

分类号: P339
密 级: 公开

单位代码: 10086
学 号: 200806

张家口市永定河流域气候变化及其对 水文水资源系统的影响

Regional Climatic Variability and its Influence on Hydrology and Water Resources in Yongding River Basin of Zhangjiakou

学位申请人: 刘宏权
指导教师: 徐振辞 教授
 韩会玲 教授
学科专业: 农业水土工程
学位类别: 工学博士
授予单位: 河北农业大学
答辩日期: 二〇一三年五月二十七日

独创性声明

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 河北农业大学 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。

学位论文作者签名：刘宏叔 签字日期：2013 年 5 月 30 日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解 河北农业大学 有关保留、使用学位论文的规定，有权保留并向国家有关部门或机构送交论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权 河北农业大学 可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。

（保密的学位论文在解密后适用本授权书）

学位论文作者签名：刘宏叔

签字日期：2013 年 5 月 30 日

导师签名：徐振辉 韩会玲

签字日期：2013 年 5 月 30 日

摘要

区域气候变化及其对水文水资源系统的影响是当前国内外学界研究的热点问题,以气候变暖为主要特征的气候变化会对水文水资源系统产生影响已经是不争事实,区域尺度气候变化的差异性 & 量化气候变化对水文水资源系统的影响等研究有重要现实意义。

本论文以张家口市永定河流域为研究区域,以研究区内典型水文站点和气象站点的水文气象资料为基础,综合利用滑动平均、五点三次平滑、线性趋势法、模比系数差积曲线、累积滤波器、MK 突变检验和小波分析等方法对研究区水文气象要素的变化趋势、突变年份和变化周期进行了研究。通过对区域气候模型 STAR 的参数率定,确定了张家口市永定河流域气候模拟中 STAR 气候模型的参数方案。结合气候变化趋势分析,采用不同升温幅度,对区域未来气候进行了低中高升温情景的仿真模拟。通过模拟递推法、回归分析法和模糊优选神经网络模型等方法研究了气候变化对径流和水资源量的影响以及气候变化对社会经济用水量的影响。构建了区域水资源承载力量化模型,并分析了气候变化对区域水资源承载力的影响。本论文研究内容和成果如下:

(1) 针对张家口市永定河流域典型水文站点(响水堡站、柴沟堡东、石匣里站和钱家沙洼站)天然年径流量系列进行了变化趋势、突变年份和变化周期的分析。研究表明典型站点的天然年径流量系列均呈减少趋势,响水堡、柴沟堡东、石匣里站和钱家沙洼站径流量减少速率分别为: 0.89 亿 $\text{m}^3/10\text{a}$ 、0.17 亿 $\text{m}^3/10\text{a}$ 、1.2 亿 $\text{m}^3/10\text{a}$ 和 0.37 亿 $\text{m}^3/10\text{a}$;天然年径流量发生突变年份分别为: 1986 年、1998 年、1990 年,钱家沙洼没有明显突变年;天然年径流量变化周期分别为: 21a、28a、21a 和 21a。

(2) 近 50 年来,张家口市永定河流域年气温呈明显上升趋势,增温率为 $0.44^\circ\text{C}/10\text{a}$,升温幅度高于全球气温升温速率 ($0.13^\circ\text{C}/10\text{a}$) 和我国平均升温速率 ($0.22^\circ\text{C}/10\text{a}$);与此同时,年降水量减少率为 $38.4\text{mm}/10\text{a}$,其中夏季降水减少率为 $31.8\text{mm}/10\text{a}$ 。应用 MK 法突变检验表明:张家口站、怀来站、蔚县站和综合站年气温突变年分别为 1982 年、1990 年、1994 年和 1990 年;年降水突变年分别为 2001 年、1997 年、2001 年和 2001 年。应用小波分析表明,流域气候变化第一主周期为 27a。

(3) 在对 STAR 区域气候模型简要介绍的基础上,以 2000 年-2008 年为率定期,对 STAR 模型的主要参数进行参数率定。确定参数方案: blocklength=9, tol_jd=20, tolerance=0.2, no_sim=1000。特别是经率定发现:适合张家口市永定河流域气候模拟的 STAR 模式中参数 blocklength 取值为 9,而不是 STAR 模型构建单位波茨坦气象研究所推荐取值 12。

(4) 未来气候情景以不同升温趋势分为三种,即:高升温情景,气温上升趋势是 $0.7^\circ\text{C}/10\text{a}$;中升温情景,气温上升趋势是 $0.5^\circ\text{C}/10\text{a}$;低升温情景,气温上升趋势 $0.3^\circ\text{C}/10\text{a}$ 。运用 STAR 模型,对张家口市永定河流域在高中低三种升温情景下的 2009 年-2035 年的气候变化情景进行了仿真模拟。未来流域气候变化以气温升高为主要特征:对于季节升温幅度,冬季升温幅度最大,其次是春季,而夏季升温幅度最小;

升温最明显的是日最低气温，升温最不明显的是日最高气温。张家口市永定河流域未来气候情景的降水以没有明显趋势变化为主要特征：各升温情景下，年降水量呈微弱减少趋势；各升温情景下，除了夏季降水有减少趋势外，其他季节降水没有趋势变化。

(5) 以张家口市永定河流域社会经济用水数据和相应的气象数据为研究资料，运用模拟递推法就气候变化对社会经济生活用水影响进行了研究，分析了影响农业供用水量和生活用水量的敏感性气象因子，并量化分析了气候变化对农业供用水量和生活用水量的影响。

(6) 就气候变化对流域水资源量的影响进行了研究，研究结果表明：随着气候变暖，流域水资源量呈现波浪式减小趋势，且升温幅度越大，区域水资源量减少的幅度也越大。未来气候低中高三种升温情景下，流域水资源量减少速率分别是 $112 \text{ 万 m}^3/\text{a}$ 、 $161 \text{ 万 m}^3/\text{a}$ 和 $230 \text{ 万 m}^3/\text{a}$ 。

(7) 就气候变化对地表径流量影响进行了研究，结果表明：模糊优选神经网络模型的对于径流量模拟效果最好，限于训练数据相当于中等升温情景下的径流量系列，模糊优选神经网络模型只能预测中等升温情景下未来年份的径流量变化情况。根据模糊优选神经网络模型和回归分析对中等升温情景下径流量模拟情况，对低、高升温情景下回归分析方法模拟的径流量进行了修正，得到了不同升温情景下的未来径流量变化情况。

(8) 构建了水资源承载力量化模型，就气候变化对流域水资源承载力影响进行了量化分析，结果表明：以流域水资源可利用量为水资源条件，未来气候情景下从低升温情景到高升温情景，流域水资源承载力呈下降态势，流域水资源可利用量不能支撑流域规划中相应的社会发展规模，各目标年水资源承载力均处于严重超载状态，超载率均超过 50%。

关键词：气候变化；张家口市永定河流域；STAR 气候模型；水文水资源；模糊优选神经网络模型；天然年径流量；水资源承载力

Regional Climatic Variability and its Influence on Hydrology and Water Resources in Yongding River Basin of Zhangjiakou

Candidate: Liu Hongquan

Supervisor: Prof. Xu Zhenci

Prof. Han Huiling

Specialty: Agricultural Water and Soil Engineering

Abstract

Regional climatic variability and its influence on hydrology and water resources becomes a research hotspot in both domestic and overseas now. Global warming in the past and it affects on water resources system are solid facts without question. Study on the regional climate change's difference and quantify the effects of climate change to the water resources system is of great significance to us.

The paper takes Yongding River basin of Zhangjiakou as the study field. In the thesis, on the basis of hydrographical and meteorological data, the variation features of temperature, precipitation and runoff such as change trend, abrupt changes and variation period are studied by some mathematical methods: Sliding average method, multiple smoothing (a five-points span), residual mass curve, linear variability, the cumulative filter method, the wavelet wave analysis and Mann-Kendall jump. The climate change model and the method of optimal parameter calibration are expounded. Using the climate change model -STAR, the paper gets the results of regional climate simulation under different temperature rising situations. The paper studies on the influence of climate change on the social water consumption and water resource system such as runoff through simulation recursive algorithms, multiple regression method and fuzzy optimization neural network model. At last, the paper establishes mathematical model of WRCC (Water Resources Carrying Capacity) and gets the WRCC under different climate change scenarios. The research results indicate that:

(1)The paper analyzes the changing characteristics of natural annual runoff series of typical hydrologic stations(Xiangshuipu, Chaigoupu, Shixiali and Qianjiashawa). The natural annual runoff series of all the typical station show downtrend. The abrupt changing year for the stations (Xiangshuipu, Chaigoupu and Shixiali) is 1986, 1998, and 1990. For Qianjiashawa, it hasn't the abrupt changes. The variation period for the typical hydrologic station (Xiangshuipu, Chaigoupu, Shixiali and Qianjiashawa) is 21a, 28a, 21a and 21a.

(2)The annual average temperature was increased significantly in past 50 years, and the changing rate of the annual average temperature was $0.44^{\circ}\text{C}/10\text{a}$. At the same time, the precipitation was decreased slightly, the linear trend coefficient was $-3.84/\text{a}$. Especially for the summer precipitation, the decreasing trend was significantly. Using Mann-Kendall jump, the paper finds that for the climate station Zhangjiakou, Huailai, Yuxian and the compositive station the abrupt changing year is 1982, 1990, 1994 and 1990. For year precipitation, the abrupt year is 2001, 1997, 2001 and 2001. Periodic analysis by using the wavelet transform and wavelet variances analysis finds that for Zhangjiakou, Huailai, Yuxian and the compositive station the variation period is 27a.

(3)The paper describes the structure, the principle and the usage of STAR (Statistical Regional Climate Model). On the basis of introduce of STAR, optimal parameter calibration is expounded and the main parameters are determined: blocklength=9, tol_jd=20, tolerance=0.2 and no_sim=1000. Especially, the parameter "blocklength", the recommended value is 12, but for the research area in the paper the suitable value is 9.

(4)The paper use the STAR model to predict the future regional climate under three future climate scenarios: high temperature rising situation, the changing rate of the annual

average temperature is $0.7^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; moderate temperature rising situation, the changing rate of the annual average temperature is $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; low temperature rising situation, the changing rate of the annual average temperature is $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$. Following the climate warming, there is a decreasing tendency in the regional precipitation, especially in summer precipitation. The region will become warmer in the future, especially the average minimum temperature increasing obviously, and the temperature of the winter will grow more obviously than other seasons' temperatures.

(5) The paper studies on the influence of climate change on the social water consumption. The results show that as precipitation increasing, the supplying agricultural water increases and as annual average temperature increasing, the annual average life-water quantity for one person increases.

(6) The paper studies on the influence of climate change on the quantity of regional water resources. The results show that the quantity of regional water resources show decreasing tendency under different future climate scenarios in the future. For high temperature rising situation, the decrease rate of the water resources is $230 \times 10^4 \text{m}^3/\text{a}$; moderate temperature rising situation, the decrease rate of the water resources is $160 \times 10^4 \text{m}^3/\text{a}$; low temperature rising situation, the decrease rate of the water resources is $112 \times 10^4 \text{m}^3/\text{a}$.

(7) The paper studies on the influence of climate change on the runoff using simulation recursive algorithms, multiple regression method and fuzzy optimization neural network model. The results show that the effect of simulation for runoff of fuzzy optimization neural network model is better than other results. For the training data of the fuzzy optimization neural network model is natural annual runoff under moderate temperature rising situation, the result of the model for future natural annual runoff is under moderate temperature rising situation. Using the correction coefficient from the simulate results from multiple regression method and fuzzy optimization neural network model, the paper gets the natural annual runoff under different future climate scenarios.

(8) For the climate warming has a large impact on the social consumption of water and regional hydrology and water resources, climate change will influence the regional WRCC (water resources carrying capacity). The paper establishes mathematical model of WRCC and gets the WRCC under different climate change scenarios. The results show that: As annual average temperature increasing, the WRCC of regional is decreasing. Generally speaking, the WRCC of Yongding river basin in Zhangjiakou is under overloading status.

Key words: Climate Change; Yongding River Basin in Zhangjiakou; Climate Model of STAR; Hydrology and Water Resources; Fuzzy Optimization Neural Network Model; Natural Annual Runoff; Water Resources Carrying Capacity

目 录

1. 绪论.....	1
1.1 研究背景.....	1
1.2 气候变化的研究进展.....	1
1.2.1 国际气候变化的研究进展.....	1
1.2.2 我国气候变化的研究进展.....	3
1.3 气候变化对水文水资源系统影响的研究进展.....	4
1.3.1 国际气候变化对水文水资源系统影响的研究进展.....	4
1.3.2 我国气候变化对水文水资源系统影响的研究进展.....	6
1.4 气候模型的研究进展.....	8
1.4.1 全球气候模型的研究进展.....	8
1.4.2 区域气候模型的研究进展.....	10
1.5 主要研究内容及技术线路.....	11
1.5.1 主要研究内容.....	11
1.5.2 技术线路.....	12
2. 张家口市永定河流域概况.....	13
2.1 自然地理.....	13
2.2 水文气象.....	14
2.3 河流水系.....	16
2.4 水资源状况.....	16
2.5 水环境状况.....	18
2.6 社会经济.....	19
3. 张家口市永定河流域水文气象要素变化特征分析.....	20
3.1 水文气象要素变化特征分析方法.....	21
3.1.1 水文气象要素时间序列变化趋势识别方法.....	22
3.1.2 水文气象要素时间序列突变年份识别方法.....	24
3.1.3 水文气象要素时间序列变化周期识别方法.....	25
3.2 流域地表径流变化分析.....	27
3.2.1 张家口市永定河流域径流变化趋势分析.....	27
3.2.2 张家口市永定河流域径流突变分析.....	30
3.2.3 张家口市永定河流域径流变化周期分析.....	31
3.3 流域年降水变化分析.....	32
3.3.1 张家口市永定河流域年降水变化趋势分析.....	32
3.3.2 张家口市永定河流域年降水突变分析.....	38
3.3.3 张家口市永定河流域年降水变化周期分析.....	39
3.4 流域年均气温变化特征.....	40
3.4.1 张家口市永定河流域年均气温变化趋势分析.....	40
3.4.2 张家口市永定河流域年均气温突变分析.....	46
3.4.3 张家口市永定河流域年均气温变化周期分析.....	47
4. STAR 气候模型及其参数率定.....	48
4.1 STAR 模型开发情况.....	48
4.2 STAR 数据文件结构.....	49
4.2.1 实测期气候数据.....	49
4.2.2 气候变化趋势文件.....	49
4.2.3 未来气候情景模拟参数.....	50
4.3 未来气候情景生成过程.....	50
4.3.1 初步生成未来气候情景.....	50
4.3.2 生成最终未来气候情景.....	51
4.4 STAR 模型参数率定.....	55
5. 张家口市永定河流域未来气候情景.....	68
5.1 未来气候情景下温度变化分析.....	68
5.1.1 未来气候情景下日最高气温变化分析.....	68
5.1.2 未来气候情景下日平均气温变化分析.....	70
5.1.3 未来气候情景下日最低气温变化分析.....	71
5.2 未来气候情景下降水变化分析.....	73

5.2.1 未来气候情景下年降水量变化分析	73
5.2.2 未来气候情景下季节降水量变化分析	74
5.2.3 未来气候情景下汛期降水量变化分析	75
5.3 未来情景下区域气候变化特征	75
6. 区域气候变化对水文水资源系统的影响	77
6.1 研究方法	77
6.1.1 模拟递推法	77
6.1.2 回归分析法	77
6.1.3 模糊优选神经网络模型	78
6.2 气候变化对径流量的影响	79
6.2.1 基于模拟递推法气候变化对径流量的影响	80
6.2.2 基于回归分析法气候变化对径流量影响	81
6.2.3 基于模糊优选神经网络模型气候变化对径流量影响	85
6.2.4 径流量模拟结果的方法比较	89
6.3 基于回归分析方法的模拟径流量修正	90
6.3.1 修正模型	90
6.3.2 响水堡站模拟径流量修正	91
6.3.3 柴沟堡东站模拟径流量修正	92
6.3.4 石匣里站模拟径流量修正	94
6.3.5 钱家沙洼站模拟径流量修正	95
6.4 气候变化对流域水资源量的影响	96
6.4.1 基于模拟递推法气候变化对流域水资源量影响	96
6.4.2 基于回归分析法气候变化对流域水资源量影响	97
6.5 气候变化对经济生活用水量的影响	99
6.5.1 基于模拟递推法气候变化对农业供水量的影响	100
6.5.2 基于模拟递推法气候变化对生活用水量的影响	101
7. 气候变化对张家口市永定河流域水资源承载力的影响	103
7.1 流域水资源承载力的量化模型	103
7.1.1 确定一定生活水平条件下人均需水量	103
7.1.2 确定一定配水方案下的水资源最大人口载量	103
7.1.3 确定水资源某一阶段的最大人口载量	104
7.2 张家口市永定河流域水资源承载力量化计算	104
7.2.1 流域水资源承载力量化计算数据分析	104
7.2.2 基于流域可利用水资源量的不同升温情景下水资源承载力分析	107
8. 总结与展望	111
8.1 结论	111
8.2 创新点	112
8.3 展望	113
参考文献	114
附图	125
MK 突变检验附图	125
距平分析附图	128
模比系数差积曲线及累积滤波附图	131
气象要素系列滑动平均及五点三次平滑附图	134
小波分析附图	140
不同升温情景下降水频率曲线	146
项目资助	149
在读期间发表的学术论文	150
作者简介	151
致谢	152

1. 绪论

1.1 研究背景

近几十年来, 由于人类活动的影响, 大气中温室气体浓度显著增加, 远远超出正常范围^[1]。联合国政府气候变化专门委员会 (IPCC) 的评估报告指出: 近百年来地球表面气温平均上升 0.74℃, 全球气候变暖是不争的事实^[2-3]。近 100 年以来, 中国的平均地表温度上升 0.5-0.8℃, 海平面上升 0.1-0.2m^[4]。我国平均气温升高以北方为主, 最高升温速率达 0.8℃/10a, 其中东北北部、内蒙古、塔里木盆地是全球增温最显著的区域^[5]。除了温度升高外, 气候变化还反应在降水、辐射等气候要素的变化上。以全球气候变暖为主要特征的气候变化幅度已经超过了地球本身自然变动的范围, 正在对各国的社会经济和生态环境产生日益重大而深远的影响, 气候变化是国际社会特别是学术界普遍关注的热点问题。气候变化对自然生态和社会经济各个方面都带来了深刻变化, 水文水资源系统也会受到气候变化的影响。气候变化会引起水文循环的变化, 引起水资源在时空分布上的改变, 进而会影响到生态环境和社会经济的发展。目前, 气候变化已经成为世界性的重大环境问题, 研究气候变化, 分析水文水资源系统对气候变化的响应, 特别是研究气候变化对中小尺度区域水文水资源系统的影响显得尤为重要。

1.2 气候变化的研究进展

1.2.1 国际气候变化的研究进展

国际上气候变化研究起步于 20 世纪 70 年代, 由世界气象组织 (WMO)、联合国教科文组织 (UNESCO)、联合国环境署 (UNEP)、联合国发展署 (UNDP)、国际科学联盟理事会 (ICSU) 和国际水文科学协会 (IAHS) 等国际组织密切合作, 通过世界气候计划 (WCP)、国际地圈和生物圈计划 (IGBP) 等一系列国际合作计划, 支持有关气候变化原因、气候变化影响及可能采取响应战略的研究, 并取得了很多成果^[5]。为了减缓气候变暖的速度, 减少气候变暖对自然生态和社会经济的影响, 各国政府和科研组织针对气候变化开展了大量的工作。1992 年在巴西里约热内卢召开了环境和发展大会, 通过了《联合国气候变化框架公约》, 以控制温室气体的排放。1997 年在日本京都召开了缔约方大会, 通过了《京都议定书》, 重点对发达国家的温室气体减排量进行了约束。1988 年 12 月, 联合国大会通过了“保护气候的决议”, 并要求世界气象组织 (WMO) 和联合国环境规划署 (UNEP) 对气候问题进行专门研究, 为此联合国环境计划署和世界气象组织共同组建了 IPCC(联合国政府间气候变化委员会), 其主要任务是定期对气候变化进行科学评估, 并研究气候变化对社会经济潜在影响以及适应和减缓气候变化的可能措施, 并发布评估报告。到目前为止, IPCC 共完成了 4 次评估报告, 分别于 1990^[6]、1995^[7]、2001^[3]和 2007^[2]年发布。第五次评估工作已于 2010 年 11 月正式开始, 目前进展顺利, 将于 2014 年 10 月发布评估报告。IPCC 评估报告为各国承担温室气体减排义务提供了科学信息, 同时也指导各国采取适应气候变化的对策并提出建议^[8]。

由于 IPCC 集合了所有成员国气候变化研究领域的科学家, 对全世界有关气候变化的科学系

统、技术和社会经济信息进行评估,借助 IPCC 发布的一系列权威报告,可以深入了解全球气候变化的研究进展和趋势。IPCC 第一次报告认为全球气温变化和温室效应的模拟大体一致,气候变化的是由于自然波动和人类活动两方面因素造成的;IPCC 第二此报告认为人类活动对全球变化影响的能力是有限的,并且在一些关键因子方面存在不确定性;IPCC 第三次报告认为半个世纪以来的全球暖化可能是由人类活动造成的温室气体浓度增加引起的;IPCC 第四次报告进一步确定了温室气体浓度增加是全球气候变暖的原因,并对未来气候模拟评估和不确定性问题进行了研究。根据已经发布的 IPCC 报告中的数据表明:根据高可信度的预估,在全球较高纬度地区和某些潮湿的热带地区,如东亚和东南亚地区,21 世纪中叶径流将会增加 10%-40%;而对于中纬度和干燥的热带地区,由于降水减少,径流将减少 10%-30%。

近年来,气候变化一直是国际上研究热点问题,在辐射强迫、气溶胶、温室气体和气温降水等众多方面取得了大量的研究成果^[9-14]。Wang 等人^[12]研究指出,气溶胶浓度在 1979~2006 年欧洲以外的陆地上增加了,亚洲气溶胶光学厚度(AODs)的增加源自工业活动且与印度和中国观测的入射太阳辐射及云量变化一致,欧洲 AODs 的下降与过去测量的气溶胶、太阳辐射及云的变化一致。Matthews 等人^[14]研究认为,定义为“温度变化”与“累积碳排放”比率的“碳-气候响应”(CCR)不依赖 CO₂ 在这些时间尺度上的浓度和变化率。CCR 通过将与气候敏感性、碳汇和气候-碳反馈有关的不确定性合并为一个单独的变量使得 CO₂ 引起的全球温度变化可由累积碳排放直接推算。

气温和降水是本次研究的主要气候因子,也是国际气候变化研究中最关注的研究对象。学者们对于全球及半球的平均温度序列进行了大量研究(Mitchell^[15]; Borzenkova et al.^[16]; Jones PD et al.^[17]; Hansen and Lebedeff^[18];vinnikov et al.^[19]),其中 Jones(1988)建立的气温数据信度高,该数据表明,过去的近百年时间,气温上升的趋势是肯定的,且上升的幅度是 0.5℃左右。上世纪末到本世纪初, Peterson 等人又重建了新的全球平均气温序列,使全球平均气温序列更加完整和准确^[20-21]。20 世纪的地表气温在 1910~1940 年变暖、1940~1970 年稍微变冷、1970 年以后显著变暖,这种变化被解释为温室气体增加引起的变暖与硫酸盐气溶胶增加引起的变冷或与全球海洋几十年气候演变的叠加,而且对流层的硫酸盐气溶胶被认为是二战后几十年半球间温度差异的重要因素^[22]。众多学者关于全球气温研究表明,最近一百年是过去一千年中升温幅度最大的,也是气温最高的一百年,而近二三十年是过去一百年中最暖的时期^[23-25]。Hansen 等人研究表明温室气体变化和全球气候模型中模拟预测的气温变化速率很相似,从一定程度上佐证了人类排放的温室气体加速了气温上升^[26]。Gordon 等的研究表明,北半球的季节性增温,冬季增温最显著,夏季最不明显^[27-28]。Vargin(2010)研究表明,气候变化是个复杂的系统,气候研究不仅涉及地球表层的气温变化,还应该考虑到大气中层:对流层、平流层和中间层的大气动力机制,并且要考虑它们之间的关系。另外,东亚和南亚大陆降水受季风影响较大,尤其是对通过研究季风的变化特点来推测气候变化也成为了科学研究的一个新领域。Parker 使用全球观测站的记录,发现在 1950—2000 年间,夜间最低温度的变暖趋势在静风的晚上并没有加强,而这段时间正是最可能受城市热岛影响的时段。因此,全球陆地的长期变暖趋势不大可能受增强的城市化影响^[29]。Jones 等人的研究表明,对半球或全球尺度而言,城市化影响的量级显著地小于年代际或更长时间尺度变化趋势的量级^[30]。Stine 等人研究指出,常用年平均温度的变化趋势来描述气候变化,但季节温

度较大的变化不依赖年平均温度^[31]。Wild 等人指出,许多气候因子可影响温度年周期的相位,如土壤湿度的大规模下降可引起温度年周期的相位向更早的季节移动、大气短波光学性质的扰动也会有效改变温度年周期的相位且短波的吸收率似乎因气溶胶而变化^[32]。Mann 等用小波分析研究了全球温度序列中存在的 60 年以及 180 年的世纪尺度变化信号^[33]。

降水是气候变化中另一个重要因素,限于降水数据资料的限制,对于降水变化研究要晚于气温变化方面的研究^[34-35]。IPCC 在发布的第三次报告中指出,随着气候变暖,降水分布在不同区域有不同的变化,高纬度地区有增加的趋势,非洲等一些国家则是减少趋势。Hulme 和 Eischeid 等建立的全球陆地平均年降水量序列均显示出 20 世纪全球陆地年降水量有不明显的上升趋势^[34-36]。Dai 等分析了全球陆地降水表明,降水在不同尺度的空间变化所对应的时间序列差异很大,代际特征明显^[37]。Hulme 研究了全球范围内 9 个干旱区(美国西南部、亚洲西南部、东亚中部、非洲北部、撒哈拉地区、非洲合恩地区、非洲南部、澳大利亚、南美巴塔哥尼亚地区)1900 年到 1994 年的降水变化特征,发现尽管这些区域的气温都呈增温趋势,但降水没有一致变化特征趋势^[35]。有众多相关研究结果表明,极端降水有增加趋势,如对印度、日本和美国的相关研究^[38-39]。当前气候模型对气候变暖的响应低估了“湿润地区更湿、干旱地区更干”的现象,引起这种差异的原因可影响真实的气候预测,而观测的局限性阻碍了气候模型预测的降水变化的评估^[40-41]。

1.2.2 我国气候变化的研究进展

关于全球气候变暖问题,竺可桢早在 1973 年就对中国近五千年来的气候变迁进行了初步研究分析^[42]。气候变化是国内学界近年来的研究热点问题之一,众多学者就气候变化开展了研究工作,取得了大量研究成果。林学椿等建立了百年来年均气温序列,并对年均气温和季节气温的变化进行了初步分析^[43]。丁一汇研究表明,中国的气候变化与全球气候变化的趋势是一致的,气温变化最明显的是西北、华北和东北,长江以南增温不明显^[44]。任国玉等研究表明,中国大部分区域气候都呈增温趋势,其中北方地区和青藏高原增温最为明显,季节温度变化最显著的是冬季和春季,平均最低气温上升最为显著^[45]。王菱等研究表明,对于我国北方地区最低温度的升温速率大于最高温度的升温速率,北方变暖主要是最低温度升高做出的贡献^[46]。严中伟利用 1987-1996 年覆盖率较高的全球温度场资料,通过 Mann-Kendall 检验讨论了近百年全球温度年代际的分布特征,分析了全球平均变温过程中有突出表现的多年尺度振荡信号,结果表明:近百年,全球大部分地区出现了 0.5℃ 的增温,但北大西洋北部、北美和中国内陆出现了降温^[47]。魏凤英等研究了 1861 年以来的全球及北半球气温变化特征,发现全球和北半球曾在 19 世纪末和 20 世纪 20 年代发生了突变,并具有 32 年、21 年和 64 年的周期变化^[48]。周连童等用近 50 年降水和气温的资料分析了我国夏季气候的年代际变化特征,研究表明我国气候在 1976 年前后发生了一次明显增温变化,华北地区降水减少,西北地区降水增多^[49]。王琮等利用 NCEP/NCAR 资料对中国及周边地区的气温场做了分析,发现个季节气温 10 年滑动平均距平场有明显年代变化^[50]。

秦大河等人研究表明,我国北方各沙区随气候变暖,降水呈增加趋势,地表水和地下水都有一定程度的增加^[51-52]。曹丽菁等经过研究,认为华北地区年平均降水量与年平均水汽含量存在明显的正相关,大气水分的减少是直接导致降水量减少的主要因子之一。并利用 NCEP/NCAR 的 1948~2003 年分析格点资料,研究了华北地区大气水分气候的变化及其对水资源的影响。结果表明:华北地区大气中水汽含量自 20 世纪 60 年代初至 80 年代中期呈持续下降趋势,80 年代中期以后略有回升,但幅度不大,90 年代中期以后又呈下降趋势,在 21 世纪初期与历史最低水平接近;华北地区大气水汽含量与降水量及水资源总量的关系密切,大气水汽含量的减少趋势与降水量及

水资源总量的变化趋势一致^[53]。张国胜等分析了 38 年黄河上游径流量及其与流域降水与气温的关系,着重分析了干旱气候对黄河水资源的影响,结果表明:黄河上游地区水资源呈减少趋势,其减少趋势进入 20 世纪 90 年代后尤为明显,这一变化趋势与黄河上游地区夏季降水量变化趋势有着一致性,说明汛期降水量的减少是黄河上游流量减少的最直接的气候因子^[54]。郝振纯、王国庆等采用多个 GCM 模型和水文模型研究表明黄河源区和全球变暖的趋势一致,水资源量趋于减少,水量年际分布不均匀,旱涝威胁日趋严峻^[55, 56]。包为民等采用 GFDL、GISS 等 7 个模型,结合考虑了封冻融雪、变径流系数的大尺度流域模型分析,大多数模型显示 2030 年黄河上游安宁渡以上径流量增加,其水量受终年雪线以上的面积比例影响较明显^[57]。Xu Jiongxin 基于 1970 年以来黄河流域的降水、气温、实测的及自然的流量以及分水量、消耗水量、水土保持面积等测量数据,用统计方法研究了近 50 年黄河入海流量对气候变化及人类活动的响应。自 1970—1997 年黄河流域气温从 16.5℃升高至 17.5℃,与黄河产水量为负相关;在不同的水源区,降水减少对入海流量的影响不同;分水量和消耗水量的增加导致入海水量锐减;自 1960 年流域内的水土保持措施对入海水量减少影响的程度较小。他将入海水量与降水、气温、分水、消耗水、水土保持等因子变化建立了多元回归方程,得出消耗水对入海水量变化的贡献为 41.3%,降水为 40.8%,气温为 11.4%,水土保持为 6.5%,气候因素对入海水量影响的比重为 52.2%,略大于人类活动的影响^[58]。黄荣辉等利用 1951-1994 年全国 336 个测站夏季降水资料分析了我国夏季降水的年代际变化,结果表明:我国夏季降水在 1965 年前后发生了一次跃变,1965 年后夏季降水减少^[59]。魏凤英等详细分析了我国夏季降水变化,表明:20 世纪 60 年代中期之前我国夏季降水处于偏多时期,60 年代到 90 年代初降水处于偏少时期,1993 年后又出现增多趋势^[60]。马宏伟、司桂琴、姚小英、常兆丰等对降水、气温、径流和水资源量的变化特征和相互关系进行了分析^[61-66]。范泽孟等在对全国 752 个气象站点 1964-2007 年实测气温降水资料分析的基础上,综合考虑 DEM、经纬度、坡向和坡度等信息对气温和降水空间分布的影响,构建全国平均气温和平均降水空间分布趋势模型,对平均气温和降水时空变化趋势进行了模拟^[67]。高霞等对河北省降水气候特征进行了分析,研究表明区域降水量逐年减少趋势,且平原区降水减少速率远高于山地^[68]。

2007 年,我国发布《气候变化国家评估报告》表明^[4]:中国的气温变化与全球相比有很大的相似性,半个世纪以来增加幅度为 0.5-0.8℃左右。气温变化的趋势全国一致,只是程度不同;而降水在全国范围内变化有升有降,在西北地区、东北北部、长江下游和东南丘陵地带,降水量增加显著,尤其是西北地区;而降水减少明显的是山东半岛等沿海区域,四川盆地和华北地区中部同样有减少的趋势。到 2100 年,全国气温将上升 3.9-6.0℃,而降水增加的区域将持续增加,降水减少的区域还将以减少为主。季节尺度上,冬季降水增加量将更为显著,夏季最微弱。

1.3 气候变化对水文水资源系统影响的研究进展

1.3.1 国际气候变化对水文水资源系统影响的研究进展

20 世纪 80 年代中期,气候变化对水文水资源影响的研究开始在国际水文界引起高度重视,并开展了大量工作^[5]。尽管早在 1977 年,美国国家研究协会(USNA)就组织会议讨论了气候、

气候变化和供水的关系。但进入 20 世纪 80 年代后,气候变化对水文水资源系统的影响才真正成为学术界的研究对象。世界气象组织(WMO)1985 年出版了气候变化对水文水资源研究的综述报告,并推荐了一些检验和评价方法,随后又给出了水文水资源系统对气候变化的敏感性分析报告。国际水文科协(IAHS)1987 年举办了“气候变化和气候波动对水文水资源影响”的专题学术研讨会。

Milly 等人通过历史径流量数据资料与人类活动及气候变化的数值模拟,发现气候变暖会导致重大洪涝灾害发生的频率增加,加速了全球水循环的进程^[69]。N. W. Arnell 利用 HadCM2 和 HadCM3 两种气候预测模型和宏观水力模拟模型,模拟了在不同气候变化情景下,不同流域的径流变化及用水量变化^[70]。Westmacott 和 Burn 利用无参数统计试验方法进一步分析了气候变化对水文现象中一些水文变量的潜在影响^[71]。H. D. Venema 利用随机水文模型模拟了在气候变化影响下,塞内加尔河流域的降水量及入流量的变化,分析了气候变化对该流域的水资源的影响,其结果表明在气候变化影响下,该流域入流量呈现逐年下降趋势,干旱威胁日趋严重^[72]。Pao-Shan Yu 等利用天气预测模型和降雨-径流模型分析了气候变化对台湾南部水资源的影响^[73]。Labat 等研究表明:全球气温升高,海洋蒸发增加,陆地降水量和径流量增加,水文循环加快,且气温每升高 1℃,全球径流增加 4%^[74]。Mudelsee 等利用长系列资料研究了欧洲奥得河及易北河冬季与夏季洪水,并与气温和极端降水发生的趋势作对比分析,结果表明欧洲中部的冬季洪水呈下降趋势,夏季洪水无趋势^[75]。Kundzewicz 研究了全球 195 个流域的实测洪水,发现在 20 世纪,只有 27 个流域洪水增加,31 个显著减少,剩余的 137 个流域的洪水无趋势性变化^[76]。Lammers 等、Serreze 等、Yang 等对北美和欧亚大陆北部径流量的变化趋势研究结果表明,自 20 世纪 70 年代以来,气温的显著上升使得那里的径流量显著增加,春汛洪峰流量提前^[77-81]。全球气候变化对水资源的影响最初的研究是将 GCM 模型和水量平衡模型耦合来预测不同区域气候变化对河川径流量的影响^[82-85, 94-98]。M.A. Mimikou 等利用两种气候变化模型 HadCM2 和 UKHI,以及水量平衡模型(WBUDG)模拟了气候变化对希腊中部地区月径流的影响^[86]。Tung 和 Haith 采用了天气预测模型,包括温度和降雨生成模型,利用多种 GCM 模型的结果分析了全球气候变化对纽约径流变化的影响^[87]。Schwarz 分析了美国东北地区气候变化对供水的影响,并认为地表径流对气候变化十分敏感^[88]。Nash 利用修正的水利平衡模型对卡罗拉多河进行了研究,认为降水是影响河川径流的主要因素^[89]。Githui 等利用 SWAT 模型设置不同的气候情景模型,预测了肯尼亚 Nzoia 流域径流对气候变化的响应情况,发现影响径流的主要是降水^[90]。Nigel 等研究认为地中海区域、美国中南部及南非地区随气候变暖,地表径流呈减少趋势,而亚洲东南部地表径流则呈增加趋势^[91]。Gleick 针对美国萨卡拉门托流域进行了研究,根据 GCMs 输出的气温和降水结果,应用水量平衡模型研究了气候变化对地表径流的影响,夏季径流减少,冬季径流增加^[92]。McCabe 根据水量平衡模型和气候变化情景估计了美国特拉华流域的季节径流和土壤含水量,研究表明冬季径流增加,春夏径流减少^[93]。Chiew 等人应用水文模型根据已有的气候数据和未来气候变化情景模拟水量平衡,分析气候变化对澳大利亚的径流影响,发现降雨强度的变化会导致径流的变化^[94]。J. I. Matondo 等总结了气候模拟模型和水文模拟模型的发展现状,应用了 11 种 GCM 模型和水文模拟模型 CLIRUN 模拟了气候变化下瑞士三个流域的水资源及水文变化情况,模拟出较好降水结果^[99]。Burn 利用了无参数统计试验的方法,预估了气候变化对加拿大中西部区域春季时间序列径流的影

响^[100]。

1.3.2 我国气候变化对水文水资源系统影响的研究进展

我国自 20 世纪 80 年代开始就气候变化对水文水资源影响进行专门研究。由于华北和西北是我国缺水比较严重区域,在“七五”期间,设立了“中国气候与海面变化及其趋势和影响研究”重大项目,首次对气候变化对区域水资源影响进行了研究;在“八五”期间的国家攻关项目“全球变化预测、影响和对策研究”中,设立了“气候变化对水文水资源的影响及适应对策”专题;在“九五”的科技攻关项目“我国短期气候预测系统”中设置了“气候异常对我国水资源及水分循环影响的评估模型研究”专题;“十五”期间,设立了“气候异常对我国淡水资源的影响阈值及综合评价”研究专题;“十一五”国家科技支撑计划中,设置了“典型脆弱区域气候变化适应技术示范”,同时开展了国家 973 项目“气候变化对我国东部季风区域陆地水循环与水资源安全的影响及适应对策”、“我国生存环境演变和北方干旱化趋势预测研究”等^[101-103]。

进入 21 世纪后,我国学者对气候变化对我国水资源分布的影响做了大量研究,但主要偏重于区域尺度的研究。曹建廷等综合分析青藏高原外流区五条主要河流从 1956-2000 年的年平均径流量的变化过程,揭示青藏高原河川径流总量总体没有增加,但存在明显区域差异,气候变化对青藏高原河川径流的季节变化的影响比较显著,春季(3~5 月)径流量存在明显增加趋势^[104]。任立良等通过大量的观测数据研究了人类活动对中国北方不同时空尺度的河川径流的影响。其结果展示,我国北方流量减少趋势的直接原因是沿河取水量的增加。最小日流量的频率增加很快,而 20 世纪 80 年代和 90 年代平均流量与 50 年代及 60 年代比较,在相同的降水量条件下,减少了 10%~50%^[105]。王飞寒等分析了气候变化背景下黄河流域水资源变化的趋势特征,研究结果表明,气候变化会导致流域用水量的增加,可供水量的减少^[106]。丁文荣研究了龙川江流域水资源的脆弱性以及其应对气候变化的适应性^[107]。常军等采用趋势倾向率和回归分析的方法对 1956-2007 年河南省水文气象资料进行了研究,估算出年均气温、降水对区域水资源量的定量关系^[108]。彭兆亮等利用碧流河流域 1978-2007 年逐日降水量和气温资料就气候变化对地表水资源量的影响进行了分析计算^[109]。杨志勇等基于 20 种未来气候变化情景,应用分布式水文模型模拟了不同气候情景下流域水循环情景,对气候变化对伊逊河流域水资源量的影响进行了分析。研究表明降水增加会使得流域的蒸发和径流都有所增加,未来降水变化存在很大不确定性^[110]。傅小城等综合运用线性趋势分析及 Mann-Kendall 法对柴达木盆地气温和降水的变化趋势进行了研究^[111]。王录仓等研究了黑河流域的气候变化特征,并在此基础上对气候要素与径流变化进行了相关分析^[112]。许科研等对长江黄河源区降水资源量和水资源量的关系进行了分析,结果表明降水资源和水资源量之间高度相关,两系列变化具有很好的一致性^[113]。段建军等根据塔里木河流域水文气象数据资料,分析了人类活动和气候变化对塔里木河流域水资源的影响^[114]。陈桂亚等采用 2050 和 2100 年不同的气候变化情景,根据水量平衡模型分析计算了气候变化对嘉陵江流域水量的影响^[115]。刘洪兰等利用 1957-2006 年河西走廊中部的 6 个气象站点数据,对气温、降水的变化特征及相应的水资源变化进行了分析。研究表明区域年均气温平均每 10 年升 0.4℃,年降水量平均每 10 年增加 2.81mm,水资源总量、河川径流量呈缓增趋势^[116]。韩艳等利用累积距平和气候倾向率对开封市气温、降水和径流资料进行了分析,研究了开封市气候变化及其对水资源的影响。

响^[117]。郝振纯等以分布式水文模型为工具,以全球气候模型输出的气候情景为输入条件,针对不同特征下垫面特性建立不同的水文模型对山西省未来的地表径流过程和地表水资源可能的变化趋势进行了研究,结果表明山西省水资源在未来 50 年呈现先增加后减少的趋势^[118]。

地表径流对气候变化的响应研究是国内气候变化对水文水资源影响中比较集中的研究方向,取得了大量的成果。钟冬梅采用全球气候模型输出和随机天气模型两种技术生成未来气候情景,通过分布式水文模型 VIC,研究了我国南水北调中线工程水源地-汉江流域在气候变化环境下的水文响应^[119]。凌红波等借助小波分析和 R/S 分析方法探讨了径流量、气温和降水量的变化趋势及多时间尺度的相关性。研究表明克里雅河源流区径流量和气温、降水量之间存在显著相关性。年径流量的变化是气温和降水量综合作用的结果^[120]。曾小凡等分析了长江流域干流水文站年平均径流对不同气候要素耦合变化的响应,并预估了 2010-2049 年长江流域干流水文站年均径流在不同排放情景下的变化趋势^[121]。张会兰等研究了降水、温度和植被指数对于径流深的影响^[122]。刘浏等应用可变下渗能力模型 VIC 与区域气候变化影响模型 PRECIS 耦合,对气候变化情景下的太湖流域径流变化趋势进行预测,研究认为未来太湖流域发生洪水的概率增大^[123]。王明玉等定量估算了人类活动和降水变化对年径流量变化的贡献^[124]。袁喆等基于降水-径流经验统计模型的构建,定量评估了滦河流域降水变化和人类活动对该区域年径流的影响程度。研究表明人类活动的贡献率远大于降水变化^[125]。邱临静等利用 Mann-Kendall 检验对延河流域降水量和径流量进行了分析,定量分析了降水变化和人类活动对径流的影响^[126]。梁川等采用数理统计的方法对长江源区的降水和河川径流的年内、年际和年代际的多时间尺度变化规律进行了研究^[127]。熊亚兰等对北盘江流域降水和径流实测系列进行了分析,研究表明降水和径流存在明显的年际和代际变化,且变化周期同步^[128]。王国庆等采用水文模拟的方法对三川河流域径流变化进行了分析,评估了气候变化和人类活动对径流的影响^[129]。唐湘玲等利用玛纳斯河上游 1956-2006 年水文气象资料,采用小波分析方法对径流的变化特征进行了研究。结果表明,玛纳斯河径流总量总体呈增加趋势,降水量、气温和人类活动是影响径流的主要因素^[130]。汪美华等运用多元回归方法建立了气候-径流深的数学模型,并预测了不同未来气候变化情景下淮河流域地表径流的变化^[131]。王兆礼等以 1956-2005 年降水、径流和气象资料为基础,采用 MK 趋势检验、小波分析和 R/S 分析方法,对东江流域径流年际变化及其对气候变化的响应进行了研究^[132]。张少文等采用 BP 算法,对黄河兰州站 1956-2000 年的降水和实测径流资料进行了分析,得到了降水径流相关关系及变化规律^[133]。

海河流域水资源问题突出,也是我国关于气候变化对水文水资源影响的研究热点区域。高歌等利用华北地区近 50 年的气候、水资源等相关资料,就极端气候事件对水资源的影响及气候变化对农业旱涝的影响进行了分析,并在气候模型预测结果的基础上,简要分析了华北地区未来气候变化对水资源的可能影响,分析了华北地区水资源及其开发利用状况、气候变化特征及对水资源的影响以及二者之间的相互关系^[102、103]。潘增辉等针对河北省水文水资源以及防汛抗旱现状,确定了气候变化对河北省水利工作所产生的影响,并提出了应对措施^[134]。丁相毅等将全球气候模型和分布式水文模型相耦合,利用 WEPL 模拟了未来气候情景下海河流域降水、蒸发、径流等主要水循环要素的变化规律,分析了气候变化对海河流域水资源的影响。研究表明,气温升高,蒸发量加大,径流减少^[135]。张云娉等研究了气候变化和地下水水位变化之间的关系,得出降水

量减少从而地下水补给量减少是导致地下水位下降重要原因^[136]。高歌等利用华北地区近 50 年的气候、水资源资料，分析了华北地区水资源状况、气候特征及气候变化对水资源的影响^[137]。邵爱军等利用 1956-2000 年河北省近五十年的气象、水文和水资源评价数据，分析了气候变化对水资源量的影响。得出河北省气温平均每 10 年升高 0.3-0.4℃，降水量平均每 10 年减少 15mm 的研究结果。并求出了不同未来气候情景下，河北省区域水资源数量^[138]。郝立生等利用近 50 年河北省气候、水资源和预估资料，对气候变化与河北省水资源总量的关系进行了分析，结果表明：河北省夏季降水呈明显减少趋势，年均气温明显上升，水资源总量明显减少。多模型预估表明，到 2050 年河北省年降水将增加，水资源总量将增加^[139]。范广州等利用 NCEP/NCAR 的 40 年再分析资料对华北地区夏季水资源做了分析。研究表明，华北地区夏季水量丰、枯与气温和降水有较好的相关关系^[140]。袁飞等应用大尺度陆面水文模型 VIC 和区域气候变化影响研究模型 PRECIS 耦合，对气候变化情景下海河流域水资源的变化进行了预测。研究表明，未来气候情景下海河流域的水资源将十分短缺，并且发生洪水的可能性会增大^[141]。邵爱军等利用河北省境内海河流域气象站、水文站近 50 年的数据资料，分析了水文气象要素变化规律。研究表明地表径流随降水减少而减少，随气温升高而下降，并采用回归方法建立了径流和气象要素的对数模型，对未来气候情景下的径流量进行了预测^[142]。卢路等对海河流域径流的年际变化规律进行了分析，研究表明天然径流的突变年份和气候突变具有较好的相关性^[143]。胡珊珊等采用唐河上游流域水文气象数据，采用气候弹性系数和水文模拟方法研究了气候变化和人类活动对白洋淀上游水源区径流量的影响^[144]。

1.4 气候模型的研究进展

1.4.1 全球气候模型的研究进展

研究温室气体增加引起的气候变化的主要方法是“物理方法”，是基于基本的物理定律（如牛顿运动定律、运动守恒定律和质量守恒定律等）来确定气候系统各组成要素（大气、海洋、植被和陆面等）的性状。这些物理过程是由数学方程式表达的，由此构成了气候的数学模型，也叫气候模型。气候模型（climate model）是由一组特定的热力学和动力学方程组成的具有一定边界条件和初始条件的数理模型，是建立在用数学方程式表示的物理定律基础上，对气候系统演变的物理描述和数学表达。气候模型不但可以模拟当代的气候情况，也能够模拟外部条件变化所引起的气候系统的变化情况。自上世纪 50 年代以来，已经建立了多种全球气候模型，按照模型的性质可分为辐射对流模型（RCM）、能量平衡模型（EBM）、统计动力学模型（SDM）、大气环流模型（AGCM）、海洋环流模型（OGCM）、海冰模型（IM）和耦合环流模型（CGCM）等。其中，大气环流模型（AGCM）是全球气候模型中应用最广泛的模型，比较完善，但是数据处理需要应用高性能计算机，所以相对简单模型的研究也有重要作用。大气环流模型的动力学理论和数值技术在 20 世纪 70 年代已经成型，后期在模型动力学框架方面的研究主要集中在半拉格朗日方法的应用、参考大气的引入和守恒格式的构造以及计算机并行处理方面。

AGCM 是以控制大气运动动量、热量和水汽守恒的物理定律为基础建立起来的，受外部热源所驱动。在 AGCM 中主要预报量是风、温度、湿度、地面气压、降水量等。相应的控制方程式

主要有热力学动力方程、水平动量方程和地面气压倾向方程，它们是相互联立的。这三个方程和质量连续方程、状态方程和静力学方程联立，构成大气环流模型（AGCM）的动力学框架。上世纪 80 年代以来大气环流模型在物理过程参数化方面取得了丰硕成果，目前的气候模型不再是单纯比较模型模拟降水、气温等变量的能力，而是深入考察模型对物理过程的模拟能力。当前几乎所有的大气环流模型都考虑了辐射的日变化，对吸收气体和云辐射性质考虑更为详尽，有些模型除了二氧化碳和水汽外，引入了氧、氟化物、一氧化碳、气溶胶等的作用。辐射参数化方案 Harshvardhan 等^[145]和 Morcrette 等^[146]在当前模型中应用较多。早期发展的对流参数化方案，如 Kuo、Manabe 等、Arakawa 等经验证是有效的，新改进或发展的对流参数化方案有 Tiedtke^[147]、Betts 等^[148]以及 Zhang^[149]。国际性研究计划——大气模型比较计划（AMIP）的研究成果表明几乎所有的大气环流模型都能模拟出大尺度大气环流的平均季节结构，但对年际变率的模拟效果不理想，对物理变量的模拟结果也类似。所以进一步深入研究物理过程参数化方案是必要的。

人们为了对气候系统进行仿真模拟或对未来气候情景进行预报预测，就要借助气候模型对气候变化过程进行分析计算。气候模拟的计算量是巨大的，气候模型的发展是和计算机科学的发展相伴随的，提高模型水平和垂直分辨率是大气环流模型的发展方向。近年来，国内外气候变化研究都认识到高分辨率高精度的气候模型对提高气候模拟水平的重要性，并着手完善提高模型的分辨率和参数化方案。所以应用新一代的气候模型对气候系统进行长时间的模拟所需要的计算速度和硬件资源已经超过了单个计算处理器的承载能力，而需要大规模并行计算机。所以随着信息科学的发展，也使得通过气候模型深入细致了解气候变化，并对气候变化进行高分辨率模拟得以实现^[150]。

上个世纪八十年代以来，气候模型研究逐渐成了国际上热点，在气候模型研究上，气候系统的各个组成部分的模型包括大气、陆地、海洋、海冰都是独立发展完成的，然后再尝试实现不同部分的耦合。目前应用于气候变化研究的大气环流模型，始于 1956 年 Phillips 发表的先驱性论文提出的大气环流模型，其后很多研究机构陆续建立并不断完善各自的大气环流模型。在模型动力学框架方面的取得的进展主要集中在：半拉格朗日方法的应用^[151]、参考大气的引入^[152-153]和守恒格式的构造^[154-156]。当前国际上较为著名全球气候模型主要有：加拿大气候模型中心模型 CGCM、德国马普实验室模型 ECHAM5/MPI-OM、美国国家大气研究中心模型 NCAR-PCM、英国 Hadley 气候预测与研究中心模型 HadCM3、日本气候系统研究中心模型 CCSR/NIES 以及中国科学院大气物理研究所模型 IAP。

全球气候模型是模拟全球气候和气候变化的有力工具，受计算条件的限制，全球气候模型的分辨率一般都较低（水平分辨率一般在 100km 到 500km），难以细致地描述区域地形特征、陆面物理过程以及其他因子对区域气候变化的强迫和影响，所以全球模型不适宜作区域气候变化研究的工具。全球气候模型主要反映大尺度、长时期的气候特征，却难以显示诸如小地形引起的降水变化，以及台风等尺度较小的系统变化，从而在区域或流域尺度气候模拟或气候变化研究等方面容易产生较大偏差。IPCC 曾先后评估了世界各国近 40 个全球气候模型（GCM）。评估表明对全球气候的模拟具有较好的可靠性，但对区域气候的模拟虽然在有些地区有些季节具有较可靠的结果，但存在较大不确定性^[157]。

1.4.2 区域气候模型的研究进展

全球气候模型（GCMs）是模拟大尺度气候变化的有力工具，但目前全球气候模型输出的空间分辨率较低，缺少区域气候信息，难以真实反映和复杂地形和陆地状况有关的区域气候特征，所以不能准确模拟区域尺度温度和降水的变化。Cubasch 等对几个低分辨率 AOGCM 模型模拟预测地中海区域情景进行了对比分析，发现对气温的模拟效果要好于降水，但气温和降水的模拟误差都比较大^[158]。Risbey 等用不同分辨率的 GCMs 模型应用于美国加州，发现降水均值模拟较符合实际情况，但降水分布误差很大^[159]。以上两个例子说明当前 GCMs 虽能较好模拟大尺度气候变化规律，但对区域气候模拟不是很理想。区域气候模型近年来得到了学界的重视，因为气候变化对不同区域带来的影响区域差异很大，有的地区洪水泛滥，另一个区域则可能是严重干旱。这种气候变化对区域影响的差异性，使得研究气候变化对区域尺度的影响变得越来越重要。为了克服全球气候模型 GCM 在区域气候模拟上的不足，获得区域尺度气候变化信息，在实际应用时通常把大尺度全球气候模型（分辨率经常在 100-200km）输出的信息转换为区域尺度（分辨率低于 10km）的气候变化信息，来弥补全球气候模型模拟的不足，即降尺度。区域气候模型的分辨率比全球模型高，通过降尺度把全球模型的结果降尺度到区域模型更为精细的网格上。降尺度通常有以下四种方法：简单插值法、统计降尺度法、区域气候模型法和统计-动力降尺度法。

目前区域气候预测的数值模型一般采用，全球气候模型嵌套一个细网格模型或者用全球气候模型做出预测后，采用统计降尺度方式来获得区域气候特征，采用高分辨率的区域气候模式（RCM）和全球气候模式（GCM）进行嵌套，其中 Giorgi 等的工作具有代表性^[160]。自上世纪 80 年代末 90 年代初，Dickinson 等、Giorgi 和 Bates 将改进的有限区域中尺度气象模型（LAM）与全球气候模型（GCM）相耦合，提出了区域气候模型（RCM），并首次成功开展了区域气候的数值模拟以来，近年来国内外出现了一系列的区域模型^[161-163]。

目前，应用较多的区域气候模型主要有：基于美国国家大气研究中心（NCAR）和美国宾州大学（PSU）联合创建的中尺度模型 MM4 和 NCAR 的全球谱模型（CMM）的基础上发展起来的区域气候模型 RegCM 系列；英国气象局 Hadley 中心的 PRECIS；美国科罗拉多大学（CUS）发展的三维非静力区域气候模型 RAMS；德国马普气象研究所的区域气候模型 REMO 和由 CLM-Community（Climate Limited-area Modelling-Community）提出的区域气候模型 CCLM。中国的区域气候模型研究工作起步稍晚，最开始是在东亚地区应用国外的模型，后来在研究基础上研制了适合于东亚地区的区域气候模型和物理过程参数化方案^[164, 165]。国内研究机构的区域气候模型主要有国家气象局气候变化研究中心的 RegCM_NCC、中科院大气物理研究所的 PIEMS 和南京大学的 P- σ 混合坐标区域气候模型。区域气候模型中 RegCM 和 CCLM 是目前应用比较广泛、发展比较快的区域气候模型，而国内学者研究应用 RegCM 的比较多。CCLM 是 CLM-Community 内部模型，其成员是来自欧洲各国的相关科研单位，CCLM 在欧洲应用广泛，在我国还鲜见使用。

现在部分区域气候模型的水平分辨率大概是 50km，而 50km 的分辨率区域气候模型对于区域气候变化研究还是有些粗糙的，一些中小尺度地形引起的效应如山谷风、近地面温度变化和地形雨等可能模拟误差大，甚至可能会被忽略，水平分辨率低于 20km 的高分辨率区域模型是今后发展重点。虽然水平分辨率对于 20km 的高分辨率区域气候模型良好的模拟能力已得到验证，但是

也有研究表明提高分辨率,并不一定带来更好的模拟结果^[166、167]。全球模型带出的来的误差会影响区域模型的模拟效果,并且通常这种由于全球模型带来的系统误差会随着区域模型分辨率的提高而增大,也和研究的变量有关^[168]。直至今日,对于高分辨率区域气候模型的物理过程参数化、数值计算等还存在不少问题需要完善解决。

动力降尺度法由于不受观测资料限制,物理意义明确,前期在区域气候模型中应用比较广泛^[169、170]。但动力降尺度计算量巨大,对高性能计算设备极为依赖,受 GCMs 全球气候模型边界条件影响大,参数率定较为复杂,同时由于分辨率限制,对中小尺度的降水气温模拟误差较大。统计降尺度能很好的解决这些不足,同时统计降尺度能更好的反映区域地形地貌等对气候的微影响,更适合中小尺度区域^[171、172]。统计降尺度在国际上开始受到重视,也取得了一些相关研究进展^[173-184]。

1.5 主要研究内容及技术线路

1.5.1 主要研究内容

主要研究内容包括以下几部分:

(1) 张家口市永定河流域的水文气象要素变化特征分析

以张家口市永定河流域的典型气象站点和水文站点的水文气象资料为基础,综合利用滑动平均、五点三次平滑、模比系数差积曲线、线性趋势法、累积滤波器、MK 突变检验和小波分析等方法对水文气象要素的变化趋势、突变年份和变化周期进行研究。

(2) STAR 区域气候模型及其应用

通过对区域气候模型 STAR 的参数率定,确定张家口市永定河流域气候模拟中 STAR 气候模型参数方案。并结合气候变化趋势分析,未来气候情景采用不同升温幅度,通过 STAR 模型对区域未来气候进行低中高升温情景的仿真模拟,并对未来气候变化情景下气温和降水的变化情况进行分析。

(3) 气候变化对张家口市永定河流域水文水资源系统的影响

采用模拟递推法、回归分析方法和模糊优选神经网络模型等方法研究气候变化对研究区典型站点天然年径流量、水资源量的影响;研究气候变化对农业供水量和生活用水量的影响。

(4) 气候变化对张家口市永定河流域水资源承载力的影响

构建区域水资源承载力量化模型,结合流域未来气候情景、流域可利用水资源变化和流域发展规划,量化计算未来不同升温情景下的水资源承载力状况,并分析气候变化对流域水资源承载力的影响。

1.5.2 技术线路

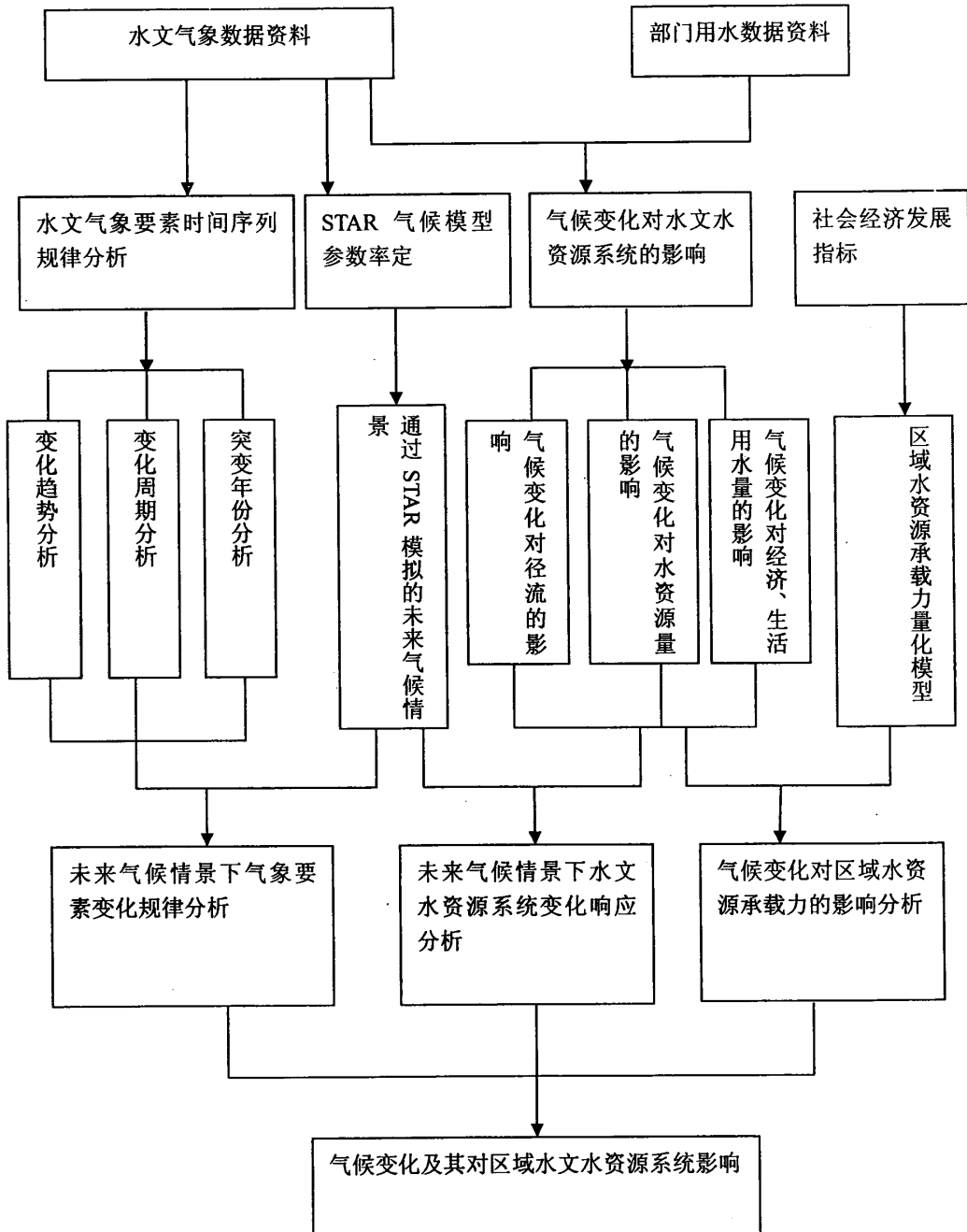


图 1.1 技术路线图

Fig. 1.1 The technical route.

2. 张家口市永定河流域概况

2.1 自然地理

张家口市永定河流域位于海河流域内，东经 $113^{\circ} 50'$ 至 $116^{\circ} 20'$ ，北纬 $39^{\circ} 30'$ 至 $41^{\circ} 14'$ 之间，研究区地理位置示意图如下图 2.1 所示。张家口市永定河流域面积为 17662km^2 ，多山地，其中山地面积 11066km^2 ，平原面积 6596 km^2 。

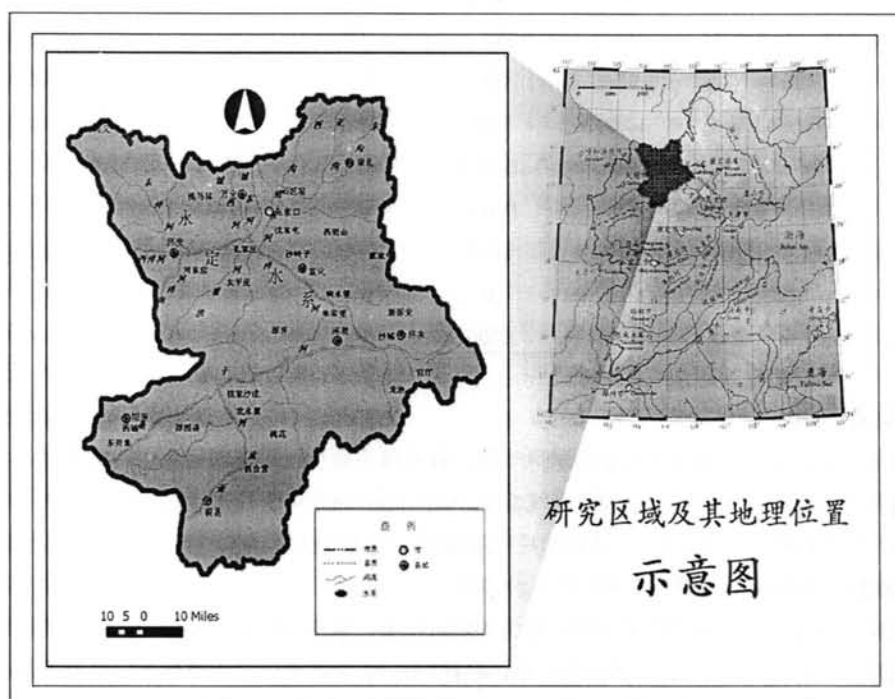


图 2.1 张家口市永定河流域地理位置示意图

Fig. 2.1 The geographic position of Yongding river basin in Zhangjiakou

流域内山峦起伏，沟壑纵横，山地、丘陵、盆地相间分布，主要有怀安-张家口-宣化盆地、蔚县-阳原盆地、涿鹿-怀来盆地。张家口市永定河流域包括张家口市市区、崇礼县、宣化县等十个县市区，如表 2.1 所示。

表 2.1 张家口市永定河流域行政区划及面积表

Table 2.1 Administrative division and area of Yongding river basin in Zhangjiakou

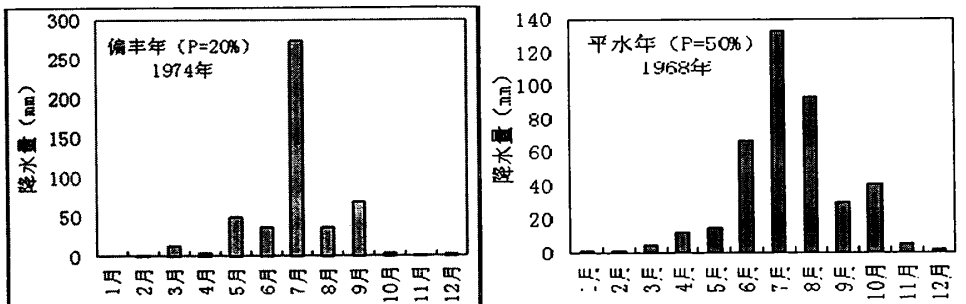
行政区	面积 (km ²)			占总面积
	山区	平原	合计	
市辖区	655.3	124.7	780	4.42%
宣化县	968.3	1177.7	2146	12.15%
万全县	708.5	455.5	1164	6.59%
怀安县	896.3	860.7	1757	9.95%
崇礼县	2347	0	2347	13.29%
怀来县	1092.2	706.8	1799	10.19%
蔚县	1744.6	1351.4	3096	17.53%
阳原县	591.6	1247.4	1839	10.41%
涿鹿县	1109.2	671.8	1781	10.08%
尚义县	953	0	953	5.40%
合计	11066	6596	17662	100.00%

2.2 水文气象

张家口市永定河流域属于大陆性季风气候，春秋风多雨少，夏季凉爽短促，冬季寒冷漫长。根据蔚县气象站、张家口气象站和怀来气象站 1958 年到 2008 年的气象资料统计，多年平均气温 8.5℃，气温年内变化幅度大。6 月到 8 月气温较高，月均气温为 22℃-28℃；12 月到翌年的 1、2 月气温低，月均气温为零下 1.5℃到零下 10℃。

张家口市永定河流域多年平均降水量为 407mm 左右。降水年内分布不均，70%—80%的降水分布在汛期（6 月—9 月），而汛期的降水又主要集中在 7、8 两个月。流域内张家口站点的降雨年内分布情况见下图 2.2 所示。

流域内降水量少，加上西北风盛行，空气干燥，蒸发量较大，多年平均水面蒸发量在 1150mm 左右，分布趋势由西部向东部递减。流域内春季风大，干旱少雨，饱和差大，而雨季一般在六月下旬才开始，初夏气温高、干热，有利于蒸发，所以 5~6 月蒸发量最大，两个月水面蒸发量约占全年的三分之一，之后缓慢下降，全年 1 月、2 月和 12 月气温最低，蒸发量亦最小，三个月的蒸发量仅占全年的 3%~6%。代表站点年内水面蒸发量分配表见图 2.3。年陆地蒸发量 340~450mm，分布由东南向西北递减。



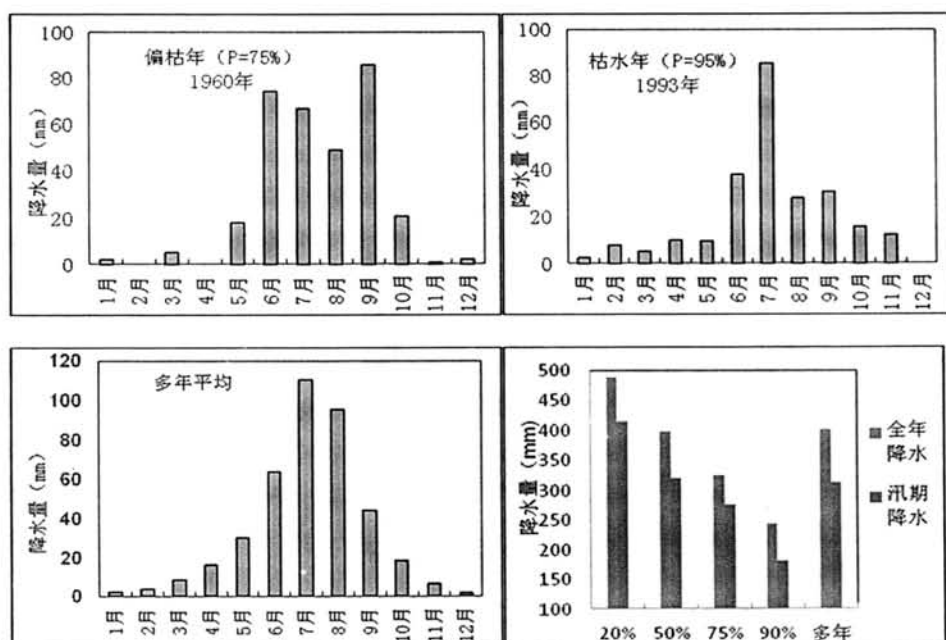


图 2.2 张家口站不同水平年降水量年内分配及汛期（6月-9月）降水情况

Fig. 2.2 Distribution of monthly precipitation and flood season precipitation for Zhangjiakou station

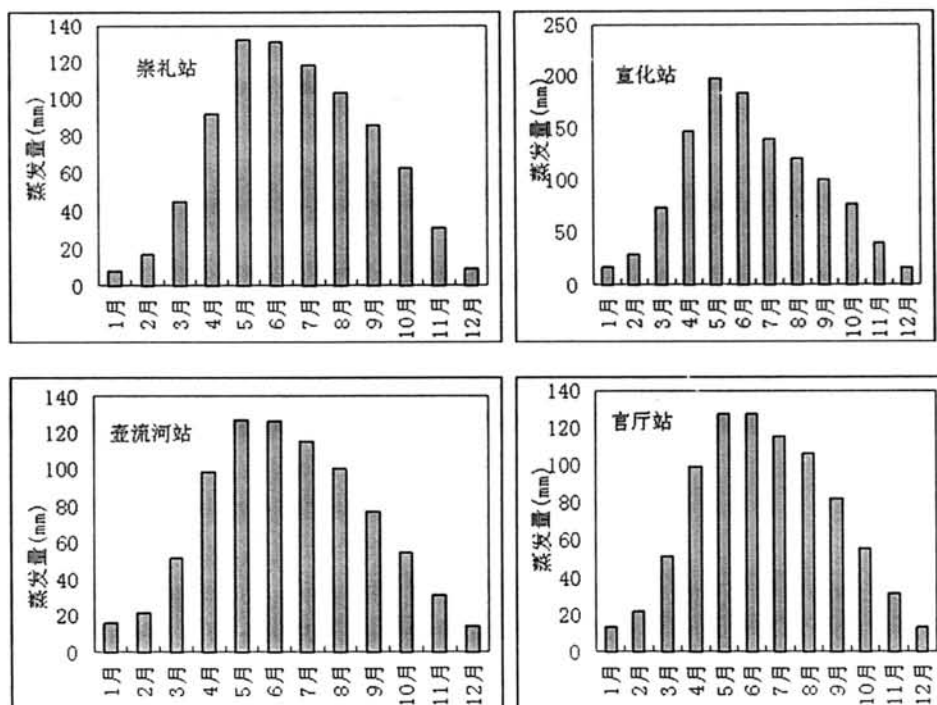


图 2.3 张家口市永定河流域代表站水面蒸发量年内分布情况

Fig. 2.3 Distribution of water surface evaporation for typical hydrologic stations

2.3 河流水系

张家口市永定河流域内主要河流包括洋河、桑干河和壶流河，流域水系图如图 2.4 所示。

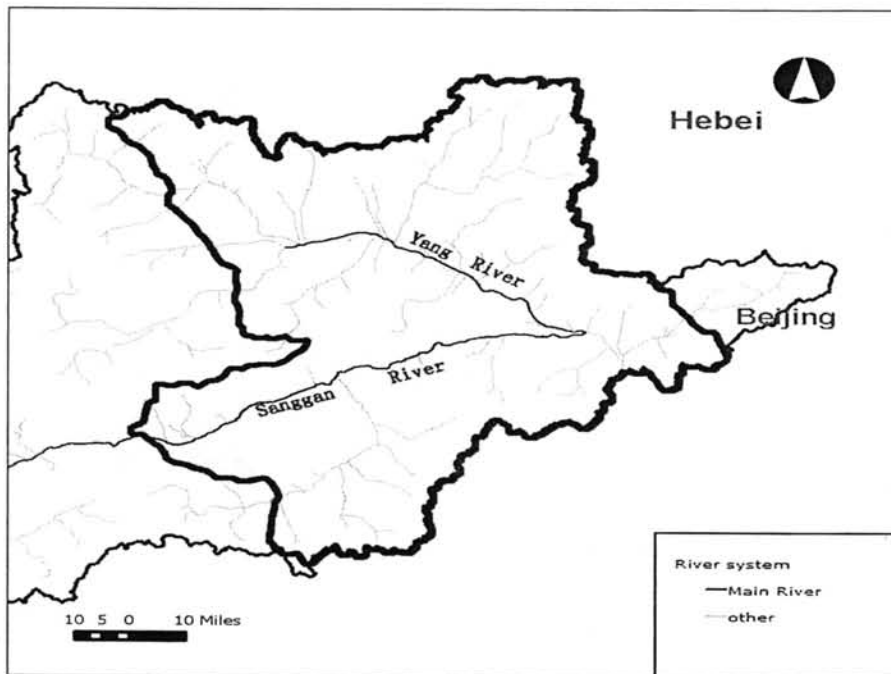


图 2.4 张家口市永定河流域河流水系图

Fig. 2.4 Water system map of Yongding river basin in Zhangjiakou

洋河：洋河上游分东、西、南三支，东洋河、西洋河均发源于内蒙古大青山麓。南洋河发源于山西省阳高县境内，于怀安县柴沟堡附近汇合为洋河，流经万全、宣化、怀来等县。

桑干河：发源山西省宁武县管岑山，流经阳原、宣化、怀来等县，至怀来县朱官屯附近与洋河汇合，汇合后称永定河。注入官厅水库，流入北京市。桑干河、洋河是本区的主要水源地，是经济发展和城镇建设的命脉。其中，壶流河发源于山西省广灵县，流经蔚县至阳原县大渡口村汇入桑干河。

2.4 水资源状况

张家口市永定河流域面积 17662km^2 ，其中水土流失区面积 4859km^2 ；流域多年平均年降水量 7.2亿 m^3 ，多年平均入境水量 4.65亿 m^3 ，出境量 7.85亿 m^3 ，各代表性河流入境水量变化见图 2.5 和流域河流出入境水量变化见图 2.6。

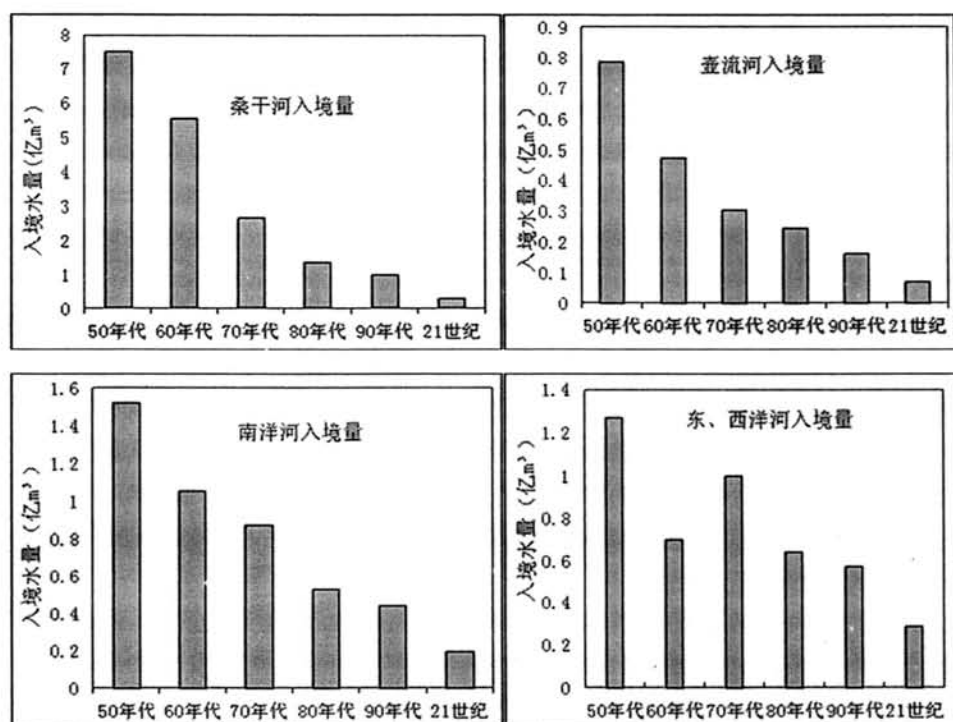


图 2.5 张家口市永定河流域河流入境水量变化

Fig. 2.5 The entry water quantity of the rivers in Yongding river basin in Zhangjiakou

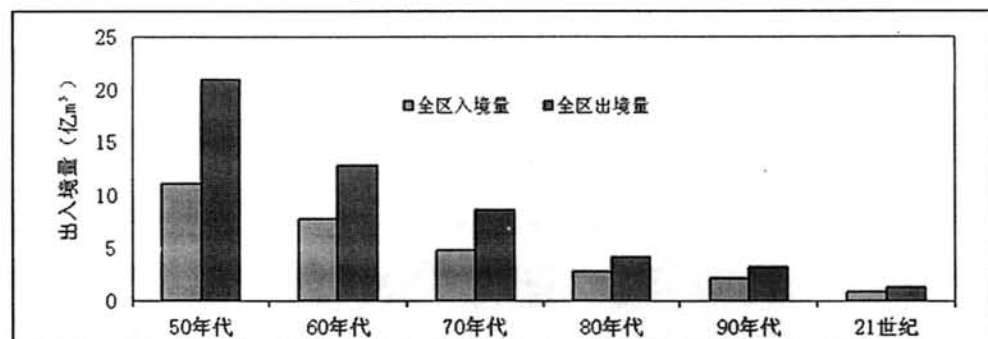


图 2.6 研究区河流出入境水量变化

Fig. 2.6 The entry water quantity and the exist water quantity for the research area

流域内位于册田水库下游桑干河上的石匣里水文站, 近年来水量减少明显。1985-1999 年平均径流量 1.72 亿 m³, 最大 3.28 亿 m³, 最小 1.11 亿 m³; 位于洋河干流的响水堡水文站, 1985-1999 年平均径流量 2.09 亿 m³, 最大 3.72 亿 m³, 最小 1.21 亿 m³。

研究区地下水资源丰富, 且绝大多数矿化度 $M < 1\text{g/L}$ 。张家口市永定河流域盆地地区地下水资源蕴藏量为 51128 万 m³, 其中矿化度小于 1g/L 的有 49999 万 m³; 岩溶山区地下水资源量是 11241 万 m³, 基岩山区地下水资源量是 18283 万 m³; 山区和盆地地下水重复计算量为 16291 万 m³;

区域地下水资源总量是 64361 万 m^3 。

张家口市永定河流域多年平均地表水资源量是 62900 万 m^3 ，地下水和地表水重复计算量是 30972 万 m^3 ，水资源总量为 96289 万 m^3 ，产水模数为 5.5 万 m^3/km^2 。遇平水年（ $P=50\%$ ），地表水资源可利用量为 36120 万 m^3 ；遇偏枯年份（ $P=75\%$ ），地表水可利用量为 31964 万 m^3 。

2.5 水环境状况

随着近年研究区经济的迅速发展，大量的工业废水、生活污水和其它有毒有害物质排放到自然界中，其中总磷排放情况如图 2.7 所示。超标的排污致使流域内河流、湖库受到不同程度的污染，水体的水化学组份也相应地发生了变化。根据 1999 年相关数据资料，点源污染物负荷在区域内占较大比重，在平水年条件下，点源 COD 负荷占 COD 总量的 80%；点源氨氮负荷占氨氮总量的 95%。区域主要污染物为 COD、氨氮和磷酸盐；主要污染区域为张家口市、宣化区、怀安县和怀来县，而桑干河的石匣里，壶流河以及洋河上游支流山区水质较好；主要排污企业是化工、食品、烟草、造纸、冶金等行业企业。

流域内地表径流多数为重碳酸盐类及碳酸盐类水，地表径流 42.6% 的河段受到不同程度的污染。由于连续干旱，近年来地表水资源量减少，排放的废污水得不到稀释，河流自净能力差，26.9% 的河流河段评价为超 V 类水。污染河段出现的主要污染指标以氨氮、化学需氧量（高锰酸盐指数和 COD）、挥发酚为主。流域地下水矿化度分布呈规律性分布，自张宣盆地向蔚阳盆地南部矿化度逐渐增大，矿化度 $< 2\text{g/L}$ 。流域地下水环境质量总体状况较差。其中，I-III 类水的地下水占 36.2%；IV 类水占 16.5%；V 类水占 47.3%。关键超标项目主要为：矿化度、总硬度、氨氮、高锰酸盐指数、氟化物盐等。

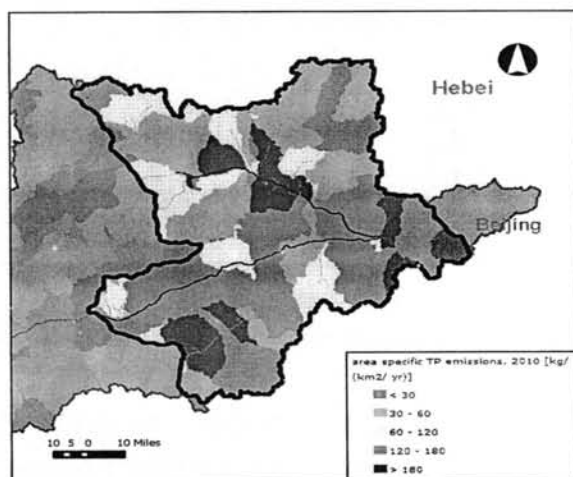


图 2.7 张家口市永定河流域 TP (总磷) 排放量

Fig. 2.7 Area specific TP emissions of Yongding river basin in Zhangjiakou

2.6 社会经济

根据 2010 有关统计资料分析：张家口市永定河流域有人口 332 万，其中非农人口 129 万，农业人口 203 万，人口密度分布如图 2.8 所示。区域实现国内生产总值为 6811516 万元，其中第一产业、第二产业、第三产业分别为 860992 万元、2727074 万元、3223450 万元，分别占区域 GDP 的 13%、40%和 47%，人均 GDP 是 20500 元。耕地面积 524.14 万亩，其中有效灌溉面积 256.62 万亩；林牧渔业用水面积 36.24 万亩，牲畜存栏 1536.72 万头。目前，区域内已经逐步形成了以能源、机械制造、冶金、化工、轻纺、建材、酿酒、医药和食品工业为主导的门类齐全的工业体系。农业除了传统种植业外，初步形成了葡萄加工、畜产品加工、错季蔬菜种植等产业，成为经济新的增长点。在传统服务业如批发零售、邮政、住宿餐饮和交通运输业持续发展同时，现代物流、信息通讯、咨询服务、金融保险、旅游、房地产、文化教育、公用事业等现代服务业蓬勃兴起，一个相对完整的服务体系正在逐渐形成。

现状年（2010 年），张家口市永定河流域共用水 84802 万 m^3 ，其中生活用水 7938.43 万 m^3 ，占总用水量的 9.4%；工业用水 12234.33 万 m^3 ，占总用水量的 14.4%；农业用水 61886.22 万 m^3 ，占总用水量 73%；服务业用水 1666 万 m^3 ，占总用水量 2%；环卫用水 1077 万 m^3 ，占总用水量 1.3%。

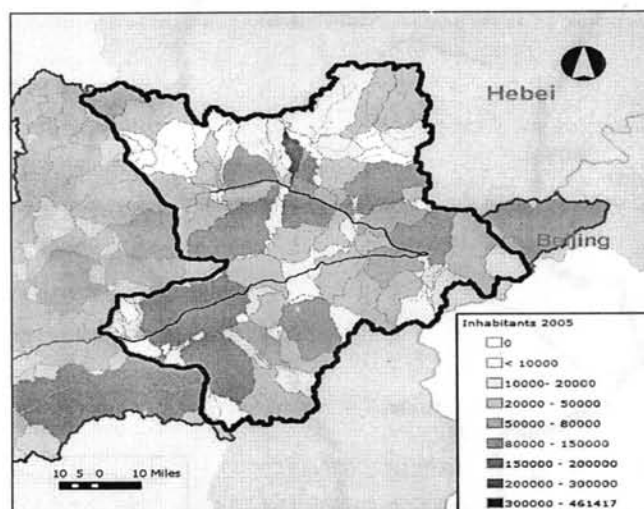


图 2.8 张家口市永定河流域人口密度

Fig. 2.8 Population density of Yongding river basin in Zhangjiakou

3. 张家口市永定河流域水文气象要素变化特征分析

本次研究选取张家口市永定河流域典型气象站点张家口站、蔚县站、怀来站和综合站（综合站是根据 3 个实测站点相应实测气象数据平均求得的相应气象序列，用来表示张家口市永定河流域综合气象情况），气象数据时间序列均是从 1958 年 1 月 1 号到 2008 年 12 月 31 号；选取典型水文站点响水堡站、柴沟堡东边站、石匣里站和钱家沙洼站，天然年径流量资料序列均是从 1958 年到 2003 年。所选典型气象站点位置见图 3.1，典型水文站点位置见图 3.2。

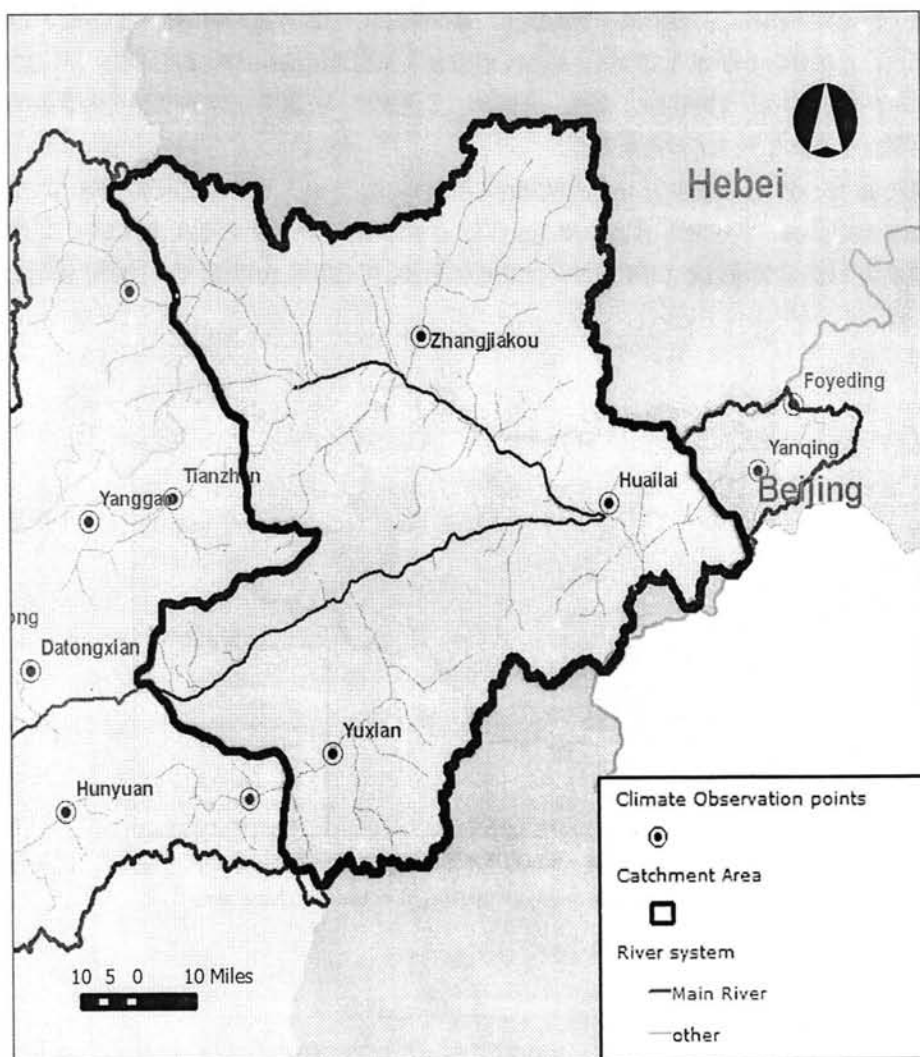


图 3.1 典型气象站点位置示意图

Fig. 3.1 Positions of typical weather stations

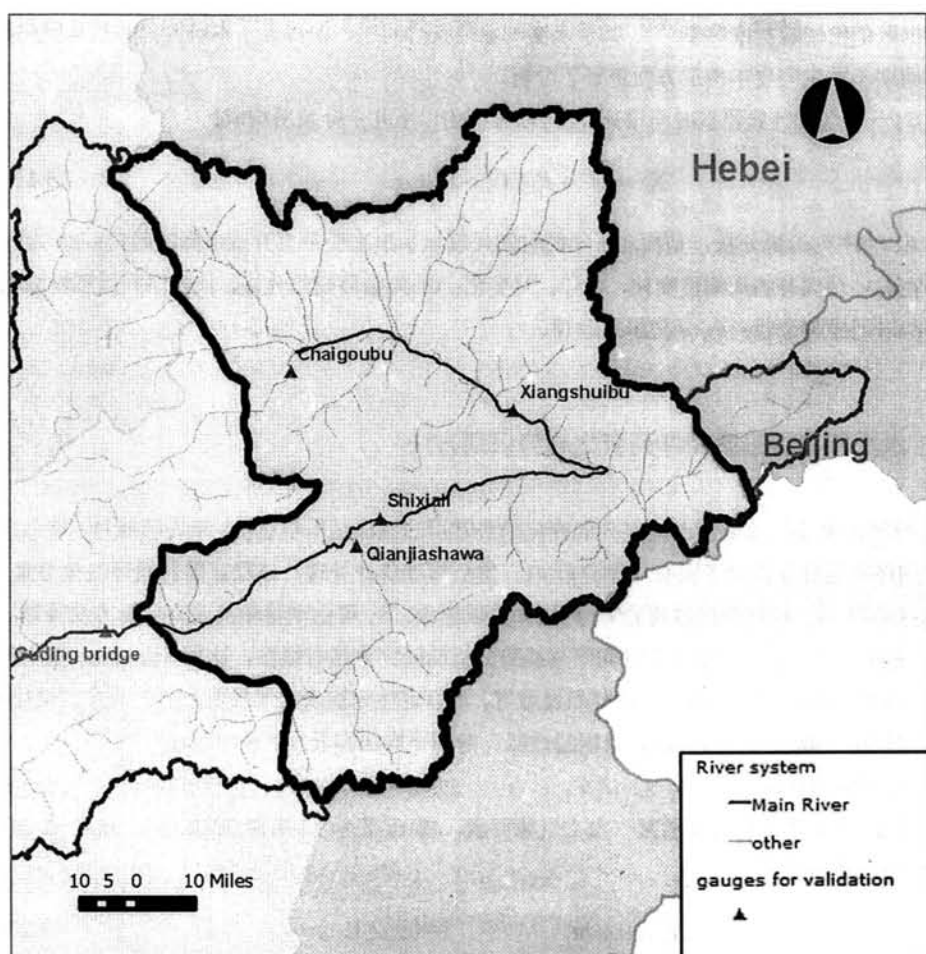


图 3.2 典型水文站点位置示意图

Fig. 3.2 Positions of typical hydrologic stations

3.1 水文气象要素变化特征分析方法

水文气象要素特征变化主要包括降水、温度和径流随时间序列的变化趋势、变化周期和突变年份等。水文气象要素随长时间系列发生的变化，存在一定的趋势和规律性，而研究水文气象要素时间序列变化特征对于客观认识气候变化对水资源的影响，对社会经济用水行为的影响和把握系统的宏观变化规律有重要意义，同时对于检验气候变化模拟和水文模拟结果的合理性也有一定价值。

水文气象要素的变化特征，多体现在年均值的变化过程，四季特征值的变化过程、汛期和非汛期的变化过程。本研究重点分析流域内气象要素（气温、降水）年、四季的变化情况，针对降水还对其汛期变化情况进行了研究，并分析了年径流量的变化情况。随时间变化的一系列水文气象数据所构成的时间序列，是离散观测得到的随机序列，如年降水总量序列、年均温度序列、年径流总量序列，这类时间序列一般数值取值随时间变化，并且每个时间点上的取值是随机的；序列前后时刻的数据之间存在相关性，数据序列总体有上升或下降趋势，并有周期性振荡；在某一时刻

间数据取值出现转折或突变^[185]。基于水文气象要素时间序列的特点，本研究主要是从变化趋势、变化周期和发生突变年份三方面进行了分析。

对一个水文气象要素时间序列 X_t 可以看成由以下几个分量所构成：

$$X_t = H_t + P_t + C_t + S_t + a_t \quad (3.1)$$

H_t 为序列趋势分量，是指几十年的时间尺度显示出来变量上升或下降的趋势； P_t 为气候序列存在的一种固有的周期性变化，如年、月变化； C_t 为循环变化分量，代表序列周期性波动； S_t 是平稳时间序列分量； a_t 是随机扰动项。

3.1.1 水文气象要素时间序列变化趋势识别方法

分离出水文气象要素时间序列的变化趋势常用的做法是用年总量、年均值或月、季总量来构造时间序列这样就消除了固有周期分量 P_t 。然后通过统计处理，消除或削弱循环变化分量 C_t 和随机扰动项 a_t 。这样就可以将趋势分量 H_t 显现出来。 S_t 可由平稳随机序列分析方法处理。

国内外对于水文气象要素时间序列趋势分析的研究方法有很多，比如 Spearman 秩次相关检验法、线性趋势回归检验法、三次样条函数等，可以定性识别水文气候要素的时间序列变化趋势，本研究采用了线性倾向估计法、累积滤波器、滑动平均法和五点三次平滑法^[185]。

(1) 线性倾向估计

用 X_i 表示样本量为 n 的某一水文气象要素，用 t_i 表示 X_i 所对应的时间，建立 X_i 与 t_i 之间的一元线性回归

$$X_i = a + bt_i \quad i=(1, 2, \dots, n) \quad (3.2)$$

上式可以看作一种特殊的、最简单的线性回归形式，它的含义是用一条合理的直线表示 x 与其时间 t 之间的关系。 a 为回归常数， b 为回归系数。 a 和 b 可以用最小二乘法进行估计。

对观测数据 x_i 及相应的时间 t_i ，回归系数 b 和常数 a 的最小二乘估计为

$$\begin{cases} b = \frac{\sum_{i=1}^n x_i t_i - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) \left(\sum_{i=1}^n t_i \right)}{\sum_{i=1}^n t_i^2 - \frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n t_i \right)^2} \\ a = \bar{x} - b \bar{t} \end{cases} \quad (3.3)$$

其中

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \bar{t} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n t_i \quad (3.4)$$

利用回归系数 b 和相关系数之间的关系，求出时间 t_i 与变量 x_i 之间的相关系数

$$r = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n t_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n t_i\right)^2 / n}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i\right)^2 / n}} \quad (3.5)$$

回归系数 b 的符号表示水文气象要素变化的趋势倾向。符号为正，即当 $b > 0$ 时，说明随时间的增加呈上升趋势；反之，说明随时间增加呈下降趋势。回归系数 b 的大小反应了这种趋势的速率或升降的倾向程度，又称为倾向值。相关系数 r 反映了水文气象要素 x 与时间 t 之间相关性程度，相关系数越大，两者越密切。

(2) 累积滤波器法

累积滤波器法能够定性的反映时间序列的变化趋势，其数学原理如下：

$$S_i = \left(\sum_{i=1}^k \frac{x_i}{k} \right) / \bar{x} \quad (3.6)$$

式中 S 为累积平均值， x_i 为水文气象时间序列值， $\bar{x}$ 为时间序列的平均值， $k=1, 2, \dots, n$ ， n 为时间序列长度， $i=1, 2, \dots, k$ 。

(3) 模比系数差积曲线法

模比系数差积曲线是一种累积距平曲线。通过绘制模比系数曲线，可以确定一组水文气象要素时间系列的周期变化情况及其变化趋势，同时可以检验该系列是否具有良好的代表性。模比系数差积曲线可以通过计算数据的模比系数来反映水文气象要素与其系列平均值之间的关系。水文气象要素 x_i 与其序列平均值之比称为模比系数 K_i 。从资料开始年至终止年，将各年 $(K_i - 1)$ 依次累积，绘成过程线，即为模比系数差积曲线。计算公式如下：

$$C = \sum_{i=1}^n K_i - 1 \quad (3.7)$$

$$K_i = x_i / \bar{x} \quad (3.8)$$

$$\bar{x} = \sum_{i=1}^n x_i / n \quad (3.9)$$

(4) 滑动平均法

滑动平均相当于低通滤波器，是用确定时间序列的平滑值来显示变化趋势。对于样本量为 n 的序列 x ，其滑动平均序列表示为：

$$\hat{x}_j = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k x_{i+j-1} \quad (j=1, 2, \dots, n-k+1) \quad (3.10)$$

式中 k 为滑动长度，一般取奇数，以使得平均值可以加到时间序列中项的时间坐标上。经过滑动平均，序列中短于滑动长度的周期大大削弱，即可滤掉数据中频繁随机起伏，显示出平滑的变化趋势。

(5) 五点三次平滑法

是一种常见的多项式平滑方法，通过平滑更好的反映序列变化的趋势。对于水文气象要素时间序列 x ，在其每个数据点前后各取两相邻数据，用三次多项式拟合：

$$x = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 \quad (3.11)$$

根据最小二乘法原理来确定式子中系数，可得到五点三次平滑公式：

$$\begin{aligned} x_{i-2} &= \frac{1}{70}(69x_{i-2} + 4x_{i-1} - 6x_i + 4x_{i+1} - x_{i+2}) \\ x_{i-1} &= \frac{1}{35}(2x_{i-2} + 27x_{i-1} + 12x_i - 8x_{i+1} + 2x_{i+2}) \\ x_i &= \frac{1}{35}(-3x_{i-2} + 12x_{i-1} + 17x_i + 12x_{i+1} - 3x_{i+2}) \\ x_{i+1} &= \frac{1}{35}(2x_{i-2} - 8x_{i-1} + 12x_i + 27x_{i+1} + 2x_{i+2}) \\ x_{i+2} &= \frac{1}{70}(-x_{i-2} + 4x_{i-1} - 6x_i + 4x_{i+1} + 69x_{i+2}) \end{aligned} \quad (3.12)$$

3.1.2 水文气象要素时间序列突变年份识别方法

检验水文气象要素时间序列突变点的方法有很多，如 R/S 分析法、滑动 F 检验法、贝叶斯法、Cramer's 法、Man-Kendall 检验法等。本研究采用的是 Man-Kendall 检验法，是一种非参数检验方法，其优点是不需要样本遵从一定的分布，也不受少数异常值的干扰。

对于样本量为 n 的时间序列 x ，构造一秩序列：

$$S_k = \sum_{i=1}^k r_i \quad (k=2, 3, \dots, n) \quad (3.13)$$

$$\begin{cases} +1 & x_i > x_j \\ 0 & \text{否则} \end{cases} \quad (j=1, 2, \dots, i) \quad (3.14)$$

所以, 秩序列 s_k 是第 i 时刻数值大于 j 时刻数值个数的累计数。

在时间序列随机独立的前提下, 定义统计量:

$$UF_k = \frac{|s_k - E(s_k)|}{\sqrt{\text{Var}(s_k)}} \quad (k=1, 2, \dots, n) \quad (3.15)$$

其中 $UF_1=0$, $E(s_k)$, $\text{Var}(s_k)$ 是累计数 s_k 的均值和方差, 它们可由下式算出:

$$E(s_k) = \frac{n(n+1)}{4} \quad (3.16)$$

$$\text{Var}(s_k) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72} \quad (3.17)$$

UF_i 为标准正态分布, 是按照序列 x 顺序 $x_1, x_2, \dots, x_n$ 计算出统计量序列, 给定显著水平, 若 UF_i 的绝对值大于 U_α , 则表明序列存在明显趋势变化。若按照时间序列的逆时序重复上述过程, 同时使 $UB_k = -UF_k$, $k=n, n-1, \dots, 1$, $UB_1=0$ 。

通过分析统计序列 UF_k 和 UB_k , 可以进一步分析序列 x 的趋势变化, 而且可以明确突变的时间, 指出突变的区域。如果 UF_k 和 UB_k 这 2 条曲线出现交点, 且交点在临界直线之间, 那么交点对应的时刻就是序列发生突变开始的时刻。

3.1.3 水文气象要素时间序列变化周期识别方法

提取时间序列振荡周期的统计方法, 发展迅速, 从周期图、方差分析到连续谱。但是, 周期图法难以处理周期的位相突变和周期振幅变化; 方差分析对于原序列寻找一个隐含的周期的统计推断十分有效, 但对于使用剩余序列推断第二、第三个周期时, 从假设检验上就比较牵强。随后出现的以傅里叶变换概念为基础——研究水文气象要素时间序列变化周期的方法常见的有功率谱法、最大熵谱法、小波分析等, 本研究采用的是小波分析法。

小波分析是在傅里叶分析基础上发展起来的一种信号时频分析方法, 克服了经典傅里叶变化不能获得任意时刻的频率的特征, 能同时反映信号在时域和频域上的特征, 在信号处理、图像压缩、语音编码和水文气象变化时频结构分析等非线性科学研究领域取得了大量的研究成果。传统的傅里叶变换可以显示出气候序列不同尺度的相对贡献, 小波变换不仅可以给出气候序列变化的尺度, 还能显示出变化时间。

经典傅里叶分析是将关于时间 t 的函数 $f(t)$ 变换到频域上, 但是不能获得信号在任一时刻的

频率特征，直到 1964 年 Gabor 引入了窗口傅里叶变换：

$$P(\omega, b) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_R f(t) \bar{\psi}(t-b) e^{-i\omega t} dt \quad (3.18)$$

式中 ω 为频率， R 为实数域， $\psi(t)$ 函数为窗函数， $\bar{\psi}(t)$ 是 $\psi(t)$ 的复数共轭； b 是时间参数 $e^{-i\omega t}$ 起频限作用， $\psi(t)$ 起时限作用。窗口傅里叶变换是一种窗口里叶变换的局部化思想基础上产生了窗口大小固定、形状可变的时频局部分分析方法——形状及大小固定的时频局部分分析，局部化是一次性的，不能灵敏反映信号的突变。在窗口傅小波分析。

若函数 $\psi(t)$ 为满足以下条件的任意函数：

$$\begin{cases} \int_R \psi(t) dt = 0 \\ \int_R \frac{|\hat{\psi}(\omega)|^2}{|\omega|} d\omega < \infty \end{cases} \quad (3.19)$$

式中 $\hat{\psi}(t)$ 是 $\psi(t)$ 的频谱。令

$$\psi_{a,b}(t) = |a|^{-\frac{1}{2}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (3.20)$$

为连续小波， ψ 为基本小波或母小波，是一个双窗函数，一个是时间窗，一个是频率谱。 $\psi_{a,b}(t)$ 的振荡随 $|a|^{-1}$ 的增大而增大。所以， a 是频率参数， b 是时间参数，表示波动在时间上的平移。函数 $f(t)$ 小波变换的连续形式为：

$$\omega_f(a, b) = |a|^{-0.5} \int_R f(t) \bar{\psi}\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (3.21)$$

由方程可以看出，小波变换函数是通过对母小波的伸缩和平移得到的。小波变换离散形式为：

$$\omega_f(a, b) = |a|^{-0.5} \Delta t \sum_{i=1}^n f(i\Delta t) \bar{\psi}\left(\frac{i\Delta t - b}{a}\right) \quad (3.22)$$

式中 Δ 为时间间隔， n 为样本数量。离散化的小波变换构成标准的正交系，从而扩充了实际应用的领域。

小波方差反映了波动能量随尺度的分布，可以用来确定一个时间序列中各种尺度扰动的相对强度，对应峰值处的尺度为该序列的主要周期。小波方差为：

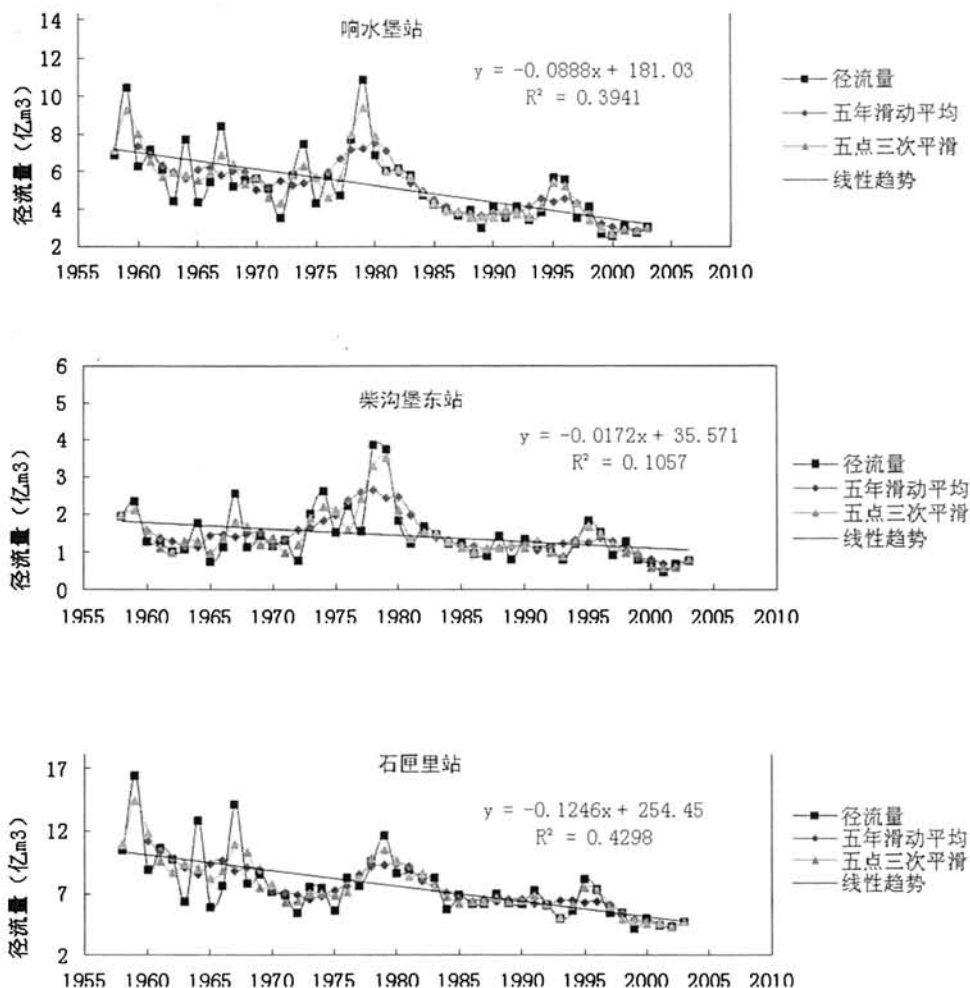
$$Var(a) = \sum (\omega_f)^2(a, b) \quad (3.23)$$

3.2 流域地表径流变化分析

本研究选取张家口市永定河流域四个典型水文站点（响水堡、柴沟堡东、石匣里和钱家沙洼）的1958年到2003年的天然年径流量为研究对象。天然年径流量是对实测年径流量进行还原后得到的，还原项目有工业用水量、农业用水量、水库蓄水变量、跨水系引水等。选用天然年径流量序列而不是实测径流量的原因是天然年径流量已经消除了人类社会经济活动取水对径流的影响，能更直观反映出气候变化对径流量的影响。

3.2.1 张家口市永定河流域径流变化趋势分析

(1) 基于滑动平均和五点三次平滑法对径流变化分析



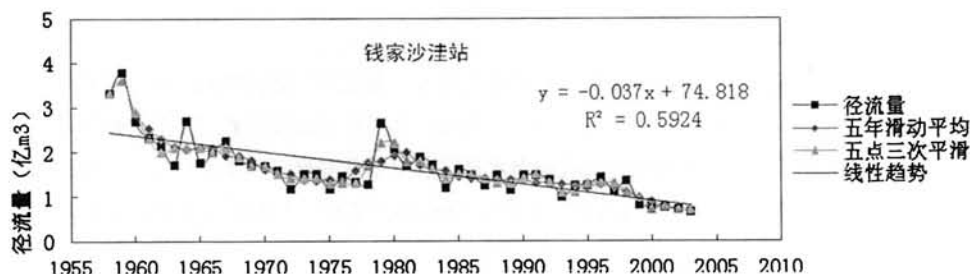


图 3.3 典型水文站点天然年径流变化趋势分析

Fig. 3.3 Change trend of natural annual runoff of typical hydrologic stations

由图可知，张家口市永定河流域典型水文站点的天然年径流量均呈缓慢减少趋势。相比而言，石匣里水文站天然年径流量下降趋势最为明显，柴沟堡东站天然年径流量减少趋势最小。

(2) 基于距平的径流量变化分析

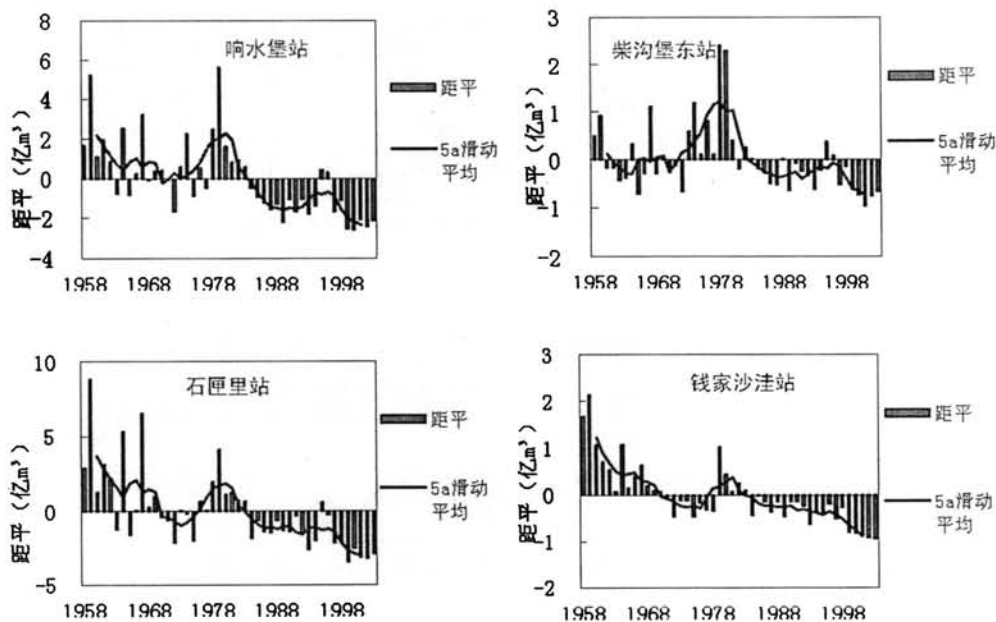


图 3.4 典型水文站点天然年径流量距平及 5 年滑动平均图

Fig. 3.4 Anomaly of natural annual runoff and its 5a moving average of typical hydrologic stations

由图可知：从 5 年滑动平均线分析，响水堡水文站天然年径流量从 1958 年到 1972 年呈波动减少态势，1972 年到 1980 年呈增加趋势，1981 年以后呈明显减少态势；从距平上分析，1984 年后响水堡站天然年径流量减少明显。柴沟堡东站天然年径流量从 1964 年到 1980 年呈波动上升态势，1981 年以后天然年径流量呈明显减少趋势；从距平上分析，1983 年后天然年径流量减少明显。从 5 年滑动平均线分析，石匣里水文站天然年径流量从 1958 年到 1973 年呈波动减少趋势，1974 年到 1981 年呈缓慢增加趋势，1982 年以后呈减少态势；从距平上分析，1984 年后石匣里站天然年径流量减少明显。从 5 年滑动平均线分析，钱家沙洼水文站天然年径流量从 1958 年到 1976 年呈减少态势，1977 年到 1981 有短暂的增加，其后有呈减少态势；从距平上分析，1984 年后钱

家沙洼水文站天然年径流量减少明显。

(3) 基于模比系数差积曲线和累积滤波法的径流量变化分析

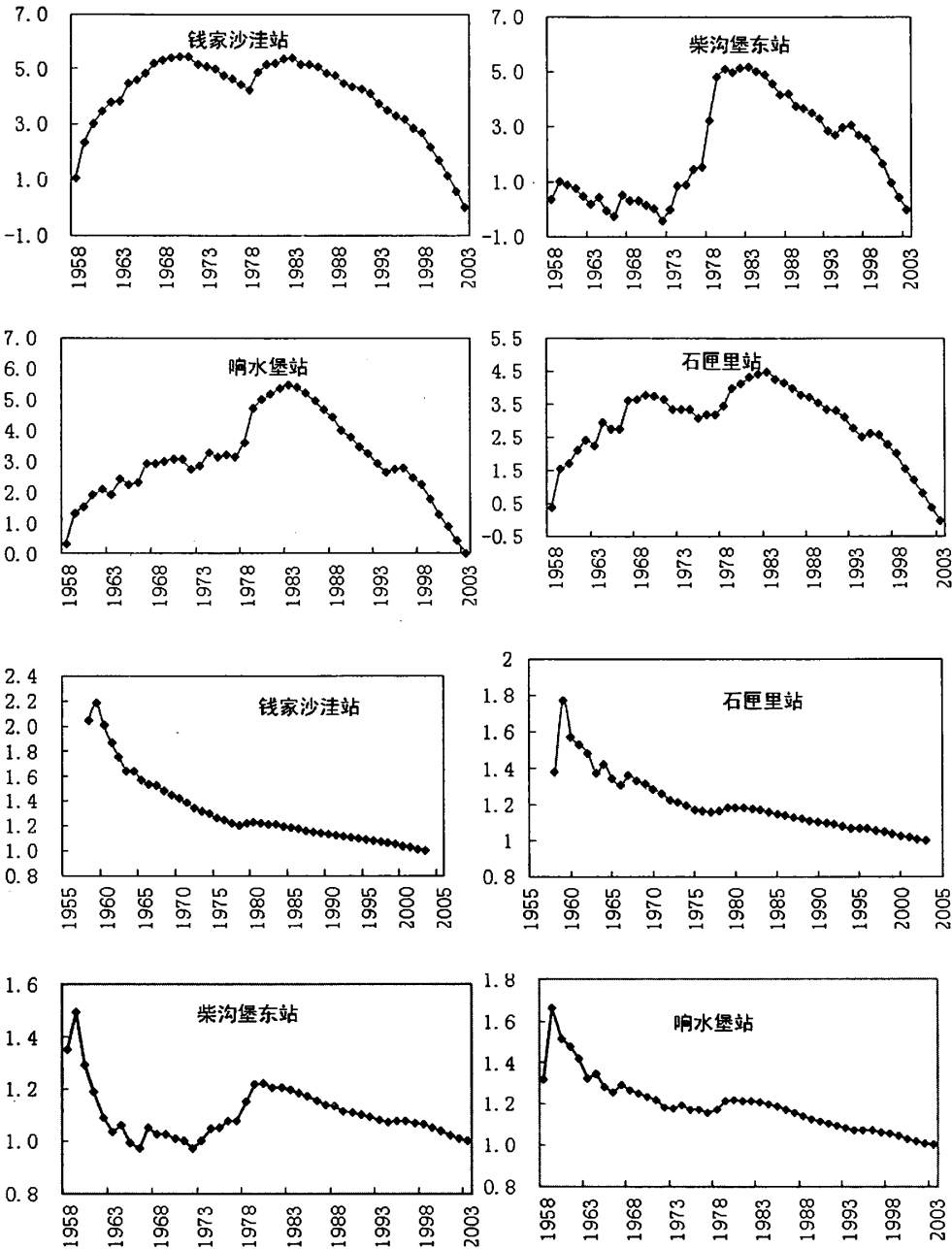


图 3.5 典型水文站点天然年径流量模比系数差积曲线和累积滤波图

Fig. 3.5 Residual mass curve and cumulative filter of natural annual runoff for typical hydrologic stations

由图可知，典型水文站点天然年径流量模比系数差积曲线和累积滤波图所反映的变化趋势与距平图、五点三次平滑图等趋势反映基本一致，不再做进一步分析讨论。

3.2.2 张家口市永定河流域径流突变分析

本次研究利用 Mann-Kendall (M-K) 法进行突变检验。M-K 法是一种非参数检验方法，由国际气象组织 (WMO) 推荐，是国际上广泛认可且理论基础和应用效果较好的一种分析方法，序列分析不受少数异常值的干扰，广泛应用于气候参数和水文系列的分析。本研究中 M-K 突变检验图中，实曲线为 Ufk 线，虚曲线为 UBk 线，点化直线为 0.05 显著水平临界值。

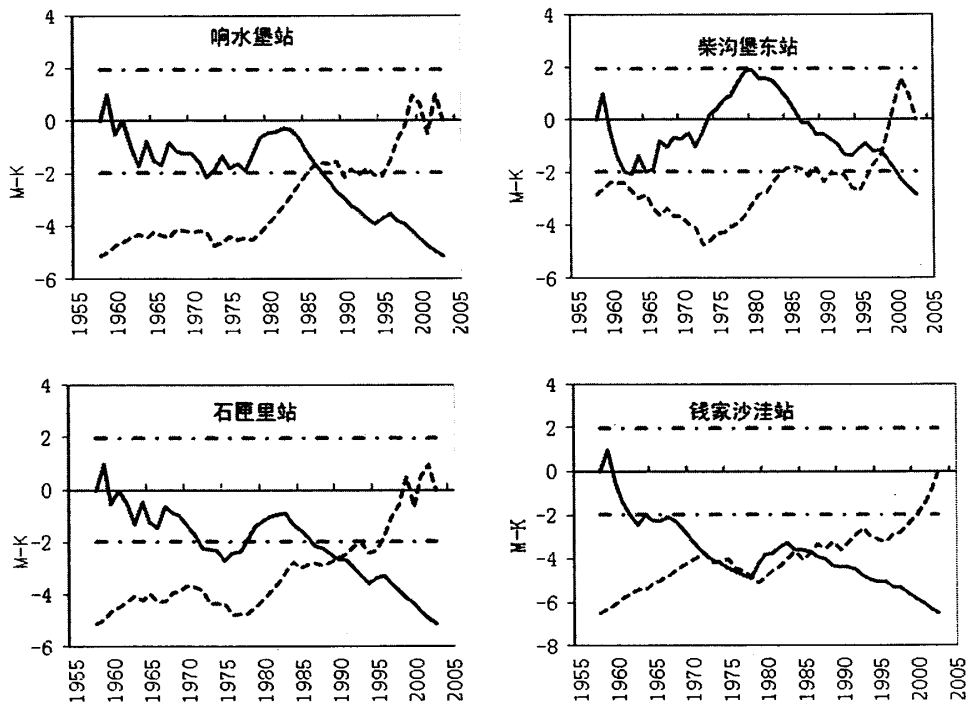


图 3.6 典型水文站点天然年径流量 MK 突变检验

Fig. 3.6 M-K jump of natural annual runoff for typical hydrologic stations

有图可知：响水堡水文站天然年径流量从 1958 年到 1977 年呈波动下降态势，1978 年到 1983 年天然年径流量相对稳定，1984 年以后径流量呈显著减少趋势；并在 1987 年超过显著性临界线，明显减少；天然年径流量开始明显减少的突变年份为 1986 年。柴沟堡东站天然年径流量从 1964 年到 1979 年呈波动上升趋势，1980 年以后呈下降趋势；并在 2000 年超过显著性临界线，呈明显下降趋势；天然年径流量开始明显减少的突变年份是 1998 年。石匣里水文站天然年径流量从 1958 年到 1975 年呈波动下降趋势，1976 到 1983 年呈增加趋势，1984 年后呈明显下降趋势；在 1986 年超过显著性临界线。钱家沙洼水文站天然年径流量从 1958 年到 1978 年呈波动下降趋势，1979 年到 1983 年有短暂增加，1984 年后呈明显下降趋势。

3.2.3 张家口市永定河流域径流变化周期分析

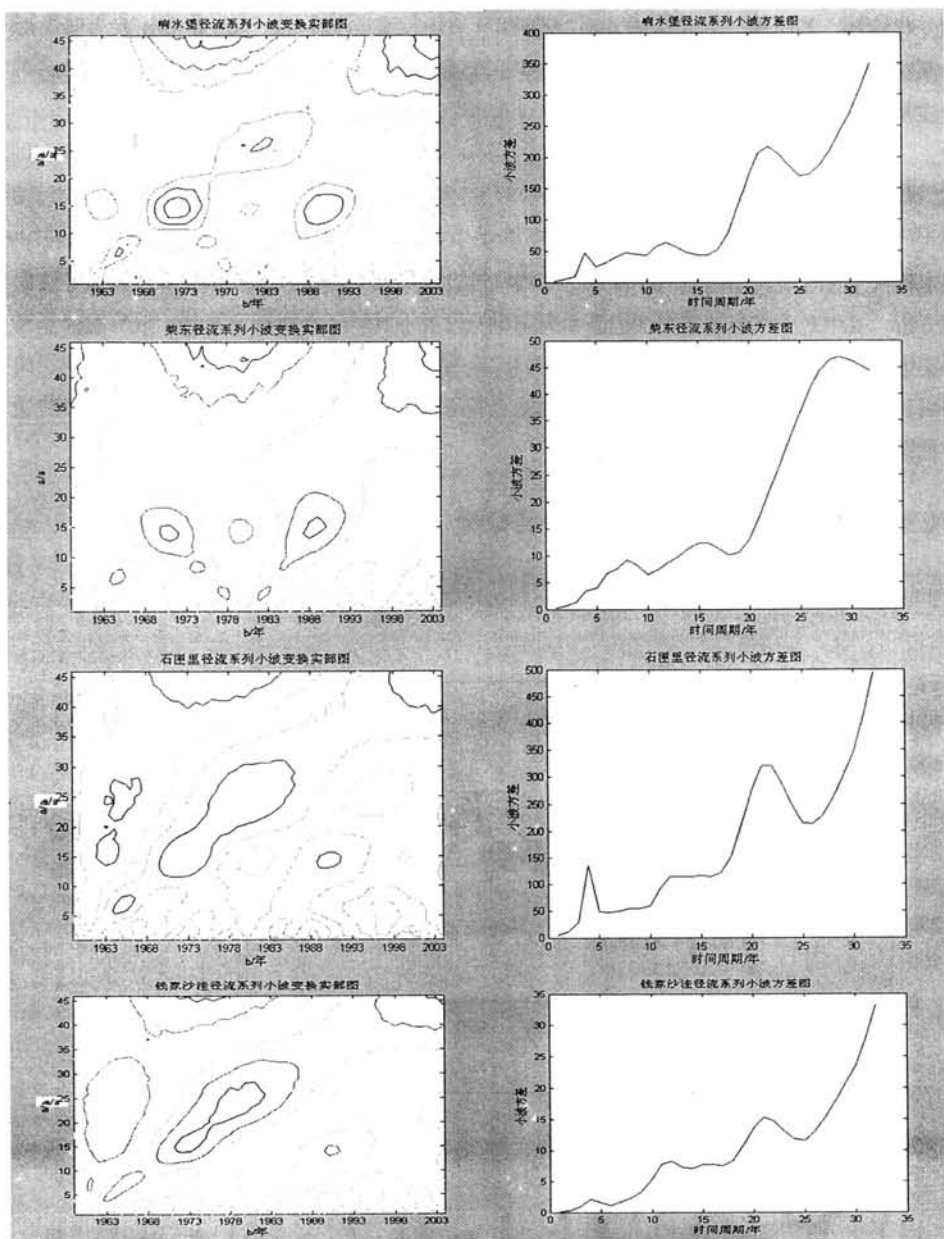


图 3.7 典型水文站点径流变化小波系数变换及小波方差图

Fig. 3.7 Wavelet wave analysis of of natural annual runoff for typical hydrologic stations

利用 Morlet 小波变换分析其多时间尺度演变特性。取不同的 a (频域尺度, 年) 和 b (时域尺度, 年), 计算小波变换系数并绘制小波系数实部图和小波方差图。小波系数实部图反映了每一年时间尺度下的变化特征, 而相应的小波方差图中对应峰值处的尺度为该序列的主要时间尺度, 即主要周期。小波方差图提供了一种确定时间序列中存在主要周期的客观而有效的方法。

通过小波变换系数实部图及相应的方差图, 可以看出响水堡天然年径流量存在 4a、12a 和

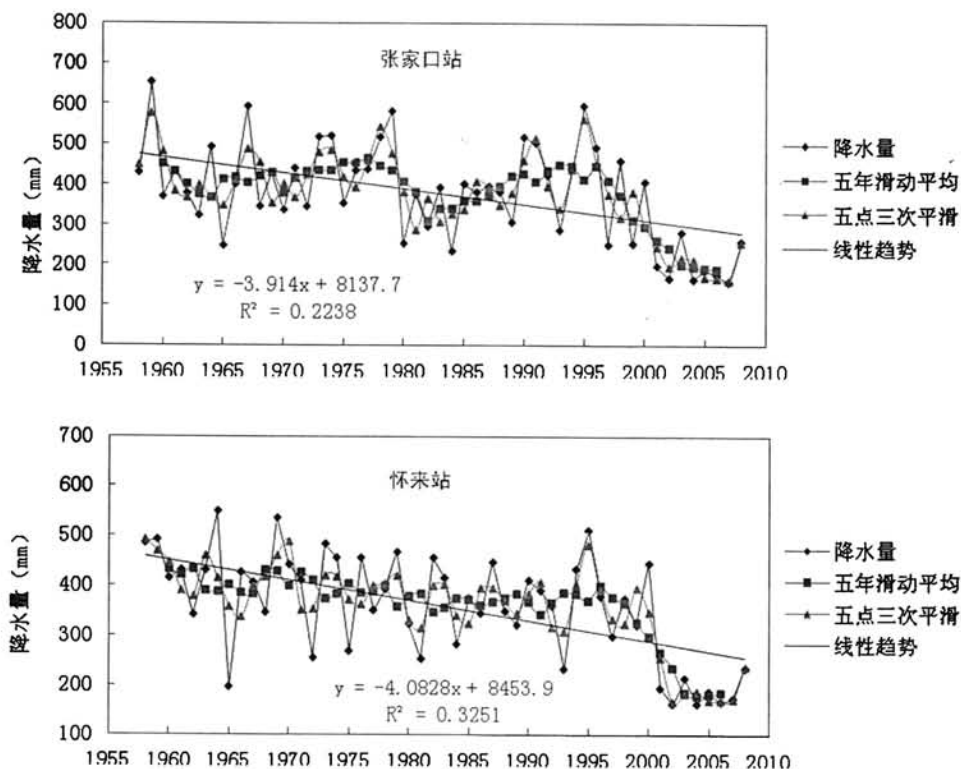
21a 的周期变化特征, 其中第一主周期是 21a; 柴沟堡东天然年径流量存在 4a、8a、15a 和 28a 的周期变化特征, 其中第一主周期是 28a; 石匣里天然年径流量存在 4a、12a 和 21a 的周期变化特征, 其中第一主周期是 21a; 钱家沙洼天然年径流量存在 4a、12a 和 21a 的周期变化特征, 其中第一主周期是 21a。

3.3 流域年降水变化分析

本研究主要针对典型站点的年降水、年均气温以及综合站的季节降水和季节气温做了变化特征分析, 其中对于气象要素突变检验和周期检验仅限于对年降水和年均气温, 相应的季节气象要素情况的检验图可见附图。文内没有罗列综合站点季节降水和季节气温的模比系数差积曲线和累积滤波法的图, 以及综合站点外其他站点的季节降水气温的变化特征图和汛期降水的变化特征图, 相关图均附到文后的附图中。

3.3.1 张家口市永定河流域年降水变化趋势分析

(1) 基于滑动平均和五点三次平滑年降水系列变化趋势分析



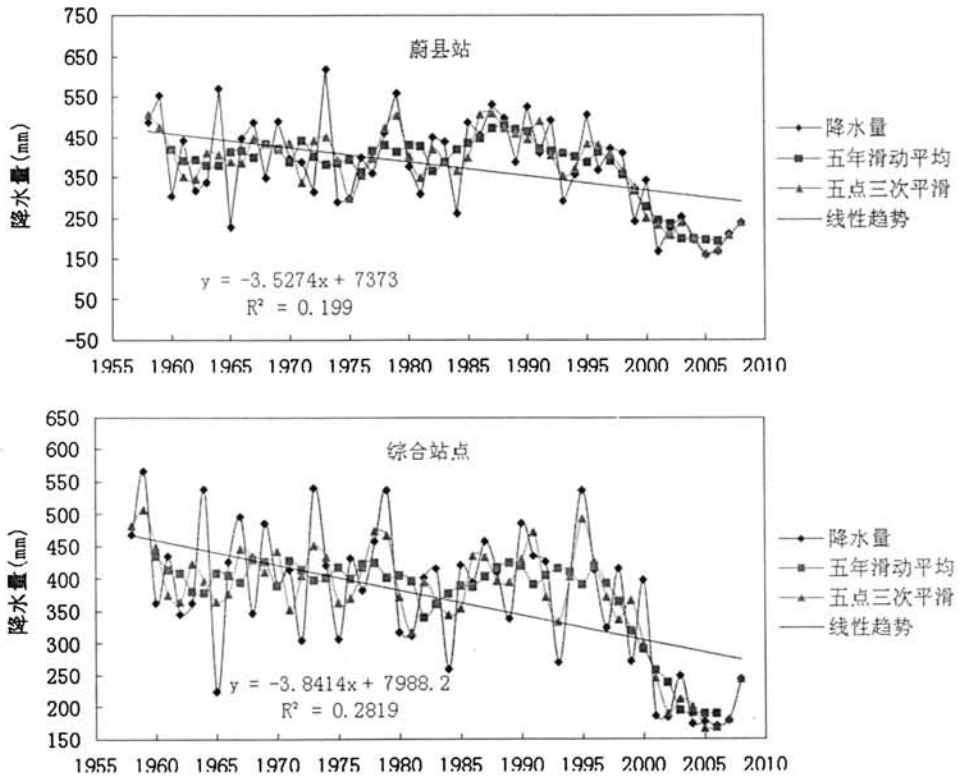
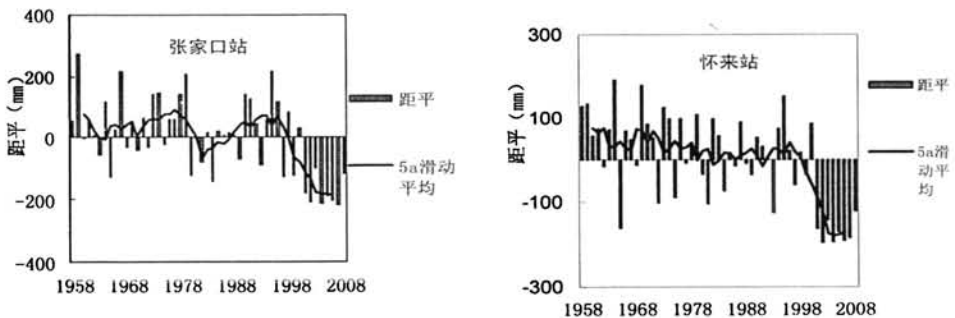


图 3.8 典型气象站点年降水变化趋势分析图

Fig. 3.8 Change trend of annual rainfall of typical weather stations

有图可知：张家口市永定河流域各气象站点年降水量均呈缓慢减少趋势，怀来气象站减少幅度最大为平均每年减少 4.08mm，张家口气象站年降水量大概每年减少 3.9mm，蔚县为 3.5mm；综合站点代表了流域的总体情况，降水量大致每年减少 3.84mm。

(2) 基于距平的年降水量系列变化趋势分析



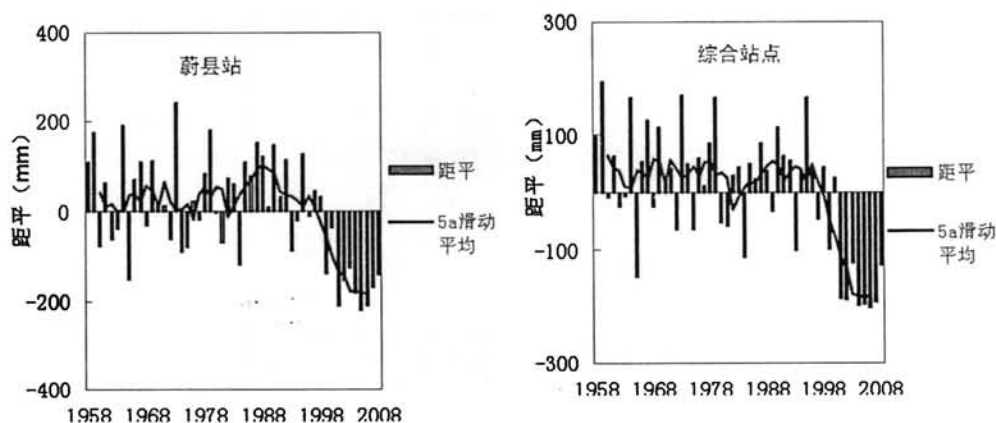
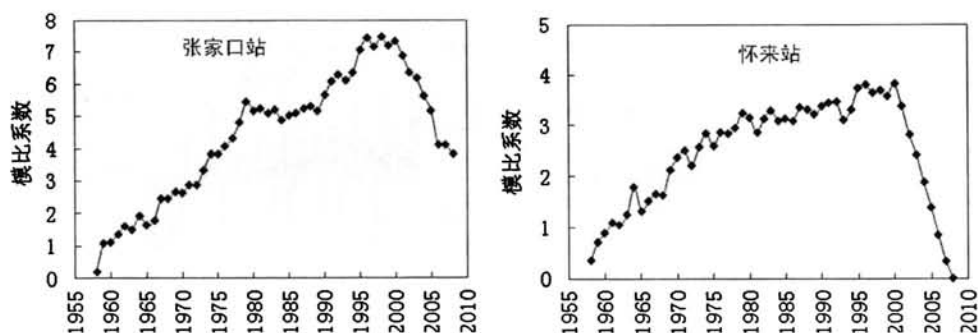


图 3.9 典型气象站点年降水量距平及 5 年滑动平均图

Fig. 3.9 Anomaly of annual rainfall and its 5a moving average for typical weather stations

有图可知：从 5 年滑动平均线分析，张家口气象站年降水从 1964 年到 1977 年呈波动增加趋势，1978 年到 1982 年呈减少态势；1983 年到 1996 年呈波动增加趋势，1996 年以后有明显减少趋势；从距平上分析，1999 年以后年降水量减少明显。从 5 年滑动平均线分析，怀来气象站从 1958 年一直到 1996 年，年降水量呈小波动减少态势，1996 年以后有了明显减少趋势；从距平上分析，1999 年以后，怀来气象站年降水量减少明显。从 5 年滑动平均线分析，蔚县气象站年降水量从 1958 年一直到 1996 年，年降水量呈小波动态势，1996 年以后有了明显减少趋势；从距平上分析，1999 年以后，蔚县气象站年降水量减少明显。综合站点代表了张家口市永定河流域的气象情况，从 5 年滑动平均线分析，综合气象站年降水量从 1958 年一直到 1996 年，年降水量呈小波动态势，1996 年以后有了明显减少趋势；从距平上分析，1999 年以后，年降水量减少明显。

(3) 基于模比系数及累积滤波的年降水量变化趋势分析



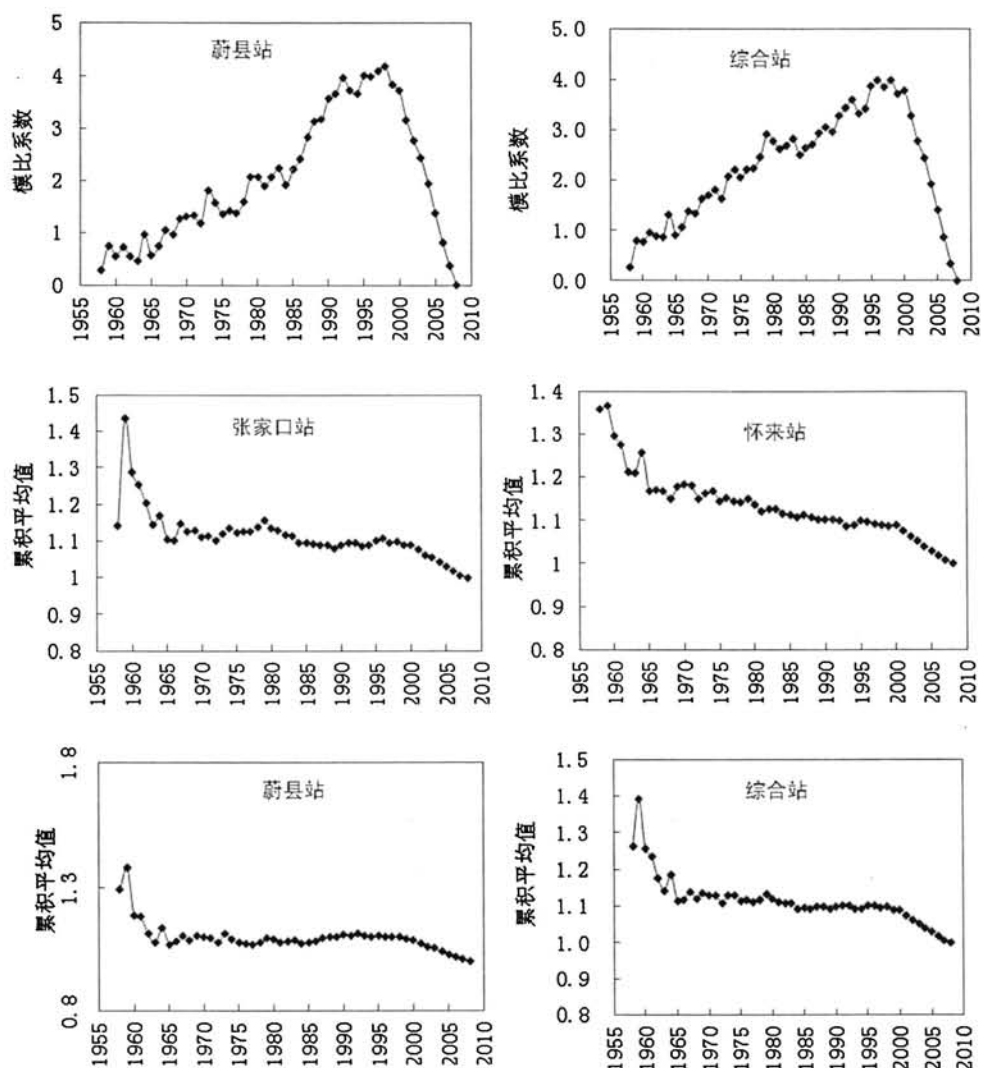


图 3.10 典型站点年降水量模比系数及累积滤波图

Fig. 3.10 Residual mass curve and cumulative filter of annual rainfall for typical weather stations

由上图可知, 模比系数差积曲线和累积滤波反映出来的各站点年降水量的变化趋势和距平及趋势分析图反映基本一致, 进一步互相印证了张家口市永定河流域各站点的年降水量变化趋势, 不再做详细分析。

(4) 基于滑动平均和五点三次平滑季节降水量的趋势分析

本章仅就综合站点四季降水趋势进行简要分析, 其他站点四季降水趋势分析图见附图。

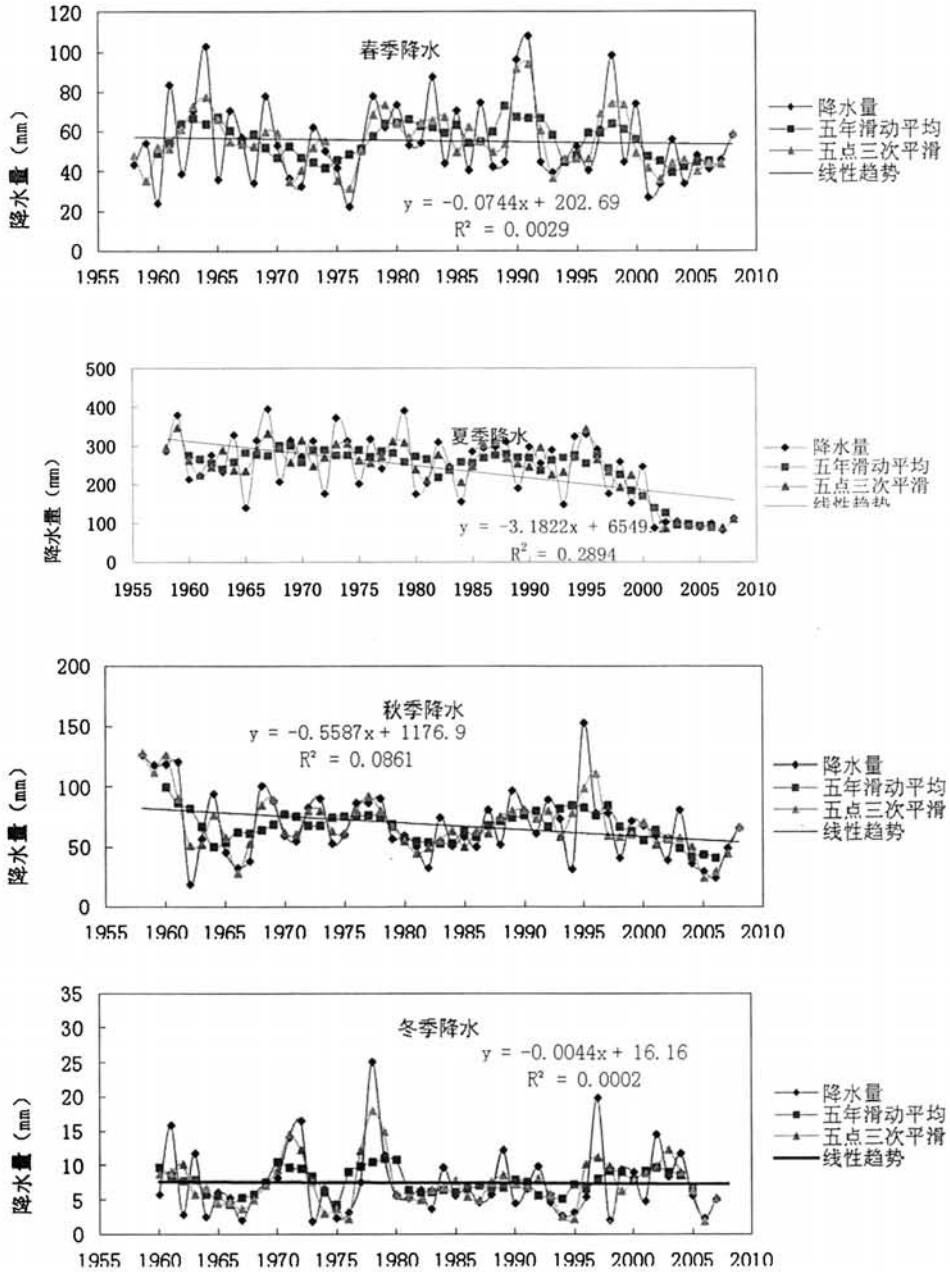


图 3.11 综合站点四季降水变化趋势分析图

Fig. 3.11 Change trend of seasonal precipitation for comprehensive weather station

由综合站点四季降水变化趋势分析图可知：四季季节降水量都有减少趋势，但冬季和春季降水几乎没有趋势变化，减少趋势很不明显；秋季降水呈现弱减趋势，缓慢减少；夏季降水减少趋势明显。

(5) 基于距平的季节降水变化趋势分析

对于季节降水的距平分析,在此仅就综合站点的情况进行分析,张家口站、怀来站和蔚县站的季节降水距平分析不在正文罗列,可参见附图。

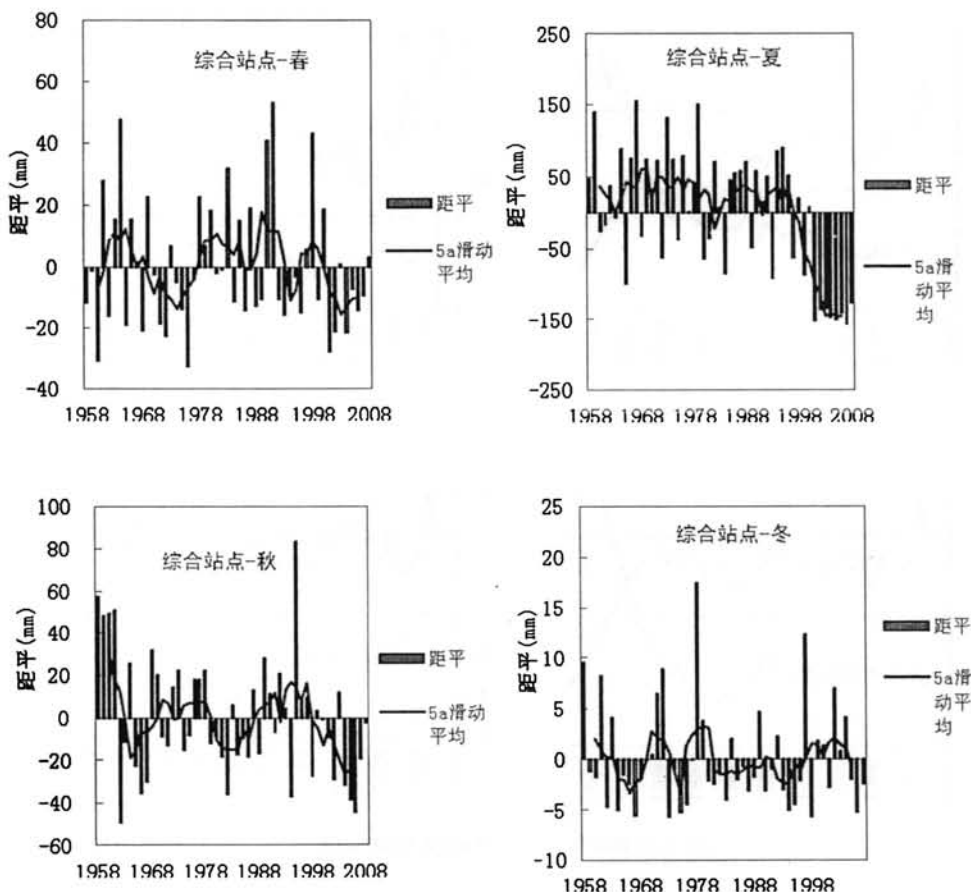


图 3.12 综合站点四季降水距平及 5a 滑动平均图

Fig. 3.12 Anomaly of seasonal precipitation and its 5a moving average for comprehensive weather station

有图可知:从 5 年滑动平均线分析,综合气象站春季降水从 1964 年到 1974 年呈波动减少趋势,1975 年到 1981 年呈增加态势;1982 年到 1998 年年呈波动振荡态势,1999 年以后呈减少趋势;从距平上分析,2000 年以后春季降水量减少明显。从 5 年滑动平均线分析,夏季降水量从 1958 年一直到 1997 年,夏季降水量呈波动振荡态势,1997 年以后有了明显减少趋势;从距平上分析,1997 年以后,夏季降水量减少明显。从 5 年滑动平均线分析,秋季降水量从 1958 年到 1964 年秋季降水呈波动下降态势,1965 年到 1997 年秋季降水呈振荡态势;1998 年以后秋季降水有了明显减少;从距平上分析,1998 年以后,秋季降水量减少明显。从 5 年滑动平均线分析,冬季降水量变化一直呈现振荡状态,没有明显增减趋势。

相应的模比系数差积曲线和累积滤波图也反映出相同的规律,不再罗列相关图表,具体情况可参看附图;同时限于篇幅,对于汛期降水变化趋势的相关分析图不在文内罗列,可参见附图。

3.3.2 张家口市永定河流域年降水突变分析

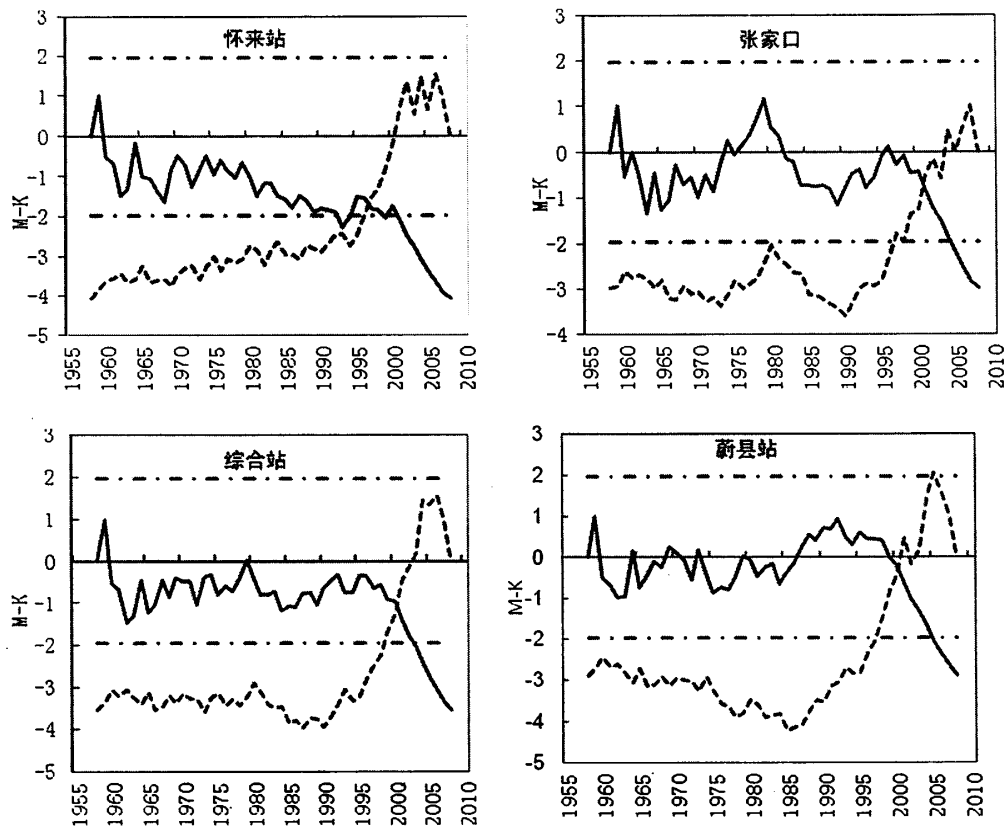


图 3.13 典型气象站点年降水 M-K 突变检验

Fig. 3.13 M-K jump of annual rainfall for typical weather stations

由图可知：怀来气象站年降水序列从 1960 年到 1993 年年降水量一直呈波动减少态势，1993 年到 1995 年呈增加趋势；1995 年以后呈减少态势，降水量下降趋势在 2001 年超过显著性水平临界线，呈显著下降趋势；1997 年是降水量显著减少的突变年。张家口气象站从 1960 年到 1972 年年降水量呈波动状态，1972 年到 1979 年呈上升态势；1979 年到 1989 年呈下降态势，1989 到 2000 年呈波动状态；2000 年后呈明显下降趋势，并在 2004 年超过显著性水平临界线；开始明显减少的突变年为 2001 年。蔚县气象站年降水系列从 1960 年到 1984 年一直呈现波动状态，1984 年到 1992 年呈波动上升态势；1992 年以后，特别是 1998 年后呈明显下降趋势并在 2005 年超过显著性水平临界线；年降水开始明显减少的突变年是 2001 年。综合站点从 1960 年，一直到 1999 年呈波动状态，1999 年后呈明显下降状态，并在 2003 年超过显著性水平临界线；年降水开始明显减少的突变年是 2001 年。

3.3.3 张家口市永定河流域年降水变化周期分析

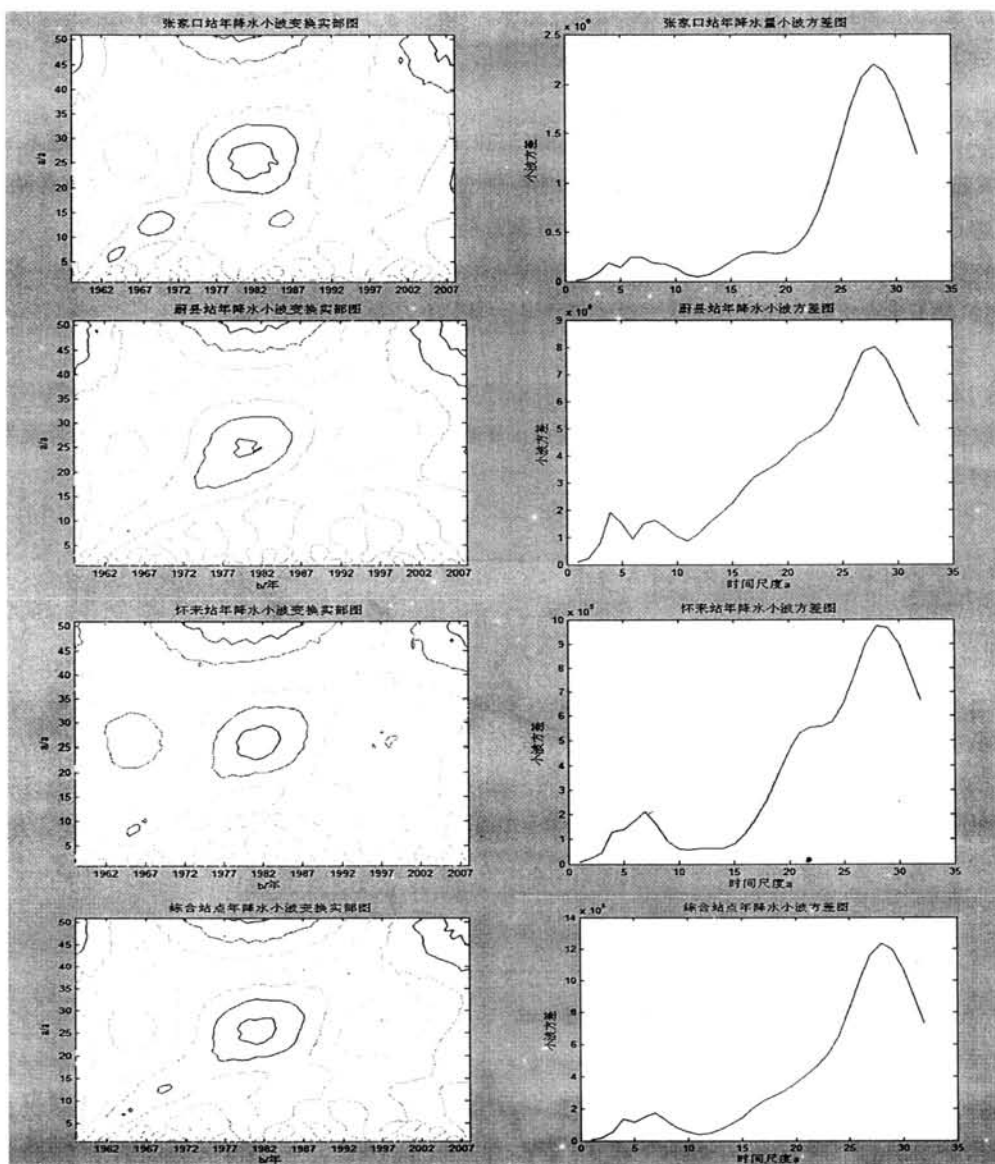


图 3.14 典型站年降水小波分析及小波周期图

Fig. 3.14 Wavelet wave analysis of annual rainfall for typical weather stations

通过小波变换系数实部图及相应的方差图,可以看出张家口气象站年降水存在 4a、6a 和 27a 的周期变化特征,其中第一主周期是 27a;怀来气象站年降水存在 27a、20a 和 7a 的周期变化特征,其中第一主周期是 27a;蔚县气象站年降水存在 27a、4a 和 6a 的周期变化特征,其中第一主周期是 27a;综合站点代表了张家口市永定河流域整体的情况,通过小波变换系数实部图及相应的方差图,可以看出综合站点站年降水存在 27a、4a 和 7a 的周期变化特征,其中第一主周期是 27a。

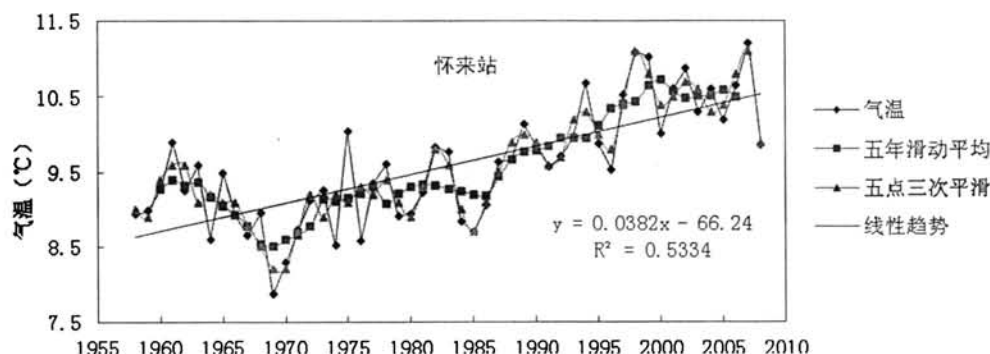
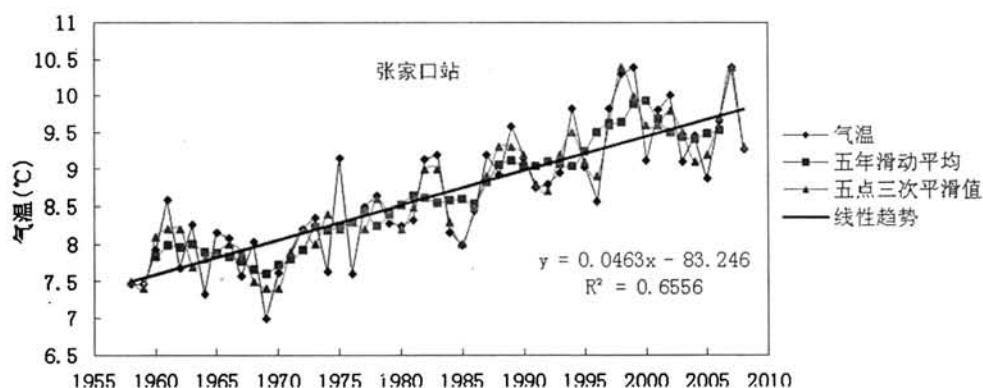
3.4 流域年均气温变化特征

3.4.1 张家口市永定河流域年均气温变化趋势分析

本研究对未来气候情景的模拟所采用的 STAR 模型是基于对气象要素变化趋势来构建未来气象系列的, 所以对于气象要素趋势变化的准确把握, 是未来气候模拟仿真有现实意义的基础。基于此, 本研究采用多种数学方法来研究气象要素变化趋势。

(1) 基于滑动平均法和五点三次平滑的年气温系列变化趋势分析

采用滑动平均法、五点三次平滑法和线性趋势法对张家口市永定河流域典型气象站点的年均气温变化趋势进行了研究, 典型站点(张家口、怀来、蔚县和综合站)实测年均气温系列长度为 1958 年到 2008 年。



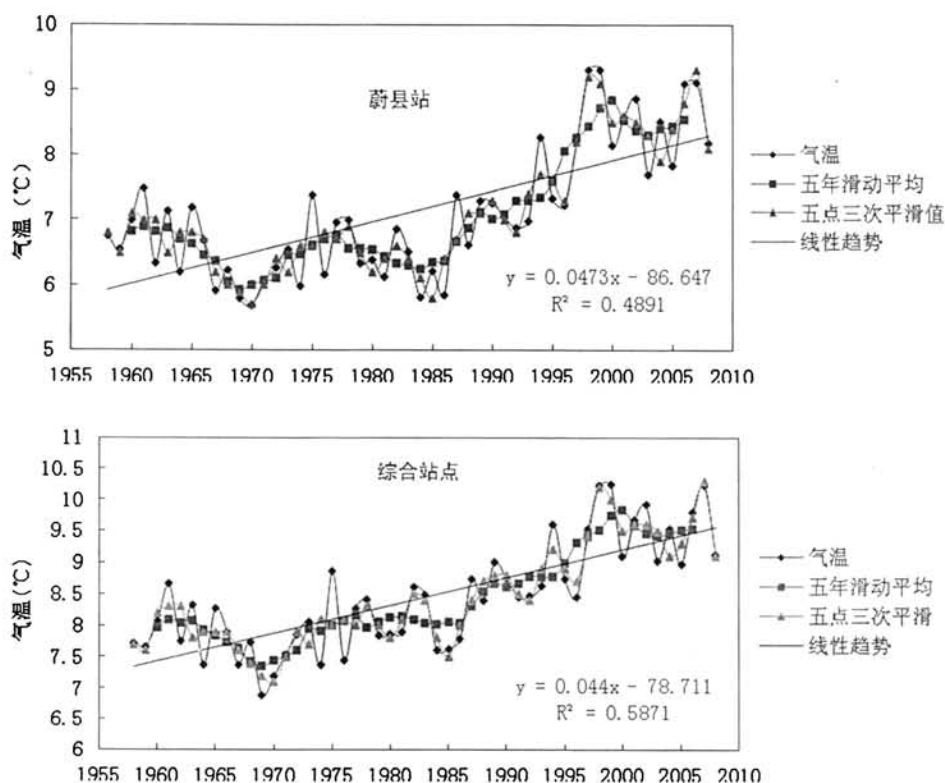


图 3.15 典型气象站点年均气温趋势分析图

Fig. 3.15 Trend of average annual temperature for typical weather stations

由上图可知：实测期典型站点年均气温总体均呈波动上升趋势，且 1970 年前均呈小幅下降态势，1970 年到 1985 年呈震荡波动态势，1985 年以后开始明显增温。蔚县气象站和张家口气象站年均气温增幅较大，气温倾向率分别为 $0.473^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $0.463^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；怀来气象站相对增温幅度较小，气温倾向率为 $0.382^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；张家口市永定河流域的整体情况可由综合站点体现，增温幅度大概为每十年升温 0.44°C 。

(2) 基于年均气温距平的年气温变化趋势分析

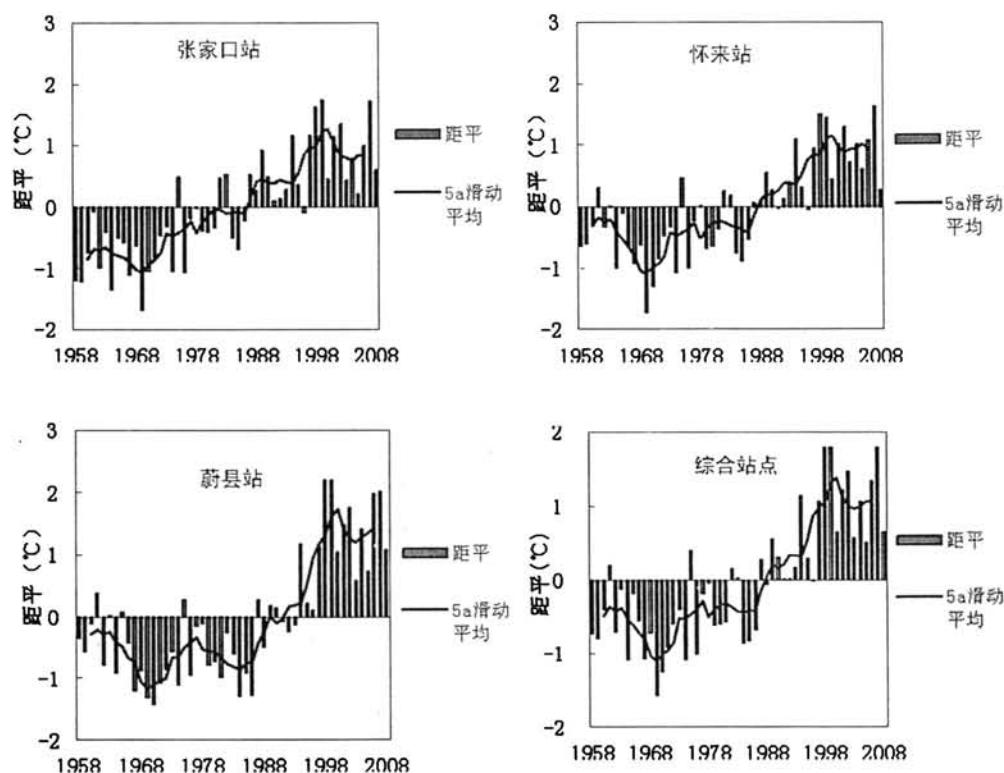


图 3.16 典型气象站点年均气温距平及 5a 滑动平均图

Fig. 3.16 Anomaly of average annual temperature and its 5a moving average for typical weather stations

由图可知：张家口气象站 1963 年到 1970 年出现年均气温下降的趋势，但 1970 年以后呈现明显上升态势；从 1987 年以后年均气温距平值反映了上世纪八十年代中期以后年均气温增温明显。而怀来气象站的年均气温变化态势和张家口站相似，在 1963 年到 1970 年呈年均气温下降的态势，1970 年到 1985 年呈波动小幅上升趋势；1985 年明显上升趋势；从距平图上可以看出 1987 年以后距平值都大于 0，年均气温增温明显。从滑动线可知，蔚县气象站在 1970 年前呈下降趋势；1971 年到 1977 年呈上升态势，1978 年到 1984 年呈下降态势，1985 年以后呈明显上升趋势；从距平图上可以看出 1994 年以后增温明显。综合站点反应了张家口市永定河流域的基本气象情况，从 5a 滑动线可以看出 1970 年之前年均气温呈下降态势，1970 年到 1985 年呈波动上升趋势，1985 年以后呈明显升温趋势；从距平数值上看，1989 年以后区域年均气温增温明显。

(3) 基于模比系数差积曲线及累积滤波的年均气温变化趋势分析

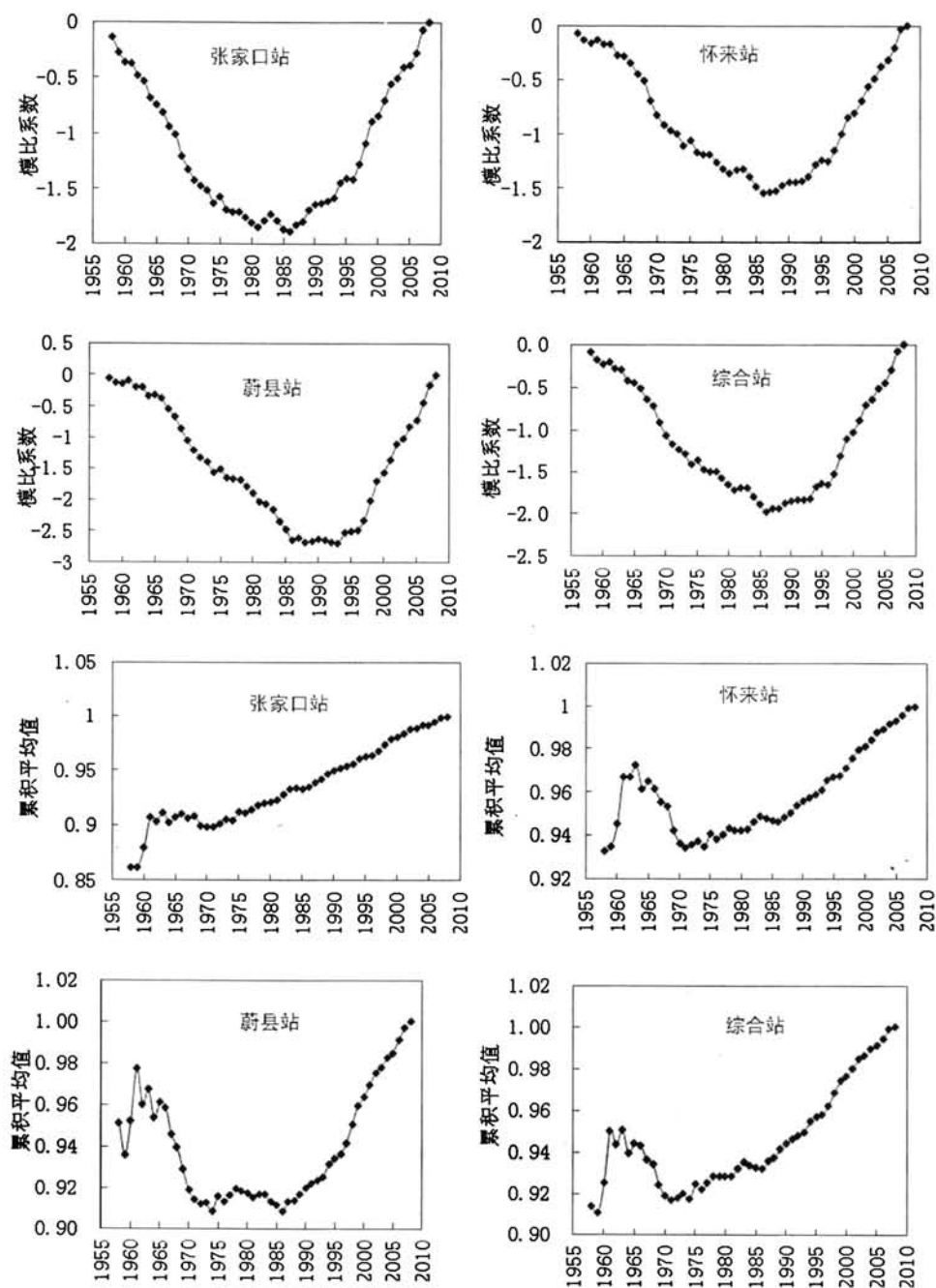


图 3.17 典型气象站点年均气温模比系数差积曲线及累积滤波

Fig. 3.17 Residual mass curve and cumulative filter of average annual temperature for typical weather stations

由上图可知，模比系数差积曲线和累积滤波反映出来的各站点年均气温的变化趋势与距平图及趋势分析图反映特点基本一致，进一步互相印证了张家口市永定河流域各站点的年均气温变化趋势，不再做详细分析。

(4) 基于滑动平均和五点三次平滑的季节气温变化趋势分析

综合站点四季气温变化趋势进行简要分析，其他站点季节气温变化趋势分析图可参见附图。

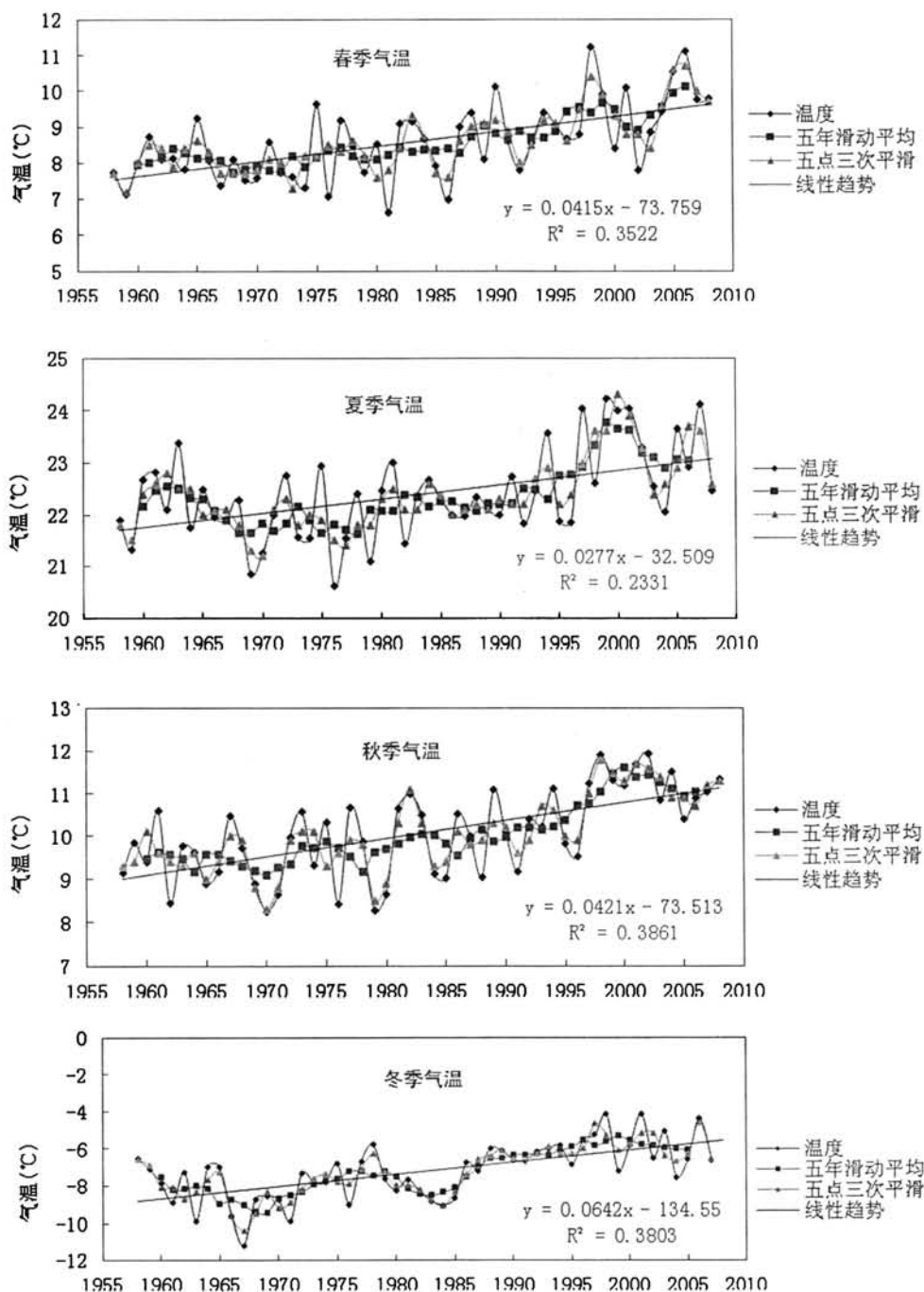


图 3.18 综合站点四季气温变化趋势分析图

Fig. 3.18 Change trend of seasonal temperature for comprehensive weather station

由图可知：张家口市永定河流域四季均呈现波动升温趋势，其中冬季升温趋势最明显，升幅也最大，达到 $0.624^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；夏季升温幅度最小，为 $0.277^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；春季和秋季分别为 $0.415^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 、 $0.421^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

(5) 基于距平的季节气温变化趋势分析

对于季节气温的距平分析，在此仅就综合站点的情况进行分析。

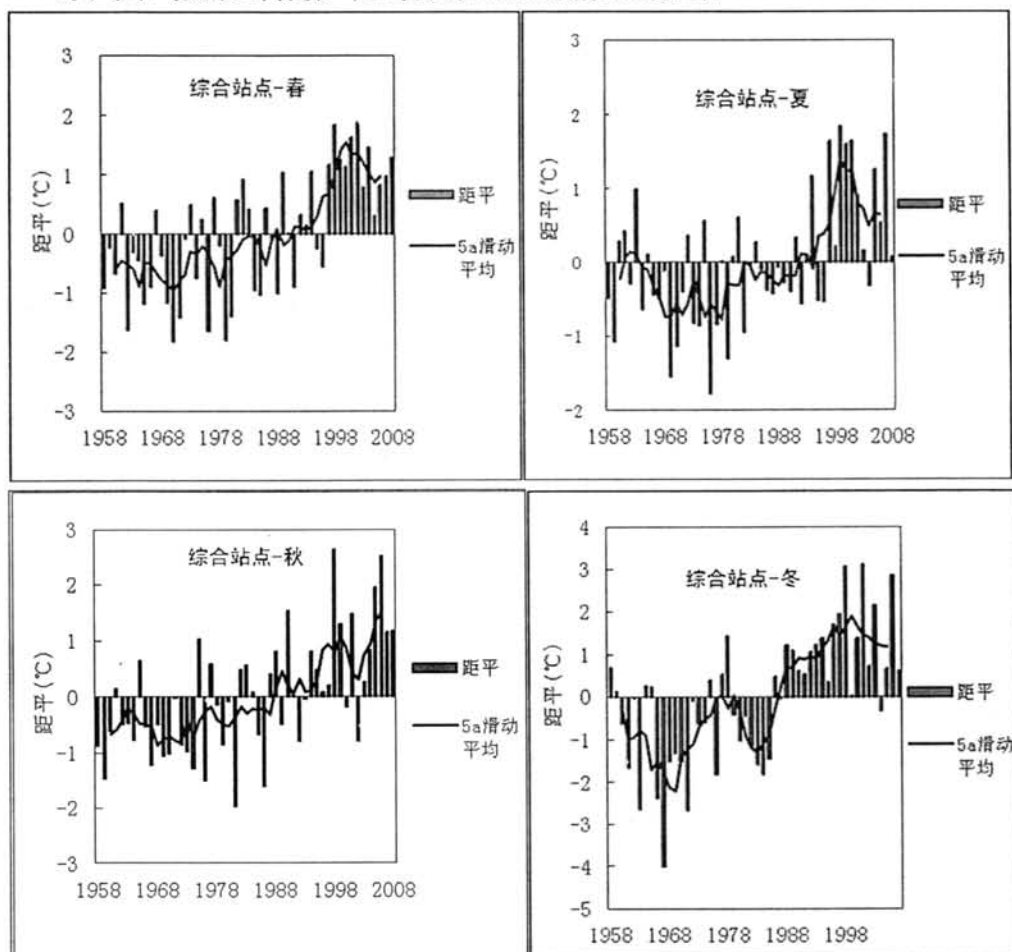


图 3.19 综合站点四季气温距平及 5a 滑动平均图

Fig. 3.19 Anomaly of seasonal temperature and its 5a moving average for comprehensive weather station

由图可知：综合站 1958 年到 2000 年春季气温一直呈波动升温的趋势；2000 年以后春季气温有小幅下降；通过距平值反映 1997 年以来春季气温增温明显。从滑动线可知，夏季气温 1962 年到 1968 年前呈下降趋势；1969 年到 1994 年呈波动上升态势，1994 年到 1999 年呈明显上升态势，2000 年以后呈下降趋势；从距平图上可以看出 1997 年以后夏季增温明显。秋季气温变化态势和春季相似，在 1958 年到 2000 年呈波动上升态势，2002 年以后呈现明显上升趋势；从距平图上可以看出 2002 年以后距平值都大于 0，秋季气温增温明显。对于冬季气温，从 5a 滑动线可以看出 1968 年之前冬季气温呈下降态势，1968 年到 1979 年呈升温趋势，1980 年到 1983 年呈下降态势；1984 年以来缓慢增温趋势；从距平数值上看，1989 年以后区域冬季气温增温明显。

3.4.2 张家口市永定河流域年均气温突变分析

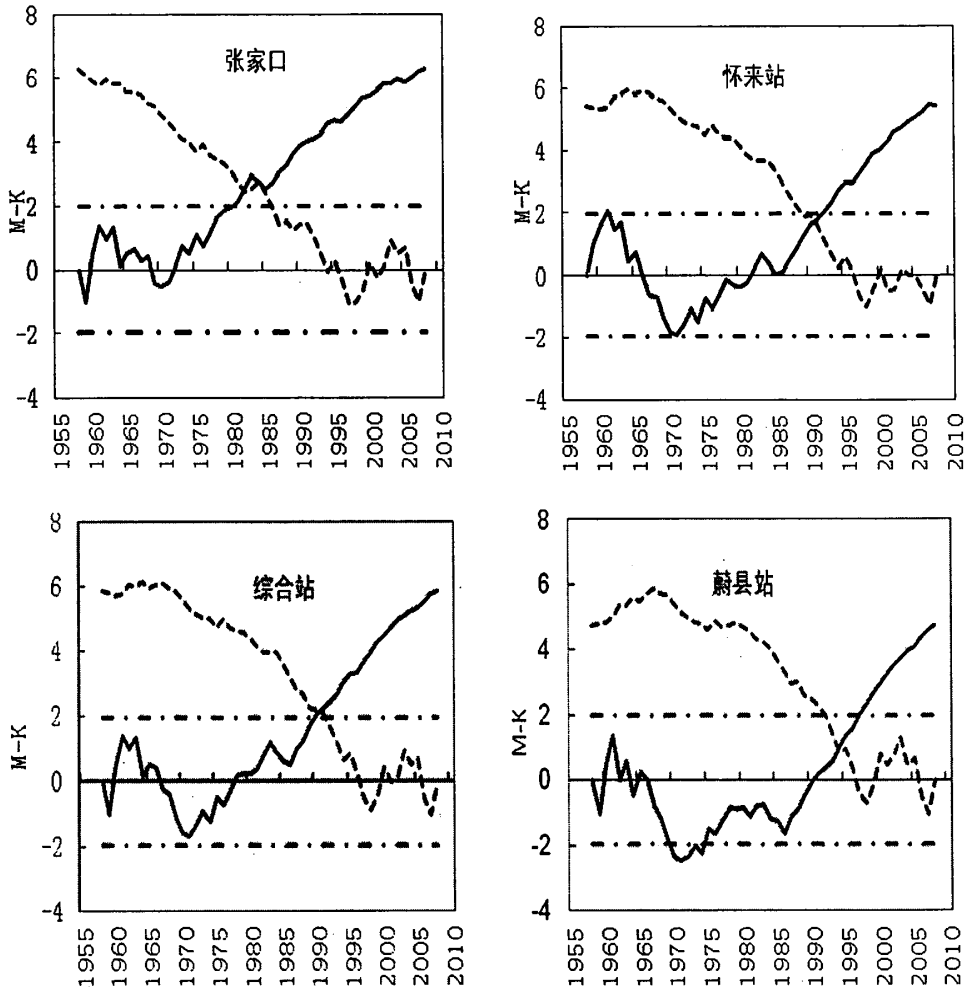


图 3.20 典型气象站点年均温度 M-K 突变检验

Fig. 3.20 M-K jump of average annual temperature for typical weather stations

由图可知：张家口气象站年均气温在 20 世纪 60 年代呈波动下降趋势，1970 年以后开始明显升温，并在 1980 年升温趋势超过 0.05 临界线，年均气温显著上升。怀来气象站年均气温序列在 1961 年前呈升温态势，1961 年后开始呈降温趋势直至 1970 年，此后气温呈波动上升趋势；从 1985 年开始上升趋势明显，到 1991 年超过了 0.05 临界线，呈明显增温趋势；增温突变年为 1991 年。蔚县气象站上世纪 60 年代前期温度呈波动下降态势，后期则气温下降明显；1970 年到 1986 年气温呈波动态势，1986 年后呈增温趋势，并在 1997 年超过了 0.05 临界线；1994 是增温突变年。综合站点在上世纪 60 年代气温波动下降，1970 年到 1983 年波动上升；1983 年到 1986 有短暂下降，1986 年后开始呈稳定上升态势，并在 1990 年超过了 0.05 临界线。

3.4.3 张家口市永定河流域年均气温变化周期分析

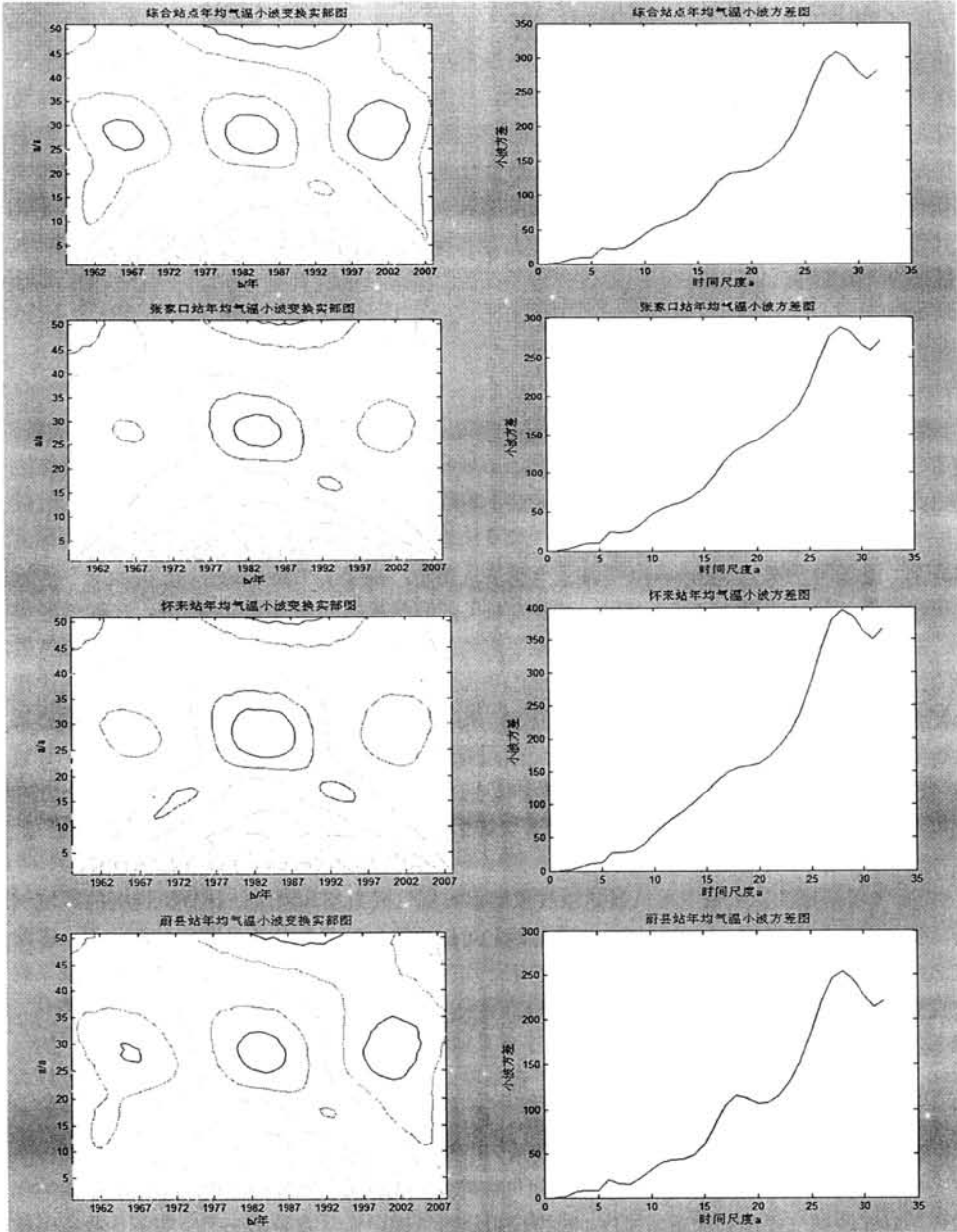


图 3.21 典型站点年均气温小波变换及小波方差图

Fig. 3.21 Wavelet wave analysis of average annual temperature for typical weather stations

通过小波变换系数实部图及相应的方差图, 可知张家口气象站年均气温存在 27a 和 6a 的周期变化特征, 其中第一主周期是 27a; 怀来气象站年均气温存在 27a 和 6a 的周期变化特征, 其中第一主周期是 27a; 蔚县气象站年均气温存在 27a、17a 和 6a 的周期变化特征, 其中第一主周期是 27a; 通过小波变换系数实部图及相应的方差图, 可以看出综合站点站年均气温存在 27a 和 6a 的周期变化特征, 其中第一主周期是 27a。

4. STAR 气候模型及其参数率定

由于气候系统的非线性和复杂性,当前对气候变化的预测精度还比较粗糙,特别对于中小尺度的区域气候变化的模拟预测。即便是当前最为学界所认可的全球气候模型(GCM),虽然对气候变化的趋势模拟能取得较好结果,但也还不能够对区域气候变化做出准确的预测,而其在中小尺度区域的应用,模拟精度则更低。STAR(Statistical Regional Climate Model)是基于对区域实测期气候数据的统计分析而对未来区域气候发展或未来气候情景出现概率的一种评价,属于统计降尺度的区域气候模型,应用该模型的基础是该区域具有长期的实测气候数据或通过 GCM 或 RCM 得到的气候资料。

4.1 STAR 模型开发情况

1997年德国波茨坦气象研究所科学家 Werner 和 Gerstengarbe 发表在文献[186]的研究成果,奠定了 STAR 气候模型的理论基础。Werner 和 Gerstengarbe 认为气候情景是研究区域气候变化的重要工具,并系统阐述了构建未来气候情景的理论基础,提出了通过对全球气候模型输出的气候数据或气象站点实测数据统计分析得到区域气候变化趋势,进一步应用聚类分析算法构建气候情景的方法。德国科学家 B. Orlowsky 等基于气候情景理论,构建了“re-sampling scheme”区域气候模拟方法,并以该模拟方法为基础,开发完成了区域气候模型——STAR 模型。STAR 气候模型中,未来气候情景的仿真模拟受到特征气象要素线性回归趋势的约束,考虑到气候变化以气候变暖为主要特征,常以区域年均气温线性变化趋势为约束来构建未来气候情景^[187],未来气候情景是符合该线性趋势的历史气候情景的重新排列。未来气候情景下的气象序列符合特征气象要素线性趋势的变化要求,同时具有现实气候变化的周期性和物理基础的一致性。B. Orlowsky 等对 STAR 模型在欧洲易北河流域等区域进行了科学验证,并与动力降尺度的区域气候模型 RCM-REMO 的模拟结果进行了比对,STAR 模型气候仿真效果好于动力降尺度区域气候模型 RCM-REMO^[187-189]。

STAR 气候模型构建未来气候情景是以气象站点实测气候数据和通过统计分析得到的区域气象要素变化趋势为基础的。一般区域气候变化趋势可以由选定的气象参照量变化趋势代表,多选用气温或降水为气象参照量,本次研究选择“年平均气温”为气象参照量,而未来气候情景系列建立仅受气候参照量——年均气温线性变化趋势影响。根据未来气候情景下年均气温趋势变化,STAR 模型通过程序模块对实测气候数据时间序列进行重组,并得到未来气候变化情景下的气候序列。Werner 和 Gerstengarbe (1997)^[186]最早提出了根据气象要素变化趋势对实测气象序列进行选择重组而得到区域未来气候情景的想法,通过这种方法产生未来模拟气候情景的时间序列,并形成实测日期和未来日期一一对应的关系。STAR 模型创建单位德国波茨坦气象研究所相关科研人员认为实测气象系列的气候情景或相似气候情景会在模拟预测期间重新出现,模拟期的气候情景是对实测期气候序列的重新排序。模型模拟期的气候要素赋值数据来自于实测期相应气候要素实测数值,这样就可可靠而又简便的处理了影响气候的多因素复杂性,保证了模拟气候情景(包括气温、降水、气压等等)物理意义上的一致性和可靠性。此外,通过 STAR 模型模拟的未来气候情景系列保留了区域气候要素的特性,如年变化的周期性或阶段的持续性等。对于研究区域而言,模型的运行只受气象参照量线性回归变化趋势影响,本次研究选择平均温度作为气象参照量来表征区域气候变化的情况。由于诸如碳排放的增加和人类活动的影响,全球气候有变暖的趋势,在 STAR 模型把这种变暖趋势作为线性变化处理,而该线性趋势大小反映了未来气候情景的升温幅度。

4.2 STAR 数据文件结构

应用 STAR 气候模型，首先要选取能够代表区域气候变化特点的气象站点。对于选定的典型气象站点，得到模型运行所需要的基本资料：典型站点实测期的气候资料，气象参照量（本次研究是年均气温）的线性变化趋势，其中气象参照量的线性变化趋势可以通过对实测期气候资料的统计分析得到。STAR 模型文件中有一个文件夹 example_run_files.tar.gz，可以用其中的数据作为驱动资料调试运行 STAR 模型。

4.2.1 实测期气候数据

STAR 模型中典型站点实测期气候资料文件命名格式为“?????basz.dat”，?????是 5 个阿拉伯数字是典型气象站点的代码。文件内气候序列包含有时间和气象要素及其数值，形式如下所示：

ta	mo	jahr	tmax	tmit	tmin	nied	relf	ludr	dadr	sonn
1	1	1958	-5.4	-8.3	-9.9	0.0	54.0	-999.9	-999.9	8.0
2	1	1958	-7.3	-13.9	-16.8	0.0	59.0	-999.9	-999.9	7.9
3	1	1958	-1.7	-11.4	-19.8	0.0	56.0	-999.9	-999.9	7.8
4	1	1958	-2.5	-8.6	-11.7	0.0	56.0	-999.9	-999.9	8.0
5	1	1958	-2.1	-10.3	-12.9	0.0	74.0	-999.9	-999.9	3.8
6	1	1958	-0.6	-6.8	-11.5	0.0	63.0	-999.9	-999.9	7.7
7	1	1958	-1.2	-9.8	-14.2	0.0	76.0	-999.9	-999.9	7.5
8	1	1958	-0.2	-9.9	-15.1	0.0	72.0	-999.9	-999.9	7.8
9	1	1958	-5.3	-11.2	-13.5	0.0	62.0	-999.9	-999.9	7.8
10	1	1958	-3.2	-10.6	-15.1	0.0	68.0	-999.9	-999.9	5.9
11	1	1958	-1.7	-7.8	-8.1	0.0	67.0	-999.9	-999.9	7.1
12	1	1958	-2.5	-8.7	-13.5	0.0	79.0	-999.9	-999.9	6.3
13	1	1958	-3.6	-7.5	-11.8	5.7	84.0	-999.9	-999.9	0.0
14	1	1958	-14.5	-16.6	-18.8	0.3	51.0	-999.9	-999.9	0.0
15	1	1958	-19.6	-21	-22.4	0.1	46.0	-999.9	-999.9	3.6
16	1	1958	-15.3	-19.9	-21.4	0.0	46.0	-999.9	-999.9	8.0
17	1	1958	-11.6	-18.6	-19.4	0.0	50.0	-999.9	-999.9	8.3
18	1	1958	-9	-18.6	-23	0.0	64.0	-999.9	-999.9	7.2

其中：1-3 列代表日期分别是日、月和年；4-6 列分别是日最高气温、日平均气温和日最低气温；7-9 列分别是日降水量、湿度和气压；10-11 列分别是水汽压和日照时长。实测期气候系列包含的具体参数可根据具体气象站点监测项目情况进行增删，气象要素缺省值是-999.9。对于运行 STAR 模型选定的气象参照量，如本次研究选用的“平均气温”必须包含在实测气象数据项目列表内，否则 STAR 模型无法正常运行。

4.2.2 气候变化趋势文件

基于气象参照量（本次研究为“平均气温”）的线性回归变化趋势，通过 STAR 模拟得到的未来气候情景，其气候序列“平均气温”变化将符合预期的线性回归趋势要求。气象参照量的变

化趋势文件，在 STAR 中命名为“?????.trends”。趋势文件内包含有两个数值，分别表示预期的未来气候情景开始年份的年平均气温和结束年份的年平均气温。比如，预期的未来气候情景预测期开始年份的年均气温是 8.9℃，根据年均气温线性变化趋势求出预测期结束时达到的年均气温比如是 9.9℃，则在趋势文件内写入“8.9 9.9”。

4.2.3 未来气候情景模拟参数

STAR 模型进行气候情景模拟的主要参数存放于文件 `simparm.dat`，现仅就重要参数进行简要说明：

Blocklength: 是个整数，表示迭代数组“blocks”所包含的天数，STAR 模型研发单位-德国波茨坦气象研究所推荐采纳的数值为 12；

Tolerance: 是个浮点数，表示构建未来气候情景时，STAR 趋势文件中所规定的气象参照量变化趋势的容许偏差。

tol_jd: 是个整数，表示替代数值“blocks”时，允许的儒略日天数的差异。

no_sims: 是个整数，表示需要对未来气候情景模拟的次数。对于一次模拟，STAR 会自动创建一个文件夹存放这次模拟的结果文件，文件夹以阿拉伯数字命名，从“0”开始。

需要说明的是未来气候情景预测期的日历需要存放在 `datum_sim.dat` 文件中，其日历存放格式为日、月、年。以 Unix 或 Linux 为运行环境平台，通过在 STAR 文件根目录下键入“`star2.exe`”启动运行模型，程序生成未来气候情景预测期和实测期的日期对应关系（data-data-mapping），该日期对应关系存放在文件 `final_order_days.dat` 中，并得到该次气候模拟的结果文件“?????.simsz”（????是典型气象站点的编号），通过进一步运行程序 `post_process.exe`，对各次模拟的结果求其相应的平均值，得到未来气候情景的数据文件 `mean_values.dat`。

4.3 未来气候情景生成过程

STAR 模型根据趋势文件“?????.trends”中描述的气象参照量线性变化趋势，对“?????basz.dat”文件中的站点实测气象序列根据存放在文件 `final_order_days.dat` 中的日期对应关系（data-data-mapping），生成符合气象参照量变化趋势要求的模拟未来气候情景序列，未来气候情景系列中的各气象参数根据预测期和实测期的日期对应关系（data-data-mapping），取值于实测气象序列。

4.3.1 初步生成未来气候情景

以日历“年”为时间尺度，实测期的数据是以“年”为单位组织（从 1 月 1 号到 12 月 31 号），选择实测年份中“年均温度”系列符合预测期年均温度变化趋势的年份作为预测期的年份，选定实测年份构建未来预测年份序列。随机从实测年份中选取符合年均气温变化趋势要求的年份来构建未来情景年序列，选择标准是构成的未来年份序列的“年均温度”尽可能满足已知的年均气温线性变化趋势要求。与此同时，因为未来气候情景中的“年”的气候情景赋值是来自实测“年”真实的气候情景，所以保证了未来系列的“年”区域气象要素保留了真实的年内变化规律及气象要素物理基础的真实性。（这部分工作可通过 STAR 中程序 `prepare_years.cpp` 和 `generate_fa.cpp` 完成。）

图 4.1 表示了由实测期序列（1997-2006）根据气候变化趋势随机选择并重新排序得到预测

期序列(2007-2016),即随机从实测序列中选取符合“年均气温”线性变化趋势的预测期序列,图底部的数字是实测期的相应年份。需要说明的是:对于根据初步的实测期和预测期日期对应关系(data-data-mapping),得到的初步的未来气候情景序列,若实测期序列的天数比初步的未来气候情景序列的天数多(比如存在闰年),则多的天数从得到的模拟时间序列的后边移除;若缺少天数,则添加到模拟时间序列最后一年的年初。

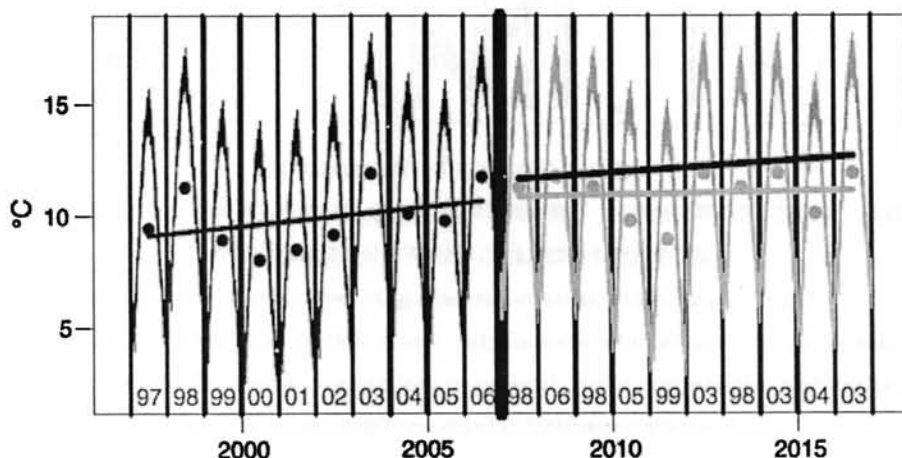


图 4.1 根据实测期气温序列,以“年”为单位随机生成模拟序列

(黑点是实测期每年的平均温度,灰点是模拟期每年平均温度。预测模拟期灰色直线是初步的未来气候情景系列的年均气温的线性回归线,黑色直线是预期年均气温变化趋势线)

Fig. 4.1 Generating a “first approximation” by randomly rearranging entire years from the observation period.

(This rearrangement is chosen such that its annual mean temperatures -grey dots yield a regression line which is close to the prescribed line -black.)

4.3.2 生成最终未来气候情景

对初步生成的气候情景进行修正,使得未来气候情景的年均气温变化和其预期的线性变化趋势更加匹配,并得到最终的未来气候情景系列。STAR 模型是通过在不匹配的日期数组进行替换(STAR 模型中称为“blocks”)来完成对初步生成的气候情景修正的。STAR 模型日期数组长度 blocklength 的缺省值是“12”,即以“12”天作为一组,之所以缺省值选择“12天”,是因为德国波茨坦气象研究所(PIK)曾在易北河流域项目中发现 12 天是保持该流域气候连续性和一致性的适宜天数,对气候变化模拟的精度高。针对张家口市永定河流域,本次研究将率定参数 blocklength,找出针对中小尺度区域——张家口市永定河流域合适的“blocklength”取值。通过 STAR 模型程序可以识别初步生成未来气候情景中影响未来气候情景“年均温度”线性变化趋势和预期线性变化趋势匹配度的数组“blocks”,并将其替换为更合适的数组,过程如图 4.2 所示。

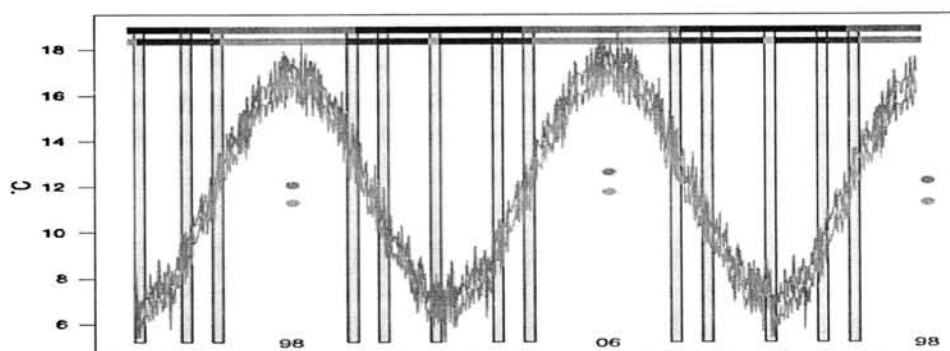


图 4.2 与温度趋势不一致的数组的确定

(灰色线是初步得到的预测期气候序列，蓝色线是与气温变化趋势匹配的合成气候序列。图上端的彩条：表示的是两个气候序列数组的类，类别不一致的数组将被替换。)

Fig. 4.2 Identification the blocks that not matching the trend of atmospheric temperature

(The temperature series from the first approximation (grey) and an synthetic series (blue), of which the annual means (dots) match the prescribed regression lines. At the top: assigned classes of each of the blocks with respect to the two series. Where they coincide, the block is kept. Otherwise, it will be replaced.)

首先将初步生成的未来气候系列（称为初步系列）移动调整，使移动后的未来气候系列的“年均气温”变化趋势和预期变化趋势更加匹配，移动后的未来气候系列称为合成系列。这时候初步系列、合成系列分别有各自的“年均气温”，如上图所示。

图 4.2 中灰色系列表示的是初步系列，蓝色表示合成系列；图上的点代表各系列的“年均气温”。因为初步生成未来气候情景系列保留着区域气候变化的周期性和物理基础的真实性的，合成系列是通过对初步系列的气温微调移动得到的，除了和预期“年均气温”变化趋势更匹配外，与初步生成的未来气候情景系列没有其他明显差异，所以合成系列同样保留有区域现实气候变化的周期性和物理基础的真实性的。由连续若干天组成数组“blocks”（如 STAR 在易北河流域研究中取的“12”天），对初步系列和合成系列相应数组“blocks”作比较。如果相应数组“blocks”特征值接近，则初步系列相应“blocks”被保留，否则将被替代。为了便于比较，根据“blocks”与两个系列最近质心距对数组进行了归类。图 4.2 中图上侧的彩条反应了“blocks”归类情况，上彩条是合成系列的“blocks”归类情况，下彩条是初步系列“blocks”归类情况。若两个系列的相应“blocks”属于同一类，则初始系列保留该数组，否则“blocks”将被替代（如图上矩形条内的数组）。（“blocks”数组的聚类分析，可通过 STAR 模型中 prepare_blocks.cpp 和 identify.cpp 来完成。）

从实测气候序列数组“blocks”中选择替代预测气候情景序列中被识别的将被替代的“blocks”时，除了要考虑数组平均气温外，也要考虑替代数组“blocks”的日历日期，保证选择的替代“blocks”和被替代“blocks”位于相同或相近的季节。为了保证替换数组和被替换数组季节上的一致性，在实测气候序列数组“blocks”中从被替换数组的前后二十天的日期区间内选择替换“blocks”。对初步生成未来气候系列中不合适的“blocks”进行置换，得到的最终未来气候情景系列，其“年均温度”的变化趋势和预期线性变化趋势要求更加匹配。（这部分工作可通过 STAR 模型中 replace.cpp, used_red.cpp, data_red.cpp 和 bridge_red.cpp 完成。）

通过 STAR 模型程序，最终得到预测期和实测期的日期对应关系（data-data-mapping），存放在 final_order_dates.dat 文件，形式如下所示：

1	3	2001	<--	1	3	1989
2	3	2001	<--	2	3	1989
3	3	2001	<--	3	3	1989
4	3	2001	<--	4	3	1989
5	3	2001	<--	5	3	1989
6	3	2001	<--	6	3	1989
7	3	2001	<--	7	3	1989
8	3	2001	<--	8	3	1989
9	3	2001	<--	15	3	1963
10	3	2001	<--	16	3	1963
11	3	2001	<--	17	3	1963
12	3	2001	<--	18	3	1963
13	3	2001	<--	19	3	1963
14	3	2001	<--	20	3	1963
15	3	2001	<--	21	3	1963
16	3	2001	<--	22	3	1963
17	3	2001	<--	23	3	1963
18	3	2001	<--	18	3	1989
19	3	2001	<--	19	3	1989

由 final_order_dates.dat 文件中的预测期和实测期的日期对应关系(data-data-mapping)，可以知道未来气候情景下每日气象要素的赋值情况。通过 STAR 气候模型对区域气候的一次模拟预测过程，会确定一个从实测期的“日”到预测期的“日”的关系图，并且把实测期“日”的气象要素数值赋值到相应的预测期的“日”。需要说明的是：根据日期对应关系由实测期对预测期的赋值，可包含所有的实测期气象要素的赋值，除了气温外，还有降水、日照时间、湿度和气压等。通过 STAR 模型所得到的未来气候情景系列不但符合气象参照量变化趋势，而且由于预测期“日”的气象要素数据直接赋值自实测期“日”的相应要素数值，因此未来气候情景系列具有物理基础和现实性。

STAR 气候模型未来气候情景系列生成过程，如下图 4.3 所示。

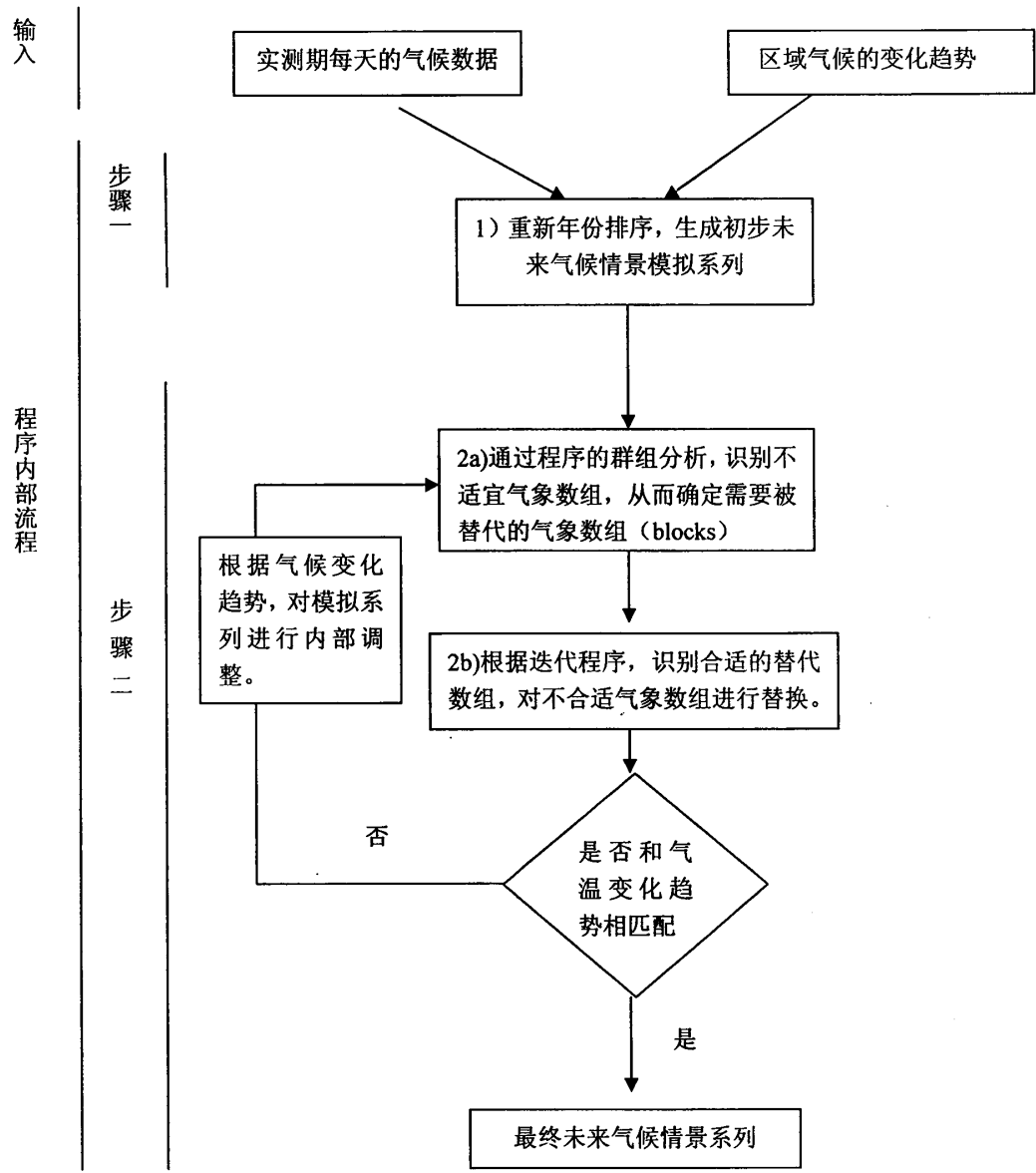


图 4.3 未来气候情景生成过程

Fig. 4.3 Generation of the future climate situation.

4.4 STAR 模型参数率定

以 2000 年到 2008 年为参数率定期,应用实测期的张家口市永定河流域综合气象站气候资料,对 STAR 模型的主要参数进行率定。对于 STAR 模型参数 blocklength、tol_jd、tolerance 参数率定过程详见下表 4.4-表 4.22, 其中的误差率为相对误差。

$$\text{误差率} = \frac{\text{模拟值} - \text{实测值}}{\text{实测值}}$$

在初步参数率定结果 (blocklength=9, tol_jd=20, tolerance=0.2) 基础上, 对模拟次数 no_sim 分别取 1、5、10、100、1000, 对 no_sim 进行率定。

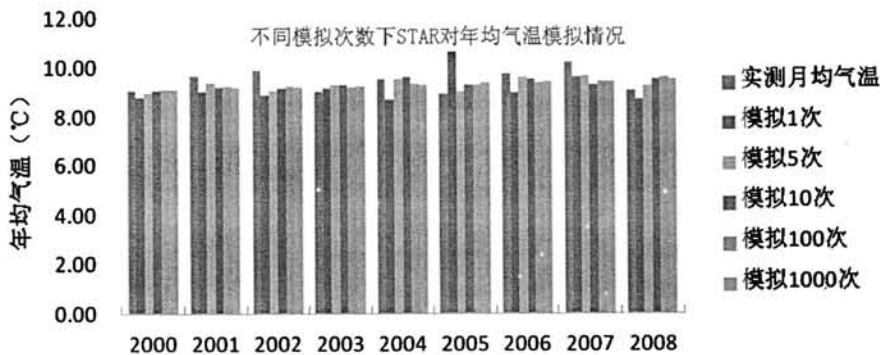


图 4.4 STAR 模型模拟次数对气温模拟结果的影响

Fig. 4.4 Impact of the number of simulation to the simulated results of temperature for STAR

表 4.1 不同模拟次数下 STAR 对年均气温模拟误差率

Table 4.1 ERR of simulated temperature of different runs for STAR

年份	模拟 1 次	模拟 5 次	模拟 10 次	模拟 100 次	模拟 1000 次
2000	-0.03	-0.01	0.00	0.00	0.00
2001	-0.07	-0.03	-0.05	-0.04	-0.04
2002	-0.10	-0.08	-0.07	-0.06	-0.07
2003	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03
2004	-0.09	0.00	0.01	-0.02	-0.02
2005	0.19	0.01	0.04	0.04	0.05
2006	-0.08	-0.02	-0.02	-0.04	-0.04
2007	-0.06	-0.05	-0.09	-0.07	-0.07
2008	-0.05	0.02	0.05	0.06	0.05
平均	-0.030	-0.015	-0.013	-0.013	-0.013

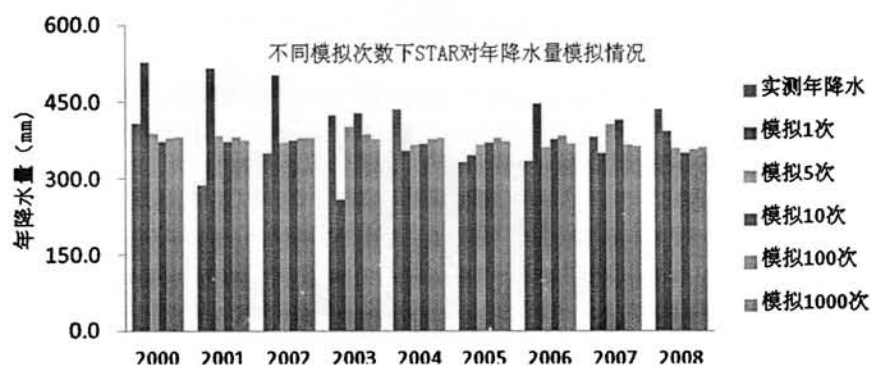


图 4.5 STAR 模型模拟次数对降水模拟结果的影响

Fig. 4.5 Impact of the number of simulation to the simulated results of precipitation for STAR

表 4.2 不同模拟次数下 STAR 对年均气温模拟误差率

Table 4.2 ERR of simulated precipitation of different runs for STAR

年份	模拟 1 次	模拟 5 次	模拟 10 次	模拟 100 次	模拟 1000 次
2000	0.29	-0.05	-0.09	-0.07	-0.07
2001	0.79	0.33	0.30	0.32	0.30
2002	0.44	0.06	0.07	0.09	0.08
2003	-0.39	-0.05	0.01	-0.09	-0.11
2004	-0.19	-0.16	-0.16	-0.14	-0.13
2005	0.04	0.10	0.11	0.14	0.12
2006	0.33	0.08	0.12	0.14	0.10
2007	-0.08	0.06	0.09	-0.04	-0.05
2008	-0.10	-0.17	-0.19	-0.18	-0.17
平均	0.126	0.021	0.030	0.019	0.009

从以上图表分析, no_sim=1000 时, 综合考虑对气温和降水的模拟效果更好一些。同时计算了不同模拟次数的 Nash - Sutcliffe 效率系数, 也反映了同样的结果。效率系数如下所示:

表 4.3 不同模拟次数下模拟系列的效率系数

Table 4.3 Nash-Sutcliffe coefficient of different runs for STAR

no_sim	1	5	10	100	1000
Nash - Sutcliffe 气温	0.9708	0.9736	0.9827	0.9831	0.9834
Nash - Sutcliffe 降水	0.3049	0.6862	0.6542	0.6921	0.6937

根据对 STAR 模型在张家口市永定河流域的参数率定情况, 选定 STAR 气候模型的参数方案。

本次研究的参数率定原则：在气温模拟精度没有显著差异的情况下，主要根据降水的模拟精度选定参数；考虑到气候变化本身的随机不确定性，在率定期各年气温降水模拟精度没有显著差异的前提下，主要根据率定期的平均模拟精度选定参数；考虑到当前气候模型对气温模拟精度较高，而普遍低估了“湿润地区更湿、干旱地区更干”的现象，在气温降水模拟精度相近时，根据论文第三章中对张家口市永定河流域近几十年来气温降水变化的分析结果，流域降水变化以减少为趋势，所以选择其中降水量模拟值偏小的参数方案。根据参数率定原则，率定了模型主要参数取值：blocklength=9, tol_jd=20, tolerance=0.2, no_sim=1000。由 STAR 模型参数率定结果可知，对于中小尺度流域——张家口市永定河流域的气候模拟而言，blocklength 更合适的取值为 9，而不是模型推荐的在欧洲易北河流域气候研究中采用的 12。详细模型参数率定过程见表 4.4-表 4.13。

表 4.4 STAR 参数 blocklength 率定

Table 4.4 Calibration of blocklength

年份	实测	5 天	误差	7 天	误差	9 天	误差	12 天	误差	15 天	误差	17 天	误差	20 天	误差
年均气温 (°C)															
2000	9.1	9.2	0.01	9.3	0.02	9.2	0.01	9.1	0.00	9.2	0.01	9.3	0.02	9.2	0.01
2001	9.7	9.2	-0.05	9.2	-0.05	9.4	-0.03	9.4	-0.03	9.2	-0.05	9.3	-0.04	9.3	-0.04
2002	10	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.2	-0.08	9.2	-0.08
2003	9.1	9.5	0.04	9.3	0.02	9.2	0.01	9.3	0.02	9.3	0.02	9.3	0.02	9.5	0.04
2004	9.5	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01
2005	9.1	9.4	0.03	9.4	0.03	9.4	0.03	9.5	0.04	9.5	0.04	9.4	0.03	9.4	0.03
2006	9.9	9.4	-0.05	9.5	-0.04	9.4	-0.05	9.5	-0.04	9.6	-0.03	9.5	-0.04	9.6	-0.03
2007	10.3	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.6	-0.07	9.5	-0.08
2008	9.1	9.6	0.05	9.6	0.05	9.7	0.07	9.6	0.05	9.5	0.04	9.7	0.07	9.6	0.05
均值	9.53	9.39	-0.015	9.40	-0.014	9.39	-0.015	9.40	-0.014	9.40	-0.014	9.41	-0.013	9.41	-0.013
年份	降水量 (mm)														
2000	409.2	386.2	-0.06	399.6	-0.02	379.9	-0.07	397.3	-0.03	402.8	-0.02	382.3	-0.07	384.1	-0.06
2001	289.2	391.2	0.35	391.4	0.35	381.6	0.32	403.9	0.40	381	0.32	386.5	0.34	380.2	0.31
2002	350.9	394.4	0.12	378.8	0.08	380.9	0.09	397.8	0.13	395.6	0.13	382	0.09	401.7	0.14
2003	425.5	384.3	-0.10	393.6	-0.07	386.1	-0.09	389.9	-0.08	404.6	-0.05	388	-0.09	383.5	-0.10
2004	436.6	383	-0.12	376.5	-0.14	378.2	-0.13	373.3	-0.14	368.3	-0.16	369.9	-0.15	382.2	-0.12
2005	333.2	374.9	0.13	393.3	0.18	381.4	0.14	366.1	0.10	374.4	0.12	387.9	0.16	377	0.13
2006	336.2	377.7	0.12	382.7	0.14	384.9	0.14	390.9	0.16	386.7	0.15	371.4	0.10	382.6	0.14
2007	382.7	373.1	-0.03	387.8	0.01	365.8	-0.04	374.9	-0.02	354.2	-0.07	367.3	-0.04	388.8	0.02
2008	436.6	386.1	-0.12	368.4	-0.16	358.9	-0.18	375.5	-0.14	378.7	-0.13	370.2	-0.15	361.3	-0.17
均值	377.79	383.43	-0.015	385.79	0.021	377.52	-0.001	385.51	0.020	382.92	0.014	378.39	0.002	382.38	0.012

综合考虑对年均气温和年降水量的模拟结果，初步选出 blocklength 数值为 9、17、20；考虑到模型推荐 12，故对 9、12、17、20 进一步遴选。

表 4.5 STAR 参数 tol_jd 率定(blocklength=9)

Table 4.5 Calibration of tol_jd (blocklength=9)

年份	实测	10	误差	15	误差	20	误差	25	误差	30	误差
年均气温 (°C)											
2000	9.1	9.2	0.01	9.2	0.01	9.2	0.01	9.3	0.02	9.3	0.02
2001	9.7	9.4	-0.03	9.2	-0.05	9.4	-0.03	9.2	-0.05	9.3	-0.04
2002	10	9.3	-0.07	9.4	-0.06	9.2	-0.08	9.3	-0.07	9.2	-0.09
2003	9.1	9.2	0.01	9.3	0.02	9.4	0.03	9.3	0.02	9.3	0.02
2004	9.5	9.4	-0.01	9.3	-0.02	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01
2005	9.1	9.4	0.03	9.4	0.03	9.5	0.04	9.5	0.04	9.5	0.04
2006	9.9	9.4	-0.05	9.5	-0.04	9.4	-0.05	9.4	-0.05	9.5	-0.04
2007	10.3	9.5	-0.08	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.6	-0.07	9.6	-0.07
2008	9.1	9.7	0.07	9.7	0.07	9.7	0.07	9.6	0.05	9.7	0.07
均值	9.53	9.389	-0.015	9.389	-0.015	9.442	-0.012	9.400	-0.014	9.422	-0.013
年份	降水量 (mm)										
2000	409.2	379.9	-0.07	387.5	-0.05	395.7	-0.03	386.1	-0.06	372.80	-0.09
2001	289.2	381.6	0.32	392.4	0.36	374.5	0.26	380.5	0.32	391.10	0.35
2002	350.9	380.9	0.09	386.3	0.10	387.4	0.10	379.5	0.08	368.80	0.05
2003	425.5	386.1	-0.09	367.2	-0.14	377.2	-0.11	387.6	-0.09	382.10	-0.10
2004	436.6	378.2	-0.13	392	-0.10	373.5	-0.13	388	-0.11	383.50	-0.12
2005	333.2	381.4	0.14	380.3	0.14	371.7	0.12	377.6	0.13	385.40	0.16
2006	336.2	384.9	0.14	378.4	0.13	389.6	0.15	372	0.11	372.00	0.11
2007	382.7	365.8	-0.04	375.1	-0.02	384.2	0.00	353.8	-0.08	367.50	-0.04
2008	436.6	358.9	-0.18	361.2	-0.17	364.7	-0.16	366.9	-0.16	359.40	-0.18
均值	377.79	377.52	-0.001	380.04	0.006	379.73	0.004	376.89	-0.002	375.84	-0.005

综合模拟结果, 当 blocklength=9 时, tol_jd 数值为 20、25 时误差率较低, 进一步遴选。

表 4.6 STAR 参数 tol_jd 率定(blocklength=12)

Table 4.6 Calibration of tol_jd (blocklength=12)

年份	实测	10	误差	15	误差	20	误差	25	误差	30	误差
年均气温 (°C)											
2000	9.1	9.2	0.01	9.2	0.01	9.1	0.00	9.1	0.00	9.3	0.02
2001	9.7	9.3	-0.04	9.3	-0.04	9.4	-0.03	9.3	-0.04	9.2	-0.05
2002	10	9.2	-0.08	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.3	-0.07
2003	9.1	9.3	0.02	9.4	0.03	9.3	0.02	9.4	0.03	9.2	0.01
2004	9.5	9.5	0.00	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.6	0.01
2005	9.1	9.5	0.04	9.5	0.04	9.5	0.04	9.5	0.04	9.4	0.03
2006	9.9	9.4	-0.05	9.6	-0.03	9.5	-0.04	9.5	-0.04	9.4	-0.05
2007	10.3	9.5	-0.08	9.4	-0.09	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.5	-0.08
2008	9.1	9.6	0.05	9.6	0.05	9.6	0.05	9.5	0.04	9.7	0.07
均值	9.53	9.389	-0.015	9.411	-0.013	9.400	-0.014	9.400	-0.014	9.400	-0.014
年份	降水量 (mm)										
2000	409.2	390.9	-0.04	400.9	-0.02	397.3	-0.03	404.4	-0.01	389.4	-0.05
2001	289.2	400.9	0.39	407	0.41	403.9	0.40	385.2	0.33	399	0.38
2002	350.9	404.3	0.15	396.6	0.13	397.8	0.13	396	0.13	405.5	0.16
2003	425.5	384.8	-0.10	378.9	-0.11	389.9	-0.08	381.4	-0.10	386.8	-0.09
2004	436.6	367.4	-0.16	392.3	-0.10	373.3	-0.14	386.1	-0.12	380.9	-0.13
2005	333.2	373.3	0.12	366.7	0.10	366.1	0.10	367.1	0.10	370.6	0.11
2006	336.2	380.5	0.13	380.1	0.13	390.9	0.16	382.5	0.14	385.9	0.15
2007	382.7	379.6	-0.01	383	0.00	374.9	-0.02	382.3	0.00	380.1	-0.01
2008	436.6	385.9	-0.12	386.9	-0.11	375.5	-0.14	386.5	-0.11	366.4	-0.16
均值	377.79	385.29	0.020	388.04	0.027	385.51	0.020	385.72	0.021	384.96	0.019

综合模拟结果, 当 blocklength=12 时, tol_jd 数值为 30 时误差率较低。但和 blocklength=9 情况相比, 效果差, 去除。

表 4.7 STAR 参数 tol_jd 率定结果(blocklength=17)

Table 4.7 Calibration of tol_jd (blocklength=17)

年份	实测	10	误差	15	误差	20	误差	25	误差	30	误差
年均气温 (°C)											
2000	9.1	9.2	0.01	9.1	0.00	9.3	0.02	9.2	0.01	9.1	0.00
2001	9.7	9.2	-0.05	9.4	-0.03	9.3	-0.04	9.2	-0.05	9.2	-0.05
2002	10	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.2	-0.08	9.2	-0.08	9.4	-0.06
2003	9.1	9.4	0.03	9.4	0.03	9.3	0.02	9.4	0.03	9.4	0.03
2004	9.5	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01
2005	9.1	9.4	0.03	9.5	0.04	9.4	0.03	9.5	0.04	9.4	0.03
2006	9.9	9.6	-0.03	9.4	-0.05	9.5	-0.04	9.5	-0.04	9.4	-0.05
2007	10.3	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.6	-0.07
2008	9.1	9.5	0.04	9.6	0.05	9.7	0.07	9.6	0.05	9.6	0.05
均值	9.53	9.400	-0.014	9.400	-0.014	9.411	-0.013	9.389	-0.015	9.389	-0.015
降水量 (mm)											
2000	409.2	395.8	-0.03	394.2	-0.04	382.3	-0.07	397.8	-0.03	395.2	-0.03
2001	289.2	386.3	0.34	385.9	0.33	386.5	0.34	403.2	0.39	389.6	0.35
2002	350.9	364.4	0.04	371.2	0.06	382	0.09	382.1	0.09	389.4	0.11
2003	425.5	381.4	-0.10	367.3	-0.14	388	-0.09	380.7	-0.11	379.9	-0.11
2004	436.6	377.6	-0.14	372.9	-0.15	369.9	-0.15	389.9	-0.11	393	-0.10
2005	333.2	372.6	0.12	389.2	0.17	387.9	0.16	388.5	0.17	382.5	0.15
2006	336.2	358.3	0.07	376.7	0.12	371.4	0.10	374.8	0.11	369.7	0.10
2007	382.7	368.8	-0.04	375.6	-0.02	367.3	-0.04	383.5	0.00	383.4	0.00
2008	436.6	372.9	-0.15	370.6	-0.15	370.2	-0.15	371	-0.15	376.9	-0.14
均值	377.79	375.34	-0.006	378.18	0.001	378.39	0.002	385.72	0.021	384.40	0.017

综合模拟结果, 当 blocklength=17 时, tol_jd 数值为 15、20 时误差率较低, 进一步遴选

表 4.8 STAR 参数 tol_jd 率定结果(blocklength=20)

Table 4.8 Calibration of tol_jd (blocklength=20)

年份	实测	10	误差	15	误差	20	误差	25	误差	30	误差
年均气温 (°C)											
2000	9.1	9.2	0.01	9.2	0.01	9.2	0.01	9.3	0.02	9.2	0.01
2001	9.7	9.3	-0.04	9.3	-0.04	9.3	-0.04	9.2	-0.05	9.2	-0.05
2002	10	9.3	-0.07	9.2	-0.08	9.2	-0.08	9.3	-0.07	9.3	-0.07
2003	9.1	9.2	0.01	9.3	0.02	9.5	0.04	9.2	0.01	9.4	0.03
2004	9.5	9.4	-0.01	9.5	0.00	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01
2005	9.1	9.4	0.03	9.5	0.04	9.4	0.03	9.6	0.05	9.4	0.03
2006	9.9	9.6	-0.03	9.5	-0.04	9.6	-0.03	9.5	-0.04	9.5	-0.04
2007	10.3	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.5	-0.08	9.5	-0.08	9.5	-0.08
2008	9.1	9.6	0.05	9.6	0.05	9.6	0.05	9.7	0.07	9.7	0.07
均值	9.53	9.400	-0.014	9.400	-0.014	9.411	-0.013	9.411	-0.013	9.400	-0.014
年份	降水量 (mm)										
2000	409.2	375.9	-0.08	374.7	-0.08	384.1	-0.06	382.6	-0.07	391.8	-0.04
2001	289.2	371.7	0.29	387.3	0.34	380.2	0.31	381.7	0.32	382.7	0.32
2002	350.9	392.4	0.12	399.8	0.14	401.7	0.14	400.7	0.14	396.8	0.13
2003	425.5	395	-0.07	383.1	-0.10	383.5	-0.10	400	-0.06	390.8	-0.08
2004	436.6	366.9	-0.16	370.5	-0.15	382.2	-0.12	379.3	-0.13	391.3	-0.10
2005	333.2	377.3	0.13	371	0.11	377	0.13	374.9	0.13	376.1	0.13
2006	336.2	380.1	0.13	379.4	0.13	382.6	0.14	387.9	0.15	378.5	0.13
2007	382.7	389.5	0.02	389.9	0.02	388.8	0.02	405.1	0.06	383.3	0.00
2008	436.6	372.7	-0.15	360.6	-0.17	361.3	-0.17	370.4	-0.15	372.9	-0.15
均值	377.79	380.17	0.006	379.59	0.005	382.38	0.012	386.96	0.024	384.91	0.019

综合模拟结果，当 blocklength=20 时，tol_jd 数值为 10、15 时误差率较低，进一步遴选

表 4.9 STAR 参数 tolerance 率定结果 (blocklength=9, 其他参数取缺省值)
Table 4.9 Calibration of tolerance (blocklength=9, other parameters are default values)

年份	实测	0.2	误差	0.1	误差	0.05	误差	0.01	误差	0.005	误差
年均气温 (°C)											
2000	9.1	9.2	0.01	9.2	0.01	9.2	0.01	9.3	0.02	9.3	0.02
2001	9.7	9.4	-0.03	9.2	-0.05	9.4	-0.03	9.2	-0.05	9.3	-0.04
2002	10	9.3	-0.07	9.4	-0.06	9.2	-0.08	9.3	-0.07	9.2	-0.08
2003	9.1	9.2	0.01	9.3	0.02	9.4	0.03	9.3	0.02	9.3	0.02
2004	9.5	9.4	-0.01	9.3	-0.02	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01
2005	9.1	9.4	0.03	9.4	0.03	9.5	0.04	9.5	0.04	9.5	0.04
2006	9.9	9.4	-0.05	9.5	-0.04	9.4	-0.05	9.4	-0.05	9.5	-0.04
2007	10.3	9.5	-0.08	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.6	-0.07	9.6	-0.07
2008	9.1	9.7	0.07	9.7	0.07	9.7	0.07	9.6	0.05	9.7	0.07
均值	9.53	9.389	-0.015	9.389	-0.015	9.422	-0.012	9.400	-0.014	9.422	-0.012
降水量 (mm)											
2000	409.2	379.9	-0.07	387.5	-0.05	395.7	-0.03	386.1	-0.06	372.80	-0.09
2001	289.2	381.6	0.32	392.4	0.36	374.5	0.29	380.5	0.32	391.10	0.35
2002	350.9	380.9	0.09	386.3	0.10	387.4	0.10	379.5	0.08	368.80	0.05
2003	425.5	386.1	-0.09	367.2	-0.14	377.2	-0.11	387.6	-0.09	382.10	-0.10
2004	436.6	378.2	-0.13	392	-0.10	373.5	-0.14	388	-0.11	383.50	-0.12
2005	333.2	381.4	0.14	380.3	0.14	371.7	0.12	377.6	0.13	385.40	0.16
2006	336.2	384.9	0.14	378.4	0.13	389.6	0.16	372	0.11	372.00	0.11
2007	382.7	365.8	-0.04	375.1	-0.02	384.2	0.00	353.8	-0.08	367.50	-0.04
2008	436.6	358.9	-0.18	361.2	-0.17	364.7	-0.16	366.9	-0.16	359.40	-0.18
均值	377.79	377.52	-0.001	380.04	0.006	379.83	0.005	376.89	-0.002	375.84	-0.005

对年均气温模拟效果差异不大, 依据对降水模拟结果, 当 blocklength=9 时, 整体误差率比较高, 保留 tolerance 数值为 0.2、0.01 进一步遴选。

表 4.10 STAR 参数 tolerance 率定结果 (blocklength=12, 其他参数取缺省值)

Table 4.10 Calibration of tolerance (blocklength=12, other parameters are default values)

年份	实测	0.2	误差	0.1	误差	0.05	误差	0.01	误差	0.005	误差
年均气温 (°C)											
2000	9.1	9.1	0.00	9.2	0.01	9.2	0.01	9.1	0.00	9.10	0.00
2001	9.7	9.4	-0.03	9.3	-0.04	9.4	-0.03	9.3	-0.04	9.20	-0.05
2002	10	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.4	-0.06	9.3	-0.07	9.40	-0.06
2003	9.1	9.3	0.02	9.3	0.02	9.3	0.02	9.4	0.03	9.30	0.02
2004	9.5	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.3	-0.02	9.5	0.00	9.50	0.00
2005	9.1	9.5	0.04	9.5	0.04	9.4	0.03	9.5	0.04	9.40	0.03
2006	9.9	9.5	-0.04	9.4	-0.05	9.5	-0.04	9.4	-0.05	9.50	-0.04
2007	10.3	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.5	-0.08	9.50	-0.08
2008	9.1	9.6	0.05	9.6	0.05	9.7	0.07	9.6	0.05	9.60	0.05
均值	9.53	9.400	-0.014	9.400	-0.014	9.411	-0.013	9.400	-0.014	9.389	-0.015
年份	降水量 (mm)										
2000	409.2	397.3	-0.03	380.4	-0.07	393.6	-0.04	384.7	-0.06	385.20	-0.06
2001	289.2	403.9	0.40	390	0.35	405.7	0.40	409.6	0.42	395.00	0.37
2002	350.9	397.8	0.13	389.6	0.11	399.4	0.14	395.1	0.13	374.60	0.07
2003	425.5	389.9	-0.08	380.8	-0.11	381.2	-0.10	385.7	-0.09	390.60	-0.08
2004	436.6	373.3	-0.14	383.2	-0.12	381.4	-0.13	373.7	-0.14	371.90	-0.15
2005	333.2	366.1	0.10	390.5	0.17	389.5	0.17	369.1	0.11	385.20	0.16
2006	336.2	390.9	0.16	389	0.16	378.7	0.13	381.9	0.14	381.20	0.13
2007	382.7	374.9	-0.02	383.6	0.00	377.4	-0.01	374.4	-0.02	385.40	0.01
2008	436.6	375.5	-0.14	388.9	-0.11	399.5	-0.08	388.1	-0.11	358.30	-0.18
均值	377.79	385.51	0.020	386.22	0.022	389.60	0.031	384.70	0.018	380.82	0.008

对年均气温模拟效果差异不大, 依据对降水模拟结果, 当 blocklength=12 时, tolerance 数值为 0.005 时误差率较低, 但仍不高, 舍弃。

表 4.11 STAR 参数 tolerance 率定结果 (blocklength=17, 其他参数取缺省值)
Table 4.11 Calibration of tolerance (blocklength=17, other parameters are default values)

年份	实测	0.2	误差	0.1	误差	0.05	误差	0.01	误差	0.005	误差
年均气温 (°C)											
2000	9.1	9.3	0.02	9.3	0.02	9.2	0.01	9.2	0.01	9.20	0.01
2001	9.7	9.3	-0.04	9.2	-0.05	9.3	-0.04	9.2	-0.05	9.20	-0.05
2002	10	9.2	-0.08	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.4	-0.06	9.40	-0.06
2003	9.1	9.3	0.02	9.3	0.02	9.4	0.03	9.2	0.01	9.30	0.02
2004	9.5	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.3	-0.02	9.4	-0.01	9.50	0.00
2005	9.1	9.4	0.03	9.4	0.03	9.5	0.04	9.5	0.04	9.40	0.03
2006	9.9	9.5	-0.04	9.5	-0.04	9.4	-0.05	9.6	-0.03	9.50	-0.04
2007	10.3	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.4	-0.09	9.5	-0.08	9.60	-0.07
2008	9.1	9.7	0.07	9.7	0.07	9.7	0.07	9.6	0.05	9.60	0.05
均值	9.53	9.411	-0.013	9.400	-0.014	9.389	-0.015	9.400	-0.014	9.411	-0.013
降水量 (mm)											
2000	409.2	382.3	-0.07	392.5	-0.04	406.1	-0.01	401.1	-0.02	399.80	-0.02
2001	289.2	386.5	0.34	402.5	0.39	386.3	0.34	393.9	0.36	386.40	0.34
2002	350.9	382	0.09	376.1	0.07	394.7	0.12	388.6	0.11	375.10	0.07
2003	425.5	388	-0.09	372.4	-0.12	393.6	-0.07	392.9	-0.08	377.80	-0.11
2004	436.6	369.9	-0.15	391.4	-0.10	384	-0.12	373.5	-0.14	374.00	-0.14
2005	333.2	387.9	0.16	395.9	0.19	395.7	0.19	382.6	0.15	373.70	0.12
2006	336.2	371.4	0.10	379.2	0.13	381.6	0.14	369.5	0.10	373.50	0.11
2007	382.7	367.3	-0.04	390.2	0.02	381.8	0.00	387.1	0.01	388.90	0.02
2008	436.6	370.2	-0.15	377.7	-0.13	382.4	-0.12	387.6	-0.11	377.60	-0.14
均值	377.79	378.39	0.002	386.43	0.023	389.58	0.031	386.31	0.023	380.76	0.008

对年均气温模拟效果差异不大, 依据对降水模拟结果, 当 blocklength=17 时, 保留 tolerance 数值为 0.2 进一步遴选

表 4.12 STAR 参数 tolerance 率定结果 (blocklength=20, 其他参数取缺省值)

Table 4.12 Calibration of tolerance (blocklength=20, other parameters are default values)

年份	实测	0.2	误差	0.1	误差	0.05	误差	0.01	误差	0.005	误差
年均气温 (°C)											
2000	9.1	9.2	0.01	9.2	0.01	9.2	0.01	9.2	0.01	9.20	0.01
2001	9.7	9.3	-0.04	9.3	-0.04	9.2	-0.05	9.2	-0.05	9.20	-0.05
2002	10	9.2	-0.08	9.2	-0.08	9.3	-0.07	9.2	-0.08	9.40	-0.06
2003	9.1	9.5	0.04	9.2	0.01	9.3	0.02	9.3	0.02	9.30	0.02
2004	9.5	9.4	-0.01	9.5	0.00	9.4	-0.01	9.5	0.00	9.50	0.00
2005	9.1	9.4	0.03	9.5	0.04	9.5	0.04	9.5	0.04	9.40	0.03
2006	9.9	9.6	-0.03	9.5	-0.04	9.5	-0.04	9.5	-0.04	9.60	-0.03
2007	10.3	9.5	-0.08	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.50	-0.08
2008	9.1	9.6	0.05	9.5	0.04	9.5	0.04	9.6	0.05	9.60	0.05
均值	9.53	9.411	-0.013	9.378	-0.016	9.389	-0.015	9.389	-0.015	9.411	-0.013
年份	降水量 (mm)										
2000	409.2	384.1	-0.06	385.2	-0.06	376.5	-0.08	386.4	-0.06	385.20	-0.06
2001	289.2	380.2	0.31	378	0.31	378.8	0.31	383.3	0.33	395.00	0.37
2002	350.9	401.7	0.14	395.1	0.13	383.4	0.09	411.3	0.17	374.60	0.07
2003	425.5	383.5	-0.10	388	-0.09	397.8	-0.07	391.6	-0.08	390.60	-0.08
2004	436.6	382.2	-0.12	374.4	-0.14	393.9	-0.10	383.3	-0.12	371.90	-0.15
2005	333.2	377	0.13	378.2	0.14	388	0.16	375.2	0.13	385.20	0.16
2006	336.2	382.6	0.14	386.6	0.15	390.4	0.16	384.7	0.14	381.20	0.13
2007	382.7	388.8	0.02	390.2	0.02	386	0.01	396.8	0.04	385.40	0.01
2008	436.6	361.3	-0.17	386.3	-0.12	357.2	-0.18	359.2	-0.18	358.30	-0.18
均值	377.79	382.38	0.012	384.67	0.018	383.56	0.015	385.76	0.021	380.82	0.008

对年均气温模拟效果差异不大, 依据对降水模拟结果, 当 blocklength=20 时, tolerance 数值为 0.005 时误差率较低, 但仍不高, 舍弃

表 4.13 STAR 参数 blocklength、tol_jd、tolerance 率定结果汇总

Table 4.13 Results of calibration of parameters of STAR model

年份	实测	17-15-0.2	误差	17-20-0.2	误差	9-20-0.2	误差	9-20-0.01	误差	9-25-0.2	误差	9-25-0.01	误差
年均气温 (°C)													
2000	9.1	9.1	0.00	9.3	0.02	9.2	0.01	9.3	0.02	9.2	0.01	9.2	0.01
2001	9.7	9.4	-0.03	9.3	-0.04	9.4	-0.03	9.2	-0.05	9.3	-0.04	9.2	-0.05
2002	10	9.3	-0.07	9.2	-0.08	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.3	-0.07	9.3	-0.07
2003	9.1	9.4	0.03	9.3	0.02	9.2	0.01	9.3	0.02	9.4	0.03	9.3	0.02
2004	9.5	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01	9.4	-0.01
2005	9.1	9.5	0.04	9.4	0.03	9.4	0.03	9.5	0.04	9.5	0.04	9.5	0.04
2006	9.9	9.4	-0.05	9.5	-0.04	9.4	-0.05	9.4	-0.05	9.5	-0.04	9.5	-0.04
2007	10.3	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.6	-0.07	9.5	-0.08	9.6	-0.07
2008	9.1	9.6	0.05	9.7	0.07	9.7	0.07	9.6	0.05	9.6	0.05	9.6	0.05
均值	9.53	9.40	-0.014	9.41	-0.013	9.39	-0.015	9.4	-0.014	9.411111	-0.013	9.4	-0.014
年份	降水量 (mm)												
2000	409.2	394.2	-0.04	382.3	-0.07	379.9	-0.07	386.1	-0.06	393.4	-0.04	373.1	-0.09
2001	289.2	385.9	0.33	386.5	0.34	381.6	0.32	380.5	0.32	382.4	0.32	372	0.29
2002	350.9	371.2	0.06	382	0.09	380.9	0.09	379.5	0.08	400.4	0.14	378.7	0.08
2003	425.5	367.3	-0.14	388	-0.09	386.1	-0.09	387.6	-0.09	371.8	-0.13	376.5	-0.12
2004	436.6	372.9	-0.15	369.9	-0.15	378.2	-0.13	388	-0.11	402.3	-0.08	371.1	-0.15
2005	333.2	389.2	0.17	387.9	0.16	381.4	0.14	377.6	0.13	375.3	0.13	375.3	0.13
2006	336.2	376.7	0.12	371.4	0.10	384.9	0.14	372	0.11	384	0.14	383.6	0.14
2007	382.7	375.6	-0.02	367.3	-0.04	365.8	-0.04	353.8	-0.08	381	0.00	358.1	-0.06
2008	436.6	370.6	-0.15	370.2	-0.15	358.9	-0.18	366.9	-0.16	391	-0.10	364	-0.17
均值	377.79	378.178	0.001	378.389	0.002	377.522	-0.001	376.889	-0.002	386.8444	0.024	372.4889	-0.014

综合考虑模拟结果，张家口市永定河流域气候模拟 STAR 参数确定如下：blocklength=9，tol_jd=20，tolerance=0.2。

5. 张家口市永定河流域未来气候情景

基于第四章 STAR 模型参数率定的结果,以张家口市永定河流域 1960-2008 气象资料为 STAR 模型驱动资料,并在实测期年均气温系列统计分析基础上确定了未来气温升温趋势,对张家口市永定河流域 2009-2035 年的气候情景进行模拟预测。本次研究以“年平均气温”为模型运行的气象参照量,通过对张家口市永定河流域综合站点实测期气象数据的统计分析,可知研究区实测期年均气温升温速率为 $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。考虑未来不同的碳排放可能情景,未来区域气候变化考虑三种升温情景,即:高升温情景,年均气温升高速率是 $0.7^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;中升温情景,年均气温升高速率是 $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;低升温情景,年均气温升高速率 $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。通过 STAR 模型,模拟出不同升温情景下张家口市永定河流域未来的气候情景,本章主要针对气温(日最高气温、日平均气温和日最低气温)和降水在未来气候情景下的变化做简要分析。

5.1 未来气候情景下温度变化分析

5.1.1 未来气候情景下日最高气温变化分析

(1) 未来气候情景下年均日最高气温

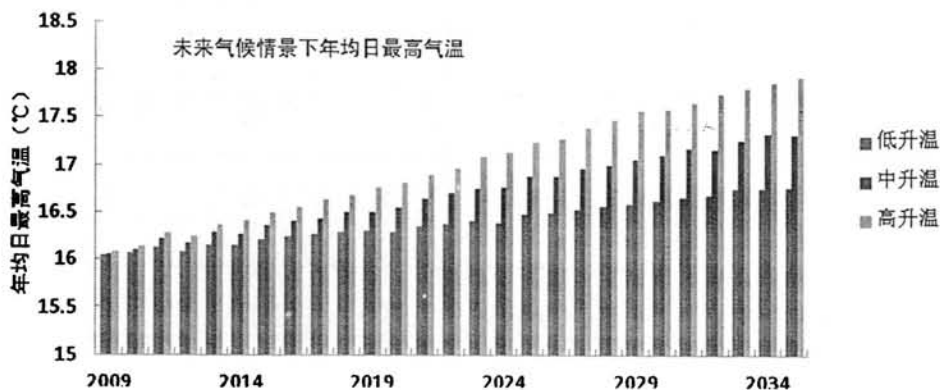


图 5.1 未来气候情景下年均日最高气温变化

Fig. 5.1 The change of annual average daily maximum temperature in the future climate situation

由上图可知张家口市永定河流域未来气候情景下年均日最高气温的变化情况:高升温情景下,模拟期(2009 年-2035 年)年均日最高气温的升温幅度为 1.85°C ,升温速率为 $0.7^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;中升温情景下,模拟期年均日最高气温的升温幅度为 1.27°C ,升温速率为 $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$;低升温情景下,模拟期年均日最高气温的升温幅度为 0.73°C ,升温速率为 $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。到模拟期末 2035 年,高升温情景下年均日最高气温为 17.9°C ,低升温情景为 16.8°C ,高升温情景比低升温情景高 1.12°C 。

(2) 未来气候情景下季节平均日最高气温

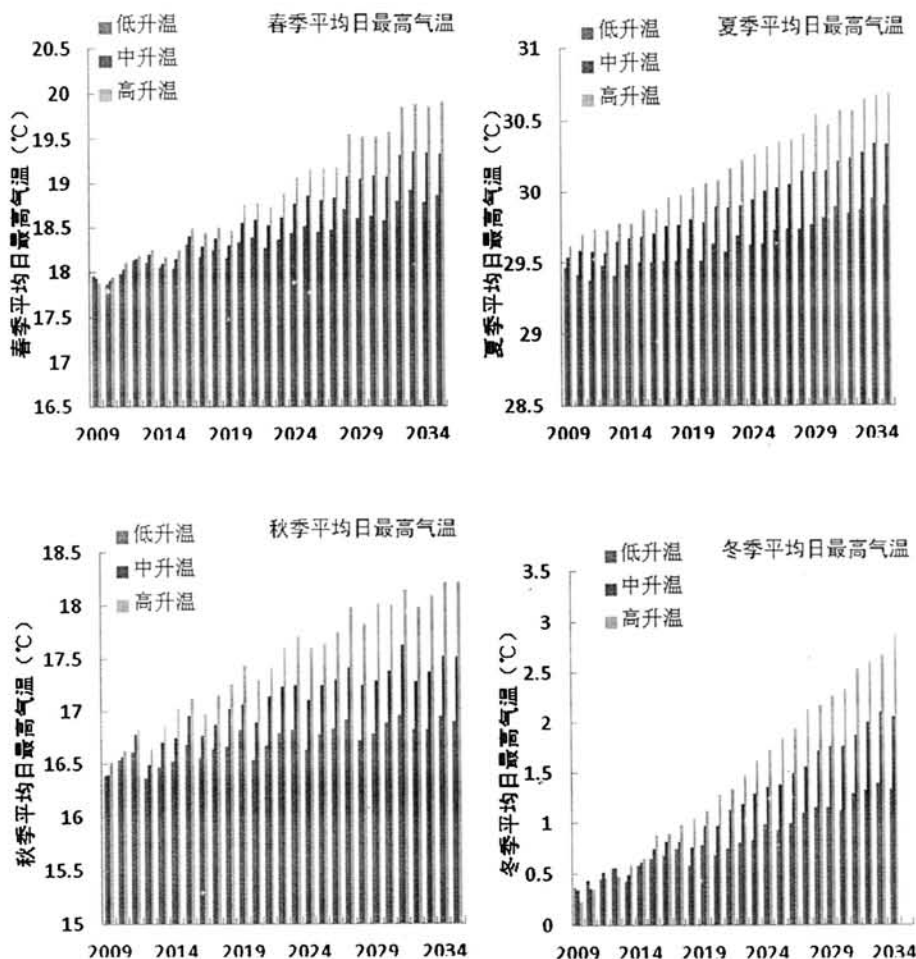


图 5.2 未来气候情景下季节平均日最高气温变化

Fig. 5.2 The change of seasonal average daily maximum temperature in the future climate situation

由上图可知张家口市永定河流域未来气候情景下四季平均日最高气温的变化情况: 高升温情景下, 模拟期春季平均日最高气温升温幅度为 2.0°C , 升温率为: $0.8^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期夏季平均日最高气温升温幅度为 1.1°C , 升温率为: $0.4^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期秋季平均日最高气温升温幅度为 1.7°C , 升温率为: $0.65^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期冬季平均日最高气温升温幅度为 2.6°C , 升温率为: $1.0^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。中升温情景下, 模拟期春季平均日最高气温升温幅度为 1.4°C , 升温率为: $0.6^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期夏季平均日最高气温升温幅度为 0.8°C , 升温率为: $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期秋季平均日最高气温升温幅度为 1.1°C , 升温率为: $0.39^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期冬季平均日最高气温升温幅度为 1.7°C , 升温率为: $0.7^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。低升温情景下, 模拟期春季平均日最高气温升温幅度为 0.9°C , 升温率为: $0.36^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期夏季平均日最高气温升温幅度为 0.4°C , 升温率为: $0.2^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期秋季平均日最高气温升温幅度为 0.5°C , 升温率为: $0.18^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期冬季平均日最高气温升温幅度为 0.96°C ,

升温率为：0.4℃/10a。不难发现，季节平均日最高气温升温主要体现在冬季和春季。

5.1.2 未来气候情景下日平均气温变化分析

(1) 未来气候情景下年均日平均气温

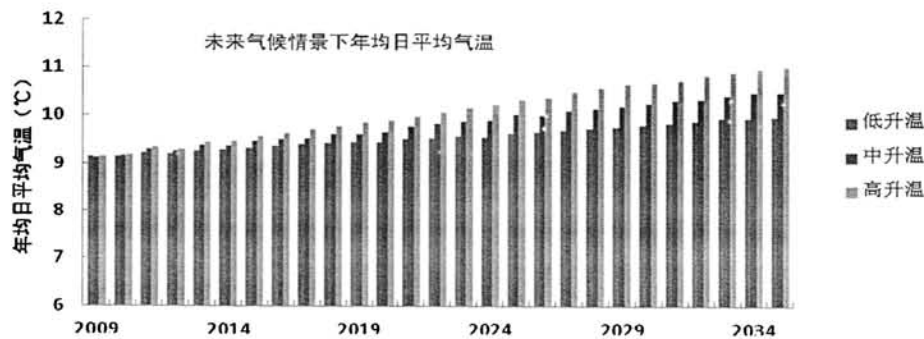
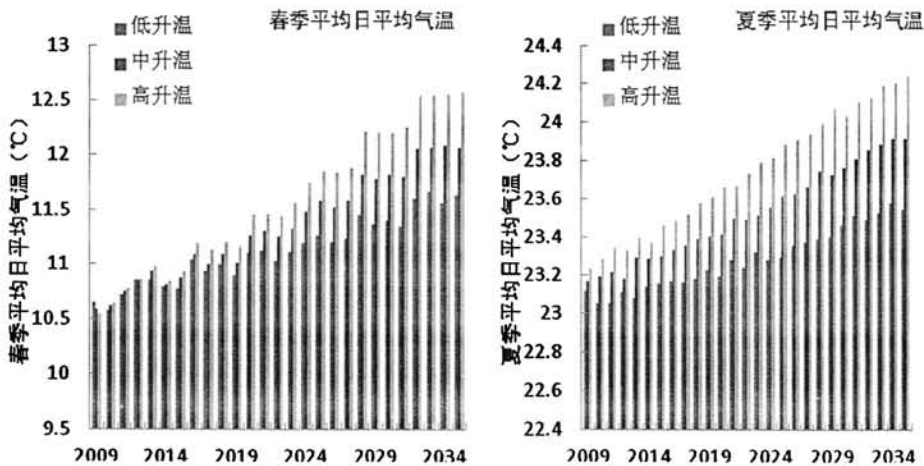


图 5.3 未来气候情景下年均日平均气温变化

Fig. 5.3 The change of annual average daily mean temperature in the future climate situation

由上图可知张家口市永定河流域未来气候情景下年均日平均气温的变化情况：高升温情景下，模拟期年均日平均气温的升温幅度为 1.87℃，升温速率为 0.7℃/10a；中升温情景下，模拟期年均日平均气温的升温幅度为 1.33℃，升温速率为 0.5℃/10a；低升温情景下，模拟期年均日平均气温的升温幅度为 0.81℃，升温速率为 0.3℃/10a。到模拟期末 2035 年，高升温情景下年均日平均气温为 11.0℃，低升温情景为 9.96℃，高升温情景比低升温情景高 1.05℃。

(2) 未来气候情景下季节平均日平均气温



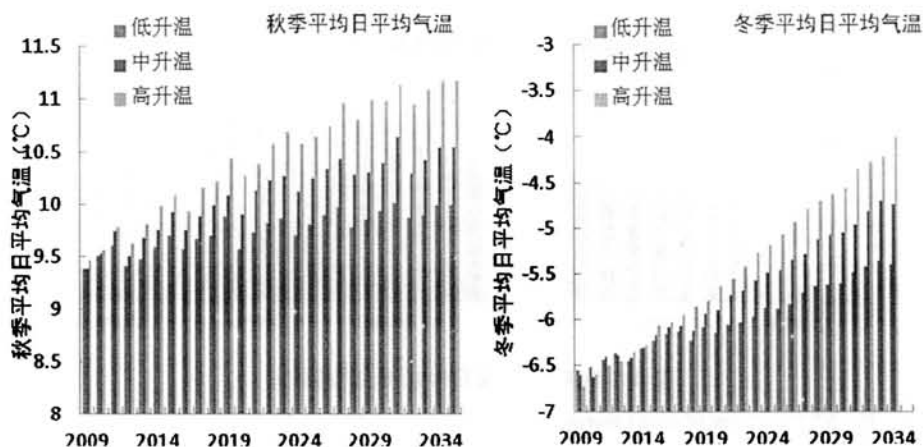


图 5.4 未来气候情景下季节平均日平均气温变化

Fig. 5.4 The change of seasonal average daily mean temperature in the future climate situation

由上图可知张家口市永定河流域未来气候情景下四季平均日平均气温的变化情况：高升温情景下，模拟期春季平均日平均气温升温幅度为 2.0°C ，升温率为： $0.8^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期夏季平均日平均气温升温幅度为 1.0°C ，升温率为： $0.4^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期秋季平均日平均气温升温幅度为 1.7°C ，升温率为： $0.67^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期冬季平均日平均气温升温幅度为 2.7°C ，升温率为： $1.1^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。中升温情景下，模拟期春季平均日平均气温升温幅度为 1.5°C ，升温率为： $0.6^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期夏季平均日平均气温升温幅度为 0.75°C ，升温率为： $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期秋季平均日平均气温升温幅度为 1.16°C ，升温率为： $0.42^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期冬季平均日平均气温升温幅度为 1.9°C ，升温率为： $1.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。低升温情景下，模拟期春季平均日平均气温升温幅度为 0.98°C ，升温率为： $0.38^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期夏季平均日平均气温升温幅度为 0.43°C ，升温率为： $0.2^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期秋季平均日平均气温升温幅度为 0.61°C ，升温率为： $0.21^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ；模拟期冬季平均日平均气温升温幅度为 1.2°C ，升温率为： $0.99^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。不难发现，季节平均日平均气温升温主要体现在春季和冬季，冬季升温幅度最大。季节平均日平均气温的升幅略高于季节平均日最高气温的升温。

5.1.3 未来气候情景下日最低气温变化分析

(1) 未来气候情景下年均日最低气温

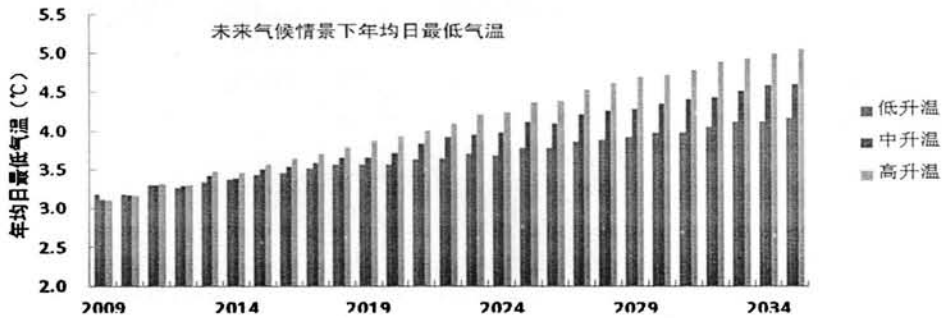


图 5.5 未来气候情景下年均日最低气温变化

Fig. 5.5 The change of annual average daily minimum temperature in the future climate situation

由上图可知张家口市永定河流域未来气候情景下年均日最低气温的变化情况：高升温情景下，模拟期年均日最低气温的升温幅度为 1.95℃，升温速率为 0.77℃/10a；中升温情景下，模拟期年均日最低气温的升温幅度为 1.48℃，升温速率为 0.58℃/10a；低升温情景下，模拟期年均日最低气温的升温幅度为 0.98℃，升温速率为 0.37℃/10a。到模拟期末 2035 年，高升温情景下年均日最低气温为 5.05℃，低升温情景为 4.16℃，高升温情景比低升温情景高 0.88℃。

(2) 未来气候情景下季节平均日最低气温

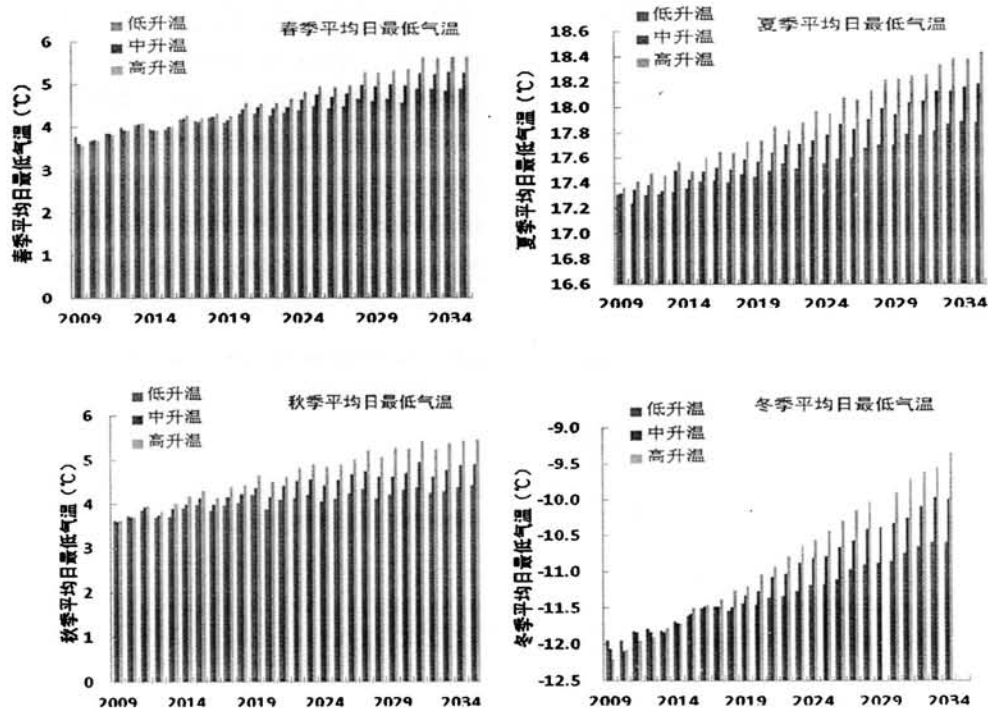


图 5.6 未来气候情景下季节平均日最低气温变化

Fig. 5.6 The change of seasonal average daily minimum temperature in the future climate situation

由上图可知张家口市永定河流域未来气候情景下四季平均日最低气温的变化情况: 高升温情景下, 模拟期春季平均日最低气温升温幅度为 2.07°C , 升温率为: $0.82^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期夏季平均日最低气温升温幅度为 1.08°C , 升温率为: $0.43^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期秋季平均日最低气温升温幅度为 1.82°C , 升温率为: $0.7^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期冬季平均日最低气温升温幅度为 2.85°C , 升温率为: $1.13^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。中升温情景下, 模拟期春季平均日最低气温升温幅度为 1.63°C , 升温率为: $0.64^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期夏季平均日最低气温升温幅度为 0.87°C , 升温率为: $0.35^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期秋季平均日最低气温升温幅度为 1.3°C , 升温率为: $0.47^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期冬季平均日最低气温升温幅度为 2.1°C , 升温率为: $0.86^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。低升温情景下, 模拟期春季平均日最低气温升温幅度为 1.11°C , 升温率为: $0.43^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期夏季平均日最低气温升温幅度为 0.56°C , 升温率为: $0.25^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期秋季平均日最低气温升温幅度为 0.78°C , 升温率为: $0.26^{\circ}\text{C}/10\text{a}$; 模拟期冬季平均日最低气温升温幅度为 1.35°C , 升温率为: $0.55^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

通过对未来气候情景下气温变化的分析不难发现: 就升温幅度而言, 张家口市永定河流域冬季升温幅度最大, 其次是春季, 夏季升温幅度最小; 升温最明显的是日最低气温, 升温幅度最小的是日最高气温。

5.2 未来气候情景下降水变化分析

5.2.1 未来气候情景下年降水量变化分析

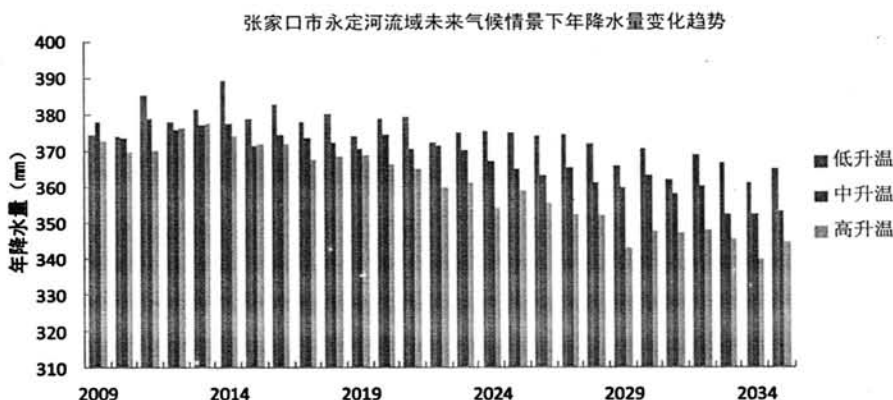


图 5.7 未来气候情景下年降水量变化

Fig. 5.7 The change of annual precipitation in the future climate situation

由上图可知研究区未来气候情景下年降水量的变化情况: 高升温情景下, 降水量有较减少趋势, 减少速率是 $1.39\text{mm}/\text{a}$; 中升温情景下, 年降水量减少速率是 $0.97\text{mm}/\text{a}$; 低升温情景下, 降水减少趋势不明显, 减少速率是 $0.68\text{mm}/\text{a}$ 。因此张家口市永定河流域未来情景下随着升温幅度的增加, 年降水量减少幅度也相应增加。未来气候变化情景下, 年降水量的最大值是 389.4mm , 出现在低升温情景的 2014 年, 最小值是 339.9mm , 出现在高升温情景的 2034 年。

5.2.2 未来气候情景下季节降水量变化分析

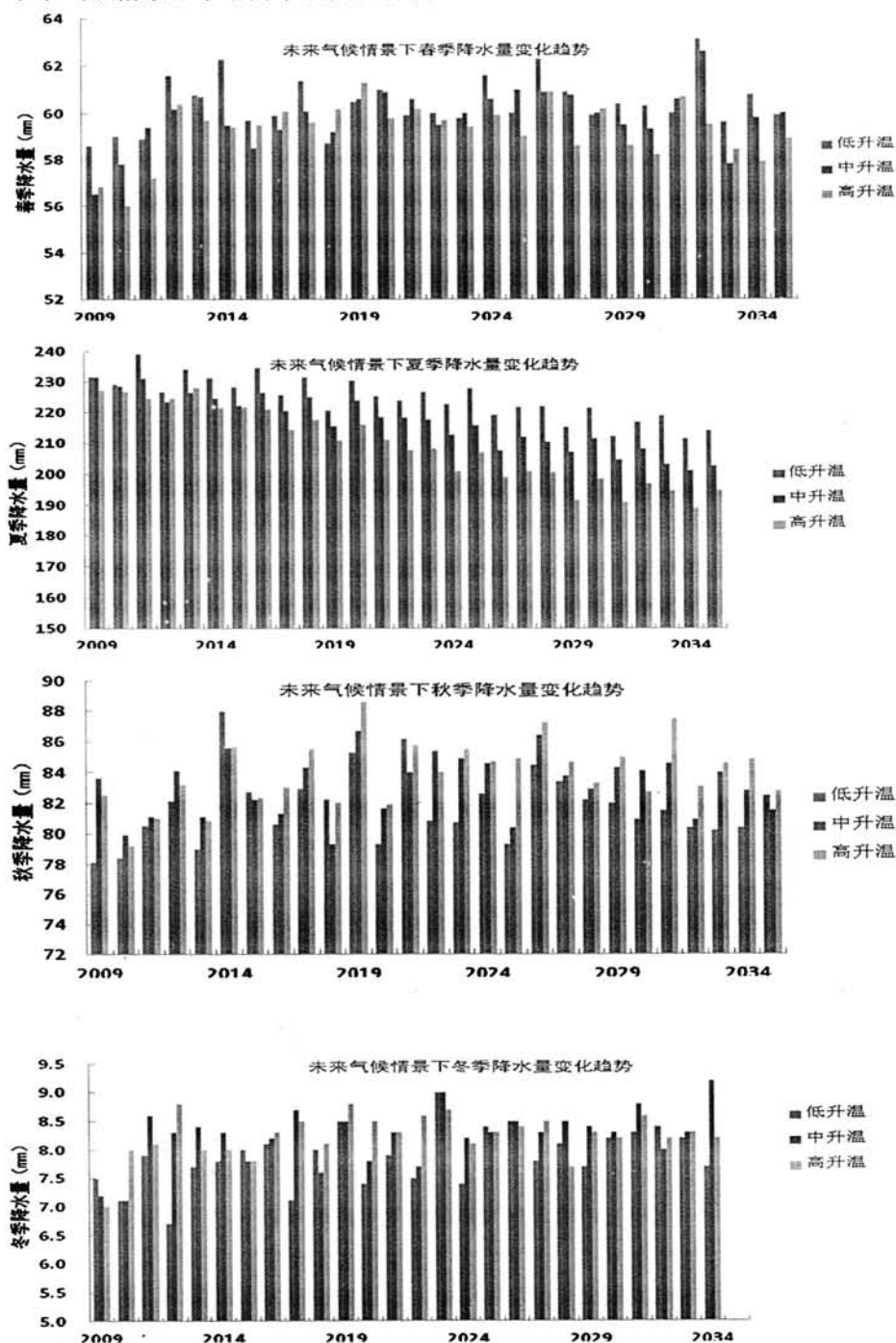


图 5.8 未来气候情景下季节降水量变化

Fig. 5.8 The change of seasonal precipitation in the future climate situation

由上图可知张家口市永定河流域未来气候情景下季节降水量的变化情况：除了夏季降水量在未来气候情景下有明显减少趋势外，其他三个季节的降水量没有明显的变化趋势。高升温情景下，夏季降水量减少速率为 1.55mm/a；中升温情景下，夏季降水量减少速率为 1.11 mm/a；低升温情景下，夏季降水量减少速率为 0.77mm/a。

5.2.3 未来气候情景下汛期降水量变化分析

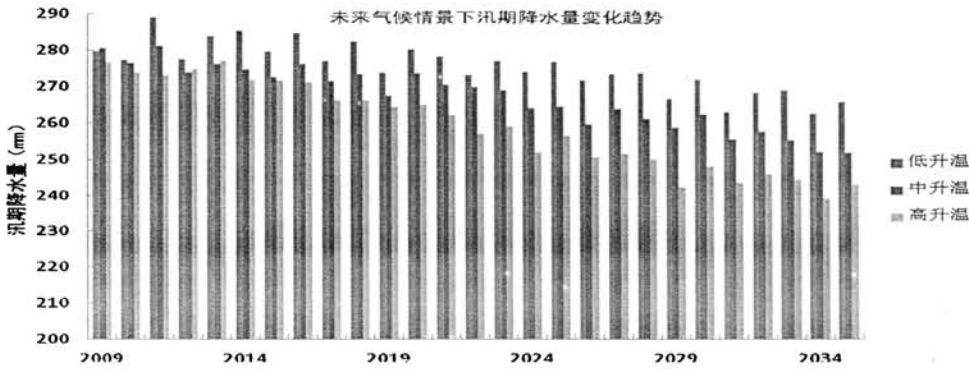


图 5.9 未来气候情景下汛期降水量变化

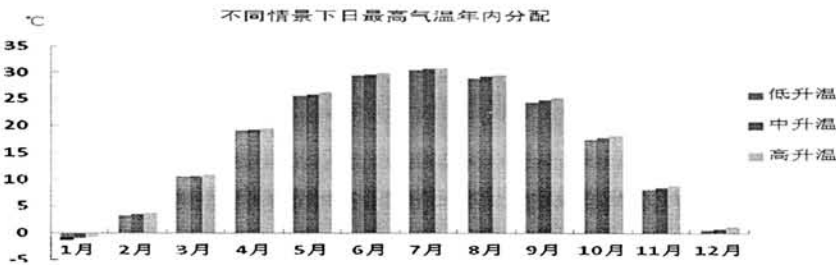
Fig. 5.9 The change of precipitation amount in flood period in the future climate situation

由上图可知张家口市永定河流域未来气候情景下汛期降水量的变化情况和夏季降水量的变化情况类似，呈不显著的减少趋势，且升温幅度越大，则降水量减少趋势越明显：高升温情景下，汛期降水量减少速率为 1.5mm/a；中升温情景下，汛期降水量减少速率为 1.04 mm/a；低升温情景下，汛期降水量减少速率为 0.72mm/a。

通过对未来气候情景下降水变化的分析不难发现：未来气候情景下，降水量没有显著的趋势变化，有微弱的减少趋势；随着气候升温，夏季降水量有一定减少趋势，其他季节降水没有趋势变化。

5.3 未来情景下区域气候变化特征

张家口市永定河流域未来气候情景下年内气温降水的分配情况如下图所示：



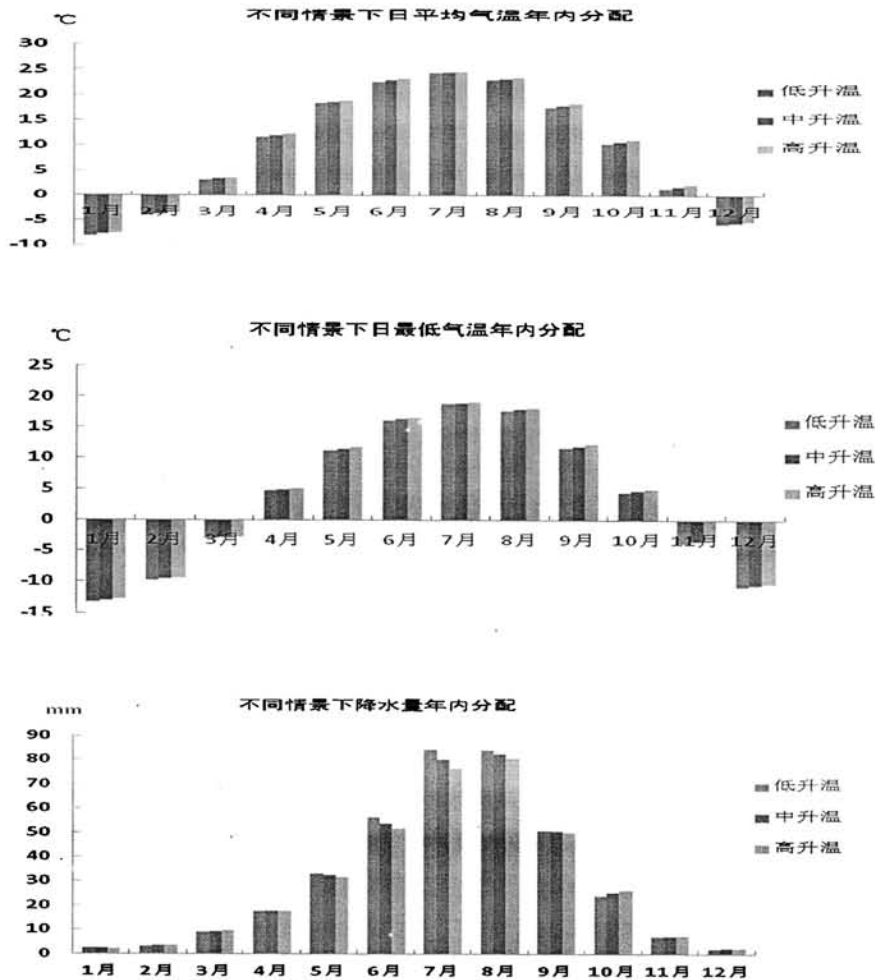


图 5.10 未来气候情景下气温降水的年内分布

Fig 5.10 Annual distribution of temperature and precipitation

总体而言,张家口市永定河流域未来气候变化以升温为主要特征:冬季升温幅度最大,其次是春季,夏季升温幅度最小;升温最明显的是日最低气温,升温趋势最不明显的是日最高气温。由此可知,对于区域气候升温效应,冬季的最低气温的升高做出的贡献比较大。张家口市永定河流域未来气候情景的降水系列以没有明显趋势变化为主要特征:各升温情景下,年降水量呈微弱减少趋势;各升温情景下,除了夏季降水有减少趋势外,其他季节降水没有趋势变化。

6. 区域气候变化对水文水资源系统的影响

水文是研究自然界水的时空分布和变化规律的学科；水资源系统是在一定区域内由可为人类利用的各种形态的水（大气水、地表水、土壤水和地下水）所构成的统一体。气候变化必然对水循环的降水、蒸发、入渗、地表径流和地下水等各个环节产生影响，引起水文水资源系统的改变，进而影响到社会经济的用水情况。本次研究中，采用模拟递推法、回归分析法和模糊优选神经网络模型等方法，选取降水、径流、水资源量等水文水资源要素，研究气候变化对这些水文水资源要素及社会经济用水的影响。

6.1 研究方法

6.1.1 模拟递推法

已知气象要素时间序列： $X_1, X_2, \mathbf{L}, X_n$ ；

受气候变化影响的经济用水或水资源序列为： $Y_1, Y_2, \mathbf{L}, Y_n$ ；

气候要素构成的差值序列为： $X_2 - X_1, X_3 - X_2, \mathbf{L}, X_n - X_{n-1}$ ；

受气候变化影响的经济用水或水资源构成的差序列为： $Y_2 - Y_1, Y_3 - Y_2, \mathbf{L}, Y_n - Y_{n-1}$ ；

递推因子：

$$K_i = \frac{Y_i - Y_{i-1}}{X_i - X_{i-1}} \quad (6.1)$$

平均递推因子：

$$\bar{K} = \sum_{i=1}^n K_i / n \quad (6.2)$$

根据气候模型 STAR 可以模拟得到未来气候情景下气象要素数值序列，结合递推因子即可得到相应气候变化情景下社会用水部门或水资源系统的响应情况：

$$Y_i = Y_{i-1} + (X_i - X_{i-1}) \times \bar{K} \quad (6.3)$$

6.1.2 回归分析法

假定因变量 Y 与多个自变量 $X_1, X_2, \mathbf{L}, X_n$ 之间具有线性关系，是因变量的多元线性函数，称为多元线性回归模型，方程形式如下：

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \mathbf{L} + \beta_k X_k + \delta \quad (6.4)$$

其中 β_0 是常数项， $\beta_j (j=1, 2, \mathbf{L}, k)$ 为回归系数， δ 为随机误差项。

对于 n 组观测值，其方程组形式为：

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{1i} + \beta_2 X_{2i} + \mathbf{L} + \beta_k X_{ki} + \delta_i \quad (i=1, 2, \mathbf{L}, n) \quad (6.5)$$

即：

$$\begin{cases} Y_1 = \beta_0 + \beta_1 X_{11} + \beta_2 X_{21} + \mathbf{L} + \beta_k X_{k1} + \delta_1 \\ Y_2 = \beta_0 + \beta_1 X_{12} + \beta_2 X_{22} + \mathbf{L} + \beta_k X_{k2} + \delta_2 \\ \mathbf{L} \\ Y_n = \beta_0 + \beta_1 X_{1n} + \beta_2 X_{2n} + \mathbf{L} + \beta_k X_{kn} + \delta_n \end{cases} \quad (6.6)$$

由于参数 $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \mathbf{L}, \beta_k$ 都是未知的, 可以利用样本观测值 ($X_{1i}, X_{2i}, \mathbf{L}, X_{ki}, Y_i$) 对它们进行估计。若计算得到的参数估计值为 $\hat{\beta}_0, \hat{\beta}_1, \hat{\beta}_2, \mathbf{L}, \hat{\beta}_k$, 用参数估计值替代总体回归函数的未知参数 $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \mathbf{L}, \beta_k$, 则得多元线性样本回归方程:

$$\hat{Y}_i = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 X_{1i} + \hat{\beta}_2 X_{2i} + \mathbf{L} + \hat{\beta}_k X_{ki} \quad (6.7)$$

其中 $\hat{Y}_i (i=1, 2, \mathbf{L}, n)$ 为 Y_i 的样本回归值或样本拟合值、样本估计值。

6.1.3 模糊优选神经网络模型

本次研究利用大连理工大学陈守煜教授在文献[190-193]发表的模糊优选神经网络模型 (FONN), 应用该模型对径流对气候变化的响应进行了研究。网络输入层为 m 个输入节点, 即 m 个影响因子, 隐含层为 l 个隐节点, 即 l 个子系统, 输出层为单节点输出, 如下图所示。

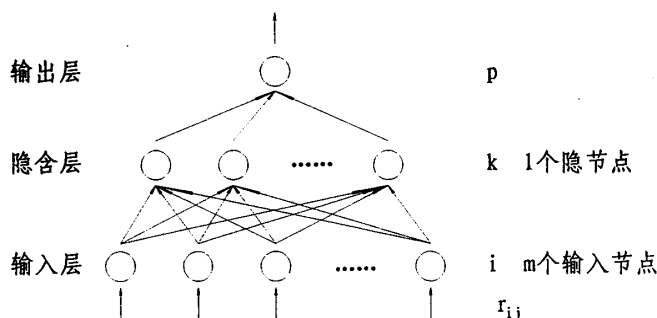


图 6.1 三层模糊优选神经网络拓扑结构

Fig 6.1 Three layers topological structure of FONN

如观测数据资料共有 n 个样本, 则构成网络输入矩阵为

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & \cdots & r_{1n} \\ r_{21} & r_{22} & \cdots & r_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ r_{m1} & r_{m2} & \cdots & r_{mn} \end{bmatrix} = (r_{ij}) \quad (6.8)$$

r_{ij} 为样本 j 影响因子 i 的规格化数。

隐含层的节点 k 输入为

$$I_{kj} = \sum_{i=1}^m [w_{ik} r_{ij}] \quad (6.9)$$

输出为

$$u_{kj} = \frac{1}{1 + [I_{kj}^{-1} - 1]^2} \quad (6.10)$$

其中 w_{ik} 为输入层节点 i 与隐含层节点 k 的连接权重。输出层仅一个节点 p ，该节点的输入：

$$I_{pj} = \sum_{k=1}^l [w_{kp} u_{kj}] \quad (6.11)$$

w_{kp} 为隐含层节点 k 与输出层节点 p 的连接权重。输出为

$$u_{pj} = \frac{1}{1 + [I_{pj}^{-1} - 1]^2} \quad (6.12)$$

u_{pj} 即模糊优选神经网络模型对 r_{ij} 的响应。其中公式 (6.10)、(6.12) 即模糊可变识别模型当距离参数等于 1 (海明距离)、优化准则参数等于 2 (最小二乘方准则) 的情况下，设样本 j 的实际输出为 $M(u_{pj})$ ，其能量函数为

$$E_j = \frac{1}{2} [u_{pj} - M(u_{pj})]^2 \quad (6.13)$$

调节网络中的连接权重使 E 最小，应用 BP 法，隐含层节点 k 与节点 p 的连接权重调整量公式为

$$\Delta w_{kp} = 2\eta u_{kj}^2 u_{kj} \left[\frac{1 - \sum_{k=1}^l w_{kp} u_{kj}}{(\sum_{k=1}^l w_{kp} u_{kj})^3} \right] [M(u_{pj}) - u_{pj}] \quad (6.14)$$

其中 η 为学习效率。输入层节点 i 与隐含层节点 k 的连接权重调整量公式为

$$\Delta w_{ik} = 2\eta r_{ij} w_{kp} u_{kj}^2 \left[\frac{1 - \sum_{i=1}^m w_{ik} r_{ij}}{(\sum_{i=1}^m w_{ik} r_{ij})^3} \right] \delta_{pj} \quad (6.15)$$

$$\delta_{pj} = 2u_{pj}^2 \left[\frac{1 - \sum_{k=1}^l w_{kp} u_{kj}}{(\sum_{k=1}^l w_{kp} u_{kj})^3} \right] [M(u_{pj}) - u_{pj}] \quad (6.16)$$

隐含层节点数对网络的训练精度具有直接影响，从机理上讲，隐节点数越多训练达到的精度越高，甚至趋于无限逼近，但网络越易陷入局部解，使得全局最优解的获得更加困难。

6.2 气候变化对径流量的影响

基于 1958—2003 年流域典型水文站点 (响水堡、柴沟堡东、石匣里和钱家沙洼) 天然年径流

量系列（数据资料来自《张家口市水资源调查评价报告》），通过回归分析和模糊优选神经网络模型，结合 STAR 气候模型对区域未来气候情景模拟的情况，对站点未来情景下的天然年径流量变化进行了预测。

天然年径流量是根据站点实测径流资料和调查得到的还原水量资料对站点的历年径流量进行了还原计算后得到的。单站年径流还原计算依据的水量平衡方程式为：

$$W_{\text{天然}} = W_{\text{测}} + W_{\text{农}} + W_{\text{生活}} + W_{\text{工}} \pm \Delta V_{\text{降}} \pm W_{\text{跨}} + W_{\text{决}}$$

(6.17)

式中符号含义依次为：还原后的天然径流量；水文站实测径流量；农业灌溉用水量；生活用水量；工业用水量；时段始末水库蓄水变量（增为正，减为负）；跨水系引（排）水量（引入为负，排出为正）和河道决口或分洪水量。

6.2.1 基于模拟递推法气候变化对径流量的影响

气候变化的气象要素中，地表径流对于降水变化更为敏感，本次研究采用降水系列递推径流量系列。以 1992-2000 年为验证期，利用张家口市永定河流域年降水时间序列和典型水文站点（钱家沙洼、柴沟堡（东）、响水堡和石匣里）年天然径流量时间序列，确定递推因子，并验证模拟递推法的效果。相关资料数据如下所示：

表 6.1 1992 年-2000 年典型水文站点天然年径流量及相应降水量

Table 6.1 Natural annual runoff and precipitation of typical hydrologic station in 1992-2000

年份	降水量 (mm)	响水堡 (亿 m³)	柴沟堡东 (亿 m³)	石匣里 (亿 m³)	钱家沙洼 (亿 m³)
1992	425.73	4.147025	1.1097	6.128464	1.3742
1993	269.80	3.434239	0.8206	4.983225	0.9978
1994	408.40	3.799867	1.2387	5.597854	1.2481
1995	537.10	5.666911	1.8279	8.205474	1.2636
1996	413.23	5.536681	1.5446	7.353317	1.4258
1997	323.50	3.533392	0.9165	5.426921	1.1142
1998	415.37	4.103922	1.3049	5.444558	1.3573
1999	271.47	2.693858	0.8213	4.150913	0.8153
2000	397.20	2.586351	0.7053	5.027094	0.7897

大量研究表明径流量随降水量增加会有所增加，经计算并剔除不合理数据，对典型水文站年天然径流量系列：响水堡站平均递推因子为 0.00641，柴沟堡（东）平均递推因子为 0.00295，石匣里站平均递推因子为 0.0088，钱家沙洼站平均递推因子为 0.00143。在验证期，通过降水系列递推模拟典型水文站年天然径流量系列结果如下：

表 6.2 基于模拟递推法对典型站点 1993 年-2000 年天然年径流量的模拟及误差

Table 6.2 Simulation value of natural annual runoff and its ERR based on simulation recursive method

年份	响水堡			柴沟堡（东）		
	天然径流量	递推径流量	误差	天然径流量	递推径流量	误差
1993	3.434239	3.14728372	-0.08	0.8206	0.649943	-0.21
1994	3.799867	4.32285043	0.14	1.2387	1.229251	-0.01
1995	5.666911	4.62500618	-0.18	1.8279	1.618162	-0.11
1996	5.536681	4.8727599	-0.12	1.5446	1.462689	-0.05
1997	3.533392	4.96136978	0.40	0.9165	1.280028	0.40
1998	4.103922	4.12238024	0.00	1.3049	1.187362	-0.09
1999	2.693858	3.18133048	0.18	0.8213	0.880622	0.07
2000	2.586351	3.49997688	0.35	0.7053	1.192015	0.69
年份	石匣里			钱家沙洼		
	天然径流量	递推径流量	误差	天然径流量	递推径流量	误差
1993	4.983225	4.7556231	-0.05	0.9978	1.150687	0.15
1994	5.597854	6.2034626	0.11	1.2481	1.196468	-0.04
1995	8.205474	6.7309323	-0.18	1.2636	1.432577	0.13
1996	7.353317	7.11494859	-0.03	1.4258	1.086051	-0.24
1997	5.426921	6.56330238	0.21	1.1142	1.297177	0.16
1998	5.444558	6.2357176	0.15	1.3573	1.245881	-0.08
1999	4.150913	4.17765917	0.01	0.8153	1.151036	0.41
2000	5.027094	5.25787205	0.05	0.7897	0.995525	0.26

单位：亿 m³

通过上表可得到：通过降水系列递推验证期的响水堡水文站天然径流量系列的最大误差是 40%，平均误差是 9%；对于柴沟堡（东）最大误差是 40%，平均误差是 9%；对于石匣里最大误差是 21%，平均误差是 3%；对于钱家沙洼最大误差是 41%，平均误差是 10%。根据所确定的递推因子可知：年降水量每增加 1mm，响水堡站年天然径流量增加 0.00641 亿 m³，柴沟堡（东）增加 0.00295 亿 m³，石匣里站增加 0.0088 亿 m³，钱家沙洼站增加 0.00143 亿 m³。

模拟递推法对于径流的模拟误差率较大，典型站点最大年份误差率达 69%。针对气候变化对天然年径流量的影响，通过多元回归分析和 BP 神经网络算法进一步研究。当然，通过模拟递推的数学原理和模拟递推因子的推求，不难发现，模拟递推法比较适合于短时间序列的模拟推求。

6.2.2 基于回归分析法气候变化对径流量影响

利用 Eviews 统计回归软件工具，采用 1958-2003 年张家口市永定河流域典型水文站点的天然径流系列和气象要素（年均气温和年降水量）时间系列资料进行回归分析，分别进行气温径流一元回归、降水径流一元回归和降雨气温和径流的二元回归，并进行方程比选。

(1) 响水堡

回归方程形式及显著性检验如下表所示：

表 6.3 响水堡天然径流量的回归方程及显著性检验

Table 6.3 The regression equation of natural annual runoff and its significant test for Xiangshuipu

自变量	回归方程	R 检验	F 检验	T 检验
降雨	$Y = 0.0124894X + 0.33025$	⊙	⊙	⊙
气温	$Y = -1.368516X + 16.61559$	⊙	⊙	⊙
降雨、气温	$Y = 0.009209X_1 - 0.927822X_2 + 9.345836$	⊙	⊙	⊙ ⊙

备注：⊙通过显著性水平 0.01。

通过回归方程得到的 1958-2003 年的径流量模拟值与实际径流量的误差率情况如下表所示：

表 6.4 响水堡站回归方程模拟效果

Table 6.4 Effects of the regression equations for Xiangshuipu

软件	回归类别	最大误差绝对值	最小误差绝对值	平均误差绝对值
Eviews	降水一元回归	1.05	0.01	0.0750
	气温一元回归	0.67	0.01	0.0714
	二元回归	0.76	0.01	0.0515

响水堡水文站选择通过 Eviews 求出的二元回归方程作为气候变化对该站点影响的模拟方程：

$$Y_i = 9.345836 + 0.009209X_{1i} - 0.927822X_{2i} \quad (6.18)$$

式中 Y_i 为响水堡水文站 i 年天然径流量， X_{1i} 为张家口市永定河流域 i 年降水量， X_{2i} 为张家口市永定河流域 i 年年均温度。

根据响水堡水文站径流量二元回归方程，结合 STAR 气候模型求得的张家口市永定河流域（高、中、低）未来气候情景，可以得到 2009-2035 年，响水堡水文站年天然年径流量对不同气候变化情景的响应情况。

(2) 柴沟堡东

利用 Eviews 软件工具以及相应的水文气象数据得到的回归方程形式及显著性检验如下表所示：

表 6.5 柴沟堡东天然径流量的回归方程及显著性检验

Table 6.5. The regression equation of natural annual runoff and its significant test for Chaigoupu

自变量	回归方程	R 检验	F 检验	T 检验
降雨	$Y = 0.0047646X - 0.4192$	⊙	⊙	⊙
气温	$Y = -0.3465831X + 4.33053523$	⊙	⊙	⊙
降雨、气温	$Y = 0.004260X_1 - 0.142724X_2 + 0.967642$	⊙	⊙	⊙ X

备注：⊙通过显著性水平 0.01。

通过回归方程得到的 1958-2003 年的径流量模拟值与实际径流量的误差率情况如下表所示:

表 6.6 柴沟堡东站回归方程模拟效果

Table 6.6 Effects of the regression equations for Chaigoupu

软件	回归类别	最大误差绝对值	最小误差绝对值	平均误差绝对值
Eviews	降水一元回归	1.20	0.00	0.0112
	气温一元回归	1.10	0.00	0.1571

柴沟堡东水文站选择通过 Eviews 求出的降水一元回归方程作为气候变化对该站点影响的模拟方程:

$$Y_i = 0.0047646 \times X_i - 0.4192 \tag{6.19}$$

式中 Y_i 为柴沟堡东水文站 i 年天然径流量, X_i 为张家口市永定河流域 i 年降水量。

根据柴沟堡水文站径流量降水一元回归方程, 结合 STAR 气候模型模拟得到的张家口市永定河流域(高、中、低)未来气候情景, 可以得到 2009-2035 年柴沟堡东水文站年天然年径流量对不同气候变化情景的响应情况。

(3) 石匣里

利用 Eviews 软件工具以及相应的水文气象数据得到回归的方程形式及显著性检验如下表所示:

表 6.7 石匣里天然径流量的回归方程及显著性检验

Table 6.7.The regression equation of natural annual runoff and its significant test for Shixiali

自变量	回归方程	R 检验	F 检验	T 检验
降雨	$Y=0.0181 \times X+0.5038$	⊙	⊙	⊙
气温	$Y=-1.8161 \times X+22.7169$	⊙	⊙	⊙
降雨、气温	$Y=0.0141 \times X1-1.1425 \times X2+11.6057$	⊙	⊙	⊙ ⊙

备注: ⊙通过显著性水平 0.01。

通过回归方程得到的 1958-2003 年的径流量模拟值与实际径流量的误差率情况如下表所示:

表 6.8 石匣里站回归方程模拟效果

Table 6.8 Effects of the regression equations for Shixiali

软件	回归类别	最大误差绝对值	最小误差绝对值	平均误差绝对值
Eviews	降水一元回归	0.53	0.01	0.0468
	气温一元回归	0.56	0.00	0.0547
	二元回归	0.36	0.01	0.0316

石匣里水文站选择通过 Eviews 求出的二元回归方程作为气候变化对该站点影响的模拟方程:

$$Y_i = 11.6057 + 0.0141X_{1i} - 1.1425X_{2i} \quad (6.20)$$

式中 Y_i 为石匣里水文站 i 年天然径流量, X_{1i} 为张家口市永定河流域 i 年降水量, X_{2i} 为张家口市永定河流域 i 年年均温度。

根据石匣里水文站径流量二元回归方程, 结合 STAR 气候模型求得的张家口市永定河流域(高、中、低)未来气候情景, 可以得到 2009-2035 年, 石匣里水文站年天然年径流量对不同气候变化情景的响应情况。

(4) 钱家沙洼

通过 Eviews 软件工具以及相应的水文气象数据得到回归的方程形式及显著性检验如下表所示:

表 6.9 钱家沙洼天然径流量的回归方程及显著性检验

Table 6.9.The regression equation of natural annual runoff and its significant test for Qianjiashawa				
自变量	回归方程	R 检验	F 检验	T 检验
降雨	$Y = 0.0038 * X + 0.1315$	⊙	⊙	⊙
气温	$Y = -0.449 * X + 5.3657$	⊙	⊙	⊙
降雨、气温	$Y = 0.0027 * X_1 - 0.3204 * X_2 + 3.2443$	⊙	⊙	⊙ ⊙

备注: ⊙ 通过显著性水平 0.01。

通过回归方程得到的 1958-2003 年的径流量模拟值与实际径流量的误差率情况如下表所示:

表 6.10 钱家沙洼站回归方程模拟效果

Table 6.10 Effects of the regression equations for Qianjiashawa				
软件	回归类别	最大误差绝对值	最小误差绝对值	平均误差绝对值
Eviews	降水一元回归	1.09	0.00	0.0918
	气温一元回归	0.95	0.02	0.0862
	二元回归	0.77	0.02	0.0628

钱家沙洼水文站选择通过 Eviews 求出的二元回归方程作为气候变化对该站点影响的模拟方程:

$$Y_i = 3.2443 + 0.0027X_{1i} - 0.3204X_{2i} \quad (6.21)$$

式中 Y_i 为钱家沙洼水文站 i 年天然径流量, X_{1i} 为张家口市永定河流域 i 年降水量, X_{2i} 为张家口市永定河流域 i 年年均温度。

根据钱家沙洼水文站径流量二元回归方程, 结合 STAR 气候模型求得的张家口市永定河流域(高、中、低)未来气候情景, 可得到 2009-2035 年, 钱家沙洼水文站年天然年径流量对不同气候变化情景的响应情况。

6.2.3 基于模糊优选神经网络模型气候变化对径流量影响

本次研究所选取的张家口市永定河流域 4 个典型水文站点分别是：响水堡站、柴沟堡东站、石匣里站和钱家沙洼站。每个站点观测数据 $n=46$ （1958-2003 年）个，设每个观测年份数据编号为 j ， $j=1, 2, \dots, n$ ，以 $j \sim j+9$ 为已知项，对 $j+10$ 项进行拟合与预测，样本数量 $m=46-10=36$ ，以 1958 年-2000 年数据为训练样本，对 2001 年-2003 年进行预测，并对 2004-2030 年进行外推预测。

表 6.11 水文站点天然年径流量

Table 6.11 Natural annual runoff of hydrologic station

年份	响水堡	柴东	石匣里	钱家沙洼	年份	响水堡	柴东	石匣里	钱家沙洼
1958	6.8762	1.9478	10.4401	3.3092	1981	6.0513	1.2470	8.8840	1.6905
1959	10.4727	2.3598	16.3853	3.7690	1982	6.1495	1.6986	8.3297	1.8826
1960	6.3050	1.2832	8.8876	2.6864	1983	5.7854	1.4725	8.2603	1.7222
1961	7.1723	1.2648	10.7058	2.3319	1984	4.7420	1.2404	5.7411	1.1925
1962	6.0917	1.0093	9.7691	2.1548	1985	4.2590	1.2341	6.9305	1.6186
1963	4.4149	1.0693	6.3422	1.7097	1986	3.9778	0.9554	6.2250	1.4889
1964	7.7350	1.7680	12.8873	2.6852	1987	3.6328	0.9111	6.1497	1.2545
1965	4.3802	0.7374	5.9540	1.7758	1988	3.9261	1.4443	6.9905	1.4822
1966	5.4510	1.1548	7.6750	2.0067	1989	2.9872	0.8046	6.2426	1.1591
1967	8.4596	2.5523	14.1191	2.2612	1990	4.1493	1.3660	6.1793	1.4750
1968	5.1945	1.1545	7.8402	1.8282	1991	3.5022	1.2059	7.2529	1.4826
1969	5.5675	1.4511	8.5395	1.7344	1992	4.1470	1.1097	6.1285	1.3742
1970	5.6398	1.1770	7.2125	1.7004	1993	3.4342	0.8206	4.9832	0.9978
1971	5.1083	1.3187	6.9185	1.5842	1994	3.7999	1.2387	5.5979	1.2481
1972	3.5011	0.7830	5.4247	1.1707	1995	5.6669	1.8279	8.2055	1.2636
1973	5.8029	2.0219	7.5853	1.5034	1996	5.5367	1.5446	7.3533	1.4258
1974	7.4969	2.6343	7.4369	1.5163	1997	3.5334	0.9165	5.4269	1.1142
1975	4.3347	1.5486	5.6083	1.1768	1998	4.1039	1.3049	5.4446	1.3573
1976	5.7583	2.2461	8.2475	1.4562	1999	2.6939	0.8213	4.1509	0.8153
1977	4.7012	1.5658	7.6394	1.3186	2000	2.5864	0.7053	5.0271	0.7897
1978	7.7099	3.8632	9.5347	1.2885	2001	3.1247	0.4653	4.4563	0.7499
1979	10.8666	3.7339	11.6700	2.6505	2002	2.7630	0.6829	4.3894	0.7135
1980	6.8570	1.8493	8.6908	2.0743	2003	3.0729	0.7863	4.6837	0.6707

单位：亿 m^3

对表上表中每个站点数据进行规格化，采用规格化公式为：

$$r_{ij} = x_{ij} / x_{i,max} \tag{6.22}$$

为避免规格化值为 0 和 1，式中 $x_{i\max}$ 为每个站点 n 个样本中的最大特征值乘以 1.01， $i = 1, 2, \dots, 4$ 。

由公式（6.22）计算得到 46 个样本的规格化值如下表：

表 6.12 水文站点天然年径流量数值规格化

Table 6.12 Normalization of natural annual runoff of hydrologic station

年份	响水堡	柴沟堡东	石匣里	钱家沙洼	年份	响水堡	柴沟堡东	石匣里	钱家沙洼
1958	0.575	0.458	0.579	0.798	1981	0.506	0.293	0.493	0.408
1959	0.876	0.555	0.909	0.909	1982	0.514	0.4	0.462	0.454
1960	0.527	0.302	0.493	0.648	1983	0.484	0.347	0.458	0.415
1961	0.6	0.298	0.594	0.562	1984	0.397	0.292	0.319	0.288
1962	0.51	0.238	0.542	0.52	1985	0.356	0.29	0.385	0.39
1963	0.369	0.252	0.352	0.412	1986	0.333	0.225	0.345	0.359
1964	0.647	0.416	0.715	0.648	1987	0.304	0.214	0.341	0.303
1965	0.366	0.174	0.33	0.428	1988	0.328	0.34	0.388	0.358
1966	0.456	0.272	0.426	0.484	1989	0.25	0.189	0.346	0.28
1967	0.708	0.601	0.783	0.545	1990	0.347	0.321	0.343	0.356
1968	0.435	0.272	0.435	0.441	1991	0.293	0.284	0.402	0.358
1969	0.466	0.341	0.474	0.418	1992	0.347	0.261	0.34	0.331
1970	0.472	0.277	0.4	0.41	1993	0.287	0.193	0.276	0.241
1971	0.427	0.31	0.384	0.382	1994	0.318	0.291	0.311	0.301
1972	0.293	0.184	0.301	0.282	1995	0.474	0.43	0.455	0.305
1973	0.485	0.476	0.421	0.363	1996	0.463	0.363	0.408	0.344
1974	0.627	0.62	0.413	0.366	1997	0.296	0.216	0.301	0.269
1975	0.363	0.364	0.311	0.284	1998	0.343	0.307	0.302	0.327
1976	0.482	0.529	0.458	0.351	1999	0.225	0.193	0.23	0.197
1977	0.393	0.368	0.424	0.318	2000	0.216	0.166	0.279	0.19
1978	0.645	0.909	0.529	0.311	2001	0.261	0.109	0.247	0.181
1979	0.909	0.879	0.647	0.639	2002	0.231	0.161	0.244	0.172
1980	0.574	0.435	0.482	0.5	2003	0.257	0.185	0.26	0.162

根据所采用的模糊优选神经网络模型，输入层节点数 $m=10$ ，输出层节点数 $P=1$ ，隐含层节点数 l 固定为 3，训练得到的连接权重如表 6.13 所示：

表 6.13 模糊优选神经网络模型的连接权重

Table 6.13 Weights of FONN

站点名称	隐节点	wkp	w1k	w2k	w3k	w4k	w5k	w6k	w7k	w8k	w9k	w10k
响水堡	$k=1$	0.251	0.013	0.180	0	0.004	0.001	0.001	0.118	0.093	0.210	0.766
	$k=2$	0.236	0.998	0.998	0.997	0.997	0.995	0.994	1	0.996	0.992	0.906
	$k=3$	0.223	0.997	0.905	0.961	0.999	0.993	0.998	0.996	0.993	0.992	0.991
	$k=1$	0.258	0	0.035	0	0.071	0.001	0.024	0.176	0.120	0.406	0.620
	$k=2$	0.218	0.998	0.998	0.894	0.995	0.995	0.998	0.993	0.999	0.991	0.801
	$k=3$	0.208	0.994	0.799	0.857	0.992	0.996	0.995	0.984	0.990	0.994	0.999
柴沟堡东	$k=1$	0.251	0.085	0.330	0	0.021	0.004	0.003	0.000	0.172	0.180	0.707
	$k=2$	0.187	0.996	0.993	0.484	0.993	0.886	0.868	0.996	0.993	0.810	0.421
	$k=3$	0.208	0.771	0.392	0.433	0.998	0.964	1	0.594	0.993	0.761	0.996
	$k=1$	0.246	0.053	0.278	0	0	0.174	0.007	0.001	0.237	0.263	0.719
钱家沙洼	$k=2$	0.183	0.991	0.994	0.769	0.990	0.993	0.998	0.998	0.992	0.992	0.686
	$k=3$	0.177	0.999	0.679	0.725	0.997	0.992	0.997	0.869	0.993	0.991	0.996

将训练和预测得到的结果依据公式（6.22）反向计算得到输出值，并对误差进行统计。

表 6.14 训练与预测结果及误差

Table 6.14 Statistics of output and ERR

年份	响水堡			柴沟堡东			石匣里			钱家沙洼		
	实际	训练	误差	实际	训练	误差	实际	训练	误差	实际	训练	误差
1968	5.19	5.20	0.10	1.15	1.16	0.12	7.84	7.84	0.00	1.83	1.83	0.01
1969	5.57	5.57	0.05	1.45	1.45	-0.14	8.54	8.54	0.04	1.73	1.73	-0.08
1970	5.64	5.64	0.04	1.18	1.18	0.01	7.21	7.21	-0.04	1.70	1.70	-0.03
1971	5.11	5.10	-0.08	1.32	1.32	-0.10	6.92	6.92	0.04	1.58	1.58	-0.03
1972	3.50	3.50	0.03	0.78	0.78	-0.14	5.42	5.43	0.01	1.17	1.17	-0.13
1973	5.80	5.80	-0.10	2.02	2.02	0.04	7.59	7.59	0.04	1.50	1.51	0.10
1974	7.50	7.50	-0.03	2.63	2.64	0.02	7.44	7.44	0.09	1.52	1.52	0.07
1975	4.33	4.34	0.10	1.55	1.55	-0.11	5.61	5.61	-0.05	1.18	1.18	0.05
1976	5.76	5.76	0.06	2.25	2.25	0.08	8.25	8.26	0.09	1.46	1.46	-0.07
1977	4.70	4.70	-0.08	1.57	1.56	-0.13	7.64	7.64	0.04	1.32	1.32	-0.02
1978	7.71	7.71	0.00	3.86	3.86	-0.01	9.53	9.54	0.00	1.29	1.29	0.07
1979	10.87	10.87	-0.01	3.73	3.74	0.04	11.67	11.66	-0.07	2.65	2.65	-0.05
1980	6.86	6.86	0.06	1.85	1.85	-0.04	8.69	8.69	-0.04	2.07	2.07	-0.07
1981	6.05	6.05	-0.05	1.25	1.25	-0.15	8.88	8.89	0.02	1.69	1.69	0.06
1982	6.15	6.14	-0.09	1.70	1.70	0.07	8.33	8.33	-0.03	1.88	1.88	-0.02
1983	5.79	5.79	0.00	1.47	1.48	0.14	8.26	8.26	-0.07	1.72	1.72	-0.10
1984	4.74	4.75	0.07	1.24	1.24	0.04	5.74	5.75	0.15	1.19	1.19	0.13
1985	4.26	4.26	-0.09	1.23	1.23	-0.14	6.93	6.94	0.13	1.62	1.62	-0.10
1986	3.98	3.98	0.07	0.96	0.96	0.08	6.23	6.22	-0.11	1.49	1.49	-0.04
1987	3.63	3.63	0.03	0.91	0.91	-0.19	6.15	6.15	-0.06	1.25	1.26	0.14
1988	3.93	3.92	-0.14	1.44	1.45	0.04	6.99	6.99	0.04	1.48	1.48	0.14
1989	2.99	2.99	0.04	0.80	0.80	-0.18	6.24	6.24	-0.10	1.16	1.16	0.15
1990	4.15	4.15	-0.04	1.37	1.36	-0.14	6.18	6.18	0.05	1.48	1.48	0.06
1991	3.50	3.50	0.00	1.21	1.21	0.08	7.25	7.25	-0.10	1.48	1.48	0.11
1992	4.15	4.15	0.02	1.11	1.11	-0.05	6.13	6.13	-0.01	1.37	1.37	-0.14
1993	3.43	3.43	-0.11	0.82	0.82	-0.05	4.98	4.98	-0.17	1.00	1.00	0.14
1994	3.80	3.80	0.03	1.24	1.24	-0.17	5.60	5.61	0.13	1.25	1.25	-0.01
1995	5.67	5.67	-0.02	1.83	1.83	-0.03	8.21	8.20	-0.06	1.26	1.26	0.07
1996	5.54	5.53	-0.04	1.54	1.54	-0.13	7.35	7.35	0.01	1.43	1.43	0.03
1997	3.53	3.54	0.14	0.92	0.92	0.15	5.43	5.43	-0.03	1.11	1.12	0.09
1998	4.10	4.10	-0.10	1.30	1.31	-0.02	5.44	5.44	-0.03	1.36	1.36	-0.12
1999	2.69	2.69	-0.16	0.82	0.82	-0.14	4.15	4.15	-0.13	0.82	0.82	0.18
2000	2.59	2.58	-0.17	0.71	0.71	0.02	5.03	5.03	0.03	0.79	0.79	-0.25

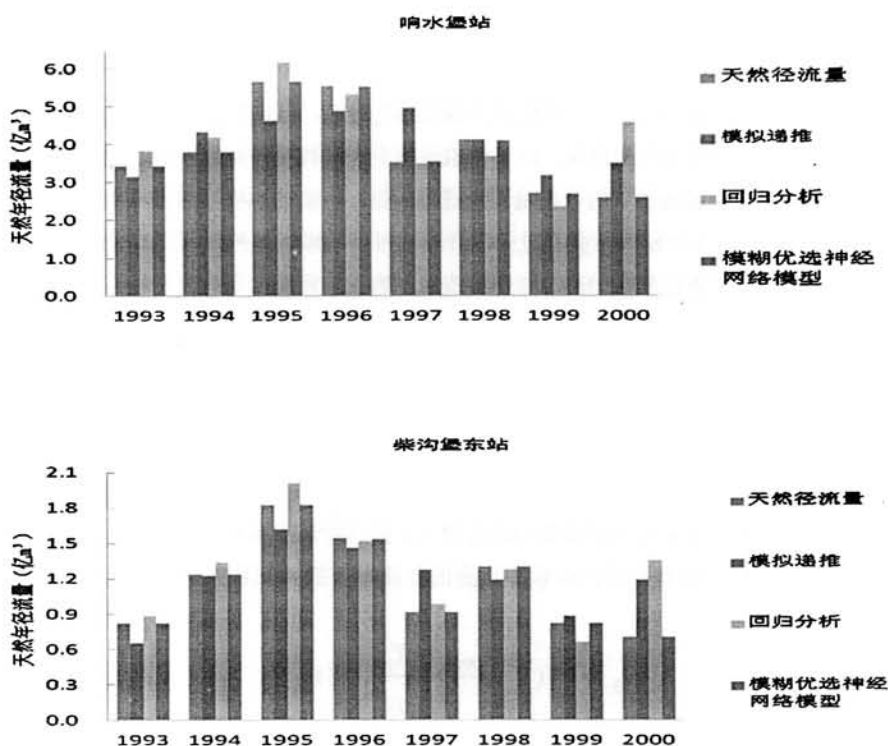
2001	3.12	3.12	-0.16	0.47	0.46	-0.45	4.46	4.45	-0.10	0.75	0.75	0.07
2002	2.76	2.76	-0.07	0.68	0.68	0.19	4.39	4.40	0.19	0.71	0.71	-0.06
2003	3.07	3.07	-0.03	0.79	0.79	-0.02	4.68	4.69	0.05	0.67	0.67	0.14

由上表可知,模糊优选神经网络模型 3 个隐含层节点数的预测精度均较高。上表中 2001 年到 2003 年为验证期情况,可见模型模拟效果很好。

6.2.4 径流量模拟结果的方法比较

模糊优选神经网络模型是基于 1958-2003 年典型站点的天然年径流量数据来预测未来年份的天然年径流量情况,训练数据样本是 1958-2003 年气候情景下的天然年径流量样本。1958-2003 年张家口市永定河流域年均气温升温趋势是 $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,升温趋势和未来气候情景下的中升温情景一致。因此,基于模糊优选神经网络模型模拟的未来年份典型站点的天然年径流量是中升温情景下的径流量变化情况。

以 1993-2000 年为验证期,分别用模拟递推法、回归分析法和模糊优选神经网络模型对站点天然年径流量进行模拟,其中回归分析和模拟递推采用中等升温情景下的模拟数据。模拟结果如下图 6.2 所示。



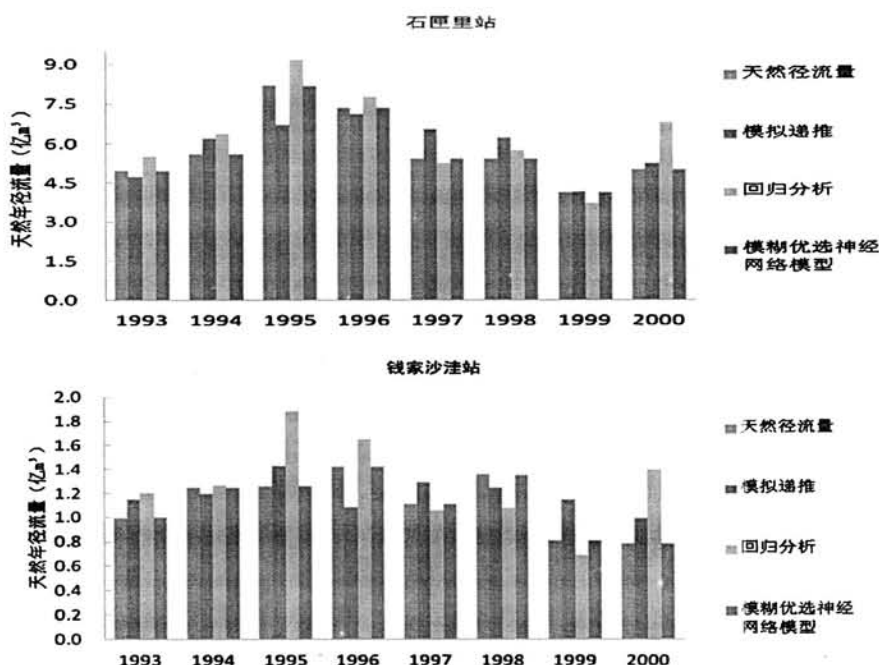


图 6.2 基于不同模型对张家口市永定河流域典型水文站点 1993 年-2000 年天然年径流模拟

Fig. 6.2 Simulation value of natural annual runoff based on different model in 1993-2000

根据上图可知，模糊优选神经网络模型的模拟精度最高，但仅能通过模糊优选神经网络模型模拟中等升温情景下的径流变化情况。由于模拟递推更适合较短时期的预测，所以本次研究要通过回归分析法对不同升温情景下的径流量变化进行模拟。由验证期模拟结果可知，相对而言回归分析的方法精度较低。本次研究希望通过中等升温情景下模糊优选神经网络模型和回归分析方法的模拟成果对回归分析方法预测的高、低升温情景下的模拟径流量系列进行修正，以提高回归分析方法对径流量模拟预测的精度。

6.3 基于回归分析方法的模拟径流量修正

6.3.1 修正模型

通过对回归分析法预测的径流量系列进行修正，提高径流模拟系列的精度。修正系数根据中等升温情景下通过模糊优选神经网络模型得到的径流量模拟系列和中等升温情景下回归方法模拟的径流量系列求得：

$$\rho_{\text{修正}} = 1 + \left(\sum_{i=1}^n \frac{X_{\text{神经}i} - X_{\text{回归}i}}{X_{\text{回归}i}} \right) / n \quad (6.23)$$

$$X'_{\text{回归}i} = X_{\text{回归}i} \times \rho_{\text{修正}} \quad (6.24)$$

式中： $\rho_{\text{修正}}$ 为径流修正因子； $X_{\text{神经}i}$ 为模糊优选神经网络模型模拟得到的第 i 年的天然年径

流量; $X_{\text{回归}i}$ 为回归分析方法模拟得到的中等升温情景下的第 i 年的天然年径流量; $X'_{\text{回归}i}$ 是修正后的回归分析法模拟径流量序列。为了提高修正的效果,对回归分析方法模拟径流系列进行分段修正。以下是 5 年分段修正的。

基于模糊优选神经网络模型对中等升温情景下各站点径流量模拟情况如下图 6.3 所示。

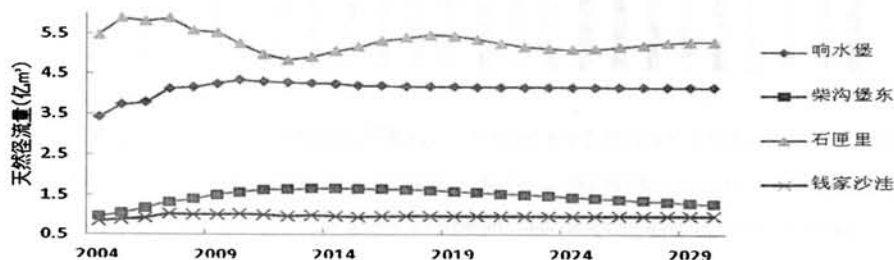


图 6.3 基于模糊优选神经网络模型中等升温情景下典型水文站点径流模拟

Fig. 6.3 Simulation value of natural annual runoff based on fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios for typical hydrologic station

6.3.2 响水堡站模拟径流量修正

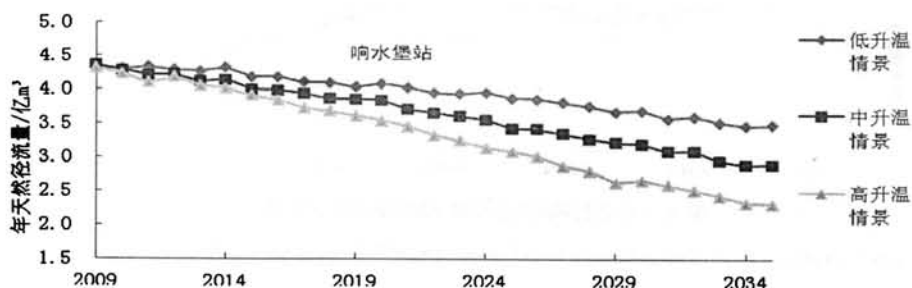


图 6.4 基于回归分析法不同升温情景下响水堡径流量模拟

Fig. 6.4 Simulation value of natural annual runoff based on regression analysis under different warming scenarios of Xiangshuibao

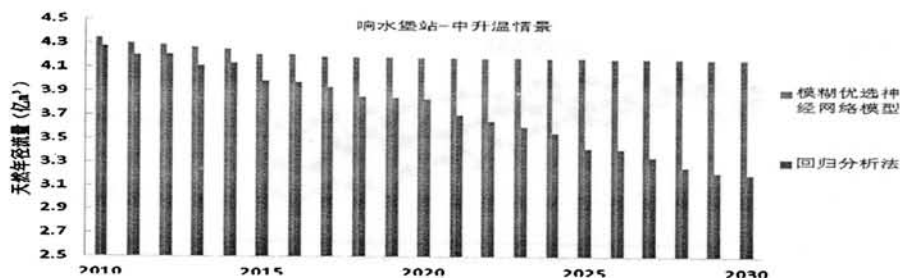


图 6.5 回归分析法与模糊优选神经网络模型中等升温情景下径流模拟结果比较

Fig. 6.5 Comparison of simulated results of natural annual runoff based on regression analysis and fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios of Xiangshuibao

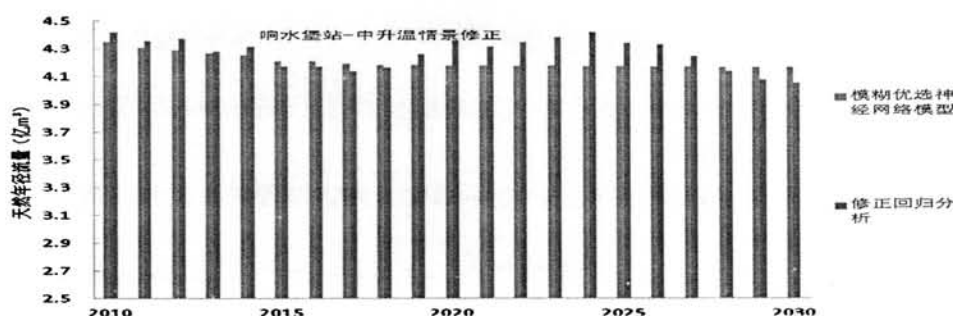


图 6.6 中等升温情景下修正后回归分析法模拟径流与模糊优选神经网络模型模拟径流比较

Fig. 6.6 Comparison of simulated results of natural annual runoff based on modified regression analysis and fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios of Xiangshuipu

对该站点回归分析方法模拟得到的低升温情景和高升温情景的径流量,使用中等升温情景相同的修正系数进行修正,可得不同升温情景下修正后的径流量变化如下图 6.7 所示:

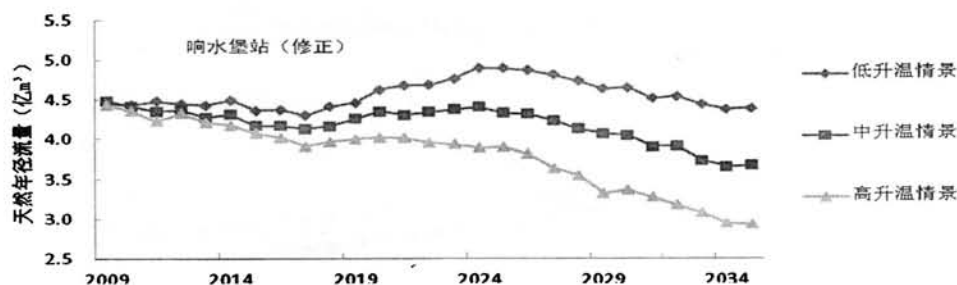


图 6.7 修正后不同升温情景下的响水堡天然年径流序列

Fig. 6.7 Simulation value of natural annual runoff based on modified regression analysis under different warming scenarios of Xiangshuipu

6.3.3 柴沟堡东模拟径流量修正

基于回归分析对不同气候变化情景下柴沟堡东的天然年径流量变化趋势预测如图 6.8 所示:

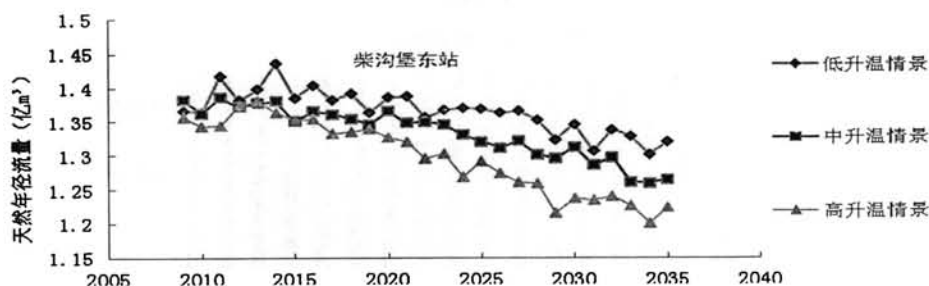


图 6.8 基于回归分析法不同升温情景下柴沟堡东径流量模拟情况

Fig. 6.8 Simulation value of natural annual runoff based on regression analysis under different warming scenarios of Xiangshuipu

柴沟堡东中等升温情景下天然年径流量模拟情况和模糊优选神经网络模型对天然年径流模拟情况的对比如下图 6.9 所示:

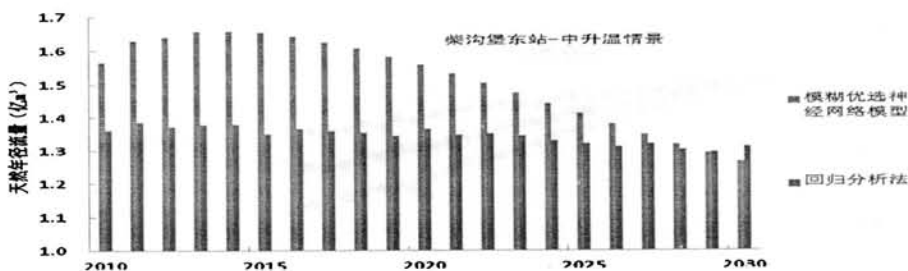


图 6.9 回归分析法与模糊优选神经网络模型中等升温情景下径流模拟结果比较

Fig. 6.9 Comparison of simulated results of natural annual runoff based on regression analysis and fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios (Chaigoupu)

用模拟精度较高的模糊优选神经网络模型预测模拟数据对回归分析数据进行修正, 结果如下图 6.10 所示:

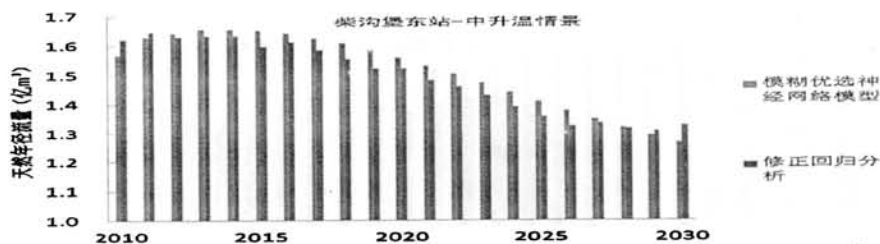


图 6.10 中等升温情景下修正后回归分析法模拟径流与模糊优选神经网络模型模拟径流比较

Fig. 6.10 Comparison of simulated results of natural annual runoff based on modified regression analysis and fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios (Chaigoupu)

对回归分析方法模拟得到的低升温情景和高升温情景的径流量, 使用和中等升温情景相同的修正系数进行修正, 可得不同升温情景下修正后径流量变化如下图 6.11 所示:

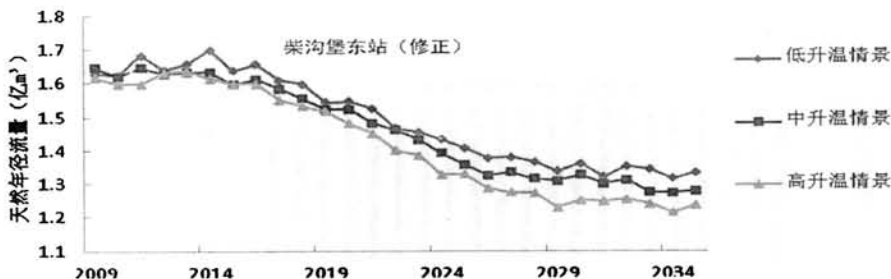


图 6.11 修正后不同升温情景下的柴沟堡东天然年径流序列

Fig. 6.11 Simulation value of natural annual runoff based on modified regression analysis under different warming scenarios of Chaigoupu

6.3.4 石匣里站模拟径流量修正

基于回归分析对不同气候变化情景下石匣里站的天然年径流量变化趋势预测如图 6.12 所示:

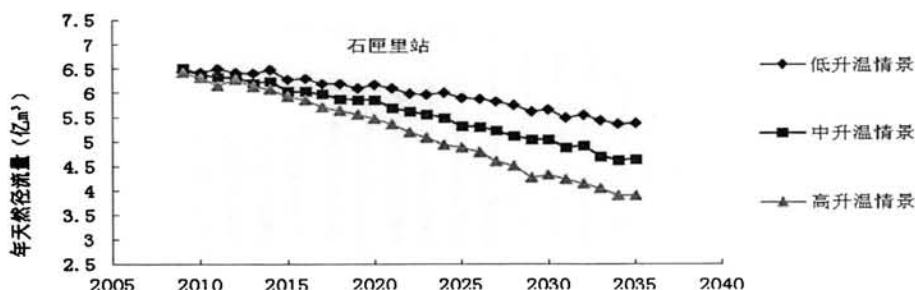


图 6.12 基于回归分析法不同升温情景下石匣里径流量模拟情况

Fig 6.12 Simulation value of natural annual runoff based on regression analysis under different warming scenarios of Shixialing

回归分析法和模糊优选神经网络模型对天然年径流模拟情况的对比如下图 6.13 所示:

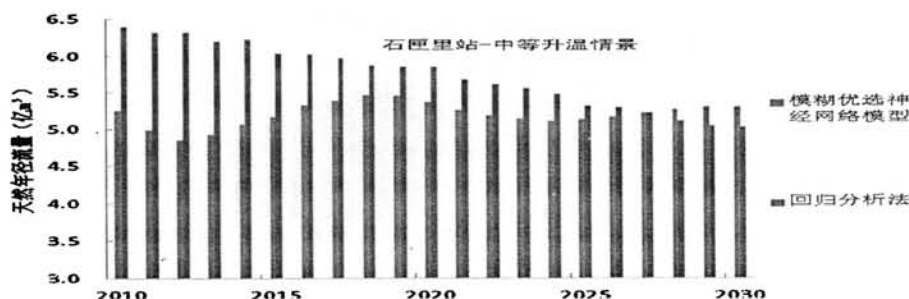


图 6.13 回归分析法与模糊优选神经网络模型中等升温情景下径流模拟结果比较

Fig. 6.13 Comparison of simulated results of natural annual runoff based on regression analysis and fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios of Shixialing

用模拟精度较高的模糊优选神经网络模型模拟数据对回归分析模拟数据进行修正, 如图 6.14 所示:

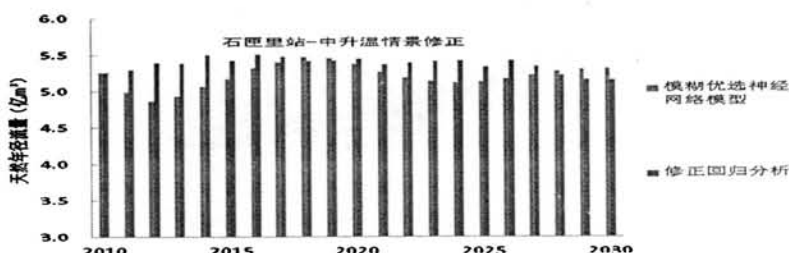


图 6.14 中等升温情景下修正后回归分析法模拟径流与模糊优选神经网络模型模拟径流比较

Fig. 6.14 Comparison of simulated results of natural annual runoff based on modified regression analysis and fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios of Shixialing

对该站点回归分析方法模拟得到的低升温情景和高升温情景的径流量,使用中等升温情景相同的修正系数进行修正,可得不同升温情景下修正后的径流量变化如下图 6.15 所示:

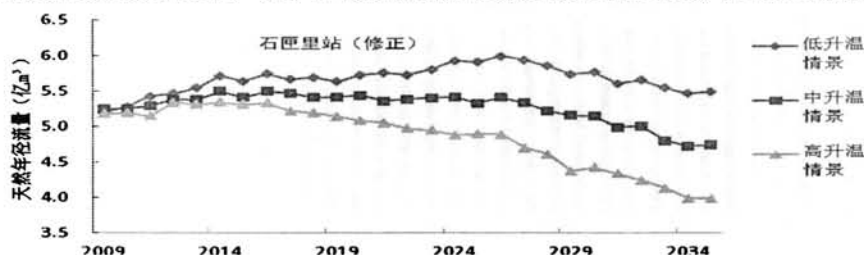


图 6.15 修正后不同升温情景下的石匣里天然年径流序列

Fig. 6.15 Simulation value of natural annual runoff based on modified regression analysis under different warming scenarios of Shixiali

6.3.5 钱家沙洼站模拟径流量修正

基于回归分析对不同气候变化情景下钱家沙洼站天然年径流量变化趋势预测如图 6.16 所示:

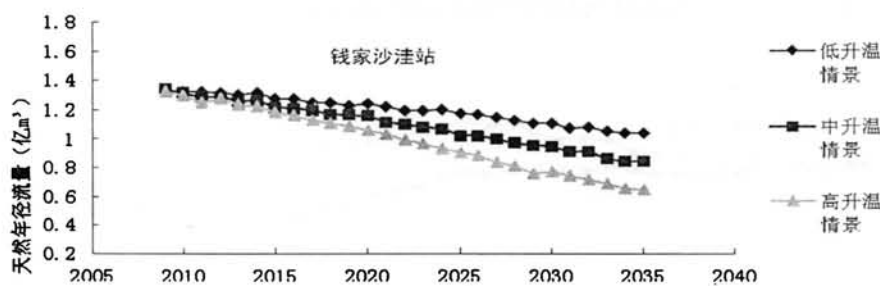


图 6.16 基于回归分析法不同升温情景下钱家沙洼径流量模拟情况

Fig 6.16 Simulation value of natural annual runoff based on regression analysis under different warming scenarios of Qianjiashawa

回归分析方法模拟和模糊优选神经网络模型对天然年径流模拟情况的对比情况如图 6.17 示:

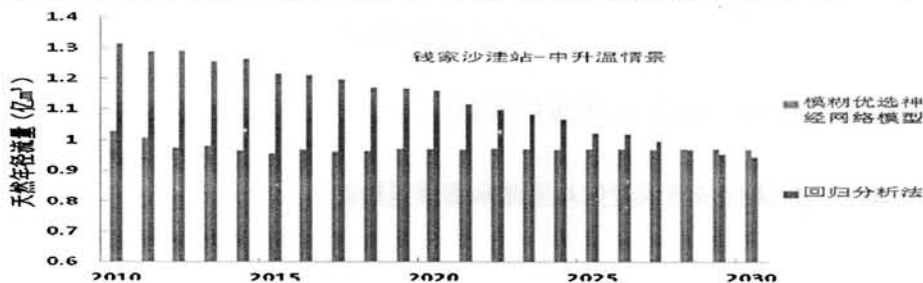


图 6.17 回归分析法与模糊优选神经网络模型中等升温情景下径流模拟结果比较

Fig. 6.17 Comparison of simulated results of natural annual runoff based on regression analysis and fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios of Qianjiashawa

用模拟精度较高的模糊优选神经网络模型预测模拟数据对回归分析模拟数据进行修正,如图

6.18 所示:

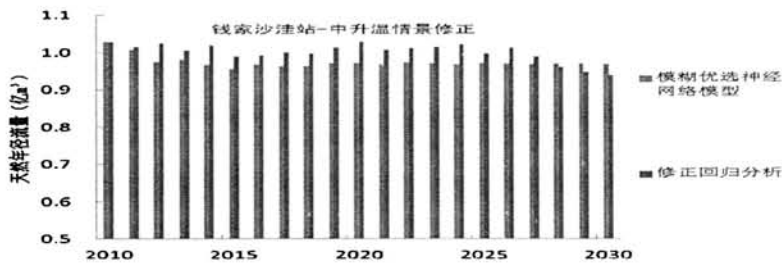


图 6.18 中等升温情景下修正后回归分析法模拟径流与模糊优选神经网络模型模拟径流比较

Fig 6.18 Comparison of simulated results of natural annual runoff based on modified regression analysis and fuzzy optimization neural network model under moderate warming scenarios of Qianjiashawa

对该站点回归分析方法模拟得到的低升温情景和高升温情景的径流量，使用中等升温情景相同的修正系数进行修正，可得不同升温情景下修正后的径流量变化如下图 6.19 所示：

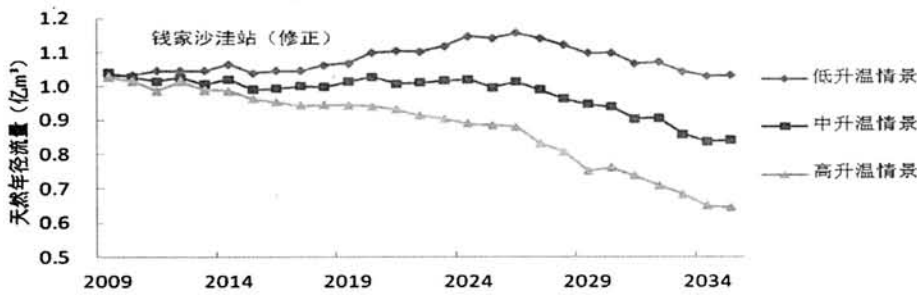


图 6.19 修正后不同升温情景下的石匣里天然年径流序列

Fig 6.19 Simulation value of natural annual runoff based on modified regression analysis under different warming scenarios of Qianjiashawa

6.4 气候变化对流域水资源量的影响

6.4.1 基于模拟递推法气候变化对流域水资源量影响

气候变化会影响区域水资源的数量，以 1993-2000 年为验证期，验证通过模拟递推法推求区域水资源量的效果。利用张家口市永定河流域 1980-2003 年的水资源系列和气象要素时间序列，可整理得到 1993-2000 年张家口市永定河流域数据如表 6.15 所示。

表 6.15 1993 年-2000 年研究区水资源量及相应气象要素

Table 6.15 Water resources and meteorological elements of research area in 1993-2000

年份	水资源量 (万 m ³)	降水量 (mm)	气温 (℃)
1993	53304	269.80	8.64
1994	87527	408.40	9.60
1995	129158	537.10	8.75
1996	112762	413.23	8.44
1997	58460	323.50	9.53
1998	94587	415.37	10.23
1999	51328	271.47	10.25
2000	72744	397.20	9.10

经计算可得，对于区域水资源系列，年降水量的平均递推因子为 516.921，年均气温的平均递推因子为-35643.76。考虑到气候模型对区域气温的模拟精度要远高于对降水的模拟精度，若精度接近则优先采用年均气温系列推求递推因子。在验证期，通过气温系列、降水系列递推模拟水资源量如表 6.16 所示：

表 6.16 1994 年-2000 年区域水资源量模拟值及其模拟误差

Table 6.16 The analog data of regional water resources and the ERR of it in1994-2010

年份	水资源量 (万 m ³)	降水递推值 (万 m ³)	降水递推 误差	气温递推值 (万 m ³)	气温递推 误差
1994	87527	124949	0.43	18996	-0.78
1995	129158	154055	0.19	117857	-0.09
1996	112762	65129	-0.42	139991	0.24
1997	58460	66377	0.14	74203	0.27
1998	94587	105948	0.12	33234	-0.65
1999	51328	20202	-0.61	94113	0.83
2000	72744	116322	0.60	92286	0.27

通过上表可得到通过降水系列递推验证期的水资源量的最大误差是 61%，最小误差是 0.12%，通过温度系列递推验证期的人均生活用水量的最大误差是 83%，最小误差是 9%，总体而言递推法推求气候变化情景下水资源量的误差较大。

6.4.2 基于回归分析法气候变化对流域水资源量影响

利用 1980 年-2003 年张家口市永定河流域水资源量(数据来源于《张家口水资源综合规划》)和相应年份的综合站点的气候资料，利用回归软件 Eviews 对永定河流域水资源量进行回归，得到回归方程如下表 6.17 所示：

表 6.17 气象要素对水资源量回归方程及其显著性检验

Table 6.17 The regression equation of meteorological elements and regional water resources and its significant test

自变量	回归方程	R 检验	F 检验	T 检验
降雨	$Y=166.147X+20607.2865$	⊙	⊙	⊙
气温	$Y=-7582.799X+147612.219$	X	X	X
降雨、气温	$Y=160.325X_1-2678.279X_2+46252.715$	⊙	⊙	⊙ X

备注：⊙通过显著性水平 0.01，X 没有通过检验。

通过已知的气象资料和回归分析得到的回归方程，可得流域模拟水资源量和流域实际水资源量的对比情况如下图 6.20 所示：

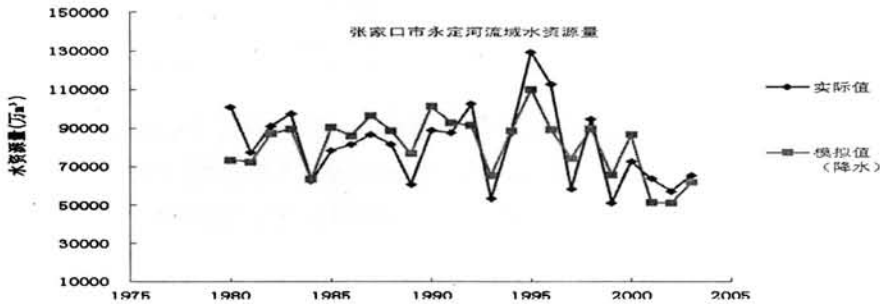


图 6.20 基于回归分析对区域水资源量模拟情况

Fig. 6.20 Simulation value of regional water resources based on regression analysis

以上对张家口市永定河流域水资源量做了回归分析，通过回归方程得到的 1958-2003 年的模拟值与实际径流量的误差率情况如下表 6.18 所示：

表 6.18 气象要素对水资源量回归模拟误差情况

Table 6.18 The ERR of the regression simulation of meteorological elements and regional water resources

回归类别	最大误差绝对值	最小误差绝对值	平均误差绝对值
降水一元回归	0.28	0.01	0.0222

通过 Eviews 求出的降水一元回归方程作为气候变化对该站点影响的模拟方程：

$$Y_i = 20607.2865 + 166.147 X_i \tag{6.25}$$

式中 Y_i 为张家口市永定河流域 i 年水资源量， X_i 为张家口市永定河流域 i 年降水量。

根据张家口市永定河水资源量回归方程，结合 STAR 气候模型求得的张家口市永定河流域（高、中、低）未来气候情景，可以得到 2009-2035 年，永定河水资源量对不同气候变化情景的响应情况。

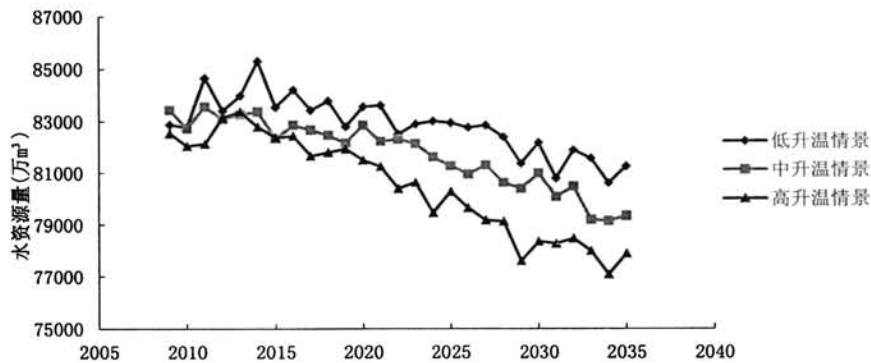


图 6.21 基于回归分析方法不同升温情景下区域水资源量

Fig. 6.21 Simulation value of regional water resources based on regression analysis under different warming scenarios

由图 6.21 可知张家口市永定河流域水资源量会随着气候变暖而呈现波浪式减小趋势，区域升温的幅度越大，区域水资源量减少的幅度也越大。考虑到气候变化存在的随机性，各目标年的水资源量，以目标年为中心年，加上临近的前后两年相应的水资源量求均值作为目标年的水资源量，结果如下表 6.19 所示：

表 6.19 未来目标年流域水资源量

Table 6.19 The quantity of regional water resources in the objective years of future			
目标年	低升温情景	中升温情景	高升温情景
2015	84095	82906	82534
2020	83251	82404	81374
2025	82893	81457	79835
2030	81723	80507	78370

单位：万 m³

由上表可知：低升温情景下，流域水资源量将从 2015 年到 2030 年将减少 2370 万 m³ 左右，对于中升温情景将减少 2400 万 m³ 左右，对于高升温情景将减少 4160 万 m³；和低升温情景相比，到 2030 年中升温情景水资源量将减少 1216 万 m³ 左右，高升温情景将减少 3350 万 m³ 左右。

6.5 气候变化对经济生活用水量的影响

气候变化对社会经济生活中各个用水部门都会产生影响，并且这种影响对中国缺水的北方地区更加明显；年气温升高后，城市生活用水量和工业用水量都会增加；生态环境需水量和农业需水量也将随气温升高而增加。本次研究重点是气候变化对农业用水量（或农业供水量）和生活用水量的影响。

6.5.1 基于模拟递推法气候变化对农业供水量的影响:

取 2001-2008 年为验证期，验证模拟递推法推求农业用水的有效性。根据张家口相关统计资料，可以得到 2001-2008 年张家口市永定河流域农业用水资料如下表 6.20 所示：

表 6.20 2001 年-2008 年农业用水情况
Table 6.20 Agricultural water consumption in 2001-2008

年份	农田灌溉用水量 (万 m ³)	农林牧渔用水量 (万 m ³)	农业用水总量 (万 m ³)
2001	61263.40	2879.42	64142.82
2002	60374.50	2982.44	63356.94
2003	62025.33	2970.10	64995.43
2004	60234.80	3585.62	63820.42
2005	61198.02	3625.97	64823.99
2006	59008.61	3749.99	62758.60
2007	61005.74	2962.63	63968.37
2008	60000.74	3040.35	63041.09

考虑到气象要素中降水是影响农业用水的重要因素故采用年降水量来推求农业用水量，年降水水平均递推因子为 194.8。在验证期，通过降水系列递推模拟年农业用水（农业供水）系列结果如下表 6.21：

表 6.21 2002 年-2008 年农业用水量模拟值及其模拟误差
Table 6.21 The analog data of agricultural water consumption and the ERR of it in 2002-2008

年份	农业用水量 (万 m ³)	递推模拟值 (万 m ³)	模拟误差
2002	64142.82	63883.0695	0.01
2003	63356.94	75941.8518	0.17
2004	64995.43	50384.46429	-0.21
2005	63820.42	64398.36487	-0.01
2006	64823.99	63421.33729	0.01
2007	62758.60	64680.75371	0.01
2008	63968.37	76423.40655	0.21

通过上表可得到通过年均气温系列递推验证期的年农业用水量（农业供水量）的最大误差是 21%，最小误差是 1%，平均误差是 3%。根据验证期计算结果可知平均递推因子 K=194.8，说明对于张家口市永定河流域而言，年降水每增加 1mm，则流域年农业用水量（农业供水量）相应增加 194.8 万 m³。需要特别指出是随年降雨量增加而增加的是农业用水量（从某种意义上可理解为年

农业供水量），而非农业需水量。原因大概是若年降水量减少，则区域水资源总量和可供水量会减少，其他产业相对于农业用水挤占的要多一些，所以农业供水水量减少；而年降水量增加后，可供水量相对“宽松”，会减少其他产业对农业用水的挤占，故农业供水用水量会增加。

6.5.2 基于模拟递推法气候变化对生活用水量的影响

取 2001-2010 年为检验期，验证模拟递推法推求生活用水的有效性。根据张家口相关资料，可以得到 2001-2010 年张家口市永定河流域生活用水资料如下表 6.22 所示：

表 6.22 2001 年-2010 年生活用水量
Table 6.22 Domestic consumption in 2001-2010

年份	总人口 (万人)	城市人口 (万人)	城镇生活 用水量 (万 m ³)	农村生活 用水量 (万 m ³)	生活用水 总量 (万 m ³)	人均年生活用水量 (m ³ /cap. a)
2001	316.87	108.93	3166.29	5329.89	8496.18	26.81
2002	318.00	112.80	3172.44	4933.32	8105.76	25.49
2003	318.50	118.00	3300.57	4608.21	7908.78	24.83
2004	318.77	118.43	3494.59	4941.54	8436.13	26.46
2005	319.10	118.84	3422.19	4599.12	8021.31	25.14
2006	322.64	120.24	3415.88	4402.00	7817.88	24.23
2007	325.18	125.41	3334.36	4740.42	8074.78	24.83
2008	326.52	127.54	3224.69	4719.17	7943.86	24.33
2009	331.77	127.61	3336.35	4549.60	7885.95	23.77
2010	331.97	128.93	3333.35	4605.08	7938.43	23.91

生活用水量随气温升高有所增加，经计算并剔除不合理数值可得：对于年人均生活用水系列，年气温的平均递推因子为 1.885，年降水的平均递推因子为 0.072587。考虑到气候模型对区域气温的模拟精度要远高于对降水的模拟精度，在推求年人均生活用水时，若精度接近则优先采用年气温的递推因子。在验证期模拟结果如下表 6.23 所示：

表 6.23 2002 年-2010 年生活用水量模拟值及其模拟误差

Table 6.23 The analog data of domestic consumption and the ERR of it in 2002-2010

年份	年人均生活用水量 (m^3)	降水系列递推值 (m^3)	温度系列递推值 (m^3)	降水递推误差	温度递推误差
2002	25.49	26.72	27.28	0.05	0.07
2003	24.83	30.18	23.82	0.22	-0.04
2004	26.46	19.39	25.76	-0.27	-0.03
2005	25.14	26.68	25.41	0.06	0.01
2006	24.23	24.61	26.70	0.02	0.10
2007	24.83	24.95	25.06	0.00	0.01
2008	24.33	29.47	22.70	0.21	-0.07
2009	23.77	34.10	24.37	0.43	0.03
2010	23.91	23.46	23.86	-0.02	0.00

通过降水系列递推验证期的年人均生活用水量的最大误差是 43%，最小误差是 0，平均误差是 8%；通过温度系列递推验证期的人均生活用水量的最大误差是 10%，最小误差是 0，平均误差是 1%，因此可采用温度系列来递推年人均生活用水量。根据验证期计算结果可知平均递推因子 $K=1.885$ ，说明对于张家口市永定河流域而言，年均气温每升高 1°C ，则年人均生活用水量大概增加 1.885m^3 。

需要特别说明的是：本章应用模拟递推法推求气候变化对农业供用水量和生活用水量的影响中，没有考虑诸如种植结构、科技发展等因素对农业供水量的影响；没有考虑生活条件、生活习惯变化等对未来生活用水的影响；所得到的是基于现状条件下的气候变化对相应农业供用水量和生活用水量的影响，是概数而非精确值。

7. 气候变化对张家口市永定河流域水资源承载力的影响

国外水资源承载力专门的研究较少,一般将相关研究纳入可持续发展理论^[194-204],关于水资源承载力的研究主要集中在我国,但就其概念、研究方法,都还没有形成统一的认识^[205、206],本次研究参考有关文献^[207、208]建立了区域水资源承载力量化模型,并就气候变化对区域水资源承载力的影响进行了分析。

7.1 流域水资源承载力的量化模型

流域水资源承载力是在水资源优化配置基础上,某阶段流域可利用水资源量对社会经济生活等各用水方面的最大支持能力。实际上,对于一个流域而言,社会经济生活用水最终目的是为了满足人的各种需求,是以人为主体的,是从人的价值观出发来考虑问题的。所以区域水资源承载力的求解就转化为在水资源量一定的前提下,在水资源利用水平即水资源的功效系数 W_u 确定的前提下,如何使得区域水资源系统承载的一定生活水平条件下人口最多的问题。

W_u 水资源的功效系数表示单位水资源量对不同用水对象的支持能力。如,对生活用水,即为人均生活用水定额的倒数, $\text{人}/\text{m}^3$; 对产业用水,为单位水资源量的产业增加值, $\text{元}/\text{m}^3$ 。若某类水资源对第 m 用水对象不能支持,则功效系数为 0,如污水不支持生活用水。

基于以上分析,流域水资源承载力量化模型确定步骤如下:

7.1.1 确定一定生活水平条件下人均需水量

比如和一定生活条件所对应的人均需求归为 m 个方面,可表示为:

$$\vec{R} = (r_1, r_2, \dots, r_m) \quad (7.1)$$

要满足该生活条件下人各方面的要求可以转化为对水资源的需求,相应的某一生活条件下人均水资源的需求可以表示为:

$$R_{\text{水}} = (r_{1\text{水}}, r_{2\text{水}}, \dots, r_{m\text{水}}) \quad (7.2)$$

7.1.2 确定一定配水方案下的水资源最大人口载量

首先某阶段可用水资源量一定,且水资源功效系数 w_u 和水资源的分配系数 B_{ij} 一定时,满足人第 i 方面需要时,区域水资源系统可承载的最大人口量 POP_i' 。

$$POP_i' = (w_1, w_2, \dots, w_n) \times \frac{B_{1i}}{M} \times \frac{B_{2i}}{M} \times \dots \times \frac{B_{ni}}{M} \times w_{ui} \div r_i \quad (7.3)$$

或表示为：

$$POP'_i = (w_1, w_2, L, w_n) \times \frac{B_{li} B_{2i}}{M} \div r_{i水} B_{ni} \quad (7.4)$$

人的需求是多方面的，相应的水资源必须同时满足人各方面的用水需求，则某一配水方案下满足某生活条件各方面要求下区域水资源系统的最大人口载量

$$POP' = \min(POP'_1, POP'_2, L, POP'_m) \quad (7.5)$$

7.1.3 确定水资源某一阶段的最大人口载量

某阶段可利用水资源量在不同用水部门的分配系数不一样, 其所能支撑的该阶段某一生活水平下的人口数量就不同。当某阶段区域可利用水资源量、水资源的功效系数和生活水平一定时，确定如何对水资源在各用水部门间进行分配，水资源可承载的人口最多，该数量即此时水资源系统的人口载量就是该阶段的水资源承载力。

$$POP = WRCC = \max(POP') \quad (7.6)$$

7.2 张家口市永定河流域水资源承载力量化计算

本节中关于张家口市永定河流域水资源系统指标和社会经济发展指标均通过对《张家口水资源评价报告》^[209]、《张家口水利十二五规划》^[210]、《张家口水利发展战略》^[211]、《张家口市“十二五”水资源供需开与利用规划研究》^[212]和《张家口市水中长期供求规划报告》^[213]等相关规划文件的资料整理得到。

7.2.1 流域水资源承载力量化计算数据分析

根据相关水利规划，不同目标年的供水量及环境用水量如下表 7.1 所示：

表 7.1 目标年供水量及环境用水量

Table 7.1 The planning water supply quantity and environmental water use in objective year

水平年	保证率	供水量 (万 m ³)	环境用水量 (万 m ³)
2010	现状年	84424.37	1077
2015	50%	100950.83	2077
2015	75%	95970.59	2077
2020	50%	123320.31	3500
2020	75%	117014.48	3500
2030	50%	127638.62	4347
2030	75%	122707.14	4347

根据流域规划资料，整理得到不同目标年的经济结构如下表 7.2 所示：

表 7.2 目标年研究区经济结构

Table 7.2 Economic structure in objective year

年份	一产比例	二产比例	三产比例
2010	0.13	0.40	0.47
2015	0.12	0.39	0.49
2020	0.11	0.38	0.51
2030	0.09	0.35	0.56

根据流域规划资料，整理得到不同目标年的预期人口及生活水平如下表 7.3 所示：

表 7.3 目标年研究区预期人口及生活水平

Table 7.3 Level of living and expected population in objective year

目标年	人口 (万人)	人均 GDP (万元)	人均日生活用水定额 (m ³ /人·d)
2010	331.97	20518.47	0.0656
2015	343.00	57018.53	0.0673
2020	350.40	92188.54	0.0691
2030	374.97	488761.5	0.0841

由于规划资料中对未来目标年份生活用水定额制定是基于对未来年份人口和生活用水量预测为基础的，而其中对于生活用水量的预测是根据前期生活供用水系列作为参考系列的，而该系列属于中等升温的气候情景。生活用水定额计算并未专门考虑气候变化对其的影响，是在中升温情景基础上得出的，然而不同升温情景，必然会引起生活用水的不同影响。论文前面章节中通过

模拟递推法求得：年均气温升高 1℃，则人均年生活用水增加 1.885m³。根据 STAR 模型模拟的高升温情景、中升温情景和低升温情景的具体未来气候变化情况，结合气温变化对生活用水的影响，经过统计分析可以得到不同目标年在不同升温情景下的生活用水定额见表 7.4。

表 7.4 目标年不同升温情景下人均日生活用水定额

Table 7.4 Daily live use water quota under different warming scenarios in objective year			
目标年	低升温情景	中升温情景	高升温情景
2010		0.0656	
2015	0.066698	0.0673	0.067925
2020	0.067913	0.0691	0.070237
2030	0.081819	0.0841	0.086364

单位：m³/人.d

根据相应规划统计分析得到不同目标年各产业（第一产业、第二产业和第三产业）的水资源效益系数，如下表 7.5 所示：

表 7.5 目标年产业用水效益系数

Table 7.5 Benefit coefficients of water for economic in objective year				
目标年	农业用水效益系数	农业用水效益系数	工业用水	服务业用水
	(50%)	(75%)	效益系数	效益系数
2010		13.91	222.90	1942.31
2015	31.52	22.40	460.56	3912.30
2020	49.13	39.43	698.22	5882.29
2030	247.22	197.13	2368.53	23508.57

单位：元/m³

对未来目标年水资源产业效益系数的计算基于区域经济规划求得的不同目标年各产业的增加值和水利规划求得的不同目标年各产业的用水量。产业用水情况和气候有密切联系，特别是农业（第一产业）的用水受降水影响很大。而相关规划中关于产业用水并未专门考虑气候变化对用水量的影响，是基于当前的中升温降水情景基础上得出的，然而不同降水情景，必然会引起产业用水，特别是农业用水量的变化。根据 STAR 模型模拟的高升温情景、中升温情景和低升温情景下年降水的具体情况，可以得到不同降水情景下的降水频率曲线（相关频率曲线可参见附图），进而得到不同升温情景下年降水量情况如下表 7.6 所示：

表 7.6 研究区不同升温情景下不同频率的降水量

Table 7.6 Precipitation with different frequency under different warming scenarios			
频率	低升温情景	中升温情景	高升温情景
50%	360	355	352
75%	298	296	290

单位：mm

本次研究只强调气候变化对农业用水效益系数的影响，前面章节中通过模拟递推法求得：年降水量增加 1mm，则年农业用水量增加 194.8 万 m³。结合不同升温情景下的降水频率曲线，经过统计分析可以得到不同目标年在不同升温情景下的农业用水效益系数如下表 7.7 所示：

表 7.7 目标年不同升温情景下的农业用水效益系数

Table 7.7 Benefit coefficients of water for agriculture in objective year under different warming scenarios

目标 年	低升温情景		中升温情景		高升温情景	
	50%	75%	50%	75%	50%	75%
2015	31.08	22.30	31.52	22.40	31.79	22.70
2020	48.48	39.26	49.13	39.43	49.53	39.94
2030	243.66	196.21	247.22	197.13	249.40	199.92

单位：元/m³

7.2.2 基于流域可利用水资源量的不同升温情景下水资源承载力分析

根据第六章中气候变化对水资源量影响研究结论可知，可以看出随着升温幅度的增加，区域水资源量呈下降趋势，如下图 7.1 所示：

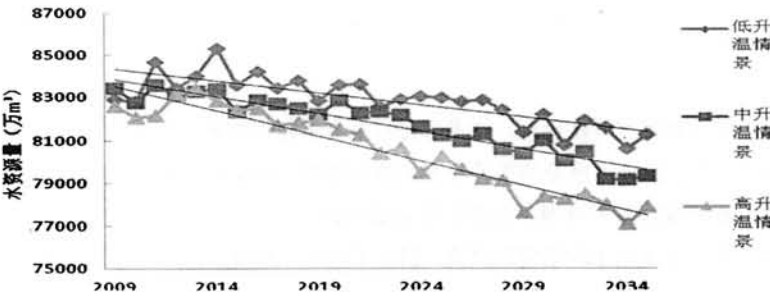


图 7.1 不同升温情景下区域水资源量变化情况

Fig. 7.1 Change trend of regional water resources under different warming scenarios

未来情景下张家口市永定河流域水资源量呈下降态势，要保证预期可供水量不变化，必须多渠道开源，比如跨区域调水、污水资源化和雨洪资源化等，同时节流与开源并重，提高产业用水效率。

根据《张家口水资源评价报告》等资料分析可知，区域水资源可利用量占区域水资源总量的 62.5%。若是不考虑跨区域调水、雨污资源化等开源措施的话，区域可利用水资源量会随着区域水资源量的减少而减少，除了按水利规划目标年供水量来计算 WRCC 外，以区域水资源可利用量为水资源限制因子进行 WRCC 的计算有其现实意义。

(1) 区域水资源可利用量确定

《河北省水资源综合评价》^[214]中关于区域水资源可利用量确定的方法：

①地表水资源可利用量

地表水资源可利用量是指在经济上合理，技术上可能，以及满足河道最低生态要求，并兼顾下游取水的前提下，可以从河道内一次性最大取水量。

河北省地表水供水系数经验公式如下：

$$\lambda = \frac{w_{\text{供水量}}}{w_{\text{自产}} + w_{\text{入境}} - w_{\text{出境}}} \quad (7.7)$$

式子中符号含义： λ 为地表水利用系数； $w_{\text{供水量}}$ 为地表水供水量； $w_{\text{入境}}$ 为地表水入境量； $w_{\text{出境}}$ 为地表水出境量。地表水可利用量的估算，必须扣除重复利用水资源量。河北省地表水主要用于农业灌溉，因而重复利用水资源主要包括：地表水灌溉渠系及田间渗漏水量和山区地下水开采后回到河道中的水量。所以适于地表水资源开发程度较高区域的地表水可利用量计算模型如下：

$$w_{\text{可利用}} = w_{\text{供水量}} \times \lambda - w_{\text{渗漏}} - w_{\text{回归}} \quad (7.8)$$

式子中符号含义： $w_{\text{可利用}}$ 为地表水可利用量； $w_{\text{渗漏}}$ 为地表灌溉水渗漏量； $w_{\text{回归}}$ 为山区地下水开采后回到河道中的水量；其他符号意义同上。

②浅层地下水可利用量

浅层地下水可开采量是在经济合理、技术可行且不会引起生态恶化的条件下，从地下水含水层中可开采的最大水量，受地下水补给条件和开采条件制约。浅层地下水可利用量确定的方法有多种，可用开采系数法或扣除不可剥夺天然消耗量法确定。

开采系数法适于水文地质条件研究程度高，积累了较长系列浅层地下水开采调查统计与水位动态观察资料地区，可确定出合理的开采系数。数学模型如下：

$$w_{\text{可利用}} = \rho \times w_{\text{补给}} \quad (7.9)$$

式子中符号含义： $w_{\text{可利用}}$ 为浅层地下水可利用量； ρ 为区域浅层地下水合理开采系数； $w_{\text{补给}}$ 为浅层地下水多年平均补给量。

扣除不可剥夺天然消耗量法是：受水文地质条件的限制和自然平衡的需要，浅层地下水的一部分被不可剥夺的消耗掉，地下水资源量扣除这部分水量包括：潜水蒸发量、河道排泄量和地下水溢出量等，余下的即为其可开采量。数学模型如下：

$$w_{\text{可利用}} = w_{\text{补给}} - w_{\text{消耗}} \quad (7.10)$$

式子中符号含义： $w_{\text{消耗}}$ 为不可剥夺自然消耗量；其他符号意义同上。

③ 深层地下水可开采量

深层地下水可开采量是指在经济合理，技术可行且不会造成水位持续下降，水质恶化，海水入侵，地面沉降等生态问题情况下，允许从含水层中取出的最大水量。深层地下水开采量不应大于侧向径流补给与来自浅层地下水越流量之和。数学模型如下：

$$w_{\text{可利用}} = w_{\text{侧向补给}} + w_{\text{越流补给}} \tag{7.11}$$

式子中符号含义： $w_{\text{可利用}}$ 为深层地下水可开采量； $w_{\text{侧向补给}}$ 为深层地下水侧向径流补给量；

$w_{\text{越流补给}}$ 为浅层地下水越流补给量。

水资源包括地表水和地下水，水资源可利用量计算模型如下：

$$w_{\text{可利用量}} = w_{\text{可利用}} + w_{\text{可利用}} + w_{\text{可利用}} \tag{7.12}$$

式子中符号意义： $w_{\text{可利用量}}$ 区域水资源可利用量；其余符号意义同上

根据前面章节气候变化对水资源量影响的研究成果，结合区域水资源可利用量的计算方法，经分析统计得到未来目标年张家口市永定河流域水资源可利用量如下所示：

表 7.8 不同升温情景下目标年区域水资源可利用量

Table 7.8 Improvable regional water resources under different warming scenarios in objective year						
目标年	不同升温情景					
	低升温情景		中升温情景		高升温情景	
	50%	75%	50%	75%	50%	75%
2015	52355.55	48219.46	51783.47	47692.58	51433.24	47370.01
2020	52061.96	47949.06	51416.25	47354.36	50779.98	46768.36
2030	51169.86	47127.44	50211.68	46244.96	49085.47	45207.72

单位：万 m³

(2) 基于区域水资源可利用量的 WRCC 分析

水资源承载力计算的其他因子取值和基于供水量的水资源承载力计算相同，经过模型计算可得，张家口市永定河流域可利用水量对各目标年份预期生活水平下的水资源承载力如下图 7.2 所示：

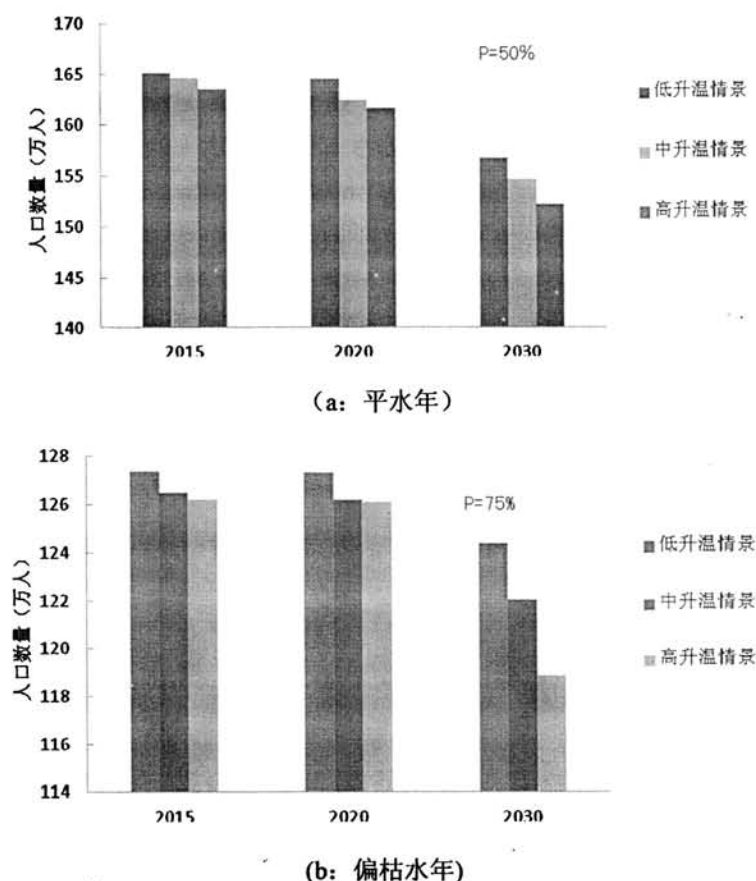


图 7.2 目标年基于水资源可利用量的区域水资源承载力状况

Fig. 7.2 The status of WRCC based on improvable water quantity in objective year

不难看出,对于区域水资源系统可利用水资源量在各个目标年所能支撑预期生活水平下的人口数量都小于预期人口数量,各目标年水资源承载力都处于严重超载的状态,属于不可持续发展。遇平水年($P=50\%$),各个水平年水资源承载力超载率都在50%以上;遇偏枯年份($P=75\%$),则各目标年水资源承载力超载率都在60%以上。不同的未来升温情景对区域水资源承载力会产生一定的影响,升温幅度越大,则区域可利用水资源量越少,相应情况下水资源承载力也越低。但对于张家口市永定河流域,即便未来是低升温情景,可利用水资源量依然难以支撑预期的人口经济规模,大力“开源”(如污水资源化、雨洪资源化、跨流域调水等),同时力行节水增效,对于实现区域社会经济发展规划十分必要。

8. 总结与展望

8.1 结论

全球气候变化对水文水资源系统和社会经济用水行为产生了深刻影响,中小尺度区域气候变化及其对水文水资源系统的影响是国内外的研究热点。本研究以张家口市永定河流域为研究区,利用了流域典型气象站点(张家口气象站、蔚县气象站、怀来气象站及综合气象站)1958年到2008年气象数据,典型水文站点(响水堡站、柴沟堡东站、石匣里站和钱家沙洼站)1958年到2003年天然年径流量数据,以及流域水资源量数据等资料,采用多种方法分析了流域水文气象要素(气温、降水、径流)的变化特点,包括变化趋势、突变年份和变化周期。对 STAR 区域气候模型进行了参数率定,选用了适合于张家口市永定河流域的参数方案,实现了区域气候变化的数值模拟。应用回归分析、模拟递推和模糊优选神经网络模型就中小尺度气候变化对径流量、水资源量及社会经济生活用水的影响进行了分析。构建了区域水资源承载力量化模型,对气候变化情景下区域水资源承载力进行了量化计算,分析了气候变化对区域水资源承载力的影响。本研究主要的研究成果和结论有以下几方面:

(1) 针对张家口市永定河流域典型水文站点(响水堡站、柴沟堡东站、石匣里站和钱家沙洼站)天然年径流进行了变化趋势、突变年份和变化周期的分析。研究表明典型站点的天然年径流量均呈减少趋势,响水堡、柴沟堡东站、石匣里站和钱家沙洼站径流量减少速率分别为:0.89 亿 $\text{m}^3/10\text{a}$ 、0.17 亿 $\text{m}^3/10\text{a}$ 、1.2 亿 $\text{m}^3/10\text{a}$ 和 0.37 亿 $\text{m}^3/10\text{a}$;响水堡站、柴沟堡东站、石匣里站的天然年径流量产生突变年份分别为:1986 年、1998 年、1990 年,钱家沙洼没有明显突变年;响水堡站、柴沟堡东站、石匣里站和钱家沙洼站的天然年径流量变化周期分别为:21a、28a、21a 和 21a。

(2) 近几十年来,张家口市永定河流域年气温呈明显上升趋势,增温率为 $0.44^\circ\text{C}/10\text{a}$,升温幅度高于全球气温升温速率 ($0.13^\circ\text{C}/10\text{a}$) 和我国平均升温速率 ($0.22^\circ\text{C}/10\text{a}$);与此同时,年降水量减少率为 $38.4\text{mm}/10\text{a}$,夏季降水减少率为 $31.8\text{mm}/10\text{a}$ 。应用 MK 法突变检验表明:张家口站、怀来站、蔚县站和综合站年气温突变年分别为 1982 年、1990 年、1994 年和 1990 年;年降水突变年分别为 2001 年、1997 年、2001 年和 2001 年。应用小波分析表明,流域气候变化第一主周期为 27a。

(3) 在对 STAR 区域气候模型简要介绍的基础上,以 2000 年-2008 年为率定期,对 STAR 模型的主要参数进行参数率定。经参数率定: `blocklength=9`, `tol_jd=20`, `tolerance=0.2`, `no_sim=1000`。特别是经率定发现适合张家口市永定河流域气候模拟的 STAR 模式中参数 `blocklength` 取值为 9,而不是 STAR 模型构建单位波茨坦气象研究所推荐取值 12。

(4) 以不同升温趋势对未来气候情景分为三种,即:高升温情景,气温上升趋势是 $0.7^\circ\text{C}/10\text{a}$;中升温情景,气温上升趋势是 $0.5^\circ\text{C}/10\text{a}$;低升温情景,气温上升趋势 $0.3^\circ\text{C}/10\text{a}$ 。运用 STAR 模型,对张家口市永定河流域高中低三种升温情景下 2009 年-2035 年的气候进行了仿真模拟。流域未来气候变化以气温升高为主要特征:对于季节升温幅度,冬季升温幅度最大,其次是春季,而夏季升温幅度最小;升温最明显的是日最低气温,升温最不明显的是日最高气温。张家口市永定

河流域未来气候情景的降水以没有明显趋势变化为主要特征:各升温情景下,年降水量呈微弱减少趋势;各升温情景下,除了夏季降水有减少趋势外,其他季节降水没有趋势变化。未来情景气候变化特征与《气候变化国家评估报告》等^[4, 45, 46, 215]对该区域气候变化研究的结论一致,进一步印证了 STAR 模拟的有效性。

(5) 以张家口市永定河流域社会经济用水数据和相应的气象数据为研究资料,运用模拟递推法对气候变化对社会经济用水量和生活用水量影响进行了研究,量化了气候变化对农业供水和生活用水量的影响。

(6) 就气候变化对流域水资源量的影响进行了研究,结果表明:随着气候变暖,流域水资源量呈现波浪式减小趋势,且升温幅度越大,流域水资源量减少的幅度也越大。未来气候低中高三种升温情景下,流域水资源量减少速率分别是 $112 \text{ 万 m}^3/\text{a}$ 、 $161 \text{ 万 m}^3/\text{a}$ 和 $230 \text{ 万 m}^3/\text{a}$,与丁一汇等人^[53]对该流域水资源变化趋势结论一致。

(7) 就气候变化对地表径流量影响进行了研究,结果表明:模糊优选神经网络模型的对于径流量模拟效果最好,限于训练数据相当于中等升温情景下的径流量系列,模糊优选神经网络模型只能预测中等升温情景下未来年份的径流量变化情况。根据模糊优选神经网络模型和回归分析对中等升温情景下径流量预测情况,对低、高升温情景下回归分析方法模拟的径流量系列进行了修正,得到了不同升温情景下的未来年径流量变化情况。

(8) 构建流域水资源承载力量化模型,分析了气候变化对流域水资源承载力的影响,结果表明:以流域水资源可利用量为水资源条件,未来气候情景从低升温情景到高升温情景,流域水资源承载力呈下降态势,张家口市永定河流域水资源可利用量不能支撑相应的社会发展,各目标年水资源承载力均处于严重超载状态,超载率均超过 50%。

8.2 创新点

目前,国内外关于气候变化及其对水文水资源系统的影响方面的相关研究比较多,但针对中小尺度区域气候仿真模拟相对较少,而且应用的区域气候模型集中在 RAMS、RegCM、RIMS 等动力降尺度区域气候模型,国内尚未见到有关于统计降尺度 STAR 区域气候模型应用方面的较为系统的研究成果。本研究主要的创新之处有以下几点:

(1) 本文分析了研究区域气温、降水和径流的年度及季节变化规律,并利用 STAR 气候模型进行了模拟,预测了气候及水文要素的变化情景,并分析了气候变化背景下该区域水资源及水资源承载力的相应变化。

(2) 基于模型率定期的流域气象数据,经试错反演得到了适合张家口市永定河流域的 STAR 模型关键参数,提高了 STAR 气候模型在中小尺度区域气候模拟精度。

(3) 应用模拟递推法、模糊优选神经网络模型和回归分析方法对升温情景下径流量、用水量进行模拟,并对模拟效果进行比较分析,并提出了模糊优选神经网络模型与多元回归分析相结合的模拟径流模型,提高了模拟精度。

8.3 展望

中小尺度的区域气候变化及其对水文水资源系统的影响研究是当前学术界的研究热点,本次研究取得了一些有价值的结论,也得到了一些新的观点。同时,还存在有待进一步改进商榷的地方,主要有:

(1) 中小尺度区域气候模拟仿真,若是能在采用统计降尺度 STAR 模型进行气候仿真的基础上,再采用动力降尺度区域气候模型如 CCLM 模型进行相应模拟,并对结果进行相互印证比对,则对于气候模拟的结果更具有说服力。

(2) 本研究主要考虑了气候变化因素对生活用水和对农业供用水的影响,没有考虑农业种植结构调整、科技进步等因素对农业供用水量的影响,没有考虑生活水平或生活习惯改变等因素对生活用水量的影响。应进一步研究包括气候变化在内的综合因素对社会经济生活用水的影响,进而确定气候变化情景下相应的用水效益系数,这样得到的水资源承载力结果更为精确。

参考文献

- [1] 全球气候变化最新科学事实和研究进展[R], 国家气候中心,2007..
- [2] IPCC. Climate change 2007:The physical science basis, summary for policymakers[M].Cambridge University Press,2007.
- [3].IPCC. Climate change 2001, Impacts, adaptation, and vulnerability [M]. Cambridge University Press, 2001.
- [4].气候变化国家评估报告编写委员会. 气候变化国家评估报告[M].北京: 科学出版社, 2007.
- [5] 王顺久. 全球气候变化对水文与水资源影响[J]. 气候变化研究进展, 2006,5:223-226.
- [6] IPCC. Climate Change and Impact [M]. Cambridge University Press, 1990.
- [7] IPCC. Impact, Adaptation, and Mitigation[M]. Cambridge University Press, 1995.
- [8] 王国庆, 张建云, 刘春蓁, 等. 有关气候变化及其影响的国际项目与计划[J].中国水利, 2008 (2): 69-71.
- [9] Bowman D M J S, Balch J K, Artaxo P, et al. Fire in the earth system[J]. Science, 2008, 324: 481-484.
- [10] Clement A C, Burgman R, Norris J R. Observational and model evidence for positive low-level cloud feedback[J]. Science, 2009, 325: 460-464.
- [11] Haigh J D. The role of stratospheric ozone in modulating the solar radiative forcing of climate[J]. Nature, 1994, 370: 544-546.
- [12] Wang K, Dickinson R E, Liang S. Clear sky visibility has decreased over land globally from 1973 to 2007[J]. Science, 2009, 323: 1468-1470.
- [13] Allen M R, Frame D J, Huntingford C, et al. Warming caused by cumulative carbon emissions towards the trillionth tone[J]. Nature, 2009, 458: 1163-1166.
- [14] Matthews H D, Gillett N P, Stott P A, et al. The proportionality of global warming to cumulative carbon emissions[J]. Nature, 2009, 459: 829-833.
- [15] Mitchell. J. M. Recent secular changes of global temperature[J]. Ann NYA cad Sci, 1961,95: 235-250.
- [16] Borzenkova. I.L, Vinnikov. K.Y, Spirina. L. P. et al. Change in the air temperature of the Northern Hemisphere for the period[J]. 1881-1975. Meteor Gidrol, 1976. 7: 27-35.
- [17] Jones PD.The influence of ENSO on global temperatures[J].Climate Monitor, 1988,17,80-89.
- [18] Hansen.J, Lebedeff. S. Global trends of measured surface air temperature[J]. GeophysRes, 1987.92:13345-13372.
- [19] Vinnikov. K. Ya, Groisman. P. Ya. Lugina KM. Empirical data on contemporary global climate changes (temperature and precipitation)[J] . Climate, 1990. 3: 662-667.
- [20] Peterson. T.C, Vose. R.S. An overview of the global historical climatology network temperature database[J]. Bull Amer Meteor Soe, 1997. 78: 2837-2849.
- [21] Hansen.J, Ruedy. R, Sato. M, et al. A closer look at United States and global surface temperature change[J]. GeophysRes, 2001.106: 23947-23963.

- [22] 李向应, 秦大河, 效存德等. 近期气候变化研究的一些最新进展. 科学通报[J]. 2011, 56(36): 3209-3020.
- [23] Mann ME., Jones PD. Global surface temperature over the past two millennia. *GeoPhysical Research Letters*[J]. 2003. 30(15): art.No.1820.
- [24] Jones PD, New M, Parker D.E, Martin S, Rigor I.G. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of GeoPhysics*[J]. 1999. 37(2): 173-199.
- [25] Jones P.D. High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: Integration, interpretation and comparison with general circulation model control run temperatures[J]. *The Holocene*, 1998. 8: 455-469.
- [26] Hansen J, S. Lebedeff. Global Trends of Measured Surface Air Temperature[J]. *Geophys. Res.* 1987, 1113(37): 34-37.
- [27] Gordon. A.H. Interhemispheric contrasts of mean global temperature anomalies. *Int. Journal of Climate*[J]. 1992. 12(1): 1-11.
- [28] Domonkos. P. Temporal accumulations of extreme daily mean temperature anomalies[J]. *Theor. Appl. Climatol*, 2001. 68: 17-32.
- [29] Parker D E. Large-scale warming is not urban[J]. *Nature*, 2004, 432: 290-290.
- [30] Jones PD, Groisman P Y, Coughlan M, et al. Assessment of urbanization effects in time series of surface temperature over land[J]. *Nature*, 1990, 347: 169-172..
- [31] Stine R, Huybers P, Fung I Y. Changes in the phase of the annual cycle of surface temperature[J]. *Nature*, 2009, 457: 435-441.
- [32] Wild M, Gilgen H, Roesch A, et al. From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface[J]. *Science*, 2005, 308: 847-850.
- [33] Lau K M, Weng H Y. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing[j]. *Bull. Amer. Meteor. Soci.*, 1995, 76: 2391-2402.
- [34] Hulme, M. Estimating global change in precipitation[J]. *Weather*, 1995. 50(2): 34-42.
- [35] Hulme, M. Recent climate change in the world's dryland[J]. *Geophys. Res. Letters*, 1996. 23(1): 61-64.
- [36] Eischeid J.K, Diaz H.F, Bradley R.S, Jones P.D. A comprehensive precipitation data Set for global land areas[R]. Technical Report TR051, 82pp U.S. Dept. of Energy, Carbon Dioxide Research Division, 1991.
- [37] Dai. A.G. Trenberth K.E, Karl T.R. Global variations in droughts and wet spells: 1900-1995. *Geophys. Res. Letters*, 1998. 25(17): 3367-3370.
- [38] Rakhecha P R and Soman M K. Trend in the annual extreme rainfall events of 1 to 3 days duration Over India[J]. *Theor Appl Climate*, 1994. 48: 227-237.
- [39] Iwashima T, Yamamoto R. A statistical analysis of the extreme events: long-term trend of Heavy daily precipitation[J]. *Meteor Soc Japan*, 1993. 71: 637-640.
- [40] Zhang X, Zwiers F W, Hegerl G C, et al. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends[J]. *Nature*, 2007, 448: 461-465.

- [41] Allan R P, Soden B J. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes[J]. Science, 2008, 321: 1482-1484.
- [42] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究[J]. 中国科学, 1973. (2): 168-189.
- [43] 林学椿, 于淑秋, 唐国利. 中国近百年温度序列[J]. 大气科学, 1995. 19(5): 525-534.
- [44] 丁一汇. 中国多数地区出现暖干化趋势[J]. 北京: 科技出版社: 2002. 115-118.
- [45] 任国玉, 郭军, 徐铭志等. 近 50 年中国地面气候变化基本特征[J]. 气象学报, 2005. 63(6): 942-955.
- [46] 王菱, 谢贤群, 苏文等. 中国北方地区 50 年来最高和最低气温变化及其影响[J]. 自然资源学报, 2004. 19(3): 337-343.
- [47] 严中伟. 近 100 年全球温度场中的年代际振荡[J]. 气候与环境研究, 1998, 3 (3): 201-208.
- [48] 魏凤英, 曹鸿兴. 中国、北半球和全球的气温突变分析及其趋势预测研究[J]. 大气科学, 1995, 19 (2): 140-148.
- [49] 周连童, 黄荣辉. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究[J]. 气候和环境研究, 2003, 8 (3): 274-290.
- [50] 王琮, 张铭. 中国及周边地区气温年代际变化的研究[J]. 气候与环境研究, 2003, 8(4): 451-456.
- [51] 秦大河. 中国西部环境演变评估(第二卷). 2002. 北京: 科学出版社: 43
- [52] 董光荣, 陈惠忠, 王贵勇等. 150ka 以来中国北方沙漠、沙地演化和气候变化. 中国科学(B 辑), 1995. 25(12): 1303-1312.
- [53] 曹丽青, 余锦华, 葛朝霞. 华北地区大气水分气候变化及其对水资源的影响[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2004, 32(5): 504-507.
- [54] 张国胜, 李林, 时兴合. 黄河上游地区气候变化及其对黄河水资源的影响[J]. 水科学进展, 2000, 11 (3): 277-283.
- [55] 郝振纯, 王加虎, 李丽. 气候变化对黄河源区水资源的影响[J]. 冰川冻土, 2006, 28(1): 1-6.
- [56] 王国庆, 史忠海. 气候变化对黄河上游水文的影响[J]. 河南气象, 2000(4): 20-22.
- [57] 包为民, 胡金虎. 黄河上游径流资源及其可能变化趋势分析 [J]. 水土保持通报, 2000, 20(2): 17-21.
- [58] Xu Jiongxin. The water fluxes of the Yellow river to the sea in the past 50 years, in response to climate change and human activities [J]. Environmental Management, 2005, 35(5): 620-631.
- [59] 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势[J]. 高原气象, 1999, 18(4): 465-475.
- [60] 魏凤英, 张先恭. 中国夏季降水趋势分布的客观预报方法[J]. 气候与环境研究, 1998, 3 (3): 218-226.
- [61] 马宏伟, 王乃昂等. 近 50 年石羊河流域气候变化的 R/S 分析[J]. 兰州大学学报, 2010, 46(4): 42-45.
- [62] 司桂琴, 刘志辉. 新疆精河气温、降水和径流量近 51a 变化分析[J]. 新疆农业科学, 2010, 47(9): 1792-1796.
- [63] 顾万龙, 王记芳等. 1956-2007 年河南省降水和水资源变化及评估[J]. 气候变化研究进展, 2010, 6(4): 277-283.

- [64] 姚小英, 蒲金涌等. 近 39 年来渭河上游主要气候因子变化特征[J]. 安徽农业科学, 2010, 38(34): 19636-19637.
- [65] 鲍名, 黄荣辉. 近 40 年我国暴雨的年代际变化特征[J]. 大气科学, 2006, 20(6):1057-1067.
- [66] 常兆丰, 朱国庆等. 民勤荒漠气候对全球变暖的响应特征[J]. 中国农业气象, 2012,33(1):1-7.
- [67] 范泽孟, 岳天祥等. 中国气温与降水的时空变化趋势分析[J]. 地球信息科学学报, 2011, 13(4):526-533.
- [68] 高霞, 李强. 1961-2005 年河北省降水气候特征及雨水资源的开发利用[J]. 气象与环境学报, 2008, 24(4):49-52.
- [69] Wilby R L, Dawson C W, Barrow E M. SDSM- A decision support tool for the assessment of regional climate change impacts[J]. Environ Model Soft, 2002. 17: 147~159.
- [70] Arneil N W. Climate change and global water resources[J]. Global Environmental Change, 1999, 9:31-49.
- [71] Westmacott J R, Burn D H. Climate change effects on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson River Basin[J]. Journal of Hydrology, 1997, 202:263-279.
- [72] Henry David Venema, Eric J Schiller. Adamowski Kaz, et al. A Water Resources Planning Response to Climate Change in the Senegal River Basin [J]. Journal of Environmental Management, 1997, 49:125-155.
- [73] Pao-Shan Yu, Chang-Yang Tao, Chih-kang Wu. Impact of climate change on water resources in Southern Tainwan[J]. Journal of Hydrology, 2002, 260:161-175.
- [74] LabatD, GodderisY, Probst J L, et al. Evidence foe global runoff increase related to climate warming[J].Advances in Water Resources, 2004, 27(6): 631-642.
- [75] Mudelsee M, Borngen M, Tetzlaff G, et al.No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe[J].Nature, 2003, 425: 166-169.
- [76] Kundzewicz Z, Graczyk W D. Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow[J].Hydrological Sciences Journal / Journal des Sciences Hydrologiques, 2005, 50(5): 797-810.
- [77] Lammers R B, Shiklomanov A I, Vrsmary C J, et al. Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2001, 106(D4): 3321-3334.
- [78] Serreze M, Bromwich D, ClarkM P, et al. Large scale hydro-climatology of the terrestrial Arctic drainage system[J].Journal of GeophysicalResearch-Atmospheres, 2002, 108.
- [79] YangD Q, Kane D L. Siberian Lena River hydrologic regime and recent change[J].Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2002, 107(D23): 4694-4703.
- [80] Cao JT, Qin Dahe, Kang Ersj, etal. River discharge changes in the Qinghai Tibet Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51: 5 594-5 600.
- [81] Ren L, Wang Meirong, Li Chunhong, et al. Impact of human activity on river runoff in the northern area of China[J].Journal of Hydrology, 2002, 261: 204-217.
- [82] Cohen S J. Impacts of CO2 induced climatic change on water resources in the Great Lakes basin[J]. Climate change, 1986,8:135-153.

- [83] Gleick P H. Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic change [J]. Journal of Hydrology, 1986,88:97-116.
- [84] Bobba G, V P Singh, Jeffries D S, et al. Application of a watershed runoff model to north-east pond river, Newfoundland: to study water balance and hydrological characteristics owing to atmospheric change[J]. Hydrological Processes, 1997,11(12): 1573-1593.
- [85] Arnell N W. Climate change and water resources in Britain[J]. Climate Change, 1998,39(1):83-110.
- [86] Mimikou M A, E Baltas, Varanou E, et al. Regional impacts of climate change on water resources quantity and quality indicators [J]. Journal of Hydrology, 2000,234:95-109.
- [87] Tung C P, Haigh D A. Global warming effects on New York stream flows [J]. Journal of Water Resources Planning and Management,1995, 121(2): 216-225.
- [88] Schwarz H E. Climate change and water supply: How sensitive is the Northeast? [M]. Washington D C: National Academy of Science, 1977.
- [89] Nash L L, Gleick P H. Sensitivity of streamflow in the Colorado Basin to Climate change[J]. Journal of Hydrology, 1991, 125(1):221-241.
- [90] Githui F, Gitau W, Mutuab F, et al. Climate change impact on SWAT simulated streamflow in Western Kenya [J]. International Journal of Climatology, 2009,29:1823-1834.
- [91] Nigel W Arnell. Climate change and global water resources: SRES emissions and socioeconomic scenarios [J].Global Environmental Change, 2004, 14(1):31-52.
- [92] Gleick PH. Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climate change [J]. Journal of Hydrology ,1986, 88:97-161.
- [93] McCabe GJ, Wolock DM, Hey LE, Ayers MA. Effects of climate change on the Thornthwaite Moisture Index. JAWRA Journal of the American Water Resources Association , 1990, 26 (4): 633-643.
- [94] Chiew F, McMahon T.. Modeling the impacts of climate change on Australian stream flow[J].Hydrological Process, 2002,6: 1235~1245.
- [95] GedneyN, Cox PM, BettsR A, et al. Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records[J].Nature, 2006, 439(4504): 835-838.
- [96] Ringius L, Downing T E, Hulme M, Waughray D, Selrod R. Climate change in Africa: Issues and challenges in Agriculture and Water for sustainable Development. CICERO Report, 8[R]. University of Oslo, Norway, 1996:151
- [97] Joubert A M, Tyson P D. Equilibrium and coupled GCM simulations of future southern African climates[J]. South African Journal of Science, 1996,92 (10): 471-484.
- [98] Benioff R, Guill S, Lee J. Vulnerability and Adaptation Assessments[M]. Environmental Science and Technology Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1996:421.
- [99] Jonathan I Matondo, Graciana Peter, Kenneth MMsibi. Evaluation of the impact of climate change on hydrology and water resources in Swaziland: Part I[J]. Physics and Chemistry of the Earth, 2004, 29: 1181-1191.
- [100] Burn D H. Hydrologic effects of climate change in the west central Canada [J]. Journal of

Hydrology, 1994, 160:53-70.

- [101] 夏军, 刘春蓁, 任国玉. 气候变化对我国水资源影响研究面临的机遇与挑战 [J]. 地球科学进展, 2011(2): 1-12.
- [102] 高歌, 李维京, 张强. 华北地区气候变化对水资源的影响及 2003 年水资源预评估[J]. 气象, 2000, 29(8): 26-30.
- [103] 高歌, 黄朝迎. Climate Change and its impact on water resources in North China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18(5): 718-732.
- [104] 曹建廷, 秦大河, 康尔泗等. 青藏高原外流区主要河流的径流变化[J]. 科学通报, 2005, 50(21): 2403-2408.
- [105] 任立良, 张炜, 李春红等. 中国北方地区人类活动对地表水资源的影响研究[J]. 河海大学学报, 2001, 29(4): 13-17.
- [106] 王飞寒, 王燎原. 气候变化对黄河流域水资源的影响与开发对策[J]. 黄河水利职业技术学院学报, 2010, 22(4): 10-11.
- [107] 丁文荣. 龙川江水资源对气候变化的敏感性和适应性[J]. 人民长江, 2011, 42(9): 15-18.
- [108] 常军, 顾万龙等. 河南水资源量特征及对气候变化的响应[J]. 人民黄河, 2010, 32(7): 78-79.
- [109] 彭兆亮, 何斌等. 碧流河流域气候变化对水资源量的影响研究[J]. 南水北调与水利科技, 2010, 8(5): 76-79.
- [110] 杨志勇, 于赢东等. 气候变化对伊逊河流域水资源量的影响[J]. 水科学进展, 2011, 22(2): 175-180.
- [111] 傅小城, 王芳等. 柴达木盆地气温降水的长序列变化及与水资源关系[J]. 资源科学, 2011, 33(3): 408-415.
- [112] 王录仓, 张晓玉. 黑河流域近期气候变化对水资源的影响分析[J]. 干旱区资源与环境, 2010, 24(4): 60-65.
- [113] 许科研, 方一平等. 长江黄河源区降水量变化对水资源的影响[J]. 人民黄河, 2010, 32(5): 21-22.
- [114] 段建军, 王彦国等. 1957-2006 年塔里木河流域气候变化和人类活动对水资源和生态环境的影响[J]. 冰川冻土, 2009, 31(5): 781-790.
- [115] 陈桂亚, Derek Clarke. 气候变化对嘉陵江流域水资源量的影响分析[J]. 长江科学院院报, 2007, 24(4): 14-18.
- [116] 刘洪兰, 白虎志等. 1957-2006 年河西走廊中部气候变化对水资源的影响[J]. 冰川冻土, 2010, 32(1): 183-187.
- [117] 韩艳, 李萌等. 1956-2000 年开封市气候变化及对水资源的影响[J]. 河南大学学报, 2012, 42(4): 390-394.
- [118] 郝振纯, 李丽等. 气候变化对地表水资源的影响[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2007, 32(3): 425-431.
- [119] 钟冬梅. 不同气候情景下的水文响应研究[D]. 河海大学, 2008.
- [120] 凌红波, 徐海量等. 新疆克里雅河源区径流变化与气候因子关系的非线性分析[J]. 地理研究, 2012, 31(5): 792-801.
- [121] 曾小凡, 周建中. 长江流域年平均径流对气候变化的响应及预防[J]. 人民长江, 2010,

41(12):80-83.

- [122] 张会兰,李丹勋等.基于 BPCC 模型的径流对气候波动和覆被变化的响应[J]. 清华大学学报, 2010, 50(3):376-379.
- [123] 刘浏,徐宗学等.气候变化对太湖流域径流的影响[J]. 北京师范大学学报,2010, 46(3):371-375.
- [124] 王明玉, 王百田等.降水变化和人类活动对纸坊沟小流域年径流的影响[J]. 水土保持通报, 2012, 32(3):37-41.
- [125] 袁喆, 杨志勇等. 近 47 年降水变化和人类活动对滦河流域年径流量的影响[J]. 南水北调与水利科技, 2012, 10(4):66-68.
- [126] 邱林静, 郑粉莉等.降水变化和人类活动对延河流域径流影响的定量评估[J]. 气候变化研究进展, 2011, 7(5):357-362.
- [127] 梁川, 侯晓波等.长江源高寒区域降水和径流时空变化规律分析[J]. 南水北调与水利科技, 2011, 9 (1): 53-58.
- [128] 熊亚兰, 王昌全等. 北盘江流域降雨量和径流量年际变化研究[J]. 水土保持研究, 2010, 17(5):30-34.
- [129] 王国庆, 张建云等. 气候变化和人类活动对河川径流影响的定量分析[J]. 中国水利, 2008, (2): 55-57.
- [130] 唐湘冷,吕新等.近 50 年玛纳斯流域径流变化规律研究[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(5):124-129.
- [131] 汪美华,谢强等.未来气候变化对淮河流域径流深的影响[J]. 地理研究, 2003, 22 (1): 80-87.
- [132] 王兆礼,陈晓宏等.近 50a 东江流域径流变化及影响因素分析[J]. 自然资源学报, 2010, 25(8):1365-1373.
- [133] 张少文, 张学成等.黄河年降雨-径流 BP 预测模型研究[J]. 人民黄河, 2005,27 (1): 18-20.
- [134] 潘增辉,李京善等.气候变化对河北省水资源和防汛抗旱的影响与对策[J]. 南水北调与水利科技, 2009, 7(1):73-75.
- [135] 丁相毅,贾仰文等.气候变化对海河流域水资源的影响及其对策[J]. 自然资源学报, 2010, 25(4):604-612.
- [136] 张云聘, 刘爱梅等.张家口近 47 年气候变化及其对水资源的影响[J]. 中国农业气象, 2008, 29 (3): 277-280.
- [137] 高歌, 李维京等. 华北地区气候变化对水资源的影响及 2003 年水资源预评估[J]. 气象, 29(8):26-30.
- [138] 邵爱军, 左丽琼等.河北省近 50 年气候变化对水资源的影响[J]. 中国农村水利水电, 2008, 2:51-56.
- [139] 郝立生, 闵锦忠等.气候变化对河北省水资源总量的影响[J]. 河北师范大学学报, 2010,34 (4): 491-497.
- [140] 范广州,吕世华等.华北地区夏季水资源特征分析及其对气候变化的响应[J]. 高原气象, 2002, 21(1):45-51.
- [141] 袁飞, 谢正辉等.气候变化对海河流域水文特性的影响[J]. 水利学报, 2005,36 (3): 1-6.
- [142] 邵爱军, 左丽琼等. 气候变化对河北省海河流域径流量的影响[J]. 地理研究, 120

2010,29(8):1502-1509.

- [143] 卢路,刘家宏等.海河流域天然径流年际变化规律分析[J]. 水电能源科学,2011,29(6):11-13.
- [144] 胡珊珊,郑红星等.气候变化和人类活动对白洋淀上游水源区径流的影响[J].地理学报, 2012, 67(1):62-70.
- [145] Harshvardhan R D, Randall D A, Corsetti T G. A fast radiation parameterization for general circulation models[J]. J G R, 1987, 92: 1009-1016.
- [146] Morcrette J-J. Radiation and cloud radiative properties in the EC-MWF operational weather forecast model[J]. J G R, 1991, 96: 9121-9132.
- [147] Tiedtke M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models[J]. Mon Wea Rev, 1989, 117: 1779-1800.
- [148] Betts A K, Miller M J. The Betts-Miller Scheme[A]. In: Emanuel K A, Raymond D J, eds. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models [C]. Meteorological Monographs, Vol. 24, No. 46, American Meteorological Society, Boston, MA, 1993.107-121.
- [149] Zhang G J, McFarlane N A. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model[J]. Atmos-Ocean, 1995, 33: 407-446.
- [150] Oouchi K, Yoshimura J, Yoshimura H, et al. Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. J. Meteor. Soc. Jpn., 2006, 84 : 259~276
- [151] Robert A. A semi-lagrangian and semi-implicit numerical integration scheme for primitive meteorological equations[J]. J Meteor Soc Japan, 1982, 60: 319-325.
- [152] Zeng Q C, Yuan C G, Zhang X H, et al. A global grid-point general circulation model[A]. In: Collection of Papers Presented at WMO/IUGG NWP Symposium[C]. Tokyo, August 4-8, 1986. 421-430.
- [153] Chen J B, Ji L R, Wu W L. Design and test of an improved scheme for global spectral model with reduced truncation error [J]. Adv in Atmos Sci, 1987, 4: 156-168.
- [154] 王斌,季仲贞.显式完全平方守恒差分格式的构造及其初步检验[J].科学通报,1990,35(10): 766-768.
- [155] 钟青.物理守恒律保真格式构造与数值预报斜压原始方程传统谱模式改进研究[J].气象学报,1997,55(6):641-661.
- [156] Sausen R, Barthel K, Hasselmann K. Coupled ocean-atmosphere models with flux correction[J]. Clim Dyn, 1988, 2: 145-163.
- [157] 陆其峰,潘晓玲等.区域气候模式研究进展[J]. 南京气象学院学报, 2003, 26(4):557-562.
- [158] Cubasch U, Von Storch H, Waszkewitz J, et al. Estimates of climate changes in southern Europe using different downscaling techniques[J]. Climate Research, 1996, &:129-149.
- [159] Risbey J, Stone P. A case study of the adequacy of GCM simulations for input to regional climate change[J]. Journal of Climate, 1996, 9:1441-1467.
- [160] Giorgi F, Mearns L. Approaches to the simulation of regional climate change: a review [J]. Rev

Geophys, 1991, 29: 191-216.

- [161] Dickinson R E, Errico M, Giori F and Bates G T. A regional climate model for the western U.S.A. *Climate Change*, 1989, 15:383-422.
- [162] Giorgi F and Bates G T. The climatological skill of a regional over complex terrain, *Mon. Wea. Rev.*, 1989, 117:2325-2347.
- [163] Giorgi F. Simulation of regional climate using a limited-area model nested in a general circulation model[J]. *J Climate*, 1990, 3(8):941-963.
- [164] 罗勇, 赵宗慈. NCAR RegCM2 对东亚区域气候的模拟试验[J]. *应用气象学报*, 1997, 8(增刊):124-133.
- [165] 符淙斌, 魏和林, 陈明, 等. 区域气候模式对中国东部季风雨带演变的模拟[J]. *大气科学*, 1998, 22(4):522-534.
- [166] Hughes J P, Lettenmaier D P, Guttorp P. A stochastic approach for assessing the effect of changes in synoptic circulation patterns on gauge precipitation[J]. *Water Resource Research*, 1993, 29 (10): 3303-3315.
- [167] Hughes J P, Guttorpi P, Charles S P. A non-homogeneous hidden Markov model for precipitation occurrence[J]. *Journal of Applied Statistics*, 1999, 48:15-30.
- [168] Lettenmaier D. Stochastic Modeling of precipitation with applications to climate model downscaling[A]. In: von Storch H, Navarra A eds. "Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques"[C], Springer Verlag, 1995.
- [169] Giorgi F, L. Mearns. Approaches to regional climate change simulation: A review[J]. *Review Geophysics*, 1991, 29:191-216.
- [170] McGregor J J. Regional climate modeling[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 1997, 63:105-117.
- [171] Von Storch H. Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research[J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 1995, 4 NF: 72-80.
- [172] Von Storch H. The global and regional climate system[A]. In: *Anthropogenic Climate Change*[C]. Von Storch H, Fl ser G ,eds. Springer Verlag, 1999, 3-36.
- [173] Wilby R L, Wigley T M. Precipitation Predictors for downscaling: Observed and General Circulation Model Relationships[J]. *International Journal of Climatology*, 2000, 20(5): 641-661.
- [174] Frey-Buness A, Heinmann D, Sausen R. A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations[J]. *Theoretical&Applied Climatology*, 1995, 50:117-131.
- [175] Fuentes U, Heimann D. Verification of statistical-dynamical downscaling in the Alpine region[J]. *Climate Research*, 1996, 7: 151-168.
- [176] Fuentes U, Heimann D. An improved statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology[J]. *Theoretical& Applied Climatology*, 2000, 65:119-135.
- [177] Busch U, Heimann D. Statistical-dynamical extrapolation of nested regional climate simulations[J]. *Climate Research*, 2001, 19: 1-13.

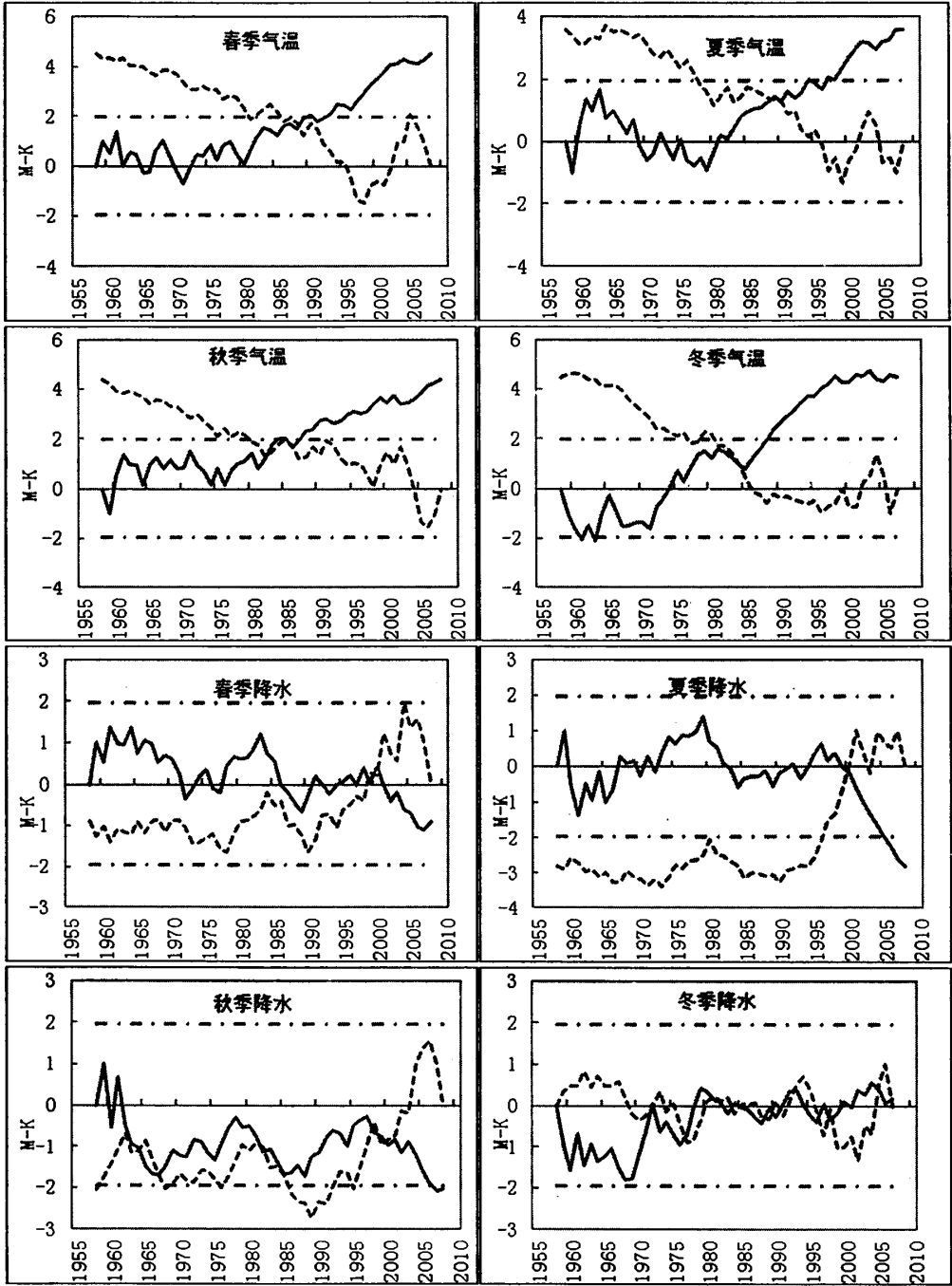
- [178] Hellstr m C, Chen D. Statistical downscaling based on dynamically downscaled predictors: Application to monthly precipitation in Sweden. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2003, 20: 951-958.
- [179] Giorgi F, L O.Mearns. Approaches to regional climate change simulation: A review[J]. *Review Geophysics*, 1991,29: 191-216.
- [180] McGregor J J. Regional climate modeling[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*,1997, 63:105-117.
- [181] Mearn L O, Bogardi I, Giorgi F, et al. Comparison of climate change scenarios generated from regional climate model experiments and statistical downscaling[J]. *Journal Geophysics Research*. 1999,104(D6): 6603-6621.
- [182] Sailor D J, Li X. A semiempirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change[J]. *Journal of Climate*, 1999,12: 103-114.
- [183] James Murphy. Prediction of Climate Change over Europe Using Statistical and Dynamical Downscaling Techniques[J]. *International Journal of Climatology*, 2000,20(5):489-501.
- [184] Hellstr m Cecilia, Deliang Chen, Christine Achberger, et al. Comparison of climate change scenarios for Sweden based on statistical and dynamicaldownscaling of monthly precipitation[J]. *Climate Research*, 2001, 19:45-55.
- [185] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 气象出版社, 1999.
- [186] P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe. Proposal for development of climate scenarios[J]. *Climate Research*, 1997, 8(9):171-182.
- [187] B.Orlowsky , F.-W. Gerstengarbe, P.C. Werner. A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. *Theoretical and Applied Climatology*, 2008, 92:209-223.
- [188] B.Orlowsky K.Fraedrich. Upscalin European surface temperatures to North Atlantic circulation-pattern statistics. *International Journal of Climatology*. 2008, 10:1744.
- [189] B. Orlowsky, Oliver Bothe, Klaus Fraedrich, et al Future Climates from Bias-Bootstrapped Weather Analogs: An Application to the Yangtze River Basin. *Journal of Climate*. 2010, 23:3509-3523.
- [190] 陈守煜 模糊优选神经网络多目标决策理论[J]. *大连理工大学学报*, 1997,37 (6): 693-698.
- [191] 陈守煜.工程模糊集理论与应用[M].北京:国防工业出版社,1998.40-58.
- [192] 陈守煜.水资源与防洪系统可变模糊集理论与方法[M].大连:大连理工大学出版社,2005.267-280.
- [193] 柴春岭,陈守煜. 模糊优选神经网络模型在泥石流平均流速预测中应用研究[J]. *大连理工大学学报*, 2008, 48 (6): 887-891.
- [194] North American Lake Management Society.[EB/OL].
<http://www.nalms.org/glossary/lkword-c.htm>.
- [195] Committee to Review the Florida Keys Carrying Capacity Study, National Research Council.

- Interim Review of the Florida Keys Carrying Capacity Study [M]. Washington D. C: National Academy Press, 2001.
- [196] Harris Jonathan M, et al. Carrying capacity in agriculture: Globe and regional issue. *Ecological Economics*[J].1999,129(3):443-461.
- [197] Rijisberman, et al. Different approaches to assessment of design and management of sustainable urban water system[J]. *Environment Impact Assessment Review*.2000, 129(3): 333-345.
- [198] Munther J, Haddadin. Water issue in Hashemite Jordan , Arab Study Quarterly[J]. Belmont, Spring 2000,22(5):54-67.
- [199] Hrllich, Anne H. Looking for the ceiling: Estimates of the Earth's carrying capacity[J]. *American Scientist*, Research Triangle Park, 1996 , 84(5) : 494-499.
- [200] Falkenmark M, Lundqvist J. Toward water security: political determination and human adaptation crucial[J].*Natural Resources Forum* ,1998,21(1):37-51.
- [201] 桑的拉·波斯泰耳著, 吴绍洪译.最后的绿洲[M].北京, 科学技术文献出版社, 1992.
- [202] Hunter C. Perception of the sustainable city and implications for fresh water resources management [J].*Int. J . Environment and Pollution*, 1998, 10(1):84-103.
- [203] Falkenmark M, Lundqvist J. Towards water security: political determination and human adaptation crucial[J].*Natural Resources Forum*,1998,21(1):37-51.
- [204] Falkmark M, et al. 全球粮食危机的关键因素——水缺乏[J].*Ambio*, 1998,27(2):148-154.(中文版).
- [205] 张鑫,李援农,王纪科.水资源承载力研究现状及其发展趋势[J].*干旱地区农业研究*,2001,19(2): 117—120.
- [206] 龙腾锐,姜文超.水资源(环境)承载力研究进展[J].*水科学进展*, 2003,14(2):249-252.
- [207] 冯耀龙,韩文秀,王宏江,等.区域水资源承载力研究[J].*水科学进展*, 2003,14(1): 109—113.
- [208] 刘宏权. 河北省现状年水资源承载力研究[D]. 河北农业大学,2005.
- [209] 张家口市水文水资源勘测局. 河北省张家口市水资源评价报告[R]. 2005.
- [210] 张家口市水务局. 张家口市水利十二五规划[R].2009.
- [211] 张家口市水务局. 张家口市水利发展战略[R].2011.
- [212] 张家口市水务局. 张家口市“十二五”水资源供需开与利用规划研究[R]. 2010.
- [213] 张家口市水务局, 河北农业大学. 张家口市水中长期供求规划报告[R].2013.
- [214] 河北省水利厅. 河北省水资源评价[R].2003.
- [215] 王遵娅,丁一汇等. 近 50 年来中国气候变化特征的再分析[J]. *气象学报*,2004,62(2): 228-236.

附图

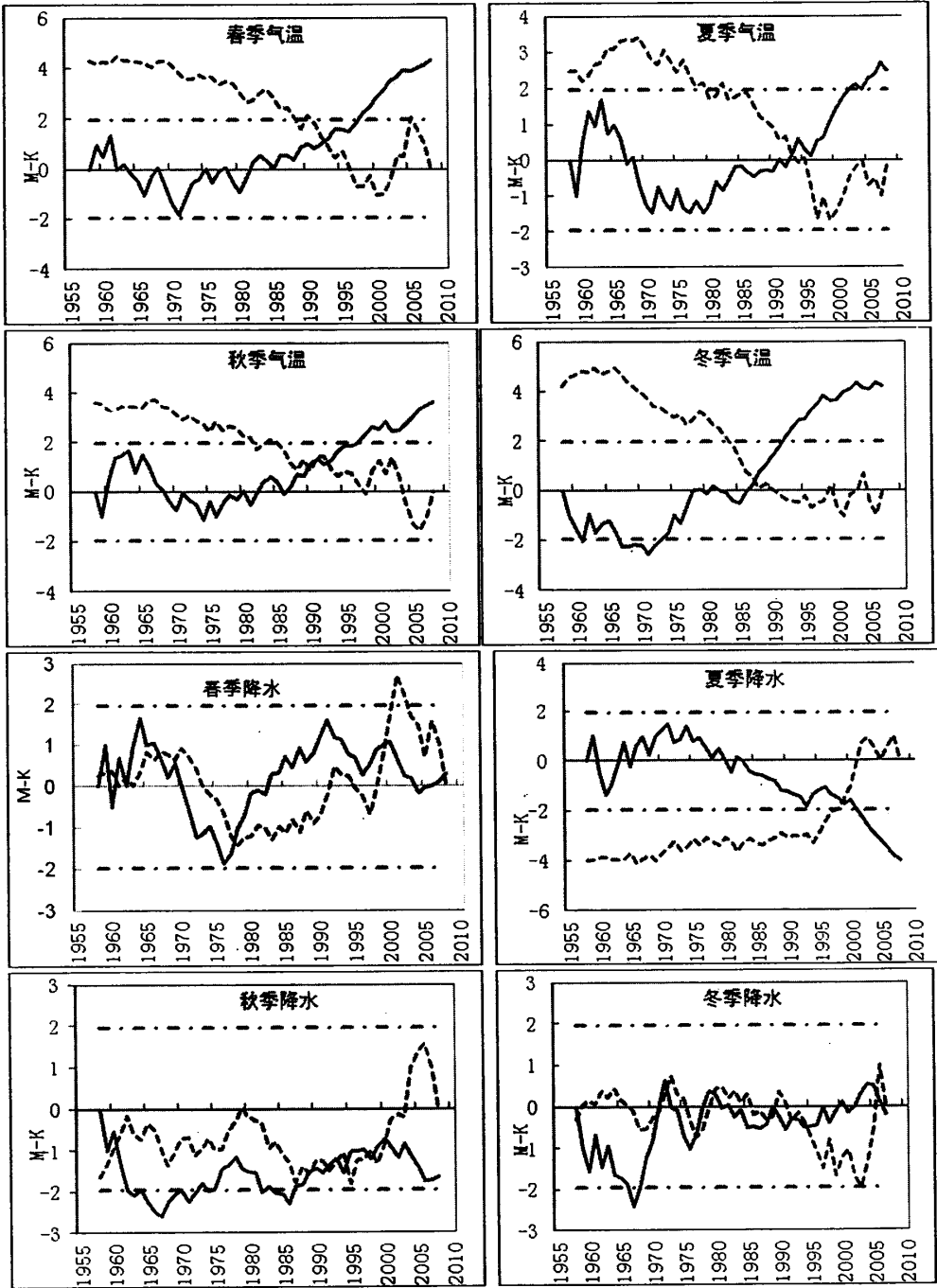
MK 突变检验附图

张家口站四季气温及降水突变检验图



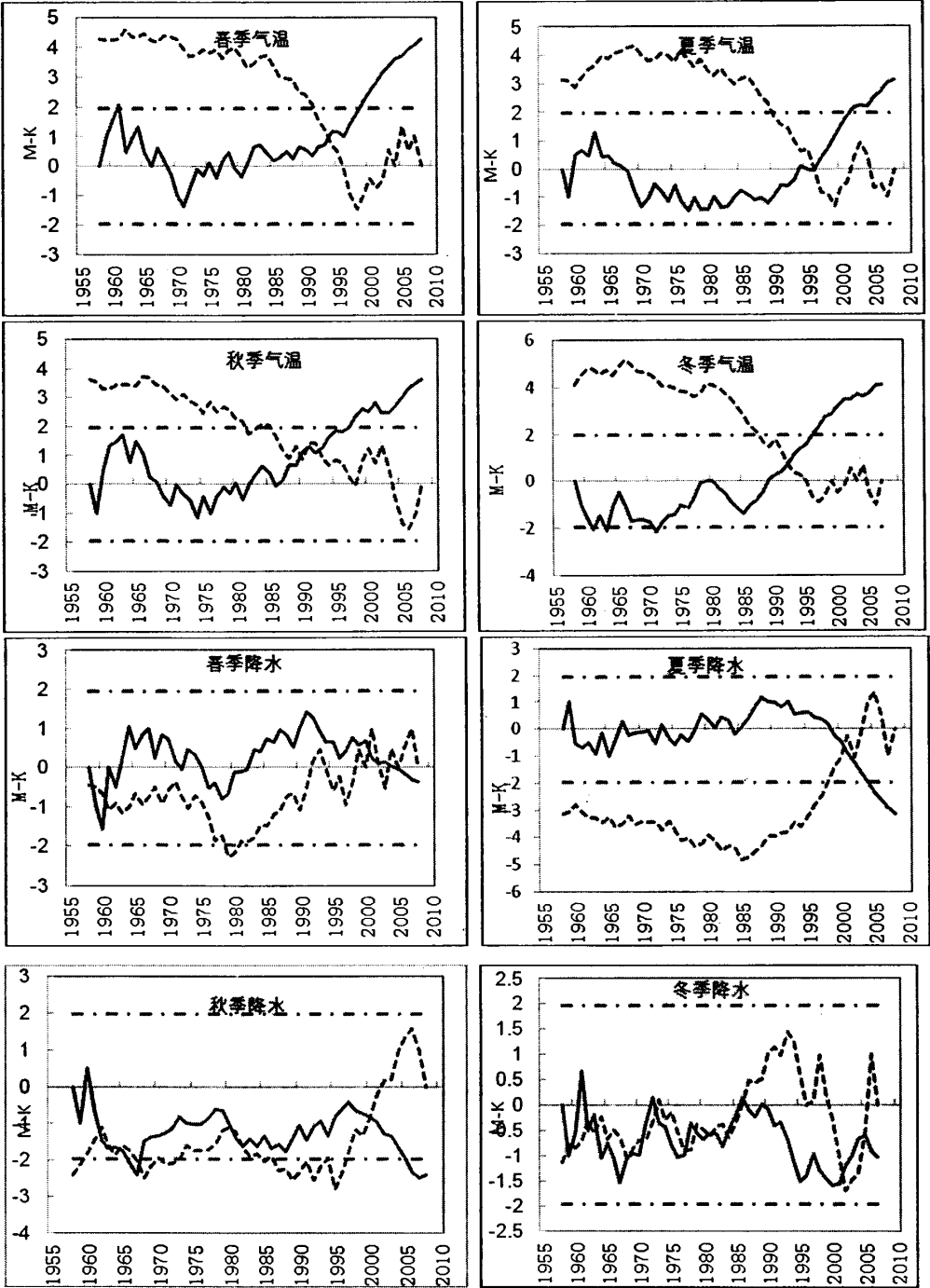
张家口气象站四季气温及降水突变检验图

怀来站四季气温及降水突变检验图



怀来气象站四季气温及降水突变检验图

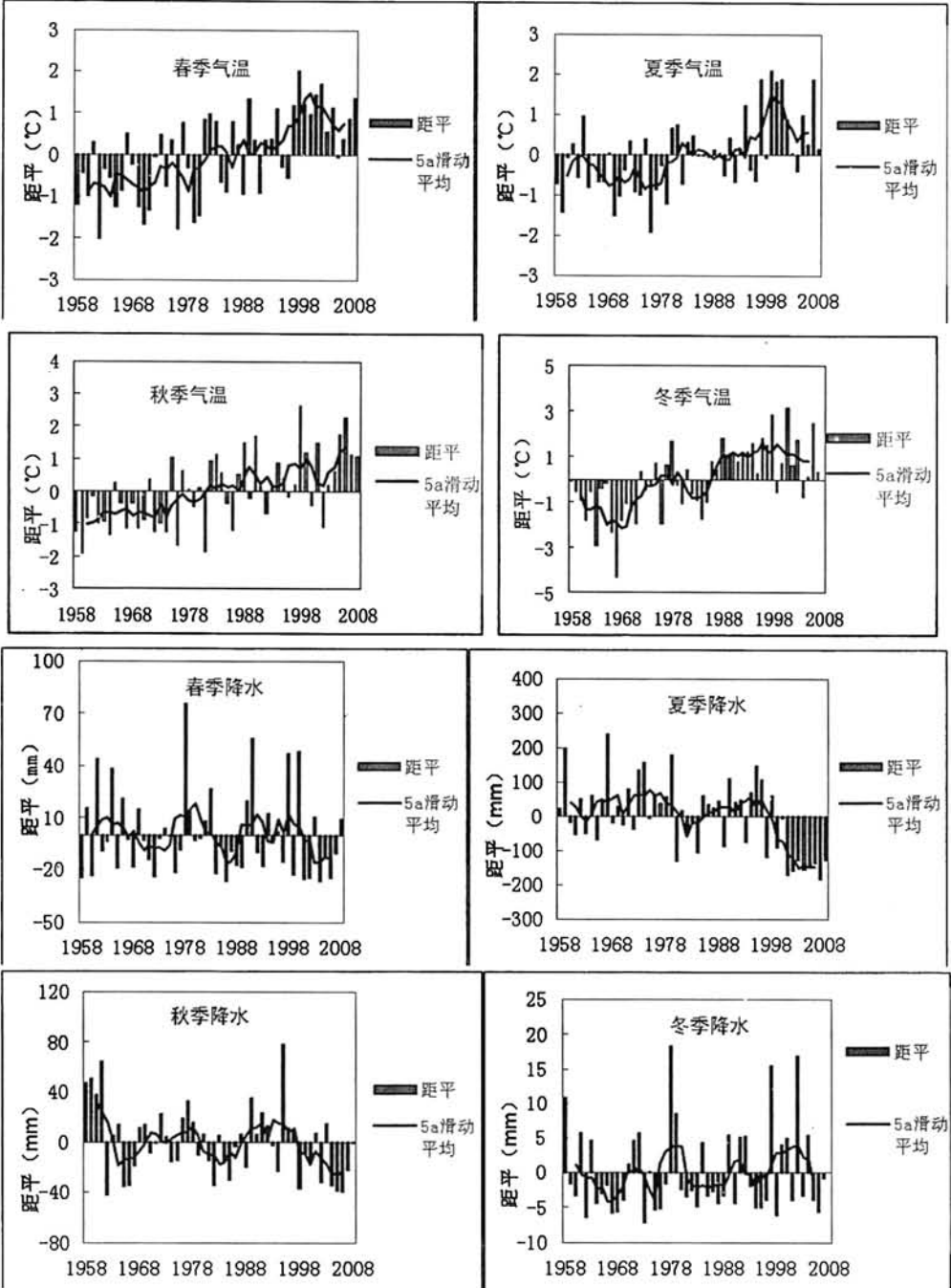
蔚县站四季气温及降水突变检验



蔚县气象站四季气温及降水突变检验图

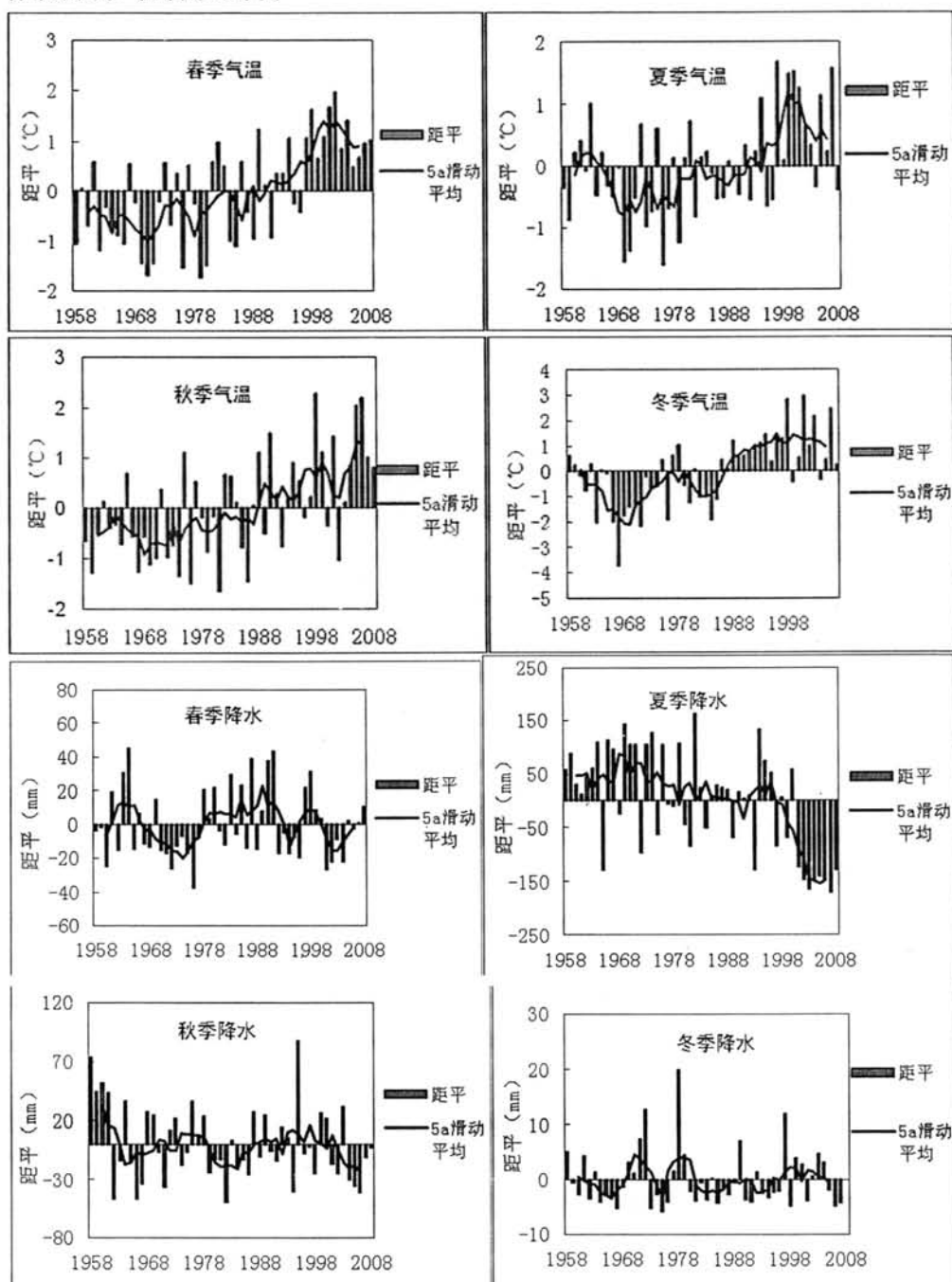
距平分析附图

张家口站四季气温及降水距平图：



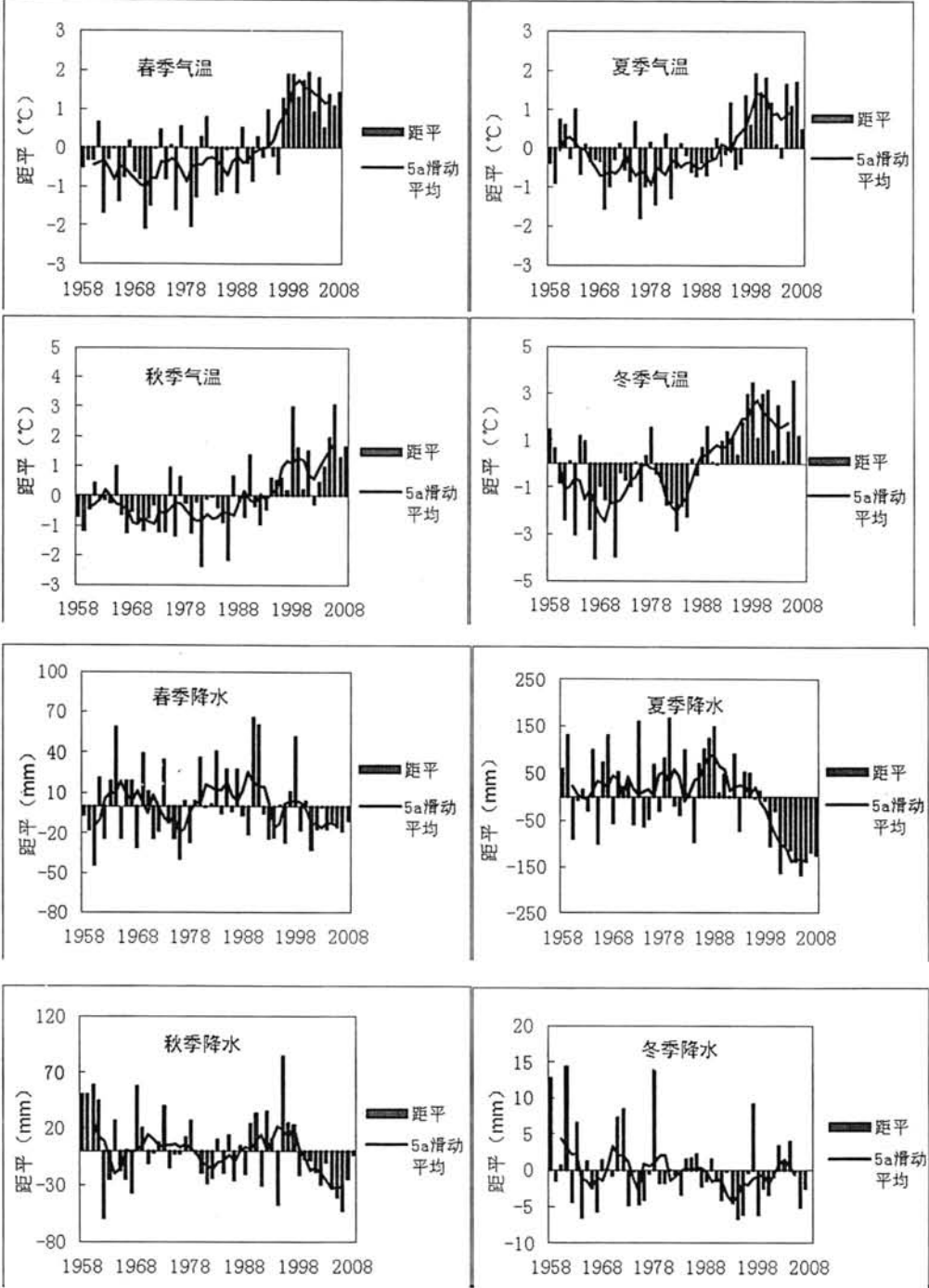
张家口站四季气温降水距平及 5a 滑动平均图

怀来站四季气温降水距平图



怀来站四季气温降水距平及 5a 滑动平均图

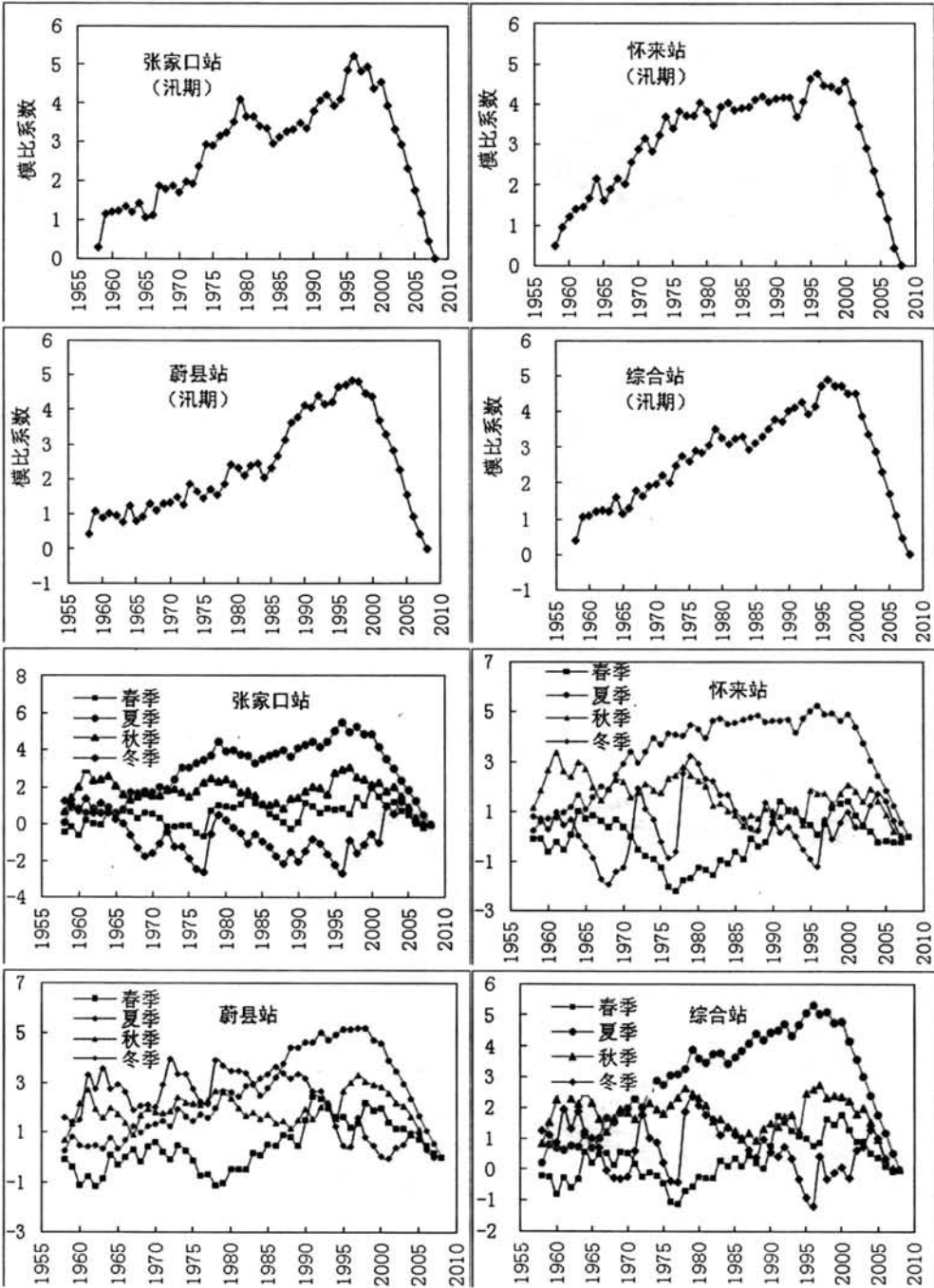
蔚县四季气温降水距平图:



蔚县站四季气温降水距平及5年滑动平均图

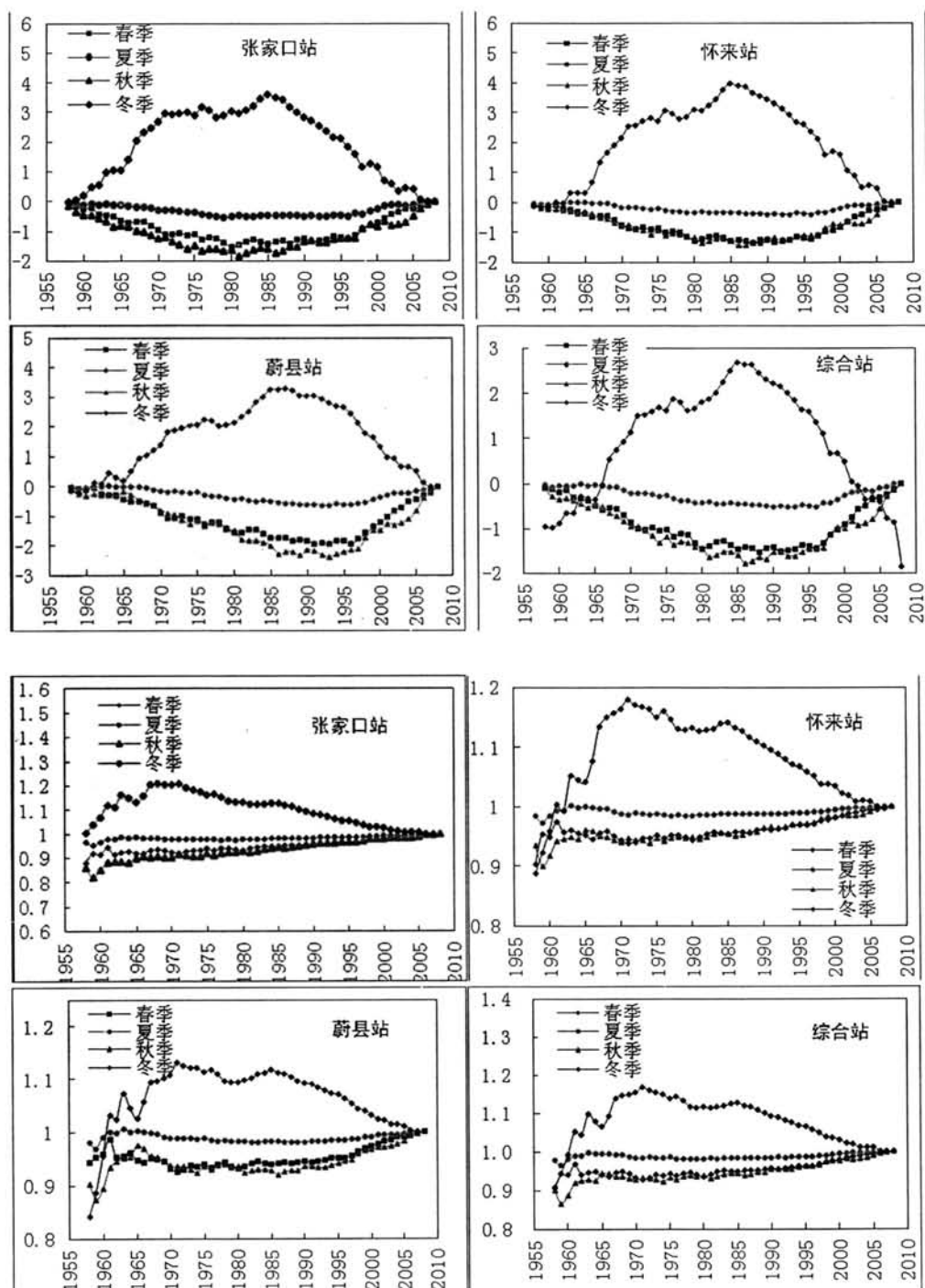
模比系数差积曲线及累积滤波附图

汛期及四季降水

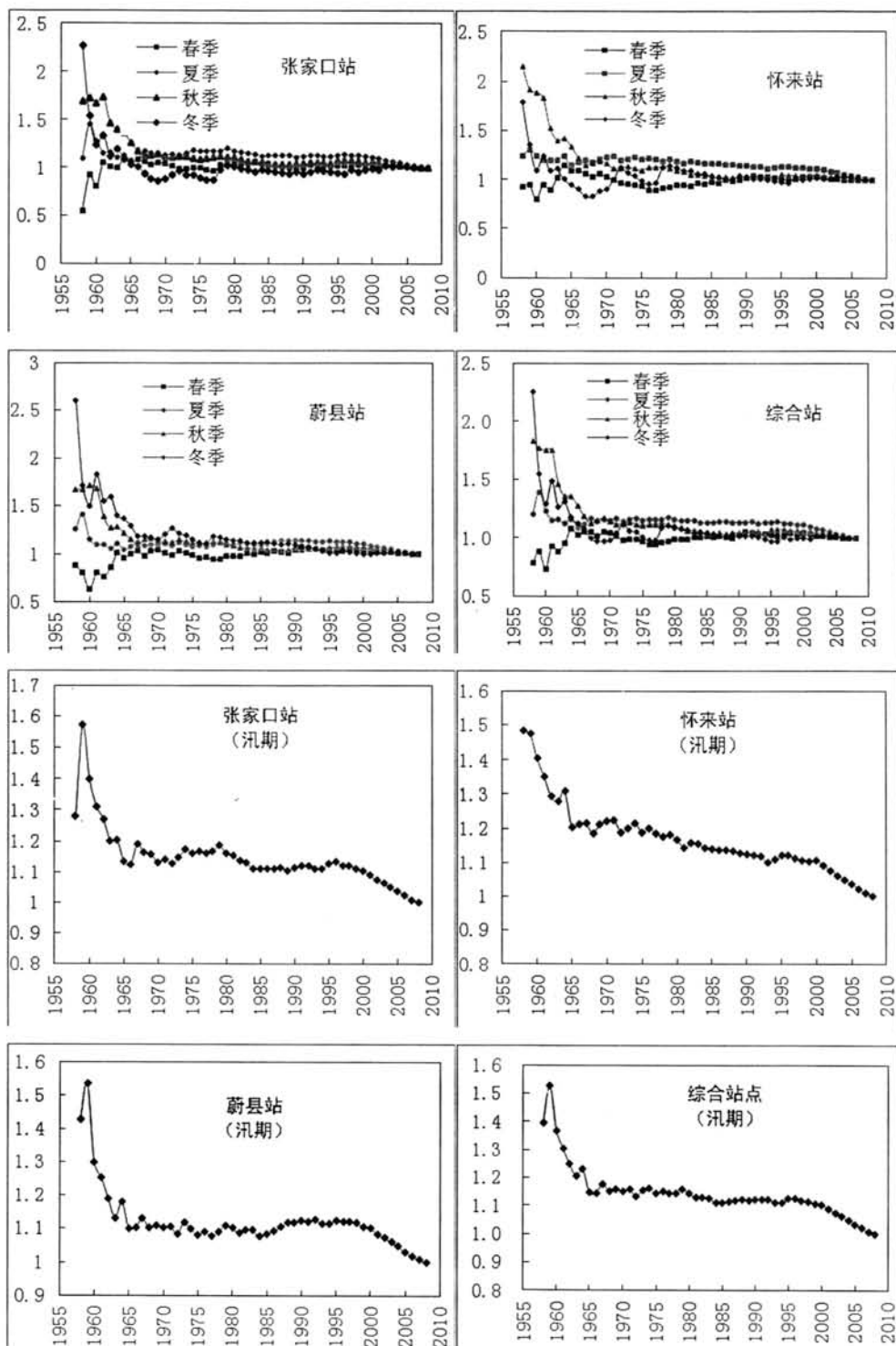


张家口市永定河流域典型气象站点汛期及四季降水模比系数差积曲线

四季气温系列模比系数差积曲线及累积滤波器图

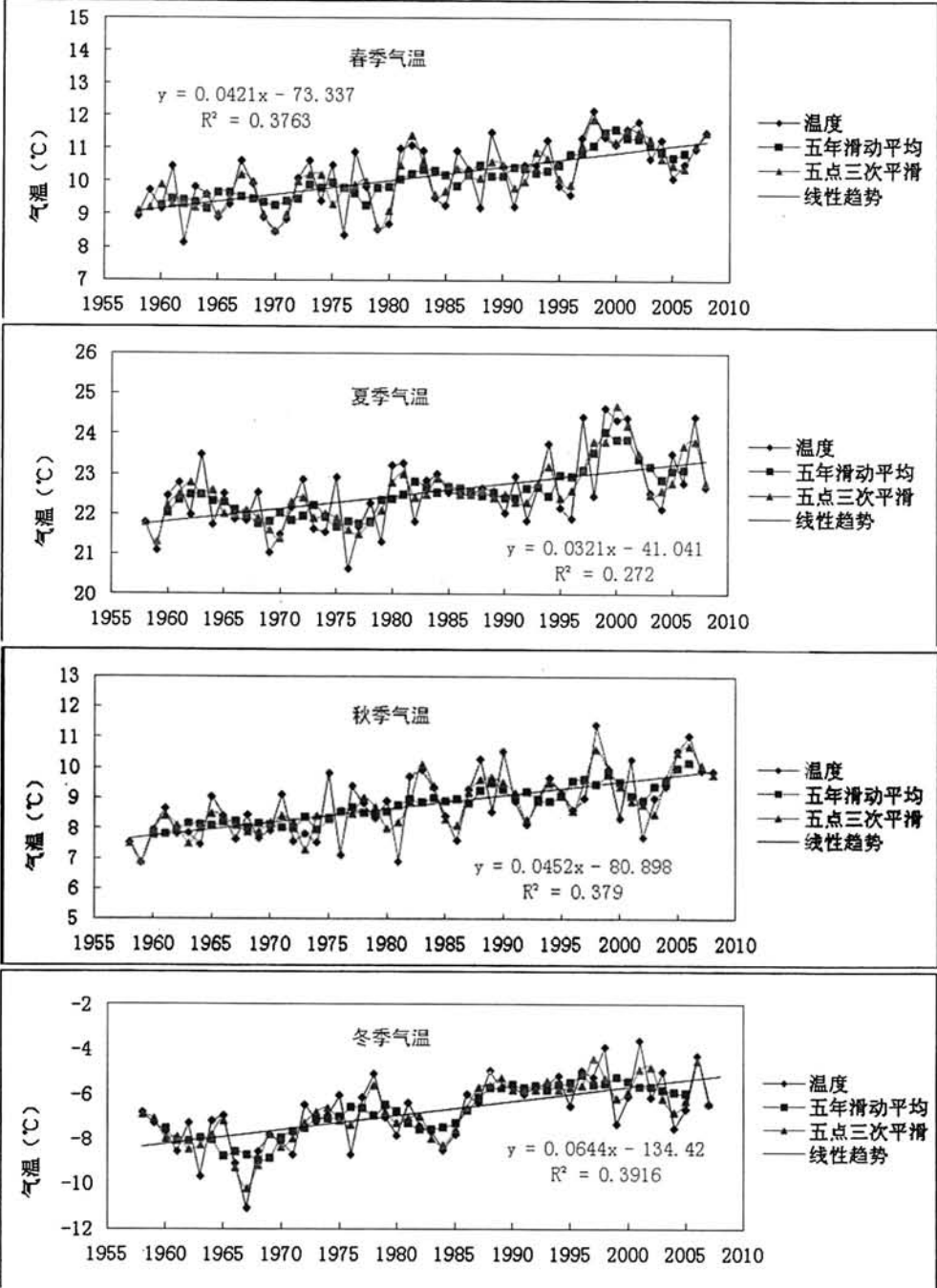


张家口市永定河流域典型气象站四季气温模比系数差积曲线及累积滤波器图

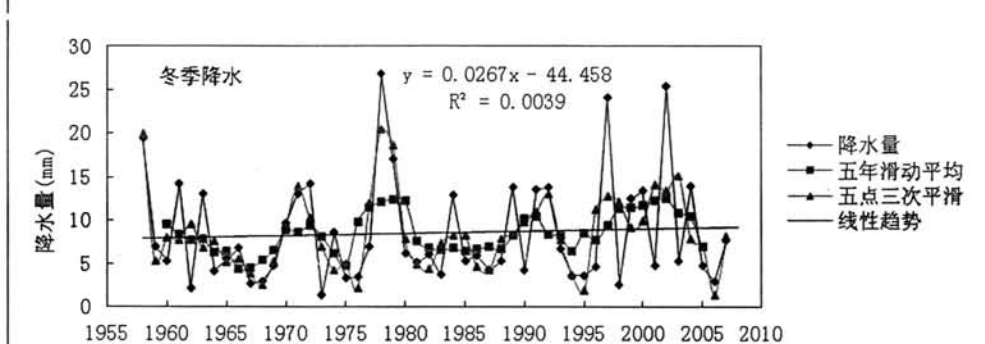
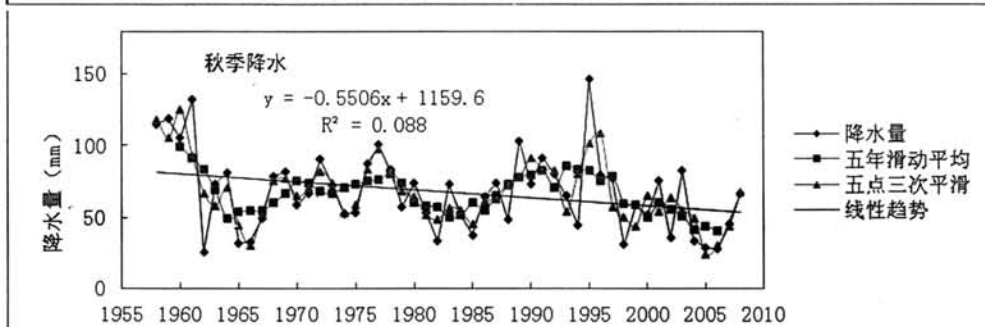
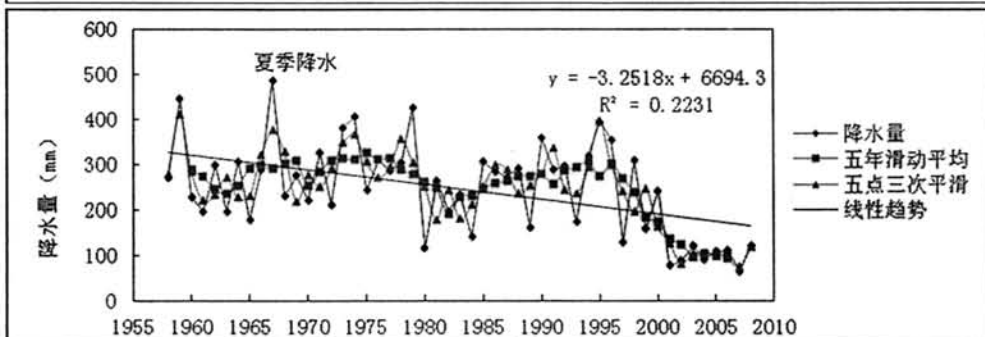
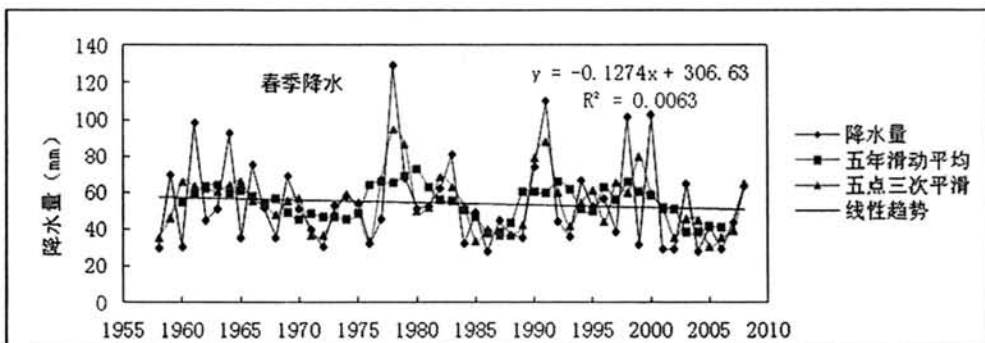


张家口市永定河流域典型气象站点汛期及四季降水累积滤波器图

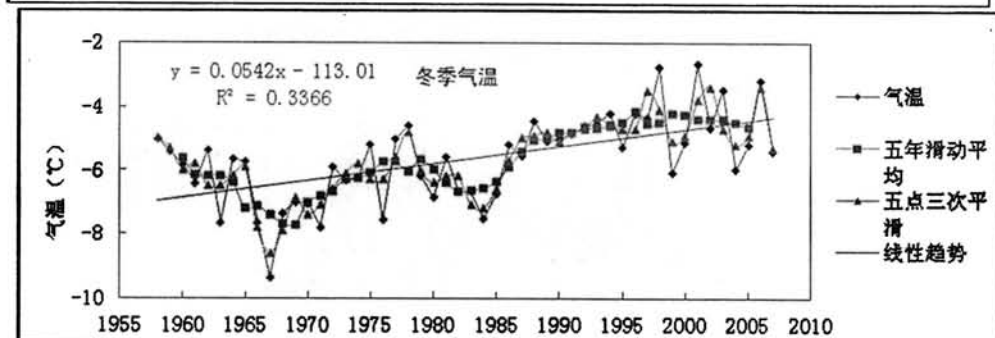
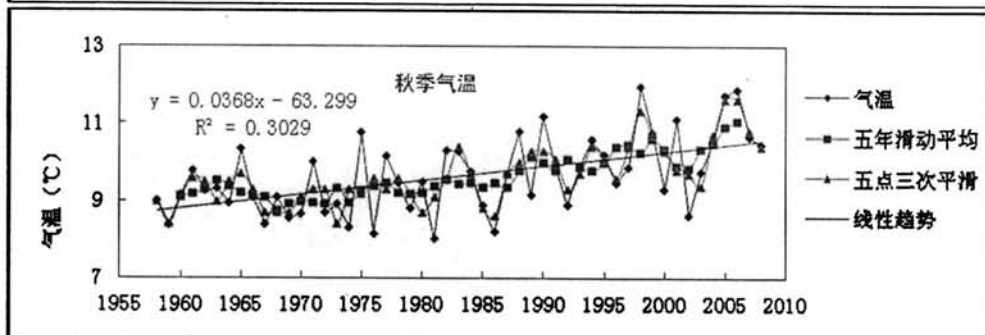
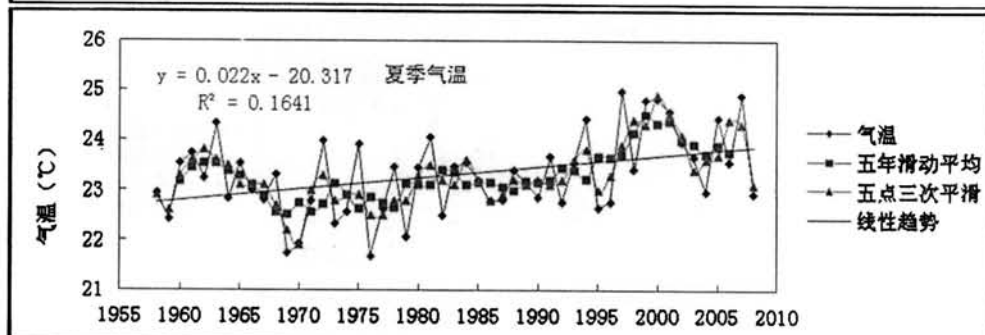
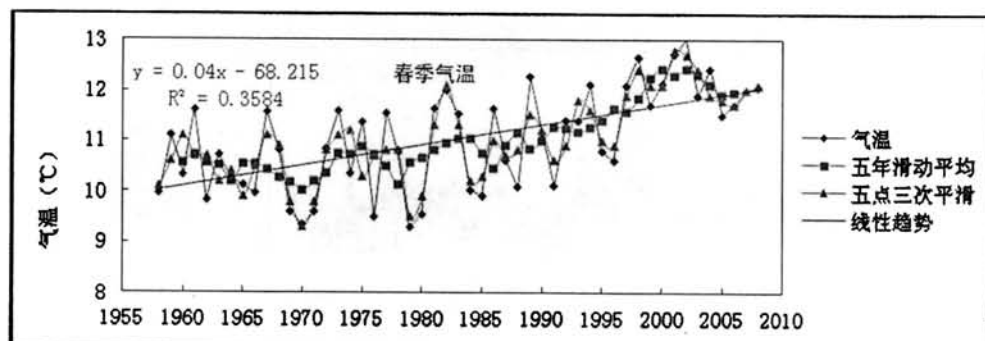
气象要素系列滑动平均及五点三次平滑附图



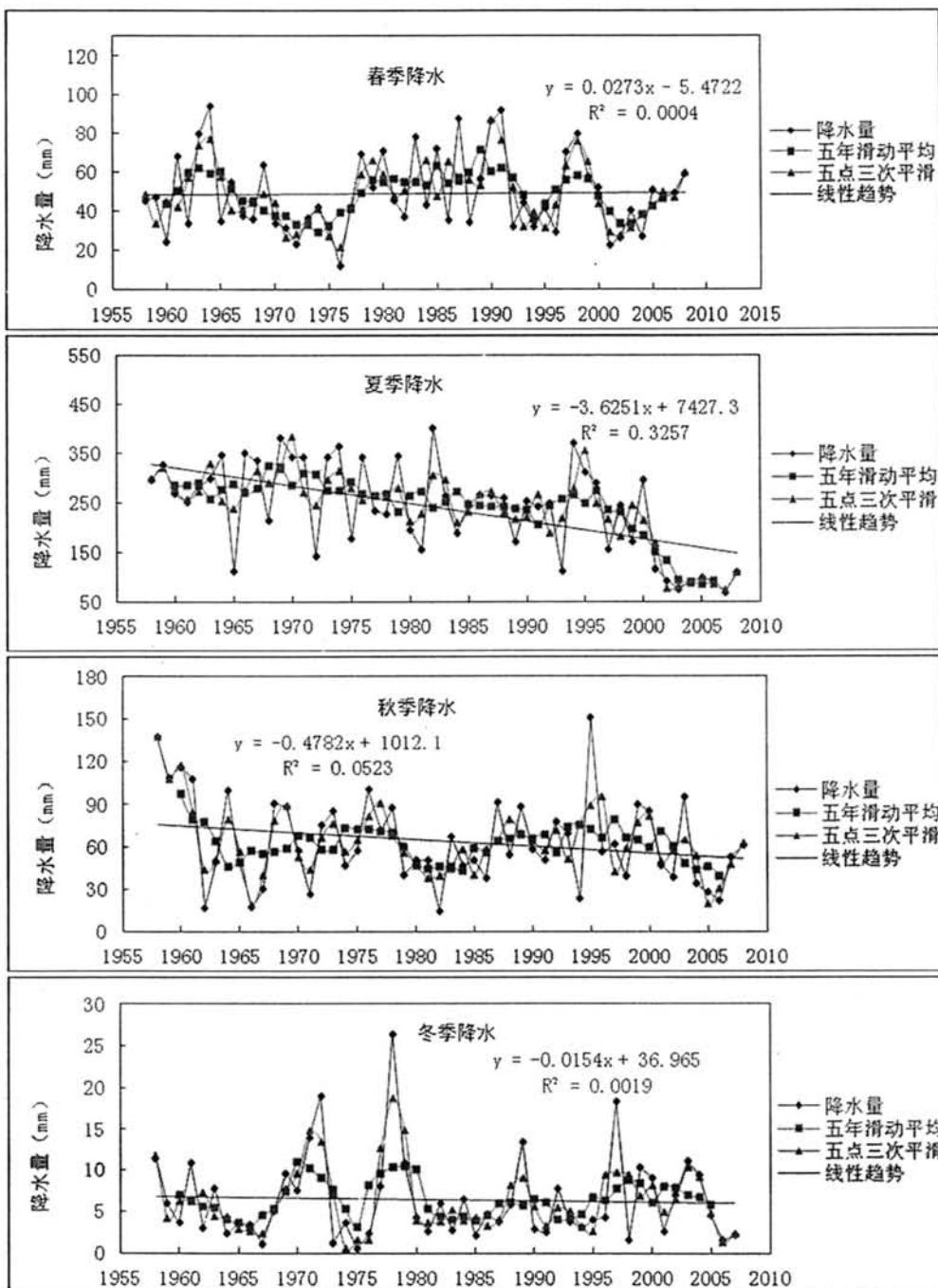
张家口站季节气温变化趋势分析图



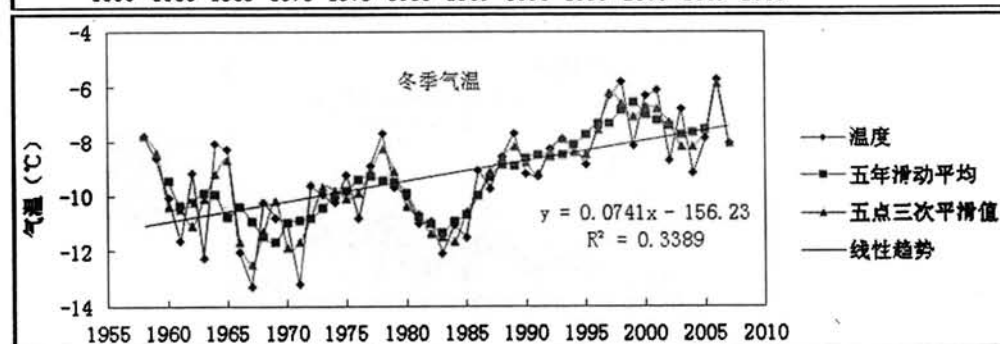
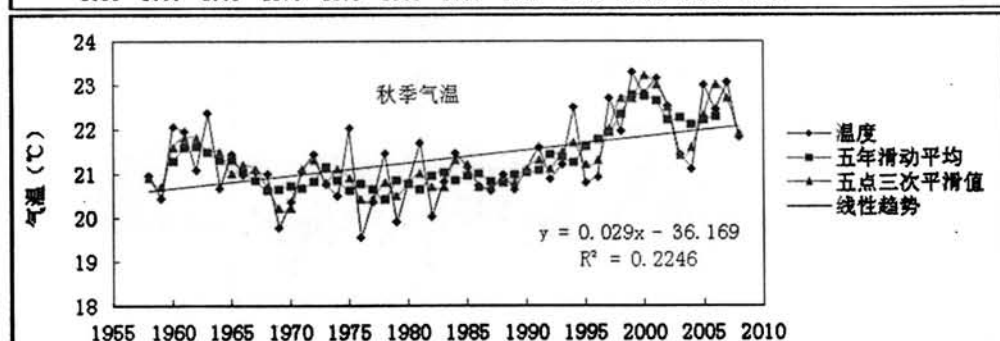
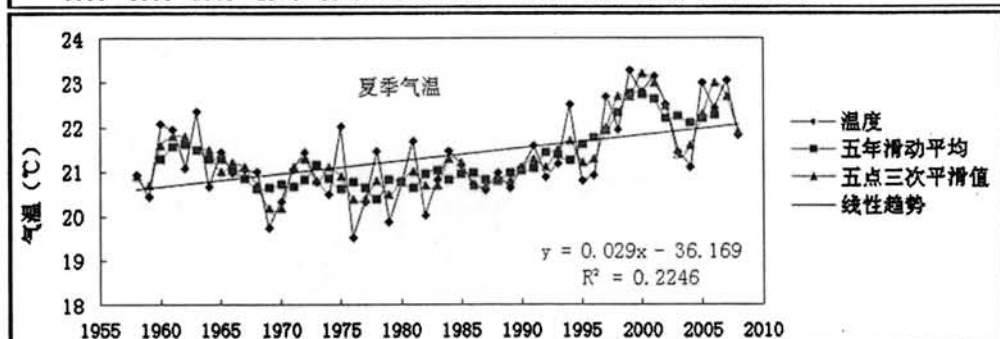
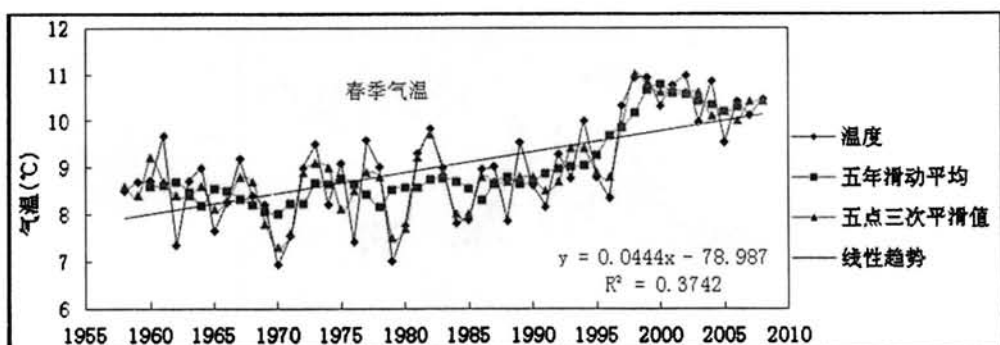
张家口站季节降水变化趋势分析图



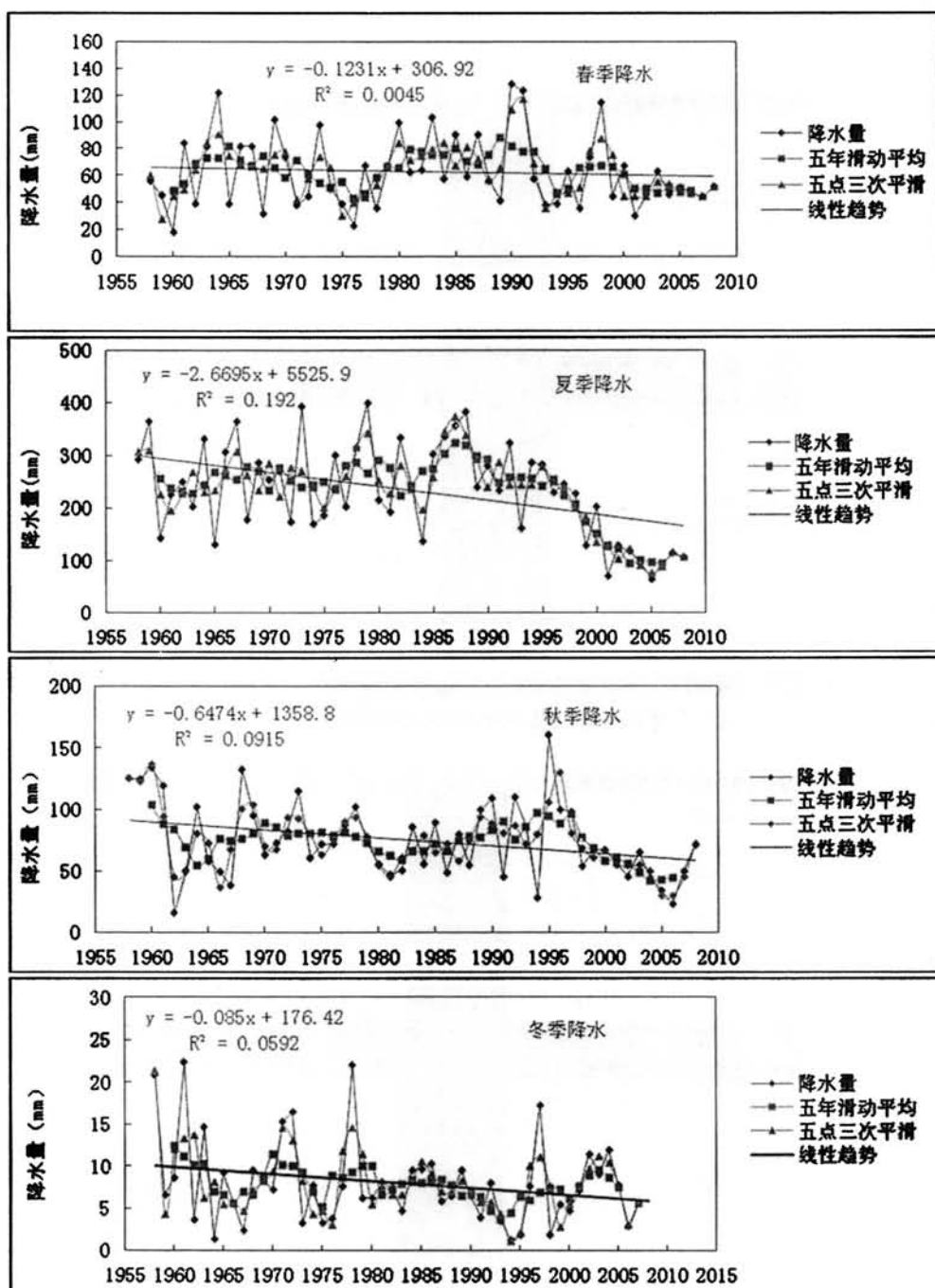
怀来站四季气温变化趋势分析图



怀来站四季降水量变化趋势分析图



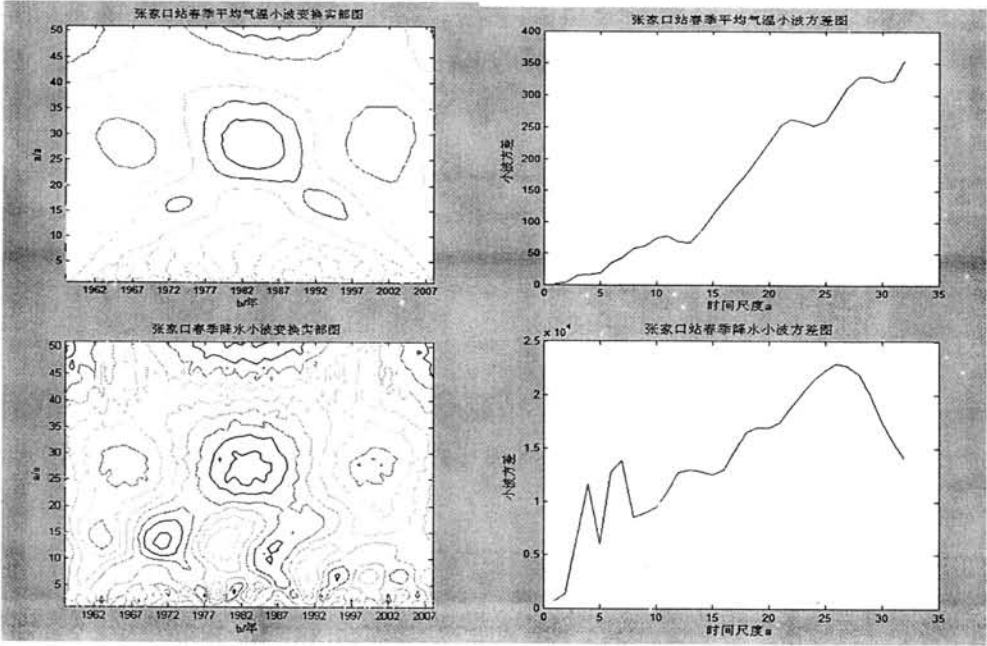
蔚县站季节温度变化趋势分析图



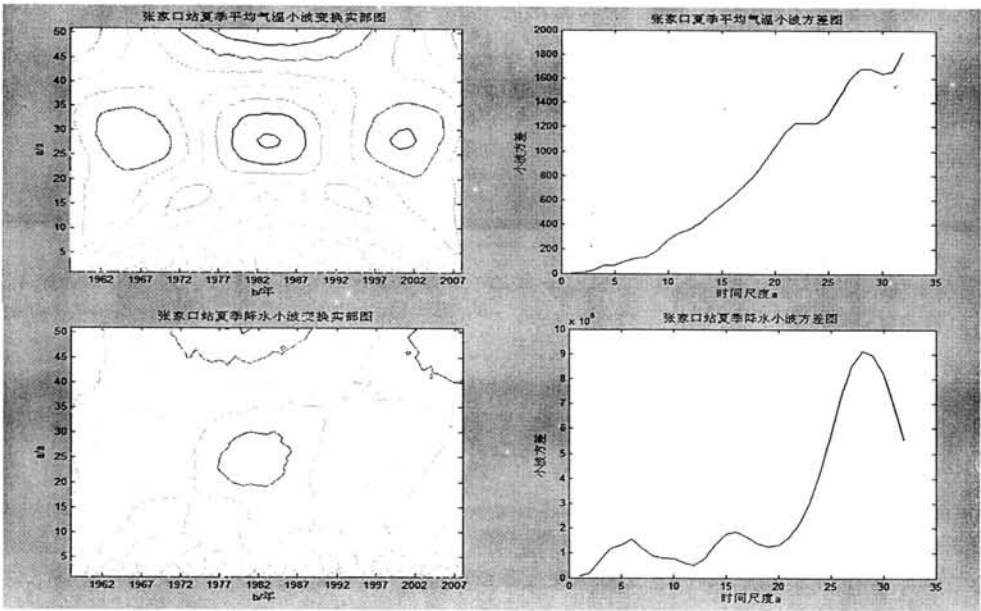
蔚县站季节降水变化趋势分析图

小波分析附图

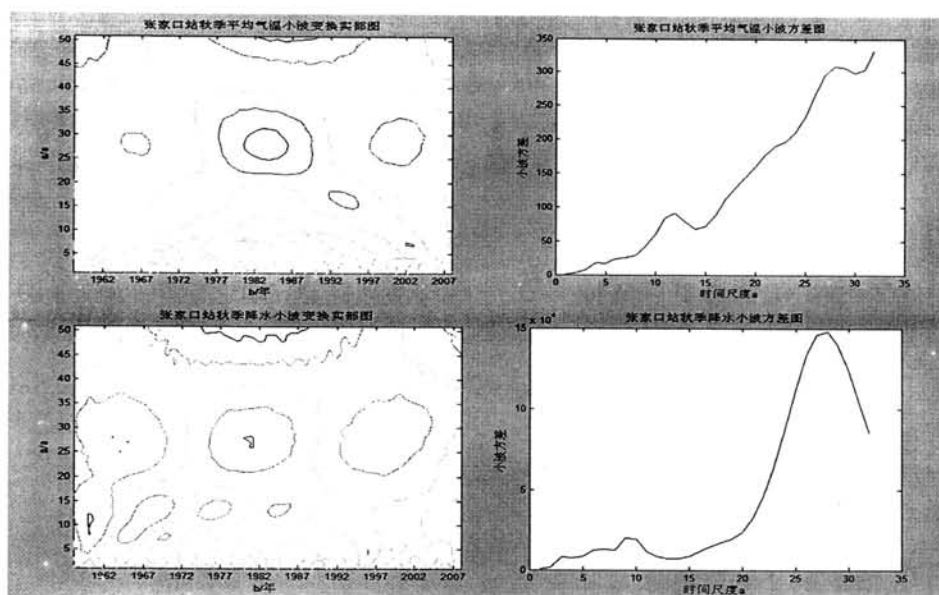
张家口：



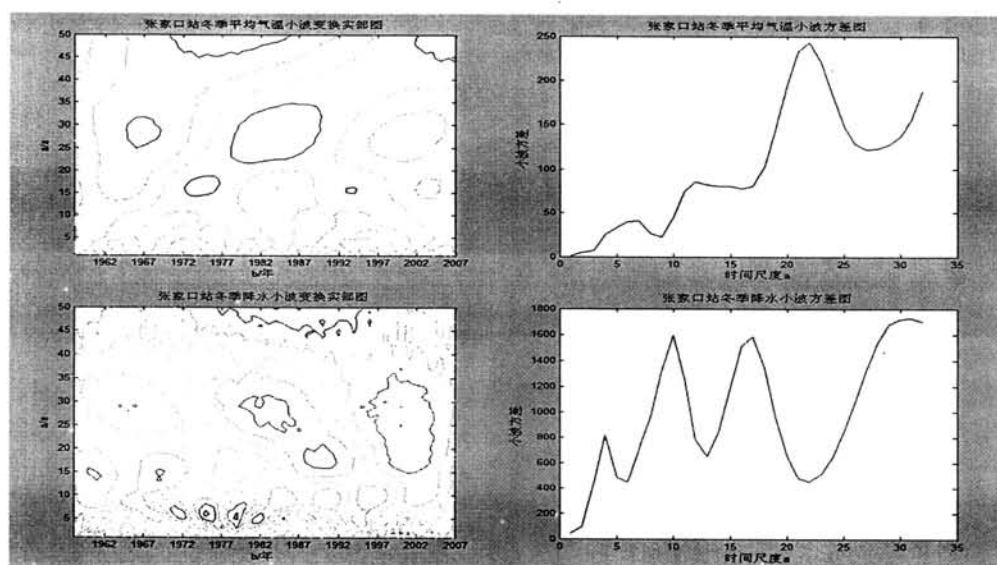
张家口气象站春季气温和降水的小波分析图



张家口气象站夏季气温和降水小波分析图

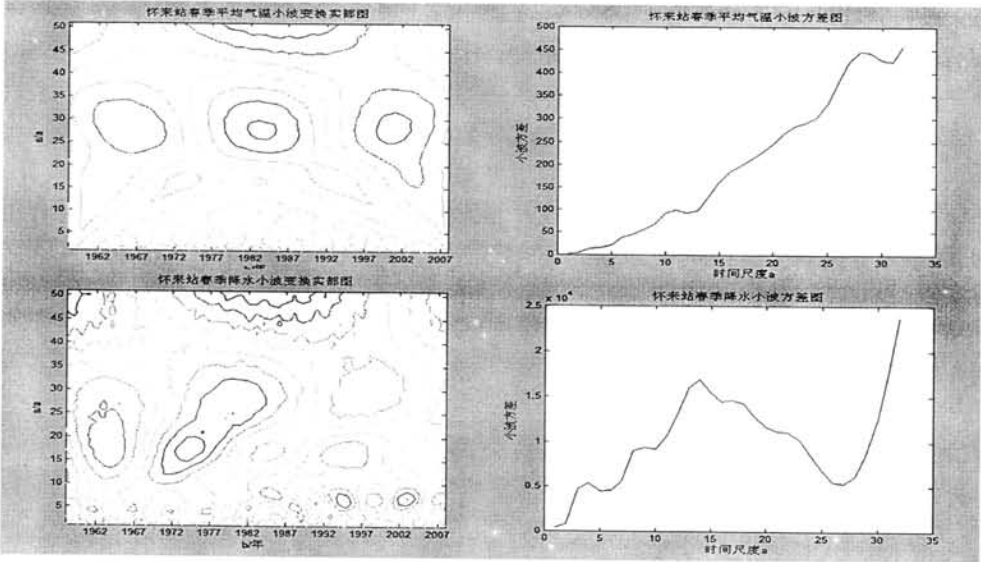


张家口气象站秋季气温和降水小波分析图

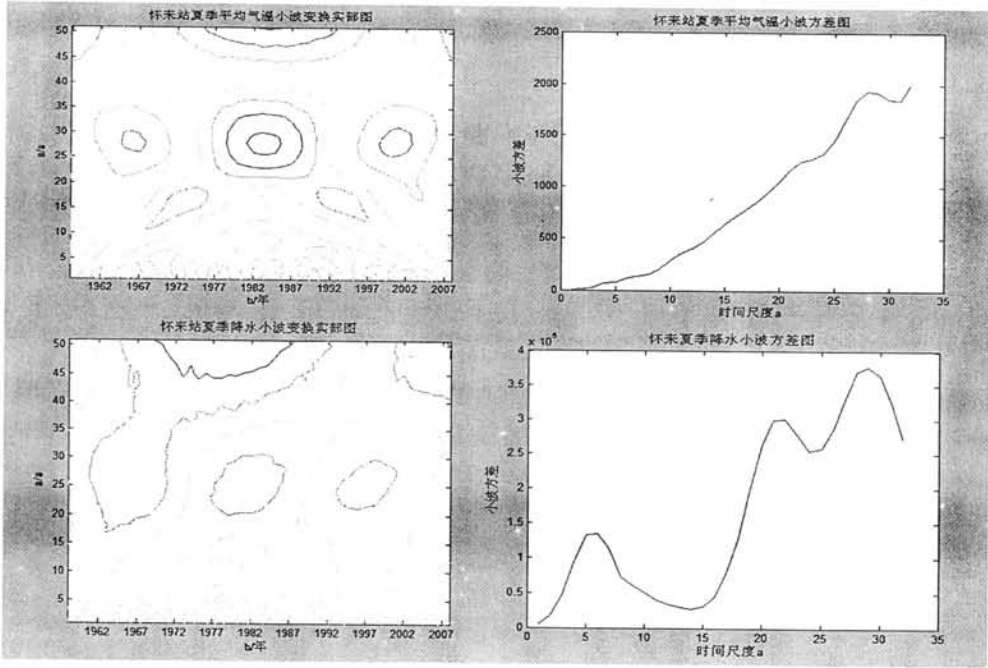


张家口气象站冬季气温和降水小波分析图

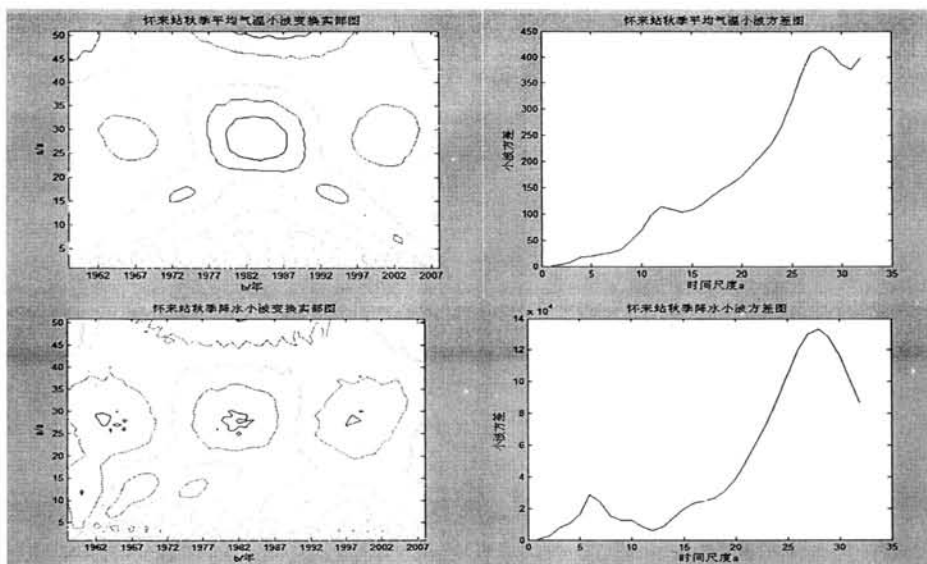
怀来



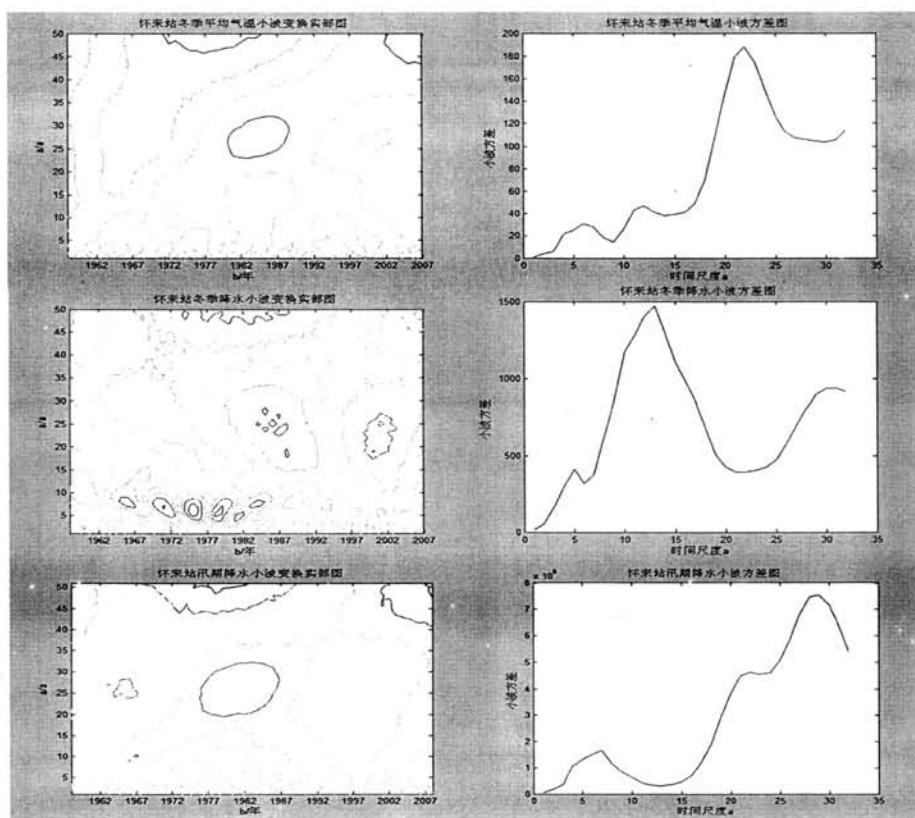
怀来气象站春季气温和降水小波分析图



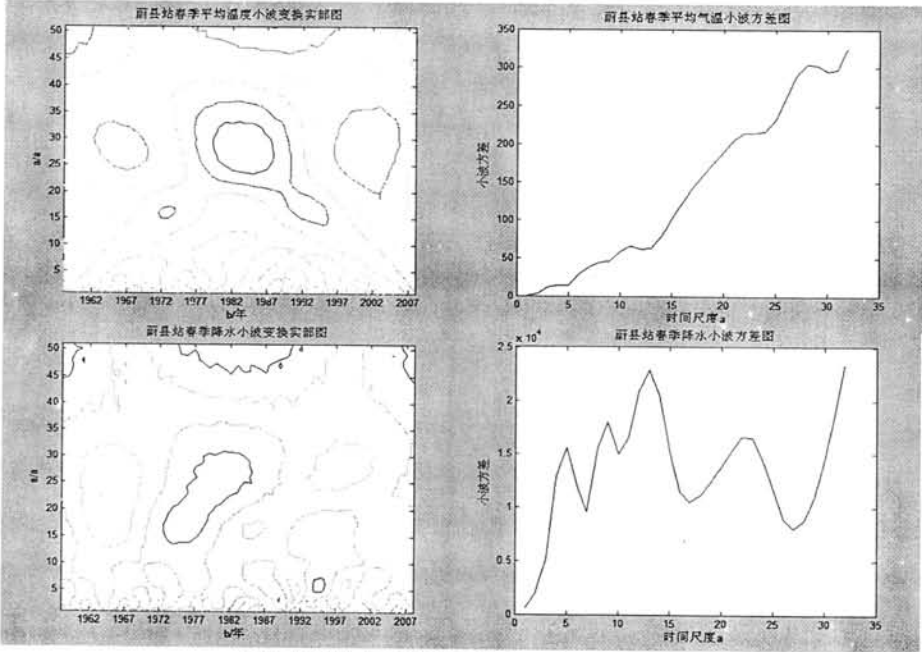
怀来气象站夏季气温和降水小波分析图



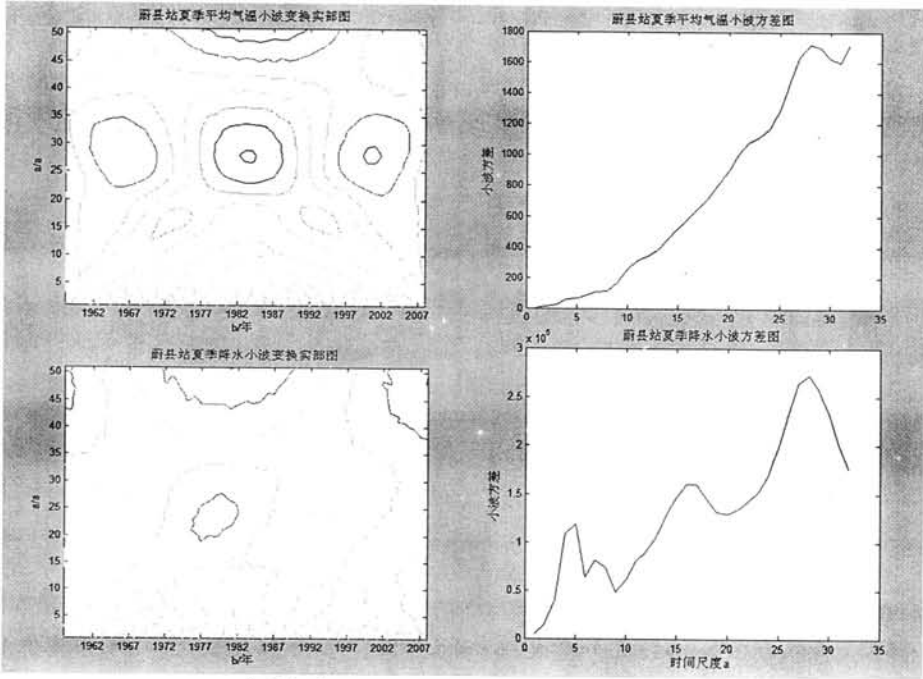
怀来气象站秋季气温和降水小波分析图



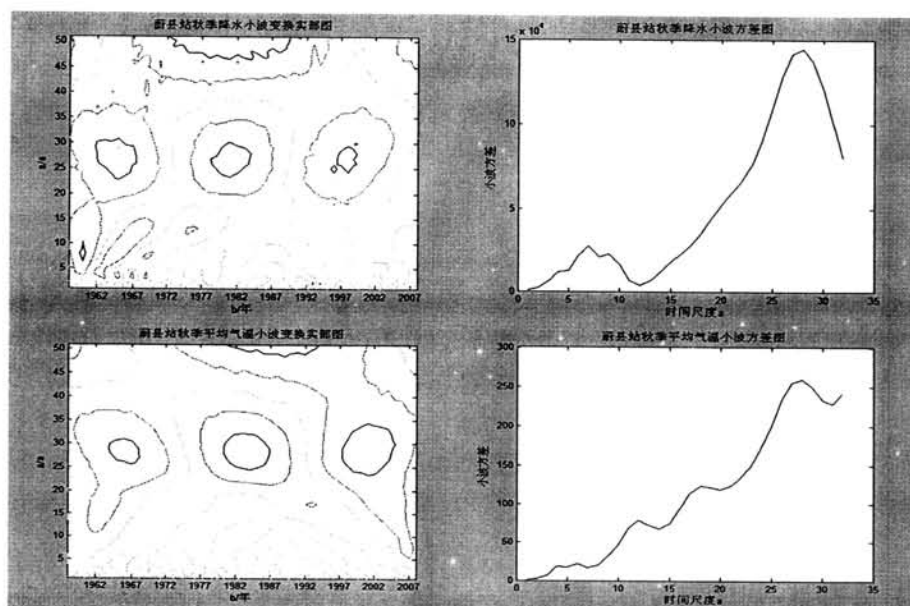
怀来站冬季气温和降水及汛期降水小波分析



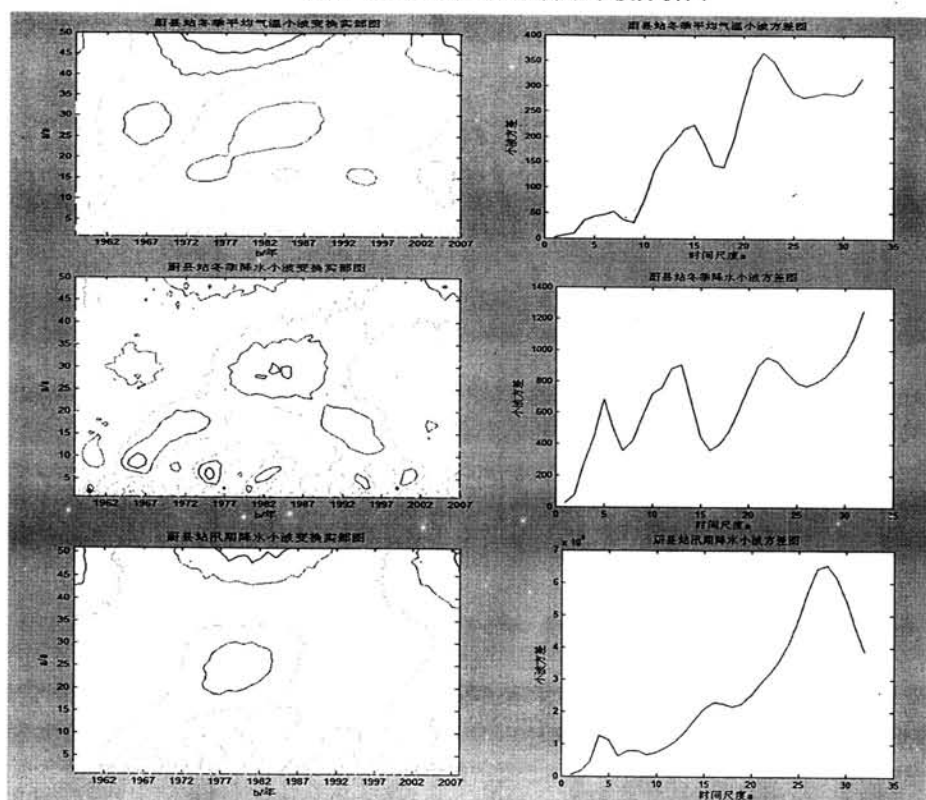
蔚县气象站春季气温和降水小波分析图



蔚县气象站夏季气温及降水小波分析图

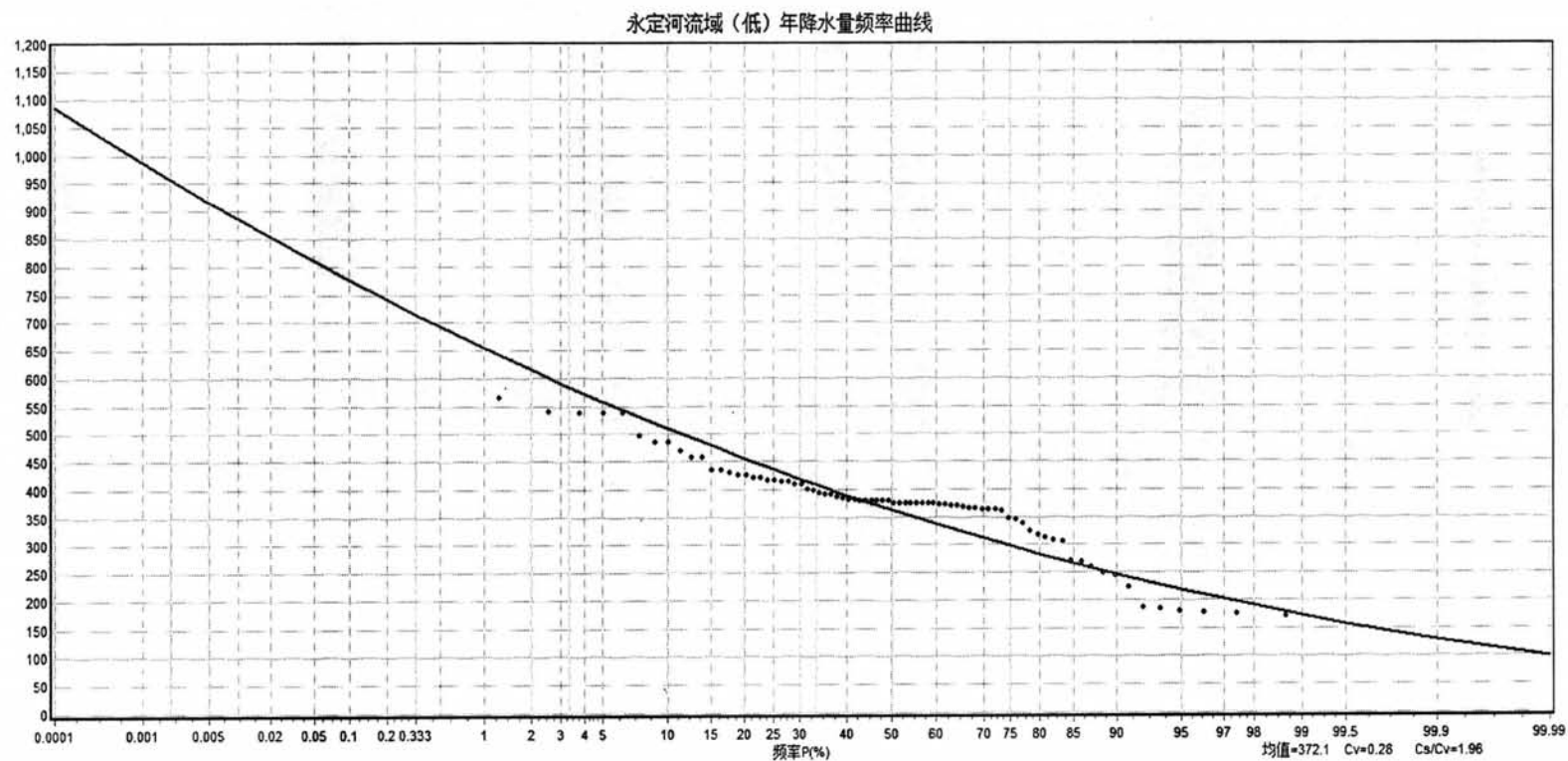


蔚县气象站秋季气温和降水小波分析图



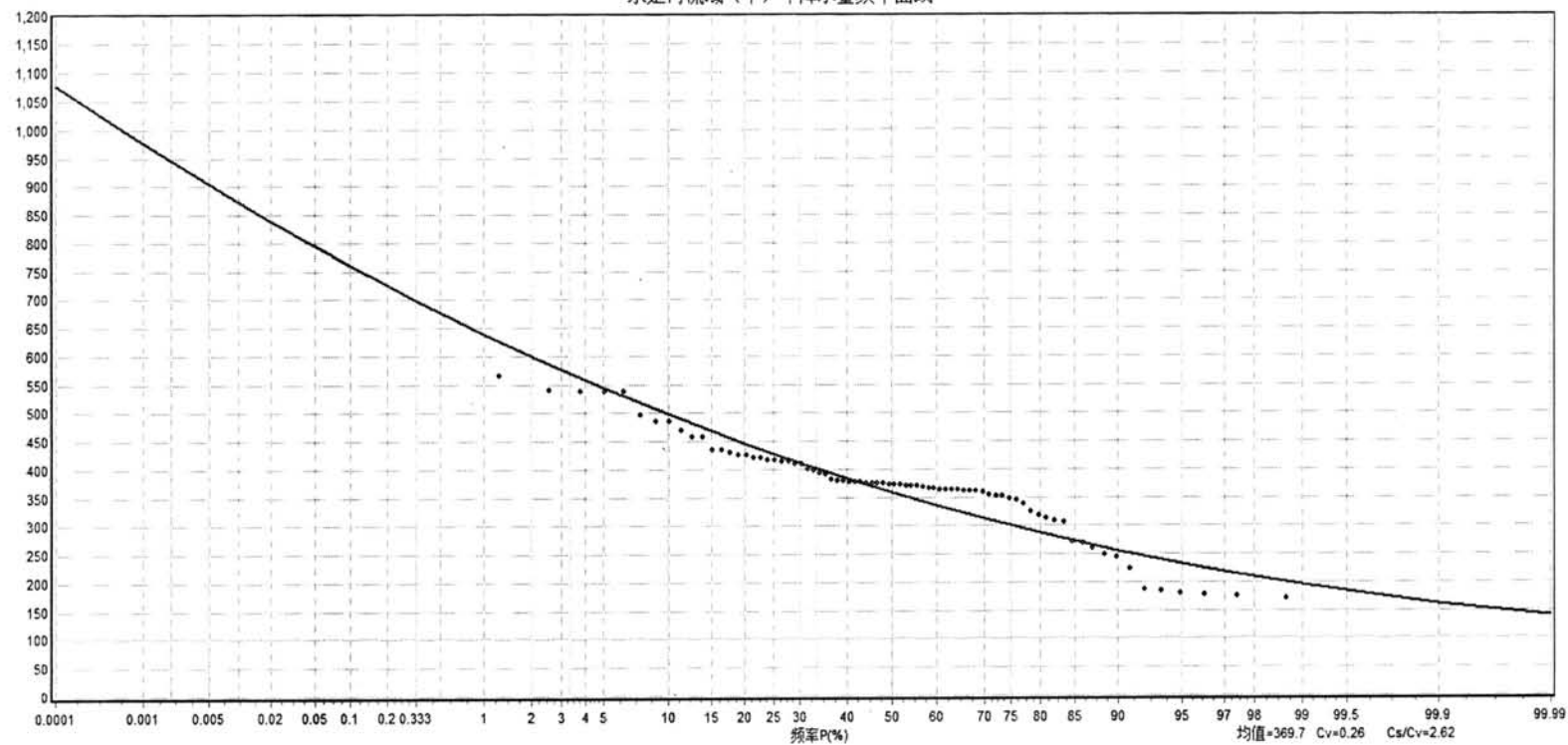
蔚县气象站冬季气温和降水及汛期降水小波分析图

不同升温情景下降水频率曲线

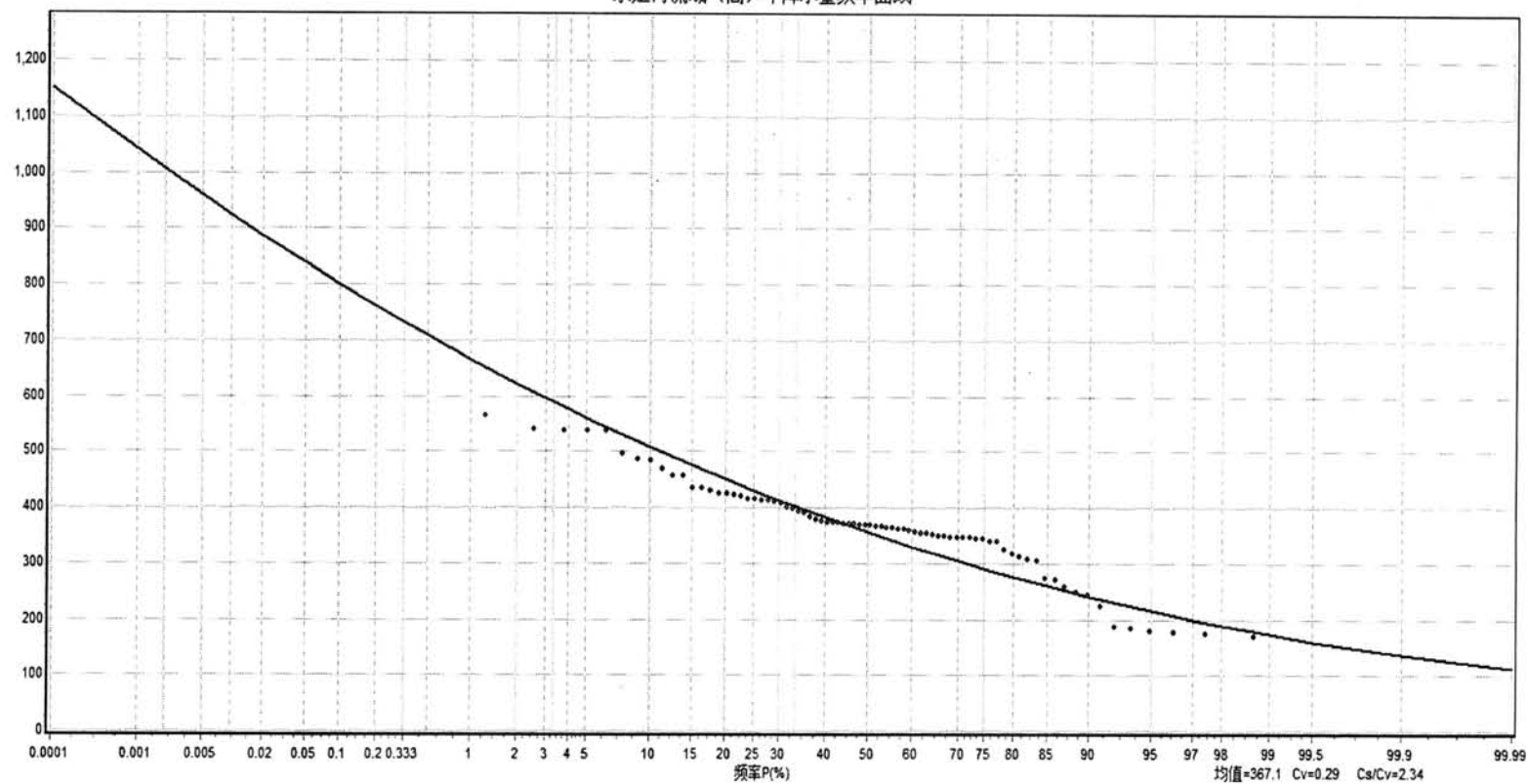


降水单位: mm

永定河流域(中)年降水量频率曲线



永定河流域（高）年降水量频率曲线



降水量单位: mm

项目资助

本论文主要研究成果受到以下研究项目的资助：

1. 官厅水库流域水土资源可持续发展研究. 中德科技合作项目.

项目编号：2007DFA21160.

2. 基于气候变化情景的区域水资源承载力研究. 河北省教育厅项目.

项目编号：Z2010150.

在读期间发表的学术论文

1. Liu Hongquan, Han Huiling, Xu Zhenci. A model for regional climate simulation[J].Research Journal of Applied Sciences, Engineering and Technology, 2013,5(2):676-679. (EI 源刊)
2. Liu Hongquan, Liu Hongru, Han Huiling, Zhao Shengli. Analysis and assessment of the regional water resources carrying capacity model[J].International Journal of Advancements in Computing Technology, 2013,5(2):764-770 (EI 源刊)

作者简历

姓名：刘宏权
性别：男
出生年月：1979 年 10 月
籍贯：河北省巨鹿县
最后学历：工学博士
毕业院校：河北农业大学城建学院
学习经历：

1998—2002	河北农业大学	大学本科	城建学院学生会秘书长
2002—2005	河北农业大学	硕士研究生	校研究生会外联部部长 学院研究生党支部书记
2008—	2013 河北农业大学	博士研究生	河北农业大学专职教师

致谢

本文是在导师徐振辞教授和韩会玲教授的悉心指导下完成的。在职学习五年中，两位导师在学习和生活上给予了作者无微不至的关怀和指导。导师渊博的学识、严谨的治学态度、深厚的学术造诣、敏锐的思维方式、积极开拓的工作作风、豁达的为人和崇高品德将使作者受益终生。在论文即将完成之际，谨向两位恩师表示衷心的感谢和崇高的敬意！

感谢河北省水科院潘增辉博士和马香玲所长、丹麦 DHI 田景宏博士、德国波茨坦气象研究所黄少春博士，感谢你们在论文开展中给予的帮助！感谢德国波茨坦气象研究所的 Frank 教授、Peggy 教授、Menz 博士、Tobias 博士在气候模型等方面的指导和在德国波茨坦气象研究所学习期间提供的帮助！

感谢老师郅志红教授、杨路华教授、程伍群教授、吴鑫淼教授多年来的培养！感谢同事梁素韬教授、冯利军教授、刘玉春教授、夏辉教授、绳莉莉教授多年来的照顾！感谢同事张志宇、高慧嫣、吴现兵、孟霄平时的帮助！特别感谢老师路金喜教授、赵胜利教授一直以来的对我的提携和培养！特别感谢同事柴春岭、张西平一直来的帮助和支持，柴春岭博士在模糊优选神经网络模型方面提供了宝贵的指导和帮助！

感谢城建学院领导任春禄书记、李国庆院长、谷岩院长，感谢教室张洪敏老师、石志建老师，感谢科研办张慧老师，感谢各位领导、老师生活上的关心和工作上的支持！

感谢河北农大水利专业本科生乔宽宇、梁雪丽、吕金涛、刘晓东、郑双科、刘志强等水利兴趣小组成员在研究开展过程中做的大量数据整理分析工作！

感谢中国水科院杨继富教授和中科院张喜英教授作为评委参加我的答辩！感谢各位答辩评委老师和论文评阅老师的辛苦工作！

感谢十几年来大学同窗、各位兄弟一路同行，互帮互助。他们是：河北水利勘测设计二院的于继峰、刘立华；润田节水设备有限公司的汪永刚；保定水利勘探设计研究院的刘涛、龙辉；水文地质技术方法研究所的马学军；天津农科院的王坤；中国水科院的李松辉；华北水电学院的杨文海、路志强和河北农业大学的李志伟。

论文完稿之际，不能不想起我的家人。感谢我的父母和岳父母，感谢我的弟弟刘红强、刘鸿儒，感谢你们的理解、关心与爱护！感谢妻子王晓玲博士，一路走来，有你真好！感谢女儿刘子禧和小侄女刘子祺、刘子祎，感谢你们带给家庭的希望、幸福和快乐！家人是我永远的幸福源泉和休憩港湾！谨以此文敬献大家！

最后，再次感谢我的导师徐振辞教授和韩会玲教授！再次感谢领导、老师、同事、朋友、家人！感谢大家给予我的关心、帮助和支持！尽管言谢已显苍白，但我还是要深深地道一声：谢谢！