

国家基础性重大关键项目

理论气候模式

黄建平 编著

气象出版社

理论气候模式

黄建平 编著

国家基础性重大关键项目
《气候动力学和气候预测理论的研究》
课题资助项目

气象出版社

(京) 新登字 046 号

内 容 提 要

本书根据近年关于理论气候的研究成果,较为细致地论述了几种最基本的理论气候模式。全书共十章,第一、二章是基础知识,包括气候系统的基本物理过程和方程组;第三至第八章讨论了辐射-对流模式、线性、非线性与耦合能量平衡模式,随机气候模式和纬向平均模式;最后两章介绍了相似-动力模式以及如何利用观测资料反演气候模式。

本书可供气候专业高年级学生、研究生作为教材或参考书,也可供从事气候科研业务及教学人员参考。

理论气候模式

黄建平 编著

责任编辑 殷 钰

* * *

气象出版社 出版

(北京海淀白石桥路 46 号 邮政编码: 100081)

北京昌平环球印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经售

* * *

开本: 787×1092 1/16 印张: 12 字数: 305 千字

1992 年 8 月第一版 1992 年 8 月第一次印刷

印数: 1—1200 定价: 8.40 元

ISBN 7-5029-1116-2/P·0532

前 言

近年来世界范围内各类气候灾害频繁,已经直接威胁着人类赖以生存的粮食、水和能源等基本条件的维持。因此,气候变化及其对环境的影响已成为当今世界普遍关心的最重要、最迫切的科学问题之一。

传统的气候学以统计分析和定性描述为主,而近代气候学研究的一个显著特点是朝着定量化发展。为了定量研究气候和气候变化,就必须建立气候模式。只有建立比较完善的、有坚实物理基础的气候模式,才能准确理解气候变化机制和进行气候预测。70年代以来,气候模式的研究发展很快,已先后建立了各种不同层次的模式。这些模式大体上可分为两类,一类是理论模式,或称之为机制模式,这种模式主要用来描述气候系统中的某种物理或化学过程,简单气候模式差不多都属于这类模式;另一类是模拟模式,主要是环流模式,它尽可能包含了所有重要的物理过程,因此能以显式的形式模拟气候变化。两类模式在发展过程中相辅相成,缺一不可。

自1989年起,作者在北京大学给研究生讲授动力气候学课程,本书即根据讲稿中有关理论气候模式的内容整理而成的。全书共十章,第一、二章是基础知识,包括气候系统的基本物理过程和方程组;第三至第八章讨论了辐射-对流模式、线性、非线性与耦合能量平衡模式、随机气候模式和纬向平均模式;最后两章介绍了相似-动力模式以及如何利用观测资料反演气候模式。考虑到我国学者首创的距平模式和地温模式在有关专著已有详细的讨论,本书不再述及。

作者力图通过本书对近年来国内外在理论气候模式方面的新进展作一全面的总结,以期能对关心这方面研究的科研人员起抛砖引玉的作用。但限于作者的学术水平,谬误不妥之处一定不少,切盼各方读者批评指正。

在写作过程中得到了王绍武、丑纪范两位教授的热情鼓励和有益帮助;美国得克萨斯A&M大学的G.R.North教授多次给作者寄来参考资料和他编写的有关能量平衡模式的讲义,第四、五章主要是参考他们的工作编写的;在撰写过程中还得到了林本达、尹宏、黄嘉佑和教研室许多老师的教益,以及王向东、衣育红同志的大力帮助。吴承富编写了第六章前三节的初稿,张玖良绘制了书中的附图。在此,作者向他们表示衷心感谢。作者还要特别感谢中国科学院大气物理研究所的曾庆存和郭裕福两位教授,在由曾庆存先生主持的国家基础性重大关键项目《气候动力学和气候预测理论的研究》课题的资助下,本书才得以出版。

黄建平

1992年6月1日

于北京大学

目 录

前言

第一章 气候系统的物理描述	(1)
1.1 气候系统的组成	(1)
1.2 气候的定义	(3)
1.3 气候变化的物理过程	(4)
1.4 气候系统对外部强迫的敏感性	(6)
1.5 气候演变的时空尺度	(7)
参考文献.....	(8)
第二章 气候系统的基本方程	(9)
2.1 大气运动方程组	(9)
2.2 海洋运动方程组	(11)
2.3 陆面过程的基本方程	(12)
2.4 海冰系统方程组	(14)
2.5 气候模式的分类	(18)
参考文献	(19)
第三章 辐射-对流模式	(21)
3.1 模式的基本原理	(21)
3.2 大气中辐射传输的基本特性	(23)
3.3 短波加热率和长波冷却率的计算	(27)
3.4 气候敏感性试验	(29)
3.5 辐射-对流-化学耦合模式	(32)
参考文献	(35)
第四章 能量平衡模式	(37)
4.1 零维模式	(37)
4.2 一维模式	(40)
4.3 Sellers 的一维模式	(44)
4.4 一维季变模式	(47)
4.5 二维模式	(48)
4.6 CO ₂ 加倍的敏感性试验	(53)
参考文献	(56)
第五章 非线性能量平衡模式	(58)
5.1 非线性零维模式	(58)
5.2 非线性一维模式	(61)
5.3 一维模式的稳定性分析	(65)
5.4 小冰盖不稳定	(70)
5.5 非线性季变模式	(71)

5.6 非线性二维季变模式	(74)
5.7 古气候模拟	(77)
参考文献	(81)
第六章 耦合能量平衡模式	(82)
6.1 盒式耦合模式	(82)
6.2 扩散耦合模式	(85)
6.3 上翻-扩散耦合模式	(89)
6.4 水平二维上翻-扩散耦合模式	(100)
6.5 耦合能量平衡模式存在的问题	(107)
参考文献	(107)
第七章 随机气候模式	(109)
7.1 朗芝万方程	(109)
7.2 随机气候模式的建立	(110)
7.3 海气耦合随机气候模式	(112)
7.4 随机气候反馈模式	(119)
7.5 随机能量平衡模式	(124)
7.6 一种设想	(129)
参考文献	(130)
第八章 纬向平均动力模式	(132)
8.1 纬向平均模式在气候模拟中的作用	(132)
8.2 纬向平均模式的设计	(133)
8.3 气候平均场的模拟	(143)
8.4 气候敏感性试验	(149)
参考文献	(150)
第九章 相似-动力季节预报模式	(152)
9.1 长期预报为什么要动力和统计相结合	(152)
9.2 环流异常的时空特征与模式设计	(155)
9.3 相似-动力模式的基本原理	(161)
9.4 相似-动力模式的建立	(163)
9.5 模式的数值求解	(164)
9.6 季节预报试验结果	(169)
9.7 模式存在的问题和改进	(176)
参考文献	(176)
第十章 利用观测资料反演气候模式	(179)
10.1 问题的提出	(179)
10.2 基本的反演方法	(179)
10.3 Lorenz 系统的反演	(181)
10.4 一个简单的非线性气候模式的反演	(183)
10.5 进一步的讨论	(184)
参考文献	(184)

THEORETICAL CLIMATE MODEL

Edited by Huang Jianping

CONTENTS

Preface	
Chapter 1 Physical Description of the Climate System	(1)
1.1 Climate system components	(1)
1.2 Definition of climate	(3)
1.3 Physical processes of climate change	(4)
1.4 Climate sensitivity for external forcing	(6)
1.5 Time and space scale of climate evolution	(7)
References	(8)
Chapter 2 Basic Equations of Climate System	(9)
2.1 Equations for atmospheric motion	(9)
2.2 Equations for ocean motion	(11)
2.3 Basic equations for surface processes	(12)
2.4 Equations for sea ice system	(14)
2.5 Classification of climate model	(18)
References	(19)
Chapter 3 Radiative–Convective Model	(21)
3.1 Basic principles of model	(21)
3.2 Basic characteristic of atmospheric radiation transport	(23)
3.3 The calculation of short wave heating / long wave cooling	(27)
3.4 Climate sensitivity experiments	(29)
3.5 Radiative–convective–chemistry coupled model	(32)
References	(35)
Chapter 4 Energy Balance Model	(37)
4.1 Zero–dimensional model	(37)
4.2 One–dimensional model	(40)
4.3 Sellers’s one dimensional model	(44)
4.4 One–dimensional season model	(47)
4.5 Two–dimensional model	(48)
4.6 Climate sensitivity experiments for CO ₂ doubling	(53)
References	(56)
Chapter 5 Nonlinear Energy Balance Model	(58)
5.1 Nonlinear zero–dimensional model	(58)
5.2 Nonlinear one–dimensional model	(61)
5.3 Stability of one–dimensional model	(65)

5.4 Small ice cap instability	(70)
5.5 Nonlinear one-dimensional seasonal model	(71)
5.6 Nonlinear two-dimensional seasonal model	(74)
5.7 Paleoclimate modeling	(77)
References	(81)
Chapter 6 Coupled Energy Balance Model	(82)
6.1 Box coupled model	(82)
6.2 Diffusion coupled model	(85)
6.3 Upwelling-diffusion coupled model	(89)
6.4 Horizontal two-dimension upwelling-diffusion coupled model	(100)
6.5 The problems of the coupled model	(107)
References	(107)
Chapter 7 Stochastic Climate Model	(109)
7.1 Langevin's equation	(109)
7.2 Formulation of the stochastic climate model	(110)
7.3 Atmospheric-ocean coupled stochastic climate model	(112)
7.4 Stochastic climate feedback model	(119)
7.5 Stochastic energy balance model	(124)
7.6 An imagine for future model	(129)
References	(130)
Chapter 8 Zonally-Averaged Dynamical Models	(132)
8.1 Zonally-averaged models in the climatic modeling.....	(132)
8.2 Design of zonally-averaged models	(133)
8.3 Simulations of climate mean field	(143)
8.4 Climate sensitivity experiments	(149)
References	(150)
Chapter 9 Analogy-Dynamical Seasonal Prediction Model	(152)
9.1 Why need for a combination of dynamic and statistical approaches on long-range forecasting	(152)
9.2 Temporal and spatial features of circulation anomaly and the design of the model	(155)
9.3 Basic principles of the analogy-dynamic model	(161)
9.4 Formulation of the model	(163)
9.5 Numerical solution of the model	(164)
9.6 Seasonal prediction experiments	(169)
9.7 The problems of the model and future development	(176)
References	(176)
Chapter 10 Inversion of a Climate Model from the Observation	(179)
10.1 The problem advanced	(179)
10.2 Basic inversion method.....	(179)
10.3 Inversion of Lorenz system	(181)
10.4 Inversion of a simple nonlinear climate model	(183)
10.5 Further analysis.....	(184)
References	(184)

第一章 气候系统的物理描述

70 年代以来, 世界气候灾害频繁, 使 22 个国家, 二亿五千万人口遭受本世纪以来最严重的粮食危机。估计亚、非两洲在当时有 50 万人死于饥饿。1982-1983 年的厄尼诺事件带来的干旱、洪水、低温等气候灾害造成的世界经济总损失约二百亿美元。

另一方面, 人类活动对气候的影响, 例如, 工业化带来的大量化石燃料所产生的 CO_2 和其它温室气体含量的增加的气候效应; 过度开垦、森林砍伐和过度放牧破坏自然植被, 在干旱条件下加速了沙漠化进程。据估计, 世界范围的干旱和沙漠化趋势, 频繁发生的各类气象灾害已经直接威胁着人类赖以生存的粮食、水和能源等基本条件的维持。

因此, 寻找全球气候变化的规律, 研究其变化的原因, 探索气候预报的方法, 对未来的气候趋势提出科学的估计, 成为世界各国政府和人民关注的实际问题。另一方面, 由于现代科学技术的发展, 人类对自然界的探测技术和处理资料的手段有了很大的进步。卫星观测技术的发展, 有可能取得研究气候形成和变化所不可缺少的全球资料, 特别是关于冰雪、海洋状态、云量、气溶胶和二氧化碳等非常规观测资料。高速计算机的出现及伴随着的数值天气预报和大气数值模拟试验的发展, 有了客观地定量的研究气候的形成和变化的可能。于是气候科学受到了前所未有的重视, 成为当前世界普遍关心的最重要、最迫切的科学问题之一^[1]。

然而, 气候变化是一个非常复杂的物理问题。为了定量研究气候变化, 就必须建立数值模式。在气候研究中, 数值模拟将会起到主要作用, 因为只有通过这一途径才有希望进一步了解气候的基本控制作用, 才有希望了解气候变化的原因及这些原因是自然的或是人类活动的结果。在我们着手建立气候模式之前首先应该了解气候系统的一些基本概念和物理过程, 下面分别予以介绍。

1.1 气候系统的组成

“气候系统”的概念是在 70 年代才提出来的。原先只是把海洋、冰雪等作为影响气候的因素考虑。现在人们越来越认识到研究气候的成因和变化机理必须考虑大气圈同水圈、冰雪圈、岩石圈、生物圈之间的相互影响和相互作用。如: 大气运动的根本能源是太阳辐射。但大气直接吸收的太阳辐射能仅占到达大气上界辐射能的 19%, 大部分太阳辐射能 (约 51%) 是被地表吸收后, 再通过感热通量, 潜热通量和辐射通量方式供给大气的。这些通量受近地层大气状态、地表的状况 (如海洋、陆地、植被、冰雪) 及其热力特性等所控制。

所谓“气候系统”就是指大气圈同水圈、冰雪圈、岩石圈、生物圈之间相互作用的整体。其示意图如图 1.1 所示。

大气是由地球上空的各种气体组成, 它是气候系统中最可变的。覆盖整个地球的

大气，质量约 5.3×10^{15} 吨，空气的比热是 $1 \times 10^3 (\text{J} / \text{kgK})$ ，它的整个热容量为 $5.32 \times 10^{15} \text{MJ} / \text{K}$ 。地球大气的成分以氮、氧、氩为主，它们占大气总体积的 99.96%。其它气体含量甚微，有二氧化碳、氦、氖、氫、甲烷、臭氧、水汽等。大气中的水汽来自江河、湖泊和海洋表面的蒸发，植物的蒸腾，以及其它含水物质的蒸发。在夏季湿热处（如高温的洋面或森林），大气中水汽含量的体积比可达 4%，而冬季干寒处（如极地）则低于 0.01%。水汽随着大气温度发生相变，成云致雨，成为淡水的主要资源。水的相变和水文循环过程不仅把大气圈同水圈、岩石圈、生物圈紧密地联系在一起，而且对大气运动的能量转换和变化有重要影响。大气中的二氧化碳含量受植物的光合作用、动物的呼吸作用、含碳物质的燃烧以及海水对二氧化碳的吸收作用的影响。在工业发展，化石燃料（如煤、石油、天然气）燃量增加、森林覆盖面积减少的情况下，已观测到二氧化碳含量与年俱增。大气中本来没有或极少存在的如甲烷、一氧化二氮等气体，由于人类活动的影响，近年来它们的含量也急剧增加，这些有温室效应气体含量的变化对大气温度有何影响，将引起何种气候变化，已成为气候研究的一个前沿课题。大气由于热惯性较小，它对外界热量变化的特征响应时间或热力适应时间，估计为一个月。也就是说，大气依靠将热量向垂直方向和水平方向输送，可以在一个月左右的时间内调整到一定的温度分布。

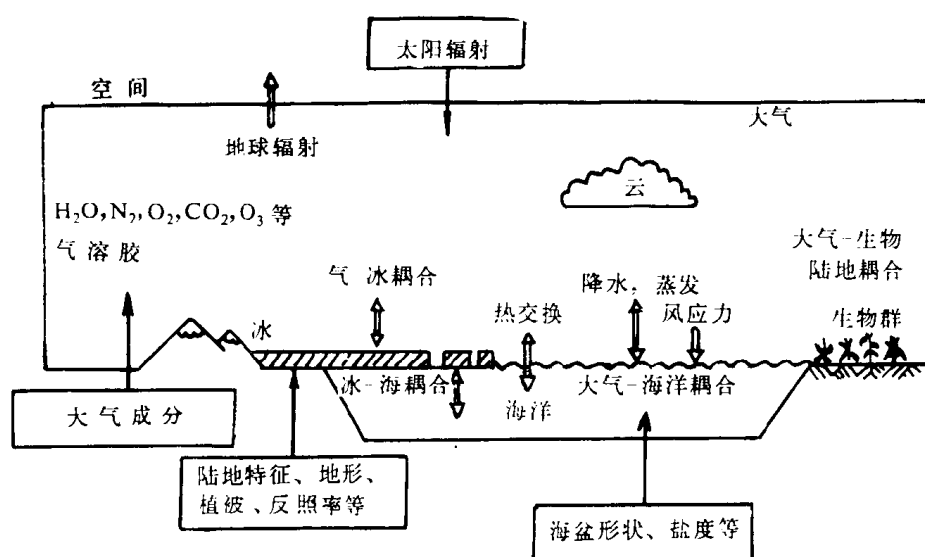


图 1.1 气候系统示意图（引自 National Academy of Science, 1975）

海洋是由世界各大洋和邻近海区内的咸水组成。全球海洋总面积约 3.6 亿平方公里，约占地表总面积的 71%，相当于陆地面积的 2.5 倍。世界海洋每年约有 50.5 万立方公里的海水在太阳辐射作用下被蒸发，向大气供应 87.5% 的水汽。每年从陆地上被蒸发的淡水仅有 7.2 万立方公里，约占大气中水汽总量的 12.5%。从海洋或陆地蒸发的水汽上升凝结后，又作为雨或雪降落到海洋和陆地上。陆地上每年约有 4.7 万立方公里的水在重力作用下，或沿地面注入河流，或渗入土壤形成地下水，最终注入海洋，从而构成了地球上周而复始的水文循环。海水的蒸发既是物质状态的转化，也是能量状态的转化。在同一纬度上，由于海陆反射率的固有差异，海面单位面积所吸收的太阳辐射能约比陆地多 25—

50%。因此，全球海洋表层海水的年平均温度要比全球陆地上的平均温度约高 10°C 。由于太阳辐射能在地球表面上分布的固有差异，赤道附近水温显著地高于高纬度海区，因此在海洋中导致暖流从赤道流向高纬度，寒流从高纬度流向赤道的大尺度循环。从而引起能量的重新分布，使得赤道地区和两极的气候不致过分悬殊。海洋中温度有季节变化的平均厚度为 240 米的海洋上层。其质量为 8.7×10^{16} 吨，热容量为 $36.45 \times 10^{16} \text{MJ/K}$ 。陆地活动层的平均厚度只有 10 米，质量是 3×10^{15} 吨，其热容量只有 $2.38 \times 10^{15} \text{MJ/K}$ 。大气：海洋活动层：陆地活动层，按质量是 1：16.4：0.55，按热容量是 1：68.5：0.45。可见，无论从力学和热力效应看，在气候系统中海洋有最大的惯性。它是一个巨大的能量贮存库。

冰雪圈是由全世界的冰体和积雪所组成，其中包括大陆冰源、高山冰川，海冰和地面雪被等。可分为季节性和永久性冰雪覆盖两大类。冰雪覆盖在地球热平衡中起着重要作用。海洋-大气相互作用和气候演变，可以通过海平面高度和冰川体积的变化显示出来。地质研究表明，在地球最近所经历的 10 亿年中，地球表面的水量是近似恒定的。由此可以推知，假若现在冰川全部融化则海平面将升高约 60 米。这对人类无疑是一大灾难。事实上，在地质时期中，曾出现过大陆冰川发展和融化的多次交替，每次交替都影响地球的气候、大气环流和水文循环，引起生物的大调整。据地质学和古地理学的考察，在第四纪最大的冰期中，冰川的体积三倍于现代冰川，海平面则平均低于现代海平面 130 米，露出了大部分大陆架。基于这些观测事实，目前对地球气候长期变异过程已建立多种“冰川-海洋-大气”系统相互作用的模型，并从数值上模拟出接近观测事实的结果。这种模拟结果大体同根据更新世地质、古地理资料复原的气候演变相符。

岩石圈由许多陆块组成，包括岩石、土壤及地球表面的沉积物。地表面与大气之间的摩擦作用是大气动能的汇。对短波辐射来说，地表反射率是个很重要的参数，土壤含水量对反射率及蒸发有着明显的影响。地球表面是对于气候具有重要意义的空中悬浮微粒的主要源地。而土壤反过来又会随着气候和植物状况而变化。

生物圈主要包括陆地和海洋中的各种植物、动物和人类本身。这些生物要素对气候很敏感，反之也可影响气候。生物圈在大气和海洋的 CO_2 收支中、在气溶胶的产生中以及在其它的气体 and 盐粒成分的有关化学平衡中都起着重要作用。

可见为了弄清产生地球气候及其变化的机制，我们面临的是一个非常复杂的物理系统，大体上将其分为上述五个组成部分。每个这些组成部分都具有十分不同的物理性质，并通过各种各样的物理过程同其它部分联系起来，它们共同决定某一地区的气候特征。

1.2 气候的定义

一般认为，气候是“地球上某一地区多年间大气的一般状态。它既反映平均情况，也反映极端情况，是多年间各种天气过程的综合表现。气象要素的各种统计量是表述气候的基本依据”^[2]（《中国大百科全书：大气科学》581 页）。然而这个直观的概念并不十分精确，在给出气候的定义时需要足够精确，以便能作为气候理论的基础。

首先我们要明确气候理论在本质上是概率。各种气候过程都是作为多元随机过程来处

理,而这些过程的统计特性则是气候研究的课题。例如我们说某某地区有一个平均的槽或脊,并不意味着该地区天天都有槽或脊出现,只不过是经常出现罢了。

此外,统计量是对多长时间进行的?时间长度不同,天气的统计特征也不同,于是气候这个概念隐含着—个时间长度作为基础。即使对某一确定的时间长度,气候的稳定性仅仅是相对于天气而言的。根据研究和地质学考证的结果,现在人们知道,不仅几十年或几百年的平均气候有显著差异,而且几万年乃至上亿年的平均气候状态也存在着变化,这种气候变化的幅度甚至更大。既然如此,有的气象文献把一个月或一个季度的天气的统计特征也称为气候,这样一来,气候是逐年变化的。为了取得—致,世界气象组织将表现气候状态的基本时段规定为30年。各个基本时段之间大气平均值等统计量的差异称为现代气候变化。每个基本时段内的气候振动称为气候变率^[1]。

1.3 气候变化的物理过程

1.3.1 内部反馈

在气候系统内部的各种变量之间通过各种物理过程所发生的相互作用,从定性上按其不同性质,可以分为正反馈过程和负反馈过程。某变量A发生了变化,这种改变通过某种物理过程使B发生变化,如B产生的变化反过来使A的变化进一步增大,这种反馈被称为正反馈。如B产生的变化反过来使A的变化受到抑制就被称为负反馈。

正反馈的一个著名例子是极冰-反照率-温度的正反馈机制。当气温发生大范围下降时,极冰覆盖面积会增大,而由于冰面反照率比地面或海面大得多,致使对太阳辐射的吸收面积减少,从而进一步降低温度。水汽含量-红外逸出辐射-温度也是一种正反馈,地面增温使水汽增加,由于水汽在红外区不透明性,就形成地面辐射毯,使地面增温。二氧化碳-海洋-大气之间的正反馈将物理系统和生物化学系统联系起来。大气中由于燃烧矿物等造成二氧化碳含量的增加,由于温室效应可以导致低层大气温度上升,反过来导致海面水温增高,增加海水的垂直稳定度,从而降低了海洋吸收大气中二氧化碳的能力,又使大气中二氧化碳进一步增加。

气候系统中研究得较多的负反馈过程有云-辐射反馈。地面增温会导致水汽含量增加,从而可以预计到云量增加。云的增加又会减少到达地面的日辐射,从而使地面降温。蒸发量大-水面温度低-蒸发小。赤道极地间温差大-热量输送大-赤道极地间温差小(任何输送过程实质上都是负反馈过程)等等。

气候系统之所以能够出现较大的变化是并且也只能是某些正反馈机制造成的。正反馈机制是不稳定因素。但气候系统并不永远处于一种不稳定的状态中,这是因为从整体上说负反馈机制要占优势。任何正反馈机制都必然会在某一阶段由于受到其它负反馈机制而被抵消。整个气候系统中相互作用和反馈是极复杂的。不能孤立的考虑一个过程。我们现在所知道的气候系统的总体稳定性是由内部各种过程所决定。然而我们对气候系统的内部调节机制了解得很少,尤其是定量方面。在气候模式中包含这种机制是理论气候学的重要课题之一^[3]。

1.3.2 外部强迫

由于气候系统是一个强迫耗散的开放系统，它的每一个组成部分都需要不断吸收外界能量才能维持其稳定状态。太阳辐射就是气候系统不断发生变化的最主要的能量来源，它的微小变化都会对气候产生显著的影响。此外，天文因子，如地球轨道参数，火山灰和人类活动等都是影响气候变化的外部因子。但是，内部因子和外部因子的差别并不是绝对的，随着不同的问题，不同的时间尺度而可以相互转化。例如，海洋的内部温度在较短的时间尺度的问题中，可以看作是一种外部因子，但对于较长的时间尺度来说，它必须作为一种内部因子加以考虑。大气中的 CO_2 含量，在一般的数值模式中是作为一个常数的外部因子来加以考虑的，但是对一个目的在于计算 CO_2 与海洋之间反馈的模式中，就必须把它看作内部因子。

内部因子在数值模式中是作为一个变量而出现的，外部因子则作为一个参数出现。过多的内部因子将会使方程的求解过程复杂化，而如果不恰当地把内部因子当作外部因子来处理，则会歪曲问题的本质，忽略掉某些重要的反馈机制，因而影响结论的精确性，甚至根本影响其正确性^[4]。

1.3.3 全球热量平衡

全球热量平衡是气候系统基本物理过程之一。这种平衡是由包括大气、云、地表之间的辐射传输等大量反馈过程来维持的。全年平均情况如图 1.2 所示。这是根据常规资料和卫星观测资料综合分析计算的结果^[5]。

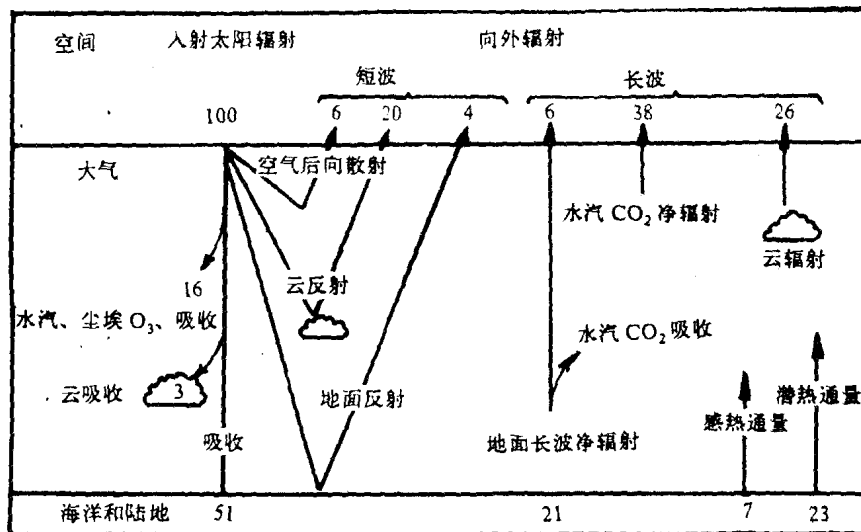


图 1.2 全球年平均热量示意图 (引自 National Academy of Science, 1975)

如果把到达大气上界的太阳辐射能当作 100% 的话，那么，被反射回太空的 30% 太阳短波辐射和 70% 的射出长波辐射正好与之相平衡。其中云反射了 20%，大气反射了 6%，下垫面反射了 4%，余下的被大气 (O_3 ，水汽等吸收 16%，云吸收 3%) 和下垫面 (51%) 所吸收，并转化为各种形式的能量，绝大部分变成热能。大气获得热量的四种方

式中, 最多的是潜热 (23%), 其次是直接吸收太阳短波辐射 (19%), 吸收下垫面放射的长波辐射 (15%), 和以感热方式从下垫面获得的热量 (7%)。然而当大气的吸收和散射性质改变时 (如火山爆发时喷射的火山灰, CO_2 等), 上述各种过程的相对重要性也随之而改变。因此, 在设计气候模式时, 那些过程可以省略, 那些不能省略需要认真考虑, 只有当我们经过省略的研究所得的答案和实际的结果符合时, 才能认为这个省略是正确的。

1.4 气候系统对外部强迫的敏感性

我们曾强调气候概念本身是依赖于所考虑的时间尺度的, 气候系统的外部因子和内部因子的区分也是依赖于所考虑的时间尺度的。但这是就我们对问题的处理而言的, 并不意味着不存在客观的区分。事实上, 气候系统的外因乃是该系统的边界条件和基本物理结构, 而内因则与各种物理过程之间的非线性相互作用有关。外因的变化是不受气候系统状况影响的, 如: 地球轨道参数, 太阳辐照度的强度, 由于人类活动而进入大气中的二氧化碳, 臭氧和气溶胶等。内因的变化则是不能与气候系统状况分开的。

人们已经知道即使外因固定不变, 各种时间尺度的气候仍然是变化的, 这是非线性相互作用的结果。这样一来我们能够把气候变化的原因分为两类——外因和内因。当给定外因变化时, 气候状况会有何改变? 由于没有完整的包括气候系统内部实际存在的众多的相互作用的数值模式, 不能够严格讨论这个问题。在这种不得已的情况下, 我们采取简化的办法来讨论, 只考虑某一个因子的变化, 它所引起的众多相互作用的物理过程中只考虑某些物理过程。这就叫做敏感性的研究。

现在研究得最多的是气候变化对空气中 CO_2 含量加倍的敏感性。过去二十多年中, 许多不同的大气环流模式和海—气耦合模式都做了 CO_2 加倍的敏感性数值试验, 对大气 CO_2 浓度加倍的气候效应进行了数值模拟^[6]。结果虽差别较大, 但可以给出一个大致范围。概括起来是: CO_2 浓度加倍将使全球地表温度上升 $1.5\text{—}4.5^\circ\text{C}$, 对流层温度上升, 平流层温度下降。赤道和极地的温差随 CO_2 的增加而减小, 冰盖纬度随 CO_2 增加而提高。对于降水, 无论冬夏热带地区均有增加, 但分区时则有增有减。由于气温升高使海冰变暖和膨胀, 海平面将比现在上升 20—140 厘米。如果考虑极地冰雪的融化, 可能升高更多。

但是 CO_2 浓度增加对气候究竟有多大影响, 还很难用实际资料来检验。因为即使 CO_2 浓度不变, 气候也还是在变化的, 即所谓自然变化, 直到现在可能自然变化仍然占着优势。但由于经济的迅速发展, 人类活动对气候的影响会越来越大, 可能和自然变率相当。人类活动除了使大气成分改变而影响气候外, 世界范围内无节制的森林砍伐和半干旱地带过度的开垦和放牧使地表特性的改变也将对气候产生影响。这是敏感性研究的又一问题。

1975 年 Charney 提出了“生物—地球物理反馈”, 认为反照率增加将造成大气进一步辐射降温, 因而下沉加强, 降水减少。用大气环流模式作了反射率变化的敏感性试验, 证实了给半干旱地区以更高的反照率时, 局部降水确实减少了。但问题并不这样简单, 当地面是湿润时, 蒸散需与反照率和地表温度同时变化, 还要考虑云量变化, 现在资料太

少，模式太粗，对撒哈拉干旱成因，目前还是一个有争议的问题。

敏感性研究另一个热门课题是对太阳常数变化的敏感性。由于太阳是地球上气候系统的主要来源。所以，很容易理解太阳辐射的变化可能是气候变化的原因。研究表明，气候系统对太阳辐射的微小变化很敏感。1969年 Budyko 和 Sellers 用他们各自提出的能量平衡模式得出一个“骇人听闻”的结果：若太阳常数比现在的值减小 1%，则相应的下垫面温度下降 1.5°C 。太阳常数减小 2%，即可导致又一次冰河期的到来。目前大气环流模式作的试验结果是太阳常数变化 1% 大约相当地球表面温度变化 $1-2^{\circ}\text{C}$ 。不过由于模式难以考虑海洋中热量储存和传输，云量又是固定的，对温度的变化的估计可能偏高。这一问题有待进一步研究。

以上仅列举了敏感性研究的几个例子，这方面的研究还很多，如大陆漂移，火山爆发，核冬天等等，我们将在以后的章节里介绍。

1.5 气候演变的时空尺度

气候系统的性状在空间上是不均匀的，在时间上是不断变化的。空间不均匀性的尺度从全球（水平范围 10^4km ，垂直范围 10km ）一直到非常小的大气海洋中的微湍流和土壤中的不规则结构。设最小尺度为 1mm 左右的话，气候系统将有约 10^{27} 个格点，如用 10 个场来描述，则气候系统将有 10^{28} 自由度。这样描述显然是不可能的。我们只可能个别地描述大尺度的不均匀性，对小尺度的不均匀性，只能统计地描述。湍流、对流、凝结和辐射过程都包含小尺度的过程，在气候模式的研究中对这些小尺度过程的处理有两种观点。一是采用大尺度变量来描述这些小尺度过程对大尺度变化的统计效应，即所谓的参数化。另一种观点是把这些小尺度过程作为随机强迫加以考虑，由此发展出了随机气候模式。

气候系统的性状不仅在空间上具有多种尺度，在时间变化上也是多频的，多层次的，像海岸线具有大大小小的弯曲一样。在研究其演变规律而设计气候模式时，必须首先认定研究的是何种尺度的现象。因此，气候模拟实质上是对应不同时空尺度的物理过程分别建立不同等级的模式。世界上没有严格不变的东西，如果把数百万年的时间压缩到几秒钟来看，则静静的群山就会象波浪一样起伏不定。同理对所研究的时间尺度相比变化缓慢得多的性状，可以看作是不变的，因而是已知的。对该现象的数值模式而言，这些已知的性状被称为外部因子，他们不受气候变化的影响。内部因子则是指气候系统内部的各种反馈作用，它们将引起气候的振荡变化。这种区分是随所考虑的时间尺度而变的。从物理上说只有气候系统以外的过程，如太阳常数和地球轨道参数等，可以说是不受内部因子影响而是受外部因子影响。从气候模拟的研究来说，通常对季节尺度把大气视为仅有的内部因子，海洋、冰和陆地表面的性状全部当作给定的已知边界条件，处理成外部因子。对年际变率则把大气和海洋均视为内部因子。对更长的时间尺度，则把冰和陆表面的性状也视作可变部分。于是针对不同的时空尺度建立了多种气候模式，包括各个子系统间的耦合模式。在讨论这些模式之前，我们先介绍这些模式的数学基础——气候系统的基本方程。

参 考 文 献

- [1] 程麟生、丑纪范, 大气数值模拟, 气象出版社, 38—68 (1991)。
- [2] 中国大百科全书: 大气科学、海洋科学、水文科学, 中国大百科全书出版社, (1987)。
- [3] 曹鸿兴, 动力气候学概论, 陕西气象专刊, (1988)。
- [4] 施永年, 动力气候学, 南京大学气象系讲义, (1981)。
- [5] National Academy of Science, Understanding climatic change, Report of the panel on climatic variation of the U.S. Committee for GARP, National Academy of Science, Washington, D.C., (1975) .
- [6] Washington, W.M.等, 马淑芬等译, 三维气候模拟引论, 气象出版社, (1981)。

第二章 气候系统的基本方程

由于气候系统其性状在空间上是不均匀的，在时间上是不断变化的，于是可用 1 组 4 个变量的函数（其中 3 个空间变量，1 个时间变量）来描述。根据物理规律的统一性，物理现象总是受着物理规律支配的，用数学的语言将这些规律表述出来，就得到描述该系统性状的函数所应满足的方程。系统所处的环境状况则被表述为方程的边界条件，系统的历史状况则体现在初始条件中^[1]。下面分别给出大气、海洋、陆面过程和海冰系统的基本方程组，这些方程组几乎包含了气候系统所有尺度，在建立气候模式时，要根据所研究的对象，对这些方程进行各种各样的简化，2.5 节讨论了这种简化的基本原则。

2.1 大气运动方程组

$$\frac{du}{dt} - \frac{uv}{r} \tan \varphi + \frac{uw}{r} = -\frac{1}{\rho r \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + f v - \hat{f} w + F_\lambda \quad (2.1)$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{u^2}{r} \tan \varphi + \frac{vw}{r} = -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \varphi} - f u + F_\varphi \quad (2.2)$$

$$\frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \hat{f} u + F_z \quad (2.3)$$

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \left(\frac{1}{r \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + \frac{\partial w}{\partial r} - \frac{v}{r} \tan \varphi + \frac{2w}{r} \right) = 0 \quad (2.4)$$

$$p = \rho R T \quad (2.5)$$

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = Q \quad (2.6)$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{\rho} M + E \quad (2.7)$$

其中

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial}{\partial \varphi} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

$$f = 2\Omega \sin \varphi$$

$$\hat{f} = 2\Omega \cos \varphi$$

这里使用的符号是一般大气动力学中经常使用的符号： λ 、 φ 和 z 是球坐标的经度、纬度； $z=r-a$ ， r 是与地心的距离， a 是地球半径； u 、 v 、 w 是沿 λ 、 φ 和 z 轴的速度分量； F_λ 、 F_φ 、 F_z 是沿 λ 、 φ 和 z 轴的摩擦力， t 是时间； ρ 是密度， p 是气压； g 是重力加速度； q 是比湿， M 是由于凝结或冻结造成的单位体积水汽的时间变率。 E 是每单位体积水汽含量的时间变率，它是由表面蒸发和大气中次网格尺度的垂直和水平水汽扩散所引起的； Ω 是地球旋转角速度。