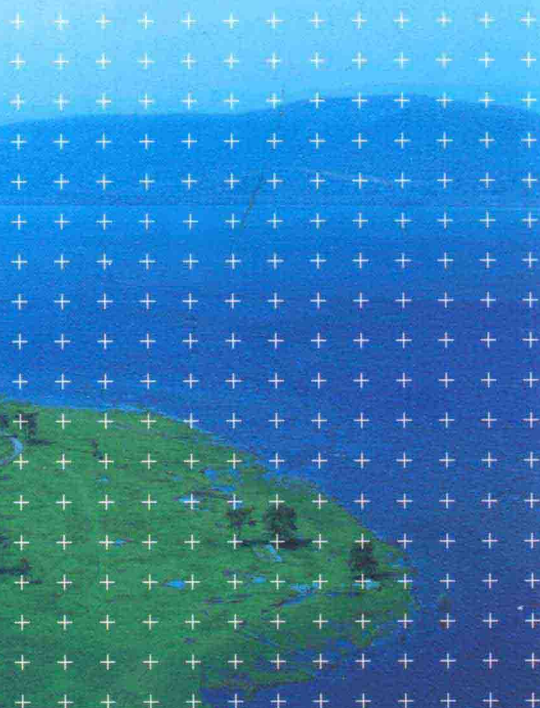


贾仰文 彭 辉 申宿慧 等著

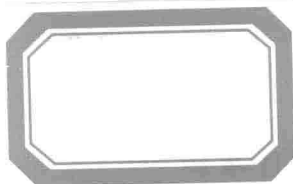


流域生态水文 过程模拟与预测

LIUYU SHENGTAI SHUIWEN
GUOCHENG MONI YU YUCE



化学工业出版社



国家自然科学基金重点项目 (50939006)、
国家自然科学基金创新研究群体基金项目 (51021006)、
国家自然科学基金项目 (50779074) 联合资助项目

流域生态水文 过程模拟与预测

贾仰文 彭 辉 申宿慧 等著



化学工业出版社

· 北京 ·

图书在版编目 (CIP) 数据

流域生态水文过程模拟与预测/贾仰文, 彭辉, 申宿慧等著.

北京: 化学工业出版社, 2013. 7

ISBN 978-7-122-17321-8

I. ①流… II. ①贾…②彭…③申… III. ①区域水文学-研究 IV. ①P343

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2013) 第 105790 号

责任编辑: 刘兴春

装帧设计: 刘丽华

责任校对: 边涛

出版发行: 化学工业出版社 (北京市东城区青年湖南街 13 号 邮政编码 100011)

印刷: 北京永鑫印刷有限责任公司

装订: 三河市万龙印装有限公司

710mm×1000mm 1/16 印张 11½ 彩插 6 字数 221 千字 2013 年 9 月北京第 1 版第 1 次印刷

购书咨询: 010-64518888 (传真: 010-64519686) 售后服务: 010-64518899

网 址: <http://www.cip.com.cn>

凡购买本书, 如有缺损质量问题, 本社销售中心负责调换。

定 价: 68.00 元

版权所有 违者必究

前 言

水是生态之基，生态系统需要一定的水分条件作为支撑，水文循环系统的变化会使生态系统发生演替，水分不足时生态系统则会发生退化。另一方面，不同植被条件下的产汇流过程不同，生态系统的变化又反过来影响水文循环过程的演变，并进而影响水资源的数量与构成。因此，流域水文过程和生态过程关系十分密切。

生态水文学是 20 世纪 90 年代兴起的水文学和生态学的交叉学科，以生态过程和生态格局的水文学机制为研究核心（Andrew J. Baird, 2002），属于地球科学范畴，主要研究生态系统中水文循环与转化和平衡的规律，分析生态建设、管理与保护中与水有关的问题（穆兴民，2000），如生态系统结构变化对水文系统中水质、水量、水文要素的平衡与转化过程的影响，水循环系统中各循环要素对生态系统结构、功能的影响，生态系统中水质与水量的变化规律及其预测预报方法，水文水资源空间分异与生态系统对位关系等。

对生态水文过程的充分研究和了解是分析人类活动及气候变化对流域自然环境和社会经济影响的基础。全球气候变化、下垫面改变等环境变化影响到地球各部分的相互作用，涉及发生在地球系统中的物理过程、生物过程和化学过程的相互作用。研究探索生态过程与水文过程的相互作用，进一步认识水与生态系统相互作用机理，研究生态水文过程的模拟方法，用于评价气候变化和人类活动等导致的生态水文影响，对于认识未来地球变化、制定相应的生态修复和保护政策以及水资源综合管理战略均具有重要的科学意义。但目前的研究多局限于微观群落尺度，在流域尺度上的综合模拟理论和方法尚未形成，无法满足我国缺水地区水土平衡战略、水资源高效利用及受损生态系统修复等方面的国家重大科学需求。

基于上述背景，我们依托国家自然科学基金项目，开展了流域生态水文模拟研究的初步探索。本书介绍了以下研究成果：①生态水文观测调查、遥感解译及统计分析等研究，探寻不同尺度水文循环与植被及作物生态过程的相互作用机理；②耦合分布式流域水文模型与植被和作物生长模型，构建分布式流域生态水文耦合模拟系统；③应用所建立的模型与评价方法，定量分析水土保持与未来气候变化对流域生态水文的影响。

本书由 10 章构成。第 1 章为概述，介绍了研究背景、意义及国内外研究进展，由贾仰文、彭辉和仇亚琴执笔；第 2 章介绍了研究流域概况及生态水文关系统计分析，由彭辉和牛存稳执笔；第 3 章介绍了植被生态与作物生长观测实验成果，由彭辉、龚家国和申宿慧执笔；第 4 章为分布式流域水文模型构建与校验，由贾仰文、仇亚琴和彭辉执笔；第 5 章为分布式陆地植被生态模型构建与校验，由彭辉和贾仰文执笔；第 6 章为分布式作物生长模型构建与验证，由申宿慧、贾仰文和牛存稳执笔；第 7 章为植被与作物生态水文历史演变规律分析，由彭辉和仇亚琴执笔；第 8 章为未来气候变化下的生态水文预测，由彭辉、贾仰文、申宿慧和丁相毅执笔；第 9 章为水土保持措施对黄土高原生态水文影响研究，由彭辉和贾仰文执笔；第 10 章为主要的研究成果总结与未来研究展望，由贾仰文和彭辉执笔。全书最后由贾仰文统稿、定稿。

在研究的执行和本书的著作过程中，得到国家自然科学基金委员会、黄委会西峰水土保持科学试验站以及海河水利委员会等有关单位的大力支持和帮助。黄河水利科学研究院冉大川教授级高级工程师、黄河水文水资源研究院张学成教授级高级工程师、中国水利水电科学研究院刘钰教授级高级工程师等知名专家，对本研究给予了许多指导与帮助。特此致以衷心的感谢。

受时间和著者水平所限，书中疏漏和不足之处在所难免，恳请读者批评指正。

著 者

2013 年 2 月于北京

目 录

第 1 章 概述	1
1.1 研究背景和意义	1
1.2 国内外研究进展	2
1.2.1 生态水文过程机理研究	2
1.2.2 陆地生态系统模型研究	16
1.2.3 陆地生态系统模型与流域水文模型的耦合研究	20
1.2.4 作物生长模型研究	21
1.2.5 作物生长模型在水文水资源领域中的应用	25
第 2 章 生态水文关系统计分析	29
2.1 研究区概况	29
2.1.1 泾河流域概况	29
2.1.2 海河流域概况	31
2.2 泾河流域植被生态与水文要素相关分析	35
2.2.1 植被变化统计分析	36
2.2.2 植被与水循环要素的关系	37
第 3 章 植被生态与作物生长观测实验	39
3.1 南小河沟小流域概况	39
3.2 南小河沟小流域植被生态观测实验方案	42
3.2.1 光合作用测量	42
3.2.2 叶面积指数测量实验	43
3.3 南小河沟小流域实验结果分析	45
3.3.1 光合作用实验结果分析	45
3.3.2 叶面积指数试验结果分析	46
3.4 大兴实验基地冬小麦实验方案	47
3.4.1 大兴实验基地冬小麦实验区概况	47

3.4.2	试验设计	47
3.4.3	测试内容与测定方法	48
3.5	大兴实验基地冬小麦实验结果分析	50
3.5.1	冬小麦生育期内气象要素和参照腾发量 (ET_0) 的变化过程	50
3.5.2	冬小麦生育期内各指标的变化过程	53
3.5.3	气候条件与冬小麦生长的相关性分析	55
第4章	分布式流域水文模型构建与校验	57
4.1	WEP-L 模型结构	57
4.2	计算方法	60
4.3	数据输入	61
4.3.1	水文气象	61
4.3.2	地表高程信息	61
4.3.3	河网	61
4.3.4	土地利用 \ 覆被	61
4.3.5	土壤信息	61
4.3.6	水文地质	62
4.3.7	社会经济及供用水信息	62
4.4	参数估算及模型校验	62
4.4.1	参数率定	62
4.4.2	泾河流域模型验证	62
4.4.3	海河流域水文模型验证	65
第5章	分布式陆地植被生态模型构建与校验	68
5.1	BIOME-BGC 模型介绍	68
5.1.1	模型结构	68
5.1.2	模型主要原理	70
5.1.3	参数敏感性说明	75
5.2	分布式模型构建	76
5.3	输入数据与参数	77
5.4	模型校验	79
5.5	生态水文耦合模拟构建	80
5.5.1	生态模型与水文模型的耦合构建	81
5.5.2	生态水文耦合模拟	82

第 6 章 分布式作物生长模型的构建和验证	84
6.1 WOFOST 模型简介	84
6.1.1 模型概述	84
6.1.2 模型优缺点	85
6.1.3 模型结构	86
6.1.4 作物生长过程模拟	89
6.2 分布式作物生长模型的构建	92
6.2.1 模型构建的必要性	92
6.2.2 模型的构建	93
6.2.3 模拟步骤	95
6.3 模型参数率定	96
6.3.1 模型参数调整方法与步骤	96
6.3.2 作物生长参数敏感性分析	96
6.3.3 参数率定	97
6.4 模型验证	99
6.4.1 试验数据验证	99
6.4.2 流域模拟结果验证	100
第 7 章 植被与作物生态水文的历史演变规律	101
7.1 陆地植被生态水文长系列模拟	101
7.1.1 净初级生产力时空分布规律	101
7.1.2 净生态系统生产力 NEP 时空分布规律	102
7.2 农田作物生长长系列模拟	104
7.2.1 流域潜在生产力分析	104
7.2.2 流域水分限制生产力分析	104
7.3 历史演变规律分析	105
7.3.1 农业生态演变规律	105
7.3.2 自然植被生态演变规律	109
第 8 章 未来气候变化情景下的生态水文预测	113
8.1 气候变化情景	113
8.1.1 排放情景	113
8.1.2 全球气候模式	114
8.1.3 气候模式预估数据	116

8.2	GCM 模式输出降尺度	116
8.3	水文水资源变化预测	118
8.3.1	泾河流域水文变化预测	118
8.3.2	海河流域水资源变化	119
8.4	植被生态变化预测	123
8.5	作物生长变化预测	126
8.5.1	未来 30 年子流域气候变化以及对粮食产量的影响分析	126
8.5.2	未来 30 年地级市气候变化以及对粮食产量的影响分析	128
8.5.3	未来 30 年全流域气候变化以及对粮食产量的影响分析	130
第 9 章	水土保持措施对黄土高原生态水文影响研究	133
9.1	对比试验流域生态水文研究	133
9.1.1	对比流域介绍	135
9.1.2	模型构建与验证	135
9.1.3	生态水文影响分析	137
9.1.4	生态水文影响讨论	148
9.2	泾河流域水土保持措施影响预测	150
9.2.1	情景设置	150
9.2.2	水土保持措施影响	151
9.2.3	相关讨论	155
第 10 章	总结	158
10.1	主要成果	158
10.2	研究展望	161
参考文献		162

第 1 章

概 述

1.1 研究背景和意义

流域水文循环过程和生态过程关系密切。一方面，水是生态之基，生态系统需要一定的水分条件作为支撑，水文循环系统的变化会使生态系统发生演替，水分不足时生态系统则会发生退化；另一方面，不同植被条件下的产汇流过程不同，生态系统的变化又反过来影响水文循环过程的演变，并进而影响水资源的数量与构成。

在中国北方水资源紧缺地区，高强度人类活动过多地占用和控制了水土资源，“人与生态争水”矛盾日趋严重，导致生态退化与环境恶化，导致不和谐的“人-水”关系，危及人类的生存与可持续发展。在竞争性用水条件下，为实现人与自然和谐共处，需要在生态和经济社会两大系统中合理分配水资源，并对退化的生态系统进行科学修复。为满足上述实践需求，面临着如下重大基础性和应用基础性科学命题：a. 流域水文循环过程与植被生态过程的相互作用机理是什么？如何科学地计算生态需水量？b. 作物生长过程中的需水机理是怎样的？如何科学地进行节水灌溉？c. 如何在流域/区域尺度上模拟水文循环过程与植被生态过程和作物生长过程的相互作用与相互反馈，对未来水文生态演变情景做出客观预测？d. 为同时满足人类用水安全和生态环境安全，如何科学地进行流域水循环调控和水资源管理？

生态水文学是 20 世纪 90 年代兴起的水文学和生态学的交叉学科，以生态过程和生态格局的水文学机制为研究核心（Andrew J. Baird 和 Robert L. Wilby, 1999），属于地球科学范畴，主要研究生态系统中水文循环与转化和平衡的规律，分析生态建设、管理与保护中与水有关的问题，如生态系统结构变化对水文系统中水质、水量、水文要素的平衡与转化过程的影响，水循环系统中各循环要素对生态系统结构、功能的影响，生态系统中水质与水量的变化规律及其预测预报方法，水文水资源空间分异与生态系统对位关系等。

对生态水文过程的充分研究和了解是分析人类活动及气候变化对流域自然环境和社会经济影响的基础。全球气候变化、下垫面改变等环境变化影响到地球各部分的相互作用，涉及发生在地球系统中的物理过程、生物过程和化学过程的相互作用。研究探索生态过程与水文过程的相互作用，进一步认识水与生态系统相互作用机理，研究生态水文过程的模拟方法，用于评价气候变化和人类活动等导致的生态水文影响，对于认识未来地球变化、制定相应的生态修复和保护政策以及水资源综合管理战略均具有重要的科学意义（穆宏强，2001；严登华等，2008）。

目前的研究多局限于微观群落尺度，在流域景观尺度上的综合模拟理论和方法尚未形成，无法满足我国缺水地区水土平衡战略、水资源高效利用及受损生态系统修复等方面的国家重大科学需求。本书介绍了以下研究成果：a. 生态水文观测调查、遥感解译及统计分析等研究，探寻不同尺度水文循环与植被及作物生态过程的相互作用机理；b. 耦合分布式流域水文模型与植被和作物生长模型，构建分布式流域生态水文耦合模拟系统；c. 应用所建立的模型与评价方法，定量预测未来气候变化对流域水文水资源和生态系统的影响。

1.2 国内外研究进展

1.2.1 生态水文过程机理研究

(1) 降雨截留

大气降水输入到陆地生态系统首先受到冠层的拦截，称为冠层截留。被拦截的这部分水分最终通过蒸发作用返回大气，植物的冠层截留过程是影响流域水量平衡的重要因素。由于截留受到植被种类、森林密度和结构以及气候条件的影响，根据降雨和林冠的特征，林冠截留降雨预报模型可分为经验模型 [Horton, 1919; Merriam, 1960; Leonard, 1961 (Maciej S. Czarnowski 和 Jerzy L. Olszewski, 1968; Massman, 1983)]、半经验模型 (Calder, 1986) 和物理模型 (Rutter 等, 1971; Gash, 1979; Massman, 1983; Liu, 1997)。

Rutter 等 (1971) 建立了基于林冠水量收支的物理模型。模型中林冠排水量可以由林冠蓄水容量的经验公式来表示。根据连续性方程，得到

$$\frac{dC}{dt} = (1 - p)R - E - k(e^{bC} - 1) \tag{1-1}$$

式中 C——林冠蓄水容量；
p——穿透降雨系数；
R——降雨强度；

E ——饱和冠层的蒸发率；

k, b ——林冠排水经验系数。

在此模型基础上, Massman (1983) 将林冠排水函数改写为含有降雨强度的显函数形式。Kondo 和 Watanabe (1992) 提出了利用多层林冠模型研究降雨截留过程中的林冠蒸散时间变异性 and 林冠中的微气象学属性。

(2) 蒸散发

计算植被蒸散发常用的公式有 Priestley-Taylor 公式 (Priestley and Taylor, 1972)、Penman-Monteith 公式 (Monteith, 1965) 等。Penman-Monteith 公式一般形式为:

$$E = \frac{1}{\lambda} \left[\frac{\Delta \cdot A + \rho_a C_p D r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s r_a)} \right] \quad (1-2)$$

式中 E ——蒸散发；

Δ ——饱和水汽压梯度；

A ——有效能量；

D ——高度 Z_e 处测得的水汽压力差；

r_a ——对应于 Z_e 的空气动力阻力；

r_s ——土壤覆盖物的表面阻力；

γ ——干湿表常数；

C_p ——空气比热容；

λ ——水的汽化潜热；

ρ_a ——空气密度。

Kaimal 和 Finnigan (1994) 提出用热平衡方法 (使用波文比) 估计蒸散发, 见下式:

$$R_n = H + \lambda E + G + J + B + A \quad (1-3)$$

式中 R_n ——净辐射量；

H ——显热通量；

λ ——水的潜热；

λE ——潜热通量；

G ——地表热通量；

J ——热储量的变化量；

B —— CO_2 吸收的热量；

A ——热平流。

由于植被生态系统具有地面和冠层两个蒸发面, 其中冠层蒸发首先消耗掉枝叶蓄水量, 然后越过表层由根系从浅土中吸取水分, 经根茎叶中的输水管至叶面气孔而散逸到大气中, 所以蒸发与植被的生理特征有关, 需要考虑植被与土壤、

大气的耦合作用 (Chapin III et al., 2002) 等。从 Philip (1966) 首次较完整地提出土壤-植被-大气 (Soil-Plant- Atmosphere Continuum, SPAC) 系统的概念后, 国外广泛开展了关于 SPAC 水文过程的研究, 建立了许多 SPAC 模型, 考虑了植被的水热传输、根系吸水阻力、根密度随深度的分布和光合作用等 (刁一伟和裴铁璠, 2005)。

(3) 入渗

入渗是流域水循环的重要组成部分, 也是联系水文过程和生态过程的重要环节。入渗模型可以分为物理模型、半经验模型和经验模型。常用的物理入渗模型基于质量守恒定律和 Darcy 定律, 模型的构建通常依赖维数、水流动力学机制、水力传导度-毛细管水头 (含水分) 持水关系以及初始条件和边界条件。例如 Green-Ampt 模型 (Green and Ampt, 1911)、Philip 模型 (Philip, 1957) 等。介于经验模型和物理模型之间的半经验模型, 使用连续方程的简单形式和下渗率、累积下渗关系, 如 Horton 模型 (Horton, 1941)。经验模型则基于野外观测试验等实测数据统计分析构建, 例如 Collis-George 模型 (Collis-George, 1976)。

Green-Ampt 模型可表示为:

$$f=A\left[1+\frac{B(H_c+H)}{F}\right] \quad (1-4)$$

式中 f ——下渗率;

A, B ——取决于土壤特性;

H_c ——湿润锋处的毛管势;

H ——表面水压力头;

F ——累积下渗率。

Horton 模型可表示为:

$$f=f_c+(f_0-f_c)e^{-kt} \quad (1-5)$$

式中 f_c —— f 的稳渗率;

f_0 —— $t=0$ 时刻的 f 值;

k ——渗透衰减因子。

Philip 模型可表示为:

$$f=St^{-1/2}+C \quad (1-6)$$

式中 S, C ——依赖于土壤扩散率和持水特性的参数。

f 近似于恒定并且大致等于饱和水力传导度 K_s 。

(4) 毛细上升

毛细上升潜力常用由 Eagleson (1978) 使用的方法:

$$q_{\text{cap}} = K_{\text{sat}_{z_s}} \left[1 + \frac{1.5}{(1+3b)} \frac{\varphi_{\text{ae}}}{(z_s - \varphi_{\text{ae}})} \right]^{(2+3b)} \quad (1-7)$$

式中 $K_{\text{sat}_{z_s}}$ ——在地下水位处 (z_s) 的水力传导系数;

b, φ_{ae} ——空隙大小系数和进气压, 分布根据土壤类型设定。

毛细上升受到非饱和层到达田间持水率的限制。为了正确模拟日内植被的响应, 使用式(1-7) 计算的毛细上升潜力的一半在一天开始时分配到非饱和层; 剩下的潜力在日内用于满足植被蒸腾要求。

(5) 雪累积与融化

融雪量 q_{melt} , 使用准能量平衡方法, 考虑了辐射 (M_{rad})、由显热和潜热通量 (M_{T}) 引起的融雪的组合以及对流 (M_{V}) 控制的融雪, 在 1 天内:

$$q_{\text{melt}} = M_{\text{rad}} + M_{\text{T}} + M_{\text{V}} \quad (1-8)$$

因温度和对流发生的融雪只在积雪形成后发生。积雪的温度由使用空气温度积温的积雪能量亏缺近似计算:

$$\text{SED}_t = \max[\text{SED}_{(t-1)} + T_{\text{air}}, \text{SED}_{\text{max}}] \quad (1-9)$$

式中 $\text{SED}_{(t-1)}$ ——前一天的能量亏缺;

T_{air} ——日平均温度;

SED_{max} ——特定气象区域设定的最大能量亏缺。辐射造成的融雪是当能力亏缺 $\text{SED} < 0$ 时发生的升华。

辐射造成的融雪计算公式如下:

$$\begin{aligned} M_{\text{rad}} &= \frac{(K_{\text{direct}} + K_{\text{diffuse}} + L)}{\lambda_f \rho_{\text{water}}} \quad (\text{SED} \geq 0) \\ M_{\text{rad}} &= \frac{(K_{\text{direct}} + K_{\text{diffuse}} + L)}{(\lambda_f + \lambda_v) \rho_{\text{water}}} \quad (\text{SED} < 0) \end{aligned} \quad (1-10)$$

式中 λ_f, λ_v ——蒸发和融化的潜热;

ρ_{water} ——水的密度;

$K_{\text{direct}}, K_{\text{diffuse}}$ ——积雪吸收的直接和散射的短波辐射;

L ——长波辐射。

积雪吸收的直接和散射的短波辐射的计算是基于可利用辐射通量比尔定律消失模型和积雪高度反照率驱动的反照率。这个方法用于保持辐射透过冠层垂直方向减弱的一致性。因此

$$K_{\text{direct}} = (1 - \alpha) K_{\text{direct}} (1 - \exp^{-k_{\text{snow}}}) \quad (1-11)$$

减弱系数 k_{snow} 是特定气候的缺省输入。将 k 设定到任意大值可以保证所有的未反射辐射都会被积雪吸收。积雪的反射率或反照率 α 可以根据积雪年龄利用 Laramie and Schaake (1972) 方法来确定。

$$\alpha = 0.85(0.82^{\text{Age}^{0.46}}) \quad (\text{SED} \geq 0)$$

$$\alpha = 0.85(0.94 \text{Age}^{0.58}) \quad (\text{SED} < 0) \quad (1-12)$$

式中 年龄 (Age)——上一次降雪至今的天数。一个简单的方法用于计算散射。

进入积雪的长波辐射 L 用空气温度来估算 (Croley, 1989):

$$\begin{aligned} L &= 41.868[\text{ess}_{\text{atm}}\sigma(T_{\text{air}} + 272)^4 - 663] \quad (\text{SED} \geq 0) \text{ 且 } (T_{\text{air}} \geq 0) \\ L &= 41.868[(\text{ess}_{\text{atm}} - 1)\sigma(T_{\text{air}} + 272)^4 - 663] \quad (\text{SED} < 0) \text{ 且 } (T_{\text{air}} < 0) \end{aligned} \quad (1-13)$$

式中 σ ——Stefan-Boltzmann 常数。

大气与地面间的净放射率 ess_{atm} 是根据整个冠层 (Dingman, 2008) 和云覆盖度 (cloud fraction CF; Croley, 1989) 来调整:

$$\text{ess}_{\text{atm}} = (1 - F) \left[0.53 + 0.065 \frac{e_a^{0.5}}{100} (1 + 4.0 \text{CF}) + F \right] \quad (1-14)$$

式中 F ——积雪上方的冠层覆盖度;

e_a ——空气水汽压, 如果云覆盖度数据缺失, 当降雨时云覆盖度设为 1.0, 无雨天设为 0.0。

潜热和显热引起的融雪基于利用空气温度的经验关系 (Coughlan and Running, 1997), 并根据积雪上方冠层覆盖度引起的风速变化来修正 (Dunne and Leopold, 1978)

$$M_T = \beta_{MT} T_{\text{air}} (1 - 0.8F) \quad (1-15)$$

式中 β_{MT} ——温度与融雪的经验系数, 作为特定气候区的参数输入。

对流的融雪贡献是由于新的降雨造成的, 计算公式如下:

$$M_V = (\rho_{\text{water}} T_{\text{air}} \text{TF} c_{\text{water}}) / \lambda_f \quad (1-16)$$

式中 TF ——进入积雪的净水量;

$c_{\text{water}}, \rho_{\text{water}}$ ——水的比热容和密度。

(6) 壤中流、地表径流和地下径流

壤中流是降雨入渗到达渗透性较差的土层后, 以饱和或非饱和土壤水的形式在土层上沿下坡方向运动进入河道的过程。根据壤中流产生的主要机理, 壤中流模型一般可分为 Richards 模型、动力波模型和蓄水泄流模型。

Richards 模型 (Richards, 1931) 是将连续方程和达西定律结合, 提出描述非饱和土壤水运动的基本方程 (雷志栋等, 1988)。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla [K(\theta) \nabla \psi] \quad (1-17)$$

式中 土壤导水率 $K(\theta)$ ——土壤含水率 θ 的函数;

土壤总水势 ψ ——由土壤基质势和重力势组成。

动力波模型 (Beven and Germann, 1982) 基于假设: 不透水边界上饱和区域内流线平行于基岩, 水力梯度等于基岩梯度, 方程表示如下 (刁一伟和裴铁

璠, 2005):

$$\begin{cases} q = K_s H_x \sin \alpha \\ c \frac{\partial H}{\partial t} = -K_s \sin \frac{\partial H_s}{\partial t} + i \end{cases} \quad (1-18)$$

式中 q ——单宽泄流量;

H_x ——不透水边界上饱和区域的厚度;

i ——单位面积内从非饱和区域向饱和区域的输水速度;

c ——比持水量 ($=\partial\theta/\partial h$)。

蓄水泄流模型基本原理是根据整个坡面的水量平衡原理研究壤中流运动, 模型假设一理想坡面具有一不透水边界 (Sloan and Moore, 1984)。Sloan 和 Moore (1984) 将上述模型应用于森林流域, 并将预测结果与实测结果比较, 表明蓄水泄流模型可以很好地模拟壤中流过程。李金中等 (1999) 提出了一个森林流域坡地壤中流模型, 通过回归分析提出了土壤的饱和导水率与有效孔隙度随深度呈对数递减的规律, 数学表达式为:

$$K_s(z) = K_0 - f_1 \ln(1+z) \quad (1-19)$$

$$\omega(z) = \omega_0 - f_2 \ln(1+z) \quad (1-20)$$

式中 K_0 , $K_s(z)$ ——土壤表面饱和导水率和深度为 z 处的饱和导水率;

ω_0 , $\omega(z)$ ——土壤表面有效孔隙度和深度为 z 处的有效孔隙度;

z ——土壤深度;

f_1 , f_2 ——饱和导水率和有效孔隙度随深度的衰减系数, 是与土壤性质有关的常数。

地表径流是流域水文循环的重要组成部分, 地表径流的模拟主要是求解 Saint-Venant 方程和直接求解动力波或运动波方程。动力波基本形式为:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + c \frac{\partial h}{\partial x} = i(x, t) - f(x, t) \quad (1-21)$$

$$c = (\partial q / \partial h)_{x-\text{constant}} = n a h^{n-1} = n u$$

$$u = q/h$$

式中 $i(x, t)$ ——降雨强度;

$f(x, t)$ ——下渗率;

q ——单位长度出流量;

u ——平均速度;

c ——波速。

地下径流的模拟也可以用动力波近似模拟, Sloan 和 Moore (1984) 用动力波模拟森林坡地流域的地下径流结果与实测数据十分接近。

地表径流和壤中流的计算也常用一些基于地形特性的统计方法。TOPMODEL (Beven and Kiniry, 1979) 是利用水文相似度来进行饱和层水分再分配的统计基础方法。作为一个统计基础方法, TOPMODEL 采用一个在多个流域使用和测试过的简单的方法。

TOPMODEL 关系是基于这样的假设: 饱和水力传导系数与深度有指数关系, 所以地下水位梯度可以用当地地形来近似, 并且静态流动可以在模拟时间步长内实现。

TOPMODEL 的分配平均土壤湿度亏缺, $\bar{s}$, 利用湿润度指数 w_i 来计算:

$$w_i = \ln \frac{\text{ar} T_e}{T_o \tan \beta} \quad (1-22)$$

式中 T_e 和 T_o ——平均饱和传导度和计算点的饱和传导度;

$\tan \beta$ ——计算点坡度;

ar ——集水面积。

每一个计算单元的饱和亏缺 s_i 利用下式计算:

$$s_i = \bar{s} + m_s (\bar{w} - w_i) \quad (1-23)$$

式中 $\bar{w}$ ——坡面平均的湿润度指数值;

$\bar{s}$ ——坡面平均饱和亏缺;

m_s ——水力传导系数随饱和亏缺的消减系数。

传导度 Tr 计算公式如下

$$\text{Tr} = \int_{-\infty}^{z_{\text{sat}}} K_{\text{sat}_o} \exp^{-\frac{z}{m_s}} dz \quad (1-24)$$

式中 K_{sat_o} ——表层饱和水力传导系数。

常数或自定义的水力传导系数剖面可以代替假设的指数消减关系。

饱和和坡面流(回归流)在计算单元 $s_i < 0$ 时产生, 坡面上的基流 q_{base} 使用下式计算:

$$q_{\text{base}} = \exp^{(-\bar{w})} \exp^{(-\bar{s}')} \quad (1-25)$$

式中 $\bar{s}'$ ——考虑毛细上升的坡面饱和和亏缺的加权平均。

$$-\bar{s}' = \sum_{i=1}^n [s_i - 0.5(\varphi_{\text{ae}}) a_i / \sum_{i=1}^n a_i \phi_0] \quad (1-26)$$

式中 φ_{ae} ——进气压;

ϕ_0 ——表层孔隙度;

s_i ——饱和亏缺;

a_i ——计算单元面积。

生态水文模型 RHESSys 中使用的地表和壤中流演算方法是基于 DHSVM (Wigmosta et al., 1994) 汇流方法, 并考虑非网格计算单元和非指数传导度关系进行了修改。与 TOPMODEL 相似, DHSVM 假设水力坡度与表面地形一致。流向是