

流域分布式 水文学原理及应用

余钟波 © 著



科学出版社
www.sciencep.com

流域分布式水文学原理及应用

余钟波 著

科学出版社

北京

内 容 简 介

本书首先介绍了水文模型的发展概况、分类,集总式和分布式水文模型的优劣以及分布式水文模型的主要应用领域。其次重点阐述了分布式水文模型的构建及组成,其中包括土壤水文模型、陆地水文模型、地下水水文模型和地表水、地下水耦合模型四个部分。再次讨论了分布式水文模型结合DEM模型的流域特征提取、模型参数的率定方法及分布式水文模型在洪水预报和土壤大孔隙流中的应用。接着又探讨了大气模型和分布式水文模型的耦合,并将耦合模型应用于单场暴雨、多场暴雨的洪水预报以及大中尺度区域。最后指出了水文模型存在的尺度问题以及水文参数和网格的空间变异性等问题。

本书可供水文学、水资源、水文地质、气象、水利工程等学科的科研人员、大学教师、高年级本科生和研究生,以及从事水资源管理工作的技术人员参考和使用。

图书在版编目(CIP)数据

流域分布式水文学原理及应用/余钟波著. —北京:科学出版社,2008
ISBN 978-7-03-021525-3

I.流… II.余… III.流域-水文学-研究 IV.P343

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2008)第 043282 号

责任编辑:吴凡洁 吴伶俐 / 责任校对:宋玲玲
责任印制:刘士平 / 封面设计:耕者设计工作室

科 学 出 版 社 出 版

北京东黄城根北街16号

邮政编码:100717

<http://www.sciencep.com>

中国科学院印刷厂印刷

科学出版社发行 各地新华书店经销

*

2008年6月第 一 版 开本:B5(720×1000)

2008年6月第一次印刷 印张:14 1/2 插页:2

印数:1—2 500 字数:282 000

定价:48.00元

(如有印装质量问题,我社负责调换(明辉))

前 言

中国的独特地理位置和气候特征决定了它是一个水旱灾害频繁发生的国家,加上近年来我国经济建设的迅猛发展,对水文水资源研究的需求及解决社会实际问题的需求也越来越迫切。随着计算机、地理信息系统及遥感等相关技术的日渐成熟,具有物理成因参数的分布式水文模型已成为研究水文水资源变化的重要工具。分布式水文模型能够根据我国对水资源和预防自然灾害的需求,综合考虑地形、地表覆盖、土壤和地下水等因素模拟不同尺度下水文过程的时空变化。又由于气候变化、人类活动与水文水资源演变之间相互影响、相互作用,为了更好地研究水文机理,把气候模型与水文模型进行合理耦合是非常有必要的。有了气候与水文相耦合的模型,一方面,在气候骤变的情况下,能够对给定区域的水文情势进行预测;另一方面,在水文响应河道径流发生变化时,能对气候的变化进行预测。这对于增进陆气相互作用机制的理解,为变化环境下的防洪减灾及水资源综合利用等问题提供科学依据和解决办法都具有很大的实际应用价值。现存气候水文模式中的水文过程研究已显得过于简单,因而不能满足发展的需要。这除了由于气候模式与水文模式之间存在着尺度上的不匹配之外,还源于土壤、地表水与地下水模型之间的不相容。因此,建立一个能够更好地描述气候-水文之间相互作用的耦合气候-水文模式是非常必要的。这对于研究气候时空变化与水文水资源变化之间的相互作用及其反馈具有十分重要的科学意义。

本书作者为“长江学者奖励计划”特聘教授,其在大气-陆面-地下水相互作用、地表水-壤中流交互影响、数学建模、流域尺度下水文模拟和污染物迁移模拟以及污染治理等研究领域中都做出了卓越的贡献。近些年来,作者带领的研究团队已在国内外学术刊物上发表了研究论文 400 余篇,其中在国际学术刊物上发表 SCI 检索的论文 69 篇(近年来论文被他人引用 100 多次,单篇最高引用达 36 次)。作者创建的气候-水文耦合模型系统已被收入《大型流域水文模型集》,而且有关“水文模拟和预测”的论述也被选入《世界大气科学百科全书》。在国家自然科学基金以及教育部长江学者和创新团队发展计划的资助下,作者与其研究团队一起充分利用雷达、卫星遥感、地理信息系统等新技术,结合室内和野外流域试验,对我国各地区的水文水资源、水环境问题进行深入细致的研究,进一步探讨区域大气和水文的各种物理过程的机理以及变化环境对大气和水文系统反馈的影响,其科研成果对于更深刻地了解这些地区气候变化下的水文过程,提高各种水文过程(如洪水问题)的预测精度以及拓宽气候和水文对人类文明影响等方面的研究都具有重要的

应用价值。

本书共有 12 章。第 1 章介绍了水文学与水循环的一些基本概念;第 2 章主要对水文学及水文模型的发展做了概述,并详细介绍了分布式水文模型的特点与应用领域;在第 3 章中,根据作者创建的水文模型系统详细说明了分布式水文模型中不同水文过程模块的原理与构建;第 4 章的内容着重描述在分布式水文模型中常用的信息源与参数提取方法,如降水与气温、土地利用、土壤数据等;第 5 章则结合实例详述如何基于数字高程模型提取流域特征变量;第 6 章主要介绍分布式模型的参数率定方法;第 7 章基于算例说明如何通过分布式水文模型进行暴雨洪水的每次与每日洪水预报;第 8 章主要介绍了通过水文模型综合考虑植被、土壤结构以及大孔隙流来模拟土壤含水量变化的方法;第 9 章与第 10 章是作者近十年来在大气过程与水文过程相互影响研究方面的成果总结,详细介绍了大气模型与水文模型耦合的方法,以及针对不同的研究目的构建不同结构耦合模型进行模拟的方法;第 11 章对水文尺度如何影响水文模拟做了阐述;第 12 章介绍了降雨与土壤水力参数的次网格变异性,提高模拟精度的研究成果。

本书总结了作者十几年来的研究成果,它包含了大量国际领先的研究技术和方法。陈星、黄勇、杨传国、鞠琴等参与了对本书部分研究的整编、校验以及资料查询工作。

由于编写时间仓促,书中难免存在不足之处,敬请读者和有关专家给予批评指正,以利于对本书的修正与完善。

作 者

2007 年 12 月于南京

目 录

前言

第 1 章 水文学及水循环	1
1.1 概述	1
1.2 水文学与水资源	1
1.3 水文循环	2
1.4 水量平衡	3
第 2 章 水文模型	5
2.1 水文模型发展概况	5
2.2 水文模型分类	8
2.2.1 系统模型	8
2.2.2 概念性模型	9
2.2.3 物理模型.....	10
2.3 集总式水文模型与分布式水文模型.....	10
2.3.1 集总式水文模型概述	11
2.3.2 分布式水文模型概述及分类.....	11
2.4 分布式水文模型的应用领域.....	12
2.4.1 径流模拟.....	12
2.4.2 土地利用/覆被变化对流域水循环的影响	13
2.4.3 气候变化对流域水循环的影响	13
第 3 章 分布式水文模型的构建	15
3.1 分布式产流模型.....	16
3.2 土壤水文模型.....	20
3.3 流域蒸散发计算.....	21
3.4 地表水—地下水耦合模型.....	22
3.5 分布式汇流模型.....	23
3.6 地下水水文模型.....	26
第 4 章 多源数据信息利用	28
4.1 水文模型信息源.....	28
4.2 降水和气温资料.....	28
4.2.1 数据来源.....	28
4.2.2 数据处理方法	29
4.2.3 雷达降水在水文模型中的应用	32

4.3	全球 1km 数字高程模型及精度分析	33
4.3.1	全球 1km 数字高程模型介绍	33
4.3.2	DEM 精度评定	34
4.4	土地利用遥感信息提取	36
4.4.1	土地利用对水文模拟的重要性	36
4.4.2	遥感监测数据处理	36
4.4.3	土地利用变化信息发现与提取	37
4.5	全球土壤与植被	38
4.5.1	植被与土壤类型的组成和分布	38
4.5.2	全球土壤数据	38
4.5.3	全球植被数据	39
4.6	地下水文参数的提取	40
4.6.1	地下水文参数的确定	40
4.6.2	大尺度地下水文参数的获取	41
4.6.3	基流量分割	42
第 5 章	基于 DEM 的流域特征提取	44
5.1	概述	44
5.2	流域特征提取流程和方法	45
5.2.1	流域特征提取流程	45
5.2.2	流域特征提取方法	45
5.3	复合信息提取流域特征方法	47
5.3.1	复合信息的利用	47
5.3.2	应用示例	49
5.4	大尺度分布式数字流域构建	51
第 6 章	分布式水文模型参数率定及其应用	54
6.1	概述	54
6.2	模型误差来源	55
6.2.1	水头误差	55
6.2.2	流量误差	56
6.3	模型参数率定方法	56
6.3.1	目标函数	58
6.3.2	试错率定法	60
6.3.3	自动率定法	61
6.4	模型参数率定评价	67
6.4.1	率定级别	67
6.4.2	参数敏感性分析和验证	68
6.5	模型预测	69

6.6	自动率定法在分布式水文模型中的应用	69
6.6.1	研究区域	70
6.6.2	模型参数率定方法	71
6.6.3	模型参数率定过程	72
6.6.4	参数敏感性分析	76
第7章	暴雨洪水预报	79
7.1	概述	79
7.2	暴雨洪水预报	80
7.2.1	模型数据来源	80
7.2.2	地形描述	83
7.2.3	水文模拟结果	85
7.3	两种产流模式的次洪预报	90
7.3.1	研究区域	90
7.3.2	数据处理	91
7.3.3	模拟结果	93
7.4	地表水与地下水耦合的流域暴雨洪水预报模型	95
7.4.1	流域水文模型	95
7.4.2	耦合模型在流域中的应用	102
第8章	土壤含水量变化规律研究	112
8.1	概述	112
8.2	土壤水力参数模型	112
8.3	干旱区土壤水多样性研究	113
8.3.1	大孔隙流	114
8.3.2	区域概况	116
8.3.3	模型率定	118
8.3.4	模拟结果	120
8.4	湿润区土壤含水量时空分布评价	130
8.4.1	HMS数据和参数	130
8.4.2	模型率定	132
8.4.3	模拟结果	132
第9章	气象-水文耦合模式研究	139
9.1	概述	139
9.2	气象-水文模型耦合方法	139
9.3	气象-水文耦合模型在单场暴雨中的应用	141
9.3.1	研究区域	141
9.3.2	模型数据准备	142
9.3.3	降雨事件描述	144

9.3.4	模拟结果	145
9.4	气象-水文耦合模型对嵌套区域连续多场暴雨的应用	149
9.4.1	区域气象模型简介	150
9.4.2	网格单元空间变异性	151
9.4.3	研究区域与数据准备	152
9.4.4	模拟结果	152
第 10 章	水文-气象双向耦合模型在大尺度与中尺度区域的应用	158
10.1	概述	158
10.2	耦合方法	159
10.3	研究区域与数据采集	165
10.4	模拟结果	167
第 11 章	水文尺度问题研究	173
11.1	水文尺度与水文模拟	173
11.2	降雨和土壤水力参数的解集方法	174
11.3	降雨和土壤水力参数的次网格空间变化对流域水文过程响应的 影响	175
11.3.1	数据和方法	176
11.3.2	模型率定	176
11.3.3	模拟结果	178
11.4	降雨的时间尺度效应和水力参数的空间尺度效应对水文过程的 影响	181
11.4.1	引言	181
11.4.2	降雨时间尺度效应	181
11.4.3	水力参数空间变动性的影响	181
11.5	中尺度气象模型分辨率对地表径流模拟的敏感性分析	184
11.5.1	研究区域	184
11.5.2	不同分辨率下次降雨事件的模拟	185
11.5.3	不同分辨率降雨的水文响应	187
11.5.4	模拟降雨和产流的时空特性	188
第 12 章	流域分布式水文模型的应用前景	197
参考文献	202

第 1 章 水文学及水循环

1.1 概 述

岩石圈、大气圈、水圈和生物圈是组成地球外圈的四个基本圈层,四个圈层之间没有明显的界限,它们相互作用,相互影响。由液态、气态和固态三态水体所覆盖的空间称为水圈,其范围从深层地下水的底层直到大气对流层顶部,水圈中的各态水体同岩石圈、大气圈和生物圈不断存在水量和热量交换,由此形成各种不同尺度的水文循环。水在循环过程中,参与各圈层中的各种物理和化学过程,调节各圈层的能量,塑造各种地表形态,使大气圈呈现出复杂多变的天气现象,并参与生物圈中的生物过程^[1]。

水圈内的总储水量约为 $1.386 \times 10^{18} \text{ m}^3$,其中海洋水储量约为 $1.338 \times 10^{18} \text{ m}^3$,占总水量的 96.53%,在余下的 3.47%的水量中,地表水储量占 1.78%,地下水储量占 1.69%。人类可利用的淡水储量约为 $3.5 \times 10^{16} \text{ m}^3$,仅占总储水量的 2.53%,并且大部分以冰川、多年冻土和永久积雪的形式存在,小部分分布在湖泊、河流、土壤和地下水中,其中冰川储水量约 $2.4 \times 10^{16} \text{ m}^3$,占淡水储量的 68.6%^[2]。

水文学是研究地球上水的性质、分布、循环、运动变化规律以及水与地理环境和人类社会之间相互关系的科学^[3]。因此,水文学是一门研究领域十分广阔的学科,它不仅包括大气、海洋、地表和地下水的研究,还包括水圈同岩石圈、大气圈和生物圈之间相互关系的研究。水文学还涉及溶解态营养物质、能量、泥沙及污染物的输移研究,因为水的运动规律是这些研究的基础。

1.2 水文学与水资源

作为一门认识自然和改造自然所必需的学科,水文学的产生与发展同人类文明史的发展是息息相关的。黄河、尼罗河、幼发拉底河和恒河这些古老的文明源地的遗迹表明,人们从远古时期就开始进行一些基本的水位观测,在中国大禹治水的传说中,就提到用木尺观测河水水位变化的方法。古时候,人们就能够运用简单的水文学与水力学原理建造一些实用的水工建筑物。例如,中国古代与古罗马的运河、古阿拉伯水井以及古埃及的灌溉工程等。

17 世纪至 19 世纪是水文学的奠基时期。在此时期内,提出了一系列的水文

学基本理论,如佩罗提出的水量平衡理论(它是水文学最基本的理论之一)、谢才提出的明渠均匀流公式、达西发表的描述多孔介质中地下水运动的达西公式。进入 20 世纪,随着人类开发自然步伐的加快,水文学在各种防洪、灌溉和交通建设等方面得到广泛的应用^[4]。特别是 20 世纪 50 年代之后,随着科技日新月异的发展,水文学的发展也迎来了崭新的时代^[5,6]。随着计算和观测技术的日益进步,推动了水文学向更深、更广的层次发展,并且水文学与其他学科间的交叉研究也不断兴起^[7~9]。

水文学既需要理论研究也需要应用研究,理论研究主要致力于研究水在自然界参与的各种物理、化学和生物过程的机制,应用研究则需要解决如何合理利用并保护水资源。在缺水地区,科学合理地分配淡水资源是政府和人民需要面对的重大挑战,直接影响到国家和城市的稳定以及人民的安居乐业。众所周知,水是一种用之不竭的资源,但是在过去的 20 世纪,人口的迅猛增长使得对水资源的需求量急剧增加,再加上水质型缺水和环境的恶化,从而给经济、社会的发展和人民的安居乐业带来了不小的压力。因此,在这样的大背景下,水资源问题成为水文学迫切需要解决的问题。一方面在建设和谐社会的进程中,需要保证水资源的可持续开发利用,减少洪涝灾害以及水污染带来的社会和经济损失;另一方面,随着人类活动的加剧,对自然环境产生了多方面的影响,研究并评价人类活动在水文过程上的影响,也是社会对水文学家提出的迫切需要解决的问题。例如,全球气候变化对水资源的影响、冰川消融对气候的影响以及流域间调水的生态环境效应等^[8,10,11]。

1.3 水文循环

水文学利用基本的科学原理来描述自然现象,在研究分析这些问题时,水文学的一个重要功能就是描述水的运动,即水是如何在地表、地下各种通道中运动的,水文学家利用物理学原理与数学模型来定量化描述水在自然界中的运动规律。

水圈中的水以固态、液态、气态三态的形式分布于大气、地表和地下,通过降水、下渗、径流和蒸散发等水文过程在水圈中相互转化,形成不断运动的动态系统,水的这种周而复始不断转化、迁移和交替的现象称为水文循环^[12]。水文循环包括不同尺度的循环,水文学中常用到的概念是指全球性水文循环^[13]。海洋中的水通过蒸发以水汽的形式进入大气,随气流输送到大陆上空,在一定的天气条件下,以降水(雨、雪、雹等)的形式落在地面,落在地面的这部分降水,一部分通过蒸散发返回大气;另一部分在地面形成地表径流,或渗入地下形成壤中流或地下径流,之后汇入河流、湖泊,或汇入海洋(见图 1-1)。

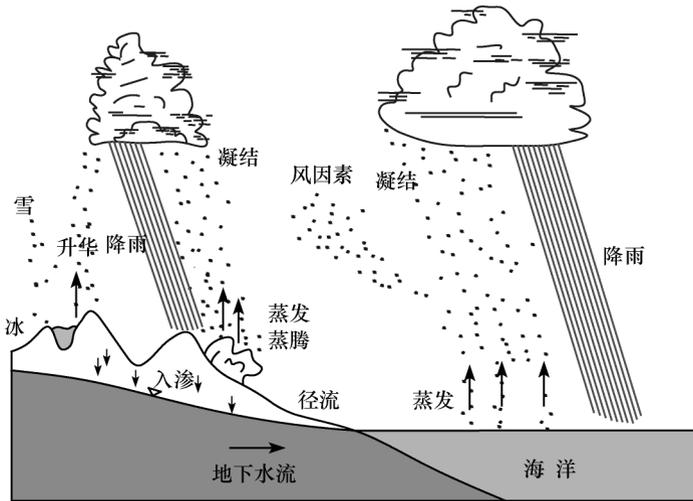


图 1-1 水循环示意图

水文循环的主要能量来源为太阳辐射,地球引力也发挥了重要作用。水汽的形成、运动以及在大气层中的液化大多需要太阳能的驱动,降水、地表和地下水的流动则主要归功于重力的作用。水文循环是自然界中最重要的物质循环之一,它为人类和其他生物提供赖以生存的水资源,塑造了地球上不同的气候和生存环境,影响地球化学物质的迁移^[14]。

1.4 水量平衡

质量守恒定律是描述水文循环的基本定理,在水文学中常被称为水量平衡定理,即指地球上任一区域在一定时段内,收入的水量与支出的水量之差等于该区域内的蓄水变化量。水量平衡的研究区域可以是某个湖泊、流域、海洋、某个地区或整个地球,研究时段可以是日、月,也可以是一年、数十年或更长的时间。例如,从多年平均的角度研究全球水文循环,全球陆地的年入海水量基本不变,全球的年蒸发量与年降水量大体相等。可用数学方法来描述水量平衡定理,即

$$\frac{dV}{dt} = I - O \quad (1-1)$$

式中: V ——某区域内的水量;

t ——时间;

I ——入流量;

O ——出流量。

式(1-1)称为水量平衡方程,其中各收入项、支出项和蓄水变量随研究区域的不同而有所不同。利用水量平衡方程式,可以确定水文循环各要素间的数量关系,估算区域水资源量,也可以用来评价各种水文学方法和研究成果。因此,水量平衡是水文学中最重要的基本方法之一^[14,15]。

第 2 章 水文模型

2.1 水文模型发展概况

自然界中的水文现象是许多因素相互作用的复杂过程,水文现象虽然发生在地表范围内,但与大气圈、地壳圈、生物圈都有密切的联系,属于综合性的自然现象。水文模型已成为研究水文过程和流域水资源管理必不可少的工具,其实质是一种数学模型,即对一些经验规律加以物理解释,用严密的数学方式表达,再把各个水文过程综合起来,形成全流域的水量平衡模拟计算系统。流域水文模型在解决水文规律研究和生产实际问题等方面都起着显著的作用。计算机技术的广泛应用,为水文模型技术的发展起到推动作用。

自 17 世纪末建立了水文循环和流域水量平衡的基本概念后,流域对暴雨的响应(即产汇流问题)就成为水文学的一个主要研究课题。在 20 世纪 50 年代中期,计算机的发展使水文计算的速度与容量出现了质的飞跃,科学家开始把流域水文循环的各个环节(径流过程、蒸散发过程等)连成一个整体系统进行研究,并提出了“流域水文模型”的概念,随后出现了 SSARR 模型(1958 年)和 Stanford 模型(1959 年)等水文模型。20 世纪 70~80 年代中期是水文模型蓬勃发展的时期,这期间相继提出了新安江模型、Sacramento 模型、Tank 模型、HEC-1 模型、SCS 模型和 API 连续演算水文模型等^[16]。这些模型在计算过程中将流域当作一个整体,根据流域的平均降雨过程和平均状态参数来推求流域出口断面的流量过程,由这种方法构建的水文模型在水文学中称为集总式流域水文模型。我们知道,水文过程具有非线性和很强的时空变异性,对于气候、地质地貌和土壤植被参数的空间变化是十分敏感的,并且人类活动(例如,水资源的区域规划、城市化进程以及水工建筑物)也会造成水文参数在时空上的再变化,然而集总式水文模型不能很好地反映水文要素在空间上的变化。水文学家以及决策者们再也不满足于仅仅能够得到流域出口的流量过程线,而是希望能够获得流域面上水文响应的时空分布信息,以便更好地研究水资源的形成和演变规律,加深对水文过程物理机制的认识,制定更加科学合理的用水计划。在这些需求下,分布式水文模型应运而生。

一般认为,分布式水文模型的研究始于 1969 年,即 Freeze 和 Harlan 发表了一篇有关“一个具有物理基础数值模拟的水文响应模型的蓝图(FH69)”的文章^[17]。但是之后的十多年里,由于受计算机运算能力以及流域空间数据采集的瓶

限限制,分布式水文模型并没有得到长足的发展。直到 20 世纪 80 年代以后,计算机技术的飞速发展使计算能力大大提高,地理信息系统及遥感等相关技术的出现与发展为获取空间数据提供了强有力的支持,这些技术促进了分布式水文模型的发展并突破了瓶颈限制,使水文学家开始致力于具有物理基础的分布式水文模型的开发研制与应用,并取得了丰硕的成果。

Hewlett 和 Troendle^[18]提出了基于植被覆盖良好流域的变源面积水文模型(简称 VSAS),该模型主要基于饱和产流机制来模拟地表径流。Beven 和 Kirkby^[19]提出了以变源产流为基础的 TOPMODEL,并通过数字高程模型(digital elevation model, DEM)来计算地形指数,该指标可以反映下垫面的空间变化对流域水文循环过程的影响。SHE(systeme hydrologique european)模型则是一个典型的具有物理基础的分布式水文模型^[20],在 SHE 模型中,流域在平面上被划分成许多矩形网格,用来反映模型参数、降雨输入以及水文响应的空间分布,在垂直面上也划分为若干层来模拟土壤水运动,并且考虑了相邻网格单元之间的水量交换。此外,具有代表性的分布式水文模型还包括 CAS2D^[21]、THALES^[22,23]、SWRRB 模型^[24]、R. WATER. FEA^[25]、SMR^[26]、SWAT^[27]、HSPF^[28]、HMS^[29]与 HYDROTEL^[30]等。与集总式水文模型相比,分布式水文模型能够方便地利用遥感与地理信息系统提供的空间信息,基于严格的物理基础来描述水文过程,采用偏微分方程来定量描述水文参数和过程的空间分布。分布式水文模型中的参数通常具有明确的物理意义,能够反映天气以及下垫面因素的空间变化,根据野外实测数据确定模型控制参数。

大多具有物理基础的分布式水文模型都是基于 FH69 的框架所构建的,虽然不同的分布式水文模型使用的流域离散化方法、描述水文物理过程的微分方程及其求解方法各有不同,但是其都是通过质量、能量和动量方程来描述水文现象,采用连续控制方程描述水量和能量的变化过程,并由此考虑水文参数及水文响应的空间变异性。

自 20 世纪 70 年代开始,我国一方面积极引进国外有关的流域水文模型;另一方面也致力于研制新的流域水文模型。将 TOPMODEL、SWAT、VIC、HEC-1 和 HMS 等在国外发展较为成熟的水文模型应用在国内的有关流域,取得了较好的模拟结果^[31~42]。将概念水文模型——新安江模型发展为半分布式水文模型^[31,43~51],该模型也成功地应用于不同流域的水文模拟中。黄平和赵吉国^[52]建立了描述森林坡地饱和与非饱和带水流运动规律的二维分布式水文模型,并用加辽金有限元数值方法求解模型;李兰^[53,54]提出了基于山坡水文学原理的 LL-II 模型;郭生练等^[55,56]建立了一个基于 DEM 的分布式流域水文物理模型,用来模拟小流域的降雨径流时空变化过程;吴险峰等^[57,58]提出了一种松散耦合型结构的分布式水文模型,该模型适用于人类活动较少的半湿润和半干旱地区。

可以看出,分布式水文模型已经成为当前水文科学研究的重要工具与研究热点。分布式水文模型之所以能够得到迅猛发展,是与数字高程模型(DEM)、地理信息系统(GIS)和遥感(RS)等支撑技术的逐步完善和发展分不开的^[59],尤其是DEM的广泛使用。目前,绝大多数的分布式水文模型都是建立在DEM栅格基础之上,并依托DEM的栅格结构来提取模型所需的下垫面信息以及设计模型的计算结构。

DEM不仅能够描述流域的地形、地貌,还可以自动生成流域的河网和流域边界,自动提取坡度、坡向等地貌参数。RS是一种宏观的采集与处理信息技术,作为一种信息源,其具有范围广、周期短、信息量大和成本低的特点。RS可以提供土壤、植被、地质、地貌、地形、土地利用和水系水体等许多有关下垫面条件的信息,也可以测定估算蒸散发、土壤含水量和云中水汽含量。栅格式的遥感数据与分布式流域水文模型的数据格式有一致性,因此能够很方便地进行应用。随着遥感资料与数字化数据的增多,地理信息系统已经成为处理数据以及显示结果不可缺少的工具。GIS是一种对空间数据进行收集、存储、更新、管理、操作、分析及显示的一种系统工具,为遥感等数字化数据的解译、分析、处理以及观察比较模型参数与结果的时空变化提供良好的技术环境与支持。

由于模型的输入、输出必须在模型与GIS之间进行转换,如果将模型本身嵌入GIS的工作环境,这种转换就简便得多。在GIS环境中构建的基于DEM的分布式水文模型能够充分利用遥感与雷达等技术提供的时空分布的水文数据,极大地推动了分布式水文模型在反映物理机制、描述水文循环的时空变化过程方面的优势。分布式模型的这些特点,使其能够方便地模拟人类活动或下垫面因素的改变对流域水循环及水资源的影响。因此,分布式水文模型在水文科学研究与应用中越来越显示出其重要性。

具有物理基础的分布式模型同传统的集总式模型相比其结构更复杂,偏微分方程的数值求解计算量大,并且需要解决一些复杂的问题,如模型率定等,花费精力较大^[60,61]。分布式水文模型的另外一个缺点就是它虽然能够考虑气象、土壤和地形等水文数据的空间变异性,能更好地描述水文过程的物理机制,但是分布式水文模型对流量过程线的模拟精度同集总式水文模型的模拟结果相比并没有优势,其原因是多方面的。第一,不管是分布式水文模型还是集总式水文模型,其建模过程都受限于一些假定条件,这些假定条件都是对真实物理过程的一种理想化,因此模型并不能完全再现真实的水文过程。第二,分布式水文模型的控制方程都是基于点尺度建立的,然而在实际应用时则认为控制方程对于不同尺度流域的分辨率(数米到数十千米)都是有效的,并未考虑模型参数与尺度之间的关系。另外,由于分布式水文模型所用到的数据以及参数都是栅格平均值,许多参数的测量尺度与模型中的使用尺度不匹配^[23,29,60,62,63]。第三,由于水文过程为非线性过程,对于模型的

初始条件和边界条件是非常敏感的,在真实的模拟中,很难获得精准的初始条件与边界条件。第四,仅仅根据流域输出的流量过程线来率定模型也是片面的,因为流量过程线是各个水文过程综合作用的结果,准确地模拟了流量过程线并不代表模型能够准确模拟各个水文过程,但是由于水文状态变量缺乏测量数据,流量过程线的拟合度仍然是水文学常用的模型率定标准之一。

分布式水文模型之所以得到越来越多的关注,是因为分布式水文模型与 GIS、RS 等技术的结合,将水文科学推向了更广阔的应用领域。例如,地下水与地表水补给关系的研究^[64~66]、污染物随水文循环迁移转化研究^[67~69]、与气象模型的耦合研究等^[70]。分布式水文模型使得描述时空变化的水文循环成为可能,并且能够方便地结合气象以及下垫面等空间分布数据研究人类活动、环境变化与水文循环之间的互动关系,更真实地描述水资源的演变规律。因此,无论在理论研究还是在应用研究中,分布式水文模型都发挥着越来越重要的作用。

2.2 水文模型分类

流域水文模型发展至今,由于不同的应用目的,国内外出现了大量结构和功能不同的水文模型。水文模型众多,其分类方法也各异,可以根据研究范围、研究对象、研究内容以及建模技术等方法对其进行分类。综观这些分类方法,总体上可以将模型分为两大类,即确定性模型和随机性模型。随机性模型也叫做统计模型,它是建立在水文现象统计规律基础上的,应用概率理论和随机性过程来描述水文环节,其预测结果多为条件概率的形式,在应用上受到太多的局限,所以目前并不常用。根据水文过程是经验性描述、概念性描述还是完全物理描述,将确定性模型进一步划分为系统模型(黑箱模型)、概念性模型和物理模型。

2.2.1 系统模型

系统模型又称为黑箱模型,是把流域看成黑箱,利用系统的输入、输出时间序列资料,建立某种数学关系,通过统计分析来推求系统的脉冲响应函数。这种模型是流域内地形、土壤、植被等众多要素及其空间特征对水文影响的概括,但其忽略了流域内部的水文过程,其结构和参数需要依据原型的观测信息通过系统识别来确定,当流域内部发生变化时不能再使用原来的模型参数,需要对模型参数重新进行修正。黑箱模型有线性的和非线性的、时变的和时不变的、单输入单输出的、单输入多输出的、多输入多输出的等多种类型。

系统模型根据起源不同可分为三大类:①经验水文学。例如,最著名的单位线模型,该模型应用单位线原理,只注重系统反应,不考虑系统的状态,对资料要求少,方法简单,并且具有一定精度。因此,这种方法在水文上起到很大的作用。

②水文统计法。主要是通过对水文资料的统计分析进行概率预测,可分为两大类,即一类是分析水文要素自身随时间变化的统计规律,然后用这种规律进行预报,如历史演变法和时间序列分析法等;另一类是用多元回归分析法建立预报方案,进行预报。目前,应用较广的主要有多元分析与时间序列两种。多元回归分析常用的方法主要有逐步回归、聚类分析和主成分分析等,这种方法的主要问题表现在如何合理选择因子个数上,由于预报值是取各个因子数据的均值,所以难以预报出极大或极小值的水文现象。时间序列分析是应用水文要素的观测记录,寻找其自身的演变规律来进行预报。常用的有平稳时间序列中的自回归模型、周期均值选加、马尔可夫链等。20世纪60年代以前主要把序列分解成趋势、周期和平稳等项,然后再分项预测后进行叠加而得到预报结果的方法。70年代后,Box和Jenking等提出了自回归综合滑动平均模型(ARIMA),Todini和Wallis等提出了约束线性系统模型(CLS)。③水文信息法。目前,水文信息学中新出现的比较具有代表性的方法是人工神经网络(ANN)和遗传算法,这两种方法直接从数据中搜寻,归纳出数据中蕴含的潜在知识或规律,在没有固定模式的情况下发现和挖掘系统演变的规律性。该方法在降雨径流模拟中已经获得成功,但在实际应用中还没有得到足够的验证。然而,这种方法的潜力是比较大的,已经受到广大科学工作者和工程师们的青睐^[71~74]。

2.2.2 概念性模型

概念性模型又称为灰箱模型,用概化的方式描述水文现象,具有一定的物理基础,其中的参数虽具有一定的物理含义,但与流域的物理特性之间不是严格的推理关系,一般不能直接进行测定,需要通过实测资料进行率定,具有相当的经验性和不确定性。因此,该类模型介于完全物理描述和经验式黑箱分析之间。自20世纪60年代Stanford模型问世以来,概念性模型如雨后春笋般大量涌现,基本上都是利用简单的物理概念和经验的或半经验的函数关系,如通常采用简单的下渗经验公式、经验流域蓄水曲线或水箱侧孔、底孔出流等来模拟产流过程,采用单位线、线性或非线性水库来模拟汇流过程。具有代表性的概念性模型有美国的Stanford模型、日本的Tank模型以及我国的新安江模型和陕北模型等。该类模型的大量涌现使人们对流域水文过程的模拟迈入了一个新阶段,在实际应用中也取得了一大批有用的成果,很多概念性模型直到今日仍被广泛采用。它的成功在于用概化的方法描述流域的水文过程,具有一定的物理基础,也具有一定的经验性,模型结构简单,实用性强;可借助于计算机的功能,同时也充分利用了已经积累的知识和信息。

概念性模型在经历了一段蓬勃发展之后,由于模型中新的知识和信息的注入日渐减少,自20世纪90年代以后便出现了停滞状态。同时,人们也开始意识到概念性水文模型的一些缺陷;这些模型主要借助于概念性元素或经验函数关系来模

拟水文过程,这样的模拟在结构上与实际水文空间分散性和不均匀性输入是不匹配的,它往往只涉及现象的表面而不涉及现象的本质和物理机制,因而使得这些模型的许多参数缺乏明确的物理意义,而只反映有关影响因素对流域径流形成过程的平均作用,而且现有的水文模型有很多参数是靠优选获得的,认为实测流量过程与预报流量过程吻合最好时的参数即是某一流域的模型参数,这必然会造成对实测降雨径流资料很大的依赖性。此外,水文过程是一个很复杂的连续过程,受到很多确定性和随机性因素的共同影响。流域降水是分散地、不均匀地降落在流域地面上,各点产生的径流流至同一出口断面,它具有分散性输入和集中性输出的特点,只有采用数学物理偏微分方程才能全面描述水文过程的这一特点。当在利用模型进行计算时,基本上都采用划分单元面积的方法,在该单元面积上采用集中输入和集中输出的流域水文模型,最后将各单元线性叠加成出口断面的流量。这种情况以离散方式来处理是不合理的,因而必然会带来离散误差,同时又由于计算机存在的取舍误差,这些问题都有可能使计算结果出现较大的偏差^[75~78]。

2.2.3 物理模型

物理模型又称为白箱模型,它是建立在人们对控制流域响应的水文过程的物理认识基础之上的,依据物理学的质量、动量和能量守恒定律以及流域产汇流特性,推导描述地表径流和地下径流的微分方程组,并采用数值分析的方法进行求解。因此,该模型能够考虑水循环的动力学机制和相邻单元间的空间关系,模型参数可以直接测量或推算得到。这种模型一般都具有严密的数学公式和物理概念,科学性很强,如1871年法国学者圣维南建立的明渠非恒定流方程组。由于流域的水文异质性,物理模型必须对流域进行离散化,模型计算单元内的水文性质应该满足物理学的均一性要求。因而,物理模型可以认为是空间分布式模型。分布式物理模型能够模拟整个径流过程,可以预测多个水文变量(如径流量、土壤含水量以及蒸散发等)的时空格局,便于研究水文循环对自然和气候变化的响应,能及时地模拟人类活动和下垫面因素变化对流域水文循环过程的影响,在研究流域下垫面变化影响和无资料地区应用方面具有独特的优越性。但由于分布式物理模型结构复杂、计算繁琐,所需要的资料种类较多,并且对于数据的处理也有较高的要求,因此当前它还很难应用于较大的流域。不可否认,这种理论清晰且对水文响应机制有客观全面描述的分布式模型将成为未来发展的主要方向,即人们所指的水文物理模型,这类模型包括SHE模型及其变形模式^[79~81]。

2.3 集总式水文模型与分布式水文模型

根据对复杂水文过程进行概化的方式、程度以及所做的假设,水文模型又可分为

为集总式和分布式两种。

2.3.1 集总式水文模型概述

集总式水文模型普遍将流域作为一个整体来进行研究,忽略了气候因子和下垫面因子均呈现空间分布不均匀的事实。根据这种观点建立起来的水文模型显然只能虚拟模拟气候和下垫面因子空间分布均匀的状态,属于概念性流域水文模型范畴。模型中的一些水文过程通常由一些简化的水力学公式或经验公式来进行描述,使得水文模型的结构和参数的物理意义模糊,在模拟流域降雨径流形成过程时存在较大的局限性。常见的这类模型有新安江模型、萨克拉门托模型和水箱模型等^[16,75,82]。

集总式水文模型经过多年的发展,虽然在实践中发挥了重要的作用,但还是在许多方面表现不足。流域的降水径流过程十分复杂,流域的下垫面因素,如土壤结构、地形差异、地表覆盖等,以及一些人类的活动,对径流的过程都会产生影响。集总式水文模型采用一些经验性和集总概化的方式来描述水文过程,不能较好地反映降雨和下垫面的空间变化,在利用遥感、地理信息系统等空间数据时会存在结构不一致的问题。集总式水文模型对径流形成过程的描述是近似的,不涉及水文现象的本质或物理机制,许多参数缺乏明确的物理意义,只能通过实测资料来率定。因此,它对实测资料的依赖性很大,并且具有统计和经验的性质,不利于参数的外延。当今水资源危机日益突出,气候变化和人类活动对水文水资源产生了巨大影响,出现了许多新的课题,集总式水文模型由于本身的局限性,很难处理变化环境下的水文水资源问题。

2.3.2 分布式水文模型概述及分类

1. 概述

随着计算机技术、空间技术和遥感技术等在水文模拟中的应用,给流域水文模拟的研究方法带来了创新,分布式水文模型正是在这种背景下提出来的。分布式水文模型根据地理要素对水文过程的作用机制,把流域内具有一定的自然地理要素特性和水文特征的部位看成一个独立的个体,将研究区域划分为大量的基本单元(如栅格网、不规则三角网等)来考虑各种水文响应影响因素的空间分布,并以GIS、RS和雷达等空间分布的信息为数据源,根据水文过程的形成机制计算流域内不同部位的水文过程,再根据空间分布格局和水文过程机制将流域不同部位的水文过程联合起来得到流域水文过程。相对于集总式水文模型而言,分布式水文模型更能客观地反映气候和下垫面因子的空间分布对流域降雨径流形成的影响。

分布式水文模型的开发不仅需要单元水文物理机制的支撑,而且需要获得大

量的流域空间分布数据信息和相关技术的支持。随着“3S”技术(即 GIS、RS 和 GPS)的发展,描述流域下垫面空间分布信息的技术日渐完善,分布式水文模型得到长足发展,而此时分布式水文模型的一个显著特点是同 DEM 相结合,这种基于 DEM 的分布式水文模型被称为数字水文模型,是数字化时代的产物^[28,77,79]。

2. 分类

分布式水文模型可以分为概念性分布式水文模型和具有物理基础的分布式水文模型。概念性分布式水文模型多为松散结构,即假设流域中各子流域或子单元的水文响应是相互独立的,整个流域的水文响应是通过对各子流域或子单元的水文响应进行叠加计算得到;具有物理基础的分布式水文模型具有紧密耦合的模型结构,即采用一组微分方程及其定解条件构成的定解问题描述流域产汇流规律。

20 世纪 70 年代以来,水文学家已经提出了众多的分布式水文模型,包括建立在经验模型和概念性水文模型基础之上的分布式水文模型。按照各单元面积形成的径流过程集成流域出口断面过程的方法,分布式水文模型可以分为紧密耦合型和松散耦合型。对于前者,通常采用一组微分方程及其定解条件构成的定解问题来描述流域产汇流规律,其水文物理动力学机制突出,便于研究水文循环对自然和气候变化的响应,能及时地模拟人类活动和下垫面因素变化对流域水文循环过程的影响,但其结构复杂、计算烦琐,所需要的资料种类较多,并且对于数据的处理也有较高的要求,如 SHE 模型;对于后者,通常应用现有的概念性模型在每一个网格单元(或子流域)上进行产流计算,然后再进行汇流演算,最后求得出出口断面的流量。这一类模型与传统模型类似,属于对集总式模型的分布式应用,其资料具有空间分散性,但参数和模型结构却不一定是分布式的,其参数(尤其是产流参数)依然是对特定子流域综合下垫面特征的反映,未能反映不同植被、不同土壤组合下的下垫面对降水的拦截和入渗过程,也不能反映各种植被和土壤各自对蒸散发的作用,如 SWAT 模型。具有物理基础的松散耦合型分布式水文模型的优、缺点正好介于二者之间,被认为是近期内具有较好发展前景的半分布式水文模型,相对而言其结构简单,在集总式模型的基础上进行改造就可以实现,如 TOPMODEL 模型^[19]和 TOPKAPI 模型^[83]。

2.4 分布式水文模型的应用领域

2.4.1 径流模拟

流域降雨径流过程是一个复杂的问题,历来备受水文学者的关注,降雨径流模拟是水文模拟中很重要的一个方面。

众所周知,霍顿产流理论认为,当降雨强度大于下渗强度时形成产流。但在一些情况下,径流从坡面流下的过程中会发生下渗,导致土壤水饱和带扩张,产生蓄满产流的情况,这一机制被称为饱和带扩散理论(VSA)。VSA的概念整合了地表水、壤中流和地下水这几种水流通道的,具有很强的时空变化性,理解这一动力学过程对于提高流域水文模型的物理机制是十分必要的。流域降水是分散地、不均匀地降落在流域地面上,各点产生的径流流至同一出口断面,它具有分散性输入和集中性输出的特点。集总式水文模型在考虑这一问题时,几乎无一例外地采用划分单元面积的方法,在该单元面积上采用集中输入和集中输出的流域水文模型,最后将各单元产流量线性叠加成出口断面的流量。但是在降雨过程中,流域内土壤结构、植被类型、地形、地貌条件的差异以及人类活动对径流的生成会产生不同的影响,这些都是集总式水文模型所不能反映的,而在模拟中考虑模型参数的空间变化正是分布式水文模型的一大优势。分布式水文模型通过利用栅格化的土壤、降水等具有空间变异性的数据来模拟地形、降水和土壤等的空间变化对径流产生的影响,从而更真实地描述降雨径流这一水文物理过程。

2.4.2 土地利用/覆被变化对流域水循环的影响

土地利用/覆被变化(land use/cover change, LUCC)是引起地表各种物理过程变化的主要原因之一,也是区域环境演变的重要组成部分。“国际地圈与生物圈计划(IGBP)”和“全球环境变化的人文领域计划(IHDP)”于1995年联合提出“土地利用/覆被变化”研究计划,试图通过分析LUCC的动力机制,摸清土地覆被、气候与水文变化之间的联系,为区域资源问题、环境问题及生态问题的政策效应分析提供重要数据。由于LUCC代表了一种人为的“系统干扰”,其变化与全球气候变化、生物多样性的减少、生态环境演变、生态安全水平以及人类与环境之间相互作用的可持续性等相关,直接或间接地影响局部、区域或全球的水文过程^[84,85]。LUCC改变了水文循环过程中的地表蒸散发、土壤水分状况和地表植被的截留量等,由此对流域水量平衡产生影响。自20世纪60年代以来,国外许多学者采用模型模拟手段来评估土地覆被变化对流域水文过程的影响,甚至还专门研制了针对土地覆被变化的水文效应评估模型。由于分布式水文模型所具有的分布式特点,能够方便地设定不同的土地覆盖情景,模拟改变土地利用对流域水文过程的影响,因此分布式水文模型成为LUCC研究的重要工具,更好地描述流域降雨-径流过程以及土地覆被变化作用的流域径流模型,定量评估流域水量平衡中各分量的变化特征和土地覆被变化所起作用的程度。

2.4.3 气候变化对流域水循环的影响

近百年来,人类活动所导致的全球气候变化已成为当前重大的环境问题。由

大气环流、蒸发和冰雪覆盖条件变化等因素所引起的气候变化导致降雨、蒸发、入渗、土壤湿度、河川径流和地下水流等一系列的变化,从而改变了全球水文循环的现状,引起了水资源在时空上的重新分配。同时,陆-气界面通过植被覆盖、地表粗糙度、反照率、蒸散发等地表参数的变化影响二者之间的水量及能量通量交换,从而对气候系统进行反馈。陆-气间存在双向反馈,互为驱动力。关于气候变化影响方面的研究起步于 20 世纪 70 年代后期,由世界气象组织(WMO)、联合国环境署(UNEP)、国际水文科学协会(IAHS)等国际组织共同发起,先后开展并实施了世界气候影响研究计划(WCIP)及全球能量水循环试验(GEWEX)等项目的研究。气候变异性 and 变化直接影响未来的水资源,夏季中尺度暴雨的增多可能会导致局部性的洪涝灾害^[86,87]的发生,天气系统则会引起大范围区域性降雨^[88,89]。水循环随着全球气温的升高而产生的变化是当前关注的热点问题^[90],其可以通过降雨和径流关系的变化来体现^[91,92]。

目前,很多研究都利用精度较高、综合性强的区域水量平衡模型,结合全球气候变化模型(GCMs)或区域气候模式(RCMs)输出结果或假定的气候变化情景,来探讨未来水文因子的变化情况和趋势。但是由于模型的复杂性和受计算机容量所限,这些气候模型只能在较粗网格上给出未来全球范围内地表降水和气温等年、月变化过程,对于变化环境下的区域尺度的水循环模拟,需要借助于中、小尺度的分布式水文模型。因此,在大气模式中发展更加详尽的陆面过程模式已成为气候研究的热点问题。国内气候变化对水文水资源影响的研究是从 20 世纪 90 年代以后开展的,至今已系统地研究了气候影响评价模型,并采用假定的气候情景分析了我国黄河、汉江、赣江、淮河、海河等流域径流对气候变化的敏感性。通过耦合不同系统的物理过程来研究一个完整的气候和水文模型是迫切需要的,对于这样一个包括土壤、地表水和地下水等各种水文要素的完整水文模型系统,需要考虑扰动的气候如何影响区域水文模型;反过来,也必须考虑改变的水文条件如何影响气候模型。

第 3 章 分布式水文模型的构建

水文模型是研究水文循环以及各种水文过程不可缺少的工具,水文模型使用数学方法描述水文现象,从而帮助科学家更好地理解和预测自然现象,协助决策者科学合理地进行水资源优化配置与管理。分布式水文模型,由于其参数具有物理意义,因此使用基于物理机制的分布式水文模型能够更科学地模拟和预测水文过程。近 20 年来,随着科技的进步和人们对自然现象认识的深入,水文系统与大气系统、水环境系统和生态系统的交互过程成为新的研究热点,分布式水文模型则是这些研究的必要工具,通过连接或耦合水文模型与大气模型、水环境模型和生态模型,有助于研究者更直观地理解这些物理过程。

本章所介绍的分布式水文模型系统(hydrologic model system, HMS)由四个子模型组成:土壤水文模型(soil hydrologic model, SHM)、陆地水文模型(terrestrial hydrologic model, THM)、地下水水文模型(ground-water hydrologic model, GHM)和地表地下水交互模型(channel ground-water interaction, CGI)^[93]。

HMS 是一个具有物理机制的分布式水文模型系统,该系统的一个重要特征是在模型界面上应用了 GIS 表示高分辨率的地形、土壤和土地利用等空间分布数据,使得模型能够反映地表参数变化对水文过程的影响。HMS 通过四个子模型来模拟流域内的各个水文过程以及这些水文过程之间的交互作用,包括降雨径流、土壤水运动、蒸散发(ET)、坡面流、河道流和地下水流运动,以及地表水、土壤水与地下水之间的迁移转化等。HMS 的另一个重要特征是它能够同大气模型相耦合,模拟气候变化影响下的水文响应。

图 3-1 为水文模型系统,即 HMS 的结构示意图。THM 包括两种降雨产流计算方法,即 SCS 曲线数方法^[94~96]和 Green-Ampt 方法^[97]。THM 采用运动波法来模拟坡面汇流,采用马斯京根-康吉方法模拟河道汇流,并且检验每个时段每个网格的入流、出流和蓄水量是否保持平衡^[98]。SHM 利用理查德方程的数值解来模拟土壤水运动过程^[99],ET 量是通过 Penman-Monteith 法^[100]来计算的。在每个时段末,CGI 根据水力坡度来估算河道和地下水之间的交换水量(可以由地下水补给河流,也可以由河流补给地下水)。GHM 接受来自降雨下渗的补给,根据多孔介质地下水二阶偏微分方程模拟地下水位在时间和空间上的变化,从 SHM 模型获取空间分布的补给量,从 CGI 获取空间分布的网格流量,从而得到地下水每一时空步长的流量过程。

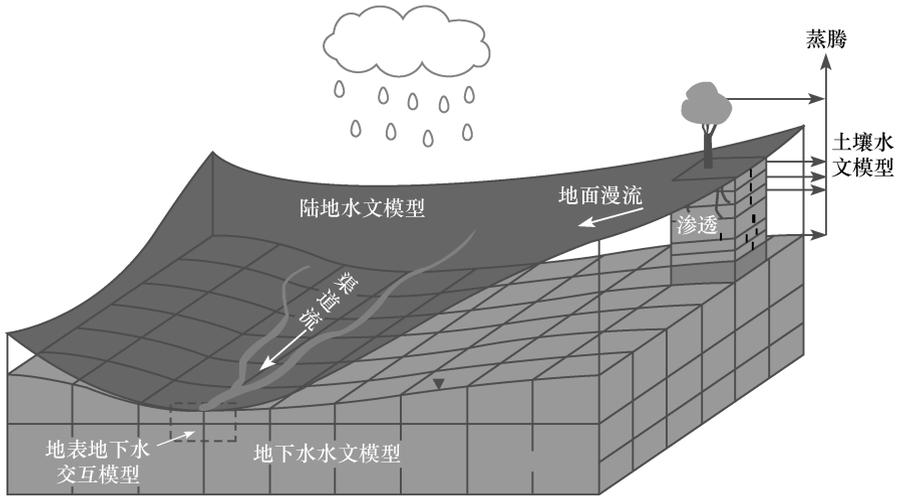


图 3-1 水文模型系统(HMS)的结构示意图

HMS 的输出包括暴雨事件中不连续时间间隔的径流深、下渗量、地下排泄量、地下水位和河渠与地下水交换通量的空间分布。流域出口流量由地表径流、地下基流和流域上的直接降雨量等部分组成。HMS 的优势在于它的诸多变量具有明确的物理意义,能够进行分布式时空变化分析,流域内的径流形式和过程都可以用于分布式分析,并与观测数据(如径流、基流和地下水位线)进行对比。因此,这样的模型结构使 HMS 有可能在不同尺度范围内分析水文数据和水文过程。下面将详细介绍 HMS 所包括的几个子模型的物理机制、数理方程及求解方法。

3.1 分布式产流模型

超渗地表径流(Horton 径流)^[101]和饱和地表径流(Dunne 径流)^[102,103]是计算地表径流的两个主要概念模型。Horton 径流理论认为,对地表上的某一点,当降雨强度超过土壤下渗率时,超过的这部分降雨量即成为地表径流量。Dunne 径流则主要发生在饱和区域或不透水的表面上,在暴雨事件中,Dunne 径流会引起河流水量的快速响应且饱和带沿河流两岸或山谷向周围扩展。

THM 主要根据三个原则构建地表径流方案:①模型的物理基础;②接受中尺度气象模型和地理信息系统数据的能力;③能应用于较大流域。THM 中的产流模型既考虑超渗径流也考虑饱和径流,在计算降雨径流与下渗过程之前,降雨首先被植物叶片或树冠截留,截留量与植物的覆盖率、叶片的持水能力和叶面积指标(LAI)成比例。对于一个水文栅格单元来说,地表径流量既包括 Horton 径流也包括 Dunne 径流。

$$R_0 = \frac{1}{A} \int_0^{\infty} [p_i - I_i(\text{Horton}) \vee p_i(\text{Dunneif saturation})] dA_i \quad (3-1)$$

式中： R_0 ——地表径流量；

i ——网格数；

p_i ——网格降雨量；

I_i ——网格下渗量；

A_i ——网格面积；

A ——流域面积。

超渗地表径流的模拟既可以使用 SCS 曲线数方法,也可以使用 Green-Ampt 方法^[104]进行计算。SCS 曲线数方法中的 CN 值是个经验参数,该参数综合了土壤层特性、地表覆盖和初始土壤含水量信息(AMC)。初始土壤含水条件有三种选择,分别表示干旱、适中、湿润条件。SCS 曲线数方法的计算原理以及参数获取方法比较简单,容易与地理信息系统结合反映参数空间变异性,能够方便地应用于不同尺度的流域模拟中,因此分布式水文模型选择 SCS 曲线数法作为产流方案之一。在时刻 t 的累计径流量或有效降雨量 $Q(t)$ 是超渗产流与饱和产流的共同响应,即

$$Q(t) = \frac{(P(t) - I_a)^2}{(P(t) - I_a + S)} \quad (3-2)$$

式中： $P(t)$ —— t 时刻的累积降雨量；

I_a ——地表有积水前的初损量；

S ——滞留参数。

对于不同的土壤、植被、田间管理和坡度,滞留参数也是变化的,可由式(3-3)计算得

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (3-3)$$

式中： CN ——某栅格单元的曲线数。

如果不考虑截留和蒸腾,时刻 t 的累积渗透量 $F(t)$ 为累积降雨量与累积径流量和初始截留量之差,即

$$F(t) = P(t) - Q(t) - I_a \quad (3-4)$$

根据式(3-4),在时间步长 dt 内的累积径流量的变化 dQ 可表示为

$$dQ = \left[1 - \frac{S^2}{(P(t) - I_a + S^2)} \right] dP \quad (3-5)$$

式中： dP ——时间 dt 内的雨量增量。

初始截留量 I_a 一般取为 $0.2S$ 。

Green-Ampt 方法则是基于达西定律发展起来的,代表了土壤中水分垂向下渗的物理过程,GA 方法假设下渗水分具有一个明显的下移湿润锋(见图 3-2),在

THM 中对 Green-Ampt 方法进行了改进。

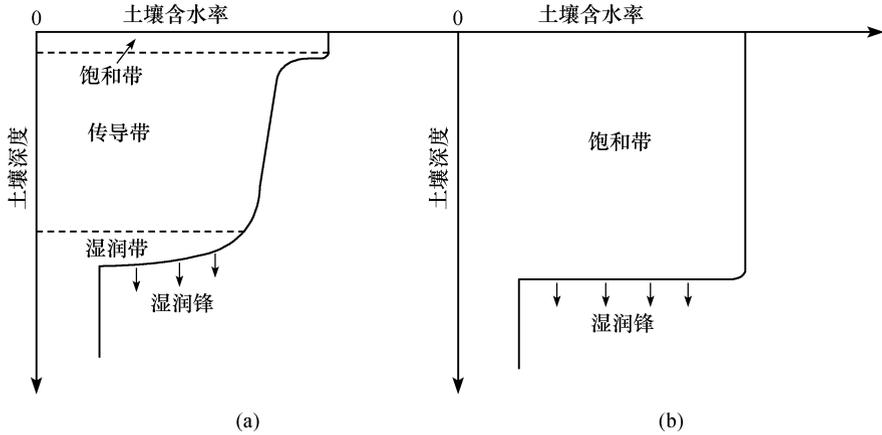


图 3-2 土壤水下渗过程示意图

(a) 物理下渗过程; (b) 概化的 Green-Ampt 下渗过程

当降雨落在流域面上时,一部分降水下渗进入土壤,一部分汇入流域的河网,还有一部分可能滞留在地表或被蒸发掉。由于从降雨开始到降雨结束的时间一般不超过 1 天,蒸发过程可以忽略不计,因此次降雨过程的水量平衡方程主要考虑以下几个变量:

$$P = F + G + R \tag{3-6}$$

式中: P ——累计降雨量;
 F ——累计下渗量;
 G ——地表积水量;
 R ——累计径流量。

为了便于计算,需要将地表有积水与地表无积水的两种情况下的下渗量区分开。当 $G=0$ 时

$$F = F_u \tag{3-7}$$

式中: F_u ——地表无积水情况下的累计下渗量。

当 $G>0$ 时

$$F = F_p \tag{3-8}$$

式中: F_p ——地表有积水情况下的累计下渗量。

对于给定的地表状况,地表可积水量存在最大值,这个最大值称为滞水能力,因此地表积水的范围为 $0 \leq G \leq D$, D 表示地表滞水能力。

对于非恒定降雨,下渗量计算可表示如下:

(1) t' 到 t 这个时段内,地表无积水

$$R(t) = R(t') \tag{3-9}$$

$$F(t) = F_u(t) = P(t) - R(t') \quad (3-10)$$

$$f(t) = i(t) < f_p \quad (3-11)$$

$$r(t) = 0 \quad (3-12)$$

(2) t' 到 t 这个时段内,地表有积水

$$F(t) = F_p(t) \quad (3-13)$$

F_p 的隐式表达式为

$$\frac{F_p}{SM} - \ln \left[1 + \frac{F_p}{SM} \right] = \frac{K(t - t_p + t_s)}{SM} \quad (3-14)$$

$$f(t) = f_p = K \left[1 + \frac{SM}{F_p} \right] \quad (3-15)$$

$$R(t) = P(t) - F_p - D, \quad \text{当 } P - F - D > R(t) \quad (3-16)$$

$$R(t) = R(t'), \quad \text{当 } P - F - D \leq R(t') \quad (3-17)$$

$$r(t) = i(t) - f_p, \quad \text{当 } G = D, i > f_p \quad (3-18)$$

$$r(t) = 0, \quad \text{当 } G < D \text{ 或 } i \leq f_p \quad (3-19)$$

式中: i ——降雨强度;

f ——下渗率;

r ——有效降雨强度;

f_p ——下渗能力;

K ——饱和水力传导度;

S ——土壤湿润前、后毛管压力差;

M ——土壤湿润前、后土壤含水率差;

t_p ——在降雨事件中,从开始降雨到地表开始积水的时间;

t_s ——在降雨事件中,从开始降雨到地表形成径流的时间。

时间参数 t_p 和 t_s 分别由式(3-20)和式(3-21)计算得到,即

$$P(t_p) - R(t') - \frac{KSM}{i(t_p) - K} = 0, \quad i > K \quad (3-20)$$

$$\frac{Kt_s}{SM} = \frac{P(t_p) - R(t')}{SM} - \ln \left[1 + \frac{P(t_p) - R(t')}{SM} \right] \quad (3-21)$$

一场降雨的时间可能会存在多个高强度降雨时段,地表积水会在这些时段内发生,并且在这些高强度降雨之间的时段内消失,因此在一场降水的时间中可能会存在多个积水时刻。以下将介绍两个地表状态指示参数,这两个参数在模型中十分有用。假设在一个很短的时间段内,其开始时刻无地表积水,如果在这个时间段末地表仍然没有积水,则

$$C_u = P(t_n) - R(t_{n-1}) - \frac{KSM}{I - K} < 0, \quad I > K \quad (3-22)$$

这里的 C_u 为一个地表状态指示参数,表示在初始时刻地表无积水。如果在时

段末地表有积水,则

$$C_w = P(t_n) - R(t_{n-1}) - \frac{KSM}{I-K} > 0, \quad I > K \quad (3-23)$$

同样,假设在一个短时段内的时段初有地表积水,在时段末也有地表积水,则

$$C_p = P(t_n) - F_p(t_n) - R(t_{n-1}) > 0 \quad (3-24)$$

式中: C_p 为一个地表状态指示参数,表示在初始时刻地表有积水。如果在时段末地表无积水,则

$$C_p = P(t_n) - F_p(t_n) - R(t_{n-1}) < 0 \quad (3-25)$$

简而言之,当地表状态指示因子大于零时,地表有积水;反之,则地表无积水。

Green-Ampt 方法根据每个时间步长植物截留后的有效降雨强度 (I)、饱和水力传导度和下渗能力来计算每个时间步长每个栅格内的实际下渗量,其中每个栅格每个时间步长内的下渗能力是根据该栅格内时间步长的土壤饱和水力传导度、毛管压力、土壤含水率和累积下渗量计算而得到的。

3.2 土壤水文模型

利用理查德方程,分布式 SHM 能够计算非饱和土壤层的土壤水分分布,理查德方程^[105]可表示为

$$-\frac{\partial q(z,t)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(z,t) \frac{\partial \Psi(z,t)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial z} \right] + \frac{\partial K(z,t)}{\partial \theta} \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial z} \cos \beta \quad (3-26)$$

I
II

式中: q ——垂向土壤水通量;

θ ——土壤含水率;

z ——土壤层深度;

t ——时间;

K ——水力传导度;

Ψ ——土水势;

β ——网格坡面角。

式(3-26)中的第一项采用 Crank-Nicholson 数值差分方法^[9],第二项则使用时间前差和空间后差的方法。下边界可以定义为以下任意一情况:一是模拟的第 n 层土壤,即最底层土壤层的含水率 θ 为定值(例如,若该土壤层接近或已为含水层,土壤含水率 θ 设为田间含水率);二是设定模拟区域的底边界水通量为零,即不

透水边界,在这种情况下,土壤含水率 θ 可随时间发生变化。对于上边界条件,土壤含水率是随着各种能量以及源汇项的变化而变化的。

在HMS的模拟过程中,HMS计算各个水文过程之间的水量,并为SHM提供逐时段、逐网格的节点有效水深,有效水深由该时段内的有效降水量和THM中相邻网格的汇入水量两个部分构成(见图3-3)。下渗和蒸发分别看成是理查德公式中的源或汇,而不是土壤剖面的上边界条件。下渗和蒸发发生在土壤的顶层,蒸散发集中在整个根系层,其权重系数依赖于植被类型和植被高度,裸土蒸发和植被冠层的蒸散发则利用Penman-Monteith法^[100]计算。SHM的运行需要植被高度、叶面积指数和风速参数,而季节性植被覆被变化可从AVHRR卫星照片或间断性测量中得到。

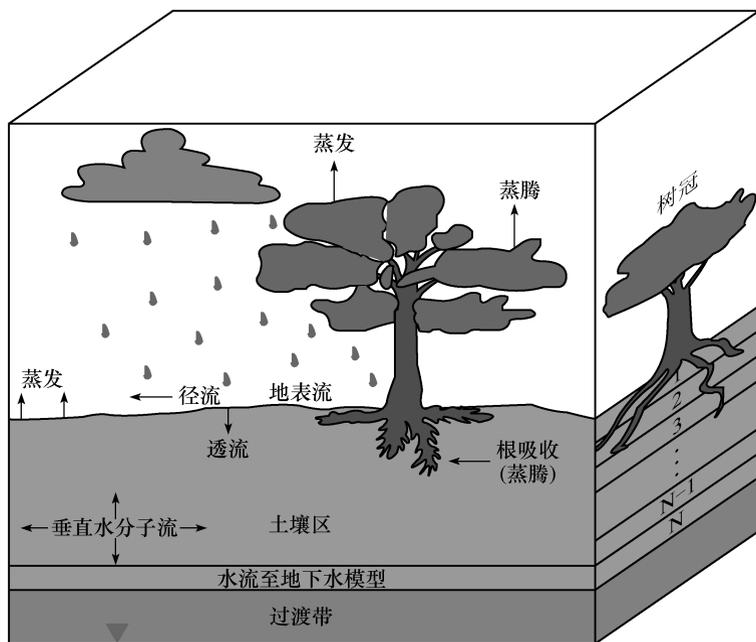


图3-3 SHM水文过程示意图^[106]

3.3 流域蒸散发计算

大部分传统方法在模拟蒸散发、土壤含水率以及地下水补给时采用某一个点的值或假设在一定区域里所有点上这些值都是相同的。但是实际的蒸散发过程、土壤含水率以及地下水补给都是随时空变化的,流域的植被、地形和土壤等特性都影响这些水文过程,利用模拟水量平衡时空变化的分布式方法能够解决这个问题。