

摘 要

大气中不断增加的温室气体将引起全球性的气候变化,加剧了某些地区的洪涝和干旱灾害,对水文循环产生重要影响,气候变暖问题愈来愈引起人们的关注。研究水文对气候变化的响应,对水资源的可持续开发利用、缓解水资源的供需矛盾及促进区域经济发展具有重要科学意义和广阔的应用前景。

本文对 5 个 GCMs 的输出结果在黄河源区的适应性进行了验证,结果表明:大气环流模式对气温的模拟较好,在全球气候变暖的情况下,黄河源区未来 100 年的气温也升高了 1.8~9.0℃;对于降水,更多的是具有定性的揭示长期演变趋势。

研究了基于 DEM 的流域特征信息的提取,包括水系的提取、子流域的划分、流域边界线的提取等;以新安江模型为基础,构建了基于栅格单元结合自然子流域的分布式水文模型。模型结构由四部分构成,分别为蒸散发模块、产流量模块、分水源模块、汇流模块。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。针对 GCMs 的时空分辨率较低的情况,在计算过程中对气候资料进行了时空解集。利用该模型对黄河源区 1961-2000 年的逐月流量过程进行了模拟,取得了比较满意的结果。

分析了未来 100 年水资源变化的趋势及特性:比较分析了不同气候模型在不同排放情景下的径流状况;论文假定了 16 种气候变化情景,对黄河源区的径流敏感性进行了研究,结果表明该流域的径流对降水的变化比较敏感,而对气温变化的敏感度则较小;利用模型模拟的未来径流资料,分析了年内分配不均匀系数、集中度和集中期、变化幅度等特性;对于黄河源区的未来的断流情况也给予了简单的预测。

论文的最后提出了在气候变化情景与水文模型相结合的过程中需要进一步解决的问题。

关键词:黄河源区,气候变化,数字高程模型,分布式水文模型,水资源情景

Abstract

One of the most important consequences of global climate changes caused by increases in atmospheric trace gas concentrations is alterations in regional hydrologic cycles and subsequent effects on the quantity and quality of regional water resources. The issue of global warming more and more attracts the attention of people. The study on the response of hydrology to the climatic change has significance in developing and using water resources, in lessening the tension of water resource supply and demand and in promoting the regional economy.

It is revealed from comparing the 5 GCMs outputs with the observation in the Head Regions of the Yellow River that temperature can be modeled well, and precipitation from the GCMs is a qualitative one only, which can express a long-term variation trend. In this paper, a single-direction coupling system is founded, including GCMs output data, down-scale model and distributed hydrologic model, and then the system is applied in the Head Regions of the Yellow River as an example to study the response of water resource to climate change.

The digital analysis of catchments properties from DEM is studied, such as the extraction of river network, boundary of subwatershed and distributed catchments characters. Making use of three sources Xinanjiang model, the distributed hydrologic model is built based on unit grid combining with subwatershed. The calculation of the runoff concentration is done according to nature subwatershed applying with the runoff production of the grids, then the outflow of the whole watershed is calculated. Because the spatial resolution is too rough, the method of downscaling is made in the calculation. This model is applied for runoff from 1961 to 2000 of the Head Regions of the Yellow River, the results show that the calculation results are almost identical to the observed data.

Changing trends and characters of water resource in the future are analyzed in this paper, under the condition of that the ranges of temperature change were assumed to be $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 、 1°C 、 1.5°C , and the ranges of precipitation change were assumed to be $\pm 5\%$ 、 $\pm 10\%$, the sensitivity of runoff to climate change were studied. Results show that responses of runoff to changes in precipitation are much more obvious than that to changes in temperature. Indexes of unevenness, concentration and variation have been defined and calculated

according to gauge records of runoff from 1961 to 2000. The present situation, the cause and the harm of the absence of flow in the Head Regions of the Yellow River were briefly introduced.

Finally, the problems that will be solved in the course of combining climatic change scenarios with hydrologic model are raised.

Key Words: the Head Regions of the Yellow River, Climate Change, Digital Elevation Model, Distributed Hydrologic Model, Study on effect, Water Resource Scenarios

学位论文独创性声明:

本人所提交的学位论文是我个人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知,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。与我一同工作的同事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了谢意。如不实,本人负全部责任。

论文作者(签名): 史玉昆 06年06月08日
(注:手写亲笔签名)

学位论文使用授权说明:

河海大学、中国科学技术信息研究所、国家图书馆、中国学术期刊(光盘版)电子杂志社有权保留本人所送交学位论文的复印件或电子文档,可以采用影印、缩印或其他复制手段保存论文。本人电子文档的内容和纸质论文的内容相一致。除在保密期内的保密论文外,允许论文被查阅和借阅。论文全部或部分内容的公布(包括刊登)授权河海大学研究生院办理。

论文作者(签名): 史玉昆 06年06月08日
(注:手写亲笔签名)

第一章 绪 论

1.1 研究背景

1.1.1 气候变化

气候是人类生存的基本物理环境的主要部分之一，是最容易被人类感受到的生存环境，给人以直接的刺激作用，使人感受到冷暖干湿及其变化。因此，气候及气候变化问题一直备受人们的关注。气候变化是一个独具特色的问题，不仅是全球性、长期性的（几个世纪），而且涉及气候、环境、经济、政治、法规制度、社会以及技术等诸多过程间复杂的相互作用，从广泛的社会目标如公平性和可持续发展来看，气候变化问题具有显著的国际和代际间的影响^[1]。1979年世界气候大会之后，拟定了世界气候计划。1985年在奥地利的国际会议上，评价了CO₂和其他温室气体变化方面的影响，从此拉开了研究全球气候变化国际活动的序幕。世界各地数以千计的专家、学者们积极投身于该领域的前沿研究，并取得了极其丰硕的成果和明显进展。

温室气体诱导全球气候变暖是目前受到极大关注的重大环境问题之一。前工业化时期以来，地球气候系统在全球和区域尺度上出现了可以证实的变化，大气中CO₂的浓度已有工业革命前的280umol/mol增加到20世纪90年代初期的350umol/mol，与此相对应，地球表面的年平均温度在一个多世纪以来也上升了0.6℃^[2]，因此人类活动所引起的温室效应不断加强是毋庸置疑的。虽然目前关于气候变化的预测还存在着很多的不确定性^[3]，其预测的结果也不一定准确，各种大气环流模型（GCMs）对未来气候变化定量预测的结果不尽相同，但预测的未来气候变化趋势基本趋于一致，纵观现有对大气中CO₂浓度倍增后有关未来气候变化的预测结果，气候变化的情况有以下几点：①全球平均气温将升高1.5℃~5.8℃，全球气候带将向极地方向发生一定程度的偏移；②最低温度的增幅比最高温度的增幅大，夜晚温度的增幅比白天温度的增幅大，冬季增温比夏季增温明显；③全球降雨量总体上有所增加，但全球降雨格局将发生改变，降雨量可能因不同地区和不同季节而有很大的区别；④由于蒸散发作用所损失的水分远大于降雨增加的量，因此

中纬度内陆地区的夏季干旱将明显增加^[4]。

随着全球及全国变暖趋势的加强，黄河源区温度的升高已是不争的事实。气温变化趋势与同期全国气温变化基本一致，年平均气温一直呈现上升趋势，且上升幅度有加快的迹象。日最高气温和最低气温的变化也存在不对称性，夜间的最低温度明显上升，白天的最高温度变化不大，因此导致气温日差值显著减小^[73]。由于高海拔地区比低海拔地区对气候变化的反应更加敏感，因此该区域的升高幅度也显著大于全国平均水平。

1.1.2 水资源现状

水资源是循环、不可取代、可更新而适时有限的重要自然资源，是人类和一切生物赖以生存及发展的首要基本条件。地球上约有 $138.6 \times 10^8 \text{ km}^3$ 的水，却有 15 亿人缺少饮用水，目前估计全球每年用水量为 3285 km^3 ，这一数字与全球水的总量相比，仅占 422 万分之一。自然界的水资源，无论是在数量或质量上都存在着分布极不均匀的严重缺陷，人类可利用的淡水总量不过 $0.35 \times 10^8 \text{ km}^3$ ，其中的大部分贮藏在极地的冰川和雪盖中，另外相当大一部分埋藏在地下，江河湖泊的水量总和不过 $0.0023 \times 10^8 \text{ km}^3$ ，扣除不能应用的盐湖水，淡水只有 $0.00136 \times 10^8 \text{ km}^3$ ，仅占全球总水量的千万分之 9.8；世界约 65% 的水资源集中在不到 10 个国家里，人口共占世界总人口的 40% 的 80 个国家都严重缺水，另外还有 26 个国家的水资源也很少。再比如我国西北的陕、甘、青、新五个省区，面积 $3.28 \times 10^6 \text{ km}^2$ ，占全国面积的 1/3 强，而地面水资源不到全国的 1/10^[5]。到 2010 年，不论是发展中国家还是发达国家的城市都面临严重的缺水问题，而且地球上缺少饮用水的人到 2050 年还可能达到 20 亿之多，最缺水的国家达 20 多个。

和其他矿产资源不同，水资源具有水循环更替的可更新性、资源消耗用水的极限性、时空分布的不均匀性以及在一一定的自然和人为环境下水量及水质的可变性和可以兴利也可以成灾的利害双重性。较长时间降水量和蒸发量的增加或减少、温度上升或下降、辐射热量的变化，均可以对水资源更替期长短、用水量的限度、水资源的时空分布和灾害频数的程度产生重大影响。

黄河占我国河川径流 2% 的有限资源，承担着本流域及下游引黄灌区 9% 的土地和 12% 的人口的供水任务，同时兼顾流域外调水的任务。随着社会和国民经济的发展，黄河水资源的供需矛盾显得越来越突出。而黄河源区是黄河重要的来水地区，却受人为因素和自然因素的影响，使得地区环境恶化，径流大幅减少，人们生产、生活用水难以维持，

水资源短缺的问题频频告急^[73]。

1.1.3 气候变化与水资源的关系

全球气候变化必然引起全球水分的变化，导致水资源在时间空间上的重新分配和水资源数量的改变，从而进一步影响地球的生态环境和人类社会的方方面面。气候变化对水资源的影响主要表现在以下三个方面：①加速或减缓水气的循环，改变降水的强度和历时，变更径流的大小，扩大洪灾、旱灾的强度与频率，以及诱发其他自然灾害等；②对水资源有关项目规划与管理的影响，这包括降雨和径流的变化以及由此产生的海平面上升、土地利用、人口迁移、水资源的供求和水利发电变化等；③加速水分蒸发，改变土壤水分的含量及其渗透速率，由此影响农业、森林、草地、湿地等生态系统的稳定性及其生产量等^[6-9]。因此研究气候变化对水文水资源的影响对未来水资源系统的规划设计、开发利用和运行管理具有重大的理论意义和现实意义。

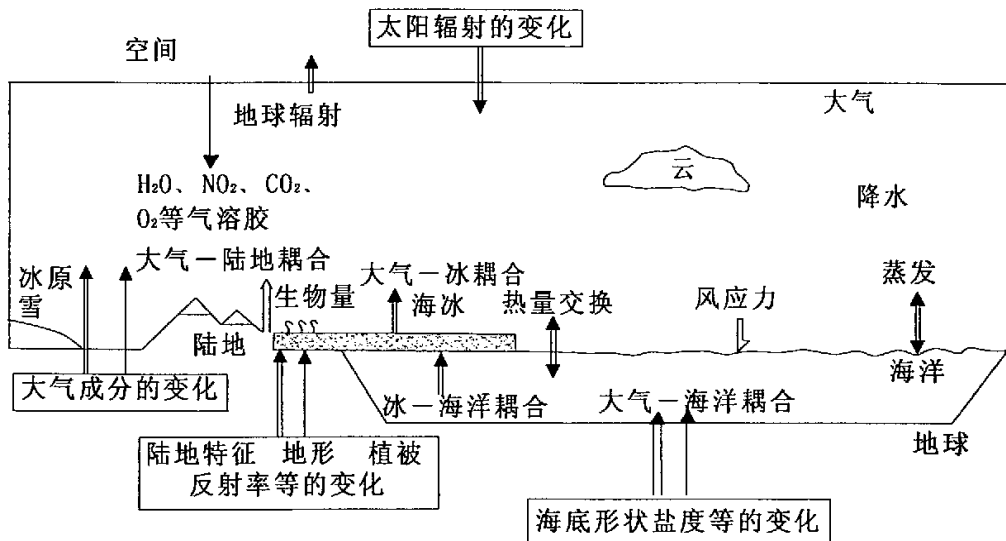


图 1.1 气候系统示意图

研究气候变化对水资源的影响，首先要科学的认识大气圈、水圈、冰雪圈、陆面和生物圈，以及它们之间的相互作用尽管本文研究的重点是气候变化及其影响下的水资源问题间的相互作用机理，即气候系统内部是如何变化的。气候系统的演变进程受到其自身规律的影响，也受到外部驱动力（如火山喷发、太阳变化）以及由人类引起的驱动（如对大气的组成及土地利用的改变）的影响。它的演化可以认为受着多种规律的支配，其中最基本两条是能量守恒和质量守恒。太阳辐射是气候系统的主要能源，水的循环是

气候系统的主要物质循环,如图 1.1 所示。

1.2 问题的提出

19 世纪以来,随着全球气候变暖,地处中纬度的中国呈现出暖干化趋势,天然水资源量减少,水资源的供需矛盾日益尖锐。由 20 世纪世界范围工业化带来的 CO₂ 及其他痕量气体排放的增加而导致的温室效应很有可能使 21 世纪全球气候系统发生变化。人类社会将面临气候变化所产生的种种问题,如降水时空分布的变化、海平面上升等。气候变化将改变全球水循环的现状,从而引起水资源在时空上的重新分配,并将对降水、蒸发、径流及土壤湿度造成直接的影响,进而对水资源供需和社会经济等造成重大影响。目前全球气候变化及其影响研究已成为全世界所关心的主要环境问题之一^{[10][11]}。

历史上的黄河源区,曾是水草丰美、湖泊星罗棋布、森林草原相连、野生动植物繁多的高原宝地。这里以草地和湿地为主的高寒生态系统,涵养水分、固土拦沙、调节大气环流和局部气候,既为高原畜牧业提供了物质基础,也为广阔的青藏高原筑起了绿色生态屏障。但是近年来,黄河流域以河道断流、水土流失和水质污染为代表的生态环境恶化问题已经引起广泛关注,对流域中下游地区引起这些现象的生态环境问题进行了深入研究。初步研究表明:生态环境变化不仅对该区域可持续发展产生极大影响,而且是造成黄河青海出境水量减少和水土流失加剧的主要原因之一^[12-15]。水是生态系统中最重要单元要素,长期以来水循环机制一直是生态环境演变的重点问题。如何评价黄河河源区变化环境下水资源的演变过程,已经成为亟待解决的问题。

黄河源区位于有地球第三极之称的青藏高原腹地,由于特殊的地理位置及其环境,长期以来河源区一直为许多国内外的学者所关注。通过分析和研究黄河源区气候演变规律,为各级政府保护源地生态环境、保护生物多样性以及为科研工作者和读者提供该区气候变化背景,并为该区各项工作的开展及资源开发提供一定的科学依据。在此基础上,本文以流域为对象系统研究气候变化对该区域水资源的影响。

1.3 国内外研究动态

在全球水资源日趋紧张的情况下,水资源的气候影响研究已受到普遍关注^[16],目前的趋势是利用各种方法获得气候情景,其中主要是各种大气环流模式的输出结果,结合详

细的水文、水资源模型对气候变化的水文影响进行评估^[17-19]。

1.3.1 国际研究

气候变化已成为当今科学界、各国政府和社会公众普遍关注的环境问题。在 1977 年,美国国家研究协会 (USNA) 就组织会议讨论了气候、气候变化和供水之间的相互关系及影响^[20]。但是 1979 年在瑞士召开的“世界气候大会”上,尽管有些学者呼吁应开展气候变化和水资源之间的研究,当时并没有引起足够地重视。直到 20 世纪 80 年代中期气候变化对水文水资源影响的研究才引起了国际水文界的重视,1985 年,世界气象组织 (WMO) 出版了气候变化对水文水资源影响的综述报告,并推荐了一些检验和评价方法,之后又出版了水文水资源系统对气候变化的敏感性分析报告^[21];1986 年国际科学联合理事会 (ICSU) 制定了国际地球生物圈计划 (IGBP);国际水文科协 (IAHS) 1987 年在第 19 届国际 IUGG 大会中举办了“气候变化和气候波动对水文水资源影响”的专题学术讨论会。为加快研究步伐,1988 年世界气象组织和联合国环境规划署 (UNEP) 共同组建成立了政府间气候变化专业委员会 (IPCC),专门从事气候变化的科学评估,并定期总结最新的科学成果,提供具有权威性的气候评估报告,从 1990 年开始,国际上许多科学机构和科学家参与全球能量和水循环实验计划 (GEWEX)。1991 年在维也纳举行了第二十二届国际大地测量与国际地理联合 (IUGG) 大会,为配合国际地圈和生物圈计划 (IGBP),水文科学组的主题是探讨土壤—大气之间相互作用的水文过程。1992 年开始用瞬变的 GCM 输出产品,即令温室气体每年以 1% 的幅度增至某一浓度时的气候变化,有 6 个 IS92 排放情景^[74]。1993 年,以气候变化、气圈和水圈的相互作用和影响,大尺度气候和水文模拟技术为主题,在日本召开了第六届国际气象和大气物理科学、第四届水文科学 (IAMAP—IAHS) 联合大会。2000 年 IPCC 完成了排放情景特别报告 (SRES)^[76] 并取代了前面的 6 个 IS92 排放情景。对水文水资源的研究也由气候年均值变化对径流的影响,发展至目前既有气候均值又有气候变异的变化对径流均值、极值频率分布变化的影响^[76]。

1.3.2 国内研究

自 20 世纪 70 年代起,我国气候变化研究渐趋活跃,1985 年 Villach 会议后,国际上的动力和要求,促使着我国气候变化和影响研究加速进展。由于西北和华北地区是我国主要缺水地区,1988 年在中国科学院及中国自然科学基金支持下的“中国气候与海面变

化及其趋势和影响研究”重大项目中，首先设立了气候变化对西北华北水资源的影响研究。国家科委、水利部共同组织了国家八五科技攻关项目“气候变化对水文水资源的影响及适应对策研究”。刘春葵等^[22]在“八五”期间利用随机天气模型、流域蒸散发模型、流域水文模型、水资源综合评价模型及 GCMs 预测的未来气候情景系统研究了全球气候变化对我国水文和水资源以及水资源供需的影响。戴君虎等^[23]在温室气体与温室效应、气候系统的演变与预测、气候系统变化与人类活动、气候变化对农业生态的影响、大气臭氧层和臭氧洞、全球碳循环、冰川、洪涝、干旱、气候变化与荒漠化、沙尘暴、太阳风暴、减缓气候变化的经济分析、全球水循环与水资源、中国自然灾害与全球变化等诸多领域从多尺度、全方位、多层次角度研究全球变化对人类生存和可持续发展带来的影响。

1.4 研究区域的选择及概况

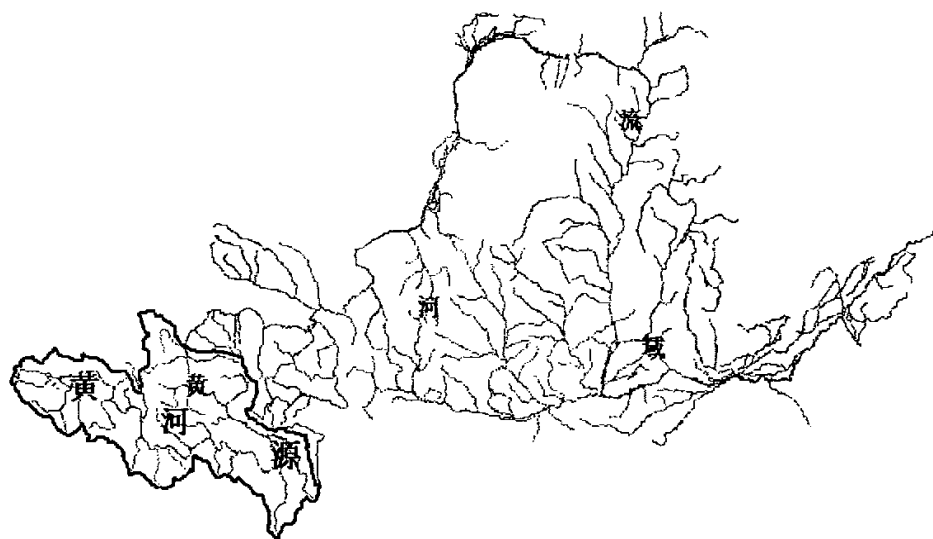


图 1.2 黄河源位置图

黄河流域横贯中国东西，大部分区域位于中国的西北部。处于东经 $95^{\circ} 53' - 119^{\circ} 05'$ 和北纬 $32^{\circ} 10' - 41^{\circ} 50'$ 之间，东西长 1900km，南北宽 1100km，流域面积 79.5 万 km^2 。黄河流域幅员辽阔，地形地貌差别很大。从西到东横跨青藏高原、内蒙古高原、黄土高原和黄淮平原四个地貌单元。流域地势西高东低，西部河源区平均海拔在 4000m 以上，由一系列高山组成，常年积雪，冰川地貌发育；中部地区海拔在 1000—2000m 之

间,为黄土地貌,水土流失严重;东部主要由黄河冲积平原组成,河道高悬于地面之上,洪水威胁较大。

本文研究的黄河源区一般指河源至唐乃亥之间,流域内属高原大陆性气候,主要为湿润半湿润区。气候区划上,黄河源区处于青藏高原亚寒带的那曲~果洛半湿润和羌唐半干旱区,冷季为青藏冷高压所控制,长达7个月,具有典型的高原大陆气候特征;暖季受西南季风的影响,产生热气压,水气丰富,降水较多,形成高原亚热带半湿润季风气候。总的气候特征是冬长无夏,春秋相连,热量低,年温差小、日温差大,日照时间长,辐射强烈,风沙大,植物生长期短,绝大部分地区无绝对无霜期。多年平均气温 $5\sim-0.4^{\circ}\text{C}$,年日照时数为 $2250\sim3131$ 小时,空气含氧量为海平面的60%。多大风,平均风速 $3\sim4.5\text{m/s}$,最大风速达 $18\sim28\text{m/s}$, 17m/s 以上大风年平均日数为 $70\sim140$ 天。多年平均降水量在 $198\sim700.5\text{mm}$ 之间,由西北向东南递增,6~9月份降水量占全年的75%,年蒸发量为 $800\sim1200\text{mm}$ 。

根据水文界定,河源区的集水面积为 12.20万km^2 ,占黄河流域面积的15%;河长 1553km ,占整个黄河流域的28.4%,河道平均比降1.1‰。多年平均流量 $649\text{m}^3/\text{s}$,多年平均径流量为 204.7亿m^3 ,占整个黄河多年平均径流量的35.3%,是黄河流域重要的水源地或产流区,号称黄河流域的“水塔”。

1.5 研究方法及目标

1.5.1 研究方法

气候变化对水文水资源影响的定性预测和定量评价,有许多不同的方法。为进行大范围的研究,宏观的水文模型与GCM输出结果的连接是一种比较好的方法。该方法以GCM输出作为水分平衡模型的输入,同时也考虑了土壤类型、植被类型、降水、蒸发、径流以及土地利用等因素。在地理信息系统的支持下,每个网格单元被当成一个流域与GCM的输出连接起来^[24]。分析评估气候变化对区域水文水资源的影响,一般包括4个步骤^[25]:

- ① 定义气候变化情景;
- ② 建立、验证流域水文模型;
- ③ 将气候变化情景作为流域水文模型的输入,模拟、分析区域水文循环过程和人文

变量;

④ 评价气候变化对水文水资源的影响,根据水文水资源的变化规律和影响程度,为制定适应的对策和措施提供具有实际意义的参考。

其中水文模型的建立与未来气候变化情景的生成技术是影响评价的关键。

1.5.2 研究目标

本文的研究目的有两个:一是利用 GCM 的输出结果,研究未来 100 年黄河源区的气候变化趋势;二是利用未来气候情景资料,结合流域水文模型,研究未来气候变化对黄河源区水文水资源的变化,为流域规划、水利工程设计和环境治理与保护等部门提供依据。

第二章 气候变化与情景

气候变化是指气候平均状态和离差两者中的一个或两个一起出现了统计意义上显著的变化。离差值增大,表明气候变化的幅度越大,气候状态不稳定性增加,气候变化敏感性也增大。气候变化情景(简称气候情景)是建立在一系列科学假设基础之上的,对未来气候状态时间、空间分布形式的合理描述。由于目前不能精确地预测气候变化,作为对未来气候的估计,即使最佳的气候情景,也有许多限制的条件。因此,情景不是对未来的预测或者预报,而是描述了一种未来世界发展的可能性,不能试图设置一定的保证概率^[26]。

2.1 气候变化的原因

气候变化的原因十分复杂,到目前为止还没有哪一种学说或者观点能够给我们一幅清晰的气候变化图像,对气候变化的影响是多因子共同作用、多尺度重叠的人类活动和自然因素混杂的过程。总结近年来关于气候变化的学说可以得出影响气候变化的主要原因可概括为两个:一个是自然因子,一个是人为因子。自然因子对气候的影响是缓慢的、长周期的;目前气候的重大变化主要是由人为因素引起的,由于人类活动造成大量人为热的释放,并导致大气中温室气体的增加,从而使全球气温升高。人为因素的影响主要包括:

(1) 人为热与气候变化

自然状态下,大气中吸收多少热量,也放出多少热量,热量收支基本平衡,大气均温既没有上升,也没有下降。人类活动的影响使这一平衡遭到破坏。一、大量燃烧化石燃料所产生的人为热被排放到大气中,而大气又不能及时将这些热量排出,日积月累,气温就会因此升高;二、人类活动最集中、最剧烈的城市,也是人为热释放的主要地区。据观察世界大大小小的城市,无论其经纬度、地形起伏及四周自然环境有何不同,都具有程度不同的“热岛效应”。根据研究估计,目前人工热正以 5—6% 的速度增加,长此下去,到 2025 年前后,世界能耗将放出 1.8×10^{22} 焦耳的能量,相当于地球从太阳获得热量的 1/300,这足以使地球平均温度升高好几度。

(2) 温室气体的影响

在人为放出气体的同时,大量的温室气体也被排入大气中。首先是二氧化碳的作用,二氧化碳可以让太阳短波辐射自由的通过,并照到地面上;同时,又强烈吸收地面向外放出的长波辐射,使之不易很快的散失。因此,当大气中二氧化碳的浓度增加时,就会产生“温室效应”,造成地面和大气下沿温度升高。尽管随着大气中二氧化碳的浓度增大,必然引起气温的升高,但是这种变化又因云量而异(如表)

表 2.1 大气中二氧化碳浓度与地表气温(℃)的关系^[28]

CO ₂ 浓度的变化 (ppm)	在固定的相对湿度下	
	平均云量	晴空
300—150	-2.28	-2.80
300—600	+2.36	+2.03

由表 2.1 可以看出,在固定的相对湿度和平均云量条件下,当 CO₂ 浓度在目前的水平上加倍或减半时,地表气温将相应升高或降低 2.3℃左右;晴空时 CO₂ 浓度变化相同的情况下,温度要比有云时低 0.3℃~0.5℃。目前 CO₂ 含量正以 19~33%的速度增加,估计用不了 70 年的时间大气中 CO₂ 的含量将增加 3 倍,再加上“热污染”等因素,全球气温将升高 12℃左右。当然,这只是一些数据的经验推测,地球外部环境是一个十分庞大而复杂的系统,内部有着及其复杂的协调机制,大气温度的升高不可能如此单纯。但一个世纪以来,气温的确升高了 0.3~0.4℃,这一事实说明气候有变暖的迹象和趋势。

除了二氧化碳以外,大气中能产生“温室效应”的气体尚有一氧化二氮、甲烷、含氟氯烃等及时种,这些气体虽然含量不多,但起作用不可低估,他们有含量增加快、存留时间长、吸热能力强等特点^[27-28]。

2.2 历史气候变化

气候变化按不同的时间尺度可分为现代气候变化、历史时期气候变化和地质时期气候变化三类,它们所依据的资料来源、形成原因和产生的影响各不相同。

一万年以上各种时间尺度的气候变化是地质时代的气候变化,它反映了地球上气候变化最本质的部分,任何其他尺度的气候变化都受地质时代气候变化的制约,但此类气候变化同当前社会的需要之间的关系不甚密切,所以本文不再赘述。17 世纪中叶,由于现代气象仪器的出现,可以用精确的气象记录研究气候变化,故这一时期的气候变化可

称为现代气候变化。

中国是典型的季风气候区，气候特征一般表现为温暖与湿润同期、寒冷与干燥同期，历史时期的气候也是这样。近四五千年来，出现了 4 个湿润期和 4 个干燥期，而且湿润期经历的时间越来越短，时间的间隔越来越长^[29]。干燥期经历的时间越长，我国气候干旱化程度就越重。如在明清小冰期间的公元 1431—1820 年间，干旱时间达 320 多年。

2.2.1 四个主要温暖湿润期

第一个温暖期约从公元前 3000 年到公元前 1100 年，即仰韶文化期到殷商时期，它与全球性的“大西洋气候期”相对应。黄河中下游地区为亚热带气候，年均气温大多为 2~3℃。

第二个温暖期从公元前 700 年到公元初年，即东周到秦汉温暖期。

第三个温暖期从公元 600 年到公元 1000 年，即“隋唐暖期”，对应于欧洲的“中世纪暖期”。黄河流域气候温暖，当时的长安冬季无冰无雪，梅、桔等可在皇宫生长、开花、结果。

第四个温暖期从公元 1200 年到 1300 年，即南宋中叶至元代初的温暖期。在黄河流域也有竹林生长，但这一温暖时期仅是一个短暂的回暖。

2.2.2 四个寒冷干燥期

第一个寒冷期约从公元前 1000 年到公元前 850 年，即西周冷期。河南浙川下王岗遗址的第一个文化层与该时期相当。考古研究发现，在西周早期遗址中，未曾见喜暖动物，《竹书纪年》中有江汉结冰的记载。

第二个寒冷期从公元初到公元 600 年，即魏晋南北朝冷期，这个寒冷期在公元 4 世纪前半期达到极值。晋成帝初年，渤海湾从昌黎到营口连续三年全部结冰，冰上可来往车马，年均气温比现在低 2~4℃。

第三个寒冷期从公元 1000 年到 1200 年，即两宋时期，其间公元 1111 年太湖全部结冰，冰上可通车。1110 年、1178 年福州荔枝两度全部冻死。

第四个寒冷期从公元 1300 年到 1900 年，其中 17 世纪最为寒冷，尤其是公元 1650—1700 年，成为中国最近五千年来气温下降的最低谷。

史料记载所反映出来的气候特征，虽然远不及气象仪器资料精确，但却反映了当时

的人类生产、生活对气候的适应状况。历史时期的气候变化是现代气候变化的背景，用历史记载所得出的资料序列，是弥补现代一起观测资料年限太短的重要途径。

2.2.3 仪器观测时期的气候变化

青藏高原自 20 世纪 50 年代有记录以来，总体气温变化特征是：50 年代较暖，60 年代气温降低，70 年代气温波动回升，80 年代进入高温期，而 90 年代是 80 年代高温期的延续。黄河源区在青藏高原东北部，变化特征与青藏高原的总体趋势一致，以吉迈站为例，温度的 5 年滑动平均趋势表明，年均气温在近 50 年呈现持续攀升的趋势，平均每年为 0.02°C （见图 2.1）。

流域的实测降水资料表明：50 年代末至 60 年代初，降水量出现一次高峰期，60 年代前期开始波动下降直至 70 年代中期，在 70 年代后期开始直至 90 年代中期降水量波动增加，1975 年降水峰值 484.18mm ，是这一次降水增加期的起始标志年，1989 年又一次出现有记录的降水量最大值 485.16mm ，但 90 年代中期降水量呈减少趋势，后期波动平稳，趋于多年均值。图 2.2 是以吉迈站为例进行的年降水量分析，和流域上的降水变化趋势基本一致。

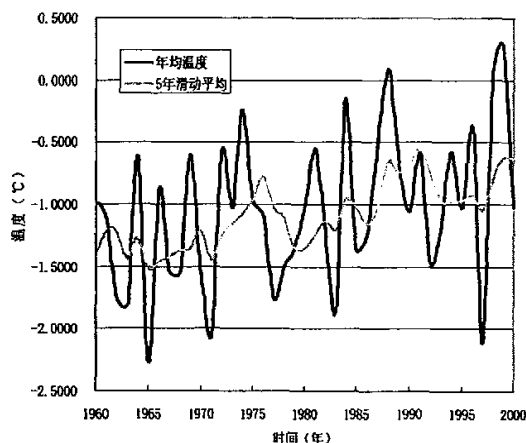


图 2.1 吉迈站年平均气温

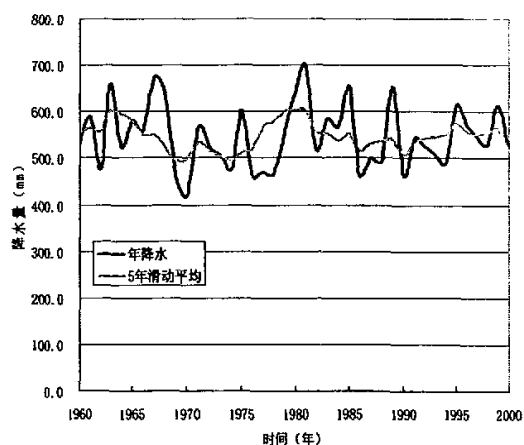


图 2.2 吉迈站年降水量

黄河源区具有较为广阔的湖泊、沼泽群，尤其是黄河沿以上，因此蒸发变化是黄河源区水资源变化的重要因素。以吉迈站为例，自 50 年代以来年蒸发量的实测值并没有明显增加的趋势，反而略减小（见图 2.3），而该站蒸发量与气温的相关关系表明蒸发将随气温的升高而显著增加（见图 2.4）。这一矛盾目前还没有十分明确的解释，已有的资料

表明这主要应该和气溶胶的增加有关，但目前还没有足够的气溶胶观测资料，有待今后更深入的研究。

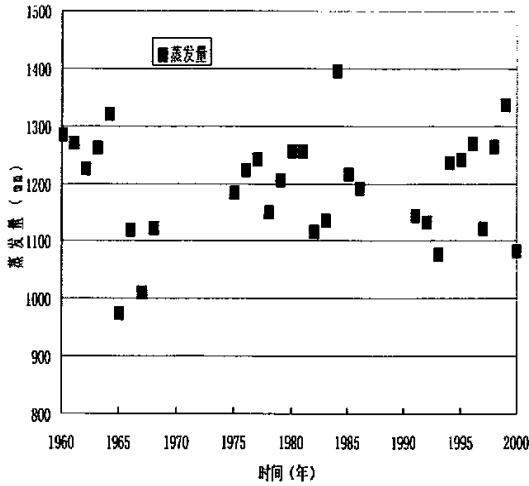


图 2.3 吉迈站年蒸发量

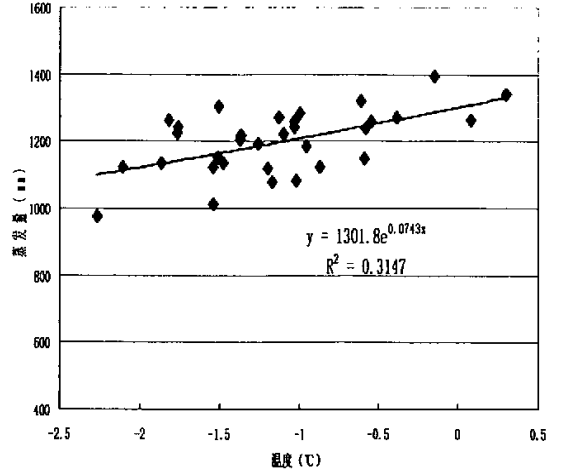


图 2.4 吉迈站年蒸发量~年均气温相关关系

2.3 气候变化情景与模式

2.3.1 气候情景

进行气候变化影响的研究首先遇到的问题是未来气候状况，由于人类目前还不能准确预测未来气候将如何变化，因此影响研究工作只能根据各种方法研究制定未来气候构想或称为未来气候情景(Scenario)^[30]。90年代以来，根据气候变化影响研究的需要和气候情景的要求，已开展了大量的有关气候变化情景生成技术的研究。在影响评价中常用的气候情景主要有四种类型：任意情景、增量情景、类比情景和基于气候模式的情景^[31]。

任意情景是根据未来气候可能的变化范围，任意给定气温、降水等气候要素的变化值，例如假定年平均气温升高1℃、2℃、3℃、4℃等，年降水量增加或减少5%、10%、15%、20%等。任意气候变化情景下的影响评价实质上属于敏感性分析和模式的性能检验。

增量情景是根据预测的未来变化对基准气候进行简单的调整，这对研究一个系统对气候的敏感性是一种有效的方法。然而，由于他们包含了强制的调整，从气象学上讲可能是不真实的。

类比情景可从过去的记录或其他区域类比变化的气候得到，但是可能难于辨别且很

少应用，尽管其有时有助于认识超出目前范围的气候条件影响。用时间类比法生成气候情景有 2 种类型。一是根据有气候资料记录以来的气候变化状况，选取有明显的冷、暖期，与当前气候进行对比分析，生成未来气候的变化情景，这种方法的主要问题是选取时期的气候变化可能只是气候的自然变化，而非温室气体所致，气温的增幅不足以同未来气温的增幅相类比；另外由于历史气候记录序列短，很难识别冷暖期，时间类比的另一种方式是根据地质年代变化过程的记录，重建气温、降水等气候因素的变化过程，由于古气候与现代气候的边界条件不同，以及古气候重建分辨率低等不足，使古代相似法的应用受到一定的限制。

总环流模式（GCM (Global Climate Model)）是目前最常用的气候情景模式，尽管 GCMs 空间分辨率低，只能提供大尺度范围的预测结果，但至今没有哪种方法能比 GCMs 提供更多、更有价值的气候要素信息。今后，随着人们对气候系统各种过程认识的深入，对气候要素观测技术的提高和观测资料的累积，GCMs 中参数化过程的合理化，GCMs 将可以提供更准确的未来气候变化信息。

2.3.2 排放情景

排放情景是对潜在的辐射活跃排放物（如温室气体、气溶胶）未来发展的一种可能的表述。它是基于一致的、内部协调的、关于驱动力及其主要相关关系的假设而提出的。从排放情景中引申出的浓度情景被用作气候模式的输入值来计算气候预计结果。SRES 排放情景是指 IPCC 排放情景特别报告（The Special Report on Emission, SRES）中，在对已有温室气体排放情景进行分析的基础上设计的 4 种未来全球发展模型。主要分为 A1、A2、B1、B2 四种情景，包含 6 组共 40 个温室气体排放参考情景，分别如下：

A1：高经济发展情景。在这种发展情景下，世界经济增长非常迅速，全球人口到本世纪中叶达到顶峰，之后开始下降，而且新的高效的技术快速引入。主要的根本性假设就是区域趋同，区域间人均收入差距实质性减少，能力建设、文化与社会的交互作用加强。

A2：国内或区域资源情景。这是一个低经济增长的情景。根本性的假设是保持自给自足和区域特性。不同区域之间的人口出生率收敛的非常缓慢，导致人口的持续上升。经济发展主要是区域导向的，人均经济增长和技术改变相对于其他情景框架更为零碎和缓慢。

B1: 全球可持续发展情景。该情景仍然是一个高经济发展情景。其主要特点是, 假定世界各国对环境保护形成共识, 走向可持续发展道路, 到 2100 年, 发展中国家人均国民生产总值约为发达国家的一半。人口的发展得到较好的控制。

B2: 区域可持续发展情景。该情景描述了一个强调在经济、社会和环境可持续性方面区域性解决的情景世界。这是一个全球人口继续增长的世界, 其增长率低于 A2 情景框架, 经济发展处于中间水平, 技术变化比 B1 和 A1 情景框架稍微快一点而且更多样化一些。另外, 该情景框架也朝着环境保护和社会公平方向发展, 并集中于当地和区域层面^[32]。

2.3.3 气候模式

气候系统的数值表述是建立在气候系统各部分的物理、化学和生物学性质及其相互作用和反馈过程的基础上, 以解释已知特征的全部或部分。气候系统可以用不同复杂程度的模式来描述。例如, 通过一个分量或者分量组合就可以对模式进行识别, 模式的区别可以表现在空间分布的数量; 或其所代表的物理、化学或者生物过程的进展程度; 或者经验参数的应用水平。耦合的大气/海洋/海冰一般环流模式(AOGCMs)则给出了气候系统的一个综合表述, 并存在向化学和生物应用的复杂模式演变的趋势。气候模式不仅是一种学习和模拟气候的研究手段, 而且还被用于实际操作, 包括月、季节、年际的气候预测。

从 1990 年开始, 有大量的全球耦合模式开始研究由 CO₂ 和硫化物气溶胶引起的气候变化, 近 10 年来, 美国、欧洲和日本等发达国家都投入了大量的人力、物力进行耦合气候系统模式的发展以及对过去、现在和未来气候进行数值模拟。在 IPCC 的第三次(2001 年)报告中共引用了 31 个预测未来温室气体增加和气溶胶变化引起的气候变化的模式, 并通过数据分发中心(DDC)发布, 其中的七种气候模式的验证阶段对实测资料的拟合相对较好, 这七个全球海洋气候模式都包括完善的物理过程, 如耦合了海洋环流、海冰与陆地生态系统模式, 分别考虑了由于人类活动造成的温室气体和硫化物气溶胶浓度增加, 并对 20 世纪和 21 世纪的气候变化进行了模拟。考虑研究目标和 GCM 输出资料及实测资料的限制, 本文主要利用 5 个海气耦合模式(包括海冰与陆地生态系统), 研究不同温室气体及硫化物气溶胶排放情景的模拟结果。5 个模式分别是: 加拿大气候中心模式(CCCma)、日本气候系统研究中心模式(CCSR)、澳大利亚联邦科学与工业研究组织大气所研究模式(CSIRO)、美国普林斯顿大学地球物理流体动力学实验室模式

(GFDL)、英国气象局哈得来中心模式 (Hadley)。

这些模式的大部分垂直分辨率从 9 层到 20 层, 水平分辨率大都在 5° 格点; 海洋部分的垂直分辨率较细, 从 12 层到 29 层, 水平分辨率一般月 3° 格点。模式中还包括多层陆地生物圈模式和较为复杂的海冰模式。模式的简介是表 2.2, 应用 SRES 中 A2 和 B2 两种排放方案。赵宗慈^[34]等对这 5 个模式在 20 世纪的模拟情形进行了评估, 结果表明, 模式对我国西部地区的温度和降水有一定的模拟能力。本文在此基础上利用这 5 个模式的模拟结果, 在温室气体排放情景 SRES-A2 和 B2 影响下, 对 21 世纪黄河源区的气候变化预估进行定性分析。

表 2.2 五种气候模式简介

	Hadley	GFDL	CCC	CSIRO	CCSR
大气模式 (AGCM)	3.75×2.5/L19	R15/L9 4.4×7.5/L9	T32/L10 3.6×3.75/L29	R21/L9 3.2×5.625/L9	T21/L20 5.5×5.625/L20
海洋模式 (OGCM)	3.75×2.5/L20	4×3.75/L12	1.8×1.8/L29	3.2×5.625/L21	2.8×2.8/L17
模拟时段	1950-2099	1961-2100	1900-2100	1900-2100	1890-2100
排放情景	A2、B2				

由于各个模式的分辨率不同, 因此黄河源区在各种模式中所占的网格情况也不相同, 图 2.5 至图 2.9 是该区域和各种模式对应的网格之间的关系。

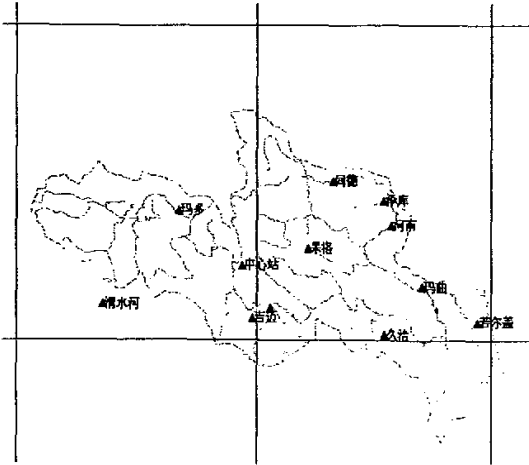


图 2.5 CCC 网格对应的黄河源区

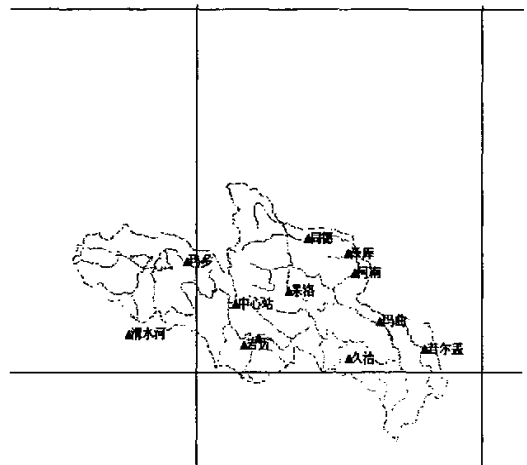


图 2.6 CSIRO 网格对应的黄河源区

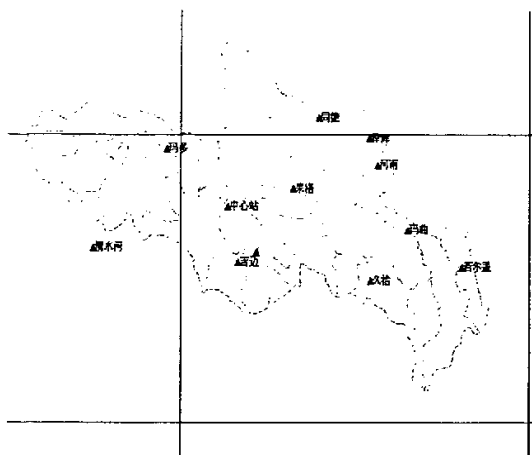


图 2.7 CCSR 网格对应的黄河源区

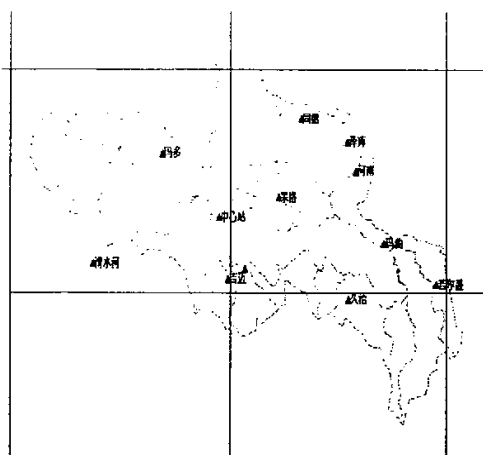


图 2.8 GFDL 网格对应的黄河源区

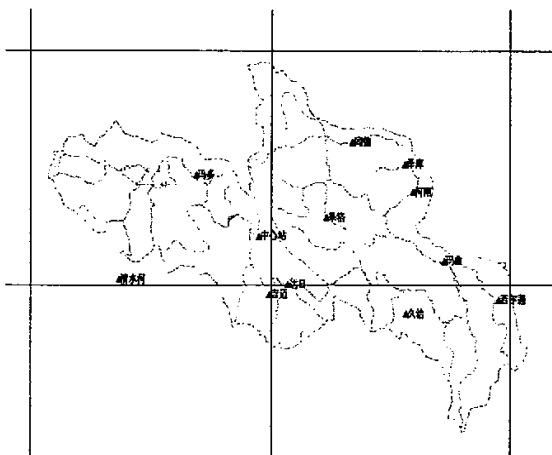


图 2.9 HADL 网格对应的黄河源区

2.4 GCMs 输出结果的修正

气候变化对人类社会经济的影响是广泛而深远的。气候变化的准确预测将为社会和经济的可持续发展提供有力的保证。但要对气候变化做出准确的预测，首先必须了解气候变化及其成因^[35]。研究气候变化的方法有很多种，其中一个很重要的方法就是“物理—动力”方法，亦即建立一种气候模式，使其能较完整地描述气候系统或子系统的特性和运动规律，从而利用其对气候变化的物理、动力学机制进行研究。但要想利用气候模式来研究气候变化，并最终对气候变化进行较为准确的预测，首先必须要求模式能很好地模拟出当代气候的主要特征，即模式要有较符合实际的模式气候。因为许多研

究表明,气候模式对某一辐射强迫变化的响应是依赖于该模式的模拟气候^[36, 37]。但仅有好的模式气候还是不够的,因为气候模式中的各种物理过程是相互作用、相互补偿^[38],从而也可能产生较为真实的模式气候,但模式本身对某些物理过程的表述却可能是不准确、甚至是错误的。而且目前大部分的研究是应用专业—气候模式进行影响评价,这些专业气候模式是在现代气候条件下建立的,模型中的参数及变量间的定量关系是否受未来变化的影响,这当中也存在不确定性,因此,在气候变化影响评估过程中,不确定性逐步增加,如果考虑到气候与影响对象之间的反馈作用以及各影响对象之间的相互作用,气候变化及其影响研究的不确定性更大。鉴于以上原因,为了适当减小在研究过程中的误差,对气候模式的输出结果进行修正和完善是相当必要的。

目前关于改进气候模式中的各种物理过程的研究已经有很多,国际上的许多模式比较计划,如大气环流模式比较计划(AMIP)、陆面过程参数化方案比较计划(PILPS)等。这些计划的最终目的就是为了改善模式中的各种物理过程的描述。国内这方面的研究也有很多,耿全震^[39]对气候模拟与预测效果从统计学及动力学方面进行诊断分析,主要研究了瞬变波在气候模拟中的作用,以及预测结果中的误差产生、增长和传播规律以及海—气相互作用与气候预测效果的关系。林朝晖^[40]等研究了气候系统中各种反馈机制及其之间的相互作用。

尽管这些研究在很大程度上对气候模式进行了完善,但目前我们对气候系统的认识还是很有局限的,所以诊断研究的可信度还不是很高。如果直接用气候模式输出的结果进行影响评价研究,会对分析结果产生很大的误差。为了提高影响评价结果的精度,需要对气候模式的输出结果进行修正。由于本文中的修正不是基于物理基础之上的,只是为了提高实测值和模拟值之间的拟合程度,以实测的气象资料作为 GCMs 输出资料修正的基础,实测资料是根据流域内清水河、玛多、吉迈、达日等 12 个雨量站的气温和降水信息。

修正的具体方法是:将 1961 年至 2000 年 40 年系列作为分析对象,分别求出实测和模拟的系列平均值,通过同倍比缩放或差值缩放,找出实测值和模拟值拟合效果最好的修正值,然后再利用这个修正值对未来 100 年的气候进行修正。

尽管在未来的几十年中,降水和气温都会发生一定的变化,但是从图 2.10 和图 2.12 可以看出, GCMs 模拟的现代气候与实测值之间除了由于气候变化引起的极端事件存在很大的不确定性,未来气候变化的大致趋势还是可以参考的,尤其是对气温的模拟。

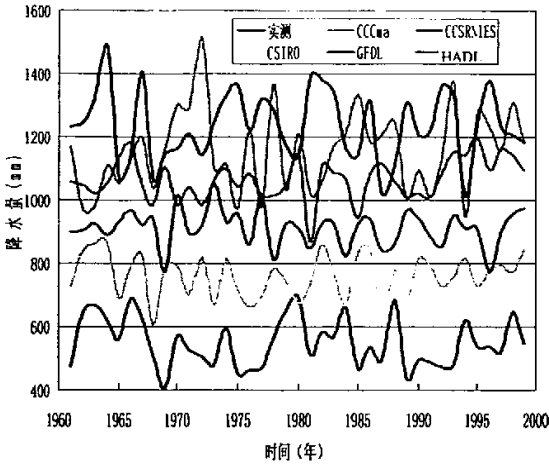


图 2.10 GCM 模拟的黄河源区降水

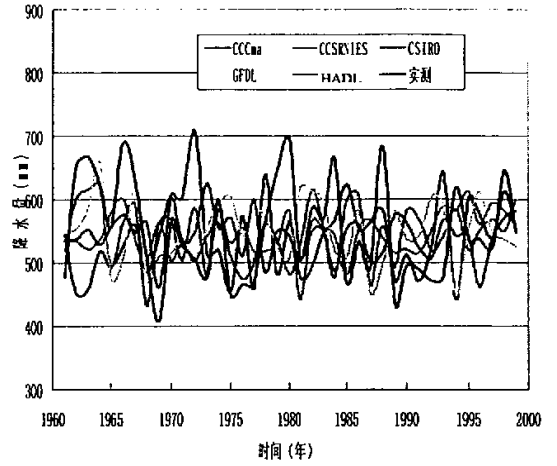


图 2.11 修正后的黄河源区降水

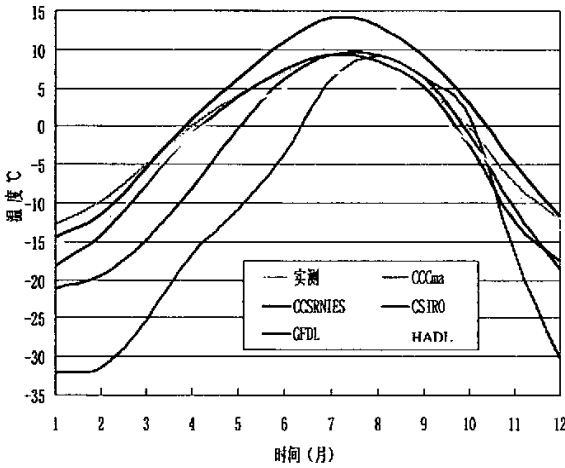


图 2.12 GCM 模拟的黄河源区月气温

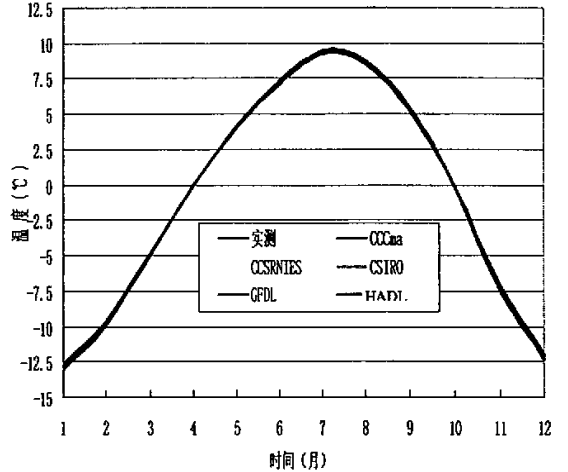


图 2.13 修正后的黄河源区月气温

从图 2.10 至图 2.13 可以看出，经过修正的气候和实测值的拟合相当好，降水的模拟效果尤其令人满意，修正前的各种模式的模拟值和实测值之间差别都很大，有的甚至达到 1000mm 左右，修正后二者之间的差值最大不超过 200mm；对于气温来说 GCMs 的输出结果已经和实测值拟合的相当好了，但是经过修正的模拟值和实测值的拟合程度还是有了进一步的提高。尽管本文的修正方法没有物理根据，但是对于本文的水文模型对未来水资源的模拟还是有一定帮助的。

2.5 未来气候变化趋势

未来的气温是升高了还是降低了？未来的降水量是增大了还是减小了？关于未来气候变化的研究已经在世界范围内纷纷扬扬地进行了二十多年。对于全球气温变暖的问题国内外的专家学者达成了一致意见。近百年的地面观测资料证明，全球平均气温上升了 0.5°C 。估计到2030年，大气中温室气体的浓度可能比工业化前的 280×10^6 增加一倍，达到 560×10^6 以上。一般认为大气中 CO_2 的浓度加倍时，气温可能上升 $1.5 \sim 4.5^{\circ}\text{C}$ ^[41]。近来考虑了深层海洋的延缓作用，认为下一个世纪的升温率也许只有 $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。如果再加上对流层气溶胶的阳伞效应，则升温率可能还要更低^[42]。利用5种全球气候模式在黄河源区的输出结果，可以得到该地区在A2、B2情景下，未来气温和降水的最可能的趋势。

2.5.1 气候倾向率

设气象要素（比如降水、气温、蒸发相对湿度等）序列资料为一个时间序列，可表示为：

$$X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$$

它可以用多项式来表示：

$$\hat{x}(t) = a_0 + a_1 t + a_2 t^2 + \dots + a_m t^m$$

式中： t 为时间，单位是年（a）。

一般来说，某一要素的气候趋势可用曲线方程、抛物线方程或直线方程来模拟，本文用一次直线方程来定量描述：

$$\hat{x}(t) = t_0 + a_1 t$$

其趋势变化率方程可表示为：

$$d\hat{x}(t)/dt = a_1$$

$a_1 > 0$ ，表示气象要素随时间(t)增加； $a_1 < 0$ 表示气象要素随时间减少。将 $a_1 \times 10$ 称作气候倾向率，表示气象要素每10年的变化率，其单位为 $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 或 $\text{mm}/10\text{a}$ ，方程中的系数可用最小二乘法或经验正交多项式确定：

$$\sum_{i=1}^n [x(t) - \hat{x}(t)]^2 = \min$$

表 2.3 黄河源区年平均气温的气候倾向率 (°C/10a)

情景 \ 模式	模式				
	Hadley	GFDL	CCC	CSIRO	CCSR
A2	0.246	0.209	0.261	0.273	0.326
B2	0.227	0.223	0.238	0.245	0.302

表 2.4 黄河源区年降水量的气候倾向率 (mm/10a)

情景 \ 模式	模式				
	Hadley	GFDL	CCC	CSIRO	CCSR
A2	15.13	20.68	58.91	49.16	-10.64
B2	9.97	29.35	46.76	30.88	-16.37

由表 2.3 不难看出,在全球及全国气候变暖的大背景下,黄河源区未来 100 年呈现显著的变暖趋势;由于 B2 情景考虑气溶胶的影响,该情景下温度的气候倾向率大部分低于 A2 情景。同时由表 2.4 可以看出,除了 CCSR 模式预测降水量气候倾向率为负值外,其余的均为正值,这也说明未来 100 年内黄河源区的降水量呈现增加趋势;只有 GFDL 模式中 B2 情景的倾向率值高于 A2 情景,其余的同气温一样也均低于 A2 情景。

2.5.2 未来气温变化趋势

近百年来,地球气候经历一次以全球变暖为主要特征的显著变化,专家预估:未来 50~100 年全球和我国的气候将继续向变暖的方向发展。但是全球各分区的预测结果有一定差异,多数陆地的变暖比全球平均更快。北半球的高纬度地区和青藏高原的增暖幅度冬季超过全球平均的 40%,夏季则是地中海盆地、亚洲的中部和北部以及青藏高原地区增暖最大。而南亚和南美洲的南部在夏季以及南亚地区在冬季和夏季增暖的幅度比全球平均值小^[44]。

在全球变暖的背景下,近 100 年来中国年平均地表气温明显增加,升温幅度约为 0.6~0.9°C,比同期全球升温平均值(0.6±0.2°C)略高。在 20 世纪主要有两个增暖期,分别出现在 20~40 年代与 80 年代中期以后。这两个增温期的温度上升幅度大致相同。与全球及北半球平均状况一样,中国近 100 年的增温也多发生在冬季和春季,夏季气温变化不明显;与全球变化不同的是,中国 20~40 年代增温十分显著^[46]。

本文以 10 个系列(两种情景、五个模式)1961~2000 年各自的多年平均气温为基础值,来进一步分析黄河源区未来 100 年的气温变化趋势。在趋势分析中,距平曲线的

变化也可以作为气候趋势分析的一种方法。距平曲线上升表示正距平，如果要素是气温则表示升温，降水则表示降水偏多；距平曲线下降表示负距平，同理气温表示降温，降水量表示偏少。长时期的距平曲线演变可以反映气候的长期演变趋势。为了更清楚的看出未来气候的变化趋势，图 2.14 至图 2.21 均采用 10 年滑动平均。

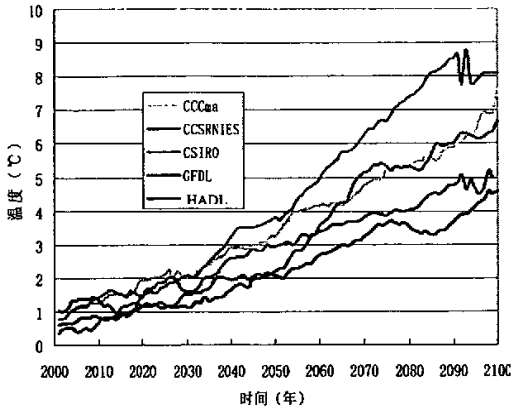


图 2.14 黄河源区气温变化趋势 (A2)

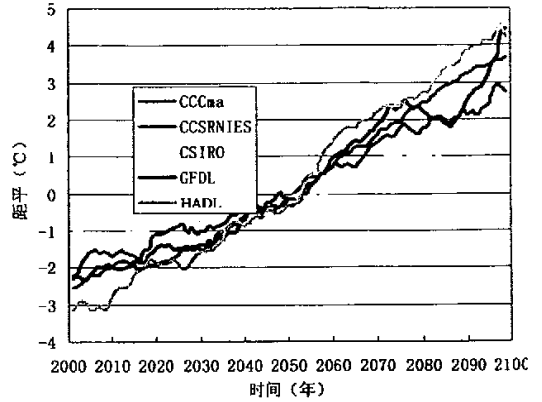


图 2.15 黄河源区气温距平 (A2)

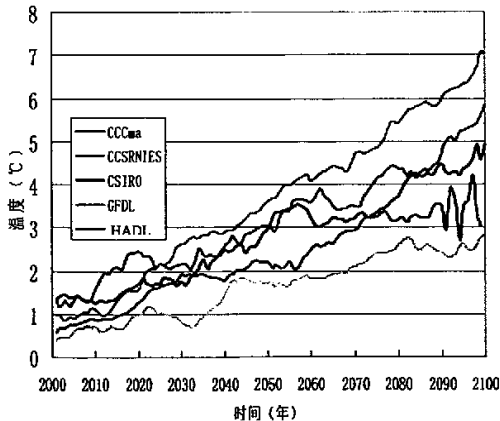


图 2.16 黄河源区气温变化趋势 (B2)

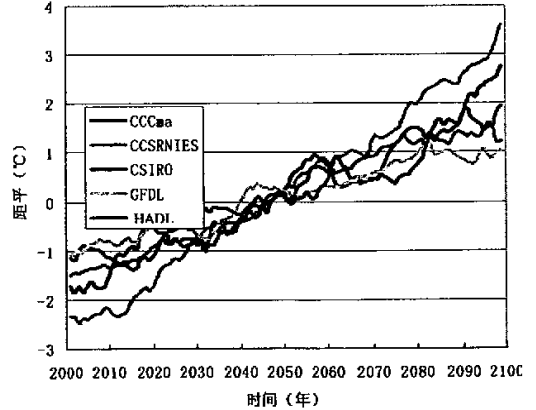


图 2.17 黄河源区气温距平 (B2)

由图 2.14 至图 2.17 可以看出：在未来 100 年内，黄河源区平均地表温度明显增加，其范围在 2.5~9℃，这和 IPCC 报告给出的气温变化范围 1.9~5.8℃之间存在一定的误差；导致这种现象存在的原因是多方面的，主要是因为黄河源区的海拔较高，GCMs 在该区域应用的结果误差相对较大。模拟结果无论从气温增量还是距平曲线均可以看出，A2 情景下预测的温度比 B2 情景下预测出来的温度要高，这和 B2 情景下考虑气溶胶的阳伞作用有关；A2 情景和 B2 情景下，CCSR 模拟结果的增幅都是最大的，GFDL 模拟结果的增幅都是最小的。

2.5.3 未来降水变化趋势

全球变暖不断加剧的情况下，区域尺度上的降水可能增加也可能减少，变化幅度一般在 5%~20%之间。就全球来看，高纬度地区无论在夏季和冬季，其降水都很有可能增加。中纬度北部地区、热带非洲、南极的冬季以及亚洲东部和南部的夏季，降水也可能会增加。而澳大利亚、中美洲和南部非洲的冬季降水预计会减少^[43]。未来 100 年我国不少地区年平均降水也出现增加趋势，东南沿海增加值最大。华北和东北南部等一些地区出现由降水减少转变为干湿交替现象，变幅加大，但平均而言，未来有降水增加的趋势。各个分区比较，西北地区降水增加的趋势明显。增加的数值一般在 20%以上，最大为甘肃省，增加率为 31%；西北地区平均的增加率为 25%。相对于西北地区，西南地区的增加率较低，最少的云南省只有 6%，区域平均的增加为 16%。总体来说，温室气体增加会使西部地区向暖湿方向发展^[44]。类似于对黄河源区气温的计算与分析研究，同样计算了 5 种模式模拟的黄河源区降水近百年的变化趋势。

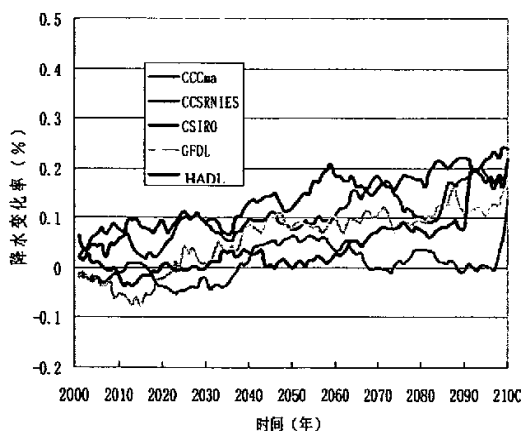


图 2.18 黄河源区降水变化趋势 (A2)

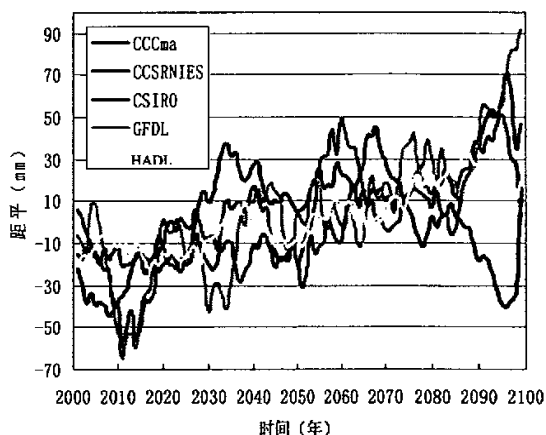


图 2.19 黄河源区降水距平 (A2)

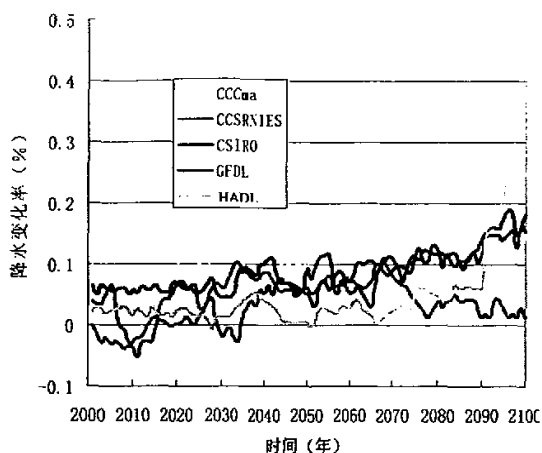


图 2.20 黄河源区降水变化趋势 (B2)

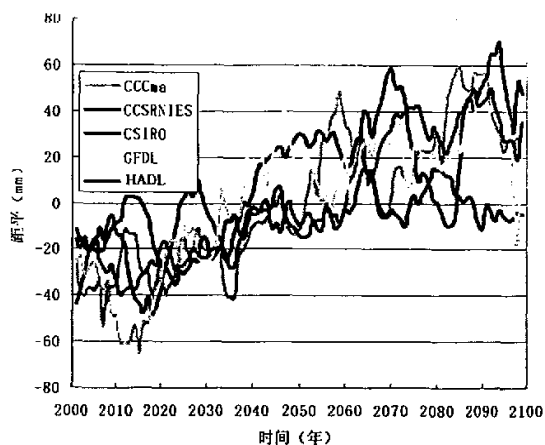


图 2.21 黄河源区降水距平 (B2)

气候变化下的降水变化较为复杂，它不仅随气候变化方案的不同而不同，而且其空间、季节变化也相对不明现。因此降水的模拟结果比气温具有更多的不确定性。从图 2.18 至图 2.21 可以看出，所有模式的模拟结果表明：在未来 100 年内降水的波动变化不如气温那么明显，总体来看，2050 以前两种情景模拟的降水几乎没有变化，2050 年以后除了 CCSR 模拟的结果呈现明显的减少趋势外，其他模式模拟的结果呈现上升的趋势，尽管中间也会出现振荡的情况。

2.6 模式之间的对比

国内外利用 GCMs 做了大量的气候变化的模拟试验。这些平衡态或瞬时态的试验包括考虑单一的温室气体变化及综合考虑温室气体与硫酸盐气溶胶变化推动的试验。试验的结果被应用于气候变化及其相应对策的研究。然而，要了解到底是哪一个试验的结果被应用于这些研究或者特定的研究结果是如何适合众多的不同气候变化试验却不是一件容易的事。对于气候变化的成因，不同的作者从统计学和动力学各个角度做了研究，因此不同的模式往往出现不同的结果，所以对 GCM 的模拟结果进行比较研究是有必要的，以此为基础确定模拟相对较好的模式。模式之间是无法直接进行简单比较的，只有已和实测值为参照物，看哪种模式模拟的结果更能反映实测值，从而就可以认为这种模式优于其他模式。本文以 1961 至 2000 的资料为研究对象，通过比较模拟结果和实测值之间的季度拟合效果、年际变差系数之间的关系及变化幅度等，对模式的模拟效果进行对比。

2.6.1 季度模拟效果

目前国内外基本上都是以年平均气候为研究对象，不能很好的反映出季节分布的情况。本节着重研究黄河源区 1961-1990 年 5 种模式各个季度的平均温度与降水的变化趋势，通过分析它们的季度模拟值和实测值之间的关系来比较彼此之间的优劣。

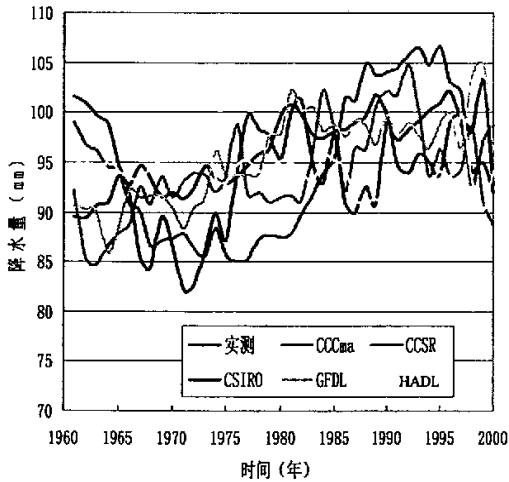


图 2.22 春季降水量

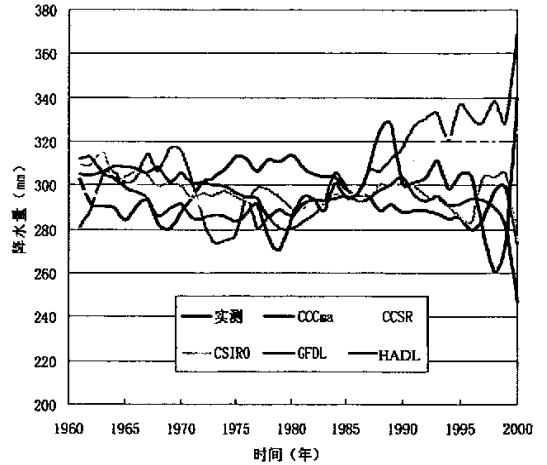


图 2.23 夏季降水量

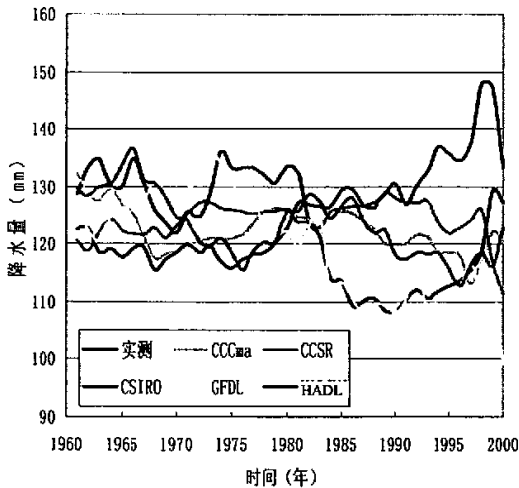


图 2.24 秋季降水量

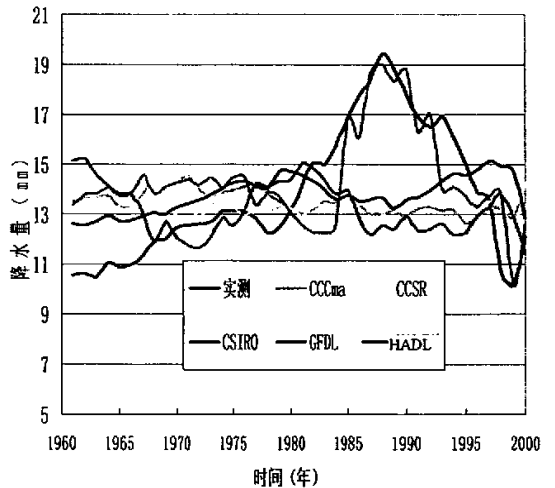


图 2.25 冬季降水量

从图 2.22 至图 2.25 可以看出，GFDL 在春季、秋季和冬季的拟合效果除了个别年份较差外，总体上的模拟效果还是令人满意的；CCCma 在春季的拟合效果也不错，夏季拟合效果较好的是 CSIRO 和 HADCM3 两种模式。

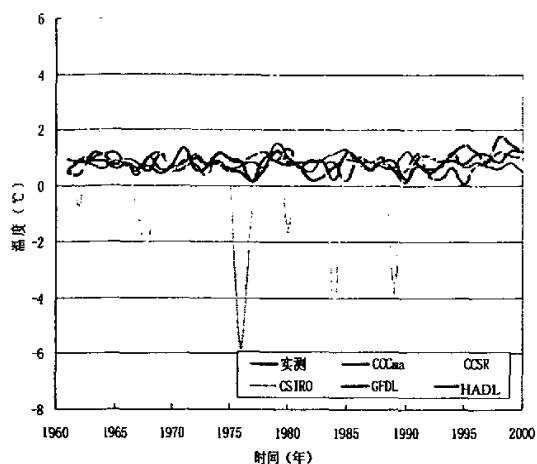


图 2.26 春季气温

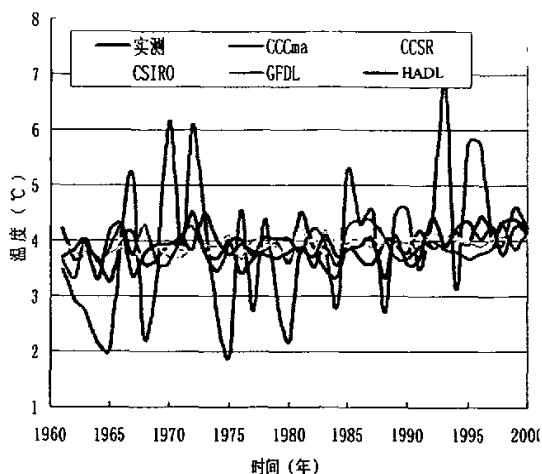


图 2.27 夏季气温

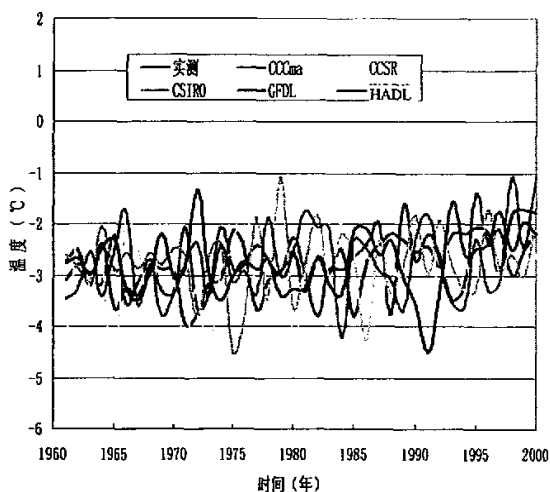


图 2.28 秋季气温

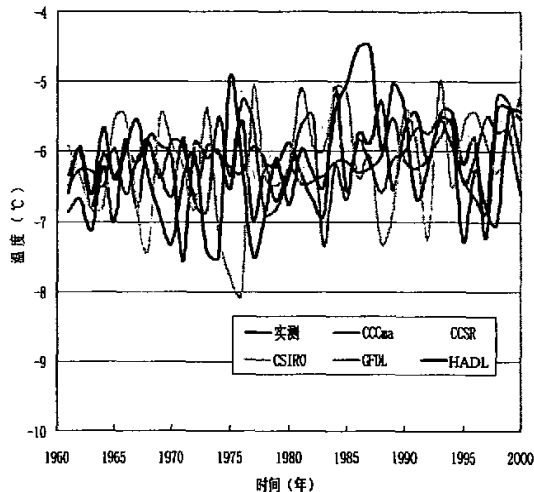


图 2.29 冬季气温

从以上 4 图可知，春季中的 CSIRO 模式和夏季中的 CCCma 模式的模拟效果较差，其他模式在这两个季节的拟合效果相对较好；对于秋季和冬季，没有那种模式的拟合效果明显由于其他模式。

2.6.2 降水的年内不均匀性

黄河源区属于青藏高原气候系统，冷季为青藏高原冷高压所控制，长达半年，具有典型高原大陆性气候；暖季受西南季风的影响，产生热低压，水汽丰富，降水较多，形成高原亚热带半湿润季风气候，使得流域降水的年内分配显示出较大差异。降水年内分配

的不均匀系数是一个反映降水年内变化特征的参数。

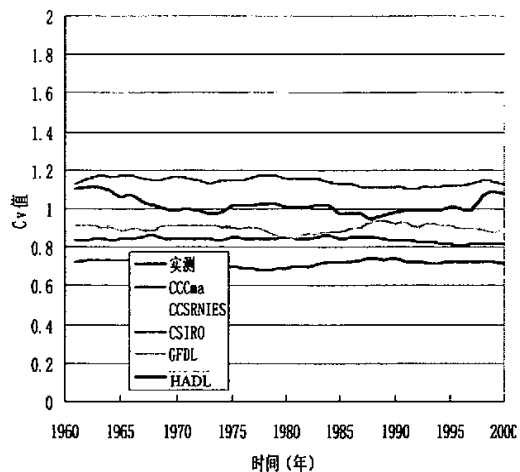


图 2.30 黄河源降水的年内不均匀性 (A2)

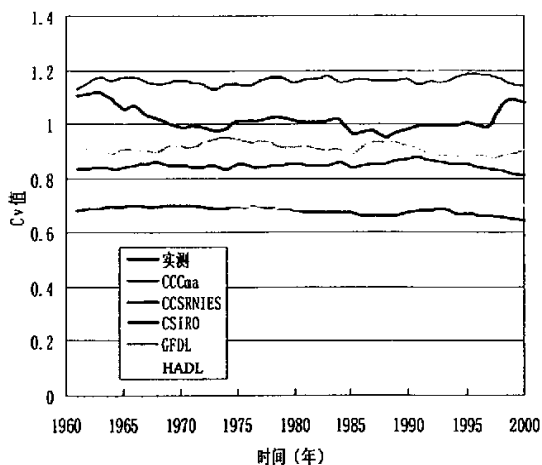


图 2.31 黄河源降水的年内不均匀性 (B2)

由图 2.30 和图 2.31 可以看出：无论是情景 A2 还是 B2，模拟降水的年内不均匀系数和实测值的年内不均匀系数比较接近的有：CCCma、GFDL 和 CSIRO 模式，其中效果最好的是 GFDL 模式。

2.6.3 年内变化幅度

气候的年内变化幅度可以用两个指标来衡量气候的年内变化幅度，一个是相对变化幅度，即取年内最大值和最小值之比；另一个是绝对变化幅度，即最大最小值之差。由于气温会出现负值情况，相对变化幅度的比较没有意义，所以本文只利用气候的绝对变化幅度来对比研究。

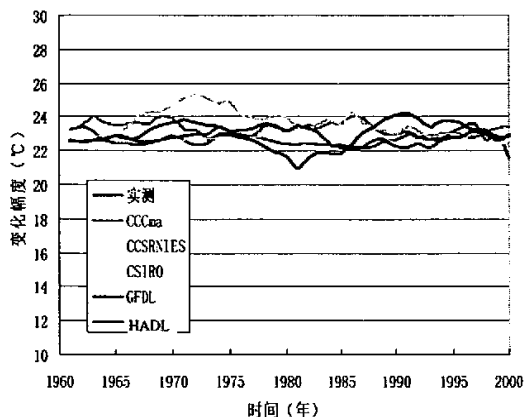


图 2.32 黄河源区气温变化幅度 (A2)

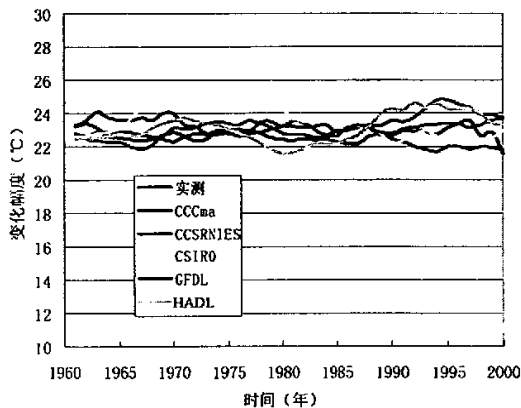


图 2.33 黄河源区气温变化幅度 (B2)

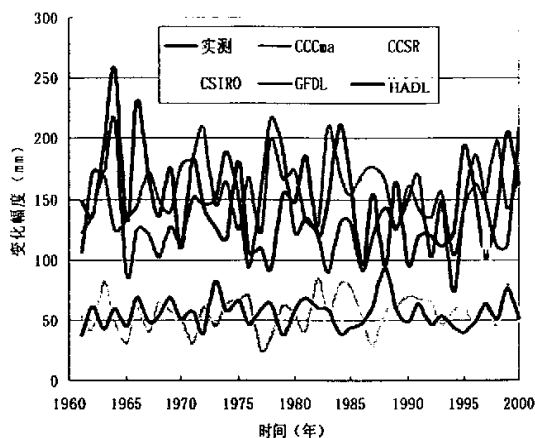


图 2.34 黄河源区降水变化幅度 (A2)

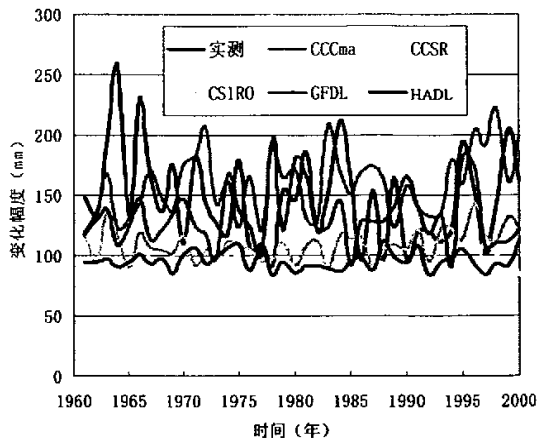


图 2.35 黄河源区降水变化幅度 (B2)

图 2.32 和图 2.33 说明各种模式模拟的气温和实测气温的绝对变化幅度拟合的很好,这也从另一个方面说明 GCM 对气温的模拟效果比较好,从这两个图分辨不出模式的模拟效果;由图 2.34 和图 2.35 可以看出,两种情景下 HADC、CCSR、和 CSIRO 输出结果的绝对变化幅度均低于实测降水的绝对变化幅度,GFDL 和 CCCma 与实测值的拟合相对较好;A2 和 B2 相比较,B2 中 HADC、CCSR、和 CSIRO 输出结果的绝对变化幅度相对好一点。

通过以上比较得出的结果是:在模拟气温方面,各种模式模拟的结果都和实测值拟合的比较好,但对降水的模拟结果还不足以替代实测值;通过对比五种模式之间的季度模拟效果,GFDL 的输出结果相对来说是优于其他模式的,但是由于各种模式的物理基础不同,所以对于哪种模式的模拟结果能更好的反映实际的气候变化,还不能简单地给出结论。为了能更好地说明问题,本文还是利用这 5 种模式的输出结果来研究未来水资源的变化情况。

2.7 极端事件

许多极端事件与气候变化是密切相关的,极端事件的潜在破坏性随着极端事件的强度、突发性和不可预测性的增大而增大,气候变化不仅仅对径流的均值产生影响,洪涝干旱灾害出现的频率和极值的概率分布都将发生变化。单纯估计气候变化对均值的影响只能提供有限的信息,极端事件不仅与可能发生的自然灾害密切相关,也与国民经济发展密切相关,为了评价全面的气候变化对社会的影响,预测诸如洪水和干旱等极端事件

频率分布的变化是十分重要的。经历了无数次自然灾害的考验以后，极端事件也逐渐成为人们关注的主要问题。新的分析表明，在一些总降水已经增加的地区，强的和极端的降水事件可能有了很显著的增加，相反的情况也是存在的。尽管如此，在某些地区，虽然总降水下降了或保持不变，但是强的和极端的事件却增加了，这主要归因于降水事件频率的减少。

就全球来说，对中—高纬度，主要在北半球，统计上讲由强的和极端的降水事件引起的年降水量比例显著增加了。在 20 世纪后 50 年强的降水事件发生频率增加了 2~4%，整个 20 世纪全球大陆经历严重干旱和严重洪涝的地区仅有少量增加。在亚洲和非洲的部分地区，业已观测到干旱发生的频率和强度在最近几十年有所增加，而对于大部分地区，这些变化主要受年代际和几十年的气候变率控制，如 ENSO 向更暖事件转变^[32]。

在全球极端事件增加的背景下，中国极端天气的频率和强度出现了明显的变化。近 50 年来，全国平均的炎热日数呈现先下降后增加的趋势，而近 20 年上升较明显。自 1950 年以来，全国平均霜冻日数减少 10 天左右，这与日最低气温比日最高气温增幅更明显的事实是一致的。中国近 50 年的寒潮事件频数显著下降。中国华北和东北地区干旱趋势严重，长江中下游流域和东南地区洪涝也逐渐加重。而且与降水相关的极端事件变化具有明显的区域性，近 50 年来，长江中下游流域和东南丘陵地区夏季暴雨日数增多较明显，西北地区发生强降水事件的频率也有所增加。中国西北东部、华北大部和东北南部干旱面积呈增加趋势。20 世纪 90 年代以来登陆中国的台风数量呈现下降趋势，近 50 年来东南沿海地区台风降雨量也有所减少。另外，中国北方包括沙尘暴在内的沙尘天气事件发生频率总体上呈下降趋势^[45]。

21 世纪，极端降水事件的量级和频率在许多地区非常可能上升，而且极端事件的间歇预计将缩短。全球气候变化对极端异常天气的影响在目前仍然是一个未知数。例如，在气候变化条件下出现的极热天气日数、异常干旱、洪涝及暴风雨的发生频率与强度及其影响，就是气候变化影响研究方面的重大难题。不少专家预言，气候变化可能将增加异常天气的概率，从而进一步使某些沿海地区应对气候危害的脆弱性加深。在已推出和发展天气灾害保险等险种的地区，异常天气的增多和气候脆弱性的加深，必将会严重影响这些保险公司的运作。

气候变化研究的新动向是建议科学界努力发展一些能够解决气候变化不确定性及风险的高水平分析工具，以便估测由于气候变化导致的异常天气所可能造成的危害及脆弱性。在过去 20 多年中，气候变化影响评估，包括对异常天气灾害的研究，已从简单的专

家估计逐步演变到模拟地球系统、地球的各类子系统以及各种物理、生物、化学过程的复杂系统工程。然而，这些研究的绝大部分仍然属于情景分析评估。由于资料的限制以及人们对异常天气认识的不足，真正属于对气候变化情况下异常天气可能造成的灾害和风险评估的研究仍然极为少见。基于异常天气与气候变化之间相互作用关系的复杂性，以后应该考虑采用环境风险及不确定性分析评估方法或者采用逐步适应的研究途径。

2.8 小结

目前人们对气候变化的基本事实与全球气候变化的平均趋势已有较好的了解，但对于气候变化原因的认识与未来区域气候变化趋势尚存在许多问题。这主要是由于在气候变化检测和原因识别及气候变化方面存在许多不确定性，当前的气候模式仍然需要做很大改进，云辐射过程、云和水汽反馈过程、路面过程以及海洋物理过程等是气候模式不确定性的主要来源。关于未来温室气体和气溶胶排放情景也有较大的不确定性，利用气候模式进行未来降水和极端事件的模拟合预估，其结果的可信度更低。

尽管由于 GCM 的可靠性和分辨率等原因，使得 GCM 模型目前无法提供十分详细、精确的气象资料，但它们可以预测未来气候变化的形式和趋势，GCM 模型和流域水文模型的结合，对大气和水文水资源系统的研究十分有利。随着 GCM 模型的完善和水文变量参数化，这种结合技术将越来越重要。

第三章 水文模型的率定和验证

3.1 分布式水文模型概述

水文模型是描述水文过程的数学模型，是水文循环规律研究的必然结果。水文模型可以分为确定性模型和随机性模型：确定性模型应用有限的物理学规律描述水文过程，其预测结果不存在不确定性；随机模型是应用概率理论和随机性过程来描述水文环节^[47]。确定性模型根据模型对流域的描述是空间集总式还是分布式的，以及对水文过程是经验性描述、概念性描述还是完全物理描述进一步划分为黑箱模型、概念模型和基于物理学的分布式模型。

传统的流域水文模型大多是集总式模型，在许多环节上主要采用概念性元素的模拟或经验函数关系的描述，用物理意义不十分明确的参数表示流域特征的空间分布不均匀，对模型输入的空间分散性和不均匀性没有充分的考虑。然而，近二十年的研究都表明地表的不均一性对于水文过程的动力学因素是很重要的，因此鉴于传统的流域水文模型自身所具有的局限性，同时随着对水文循环中各个组成要素的深入研究，以及计算机、GIS和空间遥感遥测技术的迅速发展，构造具有一定物理基础的流域分布式水文模型成为水文学发展的必然趋势。

分布式水文模型又称为数字水文模型，它是构建在DTM(Digital terrain model)或DEM(Digital elevation model)基础之上的一种水文模型。是依据下垫面资料寻求水文模拟物理基础的一种现代技术途径。应用分布式水文模型评价气候变化对径流的影响有下列优点：基于过程的分布式参数模式建立在水分运动的物理机制的基础上，包括一个或多个空间协调的过程，能够预测流域内水文状况的空间特性和流域蓄水量及出流量。模式的空间离散化提高了过程模拟的精度，可以在网格点或地貌单元上模拟水文过程，每一个网格点或地貌单元有特定的过程参数。分布式参数模式具有模拟水文空间响应特性的能力，有利于建立以水文过程和各種生物和化学等自然过程为基础的耦合模式。相对于集总模型而言，有物理基础的分布式水文模型更容易与GCM嵌套，便于研究自然和气候变化对水文循环的影响；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，在研究流域变化影响和无资料地区应用方面具有独特的优越性^[48]。气候模型可以模拟气候要素的变化尤其是降水的变化，但降水不等于径流，因此气候模型不能直接给出径流状况，但可以通过水文模型进行由降水到径流的计算。传统的集总式水文模型很难直接利用气候模型的输出结果，需要用到分布式水文模型^[49]。

然而，分布式水文模型结构十分复杂，就现阶段而言，水文模拟处理技术还不成熟，如对于流域下垫面的处理、如何考虑水文要素空间差异性对水文过程的影响；另外，分布式水文模型对资料的要求很高，如何充分利用现成的资料，同时克服无资料情况带来的困难等问题，还需要结合实际情况做大量的科学研究。

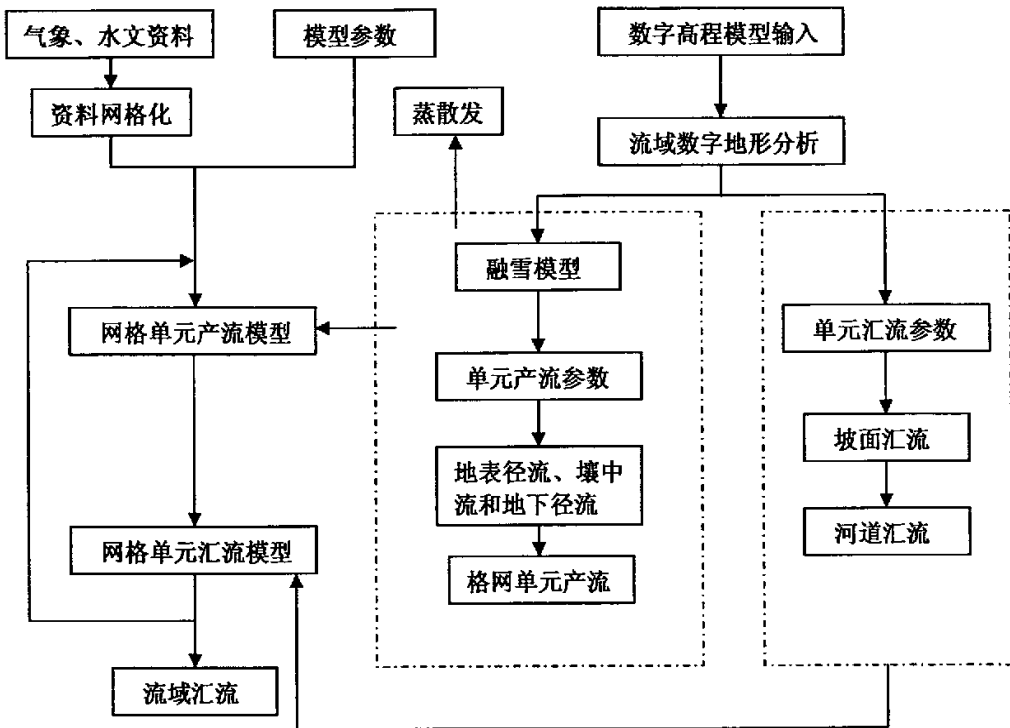


图 3.1 基于 DEM 的分布式模型框架

3.2 特征提取

目前水文技术趋向于将水文模型与地理信息系统的集成,以便充分利用 GIS 在数据管理、空间分析及可视性方面的功能。而数字高程模型 (DEM) 是构成 GIS 的基础,数字高程模型是由美国麻省理工学院 1956 年提出来的,其目的是用测量或其他技术手段获得地形数据,在满足一定精度的条件下,用离散数字的形式在计算机中进行表示,并用数字计算的方式进行各种分析。DEM 作为地理信息系统的基础数据,已在测绘、地质、土木工程、水利、建筑学等许多领域得到广泛应用。利用 DEM 可以提取流域的许多重要特征参数,如坡度、坡向、水沙运移方向、汇流网络、流域边界线等。因此,基于 DEM 的流域分布式水文模型是现代水文模拟的技术发展的必然趋势。按结构形式分,DEM 可以分为规则网格 DEM (GRID)、不规则三角网 DEM (TIN)、等高线 DEM 和散点 DEM 等几种。

由 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。概括起来,数字高程模型具有以下显著特点:便于存储、更新、传播和计算机处理;具有多比例尺特性,特别适合于各种定量分析与三维模型。本节将着重介绍从 DEM 中提取水文信息的基本方法。

3.2.1 DEM 预处理

基于 DEM 流域河网水系的提取方法很多,不管哪种方法,都需要先对 DEM 进行预处理。预处理的过程包括:洼地的确定、填充和大面积平坦区域的抬升(如果在山区,此项可以省去)。洼地是影响水流过程的重要因素。洼地的存在,使得在计算水流方向时,会出现水流逆流的情况,给以后水流路径的跟踪带来困难。在实际的地表径流过程中,水往低处流,在填充洼地后,从洼地的最低处流出来,因此预处理后的 DEM 数据可以确定出任何一个栅格单元的水流流向。

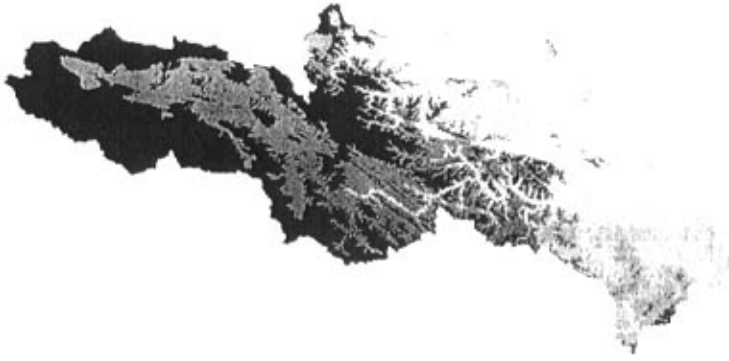


图 3.2 黄河源区 1kmDEM

3.2.2 流向的确定

栅格单元的水流方向是指水流流出该单元格的方向。流域内各网格流向的确定，是利用 DEM 提取流域地貌特性的关键内容，它决定着地表径流路径及网格单元间流量的分配。流向判定是建立在 3×3 的 DEM 栅格网基础上的。判断流向的方法主要有单流向法和多流向法两种，单流向法假定一个网格中的水流只从一个方向流出网格，然后根据网格高程判断水流方向，再由得出的流向栅格进行更进一步的信息提取，如河网、边界线、子流域长度和坡度等，该方法因其确定简单、应用方便而受到欢迎，目前应用最广的单流向法是 D8 法。关于水流方向的确定还有其他一些方法，如 Rh08^[50]法、多流向法、Lea 法、DMON^[51]法和 D_{∞} ^[52]等。本次研究采用常用的 D8 法，假设单个栅格中的水流只能流入与之相邻的 8 个栅格中。它用最陡坡度法来确定水流的方向，即在 3×3 的 DEM 栅格上，计算中心栅格与各相邻栅格间的距离权落差，取距离权落差最大的栅格为中心栅格的流出栅格。距离权落差通过中心格网与流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网格中心点之间的距离。

多流向法的提出比较晚，1991 年由 Quinn^[53]等提出，但它的应用比较少。这种方法所考虑的仍然是中心栅格与其周围的 8 个栅格之间的关系，其产流仍然是点源，水流路径也是一维的线，由中心栅格中心点指向相邻栅格中心点，唯一的不同就是将水流按坡度的比例分散给高程较低的相邻栅格。

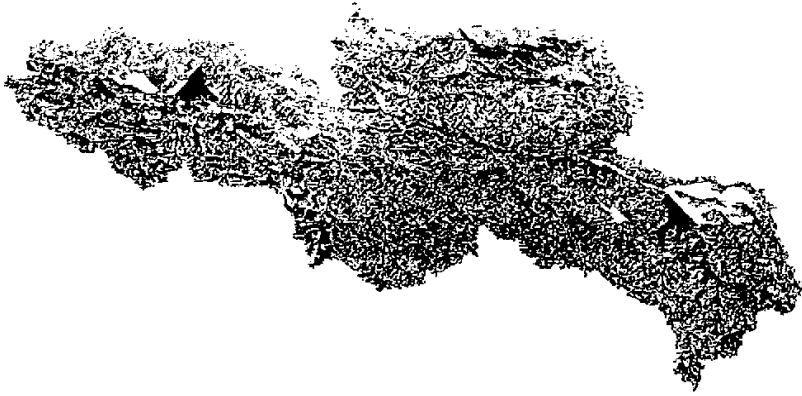


图 3.3 黄河源区流向图

3.2.3 水系的提取

从 DEM 中自动提取流域自然水系是依据水总是沿斜坡最陡方向流动的原理，确定 DEM 中每一个高程数据点水流方向，然后根据高程数据点的水流方向数据来计算每一个高程数据点的上游集水区，再根据上游集水区的高程数据，用阈值法确定属于水系的高程数据点，最后根据水流方向数据，从水系源头开始将整个水系追索出来^[54]。

DEM 中某一栅格点若能够形成水系，则必须存在一定规模的上游给水区，因此可以根据研究区的气候特征选择适当的上游给水区面积阈值，并将上游集水区面积数值大于或等于上游给水区面积阈值的栅格点标上水系栅格点标记。然后可以按照 Strshler 的水系系统分级方案^[55]对整个水系进行追索与分级。流域内上游集水区等于上游集水区面积阈值的格网点生成为水道的起始点，大于上游集水区面积阈值的格网点生成为水道^[56]，从水系起始点开始，根据水流方向数据，向下游逐步追索 I 级水系，每追索出一个水系栅格点，就将被赋予 Strshler 级数“1”，当追索到水系交汇点时，交汇点的水系级数增加“1”，同时结束该段水系的追索，以上追索过程对每一个水系起始点逐个进行后，完成 I 级水系的追索。再从两个 I 级水系的交汇点开始，向下游追索到 II 级水系，并将 Strshler 水系分级数据“2”赋予追索出来的水系栅格点，当追索到水系的交汇点时，检查与之交汇的水系是否为第几水系，如果是，就继续向现有追索，否则就结束该段水系的追索，并将当前栅格点的水系分级数据增加“1”，对每一个 II 级水系的起始点逐个进行后，完成 II 级水系的追索。重复以上的追索过程，就可以追索出所有级别的水系。对于给定的流域，集水面积阈值越小，河网越稠密，反之，则稀疏。调整该阈值使生成的流域水系尽可能

的与实际相吻合，否则就会影响河道参数提取的精度。

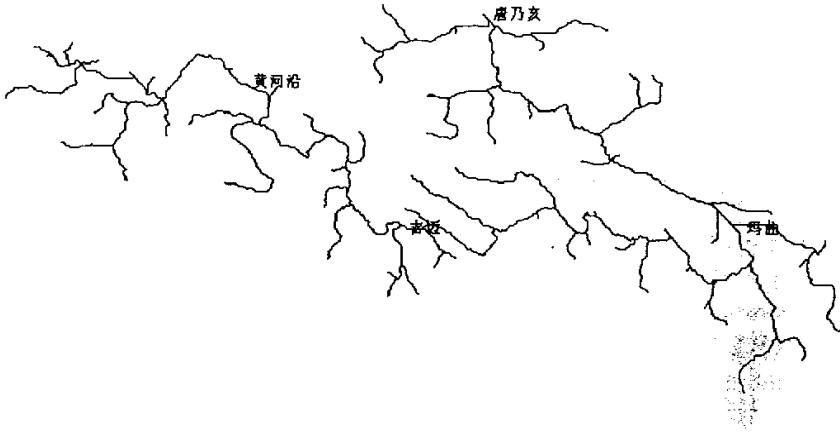


图 3.4 从 DEM 自动提取的黄河源区水系图

3.2.4 流域界限的识别和子流域划分

当流域水系生成以后，就可以按实际工作的需要，确定整个流域的界限。流域界限的确定可以帮助我们明确具体的研究范围，对研究范围内的区域进行分析以便提取流域水文模型所需要的相关参数。确定流域界限必须先要确定流域的出口，一旦此位置确定，程序便可按照前述的栅格流向自动搜索从而勾画出流域边界。对于分布式水文模型而言，较大的流域需要进行子流域的划分，然后用相应的资料进行水文模拟。



图 3.5 黄河源区子流域

3.2.5 子流域坡度

地表坡度通常定义为最陡方向上的高程落差除以距离，目前最具代表性的计算子流域坡度的 DR 模型（数据精简模型）有：平均地形坡度、平均流经距离坡度、平均水流流经坡度，以及球形坡度。

地形坡度定义为地表一点的最陡坡度，它的值通过对当地地表地形的近似数学表面求导得来，那么平均地形坡度便可用子流域里所有地形坡度值的算术平均值来计算。而平均流经距离坡度是对子流域中所有水流路径坡度的平均值；球形坡度是由平均高程和平均长度计算而来的，它定义为子流域平均高程和相邻河道之间的差异，由平均流经距离划分。

3.2.6 子流域长度

子流域长度定义为子流域内地表径流所流经的距离，在栅格 DEM 中具有代表性的计算子流域长度的数据缩减模型有：平均流经距离和平均水流路径长。

平均流经距离指地表径流从子流域内他的起始点到第一个相邻的下游河道所流经的平均距离，要求所提取的河道是单网格宽的。平均水流路径长则是地表径流从河道分水线到相邻河道所流经的平均路径长度。

3.2.7 子流域面积、河道长度

首先通过 GIS 工具或者其他方法生成子流域矢量面图，然后计算出每个子流域占有的 DEM 栅格数，最后乘以栅格的面积就得出每个子流域的面积。有了河流等级矩阵，就可以生成河流矢量线图，从而能计算出每段河道的长度。

3.3 资料解集

尽管 GCMs 是一种很有前途的模拟方法，但是目前 GCMs 空间分辨率较低，网格点之间的空间距离大多为 3~5 个经纬度，该分辨率与分布式水文模型的空间尺度相差较大，为了模拟一些重要的物理过程，需要对 GCMs 输出结果进行时空尺度的解集。目前较常用的解集方法有：

3.3.1 空间插值

在区域的气候与水文耦合模型研究中，长时间尺度的气象要素值常用作模型的驱动变量。然而黄河源区的气象站点是有限的，由于经济和人的原因，在许多栅格中，这些要素值通常无法获得。因此在实际工作中，利用邻近该区域的气象站点的资料，通过空间插值来生成所需要的栅格区域的气象资料就成为了一种解决之道^[55]。

目前空间插值的方法有很多种，但是在所有的方法中，并不存在一种所谓的最佳插值方法，由于气象要素本身不同的特性、气象站点数及其分布特性等的区别以及用途的不同，选用一种相对适合又便于运用的方法，对气象要素的空间插值是非常重要的。

(1) 直接使用 GCMs 大网格输出资料，取站点所在网格的中心值，作为该研究点的气候情景值。显然，这种情况下两个有相似基准气候的站点，因为在不同的网格中，会有非常不同的气候情景。

(2) 泰森多边形插值 泰森多边形的核心思想就是：插值点变量值与距离它最近测点的变量值相同，因此又称为最近邻插值。其数学表达式为：

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

式中， $Z_{Thi}(u_e)$ 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：

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

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

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。



图 3.6 黄河源区泰森多边形分割图

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

$$Z_m(l_m) = \sum_{j=1}^n w_j Z(l_j) \quad (3-4)$$

其中 $Z_m(l_m)$ 表示待估点变量值, $Z(l_j)$ 表示 l_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:

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

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

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

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, 即 b_j 。

很显然, 在参数 b 增加或者距离 d 增加时权重都趋于 0, 在 d 趋于 0 时权重系数逼近无穷大。这样很容易产生“屏蔽”效应, 也就是说, 当插值点周围的数据点分布不是十分均匀时, 距之最近的点的权重系数最大, 其变量值的影响也最大, 几乎掩盖了其他已知点的影响。

距离反比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集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。

3.3.2 时间解集

所谓资料的时间解集就是将月资料序列经过处理后变为日资料序列，月降雨量分解成日降雨量，是以月为时间单位的总量，分解成以日为单位的分量，是从长时段分解成短时段，涉及到的是“时间”，所以叫做时间解集。相应的解集模型还可以用作空间上的解集。解集模型的实质，在于将总量按一定规则分解成各分量，其显著特点在于保持水量平衡和连续分解。所谓保持水量平衡，是指各分量的水量相加严格等于总水量；所谓连续分解是指第一次总量而得的各分量，在第二次分解时，分量可以作为总量被次分解成新的分量。

对于月水文模型，由于时段长和雨强的均化作用，会出现某个月有雨而无产流的现象。并且对于降水较少而蒸发较大的北方地区，这种情况是普遍存在的，但是对于大尺度的研究区域，由于资料缺乏，往往只有月资料可以应用。于是需要将月资料解集到日，应用日模型进行径流模拟。目前已有研究将月降雨量解集为日降雨量，其所用方法主要有均匀解集和指数分布的解集^[58]。

(1) 均匀解集 均匀解集是一个简单的随机模型。假定降雨量在雨日内均匀分布，该月内任何一天降雨的概率相等。即雨日内各日的降雨量为^[60]：

$$P(I) = \frac{P_m}{Pdays} \quad (3-7)$$

式中， P_m —— 月降雨量；

$Pdays$ —— 该月雨日数；

$P(I)$ —— 某一天雨日内的降雨量， $I=1,2,\dots,Pdays$ 。

所以，需要先根据研究区域的资料拟合月雨量~雨日关系，才能根据月降雨量推算出雨日数。并且，还要确定这些天的降雨日期，才能形成日降雨序列。降雨日期在该月内的分布是随机的，在具体计算中，可以通过计算机随机生成。

经过对该区域各气象站的实测降水资料用多种函数关系进行雨日与月降水关系分析，发现拟合较好的是乘幂函数关系，即^[61]：

$$Pdays = AP_m^B \quad (3-8)$$

表 3.1 所示为对玛曲雨量站的资料进行分析得出的各月雨日与月降水量的关系。

在实际应用中可能会出现计算雨日数大于一个月实际天数的情况，可以用以下方法来处理这个问题：

如果 $Pdays >$ 月最大天数, 那么取 $Pdays =$ 月最大天数。

表 3.1 玛曲站月雨量~雨日关系

月	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
A	0.974	0.954	0.748	1.156	2.252	3.212	2.577	3.212	2.612	1.679	1.106	1.441
B	0.684	0.771	0.795	0.608	0.445	0.287	0.401	0.338	0.403	0.509	0.535	0.292
R	0.825	0.909	0.801	0.689	0.628	0.572	0.668	0.671	0.702	0.867	0.729	0.695

(2) 指数分布的解集 指数分布是针对雨日内的日降雨量分配而言的。对于降雨量进行指数分布的解集, 首先需用上述方法求出雨日数, 然后用随机抽样的方法确定每个雨日内降雨量的频率, 以此通过日降水资料的频率关系确定每日降雨量, 进而确定该月的日降水系列。通过对该区域所有气象站实测日降水资料进行多种函数关系的频率分析, 发现能较好拟合其频率分布曲线的关系是指数关系:

$$F = Ae^{-Bx} \quad (3-9)$$

对于某一降雨频率 u_i 而言, 降雨量为: $x_i = F^{-1}(u_i) = A' \ln(u_i) + B'$ (3-10)

表 3.2 所示为对玛曲站的日降水资料进行频率分析所得出的指数函数关系

表 3.2 玛曲站日雨量频率分布

月	A	B	A'	B'	R
1月	0.766	-0.724	-1.382	-0.159	0.855
2月	0.913	-0.934	-1.071	-0.042	0.902
3月	0.837	-0.571	-1.751	-0.135	0.906
4月	0.803	-0.332	-3.011	-0.288	0.905
5月	0.845	-0.208	-4.799	-0.351	0.881
6月	0.882	-0.173	-5.774	-0.314	0.905
7月	0.777	-0.121	-8.244	-0.906	0.893
8月	0.807	-0.133	-7.519	-0.702	0.911
9月	0.788	-0.157	-6.357	-0.658	0.982
10月	0.874	-0.279	-3.580	-0.209	0.908
11月	0.723	-0.514	-1.947	-0.274	0.825
12月	0.821	-1.168	-0.856	-0.073	0.842
平均	0.820	-0.443	-3.858	-0.343	0.885

3.4 融雪及冻土

雪占地球表面全部降水的 5%，由于其蒸发小于降水，实际对河流补给的贡献远大于 5%，对于中纬度干旱半干旱山区，融雪径流对河流的补给量在春季甚至可达 75% 以上。在中国西部的一些高海拔山区，融雪水是及其重要的水资源，在水资源的利用中扮演着极其重要的角色。对于山区水库与水电站而言，融雪水是这些水库水电站蓄水的主要来源，也是控制水库调蓄、合理安排工农业与生活用水的重要组成部分。积雪在流域上的空间分布往往既不均匀，主要受风、地势起伏和植被条件等影响。在无风或微风时，降雪积成均匀平坦的一层，但不能稳定。当风速较大时就会吹起地面的新雪，甚至掀起下层较紧密的积雪，造成积雪分布的极不均匀；同时下垫面条件影响着风的强度、吹程等，从而影响积雪的分布。地形切割越剧烈，积雪分布越不均匀；地表植被影响着风的速度，因此在植被变化越明显的地区，积雪分布越不均匀。

3.4.1 融雪原理

由于积雪的融化需要大量的热，因此形成融雪的原因主要有三种：暖气团来临、太阳辐射和降雨。暖气团挟带大量的热量来临时，气温剧烈升高，使积雪迅速融化。融雪期间全部热量中的 70% 来源于暖气团，这是形成融雪的主要原因。太阳辐射在十分晴朗的天气情况下，对融雪有影响。依靠太阳辐射的能量，可使 30~35% 的积雪融化，但太阳辐射作用与雪的颜色、空气中的含尘量有关，当大气很清洁和积雪含尘量很小时，其作用较小。降雨对融雪的影响不仅在于它带来的热量，而主要在于它能破坏雪原来的结构，引起积雪物理特性的变化（如空隙增大），加速了融雪过程。

最初融化的雪水在雪中形成薄膜水和悬着毛管水；积雪继续融化，雪粒间孔隙继续充水；如果水的重力超出毛管力出现重力水，向下流至土壤表面。单位时间内从积雪层内流到地面的水量称出水强度，当出水强度大于下渗强度时，开始形成重力水和毛管水层。在融雪过程中，薄膜水和毛管水沿垂直方向移动，而重力水则沿坡地横向流动。当积雪呈显著分层时，重力水和毛管水在融雪初期可能在渗透性较小的冰间层上形成。但这些间层在融雪过程中将很快消失。积雪中薄膜水的数量取决于融雪过程和雪的结构；毛管水上升高度及其所滞留的融雪水量主要取决于雪的结构；重力水的积聚取决于积雪的出水强度、下渗强度及沿坡地入流和出流的强度也就是说融雪外流量除了取决于融雪

出水强度外，在很大程度上还与土壤的渗透性、地面坡度和洼地情况有关。因此，融雪出水过程可分为两个阶段，一是停蓄阶段，融雪水分渗入并浸润积雪下层；二是外流阶段，下层含水量已达饱和，积雪内部开始有水流出。初期的融雪水耗于下渗及填洼，当下渗和添洼满足后，就开始往外流泄。

由上述可知，从积雪融化到出水，积雪层起着蓄积融雪水的作用，造成积雪融化与出水之间在时间上的不相等。积雪层的这种截留水量的能力，称持水能力，可用绝对值 $S_M(\text{mm})$ 或相对值 S_L 表示：

$$S_L = \frac{S_M}{S_C} \quad (3-11)$$

式中， S_M 表示能够截留在积雪中的最大融解水量 (mm)；

S_L 表示流域平均积雪水当量

3.4.2 融雪出水量的估算

计算融雪出水量的方法总的来说有两类：①根据积雪测量资料估算，如能量平衡法，需要考虑短波辐射、长波辐射、感热传输、潜热传输和雨水热传输等^[58]；②根据公式推算，如度-日因子法、回归系数法等，是对①的简化。由于积雪持水能力的影响，融雪出水的时间比融雪开始的时间要迟一些；而且当雪中的水尚未饱和时，有一部分滞留在雪中；以后则相反，融雪出水量大于融水量。因此，在根据积雪计算融雪出水量时，要考虑积雪的持水作用。

对于第一类方法而言，需要多种资料，在大部分地区这些资料不易取得，故对于区域较大的计算是不适用的；而度-日因子法是对能量平衡法的简化，由于气温是最基本的影响因素，也是最易获得的气象资料，因此本文采用度-日因子法计算融雪量。度-日因子法就只用气温作为融雪的热量指标，其计算公式如下：

融雪平均量：

$$M_E = R_A * (T - T_D) \quad (3-12)$$

积雪分布曲线：

$$K_V = (S_C / C_M)^{1.5} \quad (3-13)$$

每日有效融雪量：

$$M_T = K_V * M_E \quad (3-14)$$

式中， T_k 表示雨雪划分温度，用以判断降水形式 (°C)；

T_b 表示临界气温，用以判断是否会融雪 (°C)；

S_c 表示流域平均积雪水当量 (mm);

C_M 表示流域被雪覆盖时所需最小积雪水当量 (mm);

R_A 表示融雪因子, 无因次参数, 是融雪与流域积雪量的比值;

PS 表示融雪出水量 (mm)。

其计算过程如图 3.7 所示。

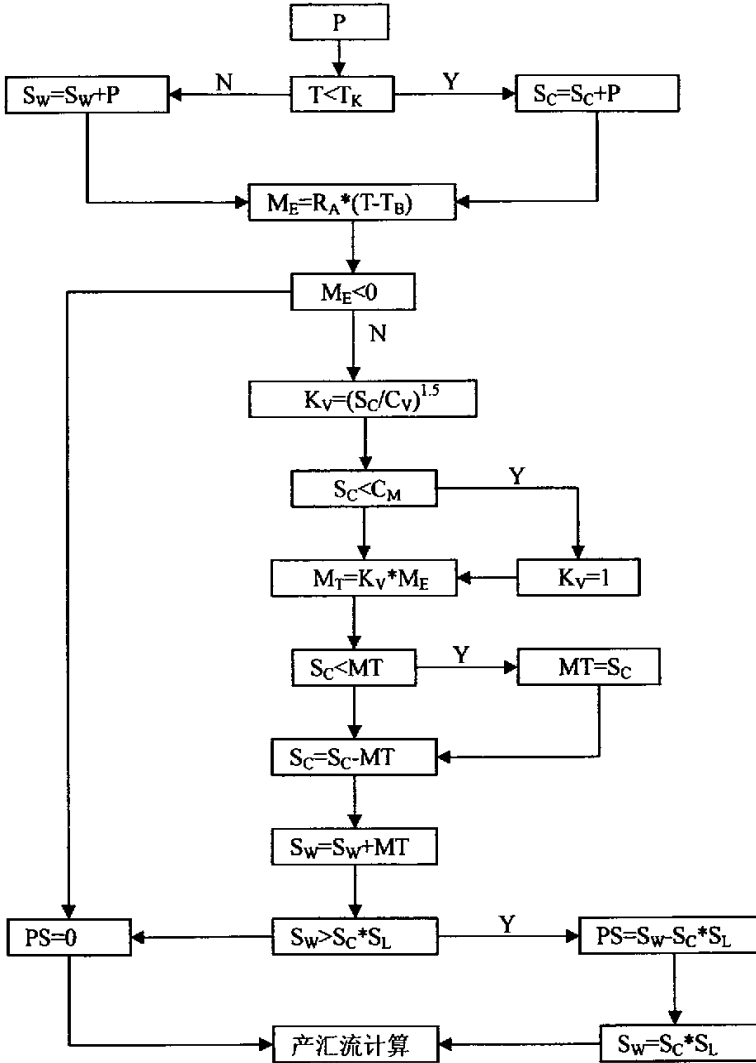


图 3.7 融雪出水量估算流程图

3.4.3 冻土影响

寒区径流是各种复杂因素综合作用的结果，它有别于非冻土区的水文模式。因此，在建模时除了考虑影响寒区径流的气象因素如降水、气温等以外，还需考虑多年冻土层与季节冻土层对径流形成的影响。黄河源区地势高亢，气候寒冷，大部分地区年均气温低于 0°C ，最大月均正温期只有 5 个月。该区域内冰川资源丰富，冻土分布广泛，常年积雪区与季节积雪区广泛分布。在融冻阶段，解决融雪水是解决径流模拟的一个方面。由于冻土的存在改变了产流与汇流特性，因而，研究冻土对产汇流的影响也是必要的。

流域水文模型发展至今，虽然名目繁多，但寒冷地区的流域水文模型基本还是空白。目前国内外已有模型在北方汛期的个别流域能够使用，但是这些模型不能解决春汛径流量的模拟。在寒区，汛期的径流主要是由降雨产生的，而进入漫长的冬季，径流主要是浅层与深层地下水的退水，这些水源仍是来自汛期流域的蓄水容量。但在融冻期，径流的成分就复杂了，其中一部分来自降雨，另外可以来自积雪、冰的融水量合一部分冻土层上的饱和或过饱和水量。由于折断事件的各种产生径流的条件是变化的，因而具有复杂性。

从封冻起，土壤水分向冻层转移，形成相对不透水层。但由于低温，流域上的降水以固态的形式出现，即使初期偶有液态降水，也难以形成可观的径流过程，河网主要是退水过程。如果河道狭窄且比较浅，流域不够大，往往会出现断流或连底冻。春季来临，融冻开始，存贮在流域上的各种固态水成份才开始活跃起来，产流方式以饱和产流为主。到冻土完全融解后，冻结层上的水分向下转移，包气带厚度。相应蓄水容量、蒸发入渗能力、土壤含水量消退系数与无冻期一致^[62]。

根据以上分析，冻土期和冻土融解期透水很小，冻土层可近似地视为不透水。而黄河源区的下垫面由于冻土的存在，从性质上改变了土壤水分运动的物理状态，造成了产汇流的不稳定，给流域的径流模拟带来很大的困难。因此本文采用改变区域不透水面积比例的办法来处理冻土层对径流过程的影响。即针对不同的温度范围给予不同的不透水面积比例进行模拟，以此控制流域的春汛发生事件和洪峰流量。

3.5 产流计算

产流过程^[63]是指流域中各种径流成分的生成过程，它所研究的是降雨转化为径流的

过程。产流实际上是水分在下垫面垂向运动中，在各种因素综合作用下的发展过程，也是流域下垫面对降雨的再分配过程，主要取决于非饱和带地下水运动的机理、特性和运动规律。不同的下垫面条件在不同的时期具有不同的下渗能力，也就有不同的产流机制，包括超渗地面径流、地下水径流、壤中径流、饱和地面径流等。不同的产流机制又影响着整个产流过程的发展，呈现不同的径流特征。整个流域的产流机制就是流域中各单元产流模式的总组合。

3.5.1 蓄满产流^[7]

蓄满产流是指在土壤含水量未满足以前降水量不产生径流，而在土壤含水量满足以后降水量则全部产生径流。包气带达到田间持水量时的蓄水量称包气带蓄水容量，这个容量减去包气带的实际蓄水量为包气带缺水量。湿润地区因年雨量充沛，地下水位较高，包气带不厚，上层虽因蒸发含水量很低，但下层常达田间持水量，包气带缺水量不大。而且在湿润地区和半湿润地区的多雨季节，植物茂盛，土壤覆盖层的下渗能力较大，在流域内的大部分土地上，当土壤含水量尚未满足时，所有降雨都被吸收，不容易发生超渗产流。

流域的土壤蓄水量 W_m' 和 W_{mm}' 的分布是不均匀的，产流模型用流域蓄水容量曲线来处理这个问题。流域上各点都有自己的蓄水容量，将流域上各点的蓄水容量自小至大进行排列，计算出等于及小于某一蓄水容量的面积 f ，并以流域面积的相对值表示，就可以绘出 $W_m' \sim f$ 的关系曲线，即流域蓄水容量曲线，如图 3.8 所示。流域蓄水容量曲线是该产流模型的核心。

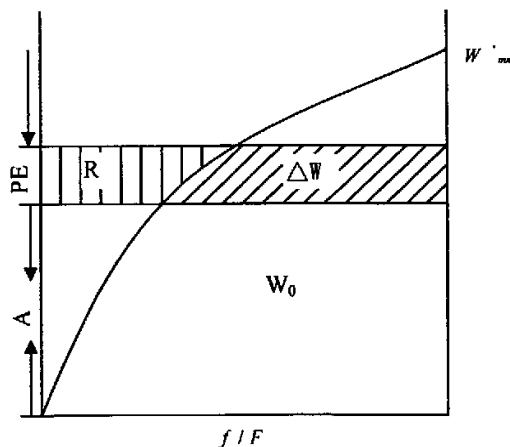


图 3.8 流域蓄水容量曲线

其公式为:

$$\frac{f}{F} = 1 - \left(1 - \frac{W'_m}{W'_{mm}}\right)^B \quad (3-15)$$

流域平均蓄水容量曲线为:

$$WM = \int_0^{W'_{mm}} \left(1 - \frac{f}{F}\right) dW'_m = \frac{W'_{mm}}{B+1} \quad (3-16)$$

与 (W_0) 对应的纵坐标 (A) 为:

$$A = W'_{mm} \left[1 - \left(1 - \frac{W_0}{WM}\right)^{\frac{1}{B+1}} \right] \quad (3-17)$$

当 $PE \geq 0$ 时, 产流

当 $PE < 0$ 时, 不产流

不透水面积上的产流量:

$$RT = IM * PE \quad (3-18)$$

当 $PE + A < W'_{mm}$ 时, 蓄满产流为:

$$R = PE - W_m + W + W_m \left[1 - \frac{PE + A}{W'_{mm}} \right]^{1+B} \quad (3-19)$$

当 $PE + A \geq W'_{mm}$ 时, 蓄满产流为:

$$R = PE - (W_m - W) \quad (3-20)$$

式中: F 表示流域面积;

B 表示抛物线指数;

$PE = P - E$ 为流域净雨深;

$W'_{mm} = W_m \left(\frac{1+B}{1-IM} \right)$ 为流域最大点包气带蓄水容量;

$A = W'_{mm} \left[1 - \left(1 - W/W_m\right)^{\frac{1}{1+B}} \right]$ 是与 W 值相对应的纵坐标高;

W_m 为流域平均蓄水容量 (mm);

R 为蓄满产流量 (mm);

W 为流域初始蓄水量 (mm);

3.5.2 分水源计算^[77]

新安江模型采用一个自由水蓄水库进行水源划分。用饱和坡面流的概念从蓄满产流的产流量 R 中划分出地面径流 RS ；分别引入壤中流出流系数和地下水出流系数来进一步划分壤中流 RSS 和地下径流 RG 。地面径流直接进入河网，成为地面径流对河网的总入流 (QS)。壤中流入壤中流水库，经过壤中流蓄水库的消退，成为壤中流对河网的总入流 (QI)。地下径流进入地下水蓄水库，经过地下水蓄水库的消退，成为地下水对河网的总入流 (QG)，自由水蓄水库的结构 (见图 3.9)。

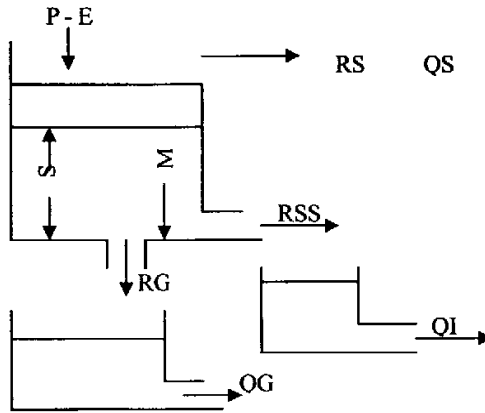
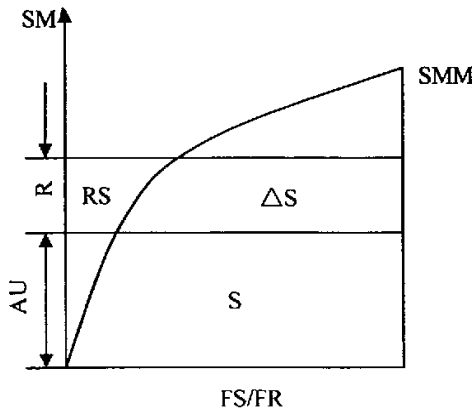


图 3.9 自由水蓄水库的结构

自由水的蓄水能力在产流面积 (FR) 上的分布也是不均匀的。即 SM' 为常数不太合适，必须考虑 SM 的面积分布。这实际上就是饱和坡面流的产流面积不断变化的问题。不过自由水在产流面积上的蓄水能力曲线也可以用一条抛物线来表示 (见图 3.10)。



3.10 流域自由水蓄水容量曲线

抛物线公式为:

$$\frac{FS}{FR} = 1 - \left(1 - \frac{SM'}{SMM}\right)^{EX} \quad (3-21)$$

式中: FS ---- 自由水蓄水库蓄满的面积;

FR ---- 流域蓄满产流面积;

EX ---- 自由水蓄水容量曲线指数;

SM' ---- 流域平均的自由水蓄水库蓄水容量。

由该抛物线可求得:

$$SM = \int_0^1 SM' d(FS/FR) = \frac{SMM}{1+EX} \quad (3-22)$$

即

$$SMM = (1+EX) * SM \quad (3-23)$$

$$AU = SMM * \left[1 - \left(1 - \frac{S}{SM}\right)^{\frac{1}{1+EX}} \right] \quad (3-24)$$

当 $PE + AU < SMM$ 则:

$$RS = \left\{ PE - SM + S + SM * \left[1 - \frac{(PE + AU)}{SMM} \right]^{1+EX} \right\} * FR \quad (3-25)$$

当 $PE + AU \geq SMM$ 时, 则:

$$RS = (PE + S - SM) * FR. \quad (3-26)$$

对于壤中流和地下水则用出流系数来实现:

$$RG = KG * S * FR \quad (3-27)$$

$$RI = KI * S * FR \quad (3-28)$$

式中, S ---- 自由水蓄水库的蓄水渗;

KI ---- 自由水蓄水库的壤中流出流系数;

KG ---- 自由水蓄水库的地下水出流系数。

3.5.3 蒸散发计算

蒸发是水文循环、流域水资源规划管理和水量转化研究中的一项重要内容。由于其影响因子复杂, 蒸发站网稀少等客观条件的限制, 不得不求助于气候学方法来计算蒸发

量,目前国际上应用范围广、效果较好的有彭曼(Penman)、莫顿(Morton)、布德科(Вулыко)和桑斯维特(Thornthwaite)公式或模型。彭曼公式是利用热量平衡和湍流扩散原理,利用波文比,在无水汽平流输送情况下的水体表面蒸发计算公式;莫顿模型属于互补相关蒸散发模型;布得科公式是根据热量平衡方程和水量平衡方程推导出的蒸发能力计算公式;桑斯维特是根据日平均气温和月平均蒸发能力之间的相关资料建立的月蒸发能力计算公式。

以上4种计算方法中,前三个都是以热量平衡为基础,其推导有严格的理论依据,但由于现有科学技术水平和其他客观条件的限制,使用时需要从实际资料中率定参数,仍然属于经验公式。桑斯维特公式属于纯经验性的公式。在使用时,以简化的布得科公式和桑斯维特公式最为简便,彭曼公式次之,莫顿公式最为复杂。在资料方面,彭曼和莫顿公式需要气温、水汽压和日照率,布得科公式需要气温和水汽压,而桑斯维特公式仅需要气温资料。

FAO对彭曼公式进行了改进,并附有一整套气象资料缺测条件下的处理方法,也可以在仅有气温资料的时候计算蒸发。 ET_0 计算公式为:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (3-29)$$

但验证表明,FAO的改进彭曼公式在具有最高、最低气温时的计算结果还可以接受,但仅有平均温度时的计算结果误差较大。尽管影响水面蒸发的因素很多,温度、气压、风速、湿度、地形以及植被覆盖等都是制约蒸发的重要因素,但是从普通气象学原理来说温度对蒸发的影响最大,而且GCMs没有给出具体的蒸发量值,相关的数据只有逐月的平均气温。因此本文的蒸发研究主要集中于蒸发和气温之间的关系,选用气候学方法中的桑斯维特公式。

$$E' = C \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \quad (3-30)$$

式中, E' 为未经改正的月平均蒸发能力(mm); C 为常数,建议值为16; T 为月平均气温($^{\circ}\text{C}$); I 为热效应指数,对于某一个地区来说是常数,等于12个月的*i*值总和, a 为试验值,见下式。

$$i = (T/5)^{1.514} \quad (3-31)$$

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I^3 - 7.71 \times 10^{-5} I^2 + 1.79 \times 10^{-2} I + 0.49239 \quad (3-32)$$

求得的 E' 还要用白天时数的改正系数予以修正, 即

$$E = E' \left(\frac{M}{N} \right) \quad (3-33)$$

式中, M 为该月的天数; N 为该月的平均日照时数, 可用下式计算

$$N = \frac{24 \times \arccos(1 - \cos(\psi - \xi))}{\pi \cos \psi \cos \xi} \quad (3-34)$$

$$\xi = 23.2 \times \sin(29.5j - 94) \quad (3-35)$$

式中, ψ 为地理纬度; ξ 为太阳赤纬; j 为月份, 1~12。

桑斯维特公式只需要气温和所处的地理纬度就能推求蒸发能力, 资料简单易得, 缺点是对辐射和空气湿度的影响研究不够, 年内的计算值在不同季节存在系统偏差。所以使用时需要把 C 值逐月拟合以减小误差。

3.6 汇流计算

流域汇流包括坡地汇流和河网汇流两个阶段。坡地汇流是指水体在坡面上的运动, 在该汇流阶段, 水流不但发生了水平运动, 而且还有垂向运动。在流域的坡面上, 地面径流的调蓄作用不大, 地下径流受到很大的调蓄, 壤中流所受调蓄介于两者之间。当水流由坡面补给河槽, 沿河网继续运动就进入河网汇流阶段, 在河网汇流中, 水流基本上不存在垂向运动, 其汇流特性受制于河槽的水力条件。

坡地汇流和河网汇流具有不同的特点, 主要表现为: 流态不同, 蒸发和下渗的影响不同, 汇流速度有快慢, 调蓄作用有大小, 坦化程度有强弱, 非线性程度有差别, 所以通常情况下两者的分析方法不同。但是对于水文预报来说, 实际所需要的是由降雨所产生的出口断面的出流过程, 并不强求掌握水流在流域空间上随时程变化的全部发展过程。

流域汇流计算的方法众多, 如单位线法、等流时线法、线性水库, 河道汇流有滞后演算和马斯京根法等。本文使用汇流时间网格化的方法进行汇流演算, 由于在模拟中采用由 DEM 所生成的虚拟河道, 无具体的河道相关参数, 故参考 SCS(the Soil Conservation Service)中对坡地流的计算方法, 假设在每个网格中水流从四面八方汇往网格中心点, 然后再进入河道汇流。河道汇流采用马斯京根进行演算。

3.6.1 坡面汇流

汇流时间，即水流由产流网格中心点至河道出口的平移时间，计算公式为：

$$T = \frac{L}{V} \quad (3-36)$$

式中： T ----- 汇流时间； L ----- 径流路径长。

对于有实测资料的河道汇流而言，可以用水力学方法进行计算汇流时间，即根据河道的糙率、水力半径、坡度等求出流速，进一步求取汇流时间；但对于坡地汇流和由其他方法生成的虚拟河道而言，用严格的水力学方法是不实际的。于是国外的一些学者提出了介于两者之间的方法。SCS 方法早在 1986 年就提出对于坡地汇流的计算可以采用下式计算：

$$V = kS_0^{1/2} \quad (3-37)$$

式中， V ----- 坡地流速度；

k ----- 坡地流速度常数；

S_0 ----- 坡地流平均坡度；

由于河道是虚拟的，无实测资料，故将河道汇流简化为明渠恒定均匀流。明渠均匀流就是流速沿程不变，流线为一系列互相平行的直线，明渠的水深和断面的流速分布等均沿流程不变的流动。一般情况下用谢才公式对明渠均匀流进行水力计算，基本公式为：

$$V = C\sqrt{RJ} \quad (3-38)$$

式中， C 为谢才系数， R 为水力半径（米）， J 为水力坡度。

对于明渠均匀流，水力坡度就等于明渠底坡 i ，所以谢才公式可以写为：

$$V = C\sqrt{Ri} \quad (3-39)$$

对于由 DEM 生成的虚拟河道而言，也只能将河道汇流简化为明渠恒定均匀流；无法计算求取各段河道的水力学半径和糙率，只能将河道的糙率和水力学半径对水流的影响归结为一个数度常数 K_v 。那么求取河道水流速度的公式变为：

$$V = K_v i^{\frac{1}{2}} \quad (3-40)$$

由于假定了该河道为明渠均匀流，所以有：

$$i = S$$

式中， S 为该河道的水流路径坡度。

于是可得水流由产流网格中心至河道出口的平移时间 T ：

$$T = \frac{L}{V} = \frac{L}{KvS^{\frac{1}{2}}} \quad (3-41)$$

3.6.2 河道汇流

单元面积以下的河道演算采用马斯京根法，马斯京根法最初是三十年代在美国马斯京根（Muskingum）河首先使用的方法，用来对河道洪水进行演算，目前得到了许多改进并被广泛使用^[64, 65]。下面仅简要的列出本研究可能涉及到的马斯京根法几个主要方面：

水量平衡方程：

$$\frac{I_1 + I_2}{2} \times \Delta t - \frac{O_1 - O_2}{2} \times \Delta t = W_1 - W_2 \quad (3-42)$$

槽蓄方程：

$$W = KQ = K[Ix + (1-x)O] \quad (3-43)$$

合解上述两式得：

$$Q_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 O_1 \quad (3-44)$$

其中：

$$C_0 = \frac{0.5\Delta t - Kx}{K - Kx + 0.5\Delta t}$$

$$C_1 = \frac{Kx + 0.5\Delta t}{K - Kx + 0.5\Delta t}$$

$$C_2 = \frac{K - Kx - 0.5\Delta t}{K - Kx + 0.5\Delta t}$$

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1.0$$

式中： I_1 、 I_2 ---- 分别表示时段始、末的河段入流量；

O_1 、 O_2 ---- 分别表示时段始、末的河段出流量；

K ---- 表示蓄量常数，具有时间因次；

x ---- 表示无因次的流量比重因子；

Δt ---- 计算时间步长。

3.7 模拟结果与分析

新安江模型的参数是具有物理意义的，因此在原则上应按其物理意义来定量，或者实测，或者经验，但是实际上并不可能做到，因为有许多站没有观测值，或者观测值的代表性不好，因此常用的办法是先按实测值或类似经验定好参数的初始值，然后用模型计算出产汇流过程，再与实测过程进行比较，作优化调试，以误差最小原则确定参数点最优值。综合考虑气象站、雨量站、水文站资料序列的起止时间，本文建立的模型重点是进行径流量的模拟预测，因此选用总量误差和相关系数来验证结果的优劣。

反映总量精度的多年径流相对误差 Er (%)：

$$Er = \frac{\bar{Q}_0 - \bar{Q}_c}{\bar{Q}_0} \quad (3-45)$$

式中： \bar{Q}_0 和 \bar{Q}_c 分别为实测和模拟多年平均径流量。

反映逐月径流过程吻合程度的模型效率系数 Ce ：

$$Ce = \frac{\sum(Q_{i,o} - \bar{Q}_0)^2 - \sum(Q_{i,c} - \bar{Q}_{i,o})^2}{(Q_{i,o} - \bar{Q}_0)^2} \quad (3-46)$$

式中： $Q_{i,o}$ 和 $Q_{i,c}$ 分别为第 i 个月实测和模拟月平均径流量。一般情况下 Er 在 $\pm 5\%$ 以内， Ce 在 0.6 以上为合格。

综合考虑气象站、雨量站、水文站资料序列的起止时间，模型选用清水河、玛多、达日、中心站等 12 个气象站 1961~2000 年的降水和气温资料；黄河沿、吉迈、玛曲、唐乃亥 4 个水文站 1961~2000 年的径流资料。本文所建立的模型由 1961~1990 年共 30 年的资料来率定模型参数，1991~2000 年的资料用于验证模型。表 3.3 所示为前 30 年的率定结果统计，图 3.11 至图 3.14 为率定阶段的逐月径流过程；表 3.4 为后 10 年的验证结果统计。图 3.15 至图 3.18 为验证阶段的逐月径流过程。从拟合图可以看出，该模型的模拟效果不是很好，模拟的洪峰值和实测的洪峰值相差很大，造成这种情况的原因是多方面的，主要可能是没有考虑冰川的作用和把冻土只是作为不透水面积，没有讨论雪线对参数的影响，整个流域都是平均的下垫面。

(注：实测值为零的年代是缺测时段)

表 3.3 黄河源 1961~1990 年率定结果

站名	实测逐月平均 (m ³ /s)	计算逐月平均 (m ³ /s)	相对误差(%)	效率系数
黄河沿	22.333	22.937	2.705	0.657
吉迈	131.095	129.146	-0.149	0.873
玛曲	469.173	471.583	0.514	0.764
唐乃亥	660.227	670.236	1.516	0.787

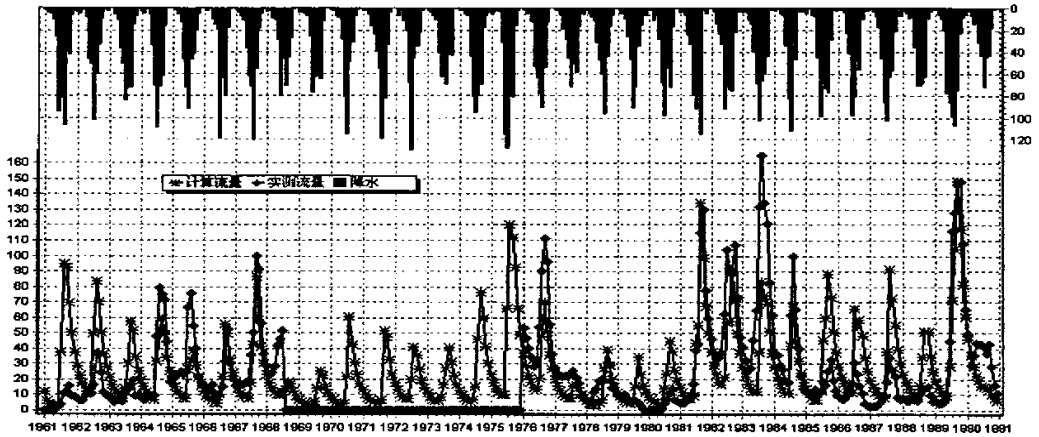


图 3.11 黄河沿站 1961~1990 逐月径流过程

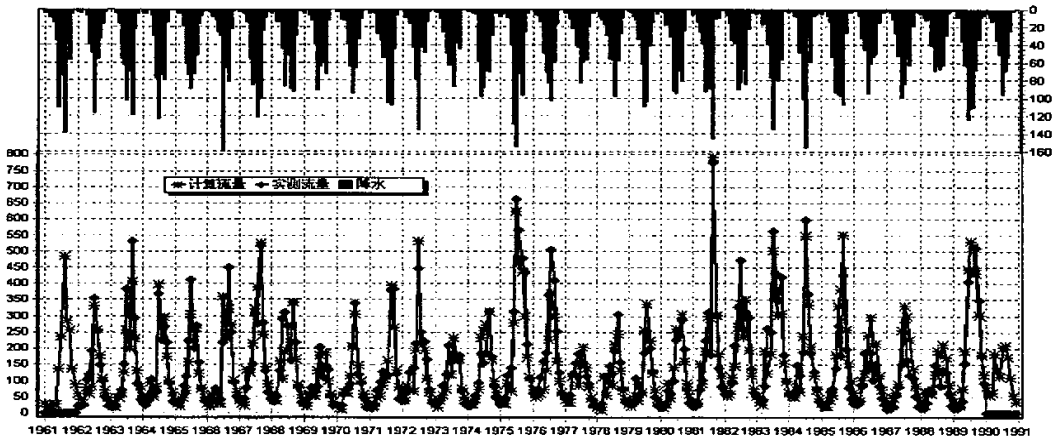


图 3.12 吉迈站 1961~1990 逐月径流过程

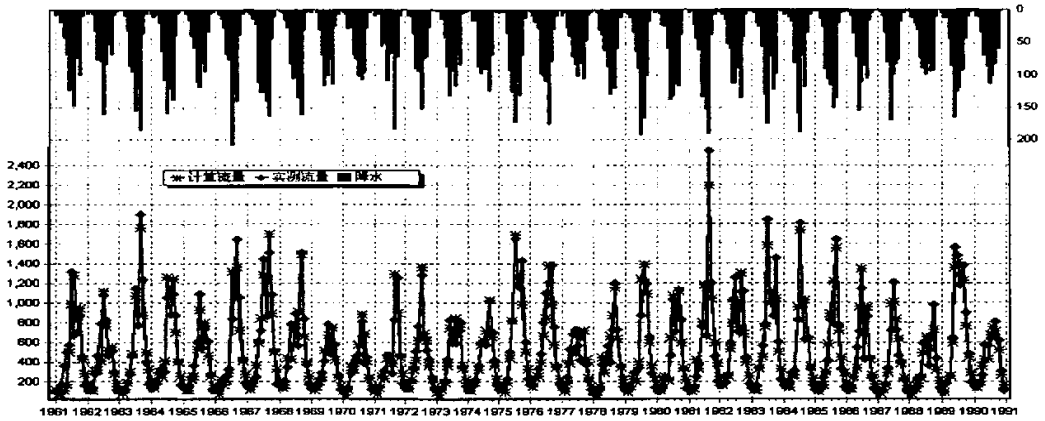


图 3.13 玛曲站 1961~1990 逐月径流过程

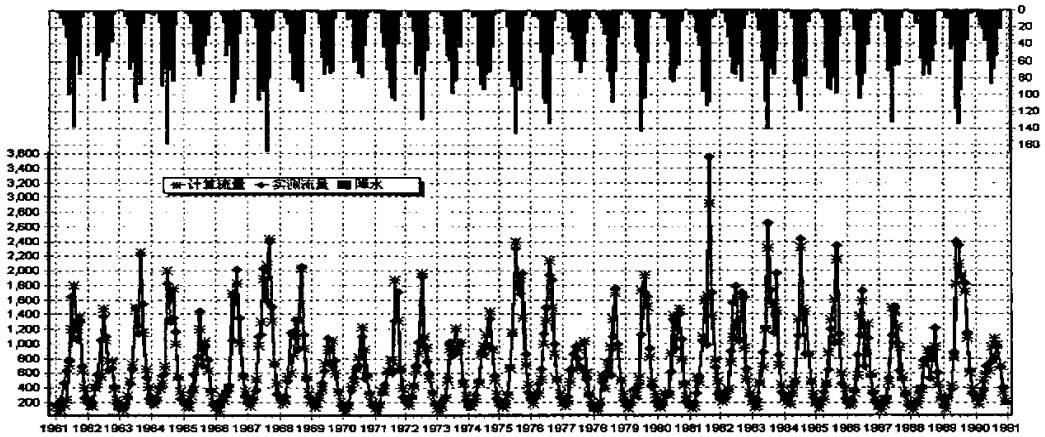


图 3.14 唐乃亥站 1961~1990 逐月径流过程

表 3.4 黄河源 1991~2000 年验证结果

站名	实测逐月平均 (m ³ /s)	计算逐月平均 (m ³ /s)	相对误差(%)	效率系数
黄河沿	12.355	11.923	-3.497	0.597
吉迈	107.540	106.001	-1.431	0.761
玛曲	399.269	400.032	0.191	0.869
唐乃亥	550.958	553.339	0.432	0.807

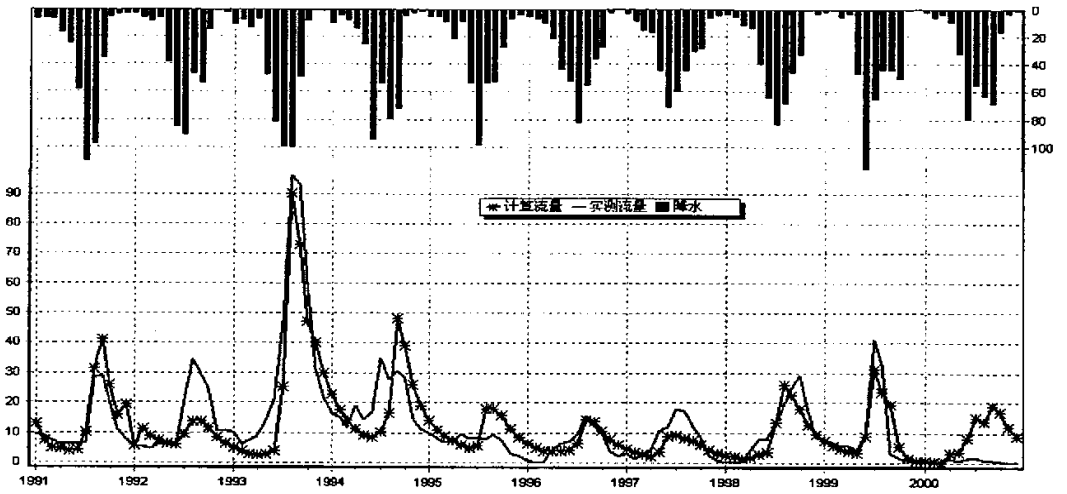


图 3.15 黄河沿站 1991~2000 逐月径流过程

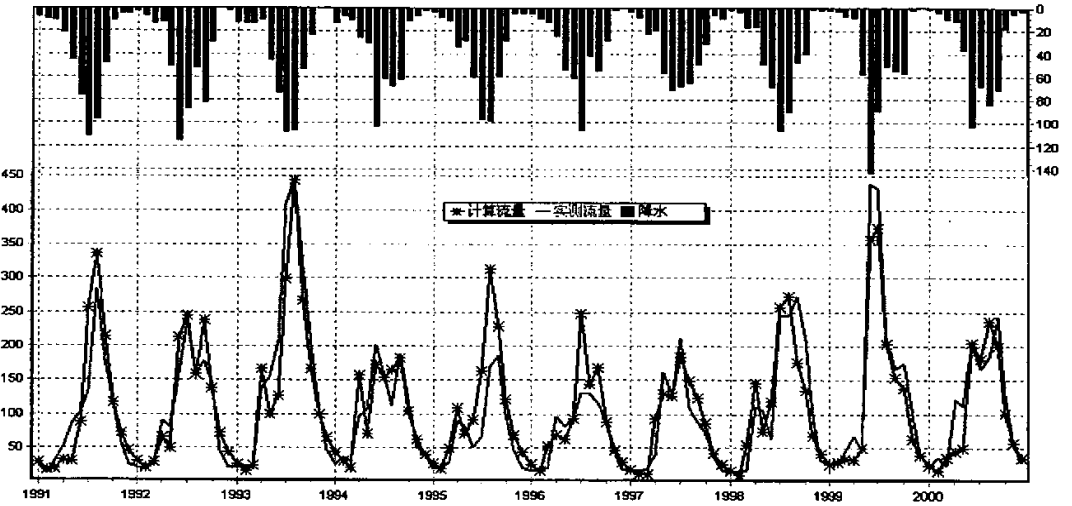


图 3.16 吉迈站 1991~2000 逐月径流过程

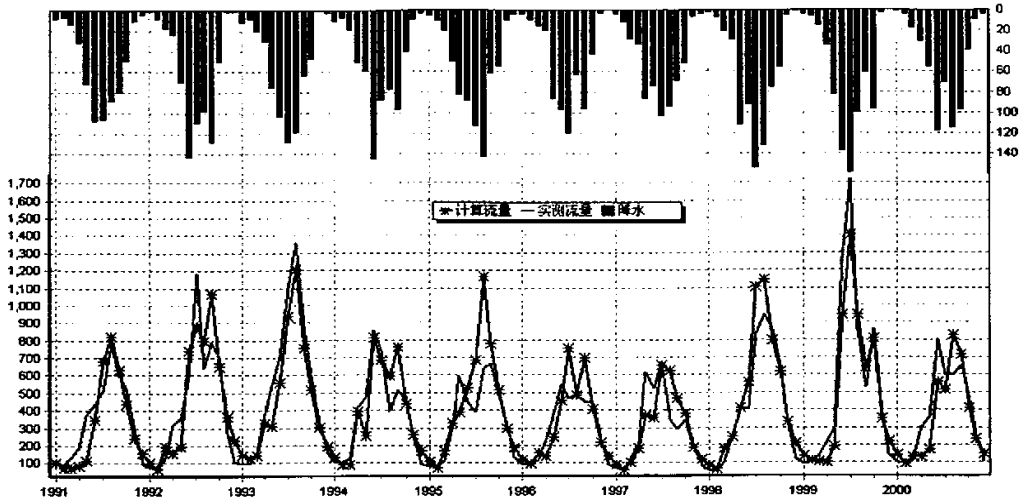


图 3.17 玛曲站 1991~2000 逐月径流过程

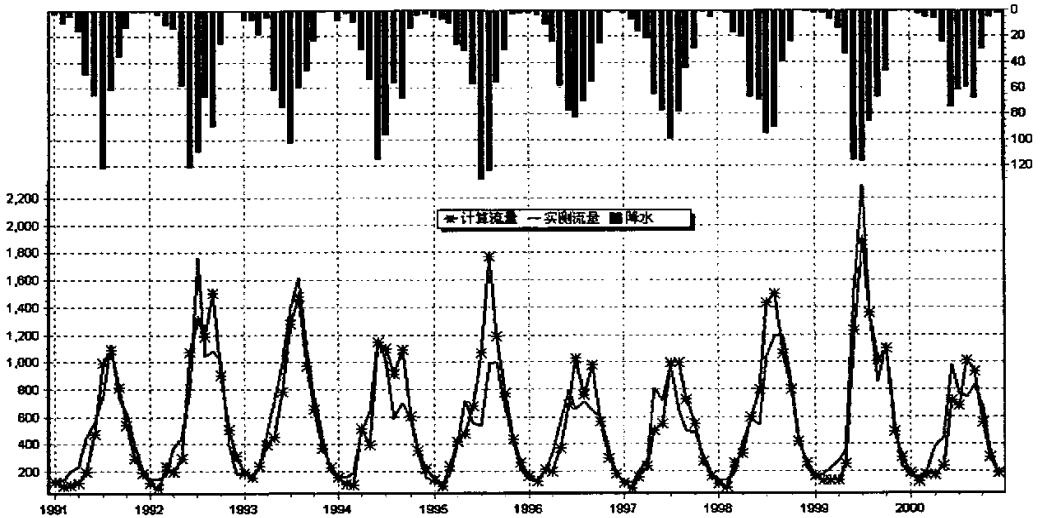


图 3.18 唐乃亥站 1991~2000 逐月径流过程

3.8 小结

在现实世界中，影响流域降雨径流形成的气候因子和下垫面因子均呈现空间分布不均状态。集总式水文模型只能模拟气候和下垫面因子空间分布的虚拟状态，仅能给出空间均化的模拟结果；而分布式水文模型能真实地为模拟现实世界的流域降雨径流形成的物理过程提供有力的工具，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。GIS 的发展和数字高程模型的应用为分布式模型提供了丰富的下垫面参数以

及计算所需要的各种参数条件。本章首先利用基于 DEM 构建的分布式新安江模型对黄河源区进行径流模拟，率定和验证结果都显示径流量计算值和实测值比较接近，除了黄河沿站以外，其他站模拟的流域出口的流量过程线通实测流量过程线起涨趋势接近，模拟效果较好。

黄河源区海拔一般都在 4000m 左右，通常情况下有大半年时间的日均气温低于 0℃。冰雪和冻土的研究是解决黄河源区流域水文模拟的关键，为了使模型能够实用且有效，本章立足于物理机制的认识之上，尽可能准确地反映出随气温的变化水文要素的性质改变和矛盾的转化。春季融雪径流也是该地区径流模拟中最困难问题之一，模型中考虑了融雪径流产流过程的损失计算。

第四章 水资源情景

从广义上说,凡是对人类有直接或间接使用价值,并能作为生产资料或生活资料的天然水体都可以称之为水资源,地球表层一切液态与固态水体均可作为水资源对待。从狭义上讲,水资源是指可以不断更新、并具有一定数量及质量可以供人类直接使用的淡水。随着气候变化模式研究的发展,近年来关于未来气候影响下的水资源研究也逐渐增多,IPCC 基于不同的气候敏感度及不同的温室气体排放情景,综合多种气候模型运算结果表明,到 21 世纪末,全球地表平均气温将增加 1.4~5.8℃,海平面上升 15~95cm^[32]。游松财^[66]等研究了在不同的未来气候变化情景下,中国的地表径流未来变化的特性:西南诸河流域、西北内陆河流域、黑龙江流域、鸭绿江流域、图门江流域、辽河及辽东半岛诸河流域、黄河流域、海河流域、滦河流域、淮河流域等的地表径流将增加;长江上游夏季径流增加,春季径流减少,下游的夏季及秋季径流将减少,春季径流将增加;福建、浙江及台湾的夏季径流稍微减少,但春季径流大幅度增加;珠江、广东及广西的沿海河流及海南岛的径流总体趋势是增加,但是基于有些气候情景模拟的结果显示这些地区的夏季径流将减少。

本章利用率定和验证后的分布式水文模型,以 GCMs 模拟的气温和降水作为输入资料,计算未来流域径流深和出口断面流量,来分析水资源的变化趋势和水资源变化特性。

4.1 水资源变化趋势

由于 GCMs 在其网格点尺度上输出的结果对于模拟水文过程太粗,因此在输入水文模型之前还要有一个递降尺度模型,将 GCM 网格上的平均降水量通过内插或随机模型解集到适合描写水文过程的次网格上。这样就可能引进一些虚假的量而夸大或缩小面平均降水量,由此资料模拟的径流也存在很大的不确定性,所以本文只对未来的径流变化趋势做一个定性的研究。图 4.1 至图 4.8 是以 1961 年~2000 年的水量为基准,得出未来 100 年水量的变化趋势。从这些图中可以明显的看到,除了黄河沿区间有些模式存在上升趋势外,其他的三个区间都呈现下降趋势,吉迈和玛曲区间的下降幅度几乎都达到 35%;CCSR 和 HADL 模式的结果下降趋势最为明显。

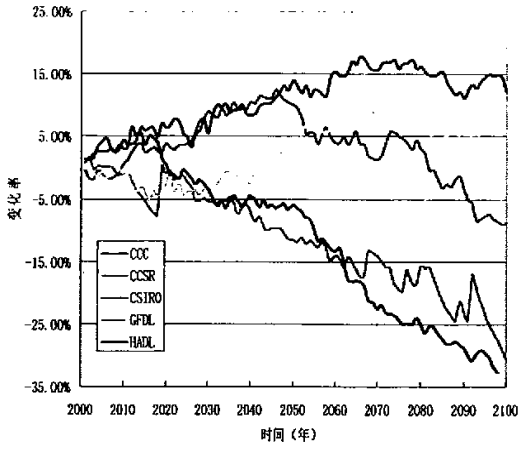


图 4.1 黄河沿区间 A2 情景水资源趋势

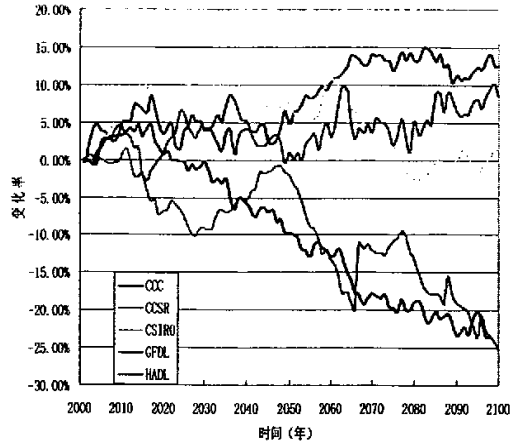


图 4.2 黄河沿区间 B2 情景水资源趋势

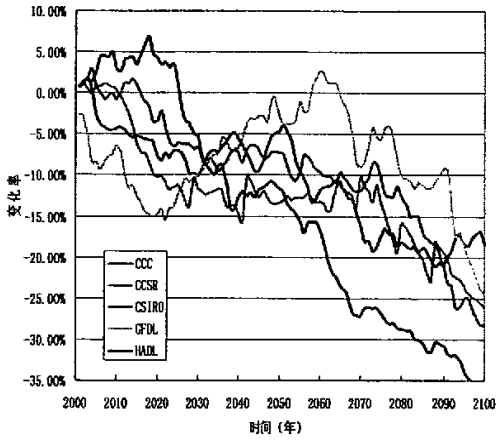


图 4.3 吉迈区间 A2 情景水资源趋势

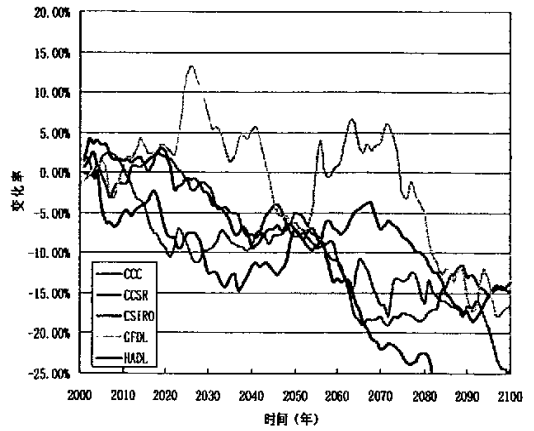


图 4.4 吉迈区间 B2 情景水资源趋势

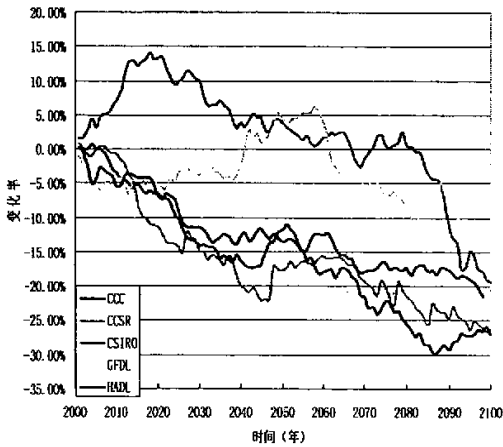


图 4.5 玛曲区间 A2 情景水资源趋势

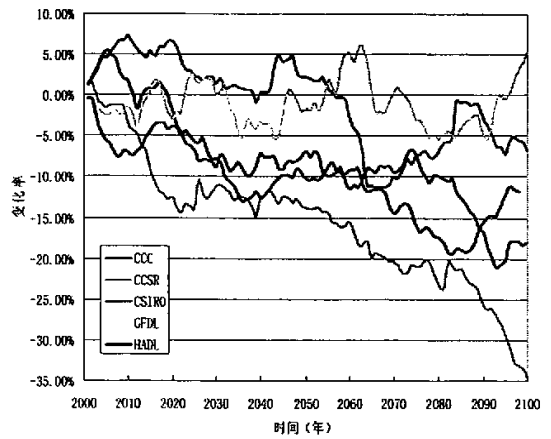


图 4.6 玛曲区间 B2 情景水资源趋势

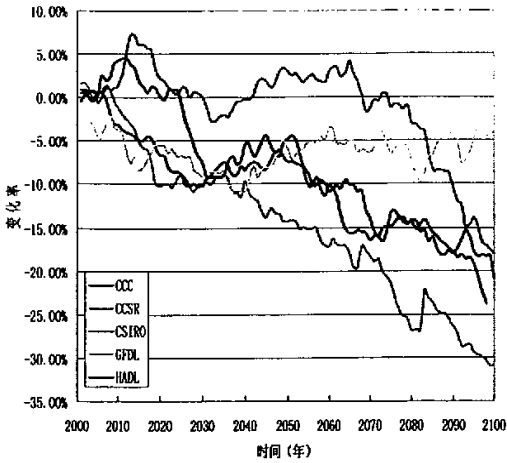


图 4.7 唐乃亥区间 A2 情景水资源趋势

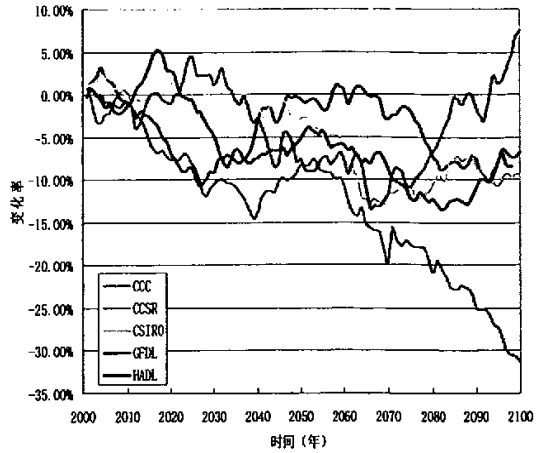


图 4.8 唐乃亥区间 B2 情景水资源趋势

4.2 水资源对气候变化的敏感性分析

天然径流对气候变化的敏感性是指一个或几个气候变量（如气温、降水等）的较小变化对天然径流产生的放大效应。如果某一流域的气候变幅较小，而它对水文水资源产生的放大效应很大，则称这一水文水资源系统对气候变化的反应敏感。敏感性是反应水资源系统对气候变化适应能力的一项重要指标，敏感性研究可提供气候变化影响的重要信息，对于揭示不同流域水文要素响应气候变化的机理和差异有一定的作用。

由于气候因子（如降水、气温等）与水文要素（径流）之间非线性的复杂关系，在不同气候或不同下垫面条件下，同样的气候变化情景往往对水文要素产生不同的影响，或者在同一气候区，虽然其气候均值不变，但时空分布和强度发生变化时，水文水资源要素亦可有不同的反映。因此，水资源对气候变化的敏感性研究是十分复杂的，它涉及对气候要素均值、其时空分布以及强度变化等多方面的水文响应。

4.2.1 径流对气温的敏感性分析

共设计了 4 种气温增量情景，变化值分别为： -0.5°C 、 $+0.5^{\circ}\text{C}$ 、 $+1^{\circ}\text{C}$ 和 $+1.5^{\circ}\text{C}$ ，对每一种情景，计算出不同气候情景所对应的年径流量，进而推算出气温变化对径流量的影响。计算结果见表 4.1 至 4.4。

表 4.1 黄河沿区间气温增量情景下径流的相对变化 (单位: %)

ΔT	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-0.5	+4.7	+4.5	+4.7	+4.2	+5.8	+12.1	+10.2	+8.9	+5.6	+4.1	+4.5	+5.0
+0.5	-3.8	-3.8	-3.5	-3.3	-4.9	-10.3	-10.9	-5.4	-5.1	-3.7	-2.8	-4.3
+1.0	-5.3	-5.3	-5.5	-4.3	-11.7	-15.8	-16.4	-12.9	-6.7	-4.6	-5.3	-5.6
+1.5	-9.2	-9.1	-8.9	-10.2	-16.7	-21.6	-23.3	-14.7	-11.5	-8.8	-8.7	-8.7

表 4.2 吉迈区间气温增量情景下径流的相对变化 (单位: %)

ΔT	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-0.5	+1.1	-0.2	+0.8	+8.7	+8.3	+5.2	+3.8	+2.8	+0.5	+0.8	-0.3	+1.2
+0.5	-1.3	-0.1	+1.5	-10.3	-7.1	-4.1	-4.7	-3.1	-2.1	-0.6	-1.2	-1.8
+1.0	-2.1	+1.3	-0.1	-18.6	-10.6	-5.9	-16.2	-3.0	-3.3	-1.2	-2.2	-1.5
+1.5	-2.9	-0.8	+2.6	-25.9	-18.7	-21.5	-23.4	-9.2	-3.2	-3.4	-2.3	-3.1

表 4.3 玛曲区间气温增量情景下径流的相对变化 (单位: %)

ΔT	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-0.5	+3.2	-1.9	-1.2	+4.7	+18.4	+10.3	+5.6	+2.4	+2.2	+1.6	+0.7	+2.1
+0.5	-1.5	-0.8	-6.3	-6.5	-20.2	-9.3	-4.6	-3.1	-1.3	-2.3	-0.2	-1.3
+1.0	-2.6	+1.5	+18.5	-14.3	-26.8	-15.6	-7.5	-5.6	-4.1	-3.1	-1.8	-2.9
+1.5	-3.7	+3.8	+26.9	-22.6	-37.2	-21.7	-11.8	-7.3	-5.5	-4.9	-3.9	-4.4

表 4.4 唐乃亥区间气温增量情景下径流的相对变化 (单位: %)

ΔT	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-0.5	+1.7	-0.6	+1.2	+13.2	+8.6	+8.6	+1.9	+1.2	+0.8	+3.1	+1.6	+3.7
+0.5	-1.2	+0.8	-0.6	-11.9	-6.2	-5.1	-2.1	-0.9	-2.1	-0.9	-2.3	-2.9
+1.0	-1.9	+1.9	+3.1	-23.6	-18.3	-9.5	-4.2	-2.9	-4.2	-2.2	-2.9	-5.3
+1.5	-3.7	+5.1	-10.2	-37.1	-26.9	-11.6	-6.6	-4.2	-3.9	-3.9	-4.1	-6.3

由表 4.1 至表 4.4 可以看出, 温度变化对径流影响的一般规律是: 温度升高则径流减小, 反之增加。在温度变化相同幅度时, 径流的相对变化量并不一致。从地区上来比较, 黄河沿区间对气温的变化最为敏感, 几乎是其他站的两倍, 这可能是因为上游湖泊、沼泽等水面比例相对较大的缘故。

另外就是 2、3 月份的敏感性有时和总趋势相反, 从表中也可以看出, 除了黄河沿以

外的其他三个流域都有这种情况，当然计算时是存在一定误差的，但主要还是融冰（雪）的补给量变化大于蒸发量所致，气温升高冰川积雪消融，固体形态降水减少，短期内这可使径流量增加，但是随着时间的推移，冰川变薄后退加速，到达某种程度即临界年时冰川面积缩减，损失的消融量超过气温升高所增加的面上消融量时，冰川融水径流量随着下降，迅速降至升温前的融水径流初始值，最后将因冰川的消亡，冰川融水径流停止。总之这种和总趋势相反的敏感性是短暂的。

从年内的分布来看，3~7月的径流对温度的变化反映更加剧烈，这意味着，对于未来气温变化的研究，气温增幅在年内的分布变化非常重要。

4.2.2 径流对降水的敏感性分析

对降水也设计了4种降水增量情景，变化量分别为： $\pm 10\%$ 、 $\pm 5\%$ ，对每一种降水变化情景，计算出不同气候情景所对应的年径流量，进而推算出降水变化对径流量的影响。计算结果见表4.5~4.8。

表 4.5 黄河沿区间降水增量情景下径流的相对变化（单位：%）

ΔP	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-10	-42.3	-41.5	-46.3	-46.6	-46.2	-50.1	-49.2	-51.3	-47.2	-47.9	-47.9	-47.6
-5	-26.9	-25.1	-25.2	-25.3	-22.9	-22.7	-29.3	-27.6	-22.1	-22.2	-22.1	-22.3
+5	+27.1	+23.5	+27.1	+27.1	+24.1	+26.9	+30.8	+31.5	+29.0	+28.6	+28.8	+29.1
+10	+58.3	+53.6	+56.2	+55.2	+58.6	+59.2	+66.9	+59.9	+55.7	+57.7	+56.3	+56.9

表 4.6 吉迈区间降水增量情景下径流的相对变化（单位：%）

ΔP	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-10	-19.1	-20.9	-16.3	-19.2	-18.6	-16.7	-16.3	-19.2	-16.6	-19.9	-20.3	-20.2
-5	-11.9	+10.4	-8.1	-10.3	-11.0	-10.2	-9.3	-8.7	-8.9	-11.2	-11.2	-11.1
+5	+9.6	+10.6	+9.3	+9.7	+14.4	+9.4	+9.4	+10.5	+11.0	+12.3	+10.9	+10.8
+10	+22.8	+21.5	+17.6	+19.3	+17.5	+22.9	+21.3	+19.1	+20.7	+23.5	+20.7	+21.7

表 4.7 黄河沿区间降水增量情景下径流的相对变化 (单位: %)

ΔP	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-10	-24.1	-24.2	-19.5	-20.1	-22.6	-24.7	-20.6	-23.7	-23.5	-23.4	-23.6	-23.4
-5	-12.3	-12.1	-9.8	-10.0	-11.3	-12.5	-11.3	-11.4	-11.7	-12.6	-11.3	-11.1
+5	+13.4	+12.9	+11.0	+10.2	+12.8	+12.9	+12.1	+11.6	+12.1	+11.8	+12.1	+11.2
+10	+25.0	+23.7	+21.4	+20.5	+24.2	+24.1	+22.7	+23.5	+23.0	+25.1	+25.3	+22.0

表 4.8 唐乃亥区间降水增量情景下径流的相对变化 (单位: %)

ΔP	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
-10	-18.7	-20.3	-18.6	-19.0	-21.0	-21.7	-20.5	-19.2	-17.6	-18.7	-18.9	-19.0
-5	-10.3	-11.5	-9.3	-10.5	-10.7	-11.0	-11.1	-9.9	-8.8	-9.3	-9.7	-10.9
+5	+11.6	+10.2	+10.1	+9.7	+13.3	+12.9	+10.3	+10.3	+11.7	+10.5	+11.2	+10.8
+10	+18.8	+18.0	+21.4	+22.1	+25.9	+24.6	+23.8	+22.5	+20.9	+20.4	+21.0	+20.1

上述结果表明: 总体上看径流随降水的增加而递增, 和气温相比降水对径流的影响较为明显; 降水变化相同幅度时, 径流的相对变化量并不一致。

从地区上来比较, 上游的黄河沿区间对降水的变化相对最为敏感, 几乎是黄河源区平均水平的两倍。可能是因为上游湖泊、沼泽等水面比例相对较大的缘故。从年内的分布来看, 不同月份对降水量的敏感程度基本相同。

4.3 径流变化特性

河川径流的分配特征与特定的径流补给条件关系密切。在气候变化以及人类活动的影响下, 径流的分配特性也发生着相应的变化, 直接影响水资源的开发利用以及生态系统的健康。径流的变化通常包含“量”和“结构”的变化。前者通常是指径流总量、流量等数值上的变化。而后者则注重从径流过程线的“形状”上进行分析, 它反映不同时段内径流的比例^[67]。

4.3.1 年内不均匀性

河川径流的年内分配是不均匀的, 不同的河流及同一河流的不同年份, 径流年内分配的不均匀程度不同, 这一径流变化特征直接影响着水利工程的规模与水资源的合理配置。同其他径流特征如极限水位干旱历时、旱涝规律、枯水径流变化规律及其定量方法

一样，河川径流的年内分配也是水文学研究的重要内容^[68]。径流年内分配特征的标度有多种不同方法，通常使用较多的有各月（或季）占年径流的百分比数、汛期～非汛期占年径流的百分比数等。除了上述方法之外，为了进一步定量分析水循环的变化，还有年内不均匀系数、集中度（期）以及变化幅度等不同指标。可以从不同角度分析径流年内分配特征的变化规律^[67]。本文用径流年内分配不均匀系数 C_v 来衡量径流年内分配的不均匀性。径流年内分配不均匀系数 C_v 的计算公式如下：

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{R}}, \quad \sigma = \sqrt{\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (R_i - \bar{R})^2}, \quad \bar{R} = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} R_i \quad (4-1)$$

式中， R_i 为年内各月径流量， \bar{R} 为年内月平均径流量。 C_v 值越大即表明年内各月径流量相差悬殊，径流年内分配越不均匀。

以 1961~2000 年的多年平均 C_v 值为基准值，计算 2001 年以后径流的 C_v ，然后与基准值作比较，比较结果见图 5.9、5.10。图中显示：在 2040 年以前，两种情景 C_v 的变化幅度最大为 6%，2040 年以后除了 A2 情景中的 CCSR 和 CSIRO 模式结果和 B2 情景中的 GFDL 模式结果以外，其他的 C_v 明显减小。由此可知，未来的气候变化将引起径流年内分配的变化，造成这种变化的原因主要有两个方面：一是由于温度的升高，冬季的冰雪融化量增加，冬季径流量也随之增大；而夏季由于温度升高蒸发量变大，就会引起径流量减小，这也是气候变化中越来越引起大家关注的焦点问题之一。

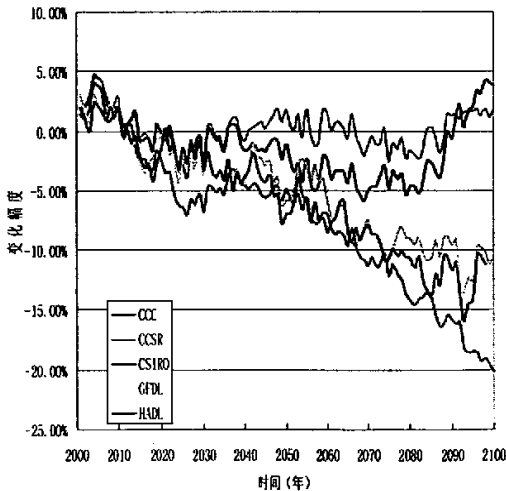


图 4.9 黄河源区 A2 情景 C_v 值变化趋势

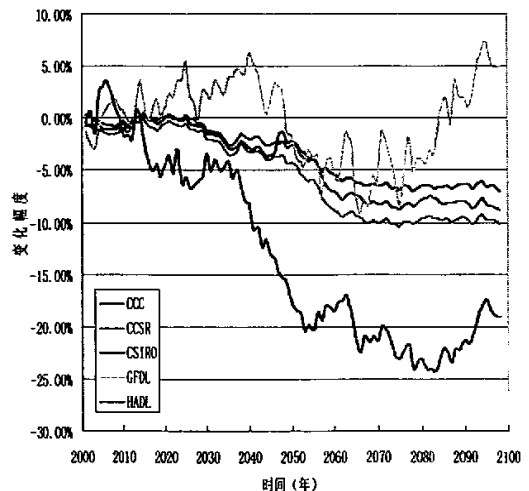


图 4.10 黄河源区 B2 情景 C_v 值变化趋势

4.3.2 集中程度和集中期

集中度和集中期的原理是将各月径流量作为向量看待，月径流量的大小为向量的长度，所处的月份为向量的方向。集中度是指各月径流量按月以向量方式累加后的合成量占年径流量的百分数，用 C_d 表示。其意义是反映了径流量在年内的集中程度，当集中度为 100% 时是最大极限值，表明某站集水面积以上的全年径流量集中在 1 个月内；当集中度为 0% 时是最小极限值，表明全年的径流量平均地分配在 12 个月份中，即每个月的径流量占全年径流量的 8.3%。集中期是指向量合成后的方位，用 D 表示，反映全年径流量集中的重心所出现的月份^[69]。集中度和集中期的计算方法有图解法和分析计算法，但两者的结果是相同的。图解法虽然直观，但工作量较大，分析计算法更便于计算机实现。集中度的计算公式为：

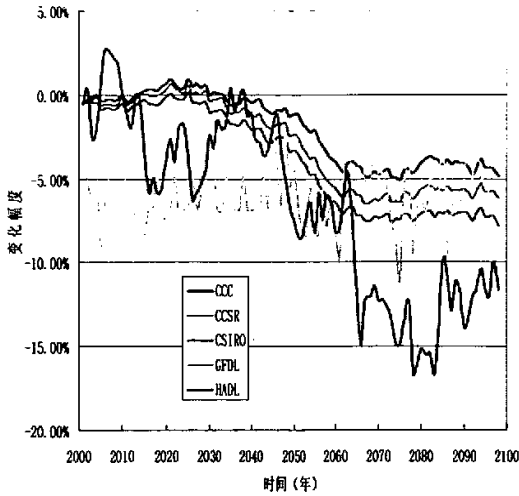
$$C_d = \frac{R}{W} = \frac{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^{12} r_i \sin \theta_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^{12} r_i \cos \theta_i\right)^2}}{\sum_{i=1}^{12} r_i} \quad (4-2)$$

式中， r_i 为第 i 月的径流深 (mm)； θ_i 为第 i 月所占的角度，总计 360° ，每月近似 30° 。集中期的计算公式为：

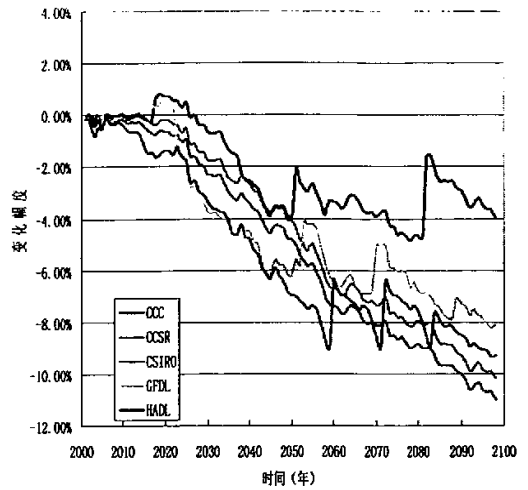
$$R_x = \sum x_i \sin \theta_i ; R_y = \sum x_i \cos \theta_i ; D = \tan^{-1} \left(\frac{R_x}{R_y} \right) \quad (4-3)$$

式中 R_x 、 R_y 分别为合成量的水平和垂直分量 (mm)。

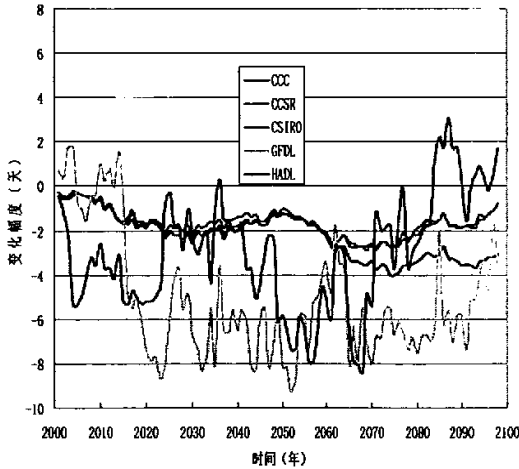
以 1961~2000 年的多年平均 C_d 值和 D 值为基准值，把 2001 年以后计算径流的 C_d 值和 D 值与基准值比较得到相对变化量，计算结果见图 5.11~5.14。图中显示，2030 年以前除了 A2 情景中 GFDL 和 HADL 的模式结果，其他的 C_d 和基准之基本上持平，随后的时间 C_d 值呈现明显的下降趋势；集中度的变化没有明显的上升或下降趋势，总体变化是略显提前，A2 情景下变化最大的 HADL 的模式结果在 60~90 年代期间集中期会提前 9 天，而 B2 情景下最多也就是提前 4 天。



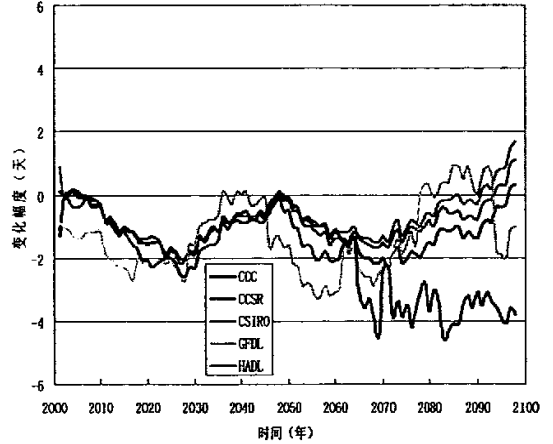
4.11 黄河源区 A2 情景 Cd 值变化趋势



4.12 黄河源区 B2 情景 Cd 值变化趋势



4.13 黄河源区 A2 情景 D 值变化趋势



4.14 黄河源区 B2 情景 D 值变化趋势

4.3.3 变化幅度

径流变化幅度的大小对于水利调节和水生生物的生长繁殖都有重要的影响。变化幅度过大，水资源的开发利用难度相应增加，水利调节的力度就必须相应地加强。另一方面，河川径流形势适当的变化幅度是一些水生生物重要的生存条件，过于平稳或者过于激烈的变化则可能导致水生生物环境的破坏，威胁生态安全。可以用绝对变化幅度和相对变化幅度来衡量径流的年内变化。

以 1961~2000 年的多年平均绝对变化幅度值为基准值，把 2001 年以后的计算的绝对变化幅度与基准值比较得到相对变化量，见图 5.10~5.16。图中显示，两种情景下在

21 世纪初的绝对变化幅度都没有很明显的变化，从 2020 年以后绝对变化幅度呈现明显的降低趋势。

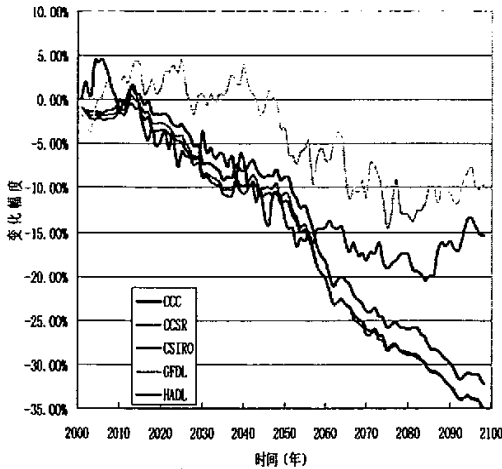


图 4.15 黄河源区 A2 情景绝对变化幅度趋势

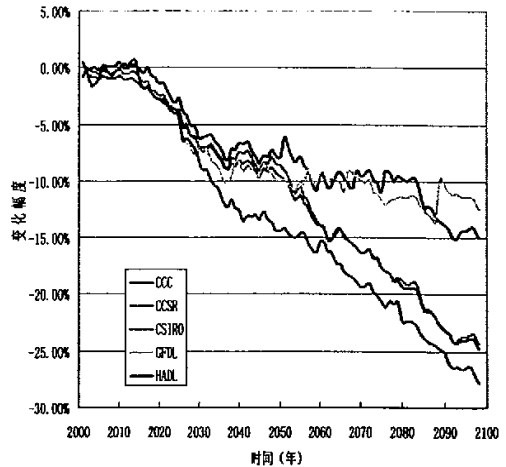


图 4.16 黄河源区 B2 情景绝对变化幅度趋势

4.4 黄河源头断流分析

1972 年 4 月 23 日，黄河首次出现断流现象。从时间上看，在 1972 年至 1998 年的 27 年中，黄河下游共有 21 年发生断流。平均 5 年有 4 年断流，21 年中累计断流 84 次，共计 1045 天，年平均断流约 50 天，1997 年突破历史最高记录，连续断流 132 天。特别值得注意的是，进入 90 年代后，黄河年年断流^[70]。在黄河下游频繁断流的同时，黄河源头出现的断流也引起了全社会的关注，据黄河沿水文站观测记录及参考相关资料可知，自 1960 年以来，黄河源头发生断流的时间有：1961 年 1 月、2 月，1980 年 1 月、2 月，1996 年 2 月，1998 年 1 月、2 月，1998 年 10 月至 1999 年 6 月 3 日，1999 年 12 月至 2000 年 3 月，2000 年 12 月至 2001 年 3 月，其中除了 1998 年 10 月 20 日至 1999 年 6 月 3 日断流发生在扎陵湖与鄂陵湖之间河段外，其他几次断流均发生在黄河沿河段^[71]。从上述情况看，已经连续 3 次出现跨年度断流。

黄河源区断流具有如下特点：断流现象多发生在源区最寒冷的 12 月~翌年 2 月；断流发生年份多为枯水年份与干旱年份，同时有沙化加剧、湖泊及沼泽湿地萎缩、植被退化、湖泊与沼泽湿地等主要水源涵养体功能降低等现象发生。

黄河源区断流引起的主要危害有：“两湖”入湖水量减少，“两湖”萎缩，改变了局部小气候环境与环湖生态环境；加剧了黄河上游来水、产水减少，造成中、下游工农业生产及人民生活用水减少；对河道冲淤及防洪带来严重影响；也严重影响黄河流域的

生态环境。

黄河源区的断流既有自然因素也有人为因素，自然因素主要指降水、气候等因素；人为因素主要指超载放牧、乱砍滥伐、修建水利工程等。

(1) 自然因素的影响 ① 降水量偏少。黄河源区径流的基本来源是大气降水。降水量的大小对是否断流产生直接影响。分析以前的断流容易发现，每次断流都是发生在枯水年份的冬春季。②气候偏暖，蒸发损失水量增大。断流一般都发生在气温较高的年份，气温升高造成蒸发损失水量增大，加重了有限水资源的短缺程度。20世纪发生的几次断流几乎均在冬春季节，是因为土壤水因秋冬气温下降而逐步冻结，河道径流和进湖水量随之减少，特别是气温最低的1月和2月份，土壤冻结最深，河道冰盖最厚，有时形成连底冻，进湖水量最少，径流减少最多，最容易在此时期断流。

(2) 人为因素的影响 ①生态环境恶化。早期黄河源区人烟稀少，生态环境受人类活动的影响很小，主要受自然因素的影响，随着经济的发展和人口的增多，乱砍滥伐、超载放牧等一系列破坏生态环境的人类活动也逐渐增多。②水利工程的影响。近年来黄河源区修建的拦水坝、小水电工程不断增加，导致有限的水资源不断减少。

4.5 小结

黄河源区的气温增加在某些地区会增加特定时刻的水资源，主要是指存在冰川补给的地区和以融雪径流为主的春季，如果考虑到冰川储量的变化，模拟的效果会有改善，但是问题将变得更为复杂。

由于 GCM 温度预测被认为比降水更为可信，因此未来气候变化中气温变率的年内分布非常重要，这一因素考虑与否将对结果产生很大影响；通过对水资源变化特性的分析得出，除年径流量发生变化外，径流年内分配亦发生变化。

第五章 结论与展望

5.1 结论

气候变化必然引起全球水资源的变化, 导致水资源在时间空间上的重新分配和数量的改变, 从而进一步影响地球的生态环境和人类社会的方方面面。研究气候变化对水文水资源的影响, 对未来水资源的开发利用, 社会、经济和环境可持续发展等具有重大的理论意义和实际价值。

本论文在广泛阅读了国内外有关文献的基础上, 归纳总结得出, 由于未来气候变化问题不确定性因素太多, 各种 GCMs 模型提供的气候变化预测结果的不确定性很大, 有的结果甚至和实测值完全相反。在现有的气候变化对水资源供需影响研究中, 尚未涉及水资源的功能、运行、作用以及采纳对策执行者的综合实力, 因此预测的结果缺乏具体的指导和可操作性。再者, 关于气候变化情景, 无论取自人为给定值或 GCMs 的输出值, 都未给出这些情景发生的可能性及概率, 因此, 现有的研究成果尚不能直接用于生产实践。尽管如此, 以上的研究还是具有很好的参考价值, 它告诉我们, 在进行水资源规划、开发、利用、管理和保护时需要考虑气候变化的影响。

针对黄河源区的气候变化特点, 本文深入探讨了该区域未来 100 年的气候变化趋势以及对水资源的影响。分析得出, 黄河源区未来气温的总体变化趋势与全国、全球有类似之处, 呈现持续的变暖趋势。造成气候变暖的原因不仅仅是 CO₂ 的温室效应, 其原因是多方面的; 人为因素就是其中一个重要的方面, 即“热污染”现象。相对于气温平稳持续的变化, 降水差异较大, 分布不均, 不同年代之间降水变化也存在一定的差异。

以新安江模型为基础, 建立了分辨率为 1km 网格化的分布式水文模型, 并对黄河源区的水资源进行模拟, 模拟结果表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, 完成了水文模型数字化。应用网格化分布式水文模型, 进行了气候变异对黄河源区水文水资源的影响研究。分析结果表明: ①未来 100 年黄河源区径流呈现一定程度的下降, 这不仅仅和降水有关, 还和温度升高引起的蒸发变大有密切的关系; ②未来的全球变暖将导致黄河源区高寒地区冰川萎缩, 以冰川补给为主的河川径流也将随之逐渐减少; ③从不均匀系数和集中度的变化可

以看出径流的年内分配也在发生变化；④黄河源区的断流促使该地区的生态环境恶化，直接导致草场退化、下垫面沙漠化，水土流失加剧，河流湖泊淤积，从而又加重河道断流，形成恶性循环。

5.2 问题与展望

本文对黄河源区气候变化及其对水资源影响的系统研究中很多环节还是初次涉及，模拟的深度也不够，仍需继续做进一步的研究。

(1) 研究过程中采用的降水和气温资料都是 GCMs 的模拟结果，GCMs 本身对区域气候的模拟就存在很大的不确定性，对一些重要物理过程的处理还相当粗糙，空间分辨率太低，只能提供大尺度范围的结果，因此 GCMs 的网格分辨率和水文模型的网格分辨率之间的关系是目前亟待解决的一个问题。

(2) 目前气候变化及其对水资源的影响研究是初步的，本文的研究方法仍是单向的，气候模型和水文模型独立地运行，GCM 与水文模型各自对水量平衡进行演算，没有考虑气候与水文过程之间的双向交互作用。由于二者对陆面参数的处理和取值不同，它们不能共享对边界层物理过程模拟的结果，水文模型既不能实时地利用大气强迫改进土壤水和蒸发的计算以提高其模拟精度，GCM 模型也不能借鉴水文模拟的结果并用实测径流资料实时地验证其对路面过程的模拟精度，这些都是有待进一步探讨的问题。

(3) 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。

(4) 目前的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，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。

(5) 融雪是本文水文模型研究的一个重要内容，积雪的分布要比填注复杂，积雪具有液态水流向洼地的属性，但也有固体的属性和易于移动的属性。它的流动除冰川以上的积雪产生雪崩情况外一般主要是在外力的作用下才会发生。因此解决积雪分布的不均匀性是融雪模型面临的问题。

(6) 存在季节性冻土是黄河源区下垫面的一大特征，也是流域产汇流特性不稳定的

重要因素，虽然模型模拟了冻土的作用，但只是假定冻土是不透水的，显然这是一种近似处理，冻土的厚度随气温的变化对包气带及产流机制的影响也需要做进一步的研究。

随着观测技术和计算机的迅速发展，人类对全球气候和区域气候变化事实的了解和规律的认识将进一步提高，全球气候模拟合区域气候模拟及预测能力将进一步增加，气候影响模式和方法将进一步完善。未来人类对气候的形成、变化以及自然和人为因素对气候的作用和气候对人类和环境的影响的认识将更全面、更深刻。气候变化及其影响研究定能为国民经济建设和社会经济可持续发展做出积极贡献^[72]。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。

参考文献

- [1] 孙成权, 高峰, 曲建升, 全球气候变化的新认识—IPCC 第三次气候变化评价报告概览, 自然杂志, 2002, 24 (2), 114~123.
- [2] 刘国华, 傅伯杰. 全球气候变化对森林生态系统的影响[J]. 自然资源学报, 2001, 16 (1), 71~77.
- [3] Kerr R A. Greenhouse skeptic out in the cold[J]. Science, 1989, 246: 1118~1119.
- [4] Gate D M. Climate Change and Its Biological Consequences[M]. Sunderland, MA: Sinaue Associate, 1993, 45~87.
- [5] 李树德. 水资源问题. 科学中国人, 1997, 8: 17~22.
- [6] Frederick K D, Major D C, Stakhiv E Z. Introduction (J). Climatic Change, 1997, 37: 1~5.
- [7] Frederick K D, Major D C, Climate change and water resources (J). Climatic Change, 1997, 37: 7~23.
- [8] Nigel W A. Climate change and water resources in Britain (J). Climatic Change, 1998, 39: 83~110.
- [9] Miller KA, Rhodes SL, Macdonnell L J. Water allocation in a change climate: Institutions and adaptation (J). Climatic Change, 1997, 35: 157~177.
- [10] 李克让. 全球气候变化及其影响研究进展和未来展望. 地理学报, 1996 年, 51 卷增刊. 1~14.
- [11] 邓慧平、吴正方、唐来华. 气候变化对水文和水资源影响研究综述. 地理学报, 1996 年, 51 卷增刊. 161~170.
- [12] 杨朝飞, 黄河断流的生态思考 [A], 国家环境保护自然保护司, 黄河断流与流域可持续发展—黄河生态环境影响及对策研讨会论文集 [C]. 北京: 中国环境科学出版社, 1997, 1~10.
- [13] 席家治, 黄河水资源 [M]. 郑州: 黄河出版社. 1997, 259~346.
- [14] 刘迎春, 江河源区生态环境与可持续发展 [A], 中国青藏高原研究会编, 青海资源环境与发展文集 [C]. 北京: 气象出版社, 1996, 91~94.
- [15] 田国良, 黄河流域典型地区遥感动态研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1995, 1~11.
- [16] Kenneth Df. and David. CM. Climate Change and Water Resource. Climate Change, 1997, 37(1), 7~23.
- [17] Gleick P.H. Climate Change, Hydrology and Resources. Reviews of Geophysics. 1989, 27 (3): 329~344
- [18] Houghton JH. edal. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment, Cambridge Uni. press. 1992.
- [19] Management team of <<Country Study Program>> Guideline of Country Study Program, 1994.
- [20] US National Academy of Science Climate Climatic Change and Water Supply. Washington D C.: National Academy Press, 1977.
- [21] WMO, Water resources and climatic change: sensitivity of water resources to climate

change and variability. Geneva: wmo, 1987.

- [22] 刘春霖, 气候变化对我国水文水资源的可能影响. 水科学进展, 1997, 8 (3): 220~225.
- [23] 戴君虎, 晏磊. 温室效应及全球变暖. 世界环境, 2001 (4), 18~22.
- [24] 游松财, 全球气候变化对中国未来地表径流的影响. 第四纪研究, 2002 (22).
- [25] 江涛, 陈永勤, 陈俊合, 陈喜. 未来气候变化对我国水文水资源的影响研究. 中山大学学报, 2000, 39 (增刊): 151~157.
- [26] 吴金栋, 王馥棠, 气候变化情景生成技术研究综述, 气象 24(2), 3~9.
- [27] 徐春堂, 郭桂芝, 气候变化的趋势、原因、影响及对策. 枣庄师专学报, 2000 (17), 77~82.
- [28] 周永珍, 未来气候的变化分析. 临沂师专学报, 1994 (5), 45~46.
- [29] 王双银, 宋松柏, 彭莉, 史宝利, 冯家山水库入库径流特性研究. 干旱地区农业研究, 2002, 20 (1): 88~91.
- [30] Gleick PH. Climate change, hydrology and water resources [J]. Reviews of Geophysics, 27(3):329~344.
- [31] IPCC, 第二次气候变化科学评估报告, 1995.
- [32] IPCC, Climate Change 2001:The Scientific Basis, Cambridge University Press, 2001, 10.
- [34] 赵宗慈, 丁一汇, 徐影. 人类活动对 20 世纪中国西北地区气候变化影响检测和 21 世纪预测 (J), 气候与环境研究, 2003, 8 (1): 26~34.
- [35] 林永辉, 气候变化及其预测, 国外科技动态, 2000(4), 9~12.
- [36] Spelman, M. J and S. Manabe, 1984, Influence of oceanic heat transport upon the sensitivity of a model climate, J. Geophys. Res. 89,571~586
- [37] Cess, R. D. and G. L. Potter, 1988, A methodology for understanding and intercomparing at mospheric climate feedback processes in general circulation models, J. Geophys. Res. 93, 8305~8314.
- [38] IPCC, 1990, Climate Change: The IPCC Scientific Assessment, eds.: J. T. Houghton, G. J. Jenkins and J. J. Ephraums, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365pp.
- [39] 耿全震, 气候模拟与预测效果的统计学与动力学诊断分析. 应用气象学报, 1997, 8 (增刊), 164~174.
- [40] 林朝晖, 曾庆存, 气候系统及模式中反馈机制研究. 气候与环境研究, 1998, 3 (1), 1~14.
- [41] Houghton J T, Jenkins G J and Ephraums J J, Climate change. The IPCC scientific assessment, Cambridge University Press. 1990, P365.
- [42] Houghton J T, Callander B A and Varney S K. Climate change 1992. The supplementary report to the IPCC scientific assessment , Cambridge University Press. 1992 , P200.
- [43] 秦大河, 全球水循环与水资源, 北京: 气象出版社, 2003 (3).
- [44] 秦大河, 气候系统的演变及其预测, 北京: 气象出版社, 2003 (3).
- [45] 丁一汇等, 气候变化评估报告 (I): 中国气候变化的历史和未来趋势. 气候变化研究进展, 2006, 2 (1), 3~10.
- [46] 唐国利, 任国玉. 近百年中国地表气温变化趋势再分析 [J]. 气候与环境研究, 2005, 10 (4): 281~288.
- [47] 张济世, 康尔泗, 蓝永超, 等, 河西内陆河地表水与地下水转化关系及水资源利用率研究 [J]. 冰川冻土, 2001, 23 (4): 375~382.

- [48] 李丽, 郝振纯, 王加虎, 基于 DEM 的分布式水文模型在黄河三门峡一小浪底间的应用探讨, 自然科学进展, 2004 (14), 1452~1458
- [49] Lakhtakia MN, Yarnal B, White RA, et al. Simulating the river basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrologic model system [J]. Journal of Hydrology, 1999, 218: 72~91.
- [50] Fairfield J, Leymarie P, Drainage networks from grid digital elevation models, Water Resources Research, 1991, 27 (5): 709~717
- [51] Costa-Cabral M C, Burges S J, Digital elevation model networks(DEMON): A model of flow over hillslope for computation of contributing and dispersal areas, Water Resources Research, 1994, 30 (6): 1681~1692
- [52] 陈宝林, 最优化理论与算法, 北京: 清华大学出版社, 1989.
- [53] Quinn P, Beven K, Chevalier P, et al, The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models, Hydrological Processes, 1991, 5: 59~79.
- [54] Martz L W, Garbrecht J. An outlet breaching algorithm for the treatment of closed depressions in a raster DEM Computer & Geosciences, 1999, 25 (6): 835 ~844.
- [55] Strahler AN Quantitative analysis of watershed geomorphology. Tran Am Geophys Union, 1957, 38 (6): 913~920.
- [56] TANG Guo-an, HUI Yang-he Josef Strobl, et al. The impact of resolution on the accuracy of hydrologic data derived from DEMs. Journal of Geographical Sciences, 2001, 11 (4): 393~400.
- [57] J. B. Smith et al. (eds). The Potential Effects of Global Climate Change on the United States. U. S. /EPA, 1989, EPA-230-05-89-050.
- [58] 杨针娘, 刘新仁等, 中国寒区水文[M]. 科学出版社, 2000, 3.
- [60] 苏凤阁, 郝振纯, 水文模型中雨量资料的解集分析及应用, 气候与环境研究[J]. 2001
- [61] 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, 河海大学硕士论文, 2003 (6).
- [62] 关志成, 段元胜, 寒区流域水文模拟研究. 冰川冻土, 2003 (增刊), 25 (2), 265~271.
- [63] 于维忠, 水文学原理 [M]. 南京: 河海大学出版社.
- [64] 何惠, 张建云. 马斯京根法参数的一种数学估算方法. 水文, 1998 (5), 14~17.
- [65] 翟家瑞. 马斯京根法集中不同应用形式浅析. 人民黄河, 1994 (4), 5~7.
- [66] 游松财, Kiyoshi Takahashi, Yuzuru Matsuoka, 全球气候变化对中国未来地表径流的影响, 2002, 22 (2): 148~157.
- [67] 郑红星、刘昌明, 黄河源区径流年内分配变化规律分析, 地理科学进展, 2003, 22 (6): 585~590.
- [68] 冯国章、李瑛、李佩成, 河川径流年内分配不均匀性的量化研究, 西北农业大学学报, 2000, 28 (2): 50~53.
- [69] 王双银, 宋松柏, 彭莉, 史宝利, 冯家山水库入库径流特性研究, 干旱地区农业研究, 2002, 20 (1): 88~91.
- [70] 常云昆, 黄河断流与黄河水圈制度研究, 北京: 社会科学出版社, 2001, 9.
- [71] 可素娟, 王玲, 杨汉颖, 黄河源区断流成因及其对策初探, 水利水电科技进展, 2003, 23 (4).
- [72] 刘惠民, 邓慧平, 全球气候变化影响研究进展, 1999(22), 379~384.
- [73] 霍小虎, 刘根生, 苟万德, 黄河源区水文水资源特性分析及变化规律研究, 甘肃水利水电

技术, 2003, 39 (3), 195~199。

[74] IPCC 2001 Climate Change. Impact, Adaptation and Vulnerability [C]. Cambridge University Press, 2001.

[75] Nakicenovic N, Swart R eds. Ipcc 2000 Special Report on Emission [R]. Cambridge University Press, 2000.

[76] Arnell N W. Relative effects of multi-decadal climate variability and change in the mean and variability of climate due to global warming: future streamflow in Britain[J]. Journal of Hydrology, 2003, 270 (3):195~213.

[77] 赵人俊, 流域水文模拟。北京: 水利水电出版社, 1984: 180。

[78] 魏智, 蓝永超, 吴锦奎, 王树洲。黄河源区水资源对气候变化的响应, 人民黄河, 2006, 28 (3), 36~39。

[79] 郝振纯, 王加虎, 李丽, 王振华, 王玲。气候变化对黄河源区水资源的影响, 冰川冻土, 2006, 28 (1), 1~7。

致 谢

本篇论文是在导师郝振纯教授的悉心指导和严格要求下完成的。在我三年的硕士学习生涯中，郝振纯教授严谨的治学态度和踏实的工作作风给我留下深刻的印象。三年里郝振纯教授无论是学习上还是生活上都给了我无私的关怀和帮助，在此对他表示衷心的感谢。

三年的学习和工作得到水资源环境学院各位老师的关心和帮助，在此表示感谢。

感谢招生就业办的黄林楠处长三年来给予作者无私的关心和帮助，感谢杨涛老师在学习过程中给予的帮助，衷心祝福他们在以后的日子里工作顺利，事事如意。

感谢师姐李丽和师兄王加虎学习和生活中的关心和帮助，感谢解河海博士，感谢池宸星师姐，感谢严恺馆 508 所有的师弟师妹及同门，感谢我的室友范群芳博士、崔韩博士、李娟硕士和黄银晓硕士，感谢好友薛亚莉硕士、文佩硕士、黎春蕾硕士、张荣博士、徐静博士，对于你们热心的帮助，在此表示深深的谢意！并衷心希望你们能够在今后的道路上取得更好的成绩！

感谢我亲爱的家人给予我无私的关注、理解和支持！

最后我还要感谢所有帮助过我的老师、朋友和同学们，他们的支持与鼓励会使我在今后的道路上走得更好。

史玉品

2006 年 5 月