doi:10.6041/j.issn.1000-1298.2014.03.018

坡面流运动方程的 Lattice Boltzmann 方法求解^{*}

张小娜1 冯 杰2 张东辉3

(1.南京信息工程大学水文气象学院,南京 210044; 2.中国水利水电科学研究院水资源研究所,北京 100044;3.江苏科技大学船舶与海洋工程学院,镇江 212003)

摘要:作为土壤水蚀过程的主要动力,准确模拟坡面水流过程,对于明确坡面侵蚀机理,构建土壤侵蚀物理过程模型具有重要意义。给出了 Lattice Boltzmann 方法在坡面水流运动过程中应用的详细步骤,并通过室内人工模拟降雨实验,验证了其有效性。实验结果表明:通过只对时间作多重尺度化,以多尺度分析为手段通过待定系数法来确定平衡态分布函数,以宏观上边界条件作为限制条件,用平衡态分布函数代替上边界结点上的分布函数,及通过分布函数外推格式来确定下边界结点上的分布函数的处理方法,可将 Lattice Boltzmann 法成功应用于坡面流运动方程的求解,各场次降雨的地面径流深误差均在±11%以内。

关键词: 坡面水流 Lattice Boltzmann 方法 多尺度处理 平衡态分布函数 人工模拟降雨实验 中图分类号: P642.11; TV131.3 文献标识码: A 文章编号: 1000-1298(2014)03-0101-06

引言

降雨强度超过地面下渗能力时将在坡面上产生 坡面水流。坡面水流是产汇流研究的重要组成部 分,在水文学及应用研究领域中占有举足轻重的地 位;同时,坡面水流是土壤水蚀过程的主要动力,因 此准确模拟坡面水流运动过程,对于揭示坡面水流 运动规律,明确坡面侵蚀机理,构建土壤侵蚀物理过 程模拟具有重要意义^[1]。

坡面水流运动属于流体运动的范畴。目前对流 体运动的描述可从宏观、介观、微观3种观察尺度进 行^[2]。宏观连续介质模型将流体假设为连续介质 并用 Navier - Stokes 方程组及其简化形式来描述,然 后采用某种离散方法进行求解。这类方法是目前流 体力学计算中最成熟和最成功的方法。但不可否认 在宏观层次上描述流体运动还面临着挑战:①对于 一些复杂情况,如湍流、多孔介质流、跨尺度流动 等,由于流动机制或边界条件复杂,宏观模型有很 大的局限性。②对于强非线性的微分方程,数值 稳定性是一个很大的问题。③对于每一时间步 长,都需要求解大型线性代数方程组,对计算机的 计算速度有很高的要求。微观分子模型将流体视 为由大量分子构成的系统,着眼于每个流体分子 的动力学行为,通过对每个分子运动的刻画来描 述流体的整体运动情况。由于微观分子模型基于 最基本的分子运动规律,原则上可用于模拟任意 的流体系统,但它着眼于每个流体分子的动力学 行为,对于任一个流体系统分子数目都是非常庞 大的,这显然需要巨大的计算量和存储量,在实际 应用中并不可行。介观动理学模型建立在 Boltzmann 方程的基础上,它着眼于流体分子的速 度分布函数,并认为,单个分子的运动细节并不影 响流体的宏观特性,可通过构造一些简单的演化 规则,来获得与物理规律相符的数值结果。介观 动理学模型既可以从微观角度考察流体分子的运 动信息,避免了宏观模型连续介质的假设,又避免 了微观分子模型分子数目庞大的问题。目前,常 见的介观模拟方法有格子气自动机、Lattice Boltzmann 方法、直接蒙特卡罗方法等。其中, Lattice BGK 模型的提出,使得复杂的碰撞操作转 化成一个简单的松弛过程,矩阵由松弛时间确定, 大大简化了计算,极大地提高了 Lattice Boltzmann 方法的计算效率,在国内外引起了广泛的关 注^[3-12],但迄今有关 Lattice Boltzmann 方法应用于 坡面水流运动的研究鲜见报道。本文运用 Lattice Boltzmann 方法,求解坡面流运动方程,并采用人工 模拟降雨坡面水流实验验证其有效性。

1 坡面流运动方程

坡面流运动过程可用运动波方程进行描述,即

收稿日期: 2013-10-11 修回日期: 2013-11-05

^{*}国家自然科学基金资助项目(41301037)和江苏省高校自然科学基础研究资助项目(11KJB170008)

作者简介:张小娜,讲师,主要从事水文水资源研究,E-mail: nanaxiao86@163.com

$$\begin{cases} \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = r \\ \begin{cases} q = \frac{1}{n} h^{5/3} S_0^{1/2} \end{cases} \end{cases}$$
(1)
其中 $S_0 = \sin\theta \quad r = p - i$
其初始条件和边界条件一般为
 $\begin{cases} h(x,0) = 0 \quad (0 \le x \le L) \\ h(0,t) = 0 \quad (t \ge 0) \end{cases}$
式中 q ——单宽流量, m²/s h ——水深, m
 x ——坡面某点至坡顶的距离, m
 t ——时间, s n ——曼宁糙率系数
 S_0 ——坡面坡度 θ ——坡面倾角
 r ——净雨强度, m/s
 i ——下渗率, m/s

Lattice Boltzmann 方法在坡面流运动方 程中的运用

Lattice Boltzmann 方法(简称 LB 法)是在格子 气自动机的基础上发展而来的。其演进方程(又称 LBGK 方程)为^[13-17]

$$f_{\alpha}(\boldsymbol{x} + \boldsymbol{e}_{\alpha}\Delta t, \boldsymbol{e}_{\alpha}, t + \Delta t) - f_{\alpha}(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{e}_{\alpha}, t) = \Omega_{\alpha}(f(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{e}_{\alpha}, t)) = -\frac{1}{\tau}(f_{\alpha}(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{e}_{\alpha}, t) - f_{\alpha}^{eq}(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{e}_{\alpha}, t)) + (\Delta t)^{2}g_{\alpha}(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{e}_{\alpha}, t)$$
$$(\alpha = 0, 1, \cdots, b)$$
(2)

式中 α——离散的粒子运动的方向序号

$$\Delta t$$
——时间步长,s

 $f_{\alpha}(\mathbf{x}, \mathbf{e}_{\alpha}, t)$ — 离散的粒子在第 α 方向上的 速度分布函数

$$\Omega_{\alpha}(f(\mathbf{x}, \mathbf{e}_{\alpha}, t))$$
 — 第 α 方向上离散的粒子
的碰撞项

$$f^{e_q}_{\alpha}(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{e}_{\alpha}, t)$$
——平衡态分布函数

$$(\Delta t)^2 g_{\alpha}(\boldsymbol{x}, \boldsymbol{e}_{\alpha}, t)$$
—源项

b——粒子运动方向的总数,与离散速度模型 有关

式(2)建立在离散速度模型基础上,最具有代 表性的离散速度模型是 Qian 等提出的 DnQb 模 型^[17],此处 Dn 表示空间维数,n 的取值为 1、2、3 等;Qb 表示离散速度方向数,b 的取值为 3、5、7、9、 15、19 等。对于一维情况,常用的离散速度模型是 D1Q3 模型或 D1Q5 模型,本文采用 D1Q3 模型。

2.1 多尺度问题处理

传统 Lattice Boltzmann 方法在进行多尺度处理时,通常是引入两个时间尺度和一个空间尺度,但是这种模型对边界格式非常敏感,分布函数经常出现负值,违背了物理规律,难以得到正确结果,但如果对空间坐标不进行多重尺度化处理,只对时间作多重尺度化处理则可以解决此问题^[12]。

对于 D1Q3 模型,如空间坐标不进行多尺度处理,而对时间坐标引入 3 个时间尺度: $t_k = \varepsilon^k t$ (k = 0、1、2),则可得到时间和空间坐标的多尺度表达的 微分形式为

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t_0} + \varepsilon \frac{\partial}{\partial t_1} + \varepsilon^2 \frac{\partial}{\partial t_2} + O(\varepsilon^3) \\\\ \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} + O(\varepsilon) \end{cases}$$
(3)

式中 *ε*——Knudsen 数,定义为分子平均自由程和 流动的宏观特征长度之比,是衡量流体 稀薄程度的无因次量

将式(2)的 $f_{\alpha}(\mathbf{x} + \mathbf{e}_{\alpha}\Delta t, \mathbf{e}_{\alpha}, t + \Delta t)$ 作二阶 Taylor 展开,并用 Knudsen 数 ε 代替时间步长 $\Delta t^{[18]}$,整理 分析可得到 3 个不同时间尺度的离散 Boltzmann 方 程,即

$$O(\varepsilon^0): f_{\alpha}^{(0)} = f_{\alpha}^{eq} \tag{4}$$

$$O(\varepsilon^{1}): \left(\frac{\partial}{\partial t_{0}} + \boldsymbol{e}_{\alpha} \frac{\partial}{\partial x}\right) f_{\alpha}^{(0)} = -\frac{1}{\tau} f_{\alpha}^{(1)}$$
(5)

$$O(\varepsilon^{2}):\frac{\partial f_{\alpha}^{(0)}}{\partial t_{1}} + \left(\frac{1}{2} - \tau\right) \left(\frac{\partial}{\partial t_{0}} + \boldsymbol{e}_{\alpha} \frac{\partial}{\partial x}\right)^{2} f_{\alpha}^{(0)} = -\frac{1}{\tau} f_{\alpha}^{(2)} + g_{\alpha}$$
(6)

2.2 平衡态分布函数的确定

Lattice Boltzmann 方法的另一个关键问题在于选择合适的平衡态分布函数。本文从数学角度出发,以多尺度分析为手段通过待定系数法来确定平衡态分布函数,具体如下:

离散的粒子速度分布函数采用 Chapmann - Enskog 展开为

$$f_{\alpha} = f_{\alpha}^{(0)} + \varepsilon f_{\alpha}^{(1)} + \varepsilon^2 f_{\alpha}^{(2)} + O(\varepsilon^3)$$
(7)

由于在 Chapmann – Enskog 展开中假设局部范围内已接近平衡态,故对式(7)两边求和,有

$$\sum_{\alpha} f_{\alpha}^{(1)} = \sum_{\alpha} f_{\alpha}^{(2)} = 0$$
 (8)

$$\sum_{\alpha} f_{\alpha} = \sum_{\alpha} f_{\alpha}^{(0)} = \sum_{\alpha} f_{\alpha}^{eq}$$
(9)

将式(5)代入式(6)中,整理并对方程各项取零阶矩,得

$$\frac{\partial \sum f_a^{(0)}}{\partial t_1} + \left(\frac{1}{2} - \tau\right) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \sum e_\alpha f_a^{(0)}}{\partial t_0} + \frac{\partial \sum e_a^2 f_a^{(0)}}{\partial x}\right) = \sum g_a$$
(10)

对式(5)各项取零阶矩,得

$$\frac{\partial \sum f_{\alpha}^{(0)}}{\partial t_{0}} + \frac{\partial \sum \boldsymbol{e}_{\alpha} f_{\alpha}^{(0)}}{\partial x} = 0 \quad (11)$$

坡面流运动的基本方程都是修正的 Burgers 方程的特例。修正的 Burgers 方程是一个非线性对流− 扩散方程,形式为

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial (\beta u^m)}{\partial x} = \frac{\partial^2 \left(\frac{\lambda}{l+1} u^{l+1}\right)}{\partial x^2} + F \qquad (12)$$

式中 F——源项,即外力作用项 u——变量,代表水深、浓度、含水率、流量等 β——阻力参数 λ、l——参数

m——反映流体流动状态的参数

将式(11)与式(12)进行相比,容易得到

$$\sum f_{\alpha}^{(0)} = \sum f_{\alpha}^{eq} = u \qquad (13)$$

$$\sum_{\alpha} e_{\alpha} f_{\alpha}^{(0)} = \sum_{\alpha} e_{\alpha} f_{\alpha}^{eq} = \beta u^{m}$$
(14)

将式(13)和(14)代入式(11)和式(10)中,可得

$$\frac{\partial u}{\partial t_0} + \frac{\partial \beta u^m}{\partial x} = 0 \tag{15}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t_1} + \left(\frac{1}{2} - \tau\right) \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \beta u^m}{\partial t_0} + \frac{\partial \sum \boldsymbol{e}_a^2 f_a^{(0)}}{\partial x}\right) = \sum g_a \qquad (16)$$

把式(15)代入式(16)中,并与式(12)进行比较,整理可得

$$\sum e_a^2 f_\alpha^{(0)} = \sum e_a^2 f_\alpha^{eq} = \beta^2 m^2 \frac{u^{2m-1}}{2m-1} + \frac{1}{\frac{1}{2} - \tau} \frac{\lambda}{l+1} u^{l+1}$$
(17)

这样,通过求取各阶矩的方式就建立了宏观量 与平衡态分布函数之间的联系。为了还原修正的 Burgers 方程,需对不同时间尺度的离散 Boltzmann 方程在不同方向上进行多尺度粘合(即将时间尺度 t_0 、 t_1 、 t_2 还原回时间尺度 t)。

式(8)两边同时乘以 *ε*,并与式(5)两边相加, 然后对 3 个方向求和,可得

$$\frac{\partial \sum f_{\alpha}^{(0)}}{\partial t} + \frac{\partial \sum \boldsymbol{e}_{a} f_{\alpha}^{(0)}}{\partial x} + \varepsilon \left(\frac{1}{2} - \tau\right) \sum \left(\frac{\partial}{\partial t_{0}} + \boldsymbol{e}_{a} \frac{\partial}{\partial x}\right)^{2} f_{\alpha}^{(0)} = \varepsilon \sum g_{\alpha} + O(\varepsilon^{2})$$
(18)

把式(13)、式(14)、式(15)和式(17)代入 式(18)中整理可得

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \beta u^{m}}{\partial x} = -\varepsilon \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda u' \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \varepsilon \sum g_{\alpha} + O(\varepsilon^{2}) \quad (19)$$

比较式(19)与式(12)可看出

$$F = \varepsilon \left(g_0 + g_1 + g_2 \right) \tag{20}$$

由式(20)可知,无论 g_{α} 取什么值,只要 g_{α} 3 个 方向取值之和与 ε 的乘积等于 F 即可,本文取平均 值,即

$$g_{\alpha} = F/(3\varepsilon) \quad (\alpha = 0, 1, 2) \tag{21}$$

另外,式(19)右边的 $\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda u^{t} \frac{\partial u}{\partial x} \right)$ 前多了 - ε 和 增加了 $O(\varepsilon^{2})$ 项,其中 $O(\varepsilon^{2})$ 的大小由弛豫时间 τ 来控制,而通过宏观量 $\sum e_{a}^{2} f_{\alpha}^{(0)}$ 的重新选取可实 现 - ε 的消除。令

$$\sum e_{a}^{2} f_{\alpha}^{(0)} = \sum e_{a}^{2} f_{\alpha}^{eq} =$$

$$\beta^{2} m^{2} \frac{u^{2m-1}}{2m-1} + k \frac{\lambda}{l+1} u^{l+1}$$
(22)

式中 k——可调参数

当预先设定弛豫时间 τ 和 Knudsen 数 ε 后, k 的计 算公式为

$$k = \frac{1}{\varepsilon(\tau - 0.5)} \tag{23}$$

经过这样的处理后,即可还原出修正的 Burgers 方程。对于 D1Q3 模型,3 个方向的平衡态分布函 数可由式(13)、(14)和(17)确定。由于 $e_1 = -c$ 、 $e_0 = 0$ 、 $e_2 = c$,故 D1Q3 模型对应的修正的 Burgers 方 程的平衡态分布函数为

$$\begin{cases} f_1^{(0)} = \frac{1}{2c^2} \left(\frac{m\beta^2}{2m-1} u^{2m-1} + k \frac{\lambda}{l+1} u^{l+1} - c\beta u^m \right) \\ f_0^{(0)} = \frac{1}{c^2} \left(uc^2 - \frac{m\beta^2}{2m-1} u^{2m-1} - k \frac{\lambda}{l+1} u^{l+1} \right) \\ f_2^{(0)} = \frac{1}{2c^2} \left(\frac{m\beta^2}{2m-1} u^{2m-1} + k \frac{\lambda}{l+1} u^{l+1} + c\beta u^m \right) \end{cases}$$
(24)

2.3 初始条件和边界条件的处理

上边界结点上的分布函数用平衡态分布函数代替,以宏观上边界条件作为限制条件;通过分布函数 外推格式来确定下边界结点上的分布函数。则对于 D1Q3 模型,上边界结点(*M*=0)上的分布函数为

$$\begin{cases} f_0^{(n)}(0) = f_0^{eq}(0) \\ f_1^{(n)}(0) = f_1^{eq}(0) \\ f_2^{(n)}(0) = u - f_0^{(n)}(0) - f_1^{(n)}(0) \end{cases}$$
(25)

式中 *f*^(*n*) ——经过迁移后的粒子速度分布函数 下边界结点(*M* = *N*)上的分布函数为

$$f_{0}^{(n)}(N) = f_{0}^{(n-1)}(N)$$

$$\begin{cases}
f_{0}^{(n)}(N) = f_{0}^{(n-1)}(N-1) \\
f_{2}^{(n)}(N) = f_{2}^{(n-1)}(N-1) - f_{1}^{(n)}(N-2)
\end{cases}$$
式中 $f_{1}^{(n-1)}$ ——粒子迁移前的速度分布函数

f(N-1), f(N-2) ——第 N-1, N-2 个结 点上的分布函数

2.4 具体求解步骤

Lattice Boltzmann 求解坡面流运动方程的具体 步骤如下:首先把空间划分成均匀的网格(格子), 选择合适的弛豫时间 τ,然后根据初始时刻的水深 和速度,求得每个结点各方向的平衡态分布函数 $f_{,}$ 初始时刻各结点的分布函数用平衡态分布函数代 替,即式(24):使 Lattice Boltzmann 离散方程(2)在 网格结点的各方向上进行演进(迁移和碰撞过程), 即令f。按式(2)在网格上迭代求解。对分布函数求 各阶矩,计算出该时刻所对应的宏观量水深等。具 体地来说,碰撞过程采用 t_n 时刻的水深h和速度v计算各结点各方向的平衡分布函数量*f*^{eq},然后根据 式(2)计算 t_a时刻碰撞后各结点各方向的分布函 数 f_a ;迁移过程是各结点各方向的分布函数 f_a 沿 对应的方向迁移到新的结点,得到 t_{n+1}时刻的分布 函数 f_a 。更新水深 h 和速度 v;再进行 t_{n+1} 时刻后 碰撞和迁移过程的演算,跳回循环计算,直到满足 误差为止。

农业国家重点实验室构建3个可变坡实验槽,每个 实验槽长、宽和高分为2m、0.55m和0.3m。实验 槽中,设有地面径流出口,壤中流出口和地下径流3 个出口。3个径流出口位置分别设在距槽底 0.35、 0.175 和 0 cm。实验槽的下端配置有 1 个"V"型集 流装置,用于定期采集径流样。

土样为重壤土,取自陕西杨凌的实验田,采用分 层取土法。分层填土完毕后,用塑料薄膜覆盖土槽 表面,以防异物落入。3个实验槽的不同之处在于 下垫面情况不同。其中实验槽1里面种植有紫花苜 蓿草,实验槽2里面插有人工大孔隙,实验槽3为裸 土坡面。

人工降雨系统采用黄土高原土壤侵蚀与旱地农 业国家重点实验室的侧喷区自动模拟降雨系统,该 降雨系统实际降雨高度为16m,雨滴达到的终点速 度满足天然降雨特性,降雨均匀度高达85%以上, 降雨强度可在15~260 mm/h 范围内分级可调,可 持续降雨100 min。将3个土槽的坡度设定在5°,共 进行了3场次降雨,降雨强度为30、60、120 mm/h。

产流计算采用 VIMAC 模型^[19],坡面汇流计算 方法则采用 Lattice Boltzmann 法,其结果见图 1 所 示。图中Q为坡面径流量,p为降雨强度。

实验验证 3

在西北农林科技大学黄土高原土壤侵蚀与旱地



Comparisons of experimental values and calculated values of slope runoff Fig. 1 (a) 20071013,槽1 (b) 20071013, 槽 2 (c) 20071013, 槽 3 (d) 20071027, 槽 1 (e) 20071027, 槽 2 (f) 20071027, 槽 3 (g) 20071102, 槽1 (h) 20071102, 槽2 (i) 20071102, 槽3

其结果显示:20071013 场次槽1、槽2 和槽3 实

验资料的地面径流深误差分别为:-1.472 1%、 -7.302 1%和1.015 6%,确定性系数分别为:0.57、 0.51和0.68;20071027场次槽3的地面径流深误差 分别为:-1.259 6%、-10.662 6%、2.335 1%,确定 性系数分别为:0.88、0.80和0.93;20071102场次 槽3地面径流深误差分别为:1.506 8%、4.228 6%、 1.514 9%,确定性系数分别为:0.95、0.79和0.91。 即3场次实验资料的地面径流深误差均在±11%以 内,确定性系数均大于0.51,其中大于0.70的占 67%,最大的达0.95。这说明该Lattice Boltzmann 方法可成功应用于坡面流运动方程的求解。由于坡 面汇流计算是流域产汇流计算的基础,因此可以预 计Lattice Boltzmann方法在流域产汇流模型构建及 其求解中具有广阔的前景。

4 结论

(1) Lattice Boltzmann 法蕴涵了多尺度展开的 思想,是联系微观与宏观的桥梁且具有编程简洁、边 界易处理、易考虑粒子之间的相互作用等特点。

(2)本文在前人研究的基础上,将 Lattice Boltzmann 方法应用于求解坡面流运动方程并在选 择 D1Q3 离散速度模型的基础上,给出了详细的多 尺度处理以及分布函数确定步骤。

(3) 通过室内人工模拟降雨坡面水流实验验证 了 Lattice Boltzmann 法的有效性。其结果表明, Lattice Boltzmann 法可用于解决坡面运动波运动问题,在计算流域产汇流、模拟土壤侵蚀物理过程等方 面具有广阔的前景。

参考文献

- 李占斌,鲁克新.透水坡面降雨径流过程的运动波近似解析解 [J].水利学报,2003(6):8-13,21.
 Li Zhanbin, Lu Kexin. Approximate analytical solution of rainfall runoff process on permeable slope [J]. Journal of Hydraulic Engineering,2003(6):8-13,21. (in Chinese)
- 2 Wang H, Zhao H, Guo Z, et al. Lattice Boltzmann method for simulations of gas-particle flows over a backward-facing step[J]. Journal of Computational Physics, 2013, 239: 57-71.
- 3 Obrecht C, Kuznik F, Tourancheau B, et al. Multi-GPU implementation of the Lattice Boltzmann method [J]. Computers & Mathematics with Applications, 2013, 65(2): 252 261.
- 4 Eitel-Amor G, Meinke M, Schröder W. A Lattice-Boltzmann method with hierarchically refined meshes [J]. Computers & Fluids, 2013, 75(20): 127-139.
- 5 Chai Z, Zhao T. A pseudopotential-based multiple-relaxation-time Lattice Boltzmann model for multicomponent/multiphase flows [J]. Acta Mechanica Sinica, 2012, 28(4): 983 - 992.
- 6 Guo Z, Shi B, Zheng C. Velocity inversion of micro cylindrical Couette flow: a Lattice Boltzmann study [J]. Computers & Mathematics with Applications, 2011, 61(12): 3519 3527.
- 7 Guo Z, Liu X, Tao W, et al. Effectiveness-thermal resistance method for heat exchanger design and analysis [J]. International Journal of Heat and Mass Transfer, 2010, 53(13): 2877 - 2884.
- 8 Yan B, Yan G. A steady-state Lattice Boltzmann model for incompressible flows [J]. Computers & Mathematics with Applications Archive, 2011, 61(5): 1348-1354.
- 9 Cheng Y, Zhang H. Immersed boundary method and Lattice Boltzmann method coupled FSI simulation of mitral leaflet flow [J]. Computers & Fluids, 2010, 39(5): 871-881.
- 10 Zhang H, Zhang X. Numerical simulation of ski-jump jet motion using Lattice Boltzmann method [J]. Science China Technological Sciences, 2011, 54 (1): 72-75.
- 11 Porter M L, Schaap M G, Wildenschild D. Lattice-Boltzmann simulations of the capillary pressure-saturation-interfacial area relationship for porous media[J]. Advances in Water Resources, 2009, 32(11): 1632 - 1640.
- 12 张东辉.格子玻尔兹曼方法在水文学中的应用研究[D].南京:河海大学,2008. Zhang Donghui. Lattice boltzmann method and some application to hydrology [D]. Nanjing: Hohai University, 2008. (in Chinese)
- 13 Chen H, Chen S, Matthaeus W H. Recovery of the Navier-Stokes equations using a Lattice-gas Boltzmann method[J]. Physical Review A, 1992, 45(8): R5339 - R5342.
- 14 McNamara G R, Zanetti G. Use of the Boltzmann equation to simulate Lattice-Gas Automata [J]. Physical. Review. Letter, 1988, 61(20): 2332-2335.
- 15 Higuera F J, Jimenez J. Boltzmann approach to Lattice gas simulations [J]. Europhysics Letters, 1989, 9(7): 663-668.
- 16 Bhatnagar P L, Gross E P, Krook M. A model for collision processes in gases. I : small amplitude processes in charged and neutral one-component system[J]. Physical Review, 1954, 94(3): 511-525.
- 17 Qian Y, d'Humières D, Lallemand P. Lattice BGK model for Navier-Stokes equation [J]. Europhysics Letters, 1992, 17(6): 479-484.
- 18 Ladd AJC. Numerical simulation via a discredited Boltzmann equation. Part 1: theoretical foundation [J]. Journal of Fluid Mechanics, 1994, 271: 285 - 309.
- 19 Greco R. Preferential flow in macroporous swelling soil with internal catchment: model development and applications [J]. Journal of Hydrology, 2002, 269(3-4): 150-168.

Application of Lattice Boltzmann Method to Overland Flow's Movement and Experimental Verification

Zhang Xiaona¹ Feng Jie² Zhang Donghui³

(1. College of Hydrometeorology, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China

2. Water Resources Research Institute, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100044, China

3. School of Naval Architecture & Ocean Engineering, Jiangsu University of Science and Technology, Zhenjiang 212003, China)

Abstract: As the main reason for soil water erosion, the overland flow process should be simulated precisely to understand the mechanism of slop soil erosion process. Developed based on the kinetic theory, Lattice Boltzmann method has advantages of concise programming, parallel computing and complex geometric adaptability, etc. So its application in field of fluid motion becomes more and more extensively. The detailed steps about applying Lattice Boltzmann method to the movement of overland flow was given firstly, and then its validity was verified through artificial simulated rainfall experiment. The results indicate that if the time is processed by multi-scale approach and the space is not, the equilibrium distribution function is determined by the method of undetermined coefficients and multi-scale analysis, the distribution function about nodes of the upper boundary is replaced by the equilibrium distribution function about nodes of the lower boundary is set by extrapolation format of distribution function, Lattice Boltzmann method will successfully become a motion equation solver. The errors of runoff depth are within $\pm 11\%$.

Key words: Overland flow Lattice Boltzmann method Multi-scale processing Equilibrium distribution function Artificial simulated rainfall

(上接第100页)

Sample Spacing of Spatial Variability of Soil Hydraulic Parameters in Basin Scale Based on GPS and Google Earth

Wang Weihua¹ Wang Quanjiu^{2,3}

(1. Faculty of Modern Agricultural Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650500, China

 Institute of Water Resources and Hydro-electril Engineering, Xi' an University of Technology, Xi' an 710048, China
 State Key Lab of Soil Erosion and Dryland Farm on Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, CAS & MWR, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract: There are some problems, such as how to use advanced methods, how to make less work, economical and reasonable experimental design and how to make representative sampling points during soil analysis. The above-mentioned problems are becoming research difficulties and hotspots in recent years. A research on spatial variability of soil hydraulic parameters basin scale in Jinghui Irrigation, Shaanxi Province was made based on GPS and Google Earth methods. The results showed that saturated soil moisture content and saturated hydraulic conductivity moderate variation in the regional scale show out moderate variability and strong spatial dependence. The best-fitting models for saturated soil moisture content and saturated hydraulic conductivity are spherical model and exponential model, respectively. As for the above two, the sample spacing of 2. 38 km and 7. 14 km are recommended.

Key words: Soil hydraulic parameters Spatial variability Sample spacing Basin scale GPS Google Earth