四川大学

硕士学位论文

基于DEM的分布式水文模型在中尺度径流模拟中的应用研究

姓名：樊明兰

申请学位级别：硕士

专业：水文学及水资源

指导教师：林三益

20040510

Y 654075

基于 DEM 的分布式水文模型在中尺度径流模拟中的应用研究

水文学及水资源专业

硕士研究生 樊明兰 **指导教师** 林三益教授

水文模型是水文学发展到一定阶段的产物，它丰富了水文学的研究体系和研究手段，并随着水文学、计算机科学的发展而发展，促进了水文学的总体发展。长期以来，由于受科学技术发展水平的制约，水文学一般只能将流域作为一个整体，由流域的平均降雨量过程和平均状态参数来推求流域出口断面的流量过程。这种集总式流域水文模型虽然对水文学的发展起到了历史性的作用，但与实际流域的情况并不十分相符。因为不仅暴雨具有随时变化的空间分布，流域的土壤、植被、地形、地貌、地质、水文地质等条件在空间上也呈现不均匀性，人类活动的影响一般也呈时空变化的。因此，将这种下垫面条件原本不均匀的流域硬性地作为一个空间均化的整体来处理，显然只能得出流域产汇流过程空间均化的结果，因此，集总式流域水文模型的使用精度往往不能令人满意。分布式流域水文模型有望尽可能真实地模拟流域产汇流过程的空间变化，故已成为流域水文模型一个新的发展方向，是当前水文建模领域研究的热点，是解决流域水文、生态和环境问题的一个有效的途径。

GIS 是一种在计算机硬件和软件支持下，基于系统工程和信息科学的理论，进行管理和综合分析具有空间分布性质的地理数据的系统。与流域产汇流有关的地理数据主要有地面高程和反映土壤、植被、地质、水文地质特性等方面的参数等，其中以反映流域地形特征的数字高程模型(DEM)最为有用。DEM 不

仅表达了地面高程的空间分布，而且据此可以自动生成流域的水系和分水线、自动提取地形坡度和其它地貌参数。将 DEM 与表达土壤、植被、地质、水文地质特性的参数的空间分布叠加在一起，还可以描述这些下垫面参数与地面高程之间的关系。因此，基于 DEM 的分布式水文模型是数字化时代水文模型发展的主要方向。

本文研究了基于 DEM 的流域特征提取，包括水系的提取、子流域的划分、流域边界线的提取等；采用三水源新安江模型，建立了基于栅格单元结合自然子流域的分布式水文模型。模型结构由四部分组成，分别为蒸散发模块、产流量模块、分水源模块、汇流模块等。模型将每个网格内的产流量，按照自然子流域进行汇流计算，然后演算到流域的出口断面。其中，采用距离平方反比法插补出无实测点的降水量数据。应用该模型对涪江水系梓潼河流域 28 场洪水进行了模拟，取得了令人满意的结果。

其中，在运用 DEM 的提取流域特征的研究中，试验了几种 DEM 数阵范围对流域特征的影响，而具体应该取多大的 DEM 数阵范围，即面积、边界、形状与实验区域的定量关系还有待研究。

人类认识事物的过程，是从简单到复杂，从总体到个体，从表面到本质的。人们对事物的发展过程总是追求更加深刻的认识，追求事物变化的实际过程。水文科学的研究也逐渐发展到对水文过程即水文现象的机制的研究。水文模型正是体现水文过程的最重要的一个研究手段。因此，水文模型也必然会朝着再现水文过程的方向发展。

关键词： 分布式水文模型　DEM　中尺度　模拟

Application and Research of Distributed Hydrological Model in Runoff-simulating of Medium-scale Watershed based on DEM

Major: Hydrology & Water Resources Engineering

M.S.Candidate: Fan Minglan Supervisor: Prof. Lin Sanyi

Hydrological model is the product of the development of hydrology at a certain phase. It enriches the hydrological system, and progresses with the development of the hydrology, and accelerates the development of the hydrology in the mass. Because of the lower level of technology, in the hydrology, the drainage area has been viewed as a whole for a long time. The terminal runoff of a watershed is ascertained with the average rainfall and parameter in the course. Though the integrate watershed hydrological model has affected the hydrology historically, it doesn't match the condition of the watershed. Not only because rainstorm distributes dimensionally at any moment, but also because soil, vegetation, topography, physiognomy, geology and hydrograph distribute unevenly in spatial dimension, and the impact on human activity varies spatial-temporally. Therefore, evidently, only a homogeneous spatial process of the runoff production and the runoff concentration is offered if the watershed with uneven underlying surface conditions is treated like a whole one with even spatial characteristic. Thus, integrate watershed hydrological model is usually unsatisfactory, but distributed hydrological model perhaps simulates actually the spatial variety of the runoff production and the runoff concentration in the course. Hence, it becomes a new aspect of hydrologic model,

the hotspot in hydrological modeling field and the efficient approach to solve the problems of hydrology, ecology and environment.

With the help of the hardware and software, geographic information system (GIS) is a system based on the theory of systems engineering and information science that can manage and analyze synthetically geographic data with spatial distributing property. The geographic data relate to generating and collecting runoff are mainly ground elevation and the parameters reflecting characteristic of soil, vegetation, geology, and hydrograph, especially digital elevation model (DEM) is the most useful. Not only because DEM express spatial distribution of ground elevation, but also because drainage networks and watershed boundary are generated and topographical gradient and other hypsographic parameters are extracted automatically from DEM. If DEM is combined with the spatial distribution of the parameters reflecting characteristic of soil, vegetation, geology, and hydrograph, the relation of the underlying surface parameters and ground elevation can be described. So, the distributed hydrologic model based on DEM is the primary advances in the hydrologic model in the digital age.

In this paper, the methods to extract watershed properties from digital elevation data were studied, including the extraction of drainage networks, the extraction of watershed boundary and the partition of subwatershed. Making use of three sources XinAnJiang model, the distributed hydrologic model was built based on unit grid combining with subwatershed. The model was made from the following parts. The evapotranspiration, which generates the deficit of the soil storage, which is divided into three layers: upper, lower and deeper. The runoff production, which produces the runoff according to the rainfall and soil storage deficit. The runoff separation, which divides the above so determined runoff into three components: surface, subsurface and groundwater. The runoff concentration, which transfers the local runoff to the outlet of each subwatershed forming the outflow of the subwatershed. The calculation of the runoff concentration was done according to nature subwatershed applying with the runoff production of the grids, then the outflow of the whole watershed was calculated. Additionally, the precipitation data of the grids without the observation were interpolated according to the means of instance square

inverse ratio. Applying the model to simulate the 28 flood of Zhitong river in Fujiang drainage networks, the results were satisfactory.

In addition, the effects on extraction of watershed properties were studied from the DEM with the different bounds. But the quantitative relation of the area, boundary and shape of the DEM and experimental region wasn't studied in this paper.

The process of the human understanding the things is from simple to complex, from collective to individual, from exterior to essence. The developmental process of the things always is pursuing more profound understanding and pursuing the actual variation process of the things. Also, the study on hydrology is advance to the hydrologic process gradually, that is the study on the mechanism of the hydrologic phenomenon. The hydrologic model just is the approach to embodying hydrologic process. Therefore, the hydrologic model will advance to the orientation of reappearing the hydrologic process.

Key words: distributed hydrological model digital elevation model medium-scale simulating

第一章　绪论

1.1 引言

水文学研究的对象主要为大气、植被、地表、土壤及含水层中的水分运移和相互间的水分变化。然而，水文现象的复杂性和水文资料信息的不足，一定程度上限制了水文学理论的发展。水文现象的复杂性不仅表现为它在时间尺度和时间方向上的不可逆（不重复性），而且表现为空间上的变异性。流域时空水文信息观测的不完全实际上限制了人们对水文现象（包括降水、蒸发、产流、汇流等）的认识。由于流域水文过程中的空间分布不均衡以及水文现象的复杂性，以致至今还不能完全采用数学物理方程来描述径流形成过程中的每一个子过程，在产流、汇流等环节上仍然主要借助于概念性水文模型、水量平衡方程或经验公式。因此，通过建立水文模型近似地进行模拟已成为水文科学研究的一种手段和方法[1]。

在现代计算机之前的 100 多年里，人们常用物理模型或径流试验场、试验流域等手段、方式来了解水文过程。20 世纪 50 年代，随着电子计算机科学技术的发展及系统论的成熟，出现了流域水文模拟的数学模型。数学模型易于使用，又能经得起水文系统的检验。因此，在 20 世纪 70 年代和 80 年代，随着科学技术和计算机的迅速发展，流域水文数学模型得到了深入研究和广泛应用。人们研制了各种水文模型并在许多流域中广泛使用。这些数学模型既有用系统观点的黑箱子模型，又有对真实物理背景进行假设和概化的概念性模型。然而，近二十年的研究都说明了地表的不均一性对于水文过程的动力学因素是很重要的。因此，在一定区域上行之有效的集总式模型仅仅是对真实地形水文过程的近似描述，很难获得满意的水文响应模拟结果。当模拟一个尺度较大的区域时，必须考虑各种水文要素和影响因素的空间分布不均匀性，这种空间不均匀性的考虑目前通常用栅格来描述实际现象得以实现。

近年来，越来越多的研究者致力于流域水文过程的空间分布式模拟。分布式水文模型是指以流域面上分散的水文参数和变量来描述流域水文时空变化特性的数学模型。描述高分辨率空间变化的水文过程需要依据地形资料寻求有物理基础的解决途径。在数字时代的今天，计算机信息技术日新月异，描述流域下垫面空间分布信息的技术日渐完善，这就要求水文模型在技术上进行变革和

革新。数字地面模型技术已经成熟，流域地形、植被、土壤、分水线、河网、子流域的表达及集水面积的计算完全能用数字化技术来实现，以改变以往手工量算的方式。相对于集总式模型而言，有物理基础的分布式水文模型在研究流域变化影响和无资料地区应用方面具有独特的优越性。

20 世纪 90 年代以来，随着空间技术、遥感技术、信息技术和通讯技术的发展和普及，增添了许多新的量测手段，水文模型的发展空间有了极大的拓宽。在信息采集和存储方面，人们借助航空摄影和卫星遥感等高新技术手段获得的地理信息迅速增长。目前人们已实现对地球进行全天候的监视，建立了具有无边无缝的分布式数据层结构，包括多源、多比例尺、多分辨率、历史和现时、矢量和栅格形式的数据，涉及农业、资源、环境、灾害、人口、全球变化、气候、生物、地理、生态系统、水文、军事、工业等领域的海量数据库[2]。新的信息采集技术，获取了大量过去不可能或难以获得的与水文相关的空间动态特征数据。于是基于这些空间信息应用的数字水文模型便应运而生了。数字水文模型是构建在 DTM（数字地形模型）或 DEM（数字高程模型）基础上的一种分布式水文模型，是根据地形资料寻求水文模拟物理基础（如产流单元、水系、汇流路径、集水面积等流域特征）的一种现代技术途径[3]。如何从 DTM 或 DEM 中提取水文模拟所需要的流域特征曾一度成为研究热点，从流域谷点提取到水系提取及分布式流域特征的提取，已经历了近三十年。时至今日，提取流域特征的方法已基本统一，并开始越来越广泛地应用于国内外的大尺度水文模拟中。但是，这并不意味着该项技术已经成熟，目前所广泛应用的方法仍然存在着缺陷和难点。其中最大的问题莫过于所提取的水系与自然水系的差异问题，尤其是在洼地和平原区。目前所常用的填平方法（如 TOPAZ 模型）所产生的水系不但与自然水系存在着较大的差异，并且极易产生不合理的平行河道。这样的水系若用于流域水文模拟，对模拟结果的精度自然是有影响的。于是，如何提取与自然水系比较接近的河网，并用于流域水文模拟，就成了一个新的问题。

对于中尺度区域水文模拟而言，天气、植被、土壤以及水文学因素的空间分布对模拟结果的影响是比较大的。分布式水文模型正是因为考虑了各种水文气象要素的空间不均匀性而具有优势，然而，在模型中如何考虑各种要素、各个参数的空间分布，是分布式水文模型研究所必须解决的问题。信息技术的发

展为我们解决问题提供了有效的方法，依据不同的信息手段及各信息源处理不同的空间分布是分布式水文模型研究的必经之路。

1.2 分布式水文模型国内外研究动态

1.2.1 分布式水文模型的发展

20 世纪 50 年代，人们用数学的方法去描述和模拟水文循环的过程，产生了水文模型的概念，水文模型的产生是对水文循环规律研究的必然产物。有关水文模型的定义很多[4]，最好的表达是引入系统的概念[5]。据 Diskin[6]和 Clarke[7]对模型所下的定义：模型是一个复杂系统的简化体现，那么水文模型就是对复杂水文系统的一种简化体现。具体地说，水文模型就是用一种特定的表达方式来概化一定的水文系统，使它能够代表实际的水文系统，并在一定的目标下代替实际的水文系统。通俗地说，水文模型就是用数学语言或物理模型对现实水文系统进行刻画或比拟，并在一定的条件下对水文变量的变化进行模拟和预报。建立水文模型的目的就是能够对一个水文系统的未来变化进行预报[7]。

水文模型包括模拟原形某些物理性质的水文物理模型，以及用数学方法描述原形内部各物理量之间关系的水文数学模型。水文物理模型包括野外径流实验站和室内水文试验站。20 世纪 50 年代后期中国曾重视野外径流实验站的设置，在这方面发展较快。黄委、长办及一些省还先后建立水土保持实验站和径流试验站，取得了许多有益的资料。20 世纪 60 年代初，中国就开始室内降雨汇流模型试验，中国科学院地理所、铁道部科学研究院西南研究所等长期进行室内水文试验研究工作，为验证产汇流理论创造室内模型试验的条件，并取得了许多有益的成果。陕西机械学院在实验室内建立了坡地降雨产流实验，系统研究了黄土坡地产流影响因素及机理。这些实验对深入认识产汇流规律很有用处。

水文数学模型是用数学语言去描述和模拟水文过程和特征的一种模型。水文数学模型的分类，目前尚无统一的认识，按照文献[1]的理解和认识，水文数学模型可以划分为两类，一类是概念性模型，另一类是系统理论模型。

系统理论模型对流域结构内部的物理机制往往不作深入分析，注重建立“系统识别”过程结局上的一种方法，或者说，是建立在系统输入——输出关系上

的数学模型。20 世纪 80 年代初以来，中国在这方面已开始广泛研究，特别是水文非线性理论方法，出版了许多论文和专著，逐步形成了特色。

概念性模型是以水文现象的物理概念作为基础进行模拟的，它所模拟的不完全是真的物理实体，而是对水文的物理现象进行概化，具体地说，它是把流域径流形成过程作为一个整体的系统来研究，诸如降水、蒸发、截留、下渗、地表径流、壤中流、地下径流以及河网调蓄和流量演算，分别用数学方法作定量描述，是对复杂水文现象的一种概化模拟。这是介于物理模型和经验黑箱型模型之间的一种类型。这种模型含有较少的变量，每个变量代表一种水文过程。概念性模型既有一定的物理基础，又具有统计回归模型的特点，操作简便，输入变量少，对观测数据精度要求也不很严格。但该类模型的参数不易获得。同时，如果水文系统内部的变化比如森林的砍伐、土地利用的改变等，必会影响到模型参数的变化，从而必须重新调整参数。20 世纪 60、70 年代是蓬勃发展的时期，涌现出了大量的流域水文模型，如 Stanford 流域模型（SWM）、Sacramento 模型、Tank 模型、Boughton 模型、前期降水指标（API）模型、新安江模型等是这一时期的典型代表。由于仅涉及水文现象的表面而不涉及水分运动的动力学和空间的不均一性，概念性流域水文模型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[9]。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，只有按水量平衡和能量平衡原理，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，但这一技术路线若无一定条件难以实现。在实际应用中考虑这一问题时，几乎无一例外地采用划分单元面积的方法，即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，最后将各单元的出流线性叠加成出口断面的流量。这种处理方法是不合理的，如各单元雨量的空间变化、参数不同、产流机制有别、汇流过程不满足线性叠加原理等问题都未考虑。因此，采用数学物理偏微分方程结构，反映水文变量与参数空间变化的分布式流域水动力学模型进行水文产汇流研究是十分必要的。

自 1969 年 Freeze 和 Harlan 第一次提出了关于分布式物理模型的概念，分布式模型开始得到快速发展。分布式水文模型是指基于流域尺度的具有严格物理基础的分布参数水文模型。它基于一种尺度，那就是“流域”。具有两大特点，

这就是：①具有严格的物理基础；②参数是分布的。目前，分布式或半分布式流域水文模型是国际上水文研究的热点。1975 年，Hewlett 和 Troenale 提出了森林流域的变源面积模拟模型（简称 VSAS）。在该模型中，地下径流被分层模拟，在坡面上的地表径流被分块模拟。1979 年 Bevenh 和 Kirbby 提出了以变源产流为基础的 TOPMODEL 模型（TOPography based hydrological MODEL）。该模型基于 DEM 推求地形指数 $Ln(\alpha/\tan\beta)$，并利用地形指数来反映下垫面的空间变化对流域水文循环过程的影响，模型的参数具有物理意义，能用于无资料流域的产汇流计算。但 TOPMODEL 并未考虑降水、蒸发等因素的空间分布对流域产汇流的影响，因此，它不是严格意义上的分布式水文模型。三个欧洲机构提出的 SHE 模型[10]是最早的分布式水文模型的代表。SHE 模型考虑了截留、下渗、土壤蓄水量、蒸散发、地表径流、壤中流、地下径流、融雪径流等水文过程。该模型的主要水文过程可由质量、动量和能量守恒偏微分方程的有限差分式表示，也可由经验方程表示。模型有 18 个参数，部分具有物理意义，在欧洲和其它地区得到了应用和验证[11]。SHE 模型为研究人类活动对于流域的产流、产沙及水质等影响问题提供了理想的工具。这期间还有一些考虑流域空间特性、输入、输出空间变化的分布式物理模型，1980 年，英国的 Morris 进行了 IHDM （Institute of Hydrology Distributed Model）的研究，根据流域坡面的地形特征，流域被划分成若干部分，每一部分包含有坡面流单元，一维明渠段以及二维在垂面上）表层流及壤中流区域。Beven 等（1987 年）和 Calver 等（1988 年，1995 年）对 IHDM 模型进行了改进[12][13]。1994 年，Jeff Arnold 为美国农业部（USDA）农业研究中心（ARS）开发了 SWAT 模型（Soil and Water Assessment Tool）[14]。SWAT 是一个具有很强物理机制的、长时段的流域水文模型。它能够利用 GIS 和 RS 提供的空间信息，模拟复杂大流域中多种不同的水文物理过程。模型可采用多种方法将流域离散化（一般基于栅格 DEM ），能够响应降水、蒸发等气候因素和下垫面因素的空间变化以及人类活动对流域水文循环的影响。1995 年，Grayson 等提出了 THALES 模型，它是一个基于矢量高程数据的分布式参数模型。Huaxia Yao 等（1998 年，1999 年，2001 年），提出了基于网格的集降雨空间输入估计，降雨—蒸发—径流过程模拟，河流演算和空间参数校准为一体的分布式水文模型[15]。Dawen Yang 等（2000 年，2002 年）提出了

基于山坡的和基于 10km 网格的大尺度分布式水文模型[16]。此外，USGS 模型（Dawdy 等，1970 年，1978 年）、WATFLOOD 模型（Kouwen 等，1993 年，2000 年）、SLURP 模型（Kite，1995 年）和 PRM 模型（Leavesley&Stannard，1990 年）等等都属于分布式水文模型的范畴。

在 20 世纪 70、80 年代，由于受计算条件、数据观测与采集手段的限制，分布式水文模型发展比较缓慢，远远落后于同时期的集总式模型。同集总式模型相比，分布式模型拟合的情况并不特别好，也不特别差，这大概便是这类复杂的理论模型用于资料有限、率定过程存在不确定性，且情况复杂的流域中所能期待的结果[22]。90 年代以后，集总式模型由于自身的局限性[23]，几乎处于停滞状态。随着计算机技术、GIS 技术、RS 技术、信息技术和通讯技术的发展和普及，获取和描述流域下垫面空间分布信息的技术日渐完善，水文模拟技术发生了巨大的变革，分布式水文模型也因此获得了长足发展。1958 年麻省理工学院 Miller 和 Laflamme 首次提出了数字地面模型 DTM（Digital Terrain Model）的概念。DTM 是利用一个任意坐标场中的大量选择的已知 X、Y、Z 的坐标点对连续地面的一个简单的统计表示，其本质属性是二维地理空间定位和数字表达。若 DTM 所描述的地面特性是高程 Z，此时的 DTM 则称作数字高程模型 DEM（Digital Elevation Model）。DTM/DEM 的出现为数字水文学的发展和数字水文模型的诞生提供了坚实的技术基础[25]。由此可见，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 的分布式水文模型也被称作数字水文模型，是数字化时代的产物[24]。

在我国分布式水文模型的研究起步较晚，自 20 世纪 90 年代以来，在分布式水文物理模型研究方面取得了不少进展，如李兰等提出一种基于山坡水文学的分布式水文模型，并在丰满、龙河口和陆浑等水库流域成功应用[17][18]；1995 年，沈晓东等在研究降雨时空分布与下垫面自然地理参数空间分布的不均匀性对径流过程影响的基础上，提出了一种在 GIS 支持下的动态分布式降雨径流流域模型，实现了基于栅格 DEM 的坡面产汇流与河道汇流的数值模拟；1997 年，黄平等分析了国外一些具有物理基础的分布式水文数学模型的不足，提出了流域三维动态水文数值模型的构想；2000 年，黄平等又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数学模型，并用加辽金有限元数值

方法求解模型；任立良等在数字高程模型的基础上，在每一个集水单元上应用新安江模型进行产流计算，再利用分河段马斯京根法进行汇流计算，从而形成数字水文模型，并在史灌河得到应用[20]；2002 年，张成才等进行了基于 DEM 模型的流域参数识别方法研究；牛振国等建立了基于 DEM 的区域参考作物蒸散量的分布式模型。郭生练等提出和建立一个基于 DEM 的分布式流域水文物理模型，其在模拟一个小流域的降雨径流过程时，得到了比新安江模型更好的模拟结果[21]；于澎涛建立了一个基于网格单元的分布式水文模型，用于四川官司河流域，得到较好的效果。

1.2.2 基于 DEM 的分布式水文模型的特征

模型具有严格的物理基础，是指模型严格按照人们所理解的流域水文过程建立起来的。一个流域内部的地形、地貌、地质、植被、土壤、气象等基本要素一般是不同的，其相应的水文过程也各异，那么要准确反映流域水文过程，具有严格物理基础的水文模型在流域各处的参数也应该是不同的。分布式参数和集总式参数模型的本质差别就是模型参数是否随空间坐标变化而变化。也就是说，具有严格物理基础的流域水文模型必然是分布式参数水文模型。但是，具有分布式参数的模型并非一定具有物理基础。比如有的模型尽管含有分布式参数，但刻画流域各分带水文过程的数学描述可能是黑箱。另外，具有物理基础的模型也并非全部是分布式水文模型。比如有些概念性模型就基于一定的物理基础，部分模型参数也可能随空间坐标变化而变化，但刻画流域各分带水文过程的数学描述并非基于严格的物理基础，多数过程的描述还是集总概念性的，这种模型或许可以叫做半分布式水文模型，或严格说叫做具有物理基础的概念性水文模型。所以，分布式水文模型的首要特征就是基于严格的物理基础。

分布式水文模型从性质上看属于确定性水文模型。理想的确定性水文模型是指严格按照水文系统变化的实际物理过程而建立起来的水文模型，又称数值模型。这种模型基于复杂的物理理论。这种模型对数据量和计算时间有较大的要求。但是由于这种模型完全基于物理原理，所以它可以根据水文系统的变化对水文变量进行预测。模型对初值是极为敏感的。但是，由于下垫面的复杂多变，目前尚没有任何一种理论能够完全描述实际的物理过程，而是都基于一定

程度的假设。所以，从这个意义上看，分布式水文模型应该属于确定性水文模型，而非理想的确定性水文模型。

在分布式水文模型中，考虑了降雨的空间变化，计算区域的空间分异，如土壤与地形的空间分布，这与以前的概念模型有了很大的差别。在分布式水文模型中仍有一些假定：降雨空间分布不均匀，但不考虑其时间变化；在暴雨期间，土壤含水量的再分配不考虑，土壤与降雨的空间相关关系被忽略。从技术上讲，要构建分布式水文模型的框架并不难，关键问题为水文单元划分、空间参数确定、产汇流机制确定和模型算法实现等，地理信息系统技术与遥感技术有助于这些问题的解决。尽管分布式水文模型尽可能地依照实际水文过程而建立，但这有一个前提，就是人们对实际水文过程的理解。由于客观世界的复杂性，人们对同一水文过程的认识尚存在着差异，而且，对这种认识的数学描述也是基于一定的概化模式，这种概化模式能否真正代表实际过程也是一个问题。即使能够代表，这中间所进行的概化是否合理或是否略去了人们尚没有认识到的有用信息也还是一个问题。因此，分布式水文模型是随着人们对物理过程的认识及数学的发展而发展的，它必然具有时代的特点。

由于计算机技术的迅猛发展，目前计算耗时已经不再是限制分布式水文模型发展的主要因素了。当前分布式水文模型尚对两个方面有严格的要求，这就是：①模型的准确设计；②模型参数的准确率定。模型的准确设计要求对模型所涉及的各个水文过程有较准确、合理的概化和描述。这种概化和描述的合理程度依赖于人们对物理过程的认识程度和数学的发展水平。由于分布式水文模型的参数是基于一定的空间坐标而变化的，不同下垫面条件（土地利用、植被覆盖、地形、地貌等）下的模型参数需要人们准确的测量。模型参数的准确与否直接影响到模型的校正。如果模型参数不准确，那么它就错误地反映了实际的陆面过程，在此情况下，即使模型结构及概化合理，模型模拟和预测结果也较差。由于分布式水文模型的参数很多，如果要获得准确的模型参数，必须进行大量的观测。即使结合遥感技术，对于下垫面情况复杂的大流域来说，也需布置必要的大量观测点。所以分布式水文模型的建立需要大量的人力和物力。由此可以看出，分布式水文模型主要存在两个缺点：①需要进行大量的观测；②需要对水文变化的连续物理过程有深入的了解。

从上述分析中可以看出，分布式水文模型的上述缺点是存在正反两个方面的[4]。这就是如果人们对水文过程有了较深入的认识，而且进行了大量的观测，那么就能够建立高精度的水文模型，可以对水文变量进行可靠的预测。分布式水文模型的优点之一就是可以对无水文观测站点的流域进行径流模拟和预测。因为对各种水文过程的物理机制有了深刻的了解后，只需对流域的下垫面参数进行测量即可运转模型。分布式水文模型的另一个优点就是可以对具有多源影响的流域过程进行模拟和预测，比如对多点源或面源污染进行模拟。

与概念性模型相比，分布式水文模型所揭示的水文物理过程越来越接近客观世界。模型参数具有明确的物理意义，可以通过连续方程和动力方程求解，可以更准确的描述水文过程，具有很强的适应性。分布式水文模型用严格的数学物理方程表述水文循环的各子过程，参数和变量中充分考虑空间的差异性，并着重考虑不同单元间的水平联系。当模拟一个尺度较大的区域时，通过栅格描述适当考虑了各种水文要素和影响因素的空间分布不均匀性。因此，基于DEM 的分布式水文模型仍然是现代水文水资源研究的理想工具，是未来水文模型发展的主要方向。

基于DEM的分布式水文模型，通过DEM可提取大量的陆地表面形态信息，这些信息包含流域网格单元的坡度、坡向以及单元之间的关系等[26]。同时，根据一定的算法可以确定地表水流路径、河流网络和流域的边界。在基于 DEM 所划分的流域单元上建立水文模型，模拟流域单元内土壤—植被—大气（SVAT）系统中水的运动，并考虑单元之间水平方向的联系，进行地表水和地下水的演算。

概括起来，基于 DEM 的分布式水文模型具有以下特色：①具有物理基础，能够描述水文循环的时空变化过程；②由于其分布式特点，能够与 GCM 嵌套，研究自然变化和气候变化对水文循环的影响；③同 RS 和 GIS 相结合，能够及时地模拟出人类活动或下垫面因素的变化对流域水文循环过程的影响。

目前，DEM 主要有 3 种格式：栅格型、不规则三角网（TIN）和等高线，3 种数据格式在 GIS 软件中可互相转化。其中在水文模型中用得较多的是栅格 DEM。基于栅格 DEM 的分布式水文模型主要有两种建模方式：①应用数值分析来建立相邻网格单元之间的时空关系，如 SHE 模型等。该类模型水文物理动力

学机制突出，也是人们常指的具有物理基础的分布式水文模型。但它结构比较复杂、计算繁琐，当前还很难适用于较大的流域。②在每一个网格单元或子流域）上应用传统的概念性模型来推求净雨，再进行汇流演算，最后求得出口断面流量，如 SWAT 模型等。该类模型结构与计算过程都比较简单，比较适用于较大的流域。

1.2.3 流域特征的提取和应用

自从 20 世纪 50 年代后期以来，DEM（Digital Elevation Model）在测绘、土木工程、地质、矿山工程、景观建筑、道路设计、防洪、农业、规划、军事工程、飞行器与战场仿真等领域取得了广泛应用[25]。在水文模拟这一领域中，由 DEM 提取地形特征的研究在国外从 20 世纪 70 年代就开始了，其高峰出现在 80、90 年代。而在国内是从 20 世纪 90 年代才开始的，并且重点是对国外软件的应用。在该领域中，20 世纪 80 年代之前的研究是比较少的，研究范围也仅限于分水线和山谷的识别和提取[27]。而在 20 世纪 80、90 年代取得了飞速的发展，相继出现了各种提取河网、流域边界以及划分子流域的方法。近几年来，其研究的重点又从提取单一地形特征（即流域中所有点的特征都是整个流域特征不可缺的一部分，由它们组成流域特征是唯一的），如河网、分水线等，转到了分布式子流域特征（Distributed Subcatchment Properties[28]，即对于每个点，该特征的取值都不同，可以通过数据精简模型求取整个流域中最具代表性的值）的提取研究上，如子流域长度、坡度、河网密度等的研究计算，其计算方法也是各有千秋，但却都有赖于单一信息的提取[29]。最先出现的提取流域特征的方法是 1975 年 Peuker 和 Douglas 所用的基于谷点识别的方法，但该法会生成许多不连续的河道片断，并会产生非单网格宽（用该方法提取的河网有可能在其垂直于水流方向占有两个或两个以上的网格）的河网[26]。目前应用最广泛的方法仍然是 1984 年由 O'Callaghan 和 Mark[30]提出的提取流域特征的 TOPAZ（Topographic Parameterization）方法，该方法中生成河网采用的是 D8 法[31]。后来发展起来的流向判断方法还有多流向法和 Lea 方法[32]等，但都因应用起来不方便，而未得到广泛的应用。

对于流域单一信息的提取而言，比较重要的问题包括流向的确定、不连续

河道的连接、洼地和平原区的处理等。目前仍未得到很好处理的就是洼地和平原区的流向问题，常用的填平方法可以生成连续的河网，但该河网却不见得合理。而对于分布式流域特征的提取，主要影响因素就是流域特征的物理概念和提取方法，不同的概念和方法适用于不同的目的。另外一个问题就是所提取的流域特征与自然水系流域特征的水力学相似性如何，即对水文过程的影响是否一致。这个问题目前还未得到解决，它的解决则要有赖于遥感技术的发展，使流域特征提取与自然水系相结合。

1.2.4 水文模拟技术的发展历程

水文模拟的任务为模拟地表和地下环境中的水体流动及其溶解物输移。模拟流域对气象、气候输入的水文响应是工程水文学与科学水文学的最基本课题[3]。17 世纪末，在人们建立水文循环的基本概念和流域水量平衡基本原理后，流域对降雨的水文响应就是地表水文学的中心问题。水文模型是对真实自然水文过程的简化表达，它既可以是实体比尺物理模型（Physical Model）、电子电路模拟模型（Analog Model），也可以是数学模型（Mathematical Model）。1856 年 Darcy 所做的砂柱试验就是一个很好的例子。目前该技术还经常应用于工程实际和课堂教学。物理模型的主要问题在于费用高、模拟水文复杂系统时存在局限性。电子电路模拟模型是一种机械或电路装置，它利用数学相似性模拟水文系统过程，它在坝、渠水的渗漏及地下含水层水文地质条件的模拟方面是个强有力的手段。电子电路模拟模型主要受特别情景的限制，不易推广应用，换而言之，对一个新问题就要设计和建造一个新的模拟模型。以往实体比尺模型和电子模拟模型非常重要。然而，现今数学模型更易于使用，且随着科学技术的发展，数学模型发展最快、应用最广。20 世纪中叶随着计算机的出现，计算机数学模型如雨后春笋发展很快，系统观点与计算机技术的结合形成了现代意义上的水文模型。受尺度与认识的限制，它也像其它模型一样必须作一定的概化和假设。然而，与物理模型和模拟模型相比，它更能经得起复杂水文系统的校验。

水文模拟技术是从数学物理方法、单位线、经验相关和概化推理等多种方法中取长补短并有机结合而逐步形成的，一方面有别于数学物理方法的严密性，

另一方面有别于概化推理方法的设计性。它吸取了经验相关方法中合理的物理概念，又把它系统化成一个推理计算的模式。它可以采用比较严密的部分结构，也可采用比较粗略的或黑箱子模型作为部分结构。水文模拟方法将客观现象加以简化，抓住主要的和基本的规律部分，忽略次要的或偶发的因素，并建立起有物理意义的、逻辑结构严密完整的计算系统。

任何计算方法或模型，都不可能产生出信息，而只能从数据中提取信息。一个模型的优劣在于它吸收知识的多少和真伪、利用信息的多少以及提取信息的能力。模型形形色色，有的复杂，有的简单，有的应用许多高深的数学，有的只有常识性的规则。这些都不足以判断模型的好坏，关键看它是否在吸取知识和信息上有所前进。流域水文模型在经历了一个时期的大发展后陷入停滞状态，主要原因在于缺乏新的认识和新的信息源，只有在增添了新的知识和信息后，才能恢复生机。

上个世纪末以来，随着空间技术、遥感技术、信息技术和通讯技术的发展和普及，水文模型的发展空间有了极大的拓宽，增添了许多新的量测手段；有了新的信息源，新的认识就会产生。这些新的认识和信息输入到水文模型中，就会使它更逼近真实的原型。因此，可以确信，21 世纪水文模拟技术将会有更大的发展。

综上所述，虽然经过了长时间的研究和验证，但国内外现有的几个流域分布式水文模型存在很大的局限性。因此，有必要在借鉴国内外先进模型的基础上，利用现代科学技术，对基于 DEM 的流域分布式水文模型作进一步的探讨。

1.3 本文研究内容

随着水文科学和信息处理技术的发展，水资源遥感技术（RS）、地理信息系统技术（GIS）、全球定位系统技术（GPS）及网络技术等在水文中的应用不断扩展，研究方法和应用开发层次也在不断得到改进和提高。借助 GIS、RS 等信息处理技术解决水文水资源问题是本专业发展的重点。本文的目的是建立一个分布式的数字水文模型来进行流域水文过程模拟。另外利用与专业相关的知识及软件（Delphi、ArcView、Swat、Arc/info）来分析解决相应问题。本文将着重研究以下几个方面的内容：

（1）运用软件 SWAT 从数字高程模型（DEM）中提取流域特征。包括从 DEM 中提取建立数字水文模型所需要的数字水系；根据集水面积阈值划分子流域、提取子流域边界线；并从中提取分布式子流域特征，以供汇流计算时确定汇流参数的初值。

（2）建立基于自然子流域结合栅格单元的分布式水文模型。模型以三水源新安江模型为基础。产流阶段，在栅格单元内分别建立新安江模型，子流域汇流阶段按自然子流域分别进行汇流分析计算，河道汇流采用马斯京根分段连续演算法。

（3）建立基于距离平方反比法的流域降雨插值模型。

通过以上几个方面的研究，所建立的分布式流域水文模型经参数优选、率定和检验，基本上能较好模拟实验流域——涪江水系梓潼河流域的实测水文过程。

第二章　流域 DEM 的应用

水文陆面模拟中，地形是十分关键的因素。把 GIS 软件功能用于水文模拟，可以用来获取、操作、显示那些与模型有关的空间数据和处理后所得的成果，使模型进一步细化，从而可深入认识水文现象的物理本质[33]。当今以数字地形模型（DTM）、数字高程模型（DEM）存储的地形信息，为流域水系信息参数的自动化提取提供了可能[30]。通过 GIS 可以提取流域的基本特征，包括下垫面特征、水系、河网等，并可以依据河网等级对流域进行任意的子流域的划分或者进行网格化划分，不仅可以与传统的概念性流域水文模型相结合，为管理提供基本的数据信息，实现输入输出功能，更重要的是为分布式的水文物理模型研制提供了平台。

DEM 是目前用于流域地形分析的主要数据，通常有三种格式：栅格型、不规则三角网（TIN）和等高线，其中栅格型 DEM 是比较普遍的形式。由 DEM 自动提取水系和子流域特征是流域参数化方便而迅速的一种途径[30]。地形数据的应用可以分为两类[25]：第一类是直接应用，即将 DEM 本身作为测图自动化的重要组成部分和地理信息数据库的基础；第二类是将 DEM 经过某种变换产生满足专业应用需求的各种派生产品，这是面向用户的间接应用。产生这些派生产品的过程称为地形分析。地形分析又可分为两大部分：基本地形因子（包括坡度、坡向、粗糙率等）的计算和复杂的地形分析，后者包括地形特征提取、水系特征分析、道路分析等。

2.1 基本地形因子的计算

2.1.1 坡度/坡向的计算

迄今为止，计算坡度的方法可归纳为五种：四块法、空间矢量分析法、拟合平面法、拟合曲面法和直接解法。经实践表明，拟合曲线法是求解坡度的最佳方法。

e_5	e_2	e_6
e_1	e	e_3
e_8	e_4	e_7

图 2-1　3×3 的窗口计算点的坡度/坡向

拟合曲线法一般采用二次曲面，即 3×3 的窗口（如图 2-1 所示）。每个窗口中心为一个高程点。点 e 的坡度、坡向的计算公式如下：

$$\text{坡度：} Slope = \tan\sqrt{Slope_{we}^{\ 2} + Slope_{sn}^{\ 2}} \tag{2-1}$$

$$\text{坡向：} Aspect = Slope_{sn} / Slope_{we} \tag{2-2}$$

其中：$Slope_{we}$ 为 X 方向上的坡度，$Slope_{sn}$ 为 Y 方向上的坡度。

$$Slope_{we} = \frac{(e_8 + 2e_1 + e_5) - (e_7 + 2e_3 + e_6)}{8 \times cellsize} \tag{2-3}$$

$$Slope_{sn} = \frac{(e_7 + 2e_4 + e_8) - (e_6 + 2e_2 + e_5)}{8 \times cellsize} \tag{2-4}$$

式中：*cellsize* 为格网 DEM 的格网间距。

2.1.2 表面积的计算

先将格网 DEM 的每个格网分解为三角形，使用海伦公式计算三角形面积：

$$S = \sqrt{P(P - D_1)(P - D_2)(P - D_3)}$$

$$P = \frac{1}{2}(D_1 + D_2 + D_3) \tag{2-5}$$

$$D_i = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2 + \Delta z^2} \quad (1 \le i \le 3)$$

式中：D_i 表示第 i（$1 \le i \le 3$）点对三角形顶点之间的表面距离，S 为三角形的表面积。

2.1.3 投影面积的计算

投影面积指的是任意多边形在水平面上的面积。简单的计算方法是根据梯形法则，即如果一个多边形由顺序排列的 N 个点（X_i，Y_i，$i = 1,2,\cdots,N$）组成并且第 N 点与第 1 点相同，则水平投影面积为：

$$S = \frac{1}{2}\sum_{i=1}^{N-1}(X_i \times Y_{i+1} - X_{i+1} \times Y_i) \tag{2-6}$$

如果多边形顶点按顺时针方向排列，则计算的面积值为负，反之为正。

2.1.4 坡度变化率/坡向变化率的计算

如图 2-2，

7	6	5
8	0	4
1	2	3

图 2-2　九个相邻格网点的编号

假设“0”号格网点的坡度为 a_0，“j” 号格网点的坡度为 a_j（$j=1,2,...,7,8$）。

记：

$$S_j=\begin{cases}\dfrac{a_j-a_0}{D}, \text{当 j}=2,4,6,8\\ \dfrac{a_j-a_0}{\sqrt{2}D}, \text{当 j}=1,3,5,7\end{cases} \tag{2-7}$$

式中，D 为格网的边长。于是，“0”号数据点的坡度变化率 S_0 为：

$$S_0=SGN_{s_{\max}}|S_{\max}| \tag{2-8}$$

式中，$|S_{\max}|=Max(|S_1|,|S_2|,|S_3|,|S_4|,|S_5|,|S_6|,|S_7|,|S_8|)$，$SGN_{s_{\max}}$ 表示 S_0 的方向与 $S_{\max}$ 一致。即是说，在格网内部，任一格网点的坡度变化率应取该格网点相邻八个格网点坡度变化率中绝对值最大者，并与它有相同的符号。对于位于四角的格网点，其坡度变化率根据相邻三个格网点的坡度变化率确定，位于边沿但非四角的格网点，根据相邻五个格网点的坡度变化率确定。坡向变化率的求法与坡度变化率的求法类似，只要将坡度换为坡向即可。

2.2 基于 DEM 的流域水文因子提取[25]

从 DEM 生成的集水流域和水流网络数据，是大多数地表水文分析模型的主要输入数据。所谓集水流域是指水流及其他物质流向出口的过程中所流经的

整个地区，而集水出口是指水流离开集水流域的点，也是集水流域边界上的最低点。子流域是更大的集水流域网状结构中的一部分。两集水流域的相邻边界称为分水岭或集水流域边界。集水流域和将水流导向水流出口的水流网络称为排水系统。本节将着重介绍从 DEM 中提取水文信息的基本方法。

流域水文因子的计算由三个主要步骤组成，即无洼地区域 DEM 的生成、水流方向矩阵的计算和水流累计矩阵的计算。值得注意的是，在整个 DEM 水文分析基础数据的计算过程中，使用了每一格网的方向数据，因此 DEM 水流方向矩阵的计算应最先进行。作为洼地填平算法的输入数据，在无洼地 DEM 的计算完成之后，重新计算经过填平处理后格网的水流方向，生成最终的水流方向矩阵。

2.2.1 无洼地区域 DEM 的生成

地形洼地是区域地形的集水区域，一般有三种形态，分别是单点洼地、独立洼地区域和复合洼地区域。对于这三种洼地区域要分别采用下述三种不同的方法进行填平：

（1）单格网洼地的填平方法

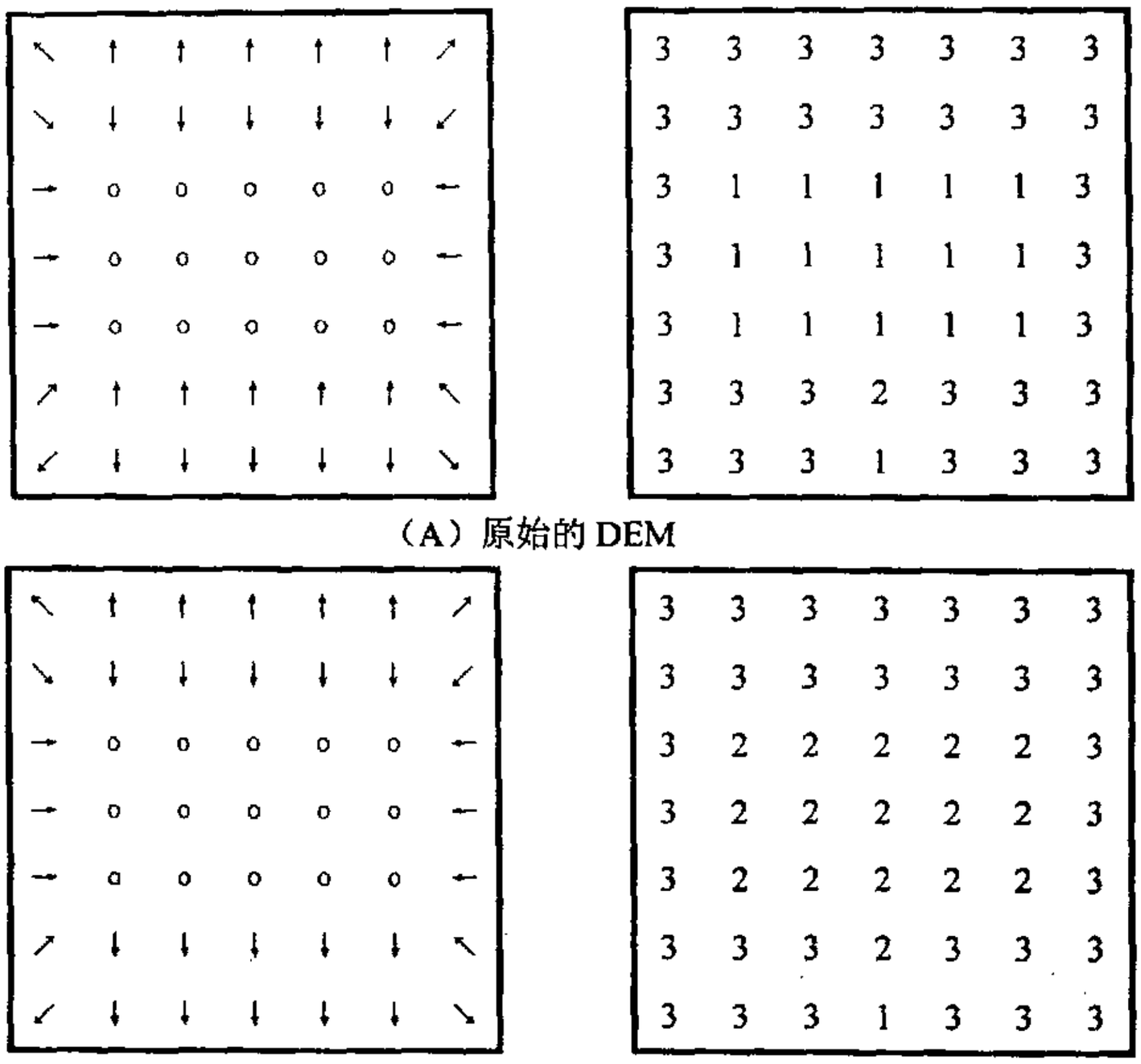
单格网洼地是指在DEM中的某一点的八个邻域点的高程皆大于该点高程，且该八个邻域点至少有一个点是该洼地的边缘点（即洼地区域集水流域的出口），对于这样的单格网洼地，可直接赋以其邻域格网中的最小高程值或邻域格网高程的平均值将其除去。

（2）独立洼地区的填平方法

独立洼地区域是指洼地区域内只有一个谷底点，且该点的八个邻域点中没有一个是该洼地区域内的边缘点。这种洼地的填平方法是，首先找到洼地区域的边界线，即水流流向该谷底点的区域边界线。在区域边缘上找出高程最小的点，将洼地区域内高程小于该点高程的所有点的高程用该点的高程值代替，从而实现独立洼地区域的填平。

（3）复合洼地区域的填平方法

复合洼地区域是指洼地区域中有多个谷底点，而且各个谷底点所构成的洼地区域相互邻接。这种洼地填平方法的原理同上面的（2），在此不再赘述。



（A）原始的 DEM

（B）填洼处理后的 DEM

（C）经三次高程增量迭加算法处理后的 DEM

（其中（C）中的 0.1 代表 0.001m 的高程增量）

图 2-3　高程增量迭加算法确定平坦格网单元流向过程

2.2.2 水流方向矩阵的计算

水文因子计算的第二步是生成水流方向数据矩阵，这里首先涉及到一个如

何确定平坦格网单元流向的问题。

2.2.2.1 平坦格网单元流向的确定

对 DEM 原先存在的或经过填洼处理后产生的平坦区域，采用 Martz 和 Garbrecht（1992）[30]提出的高程增量迭加算法进行格网内水流方向的确定。所谓高程增量迭加算法是指：在平坦区域内所有栅格单元上迭加一个很小的高程增量，不同的栅格单元所加的增量的数值可能不一样，但最大不得超过 DEM 原有的垂向分辨率，从而不影响平坦区域周边及其以外栅格单元之间的坡向。

高程增量迭加算法需要两个数阵，一个是经过填洼处理后的 DEM 数阵记作 A，另一个是 A 的拷贝记作 B。首先搜索 A，检查是否存在着中间低、周围高的凹点（经过填洼处理后应不会出现此情况），如果不存在则证明该单元是平坦区域的一部分，相应地在 B 中对应单元上迭加 0.001m 的高程。一旦在 A 中找到平坦区域，就要在 B 中相应单元增加 0.001m。然后以 B 中数据替换 A 中数据，继续搜索 A，直到平坦区域不存在。此过程如图 2-3 所示。

2.2.2.2 水流方向矩阵的生成

对每一个格网，水流方向是指水流离开此格网时的指向。通过将格网 x 的 8 个邻域格网编码，水流方向便可以其中一个值来确定。格网方向的编码为：

32	64	128
16	x	1
8	4	2

图 2-4　格网方向编码

例如：如果格网 x 的水流流向右边，则该单元被赋值为 1。需要指出的是下面要用到的距离权落差的概念。距离权落差通过中心格网与邻域格网的高程差除以两格网间的距离求得，而格网间的距离是指格网中心点之间的距离。确定水流方向的方法是，对每一个格网，计算对 8 个邻域格网的距离权落差值，

具有最大距离权落差的方向即为该格网的水流方向。

2.2.3 水流累积矩阵的计算

区域流水量累积数值矩阵表示区域地形每点的水流累积量。其基本思想是，假定以规则格网表示的数字高程模型的每点处有一个单位的水量，按照自然水流从高往低流的规律，根据区域地形的水流方向矩阵计算每点处所流过的水量数值，便可以得到该区域的水流累积数字矩阵。图 2-5 给出一个由简单的原始 DEM 矩阵计算出相应的水流方向矩阵和水流累积矩阵的范例。下面简要解释一些上述变换的过程：

78	72	69	71	58	49
74	67	56	49	46	50
69	53	44	37	38	48
67	58	55	22	31	24
68	61	47	21	16	19
74	53	34	12	11	12

（a）原始 DEM 矩阵

2	2	2	4	4	8
2	2	2	4	4	8
1	1	2	4	8	4
128	128	1	2	4	8
2	2	1	4	4	4
1	1	1	1	14	16

（b）水流方向矩阵

0	0	0	0	0	0
0	1	1	2	2	0
0	3	7	5	4	0
0	0	0	20	0	1
0	0	0	1	24	0
0	2	4	7	35	1

（c）水流累积矩阵

图 2-5　一个简单的 DEM 及其计算结果

（一）由（a）到（b）。

首先确定每一个单元格沿各个方向的距离权落差，取其落差最大的方向为该单元格的水流方向，然后根据图 2-4 所示，将代表各个方向的数据填入该单元格，从而得到（b）。例如（a）中左上角的单元格（78），可求得其最大权落差为$(78-67)\div\sqrt{2}\approx 7.78$，其方向指向右下角单元格（67），根据图 2-4 可知道，流向右下方的代表数字为 2，因此在（b）中对应处的单元格内填入数字 2。同理，如（a）中右上角单元格（49），其水流的出流方向必指向正下方，根据图 2-4，代表该方向的数字为 4，所以在（b）中相应单元格处填入数字 4。依此类推，即可由（a）得到（b），从而生成水流方向矩阵。

（二）由（b）到（c）。

以（b）左上角单元格（2）为例，因为周围没有哪个单元格的水流注入该单元格（即该单元格为流域边界）。所以在（c）中相应位置填入 0，同理可知道（c）中第一行所填数字均为 0；以（b）中第二行第二列的单元格为例，由于其左上方单元格的水流将流入此单元格，因此在（c）中相应位置填入数字 1；以（b）中第二行第四列的单元格为例，其左上方和正上方单元格的水流都将注入其中，即有两个单位的水流将汇入此单元格，因此在（c）中相应单元格内填入数字 2；再以（b）中第三行第五列单元格为例，其右上方和正上方的水流将注入其中，因为正上方单元格自身已经有两个单位的入流，再加上右上方和正上方两个单位格自身的水量，因此在（c）中相应单元格内所填入的数字为 4。依此类推，即可由（b）得到（c），从而生成水流累积矩阵。

2.2.4 对上述算法的评价

上述算法是传统水文分析模型的基础算法，已经在一些 GIS 商业软件中得到了实现，但在实际应用中这个算法存在以下几个问题：

（1）计算程序复杂，计算量大，而且计算量随着 DEM 格网的增加而成倍增长。

（2）当 DEM 格网较密时，不仅增加了计算量，而且给地形水流分析带来困难并产生了各种错误。当 DEM 格网较稀时，所提取的地形结构线与实际地形的情况存在较大差距。

另外，由于此算法建立在假设从 DEM 格网点流出的水流将流向格网八个邻域格网所决定的方向之一的基础上，与实际的水流情况并不十分相符。因此，曾有学者认为此算法过于简单，有时会产生明显的错误，并提出如果以八个方向的梯度按比例分配从格网中流出的水流的话，在非平坦地区将会产生更加理想的效果。

2.3 流域及水系的生成

2.3.1 汇水面积的计算

沿最陡坡规则确定的水流路径可计算任一栅格单元的上坡汇水面积，若此面积以栅格数目表示，则形成一个包含每一栅格单元上坡汇水面积的新矩阵，

即图 2-5 的水流累积矩阵。

2.3.2 流域分水线的识别和流域划分

首先确定主河道，进而给出流域出口的大致位置。一旦此位置确定，程序便可按前述的栅格流向自动搜索从而勾划出流域边界。对于分布式水文模型而言，较大的流域需要进行子流域划分，类似新安江模型中的支流划分，然后用相应的资料进行水文模拟。Martz 和 Garbrecht[30]所用的方法也是以干流上的每个支流为单元划分子流域，即一旦河网确定下来，子流域也就确定了。通过沿流向前进的方法确定每个网格汇入哪个支流，即属于哪个子流域，从而将整个流域划分为若干个子流域[34]。

2.3.3 河网生成

河网生成包含了三个步骤：确定流域边界内的水道；裁剪小于某一临界长度的河段；生成河道的 Strahler 级数编码。

首先给定最小水道给养面积阈值，流域范围内汇水面积超过阈值的那些格点即定义为水道。小于该值的汇水面积不可能产生足够的径流形成水道。

其次，给定最小水道长度，倘若一级水道的累计长度小于该长度，则裁剪这些较短的水道（伪水道）。其算法是同时搜索河网和格点水流流向，追寻每个一级水道的起始点和下游节点，并累计水道长度，假如此长度小于某一给定值，则裁剪掉。

裁剪程序结束后便可自动确定河道的 Strahler 级数，并自动计算一些常用的流域地形参数。

2.4 常用软件及水文分析的流程

生成数字流域有多种成熟的软件，通过这些软件，可以方便的实现上述的一系列算法，并可形成数字水文的地形基础。常用的软件有，ESRI 提供的 Grid 模块，可以在 Arc/info、Arcview 中直接调用；RSI 提供的 River Tools，它的一个特点是可以处理很大的 DEM 数据；Garbrecht J，Martz. W. 的 TOPAZ（Topographic Parameterization）工具；美国 Brigham Young 大学环境模型研究

实验室（EMRL）开发的专业水文模拟处理软件 WMS（Watershed Modeling System）；Jeff Arnold 为美国农业部（USDA）农业研究中心（ARS）开发的 SWAT 模型（Soil and Water Assessment Tool）。不同的软件包含着不同的算法，生成的数字流域具有一定的差别。

虽然这些软件包含的算法不尽相同，但它们利用 DEM 进行水文分析的流程一致。具体流程如图 2-6。

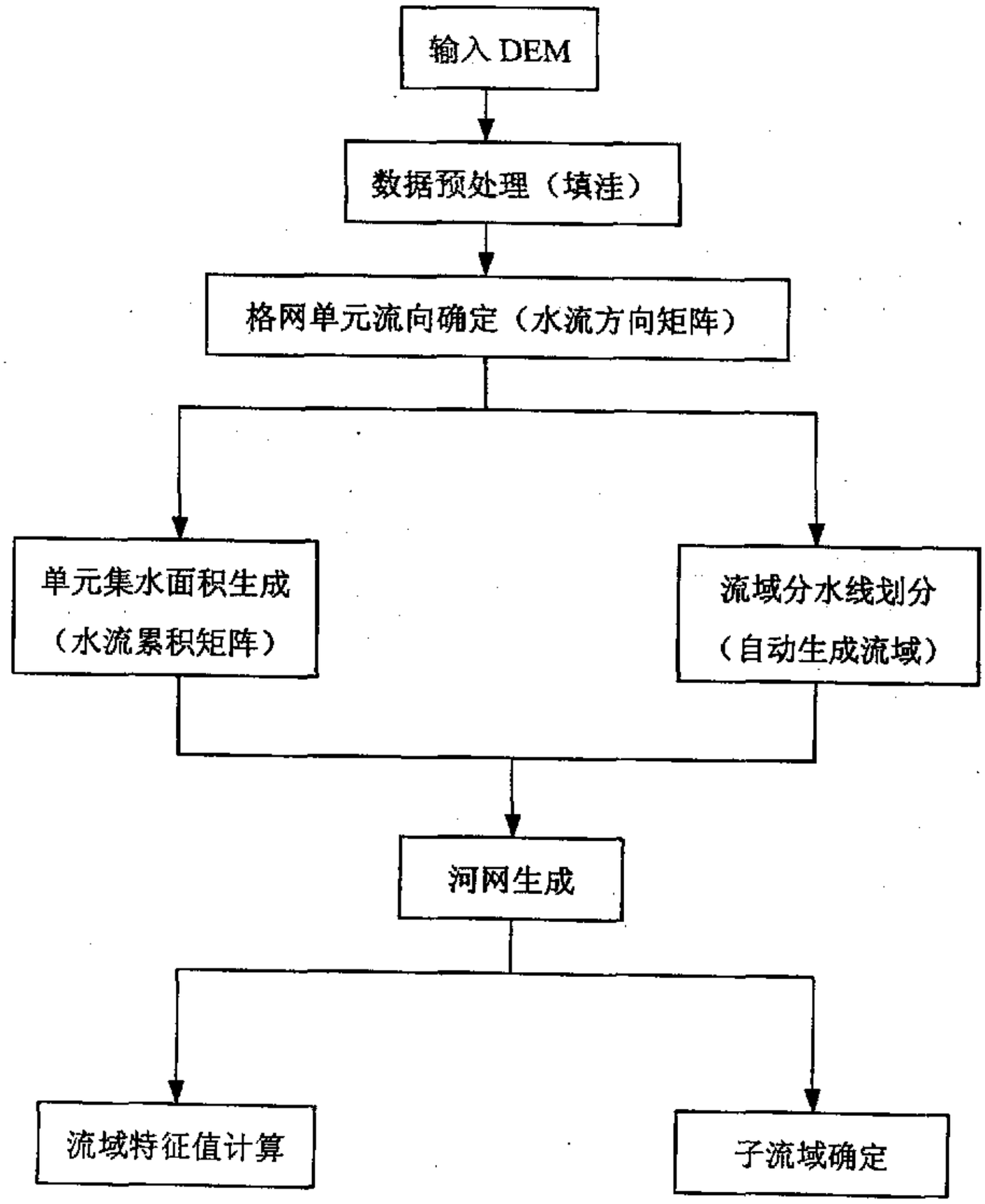
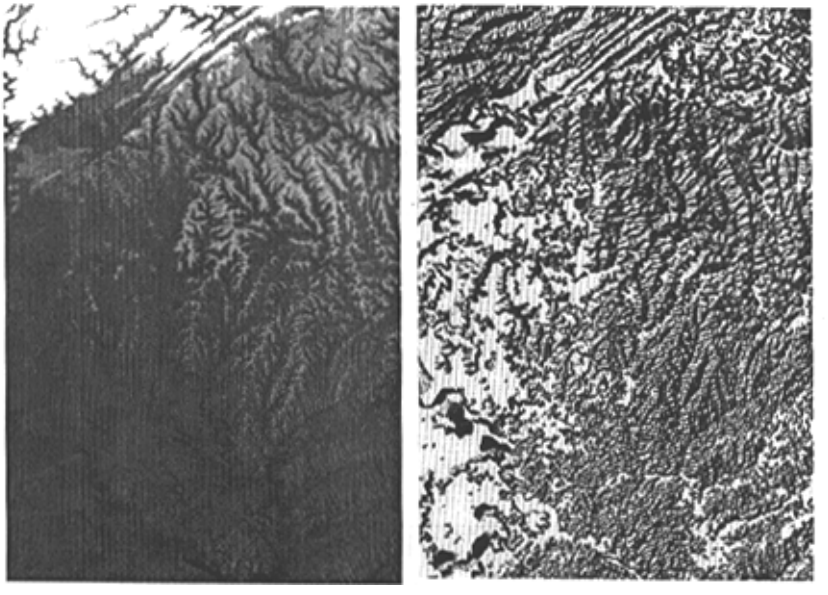


图 2-6　DEM 水文分析流程

2.5 实验流域特征的提取

SWAT(Soil and Water Assessment Tool)是一个具有很强物理机制的长时段的流域分布式水文模型。在本次研究中，运用AVSWAT2000对实验流域进行一系列水文因子的提取。SWAT能够利用GIS提供的空间数据信息，模拟复杂流域中多种不同的水文物理过程。在ArcView 3.2平台上，运行AVSWAT2000模块(SWAT模型的ArcView界面)自动生成格式化的模型参数和输入数据。所用的DEM是100m×100m的栅格数据，如图2-7所示。



（a）DEM的伸展图　　（b）DEM的阴影图

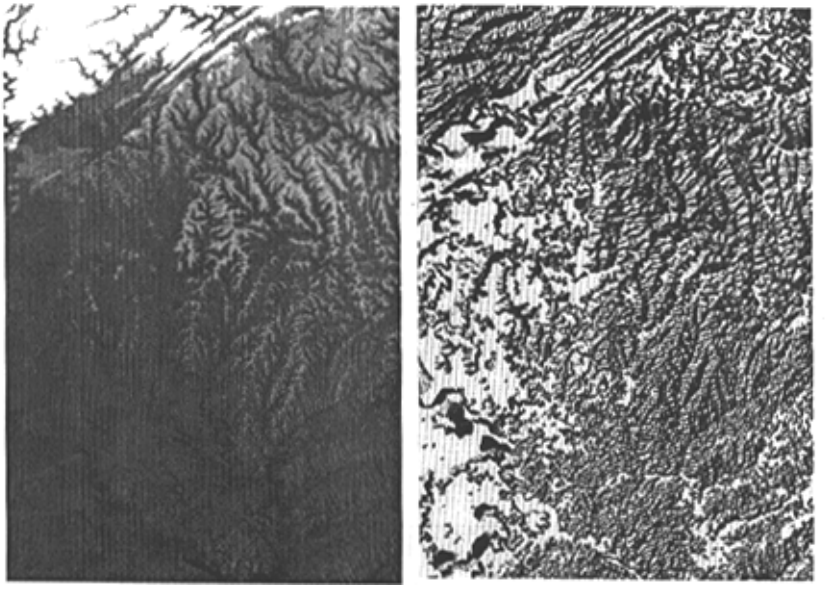
图2-7　梓潼河流域的100m×100mDEM

2.5.1 洼地的处理

经初始判断所得的水流方向数据生成的河网会出现不连续的现象[34]，如图2-8（a）所示，这主要是因为流域中的洼地未经处理，水流滞留于洼地而未考虑洼地底部高程的变化。采用前述的填平方法来处理流域中的凹陷区域，处理

2.5 实验流域特征的提取

SWAT(Soil and Water Assessment Tool)是一个具有很强物理机制的长时段的流域分布式水文模型。在本次研究中，运用AVSWAT2000对实验流域进行一系列水文因子的提取。SWAT能够利用GIS提供的空间数据信息，模拟复杂流域中多种不同的水文物理过程。在ArcView 3.2平台上，运行AVSWAT2000模块(SWAT模型的ArcView界面)自动生成格式化的模型参数和输入数据。所用的DEM是100m×100m的栅格数据，如图2-7所示。



（a）DEM的伸展图　　（b）DEM的阴影图

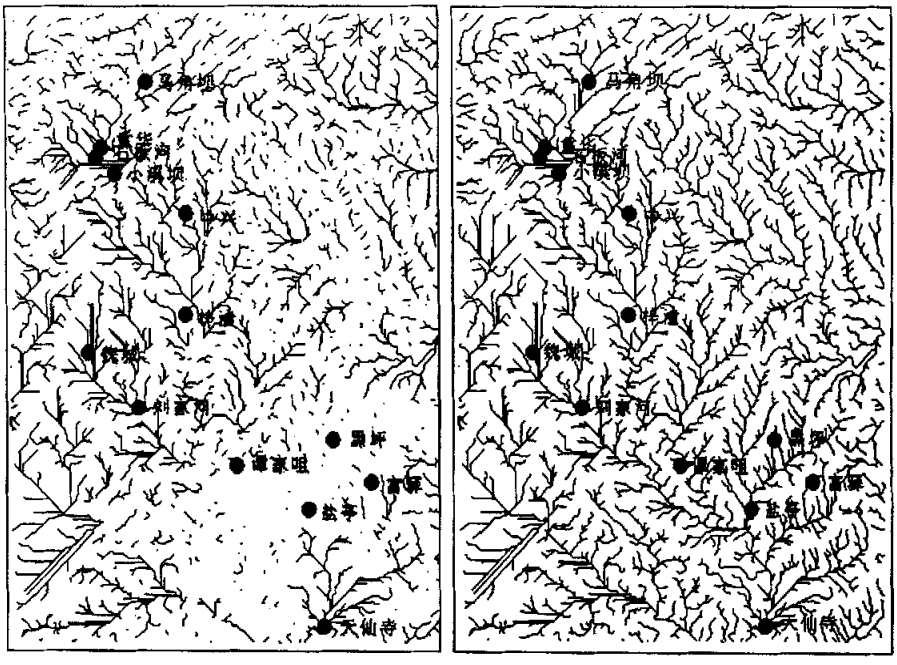
图2-7　梓潼河流域的100m×100mDEM

2.5.1 洼地的处理

经初始判断所得的水流方向数据生成的河网会出现不连续的现象[34]，如图2-8（a）所示，这主要是因为流域中的洼地未经处理，水流滞留于洼地而未考虑洼地底部高程的变化。采用前述的填平方法来处理流域中的凹陷区域，处理

结果如图 2-8（b）所示。

由于经过填平处理后生成的非边界网格的流向数据均不为 0，因此区域内部的水流一定会流到边界上，从而生成多个水系，而每个水系的河网都是连续的，并且其出流口都在边界上。如图 2-9 所示，即为梓潼河流域 100m×100m 的高程栅格经初始河道处理之后生成的水系图。



(a) 原始数据生成的河网　　（b）填平处理后生成的河网

图 2-8　梓潼河区域在两种情况下的河网

经过填平处理后生成的河网避免出现不连续的河道，如果不考虑生成河网与天然河道的空间位置的偏差，这种方法应用在地形起伏较大，特别是河道始终端落差较大的山区，效果良好。但平原地带和盆地区域，则会产生相对平行、非收敛性的河道，甚至会因为网格上游集水面积小于集水面积阈值而不能产生有效的河道。对于这个问题的解决，Martz 等人提出的增加两个坡度的方法，

但该方法需要识别出大的平原区和该平原区的边界后才能处理。

2.5.2 流域划分和边界线确定

由于流域下垫面和气候因素具有时空变异性，为了提高模拟的精度，通常SWAT模型将研究流域细分成若干个单元流域。本次研究将实验流域划分为12个子流域，如图2-10所示。

2.6 分辨率和DEM数阵范围对流域特征的影响

有研究表明[35-40]，DEM的垂直和水平分辨率对流域特征有一定的影响。主要结论是：不同分辨率的DEM得出的流域面积、河网结构、高程、长度等在

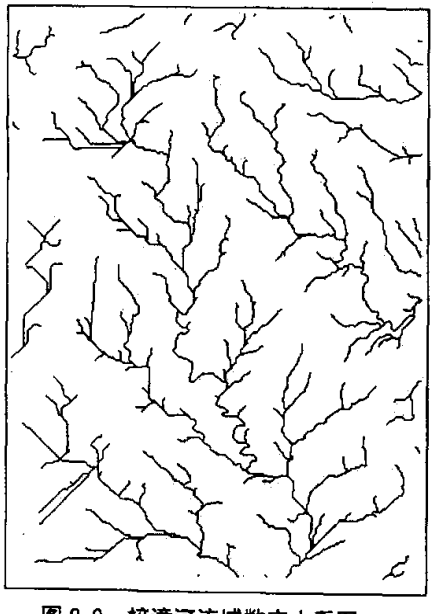


图2-9　梓潼河流域数字水系图

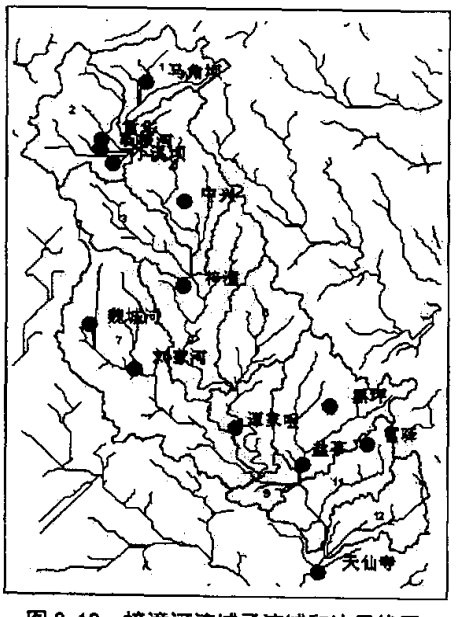


图2-10　梓潼河流域子流域和边界线图

大体上是一致的，具体的细节方面有差异，但与坡度有关的参数差别较大[41]。本次研究也证实了这点。在此给出分辨率分别为100m×100m和600m×600m的流域图（如图2-11所示）。可以看出，两种分辨率的DEM生成的河网在总体上

但该方法需要识别出大的平原区和该平原区的边界后才能处理。

2.5.2 流域划分和边界线确定

由于流域下垫面和气候因素具有时空变异性，为了提高模拟的精度，通常 SWAT 模型将研究流域细分成若干个单元流域。本次研究将实验流域划分为 12 个子流域，如图 2-10 所示。

2.6 分辨率和 DEM 数阵范围对流域特征的影响

有研究表明[35-40]，DEM 的垂直和水平分辨率对流域特征有一定的影响。主要结论是：不同分辨率的 DEM 得出的流域面积、河网结构、高程、长度等在

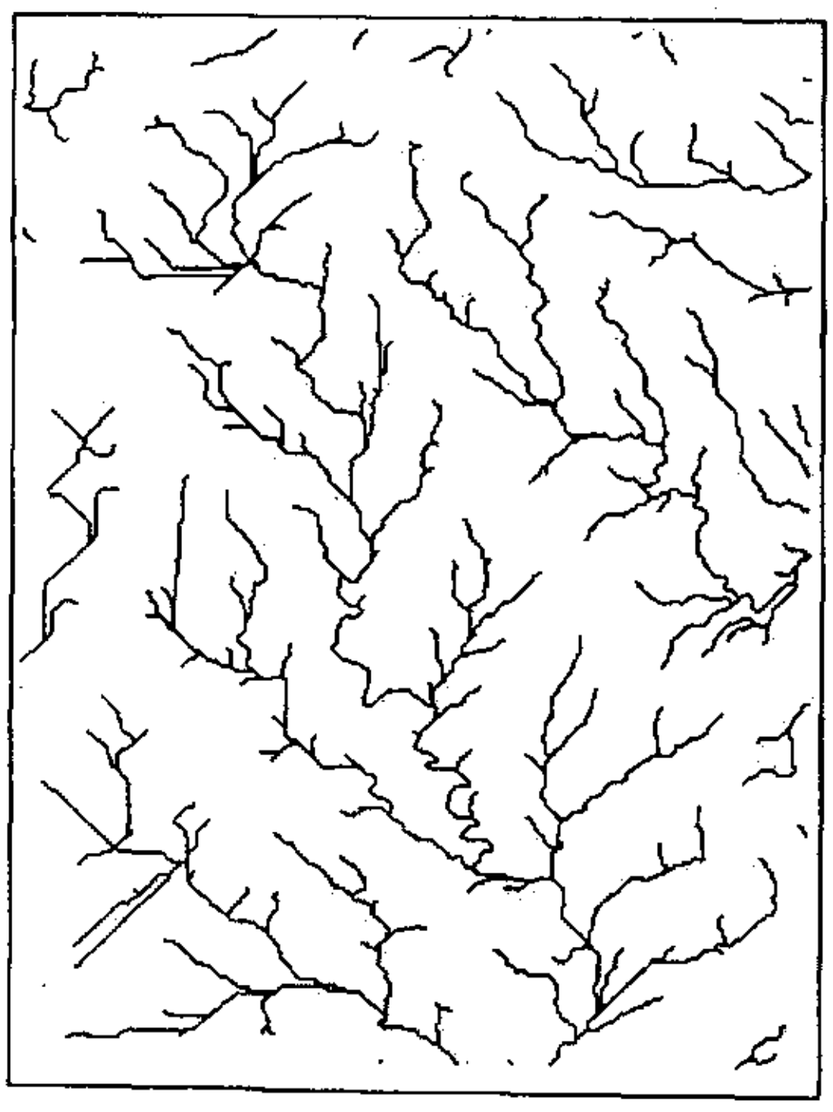


图 2-9　梓潼河流域数字水系图

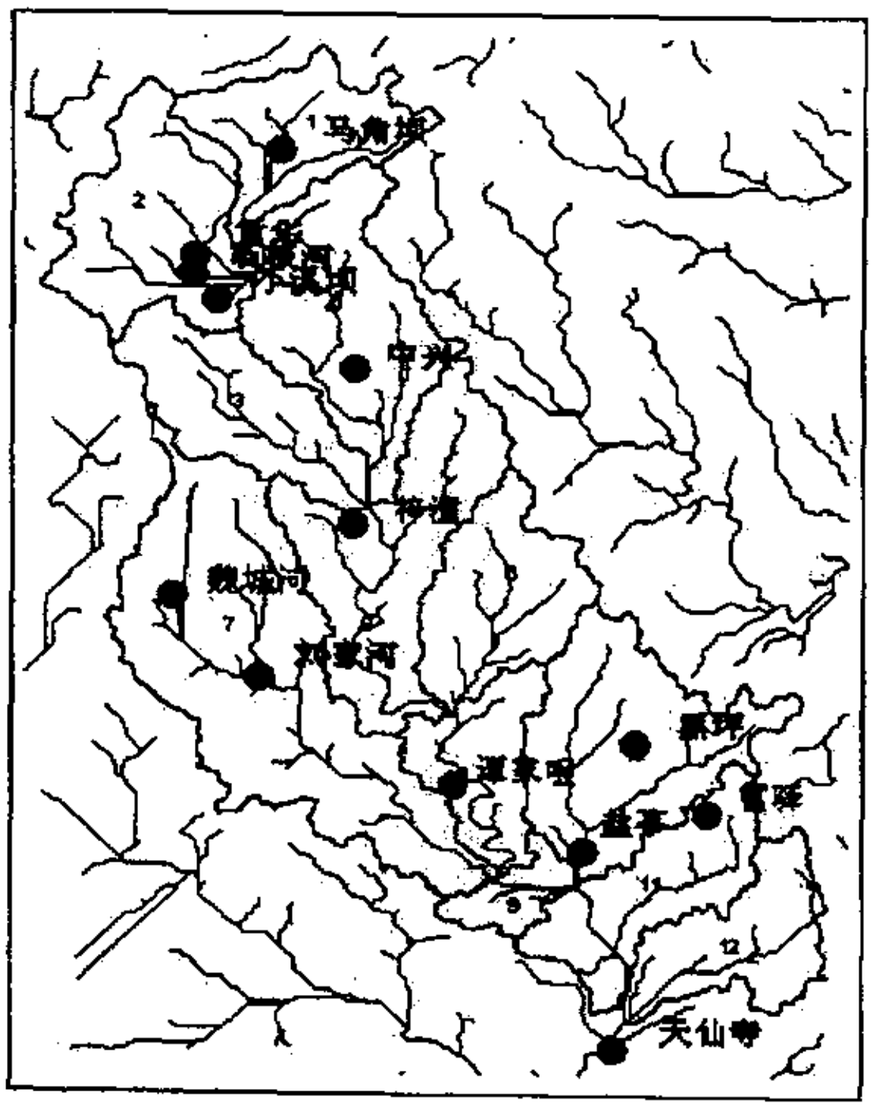
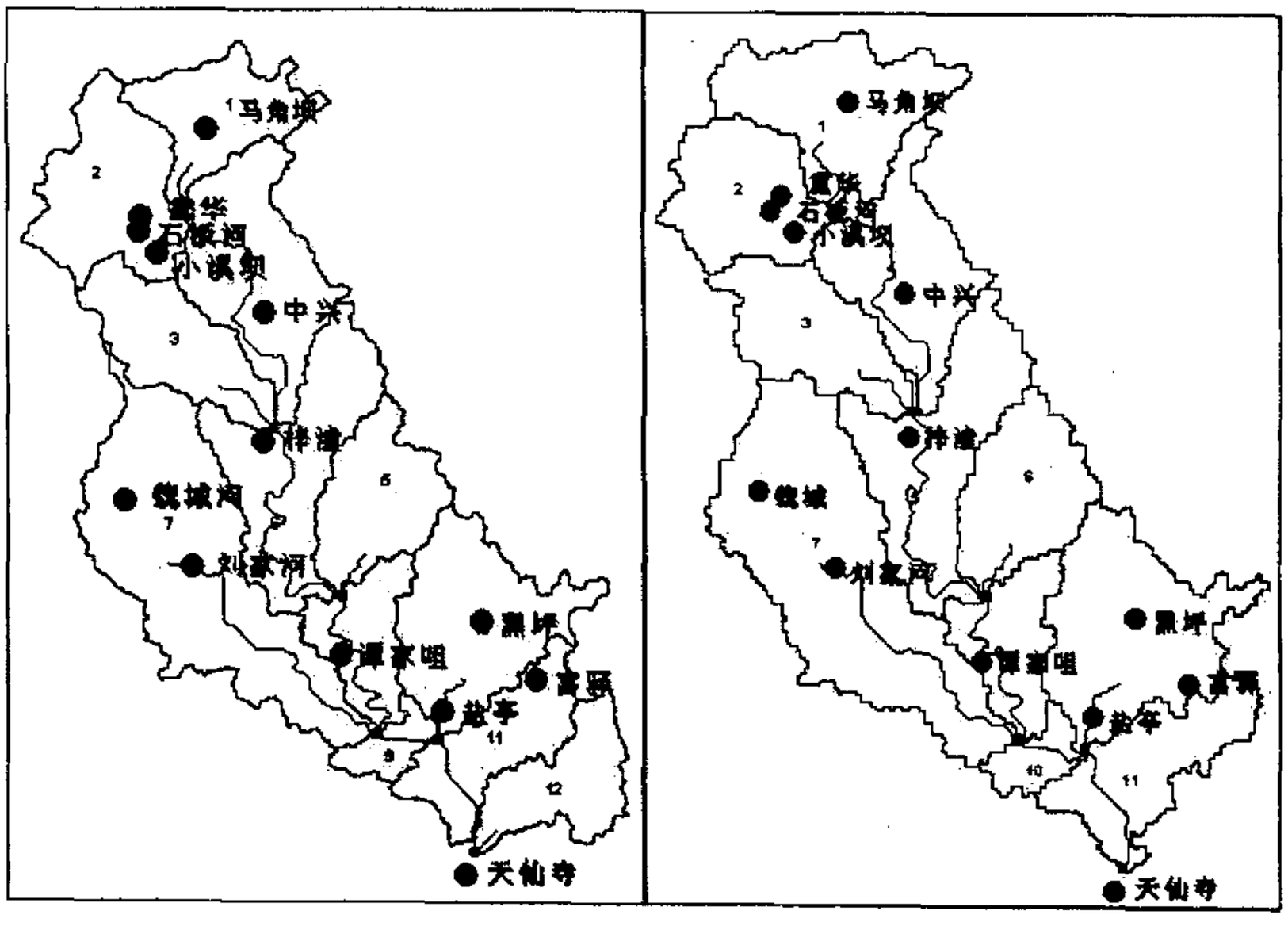


图 2-10　梓潼河流域子流域和边界线图

大体上是一致的，具体的细节方面有差异，但与坡度有关的参数差别较大[41]。本次研究也证实了这点。在此给出分辨率分别为 100m×100m 和 600m×600m 的流域图（如图 2-11 所示）。可以看出，两种分辨率的 DEM 生成的河网在总体上

吻合的程度较好，尤其在落差很大的山区，如图 2-11 所示的盐亭站以上的区域；但在相对平坦的地方，局部有较明显的差异，且子流域的划分有较大的不同。主要原因是网格变化后，对平地周围的地形变化起到了坦化的作用，从而增加了该地区流向的随意性。针对这个问题，通过修正周围高程的方法可以较好地解决。即在出现偏差的地区，沿正确的流经方向，给定高程一个微小的增量，相当于引导性地建一条挡水坝，从而保证水流方向的正确。



（a）　100m×100mDEM 生成的流域图　　（b）600m×600mDEM 生成的流域图

图 2-11　两种分辨率下的流域图比较

任立良等在多次文献中指出：DEM 数阵范围要比研究流域的区域略大一些，否则会给格网单元流向的确定带来不便。但是，他们没有指出 DEM 数阵范围到底应该比研究流域的区域大多少。本次研究运用 AVSWAT2000 模块，探讨了以下四种情况（为了便于比较，集水面积阈值均为 275km^2）：

（1）选取的 DEM 数阵范围很大，形状为矩形。无论是面积还是边界都远

远超过研究流域，进行投影填洼处理后，选择 DEM 边界的水流不流入区域内，生成的流域面积为 5680km^2；若在填洼处理后选择 DEM 边界的水流流入区域内，生成的流域面积为 5680km^2。

（2）选取的 DEM 数阵范围较大，形状为矩形。面积超过研究流域的两倍，边界超过研究流域较多，进行投影填洼处理后，选择 DEM 边界的水流不流入区域内，生成的流域面积为 5407km^2，与天然流域相比，生成的流域未包含雨量站魏城；若在填洼处理后选择 DEM 边界的水流流入区域内，生成的流域面积为 5680km^2。

（3）选取的 DEM 数阵范围仍然较大，形状与研究流域相似，面积大概是研究流域的两倍，边界超过研究流域较多，进行投影填洼处理后，选择 DEM 边界的水流不流入区域内，生成的流域面积为 5270km^2，与天然流域相比，生成的流域未包含雨量站魏城；若在填洼处理后选择 DEM 边界的水流流入区域内，生成的流域面积为 5680km^2。

（4）选取的 DEM 数阵范围略大，形状与研究流域极为相似，面积和边界均略大于研究流域，进行投影填洼处理后，选择 DEM 边界的水流不流入区域内，生成的流域面积为 4743km^2，与天然流域相比，生成的流域未包含雨量站魏城；若在填洼处理后选择 DEM 边界的水流流入区域内，生成的流域面积为 5470km^2。

出现以上四种情况的原因在于流域边界上格网单元流向的确定问题。对于第一种情况，由于 DEM 数阵范围很大，DEM 边界的水流是否流入区域内对于相对很小的实验流域的边界点的流向确定几乎没有影响。而对于后三种情况，由于 DEM 数阵范围比实验流域大的程度不如第一种情况，DEM 边界的水流是否流入区域内对于相对较小的实验流域的边界点的流向确定就有很大的影响。当然，集水面积阈值的选取也对流域特征有一定的影响。

2.7 小结

本次研究运用了分辨率分别为 100m×100m 和 600m×600m 的 DEM，以涪江水系梓潼河流域为例，分析和探讨了提取流域及其边界线的方法。由于受 DEM 水平分辨率和垂直分辨率的影响，以及 DEM 生成过程中的系统错误，生成的

DEM 产品中会出现很多干扰、错误等，与自然地形相比，它所描述的仅是一种概化了的现象，会出现很多伪特征。因此，只有对这些伪特征进行分辨、处理，才能提取出与天然地形比较一致的流域特征来。目前已有了一些方法可以得出较好的结果，但由于 DEM 的大小、范围、所描述的流域以及其本身的特征都直接影响着各种方法的提取效果。

第三章　流域降水量的空间插值方法

3.1 研究背景

目前，人们获取知识的途径各不相同，而且知识的形式也是千差万别的。一方面，我们将面对大量数据，如何合理利用现在的数据，这是数据挖掘等其它课题的研究内容。另一方面，在某些地区，却存在数据稀疏分布的状况。如何在没有实测值的地区得到较为合理的数据，这是本章研究的重点。

在许多科学研究的领域，空间数据缺失（在遥感科学领域，由于机械设备故障，传输线路的堵塞，或者天气的影响等造成的信息缺失）以及空间采样点稀少等都是广泛存在的问题。因此，如何选取样点，如何在未采样的地区获得较为准确的信息，进而获取整个研究区的信息，这是一个关键问题。以下将对水文科学中如何插补降水空间信息做详细的阐述。

在水文科学中，传统的水文信息观测方法仍然是当前最主要的数据采集方式。本文将以降水量为例建立插值模型。降水数据对于水文分析和设计中的众多问题都是非常关键的[42]。比如，如何获取高时空分辨率且精度较高的降水场，对于识别区域降水特性很重要，尤其是准确估测可能发生短历时突发性洪水的暴雨显得很有实际意义。一方面，精确的降水时空观测要求在流域上布设高密度的雨量计站网，这必然增加水文站布设及维护的费用。同时，由于可能的人为破坏及水文观测设备的故障等原因，这必然降低雨量计观测密度。另一方面，随着洪水减灾、水资源利用、工农业与自然流域生态系统的协调发展等区域管理目标要求的提升，传统的黑箱模型及概念型水文模型已不能满足新的要求，有物理基础的分布式水文模型的建立及其应用越来越提到日程上来。为满足一定的时空分辨率以及保证数值计算的稳定性，分布式水文模型一般将流域剖分为正交网格，比如 SHE[43]模型。显然，与传统的黑箱模型及概念型水文模型相比，分布式水文模型要求大量更多的数据输入（参数、边界数据、初始数据等），模型的雨量输入需要一种分布式的栅格降水数据结构。在目前的雨量布设密度下，观测降水数据显然不能满足分布式模型数据输入的结构。

遥感（雷达、卫星等）等高科技手段的应用使获取较大范围的高时空分辨率的水文特征值成为可能。而实际上，目前在水情测报、水资源评价中仍然广泛采用传统的水文信息采集方式。

采用传统方式采集的降水信息仍是当前和未来一段时间内防洪减灾、水资源利用等流域管理的基础。同时，准确估计出流域的降水分布模式，对于提高洪水预报的精度和降低极端洪水事件预测的不确定性、加强流域水资源及流域生态环境治理都有重要意义。可以采用两类方法来模拟降水的空间分布。一种是从气象学的观点出发，根据各种气象条件建立确定性的物理方程，用解析法或数值法求解方程，来模拟及预报降水的空间变化。然而，建立并应用这些模型需要大量的气象数据，例如风向和风速，空气湿度及水气补给，空气上升速度等，这是本次研究所不能具备的。另一种方法是依据现有信息通过插值得到降水空间分布的估计。目前在降水量资料插补中广泛应用的插值方法，主要有泰森多边形法（又名最近邻插值）、距离平方反比、算术平均、克里金插值、样条插值等。

本次研究采用距离平方反比法对梓潼河流域的每个网格点进行降水资料插补，并将插值得来的数据用于次洪径流模拟，取得了满意的结果。以下将重点介绍几种常用的插值方法。

3.2 三种插值方法简介

泰森多边形插值（Thiessen Polygon Method）的核心思想就是：插值点变量值与距离它最近的测点的变量值相同，因此又称为最近邻插值。所谓泰森多边形即在插值前，在每一个雨量站周围构建多边形，多边形的边位于两个雨量站中间的位置，即为两个雨量站的中垂线段。泰森多边形插值方法多用来估计区域面降水量，有时也被用来做点降水估计。此方法往往在流域降水空间差异性变化不明显的领域，或在比较小的一个研究区域取得很好的效果。

距离平方反比法（Inverse square Distance Method）是美国国家天气局（US National Weather Service）于 1972 年研究出来的一种点雨量插值方法。这种方法规定，待估计点的雨量值为周围雨量已知点的加权平均值，权重大小与待估计点和已知点距离的平方成反比。距离反比平方插值的一个最大优点就是它的简便易行，同时，它可以为变量值变化很大的数据提供一个合理的插值结果，此外，也不会出现无意义的插值结果而无法解释。从另一方面来说，也存在几个不足。首先，这种方法对权重函数的选择十分敏感；其次，此插值方法受非

均匀分布数据点的影响较大，当两个或多个样本点相邻时，对存在的冗余信息没有处理；最后，距离反比平方很少有预测的特点，全局最大和最小变量值都散布于数据之中。

Kriging 法是法国数学家 Matheron（1971）以南非矿业工程师 D.G.Krige 提出的金矿品位最佳内插法为雏形，系统地继承、发展了这一方法，并与数理统计学想结合，使得这一方法成为风靡全世界，并在地学领域内具有广阔应用前景的方法。克里金插值是一种最优、线性、无偏内插估计的插值方法[44]。作为地质统计学的核心内容，克里金方法在插值时可以将相邻站点在空间上的相关性加以考虑。许多专家（Tabios and Salas，1985； Phillips et al，1992）指出应用地质统计学方法（Kriging）估测的降水明显优于传统方法：克里金方法一方面在可以给出插值误差——克里金方差（Kriging Variance)；另一方面，其主要优点在于它可以同时融合若干信息源。对于降水而言，其它信息源包括雷达估测的降水信息、数字高程模型（DEM）等等。

3.3 流域降水量插值

以下将简要介绍上述插值方法的原理。根据流域内 n 个雨量观测站点的降水量资料对无资料点（或网格区域）进行插补。取 u_e 为待估计点变量值，u_i（i=1，2,…，n）为雨量站点的观测值。

3.3.1 泰森多边形方法

泰森多边形方法就是将距待估计点最近的测点的变量值赋给待估点，作为待估点的变量值。

其数学表达式为：

$$Z_{Thi}(u_e) = Z(u_i) \tag{3-1}$$

其中 $Z_{Thi}(u_e)$ 表示待估点变量值，$Z(u_i)$ 表示 u_i 点的变量值。

待估点 u_e 必须满足如下条件：

$$d_{ei} = \min(d_{e1}, d_{e2}, \Lambda d_{en}) \tag{3-2}$$

$$d_{ij} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2} \tag{3-3}$$

d_{ij} 表示点 u_i（x_i,y_i）与点 u_j（x_j,y_j）间的欧几里德距离。式（3-1）的意思就是 u_i 点是所有已知点中距离待估点最近的点。

3.3.2 距离平方反比法

距离平方反比法的一个重要原则是给予距离最近的点的权重大于距离远的点的权重。其数学表达式为：

$$Z_{Inv}(u_e)=\sum_{j=1}^{n} w_j Z(u_j) \tag{3-4}$$

其中 Z_{Inv}（u_e）表示待估点变量值，Z（u_j）表示的 u_j 点的变量值，w_j 是其对应的权重系数，权重系数 w_j 的计算是关键，权重系数计算公式的不同将产生不同类型的距离平方反比方法，并导致最后的插值结果的细微差别。

权重系数 w_j 一般由下式给出：

$$w_j=\frac{f(d_{ej})}{\sum_{i=1}^{n} f(d_{ej})} \tag{3-5}$$

其中 n 是已知点数，$f(d_{ej})$ 表示对于待估点 u_e（x_e,y_e）与已知点 u_j（x_j,y_j）之间距离 d_{ej} 的权重函数，最常用的一种形式是：

$$f(d_{ej})=\frac{1}{d_{ej}^{b}} \tag{3-6}$$

b 是合适的常数。当 b 取值为 1 或 2 时，对应的是距离倒数插值和距离倒数平方插值。b 也可以对不同的已知点选择不同的值，对于距离平方反比法，b 取 2。

与最近邻法相似，只需知道已知点坐标数据和变量值以及待估点的坐标数据，我们就可以进行插值计算。

3.3.3 普通克里金法[48]

距离平方反比法实际上表明了一个基本原则，就是待估点距离观测点越近，其值越接近观测点的值，即观测点距离待估点越近其权重越大。与此不同的是，地质统计学方法采用半方差（Semivariogram）作为权重确定的依据，半方差既是距离的函数，又是方向的函数，因此它可以解决各向异性的问题。地质统计

学将所研究的空间变量称为区域化变量（Regional Variable），区域化变量可以反映空间变量的局部性、连续性、异向性及可迁性[44][45]。可以说区域化变量和变异函数（半方差）是克里金插值的基础。

假定空间点 x 只在一维 x 轴上变化，把区域化变量在 x 与 x+h 处的值 $Z(x)$ 与 $Z(x+h)$ 的差的方差之半定义为区域化变量 $Z(x)$ 在 x 轴方向上的变异函数，并记为 $\gamma(x,h)$，即

$$\gamma(x,h)=\frac{1}{2}Var[Z(x)-Z(x+h)]$$

$$=\frac{1}{2}E[Z(x)-Z(x+h)]^2-\frac{1}{2}\{E[Z(x)]-E[Z(x+h)]\}^2 \qquad (3\text{-}7)$$

事实上，在空间采用时，点 x 与 $x+h$ 上只能得到一对样品，这给准确估计 $\gamma(x,h)$ 带来了困难。为解决这一问题，需要对区域化变量 $Z(x)$ 作一些假设。

在满足二阶平稳假定或本征假定时，有

（1）整个研究区域内有

$$E[Z(x)-Z(x+h)]=0 \qquad \forall x,\forall h \qquad (3\text{-}8)$$

（2）增量 $Z(x)-Z(x+h)$ 的方差函数存在且平稳（不依赖于 x），即

$$Var[Z(x)-Z(x+h)]=E[Z(x)-Z(x+h)]^2 \qquad \forall x,\forall h$$

所以变差函数公式（3-7）变为

$$\gamma(h)=\frac{1}{2}E[Z(x)-Z(x+h)]^2 \qquad (3\text{-}9)$$

以上给出了理论上（一定假设条件下）的变异函数，但是，在实践中，样品的数目是有限的，我们把由有限实测样品值构制的变异函数称为试验变异函数。即

$$\hat{\gamma}(h)=\frac{1}{2n}\sum_{i=1}^{n}[z(x_i)-z(x_i+h)]^2 \qquad (3\text{-}10)$$

式中，$z(x_i)$为 x_i 处的观测值；n 为距离为 h 的采样点对的数目（n 对点），采样间隔 h 叫滞后。对应于 h 的 $\hat{\gamma}(h)$ 函数图被称为“半方差图”。图 3-1 表示一个典型的半方差图。

图中的 C_0 为核方差，称为块金效应，是观测误差的核距离间隔很小的情况

下的空间变化的组合。a称为变程，它描述了与空间有关的差异随距离变化的

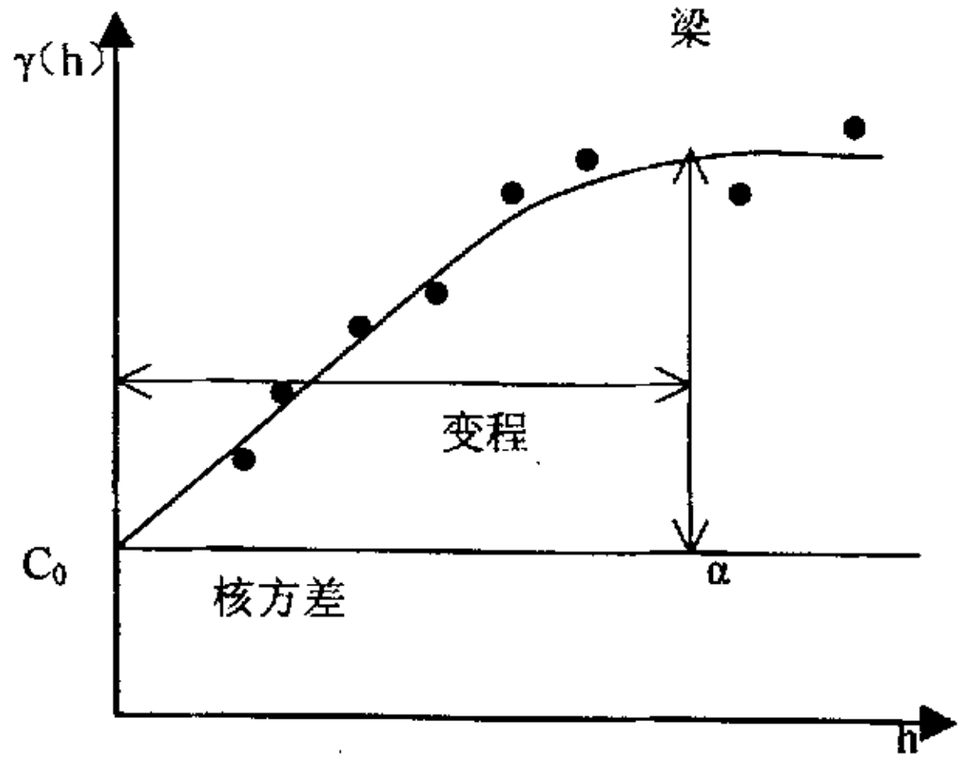


图 3-1　半方差函数曲线示意图

方式。在变程范围内距离越近的点具有更相近的特征，数据点和未知点之间的距离大于变程范围时，表明该数据点与未知点距离太远，对插值没有作用。曲线的水平部分称为“梁”。

下面讨论理论半方差函数，这里假设它是各向同性的。以下列举了几个理论半方差函数。

（1）球面模型

常用的基台值模型如球状模型，其公式为

$$\gamma(h)=\begin{cases}0 & h=0\\ C_0+C\left(\dfrac{3h}{2a}-\dfrac{h^3}{2a^3}\right) & 0<h\le a\\ C_0+C & h>a\end{cases} \tag{3-11}$$

式中 C 称为基台值，它反映了某区域化变量在研究范围内变异的强度。当存在明显的变程和梁，同时核方差也很重要，但数值不太大的情况下，可用球面模型进行半方差拟合。

（2）指数模型，其公式为

$$\gamma(h)=C_0+C_1[1-\exp(-h/a)] \tag{3-12}$$

（3）高斯公式

$$\gamma(h) = C_0 + C_1[1 - \exp(-h^2 / a^2)] \tag{3-13}$$

其它还有幂函数、对数函数模型等，此不赘述。

前面所讨论的实际上是克里金插值的一些基础理论，下面具体阐述克里金插值的方法，并建立克里金方程。

设 Z（x）为区域化变量，且满足二阶平稳假定或本征假定，和距离平方反比法类似，克里金插值法采用线性估计量的形式来表达待估点值，即空间待估点值等于周围 n 个站的加权平均。如下式

$$Z_{ok}(u_e) = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i Z(u_i) \tag{3-14}$$

由上式可知，权重系数 λ_i 的确定是克里金插值的关键。克里金插值的一个重要原则，就是权重系数的推求要保证估计量 $Z_{ok}(u_e)$ 是线性无偏的，且估计方差最小。

普通克里金方程就是在区域化变量 Z（x）的数学期望为未知情况下，建立的克里金方程。若要求估计量 $Z_{ok}(u_e)$ 为无偏估计，可以推出

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1 \tag{3-15}$$

克里金插值的估计方差的计算公式为：

$$\sigma_E^2 = \overline{C}(V,V) - 2\sum_{i}^{n} \lambda_i \overline{C}(x_i,V) + \sum_{i}^{n}\sum_{j}^{n} \lambda_i \lambda_j C(x_i,x_j) \tag{3-16}$$

在无偏条件式（3－15）下，使估计方差达到极小的诸权重系数 $\lambda_i (i = 1,2,\cdots,n)$ 是个求条件极值的问题，采用拉格朗日乘法，得如下克里金方程组[44]。

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n} \lambda_j C(x_i,x_j) - \mu = \overline{C}(x_i,V) \quad (i = 1,2,\cdots,n) \\ \sum_{j=1}^{n} \lambda_j = 1 \end{cases} \tag{3-17}$$

式中 λ_i 为克里金权系数；$C(x_i,x_j)$ 为观测值 x_i 与 x_j 之间的协方差函数；$\overline{C}(x_i,V)$

为观测值与被估计区 V 内所有点之间的平均协方差函数；$\overline{C}(V,V)$ 为被估计区 V 内所有点的平均协方差函数；μ 为拉格朗日常数。

利用协方差与变差函数的关系，可得下式

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^{n}\lambda_j\gamma(x_i,x_j)-\mu=\overline{\gamma}(x_i,V) \quad (i=1,2,\cdots,n) \\ \sum_{j=1}^{n}\lambda_j=1 \end{cases} \tag{3-18}$$

同时得克里金方差

$$\sigma_K^2=\sum_{i}^{n}\lambda_i\overline{\gamma}(x_i,V)-\overline{\gamma}(V,V)+\mu \tag{3-19}$$

式中 λ_i 为克里金权系数；$\gamma(x_i,x_j)$ 为观测值 x_i 与 x_j 之间的半变异函数；$\overline{\gamma}(x_i,V)$ 为观测值与被估计区 V 内所有点之间的平均半变异函数；$\overline{\gamma}(V,V)$ 为被估计区 V 内所有点的平均半变异函数；μ 为拉格朗日常数。

3.3.4 残差克里金方法

残差克里金方法（Residual Kriging）的建立基于简单克里金方法（Simple Kriging），不同的是认为区域化变量为变动的，即

$$E[Z(x)]=V(x) \tag{3-20}$$

由上式可知 $E[Z(x)-V(x)]=0$，因此可以建立残差 $[Z(x)-V(x)]$ 的“简单克里金模型”，在实际应用中，$V(x)$ 可以由其他信息如 DEM 估算。残差克里金插值公式可以写为：

$$Z_{Rk}(u_e)=\sum_{i=1}^{n}\lambda_i[Z(u_i)-Z_{Lr}(u_i)]+Z_{Lr}(u_e) \tag{3-21}$$

式中 $Z(u_i)$ 为实测雨量站的降水量值。文献[48]用 DEM 估算 $V(x)$，即用公式 $Z_{Lr}(u_e)=a\times u_e+b$（$a$、$b$ 为参数）算出 $Z_{Lr}(u_e)$、$Z_{Lr}(u_i)$（$i=1,2,\cdots n$），其中 u_e、u_i 分别表示待估点与实测雨量站的高程，权重系数 λ_i 可由下式求得[42]：

$$\sum_{j=1}^{n}\lambda_j C(x_i,x_j)=\overline{C}(x_i,V) \qquad (i=1,2,\cdots n) \qquad (3\text{-}22)$$

其中，$\overline{C}(x_i,V)$ 为观测值与被估计区 V 内所有点之间的平均协方差函数；$\overline{C}(V,V)$ 为被估计区 V 内所有点的平均协方差函数。由于在实际应用中通常建立半方差模型，因此在应用时根据协方差与半方差的关系将上式转换为关于半方差的方程组。

3.4 插值方法的比较

限于时间，本次研究没有运用上述几种方法作实验，这里引用文献[48]的结果。文献作者分别运用上述的几种方法，对黄河支流之一的洛河流域上游的故县以上区域多年平均各月降雨量进行插值，结果表明，传统的插值方法（泰森多边形法、距离平方反比法）存在较大误差；两种克里金插值方法取得了不错的效果；线性回归方法估值年内波动最大；残差克里金方法由于兼顾影响降雨的地形与空间要素，误差最小。如果本文研究也采用残差克里金方法对降雨量进行插值，可能会进一步提高模拟精度。

第四章　梓潼河中尺度分布式水文模型的建立

流域洪水的产生是一个极为错综复杂的连续的物理过程，由于人们对水文现象认识水平的有限及水文信息资料的不足，目前广泛应用于科研和生产中的水文模型多数是对洪水形成的各过程进行了概化或简化，即在水文模拟与预报的研究中将径流形成概化为降水、蒸散发、产流、汇流等几个过程[46][47]。这样划分主要是为了便于区分洪水发生与运移过程，而不是将径流产生的全过程分割开来。事实上，这几个过程在空间上和时程上是交错与重叠的。因此，在充分利用现代化科学手段广泛搜集水文信息（包括水文物理过程监测信息）的同时，注重对水文科学方法论的研究，特别是在运用水文系统的观点和新的方法论去认识处理各种复杂性问题及不确定性问题方面的研究，业已引起了国内外地球物理学家和水文科学界的普遍关注。近年来，随着地理信息系统（GIS）技术和遥感（RS）技术迅速发展并在水文水资源领域应用的不断扩展，为水文科学理论的完善和发展提供了有力的保障。

在分布式水文模型中，为了更好地与地理信息数据（如 DEM）相结合，同时也为了更好地研究流域下垫面（地形、土壤及植被等）、水文气象（降雨、蒸散发等）环境要素的空间变化对水文过程的影响，需要将流域划分为若干子单元。目前分布式水文模型的单元划分主要有单元网格（grid）、山坡（hillslop）和自然子流域（subwatershed）等三种方法。

基于栅格的 DEM 将研究区域（或流域）划分为若干个大小相同的矩形网格，是分布式水文模型比较常见的做法。该种划分方法视研究区的不同，又可细分为两类：一类是对于较小的实验场或小流域(如几百平方公里以内)，直接用 DEM 网格划分。每个网格的大小一般为 30m×30m、50m×50m、100 m×100m 等。该类方法在一些小流域分布式水文物理模型(如 SHE 模型等)中比较流行。另一类是针对几十万到几百万平方公里的大流域，如一些大尺度的分布式水文模型，通常将研究区划分为 lkm×lkm 或更大的网格。每个网格单元根据 DEM 分辨率和对模型精度要求，又可分为更小的网格。

将分布式水文模型的最小计算单元落脚于一个矩形坡面，是分布式水文模型中关于流域离散的又一种常用方法[16]。首先，根据 DEM 进行河网和子流域的提取。然后，基于等流时线的概念，将子流域分为若干条汇流网带。在每一

个汇流网带上，围绕河道划分出若干个矩形坡面。在每个矩形坡面上，根据山坡水文学原理建立单元水文模型，进行坡面产汇流计算。最后，进行河网汇流演算。

基于 DEM 能够自动、快速地进行河网的提取和子流域的划分。将研究流域按自然子流域的形状进行离散，划分为下垫面特征相对均匀的子流域，这些子流域再与干流河道相联结。把子流域作为分布式水文模型的计算单元，其最大好处是单元内和单元之间的水文过程十分清晰，而且单元水文模型很容易引进传统水文模型，从而简化计算，缩短模型开发时间。当然，子流域还可以根据需要进行第二级的划分。

水文单元划分不局限上述 3 种情况，也可以是它们的组合，如子流域和网格相结合等。

流域离散完成后，通常在子单元内部分别建立水文模型，即分布式水文模型由相当数量的单元水文模型组成。按照单元水文模型的构建方法，分布式水文模型又可划分为两类：一种是数学物理模型，其依据物理学的质量、动量及能量守恒定律推导出描述单元内地表、地下及土壤水的微分方程，如 SHE 模型；另一种是概念型模型，其利用简单的物理概念，如水量平衡原理等，对复杂的水文物理过程进行概化，如 SWAT 模型。

数学物理型分布式水文模型在所研究范围的每一个子单元都要求有不同的模型参数，而且对参数的规范性要求很严格[43]。但在流域中，不同子单元之间总是呈现着空间的各向异性（heterogeneity），每个子单元的参数值都是不同的。因此建立模型时，在流域内收集这么多的数据几乎是一项不可能的任务[49]，这是建立基于水文过程物理基础的分布式水文模型并进行参数率定非常复杂的根源。可以看出，建立这种分布式水文模型对于流域信息要求很高，并且这种以物理为基础的水文模型的参数率定需要大量高分辨率空间信息（包括历史数据）。目前，在流域下垫面及水文气象条件比较复杂的大流域建立这种分布式水文模型比较困难。

概念型分布式水文模型受资料限制，在许多情况下仍然保留集总模型的特性，其模型输入及中间处理过程都有可能是集总的，但输出及与输出密切关联的过程是分布式的[13]。由于概念型分布式水文模型一般把流域剖分为子单元，

其在一定程度上可以反映出流域下垫面及水文气象等环境要素的空间变化对水文过程的影响。此外，这种分布式水文模型结构与计算过程都比较简单，对资料要求较低，因此适合应用于面积较大的流域[50]。

基于 DEM 的分布式水文模型在结构上一般分为三大部分：①分布式输入模块，用于处理流域空间分布信息，为水文模块提供空间输入数据和确定模型参数的信息。也是同 RS 和 GIS 相连接的接口部分。目前，降水、气温和辐射等分布信息主要通过空间插值模型来获得。有关土壤和植被的分布数据主要利用遥感技术获得。②单元水文模型，是坡面产汇流计算的核心部分。在上述的第一类分布式水文模型中一般基于网格单元建立水力学模型，采用简化的圣维南方程组进行网格单元汇流计算；产流部分用非饱和或饱和下渗理论进行产流量计算。在第二类分布式水文模型中一般采用水文学方法建立概念性模型，产流计算可以采用经验方法或下渗公式；汇流计算一般采用等流时线、单位线或地貌学方法[30]。③河网汇流模型。河网汇流演算一般采用动力波方法和类似马斯京根方法。有些基于网格的分布式水文模型忽略了该部分。

本文建立了自然子流域结合栅格单元的分布式水文模型。在构建单元水文模型时采用了传统的概念型水文模型——新安江模型。

4.1 新安江模型

本次对基于DEM的分布式水文模型的研究属上述第二类分布式水文模型，其中子流域概念性水文模型采用三水源新安江模型[46][47]。此模型多年来广泛应用于我国的湿润和半湿润地区并取得了成功[51][52]。新安江模型在我国主要用于洪水预报，一些大型的水利水电工程，也应用了此模型；它还常被应用于水资源评价规划、洪水管理、水文站网规划等方面[48]。

三水源新安江模型由四个模型组成，分别为蒸散发计算、产流量计算、分水源计算、汇流计算等。特别地，产流计算模块采用蓄满产流模型，蓄满产流的概念是新安江模型的一个重要方面。图 4-1 为其模型结构框图。

4.1.1 蒸散发计算

4.1.1.1 原理

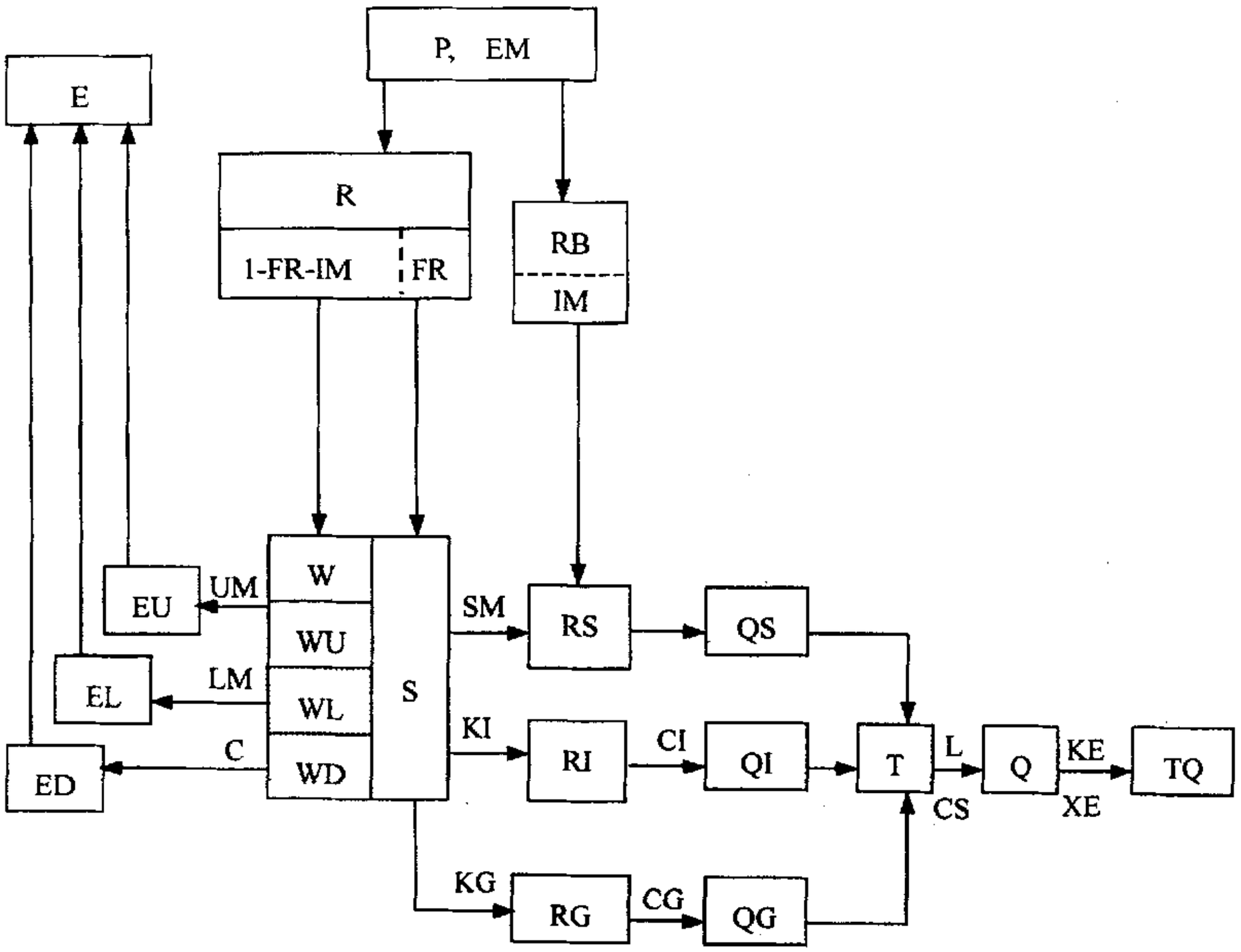


图 4-1　新安江模型流程图

在新安江模型中，认为流域土壤张力水含水量达到最大值 WM 时（大体相当于田间持水量），实际蒸散发量 E=Ep（Ep 为流域蒸散发能力）；当土湿很小时，表土很干燥，但植被根系可以从深层土壤中吸取水分供给散发，因此，蒸散发量几乎可以维持一个常数。在一般情况下，E 将随土湿的增加而增加。计算中假定土壤的吸湿及蒸发都遵循以下规律：降雨补充土壤蓄水（土壤蒸发）时，先补充（蒸发）上层，上层蓄满（蒸发殆尽），再补充（蒸发）下层。同理，再由下层转至深层。

4.1.1.2 模型结构

采用三层蒸散发模型。模型不考虑蒸散发在面上分布的不均匀性，而是将

土层分为三层，以模拟土湿纵向分布。

它的输入分别是雨量计实测降雨量 P、蒸发皿实测水面蒸发 EM 和流域蒸散发能力的折算系数 K，模型参数是上、下、深三层的张力水蓄水容量 WUM、WLM、WDM（$WM = WUM + WLM + WDM$）和深层蒸散发系数 C。输出是上、下、深各层的流域蒸散发量 EU、EL、ED（$E = EU + EL + ED$）。计算中包括三个时变参数，即各层土壤张力水含水量 WU、WL、WD（$W = WU + WL + WD$）。WM、E、W 分别表示总的土壤张力水蓄水容量、蒸散发量和土壤张力水含水量。模型的逻辑结构如下：

1.计算蒸散发能力 EP

$$EP = K \times EM \tag{4-1}$$

2.计算 EU、EL 和 ED

（1）当$WU + P \geq EP$时，$EU = EP$，$EL = 0$，$ED = 0$； (4-2)

（2）当$WU + P < EP$，且$WL \geq C \times WLM$时，

$EU = WU + P$，

$EL = (EP - EU) \times WL / WLM$，$ED = 0$； (4-3)

（3）当$WU + P < EP$，且$C \times (EP - EU) \leq WL \leq C \times WLM$时，

$EU = WU + P$，$EL = C \times (EP - EU)$，$ED = 0$； (4-4)

（4）当$WU + P < EP$，且$WL < C \times (EP - EU)$时，

$EU = WU + P$，$EL = WL$，$ED = C \times (EP - EU) - EL$。 (4-5)

3.计算 E

$$E = EU + EL + ED \tag{4-6}$$

4.1.2 产流量计算

产流计算采用蓄满产流模型，即土湿达到田间持水量以前不产流，所有降雨都被土壤吸收，成为薄膜水和张力水；而在土湿达到田间持水量以后，所有降雨（扣除同期的蒸散发）都产流。由于土壤张力水蓄水量 W 和张力水蓄水容量 WM 在流域上各点的分布是不均匀的。实际上，当降雨较少、流域包气带的土壤张力水平均含水量尚未达到田间持水量时，流域也会有少量的径流产生。为解决这一问题，该模型提出了局部产流的计算方法，即引入流域张力水蓄水

容量曲线的概念，流域张力水蓄水容量曲线是蓄满产流模型的核心。张力水蓄水容量曲线见图 4-2。

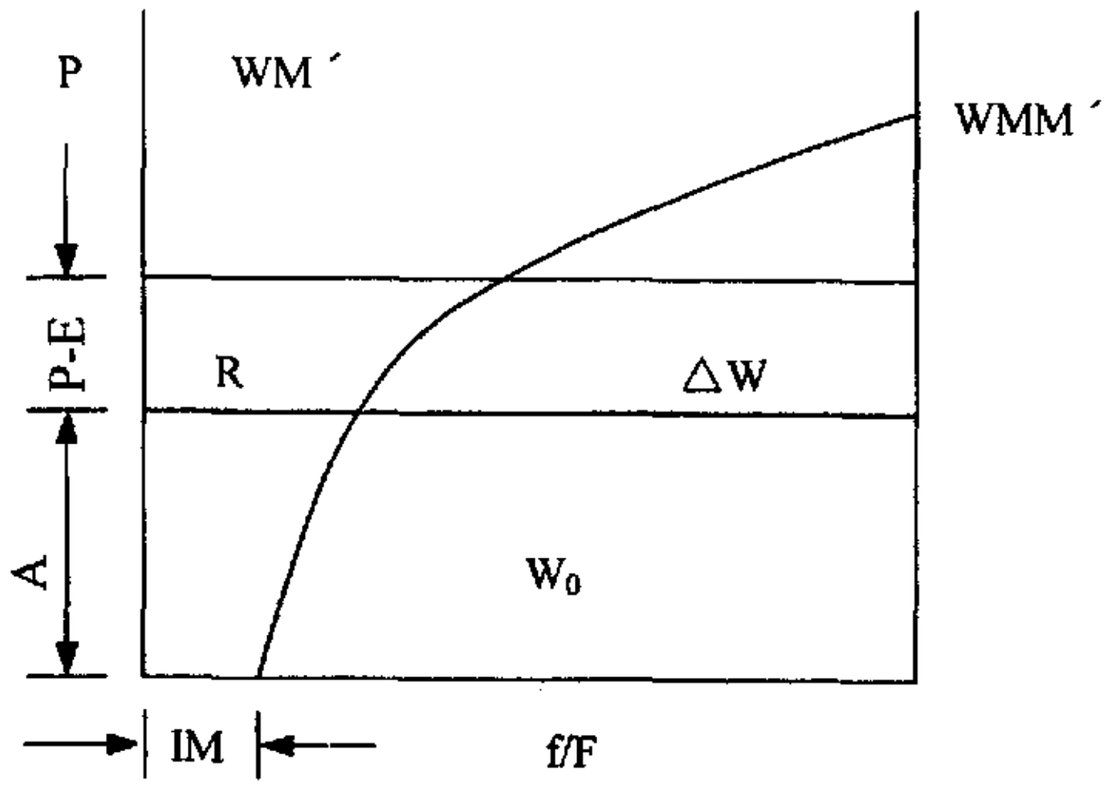


图 4-2　流域张力水蓄水容量曲线

模型输入为 PE=P-E（E 为蒸散发量计算结果）。蓄水容量曲线用抛物线型表示，其所用参数：B 为曲线的方次；IM 为不透水面积占全流域面积的比重。输出为时段的产流量 R 及时段末流域平均含水量 W_0。计算公式如下：

$$\frac{f}{F}=\left[1-(1-\frac{WM^{'}}{WMM^{'}})^{B}\right]\times(1-IM)+IM \tag{4-7}$$

$$WMM^{'}=\frac{WM^{'}\times(1+B)}{(1-IM)} \tag{4-8}$$

$$A=WMM^{'}\times\left[1-\left(1-\frac{W_0}{WM^{'}}\right)^{\frac{1}{1+B}}\right] \tag{4-9}$$

当 PE≤0，不产流；否则产流，产流量计算方法如下：

若 $PE+A<WMM^{'}$ 则

$$R=PE-WM+W_0+WM\times\left[1-\left(\frac{PE+A}{WMM^{'}}\right)^{(1+B)}\right]+(IM\times PE) \tag{4-10}$$

若 $PE+A\geq WMM'$ 则

$$R=PE-WM+W_0+(IM\times PE) \tag{4-11}$$

式中，f：产流面积；F：全流域面积；WM'：流域内某一点的张力水蓄水容量；WMM'：流域内最大点的张力水蓄水容量。

4.1.3 分水源计算

三水源新安江模型引入自由水蓄水库结构来解决水源划分的问题。按蓄满产流模型求出的产流量 R，先进入自由水蓄水库（见图 4-3），再划分水源。自

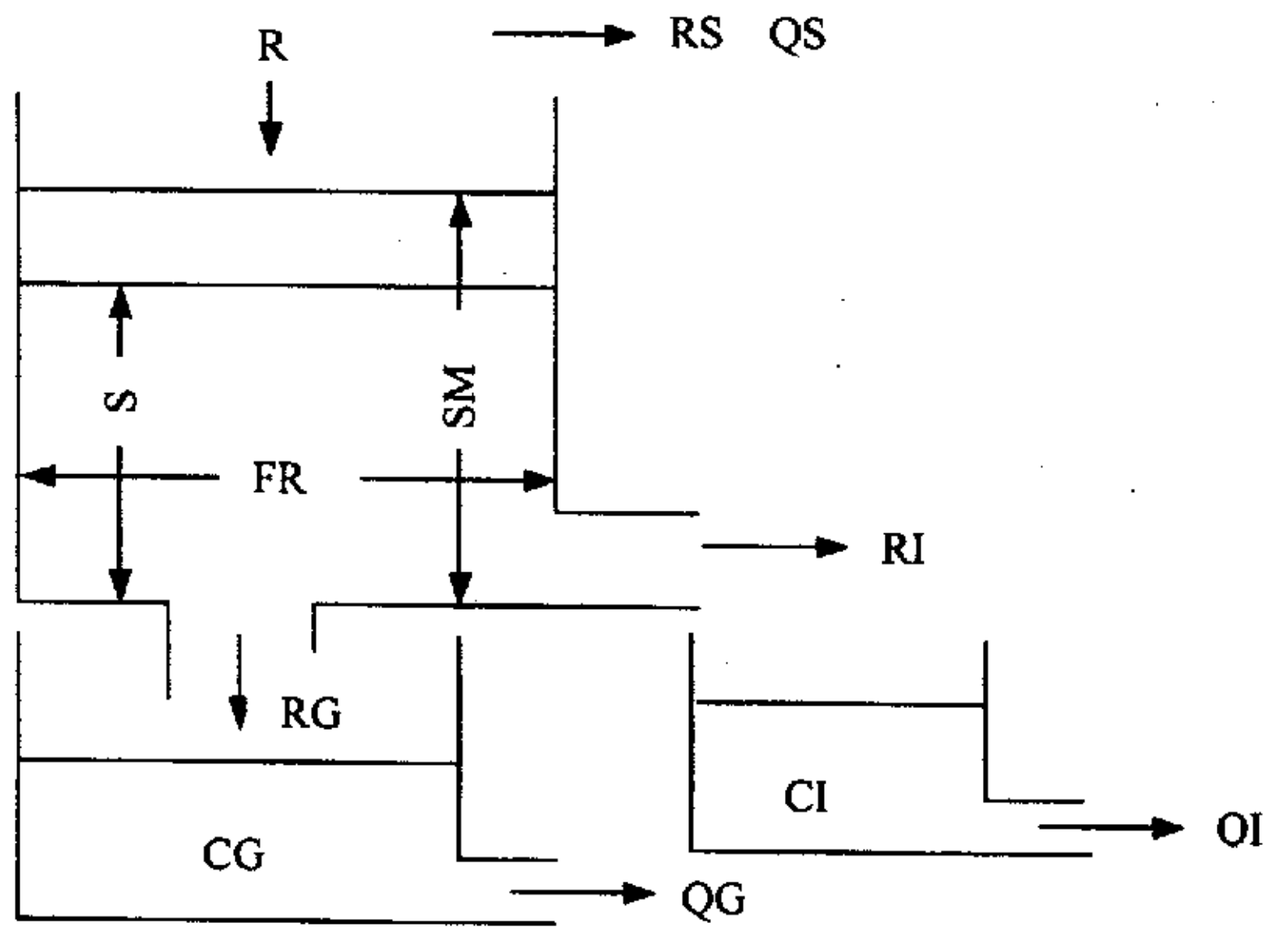


图 4-3　自由水蓄水库结构图

由水蓄水库有两个出口，一个向下，形成地下径流 RG；一个为旁侧出口，形成壤中流 RI。由于新安江模型考虑了产流面积（用 FR 表示）问题，所以自由水蓄水库只发生在透水面积部分的产流面积上，其底宽 FR 是变化的。同时模型认为自由水的蓄水容量在产流面积（不含不透水面积）FR 上并不是均匀分布的，因此引入自由水蓄水容量曲线。见图 4-4。

三水源新安江模型输入为时段产流量 R，它相当于透水面积上产流的径流深 PE，也是自由水蓄水库所增加的蓄水深。模型涉及参数：表层土壤自由水

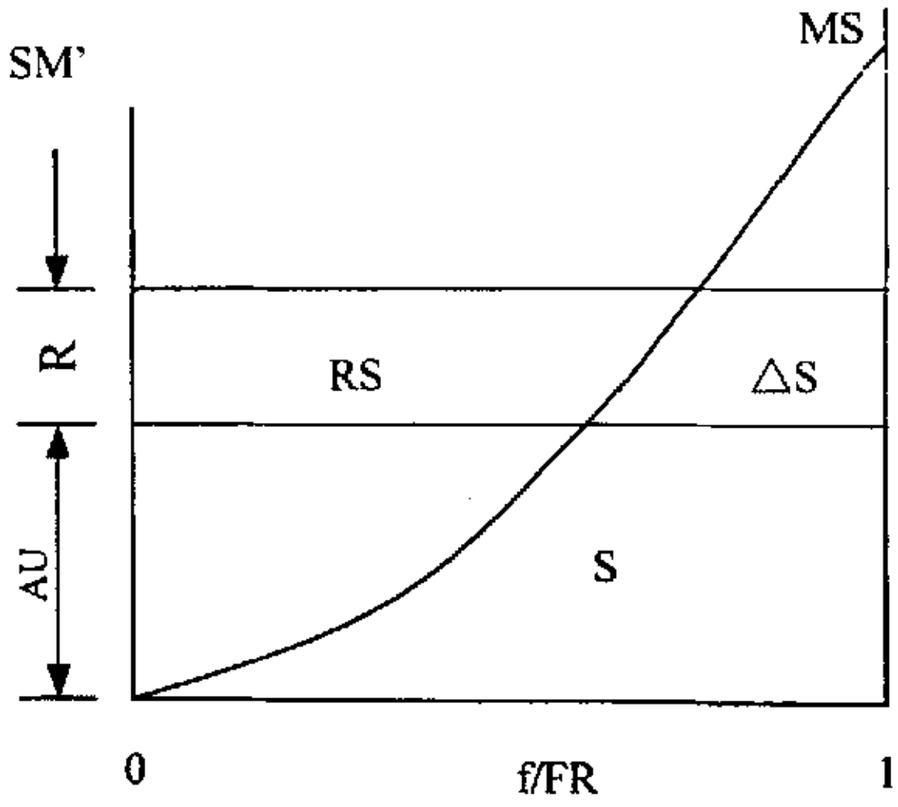


图 4-4　流域自由水蓄水容量曲线

蓄水容量 SM，表层土壤自由水蓄水容量曲线的方次 EX，表层土壤自由水蓄水量对地下水的出流系数 KG 及壤中流的出流系数 KI。所用公式：

$$\frac{f}{FR}=1-(1-\frac{SM'}{MS})^{EX} \tag{4-12}$$

$$MS=SM\times(1+EX) \tag{4-13}$$

$$AU=MS\times\left[1-(1-\frac{S}{SM})^{\frac{1}{1+EX}}\right] \tag{4-14}$$

$$FR=\frac{R-IM\times PE}{PE} \tag{4-15}$$

当 $PE\le 0$ 时， (4-16)

$$RS=0$$

$$RI=KI\times S\times FR$$

$$RG=KG\times S\times FR$$

当 $PE>0$ 时， (4-17)

如果 $PE+AU<MS$，则

$$RS=\{PE-SM+S+SM\times[1-(PE+AU)/MS]^{1+EX}\}\times FR$$

$$RI=\{SM-SM\times[1-(PE+AU)/MS]^{1+EX}\}\times KI\times FR$$

$$RG = \{SM - SM \times [1 - (PE + AU) / MS]^{1+EX}\} \times KG \times FR$$

如果 $PE + AU \geq MS$，则

$$RS = (PE - SM + S) \times FR$$

$$RI = KI \times SM \times FR$$

$$RG = KG \times SM \times FR$$

式中，MS 为流域最大点自由水蓄水容量；FR 为产流面积（指流域透水面积部分）；S 为流域平均自由水蓄水量；f 为自由水蓄水量小于等于 SM´ 的面积；AU 为与自由水蓄水量 S 相对应的蓄水容量曲线的纵坐标。

在对自由水蓄水水库做水量平衡计算时，有一个差分计算的误差问题，必须加以重视。处理的方法是将每个时段的产流量输入按 5mm 为一个步长段划分为 G 段并取整，同样时段长△t 也划分为 G 段，然后按步长段△t/G 进行分水源的计算。

4.1.4 汇流计算

新安江模型将流域汇流划分为两个阶段进行：河网汇流阶段，河道汇流阶段。河网汇流阶段采用一个时变线性系统按地面、壤中和地下径流分别进行汇流计算，然后将经过子流域调蓄的各径流成分累积，并将总的径流 Q 演算到单元流域的出口。河道汇流采用马斯京根分段演算法。

4.1.4.1 河网汇流计算

（1）地面径流的坡地汇流时间不计，直接汇入河网，计算公式为：

$$QS(I) = RS(I) \times U \tag{4-18}$$

（2）壤中流汇流

表层自由水以 KI 侧向出流后成为表层壤中流，进入河网。但如土层较厚，表层自由水尚可渗入深层土，经过深层土的调蓄作用，才进入河网。深层自由水用线性水库模拟，其消退系数为 CI，计算公式为：

$$QI(I) = CI \times QI(I-1) + (1 - CI) \times RI(I) \times U \tag{4-19}$$

（3）地下径流汇流

地下径流汇流用线性水库模拟，其消退系数为 CG，出流进入河网。表层

自由水以KG向下出流后，再向地下水库汇流时间不另计，包括在CG之内，计算公式：

$$QG(I)=CG\times QG(I-1)+(1-CG)\times RG(I)\times U \tag{4-20}$$

式中：

U为单位转换系数，$U=\frac{A}{3.6\Delta t}$；

A为流域面积（km^2）；Δt为计算时段（h）。

（4）单元流域的河网汇流

单元流域的河网汇流用滞后演算法，计算公式为：

$$Q(I)=CS\times Q(I-1)+(1-CS)\times QT(I-L) \tag{4-21}$$

式中：

$$QT(I)=QS(I)+QI(I)+QG(I)$$

L为滞后量；CS为消退系数。

4.1.4.2 河道汇流计算

单元流域以下的河道汇流用马斯京根分段演算法，即：

$$\frac{I_1+I_2}{2}\times\Delta t-\frac{O_1+O_2}{2}\times\Delta t=W_2-W_1 \tag{4-22}$$

$$W=KQ'=K[Ix+(1-x)O]$$

合解上述两式得：

$$O_2=C_0\times I_2+C_1\times I_1+C_2\times O_1 \tag{4-23}$$

式中，I为入流量；O为出流量；W、W_1、W_2为槽蓄量；K为稳定流时的传播时间；C_0、C_1、C_2为系数，且有$C_0+C_1+C_2=1.0$。

4.2 梓潼河中尺度分布式水文模型

径流形成的过程就是水文要素在流域中再分配后综合作用过程，即水分在不同下垫面和不同介质中，在各种力的作用下，沿着不同方向运行和发展的物理过程[48]。流域地形条件是影响径流形成的重要因素，尤其它决定了汇流阶段的水流路径[3]。Beven 等[55]已经证明地形的空间变化是影响流域水文特性空间

的不均匀分布的主导因素，降雨、土壤、植被均受其影响。由于流域特性存在的这种空间变异性，有必要尽可能利用流域的地形条件来改造现有水文模型的结构。本文根据 DEM 地形数据将流域在空间离散为水文特性相对均一的子单元，使水文模拟更加符合实际的水文物理过程。

径流形成研究的目的在于揭示径流形成过程的物理成因和规律，并给出相应的数学物理描述和计算方法。但如前已提及，由于水文现象本身的复杂性，目前还不能给出严格的数学表达。本节在前人研究的基础上，结合当前地理信息技术和实验流域的相关资料，建立了基于自然子流域结合栅格的分布式水文模型。

4.2.1 研究流域概况

4.2.1.1 自然地理状况

梓潼河[54]流域位于四川东部西北边缘中低山区及盆中丘陵区，地理位置介于东经104°48′24″～105°39′45″，北纬31°03′06″～32°12′09″，流域呈西北～东南向的条带状，处于涪江流域东侧，干流自江油县六合乡流至射洪县大山岩西侧注入涪江干流（左岸），系涪江流域内最大的一条支流。

梓潼河发源于江油县六合乡东南面 4.5km 之大岩头东南侧大竹湾，山峰海拔 1943m。其干流全长约 321km，流域面积 5072km^2，天仙寺站集水面积为 4976 km^2，河床比降上游陡，中下游较缓，平均仅 2.1‰左右；河曲发育，尤其在梓潼河心乡以下，酷似正弦曲线。

梓潼河上游为低山区，地貌成因属于构造侵蚀类型，由于强烈的地质构造作用，上升显著，因此形成高山起伏，山峦重迭的山区，山峰最高海拔 1943m，相对高差 1100m 左右。由于河流侵蚀强烈，下切很深，故河床狭窄，呈 V 字形谷。河床比降比较大，深沟水流湍急，险滩较多。河流流向与岩层倾向一致，岩石抗风化能力极强，形成峡谷景观，两岸多悬崖峭壁，地势险峻。本区以古生界变质岩系及碳酸盐岩系为主，褶皱、断裂频繁，岩石破坏严重，使地下水补给范围广，运动条件好，水量丰富。地下水一般沿河流两岸分布，以降泉的形态出露，多为裂隙水泉、裂隙喀斯特泉和喀斯特溶洞泉三种类型。

梓潼河中下游为丘陵区，地貌成因属于剥蚀堆积类型，地貌形态属于起伏

不大的丘陵地形。一般为弧立的方山、桌状山，馒头状山和猪背式的残丘，丘顶海拔 440～580m，相对高差 200～250m。本区出露岩石为侏罗系和白垩系砂岩、砂质粘土岩、粘土岩及页岩互层，构造简单，岩层倾角平缓，砂岩含有裂隙水，运动条件差，含水量甚微，多为间歇泉，且地下深部含水的矿化度高。

4.2.1.2 气候状况

梓潼河流域属亚热带湿润气候，地处盆地西北暴雨边缘区，降水量较大，气侯温和，易于农作物生长，降水在年内、年际之间变化较大。据流域内 13 个气候站观测资料分析，气象特征如下：

一. 降水

流域内降水资料长短不一，但大部分观测站都有 1970～1987 年的系列观测资料，包括了丰、中、枯三种类型，有一定的代表性，采用此段 18 年的相同观测系列分析，降水的主要特点是：

（1）降水量空间分布差异显著。流域内各站年平均降水量 760～1110mm。上游的马角坝、重华地处鹿头山与龙门山暴雨边缘区，降水量较大，中游的梓潼、刘家河降水量相对较小。下游的盐亭，天仙寺降水最小。

表 4-1　梓潼河流域各代表雨量站实测年平均降水量统计表

站名	马角坝	重华	梓潼	刘家河	盐亭	天仙寺
年降水量（mm）	1110.0	1050.0	947.2	910.0	763.0	885.6

（2）降水量年内分配极不均匀。夏季 6～8 月份三个月的降雨量一般占到

表 4-2　梓潼河流域各代表雨量站降雨量按汛期分配（%）统计表

时段＼站名	马角坝	重华	梓潼	刘家河	盐亭	天仙寺
4～9 月份	90.56	87.78	91.21	89.06	89.31	81.49
6～8 月份	52.55	52.50	53.65	54.29	49.89	48.02

全年降水量的 50%左右，4～9 月份降水量占全年的 81～92%。

据四川省气象局资料分析，梓潼河流域雨季早，结束晚，因此，春季易出现大旱，夏季降水多成暴雨，易发生洪灾。由于盛夏常出现连晴高温，故多伏旱。

（3）降水量年际变化较大。一般站少水年仅为多水年的 33～58%。如附近地区绵阳站的最大降水量与最小降水量的比值达三倍左右，而马角坝为 49.39%，重华为 44.41%，天仙寺为 49.62%。

二. 气温

梓潼河流域气候温和，多年平均气温为 15～18℃，呈南高北低。中游的梓潼县年平均气温 16.5℃，一月均温 5.4℃，七月均温 26.6℃，无霜期 299 天。下游的盐亭县年均温 17.3℃，一月均温 6.2℃，七月均温 27.3℃，无霜期 279 天。

三. 蒸发

梓潼河流域多年平均水面蒸发量介于 500～700mm 之间，且东南部大于西北部。

表 4-3　梓潼河流域多年平均水面蒸发量统计表

站名	马角坝	重华	梓潼	刘家河	盐亭	天仙寺
年蒸发量（mm）	550	580	500	560	600	660

4.2.1.3 水文状况

梓潼河径流主要来源于降水，若暴雨覆盖面积大，历时长，则形成大洪水。全流域多年平均径流量为 52.6m^3/s，径流深 343.1mm，径流特点与降水规律基本一致。

表 4-4　梓潼河干流天仙寺水文站多年平均流量各月分配表[53]

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
占全年的%	0.3	0.2	0.3	3.2	3.2	12.4	28.1	42.3	4.1	3.6	1.6	0.7	100

表 4-5　天仙寺水文测站径流特性统计表[53]

集雨面积（km^2）	资料年份	年径流特性			最大流量（m^3/s）	出现期（y, m, d）	最小流量（m^3/s）
		均值（m^3/s）	Cv	Cs/Cv			
4976	1954～1987	52.6	0.45	2	8580	1981.7.14	0

4.2.2 分布式水文模型的建立

本节仍以天仙寺水文站（31.03°N，105.43°E）以上集水区域作为研究对象。自然子流域的生成结果见图 2-11（a）。为了提高径流模拟的精度，需要将子流域剖分为网格单元。根据流域面积和模拟分析计算精度要求，结合流域地貌特征，按中尺度将单元网格的尺寸定为 2Km×2Km。如图 4-5 所示。然后，在网格单元内分别建立新安江模型，网格单元的面平均雨量用单元中心点雨量来代替，在每个网格单元中分别进行产流计算。最后，根据流域的自然汇水区域进行汇流计算。

4.2.2.1 资料来源

本次研究选取了梓潼河流域的控制站天仙寺 1970-1987 年期间汛期的共 28 次洪水资料。降水资料选取了此流域上 13 个雨量站的同期降水量。由于无法得到整个嘉陵江水系（包括涪江水系）的日蒸发量资料，因此选用了距离本流域最近的日蒸发站——五岔站（位于长江右岸的一级支流綦江下游）的同期蒸发量资料。

4.2.2.2 资料处理

分布式水文模型要求每个网格的参数都尽量不相同的。但是不可能获得每个网格的实测水文、气象资料，因此需要根据已有的实测资料，运用第三章所述的相应的插值方法计算出每个网格的水文、气象数据。本次研究采用距离平方反比法计算出每个网格单元的降水量数据；暂且假定全流域的每个网格都取相同的蒸发量数据。

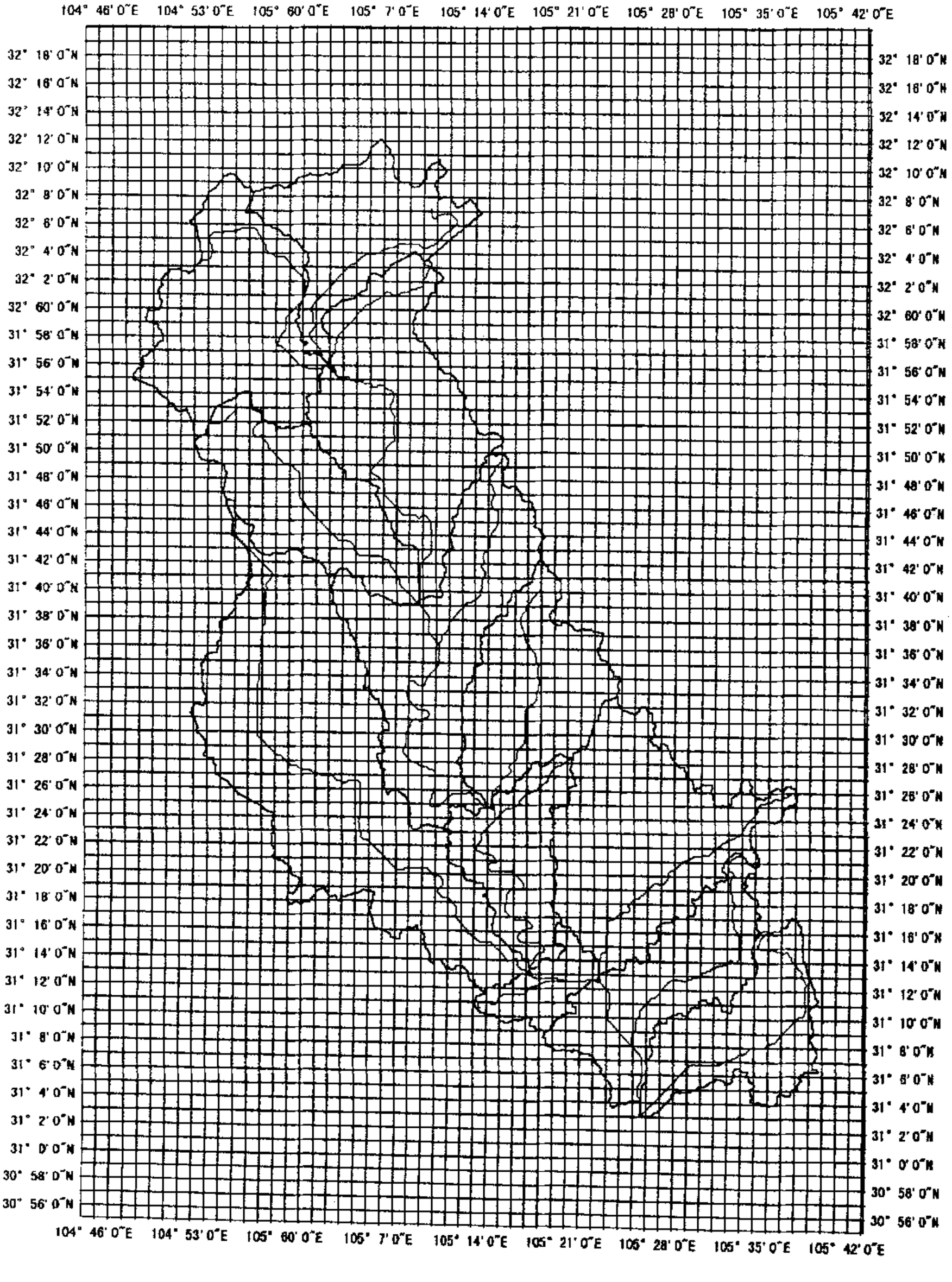


图 4-5　梓潼河流域网格分布图

考虑到每个网格的各种径流平均汇流时间略为 1h，为了尽量能模拟出实际的水文要素变化情况，本次研究的计算时段取为 1 h。而实测洪水资料的时段不一致（或者大于 1 h，或者小于 1 h），因此需要将实测水文气象资料转换成时段为 1 h 的数据。

如前提及选取的 28 场洪水，摘录出梓潼河流域的控制站——天仙寺站的实测时段洪水资料，按线性插值方法，用时段前后时刻的流量数据内插或者外插出单位时段 1 h 前后时刻的流量数据；按照时段平均的方法，用实测的时段降水量内插出单位时段的降水量。

对于蒸发资料的处理，首先求出次洪期间五岔站与刘家河站的月蒸发量之比值，然后运用五岔站的日蒸发量，按照线性关系求出梓潼河流域的日蒸发量，最后按照正弦函数的规律将日蒸发量分配到每个单位时段上，以中午 12 点的蒸发量为最大，以晚上 12 点的蒸发量为最小。

4.2.2.3 参数的率定

与传统集总式水文模型不同，分布式水文模型的参数是一个反映流域下垫面和气象因素空间变化的数集。传统集总式水文模型的参数一般是通过历史系列数据进行优化率定。显然，用传统最优化方法率定分布式水文模型的参数，在数学上很难通过。而且，受测量技术的限制，所需的足够历史系列数据也难以满足。因此，分布式水文模型的参数要求应尽量具有明确的物理含义，以便利用容易得到的流域空间分布信息进行确定和计算。

目前，分布式水文模型参数的确定有以下方法：①在单元上采用传统的概念性模型，不改原有模型的结构和参数，但每一个单元上水文模型的参数值随空间变化。参数值的大小根据空间信息图进行分类计算。如 SWAT 模型中利用 SCS 模型计算产流时，CN（CurveNumber）值是根据土地利用和土壤类型等数字地图信息分类进行确定的。②重新设计单元水文模型的结构与参数。尽量选择或者重新构造既反映空间变化，又具有物理意义，且便于计算的指标作为模型的参数。如 TOPMODEL 提出了一个能够反映流域下垫面空间变化的地形指数 $Ln(\alpha / \tan\beta)$，并利用 DEM 计算地形指数，根据地形指数分类进行产流计算。③将原有模型的参数同易于获取的空间指标，主要是通过 RS 图像或者 DEM 提

取的空间指标建立起某种对应关系（一般是统计关系），从而得到分布式水文模型的参数计算方法。如计算冠层截留和蒸散发时需要 LAI(Leaf Area Index)的空间分布信息，而 LAI 与 NDVI(Normalized Difference Vegetation Index)具有简单的对应关系，很容易通过 RS 手段得到。

（一）新安江模型参数初始值的确定。模型参数初始值包括：上、中、下层初始土壤含水量 WU_0，WL_0，WD_0，产流面积初值 FR_0，自由水蓄水深度初值 S_0，壤中流及地下径流初始值 QI_0，QG_0。其中，上、中、下层土壤含水量之和即为初始土壤含水量 W_0。这些参数取决于前期土壤的湿润程度、河网及地下的滞蓄水量和前期雨量等因素。可以认为，起涨流量 Q_0 在一定程度上能反映流域前期的湿润程度，同时，Q_0 不但反映流域张力水初始值的大小，亦能反映前期自由水的大小。因此建立 Q_0-W_0、Q_0-S_0 相关关系，进行模型参数的率定和检验，调整其经验关系直至汛初几场洪水拟合误差最小。确定出的 W_0 按经验分配其 WU_0，WL_0 和 WD_0，而壤中流、地下径流的初始值采用以下公式计算：

$$QI_0 = S_0 \times KSS \times F \times FR_0 / \Delta t \tag{4-24}$$

$$QG_0 = S_0 \times KG \times F \times FR_0 / \Delta t \tag{4-25}$$

式中，F 为单元流域面积，FR_0 凭经验确定。

（二）新安江模型参数的优选与综合。参数优选是模型制作的一个最重要的环节，在多参数的一次性优选中，不但存在着资料条件不好给成果真实性带来的影响，而且还存在着参数之间的互相作用，即参数间的互相补偿使成果出现虚假问题，既有人为因素，又有客观原因。因此对新安江模型的 9 个敏感参数采用分段组合优选的方法，各段采用不同的目标函数、不同的优化方法。第一段优选 K，采用汛期径流总量控制；第二段优选 WUM、WLM、WDM，同样采用汛期径流总量控制；第三段优选 SM、KSS、KG 、KKSS、KKG，采用计算与实测的流量过程的离差平方和控制。分段迭代优选，直至迭代前后参数的差值满足所给精度。

对各年优选出的参数进行合理性分析，检查是否符合其物理意义，是否符合其地区分布规律，是否与其它年份的误差较大等，最后对各年的参数值进行综合，得到最优的模型参数，结果见表 4-6。

表 4-6　新安江模型参数表

序号	参数意义	参数	参数值
1	蒸散发折算系数	K	1.0
2	蓄水容量分布曲线指数	B	0.1
3	深层散发系数	C	0.2
4	张力水容量(mm)	WM	120
5	上层张力水容量(mm)	WUM	20
6	下层张力水容量(mm)	WLM	80
7	不透水面积比例	IMP	0.01
8	自由水容量(mm)	SM	30
9	自由水容量分布曲线指数	EX	1.5
10	地下水出流系数	KG	0.5
11	壤中流出流系数	KI	0.2
12	地下水消退系数	CG	0.995
13	壤中流消退系数	CI	0.5
14	流域面积(km^2)	A	5680
15	流域分块数	NA	12

注：表 4-6 中的“5680”（km^2）为包含梓潼河流域的 100m×100mDEM 生成的流域面积。

（三）河网汇流参数和河道汇流参数。假定出各子流域内河网的汇流参数 Cr 和 T，同时假定出各河段的汇流参数，然后将这些参数用于程序中，计算出天仙寺站的流量过程。下面各子流域内河网汇流参数和河道汇流参数的率定结果，见表 4-7、表 4-8。

4.2.2.4 模型计算结果

使用 Nash-Suttclife 系数 Ens 来衡量模型模拟值与观测值之间的拟合度，其

表达式为[56]：

$$Ens = 1 - \frac{\sum (Q_{\text{obs}} - Q_{sim})^2}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q}_{obs})^2} \tag{4-26}$$

表 4-7　河网汇流参数表

子流域	河网消退参数 Cr	河网汇流滞时 T（h）
1	0.057	1
2	0.078	1
3	0.041	1
4	0.03	3
5	0.022	1
6	0.028	4
7	0.039	6
8	0.028	1
9	0.019	0
10	0.055	4
11	0.024	2
12	0.048	2

表 4-8　河道汇流参数表

河段序号	单元河段数 n	蓄量常数 Kl	流量比重 Xl
1	2	2	0.45
2	2	2	0.4
3	3	3	0.3
4	1	1	0.4
5	4	4	0.1

式（4-26）中，Q_{obs} 为径流过程的实测值；Q_{sim} 为径流过程的计算值；$\overline{Q}_{obs}$ 为实测径流过程的平均值。洪水拟合过程线图见附录一和附录二。计算结果统计见表 4-9。

4.2.2.5 模拟结果分析

在对梓潼河流域的径流模拟中，由 28 次洪水过程的率定与检验的相对误差可知，不论洪峰或洪量，仅有 2 次洪水大于 10%，即相对误差小于 10%占 93%，绝大部分模拟结果令人满意。除了因为考虑了各单元网格降水量的差异性，更重要的因为考虑了每个子流域汇流特性的差异性（如表 4-7 和表 4-8 所示），使得所建立的分布式水文模型基本能反映实验流域的客观水文状况。

表 4-9　梓潼河流域次洪模型模拟结果统计表

项目	洪号	起始时间	洪量 实测 (万 m^3)	洪量 计算 (万 m^3)	洪量 误差 (%)	洪峰流量 实测 (m^3/s)	洪峰流量 计算 (m^3/s)	洪峰流量 误差 (%)	峰现误差(h)	确定性系数
率定	19700728	1970.7.28	12871	13756	6.9	1060	1096	3.4	0	0.91
	19710709	1971.7.9	14174	13396	-5.5	1720	1733	0.76	-2	0.94
	19720713	1972.7.13	17985	17934	-0.28	1350	1312	-2.8	0	0.97
	19730708	1973.7.8	36955	37239	0.77	3480	3486	0.17	-1	0.95
	19730905	1973.9.5	25922	25592	-1.3	1570	1543	-1.7	-2	0.96
	19740904	1974.9.4	22520	22529	0.04	2140	2199	2.8	-2	0.97
	19750905	1975.9.5	34975	32237	-7.8	3250	3255	0.14	0	0.96
	19780902	1978.9.2	15341	16081	4.8	1813	1806	-0.38	0	0.93
	19800615	1980.6.15	8743	10451	19.5	1210	1005	-16.9	1	0.86
	19800629	1980.6.29	12108	13042	7.7	1500	1491	-0.59	0	0.86
	19800823	1980.8.23	11308	10704	-5.3	1077	1074	-0.29	0	0.90
	19810704	1981.7.4	22180	20312	-8.4	1500	1429	-4.7	5	0.92
	19810816	1981.8.16	39021	39893	2.2	2750	2629	-4.3	-2	0.98

19810901	1981.9.1	71017	73820	3.9	4460	4832	8.3	-1	0.97
19830728	1983.7.28	54906	58432	6.4	3140	3134	-0.2	-1	0.97
19830906	1983.9.6	71452	69240	-3.1	7290	7294	0.05	-1	0.99
19840710	1984.7.10	27472	24418	-11.1	1890	2190	15.9	-2	0.73
19840801	1984.8.1	40284	36031	-10.6	3520	3535	0.42	-1	0.98
19710822	1971.8.22	13519	13911	2.9	1570	1557	-0.83	1	0.94
19740808	1974.8.8	21630	21015	-2.8	1710	1760	2.9	0	0.97
19750728	1975.7.28	16717	15858	-5.1	1500	1448	-3.4	-2	0.98
19800702	1980.7.2	20083	22083	10.0	2045	2020	-1.2	-4	0.91
19810712	1981.7.12	100985	103096	2.1	8570	8284	-3.3	3	0.98
19820907	1982.9.7	14997	14890	-0.71	1380	1381	0.08	-1	1.00
19830817	1983.8.17	40692	38486	-5.4	3130	2886	-7.8	2	0.95
19840621	1984.6.21	18508	16130	-12.8	1440	1488	3.3	-3	0.65
19850912	1985.9.12	29411	30018	2.1	2350	2165	-7.9	-4	0.96
19870717	1987.7.17	38291	39428	3.0	2880	3062	6.3	1	0.93

检验

据四川省水文手册，梓潼河流域发生的“81.7 洪水”，虽然历时 4d，但降雨集中，暴雨面积大，整个流域的实际降雨时间平均接近 60h，强度也较大。这次洪水具有底水高、涨率大、变幅大、洪峰高、历时长、区间加入洪量大、干支流洪峰基本遭遇的特点。“81.7 洪水”在天仙寺站表现出比历年更尖瘦的单峰，涨退水历时基本相等，总历时比历年短，峰前起伏不明显，为实测记载以来的特殊峰型，是天仙寺站有实测记载以来的最大值，约为 60～70 年一遇。附录二的 19810712 洪水模拟过程线是对实测“81.7 洪水”的模拟，其中，洪量和洪峰误差都小于 5%，峰现时间提前了 3h，流量过程线的拟合程度达 0.98。不令人满意的是峰前和峰后的拟合效果不太好，主要原因在于降雨量空间分布插补不准和率定的参数不能完全反映这场洪水的实际规律，要可靠反映这些参变数得空间分布需要大量的水文、气象、地形、地貌、地质、土壤、植被等详细资料，才可能推求出这些参变数的准确值。

4.3 小结

对于如梓潼河的中大尺度流域的水文模拟，我们不可能在模型的建立过程中详细地考虑到各种影响因素，这种区域的不均匀性只能通过概化的方法来加以处理。网格化的分布式水文模型的引入，就是为了解决各种影响因素的空间分布差异。当然，这个问题得以解决的前提就是各种参数的网格化，即各个参数在不同的网格依其特性不同而具有不同的值，如何能实用地获取这些信息需要我们进一步研究。

由于人为活动和其它因素的影响，以及研究区域较大，采用单一的产流模式对各个子流域的模拟精度必然有影响。从模拟结果可以看出，本文建立的基于自然子流域结合栅格的分布式水文模型基本适用。但为了取得更高的模拟精度，仍然需要进行不断的尝试和研究。尤其在产流模块，尽管整个实验流域以蓄满产流占主导地位，但每个子流域的情况却是不同的，同一的产流模式就不太适用于每一个子流域。另外，由于流域的产汇流过程除了受控于降雨特性外，与流域下垫面的地形、地貌、土壤、植被、地质、水文地质等特性有明显的因果关系，使得洪水组合型及成因千变万化，同时，由于水文过程中存在着非线性特性，用固定不变的参数去模拟这些洪水，必然会出现较大的误差。寻求水文过程与流域地形地貌的相互作用及其定量关系，寻求不同条件下的非线性规律，不仅是为了揭示科学的真谛，而且是为了找出在缺乏水文气象资料情况下确定模型参数的方法。因此，为了进一步深入探求出各种参数变化的规律性，从而推求整个流域水文气象变化的规律性，需要开展更深入的研究和探讨，同时还有赖于遥感技术的发展。

第五章　结论

5.1 本文研究总结

本文通过对基于 DEM 的流域特征提取研究，建立了自然子流域结合栅格单元的分布式水文模型，并对涪江水系的梓潼河流域进行了中尺度的流域水文模拟，模拟结果说明该模型是基本适用的。在所建立的模型中，通过从 DEM 中提取流域信息，将部分参数和输入资料网格化，完成了水文模型的数字化；通过建立距离权重插值模型求出各栅格点的降水量，增加了水文模型模拟结果的精度。与传统的集总型水文模拟技术比较，分布式水文模型具有优势（在未作实时校正条件下，集总型模拟精度一般都不到 90%）。由本文研究结果可知，分布式水文模型的技术路线可行、可操作，其基本条件是在 GIS 支持下的 DEM 信息提取与分析计算。但是由于时间关系，对分布式水文模型中一些问题未能开展更进一步的分析研究。例如，流域特征提取方法和该模型本身还存在着有待完善和仍需研究的地方：

（1）洼地和平原区的处理

单纯的填平方法仅适用于山区，甚至在较大范围内就会产生平行河网。目前，认为比较好的处理方法是用 Martz 等人提出的增加两个坡度的方法，但该方法需要识别出大的平原区之后才能处理，并且它的处理需要识别出该平原区的边界，才能逐层处理。由于各方面的原因，目前还不曾解决这样一个大的平原区及其边界识别的问题。

（2）湖泊、内流河等地理特征的提取

填平方法认为 DEM 中的洼地是在 DEM 生成过程中形成的，是伪洼地。因此该方法的使用并不能提取湖泊、内流河等地理特征。

（3）合理的水流路径的提取

无论用什么样的处理洼地和平原的方法提取河网，所得到的都是与实际河网不完全一致的虚拟河网，那么在使用这些河网进行流域水文模拟的过程中，产生误差是不可避免的。只有将由 DEM 提取的河网与自然水系相结合，才能得出与自然情况比较符合的源自各个网格的水流路径。

（4）超渗产流的考虑

在这样一个中尺度的流域水文模拟中，下垫面的空间分布极不均匀，每个子流域可能有不同的主导产流模式。因此，全流域都以蓄满产流的产流模式考虑，产生的局限比较大。从现有资料信息基础上区分蓄满与超渗两种产流方式，适当考虑超渗产流所占的比重，或者应用混合产流模式，可能会提高这个中尺度流域的水文模拟精度。

（5）河网消退系数的研究

影响河网消退系数的最直接的因素就是下垫面的土壤、糙率和地形的变化情况，本文对河网消退系数的处理是一种极其简单的处理方法。严格地说，在水流从源点流至流域出口断面的过程中，土壤、糙率、地形等都在不断地发生着变化，那么汇流参数也在不断地发生着变化。目前遥感技术和地理信息系统已能为我们提供下垫面的沿程变化情况，DEM 也能提供地形的变化。那么在引入这些数据源的情况下，就能对汇流参数的沿程变化进行更细化的研究。

（6）确定模型参数的问题

分布式流域水文模型包含的参数在空间上一般是不均匀分布，也就是说每个单元面积的产汇流参数一般是不相同的。由于每个单元面积不可能都具有实测水文气象资料，因此传统的主要依赖于实测水文气象资料率定模型参数的方法难以得到全面应用。这样，确定单元面积产汇流问题就转变成为缺乏水文气象资料情况下如何推求模型参数的问题。

水文过程与流域下垫面，尤其是流域地形地貌的相互作用是自然界客观存在的现象。虽然水文过程对流域地形地貌的作用十分缓慢，甚至只有地质年代上的意义，但流域地形地貌的改变对水文过程的影响常常是比较快速的。寻求水文过程与流域地形地貌的相互作用及其定量关系，对于在缺乏水文气象资料情况下确定模型参数的方法十分重要。

5.2 分布式水文模型存在的问题及讨论

从提出分布式水文模型概念至今经过了近 30 年的发展，特别是近 10 年来

通过 RS 和 GIS 等高新技术的引进和相关学科的渗透，分布式水文模型取得了很大的进展，也出现了很多不同类型的模型。但是，从总体情况看，除上述一些技术性问题外，分布式水文模型还有待于进一步完善，多数还存在（或很少考虑）以下几个问题[57]。

（1）分布式水文模型的真实性问题

由于水文现象的复杂性，受测量技术的限制，一些水文过程和边界条件并不确知。因此，分布式水文模型还存在不少具有虚拟性的假定，导致模型并不能再现真实的水文过程。

（2）尺度转换问题（或者模型参数的有效性问题）

目前，分布式水文模型很少考虑尺度对参数有效性的影响，更没有明确指出在大尺度上如何确定参数。通常是将小尺度上建立的具有物理基础的水文模型，随意应用到更大的空间尺度，并假定模型参数在几十米到几公里的空间变化中保持着有效性，这必然会导致一些假象。

（3）模型的检验问题

有些水文状态变量因缺乏测量，无法判断其模拟的正确与否。只能通过流量过程来检验模型的有效性，而流量过程是各种水文过程综合作用的结果。这样使得有些分布式水文模型虽然流量过程模拟得很好，但中间的过程可能是错误的或者不真实的。

（4）计算时间和数据存储的问题

有些分布式水文模型虽然具有很强的水文物理基础和完善的模型结构，但是由于计算时间过长和（或）数据存储过大，而根本无法在当前条件下进行推广和应用。

目前，单纯地就模拟与预报结果而言，分布式水文模型虽然并不比传统的集总式水文模型有太多的优势。但是，应该承认分布式水文模型所揭示的水文物理过程越来越接近客观世界。同时，由于与 RS 和 GIS 的有机结合，由于对海量的气象和下垫面空间数据的处理与利用，使得基于 DEM 的分布式水文模型在研究人类活动和自然环境变化对流域水文循环时空过程的影响，研究区域

水资源生成与演变规律方面，具有独特的优势。因此，基于 DEM 的分布式水文模型仍然是现代水文水资源研究的理想工具，是未来水文模型发展的主要方向[58]。

5.3 未来发展趋势[4]

概念性模型长期以来一直用于水文预报，指导生产。系统理论模型也已用于生产应用中。分布式模型还处在研究和调试阶段，多数模型模拟精度不高，真正用于指导生产的还很少。

事物的发展总是优胜劣汰的。目前仍然应用的黑箱或系统理论模型主要有统计回归模型、滤波分析、实时预报、人工神经网络模型等。概念性模型虽然经过了 40 多年的发展，但其水平基本上仍在 20 世纪 80-90 年代初期建立的模型的基础上进行了一些修订和改进，并没有出现大的突破。由于各种新技术和新手段的不断引进，资料的获取和模型的运行更加方便、快捷，使分布式水文模型结构得以不断更新，对模型精度得以不断提高，模型研究发展迅速。

人类认识事物的过程，是从简单到复杂，从总体到个体，从表面到本质的。人们对事物的发展过程总是追求更加深刻的认识，追求事物变化的实际过程。水文科学的研究也逐渐发展到水文过程即水文现象的机制的研究。水文模型正是反映水文过程的最重要的手段。因此，水文模型也必然朝着再现水文过程的方向发展。

在今后较长的一段时间内，系统理论模型还会继续得到应用。但是，该类模型应该逐渐向体现事物的物理意义方向发展。也就是说，追求模型分析结果同实际的水文过程的结合，追求事物发展的统计意义，并逐渐扩大数据区范围，体现极端事件对统计结果的影响，尽量消除外延预报的随机性。这一方面需要作大量的试验和观测，另一方面也取决于系统理论的发展。

概念性模型也会继续得到发展。目前多数概念性模型尽管具有一定的物理意义，体现一定的水文过程，但是由于该类模型的最大的优点，也是其最大的缺点，就是模型的参数化，在很多情况下，使实际的物理过程消失了。另外，

概念性模型中的很多过程是没有物理意义的，有的概念性模型缺乏物理意义，模型模拟精度是靠调整参数来实现的。模型参数的调整是基于一定的假设，并与一定的观测、试验相结合。这同样存在一个数据区范围问题。尽管很多参数基于一定的物理过程，但由于模型多数是集总参数式的，模型参数并没有体现实际的物理过程。因此，概念性模型今后的发展方向，应该是尽量多地应用实际的观测和试验数据，保证实际物理参数的可靠性，尽量减少集总参数，使模型尽可能体现实际的物理过程。这样模型就会逐渐复杂，模型参数中逐渐含有分布的参数，进而逐渐转向完全分布。

分布式模型具有很大的发展潜力。分布式模型要得到突破性进展，必须加强点上数据的观测，并保证数据的可靠性和代表性，研究清楚单点所代表的物理过程，进而考虑尺度转换问题。尺度转换必须选择合适的插值方法，并结合高分辨率的遥感图像。模型格点尽可能小，保证每个格点内的水文过程一致。对每一个格点内的水文过程的研究，尽量减少假设，并探讨所应用的理论是否适合该种物理过程。目前所应用的多数水量转换和迁移理论，都是基于一定程度的假设，有一定的适用范围。所以，必须进行各种尺度、各种陆面过程条件下的水量转化和迁移理论的研究。同时，分布式水文模型应该与大气模式相结合，并实现研究区内各种大的陆面过程的完美衔接。只要达到上面所述的这些条件，目前的分布式模型就逐渐转化到数值模型了。

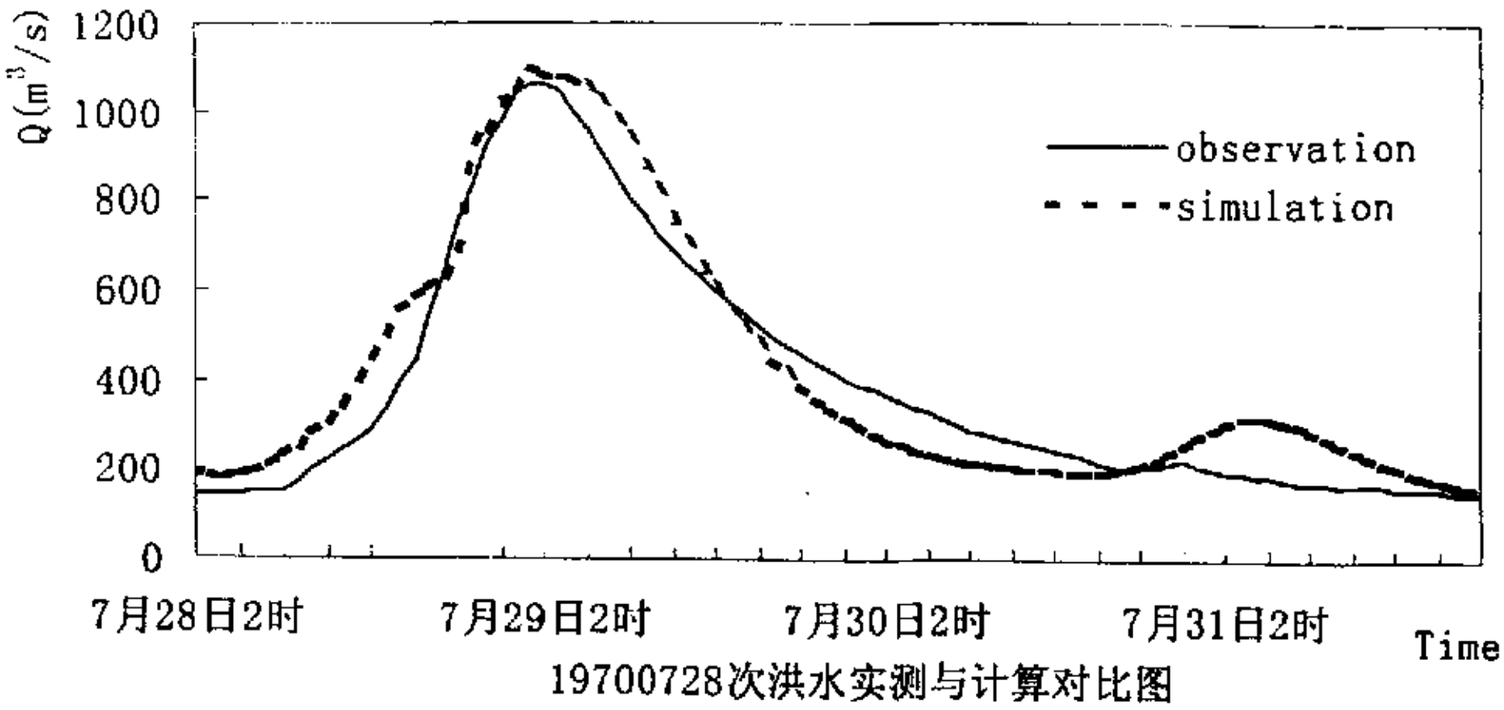
综上所述，系统理论模型逐渐向体现实际的物理过程过渡，概念性模型逐渐向分布式模型发展。殊途同归。与其说这两类模型逐渐向分布式模型发展，倒不如说分布式模型是这两类模型的最终替代品，目前这两类模型的存在只是因为分布式模型还处在初期发展阶段。如果分布式模型发展到数值模型阶段，那么就再没有必要发展其它两类模型了。

5.4 小语

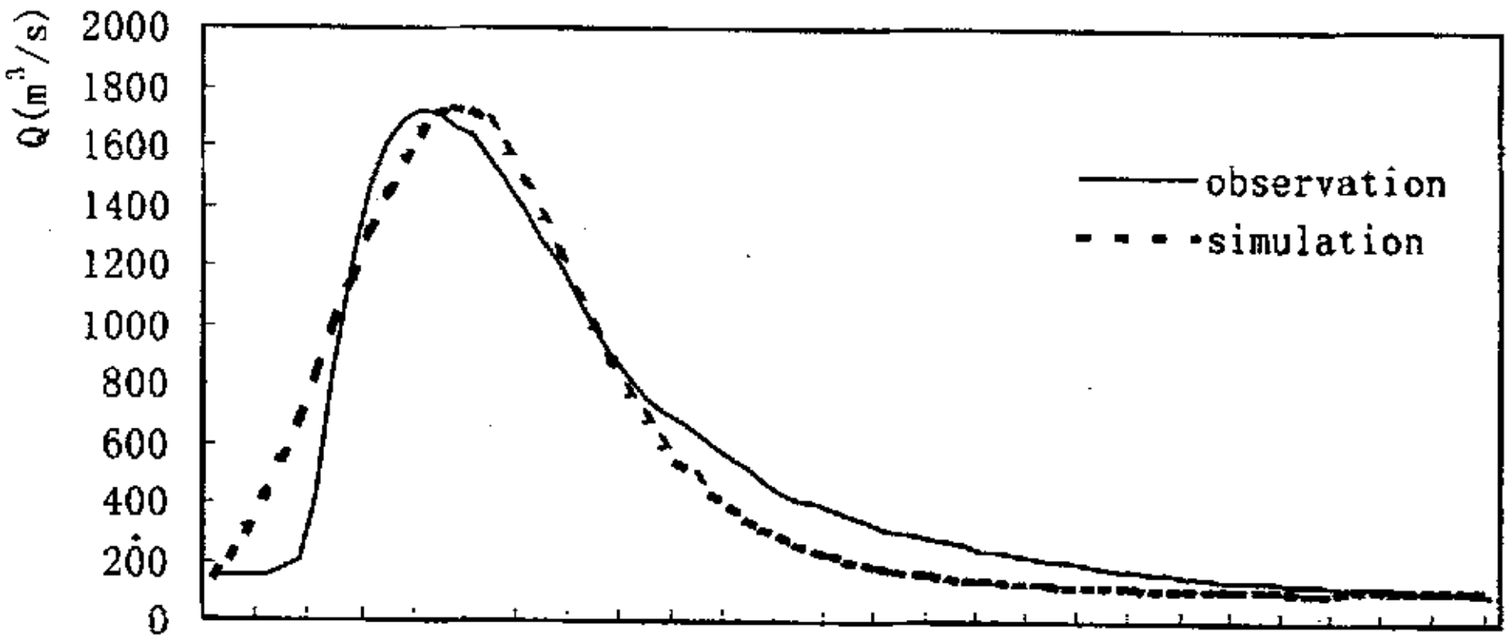
水文模型是水文学发展到一定阶段的产物，它丰富了水文学体系，并随着水文学的发展而发展，促进了水文学的总体发展。水文模型的发展大约经历了

6 个阶段，目前主要存在 11 种分类方法。离开了统计数据区范围，系统模型的外延预报缺乏物理基础，因而具有一定的随机性，从而其可靠度较低。概念性模型的最大特点是模型的参数化，而这种参数化很可能将模型的物理意义消融掉了，而且模型参数不容易确定。分布式模型的发展必须加强单点所代表的水文过程的研究，并进行大量的观测，结合遥感和 GIS 手段进行合适的尺度转换，同时加强各种尺度、各种陆面过程条件下水量转换和迁移的理论研究，而且要与大气模式相结合。系统理论模型要逐渐向能够反映实际水文物理过程的方向发展概念性模型的发展，在尽量体现实际水文过程的同时，尽量减少集总参数，逐步加入分布参数，并最终发展到完全分布式模型。随着人们对各种尺度下陆面过程的认识程度加深，分布式水文模型最终会发展成为数值模型。目前系统理论模型和概念性模型的存在只是因为分布式模型还处在初期发展阶段，分布式模型是一项多种科学技术和科学理论综合应用和发展的产物，尤其是随着信息技术的发展，分布式水文模型会逐步完善，最终会发展到数值模型阶段。可以预见，数值模型将是水文模型发展的最终归宿。

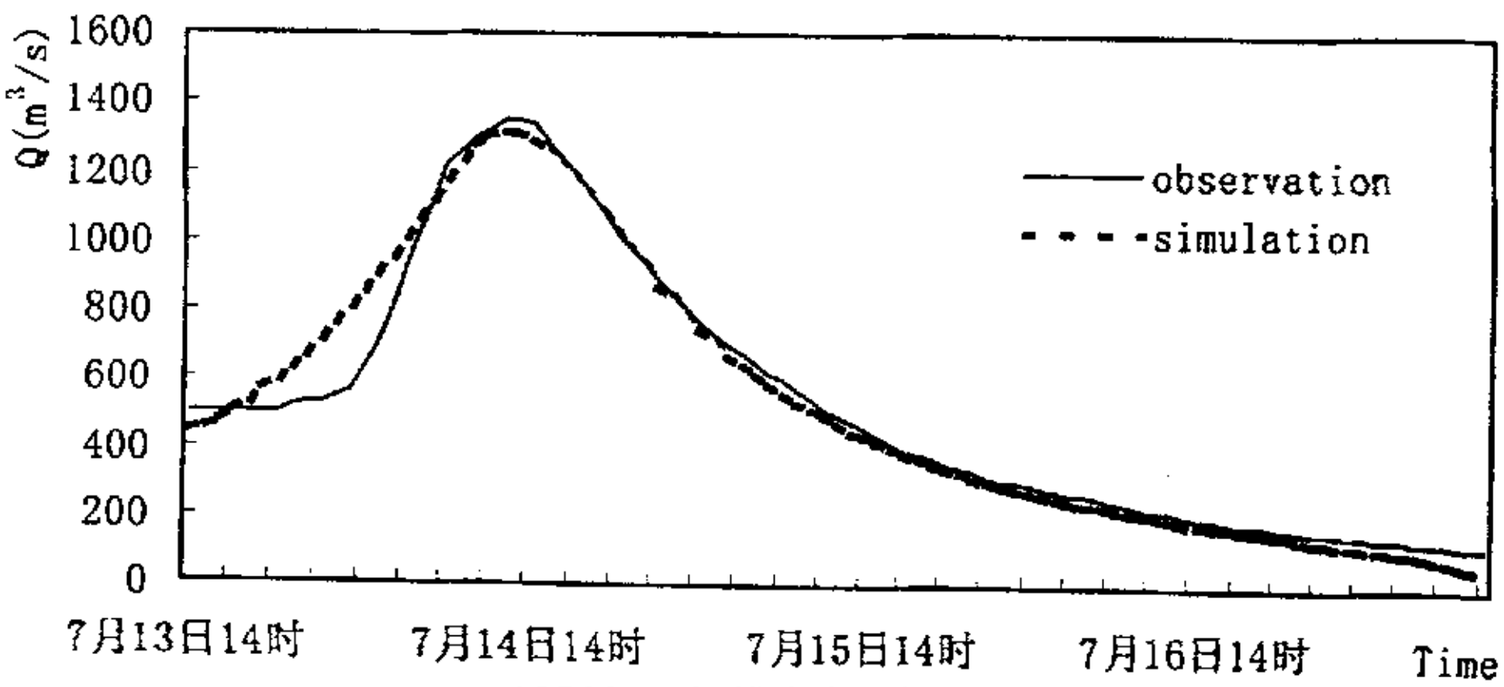
附录一：次洪模型参数率定期实测与计算对比图



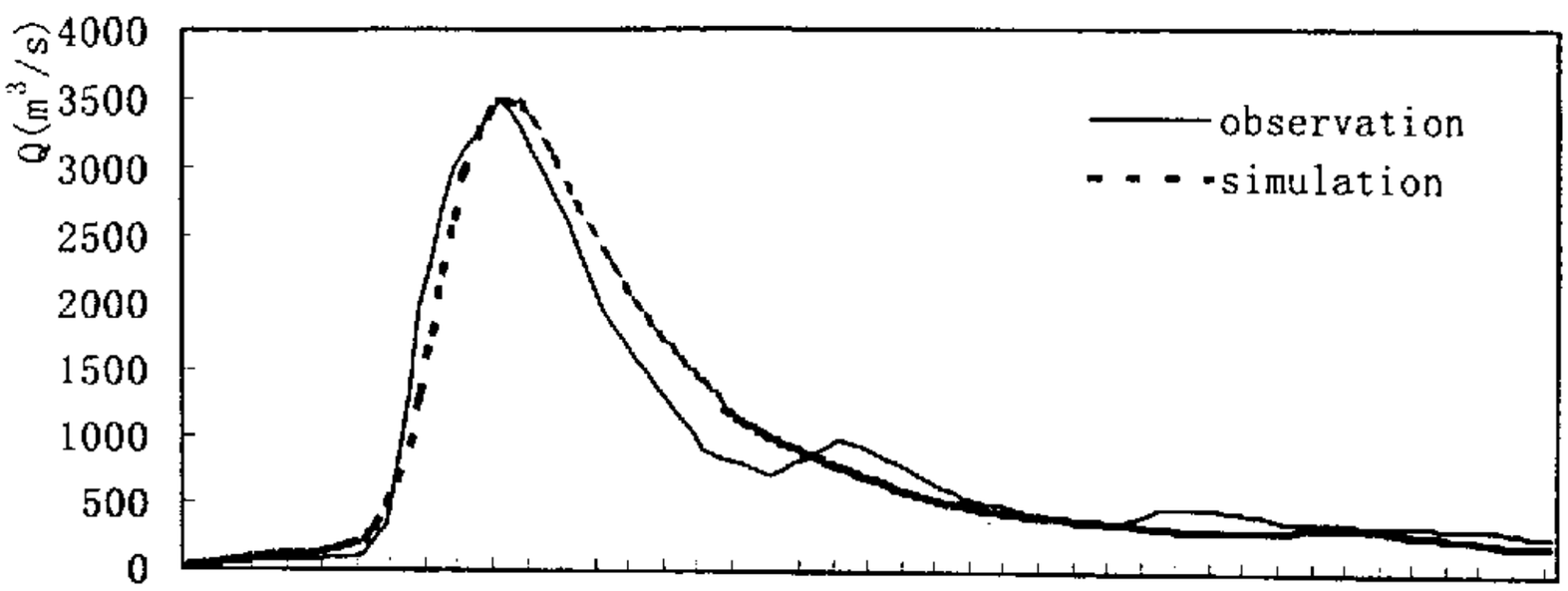
19700728次洪水实测与计算对比图



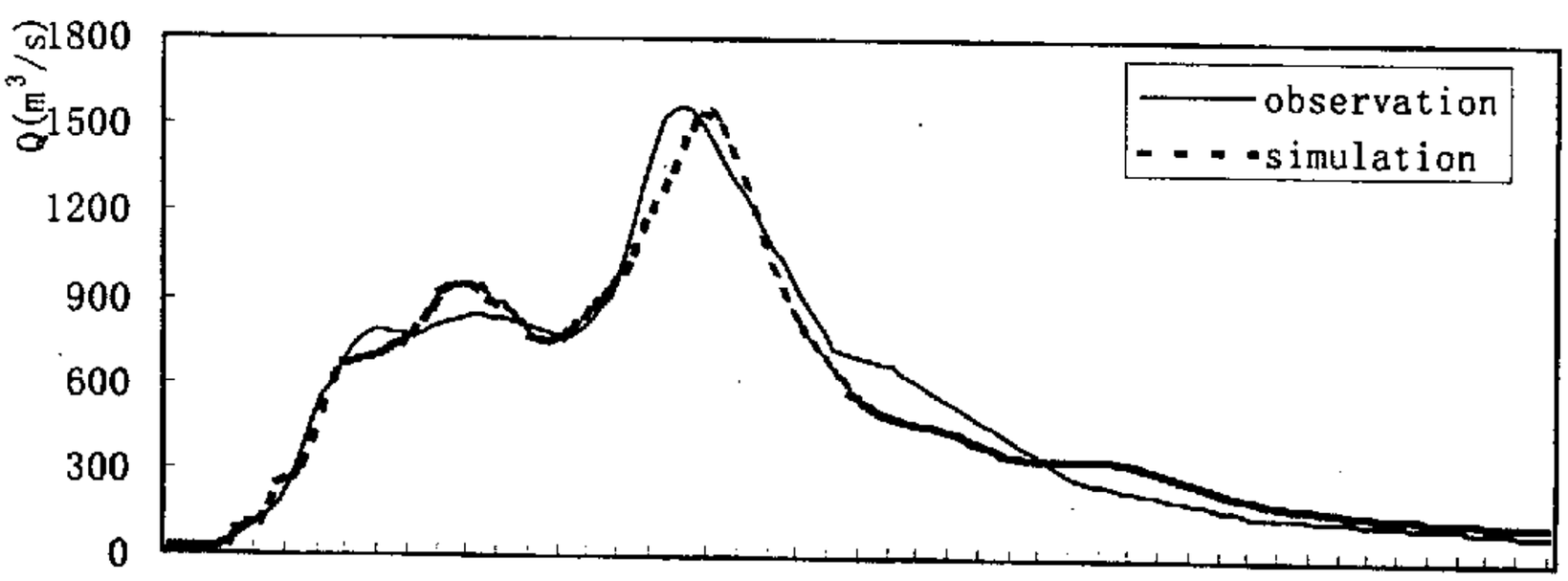
19710709次洪水实测与计算对比图



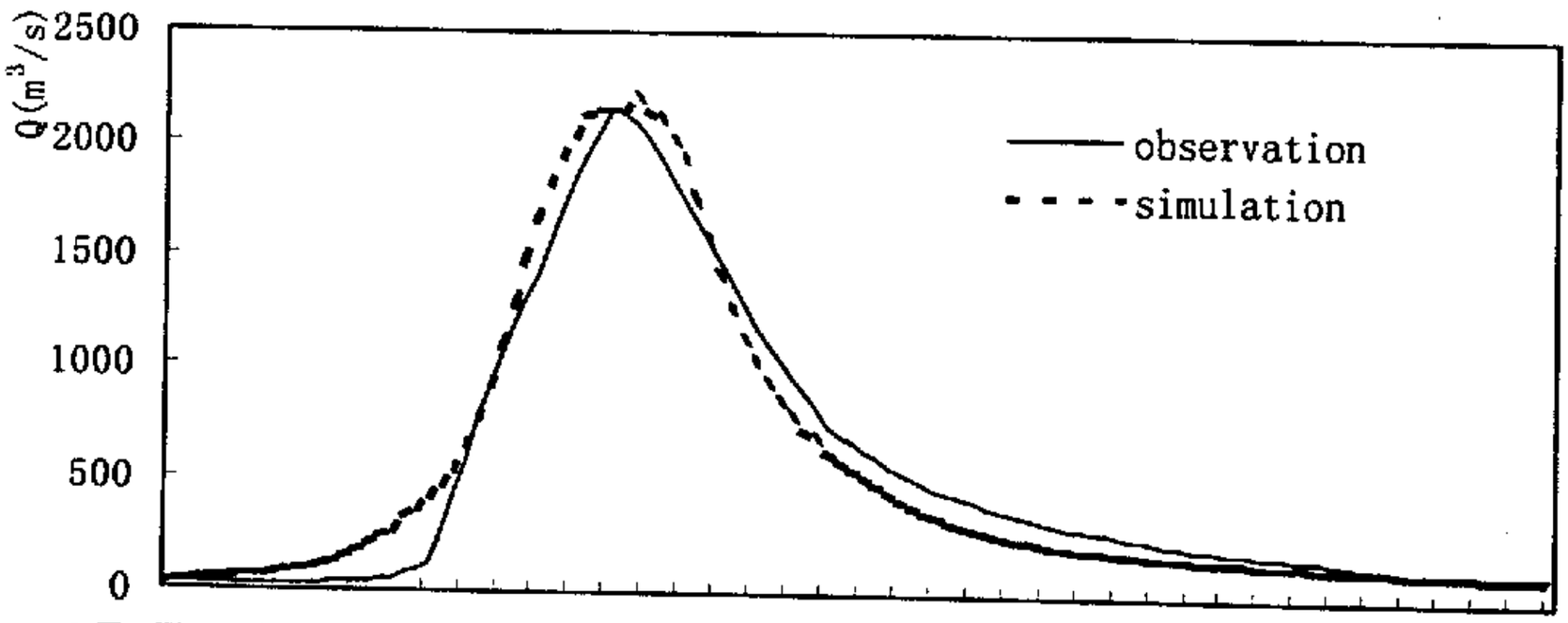
19720713次洪水实测与计算对比图



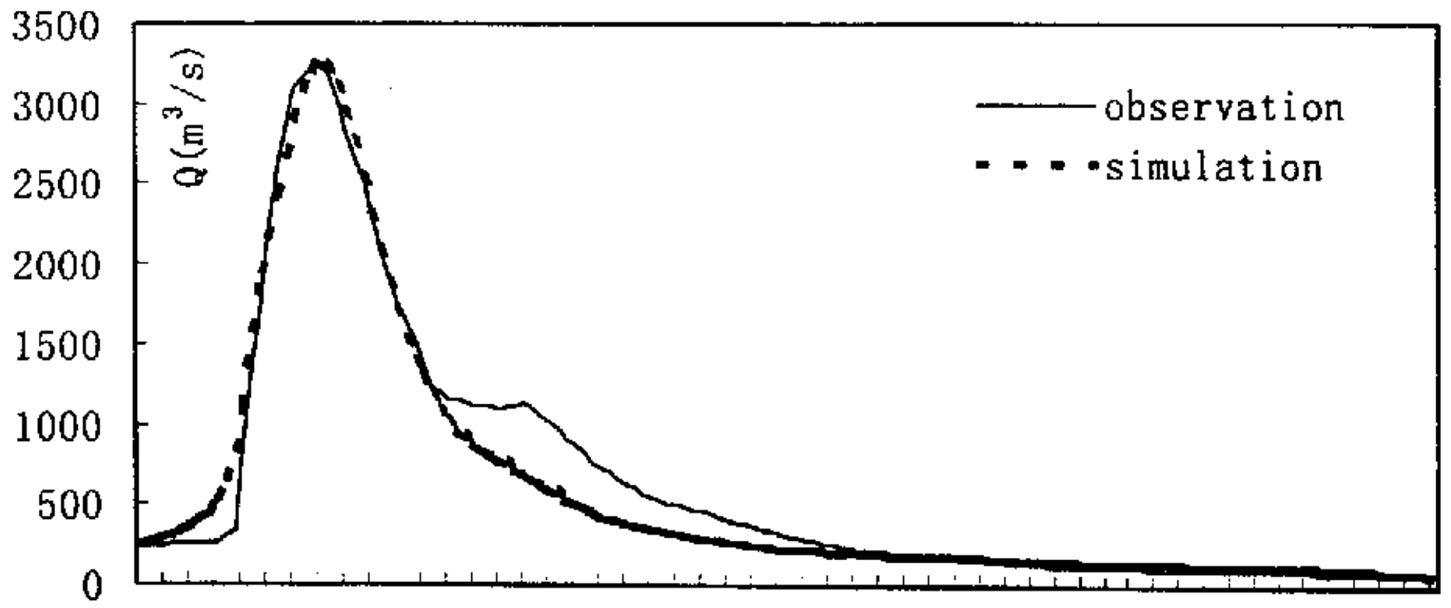
19730708次洪水实测与计算对比图



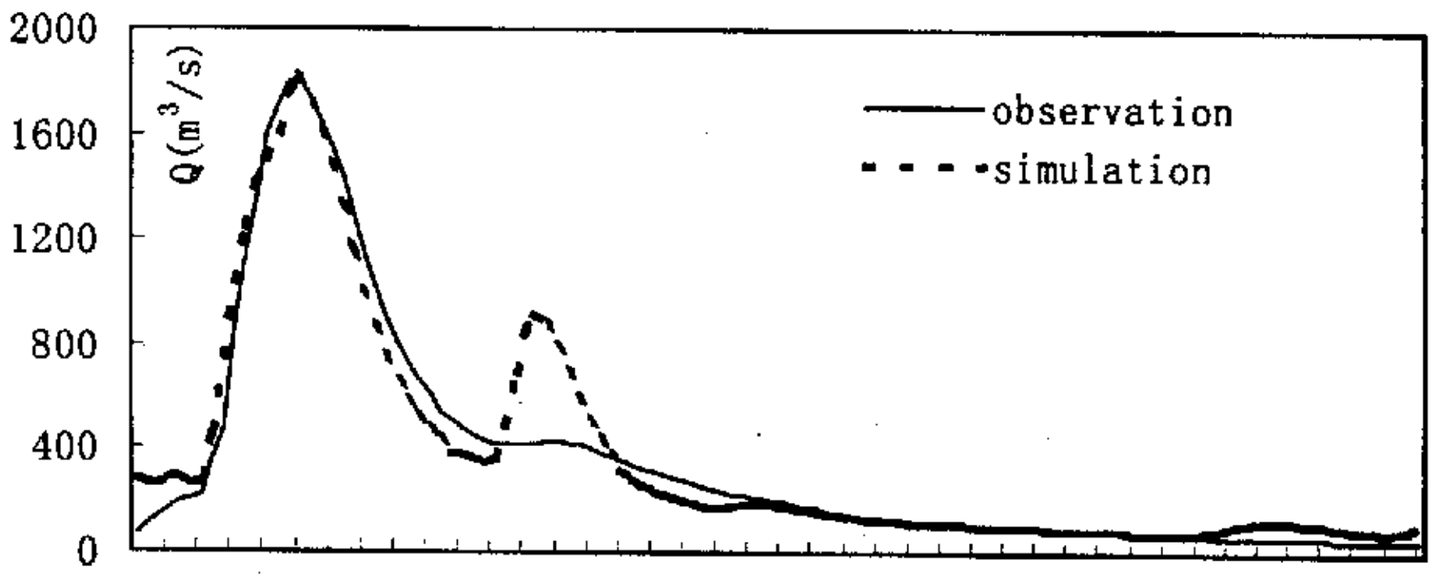
19730905次洪水实测与计算对比图



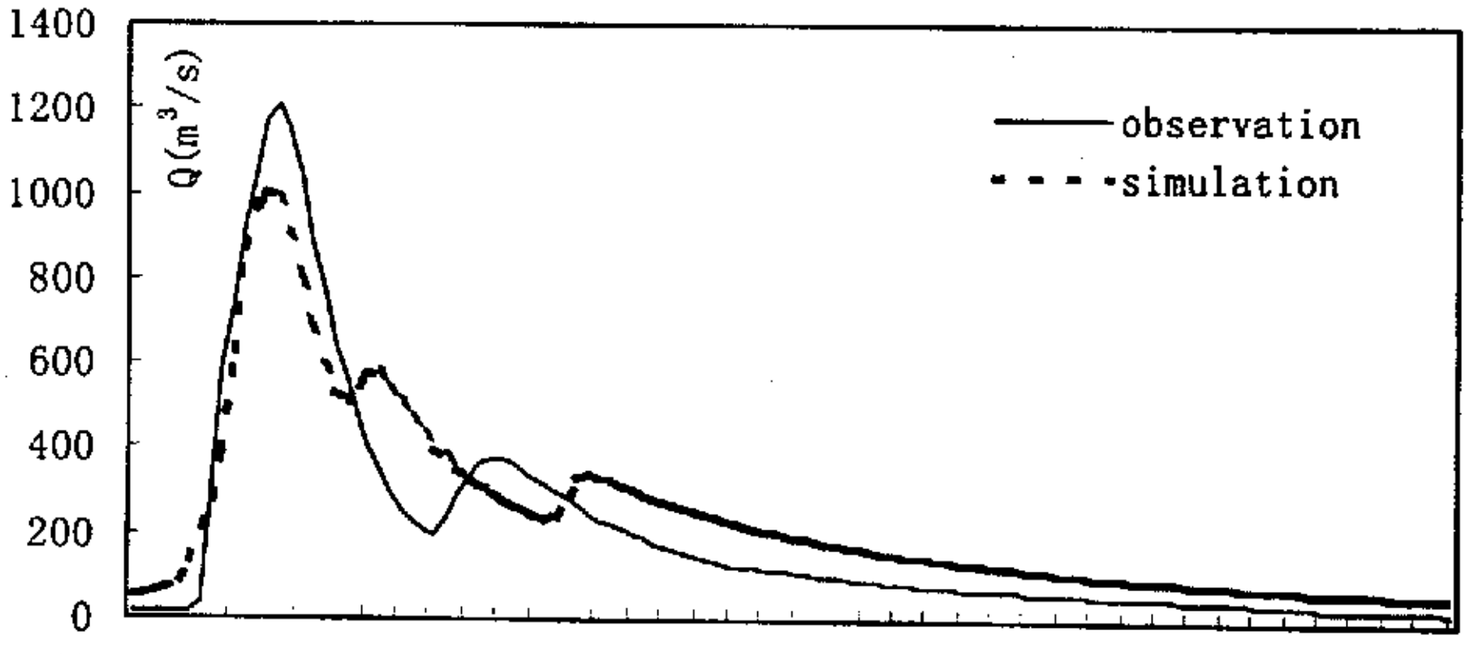
19740903次洪水实测与计算对比图



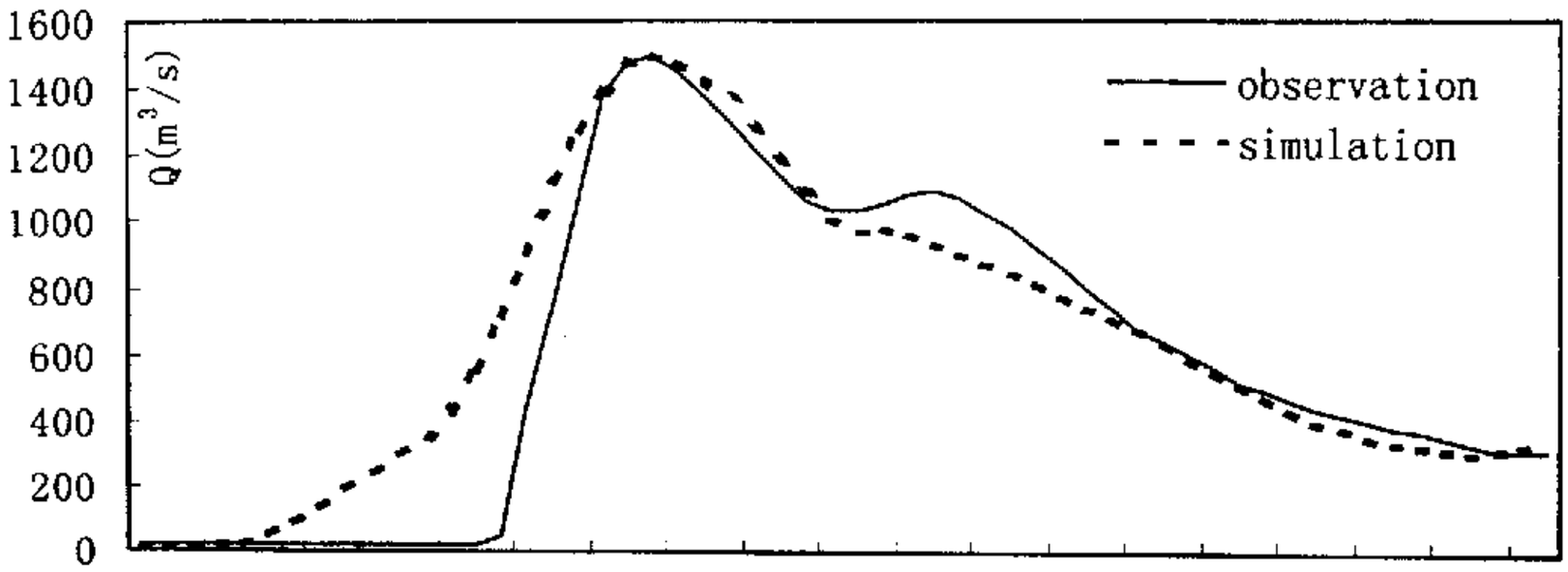
19750905次洪水实测与计算对比图



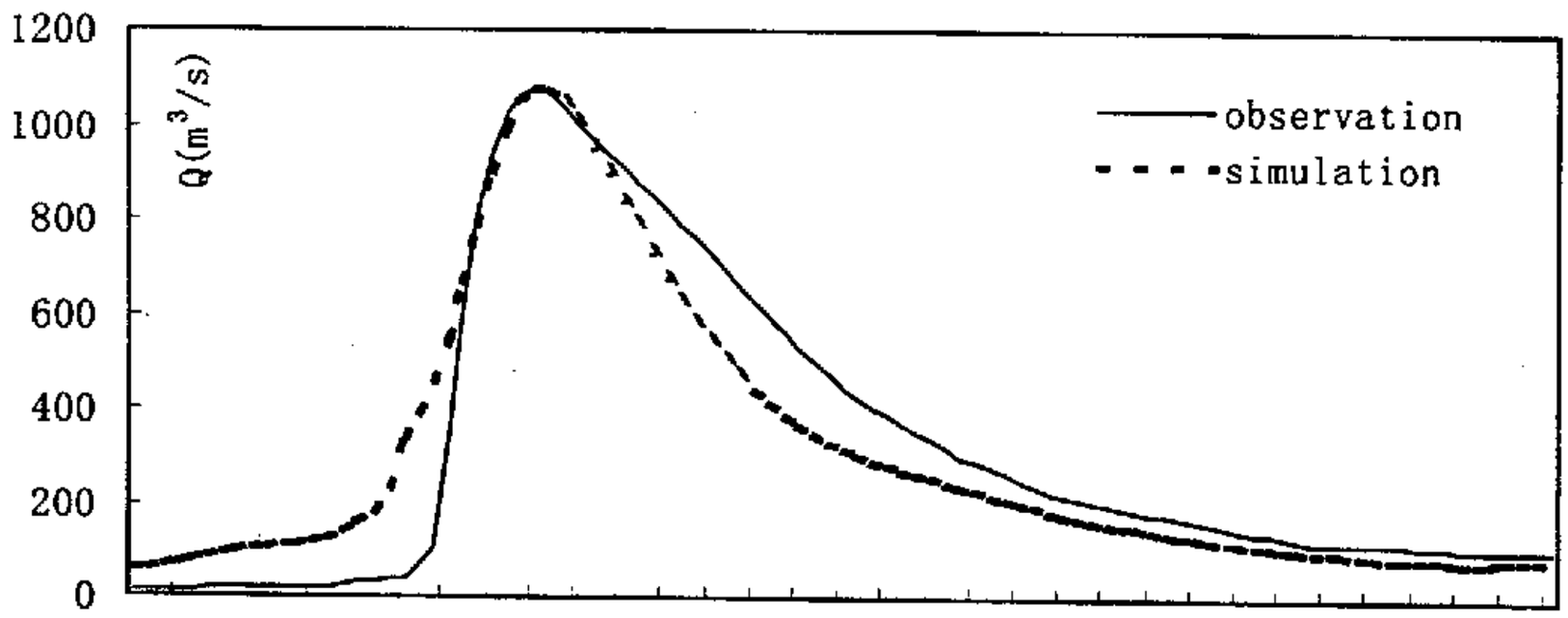
19780902次洪水实测与计算对比图



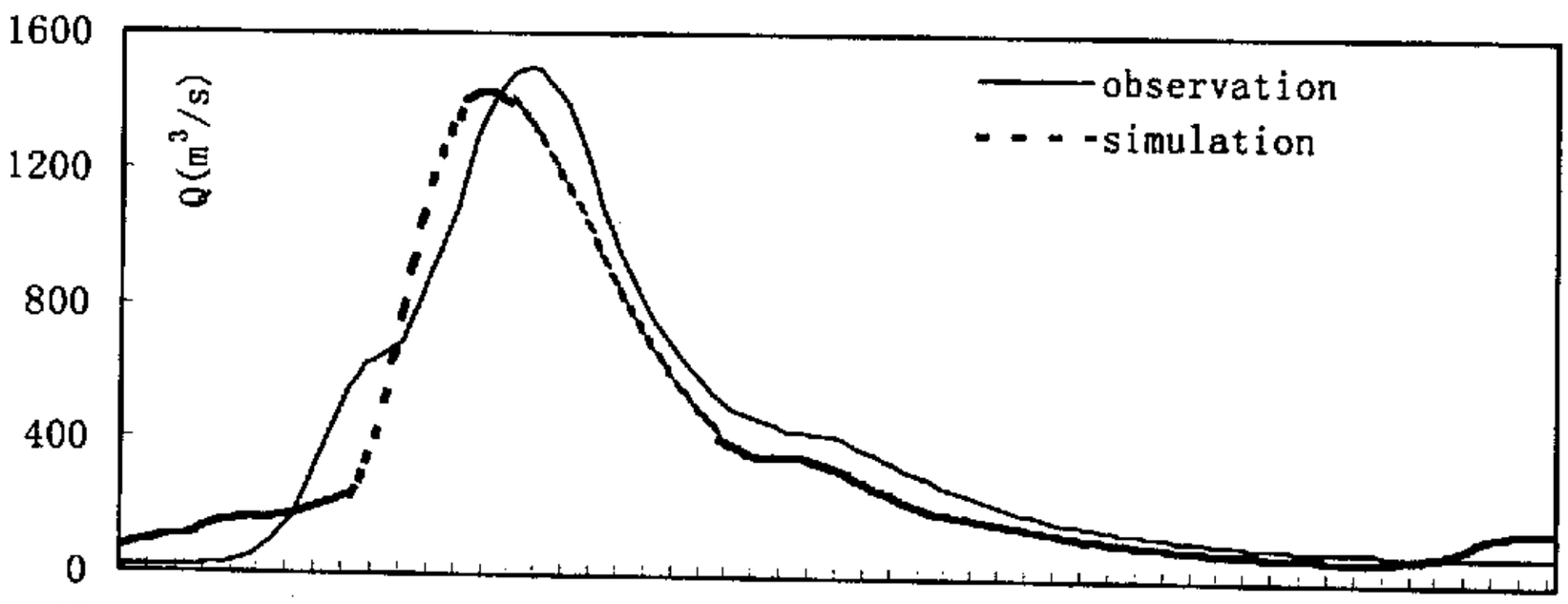
19800615次洪水实测与计算对比图



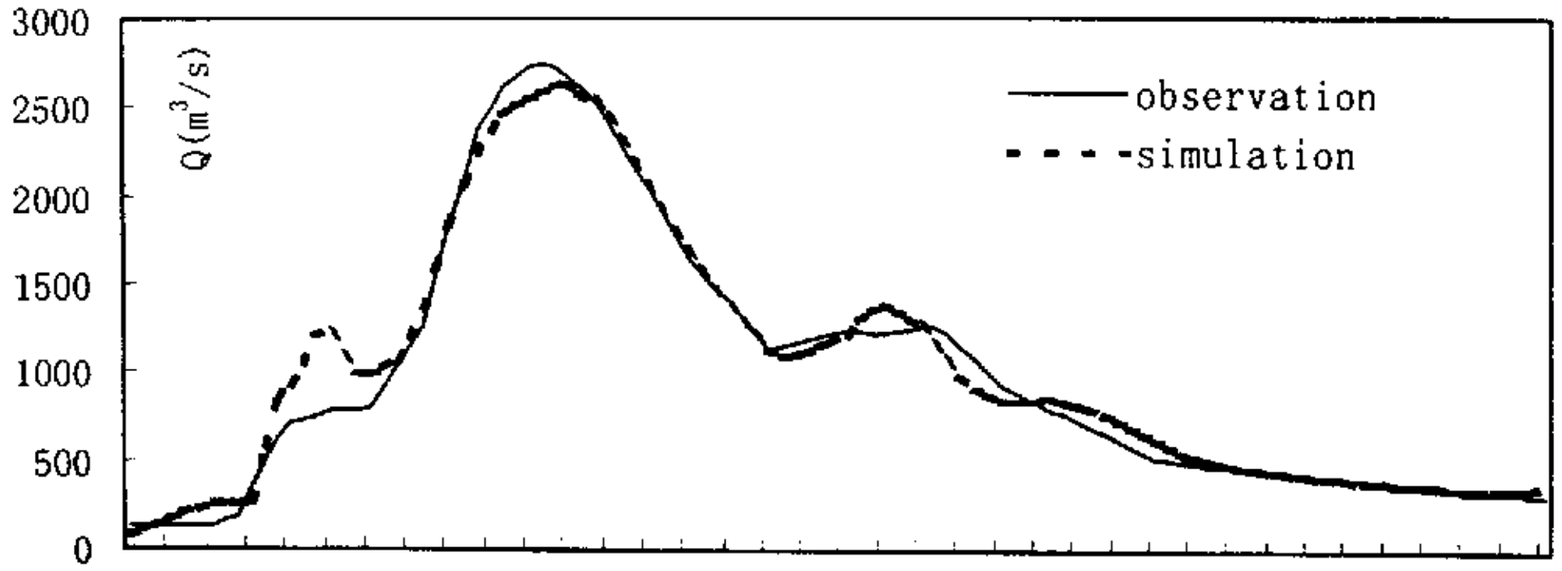
19800629次洪水实测与计算对比图



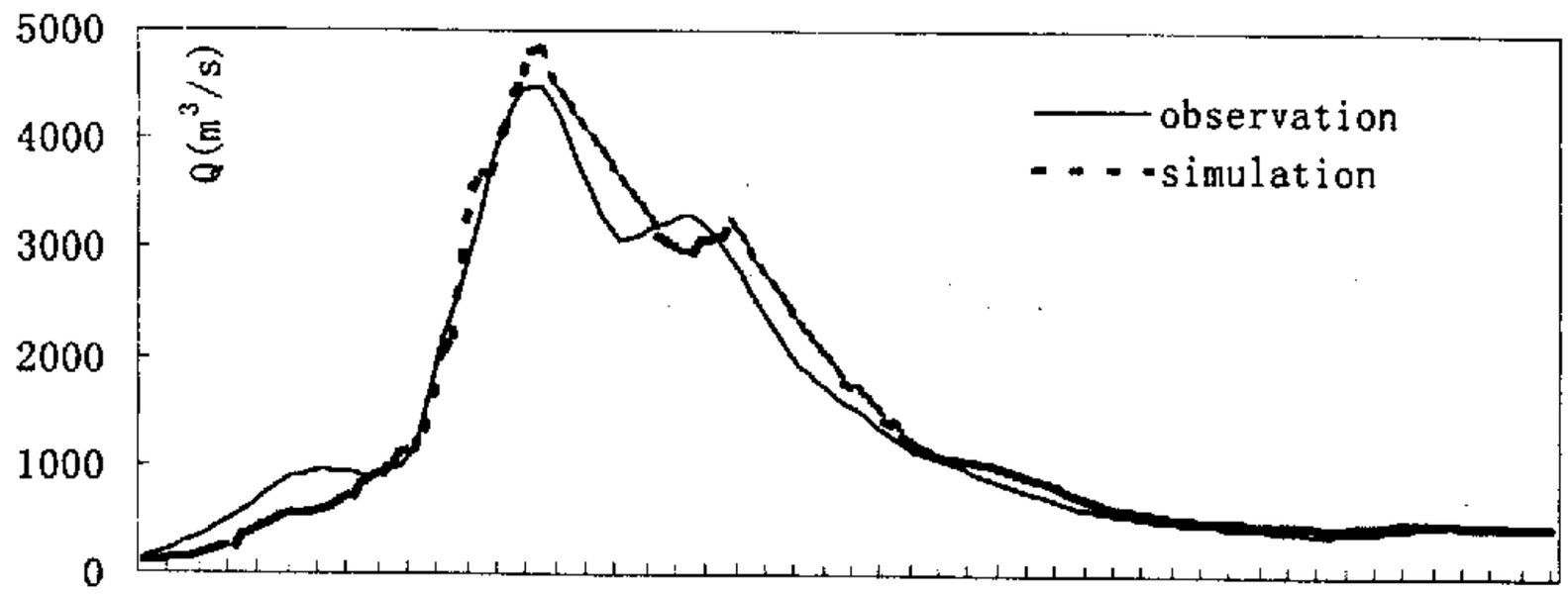
19800823次洪水实测与计算对比图



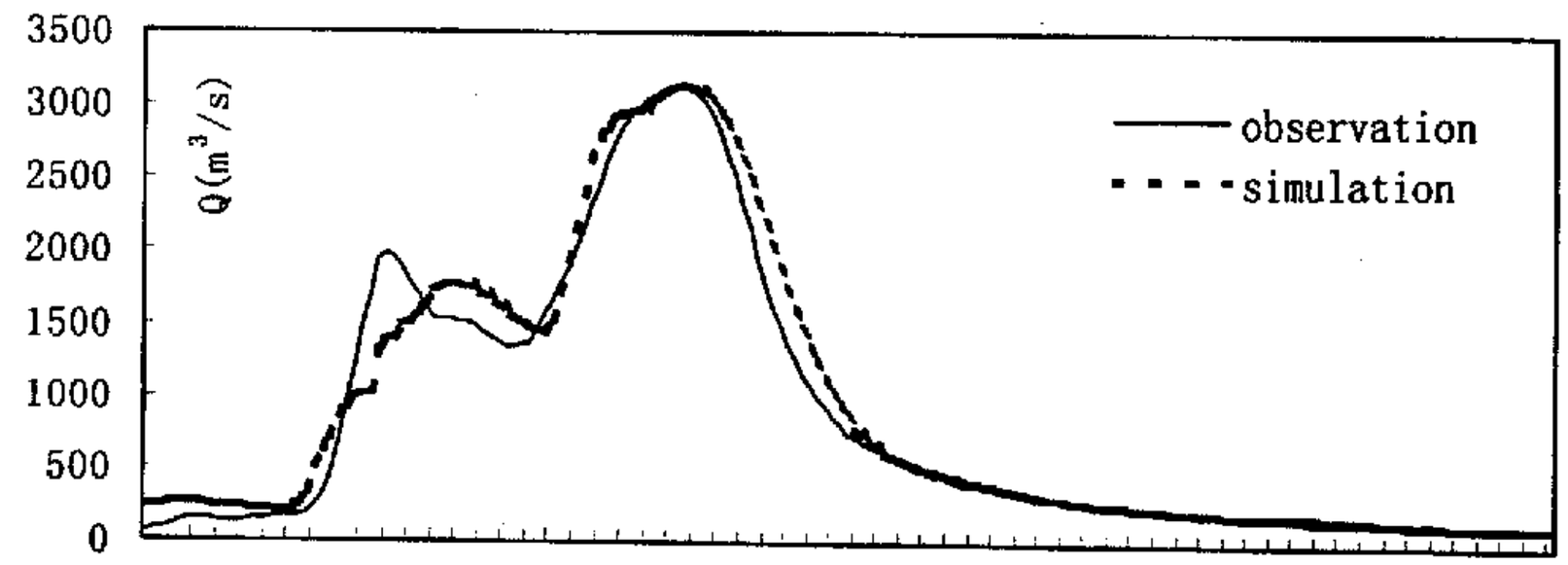
19810704次洪水实测与计算对比图



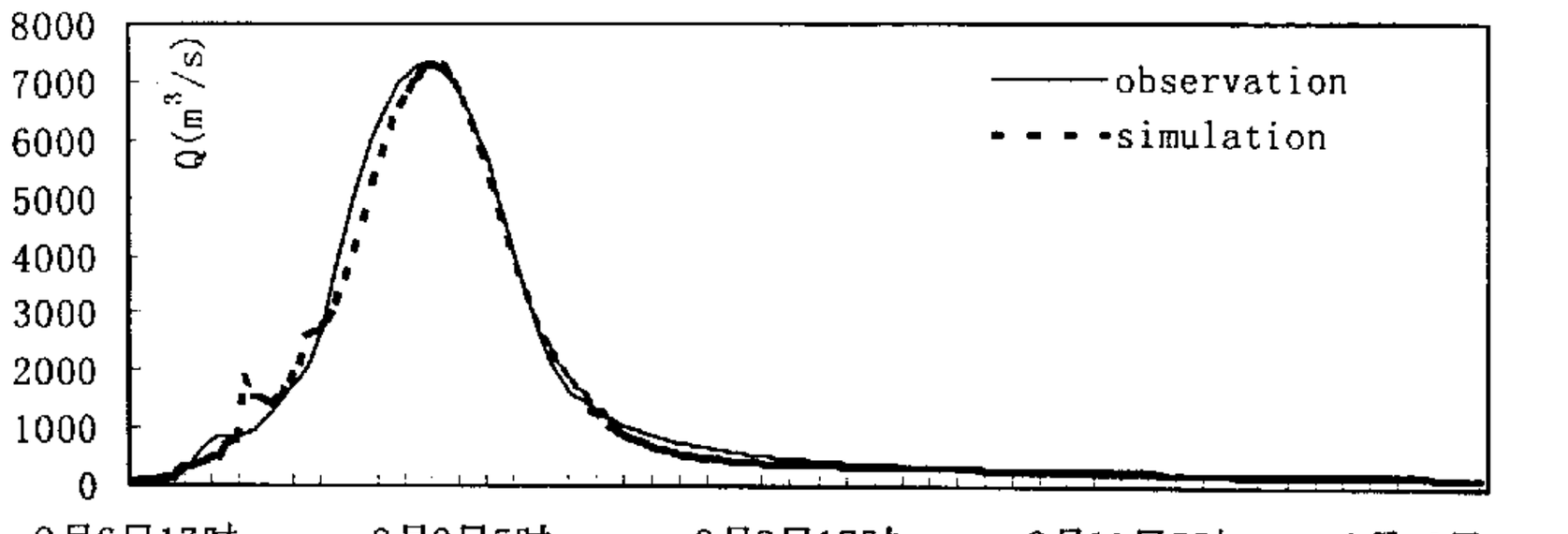
19810816次洪水实测与计算对比图



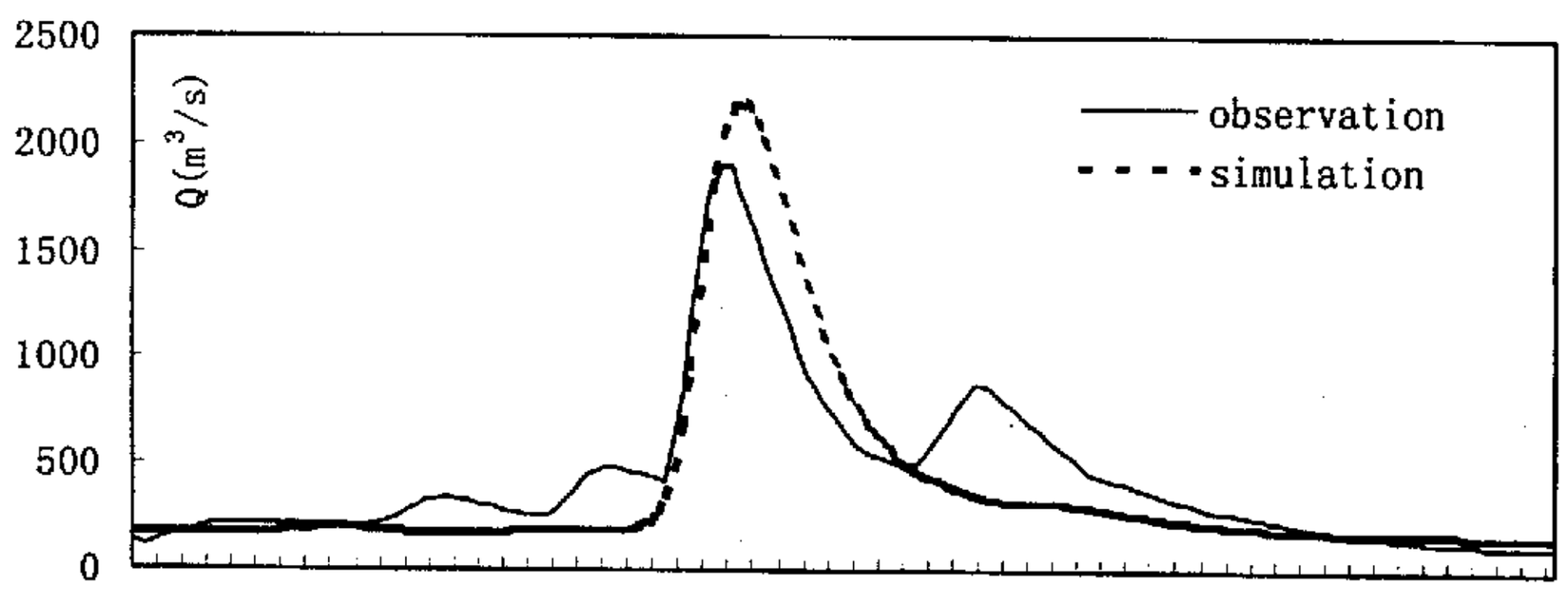
19810901次洪水实测与计算对比图



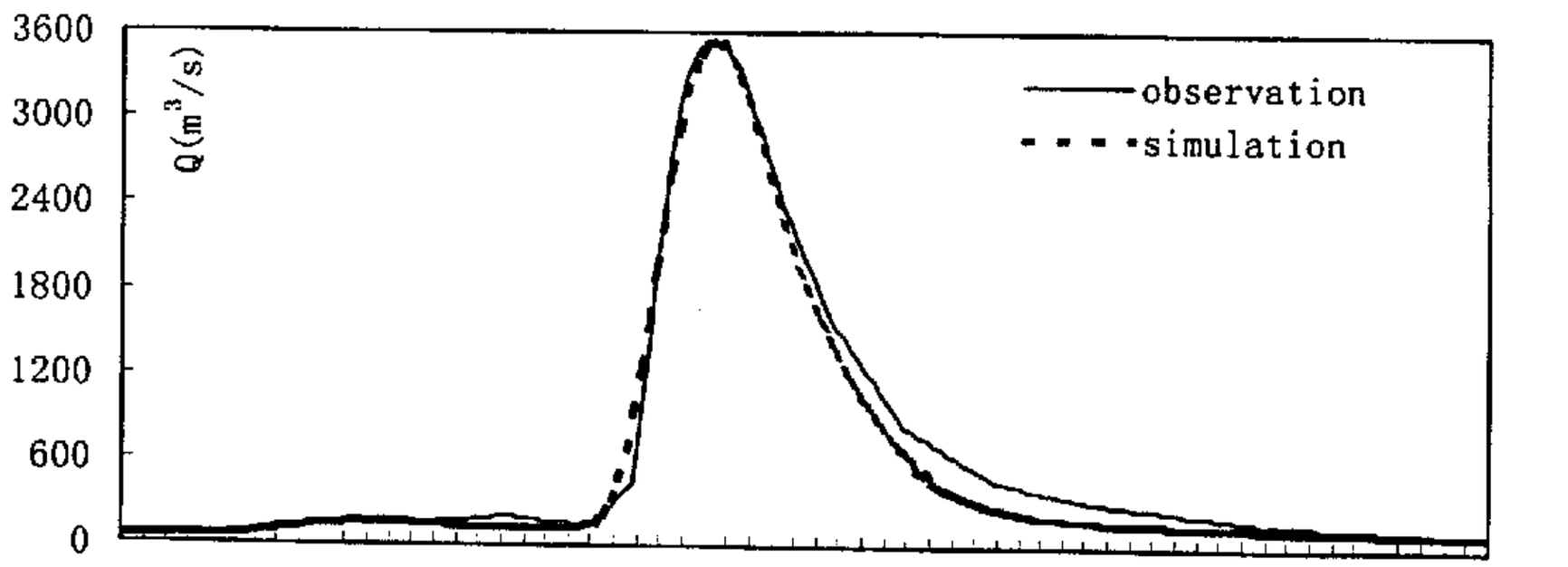
19830728次洪水实测与计算对比图



19830906次洪水实测与计算对比图

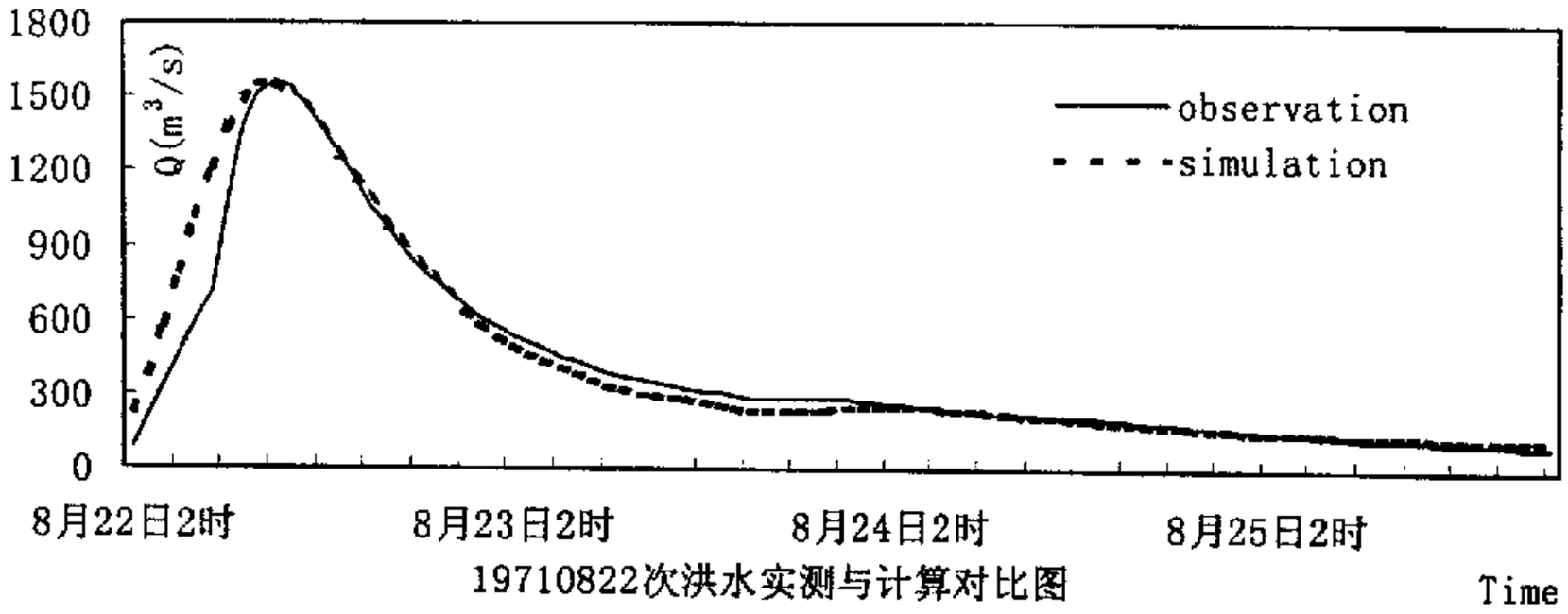


19840710次洪水实测与计算对比图

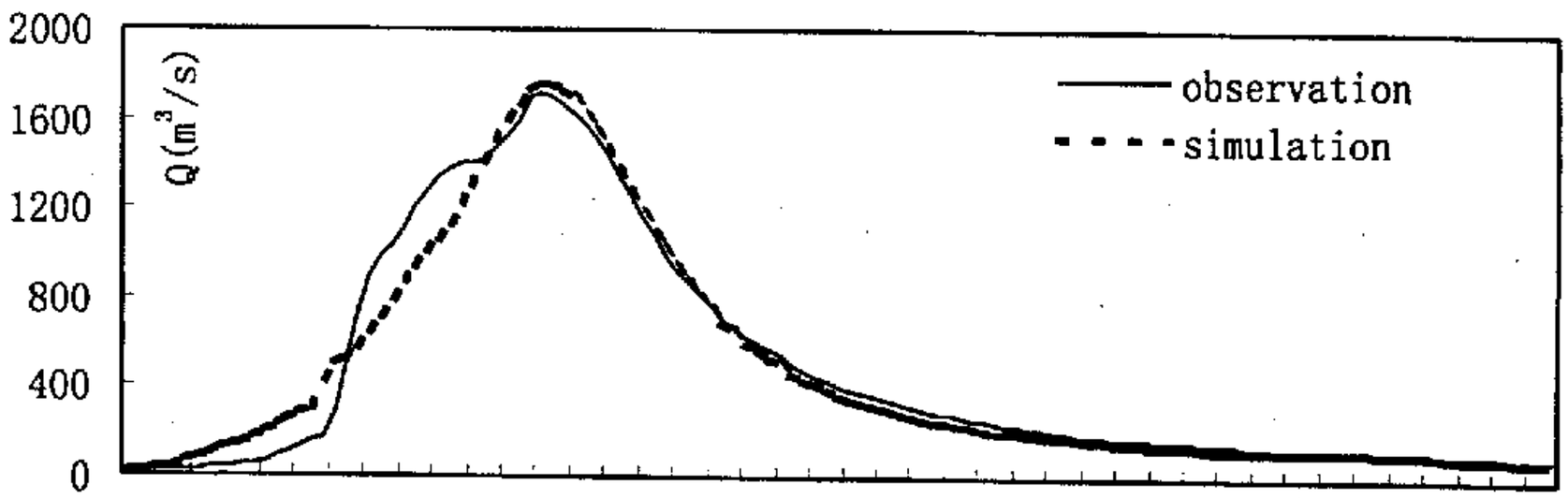


19840801次洪水实测与计算对比图

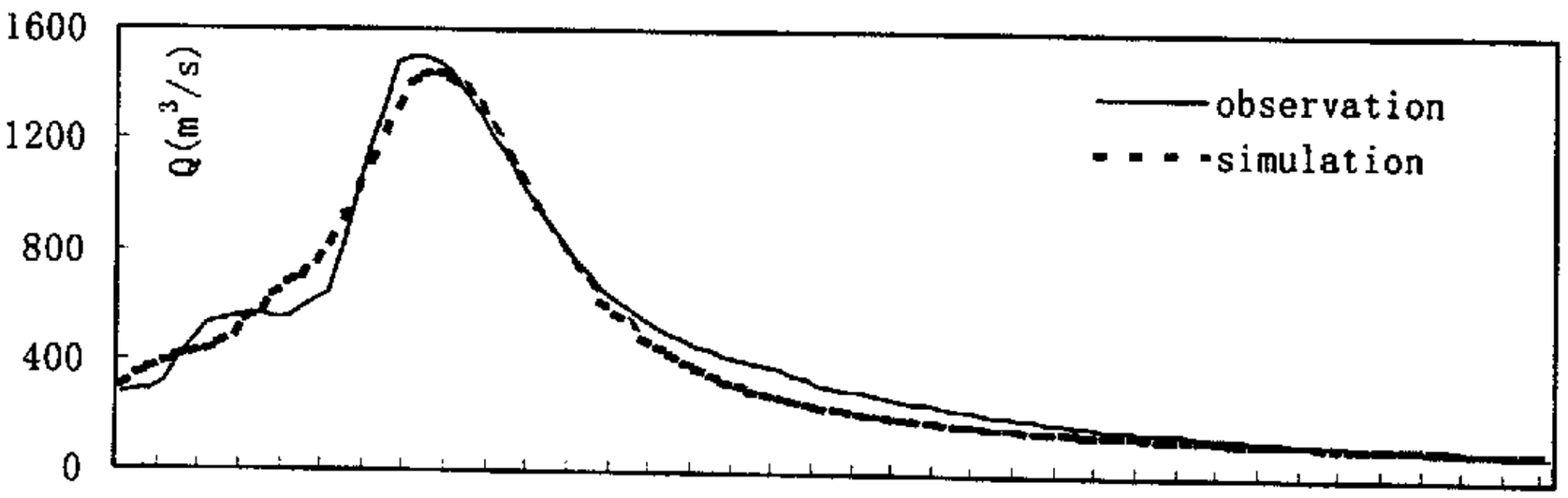
附录二：次洪模型参数检验期实测与计算对比图



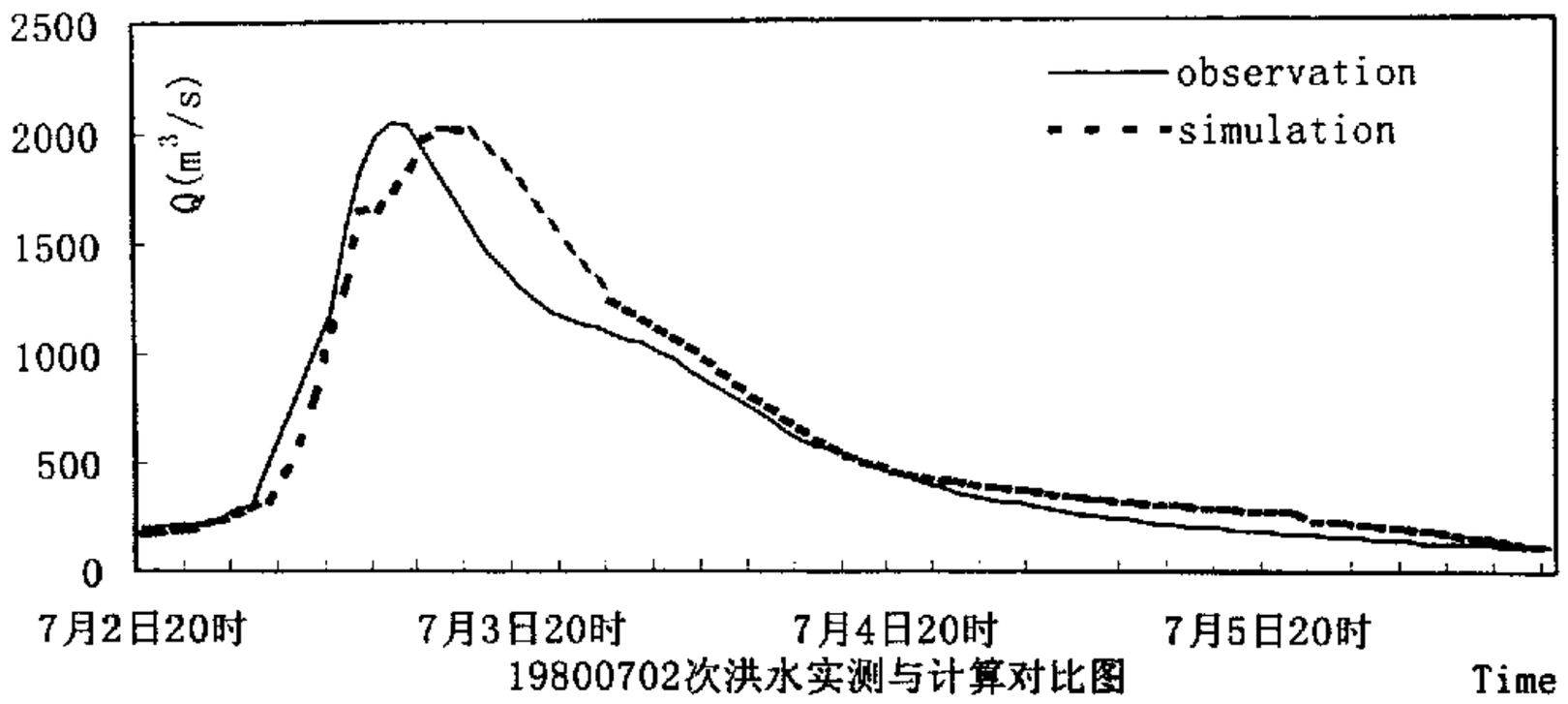
19710822次洪水实测与计算对比图



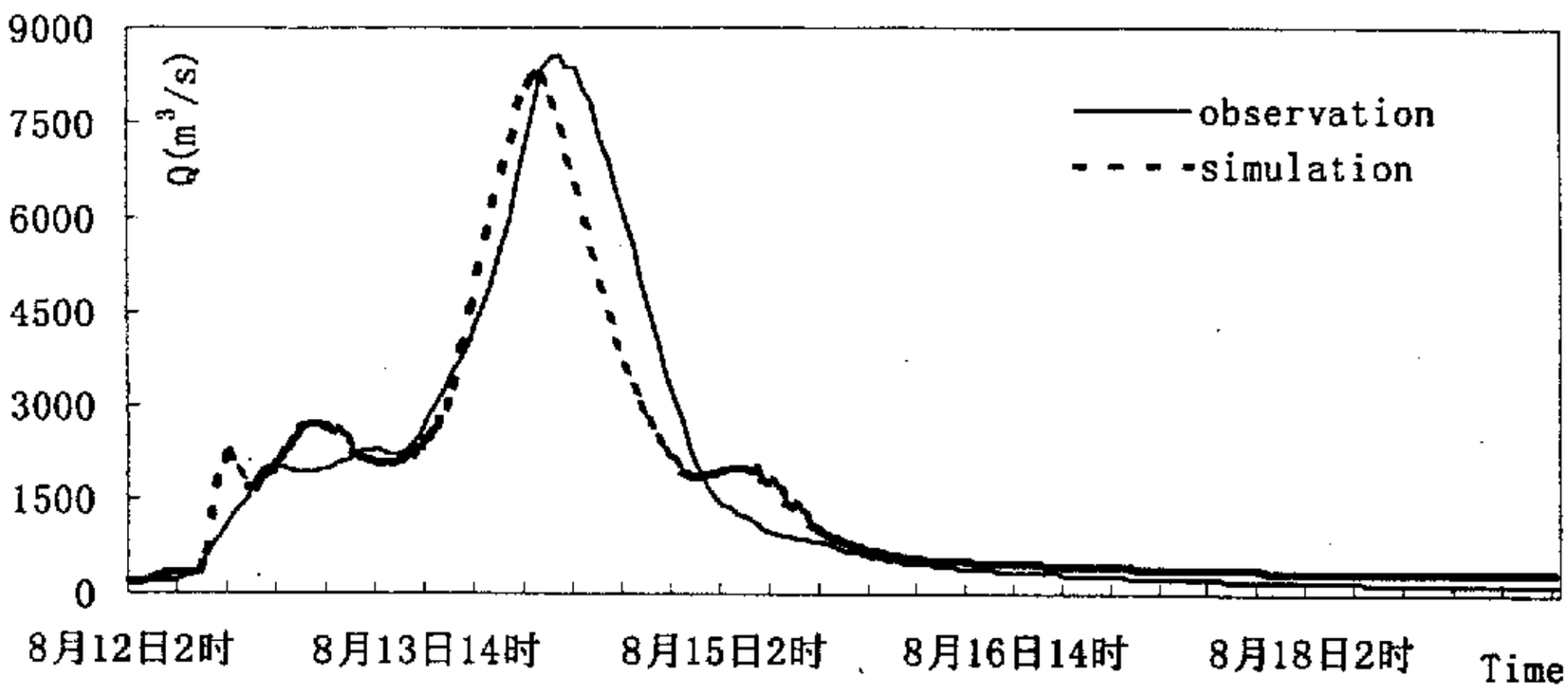
19740808次洪水实测与计算对比图



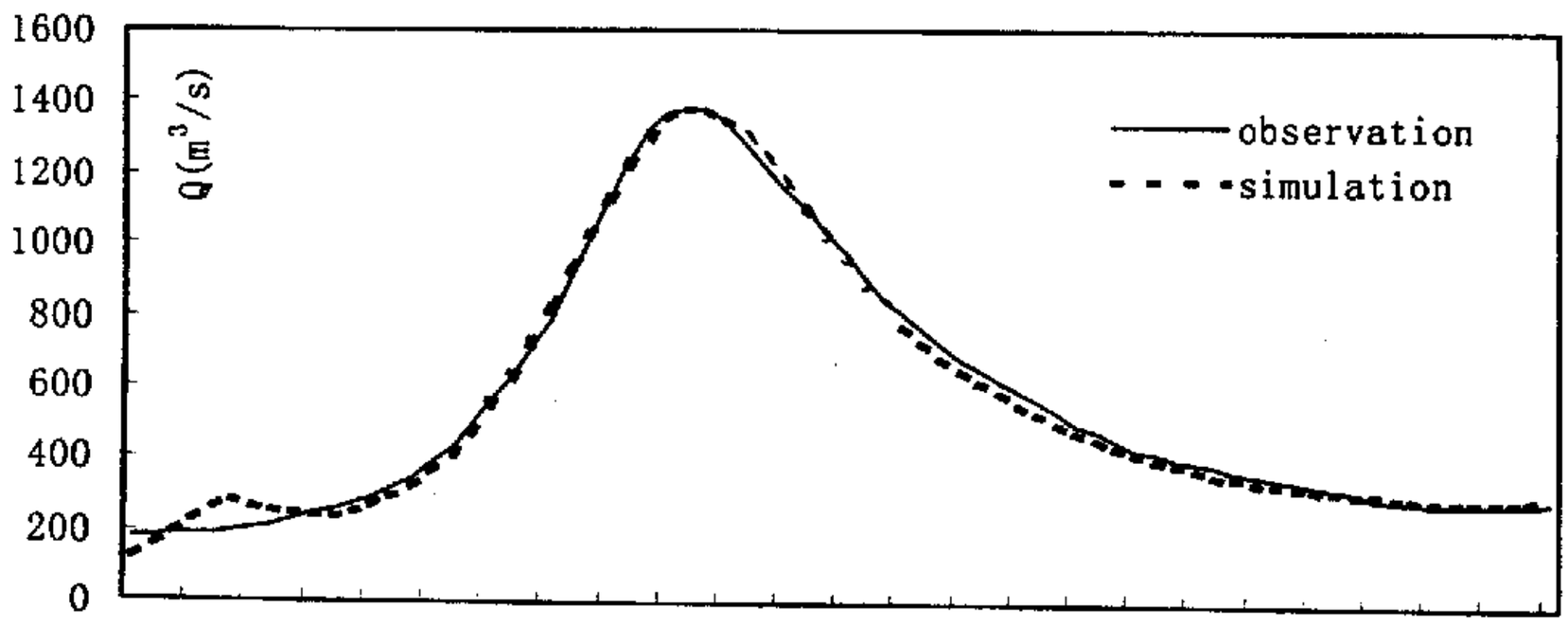
19750728次洪水实测与计算对比图



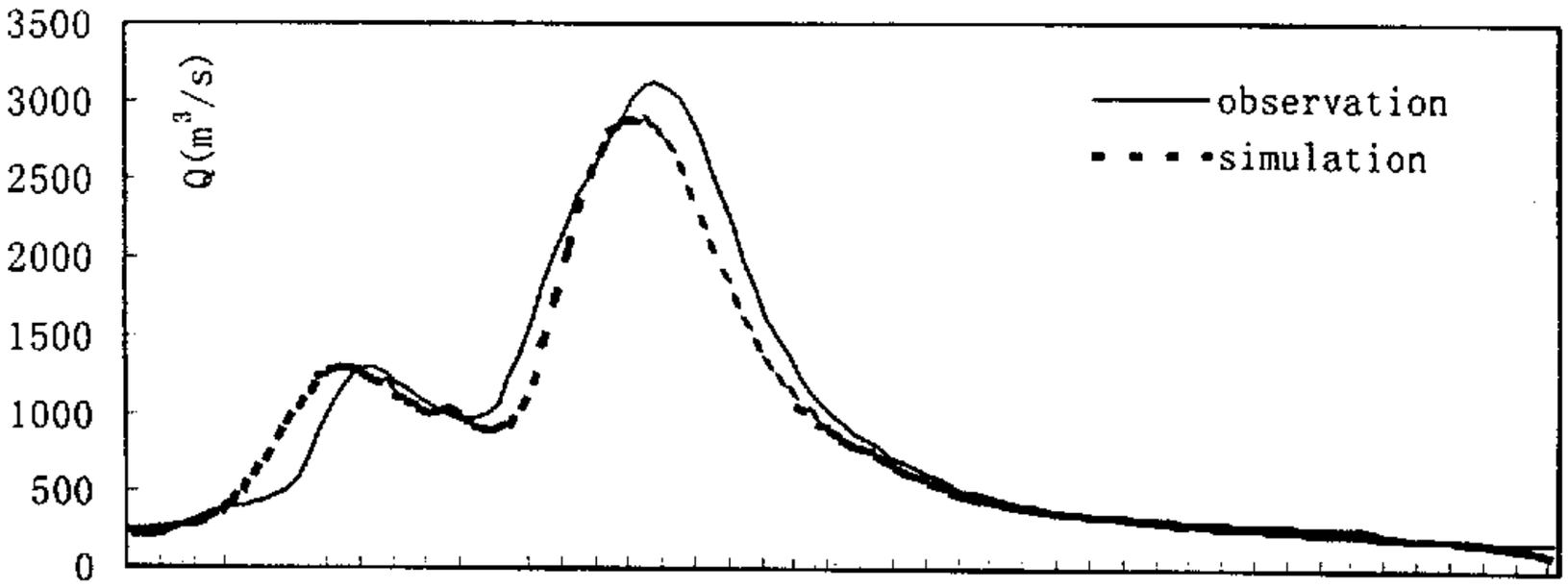
19800702次洪水实测与计算对比图



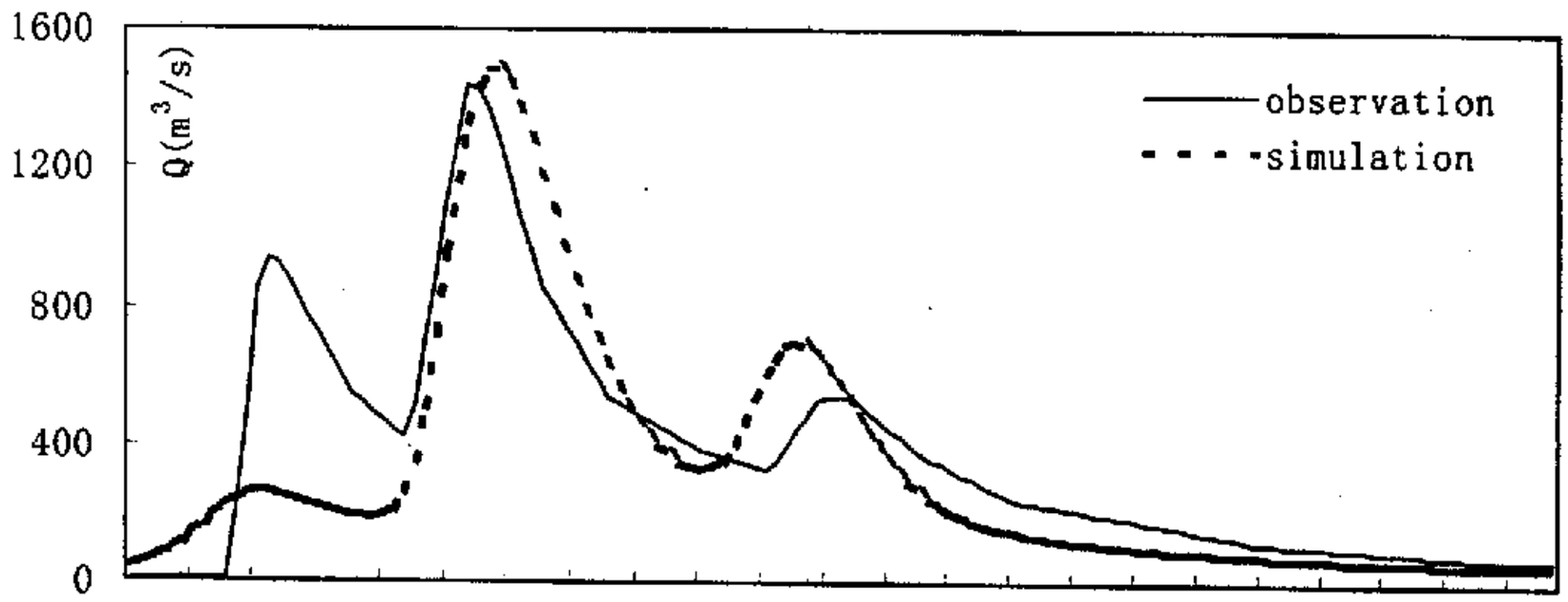
19810712次洪水实测与计算对比图



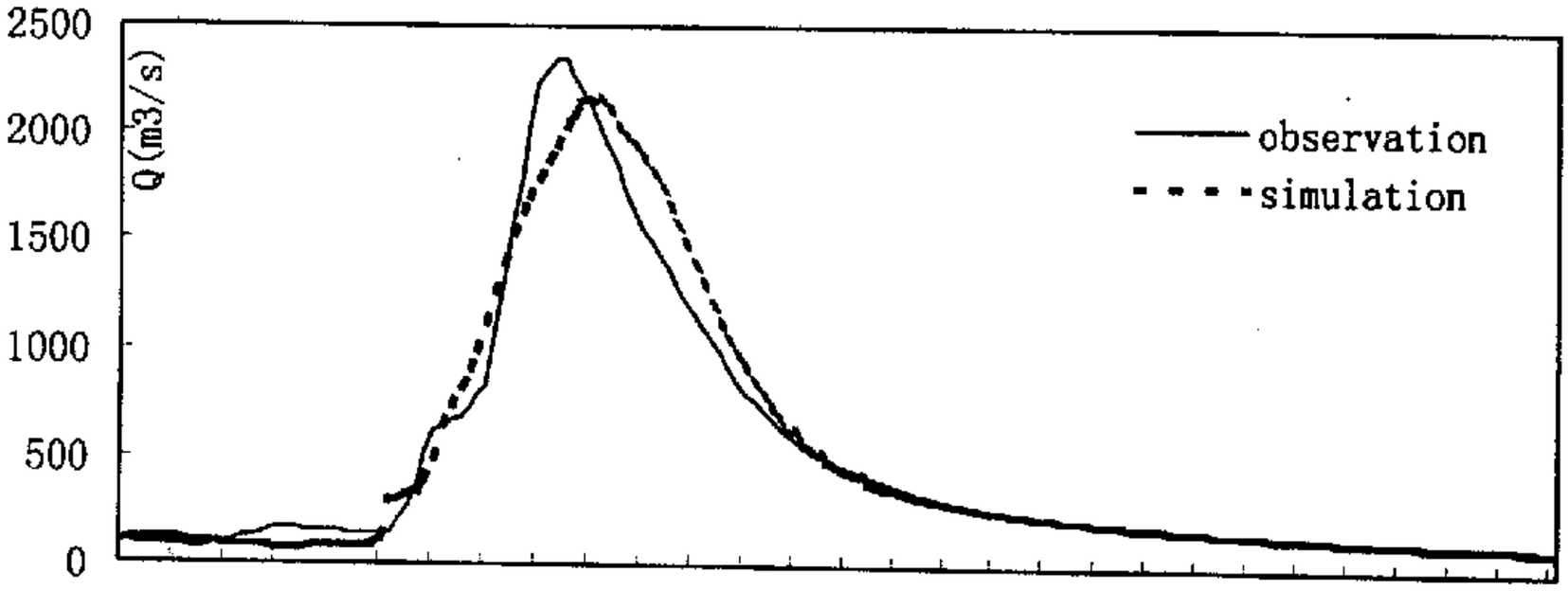
19820907次洪水实测与计算对比图



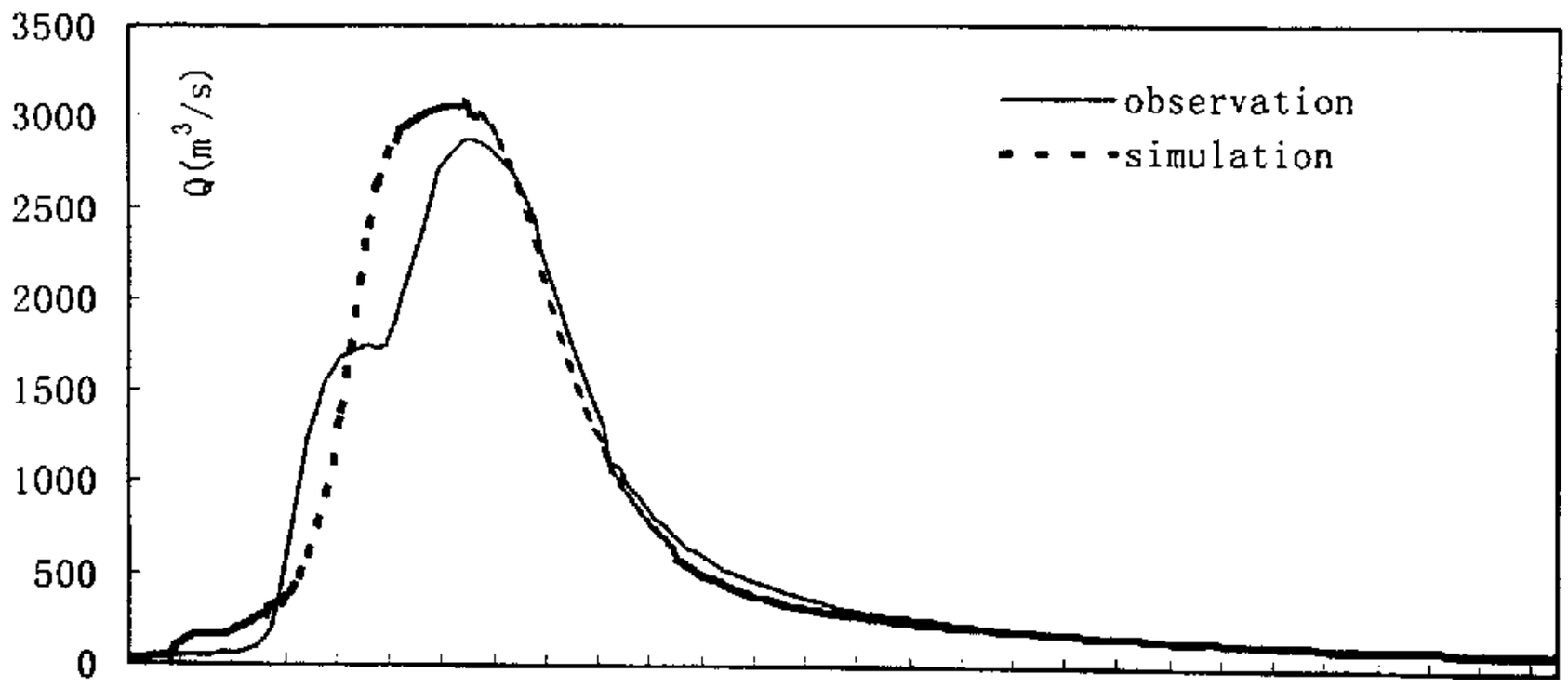
19830817次洪水实测与计算对比图



19840621次洪水实测与计算对比图



19850912次洪水实测与计算对比图



19870717次洪水实测与计算对比图

参考文献

[1] 叶守泽,夏军.水文科学研究的世纪回眸与展望[J].水科学进展,2002,13（1）.

[2] 承继成,林珲等.数字地球导论[M].科学出版社,2000.

[3] 任立良,刘新仁.数字时代水文模拟技术的变革[J].河海大学学报,2000,28（5）.

[4] 陈仁升等.水文模型研究综述[J].中国沙漠,2003,23（3）.

[5] Richard H M, Willard M S .Hydrologic Modeling: Statistical Methods and Applications [M]. New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs ,1986 . 3.

[6] Diskin M H. Research approach to watershed modeling, definition of terms [A]. ARS and SCS Watershed Modeling Workshop[C]. Tucson, Ariz, 1970.

[7] Clarke R T. A review of some mathematical models Used in Hydrology, with observation on their calibration and use [J]. Journal of Hydrology, 1973, 19（1）.

[8] Anderson M G, Burt T P. Modeling strategies [A]. Anderson M G, Burt T P. Hydrological Forecasting[C]. Chichester: John Wley & Sons Ltd. 1985.

[9] 万洪涛等.流域水文模型研究的进展[J].地球信息科学,2000,4.

[10] Abbott MB, Bathurst JC et al. An introduction to the European Hydrological System-Systems Hydrological European,"SHE."1: History and philosophy of a physically based distributed modeling system[J]Journal of Hydrology, 1986a, 87: 45-59.

An introduction to the European Hydrological System-Systems Hydrological European, "SHE." 2: Structure of a physically based distributed modeling system [J]. Journal of Hydrology,1986b,87: 61-77.

[11] Storm B, Jensen KH. Experiences with fields testing of SHE on research catchments [J]. Nordic Hydrology,1984,15: 283-94.

[12] Beven KJ, Calver A, Morris E. The Institute of Hydrology distributed model [R]. Wallingford, England: Institute of Hydrology Report No.98, 1987.

[13] Calver A, Wood W L. The Institued of Hydrology distriuted model [A]. In:V P Singh. Chapter 17 in Computer Models of Watershed Hydrology [C]. Water Resources Publications, Littleton, Co, 1995.

[14] SL Neitsch, JG Arnold, JR Kiniry, et al. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation/Version 2000 [R].

[15] Hua-xia YAO, Michio Hashino. A completely-formed distributed rainfall-runoff model for the catchment scale [J]. IAHS Pub 1,2001, （270）: 183-190.

[16] Da-wenYANG, Srikantha Herath, Katumi Musiake. Spatial resolution sensitivity of catchment.geomorphologic properties and the effect on hydrological simulation [J]. Hydrological Processes, 2001, （11）: 2085-2099.

[17] 李兰等.流域水文数学物理耦合模型[A].见: 朱尔明编.中国水利学会优秀论文集[C].北京:中国三峡出版社,2000.322-329.

[18] 李兰等.流域水文分布动态参数反问题模型[A].见:朱尔明编.中国水利学会优秀论文集[C].北京:中国三峡出版社,2000.48-54.

[19] 黄平,赵吉国.森林坡地二维分布型水文数学模型的研究[J].水文,2000,20（4）.

[20] 任立良.流域数字水文模型研究[J].河海大学学报,2000, 28（4）.

[21] 郭生练等.基于 DEM 的分布式流域水文物理模型[J].武汉水利电力大学学报,2000,33（6）.

[22] Freeze R A, Harlan R L. Blueprint of a physically based digitally simulated hydrological response mode l [J]. Journal of Hydrology,1969,9: 237-258.

[23] 芮孝芳.流域水文模型研究中的若干问题[J].水科学进展,1997,（1）.

[24] 任立良.流域数字水文模型研究[J].河海大学学报,2000,28（4）.

[25] 李志林,朱庆.数字高程模型[M].武汉测绘科技大学出版社,2000.

[26] Band LE. Topographic partition of watersheds with digital elevation models[J]. Water Resources Research, 1986 （2）:15-24.

[27] Tribe Andrea. Automated recognition of valley lines and drainage networks from grid digital elevation models: a Review and a New Method [J]. Journal of Hydrology,1992, 139:263-293.

[28]Garbrecht J, Martz L W. Digital elevation model issues in water resources modeling [A]. In presented and published: Proceedings of the 19th ESRI International User Conference [C].San Diego, California. 1999.

[29]Garbrecht J, Martz L W, Syed KH, et al. Detemination of representative catchment properties from digital elevation models[A]. In presented and published: Proceedings of the 1999 International Water Resources Engineering Conference [C]. Seattle Washington. 1999.

[30]Martz L W, Garbrecht J. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models [J]. Computers& geosciences, 1992,18（6）:747-761.

[31] O′ Callaghan J F, Mark D M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. [J]. Computer vision, Graphics, and Image Processing, 1984,28:323-344.

[32] Tarboton D G. A new method for the determination of flow direction and upslope areas in grid digital elevation models[J]. Water Resources Research, 1997,33（22）: 309-319.

[33]魏文秋,于建营. 地理信息系统在水文学和水资源管理中的应用[J]. 水科学进展,1997（9）.

[34]李丽.基于 DEM 的流域特征提取及其在水文模型中的应用研究.河海大学硕士学位论文.2003.

[35] Cho S-M, Lee M W. Sensitivity considerations when modeling hydrologic processes with digital elevation model[J]. Jourual of the American Water Resources Association, 2001,37（4）: 931-934.

[36] Kenward T, Lettenmaier D P, Wood E F, Fielding E. Effects of digital elevation model accuracy on hydrologic predictions[J]. Remote Sensing of Environment,2000, （3）: 432-444.

[37] Valeo C, Mom S M A. Grid-resolution effects on a model for integrating urban and rural areas[J]. Hydrological Processes, 2000,14 （14）:2505-2525.

[38] Moore I D, Grayson R B, Ladson A R. Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, biological applications[J]. Hydrological Processes, 1991,5（1）:3-30.

[39] YIN Zhi-Yong,WANG Xin-hao.A cross-scale comparison of drainage basin characteristics derived from digital elevation models[J]. Earth Surface Processes arid Larulforms,1999,24（6）: 557-562.

[40] Wise S. Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours [J]. hydrological Processes, 2000,14 （11-12）:1909-1929.

[41]吴险峰,刘昌明等.栅格 DEM 的水平分辨率对流域特征的影响分析.自然资源学报,2003,18（2）.

[42] P. Goovaerts. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. Journal of Hydrology, 228（2000）,113-129.

[43] James C.Bathurst. Physically-based distributed modeling of an upland catchment using the

Systeme Hydrologique Europeen. Journal of Hydrology, 87（1986）,79-102.

[44] 孙洪泉.地质统计学及其应用[M],第一版.徐州：中国矿业大学出版社,1990.

[45] 侯景儒等.实用地质统计学[M],第一版.地质出版社,1998.

[46] 赵人俊.流域水文模拟——新安江模型与陕北模型 [M].水利电力出版社,北京,1984.

[47] 林三益.水文预报[M].中国水利水电出版社,北京,2001.

[48] 刘金涛.雷达估测降雨技术在实时洪水预报中的应用研究.河海大学硕士学位论文.2003.

[49] K H. Jensen, A.Mantoglou. Future of distributed modeling. Journal of hydrology,1992（6）.

[50] 郝振纯,苏凤阁.分布式水文模型及其在淮河流域的应用,水科学进展,2000.12（增刊）.

[51]王佩兰.三水源新安江模型的应用经验.水文[J],1982.5.

[52] 赵人俊.时变性系统流域汇流模型.第二次中美水文情报预报研讨会论文集.北京：水利水电出版社,1995.

[53] 四川省水利电力局水文总站. 四川省水文手册. 1979.10

[54] 阮基康等.涪江志.成都,四川省水利电力厅,1995.

[55] Beven K, Wood E F,Sivapalan M. On hydrological heterogeneity: catchment morphology and catchment response. Journal of hydrology,1988,100:129-138.

[56] Nash, J. E, J. Suttciliffe. River Flow Forecasting Through Conceptual Models, Part I:A Discussion of Principle. Journal of Hydrologv, 1970,10（3）: 282- 290.

[57]Keith J Beven. A discussion of distributed hydrological modeling[A]. In: Michael B Abbott, Jens Christian Refsgaard. Distributed hydrological modeling[C]. Kluwer Academic Publishers, 1996,255-278.

[58] 王中根等.基于 DEM 的分布式水文模型研究综述[J]. 自然资源学报,2003,18（2）.

硕士期间科研成果简介

一. 发表的论文

1.樊明兰,林三益,董先勇.BP 神经网络在河段汛期径流预测中的应用. 东北水利水电. 2003(8):43-45.

2.樊明兰,林三益,舒栋才，董先勇.物元分析在模糊划分中的应用. 四川水利. 2004(1):39-41.

3.舒栋才,樊明兰,林三益.免疫进化算法在水位流量关系拟合中的应用. 东北水利水电.2004(4):1-3.

4.舒栋才,樊明兰,林三益.基于免疫进化算法的投影寻踪聚类及其在地下水动态分类中的应用. 四川大学学报（工学版）.2004,36(1).

5.舒栋才,樊明兰,林三益.水资源系统可持续利用的投影寻踪评价模型. 水电能源科学.2003,21(4).

二. 参加的科研项目

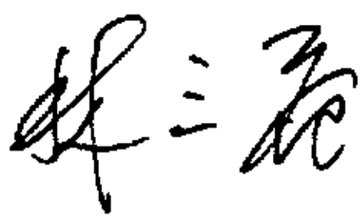
长江寸滩、武隆中长期水文预报方案研究　2002.10-2003.4

声　明

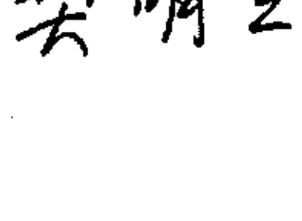
本人声明所呈交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。据我所知，除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得四川大学或其他教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

本学位论文成果是本人在四川大学读书期间在导师指导下取得的，论文成果归四川大学所有，特此声明。

指导教师签名：



硕士研究生签名：



致　谢

本论文是在导师林三益教授的悉心指导下完成的。导师丰富的学识、严谨的治学态度和超前的预见功底，对我是极大的鼓舞和鞭策。在论文期间，从理论研究到具体工作，导师都给予了不断的启发和帮助。三年中，导师在学术上给予耐心的指导，生活上给予无私的关怀。我不仅从导师那里学到了很多专业知识，还领略了他为人处事的正直与热情。值此论文完稿之际，谨向我的导师致以崇高的敬意和诚挚的感谢。

特别感谢缪纫教授。他始终关心着我的论文进展，并耐心解答我的疑问，与缪老师的每次探讨，都使我获益非浅。没有缪老师的帮助，论文将难以完成。

感谢水利部成都山地灾害与环境研究所刘刚才研究员，以及师兄舒栋才博士，他们多次热心地给我提供相关资料，论文才得以顺利进行。

河海大学水电学院李致家教授、李丽博士等无私为我提供论文资料，在此表示感谢。

感谢大学及研究生同学潘锋、吕孙云、杨东方、严伟、过夏明、王立明、梁君、袁利敏、戴明龙、门宝辉、刘艳东、尹晔、秦蓓蕾、余殊萍、朱聪等在研究生期间给予我学习和生活上的关心与帮助，尤其在论文期间，潘锋、吕孙云等给予了我无私的帮助和关心。在此向曾经指导与帮助过我的同学、朋友致以衷心感谢。

最后，我要深深感谢我的父亲母亲、我的姐姐们，以及我的男朋友董先勇。他们的鼓励、支持和帮助使我得以顺利完成自己的学业，我的每一步都凝聚着他们的心血。

樊明兰

2004 年 5 月

万方数据 WANFANG DATA 文献链接

基于DEM的分布式水文模型在中尺度径流模拟中的应用研究

作者： 樊明兰
学位授予单位： 四川大学

相似文献(10条)

1. 期刊论文 王中根.刘昌明.吴险峰 基于DEM的分布式水文模型研究综述 -自然资源学报2003,18(2)

基于DEM的分布式水文模型是数字化时代水文模型发展的主要方向.论文回顾了分布式水文模型30年的发展历史,对国内外分布式水文模型的研究状况做了简要评述.归纳出基于DEM的分布式水文模型的主要特点.在分布式水文模型的构建中,水文单元的划分是一个十分关键的环节,论文重点探讨了3种基于DEM常用的流域离散化方法.在模型结构方面,提出了一个典型的分布式水文模型框架,包括分布式输入模块,单元水文模型和河网汇流模型.在模型参数方面,提出了3种分布式水文模型参数的确定方法.最后,对分布式水文模型存在的几个典型问题进行了分析和讨论

2. 学位论文 郭太英 基于DEM的分布式水文模型的研究与应用 2005

地理信息系统、遥感和计算机的飞速发展为分布式水文模型的研究提供了强大的技术支持,使得分布式水文模型的应用成为可能.首先,本文以法国东部罗纳河支流伊泽尔河上游流域为例,在参考大量文献的基础上,以数字高程模型为基础,利用ArcInfo中的Desktop和Workstation为工作平台,对流域进行数字地形分析.研究了基于DEM的流域特征的提取,包括水系的提取、子流域的划分、流域边界线的提取、地形指数的计算、单元汇流路径长度的提取等.然后,研究水文模型的产汇流机制,建立基于DEM的分布式水文模型.模型由两部分组成:径流生成模块和径流演算模块.为了验证模型的可行性,本文选用了研究流域1998年~2002年的14场降雨,使用本文所建立的分布式水文模型进行降雨—径流模拟.将模拟结果与实测径流过程进行比较,经过分析表明,使用本文所建立的分布式水文模型能够取得较好的效果.

3. 期刊论文 鲍新华.洪梅.周祖昊.张博.和为.殷术奎.BAO Xin-hua.HONG Mei.ZHOU Zu-hao.ZHANG Bo.HE Wei.YIN Shu-kui 基于DEM的等流时单元法在大流域分布式水文模型中的应用 -吉林大学学报（地球科学版）2010,40(2)

等流时单元法是一种具有物理基础同时又非常简便的分布式流域汇流模型.若能应用于大流域,会显著提高大流域分布式水文模型的计算能力,可以扩展其在大流域分布式水文模型中的应用,降低其限制性.采用基于DEM的等流时单元法进行坡面汇流计算,即坡面汇流经河流两侧并入河道,河道汇流使用扩散波方程(USGS的河道汇流程序包SFR1),将其推广到大流域分布式水文模型的应用之中.该方法与二维坡面汇流的扩散波数值方程相比较,能够节省计算时间.在伊通河中下游较大流域上试用结果表明,农安站计算与实测流量的最大相对拟合误差为13%,模型月流量Nash-Sutcliffe效率系数为0.9.等流时单元法用于大流域分布式水文模型的坡面汇流是可行的.

4. 学位论文 焦学军 基于高分辨率DEM的小流域分布式水文模拟 2008

随着数字流域理念与分布式水文模型理论的引入，黄土高原水土流失治理更具有理论依据。而小流域分布式水文模型研究是小流域综合治理规划的需要，也是深刻理解和模拟大中流域产流产沙过程的关键所在。本文从黄土高原沟壑区小流域水沙的产生、输送等过程及机理出发，在GIS支持下，运用泥沙运动力学、水文学、地貌学基本理论和方法建立了具有物理过程基础小流域分布式水文模型；采用三维激光扫描仪与GPS接收机等设备，采集小流域地形数据，建立高分辨率DEM，将其应用到分布式水文模拟系统中对研究区水沙运动进行模拟，取得了一系列研究进展和成果。

1、实现了应用基站式三维激光扫描仪及GPS接收机获取地形及位置信息，生成高分辨率DEM，提出了基于等高线回放的缓冲区叠加法，对DEM精度进行评估，取得了良好的效果。

2、建立了具有物理基础的分布水文模型，改进了产流模式。在前人研究的基础上，针对研究区——桥沟小流域的特性，提出了超渗产流与蓄满产流动态变化的产流方式，根据土壤包气带含水量来调整产流方式，使产流更加符合实际情况。应用霍顿下渗公式、圣维南运动波理论及能量平衡原理，建立了具有物理基础的小流域分布式水文模型。

3、开发了分布式水文模拟系统。根据分布式水文模型，开发了基于VB+AE的分布式水文模拟系统。该系统具有数据管理、数据预处理、模型计算、结果查询、动态反演等多个模块，能够对收集到的数据进行模拟计算和分析处理。

4、采用研究区1986-2004年降水资料，对模型参数进行了不确定分析，选取10场降水与洪水泥沙数据，以其中5场作为率定场次，率定模型参数，另外5场作为校验场次，并采用高分辨率DEM和由1:1万地形图生成的DEM进行对比实验，结果显示：采用高分辨率DEM校验场次的平均NASH效率系数为0.78，而采用地形图生成的DEM平均NASH效率系数为0.69。这表明，本文分布式水文模型具有一定的实用性，采用高分辨率DEM可以进一步提高模型效率，为研究小流域水沙运动特征提供更可靠的依据。

5. 期刊论文 张秋华.朱江林.李淑云.ZHANG Qiu-hua.ZHU Jiang-lin.LI Shu-yun DEM在分布式水文模型中的应用 -水科学与工程技术2010(2)

分布式水文模型是当前国内外水文学研究的热门课题,由于其考虑了流域的地理时空差异对流域水文过程的影响,因此使得DEM为分布式水文模型的开发提供了技术平台,该文着重对DEM在分布式水文模型中的应用做简要介绍.

6. 学位论文 丁辉 水文模型的分析、构建及其应用 2007

随着信息、遥感等技术的发展，分布式水文模型以其充分考虑水文要素和各种参数空间变化的特点正成为水文模型的发展趋势。本文针对目前的研究状况和需要，结合国家自然科学基金项目，首先总结和研究了基于DEM的流域信息提取方法，并归纳成算法，包括水系的提取、流域边界划分、排水网络的生成等流域特征的提取。然后在详细分析和阐述TOPMODEL模型原理及其特点的基础上，结合塔里木河内陆河流域地区的水文特点，考虑冰雪融水量对产汇流的影响，构建subTOPMODEL子模块，并与TOPMODEL模型松散耦合，即通过改进模型把高纬度冰雪区从流域中区别开来，在一定程度上反映地区流域的异质性，推进该模型向分布式水文模拟的发展，以完善TOPMODEL模型。把模型应用于清水河流域，对原模型、改进模型、实测值的两两比较分析：整体分析，模拟结果走型匹配较好，但由于在高强度降雨情况下，超渗地面径流对洪峰贡献很大，而TOPMODEL模型基于变源产流面积理论，没有充分考虑超渗地面径流，主洪峰的计算洪峰径流量明显小于实测洪峰流量；改进模型的模拟效率系数efficiency为0.738，尤其春冬季节表现更加证实改进模型的有效性。此外，本文采用的DEM数据及模拟时段步长分别为300m×300m和日，有效的模拟结果也为今后进一步拓展TOPMODEL模型在塔里木河流域地区的应用提供了有益的研究经验。
研究分析，可以得出以下几条结论：
1、TOPMODEL基于变源产流的概念，利用地形指数反映下垫面的空间变化对流域水文循环过程的影响，又以DEM网格单元为计算基础，即将分布式与集总式的特点相结合；同时具有开放性的模型结构，充分利用既得资料，通过调整结构参数来满足不同流域的需要，为流域水文模型参数的空间化提供了一个很好的解决方案，这也正是TOPMODEL的优点所在。
2、本文应用最广泛的单流向法D8法，编制DEM水文分析模块对研究区域300×300m DEM进行了应用分析。从流域DEM图上提取了水流方向、流域边界、水系等流域数字特征，并将计算结果在图中展示，为数字水文模型奠定了基础。
3、论文对于TOPMODEL模型在西北内陆干旱区应用的探讨，证实了TOPMODEL模型的适应性，扩展了TOPMODEL利用DEM获取模型参数的应用领域。但是如何使该半分布式水文模型充分利用GIS技术，使流域水文模型更加贴近自然界中的水文循环过程，更积极描述气候变化、下垫面因素和人类活动对水循环的影响依然有待于做进一步研究。
4、对DEM分辨率为300×300 m，流域面积1000 km2的中国西北干旱区内陆河用TOPMODEL模型进行模拟，从模拟效果看，还是可行的。TOPMODEL模型在清水河山区流域模拟运用突破了模型参数集总的限制，为研究流域的实际水文过程提供了一种思路。本文将模型所要求的DEM分辨率降低了6倍，时间步长以日为基础，仍能模拟出相对较好的结果，在清水河流域海拔高程落差大的背景下，一方面说明在地形起伏变化大的区域，使用地形指数这种地形因子能够很好体现产汇流特点和概化水文效应的有效参数化过程，更能突出地形指数对模拟结果的影响。另一方面说明该模型的原理和结构合理，模型宜加以推广。下一步的工作应拓宽模型的容量，提高其对较大流域DEM分辨率的适应性，进一步体现流域变动产流面积的物理意义，产生更好的模拟效果。
5、本文结合塔里木河地区冰雪补给河流的特点，对原TOPMODEL模型松散耦合了SubTOPMODEL模块。通过分析模拟结果，可以得出其有效性的结论。该子模块实质上是把TOPMODEL模型向分布式水文模型推进：考虑了冰雪产水量对产汇流的影响，即把高纬度冰雪区从流域中区别开来，从而在一定程度上反映了流域的异质性，这正是分布式水文模型的目标追求。

7. 期刊论文 王中根.刘昌明.左其亭.刘青娥 基于DEM的分布式水文模型构建方法 -地理科学进展2002,21(5)

基于DEM的分布式水文模型是现代水文学同高科技(如计算机技术、3S技术等)相结合的产物,是研究变化环境下水文循环与水资源演化规律的理想工具,代表了水文模型的最新发展方向.从DEM的特性出发,本文探讨并总结了分布式水文模型的特点、建模思路和模型基本结构框图.在流域离散化方面,重点介绍了分布式水文模型常用的三种单元划分方法;最后,针对分布式水文模型构建问题,从"输入模块"、"单元水文模型"、"河网汇流模型"三方面,阐述了分布式水文模型微结构构建方法.

8. 学位论文 魏林宏 时空尺度对洪水模拟的影响研究 2004

本文以淮河的史灌河流域和流域内的黄泥庄、七邻为研究对象,对水文资料和下垫面信息进行空间分析,并构建概念性分布式水文模型;在此基础上着重对DEM分辨率变化和降雨时空变化对径流模拟的影响进行了探讨.空间分析的目的在于提取和传输空间信息,对水文资料进行空间分析和处理是分布式水文模型应用的基础.通过平均法、包络线法和Cressman目标分析法三种聚合方法,通过距离反比加权、趋势面、Kriging和泰森多边形方法对DEM和降雨数据进行聚合和插值分析.分析结果表明DEM聚合的精度与地形复杂程度有关,地形越复杂,聚合的误差越大;当地形的变化不大时,各种方法插值的结果变化不大,而且插值的误差较小,当地形较复杂时插值的误差也随着增大,各种方法的优劣就更明显.最好的降雨插值方法是Kriging方法,但当雨量计的密度较低时这种方法的优势并不特别明显.DEM提取河网,采用填平后以D8法为基础,用数字化主干河道和湖泊、水库(DMRLN)进行校正的方法相结合,得到的模拟河网较真实地反映了流域的河网结构.利用提取的流域水文特征作为概念性分布式水文模型的输入,通过模型的调试和验证,结果证明模型是合理的,可以用于洪水模拟.随着分布式水文模型日趋广泛的应用,DEM的精度和其分辨率对水文模拟的影响已经引起人们的关注.文中分析了DEM分辨率变化,地形参数和提取的水文特征参数变化并引入信息熵理论,对DEM分辨率变化的信息量变化进行了评价,并对提取的水文特征参数对DEM信息熵的敏感性进行分析,在此基础上探讨了径流对DEM水平分辨率变化的敏感性以及DEM分辨率变化对水文参数的影响.降水是径流模拟中最大的不确定因素之一,但同时又是洪水预报中最重要的信息.雨量站网为水文分析和水文模拟提供了必要的降雨数据,但是,雨量计测得的只是点雨量,不能很好的抓住降雨的空间分布信息,尤其是在大中流域.雷达测雨数据可以克服雨量计测雨的缺点,为廉价的获得高分辨率降雨提供了便利.文中对雨量计测得的降雨和雷达测雨产生的降雨时间和空间分布对洪水模拟的影响进行了深入地探讨.

9. 期刊论文 丁辉.陈亚宁.李卫红.陈亚鹏.DING Hui.CHEN Ya-ning.LI Wei-hong.CHEN Ya-peng 基于DEM的清水河分布式水文模型 -干旱区地理2007,30(3)

对于以冰雪融水和雨水混合补给为主的西北山区流域,需要结合山区特点建立分布式水文模型.通过取塔里木河流域中的清水河水系为研究区域,采用300 m×300 m DEM数据进行流域河网水系提取,同时用DEM数据对参数进行分布式异化,建立冰雪融水与降雨相结合的分布式水文模型.分析模拟结果表明:夏季模拟径流主峰值与实测径流值较为接近,而冬春季节两者之间的差别较大,反映了西北山区流域冰雪融水和雨水混合补给为主的特点;进而开拓塔里木河区域应用该类模型的可行性.

10. 期刊论文 雷晓辉.廖卫红.蒋云钟.王浩.LEI Xiao-hui.LIAO Wei-hong.JIANG Yun-zhong.WANG Hao 分布式水文模型EasyDHM(Ⅰ):理论方法 -水利学报2010,41(7)

介绍了自主开发的分布式水文模型EasyDHM的空间单元离散方式、主要理论模块以及相应的模型软件系统MWEasyDHM.EasyDHM的空间离散采用通用子流域划分算法,很大程度上扩展了分布式水文模型的通用性.同时,它支持多种产汇流算法,还支持用户对主要产汇流参数的敏感性分析和参数优化,以优化模型模拟效果.

引证文献(3条)

1. 张洪斌.李兰.赵英虎.赵维 HBV模型的改进与应用[期刊论文]-中国农村水利水电 2008(12)

2. 王培.马友华.赵艳萍.石润圭.黄文星.刘洁.王桂苓 SWAT模型及其在农业面源污染研究中的应用[期刊论文]-农业环境与发展 2008(5)

3. 丁飞.潘剑君 分布式水文模型SWAT的发展与研究动态[期刊论文]-水土保持研究 2007(1)

本文链接：http://d.g.wanfangdata.com.cn/Thesis_Y654075.aspx
授权使用：贵州大学(guizdx)，授权号：44d4c0c7-5307-430a-9ee4-9e7501811be8

下载时间：2011年1月24日