

## 黄土区不同地类土壤水分入渗与模拟研究<sup>\*</sup>

刘卉芳, 曹文洪, 王向东

(中国水利水电科学研究院 泥沙研究所, 北京 100044)

**摘要:**以晋西黄土区为研究对象, 研究黄土区土壤的水分入渗规律。为了更好地研究不同环境因子(尤其是立地、坡度、植被)对于土壤入渗性能的影响, 在不同的土地利用条件下, 对不同地貌部位进行了野外入渗实验。研究表明土壤渗透率随时间的变化规律是: 在开始时渗透率最大, 继之随时间而降低; 林地累计入渗量明显高于其它用地。此外, 林地的土壤入渗速率为最优, 道路路面为最小。研究表明 Philip 方程能够很好地对当地土壤入渗进行模拟。

**关键词:**黄土区; 土壤水分入渗; 模拟

中图分类号: S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2008)05-0042-04

## Study on Soil Moisture Infiltration and Simulation in Different Land Use of the Loess Area

LIU Huifang, CAO Wenhong, WANG Xiangdong

(Department of Sedimentation, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100044, China)

**Abstract:** Soil moisture infiltration is studied in the Loess Area of Shanxi Province. In order to research the effect of different environmental factors (especially site, slope and vegetation) on soil moisture infiltration, infiltration observation is done in different topographical features position and land use. The results show the law of soil moisture infiltration with the time is that the initiation infiltration speed rate is the highest in the beginning, then it gradually fall. The infiltration speed rate of the shrub stands is the highest. The filtration speed rate on surface of road is the lowest. Based on the study, soil moisture infiltration can be simulated well by Philip soil moisture infiltration model.

**Key words:** the loess area; soil moisture infiltration; simulation

### 1 研究流域的自然概况

蔡家川流域位于黄土高原西南部, 属山西省西部的吉县, 地理坐标为北纬  $36^{\circ}40'$ , 东经  $110^{\circ}37'$ 。蔡家川流域主沟道为义亭河的一级支流, 义亭河为黄河一级支流的昕水河支流, 流域大体上为由西向东走向, 流域长约 12.15 km, 流域面积 38 km<sup>2</sup>。蔡家川流域主沟道及其部分支沟具有常流水。该流域属于由暖温带褐土阔叶落叶林地地带向森林草原地带的过渡地带。据吉县气象站资料, 该地区多年平均年降水量为 575.9 mm, 最小年降水量仅 365.1 mm, 最大降水变率为 43.1%, 降水的年内分布也具有明显的典型大陆性特点, 其中 6-9 月份降水一般占年降水量的 70% 左右。多年平均年水面蒸发量为 1724 mm。年平均气温  $10^{\circ}\text{C}$ ,  $\geq 10^{\circ}\text{C}$  的积温  $3358^{\circ}\text{C}$ , 绝对最高气温  $38.1^{\circ}\text{C}$ , 绝对最低气温  $-20.4^{\circ}\text{C}$ 。该流域光照充足, 多年平均光照时数为 2565.8 h, 无霜期平均 172 d。流域中上游植被类型主要为白桦、山杨、丁香、虎榛子等组成的天然次生林, 中游为刺槐、油松、侧

柏等树种组成的人工林及天然草本植被, 以及沙棘、锦鸡儿等组成的天然次生灌草植被为主。

### 2 研究方法

采用 BX-1 型人工降雨机观测土壤水分运动。主要原理是用在一定水压条件下, 更换专利侧喷式喷头内不同孔径的挡水板形成各种均匀的降雨强度, 再将各个喷头组合排布即可形成设定区域内不同雨强的均匀降雨。

样地选好后, 铺设好样地铁皮确定降雨小区, 在安装铁皮时应该保证小区是独立的系统, 避免小区底部有孔隙使小区仍与外界连通, 适当的时候可以用小区附近的土壤填堵小区缝隙。小区流域出口的铁皮应该与小区斜面同出相同坡度并与土面相平。确定后在小区中部两侧各放置一个雨量筒, 一个作为降雨中的实时读数用, 另一个作为实验后平均雨强计算用。在距离样地中心两边 2 m 处架设人工降雨器, 保持降雨器与水准面垂直, 并使喷头处在同一水平线上, 两边降雨高度相同。在小区出口处放置带有刻度的塑料桶, 筒面应低于

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2008-01-07

基金项目: “十一五”国家科技支撑项目(2006BAD09B02); 青年基金(泥集 QN-0707)

作者简介: 刘卉芳(1977-), 山西省柳林县人, 博士生, 主要从事淤地坝规划与林业生态工程研究。E-mail: lhf623@sohu.com

小区出口,确保小区产流不会蓄积在小区内和导流管内部,上面覆盖档雨的盖子或者其他挡雨工具以免直接降雨到桶内。

降雨开始后随即计时开始,并记录各个小区开始产流时间,实验期间每隔 3 min 雨量筒读数一次,承装产流筒读数一次,初期可以缩短时间。待土壤达到稳渗后并持续 1 h 的时间停止降雨。在降雨期间要注意水压表读数,及时调整水压保证两边降雨器的水压相等。

雨强的计算: 由于使用的雨量筒的漏斗不是标准直径 20 cm, 为 17.5 cm, 因此雨强的计算公式修改为

$$y = \text{雨量筒读数} / (8.75^2 \times 20^2 \times 10)$$

样地渗透速率计算:

$$f_a(\text{mm/min}) = (\text{雨强} \times \text{时间} \times \text{小区面积} - \text{产流量} + 0.1 \times \text{雨强} \times \text{时间}) / (\text{小区面积} \times \text{时间})$$

地表径流速率计算:

$$f_b(\text{mm/min}) = I - f_a$$

3 晋西黄土区土壤渗透性能分析

黄土区土壤的渗透系数是一个反映土壤入渗性能的重要指标,由于它反映了土壤的最大导水能力,所以在土壤的入渗过程中起着至关重要的作用<sup>[1]</sup>。为了更好地研究不同

环境因子(尤其是立地、坡度、植被)对于土壤入渗性能的影响,在不同的土地利用条件下,对不同地貌部位进行了野外入渗实验。

3.1 土壤水分入渗的时空分布

选择蔡家川流域不同的土地利用类型(草地、灌木林地、乔木林地、沟坡、坡耕地、道路)研究土壤渗透速率随时间的变化规律(见图 1),坡度为 10° 的草地、灌木林地和坡耕地初始入渗率分别为 0.87, 3.93, 0.90 mm/min, 80 min 的时候这三种地类土壤入渗速率分别达到了 0.44, 0.58, 0.63 mm/min; 坡度为 35° 的乔木林地、沟坡初始入渗率分别为 1.90, 1.92 mm/min, 80 min 的时候这三种地类土壤入渗速率分别达到了 0.64, 0.29 mm/min。因此,土壤渗透率随时间的变化规律是:在开始时渗透率最大,继之随时间而降低。而其降低的速度,亦是开始大,而后逐渐变小,一直到渗透率近于恒定为止。渗透过程的各种特征,主要是由于渗透压力比降的降低,在渗透开始时,产生渗透的土层接近于零,以后随着时间的增加,渗透土层也随之增加,因之渗透压力比降渐渐减小,当渗透土层增至很大时,渗透压力的比降接近于 1,渗透率也就接近于一个常数,即为稳渗率。

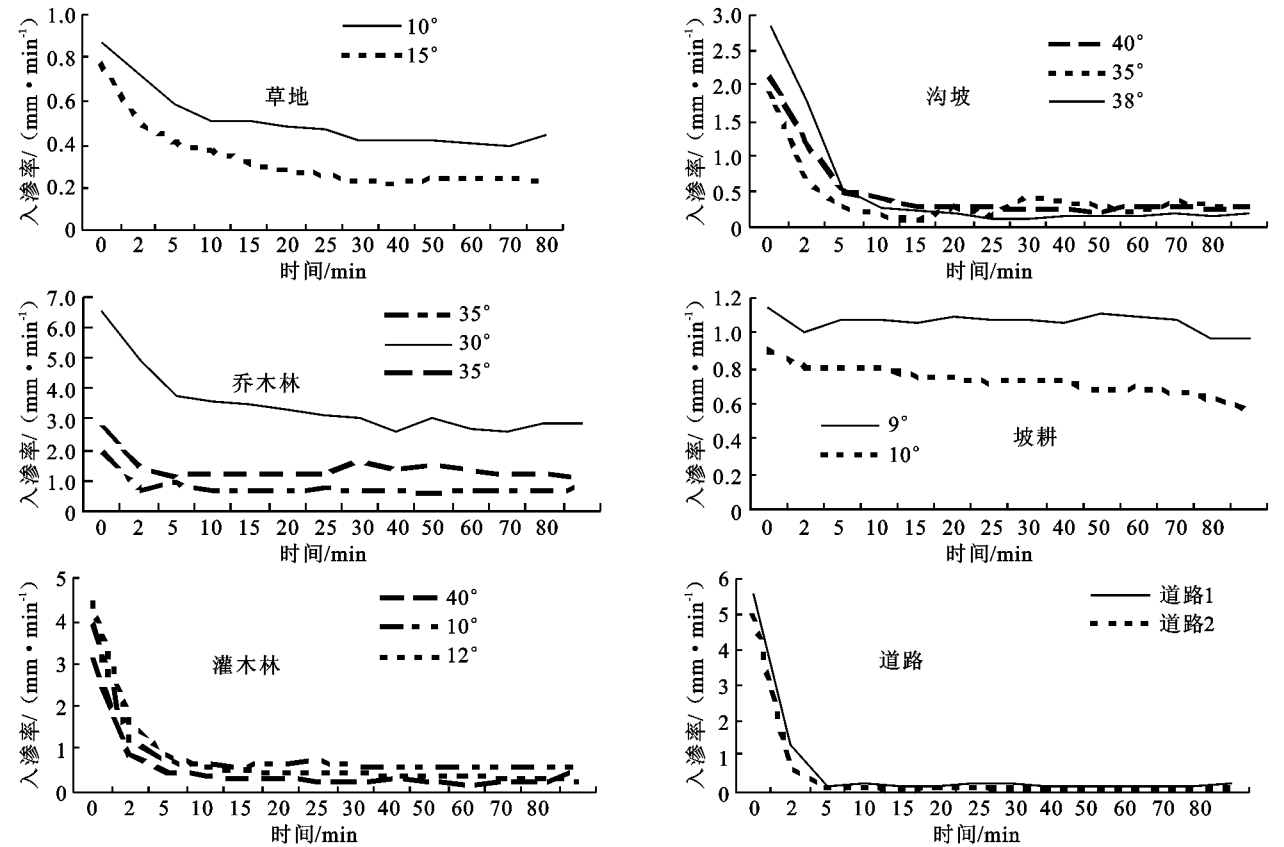


图 1 不同立地类型土壤入渗率随时间变化过程曲线

从土壤水分入渗率随时间的变化曲线上来看(见图 1),土壤入渗率随时间的变化曲线大体可以分为 3 个阶段。第一个阶段入渗速率很大,变化率大,此阶段土壤水分主要受分子力作用<sup>[2]</sup>,入渗量的变化与初始含水量关系比较密切;第二阶段随着含水量的增加,土壤入渗率逐渐降低,变化率要小于第一阶段,入渗主要受毛管力的作用<sup>[3]</sup>。随着入渗过程的进行,土壤逐渐达到水饱和,入渗率趋向于一个较为稳定的数值,入渗过程进

入第三个阶段,这时分子力不再起作用,毛管力非常微弱,而主要受重力作用<sup>[3]</sup>,此时的入渗率即为土壤稳渗率。

从不同立地类型的土壤入渗曲线随时间变化来看(见图 1),道路随时间变化的过程只可分为两个阶段,即入渗率迅速变化期和稳渗期,开始入渗约 2 min 后,即进入稳渗期,入渗量极低,小于 0.10 mm/min。这是因为道路土壤毛管孔隙度小,土壤颗粒粘结程度较高,土壤毛管被压实等,导致入渗

率在短时间内即达到稳定状态; 乔木林地和灌木林地的渗透性能明显好于其他土地利用类型, 这是因为乔灌木林地根系发育好, 根量多, 能够提供较为丰富的大孔隙, 在土壤层中形成很多的大小孔道, 孔隙度的增加不仅有利于土壤中纵向的水分渗透, 而且也加速了横向的水分渗透, 缩短了渗透时间, 能够对土壤水分渗透创造良好的条件。乔木林地土壤水分入渗相差较大, 这与乔木的林冠结构紧密相关<sup>[4]</sup>。

通过对实测数据 80 min 的累计入渗量的观测(见图 2)可以看出, 林地累计入渗量明显高于其它用地, 这是因为林地通过减小雨滴动能、拦截雨量、改变地表结皮等 to 实现对入渗的影响。耕地由于表层土被疏松, 增加了土壤孔隙度, 而草地由于地表层有少量的结皮, 导致其入渗量稍小于耕地。

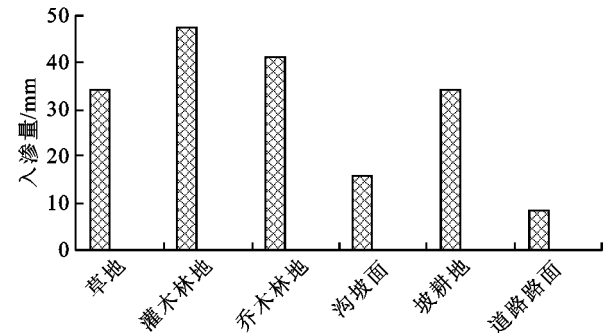


图 2 不同立地类型 80 min 累计入渗量

3.2 土壤水分入渗模型模拟

对于非饱和地下水运动基本微分方程的求解, 能以数学表达式的方式表述水向土壤中的下渗规律<sup>[5-7]</sup>。非饱和带地下水运动基本微分方程可表示为

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dx} \left[ D(\theta) \frac{d\theta}{dx} \right] - \frac{d}{dx} [K(\theta)] \tag{1}$$

对式(1)求解的方法很多, 最常用的是级数解法和分离变量法<sup>[8]</sup>。

用级数解法可得:

表 1 3 种入渗公式中参数的回归结果

序号	土地利用类型 与地貌特征	考斯恰柯夫公式			Horton 公式				Philip 公式		
		a	b	R <sup>2</sup>	f <sub>c</sub>	f <sub>0</sub> -f <sub>c</sub>	k	R <sup>2</sup>	s	Λ	R <sup>2</sup>
1	10° 半阳坡草地	0.4470	0.2215	0.9876	0.1752	0.3949	0.0139	0.7891	0.88	0.126	0.9912
2	15° 半阳坡草地	0.3839	0.2665	0.8927	0.123	0.2633	0.0123	0.6929	0.40	0.079	0.912
3	40° 阴坡灌木林地	3.2373	0.3469	0.9361	0.4571	3.0329	0.1983	0.8734	3.49	0.340	0.9452
4	10° 半阳坡灌木林地	0.5836	0.2275	0.9282	0.375	0.5425	0.1248	0.8812	0.58	0.158	0.9543
5	12° 半阳坡灌木林地	1.7546	0.1425	0.9602	0.2149	1.2751	0.0317	0.7481	1.39	0.810	0.973
6	35° 半阳坡乔木林地	1.1665	0.1389	0.8798	0.2400	0.870	0.0335	0.7297	0.91	0.550	0.9312
7	30° 半阳坡乔木林地	3.0810	0.3387	0.9657	0.4278	2.8922	0.1936	0.8724	3.32	0.350	0.9801
8	40° 半阳坡沟坡面	0.6596	0.4408	0.8994	0.0957	0.5943	0.2485	0.8893	0.69	0.020	0.9578
9	35° 半阳坡沟坡面	0.5673	0.3249	0.9450	0.0761	0.5339	0.1857	0.8711	0.61	0.073	0.9931
10	38° 半阳坡沟坡面	0.7693	0.4742	0.9399	0.3836	2.4464	0.2655	0.8961	2.83	0.033	0.9714
11	9° 半阳坡坡耕地	0.5652	0.4397	0.9545	0.1156	0.8444	0.1786	0.8703	0.96	0.128	0.9591
12	10° 半阳坡坡耕地	0.9645	0.1909	0.9928	0.0600	0.8400	0.0237	0.6614	0.90	0.167	0.9972
13	道路路面	0.4195	0.6494	0.9384	0.0176	0.7424	0.2607	0.8942	0.86	0.014	0.9546
14	道路路面	0.3339	0.6145	0.9899	0.0929	0.5771	0.2477	0.8890	0.67	0.020	0.990
15	道路路面	0.4403	0.6643	0.9176	0.0232	0.7868	0.2662	0.8964	0.91	0.010	0.9274

从表 1 中可以看出, 考斯恰柯夫公式中的参数 a 在研究区内变化于 0.333 9~ 3.237 3 之间, 它与初始含水率、土壤容重等有关, b 变化在 0.138 9~ 0.664 3 之间, b 值反映了入渗速

$$f = \frac{1}{2} \left[ \int_{\theta_n}^{\theta_m} f_1(\theta) d\theta d\theta^{-1/2} \right] + \left[ \int_{\theta_n}^{\theta_m} f_2(\theta) d\theta \right] + \frac{3}{2} \left[ \int_{\theta_n}^{\theta_m} f_1(\theta) d\theta \right]^{1/2} + \dots \tag{2}$$

如只取前两项, 则上式变为

$$f = \frac{1}{2} s t^{-1/2} + \Lambda \tag{3}$$

式中: s——土壤吸收系数,  $s = \int_{\theta_n}^{\theta_m} f_1(\theta) d\theta$ ;

Λ 相当于稳定入渗速率 f<sub>c</sub>,

$$\Lambda = \int_{\theta_n}^{\theta_m} f_2(\theta) d\theta$$

式(3) 就为 Philip 下渗方程<sup>[9]</sup>。

用分离变量法求解, 可得:

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-\beta t} \tag{4}$$

式中: f<sub>0</sub>——初始入渗率, f<sub>c</sub>——稳定入渗速率, β——土壤物理特征指数。

式(4) 就是霍顿下渗方程<sup>[10]</sup>, 也称霍顿下渗曲线。

此外, 一些经验公式也能很好地反映土壤累计入渗量, 如考斯恰柯夫公式:

$$f = \alpha t^{1/2} \tag{5}$$

考斯恰柯夫公式是最简单的入渗模型<sup>[11]</sup>, Philip 公式是在水分运动基本方程式的基础上, 经简化推导出来的, 因此有一定的物理基础, 由于它比考斯恰柯夫公式多了一个常数项, 可以认为是对它的改进式<sup>[12-13]</sup>。

本文针对晋西黄土区土壤入渗特点, 选择 Philip 方程、Horton 方程和考斯恰柯夫方程进行土壤入渗曲线的拟合, 以求得最佳模型模拟效果。

3.2.1 晋西黄土区各地类土壤水分入渗性能模型拟合

经过对以上 3 种入渗公式进行回归分析, 得到表 1 中的结果。另据对实验资料的分析, 除道路外, 其余地类前 30 min 的入渗变化强烈, 而在 30 min 以后其变化减小。因此, 把试验前土壤的初始含水率、容重以及 10 min 末的入渗率, 达稳定入渗的时间前 30 min 累计入渗量一并列入表 1 中。

率的递减状况, b 值越大, 入渗速率随时间减小越快。因此, 在研究区内, 道路路面和沟坡入渗率递减的迅速, 而林地递减速度较缓。Horton 公式拟合结果表明, f<sub>0</sub>-f<sub>c</sub> 变化在 0.263 3

~ 3. 032 9 之间, 林地初始入渗速率普遍大于其他地类, 但是降雨强度对初始入渗速率影响较为剧烈;  $f_c$  变化在 0. 023 2~ 0. 427 8 之间, 其最小值出现在道路路面上, 因路面被碾压, 土壤结构发生变化, 入渗率降低, 最大值为林地内, 因林地内根系众多, 土壤孔隙发达, 入渗率相应也就提高;  $k$  值变化在 0. 012 3~ 0. 266 2 之间, 其物理意义与考斯恰柯夫公式中的  $b$  值相近。Philip 入渗公式中的  $S$  为土壤吸渗率,  $\Lambda$  为稳定入渗速率, 从数据中所反映的情况同以上两个公式相同。

从表中可以看出, 所有地类中 Philip 入渗公式所模拟的效果最好, 误差最小, 在 80 min 中的入渗中, 灌木林的累计入渗量要远大于其它地类, 道路路面入渗量最小。

3.2.2 数据检验

将不同的实测值与模型计算的 80 min 累计入渗量进行比较, 可以检验模型的精度。

表 2 不同立地条件土壤入渗模型

土地利用类型与地貌特征	入渗模型	累积入渗量公式
10° 半阳坡草地	$f = 0.44t^{0.5} + 0.126$	$F = 0.88t^{0.5} + 0.126t$
15° 半阳坡草地	$f = 0.20t^{0.5} + 0.079$	$F = 0.40t^{0.5} + 0.079t$
40° 阴坡灌木林地	$f = 1.75t^{0.5} + 0.34$	$F = 3.49t^{0.5} + 0.34t$
10° 半阳坡灌木林地	$f = 0.29t^{0.5} + 0.158$	$F = 0.58t^{0.5} + 0.158t$
12° 半阳坡灌木林地	$f = 0.70t^{0.5} + 0.81$	$F = 1.39t^{0.5} + 0.81t$
35° 半阳坡乔木林地	$f = 0.46t^{0.5} + 0.55$	$F = 0.91t^{0.5} + 0.55t$
30° 半阳坡乔木林地	$f = 1.66t^{0.5} + 0.35$	$F = 3.32t^{0.5} + 0.35t$
40° 半阳坡沟坡面	$f = 0.35t^{0.5} + 0.02$	$F = 0.69t^{0.5} + 0.02t$
35° 半阳坡沟坡面	$f = 0.31t^{0.5} + 0.073$	$F = 0.61t^{0.5} + 0.073t$
38° 半阳坡沟坡面	$f = 1.42t^{0.5} + 0.033$	$F = 2.83t^{0.5} + 0.033t$
9° 半阳坡坡耕地	$f = 0.48t^{0.5} + 0.128$	$F = 0.96t^{0.5} + 0.128t$
10° 半阳坡坡耕地	$f = 0.45t^{0.5} + 0.567$	$F = 0.90t^{0.5} + 0.567t$
道路路面	$f = 0.43t^{0.5} + 0.014$	$F = 0.90t^{0.5} + 0.014t$
道路路面	$f = 0.34t^{0.5} + 0.02$	$F = 0.67t^{0.5} + 0.02t$
道路路面	$f = 0.46t^{0.5} + 0.01$	$F = 0.91t^{0.5} + 0.01t$

表 3 Philip 入渗曲线模型计算的 80 min 累计入渗量与实测值比较表

地类	实测值/ mm	Philip 模型 计算值/mm	差值/ mm	相对 误差/%
10° 半阳坡草地	18.01	17.95	0.06	0.33
15° 半阳坡草地	10.62	9.90	0.72	6.80
40° 阴坡灌木林地	57.36	58.42	- 1.06	1.84
10° 半阳坡灌木林地	18.94	17.83	1.11	5.87
12° 半阳坡灌木林地	80.14	77.23	2.91	3.63
35° 半阳坡乔木林地	52.17	52.14	0.03	0.06
30° 半阳坡乔木林地	60.40	57.69	2.71	4.48
40° 半阳坡沟坡面	6.94	7.77	- 0.83	11.98
35° 半阳坡沟坡面	10.88	11.30	- 0.42	3.82
38° 半阳坡沟坡面	29.46	27.95	1.51	5.12
9° 半阳坡坡耕地	17.71	18.83	- 1.12	6.30
10° 半阳坡坡耕地	50.67	53.41	- 2.74	5.41
道路路面	7.66	8.81	- 1.15	15.04
道路路面	8.05	7.59	0.46	5.68
道路路面	9.00	8.94	0.06	0.67

4 结 论

(1) 土壤入渗率随时间的变化曲线大体可以分为 3 个阶

段, 第一个阶段入渗速率很大, 变化率大; 第二阶段随着含水量的增加, 入渗速率曲线变缓, 趋向于一个较为稳定的数值; 第三阶段, 即为土壤稳渗率阶段, 入渗速率曲线没有变化。而道路入渗速率曲线只分为两个阶段, 迅速变化阶段和稳渗阶段。根据实测资料得到, 林地的土壤入渗速率与前 80 min 累计入渗量均为最优, 道路路面均为最小, 耕地的累计入渗量略大于草地, 沟坡的累计入渗量与入渗速率只略高于道路路面, 可见沟坡的入渗较差。

(2) Philip 方程对拟合晋西黄土区土壤入渗过程效果最好, Philip 方程完全可以对当地土壤入渗进行很好的模拟。

参考文献:

[1] 陈丽华, 余新晓. 晋西黄土地区水土保持林地土壤入渗性能的研究[J]. 北京林业大学学报, 1995, 17(1): 42-47.

[2] Binley A M, Beven K J, Calver A, et al. Changing responses in hydrology: assessing the uncertainty in physically based model predictions [J]. Water Resources Research, 1991, 27(6): 1253-1261.

[3] Calver A, Wood W L. The institute of Hydrology distributed model [C]//Singh V P. Computer Models of Highlands Ranch, CO, Watershed Hydrology. Water Resource Publications, 1995: 595-625.

[4] 吴长文, 王礼先. 林地土壤的入渗及其模拟分析[J]. 水土保持研究, 1995, 2(1): 71-75.

[5] 陈瑶, 张科利, 罗利芳, 等. 黄土坡耕地弃耕后土壤入渗变化规律及影响因素[J]. 泥沙研究, 2005(5): 45-50.

[6] 高鹏, 穆兴民, 刘普灵, 等. 降雨强度对黄土区不同土地利用类型入渗影响的试验研究[J]. 水土保持通报, 2006, 26(3): 1-4.

[7] 姜娜, 邵明安, 雷廷武, 等. 黄土高原六道沟小流域坡面土壤入渗特性的空间变异研究[J]. 水土保持学报, 2005, 19(1): 14-17.

[8] 刘贤赵, 康绍忠. 黄土高原沟壑区小流域土壤入渗分布规律的研究[J]. 吉林林学院学报, 1997, 13(4): 203-208.

[9] 彭娜, 谢小立, 王开峰, 等. 红壤坡地降雨入渗、产流及土壤水分分配规律研究[J]. 水土保持学报, 2006, 20(3): 17-69.

[10] 裴元生, 王金生, 田朝晖, 等. 非饱和流节点间导水率估计及达西平均分析[J]. 水科学进展, 2006, 17(2): 216-221.

[11] 王贵平, 贾志军, 蔡强国, 等. 晋西黄土丘陵区坡面径流预报模型研究[J]. 中国水土保持, 1992, 3: 16-20.

[12] Gupta V K, Sorooshian S. The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic model [J]. Journal of Hydrology, 1982, 81: 57-77.

[13] Leavesley G H, Markstrom S L, Restrepo P J, et al. A modular approach to addressing models design, scale, and parameter estimation issues in distributed hydrological modeling [J]. Hydrological Processes, 2002, 16(2): 173-187.