

中国科学院地理研究所
全球变化研究系列文集 第一集

Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences. Global Change Study No. 1, Series Publication

气候变化及其影响

Climate Change and Its Impact

张翼 张丕远 主 编
张厚瑄 林振耀

Editors in Chief

Zhang Yi Zhang Peiyuan
Zhang Houxuan Lin Zhenyao

气象出版社



中科院植物所图书馆



S0047111

58112
333

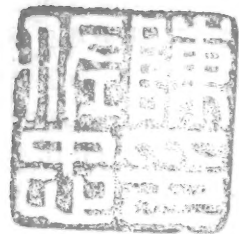
中国科学院地理研究所

全球变化研究系列文集 第一集

Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences. Global Change Study No. 1, Series Publication

气候变化及其影响

Climate Change and Its Impact



张翼 张丕远 主编
张厚瑄 林振耀

Editors in Chief

Zhang Yi Zhang Peiyuan
Zhang Houxuan Lin Zhenyao



气象出版社

1993

26229

(京)新登字 046 号

内 容 简 介

本书是中国科学院地理研究所全球变化研究系列文集集中的第一集,它收集了地理所参加的中国科学院与美国能源部国际合作研究“CO₂ 导致的气候变化”中的部分研究成果,收集了地理研究所承担的“八五”攻关课题 85-913-03 中部分研究成果和在这个领域与兄弟单位合作研究的部分成果。

全书分总论、古气候、历史气候和现代气候变化研究;气候变化对农业影响研究;气候变化对自然带、植被带的影响研究;气候变化对水文、水资源的影响研究;气候模拟与未来中国气候情景等六部分。

本书可为从事自然地理学、气候学、农(林)学、水文学、植被学的大专院校师生、研究人员参考。

中国科学院地理研究所全球变化研究系列文集

第 一 集

气候变化及其影响

张 翼 张丕远 主 编
张厚瑄 林振耀

责任编辑 庞金波

气象出版社出版 (北京西郊白石桥路 46 号)

中国农业科学院作物品种资源研究所计算机室印刷

开本: 787×1092 毫米 16 开本 18.75 印张 445 千字

1993 年 6 月第 1 版 1993 年 6 月第 1 次印刷

印数: 1—1,000 册 定价: 29.90 元

ISBN 7-5029-1415-3/P·0608

前 言

在未来长时期内,人类将被迫面临着许多全球环境问题。我们不可能完全预见它们的发展,而问题又如此紧迫,人类必须准备长期不懈地与之斗争。由世界气象组织(WMO)与国际科学联盟理事会(ICSU)主持的世界气候研究计划(WCRP)和国际科学联盟理事会主持的国际地圈-生物圈计划(IGBP)一起构成了对全球变化的科学研究进行国际性探索的格局。WCRP 主要目标是确定对气候的瞬态变化可预报到什么程度,以及为研究地球气候对自然与人类影响的响应奠定科学基础;IGBP 旨在阐明与理解物理化学与生物学之间的相互作用过程,这些过程调节着整个地球系统,调节着维持生命活动的这个唯一环境,调节着正在发生着的变化以及调节着人类活动影响引起变化的方式。IGBP 的一个中心目标是为定量地估算地球在生物地球化学循环中的变化奠定科学基础。

应该指出,气候变化研究是全球变化研究中一个非常重要的方面,但必须强调气候变化仅仅是世界面临的大范围环境问题中的一个问题,气候变化研究仅仅是全球变化研究中的一个内容。

中国科学院地理研究所是中国最大的一个地理学研究机构,现有职工 651 人,其中科技人员 558 人。主要从事地理环境的结构、形成、演变及其改造利用的研究。着重探讨地理环境中物质、能量的迁移、积累、转化的过程及人类活动对地理环境的影响,寻找人类适应、利用、改造地理环境的途径。目前地理研究所有 14 个研究室,它们是:综合自然地理研究室、气候研究室、水文研究室、化学地理研究室、地貌研究室、古地理与历史地理研究室、生态与环境物理研究室、理论地理研究室、农业与乡村地理研究室、工业与交通地理研究室、城市与人文地理研究室、区域规划与开发研究室、世界地理研究室、地图研究室。有 5 个研究室一级的实验室、实验站和国家级重点实验室,它们是:资源与环境信息系统国家重点实验室、中国科学院禹城综合试验站、北京农业生态系统试验站、新技术研究室和中心分析室。此外还有一个图书、资料、情报室。综合的和多学科的地理研究所是研究全球变化的一支重要力量。

多年来,地理研究所的科学工作者在历史时期气候及其变化(特别是历史文献资料、树木年轮)和极地(包括青藏高原)气候及其变化方面作了大量工作。目前,围绕着全球变化正进行着多学科的综合研究。

主要研究工作集中在以下领域:

1. 历史时期气候及其变化
2. 气候变化(着重未来气候)影响、评价与对策
3. 极地(含青藏高原)气候及其变化
4. 中国及全球气候变化基础资料地理信息系统

为了系统地反映今后中国科学院地理所在全球变化研究中的工作,我们计划出版全球变化研究系列文集。《气候变化及其影响》是系列文集集中的第一集。它收集了地理研究所同志参加的中国科学院与美国能源部国际合作研究“CO₂ 导致的气候变化”中的部分研究成果;收集了地理所承担的“八五”攻关课题 85-913-03 中的部分初步研究成果以及在这个领域与兄弟单位合作研究的部分成果。这些工作是相当初步的,有的还很很成熟,仅起抛砖引

玉的作用。

众所周知,全球变化,包括气候变化研究具有不确定性。这种不确定性目前主要来自对气候系统认识的不足。急需解决的关键问题是:

- (1)地球系统对温室气体的制约;
- (2)云对辐射作用的制约;
- (3)降水与蒸发;
- (4)大洋的热量输送与贮藏;
- (5)生态系统过程。

尽管如此,最近一些年来,对气候系统及其对一些扰动响应的认识已取得明显进展。一些气候系统中控制对气候强迫响应的反馈过程已经纳入气候模式之中;在一些重要的不确定的领域的研究取得了较好的结果;从气候模式中已经得出一些对未来变化的形式和数量大小的结论,其中包括温室气体增加时气候系统对其逐步变化的响应。然而,有必要强调,对未来变化,尤其是有关区域的变化估计还是相当有限的。科学发展的历史是一个从必然王国到自由王国的发展历史,我们必须不断地总结经验,继续前进,有所发现、有所发明、有所创造、有所前进。悲观的、消极的和无所作为的观点是错误的。它们之所以是错误的,因为这既不符合迄今为止我们知道的自然界发展的历史事实,这也不符合科学发展的历史事实。因此正确地认识全球变化的过程是不断认识-实践-认识的过程,也是几代人不断努力的过程。

Foreword

We will be faced with global environmental problems for the future. They will evolve in unforeseen ways, and they are very likely to grow in urgency. We should prepare to deal with them in long term. The World Climate Research Programme (WCRP), sponsored by the World Meteorological Organization (WMO) and the International Council for Scientific Unions (ICSU), and the International Geosphere—Biosphere Programme (IGBP), sponsored by ICSU, together constitute the international framework of the quest for scientific understanding of climate and global change. The main goals of the WCRP are to determine to what extent transient climate variations are predictable and to lay the scientific foundation for predicting the response of the Earth's climate to natural or man-made influences. IGBP is an inter-disciplinary research initiative of the ICSU, to describe and understand the interactive physical, chemical and biological processes that regulate the total Earth system, the unique environment that provides for life, the changes are influenced by human actions. A central objective of the IGBP is to establish the scientific basis for quantitative assessments of changes in the Earth's biogeochemical cycles, including those which control the concentration of carbon dioxide and other chemicals in the atmosphere.

It must be indicated that climate change study is an important aspect of global change studies. It must be stress also that climate change is only one problem of global environment problems we will be faced, and one study of global change studies.

The Institute of Geography (IG) is one of the largest unit of geographical study in China. It has staff member of 651, of the 558 professional staff. IG mainly studies structure, formation, evolution of geographical environment and its transformation utilization with emphasis on the exploration of migration, accumulation and transformation process of energy and substance as well as man—environment interaction. At present, it has 14 departments, Department of physical Geography, of Climatology, of Hydrology, of Chemical Geography, of Geomorphology, of Palaeogeography and Historical Geography, of Eco—Environment physics, of Theoretical Geography, of Agriculture and Rural Geography, of Industrial and Transportation, of Urban and Human Geography, of Planning and Development of Region, of World Geography, and of Cartography. It has four laboratories or experimental stations and a key national level laboratory. They are: National Key Open Laboratory of REIS, Yucheng Integrated Experimental Station, Beijing Agroecosystem Experimental Station, and Department of New Technology. It also has the Department of Library, Information and Documentation. Integrated and multi-disciplinary IG is an important force of studying global change in China.

In recent years scientists of IG did a lot of study on Historical climate and its change (especially in the fields of historical proxy data and tree ring), and on polar region climate and its change (in-

cluded Qinghai—XiZang Plateau climate and its change). Now, it conducts integrated and multi-disciplinary study on global change. The main studies are focused on the fields as follows:

1. Historical Climate and its Change
2. Impact and Assessment of Climate Change
3. Climate and its Change of Polar Region (including Qinghai—Xizhang Plateau)
4. GIS of Climate Change Basic Data of China

For sake of reflecting systematically the study of IG, CAS in the field of global change, we are going to publish "Series Publication on global change". "Climate Change and its Impact" is the No. 1 of this series. We have collected partial achievement in Programme, "Climate Change Induced by CO₂", a cooperative study between CAS/DOE. U. S. , and partial preliminary work in Programme 85-913-03 national 85 Key Project of China. We also collect partial studies cooperated between IG and other institute of China. These papers are preliminary and unconsiderable. We hope casting a brick to attract jade.

As well known, there are uncertainties in the current study on global change. It mainly comes from little understanding of climate system. The following 5 areas are considered the most critical:

- 1) control of the greenhouse gases by the Earth system.
- 2) Control of radiation by clouds.
- 3) Precipitation and evaporation.
- 4) Ocean transport and storage of heat
- 5) Ecosystem processes

Our understanding of climate system and its response to such perturbations has advanced considerably over recent years. Several of major feedbacks in the climate system which control the response to perturbations of forcing of climate are now represented in climate models, and there is a much better appreciation of which are the important areas of uncertainty. A number of indications of the form and magnitude of future changes have been obtain from climate model experiments. In some of these, the gradual development of the response as greenhouses gases increase is included. However, it is necessary to stress the limitations of estimates of future change, especially with respect to regional changes.

The history of science development is one of continuous development from the realm of necessity to the realm of freedom. We have constantly to sum up experience and go on discovering, inventing, creating and advancing. Ideas of stagnation, pessimism, inertia and complacency are wrong. They are wrong because they agree neither with the historical facts of nature development, nor of science development over past years, so far known to us. Therefore the process to understand correctly global change is the repetition process leading from practice to knowledge and then back to practice. This is also the process for which several generations do their best.

目 录

前言 编者

第一部分 总论

如何对待全球变暖问题 黄秉维(1)

第二部分 古气候、历史气候和现代气候变化研究

门限自回归模型在气候资料插补中的应用 张时煌 孔楠(16)

降水日数、降水等级与北京 260 年降水量序列的重建 张时煌 张丕远(28)

北京 250 年来降水量的重新恢复 张时煌 张丕远(35)

80 年代西藏气候异常及其影响评价 林振耀(43)

近 200 年西藏的气候变动 林振耀 陈晓林(50)

中国历史时期温度的变化 Sultan Hameed 龚高法(57)

近 2000 年来中国温度变化与湿润状况变化之间的关系 龚高法 Sultan Hameed(70)

中国农业对气候变化响应的敏感带和敏感区 龚高法 Sultan Hameed(78)

全新世中期中国的地面空气温度场 张翼 Weichyung Wang(91)

利用树木年轮研究气候与环境变化的若干进展 吴祥定 邵雪梅(108)

第三部分 气候变化对农业的影响研究

气候变暖对我国东北地区农业热量资源的影响 张厚瑄 张翼(120)

温室效应对我国双季稻气候生产力的影响 张厚瑄 孙玉平(131)

气候变化对北京地区玉米生产的影响 程延年(139)

一个估算气候变化影响的简单作物-气候模式(SCCM) ... 苏燕 张厚瑄 张翼(147)

用 SCCM 模式估算气候变化对黄淮海平原农作物产量的影响

..... 张厚瑄 苏燕 张翼(158)

第四部分 气候变化对自然带、植被的影响研究

全球气候变化对中国自然地带的影响 赵名茶(168)

气候变化对西北地区植被分布的可能影响 张翼 刘玲宁(178)

气候变化对东北地区植被分布的可能影响 张翼 宋俊果(194)

第五部分 气候变化对水文、水资源的影响研究

气候变化对中国水文情势影响的若干分析 刘昌明 傅国斌(205)

全球变暖对中国东部热、温带地区水文情势影响的典型分析 傅国斌 刘昌明(215)

用 SCCM 模式估算气候变化对黄淮海平原土壤水分平衡各分量的影响
 张 翼 许秀元 巫新民 苏 燕 张厚瑄(223)
 气候变化对水文和水资源影响的研究进展与问题 张 翼 邓慧平 许秀元(235)

第六部分 气候模拟与未来中国气候情景

CO₂ 倍增全球变暖条件下中国地表空气温度场的可能变化
 张 翼 Weichyung Wang(248)
 CO₂ 倍增全球变暖条件下中国降水的可能变化 Weichyung Wang 张 翼(257)
 CO₂ 倍增全球变暖条件下中国土壤湿度分布的可能变化
 张 翼 Weichyung Wang(266)
 中国地表空气温度的 GCM 模拟与观测的比较研究 张 翼 Weichyung Wang(274)

Contents

Part I General

How to Deal with the Problem of Global Warming Huang Bingwei (1)

Part II Study on Change of Paleoclimate, Historical Climate and Current Climate

The Application of Threshold Auto-Regression Model in the Interpolation of Climate Data
..... Zhang Shihuang and Kong Nan (16)

Raining Days, Rainy Grades and the Reconstruction of Precipitation Series for 260 years at Beijing
..... Zhang Shihuang and Zhang Peiyuan (28)

The Reconstruction of Precipitation Series at Beijing since Last 250 years
..... Zhang Shihuang and Zhang Peiyuan (35)

Abnormal Climate in Tibet and Its Impact in 1980s Lin Zhenyao (43)

The Climate Change in the Last 200 years in Tibet Lin Zhenyao and Chen Xiaolin (50)

Temperature Variation During the Historical Times in China
..... Sultan Hameed and Gong Gaofa (57)

Relationship between temperature and Moisture in China For the Last Two Thousand Years
..... Gong Gaofa and Sultan Hameed (70)

Identification of Climatically Sensitive Agricultural Areas of China
..... Gong Gaofa and Sultan Hameed (78)

Air Temperature Field near the Ground in Mid—Holocene in China
..... Zhang Yi and Weichyung Wang (91)

Advances in Dendrochronological Study as One Approach to Reconstruct Past Climate and Environ-
ment Wu Xiangding and Shao Xuemei (108)

Part III Study on Impact of Climate Change on Agriculture

The Impacts of Global Warming on Agricultural Heat Resources in Northeast China
..... Zhang Houxuan and Zhang Yi (120)

The Impact of Greenhouse Effect on Climatological Productivity of Double—Harvest Rice in China
..... Zhang Houxuan and Sun Yuping (131)

The Influence of Climate Variation on Maize Production in District Beijing
..... Chen Yannian (139)

A Simple Crop—Climate Model to Estimate the Impact of Climate Change (SCCM)
..... Su Yan, Zhang Houxuan and Zhang Yi (147)

Estimation of the Impact of Climate Change on Crop Yield in Huang—Huai—Hai Plain by SCCM
..... Zhang Houxuan, Su Yang and Zhang Yi(158)

Part IV Study on Impact of Climate Change on Physical Zone and Vegetation

Influence of Global Climate Change on Physical Zone in China Zhao Mingcha (168)

The Potential Effect of Climate Change on the Vegetation Distribution in Northeast China
..... Zhang Yi and Liu Lingning(178)

The Potential Effect of Climate Change on the Vegetation Distribution in Northeast China
..... Zhang Yi and Song Junguo(194)

Part V Study on Impact of Climate Change on Hydrology and Water Resources

Some Analyses on Climate Change and Chinese Hydrological Regime
..... Liu Changming and Fu Guobin(205)

Impact of Global Warming on Hydrological Regime in Tropical and Temperate Zones of East China
..... Fu Guobin and Liu Changming(215)

Impact of Climate Change on Each Component of Soil Water Balance in Huang—Huai—Hai Plain
by CCM Zhang Yi, Xu Xiuyuan, Wu Xinmin, Zhang Houxuan and Su Yan(223)

Advance and Improvement of Impact of Climate Change on Hydrology and Water Resources ...
..... Zhang Yi, Deng Hueiping and Xu Xiuyuan (235)

Part VI Simulation of Climate and Scenario of Future Climate in China

The Potential Change of Ground Surface Air Temperature under the Condition of Global Warming
Induced by CO₂ Doubling Zhang Yi and Weichyung Wang(248)

The Potential Change of Precipitation of China under the Condition of Global Warming Induced by
CO₂ Doubling Weichyung Wang and Zhang Yi(257)

The Potential Change of Soil Moisture of China under the Condition of Global Warming Induced by
CO₂ Doubling Zhang Yi and Weichyung Wang(266)

Comparison of Surface Air Temperature in China between GCM Model Climate and Observed Cli-
mate Zhang Yi and Weichyung Wang(274)

第一部份 总论

如何对待全球变暖问题*

——在没有把握的问题中寻求可以把握的东西

黄秉维

(中国科学院地理研究所)

由于大气中 CO₂ 及其他对红外辐射有吸收作用的气体浓度增加有可能引致全球变暖已成为科学界、社会公众、政府所关切的大问题。联合国大会已决定于 1992 年 6 月召开环境与发展大会,制定战略和措施,通过开展国际合作保护环境,实现社会经济的持续发展。

对于这一问题,现在可以确定的,一是大气中 CO₂ 及其他主要温室气体浓度的变化,二是这些气体吸收红外辐射的性能,三是地球、金星温度悬殊及地球表面温度变化大体上与大气中 CO₂ 及 CH₄ 含量相对应。由于温度增高不能不影响降水及其他气候因素,不能不引致海面上升,因此,不敢不相信:继续增加排入大气的温室气体,会引起一系列严重的问题,特别是会影响到下世纪末以后相当长的时间。

但是,直至最近,还存在许多未知数,不可能作出对这些变化的确实的预报。关于这点叶笃正同志了解的比我多得多,他的报告一定会谈得比我好。ICSU 自 1984 年起,便费了很大力量,规划如何研究全球变暖问题,至 1990 年才草拟出 9 个核心计划及建立数据信息系统计划与建立区域研究中心计划。其中 9 个计划于 1990 年或 1991 年开始,5 个在 1992 至 1995 年开始,1 个于 1998 年开始,均于 2001 年结束。叶笃正同志告诉我,这些工作计划于 2000 年完成后,不大可能于两年内得出定论,要建立高分辨率的模式也要十年以上。IPCC 第一工作组的报告预计:(1)较好地了解水分循环,建立耦合大气—海洋的模式,预报气候变化速率,要等到 2001 年;(2)较好地了解海洋,建立分辨率较高的模式,包括水资源在内的区域差异,要等到 2006 年;(3)较好地了解云、海洋、冰原、地球化学、生物界,提高界定与预报气候变化的可信度,要等到 2010 年。换句话说,即使经费没有问题,也要等十多年才能有定论。

明年 6 月联合国环境与发展大会的时候,对全球变暖问题的科学认识不见得会有重大进展。中国是筹备委员会主席团的成员,是人口最多的大国,是发展中国家中温室气体最大策源地,既为众望所归,也是众矢之的。赞成什么,反对什么,建议什么,都有很大影响。国家

* 本文是作者在中国科学技术协会召开的“气候变化与环境问题全国学术讨论会”(1990)上的发言。原文刊于《地理新论》第 6 卷 1 期(内部交流刊物),记录稿,未经本人最后审定。

环境保护委员会和国家科学技术委员会早已组织力量作周到的准备。全国科协有 40 万会员,对此一定有许多真知灼见。我今天就所见所闻,谈一些不成熟的看法,希望能抛砖引玉,向同志们请教。

IPCC 去年的报告认为,根据已有气温记录,100 年来全球表面气温约增高了 0.3 至 0.6℃。记录和资料处理都存在着一系列缺点,可信度不高,但可以改进的余地很少,也没有充分理由否定它。如以此作参考,则至少有以下两点是值得注意的。

第一,按 IPCC 报告(IPCC 1990, P. 213,图 7.10)海面温度与陆地气温全球平均在 1917 至 1944 年间上升了近 0.7℃,此后至 1976 年下降了 0.4℃。北半球平均分别上升了 0.75℃ 和下降了 0.5℃。北半球陆地气温由 1917 年至 1938 年平均上升了 0.9℃多,此后至 1974 年下降了 0.6℃。10 年代末至 1940 年前后,大气中温室气体浓度增加不多,迅速增加是在进入 50 年代以后。1958 年开始有准备的 CO₂ 测值时,也只达到 295ppmv,比 1900 年高 15ppmv,却比 1990 年低 58ppmv。温度显著增高出现于温室气体显著增高以前,考虑到增温滞后作用,更可以肯定这一时期比较暖必然另有原因。但原因何在,尚不知道(王绍武 1991)。在此以后的气温较低时期都是大气中 CO₂ 浓度迅速增加时期。40 年代至 60 年代,曾有一些科学家担心新冰期行将来临,但事实上温度下降不太多,便又转暖。谁也没说清楚这是什么原因。气温在 20 多年内先上升 0.7—0.9℃,后又下降 0.4—0.6,比之在 100 年内上升 0.3—0.6℃,更大得多。IPCC 的结论说,这后一数值可以是温室气体增加的结果,也可以是自然因素变化或自然因素与其他人为因素共同变化的结果。只是原文写得比较含蓄,中文译本初稿又更含糊,稍为大意一点,便会忽略了这值得重视的关键。温室气体以外的气候变化因素不搞清楚,即使对温室气体的作用搞清楚了,预报也难免会差之毫厘,谬以千里。

第二,上面说的是二十年、一百年的变化。如不说在地史上时间长得多、变幅大得多的冷暖变迁,一万年内几千年几百年的起伏也不少。这里只拟提两个特别值得重视的时期。一是六七千年前至四千年前的中全新世暖期,北半球中纬度气温约比现在高 1—2℃,高纬度高 3—4℃;二是 450 年前至 150 年前的小冰期,冰川末端气温普遍比现在低得多。有人认为最近 10 年左右的转暖可能是小冰期消失以后的回暖。如果温室气体浓度增加也起了作用,这作用就只能是很微小的。1989《新科学家》(New SCIENTIST,1989 年 123 期,24 页)报道了 M. I. Budyko 对气候变化的两点见解:①他认为自中全新世暖期以来自然趋势是不断降温。由于温室气体的作用人类才不至受寒冷之害。②他认为温室气体使大陆内部降水增多,因此,温室气体的作用形成了“温室天堂”。报道没有提他的根据,但他是卓越的物理气候学家,又长期研究气候变化,贡献很多,决不会没有确切的论据,便作出新的推断,如果接受他的推断,温室气体的增温作用一定比每 100 年增 0.3—0.6℃大许多。于是,对 18 世纪中期以来的温室气体作用至少可以有以下三种不同的估计。至目前,没有足够的理由可以否定其中的一种。

一、中国将来的情景

现在 IPCC 预计,如果不采取措施,下一世纪气温将以每 10 年 0.3℃的速度增加,到 2025 年比现在高 1℃,到下个世纪末高 3℃。降水一般是冬季多于夏季,陆地多于海洋,高纬多

于低纬。随着温度上升,海水膨胀,部分陆上冰雪消融,海面将于 2030 及 2100 年分别上升 20cm 和 65cm,降水与蒸发亦略有增加。这是很粗略而且依据不足的估计。如果上世纪以来的增温,是由于或部分由于小冰期的自然原因的消失,今后增温可能比 IPCC 预计的要小。如果中全新世暖期以来气候变化的自然趋势是降温,则今后增温可能更小。因此,推论将来可以 IPCC 预计为依据,也可以假定基本上将不发生变化。在思考中要有两手,但只需按 IPCC 预计加以探讨。以下依此对中国未来气候变化作一些推测。

推测中国将来的温度,可参考中国的自然区划和气候区划。在区划中,青藏高原分为 3 个温度带,其余地域分为 9 个温度带。

热带:(IX)赤道带,(VIII)中热带,(VII)边沿热带。

亚热带:(VI)南亚热带,(V)中亚热带,(IV)北亚热带。

温带:(III)暖温带,(II)中温带,(I)寒温带。

青藏高原:(HII)高原温带,(HI)高原亚寒带,(HO)高原寒带。

上列 12 个温度带可分为三组。第(1)组包括(VIII)、(IX)两带,全年温度都高,植物生产可以增加。第(2)组包括(IV)至(VII)4 个带,如果没有常见或偶然发生的冬半年低温,温暖时期增长,或温暖时期温度增高,植物生产可以显著提高。第(3)组包括(I)–(III)及(HO)–(HII)6 个带,温度增高,植物生长不受低温的影响。三组之中,第(3)组约占全国面积 74%,第(2)组约占全国面积 1/5,但农作物产量比第(1)组多,林业发展潜力不亚于第(3)组。第(1)组只占全国面积百分之几。如果按 IPCC 预计,2100 年温度平均增高 3.0℃,对植物生产无疑是利大于害的。下面将就此作一些补充说明。

中国气温的特点之一是,与世界同纬各地相比,夏季偏高,而冬季偏低。这对于植物生产利较少而害较多。全球增暖本来说是冬季多于夏季,加以内陆增温多于海洋,更可能使寒潮削弱,其结果当有助于减小这一缺点。

青藏高原不但位于内陆,气候干旱,有不少冰雪,而且空气稀薄,长波辐射在地表热量平衡中占较大比重,将来增温应当较多。寒温带(I)冰雪分布较广,中温带(II)东部与西部雪亦不少,中部干旱,将来增温效应亦不弱。进入暖温带(III)积雪日数明显减少,但中、西部深处内陆,地面干旱,东部在冬半年不仅地面干旱,而且盛行西北风,受冷空气影响特别大,将来增温幅度当仅次于带温暖(II)。亚热带(IV)北界以南,各温度带气候湿润,多雨多云,海洋对气候的影响也较大,将来增温作用自当较小。但其间亦有一些差别。积雪日数由北而南减少,至南亚热带(VI)便告绝迹。寒潮至此亦较少出现,越往南越少,不出边沿热带(VII)的范围。这些简单的叙述旨在说明即使在一国之内,制约温室效应的因素地域差异仍然很大,因而在综合的指导之下分析,然后在分析基础之上综合。在当前,只能作粗线条的推测。

IPCC 估计 2100 年全球增温 3.0℃。由于中国位于北半球增温较多,所以假定此数值将出现于纬度较低的暖温带。由于 1 月平均温度能较好地表达温度的作用,再假定年平均温度上升 3℃相当于 1 月平均温度上升 4℃,又假定 1 月平均温度上升值在寒温带南界增加至 6℃,在赤道带北界减少至 1℃,则

- (1)寒温带大部分变为中温带;
- (2)中温带大部分变为暖温带;
- (3)暖温带有一半变为北亚热带;

- (4)北亚热带全部变为中亚热带；
- (5)中亚热带小部分变为南亚热带；
- (6)南亚热带全部变为边沿热带；
- (7)边沿热带一部分变为中热带。

中热带与赤道带,除海南岛最南部以外,都是大洋中的小岛,温度增高很有限,不会产生多少影响,可以存而不论。

青藏高原资料很少,暂可假定高原寒带变为高原亚寒带,高原亚寒带变为高原温带,高原温带近似于暖温带或北亚热带。

以上推测非常粗略。但在目前还可以更粗略一些,作两种假定:一是温度基本上无变化;二是每一个温度带都变成相邻的纬度较低,或海拔较低的温度带。第一种假定是承认小冰期的自然因素消除了,现在在恢复正常,或承认中全新世暖期以后温度变化的自然趋势是降温,与温室效应互相抵销,可否定温室效应能使温度上升。第二种假定是承认温室作用,但IPCC预计可能偏低。所要特别研究对策的只是第二种假定。

在第二种假定下,在作物生产上不会有多大困难,而好处却不少。以下据此举一些例子说明。

现在在边沿热带栽培热带作物还偶然会遭寒害。热带作物有许多是多年生的,在经济上带有固定资产的性质,一旦受害便损失很大。如果温度条件改变为中热带的温度条件,便不会再有此等损失了。

现在在南亚热带中,冬季时有短期低温,甘薯必须防寒,倒春寒也常对早稻生产有很大影响。双季稻连作,不能很好利用7月优越的光、温、水条件。冬季温度较低,冬作可以选择的余地不多。如果这里变成了边沿热带,不但上述一些害行将消除,而且水稻、甘薯、高粱、花生、甘蔗、芝麻等随时都可种植,改变作物制度便有许多文章可作。例如:甘蔗收获可以不必限于比较短的时期中,间套复种可以纳入固氮能力比较强或有改善土壤物理性质的植物,水稻三熟不致由于季节太紧而无法推广,有较多热带作物可以生长得比较好,还可以引种一些原来未引种的热带作物。

中亚热带面积广大,各部分作物生产条件不尽相同,如温度情况改变到与南亚热带相似,一般是比较有利的,特别值得一提的是:①在东部:目前双季稻连作一年三熟制虽也很普遍,但季节比较紧,晚稻较常于抽穗开花时受到低温危害,因而一年两熟制的面积也不少;②在西部:在高原上温暖时期温度较低,作物发育缓慢,不宜栽培双季稻;将来温度提高,这些问题便都可以得到解决。

北亚热带的主要作物制度是一年两熟,增温以后将为一年三熟所取代。

暖温带农作物生产需要提高温度,现在冬季不能露地栽培蔬菜,北半部及地势较高地方,小麦越冬地上部分枯死,一年两熟夏收、夏种过度紧张。增温达到北亚热带的程度,生产潜力必将大大提高。

中温带现在除多雪地方以外,不能种冬小麦,每2—4年出现一次低温,以致喜温作物失收。一旦出现暖温带的温度条件,不但对大田作物生产很有利,果树生产亦将有很大发展。

寒温带现在只局部有少数农田,将来变暖,农业条件自必随之改善。但面积有限,可以开垦的土地亦不多。

青藏高原温度太低,不宜于农业生产。高原寒带是无人之境,高原亚寒带也只在极少数地点有零星的产量很低很不稳定的小块农田,只在高原温带有值得一提的农业,面积也很有限,南部有好些地方,小麦可以越冬,但整个生长期温度过低,要11—13个月才能成熟,北部则生长季节很短。在有灌溉的条件下,南部的冬小麦,北部的春小麦都曾有过亩产很高的记录,但多年平均仍然很低。这与光、水、养分、病虫害无关,最可能是决定于温度的年际变化。如温室效应使高原寒带温度为高原亚寒带温度所置换,农作物生产的前景只不过从无到有一点点。高原亚寒带温度上升为高原温带的温度,农作物生产当然较好,但好处有限。至于高原温带将来如何变化,却不易预测。拉萨1月气温 -2.3°C ,可能增至 $3-4^{\circ}\text{C}$,接近北亚热带的南界。7月气温 14.3°C ,可能增至 $18-19^{\circ}\text{C}$,接近于中温带的北界。在这样温度条件下,冬季可以露地栽培蔬菜,种植多种冬作,冬小麦能获得高产,但生长期比在拉萨短,而在北亚热带长,却和在中温带北部相似,有些喜温作物不能生长,能生长的也产量较低。柴达木盆地1月平均气温在 -10°C 以下,7月约为 15°C ,将来变暖,小麦或能越冬,夏季气温仍然较低,未必能一年两熟,但现在生长季节太短,又常有低温的缺点当会消除。

综上所述,对农作物生产来说,由于温室气体而温度增高,其直接作用是有利而无害的。中国双季稻连作原来只限于南岭以南,后来发现可以向北推广,几年之间遍及东部中亚热带北界以南。一百年逐渐适应有限的变化,不应有什么困难。或担心温度上升,病虫害将随之发展。其实气温、作物制度、病虫害、田间管理、植物保护作为一个系统同时北移,即使略有参差,也很快就能调整适应。事先绸缪,更可弭患于未形。

多年生的自然和人工生态系统适应温度增高,与一般农作物略有不同。但也不会是什么不得了的问题。第一,在多年生植物中,草本比木本好办,在木本之中灌木又比乔木好办。第二,相邻温度带之间有不少共同的植物种。第三,中国植物区系中有许多是从第三纪气温比现在高得多时期残存下来的成分,应当具有比较强的适应增温的能力。第四,110年增温 3.0°C ,不能适应的植物未必很多。温度带界线的迁移,每年不过几公里,有些植物的传播也有可能与之并驾齐驱。第五,许多与全球变暖有关的科学问题相信到2005年都可得到明确的答案,更可与今后15年的温度及其他自然变化相印证,届时再重行审改工作方向和内容也还不晚。用材林快则二三十年便可成材,需要好几十年以上的比较少,果树和经济林好几十年仍旺盛生产的亦不多见,其他木本和草本生态系统的演替自更不成问题。

农田以外的生态系统在温度带为毗邻的较暖的温度带取代过程中的演变,在湿润、亚湿润地区内,一般将导致经济效益的提高,在青藏高原亦大体如此,但在半干旱地区内温度带Ⅱ和Ⅲ的植被改观,经济价值不会有多大变化。

气温上升,大气与农田及其他生态系统之间的温室气体交换将朝哪一方向变化,变化多大,暂可置而不论。冬季取暖需要的燃料将会减少。如按现在生活水平,暖温带变为北亚热带,冬季可不取暖,中温带变暖温带,取暖天数减少,全国用于此目的的燃料消费量将减少 $3/4$ 以上。

年平均气温上升 3.0°C ,而且高纬地域及冬季增加较多,这直接对人类和植物生产影响并不大,比较值得重视的是降水变化和海平面变化。

IPCC估计全球降水和蒸发到2030年将增加百分之几,增温愈多,降水与蒸发亦增加愈多。由于降水的地域分布、时间变化都比气温复杂得多,测值又差得多,一个空泛的、全球性

的推论,当然没有实际意义,就是以全中国为对象比较具体一些的论断,也没有多少用处。要靠分辨率高得多的模拟得出可以作为行动指导的结论,至少还要等十多年。根据器测降水记录,中国各地年降水量常在波动之中,滑动平均值显示出 25—40 年的周期,但没有长期变干或变湿的趋势。有人认为 50 年代以来趋向干旱,但与 50 年代以前的记录合在一起,仍然只是长期长向波动的一个波。500 年来关于干旱涝记载与 100 年来的降水器测数值,由于资料处理方法不同,或得出干暖相偕,或得出干冷相偕的关系,也有得出好几种关系的。国外的模式引用于中国,结果亦出入不小。这些探讨都需要进一步分析比较。在目前,似可假定由于温室效应而产生的变化不大。按全球降水增加百分之几的预计,增加是有限的。但是,这可能不符合中国的情况,亦可假定略有减少。换句话说,到 2030 年,温室效应可以忽略不计。可是,到 2100 年是否也可忽略不计呢? IPCC 报告未提 2100 年如何。国内外却有一些人提出夏季季风会因温室效应而增强, Budyko 说内陆降水将增加,不知是否就是相同的见解? 关于这问题我有三点意见: 第一,在中全新世暖期,几乎世界各地都比较湿润,中国自华北平原至新疆亦如此。这是不是夏季季风增强的结果呢? 如果是,其原因是否与温室效应相似呢? 第二,中国夏季季风制约于许多因素,比较复杂,仅是低压中心因地面温度上升而气压降低未必就会加强,还需要研究。第三,夏季季风虽然很重要,但只能与其他气候变化因素一起发生作用,这些因素也必须研究清楚才能知道全貌,预谋对策,尤其是要事先看到在亚热带中可能出现的变化。

适应 2100 年以前的气候变化,在中国很可能没有多大问题。海面上升似可以接受 IPCC 的预计,到 2030 年上升 20cm,到 2100 年上升 65cm,只要南极西冰原不解体,估计不会越过此幅度。因为在上新世时,温度比现在高得多,南极西冰原也没有解体。但是 20cm 和 65cm 仍然需要重视,南极西冰原的解体的可能性也不可忽略。

二、对 策

根据上述理由,中国适应由温室气体浓度增加所引起的气候变化困难不大,甚至还有好处;对付今后 40 年海面每年上升 5 毫米,规划、设计、施工也还来得及。

但是,我们还必须积极而认真地采取有效的措施,因为①我们不能只顾中国,而不顾人类的大多数;②我们不能只看到 2100 年,以后温室效应继续加强,如果不是处于中全新世暖期以后自然降温阶段,又不及早绸缪,终将酿成大祸;③虽然南极西冰原解体的可能性很小,但不是一定没有此可能性,仍应注意遏制温度上升,以策万全。

我们应该采取什么行动呢?

行动的作用,一是消除温室气体在大气中浓度增加的根源,二是对付温室效应的结果。前者是全球性的,后者是区域性的。采取行动要付出代价,采取等待方针也要付出等待代价 (Waiting cost)。依所抉择的措施不同,两种代价都可能由零或很小到很大,一般可在很小和很大之间,按现在的认识来决定做什么,不做什么,以后认识提高了,还可以而且应当作适当的改变。

以当前认识而论,我们的措施可分为两类。

(甲)类:即使没有全球变暖问题也是有经济效益,或迟或早应当采取的措施。应当采取

的措施大多数属于这一类,只需参考遏制全球变暖的必要性改变优先次序。还应区分为两组,(子)资金技术都无问题的,(丑)资金、技术有问题的。后一类如果其效能是具有全球性的,有理由寻求国际协作。

(乙)类:区域或局部问题,主要是海面上升问题,如不及时采取措施,等待成本可能太大。

以下就现在认为可以采取或准备采取的措施,作简单的说明,其中也包括一些自待试验研究的问题。

1. 农林牧方面

中国农业和其他生态系统的温室气体收支只有零散的点的测值,未见到全面的估计。由于人类活动的影响,生态系统在很短距离内就有很大差别,一个误差不太大的估计恐怕也要好几年时间,细心工作,才能完成。但可以肯定,中国的土地生产力还可以大幅度地提高。这是发展的需要,一旦实现,所吸收的 CO_2 亦必相应增多。

农作物生产、农作物高产、稳产是中国头等重要的事情。不管有无全球变暖,我们都必须为此作长期的努力。在这一舞台上,存在着许多自然的、技术的和社会的不肯定性,但无疑还有很大的用武之地,气候条件基本上无变化时如此,全球变暖而不显著超出大多数科学家的预计时更如此。经济产量与生物产量增加,农田的温室气体收支均将随之而变化,但净收入一定会增加。至于这将如何影响温室气体还得看产品和其他生物量如何使用和处理。在这一步上,应尽可能地减少再转化为温室气体的百分率。

对于上述问题,有一定把握,又有许多未知数。为了增产需要做研究工作,为了减少向大气输出温室气体又要研究产品和其他生物量的去路。

15年前,我曾将与作物生长、发育和产量形成的因素分为人为措施不能改变的和可以改变的。可以改变的又按可变的幅度、难度……等分类,然后参考限制因素原理加以综合。所得出的粮食作物生产潜力比当时和现在的单产都高得多。华北一年两熟,如可以改变的因素都改变了,按三种方法估算,取偏保守的数值得每亩 900kg,并说明有可能低估 200kg。世界记录单产,小麦为 750kg,玉米为 1500kg。虽然这都不是在复种、套种条件下取得的,自然条件也不相同,但由此也可以看到我的估计不算高。经河南农科院核实的 1978 年和 1979 年农民高产记录已达到了上述偏保守的数值。1989 年山东平原县出现了小麦玉米一年两熟亩产 1550kg,更证明所采取的数值正好偏低了 200kg。作物生产潜力基本上是在改变的因素的前提下,制约于温度的生长期,投射于植株光合器官表面的光合有效辐射。由暖温带往南逐渐增加,从全国来看,增产的可能幅度很大。如果温度带向北移动,幅度更大。但是,以人为措施改变可以改变的因素,当然需要人力、物力、财力。在经济上不合算的当然应排除在外。养分不足,在技术上全都可以人为措施弥补,但必须收多于支,不能做赔本生意。此外,还有自然条件的限制。防止短期低温危害,提高温度不能超过 2°C 。补充灌溉,其规模决定于可以取得的水源。为了发展农业,为了防止全球变暖,都需要系统的研究。15 年来,有不少与此有关的研究和试验在分散进行。希望能系统地收集整理,以期在 1992 年环境与发展大会上能提出一个初步的报告,表明中国在这一方向上能增加吸收多少 CO_2 ,同时也可供规划我国农业发展的参考,以及拟订进一步试验研究计划的依据。B. P. Tinker(原 Rothamsted 农业试验站主任)主持英国作物单产差异研究于 1983 年发表的文章中,将作物生产因素分为种质潜

力、地方因素和管理因素,在方法上与我以前的工作近似,结果也差不多,但他将种质特别提出来,很有意义。山东平原县的高产,很重要的一点是采用了优良品种。生物工程和育种工作的进展将大有助于产量的提高。甚至带来意想不到的前景。结合全球变暖问题,还得再做两项工作。一是农田生态系统的 CO₂ 净收入,数据可用比较简单的方法取得。二是农田产物的用途。秆茎用以造纸或燃烧,产量为棉花或玉米,对大气 CO₂ 浓度的作用很不相同。1992 年大会以前,只能了解大概,以后应有较深入的研究,作为规划行动的依据。

坡地的持续利用与改良。中国是山多、丘陵多的国家。根据中国科学院自然资源综考会的数据,在湿润和亚湿润地区中,这约占面积的 2/3。山岭和丘陵的坡地一般生产力都很低,而且多受土壤侵蚀的破坏或面临侵蚀的威胁。按其现状,不但所提供的能满足社会需要的产品很有限,而且地力日趋衰退,还将危害下坡和下游,亟需提高其持续生产力,兴利除害,而这是可能的。若可能成为现实,所吸收的 CO₂ 亦必显著增多。提到坡地,首先就会想到水土保持和造林。南方草坡发展畜牧也在一些地方取得了效益。这些当然都很重要,但可用“提高坡地持续生产力”这一命题把它们贯串起来,根据每一个坡面的特性,寻求适当的措施。持续性包括生态的和经济的两方面。在生态方面基本上就是广义的土壤保持,包括控制侵蚀,维护或改良土壤物理性质、补充或提高土中的养分。这在坡地利用中是必要的条件。在经济方面,一要求输出大于投入,二要求符合比较利益法则,三要求具备对将来的地方和市场需要变化的可塑性。在目前和较近将来,国民收入很低,其中积累所占的百分率也很低,长短结合,以短养长,更应当是可行性研究中不可忽略的因素。措施的选择和配置都应当以每个坡面为单位,在综合指导下分析,在分析基础上综合。

水土保持是一个世界性的问题。美国为此而支付的代价最大。从 30 年代起,不断试验研究推广,所设计的措施控制侵蚀的作用是好的。W. C. Mauldenhauer 却认为问题没有解决,在一些方面甚至更严重了。农民看不到利之所在,不会乐于推广,推广了,也不会注意护养。50 年代以来,中国也很重视水土保持。报刊转载成功的经验不可胜数,其中至少有一部分是翔实的。然而能长期保存下来,发挥显著效益的却极罕见。不与当地农民看得见的利益相结合,不经常维修,任何措施都只能是昙花一现。过去也常说水土保持有利于生产,现在提法应当是为提高持续生产力而设计、选择土壤保持的措施。

南方草山如何利用,曾经有过争论。不同地区,自然条件与社会经济情况不同,从生态与经济两方面来衡量持续生产力的提高,不会得出全部宜于造林或畜牧的结论。就在同一地区内,最有利的部署一般应当是农、林、牧相结合而不是相排斥。

持续生产力决定于许多因素,研究应从一个坡面开始,因为上坡与下坡的自然过程互相关联,上坡可以影响下坡,有时下坡也可以影响上坡,土地使用权也往往属于同一户主,兴利除害,统一权衡,比较方便。

按坡面径流系统划分坡面,说起来很简单,做起来,常常可彼可此。界线划分带一点任意性对工作影响不大。

一个坡面划分之先,首先要估计 80% 年份会出现的 20—30 年一遇的和历史上最大的暴雨,观察从分水线到坡足的地貌变化和土壤物理性质,然后通过暴雨中观察坡面径流的形成、侵蚀和堆积作用。除极少数地点以外,这些很难作详细的测定。1954 年我随竺可桢同志去大同大泉山。张凤林和高进才师徒二人在坡地上造林,取得了很好的结果,主要措施之

一是在坡上挖鱼鳞坑。坑的尺寸和密度决定于他们站在暴雨径流中足部的感觉。为了推广当然不可能这样做,只能依靠示范和青年推广员传授一些知识,指出一些可行的办法。对自然界有较长期经验的农民当能按当地情况,作必要的变通。

地面径流自分水线以下逐渐增强,通常要增强到一定程度才发生面蚀,进而出现毛沟、切沟、侵蚀沟。联系土壤物理性质和地貌的变化,便可大体了解坡面径流的产生、积累、侵蚀和堆积。分水线以下,通常有一个 R. E. Horton 的无侵蚀带(有些地方不存在这一带)。在无侵蚀带中,可以生产为主,布置措施。待坡面径流往下增强到有害程度,即布设以保护为主的措施。再下又可再以生产为主。在整个坡面,由上而下,以生产为主与以保护为主的措施交替分布。以生产为主的措施要尽可能使之具有抗蚀的功能,以保护为主的措施要尽可能使之提供有用的产品。

过去对防止侵蚀措施的认识有一部分带有表面性。一个例子是在森林之下实际上不发生土壤侵蚀,这是事实,但不知道理由何在。近年才知道这主要应归功于残落物。土面的 60% 有残落物覆盖,侵蚀便基本上停止。林下植物能起 10% 以内的保护作用,树冠的作用因其形态和降水性质而异,多数有负面作用,偶然有有限的正面作用。这很简单,却很重要。自然条件和社会经济要求都宜于造林的地方,成片造林硬同时起保土和提供产品的作用。木材生长量与采伐量持平是绝对必要的,中国不久就可实现这一要求。但是保护森林必须保护残落物,否则土壤侵蚀将因此而加剧,而且生态系统中养分平衡被破坏,更新将更困难。森林采伐一般难免引起侵蚀,如能尽量减少对残落物的破坏,便可以减低侵蚀的强度。森林更新,即使用马尾松这样生长较快的树种,也要不少年时间。若同时种了些胡枝子,既有助于松树的生长,也有助于控制侵蚀,还能提供一些燃料和饲料。中国山区和丘陵区都比较贫困,林木成材需要时间较长,坡地都造林未必可行。如广东鹤山县引种马占相思,生长很好,差不多到离地 20 米才分枝,预计十多年便能成材,获利不小。但是,整地、施基肥、买种子需要一笔费用,等十几年才有收益,农民所能积累的资金很有限,亟需能以短养长。目前在那里薪柴供不应求。有一些树种,种植一两年便能提供燃料,砍伐后即迅速萌生,连年砍伐,至少可持续二十多年。菲律宾有这类事例。在陡坡上等高种两排新银合欢作篱笆,株距 10cm,每长至 1m 高,便在 30cm 处砍作燃料,叶片落在篱笆所在地和下坡。它削弱坡面径流而将径流所挟带的固体留在篱笆后面,逐渐成为梯田。梯田宽 10m,由于径流减弱,落叶既有控制侵蚀作用,又能供给一些氮、磷、钾、钙(氮来自共生固氮作用。根深 10m 以上,有根菌能吸收心土以至岩石中的养分),用以栽培玉米,产量为对照组的三倍。新银合欢在中国最北可生长至南雄,不宜酸性土壤,但可用杂交、施种肥或接种能分泌碱性物质的根瘤菌使之适应。可作篱笆的植物不少。近来有些试验表明,株距 25cm 也能发挥类似的作用。篱笆的下坡既受篱笆的保护,又不受遮限的影响,自可按社会需要用于提供产品。除等高耕作土面覆盖以外,还可采取间套复种以至轮作,将用地与保地养地结合起来。在多年生作物之下,再种适宜的覆盖植物,保地养地的效果更大。在技术上有许多文章,但在以生产为主的地段,必须输出大于投入,符合这条件的设计,还须互相比,求取最大效益。最后抉择也可能使坡面径流不再向下增加到有破坏作用的程度。如果不能,就应于适当地形部位采取以防蚀为主的措施。以上简单说明以一个坡面为单位,设计措施、计算效益的理由,以下再作三点补充。

上面所说措施全是建立某些生态系统。在大多数条件下这是主要的,但常常要辅以工程

措施,有些地方,工程措施与建立生态系统同样重要。例如黄土高原大部分地域 25—30 年一遇一日最大暴雨不过 100mm,而黄土的透水性很高,对黄土施工又比较容易,如能防土面结皮,改善犁底层的透水性,修筑梯田并在外沿建立土埂,降水可全入渗土中,并大部留在根层之内,既消除侵蚀破坏,还大大提高植物生产。大寨过去用修筑梯田,深耕深刨成功的控制侵蚀,提高玉米产量,但每年深耕深刨一次不仅费工太多,而且会破坏土壤结构。我 1976 年去参观时,所谓海绵田已经踢不动了。提高持续生产力,应于第一次深耕之后,立即采取改良土壤结构的措施。

改良土壤物理性质和补充土壤养分应主要依靠生物方法,在某些条件下,也可与机械方法和化学方法相辅而行。改良土壤结构便是其中很重要的一项。各种植物根系很不一致。密度大的根有助于土壤结构的形成。有些强大的根能穿过坚实的犁底层。有些植物容易风倒,削弱土壤的抗蚀力,而露出的根更会使局部侵蚀能力增强。有些根有共生固氮作用,有些能借助于根菌吸取土壤及岩石中可给性很低的矿质养分以构成其机体。枯枝落叶和残根除保护土壤不受侵蚀防止土面结皮产生外,还能增加土壤有机质含量,改善土壤结构,提高土中养分。选择适当植物,并在某些场合采用混、套、间轮作或施用取自其他地点的有机物,改良土壤物理性质和提高土壤有机质含量需要较长年期。有机物分解能当年析出一些养分,供给植物生长的需要,但土中养分含量的增加仍然是很缓慢的过程,在此类变化达到一定程度以后,最有利的措施就会改变。一块地如此,整个坡面的措施的组合也如此。生态的和经济持续性应当顾及这种可能性。

重力侵蚀是坡面上的一种特殊现象,它的产生与坡面径流关系不大。例如在陡坡上的崩岗,以工程措施去固定它,所费太大,只宜用于保护十分宝贵的资产。建立适当的植被可以减少进入土体中作为润滑剂的水,并以根系维系土体。这对于较小的崩岗或能起一定效果,但不能显著地削弱风化与重力的作用,对较大的崩岗未必会有控制的能力。但有必要在崩岗以下多想办法。较小崩岗,围绕它的麓部种植物也许可以防止或延缓块体运动的发生,或减少其破坏的范围。对大崩岗,则应按地势、崩滑土体的大小和组成物质的自然角,预计运动发生以后的情状。从重力侵蚀来说,这是由不平衡趋向平衡,从坡面径流侵蚀来说,却是新的破坏对象。先在其外围建立适当的植被可以限制径流侵蚀的作用和范围。

以上简单地从生态和经济的持续性谈坡地利用。事实上在中国及国外已有许多成功的个例措施。在没有人为破坏的前提下,大片造林而青葱遍野,在经济上亦输出大于投入的,在中国就有不少事例。黄土高原在有些侵蚀沟中栽植刺槐,很快就取得了封沟的效果。建立活篱笆在一些热带、亚热带发展中国家表现出其显著的作用,在中国则正开始试验。在珠海种植一年的象草篱笆经受住了 100mm/日的暴雨,能随着篱笆后方泥沙的堆积而不断向上生长。能在南方各省用作篱笆的植物很多。在北方,具有此功能的植物亦颇不少。张家口年降水 300 多 mm,已属半干旱地区,荆条在坡上就生长很好,可用于编织,高仅一米,种成活篱笆,当能起控制侵蚀的功能,已准备于今年开始试验。至于活篱笆之间的地面及梯田,除常见的旱作以外,可种的植物还不少。中国农科院引种籽粒苋,从海南至内蒙古布置的试验,都取得较好的结果。这是碳四植物,耐旱性能远远超过玉米,单产量蛋白质高于其它植物,赖氨酸含量为米和小麦的两倍、玉米的三倍,可作粮食,亦可作饲料。红麻在美国东南部年产生物量约为南方松的 9 倍。美国农业部用了 30 多年时间,寻求非木本制浆植物,最后选定红麻,

1987年搞成的红麻造浆工艺,能得到不发黄的纸张,成本比木浆造纸低25%,而且污染较轻。植物根系发达,能改善土壤的物理性质,但这两种植物都耗用大量氮素,如与固氮较多的植物如太阳麻间作或轮作,当可不用化肥而得到持续高产。植物界中存在着很多潜在可能性。较好地掌握这些便大有可为。再以坡面为单位统一部署,所期待的目的是可能达到的。

在人多而耕地少的中国,提高坡地生产力具有非常重要的作用,也是江河中下游防洪、航行、灌溉所迫切要求,对于减少大气中 CO_2 浓度的作用应亦不小。这决定于目前坡地的生产力、十年左右可以达到的坡地生产力与全部生物量的用途。详细计算需要较长时间,近似估计,工作组织得好,一年左右也可以完成。如果效果很大在优先程序上就应当更提前一些。

稻田改制,甲烷是仅次于 CO_2 的温室气体。对它的产生过程目前了解很少,但大家都认为水稻田是重要的来源。中国稻田面积仅次于印度,稻米产量更翘居各国之前。IPCC第三工作组估计,随着人口的增加,到2020年世界稻米产量需要由458百万吨增至760百万吨。至于如何可以减少稻田甲烷的亩释量,还需要多年试验研究。我们的对策一方面当然要积极地从事这一方向的试验研究,同时也应探索是否有可能减少稻田面积与稻米需要量的增长。我认为有两点是值得考虑的。第一,过去认为人的膳食习惯很难改变。但东亚以食米为主的人,在生活水平提高以后,米在膳食中的比重有下降的趋势。如采取一些措施,可以加速这一变化过程。第二,中国双季稻连作地区,7月光最强、温度条件优良,水分条件亦多不错,却由于早稻叶片业已衰老,而晚稻叶面积指数很低,不能充分加以利用。有时只种一季稻产量不比双季稻低多少,甚至反而较高。如果米的食用量能减少一些,改种其他作物可能更为有利。例如中国是食糖进口国,而甘蔗在热带及南亚热带比之双季稻能更有效地利用全年光能与温度条件。一般地说,旱地比之水田安排间套复种都较方便。在这方面存在着不少可能性。所有这些都应当及早试验研究。赖以减少输向大气的甲烷,增加 CO_2 的吸收,是有希望的。

平原和高原中生产量很低的荒地。这在中国分布很广,类型很多,不提供产品或只提供很少产品,对 CO_2 吸收亦如此,其中有一些是可以改变的,也有一些是不能或不值得改变的。此处只拟概括谈几点,在干旱地区中,降水稀少,只靠当地降水,本来就不能形成连续的植被,地下水采用只能有限度地稍超过每年补给量,外来水量不大,也只能集中于较小面积中使用,水是主要限制因素,不能超越这一限制做文章。但可以做的文章还不少。将现有资料收集起来,并参考国际上的新进展,应当能作出一个粗略的估计。在以色列,试验证明有些植物能于夜间吸收露水,通过体内输送到根际土壤中。在暖温带、中温带,如果也有具有此种性能的有用植物则值得花一些力量去探索的。在半干旱地区中,当地降水本来可以维持连续的植被。人为的破坏,深厚的沙砾,盐渍化都会使植物无法托根生长。在多数条件下,这是可以而且值得使之改变的。现有草场生产力多不高,提高持续生产力,也就是增多吸收的 CO_2 存在着不小的可能性。荒地或弃荒地种植物,往往水分支出大于当地降水,最初生长很好,一年、二年、三年以后,原来残存的土壤水分被消耗尽了,植物也随之枯死,选择休眠期较长,耗水较少的植物应当受到较多的注意。在亚湿润地区,有不少地方,土壤中沙多、砾多,排水不畅或含盐太高,一般都可以改良土壤或种植能适应这些环境的植物,增产有用的产品和增加对 CO_2 的吸收。此类一举两得的措施全国有很多用得着的地方。但有一点也许会被忽略,干旱、半干旱和亚湿润地区水量都供不应求,湿润地区也不充足。在水分不足的地方和时间,采取植物措施,特别是选用直接吸取潜水的植物和防止风沙的植物带,不能不顾到用水量的增

多,并于全面衡量得失之后再作决定。

农林牧方面当然不只上面一些。多数人都了解的不必多谈。我自己了解太少的也不涉及。

2. 能源利用方面

能源利用所产生的温室气体,在 80 年代的温室效应中起了 57% 的作用。这 57% 的作用中有 70% 是 CO₂ 的作用。CO₂ 寿命长,而且集中处理在技术上虽然是可行的,但在经济上也可取的方法在较近将来未必能达到可以应用的境地。所以,如何减少能源利用中的 CO₂ 排放量,已成为许多人集中关注的问题。IPCC 工作组曾要求中国到 2005 年燃煤量比 1988 年煤产量 9.7 亿吨减少 2 亿吨(引自余国泰在科协的报告,可能有误)。中国 1988 年原煤产量 979.9 亿吨,第一次能源产量 957.9 亿吨标准煤当量,其中 73.1% 为原煤,第一次能源消费量 920.0 亿吨标准煤当量,其中 76.1% 为原煤。对于这一要求,中国应当提出有根据的见解。

首先,中国利用化石燃料究竟排放了多少 CO₂,没有一个比较确切的数据。美国环境保护署 1989 年的报告估计数为占全球总数的 7%。1990 年 IPCC 所采用的 1987 年全球总数为 1987 年 57±5 亿吨 C。7% 是 3.99±0.35 亿吨 C。去年科协气候变化与环境问题全国学术讨论会上,洪蔚的报告中用的是 8 亿吨 C,未提年份,于涌年的报告中为 1988 年 6.08 亿吨 C,杨文襄的报告中为 1988 年 6.0871 亿吨 C,基本相同,但列举燃煤产生 4.8607 亿吨 C,油 1.2208 亿吨 C,气 0.07613 亿吨 C,合计得 6.1577 亿吨 C。在李绪鄂的报告中 1985 年为 3.74 亿吨 C,1988 年为 4.57 亿吨 C。徐华浩在 1990《中国能源》发表的数值为 1988 年 6 亿吨 C,并指出这是按日本《能源经济》中所提的系数估计的,以中国燃烧设备来看,可能偏高很多。有人估计 1988 年为 4.568 亿吨 C,谢治雄 1990 年提给 IPCC 的报告,则 1985 年已达 6.2 亿吨 C。虽然都是估计,出入未免太大。据此来讨论国际任务,自然是荒谬的。应当做一点认真的工作。以化石能源消费量作依据,存煤自燃,油田中的点天灯想来不包括在内。矿上燃料自用率多很高,大概一般也未计算。从矿口送至到锅炉之间运输、装卸、搬运,损耗亦不小,这都算在消费量中吗?锅炉、窑炉以至居民炊具,未燃尽的渣灰很多,漏气、漏油也不罕见,所含的碳一起算作 CO₂ 了? 收集已有资料,作一些选样调查,便能提出好得多的数据,费力不大,却有重要意义。

姑不问 IPCC 工作组的要求中国是从 1988 年的煤或化石燃料减少 2 亿吨煤或化石燃料,都得考虑一下实际形势。从 1988 年下半年开始,中国能源突然出现危机。煤供不应求,油电紧缺加剧。等煤发电、停产待电,缺油停运很普遍。不但生活用电不能满足需要,许多企业停三开四,甚至停五开二,减少了数千亿元产值。在“七五”期间,每年煤的增产量均少于增加的需求量 1000 万吨以上,五年缺口达 7000 万吨。石油及其制品一直被限制使用,需求的压力正在增加。天然气生产曾一度下降,现在才恢复到 1980 年水平。1988 年平均每人第一次能源消费量仅及世界平均的 36.6%。2000 年预计一次能源消费量 14 亿吨标准煤,平均每人消费量只达到 1988 年世界平均的 51.7%。如果建议到中国第一次能源消费量减少到 7.29 亿吨标准煤当量,那就每人平均量还不到 1988 年世界平均的 25%,即使同时要求任何国家人均第一次能源消费量都不得超过 1988 年世界平均的 50%,而要求中国降至 25% 以下也是很不公平的,不但很不公平,而且难度很大。如果建议只要求减少煤消费量 2 亿吨,而

不限制其他第一次能源消耗,难度也不小。油气资源带有不肯定性,水力发电与核能也各有不少问题,而且都有其局限性,其他能源在技术上尚有待解决的问题,进口能源我们办不到。在15年内,只有煤炭是比较可靠的。维护全球环境,义务应当是人人均等的,姑不问在一个世纪中,大气CO₂浓度由280ppmv增加到354ppmv是发达国家的责任,美国、前苏联、欧洲经济共同体国家和日本,人口为世界人口19.1%,使用化石燃料排放的CO₂为世界总量55%,人均排放量为世界人均排放量的2.88倍,美国是4.38倍。中国人均排放量要增208%才达到世界平均值。

中华民族是具有光风霁月襟怀,顾全大局的民族,不能接受不公平强加于我的约束,承担没有把握可以实现的任务,却应当先天下之忧而忧,与其他国家协作,尽力所能及,做一切足以消除不利因素的工作。包括节能、改变化石燃料组成、发展核能和可再生能源,即使没有全球变暖问题,也都是很重要,不能不抓紧的工作。但为了要对付全球变暖可能带来的问题,优先程序就需要作适当的变通,国际合作的重要性和现实性也更大了。我对这些是外行,只能简单地说一点。

节能,这是在较近将来减少向大气释放CO₂及其他温室气体最有效的途径。1973—1985年间,由于能源效率提高,美国每单位国民生产值的能耗减低了2.8%,而经济增长了34%,现在每年因能源效率提高而节省的费用高达1400亿美元。1988年,英国第一次能源消费量比1973年少3%,而所产生的商品和服务增加了31%。日本在1973—1985年间,能源消费降低6%,而人均产品和服务增加21%,在工业中能效提高更多,平均用能强度每年下降4.7%,吨钢耗能下降了3/4。能耗降低,商品的竞争力也增强了。瑞典可能是能源效率最高的国家。1989年的方案打算提高能效,辅以天然气和生物燃料,于20年内,报废占发电能力近一半的核电厂,而使经济增长1/2,降低能源价格,减少由能源释出的CO₂的1/3。美国能源效率理事会估计可以代价每千瓦明不超过3美分,节约35—40%的电(Tlavn 1990)。加拿大的研究亦表明可于2005年以前,节约1000亿美元而减少20%输向大气的CO₂(Allen and Chvistensen 1990)。技术是已经发展的技术,如能在发展中国家也曾普遍推广,可每年节约10000亿美元(Iovins 1990),减少释出的巨量温室气体只是附带的效益。可以说:提高能效是最迅速、最便宜、最可靠、最安全的减少释出温室气体的途径。这对发展中国家特别重要,因为①发展中国家资金不足,而能源工业基建投资在工业建设中往往占很大比重。②发展中国家的产品竞争力比较低,降低能耗,有助于降低成本。

提高能源效用内容很广阔,涵盖一次能源的生产运销,二次能源的生产输送和终端能源利用以至任何能耗在成本中占比重较大的产品的利用。能源厂矿,近水楼台,自用率往往很高,易被忽视。自来水浪费,铝制品积压,很少会被认为与节能有关,与全球变暖有关。中国教育比较落后,追求效率的观念也比较淡薄,而要宣传,也需要有一些措施和制度。二次能源的生产输送和终端能源利用是节能的关键。中国火电厂煤耗近几年间为431克/千瓦时,比国外一般多13%。近几年间,由于对电的需要迅速增加,各地装设了好些煤耗很大的1.2万千瓦的发电机组,效能很低,如江苏的地县级电厂和企业自备发电设备平均煤耗高到559克/千瓦时,新增的大机组实际煤耗亦比国外同类机组高20%。终端能源利用效率也很低。与先进国家相比,钢的能效高50%,水泥高60%,合成氨高83%,纸高39%,能耗很高的小化工厂、农用机械、汽车和一部分新建的乡镇企业散布在全国各地。单位国民生产总值的能耗

比先进国家多好几倍,比印度也多 65%。说中国是能源效率最低国家之一,是符合事实的。我们落后那么远,先进国家却认为他们还可以电热联产和改进燃烧方式来提高效率;提高电厂效率与降低输电配电损耗可增加送到终端用户的电 1/4,所需费用仅为增产的电的 1/7 (Kats,1990)。在终端能源消费方面,较好调度、操作和技术设施都可大幅度地节能。如加上在孕育中的雏形技术,前途就更广阔。中国在 80 年代,对此已很重视,也有不少成果。但是,起点太低,客观上又存在着许多困难“坐言”未必就能“立行”。有人这样形容:说起来重要,做起来次要,忙起来不要。为什么?

其实,这在先进国家也是很简单的问题,在中国更不可能轻而易举。首先,先进技术有许多不给我们,转让的也往往要费许多周折,按中国的条件改造制作。其次,在能源紧缺,缺口很大的情势下,淘汰落后的东西非常困难,加以能源价格偏低,应淘汰的面太广,资金又很有限,更是难上加难。第三,中国信息传播条件较差,文化程度又低,即使其条件都很有利,应当受益,有条件收益的人也不易知道。在先进国家存在的问题更多。例如照明可以节电 50% 左右。更换照明设备,第一要资金,有了资金,可能回收时间太长不干,太费事不干。打算更换了,未必有足够的现货可卖,未必知道有现货可卖的地方。一处阻塞,便全线难。为了经济效益要改,为了防止全球环境恶化更要改,没有一定的条件、周到的部署就不能实现。

改变化石燃料的组成,用煤出 CO₂ 比用油多,比用气更多,这里当然有文章可做。但有两点需要一提,一是我们如何安排,不能不制约于资源。中国化石燃料储量,煤占绝对优势,可以使用一二百年以上,这是可以确定的。油气蕴藏可能不小,却不可能在十年内得到确切结论,只能走一步看一步。也不会确知那里有油气资源,而积极地谋求开采利用。二是要结合技术、经济,全面考虑从开采、加工、输送、配给每一环节会释出的 CO₂ 和其他温室气体。煤层气也应加以注意。采煤或油都会逸出一些气。至一个地方将气送给用户,一般会泄漏不少气。但如只送给一个大户,或改用较好材料制送气管道,泄漏又可能大大减少。情况各地不同,也会随时间变化。有人对此做了分析(Wilson,1990),认为从温室作用来看,用气影响比用煤或油小些,这当然是随地点、时间而不同的。

对世界煤、油、气可采量有好些不同的估计。资源贮存情况了解程度很不完全。可采储量的定义也因人而异,也必将随时代条件而变化。按英国石油组织 1989 年的估计,以 1988 年产量为准,世界煤可用 202 年,油 41 年,气 58 年(BP,1989),今后年产量当比 1988 年高,可采量也会有增加,即很可能在下世纪前半期中,油气均将转用作化工原料,煤的命运亦将如此。只不过晚三五十年而已(可能有一部分化石能源留供运输使用)。

核能和可更新能源,不出三五十年人类所需的能将逐渐转向能久用不竭的自然资源取给。从这时开始,能源利用将不会释出温室气体。促成这一转变便成为解决全球变暖问题的部分内容。结合中国情况来看,水力、核电、太阳能、风能和生物能都应当是重要对象。在地理分布上,水力集中于青藏高原东界附近,主要在西南区。太阳能以青藏高原、西北干旱区、内蒙半干旱区与华北区利用条件最好。生物能在东部湿润地区发展比较适宜,与核能一起,有可能满足需要。宜于利用风能的地区有沿海一带,青藏高原和新疆、内蒙古。这样的分布格局说明盘古氏是有远见的。

水力资源的利用不会放出温室气体,这在常规能源中是唯一无二的。中国可开发的水能,单站装机容量在 500 千瓦以上的共 3.78 亿千瓦,可发电 19200 亿千瓦时/年。至 1988 年

底已建成的水力发电容量为 3270 万千瓦,年发电量 1055 亿千瓦时,仅相当于可开发水能的 5.5%,在一次能源产量中,占 4.5%。中国水能资源居世界首位,水电成本亦较低,而且拥有勘测、设计、施工、安装、生产和科研队伍 25 万人,开发程度却远低于挪威(87%)、日本(57%)、加拿大(54%)、美国(46%),也落后于印度(20%)、前苏联(19%)、巴西(17%)。阻滞的主要因素一是过去偏重 25 万千瓦以上的水电站,投资较大,建设周期较长,而且位置比较偏僻,二是水库淹没损失较大,安置移民困难不小。今后如①从减少送入大气的温室气体着想,设法多筹措一些资金。②兼顾分布较广,建设周期较短的中、小型场库。③在经济发展较快,或提高坡地持续力较易见效的地区的场址,则阻滞因素多可涣然冰释,加速建设进程,使水能在一次能源产量中的百分率不断提高,达到显著减缓温室气体输入大气的目的。

核能利用,除在铀的加工中会放出一些温室气体外,并不直接产生温室气体。关于核能利用,国内外都有不同意见。在中国,不存在资源问题,从东北至华南沿海一带,也需用核能来弥补能源之不足,第一批核电厂即将投入运转,现在计划采取慎重态度,稳步前进,似乎是适当的。争论焦点集中于:

①安全;②建设费;③工期;④成本(包括报废后处置费)等问题。对于这些,我是门外汉,却相信技术和经济问题迟早都会得到解决,但核能在中国要在对付全球变暖起重要作用,恐怕要到 15 年以后。

太阳能利用看来很有希望。太阳热电近几年才进入商业市场,代价仍较高,而且要有燃气发电调节,不能不放出一些温室气体。太阳光伏电技术用半导体将太阳辐射直接转化为电,近年成本迅速降低,可望于数年内将发电成本降到与燃煤发电不相上下,甚至更低。

多数地方风速变化不定,只在少数地方有较好条件发展风能利用。即使在条件较好地方,一般也是分散的、小规模。生物能源利用,在最近将来,恐怕也是效能不高的、分散的,显著的发展大约也要等一二十年。

所有上述能源的利用,只要是在技术上可行,经济上可取的,都应当能走一步就走一步。

以上三类措施,都是积极努力的方向。抓准抓紧一定能减缓温室气体排放增长的趋势,以至最后稳定下来。到 2005 年,有可能比由现在趋势推算的数量减少相当于燃煤 2 亿吨放出的 CO₂ 及其他温室气体,甚超额完成这一目标,但不能接受煤的消费量比 1988 年减少 2 亿吨的任务。

3. 对付海平面上升(缺)

4. 国际协作(缺)

第二部分 古气候、历史气候和 现代气候变化研究

门限自回归模型在气候资料插补中的应用*

张时煌

(中国科学院地理研究所)

孔楠

(冶金部建筑研究院)

摘要: 本文利用门限自回归模型对 1724 年以来所缺的降雨时数资料进行了插补并获得了比较好的插补效果。

关键词: 门限自回归 SETAR 模型 预报函数 门限值

一、引言

根据气候资料特点的不同,可以设计出多种多样的插补方法来对其所缺漏的部分进行插补。归纳起来有内插法、外插法以及交叉对比插补法。考虑到多个站点气候状况的关联性,屠其璞先生利用场的概念还设计了一种自然正交插补法。当然,就具体方法而言,我们不能用一种方法去生搬硬套,对于具有不同特点的资料序列,应该设计出与其相适应的插补方法。本文所介绍的是一种利用门限自回归模型来进行插补的方法,它本是利用长时段内资料序列本身所表现出的内在结构设计出的一种适时预报方法。本文将它作为一种插补方法就是利用其短期预报值来表示所需要的插补值,因为门限自回归模型的短期预报往往能取得比较满意的效果。

据历史文献记载,有关雨雪的测量,早从汉期就开始有了,至明清时期已初具规模。但由于历史原因,保存下来的气象记录并不多,最早和比较完整的气象记录就要算北京故宫博物院档案馆珍藏的《晴雨录》了,它是雍正二年(1724)到光绪三十年(1904)清朝专门记载逐日

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作,亦受到中国国家自然科学基金委员会资助。

天气现象的一种簿式资料,其中以北京的记录为最长。

《晴雨录》中的内容有阴、晴、雨、雪、雷、电及风向逐日记载,对每次雨雪除用大、小、细、微四个等级表示量的大小外,还记录有雨、雪的起讫时刻。但《晴雨录》中对北京的记载只有雨(雪),微雨(微雪)两个级别,本文将分别用“.”、“,”来表示。

对《晴雨录》中雨、雪的记载按月整理后便得到了 1724—1904 年逐月降水时数资料序列,同样也分为雨(雪),微雨(微雪)两个级别。参见表 1。但由于当时各种社会的以及其它意想不到的原因,有的年份却没有记载,这样就使得这份珍贵的资料显得残缺不全,所缺年份参见表 2。

表 1 1821-1822 年逐月逐级降水时数

The monthly rainy hours for every grade at Beijing from 1821-1822

年	降水状况	月											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1821	.	0	0	1	0	1	6	0	17	4	0	0	0
	,	4	9	66	25	47	94	93	45	67	61	11	8
1822	.	6	10	0	0	2	10	28	18	10	0	0	0
	,	27	18	23	21	66	51	113	67	45	18	0	1

表 2 《晴雨录》中所缺资料时段

The numbers of year and month in which there is no record in Sun and Rain Records

年 份	1810	1831	1832	1844	1845	1851	1852
月 份	2-12	2-12	1	2-12	1	2-12	1
年 份	1898	1899	1900	1901	1904	1724	
月 份	1-12	1	2-12	1-12	3-12	1	

由于 1724 年处于序列的头一年,无法用数学方法来进行插补,只能根据其 2—12 月份的降水时数分布状况与其它相应月份的分布状况来作比较估计。经比较后发现 1731 年、814 年以及 1835 年与 1724 年较相似,于是我们将这三年 1 月份的微雨时数和雨时数分别求平均后所得的值即作为 1724 年 1 月份降水时数的估计值。计算后得微雨时数为 10 小时,雨时数为零小时。

为了使这份资料保持其完整性,本文利用门限自回归模型对其所缺年月份进行了插补,并取得了比较满意的效果。

二、方法简介

门限自回归模型(Threshold Autoregressive Model)是一种非线性模型,它是 1978 年由汤家豪首先提出来的。近几年,这一模型的研究不断深入和日趋完善,并且在应用上也颇见成效。门限自回归的基本思路是利用门限值把线性模型按状态空间取值,并采用逐段线性化手段来处理非线性系统,由于门限的控制作用,保证了系统的稳定性并有效地描述了具有周期

规律的系统,且能够反映出类似于跳跃共振的突变现象。本文根据资料的特点,只考虑门限自回归模型的一个特殊表示形式,即自激励门限自回归模型,简称 SETAR 模型。

设 $(\vec{x})_n$ 是 K 维时间序列,对于每一整数 n ,令 J_n 是可观测随机变量,它取正整数 $1, 2, \dots, l$, 则:

$$\vec{x}_n = A_{x_{n-1}}^{(J_n)} + \vec{\varepsilon}^{(J_n)} + \vec{C}^{(J_n)} \quad (1)$$

此即为自激励门限自回归模型的一般表示形式,其中 $J_n=j$ 时, $A^{(j)}$ 为 $K \times K$ 维非随机系数矩阵, $\vec{C}^{(j)}$ 是 $K \times 1$ 维常数向量, $\{\varepsilon_n^{(j)}\}$ 为相互独立,即对任意 $n, m, \varepsilon_n^{(j)}$ 与 $\varepsilon_m^{(j')}$ 是两个相互独立的 K 维随机向量,并且对正整数 K 有

$$E\varepsilon_n^{(j)}x_{n-k}^* = 0 \quad (2)$$

设 $\{r_0, r_1, \dots, r_l\}$ 表示实数的有序子集,即 $r_0 < r_1 < \dots < r_l, r_0 = -\infty, r_l = +\infty$, 由此 $\{r_0, r_1, \dots, r_l\}$ 确定了实轴 R 上的一个分割

$$R = R_1 \cup R_2 \cup \dots \cup R_l$$

其中

$$R_j = (r_{j-1}, r_j), j = 1, 2, \dots, l-1, r_l = (r_{l-1}, +\infty)$$

令

$$\vec{x}_n \triangleq (x_n, x_{n-1}, \dots, x_{n-k+1})^T$$

$$A^{(j)} = \begin{pmatrix} a_1^{(j)} & a_2^{(j)} & \dots & a_{k-1}^{(j)} & a_k^{(j)} \\ & I_{k-1} & & & 0 \end{pmatrix}$$

$$\vec{\varepsilon}_n^{(j)} = (\varepsilon_n^{(j)}, 0, \dots, 0)^T, \vec{C}^{(j)} = (a_0^{(j)}, 0, \dots, 0)^T$$

$$R_j^{(k)} = \underbrace{R \times \dots \times R \times R_j \times R \times \dots \times R}_K$$

$R_j^{(k)}$ 表示 K 维乘积空间的柱集,底 R_j 是在第 d 个坐标轴上的区间, d 是某一固定整数, $1 \leq d \leq k$ 。

若 $\vec{x}_{n-1} \in R_j^{(k)}$, 取 $J_n = j$, 则(1)式可简化为如下模型

$$x_n = a_0^{(j)} + \sum_{i=1}^R a_i^{(j)} x_{n-i} + \varepsilon_n^{(j)}, x_{n-i} \in R_j, j = 1, 2, \dots, l \quad (3)$$

由于(3)式中 l 个自回归模型的选择取决于 x_{n-i} 属于哪一区间 R_j , 我们称满足(3)式的时间序列 $\{x_n\}$ 是阶数为 $(d, l; k, \dots, k)$ 的自激励门限自回归模型, 简记为 $SETAR(d, l; k, \dots, k)$, 其中 K 共有 l 重。特别地, 当 $l=1$ 时, $SETAR(d, 1; k)$ 即为 K 价自回归模型 $AR(K)$ 。

关于 $SETAR$ 模型的具体建模步骤, 由于篇幅所限, 这里就不介绍。

下面是 $SETAR$ 模型的一个应用实例, 根据 1700—1920 年太阳黑子的观测数据, 直接用 $SETAR(3, 2, 4, 12)$ 的模型来建立的模型具体表示式为:

$$x_n = \begin{cases} 10.5440 + 1.6920x_{n-1} - 1.1592x_{n-2} + 0.2367x_{n-3} + 0.1503x_{n-4} + \varepsilon_n^{(1)} & \text{当 } x_{n-3} \leq 36.6 \\ 7.8041 + 0.7432x_{n-1} - 0.0409x_{n-2} - 0.2020x_{n-3} + 0.1730x_{n-4} - 0.2266x_{n-5} \\ + 0.0189x_{n-6} + 0.1612x_{n-7} - 0.2564x_{n-8} + 0.3195x_{n-9} - 0.3891x_{n-10} \\ + 0.4306x_{n-11} - 0.0397x_{n-12} + \varepsilon_n^{(2)} & \text{当 } x_{n-3} > 36.6 \end{cases}$$

其中 $\text{Var } \varepsilon_n^{(1)} = 254.64$ $\text{Var } \varepsilon_n^{(2)} = 66.84$

图 1 表明了拟合状况, 一步预报和最终预报函数 (1921-1955 年), 且最终预报函数 Eff (3) 是一个以 31 年为周期的预报函数, 由三个极大与三个极小组成, 即有三个局部循环。这三个局部循环的上升和下降的长度是不对称的, 可用 $31/3 = 10.3$ 年作为太阳黑子的分周期。可见用 $SETAR$ 模型来描述太阳黑子的年变化效果是令人满意的。

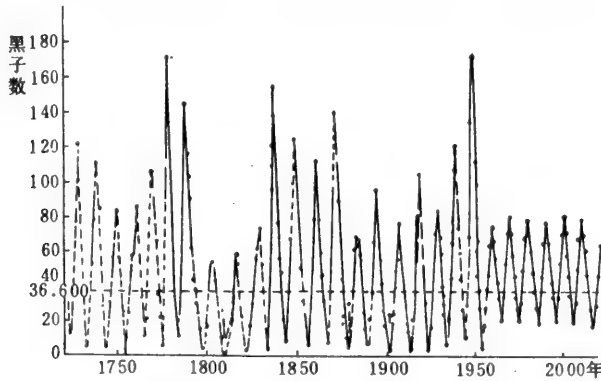


图 1 太阳黑子数据(1700—1920)的 $SETAR(3, 2, 4, 12)$ 模型
The $SETAR(3, 2, 4, 12)$ Model of Sun-Spots data (1700—1920)

三、模拟、插补结果

表 2 中除 1724 年 1 月外, 其它所缺年份在降水时数资料序列中分别是第 87, 108, 109, 121, 122, 128, 129, 175, 176, 177, 178 和第 181 个。在具体建模时, 我们共分四步, 首先, 分别

对每月每个降水等级前 86 个样本共 24 个序列进行建模,并对所得到的模型进行预报,将其相应的预报值作为第 87 个所缺样本的插补值。然后,类似地,分别对各序列前 107 个,120 个和前 174 个样本共分三步进行建模,并进行预报,同时,将相应的预报值作为所缺年份资料的插补值。为便于得到预报效果更好的模型,我们先将数据进行开平方根预处理,然后再对预处理后的数据进行建模。

第一步:对各月各降水等级前 86 个数据进行建模,总共可以得到 24 个模型,根据预报效果的好坏,通过调整门限值以及选择后延(d)可以判断得出最佳模型。表 3 是根据 9 月份雨时数和微雨时数前 86 个数据所建立的最佳模型。限于篇幅,这里没有将其它月份的模型列出来。

写成模型的具体表示式即为:

(1)微雨时数模型

$$x_t = \begin{cases} 4.3538 + 0.2627x_{t-1} + \varepsilon_t^{(1)} & \text{当 } x_{t-1} \leq 7.305 \\ 12.3994 - 0.7695x_{t-1} - 0.1770x_{t-2} + 0.0067x_{t-3} + 0.5483x_{t-4} \\ + 0.6205x_{t-5} - 0.2796x_{t-6} - 0.4346x_{t-7} - 0.3452x_{t-8} + \varepsilon_t^{(2)} & \text{当 } x_{t-1} > 7.305 \end{cases}$$

其中 $\text{Var } \varepsilon_n^{(1)} = 36.54$ $\text{Var } \varepsilon_n^{(2)} = 12.38$

表 3 9 月份雨时数、微雨时数前 86 个数据所建立的 SETAR 模型

The SETAR Models of rainy hours and small rainy hours
in September by using in the first 86 records

降水等级	门限值 (r)	AIC 值	后延 (d)	阶数	a ₀ 值	模型各系数值(a _i)								
						a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈	
.	7.305	1.110	14	1	4.3538	a ₁								
						0.2627								
.	7.305	1.110	14	8	12.3994	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈	
						-0.7695	-0.1770	0.0067	0.5483	0.6205	-0.2796	-0.4346	-0.3452	
.	1.957	56.06	9	7	0.9071	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇		
						0.1382	-0.342	-0.1171	-0.0897	0.3185	0.1655	0.3899		
.	1.957	56.06	9	6	0.7036	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆			
						0.0524	-0.0067	0.5202	0.1865	0.1996	-0.2952			

(2)雨时数模型

$$x_t = \begin{cases} 0.9071 + 0.1382x_{t-1} - 0.3420x_{t-2} - 0.1171x_{t-3} - 0.0897x_{t-4} \\ + 0.3185x_{t-5} + 0.1655x_{t-6} + 0.3899x_{t-7} + \varepsilon_t^{(1)} & \text{当 } x_{t-1} \leq 1.957 \\ 0.7036 + 0.0524x_{t-1} - 0.0067x_{t-2} + 0.5202x_{t-3} + 0.1865x_{t-4} \\ + 0.1996x_{t-5} - 0.2952x_{t-6} + \varepsilon_t^{(2)} & \text{当 } x_{t-1} > 1.957 \end{cases}$$

其中 $\text{Var } \epsilon_n^{(1)} = 16.15$ $\text{Var } \epsilon_n^{(2)} = 18.29$

表 4 是根据 9 月份雨时数,微雨时数前 86 个数据所建立的最佳模型作出的预报值以及与其实际值的比较。

从表 4 中可以看出,模型的预报值与真实值之间吻合得相当好,因此,我们完全有理由将其预报值中的 6.61,2.16 分别作为第 87 个所缺样本的插补值,然后参与第二步建模。

表 4 前 86 个数据 9 月份雨、微雨时模型预报值

The predicted values of the SETAR Models which are carried on in the first 86 records of rainy hours and small rainy hours in September

降水等级		真 实 值 与 预 报 值											
		第 81 个	第 82 个	第 83 个	第 84 个	第 85 个	第 86 个	第 87 个	第 88 个	第 89 个	第 90 个	第 91 个	第 92 个
,	真实值	6.32	8.78	4.80	6.16	7.14	8.60						
	预报值	6.32	8.80	4.73	5.61	7.06	6.23	6.61	6.09	5.95	5.92	9.47	6.84
,	真实值	3.16	1.41	0.00	1.73	0.00	3.46						
	预报值	2.64	1.94	0.00	1.80	1.37	3.59	2.16	1.33	1.05	2.01	2.25	1.55

第二步,对各降水等级前 107 个数据进行建模。同样,根据预报效果的好坏,也可以判断得出 24 个最佳模型,表 5 是 5 月份雨时数,微雨时数对前 107 个数据所建立的最佳模型。同样,限于篇幅,这里也没有将其它月份的最佳模型都一一写出来。

表 5 5 月份雨时数、微雨时数前 107 个数据所建立的 SETAR 模型

The SETAR Models of rainy hours and small rainy hours in May by using the first 107 records

降水等级	门限值 (r)	AIC 值	后延 (d)	阶数	a_0 值	模型各系数值 (a_i)							
						a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8
,	6.799	41.80	8	5	3.3881	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5			
						0.2722	-0.2036	0.1866	-0.1551	0.2529			
				16	9.6837	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8
						0.2250	-0.1376	0.6648	-0.0339	0.0209	-0.1521	-0.4174	-1.6651
						a_9	a_{10}	a_{11}	a_{12}	a_{13}	a_{14}	a_{15}	a_{16}
						-0.0279	0.0688	0.2698	0.8107	0.5658	-0.8917	-0.0458	0.7323
.	1.000	298.0	12	1	4.0306	a_1							
						-0.0209							
				7	0.4081	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	
						-0.0746	0.1082	0.2923	0.0271	0.0387	-0.1163	0.2746	

表 6 是 5 月份雨时数,微雨时数前 107 个数据所建立的最佳模型作出的预报值与真实值的对比。

表 6 前 107 个数据 5 月份雨、微雨时数最佳模型预报值
The predicted values of the optimum SETAR Models which are carried on
in the first 107 records of rainy hours and small rainy hours in May

降水等级		真实值与预报值											
		第 102 个	第 103 个	第 104 个	第 105 个	第 106 个	第 107 个	第 108 个	第 109 个	第 110 个	第 111 个	第 112 个	第 113 个
,	真实值	7.07	6.40	4.47	8.83	9.06	6.08						
	预报值	6.79	6.11	6.33	8.36	8.89	6.15	5.77	4.23	11.31	7.84	4.83	5.09
.	真实值	1.00	8.00	0.00	0.00	4.00	4.00						
	预报值	1.29	7.01	-0.12	1.61	4.03	3.36	1.97	1.99	4.01	1.95	3.99	3.95

表 7 7 月份雨时数、微雨时数前 120 个数据所建立的 SETAR 模型
The SETAR Models of rainy hours and small rainy hours
in July by using the first 120 records

降水等级	门限值 (r)	AIC 值	后延 (d)	阶数	a ₀ 值	模型各系数值 (a _i)							
						a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈
,	6.799	41.80	8	5	3.3881	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈
						0.2216	0.0070	0.1050	-0.0994	0.0619	0.2511	-0.0447	
						a ₉	a ₁₀	a ₁₁					
				-0.1978	0.2124	-0.3157							
				16	39.8744	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈
						8.1438	-1.0697	0.1831	-3.5970	-0.9761	-4.5840	-4.2229	1.1474
a ₉	a ₁₀	a ₁₁	a ₁₂			a ₁₃	a ₁₄	a ₁₅	a ₁₆				
1.1239	0.4203	1.2045	-5.1870	0.8997	7.3188	-3.0389	-3.5811						
.	3.944	146.0	3	14	0.7273	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈
						-0.0599	0.2972	0.5002	-0.2586	0.8829	0.0564	0.2129	-0.0720
						a ₉	a ₁₀	a ₁₁	a ₁₂	a ₁₃	a ₁₄		
				0.1920	0.1294	0.1853	-0.3601	0.1890	0.2997				
				2	2.8052	a ₁	a ₂						
						-0.1851	0.1952						

第三步、第四步:以第二步建立的最佳模型所得出的各月第 108,109 个预报值作为相应所缺资料的插补值,然后对各月各降水等级前 120 个数据进行建模,得到相应的最佳模型,如 7 月份,其最佳模型见表 7,由最佳模型得到的预报值参见表 8。再以第三步建立的最佳模型所得出的各月第 121,122 个以及第 128 个,129 个预报值作为相应的所缺资料的插补值。最后,对各月各降水等级前 174 个数据进行建模,同样,也可得到相应的最佳预报模型,如 11

月份,其得出的最佳模型见表9。由11月份最佳模型得到的预报值参见表10。同时,以这一步建立的最佳模型所得出的各月第175,176,177,178个和第181个预报值作为相应的所缺资料的插补值。

表8 前120个数据7月份雨、微雨时数最佳模型预报值
The predicted values of the optimum SETAR Models which are carried on in the first 120 records of rainy hours and small rainy hours in July

降水等级	真实值与预报值																	
	第112个	第113个	第114个	第115个	第116个	第117个	第118个	第119个	第120个	第121个	第122个	第123个	第124个	第125个	第126个	第127个	第128个	第129个
真实值	6.63	8.94	5.57	9.65	5.39	8.49	9.90	11.45	6.93									
预报值	7.37	7.41	7.21	8.83	6.74	7.60	8.04	11.45	7.08	6.22	7.10	5.30	3.97	8.85	6.21	9.03	6.70	8.58
真实值	2.00	3.16	2.00	0.00	6.78	3.46	0.00	4.12	0.00									
预报值	1.43	4.28	3.80	2.50	6.45	1.75	0.85	3.50	1.54	3.48	6.68	0.68	5.30	3.61	2.28	3.95	0.59	3.22

表9 11月份雨时数、微雨时数前174个数据所建立的SETAR模型
The SETAR Models of rainy hours and small rainy hours in July by using the first 174 records

降水等级	门限值(r)	AIC值	后延(d)	阶数	a ₀ 值	模型各系数值(a _i)							
						a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈
.	3.215	177.70	10	17	5.7880	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈
						0.0868	-0.1429	0.0203	0.2376	-0.1945	-0.3393	-0.0381	-0.2491
						a ₉	a ₁₀	a ₁₁	a ₁₂	a ₁₃	a ₁₄	a ₁₅	a ₁₆
						-0.0692	-0.1216	0.1627	-0.0112	0.2365	0.2013	0.2472	-0.0337
						a ₁₇							
				-0.3143									
				17	0.7177	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈
						0.1876	0.0657	-0.1335	0.3791	-0.2000	0.2939	0.0744	-0.1045
						a ₉	a ₁₀	a ₁₁	a ₁₂	a ₁₃	a ₁₄	a ₁₅	a ₁₆
						0.0103	-0.0564	-0.1579	-0.1652	0.1431	-0.1150	-0.1181	-0.1588
a ₁₇													
-0.2857													
.	1.00	23.62	11	1	0.7177	a ₁							
						-0.1304							
				14	1.1408	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆	a ₇	a ₈
						-0.1209	0.0630	-0.0151	-0.0859	-0.1939	0.0302	-0.1022	-0.1197
						a ₉	a ₁₀	a ₁₁	a ₁₂	a ₁₃	a ₁₄		
-0.1515	-0.0260	-0.0789	0.6744	0.0493	-0.3320								

表 10 前 174 个数据 11 月份雨、微雨时数最佳模型预报值

The predicted values of the optimum SETAR Models which are carried on in the first 174 records of rainy hours and small rainy hours in September

降水等级	真实值与预报值																	
	第 166 个	第 167 个	第 168 个	第 169 个	第 170 个	第 171 个	第 172 个	第 173 个	第 174 个	第 175 个	第 176 个	第 177 个	第 178 个	第 179 个	第 180 个	第 181 个	第 182 个	第 183 个
，	真实值	5.92	3.00	2.65	5.83	2.83	4.69	0.00	2.65	5.74								
	预报值	5.42	2.44	1.96	4.72	3.60	3.79	0.76	2.71	5.10	4.10	1.25	0.04	5.25	2.52	0.20	1.49	4.15
·	真实值	4.24	0.00	1.41	0.00	2.83	0.00	0.00	1.41									
	预报值	3.38	0.68	0.81	0.92	0.61	2.41	0.91	0.76	0.83	0.13	0.41	0.66	3.32	0.72	0.66	1.79	0.14

表 11 利用 SETAR 模型进行插补的结果表

The results of interpolation by using the SETAR Models

年份	月份 降水等级	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		1810	，	12	27	27	20	42	38	56	74	44	92
	·	5	0	1	0	2	12	15	10	5	5	0	0
1831	，	15	24	17	25	34	49	76	61	37	37	10	16
	·	1	3	0	1	4	6	7	85	3	0	0	3
1832	，	10	5	60	25	18	20	30	95	38	32	11	15
	·	4	2	0	0	4	3	5	22	4	1	0	6
1844	，	5	40	19	42	33	41	39	56	10	15	19	1
	·	0	2	3	0	2	12	12	2	2	0	0	0
1845	，	4	30	3	3	44	20	50	59	8	16	9	2
	·	2	0	6	0	2	3	44	26	3	0	0	1
1851	，	8	18	17	25	4	48	45	60	40	31	12	4
	·	1	2	1	1	12	8	0	39	1	0	1	1
1852	，	15	7	17	21	60	52	73	93	36	9	21	5
	·	0	1	3	1	2	14	10	13	1	0	3	15
1898	，	1	18	14	30	29	44	72	57	36	41	17	11
	·	19	2	9	17	0	39	31	46	3	2	0	0
1899	，	8	16	17	7	32	35	64	55	3	9	1	5
	·	5	15	2	18	11	9	7	10	6	0	0	15
1900	，	6	14	17	30	31	44	74	50	29	25	0	3
	·	4	1	5	4	1	7	47	8	6	0	0	1
1901	，	9	13	10	8	31	43	54	20	42	7	27	6
	·	3	2	1	2	5	17	59	91	31	15	11	1
1904	，	10	9	17	18	32	80	64	54	35	7	2	6
	·	7	2	2	2	1	28	47	39	1	22	3	0

至此,利用自激励门限自回归模型进行插补的工作才告结束。插补的总结果参见表 11。

表 12 为缺资料年份中未经插补的原始数据,其中有些年、月份有数据记录。比较表 11 与表 12 后,我们可以毫不犹豫地认为这次利用 SETAR 模型进行插补的结果是相当令人满意的。这不仅为我们将来利用《晴雨录》资料来恢复北京 250 年以来的降水量序列铺平了道路,而且这方法本身也得到了具体的应用。由于我们这次是对 24 个序列重复 4 次进行建模,计算量、工作量都是相当大的,要想对每一个序列每次建模都找出最佳模型那是很困难的。也许我们现在找出的模型有些并不是最佳模型,但是,如果对单独一个序列进行建模,它的优点则显而易见,对于预报,它更有独到之处。

表 12 未经插补的原始数据
The original data before interpolation

年份	月份 降水等级	月份											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1810	,	16	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	.	6	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
1831	,	20	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	.	0	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
1832	,	×	2	55	29	10	23	21	100	24	27	2	20
	.	×	0	0	0	6	0	0	15	2	0	0	0
1844	,	12	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	.	0	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
1845	,	×	38	13	3	30	14	57	54	12	36	2	6
	.	×	0	0	0	0	3	50	19	0	0	0	0
1851	,	11	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	.	0	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
1852	,	×	1	28	28	54	60	61	87	45	2	17	0
	.	×	0	1	0	3	8	14	9	6	1	2	12
1898	,	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
1899	,	×	24	15	12	28	12	63	41	5	3	3	6
	.	×	20	6	10	4	7	12	7	0	0	2	20
1900	,	7	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	.	2	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
1901	,	×	×	0	11	44	38	44	13	19	3	10	20
	.	×	×	0	0	7	22	65	89	48	17	16	0
1904	,	6	1	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	.	4	6	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×

四、结 论

1. 对较长时段内的资料序列的插补,门限自回归模型不失为一种好的插补方法。

2. 对于一个长序列,利用门限自回归模型能对其作出较好的预报。

3. 门限自回归模型的好坏及其预报效果的优劣在很大程度上依赖于门限值的选择,可以通过改变门限值的大小来使模型达到最佳。

参考文献

- [1] 项静恬、杜金观、史久恩等,动态数据处理——时间序列分析,气象出版社(1986)。
- [2] 么枕生,气象统计学基础,科学出版社(1984)。
- [3] Priestley, J. B., *Spectral Analysis and Time Series*, Academic Press, London. (1981).
- [4] Tabony, R. C., "The Estimation of Missing Climatological Data", *Journal of Climatology*, 3, 297, (1983).

The Application of Threshold Autoregression Model in the Interpolation of Climate Data *

Zhang Shihuang

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Kong Nan

(Architecture Research Institute, Metallurgical Industry Department)

Abstract

In this paper, the threshold autoregression model was carried on in the interpolation of absent rainy hours at Beijing from 1724, and it was shown that the result of interpolation by this model are very suitable.

Key Words: threshold autoregression SETAR model Predictive function Threshold value

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

降水日数、降水等级与北京 260 年 降水量序列的重建*

张时煌 张丕远

(中国科学院地理研究所)

摘 要: 一个月的降水可以分为两部分:平均降水和强度降水。平均降水可以由月降水日数来反映,而强度降水则由月降水等级来反映。月降水日数可以通过故宫《晴雨录》中关于晴雨的记载整理得到;月降水等级则可通过地方志以及各种旱涝史料的记载根据旱涝的程度将月降水等级划为 2—7 级^[1],然后利用二元线性回归方程建立月降水日数、月降水等级与月降水量的关系。从回归效果来看,此方法明显优于其他方法,从所恢复的北京 260 年降水来看,北京从 1724 年以来经历了 4 个多雨期和 4 个少雨期。从整个趋势来看,北京的少雨期越来越长,多雨期则相对地越来越短,目前这个少雨期仍在继续。

关键词: 复相关系数 强度降水 平均降水

一、引 言

对于某一气候要素,尤其是降水,它具有各种特征。因此,在我们对它进行研究之前,必须弄清楚所要研究的是哪一种特征。①如果要恢复的是对于多个站降水所组成的降水场,则在考虑这些站的大范围降水特征的同时,还必须考虑各个站的局地降水特征,有时局地降水特征比大范围降水特征显得更重要。如果从波动学来考虑,那么,对于某个站的降水我们应该将这个站降水的局地波动特征叠加在这个站与周围各站的大波动特征之上,这样恢复出来的降水才是这个站真实的降水。比如,有人利用五百年旱涝记录通过 EOF 兼交叉谱分析恢复了长江中下游五站及北京的五百年降水记录^[2],我们认为这仅仅恢复了长江中下游五站及北京站与其他 29 站相联系的大范围降水特征所反映的那部分降水,而没有再考虑这七个站的局地降水特征。这样恢复出的降水与实际降水相差甚远,而且降水波动不大,反映不出极端年份的降水。②如果要恢复的是单站降水,则我们在考虑这个站平均降水特征的同时,还必须考虑这个站的强度降水特征,仅仅通过降水时数或降水日数来恢复降水是不够的。基于这种考虑,本文将用降水日数来反映平均降水,用降水等级来反映强度降水,通过它们与降水量的关系来建立二元线性回归方程,从而恢复过去的降水序列。

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作,亦受到中国国家自然科学基金委员会的资助。

二、资料及计算

本文所用的月降水日数资料是根据北京故宫《晴雨录》中关于晴雨日的记录按月整理而得。凡是故宫《晴雨录》中某一天出现过“雨”或“微雨”，“雪”或“微雪”的记载，就将这一天作为一个雨日计算，这样便得到了 1724 年以来直到 1904 年共 181 年的月降水日数序列。另外，有几个缺记录的年份我们参考清朝的雨雪分寸资料并对它们进行了补充，而这一期间月降水等级序列则是根据另文所介绍的方法整理得到^[1]。我们的目的是在恢复 1724 年以来月降水量以及年降水量序列并对其进行分析，因此，必须建立降水日数，降水等级与降水量的数值关系。

从 1841 年以来，有 40 年是既有降水日数资料，降水等级资料又有降水量资料的年份。这 40 年具体是：1840—1843 年，1845—1850 年，1852—1855 年，1860—1861 年，1869—1881 年，1890—1897 年以及 1899 年。因此，我们将用这些年重叠的资料作为样本来建立月降水日数，月降水等级与月降水量的二元线性回归方程，即

$$y_i = a_i + b_{i1}x_{i1} + b_{i2}x_{i2} \quad (i = 1, 2, \dots, 12)$$

其中 y_i 表示第 i 月的降水量， x_{i1} 表示第 i 月的降水日数， x_{i2} 表示第 i 月的降水等级，回归结果参见表 1

表 1 月降水日数、月降水等级与月降水量的加归结果

The regression results of monthly raining days, monthly precipitation grades and monthly precipitation.

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
回归各因子												
回归系数 a	-19.650	-23.715	-27.098	-64.196	-94.977	-144.533	-192.391	-310.415	-136.834	-55.348	-30.473	-17.666
回归系数 b	6.033	7.908	8.386	21.646	31.983	51.749	105.896	94.968	55.073	17.391	10.235	5.755
回归系数 b	0.528	-0.066	0.841	0.193	0.986	2.608	1.542	9.103	-0.709	1.288	-0.255	-0.091
复相关系数 r	0.854	0.901	0.947	0.938	0.887	0.847	0.946	0.928	0.770	0.992	0.907	0.803
剩余方差 s	9.768	7.479	9.633	47.441	166.256	1288.215	2843.949	3813.200	1467.104	41.388	12.221	6.130

由表 1 可以看出，月降水日数，月降水等级与月降水量的回归相当好，12 个月中有 7 个月的复相关系数均在 0.90 以上，最低的是 9 月，也达 0.77。这说明用月降水日数序列与月降水等级序列来恢复月降水量序列是完全可以实现的，同时，上述回归方程的物理意义也非常明显。例如，在月降水等级相同的情况下，月降水日数越多，那么这个月的降水量也就越多，在月降水日数相同时，月降水等级越大，这个月的降水量也同样越多。大家知道，月降水日数反映的是某一个月的平均降水状况，而月降水等级反映的却是这个月的降水强度，也就是说，一个月的降水量可以分为两部分：一是平均降水，它由这个月的降水日数所反映；另外一部分则是强度降水，它由这个月的降水等级所反映。以前，我们曾试过各种方法来建立某

个或某几个参量与降水量的关系,结果发现以现在建立的这种关系为最好。表 2 是几种主要方法的比较。

表 2 几种方法复相关系数的比较

Comparison with the complex correlation coefficients for some relative methods

各种复相关系数		月 份												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
降水时数与降水量回归复相关系数 (气象局的)		0.73	0.41	0.79	0.79	0.76	0.80	0.90	0.75	0.68	0.74	0.69	0.74	
降水量模糊时数聚类与类降水回归	第一类	复相关系数	0.87	0.81	0.92	0.74	0.89	0.83	0.72	0.81	0.51	0.73	0.49	0.65
	第二类	复相关系数	0.85	0.40	0.69	0.88	0.78	0.88	0.91	0.76	0.96	0.81	0.84	0.73
	第三类	复相关系数	0.69	0.63	0.78	0.92	0.88	0.77	0.86	0.82	0.76	0.94	0.42	0.87
	三类平均		0.83	0.61	0.80	0.85	0.85	0.83	0.83	0.80	0.74	0.83	0.58	0.75
降水日数、降水等级与降水量回归的复相关系数		0.85	0.90	0.95	0.94	0.89	0.85	0.95	0.93	0.77	0.91	0.91	0.80	

由表 2 可以看出,降水日数,降水等级与降水量回归的结果明显优于其他两种方法。因此,以我们现在的这种方法恢复的过去年份降水量序列更为可信。图 1 为 40 年重复降水量拟合图,图中实线为降水量实测曲线,虚线为降水量拟合曲线。由图可以看出,实测曲线与拟合曲线基本上是一致的。

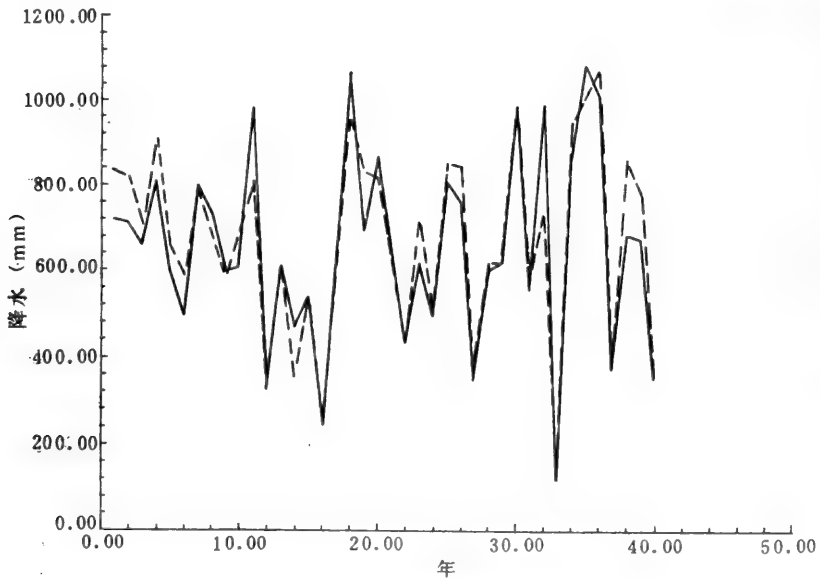


图 1 40 年重复降水量拟合图

The fitting diagram of precipitation for 40 repeated years

三、多雨期与少雨期

根据我们所得到的回归方程,只要将过去年份的降水日数与降水等级代入回归方程,便可以恢复过去年份的降水量序列。图 2 为 1724 年以来年降水量的变化曲线,但 1841 年以后的降水量以实测的为准,有些年份,比如 1856—1859 年,1862—1868 年,1885—1889 年以及 1901—1903 年由于没有降水量实测记录,则以恢复值代替;还有的年份,比如 1900,1904 两年的降水量则根据 500 年旱涝史料经内插订正得到;1909,1912 和 1913 这三年的降水量则用秦皇岛站的资料作基点站,以回归计算订正得到^[3]。对于 1840 年以前的降水量,我们则用恢复值进行了延长。从图 2 中大致可以看出,北京从 1724 年以来经历了 4 个多雨期和 4 个少雨期,为看得更清楚起见,我们对其进行了 7 年滑动平均,图 3 是经过滑动平均之后的年降水量变化曲线。从图 3 中可以很容易看出:第一个多雨期大约是至 1734 年以前,之后便进入了一个少雨期,大约到 1760 年以后便进入了又一个多雨期,这个多雨期延续的时间比较长,到 19 世纪 40 年代进入第二个少雨期,60 年代又开始进入第三个多雨期;19 世纪未进入第三个少雨期,大约到 20 世纪 40 年代又开始进入第四个多雨期,这个多雨期大约在 1964 年左右结束,之后便进入了第四个少雨期。从整个趋势来看,北京的少雨期是越来越长,多雨期则相对越来越短。目前这个少雨期仍在继续,如果照此发展下去,北京有可能成为枯水之城,我们希望以此引起有关方面的关注。

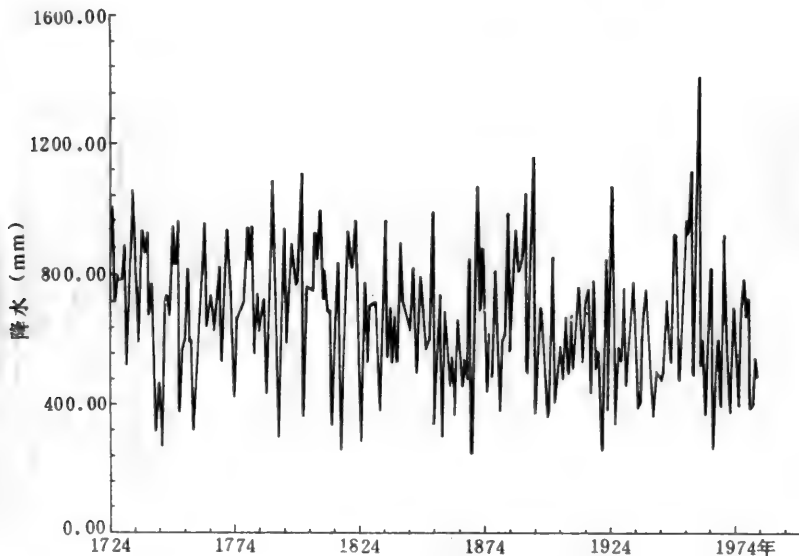


图 2 1724 年以来年降水量变化曲线

The variation curve of annual precipitation total since 1724

为了验证被恢复的降水量序列的可靠性,我们绘制了 1724 年以来北京站旱涝等级变化曲线图以及 9 次多项式拟合图(图 4)。

从图 4 中的拟合曲线可以很清楚地看出四个多雨期和四个少雨期来,而且其开始和结束的年代和图 3 是基本上一致的,这也就从侧面证明了我们所恢复的降水量序列是完全可

信的。

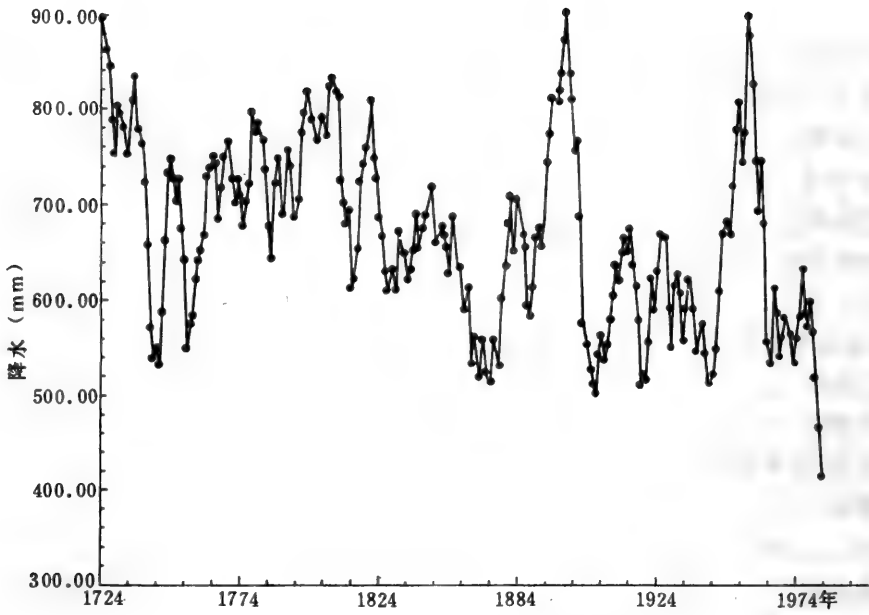


图 3. 经 7 年滑动平均之后的 260 年降水量变化曲线

The moving averaged variation curve of annual precipitation total for 260 years

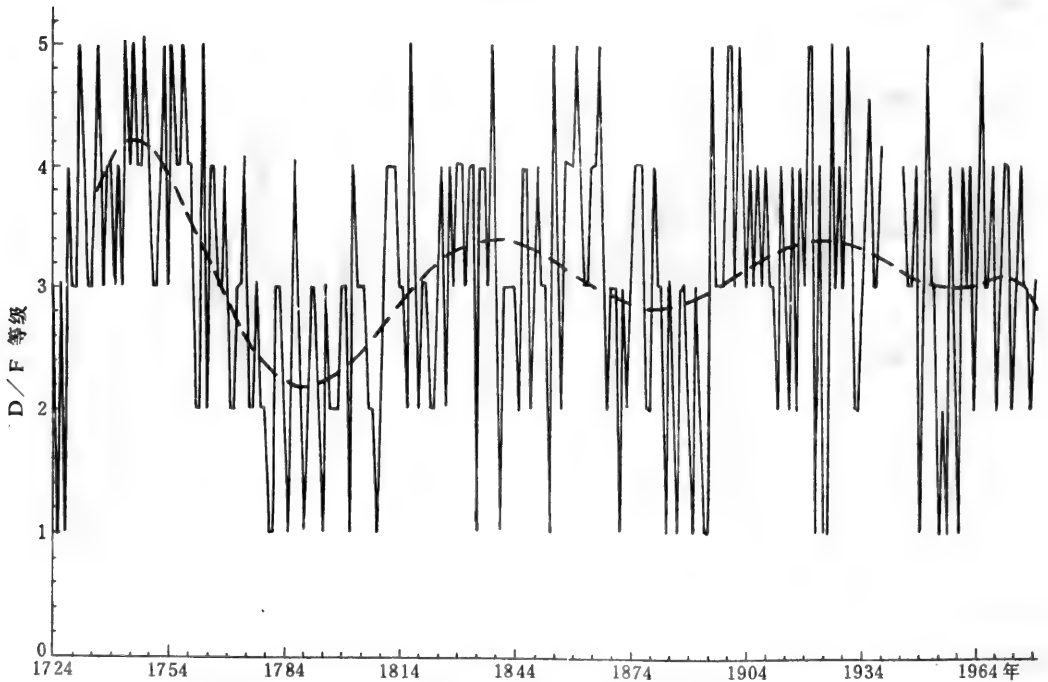


图 4 1724 年以来北京站旱涝等级变化曲线及多项式拟合曲线(实线为实测值,虚线为拟合值)

The variation curve of D/F grade and the fitting curve of polynomial at Beijing since 1724

四、结 论

1. 由月降水日数,月降水等级与月降水量的关系来恢复过去降水量序列的方法是到目前为止最合理的一种方法。

2. 从所恢复的 1724 年以来北京年降水量变化曲线可以看出,北京共经历了 4 个多雨期和 4 个少雨期,其中最后一个少雨期大约是在 1964 年左右开始,至今仍在继续。

参 考 文 献

- [1] 张时煌、张丕远, 1990 年历史文献中降水等级划分标准的客观描述, 中国气候与海面变化研究进展, 海洋出版社, (1992)。
- [2] 张先恭, 中国五百年降水分析, 气象出版社, (1989)。
- [3] 中央气象局, 北京 250 年降水, 中央气象局研究所内部资料, (1979)。

Raining days, rainy grades and the reconstruction of precipitation series for last 260 years at Beijing*

Zhang Shihuang Zhang Peiyuan

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

It can be considered that the precipitation of one month should be divided into two parts. The power monthly precipitation and the mean monthly precipitation. The mean monthly precipitation can be reflected by monthly rainy days, and the power monthly precipitation can be defined by monthly precipitation grade. The monthly rainy days can be obtained by sorting out the records of the Sun and Rain Records from the Palace Museum; the monthly precipitation grade can be acquired by analysing the degree of flood and drought from local chronicles and many kinds of historical documents, and this grade can be divided into 2—7. By using bivariate lineal regression equation, the relationship between monthly rainy days (MRD), monthly precipitation grades (MPG) and monthly precipitation is established. From the effects of regression, it can be seen that this method is obviously more suitable than any other methods.

Key Words: complex correlation coefficient power precipitation average precipitation

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

北京 250 年来降水量的重新恢复*

张时煌 张丕远

(中国科学院地理研究所)

摘要:本文利用模糊聚类回归方法,通过对降水量、雨时数和微雨时数三者之间相关关系的分类,得到了三组回归模型,并将回归模型的总效果与 1979 年的回归模型作一比较,其结果显然优于 1979 年的回归模型。

关键词:模糊聚类回归 逐步回归 复相关系数 样本状态

一、引言

本文所用的代用资料是根据北京故宫《晴雨录》记载而整理出的 1724—1904 年北京逐月逐级降水时数资料,对其中所欠缺的年份已根据门限自回归模型进行了插补^[1]。

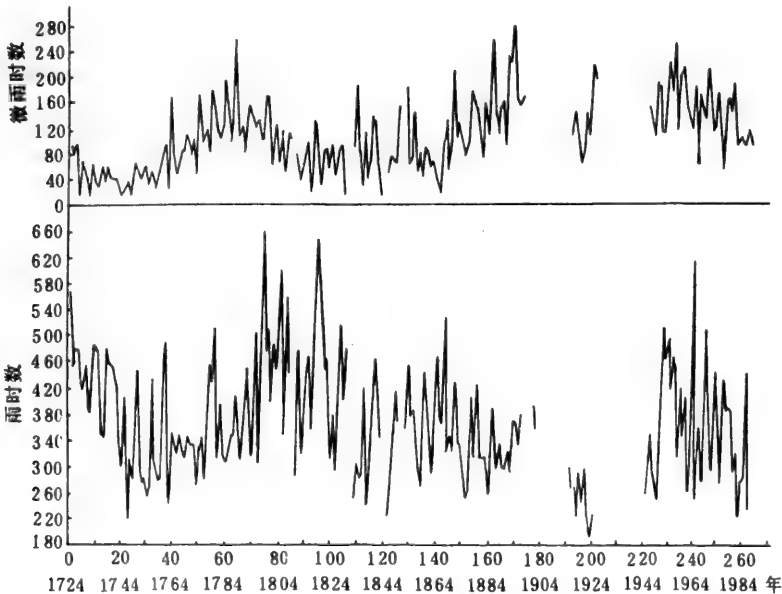


图 1 1724 年以来年雨时数和微雨时数总量的多年变化曲线

Secular variation curves of annual rainy hours total and small rainy hours total since 1724

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作,亦受到中国国家自然科学基金委员会的资助。

由于 1724—1904 年期间降水时数资料与降水量观测资料重复的年份有限,只有 36 年(1841—1843 年,1846—1850 年,1853—1855 年,1860—1861 年,1869—1883 年和 1890—1897 年),若用它们作样本,利用模糊聚类回归来建立降水时数与降水量之间的关系,样本容量尚嫌不够,因此必须增加样本量,但因现代并没有雨时数和微雨时数的直接观测资料,所以根据气象观测记录来建立现代降水时数资料就成为必要。本文所用的气象观测记录为北京市气象局的气表-1 和气表-5 中的降水量自记记录,对降水量自记记录中每小时降水量大于 1.0mm 的算作雨,每小时降雨量在 1.0mm 以内的则算作微雨;每小时降雪量大于 0.5mm 的算作雪,每小时降雪量在 0.5mm 以内的则算作微雪。根据以上两个标准建立了 1916—1925 年和 1946—1986 年共 51 年的现代降水时数资料,其它年份由于降水记录比较零乱而无法整理。图 1 是 1724 年以来的全年雨时数和微雨时数总量的多年变化曲线。由图可以看出历史时段的降水时数资料与现代降水时数资料衔接得相当好,这说明用上述两个划分标准来划分雨和微雨级别是恰当的,而且这两个时段的降水时数资料也通过了显著性水平 0.05 的一致性检验。

接下去我们将通过模糊聚类回归来建立降水时数与降水量的关系,然后再反演过去,从而恢复 250 年以来的降水量序列。

二、方法简介

模糊聚类回归方程的基本思路是根据样本状态之间相似程度的大小进行模糊聚类,然后再分别对各类进行回归分析,这样对每一类就都可以得到一组回归方程。这个方法的优点在于它能把相似程度好的样本聚在一起,这种情况下建立起来的回归方程其效果显然比在一般情况下建立起来的回归要好。

设 $\hat{x}_i = (x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{il}, x_{l+1}, \dots, x_m)$ 为样本状态向量 ($i=1, 2, \dots, n$)。其中前 l 个为预报因子,后 $m-l$ 个为预报量, n 为样本总数。

则模糊聚类分析可分以下三步进行:

第一步,把各代表点的统计指标的数据标准化,以便于分析和比较,这一步也称为正规化:

$$x_i = \frac{x'_i - \bar{x}'}{l} C$$

式中 x'_i 为原始数据, \bar{x}' 为原始数据的平均值, c 为原始数据的标准差,若把标准化数据压缩到 $[0, 1]$ 闭区间,可用极值标准化公式

$$x_i = \frac{x'_{i'} - x'_{min}}{x'_{max} - x'_{min}}$$

当 $x_i = x'_{max}$ 时,则 $x_i = 1$

当 $x_i = x_{mia}$ 时, 则 $x_i = 0$

第二步叫做标定, 即算出衡量被分类对象间相似程度的统计量, 从而确定领域 U 上的相似关系矩阵 R 。

$$R = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & \cdots & r_{1n} \\ r_{21} & r_{22} & \cdots & r_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ r_{n1} & r_{n2} & \cdots & r_{nn} \end{bmatrix}$$

关于统计量 r_{ij} 的求法有很多种, 本文就资料特点采用相关系数法来求 r_{ij} , 即

$$r_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^m (x_{ik} - \bar{x}_i)(x_{jk} - \bar{x}_j)}{\sqrt{\sum_{k=1}^m (x_{ik} - \bar{x}_i)^2} \cdot \sqrt{\sum_{k=1}^m (x_{jk} - \bar{x}_j)^2}}$$

式中: $\bar{x}_i = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m x_{ik}$, $\bar{x}_j = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m x_{jk}$

第三步进行聚类分析。在一般情况下 r 必须是一个模糊等价关系才能聚类。然而, 有时 r 并不是如此。为此, 就要对 r 进行改造, 改造的方法是将 r 自乘得 $r \cdot r = r^2$, 再自乘得 $r^2 \cdot r^2 = r^4$, 然后再得 $r^8, 16, \dots$, 如此继续下去, 至某一步出现 $r^{2^k} = r^k$ 时, 则 r^k 便是一个模糊等价关系, 这种将模糊相似矩阵改造成模糊等价矩阵的方法就叫做“传递闭包方法”。然而, 利用这种“传递闭包方法”把模糊相似矩阵改造成模糊等价矩阵时, 工作量往往是很大的。因它需要进行多次自乘, 为此有不少人都企图寻求由模糊相似矩阵直接进行聚类的方法。1979年吴望名提出的最大树方法^[3]和1980年赵汝怀提出的编网法就是其中两种。我们这里使用的是一种模糊聚类的机器算法, 被称之为“值日生法”。这是直接算法的一种, 它不必将 R 改造成模糊等价关系矩阵 r^k , 而直接从 r 出发, 在 λ 水平上进行聚类。限于篇幅, 这里就不详加介绍, 但值得一提的是这种方法比其它方法方便得多, 也省时得多。这样, 我们将不同 λ 截水平 λ 的聚类结果分别绘在动态聚类图上, 然后根据具体要求和实际情况将 $\{\tilde{x}_i\}$ 分成:

- a) $\lambda \leq \lambda_1$ 一类
 - b) $\lambda \leq \lambda_i \leq \lambda_{i+1}$ 若干类 ($N-2$ 类)
- 其中 $i = N-1, N-2, \dots, 2$.
- c) $\lambda \leq \lambda_{N+1}$ 一类

共计分成 N 类, 下面就将对各类样本进行回归, 设样本被分为 n 类, 且每类中预报量个数为 m , 则每一类中每一个预报量的回归方程为

$$y_j^{(k)} = a_{0j}^{(k)} + a_{1j}^{(k)} \cdot x_{1j}^{(k)} + a_{2j}^{(k)} \cdot x_{2j}^{(k)} + \cdots + a_{lj}^{(k)} \cdot x_{lj}^{(k)} + e_j^{(k)}$$

式中 j 为第 j 个预报量 ($j = 1, 2, \dots, m$), k 表示第 k 类 ($k = 1, 2, \dots, n$), l 为预报因子个数。

到目前为止,还只是建立了模糊聚类回归模型,而我们的目的是要恢复过去的预报量序列。为此,对新增加的只含有预报因子的样本状态向量 $\vec{x}'_{m'} = (x'_{m'1}, x'_{m'2}, \dots, x'_{m'l})$ 必须判别归于哪一类,然后根据相应类别的回归方程就可得到预报量向量的估计值。设 \bar{r}_k 为 $\vec{x}'_{m'}$ 与第 k 类各样本间相关系数的平均值,即

$$\bar{r}_k = \frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} r_{m'i}$$

式中 n_k 为第 K 类样本个数。

若 $\bar{r}_k = \max(\bar{r}_1, \bar{r}_2, \dots, \bar{r}_N)$, 则 $\vec{x}'_{m'}$ 应归为第 K 类,同时相应的预报量向量 $\vec{y}'_{m'} = (x'_{m'+1}, \dots, x'_{m'm})$ 就可由第 K 类的回归方程来求得,依此类推,可求得过去年份的预报量序列。

三、计算结果

在这里我们计样本状态向量为 $\vec{x}_i = \{\vec{x}_i^1, \vec{x}_i^2, \vec{p}_i\}$ 其中 $\vec{x}_i^1 = (x_{i1}^1, x_{i2}^1, \dots, x_{i12}^1)$ 为微雨时数向量, $\vec{x}_i^2 = (x_{i1}^2, x_{i2}^2, \dots, x_{i12}^2)$ 为雨时数向量, $\vec{p}_i = (P_{i1}, P_{i2}, \dots, P_{i12})$ 为降水量向量。从 1841—1986 年,共有这样的样本 87 个,参见表 1。

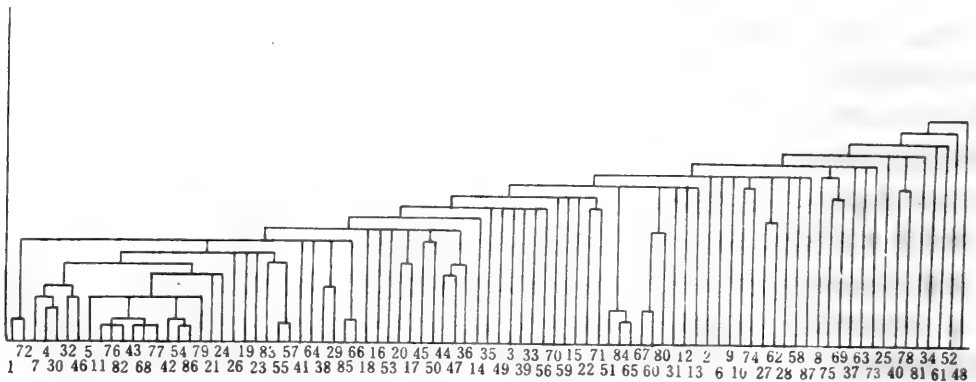


图 2 模糊聚类动态图

The dynamic diagram of fuzzy clustering

表 1 既有降水时数又有降水量的年份

The periods in which there are not only records of rainy hours but also values of precipitation observation

起止年份	累计(年)	起止年份	累计(年)	总计(年)
1841—1843	3	1869—1883	15	
1846—1850	8	1890—1897	23	
1853—1855	11	1916—1925	33	
1860—1861	13	1946—1986	74	87

对上述 87 个样本进行模糊聚类,根据相似程度将其分为三类。图 2 为相应的模糊聚类动态图,聚类的结果见表 2。

表 2 分类结果
The results of clustering

第一类			第二类			第三类		
1841	1890	1963	1843	1897	1958	1842	1895	1964
1846	1891	1965	1969	1918	1969	1848	1916	1966
1847	1967	1967	1870	1923	1970	1850	1919	1968
1849	1917	1971	1871	1924		1953	1947	1972
1855	1920	1976	1872	1946		1854	1950	1973
1874	1921	1978	1873	1948		1860	1951	1974
1875	1922	1981	1875	1949		1861	1957	1977
1876	1925	1982	1877	1952		1880	1959	1979
1878	1953	1984	1894	1955		1882	1960	1980
1879	1954	1985	1896			1883	1961	1983
1881	1956					1892	1962	1986
共计 32 年			共计 22 年			共计 33 年		

从表 2 可以看出,第一类共有 32 年,第二类共有 22 年,第三类共有 33 年。根据上述分类结果,对每类的各月序列以降水时数为自变量,即: x_1^i —微雨时数自变量, x_2^i —雨时数自变量;以降水量 y_i 为因变量分别进行二元回归分析,得到三组共 36 个相应的回归方程,如表 3 所示。

表 3 分类回归模型表
The regression model in each group

月 项 目	份												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
第 一 类	回归系数 a	0.148	0.980	-0.699	-0.026	-5.951	26.600	17.999	11.305	19.300	1.157	3.113	0.134
	回归系数 b1	0.264	0.362	0.433	0.97	01.956	4.237	5.333	5.050	2.186	2.133	0.384	0.070
	回归系数 b2	0.022	0.052	0.231	0.534	0.599	-0.143	0.953	0.867	0.373	0.359	0.100	0.101
	复相关系数 R	0.871	0.806	0.923	0.736	0.889	0.825	0.721	0.809	0.508	0.727	0.492	0.653
	剩余方差 s	0.607	4.460	6.409	137.864	96.454	2130.349	23481.336	5659.728	1338.832	114.140	29.151	1.956
第 二 类	回归系数 a	-0.577	1.718	4.129	-2.690	-3.464	3.312	52.330	-30.343	-0.597	4.528	4.416	-1.280
	回归系数 b1	0.125	0.115	0.312	2.201	2.319	4.922	5.219	3.435	2.417	2.890	0.949	0.862
	回归系数 b2	0.209	0.104	0.169	0.472	0.762	0.085	0.026	2.309	0.998	0.177	-0.002	0.206
	复相关系数 R	0.850	0.397	0.683	0.878	0.782	0.883	0.906	0.764	0.955	0.811	0.843	0.730
	剩余方差 s	4.680	40.838	54.377	65.083	475.953	976.842	3964.766	5205.709	284.515	58.956	17.898	8.065
第 三 类	回归系数 a	0.907	1.133	1.917	-3.882	-21.626	16.821	-53.693	-40.539	3.115	1.000	1.437	0.866
	回归系数 b1	0.286	0.413	0.437	2.241	3.855	4.123	6.414	5.206	3.948	2.784	0.518	0.565
	回归系数 b2	0.069	0.069	0.098	0.484	1.023	-0.017	1.296	1.679	0.473	0.107	0.364	0.043
	复相关系数 R	0.689	0.627	0.781	0.921	0.882	0.772	0.861	0.824	0.756	0.939	0.423	0.865
	剩余方差 s	25.248	31.583	17.073	201.885	285.662	963.660	5620.092	4173.971	1547.951	87.405	185.019	6.792

国家气象局 1979 年根据 1841—1843 年,1845—1850 年,1852—1855 年,1860—1861

年,1869—1884年,1889—1890年,1892—1897年以及1899年共四十年的降水时数与降水量相重叠的资料,利用逐步回归方法建立了降水量与降水时数的回归关系。表4是模糊聚类回归与国家气象局所采用的逐步回归的效果比较。

表4 模糊聚类回归与国家气象局的逐步回归相比较

The complex corelation coefficients of fuzzy cluster regression in comparison with that of SMA (1979)

复相关系数		月 份											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
(国家气象局的)复相关系数		0.73	0.41	0.79	0.76	0.80	0.90	0.75	0.68	0.74	0.69	0.74	
第一类	复相关系数	0.87	0.81	0.92	0.74	0.89	0.83	0.72	0.81	0.51	0.73	0.49	0.65
第二类	复相关系数	0.85	0.40	0.69	0.88	0.78	0.88	0.91	0.76	0.96	0.81	0.84	0.73
第三类	复相关系数	0.69	0.63	0.78	0.92	0.88	0.77	0.86	0.82	0.76	0.94	0.42	0.87
三 类 平 均		0.83	0.61	0.80	0.85	0.85	0.83	0.83	0.80	0.74	0.83	0.58	0.75

就总体效果而言模糊聚类回归优于国家气象局所采用的逐步回归。复相关系数三类平均除7月份和11月份外,其余月份均高于国家气象局的逐步回归,但第三类的复相关系数在7月份和11月份却高于国家气象局的逐步回归(参见表4)。

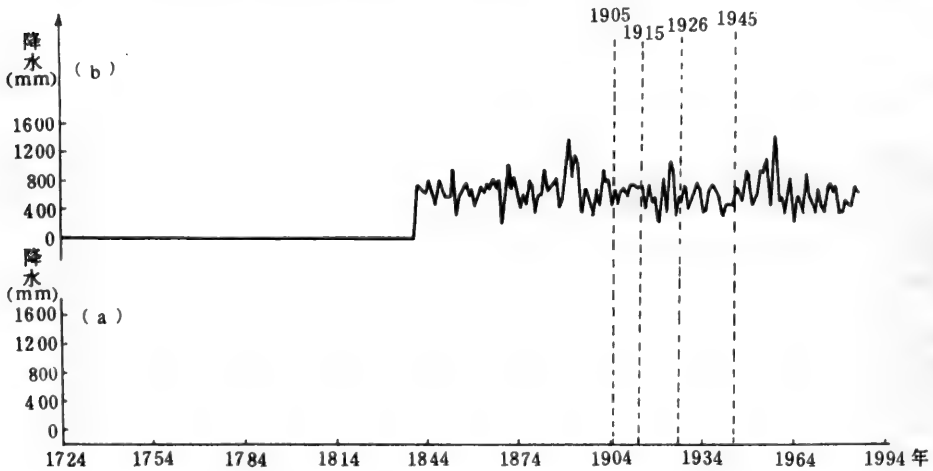


图3 1841—1986年恢复的与实测的降水量曲线

[(a) The precipitation variation curve reconstructed by fuzzy cluster regression;
(b) The observed precipitation curve between 1841—1986]

为恢复过去的降水量序列,我们对新增加的第 m 年的只含有降水时数的样本状态向量 $\vec{x}_m = (x_{m1}^1, x_{m2}^1, \dots, x_{m12}^1; x_{m1}^2, x_{m2}^2, \dots, x_{m12}^2)$ 必须判别应归于哪一类,然后根据相应类别的回归方程

就可得到降水量向量 $\hat{y}_m = (y_{m1}, y_{m2} \cdots y_{m12})$ 的估计值 y_m 。判别准则如下:若 $\bar{r}_k = \max(\bar{r}_1, \bar{r}_2 \cdots \bar{r}_N)$, 则 x_m 应归为第 K 类, 同时相应的降水量向量估计值 \hat{y}_m 就可由第 K 类的回归方程来求得。依此类推, 便可得到过去的降水量序列。其中 \bar{r}_k 为 x_m 与第 K 类各样本间相关系数值的平均值, 即 $\bar{r}_k = \frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} r_{mi}$, 式中 n_k 为第 K 类样本个数。比较 1841—1986 年恢复的降水量与实测降水量(图 3)可看出, 其拟合效果是令人满意的。这说明用模糊聚类回归方法来恢复北京 1724 年以来的降水量是可信的。

参 考 文 献

- [1] 张先恭, 中国五百年降水分析, 气象出版社, (1989)。
- [2] 中央气象局, 1979 北京 250 年降水, 中央气象局研究所内部资料, (1979)。
- [3] 项静恬等, 动态和静态数据处理, 气象出版社, (1991)。
- [4] 黄嘉佑, 气象统计分析与预报方法, 气象出版社, (1990)。

The Reconstruction of Precipitation Series at Beijing Since Last 250 Years*

Zhang Shihuang Zhang Peiyuan

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

Through the method of fuzzy cluster regression, three groups of regression model can be obtained by clustering the correlation coefficients between precipitation and rainy hours as well as small rainy hours. Comparing the total effects of regression models, it is easy to find that the regression models which are established by us are better than the regression models which were built by SMA in 1979.

Key words: Fuzzy cluster regression Step by step regression Complex correlation coefficients Sample state

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

80年代西藏气候异常及其影响评价*

林振耀

(中国科学院地理研究所)

摘要: 本文根据气候变异和灾害情况,讨论了西藏20世纪80年代的异常气候。观测证明,自然灾害频繁表明一个特别时期的开始。本文主要结果为:(1)80年代西藏高原在1985,1988和1989年出现极端增热气候期。(2)拉萨8年中年平均降水量比正常偏低。(3)在1981—1983年三年连续干旱期中,作物产量在西藏南部明显减少。拉萨1983年降水在近百年来最少,为229mm。(4)1989年冬到1990年春在西藏北部发生雪暴灾害,这是一个世纪以来没有过的。

关键词: 异常气候 干旱 灾害 西藏

西藏高原地势高亢,大气稀薄干洁,太阳辐射强,对东亚乃至北半球的天气气候有重大影响,是全球三个气候异常源地之一,而且较北半球其它地区的气候变化更为敏感,往往是周围地区气候变化的先兆区,具有预警意义。

过去的研究指出,青藏高原近千年的气候变动、藏北人类活动的迁移、湖泊水位下降、冰川退缩等等,特别是近百年高原温度变化与北半球其它地区比较有超前现象,引起科学家的关注。另外,西藏高原相对其它地区而言是人类活动比较晚和较少的地区,受人类活动冲击最为薄弱的地区,又同属生态环境脆弱地域,对外界环境变化反应极为灵敏,这就有可能从错综复杂的相互影响中,剥离出人为的影响,从而估价人类活动在环境变化中的地位和贡献。正由于青藏高原的三性,即高原气候变化的敏感性、生态环境的脆弱性、与全球环境变化息息相关的特征,可从内在机制上探求西藏高原大气圈、冰雪圈、水圈和生物圈间相互关系提供依据,寻求观测未来高原气候和生态环境演变的趋势。

引人注目的20世纪80年代的西藏高原气候变化非常剧烈,各种自然灾害应运而生,预示西藏高原进入了一个气候异常的时代。而我国气温变化的特征是,全国1920'—1940'暖,1950'—1970'冷,1980'接近正常,略偏冷,其中唯有东北区差别较大,1970'和1980'全都偏暖^[1]。进一步的研究指出,南半球与北半球气温变化的总趋势是一致的,在1980'南北半球突然变得很暖,正距平远超过前几十年的温暖期。虽然我国气温变化与北半球有一致的地方,但1980'北半球很温暖,此时我国气温刚刚回升到近百年平均值附近,也就是说短期的几十年的变化,表现在最冷、最暖出现的时期不完全相同。限于气象资料的缺乏,上述的研究

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂导致的气候变化)中部分工作。刘啸雷同志提供产量与气温、降水图,并提出建设性意见,在此表示感谢。

并未论及广阔的青藏高原近几十年气温变化,特别是 1980' 的青藏高原变化。

一、1980' 异常温暖期

通过对拉萨气温序列(1936—1989 年)的分析,本世纪 40 年代,拉萨处于温暖期,此后气温下降直到 60 年代为低谷,进入 70 年代温度开始回升,特别是 1980' 温度上升明显(见图 1)。

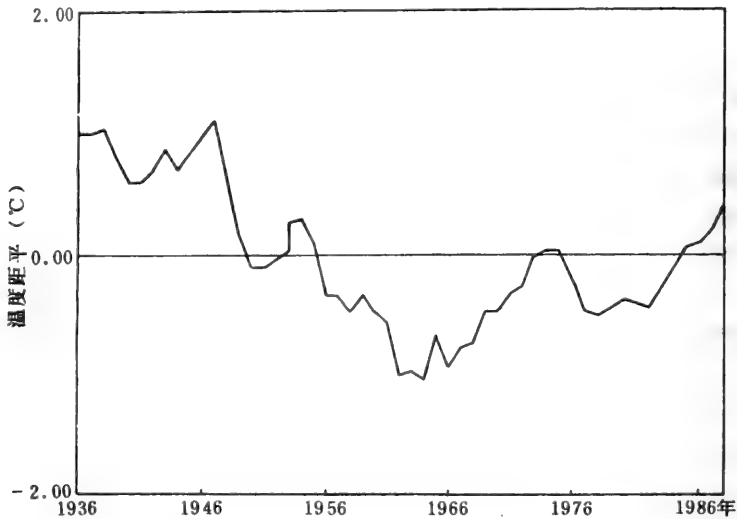


图 1 拉萨温度距平的三年滑动平均(1936—1989)

Three-year moving average of temperature departure in Lhasa.

据统计 1954—1989 年拉萨温度距平逐年变化,1980' 的升温现象十分清楚(见图 2)。

除 80 年代初期,1980、1981、1983 年的气温低于年平均值外,其它 7 年均高于年平均值。1980 是全球 10 年平均气温最高的 10 年,而西藏 1980' 的气温上升与全球性变暖趋势是一致的,远比全国气温变化更接近南北半球变化的趋势。1980' 气温变化特点:

1. 在全球气候变暖的总趋势下,西藏变暖,异常高温增多

对全球平均气温而言,1980' 出现高温记录的年份有: 1980、1981、1983、1986、1987、1988、1989 年,共七年。

从拉萨气温(1954—1989 年)序列中,年平均气温 $> 8.0^{\circ}\text{C}$ 的高温年分为 1953、1954、1985、1988 年和 1989 年,其中 1980' 占 3 年次,且 1980' 的 10 年期间的温度平均值为 7.9°C ,高于 70 年代,甚至比 60 年代的 10 年平均值高出 0.8°C ,1980' 西藏气温变暖与我国东北、新疆气温变暖的特征相一致。

2. 西藏年平均气温升高现象具有明显的地域差异,随海拔升高愈加明显

除拉萨河谷的拉萨,年楚河谷的日喀则及沿雅鲁藏布江地区的县城外,高原其它地区

1980' 也出现类似偏暖现象,如浪卡子 30 年(1961—1989)气温资料表明,年平均气温高于 3.1℃ 共出现 5 年次,1980' 就占 4 年次。藏北高原增暖更为显著,那曲(1956—1989)年平均气温高于 6.1℃ 的有 3 年次,全部出现于 1980'。各地增暖现象随海拔升高而明显,变化幅度大。那曲(海拔 4507 米)增暖效应高于浪卡子(海拔 4432 米),而浪卡子又高于拉萨(海拔 3750 米)。

新疆地区 1980' 增暖也具有地域差异,有纬度越高上升幅度越大的特点,北疆地区年平均气温升高 0.7℃,南疆才升高 0.3℃,北疆升温幅度高于南疆。1980' 全国升温地区都具有类似特征。

3. 1980' 西藏高原气温的变化幅度有明显的季节性

1980' 西藏的冬夏季气温均有升高,但冬季升温的幅度较夏季大。那曲冬季(12 月)的气温几乎比 1960' 提高 2.6℃,夏季(7 月)仅高 0.7℃。浪卡子 12 月气温比 1960' 高 1.2℃,7 月份升温不明显。拉萨年平均气温近 10 年上升也明显,冬夏上升幅度差异不大,均比 1960' 高 0.7—0.8℃。

西藏近 40 年来气温的变动可归结为,1950' 处于较温暖期,1960' 进入较冷期,1970' 末期到 1980' 为温暖期,并多次出现异常高温年份。1980' 的温暖期对农业生产非常有利。由于西藏农业生产技术、管理、农田水利等设施比较落后,使得作物产量依附于当年的天气状况,风调雨顺,丰产丰收,恶劣天气,减产少收。现将西藏粮食产量的逐年变化划分为 4 个阶段(见图 2)。同时也将拉萨多年气温变化划分相对应的 4 个阶段进行比较。

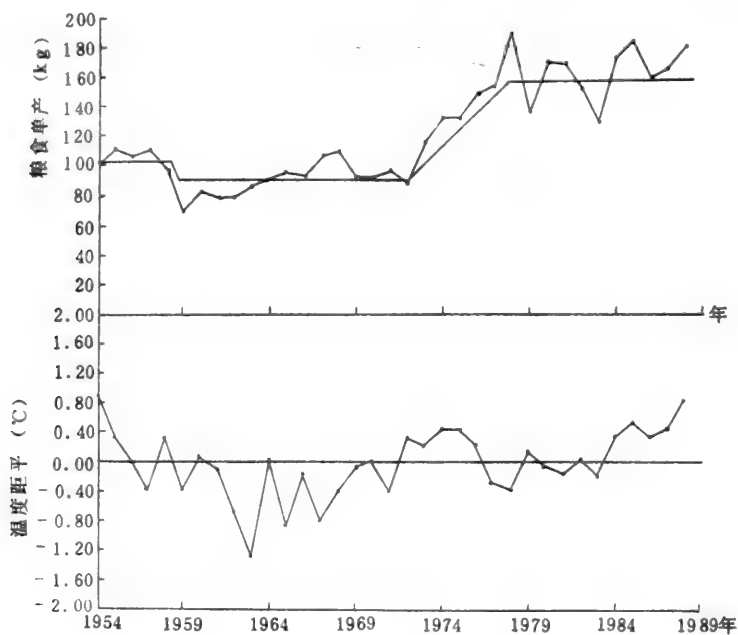


图 2 拉萨温度距平、粮食单产(1954—1989 年)

Lhasa temperature departure and crop yield. (1954—1989)

从粮食单产变动状况可以看出：1954—1959年单产并不低，与气温较高有关；1959年产量猛跌，这是由于西藏上层反动农奴主叛乱造成的；此后(1960—1972)，农业生产始终维持一个较低的水平，甚至比1950'的单产还低，显然与这一时段气温较低密切相关；1973年之后，气温发生明显变化，是1959年以来，从未有过的升温阶段，与此同时，粮食单产也步出低谷，产量增加；进入1980'温暖期，粮食产量达到一个新的高水准。粮食产量与温度变动相对应，表明粮食产量的长周期波动与温度长周期波动是一致的，因为高原热量资源对农业生产起主导作用。除了这种长周期的变动外，在每一个阶段中产量仍有小波动，而这种短周期波动，与降水特别是5、6月降水的短周期波动相一致，1980'温暖期尤为明显，也就是说，当热量达到一定水准(如1980')之后，水分条件(5、6月降水或适时灌溉)就成为提高粮食单产至关重要的因素。因此，准确预报西藏粮食产地的5、6月份降水，或根据农田作物需水量进行适时灌溉显得非常重要(图3)。

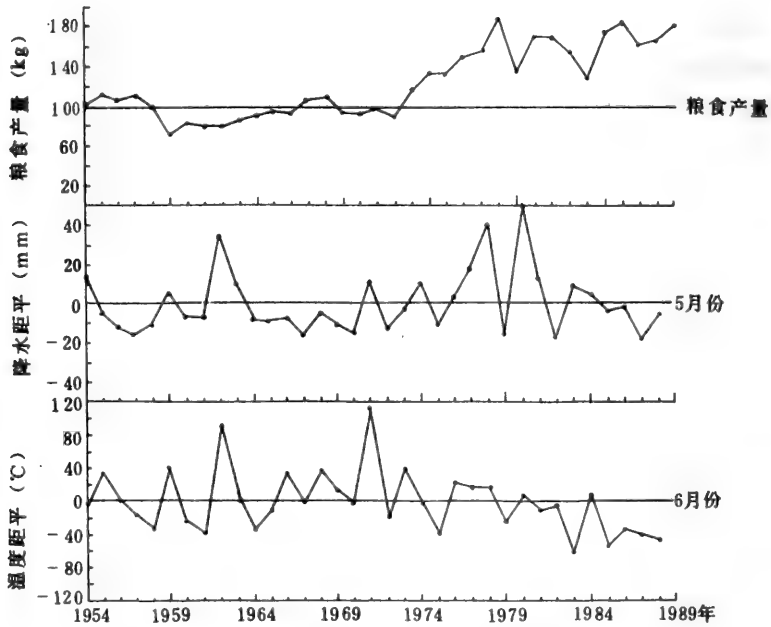


图3 粮食产量与5、6月份降水距平

The yields of crop and departure of precipitation in May and June.

二、1980'异常干旱期

1980'中只有1980、1985年的降水量高于正常值，其余8年全低于多年平均降水量，1983年是西藏有气象记录以来最为严重的枯水年，拉萨、日喀则、定日、隆子、昌都等地的年降水量与累年平均值相比都是负距平，日喀则降水负距平达到59%，拉萨、定日负距平分别为49%、48%。据藏文水旱历史资料分析，1980'为近百年来最干旱时期^[2]。

藏南是西藏主要产粮区,素有“西藏粮仓”之称。藏南降水多少与粮食产量关系十分密切,尤其是夏季的降水,这一时期少雨干旱必将引起粮食减产。以1980'中最干旱的1983年为例,1983年降水比同期(5月下旬—8月上旬)减少80%以上(见表1),拉萨6月份仅降6mm的雨,致使旱情迅速发展,影响早播作物抽穗、灌浆和成熟,同时还影响了晚播作物的播种和出苗。藏南1983年的干旱是自1981年以来连续第三年的严重干旱;1982年沿雅鲁藏布江地区的干旱亦是西藏近代史少有的,干旱持续到1983年,无论在范围上、强度上,持续时间和严重危害都远远超过1982年,加上这年作物生长后期又有异常高温的出现,造成粮食产量大幅度下降(见表2)。

表1 1983年藏南地区拉萨、日喀则、定日三站降水量 (mm)
The precipitation in Lhasa, Xigaze, and Dingri in 1983

项目 \ 台站	拉萨	日喀则	定日
年降水量	229.6	175.2	166.0
累年平均降水量	448.0	431.2	318.5
距平 (%)	-49	-59	-48
5月下旬—8月上旬降水量	49	34	21
累年同期降水量	275.8	253.5	202.8
距平 (%)	-82	-87	-90

表2 1980—1983年西藏粮食产量(单位:万kg)
The crop yields of Tibet from 1980 to 1983 (unit:5,000kg)

年份	1980	1981	1982	1983
粮食产量	50497	47500	44786	36500
与上年相比(±%)	—	-5.9	-5.7	-18.5
与1980年相比(±%)	—	-5.9	-11.3	-27.0

1981—1983年的干旱期,引起藏南河水流量急剧减少,一向以日喀则地区农业的水利大动脉著称的年楚河,在作物生长极需水的时候,断流15天,当年粮食产量锐减。地下水位下降,水井干枯,羊卓雍湖水位连续7年(1980—1986年)下降,通过藏文文史资料和档案查阅、实地考察以及对周围地区农牧民的调查访问,1980'羊卓雍湖的湖水位已降到近百年的最低值。除藏南农区,1983年藏北牧区也因干旱少雨影响牧草的生长,这一年的产草量只相当于往年的65%。伴随干旱出现而诱发的虫灾,使藏北那曲地区受害面积达80余万亩。

1981—1983年连续3年干旱,仅间隔一年,1985—1988年又连续4年降水低于平均值,虽然这段时期的降水减少的幅度不如1981—1983年,但长时期的干旱已严重地影响藏南的农业生产。无疑,1980'西藏进入了极其干旱的时期,预计本世纪末降水将有所增加,可维持到平均降水量^[3]。

三、1980'末期罕见的特大雪灾

依据气象资料,把藏北高原发生雪灾的气候指标定为,连续积雪 >30 天,降雪量 $>3\text{cm}$ ^[2]。据此计算,近40年藏北共发生严重雪灾4次,分别为:1956—1957年,1961—1962年,1967—1968年及1979—1980年,都属于冬雪连着春雪型,与实况调查相符合。仅仅因冬雪或春雪造成的严重雪灾并不多见。进入1980'初,藏北发生过大雪灾,到1980'末,藏北又一次发生罕见的特大雪灾。这场雪灾的特点是:灾情发生早,1989年9月底至10月初,开始降雪;降雪期长达半年之久;降雪量多于历年,冬春几个月的降水正距平的百分率为150%以上;受灾面积广,藏北高原8个县,113个乡,大雪覆盖24万 km^2 ;积雪深厚,平均积雪厚度40—60cm,有的地方厚度达1—1.5m,阴坡积雪更厚可达3m;牲畜死亡严重,500万头牛羊觅食困难,最为不利的是1990年3月末至4月初大雪后,骤然降温,雪面冻结成硬冰壳,牲畜死亡达百万头,是继藏历火免年(公元1927年)之后,最为严重的大雪灾^[4,5]。这种冬雪连着翌年春雪的漫长积雪,牲畜体质弱,饲料已耗尽。大雪覆盖待出土的青草,给牧业带来危害,造成重大的经济损失。

藏北那曲地区的雪灾,常常具有突发性,而这种突发性又建立在过去一段时间降雪状况基础上。1990年的雪灾,令人措手不及,为减少雪灾带来的危害,应建立一套完整的救援系统,既能快速解救灾区人民,又能最大限度减少因灾而遭受的损失,有利于西藏牧业生产的发展和提高。

高原作为气候变化的敏感区,具有先兆性,西藏1980'出现的异常高温、干旱、雪灾,预示高原毗邻地区的气候异常也会随之而来。

1980'西藏气候异常对社会经济的影响,有利有弊。异常高温对粮食作物的产量增加无疑是有益的,但是,气温上升,蒸发量增加,土壤水分减少,如果降水量再减少,农业用水的供需矛盾就会突出,造成干旱。1980'气候变暖对畜牧业有利,但1989—1990年的大雪灾又给藏北带来巨大的经济损失。

参 考 文 献

- [1] 王绍武,近百年我国及全球气温变化趋势,气象,16(2),(1990)。
- [2] 林振耀、吴祥定,历史时期(1765—1980年)西藏水旱雪灾规律的探讨,气象学报,44(3),(1986)。
- [3] 吴祥定、林振耀,青藏高原近二千年来气候变迁的初步探讨,1978年全国气候变化讨论会文集,科学出版社,(1981)。
- [4] 林振耀,西藏雪灾及其救援措施,中国减轻自然灾害研究,中国科学技术出版社,(1990)。
- [5] 西藏历史档案丛书,灾异志—雪灾篇,西藏人民出版社,(1985)。

Abnormal climate in Tibet and Its Impact in 1980s*

Lin Zhenyao

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

The principal emphasis of this paper is to discuss the decade of abnormal climate, the eighth decade of the twentieth century, in terms of severe climate variation and various calamities in Tibetan plateau. Some obvious evidences, natural disasters occurred frequently, represented the plateau to start a specific period. The main points obtained in this study are outlined as follows:

1. In the 1980s, the atypical period of megathermal climate happened in the year of 1985, 1988, and 1989 in Tibetan Plateau.

2. The annual mean amount of precipitation, within the eight years of the decade, was lower than the normals of rainfall in the Lhasa respectively.

3. During the continuance of three-year severe drought from 1981 to 1983, the yields of crop were decreased extremely in the south of Tibet. In Lhasa, the rainfall in 1983 reached to the minimum in the last one hundred years. It was only 229 mm.

4. The catastrophe of snow storm intruded into the north part of Tibetan Plateau in the period of the winter of 1989 to the spring of 1990. There was no the situation of this disaster in th past century.

Key words: Abnormal Climate Drought Damage Tibet

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

近 200 年西藏的气候变动*

林振耀 陈晓林

(中国科学院地理研究所)

摘 要:在过去 200 年,西藏的自然灾害以雪灾为主。藏北高原牧区很少出现大面积干旱,几乎没有洪涝发生。但是在藏南河谷农区,干旱与洪涝灾害交替出现,并有变干趋势。

(1) 自 19 世纪以来,西藏大的雪灾发生过 16 次,其中 1828—1829 年,1887—1888 年,1927—1928 年,1989—1990 年等四次最为严重。

(2) 在西藏南部地区有三个明显的多雨期和三个干旱时期。从最近的第三次干旱早期来看,这种干旱期有变长的趋势。

(3) 从本世纪 80 年代初开始,西藏气候进入一个新的干旱时期。1983 年藏南农区的降雨量下降到近 100 年来的最低点。该年年降水量比正常年份少 200mm,仅相当于平年降水量的 50%,由此影响了农业生产,导致农作物产量急剧下降。

(4) 拉萨的气温变动与极地气温变动有类同之处,即在本世纪 40 年代为暖期,60—70 年代处于较冷期,从 70 年代后期至今又为暖期,但两者之间有位相差异,拉萨气温变动的位相有提前特征。

(5) 西藏气候有向干暖的变化趋势。藏北气温的变动幅度比藏南大,尤其突出的是冬季温度。而藏南降水量变化幅度又比藏北显著。

关键词:雪灾 气候变化 干旱 西藏

西藏作为青藏高原的腹地,对北半球环流起着重要作用,特别是对东亚地区环流的影响更大。庞大的高原对西风急流有明显阻挡作用,不仅在迎风面,而且在背风面或气流翻越高原时,迫使气流分支或汇合,同时由于高原动力和热力效应的作用,从而使大气环流受到干扰。因此,天气系统途经高原时,都有可能产生巨大变化。高原有“加工”作用,有的天气系统经过高原时得到加强,有的减弱或消失。由于高原的海拔高度、地形和下垫面状况的不同,使得高原的天气气候随地域的不同而有差异,这种差异不仅对高原而且对我国东部地区都有影响。正是由于西藏高原独特的地理位置及其海拔高度的特点,研究西藏高原天气系统的形成机制和其影响,吸引了众多国内外气象和气候学家的关注。研究指出^[1]青藏高原是气候敏感区域,一旦气候发生了变化,它的反应就十分明显。因此,深入研究近代高原气候变化的特征及其趋势是非常重要的。

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作。

过去有关青藏高原长期气候变动的研究很少,主要原因是缺少长时期的气象观测资料。现用能够反应气候变化的替代资料,例如藏文历史档案文献、树木年轮资料 and 现代气象观测记录等,就有可能描述近 200 年来高原的气候变化。

一、200 年来高原气候变化的背景

研究近 200 年来西藏气候的变化,首先应了解百年尺度的气候变化在千年尺度的气候变化中处于什么位置,处于一种什么气候背景。近 200 年期间的气候,是处于干旱期或潮湿期,还是处于高温期或寒冷期。只有了解较长尺度的气候背景或长周期的气候波动,研究近 200 年的小周期气候变化才会有清晰的轮廓。

依据过去的研究^[1],高原两千年来的温度变化曲线,如图 1 所示。3 级为正常,大于 3 级表示偏暖,小于 3 级则表示偏冷。

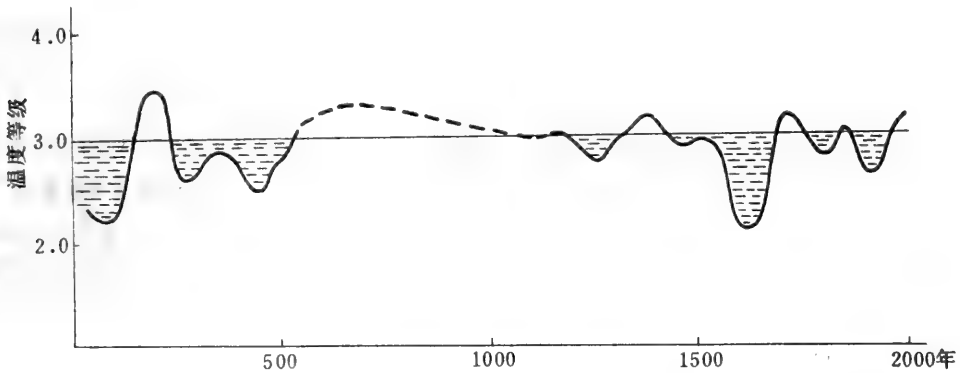


图 1 青藏高原温度等级长期变化图

Variation of the temperature grades for last 2,000 years in the Qinghai—Xizang plateau

一般说来,可将 2000 年来的气候变化划分为 4 个时间段,即新冰期、温暖期、现代小冰期和最近温暖期(见表 1)。由表 1 可见,近 200 年的气候变化正处于 17 世纪小冰期之后的近代温暖期。

表 1 青藏高原历史时期气候变化

The outline of climate change in the historical time in Tibet

时 期	年 代(B. P.)	气 候 特 征
新 冰 期	2900—1600	较为严寒,有过几次大规模冰进
温 暖 期	1500—900	较现代温暖湿润
现代小冰期	890—150	偏冷,尤其 17 世纪中期,年平均气温比现今低 1℃左右
最近温暖期	140—0	温度以偏高为主,降水在上世纪末、本世纪初偏多,后偏旱

二、本世纪初西藏气候的特点——寒冷

自 20 世纪以来,气候变得较暖,本世纪初比当今要寒冷。清代驻西藏办事大臣有泰日记(1904 年 2 月 9 日—1907 年 4 月 17 日)可为研究本世纪初西藏的气候提供依据。

一般地讲,在记述有关当地的天气、物候现象和气象灾害时,私人笔记、日记是比较客观的,它比地方志、灾害志等更为真实可靠。因为它作为个人处理事情的备忘录,无须在每天天气和自然灾害的实况上弄虚作假。因此,历史人物的日记已被公认为是探讨历史时期气候的可信依据。尤其是像西藏高原,既缺乏史料,气象观测记录年代又短的地区,借用记载天气气候的日记就显得十分重要了。

有泰,字蕤琴,蒙正黄,监生。光绪二十八年为西藏办事大臣,“内阁奉上谕,有泰著赏给付都统衔作为驻藏办事大臣,照例驰骡前往,裕纲著俟有泰到任后再行来京,钦此。”(见有泰日记手稿光绪二十八年十一月三日)。有泰接旨后,于光绪二十九年十二月二十四日(1904 年 2 月 9 日)抵达拉萨,后被革职,于光绪三十三年三月五日(1907 年 4 月 17 日)离开拉萨。在拉萨期间与往日一样,坚持记日记,从未间断,共计三年零二个月。

有泰在日记中,详细地记述了本世纪初拉萨冬季寒冷的情况。当年 10 月下旬结冰可达 2 分厚,11 月底房间内用炭火盆取暖,12 月末池塘冰冻甚厚,可走行人,到来年 3 月下旬不能撤火盆,个别年份室内放置两只炭火盆还觉寒气袭人,寒冷程度非同一般。到了 5 月中旬仍要“穿小棉袄、大棉袄各一件,套袷毡坎肩,棉套裤、棉袜、袷鞋(1905 年 5 月 16 日)”,现今的拉萨 5 月中旬,如此厚实的穿戴无论何人都实无必要。当时 5 月底仍有降雪,有泰在 1906 年 5 月 23 日的日记中写到:“早起见院中桃、杏、松、柳树上雪压枝皆倒,昨夜雪不断,现已小满后,如在内地必以为奇矣。”在有泰日记中,也不乏有积雪厚度的记载。例如他在描述 1905、1906 年的积雪厚度时记,最厚者达 3 寸(约 10cm)。而从 1953 年至今,只有 1967 年的积雪厚度达到 10cm。

表 2 近 200 年藏北大雪灾发生年份*

Heavy snowstorm in the last 200 years in the north of Tibet

灾 害	年	份
大雪灾	1800—1949	1950—1990
	1828—1829*	1956—1957
	1830	1961—1962
	1842	1967—1968
	1865—1866	1979—1980
	1887—1888*	1989—1990*
	1890	
	1901	
	1905	
	1925—1926	
	1927—1928*	
	1948	

* 特大雪灾

在对藏文历史档案文献^[2]和现代气象观测记录分析后,发现藏北的自然灾害以雪灾特别严重(见表2)。自19世纪以来,大雪灾共发生16次,严重的大雪灾有4次,分别发生在1828—1829年、1887—1888年、1927—1928年和1989—1990年。1990年罕见的雪灾导致牲畜死亡数量达百万头,是西藏近代史上少有的。

三、近200年西藏的水旱灾害

近200年,藏南农区水旱灾害交替出现。藏南有三个明显的多雨期和三个干旱期。从最近的干旱期来看,干旱持续时间有逐渐变长的趋势,而且越来越明显^[3](见图2)。

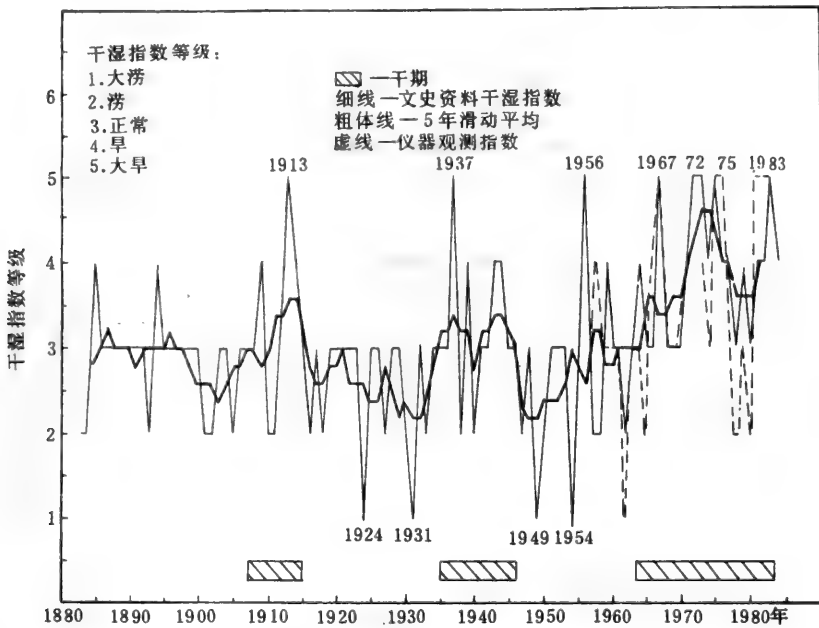


图2 青藏高原干湿指数的变化
Dryness-wetness index in Tibet

分析现有的资料和文献表明,藏南农区的降水量即使高于常年的一倍也不易形成洪水泛滥和大面积的内涝,如1962年。另一个方面,若藏南的年降水量比常年少100mm以上,就可造成严重干旱,导致农业生产的产量大幅度下降。引起西藏干旱的原因很多,也很复杂,除高原气候近期有变干暖的总趋势外,近20年来水浇地和有效灌溉面积在不断扩大,加之农作物的种植比例不适当,亦会造成干旱。

从拉萨的年降水量距平(1954—1990年)的变化也能看出降水减少的趋势。本世纪80年代初,西藏进入一个新的干旱时期,特别是在1983年,藏南农区降水量下降到近100年来的最低点,而且大多数台站降雨量均有一致性减少(见图3和表3),严重影响了农作物的生产,导致该年作物产量急剧下降。

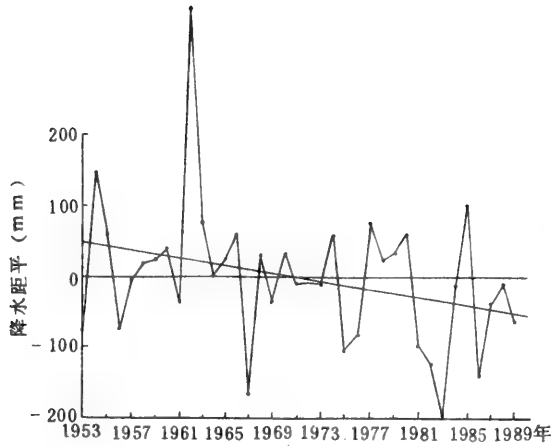


图3 拉萨年降水量距平的变动

The variation of annual precipitation anomaly in Lhasa (1953—1989)

表3 不同台站降水量(1983年)

The annual rainfall of different station in 1983

台 站	拉 萨	日喀则	泽 当	定 日
多年平均降水量 (mm)	428.0	431.2	408.2	318.5
1983年降水量 (mm)	229.6	175.2	236.0	166.0
年降水量距平 (mm)	-198.4	-256.0	-172.2	-152.5
相对变率 (%)	-46%	-59%	-42%	-48%

四、西藏气候变化趋势

将拉萨温度与北半球极圈的温度进行对比,可见气温变动相近(见图4)。本世纪40年代为一暖期;60年代至70年代年平均气温下降,处于较冷期,从70年代后期至今又转为暖期,温度变化的位相在西藏地区有提前的特征。

从温度的变化可看出,最近几十年藏南、藏北都有变暖变干趋势。藏北温度变化幅度比较大,其中冬季气温变化更为突出。而藏南降水量变化幅度比藏北明显。将温度和降水多年变

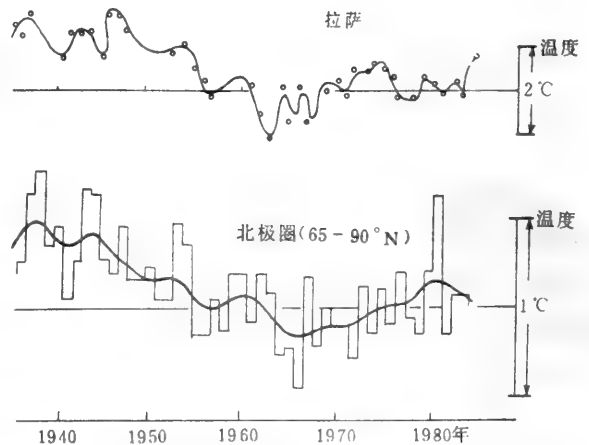


图4 拉萨年平均气温与北极圈年平均气温的变动

The variation of the temperature in Lhasa and Arctic

化综合分析(见图 5)可以看出,拉萨、日喀则的降水与藏北温度的变化具有位相相反的特征。当降水多时,气温低;降水少时,气温高。通过时间序列分析^[4],用若干时间序列模式,可估算出未来的温度和降水。今后一二十年内高原上的气候主要以高温为主,降水近期偏少。

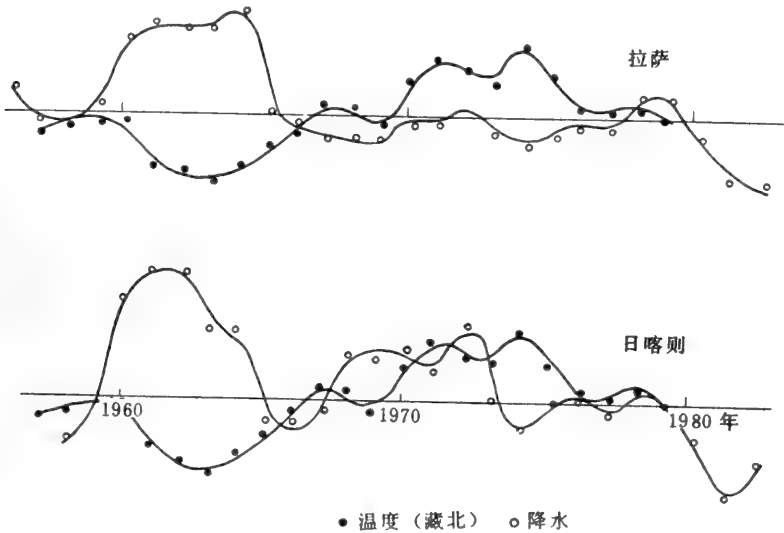


图 5 温度和降水综合分析图

The complex anomaly figure of temperature and rainfall

参 考 文 献

- [1] 吴祥定、林振耀,历史时期青藏高原气候变化特征的初步分析,气象学报,39(1),(1981)。
- [2] 西藏历史档案丛书,灾异志—雪灾篇,西藏人民出版社,(1985)。
- [3] 林振耀、吴祥定,历史时期(1765—1980年)西藏水旱雪灾规律的探讨,气象学报,44(3),(1986)。
- [4] 吴祥定、林振耀,青藏高原近二千年来气候变迁的初步探讨,全国气候变化讨论会文集,科学出版社,(1978)。

The Climate Change in the Last 200 Years in Tibet*

Lin Zhenyao Chen Xiaolin

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

The primary objective of the paper is to outline the Tibetan climate change in terms of calamity, character, and predictability in the last two hundred years. The main natural disaster was the damage of snowstorm in this period. In the northern plateau of the Tibet, the large-scale drought occurred rarely and there was almost no flooding. In the valley-cultivated area of south Tibet, there was an appearance of tending dry although drought and flood happened alternately. The major points are summarized as follows:

1. From the 19th century to the present, there were sixteen heavy snowstorms, in which abnormal catastrophe of snow had four times. They were 1828—1829, 1887—1888, 1827—1828, and 1989—1990.

2. The floods and droughts appeared alternately, obviously with three rainy periods and three dry periods in the south of Tibet. The duration of drought became gradually getting longer from the recent third drought.

3. Starting in the beginning of 1980s, the climate of Tibet was a new dry period. The precipitation in 1983 decreased the minimum, less 200 mm than normals and only fifty percent of normals, of the recent century in the agricultural region in the south of Tibet. It caused to extremely lessen the crop yields in this year.

4. The tendency of temperature in Lhasa, a warming around 1940s, but cooling in the 1960—1970s, and warming since the beginning of 1980s, was similar to the Arctic. The phases were different between them, advanced in phases in Lhasa.

5. The trend of climate in Tibet was getting dry and warm. The temperature variations in the north of Tibet were more obvious than the south, particularly in winter. On the contrary, the rainfall variations in the south were more obvious than the north.

Key words: Snowstorm Climate Change Drought Tibet

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

中国历史时期温度的变化*

Sultan Hameed

(State University of New York, Marine Sciences Research Center, at Stony Brook, N. Y. 11794-5000)

龚高法

(中国科学院地理研究所)

摘要:本文重建了中国近 5000 年冬季温度变化曲线,并与竺可桢的温度曲线作了比较。新的温度曲线使用了最新的孢粉、考古、物候和农业的证据。

关键词: 气候变化 气候最适宜期 小适宜期

竺可桢利用考古、物候和热带、亚热带地区近海平面冬季冰雪等证据,分析了中国历史时期冬季温度变化为中国历史时期气候变迁的研究奠定了基础^[1]。近 20 年来,更多的反映历史时期气候变化的证据被发现,使我们对中国历史时期气候变化有了更进一步的了解。考

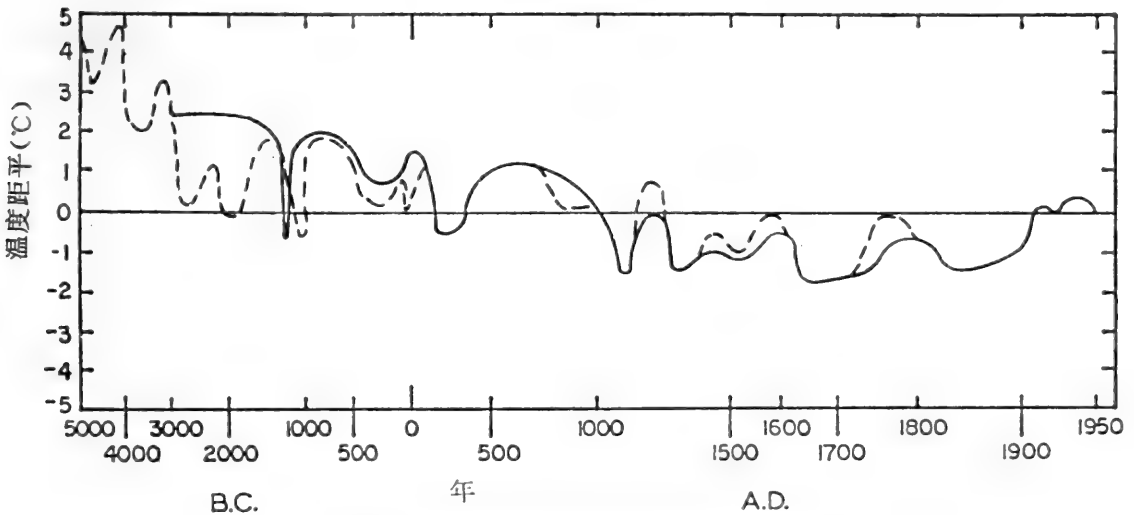


图 1 中国东部地区历史时期冬季温度变化

(虚线—重建的;实线—竺氏曲线)

Temperature variation during the historical times in Eastern China

Dotted line — reconstructed; solid line — Zhu's line

考虑到中国东部季风地区气候长期变化有明显的一致性,只是变化幅度略有不同^[2],本文以中

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂导致的气候变化)中部分工作,亦受到中国国家自然科学基金委员会的资助。

国东部地区的古气候证据为主来研究中国历史时期的冬季温度变化。图 1 中实线为竺氏冬季温度变化曲线；虚线为我们重建的冬季温度变化曲线。为了方便起见，下面按三个时期进行讨论：

- 1) 商朝以前气候；
- 2) 西周至元代的气候；
- 3) 近 500 年来温度变化。

一、商朝以前的气候

像世界其他地区一样，中国的各种古气候证据表明，在全新世中期出现了明显比现代温暖而湿润的气候，在国外被称为“气候最适宜期 (Climatic Optimum)”或“中全新世大暖期 (Megathermal)”。表 1 列出了中国古气候学者给出的气候最适宜期起迄时间。

表 1 中国气候最适宜期起迄时间
The times of the beginning and the end of Climatic Optimum

地 点	证据名称	起迄时间	文献
内蒙古察哈尔	孢 粉	6000—3000B. C	[3]
北 京	孢 粉	5500—1000B. C	[4]
海河流域	孢 粉、动物遗残	6000—3000B. C	[5]
北纬 36—40°沿 海	牡蛎礁	6000—1000B. C	[6]
上 海	孢 粉	5500—3000B. C	[7]
杭 州 湾	珊瑚礁、海滩岩	6000—3000B. C	[8]
长 白 山	孢 粉	6500—2000B. C	[9]
新疆艾比湖	湖泊沉积物	5500—500B. C	[10]
新疆罗布泊	孢 粉	5500—500B. C	[11]
祁连山敦煌	冰岩心	6500—2000B. C	[12]
甘 肃	黄土—古土壤及磁化曲线率	7000—3000B. C	[13]
喀尔昆仑山	冰 川	5500—3500B. C	[14]
云南西部	孢 粉	5000—1000B. C	[15]
西藏中南部	孢 粉	5500—1000B. C	[16]
中 国	综 合	5500—1000B. C	[17]
河北平原	孢 粉	6000—3000B. C	[18]
台湾中部	孢 粉	6500—1000B. C	[19]

从表 1 看出，全新世气候最适宜期起始时间共给出 4 个时间，即公元前 7000、6500、5500 和 5000，结束时间共给出五个时间，即公元前 3500、3000、2000、1000 和 500。气候最适

宜期的起迄时间之所以产生如此巨大的差异,除了证据的断代误差和不同地区气候变化位相差异外,最主要的原因是气候最适宜期划分标准不同引起的。同样情况也在国外发生。例如,拉姆把欧洲的大西洋时期(公元前 6000—3000 年)定为气候最适宜期^[20]。而按布持—谢尔南德方案,把冰后期划分为五个气候时期,即前北方期(公元前 8300—7500 年),北方期(公元前 7500—5500)、大西洋期(公元前 5500—3000 年)、亚北方期(公元前 3000—700 年)、亚大西洋期(公元前 700 年至今)。他把大西洋期和亚北方期都称为气候最适宜期(公元前 5500—700 年),因为在这期间温度虽有变化,但变幅不大。

在划分气候最适宜期时间界限时,必须注意到它的生物学意义。例如,欧洲气候最适宜期,喜温的橡树扩展到欧洲大部分地区,所以也有人把这时期称之为“欧洲的橡树混交林时期”^[21]。之所以把公元前 3000—1000 年的亚北方期也列入气候最适宜期,同样也考虑了植物的分布。例如,在亚北方期喜温的山毛榉在丹麦所占比重增加了,橡树遍布德国等等。

中国文化起源于黄河流域。在气候最温暖的仰韶文化时期,典型的热带和亚热带动植物,如野象、野犀、竹鼠、獐、竹子、梅树都曾广泛出现于黄河以北地区,而在殷代(公元前 1400—1100 年)这些动物同样大量地出现于黄河以北地区^[2,22]。因此我们认为中国全新世气候最适宜期似乎定在公元前 6000—1000 年较为合适。

在气候最适宜期温度同样具有明显的波动。我们注意到,利用孢花、动物遗骸、历史记载等气候代用资料推断温度的一些文章中常常给出不同的温度值,如冬季最冷月温度、冬季温度、年平均温度等等。这使得推算的不同时期的温度无法相互比较,更难建立历史时期均一的温度变化曲线。一个地区温度的变化,大致受纬度、离海岸远近和海拔高度等因素的影响。根据东经 113°以东北纬 30—40°之间 44 个气象站 1951—1980 年温度资料,计算了 1 月、7 月、年平均温度及春、夏、秋、冬四季温度变化与纬度(φ)、经度(λ)及海拔高度(h)之间的关系。复相关系数在 0.80 以上,均达到统计信度。计算公式如下:

$$T = a + b\varphi + c\lambda + dh$$

根据这一公式,剔除了经度和海拔高度的影响,得出上述地区纬度变化 1°引起的各种温度变化值(表 2)。

表 2 纬度变化 1°引起的温度变化
Temperature variation by 1° of latitude change

时 间	1 月	7 月	春季	夏季	秋季	冬季	年平均
温度变化值(°C)	0.9	0.3	0.4	0.2	0.5	0.9	0.5

从表 2 看出,该地区纬度平均变化 1°,则年平均气温变化 0.5°C,或相当于冬季温度变化 0.9°C 等等。

唐领余等(1990)根据中国植被分布界限与气候要素的关系和古代长江中下游地区孢粉资料推测公元前 5500—3000 年间每间隔 500 年的年平均温度^[23]。我们根据表 2 结果推算出各个时段冬季温度值,结果如表 3 所示。

表 3 公元前 5500—3000 年长江中下游温度变化

Temperature variation between 5500 B. C and 3000 B. C in the Middle and Lower Changjiang River Valley

时 段	年平均温度(°C)	冬季平均温度(°C)
公元前 5500—5000	+2.4	+4.3
5000—4500	+1.8	+3.2
4500—4000	+2.7	+4.9
4000—3500	+1.0	+1.8
3500—3000	+1.6	+2.9

表 3 的结果得到其他证据的支持。例如,在天津附近的孢粉研究证明,在公元前 5000 年前(根据附近地层的 C¹⁴断代)这里生长着亚热带水生植物水蕨^[24],并在北京也有发现^[4]。现今它们在河北省境内绝迹,而生长在淮河流域(如洪泽湖,北纬 33°),这表明当时气候十分温暖。此外,表 3 中温度最低值出现于公元前 4000—3500 年间,其次为公元前 3500—3000 年。根据北京地区的孢粉分析和泥炭堆积的变化,温度偏低时期大约发生于公元前 3600—3000 年。这同北半球全新世气候波动中公元前 3800—2900 年的冷期完全一致^[4]。

表 4 动物遗骸及其所反映的气候

Animal remains and climate indicated by it

地 点	年 代	动 物	气 候	文 献
吉林青山头	6860-5870 B. C	蒙古兔、乌达尔黄鼠、大仓鼠、草原鼯鼠、东北鼯鼠、狼、似狗獾、普氏野马、野猪等	与今相似	[25]
甌皮岩遗址	5580 B. C	柳子猫、板齿鼠、亚洲象、红面猴	气温略高于今	[26]
磁山遗址	5355 B. C	东北鼯、蒙古兔、猕猴、狗獾、果子狸、犬、梅花鹿、马鹿、四不像鹿、獐、赤鹿、短角牛、野猪、豆雁、鳖、草鱼	气候已向温暖转化	[27]
北首岭遗址	4970 B. C	竹鼠、鼯鼠、猕猴、狗獾、豹、狐、棕熊、野猪、马鹿、孢子、獐、麝、短角水牛等	同上	[28]
半坡遗址	4500 B. C	猪、狗、羊、牛、马、獾、貉、狐、斑鹿、獐、竹鼠、野兔、短尾兔	气候较今暖	[29,30]
下王岗遗址	4000 B. C	猕猴、貉、熊、大熊猫、虎、苏门犀、亚洲象、鹿、麋、斑鹿、水鹿、水牛、苏门羚、豪猪、孔雀	全新世最温暖气候	[31]
大汶口遗址	2880 B. C	猪、四不像鹿、獐、斑鹿、鳄、龟	与今相似	[32]
殷 墟	1300 B. C	獾、虎、豹、熊、犬、竹鼠、貉、獐、四不像、水牛、亚洲象、猕猴	气温较暖	[33]

如果把表 3 的结果与文化遗址中出土的动物所反映的气候作比较,两者基本上是吻合的。表 4 表示文化遗址出土的动物及其所反映的气候。

从吉林青山头出土的动物群看出,在公元前 7860 年至 5870 年间,东北地区不存在晚更新末期反映寒冷气候的猛犸象和披毛犀,也没有对气候敏感的其它动物,如驯鹿、驼鹿和狼獾等。反映出大体与今相似内蒙半干旱草原景观,说明该地区从 10000 年前已向温暖气候转化。但在磁山遗址,公元前 5355 年动物群中既有温带种类,又有南方种类,显然气候已向温暖转化。公元前 4970 年前后的北首岭遗址的动物群同样反映出气候已转暖。而到公元前 4500 年半坡遗址出土的动物群中獐和竹鼠的存在,意味着当时气候较今温暖,因为它们属于长江以南的种类。而下王岗遗址中包含了大量南方属种,有的属种仅在热带区存在,说明当时(公元前 4000 年前)气候很温暖,为全新世时期中最温暖的气候,与表 3 相一致。

大汶口动物群(公元前 2880 年)已经与现代动物群相似,说明气候已接近现在水平。这样,我们从表 3 和表 4 看出,在公元前 4500—4000 温度达到最高点之后,就波浪式地下降,在公元前 3000 年之后,又进一步下降,到公元前 2900 前后,下降到现代水平。

再从某些代表性动物的变迁,也可以看出气候变化的趋势。例如,四不像鹿属亚热带动物,在全新世时期,在中国境内有两次繁盛期,第一次出现于公元前 5000 前至 3000 年,其中以公元前 4000 年前的数量最多^[34],这同表 3 中公元前 4500—4000 年最温暖期相一致。但在公元前 3000 年以后,四不像鹿亚化石突然减少,说明气温有下降趋势,直到公元前 1300 年前后,即相当于殷代,四中像亚化石又复增多^[35],表明气候回暖。

亚洲象与獾均属热带动物,公元前 4000 年前达到河南浙川,公元前 3000 年又回到南方,到殷代(公元前 1400—1100 年)又北上过黄河,到安阳境内。

公元前 3000 年后的寒冷时间大约持续到公元前 2600 年左右。从河南浙川县下王岗遗址中的动物群来看,以第七—第九文化层,即仰韶文化层为最多,喜暖动物有 7 种,占总数的 29%,这是从仰韶到西周文化层中喜暖动物占比例最多的时代。但到第五—六文化层,即屈家岭文化层(约公元前 2750—2600 年),动物一共只有 5 种,未见喜暖动物,而且出现麇子,表明气候转冷^[31]。

到第四文化层,即龙山文化期(约公元前 2300 年前),动物种类增加到九种,其中喜温动物有两种(水鹿和轴鹿),现今均分布于南方,占 22%,喜冷动物,只有一种,占 11%。这表明气候比屈家岭文化期稍回暖。

在浙川下王岗文化遗址中,发生于公元前 2000 年左右的降温期没有得到反映。但据上海附近的良渚文化层中上层孢粉分析,大约在公元前 2000 左右,水生植物花粉大量减少,而旱生菊科植物花粉急剧增加,木本植物中喜冷的松、柏花粉增多,青刚栎等常绿阔叶花粉已不见,而阔叶落叶的栎、柳、榆等数量减少,并出现阔叶落叶椴树花粉。所有这些表明当时气候变得干凉,湖泊面积缩小,附近山地为阔叶落叶混交林所覆盖^[7]。

这一气温较低时期得到阴山岩画中动物证据的支持。阴山岩画(完成于公元前 4000—2000 年间)中动物的鉴定说明^[36],公元前 4000—3000 年间,岩画中出现四不像鹿和单峰驼,这是气温明显上升的标志,推测年平均气温比现在高 2℃ 以上。乌兰察布岩画主要是公元前 2000 年及以后完成的,动物中出现大量耐寒种类,如驯鹿、狍子、北山羊、岩羊、鹿、野马、野驴等,也证明当时气候明显转冷。从殷墟(公元前 1400—1100 年)动物遗骸看出,公元前

2000年前后的低温期可能持续到公元前15世纪,其后气候又回暖,并持续到公元前12世纪,因为在殷墟中出土了亚热带和热带动物,如獐、竹鼠、水牛、象和獾等,则今日水牛已分布于淮河以南,象栖息在西双版纳密林中,獾更是局限在马来半岛和苏门答腊的沼泽森林中。

二、西周至元代的气候

竺可桢根据竹子、物候、河流结冰、农作制度、亚热带植物分布等认为周朝(公元前1066—249年)初期气候温暖,公元前10世纪至9世纪气候寒冷,到春秋(公元前770—481年)和战国(公元前480—222年)又为温暖气候,并一直持续到西汉(公元前206—公元8年)末年。新的证据对上述结论作了重要补充和修改。

新的证据进一步证实了竺氏关于公元前500年以前的西周气候变化。例如,河南浙川下王岗的第一文化层,即相当于西周初期,与早期文化层相比,遗址中动物再度减少,未见喜温动物,均为适应性强、分布面较广的种类,气温似乎有所下降^[31]。反映当时关中平原的《诗经·小雅》,有这样一首诗句:“正月繁霜,我心忧伤”。“正月,即夏之四月也”。当时关中平原一年一熟的情况下到阳历5月还如此担心频繁的霜冻,这在今天实属罕见。

竺氏关于春秋时期(公元前770—476年)温暖气候的论述也得到更多新的证据的支持。《春秋左传》中两次提到5月冬小麦成熟,一次是隐公三年(公元前720年)郑公派人到河南温县抢刈小麦;另一次是郑功十年(公元前581年)晋景公在5月要赏新麦,把麦子煮熟后没有来得及吃就死了。现在该地区6月上旬可以刈麦,可见当时农时比现在早10天左右。

公元前6世纪气候继续温暖。《考工记》、《周礼》等记载了公元前6世纪末期晏子(?—公元前500年)出使楚国,在同楚王对话时有这样一段话:“桔生于淮南则为桔,生于淮北则为枳。”意思是说,柑桔适合于淮河以南地区生长,若种到淮河以北就变成枳了。但其后的史书,如《淮南子》(西汉)、《盐铁论》(公元前81年)、《博物志》、《齐民要术》等均说“桔生于江南则为桔,生于江北则为枳。”至于“桔”和“枳”本是两个品种,前者只忍-8℃低温,而后者可忍-20℃低温。古人缺乏生物学知识,误认为北方的枳是由南方的桔变成的。但从其栽培界限的演变可以看出春秋后期冬季温度比现在高1℃左右,而后接近于现代水平。

战国时期(475—221年)气温与现代相近,除了上述柑桔的证据外,孢花证据也可证明。据辽宁南部孢粉分析和C¹⁴断代,该地区大约在公元前500年是以喜温的栎、阔叶林为主,但其后,喜温品种减少,而喜冷植物增多,目前该地区则是以针叶阔叶混交林为主^[37]。说明大约在公元前500年后,有明显降温现象。

二十四节气是战国时代根据当时黄河流域的物候现象确定下来的。那时把霜降定在阳历10月24日。现在开封一带秋天初霜在11月3—5日^[1]。可见当时初霜期并不比现在早。表明战国时期气候大致与今天相似,或温度略为更低些。

至于战国时期山东一年两熟制的证据似不足以证明当时气候比现在温暖。中国冬小麦的试种成功是耕作制度上的一项重大成果。冬小麦的种植成功为北方推行一年两熟成为可能。冬小麦种植始于周初,但作为一年两熟试行于春秋时期的河南。到孟子(公元前372—289年)和荀子(约公元前313—238)时代山东也有实行一年两熟的。《荀子·富国篇》:“今是土之生五谷也,人善治之,则亩数盆,一岁而再获之。”从西周到春秋时期,黄河流域人民种黍

和稷作为主要食物之用^[38],但到战国时代主要是小米和豆类。我们假定当时是以冬小麦—豆类为搭配实行一年两熟,按现在气候条件在山东南部可以满足麦—豆一年两熟对热量条件的需要,保证率达80%^[39]。

公元前二世纪至公元前一世纪的前半世纪气候略比现代温暖。在汉武帝刘彻(公元前140—87年)时,司马迁作《史记》其中《货殖列传》描写了当时经济作物的地理分布:“蜀汉江陵千树橘;……陈夏千亩漆;齐鲁千亩桑麻;谓川千亩竹。”一阅今日植物分布图,便可知司马迁时植物分布比现时推向北方。但与此同时我国不断遭受寒冷空气的侵袭,如公元前176、144、131、122、115、114、109、89、43、37、29、28、21等。公元前1世纪著名农学著作《记胜之书》记述了西安、洛阳一带在9月下旬可能出现霜冻和防御办法。而现在初霜期平均在11月初。当时冬小麦播种期在9月上旬,现在为9月底,相差十多天^[40]。

公元前一世纪以后的降温现象在北京的孢粉分析中也得到反映^[4]。

到元初气候进一步转冷,公元二世纪出现短暂的温暖气候。张衡(公元78—139年)写的《南都赋》有“穰橙邓桔”的诗句。其后很快被寒冷气候所替代并持续到五世纪^[1]。新的证据进一步证实了这一时期竺的结果。例如,公元二世纪中叶崔实编写的《四民月令》记载了洛阳地区的农业状况。书中提到当时冬小麦在秋分时节播种较适宜,到夏至(6月下旬)才能收获。这同现今北京地区相同。寒冷气候到公元280—289年达到顶点,当时阴历四月(相当于阳历5月)还降霜。辽宁省南部孢粉分析也证明在公元250年前后,喜凉的针叶树花粉比例达到全新世以来的最大值,而喜温的阔叶树比例降低到气候适宜期以来的最小值^[37]。

南北朝(公元420—589年)时期的气候继续寒冷,魏皇兴元年(公元467年),泗水结冰(《魏书·列传卷39》);梁天监十四年(公元515年),泗水、淮河同时结冰(《梁书·列传卷12》)。到第六世纪后期,气候迅速回暖。《隋书·志58》称“陈后主时(公元583年)梦黄衣人围城,后主恶之,绕城桔树,尽伐去之”。当时南京周围能普遍种柑桔,而现在不能种植。说明公元六世纪末期气候相当温暖^[41]。

竺认为隋唐(公元589—907年)时期为气候温暖时期。根据最新证据,从公元六世纪后期至公元九世纪初的气候明显比现代温暖。除了上面所说的当时南京能普遍种植柑桔外,在成都可以种植荔枝树。唐代诗人张籍(公元765—约830年)的《成都曲》:

锦江近西烟水绿,新雨山头荔枝熟。

万里桥边多酒家,游人爱向谁家宿。

诗中锦江近西指成都南部,说明唐时成都有荔枝树种植。从张籍另一首《送蜀客》诗,还可以看出唐时成都还可种植木棉。

蜀客南行祭碧鸡,木棉花发锦江西。

山桥日晚行人少,时见猩猩树上啼。

而现在荔枝树和木棉均不能在成都种植,再从满志敏(1990)绘制的唐代寒暖事件累积曲线看出,寒冷的现象在八世纪以前与温暖的现象斜率相一致,而此后(820年)寒的现象斜率逐渐增大^[42,43]。这刚好说明公元七、八世纪唐代气候相当温暖。因为从历史记录我们可以发现,寒冷现象更易引起人们的关注而被记录下来。七、八世纪被记录到的寒冷事件数居然

与温暖事件数相近,更说明公元 820 年前气候相当温暖,此后温度降至接近现在水平。

世界大部分地区在中世纪出现持续几百年的温暖气候,称为“气候小适宜期”。在北美的中心地带,原苏联的欧洲部分及格陵兰,最温暖时期可能在公元 950—1200 年之间^[44]。然而在中国第十世纪气候与现在相似。从当时首都洛阳冬小麦收获期可以看出:

“太平兴国……三年(978 年)……夏四月……庚辰(6 月 5 日)幸城南观麦”(宋史·太宗本纪)。

“雍熙元年(984 年)……五月……辛亥(6 月 4 日),幸城南观麦,赐者刈钱帛”(宋史·太宗本纪)。

“雍熙二年(985 年)……五月……甲子(6 月 12 日),幸城南观麦,田夫布帛”(宋史·太宗本纪)。

“咸平三年(1000 年)……五月……丁卯(6 月 6 日)……幸玉津园观刈麦”(真宗本纪)。

从上可见,十世纪后期冬小麦平均收刈期为 6 月 7 日。比春秋时期晚,而与现在相近。

到公元 12 世纪中国气候急剧转冷。十一世纪中期蔡襄编写《荔枝谱》,写稿于公元 1059 年。书中描述福建省福州地区的荔枝树:“荔枝木坚理难老,至今三百岁者,生结不息。”不久蔡襄病故。52 年后,即公元 1111 年中国发生一次特强寒潮,使福州地区具有 350 多年树龄的荔枝树冻死。所以后人彭乘在《墨客挥犀》中说:“谱(指蔡襄编写的荔枝谱)云:‘荔枝木坚理难老,至今三百岁者,生结不息’。今去君谔(指蔡襄)歿又五十岁矣。是三百五十年间,未有此寒”(彭乘,《墨客挥犀》,卷 6)。淳熙也在《三山志》中说,福州一带的荔枝树没有遭到像政和元年(公元 1111 年)那样严重冻害,“木皆冻死,经一、二年,始于旧根复生”(淳熙,《三山志》卷 41)。这次寒潮也使太湖封冻,从唐代建立起来的太湖洞庭山的桔园第一次遭到毁灭性冻害。据《砚北杂志》记载:“洞庭以种桔为业者,其利与农亩等。宋政和元年(公元 1111 年)冬大寒,积雪尺余,河水尽冰,只桔皆死,明年伐而为薪,取给焉。”按照彭乘的说明,公元 1111 年以前至少有 350 年(即公元 759—1111 年)没有遭受过严重冻害。公元 1111 年的严寒不是一个偶然的事件。例如,钱塘江被记录到三次封冻,一次发生于 1892—1893 年冬,一次发生于 1690—1691 年冬,这两次均出现于小冰期寒冷时期,另一次则发生于 12 世纪(1152—1153 年冬)^[45]。据宋代《鸡肋编》记载:“绍兴二年冬(公元 1152—1153 年)忽大寒,湖(指太湖)水遂冰……。二浙(相当于现在浙江北部和江苏太湖至沿海部分)旧少冰雪。是冬大寒,屢雪,冰厚数寸,北人(从北方迁居杭州的人)逐窖藏之……。其后钱塘(江)无冰可收”。1153—1158 年苏州运河冬天常常结冰,船工不得不备铁锤破冰开路(《中州集》卷 1)。1178 年福州荔枝又全部被冻死。

竺认为,十二世纪是中国近代历史上最寒冷的一个时期。但拉姆^[46]不同意这个看法,他说:“这种看法并不恰当,因为我们尚未发现北极区域约在十二世纪 90 年代以前变冷的证据,况且在日本,象西方一样,十七世纪似乎是最冷的,而中国的十七世纪也处在最冷的时段中间”。然而,上述证据至少足以证明,十二世纪与十七及十九世纪一样是中国近千年来最寒冷的三个时期。

13 世纪初气候又开始回暖,公元 1200、1213、1216、1220 年杭州无任何冰雪。成书于 1214 年的《郊录》记载:“浙江嵊县‘素无柑,近有种者,擷实来,风味不减黄岩。’”这表明不耐寒的温州蜜柑开始北移。景定中(1260—1264)成书的《建康志》记载当时南京一带的物产中

有“桔、橙、乳柑”，说明气候又恢复到七、八世纪水平。柑桔种植也达到今南阳盆地。《农桑辑要》记载了橙桔等“西川、唐、邓多有栽种成就，怀州亦有旧日橙树，北地不见此种。”13世纪温暖期结束于14世纪初。萨都拉于大德六年(1302年)在今江苏淮安及镇江两地见到毛桃盛花期于清明，已于现代相同。满志敏等认为13世纪亚热带至少北移1个纬度^[47,48]。

14世纪初气候又转冷。中国东部出现一系列寒冷事件。1309年江苏无锡地区运河结冰(郭天锡日记)。1329和1353年太湖结冰，厚达数尺，人可冰上行走，桔尽冻死。元人卜天璋在担任广东廉访使时，见到这一地区出现结冰现象(《元史》卷16)。元统二年(1334年)杭州桃树盛花期推迟到清明。成书于1379年的《种树书》，总结了当时树木栽培经验和物候期，当时桑椹成熟于阳历6月，较现代苏南平均日期迟近10天。到十五世纪气候继续寒冷，当时苏南冬小麦收期要到阳历6月(便民图说，卷3)，同桑椹成熟期一样，比现晚10天。

三、明清时期的气候

近年来关于近500年来的温度变化已作了很多研究，如竺(1972)^[11]、王(1990)^[49]、张(1979)^[50]、张(1979)^[51]、龚(1983)^[52]、王(1982)^[53]、龚(1985)^[54]等。图2表示近500年寒暖期划分的比较。根据严寒数、冬温指数、物候、柑桔冻害等曲线绘制了近500年寒暖期划分图，由图2看出，各种指数所反映的气候，其寒暖期起始时间有一定差别。如果考虑多数意见，则近500年来寒冷时期为1501—1550、1651—1700、1841—1890；温暖时期为1551—1600、1721—1770、1910—1950年，这种划分得到了某些定性证据的支持。例如，据谢肇淛的《五杂俎》记载：“闽中无雪，然间十余年亦有之。则稚子里儿，奔走狂喜，以为未始见也”(《五杂俎》，卷2)。谢氏为明代文学家，福建长乐人，出生年月不详。但从万历三十年(1602年)为进士来看，上述记录大致反映16世纪后期的气候。据1951—1980年福州30年气象记录，其间出现24次降雪天气。可见16世纪后期至少不比现代寒冷。又如，《大清圣祖仁皇帝实录》(康熙五十六年，五月，即1717年6月)条下有记载了康熙帝这样一段话：“天时地气亦有转移，……从前(指康熙十年，即1671年前后)黑龙江地方冰冻有厚至八尺者，今却和暖，不似从前。又闻福建地方向来无雪，自本朝大兵到彼(指公元1646年)，然后有雪”。由此可见，17世纪50年代以后，气候转冷，到18世纪初以后气候转暖，导致1715—1721年在苏州试种双季稻获得成功，并在十八世纪中期推广到苏南、苏北等地。以后因气候转冷不得不停止^[40]。但到19世纪30年代，林则徐为“抚吴使臣”，按康熙帝的方法，致力于苏州发展双季稻。由其同乡李彦章编写《催耕课稻编》。林和李在江南推广双季稻的经验得到兵部尚书并都察院右都御史、总督、江南、江西等处地方军务管理等支持。并组织司、道、府、州、县、厅及各儒学(当时的公办学校)实施。实行十九年后，即咸丰二年(1852年)奚诚总结说：“迩年少穆林公(林则徐死后谥少穆)抚吴时，与同乡李公兰卿……曾赁地雇工，种两熟稻，著有《江南催耕课稻编》可证。然而，或者疑犹未释，终以泽土阴寒，两熟稻非江南所宜，虽有一、二成效，尚谓偶然得之。”直至1930年，江苏农矿厅出版的《农矿通讯》(周刊)记有苏北兴化部双季稻的报导。这同20世纪前期气候回暖期一致。

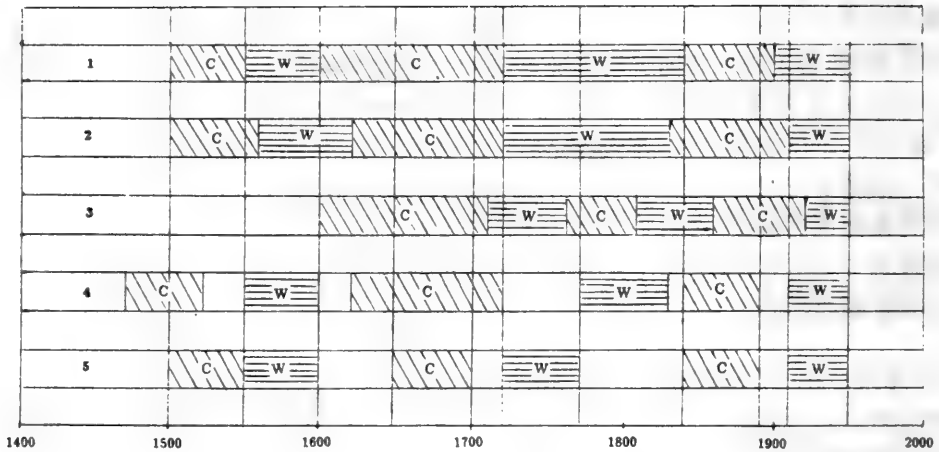


图2 近500年寒暖期划分

(C—表示寒冷期;W—表示温暖期;

1—文献[1];2—文献[50];3—文献[53];4—文献[49];5—为本文提出的寒暖期划分。

The division of warm—cold climate during the last 500 years

四、讨 论

1. 中国气候最适宜期起迄时间,众说纷云。中国经济和文化起源于黄河流域,气候最适宜期划分似应以热带和亚热带动物植物广泛生存于黄河流域的起止时期为准。起迄时间大约从公元前6000年起,到殷代后期,即公元前11世纪结束。

2. 在欧洲普遍存在10—13世纪的中世纪小适宜期。在中国有人主张把隋唐温暖期,连同13世纪温暖期统称为小适宜期。由于中国12世纪气候,类似于17和19世纪,是中国近1000年中三个最寒冷时期,不宜把12世纪归为气候小适宜期。中国气候小适宜期大约从12世纪末期至13世纪末期结束。

3. 中国小冰期(15—19世纪)气候总体上讲比20世纪寒冷,但在温暖时期,如16世纪后期、18世纪的相当一段时间,温度不低于20世纪平均温度。

参 考 文 献

- [1] 竺可桢,中国近五千年来气候变迁的初步研究,考古学报,(2),15—38(1972)。
- [2] 龚高法、张丕远、张瑾璐,历史时期我国气候带的变迁及生物分布界限的推移,历史地理,(5),1—10(1987)。
- [3] 孔昭宸、杜乃秋,内蒙古察哈尔右翼中旗白素海全新世植被和气候变化的初步研究,中国气候与海平面变化研究进展(二),海洋出版社,17—18(1992)。

- [4] 张子斌、王丁、丁嘉贤,北京地区一万三千年来自然环境的演变,地质科学,(3),261—265(1981)。
- [5] 许清海、王子惠、许新辉、孔昭宸、杜乃秋,海河流域全新世气候演变的初步认识,中国气候与海平面变化研究进展(二),海洋出版社,18—19(1992)。
- [6] 韩有松,牡蛎礁与新河古海岸线,海洋科学集刊,第16集,科学出版社,59—65(1980)。
- [7] 王开发、张玉兰,根据孢粉分析推论沪杭地区一万多年来的气候变迁,历史地理创刊号,126—131(1981)。
- [8] 赵希涛,中国全新世珊瑚礁的发育及其对海平面变化与构造运动的反映,中国科学(B辑),(11),1041—1049(1982)。
- [9] 刘金陵,我国长白山西部地区全新世高温期,中国全新世大暖期气候与环境(施雅风等主编),25—31(1982)。
- [10] 李克让、张丕远、龚高法,中国气候变化及其影响,海洋出版社,201(1991)。
- [11] 严富华、叶永英、麦学舜,新疆罗布泊罗4井的孢粉组合及其意义,地震地质,5(4),75—80(1983)。
- [12] 李克让、张丕远、龚高法,中国气候变化及其影响,海洋出版社,13(1991)。
- [13] 安芷生等,季风与最近13万年黄土高原的气候历史,黄土,第四纪地质,全球变化,刘东生主编,科学出版社,108—144(1990)。
- [14] 李克让、张丕远、龚高法,中国气候变化及其影响,海洋出版社,122(1991)。
- [15] 李克让、张丕远、龚高法,中国气候变化及其影响,海洋出版社,174(1991)。
- [16] Huang Ci-xuan and Liang Yulian, Based upon palynological study to discuss the natural environment of the central and southern Qing-Zang Plateau of Holocene, Ibid 215—222(1981)。
- [17] 施雅风等,中国全新世大暖期气候与环境的基本特征,中国全新世大暖期气候与环境(施雅风主编),海洋出版社,1—17(1992)。
- [18] 许清海、王子惠、许新辉、孔昭宸、杜乃秋,海河流域全新世气候演变的初步认识中国气候与海平面变化研究进展(二),海洋出版社,71,(1992)。
- [19] Tsukada, M., Late pleistocene vegetation and climate in Taiwan, Anthorpolgy, 55(3), 543—548(1966)。
- [20] Lamb, H. H. Climate, Present, Past and Future, Vol. 2 Climatic Histroy and the Future, 372(1977)。
- [21] Lamb, H. H. 气候变迁与展望(中译本),汪爱琮、姚竞生、孙安健译,气象出版社,217(1987)。
- [22] 杨钟健等,安阳殷墟的哺乳动物类,中国古生物志,北京地质调查所,丙种第12号,(1),(1936)。
- [23] 唐领余、沈才明、韩辉友、于革、肖家仪,长江下游地区7.5—5.0ka B. P. 气候变化序列初步研究,中国气候与海平面变化研究进展(一),海洋出版社,9—10(1990)。
- [24] 华北地质研究所第四纪孢粉室,全新世时期天津古地理和气候,(1975)。
- [25] 金昌柱等,吉林青山头遗址哺乳动物群及地质年代,古脊椎动物学报,22(4),314—323(1984)。
- [26] 戴国华,华南地区新石器时代早期文化的动物考古学研究,史前研究,(2),95—98(1985)。
- [27] 周本雄,河北武安磁山遗址的动物骨骸,考古学报,(3),339—347(1981)。
- [28] 李克让、张丕远、龚高法,中国气候变化及其影响,海洋出版社,185(1991)。
- [29] 魏京武,¹⁴C测定年代与陕西地区新石器时代考古文化,史前考古,(1),29—35(1985)。
- [30] 许容祥,从哺乳动物化石来探讨中国新石器时代一些遗址的自然环境,史前研究,(2),85—89,(1985)。
- [31] 贾兰坡、张振标,河南淅川县下王岗遗址中的动物群,文物,(6),41—49(1977)。
- [32] 李有恒,大汶口墓群的兽骨及其它动物骨骸,大汶口,文物出版社,48(1974)。
- [33] 杨钟健等,安阳殷墟的哺乳动物类,中国古生物志,北京地质调查所,丙种第12号,(1),(1936)。
- [34] 曹克清,上海附近全新世四不像鹿亚化石的发现以及我国这属动物的地史、地理分布,古脊椎动物与古人类,13(1),53—57(1975)。

- [35] 黎兴国等,从我国四不像鹿亚化石的时空分布看全新世气候变化特点,第一次全国 C¹⁴学术会议文集,科学出版社,186—193(1984)。
- [36] 龙玉柱,阴山岩画中的动物考古研究,阴山岩画,726(1987)。
- [37] 贵阳地球化学研究所,辽宁省南部一万年来自然环境的演变,中国科学,(6),603—614(1977)。
- [38] 刘毓王泉,诗经时代稷粟辨,农史研究集刊,(2),38(1960)。
- [39] 丘宝剑,黄淮海平原农业气候资源评价,科学出版社,185—186(1987)。
- [40] 龚高法,论生长季气候寒暖变化与农业,大气科学,4(1),40—48(1980)。
- [41] 牟重行,南北朝气候考,浙江气象科技,8(3),(1988)。
- [42] 满志敏、张修桂,中国东部近 5000 年来气候冷暖时期,中国气候与海平面变化研究进展,海洋出版社,25—26(1992)。
- [43] 满志敏,唐代气候冷暖时期及各期气候冷暖特征,历史地理,第八辑,(1990)。
- [44] Dansgaard, W. et al., Climatic change, Norsemen and modern man, Nature, No. 255, 24(1975)。
- [45] 龚高法、张丕远、张瑾璐,1892—1893 年的寒冬及其影响,地理集刊,第 18 号,科学出版社,(1987)。
- [46] Lamb, H. H. Climate, Present, Past and Future, Vol. 2 Climatic History and the Future, 446(1977)。
- [47] 满志敏、张修桂,中国东部十三世纪温暖时期自然带的推移,复旦学报(社会科学版),(5),(1990)。
- [48] 张德二,我国“中世纪温暖期”气候的初步推断,第四纪研究,(1)(1993)。
- [49] 五绍武、王日升,1470 年以来我国华东四季与年平均气温的研究,气象学报,48(1),(1990)。
- [50] 张德二,中国南部近 500 年冬季温度变化的若干特征,科学通报,(6),(1980)。
- [51] 张丕远、龚高法,十六世纪以来中国气候变化的若干特征,地理学报,34(3),(1979)。
- [52] 龚高法,我国历史上柑桔冻害考证分析,江爱良主编的中国柑桔冻害研究,农业出版社,11—17(1983)。
- [53] 王玉玺等,祁连山园柏年轮与我国近千年气候变化和冰川进退的关系,科学通报,(21)(1982)。
- [54] 龚高法,近四百年以来我国物候之变迁,竺可桢逝世十周年纪念会论文报告集,科学出版社,(1985)。

Temperature Variation in China During Historical Times*

Sultan Hameed

(State University of New York, Marine Sciences Research Center, at Stony Brook, N. Y. 11794-5000)

Gong Gaofa

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

We have reconstructed the curve of winter temperature in China from 5000 BC to the present and compared it with Zhu's temperature curve. Recently obtained evidence from pollen and archaeological data as well as agricultural and phenological information from historical documents were used in the new temperature curve. A more detailed reconstruction was possible for the Holocene Climatic Optimum. Documentary evidence suggests that the Little Optimum of the 13th century was warmer than estimated by Zhu.

Key Words: Climate Variation Temperature Reconstruction Climate Optimum

* This work is a partial study of Climate Change Induced by CO₂ Doubling Coordinated by CAS, China/DOE, USA, and was performed under the auspices of the CO₂ Research Division, Office of Basic Energy, U. S. Department of Energy through Grant DEFG0285ER60314A007 to the State University of New York at Stony Brook.

近 2000 年来中国温度 变化与湿润状况变化之间的关系*

龚高法

(中国科学院地理研究所)

Sultan Hameed

(State University of New York, Marine Sciences Research Center, at Stony Brook, N. Y. 11794-5000)

摘要:根据历史文献中旱、涝记载,重建了近 2000 年中国半干旱区、半湿润区、湿润区湿润指数序列并与温度变化作比较。发现近 2000 年来中国温度变化与半干旱区湿润状况变化有密切关系,即在温暖时期,半干旱区降水增多,寒冷时期则降水减少。这一结果得到了来自于独立资料来源的考古证据、雨土证据以及农牧业界限变迁的史实的支持。

关键词:温度变化 降水变化 湿润指数

历史时期以来全球平均气温经历了 $10^0 - 10^3$ 年时间尺度的变化,变化振幅大约 $\pm 2^\circ\text{C}$ 之多,虽然其变化原因目前还众说纷云,但这种变化必然导致全球气压场、大气环流以及大气活动中心位置的变化,从而导致降水地理分布的变化。迄今,发表的大多数历史时期气候变化论文,多分别讨论两大主要气候要素,温度和降水的变迁。然而温度和降水时空变化之间应该存在着某种必然的联系。例如,Lamb(1977)研究了欧洲北纬 50°N 地带不同经度过去 1000 年间夏季湿润状况及冬季温度(寒冷指数)之间关系,发现两者有相似的长期变化趋势^[1]。郑斯中(1983)研究了中国近 500 年冬季温度与旱涝(10 年时间尺度)变化之间关系,发现气候温暖时期,中国东经 100°E 以西的黄河、长江上游地区可能变湿,而东部地区,特别是黄淮海平原可能变干,出现大旱的机会增大^[2]。郑(1985)还研究了冬季温度变化(10 年时间尺度)与降水变率之间的关系,发现温度与降水年际变率之间关系分布构成一种比较复杂的区域分布型式,而且相关关系的符号不一致,但无论从范围或大小上看,负相关是主要的。而负相关最大中心在华北地区^[3]。张德二(1983)也研究了中国近 500 年各区域旱涝变化及其与冬季冷暖的关系^[4]。吴晓华(1982)分析了中国近 500 年梅雨的变化,并与冬季温度作了对比,发现当长江下游地区转冷,梅雨期间出现旱情较多,在气候回暖时期,出现涝灾较多^[5]。以上结果都是利用近 500 年旱涝资料及长江中下游温度序列取得的。

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作,亦受到中国国家自然科学基金委员会的资助。

一、近 2000 年来湿润状况的变化

由于历史旱涝记载在时间上分布是不均一的,即早期水旱记录少,近期记录数量增多,因此直接用水、旱灾记录数量不能客观地反映湿润状况的变化。我们用湿润指数来消除这种时间不均一性。这种方法是从概率统计观点出发,把所研究地区在某个时期内的若干省、州(县)发生的水旱次数看作水旱事件的总体,而把收集到的水旱记录次数看作是总体的样本。历史资料本身存在的漏记、断缺、散失等情况看作是随机的。现存的水旱记载被看作历史上发生的水旱灾中的一个随机样本。因此,统计所得的水旱灾害的比值可以看作为总体的水旱比值的统计值^[6,7]。计算公式如下:

$$I = F \times 2 / (F + D)$$

这里 F 和 D 分别表示每 5 年水灾或旱灾数。

从公式的定义可以看出,湿润指数值介于 $0 \leq I \leq 2$ 之间。

根据中国气候区划图,被研究地区划分成三个亚区(图 1),即:

I_1 —— 半干旱地区

I_2 —— 半湿润地区

I_3 —— 湿润区

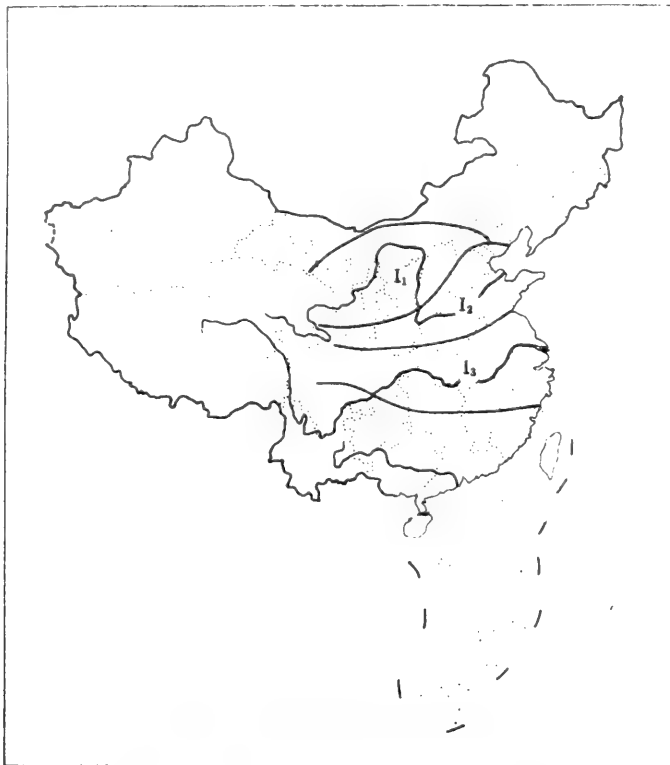


图 1 湿润指数统计区划分图

Division of statistical subregion of moisture index

历史上中国经济和文化中心起源于黄河中下游地区,然后逐渐向长江中下游和其他地区推进。因此,黄河和长江中下游地区历史气候记载早于其他地区,大体上可以追溯到纪元以前。长江以南和其他地区系统的记载多始于明代。对于 I_1 、 I_2 、 I_3 区可以建立 2000 年指数序列。序列的时间分辨率均为 5 年。所用的资料包括公元 0—1950 年间共 51736 条水和旱的记录,其中水灾记录共 30361 条,旱灾记录共 21375 条。各世纪水旱记录数见文献^[8]。

我们希望集中讨论世纪以上时间尺度的变化。为此计算了 15 点滑动平均(相当于 75 年)。图 2 表示 I_1 、 I_2 、 I_3 、 I_w 滑动平均曲线(I_w 表示 I_1 、 I_2 、 I_3 三个区总和)。图中一个黑点、二个黑点、三个黑点分别表示信度达到 90%、95% 和 99%。从图 2 我们可以看到三个气候区的湿润指数变化是不同的。半干旱区(I_1)湿润状况出现了两个持续近千年的波动,第一次波动最小和最大值分别出现在公元 400 和公元 850,而第二次波动出现两个最小值,分别发生于公元 1200 和公元 1450,而峰值出现于 19 世纪。

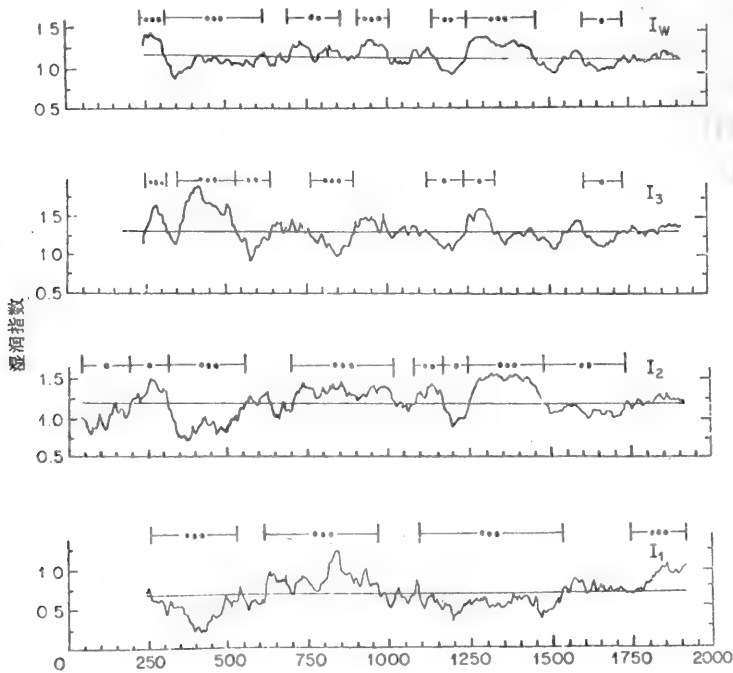


图 2 2000 年来湿润指数变化

I_1 —半干旱区; I_2 —半湿润区; I_3 —湿润区; I_w —全区

The indices have been smoothed by a 15—point moving average.

Variations of the moisture indices for the semi—arid area (I_1), semi—wet area (I_2), wet area (I_3) and the whole area (I_w)

半湿润地区(I_2)湿润指数变化在第 11 世纪以前与半干旱地区相似,13 世纪和 18 世纪之间湿润状况变化位相与半干旱地区呈相反趋势。湿润地区(I_3)湿润状况变化与半干旱地区及半湿润地区有很大不同,共出现 7 个起伏波动。其中最大值分别发生于公元 270、450、700、1000、1300、1600 和 1900。

我们注意到从半干旱地区到半湿润地区到湿润地区湿润指数波动的频数是依次增多的,也就是说,在降水长期变化中,越向降水多的地区降水变率越大,这似乎同根据近代逐年降水资料统计结果不一致。根据 1951—1980 年降水资料,年降水量相对变率,湿润地区在 10—15% 之间,半湿润地区为 25% 到 30%,半干旱地区为 30% 以上^[9]。

全区平均湿润状况出现 7 次波动,其中公元 326 到公元 630 的干旱期最长,这主要是北方长期少雨引起的。

一个有趣的问题是,中国历史时期降水大尺度变化是否同反映大范围降水的大气环流有联系。换一句话说,中国降水变化是否同亚洲其他地区降水有联系。为此把中国东部的降水(I_w)变化同里海水位变化作比较。里海向有亚洲雨量筒的称号^[10]。由于里海有许多遗址,历史和考古学家经过半个世纪的努力,根据不同历史时期古建筑离海面的距离和文献记载,推算出里海水位变化。里海有 0.44×10^6 平方公里面积,无出口,伏尔加河及乌拉尔河流入里海。所以里海代表乌拉尔山脉附近地区降水变化。

图 3 表示中国东南地区湿润指数(a)及里海水位(b)曲线,里海水位用距平(英尺)表示,右边纵坐标为湿润指数,从图 3 看出,中国湿润指数变化曲线在主要变化时期,与里海水位是平行的。这表明,亚洲中纬度地区大范围降水变化有明显的一致性。

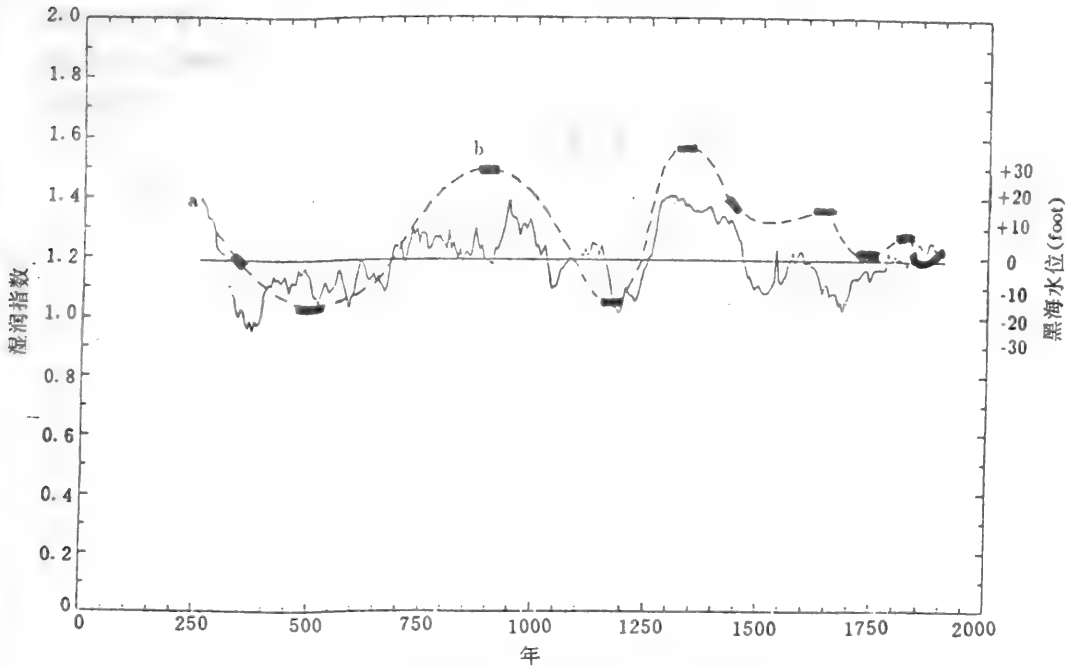


图 3 中国东部湿润状况与里海水位的比较

Comparison of moisture conditions in eastern China with the level of the Caspian sea

二、近 2000 年温度与湿润状况的比较

我们在本文集的《中国历史时期温度的变化》一文中已对历史时期温度变化作了详细分析,并给出了温度变化曲线。

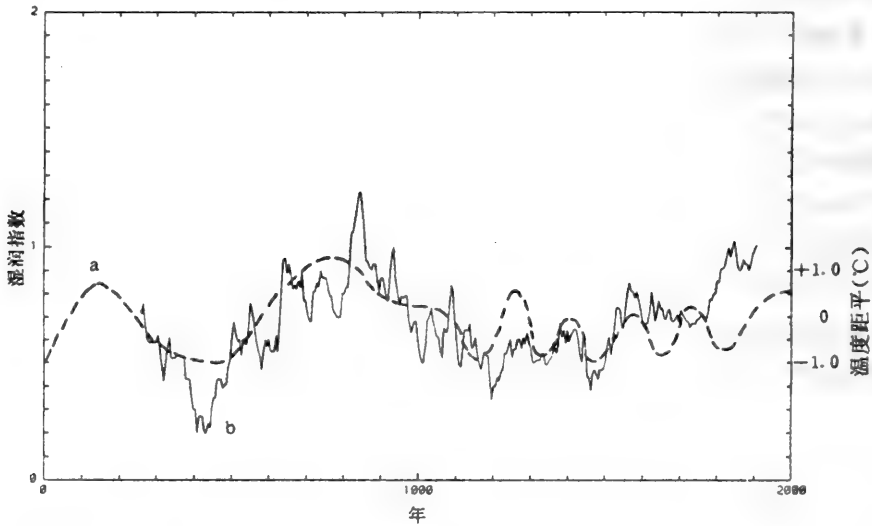


图 4 近 2000 年中国冬季温度(a)与半干旱湿润指数(b)的比较

Comparison of temperature in winter (a) and moisture index in semi-arid area (b) in China

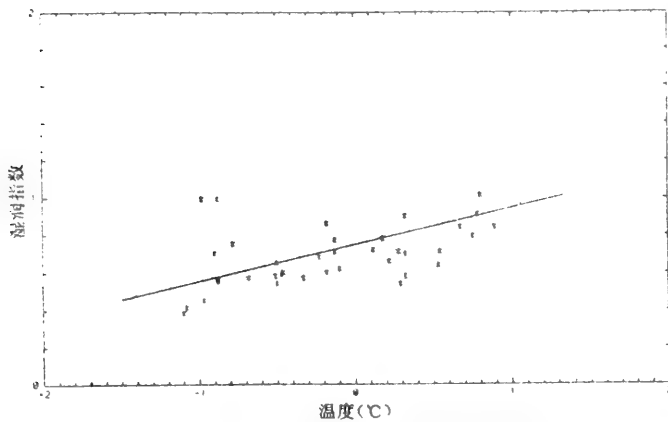


图 5 近 2000 年温度变化与湿润状况变化的关系

The relationship between temperature variation and variation of moisture index during the last 2000 years

如果把近 2000 年温度变化曲线与各气候带湿润状况变化曲线作比较,可以发现,半干

旱地区(1)湿润指数变化与温度变化有密切联系(图4)。即,气候温暖时期,半干旱地区雨量增多,气候寒冷时期,半干旱地区雨量减少,而与其他气候带湿润状况变化无明显联系,图5表示近2000年温度和湿润指数关系。这一结论,得到考古证据的支持,在河套地区毛乌苏沙漠南缘众多的古城废墟中,有个城川古城,大致位于 $37^{\circ}48'N, 108^{\circ}18'E$,出土大量铸有各朝不同年号的铜钱。郑斯中根据各朝代铜钱数量的变化,同竺可桢温度曲线作了比较^[2]。他发现,随着气候变冷,在出土的铜钱中,各该年号铸造的铜钱数量减少,以致元明两代铸造的铜钱完全告缺,直到清代乾隆又开始出现,其间相隔四百多年。铜钱数量的变化,标志着这座古城及其周围地区在一千多年的漫长岁月中,人类经济活动所经历的昌盛、衰落和荒芜,周而复始的演变。郑认为,这是表明河套地区在冷冬年代为干旱的证据,因为这个地区农业赖以维持的是水分而不是热量。所以郑推测该地区经济的盛衰应与降水有直接联系。

如果把郑绘制的城川古城古钱币数量变化同我们半干旱地区湿润指数变化作对比(图6),我们将发现,古铜钱数量变化同半干旱地区(城川位于这个地区中部)降水变化有密切关系!两段古铜钱出现期与两个湿润时期相对应,只是古铜钱出现时期的位相落后于湿润时期;两个古铜钱断缺时期也同两个干旱时期相对应,但位相也相应落后于湿润指数变化。这种对应是很合理的。当该地区降水增加并持续一段时期之后,人们发现该地区适合于农业发展,众多的农业人口拥入;但当气候变得干燥之后,人们在迫不得已的情况下,不得不离井背乡地离开这里。只有当气候干燥至实在无法维持农业生产时,农业生产才完全停止。所以人类经济活动的起始时间总是落后于气候变化。这一结论得到该地区近2000年来农牧业界限变迁的支持^[12]。

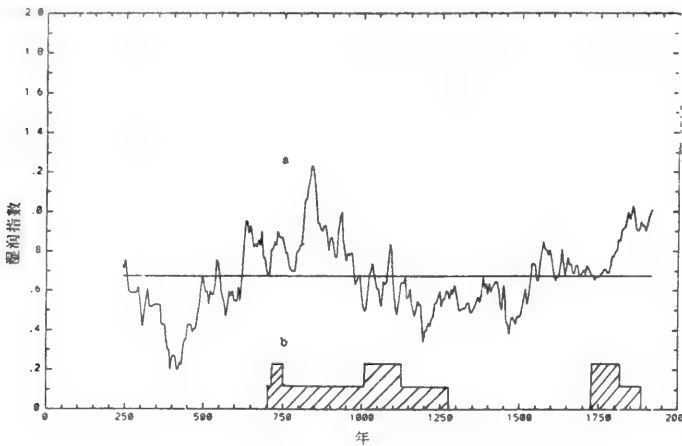


图6 城川遗址古铜钱数(b)与半干旱地区湿润指数(a)的比较

Coin number in ancient city (b) and curve of moisture index in semi-arid area (a)

半干旱地区和湿润状况变化之间的关系得到雨土资料的支持^{[13][14][15]}。中国东部地区雨土的主要来源于黄土高原,即干旱和半干旱地区。当风暴发生时,尘埃被带高空并随着西风气流向东移动。张德二发现,雨土的数量与温度变化有密切关系。在寒冷时期,雨土频率高;

在温暖时期雨土频率低。近 500 年雨土频率与温度(冬温指数)的相关系数达 $-0.33(n=46)$,信度达 95%以上。我们的结果表明,促使雨土频率增多的直接原因是降水量减少,而不是低温。黄土高原气候干燥时期,降水量少,植被减少,土壤湿度降低,土壤干燥,粉尘容易被风刮起。相反,该地区湿润时期,植被增加,土壤湿度也增加,风蚀状况不如干旱时期严重,所以雨土的频率可以作为干旱半干旱地区气候干湿的指数。上面所说,温暖时期雨土频率低的现象,刚好说明温暖时期半干旱地区气候相对湿润;反之,也一样。

三、结 论

近 2000 年来中国温度变化与各气候带湿润状况变化对比分析表明,温度变化与半干旱区的降水变化之间存在着很好的一致性,而与其他气候带的降水变化看不出明显联系。当中国处在温暖时期,半干旱区降水明显增多,而在寒冷时期,半干旱区降水明显减少,气候变干。这一结果得到考古证据、农牧业界限变迁证据及雨土资料的佐证。上述结论可以用季风盛衰变化来解释。中国半干旱地区降水主要受夏季季风强弱的支配,在气候温暖而夏季风强盛时期,季风北界北移,半干旱地区降水增多,相反,在寒冷而夏季风势力减弱时期,该地区降水减少。如果今后大气中温室气体增加而气温升高的话,预计中国半干旱区降水将会增多,农牧业界限将向北推移,对该地区农牧业都是很利的。

参 考 文 献

- [1] Lamb, H. H. , *Climate: present, past and future*, (2), 35(1977).
- [2] 郑斯中,我国历史时期冷暖年代的干旱型,地理研究,2(4),32—39(1983)。
- [3] 郑斯中、冯丽文,我国冷的时期气候超常不稳定的历史证据,中国科学(B辑), (11), 1038—1044 (1985)。
- [4] 张德二,我国近 500 年各区域旱涝变化及其与冬季冷暖的关系,气象科学技术集刊,气象出版社 (1983)。
- [5] 吴晓华,近 500 年我国梅雨的气候波动,科学通报,(16),998—1000(1982)。
- [6] 郑斯中、张福春、龚高法,我国东南地区近两千年气候湿润状况的变化,气候变迁和超长期预报文集,科学出版社,29—32(1977)。
- [7] 龚高法、张丕远、吴祥定、张瑾璐,历史时期气候变化研究方法,科学出版社,47(1983)。
- [8] Gaofa Gong and S. Hameed, The variation of moisture conditions in China during the last 2000 years, *International Journal of Climatology*, (11), 271—283(1991).
- [9] 程纯枢,中国的气候与农业,气象出版社,13(1991)。
- [10] Brooks, C. E. P. , *Climate Through the Ages*, Benn, London, (1949).
- [11] 龚高法、S. Hameed,中国历史时期温度的变化,本文集,(1993)。
- [12] 龚高法、S. Hameed,中国农业对气候变化响应的敏感带和敏感区,见本文集,(1993)。
- [13] 张德二,历史时期雨土现象剖析,科学通报,(5),294—297(1982)。
- [14] 张德二,我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析,中国科学(B辑),(3),278—288(1984)。
- [15] S. Hameed and Gaofa Gong, Influence of atmospheric dust on non-telescopic sunspot observations, *Solar Physics*, (139), 409—413(1991).

Relationship Between Temperature And Moisture in China For the Last Two Thousand Years *

Gong Gaofa

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Sultan Hameed

(State University of New York, Marine Sciences Research Center, at Stony Brook, N. Y. 11794-5000)

Abstract

On the basis of records of droughts and floods in historical documents of the past two thousand years, time series of a moisture index were derived for three regions in Eastern China characterized as wet, semi-wet and semi-arid. The variations of the moisture indices were compared with the temperature variation in China. The moisture variation in the semi-arid area shows a systematic relationship with temperature; this region tends to be wetter in warm epochs and vice versa. This conclusion is verified by several independent data sources, such as atmospheric dust records, data on shift of the agriculture boundary and archaeological records.

Key Words: temperature variation Precipitation variation Eastern China

* This work is partial study of Climate Change Induced by CO₂ Doubling Coordinated by CAS, China/DOE, USA, and was performed under the auspices of the CO₂ Research Division, Office of Basic Energy, U. S. Department of Energy through Grant DEFG0285ER60314A007 to the State University of New York at Stony Brook.

中国农业对气候变化响应的敏感带和敏感区*

龚高法

(中国科学院地理研究所)

Sultan Hameed

(State University of New York, Marine Sciences Research Center, at Stony Brook, N. Y. 11794-5000)

摘 要:我们发现中国农业对气候变化特别敏感的五五个区域。其中三个是狭长的地理带,在这些地带农业生产随着气候条件的变化而推移。第一条敏感带界于高寒无农业区与相邻农业区之间,这里农业生产与生长季温度有关。第二条敏感带介于中国北部农业和牧业区之间,这里作物生长对夏季降水特别敏感。另一条敏感带位于中国东部亚热带与温带之间,这里作物和果木对冬季低温和全年积温有关。此外,还发现两个对气候变化影响十分敏感的地区,即中国东北农业对气候的敏感区和黄淮海敏感区。前者与夏季温度有关,而后者与频率的旱、涝和蝗灾有关。本文还讨论了历史上气候变化对各敏感区农业生产的影响。

关键词:气候敏感区 气候敏感带

气候变化对于自然植被、农业布局等有重大影响。从自然植被来讲,存在着对气候变化影响最为敏感的地带。一种自然植被型的出现代表着环境要素的一种组合,不同植被型之间的“过度带”则反映了两种环境状态的“临界点”。当外界环境条件发生变化时,必然影响到临界点的变化,即表现为植被过渡带位置的推移。因此,不同类型植被带之间的“过渡带”成为对气候变化响应最敏感的地带。同样,从农业角度来讲,中国农业种植区也存在着对气候变化响应最为敏感的地带和区域。在漫长的历史时期农业实践中,中国农民为了最大限度地利用农业气候资源,逐渐形成了一套种植制度,如一年一熟,一年两熟,二年三熟、一年三熟制以及农牧业区域、各种经济林木种植区域等等。在这些种植制的界限附近,由于水热资源得到最充分地利用,而使该地区成为对气候变化响应最敏感的地区,或者说,最脆弱的地区。其中最敏感的地带和区域为高寒无农业与农业区之间的敏感带(I_1)、农牧业过渡带(I_2)、亚热带作物过渡带(I_3)、东北敏感区(I_4)和黄淮海敏感区(I_5)。同时由于中国受季风气候的影响,它对气候变化的响应较全球其他地区更为敏感^[1]。

图 1 给出了中国不同空间尺度的农业敏感带和敏感区。

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂导致的气候变化)中部分工作,亦受到中国国家自然科学基金委员会的资助。

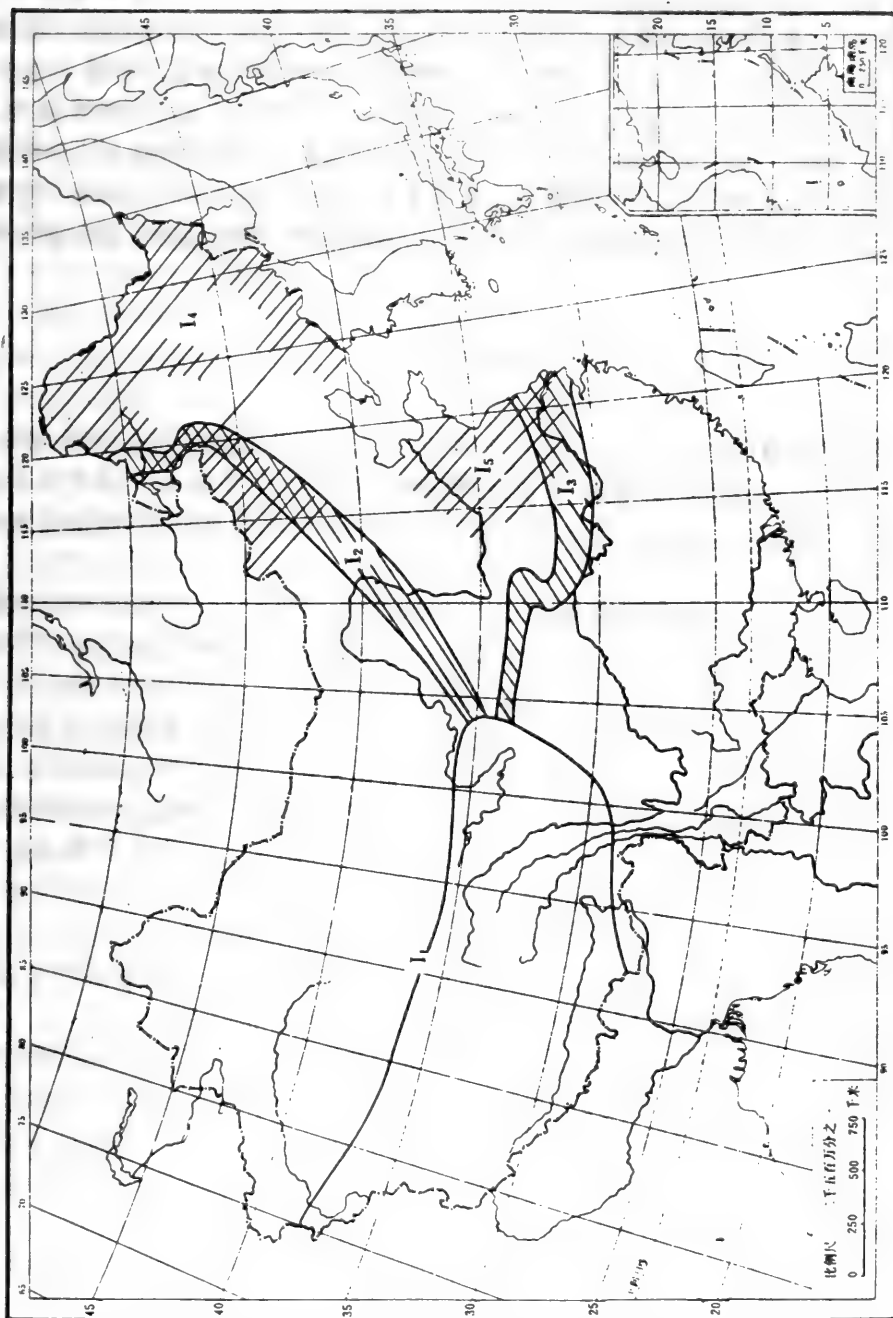


图 1 中国农业对气候变化响应的敏感带和敏感区
 Sensitive belts and sensitive regions of
 agriculture to respond to climatic variation in China.

一、高寒无农业区和一年一熟之间的敏感带

高寒无农业区位于中国西南青藏高原北缘,该地区年平均气温低,全年日平均气温 0°C 以上积温 $<1500^{\circ}\text{C}$,热量条件不能满足作物生长的基本要求,这一地区被称为高寒无农业区,以畜牧业为主。高寒无农业区与一年一熟区之间的界限受暖季温度变化的影响,对生长季长度及温度变化极为敏感。在积温大于 1500°C 地区实行一年一熟(春小麦、马铃薯、油菜、青稞等喜冷作物)。这一界限在垂直和水平方向上变化剧烈,是农业对气候变化响应的敏感地区之一。但是由于历史时期以来这一地区远离中央王朝,经济和文化水平低,缺乏历史文献记载,很少有关于农业界限变迁的证据可遵循。关于历史时期这一敏感地带农业对温度变化的影响暂不讨论。

二、农牧业过渡带

目前的农牧业过渡带位于大兴安岭东南山前平原,经乌兰浩特、泰来、杜伯特、通榆、赤峰、围场、张家口坝上、大同、河曲、榆林、环县北、固原北、会宁北、兰州南。这一界限并不是绝对分界线,而是一条狭长的农牧业过渡地带。即由东南向西北,由农业区向牧区的过渡地带,如图1所示。

作物生长所必需的气候条件是全年日平均气温 0°C 以上积温大于 1500°C 和年降水量400毫米以上。而这一地区温度和光照都能满足作物生长所需的基本条件,这些因子不是农业北界的限制因子,而降水不足成为划分农牧业界限的决定性条件。从水份收支考虑,用干燥度1.5为界限,从农牧业生产的直接效果或以对农作物生产的不利程度来鉴定,用400毫米年降水量划分农牧业界限。这也是温带半干旱地区农业和营造乔木林的基本水分条件。但由于季风强弱引起的降水量的区域性过渡导致种植业向放牧业过渡。农牧业过渡带的降水特点是,年降水量已低到旱作农业需水量下限,或以下,降水变率增大,旱作物产量低而不稳,400毫米降水等值线南北大幅度摆动;年降水量相对变率一般在15—20%。 ≥ 400 毫米出现频率约为5—20%,10年中有8年以上不能满足旱作农业的基本需要^[2]。

这一地带由于处在夏季风北缘,年雨量变率非常剧烈,相应的农牧业交界地区带南北摆动不太明显,要重建整个农牧业过渡带在不同历史时期的位置是非常困难的。

我们以鄂尔多斯高原作为一例来讨论近2000年来该地区农牧业过渡带南北位置的变化与降水量变化之间的关系。鄂尔多斯高原,由于历史和政治原因,历史记载较为系统。它正处于干旱和半干旱交界地区,年雨量平均在300—400毫米之间。鄂尔多斯高原位于陕西榆林地区北部和内蒙古自治区西南部,包括陕西省定边、靖边、横山、榆林、神木、府谷等县的长城以北和内蒙古伊克昭盟。它的总面积为130,000平方公里,沙漠占总面积的40%左右,其中三个著名的沙漠,即毛乌苏沙漠、库布其沙漠和乌兰布和沙漠。现在鄂尔多斯高原正处在农业区转向牧区的过渡地带。根据历史资料记载,在历史上,该地区某些时期为牧区,某些时期为农业区。

在史前时期鄂尔多斯高原曾是水、草丰富的地区,在旧石器时期著名的“河套人”曾居住

在这里,到新石器时期自然条件仍然十分优越。现在有 30 个新石器遗址已被发掘出来,这是最好的证明。春秋(公元前 770—476)和战国时期(公元前 475—221)这里盛行畜牧业,到处有森林、牧草和野生动物。公元前三世纪以前这里是典型的牧业区^[3]。

但从秦代(公元前 221—207)以后的 2000 多年间,这里曾发生过多次农业和牧业的交替。图 2 是表示近 2000 年来农牧业交替^[4-10]及半干旱地区湿润指数变化^[11]。

(1) 秦汉农业发展时期(公元前 226—公元 220 年)

鄂尔多斯高原农业开始于公元前 4 世纪,在秦汉时期农业迅速发展。农业人口急速增加。在西汉时期(公元前 206—公元 8 年)该地人口已达 1,092,070,但目前该地区人口为 1,547,000,尽管中国总人口比西汉增加了 22 倍。1973 年,内蒙古文物工作队在伊克昭盟杭锦旗一座汉朝遗址内发现一枚“西河农令”官印^[12]。这说明,当时农业已相当发达。

(2) 三国至南北朝牧业发展时期(公元 220—589 年)

到公元 4 世纪中叶,畜牧业再次发展起来,原来的农田被改为牧场、牲畜数量大量增加。例如,公元 391 年鄂尔多斯南部地区的一次战斗中,俘获马、牛、羊 4,000,000 余头;据《魏书·铁弗刘虎传》记载,“将军伊谓至木根山(鄂尔多斯高原南部),擒直力鞬,尽并其众……获马牛羊四百万余头。”在公元 391 年另一次战斗中,俘获名马 30 多万匹,牛羊 4,000,000 余头(《魏书·太祖传》)。可见当时鄂尔多斯高原畜牧业发展之盛况。

(3) 隋唐农业发展时期(公元 581—907 年)

到隋代(公元 581—618 年)农业又发展起来,但隋朝历年短促,农业大量发展仍在唐代(公元 618—907 年),此时鄂尔多斯地区变成真正的农业区。农业人口又迅速增加,唐代该地区人口为东汉时期的两倍。随着农业人口增加,新的县治开始设立。例如,于鄂尔多斯高原北部黄河岸边设丰州;东部准格尔旗设胜州;南部无定河畔设夏州;鄂托克旗设宥州等。同时还兴修水利,疏浚河道,进行大量开垦^[10]。如夏州在当时是良沃之处,可以发展农业。《新书·梁师都传》载,梁师都据夏州,唐“诏夏州长史刘晏、司马刘兰经略之,获生口,纵以为间、君臣离桡,出轻骑蹂其稼,城中饥虚。”《王方翼传》:“以功迁夏州都督,属牛疫,民废田作,方翼为耦耕法,张机健,力省而功多,百始顺赖。”

(4) 公元 11—16 世纪畜牧业发展时期

11 世纪后畜牧业又迅速发展起来,而农业几乎停止。唐朝灭亡后,党项族势力逐渐强大,于公元 1038 年党项族首领元昊建国大夏,占据今甘肃、宁夏、内蒙古西部等地,与辽、北宋形成了鼎立局面。鄂尔多斯高原成了党项族根据地。套内居民多是“衣皮毛,事畜牧,蕃性所便”(宋史·夏国传)。他们“春食鼓子蔓、咸蓬子;夏食蓰蓉苗、小茺蕘;秋食席鸡子、地黄叶、登厢草;冬则畜沙葱、野韭、拒霜、灰菝子、白蒿、咸松子以为岁计”(戴锡章,《西夏记》,卷 5)。各部族都拥有牲畜千万头,“大者万余骑,小者数千骑”(《宋史·党项传》)。到元代(1271—1368)畜牧业发展更迅速,只是在鄂尔多斯边界地区存在着少数农业区。

(5) 清代农业发展时期(1644—1911)

到清代农业又开始发展。1730 年代为防止饥荒大量荒地被开垦。在鄂尔多斯东部的准格尔旗“私垦地特多,汉民在该旗耕种者,几乎达到十余万人”(廖兆骏,《绥远志略》)。在西南部的查汉托辉牧区开辟了昌润、惠农等渠。由同治六年至光绪二十九年,垦殖荒地二百七十余顷,每年收粮二十二万余石。到 19 世纪鄂尔多斯变成了真正的农业区。

如果把鄂尔多斯农牧业交替变化在时间上同该地区干湿交替相比(图 2),我们可以看出过去 2000 多年中五次农牧交替变化同雨量的变化相一致。当气候变干时,鄂尔多斯地区由农业区转变为牧业区;当气候变湿时,则由牧业区变成农业区。

尽管历史学家们从军事、政治等观点对该地农牧业变迁作出种种解释,但从上面我们可以看出该地区降水的变化对于鄂尔多斯农牧业界限的推移起着非常重要的作用。

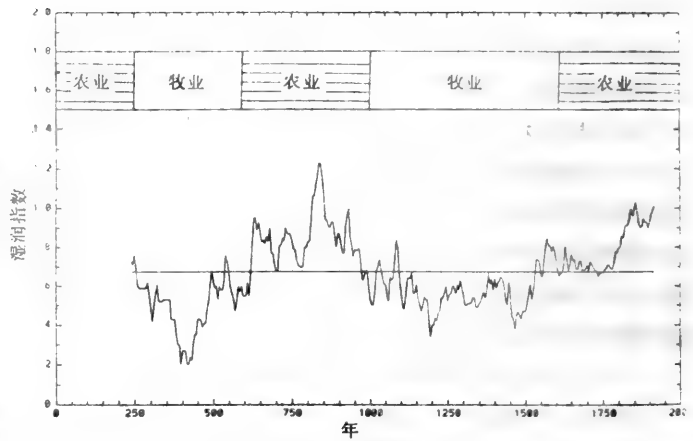


图 2 近 2000 年鄂尔多斯地区农牧业变化(上)及湿润状况的变迁(下)

The change of agriculture—animal husbandry and variation of moisture condition in Eerduos plateau

三、亚热带北界敏感带

淮河、秦岭一线为中国现

代亚热带北界。这一地带也是中国东部季风区最重要的农业分界线。界限以南基本农耕形式为水田,并发展成为一套水田为主的农耕系统,而界限以北是以旱田为主的农耕形式,并形成了一套旱耕农业系统。根据 1957 年资料,当时全国水田面积仅占总耕地面积的 24.7%,水稻产量占总粮食作物产量的 47.0%。而界限以南水田面积占 93.3%,产量占 95.0%,而且界限以南各省水稻面积都占本省总耕田面积的 40%以上,产量都超过 50%。但界限以北水稻总面积仅占 6.7%。此外,界限南北之间水稻单产的差异也十分明显。

北亚热带也是双季稻、亚热带植物,如柑桔、茶树、竹子等典型亚热带植物分布北界,虽然由于它们对温度等条件要求略有不同,其分布北界地理位置也略有差别,但大体上都处于江淮之间的北亚热带以内。下面以双季稻和柑桔为例说明作物和多年生经济果木对气候变化的响应。

(1) 气候变化对双季稻北界的影响

中国亚热带地区现广泛种植二季和三季稻。其中南亚热带平原和丘陵,现能种冬稻,全年可种三季稻;亚热带平原能稳定地种植二季稻;北亚热带,特别是北部地区正处于双季稻种植的北缘,虽然能种双季稻,但产量极不稳定,在生长季较短的寒冷年份,可受到很大影响。因此历史上气候寒暖变化对中国双季稻种植的北界(长江下游地区)的影响特别明显。

长江下游双季稻种植的可靠历史记载始于唐代。《新唐书·玄宗本纪》载,开元十九年(公元 731 年),是“岁扬州槽稻生”;《太平御览》引《新唐书》说:“开元十九年,扬州奏槽生稻二百五十顷,再熟稻一千八百顷,其粒与常稻无异”。唐代扬州州治位于今扬州市南面。槽稻,即“槽生稻”,“禾不因播种而自生曰槽”。说明,公元 731 年扬州地区已种植双季稻,而槽生稻

也能正常成熟。这同当时气候温暖,生长季长相一致。当时扬州地区的气候与今浙江金华和江西南昌相似。

到了宋代(公元907—1279年)气候开始转冷,生长季逐渐缩短。据《宋史》记载,河南开封地区冬小麦到6月中、下旬才能收获,比现代6月上、中旬收获期晚十天。到十二世纪气候继续转冷,苏南冬小麦成熟期要到6月中旬,比现在晚半个月^[13]。因此,到了宋代,虽然个别地方偶有“稻再熟”记载外,江南大部地区已无双季稻了。所以清代李彦章说:“宋时江南,又止一收”。

明代(公元1368—1644年)随着农业技术水平的提高和生育期较短的水稻新品种的培育成功,江南广泛地种植双季稻。双季稻北界达到泰州、扬州、六合一线。并持续到十七世纪中叶。

明代长江下游地区双季稻大约兴于十五世纪后期,盛于十六世纪,至明清交替间衰。

从气候变化来看,元末明初,中国的气候转向寒冷时期,即欧洲所谓的“小冰期”。其间,第一次变冷是公元1470—1520年,第一次回暖在1550—1600年,第二次变冷是公元1620—1710年。而明朝江苏双季稻之起伏,正好和当时气候寒暖变化大致相应。值得注意的是,由于技术进步,在气候变冷的1620年以后,还维持了一个相当长时间。直至1650年后,气候转入小冰期最寒冷时期(1600—1700年),长江下游双季稻种植才每况愈下。

康熙五十二年(1713),在康熙皇帝的关注下育成早熟籼稻“御稻”,并派农学家李英贵到苏南试种。1715年早稻试种基本成功,但后季稻因迟栽,“翘穗头”而失败。1718年又扩大试种,早晚稻均成功。同时由苏州织造李煦主持,在苏州进行了双季稻和单季稻的对比试验。证明用“御稻”做双季前作,其亩产相当于当地单季稻的高产水平;用于后季稻,约为前季早稻产量的60%。1717年推广到苏南全境(包括上海市郊区)以及苏北扬州及里下河地区。李煦等奉旨试种推广的八年(1715—1722年)中有五年丰年,二个平年,一个歉年^[14]。

江苏的双季稻虽因十七世纪后期小冰期气候影响而终止,但到十八世纪初经康熙皇帝亲自倡导并推广生长期短的新品种而获得很大发展。特别是到雍正时期(1723—1735年),双季稻已对长江下游地区农业增产起了很大作用。雍正五年(1727年)上谕曰:“联闻江南,江西,湖广,粤东数省有一岁再熟之稻,风土如此。”江苏双季稻已列于各省盛产双季稻之首,可见盛矣。史载,当时一度出现“谷贱伤农”的情况,雍正不得不决定由固定收购来维持粮价,保持双季稻的发展。

值得注意的是:十八世纪初期康熙试种双季稻并成功地推广时,正值中国气候处于小冰期寒冷时期结束并转入温暖时期。据十八世纪二十至七十年代杭州、苏州、南京三个地方晴雨录中终雪期的记载^[14],杭州春季终雪期比现在早13天,苏州早8天,南京早7天。而比南宋时期提早18天。可见,十八江南双季稻大规模种植同气候温暖、生长季延长有很密切关系。

长江下游双季稻因十八世纪前期和中期温暖气候而得到大发展之后,到十八世纪末期又迅速减少,苏北的双季稻已经绝迹。林而达于道光十四年(1834年)曰:“……江北之下河诸邑,……闻三十年前,则两种而两刈也”。李彦章在《江南催耕课稻编》中说:“有人言江北下河诸县,前数十年稻两熟。余去秋(道光十三年),即(1833年)以防河驻邵伯埭,亲见早、中、晚稻之种皆备,而竟无两种者……”。苏南的情况如何?李彦章说:“今苏州府志所载百日种,

一名喇嘛稻，一名西番粳，三月种，五月熟，一岁两收。相传康熙五十五年所颁，当即御稻米之种。葑门外二十四都六、七图（即今类葑公社境内）闻尚有艺之者，惜不多耳。”说明道光十四年（1834年），苏州地方双季稻延绵一百余年，而后虽未绝迹，但已不多了。产生这一现象，除了社会、政治方面原因外，主要是十八世纪八十年代起气候在转冷，使生长季明显缩短。例如，根据《吴兔床先生日记》等记载，杭州、无锡等春季物候期比现在晚9天。

至十九世纪三十年代，以禁鸦片著名的林则徐，再次提倡在江苏种植双季稻。道光十四年（1834年）前后林则徐为“抚吴使臣”，致力于发展苏州双季稻和早稻。“岁癸巳（1833年）……冬，吴中饥，十月雨至甲午（1834年）正月，连雪不止。播麦不及，有播者弗苗。大中丞林公遂下部农之令”。林则徐亲自动手，引进“早稻数种，自四十日籽至六十日籽”，依照康熙在江苏成功地试种和推广双季稻为依据，再次在苏州推广双季稻”。当时，三吴廉访使李彦章为林则徐的同乡，于同年写了《催耕课稻编》，将粤西推广双季稻成功经验介绍给林则徐。林和李在江南推广双季稻的经验得到兵部尚书并都察院右都御史，总督，江南、江西等处地方军务管理等支持。印发催耕课稻编，通飭各府州厅率属劝种早稻，双季稻”。并组织司、道、府、州、县、厅及各儒学（当时的公办学校）一起动员。结果如何？实行十九年后，即咸丰二年（1852年）奚诚总结说：“迩年少穆林公（林则徐死后谥少穆）抚吴时，与同乡李公兰卿……曾凭地雇工，课种两熟稻，著有江南催耕课稻编可证。然而，或者疑犹未释，终以泽目阴寒，两熟稻非江南所宜，虽有一二成效，尚谓偶然得之”。可见，十九世纪林则徐在江南推广双季稻终因气候寒冷，泽土阴寒未能成功。

至十九世纪下半世纪气候更趋寒冷，进入小冰期第三个寒冷时期，苏南双季稻的种植几乎停止。当时一些农书中提出用大麦、荞麦、泥黄豆代替后季稻，以适应小冰期第三个寒冷时期的气候。

至民国，仅知当时江苏省矿厅的《农矿通讯》（周刊）记有1930年苏北兴化栽培双季稻的报道。

值得注意的是，解放以来长江下游成功地推广双季稻时期正值中国气候处于小冰期的第三次温暖时期，以上海为例，1960—1980年间与1873年—1919年间气象条件作比较， $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温多 250°C 左右，生长期长10天左右。可见，如果再次出现1873—1919年那样的气候条件，现行的种植制度必将遇到问题。例如，1977年江苏省 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 秋温平均比1949—1978年减少约 500°C ，比1976年减少约 200°C ，结果，1977年与1976年相比，早稻减产2亿斤，三麦减产43%^[15]。

长江下游一千二百多年来双季稻时断时续，盛衰交替。其间经历了唐、明、清（十八世纪）三个盛期和宋、元、清（十七世纪后期），十八世纪后期至十九世纪三个衰落时期。双季稻种植随时间的起伏波动与中国气候寒暖变化大体上相呼应，但同时也受到技术水平，社会条件等非气候因素的影响。例如在唐代气候温暖时期，双季稻栽培技术低下情况下能大面积地正常成熟。但到宋代由于气候转冷长江下游双季稻种植面积大大减少，大部地区停止种植。到明代虽然气候进入寒冷期，但通过培育生长期短的新品种和其他栽培技术，使双季稻种植再次得到发展；而后当气候进入到小冰期最寒冷的十七世纪后期，长江下游双季稻又一次大幅度减少。到十八世纪前期，在康熙亲自创导下，通过更先进的栽培技术，加上当时正值温暖的气候，使双季稻种植达到新水平，并对解决当时人口急剧增加所带来的粮食供应起到重

大作用。但到十八世纪后期,终由于气候再次转冷,使双季稻种植又几乎中止。至十九世纪三十年代虽经林则徐等大力提创,长江下游双季稻再次得到发展,但终因气候寒冷很快停止了。本世纪五十代以来长江下游双季稻大面积的推广并获得成功虽然是依靠一系列新的栽培技术,但该时期盛行的温暖气候也是重要原因之一。因此,从气候变化的观点来看,长江中下游现行的种植制度能否经得起寒冷气候的考验是值得关注的一个问题。

另一方面,如果未来几十年由 CO_2 倍增,气温增暖,由该地区双季稻种植是有利的。当由于年平均气温增加 1°C ,积温可增加 300°C 左右,相当于生长季延长 5 天。双季稻北界将北移 500 公里,达到黄河下游地区。

(2) 历史时期冬季寒暖变化及柑桔等亚热带果木种植界限推移

历史上柑桔等亚热带植物种界限的推移表明该地区农业对气候敏感的另一个证据。

中国是世界上公认的柑桔原产地,迄今已有三、四千年栽培历史。例如在《禹贡》中记载:“厥包桔、柚、锡贡”,说明在禹王时代(约公元前两千年),就有桔柚进贡。近年来在湖北随县曾侯墓葬(2450 年前),出土柑桔种子,证明古代长江以北已有栽培。

柑桔是典型的亚热带植物,当极端最低气温低于 -7°C 时即可遭到冻害,在 -11°C 以下即可遭毁灭性冻害。因此,柑桔种植北界主要受冬季极端最低气温的限制。

表 1 中国历史时期冬季气候寒暖变化及亚热带作物界限推移

Temperature variation and shift of northern boundary of subtropical plants during histoical times in China.

气候时期名称	起迄年代	冬季温度距平 (与现代相比)	柑桔等亚热带 作物界限推移 (与现代相比)	主要证据
夏商温暖期	公元前 1000 以前	$+3^\circ\text{C}$ 至 $+5^\circ\text{C}$	北移 4 个纬度	竹、象、水獐、獐、水牛等亚热带和热带动植物分布于黄河中下游地区。
西周寒冷期	公元前 1000—800 年	-1°C	约南移 1 个纬度	长江支流冬季封冻,物候期推迟。
春秋温暖期	公元前 800—500 年	$+2^\circ\text{C}$	北移 2 个纬度	竹、梅等亚热带在黄河中下游地区广为分布。
三国—南北朝寒冷期	公元 200—公元 500 年	-1°C	南移 1 个纬度	黄河下游石榴保温才可越冬,淮河封冻。喜冷植物花粉比例增多
隋唐温暖期	公元 580—950 年	大于 $+1^\circ\text{C}$	北移约 1 个纬度	梅树分布于黄河中下游,亚热带植物少受冻害。
宋代寒冷期	公元前 950—1200 年	-1.5°C	南移 1 个多纬度	梅树不能在华北生长,福州荔枝和长江中下游柑桔遭严重冻害。
宋末元初温暖期	公元 1200—1300 年	$+1.0^\circ\text{C}$	北移约 1 个纬度	亚热带植物分布比现代偏北 1° 。
明清小冰期	公元 1300—1900 年	-1°C 至 -2°C	南移 1—2 个纬度	长江中下游亚热带作物冻害频繁,长江中下游三大湖泊经常封冻。

我国历史时期以来冬季温度曾出现过 10^0 年至 10^3 年时间尺度的起伏波动。其中千年时间尺度的波动,冬季最低温度振幅约有一 2°C 至 $+3^{\circ}\text{C}$, 10^2 年时间尺度约有 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 的变幅,而 10^0 时间尺度有 $\pm 5^{\circ}\text{C}$ 的变幅,各种时间尺度的变化叠加在一起形成复杂的变化周期,这足以影响到几千年来我国桔种植北界。

表 1 是根据历史文献中有关亚热带动植物分布及各时期冻害状况估计得到的柑桔北界的变迁。可以看出,近三千多年来,中国冬季温度出现过 4 次温暖时期和 4 次寒冷时期,温暖时期,冬季平均气温分别比现代高 $+1^{\circ}\text{C}$ 至 $+5^{\circ}\text{C}$,寒冷时期冬季平均气温分别较现代低 -1°C 至 -2°C 。相应的柑桔种植北界较今北移 1—4 个纬度或南移 1—2 个纬度。例如,在夏商温暖时期,柑桔种植北界可以达到黄河下游地区,这可以从当时竹、象、水獐、水牛等亚热带和热带动植物广泛分布的黄河中下游得以证实。西周(公元前十一世纪至公元前 771 年)寒冷时期,柑桔北界南移至长江以南;春秋时期(公元前 770—475 年),柑桔北界北移至淮河以南,所以有“柑生于淮南则为桔,生于淮北则为枳”,的诗句。意思是说柑桔宜于淮河以南地区生长,若种到淮河以北就变成枳木了。以后到秦汉时期因气候寒冷,柑桔北界再次南移。

隋唐(公元 581—907 年)时期,冬季平均温度比现在高 1°C 以上,柑桔北界又向北推移。

到 12 世纪,气候急剧转冷,由于柑桔种植界限没有作相应调整,使江南柑桔,包括其它热带和亚热带果木遭毁灭性冻害。例如公元 1111 年的严寒,太湖封冻,从唐代建立起来的太湖洞庭山的桔园遭毁灭性冻害。据《硯北杂志》记载:“洞庭以种桔为业者,其利与农亩等。宋政和元年(公元 1111 年)冬大寒,积雪尺余,河水尽冰,凡桔皆死,明年代而为薪,取给焉”。

13 世纪中国气候进入小适宜期,柑桔北界达到南阳地区。但持续 1 世纪后,到 14 世纪中国气候进入到一个持续的寒冷时期,特别是到十七世纪末期达到顶峰,由于柑桔种植北界未作及时调整,柑桔园屡遭毁灭性打击。

现代柑桔种植北界已达到江苏南通,盐城、苏州、无锡、镇江、安徽省的安庆,湖北省武昌、郧县,河南省邓县,陕西省的汉中,甘肃省的武都一线。这已接近或超过了历史时期中国柑桔种植的最北界线。

公元 1300—1900 年间是中国历史时期以来持续时间最长的寒冷时期。在这一时期内的历史文献中有许多关于柑桔冻害的记载,其中尤以公元 15 世纪中叶以来长江中下游地区的柑桔冻害和冬季寒冷现象的记载尤为详细。而这一时期正值全球小冰期,即中国称之为明清小冰期。把出现柑桔冻死,或比柑树更耐寒的木本植物如樟树、竹子、梅树等冻死,或该地区洞庭湖、鄱阳湖、太湖封冻及沿海结冰等现象的年份定为长江中下游地区柑桔严重冻害年,这样可以统计出 1450—1979 年间每十年柑桔严重冻害的年数。

表 2 长江中下游地区柑桔严重冻害统计结果

Statistical result of year in which orange were frozen to death in the Middle and Lower Changjiang River Valley

时 期	? -1490	1491—1540	1541—1620	1621—1720	1721—1830	1831—1900	1901—1979
持续年数	—	50	80	100	110	7.0	79
冻害年数	—	13	8	23	9	16	7
平均每十年冻害年数	—	2.6	1.0	2.3	0.8	2.3	0.9
气候特点	暖	冷	暖	冷	暖	冷	暖

从公元 1450—1979 年的 529 年中共出现 79 个严重冻害年,平均每 10 年中有 1.5 年。但是冻害年数随时间分布是不均匀的。在寒冷时期:1491—1540 年,1621—1720 年,1831—1900 年间每 10 年中发生 2.3—2.6 年严重冻害年,在温暖时期:1541—1620 年,1721—1830 年,1901—1979 年每 10 年中出现 1.0—1.1 个严重冻害年。详细统计结果如表 2 所示。

统计结果表明,明清小冰期气候寒暖状况仍有波动的,本世纪以来是处于气候较为温暖时期。

过去有人根据气象记录研究本世纪以来柑桔冻害,认为长江中下游地区柑桔冻害大约有 10 年左右的周期。但从气候长期变化来看,这一结论仅仅适用于该地区近代气候时期的平均状况。同时严寒冬季的出现并不遵循一定的周期,而往往有集中出现的趋势。例如公元 1503—1515 年的 13 年中出现 7 次严重冻害;而 1720—1744 年中柑桔并未遭受过严重冻害。

在公元 1500—1900 年间,由于遭到强寒潮的侵袭使柑桔种植界限明显向南推移。根据历史文献记载,绘制了中国小冰期柑桔冻死南界。该界限的意义是,在界限以南在明清小冰期中未发生过柑园毁灭性冻害,而界限以北则至少发生过一次以上的毁灭性冻害^[16]。柑桔冻死南界东至黄岩,衢县,南丰,安福,到衡阳一线。东部地区大致在北纬 29°,西段湖南省境内大致在北纬 27°,界限随经度的差异主要是地形条件引起的。由此看来,长江中下游地区,如江苏、浙江、安徽、江西、湖南、湖北现代主要柑桔产地在历史上大部分都遭受过毁灭性冻害。这是值得注意的。

当然,如果未来几十年由于 CO₂ 倍增而使气温升高,则可使柑桔种植界限的北移至淮河流域,并使柑桔种植区冻害大为减少。

四、气候敏感区

除了上面所说的三个敏感带之外,还存在二个对气候变化响应敏感地区,即东北敏感区、黄淮海敏感区。但引起各敏感区的主要气候因子是不同的。

1. 东北敏感区

东北地区是中国纬度最高的地区。该地区夏季气候温凉湿润,冬季漫长而温度低。全年无霜期约 100—200 天,≥10℃积温在 1300—3700℃之间。按目前的气候状况,水热条件基本能满足大豆、玉米、高粱、谷子、春小麦、水稻及薯类作物生长需要,是中国重要的商品粮基地之一。短的生长季和夏季低温是影响农业生产的主要不利气象因素。也是造成单产低,产量年际变化大的主要原因,或者说,生长季热量条件的变化是造成该地区农业对气候变化敏感的主要原因。例如,1969,1972,1976 年因低温冷害,东北三省的粮食总产分别减少 126 亿斤、95 亿斤和 83 亿斤。

东北地区低温冷害年出现有明显的阶段性,据长春地区温度记录,从 1909 年以来可以分为四个阶段,即 1909—1918,1953—1974 年为冷期,1919—1952 年,1975 年至今为暖期,在两段冷期中有 8 个严重低温冷害年和 6 个低温冷害年^[17]。

在历史时期东北地区曾经历过更大幅度的温度变化并对农业造成重大影响^[18]。例如,

在唐代(公元618—907)气候温暖时期,东北曾盛产水稻并饲养柞蚕。据《新唐书·渤海传》记载:“卢州之稻、龙州之绸”。并谓之为两大特产。据考证,卢州在今吉林省和龙县以东50公里处;龙州位于今黑龙江宁安县东京城(又称渤海滨)。当时居住在松花江下游和黑龙江中下游的黑水靺鞨民族向唐朝进贡过霞绸等。但这一带今日很少养柞蚕。十七世纪下半世纪为中国小冰期最盛时期,当时东北黑龙江省一些较喜温作物不能种植。清朝方拱乾于顺治十八年(1661年)到宁古塔(现黑龙江省于安县境内)附近居住三年。据《绝域纪略》记载:“四时皆入冬,七月露,露而白,如汁流露之,数日即霜,霜则百卉皆萎,八月雪,其常也,一雪即冻,至来年三月方释,五、六月如中华二、三月。”由于气候寒冷,作物不能正常成熟。“树畜开辟来,不见稻米一颗,有粟有稗,有铃铛(荞麦),有大麦……丝瓜,扁豆较难熟,熟也不能子。”现今黑龙江于安一带可种水稻、玉米、大豆、花生等喜温作物,丝瓜和扁豆不仅能正常生长,而且可以用当地种子繁殖。当时卜魁(今齐齐哈尔)只能种喜凉的荞麦,糜子等作物不能种植。据《卜魁城赋》记载:“麦铃铛(荞麦)而常缀。卜魁人曰:移植之初(1699年)此(荞麦)为常食,购糜不能盈石,……十年内(即1709年)始种糜子,而铃铛从墨而根来,仅以饲马,间取作马。”至十八世纪20年代,气候明显转暖,齐齐哈尔一带的气候,据《宁古塔纪略》记载:“诸谷皆生矣”。唐熙五十六年(1718年)在《清实录·圣祖实录》中说:“天时地气,亦有转移……黑龙江地方,以前冰冻有厚八尺者,今却和暖,不似以前。”十九世纪后期,中国又经历了一次寒冷时期。据李树棠的《东缴纪行》记载:“引四十五里次拉哈戈(今吉林省榆树屯南115里)……土人曰:‘夏季少雨,籽粒未实,七月中名,天降黑霜,禾稼大半冻萎,收成不及三分……’”。由上可见,东北地区历史上生长季低温一直是影响农业的主要因子。

东北地区农作物受低温的影响主要是延迟型冷害,即因生长季低温度作物生育期延迟,光合呼吸强度、叶绿素含量、根系氧力等明显降低,从而使千粒重减少。图1中斜线表示的区域是指冷害频率大于40%地区。

2. 黄淮海敏感区

黄淮海地区热量资源比较丰富,无霜期为195—225天; $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温为3800—4900 $^{\circ}\text{C}$,热量条件基本能满足两年三熟和一年两熟种植制度和需要。该地区旱涝灾害是影响农业主要因子。例如,1951—1980年间受气候灾害影响损失共计857亿公斤,占全国总损失的28%。其中旱灾损失914亿公斤,占华北总损失的57%,涝灾损失149亿公斤,占华北总损失的18%。涝旱兼有的损失为195亿公斤,占华北总损失的22%,冷冻等损失约22亿公斤,占总损失的3%。根据近年旱涝灾害对农业生产造成损失的统计,可见该地区旱、涝灾害是造成农业低产及产量不稳定的主要原因。

黄淮地区旱涝频繁的根本原因,是由于它位于东亚季风区域的北部,每年夏季风来得迟,去得早,降水等中于夏季,6—8月降水仅占全年55—75%,而且越往北,集中温度越高,且常以暴雨形式下降。总之,降水量少,年内分配不匀,年际变率过大,是造成该地旱涝频繁的主要气候原因。

在漫长的历史时期内,随着气候变化,季风强度及其所达到北界位置也发生变化,并影响降水地现分布及季节分配。郑斯中根据近500年旱涝顺序列资料分析了生产关系了温度变化与降水变率的关系后指出,中国冬季温度长期变化与降水变率有明显的关系,其中负相关中心区正好位于黄淮海地区。也就是说,在寒冷时期,黄淮海地区降水变率大,而温暖时期

降水变率减少^[19]。

作者统计了中国东部主要农业区,小冰期典型温暖时期(1736—1770年)和典型寒冷时期(1841—1890)年两个时期秋季收成的差异,发现寒冷时期秋作物平均收成普遍比温暖时期减少10—20%,其中,黄淮海地区为全国最大减产中心,平均减少20%—25%以上。

黄淮海地区在气候寒冷时期成为减产中心地区的部分原因可以归同于该地区繁殖的蝗虫灾害。黄淮海地区是中国历史上蝗灾最严重地区,据1501—1950年近450年资料统计分析,该地区平均蝗灾频率达30%以上。频率发生与温度变化有密切关系,在寒冷时期(1501—1550,1651—1700,1841—1890)蝗灾频率达30%以上,而温暖时期(1551—1600,1721—1770,1916—1950)频率为20%以上。寒冷时期形成的该地区降水不稳是促使蝗虫频繁发生的重要原因,从而进一步导致该地区农作物产量下降。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正,中国的全球变化预研究,气象出版社,北京,13(1991)。
- [2] 全球气候变化对策研究专家组,全球气候变化及其对策,国家科技发展司,118(1990)。
- [3] 史念海,两千三百年来鄂尔多斯高原和河套平原农林牧地区的分布及其变迁,北京师范大学学报,(6),(1980)。
- [4] 史念海,黄土高原及其农林牧分布地区的变迁,历史地理,第四辑,21—33(1986)。
- [5] 侯仁之,从红柳河上的古城废墟看毛乌素沙漠的变迁,文物,(1),35—41(1973)。
- [6] 侯仁之、俞伟超,乌兰布和沙漠的考古发现和地理环境的变迁,考古,(3),(1973)。
- [7] 赵永复,历史上毛乌素沙地的变迁问题,历史地理,第四辑,(1986)。
- [8] 谭其骧,何以黄河在东汉以后会出现一个长期安流的局面,学术月刊,(2),(1962)。
- [9] 王尚义,历史时期鄂尔多斯高原农牧业的交替及其对自然环境的影响,历史地理第五辑,11—24(1987)。
- [10] 陈育宁,鄂尔多斯地区沙漠化的形成和发展论述,中国社会科学,(2),72(1986)。
- [11] Ggofa Gong(龚高法) and S. Hameed, The variation of moisture conditions in China during the last 2000 years, International Journal of Climatology, (1),271—283(1991)。
- [12] 伊克昭盟文物工作站,鄂尔多斯文物考古概述,鄂尔多斯文物考古文集,(1980)。
- [13] 龚高法等,论生长期气候寒暖变化与农业,大气科学,4(1),40—48(1980)。
- [14] 龚高法、张丕远、张瑾璐,十八世纪我国长江下游等地区的气候、地理研究,2(2),20—31(1983)。
- [15] 龚高法,全球性的降温是否会继续下去? 遗传与育种,(6),2—4(1977)。
- [16] 龚高法,我国历史上柑桔冻害考证分析,江爱良主编的中国柑桔冻害研究,农业出版社,1—17(1983)。
- [17] 丁士晟,东北地区低温冷害的气候分析,东北夏季低温长期预报文集,气象出版社,13—14(1979)。
- [18] 龚高法等,黑龙江省的气候变化,地理学报,34(2),129—138(1979)。
- [19] 郑斯中、冯丽文,我国冷的时期气候超常不稳定的历史证据,中国科学(B辑),(11),1038—1044(1985)。

Identification of Climatically Sensitive Agricultural Areas of China *

Gong Gaofa

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Sultan Hameed

(State University of New York, Marine Sciences Research Center, at Stony Brook, N. Y. 11794-5000)

Abstract

We have identified five areas in China where agriculture is particularly sensitive to climate change. Three of these areas are narrow geographical belts within which agriculture shifts according to the prevalent climatic condition. One sensitive belt separates the non-agricultural cool highlands of the west from the neighboring agricultural regions. Agricultural productivity here is related to the ambient temperature in the growing season. The narrow belt extending northeastward from the Yellow River Valley and bordering Ordos Desert and Inner Mongolia separates the regions of animal husbandry and agriculture; crop growth in this belt is sensitive to summer rainfall. A belt where agriculture is sensitive to low temperatures in winter and to accumulated temperatures extends westward from the lower Yangtze River Valley and divides the subtropical and the temperate regimes. Agriculture in the generally cool region of Northeastern China is particularly sensitive to the temperature in the growing season. Agriculture in the region bordering the Pacific Ocean and the Yellow and Huai Rivers is vulnerable to frequent droughts and floods as well as to locust epidemics. Historical data on the relationships between agricultural production and climatic factors are presented.

Key Words: Agricultural Production Climate Change Agricultural Regions

* This work is partial study of Climate Change Induced by CO₂ Doubling Cooprated by CAS, China/DOE, USA, and was performed under the auspices of the CO₂ Research Division, Office of Basic Energy, U. S. Department of Energy through Grant DEFG0285ER60314A007 to the State University of New York at Stony Brook.

全新世中期中国的地面空气温度场*

张 翼

(中国科学院地理研究所)

Wei-Chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road, Albany SUNY, NY, 12205 USA.)

摘 要:根据中国古气候,古植物和考古资料,我们总结研究了中国全新世中期年平均和季节平均的地面空气温度分布。结果表明:全新世中期时,地面空气温度较现今约高 $2-3^{\circ}\text{C}$ 。在中国东半壁,纬度越高,全新世中期与现今的地面空气温度差值越大。在中国东北地区和青藏高原南部出现了全国最大差值,约 5°C 。在中国西半壁,纬度越高,差值越小,或变化不大。青藏高原的年平均空气温度(AMSAT)比现今高出 $4-5^{\circ}\text{C}$ 。全新世中期的季节平均空气温度(SMSAT)也比现今高,最大的差值出现在中国东北地区的冬季,约 $8-9^{\circ}\text{C}$,而最小的差值出现在中国华南地区的夏季,在 1°C 左右。

关键词:全新世中期 空间-气候方程 等值线

一、引 言

世界范围内许多领域的科学家对 CO_2 倍增引起的全球气候变暖问题给予很大的重视。研究表明,由于大气中 CO_2 浓度的不断增加,全球表面空气温度将增加 $2-3^{\circ}\text{C}$ ^[1-3]。竺可桢先生在过去对全新世中期的研究表明:那时的中国地面空气温度比现今要高出 2°C 左右^[4], Lamarche, Lamb 的研究也有对其他地区的类似结果^[5-6]。这里全新世中期指 8000 年到 5000 年. B. P. 也即大西洋期,在一些文章中^[7]从第四纪地史角度也记为 Q_2^2 。

历史常常是未来的一面镜子。研究古气候和古环境,比较古气候与由于 CO_2 倍增所可能引起的未来气候,能够增加我们对气候发展变化的理解。许多古地质、古生物、古气候和考古专家对中国不同地点的古气候条件进行了大量研究,通过孢粉分析和 C^{14} 断代技术收集了大量古植被的基础资料,并且推断了一些地方的古气候和古环境状况。但是这些研究的重点在这些单个地点的古气候和古环境的时间系列的变化。进一步从空间角度在中国范围内进行系统的研究,得出全新世中期的一些气候因子如温度、降水等的空间分布图是非常必要的。为研究古气候因子空间变化,重建古气候,为了检验 GCM 关于古气候的模拟结果,我们收集、整理了中国全新世中期 49 个点的年平均温度的研究结果或基础资料;根据中国现代 260 个气象站的资料和全新世中期的年平均气温资料又进一步推断出全新世中期的季节平均温度资料。在本文中我们对这些年、季平均地表空气温度的特征进行了研究,并得到了中国全新世中期年、季平均地面空气温度分布的 5 张气候图。

* 本文为中国科学院和美国能源部合作研究项目(CO_2 导致的气候变化)中部分工作。

二、基本资料

“植被是环境的温度计”^[7]对于现代植被和古代植被都是正确的。我们可以从全新世中期的植被推断出一些当时的古环境因子状况。孢粉分析和 C¹⁴断代技术是推断古植被类型的有用的方法,从 60 年代起中国学者在这方面进行了大量的工作并且积累了许多资料。本工作中使用的大多数的 AMSAT 资料是根据先前的作者从孢粉分析和 C¹⁴断代技术中得到的。我们收集资料的 49 个站点位置可以从图 1 中看出,其中东北地区 7 个点,华北 6 个点,西北、华东、华南和西南分别为 8,10,5 和 14 个点。表 1 列出了这些站点的经度、纬度、全新世中期的 AMSAT 和资料出处等。需要说明的是大约一半资料给出了 C¹⁴断代的具体年代结果,而另一半仅给出时间范围,例如黑龙江省同江^[8]确切的年代,属于全新世中期。而有些点,给出的是时间范围^[9],如察右中旗义发泉。但是不论那种情况,所有点的年代都是属于全新世中期之中的。一般来说从孢粉分析资料中确定年平均温度时,第一步是确定植被类型,然后我们可以从现代植被与之赖以生存的环境之间的关系中去确定和推断古气候的状况。确定植被生存的温度指标是一种困难和复杂的事。我们根据中国植被区划分布图^[10]和中国年平均气温分布图^[11]分析得出中国不同种类植被要求的年平均气温范围,这些图是中国植被“编辑委员会和中国气候图集”编辑委员会绘制或编辑的。

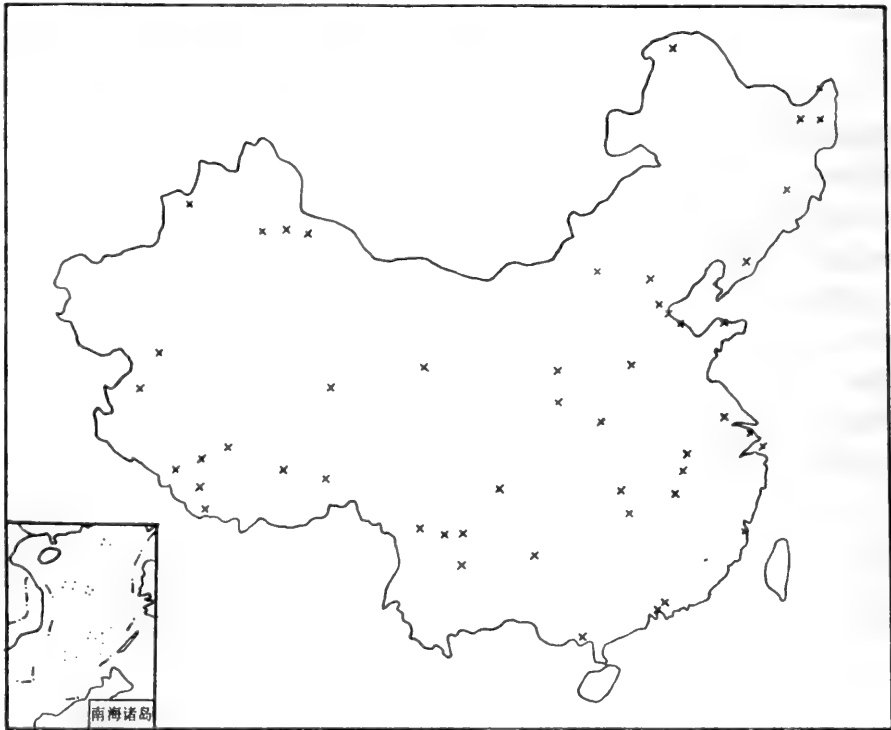


图 1 站点位置分布图

Location of Stations

表1 站点状况表

Information of Locations

序号	地名	经度	纬度	年平均温度 (°C)	参考文献作者
1	Baoqing 宝清	132°22'	45°24'	6.5	[17]谢又予,1982
2	Tongjiang 同江	133°18'	48°06'	7.0	[8]段万侗,1978
3	Huachuan 桦川	130°42'	47°00'	7.0	同上
4	Mangui 满归	122°24'	52°24'	0.0	[18]郭东信等,1981
5	Dunhua 敦化	128°12'	43°24'	7.0	[8]段万侗,1978
6	Donggou 东沟	123°30'	38°54'	13.2	同上
7	Fuxian 复县	121°18'	39°30'	13.4	同上
8	Shunyi 顺义	116°30'	40°24'	14.6	[19]龚高法,1987
9	Huanghua 黄骅	117°24'	38°24'	15.5	[20]施迪光等,1984
10	Tianjin 天津	117°06'	39°06'	15.0	[21]赵英时,1987
11	Xixia 栖霞	120°48'	37°18'	14.0	[14]周明明,1986
12	Haixing 海兴	117°48'	38°00'	14.4	[20]施迪光等,1984
13	Licheng 历城	119°30'	35°24'	15.1	[4]竺可桢,1973
14	Xichuan 浙川	117°30'	33°12'	17.0	同上
15	Anyang 安阳	114°18'	36°06'	14.5	同上
16	Jinghe 精河	82°06'	44°24'	9.5	[22]麦麦提,1988 [23]文启忠等,1988
17	HongWuYue Qiao 红五月桥	87°42'	43°30'	4.5	[24]周昆叔,1983
18	Qijiaojing 七角井	91°24'	43°36'	4.5	[26]施雅凤等,1989
19	Qinghaihu 青海湖	100°18'	37°00'	3.5	[25]施雅凤,1989
20	Yifaquan 义发泉	112°42'	41°18'	6.0	[19]龚高法,1987 [9]周叔昆,1984
21	Xian 西安	108°48'	34°24'	15.0	[4]竺可桢,1973
22	Luochuan 洛川	109°16'	35°48'	13.9	[19]龚高法,1987
23	Shanghai 上海	121°06'	31°12'	17.7	[27]王开发,1978
24	Yuyao 余姚	121°00'	30°06'	18.1	[28]孙湘群等
25	Zhenjiang 镇江	119°30'	32°18'	17.6	[29]徐馨等,1984
26	Ningbo 宁波	121°30'	29°54'	18.5	[12]叶国梁等,1987
27	Anqing 安庆	117°00'	30°30'	18.4	[13]黄锡璇,1981
28	Nanchang 南昌	115°30'	28°30'	14.8	[30]韩辉友等,1987
29	Lushan 庐山	115°54'	29°36'	14.6	[31]王开发等,1974
30	Fuzhou 福州	119°18'	26°06'	21.0	[14]周明明,1986
31	Xiangxiang 湘乡	112°30'	27°42'	19.2	[19]龚高法,1987
32	Hanshou 汉寿	111°54'	28°54'	19.0	同上
33	Zhongshan 中山	113°24'	22°30'	23.0	[32]李平日,1984
34	Dongguan 东莞	113°24'	23°06'	22.5	同上
35	Dangxiong 当雄	91°06'	30°36'	5.8	[33]王富葆,1985
36	Zhongba 仲巴	84°12'	29°42'	4.8	同上

序号	地 名	经 度	纬 度	年平均温度 (°C)	参考文 作者
37	Jilong 吉隆	85°36'	28°54'	4.9	[8]段万侗,1978
38	Cuoqin 措勤	85°30'	31°00'	2.5	[34]刘泽纯等,1987
39	Yigong 易贡	94°00'	30°24'	12.3	[35]郑本出等,1985
40	Litu 里图	81°00'	33°42'	-10	[36]王富葆,1984
41	Shenzha 伸扎	87°18'	31°30'	0.0	同上
42	Nielamu 聂拉木	85°54'	28°12'	2.0	[37]徐仁等,1976
43	Geermu 格尔木	93°36'	35°24'	-20	[38]王绍令等,1985
44	Xichang 西昌	102°24'	27°30'	11.0	[39]李旭等,1988
45	Ziyang 资阳	104°36'	30°06'	19.6	[19]龚高法,1987
46	Huishui 惠水	106°30'	26°18'	20.0	[40]林树基,1984
47	Yuanmou 元谋	101°54'	25°42'	18.7	[8]段万侗,1978
48	Zhongdian 中甸	99°36'	27°42'	10.8	[41]汪佩芳等,1986
49	Ninglang 宁蒗	100°54'	27°30'	11.0	同上

表 2 一些植被要求的年平均温度
AMSAT Desired by Some Vegetations

植 被	要求年平均温度 的范围(°C)	参 考 文 献
温带北部斜叶、阔叶混交林	-2-2	中国植被编辑委员会,1980
温带南部斜叶、阔叶混交林	3-6	中国气候图集委员会,1980
暖温带北部落叶阔叶林	6-10	同上
暖温带南部落叶阔叶林	10-14	同上
亚热带北部落叶、常绿阔叶混交林	14-16	同上
亚热带中部常绿阔叶林(北部)	16-18	同上
亚热带中部常绿阔叶林(南部)	18-20	同上
亚热带南部季风常绿阔叶林	20-22	同上
热带季风雨林	>22	同上
温带草原	-2-8	同上
温带荒漠	-2-8	同上
暖温带荒漠	8-12	同上

表 2 是在植被类型所要求的 AMSAT 温度变化范围中纬度、地形和地貌因子影响 AMSAT 确定的精度,例如浙江省宁波和安徽省安庆的古植被应属中亚热带南部地区的常绿阔叶林,确定年平均温度分别为 18.5°C 和 18.4°C^{[12][13]},浙江省余姚的 AMSAT 是没有文献确定,因为余姚的孢粉谱与安庆、宁波相近,植被类型当属同种,而余姚较宁波偏北,因此确定

为 18.0℃—18.5℃左右。在表 1 中给出的一些点的全新世中期年平均温度就是根据上例的方法在本工作中确定的,而过去一般只有孢粉分析资料而没有进一步推断。有个别点的全新世中期年平均温度的推断是根据植被中特征种的生物气象学指标而确定的。例如为了推断全新世中期黄河流域的古气候,竺可桢先生根据当时该地生长竹子这一事实和竹子至少生长在年平均温度 14℃这一生物气象学指标,推断当时黄河流域的安阳、历城、西安等地属于亚热带植被和亚热带气候^[4]。按照竺老的方法,我们考虑在东莞和中山的孢粉谱中存有木沙椿、海金边、棕榈等热带植物,AMSAT 应在 22℃之上,根据具体纬度的差异分别订在 22.5℃和 23℃左右^[11]。

三、中国全新世中期季节平均地面空气温度推算方法

为了确定中国全新世中期的 SMSAT,我们作出下面假定:无论对于现在,还是对于全新世中期,中国地面空气温度场的要素之间的关系是相似的。换句话说,它们的物理基础和规律在两个时期几乎是不变的。这个假定是根据以下基本事实作出的。

- (1) 太阳辐射的基本状况在全新世中期与现今没有多大差别^[6]。
- (2) 从全新世中期以来,海陆分布状况和格局已经基本形成^[7]。
- (3) 除青藏高原外,全新世以来中国地形、地貌的分布状况已基本形成,没有多大变化^[7]。
- (4) 全新世中期以来,中国植被的基本类型及其分布已经形成^[10]。

这些研究结果表明,从气候形成的角度来看,全新世中期的气候形成条件与现今气候形成条件没有多大区别。因此,我们可以利用现代气候资料,从温度场要素之间的关系出发,推断全新世中期的 SMSAT。

考虑到中国地形、地貌条件复杂,领土广阔的特点,我们用逐步回归方法建立了 SMSAT 经度、纬度、海拔高度与 AMSAT 之间的空间-气候方程。为提高经验方法的精度和得到较好的相关关系,我们将中国分成平原、内陆和高原三个区域进行计算。我们使用的现代气候资料包括全国 260 个站点的从 1954 年到 1983 年逐月的资料,资料来源于中国科学院大气物理所曾昭美等人整理的国家气象局公布的台站气象资料。

对于平原区,包括东北大平原、华北平原、长江中下游平原、珠江三角州平原,主要集中在东部。在这个区域中有:

$$\bar{T}_1 = -34.0725 + 0.0909\lambda + 0.0044H + 1.7413\bar{T}, \quad (1)$$

$$r_1 = 0.9939$$

$$\bar{T}_2 = 16.4483 - 0.1183\lambda + 0.8230\bar{T}, \quad (2)$$

$$r_2 = 0.9932$$

$$\bar{T}_3 = 11.0696 + 0.1710\varphi - 0.0022H + 0.6175\bar{T}, \quad (3)$$

$$r_3 = 0.9784$$

$$\bar{T}_4 = -9.3636 + 0.0819\lambda + 1.0795\bar{T}_1 \quad (4)$$

$$r_4 = -0.9972$$

这里 \bar{T}_1 代表全新世中期年平均气温, \bar{T}_1 代表全新世中期冬季平均气温, \bar{T}_2, \bar{T}_3 和 \bar{T}_4 分别代表春, 夏, 秋季平均气温。 r_1, r_2, r_3 和 r_4 为四个季节的空间气候方程的复相关系数。 λ 是经度, φ 是纬度, H 是海拔高度。

内陆地区仅包括中国的西北地区和内蒙古自治区, 对于内陆地区, 有:

$$\bar{T}_1 = 6.3304 - 0.5662\varphi + 1.0167\bar{T}_1 \quad (5)$$

$$r_1 = 0.9573$$

$$\bar{T}_2 = 2.1998 - 0.0298\lambda + 0.0623\varphi + 1.0155\bar{T}_1 \quad (6)$$

$$r_2 = 0.9872$$

$$\bar{T}_3 = -9.3129 + 0.03\lambda + 0.5058\varphi + 1.0227\bar{T}_1 \quad (7)$$

$$r_3 = 0.9509$$

$$\bar{T}_4 = 4.1464 - 0.0674\varphi - 0.0005H + 0.8788\bar{T}_1 \quad (8)$$

$$r_4 = 0.9926$$

高原地区包括青藏、云南高原一带, 以即中国西南地区为主, 在高原地区有:

$$\bar{T}_1 = -9.8048 - 0.2345\varphi + 0.0018H + 1.3832\bar{T}_1 \quad (9)$$

$$r_1 = 0.9903$$

$$\bar{T}_2 = -4.0390 + 0.0010H + 1.2342\bar{T}_1 \quad (10)$$

$$r_2 = 0.9963$$

$$\bar{T}_3 = 8.0981 + 0.3152\varphi - 0.0022H + 0.5402\bar{T}_1 \quad (11)$$

$$r_3 = 0.9874$$

$$\bar{T}_4 = 4.1828 - 0.0465\varphi - 0.0005H + 0.8752\bar{T}_1 \quad (12)$$

$$r_4 = 0.9982$$

这些空间-气候方程不仅考虑到温度场中因子之间的相关关系,而且考虑到经度、纬度和海拔高度对温度场的影响,因此在这些方程中有较好的复相关系数。

四、全新世中期中国年平均地面空气温度的分布

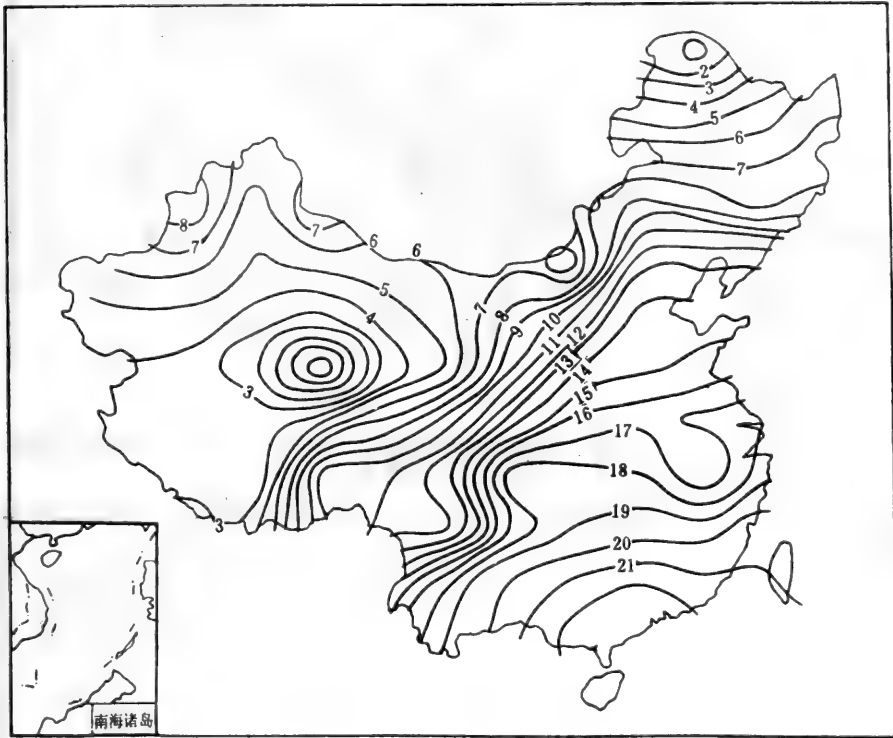


图2 全新世中期年平均气温(°C)

Annual Mean Air Temperature of Mid-Holocene (°C)

图2、3和4分别是全新世中期、现代年平均气温及其之间差值的分布图,从图可以得出以下主要结果:

第四纪冰期以来,中国气候经常发生冷暖变化。由于中国有着许多高原和山地,而且山地走向主要是从东北向西南,因此,在第四纪冰期以来的任何时期中,等温线的走向也主要是从东北走向西南。这点可从图2和图4中清晰看出。

在全新世中期,年平均气温等值线的边界从南向北方向移动。亚热带气候区的北部边界从华北平原的东南部起经过黄淮海平原、关中平原进入四川省,直到雅鲁藏布江河谷,但是现在它仅在秦岭淮河流域一带。0°C等温线现在通过三江平原,松嫩平原到呼伦贝尔大草原南部,但是在全新世中期,它向北移到呼玛,满归一线,大约向北移了4-6个纬度之多。14°C和22°C等温线常常是亚热带和热带地区的北部分界线,从图中可以看到,分别向北移动了3-4和2-3个纬度。总之等温线在全新世中期较之现今都普遍北移。

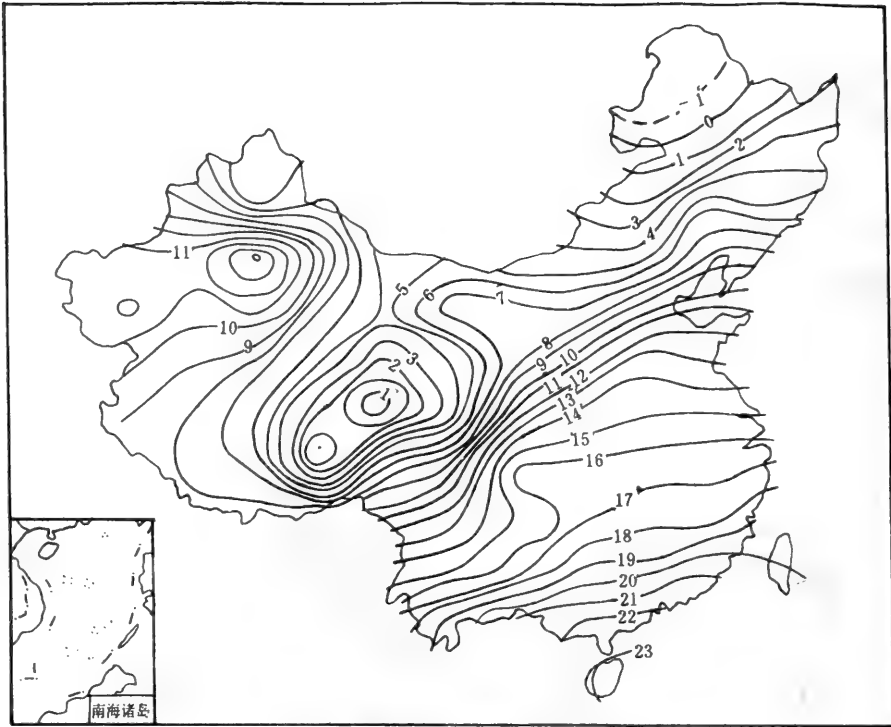


图3 现代年平均气温分布(°C)

Annual Mean Air Temperature of Current Climate (°C)

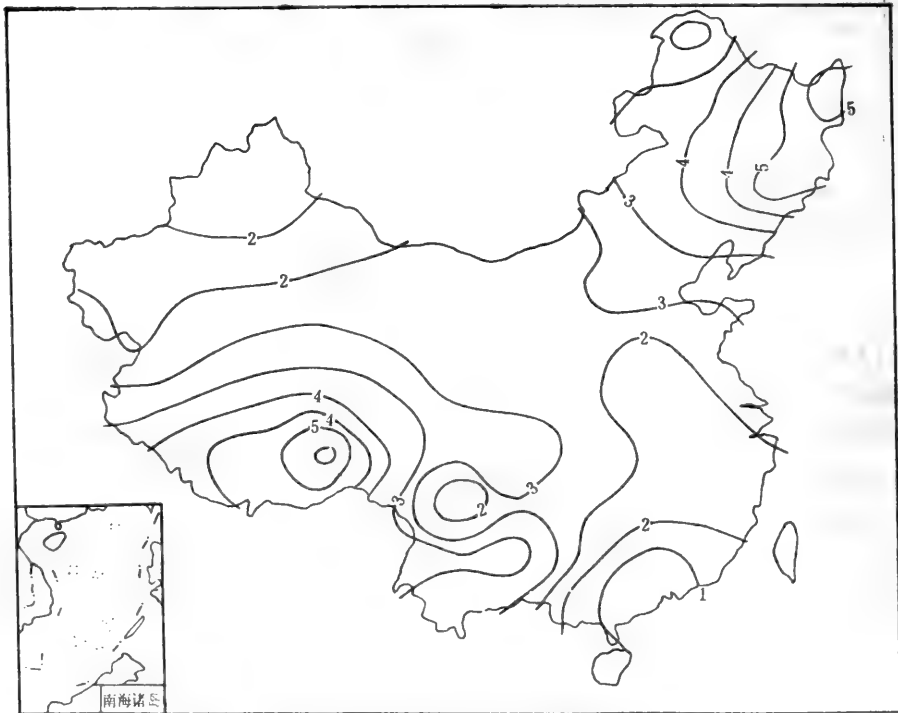


图4 全新世中期与现代年平均气温差的分布(°C)

Difference of Annual Mean Air Temperature between Current Climate and Mid-Holocene Climate (°C)

我们注意到不论在中国东半壁还是在西半壁,等温线在全新世中期向北移动是不均匀的。在东部地区,从图4中可以看出纬度越高,DAMAT,即年平均温度差值越大。例如在东北地区 DAMAT 为 3—5℃,华北则为 2—3℃,而在华南地区则为 1—2℃。从图4中还可看出在中国西部,纬度越高则一般越小。最大的 DAMAT 对于全国范围来说出现在黑龙江省和吉林省东部地区,在 5℃左右,在雅鲁藏布江河谷地区差值也达 5℃左右。而最小的 DAMAT 则出现在塔里木沙漠南缘。

一些讨论 CO₂ 倍增引起的温暖气候的文章曾经得出在中高纬地区的温度变化比在低纬要大,而在 60°—90°地区的温度变化几乎为全球温度变化的 2.5 倍之多^[15],年平均气温将比现今高出 2—3℃之多^[2]。在我们工作中,从图2和图4可以清楚看出:在中国全新古中期,大约比现今高出 2—3℃,而且中纬度比起低纬地区 DAMAT 要大。这里必须说明的是青藏高原的海拔高度在全新世中期时较之今天要低 500—600m^[16]。扣除温度垂直递减率因素,假定在同一地点,同一海拔高度上,似乎 AMSAT 没有多大变化。

以上讨论出的两个结果说明在全新世中期的温度场状况和 CO₂ 倍增全球气候变暖时期的温度场状况有相似之处,这点引起我们很大兴趣。我们将在另文中进一步讨论。

五、中国全新世中期季节平均气温的分布特征

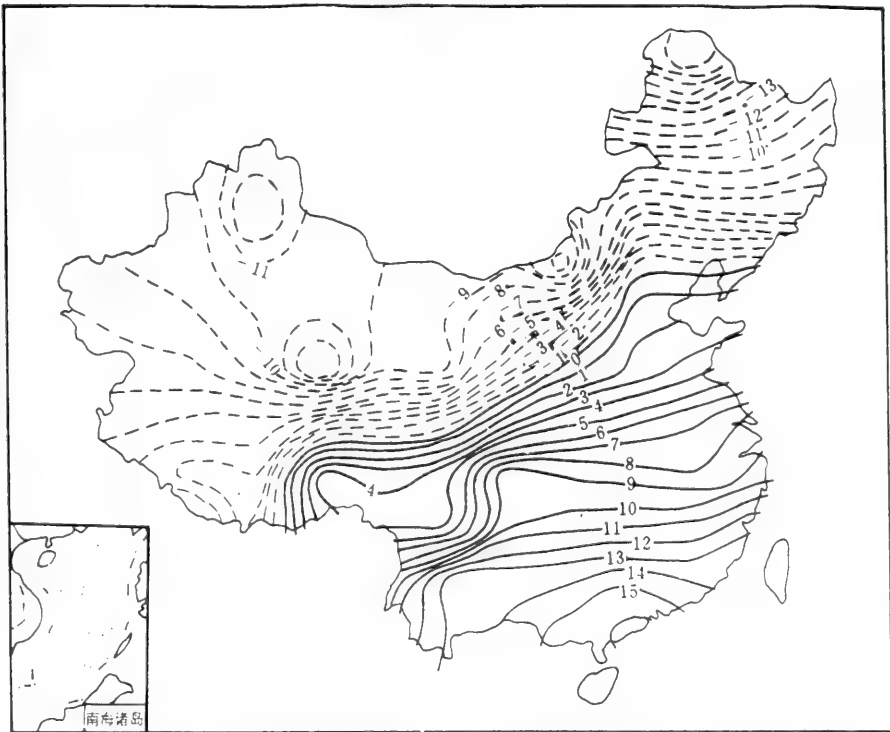


图5 全新世中期冬季平均气温(℃)

Mean Air Temperature of DJF in Mid-Holocene (℃)

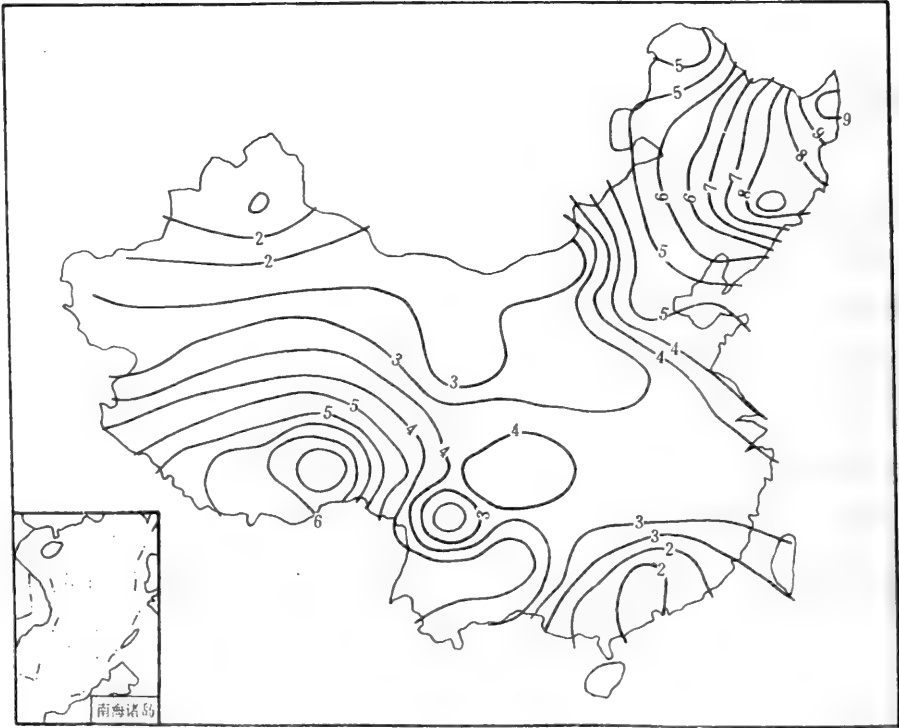


图 6 冬季平均气温差 (°C)
DSMAT of DJF (°C)

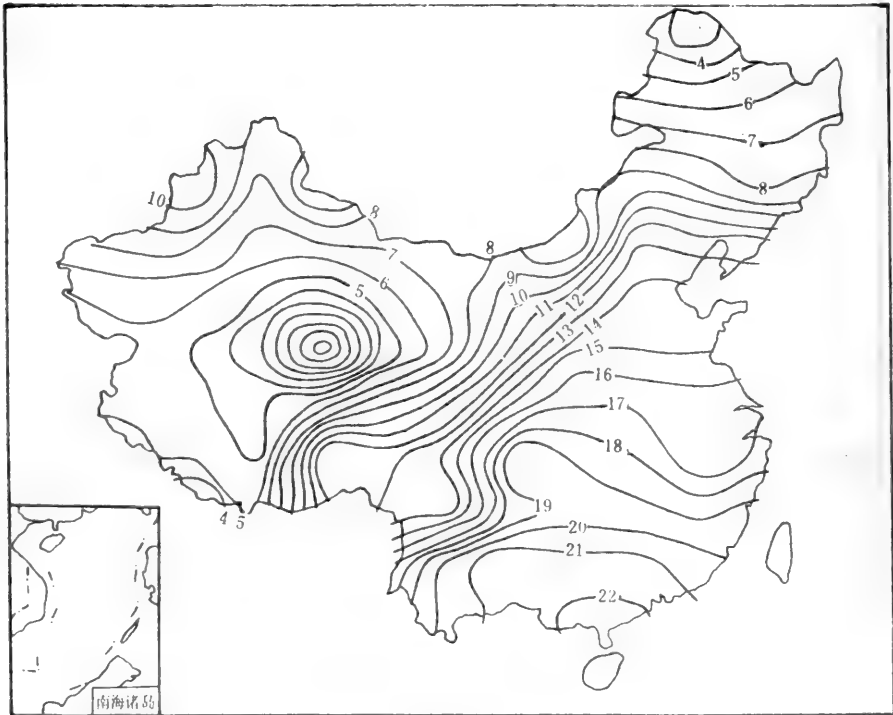


图 7 全新世中期春季平均气温 (°C)
Mean Air Temperature of MAM in Mid-Holocene (°C)

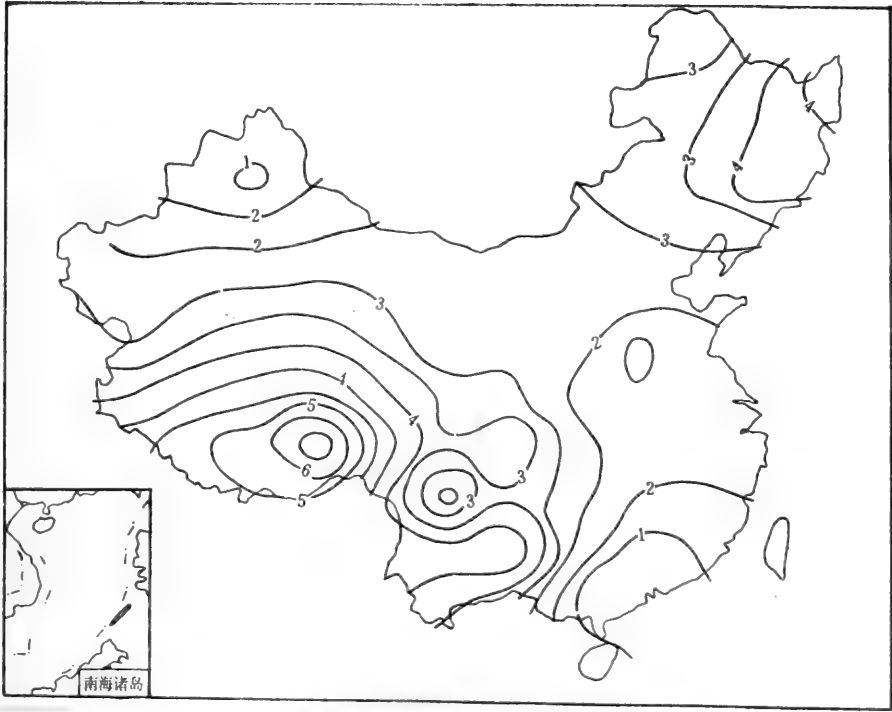


图 8 春季平均气温差 (°C)

DSMAT of MAM (°C)

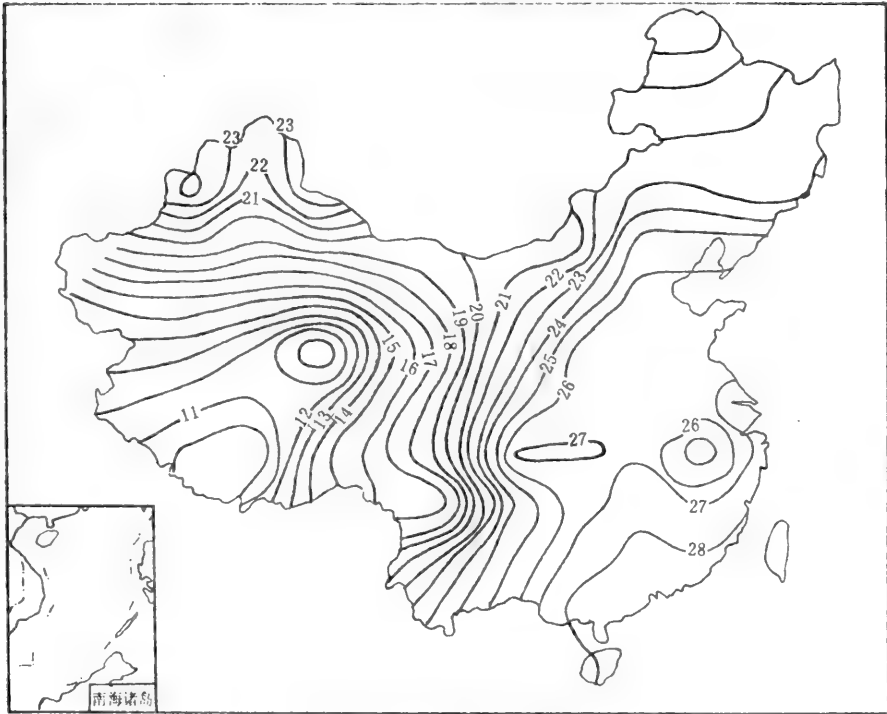


图 9 全新世中期夏季平均气温 (°C)

Mean Air Temperature of JJA in Mid-Holocene (°C)

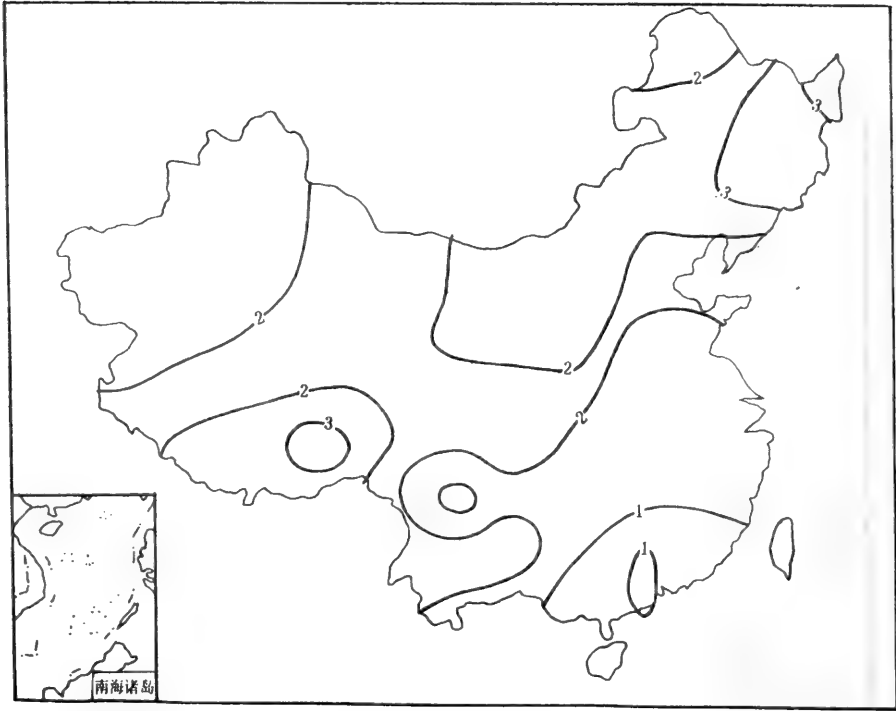


图 10 夏季平均气温差 (°C)
DSMAT of JJA (°C)

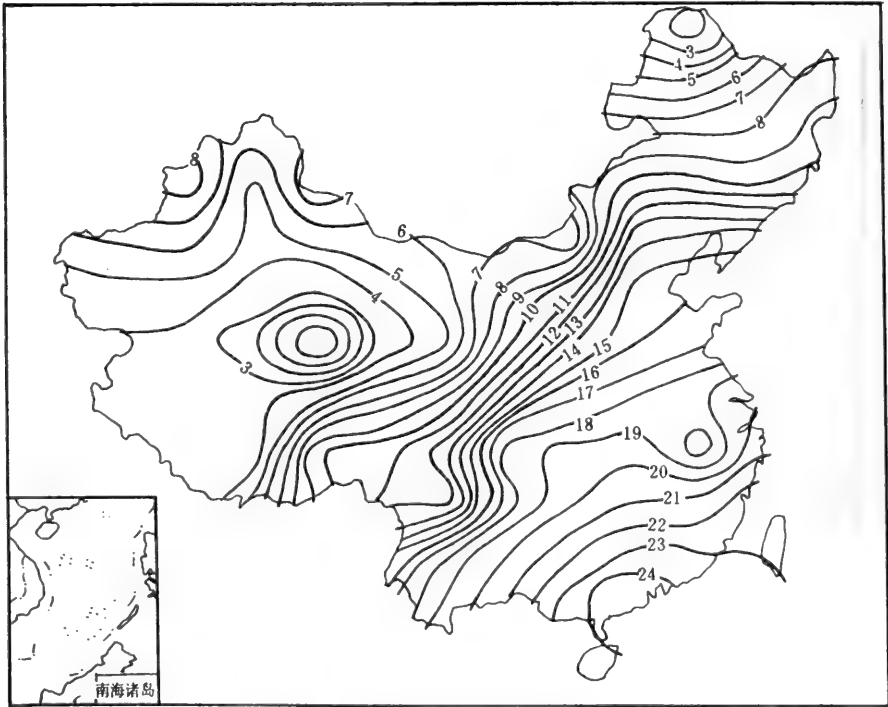


图 11 全新世中期秋季平均气温 (°C)
Mean Air Temperature of SON in Mid-Holocene (°C)

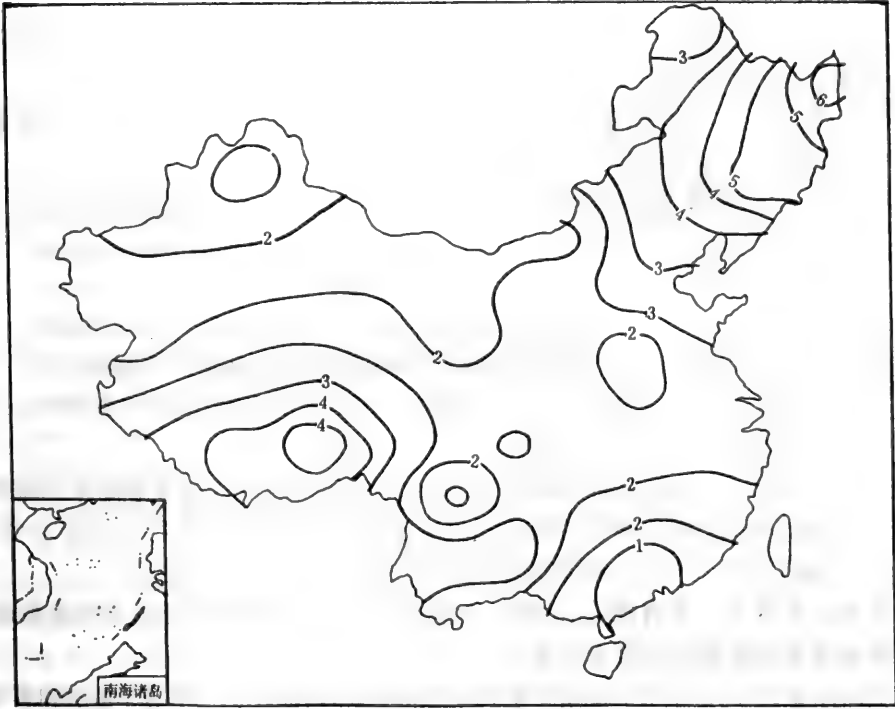


图 12 秋季平均气温差 (°C)
DSMAT of SON (°C)

从公式(1)–(12),我们计算了冬季(DJF),春季(MAM),夏季(JJA)和秋季(SON)的 SMSAT 值,这里 DJF,MAM,JJA,SON 分别代表 12 月、1 月、2 月;3 月、4 月、5 月;6 月、7 月、8 月;9 月、10 月、11 月。并得到四个季度的 DSMAT(全新世中期与现今季节平均温度差)。图 5,7,9,11 是 SMSAT 图,而 6,8,10,12 是 DSMAT 图。从以上这些图中可以总结和发现一些共同的特征:

(1)所有的等温线,包括全新世中期或者现代的等温线(图 3)都受地形和地貌强烈影响,等值线方向主要从东北走向西南。

(2)在所有季节中,全新世中期的季节平均温度都高于现代的季节温度,即 DSMAT 总是正值。例如 0°C 等值线在冬季向北移动。在中国东半部,它从华北平原的南部移到华北平原北部甚至移到内蒙古自治区南部和辽宁省沈阳一带。

(3)在所有季节中,都存在两个较高的 DSMAT 值区,即中国东北地区和青藏高原的部南地区。

(4)在中国东部,在所有季节中,纬度越高,DSMAT 越大。

(5)在中国内陆地区,所有季节中的 DSMAT 一般变化不超过 2°C。换句话说,干旱区和半干旱的 DSMAT 变化不太剧烈。

对于两个时期不同季节的 DSMAT 是很不相同,可以从图中看出:

(1)在所有季节中,冬季的 DSMAT 最大,夏季最小,依次为秋季和春季。例如对华北平原,冬、秋、春、夏的 DSMAT 分别为 4–5°C,3°C,2–3°C 和 2°C 左右。

(2)一般来说,秋季与冬季 DSMAT 的量值比较接近,而春季的与夏季稍接近。例如在温度变化最小的华南地区,分别为 2—3℃,2—3℃,1—2℃,1—2℃和 1—2℃。

(3)在所有的季节,在中国东北地区出现冬季最大的 DSMAT 值为 8—9℃,最小值出现在夏季中国华南地区,为 1℃左右。

(4)中国冬、秋、春、夏季的 DSMAT 值平均分别为 4℃,3—4℃,2℃和 1—2℃。

六、结 论

通过以上的讨论,可以认为:全新世中期,中国陆面温度场具有以下特征:

(1)无论 AMSAT 还是 SMSAT,全新世中期时,在整个中国都比现今的 AMSAT, SMSAT 为高。一般说来,比现今大约高出 2—3℃。

(2)最大的 DAMAT 和最大的 DSMAT 出现在中国的东北地区和青藏高原的南部。而最小的 DAMAT 和 DSMAT 则出现在中国的华南地区。最大的 DAMAT 约 5℃,最小的 DSMAT 约为 8—9℃,而最小的 DAMAT 和 DSMAT 在 1℃左右。

(3)所有的温度场的等值线,无论在全新世中期,还是在现代都受中国的地形和地貌影响,主要等值线方向都从东北走向西南。

(4)中国全新世中期与现今相比冬季的 DSMAT 最大,而依次为秋季,春季和夏季。

(5)在中国内陆的干旱和半干地区,DSMAT 值在所有季节中几乎均保持在 2℃左右。

感谢:

我们对张丕远研究员,龚高法副研究员,张厚瑄副研究员和曾昭美副研究员在收集古气候,古植物,和现代气象资料工作中给予的支持和帮助表示深深谢意。部份工作是作者在美国剑桥市大气与环境研究公司工作期间作出。此研究工作是在美国能源部和中国科学院,温室效应合作计划下赞助的。

参 考 文 献

- [1] Houghton, J. T., *The Global Climate*, Cambridge University Press, (1984).
- [2] Manabe, S., and R. T. Wetherald, The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 32, 3—15, (1975).
- [3] Mitchell, J. F. B., The seasonal response of a general circulation model to changes in CO₂ and sea temperature, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 109, 113—152, (1983).
- [4] 竺可桢, 中国近五千年来气候变迁的初步研究, *中国科学*, 168—189, (1973).
- [5] Lamarche, V. C., Holocene climate variations inferred from treeline fluctuation in the White Mountains California, *Quaternary Res.* 3, 632—660, Featherly, (1973).
- [6] Lamb, H. H., *Climate History and The Future*, VII, Methuen and Co Ltd London (1977).
- [7] 杨怀仁等, 中国第四纪古气候与古环境, 第四纪冰川与第四纪地质论文集, (2), 地质出版社,

(1985)。

- [8] 段万侗等,我国第四纪气候变迁的初步研究,气候变化论文集,气象出版社,7—17,(1978)。
- [9] 周昆叔,中国北方全新统花粉分析与古环境,第四纪孢粉分析与古环境,科学出版社,25—53,(1984)。
- [10] 中国气候图集委员会,中国气候图集,科学出版社,(1980)。
- [11] 中国植被编辑委员会,中国植被,科学出版社,(1980)。
- [12] 叶国梁等,浙江沿海平原第四纪晚期沉积物的孢粉分析及其意义,第三届全国第四纪学术会议论文集,科学出版社,151—155,(1987)。
- [13] 黄锡璜,安庆古址北孢粉分析及其古地理研究,地理集刊 13 号,科学出版社,(1981)。
- [14] 周明明,中国东部晚更新古晚期以来的植被迁移与演替,中国科学院地理所研究生硕士学位论文,待发表,(1986)。
- [15] Budeko, M. Y. The Past and Future of Climate, (in Chinese translated by Wong Duming) Meteor Dress, Beijing, (1986)。
- [16] 中国科学院自然资源综合考察委员会,珠穆朗玛地区科学考察报告,第四纪地质部分,科学出版社,(1976)。
- [17] 谢又予,从黑龙江省三江平原的孢粉分析探讨沼泽地的成因,第三届全国第四纪学术会议论文集,科学出版社,(1982)。
- [18] 郭东信等,我国东北地区晚更新古以来多年冻土历史演变及形成时代,冰川冻土,3(4),1—16(1981)。
- [19] 龚高法等,历史时期我国气候带的变迁及生物分布界限的推移,历史地理,(5),1—10(1987)。
- [20] 施迪光等,河北平原第四纪古气候与海浸问题的初步探讨,第四纪冰川与第四纪地质论文集第一集,地质出版社,123—135(1984)。
- [21] 赵英时,华北平原十二万年以来的古气候变化,地理研究,6(4),54—61(1987)。
- [22] 麦麦提,依明,艾比湖第四纪以来的环境变化,干旱区地理,2(3),20—23(1988)。
- [23] 文启忠等,北疆地区晚更新在以来的气候环境变迁,科学通报,(10),771—774(1988)。
- [24] 周昆叔,天山乌鲁木齐河流冰川冻土和第四纪沉积物的孢粉学初步研究,冰川冻土,3 卷增刊,97—105(1987)。
- [25] 施雅凤,青海湖的萎缩的原因,历史和未来趋势探讨,(待发表),(1989)。
- [26] 施雅凤,季克让,张丕远等,中国气候,(待发表),(1989)。
- [27] 王开发,根据孢粉分析推断上海地区近 6000 年来的气候变迁,大气科学,2(2),139—144(1978)。
- [28] 孙湘君,河姆渡先人生活时期的古植被,古气候,植物学报,23(2),146—151(1981)。
- [29] 徐馨,镇江地区 15000 年以来古植被与古气候的变化,地理学报,39(3),278—284(1984)。
- [30] 韩辉友,江西南昌西山东坞泥炭的孢粉分析,第四纪冰川与第四纪地质论文集第三集,地质出版社,191—197(1987)。
- [31] 王开发,南昌西山洗药湖泥炭的孢粉分析,植物学报,16(1),83—90(1974)。
- [32] 李平日,珠江三角洲的第四纪地层,地理科学,4(2),133—142(1984)。
- [33] 王富葆,一万年来青藏高原气候变化及发展趋势初步研究,第四纪冰川与第四纪地质论文集第二集,地质出版社,214—221(1985)。
- [34] 刘泽纯等,西藏高原环境与古器地点,第四纪冰川与第四纪地质论文集第三集,地质出版社,287—291(1987)。
- [35] 郑本出等,中国青藏高原晚更新古以来的冰川的变化,中国第四纪研究,科学出版社,6(2),110

-114(1985)。

- [36] 王富葆,西藏东南部第四纪冰期与全新古气候变迁,第四纪冰川与第四纪地质论文集,(1),地质出版社,(1984)。
- [37] 徐仁等,珠穆朗玛地区第四纪冰期探讨,珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968),第四纪地质,科学出版社,(1976)。
- [38] 王绍令,试论青藏高原清水河地质脱更新古以来多年冰土的变化,冰川冻土,7(1),15—26(1985)。
- [39] 李旭等,四川西昌螺髻山全新植被与环境变化,地理学报,43(1),44—51(1988)。
- [40] 林树基,贵州惠水盆地第四纪冰川遗迹和构造——气候期的划分与对比,第四纪冰川与第四纪地质论文集,(1),地质出版社,194—206(1984)。
- [41] 汪佩芳,滇西北横断山区全新古植被与古气候演变,地理科学,6(3),254—260(1986)。

Air Temperature Field near the Ground in Mid—Holocene in China *

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Wei-Chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road, SUNY at Albany, NY, 12205, U. S. A.)

Abstract

Based on the materials from paleoclimatology, paleontology, and archeology of China, we study the seasonal mean and annual mean surface air temperature during Mid-Holocene in China. The results indicate that the annual mean surface air temperature during mid-Holocene was warmer than present over the whole China. In eastern China the higher the latitude, the larger the temperature difference. In northeastern China and the southern part of the Qinghai-Xizang plateau the maximum temperature difference is about 5°C. In western China, usually, the higher the latitude, the smaller the temperature difference. During Mid-Holocene the seasonal mean surface air temperature was also higher than that at present. The maximum difference of 8-9°C occurred during the winter in northeastern China while the minimum difference of 1°C was found during the summer in southern China.

Key Words: Mid-Holocene Spatial-Climate Equation Isogram

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

利用树木年轮研究气候与环境变化的若干进展

吴祥定 邵雪梅

(中国科学院地理研究所)

摘要:随着对重建过去气候与环境的迫切需要与高分辨率要求,树木年轮学研究受到愈来愈广泛的重视,近年来取得较大进展。本文从新的统计技术的应用、图象分析、热带树木年轮分析、模式研究和对环境要素变化的研究等五个方面,较为详尽地介绍国际上树木年轮学研究的动态,着重论及一些新的研究手段和分析技术。此外,对树木年轮分析的未来动向作出展望。

关键词:树木年轮 气候变化

作为重建过去气候与环境变化重要途径之一的树木年轮学研究,近年来取得较大进展。在理论上,更为深入地探讨了树木年轮结构及其对环境响应的机理。在方法上,除了引进更多的新的统计方法以外,已开展具有生理学意义的模拟研究;除了广泛使用年轮宽度指数外,又较多采用最大年轮密度值,现开始作年轮图象分析。在应用上,树木年轮变异已被用于气候变化和环境变迁研究的更多领域内,成为定年准确、分辨率高的代用资料。

80年代末以来,已有数百篇论文与总结论及树木年轮研究与应用。同时,还出版了几本专著,内容全面,水平较高,影响也较大。它们是:

《Tree Rings》(Schweingruber, F. H. 1988)

《Methods of Dendrochronology》(Cook, E. R. and L. A. Kairiukstis. 1990)

《Reconstructing Large—Scale Climatic Pattern From Tree—Ring Data》(Fritts, H. C. 1991)

1990年8月,在瑞典隆德召开了一次《树木年轮与环境》的国际学术讨论会,文集不久将正式出版。1992年8月还在俄罗斯克拉斯诺雅斯克市召开了《树木年轮模拟研究》国际学术讨论会。

本文仅就树木年轮学研究的若干进展,予以概要的论述。

一、新的统计技术的应用

在本世纪70—80年代,树木年轮学有较快的进展,很大程度上是依赖于许多统计技术的引进。近年来,又有不少新的统计技术应用于树木年轮分析。

长期来,对树木年轮序列的标准化过程,是将各个样本量测分别进行简单的曲线拟合,消除树木自身生长趋势,然后得到标准化指数值。最终将各个序列指数值按同一年代平均而成为最终年表(STD)。这种方法虽仍被广泛使用,但在某些情况下有一定的不足。E. R. Cook (1985)在分析美国东部较为湿润地区森林内部树木年轮序列时,注意到生长在湿润地区的

树木前一年的生长量对后一年的生长量影响很大^[1],用常规的标准化过程而产生的年表常具有较高的序列相关系数。他更进一步注意到生长在森林内部的树木由于树与树之间距离较小,树之间的相互影响和相互竞争很强,这部分不能反映环境变化的分量在常规的标准化过程中仍部分地保留在标准年表(STD)里。因此,他提出对采样点的每一样本序列先做样本自回归模型处理,后将样本序列与样本自回归模型值的差值或商数组成一新的年表,称差值年表(RES)。考虑到气候等环境要素自身也可能含有自回归特征,并这一自回归特征对采样点每棵树的影响都是相同的,他对此项自回归模型也进行了估计,然后将估计的模型值加回到差值年表上去,产生又一新年表称自回归年表(ARS)。比较这三类年表,由于差值年表不含任何自回归特征,它所表现的变化全部是高频变化。自回归年表和标准年表均含有自回归特征,不同之处在于自回归年表只含对采样点来说的每棵树都相同的自回归特征。标准年表不仅含有这部分自回归特征,它还含有每棵树自己所特有的自回归特征。一般来说,标准年表含低频变化较自回归年表大,变化振幅也较自回归年表大。

从树木生理学和统计理论来看,这种被称为 ARSTAN 的树木年轮标准化方法比常规的标准化过程在意义上更为明确,尤其在生态学方面。基于树木生长内部与外部扰动有明显差异,而且树木生长及相互影响的内部扰动对采样点的树木来说是非同步的,将每个样本序列的这部分内部扰动信息提取出来而保留采样点树木所共有的同步变化信息,这正是 ARSTAN 的目的。近年来,在实际运用中,为进行相互比较,以确定最合适的最最终年表,经常是同时作出 STD,ARS 和 RES 三类年表。这样在分析中有较大的选择余地,可更好地重建过去环境变化。已有不少成果,在标准化处理时建立三类最终年表,并论述选用 ARS 或 RES 年表,而不是 STD 年表进行气候重建的效果(Cook, 等, 1991; Hughes and Brown, 1992)^{[2][3]}。在中国,华山和东天山的最新年表的建立与分析表明了选用三类最终年表的优越性。

在消除生长趋势的统计计算中,除了使用较普通的“负指数函数”、“样条函数”以外,近来有些人提出一些新的计算方法,如“S 模式”(Van Deusen, 1987)^[4],是进行二步订正,先取对数,后取差值,从而消除树木生长随年龄变化的影响。还有的提出“复合的 Warren 生长函数”(Warren and LeBanc, 1990),认为根据树木年轮生长型来消除生长趋势,比起使用单一的函数拟合,效果会更好些。

分析树木年轮生长与环境变化关系时,引进了更多的统计方法,尤其是对年轮序列的时间序列分析与多元分析。在此仅列举几个 80 年代后期以来较多采用的统计方法。

广泛用来定量判别树木生长对逐月气候要素响应程度的响应函数分析,仍有一定的缺陷,即这种响应是分别对气温和降水而言,且属于线性关系。为进一步表征树木年轮生长与这两个气候要素之间的非线性关系,已开始采用响应面(Response surface)。这样,在三维空间内,可以形象地表现出树木生长对气候因子变化的依赖关系。

树木年轮生长与气候之间的非线性关系的另一种表示方法则是引用了卡曼滤波。卡曼滤波是一种不同于常用的用最小二乘法来描述变量之间关系的方法。它可在序列的不同时段,用不同的参数来描述变量之间的关系,故弹性较大,常应用于由环境改变而引起的树木年轮变化的研究,比如近期的环境污染问题。我们知道,树木年轮与气候要素之间的统计关系会随着环境污染的发生而改变,这时如果采用卡曼滤波的方法,一定程度上能突出树木生长对气候的不同响应,从而设法排除干扰(Visser and Molenaar, 1990)^[5]。此外,原有的年轮,

可分解成三部分:平滑、近期变化和预测方程。这就有可能对单个树木年轮指数序列作出延伸预测(Van Deusen, 1987b)^[6]。

Bootstrap 方法是当理论上的假设检验不充分时,可以用来估价标准误差和统计信度的方法。通常统计假设是基于某种分布理论或大样本采样。而树木年轮学的资料常常不满足这些假设,造成估计值的标准误差或置信区间不准。Bootstrap 方法不需理论假设,而是对原来的资料进行多次抽取,组成若干新的序列,从而给出较符合实际情况的结果(Cook, 1990)^[7]。

此外,还有一些新的统计量和统计方法被采用,如“次样本信号强度(sss)”、“群体信号(EPS)”、“单年分析(Single year analysis)”…。

还需指出的是,越来越多的树木年轮学家重视采用众多地点年轮资料探讨较大范围内的气候变化特征。Fritts(1991)的新著“采用树木年轮资料重建大尺度气候型”,专门论述了从多地点树木年轮资料的标准、验证,以及重建大尺度气候变化类型的可能性与主要途径。在重建过程中,基本方法为主要分量分析(PCA)。前不久,邵(1992)运用 Krige 方法,强调不同地点之间的联系是非等权重的,与距离有关,从而更好地刻划出大尺度树木年轮分布型与气候要素场之间的关系,标志着树木年轮空间场研究的新进度^[8]。

二、图象分析

图象分析系统按其扫描的基本原理,大体可分三类:光源移动扫描、样本移动扫描和依据摄影原理进行的图象分析(Weibel 等, 1992)^[9]。在树木年轮研究领域内,这三类图象分析均被采用,只是近年来多侧重第三类图象分析技术。早在 80 年代初,树木年轮学家就开始利用图象分析技术对树木的木质部分结构,包括细胞大小、导管厚薄等进行数值化处理,从而获得树木年轮结构的定量化指标(McMillan, 1982; Telewski 等, 1983)^{[10][11]}。

起初,树木年轮的图象分析多限于对年轮的解剖学特征的进一步理解,指出细胞的数量、形态和结构上的差异。后来发现,这些解剖学特征与树木生长状况有紧密的联系,从而为树木年轮气候学研究开拓了新的领域。这就意味着,可以通过图象分析,获得年轮宽度、年轮密度以外的多种年轮年表序列,从而能够从更为广泛的角度探讨树木生长对气候变化的响应(Yanosky, 等, 1987)^[12]。

对美国北部内布拉斯加州东南部生长的多孔栋,曾成功地进行过图象分析(Woodcock, 1989)^[13]。该地区较为湿润,树木年轮宽度的变异对气候变化,尤其对降水变化的响应不够敏感。于是,选用若干树木生长的解剖学特征指标,其中包括 5 个早材的变量:导管直径、导管密度、最大导管直径、导流区与导管直径和的 4 次方和 2 个晚材的变量(导管直径和导管密度)。这些都是由图象分析获得的年表序列。通过统计分析,发现这些解剖学指标多数对降水的年际变化反应较敏感,且不少与树木年轮宽度有较好的对应关系。尤其是,树木年轮宽度与气候变化的关系不如晚材导管直径与气候变化的关系好。这样一来,由晚材导管直径与其它因子构成的回归方程,又成功地重建当地过去 10—6 月之间的降水量变化。这也表明,在较为湿润的地区,采用树木年轮图象分析,选用一些有生理学意义的解剖学指标,有可能更为有效地重建过去气候变化。

即使在较为干旱的地区,也有必要进行类似的分析。对美国西南部亚利桑那州针叶林解剖学特征的图象分析(Park, 1990)^[14],曾采用7个晚材细胞结构的参数:细胞射线方向直径(RADD),切线方向直径(TAND)、细胞面积(TRAR)、细胞壁面积(CWAR)、细胞腔面积(LWAR)、细胞腔所占百分率(LUM%)、细胞壁所占百分率(CW%),并建立各个变量20年(1911—1930)的年表。通过与气候要素的相关分析发现,这些晚材细胞结构年表与气候变化的关系多数较年轮宽度与密度为好,特别是TAND与LUM%分别反映了生长季温度和夏季降水。这也证实了图象分析是获得树木年轮细胞结构的一种可行的途径,在树木年轮气候学研究中具有极大的潜力。

同时应该指出,树木年轮结构的图象分析目前还处于探索阶段,哪些解剖学特征对气候变化最为敏感,仍然难以明确回答。此外,用来寻求建立细胞结构的样本量要求较大,用以克服生物多样性带来的误差。如果想要建立长达数百年的细胞结构年表,工作量之大恐难以推广。再加上样本的预处理十分繁杂,计算机内存又较大,这类图象分析还仅限于某些技术条件很好的树木年轮研究单位。

另一类树木年轮图象分析着重于年表的建立。所谓“图象分析”在很大程度上相当于用亮度状况来表征密度大小。这就使得可以设法以计算机软件处理代替昂贵、繁杂的密度计分析,获取的树木年轮亮度(灰度)序列代替习惯上采用的密度序列。在不影响高质量的前提下,大大减轻劳动量、降低成本。

最近,由美国哥伦比亚大学树木年轮实验室研制完成的一套图象分析系统(MAC-DRUID),可用于年轮密度和年轮宽度年表的建立(Thetford等, 1991)^[15]。它是由Prism图象分析系统, Apple Macintosh II 微机和自行设计的软件组成。该系统主要是依据早材与晚材亮度变化,确定年轮密度大小和年轮边界位置。其主要优点在于无须复杂的扫描和判读装置,且具有较高的分辨率(640×480象元, 256灰度等级),可分辨带窄轮和受挤压的树木生长状况。此外,它有较强的资料处理与图象判别能力,随时对年轮边界与各类参数进行调整,最终又获得早材宽度与密度,晚材宽度与密度,最小、平均与最大密度以及年轮宽度等8个年表序列。比较由该系统所获得的资料与由常规年轮宽度、年轮密度分析所获得的资料,它们在质量上、精度上无明显差异,可以满足树木年轮学研究要求。据称,该图象分析系统还适用于一些地质样本分析,如纹泥、珊瑚等。

MACDRUID系统对样本的处理要求十分严格,即只能分析可透光的胶片,而不能直接判断树木年轮钻芯样本。从树木年轮钻芯的分类、净化,直至切片、X-射线拍摄,获得经过校准的年轮变异底片,需要较多的设备与程序。当前,美国A. G. Heinze公司正推出一套新的系统“Image-1/AT”,可直接采用树木年轮钻芯样本进行图象分析。它的基本原理、硬件配置和分析软件,都大体与MACDRUID系统相仿。

同时,还有一些国家正在研制其它树木年轮图象分析系统,如加拿大光学研究所与魁北克大学共同设计的MACDENDRO™系统,德国汉堡大学木材生物研究所等单位设计的DENSITOMAT系统,等等。

长期以来,热带地区树木年轮研究未引起人们的足够重视,主要原因是热带地区树木的年轮纹印不很清晰,甚至根本不是每年形成一轮,这给树木年轮分析带来很大困难。由于热带在全球能量平衡中的巨大作用,热带森林采伐与更新又能引起重大环境变化。因此,无论是局地环境系统还是全球环境系统的研究中,获取可靠的过去环境代用资料,已经成为一项迫切的课题。热带树木年轮研究,显然是获取这类资料的重要途径之一。近年来,对热带树木年轮的变异研究,已取得了一定进展(Jacoby, 1989)^[16]。

众所周知,由于热带地区气温较高,缺少一个较冷的季节。树木往往缺少休眠期。这就使得热带树木很难形成温带地区那样的早材、晚材,以及明显的年轮纹印。然而,热带地区通常有干、湿季之分,尤其在季风区,一年之中的气候存在着明显的周期性变化。这种变化仍然伴随产生树木周期性的开花、结实、发芽、落叶,当然也包括了径向生长,即树木年轮变异。最终就为热带树木年轮分析提供了生理学依据。一旦树木的年轮可以分辨出来,接下来就可以采用通常的树木年轮分析方法,寻求年轮宽度或其它指数与气候要素之间的关系。显然,热带地区的树木年轮分析,关键在于能否得到可靠的年轮定年。

已有的研究成果表明,许多热带地区的树种,被确认是可以定年的,且有的还与气候变化有较好的对应关系。例如,在巴西亚马逊河流域的洪水泛滥区,就有一些树种可以定出年轮来(Worbes, 1989)^[19]。同样在巴西热带地区,曾在 22°30'S 取样,发现无论是年轮宽度还是最大年轮密度,都无法进行有效的定年。但同样的树种,在 25°30'S 取样,结果是各树的年轮宽度之间就可以进行交叉定年。可见气候差异对热带地区树木年轮生长的影响是多么大。在其它地区,如北半球的印度、中爪哇,南半球的阿根廷、肯尼亚、澳大利亚等地,都成功地进行树木年轮分析。以阿根廷北部为例,沿安第斯山在 24°26'—27°10'S 范围内,从海拔 700—1880m 的六个地点、三个不同树种作了取样(Villalba 等, 1987)^[18]。结果表明,它们不仅可以很好地定年,而且与气候要素的关系十分紧密。需要强调的是,在分析树木生长对气候要素的响应时,发现对逐月气候的响应并不很明显,但对季节变化的响应却十分明显。显然,这是由于热带地区逐月气候波动远不及季节性波动来得显著。

在肯尼亚的那罗毕附近,一种“墨西哥柏”(Mexican Cypress)树木年轮的定年较为奇特。这一带一年中有两次明显的降水期:年初的长降水期与年中以后的短降水期。对应的年轮纹印在一年中就会出现两个。当某一年长降水期的降水量甚少,如 1984 年,就造成该年为“遗失年轮”。在印度热带地区的柏树,大体是能够定年的,并与上一年 10 月至当年 4 月的降水量关系较密切,表明树木生长前期的旱季降水多少,对当年树木生长起决定性的作用。但在个别季节风异常年份,年轮宽度与降水的关系不太好。类似地,中爪哇的柚树年轮宽度也是与当地干季(5—10 月)降水关系较为密切(D'Arrigo and Jacoby, 1989)^[19]。

对澳大利亚东北部昆士兰附近的年轮研究表明,年轮生长与降水的关系较为复杂,有时甚至出现反相关的关系。当年湿期降水多时,年轮较窄;反之降水少时,年轮较宽。这是由于这一带降水充沛,过多的降水有可能反而有碍于树木生长。这一类问题尚待深入探讨。

除了采用年轮宽度指数以外,热带地区树木年轮分析常常需要密度与同位素变化值,否

则难以成为推断环境变化的代用资料。以危地马拉一个取样地点(15°N, 0°E附近, 3890m)为例, 这一带树与树之间的轮宽值无法交叉定年, 但采用最大密度值却可以得到准确的定年值, 构成最终年表(Eckstein 等, 1981)^[20]。在运用同位素分析时, 热带地区树木年轮研究主要是借助于¹⁴C进行定年。一般说来, 除了对老树可以作¹⁴C定年以外, 还可以依据核爆确定木质部分含¹⁴C量极大值的树轮年代(例如, 1965年), 然后可内插或外推树木年轮的准确年代, 从而进行交叉定年。这种方法在巴西亚马逊河流域的11个树种的分析中得到证实(Mozeto 等, 1988)^[21]。

此外, 对热带地区的树木还采取生理学的方法, 对细胞结构进行深入研究, 包括作图象分析, 以确定年代, 从而得到可靠的最终年表。

四、模式研究

对树木和森林生长的过程进行模式研究, 虽有较长历史, 但却是近年来林业、生态和环境变迁研究中普遍重视的领域, 故被称为“一门迫切的学科”(Kiestler, 1990)^[22]。一般说来, 可将模式划分成四类尺度: 细胞尺度、树木尺度、地点尺度和环境尺度。在现有的众多模式中, 大部分是研究树木结构变化、新陈代谢变化的, 即细胞尺度模式。近年来也涌现不少环境尺度的模式, 探讨气候变化和森林植被之间的相互作用。对于树木尺度与地点尺度的模式研究还不普遍, 尤其是将树木年轮变异与环境要素紧密联系起来, 表征其因果关系的生理学模式并不很多。

研究树木年轮变异与环境要素变化之间关系的模式, 大体可分两类: 一是经验模式, 即通常用统计学方法进行计算; 二是机制模式, 即通过生理学方程进行推算。在统计模式方面, 已经引进, 并还在不断采用许多新的统计方法进行树木年轮分析(参见二、新的统计技术的应用)。同时, 正在建立一些较完整的响应函数与转换函数模式, 使得树木年轮学研究, 尤其是利用树木年轮资料重建过去气候的分析, 一定程度上达到了“参数化”。例如, 美国亚利桑那大学与其它年轮实验室共同研制的“PROGLIB”(Holmes, 1992)^[23], 包含31个相互关联的程序, 较完整地将年轮数据与气候资料的分析模式化, 最后由选定的统计模型, 获取过去气候变化信息。另一套较完整的统计模式PRECON, 则利用气温、降水和帕莫干旱严重性指数(PDSI), 对树木年轮宽度或密度年表进行校准, 了解他们之间的线性、非线性及相互作用的关系, 鉴定校准过程的不同类型, 计算树木生长对气候要素的响应, 比较不同的响应程度, 并判断气候变化引起的一系列环境问题, 甚至可以分析环境变化, 如空气污染对年轮生长可能造成的影响(Fritts 等, 1991)^[24]。这一套程序适用于不同地点, 不同树种及不同应用目的树木年轮序列, 这就可能有选择地运用不同的统计模式作重建过去气候的分析。

为表征环境要素变化, 选用的环境变量又各不相同。少时可仅用一个变量, 像推算美国南部松林对气候状况响应时, 仅选用PDSI, 也能得到可靠的结果(Zahner and Grier, 1990)^[25]。这是因为可将PDSI视为给定地理区域内, 某个时段森林植被受日、月的最高、最低气温、降水及土壤湿度的综合影响。变量多时, 则往往超过4—5个, 尤其是在综合估价大气污染、土壤污染对树木生长的影响时, 需要考虑C、H、O、N、S等众多元素及其化合物(Weinstein and Beloin, 1990)^[26]。

在广泛改进统计模式的基础上,近年来注意到树木年轮生长与环境变化关系的机理研究。以模式 TRACH 为例,首先给出生长机理的方程式,确认温度、降水和湿度变化与树木年轮的细胞大小、细胞壁厚度和木质部分密度之间的关系(Vaganov,1990)^[27]。然后,依据气温、白天长度和水平衡值,可以模拟出树木年轮生长速率,包括细胞结构与木材密度,并进一步推断树木生长的限制条件。利用两个地点的实测气象资料,分别对西伯利亚南部的银松和美国亚利桑那南部的西黄松进行模式计算,发现模拟出的树木年轮细胞大小和细胞壁厚度都很接近实况。对木质部密度的模拟,虽尚无足够的密度直接测量值可供验证,但大体与已有的密度资料比较接近,从而基本证实了模式的有效性(Fritts 等,1991)^[24]。

随着 CO₂ 增加可能造成“肥化作用”受到广泛重视,以 CO₂ 为模式输入量研究树木生长的响应,已有一些成果。例如,针对美国田纳西州东部林区“土壤—森林—落叶”系统建立的统一传输模式(UTM)和森林后继模式(FORET),就可以在给定的度日、水份和 CO₂ 条件下,模拟出树木的木质部分增长量和冬季碳的贮存量(Luxmoore 等,1990)^[28]。计算结果表明,当大气中 CO₂ 含量从 260ppm 增加到 340ppm,以及从 340ppm 增加到 600ppm 时,田纳西州东部山桃栎的树干木质产量会增加 12%左右。当然,死树、植苗,以及森林的空间与时间变率,都会影响树木生长对大气中 CO₂ 增加的响应程度。目前,正在考虑一种很大程度上可以消除这类变率影响的反向模拟过程。

显然,要能够将树木年轮的机制模式进一步深化,还需要对树木生长的光合作用、呼吸作用、食物吸收与转化等过程作更为详尽的综合分析。尽管从树木生理学来看,现有模式还远不够完善,但随着树木年轮与环境变化之间关系的深入分析,机制模式终究会成为树木年轮学研究的重要途径,并用来对未来环境变化趋势作出可靠的预测。

五、对环境要素变化的研究

由于树木生长受生态环境因子的限制与影响,因而树木年轮生长必定在一定程度上反映特定的环境状况。除了最为普遍的气候因子以外,随着生长环境各异,可通过树木年轮变异分析出一些其它环境要素的变化史实。它们包括:大气质量评价、森林生态、地质事件和水文状况等等。

自 80 年代中期以来,利用树木年轮变异研究大气污染已较为普遍。许多树木年轮学研究基础较好,资料积累较多的地区,如西欧、北欧、北美等地都陆续开展了这类工作,取得了不少成果。它的基本原理是考虑到一旦受大气污染危害,年轮生长必然缓慢地衰减。如果能够从最终树木年轮年表中勾画出气候变化部分,从一些偏离正常生长的状态就可以了解到污染开始和结束的年代,以及污染的范围与危害程度。由于该途径能获得逐年大气环境状况,因而又可称为大气环境质量动态评价。近年来的进展主要表现在两方面:一是在更广泛的地区开展这项工作。例如,最早美国仅在西南部少数几个点进行尝试,目前已在亚利桑那、新墨西哥、科罗拉多、加利福尼亚等州和美国东北部一些州开展了研究;另一方面则表现为计算的程序化与更深入的分析。一些较大的树木年轮统计模式已将大气污染作为一个基本部分来考虑,像 PRECON 就是一例(Fritts 等,1991)^[24]。在同样大气污染的条件下,为进一步分析树木生存竞争和适应性问题,可适当采用老树与幼树结合的分析。这样比以往单纯使用

长年代年表的效果要好,主要是因为幼龄树往往对环境变化更为敏感(Graybill and Rose, 1992)^[29]。

依据树木年轮圆盘标本上的火烧痕迹,结合当地的火灾记录,可以准确地断定出该地森林火灾发生的年代,从而制定出火灾年表,这在美国西南部半干旱地区研究较为系统(Brown, 1991)^[30]。如果有大面积森林火灾调查资料,还可将火灾分为几个等级,例如 A→E 五个等级,分别表示危害从 ≤ 0.25 英亩 * 到 ≥ 300 英亩,进一步分析历史上不同类型火灾危害程度,甚至可以把大面积森林火灾与南方涛动联系起来。结果表明,强厄·尼诺事件与美国西南部森林火灾发生频次有明显的反相关。这是因为在厄·尼诺年的春季和夏季,美国西南部一般降水较多、湿度较大,这在一定程度上会减少森林火灾的发生。

对森林病虫害的研究中,树木年轮学方法是可用来作历史状况调查的基本途径。在美国西南部的科罗拉多、新墨西哥、亚利桑那和犹他州,都已经对森林病虫害进行了树木年轮学研究(Kemp, 1985; Mattson, 1987)^{[31]、[32]}。在美国洛基山南部,一种“西部云杉芽虫”蔓延,对针叶林危害较大。通过大量取样比较,并经历史记载校准,有些还能在年轮木质部分发现虫害痕迹,这就可以判断出从哪一年开始树木生长异常缓慢,通常在若干年后才能恢复正常,正是由于芽虫蔓延造成的危害,最终能够建立芽虫危害年表和相应的危害程度(Swetnam and Lynch, 1989)^[33]。本世纪初,洛基山南部大片针叶林曾出现一次持续性较强的云杉芽虫危害。对这次芽虫蔓延的原因,尤其是与气候之间的关系,尚待深入探讨。

利用树木年轮资料对地震、滑坡、泥石流的研究,主要取决于取样的地点与质量。例如,在作地震分析时,一旦能够在多震区的地质断层附近,获得较多的树木年轮样本,就有可能重建该地区历史上的地震年表,并估价地震的强度与影响范围。对滑坡泥石流的研究,不少采用埋藏木进行定年,有的还要结合历史上的地震事件来判断。以加拿大东南部魁北克省 Riviere Du Gouffre 流域的滑坡事件为例(Filion 等, 1991)^[34],获得 37 个地点埋藏木,进行 ^{14}C 测定,其中一些地点还建立了古木年表。结果表明,最近 1 千多年来,引起大量倒木、严重影响树木生长的滑坡事件,主要集中在最近 600 年,其中两次大滑坡与 1663 年的大地震有关。

在水域附近的树木年轮样本,可以用来断定过去水位与湖岸侵蚀的状况。在加拿大东部冰川湖(克里瓦特湖),沿岸生长有大量黑杉(Black spruce)。在取样时,依据湖水位对树木生长的影响,截取了三类年轮样本:一是由于季节性泛滥导致的死亡或垂死的树木,二是由于高水位影响造成倾斜的无性系树木,三是树干带有冰痕的树木。树木年轮分析结果表明,自 17 世纪以来该湖水位变化趋势是不断上升的,并可划分出三个阶段,本世纪达最高水位。同时,带有较多冰擦痕和倾斜树木的大量死亡,也多出现在本世纪。这些结果与该地区气候增暖、融雪量不断增多是一致的(Begin and Payette, 1988)^[35]。类似地,根据湖畔的地貌形态以及树木生长状况,曾经成功地分析了加拿大圣·劳伦斯河上游逐年最大的平均水位变化,历史洪水的变化,从而推断在主要洪水年、湖岸侵蚀量平均可达 $0.15\text{m}^3/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$ 。

对过去火山爆发事件的重建,最早曾采用“霜轮”,后常有以大面积内出现异常窄轮为主要依据进行推断。近年来,树木年轮学家认为,火山爆发伴有大量火山灰、造成直接辐射量减少,并可能引起温度降低,这必然影响树木年轮的正常生长,也就为从树木年轮年表中分析

* 1 英亩 = 40.5 公亩

火山爆发事件提供可能性。在美国加利福尼亚东部赛勒·内瓦达地区,从森林上限附近作了大量取样。这些最终年轮年表最长可推至公元前 1000 年,且都对气温变化十分敏感。如果将序列 10 年平均值中连续出现 1—2 年降温,后来较快恢复正常的“变异点”挑选出来,并与历史记载和冰芯资料所定火山事件对照,可以发现这些树木年轮变异点多数与火山喷发事件是吻合的(Scuderi, 1990)^[36]。

此外,一些树木年轮研究成果还涉及到水坎设计,土壤污染监测、森林上限的生态环境变迁等许多方面,表明了树木年轮在环境变化方面研究有着巨大的潜力。

综上所述,利用树木年轮生长对气候与环境变化进行分析,无论在深度、还是广度上,近年来都进展甚快,在地学、生物学和全球变化研究的许多方面已成为重要的途径。不难预料,树木年轮学研究必将在气候和环境变化研究中发挥更大的作用。

参 考 文 献

- [1] Cook, E. R. A Time Series Analysis Approach to Tree Ring Standardization. Ph. D. Dissertation, University of Arizona. 175pp. (1985).
- [2] Cook, E. R et. al. Climatic change in Tasmania inferred from a 1089-year tree-ring chronology of Huon pine. *Science* 253:1266-1268. (1991).
- [3] Fritts, H. C. Reconstructing Large-Scale Climatic Pattern from Tree-Ring Data. The University of Arizona Press, Tucson 286pp. (1991).
- [4] Hughes, M. K. and P. M. Brown. Drought frequency in central California since 101 B. C. recorded in giant sequoia tree rings. *Climate Dynamics* 6:161—167. (1992).
- [5] Van Deusen. P. C. Some applications of the Kalman filter to tree-ring analysis in *Proceedings of the International Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis*. eds by G. C. Jacoby et al. 566-578. (1987a).
- [6] Visser. H. and J. Molenaar. Time-dependent climatic response in tree rings using the Kalman filter, in *Methods of Dendrochronology*. eds by E. R. Cook and L. A. Kairiukstis. 270—276. (1990).
- [7] Van Deusen. P. C. Southern red spruce tree-ring analysis. *NCASI Technical Bulletin* 523:45—55. (1987b).
- [8] Cook, E. R. Bootstrap confidence intervals for red spruce ring-width chronologies and an assessment of age-related bias in recent growth trend. *Can. J. For. Res.* 20:1326—1331. (1990).
- [9] Shao Xuemei. Statistical Relationships between Tree Growth and Climate in Western North America. Ph. D. Dissertation. Univ. of Arizona. (1992).
- [10] Weibel. E. R. , C. Fisher, J. Gahm, and A. Schaeffer. Current capabilities and limitations of available stereological techniques. *Journal of Microscopy*. 95:367—392. (1982).
- [11] McMillan, C. W. Application of automatic image analysis to wood science. *Wood Science* 14:97—105. (1982).
- [12] Telewski. F. W. , A. H. Wakefield, and M. J. Jaffe. Computer-assisted image analysis of tissues of Ethrel-Treated *Pinus taeda* a seedling. *Plant Physiology* 72:177—181. (1983).
- [13] Yanosky, T. M. , Robinove, C. J. , and Clark, R. G. Progress in the image analysis of tree-rings. In: *Proceedings of the International Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis*. Edited by G. C. Jacoby

- and J. W. Hornbeck. P. 658—665. (1987).
- [14] Woodcock, D. W. Climate sensitivity of wood-anatomical features in a ring-Porous Oak. *Canadian Journal of Forest Research*. Vol. 19. No. 5. 639—644. (1989).
- [15] Park, Wonkyn. Development of Anatomical Tree-Ring Chronologies from Southern Arizona Conifers Using Image Analysis. Ph. D. Dissertation. The University of Arizona. 1—234. (1990).
- [16] Thetford, D., R. D. Darrigo, and G. C. Jacoby. An image analysis system for determining densitometric and ring-width time series. *Canadian Journal of Forest Research*. 21:1544—1549. (1991).
- [17] Jacoby, G. C. Overview of Tree-Ring analysis in tropical regions. *IAWA Bulletin*. 10(2):99—108. (1989).
- [18] Worbes, M. Growth Rings, Increment and Age of Trees in Inundation Forests, Savannas and A Mountain Forest in the Neotropics. *IAWA Bulletin*. 10(2):109—122. (1989).
- [19] Villalba, R., J. A. Boninsegna and A. Ripalta. Climate, tree growth and site conditions in subtropical North-western Argentina. *Canadian Journal of Forestry Research*. 7:1527—1539. (1987).
- [20] D'Arrigo, R. and G. C. Jacoby. Java Teak Tree rings, Monsoon Rainfall and El Nino-Southern Oscillation events. *Journal of Climatology*. (1989).
- [21] Eckstein, D., J. Ogden, G. C. Jacoby and J. Ash. Age and growth rate determination in Tropical trees. In: *Age Growth Rate of Tropical Trees*. Edited by F. H. Bormann and G. Berlyn. 83—86. (1981).
- [22] Mozeto, A. A. et al. Growth rates of natural amazonian forest trees based on Radiocarbon measurements. *Radiocarbon*. 30:1—6. (1988).
- [23] Kiester, A. R. Process Modeling of Tree and Forest Growth; Current Perspectives and Future Needs. In: *Process Modeling of Forest Growth Responses to Environmental Stress*. eds by R. K. Dixon et al. Timber Press, Oregon. 416—422. (1990).
- [24] Holmes, R. L. Dendrochronology Program Library (unpress). Laboratory of Tree Ring Research, University of Arizona, Tucson, USA. 1—35. (1992).
- [25] Fritts, H. C. et al. Climatic Variation and Tree-Ring Structure in Conifers; Empirical and Mechanistic Models of Tree-Ring Width. Number of Cells, Cell Size, Cell-Wall Thickness and Wood Density. *Climate Research*. 1: 97—116. (1991).
- [26] Zahner, R. and C. E. Grier. Concept for A Model to Assess the Impact of Climate on the Growth of the Southern Pines. In: *Process Modeling of Forest Growth Responses to Environmental Stress*. eds by R. X. Dixon et al. Timber Press, Oregon. 383—392. (1990).
- [27] Weinstein, D. A. and R. Belon. Evaluating Effects of Pollutants on Integrated Tree Processes; A Model of Carbon, Water, and Nutrient Balances. In: *Process Modeling of Forest Growth Responses to Environmental Stress*. eds by R. K. Dixon et al. Timber Press, Oregon. 313—323. (1990).
- [28] Vaganov, E. A. The Tracheidogram Method in Tree-Ring Analysis and Its Application. In: *Methods of Dendrochronology; Applications in the Environmental Sciences*. eds by E. Cook and L. Kairiukstis. Reidel Press. Dordrecht. (1990).
- [29] Luxmoore, R. J., M. L. Tharp, and D. C. West. Simulating the Physiological Basis of Tree-Ring Responses to Environmental Changes. In: *Process Modeling of Forest Growth Responses to Environmental Stress*. eds by R. X. Dixon et al. Timber Press, Oregon. 393—401. (1990).
- [30] Graybill, D. A. and M. Rose. Coniferous Forests of Arizona and New Mexico. In: *Effects of Air Pollution on Coniferous Forests of the Western United States*. eds by D. Binkley et al. Springer-Verlag. 403—431. (1992).

- [31] Brown, P. M. Dendrochronology and fire history in a stand of northern California coast redwood. M. S. thesis, U of A. Tucson. 84pp. (1991).
- [32] Kemp, W. P. , D. O. Everson. and W. G. Wellington. Regional climatic patterns and western Spruce budworm outbreaks. USDA Forest Service, Technical Bulletin. 1693. (1985).
- [33] Mattson, W. J. and R. A. Haack. The role of drought in outbreak of plant-eating insects. *Bioscience*. 37; 110—118. (1987).
- [34] Swetnam, T. W. and A. M. Lynch. A tree-ring reconstruction of western spruce budworm history in the Southern Rocky Mountains. *Forest Science*. 35;962—986.
- [35] Filion, L. , F. Quinty, and C. Begin. A chronology of landslide activity in the valley of Riviere du Gouffre, Charlevoix, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 28;250—256. (1991)
- [36] Begin, Y. and S. Payette, Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Quebec. *Quaternary Research* 30;210—220. (1988).
- [37] Scuderi, L. A. Tree-ring evidence for climatically effective volcanic eruption. *Quaternary Research*. 34;67—85. (1990).

Advances in Dendrochronological Study as One Approach to Reconstruct Past Climate and Environment

Wu Xiangding Shao Xuemei

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

With specific request and emphasis on reconstructing high-resolution past climate and environment, dendrochronological study has been playing an important role and making distinct advances. In this paper, five major parts: Applications of new statistical methods, Image analysis, Tropical tree-ring analysis, Modeling and Applications in analysis on environmental factors have been described. The state-of-the-art advances on dendrochronological analysis, especially some new methods and techniques, are reviewed. In addition, some prospects on the future tree-ring analysis are mentioned by authors.

Key Words: Tree-Ring Analysis Climate Change

第三部分 气候变化对农业 的影响研究

气候变暖对我国东北地区 农业热量资源的影响*

张厚瑄

(中国农科院农业气象所)

张翼

(中国科学院地理所)

摘 要: $2\times\text{CO}_2$ 情景下全球气候将明显变暖,我国东北地区有效积温及其持续日数将明显增加。由于气温增高后积温及其持续日数将同时增加,使此类计算难度较大。本文从积温变化原理出发,推导出一系列简单易用的算式。可以采用任何一种形式的平均气温变化输出资料进行积温及其持续日变化的计算,并以此计算了未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下我国东北地区积温及持续日的变化。这一工作对农业布局等重大问题有一定参考价值。

关键词: 全球变暖 有效积温

一、前言

东北地区是我国纬度最高的地区,夏季温和湿润,冬季严寒漫长,无霜期仅 100—200 天左右。由于热量资源不足,本区绝大部分农田以一季种植为主,复种指数最低。未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下,我国各地的热量资源将普遍地有所增加,这种增加对于热量条件不足的东北地区,具有很实际的意义。因此,计算本区未来有效积温及其持续日数的变化,是一项重要的工作,它将为今后东北地区改变种植制度,提高复种指数及农业布局等一系列重大决策提供有意义的依据。关于温室效应将导致下世纪中叶前全球气候明显变暖的问题,国内外有关部门及学者已经并正在进行大量研究。几种主要的大气环流模式(GCMs)的建立与运行为预测未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下全球的气候变化提供了一系列输出。但是由于这些模式的输出差异很大,使人无法定夺选用何种模式输出更为合理^[1]。另外,模式本身也正在不断的改进中,尤其是区域性的模拟研究尚未成熟,使用时更需谨慎行事。

联合国 IPCC 工作组每年都召开有关专家及政府部门参加的工作会议,讨论气候变化及

* 本文为国家“八五”攻关课题 85—913—03 中部分工作。

其影响问题的研究工作。根据 1991 年 IPCC 工作组的报告^[2], 未来 CO₂ 浓度加倍时全球年平均气温增高范围为 1.5℃ 左右。另外, 文献[3]提供了北半球各纬度带的温度变化及降水变化情况如下表所示。

表 1 区域气候变化的几种情况
Scenarios of Regional Climate Change

区 域	温度变化(全球平均 $\Delta\bar{T}$ °C)		降水变化
	夏	冬	
60—90°N	(0.5—0.7) $\Delta\bar{T}$	(2.0—2.4) $\Delta\bar{T}$	冬季增多
30—60°N	(0.8—1.0) $\Delta\bar{T}$	(1.2—1.4) $\Delta\bar{T}$	夏季减少
0—30°N	(0.7—0.9) $\Delta\bar{T}$	(0.9—0.7) $\Delta\bar{T}$	现在多雨地区将增多

我国东北地区位于 35—55°N 之间, 属于中纬度带。当 $\Delta\bar{T}$ 取 1.5℃ 时, 得出该地区冬季增温为 1.8℃ 左右, 夏季增温为 1.2℃ 左右, 春秋季为 1.5℃ 左右。

二、思路与公式推导

经模拟分析得出, 我国东北地区积温 $\sum T_0$ 、 $\sum T_{10}$ 与相应的持续日数 D_0 、 D_{10} 之间存在良好的线性相关^[4]:

$$\sum T_0 = -1881.992 + 23.4914 D_0 \quad (R=0.9569^{**})$$

$$\sum T_{10} = -970.1948 + 25.0743 D_{10} \quad (R=0.9880^{**})$$

图 1 为两种积温与持续日数的模拟直线与实际值对比。

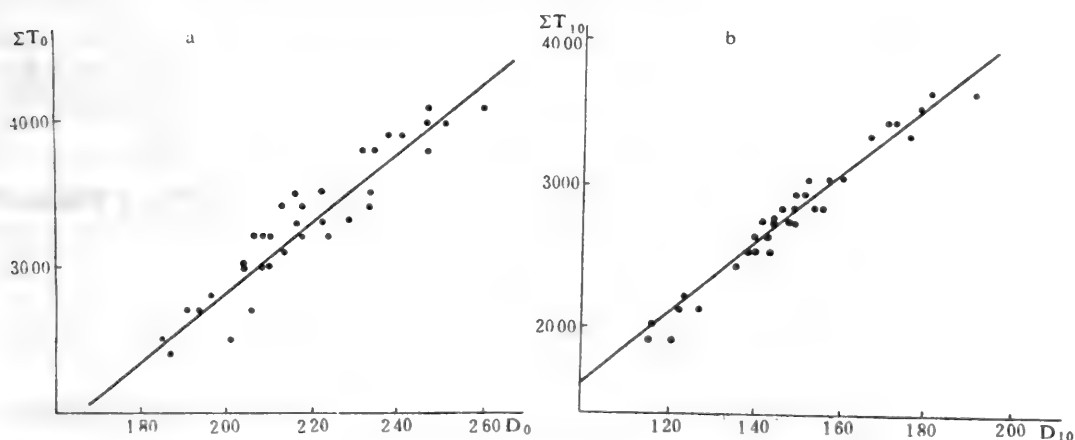


图 1 我国东北地区有效积温与持续日数关系
(a: >0℃ 积温, b: >10℃ 积温)

The Relation between Accumulated temperature and lasting Days

(a: >0 °C Accumulated Temperature, b: >10 °C Accumulated Temperature)

为了便于说明问题,首先以大于 0°C 积温 $\sum T_0$ 与其持续日 D_0 为例进行讨论。假设未来气候变暖后大于 0°C 积温为 $\sum T_0'$, 其持续日数为 D_0' , 则有:

$$D_0' = D_0 + \Delta D_0 \quad (1)$$

$$\sum T_0' = \sum T_0 + \Delta \sum T_0 \quad (2)$$

图 2 为气候变暖对 >0°C 积温影响示意图。其横坐标为日序,纵坐标为平均气温。曲线 $f_1(t)$ 为当前温度年变化曲线, $f_2(t)$ 为未来 $2 \times \text{CO}_2$ 情景下的温度年变化曲线。显然曲线 $f_1(t)$ 与 0°C 线围成的面积为当前大于 0°C 积温, 曲线 $f_2(t)$ 与 0°C 线围成的面积为未来 $2 \times \text{CO}_2$ 情景下大于 0°C 的积温, 即:

$$\sum T_0 = \int_{t_1}^{t_2} f_1(t) dt \quad (3)$$

$$\sum T_0' = \int_{t_1'}^{t_2'} f_2(t) dt \quad (4)$$

而 $(t_2 - t_1)$ 和 $(t_2' - t_1')$ 分别表示当前及未来大于 0°C 积温持续日数。分析图中关系, $\sum T_0'$ 可由四部分组成:

$$\sum T_0' = \int_{t_1'}^{t_2'} f_2(t) d(t) = \int_{t_1}^{t_2} f_1(t) dt + \int_{t_1}^{t_2} [f_2(t) - f_1(t)] dt + \int_{t_1'}^{t_1} f_2(t) dt + \int_{t_2}^{t_2'} f_2(t) dt \quad (5)$$

但是, 温度年变化曲线 $f_1(t)$ 和 $f_2(t)$ 的函数表达式是很难确定的。图形中四个组成部分的面积可以近似地由下式表示:

$$\sum T_0' = \sum T_0 + D_0 \cdot \Delta T_1 + (\Delta D_0 \cdot \Delta T_2) / 2 \quad (6)$$

(6) 式右侧第一项为当前的积温值, 第二项为当前积温持续日内因气温升高而增加的积温增量, 第三项为增加的持续日数引起的积温增量。 ΔT_1 为当前 D_0 时期内气温增值的加权平均, ΔT_2 为增加的持续日数 ΔD_0 气温增值的加权平均。

由于积温与其持续日之间具有良好的线性关系, 即:

$$\sum T_0 = a + b D_0 \quad (7)$$

$$\sum T_0' = a + b D_0' \quad (8)$$

两者相减得

$$\Delta \sum T_0 = b \Delta D_0 \quad (9)$$

代入(4)式得

$$a + b(D_0 + \Delta D_0) = (a + bD_0) + D_0 \cdot \Delta T_1 + \Delta D_0 \cdot \Delta T_2/2$$

整理后得

$$\Delta D_0 = \frac{\Delta T_1 \cdot D_0}{b - \Delta T_2/2} \quad (10)$$

同理可得

$$\Delta D_{10} = \frac{\Delta T_1 \cdot D_{10}}{b - \Delta T_2/2 - 10} \quad (11)$$

(10)式表示:只要已知了当前 $\geq 0^\circ\text{C}$ 积温的持续日数(D_0),线性关系式系数 b ,以及未来气温变化值 $\Delta T_1, \Delta T_2$ 就能很快计算出气候变暖情景下持续日增量 ΔD_0 。值得提出的是,由于此公式中 ΔT_1 和 ΔT_2 并没有任何格式上的限制,即可以是季加权平均值,也可以是月加权平均值,旬加权平均值...等等,所以适用于任何形式的气候模式输出,从这个角度出发,此公式的适用性是十分明显的。

得出了持续日增量 ΔD_0 值后,可以根据(8)式计算相应的积温增量 $\Delta \sum T_0$,将求得的 $\Delta \sum T_0$ 加上当前的 $\sum T_0$,则得到未来气候变暖情景下的积温值 $\sum T_0'$ 。

公式适用范围讨论

气候变暖引起了积温及持续日数同时有所增加,但持续日的增加是有限的:

$$D_0 + \Delta D_0 \leq 365(\text{日})$$

因此,不是所有的台站都必须用(10)式求算 ΔD_0 。那么,究竟哪些站点不用(10)式进行计算呢?假定某站点在未来气候变暖后积温持续日增至最大可能值365(日),那么该站点的

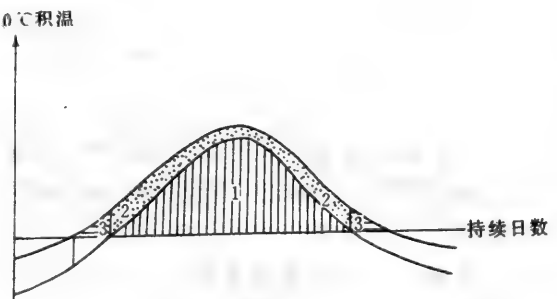


图2 气候变暖对 $>0^\circ\text{C}$ 积温影响示意图
The Impact of Climate warming on the Accumulated Temperature ($>0^\circ\text{C}$)

当前持续日数就是公式适用范围的最大值 $D_0 \max$ 。用 $D_0 \max$ 代入(10)式有

$$\Delta D_0 = (365 - D_0 \max) = \frac{D_0 \max \cdot \Delta T_1}{b - \Delta T_2/2}$$

整理得

$$D_0 \max = \frac{365b - \frac{1}{2} \cdot 365 \cdot \Delta T_2}{\Delta T_1 + b - \Delta T_2/2} \quad (12)$$

同理可得

$$D_{10} \max = \frac{365(b - \frac{1}{2} \Delta T_2 - 10)}{\Delta T_1 + b - \Delta T_2/2 - 10} \quad (13)$$

如果某站点当前大于 0°C 积温持续日超过计算所得的 $D_0 \max$ 值,则可以用另一种更简单的方法去计算未来的 ΔD_0 和 D_0' 。根据表 1 所确定的气温增量得到 ΔT_1 和 ΔT_2 ,以及线性方程中的回归系数 b 值,代入(12)式进行计算,得出我国北方 $30-60^\circ\text{N}$ 地区 $D_0 \max$ 约为 340 天, $D_{10} \max$ 为 327 天左右。而当前东北地区的 D_0, D_{10} 远没有达到这一数值,所以可以用这个方法进行 $\Delta D_0, \Delta D_{10}$ 以及 $D_0', D_{10}', \sum T_0', \sum T_{10}'$ 的计算

三、计算结果分析

1. $>0^\circ\text{C}$ 积温与持续日数 D_0 的变化

计算结果表明,未来因大气中温室气体浓度升高,气候变暖,我国东北地区 $>0^\circ\text{C}$ 积温及其持续日数都有较明显的增加。下面依计算过程的顺序,分析各种计算结果

(1) D_0 的增量 ΔD_0

图 3 为未来 $2 \times \text{CO}_2$ 情景下我国东北地区 $>0^\circ\text{C}$ 持续日数的增量 ΔD_0 的分布。从图中看出,我国东北地区 ΔD_0 的范围为 12-19 天左右,并存在着由北向南逐渐增大的趋势,最小值约为 13 天,位于黑龙江省漠河;最大值约为 19 天,位于辽宁省大连市。



图 3 $2 \times \text{CO}_2$ 时我国东北地区 $>0^\circ\text{C}$ 持续日数变化分布
The Change of Lasting Days ($>0^\circ\text{C}$) in the Scenario of CO_2 Doubling in Northeast China

(2) D_0 的变化

将各站点的 ΔD_0 值代入(1)式,得到未来 $2\times CO_2$ 情景下 $>0^\circ C$ 积温的持续日数 D_0' 。图4中a为当前东北地区 $>0^\circ C$ 积温持续日数 D_0 ,b为 $2\times CO_2$ 情景下持续日数 D_0' 。对比图4a与图4b可以看出,我国东北地区在未来气候变暖情景下 $>0^\circ C$ 持续天数分布也发生明显变化。生长期为200天的等值线由当前的克山—海伦—鹤岗一线,向北推移到孙吴以北,北移了将近250km左右。 D_0' 最小值为183天,位于黑龙江省漠河,最大值为279天,位于辽宁省大连市。

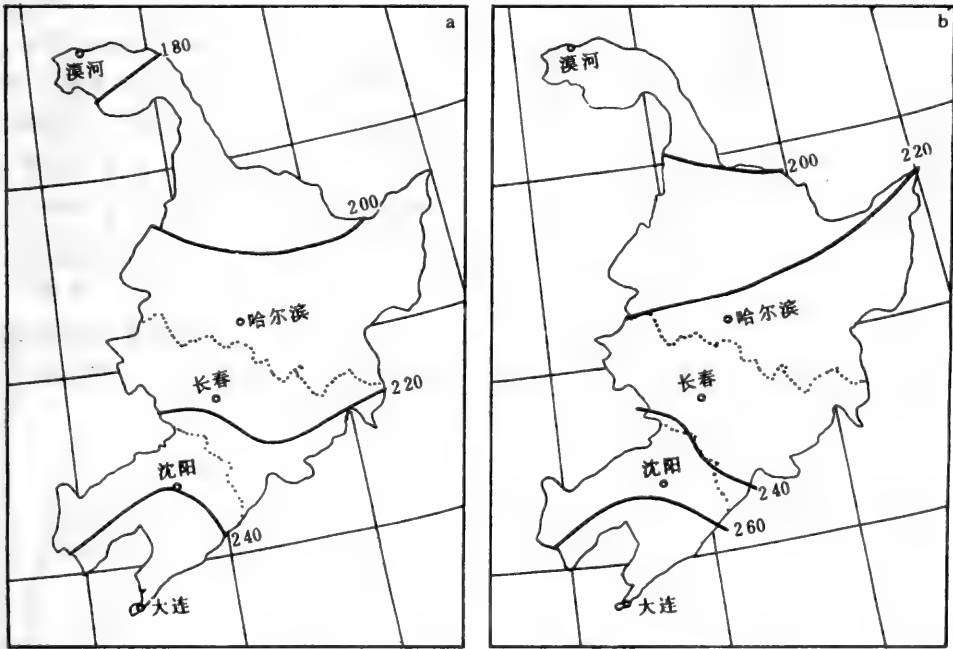


图4 我国东北地区 $>0^\circ C$ 的持续日数(a:当前情景,b:未来情景)

Lasting Days ($>0^\circ C$) in Northeast China (a: present scenario, b: future scenario)

(3) $\sum T_0$ 的变化

气候变暖不仅使全年生长期延长,而且有效积温也同时明显增大。表2所列数据为计算所得我国东北站点的 $\Delta \sum T_0$ 值。其变化范围约为300—450(度·日),并有随纬度增大而逐渐减少的趋势。

将计算得出的 $\Delta \sum T_0$ 值与当前的 $\sum T_0$ 值相加,得出未来 $2\times CO_2$ 情景下的 $>0^\circ C$ 积温值 $\sum T_0'$ 。图5中a为当前的 $\sum T_0$ 分布,b为未来 $2\times CO_2$ 情景下的 $\sum T_0'$ 分布。对比分析可知,未来气候变暖后我国东北地区各站点 $>0^\circ C$ 积温明显增大,各等值线向北推移2—3个纬度,相当于200—300km。3000度·日等值线由当前的虎林—宝清—佳木斯—绥化—齐齐哈尔—线,北移至伊春—北安—嫩江—线;4000度·日等值线由辽东半岛西南部位移到丹东

以东、沈阳以北及阜新以北一线。黑龙江省 $>0^{\circ}\text{C}$ 积温约为2400—3500度·日左右，吉林省约为3500—3800度·日左右，辽宁省约为3600—4500度·日左右。

表2 我国东北地区 $\Delta \sum T_0$ 值(度·日)

Value of $\Delta \sum T_0$ in Northeast China

站名	省份	$\Delta \sum T_0$	站名	省份	$\Delta \sum T_0$
漠河	黑龙江	299	四平	吉林	390
孙吴	黑龙江	325	延吉	吉林	392
齐齐哈尔	黑龙江	364	通化	吉林	388
哈尔滨	黑龙江	369	清源	辽宁	390
牡丹江	黑龙江	372	阜新	辽宁	411
鸡西	黑龙江	369	沈阳	辽宁	420
绥化	黑龙江	357	锦州	辽宁	430
通榆	吉林	379	营口	辽宁	432
吉林	吉林	379	绥中	辽宁	432
长春	吉林	381	大连	辽宁	454

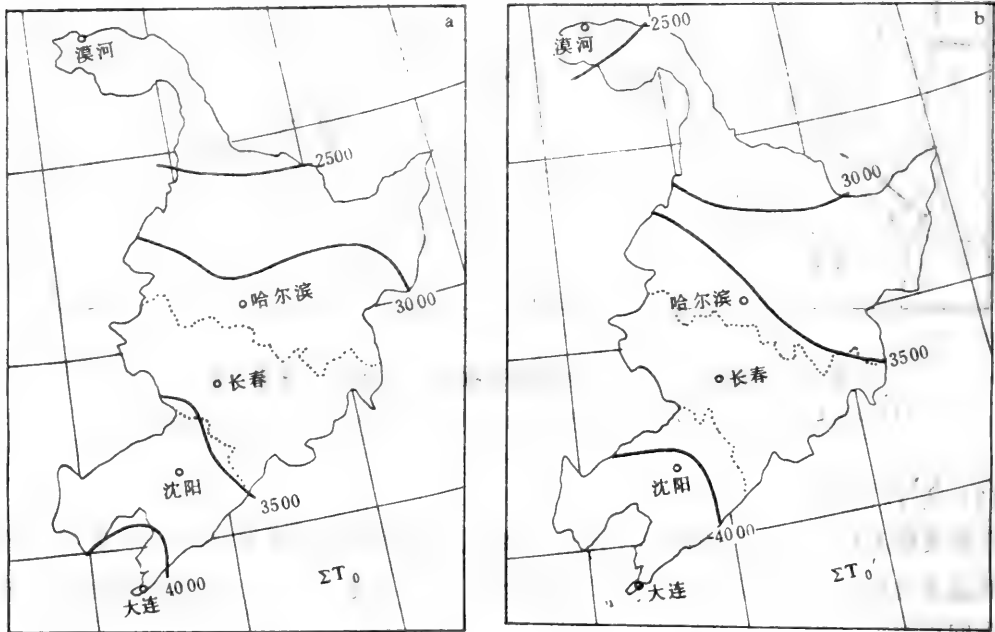


图5 我国东北地区 $>0^{\circ}\text{C}$ 积温分布(度·日) (a: 当前情景, b: $2\times\text{CO}_2$ 情景)

Accumulated Temperature ($>0^{\circ}\text{C}$) in Northeast China ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{D}$) (a: present scenario, b: future scenario)

2. $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温及持续日的变化

(1) D_{10} 的增量

根据(8)式计算出未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下我国东北地区 $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温持续日的增量 ΔD_{10} ,其分布见图6。结果表明, ΔD_{10} 在我国东北地区的值约为13—24天左右,并呈现出自北向南逐渐增大的趋势,最小值出现在黑龙江省漠河,最大值出现在辽宁省大连市, ΔD_{10} 为18—20天的分布范围最大,包括吉林省全省及黑龙江省南边、辽宁省北部。

(2) D_{10} 的变化

图7为我国东北地区 $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温的分布,其中a为当前分布状况,b为未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下的分布状况。对比分析可知,未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下各等值线都向北推移约200km左右,比 D_0 变化幅度小些。未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下 $\geq 10^\circ\text{C}$ 持续日数为180天的等值线由当前的营口—锦州—绥中一线,向北推移到桓仁—清源—彰武一线。

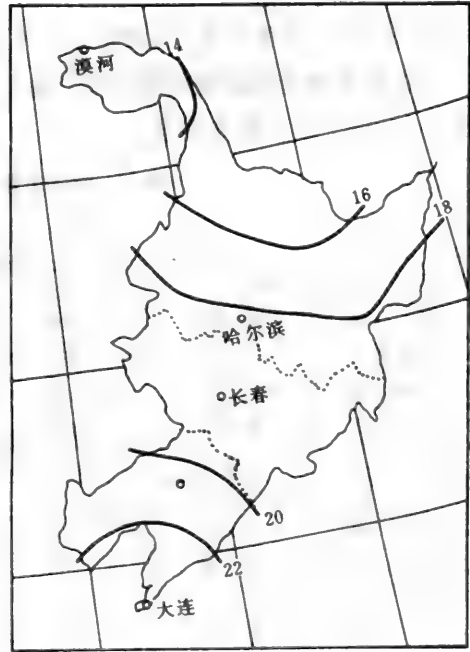


图6 $2\times\text{CO}_2$ 情景下我国东北地区 $\geq 10^\circ\text{C}$ 持续日数变化(ΔD_{10})分布
The Change of lasting Days ($\geq 10^\circ\text{C}$) in the scenario of $2\times\text{CO}_2$ in Northeast of China

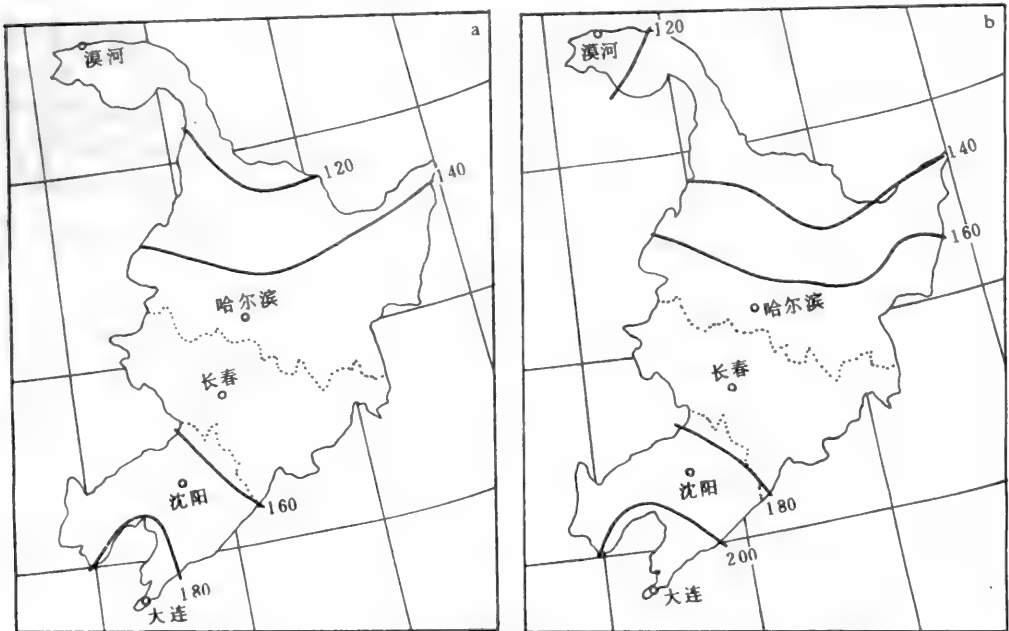


图7 我国东北地区 $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温持续日数分布(a:当前情景,b: $2\times\text{CO}_2$ 情景)

Lasting Days ($> 10^\circ\text{C}$) in Northeast China in the scenario of $2\times\text{CO}_2$ (a: present scenario, b: future scenario)

(3) $\sum T_{10}$ 的变化

未来 $2 \times \text{CO}_2$ 气候情景下,我国东北地区 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的积温有明显增加,表 3 可见,各站点 $\Delta \sum T_{10}$ 有自北向南逐渐加大的趋势。最小值为 320 度·日,位于黑龙江省漠河,最大值为 596 度·日,位于辽宁省大连市。

表 3 我国东北地区 $\Delta \sum T_{10}$ 值($^\circ\text{C}$)

Value of $\Delta \sum T_{10}$ in Northeast China ($^\circ\text{C} \cdot \text{D}$)

站名	省份	$\Delta \sum T_{10}$	站名	省份	$\Delta \sum T_{10}$
漠河	黑龙江	320	四平	吉林	493
孙吴	黑龙江	367	延吉	吉林	474
齐齐哈尔	黑龙江	448	通化	吉林	468
哈尔滨	黑龙江	458	清源	辽宁	470
牡丹江	黑龙江	452	阜新	辽宁	537
鸡西	黑龙江	443	沈阳	辽宁	538
绥化	黑龙江	446	锦州	辽宁	558
通榆	吉林	480	营口	辽宁	565
吉林	吉林	465	绥中	辽宁	565
长春	吉林	474	大连	辽宁	596

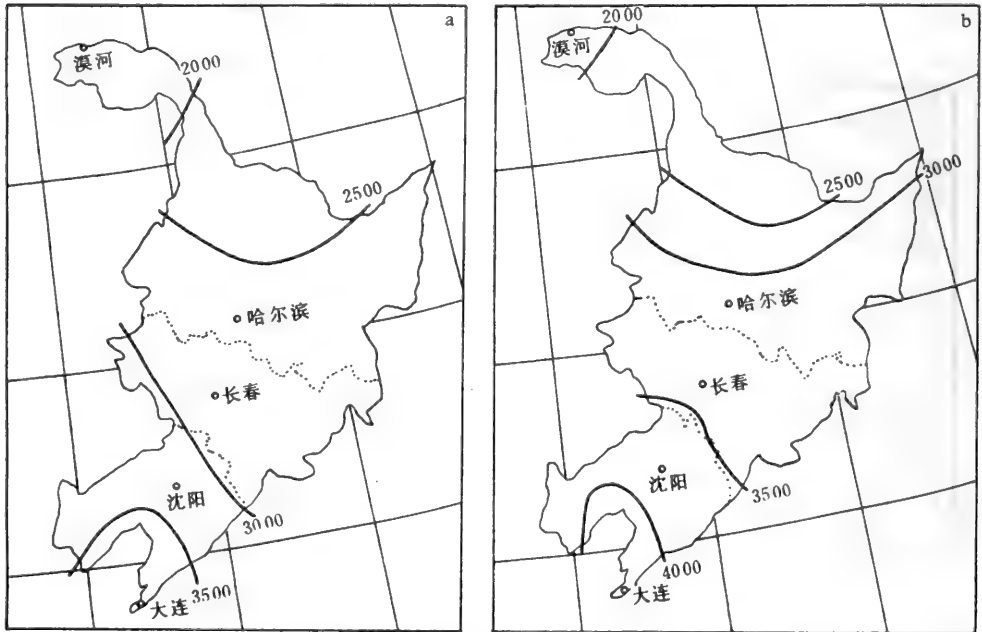


图 8 我国东北地区 $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温分布 (a: 当前情景, b: $2 \times \text{CO}_2$ 情景)

Accumulated Temperature ($\geq 10^\circ\text{C}$) in Northeast China (a: present scenario, b: future scenario)

图 8 为我国当前与未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下 $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温的分布状况,其中 a 为当前状况,b 为未来状况。对比图中等值线可以看出,东北各地 $\sum T_{10}$ 有所增加。3000 度·日的等值线由当前的通榆—四平—桓仁一线,北移至齐齐哈尔—绥化—通河—鸡西—虎林一线,大约北移 300—500km。

四、结 语

本文从积温及持续日数的原理出发,推导出了一套计算未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下两项农业热量指标变化的公式,不仅适用性广,且简单易行。用这些公式计算了我国东北地区未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下 $>0^\circ\text{C}$ 积温、 $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温及其相应的持续日数变化,得出了一系列计算结果。分析这些计算结果可以看出,未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下我国东北地区 $>0^\circ\text{C}$ 积温约增加 300—450 度·日,持续日数将增加 12—19 天; $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温约增加 320—600 度·日,持续日数将增加 13—24 天。有效积温及其持续日数的增加对东北地区提高复种指数、改变种植制度及减轻冻害、冷害是较有利的。例如,未来 $>0^\circ\text{C}$ 积温 4000 度·日等值线将北移至辽宁省阜新北—沈阳东—丹东以东一线,使辽宁省大部分地区可以改为一年二熟种制。但是种制的改变定会涉及到其他自然条件,有待于进一步研究和讨论。

参 考 文 献

- [1] 赵宗慈,模拟温室效应对我国气候变化的影响,气象,(3),(1989)。
- [2] IPCC 第一工作组,气候变化的科学评估(草稿)——向“世界气候变化专门委员会”提交的报告,(1990)。
- [3] 张家诚: CO_2 的气候效应与华北干旱问题,气象,(3),(1989)。
- [4] 气象科学研究院,全国农业气候资料集,中央气象局,(1982)。
- [5] 刘巽浩等,中国耕作制度区划,北京农业大学出版社,(1987)。

The Impact of Global Warming on Agricultural Heat Resources in Northeast of China

Zhang Houxuan

(Institute of Agrometeorology, CAAS)

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Science)

Abstract

Global climate will be warming in the future scenario of CO₂ doubling. The accumulated temperature $\sum T$, and their lasting days D will change. Therefore, calculation of $\sum T$ and D is difficult. In this paper, a set of simple and practical formulas are deduced based on changing principle of accumulated temperature. We can take any form output data of GCM of mean air temperature change to calculate $\sum T$ and D, and as example calculate $\sum T$ and D of Northeast Area of China under the condition of 2×CO₂ climate. This work will be favour to agriculture allocation of future time.

Key words: Global Warming Accumulated Temperature

温室效应对我国双季稻气候生产力的影响*

张厚瑄

(中国农科院农业气象所)

孙玉平

(北京农业大学)

摘 要:本文在已有工作基础上,建立了水稻气候生产力的模型,并以此计算了未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下我国南方中部地区站点双季稻气候生产力的变化。分别得出了在自动灌溉下,雨育方式下气候变化对现有品种双季稻气候生产力的影响普遍是负效应的结论。造成负效应的主要原因是生育期缩短、呼吸消耗加大、光合作用减弱,尤其是晚稻受影响更为明显。如果考虑 CO_2 浓度的直接影响,负效应有所减缓。

关键词:温室效应 双季稻 气候生产力

一、前 言

水稻是我国主要的粮食作物之一,其总产量占全国粮食产量的 44% 以上。双季稻种植面积占水稻的 33%,而产量却占水稻总产量的 66%^[1]。因此,研究分析未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下双季稻气候生产力变化是关系到国计民生的大事。

大气中 CO_2 及其它微量气体如甲烷、一氧化氮、臭氧、氟里昂等在长波辐射的波段有很强的吸收带,因此,对地面的气候起到类似温室的作用,故称这些气体为温室气体。由于人类活动使大气中温室气体含量不断增加,温室气体对气候的影响问题已受到人们的普遍重视,目前有关 CO_2 对气候的影响的研究工作最多。

CO_2 在工业化之前很长一段时间里浓度大致稳定在 $280\pm 10\text{ppm}$,目前大气中 CO_2 浓度约为 350ppm 左右,若各种温室气体继续以目前的速度上升,则将在下世纪中叶前达到 CO_2 倍增的气候情景。

空气中温室气体浓度上升,可能引起气候的明显增暖。据一些全球大气海洋环流模式(GCMS)模拟,当 CO_2 倍增后,地面气温可上升 $3\pm 1.5^\circ\text{C}$ 。如果考虑海洋对温室效应的延缓作用温度上升为预计的一半^[2]。若各种温室气体的释放不加限制,地面温度将以每 10 年 0.3°C 的速度递增^[11,12]。综上所述,50 年后,即 2040 年左右,由于大气中温室气体的增加,将

* 本文为国家“八五”攻关课题 85-913-03 中部分工作。

导致地面温度平均上升 1.5℃左右^[3]。

CO₂ 倍增后,对降水量的影响程度问题,由于大气环流模式的模拟结果误差一般和 CO₂ 倍增降水率变化的最大幅度相差不多^[4],因此,未来降水状况暂不能定。但有一点可以肯定,气候变暖明显改变雨量的时空分布,季节之间、年际之间以及大尺度的地域之间出现雨量过多过少现象将更加频繁和剧烈^[5]。

温室效应对农业生产具有两方面的影响:仅考虑其引起温度、降水等要素的变化对作物产量的影响,而不考虑大气中 CO₂ 的变化对作物生理生化过程的效应,称为间接影响。同时考虑间接影响和 CO₂ 直接效应,称为综合影响。

二、研究方法和资料来源

本文对已有的水稻光能利用的气候-生态模式^[6]进行了修改、完善,同时加入水分因子的影响,利用 1978—1985 年各站点逐旬气象要素资料,计算我国南方中部站点在气候变化前后双季稻气候生产力。

1. 模型的建立

(1) 模型的结构

水稻光能利用与气候条件的关系形成一个农业气候生理生态系统,可用右图表示:

我们的着眼点主要在气候条件与光能利用的关系上,因此假定 N,P,K 等养分都得到充分满足,当前的 CO₂ 浓度则在 300ppm 以上。

(2) 具体计算公式

① 气候变化的间接影响

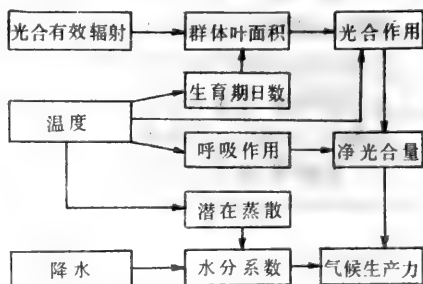


图 1 水稻气候生产力模型结构框图
Frame of Model of Climate Productivity of Rice

$$Y = \sum_{i=1}^m C \cdot Q_i \cdot T_i \cdot H_i + \sum_{i=m+1}^n C \cdot Q_i \cdot T_i \cdot H_i \quad (1)$$

$$Y' = \sum_{i=1}^m C \cdot Q_i \cdot T_i \cdot H_i \cdot V_i + \sum_{i=m+1}^n C \cdot Q_i \cdot T_i \cdot H_i \cdot V_i \quad (2)$$

其中 Y: 自动灌溉下的水稻生物学气候生产力

Y': 雨育下的水稻生物学气候生产力,各生育期的水分满足率 $V_i = R(i)/PE(i)$

R(i): 实际旬降水量,1978—1985 年旬平均值

PE(i): 桑斯维特法求得的旬平均蒸散

$i=1 \rightarrow m$: 前中期(抽穗前)各旬, $i=m+1 \rightarrow n$: 后期各旬

C=3.175(卡/cm²)能量转变为产量(斤/亩)的系数

Q_i: 播种—成熟各旬的太阳辐射量(本文用 78—85 年的旬平均值)

H_1 : 前中期的干物质向穗部转移率, $H_1=0.17$

H_2 : 后期的干物质转移率, $H_2=0.85$

T_1 : 各旬的光能转化率

$$T_1=0.47 \times 0.94 \times 0.90 \times q \times a \times TE \times LE \times (1-rt)$$

0.47: 光合有效辐射占总辐射的 47%

0.94: 水稻体对光合辐射的反射约为 6%

0.90: 非光合器官约吸收 10% 的光合辐射

q : 量子效率 $q=0.149$

a : 叶片对光合辐射的吸收率

$$a=1-e^{-Kf}$$

K : 消光系数

F : 各时期适宜叶面积指数

TE : 受白昼温度影响的相对光合率

$$\text{籼稻: } TE = -2.33 + 0.25Ta - 4.63 \times 10^{-3}Ta^2$$

$$\text{粳稻: } TE = -1.85 + 0.23Ta - 4.63 \times 10^{-3}Ta^2$$

$$Ta: \text{白昼温度 } Ta = T + \frac{TV}{4}$$

T : 平均温度

TV : 温度日较差

rt : 受温度影响的呼吸消耗率

$$T > 20^\circ\text{C}: rt = (T-20) \times 0.002 + 0.2$$

$$T \leq 20^\circ\text{C}: rt = 0.01 \times T$$

LE : 光饱和影响下的相对光合率, 根据给定曲线^[6]模拟出的方程求得

计算出水稻的生物与气候生产力 Y, Y' 后乘以经济系数 0.45 得到水稻气候生产力。

② 温室效应的综合影响

环境中 CO_2 浓度增加, 会使农作物的光合作用强度增加, 从而使产量增加。试验表明, C_3 植物对增加 CO_2 的反应比 C_4 植物大得多, CO_2 浓度增大一倍可能使 C_3 植物的生长量和产量增加 10—50%, 但是 CO_2 只占温室气体的 55%, 所以温室气体倍增 CO_2 对作物的直接效应是使其产量提高 5—25%。

2. 我国气候变化的估计及方案设计

(1) 温度上升幅度随纬度、季节变化

本文考虑我国南方的气候特点, 参考全球大气海洋环流模式 (GCMs) 的模拟结果^{[9][7]}设计出的温度变化方案见表 1:

表 1 温度变化方案
Scheme of Temperature Change

区 域	温 度 变 化 (°C)			
	春	夏	秋	冬
30—60°N	1.5	1.2	1.5	1.8
20—30°N	1.35			

(2) 降水的变化方案

CO₂ 浓度上升,气候变暖,可能影响全球的降雨分布。从 Roger Revelle 1982 年总结出的世界一些水系因全球增暖而引起的流量变化来看,未来我国的长江属于部分流量和储量受损的河流^[3],长江的水量主要来源为降水;另外,气候变化,海平面上升,将导致湿润地区的降雨强度加大。另外,文献^[4]也指出,低纬地带(0—30°N)目前多雨地区未来雨更多。根据上述分析,设定我国南方地区未来降水变化如下表所示:

表 2 2×CO₂ 情景下我国南方降水变化方案
Scheme of Precipitation Change of South China in 2×CO₂ Scenario

	沿海地区	长江流域及西南	其他
方案 I	+10%	-10%	0
方案 II	+20%	0	+10%

三、结果与分析

无论是自动灌溉方式还是雨育方式下,气候变化对水稻气候生产力的间接影响均为负效应,使双季稻的生育期缩短,气候生产力下降。

1. 自动灌溉方式下

在自动灌溉方式下,农田土壤水分能完全满足作物生长和产量形成的要求,所以在其它条件相同的情况下,降水的多寡对产量的波动贡献很少。在自动灌溉方式下,温度为影响水稻气候生产力的主要因素,温度升高,水稻总生育期提前且缩短,气候生产力下降。计算结果表明,在自动灌溉方式下,南方双季稻气候生产力降低范围为 10—17% 左右。由于气候变暖对双季稻影响较复杂,因此,在分析双季稻气候生产力下降的成因时,必须分别从早稻和晚稻的计算结果着手,进行详细的分析。

未来 2×CO₂ 气候情景下我国南方双季稻早稻和晚稻气候生产力变化是不一致的。表 3 列出了 11 个站点早稻和晚稻生产力变率及几个主要因素(生育期、白天温度系数及呼吸系数)的变率。从中看出,早稻气候生产力减值比晚稻气候生产力减值小。主要原因有三方面:①生育期的变化:2×CO₂ 情景下气温上升使播期提前,但是,早稻虽然播期提前 10—20 天,由于生育前期低温持续时间长,不能很快进入下一生育阶段,所以总生育期天数对于大多数站点来说不仅没有缩短,反而有所增加(平均增加 1.27 天);而晚稻播期提前后很快进入下一个生育阶段,气温增高使生育期天数缩短明显(平均减少 12 天),从而减少了光合作用累积干物质的时间。②早稻成熟于 7 月下旬以前,气温增高对它影响不如晚稻,况且 2×CO₂ 情景下生育期又有所提前。计算结果表明早稻温度影响系数平均变率为 -3.61%,晚稻为 -4.60%。③温度增高加大了作物的呼吸消耗,不利于产量形成,早稻由于生育期提前避开了高温影响,此项变率反而为正值(平均值为 0.34%),而晚稻却为 -7.46%,两者差异十分明显。

表3 早稻晚稻生育期及TE、(1-rt)变化

Changes of Growing Period, TE, (1-rt) of Early Rice and Late Rice

站名	早 稻				晚 稻			
	生育期 变化(%)	TE变 率(%)	(1-rt) 变率(%)	气候生产 力变率(%)	生育期 变化(%)	TE变 率(%)	(1-rt) 变率(%)	气候生产 力变率(%)
武汉	+1	-3.18	+0.13	-2.69	-14	-2.33	-7.98	-1.19
衡阳	+2	-3.56	+0.40	-6.11	-10	-6.97	-7.12	-16.89
南昌	+2	-3.81	+0.40	-5.97	-9	-6.40	-7.73	-19.09
长沙	+1	-3.71	+0.27	-5.42	-3	-4.46	-7.94	-16.99
桂林	+1	-2.42	-0.13	-9.86	-12	-0.31	-7.45	-12.67
宜昌	+1	-9.55	+2.36	-14.98	-16	-5.26	-9.56	-25.35
广州	-2	-0.85	+0.14	-19.92	-12	-3.12	-6.41	-15.23
韶关	0	-1.87	-0.28	-9.80	-10	-3.10	-8.09	-15.99
温州	+1	-1.91	+0.13	-6.83	-9	-3.06	-5.83	-14.25
吉安	+2	-3.24	+0.27	-7.99	-10	-2.19	-7.15	-13.46
芷江	+1	-2.56	-0.40	-10.98	-16	-2.92	-6.74	-14.53
平均	+1.27	-3.61	+0.34	-9.14	-12	-4.60	-7.46	-16.06

2. 雨育方式下

前面讨论了自动灌溉条件下我国南方双季稻气候生产力的变化。考虑到目前我国许多稻田缺乏完善的灌溉设备,特别是地势较高的山坡丘陵地带,未来气候变暖情景下由于降水量变化将使这些稻田的雨育水稻受到明显影响。因此,很有必要对雨育条件下我国南方双季稻气候生产力的变化进行模型计算与分析讨论。

表4为根据计算结果列出的我国南方12个站点雨育条件下双季稻未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下气候生产力的变率。从表可以看出,雨育条件下南方双季稻气候生产力降低程度比自动灌溉条件下明显增大。其中,未来降水较少的方案I情景下降低更高些,其范围为-8.4至-26.5%,而方案II降低略小些(-4.4至-21.5%)。从地理分布上看,宜昌、长沙一带双季稻气候生产力降低最大。

表4 未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下双季稻(雨育方式下)气候生产力变率(%)Changing Rate of Climate Productivity of Double-Harvest Rice in $2\times\text{CO}_2$ Scenario (%)

站名	方案I	方案II	站名	方案I	方案II
宜昌	-25.4	-20.2	衡阳	-19.2	-13.4
武汉	-16.7	-12.7	广州	-11.2	-9.7
南昌	-15.5	-11.5	桂林	-13.3	-8.6
长沙	-26.5	-21.5	韶关	-18.8	-14.1
藏江	-18.3	-14.3	南宁	-11.9	-8.4
吉安	-13.2	-9.0			

3. CO_2 浓度增高对水稻生产力的直接影响

大气中的 CO_2 气体是作物进行光合作用制造有机物质的主要原料。 CO_2 浓度增高将有利于加速作物的光合作用提高干物质积累的速度和数量。据研究报告,大气中 CO_2 浓度增加

一倍时, C_3 作物光合速率将提高 50%左右, 小麦将提高 36%左右, 水稻将提高 9%左右^[9]。但是, 由于温室效应中还包括其他温室气体的作用, CO_2 气体只占其中的 55%。目前有的研究将水稻的这一正效应定为 20%左右。综合以上分析, 本文设定在 $2 \times CO_2$ 情景下, 我国南方水稻因 CO_2 浓度提高而使其生产力增加的百分比为 20%和 5%两种方案, 表 5 为根据这两种方案进行计算的结果。

分析表 5 中所列数据不难看出, 当 CO_2 浓度增高对作物水稻的直接正效应定为 20%时, 我国南方中部除宜昌—长沙一带以外, 其余各站点的双季稻生产力在未来 $2 \times CO_2$ 情景下都有提高, 但提高幅度并不大, 自动灌溉方式下提高率为 2.42—7.75%, 雨育方式下方案 I 提高率约为 0.67—11.92%, 方案 II 为 4.75—13.35%, 当 CO_2 浓度的正效应定为 5%时, 所有站点的双季稻生产力均呈下降。自动灌溉方式下降低 5.43—11.52%, 雨育方式下方案 I 降低 0.66—19.43%, 方案 II 降低 0.57—15.71%

表 5 考虑 CO_2 直接正效应后南方双季稻生产力的变率(%)
Changing Rate of Productivity of Double-Harvest Rice in South China,
Donsiding direct Effect of Increasing CO_2 Concentration (%)

站名	自动灌溉方式		雨育方式			
			方案 I		方案 II	
	A	B	A	B	A	B
宜昌	-0.52	-12.96	-10.48	-21.67	-4.24	-16.21
武汉	6.79	-6.55	-0.18	-12.64	4.75	-8.34
南昌	54.7	-7.71	1.52	-1.117	6.20	-7.08
长沙	3.00	-9.91	-11.80	-22.83	-5.80	-17.58
藏江	6.42	-6.87	-1.96	-14.22	2.84	-10.02
吉安	6.64	-6.24	4.16	-8.86	9.20	-4.45
衡阳	6.23	-7.08	3.04	-15.16	3.92	-9.07
广州	2.24	-10.54	6.56	-6.76	8.36	-5.19
桂林	5.79	-7.39	4.04	-8.97	9.68	-4.03
韶关	3.48	-9.07	2.56	-14.74	3.08	-9.81
南宁	3.11	-9.04	5.70	-7.55	1-32	-3.54

* : A: CO_2 直接正效应取 20% B: CO_2 直接正效应取 5%

四、小 结

1. 未来 $2 \times CO_2$ 情景下, 我国南方中部现有品种双季稻的气候生产力普遍下降, 自动灌溉方式下降低 11—17%左右。分析其原因, 主要有三方面: 生育期缩短、光合作用高温胁迫加大, 呼吸消耗加大。其中晚稻受影响严重, 早稻较轻。

2. 降水变化对雨育方式双季稻气候生产力影响十分明显。在降水较少的方案 I 情景下降低率为 8.1—26.5%; 而在降水较多的方案 II 情景下降低率为 4.4—21.5%。降低率高值区出现在未来降水明显减少的宜昌—长沙一带。

3. 考虑 CO_2 对水稻光合作用的正效应后, 双季稻生产力的下降有所减缓。当 CO_2 正效应为 5% 时, 平均变化率减至 7.0% (自动灌溉方式)、-10.46% (雨育方式方案 I) 和 -6.85% (雨育方式方案 II), 当 CO_2 正效应为 20% 时, 除宜昌、长沙两站点外, 其余站点生产力都有所增加。由此可知, CO_2 浓度增高对水稻光合作用正效应究竟有多大, 是一个待定的又是非常重要的因素, 值得进一步研究。

4. 以上 3 点为本文所得的初步研究结果。由于未来 $2\times\text{CO}_2$ 情景下区域气候变化状况尚无明确的输出可以借鉴, 所以设定的方案不可能具体与全面 (例如温度变化未考虑地形影响, 降水变化未考虑季节分配, 及雨涝灾害等)。但作为一种趋势性研究, 仍不失其参考价值。今后应在现有工作基础上进行深入的研究, 力求得到更科学更接近实际的结论, 为未来我国农业布局、种植规划的改进等重大决策提供可靠的依据。

参 考 文 献

- [1] 农业统计年鉴, 1982 年, 农业出版社, (1981)。
- [2] 王绍武, 温室效应及其对气候影响的最新研究, 气象, (10), 3-8 (1990)。
- [3] IPCC 第一工作组, 气候变化的科学评估 (草稿) 一向“世界气候变化专门委员会”提交的报告, (1990)。
- [4] 张家诚, 二氧化碳的气候效应与华北干旱问题, 气象, (3): 3-9 (1989)。
- [5] 蒋德隆, 气候变暖时对上海市粮食产量的影响及其对策探讨, 气候变化与环境问题全国学术讨论会论文汇编 103, 中国科学技术协会编, (1991)。
- [6] 高亮之等, 中国水稻气候资源与气候生态研究, 12, 江苏农科院, (1984)。
- [7] 赵宗慈, 模拟温室效应对我国气候变化的影响, 气象, (3): 10-14 (1989)。
- [8] Edward B. Barbier, 全球温室效应—经济上的影响和政策上要考虑的问题, 气象科技, (1): 52-57 (1991)。
- [9] 王绍武, 温室气体增长对气候和社会的影响, 气象科技, (1): 1-5 (1989)。

The Impact of Greenhouse Effect on Climatological Productivity of Double-harvest Rice in China

Zhang Houxuan

(Institute of Agrometeorology, CAAS)

Sun Yuping

(Beijing Agriculture University)

Abstract

The model computing productivity of rice has been established on the base of previous work. Using this model the variation of climatological productivity of double-harvest rice in south of China has been computed. The results indicated, in the scenario of $2 \times \text{CO}_2$ the climatological productivity of double-harvest rice in south of China will be decreased with three regions, the period of duration will be shortened the depletion of breathe of rice will be increased, and the photosynthesis capacity will be reduced, especially for the late rice, if consider the direct effect of the increase of CO_2 concentration on photosynthesis the negative effect will be decreased.

Key words: Globe Warming Double-Harvest Rice Climate Productivity

气候变化对北京地区玉米生产的影响

程延年

(中国农业科学院农业气象研究所)

摘 要:本文研究了北京地区玉米生产与气象条件的关系,并根据未来气候变化的研究设计了气候情景,在此基础上讨论了未来气候变化对北京地区玉米生产的影响。结果表明,温度升高总体上对玉米生产有利,但要注意苗期高温对作物生产的可能影响;降水减少对玉米生产不利,应开展节水农业的研究。

关键词:气候变化 玉米生产 温度 降水

一、前 言

近年来的研究表明,由于工业化带来空气中二氧化碳等气体浓度增加而造成的“温室效应”,使全球气候趋于变暖。根据全球大气环流模式的计算结果得出,如果大气中二氧化碳浓度增加一倍,将使全球平均气温升高 1.5°C 左右。目前,全球气候变化及其对农业生态系统以及社会经济活动各个方面的可能影响已经引起世界各国的极大关注。研究气候变化对农业生产的影响及对策,具有重要的现实意义。本文结合北京地区农业生产的实际,讨论气候变化对玉米作物生产的影响。

北京郊区气温大于 0°C 的活动积温为 4500 度·日左右,属于“一季有余,二季不足”的地区。建国以来,北京地区的种植制度经历了几次变革,到80年代后半期,套种面积减少,冬小麦夏玉米上下两茬平播面积逐渐增加。在小麦玉米一年两熟种植制度中,存在的突出问题是夏玉米生长期不足。冬小麦在秋分前后适时播种,6月中旬收获,把夏玉米的生育期压缩在6月20日至9月20日之间,其活动积温多年平均为 2250 度·日左右,只能满足京早2号一类早熟品种的需要。京早7号需 $2350-2400$ 度·日活动积温,大面积推广后每年都有部分地块不同程度地砍青。近年来,又出现了掖单4号等中熟紧凑型品种,有更大的增产潜力,但需活动积温 $2500-2600$ 度·日左右,矛盾更加突出。从而生产上推迟小麦播期,逐渐形成一种晚熟小麦+中熟玉米二茬平播的种植制度。在能够实行平播两茬的地区,它与适时麦+早熟或中早熟玉米的种植方式并存。

作物生长、发育与产量形成和气象条件有密切的关系。本文在研究玉米作物和气象条件关系的基础上,讨论气候变化对玉米生产的可能影响。但由于未来气候变化,特别是降水变化的不确定性,这里只能做一些趋势性的估计。

二、研究方法和气候情景的设计

1. 研究方法

(1)根据对玉米作物进行多年田间试验的资料和社会产量资料,分析玉米作物和气象条件的关系。

(2)根据未来气候变化的研究报道,确定未来气候变化的可能格局,设计几种可能出现的情况,即气候情景。

(3)根据气候情景,以温度为重点,讨论未来气候变化对北京地区玉米生产及其在种植制度中的地位的影响。

2. 气候情景的设计

根据现有气候模式的预测,下一个世纪全球平均温度的增加速率约为每10年 0.3°C (变化范围为每10年 $0.2-0.5^{\circ}\text{C}$)。估计到2050年时,全球平均温度约比现在高 1.5°C ^[1]。有关研究还指出,我国的增温大体上接近全球平均增温值,但冬季温度上升的幅度比同纬度地区有所增加,夏季则略低于同纬度地区,从而使我国冬、夏温差和气温年变幅减少^[2]。

根据上述研究结果,本文对北京地区未来温度变化的气候情景设计如下:

(1)温度年平均值增加 1°C ,以T+1表示。其季节分配为:冬季增温 1.3°C ,春、夏、秋三季平均增温 0.9°C 。

(2)温度年平均值增加 2°C ,以T+2表示。其季节分配为:冬季增温 2.6°C ,春、夏、秋三季平均增温 1.8°C 。

对降水量变化的气候情景设计比温度变化困难,模式输出的结果不确定性更明显。在对这一地区的研究中,兼有持变干和持变湿的两种见解。因此,本文对两种情景都进行定性的讨论。

三、结果与分析

1. 玉米对热量条件的要求

在京郊平原地区,活动积温大于 $4600^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$ 的保证率为25—35%,大于 $4500^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$ 的保证率为50—60%。这样,除去小麦适期播种全生育期所需的积温,玉米只能选用需活动积温 $2250-2350^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$ 范围的品种,从而限制了玉米生产潜力的发挥。

考虑到生产上玉米往往不能充分成熟,我们在确定玉米全生育期对热量条件的要求时,用千粒重作为参考指标。只有千粒重达到或接近该品种应有的数值时,才确定为成熟期。例如,由实验资料确定,活动积温达到 $2300-2350^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$,京早7号基本成熟,千粒重可达250克以上;活动积温达到 $2350-2400^{\circ}\text{C}\cdot\text{日}$,京早7号充分成熟,在播期适宜的情况下,千粒重可以达到300克以上。这便是京早7号对热量要求的指标。

不同玉米品种对热量条件的要求见表1。

表 1 不同玉米品种对热量条件的要求

The Demands of Various Varieties of Maize for Thermal Conditions.

活动积温(度·日)	品 种
2100—2200	京黄 105
2200—2300	京早 2号,京黄 113
2300—2400	京早 7号
2400—2500	京单 403
2500—2600	掖单 4号
2600—2700	中单 2号,郑单 2号
2700—2800	京杂 6号,京白 10号

据研究,积温增加 100 度·日,因采用生育期较长的品种,潜在亩产量可增加 60kg 左右。因而,如果适当延长玉米的生育期,其增产潜力是很大的。

2. 玉米生长量和活动积温

据国内外文献报道,玉米各生育期的干物重变化是一条 S 型曲线,分成三个阶段:初期缓慢增长,中期迅速增长,后期上升又变缓而渐趋于停止。我们的观测事实与此相符,可以掖单 4 号为例说明。

第一阶段:播后 35 天左右,出苗后干物重缓慢增长,其生长量约占全生育期的 10%。第二阶段:播后 35—90 天左右。干物重生长量加快,到抽雄时已达最大干物重的 40%以上,抽雄后 1 个月为干物重增长最快的时期,这一阶段干物质生长量约占全生育期的 80%以上,但穗重尚低。第三阶段:播后 90—105 天,干物质增长不到全生育期的 10%,由于干物质迅速转移到穗部,穗重有较大增长。由实验资料求得,播种至干物重调查日期的活动积温与干物重的关系为

$$Y = \frac{1384.13}{1 + e^{(6.979 - 0.00415x)}}$$

其中:Y 为干物重;x 为自播种期起的活动积温。

由此估算,从播种至干物质增量最大的生长期,约需活动积温 1600 度·日以上。播种至成熟需要活动积温 2500 度·日以上。在北京地区,掖单 4 号 1 类中熟玉米全生育期需 103—105 天。在 6 月 20 日前播种,一般年景下可达到正常成熟;而在 6 月 21 日后播种,因后期热量条件不足,全生育期活动积温减少,从而影响产量。

3. 玉米籽粒灌浆成熟与积温

玉米的籽粒灌浆过程也符合 S 型曲线。在灌浆前期,灌浆速度逐渐加快,到一定程度达到最大值,之后又逐渐变慢,最后减低到比灌浆开始更低的程度。以掖单 4 号品种为例,建立方程为

$$W = \frac{32.45}{1 + e^{(4.991 - 0.122x)}}$$

其中: W 为粒重; x 为自抽雄受精期起的灌浆天数。

据此可得,掖单 4 号品种在正常条件下,约在抽雄灌浆后 26 天达到最大灌浆速度值,其千粒重日增重为 15.5 克,抽雄受精后 42—45 天即可成熟收获。

试验表明,籽粒灌浆动态和籽粒含水量下降的动态有密切的关系,可取临界含水率为 30—32%,此时已达最大粒重的 95% 以上。鉴于籽粒含水率与活动积温有较好的关系,可求得自抽雄受精期起至临界含水率的活动积温为 900—930 度·日。

研究证明,灌浆过程和温度关系密切。只要处在生物学灌浆时期之内,气温 18℃ 以上正常灌浆,16℃ 左右灌浆变慢,干粒重日增 5—6 克;当气温下降到 12℃ 时,灌浆进行缓慢,干粒重日增 2—4 克。从北京气象资料看,9 月下旬到 10 月上旬仍具备灌浆条件。

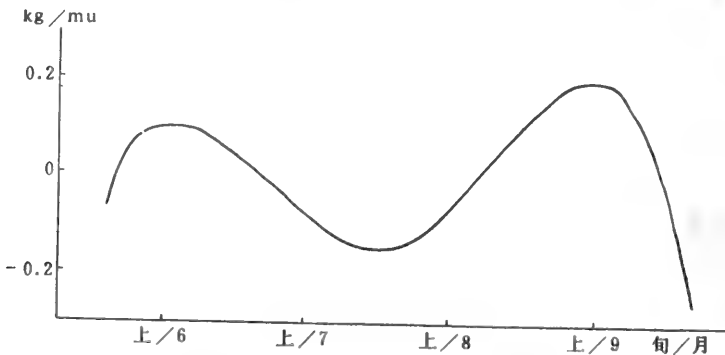
根据以上分析,京早 7 号一类品种,若在 9 月 20 日左右收获,将减产 20%;掖单 4 号一类品种如在 9 月下旬收获,产量也将损失 10—20%。收获越早,损失越大。在正常年景是如此,若播期推迟或遇低温年,损失则更重^[3]。

因此,在当前气候格局下,北京郊区夏播中熟玉米应在 6 月 20 日前播种,8 月 20 日前抽雄吐丝,10 月 5—10 日成熟收获。这样,玉米可增产 15—20%。

4. 玉米产量的气候分析

收集了北京郊区 1951—1985 年的玉米社会产量资料,利用温度、降水、日照等气象资料,通过积分回归和逐步回归等统计方法,进行了玉米产量的气候分析^[4]。

降水变化对玉米产量的影响见图。



降水变化对玉米产量的影响

Impact of Precipitation Change on Maize Production

由于玉米在种植制度中的地位有一个变化过程,取分析的生育期时段为 5 月下旬至 9 月下旬。结果表明,6 月份降水对玉米产量为正效应;7 月上到 8 月上为负效应;8 月中到 9 月中为正效应。

逐步回归分析建立的方程为

$$Y = -27.6945 - 0.1562x_1 + 0.3469x_2 - 0.1266x_3$$

$$R = 0.59^{**}$$

其中:Y 为产量波动项; x_1 为 7 月中旬到 8 月上旬降水量; x_2 为 9 月上旬到 9 月下旬日照时数; x_3 为 5 月下旬温度; ** 表示通过 0.01 显著性水平。

其结果与积分回归的分析基本一致。

5. 未来温度变化对玉米生产的影响

未来温度变化后,活动积温随之变化,见表 2。由表可见,在保持生育期不变的前提下,按现有气候格局,如果小麦适时播种,则只有热量条件较好的年份,才能保证京早 7 号一类品种正常成熟,而在热量条件较差的年份,只能种植早熟品种。在 T+1 的情景下,即便热量条件最好的年份,也不能保证掖单 4 号一类品种的正常成熟。在 T+2 的情景下,也只有热量条件较好的年份,才能保证掖单 4 号一类品种的正常成熟。但考虑到气候变暖后小麦生育期将缩短,在 T+1 的情况下,适宜播种期为 9 月 28 日,成熟期为 6 月 10 日;在 T+2 的情况下,适宜播种期为 10 月 3 日,适宜收获期为 6 月 5 日;由于小麦生育期缩短,玉米生长期可向两头延伸。鉴于苗期高温对玉米不利,兼之小麦适当晚播在实践中已取得成功,我们只考虑生长期后延的情况,不同玉米生长期间的活动积温见表 3。

表 2 6 月下旬到 9 月中旬的活动积温比较

The Comparision of Active Accumulated Temperature from
the Last Days of June to the Secend Days of September.

	T	T+1	T+2
平均值	2244.5	2328.2	2411.9
最高值	2375.2	2458.9	2542.6
最低值	2127.4	2211.1	2294.8

表 3 玉米不同生长期间的活动积温(度·日)比较

The Comparision of Active Accumulated Temperature of Various Growth Period of maize

	T	T+1	T+2
6 月下旬—9 月中旬	2244.5	2328.2	2411.9
6 月下旬—9 月下旬	2433.7	2527.3	2620.9
6 月下旬—10 月上旬	2584.7	2689.3	2789.9
6 月下旬—10 月中旬	2710.7	2822.3	2933.9

前已述及,在目前气候格局下,9月下旬到10月上旬的温度仍适合玉米灌浆;气温变化后,对灌浆更加有利。据上表估计,如在9月下旬收获,在T+1的情景下种植掖单4号,有50—60%的保证率可基本成熟;在T+2的情景下,则有60—70%的保证率可成熟良好。若到10月上旬收获,则在T+1的情况下,种植掖单4号已比较安全;在T+2的情况下,可种植生育期更长的品种。

未来气候变暖玉米可利用的生育期延长,是有利的一面,可选用生育期长的玉米品种,以提高产量。但是,气温升高也有不利的一面,目前,玉米苗期的温度已明显高于其生物学要求,温度进一步增高,则更加不利,高温危害的时间要增加,从而会在不同程度上削弱全生育期活动积温增加的效应。

6. 未来降水变化对玉米生产的影响

如果把降水的变化结合起来考虑,则情况将有所不同。干湿的变化具有更大的不确定性,这里只简单从变干和变湿两个方面作些定性的讨论。

北京地区的雨季集中在6—8月,特别是7—8月。从产量气候分析的结果可见,只有7月上旬至8月上旬的降水对产量为负效应,其余皆为正效应;因而,降水增加总体上有利,但雨季高峰如降雨过多,将带来不利影响。

总体上看,温度升高的同时如降水增加,水热条件配合好,对玉米生产利多于弊。因为目前玉米在大部分生育期降水不足。如果季节分配合理,其他季节增加多,雨季高峰增加少,则效果更为理想;反之,如果雨季高峰降水增加,则对玉米生产不利。

若温度升高同时降水减少,是一种值得注意的变化趋势。虽然雨季高峰降水减少可能有,但由于玉米全生育期降水需要得不到满足,将造成产量下降。如果再加上季节分配上的不利,则后果更为严重。

四、讨 论

1. 北京地区冬小麦夏玉米两茬平播热量不足,保证率偏低。因此,一年两熟必定要有其中的一熟付出代价,或是玉米不能充分成熟,或是小麦不能适时播种,长期以来,未能找到一种两全其美的解决途径。未来气候可能变暖,给进一步提高玉米产量带来了希望。分析表明,从热量条件看,小麦可以推迟播种提前成熟,玉米也可采用生育期较长的品种。但由于未来水分条件变化的不确定性,可能限制热量资源的利用。温度升高对夏播玉米苗期生长不利。

2. 北京地区水资源严重不足,全市人均占有水量为全国人均占有水量的六分之一。降水的年际和季节变化较大。目前,水资源在平水年基本够用,枯水年十分紧张。因而,未来农业灌溉的用水量将减少。这样,降水如果减少,对玉米生产明显不利。为了缓和水资源供求的矛盾,发展节水农业是当务之急。

3. 对于高温可能给玉米生产带来的危害,要有所准备。要培育耐高温的新品种。要研究高温条件下,玉米生长发育和产量形成的特点和玉米作物高温危害的机理,采取适当的防御对策。

4. 进一步改善农业生产条件,建设高标准农田,做到旱能浇、涝能排,提高农业机械化水平。积极推广、示范玉米高产栽培技术体系,在经济效益、社会效益、生态效益统一的基础上,

不断提高玉米作物的产量水平。

参 考 文 献

- [1] IPCC 第一工作组,气候变化的科学评估(草稿)——向“世界气候变化专门委员会”提交的报告,(1990)。
- [2] 张家诚,二氧化碳的气候效应与华北干旱问题,气象,(3), 3—9(1989)。
- [3] 程延年,北京郊区中熟玉米与晚播小麦种植制度浅析,农业科技通讯,(2),7(1991)。
- [4] 王世耆等,作物产量与天气气候,科学出版社,(1991)。

The Influence of Climate Variation on the Maize Production in District Beijing

Cheng Yannian

(Agrometeorological Institute, CAAS)

Abstract

In this paper, the relationship between the production of maize crop and meteorological conditions in District Beijing was studied. The climate situation was devised based on the study of future climate variation. Then the influence of future climate variation on the maize production in District Beijing was discussed. It shows that the temperature increasing in future would overall favorable to maize production, but the influence of high temperature of seedling stage on the crop production should paid more attention to. It would unfavorable to maize production when the precipitation has been decreasing further, so the research on the saving water agriculture should be developed.

Key words: Climate Variation Maize Production Temperature Precipitation

一个估算气候变化影响的 简单作物-气候模式(SCCM)*

苏 燕 张厚瑄

(中国农业科学院农业气象所)

张 翼

(中国科学院地理所)

摘 要: 本文根据过去的研究工作,使用计算机语言建立了黄淮海主要作物产量形成和土壤水分动力状况的数字模式。通过北京冬小麦土壤水分观测资料,(1959—1963)和7个站点的1957—1986每旬的气象观测资料,以及单产和土壤肥力资料对模式进行检验。结果表明1m土层土壤水分平均相对误差在10%,二期单位面积产量相对误差在4.7%。当全球气候变化时,使用本模式模拟了几种气候情景下主要作物产量和土壤水分管理。

关键词: 黄淮海平原 作物-气候模式

一、前 言

许多观测事实和研究结果表明,无论是在漫长的历史时期,还是在近百年,地球上的气候都发生了显著的变化^[1-5]。特别是在过去的100年间,全球地面平均温度上升了0.3—0.6℃,北半球大陆地区上升1℃以上。其中最暖的6个年份都发生在80年代^[6,7]。虽然目前还不能够完成肯定气温的上升趋势就是由于人类活动引起的,尤其是其中CO₂浓度的增加引起的,但越来越多的研究结果指出,温室气体浓度的增加对于大气增暖起着非常重要的作用^[8,9]。根据全球大气环流模式(GCM₁)的计算结果可知,如果大气中CO₂浓度增加一倍,则将使全球平均气温升高1.5℃左右^[7]。也就是说,到下一个世纪中叶以前,由于大气中温室气体浓度的提高,可能使全球气候系统经历重大的变化。相应于这种变化,农业生态系统以及社会经济活动的各个方面都将受到严重的影响^[10-20]。这是当今人类所面临的重大的问题之一。

解放以来,我国粮食生产已取得了举世公认的长足进步与发展,但另一方面也同时承受着来自人口膨胀、耕地锐减、水资源不足、环境污染和天气灾害频繁^[21]诸多方面与日俱增的压力。现在,我国的粮食生产又面临着全球气候变暖这个新的挑战 and 威胁。这就迫使我们不得不从现在起对这一重大的环境问题加以认真的研究,为我国农业发展的宏观战略决策以及减少气候变化所带来的负效应作好应变准备。

* 本文为国家“八五”攻关课题85-913-03中部分工作。

黄淮海平原是我国重要的商品粮基地之一,其中有耕地 2.7 亿亩,占全国总耕地面积的六分之一。人口 1.68 亿,占全国总人口数的 14.9%。农业人口 1.46 亿,每个农业人口占有耕地 1.84 亩,高于全国平均水平^[22]。粮食总产量占全国总产量的 19.4%。冬小麦和夏玉米是本区主要的粮食作物,常年播种面积分别占该区耕地面积的 48%和 43%,产量分别占全国同类作物总产量的 52.7%和 33.5%。由此可见,冬小麦和夏玉米对黄淮海平原的农业经济状况和我国农业的发展都有着重要的影响。

本文在已有工作的基础上^[23,24],建立了黄淮海平原主要粮食作物(冬小麦、夏玉米)产量形成及农田土壤水分动态模拟模型,并运用该地区 7 个站点作物单产及 1957—1986 年逐旬气象资料 and 北京 1959—1963 年冬小麦田土壤水分等资料对该模型进行了检验。证明该模型具有较高的精度和较大的适用性。在此基础上,运用该模型对全球气候变化后可能发生的几种方案下黄淮海平原冬小麦和夏玉米的产量及水分管理等一系列生产问题做了初步的模拟与探讨,得到一些有意义的结论。

二、研究方法概述和资料来源

温室效应对农业生产具有两方面影响。一是直接影响,即大气中 CO₂ 含量的提高对作物生理过程的影响,如提高作物的光合速率和水分利用率等^[25]。研究指出,小麦和玉米在 CO₂ 倍增时光合作用强度较之对照(290ppm 左右)分别提高了 17%和 5%,因此取小麦、玉米在 CO₂ 倍增时的光合作用系数分别为 1.17 和 1.05^[26-27]。二是间接影响,主要是指由于温室效应引起的气候变化导致农业气候资源如温度、降水等的改变,从而影响农业生产^[23-24]。本工作在于建立黄淮海平原主要粮食作物产量形成及农田土壤水分含量动态模拟模型。

1. 模型的建立

模拟农作物对农业气候资源变化的反应,从而科学地评价粮食生产受到的影响,是一个复杂的研究课题。为此,需要建立有关作物-气候模型作为研究的重要工具。一般的统计模型只适用于特定的时间和地点,而动态模拟模型则需要大量的有关植物和环境参数做为模型输入,这两类模型在气候变化影响问题的研究中都有一定的实用价值。本文在已有的工作基础上,利用 QUICK BASIC 和 DBASE III 计算机语言,在微机上开发并建立的黄淮海平原主要粮食作物产量形成及农田土壤水分含量动态模拟模型。该模型的建立与实现,是研究气候对粮食作物生产影响的科学评价的重要基础。英国土壤学家廷克(P. B. Tinker)在研究最适宜条件下的最大可能产量即产量潜力时提出,影响产量潜力的因素为作物因素、环境因素和管理因素这三类。作物因素是指作物的遗传因素,如冬小麦为 C₃ 作物,玉米为 C₄ 作物,这两者的遗传因素不同。环境因素主要指温度、水分、土壤养分等。这些因子的不适宜程度限制着产量的提高。模拟这些因子对潜在产量的衰减是本模型的重点。另外,管理因素也在本模型考虑之列,但与以上两类因素相比处理比较简单。

根据以上原则和黄淮海平原生产的实际情况,赵名茶^[28]等将黄淮海平原粮食作物生产潜力的模拟模型设计为

$$Y = e_c \sum_{i=1}^N [Y_i(\text{光}) \cdot (F_i(\text{温}) \wedge F_i(\text{水})) \cdot F_i(\text{养分}) \cdot F_i(\text{管理}) \cdot F_i(\text{前期})]$$

其结构框图如图 1。

式中 Y 为作物产量 (Kg/mu), e_c 为经济系数 (冬小麦取 0.35; 夏玉米取 0.40)。 \wedge 为取小运算, 即 $A \wedge B = \min\{A, B\}$; $Y_t(\text{光})$ 为第七句的光合潜力值, $F_t(\text{水})$ 、 $F_t(\text{管理})$ 、 $F_t(\text{前期})$ 分别为第 t 句的温度、水分、养分、管理水平及前期生长状况的影响函数。其中, 前三项函数最大取值为 1, 最小取值为 0。 N 为作物收获期。另外, 本模型所研究的具体空间范围是: 下自地表面以下 1m 土层的厚度, 上至作物群体及作物冠层以上 10—20m 高度的近地面空气层。模型时间步长以句为单位。

作物在光合作用过程中将接受的太阳辐射能转换成生物化学能。在计算作物光合潜力 $Y(\text{光})$ 时, 首先要求出该时段的太阳总辐射能量。具体公式为: $Q = Q_A \cdot (a + b \cdot n/N)$ (2) 式中 Q_A 为大气上界太阳总辐射值, 依纬度、季节变化而变化。具体为

$$Q_A = T_0 \cdot I_0 / \pi (\omega_0 \cdot \sin\varphi \cdot \sin D + \cos\varphi \cdot \cos D \cdot \sin\omega_0) \quad (3)$$

式中 T_0 为一日的时间, 取 1440 分; I_0 为太阳常数, 取 $8.20 J/(cm)^2 \cdot \text{分}$; ω_0 为日出日没时角; D 为太阳赤纬; φ 为纬度; n 为实际日照时数; N 为可能日照时数; a 、 b 为由实地观测资料确定的随季节变化的参数, 具体取值见表 1。

表 1 η, a, b 各参数的四季取值^[24]
 η, a, b of Four Seasons

参 数 \ 季 节	春	夏	秋	冬
η	0.451	0.471	0.461	0.431
a	0.152	0.115	0.301	0.172
b	0.556	0.588	0.311	0.536

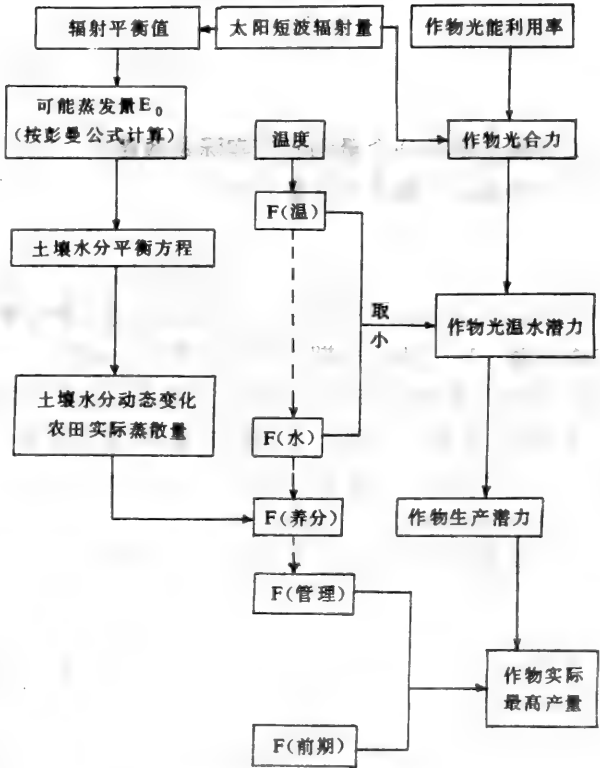


图 1 模型结构框图
Frame of Model Structure.

其次是根据由实际观测资料确定的参数 η (光子通量密度与太阳总辐射通量密度的比值) 和作物不同生育期光能利用率参数 η^* (具体取值详见表 2), 利用公式(4) 求算 $Y(\text{光})$ 。

$$Y(\text{光}) = \eta^* \cdot \eta \cdot Q \quad (4)$$

2. 计算土壤水分含量和农田实际蒸散量

简化的农田土壤水分含量公式为

$$W_t = W_{t-1} + (P_t + I_m + X_t) - (F_t + E_t + Z_t) \quad (5)$$

式中 P_t 、 I_m 、 X_t 、 F_t 、 E_t 、 Z_t 分别为 t 时期的降水量、灌溉量、潜水蒸发量、径流量、农田实际蒸散量和渗漏量。 W_{t-1} 为前一期时期的土壤水分含量。

X_t 与地下水埋深和土质有很大的关系, 且在一个不太大的区域内都会有较大的变化。在计算中, 将土质分为砂土、轻壤、中壤、重壤和砂姜黑土五类; 地下水位分为埋深大于 2m 和埋深小于 2m 两类。当地下水埋深大于 2m 时, $X_t=0$; 当地下水埋深小于 2m 时, 按表 3 所列的四季不同的潜水蒸发速度计算。

农田地表径流量 F 缺乏实测资料。计算中用下式对 t 时段的农田地表径流量 F_t 作估算。

$$F_t = \begin{cases} 0 & \text{当 } \frac{W_0 - W_{t-1}}{10} \geq P_t \\ \min\left(\frac{W_0 - W_{t-1}}{10}, P_t\right) & \text{当 } \frac{W_0 - W_{t-1}}{10} < P_t \end{cases} \quad (6)$$

式中 F_t 为农田地表径流量, W_{t-1} 为 $t-1$ 时段的土壤含水量, P_t 为 t 时段的降水量。(6) 式的含义就是: 当降水量小于田间持水 W_0 与上一时段土壤含水量之差的 1/10 时, 田间不产生地表径流; 当降水量大于该值时田间便产生地表径流。

表 2 小麦、玉米各个生育期光能利用率参数 η^* 和对温度、水分的需要^[24]

η^* of Different Developing Stages of Wheat and Corn and Requirement of Water and Temperature by Them

生育期	η^*	极限低温 Tdl(°C)	最 适 温 度		极限高温 Tdh(°C)	需水系数 ω	T_k	ω_k
			下限 Tgl(°C)	上限 Tgh(°C)				
小麦播种期	0.02	0	10	20	35	0.3	1	1
小麦出苗期	0.18	0	15	18	35	0.4	2	1
小麦分蘖期	0.21	-1	8	15	35	0.6	2	2
小麦越冬期	0.02	-20	-10	8	20	0.1	2	1
小麦返青期	0.20	-1	-8	15	35	0.4	1	2
小麦拔节期	0.31	2	12	18	35	0.9	1	4
小麦抽穗期	0.37	2	18	22	40	1.1	1	4

生育期	η^*	极限低温 Tdl(°C)	最 适 温 度		极限高温 Tdh(°C)	需水系数 ω	T_k	ω_k
			下限 Tgl(°C)	上限 Tgh(°C)				
小麦灌浆期	0.35	10	20	22	45	1.2	1	4
小麦成熟期	0.30	10	20	22	45	1.0	1	1
玉米播种期	0.03	6	28	35	50	0.3	1	1
玉米出苗期	0.29	6	28	35	50	0.6	1	1
玉米拔节期	0.45	6	25	26	50	1.0	1	1
玉米抽穗期	0.53	6	25	26	40	1.1	1	1
玉米开花期	0.52	10	22	25	40	1.1	1	1
玉米灌浆期	0.50	10	22	24	40	0.9	1	4
玉米蜡熟期	0.44	10	22	24	40	0.7	1	1

表 3 各种土壤四季的潜水蒸发速度(Day/mm)和田间持水量(mm)^[24]

Evaporation Speed of Phreatic Water of Different Soils in Four Seasons and Field Water Capacity(mm)

土 质	潜水蒸发速率				田间持水量 W_c
	春	夏	秋	冬	
砂 土	0	0	0	0	90.6
轻 壤	2.36	1.39	1.25	0.61	310.5
中 壤	1.46	0.76	0.97	0.53	336.0
重 壤	0.56	0.16	0.69	0.44	420.0
砂姜黑土	0	0	0	0	310.0

农田实际蒸散量是土壤水分平衡方程中最难确定的重要因素。根据实际观测资料,李钜章等^[24]提出用下列公式来计算农田实际蒸散量。

$$E_t = \begin{cases} E_{ot} & \text{当 } W_{ot} \geq \psi_t \cdot W_c \\ E_{ot} \cdot [(W_{ot} - W_e) / (\psi_t \cdot W_c - W_e)]^{K_t} & \text{当 } \psi_t \cdot W_c > W_{ot} \\ 0 & \text{当 } W_{ot} > W_c \end{cases} \quad (7)$$

式中 E_t 、 E_{ot} 、 W_{ot} 分别为 t 时刻的农田实际蒸散量,可能蒸发量和土壤含水量。 ψ_t 、 K_t 为生育期参数,由实测资料确定。详见表 2。

可能蒸发量 E_e 按彭曼公式计算。

3. 计算 $F(\text{温})$ 、 $F(\text{水})$ 、 $F(\text{养分})$ 函数

不同作物的各个生育期对温度和水分的需求均不相同,并且相同的温度与水分在不同

生育期对不同作物生长的影响不相同。表 2 所列是按有关小麦、玉米研究资料给出的冬小麦和夏玉米各生育期的最适温度与极限温度的上下限值、需水系数以及温度与水分的重要性指数。当温度在极限温度区间以外(即低于极限低温或高于极限高温)时,作物将死亡;温度偏离最适温度区间越远,作物生长受到温度的限制也就越大。因而温度函数可规定为

$$F(\text{温}) = [\mu(\text{温})]^{T_K} \quad (8)$$

其中

$$\mu(\text{温}) = \begin{cases} 0 & \text{当 } T < T_{dl} \text{ 或 } T > T_{dh} \\ 1 & \text{当 } T_{gl} \leq T \leq T_{gh} \\ (1 + \sin(\pi \frac{2 \cdot (T - T_{dl})}{T_{gl} - T_{dl}} - 1))/2 & \text{当 } T_{dl} \leq T < T_{gl} \\ (1 + \sin(\pi \frac{2 \cdot (T - T_{dh})}{T_{dh} - T_{gh}} - 1))/2 & \text{当 } T_{dh} \geq T > T_{gh} \end{cases}$$

同理,F(水)可规定为

$$F(\text{水}) = [\mu(\text{水})]^{W_K} \quad (9)$$

其中

$$\mu(\text{水}) = \begin{cases} 0 & \text{当 } W_t \leq W_c \text{ 且 } W_{t-1} \leq W_c \\ 0.3 & \text{当 } W_t \geq W_c \text{ 且 } W_{t-1} \geq W_c \\ \mu(W)^2 & \text{当 } W_t \leq W_c \text{ 且 } W_{t-1} > W_c \\ \mu(W) & \text{其它} \end{cases}$$

$$\mu(W) = (1 - \sin(\pi(E/\omega \cdot E_0)^2 - \pi))/2$$

养分对作物产量的限制主要表现在三个方面:①土壤中是否含有充足的养分;②土壤中的水分是否能保证作物顺利地土壤中吸收养分;③土壤中是否存在妨碍作物生长的不利因素,如砂姜层、盐碱等。为了简便起见并限于收集到的资料,用土壤有机质含量 θ 反映土壤中含有养分的状况,以水分函数中的 $\mu(\text{水})$ 反映水分状况,障碍因素先考虑砂姜层的影响。这样养分函数具体写成

$$F(\text{养分}) = \begin{cases} 0.6(\theta/4)^{0.8} \cdot \mu(\text{水})^{0.5} & \text{砂姜黑土} \\ (\theta/4)^{0.8} \cdot \mu(\text{水})^{0.5} & \text{其它} \end{cases} \quad (10)$$

4. 计算 F(管理)、F(前期)函数

生产管理包括田间管理,耕作技术与水平,病、虫害防治等等。这是一个多方面的复杂因素,也是一个较难确定的、不太稳定的、较易改变的因素。在本文的计算过程中,取 F(管理)为 0.62^[24]。

作物生长是一个连续的有机过程,每个时期的生长都要以前期生长为基础,受前期生长

情况的制约。只有在前期生长达到最佳状态时,后期生长才不受前期生长的限制。如果中间有一个时期条件恶劣导致作物死亡,那么这种作物的在该年的以后各生育期中就都不会有新的干物质形成。前期生长函数 $F(\text{前期})$ 定义为

$$F(\text{前期}) = \delta(t-1)^{0.25} \quad (11)$$

其中: $\delta(t) = (F_i(\text{温}) \wedge F_i(\text{水})) \cdot F_i(\text{养分}) \cdot F_i(\text{管理})$ 。在具体计算中假定种子是优良的,即冬小麦和夏玉米播种的那一旬的 $\delta(t-1) = 1$,然后按顺序计算以后各旬的 $\delta(t)$,直至作物收获。

三、模型的实现

在模型的软件设计中,对农田灌溉制度和作物生育期这两项输入做了两种处理。一种是根据实测数据在模型开始运行时,以人-机对话的方式逐项输入。另一种是根据预先给定的规则,写在计算程序中。当这两项输入取软件设计的默认状态时,则自动模拟计算农田灌溉量及灌溉时间、作物各个生育期出现的时期。

适宜的灌溉制度是根据各地高产稳产栽培条件下作物的农田需水量和不同水文年份各生育期中的降水量、前期土壤水分含量等因素,通过试验和生产实践的验证所确定的灌溉次数、灌溉时间和每次溉水定额所组成的灌溉模式^[35-39]。在具体计算中,假设两次灌溉的最小时间间隔为 10 天,且灌溉效率为 100%,灌溉条件良好,即需水时水分随时都能得到充分满足。

模拟作物生育期的计算可分为以下几步。①根据表 4 的分类指标值,确定冬小麦的生态品种。②根据冬小麦越冬期(或停止生长期)和返青期的温度指标,确定冬小麦的越冬期(停止生长期)和返青期的起始日期。③根据各生态品种各个生育期 $\geq 0^\circ\text{C}$ 的有效积温指标值^[40],确定各生育期。④全年 365 天(或 366 天)减去冬小麦全生育期长度和农事活动消耗的时间,即为夏玉米全生育期天数。计算该时段 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的有效积温值,并具此值确定夏玉米的生态品种。⑤利用各个生态品种各生育期 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的有效积温指标,计算玉米各生育期。

另外,初始土壤水分量 W_{t-1} 的算法是:先设 $W_{t-1} = (W_e + W_e)/2$,按上述各计算步骤将第一年的有关值代入计算,求出年初,即上一年第 36 旬旬末的土壤水分含量,以这个值为第一个 W_{t-1} ,即为第一年第一旬旬初的土壤水分。然后逐年逐旬计算,求出各旬多年平均值作为以后计算依据。

模型的程序框图见图 2 所示。

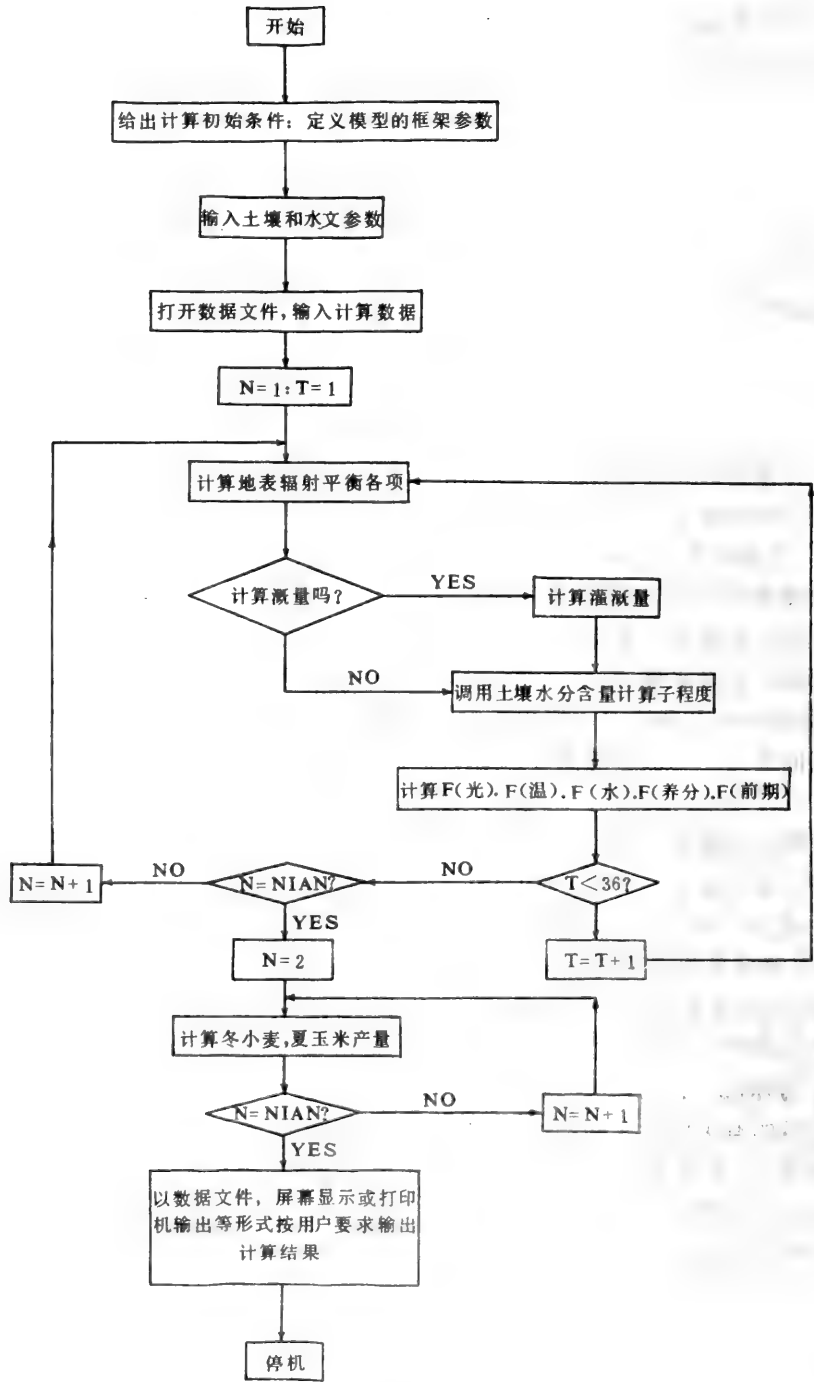


图 2 模型的程序框图

Frame of Program of Model

表4 小麦气候生态类型指标^[40]

Index of Climate—Ecology Types of Winter Wheat.

类 型	指 标
强冬型	0—3℃,春化阶段 45 日
冬 型	0—7℃,春化阶段 30—45 日 0—3℃,春化阶段 <45 日
弱冬型	0—7℃,春化阶段 15—30 日
春 型	0—12℃,春化阶段 <15 日

参 考 文 献

- [1] 竺可桢,中国近五千年来气候变迁的初步研究,考古学报(1),(1972)。
- [2] 章基嘉等,当代气候变化的趋势及原因分析,气象科技,(1),(1987)。
- [3] 杨怀仁,晚冰期以来的气候快速变化及未来全球气候,气候变化与环境问题全国学术讨论会论文汇编,(15),(1990)。
- [4] 王邨等,近五千年来我国中原地区气候在年降水量方面的变迁,中国科学(B),(1),104—112 (1987)。
- [5] 张家诚等,中国气候,中国科学技术出版社,(1985)。
- [6] 陈隆勋等,建国后多国气候变化的分析,气候变化与环境问题全国学术讨论会论文汇编,(6),(1990)。
- [7] IPCC 第一工作组:气候变化的科学评估(草稿)——向“世界气候变化专门委员会”提交的报告,(1990)。
- [8] 王绍武:全球气候变暖现状与未来发展趋势,气候变化与环境问题全国学术讨论会论文汇编,(10),(1990)。
- [9] 王明星等,大气微量成分浓度的变化及其气候效应,气候研究进展报告,中国气候研究会。
- [10] 张厚瑄,气候变暖对我国农业生态环境的影响及其对策的研究,气候变化与环境问题全国学术讨论会论文汇编,(119),(1990)。
- [11] 崔读昌,气候变暖对我国农业生产的可能影响,气候变化与环境问题全国学术讨论会论文汇编,(104),(1990)。
- [12] 叶笃正,人类活动引起的全球性气候变化及其对我国自然生态、经济和社会发展的可能影响,中国科学院院刊,(2),(1986)。
- [13] 黄朝迎,气候变化的未来趋势及可能影响,灾害学创刊号,(1986)。
- [14] 施雅风,行将出现的气候与环境大变化及对策建议,未来与发展,(3),(1986)。
- [15] IPCC 第二工作组,气候变化的可能影响,(1990)。
- [16] 国家科委社会发展司,全球气候变化及其对策——全球气候变化对策专家组研究报告,(1990)。
- [17] 丁一汇,全球气候变化研究的进展和对策,国际科联环境问题委员会(SCOPE)中国委员会 1990 年年会会议文集,(1990)。
- [18] 金之庆等,全球气候变暖对我国南方水稻生产的影响,待发表。

- [19] 金之庆等,利用大气环流模型结合多年气候资料生成我国在 CO₂ 倍增时的气候情景,待发表。
- [20] 高素华等,大气中 CO₂ 上升后的温室效应对甸主要粮食作物产量的可能影响,气候变化与环境问题全国学术讨论会论文汇编,(110),(1990)。
- [21] 冯佩芝等,中国主要气象灾害分析,气象出版社,(1985)。
- [22] 中国农业科学院编著,黄淮海平原治理与农业开发,中国农业科技出版社,(1989)。
- [23] 赵名茶等,黄淮海平原作物潜=因产量和实际产量分析,黄淮海平原农业自然条件和区域环境研究,黄淮海治理与开发研究文集,第二集,科学出版社,(1987)。
- [24] 李钜章等,黄淮海平原作物产量形成的数学模型,同上(1987)。
- [25] N. J. Rosenberg; The Increasing CO₂ Concentration in the Atmosphere and its Implication on Agricultural Productivity, *Climatic Change* 3. 265—279(1981)
- [26] Cure, J. D. ; Carbon Dioxide Doubling Responses; a Crop Survey, In: *Direct Effects of Increasing Carbon Dioxide on Vegetation*, B. R. Strain and J. D. Crue (eds.) US DOS/ER—0238, Washington, U. S. A. 100—116(1985)
- [27] Cure, J. D. ; Crop Responses to Carbon Dioxide Doubling; a literature Survey, *Agricultural and Forest Meteorology*, 38, 127—145(1986)
- [28] Cynthia Rosenzweig; Potential CO₂—Induced Climate Effects on North American Wheat—Producing Regions. *Climatic Change* 7, 367—389(1985)
- [29] Nurt, J. C. et al. ; A Parametric Crop Water Use Model *Water Resources Research*, Vol. 17. No. 4, 1095—1108(1981)
- [30] W. H. Terjung, et al. ; Consumptive water Use Response of Maize to Changes in Environment and Management Practices; Sensitivity Analysis of a Model. *Water Resources Research*, Vol. 18. No. 5. Page 1539—1550. October (1982).
- [31] W. H. Terjung, et al. ; Actual and Potential YIELD for Rainfed and Irrigated Maize in China, *Znt. J. Biometeor.* Vol. 28. nr. Z, PP 115—135 (1984)
- [32] W. H. Terjung. et al. ; Climatic Change and Water Requirements for Grain Corn in the North American Great Plains, *Climatic Change*, 6. 193—220 (1984).
- [33] D. M. Liverman, et al. ; Climatic Change and Grain Corn YIELDS in the North American Great Plains. *Climatic Chang* 9. P327—347 (1986)
- [34] F. Bultot, et al. ; Estimated Annual Regime of Energy—balance Components, Evapotraspiration and soil Moisture for a Drainage Basin in the case of a CO₂ Doubling, *Climatic Change* 12 P39—56 (1988).
- [35] 张利等,黑龙江潮土区土壤水分物理性质及动态的研究,中国农科院文献中心库藏资料, B-1687,(1986)。
- [36] 李伯航等,黄淮海玉米高产理论与技术,学术书刊出版社,(1990)。
- [37] 山东省农业科学院主编,中国玉米栽培学,上海科学技术出版社,(1986)。
- [38] 裴步祥,蒸发和蒸散的测定与计算,气象出版社(1989)。
- [39] 黄祥辉:小麦栽培生理,上海科学技术出版社,(1984)。
- [40] 《中国的气候与农业》编辑委员会,中国的气候与农业,气象出版社,(1991)。

A Simple Crop-Climate Model to Estimate the Impact of Climate Change

Su Yan Zhang Honxuan

(Institute of Agro-Meteorology, Chinese Academy of Agricultural Sciences)

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

A mathematic model of the formation of main grain yield and the dynamic status of soil moisture in Huang-Huai-Hai plain was established in this paper, based on the previous researcher's works and using computer languages. This model was then validated through observed data of soil moisture in the winter wheat field in Beijing during 1959—1963, meteorological factors observed in every ten-day period during 1957—1986 in the selected 7 stations, and data of per unit area yield as well as the soil fertility. The feasibility of the model became evident by obtaining 10.0% of the average relative error of soil water at 1m depth and 4.7% of per unit area yield in two seasons. Using this model, the paper preliminarily simulated the grain yield and explored the scheduling of soil moisture management in several possible climate scenarios when global climate had changed.

Key Words: Huang-Huai-Hai Plain Crop-Climate Model

用 SCCM 模式估算气候变化 对黄淮海平原农作物产量的影响*

张厚瑄 苏 燕

(中国农业科学院农业气象所)

张 翼

(中国科学院地理研究所)

摘 要: 作者使用 SCCM 模式,利用假设(Hypothetic)气候情景估算了我国黄淮海地区主要农作物产量。结果是:

1. 在雨育方式下不考虑大气 CO₂ 浓度的提高对作物的直接效应时,大气温度升高且年降水量减少,则研究区域内两季单产平均降低 1.5%—12.4%;若年降水量不变或增加,则两季单产平均上升 15.3%—24.0%。随着温度的上升,冬小麦产量下降而夏玉米产量上升,并随着全生育期降水量的增加,冬小麦减产的幅度降低而夏玉米增产的幅度上升。这就是说,黄淮海平原在自然气候条件下,温度和降水量这两个因子的大小直接影响着作物产量的高低。在自动灌溉方式下,不考虑大气 CO₂ 浓度的提高对作物的直接效应时,黄淮海平原南部温度上升不利于冬小麦生产,致使作物产量下降;中北部地区温度上升有利于冬小麦生产,作物单产增加,且产量增加幅度随着纬度的增大而提高。夏玉米单产随着温度的升高而上升。当温度分别升高 1℃、2℃时,黄淮海平原冬小麦产量分别平均提高 9.3%和 8.0%,夏玉米产量分别平均提高 47.2%和 63.4%,两季单产分别平均提高 26.4%和 31.4%。这说明,未来温度的升高有利于黄淮海平原灌溉地作物单产量的提高。

2. 在雨育方式下考虑大气 CO₂ 浓度提高对作物的直接效应时,冬小麦和夏玉米的产量变化趋势与不考虑大气 CO₂ 浓度提高对作物的直接效应时的产量变化趋势一致,但产量都比仅考虑气候变化间接效应时的单产量有不同程度的提高。在自动灌溉方式下,考虑大气 CO₂ 浓度提高对作物的直接效应时,黄淮海平原冬小麦、夏玉米和年单产量都呈增加的趋势。当温度分别升高 1℃、2℃时,黄淮海平原冬小麦单产分别平均提高 27.9%和 23.1%,夏玉米单产分别平均提高 54.5%和 71.6%,两季单产分别平均提高 39.7%和 44.7%。

关键词: 气候变化 雨育方式 自动灌溉方式 作物产量

一、前 言

太阳辐射是地球获得能量的主要来源。由于大气中活跃的痕量气体浓度的增加改变了辐射传输的过程而引起的气候变化将对农业生产的基本环境条件产生重大影响,从而影响

* 本文为国家“八五”攻关课题 85-913-03 中部分工作。

了农业生产的发展。在考虑未来气候变化对农业影响时,首要任务是确定未来气候情景。现今科学发展水平有三种方式确定未来气候情景。①是假设气候情景(Hypothetic Climate Scenario);②大气环流模式(GCM)气候情景;③类推(Anology)气候情景。本文将采用假设气候情景结合简单的作物-气候模式(SCCM)对黄淮海地区主要农作物在未来气候变化条件下的产量进行估算。

二、假设气候情景的确定

1. 温度变化的气候情景

张家诚根据现有的知识对区域温度变化作出的估计见表1。他指出:我国地处中、低纬度,那么我国的增温大体上接近全球平均增温值。但是,冬季我国在北来的冬季风影响下,由于高纬度有较大幅度的增温,必然使冬季风有所减弱。这一情况使我国冬季温度上升的幅度比同纬度地区有所增加。全球增温的结果,使夏季风有所加强。由于低纬度地区增温比中纬度小,故夏季我国温度增加将略小于同纬度地区。这一情况使得我国冬、夏温差和气温年变幅减小。

另外,根据现有气候模式的预测,下一个世纪全球平均温度的增加速率约为每10年 0.3°C (变化范围为每10年 $0.2-0.5^{\circ}\text{C}$)。到2050年全球平均温度将比现在高 1°C ,到下一世纪末将比目前高 3°C 。根据上述研究成果,本文对黄淮海平原未来温度变化的气候情景设计为:Ⅰ.温度的变化量为0,即气温不变;Ⅱ.温度年平均值增加 1°C ,温度变化的季节分配为:冬季增温 1.3°C ,春、夏、秋三季平均增温 0.9°C 。Ⅲ.温度年平均值增加 2°C ,温度变化的季节分配为:冬季增温 2.6°C ,春、夏、秋三季增温 1.8°C 。

表1 区域气候变化的几种情况
Scenarios of Regional Climate Change

区 域	温度变化(全球平均 $\Delta\bar{T},^{\circ}\text{C}$)	
	夏	冬
高纬($60-90^{\circ}\text{N}$)	0.5—0.7	2.0—2.4
中纬($30-60^{\circ}\text{N}$)	0.8—1.0	1.2—1.4
低纬($0-30^{\circ}\text{N}$)	0.9—0.7	0.9—0.7

2. 降水量变化的气候情景

目前大气环流模式对降水量变化的估计远不及温度显著。在美国能源部材料中所列举的三个模式对当代气候模拟的结果,就降水率而论,误差一般同对 CO_2 倍增时降水变化的最大幅度相差不多(表2)。因此,其结果是不足为信的。

我国学者利用丰富的考古资料,对我国北方,特别是黄淮海平原地区冷暖、干湿变化规律做了大量的研究。杨怀仁、张家诚等研究指出,到下一世纪中叶前,由于温度的升高,必将引起黄淮海平原地区,特别是华北平原干旱状况将会趋向缓解,并有可能向现在淮河、长江一带的气候转变。郑斯中根据自己的研究工作得到了完全相反的结论。他指出,未来气候变

暖时,黄河流域的陕西东部、山西、河北西部、河南和山东等地可能变干,其中黄淮海平原变干明显。

表2 全球平均降水量(mm/d)当代气候模拟误差和二氧化碳倍增时的变化
Current Climate Simulation Error and Change of
Globe Mean Pricipitation in CO₂

模 式	模 拟 误 差	2×CO ₂ 时变化最大幅度
CISS	0.6	0.5—1.0
NCAR	0.7	0.5
GFDL	0.3	0.5

鉴于以上的研究结论,本文在编制黄淮海平原降水变化的气候情景时,对变干和变湿这两种趋势都给予考虑。气候情景具体设计为:A.年降水量比当前多年平均年降水量减少20%;B.年降水量比当前多年平均年降水量减少10%;C.年降水量不变;D.年降水量比当前多年平均降水量增加10%;E.年降水量比当前多年平均年降水量增加20%。以上五种气候情景都假设降水量年内季节分布不变。

目前由于对其它因素,如太阳辐射,云量、风速、空气湿度等的研究资料比较少,所以在本文中不考虑以上四个要素值的变化对粮食作物生产的影响。同时,在模拟温度、降水量对粮食作物产量的影响时,假设土壤肥力和农业生产管理技术水平保持不变。

将以气候情景设计中的温度变化量 ΔT_i 和降水量的变化 ΔR_i 分别代入公式(1)、(2)中,便可得到下一世纪中叶前黄淮海平原各站点温度和降水量的数据文件。

$$T_i(\text{气候情景}) = T_i(\text{当前气候}) + \Delta T_i \quad (i = 1, 2, \dots, 36) \quad (1)$$

$$R_i(\text{气候情景}) = R_i(\text{当前气候}) + \Delta R_i \quad (i = 1, 2, \dots, 36) \quad (2)$$

在本文中为了方便起见,温度气候情景I、II、III用符号TN, T+1, T+2分别代表;降水气候情景A、B、C、D、E分别用符号R-20%, R-10%, RN, R+10%, R+20%代表。

三、SCCM模式的验证

我们工作中采用的作物-气候模型是一个简单的动态模拟模型。之所以称之为动态模拟模型而不称之为动力模拟模型,是因为它对目标变量不具备预报能力,或者实际上对个别中间变量仅具备一步预报能力。按照这种概念,严格地说我国公开发表的作物(或产量)-气象(或气候)模式中,尚未见到动力模拟模型。大家熟知的中尺度气象模式MM₄是动力数值模拟模型,它目前可具有48小时预报能力,而它的一步时间步长是1分钟。当给定初始、边界条件后,它能够自动地预报出每间隔1分钟,一直到48小时的区域气象状况。而不必每隔1

分钟给定它一组初始、边界条件。农业气象中大家熟知的 CERES 模式也是不具备预报能力的,每计算一步,必须给出一组环境条件,因此也仅可称之为动态模拟模型,而不是动力模式,每一步的状态目标函数(例如产量),必须给定一组状态条件才能算出,因此不具备预报能力。

文献[1]中介绍了 SCCM 模式。在使用它研究气候变化对未来黄淮海地区主要农作物产量时,还需对模式模拟能力进行检验。

为了检验该模型作物产量的计算精度,在分析黄淮海平原 7 个县(市)1957—1986 年小麦、玉米单产资料的基础上,分别挑选出各县(市)历年中小麦和玉米的单产最高值,并将两值相加得到各县(市)的最高两季单产。此值即视为近期的单产最大值,并且是近年已达到过的并经短期努力可以稳定达到的产量值,在表 3 中称为实际产量。同时计算各点雨育方式下和自动灌溉方式下的作物产量。取两种方式下模拟产量的算术平均值作为模型对实际产量的拟合产量值。

表 3 黄淮海平原七个点冬小麦和夏玉米产量与拟合量比较表
Comparison between Actual Yield and Fitted Yield of Winter Wheat and Summer Corn in Seven Places of Huang-Huai-Hai plain

地 点	实际产量(kg/mu)			拟合产量(kg/mu)			相对误差(%)
	冬小麦	夏玉米	两季单产	冬小麦	夏玉米	两季单产	
北 京	256.0	328.0	584.0	296.5	237.0	533.5	8.6
石 家 庄	317.0	349.0	666.0	330.5	298.2	628.7	5.6
沧 州	213.5	227.0	440.5	210.2	223.6	433.8	1.5
济 南	266.5	304.5	571.0	304.5	284.6	589.1	3.2
商 丘	315.0	293.0	608.0	292.7	326.2	618.9	1.8
宿 县	213.0	223.0	436.0	240.1	189.0	429.0	1.6
阜 阳	262.0	158.0	420.0	224.0	153.2	377.2	10.2

从表 3 中可以看出,拟合产量的相对误差最大为 10.2%,最小为 1.5%。七个点平均误差为 4.7%,可见本模型基本上是可用的。当然,粮食作物产量的模拟计算很复杂,牵涉到几十种因素,而且有些因素要准确定量是不容易的。因此,要提高模型的精确度还有待于今后不断的研究和修改。

四、气候变化对粮食作物产量的影响

1. 气候变化的间接影响

在模型运行时,仅考虑温度、降水量这两个要素对作物产量的影响(间接影响),而不考虑大气 CO₂ 浓度的变化对作物生理生化过程的效应,称为间接影响或大气影响。

(1) 雨育方式下

各不同气候情景下,研究区域内 7 个点的冬小麦和夏玉米模拟产量与当前气候背景的

模拟产量比值的平均值见表4。可以看出,若未来年降水量的平均值增加20%,两季单产随之增加24.0%;若未来年降水量减少20%,两季单产减少12.4%。冬小麦随着年降水量的增加,减产幅度变小,并且随着年平均气温的升高,减产幅度增大。夏玉米除温度升高1℃、降水量减少20%情景下,产量略有下降外,其它各情景均都增产,并且增产的幅度随着温度的升高、降水量的增加而提高。

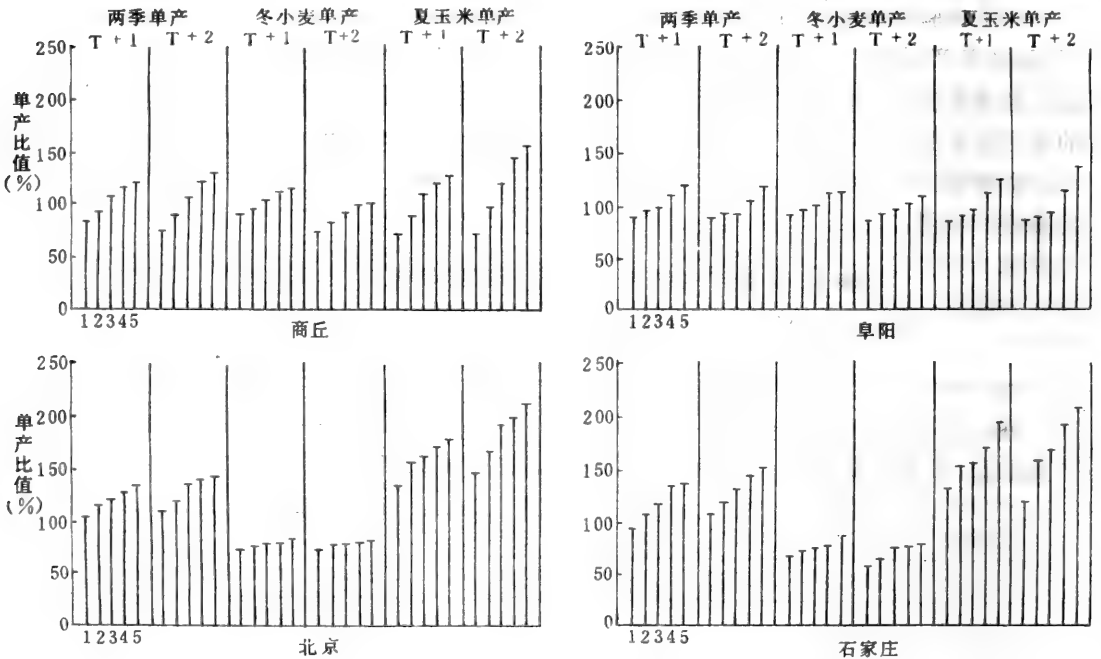


图1 雨育方式下不考虑CO₂浓度的提高对作物产量的直接效应时, 黄淮海平原各气候情景的产量与当前产量的比值
(图中: 1=R-20%; 2=R-10%; 3=RN; 4=R+10%; 5=R+20%)

Ratio between Yield in Different Scenario and Current Yield,
not Considering Direct Impact of Increasing CO₂ on Crop Yield
under Rainfed Condition in Huang-Huai-Hai Plain.

另外,黄淮海平原南北部各气候情景的产量变化略有不同(图1)。南部(以阜阳、商丘为例)当温度升高1℃、降水量增加时,冬小麦产量略有增加,而同样的气候情景下北部却为减产(以北京、石家庄为例)。这说明南部降水量增加对产量的正效应大于由于温度升高所造成的负效应;而北部却因水分不足,不能完全补偿因高温少雨带来的负效应,南部夏玉米产量随着年降水量的减少而降低,随着年降水量的增加而上升;而北部夏玉米产量在各气候情景下都为上升趋势;北部两季单产在各种气候情景下都为上升趋势,且产量增加的幅度随着温度的升高和降水量的增加而提高,南部两季单产却不是这样。南部当降水量减少时,两季单产下降;当降水量增加时,两季单产上升,但上升的幅度比起同气候情景下北部各点为小。

表4 雨育方式下,黄淮海平原各气候情景下作物单产的变化率(%)

Changing Rate of Crop Yield of Huang-Huai-Hai Plain
in Different Scenario under Rainfed Condition (%)

降水情景 类别 温度情景	两季单产		冬小麦单产		夏玉米单产	
	T+1	T+2	T+1	T+2	T+1	T+2
R-20%	-11.0	-12.4	-20.1	-31.8	-1.8	7.0
R-10%	-7.7	-1.5	-17.6	-27.1	12.2	24.2
RN	8.2	6.9	-13.3	-23.3	29.6	37.0
R+10%	15.3	15.5	-8.5	-20.8	39.0	51.7
R+20%	20.1	24.0	-6.6	-16.7	46.7	64.7

* 变化率(%) = $(Y_{\text{气候情景}} - Y_{\text{当前气候}}) / Y_{\text{当前气候}} \times 100$ 。

(2) 自动灌溉方式下

在自动灌溉方式下,农田土壤水分能完全满足作物生长和产量形成的要求,所以在相同的温度气候情景下,降水量的多寡对产量波动的贡献量很少。为了讨论问题方便起见,本文将相同温度气候情景下的五个不同降水量处理求得的产量值求其平均。以这个平均值作为温度气候情景下的产量值。故此,下面仅讨论不同气候情景下的产量变化。

随着温度上升,冬小麦的模拟产量除阜阳、宿县外,其余各点均呈上升趋势,且增产幅度从南到北依次提高(见表4)。当温度上升1℃、2℃时,全区冬小麦产量分别上升9.3%和5.2%。宿县温度上升1℃时,产量提高2.5%,而当温度上升2℃时,产量减少1.4%。阜阳点温度分别升高1℃、2℃时,产量分别下降1.7%和10.1%。这说明,黄淮海平原南部未来温度的升高不利于冬小麦的生长,而北部增温却有利于冬小麦生长。

温度上升对黄淮海平原夏玉米的增产起着决定性的作用。当温度升高1℃、2℃时,产量分别上升47.2%和63.4%,并且以目前的高产区产量增加的幅度最大。这是因为未来温度上升,使全生育期 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的有效积温值增加,夏玉米品种从早熟改为中熟和中晚熟品种,从而使夏玉米全生育期的天数增加了10—20天左右。

两季单产随着年平均气温的升高而上升。当温度升高1℃、2℃时,全地区分别平均增长了26.4%和31.4%。这说明,在保证水分供应前提下,未来温度的升高有利于两季单产的提高。

2. 气候变化和CO₂直接效应的综合影响

(1) 雨育方式下

大气中CO₂浓度的提高使作物的光合速率增大,从而提高了作物干物质的积累和籽粒产量。从图6中可以看出,在气候变化和CO₂直接效应的综合影响下,冬小麦和夏玉米的单产量比仅考虑气候变化的间接效应下的单产量都有不同程度的提高。但提高幅度并不大。

表 5 自动灌溉方式下不考虑大气 CO₂ 浓度提高对作物的直接效应时黄淮海平原各温度气候情景下作物单产的变化率(%)

Changing Rate of Crop Yield in Different Scenario of Huang—Huai—Hai Plain,
not Considering the Direct Impact of Increasing CO₂ on
Crop Yield under Fully Irrigation Condition (%)

地 点	两季单产		冬小麦单产		夏玉米单产	
	T+1	T+2	T+1	T+2	T+1	T+2
北 京	40.3	49.0	18.8	17.6	79.9	106.8
石 家 庄	44.7	53.7	12.8	7.8	86.3	113.6
沧 州	29.3	36.9	10.0	9.9	46.0	60.2
济 南	20.6	26.2	13.0	7.5	29.3	47.5
商 丘	35.0	36.3	10.0	5.0	58.8	66.0
宿 县	11.0	17.9	2.5	-1.4	19.8	38.0
阜 阳	3.6	-0.2	-1.7	-10.1	10.0	11.7
平 均	26.36	31.40	9.34	5.19	47.16	63.4

(2) 自动灌溉方式下

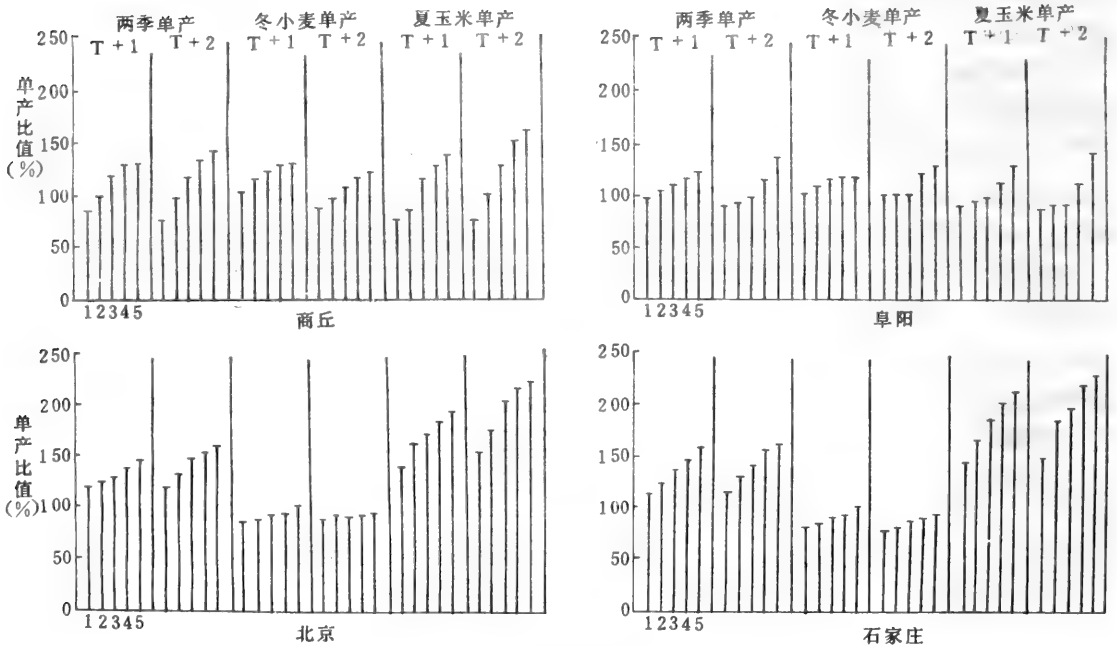


图 2 雨育方式下 CO₂ 浓度的提高对作物产量的直接效应时,黄淮海平原各气候情景的产量与当前产量的比值 (图中: 1=R-20%; 2=R-10%; 3=RN; 4=R+10%; 5=R+20%)

Ratio between Yield in Different Scenario and Current Yield, Considering Direct Impact of Increasing CO₂ on Crop Yield under Rainfed Condition in Huang—Huai—Hai Plain.

黄淮海平原各气候情景下作物产量的变化率见表 5。可以看出,当考虑 CO₂ 对作物的直接影响时,研究区域内冬小麦夏玉米的单产量都呈增加的趋势。与表 6 结果相比较可知,CO₂ 直接效应能使冬小麦产量增加 18%左右,夏玉米产量增加 7—8%,两季单产增加 13%左右。但是,值得重视的是,只有在水肥等各种外界条件得到充分满足的状态下,CO₂ 的直接效应才能得以发挥。也就是说,这是一种理想状态下的最佳结果。

表 6 当考虑 CO₂ 的直接影响时自动灌溉方式下作物单产量的变化(%)
Changing Rate of Crop Yield, Considering Direct Impact
of CO₂ under Fully Irrigation Condition (%)

地 点	两季单产		冬小麦单产		夏玉米单产	
	T+1	T+2	T+1	T+2	T+1	T+2
北 京	56.6	65.6	39.0	37.6	88.9	117.2
石 家 庄	59.6	68.7	32.0	26.1	95.6	124.3
沧 州	41.9	49.8	28.7	28.6	53.3	68.2
济 南	33.9	39.4	32.2	25.8	35.8	54.9
商 丘	48.2	49.2	28.7	22.9	66.7	74.3
宿 县	22.8	29.8	19.9	15.4	25.8	44.9
阜 阳	15.2	10.7	15.0	5.2	15.5	17.3
平 均	39.74	44.7	27.93	23.09	54.51	71.59

五、讨 论

分析和评价气候变化对粮食生产的影响,目前国内外研究手段尚显不足,有许多学术问题和技术性问题有待于进一步深入地研究。本文在已有的工作基础上建立的黄淮海平原主要粮食作物产量形成及农田土壤水分动态模拟模型,在研究气候变化对粮食生产的影响研究中还有很多明显的不足,需要做许多改进工作。

1. 该模型的时间标定依据作物的生育周期,即自冬小麦播种起至次年夏玉米成熟期止。时间步长以旬为单位。在计算温度升高对作物生育期的影响时,对小于 10 天的生育期变化在模型中无法表达。这样势必对作物产量模拟和土壤水分的动态模拟造成一系列误差。另外,在生育期模拟过程中使用的有效积温指标值也有待于大量的田间实验资料进一步修改确定。

2. 在模拟分析气候变化对粮食作物产量的影响时,假设农业生产技术和管理水平没有提高。这与生产实际情况不符。

3. 目前由于对气候变化的科学评价存在着许多不确定性,因此在气候变化情景设计中仅考虑了温度和降水量的变化。对于其它因子,如风速、空气湿度、云量、太阳辐射等一系列

因子的变化没有给予考虑。

鉴于该模型的种种不足之处,因此,本文中模型的定量结果仅供参考,尚不能据此对黄淮海平原农业生产的影响做出相应的定性结论,同时也不应将本文结果理解成一种预测,它只是对黄淮海地区粮食生产可能发生的巨大变化作趋势性估计。

参 考 文 献

苏燕、张厚瑄、张翼,一个估算气候变化影响的简单的作物-气候模式(SCCM),见本书。

Estimation the Impact of Climate Change on Crop Yield in Huang-Huai-Hai Plain by SCCM

Zhang Houxuan and Su Yan

(Institute of Agrometeorology, Chinese Academy of Agriculture Sciences)

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

Using the SCCM, we estimate the Impact of Climate Change on Crop Yield in Huang—Huai—Hai Plain, we get: 1. Under rainfed conditions without considering the direct impact of CO₂ concentrations increasing on crop production and when atmospheric temperature increasing and annual precipitation decreasing, the per unit area yield in two seasons in the selected area decreased by an average of 1.5%—12.4%; If annual precipitation remained constant or increasing, the per unit area yield in two seasons increased by an average of 15.3%—24.0%. With increasing temperature, the yield of winter wheat reduced whereas that of summer corn raised, and if the precipitation during whole growing season increased, the winter wheat yield decreased more slightly and summer corn yield increased more greatly. These results demonstrated that the variation of temperature and precipitation in natural climatic conditions directly influenced the grain yield. Under the fully irrigated conditions, raising temperature in the south of Huang—Huai—Hai plain was unfavorable to winter wheat yield and such reduced the grain yield without taking account of the influence of the CO₂ concentrations on crop yield. However in the midnorth area, it was favorable to winter wheat yield and such increased the grain yield. The increasing rate became greater with increasing latitude. Summer corn yield raised with increasing temperature. When temperature increased by 1°C and 2°C, the winter wheat yield increased by an average of 9.3% and 8.0% respectively, summer corn yield increased 47.2% and 63.4%, per unit area yield in two seasons increasing averaged 26.4% and 31.4%. This manifested that the temperature increasing in future was favorable to grain yield in the irrigated field in Huang—Huai—Hai plain. 2. Under rainfed conditions with considering the direct impact of CO₂ concentration increasing on crop production, the variation trend of winter wheat and summer corn yield remained the same direction with that in case of no considering the impact. However the grain yield increased in varying degree compared with that when only considering the indirect impact of climatic variation. Under fully irrigated conditions, the yield of winter wheat and summer corn behaved increasing trend. In cases of raising temperature by 1°C and 2°C, winter wheat yield increased by an average of 27.9% and 23.1% in per unit area yield respectively, summer corn yield increased 54.5% and 71.6%, the per unit area yield in two seasons increasing averaged by 39.7% and 44.7%.

Key words: Climatic Change Rainfed Conditions Fully Irrigated Conditions Crop Yield

第四部分 气候变化对自然带、 植被的影响研究

全球气候变化对中国自然地带的影晌*

赵名茶

(中国科学院地理研究所)

摘 要:全球变暖对自然环境影响的研究已成为举世瞩目的重大课题,IPCC 对此进行预测。本文在 IPCC 预告的基础上分析了气候变化对我国自然地带的影晌。作者用 671 个站点资料分析了我国温度带及各自然地区的数量指标,并将气候变暖增温,温度带北移的界线及降水区向西迁移后干湿地区界线的变化绘制成图。全部工作均用数学模型方法在计算机上完成。结果表明:全球变暖使我国温暖地区面积增加,半干旱地区及干旱区水分条件改善,有利于植物生产。

关键词:自然区划 温度带 自然地区 干燥度指标 数学模型

全球变暖问题已是全世界关注的焦点,不仅各国科学家们进行了大量的研究,各国政府也耗费巨资组成了政府间专家组(IPCC,即 Intergovernmental panel on Climate Change)研究气候变化的影响。IPCC 包括 3 个工作组, I. 科学分析工作组(Working Groups on Scientific analysis), II. 影响研究组(Impacts)和 III 战略反应组(Response strategies)。3 个组于 1988 年 11 月建立,并在 IPCC 指导下平行地进行工作。

第 II 工作组中的各个小组各自使用不同的研究方法,独立进行工作,在广泛参考现有文献的基础上,运用了几种方案估价气候变化的潜在影响。工作组提出了几点预测**:

1. 从现在到 2025 或 2050 年之间,大气中的 CO_2 浓度含量将加倍。
2. 全球平均温度增加 $1.5^\circ\text{C} - 4.5^\circ\text{C}$ 。
3. 全球增温分布不均匀,热带增加的少,是全球增温的 1/2,在极地则增温为全球平均的两倍。
4. 至 2025 年海平面将随着海洋表层增温 0.2°C ,至 2050 年上升 $0.3 - 0.5\text{m}$,2100 年则上升 1m 。

第 II 工作组的这些观测与第 I 工作组的研究方案 A 的估计相一致, I 组估算 2030 年海

* 本文为国家“八五”攻关课题 85-913-03 中部分工作。

** Intergovernmental Panel on Climate Change, Potential Impacts of Climate Change Report from Working Group II to IPCC.

平面将上升 20cm,至下世纪末大约上升 65cm,并预告全球温度在 2025 年平均增加 1℃,在下世纪末之前增加 3℃。

CO₂ 倍增导致全球变暖后引起地球环境、农业生产、林业、陆地生态系统、水资源、海洋及海岸带等方面的变化,国外已有很多研究文章,各家观点不一,互有争论及探讨,我国也开始了一些研究。Sherwood B. Idso 在 *Global environmental Change Humun and police Dimensions* 上发表的文章代表了一种观点,同时也引起了激烈的争论。Idso 认为,如 CO₂ 浓度含量从 300ppm 增至 600ppm,大气的温度将上升 4℃;如 CO₂ 浓度上升至 900ppm,全球温度将上升 6.5℃;当 CO₂ 含量从 1500ppm 增至 2100ppm,则全球温度将上升 9.5—11.0℃。Idso 引证一些科学家的见解:生物地球化学的反馈作用使全球 CO₂ 浓度成倍增长,将使平均温度上升 12.5℃—14.5℃,而在地球两极,CO₂ 的增长使极地温度 3 倍或 2 倍于全球平均温度,增长到 25℃—43.5℃。用地球邻近的星球火星、金星中大气层 CO₂ 含量说明上述地球 CO₂ 浓度增长的可能性,火星、金星大气层由纯 CO₂ 组成,宇宙飞船探测到金星表面温度是 500℃,火星表面温度为 5—6℃,这是其 CO₂ 的花房效应。但是 GCM 模型还远不足以对付自然界的复杂性,气候变化引起的植被、土壤变化将是更难以用数量预测的,因为生物体内的变化远比物理、化学过程复杂的多。况且全球变暖还只是未能充分证明的估计,即使 CO₂ 在大气中富集和使气温变暖,很多反 CO₂ 富集的因素也将逐渐起作用,植物在其发展变化的历史中曾经经历过高 CO₂ 含量的环境,因之,期待着植物将更好的适应大气中 CO₂ 的高含量,比现在更有效地利用 CO₂ 产生更高的产量。从几百个实验室及很多野外试验站研究的结果看,CO₂ 浓度从 330ppm 上升到 600ppm 时,植物生产力将提高 1/3,而植株的蒸发损失将减少约 1/3,这样由于单位蒸发减少,单位有机质含量增长,带来的是植物水分利用有效性将增加一倍。生物圈中各种植物的生长情况会得到较大的改善。

M. I. Budyko 的观点^[3]与 Idso 有共同之处,Budyko 认为温室气体使大陆内部降水增多,因而温室气体的作用形成了“温室天堂”。当然也有很多科学家认为全球变暖将造成地球毁灭的结局^[2]。

我国黄秉维先生对这一问题做了阐述,并分析了中国将来的情景*。

本文作者在黄秉维先生指导下,对全球变暖对我国自然地带的的影响问题进行了计算机模拟,并进行了一些粗浅的分析。

一、研究方法及数学模型的建立

本文分析气候变暖条件下我国自然地带的相应变化。关于全球变暖的理论依据及数字资料以 IPCC 报告为依据,尽管有很多不定论的东西,但目前我们还只能以其为最权威性的资料,并以此做为进一步研究的基础。

对我国自然地带的研究,是以黄秉维先生 1986 年发表的中国自然区划为兰本^[4],研究我国变暖后的自然地理环境条件的变化。

研究以 DBASEIII 建立数学模型数据库,使用我国 671 个台站的气候、水文、土壤、植被

* 黄秉维,如何对待全球变暖的问题(见本书)。

资料,划分出 12 个温度带,45 个自然地区。温度带以年平均温度、最低月平均温度、最暖月平均温度、 $>10^{\circ}\text{C}$ 积温、无霜期等为定量指标。自然地区是分析各地区的干燥、湿润状况的,干湿地区划分指标以干燥度表征,干燥度为潜在蒸发对降水的比值。各温度带共划分 4 个地区,湿润地区干燥度小于 1.0,半湿润地区干燥度为 1.0—1.5,半干旱地区为 1.5—3.5,干旱地区为 >3.5 [5]。

我国的青藏地区是世界最高的屋脊,自然环境条件与东部地区差异极大,故单独划分出高原寒带、高原亚寒带、高原温带。表 1 为高原温度带的划分指标。

表 1 高原温度带划分指标
Index of Plateau Temperature Zone

指 标 温 度 带	日均温 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 的日数	最暖月平均气温($^{\circ}\text{C}$)	日均温 $\geq 5^{\circ}\text{C}$ 的日数
高原寒带	不连续出现	<6.0	<50
高原亚寒带	<50 天	6.0—11.9	50—120
高原温带	50—180 天	12.0—18.0	120—250

将 671 个站点按指标条件分别列入自然区划中。各温度带及自然地区所属各站点总数列于表 2。表 2 还给出了各自然带占我国面积的百分数。

表 2 我国自然带、自然地带的划分
Physical Geographical Division of China

温度带	自然地区	占全国面积百分数 (%)	模型中参加统计分析 的站点数
寒温带	湿润地区	1.41	6
中温带	湿润地区	5.69	50
	半湿润地区	3.19	22
	半干旱地区	6.00	29
	干旱地区	11.01	57
暖温带	湿润地区	0.46	14
	半湿润地区	19.25	73
	半干旱地区	1.51	18
	干旱地区	9.66	28
北亚热带	湿润地区	4.75	47
中亚热带	湿润地区	14.17	165
南亚热带	湿润地区	5.86	53
边缘热带	湿润地区	0.86	18
中热带	湿润地区	0.08	6
赤道热带	湿润地区	略	0
青藏高原寒带	干旱地区	4.03	0

温度带	自然地区	占全国面积百分数 (%)	模型中参加统计分析的站点数
青藏高原亚寒带	半湿润地区	2.97	18
	半干旱地区	8.36	7
青藏高原温带	半湿润地区	3.80	24
	半干旱地区	4.38	26
	干旱地区	7.96	10

数学模型的建立以站点为基本单元,输入温度、降水实测数据,用 1950—1980 年 30 年平均资料;干燥指数中蒸发力采用彭曼公式又经以作者实测资料检验后,对公式参数作了修改。

关于数学模型中参数的校验:

计算太阳总辐射能量的公式,用大气上界太阳辐射公式

$$Q_A = \frac{T_0 I_0}{L\pi} (w_0 \cdot \sin\varphi \cdot \sin D + \cos D \cdot \cos\varphi \cdot \cos w_0)$$

式中 T_0 为一日的时间,等于 1440 分; I_0 为太阳常数; $L=59$, 为热量单位; w_0 为日出日没时间的角度表示法; D 为太阳赤纬; φ 为地方纬度。

由 Q_A 采用经验公式计算出总辐射值 Q

$$Q = Q_A(a + b \times n/N)$$

式中 a 、 b 为系数。将我国区分为东北、内蒙古、西北、华北、长江中下游、川滇黔、华南及青藏高原八个区,取 1958 至 1959 年* 两年逐旬实测值,共 30 个站,及作者于北京、石家庄的实测资料计 10 年数据,又采用我们建立的全国太阳辐射观测网络的数据,计 8 个站,两年资料,各年、各旬、各站资料分别与实测日照百分率建立关系,共几千个旬的数据,计算误差小于 ±10%,依求出的 a 、 b 系数计算了 671 站 30 年平均总辐射值。

干燥指数中蒸发力计算中的各项参数均取自于作者的实测资料。蒸发力值为 60 年代及 1983、1984、1986 年华北、西北农田中实测值,所取资料均限于田地中土壤水分条件处于充分湿润的大面积灌溉地中,用田间小气候观测资料、土壤湿润状态下的水分平衡法及热量平衡法所得资料对比检验得出。平均相对误差为 12%,五天平均值相关系数为 0.95。用上述方法求出了我国各温度带、各自然地区中站点的蒸发力及干燥指数。将各站资料平均,就得出我国自然区划中各区的平均指标,使用此种方法将点上的资料扩展到面上。这就是我们得出的气候变化前的自然地带的指标值。

分析全球气候变暖后 2100 年我国自然带的景观变化,以 IPCC 估计值为依据,2100 年

* 1958、1959 年为国际地球物理年,观测值精度高。

全球增温 3.0°C ，北半球增温较多，假定此数值出现在暖温带。黄秉维先生提出，1月平均温度能较好地表达温度的作用，他还假定年平均温度上升 3°C 相当于1月平均温度上升 4°C ，又假定1月平均温度上升值在寒温带南界增加 6°C ，在赤道带北界减少至升温 1°C 。

降水的变化依据 IPCC 估测，在有些地区气温上升 $1-2^{\circ}\text{C}$ 时，增温将使降水减少 10% ，而在干旱地区，气候变化将导致降水增多，随之土壤水分、土壤湿度及土壤水分储量都会产生变化，因而出现新的农业生产格局。IPCC 分析了中国北部自 1981 年起开始处于暖期的后 250 年中，1981—1987 年平均温度上升了 0.5°C ，同期降水减少约为 4% ，本世纪气温将连续上升。使用 Hinargchgang 模型分析，在中国的半干旱地区降水将增加 10% ，蒸发将减少 4% ；对北美的分析，提出当温度上升 $1-2^{\circ}\text{C}$ 时，减少降水 10% 。用 GCM 模拟，当月平均温度升高 6°C 时，12 月至 5 月月降水量将减少 $4-23\%$ ，在 6 至 11 月，降水将增加 $10-15\%$ 。依照 IPCC 的分析，又参照美国水分变化的资料（因为中美两国在两大洲中所处的地理位置有可比性，故参照美国的分析）。对我国各温度带中的湿润地区降水处理时，每增温比原来高 2°C 时，降水值减少 10% ，暖温带地区不处于沿海的，降水值仍保持原来水平，在半干旱地区降水量假设增加 10% ，而蒸发值下降 4% ，在干旱地区，降水增加 20% ，蒸发值减少 6.5% 。

把上述温度、降水、蒸发值的变化代入数学模型中，进行计算。

二、气候变暖对我国自然地带环境条件的影响分析

用数学模型计算的结果示于图 1（图中气候变暖后我国温度带的界线是依各站温度指标计算值重新划定的。由图 1 可见，寒温带(I)的大部分地区变为了中温带(II)，中温带面积的 $1/2$ 变成为暖温带(III)，暖温带的绝大部分变成为北亚热带(IV)，而北亚热带的全部几乎全变成为中亚热带(V)，中亚热带的全部也变成为南亚热带(VI)，南亚热带全部变为边沿热带(VII)，边沿热带的大部分变成中热带(VIII)，中热带的海南岛南端变为赤道带，南沙等海岛部分变化不大。至于青藏高原，各温度带的变化与东部地区不同，大体是各温度带界线不变，寒带变为亚寒带，亚寒带变高原温带，高原温带近似于暖温带或北亚热带。

对温度带的统计分析结果列于表 3，为便于说明问题，仍以原温度带所属站点进行分析，分别说明全球增温后的温度及干湿指数等的变动情况。

为便于比较，各温度带的站点数目不变，按原属各带统计。蒸发力的变化不大，中温带至中亚热带蒸发力值有减少，但减少的不多；青藏高原蒸发力减少的较多，是因增温后降水在内陆部分增大，蒸发力减少所致。干燥指数的变化不大，仅有湿润地区的各带干燥指数因降水减少而增大。中温带、暖温带因有大面积半干旱、干旱地区，降水移往内陆增强，蒸发力减低造成干燥指数减少。各带温度不同程度地增加。

我国干旱地区的划分指标已如前述。图 2 将全国 4 个干湿地区分别用 A、B、C、D 表示，A 代表湿润地区，B 代表半湿润地区，C 代表半干旱地区，D 代表干旱地区，4 类地区的分界用实线表示。全球变暖后，我国干湿地区的划分用 1, 2, 3, 4 来表示，湿润至干旱 4 种区域，新的分界用虚线表示。新的界线是由全国 671 个站干燥度指数划定的，凡 <1 的则为 1 地区， $1-1.5$ 的则划入 2 地区，3 地区为 1.5 至 3.5 ， >3.5 者划入 4 地区。

由于降水在沿海地区减少，季风环流的加强使内陆降水增加，而蒸发减少，这种变化造

成了干湿地区分布的新格局。东北地区沿海增温高,将原寒温带、中温带湿润地区演变为半湿润地区;原中温带半干旱地区降水的增加使晋中、陕北、甘东高原丘陵区演变成为半湿润地区,原属干旱地区的兰州与河西东部丘陵平原地区向半干旱类型转化。

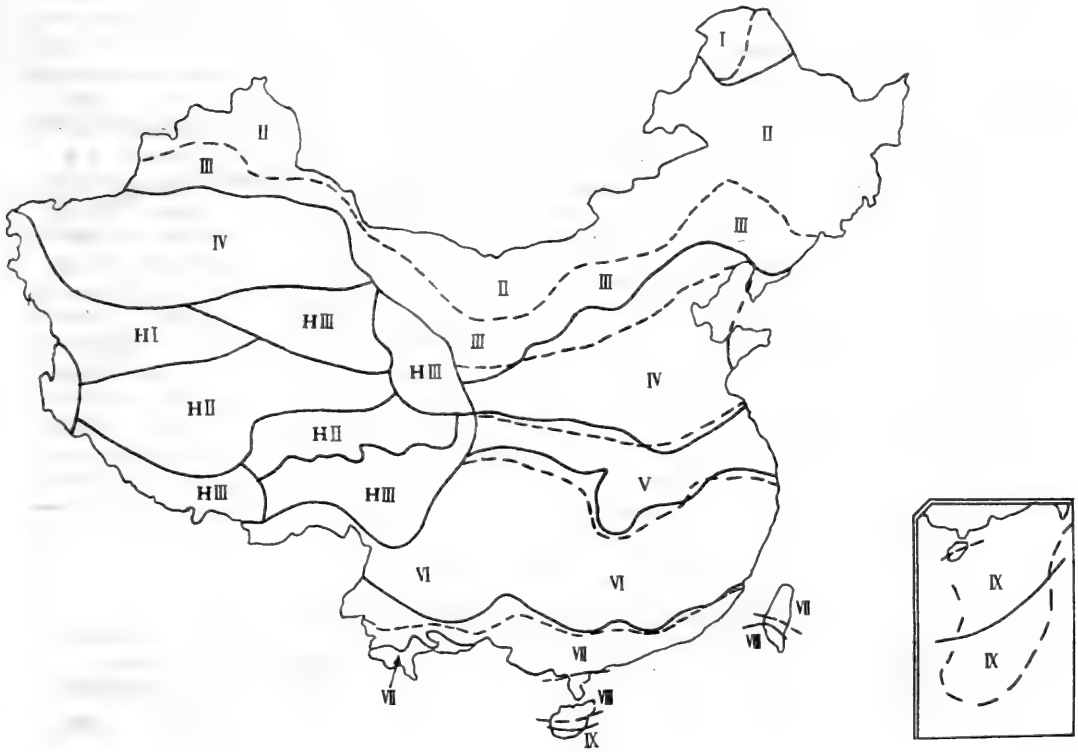


图1 全球变暖带给中国温度带界线的变化

(图中——为原温度带界线;·····为变化后的温度带界线;各区标记的数字为变化后温度带代号,其中I寒温带,II中温带,III暖温带,IV北亚热带,V中亚热带,VI南亚热带,VII边沿热带,VIII中热带,IX赤道热带,HI高原亚寒带,HII高原温带,HIII高原暖温带)

Influence Boundary Line Change of Temperature Zone By Clobal Warming

——(Original Boundary Line of Temperature zone;····· After Change Boundary Line of Temperature zone;I. Cold Temperate, II. Middle Temperate, III. Warm Temperate, IV. Northern Subtropical, V. Middle Subtropical, VI. Southern Subtropical, VII. Peripheral Tropical, VIII. Middle Tropical, IX. Equatropical Tropical, HI. Plateau Alpine, HII. Plateau Sub-alpine, HIII. Plateau Temperate.)

总体看,干湿地区分布较原气候变暖前的分布差异减少,分布驱于平缓,更较前接近于纬向分布,从而缓和了自东向西水分急剧减少的趋势。

将各干湿地区指标变动情况列于表4。

表 3 全球变暖前、后中国各温度带指标变化
Index Change of Temperature Zone by Global Warming

温度带 \ 指标	现在		2100 年变暖后				
	蒸发力 (E ₀)	干燥指数	蒸发力 (E ₀)	干燥指数	年均温 (°C)	降水 (mm)	最低月均温 (°C)
I. 寒温带	481.93	1.072	481.93	1.532	-3.3	315.8	-28.4
II. 中温带	697.98	3.129	673.94	2.640	4.5	386.0	-16.3
III. 暖温带	742.59	5.394	727.15	4.409	10.6	516.0	-6.4
IV. 北亚热带	661.56	0.644	661.56	0.757	15.3	910.8	1.9
V. 中亚热带	651.30	0.532	651.23	0.626	16.1	1146.4	5.2
VI. 南亚热带	723.28	0.523	723.28	0.581	21.0	1332.9	11.2
VII. 边沿热带	784.96	0.495	784.96	0.518	22.3	1634.7	13.2
VIII. 中热带	758.42	0.541	758.42	0.569	25.1	1368.8	19.4
HI. 高原亚寒带	737.15	1.627	728.53	1.540	-0.7	518.5	-15.1
III. 高原温带	814.71	4.558	790.24	3.875	4.6	435.1	-10.4

表 4 我国各自然地区气候变暖前后对比
Index Change of Physical Geographic Region of China By Global Warming

地区 \ 时期 \ 指标	现在		2100 年气候变暖后		参加统计的站数
	蒸发力 (E ₀ mm)	干燥指数	蒸发力 (E ₀ mm)	干燥指数	
湿润地区	665.39	0.655	665.40	0.783	383
半湿润地区	704.62	1.247	704.15	1.222	114
半干旱地区	783.67	2.124	752.32	1.854	80
干旱地区	818.64	11.962	765.43	9.321	94

由表可见,半湿润至干旱地区的蒸发力值都有所下降,湿润地区的干燥指数上升,而半干旱地区及干旱地区的干燥指数明显变小很多,说明在这两区,水分增多,干旱程度得到很大缓和,无疑,对于植被生长及作物产量都有利。

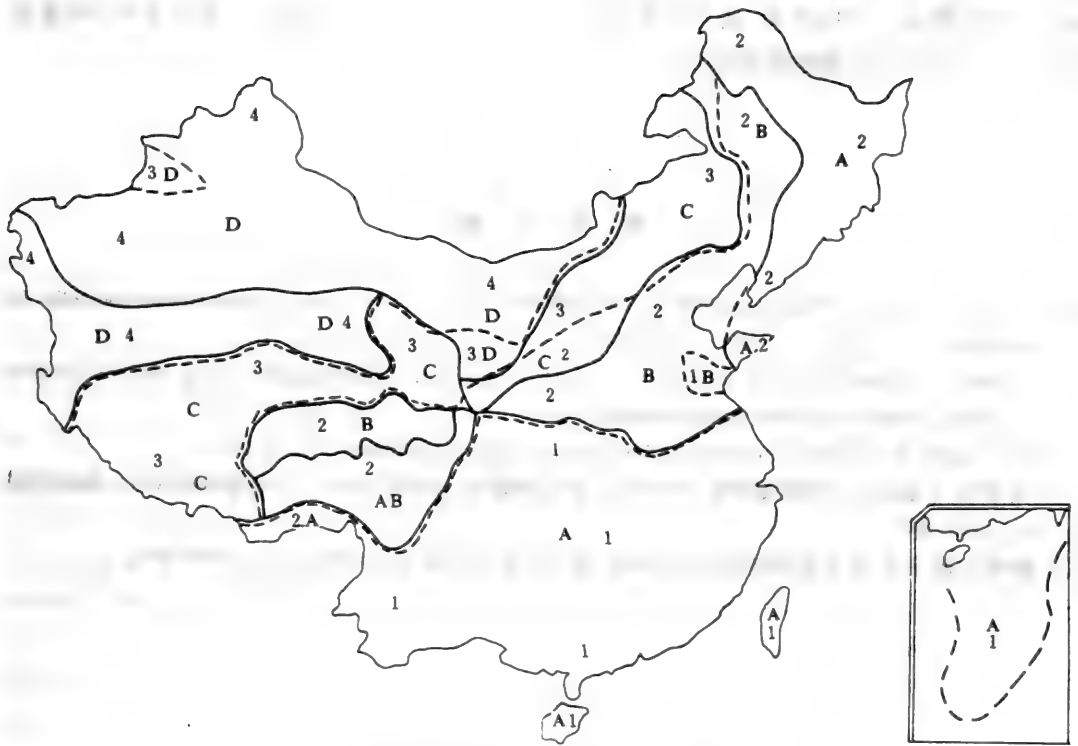


图2 全球变暖前后我国自然地区分布的变化

(图中——代表现在干湿地区界线;·····代表变暖后干湿地区界线;A及1分别代表变暖前后湿润地区;B及2分别代表变暖前后半湿润地区;C及3分别代表变暖前后半干旱地区;D及4分别代表变暖前后干旱地区。)

Changing of Reginal Distribution by Global Warming

(—— Boundary Line of Arid and Humid Region at Present; A. Humid; B. Sub-Humid; C. Semi-Arid; D. Arid; ····· Future Boundary Line of Region After Global Warming; 1. Humid ; 2. Sub-Humid; 3. Semi-Arid; 4. Arid.)

三、结 语

从全球变暖导致我国自然带、自然地区分布的变化看,如按 IPCC 预计,2100 年温度增高 3.0℃,对植物生产是有利的。

植被和土壤变化后随之而来的变化是缓慢的温度带的北移使植物品种分布产生变化和演替,一般地说,植物将能逐渐适应环境的变化。除了植物区系中许多从第三纪气温比现在高很多的时期残留下来的成分外,相邻温度带之间有不少共同的植物种,据粗略统计,温带与暖温带共有的植物种约 21 种,而暖温带与北亚热带共有的植物就达 44 种之多。即使是新的品种,在每年温度带界线迁移不过几 kg 时,多年后,新的品种将逐渐适应温度的微小变化(每年平均 0.3℃)。

这项工作是很粗略的,限于时间和精力尚未能进行深入细致的探讨及模型运算,参数的选择也需化费很多时间考虑,致于自然带的变化对于植物生产力、作物产量的影响,则是我在“八五”期间努力探索的范畴之一。

参 考 文 献

- [1] Sherwood B. Idso, Carbon dioxide and the face of Earth, Global environmental Change Human and police Dimensions, vol. 1, No. 3, P178—182, (1991)
- [2] Michael C. MacCracken, Comment on Carbon dioxide and the face of Earth by Sherwood B. Idso, Global environmental Change Human and police Dimensions, vol. 1, No. 4, P266—267, (1991).
- [3] M. I. Budyko et al Edited, prospects for Future climate, Lewis publishess, INC. (1990).
- [4] 黄秉维,中国综合自然区划纲要(1986年),赵名茶编辑,自然区划方法论,地理集刊,(21),科学出版社,(1990年)。
- [5] 黄秉维、赵名茶,中国综合自然区划图说明,中国中草药图集,西安科技出版社,(1991年)。

Impact of Climate Change on Physical Zones of China

Zhao Mingcha

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

Influence of the warming of global climate on natural environment has become an object of the focus of world attention. IPCC has made a forecast. On the foundation of it the paper has analysed the influence of climate on the natural zonation of China. Using the data of 671 meteorological stations author has analysed the index of temperature zones and natural regions of China and has drawn up maps of northward moving of temperature zones, westward moving of the precipitation regions and change of the boundaries between dry and wet regions after the warming of the climate and increasing of the temperature. All of these works had been completed by mathematical modeling and computers. The result says that the warming of the global climate will increase the areas of warm regions and will improve the water condition and consequence a favourable condition for plant growing.

Key words: Physical regions Temperature zone Physical

气候变化对西北地区植被分布的可能影响*

张翼

(中国科学院地理研究所)

刘玲宁

(北京农业大学)

摘要:近年来,由于温室效应等原因使全球气候呈变暖趋势。气候变化同时影响了降水、蒸发、辐射等其它环境因子的变化,最终导致对生态环境的影响。本文在西北地区现有植被分布的基础上,直接考虑对植被分布起根本作用的因子,用假设的气候变化,即温度升高 1°C 、 2°C 、 3°C 与两种降水变化 $\pm 10\%$ 的组合输入植被判别程序来预测未来各种气候条件下西北地区的植被分布。结果表明,影响西北地区植被分布的关键因子是降水,当温度升高、降水增加时,西北地区的草原和稀树灌木草原、草甸和草本沼泽的面积将有所增大,部分沙漠被荒漠植被代替,农业植被面积也将扩大。而当温度升高、降水减少时,西北地区的草原和稀树灌木草原、草甸和草本沼泽面积缩小,荒漠植被取而代之,沙漠化严重,农业植被受到威胁。

关键词:西北地区 植被 气候变化

前 言

20世纪初以来,全球气候确有变暖趋势。北半球80年代的平均气温较以往几十年提高了 $0.2-0.3^{\circ}\text{C}$,与工业化时代前(19世纪末)比较已提高了 $0.5-0.6^{\circ}\text{C}$ ^[1],而且在未来的50年中,气温将继续升高 $0.3-5.0^{\circ}\text{C}$ ^[2]。全球变暖的原因,究竟是温室效应作用的结果,还是属于气候本身的波动,或是两者共同作用的结果,仍然存在着不确定性。

全球气候变化将带来各种潜在的影响。有人认为,全球变暖是一种大范围的环境灾难,海平面上升,沿海地区受到威胁,气象灾害频繁^{[2][3]};但也有人认为,全球气候变暖,降水增多,减弱土地沙化过程,增加植被覆盖率,使作物受益,农业会增产^[4]。

当全球作为一个整体变暖时,温度的升高必然会使降水、辐射等其它环境因子发生变化,最终导致对生态环境的影响。植被生态学的观点认为,主要的植被类型表现为植物界对气候类型的反应。因此,气候变化了,植被的地理分布也将随之发生变化。

位于欧亚大陆腹地的我国西北地区,也不可避免地受气候变化的影响,其影响之一就是自然植被、农业植被的地理分布的变化。西北地区位于 $74-110^{\circ}\text{N}$ 、 $35-49^{\circ}\text{N}$ 之间,包括新疆和宁夏的全部,青海、甘肃和陕西的大部以及内蒙古的西部地区。西北地区主要的自然特色是气候极其干旱,降水稀少,辐射充足,景观以各种类型的温带和暖温带荒漠为主,特别是沙漠和戈壁分布广泛,在河西走廊东南部以及准噶尔盆地四周的山前地带,也分布着一些温带

* 本文为国家“八五”攻关课题 85-913-03 中部分工作。

荒漠草原,天山及阿尔泰山地又形成显著的山地垂直带^[5]。西北地区植被以荒漠植被为主,其结构简单,区系贫乏,覆盖稀疏,覆盖度一般不超过 20—30%,许多地方仅 1—5%^[6]。植物种类以藜科、菊科为主,其次为蒺藜科、豆科、柱柳科、蓼科、麻黄科、石竹科等,植物主要类型有矮半灌木山地荒漠、灌木矮半灌木砾漠、半灌木沙质荒漠及盐生荒漠,同时也存在一些非地带性的植被,如以胡杨林为主的荒漠河岸疏林、以怪柳为主的盐生灌木丛、由多年生旱生或中生草本植物组成的草甸以及由多年生湿生草本植物组成的草本沼泽^[5]。在绿洲中也分布着一些农业植被,主要以一年一熟粮食作物和耐寒经济作物、一年两熟或两年三熟连作粮食作物和经济作物为主。

本文是在西北地区现有植被的基础上,直接考虑对植被分布起源根本作用的环境因子,对气候变化后植被分布的未来状况作出预测,从而对植被的管理、利用、改造和保护提供参考意见。

一、资料来源和工作方法

1. 资料来源

植被类型图、土壤类型图、地貌类型图、年平均温度图取自地图出版社的《中华人民共和国自然地图集》,1979 年版。

年降水量图和年总辐射图取自气象出版社的《农业气候资源图集》,1987 年版。

海拔高度取自全国测绘资料中心新编的 1:100 万地形图。

2. 工作方法

(1) 建立数据库

选取年平均温度 $t(^{\circ}\text{C})$ 、年降水量 $r(\text{mm})$ 、年总蒸发量 $et(\text{mm})$ 、年总辐射量 $g(\text{Kka}/\text{cm}^2)$ 、干旱指数 k 、地貌 dm 、土壤类型 SO 这八个因素作为决定植被类型 P 的基本因子。从植被类型图、年平均温度图、年降水量图、年总蒸发量图、年总辐射图、干旱指数图、地形图、地貌类型图和土壤类型图上按经纬度格点读取上述数值,输入计算机建立一个数据库,这个数据库

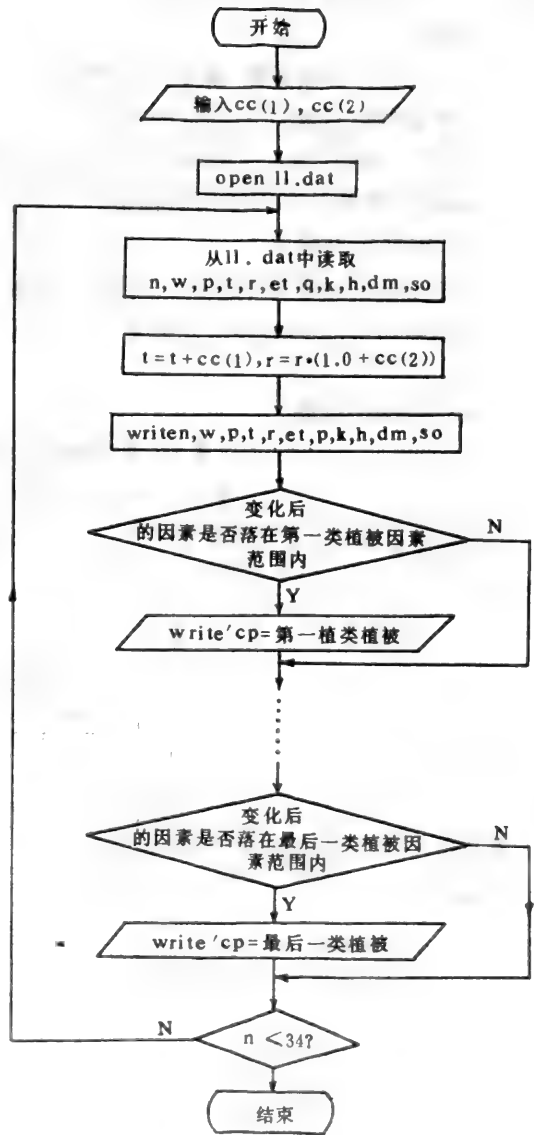


图 1 程序框图
Frame of Program

的每一个记录包括 11 个数据: 纬度 N、经度 W、植被 P 及决定植被的八个因子 t、r、et、g、k、h、dm 和 SO。

(2) 对现有植被类型, 确定各类植被的各个因子所处的界限值和范围。

把现有的植被相同的各点的 t、r、et、g、k、h、dm、SO 汇总, 找出各因素的上下限, 参考《中国自然地理·植物地理》中的有关植被分布的规律性及植被分区的特征概述^[7]剔除个别极端值, 确定各类植被各因子用以预报的界限值^{[8][9][10]}(见表 1)。

(3) 编制预报程序

程序编制使用 FORTRAN 77 语言。根据上步确定的各类植被各因子的界限值及范围, 用逻辑判断语句来判别每个点的变化了的气候因素处在什么范围, 从而判断出植被的可能变化。

图 1 是程序框图。

表 1 西北地区决定植被类型的因素分级
Factors Levels of Vegetation Types in the Northwest

植被 P		t (°C)	r (mm)	et (mm)	g(Kka /cm ²)	k	h(m)	dm	SO
针叶林	21	1.7 ~5.0	200.0 ~370.0	260.0 ~300.0	120.0 ~130.0	25.0 ~27.0	1500.0 ~2000.0	340	360
	90	5.0 ~10.0	500.0 ~600.0	300.0 ~350.0	135.0 ~137.0	1.0 ~2.0	2500.0 ~2800.0	228	12
阔叶林	160	7.5 ~14.0	50.0 ~150.0	<40	147.0 ~155.0	>45.0	910.0 ~117.0	3,11	323,280, 342
灌丛和 萌生 矮林	290	6.2 ~8.0	330.0 ~420.0	320.0 ~360.0	140.0 ~150.0	3.0	1180.0 ~1360.0	23,11	280
	370	≤-0.5	70.0 ~300.0	80.0 ~300.0	157.0 ~175.0	2.2 ~11.0	4850.0 ~5240.0	340,341, 238,5	410,390, 370,401
荒漠	380,390, 400,410	1.2 ~12.0	20.0 ~250.0	45.0 ~180.0	130.0 ~156.0	4.0 ~110.0	350.0 ~3250.0	24,9,340, 326,23,6, 227,235, 328,34,5	220,230, 240,260, 270,380, 323
	420	9.5 ~14.5	100.0 ~200.0	45.0 ~260.0	137.0 ~148.0	25.0 ~30.0	1050.0 ~1400.0	5,11,3	342,270
	430,440, 450,460, 470,480	5.1 ~12.5	20.0 ~220.0	45.0 ~70.0	139.0 ~170.0	4.0 ~110.0	200.0 ~3220.0	24,23,8,9, 3,11,135, 235,238, 5,21	230,250, 260,270, 280,50, 342
	491,492, 500,510	4.0 ~8.5	45.0 ~180.0	40.0 ~180.0	128.0 ~152.0	3.0 ~50.0	220.0 ~1550.0	23,11,24, 9,3,6,5, 135,236	230,250, 260,280
	520	-8.5 ~5.5	45.0 ~140.0	45.0 ~160.0	151.0 ~177.0	2.9 ~25.0	2700.0 ~5600.0	340,341, 34,37,236, 238,13	230,410, 401,390, 330,270

植被 P		t (°C)	r (mm)	et (mm)	g(Kka /cm ²)	k	h(m)	dm	SO
草原 和 稀树 灌木 草原	550	7.2 ~10.8	370.0 ~570.0	380.0 ~520.0	120.0 ~132.0	1.7 ~5.0	800.0 ~156.0	226,11	120,12
	570	5.5 ~10.5	270.0 ~600.0	260.0 ~480.0	133.0 ~155.0	2.0 ~10.0	1330.0 ~2180.0	226,23	220,100,30, 12,240
	581,582	-0.9 ~10.0	180.0 ~450.0	50.0 ~310.0	129.0 ~172.0	0.8 ~30.0	270.0 ~3850.0	24,135,40, 227,228, 240,9,3, 340,323, 235,328, 224	220,230, 240,260, 210
	591,610	-3.1 ~8.0	20.0 ~290.0	50.0 ~310.0	129.0 ~172.0	0.8 ~30.0	270.0 ~3850.0	23,128,135, 228,340, 235,236,8	220,230, 210,270, 260,250
	622,631, 632	-7.5 ~6.0	45.0 ~350.0	50.0 ~300.0	129.0 ~171.0	1.5 ~50.0	1800.0 ~4910.0	340,8,9, 235,236, 21,3	360,370, 380,390, 210,230, 260,342
	640	-8.5 ~-3.0	70.0 ~100.0	110.0 ~190.0	≥175.0	6.0 ~9.0	4920.0 ~5300.0	140,12	390
草甸 和 草本 沼泽	672,673	1.2 ~10.5	70.0 ~280.0	45.0 ~320.0	139.0 ~164.0	3.0 ~50.0	960.0 ~3000.0	5,34,35, 9,8,3	50,260,270, 280,323
	680,690, 700	-6.5 ~4.0	110.0 ~520.0	160.0 ~305.0	128.0 ~174.0	1.2 ~6.0	2600.0 ~4840.0	328,41, 341,340, 8,228,13	360,370, 380,210, 390,220, 100
	710	9.0 ~12.5	60.0 ~80.0	45.0 ~50.0	143.0 ~145.0	15.0 ~18.0	700.0 ~800.0	6	270
农业 植被	740	3.2 ~8.0	140.0 ~300.0	170.0 ~300.0	133.0 ~150.0	2.3 ~5.0	1030.0 ~1560.0	21,3,228	50,230, 220
	770	8.0 ~16.0	480.0 ~680.0	450.0 ~540.0	118.0 ~127.0	1.0 ~3.0	540.0 ~1400.0	226,228, 26,18	12,30,120
	780	>10.5	20.0 ~135.0	45.0 ~50.0	147.0 ~150.0	20.0 ~100.0	1290.0 ~1480.0	3,11	280,270,50
农业 植被	860,880	4.5 ~10.5	≤50.0	45.0	148.0 ~166.0	≥100.0	780.0 ~2780.0	21,7,235,23	420,270,260
	870	≥10.0	≤70.0	≤50.0	146.0 ~166.0	40.0 ~110.0	840.0 ~1550.0	9,11,3,8	280,270, 342
	890	-8.5 ~4.9	25.0 ~70.0	50.0 ~130.0	150.0 ~170.0	2.5 ~10.0	3410.0 ~5480.0	37,340,341	410,390, 401
	900	-4.0 ~5.0	310.0 ~680.0	140.0 ~180.0	131.0 ~138.0	1.0 ~3.0	3750.0 ~5300.0	341	460
	910	-4.0 ~10.0	120.0 ~380.0	100.0 ~250.0	142.0 ~161.0	3.0 ~10.0	1150.0 ~4480.0	50.3	470

注:表中 P、dm、SO 的数字含义见附录二类型说明

(4) 将程序运行结果点绘成气候变化后的植被分布图

本文采用假设的气候变化,即温度升高 1°C 、 2°C 、 3°C 和降水变化 $\pm 10\%$ 的六种组合分别输入运算程序而得出结果。由于篇幅关系,本文附一份温度升高 2.0°C 和降水减少 10% 的运行结果。将六种运行结果分别逐一经度、逐一纬度地点在空白地图上,再用铅笔把类型相同的植被连成片,即得气候变化后西北地区的植被可能分布图(见图3、图4、图5、图6、图7和图8)。图例见附录一。

二、结果分析

将所绘好的六张气候变化后西北地区植被的可能分布图与气候未变化时的植被分布图(图2)对照分析,可以看出,不论气候变化的程度如何,都将对植被分布产生重大影响。

1. 温度升高 1°C ,降水增加 10%

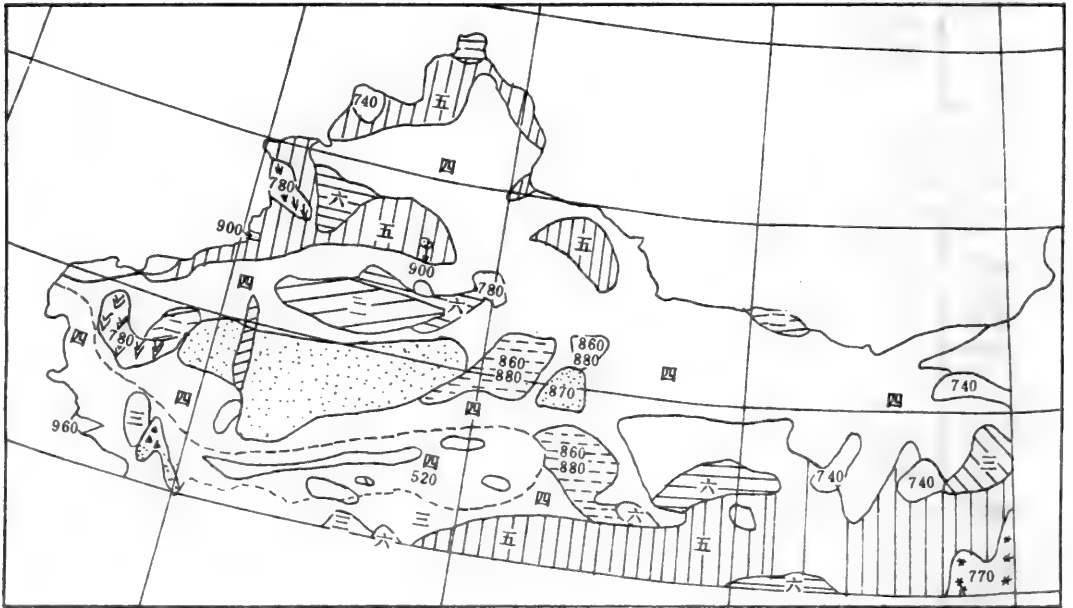


图2 目前西北地区植被分布图

The Map of Current Vegetation Distribution over Northwest China

从图2和图3中可见,气候变化后,天山以北的草原和稀灌木草原的面积将增大,其中喀什河和巩乃斯河流域的草甸和草本沼泽的面积也将扩大;塔克拉玛干沙漠面积将减少,边缘荒漠植被面积增大;而塔克拉玛干沙漠内和田河畔的荒漠河岸胡杨疏林将消失,塔里木河畔的胡杨林面积稍有缩小,部分胡杨林地发展为草甸和草本沼泽;柴达木盆地的大片戈壁、盐壳及风蚀沙地将有 50% 发展为荒漠植被;青海湖周围的草甸和草本沼泽向北延伸到祁连山下,向西延伸到柴达木盆地边缘;昆仑山的高山山顶碎石部分被垫状驼绒藜和藏亚菊沙砾漠代替。农业植被在原有基础上将有所扩大,但其种植制度及熟制不会改变。

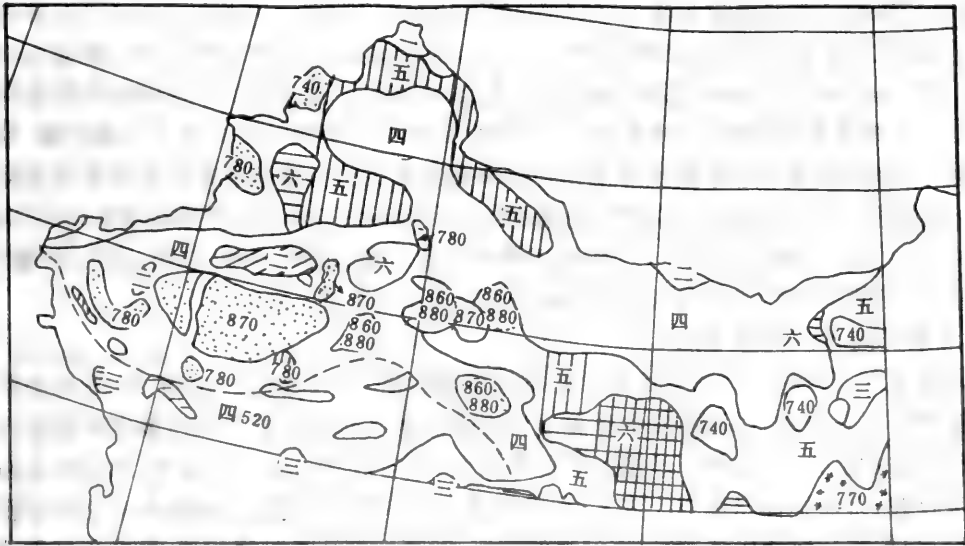


图3 气候变化后西北地区植被分布图(I)

The Map of Vegetation Distribution over Northwest China in Future Climate(I)

2. 温度升高 2℃,降水增加 10%

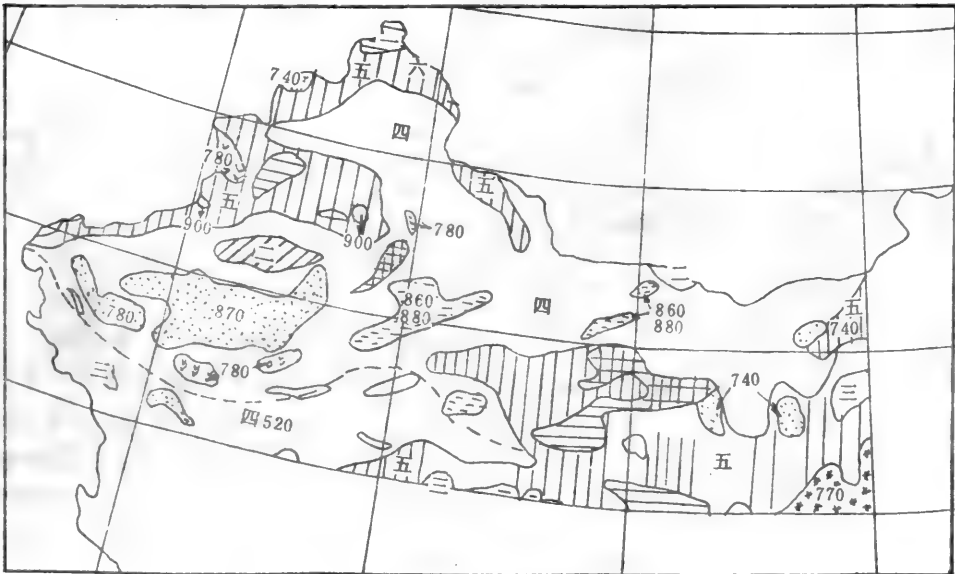


图4 气候变化后西北地区植被分布图(II)

The Map of Vegetation Distribution over Northwest China in Future Climate (II)

从图 4 可见,气候变化后,天山北坡及阿尔泰山山前地区的草原和稀树灌木草原面积将增大,塔克拉玛干沙漠的面积将减少,但沙漠西部边缘叶尔羌河中下游和内部和田河畔的胡杨林将消失,北部塔里木河畔的胡杨林面积将缩小,部分胡杨地为荒漠所代替。昆仑山系的雪线将上升,高山山顶碎石大部分被垫状驼绒藜、藏亚菊沙砾漠取代,昆仑山脉 90°E 附近的温带亚热带高寒草原,例如羽柱针茅、垫状驼绒藜草原将稍有扩大。柴达木盆地的戈壁、盐壳大多发展为荒漠,河西走廊张掖至酒泉一线由原来的草原和稀树灌木草原发展为草甸和草本沼泽,而内蒙古阴山北面的草原和稀树灌木草原将大面积退缩。农业植被中冬(春)小麦、玉米、棉花、哈密瓜、葡萄等在喀什、莎车一带将扩大种植,而冬小麦、玉米、谷子、甘薯、棉花、枣、板栗、核桃等的种植将向西扩展到陕西与甘肃的交界处。

3. 温度升高 3℃,降水增加 10%

由图 5 可见,气候变化后,天山南北的草原和稀树灌木草原将进一步扩大,戈比湖和玛纳斯河流域将以草原取代荒漠,吐鲁番盆地和哈密盆地以北的草原和稀树灌木草原将向东北方向移动并扩大;塔克拉玛干沙漠的面积将扩大,并向南移动近一个纬度,胡杨林仅在塔里木河畔存在,且面积比以前缩小许多;青海湖西北部、祁连山下的草甸和草本沼泽面积减少,被草原和稀树草原所代替;柴达木盆地的戈壁、盐壳大部分为荒漠代替;昆仑山的雪线上升,多数高山山顶碎石被垫状驼绒藜、藏亚菊沙砾漠取代。农业植被的变化与温度升高 2℃、降水增加 10% 时的相同。

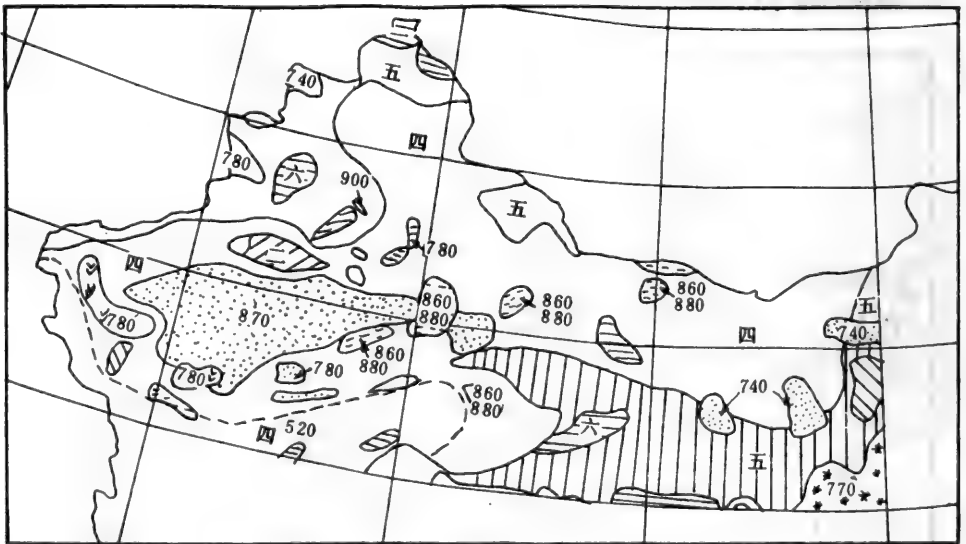


图 5 气候变化后西北地区植被分布图(III)

The Map of Vegetation Distribution over Northwest China in Future Climate (III)

4. 温度升高 1℃,降水减少 10%

从图 6 可见,气候变化后,天山南北的草原和稀灌木草原将扩大,但其中的草甸和草本

沼泽面积稍有缩小, 博斯腾湖周围部分草甸变为荒漠, 塔克拉玛干沙漠面积扩大, 向西侵移了两个经度, 和田河和叶尔羌河流域的胡杨林将毁灭, 北部塔里木河畔还存在少许胡杨林, 柴达木盆地的戈壁和盐壳约有 50% 被荒漠取代, 昆仑山雪线上升, 状驼绒藜、藏亚菊沙砾漠大量取代高山山顶碎石和蚤缀、点地梅等高山垫状植被, 祁连山南坡山地草甸和草本沼泽面积扩大, 内蒙古的库布齐沙漠和毛乌素沙漠将稍向东南侵移, 取代阴山南北的草原。农业植被中除陕西关中盆地以北的一年两熟或两年三熟连作粮食作物和经济作物稍向西扩展外, 其余的农业植被基本未变或稍有减少, 塔克拉玛干沙漠南缘的克里雅河和安迪尔河畔的农业植被将消失, 喀什、莎车一带的农业植被面积将减少。

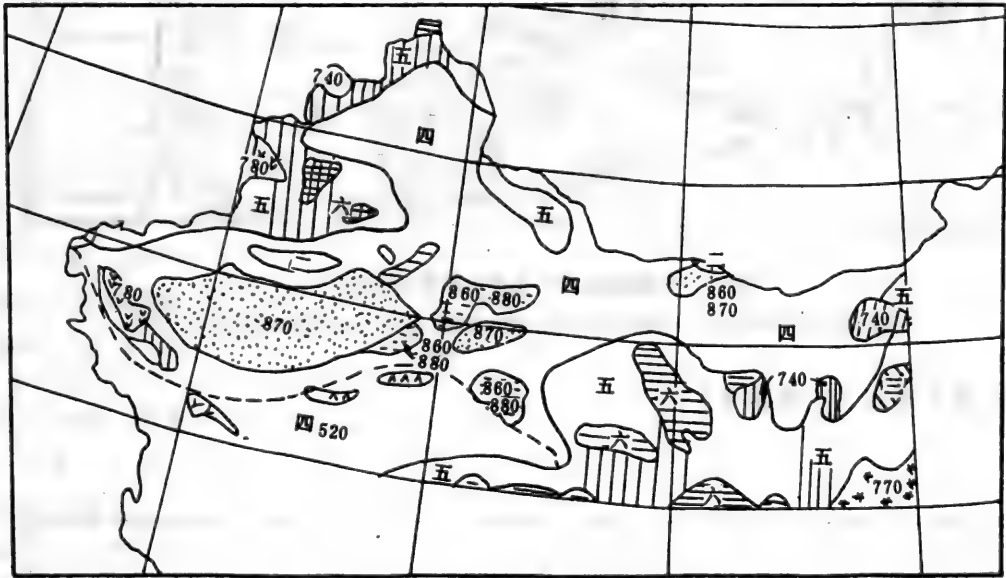


图 6 气候变化后西北地区植被分布图(IV)

The Map of Vegetation Distribution over Northwest China in Future Climate (IV)

5. 温度升高 2℃, 降水减少 10%

从图 7 可见, 气候变化后, 阿尔泰山山前的草原和稀树灌木草原向北移动, 最北面的寒温带、温带山地常绿针叶林消失, 天山南北的草原和稀树灌木草原总面积稍有缩小, 塔克拉玛干沙漠向南侵移了一个纬度, 胡杨林面积进一步缩小, 仅在塔里木河畔存在, 沙漠南缘的农业植被消失, 柴达木盆地的戈壁和盐壳缩小近 70%, 其北部为草原和稀树草原代替, 南部为荒漠所代替, 青海湖北部、祁连山下的草原和草本沼泽面积稍有扩大, 昆仑山雪线上升, 垫状驼绒藜、藏亚菊沙砾漠代替高山山顶碎石和蚤缀、点地梅等高山垫状植被; 毛乌素沙漠向东南移动, 银川附近的农业植被被草原和稀树灌木草原取代, 阴山北面草原面积将减少。

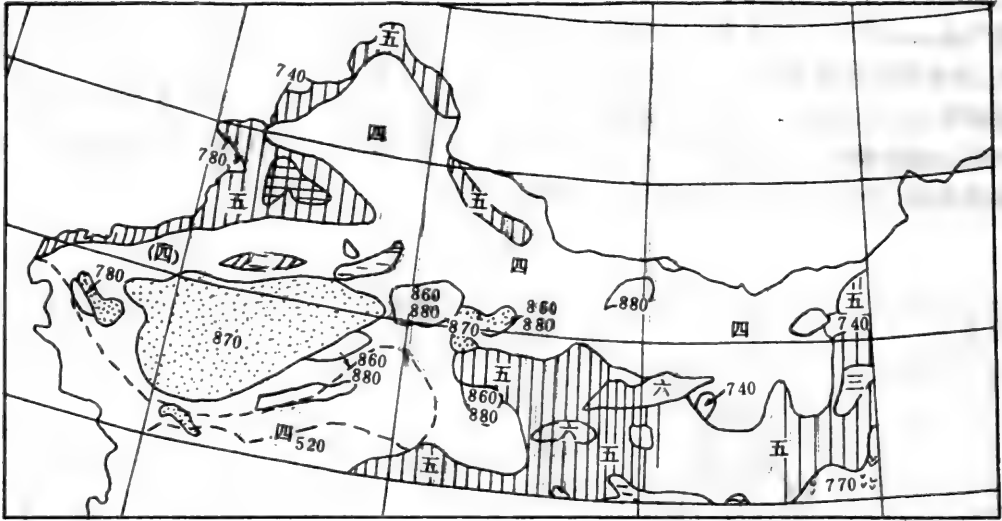


图 7 气候变化后西北地区植被分布图(V)

The Map of Vegetaion Distribution over Northwest China in Future Climate (V)

6. 温度升高 3℃,降水减少 10%

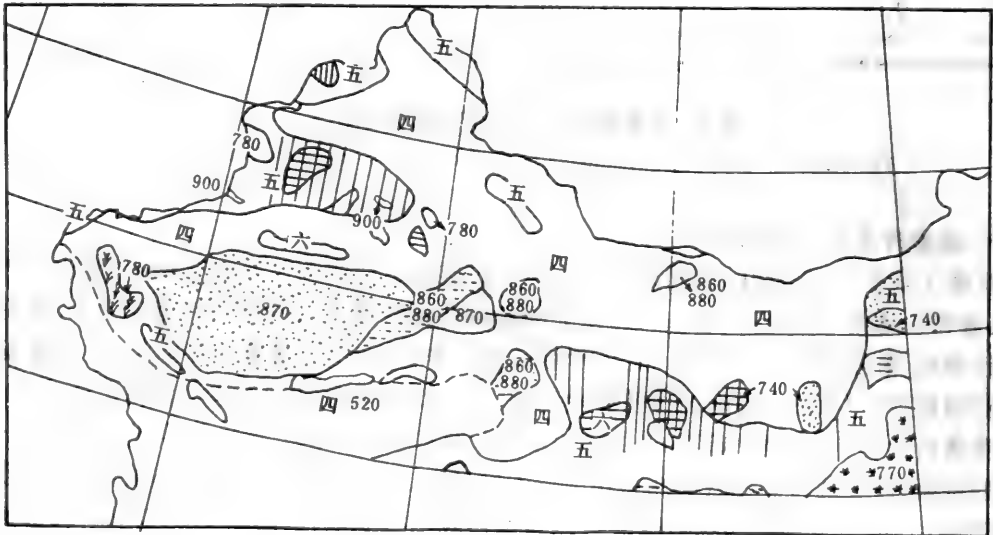


图 8 气候变化后西北地区植被分布图(VI)

The Map of Vegetaion Distribution over Northwest China in Future Climate (VI)

由图 8 可见阿尔泰山山前的草原和稀树草原进一步减少,只在山坡沿线存在;天山南北的草原变化不大,准噶尔盆地的荒漠向西北侵移直至国境,塔克拉玛干沙漠扩大,向南侵袭 1.5 个纬度,向西侵袭 2 个经度,沙漠东部的罗布泊附近戈壁和盐壳面积扩大,柴达木盆地的戈壁、盐壳则有 60% 被荒漠代替;昆仑山雪线上升,垫状驼绒藜、藏亚菊沙砾漠取代大部分高山山顶碎石和蚤缀、点地梅等高山垫状植被;祁连山下的草甸面积将减少,草原向南移动约 0.5 个纬度,荒漠面积扩大,阴山南北的沙漠、荒漠扩展,草原和稀树灌木草原退缩,呼和浩特附近的农业植被面积减少,塔克拉玛干沙漠南缘克里雅河和安迪尔河畔的农业植被消失;胡杨疏林大面积消失,仅在塔里木河畔存有小片,内蒙古嘎顺塔尔和苏吉诺尔处的胡杨林也将消失,而其附近的戈壁将扩展。关中盆地以北的一年两熟或两年三熟连作粮食作物和经济作物的面积将扩大。

三、结果讨论

由上述分析可以看出,在西北这样的干旱、半干旱地区,决定植被分布的首要因素是降水,其次才受温度影响。当降水增加 10% 时,无论温度是升高 1℃、2℃ 还是 3℃,区内植被分布的变化方向大致是相同的:草原和稀树灌木草原及草甸和草本沼泽的面积扩大,荒漠面积缩小,沙漠、戈壁和盐壳的面积基本不再扩大,部分已被荒漠取代,高山的雪线上升,高山山顶碎石多为垫状驼绒藜和藏亚菊沙砾漠所代替。而当降水减少 10% 时,无论温度升高的程度如何,区内植被的变化方向也都是相似的:荒漠面积扩大,沙漠化严重,胡杨林地频于毁灭,高山雪线上升,垫状驼绒藜和藏亚菊沙砾漠不仅取代高山山顶碎石,同时也取代对降水要求相对要多的蚤缀和点地梅高山垫状植被,农业植被也受到沙漠化的威胁。

从表 1 中划分的各类植被对温度、降水的要求范围,就不难看出西北地区的植被为何对水分如此敏感了。在表 1 中,各类植被所适应的温度范围都比较广,如温带丛生禾草草原中山地丛生禾草草原植被可以生活在 -0.9℃ 至 10℃ 的范围内,有些植被要求的环境温度的上下限之差可达 10--14℃,因此当气温上升 1℃、2℃ 或 3℃ 时,对植被分布不会发生重大影响。而降水则不同,对于生长在极端干旱条件下的植被来说,少量的降水变化就可能对植被的分布产生极大的影响^[4]。降水增多,加之因温度升高而引起的高山山顶雪被、冰川的消融,对极端干旱的地带能够起到补给淡水的作用,使得山前、山坡地带的草原和稀树灌木草原以及草甸和草本沼泽取代原有的荒漠。

然而,温度和水分之间还有一个相互补偿的作用。Graetz 等于 1988 年提出:在半干旱、干旱地区生态系统内,20% 的降水增加会因为温度升高 3--4℃ 而补偿。这一结论在本文中也明显表现出来:当温度升高 3℃、降水增加 10% 时,植被的变化并没有因降水的增多而扩大草原面积,相反塔克拉玛干沙漠还向南侵移了近一个纬度。几乎所有的大尺度全球环流模型(GSMs)的运算结果都表明:全球温度升高的直接效应是水文循环的强度都将加强^[12]。年平均降水量增加了,但年蒸发量也将大大增加,虽然温度升高使冰川雪被融化还可以补给淡水,但受惠的仅仅局限于山前的平原和山地,更多的地区水分仍是入不敷出。同时,气候变暖,冬季降水中雪的比例减少,冬季的降水不能以固体的形式保存下来,致使春夏季因固体水融化而供给植物使用的水量减少,不能弥补植物生长季雨水少的缺陷,导致土壤变干^[12]。

另外,长时间的蒸发量超过降水量,使地面表层土壤盐碱化,这也是造成沙漠化的一个原因。因此,当温度增加 3℃,降水增加 10%时,反而会有沙漠、荒漠扩展的可能。

气候变化不可避免地发生了,全社会就必须尽快来适应变化了的气候。气候变化直接影响植被分布,而植被对气候变化的响应又有一个滞后的过程,滞后的时间少则八九年,多则几十年,尤其是在增暖较快时,生态系统的调整可能跟不上气候变化,致使某些植物濒于灭绝。西北地区干旱缺水,植被对降水依赖性大,生态环境脆弱,因而重视气候变化带来的消极影响,极早制定对策,合理开发利用自然资源显得尤为重要。

西北干旱、半干旱地区水资源的短缺是开发的首要限制因素,因此首先要解决水的问题。从长远来看,要投入资金的物力开发地下水和山上的水,使原有的绿洲面积稳定并扩大;从近期来看,要大力发展节水技术和节水经济,以便尽量节约用水和充分利用光热资源^[13]。其次,当气候变化后,即使环境温度、降水都适于种植农作物,也要因地制宜地考虑农牧的比例,因为农业的发展还依赖于对肥沃土壤的有效利用^[2],而在西北地区缺乏农业生产合适的土壤,因此要宜牧则牧,宜农则农,否则反而会使草原沙化。第三,要正确估价西北地区的资源、环境及土地的承载力,使资源开发与环境保护同步进行。大量事实表明,近几十年来出现的环境问题,除了自然因素影响外,主要还在于人类对自然资源的不合理开发利用。因此要制止西北区内生态环境的恶化,必须杜绝盲目开发、掠夺式的经营。

附 录

附录一: 图 例 LEGEND

自然植被 Natural Vegetation

- 一、针叶林 Needleleaf Forests
- 二、阔叶林 Broadleaf Forests
- 三、灌丛和萌生矮林 Scrubs and Coppice woods
- 四、荒漠 Deserts
 - 垫状驼绒藜、藏亚菊沙砾漠
Ceratoides compacta and Agania tibetica sand—greavelly deserts
- 五、草原和稀树灌木草原 Steppes and Savannas
- 六、草甸和草本沼泽 Meadows and Swamp Vegetation

农业植被 Agriculture Vegetation

- A. 温带一年一熟和耐寒经济作物
One crop annually in temperate zone and cold—resistant industrial crops
740. 春小麦、糜子、马铃薯、甜菜、胡麻 Wheat, potato, beet, flax
- B. 一年两熟或两年三熟作物和暖温副带落叶果树
Two crops annually or three crops for two year and deciduous orchards in warm—temperate zone

770. 冬小麦、玉米、谷子、高粱、甘薯、棉花、花生、苹果、梨、杏、枣、柿、板栗、葡萄、核桃
 Winter wheat, maize, millet, chinese—sorghum, sweet potato, cotton, peanut, apple, pear, ju-
 jube, persimmon, chestnut, grape, walnue

780. 冬(春)小麦、玉米、高粱、棉花、葡萄、哈密瓜、梨、杏
 Winter wheat (wheat), maize, chese—sorghum, cotton, grape, walnut

其他 Others

870. 沙漠 Wandering sanddunes
 860,880. 盐壳,戈壁 salt crusts, Bare gobi
 890. 高山山顶碎石 Sparse vegetation of high mcuntains with rocky fragmeats
 910. 湖泊 Lakes
 900. 冰川雪被 Glaciers and snow mantle

附录二： 类型说明 Types Illustration

* * 植被类型 * *

- 一 针叶林
 A 寒温带、温带山地常绿针叶林
 21 云杉、冷杉林
 22 云杉林
 B 亚热带、热带山地常绿针叶林
 90 冷杉、云杉、铁杉林
 二 阔叶林
 A 温带落叶小叶疏林
 160 荒漠河岸、沙地胡杨疏林
 三 灌丛和萌生矮林
 A 温带落叶灌丛
 290 草原沙地锦鸡儿、柳、蒿灌丛
 B 高山垫状矮半灌木、草本植被和稀疏植被
 370 蚤缀、点地梅垫状植被
 四 荒漠
 A 温带矮半灌木荒漠
 380 合头草低山岩漠
 390 假木贼砾漠
 400 琵琶柴砾漠
 410 蒿属、矮期生草壤漠

* * 地貌类型 * *

- 一 堆积平原
 A 冲积的
 3 冲积平原
 4 湖积、冲积平原
 5 洪积、冲积平原
 B 湖成的
 6 湖积平原
 7 冲积、湖积平原
 C 洪积的
 8 冲积洪积平原
 9 洪积倾斜平原
 209 洪积倾斜平原,中等切割
 D 风成的
 11 沙丘复盖的平原
 E 冰川的
 12 冰积平原
 13 湖积、冲积、冰积平原
 二 剥蚀平原和高原
 A 侵蚀的
 18 黄土原

- B 温带多汁盐生矮半灌木荒漠
 - 420 盐爪爪盐漠
- C 温带灌木、半灌木荒漠
 - 430 腊果麻黄、木坝王、沙拐枣砾漠
 - 440 川青锦鸡儿、驼绒藜沙砾漠
 - 450 三瓣蔷薇、沙冬青、四合木沙砾漠
 - 460 白沙蒿、油蒿沙漠
 - 470 沙拐枣沙漠
 - 480 怪柳沙漠
- D 温带半乔木荒漠
 - 491 白梭梭、梭梭沙漠
 - 492 梭梭沙漠
 - 500 梭梭、琵琶柴壤漠
 - 510 梭梭、膜果麻黄砾漠
- E 温带高寒葡萄矮半灌木荒漠
 - 520 垫状驼绒藜、藏亚菊沙砾漠
- 五 草原和稀树灌木草原
 - A 温带禾草、杂类草草原
 - 550 白羊草、黄背草草原
 - B 温带丛生禾草草原
 - 570 本氏针茅、短花针茅草原
 - 581 山地丛生禾草草原,含棱狐茅、针茅
 - 582 山地丛生禾草草原,含克氏针茅
 - C 温带丛生矮禾草、矮半灌木草原
 - 591 戈壁针茅草原、含冷蒿
 - 610 山地沙生针茅、矮半灌木草原
 - D 温带、亚热带高寒草原
 - 622 禾草、杂类草草甸,含早熟禾、狐茅
 - 631 紫花针茅草原、含羽柱针茅
 - 632 紫花针茅草原、含狐茅
 - 640 羽柱针茅、垫状驼绒藜草原
- 六 草甸和草本沼泽
 - A 温带草甸
 - 672 禾草、杂类草草甸,含芨芨草、盘果碱蓬
 - 673 禾草、杂类草草甸,含芦苇、罗布麻、骆驼刺草甸与怪柳灌丛结合

- B 干燥作用的
 - 21 盐沼地
 - 22 平原
 - 23 高平原
 - 323 高平原,深切割
 - 24 高原
 - 224 高原,中等切割
 - 三 三剥蚀台原和山地
 - A 侵蚀的
 - 26 丘陵
 - 226 黄土的丘陵
 - 227 低山,中等切割
 - 128 中山,浅切割
 - 228 中山,中等切割
 - 328 中山,深切割
 - B 干燥作用的
 - 34 丘陵
 - 35 低山
 - 135 低山,浅切割
 - 235 低山,中等切割
 - 236 中山,中等切割
 - C 冰川霜冻和泥流作用的
 - 37 台原
 - 238 山原,中等切割
 - 40 高山
 - 140 高山 浅切割
 - 240 高山 中等切割
 - 340 高山 深切割
 - 41 极高山
 - 341 极高山 深切割
 - 四 其它
 - 50 湖泊
- 山地切割程度:
浅切割(<500米)

- B 温带、亚热带高原草甸
 700 盐生禾草、杂类草、蒿草草甸
 680 蒿草草甸
 690 苔草、蒿草、杂类草草甸
- C 温带草本沼泽
 710 禾草、苔草沼泽
- 七 农业植被
 A 一年一熟粮作、耐寒经济作物

中等切割(500—1000米)
 深切割(>1000米)

丘陵:相对高程约<100米
 低山:绝对高程约500—1000米
 中山:绝对高程约1000—3500米
 高山:绝对高程约3500—5000米
 极高山:绝对高程约>5000米

*** 土壤类型 ***

绵土	岩性土
12 黄绵土	280 风沙土
30 黑垆土	草甸沼泽土
潮土	323 灰色草甸土
50 灌淤土	330 沼泽土
棕壤	盐碱土
100 灰褐土	342 盐土
120 褐土	高山土
黑土	360 寒漠土
210 黑钙土	370 草毡土
栗钙土	380 黑毡土
220 栗钙土	390 莎嘎土
230 棕钙土	401 巴嘎土
240 灰钙土	410 高山漠土
漠土	其它
250 灰漠土	420 盐壳
260 灰棕漠土	460 冰川、雪被
270 棕漠土	470 湖泊

参 考 文 献

- [1] M. И. Бульыко Пройсман, 八十年代的变暖, 气象科技, (114), 48—50, (1989年)。
- [2] Jill. Jaeger, 变化中的大气, 气象科技, (111), 16—15, (1989年)。
- [3] R. S. Lindzen, 对全球变暖的一些看法, 气象科技, (119), 44—48, (1990年)。
- [4] 王绍武, 温室气体增长对气候和社会的影响, 气象科技, (109), 1—6, (1989年)。
- [5] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会, 中国自然地理·总论, 科学出版社, (1985)。
- [6] 赵松乔等, 中国的干旱区, 科学出版社, (1990年)。
- [7] 侯学煜, 中国自然地理·植物地理(下册), 科学出版社, (1988年)。
- [8] 张新时, 植被的PE(可能蒸散)指标与植被—气候分类(一)—几种主要方法与PEP程序介绍, 植物生态学与地植物学学报, 13(1), 1—9, (1989年)。
- [9] 陈晓亚等, 新疆阿尔泰山前平原河谷林植被类型, 植物生态学与地植物学学报, 13(1), 66—72, (1989年)。
- [10] 孙世洲, 青海柴达木盆地及其周围山地植被, 植物生态学及地植物学学报, 13(3), 236—249, (1989年)。
- [11] 谭浩强、田淑青, FORTRAN 语言, 清华大学出版社, (1990年)。
- [12] 赖祖铭, 气候变化的水文效应, 干旱区地理, 12(2), 50—58, (1989年)。
- [13] 胡文康等, 克里雅河下游荒漠河岸植被的历史、现状和前景, 干旱区地理, 13(1), 46—51, (1989)。

The Potential Impact of Climate Change on Vegetation Distribution in Northwest China

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Liu Lingning

(Beijing Agriculture University)

Abstract

Because of the greenhouse effect and some others factors influences, the global climate is showing a trend to become warmer. with the climate change, precipitation, evaporation, radiation and other environmental factors will be different, and these will eventually affect the whole ecological environment. Based on the current vegetation distribution in the Northwest, considering the fundamental factors that affect the vegetation distribution, with the vegetation judgement program, this essay predicted the vegetation distribution in the Northwest in the supposing climatical conditions change wich is the combination of temperature and precipitation, and the change with temperature increasing 1°C 、 2°C 、 3°C , precipitation increasing or decreasing 10%. The result is that, for the vegetation distribution in Northwest, the key factor is precipitation, when temperature rises and precipitation will increase, parts of Wangering Sanddunes will be taken place of Deserts, the area of agriculture vegetation will enlarge. However, when temperature rises and precipitation decreases, the area of Steppes and Savannas, Meadows and Swamp Vegetation will reduce, Deserts will be instead of it, desertification will be serious and agricultural vegetation will be threatened.

Key words: the Northwest of China Vegetation Climate change

气候变化对东北地区植被分布的可能影响*

张 翼

(中国科学院地理研究所)

宋俊果

(北京农业大学)

摘 要:气候变暖及二氧化碳和其它气体浓度的增加,引起世界气候的异常变化,对植被类型和作物产量将产生很大的影响。本文抛开作物产量,重点研究气候变化对处于较高纬度的东北地区植被类型分布的影响。

在确定的三种情况(降水增加10%,温度分别增加1.0℃、2.0℃、3.0℃)下,寒温带落叶针叶松,一年一熟作物,一年两熟作物或二年三熟边作物的南部边缘地带都有不同程度的北移,同样温度增加,降水减少10%的状况,表现出同样的趋势。

关键词:气候变化 植被类型

引 言

气候变化对不同的时间尺度来说有不同的原因,但归根到底不外乎自然波动和人类活动引起的变化。工业革命之前,人类对气候的影响非常小^[1]。近百年来,由于化石燃料的大量燃烧和森林的过度砍伐引起CO₂倍增,水稻田和食草家畜的增加使甲烷的含量增加,而CO₂和甲烷都是温室气体^[2]。许多科学家通过不同模式预测大气成分对气候变化的影响,几乎一致地认为气候朝着较暖的方向变化。全球变暖是全世界最为关心的自然环境问题。1990年10月底召开的第二次世界气候大会提出最新的研究报告,预测在目前温室气体继续增加的情况下,到2025年全球平均温度升高1℃,到下个世纪末升高3℃,海平面有所上升^[3]。

气候变暖将影响降雨、土壤水分含量的变化。气候带北移200—300公里,副热带高压在夏季脊线位置也北移,因此有些地区雨带北移。对于降水量的预测结果差异较大,但多数人认为中纬度地区雨量将减少,高纬度地区雨量将明显增加。

对于气候变化与怎样变化,气象工作者已做了不少工作,还得出了大量可靠的数据结果。植物分类学家对于植被类型的区划,也作了深入细致研究,这可以从《中国植被类型图》上看出^[4]。这里,利用气候资料与植被类型资料,探讨它们之间的关系,研究气候变化以后对植被的影响。由于气候变化的程度在数量上不太确切,本文是在假定的几种情况下进行分析。

植被是地表状况的重要特征。不同气候带里温度与降水各异,就各有相应的植被类型。

* 本文为国家“八五”攻关课题85—913—03中部分工作。

气候状况和生态群落形成了特定的生态环境,形成了地气之间固有的辐射、热量和水分平衡,一旦气候发生变化,植被也随之发生变化,形成了新的平衡关系^[5]。这将进一步导致对社会、经济乃至政治的广大范围的冲击。

一、方法及资料

资料来源

(1) 中国植被 1:4000000 中华人民共和国自然地图集,地图出版社,北京,1979.12

(2) 中国土壤 1:4000000 同上

(3) 中国地貌 1:4000000 同上

(4) 年降水量 《农业气候资源图集》,气象出版社,北京,1987

年总辐射量

年蒸发量

干旱指数

(5) 中国地形图 1:1000000 《全国测绘资料中心》,北京,1991

地理范围

东北地区南临黄海、渤海,北接苏联,东邻朝鲜,西以大兴安岭为界,大致在 $38^{\circ}43' - 53^{\circ}30'N$ 、 $119^{\circ}10' - 135^{\circ}20'E$ 范围之内,三面环山,中部为平原^[6]。本文工作范围稍大,包括 39° 以北, 115° 以东的所有中国国土。除东北外,还包括内蒙古一部分和河北北部部分地区。

工作步骤

(1) 建立数据库

按每一纬度,每一经度从上述图上读出年平均温度、年降水量、年蒸发量、年总辐射量、干旱指数、地貌类型、海拔高度、土壤类型,最后读出各经纬度的植被类型。

把读出的数据输入计算机,同一经纬度的各因子连同经、纬度输入一行,植被类型号码排在气候因子、地貌、土壤之前。建立数据库 cl. dat。

为分类方便,把数据库 cl. dat 中的数

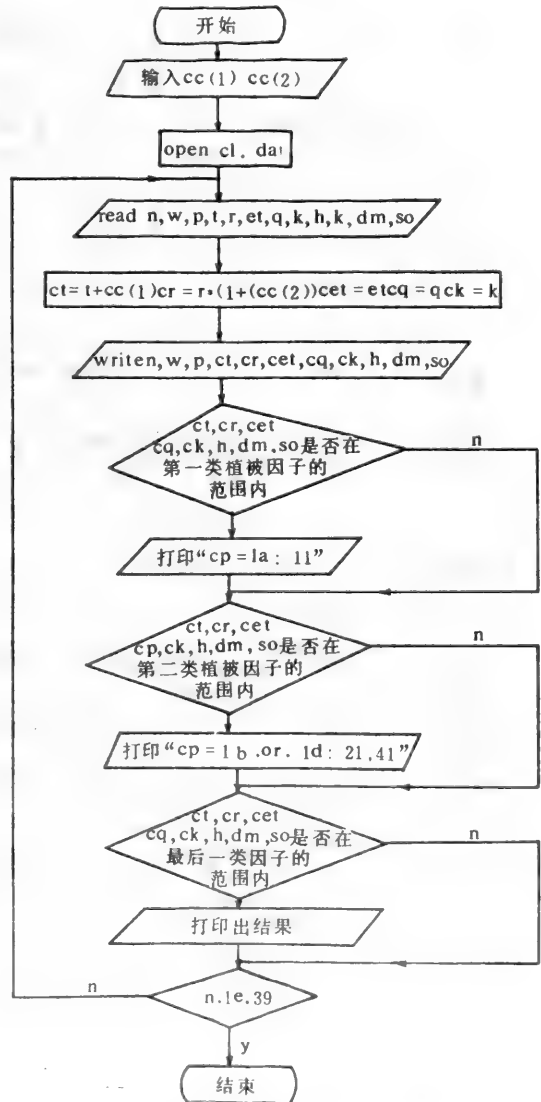


图1 东北地区植被类型预报程序框图
Program Frame for Predicting Vegetation
Types Distributed over the Northeast Area in China

据按植被排序。共有 27 种植被类型,相同的行聚在一起。

表 1 东北地区决定植被类型的因素分级

Factors Levels of Vegetation Types in the Northeast Area in China

植被类型	p	t	r	et	q	k	h	dm	so
针叶林	11	≤ -2.1	370.0 ~475.0	350.0 ~310.0	100.0 ~118.0	0.8 ~0.2	500.0 ~1000.0	20,24, 25,29	70,80
	30	-2.0 ~-1.0	350.0 ~400.0	250.0 ~300.0	120.0 ~130.0	2.8 ~3.2	600.01 ~000.0	4	280
	21	0.8	400.0	320.0	100.0	0.8	200.0	20,25,	80,110,
	41	~11.0	~950.0	~520.0	~140.0	~3.0	~500.0	29	120
阔叶林	100,110,111, 112,120	-2.8 ~8.0	400.0 ~1100.0	270.0 ~550.0	100.0 ~130.0	0.8 ~3.0	100.0 ~1000.0	25,20, 28,29	70,80, 110
	150	6.0 ~6.5	350.0 ~400.0	350.0 ~400.0	135.0 ~140.0	3.2 ~3.5	300.0 ~400.0	25	280
	140	-2.0 ~8.4	350.0 ~500.0	280.0 ~450.0	110.0 ~135.0	1.0 ~3.0	450.0 ~1200.0	17,25, 27,29	12,80, 120,210
	280 290	1.0 ~4.0	300.0 ~400.0	300.0 ~400.0	130.0 ~145.0	2.0 ~3.0	1000.0 ~1500.0	27	220
灌丛和萌生矮丛	300	8.0 ~11.0	400.0 ~700.0	400.0 ~600.0	135.0 ~145.0	1.5 ~2.0	10.0 ~700.0	7,17	100,220
	360	4.5 ~-0.1	400.0 ~800.0	300.0 ~410.0	105.0 ~120.0	0.8 ~1.5	550.0 ~1000.0	25,29	330
	531,532,540, 561,562	-4.0 ~4.7	250.0 ~550.0	200.0 ~400.0	120.0 ~140.0	3.1 ~45.0	600.01 ~400.0	15,17, 20,25, 26,29	220,210, 321,322
草甸和草本沼泽	660,671, 672	-3.0 ~5.0	200.0 ~500.0	250.0 ~450.0	115.0 ~140.0	1.5 ~4.5	150.0 ~500.0	3,4,5, 7,15	280,321, 330
	710	2.0 ~3.2	520.0 ~600.0	350.0 ~460.0	105.0 ~110.0	1.5	45.0 ~100.0	3,4,5	330
	730	-1.0 ~6.0	480.0 ~680.0	300.0 ~500.0	105.0 ~130.0	0.8 ~3.0	50.0 ~300.0	3,5,7,	80,110, 120,190, 210
农业植被	760	6.1 ~6.0	500.0 ~1100.0	300.0 ~700.0	110.0 ~125.0	0.8 ~3.2	3.0 ~300.0	3,5,7, 14	80,110, 120,190, 210
	770	≥ 8.6	600.0 ~1200.0	400.0 ~900.0	105.0 ~130.0	0.5 ~2.0	1.0 ~300.0	3,5,7, 14	80,110, 120,210

注:表中符号及有关数字意义见附录二。

(2)分类

原则:对每一类型的植被类型所对应的各因子数值,排除太大和太小的,给定一个范围。例如对于北部落叶针叶林 11,温度最大值为 -2.0°C ,一般都 $< -2.1^{\circ}\text{C}$,为了与后面类型更

好区分,采用 $t \leq -2.1^{\circ}\text{C}$;降水值除去一个 310mm,都在 370—475mm 之间,所以采用 370—4756mm 这个范围(表 1)。

(3) 程序设计

根据(4)分类标准,运用 FORTRAN 7.7 语言,用逻辑语句,把植被所对应的气候因子范围列上,气候变化后因子落在哪个范围,就判断出相应的植被。东北地区植被类型的未来变化预报程序框图如上图。

(4) 绘图

把目前东北地区植被类型点在图上(图 2)。

假定三种情况(降水增加 10%,温度分别增加 1.0°C 、 2.0°C 、 3.0°C),打印出程序运行结果。按照结果把变化后的植被分别点在 3 张图上(如图 3、图 4、图 5)。

为讨论对降水减少时的影响,把另三种情况(降水减少 10%,温度分别增加 1.0°C 、 2.0°C 、 3.0°C)也点在另外三张图上(图 6、图 7、图 8),所有图的图例见附录一。

为突出变化重点,对于植被类型中(290,290,300,360,140,150)等零星分布的,前后变化不大的植被在图上略去,只点了针叶林(11)、阔叶林(100,110,111,112,120)和大片草原(540,561,562,531,532)及农业植被(730,760,770)来观察其边缘地带的变化。

二、结果分析

从文件 cl.dat 数据库中的数据可以看出,东北地区位于我国最北面,纬度较高。气温最低。大兴安岭及其邻近地区是我国唯一的寒温带地区,年降水量分布趋势是从东向西随距海里程的增加而递减,地形山地对降水的影响也很明显。山地降水较多,气温也较低,气候较湿润。东北地区是平原广布,三面环山的马蹄形地貌结构,西北部在兴安岭北段海拔 1000 米以上,东部从北而南是一系列山地,西北—东南向的小兴安岭是一些低山和丘陵,中间有一些平行山段,其间有一些宽广的盆地、谷地,中心哈尔滨—齐齐哈尔—白城山区海拔较低。乌苏里江、松花江、牡丹江流域的三江平原则沼泽地带较多。土壤在西北部为棕色针叶林地,东部边缘为暗棕色森林土,中央平原为黑土,辽宁西部有一些风沙土,大连海滨一带是棕壤^[4]。

自然条件决定了自然景观植被的分布,如图 2,大兴安岭北部为大兴安岭针叶林区 1a(11),其最南端界线在(49.5°N , 123°E)古利牙山附近。2a 或 2b 对应暗棕色森林土,包括小兴安岭、张广才岭、老爷岭、长白山、龙岗山一带和大兴安岭南端是常绿针叶林、落叶阔叶林及其混交林。松嫩平原的大片和三江平原的小块是一年一熟作物(6a),南端在 42°N 辽河一带。辽宁南部、大连附近、山海关渤海湾一带气温较高,降水较丰沛是一年两熟或两年三熟连落叶果树林(6b)。由于地貌、土壤缘故,辽宁西部一片沙地只是沙地灌木丛,东北西部、内蒙古西部是一片草原(4a 或 4b)。

图 3:温度增加 1.0°C ,降水增加 10%时,北部(1a:11)面积缩小了,即寒温带面积缩小了,落叶针叶林南部边缘到达 50.5°N ,较前面移了 1 个纬度,阔叶林面积扩大,松嫩平原的一年一熟作物(6a)缩小了,南端北移到 44°N 长春一带,吉林南部四平地区、辽宁北部铁岭、抚顺一带都变为一年二熟或两年三熟(6b)连作,但三江平原的一年一熟作物(6a)面积几乎没变,由于其纬度较高,温度较低,加之沼泽地带较多,仍然只是佳木斯一带与兴凯湖流域种

植。辽宁大连海滨一带、锦州以南(41°N)变为类型 7c。

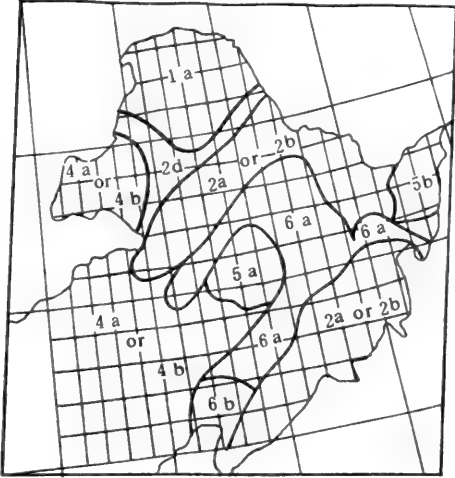


图 2 现代东北地区植被类型分布图
The Map of Present Vegetation Types
Distribution over Northeast China

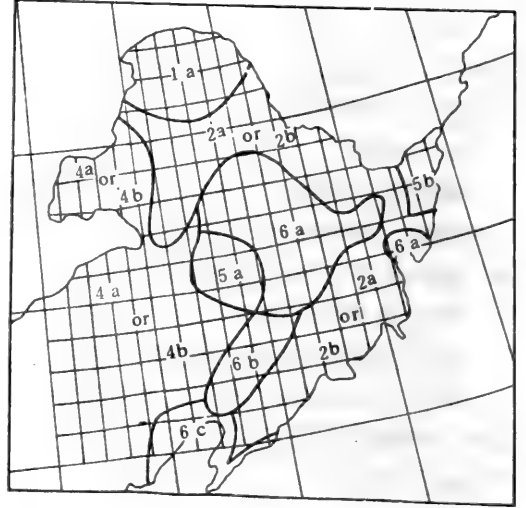


图 3 气候变化后(降水增加 10%,
温度升高 1°C)东北地区植被分布
The Vegetation Distribution of Northeast
China after Climate Change (Precipitation
increasing 10%, Temperature increasing 1°C)

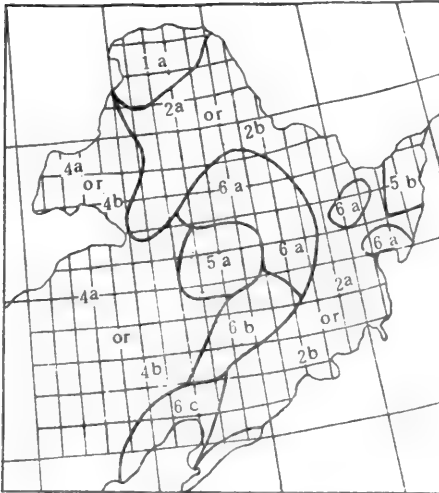


图 4 气候变化后(降水增加 10%,
温度升高 2°C)东北地区植被分布
The Vegetation Distribution of Northeast
China after Climate Change (Precipitation
increasing 10%, Temperature increasing 2°C)

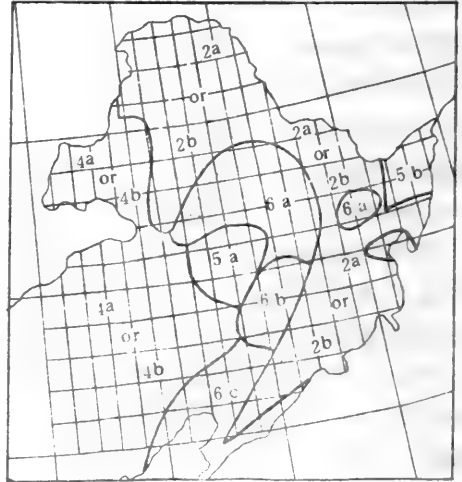


图 5 气候变化后(降水增加 10%,
温度升高 3°C)东北地区植被分布
The Vegetation Distribution of Northeast
China after Climate Change (Precipitation
increasing 10%, Temperature increasing 3°C)

图 4: 温度升高 2.0℃, 降水增加 10% 时, 大兴安岭落叶林继续北移, (1a; 11) 面积继续减少, 南部边缘到达 51°N, (2a 或 2b) 阔叶林面积扩大了, 落叶阔叶林代替了针叶林, 松辽平原的一年一熟作物南端移到长春—哈尔滨之间的 45°N, 吉林省的大部分变为一年两熟 (6b), 7c 的北端也偏移了一个纬度, 沈阳以南地区变为 7c。

图 5: 可以看出, (1a; 11) 落叶针叶林消失, 全部被 (2a 或 2b) 所代替, 一年一熟作物 (6a) 南端移到 46°N, 哈尔滨一带一年二熟作物 (6b) 较图 4 变化不大, 相应的 7c 北界也较图 4 变化较小。

图 6、图 7、图 8 是降水减少、温度升高的结果, 可以看出与前三个图表现出相同的趋势, 但效果不太明显。

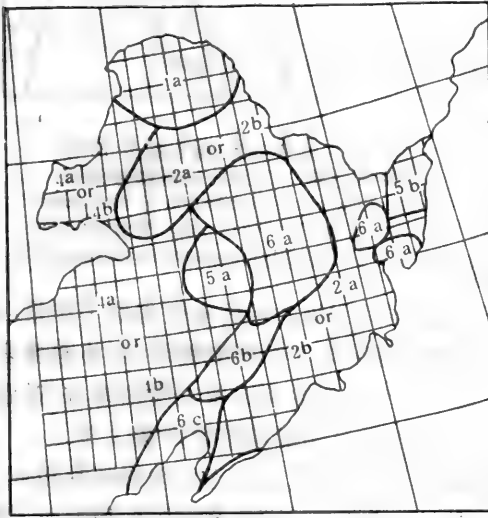


图 6 气候变化后(降水减少 10%, 温度升高 1℃)东北地区植被分布
The Vegetation Distribution of Northeast China after Climate Change (Precipitation decreasing 10%, Temperature increasing 1℃)

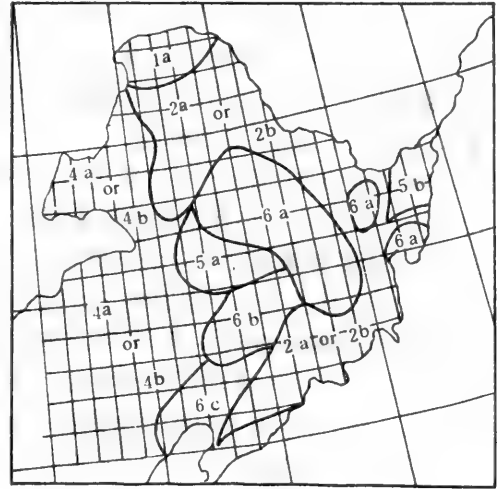


图 7 气候变化后(降水减少 10%, 温度升高 2℃)东北地区植被分布
The Vegetation Distribution of Northeast China after Climate Change (Precipitation decreasing 10%, Temperature increasing 2℃)

三、讨 论

不管是降水增多的图 2、图 3、图 5, 还是降水减少的图 6、图 7、图 8 都可得出: 气候变化后, 东北地区的植被地带具有北移的趋势。这说明了温度是东北的障碍性因素, 温度升高对东北地区植被的影响较大。

(1) 程序结果中有个别判断重复 1b、1d 和 2a, 由于这是常绿针叶林与落叶阔叶林地渡地带, 有时难以分清, 分类标准可能有部分重叠。

(2) 有些地理位置上的植被类型变化不易判断, 由于①资料点有限, 有些条件决定的植

被或许是目前本地区不存在的,应尽量多列一些植被,否则当气候变化后,边缘地区就无法判断了。降水减少后,温度升高的条件就是东北地区目前不存在的。所以有许多点判断不出,结果不太理想。②分类的标准是不连续的。③地图有些材料出版年代不同,比例尺大小不同,影响了各因素的匹配。④植被图的比例尺太小,小面积的植被有时被忽略。例如东北地区有单季稻种植,但是由于所占比例小,读图时未发现,以至于一年二熟作物变化后,无法知道其类型。

(3)本文预报结可能过分夸大了升温及降水的结果。由于气候变化将导致水文效应,不仅仅是降水,蒸发量也变大,相应的干旱指数也要发生变化,本文却忽略了这些,有待改进。

本文得出东北地区气候变化后,边缘地带北移是合乎道理的。80年代是本世纪最暖的10年,气候变化了,就要有新的品种资源与其适应。目前吉林省就有些地区引用了辽宁省的种子,还引用的掖单号玉米,虽然引用的目的有的考虑了产量因素,但与气候变化也有关系,引种还是比较成功的。随着全球变暖影响研究的展开,将有更多的工作深入研究气候与植被的关系,尤其对于东北地区这个低温冷害时常发生的地方,升温是利大于弊的,本地区应采取合理的品种,发展农业、林业,尤其是提高粮食产量。

不管全球变暖对于一个地区是利大于弊还是弊大于利,自然陆地生态系统必将在组成、地理位置上发生变化。对于那些环境较为敏感的生物,尤其是在生存选择有限的情况下,将会衰退消失和可能遭到破坏^[7]。所以要在全球、地区与国家基础上制定保护生态多样性的综合策略与措施,采取强化管理的办法来缓冲气候变化的影响^[8]。

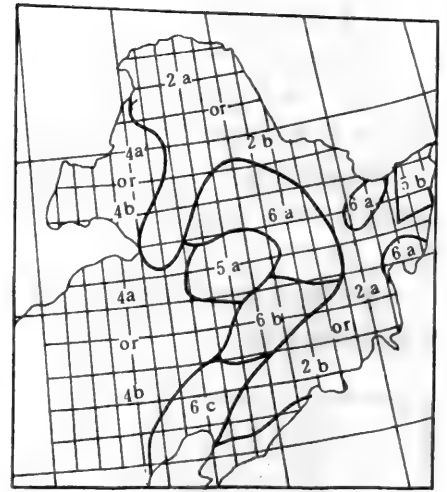


图8 气候变化后(降水减少10%, 温度升高3°C)东北地区植被分布
The Vegetation Distribution of Northeast China after Climate Change (Precipitation decreasing 10%, Temperature increasing 3°C)

附 录 一: 图例(Legend)

1a(11) 寒温带温带山地落叶松针叶松

Cold-temperate and temperate deciduous conifers

2a or 2b (100, 110, 111, 112, 120)

温湿落叶阔叶林、常绿针叶林混交林或温带落叶阔叶林

Temperate mixed broadleaf deciduous and evergreen needleleaf forests

2d (140) 温带山地落叶小叶林

Temperate subalpine microphyllous deciduous forests

4a or 4b (531, 532, 561, 562)

草原和稀疏灌木草原

Steppes and savannas

5a (660, 671, 672)

温带草甸

Temperate meadows

5b (710)

温带草本沼泽

Temperate swamp vegetation

6a (730)

一年一熟粮作耐寒经济作物

One crop annually cold-resistant industrial crops

6b (760)

一年两熟或两年三熟连作落叶果树园

Two crops annually or three crops for two year and deciduous orchards

6c (770) Unkown

附录二： 类型说明 (Types illustration)

***** 植被类型 *****

一 针叶林

a 寒温带 温带山地落叶针叶林
落叶松

b 寒温带 温带山地常绿针叶林
21 云杉

c 温带草原沙地常绿针叶疏林
30 樟子松疏林

d 温带常绿针叶林
41 油松

二 阔叶林

a 温带落叶阔叶树 常绿针叶树混交林
100 落叶阔叶树 红松混交林

b 温带(亚热带)落叶阔叶林
110 落叶栎林

111 蒙古栎

112 辽东栎

120 榆桦 杂木林

131 含落叶灌木层

d 温带山地落叶小叶林

140 桦 杨林

e 温湿落叶小叶疏林

150 草原沙地榆树疏林

三 灌丛和萌生矮丛

a 温带落叶灌丛

280 山地虎榛子 绣线菊灌丛

290 草原沙地锦鸡儿 柳蒿灌丛

300 丘陵荆条 酸枣灌丛与白羊草 黄背

草群落相结合

b 温带高山矮灌木苔原

360 园叶柳 牙疮痘 苔藓苔原

四 草原和稀树灌木草原

a 温带禾草 杂类草草原

531 含丰富杂草类

532 含贝加尔针茅

540 线叶菊草原

550 白羊草、黄背草草原

b 温带丛生禾草草原

561 含羊草 杂类草

562 含冷蒿 百里香

五 草甸和草本沼泽

a 温带草甸

660 杂草 苔草 禾草草甸

671 小樟茅 盐地碱蓬

672 芨芨草 盘果碱蓬

b 温带草本沼泽

710 禾草 苔草沼泽

***** 农业植被 *****

a 一年一熟粮作 耐寒经济作物

730 春小麦、大豆、玉米、高粱、甜菜、亚麻

b 一年两熟或两年三熟边作 落叶果树园

760 冬小麦、大豆、玉米、甘薯、花生、烟草、苹果、梨、葡萄、高粱、棉花、板栗、核桃

***** 地貌 *****

一 平原与台地

2 三角洲平原

3 冲积平原

4 湖积 冲积平原

5 洪积 冲积平原

6 湖积平原

7 冲积 湖积平原

11 沙丘覆盖的平原

14 海蚀平原和阶地

15 湿润流水作用的剥蚀平原

17 干燥作用的剥蚀平原

二 丘陵

20 湿润流水作用的丘陵

24 熔岩丘陵

三 山地

25 湿润流水作用的低山

26 岩溶作用的低山

27 干燥作用的低山

28 熔岩低山

29 湿润流水作用的中山

***** 土壤类型 *****

一 绵土

12 黄绵土

二 潮土

41 黄潮土

三 水稻土

61 黑泥田

四 暗棕壤

70 棕色针叶林土

80 暗棕色森林土

90 灰色森林土

五 棕壤

110 棕壤

120 褐土

七 黑土

190 黑土

200 白浆土

210 黑钙土

八 栗钙土

220 风沙土

九 岩性土

十 草甸土

321 暗色草甸土

322 草甸土

330 沼法土

十一 盐碱土

342 盐土

参 考 文 献

- [1] 赖祖铭,气候变化的水文效应,干旱区地理,12(2),50—51(1989)。
- [2] 王绍武,温室气体增长对气候和社会的影响,气象科技,(109),1—6(1989)。
- [3] 王继业等,气候变化对农作物产量的影响,中国农学会气象研究会东北分会论文,农业出版社,(1992)。
- [4] 中华人民共和国自然地图集,地图出版社,(1979)。
- [5] 周白,气候学,北京农业大学气象系,(1991)。
- [6] 盛承禹等,中国气候总论,科学出版社,(1986)。
- [7] R. B. Street, S. M. Semenov, 陆地自然生态系统,农业出版社,(1987)。
- [8] 姜林译,温室效应与全球农业,气象科技动态,(238),11—12(1989)。

The Potential Impact of Climate Change on the Vegetations in Northeast China

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Song Junguo

(Beijing Agriculture University)

Abstract

The climate warming and the increasing of the consistency of carbon dioxide and other gases will lead to the climate extremely changing, and this will affect greatly on the vegetation types and crop output. In spite of the crop output, this paper only studied the effect on plant distributed over the northeast area in China of higher latitudes. Supposing climate will change on such three conditions as precipitation increasing 10% and temperature increasing 1°C, 2°C and 3°C respectively, and the conclusion is that the edge belt of fallen leaves coniferous larch of cold temperate zone, one crop a year and two crops a year or three crops two years of continuous cultivation will shift to the north in varying degrees. At the same time, if precipitation decreases 10% while temperature increasing as before, vegetation types will change in the same trend.

Key words: Climate change Vegetation types

第五部分 气候变化对水文、水资源的影响研究

气候变化对中国水文情势影响的若干分析

刘昌明 傅国斌

(中国科学院地理研究所)

摘 要:全球气候变化对水文水资源情势的影响已愈来愈引起人们的关注。本文在分析中国水文情势的气候背景基础上,讨论了全球变暖对中国水文情势影响的几个问题。包括:(1)全球变暖对中国水文情势影响的区域分异;(2)各种估算水文情势对气候变化响应的模型。从宏观尺度的 GCMs 模型,区域尺度统计模型、分析模型、数值模型及微观尺度上的流体运动连续方程;(3)气候系统与水文水资源系统之间的非线性关系;(4)全球变暖对水文情势影响的空间尺度;(5)假定方案方法;(6)气候变化对水文情势的高阶影响。

关键词:气候变化/全球变暖 水文情势 区域分异 高阶影响

大气中 CO₂ 及其它温室气体浓度升高,造成全球气候明显变暖已成为科学界、社会公众、政府所关注的重大问题。这种全球性气候变化对我国水文情势的影响,对于水资源管理、调控、科学开发利用、大型水利工程、区域经济发展都有非常重要的现实意义。

一、中国水文情势的气候背景

水文情势是在各种自然地理因素错综复杂的影响下形成的。在自然地理因素中,气候起着主导的作用。中国气候有三个基本特点^[1]。一是季风气候明显,主要表现为冬夏盛行风向有显著的变化,随着季风的进退,降水有明显的季节性变化;二是大陆性气候强,表现为冬夏两季的平均温度与同纬度其它地区有较大差异,冬季温度低于同纬度地区,夏季则高于同纬度地区;三是气候类型复杂多样。

这种气候的基本特征决定了中国水体水文情势的基本轮廓,一是河川径流、冰川进退、地下水位、湖泊蓄水量等的年内分配和年际度化深受季风活动影响,变率较大;二是中国位于欧亚大陆东缘,我国西部多为干旱、半干旱气候区。水文情势表现为:空气干燥,降水量少且季节分配不均,径流系数小,年际变化大。三是气候类型的复杂多样决定了中国水文情势的千差万别,空间尺度上分配极不均匀。外流区面积约占全国总面积的 64%,其河川径流量占全国总量的 95.65%,而内流区面积约占全国总面积的 36%,而径流仅占全国总量的

4.35%。

我国外流区水量平衡要素中的降水量与世界大陆外流区几乎相同,但是径流量偏高而蒸发量偏低。我国内陆区的水量平衡要素值比世界大陆的内陆区偏低,因此,中国内陆区特别干旱,对于全国水量平衡要素,降水量与蒸发量均比全球大陆平均值低,径流量相对偏高,径流系数($R/P=0.43$)比全球大陆($R/P=0.36$)大20%左右。造成这种现象的原因与中国的气候和地貌条件有关。季风气候影响下,降水集中,汛期洪水频繁,同时中国是一个多山的国家,有利于径流的形成。

二、全球气候变暖对中国水文情势影响的区域分异

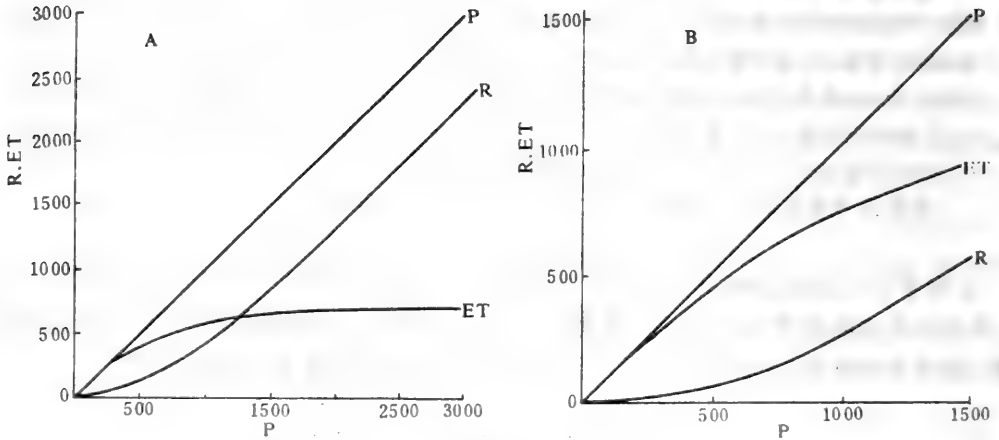


图1 中国河流水量平衡结构P-R-ET关系 (A为山区河流, B为平原区河流)

P-R-ET relation of rivers in China

中国水文情势的地域性决定了其对气候变化的响应存在着明显的区域分异。雨水补给为主的河流,河水随着雨量的增减而涨落,因而其水文情势在一定程度上取决于降水量的时空分布变化。另一方面,温度升高而引起区域蒸散发量的变化,对区域水量平衡结构将产生显著影响;冰雪融水补给为主的河流,由于温度升高可能导致融雪数量增加,而使得河川径流增加,雪线高度上升,但随着时间推移,冰川物质平衡的负平衡愈来愈大,冰川消退,在一定时段后,将使得河川径流减少;地下水补给为主的河流,主要取决于流域的气候条件,地表物质组成,土壤、岩层的结构及河床切割程度等。这种类型的河流要根据流域的基本特征来具体分析。实际上,除少数特殊河流外,绝大多数河流都或多或少地受到地下水的补给。

中国山区河流和平原区河流水量平衡结构的显著差异^[2](图1)亦使得其对气候变化

(降水、温度等)的响应表现出差异性。在广大山区,径流随降水量的增加而显著增加,在降水量大于 1200mm 时,蒸散发量随降水的变率接近于零,年径流量大于蒸散发量;在降水量小于 200mm 时,径流量几乎等于零,大部分消耗于蒸散发;而在平原地区,蒸发量远远大于径流量,如在华北平原年蒸发量要占年降水量的 90%,而蒸发又与气温息息相关,因此平原地区河流对气候变暖的响应比山区河流更为敏感。

80 年代是本世纪迄今为止最热的十年,利用中国 160 站的年平均气温与年平均雨量来分析 80 年代与 50 年代中国气温、降水的差异,不仅可以作为未来变暖气候下的情景,而且能表现出明显的地域性。

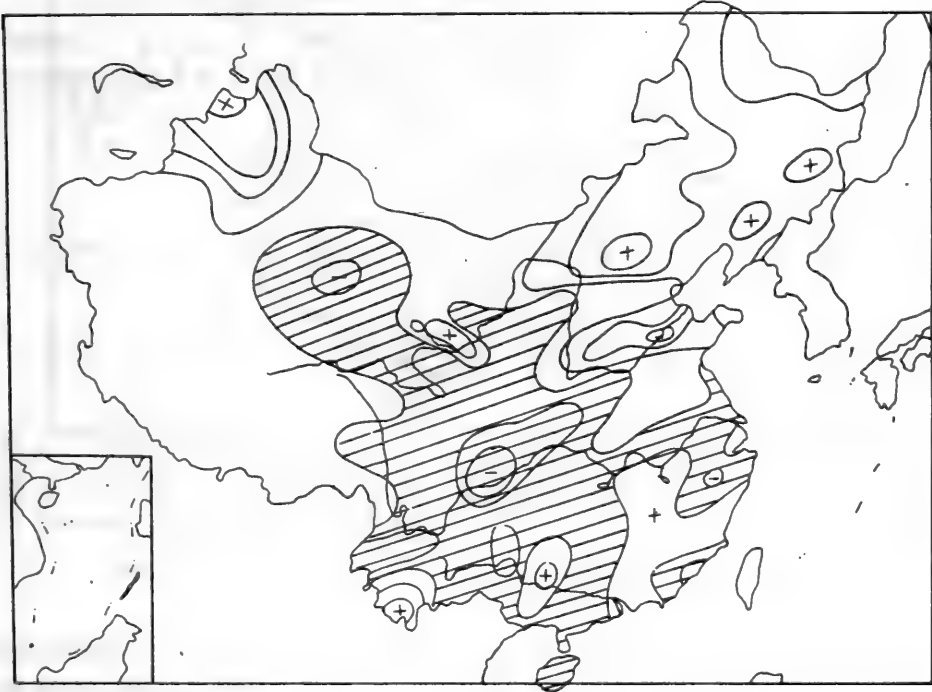


图 2 80 年代减 50 年代十年年平均气温差值分布(摄氏度)
(斜线区为变冷区,等值线间隔为 0.4℃)

Differential distribution of average annual temperature in the 1980s subtracted that in the 1950s

图 2 是 80 年代(1981—1989 年)与 50 年代(1951—1960 年)平均气温差值分布^[3]。不难看出,35°N 以北及 112°—117°E 地区为变暖区,其余为变冷区。在变暖区中,有以下几个变暖中心,黑龙江呼玛(中心值为 +1.14℃)、牡丹江(0.83℃)、沈阳(1.11℃)、张家口(1.55℃)、济南(1.31℃)、兰州(0.41℃)、西宁(0.68℃)及新疆西北部边境的塔城(1.75℃),除黑龙江呼玛和新疆塔城外,其余均以大城市为中心,显然是受到城市热岛效应的影响,这种增温的地域分布与 CO₂ 加倍时,数值模拟结果大致相似,即越向高纬度增温的幅度愈大。但在一些地区,如秦岭淮河以南、青藏高原以东地区、尤其是四川盆地、汉中盆地和云南北部,贵州及

东南沿海地区在变冷。这与 CO_2 加倍的数值模拟结果截然相反,究其原因,一是气候系统受诸多因素控制;二是区域自然地理条件导致中小尺度气候的差异。

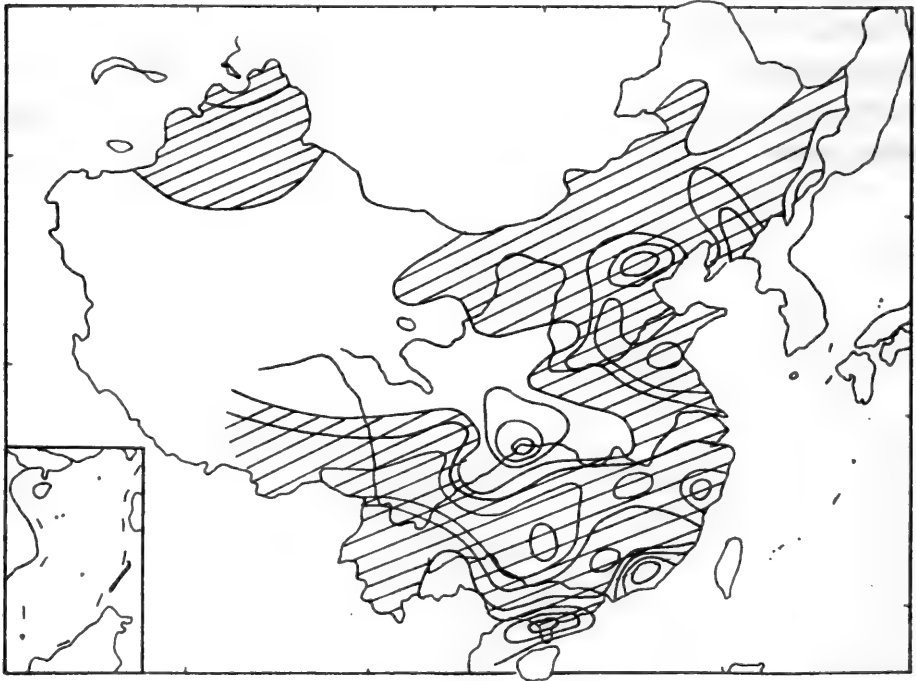


图3 80年代减50年代降水量差值分布

[等值线间隔为60mm(新疆北部等值线为30mm),斜线为减少区]

Differential distribution precipitation in the 1980s subtracted that in the 1950s

图3是80年代与50年代降水的差值分布。除陕西、甘肃、青海、湖北北部和四川东北部、广东东部和西部沿海,及福建东南部沿海外,全国均为减少区。其中河北北部、山东南部、浙江、湖南均有负值中心。我国西部、华北正在变暖变干与 CO_2 加倍数值模拟的结果,中纬度因行星风系北移而将变暖变干的结论一致。但在东北地区略有差异,数值实验表明,当 CO_2 加倍时,我国东北是变暖变湿的,而实际可能是变暖又略变干。

三、全球变暖对中国水文情势影响的模型

模型的建立与使用是与一定的时间和空间尺度相联系的。目前,国内外用于估算水文情势对气候变化的响应模型按其空间尺度可分为:

1. 宏观尺度上的 GCMs 模型

大气环流模式(the General Circulation Models)从简单的辐射对流模式(RCM)、能量平衡模式(EBM)到复杂的大气环流模式(AGCM)、全球海洋环流模式(OGCM)、全球大气海洋耦

合模式(AGCM-OGCM)等等。美国环保局^[4]曾利用 GCM 模型分析美国水文情势对气候变化的响应;Manabe 和 Wetherald 等^[5]利用 GCM 模型分析全球土壤含水量对 CO₂ 加倍的响应。国内赵宗慈^[6]曾利用当今世界五个著名模式,即 GFDL、GISS、NCAR、OSU 及 UKMO 分析温室效应对中国气候的可能影响。中国科学院大气物理所自行研制的模式 IAP 亦日趋完善。

GCMs 模型中格点较粗,同时其结果多为气候变量,如降水,因而便出现了对 GCMs 模式的修正。目前的修正是两方面的,一是改进 GCMs 模式中的水文过程;二是建立不同空间尺度的转化模型。

GCMs 模型与区域水文模型耦合使用,是研究水文情势响应的有效工具,如 Bullat^[7]曾利用 GCMs 模型输出与能量平衡模型分析 CO₂ 加倍对比比利时水文循环与水文过程的影响。

2. 流域(区域)尺度上水文情势对全球变暖响应的模型,可分为三种,即统计模型、分析模型与数值模型。

统计模型是建立水文要素与气候变量之间的相关关系。其一般过程是建立

$$R = f(P, T, x_1, x_2 \dots x_n)$$

在此基础上,求得

$$\frac{\partial R}{\partial T} = \frac{\partial f}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial T} + \frac{\partial f}{\partial T} + \frac{\partial f}{\partial x_1} \cdot \frac{\partial x_1}{\partial T} + \dots + \frac{\partial f}{\partial x_n} \cdot \frac{\partial x_n}{\partial T}$$

其中,R 为径流量,P 为降水量,T 为区域平均气温, $x = \{x_1, x_2 \dots x_n\}$ 为降水径流过程中的参数,具体应用时,可根据流域具体情况,选择参变量,如 R. R. Revelle 和 P. E. Waggoner^[8]在分析 Colorado 流域水文情势时,直接建立

$$R = b_0 + b_1 \cdot P + b_2 \cdot T$$

的方程式,作者在分析华北地区水资源时,亦建立了^[9]

$$R = K \cdot P^a \cdot T^b \quad \text{和} \quad R = f(x \cdot B)$$

的统计模型。

另一种统计模型是分析历史上区域的冷暖与干湿状况,分析水文情势与气候变量之间的联系。这类分析通常以树木年轮、冰蕊、孢粉、岩层沉积物、历史文献(史料记载)为工具,并且假定未来是过去的延续。

分析模型是建立在可以用质量和动量平衡式表达的物理机制之上,这种模型基于物质守恒定律与动量平衡原理,结合大气—植被—土壤水—地下水的水体运移规律,有较好的精度,如作者曾用水量平衡模型分析了海南岛万泉河流域水文情势对全球变暖的响应^[10]。

分析模型的局限性在于将一些复杂的水文过程参数化处理,对区域(流域)目前的自然

地理条件,可通过多种方法估算其参数值。但在未来气候变暖状况下,参数是否适应,参数如何响应是今后改进模型的主要方向。

数值模型是建立在严格的物理机制之上,用微分方程形式来准确地记录其水文过程的物理机制,利用有限单元、有限差分等数值方法求解。目前有三个技术方面的原因限制数值模型的应用:①模型固有精度。主要受控于对气候-水文过程(包括影响水文过程的土壤、地貌、植被、地质等因素)的认识;②模型输入参数的精度。许多模型参数根本无法直接观测,只能大致估算;模型参数对不同气候条件的响应;③目前观测资料是离散的点,无法直接用于连续的偏微分方程。

3. 微观尺度上主要是研究气候变化对微观尺度上水文循环与水文动态的影响,主要包括水文台站的定点试验、土壤水分动态与均衡、作物与水分的关系,特别是根系分布、根系阻力、气孔阻力、叶边界层阻力、冠和土壤的空气动力阻力、土壤水分运动的基本参数等。

这方面的研究主要以流体的连续方程、达西定律、SPAC系统模型为依据,分析其微观尺度上的动态。微观尺度上水文情势响应的研究不仅为宏观尺度奠定基础,而且为全球或区域性水文过程模型提供参数,是水文情势响应研究中不可缺少的组成部分。

四、气候变化与水资源系统之间的非线性关系

气候变化与水资源系统之间的非线性关系主要是指相对小的气候参数变化可引起水文情势的较大改变。近来国内外的研究都表明,区域降水量若减少10%,则意味着河川径流量减少15—25%;若降水减少10%,温度上升2℃,则有可能造成区域径流量减少25—35%。

这是由于气温与蒸发密切相关,并且之间是非线性关系。蒸发的改变便引起土壤含水量、区域水量平衡结构的变化。从图1中亦不难看出,在我国山区,若 $P > 1200\text{mm}$, $\frac{\partial E}{\partial P} \rightarrow 0$, $\frac{\partial R}{\partial P} \rightarrow 1$,而当 $P < 200\text{mm}$, $\frac{\partial R}{\partial P} \rightarrow 0$, $\frac{\partial E}{\partial P} \rightarrow 1$ 。同时 $\frac{\partial E}{\partial T}$ 亦随不同气温、不同降水条件,有很大的差别。因此,水文情势与气候变化之间的非线性关系主要来自于 $\frac{\partial R}{\partial P}$ 、 $\frac{\partial R}{\partial T}$ 、 $\frac{\partial E}{\partial P}$ 、 $\frac{\partial E}{\partial T}$ 等。

气候变暖导致蒸发量增大,空气湿度增加,云量增加,反过来又使得蒸发能力降低,这种正负反馈的效应之和亦影响气候变量与水文情势之间的关系。

形成径流的各种自然地理参数对气候变化的响应亦表现为差异性。这种响应从理论上可分为三种类型,一是参数(X)与气候变量无关,即 $\frac{\partial X}{\partial P} = 0$, $\frac{\partial X}{\partial T} = 0$,参数只受到区域地貌条件、地质构成、或者是土壤性状、植被覆盖的影响等;二是参数随气候变化呈线性变化,即 $\frac{\partial X}{\partial P} = \text{常数}$, $\frac{\partial X}{\partial T} = \text{常数}$;三是参数对气候变化的响应呈非线性关系,即 $\frac{\partial X}{\partial P} = f(X, P, T)$, $\frac{\partial X}{\partial T} = g(X, P, T, \dots)$ 。而事实上大多数参数都是在一定的值域下表现为一种类型,而在另一段值域为另外一种类型。这种差异性是导致水文情势对气候变化响应的非线性的主要原因。

五、全球变暖对水文情势影响的空间尺度

水在自然界以各种形式存在,植物的叶面、茎、根中存在着水分运动与迁移。同时,在全球尺度上,水分又经过蒸发、降水、径流、入渗等形式构成水文循环。表1是水文学上的从宏观到微观的时间和空间尺度。很显然,不同时空尺度的水文现象对全球气候变暖会表现出差异性。例如,从全球宏观尺度出发,温度升高将导致各种水体水文循环速率加快,导致全球年平均降水量增加,综合各种GCMs模式的结果,一般认为将增加5.0—15.0%;但对中纬度地区来说,由于行星风系的北移,将使得全球中纬度地带降水减少。

表1 水文学的时间和空间尺度
Time-space scales on hydrological sciences

分类	空间尺度		时间尺度		
	系 统	典型长度 (m)	典型面积 (km ²)	类 型	量 级
宏观	行 星	10 ⁷	10 ⁸	星球演变期	10 ⁹ 年
	大 陆	10 ⁶	10 ⁶	地球偏心周期	10 ⁵ 年
	大 流 域	10 ⁵	10 ⁴	太阳黑子周期	10年
	小 流 域	10 ⁴	100	地球公转	1年
中观	子 流 域	10 ³	1	月球公转	1月
	流域模块	10 ²	0.01	地球自转	1日
	代表性单元	10 ²	10 ⁻¹⁰	实验小区过程	1秒
微观	连 续 点	10 ⁻⁵	10 ⁻¹⁶	连续点	10 ⁻⁶ 秒
	水分子团	10 ⁻⁸	10 ⁻²⁰	水分子团	10 ⁻¹³ 秒

另一方面,由于尺度改变,水文系统内部结构或性态亦可能发生明显变化。如微观可认为各向同性的水流现象在宏观表征为不可忽视的各向异性,即空间变异,这种变异使得分析水文情势对全球气候变暖的响应一定要建立在一定的水文学时空尺度上。

六、假定方案方法

估计区域水文情势对全球变暖响应的最大困难是对区域未来气候变化参数的预测。由于计算量过大,目前数值模式还不足以模拟温室效应的地区性特点,现有的数值模式网格还十分粗,一般为4.5—5纬度和5—7.5经度。这种格点对于全球性大范围的趋势性预测是可信的,但对于特定流域(区域)的准确模拟还不够。在这种情况下,一种有效的方法是在假定几种可能的气候变化方案,来分析水文情势对各种气候模式的响应,从而分析水文情势对全球变暖响应的一般规律。

假定未来区域降水状况有 m 种变化,即 $P_1, P_2 \dots P_m$;气温有 n 种可能变化,即 $T_1, T_2 \dots T_n$,每一种降水与气温的可能状况就构成区域未来气候的一种假定方案。分析假定方案矩阵中各种组合下,水文情势特征值 C_i (如多年平均径流值、序列方差、均值、流域蓄水量、雪线

高度、冰川消融量、湖泊水位、湖泊蓄水量、地下水位埋深等等)的变化,从而可以预估未来全球变暖状况下,中国水文水资源情势的响应。

表 2 假定方案矩阵结构

Matrix of hypothetical scenarios

P \ T		T					
		T ₁	T ₂	...	T _j	...	T _n
P	P ₁	C ₁₁	C ₁₂	...	C _{1j}	...	C _{1n}
	P ₂	C ₂₁	C ₂₂	...	C _{2j}	...	C _{2n}
	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
	P _i	C _{i1}	C _{i2}	...	C _{ij}	...	C _{in}
	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
	P _m	C _{m1}	C _{m2}	...	C _{mj}	...	C _{mn}

七、全球变暖对水文情势的高阶影响

水在自然界的存在犹如人体中的血液一般,因而水文情势的改变必然引起自然地理环境、生态、区域经济发展等一系列的变化。

由于气温增加而产生的水资源的变化对自然界的生态类型、粮食产量、以及干旱、病虫害等都有影响。例如,一个区域的生态类型、地理景观在很大程度上取决于区域的降水量与气温状况。降水量全球格局的变化、气温全球性增暖将导致生态类型、自然地理地带的明显变化。

全球变暖引起全球水资源系统的改变而引起的社会经济问题就更多。如水资源管理、航运、贸易、能源供需量等等。1988年美国从新泽西州到加利福尼亚的干旱、炎热使河川径流量大大减少,而使得航运、水力电力明显减少,同时对能源需求量增大,而造成世界经济市场的波动。

涉及到政治过程的响应主要指两个方面:一方面是对社会经济系统的影响,其结果会是变更立法、规章和某些国际性行动方案;另一方面在全球商品市场价格的波动,国与国之间经济贸易的平衡被暂时打破,可能导致国与国之间的摩擦。在国与国之间存在着许多国际性河流和跨国的水资源开发计划,温室效应若导致区域水资源量减少,上游国为了保证其工农业生产的正常运行而截取大量的河水,便给下游国家带来严重的水荒,这种国与国之间对于水资源的相互制约有可能导致国与国之间的争执而涉及到政治方面。

参考文献

- [1] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会,《中国自然地理·总论》科学出版社,(1985)。
- [2] 刘昌明,中国水量平衡与水资源储量的分析,《中国地理学会第三次水文学术会议论文集》,科学出版社,113—118(1986)。
- [3] 国家科委社会发展司,《全球气候变化及其对策—全球气候变化对策专家组研究报告》,气候出版社,(1990)。
- [4] United States Environmental Protection Agency, Potential Climatic Impacts of Increasing Atmospheric CO₂ with Emphasis on Water Availability and Hydrology in the United States. Strategic Studies Staff, Office of Policy Analysis, Office of Policy planning and Evaluation, EPA—230—04—84—006, USEPA, Washington, D. C. 96, (1984).
- [5] Manabe S. and Wetherald, R. T. Reduction in Summer Soil Wetness Induced by an Increase in Atmospheric Carbon Dioxide, *Sciences* 232, 626—628, (1986)。
- [6] 赵宗慈,模拟温室效应对我国气候变化的影响,《气象》,15(3), (1990)。
- [7] Bultot F., Coppens A., Dupriez G. L., Gellen S. D., and Meulenberghs F. Repercussions of a CO₂ Doubling on the Water Cycle and on the Water Balance, A case study for Belgium, *Journal of Hydrology* 99, 317—347, (1988)。
- [8] Revelle R. R. and Waggoner, P. E. Effects of A Carbon Dioxide Induced Climatic Change on Water Supply in the Western United States, *Changing Climate*, National Academy of Sciences, National Academy Press. Washington, D. C., 290—312, (1984)。
- [9] 傅国斌,全球变暖对华北水资源影响的初步分析,《地理学与国土研究》,7(4), 22—26(1991)。
- [10] 傅国斌、刘昌明,全球变暖对区域水资源影响的计算分析,《地理学报》,46(3), 277—288(1991)。

Some Analyses on Climate Change and Chinese Hydrological Regime

Liu Changming and Fu Guobin

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstracts

A close attention to impacts of global warming on water resources and hydrology has been increasingly paid by scholars, governments and people throughout the world. On the analyses of climatic background of hydrology, this paper discussed some important issues concerned with impacts of global warming on Chinese hydrological regime. Main issues include; 1. regional differentiation in impact of global warming on hydrological regime; 2. various models in support to estimate these responses, from macro—scale GCMs to micro—scale consistence equations of water movement; 3. the relationship between climatic parametres and hydrological regime is nonlinear; 4. the spatical differentiation of hydrological regime responses to global warming; 5. the application of hypothesse scenarios; 6. the sequent influences of global warming on hydrological regime.

Key words: Climatic Change/Global Warming Chinese Hydrological Regime Regional Differentiation Sequent Influences

全球变暖对中国东部热、温带地区水文情势影响的典型分析

傅国斌 刘昌明

(中国科学院地理研究所)

摘要:本文在分析中国东部热带、温带地区水文情势对全球变暖响应的基础上,着重分析了热带地区与温带地区响应的相似性与差异性。其相似性表现为:①中国东部水文情势的气候背景决定了其必然受到气候变化的影响;②气候变化与水资源系统之间呈非线性关系。其差异性表现为:①全球变暖及降水变化的幅度与范围在热带与温带地区截然不同;②相同的变幅对温带和热带水文情势影响亦明显不同;③这种响应的差异性主要受区域气候、地貌、水文、地质、植被等等自然地理条件影响。

关键词:气候变化/全球变暖 热带/温带地区 水文情势

中国东部地区是一个人口密度大,工业发达的地区,这不仅与便利的地理条件有关,而且与中国东部具有各种丰富的自然资源,如矿物资源、水资源等有关。因而,分析未来全球气候变暖状况下,中国东部水文情势的响应,对于中国东部经济发展具有重要的现实意义。

一、中国东部热带地区水文情势对气候变化响应的典型分析

1. 流域选择与流域自然地理概况

本文以海南岛万泉河为例,分析中国东部热带地区水文情势对气候变化的响应。万泉河是海南岛主要流域之一,流域面积 3236km²,流域年平均雨量约 2500mm,位于海南岛东侧的迎风坡,雨季旱季极为明显,从 5—10 月的雨季,降水一般可占全年雨量的 80—90%,且暴雨次数多。流域年径流系数约为 0.6—0.7,径流年内分配与降水一致存在明显的丰枯期。相对降雨量与径流量来讲,年蒸发能力较小,仅 700—800mm,这种气候、水文的特征基本上代表了中国东部热带地区的一般情况。

万泉河流域平均气温高,有效积温多,四季不分明,夏长而无冬,秋春季相连,为典型的热带季风气候区^[1]。流域内广泛分布着砖红壤、红壤和黄壤等地带性土壤,植物组成种类繁多,群落结构复杂,具有热带植物乔木高大,层次多,茎花、板状根等特征。

2. 水量平衡模型

水量平衡模型主要是指特定流域在任意时段内水分的收支平衡,这是物质守恒定律在水文学中的应用。一个闭合流域的水量平衡可表示为

$$P = E_0 + R + dS_w \quad (1)$$

其中: P 为流域平均雨量; E_a 是流域实际的总蒸散量; R 是径流量; dS_m 是时段始末流域蓄水量的变化, $dS_m > 0$ 表示流域蓄水增加, $dS_m < 0$ 表示流域蓄水减少, 流域蓄水量的变化主要是土壤含水量的变化。

方程式中的四个参数, 如果其中三个为已知, 则另外一个可简单求得。在特定的气候、土壤、植被等自然地理条件下, P 、 E_a 和 dS_m 的确定即可求得时段径流量。在其它条件固定的前提下, 全球变暖(表现为温度、降水等参数的变化)则重新得到一组 P 、 E_a 、 dS_m 和 R 值。比较不同气候参数下的 R 值差异, 是用水量平衡模型研究全球变暖对区域水资源影响的基本思路。

3. 万泉河水文情势对全球气候变暖的响应^[2]

表 1 是各种气候模式下, 多年平均径流量与均方差的响应。由表可见, 径流量的变幅不仅明显大于气温的变幅, 而且大于年降水量的变幅, 且径流与降水、气温之间呈一种非线性关系。温度升高使得流域蒸散发量的增大, 直接导致河川径流量减少, 序列方差增加。表 1 左右两边呈现出截然相反的趋势。在径流栏内, 由左下角到右上角数值明显增大, 而在均方差栏内显著减少。

表 1 年平均径流量与均方差对各种气候模式的响应
Response of Mean and Variance of Annual Runoff to Climatic Change Scenarios

ΔT \ ΔP	ΔR (%)					ΔC_v (%)				
	P-20%	P-10%	P+0%	P+10%	P+20%	P-20%	P-10%	P+0%	P+10%	P+20%
T+0.5(°C)	-31.8%	-17.2%	-3.0%	+10.8%	+26.1%	+9.7%	+5.4%	+1.2%	-0.2%	-3.1%
T+1(°C)	-33.9%	-19.8%	-5.3%	+9.5%	+24.4%	+10.8%	+6.6%	+3.1%	+0%	+2.8%
T+2(°C)	-38.9%	-25.6%	-11.6%	+1.9%	+17.6%	+13.4%	+9.7%	+6.3%	+3.1%	+0.4%

表 2 年径流极大值与极小值对各种气候模式的响应
Response of maximum value and minimum value of annual runoff to climatic change scenarios

ΔT \ ΔP	ΔR (%)					ΔC_v (%)				
	P-20%	P-10%	P+0%	P+10%	P+20%	P-20%	P-10%	P+0%	P+10%	P+20%
T+0.5(°C)	-29.4%	-18.2%	-3.0%	+8.6%	+19.2%	-32.8%	-20.6%	-6.9%	-4.0%	-17.1%
T+(1)°C	-30.1%	-19.9%	-5.2%	+6.8%	+17.8%	+34.7%	-21.9%	-9.7%	+2.7%	+15.2%
T+2(°C)	-31.1%	-21.1%	-11.0%	+3.6%	+15.6%	-38.0%	-25.9%	-13.9%	-1.6%	+10.8%

表 2 是径流序列极大值与极小植对于各种气候模式的响应。序列极值与流域降水量密切相关, 若降水减少, 则区域干旱程度加剧, 若区域降水增加 20%, 则极大值增加 15—20%。这便加剧了我国热带地区的洪涝灾害。

不同月份径流量对全球增暖(相同变幅)的响应存在着明显的差异性。从绝对数量上看,愈是丰水期,响应愈明显。同时符合年平均径流响应的一般规律,即降水愈少,温度愈高,径流量则愈少。从相对响应变化来看,则发现对于径流减少的各种气候模式,7月、8月的数值最大,其次为12月和1月,对于径流增大的气候模式,则是4、5月最为敏感。

随着温度升高,流域蓄水存在着不同程度的降低(表3)。这主要是温度与区域蒸散发之间的联系,同时此流域的蒸散发量相对年降水量、径流量又较小。各月流域蓄水对增温的响应亦有区别。较为敏感的是5月、7月、8月和11月份。随着增温幅度增大,5月、11月敏感性逐渐降低,而7月、8月的地位更加突出。

表3 流域蓄水对各种气候模式的响应(单位:mm)
Response of soil moisture to climatic change scenarios (mm)

气候模式		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	全年
T+ 0.5 (°C)	P-20%	-0.3	-1.7	-4.9	-8.5	-11.2	-1.6	-9.2	-8.9	-1.9	-2.5	-9.0	-1.5	-61.2
	P-10%	-0.1	-0.9	-3.0	-6.2	-5.5	-0.9	-4.7	-5.1	-0.7	-1.2	-6.2	-0.7	-35.2
	P+0%	-0.1	-0.3	-1.2	-2.0	-1.9	-0.4	-2.3	-2.5	-0.4	-0.7	-2.1	-0.4	-14.3
	P+10%	0.2	0.6	1.3	2.8	2.1	0.4	-0.6	-0.5	-0.3	-0.4	-0.9	-0.1	5.8
	P+20%	0.4	1.3	3.5	5.1	3.6	1.4	0.9	2.0	1.3	1.5	3.1	0.7	24.8
T+ 1(°C)	P-20%	-0.4	-2.7	-7.0	-9.8	-11.4	-3.0	-12.0	-11.7	-4.1	-5.5	-13.3	-2.9	-83.9
	P-10%	-0.2	-1.7	-4.7	-6.1	-6.2	-1.8	-4.6	-5.9	-2.8	-3.7	-9.1	-1.0	-48.2
	P+0%	-0.1	-0.6	-1.7	-2.0	-1.3	-0.7	-2.3	-2.8	-1.0	-2.8	-5.2	-0.5	-21.0
	P+10%	0.0	0.4	1.5	1.8	0.4	0.1	-0.8	-0.5	-0.3	-0.9	-1.6	-0.1	0.0
	P+20%	0.1	1.3	3.8	4.9	1.0	0.8	0.7	0.7	0.0	0.4	1.5	0.4	15.5
T+ 2(°C)	P-20%	-0.5	-3.2	-7.9	-11.7	-15.1	-4.9	-19.8	-22.7	-6.9	-8.3	-15.6	-4.3	-120.9
	P-10%	-0.4	-2.2	-5.9	-8.2	-9.9	-2.5	-13.4	-13.1	-4.5	-6.3	-14.5	-2.9	-84.0
	P+0%	-0.3	-1.2	-3.5	-4.3	-5.0	-1.8	-6.6	-8.1	-3.8	-4.5	-11.9	-1.3	-52.0
	P+10%	-0.2	-0.1	-0.2	-0.6	-1.2	-0.9	-3.6	-4.3	-2.3	-3.5	-7.5	-0.7	-25.2
	P+20%	0.0	0.8	2.4	2.9	0.3	0.1	-2.1	-1.8	-0.7	-1.8	-4.3	-0.2	-5.2

二、中国东部温带地区水文情势对气候变化响应的典型分析

作者^[3]曾利用线性相关模型、非线性回归模型、非线性曲线拟合建立了华北四个中小流域的径流与降水、气温的数学模型。其基本形式为:

$$R = a + b \times P + c \times T \quad (2)$$

$$R = K \times P^a \times T^b \quad (3)$$

$$R = b_1 + b_2 \times P + b_3 \times T^{b_4} \quad (4)$$

其中 R 是年平均径流, P 是年平均降水量, T 是平均气温, $k, a, b, c, b_1, b_2, b_3, b_4$ 均为参数。

在此基础上分析了温度升高 1°C 、 2°C 、 4°C 和降水减少 10% 、 20% 时对海滦河流域水资源状况的影响。从表 4 中看到, 不同流域不同计算方法, 年径流量对于增温的响应有着明显的差别。同是增温 1°C , 唐河西大洋年径流量减少 $3-9\%$, 而白河下堡站减少 $20-24\%$ 。综合而言, 在华北地区, 若气温升高 2°C , 青龙河、唐河、沙河年径流量大致减少 $10-20\%$, 白河则减少 40% 以上。

表 4 华北四流域年径流对增温的响应

Annual mean runoff responses to temperature in the North China

流域名称	计算公式	T+1	T+2	T+4	流域名称	计算公式	T+1	T+2	T+4
青龙河流域 (桃林口站)	式(2)	-3.9%	-7.81%	-15.62%	唐河流域 (西大洋站)	式(2)	-2.59%	-5.17%	-10.35%
	式(3)	-9.3%	-16.89%	-28.59%		式(3)	-8.85%	-16.39%	-28.51%
	式(4)	-4.5%	-9.65%	-22.51%		式(4)	-3.21%	-6.79%	-15.10%
白河流域 (下堡站)	式(2)	-20.7%	-41.4%	-82.79%	沙河流域 (朱庄站)	式(2)	-10.87%	-21.74%	-43.48%
	式(3)	-21.46%	-36.19%	-54.79%		式(3)	-12.18%	-22.15%	-37.37%
	式(4)	-23.48%	-64.97%	-100%		式(4)	-12.02%	-26.50%	-63.95%

表 5 表明年径流的变率大于年降水量的变率。对四个中小流域来说, 10% 的降水减少意味着径流减少 $15-25\%$ 。虽然各个流域对降水响应有明显差异, 但任何一个流域三种计算公式的结果基本一致, 这反映华北不同地域、不同自然地理条件下, 降雨-径流关系中存在着一定的差异。

表 5 华北四流域年径流对降水变率的响应

Annual mean runoff responses to precipitation in the North China

流域名称	计算公式	P-10%	P-20%	流域名称	计算公式	P-10%	P-20%
青龙河流域 (桃林口站)	式(2)	-25.48%	-50.95%	唐河流域 (西大洋站)	式(2)	-23.43%	-46.86%
	式(3)	-25.70%	-46.96%		式(3)	-18.62%	-35.37%
	式(4)	-25.71%	-51.46%		式(4)	-23.43%	-46.86%
白河流域 (下堡站)	式(2)	-17.68%	-35.37%	沙河流域 (朱庄站)	式(2)	-14.87%	-29.73%
	式(3)	-15.34%	-29.73%		式(3)	-14.57%	-28.37%
	式(4)	-17.88%	-35.76%		式(4)	-14.90%	-29.81%

这里采用的线性相关模型、非线性回归及非线性曲线拟合中, 参数 P 与参数 T 相互独立。也就是说, 可以将温度升高、降水减少对径流量的影响叠置起来。依据表 4 和表 5, 若温度升高 2°C , 降水减少 10% , 在华北地区意味着 $40\%-60\%$ 的径流减少。

华北地区历史时期^[4]、五百年^[5]、近百年^[6]来的冷暖干湿状况都表明, 华北地区暖的气候情景总是对应于干, 这与本文得到的结论一致。

三、中国东部热带与温带地区水文情势对全球变暖响应的相似性与差异性

1. 相似性

(1) 中国东部气候的基本特征决定了中国东部水文情势的基本轮廓, 河川径流、湖泊蓄水量、地下水位等的年内分配和年际变化深受季风活动影响, 变率较大。这种气候与水文情势的关系决定了中国东部地区水文情势深受气候变化的影响。

(2) 无论是热带地区, 还是温带地区, 气候变化与水资源系统之间都是一种非线性关系, 即相对小的气候参数变化将导致水文情势较大的改变。

(3) 中国东部沿海地区地势低洼、人口稠密, 城市工业基地大都集中于此地带。全球变暖使得海水膨胀、高山冰雪融化、极地永冻冰川面积减少, 都将导致中国东部从天津塘沽, 到广州、香港、澳门等处海平面上升。

(4) 中国东部水文情势的改变必将影响到中国东部工农业生产、生态环境、区域经济发展等, 即气候变化对水文情势的高阶影响。

2. 差异性

(1) CO_2 等温室气体浓度增加一倍时, 中国热带和温带地区的气候变化幅度和范围截然不同。表 6 是 Herman Flohn^[7] 等人估计大气中 CO_2 含量增加到 560—580ppm (即均为 19 世纪两倍) 时, 全球不同纬度带的温度与降水响应。不难看出, 我国热带 (包括亚热带) 地带降水量将增加, 以北纬 40°N 为中心的温带地区, 降水量将明显减少, 这主要与行星风系北移有关。中国东北地区的寒温带降水亦有所增加。温度的变幅是愈向高纬地区, 其增温的幅度愈大。

表 6 CO_2 浓度提高可能造成的影响

Global temperature and precipitation responses to CO_2 Doubling

纬度	地面气温变化($^\circ\text{C}$)	降水量变化(%)
60°N	+7.5	+18
40°N	+6	-14
20°N	+2.5	+20
10°N	+1.5	+20
赤道	+3	0
10°S	+4	-20
20°S	+4.5	-5
40°S	+4	+12
60°S	+2.5	+12

表 7 是国内外学者^[8]利用当今世界几个著名模式(GFDL, GISS, NCAR, OSU, UKMO)对我国不同地区冬夏季气候变化的预测。不难看出,大气中 CO₂ 浓度增加一倍时,我国寒温带东北及热带南方有变暖变湿趋势,而华北、华中与西部则有变暖变干的趋势。

表 7 我国各区气温(°C)降水率(mm/天)与土壤水分(cm)的变化趋势模拟

Precipitation, temperature and soil moisture's responses
to CO₂ Doubling in China from some famous GCMs

地区	季节变化	冬季(12月-2月)			夏季(6-8月)			综合
		T	P	SM	T	P	SM	
东北		+	+	+	+	+	-	暖/湿
		4-6			2-4			
西北		+	+	+	+	+	-	暖/干
		3-5			3-5	?		
华北		+	-	+	+	-	-	暖/干
		4-5			3-4			
华中		+	-	+	+	-	-	暖/干
		4	?	?	2-3			
华东		+	?	?	+	+	?	暖/湿
		3-4			2-3			
西南		+	?	-	+	+	+	暖/湿?
		2-4	?		2-3	?	?	
华南		+	-	-	+	+	+	暖/?
		2-4			2-3	?	?	

(2)对于相同的气候变化幅度,热带与温带地区水文情势响应表现出明显的差异性。例如,若温度升高 2°C,降水减少 10%,在华北地区可使河川径流减少 40%—60%(表 4、表 5),而热带万泉河径流仅减少 25.6%(表 1)。

一般来说,热带地区的水文情势对降水量的响应比较显著,若区域降水增加 20%,则导致南方地区洪涝灾害进一步加剧;而温带地区的水文情势对降水变化,增温变化的响应都比较明显。若降水量不变,升温 1°C,热带地区径流仅变化 -5.3%(表 1),温带地区径流变幅为 -2.59%—-23.48%,即温带地区对升温更加敏感。

(3)热带与温带地区水文情势对气候变化响应的差异性,主要取决于热带与温带地区降雨-径流过程中的自然地理条件的差异。中国东部不同气候带六个小流域各种模型参数的对比,其中 Ph 表征蒸发量大小,Z 为土壤吸水能力参数,Dmax 为土壤最大缺水量参数,Fu 为土壤非饱和缺水量的参数,Qbase 为地下基流,Fgw 象征地下水库库容参数,Gwexp 象征地下水库消退速度指数,Smax 为地下水库的最大库容,Dsat 为土壤饱和容量参数。除 Fgw 外,其余参数均有明显的地域性^[9]。

四、基本结论

1. 中国东部热/温带地区水文情势的气候背景,决定了其水文情势必然受到全球气候变暖的影响。
2. 气候系统与水文水资源系统之间呈非线性关系,即相对小的气候参数值改变可导致相对大的水资源要素值的变化。
3. 全球变暖对海平面的升降影响是水文情势响应是十分重要的组成部分。
4. 全球气候变暖的幅度和范围在中国东部的热带与温带地区有显著差异,温度变幅随纬度升高而增加;降水低纬地带增加,中纬度地带减少。
5. 对于相同的气候变幅,中国热带和温带水文情势的响应存在明显区别,这主要是由于区域降雨-径流过程中各种参数的差异。
6. 现行的水资源管理体系、大型水利工程、土地利用、农业结构、工业布局、城市建设等方案制定都是认为过去的水资源状况可以作为未来的指南。事实上这种假设已有明显的偏差,因而要对全球变暖状况下水资源状况作出估计来修正这些方案。
7. 全球变暖对水文情势的影响不仅仅表现在水资源数量、时空分布上,而且通过对水文情势的影响对全球生态、农业、环境乃至社会经济系统产生一系列连锁影响,即高阶影响,这是今后分析水文情势对全球变化的重要研究内容。

参 考 文 献

- [1] 高素华等,海南岛气候,气象出版社,1-12(1984)。
- [2] 傅国斌、刘昌明,全球变暖对区域水资源影响的计算分析《地理学报》,46(3), 277-288(1991)。
- [3] 傅国斌,全球变暖对华北水资源影响的初步分析,《地理学与国土研究》,7(4), 22-26 (1991)。
- [4] Kellogg, W. W and R. Schwart, Climate Change and Society, Westview Press, (1981)。
- [5] 郑斯中,我国历史时期冷暖年代的干旱型,《地理研究》3(4), (1983)。
- [6] 符淙斌,全球增暖对我国北方(西北和华北)水资源的可能影响,《华北地区水资源合理开发利用》,水利电力出版社,(1990)。
- [7] 唐棣译,气候与农业,《世界环境》,(2),(1985)。
- [8] 赵宗慈,模拟温室效应对我国气候变化的影响《气象》,15(3), (1990)。
- [9] 刘春霖、田玉英,用改进的非线性水量平衡模型研究气候变化对径流的影响《水科学进展》,2(2), 120-126 (1991)。

Impacts of Global Warming on Hydrological Regime in Tropical and Temperate Zones of East China

Fu Guobin and Liu Changming

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstracts

This paper estimates impacts of global warming on hydrological regime in tropical/temperate zones of East China through two case studies. One is the Wanquan basin in humid tropical zones, another one is the Hai River in temperate zones. The authors compare the difference and similarity of these impacts between tropical zone and temperate zone. The results indicate: 1. the hydrological regime of East China are sensitive to climatic change; 2. the relationship between hydrological regime and climatic scenarios is nonlinear; 3. the climatic change scenarios resulted from greenhouse effects in tropical zone and temperate zone are greatly different; 4. hydrological regime responses to global warming are obviously varied from tropical zone to temperate zone; 5. the differentiation of these responses is in close relation to physiographic parameters which differ from one climatic zone to another.

Key Words: Climatic Change/Global Warming Hydrological Regime Tropical and Temperate Zones

用 SCCM 模式估算气候变化对黄淮海平原土壤水分平衡各分量的影响*

张 翼 许秀元

(中国科学院地理研究所)

巫新民 张厚瑄 苏 燕

(中国农业科学院农业气象所)

摘 要: 本文用 SCCM 模式研究了未来气候变化对黄淮海平原土壤水分平衡各分量的影响。结果表明:

雨育方式下,全年农田实际蒸散量随着年降水量的增加而上升。未来当降水量减少时,农田实际蒸散量下降;而当降水量增加时,农田实际蒸散量上升。自动灌溉方式下,当温度分别上升 1℃、2℃时,黄淮海平原冬小麦全生育期的农田实际蒸散量平均分别下降 2%和 8%;夏玉米全生育期的农田实际蒸散量平均分别增加 18%和 31%。全年农田实际蒸散量分别增加 5%和 8%。所以,由于温度的上升,使黄淮海平原农田年实际蒸散量增加。

当温度分别升高 1℃、2℃时,冬小麦全生育期的作物需水量分别为不变和下降 2%;夏玉米全生育期的作物需水量分别增加 18%和 31%。

年灌溉量随着年平均温度的升高和降水量的减少而增加。除水分条件比较好的淮北地区之外,黄淮海平原其它地区灌溉量比当前值都有不同程度的增加。若未来黄淮海平原年降水量减少 20%,年灌溉量大约需增加 66—84%。在这种情景下,发展灌溉农业是不可能得到满足的。

随着温度的升高,可能蒸发量的年平均值也随之增大,且年较差变小,季节变化不明显。

在自然气候条件下,除未来年降水量增加 20%时土壤水分含量年平均值比当前值略高外,其它各气候情景四季土壤水分含量都比当前值小,并且土壤含水量减少的幅度随着温度的升高和年降水量的减少而增大。这表明,气候变化将使黄淮海平原,特别是华北平原土壤水分含量下降,土壤水分亏缺值更大。这个现象应引起人们的足够关注。

关键词: 作物需水量 势蒸散 土壤水分亏缺 灌溉量

一、前 言

黄淮海平原或华北平原的农业用水问题是该地区农业生产中十分重要的问题,水资源的紧缺及用水的不合理的状况急待解决。全球变化的影响必然使这一矛盾更加尖锐。及早研究气候变化对黄淮海平原水资源、农业用水的影响问题,了解水资源、农田土壤水分状况的可能变化,从中寻求合理的对策是十分必要的。本文利用 SCCM 模式^[1]和未来气候变化的

* 本文为国家“八五”攻关课题 85—913—03 中部分工作。

假设情景^[1]对这一问题进行研究,子程序框图见图 1。

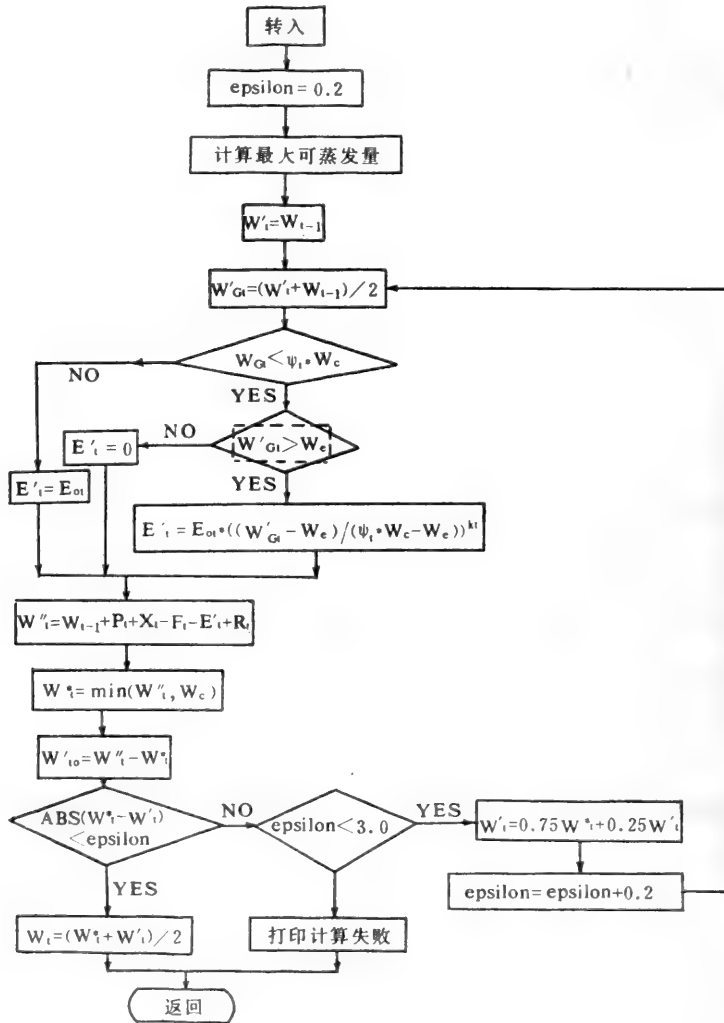


图 1 农田 1m 土层土壤水分含量计算子程序框图
Frame of Subprogram of Field Soil Water Content (1m)

二、SCCM 模式的检验

在文献[2,3]中引用了该作者 60 年代在石家庄及 80 年代在栾城与北京观测的各项资料,累计 9 年。得到该计算的总辐射与实测值相对误差小于 8%,可能蒸发量值平均相对误差为 12%,土壤水分动态模拟误差为 8.5—10.6%,平均旬误差最大值仅 24mm。

本文为了进一步验证模型的稳定性及计算精度,收集了北京农业气象观测站 1959—1963 年冬小麦田 1m 土层土壤水分观测资料及生育期资料。同时,还收集了黄淮海平原 7 个

站点的 30 年逐旬气象资料(1957—1986)、作物产量资料以及有关的土壤资料。其中气象资料取自气象出版社出版的《中国地面气象记录月报》和各省整编资料,作物产量资料取自各省农业统计资料汇编。土壤类型和土壤有机质含量在根据《黄淮海平原 1:50,000 土地类型图》和《中国土壤》以及已发表的有关文献确定的^[4,5]。

土壤水分动态模拟能力的检验

(1)土壤水分动态模拟误差

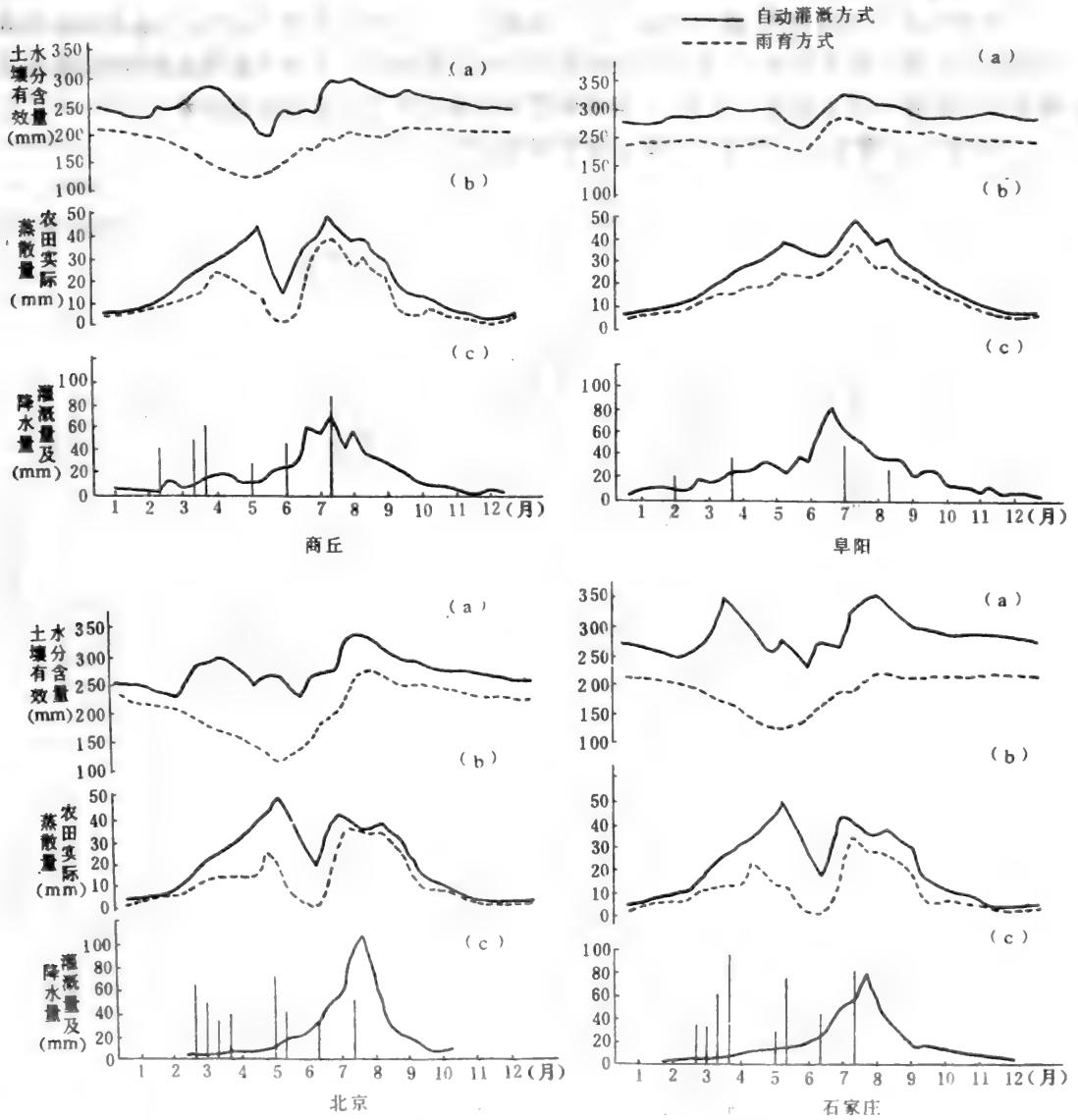


图2 农田土壤水分平衡方程主要分量的模拟输出值(1957—1986)

[(a)1m 土层土壤有效水分含量;(b)农田实际蒸散量;(c)灌溉量及降水量]

Output Values of Main Component of Field Soil Water Balance Equation (1957—1986)

图2为北京1959—1963年灌溉麦田1m土层土壤水分含量实测值及本文模拟计算值的变化曲线。可以看出:实测值与计算值的逐旬变化趋势是一致的。并且数值上两者也比较接近。特别是在小麦冬前生长阶段,两年(1959,1961)模拟值平均相对误差为2.9%。小麦返青以后,由于灌水和降水的影响,使土壤水分变化曲线波动比较多,并且没有明显的变化规律,因此,模拟值与实测值的偏差也增大了。1959、1960、1962、1963年冬小麦返青至成熟阶段土壤水分含量年平均相对误差分别为10.7%、12.1%、8.3%、8.8%,四年平均为10.0%。这说明本模式在目前仍为一个较好的可用模型。

造成误差的原因很多,最明显地是由于本模型各项值按旬计算,而实际上降水和灌水并不是平均分配在各旬每天中,造成降水和灌水过程在旬初或旬末对计算值是相同的,但对实测值却可能存在很大区别。此外,土壤水分资料本身也存在一定的观测误差。

(2) 农田土壤水分平衡方程主要分量模拟输出值

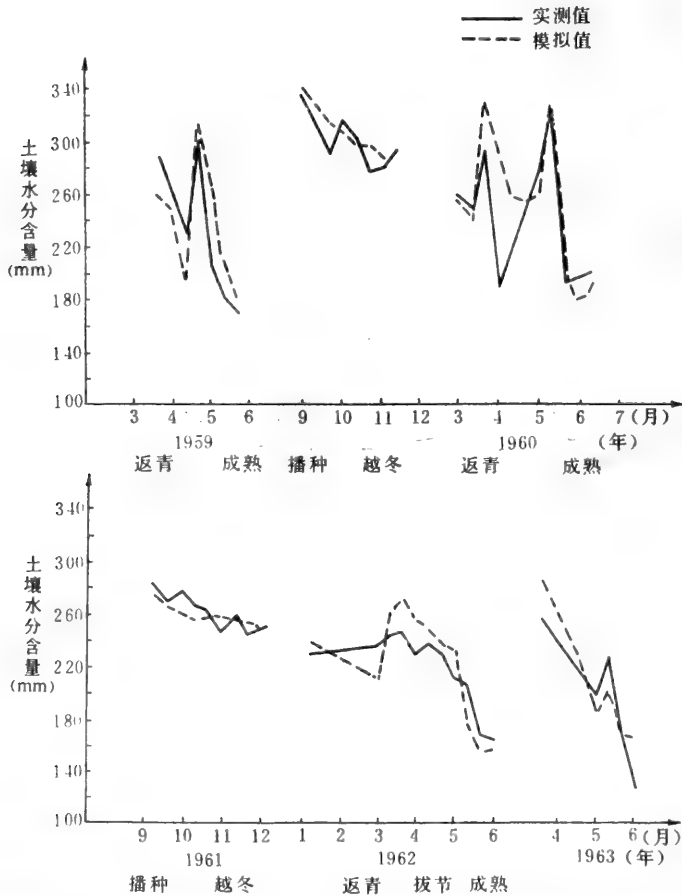


图3 北京1959—1963年冬小麦田1m土层土壤水分含量实测值和模拟值的变化曲线

Change Curve of Observed and Simulative Values of

Soil Water Content in Winter Wheat Field (Beijing, 1959—1963)

在本文中利用黄淮海平原各点 1957—1986 年气象观测资料及有关土壤、作物生育期资料做为模型的输入,运行该模型。在此仅讨论农田土壤水分平衡方程主要分量——土壤水分含量、农田实际蒸散量、灌溉量及灌溉时间这三者的模拟输出值,从而说明该模型对黄淮海平原农田土壤水分平衡特征的描述能力。

由于缺乏灌溉量的实测资料,在模型运行时仅考虑两种极端处理。它们是:①雨育方式,即土壤水分来源考虑降水和地下水补给,而无灌溉;②自动灌溉方式,即取模式灌溉制度一项的缺省状态。利用已设计好的计算程序,求出灌溉量及灌溉时段来完成对灌溉制度中各数据项的赋值。

图 3 为模型输出的各个量逐旬多年平均值。其中图(a)为 1m 土层土壤有效水分含量,图(b)为农田实际蒸散量,图(c)为灌溉量(旬灌溉量 $\leq 20.0\text{mm}$ 的值在图中没有标出)和降水量的多年值。可以看出,各项模拟值的周年变化基本上反映了黄淮海平原冬小麦-夏玉米一年两熟种植制度下,农田土壤水分和农田实际蒸散量的气候特征;同时,灌溉量及灌溉时段的模拟输出值与目前高产田推广并应用的灌溉制度基本吻合。

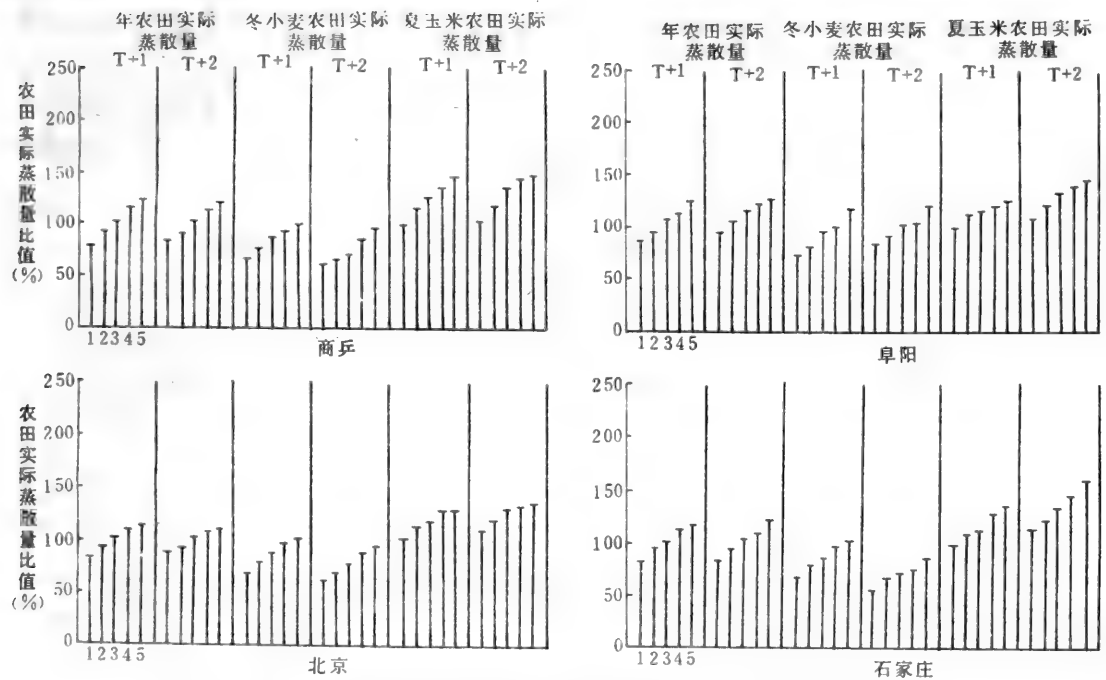


图 4 雨育方式下黄淮海平原各气候情景的农田实际蒸散量与当前值的比值
Ratio of Field Actual Evapotranspiration in Different Climate
Scenario to Observed in Huang-Huai-Hai Plain under Rainfed Condition

从图 4 可以看出,自动灌溉方式下的农田有效水分含量和农田实际蒸散量比雨育方式

下的相应数值要高,且两者的差值在冬季最小,在春季和初夏季最大。华北平原在雨育方式下,在冬小麦生长季中由于降水偏少土壤水分含量呈下降趋势。随着小麦叶面积系数的增大,农田实际蒸散量也随之增大,在4月中下旬达到一个次峰值。随后虽然叶面积系数仍在上升,但因土壤水分减少,作物吸水渐渐困难,使农田蒸散量呈下降趋势。同时,土壤水分含量在冬小麦开花期达到最低后,随着旬降水量的增加和冬小麦渐渐成熟,土壤水分含量又呈回升趋势。在夏玉米生育期内恰遇雨季,土壤水分含量和农田实际蒸散量都在8月份达到了最大值。在自动灌溉方式下,由于土壤缺水时能随时得到灌溉,所以土壤水分曲线波动比较多,但没有明显的变化趋势。同时农田实际蒸散量随着作物叶面积系数的增大而迅速提高,在作物生长的高峰期达到最大值。另外,冬小麦灌溉最集中的时段为拔节—孕穗(倒二叶露尖后)阶段和小麦的灌浆期,其次为小麦返青期。夏玉米灌溉最集中的时段为播种期和拔节—抽雄开花期。

阜阳测点的土壤有效水分含量和农田实际蒸散量的变化曲线与华北平原完全不同。阜阳年降水量为894.1mm,其中冬小麦整个生长季的降水量为375.4mm,春季的降水量为206.3mm。所以一般水文年份气阜阳冬小麦整个生育期不需要灌溉。遇干旱年份需要在孕穗阶段灌水。夏玉米则需要在拔节和灌浆这两个时期灌水。在冬小麦生长季中,特别是返青—成熟期降水量大,所以雨育方式下土壤有效水分含量变化平稳,没有上述各点的谷值出现。同时自动灌溉方式与雨育方式下的有效土壤含水量与农田实际蒸散量变化趋势一致,且前者略高。

黄淮海平原冬小麦和夏玉米整个生育期及全年灌溉量的多年平均值见表1。在各站点中沧州的年灌溉量最高,为520.0mm,阜阳的年灌溉量最低,仅为173.2mm。各站点的灌溉量模拟计算与目前灌溉条件比较好的水浇地灌溉量基本相符^[6]。

表1 黄淮海平原冬小麦、夏玉米全生育期的灌溉量及年灌溉总量
Irrigation Amount of Growing Period and Annual Total Irrigation Amount of
Winter Wheat and Corn in Huang-Huai-Hai Plain

地 点	冬小麦全生育期灌溉量	夏玉米全生育期灌溉量	年灌溉总量
北 京	350.3	88.9	439.2
石 家 庄	347.7	155.9	503.6
沧 州	418.2	101.8	520.0
济 南	326.9	127.4	454.3
商 丘	240.2	90.1	330.3
宿 县	100.7	104.6	205.1
阜 阳	71.2	102.0	173.2

三、气候变化对农田土壤水分平衡的影响

1. 气候变化对农田实际蒸散量的影响

(1) 雨育方式下

各气候情景年农田实际蒸散量随着年降水量的增加而上升(图 5)。除阜阳点在温度升高 2℃、降水量减少 10% 的气候情景下蒸散量增加以外,其它各点当降水量减少时,农田实际蒸散量都在下降;当降雨量增加时,农田实际蒸散量也随之增加。当降水量不变,温度分别升高 1℃、2℃ 时,黄淮海平原冬小麦全生育期的农田实际蒸散量分别平均减少 13% 和 18%,而夏玉米全生育期的农田实际蒸散量分别平均增加 14% 和 22%。

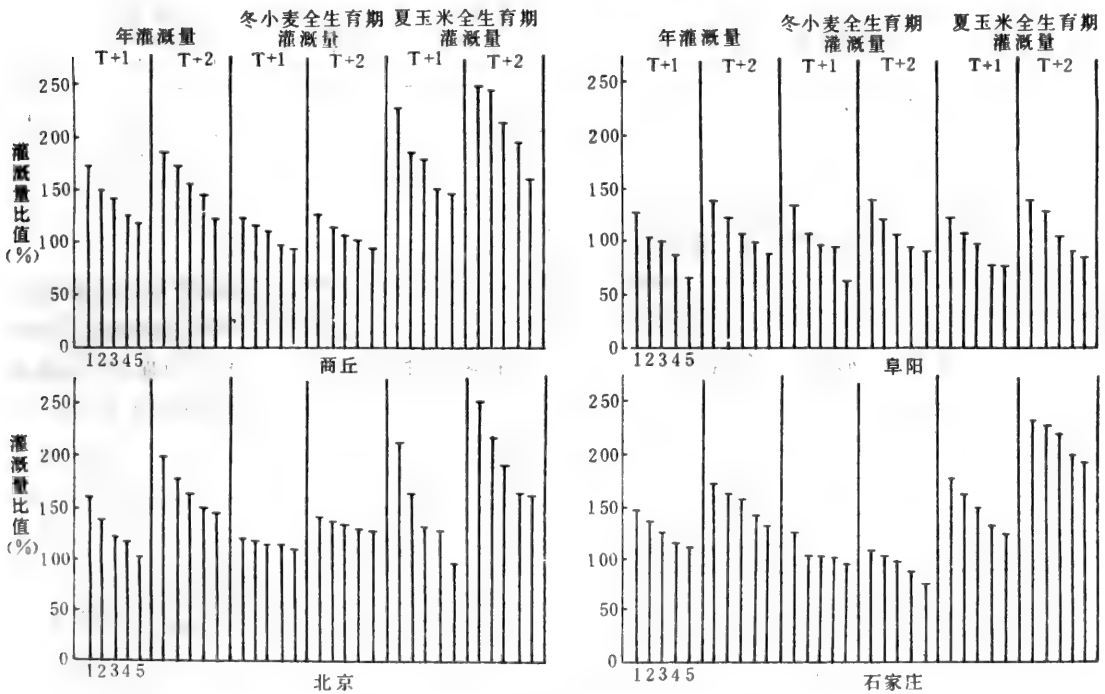


图 5 雨育方式下黄淮海平原各气候情景的灌溉量与当前值的比值
Ratio of Irrigation Amount of Different Climate Scenario
to Observed Values in Huang—Huai—Hai Plain under Rainfed Condition

(2) 自动灌溉方式下

当温度分别上升 1℃、2℃ 时,黄淮海平原冬小麦全生育期的农田实际蒸散量分别下降 2% 和 8%,夏玉米全生育期的农田实际蒸散量分别增加 18% 和 31%,全年农田实际蒸散量分别增加 5% 和 8% (见表 2)。造成未来冬小麦全生育期农田实际蒸散量减少的原因是全生育期天数随着温度的升高减少 10—30 天。所以,未来由于年平均气温的上升,使黄淮海平原农田年实际蒸散量增加。

表2 自动灌溉方式下农田实际蒸散量的变化率(%)

Changing Rate of Actual Evapotranspiration Amount
of Field under Fully Irrigation Condition (%)

地 点	全年农田实际蒸散量		冬小麦全生育期农田实际蒸散量		夏玉米全生育期农田实际蒸散量	
	T+1	T+2	T+1	T+2	T+1	T+2
北 京	4.0	2.1	2.3	-4.4	12.0	22.4
石 家 庄	2.0	2.5	-0.3	-11.1	13.1	32.7
沧 州	3.5	8.0	-1.3	-8.5	10.5	32.4
济 南	7.3	6.3	0.6	-7.1	15.8	23.0
商 丘	7.0	11.4	-10.1	-1.1	20.5	32.3
宿 县	11.0	12.9	5.6	0.8	16.5	26.2
阜 阳	3.0	11.0	-1.0	-7.0	20.0	25.0
平 均	5.4	7.7	-2.0	-8.3	18.3	30.6

2. 气候变化对作物需水量的影响

温度升高,使作物的蒸腾量及生理需水量增加。但又由于温度的升高,使得冬小麦全生育期长度缩短,作物需水量下降。这两方面作用的相互补偿,使黄淮海平原未来温度升高2℃时,全生育期作物需水量下降2%。对于夏玉米来讲,这两方面作用相互加强,使黄淮海平原夏玉米全生育期作物需水量在温度上升1℃、2℃时分别增加18%和31%(见表3)。

表3 温度升高对黄淮海平原作物需水量的变化率(%)

Changing Rate of Crop Water Requirement when
Temperature Raises in Huang-Huai-Hai Plain (%)

地 点	全年作物需水量		冬小麦全生育期作物需水量		夏玉米全生育期作物需水量	
	T+1	T+2	T+1	T+2	T+1	T+2
北 京	11.4	14.4	11.6	15.2	11.0	13.4
石 家 庄	6.8	7.2	-7.0	-20.6	26.3	46.4
沧 州	4.8	8.4	0.3	-11.7	10.7	35.0
济 南	11.0	13.0	5.1	-2.5	17.5	28.9
商 丘	7.5	15.7	-11.7	-3.2	29.9	37.8
宿 县	11.6	12.0	6.0	-4.2	17.7	28.4
阜 阳	9.2	11.9	-4.8	-5.5	10.3	30.0
平 均	8.9	11.8	-0.1	-4.6	17.6	31.4

3. 气候变化对农田灌溉量的影响

各气候情景下全生育期的灌溉量与当前气候背景下的灌溉量比值见图 5。可以看出,随着温度的上升和年降水量的减少,年灌溉总量依次增大。另外,除水分条件比较好的阜阳、宿县以外其余各点的灌溉量都在不同程度上增大。研究区域内 7 个点各个气候情景下灌溉量平均变化率见表 4。

表 4 各气候情景黄淮海平原灌溉量的平均变化率(%)
Mean Changing Rate of Irrigation Amount of Different
Climate Scenario in Huang—Huai—Hai Plain (%)

类别 温度情景 降水情景	年灌溉量		冬小麦全生育期 灌溉量		夏玉米全生育期 灌溉量	
	T+1	T+2	T+1	T+2	T+1	T+2
R-20%	65.9	84.3	16.8	17.6	115.0	151.0
R-10%	38.7	60.7	7.9	9.3	69.5	112.0
RN	22.6	40.5	1.2	2.7	44.0	78.3
R+10%	12.9	29.8	-2.9	-3.6	28.6	63.1
R+20%	-2.6	12.9	-13.5	-12.4	8.2	38.1

从表 4 可以看出,当年降水量增加时,冬小麦全生育期的灌溉量略有下降;当降水量不变时,全生育期灌溉量略有上升。夏玉米全生育期灌溉量在各气候情景下都呈增加趋势,也就是说,未来温度升高,使夏玉米的农业用水量增大。年灌溉总量随着年降水量的减少急剧上升。当年降水量减少 20%,温度分别上升 1℃、2℃时,年灌溉量分别上升 65.9% 和 84.3%。考虑到黄淮海平原目前水资源的紧缺情况,当未来年降水量减少 20% 的气候情景出现时,发展灌溉农业是不可能得到满足的。

4. 气候变化对可能蒸发量季节变化的影响

可能蒸发量的大小是由气象条件决定的。若未来全球平均气温升高,则可能蒸发量也随之增大,并且其季节变化也随之改变。仅以北京点为例,当温度分别升高 1℃、2℃时,可能蒸发量的年平均分别增加 4.6% 和 9.2% (见表 5),其中冬季变化幅度最大,分别提高 9.5% 和 18.9%;其次为秋季,变化幅度分别为 3.9% 和 7.8%。夏季变化幅度最小,分别为 2.1% 和 4.1%。这就是说,若未来气温升高,使可能蒸发量的年较差变小,季节变化不明显。其原因主要是冬季增温比其它三季明显;而在同样的增温水平下,夏季可能蒸发量值最高,故使相对变化幅度最小。

表 5 温度升高时北京四季蒸发力的变化率(%)
Changing Rate of Potential Evaporation
of Four Seasons in Beijing When Temperature Raises (%)

温度情景	年平均	春季	夏季	秋季	冬季
T+1	4.6	3.0	2.1	3.9	9.5
T+2	9.2	6.0	4.1	7.8	18.9

5. 气候变化对雨育方式下农田实际蒸散量和土壤水分含量季节变化的影响

影响农田实际蒸散量变化的因素很多,它们是气象因素(如气温、降水量、风速等),作物生长状态以及土壤水分含量等。总的来说,若温度上升且年降水量增加,则农田实际蒸散量上升,并且农田实际蒸散量变化的幅度随气温、降水量变化量的增加而增高。若温度升高,年降水量减少,则农田实际蒸散量下降。且温度越高、年降水量越少,农田实际蒸散量减少的幅度越大(见表6)。另外,当温度升高 2°C 时,在各个降水量气候情景中夏季农田实际蒸散量的变化率都为正值,并且随着年降水量的增加而增加。当降水量增加到 20% 时,农田实际蒸散量的变化率高达 98.6% 。这一变化规律与温度升高 1°C 时夏季农田实际蒸散量变化是不一样的。引起这一差异的原因是,当温度升高 2°C 时,冬小麦成熟期从当前的六月中旬提前到五月下旬。这样势必造成夏季农田实际蒸散量的增大。

表6 雨育方式下北京各个气候情景四季农田实际蒸散量的变化率(%)
Changing Rate of Field Actual Evapotranspiration Amount of Four
Seasons in Different Climate Scenaria in Beijing under Rainfed Condition (%)

温度情景 降水情景 类别	T+1					T+2				
	年平均	春	夏	秋	冬	年平均	春	夏	秋	冬
R-20%	-18.9	-19.7	-15.9	-19.3	-20.7	-11.5	-27.1	24.2	-21.0	-22.0
R-10%	-8.4	-9.6	-3.1	-9.5	-11.4	0.7	-17.0	42.9	-10.9	-12.2
RN	2.4	-0.8	12.3	0.7	-2.8	12.5	-8.4	60.8	0.2	-2.5
R+10%	11.1	6.1	27.1	7.6	3.7	23.2	-0.7	78.7	8.8	5.8
R+20%	18.9	10.9	44.0	12.7	8.1	31.5	3.0	98.6	13.9	10.3

土壤水分含量的季节变化见表7。由表可以看出,除降水量增加 20% 时土壤水分年平均值得略有增加外,其它各气候情景四季的土壤水分含量都在减少,并且减少的幅度随着温度的升高和年降水量的减少而增大。这说明,未来黄淮海平原,特别是华北平原土壤水分亏缺量增大,加剧了农业用水与水资源短缺这个矛盾。这个现象应引起人们的足够关注。

表7 雨育方式下北京各个气候情景四季农田土壤水分含量的变化率(%)
Changing Rate of Field Soil Water Content of Four
Seasons in Different Climate Scenaria in Beijing under Rainfed Condition (%)

温度情景 降水情景 类别	T+1					T+2				
	年平均	春	夏	秋	冬	年平均	春	夏	秋	冬
R-20%	-13.8	-12.3	-10.6	-16.9	-15.5	-15.4	-16.7	-7.9	-19.2	-18.0
R-10%	-9.2	-9.3	-6.7	-10.6	-10.1	-11.0	-12.1	-5.7	-13.4	-12.7
RN	-4.8	-6.9	-2.4	-5.0	-5.1	-6.5	-9.8	-1.4	-7.3	-7.5
R+10%	-1.3	-4.6	-1.5	-0.8	-1.2	-2.5	-7.5	2.7	-2.4	-3.0
R+20%	1.2	-3.2	4.7	2.0	1.3	0.1	-6.1	6.6	0.4	-0.7

四、讨 论

评价气候变化对黄淮海平原粮食作物产量的影响时,应该首先考虑温度与水分因子。全年 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 的有效积温影响多熟种植茬口的安排,温度的适宜程度影响产量的高低。在雨育方式下,降水是影响产量的最活跃因子。若到下一世纪中叶前温度升高、降水量减少或不变,都将使水资源供应本来短缺的黄淮海平原的农业生产面临困境,即使是考虑到 CO_2 直接影响的正效应,也必须在水肥条件充分满足的状态下才能得以发挥,因此水分对该地区的农业发展是至关重要的。

参 考 文 献

- [1] 苏燕、张厚瑄、张翼,一个估算气候变化影响的简单的作物-气候模式(见本书),(1992)。
- [2] 中国农业科学院编著,黄淮海平原治理与农业开发,中国农业科技出版社,(1989)。
- [3] 赵名茶、李钜章等,黄淮海平原作物潜在产量和实际产量分析,黄淮海平原农业自然条件和区域环境研究,黄淮海治理与开发研究文集,第三集,科学出版社,(1987)。
- [4] 黄荣金,黄淮海平原土壤资源与农业发展,科学出版社,(1990)。
- [5] 胡朝炳,华北平原农田土壤有机质含量与作物产量关系的初步研究,农田生态系统能量物质交换,气象出版社,P232-240,(1987)。
- [6] 龚绍先,粮食作物与气象,北京农业大学出版社,(1988)。

Impact of Climate Change on Each Component of Soil Water Balance in Huang-Huai-Hai Plain with the Calculation by SCCM

Zhang Yi Xu Xiuyuan

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Wu Xinmin Zhang Houxun Su Yan

(Institute of Agrometeorology, Chinese Academy of Agriculture Sciences)

Abstract

We estimate the impact of climate change on each component of soil water balance in Huang-Huai-Hai Plain, using the SCCM. Results show:

Under rainfed conditions the field real evapotranspiration raised with increasing precipitation, and in future it would decline if precipitation reduced, and vice versa. In cases of increasing temperature by 1°C and 2°C under fully irrigated conditions, the field real evapotranspiration of winter wheat decreased by an average of 2% and 8% respectively during whole growing season, whereas that of summer corn increased by an average of 18% and 31%. The annual field real evapotranspiration increased by an average of 5% and 8%. Thus the annual average field evapotranspiration increased because of the temperature increasing.

When temperature raised by 1°C and 2°C, the water requirements of winter wheat during whole growing season retained unchanged and decreased by 2% respectively. That of summer corn increased by 18% and 31% respectively.

Annual magnitude of irrigation raised with increasing of the average annual temperature and decreasing precipitation. Except the Huaibei region where rainfed conditions would be better, the magnitude of irrigation in the rest of Huang-Huai-Hai plain increased compared with that at present time. If the annual precipitation decreased by 20% in the future, it should be necessary to increase the magnitude of irrigation by approximately 66%—84%. In such conditions, it would not be sufficient to develop only irrigated agriculture.

The annual average potential evaporation increased with increasing temperature. Annual variation range became smaller and seasonal variation was very slight.

Under natural climatic conditions, if the annual precipitation increased by 20% in the future, except the annual average soil water was slightly higher than that at present time, in all other climate conditions, it was smaller than present's. The decreasing rate of soil water became greater with increasing temperature and decreasing precipitation. This result demonstrated that climatic variation would make the soil moisture decrease in Huang-Huai-Hai plain, especially in the area in the north of China. The phenomenon of even greater deficits of soil moisture should be paid attention to.

Key words: Crop Water Requirement Potential Evapotranspiration Soil Water Deficit Irrigation Amount

气候变化对水文和水资源影响的研究进展与问题

张翼、傅国斌、邓慧平、许秀元

(中国科学院地理研究所)

摘要:文章从研究简史、研究方法、研究内容和已有的研究结果等几个方面综述了气候变化对水文、水资源的影响。作者认为研究气候变化影响的关键是:在逐步改进未来气候预报的同时,建立好专业模式,因此气候变化影响的研究是综合性的多学科的研究,也能促进专业研究的发展。

关键词:气候变化 气候情景 水量平衡模式 降雨径流模式

一、引言

太阳辐射是地球获得能量的主要来源。由于大气中活跃的痕量气体浓度的增加对大气中辐射传输的影响而引起的气候变化将从数量上和时空分布上改变不同地区的水文和水资源状况。定量地估算气候变化对水文和水资源的影响,对于理解和解决可能引起的与工业、农业、能源、交通等经济领域密切相关的水资源系统的规划管理、环境保护以及生态平衡等问题是非常重要的。在目前全球水资源日益紧缺情况下,水资源系统对全球气候变化响应问题已引起各国政府、国际组织和各国学者的普遍关注。系统地总结评述业已进行的研究工作,找出当前工作的重点和问题是非常必要的。本文将从研究简史、未来气候、情景、研究方法、研究内容几方面进行综述并讨论今后有关这一研究领域的工作重点。

二、研究简史

研究气候与水体相互作用的早期工作,大量地集中在人类活动对气候条件变化方面。1970年出版的“主要环境问题研究”和1971年出版的“人类活动对气候影响”已作过系统总结,例如研究大型水库对局地气候条件影响这类问题。对于气候变化特别是全球气候变化对水文和水资源影响的研究还是很少的。

最早的研究全球气候变化对水文和水资源影响的工作之一是美国国家研究委员会水与气候专门委员会出版的《气候、气候变化和水》。这个报告反映了当时一些作者进行的工作。报告指出了尽管精确的区域影响预报是不充分的,仍然有许多有用的措施可以提供去缓和未来水量短缺的问题。

1985年环境问题科学委员会(SCOPE)出版了《气候影响评价》这一报告(Kates等,

1985),在这个综合报告中初步考虑了对水资源的影响。Bolin 等(1986)的综述中把水文学问题做为主要问题进行了评述,对水资源问题考虑也较少。他的综述中讨论了气候变化对水文影响的评价技术、生态系统怎样受温室效应影响、已有的气候影响评价的水文学模式类型以及哪种水文学模式适于区域研究等等。

80年代以来,研究者通过不同方法,对个别实例详细解剖,也开始研究了温室效应对区域水文的影响^[1]。这些工作反映在世界气象组织(WMO)出版的气候变化对水资源系统影响的综述中(Klemes, 1985)。这个综述特别推荐了不同的评价方法。继而在1987年WMO出版的报告中总结了水资源系统对未来气候和现代气候和敏感度问题^[2](WMO, 1987)。

环境恶化,资源短缺使得人们对水资源问题越来越重视。1987年国际水文联合会(IAHS)专门提交给第十六届国际大地测量和地球物理联合会会议一个关于气候变化与水资源问题的论文集(Solomon 等, 1987)。1988年澳大利亚大气研究部召开了气候变化会议,并出版了包括对水文、水资源影响的著作(Pearman, 1988)。美国现代科学协会(AAAS)指定了专门工作组,撰写出一本关于美国气候变化对水资源影响的书籍(AAAS, 1989),在AAAS主持下,对整个气候变化对水文、水资源影响问题,包括从基本的物理的、气候的和水文的问题到未来气候条件下的政治的、经济的水资源分配问题进行了研究。IPCC第二工作组的报告全面总结了气候变化对水文学和水资源的影响,是目前了解和从事这一领域研究工作人员的必读文献。

三、研究方法

气候变化对水文、水资源影响的研究方法中包括两个方面问题:一是要选择未来气候情景;二是搞好水文、水资源的专业模式,这些模式必需建立水文、水资源变量与气候变量的数量关系。专业模式的建立主要依据现代的水文、气候资料。从这个意义上说,是应用了相似原理,认为现代的水文、水资源的物理过程和定量关系与全球变暖时的水文、水资源的物理过程和定量关系是相似的。再将上述两方面结合,就可以估计气候变化对水文、水资源的可能影响。

1. 气候情景

目前尚无可以利用的可靠的区域气候变化预报。由于缺少可靠的预报,因而利用各种方法研究出对未来气候条件的情景,包括①假设的(或规定的)情景;②根据大气环流模式(GCM)得出的情景和③以历史和古气候重建为基础的情景

第一种方法是用一种简化形式规定不同地区或江河流域的气候变化。这些气候情景一般都具体规定气温升高0.5℃至4.0℃,降水变化(增加或减少)在10%至25%的范围之内,有些作者还规定了假设的蒸发变化。

第二种方法是直接根据大气环流模式(GCM)得出的气候情景。其中规定CO₂浓度加倍(2×CO₂)。利用GCM的问题是,根据不同气候模式为同样地区所做的模拟可能会产生不同的,有时是相反的结果,特别是对降水变化来说(Gleick, 1988)^[1]。

第三种方法是在重建过去温暖时期气候(当时大气中的CO₂浓度比现代高)的基础上研制未来的气候相似。例如,苏联气候学家在他们的研究(Budyko 和 Izrael, 1987)中表明,可把

称之为全新世最适宜气候(约 5—6 千年前)看作是全球变暖 1℃的相似(约在 2000—2005 年)。由于对遥远过去气候条件认识的不确定性和许多国家与地区缺乏可靠的古气候资料,所以应用古气候重建是有困难和受到限制的。

对这三种方法的相对优势仍在继续讨论。在缺少可靠预报的情况下,关于哪一个情景是最好的问题仍然得不到答案。

2. 水文、水资源专业化模型的建立

许多国家的水文学家在过去 10 年间已经广泛研究了未来人为气候变化的水文后果,这些研究归纳到一点是建立了包括气候变量在内的专业化模型。模型建立是以下列几种方法为基础的。

①分析以往径流和气象要素的长期变化:这个方法可用两种办法实现。第一是利用径流、气温与降水之间的相关统计分析。第二是研究过去很暖或冷、很湿或干燥时期的水文后果。

在美国,Langbein 等人(1949)对气候-径流关系作了第一个重要评价。他建立的一套降雨径流相关曲线在一些原始的研究中得到广泛应用。Karl 和 Riebsame(1989)根据对 90 多个未受干扰流域实际气候波动的分析对这些关系进行了检查与更新。

②利用某一长时期内的水分平衡方法:这种情况下的主要任务是估计未来的总蒸发量。这些方法已由 Glantz 和 Wigley (1986)用于美国,由 Babkin(Shiklomanov, 1988)、Vinnikov 等人(1989)用于苏联,由 Griffiths (1989)用于新西兰。

③利用大气环流模式:在这个方法中,利用规定大气中“微量”气体浓度增加情况下的(一般为 $2 \times \text{CO}_2$)大气环流模式直接得出大区域气候和水文特征量变化的估计值。例如已经用大气 GCM 估计了美国和加拿大的径流、土壤湿度和蒸发的可能变化(USEPA, 1984; Sanderson 和 Wong, 1987; Singh, 1987)。

④利用决定论水文模式:在这个方法中,使用不同河流流域的降雨-径流模式和气候资料集,包括 GCM 产品,确定水文条件的变化。许多作者已经把这个方法用到位于各种水文气候环境的流域(Gleick, 1986, 1987; Cohen, 1986; Flashka 等, 1987; Bultot 等, 1988; Shiklomanov, 1989)。

第一和第二种方法已被广泛用于估计大区域水资源的变化,因为它们需要的原始情报量较小。较常用的是年径流、降水和气温。

根据不同 GCM 为一些重要水文条件和地区做水文模拟得出的结果是不一致的。这可能归因于现代的 GCM 的分辨率低和对水文过程过于简化的描述,然而这个方法是很有希望的,因此应该把这类研究继续进行下去。

决定论水文模式有某些可取的特点。用这些模式可以对气候-水资源系统中的因果关系做明晰的研究,估计江河流域对变化着的气候条件的敏感性。此外,当区域气候预报可以利用时,可为水资源规划与管理模拟不同水文气候环境中可能的径流变化。

四、研究内容

1. 需水量

在全球气候变暖过程中,应该预期到世界许多地区对水资源需求的变化。未来,不同工

业和农业部门的耗水结构和特点可能会有相当大的变化,各用水户之间的冲突和矛盾有可能加深。如果一个地区的经济活动水平一样,那么需水量和实际耗水量是由给该地区的总水量决定的。

各地区的实际耗水量值将取决于气候因子、国民经济中耗水部门的发展程度(主要是灌溉土地)和水资源的限制。随着未来气候的明显变化,在规划和确定未来灌溉区、大耗水量工业和水库的位置方面可能会出现一些问题,对当前用户的供水也可能有问题。这些变化可能会加剧干旱和半干旱地区的问题。这些地区现在的水供应就有困难,而且各用水部门和管理部门之间常发生矛盾。

关于水资源系统在气候胁迫下如何运行的问题已经有许多认识,外推这种认识有助于我们预测对水资源管理和需水的影响以及预防气候变化中可能出现的旱、涝灾害(Fiering 和 Rogers, 1989^[3]; Stakhiv 和 Hanchey, 1989)。

一份有益的文献已经研究了有关水利工程对气候波动的敏感性和适应性的问题。Fiering (1982)^[4]和 Hashimoto 等人(1982)提出了评价水利工程敏感性的标准,包括可靠性、应变能力和脆弱性^[5]。Matalas 和 Fiering (1977)阐述了一个最适宜的、考虑气候波动设计水利工程的方法。Novaky 等人(1985)提出了一个概念化的水利工程影响和响应模式,并建立了一个评价该工程对气候变化敏感性的矩阵^[6]。Klemes(1985)综合了有关的水利工程敏感性的文献后提出,关键的概念是可靠性——不管气候是否变化,该工程能长期满足需要的能力^[7]。

Peterson 和 Keller(1989)已评估了温度和降水变化对美国西部干旱地区灌溉需水量和未来发展灌溉面积的可能性的影响^[8]。

关于人为气候变化对灌溉耗水量的影响。世界粮农组织(FAO)和英国水文研究所已经对南非莱索托地区面积为 3240km² 的马里巴马察马流域进行了一些研究(Nemec, 1989; 水文研究所, 1988)。用 2×CO₂GCM 模式对这个地区未来气候变化的模拟已经完成。

张翼等对中国黄淮海平原农田耗水量和作物需水量对气候变化的响应等进行了研究^[9](张翼等, 1992)。估计了未来需水量和做安排时应该考虑每个地区的特点。这些估计的可靠性主要取决于随全球变暖对气候特征和水文状况变化预报的准确性的综合性。

2. 年和季径流条件的变化

自本世纪 70 年代末起,对年和季径流已做了广泛的调查研究并在许多出版物中做了论述。这是因为,河流的年和季径流对于提供充分的水供应以满足大多数地区对水的需求来说是很重要的。现已针对美国、苏联和新西兰的许多地区、加拿大的某些地区、英格兰、威尔士、比利时和其他具体地区的江河流域得出了定量估计。

这些研究强调河流流域对气候条件的变化,甚至不显著的变化都有很大的敏感性。位于干旱和半干旱地区的流域尤其敏感,因为年径流变化甚大,对于主要径流是在融雪期形成的流域来说,年径流及其季节分布受气温变化和降水变化的影响。在北半球的中纬地区,若变暖 1℃ 或 2℃,预计冬季径流将猛烈增加,由于融雪较早,春季的高水位将降低。

许多估计,包括关于径流因全球变暖而发生变化的估计都未考虑 CO₂ 增加对蒸散可能产生的直接影响(蒸散通常随 CO₂ 浓度的增加而减少)。Idso 和 Brazel (1984)为美国的一些河流流域^[10],Aston (1987)为澳大利亚的一些江河流域考虑了这种现象。在这些研究中,得出的结果与其他研究人员推论的结果直接对立,即 CO₂ 浓度增加 1 倍,上述美国河流的年径

流量将增加 40—60%，而对澳大利亚的河流来说则增加 60—80%。Wigley 和 Jones(1985)以及 Palutikof(1987)指出了考虑 CO₂ 对蒸散和总蒸发直接影响的重要性，而许多研究人员却忽视了这种影响。对这些结论还有争论，需要做进一步的研究，因为有些人认为，地面总蒸发主要是由能量因子决定的。

全球变暖的一个重要水文后果是最高和最低径流极值的可能变化，高流量极值的变化会产生径流控制、发展洪水控制工作和水利设施设计的问题；低流量极值的变化可能要重新评价对蓄水的需求和水分分配计划，特别是在年内无径流控制的有限时期。

估计与人为气候变化相联系的极端河流径流条件是水利工程计算中最重要的问题。因为水利设施设计是以水文气象条件的稳定性概念为基础的。

因为极端气象事件显然不能由 GCM 模式模拟的预报或用古气候相似做的预报，所以对径流极值可能变化的定量区域估计实际上仍然是得不到的。不过，有许多定性的估计，通常是以假定径流极值变化对年、季或月经流的比率为依据的。如果有了对较短时期气象特征变化的详细定量估计，那么可以引出有关世界各地径流值的较可靠的结论^[11]。

3. 水分平衡和湖水水位

一些大湖，特别是封闭湖泊的水分循环可以综合反映包括其河流域和邻近的广大地区的气候变化。未来因大气中 CO₂ 增加而造成的全球变暖将导致改变这些湖泊的水分平衡分量(降水、蒸发、流入和流出)及其水位和热量收支，这些变化对排水流域和封闭湖来说是不同的。例如，北美大湖和世界上最大的封闭湖——里海水分平衡和水分循环可能变化的某些近似估计数值。一些中国学者对华南、华东、华北等地的水平衡对气候变化响应也进行了研究(付国斌, 1991; 付国斌等, 1991; 付国斌等, 1991)^[12-14]。

4. 其他水文特征

人为全球变暖的水文后果不限于河川径流和水分平衡值的变化。其他后果包括总水量和水位的变化。江河流域和河床侵蚀的变化，改变混浊度和河流泥沙。许多水体的水质可能会变坏。河流径流减少和湖水水位下降将降低污染物分解和自身净化过程的可能性。

海平面上升和径流变化可能会导致增加沿海低洼地区的水患，扩大海岸线侵蚀，改变河流三角洲的形成过程，改变河口湾和河水的含盐度并通过盐水入侵污染含水层。对这些与全球变暖的水文后果有关的问题只能通过创新的和从地理学出发而又考虑区域气候条件和水分利用变化预报的各种研究去寻找答案。

五、气候变化对水文、水资源影响的研究结果

1. 一些大区域和国家的水文学和水资源变化

对中国北部水文气象观测资料分析的结果表明(Chunzhen, 1989)，这里自 1981 年起已开始了近 250 多年来的最暖期，1981—1987 年的平均气温比常年值高 0.5℃；而同期的降水却稍低于常年值(北京低 4%)，对 100 年来自然气候变化的研究提示我们，华北的变暖将继续到下个世纪。用 Hinangchzang 的水文模式模拟的结果表明，在半干旱地区，若降水增加 10%，蒸发减少 4%，则径流将增加 27%；若降水增加 10%，蒸发增加 4%，那么，径流将增加 18%；假设这些气候变化发生在半干旱地区，那么径流将增加 30—50% (Chunzhen,

1989)^[11]。

傅国斌等(1991,1992)对中国水资源对气候变化响应作出研究^[12,13],结果表明,在华北地区,若气温升高 2℃,青龙河、唐河、沙河年径流量大致减少 10—20%,白河则减少 40%以上。而降水减少 10%时,上述四个中小流域的径流减少 15—25%。傅国斌等对热带中国地区水文研究表明,对于相同的气候变化幅度,热带与温带的水文响应是显著不同的。当温度升高 2℃,降水减少 10%时,华北地区河川径流减少 40—60%,而热带地区的万泉河径流仅减少 25.6%^[14]。一般来说中国的热带地区水文情势对降水量比对温度更敏感,而温带对降水,温度都很敏感。

刘希葵、田玉英等用改进的非线性水量平衡模式研究了气候变化对径流的影响^[15](1991),符淙斌则较系统地论述全球增暖时我国华北和西北水资源的可能影响^[16]。

美国于本世纪 70 年代和 80 年代一些学者根据假设的气候构想和河流径流对气象因子的依赖关系为美国东北部地区(Schwarz, 1977)和西部地区(Stockton 和 Boggess, 1979)以及科罗拉多河流域(Revelle 和 Waggoner, 1983)确定了未来的年径流变化。Flaschka(1984)用年水分平衡模式为大湖区的河流进行了类似的研究。而 Nemec 和 Schaake(1982)用决定论水文模式为处于干旱和湿润地区的两个理想化的流域做了类似的研究。这个研究展示了诸河流域(特别是干旱和半干旱地区)对气候条件变化甚至其微不足道的变化的强烈敏感性。例如,就年气温升高 1℃或 2℃和降水量减少 10%这种情况而论,降水较少地区的河流年径流预计将减少 40%至 70%,这些推论结果已为此后 Stockton 等人(1989)用更先进的模式模拟诸河流域径流形成进行的计算所证实^[11]。

Schaake(1990)研究了径流对给定气候变化构想的敏感性在空间上是如何随美国东南部不同气候条件而变化的。该气候情景是为潜在蒸散变化 10%和降水变化 10%设计的。这个研究得出的结论是,一些水文过程扩大了这些变化对径流的影响。

为进行区域影响评价研究制定可靠的潜在气候变化情景是一个重要问题。利用当代 GCM 的产品估计气候变化对区域水文的影响是很值得怀疑的,因为这些模式的分辨率很差,陆地水文学参数化太简化(Gleick, 1989; WMO, 1978)。由于 GCM 中对土壤湿度和河川径流过程并未做详细说明,所以,为了估计水文影响,把 GCM 模式和决定论水文模式结合起来应用是更有成效的一种方法。在这种情景下,GCM 模式的输出结果(温度和降水)为更综合的区域水文模式提供了输入资料。

Gleick(1986,1987)是最先应用这种方法估计全球变暖对萨克拉门托河(在加利福尼亚)季径流影响的研究人员之一。作为研究基础,他利用了根据三个 2×CO₂GCM 模式研究出来的气候变化构想(逐月气温和降水),用以一个月为时间间隔建立起来的流域水分平衡模式对水文影响进行了模拟。这些模拟表明,冬季径流将增加 16%到 81%,而夏季径流则减少 30%至 68%。这些结果可以由降雪和融雪条件的激烈变化(由于气温上升)来解释。其他作者也曾利用类似的方法,特别是用 CO₂ 浓度加倍模式发现大湖区的径流将减少 12%至 13%(Sanderson 和 Wong, 1987),大湖区的净供应将减少 2%至 113%,加拿大魁北克省诸大河川的水量将增加 7%至 20%(Singh, 1987)。

在分析不同研究人员得出的结论时,作为全球变暖的潜在水文影响可提出如下区域变化趋势:

西北部太平洋沿岸地区:年径流和洪水有某些增加;
加利福尼亚:冬季径流有相当大的增加,夏季径流减少,年径流增加不明显;
科罗拉多和里奥格兰德河流域、大流域:径流不断减少;
大湖区:径流不断减少,蒸发不断增加;
大平原、北部和东南部诸州:水资源变化不确定。

近年来有许多研究已探讨了加拿大未来几十年气候变暖对水文和水资源的潜在影响,其中大多从非常广义的角度看待气候变暖对加拿大水资源的总影响,总的前景可能是较为有利的,由于温度一般上升 2°C 至 4°C ,全国各降水一般将增加 11% 至 54% ,所以,所有重要地区的径流预计可能增加 10% 至 235% (Ripley, 1987)。

日本政府非常关注温室效应引起气候变化造成的潜在威胁,受日本环境厅的支持进行了初步研究(Matsuo等,1989)。这个研究评价了气候变暖对一系列环境系统的影响,包括对与气候条件骤然变化有关的水资源的影响,谈到的具体的水资源问题包括洪水控制、水的利用和水质。

定量估计潜在气候变化对苏联河川的影响一般是以古气候相似为基础的。国家水文研究所于1978年在M. L. Budyko领导下首次得出了有代表性的估计(Bedyko等,1978)。现已估计了全球变暖 1°C 时(预计出现在2000—2010年)前苏联年平均径流的变化,这项工作是以前苏联国家水文研究所在K. Ya. Vinnikov的领导下为前苏联夏季和冬季温度与年降水变化所做的精确预报为基础的(Budyko,1988)。就全球变暖 2°C 来说,前苏联所有大河的径流将增加 10% — 20% 。在这种情况下,全国年径流量将增加 $700-800\text{km}^3$ 。虽然这些都是很约略的数,但在制定长期规划、水资源管理和自然环境保护中却是不能忽视的。实际观测资料表明,前苏联欧洲部分的某些河流的冬季径流自本世纪80年代后半期起已经有明显的增加趋势,可以看作是全局气候变暖的一个结果。

现在已用各种气候情景和方法估计了气候变化对西欧(主要为其北部地区)水资源的影响,西欧和北美的情况一样,诸河流域对气候条件的小变化,特别是对降水的变化是很敏感的(Palutikof, 1987;Novaky,1985;Beran,1986;Verhoog, 1987)。

在未来水资源预报方面,Schnell(1984)和Beran(1986)的研究是非常重要的。Schnell已经用英国气象局(UKMO)的GCM模式推导出来的温度和降水估计了 CO_2 加倍对欧共体(EEC)国家河川径流可能产生的后果。Schnell用水分平衡方法得出的径流值表明,欧洲北部(英国、荷兰和比利时)的径流可能明显增加,而中欧和南欧则有明显的减少。

da Cunha(1989)就欧洲经济共同体(EEC)12个国家潜在水资源对气候变化的响应进行了非常综合性的研究。在用GCM为EEC地区模拟的气候变化构想下,关于每个国家的水资源和在水资源利用的详细情报表明,人为气候变化对整个地区不同地点水资源的影响情况很可能是不同的。如果GCM模拟的结果是正确的,那么,西班牙南部、葡萄牙和希腊的平均降水量预计会减少,而EEC其他地区的降水量预计会增加。该模式的结果还表明该地区北部某些地区的全年降水变率有减少的趋势,而希腊和意大利南部的夏季降水变率有增大趋势,降水变率的这种变化可能意味着英国、德国、丹麦和荷兰一些地区可能会出现较高的洪峰,而希腊和意大利南部可能会出现较严重的干旱。因此,不言而喻,EEC地区的大部分将从未来潜在的有利气候变化中受益,而其南部较小部分地区将遭受不利的影响。

2. 关键农业区的水分条件

仅次于对水资源的直接影响,与气候变化有关的最关键的社会和经济问题可能就是对农业的影响。这在旱地农业的边缘农业区和那些严重依赖灌溉维持农业生产力的地区是特别正确的。例如位于美国中西部的南普拉特河流域就是这样一个地区。

很清楚,大气 CO₂ 加倍 GCM 模拟(OSU 模式的模拟除外)如果正确,那么它描述的是一幅潜在的严厉气候变化的情景,特别是对这个农业区,尽管有大量灌溉地,但是南普拉特河流域和大平原的大部分农耕地仍然是旱地,只有 10%左右的农田得到灌溉,全部灌溉用水的 30—50%来自已经正在迅速耗减的地下水。这个事实对任何大大加剧目前状况的气候变化构想来说都不是一个好的预兆。

另一个有关气候变化对澳大利亚墨累河—达令河流域关键农业区水文和水资源影响的详细调查已经完成(Stewart, 1989)。必须把墨累河—达令流域看作是对气候变化的影响极为脆弱的地区并且是对澳大利亚的社会经济有巨大重要意义的地区。

Close (1988)用计算机模式检查表明,如果当前蓄水量和当前的灌溉发展已经存在了 94 年的话,墨累河系统将如何反应,再加上与温室效应有关的气候变化预报,即可估计出对水资源和这个系统的运行的影响。Close 得出的结论是:

- ①墨累河—达令河流域几乎所有地区的支流流量都将增加。
- ②该流域北部河流流量的增加比南部河流将更加显著。
- ③春季、秋季和夏季的降水将增加,而冬季的降水可能稍有减少。
- ④每 ha 的灌溉需水量将稍有减少。

⑤可用于灌溉的水资源将增加,它将允许扩大灌溉面积或者提高现有灌溉面积的供水保证率。

张翼等利用简单的作物-气候模式对中国黄淮海平原地区农田水分平衡对气候变化响应进行了研究(张翼等 1992)。结果表明:

当温度增高 1℃、2℃时,在雨育方式下,黄淮海平原冬小麦实际蒸散量上升,在自动灌溉方式下,冬小麦实际蒸散量分别平均下降 2%和 8%。对夏玉米则分别上升为 18%和 31%。当温度分别升高 1℃和 2℃时,冬小麦的作物需水量分别不变和下降 2%,而对夏玉米分别增加 18%和 31%。

研究表明当黄淮海平原年降水量减少 20%时,年灌溉量大约需增加 66—84%,在这种情景下,发展灌溉农业是不可能得到满足的。

除 1990 年降水增加 20%时土壤水分含量年平均值比当前值略高外,在假设其他气候情景下,四季的土壤水分含量在黄淮海平原都比现在为小。土壤含水量减少的幅度随着温度的升高和年降水量的减少而增大。

3. 高度城市化地区的水状况

美国一份最新的研究(Ayers 等, 1990)调查了特拉华河流域(大西洋沿海中部一个高度城市化地区)的水文和水资源状况对潜在气候变化的敏感性。这项工作利用对气候变化的估计评价了对水资源的影响,有的估计了社会和经济变化,有的没有估计社会和经济变化。

为了评价特拉华河流域日河流流量对气候变化的敏感性,发展了以地形为基础的水模式并与干/湿气候模式结合起来使用(Wolock 等, 1989)。利用这个日流量模式评估了特拉华

河流域城市水域河流流量对气候变化的敏感性。这个模式随机地形成温度和降水的时间序列,并利用对根据水域地形(Price 等,1989)和土壤水力特性推导出的参数估计值形成河流流量的时间序列。

为分析气候变化对流域径流的影响,发展了月河流流量模式(有水库和无水库)和日河流流量模式(无水库)。用无水库和水分利用有变化的月水分平衡模式分析河流流量对气候变化的敏感性表明,变暖可能会使该流域北部冬季降水(雨)的比例增大(McCabe 和 Ayers, 1989),这一变化的影响将减少积雪,增加冬季径流和减少春季与夏季的径流。对全流域年总径流的估计表明,如果变暖 2—4℃,降水无相应增加,则可能使年总径流因蒸散增加而减少 9%至 25%。这些模拟指出,为抵消每变暖 1℃将产生的径流下降值,需要增加 3%左右的降水。根据用 3 个 GCM 得出的气候变化值推导的水分平衡模式估计的年径流变化范围在一 39%与+9%之间。

这些模拟说明了有关该流域水域对气候变化敏感性的两个重要特征,第一,发现了全球变暖对河流流量的预期影响中的季节差异。趋势中的这些季节差别主要反映了积雪和融雪的变化,随着气候变暖,冬季降水中雨比雪多并且融雪出现时间较早,变暖的影响在该流域目前积雪显著的北部是最强烈的;第二,降水的自然变化掩饰了温度上升的影响。由于降水的根本变化,掩饰了发现径流变化的可能性。

4. 对大水体的影响

大湖面积为 246.000km²,蓄水超过 8000km³,占全世界淡水的 20%和北美洲地表水的 95%,流域面积包括大湖湖面面积近 766.000km²。美国的 8 个州和加拿大的 2 个省(安大略和魁北克)与大湖相连。

Croley 对根据三个 GCM 模式(GISS, GFDL 和 OSU)输出产品针对 CO₂ 加倍构想所做的径流计算进行了对比分析^[17]。这个分析利用逐日模式对流入大湖的 121 个水域的水分贮存和径流、每个湖上的降水量以及每个湖的热贮量和蒸发量进行了模拟。这三个模式计算的整个流域向所有大湖的净供应减少 23%至 51%。流域净供应的最大变化将出现在伊利湖,这一特点对所有三个模式来说是一致的。GISS 模式表明的变化百分数最大。Sanderson 模拟了流域净供应减少对伊利湖 1900—1980 年历史水位的影响。

预计热力发电的冷却会显著增加,说明消耗性用水也将大幅度增加。大部分通过蒸发消耗的用水代表向水文系统的净失水。

商业航运是大湖区经济的一个很重要的组成部分。它将受到较低湖水水位的严重影响,或者为通过船闸而必须减少船的载货量,被迫提高运费,或者必须重新建造大湖上的船闸,不管是哪种情况,其经济代价都是很高的。

对流入大湖的各水域河流水资源的影响甚至可能产生更大的社会经济后果。这些水大都没有很好的管理。各市区和工业部门都依靠自然河流流量和地下水,虽然天气变化和气候事件频率和数量的变动不能由 GCM 的输出产品推导出来,但是,有理由相信,某些 GCM 预报的降水增加情况将在辅助水域中造成更大和更频繁的水涝。还可以预计,伴随这种趋势,干旱的发生频率、持续时间和规模作为变暖趋势的一个后果也可能增大,换句话说,现有水文记录中遇到的旱涝循环可能会恶化,从而加剧未来更高的需水状况。

里海是世界上最大的闭塞湖,面积 371000km²,湖面水位变化幅度很大,主要取决于河

流流入-水面蒸发之比率(海面上的降水很小)。预计到本世纪末里海水位将有某些下降。这归咎于该流域人类活动的增加。2000年后可能出现一定时期的稳定,接着水位就显著上升,因为预报入流和湖面上的降水将随全球变暖而增加(Shiklomanov,1988,1989)。这些结果虽然是初步的,但是表明在估计大陆水库的命运和做未来管理计划时考虑人为气候变化预报的重要性的必要性。

5. 对融雪产生径流地区的影响

在每个 GCM 模拟的情景下,预计萨克拉托—圣华金河流域的年总径流会维持在接近目前的水平上或稍有增加,但是,径流的季节性可能会出现很大的变化。由于温度较高,预计以降雪形式出现的降水会较少,起累积作用的积雪场的融化时间可能提早。因此,冬季月份可能有较高的径流,而在传统的春季融雪-径流季节,径流可能明显较少。Roos(1990)估计,温度升高 3℃ 可能会使现在三分之一的春季融雪变为增加冬季径流。另外,还存在冬季径流变率有显著增大的可能。

预计未来对萨克拉托—圣华金系统地表水的要求到 2010 年将增加 30%,这个需求在当前的气候和资源体系下是不可能得到可靠供应的,而在三种 GCM 推导的情景下,缺水形势可能更加严重(Smith 和 Tirpak,1989)。此外,径流季节性的可能变化值将达到这样的程度,仅仅靠改变运营将不可能显著提高该系统的性能。

6. 对干旱与半干旱地区影响

北非和萨赫勒地带经常遭受频繁的和灾难性的干旱、不断推进的干旱化和逐渐蚕食的沙漠化的危害,萨赫勒是一个辽阔的从西非到非洲之角的窄长地带,也是从撒哈拉沙漠到炎热的半干旱非洲热带大草原的过渡地带。Demaree 和 Nicolis(1990)把萨赫勒的干旱看作是由波动引起的多雨稳定状态和少雨稳定状态之间的突然过渡^[18]。

萨赫勒干旱的主要原因是年降水量减少。Ojo(1987)分析了西非 60 多个站 1901—1985 年的长期降水资料,他发现,1970—1979 年,那里的平均降水量是常值的 62%,1981—1984 年是 50%。前苏联气候学家已经在古气候重建的基础上为北非做了一个乐观的预报。根据这些资料,预计这里未来几十年的年降水可能有相当大的增加。因而总水分、河流径流也可能有相当大的增加。得出的这些估计是很近似的,需要根据更详细的资料不同的方法做彻底的检验和完善,但这些资料的质量不应该妨碍解决在水资源管理中考虑气候变化的问题,在这方面应考虑两个问题:水资源管理和水质。

六、讨 论

1. 气候变率与水文事件出现频率强度、持续时间问题

如果要为制定规划和政策对水资源条件做一个有意义的和恰当的估计,那么进行研究的必须包括对未来潜在水文事件的频率、强度和持续时间的估计。为评估对农业的影响而进行的水资源管理系统的设计和编制合理的准确水分供应概算都是特别关键的。

最基本的要求是对未来气候条件做更加可靠而详细的估计(在时间和空间两个方面)。这些估计在地区上必须具体并提供关于事件出现频率和量级的情报。

在许多情况下都可以预计,与全球变暖有关的水文极值的变化将比平均水文条件的变

化更加显著。因此,在评估水资源变化的社会后果时,必须把注意力集中在旱涝出现频率和旱涝程度等量级的变化上。

必须发展和扩大对气候变率和水文响应之间关系的认识,这种工作应该包括发展把气候模式信息转化成可向流域和水资源系统模式提供有意义数据之形式的方法。

2. 水资源规划与管理问题

尽管面对有关全球变化的不确定性,但已开始的水资源规划和制定政策的工作还要继续执行。为了估计未来的变化,必须澄清和明确各种方法的有用信息,并能提供给管理界利用。

考虑到气候的不确定性,需要研究制定改进水管理系统运行的方法。与这项工作有关的一个问题是各项工程设施制定设计标准,要特别体现出对气候变迁和变率的估计。

3. 气候变化影响研究的学科作用问题

可靠的专业化模式(与气候因子有关)的建立必将促进专业本身研究工作的发展。因此从这个意义上说,由于气候变化的影响,研究工作具有综合性和多学科性的特点。到目前为止,人们的认识水平得出当代全球变化的主要动力和最主要原因是气候变化,因此搞好气候变化及其影响的研究工作,不但对气候学,而且对许多学科,如水文学、林业、海洋学、冰川学、冻土学、交通能源、城市、社会经济等等学科的发展也是非常重要的。

参 考 文 献

- [1] Gleick, P. H., "Climatic change and California: past, present and future vulnerabilities". In: *Societal Response to Regional Climatic Change—Forecasting by Analogy*, M. Glantz(ed.). Westview Press, pp307—327. (1988).
- [2] WMO, *Water Resources and Climatic Change; Sensitivity of Water—Resources Systems to Climate Change and Variability*. Proc Norwich meeting. WCAP—4. Geneva, 50pp. (1987).
- [3] Fiering, M. and Rogers, P., *Climate Change and Water Resources Planning Under Uncertainty*. US Army Institute for Water Resources. Ft. Belvoir, 105pp. (1989).
- [4] Fiering, M. B., "A screening model to quantify resilience". *Water Resources Research*, 18, pp27—32. (1982).
- [5] Hashimoto, T., Stedinger, J., and Loucks, D., "Reliability, resiliency, and vulnerability criteria for water resource system performance evaluation." *Water Resources Research* 18, pp14—20. (1982).
- [6] Novaky, B., "Water resources". In: *Climate Impact Assessment*, R. Kates(ed.). Chichester. pp187—214. (1985).
- [7] Klemes, V. *Sensitivity of Water Resource Systems to Climate Variations*. Publ. No. 98, World Climate Programme. Geneva. (1985).
- [8] Peterson, D. and Keller, A. 1990, "Irrigation". In: *Climate Change and U. S. Water Resources*, P. Waggoner (ed.). John Wiley, New York, pp269—306. (1990).
- [9] 张翼、许秀元、苏燕、张厚瑄,用 SCCM 模式估算气候变化对黄淮海平原土壤水分平衡各分量的影响(见本书), (1992)。

- [10] Idso, S. and Brazel, A. , "Rising atmospheric carbon dioxide concentrations may increase streamflow". *Nature* 312, pp51—53(1988).
- [11] Izrael, Yu. A. et. al. , *Potential Impacts of Climate Change, Report from Working Group II to IPCC*, (1990).
- [12] 傅国斌,全球变暖对华北水资源影响的初步分析,《地理学与国土研究》,7(4), 22—26 (1991)。
- [13] 傅国斌、刘昌明,全球变暖对中国东部热/温地区水文情势影响的典型分析,见本书, (1992)。
- [14] 傅国斌、刘昌明,全球变暖对区域水资源影响的计算分析,《地理学报》,46(3), 277—288 (1991)。
- [15] 刘希蓁、田玉英,用改进的非线性水量平衡模型研究气候变化对径流的影响《水科学进展》,2(2), 120—126 (1991)。
- [16] 符淙斌,全球增暖对我国北方(西北和华北)水资源的可能影响,《华北地区水资源合理开发利用》,水利电力出版社,(1990)。
- [17] Croley, T. E. , "Laurentian Great Lakes double—CO₂ climate change impact". *Climatic Change* (in press).
- [18] Demaree, G. and Nicolis, C. , "Onset of Sahelian drought viewed as a fluctuation—induced transition". *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 116, pp221—238. (1990).

Advance and Improvement of the Study on Impact of Climate Change on Hydrology and Water Resources

Zhang Yi Fu Guobin Deng Huiping Xu Xiuyuan

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

This paper review the impact of climate change on hydrology and water resources, included the brief histroy, research method, research content and the achievement of past work in this field.

We consider that the key work in the impact of climate change research is the establish the professional models along with improving the predict of future climate step by step, these models should be included the climatic factors. Therefore, the studies of impact of climate change are integrated and multidiscipline works, it will prompt development of different specialization concerning climate change impact study.

Key words: Climate Change Climate Scenario Water Balance Model Rainfall—Runoff Model

第六部分 气候模拟与未来 中国气候情景

CO₂ 倍增全球变暖条件下 中国地表空气温度场的可能变化*

张 翼

(中国科学院地理研究所)

Wei-chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road, SUNY at Albany, NY, 12205, U. S. A.)

摘 要:从 NCAR GCM 输出资料研究得出:在 CO₂ 倍增全球变暖时中国地表气温年平均温度在全国平均增加 2.5—3.0℃,最大增温区在东北,最小增温区在青藏高原北部。研究表明:最大季节平均温度增加出现在秋冬两季,最大季节增温区出现在东北地区。

关键词: CO₂ 倍增 全球变暖 气候变化

一、引 言

未来全球变暖的研究结果已为越来越多的人所接受。全球变化的研究已成为当今世界上最为热门的研究课题。预测未来气候的方法包括“相似方法”和用大气环流模式(GCM)进行气候模拟两种。大气环流模式是建立在物理守恒律上的,这些定律描述了由大气运动造成的动量、热量及水汽的重新分布。把一种大气的平衡态到另一种平衡态整体变化的研究称之为“平衡响应研究”。把外源改变或随时间变化的外源引起的气候变化的发展研究称之为“瞬变响应”研究。本文利用 CO₂ 加倍的“平衡响应”试验,讨论中国陆面空气温度在未来全球变暖条件下的年、季平均状况。

二、不同模式模拟的平衡响应试验的一般结果

所有模式的模拟结果表明,由于 CO₂ 倍增全球平均表面温度明显增加,其增加范围为

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作。

1.9—5.2℃,IPCC 报告^[1]给出的总结为 1.5—4.5℃。大多数科学家拒绝给出一个单一的值,但是为叙述方便,IPCC 根据现今的认识,考虑 2.5℃是“最佳估计”。

2.5℃仅仅给出了全球平均变化的可能量级与指标,在了解气候变化的地理与季节分布时是没有多大意义的。在气候变化影响研究中更迫切需要的是它的区域季节分布。目前“平衡响应”试验中所有模式的结果在以下几个大尺度特征上的结论是相同的。

1. 所有模式得到地球表面和较低层大气增暖而平流层大气降温。地表和对流层大气增暖是由于自然的温室效应加强所致。平流层的降温是由于增强的抵达空间的辐射冷却造成的。

2. 所有模式得到,在较高纬度秋末和冬季明显增温。在较高纬度增暖是几种过程综合作用的结果,包括秋季海冰形成较晚;北半球雪盖较早融化和范围缩小,来自热带的较强水汽能量;温度—反射率的反馈过程等等。

3. 北冰洋夏季和南极地区夏季,在海冰区域的增暖小于全球平均。

4. 热带增暖比全球平均要小,且随季节变化最小。

5. 在绝大多数模式中,北半球中纬度大陆夏季增暖较全球平均要大,产生这个结论的原因是陆面变得比较干燥,蒸发潜热消耗变小所致。

三、中国年平均地表空气温度的可能变化

本文所使用的输出资料来源于 NCAR CCM (NCAR Community Climate Model),这个气候模式是三维大气环流谱模式。它由澳大利亚谱模式发展而来^{[2][3]},其中一些物理过程参数化是从早期的 GFDL 模式得来。模式使用 9 层 σ 垂直坐标系统($\sigma=0.991, 0.926, 0.811, 0.664, 0.500, 0.336, 0.189, 0.074$ 和 0.009),水平非线性输送项的计算采用谱变换方法,矩形截断的波数是 15,模式格点有 80 个纬度格点和 48 个经度格点,纬度分辨度为 4.5,经度分辨度变为 7.5°,时间步长为 40 分钟。

为提高地表温度的精度,作者取地表空气温度为 $\sigma=1.000$ 处的空气温度,这样与观测气候的地表空气温度才有可比性。而通常作法是使用 $\sigma=0.991$ 处的空气温度代表地表空气温度。作者考虑在近地面大气边界层中越贴近地面,气象要素的垂直梯度值越大,尽管 1σ 和 0.991σ 仅仅相差 0.009σ ,但温度差别还是很大的。表 1 是根据控制气候的 9 层 σ 处温度资料,用拉格朗日插值法对 9 层插值结点进行计算得出 $\sigma=1$ 处的温度资料。插值公式为:

$$y(x) = \sum_{i=1}^N \left(\prod_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^N \frac{x-x_j}{x_i-x_j} \right) y_i \quad (1)$$

这里, x_1, x_2, \dots, x_N 是九个插值结点对应的温度值, $y(x)$ 为 x 点处温度值。显然在这个具体问题中 σ 越近地面,点子越密,可以判断插值结果越准确。

从表 1 可以看出,地面空气温度(计算值)与 $\sigma=0.991$ 处的空气温度相差比较大,如冬季相差在 0.4—2.5℃,夏季也达 0.4—1.6℃。最大差值达 2.5℃,与气候变化的全球变暖平均变化值同处于一个量级之中,是非常必要的。

表 1 $\sigma=0.991$ 处气温($^{\circ}\text{C}$)
The Air Temperature at $\sigma=-0.991$ ($^{\circ}\text{C}$)

经 度	纬 度	冬 季			夏 季		
		$\sigma=1$	$\sigma=0.991$	Dif.	$\sigma=1$	$\sigma=0.991$	Dif.
75°00'	37°46'	267.8	267.0	0.8	300.9	299.3	1.6
82°30'	46°40'	563.9	263.5	0.4	298.5	297.6	0.9
82°30'	42°13'	264.2	263.5	0.7	295.3	294.4	0.9
82°30'	37°46'	264.9	263.5	0.6	294.2	293.1	1.1
82°31'	33°20'	268.9	268.2	0.7	296.0	294.8	1.2
90°00'	46°40'	262.2	261.6	0.6	297.9	296.9	1.0
90°00'	42°13'	262.4	261.8	0.6	294.3	293.4	0.9
90°00'	37°46'	262.5	261.9	0.6	290.8	289.9	0.9
90°00'	33°20'	265.5	264.8	0.7	290.8	289.8	1.0
90°00'	28°54'	272.8	271.6	1.2	294.9	293.7	1.2
97°30'	42°13'	260.1	259.5	0.6	294.2	293.3	0.9
97°30'	37°46'	261.5	260.9	0.6	290.5	289.9	0.6
97°30'	33°20'	266.4	265.5	0.9	290.6	289.8	0.8
97°30'	28°54'	274.0	272.7	1.3	293.1	292.3	0.8
97°30'	24°26'	281.5	279.4	2.1	296.9	295.9	1.0
105°00'	42°13'	261.3	260.3	1.0	294.1	293.5	0.6
105°00'	37°46'	263.7	263.0	0.7	293.8	293.2	0.6
105°00'	33°20'	269.1	268.2	0.9	295.1	294.4	0.7
105°00'	28°54'	275.1	273.6	1.5	296.4	295.7	0.7
105°00'	24°26'	280.4	277.9	2.5	298.3	297.5	0.8
112°30'	42°13'	262.7	261.9	0.8	297.8	296.8	0.5
112°30'	37°46'	267.0	266.2	0.8	298.9	298.3	0.6
112°30'	33°20'	270.5	269.5	1.0	301.0	300.3	0.7
112°30'	28°54'	274.9	272.9	2.0	301.3	300.5	0.8
112°30'	24°26'	281.8	279.2	2.2	300.1	299.5	0.6
120°001'	51°07'	246.8	246.0	0.8	298.9	298.4	0.5
120°00'	46°40'	253.0	252.1	0.9	299.4	298.8	0.6
120°00'	42°13'	261.0	260.0	1.0	300.0	299.5	0.5
120°00'	37°46'	268.2	267.2	1.0	300.7	300.3	0.4
120°00'	33°20'	273.0	271.7	1.3	301.7	301.2	0.5
120°00'	28°54'	278.7	276.9	1.8	301.6	301.1	0.5
127°30'	46°40'	251.3	250.0	1.3	297.8	297.3	0.5
127°30'	42°13'	259.8	258.4	1.4	298.1	297.7	0.4

图 1 是中国在 CO_2 倍增全球变暖时的地表空气温度变化图。在 GCM 方法气候变化研究中,气候要素的变化,指变化的气候值与控制气候值之差,在我们这个具体问题中指地表空气温度的 $2\times\text{CO}_2$ 的模式气候值之差。如用 $2\times\text{CO}_2$ 模式气候的值减去现代气候值代表变化将会增加系统误差。

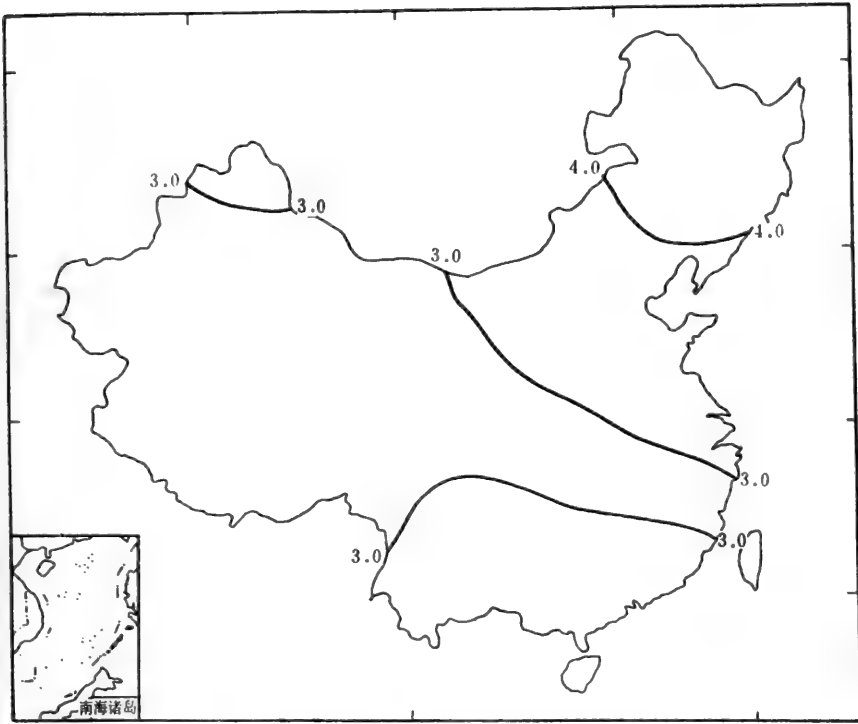


图1 中国地表空气年平均温度变化分布图

Distribution of Annual Mean Air Temperature of Ground Surface of China ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

从图1中可以看到,全国范围内呈现变暖趋势,全国平均增温在 $2.5-3.0^\circ\text{C}$ 左右;这与IPCC总结的结果是完全一致的。图中可以看出东部增温比西部要大,在东半壁北部(即东北地区)比中部和南部增温明显;全国最高的年平均增温区出现在东北地区。计算资料表明,最高增温地点出现在 120°E 和 50°N 附近,最大值为 4.33°C ;中国西半壁增温在 $2-3^\circ\text{C}$ 之间,南北差别不大;最低增温区出现在青藏高原北部,其中最低点在 90°E 和 35°N 附近,为 2.09°C 。

四、中国季节平均地表空气温度的可能变化

图2-5是NCAR模拟的春季(MAM),夏季(JJA),秋季(SON)和冬季(DJF)中国平均地表空气温度可能变化的分布图。

从图2可见,春季中国地表空气温度变化都是正值,就全国范围看在 $3.0-3.5^\circ\text{C}$ 左右。最高的增温区出现在东北平原的南半部、内蒙古东部、华北平原北半部、山东半岛和江苏浙江东部地区,平均增温都在 4°C 以上,其中最大增温地点出现在山东半岛的莱州湾附近,为 4.79°C 。中国的华北平原一带本来在世界同纬度带上春季温度就有回升快、温度高的特点,在 $2\times\text{CO}_2$ 气候时,比现在增温将达 4°C 以上,这可能引起具有春旱灾害的华北平原更加干

燥,给农业和国民经济带来更大的问题。

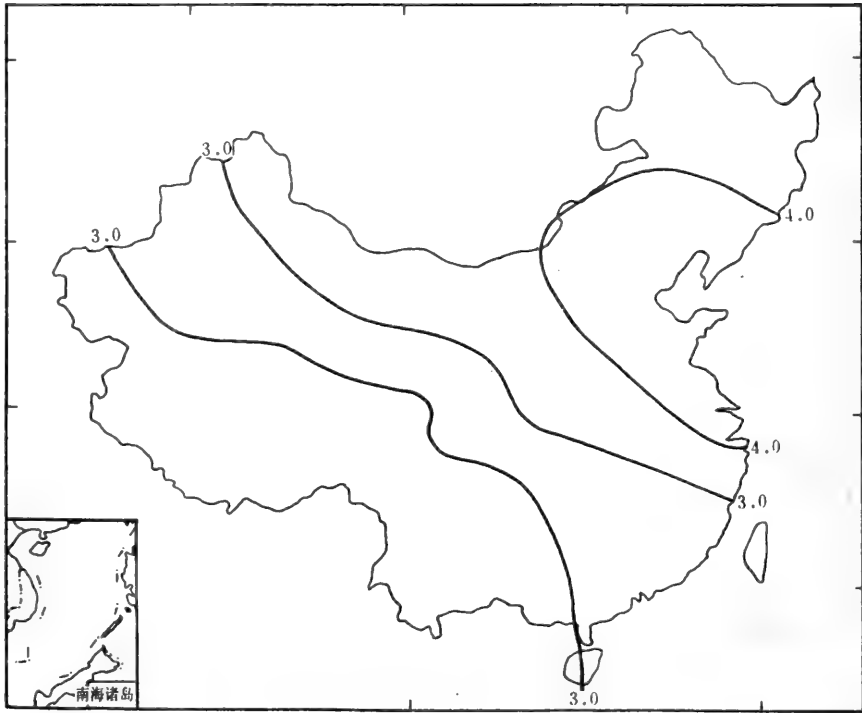


图2 春季气温变化图(2×CO₂-1×CO₂)

Air Temperature Change of MAM(2×CO₂-1×CO₂)

全国春季增温最少的地带是从新疆到东南沿海这一地带,一般增温在3℃以下,其中尤以广东东半部、湖南、江西、福建这一地区为最小,一般都在2.5℃以下。全国春季增温最小地点出现在110°E、20°N附近,最小值为2.41℃。

中国的半干旱区春季增温比较大,一般都在3-4.5℃之间,这可能带来不利的影响。

中国夏季气温变化比较复杂,一般说来全球中纬度地区夏季增温比起其它地区要大^[2]。但从图3上看不出这个特点。夏季中国平均季节温度变化最多地区是在华南和云、贵、川南一带,增温幅度在3.5-4.0℃之间。最高增温地点出现在云南东部,广西西部附近,最大值为3.97℃。从图3看出,中国东半壁比西半壁要明显增温,东半壁随纬度增高,增温幅度也趋于变小。全国增温最少地区出现在干旱区和半干旱区西部。令人注意的是在新疆东部,甘肃西部和青海北部地区出现了负值区,即夏季平均温度在2×CO₂时比1×CO₂时还低,最小变化值出现在100°E、40°N附近,为-0.51℃。

从图4可见,秋季中国气候变化是普遍增温的,但是各地增温的幅度相差很大。从东北到西南,增温逐步减少,增温最多的地区在东北的吉林北部和整个黑龙江省,一般增温7℃以上,最大值出现在1.30°E、45°N附近,为7.22℃。最低增温区域出现在青藏高原的东部和云南西北部地区,最低值出现在90°E、25°N,附近为1.17℃。

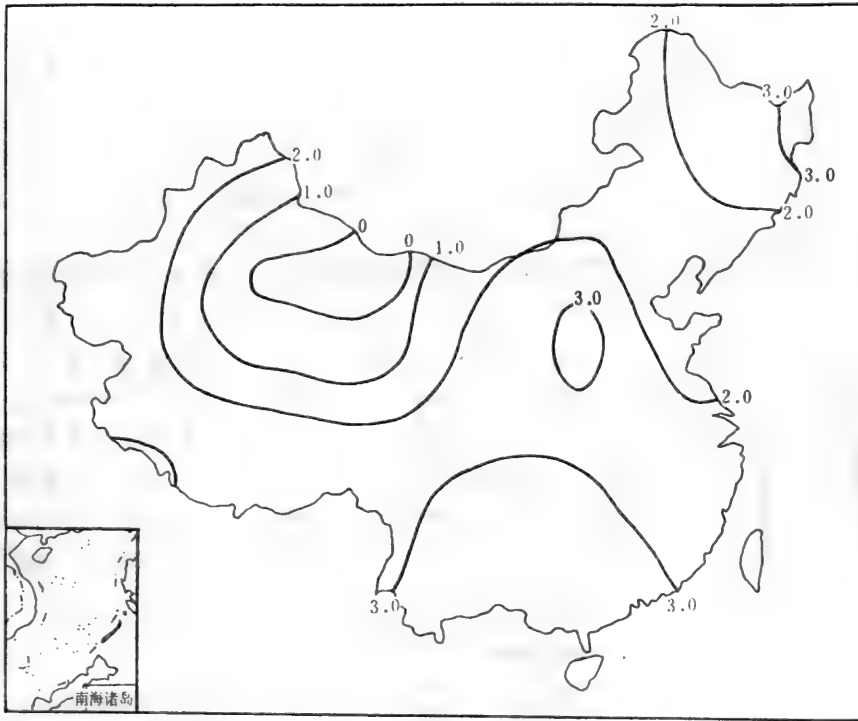


图3 夏季气温变化图($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

Air Temperature Change of JJA($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

从整个东半壁看,纬度越高,一般增温幅度越大,这对延长秋季作物生育时间十分有利,特别是对东北地区、华北地区的农业发展,从热量因子看十分有利。从西半壁看纬度越高,一般增温幅度越大,西北干旱和半干旱区一般增温在 4.5°C 以上,热量条件明显增加。因此,整个中国北方,由于秋季增温幅度较大,将影响到农业的耕作制度,二年三熟和一年两熟的作物栽培将会明显北移,秋末的取暖开始期也将会推迟有利于能源的节约,对这些地区的经济将产生较大影响。

图5是冬季中国地表空气温度变化图。从图中可以看出中国东半壁的冬季增温一般在 $3.0-5.8^{\circ}\text{C}$ 左右,比之西半壁的 $1-3.5^{\circ}\text{C}$ 要大。图5表明,全国存在着3个增温中心:一个在华南地区,包括广东、广西、福建西部和云南东部广大地区,增温幅度在 4°C 以上。这个增温区将导致南亚热带和中亚热带南界向南移动。增温最大值出现在 110°E 、 20°N 附近,为 4.81°C 。第二个增温极值区出现在内蒙古东部和黑龙江省西部,增温幅度也在 4.0°C 以上,最大值为 4.86°C 出现在 120° 、 50°N 附近。这也是全国冬季地表空气温度增值最大地方。第三个增温极值区出现在西藏东南和云南西部,一般增温幅度在 $3.5-4.0^{\circ}\text{C}$ 。冬季增温不大的地区在我国西北干旱和半干旱区,一般增温幅度在 $1.0-2.0^{\circ}\text{C}$ 左右。最低增温地点出现在塔里木西南部, 70°E 、 35°N 附近,最低增温值为 1.05°C 。

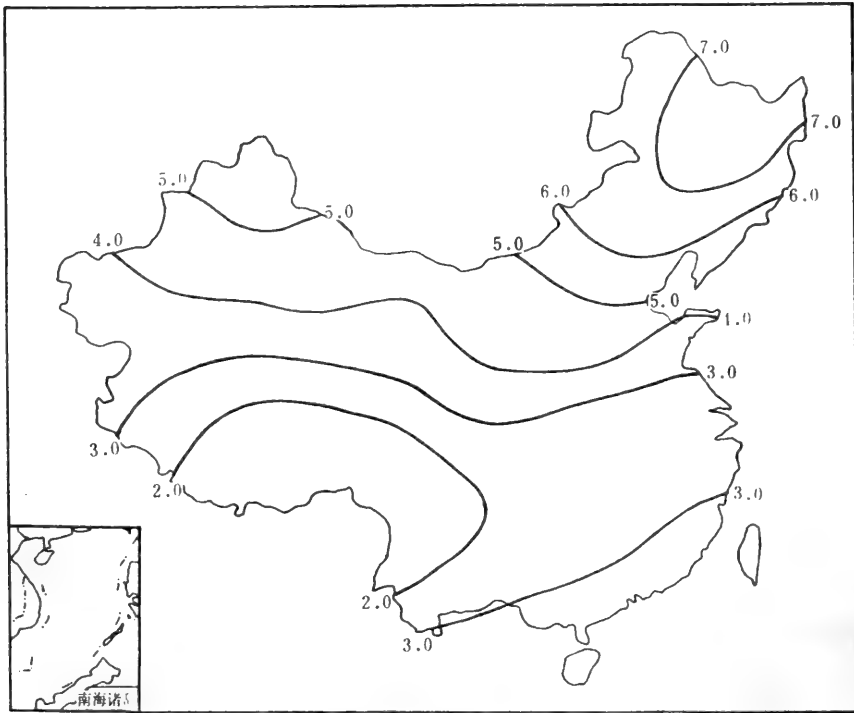


图 4 秋季气温变化图($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

Air Temperature Change of SON ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

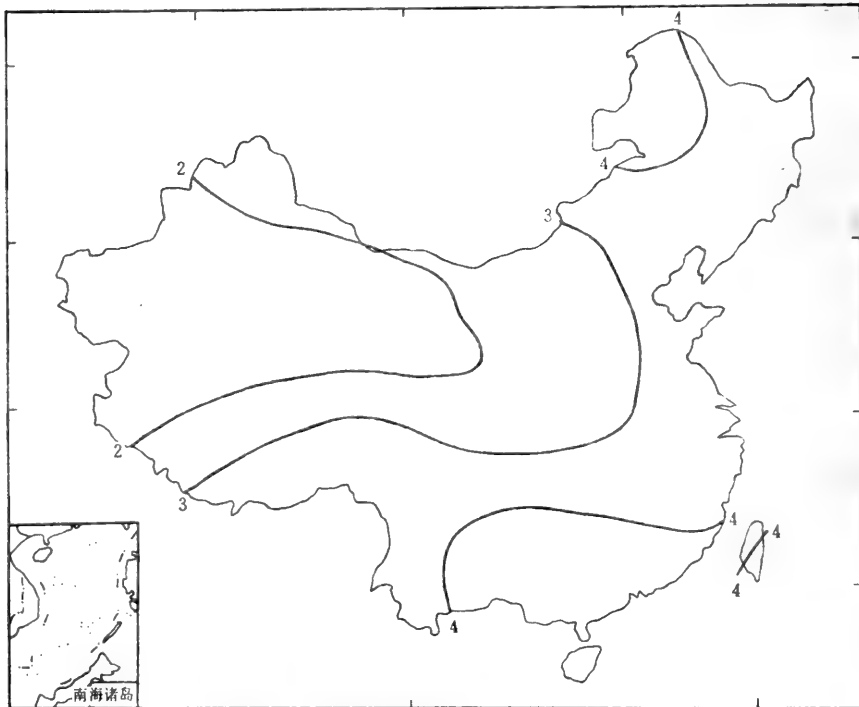


图 5 冬季气温变化图($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

Air Temperature Change of DJF ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

五、结论与讨论

从 GCM 输出结果的分析可以认为：

(1) 在 CO_2 倍增全球变暖时，中国地表空气温度年平均值和季节平均值都呈现增温变化。全国平均增温在 $2.5-3.0^\circ\text{C}$ 。全国最高年平均增温区在东北，最大增温值为 4.33°C ，全国最低年平均增温区在青藏高原北部，最小增温值为 2.09°C 。

(2) 季节平均地表空气温度在中国也同样出现增温趋势。其中秋季增温幅度最大，冬季次之，夏季增温幅度最小。秋季增温的最大值为 7.22°C ，出现在东北地区；夏季增温最小值为 -0.51°C ，出现在西北地区。

CO_2 倍增中国变暖从热量条件来说是有利的，但是经济活动受多种因子的影响和制约，变暖是否有利于经济发展还需要结合多种因子，针对具体经济问题来讨论。很难从中国变暖这一结论去笼统地推断、评估气候变化对中国自然条件和社会经济的影响。

气候变化及其影响的研究工作决不仅仅是气候界的问题。它具有综合性、地域性和时序性的特征。深入发展这一工作将促进气候学和与之相联系的学科的发展。从这个意义上说，它确实是当代前沿的研究课题。

参 考 文 献

- [1] WMO/UNDP Report, Climate Change, The IPCC Impacts Assessment, Australian Government Publishing Service, Canberra (1990).
- [2] Washington, W. M. and G. A. Meehl, Seasonal Cycle Experiment on the Climate Sensitivity Due to a Doubling of CO_2 with an AGCM Coupled to a SMLOM. , J. Geophysical Res. V89, No. 6, 9475—9503 (1984)
- [3] Washington, W. M. and G. A. Meehl, Climate Sensitivity due to Increased CO_2 , Climate Dynamics, V4, 1—38 (1989).

The Potential Change of Grønnel Surface Air Temperature under the Condition of Global Warming Induced by CO₂ Doubling*

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Wei-chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road, SUNY at Albany, NY, 12205, U. S. A.)

Abstract

We get the results from the output data of NCAR CCM, that annual mean ground air temperature of China in global warming induced by CO₂ doubling will increase 2.5—3.0°C over whole China. The maximum increasing area is in Northeast China, the minimum in northern part of Qing Zang Plateau. The study also shows the maximum seasonal mean temperature will be in Autumn and Winter, the area of that will be in Northeast China.

Key words: Doubling CO₂ Global Warming Climate Change

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

CO₂ 倍增全球变暖条件下 中国降水的可能变化*

Wei-chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road, SUNY at Albany, NY, 12205, U. S. A.)

张 翼

(中国科学院地理研究所)

摘 要:因温室效应全球变暖时,中国地表降水场的可能变化为:中国年降水和季节降水在不同地区有增有减。其中黄土高原、四川盆地和云贵高原地区降水都将减少。除黄土高原外的干旱和半干旱区的年降水和季节降水都将略有增加。

关键词:降水 区域气候 全球变暖

一、引 言

中国是水资源的“贫困大国”,人均径流量为 2600m³,是世界人均水平的 31.3%,为前苏联的 1/7,美国的 1/5,居世界第 88 位。中国的水资源的另一个特点是:时空分布极不均匀,长江流域及以南地区耕地占全国耕地的 36%,水资源占 82%;长江以北地区耕地占全国的 64%,水资源却不足全国的 18%。粮食增产潜力最大的黄淮海流域,耕地占全国耕地的 41.8%,而水资源却不到 15.7%。降水是水资源的主要来源,未来全球变暖条件下中国的降水状况是人们非常关心的问题。

降水将会增加还是减少?降水时空分布是什么样子?这些问题需要研究中国气候变化及其影响的工作者予以回答。本文利用 NCAR CCM 的模拟结果对 CO₂ 倍增条件下中国陆地降水的可能变化进行讨论,以期得到一个未来中国降水可能变化的初步概念。

二、不同 GCM 模拟的全球未来降水变化的一般性结果

降水的模拟结果较之温度具有更多的不确定性。产生这个现象的原因除去模式本身仍不成熟,许多物理过程还不清楚或不完全清楚外,还与降水本身机制比较复杂、影响它的计算结果的物理过程较多有关。现有的计算结果得到的共识如下:

(1) 在高纬度和热带全年降水增加。

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作。

(2) 干旱的副热带降水变化一般是比较小的,有的区域增加,有的区域减少。在这些区域中降水的年际变率相对于它的平均值是大的,因此诸模式表示的许多变化不可能被证实是符合统计信度的。干旱区域降水的小的变化会对干旱区产生明显影响。

(3) 中纬度降水在冬季增加。

(4) 虽然大部分模式模拟结果表明与西南亚季风加强有联系的降水增加了,但是在次大陆尺度降水值得重视的变化有明显的不一致,在热带更是如此。

降水的模拟对各模式之间的一致性由于两个原因而非常不一致。一是降水受到多种不同过程的间接,它们大部分在模式的网格点上是不可分辩的,而增暖在模式中是增加辐射加热的直接结果。二是降水变率与自然变化相比是比较小的,因而比较难以用可能得到的短样本去检验。

三、中国年平均降水的可能变化

文中使用的输出资料来源于 NCAR CCM(美国大气研究中心大气环流模式),详细描述见文献[1][2][3][4]。气候变化指 $2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ 模式气候,这样选取是为避免 $2\times\text{CO}_2$ 模式减去现代气候所产生的由模式引起的系统误差。

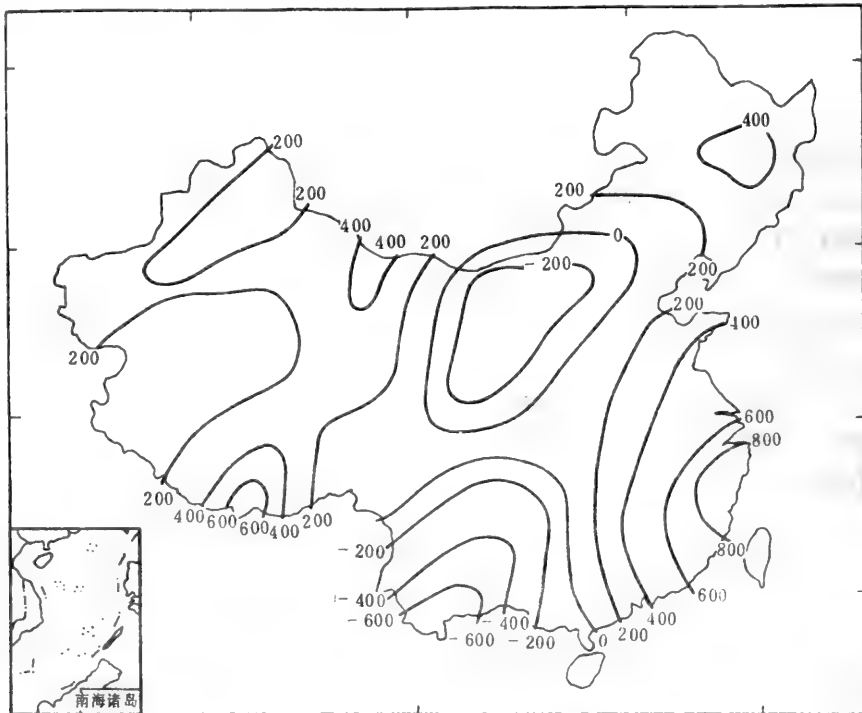


图1 $2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ 全年降水变化(mm)

Annual Precipitation of $2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$ (mm)

图1给出全年降水量的 $2\times\text{CO}_2$ 模式气候与 $1\times\text{CO}_2$ 模式气候的差值,即全球变暖 CO_2 倍增时引起的降水量全年可能变化。从纬向来看,一般说来中国东部是全年降水增值区,中

部为减值区,而西部是增值区。

东北地区全年降水增加 200—400mm,最大增值中心在敦化附近,约为 500mm,增加幅度在 50%左右。这对东北地区水资源是十分有利的。特别是对东北地区西部和内蒙古的东北部地区,原为半干旱区,增加 200mm 降水意味着增加 2/3 左右降水,对缓解半干旱状况十分有利。

华北东部,江淮中下游东部沿海地区全年降水可能增加 200—800mm 左右。最大增值中心在南部和福建北部,约为 800mm,最小增值中心在华北平原北部和河北、河南西部地区,约为 100mm 左右。现在的江淮中下游和东南沿海已是湿润区,水资源比较丰富,再增加 400—800mm 降水,水资源将更加丰富。

黄土高原、四川盆地和云贵高原一带是全年降水的减值区,约减 0—600mm。最大减少值出现在云南南部,约为 400—600mm,最小减值出现在川陕交界一带,约为 0mm 左右。黄土高原是中国的半干旱区(小部分为干旱区),减值幅度在 200mm 左右,这是相当严重的事情,也就是说有可能从半干旱区向干旱区发展。四川盆地和云贵高原现今降水在 1200mm 以上,未来全球变暖 CO_2 倍增时仍在湿润区范围之内,但湿润程度大大下降,这片地区年降水量将减少近 1/3 左右。

除陕西和甘肃东部以外的西北广大地区年降水是增加的,幅度在 100—200mm 之间,内蒙古和新疆交界处增加较多,约为 400mm 左右。因此可以期望西北广大干旱和部分半干旱区的干旱化有所缓解,降水增加 50—100%左右。但是也应看到,即使如此,在全球变暖 CO_2 倍增时,这个地区仍然处于半干旱之中。

青藏高原的降水量是增加的,辐度为 200—400mm。在藏南,尤其藏东南地区增加较多,一般在 400mm 左右,最多在江孜附近,约为 600mm。高原西部增加降水比较少。青藏高原现今降水在 200—500mm 左右,山南少数地区在 2000mm,增加 200—400mm 降水固然使水资源增加近 1 倍,但由于高寒的影响,这个地区的自然环境不可能有巨大变化。

四、中国季节平均降水的可能变化

图 2 是春季(MAM)中国降水在 CO_2 倍增时 $2\times\text{CO}_2$ 与 $1\times\text{CO}_2$ 差值的分布图。从图中可以看出降水变化有增有减。

华东的南部和华南大部是增值区,平均增加在 50—100mm 左右。最高增值点出现在湖北和湖南交界地带,约 248mm,这也是全国春季降水量最大增值地带。

长江中下游以北的黄淮海与黄土高原区是一片广大的减值区,长江三角洲和钱塘江三角洲也是一片减值区。黄淮海平原减值在 0—50mm 之间,黄土高原减值在 50mm 左右,而内蒙古中部是最大减值区,在 50—91mm 左右,最大减值出现在集宁以北,为 91mm。众所周知,中国的半湿润与半干旱区降水季节分布很不均匀,春季降水少将使春旱严重。黄淮海、黄土高原和内蒙古中部春季降水减少,再考虑到温度在这个地区当 $2\times\text{CO}_2$ 时将增加,这将引起干旱化和沙漠化加剧,对这一区域的经济活动将带来相当大的影响。

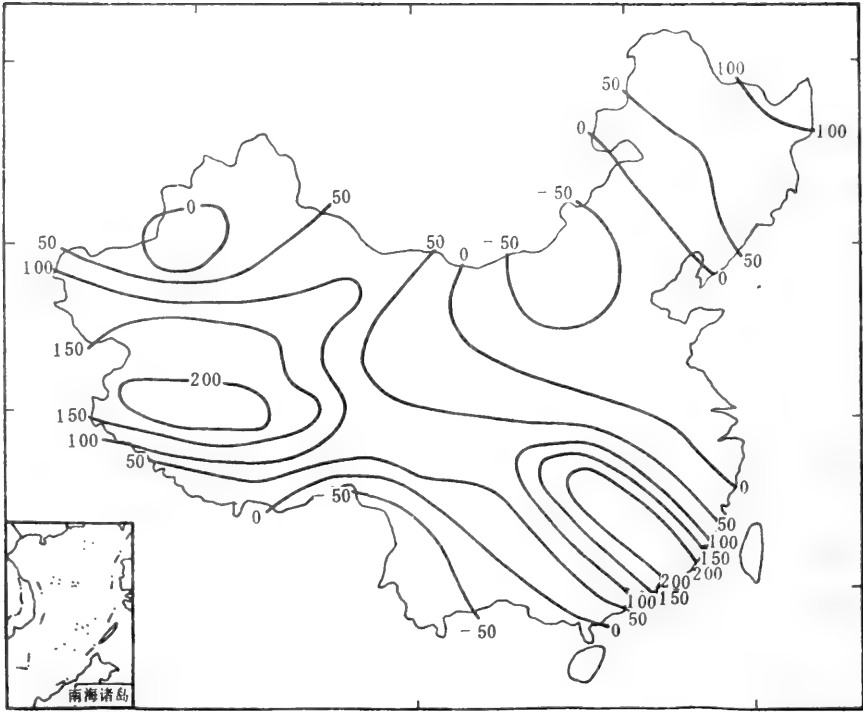


图2 春季降水变化(mm)

Change of Precipitation of MAM ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$, mm)

东北地区 and 内蒙古东北部在 CO_2 倍增时是增值区,降水在春季增加 0—100mm 之间。最大增值出现在三江平原北部,约为 100mm 左右。

云南大部 and 广西南部的海南是减值区,平均春季降水减少 0—50mm,最大减值出现在滇西北,为 68mm。

除天山西段地区外,整个新疆,内蒙古西部 and 甘肃大部都是增值区,增值在 0—50mm 之间。而青藏高原除藏南喜马拉雅以外,增值较小为 0—50mm 外,大部分地区增值在 50—200mm 之间,最大增值在班戈以北,为 211mm。看来西北(除黄土高原外)广大干旱、半干旱区 and 青藏高原春季干旱将会减轻。

图 3 是 CO_2 倍增时中国夏季(JJA)降水变化分布图。夏季降水在中国同样有增有减,且增减的幅度较大。

中国沿海地区北起辽宁、河北经山东、江苏、浙江、福建及广东都是增值区,增值在 100—400mm 之间,最大增值出现在浙江和福建北部,为 400mm 左右。

东北地区比较复杂,除沿海增值外,南半部(包括内蒙古东部)也是增值区。东北半部和内蒙古的东北部全是减值区,一般在 0—100mm 之间。最大减值出现在东北地区的东北部,包括三江平原,黑龙江与吉林交界地区,最大减值在敦化附近,为 181mm。

中国中段,包括内蒙古中段、黄土高原、四川盆地、云贵高原夏季降水是减值区。其中黄土高原减值在 100—300mm 之间,四川盆地 100mm 左右,云贵高原在 100—500mm 之间,最大的减值中心在宣威附近,为 -573mm。

西北地区夏季降水普遍增加(除黄土高原部分外),幅度在 0—200mm,最大增值区在青海、甘肃、交界地带,为 300mm 左右。藏北和新疆西南部是减值中心,在 0—100mm 左右。青藏高原南部包括一江两河地区是增值地区,增值幅度在 0—150mm 之间。

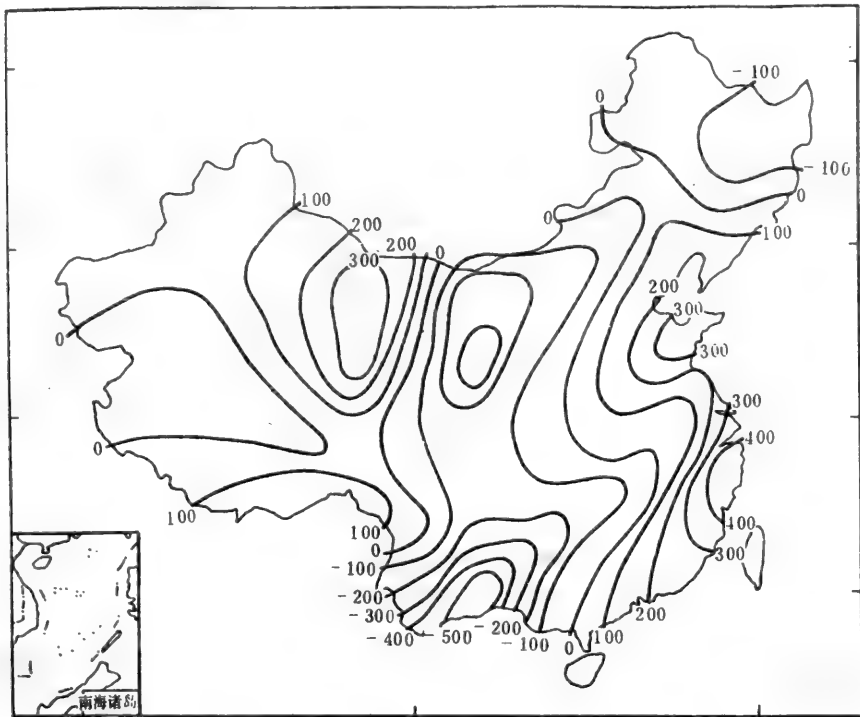


图 3 夏季降水变化(mm)

Change of Precipitation of JJA ($2 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$, mm)

秋季中国降水可能变化分布如图 4。全国降水有增值区,也有减值区,但增减幅度都不太大。

云贵高原大部、四川盆地、黄淮海地区、青藏高原北半部都是减值区。除云贵高原减值较大,在 100—300mm 之间外,一般减值都不大,在 50mm 左右。

东南沿海包括江苏、浙江、福建和两广、江西地区是增值区,增值在 100—300mm 之间。最大增值中心出现在金华以东,约为 329mm。

青藏高原南部、新疆大部和内蒙古都是增值区,秋季降水增加不太大,一般在 50mm 以下。东北地区增值在 100—200mm 之间,但辽南是减值区,幅度亦不大。

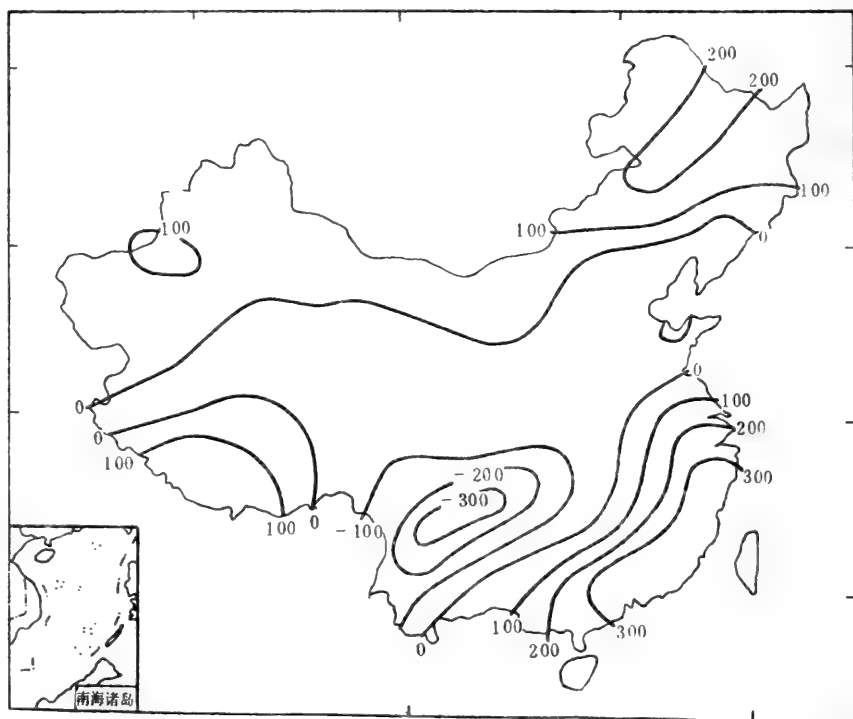


图4 秋季降水变化(mm)

Change of Precipitation of (SON) ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$, mm)

图5是冬季(DJF)中国降水变化图。可以看到除面积不大的少数地区外,中国冬季降水都有不同程度的增加。

广西、广东和云南地区冬季降水略有减少,幅度不大,一般少于50mm。

新疆西南部和青藏高原北部降水略有减少;内蒙古西部和甘肃、新疆交界处降水也略有减少,幅度都在20mm以下。

从图5中看出,中国东北,黄土高原和新疆干旱区,冬季降水都略有增加,在0—300mm之间。黄淮海平原冬季降水增加较多,在50—200mm之间。长江中下游是全国冬季降水增加最多的地区,一般都达到150—250mm,最大增值中心在蚌埠附近,为266mm。

青藏高原大部分地区是增值区,冬季降水在 CO_2 倍增时将增加50—250mm,尤其在藏南增加较多,最大增值中心在日喀则附近,为297mm。

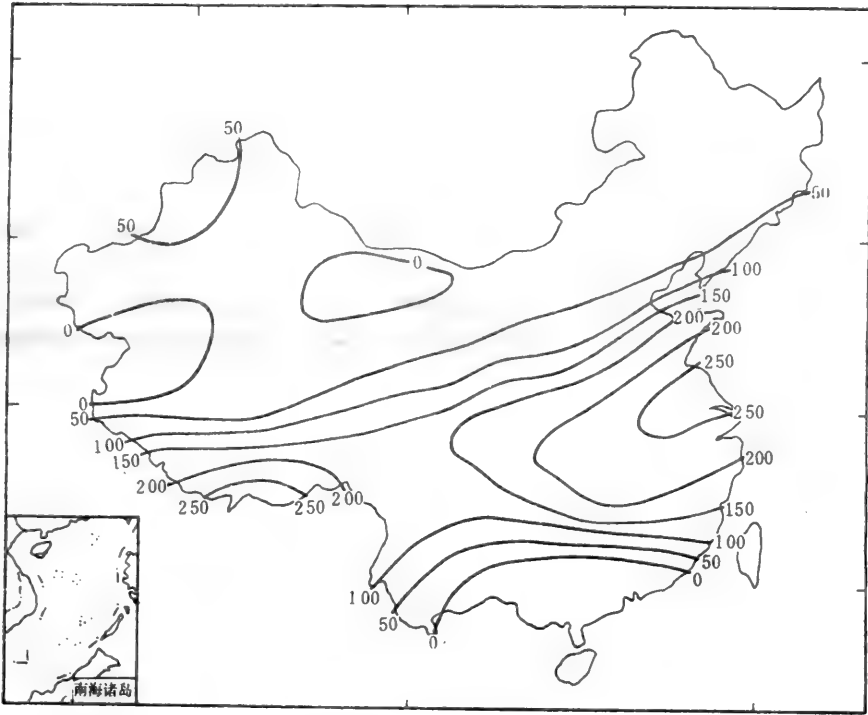


图5 冬季降水变化(mm)

Change of Precipitation of (DJF) ($2 \times \text{CO}_2 - 1 \times \text{CO}_2$, mm)

五、结论与讨论

(1)在 CO_2 倍增全球变暖时,中国陆面降水年平均值和季节平均值在不同地区有增有减。其中黄土高原、四川盆地和云贵高原的年平均值是减少的。值得注意的是黄土高原年平均降水减少在 200mm 左右,这将加剧半干旱的黄土高原的干旱化和沙漠化。

(2)季节降水就全国来说也是有增有减的,除冬季外,其他季节黄土高原、四川盆地和云贵高原都是减少的,而春季的黄淮海地区也是降水减少的。

(3)除黄土高原外,中国干旱和半干旱区年平均降水和季节平均降水都是略有增加,这将减缓这个地区的干旱程度。

GCM 的模拟预报,正如 IPCC^[5]报告中指出那样是非常不确定的。随着计算技术的发展和人们对气候系统中各个过程的深入了解,可以确信,预报能力和准确性将不断提高,区域气候模式也将不断发展,最难预报的降水场的预报水平也会不断提高。

参 考 文 献

- [1] Houghton, J. T. , The Globe Climate, Cambridge University Press, London (1984).
- [2] Wetherald, R. T. , and S. Manabe, Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model. *J. Atmos. Sci.* V45, No. 8, 1397—1414 (1988).
- [3] Washington, W. M. , and G. A. Meehl, Climate Sensitivity due to Increased CO₂. *Climate Dynamics*, V4 1—38 (1989).
- [4] 张翼, Wei-chyung Wang, CO₂ 倍增全球变暖条件下中国地表空气温度场的可能变化(见本书)。
- [5] WMO/UNDP Report, Climate Change, The IPCC Impacts Assessment, Australian Government Publishing Service, Canberra, (1990).

The Potential Change of Precipitation of China under the Condition of Globe Warming Induced by CO₂ Doubling*

Wei-chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road, SUNY at Albany, NY, 12205, U. S. A.)

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

In the global warming induced by greenhouse effect, the potential change of annual and seasonal precipitation of China will increase or decrease in different areas. It will decrease in the areas of loess plateau, Si Chuan Valley and Yun Guei Plateau. The annual and seasonal precipitation of semi-arid and arid areas will increase little more except loess plateau.

Key words: Precipitation Regional Climate Global Warming

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

CO₂ 倍增全球变暖条件下中国土壤湿度分布的可能变化*

张 翼

(中国科学院地理所)

Wei-chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road, SUNY at Albany, NY, 12205, U.S.A.)

摘 要: 本文利用 NCAR 气候模拟资料, 讨论了由温室效应全球变暖条件下中国土壤湿度年、季的分布特征。结果表明: 年平均土壤湿度就全国范围说是增加的, 一般增加 0—1%, 但是在云贵高原, 四川南部、广西西部、陕西、宁夏、甘肃东部, 冀东和渤海沿海区域是减少的。中国春季的土壤湿度大部分地区是增加的。

关键词: 气候模式 干旱 土壤湿度

一、引 言

全球变化研究中, 人们对于土壤湿度的可能变化予以高度重视, 其主要原因在于土壤湿度的变化趋势与干旱变化趋势是密切相关的。干旱可以改变区域的自然环境状况, 干旱又可以对区域的社会经济发展带来巨大的影响, 甚至在历史上对人类的社会状况, 生存发展带来质的变化。本文利用 GCM(大气环流模式)对土壤湿度的模拟结果, 讨论未来全球变暖条件下土壤湿度的可能分布状况。第二部分将首先介绍几种 GCM 对全球土壤湿度模拟的一般性结论。第三和第四部分分别讨论用 NCAR(美国大气研究中心)的 CCM 模拟的我国土壤湿度年平均和季节平均的可能分布状况。第五部分扼要地讨论这种分布状况对我国区域自然环境和经济发展的影响。

二、不同模式模拟的全球土壤湿度变化的一般结果

未来气候情景的气候模拟结果目前大多来自平衡态模拟的气候变化, 少数则来自瞬变模拟的气候变化。从文献[1]可以看出:

1. 所有模式模拟在北半球高纬度大陆地区的土壤湿度冬季一般是增加的。到目前为止, 在 $2\times\text{CO}_2$ 的试验所有诸模式中, 表面水循环的表达是十分简化的。土壤湿度的变化随降水

* 本文为中国科学院和美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作。

和融雪的增加而增加。事实上,绝大多数模式模拟的高纬度大陆地区的降水是增加的,因此出现上述结果。

2. 大部分模式模拟在北半球中纬度大陆地区夏季地表大范围明显变干。文献[1]中使用的3个高分辨率平衡态气候模式模拟结果表明在35—55°范围内平均土壤湿度减少17—23%。在 $2\times\text{CO}_2$ 模拟中比较迅速的变干是由于较高的温度以及在一些地区由于降水减少产生的。而表面湿度的减少可能导致边界层变干,减少低云,进而导致增暖和表面变干。从图1给出的中纬度土壤湿度的季节变化^[2],可以清楚看到上述两个结论。这些结果有助于我们讨论中国陆面土壤湿度的可能变化,比较它们之间的异同。

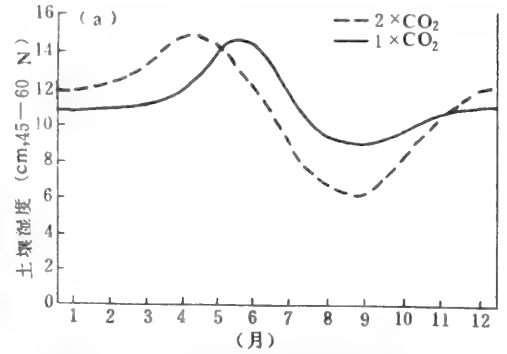


图1 45—60°N 陆地平均土壤湿度的季节变化(%)
Seasonal Mean Soil Moisture Change of Land from 45°to 60°N(%)

图2是中国年平均土壤湿度可能变化图。它是根据NCAR CCM计算结果绘出的^[3]。文献[3][4]中介绍了该模式的特征和初始场、边界条件以及积分时间等内容。中国在温室效应全球变暖条件下土壤湿度可能减少的区域出现在陕西、甘肃、宁夏一带,特别是整个陕西省明显变干,减少最大的区域就在西安市附近,最大值为1.6%。减少的另一个区域在四川省南半部、云贵高原和广西西部地区,减少的最大值为1.9%,出现在云贵、黔交界地区。从文献[5]中可以看出这两个区域年平均降水量是减少的,而蒸发略有减少或变化不大,因此造成土壤湿度的减少。渤海湾附近也出现了一个土壤湿度减少区,它包括了辽宁省西部和河北省东部靠近海的部分。

三、中国年平均土壤湿度的可能变化

除去上述三个区域外,全国大部分地区的年平均土壤湿度是增加的。长江以南的华东和中南地区增加的最多,最大值出现在浙江、江西和福建交界一带,土壤水分含量增加3.4%左右。东北地区增加平均为1—1.5%,华北增加平均为0—1%,青藏高原增加0—1%左右,而新疆和内蒙古西部、甘肃西部增加在1%左右。造成以上区域土壤湿度增加的原因是年平均降水的增加。尽管在上述不同地区,蒸发也不同程度的增加,但降水增加的影响超过了蒸发增加的影响,从水量平衡来说,土壤保持的水分也增加了。长江以南的华东和中南地区在全球变暖时温度增加的幅度较小,但降水却是全国可能增加最多地区,因此全国增加土壤湿度最多的地区出现在那里,土壤湿度相对增加1.5—20%左右。

图3—6给出NCAR CCM模拟的春季(MAM)、夏季(JJA)、秋季(SON)和冬季(DJF)中国土壤湿度变化的分布图($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)。

春季土壤湿度减少区域出现在内蒙古中段的北部区域,包括山东、江苏和浙江的东部沿海区域,云南和广西大部以及广东的西部和海南。其主要原因是这些地区的春季降水减少^[7]。最大的减少值出现在江苏省长江北岸,为1.1%和云南东部,为1.0%。而内蒙古中段的北部区域减少不大。

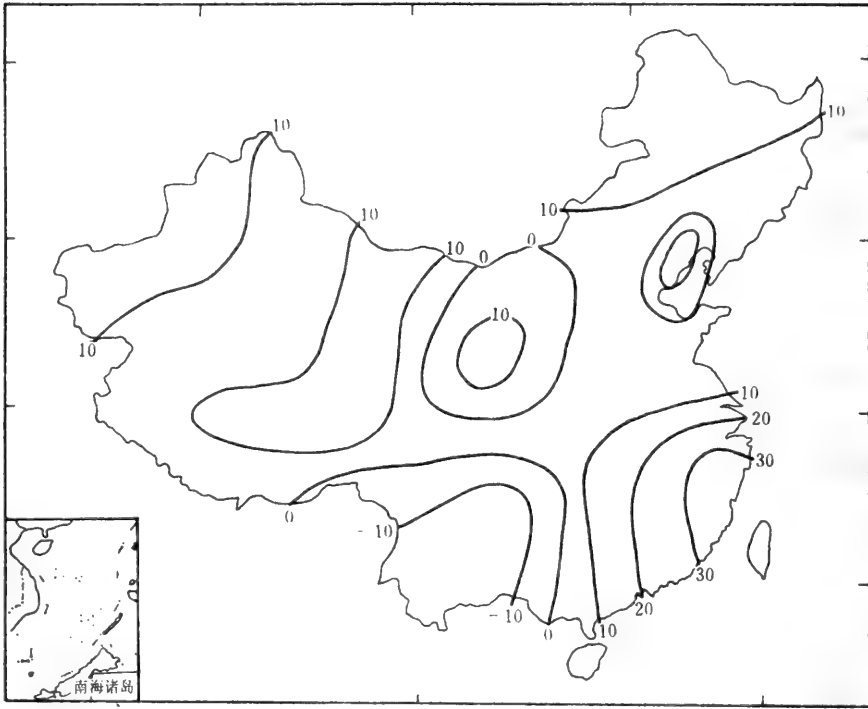


图2 中国年平均土壤湿度可能变化($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)
Potential Change of Annual Mean Soil Moisture of China ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

四、中国季节土壤湿度的可能变化

春季土壤湿度就全国范围来是增加的,东北地区增加1—2%,西北地区土壤湿度增加1%左右,四川盆地增加1—2%,青藏高原大部分地区增加2—4%左右,中南中部和北部及华东南部增加1%左右。除青藏高原外相对增加在10%左右。

夏季土壤湿度就全国来看约有一半的区域是减少的。青藏高原南半部减少在0—1%范围。云贵高原、四川盆地,中南地区的西半部和西北地区的东半部减少在1—2%之间。陕西省中部和北部是一个减少的中心,在2—5%左右,相对减少量达15—25%。我国东北地区几乎全境土壤湿度都减少,幅度在1—2%之间,其中尤以黑龙江省东部减少最多,最大减少值为3.3%。全国最大减少值出现在关中平原的西安附近,达5.9%,图4清楚地表明这一点。

从图4中还可以看到,在未来全球变暖条件下,我国西北干旱和半干旱区的大部分,包括新疆、甘肃大部,宁夏大部,内蒙古西半部,夏季土壤湿度是增加的。在蒙、新、青交界地区增幅度最大,约2—6%之间。其它部分增加在0—2%之间。青藏高原南部中段的夏季土壤湿度也是增加的,幅度较小,在0—1%之间。辽南地区,冀东地区和整个黄淮海平原的夏季土壤湿度是增加的,一般幅度在0—1%之间,相对增加量不超过10%,平均在5%左右。江苏南部、浙江和福建增加较大,一般在2—3%之间。长江中游地区和广东、湖南东部、江西西部增加的也不多,在0—2%之间。全国最大增量出现在新疆、内蒙古交界处,为6.3%。

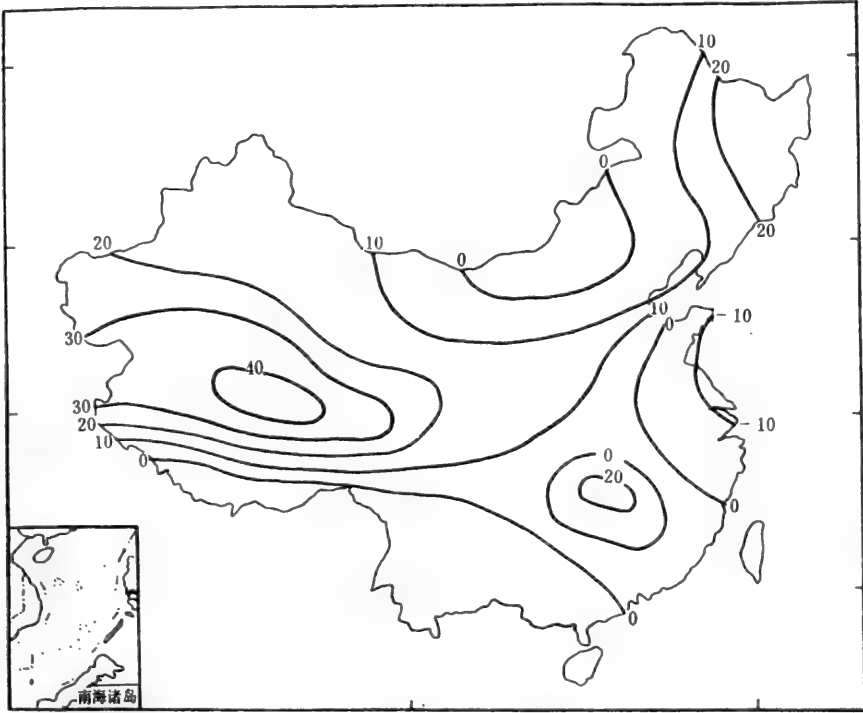


图3 春季中国土壤湿度的可能变化($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)
 Potential Change of Soil Moisture in MAM of China ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

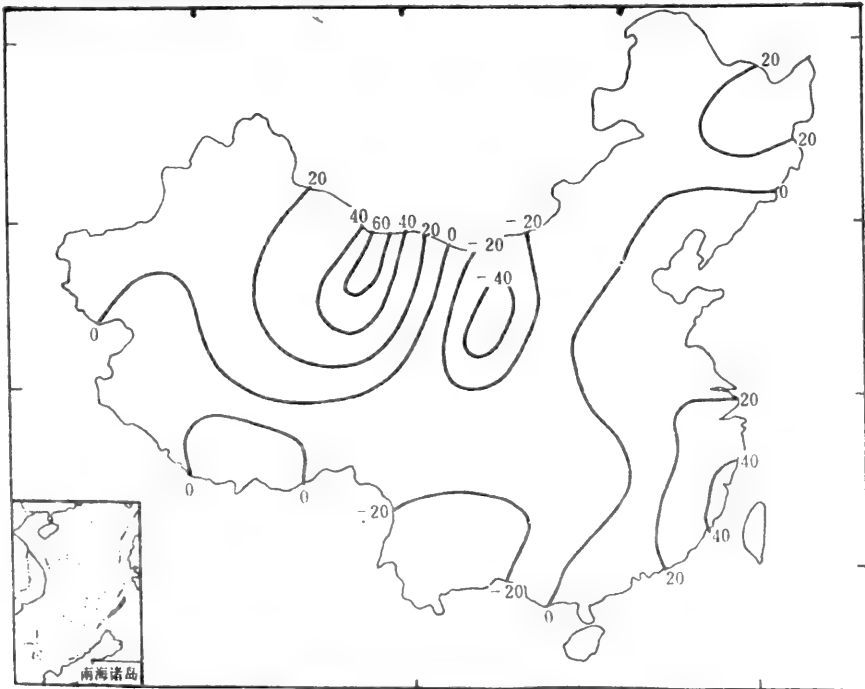


图4 夏季中国土壤湿度的可能变化($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)
 Potential Change of Soil Moisture in JJA of China ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

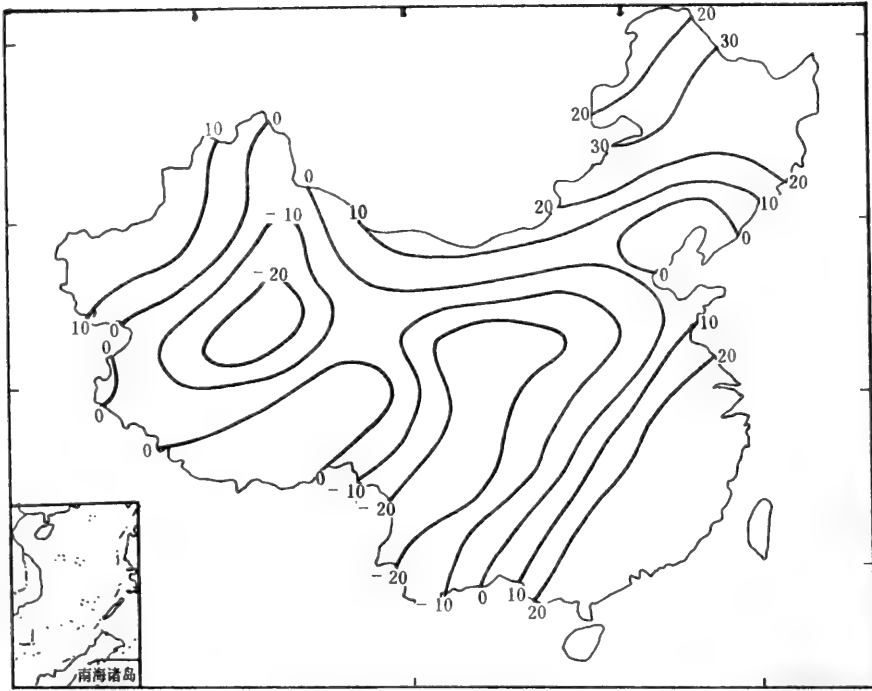


图 5 秋季中国土壤湿度的可能变化($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

Potential Change of Soil Moisture in SON of China ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

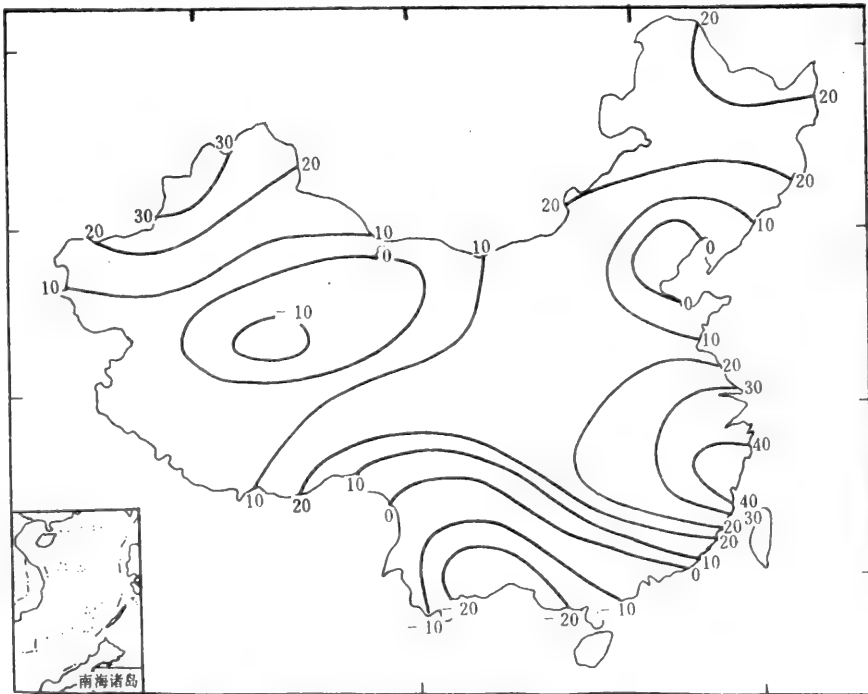


图 6 冬季中国土壤湿度的可能变化($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

Potential Change of Soil Moisture in DJF of China ($2\times\text{CO}_2-1\times\text{CO}_2$)

图 5 是秋季中国土壤湿度的可能变化图。从图中可以看到全国的大部分地区土壤湿度是减少的。除内蒙古北部外整个中国的干旱和半干旱区的土壤湿度都将减少,其中新疆南部和陕西南部是两个中心,分别减少 3.7% 和 3.3% 左右。干旱和半干旱区粗略估计将减少 2% 左右。山东西部、河北南部、河南和长江中游地区将减少 0—2% 左右,云贵高原、四川将减少 2—3% 左右,即相对减少量在 10—15% 之间。

从全国看秋季土壤湿度增加的地区主要出现在三个地区。从图 5 可以看出东北的中部和北部,内蒙古的东北部增加较大,一般在 2—3% 左右,最大增加值在吉林与内蒙古交界区附近,为 3.8%,也就是说相对增加 1.5—2.0% 左右。另一个较高值出现在黑河地区,最高可增加 3.4%。东南沿海地区土壤湿度在秋季增加很大,这可能是由于夏季降水增加很多之故。平均增加在 2—4% 之间,最大增加值在浙江南部,高达 5.1%,这也是秋季土壤湿度全国增加最多的地方,几乎相对增加在 2.5% 左右。

图 6 是中国冬季土壤湿度可能变化图。与秋季不同的是全国大部分地区土壤湿度是增加的。云贵高原大部、广东大部和广西土壤湿度减少。除云南的东南部减少在 2—3% 之间外,其他地区均减少 0—1% 左右,即相对减少在 0—5% 左右。冀东地区,包括京津地区也是一个减少区,减少量在 0—1% 左右。另一个减少区出现在新疆、青海、甘肃和内蒙古交界的区域,减少在 0—1.5% 左右。全国最高的减少量出现在云南东部,为 2.7%。

从图 6 可以看到内蒙古中部、陕甘宁和华北西部以及山东河南大部的冬季土壤湿度增加不太多,在 0—1% 左右。东北大部和内蒙古东北部增加在 1—3% 左右,这个地区增加最大值出现在吉林、黑龙江交界处,为 2.9%。青藏高原中部和南部是增加区,增加的值也不大,在 0—1% 左右。新疆中部北部增加较多,为 1—3% 左右。最大值出现在新疆西北部伊犁地区为 3.8%,长江中下游和四川盆地是一个高值增加区,增加幅度是 2—5%,即相对增加在 10—25% 左右。最高的增加地点在浙江省中部,增加 5.4%。

五、结论与讨论

从上面的分析我们可以看到:

(1) NCAR CCM 模拟输出资料表明,在由温室效应全球变暖时,中国土壤湿度就年平均而言,大部分地区是增加的。一般增加在 0—1% 左右,但在长江以南华东和华中地区、华南地区增加幅度较大,在 1—3% 左右。最大增值地区出现在浙江南部,增加 3.4%。

(2) 年平均土壤湿度减少区出现在云贵高原、四川盆地南部和广西西部,陕西、宁夏全省和甘肃东部地区、冀东及渤海沿海区域。减少幅度一般在 0—2% 之间。

(3) 中国陆面季节土壤湿度就全国范围来看,春季和冬季是增加的,夏季有一半国土是减少的,而秋季大部分国土是减少的。

在以上的分析和结论基础上我们进一步结合我国一些地区的环境和社会经济发展现状对几个典型有意义的地区进行初步扼要的讨论,分析土壤湿度可能变化带来的影响。

首先,从图 2 到图 6 中可以看到,云贵高原地区在全年和任一季节中土壤湿度都具有减少的趋势,而东南沿海地区在全年和任一季节中土壤湿度都具有增加趋势。这将会给这两个地区主要带来对农业发展的不利影响,应该引起注意。第二,陕西、宁夏和甘肃东部地区本来

就是半干旱、干旱为主的地区,土壤湿度的减少对这一地区的农、牧、林业将带来不利影响,及早地讨论解决水资源的措施是非常紧迫的。

值得欣慰的是我国广大干旱区和大部分半干旱区在未来气候变化条件下土壤湿度将增加,这将在一定程度上缓解沙漠化的发展与威胁,将有利于这一区域的农、牧业发展。但是应该看到这种增加的幅度是不大的,相对增加仅在5%左右,个别地点达10%。因此人们仍需与恶劣的自然环境相适应和做斗争。

参 考 文 献

- [1] WMO/UNDP, Report Climate Change, The IPCC Australian Government Publishing Impacts Assessment, Service, Canberra (1990).
- [2] Wetherald, R. T., and S. Manabe, Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model., J. Atmos. Sci. V45, No. 8 1397—1414(1988).
- [3] Washington, W. M. and G. A. Meehl, Climate Sensitivity due to Increased CO₂., Climate Dynamics, V4, 1—38 (1989).
- [4] Washington, W. M. and G. A. Meehl, Seasonal Cycle Experiment on the Climate Sensitivity Due to a Doubling of CO₂ with an AGCM Coupled to a SMLOM. J. Geophysical Res. V89, No. D6, 9475—9503 (1984).
- [5] W-C Wang、张翼, CO₂倍增全球变暖条件下中国降水的可能变化(见本书)。

The Potential Change of Soil Moisture of China under the Condition of Global Warming Induced by CO₂ Doubling*

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences)

Wei-chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road SUNY at Albany, NY, 12205, U. S. A.)

Abstract

Using output data of NCAR CCM, in this paper we investigate the features of annual and seasonal soil moisture of China under the condition of globe warming induced by greenhouse effect. The results show; annual mean soil moisture will increase 0—1% more over whole China. It will decrease in Yun Guei Plateau, Southern Guang Xi, Shan Xi, Ning Xia, Southern part of Gan Su, Eastern part of He Bei and coastal areas of Be Sea. In spring soil moisture of most part of China will increase.

Key words: Climate Model Drought Soil Moisture

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

中国地表空气温度的 GCM 模拟 与观测的比较研究*

张 翼

(中国科学院地理研究所)

Wei-chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road, SUNY at Albany, NY, 12205, U. S. A.)

摘 要:为了检验 NCAR, CCM 模式在研究区域气候方面的模拟能力,作为第一步,作者利用中国现有的气象资料对 CCM 输出资料进行加工整理和计算。在此基础上对 CCM 模式模拟中国气候(以中国地面空气温度场为例)的能力进行了检验。结果表明:1×CO₂ 模式气候与观测气候相比,除在新疆和青、川、藏交界地区外,总的来说是比较一致的,特别在中国的东半壁是相当一致的。1×CO₂ 模式气候模拟的夏季中国地面空气温度场最为成功,其他季节依次为秋季,春季和冬季的绝对平均模式气候与观测气候的 SMSAT 误差值分别为 1.08℃, 1.16℃, 1.26℃ 和 1.85℃,而两种气候的 AMSAT 的平均绝对误差值为 1.12℃。

关键词:模式气候 观测气候 模拟

一、引 言

研究未来气候的实际意义在于:寻求和判断气候可能变暖的范围、程度及其到来的时间。由于各国国民经济发展,从自然因素来说主要依赖现代气候条件^[1],显著的温度效应引起的气候变化需要付出人力、物力、财力去适应可能发生的新的气候条件,因此,很多国家对未来气候的研究给予越来越多的重视。

研究未来气候的最大困难在于人们现在不可能获得未来的气候事实去检验研究未来气候的方法和研究成果,人们只能通过对过去和现代气候的认识,进一步预测或估计未来气候的可能状况。从本世纪初期开始,以印度皇家气象总台台长 Warker 为代表的气象专家利用已知事实的相关关系推断未来气候的方法长期以来占有统治地位,并且取得了一大批有价值的研究成果^[1],但是这种统计的方法缺乏物理和动力的基础,对空间预报的范围有其局限。随着气象学和计算技术的发展,近十几年来崛起的全球大气环流模式模拟的研究方法是全面系统地认识未来气候变化的有力工具,越来越受到人们的青睐。一批比较成熟的全球大气环流模式(GCMs),例如 NCAR(美国国家大气研究中心)的 CCM^[2], GISS(美国哥达德空间研究所)的 GCM^[3], GFDL(美国地球物理流体动力实验室)的 GCM^[4],及英国气象局大气环

* 本文为中国科学院与美国能源部合作研究(CO₂ 导致的气候变化)中部分工作。

流五层模式^[5]已经被广泛用来研究未来气候的可能变化^[6-11],一些对温室效应温暖气候的共识也常常依据于这些模式的模拟结果^{[1][6][7]}。不仅如此,近些年来,各国的学者根据这些模式模拟的结果,广泛地研究了温室效应增暖气候对区域的经济、农业、林业、水文、交通、能源、运输及至旅游事业的影响^[8-11],为各国各地区经济发展的战略安排提出依据。

中国是世界上人口众多、幅员辽阔的大国。中国在未来气候变化中的经济发展对世界经济的繁荣和稳定有着重要影响,利用大气环流模式研究中国区域气候的可能变化,研究这种气候变化对中国经济发展的诸方面的影响已刻不容缓。本工作任务之一将使用 NCAR、CCM 模拟的可能气候变化的结果,讨论中国温室效应气候变暖时期的状况。作为第一步,本文以中国地面空气温度场为例,主要讨论如何应用 CCM 的模拟结果去研究区域气候的方法,以及检验 CCM 在研究中国气候时的适用性。

二、模式及模式输出资料整理

本文使用的模式输出资料,来源于 NCAR CCM (NCAR Community Climate Model)^[2]。这个模式是三维大气环流谱模式。它由澳大利亚谱模式发展而来^{[7][12]},其中一些物理过程参数化是从早期的 GFDL 模式得来^[13]。这个模式使用 9 层 σ 垂直坐标系统($\sigma=0.991, 0.926, 0.811, 0.644, 0.500, 0.336, 0.189, 0.074$ 和 0.009),使用谱变换方法讨论水平非线性输送项。形成截断的波数是 15,具有 40 个纬度格点和 48 个经度格点,因此纬度分辨率是 4.5° ,经度分辨率 7.5° ,时间步长为 40 分钟。

为了检验模式模拟由于 CO_2 倍增而引起的气候变化的能力,就要衡量它产生的“现代气候”好到什么程度,即比较 $1 \times \text{CO}_2$ 模式气候与观测气候的吻合程度。以在本文中讨论的中国地面空气温度场为例,就是要讨论 $1 \times \text{CO}_2$ 模式气候产生的中国地面空气温度场与中国气候实际观测的地面空气温度场的差异,包括空间和时间方面的差异。

何为观测气候的地面空气温度?即 $\sigma=1$ 高度处的地面空气观测温度,因此模式控制气候的地面空气温度应取 $\sigma=1$ 高度处的空气温度与观测气候比较时,才具有可比性。文献^{[2][14-15]}中,Washington 等人使用了 0.991σ 处的地面气候场与观测到的地面空气温度场进行比较,用以检验 CCM 的模拟能力。作者认为这是不太合理的。众所周知,在近地层大气中,越贴近地面,一般来说气象要素的垂直梯度值越大,尽管 1σ 和 0.991σ 仅仅相差 0.009σ ,但温度差别最大将会达到 2 度多。表 1 是根据 $1 \times \text{CO}_2$ 控制气候的九层 σ 处的温度资料,用拉格朗日插值方法对给定九层插值结点进行插值所得出的 $\sigma=1$ 处的部分温度资料,插值公式为:

$$y(x) = \sum_{i=1}^9 \left(\prod_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^9 \frac{x-x_j}{x_i-x_j} \right) y_i \quad (1)$$

这里 x_1, x_2, \dots, x_9 是九层 σ 值, y_1, y_2, \dots, y_9 是九个插值结点对应的温度值。显然,由于九个 σ 值中,越趋于 1 越密,可以判断插值结果会比较好。

从表 1 可以看出,地面空气温度与 $\sigma=0.991$ 处的空气温度,在冬季相差 $0.4-2.5^\circ\text{C}$ 之

多,夏季差别稍小,也有 0.4—1.6℃之多。其中,冬季最大的差值在经度 105°00',纬度 24°26' 格点处为 2.5℃。我们推算了 DJF, MAM, JJA, SON 四个季度的中国地面各个格点上空气温度值,并由此得到控制气候的年平均地面空气温度资料,用以和实际观测资料比较。

表 1 $\sigma=0.991$ 处的空气温度(°K)

The Air Temperature at $\sigma=0.991$ (°K)

经度	纬度	冬季			夏季		
		$\sigma=1$	$\sigma=0.991$	Dif.	$\sigma=1$	$\sigma=0.991$	Dif.
75°00'	37°46'	267.8	267.0	0.8	300.9	299.3	1.6
82°30'	46°40'	563.9	263.5	0.4	298.5	297.6	0.9
82°30'	42°13'	264.2	263.5	0.7	295.3	294.4	0.9
82°30'	37°46'	264.9	263.5	0.6	294.2	293.1	1.1
82°31'	33°20'	268.9	268.2	0.7	296.0	294.8	1.2
90°00'	46°40'	262.2	261.6	0.6	297.9	296.9	1.0
90°00'	42°13'	262.4	261.8	0.6	294.3	293.4	0.9
90°00'	37°46'	262.5	261.9	0.6	290.8	289.9	0.9
90°00'	33°20'	265.5	264.8	0.7	290.8	289.8	1.0
90°00'	28°54'	272.8	271.6	1.2	294.9	293.7	1.2
97°30'	42°13'	260.1	259.5	0.6	294.2	293.3	0.9
97°30'	37°46'	261.5	260.9	0.6	290.5	289.9	0.6
97°30'	33°20'	266.4	265.5	0.9	290.6	289.8	0.8
97°30'	28°54'	274.0	272.7	1.3	293.1	292.3	0.8
97°30'	24°26'	281.5	279.4	2.1	296.9	295.9	1.0
105°00'	42°13'	261.3	260.3	1.0	294.1	293.5	0.6
105°00'	37°46'	263.7	263.0	0.7	293.8	293.2	0.6
105°00'	33°20'	269.1	268.2	0.9	295.1	294.4	0.7
105°00'	28°54'	275.1	273.6	1.5	296.4	295.7	0.7
105°00'	24°26'	280.4	277.9	2.5	298.3	297.5	0.8
112°30'	42°13'	262.7	261.9	0.8	297.8	296.8	0.5
112°30'	37°46'	267.0	266.2	0.8	298.9	298.3	0.6
112°30'	33°20'	270.5	269.5	1.0	301.0	300.3	0.7
112°30'	28°54'	274.9	272.9	2.0	301.3	300.5	0.8
112°30'	24°26'	281.8	279.2	2.2	300.1	299.5	0.6
120°00'	51°07'	246.8	246.0	0.8	298.9	298.4	0.5
120°00'	46°40'	253.0	252.1	0.9	299.4	298.8	0.6
120°00'	42°13'	261.0	260.0	1.0	300.0	299.5	0.5
120°00'	37°46'	268.2	267.2	1.0	300.7	300.3	0.4
120°00'	33°20'	273.0	271.7	1.3	301.7	301.2	0.5
120°00'	28°54'	278.7	276.9	1.8	301.6	301.1	0.5
127°30'	46°40'	251.3	250.0	1.3	297.8	297.3	0.5
127°30'	42°13'	259.8	258.4	1.4	298.1	297.7	0.4

三、 $1 \times \text{CO}_2$ 模式气候的中国地面气温场的建立

我们获得了 CCM 输出资料后,要建立模式气候地面空气温度场用以与观测气候地面空气温度场比较时,遇到的困难是:①格点数目由于模式经度、纬度分辨度为 7.5° 和 4.5° 而太少,一共才能选取 33 个,由于中国陆地辽阔且最重要的是地形、地貌复杂,因此 33 个点不可能准确地勾画出中国地面空气温度的年、季分布;②我们使用的观测气候资料见文献[16],为中国陆面 260 个台站从 1954—1983 年 20 年逐月逐年资料,这 260 个站点与 33 个格点地理位置完全不同,无论从数目上,从位置上都无可比性而言。因此面临着如何将格点资料推广到 260 个站点的问题,图 1 为站点位置图。

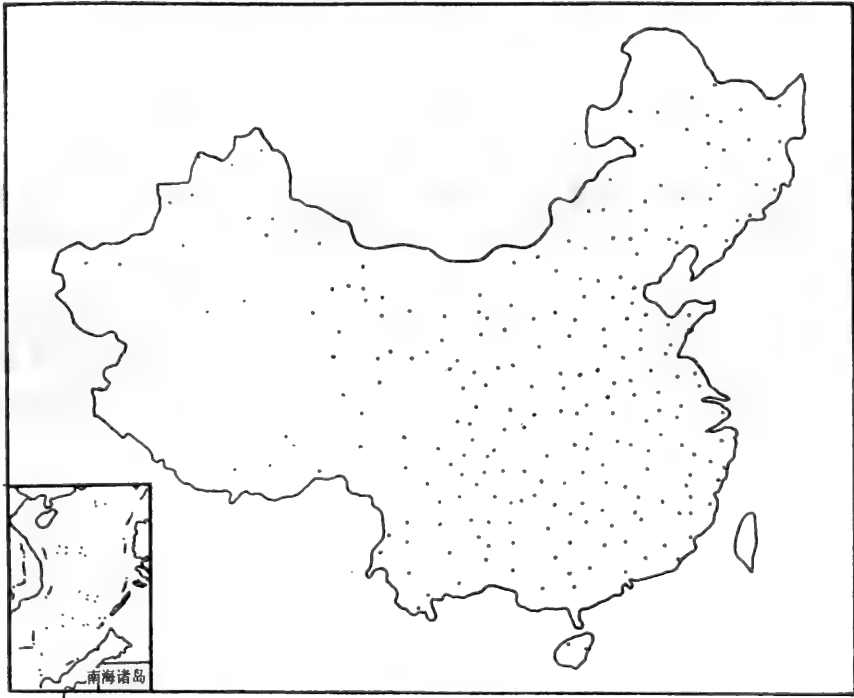


图 1 台站点分布

Distribution of observation stations.

我们仍然采用在文献[16]中使用过的思想,认为在 CO_2 倍增时,由于形成气候的基本要素:太阳辐射,海陆分布,洋流,地形地貌状况等与现今相比没有本质的变化,而由于 CO_2 倍增引起的气候变化不过是同一气候统计母体中的气候振荡而已。因此如同在文献[16]中的那样,可以假定:无论对于现代气候还是对控制气候,还是 $2 \times \text{CO}_2$ 气候来说,温度场中要素之间的关系基本不变,也即它们的物理基础和相互关系的规律基本不变。这样,我们从现今 260 站 30 年的气象资料出发,建立格点位置与 260 个台站地面空气温度之间的相关关系。为了提高相关系数,以 33 个格点为中心,将 260 台站分成 33 个区域,分别去建立每个格点

与其邻近台站的年平均温度之间及季节平均温度之间的相关关系。这样做的好处是显而易见的,可以避开中国复杂的地形、地貌状况带来的影响,使每个区域中的台站都处于大致相同的地理环境之中,提高了格点气候与台站之间的相关关系。需要说明的是,33个格点位置的30年的年、季观测资料是没有的,我们从260个站的资料逐年画出全国温度分布图(等温线间隔 1°C),再从这些温度分布图中读出33个格点位置的30年的年平均温度。这个资料用来建立格点与260个台站的年平均温度关系。由于读图时等温线间隔为 1°C ,因此读数误差显然小于 0.5°C ,是可以用来进行气候学计算的。 a 、 b 是直线回归方程的系数,满足方程:

$$y_r = a + bx_r \quad (2)$$

为计算方便, x_r 代表格点年平均空气温度, y_r 代表以格点为中心的一区域内的台站的年平均空气温度, r 是相关系数, t 是学生氏检验,即 t 检验中的 t 值,从

$$t = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{N-2} \quad (3)$$

计算得出。这里是简单相关系数检验, N 是样本容量,此处为30,在0.01信度,自由度为28条件下, t 的临界值为2.763左右;如用相关系数表直接检验,在0.01信度下相关系数临界值 r_a 为0.4650左右。在我们工作中,一律取 $r > 0.5000$ 的台站进行计算。

控制气候的季节温度资料的获得,我们仍采用了文献[16]的作法,当用上述方法得到223个站点的控制气候推算的年平均地面空气温度资料后,考虑到中国复杂的地形、地貌和幅员辽阔,我们分平原区、内陆区和高原区建立空间气候方程。从已知的年平均温度资料去计算季节和其他有关的气象要素资料。

在平均区中,空间-气候方程为:

$$\bar{T}_1 = -34.0725 + 0.0909\lambda + 0.0044H + 1.7413\bar{T}_s \quad (4)$$

$$R_1 = 0.9979$$

$$\bar{T}_2 = 16.4483 - 0.1183\lambda + 0.8230\bar{T}_s \quad (5)$$

$$R_2 = 0.9932$$

$$\bar{T}_3 = 11.0696 + 0.1701\varphi - 0.0022H + 0.6157\bar{T}_s \quad (6)$$

$$R_3 = 0.9784$$

$$\bar{T}_4 = -9.3636 + 0.0820\lambda + 1.0796\bar{T}_s \quad (7)$$

$$R_4 = 0.9972$$

这里 \bar{T}_1 是冬季平均空气温度, \bar{T}_2 、 \bar{T}_3 、 \bar{T}_4 分别是春季、夏季和秋季平均空气温度, \bar{T}_y 是 AMSAT, R_1 、 R_2 、 R_3 和 R_4 分别是四个季节的空间气候方程的复相关系数, λ 是经度, φ 是纬度, H 是站点的海拔高度。

对于内陆区, 有空间-气候方程:

$$\bar{T}_1 = 6.3304 - 0.5662\varphi + 1.0167\bar{T}_y \quad (8)$$

$$R_1 = 0.9573$$

$$\bar{T}_2 = 2.1998 - 0.0298\lambda + 0.0623\varphi + 1.0155\bar{T}_y \quad (9)$$

$$R_2 = 0.9872$$

$$\bar{T}_3 = -9.3129 + 0.0311\lambda + 0.5058\varphi + 1.0227\bar{T}_y \quad (10)$$

$$R_3 = 0.9509$$

$$\bar{T}_4 = 4.1464 - 0.0674\varphi - 0.0005H + 0.8789\bar{T}_y \quad (11)$$

$$R_4 = 0.9926$$

对于高原区, 有空间-气候方程:

$$\bar{T}_1 = -9.8048 - 0.2346\varphi + 0.0018H + 1.3832\bar{T}_y \quad (12)$$

$$R_1 = 0.9903$$

$$\bar{T}_2 = -4.0390 + 0.0010H + 1.2342\bar{T}_y \quad (13)$$

$$R_2 = 0.9963$$

$$\bar{T}_3 = -8.0981 + 0.3152\varphi - 0.0022H + 0.5402\bar{T}_y \quad (14)$$

$$R_3 = 0.9874$$

$$\bar{T}_4 = 4.1828 - 0.0465\varphi - 0.0005H + 0.8752\bar{T}_y \quad (15)$$

$$R_4 = 0.9982$$

根据(4)–(15)式计算出的控制气候的季节温度资料, 连同从格点年平均资料计算的站点的年平均资料, 用来与观测气候相比较, 各有相同的 223 个站点, 且有了共同比较的基础。

四、 $1\times CO_2$ 模式气候与观测气候的比较

1. 年平均地面空气温度(AMSAT)

图 2、3 是 $1\times CO_2$ 模式气候和现代观测气候的年平均气温分布图。从图中可以看到,等温线的形状和分布是很相似的-特别是在中国中部和东部地区更为相近。由于地形的影响,等值线以东北-西南方向为主的特征在两个图中都清晰可见,大部分地区的等值线的数值和位置也很相近,但新疆维吾尔自治区的 $1\times CO_2$ 模式年平均气温值比现代观测气候值普遍为低。图 4 是 $1\times CO_2$ 气候与观测气候之间的年平均地面空气温度差的分布图(DAMAT)。图中新疆地区为负值区,新疆大部分地区 $1\times CO_2$ 模式推算值低于观测值,而且差值较大,另一个不成功的地方在青海、四川和西藏交界地区差值,达到 $2-3^{\circ}C$ 。我们计算了 223 个站点平均绝对误差为 $1.12^{\circ}C$,由此看来对于中国大部分地区,根据 $1\times CO_2$ 模式气候计算的年平均温度值是可以接受的。

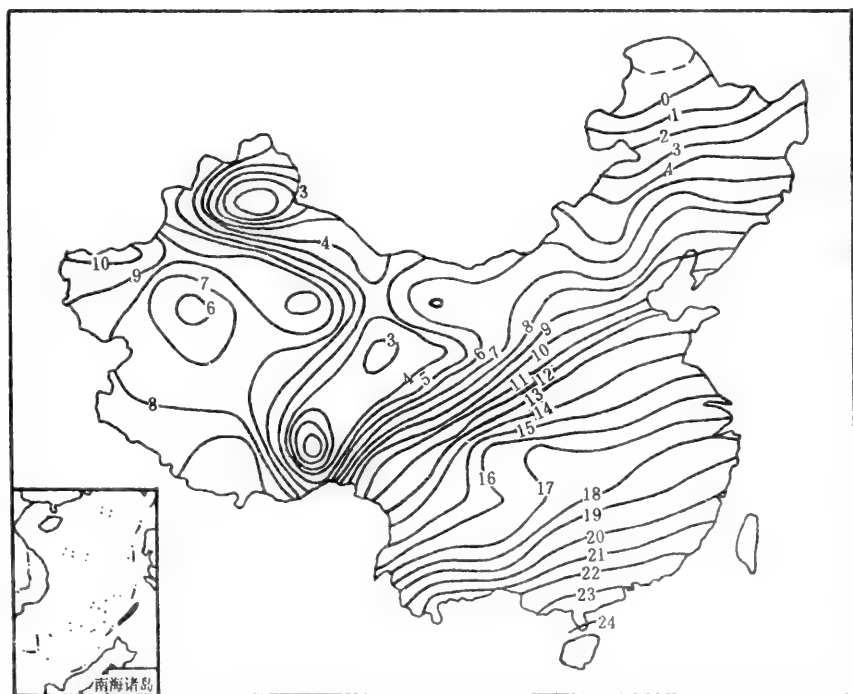


图 2 $1\times CO_2$ 模式气候的 AMSAT 分布($^{\circ}C$)
AMSAT distribution of $1\times CO_2$ model climate ($^{\circ}C$)

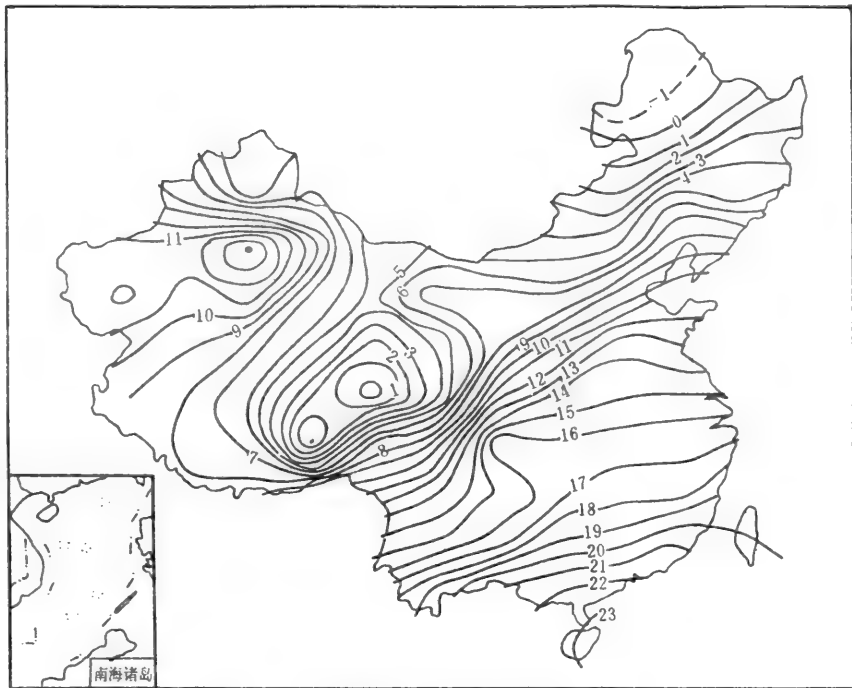


图3 现代观测气候的 AMSAT 分布(°C)
AMSAT distribution of present observed climate (°C)

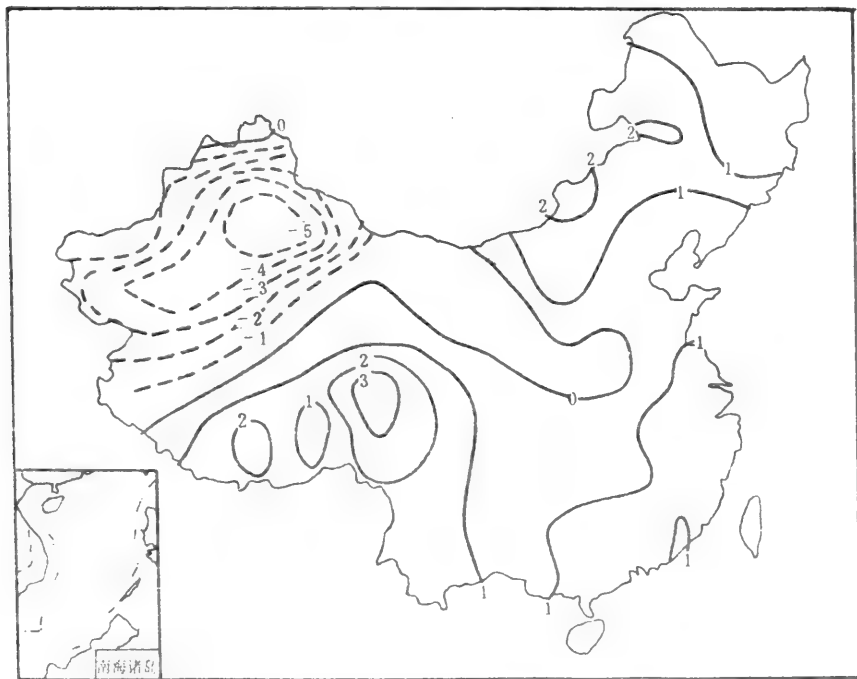


图4 模拟气候与观测气候的 DAMAT 分布(°C)
DAMAT distribution between 1×CO₂ model climate and observed climate (°C)

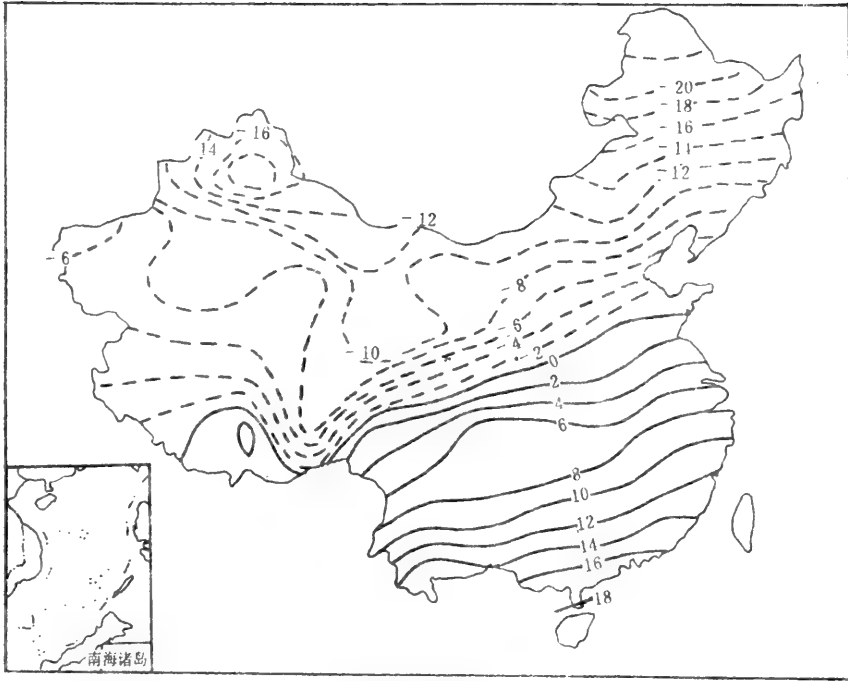


图 5 1×CO₂ 模式气候冬季的 SMSAT 分布(°C)
SMSAT of DJF 1×CO₂ model climate (°C)

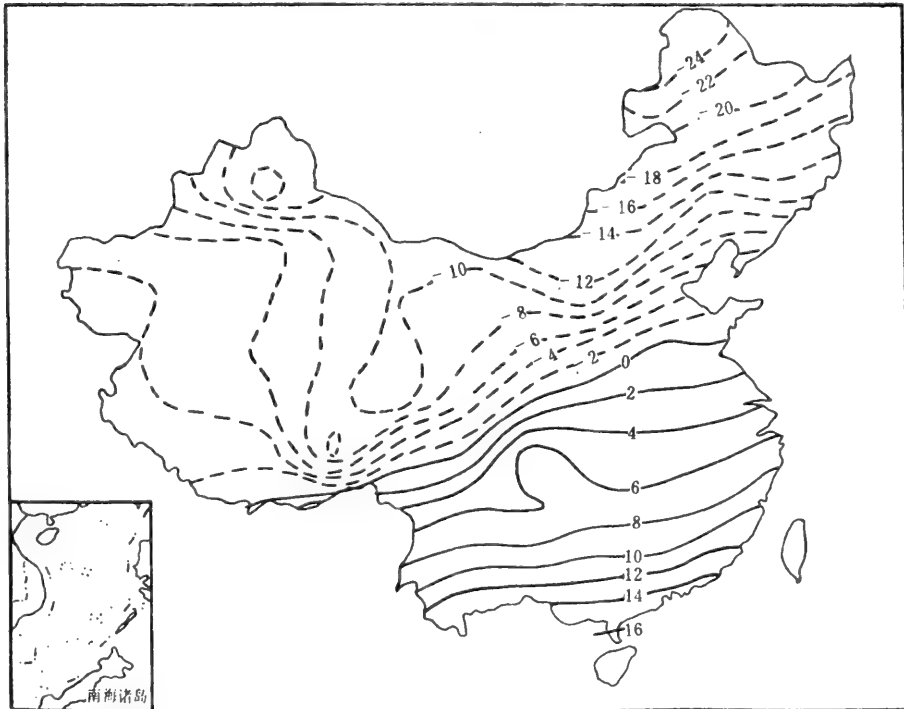


图 6 观测气候的冬季 SMSAT 分布(°C)
SMSAT of DJF of observed climate (°C)

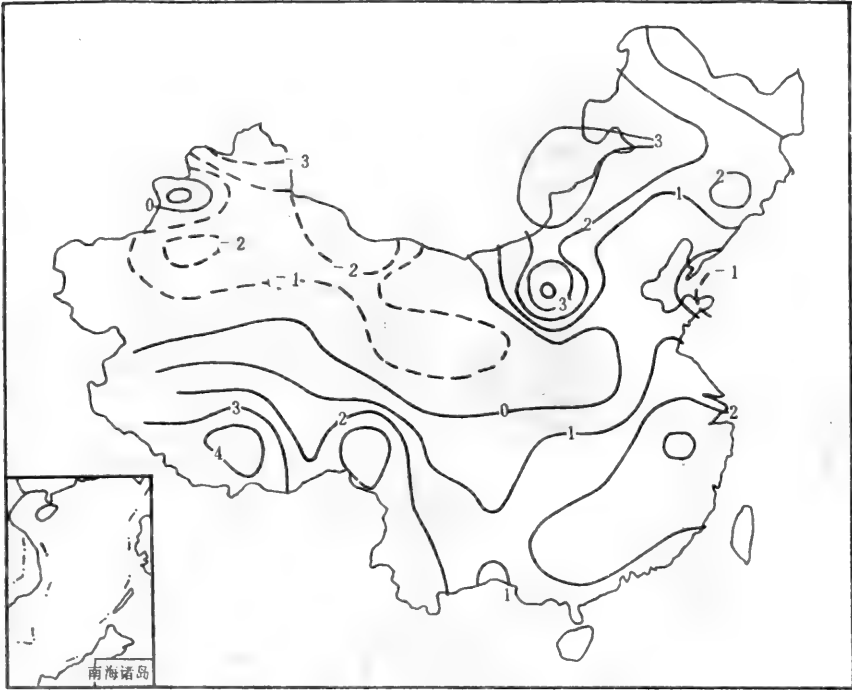


图7 冬季的DSMAT分布(°C)
DSMAT of DJF (°C)

2. 季节平均地面空气温度(SMSAT)

图5—16分别是四个季节的模式气候、现代观测气候的季节平均地面空气温度图和这两个气候之间的季节平均地面空气温度差值图。这里冬季为12、1、2月(DJF),春季为3、4、5月(MMA),夏季为6、7、8月(JJA),秋季为9、10、11月(SON)。由图可见,冬季的等温线形状对两种气候来说是很相近的,但是数值上有一些差别,特别是在新疆、西藏、云贵和甘肃、青海一带,最大的DSMAT值出现在西藏地区,为3—4°C左右。春季的等温线形状比较接近,数值有一些差别,从图8和图9看主要在西半部,图10表明DSMAT最大值出现在青海、西藏和四川交界一带,新疆南部也有一明显差值区,约2—3°C。夏季时,1×CO₂模式模拟得相当成功,图11、12等温线形状相似,数值差别不大,特别从图13中看出,除去川藏交界地带DSMAT偏高外,其他大部分地区的DSMAT在0—1°C之间,其中有很大一部分地区,如华北平原、长江中下游地区和华南地区DSMAT几乎接近于零。

秋季的模拟结果也比较令人满意,绝大部分地区的DSMAT都在0—1°C之间。和春季、夏季、冬季一样,在中国东半部地区,1×CO₂模式的模拟计算结果相当不错;而在中国西半部,秋季和夏季一样,除新疆南部、青川藏交界地带外结果也很好,一般DSMAT也都在0—1°C之间。

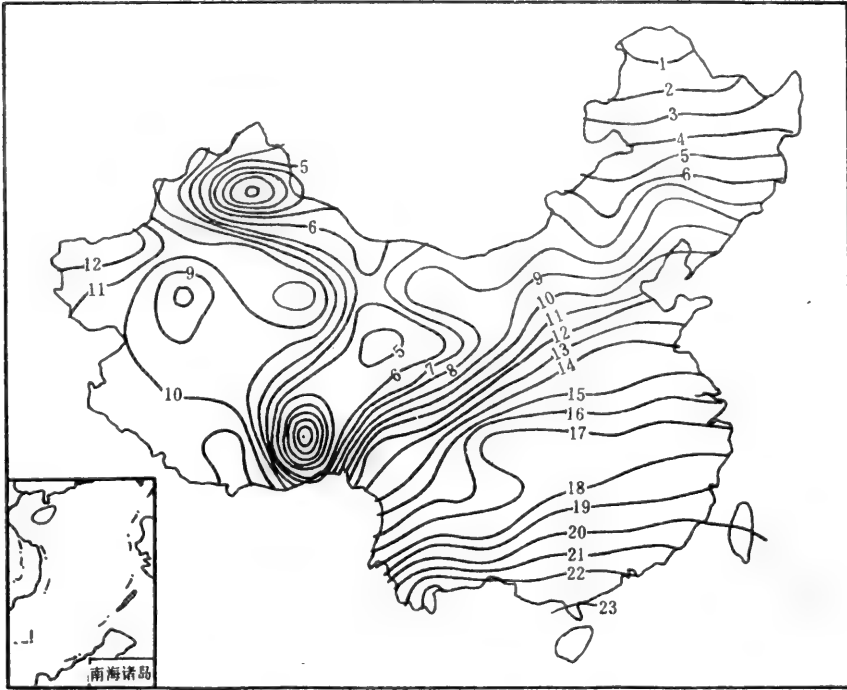


图8 1×CO₂ 模式气候春季 SMSAT 分布(°C)
SMSAT of MAM of 1×CO₂ model climate (°C)

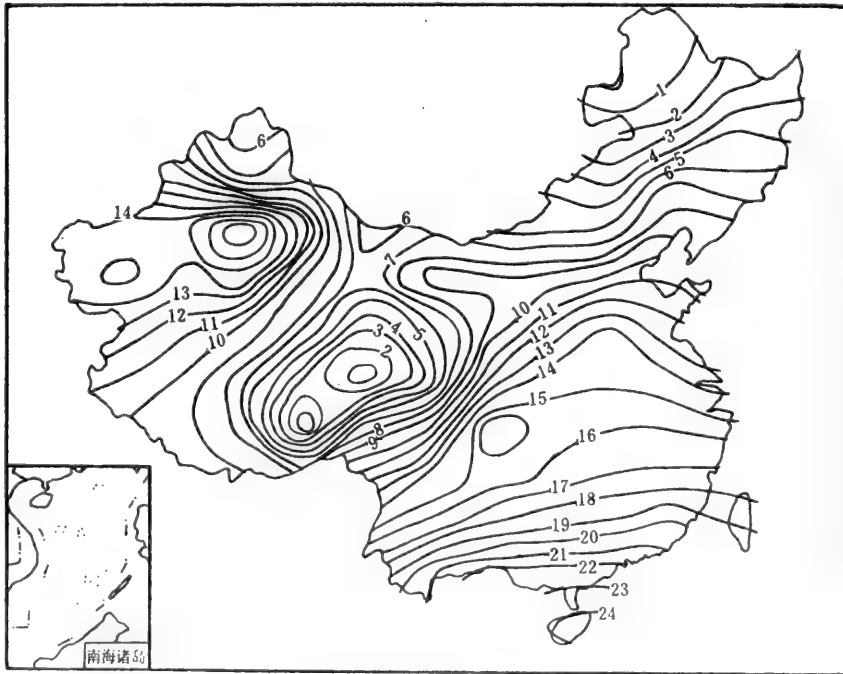


图9 观测气候春季 SMSAT 分布(°C)
SMSAT of MAM of observed model climate (°C)

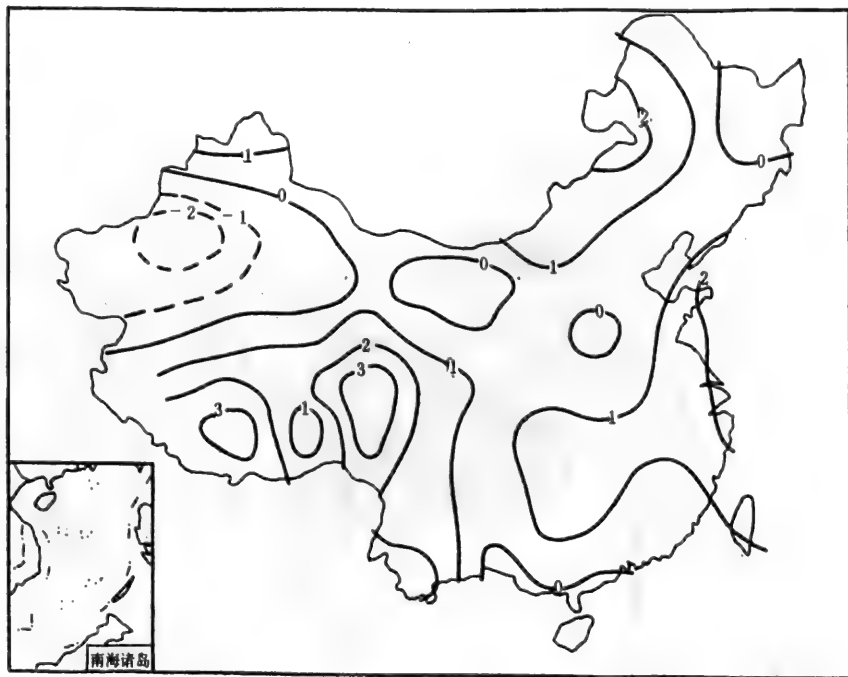


图 10 春季 DSMAT 分布(°C)
DSMAT of MAM (°C)

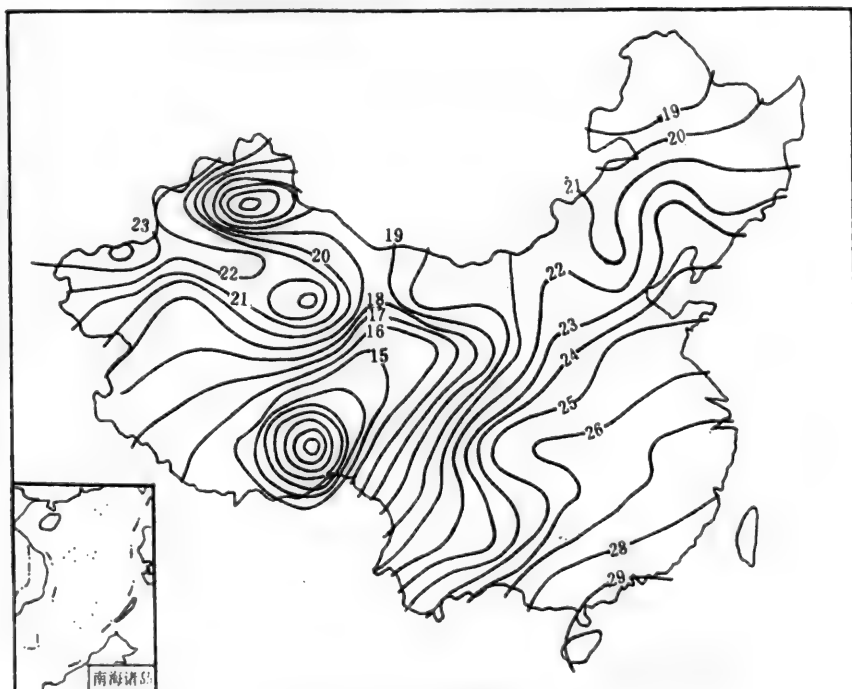


图 11 1×CO₂ 模式气候夏季 SMSAT 分布(°C)
SMSAT of JJA of 1×CO₂ model climate (°C)

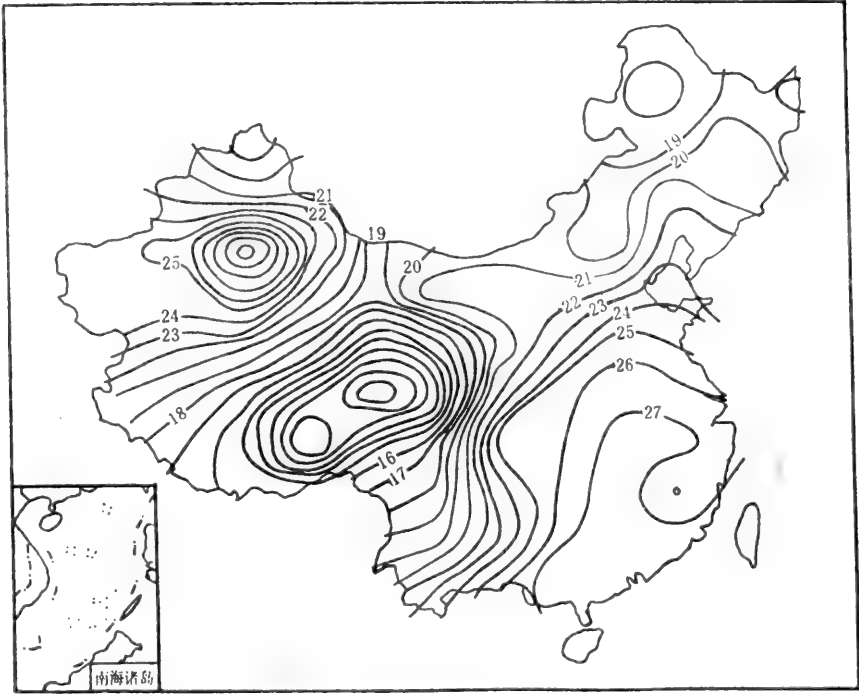


图 12 夏季观测气候的 SMSAT 分布(°C)
SMSAT of JJA of observed climate (°C)

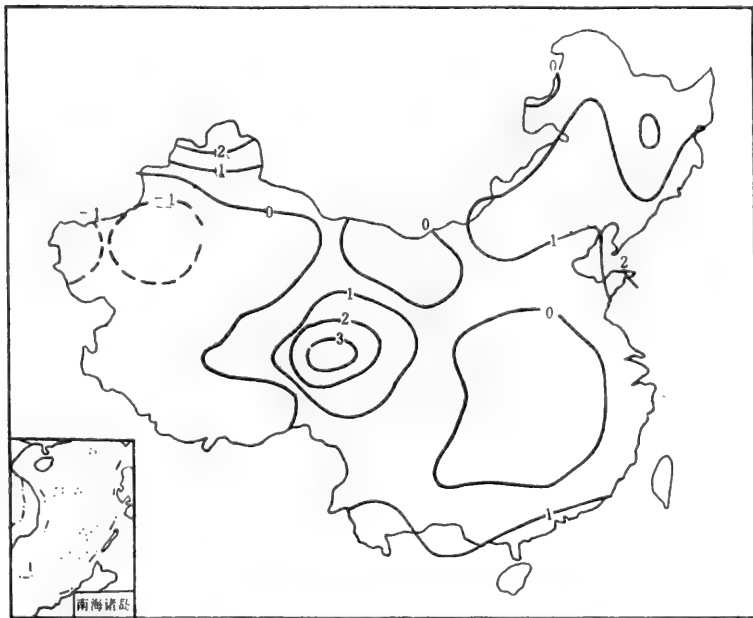


图 13 夏季 DSMAT 分布(°C)
DSMAT of JJA (°C)

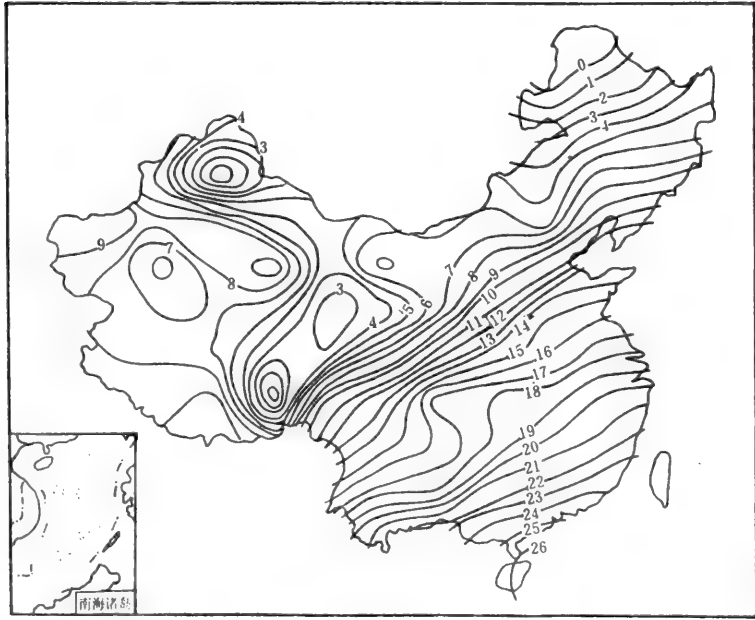


图 14 $1\times\text{CO}_2$ 模式气候秋季 SMSAT 分布($^{\circ}\text{C}$)
SMSAT of SON of $1\times\text{CO}_2$ model climate ($^{\circ}\text{C}$)

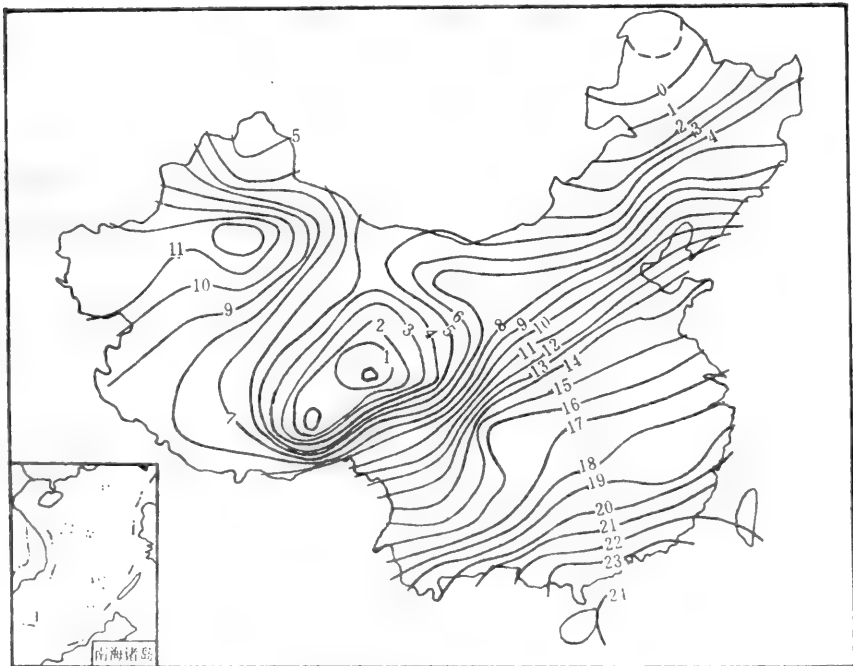


图 15 观测气候秋季 SMSAT 分布($^{\circ}\text{C}$)
SMSAT of SON of observed climate ($^{\circ}\text{C}$)

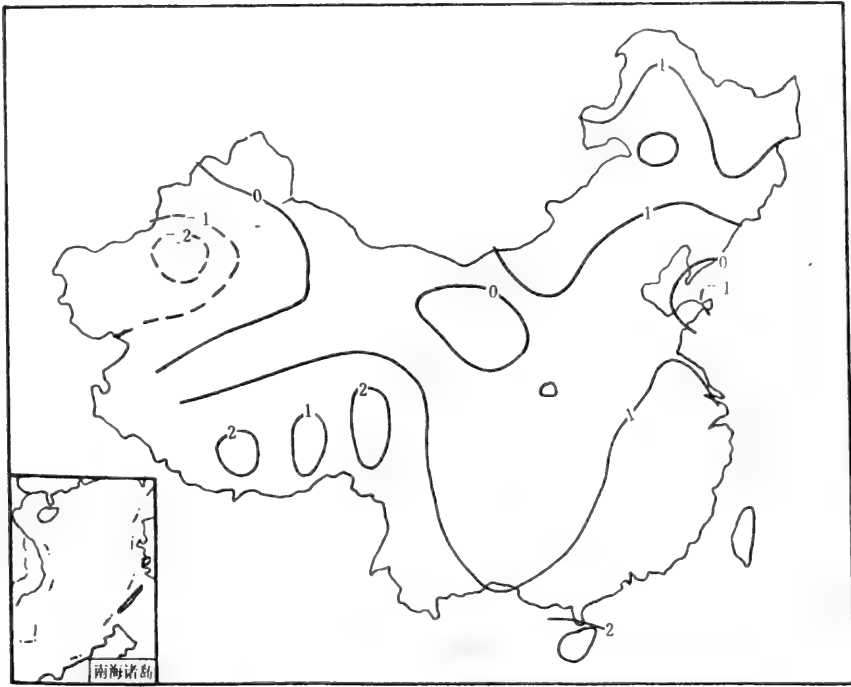


图 16 秋季 DSMAT 分布(°C)
DSMAT of SON (°C)

从图 2—16, 我们可以看到以下共同性结果:

(1) $1 \times \text{CO}_2$ 模式气候的计算结果总的说来是可以用来研究中国的温室增暖气候的, 与观测气候相比较还是接近的, 但是在新疆地区及青川藏交界地区, 无论是年平均气温还在季节平均气温与观测气候均有较大误差。

(2) $1 \times \text{CO}_2$ 模式气候的计算结果, 对于中国东半部地区观测气候来说是相当接近的, 无论对年平均气温, 还是对季节平均气温都是如此, 一般二种气候的温度在这个地区的差别都小于 1°C 。

(3) 就不同季节来说, $1 \times \text{CO}_2$ 模式气候模拟夏季观测气候最为成功, 依次为秋季和春季, 冬季模拟结果最差。我们计算的两种气候的季节平均地面空气温度的平均绝对误差 (223 个站) 春、夏、秋、冬分别为 1.08 、 1.16 、 1.26 和 1.85°C 。

五、结论与讨论

1. 将 GCM 模拟结果运用于区域气候的讨论或估计未来气候对区域经济诸领域影响的时, 首先要对模式模拟该区域气候的能力进行检验。

2. NCAR 的 CCM 模式模拟图中气候能力的检验 (以地面温度场为例) 方法是将 $1 \times \text{CO}_2$

模式气候与现代观测气候相比较。为了充分地利用现代观测气候资料进行检验,应该进行模式输出资料的计算整理,以克服由于格点过稀带来的精度不足问题。

3. $1 \times \text{CO}_2$ 模式气候的计算结果与观测气候相比,除在新疆和青川藏交界地区外,总的来说是比较一致的,特别是在中国的东半部是相当一致的。

4. $1 \times \text{CO}_2$ 模式气候计算结果模拟夏季中国地面空气温度场最为成功,依次为秋季、春季和冬季。两种气候的 SMSAT 的平均绝对误差(223 个站)按季节分别为 1.08、1.16、1.26 和 1.85 $^{\circ}\text{C}$ 。

GCM 格点资料的代表性问题是一个复杂问题,一些作者根据自己工作需要使用了不同的方法去处理^{[9][17]}。事实上,由于格点位置周围的自然条件千差万异,格点资料究竟代表多大范围的平均状况很难处理。我们对这个问题的出发点是:根据我们研究目的需要,绕开究竟代表多大范围的问题,认为格点处的模拟资料只代表该格点处的该要素状况。这个问题是 GCM 输出资料使用中是一个实际的又令人有兴趣的问题,是否应该根据研究目的采取不同处理方法,值得研究。

参 考 文 献

- [1] Lamb, H. H. : Climate History and the Future. VII, Methuen and Co. Ttd. London. (1977).
- [2] Washington, W. W. and G. A. Meehl; Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO_2 with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed layer ocean model. J. Geophysical Res., 89, 9475—9503. (1984).
- [3] Hansen, J., G. Russell, D. Rind, P. Stone, I. Fund, R. Ruedy, and J. Lerner; Climate sensitivity; Analysis of feedback mechanisms in climate processes and climate sensitivity, Geophys, Monogr. Ser., 20, 131—163. (1984).
- [4] Wetherald, R. T. and S. Manabe; An investigation of cloud cover change in response to thermal forcing, Climate Change, 8, 5—23. (1986).
- [5] Corby, G. A., A. Gilchrist and P. R. Rowntree; United Kingdom Meteorological Office five level general circulation model, Method in Computational Physics, 17, 67—110. (1977).
- [6] Houghton, J. T. : The Global Climate, Cambridge Univ. Press. (1984).
- [7] Bourke, W., B. McAvaney, K. Puri, and R. Thurling; Global modeling of atmospheric flow by spectral methods. Method in Computational Physics, 17, 267—324. (1977).
- [8] Cohen, S. J. ; Impacts of CO_2 —induced climatic change on water resources in the great lakes basin, Climate Change, 8, 135—153. (1986).
- [9] Wilks, D. S. : Estimating the consequences of CO_2 —induced climatic change on North American grain agriculture using general circulation model information. Climate Change, 13, 119—42. (1988).
- [10] Wilson, C. A., J. F. B. Mitchell; Simulated climate and CO_2 —induced climate change over western Europe. Climate Change, 10, 11—42. (1987).
- [11] Riebsame, W. E. : Adjusting water resources management to climate change. Climate Change, 13, 69—97. (1988).

- [12] McAvaney, B. J. , W. Bourke, and K. Puri: A global spectral model for simulation of the general circulation. *J. Atmos. Sci.* , 35, 1557—1582. (1978).
- [13] Manabe, S. , J. Smagorinsky, and R. F. Strickler: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Mon. Weather Rev.* , 93, 769—798. (1965).
- [14] Schlesinger, M. E. : Climate model simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide. *Rev. Geophysics*, 25, 760—798. (1987).
- [15] Pitcher, E. J. , R. C. Malone, C. Ramanathan, M. L. Blackman, K. Puri, and W. Bourke: January and July simulations with a spectral general circulation model. *J. Atmos. Sci.* , 40, 580—604. (1983).
- [16] Wang W.-C. and Zhang Y. : The surface air temperature in China during Mid—Holocene. (in press).
- [17] Rind, D. R. Goldberg and R. Ruedy, Change in climate variability in the 21st century, *Climate Change*, 14, 5—37. (1986).



Comparison of Surface Air Temperature in China Between GCM Model Climate and Observed Climate *

Zhang Yi

(Institute of Geography, Chinese Academy of Science)

Wei-chyung Wang

(ASRC, 100 Fuller Road SUNY at Albany, NY, 12205, U. S. A.)

Abstract

In the present study, we compare the observed surface air temperature in China with those simulated from the NCAR general circulation model. The results indicate that the model simulation is generally in agreement with the observations over the whole China, especially in eastern part of China. The model summer calculated temperature is in good agreement with that of observed respectively. The averaged differences in the seasonal mean temperature between model and observations during summer, autumn, winter and spring are 1.08°C, 1.16°C, 1.85 and 1.26°C respectively while the annual mean temperature difference is 1.12°C.

Key words: Model Climate Observed Climate Simulation

* This work is partial study of (Climate Change Induced by CO₂ Doubling) cooperated by CAS, China/DOE, USA.

收到期	94.1.15.
来源	赠送
书价	29.90
单据号	
开票日期	

26229

58.18

550

气候变化及其影响

1993

借者	还期	借者	还期
李	1993年4月5日		
	1993.6		

58.18

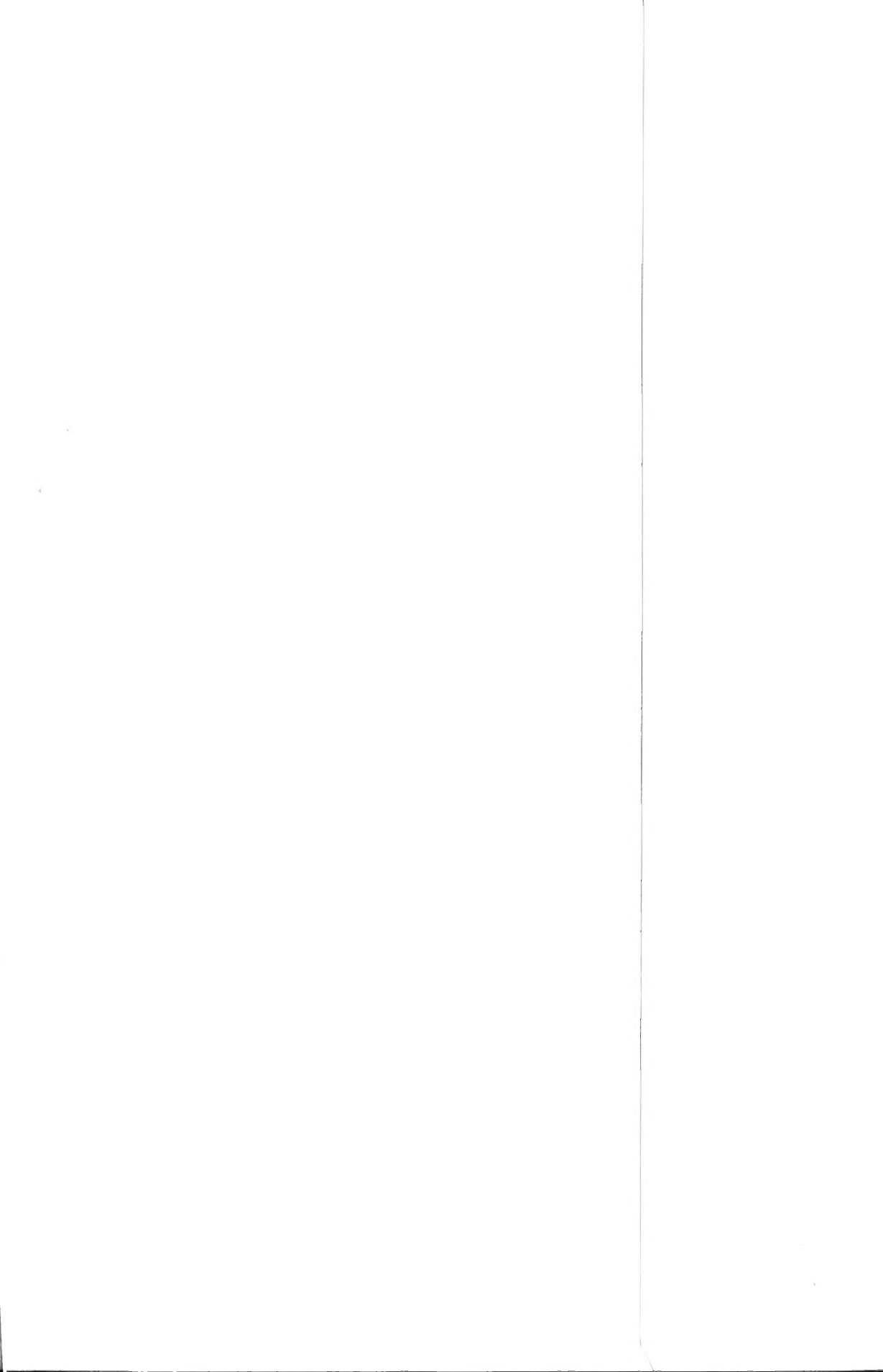
550

注 意

- 1 借书到期请即送还。
- 2 请勿在书上批改圈点，折角。
- 3 借去图书如有污损遗失等情形须照章赔偿。

26229

京卡 0701



ISBN 7-5029-1415-3/P·0608

定价： 29.90 元