中国科学: 技术科学 2011 年 第 41 卷 第 10 期: 1305 ~ 1314
www.scichina.com tech.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

泥石流与主河汇流堆积的数值模拟

陈日东, 刘兴年, 曹叔尤, 郭志学*

四川大学水力学与山区河流开发保护国家重点实验室, 成都 610065
* E-mail: scugzx@scu. edu. cn

收稿日期: 2010-11-16; 接受日期: 2011-05-03
国家重点基础研究发展计划(“973 计划”) (批准号: 2011CB409903)和国家自然科学基金(批准号: 50739002)资助项目

摘要 汶川大地震使震区周围的山体出现大量崩塌、滑坡, 为泥石流灾害发育提供了丰富的固体物源. 一旦降雨条件适宜, 很容易形成山洪泥石流. 山洪泥石流来流量大, 结构较强, 与主河汇流时, 难以被主河水流及时冲刷, 在汇流区大量堆积, 从而引发一系列的灾害. 本文在前人的研究成果和相关资料的基础上, 对交汇区泥石流与主河水流间的相互作用关系进行了合理简化, 采用处理对流项有较好计算稳定性的有限元特征分裂算法, 建立了与主河汇流的泥石流堆积数学模型. 运用本文模型, 再现了文家沟特大山洪泥石流在绵远河的堆积过程, 分析了泥石流堆积对主河流路、水深、流速分布等的影响. 采用实测堆积地形对计算成果进行了验证, 结果表明, 本文模型计算泥石流堆积范围, 堆积厚度分布, 在规律上与实测地形基本一致. 最后, 文章对模型未来改进方向进行了探讨.

关键词
山洪
泥石流
汇流区
有限元

泥石流以含有大量大颗粒固体物质(尤其是大尺寸颗粒)而著称. 从侧向进入主河后, 泥石流赖以维持运动的地形条件改变, 同时受到主河的阻力作用, 将引起入汇口附近强烈的水沙交互作用与河床形态的急剧变化. 一般两江交汇区的地形相对平缓, 是山区人类生活、生产的重要场所, 同时又是泥石流堆积泛滥成灾的主要区域, 毁灭性灾害多发生于此. 川藏公路西藏境内的培龙沟, 1984 年和 1985 年连续爆发特大规模冰川泥石流, 堵塞干流帕隆藏布江, 形成长达 6.5 km 的湖泊, 最大宽度达到 220 m 以上, 最大水深 14.3 m, 回水淹没公路近 7.0 km, 多人死亡, 经济损失上亿元[1]. 位于四川省马边彝族自治县的挖黑河与先家普河交汇处的波罗电站建成后仅一年, 遭遇洪水, 电站厂房被淹. 灾害发生后, 厂房原防洪墙顶高程加高 1.05~3.16 m. 但恢复发电仅 10 个月后, 又于 2001 年 7 月 28 日因特大暴雨引发泥石流, 造成交汇河段泥沙大量堆积, 给电站造成毁灭性灾害. 电站厂房河段泥沙堆积厚度约 5.0~7.5 m, 电站厂房全部淹没, 厂房内平均积厚度达 7.5 m[2]. 汶川地震后, 松散堆积物增加, 受降雨触发, 爆发泥石流的机会增加. 2010 年地震灾区的汶川映秀(红椿沟)、清平(文家沟)等地均发生泥石流入江造成干流河道大量堆积, 引发灾害的事件. 因此, 开展泥石流与主河交汇堆积规律研究具有重要的应用价值.

泥石流与主河交汇属于复杂的非牛顿流体与牛顿流体相互作用问题, 在理论研究上存在诸多困难[3]. 同时, 由于观测手段不完善, 天然及实验条件下的汇流资料不易获取, 水槽实验与天然情况的相互关系难以确定, 使得原型观测或实验研究的成本较高且难以广泛开展[4]. 因此, 数值模拟作为一种便捷的研

英文版发表信息: Chen R D, Liu X N, Cao S Y, et al. Numerical simulation of deposit in confluence zone of debris flow and mainstream. Sci China Tech Sci, 2011, 54: 2618–2628, doi: 10.1007/s11431-011-4510-1

究手段受到众多学者的青睐.

目前, 泥石流与主河汇流问题所涉及的河道水流运动, 研究成果较多, 理论也相对成熟, 模型计算效率高, 精度较好, 对于含沙水流运动也可取得不错的计算成果[5,6], 能够较好的满足工程实际的需要[7,8]; 关于单一泥石流的数值模拟, 王光谦等人[9]提出了基于两相流理论的泥石流流团模型并建立了相应的方程以及数值解法. 流团模型具有原理简明, 数值计算稳定等特点, 特别适合大尺度流动. Hübl 等人[10]采用二次流变模型与 DEM 相结合的方法模拟了粘性泥石流的堆积过程. 模拟过程涉及包括地形学, 地质学, 水文学等多种数据类型. Iovine 等人[11]模拟由强惯性效应引发的泥石流, 算法采用由遗传算法率定的 S_{4a} 细胞自动机模型. 文献[12]综述了泥石流粒子-流体模型的最新进展以及尝试利用该模型从理论上解释泥石流复杂的本构关系. 可见, 泥石流的数值模型在实用性方面, 与其他学科的交叉方面, 算法的改进方面以及泥石流理论研究方面都取得了较大的进展. 不过, 大量的文献资料和实例研究表明[13]: 目前泥石流动力学研究仍然存在一些未能很好解决的难点问题, 主要包括: 已有泥石流动力学本构模型的不完善和适用性问题; 已有数值模拟方法之间存在分歧, 难以选择应用; 泥石流动力学复杂环境效应问题远未得到很好的解决; 泥石流动力学数值模型耦合算法发展缓慢. 这些问题的存在, 严重影响了泥石流动力学模拟结果的准确性和实用性. 因此, 现有的泥石流数值模型在实际应用时存在一定的困难.

与单一方面的研究相比, 汇流数值模型的研究进展相对缓慢. 目前, 完整描述泥石流入汇主河问题的控制方程还处于探索阶段. 现有的成果, 还少讨论或模拟泥石流的堆积过程, 尤其是实际发生泥石流的堆积过程. 建立与主河汇流泥石流堆积数学模型的困难, 究其原因: 一方面故然与泥石流数值模型的研究难点有关, 另一方面也与研究者选择不同的处理方法有关. 泥石流入汇主河的动力机理复杂, 若将泥石流与主河水流作为一个整体同时进行求解, 难度很大, 不易实现. 而单独模拟泥石流和水流的运动, 由两者之间的作用关系来完成汇流的计算是较简单可行的办法. 这样, 处理方法就涉及以下几个问题: 一是单独模拟泥石流时, 目前众多的泥石流模型要采用何种泥石流模型, 才能满足实际应用的需要. 二是两者之间的交互机制如何表达. 正如上文所述, 泥石流与主河交汇属于复杂的非牛顿流体与牛顿流体相互作用问题, 两者在交界面上的关系难以量化, 研究者需要采用简化或假定的办法来简单表达两者之间的交互机制. 三是模型选择的算法, 为了存储与计算的方便, 算法既要实现对水流的模拟, 也要实现对泥石流的模拟. 且交汇区河床变化剧烈, 对算法稳定性要求高. 因此, 算法的通用性与稳定性是研究者要考虑的. 针对以上问题, 本文在引入泥石流流团模型的基础上, 对交汇区泥石流与主河水流间的相互作用关系进行了合理简化, 采用处理对流项有较好计算稳定性的有限元特征分裂算法, 建立了与主河汇流的泥石流堆积的数学模型. 运用该模型对干、支流两种不同本构关系的流体汇流堆积过程进行了模拟, 并采用实测资料进行了对比分析.

1 数值模型

1.1 模型的控制方程

大量资料显示, 泥石流体具有结构两相流的性质. 即对于由水和粒径分布范围很广的固体颗粒组成的泥石流体, 总存在着一个分界粒径, 使得小于该分界粒径的细颗粒与水形成不分离的浆体, 而大于分界粒径的粗颗粒其运动速度小于浆体, 且在流动过程中不同粒径组成的粗颗粒会发生分选现象. 但是当泥石流体浓度较高、流速较大时, 泥石流内部的作用力分布于浆体之中, 分选现象不明显. 因此, 采用文献[14]发展的泥石流流团模型, 即泥石流采用单流体模型, 并引入结构两相流的概念对阻力项进行模化, 则描述粘性泥石流平面二维运动的控制方程为

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial hu}{\partial x}+\frac{\partial hv}{\partial y}=0, \tag{1}$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial hu}{\partial t}+\frac{\partial hu^2}{\partial x}+\frac{\partial huv}{\partial y}&=-gh\frac{\partial\left(z_o+h\right)}{\partial x}\\&-gh\left(\frac{\tau_B}{\gamma_m h}\operatorname{sgn}\left(u\right)+\frac{2\mu_B u}{\gamma_m h^2}+\eta_B\operatorname{sgn}\left(u\right)\right)\\&+\frac{\mu_m gh}{\gamma_m}\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right),\end{aligned} \tag{2}$$

$$\frac{\partial hv}{\partial t}+\frac{\partial huv}{\partial x}+\frac{\partial hv^2}{\partial y}=-gh\frac{\partial\left(z_o+h\right)}{\partial y}$$
$$-gh\left(\frac{\tau_B}{\gamma_m h}\operatorname{sgn}\left(v\right)+\frac{2\mu_B v}{\gamma_m h^2}+\eta_B\operatorname{sgn}\left(v\right)\right)$$
$$+\frac{\mu_m gh}{\gamma_m}\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right),\tag{3}$$

(2)和(3)式的右端项分别表示重力坡降, 边界阻力(包含了液相宾汉应力、粘性力、固相的摩擦力), 以及流团间相互作用产生的加速度. 方程 1, 2, 3 中: h, u, v 为泥石流泥深和速度, g 为重力加速度, z_o 为原始地形高程, τ_B 为浆体宾汉应力, γ_m 为泥石流体的容重, μ_B 为浆体粘性系数, η_B 为固相的摩阻坡降. $\operatorname{sgn}\left(u\right)=\pm1$, $\operatorname{sgn}\left(v\right)=\pm1$ 为二维流速向量在 x, y 方向的符号. 泥石流中液、固两相分界粒径的选取以及相关特征参数的确定可参考文献[14].

描述水流平面二维运动的浅水方程为

$$\frac{\partial\eta}{\partial t}+\frac{\partial DU}{\partial x}+\frac{\partial DV}{\partial y}=0,\tag{4}$$

$$\frac{\partial UD}{\partial t}+\frac{\partial U^2D}{\partial x}+\frac{\partial UVD}{\partial y}=-gD\frac{\partial D}{\partial x}$$
$$+gDi_x-\frac{n^2g\sqrt{U^2+V^2}}{D^{1/3}}U+\frac{\partial}{\partial x}\left(D\tau_{xx}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(D\tau_{xy}\right),\tag{5}$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t}+\frac{\partial UVD}{\partial x}+\frac{\partial V^2D}{\partial y}=-gD\frac{\partial D}{\partial y}$$
$$+gDi_y-\frac{n^2g\sqrt{U^2+V^2}}{D^{1/3}}V+\frac{\partial}{\partial x}\left(D\tau_{xy}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(D\tau_{yy}\right),\tag{6}$$

其中 η 为水位, D 为水深, U, V 为水流速度, i_x, i_y 为河床比降, n 为河床糙率系数, $\tau_{xx}=2\nu_t\frac{\partial U}{\partial x}$, $\tau_{xy}=\tau_{yx}=\nu_t\left(\frac{\partial U}{\partial y}+\frac{\partial V}{\partial x}\right)$, $\tau_{yy}=2\nu_t\frac{\partial V}{\partial y}$, ν_t 为水平方向的紊流运动粘性系数. 本文水平方向的紊流运动粘性系数由 Smagorinsky 涡粘模型来求解:

$$\nu_t=0.12A\left[\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)^2+0.5\left(\frac{\partial V}{\partial x}+\frac{\partial U}{\partial y}\right)^2+\left(\frac{\partial V}{\partial y}\right)^2\right]^{0.5},$$

A 为节点影响区域面积.

对于水流, 泥沙输移的控制方程为

$$\left(1-\xi\right)\frac{\partial z_b}{\partial t}+\frac{\partial q_{bx}}{\partial x}+\frac{\partial q_{by}}{\partial y}=\frac{\alpha\omega}{\rho_s}\left(S-S^*\right),\tag{7}$$

$$\frac{\partial DS}{\partial t}+\frac{\partial UDS}{\partial x}+\frac{\partial VDS}{\partial y}=\frac{\partial}{\partial x}\left(D\nu_t\frac{\partial S}{\partial x}\right)$$
$$+\frac{\partial}{\partial y}\left(D\nu_t\frac{\partial S}{\partial y}\right)+\alpha\omega\left(S^*-S\right),\tag{8}$$

其中 ω 为泥沙沉降速度, z_b 为可动层厚度, ξ 为可动层孔隙率, α 为不平衡输沙系数, S 为悬移质含沙量, S^* 为悬移质挟沙力, q_{bx}, q_{by} 为推移质输沙率.

若考虑到泥石流对床面的泥沙输移的影响, 仿照水流的推移质输沙率计算, 则泥石流的泥沙连续方程为

$$\left(1-\xi\right)\frac{\partial z_b}{\partial t}+\frac{\partial q_{bx}}{\partial x}+\frac{\partial q_{by}}{\partial y}=0.\tag{9}$$

本文推移质输沙率采用梅叶彼德公式:

$$q_{bx}=8\sqrt{\left(G-\frac{\rho}{\rho_W}\right)gd^3}\,\frac{U}{\sqrt{U^2+V^2}}\max\left(\tau_*-\tau_{*,c},0\right)^{1.5},$$

$$q_{by}=8\sqrt{\left(G-\frac{\rho}{\rho_W}\right)gd^3}\,\frac{V}{\sqrt{U^2+V^2}}\max\left(\tau_*-\tau_{*,c},0\right)^{1.5},$$

其中 G 为泥沙与水的相对容重, d 为某级配下的泥沙粒径, $\tau_*=\frac{n^2\left(U^2+V^2\right)^{1.5}}{\left(G-\rho/\rho_W\right)dD^{1/3}}$ 为拖曳力, $\tau_{*,c}=0.047$ 为起动拖曳力. 计算水流时, ρ 为水的密度, U, V 为水流流速; 计算泥石流时, ρ 为泥石流密度, U, V 为泥石流流速. 挟沙力公式采用: $S^*=k\left(\frac{\left(U^2+V^2\right)^{1.5}}{gD\omega}\right)^m$, 本文挟沙力公式的经验常数 k=0.07, m=1.14, α = 0.3. 推移质和悬移质分界粒径由悬浮指数确定: $Rz=\frac{\omega}{cu_*}$, c 为卡门常数, u_* 为摩阻流速. 由猝发理论[15]得出 $Rz=4.166$, 即 $Rz>4.166$ 为推移质, $Rz\leqslant4.166$ 为悬移质.

1.2　模型的简化与求解思路

泥石流入汇主河的动力机理复杂, 就目前的研究现状, 若将泥石流与主河水流作为一个整体同时进行求解, 难度很大, 不易实现. 因此, 本文采用的方法是单独模拟泥石流和水流的运动, 由两者之间的作用

关系来完成汇流的计算. 两者之间的交互机制简化为: 泥石流对水流运动产生的最大影响是地形变化, 其它的影响处于次要地位[16]; 水流对泥石流运动产生的影响仅考虑泥沙输移引起泥石流泥深的变化.

模型的求解思路如下: 首先根据泥石流的容重, 级配, 确定泥石流的分界粒径, 完成相关特征参数的计算; 根据经验公式估算泥石流进口的初始泥深. 主河的初始流场由主河的流量与下游边界条件来迭代求解获得. 然后在每一个时间步: 1) 求解泥石流控制方程, 以及相应的泥沙连续方程, 即根据泥石流的边界条件, 求解泥石流的输移以及泥石流堆积对地形的影响; 2) 求解浅水控制方程, 浅水流泥沙输移方程, 即根据主河的边界条件, 求解主河的泥沙输移, 以及泥沙输移对泥石流泥深产生的影响.

1.3 数值实现

有限元法是求解各种复杂数学物理问题的重要方法. 在求解自伴随问题时, Galerkin 法是最优的. 然而大多数流体力学问题是对流主导的问题, 对流项需要进行特殊的处理, 以保证求解的稳定性, Galerkin 法不再是最优的. 为此, Zienkiewicz 和 Codina 提出了特征分裂算法(CBS)[17]. CBS 算法格式简单, 算法稳定. 从现有的计算结果来看, 这一方法可应用于所有流动范围, 并且给出了至少与其它求解方法相当的计算结果[18]. 泥石流或山区河流, 坡陡流急, 流量变幅大, 河床变化剧烈, 对算法稳定性的要求更高; 而 CBS 算法在泥石流或山区河流的的应用尚未见报道. 结合本文研究需要, 为提高计算效率和模型稳定性, 本文采用 CBS 算法进行求解, 作为 CBS 算法应用上的一种补充. 特征线 Galerkin 方法以及分裂的时间离散和空间离散的详细内容可参考文献[18]. 以下介绍模型的求解过程:

1) 泥石流的求解过程

为书写方便, 令 $\boldsymbol{R}=\begin{pmatrix}\boldsymbol{hu}\\ \boldsymbol{hv}\end{pmatrix}$, $\boldsymbol{r}=\begin{pmatrix}\boldsymbol{u}\\ \boldsymbol{v}\end{pmatrix}$, $\boldsymbol{i}=\begin{pmatrix}\boldsymbol{i}_x\\ \boldsymbol{i}_y\end{pmatrix}$. $\boldsymbol{i}_x=-\dfrac{\partial(z_o+\boldsymbol{h})}{\partial x}$, $\boldsymbol{i}_y=-\dfrac{\partial(z_o+\boldsymbol{h})}{\partial y}$ 为泥石流表面比降, 则矩阵形式的 $\boldsymbol{R}^{n+1}$ 求解过程如下:

$$\boldsymbol{R}^k=\boldsymbol{R}^0-\boldsymbol{M}^{-1}\alpha^k\Delta t\left(\left(\boldsymbol{CR}+\boldsymbol{S}_m\boldsymbol{r}-\boldsymbol{f}\right)-\Delta t\left(\boldsymbol{S}_s\boldsymbol{R}+\boldsymbol{f}_s\right)\right)^{k-1}, \tag{10}$$

$$\boldsymbol{h}^k=\boldsymbol{h}^{k-1}+\boldsymbol{M}^{-1}\Delta t\left(\boldsymbol{H}\left(\left(1-\theta_1\right)\boldsymbol{R}^{k-1}+\theta_1\boldsymbol{R}^k\right)-\boldsymbol{f}_h\right), \tag{11}$$

其中

$$k=(1,2,3,4),\quad \left(\alpha^1,\alpha^2,\alpha^3,\alpha^4\right)=\left(\frac{1}{4},\frac{1}{3},\frac{1}{2},1\right),$$

$$\boldsymbol{R}^0=\boldsymbol{R}^n,\quad \boldsymbol{R}^{n+1}=\boldsymbol{R}^4,\quad \boldsymbol{h}^0=\boldsymbol{h}^n,\quad \boldsymbol{h}^{n+1}=\boldsymbol{h}^4,$$

$$\boldsymbol{M}=\int_\Omega \boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\mathrm{d}\Omega,\quad \boldsymbol{C}=\int_\Omega \boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\nabla}\left(\boldsymbol{rN}\right)\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{S}_m=\int_\Omega\left(\boldsymbol{\nabla N}\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{\nabla N}\frac{\boldsymbol{\mu}_m g\boldsymbol{h}}{\gamma_m}\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{S}_s=-\frac{1}{2}\int_\Omega\left(\boldsymbol{\nabla}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{rN}\right)\right)^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\nabla}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{rN}\right)\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}=\int_\Omega \boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}g\left(\boldsymbol{hi}-\left(\frac{\boldsymbol{\tau}_B}{\gamma_m}+\boldsymbol{h\eta}_B\right)\mathrm{sgn}(\boldsymbol{r})-\frac{2\boldsymbol{\mu}_{\mathrm{B}}\boldsymbol{r}}{\gamma_m\boldsymbol{h}}\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}_s=-\frac{1}{2}\int_\Omega\left(\left(\boldsymbol{\nabla}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{rN}\right)\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}g\left(\boldsymbol{hi}-\left(\frac{\tau_B}{\gamma_m}+\boldsymbol{h\eta}_B\right)\mathrm{sgn}(\boldsymbol{r})-\frac{2\mu_B\boldsymbol{r}}{\gamma_m\boldsymbol{h}}\right)\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{H}=\int_\Omega\left(\boldsymbol{\nabla N}\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}_h=\int_\Gamma \boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{e}^{\mathrm{T}}\left(\left(1-\theta_1\right)\boldsymbol{R}^{k-1}+\theta_1\boldsymbol{R}^k\right)\mathrm{d}\Gamma,$$

$\boldsymbol{N}$ 为形函数. $0.5\leqslant\theta_1\leqslant1$ 为人工压缩参数, $\boldsymbol{e}$ 为边界的法向单位向量.

2) 水流的求解过程

令 $\boldsymbol{R}=\begin{pmatrix}\boldsymbol{DU}\\ \boldsymbol{DV}\end{pmatrix}$, $\boldsymbol{r}=\begin{pmatrix}\boldsymbol{U}\\ \boldsymbol{V}\end{pmatrix}$, $\boldsymbol{i}=\begin{pmatrix}\boldsymbol{i}_x\\ \boldsymbol{i}_y\end{pmatrix}$. $\boldsymbol{i}_x$, $\boldsymbol{i}_y$ 为地形坡降, 则矩阵形式的 $\boldsymbol{R}^{n+1}$ 求解过程如下.

第一步. 求解速度变化量 $\Delta\boldsymbol{R}^*$.

$$\begin{aligned}\Delta\boldsymbol{R}^*&=\boldsymbol{R}^*-\boldsymbol{R}^n\\&=-\boldsymbol{M}^{-1}\Delta t\left(\left(\boldsymbol{CR}+\boldsymbol{K}_m\boldsymbol{r}-\boldsymbol{f}\right)-\Delta t\left(\boldsymbol{K}_s\boldsymbol{R}+\boldsymbol{f}_s\right)\right)^n;\end{aligned} \tag{12}$$

第二步. 求出水深变化量 $\Delta\mathrm{D}$.

$$\Delta\boldsymbol{D}=\boldsymbol{M}^{-1}\Delta t\left(\boldsymbol{H}\left(\boldsymbol{R}^n+\theta_1\Delta\boldsymbol{R}^*\right)-\Delta t\theta_1\boldsymbol{Gp}^n-\boldsymbol{f}_h\right); \tag{13}$$

第三步. 利用 $\Delta\boldsymbol{D}$, 修正 $\Delta\boldsymbol{R}^*$, 从而得到时间 t^{n+1} 的值.

$$\boldsymbol{D}^{n+1}=\boldsymbol{D}^n+\Delta\boldsymbol{D}, \tag{14}$$

$$\boldsymbol{R}^{n+1}=\boldsymbol{R}^n+\Delta\boldsymbol{R}^*-\boldsymbol{M}^{-1}\Delta t\left(\boldsymbol{H}^{\mathrm{T}}\left(\left(1-\theta_2\right)\boldsymbol{p}^n+\theta_2\boldsymbol{p}^{n+1}\right)\right), \tag{15}$$

其中

$$\boldsymbol{M}=\int_{\Omega}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\mathrm{d}\Omega,\quad \boldsymbol{C}=\int_{\Omega}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\nabla}\left(\boldsymbol{r}\boldsymbol{N}\right)\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{K}_m=\int_{\Omega}\left(\boldsymbol{\nabla}\boldsymbol{N}\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{\nabla}\boldsymbol{N}\boldsymbol{v}_t\boldsymbol{D}\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{K}_s=-\frac{1}{2}\int_{\Omega}\left(\boldsymbol{\nabla}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{r}\boldsymbol{N}\right)\right)^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\nabla}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{r}\boldsymbol{N}\right)\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{H}=\int_{\Omega}\left(\boldsymbol{\nabla}\boldsymbol{N}\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\mathrm{d}\Omega,\quad \boldsymbol{G}=\int_{\Omega}\left(\boldsymbol{\nabla}\boldsymbol{N}\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{\nabla}\boldsymbol{N}\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}=\int_{\Omega}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}g\boldsymbol{D}\left(\boldsymbol{i}-\frac{n^2\boldsymbol{r}\sqrt{\boldsymbol{U}^2+\boldsymbol{V}^2}}{\boldsymbol{D}^{4/3}}\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}_s=-\frac{1}{2}\int_{\Omega}\left(\left(\boldsymbol{\nabla}^{T}\left(\boldsymbol{r}\boldsymbol{N}\right)\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}g\boldsymbol{D}\left(\boldsymbol{i}-\frac{n^2\boldsymbol{r}\sqrt{\boldsymbol{U}^2+\boldsymbol{V}^2}}{\boldsymbol{D}^{4/3}}\right)\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}_h=\int_{\Gamma}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{e}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{R}^n+\theta_1\Delta\boldsymbol{R}^*\right)\mathrm{d}\Gamma,$$

$\boldsymbol{p}=\dfrac{g\boldsymbol{D}^2}{2}$, $0.5\leqslant\theta_1\leqslant1$ 为人工压缩参数, $0\leqslant\theta_2\leqslant1$ 为显隐参数, $\boldsymbol{e}$ 为边界的法向单位向量.

3) 泥沙输移的求解

令 $\boldsymbol{r}=\begin{pmatrix}\boldsymbol{U}\\ \boldsymbol{V}\end{pmatrix}$, $\boldsymbol{q}_b=\begin{pmatrix}\boldsymbol{q}_{bx}\\ \boldsymbol{q}_{by}\end{pmatrix}$, 则水流的悬移质对流扩散方程, 泥沙连续方程的求解过程如下:

$$\boldsymbol{S}^{n+1}=\boldsymbol{S}^n-\boldsymbol{M}^{-1}\Delta t\left(\boldsymbol{C}\boldsymbol{S}+\boldsymbol{K}_m\boldsymbol{S}-\boldsymbol{f}\right)^n+\boldsymbol{M}^{-1}\left(\Delta t\right)^2\left(\boldsymbol{K}_s\boldsymbol{S}+\boldsymbol{f}_s\right)^n,\tag{16}$$

$$\boldsymbol{z}_b^{n+1}=\boldsymbol{z}_b^n-\frac{1}{1-\xi}\left(\boldsymbol{H}\boldsymbol{q}_b+\boldsymbol{f}_c\right).\tag{17}$$

求解泥石流的泥沙输移:

$$\boldsymbol{z}_b^{n+1}=\boldsymbol{z}_b^n-\frac{1}{1-\xi}\boldsymbol{H}\boldsymbol{q}_b,\tag{18}$$

其中

$$\boldsymbol{M}=\int_{\Omega}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\mathrm{d}\Omega,\quad \boldsymbol{C}=\int_{\Omega}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\nabla}\left(\boldsymbol{r}\boldsymbol{N}\right)\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{K}_m=\int_{\Omega}\left(\boldsymbol{\nabla}\boldsymbol{N}\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{\nabla}\boldsymbol{N}\boldsymbol{v}_t\boldsymbol{D}\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{K}_s=-\frac{1}{2}\int_{\Omega}\left(\boldsymbol{\nabla}^{T}\left(\boldsymbol{r}\boldsymbol{N}\right)\right)^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\nabla}\boldsymbol{N}\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}=\int_{\Omega}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\alpha\boldsymbol{\omega}\left(\boldsymbol{S}^*-\boldsymbol{S}\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}_s=-\frac{1}{2}\int_{\Omega}\left(\boldsymbol{\nabla}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{r}\boldsymbol{N}\right)\right)^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\alpha\boldsymbol{\omega}\left(\boldsymbol{S}^*-\boldsymbol{S}\right)\mathrm{d}\Omega,$$

$$\boldsymbol{f}_c=\int_{\Omega}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\frac{\alpha\boldsymbol{\omega}}{\rho_s}\left(\boldsymbol{S}^*-\boldsymbol{S}\right)\mathrm{d}\Omega,\ \boldsymbol{H}=\int_{\Omega}\boldsymbol{N}^{\mathrm{T}}\left(\boldsymbol{\nabla}^{\mathrm{T}}\boldsymbol{N}\right)\mathrm{d}\Omega,$$

其中 $\Delta t\leqslant\min\left(\dfrac{\boldsymbol{h}_{em}}{\sqrt{\boldsymbol{u}^2+\boldsymbol{v}^2}},\dfrac{\boldsymbol{h}_{em}}{\boldsymbol{o}+\sqrt{\boldsymbol{U}^2+\boldsymbol{V}^2}}\right)$ 为时间步长, $\boldsymbol{h}_{em}$ 为单元尺寸, $\boldsymbol{o}=\sqrt{g\boldsymbol{D}}$ 为浅水波波速.

1.4　模型的边界条件

1) 进口边界. 进口流量边界为实际流量过程线, 泥沙边界条件为不同级配的含沙量.

2) 出口边界. 当出口边界的水流受下游水流的影响时, 给定第一类边界条件, 即水流出口边界条件为实际水位过程线, 否则给定第二类边界条件, 即水流出口水深梯度为零. 同样, 当出口边界的泥沙输移受下游河床的影响时, 给定实际河床高程变化过程线, 否则河床高程变化梯度为零.

3) 陆地边界. 采用滑移边界条件.

4) 动边界. 动边界是指计算区域边界线. 本文的模型需要标记干湿节点与干湿单元. 具体的思路如下: 判断干湿节点, 即当某节点水/泥深小于最小水/泥深时, 将其标记为干节点, 否则为湿节点, 如图 1 所示. 当单元含有任一干节点时, 则单元为干单元; 当某个湿节点的影响单元, 仅有一个单元为湿单元时, 节点为干节点. 两者都不参与当前步的计算. 这样就可以得一条较为光滑干湿单元的交界线, 如图 2 所示. 交界线采用滑移边界条件即完成了当前步的计算. 下一步计算前, 判定交界线上干单元(两个湿

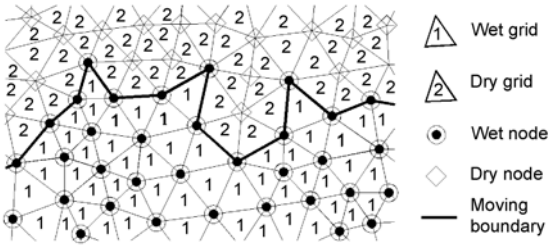

图 1　不光滑动边界

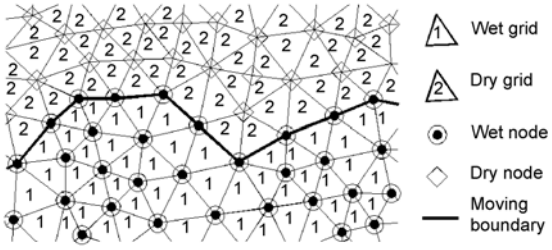

图 2　光滑动边界

节点)的节点高程均值是否大于单元高程均值, 大于则干单元上所有的节点均标记为湿节点, 且不再参与这一步干湿节点的判定. 然后循环以上步骤, 即可完成下一步的计算.

2 模型应用

2.1 文家沟泥石流概况

2010 年 8 月 12 日深夜至 8 月 13 日凌晨四川省清平乡境内 5 条因“5·12”地震形成的滑坡体沟遭遇特大暴雨形成特大山洪泥石流, 影响范围长约 3 km, 影响宽约 200~600 m, 堆填绵远河 2~18 m, 总体方量堆积约 700 万 m^3. 其中文家沟规模最大, 泥石流的平均流量约为 300 m^3/s, 历时 5 h, 在沟口堆积约 450 万 m^3.

2.2 模型参数

本文通过数值模型来再现文家沟泥石流与主河汇流时的堆积过程. 采用文献[14]的方法确定泥石流有关特征参数. 支沟给定泥石流流量, 初始泥深由假定泥石流流速计算得到(假定泥石流的最初流速为 5 m/s 来确定泥石流进口的初始泥深), 实际泥深由数模迭代计算确定. 主河的进口流量为 300 m^3/s, 饱和输沙. 由于泥石流将原 2009 年建成的文家沟附近幸福大桥桥面被冲至下游老清平大桥处, 受桥墩阻挡, 桥板受堵塞桥孔, 致使绵远河水流不畅, 形成“卡口”, 桥址处水位已达桥面, 故下游水位近似取为清平桥桥面高程 874.5 m. 根据采样结果, 文家沟泥石流级配较宽, 考虑到计算效率, 计算泥沙级配分为 12 级, 每级可动层厚度设为 1 m, 孔隙率为 0.2. 非均匀泥沙计算方法为床沙分组法, 为了弥补床沙分组法忽略粗细颗粒间相互作用的缺陷, 采用掩蔽系数[19]来反映各级泥沙之间输沙能力的相互影响. 干湿节点的临界水深设为 0.05 m, 临界泥深设为 0.1 m, 糙率值率定为 0.045. 对泥深变化剧烈的堆积区域采用 h-加密过程, 自适应加密网格[18]. 时间步长为自适应时间步长[20]. 图 3 为最后的自适应加密网格.

2.3 计算成果分析

由泥石流堆积厚度等值线图(图 4~6)可见, 泥石流首先在沟口位置处堆积, 对岸及支沟汇口下游堆积厚度均较小, 随泥石流铺床过程完成, 泥石流在向对岸、下游分散落淤的同时, 在堆积扇扇面上进一步加积, 堆积体厚度逐渐增加, 尤其是出沟口区域变化明显, 泥石流主要堆积在出沟口位置处主河左岸边,

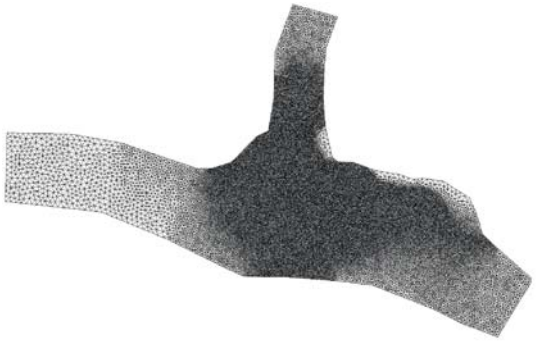

图 3 自适应加密网格

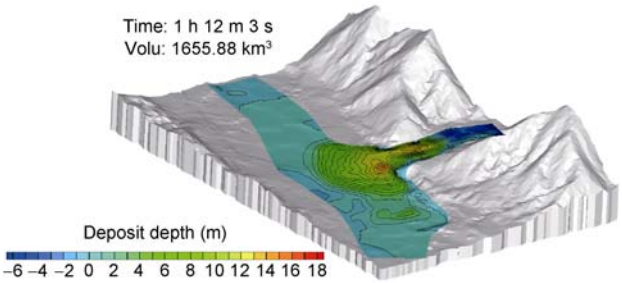

图 4 堆积区堆积厚度等值线图(1 h 12 min)

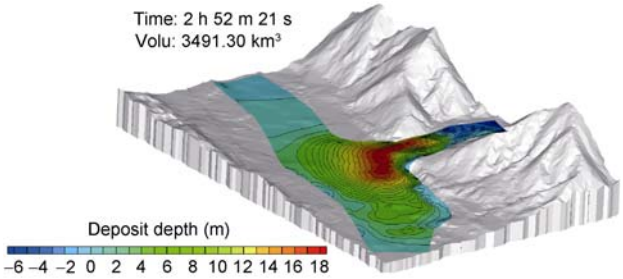

图 5 堆积区堆积厚度等值线图(2 h 52 min)

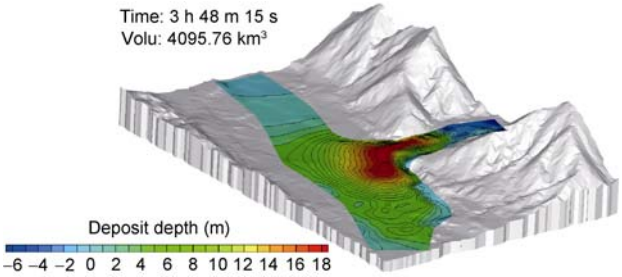

图 6 堆积区堆积厚度等值线图(3 h 40 min)

堆积形态基本对称于支沟中轴线(图 4). 其后受主河壅水影响, 堆积扇向主河上游横向扩展受到约束, 受原始地形及主河水压作用影响, 使得堆积扇在平面形态上呈现不对称的发展趋势, 堆积向主河下游方向发展(图 5). 随支沟泥石流来量的增加, 堆积范围、堆积厚度进一步加大, 主流流路进一步受到泥石流的压迫(图 6).

图 7 和 8 所示为堆积不同时刻泥石流流场, 受泥石流堆积体阻塞影响, 流路由初时图 7 的两股分汊(右支指向主河上游)流态, 逐渐转变为图 8 的贴近支沟左岸, 指向主河下游的单一流路.

图 9 和 10 为泥石流堆积前后主河水深等值线图, 由图可见, 受泥石流堆积体压迫, 主河流路明显右移. 天然情况下主河流路弯曲, 水流在文家沟口位置处, 受右岸地形限制, 沿文家沟原始堆积扇前缘, 导向左岸文家沟一侧. "8·13"泥石流后, 文家沟口堆积抬高, 主河水流被迫沿堆积扇前缘的右岸高地(实际为棋盘村)按顺直流路运动, 河道形态发生较大改变.

从河道水深可见, 堆积体上游水深显著增加, 说明由于河床淤高及文家沟口断面河道有效过流宽度的减小, 堆积体上游壅水作用显著. 堆积体下缘水深降低主要由床面淤高引起(下游受老清平大桥阻水影响, 呈壅水流态).

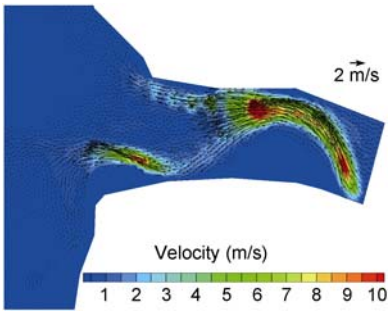

图 7　堆积体 217 万 m^3 时泥石流流速等值线图

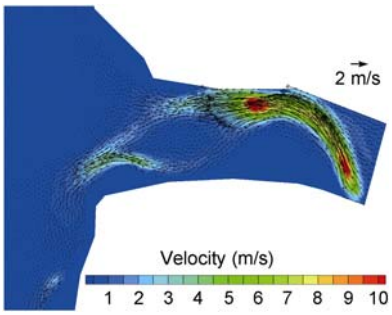

图 8　堆积体 453 万 m^3 时泥石流流速等值线图

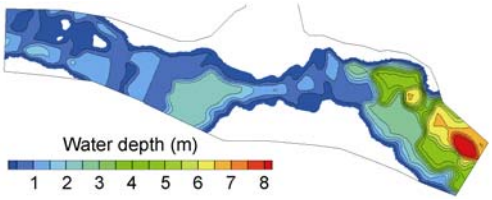

图 9　泥石流堆积前的主河水深图

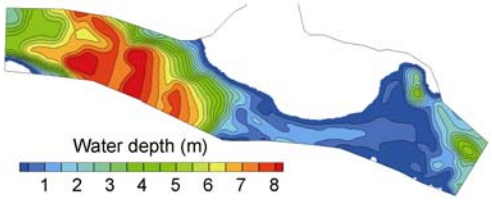

图 10　泥石流堆积后的主河水深图

图 11 和 12 为泥石流堆积前后主河流场图, 由图可见, 天然主河流路弯曲, 沟口及其上游河段水流流速较高, 右岸不过流. 泥石流堆积后, 流路发生较大改变, 主流位置右移, 沟口段水流流速显著增高. 堆积体上游, 受地形抬高影响, 水流流速明显降低, 为主河泥沙落淤创造了条件, 堆积体下缘段水流扩散, 流速较高的向岸水流, 将引起河岸侵蚀. 可见泥石流堆积后, 不仅抬高了河道洪水位, 还将带来河岸的侧向侵蚀, 对河道防洪以及河势的稳定均将带来不利的影响.

主河的输沙能力也会对泥石流的堆积产生影响.

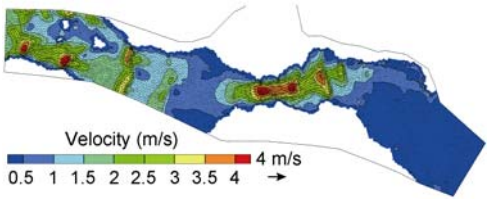

图 11 泥石流堆积前主河流场图

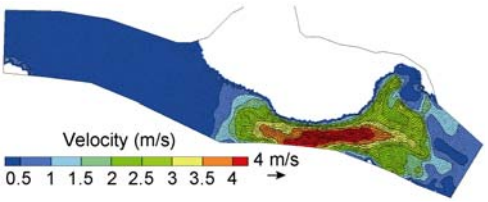

图 12　泥石流堆积后主河流场图

本算例中, 泥石流的堆积束窄了主河的有较过流宽度, 加大的主河下游的输沙能力, 一部分堆积物被主河冲刷, 向下游运动, 从而减小了泥石流在堆积区的堆积速度. 由图 13 泥石流堆积过程线可知, 虽然堆积总量逐渐增加, 但堆积速度呈递减趋势. 图 14 为泥石流堆积量为 450 万 m^3 时地形高程等值线.

由于缺乏实际的实时观测资料, 将模拟的 5 h(文家沟泥石流历时约 5 h)的泥石流堆积厚度(图 15)与 3 天后实测的堆积地形(图 16)进行了对比. 由图可见, 从最大堆积部位, 主要堆积区域看, 计算堆积厚度与实测情况总体上是相似的. 从定量的堆积厚度看, 计算值较实测值略高, 从堆积范围上看, 计算堆积厚度在沟口上、下游及支沟对岸均略有差异. 其原因在于, 随着泥石流过程的结束, 前期含水量较高的堆积物中水分将逐渐析出, 淤积厚度将总体有所降低; 同时, 在淤积物表面, 支沟后继来水将冲刷堆积体表面尚未固结的泥沙, 形成含沙浓度较高的细颗粒浆体继续向下游运动, 沿支沟流路造成堆积体的重分布; 泥石流堆积体在泥石流过程结束后还将存在一个后继变形过程. 当然模型的一些简化, 对泥石流运动阻力项的模化, 对初始条件和边界条件的确定的不准确也会对模拟的结果产生较大的影响, 对于这几方面的问题模型还需要进行改进.

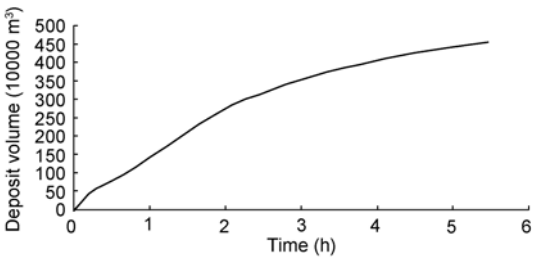

图 13　泥石流堆积过程线

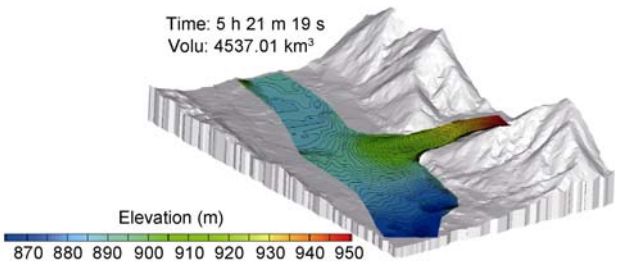

图 14　堆积量为 450 万 m^3 时地形高程等值线图

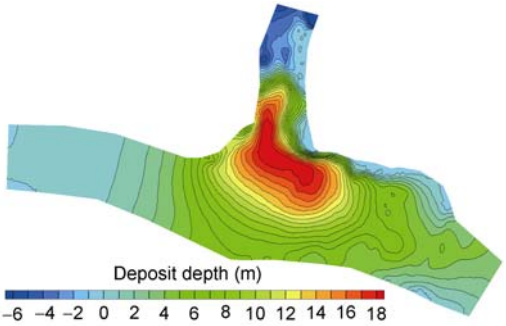

图 15　模拟的堆积区堆积厚度等值线图

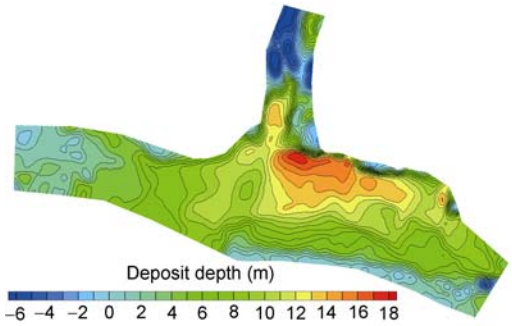

图 16　实测的堆积区堆积厚度等值线图

2.4　模型在治理方案设计的应用

“8·13”特大山洪泥石流使当地群众和“5·12”灾后重建工作蒙受了巨大损失, 其中泥石流形成的河道堆积造成的破坏最大, 并存在非常大的灾后安全隐患. 为了降低泥石流堆积的灾后风险, 相关部门制定了一系列的河道应急治理实施方案, 新开河槽, 建设堤防, 固定主河流路, 图 17 为在 20 年一遇洪水条件下推荐方案河道计算流场图. 然而, 实地勘测表明, 虽然本次山洪泥石流规模巨大, 但是因汶川大地震形成的固体物源尚有 5000 万 m^3, 一旦山洪暴发, 还有形成大型泥石流的风险. 因此, 利用数值模型来预测再次发生泥石流堆积时, 新治理河道流场的变化及未来防洪能力, 为方案的设计提供有用的参考信息.由于篇幅限制，仅列举了推荐方案下泥石流堆积量分别为 50 万 m^3 与 200 万 m^3(按“8·13”泥石流给定干、支流入流条件)泥石流堆积地形(图 18 和 19)及推荐方案下泥石流淤积量为 200 万 m^3 时, 河道干(绵远河)、支(文家沟)流发生 20 年一遇洪水的河道流场图(图 20).

模型的数值结果表明, “8·13”堆积模式条件下,

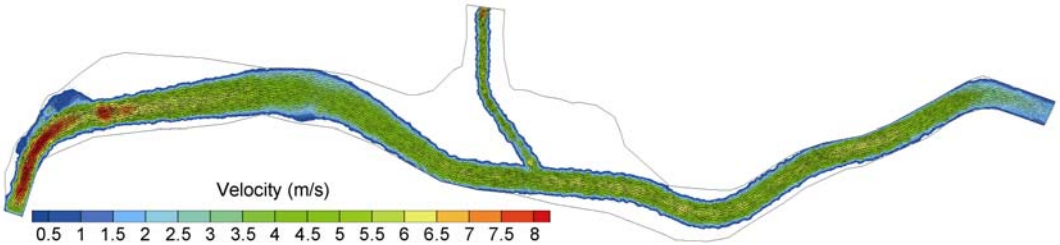

图 17　推荐方案整治后河道流场图

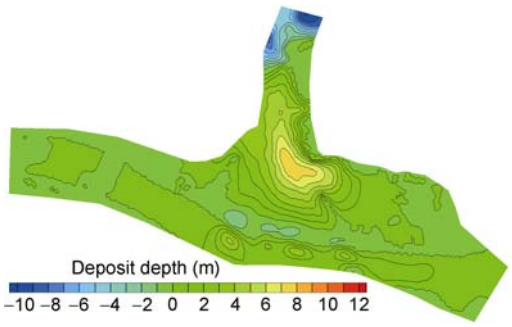

图 18　推荐方案整治后 50 万 m^3 泥石流堆图

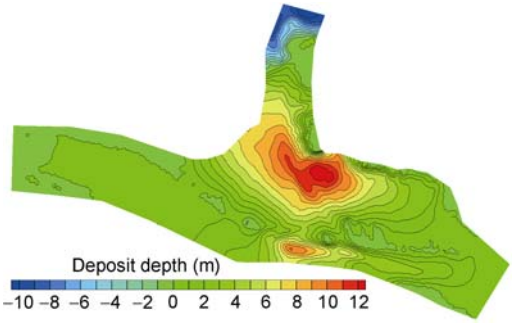

图 19　推荐方案整治后 200 万 m^3 泥石流堆积图

当泥石流规模小于 50 万 m^3 时, 河道水位壅高约 1.8 m, 新开主槽仍基本可基本满足 20 年一遇洪水行洪要求. 当泥石流规模进一步增加, 规模达到 200 万 m^3 时, 正对沟口位置处主槽淤积厚度达 8 m 以上, 主河道水位壅高近 8 m, 对河道行洪能力产生较大影响. 这些成果已应用到河道应急治理实施方案的设计当中.

3　结论与讨论

3.1　结论

本文在对泥石流与主河水流交互机制进行简化的基础上, 建立了泥石流汇流数学模型, 采用新近发生的清平文家沟泥石流入汇绵远河案例进行了验证计算, 结论如下.

1) 简化假定泥石流、主河水流交汇区的相互作用模式及作用, 建立了分布耦合的泥石流汇流模型, 模型可以对泥石流入汇过程及干支流水沙运动规律及堆积分布、变化过程进行分析.

2) 采用在对流主导问题计算上具有较高稳定性的有限元 CBS 算法, 提高了泥石流与陡坡主河水流汇流模型的稳定性, 拓展了 CBS 算法的应用领域.

3) 对新近发生的清平文家沟泥石流汇流案例进行了模拟, 采用实测淤积地形对模型进行了验证, 结果表明堆积范围、堆积厚度分布等在定性上与实测成果一致, 考虑到实测地形的后继变形影响, 模型的计算结果较为理想.

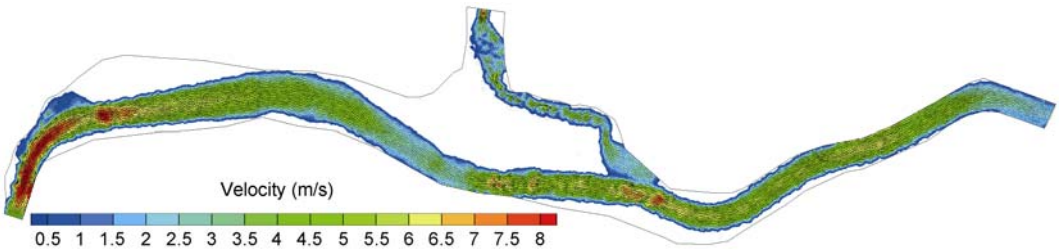

图 20　推荐方案整治后 200 万 m^3 泥石流堆积的河道流场图

3.2 问题与讨论

泥石流汇流问题涉及到牛顿流体与非牛顿流体相互作用, 物理机制复杂. 本文做了简化假定, 建立了汇流数值模型, 该模型在定性取得了较好的模拟效果, 但在定量上存在较大的误差. 为了提高模型计算结果的准确性和实用性, 在以下方面尚需改进.

1) 物理机制的完善. 本文模型是建立在概化假定基础上的, 随着泥石流汇流理论的进步, 可对泥石流与水流相互作用关系进行完善以使模型理论上更加完备.

2) 入流条件的改进. 模型的一个重要难点是泥石流入流条件. 为提高模型计算精度, 参考无资料纪录流域产流与产沙分析方面的研究成果, 更准确地给定泥石流入流条件.

3) 有限元CBS算法是一种基于物理过程的计算方法, 因此计算稳定性较高, 但同时计算量较大, 今后可采用 CBS 算法与其它算法相耦合, 对模型进一步改进.

参考文献

1 朱平一, 程尊兰, 游勇. 川藏公路培龙沟泥石流输沙堵江成因探讨. 自然灾害学报, 2002, 9(1): 80–83

2 Liu X N, Cao S Y, Huang E. A physical modeling case study on sediment disasters of waterpower station in mountain rivers. J Sichuan U (Eng Sci Edit), 2005, 37(suppl): 1–8

3 陈德明. 泥石流与主河水流交汇机理及其河床响应特征. 博士学位论文. 北京: 中国水利水电科学研究院, 2000. 1–20

4 吴积善, 康志成, 田连权. 云南蒋家沟泥石流观测研究. 北京: 科学出版社, 1990. 26–47

5 胡春宏, 王延贵, 张燕菁. 河流泥沙模拟技术进展与展望. 水文, 2006, 26: 36–41

6 王光谦. 河流泥沙研究进展. 泥沙研究, 2007, 2: 64–81

7 Li T J, Wang G Q, Xue H. Soil erosion and sediment transport in the gullied Loess Plateau: Scale effects and their mechanisms. Sci China Tech Sci, 2009, 52: 1283–1292

8 Fu X D, Jiang L W, Wu B S, et al. Sediment delivery ratio and its uncertainties on flood event scale: Quantification for the Lower Yellow River. Sci China Tech Sci, 2010, 53: 854–862

9 王光谦, 倪晋仁. 泥石流动力学基本方程. 科学通报, 1994, 39(18): 1700–1704

10 Hübl J, Steinwendtner H. Two-dimensional simulation of two viscous debris flows in Austria. Phys Chem Earth, 2001, 26: 639–644

11 Iovine G, D'Ambrosio D, Di Gregorio S. Applying genetic algorithms for calibrating a hexagonal cellular automata model for the simulation of debris flows characterised by strong inertial effects. Geomorphology, 2005, 64: 287–303

12 Diego B, James T J, Michele L. Debris flows: Recent advances in experiments and modeling. Adv Geophys, 2010, 52: 103–138

13 兰恒星, 周成虎, 王小波. 泥石流本构模型及动力学模拟研究现状综述, 工程地质学报, 2007, 15(3): 314–321

14 Wang G Q, Shao S D, Fei X J. Particle model for simulating flow over large area. J Hydraul Eng, ASCE, 1998, 5: 554–557

15 Hayashi T D, Ichibashi T. Study on bed load transport of sediment mixture. Proc. 24th Jap. Con., 1980

16 胡健. 泥石流与主河的汇流机理及泥石流运动的数值模拟. 硕士学位论文. 北京: 中国水利水电科学研究院, 2002. 58–70

17 Zienkiewicz O C, Codina R. A general algorithm for compressible and incompressible flow, Part 1. The split characteristic based scheme. Int J Num Meth Fluids, 1995, 20: 869–885

18 Zienkiewicz O C, Taylor R L. The Finite Element Method 6th ed. Volume 3: Fluid Dynamics. Oxford: Elsevier Ltd., 2006

19 刘兴年. 沙卵石推移质运动及模拟研究. 博士学位论文. 成都: 四川大学, 2004. 42–50

20 Zienkiewicz O C, Taylor R L. The Finite Element Method 6th ed. Volume 1: The Basis. Oxford: Elsevier Ltd., 2006