

河湖沙冲淤和三角洲发育的 长期数值模拟研究*

郭冬建 曾庆存 朱江 刘卓

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘要 本文利用一个二维的水动力学和泥沙冲淤动力学模式, 对河床演变和三角洲的发育过程进行数值模拟研究。动力模式包括水流方程、悬沙输送方程和底床变化(含推移质运动)方程。数值积分格式采用 IAP 平方守恒格式和分解算法, 使计算既省时又长期稳定。对一个理想的河湖区域进行了长达 50 年的数值积分。模拟结果肯定了曾庆存等以前得到的主要结论, 并得到一些新的结论。研究表明: 泥沙首先在河流入口处沉积, 并逐渐向下游推进和向河槽两边延伸; 随着泥沙的沉积, 底床逐渐升高, 在河槽中形成了一个沙岛; 在沙岛上游, 原河槽中沉积的泥沙又被冲刷, 重新出现深河道; 数值积分 50 年后, 入口处已形成一个巨大的冲积扇(水下三角洲), 并不断向下游扩展, 三角洲(包括沙岛)的前缘十分陡峭; 由于泥沙的沉积, 河床抬升, 水深变小, 水流速度场在整个堆积扇上明显增大, 并在三角洲前缘出现明显的绕岛环流和河流分叉现象。模拟结果还表明, 在漫滩区泥沙只淤不冲, 而在河槽中既有淤积又有冲刷。此外, 由于泥沙的淤积, 使得湖型水库的水流入口处(库尾)水位明显抬高(即所谓“翘尾巴”现象)。这些结果在定性上与有关湖泊型水库淤积的观测事实是相当符合的。

关键词 泥沙沉积 三角洲 数值模拟

1 引言

水流结构以及与之密切相关的河床冲淤变化是许多水利工程建设中的关键问题。由于在天然环境中, 水流挟带泥沙后大大增加了浑浊度, 使得直接观测泥沙运动比较困难, 因而人们多采用实验室模拟的方法来研究泥沙运动及河床冲淤变化的规律。但这种模型试验耗时耗资巨大, 且受相似条件及试验环境等的影响, 应用范围受到限制。近年来随着计算技术的发展, 泥沙数学模拟研究得到了重视。由于数学模拟省时、费用低且调节灵活, 在理论研究和实际应用中将会发挥着越来越大的作用。

泥沙运动的性质复杂, 观测困难, 因而许多问题还停留在感性认识阶段。具体表现为, 对基本概念的争论较多, 对同一问题可以有多种不同的计算公式^[1]。对于这方面的研究, 数学模型可以发挥其优势, 即采用数值模拟的方法对这些公式(或观点)进行计算验证, 确定其待定参数, 且能发现一些新的规律。但是必须指出, 由于河床演变是一个极其缓慢的过程, 只有进行长时段(例如数十年至上百年)的数值模拟, 才能了解其演变的规律和对自然环境(或工程设施)的长期影响。因而泥沙冲淤过程的动力学模拟

1995-12-15 收到, 1996-01-28 收到修改稿

* 国家科委攀登计划和中国科学院院长基金资助项目

属于大规模的科学工程计算问题, 这就要求模型的数值计算方法必须具有足够长时段的计算稳定性和足够的精确度。

曾庆存等采用计算地球流体力学中发展起来的计算方法^[2~3], 结合已有的泥沙冲淤动力学的理论成果, 对泥沙冲淤和三角洲的发育过程作了数值模拟, 得到令人鼓舞的计算结果^[4~6]。本文在此基础上, 对模式作了一些改进, 提高了计算精度, 并进行了长达 50 年的数值模拟, 得到更为清晰的图像, 也显示了在大规模工程计算中应用的广阔前景。为了叙述上的方便, 本文先对模式作一简要的介绍, 然后给出模拟结果, 并对结果进行分析讨论, 最后提出需要进一步研究的问题。

2 模式方程和边界条件

为简单起见, 考虑浅水情况, 并设泥沙粒径均匀, 于是有如下的方程:

水流连续方程

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{v}h) = 0, \quad (1)$$

水流运动方程

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{v} + F(\bar{k} \times \bar{v}) = -g \nabla Z + A \Delta \bar{v} - C_D \frac{|\bar{v}| \bar{v}}{h}, \quad (2)$$

悬移质输送方程

$$\frac{\partial hS}{\partial t} + \Delta \cdot (\bar{v}hS) = \varepsilon \nabla \cdot (h \nabla S) + \alpha \omega (S^* - S), \quad (3)$$

底床变化(含推移质运动)方程

$$\rho_1 \frac{\partial Z_b}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{g}_b = \alpha \omega (S - S^*), \quad (4)$$

其中, $\bar{v}$ 为水流速度矢量, $h = Z - Z_b$ 为水层厚度, Z 为水面高度, Z_b 为底床高度, f 为科里奥利力, g 为重力加速度, A 为湍流粘性系数, C_D 为底摩擦系数, S 为水中含沙量, ε 为泥沙扩散系数, ω 为泥沙沉速, α 为一常数, S^* 为水流挟沙力, $\bar{g}_b$ 为推移质单宽输沙率, ρ_1 为床沙的干密度, 其他符号则是习惯上常用的。

在本文中, S^* 和 $\bar{g}_b$ 的计算采用如下的半经验公式^[7~8]:

$$S^* = K \left(\frac{|\bar{v}|^3}{gh\omega} \right)^m, \quad (5)$$

$$\bar{g}_b = \Gamma \left(1 - \frac{v_c}{|\bar{v}|} \right) |\bar{v}|^n h^p d^q \bar{v}, \quad (6)$$

其中, d 为泥沙粒径, v_c 为泥沙起动速度, K 、 G 、 m 、 n 、 p 、 q 均为经验常数。

在岸壁处, 取刚壁边界条件

$$\bar{v} \cdot \bar{n} = 0,$$

$\bar{n}$ 为岸壁的单位外法向量。这里暂不考虑河岸的变形问题, 更一般的岸壁边界条件参见文献[5]和[6]。

在入口处($\vec{v} \cdot \vec{n} < 0$), 给定 $\vec{v} \cdot \vec{n}$ 、 Z 和 S , 而在出口处($\vec{v} \cdot \vec{n} > 0$), 给定 $\vec{v} \cdot \vec{n}$ (或 $\vec{v}h \cdot \vec{n}$), 含沙量 S 则通过泥沙总质量守恒来确定。

3 计算区域和分解算法

由于本文的目的是作机理性研究, 不妨取如图 1 所示的理想情况, 即因筑坝后形成一水库, 沿河流的方向(x 方向)长 200 km, 横截方向宽为 100 km, 河流入口和出口

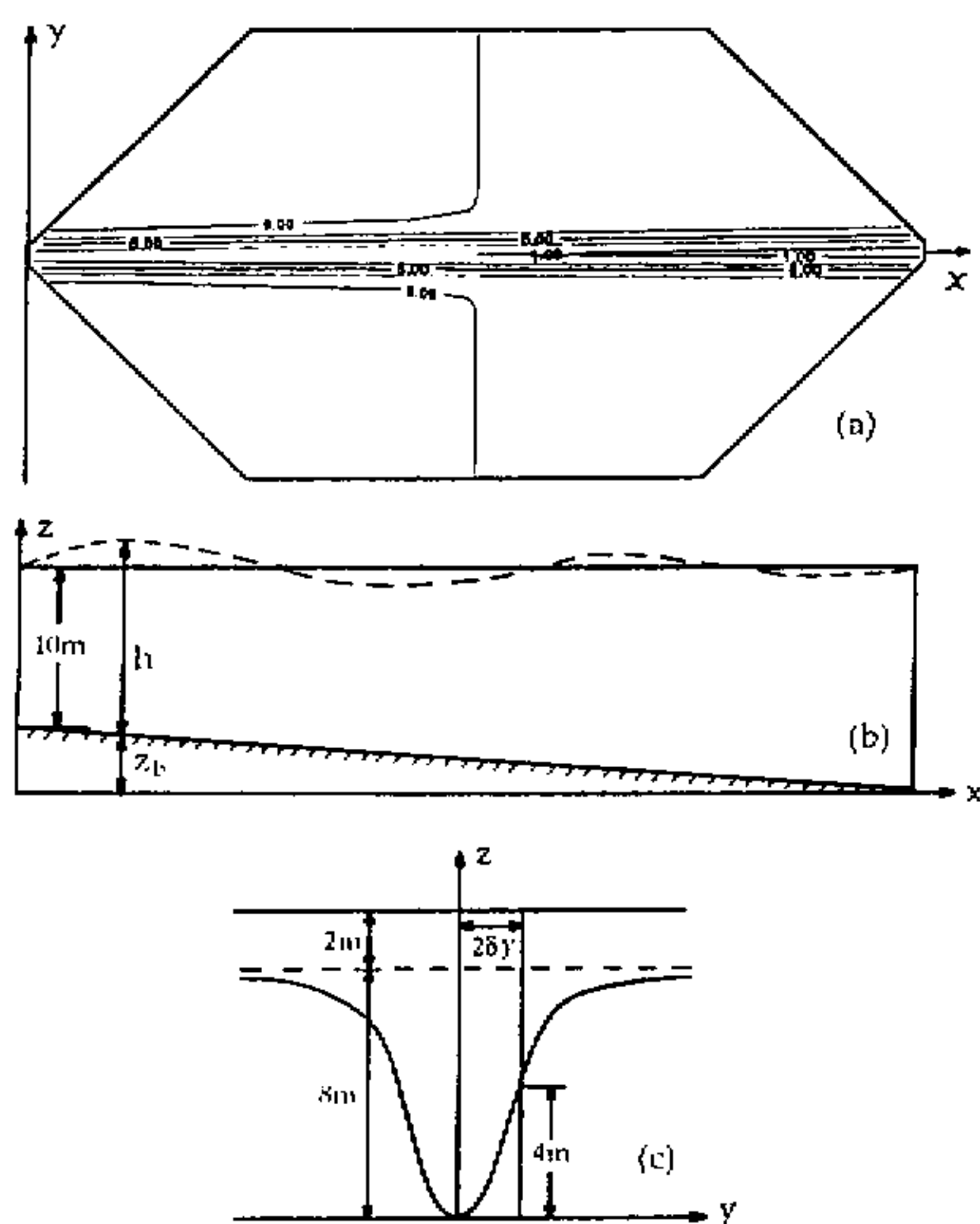


图 1 数值模拟计算区域

(a) 初始底床高度分布; (b) 沿河流方向(x 轴)底床剖面;
(c) 横截河流方向(y 轴)底床剖面

各宽 2 km。初始时刻底床沿 x 方向有一均匀的坡度, 取 200 km 的落差为 2 m; 沿 y 方向, 中央为河槽, 向两边很快变为浅滩。入口处水深为 10 m, 流速 $|\vec{v}|$ 为 2 m/s (定常), 水中泥沙含量 S 为 1.2 kg/m³ (定常); 出口处取流量 $\vec{v}h \cdot \vec{n}$ 等于入流量; 且取 (蓄水后) 初始水面高度 Z 为 12 m。

文献[5]和[6]指出, 泥沙冲淤和河床演变是一个具有多时间尺度的动力过程, 因而可以很方便且较准确地采用分解算法进行计算。其实, 在非特殊情况 (例如暴雨引起的山洪爆发) 下, 在河流动力学诸过程中, 河床演变是一个非常缓慢的过程, 而河床变形引起的水流场 (含悬浮于水中的泥沙) 的调整却要迅速得多, 而且只有河床产生了较大的变形之后才能对水流场有显著的影响。此外, 在水流含泥沙量不是非常高的情况下, 泥沙对水流的

影响仅在于使水的粘性系数略为增大, 而泥沙含量却主要由水流所决定。基于此, 我们在数值模拟中采用了分解算法, 即将整个积分过程在时间上逐段分为三步: 第一步, 取定常的底床 Z_b , 计算水流场 $\vec{v}$ 和 Z , 实际上计算到准定常状态; 第二步, 取如此算得的水流场, 代入(3)式和(5)式, 计算 S 到准定常状态; 第三步, 取前两步得到的 $\vec{v}$ 和 S , 代入(4)、(5)和(6)式, 计算 Z_b 的变化。不妨取冲淤厚度 $|\delta Z_b|$ 的最大值等于某给定值 (例如取为 0.25 m), 并计算出所需的时间 δt_n 。然后取此改变了的底床, 即 $Z_b + \delta Z_b$, 转入下一个循环的计算, 算出新的 δZ_b 和 δt_{n+1} , 如此逐段计算下去。

计算表明, 在我们所取的来水来沙情况下, 欲使 $|\delta Z_b|$ 的最大值达到 0.25 m, 实际需要 3~5 d 的时间, 而这样的底床变化引起的水流场和 S 分布的调整只需 2~3 h 即可

达到准定常状态, 因而上述分解算法可以给出足够的精度。具体计算中, 水流方程计算采用 IAP 平方守恒差分格式^[3], 空间步长 $\delta x = \delta y = 2 \text{ km}$, (3)式和(4)式则在相应的内部协调的格点上计算。计算中参数取值为: $d = 0.001 \text{ m}$, $\omega = 0.01 \text{ m/s}$, $v_c = 0$, $\alpha = 0.3$, $K = 0.35$, $\Gamma = 5$, $m = 0.92$, $n = 3$, $p = -0.25$, $q = 0.25$ 。

4 模拟结果

图 2 给出初始时刻水流速度场及相应的水面起伏场。由图可见, 除入口和出口邻近处以外, 水流速度很小; 水面高度有一沿逆水流方向增高的不大的坡度 (以抵消摩擦对动能的消耗), 而科里奥利力效应造成高度场的不对称性。

由于河床的冲淤变化在 50 年内主要发生在入口处及其下 50 km 范围内, 在以下的图中将只显示这一部分区域。图 3a~d 给出泥沙淤积厚度 (累积量) 随时间的演变。可以看到, 泥沙首先在入口处沉积, 并逐渐向下游推进和向河槽两边延伸。沉积物堆积不断增厚, 经过 5 年多的时间, 在河槽中已形成了一个厚达 10 m 的沙岛 (图 3d)。在沙岛的上游, 原河槽中沉积的泥沙又被冲刷, 重新出现深河道 (图 4a)。又如图 4b 所示, 由于泥沙的沉积, 河床抬升, 水深变小, 水流速度场在整个堆积扇上明显增大。数值模拟 50 年

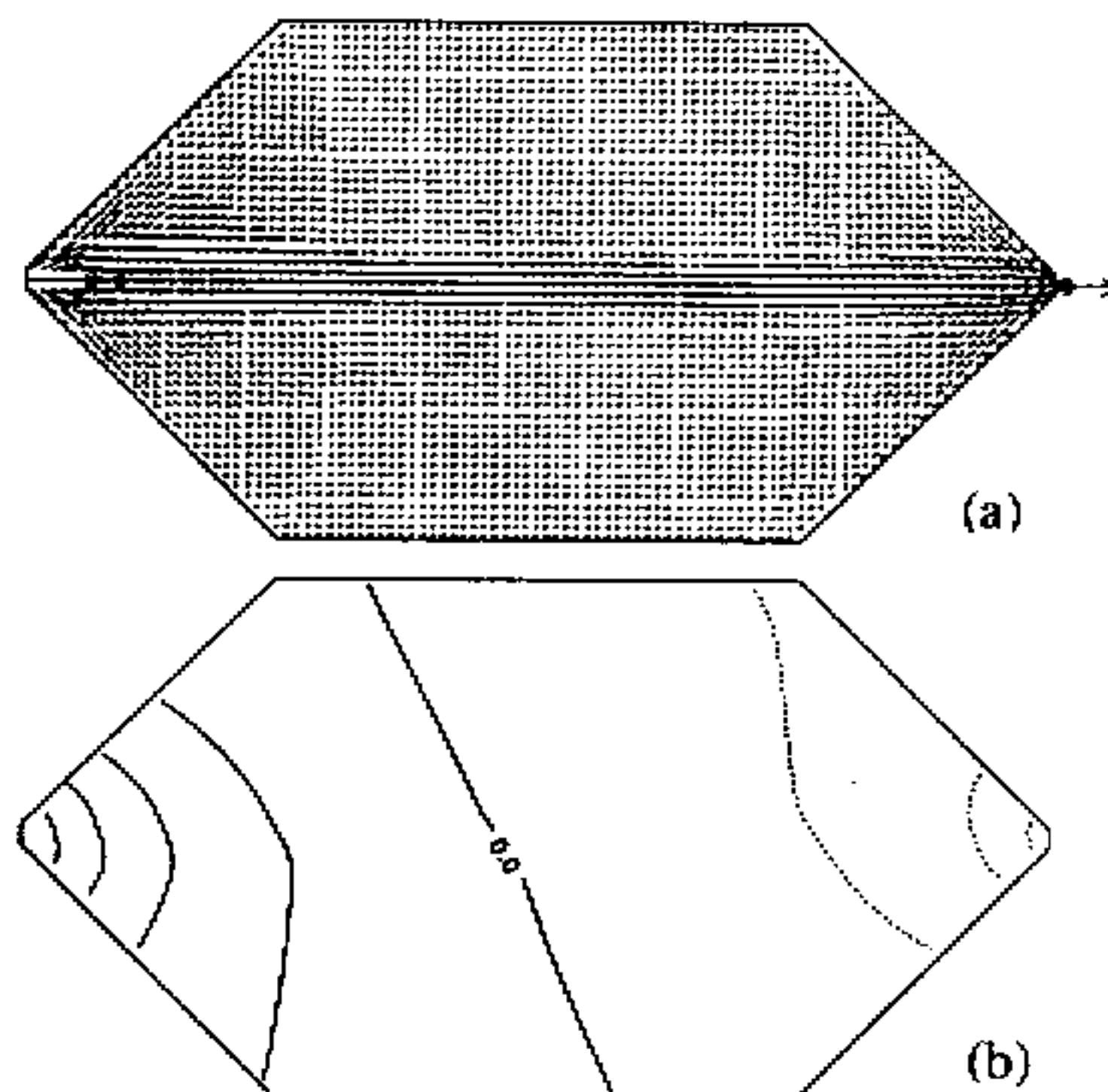


图 2 处于准定常状态的初始水流速度场和水面起伏场
(a) 水流速度场, 其中最大流速为 1.68 m/s
(b) 水面起伏场, 等值线间隔为 0.1 m

后, 入口处已形成一个巨大的冲积扇 (水下三角洲), 并不断向下游扩展, 如图 5。从图中还可看出, 三角洲 (包括沙岛) 的前缘十分陡峭, 而且此时在三角洲前缘已出现明显的绕岛环流。河道分叉为两股 (见图 6)。图 7 给出积分 50 年后的河床的水面高程的沿河纵剖面图可以清楚地看到巨大的水下三角洲及其非常陡峭的前缘。此外, 水面高度在三角洲上游出现抬升 (约 4.5 m) 即所谓“翘尾巴”的现象。

5 三角洲演变和水库“翘尾巴”机理

我们还对 50 年数值模拟结果给出动态显示, 制成录像带, 从中更能看出上述泥沙冲淤和三角洲过程。

根据以上的模拟结果及对其所作的分析, 泥沙冲淤过程和三角洲发育过程的机理就十分清楚。由于入口处水流的突然扩散或水面的坡度骤减 (即进入水库), 水流速度减小, 导致水流挟沙力骤减, 于是泥沙首先在入口处附近沉积下来。随着泥沙在入口处的

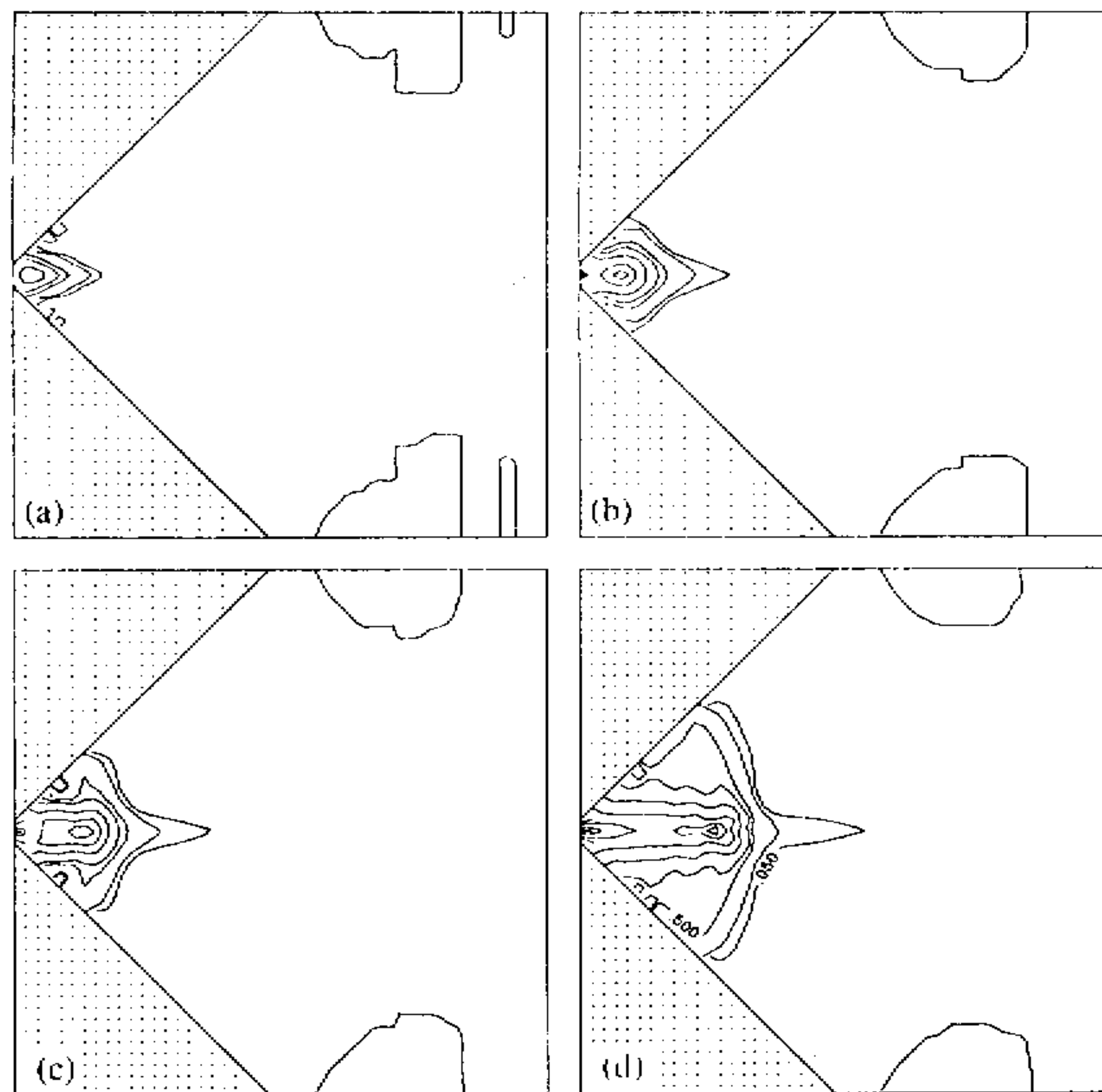


图3 泥沙淤积厚度随时间的演变

(a) $t=68$ d, 此时最大累积淤积厚度为 2.5 m; (b) $t=329$ d, 最大累积淤积厚度为 7 m;
(c) $t=1.76$ a, 最大累积淤积厚度为 7 m; (d) $t=5.29$ a, 最大累积淤积厚度为 10 m

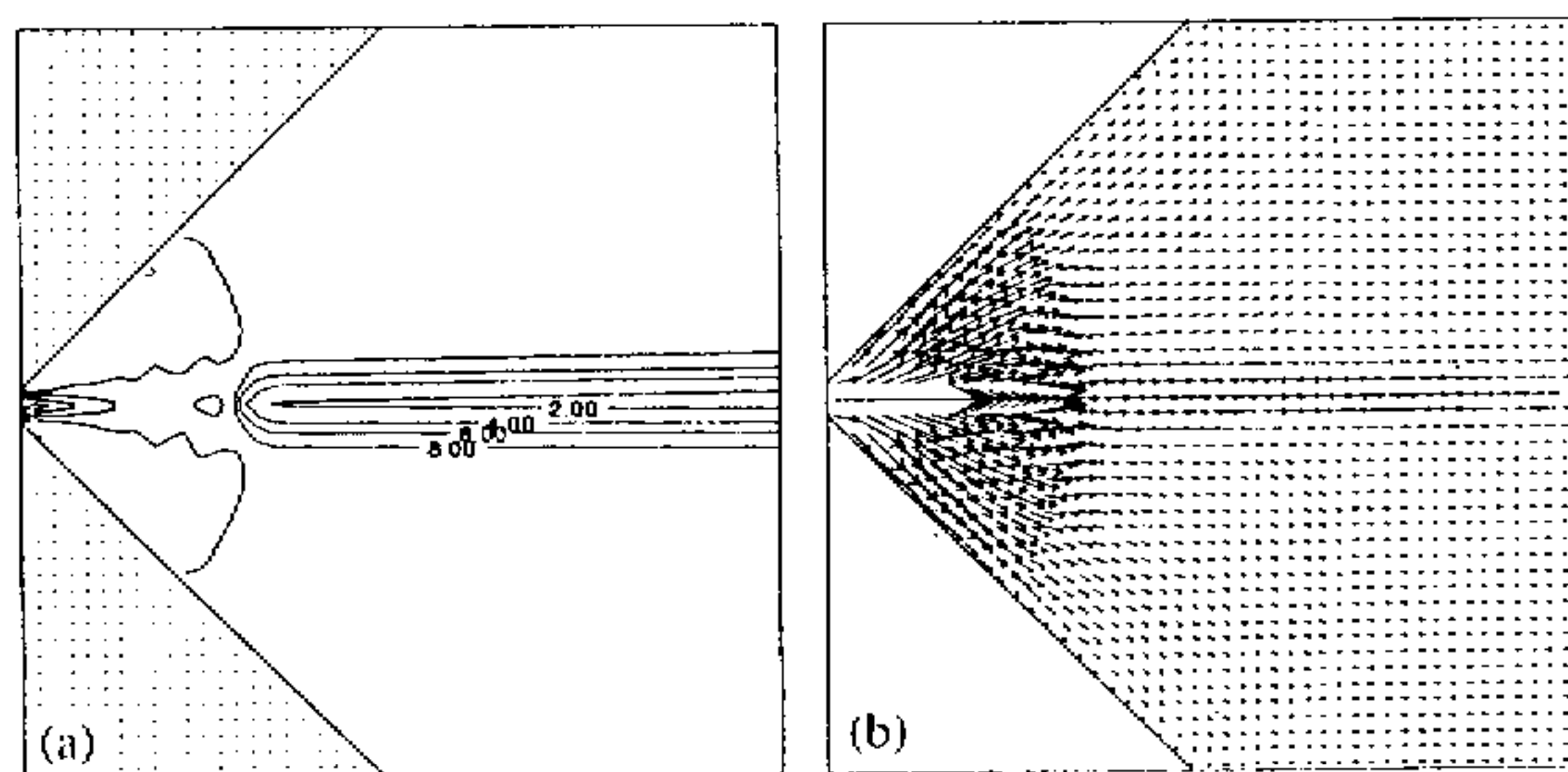


图4 积分 5.29 a 后新的底床和水流速度场

(a) 底床高度分布, 等值线间隔为 2 m; (b) 水流速度场, 其中最大流速为 1.90 m/s

沉积, 底床逐渐升高, 水深变小, 水流速度增大。到一定程度后, 二者导致挟沙能力大增, 致使湍流扬沙量大于重力沉降量, 于是在原河槽中沉积的泥沙又被冲刷, 重新出现

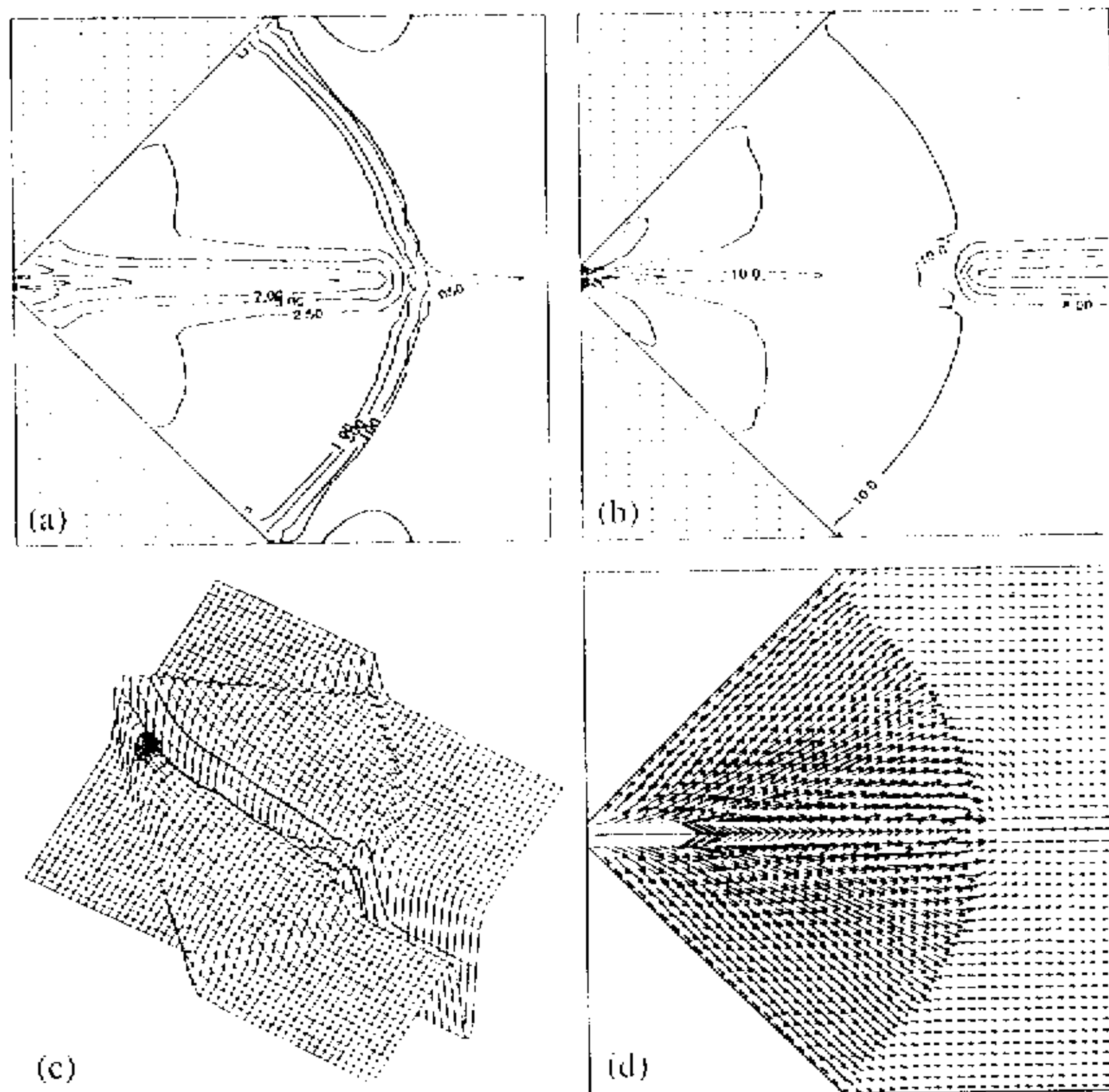


图5 积分 50 a 后的结果

(a) 泥沙淤积厚度分布; (b) 底床高度分布; (c) 底床立体示意图; (d) 水流场, 其中最大流速为 1.90 m/s

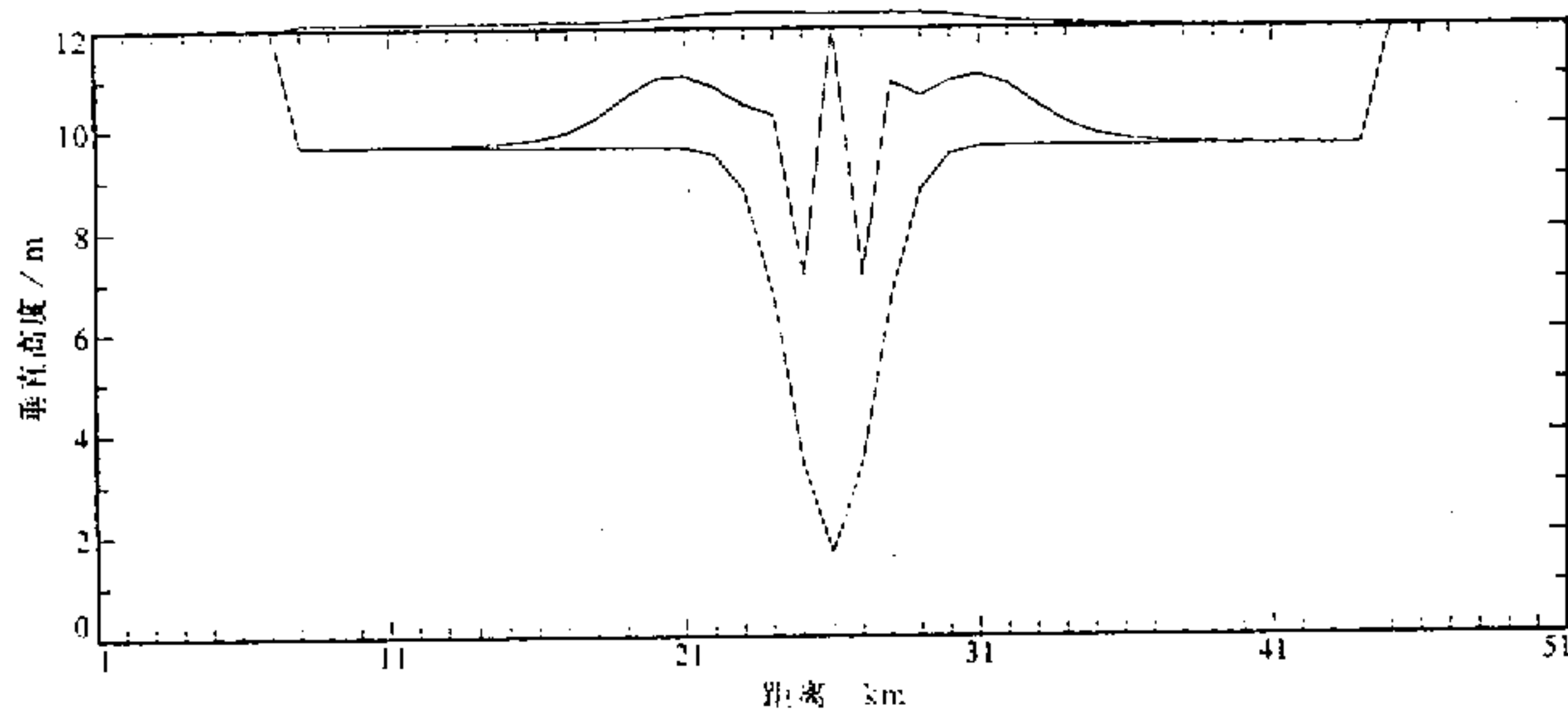


图6 通过水下岛屿的底床和水面高度的横剖面图

横坐标为 y 轴上的距离 (单位: km), 纵坐标为垂直高度 (单位: m)。

图中给出底床和水面高度的初始曲线和积分 50 a 后的曲线

深的河道。在三角洲前缘底床坡度较大, 这里水深陡增, 流速剧减, 水流挟沙力也因而大大减小, 造成泥沙不断落淤, 结果使三角洲不断向前推移。但在漫滩区, 由于水流速

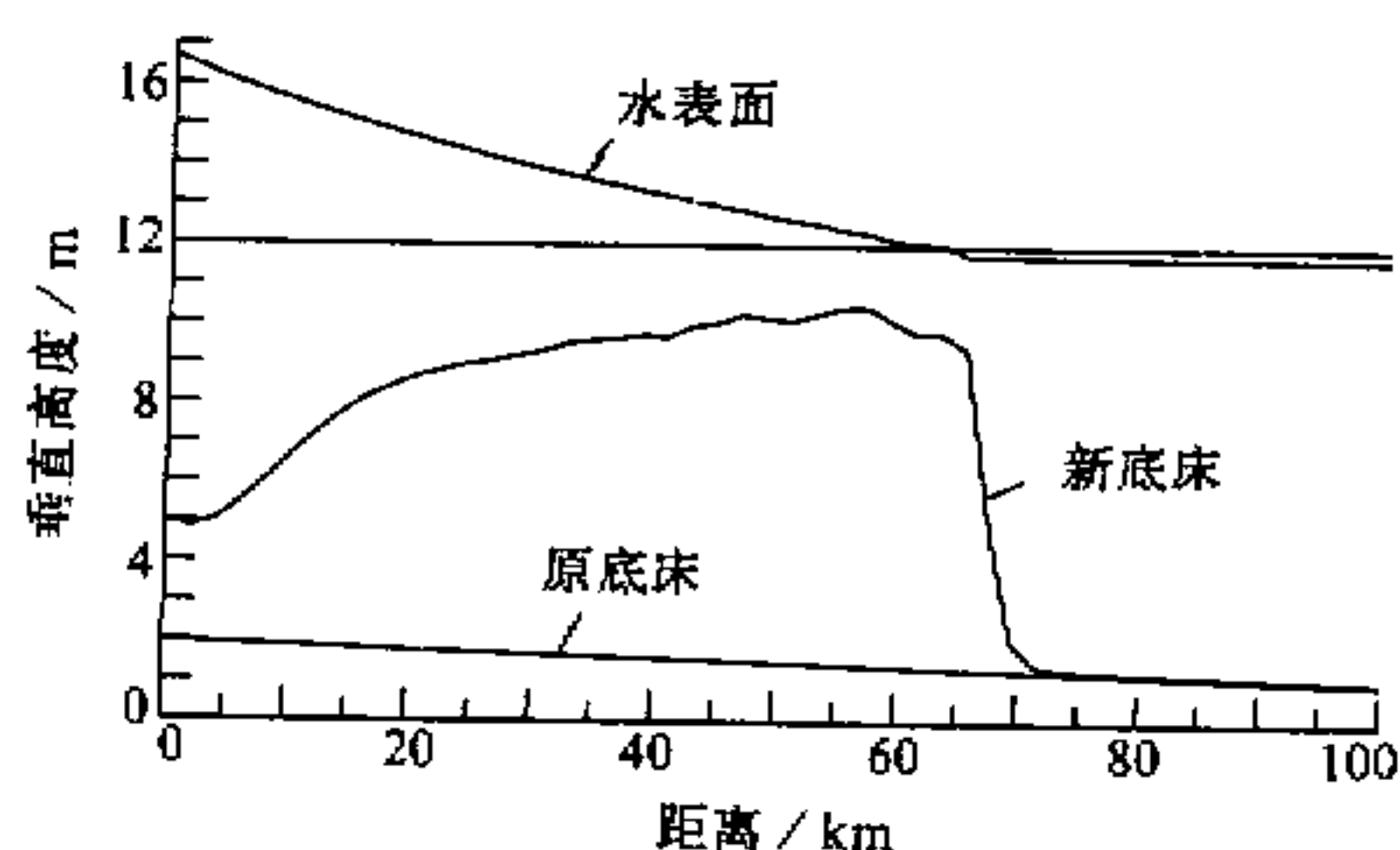


图7 底床和水面高度沿河槽中线的剖面图
横坐标为离开区域入口的距离(单位: km), 纵坐标为垂直高度(单位: m)。图中两根直线为初始底床和水面高度, 两根曲线为积分 50 a 后的结果

不够大, 泥沙只淤不冲。于是形成了发育完整的扇形水下三角洲, 中有较深的河道和很浅的岛屿(或江心洲或拦门沙), 这些结果在定性上与有关湖泊型水库淤积的观测事实是相当符合的^[8]。此外, 为实际观测所证实的水面在水库上游的抬升现象(称为“翘尾巴”现象)也与本文的模拟结果相一致^[10]。

上述泥沙冲淤和三角洲演变的主要特征和机理, 我们在以前的工作^[4~6]中大都已详细分析论述过了。不过本文由于积分时间更长和

计算作了改进, 使特征和机理更为鲜明。至于“翘尾巴”现象, 一则我们不知道其实有, 二则以前的积分只有一二十年, 水位抬高现象不大明显, 没有引起注意。其实, “翘尾巴”是容易理解的。在未入水库之前, 水流靠河流的海拔高度的落差来维持。水库蓄水之后, 在早期水面平坦, 除在河流入口点和水库出水口有较大流速外, 库内水流一定很小。但随着泥沙在库尾(河流入口处以下)的淤积和那里的水柱变浅, 水流的质量守恒要求那里水流速度增大; 但水流动力学要求必须有较大的水面坡度 $|\nabla z|$ (即“能坡”)作为推动力, 才能平衡底摩擦的损耗 $(|C_D|\bar{v}|^2/h|)$ 。即在库尾必须水位抬升, 出现“翘尾巴”现象。

6 结语和讨论

尽管本文采用的泥沙数学模型较简单, 即取泥沙粒径是均一的, 也未考虑异重流效应, 但由于它抓住了泥沙冲淤过程的主要机理; 而我们所采用的格式和算法是长时段计算稳定的, 因而得到了定性上十分合理的结果, 这就显示出在自然环境变迁工程问题计算中应用的前景。当然, 要得到具有实际使用意义的较准确的计算结果, 必须有适合于实际河湖的所在工程地区的经验参数, 甚至更复杂的经验公式才行。泥沙颗粒级配的不均匀性、非定常的入流条件、复杂的岸边界及河床糙率的变化等等也必须计及。这些因素对泥沙冲淤过程的长期影响问题是有待进一步研究的。

河口和海岸带的变迁、有关的开发和工程问题, 也和泥沙冲淤有很大关系。相应的泥沙冲淤和三角洲或地貌演变的水力学问题很值得研究。为此, 还必须考虑泥沙悬浮、沉降和冲淤的另外一些机理。潮汐作用、盐淡水相互作用以及风和外海的作用等(见文献[6]), 在计算上也必须用和实际边界相吻合的网格和格式以及注意开边界条件的计算方法等问题(见文献[11]、[12])。我们就此所作的数值试验结果也是令人鼓舞的, 将另文发表。

参 考 文 献

- 1 钱宁、万兆惠, 1983, 泥沙运动力学, 北京: 科学出版社.
- 2 曾庆存、张学洪, 1981, 完全保持能量守恒的可压缩流体时-空差分格式和协调的分解算法, 中国科学, B 辑, 第 11 期, 1355~1366.
- 3 曾庆存、季仲贞、李荣凤, 1987, 一个近岸海流数值计算模式及其检验, 水动力学研究与进展, 2(1), 67~74.
- 4 Zeng Qingcun, 1992, Numerical simulation of climate and environment, in: *Climate, Environment and Geophysical Fluid Dynamics*, Ed. Ye Duzheng et al., pp.3~11, China Meteorological Press, Beijing.
- 5 曾庆存、郭冬建、李荣凤, 1995, 泥沙冲积和三角洲发育的数值模拟, 自然科学进展, 5(3), 309~314.
- 6 Zeng Qingcun, 1995, Silt sedimentation and relevant engineering problem — an example of natural cybernetics, *Proceedings of the Invited Lectures, ICIAM-95*, Akademie Verlag, Berlin.
- 7 唐日长 (主编), 1990, 泥沙研究——葛洲坝工程丛书 (2), 北京: 水利电力出版社.
- 8 武汉水利电力学院河流泥沙工程学教研室, 1981, 河流泥沙工程学 (上册), 北京: 水利出版社.
- 9 武汉水利电力学院河流泥沙工程学教研室, 1982, 河流泥沙工程学 (下册), 北京: 水利出版社.
- 10 曾庆华, 1996, 三门峡库尾的泥沙淤积及其解决途径的建议, 气候与环境研究, 1(1), 21~29.
- 11 刘卓、曾庆存, 1994, 自适应网格在大气海洋问题中的初步应用, 大气科学, 18(6), 641~648.
- 12 Guo Dongjian and Zeng Qingcun, 1995: Open boundary conditions for a numerical shelf sea model, *J. Computational Physics*, 116.

Long-Term Computational Modeling Research on River Sedimentation and Delta Evolution

Guo Dongjian, Zeng Qingcun, Zhu Jiang and Liu Zhuo

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract A two-dimensional sediment transport model was designed to investigate river bed deformation and delta evolution. The dynamic model includes the water flow equations, the suspended sediment transport equation and the bed deformation equation. In the model the IAP finite difference scheme of quadratic conservation and a splitting technique are adopted, thus leading to economical and stable computation for a long time. The results of a fifty-year simulation for a simple river-lake region show that sediment first deposited in the vicinity of the river entry and gradually extended downstream and to both sides of the river channel. The thickness of the deposited sediment gradually increased and a sand bar was formed. In the upper reach of the sand bar, the deposited sediment in the river channel was eroded and a deep channel appeared again. After fifty years, a large alluvial sector (submerged delta) was formed and gradually extended downstream. The fronts of the delta and the sand bar are very sharp. The water depth reduced due to deposition, the water flow velocity upon the alluvial sector increased obviously and at the front of the delta exists currents around the sand bar. In addition, only deposition occurs in the shallow beach areas, whereas in the river channel not only deposition but also erosion occur. All the above results agree fairly well in quality with the observations of sedimentation phenomena of lake-type reservoirs and show that the model is suitable for long-term simulation of river morphological processes.

Key words river sedimentation delta evolution computational modeling