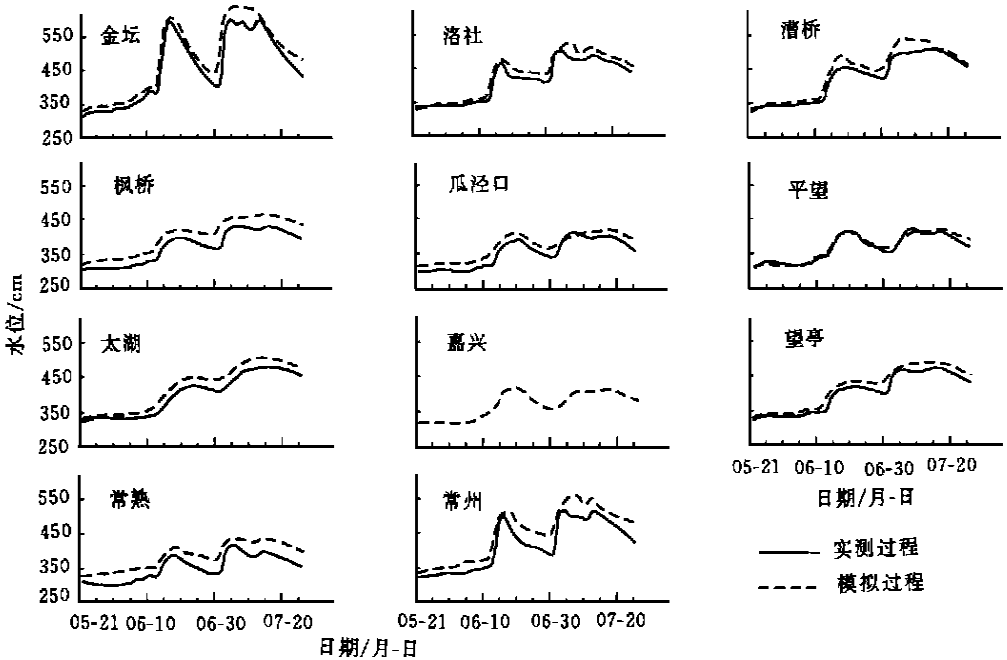


图 4 海平面上升 0.5m 太湖流域主要站点水位预测图

Fig. 4 Simulated hydrography stage at typical stations of Taihu basin assuming sea level rise of 0.5m

### 2.2 潮位变化对太湖流域排涝的影响

根据长江口潮位观测资料及考虑到与各闸的相关性, 本文选择江阴站潮位资料, 采用

三点适线法分析百年一遇江阴站最大一个月平均潮位为 4.52m。

表 3 海平面上升和潮位变化对太湖排涝的影响

Tab. 3 Effects of sea level and tide level changes on waterlogging drainage in Taihu basin

项目	1991 年 模拟值	海平面上 升 0.5m	与 1991 年相比	与百年一遇 高潮位遭遇	与 1991 年相比
太湖最高水位(m)	4.83	5.01	+ 0.18	4.99	+ 0.16
苏南 19 闸排涝量( $10^8\text{m}^3$ )	77.7	66.8	- 8.9	67.2	- 10.5
米市渡排涝量( $10^8\text{m}^3$ )	68.8	66.7	- 2.1	67.6	- 1.2
长山闸排涝量( $10^8\text{m}^3$ )	9.2	7.3	- 1.9	7.8	- 1.4
全流域排涝量( $10^8\text{m}^3$ )	155.7	140.8	- 14.9	142.6	- 13.1

1991 年工农闸下实际最大一个月平均潮位为 4.03m(未能收集到 1991 年江阴站潮位资料), 由于工农闸和江阴站位置相近, 两者可以相比。采用同倍比法, 以 1991 年为典型年, 得到工农闸下百年一遇设计潮位过程, 其倍比系数  $K = 4.52/4.03 = 1.216$ 。其他各站均以此值为倍比系数得到各闸下设计百年一遇的潮位过程。米市渡站由于受平原外排水量的影响, 与其他各站相关不显著。采用米市渡与吴淞站的相关关系, 把上述倍比系数作为吴淞站的倍比系数, 则米市渡百年一遇设计潮位过程为:

$$H_{m1\%} = H_m + (H_w \times 1.216 - H_w) \times 0.617 \quad (6)$$

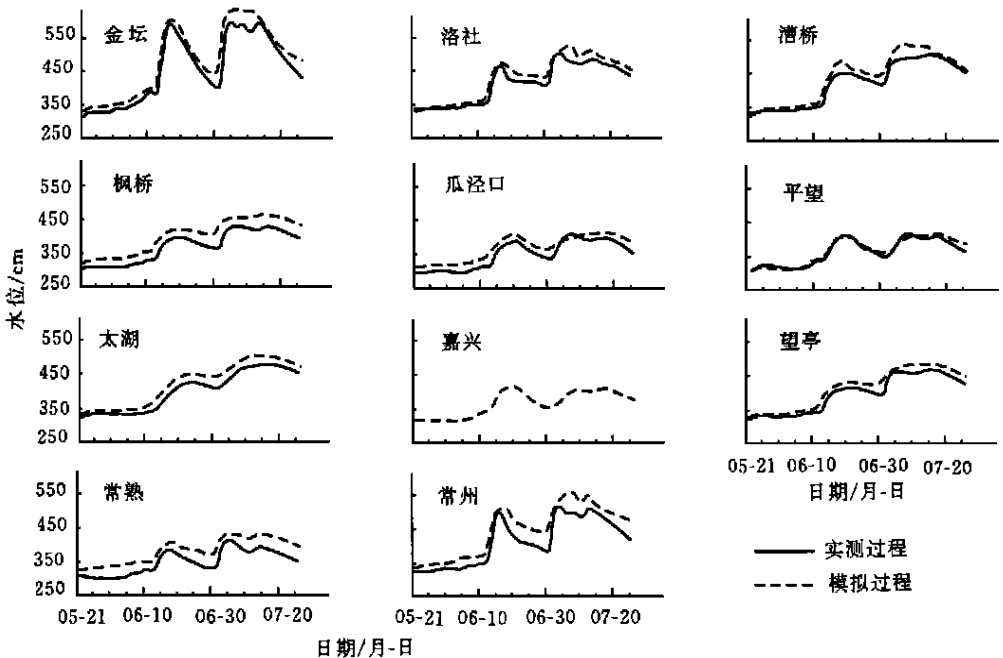


图 5 与长江河口区百年一遇高潮遭遇时太湖流域主要站点水位预测图

Fig. 5 Simulated hydrography stage at typical stations of Taihu basin associated with a tide level with a frequency of occurrence of 1% in Changjiang River estuary.

式(6)中,  $H_{m1\%}$  为米市渡百年一遇高潮位, 其它同式(5)。

当发生 1991 年梅雨和百年一遇高潮过程时, 本文预测太湖最高水位可达 4.99m(图 5), 整个梅雨期间外排水量  $142.6 \times 10^8 \text{m}^3$ , 比 1991 年少排  $13.1 \times 10^8 \text{m}^3$ (表 3)。

因此, 当太湖流域发生特大梅雨海平面上升和长江口出现低频率高潮位时, 对太湖流域防洪减灾的直接影响是减少了排涝量, 造成太湖及流域内圩外河网水位抬高, 并延长高水位的持续时间, 增加了破坏的可能。同时也影响到圩区内涝外排, 加长了淹没区的淹没时间, 增加了洪涝灾害造成的经济损失。

### 3 结语

沿海地区的排涝除了与该地区的排涝工程有关外, 还受海平面变化的控制。海平面上升必然会减少涝水的外排量, 加重该地区的洪涝灾害损失。据本文预测, 当发生 1991 年型梅雨时, 海平面上升 0.5m, 太湖流域外排涝水量将减少  $14.9 \times 10^8 \text{m}^3$ , 太湖可能最高水位达 5.01m。如发生 1991 年特大洪涝灾害时, 长江口同时出现百年一遇高潮位过程, 太湖流域外排水量比 1991 年减少  $13.1 \times 10^8 \text{m}^3$ , 太湖可能最高水位为 4.99m。可见海平面变化和潮位变化对沿海流域的排涝影响是十分巨大的。

本文在研究中还存在一些不足之处: 海平面上升 0.5m 时, 各站海平面上升后的潮位均平移 0.5m, 这仅是一种假定。海平面上升后各站潮位的变化过程还有待进一步研究。另外, 当长江口发生百年一遇高潮时, 各站潮位的变化是否以同一倍比系数变化还有待商榷。

由于资料收集困难, 本文未能对其它特大梅雨年份进行模拟分析。

致谢 本文得到王颖教授、史运良教授及程文辉教授的指导与帮助, 谨致谢忱。

### 参 考 文 献

- 中山大学数学系, 1977. 河网非恒定流隐式方程组的稀疏矩阵解法. 中山大学学报, 3: 27—37  
王腊春, 彭 鹏, 周寅康, 1997. 湿润地区平原丘陵圩区产流机制研究. 南京大学学报, 33(1): 156—160  
史运良, 沈晓东, 1992. 上海未来百年海平面上升预测及影响浅析. 南京大学学报, 28(4): 614—622  
吴寿红, 1985. 河网非恒定流的四级矩阵解法. 水利学报, 8: 42—50  
张二骏, 张东生, 李 挺, 1982. 河网非恒定流的三级矩阵解法. 华东水利学院学报, 1: 1—13  
埃默里 KO, 尤芳湖, 1981. 太平洋西部中国沿海海平面变化. 海洋与湖沼, 12(4): 297—310  
梁瑞驹, 李鸿业, 王洪道, 1993a. 91 太湖洪涝灾害. 南京: 河海大学出版社, 52—73  
梁瑞驹, 程文辉, 1993b. 太湖流域水文数学模型. 湖泊科学, 5(2): 99—107

## EFFECTS OF SEA LEVEL CHANGES TO WATERLOGGED DRAINAGE IN TAIHU BASIN

WANG La- chun

(*State Pilot Laboratory of Coast & Island Exploitation, Nanjing University, Nanjing, 210093*)

ZHOU Yin- kang, DU Jin- kang, ZHANG Li- feng, ZHU Cheng

(*Department of Urban and Resources, Nanjing University, Nanjing, 210093*)

**Abstract** The Taihu basin is located in the Changjiang River Delta area. Its waterlogged drainage process is influenced strongly by sea level changes and tide level changes near the Changjiang River estuary. Considering the river network in Taihu basin is complex, the river network is simplified in this paper. The authors analyze the drainage process at each drainage sluice and set up the river network hydrological model in Taihu basin with the unsteady flow computation method, and the waterlogging in 1991 is simulated. Based on this model, it is assumed that the sea level rise 0.5m or the tide level is associated with a frequency of occurrence of 1% in the Changjiang River estuary while the worst plum rains process in Taihu basin in 1991. The highest water level in Taihu is 5.01m and 4.99m, and the drainage water is reduced  $14.9 \times 10^8 \text{m}^3$  and  $13.1 \times 10^8 \text{m}^3$ , respectively. It is aggravated the degree of flooding and waterlogging in Taihu basin. These must be considered by related agency.

**Key words** Taihu basin      Sea level changes      Waterlogged drainage

**Subject classification number**      P731