长期天气预报基础

王绍武 赵宗慈 编著

上海科学技术出版社

长期天气预报基础

王绍武　赵宗慈　编著

上海科学技术出版社

内 容 提 要

本书较全面、系统地介绍了长期天气预报的基础及适合于我国实际情况的一些长期天气预报方法。其中有些是作者本人的科研成果。前三章讲述了长期天气预报的历史及长期天气预报的环流背景。从第四章到第七章则着重从长期天气变化的原因来进行分析，包括目前广泛公认的长期天气变化原因：海温、太阳活动及冰雪，也包括当前人们还注意不多的两个半球之间的大气环流与气候的相互影响及相互联系。第八、第九章主要讲我国当前应用的预报方法，如大气环流及大尺度天气异常的预报，灾害性天气预报等。最后一章为气候变化，着重讲了近代气候变化，并介绍了超长期预报方法。

本书还附有参考文献。

本书除了供气象工作者及气象科研人员参考外，还可作为大专院校气象专业的教材。农业、海洋、水文等专业亦可参考。

前　言

长期天气预报与农业生产关系密切，并可在水利、交通等多方面为国家建设服务。我国自中央气象台到县气象站从事长期预报的工作人员很多。但是，由于问题的复杂，当前我国广泛应用的还是综合方法，即对根据不同原理、不同方法制做的预报进行综合。因此，现在的介绍也是综合性的。

为了简略，本书中仅附有少量参考文献，但凡采用其他作者的图表，无论国内还是国外一律注明作者及年代，未注明的则是本书作者绘制的。另外，书中也引用了不少其他作者的观点，对比较重要的内容也注明作者及发表的年代。对所有作者无论直接引用或未注明出处的许多工作，我们表示深切感谢。书中缺点，错误之处，请读者、原作者指正。

目　录

前言
第一章　序言……1
§1.1 长期天气预报历史的回顾……1
§1.2 长期天气预报历史上的几个重要派别……3
§1.3 长期天气过程的特点及形成因子……9
§1.4 我国长期天气预报的发展……15
第二章　大气环流与气候的平均状况……17
§2.1 全球大气环流……17
§2.2 大气环流的季节变化……28
§2.3 世界气候带……34
§2.4 中国气候区……38
第三章　大气环流与气候振动……42
§3.1 准两年周期……42
§3.2 低纬大气环流的振动……49
§3.3 近30年来大气环流与我国气候的变化……54
第四章　海气相互作用与长期预报……61
§4.1 概况……61
§4.2 大气与海洋的相互作用……63
§4.3 海洋与大气的韵律……67
§4.4 海温在长期预报中的作用……72
第五章　太阳活动与长期预报……78
§5.1 太阳活动……78
§5.2 大气环流和气候与太阳活动的关系……90
§5.3 利用太阳活动做长期预报……97
第六章　冰雪覆盖与长期预报……102
§6.1 全球冰雪概况……102
§6.2 冰雪与大气的相互作用……107
第七章　两个半球间的相互作用与长期预报……116
§7.1 概况……116
§7.2 冬半球环流对夏半球热带气旋的影响……122
§7.3 冬半球环流对夏半球降水的影响……125
第八章　我国的长期天气预报……131
§8.1 概述……131
§8.2 大气环流的长期预报……133
§8.3 我国降水的长期预报……145

闻新宇于2016年4月扫描全书

§8.4 我国气温和冷空气活动的长期预报 …… 148
第九章 灾害天气的长期预报 …… 153
§9.1 副高的长期预报 …… 153
§9.2 梅雨的长期预报 …… 158
§9.3 台风的长期预报 …… 163
§9.4 寒露风的长期预报 …… 168
§9.5 冷害的长期预报 …… 171
第十章 气候变化 …… 178
§10.1 气候变化的尺度 …… 178
§10.2 历史时期的气候变化 …… 181
§10.3 近代的气候变化 …… 190
§10.4 人类活动对气候的影响 …… 195
§10.5 超长期预报的可能性 …… 198

第一章 序 言

长期天气预报是气象科学为国民经济及国防建设服务的重要项目。一般把一个月或更长时间的预报称为长期预报。这种预报对农业、水利工程、建设规划尤其重要。近30年来我国遭遇到许多严重的灾害。1954年长江流域发生了近百年未有的大洪水；1959年—1961年又连续三年严重干旱；1963年、1975年北方大暴雨成灾。80年代初期长江流域又多次出现洪涝。因此，旱涝的预报自我国1958年建立长期天气预报业务以来，至今始终是长期天气预报的重点。然而，在1957、1964、1969年东北相继出现夏季低温之后，1972年、1976年又发生了严重的夏季冷害。一个严重冷夏能使一个省的粮食损失十亿斤以上，这大大地影响了我国的农业增产计划。因此夏季冷害已成为长期天气预报的另一个重要课题。此外，早稻育秧期的连阴雨，对双季稻有巨大影响的寒露风，也都是重要的预报对象。大水库的调度需要长期的及超长期(即几年的)的降水预报。青藏公路的建设，要求百年的温度预报。随着四化建设的需要，对超长期天气预报的要求也愈来愈迫切。总之，要完成我国四化建设的宏伟目标，尤其发展农业，长期天气预报是十分重要的。

然而，长期天气预报也是一门十分年青的科学。西方国家虽然较早地开始了系统的研究，但其历史也不超过数十年。况且，预见未来一个月到几个月、甚至几年的天气是一个十分复杂而困难的课题。因此我们现在还不能提供一个既比较完整而又客观的预报程序，同时能保证有一定的准确率。因而本书综合介绍各种不同的方法，不同的观点。这些方法所根据的原理彼此间也许有很大不同，但现在还无法完全统一。有鉴于此，我们认为，稍微详细一点介绍一下世界各国长期预报发展的过程，与今天达到的成绩，对我们是有益的。

§1.1 长期天气预报历史的回顾

世界上长期天气预报的发展大致上可分为三个阶段：上世纪末到本世纪20年代，本世纪50年代之前与50年代之后。

第一个阶段，其特点是用简单的统计方法寻找不同要素之间的关系。当时相关系数几乎就是唯一可用的工具。研究的对象一般比较单纯，往往只考虑某一个因子。例如Визе及Brooks分析极冰之多寡对后期欧洲天气的影响。Clayton 及Abbot研究太阳黑子及太阳辐射与天气变化的关系。MoEwen 及Gorton 注意到海水温度与雨量的关系。目前长期天气预报所考虑的因子那时几乎都有过一些研究。但可惜这些工作大多只从单因子出发，同时又多限于利用相关寻求简单的预报关系，对这些因子如何影响长期天气的物理过程，则认识很不够。然而这一阶段的研究是很重要的，为今天长期天气预报打下了基础。这一段时期最大的成就可以说是 Walker 的世界三大涛动的工作。他广泛研究了大气活动中心与世界气候的关系，详细情况将在下节介绍。

从本世纪初到50年代可以视为发展的第二个阶段。这阶段的特点是根据天气过程的发

展来做预报，有时也被称为天气学方法。这期间最有成就的是苏联的Мульгановский，简称穆氏学派。另一个是美国的Namias，因美国无其它学派足以与Namias抗衡，所以亦可称为美国学派。这两派虽然都注重天气过程的分析，但特点完全不同。穆氏学派是以逐日天气图为基础，划分天气阶段（称之为自然天气周期），长期预报则以某些特定的天气周期的变化规律为依据，如韵律与位相。美国学派以平均环流为主要预报对象，考虑大气长波的特点，用统计方法做月平均环流的预报，然后再根据环流形势的发展预报长期天气。此外苏联、德国、日本还有一些学派，其中 Вангенгейм（简称万氏学派）的环流型研究对以后苏联的长期预报影响较大。

这一阶段的长期天气预报工作，充分利用了历史天气图，对长期天气过程有了较多的注意，与第一个阶段有很大不同，这也是一个很大的进步。但同时又屏弃了实际上对长期天气过程很重要的一些因子如海温、太阳辐射、极冰等。因此，第二个阶段中尽管美、苏两国都用了大量的人力进行研究并做实际的预报，但取得的成就不大。不过经过几十年的尝试，人们对长期天气过程增进了认识，另外从思想上摆脱了单纯依靠某个因子预报的束缚，这对发展一个有充分物理依据，又考虑天气过程演变的长期预报方法也是很重要的。

50年代之后，长期预报逐步进入第三阶段。因为第二阶段的天气学方法往往只是短期预报的外延，美国的统计预报方法也没有充分反映长期天气过程的特点。所以人们又返回来考虑影响长期天气变化的物理因子，如海温、太阳辐射、极冰等。不过这时由于有了第二阶段的经验，因此，人们不再象第一阶段那样只把海温、太阳辐射等当成预报因子单独使用，而是力求认识长期天气过程发展的特点，以及各种物理因子在长期天气过程中的作用。所以，形式上看，似乎又回到几十年之前所用的因子，但实际上考虑的角度以及预报方法都有了比较大的变化。

自50年代初到目前的大约30年中，科学技术有了很大的进步，气象科学本身也有了很大的发展，这对长期预报也是很大的促进。扼要地讲，有四个方面的变化：

1. *电子计算机的应用及概率论与数理统计的进步* 50年代以来，电子计算机工业有了迅速的发展，广泛使用大型集成电路的快速电子计算机。使过去许多难以设想的工作，今天能在几分钟至几十分钟之内由电子计算机来完成。由于有了大型快速电子计算机，数理统计的研究也进展迅速。例如，由于电子计算机可完成手工几乎不能做的求高次矩阵的特征根，特征向量的计算工作，经验正交函数，或称之主分量分析，今天已在长期预报工作中普遍应用。而在电子计算机问世之前，这自然是不可能的。

2. *积累了长期天气变化因子的实测资料* 北大西洋及北太平洋海温已有了30年以上的系统观测，有固定点及网格点的记录。由于卫星的观测，对过去了解很少的印度洋、南太平洋、南大西洋也逐渐有了一定认识。极冰及积雪也有了十几年的卫星观测。此外，如直接太阳辐射、大气中气溶胶都有了相当的资料。虽然这些因子的序列还较短，但已给长期预报提供了良好条件。

3. *对大气环流状况进行了系统的研究* 几十年来，特别在第二次世界大战之后，各国逐渐整理编绘了各种月平均环流图。如果说本世纪初 Walker 还不得不应用许多单站资料来进行计算，但到当前海平面气压图已有一百年以上的连续序列。例如英国气象局在日常预报中就应用这样的序列找相似，Lamb 甚至对欧洲北大西洋等地区把这序列向前延长到二百五十年。日本在日常预报中应用的500毫巴月平均图最早开始于1946年，联邦德国开始

于1949年，我国开始于1951年，而美国则应用1942年以来的700毫巴月平均图。

此外，西柏林大学在Scherhag的主持下，自国际地球物理年（1957—1958年）之后陆续出版了平流层天气图。50毫巴、30毫巴、10毫巴的逐日及月平均图，目前已有二十多年的连续序列，甚至还对一些月份绘制了1毫巴及0.1毫巴图。这对丰富大气环流的知识做出了巨大贡献。

美国气象学会1972年出版了"南半球气象"一书，使我们对全球大气环流加深了了解。

大尺度大气环流是长期天气预报的重要基础，因此大气环流实际知识的积累也对长期天气预报有很大促进。

4. 数值预报与数值实验的进展　大约在60年代及70年代初，大部分数值预报工作者还集中研究短期预报。以后逐渐转向中期预报，目前长期数值预报已提上日程。按Lorenz的定义，长期数值预报又分为两类，第一类长期数值预报是指类似于短期数值预报一样，报出一个又一个的大气状态的连续发展，这类工作目前还仅仅是开始。第二类长期数值预报是指只求平衡状态，而不管发展如何，这也就是模拟气候变化，现在大量的数值实验就是这种性质的工作。通过改变模式中的某些参数，或改变某些初始条件，与未经改变的对比，找出不同因子可能造成的大气环流变化。这类工作也有时称为敏感性实验。

数值实验大大增进了人们对各种物理因子在长期天气变化中作用的认识。虽然最终的目的是建立日常的第一类长期数值预报，但第二类数值预报的工作即使对当前的长期预报工作也是很重要的。

§1.2　长期天气预报历史上的几个重要派别

如上所述，当前长期预报较之几十年前已经有了比较大的进展。本世纪前半期人们所应用的分析方法，现在已不再使用了，或者有了较大的改进。但是，今天的成就是建立在过去多年广大长期预报工作者辛勤劳动的基础之上。因此把过去的一些主要方法及观点做些稍微详细的介绍是必要的，我们由此可以进一步了解长期天气预报发展的进程。

一、世界三大涛动

Walker 的主要贡献是把大气活动中心与世界气候联系起来，提出了三大涛动的概念[1]。但他的工作也不是完全独创的。早在上一世纪末Meinardus 就提出了大气活动中心的概念。Raymond 甚至在1890年曾写了一本关于大气活动中心的小册子。不少作者发现大气活动中心之间有一定联系。1878年 Hoffteyer 最早指出北大西洋冰岛低压与亚速尔高压有关。后来Petersen（1896年）及Hann（1904年）计算了相关系数，证实这两个大气活动中心的气压变化之间确实有关系，当冰岛低压较平常为深时，亚速尔高压较平时为强。Meinardus（1898年，1905年），Hildebrandsson（1897—1914年），Hellond-Hansen及Nansen（1917年）研究了这两个活动中心对欧洲及美洲天气的影响。他们发现，当冰岛与亚速尔群岛之间气压差大时，墨西哥湾流及拉布拉多寒流均增强，因而西北欧及美国东南部因受强暖流影响冬季温度特别高，同时为寒流控制的加拿大东岸及格陵兰西岸却非常寒冷。当两个活动中心气压差小时，情况相反。Hildebrandsson还将研究活动中心的范围推广到全球。这两个方面的发现，即大气活动中心之间的密切关系，以及大气活动中心对气候的影响给Walker的世界天气研究打下了基础。

Walker 在印度气象局工作时于1924—1937年发表了六篇世界天气的文章。所谓世界天气，指世界上广大地区、不同台站的气象要素之间有同时与非同时的联系。同时的关系是指大气活动中心与温度、降水的关系，其联系形式即世界三大涛动。非同时联系则可据以做预报。印度季风降水预报多年来就是这样制做的。

三大涛动即北大西洋涛动(N.A.O.)、北太平洋涛动(N.P.O.)与南方涛动(S.O.)，每个涛动基本上包括两个大气活动中心。组成北大西洋涛动的是冰岛低压与亚速尔高压；组成北太平洋涛动的是阿留申低压与夏威夷高压亦称北太平洋高压；南方涛动则主要包括南太平洋高压与南印度洋高压。每个涛动系统中两个活动中心彼此消长，当一个气压高时，另一气压低。从今天的大气环流知识来看，北大西洋涛动与北太平洋涛动基本上相当这两个地区中纬度西风强度。例如北大西洋涛动强时，即冰岛气压低，亚速尔气压高，南北气压梯度增加，大致反映高指数环流的情况。涛动弱时，冰岛气压偏高，亚速尔气压下降，南北气压梯度减小，相当于低指数环流。但是南方涛动则是反映太平洋气压升高时，印度洋气压降低；太平洋气压下降时，印度洋气压上升。近十余年人们注意到赤道太平洋的纬向环流即所谓Walker环流，与南方涛动有密切关系。这在第四章还要讲到。

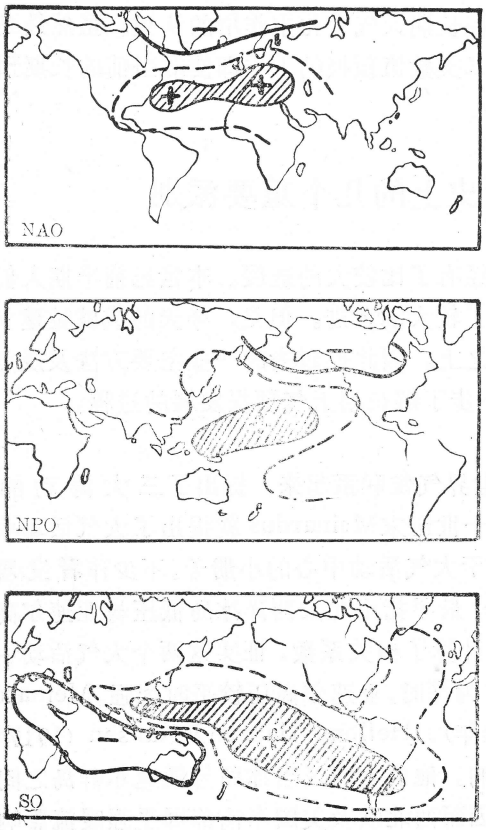


图 1.1 三大涛动与同时海平面气压的相关系数分布，相关>0.5的地区用斜线划出，相关<-0.5的地区用实线勾出虚线为相关零线（据Montgomery 1940改绘）

图1.1 给出三大涛动与同时海平面气压的相关系数分布。可以很清楚地看到，每个涛动与气压的相关有一块正区与一块负区。大致上就是两个活动中心的范围。指出大气环流与气候的长期变化中有这样三大系统是创造性的，至今仍有重大意义。可能也就是在此基础上，Walker 才为利用南美气压做为预报印度降水的一个因子找到一定的物理依据。在30年代涂长望研究了世界三大涛动与我国天气的关系[2]，发现南方涛动对我国长期天气影响尤为显著。近年来这方面工作发展很快。因此，应该说三大涛动的研究今天仍不失其巨大的现实意义。不过也应该看到，涛动并没有包括地球上所有地区。我们想至少有三个地区也是比较重要的，而三大涛动并未涉及，这就是：1.欧亚大陆，青藏高原及其积雪显然对长期天气很重要。2.北极地区、高纬的积雪和极冰也有很大作用。3.南极大陆。那里有全球最深厚的冰盖。这三个地区从长期天气过程的物理性质来看需要加以考虑。因此，我们设想也许地球上不只有三个涛动系统，而可能有四个、五个或更多的涛动系统。如能对这些涛动系统的形成及演变加以研究，对长期天气预报将是非常有益的。

二、自然天气季节、韵律与位相

穆氏学派自1922年夏季开始做个别区域的长期预报及一般性季节预报，1933年正式发布一个月的环流形势演变及天气特点预报。其预报依据主要有三个方面：自然天气季节、韵律及位相[3]。

这一学派特别重视反气旋活动，反气旋活动集中的路径称之为轴。根据轴的变化把一年分为五个季节：春、夏、秋、前冬及冬。由于是根据天气特征（轴）来划分季节，所以每年各季节的起迄日期经常变化。因此，称之为自然天气季节。后来Пагава又将夏季分为初夏与盛夏，这样一年就有了六个季节。50年代杨鉴初等吸收了穆氏学派的经验，根据500毫巴环流型的特征，研究了东亚的自然天气季节[4]，亦将一年划分为六个季节：盛夏、秋及前冬各约2个月，后冬与春最长，各约2个半月，初夏最短，1个月稍多。表1.1给出东亚的自然季节与欧洲的自然季节以便比较。这样划分季节从天气过程发展的角度看有许多优点，它不同于日期固定的天文季节，也不同于根据某些气象要素划定的气候季节，能反映天气过程的特点，因此对认识一个地区的长期天气过程是比较方便的。但是从预报角度看，应用自然天气季节做预报又有许多困难。首先，预报中增加了不确定的因素：自然季节起、止日期。其次，由于各年各季节日期不固定，不便做年际的比较。所以从分析角度看，自然天气季节有许多优点，但从预报角度看则又有不少问题。

表 1.1　东亚与欧洲的自然天气季节（杨鉴初等，1963；Пагава1949）

季节	东亚			欧洲		
	起始	终止	长度(天)	起始	终止	长度(天)
春	3月 20日	6月 1日	74	3月 13日	5月 8日	57
初夏	6月 2日	7月 9日	38	5月 9日	6月 28日	51
盛夏	7月 10日	9月 8日	61	6月 29日	8月 21日	55
秋	9月 9日	11月 7日	60	8月 22日	10月 14日	53
前冬	11月 8日	1月 5日	59	10月 15日	12月 20日	67
后冬	1月 6日	3月 19日	73	12月 21日	3月 12日	82

穆氏长期天气过程预报的另一个重要依据就是韵律。韵律的原始定义是：当出现开端过程*时，如150天（或90天）前的天气过程的气压场符号（即高低压分布）与开端过程相似，并且也是特征超极地过程，则150天（或90天）之后的天气过程的气压场符号与开端过程相反。类似这样的规律还有一些。经Пагава及Блюмина等研究，总结为7条规则（表1.2），表中+表示相似，－表示相反，×表示不确定，/表示不相似也不相反。即如韵律为5个月（150天）韵律，则在75天左右的天气过程有时也有一定的关系。但是，由于韵律开端过程限制较严，所以，一个月之内不一定能遇到几次韵律过程。因此，在制做长期天气过程的预报时还应用相似。即根据自然季节总的特征及韵律所反映的天气过程，从历史资料中找相似年，用以作预报参考。韵律本身的预报准确率还是比较高的，一般能达到65—80%之间。

* 所谓特征超极地过程指欧洲地面反气旋自东北向西南或自北向南运动，并且2天之内不减弱的天气过程，用↙表示，以此为韵律的开始时，称为开端过程，用*表示。

表 1.2　超极地过程的韵律活动[3]

规则	开端过程之前		开端过程	开端过程之后	
	150±2天 90±2天	75±2天 45±2天		75±2天 45±2天	150±2天 90±2天
1	−	+	⊛	+	⊛
2	/	+	⊛	−	+
3	/	−	⊛	⊛	+
4	+	−	⊛	×	/
5	+	−	⊛	×	/
6	⊛	+	⊛	×	−
7	⊛	−	⊛	×	−

杨鉴初等（1963年）分析了东亚自然天气周期的环流型，以每一种为开端，普查到几十条韵律规则，并且发现韵律与季节有密切关系。最初的试验表明有一定效果，但后来发现韵律规律本身有长期变化，50年代的韵律与60年代有所不同，而与30年代则有若干相似之处。可惜这工作未能继续。今天我国广大台站所用之韵律则与此不同，这在下面第四章还要谈到。

穆氏学派长期预报的第三个主要工具为位相。所谓位相指一段时间内长期天气过程有一定的发展顺序，例如一个月左右分为5—6个阶段，每个阶段称为一个位相，如第1位相，第2位相……。每个位相有一定的天气特征，经过几个位相，发展成一种有利于形成某种天气现象的天气形势，如雨凇，雷雨期，暖前冬与冷前冬等。由于第一个位相预示着未来天气现象的出现，称之为警告位相，如雨凇警告位相等，不过能形成位相的天气过程并不多。换句话说，人们并没有能对许多各种各样的天气过程象雨凇位相一样，揭示其发展规律。所以，虽然从原则上讲，位相是长期预报的一个重要工具，但并不能经常在预报中发挥其作用。

鉴于以上情况，苏联穆氏学派的长期预报中，对自然季节的预报还有一系列的考虑，其中最主要的有2个方面：季节开始的预报及季节异常的预报。研究表明，冬季开始的天气形势经常有某些相似之处。而且特别重要的是，在冬季开始前一个月左右，经常出现一种有固定特征的天气过程。也就是说，这些天气过程往往预示着一个月之后冬季将开始，因此有重要的预报意义。此外，在每个自然天气季节中，轴的特征一致，即大部份天气过程有类似的特征，但是也经常有一些天气过程与该季节总的特征不一致。而这些过程又往往与下一个季节的特征有某些相似，这也可以在做季节预报时参考。

异常季节的预报亦可分为两方面，一是利用前一个季节，另一个是利用季节内天气过程准稳定性。例如研究表明，冷的冬季之前的前冬与暖的冬季之前的前冬天气过程的特点有较大差异，因此可用以预报未来的冬季的总的特征。同时，因为在自然天气季节内，天气过程有一定的稳定性。所以每个季节开始的自然天气周期* 的温度距平与本季节的温度距平有67%同符号，初夏与秋季最好可达73%，前冬与冬较差，然而也有62%及64%同符号。所以一旦自然天气季节开始，亦可据此估计本季节的特征。

* 即天气过程特征一致的一段时期，在欧洲多为5～7天，在东亚为3～5天。

穆氏学派的这些研究对揭示长期天气过程是有贡献的，但问题在于不够定量，预报中还有不少困难。所以苏联近20年来发展了不少定量的预报方法，不过那些方法大都是统计方法，又很少考虑天气过程的发展了。

三、大气环流型

另一类天气学方法的长期预报是以环流型的演变为主导，历史最久的是苏联的万氏学派[5]。他们把大气环流分为三种基本类型：西方型，东方型与经向型，分别记为W、E、C。虽然该学派认为这三种型是对北半球而言（图1.2），但实际主要是反映欧洲的大气环流特征。图1.2是三型的对流层行星锋区的示意图。可以看出，E型时欧洲有脊，C型时欧洲为槽，W

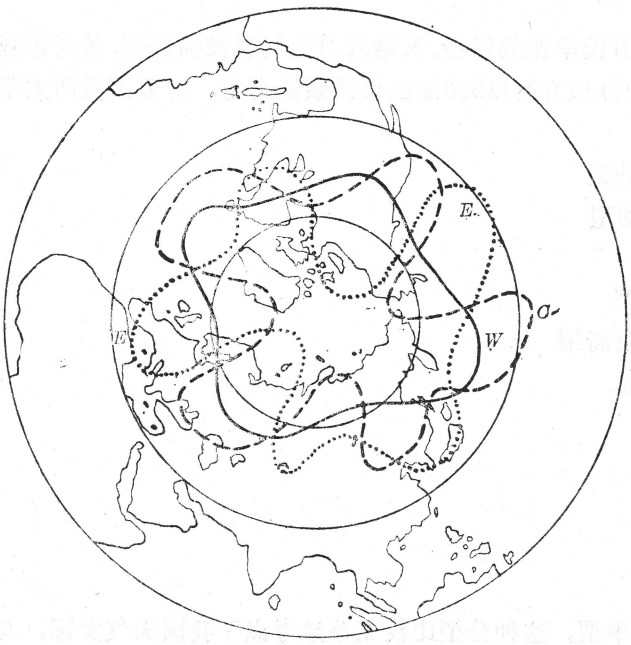


图 1.2　W、E、C三型环流的500毫巴槽脊位置示意图（Гирс，1948）

型时欧洲环流平直。这一派的预报方法主要依靠环流型的转换规律及持续性。自然，这样的预报是比较粗糙的，但30年代在苏联北极研究所（即今两极研究所）试做开河及结冰预报有一定效果。后来50年代北极研究所又在Дыдина的主持下研究了利用环流型做中期（3—10天）预报，分型更细，即对W、E、C又根据北极情况分了许多副型。

利用环流型做预报在苏联还有一些其它的学派如 Исаев，Дзердзеевский，Байдал等。Гирс则基本继承了万氏的思想，成为苏联继穆氏之后的另一个主要长期预报学派。不过用环流型来做预报也有不少困难 无论环流型如何划分，其转移规律总不是唯一的，一般均有几种可能性。副型划的愈多，转移规律愈复杂，即使考虑了型的发展也不容易找到理想的转移规律，所以万氏学派经常是把一个天气过程*划分为某一种型。这实际上部分采用了穆氏学派的自然天气周期的概念，不过由于基本天气过程长度也不固定，每一种型下各地的天气分布又不完全一致，因此也带来许多不确定因素。所以后来的一些工作也往往结合统计方法来做预报。

* 他们称为基本天气过程，一般三天左右。

W、E、C的大型环流自1891年起即有逐日的环流型日历，是一个较细的大气环流长期序列。所以不但在苏联，在我国也有时用来研究大气环流长期变化。一般所谓大型环流日数，即逐月W、E、C三型的日数，不但可以描述环流状况，也用做预报指标。

自然，不只苏联有环流型的研究，德国、英国、美国及我国、日本都有类似的工作。如英国(Lamb)及德国(Baur)的环流型也有一百多年或接近一百年的完整序列。但这些都是针对欧洲天气划定的，其余各国也多以本国附近地区为主。实际要划定全球或北半球的环流型是十分不容易的。因为各地区的环流变化经常是不一致的。为了反映各地区的特点，吉野正敏在根据西风强度划分对流层及平流层的环流型时，也把北半球分做四个区（每个区90°经度）来讨论。

我国在吸收了万氏学派的经验，又结合对大气长波的研究，曾对东亚大型环流做了分型研究，中央气象台的分型方案以500毫巴长波系统为主，对亚洲及西太平洋共划分出十一种环流型，即：

A．平直小波动型

B．移动性波动型

C．横槽型

D．一槽一脊型

E．西伯利亚阻高型

F．两槽一脊型

M．东岸槽型

N．切变型

P．纬向型

Q．经向型

R．移动型

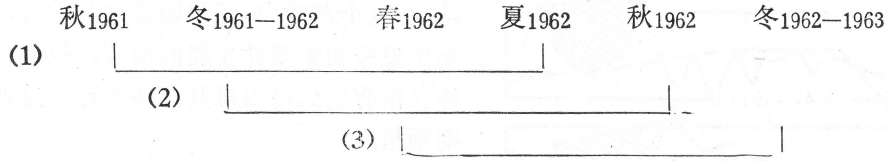
最后三型为夏季型。这种分型比较充分地考虑了我国天气实际，与东亚天气过程有密切关系，因此，经常用来描述东亚环流特征。但是所有的环流型工作，绝大部份还是用来做分析工具。因为如上所述，人们很难找到型的转移规律。所以这种以逐日环流型分析为工具的预报方法，在我国没有得到广泛的发展。

四、平均环流法

苏联的两个学派都采用逐日天气图做为预报的基本资料，根据天气过程的特征进行综合，这虽然有不少优点，也有许多问题。美国Namias则采取了完全不同的思路。他认为长期天气预报的对象是月平均气温与月总降水量，而月平均天气又受月平均环流控制。因此，如能正确预报月平均环流的发展，则可以预报出相应地区的月平均天气的分布[6]。

虽然月平均环流在上一世纪末已有不少人研究，月平均海平面气压图上的大气活动中心早就是长期预报的重要研究对象，但系统地分析对流层环流的演变则始自 Namias。在Rossby大气长波理论的影响下，Namias研究了700毫巴月平均图上的大气长波运动。但是试用长波公式预报时，没有得到令人鼓舞的结果。所以自1942年正式发布30天预报，就基本以统计方法为主。根据1953年发表的10年预报经验总结，他的统计方法不同于今天的数理统计方法。并不是找前后期高度相关等，而是外推过去的环流发展趋势，并考虑大气环流的平均季节变化。

例如第一近似图是指预报2月时，用当年1月加上多年平均1月到2月的环流变化。显然如果用距平分析，这就相当于认为1月的距平可以持续到2月。由于大气环流有持续性，所以预报可以有一定效果。但是，当环流异常有明显变化时，预报就要失败。其余的预报工具也是一系列的平均环流图，不过，不仅用当月的30天平均，还用跨月的30天平均，并做出30天平均的变高。显然把变高的趋势简单地外推，也是不会成功的，所以这个方法后来未见发展。我国于50年代中后期曾试用类似方法做500毫巴月平均环流预报，计算复杂（当时尚未应用大型电子计算机）、效果又差，不久就停止使用了。60年代Namias又用类似的思想做季平均环流预报[7]，取任意四个连续的季（每季三个月）为一"年"，用相差一个季的两个"年"相减得出"年"平均环流的变化，再把这变化外推来做预报。例如以春夏秋冬四个字分别代表四季的某个点700毫巴高度，用下角注明年代：



令(3)－(2)＝(2)－(1)，即冬$_{1962-1963}$－冬$_{1961-1962}$＝秋$_{1962}$－秋$_{1961}$由此得到冬$_{1962-1963}$＝秋$_{1962}$－秋$_{1961}$＋冬$_{1961-1962}$。也就是说要预报1962—1963年冬的距平，就把1961秋到1962年秋的年际变化加到1961—1962冬的距平上。显然，如果环流变化的周期较长，这样的外推会有一定效果，经过5年试验技术分数才有10%。像1962—1963年冬是世界性的严寒冬季，德国用太阳活动等预报均未报出，但由于这种环流异常在秋季已有表现，所以这种方法反而能够报出。不过，无论是他的月预报还是季预报，都很难说反映了长期天气过程的主要特征。因此，Namias在近廿多年来主要集中力量研究海洋对大气环流的影响及其相互作用，企图从大气外部来寻找大气环流长期变化的原因。

尽管这些预报方法并不成功，但在长期预报中应用平均环流，这还是前进了很重要的一步。因为月平均气温与降水的异常的直接原因主要是大气环流异常，脱离开大气环流，往往使长期预报成为纯数理统计的研究，更不容易发现长期天气变化的物理机制。因此，目前长期天气预报开展较多的国家如日本、联邦德国、英国等也都用了很大精力来研究平均环流的长期变化。月平均环流的分析与预报在我国的长期预报工作中也占有重要的地位。这在第八章中再详细介绍。

以上我们扼要介绍了一些长期预报学派的思路与方法，在下面各章读者就会发现，这些思想有的已逐渐融汇于今天的预报方案之中。因此，虽然上述许多方法，即使在其本国也许不再应用，或者有了很大变化，但是它们却也有不少可以借鉴之处。

§1.3 长期天气过程的特点及形成因子

几十年来长期天气预报走过了艰难的道路。回顾过去国内外的工作，我们感觉，凡是考虑了长期天气过程的特点，预报就会有成效，方法就有生命力，否则虽然也喧吓于一时，但终究会被淘汰。因此，对长期天气过程的特点，尤其是它形成的物理过程及物理因子不可不详加探讨。我们可以举两个例子。美国Namias曾企图用大气长波的思想来做5天及30天环流预报，显然这是不会成功的，因为平均图上的超长波与逐日天气图上的大气长波形成的物理

原因是不同的。苏联Блинова试做月平均温度预报，但是所用的方法并没有考虑复杂的非绝热加热过程，因此，经过一段时间的试验，即宣告失败。可见研究长期天气过程之重要。下面我们分四个问题来谈。

一、长、中、短期天气过程的区别

von Neumann 在50年代曾指出，根据预报的时间尺度可以把运动分为三个不同的范畴。第一种运动主要决定于初始条件，我们因之可以把初始趋势外推一段短时间，这是短期预报。第二种运动完全相反，其运动实际上与初始条件完全独立。做这种运动的预报时，我们所接触到的是大气环流平均特点，这是长期预报。在这两种情况之间还有第三种运动：在这个范畴内，距初始条件足够远，以至无法追踪初始条件发展的细节，但距初始条件又没有远到可以对其忽略不计，这就是中期预报。

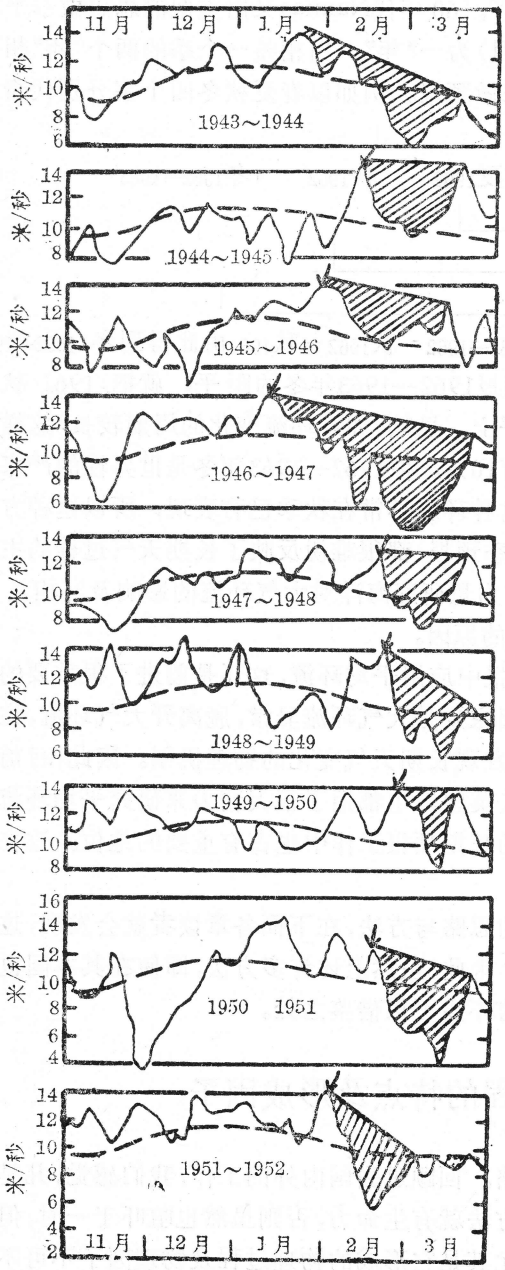


图 1.3 700 毫巴候平均西风指数。图中的斜线区为指数循环过程，箭头表示循环开始(Namias, 1953)

这三种预报之间的界限是什么，很难给出严格的定义。从天气过程的特点以及天气预报实践可以认为，2—3天以下为短期天气预报。因为这时主要考虑初始场就基本可以做出预报。3天以上即为中期预报，但是中期预报之上限是历来有争论的。从另一种角度来讲，这就是可预报性问题，也就是从当前的初始场出发，应用尽量完善的模式能做多长时间的预报。可预报性问题是Thopson1957年提出来的，他经过简单的分析，证明存在一个界限，一个星期的预报已完全是猜测了。Lorenz (1963年，1965年) 则不像他这样悲观，估计这界限可能从几天到几个星期。Charney (1966年)认为，受观测误差限制的可预报界限为两个星期左右。Smagorinsky (1969年)的数值试验证明天气尺度的预报可达到3个星期。目前欧洲数值预报中心的主要研究方向即是两周的逐日天气预报。

这样，如果把两周做为中期预报的上限，则两周以上的预报应该就属于长期预报了。

二、长期天气过程的三种尺度

如果把超长期预报也归之于长期预报的范畴，则其时间尺度跨了很大范围，从两周到几十年。我们认为，根据天气过程发展的特点，长期天气可分为三种尺度：指数循环，韵

律及年际准周期振动。

1. 指数循环　指数循环一般指大气环流从高指数到低指数，再到高指数的转变过程，时间尺度约为3—6周。图1.3是1953年 Namias 发表在"十年长期预报经验总结"中的例子，显然可以看出，每年2—3月之间总有一次明显的西风由强到弱再由弱转强的过程。后来人们发现，不但冬末春初，全年都存在指数循环过程，不过冬半年比较更清楚罢了。近来McGuirk及Reiter利用9.5年的1000—100毫巴北半球逐日天气图，计算了大气的四种能量：纬向动能、扰动动能、纬向有效位能及扰动有效位能，发现有24天的周期。此外，证明指数循环尺度过程的工作还很多，我们不再详细介绍。但在实际预报工作中，国外只有日本对这种过程注意较多。

由于指数循环过程与大气能量转换有密切关系，所以很可能这种过程与中期过程有密切联系，其形成一方面受大气外部的非绝热加热影响，也受大气内部能量调节的控制。

2. 韵律　在我国长期预报工作中，韵律目前是最主要的工具之一。对广大地区气象台与县气象站，从温压湿曲线反映出来的3个月、5个月韵律十分重要。而省与中央气象台，根据环流指标做预报，所找到的预报指标经常不是与预报对象相邻的月份，而是在几个月之前。一方面预报员需要找到几个月之前的指标，以保证预报的时效；另一方面确实存在隔几个月的关系，因此韵律的应用日益广泛。关于这个问题将在第四章详细讨论。这里只再指出，近来苏联Марчук及Мусаелян等也对这类现象十分注意，并企图通过海气的相互作用来解释韵律的存在。

如下面将要看到，关于这种过程产生的原因，海气相互作用或大陆与积雪的相互影响是很重要的，即韵律可能产生于大气与下垫面的相互反馈过程。这些反馈过程有明显的季节特征，所以韵律与季节关系十分密切。

3. 年际准周期振动　几年到几十年尺度的大气环流与气候的变化经常表现为准周期振动，这种过程是长期预报的背景。我们认为至少有两方面的意义，第一，它反映了平均状况的长期变化。例如，20年代到30年代我国基本无夏季冷害，但50年代末到70年代中低温及冷害年达到10年。这显然对长期预报有很大影响。第二，长期预报的各种预报关系与变化规律如周期性等也有长期变化。例如，大气环流型的韵律，30年代与50年代类似，40年代与60年代一致。

自然，除了背景作用之外，这种过程本身亦可提供1年及1年以上的超长期预报，因此也是近年来国内外研究较多的课题之一。

三、长期天气过程的物理因子

1941年Brunt估计了大气总动能及因摩擦产生的消耗率，假定消耗维持不变，则大气动能将在28小时之内消耗殆尽。后来的作者认为这个估计偏低，大气动能可供5天左右摩擦消耗。不管这里仍有多少分歧，显然不能用动力惯性来解释长期环流异常。因此长期预报主要应该研究大气以外可以供给大气能量的各种因子。

Sawyer在1964年提出了著名的可以做为长期天气异常因子的三个条件[8]：1.空间尺度一千公里，2.时间尺度一个月，3.强度达长波有效辐射(450卡/厘米^2·天)的1/10。现在就逐一的分析各种可能的因子。

1. 海温　海水温度异常的区域经常占据北太平洋的1/2到1/3，一般可维持几个月到十几个月。个别时候能持续两年以上。海温变化1℃，一般情况下感热及潜热输送可变化40到

表 1.3 三种不同尺度的长期天气过程

序 号	类 别	时间尺度	可能的物理原因	备 注
1	准周期振动	30—40年	海气相互作用	布吕克纳周期
2	准周期振动	22年	太阳活动	海尔周期
3	准周期振动	5—6年	太阳活动	双振动
4	准周期振动	3.5年	海气相互作用	Walker环流
5	准周期振动	26个月	海气相互作用	QBO
6	韵 律	3,5—6,9—11个月	大气下垫面相互作用，太阳辐射季节变化	
7	指数循环	2—6周	大气能量循环，太阳辐射季节变化	

60卡/厘米^2·天，在强对流情况下可变化80到160卡/厘米^2·天。

2. 洋面结冰　完全结冰时阻止了海洋向大气的热量输送，而靠近冰面的海上感热及潜热输送可达300卡/厘米^2·天，因此有冰与无冰情况下热量输送的变化是巨大的。但冰界变化一般不超过100公里，极个别情况下可达500公里。

3. 陆地温度异常　陆地温度的异常一般只有1—2米深，热容量虽各地不同，但均比水小。虽然冻结融化时放出与吸入的热量可达80卡/厘米^2·天，但这个过程一般只有3—4天，很难维持一个月以上。

4. 雪面反照率　雪面比裸地反照率多60%（雪面反照率一般为 0.7—0.8，而裸地仅0.1—0.25）。但积雪地区大部分在高纬，入射辐射少。只有在50°N以南，9月末时入射辐射达180卡/厘米^2·天。反照率变化60%可改变太阳辐射108卡/厘米^2·天，当雪盖维持到4月末时，入射辐射达300卡/厘米^2·天，则反照率变化60%，可造成180卡/厘米^2·天的变化。

融雪时如每天融化5厘米，约失去热量40卡/厘米^2·天，但很少能持续一周以上。

5. 作物蒸发　叶面蒸发10厘米的水需要6000卡/厘米^{2}的热。夏季中纬度叶面蒸发能达到0.5厘米/天，这就需要300卡/厘米^2·天的热。这种情况能维持20天，数值稍小时能维持1—2个月，但很难确定土壤含水量。

6. 云的作用　主要影响反照率，云之变化估计可使反照率改变0.05—0.10，使热源变化50卡/厘米^2·天，但很难有大面积，长时间的异常。

总之，从物理量分析来看，海水温度可能是长期天气变化主要因子之一。其次积雪等也有一定作用。此外，太阳辐射如有相当的变化时，显然其作用的空间尺度是最大的。第五章我们将讨论这个问题。

四、长期环流异常的空间结构

长期天气过程形成的物理因子与短期天气过程不同，它的最基本的能源是下垫面的非绝热加热。而下垫面冷热源的分布与海陆分布有密切关系，所以形成长期天气过程的是地理位置准稳定的驻波，下面我们就举几个例子来说明这一点。

首先，Walker的世界三大涛动就是典型的驻波。每个涛动系统包括两个气压变化彼此相反的地区，这两个地区的气压此起彼伏，基本上只在本地区变化而不向下游传播，显然是驻波。Troup 1965年就指出过这一点。

另一项有趣的研究是安藤(1952年)等人的工作。在高桥浩一郎等的长期天气预报总结性文章[9]中详细地介绍了他们的结果。用1949年及1950年北半球5天平均气压，逐点做时间的谐波分析，发现全球的位相角有集中于两个相反方向的倾向。图1.4给出25天、35天、45天及65天的占优势相角的地区分布，点区及斜线区相角差180°。显然相角的分布也是很有规律的。相角差180°，这意味着当一个地区的气压最高时，另一个地区则最低；反过来，另一个地区最高时，这个地区最低，也是此起彼伏。同时，相角的分布还有明显的物理意义。25 天周期与45天周期都是全北半球分三个带，低纬与高纬变化一致，中纬相反，不过三个带的南北位置对这两种周期有所不同，这是日常的长期预报中经常能见到的一种情况。例如中纬气压高时，高纬西风强，而低纬西风弱；反之中纬气压低时，低纬西风强，高纬西风弱。35天周期可能与冷空气活动有关，冷空气在亚洲强，西伯利亚高压强，则东亚大槽深，槽前之气旋亦活跃，地面气压下降。这时往往三波形势发展，所以北美东岸及欧洲气压低。65天周期则反映了东、西两个半球之间的差异。事实上，日常天气经验也说明，每当东半球冷空气活动强时，西半球经常较弱；而西半球强时，东半球弱。

这些工作说明，长期大气环流异常是驻波性质的变化。

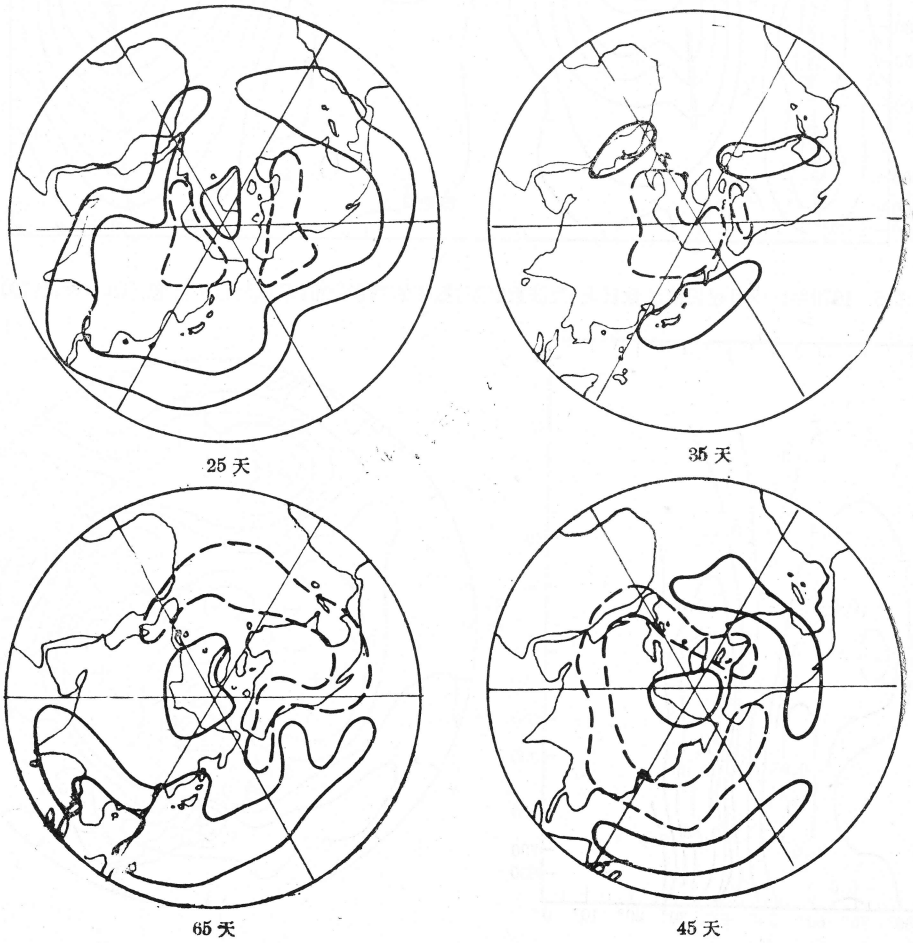


图 1.4 25天、65天、35天及45天气压振动。位相相反的两个区(分别用实线及虚线表示)(高桥浩一郎，1952)

长期环流异常的另一个特点是随高度变化较小，也就是说它是正压性的。这个特点是最近才开始阐明的，我们这里举3个例子。

(1)图1.5为1979年1月、2月的1波及2波随高度的分布。特别是2波其轴自700毫巴向上到10毫巴基本是垂直的。

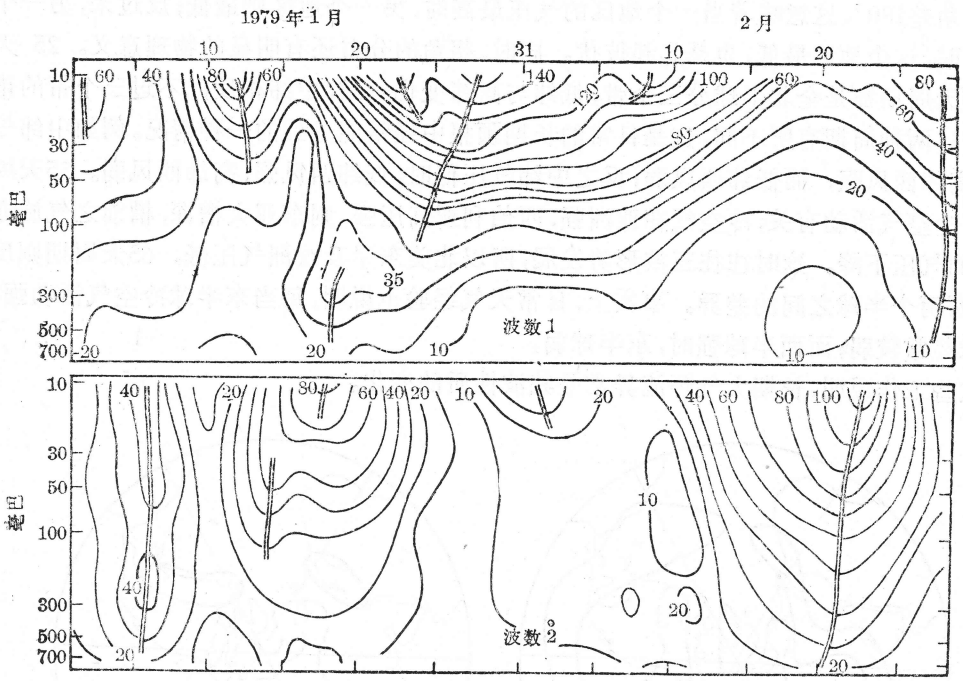


图 1.5 1979年1—2月超长波波数1(上)及波数2(下)振幅的垂直分布(单位为位势什米)(Quiror,1979)

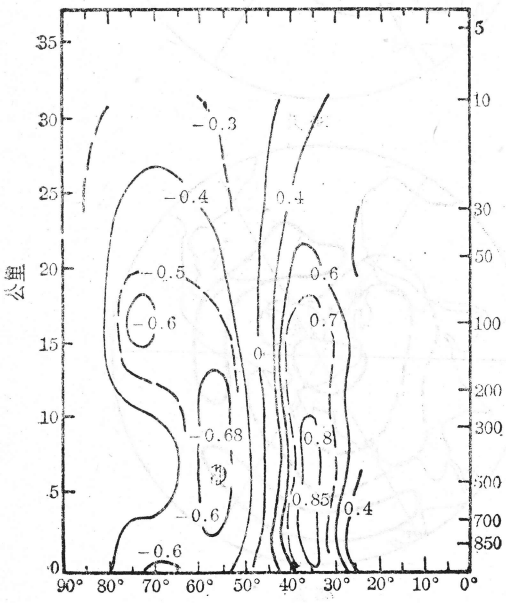


图 1.6 常定涡旋感热输送(850毫巴,50°N)与各纬度地转西风的相关系数(uan Loon,1979)

图 1.7 冬季1000毫巴与500毫巴高度的相关系数分布(Ngar—Cheung Lau,1979)

(2)图1.6为850毫巴50°N常定涡旋的感热输送与地面到10毫巴地转风的相关（用15个冬季算出的）。相关区分布基本是垂直的。

(3)图1.7是北半球1000毫巴与500毫巴月平均值的相关分布。可见30°N以北基本为正值，两个大洋中部相关达0.98及0.96。

这几个例子只能说是一些侧面，但也从不同角度反映了这一问题，不过长期环流异常的驻波性与正压性很可能是有密切关系的。认识这个特点，对深入研究长期环流异常的形成与演变是十分重要的。

§1.4 我国长期天气预报的发展

通过以上不很完全的介绍，我们也可以有一个初步的印象：长期天气预报数十年来虽然也有不少卓越的思想火花，但毕竟还是一门年青的科学，到现在还没有一套完整的程序，能使我们按照它及时做出比较准确的预报。因此，虽然如苏联水文气象局长Израль认为，今后发展长期预报的唯一途径就是数值预报。但就是在苏联这种观点也未见得能得到普遍的公认。我们完全同意大力发展长期数值预报，在我国已有了两个这样的模式（巢纪平等[10]，丑纪范等[11]）。虽然还未能正式在业务预报上使用，不过已有了良好的开端。这两种预报方案各有一定特点，前者是考虑下垫面温度场与对流层环流之相互作用，滤去长波，而计算出下一个月的环流形势。后者则是认为一层环流的历史发展与多层环流同时之分布有等价性，因此考虑历史的发展做出下个月的环流预报。由于这些工作还仅仅是开始，所以我们这本书，着重还是介绍目前在我国广泛应用的各种长期预报方法及原理，并力图阐明其环流及气候背景。

我国的长期预报，正如在世界上一些国家一样，基本是综合性的，与日本的工作尤其类似。发展到今天的情况应该说不是偶然的。

50年代之前我国的长期预报工作寥寥无几，仅只有涂长望研究了世界三大涛动与我国气温、降水的关系。50年代初期，杨鉴初首创历史演变曲线分析。这个方法既适合于当时我国气象资料残缺不全的情况，又简便易行，在国家建设与国防需要中起到良好作用，对全国长期预报工作也是很大推进。到50年代中、后期，先后试用苏联穆氏学派的方法及美国方法，都因为效果不理想而不再继续使用。

在50年代末期之后，随着气象台站网的广泛建立，气象站的长期预报发展很快，各种天气谚语及单站分析工具受到了普遍重视。与此同时，在试用苏联、美国一些方法的时候，也积累了一些经验，建立了必要的长期预报资料。杨鉴初等与中央气象台先后绘制了近70年逐月我国气温等级图与降水等级图，又由各单位收集整理了近30年北半球500毫巴月平均图、海平面气压图及1956年以后的100毫巴月平均图，近些年又整编了北太平洋海水温度的资料。在这基础上逐渐形成了一些适合我国情况的长期预报方法。

自1958年以后中央气象台每年10月—11月组织第二年的年度预报，内容包括当年10月到第二年9月的东亚大气环流、我国气温及降水的月距平分布以及初霜、终霜、台风、寒露风等一些特殊项目。自60年代初每年3月组织当年的汛期天气预报汇商，由全国各省市自治区气象局共同讨论。重点是6—9月的降水分布。此外每个月22日做下一个月的环流、气温、降水及一些特殊天气的订正预报。

长江流域规划办公室自1973年以来每年4月初组织长江流域水文气象预报，并在会上检讨、交流预报经验，对推动我国的长期预报工作也起了良好的作用。

此外，还经常召开其它各大区及专题的长期预报汇商或讨论会。在广大长期预报工作者及有关教学、研究单位的努力下，我国长期预报已积累了一定的经验[12]。但是如上所述，目前我们的预报还是综合性的，即不得不根据多种原理，利用多种方法来制作预报。而在可以预见的将来，可能也依然要用综合的方法，虽然我们不排除可能有某一些方法会逐渐为广大预报人员接受，并能取得比较稳定的效果。

关于我国的长期预报在第八、九两章还要详细介绍，这里就不多讨论了。

参 考 文 献

[1] Montgomery R.B., Report on thework of G.T.Walker. Mon. Wea. Rev., Sap. No.39, 1940.

[2] 涂长望，中国天气与世界大气的浪动及其长期预告中国夏季旱涝的应用，气象杂志，13卷11期，1937(中国近代科学论著丛刊)"气象学1919—1949"重新刊载1955)。

[3] Дулетова, Т.А., С.Т.Пагава, А.А.Раждественский, Н.А.Ширкина, Основы синоптического Метода долгосрочных прогнозов погоды, Под редакцией С.Т.Пагава, Гидрометеоиздат, Л—М, 1940) (摘译见"苏联天气图方法的长期天气预告"，杨鉴初，中国科学院出版1953)。

[4] 杨鉴初、徐群，东亚自然天气季节的划分及其特征的初步探讨，长期天气预报的几个问题，农业出版社，1963年.

[5] 吉尔斯著，长期气象预报的大型环流方法，纪乃晋等译，1983年，科学出版社。

[6] Namias, J., Thirty-day forecasting; a review of a ten-year experiment. Meteorological Moncgraphs, vol.2 No.6, 1953.

[7] Namias, J., A5-year experiment in thepre paration of seasonaloutlooks, Mon. Wea Rev., 92, 449—464, 1964.

[8] Sawyer, J.S., Notes on the Possible physical causes of long-term weather anomalies, WMO Technical Note, No.66, 227—248, 1964.

[9] Takahashi, K. Studies on seasonal weather forecasting(Ⅰ)-Periodicities in meteorologieal phenomena, Papers in Met. Geophys. Vol.3 No.1, 1952.

[10] 长期数值天气预报研究小组，一种长期数值天气预报方法的物理基础，中国科学，162—172，1977.

[11] 兰州大学青藏高原天气数值预报研究班长期组，长期天气数值预报若干问题的初步研究，兰州大学学报，No.2.1977

[12] 王绍武、赵宗慈，近十年我国长期天气预报的进展，气象科技，No.5，1982。

第二章　大气环流与气候的平均状况

§2.1　全球大气环流

长期天气预报所研究的是两周以上的环流与天气变化。大气的运动的时间尺度与空间尺度有密切关系，所以长期预报经常研究的是全球性的环流变化，至少也是北半球的变化。我们可以举例说明这问题：1)荒川(1971)分析了移动性超长波，指出约在1个月左右绕地球一周。显然，我们如考虑1个月以上的环流与天气变化，那末，从原则上讲，半球范围西风带内，任何二个地区都可能相互产生影响。2)大气的记忆力一般讲不超过两周，所以长期环流变化是大气—海洋、大气—极冰等相互作用的结果。低纬海洋影响大，极冰显然在高纬发挥作用，因此不同纬度间也可能还有相互作用。3)彼此影响也不仅限于半球之内，有证据(第七章)说明，两个半球的相互作用也是很重要的。长期天气预报的实践经验也说明，考虑广大地区大尺度环流是十分必要的，所以做为长期天气预报的基础，需要介绍全球大气环流的概貌。

一、大气活动中心

分析月平均海平面气压图可以看到，全球经常有7—8个巨大的高低压区，一般称之为大气活动中心。大气活动中心的形成与下垫面有很大关系。北半球海陆交错，大气冷热源受下垫面影响有巨大的季节变化，所以大气活动中心也随季节有很大改变。南半球的大气活动中心则较为稳定。

图2.1为1、4、7、10月的全球海平面气压图。

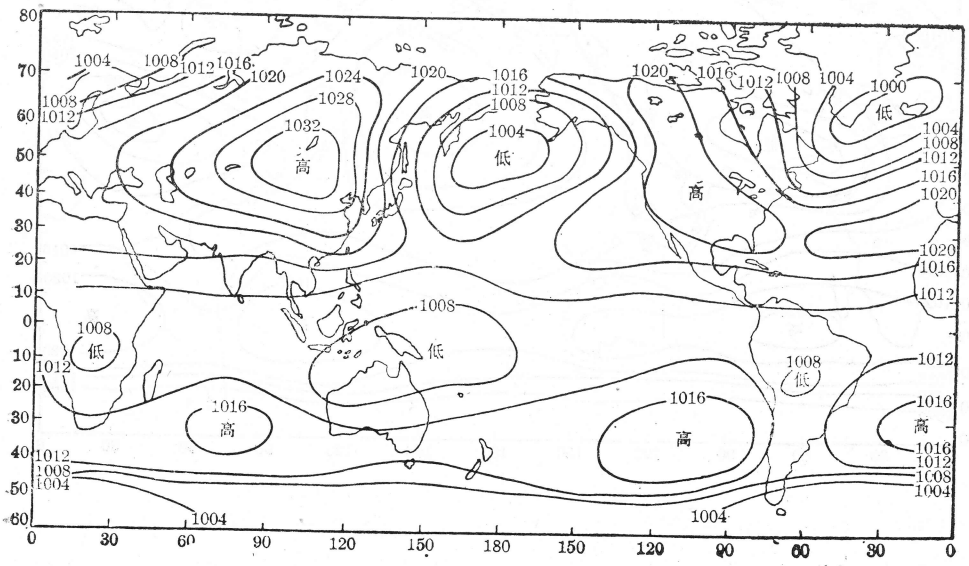


图　2.1a　1月多年平均海平面气压图

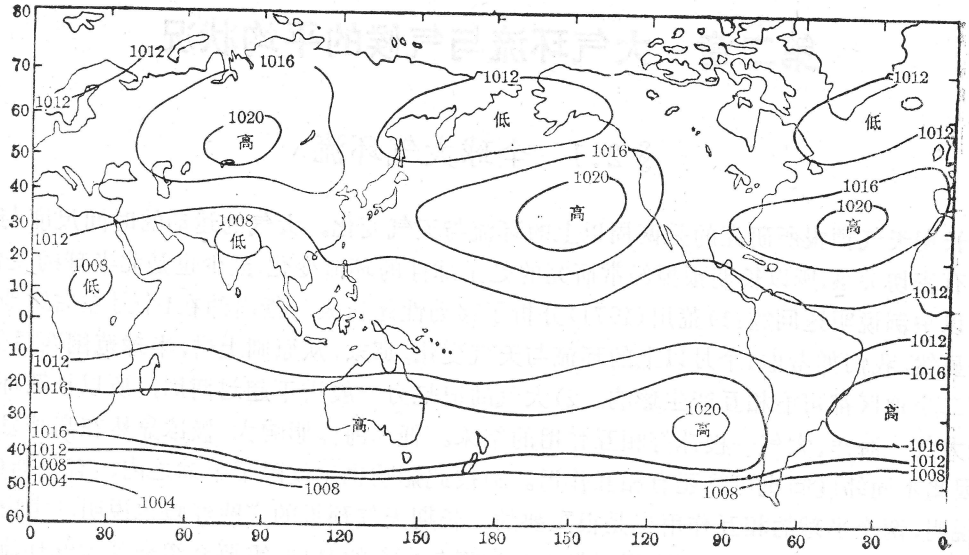


图 2.1b　4月多年平均海平面气压图

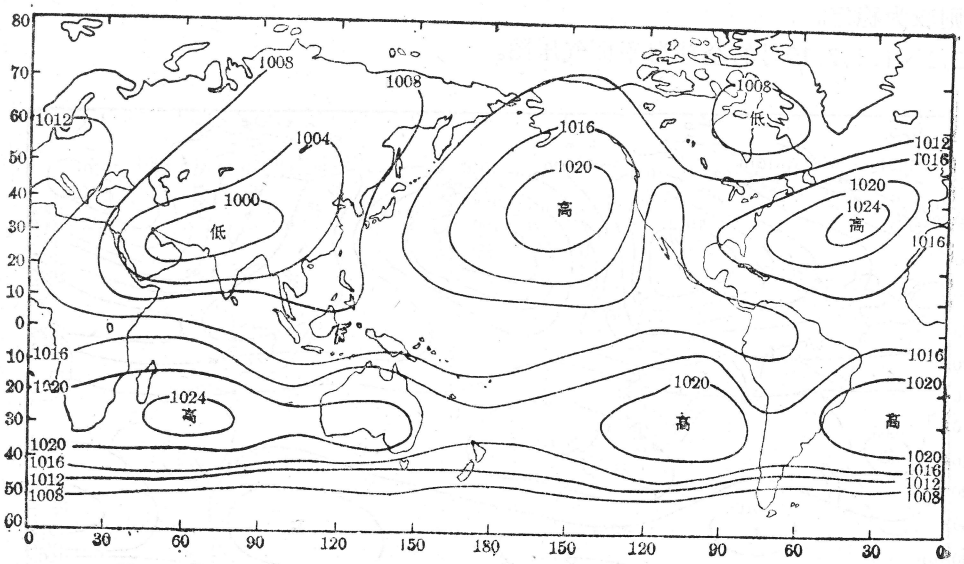


图 2.1c　7月多年平均海平面气压图

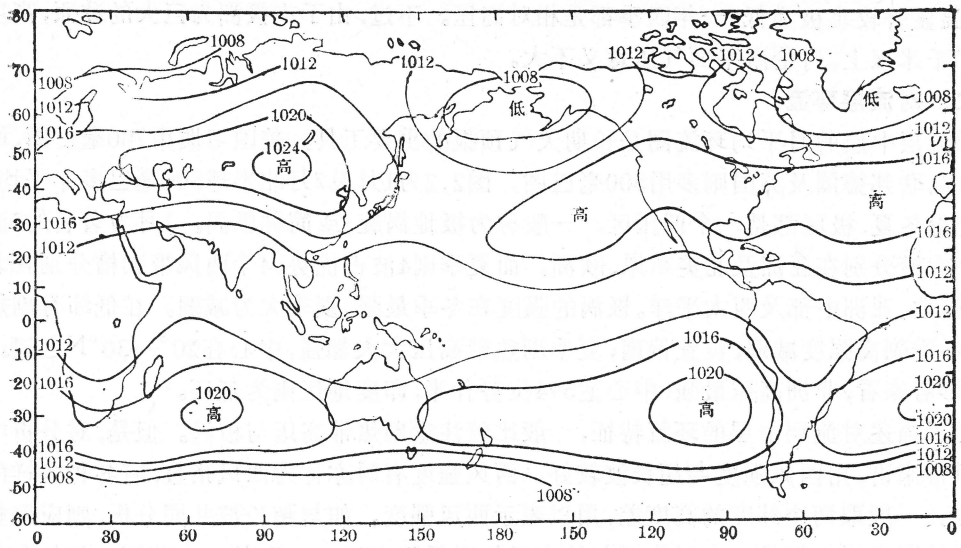


图 2.1d　10月多年平均海平面气压图

1月：北半球有西伯利亚高压、阿留申低压、冰岛低压、北美高压。西伯利亚高压强度达1036毫巴，北美高压则弱得多，仅1021毫巴，冰岛低压最深998毫巴。南半球有赤道低压，位于印尼到澳大利亚的西太平洋。另外，南太平洋，南印度洋及南大西洋各有一个高压。其中南太平洋高压较强，中心接近1020毫巴，印度洋的高压最弱。

4月：北半球向夏季过渡，西伯利亚高压减弱，冰岛低压与阿留申低压也减弱。北太平洋的夏威夷高压显著增强，北大西洋的亚速尔高压也很快增强，北美高压已迅速向极地收缩。南半球向冬季过渡，赤道低压已无闭合等压线，仅残留一气压相对低的中心，南半球的三个高压中心加强，澳大利亚则由相对槽区变为高压带。

7月：北半球大气活动中心的分布几乎与1月相反，亚洲大陆为强大的低压区，称为印度低压，因为低压中心经常在印度西北部。夏威夷高压与亚速尔高压几乎完全占据了北太平洋与北大西洋。阿留申低压已完全消失，冰岛低压也不见了，北美的东北部为低压区。这时南半球正是隆冬，澳大利亚大陆区亦为高压，故有四个高压中心，大洋上的高压强度达到最大。

10月：情况与4月类似。但北半球10月接近1月（4月接近7月），即10月的西伯利亚高压，阿留申低压与冰岛低压均较4月为强。南半球10月接近7月，三个大洋上的高压都比4月强，所以10月的环流无论南北半球都较接近冬季。

由此看来，南半球一年四季在三个大洋上都是高压控制，因此，这些活动中心称为永久性活动中心。北半球亚洲大陆夏季为低压，冬季为高压，随季节变化，称为半永久性活动中心。

图2.1中未包括两极地区及南半球高纬。冬季北极一半为低压带，一半为高压带。高压带联结北美高压与西伯利亚高压。夏季北极亦无闭合气压系统，主要为与北美北部的低压区相联的低压区，所以北极地区没有单独的大气活动中心。南半球高纬为低压带，在南极洲濒临南太平洋、南印度洋及南大西洋的三个方向终年有三个低压，这应该也属于永久性活动

中心，不过由于南半球资料少，人们对这些低压中心的研究十分少。南极大陆由于终年为积雪，气温显著较北极为低，一年四季都是相对高压。不过，由于南极洲为巨大的冰原，高度大多在二千米以上，讨论海平面气压意义不大。

二、对流层环流

对流层中层的月平均环流图是长期天气预报的重要工具。美国习惯用700毫巴图，而我国、日本、联邦德国及英国则多用500毫巴图。图2.2为1月及7月北半球500毫巴多年平均图。显然无论冬夏，极区都是一个低压区，一般称为极地涡旋，或简称极涡。1月为著名的3波形式，3个大槽分别在亚洲及北美东岸、欧洲。而夏季则4波占优势，4个西风带大槽分别在北美东岸、西欧、亚洲中部及西太平洋。极涡的强度在冬季最强，夏季大为减弱。在低纬有副热带高压，冬季副高强度减弱，位置偏南；夏季副热带高压大大加强，中心在20°—30°N之间。从7月的形势来看，非洲高压最强，中心达594位势什米，印度地区则为低压。

为了描述对流层中层的环流特征，一般比较注意副热带高压与极涡。但是，对分析中纬度西风带来讲，用西风强度与超长波较好。西风强度有时亦称为西风指数，有各种各样的计算方法。一般取两个纬度的高度差，用以表示西风强度。如与超长波共同分析，则应取整个北半球纬圈平均。但是，有时为了与地方天气联系更密切，也取某一个范围，例如取90—140°E，45°—65°N来计算东亚西风指数。

超长波是把高度场沿纬圈做谐波分析，图2.3是1月的例子。图2.3a、b、c、d为1波到4波的分解图，显然可以看出，1波振幅最大，大西洋为脊，太平洋为槽。2波的特点是两个大陆东岸为槽，西岸为脊。3波的三个槽分别在北美东部，欧洲及西太平洋。4波振幅已很小。前四

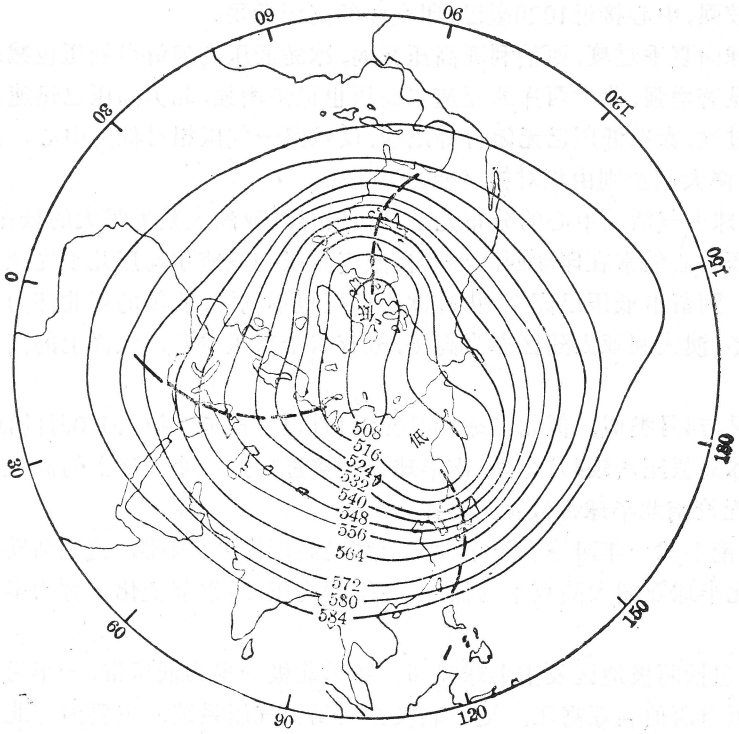


图 2.2a 1月北半球500毫巴多年平均图

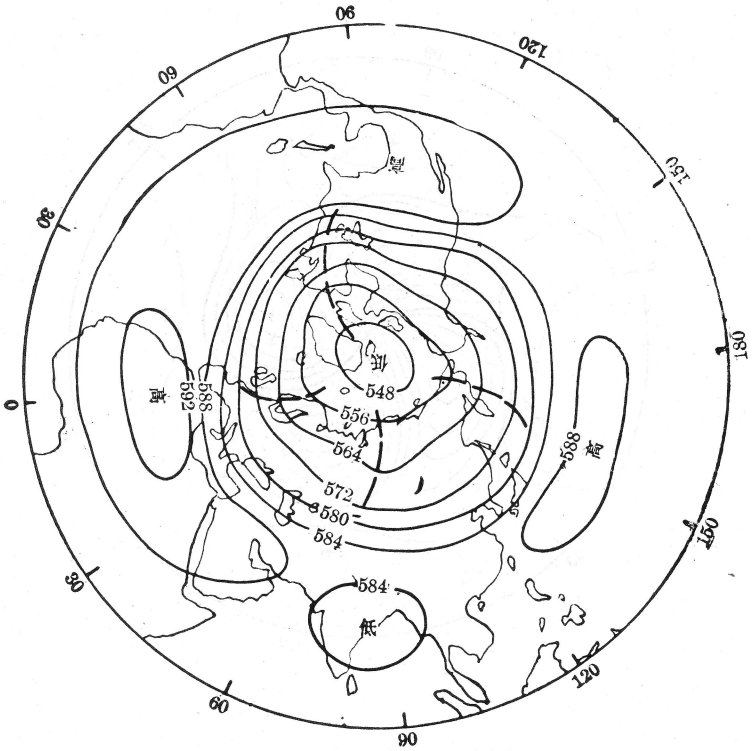


图 2.2b　7月北半球500毫巴多年平均图

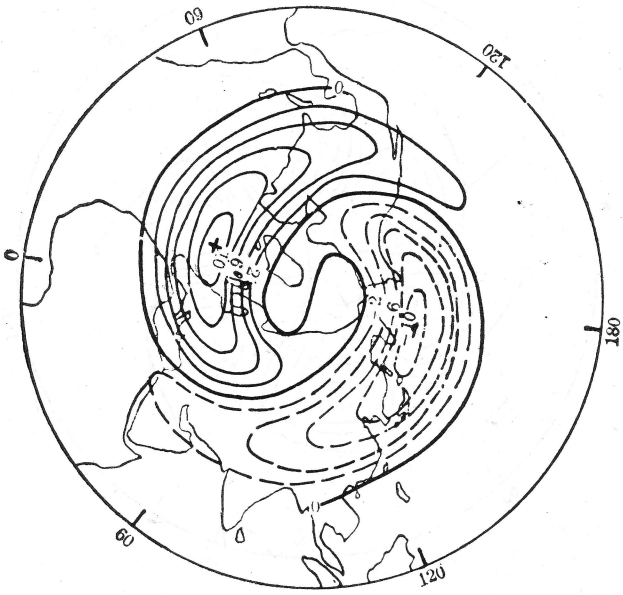


图 2.3a　1月500毫巴超长波分析，1波

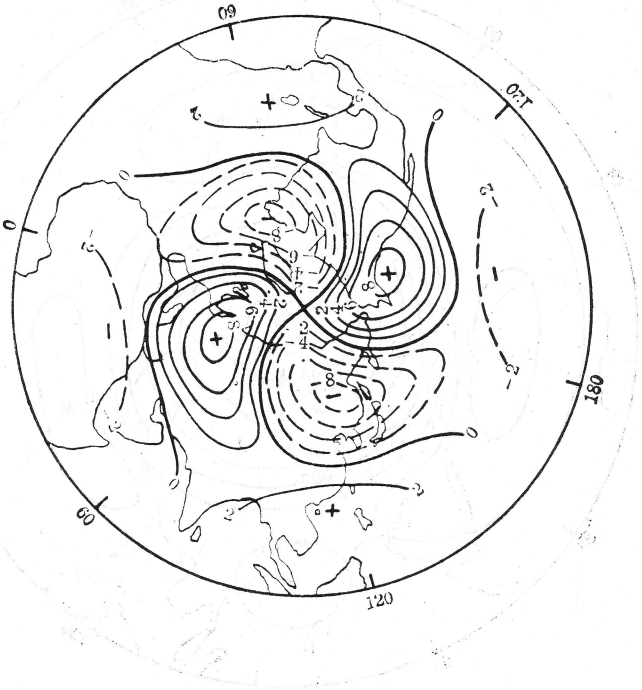


图 2.3b　1月500毫巴超长波分析，2波

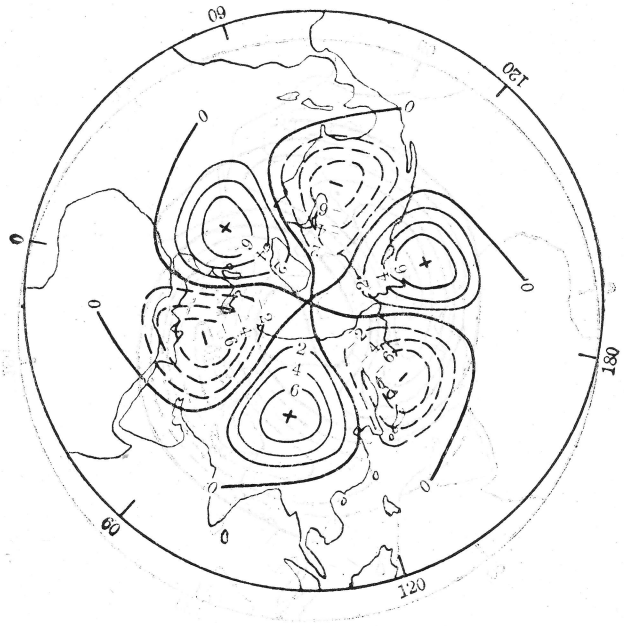


图 2.3c　1月500毫巴超长波分析，3波

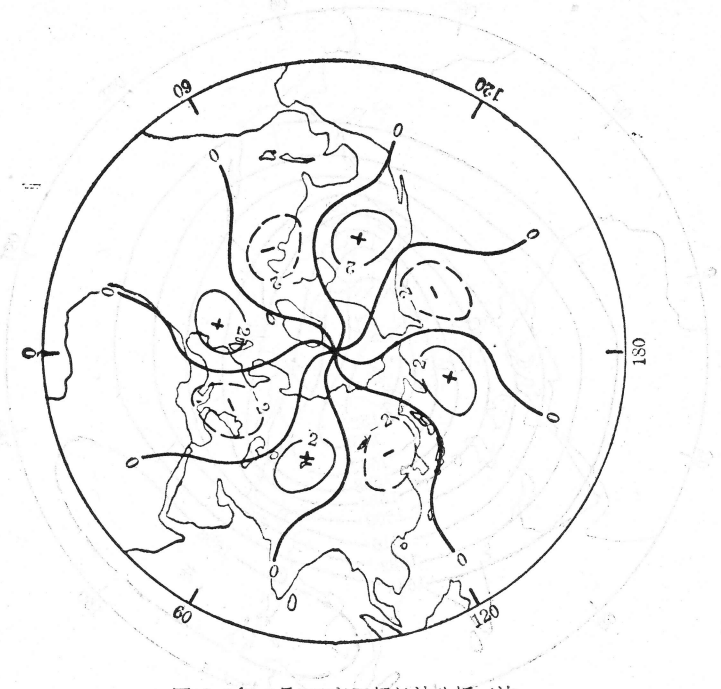


图 2.3d　1月500毫巴超长波分析，4波

个波的剩余部份，看来还有5波等，但是振幅更小。分析表明，一般月平均图上第4波已很少占到总方差的10%。所以，分析月平均图往往只讨论超长波，即1—3波。

三、平流层环流

自1957—1958年国际地球物理年之后，西柏林大学出版了一系列的平流层天气图，人们对平流层环流逐渐有了较多的认识。也有一些人试图在长期预报中考虑平流层环流的影响，不过，至今对平流层与对流层之间的关系还有不同看法。一种认为是平流层环流影响对流层，另一种认为是对流层影响平流层。无论如何，平流层环流与对流层环流有一定联系，这是不可否认的。因此，研究平流层环流也是很有意义的。

图2.4是100毫巴1月及7月的平均图。1月极涡强大，亚洲及北美东岸的大槽仍然带有对流层海陆分布的影响。夏季则亚非大陆为强大的高压。100 毫巴平均在16公里左右为平流层底部，因此，在相当程度上还受对流层环流影响。

图2.5为1月、7月北半球10毫巴图，10毫巴约在30公里左右，已属于平流层中、上层。这里环流形势与对流层就大不相同了。1月为强大的极涡，围绕它的是极夜急流。但北太平洋的阿留申地区为著名的阿留申高压，这个高压在平流层的研究中占有重要地位。因为它不但与平流层爆发增温及极涡的破坏有密切关系，而且年际变化十分明显，有2—3年的周期。图2.6给出1959—1969年3月10毫巴的示意图，图中十字直线表示0—180°及90°E—90°W。可见1959，1961，1964，1965，1969年阿留申高压都较强；1963，1966，1968等年则完全没有阿留申高压。

所以，日本及苏联有一些人，企图利用平流层的季节转换来做长期预报。日本亦有人应用平流层底层风的转变来预报梅雨。不过，由于对平流层许多天气过程的发生发展，以及平流层环流异常产生的原因还不十分清楚，因此，对应用平流层环流来做预报也有不同看法。

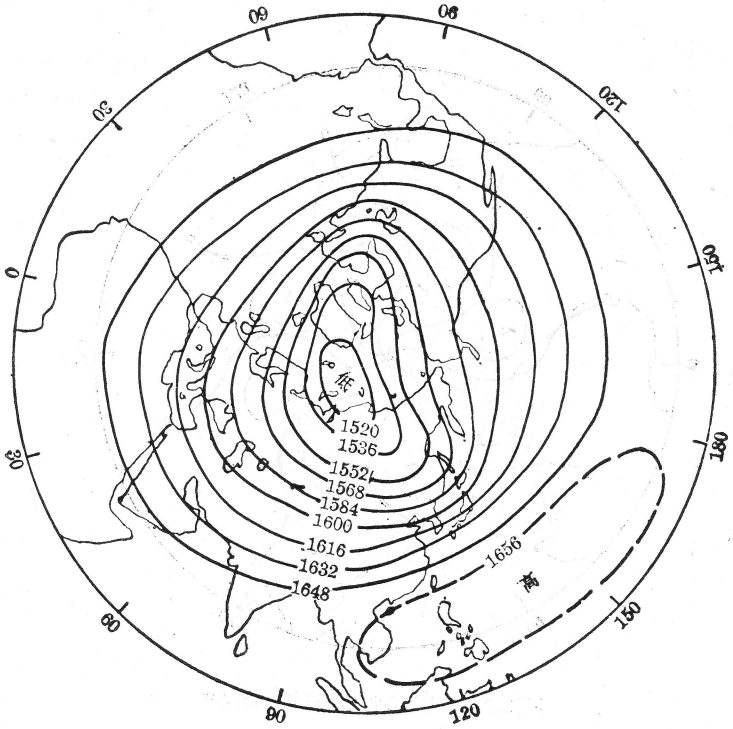


图 2.4a 1月100毫巴多年平均图

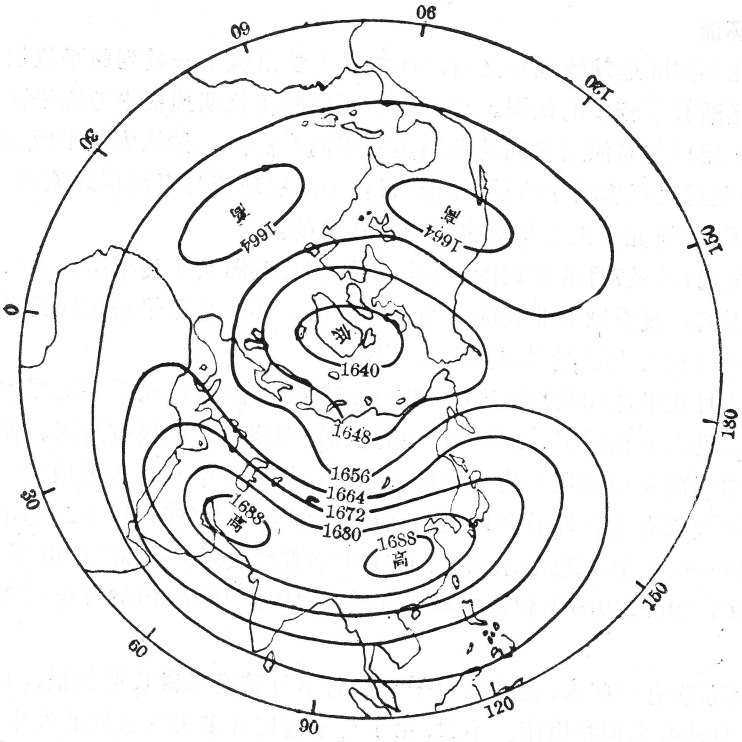


图 2.4b 7月100毫巴多年平均图

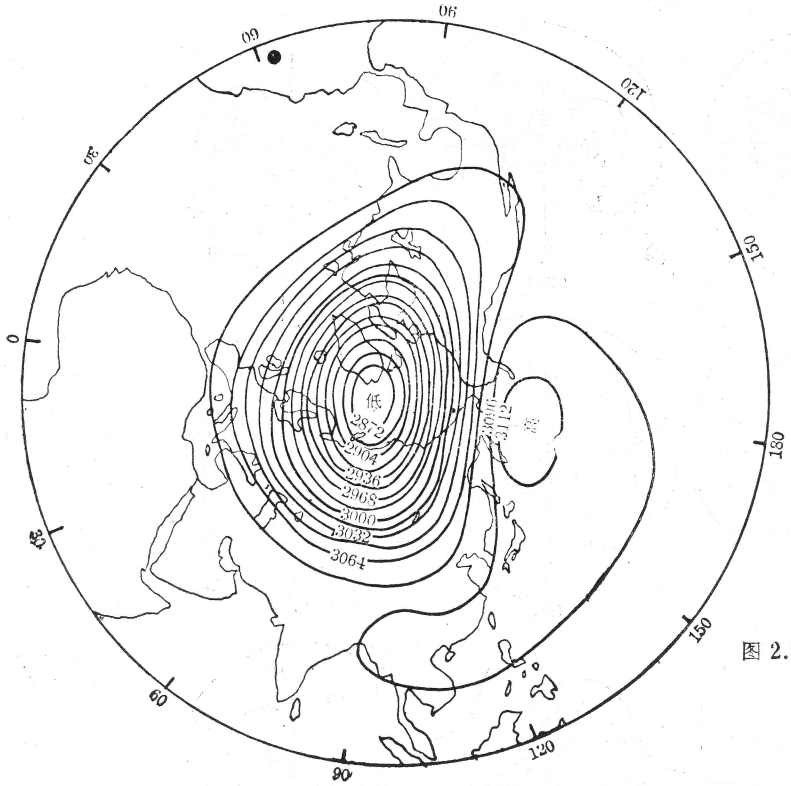


图 2.5a　1月10毫巴多年平均图

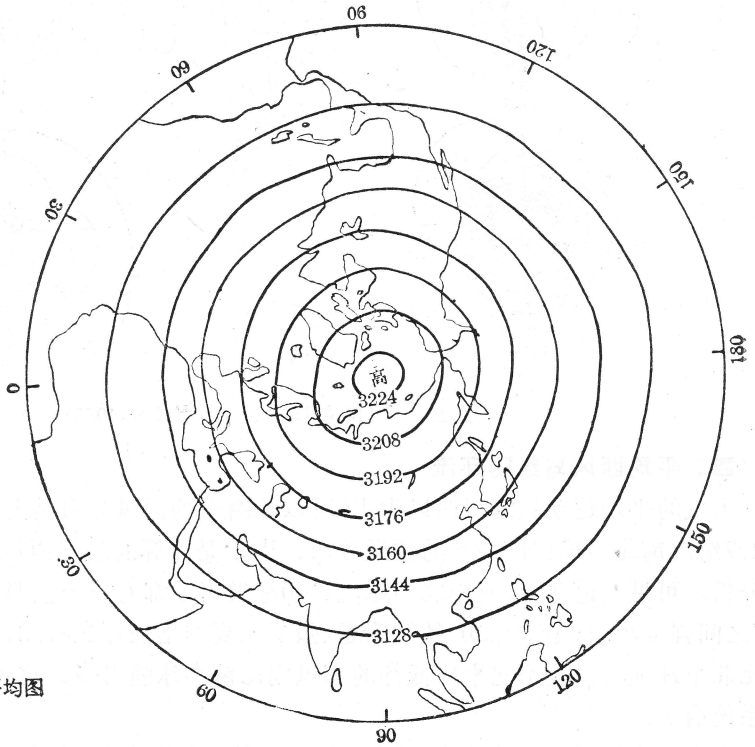


图 2.5b　7月10毫巴多年平均图

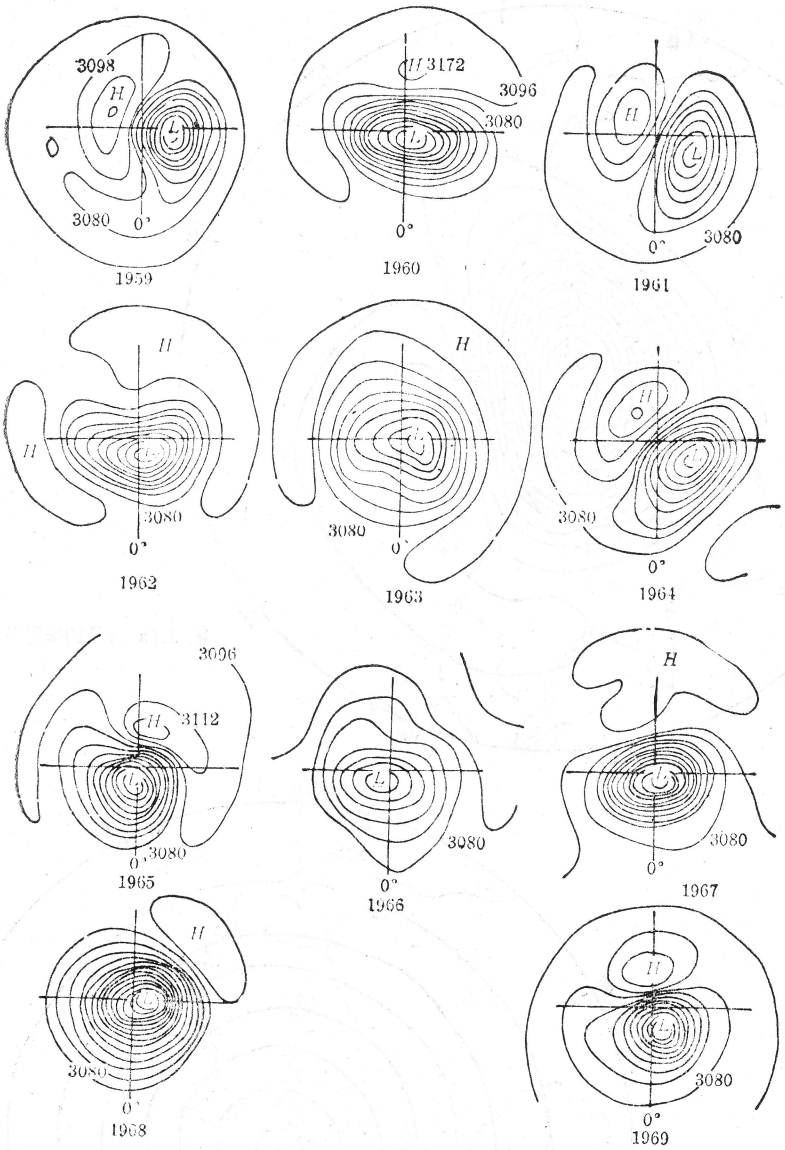


图 2.6 3月10毫巴环流示意图(Reiter,1975)

四、平均西风与经圈环流

大气的平均运动状态以西风为主,所以纬圈平均西风分布是大气环流的一个重要特征。图2.7给出南北半球1月及7月的西风分布，由于是计算的地转西风，所以5°N—5°S之间不好分析。可见无论冬夏,或南北半球,在200毫巴附近都有一个强西风中心，夏季约在40°—50°之间强度较弱;冬季在30°纬度附近,强度比夏季增强1/2—1/3。南半球的西风特别是夏季比北半球强 但夏季北半球低纬的东风则比南半球强得多。这可能与亚洲大陆的强大高压系统有关。

大气环流的平均运动基本是纬向的，但是这并不说明大气的经向运动不重要。举个简单的例子,大家都知道,地球的低纬地区吸收了较多的太阳辐射，极区则受热较少。特别冬

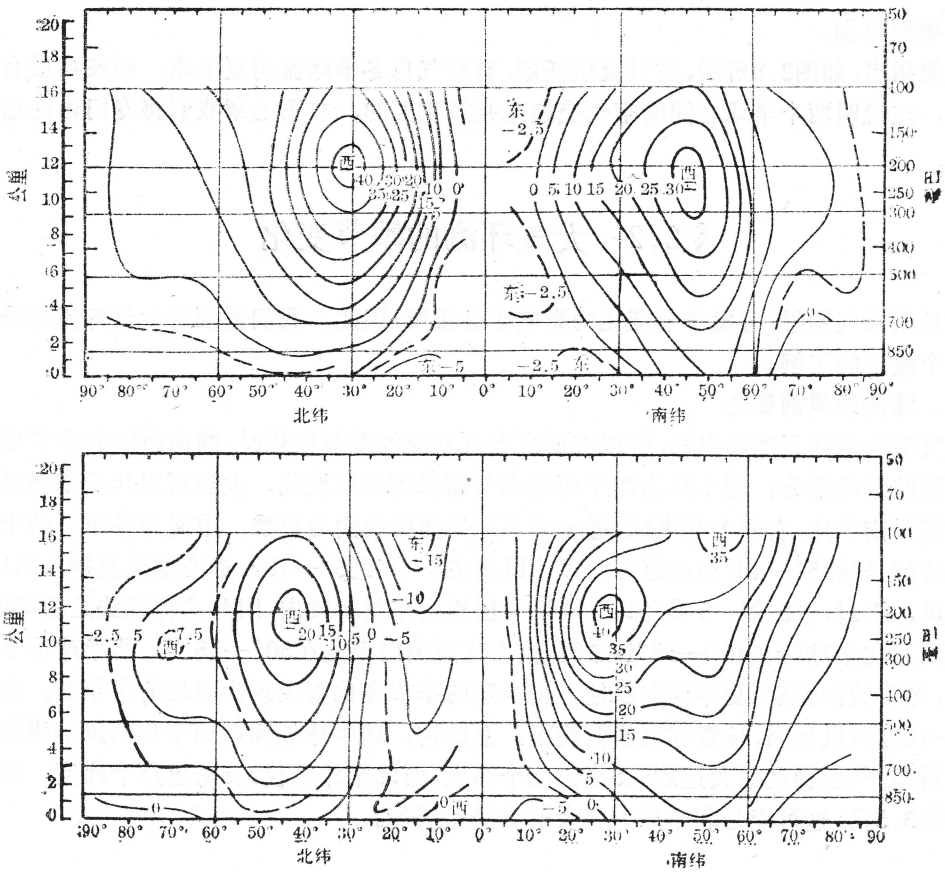


图 2.7 1月(上)、7月(下)南北半球的平均西风分布[1](van Loon, 1972)

半年，放出之长波辐射远远超过直接接受的太阳辐射。然而多年以来，极区并没有不断变冷，低纬也没有愈来愈热。显然，这里就存在着一种机制，把热量自低纬输送到高纬。海洋中自南向北的暖洋流自然向北输送了较多的热量，分析表明，仅只海洋远远不能使南北的热量分布达到均匀。大气的经向运动对南北向的热量输送起着更重要的作用。所以，在大气环流研究中，对经向运动是十分注意的。

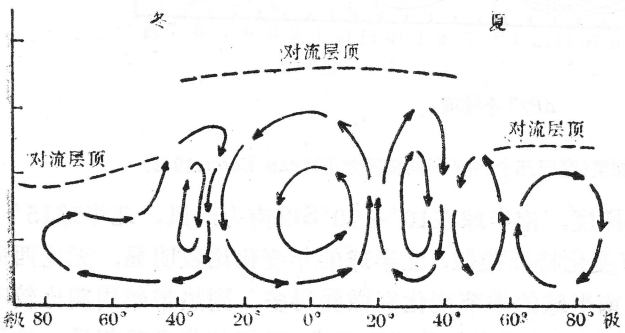


图 2.8 大气环流经向运动示意图(Sawyer, 1966)

图 2.8 给出大气经圈环流示意图。夏半球是著名的三圈环流，冬半球高纬的一环不是十分清楚。不过要注意，这里说的是平均经圈环流，即沿纬圈平均的经向运动。近来大气环流的研究表明，经圈环流在 30°N—30°S 的低纬地区可能作用是比较大的；而在中纬平均经圈环流很弱，而大型涡旋在热量、动量及水汽的经向输送中作用则要较经圈环流大。最近已有不少人对大

型涡旋的热量输送做了研究，有的甚至研究了这种输送的年际变化，企图由此探讨长期天气变化的物理过程。

顺便指出，如图2.8所示，在对流层低层，有空气自冬半球流向夏半球，而在高层有相反的气流，这说明两个半球之间的空气交换也是很重要的，在第七章我们将专门讨论这个问题。

§2.2 大气环流的季节变化

做长期天气预报，考虑季节变化的影响十分重要，因此，我们需要对大气环流的季节演变有一个概括的了解。

一、纬向西风的变化

大气平均运动是准纬向的，所以在研究大气环流的季节变化时，纬向西风的季节变化是一个重要的组成部分。图2.9为海平面经向气压梯度的年变化，大致可以代表纬向风的变化。左部为南半球，右部为北半球，每一个半球的图中两侧为夏季，中间为冬季。两个半球的共同特征是从35°—40°向赤道方向以东风为主，一直到5°—10°，赤道地区夏季为西风，冬季为东风。不过，在5°N—5°S之间很难用气压梯度来判断风向，因此这种说法是粗略的。地面最大西风北半球约在45°—55°N之间，南半球更偏向极地在50°—55°S。北半球季节变化较明显，冬季偏向赤道，夏季偏向极地。南半球的季节变化则表现为明显的半年波，在2—3月及9—10月西风最强，位置亦最偏向南极。总的讲，南半球地面纬圈平均西风的强度比北半球大得多，气压梯度最大达到8.5毫巴/5个纬度，而北半球则仅2.5毫巴/5个纬度，前者约为后者的3.5倍，这可能是北半球有巨大的大陆造成的。

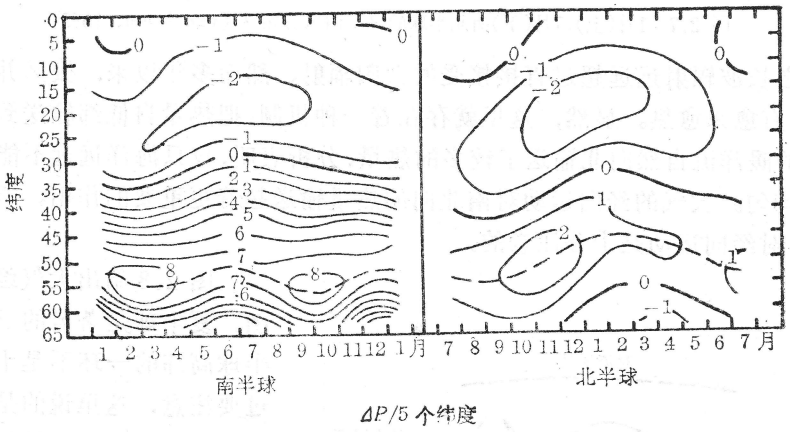


图 2.9 纬圈平均海平面气压梯度(毫巴/5个纬度[1]向极区为正)(van Loon.1972)

图2.10为500毫巴纬圈平均高度梯度，南半球在10°—20°S以南为西风，北半球15°—30°N以北为西风。与地面西风的季节变化特征类似，北半球的年变化比较明显，无论西风强度还是西风位置都表现为年周期。南半球的季节变化则微弱得多，副热带年周期比较明显，中高纬依然是半年波占优势。但最大西风强度却是夏季最大，正好与北半球相反。这种情况可能反映了南北两个半球下垫面差异的影响，南极洲终年为厚达数百米到二千米的积

冰，一年四季温度都比较低，所以只有当夏季，中纬气温上升，南北温度梯度加大，中纬西风才最强。而北半球最冷的地区不在北极，大陆冷空气在冬季最强，因此冬季南北温度梯度比夏季大得多，所以冬季西风最强。与地面情况类似，500毫巴南半球西风仍比北半球强，但已经差不了许多了，南半球最大为14(位势什米/5个纬距)，北半球为10。

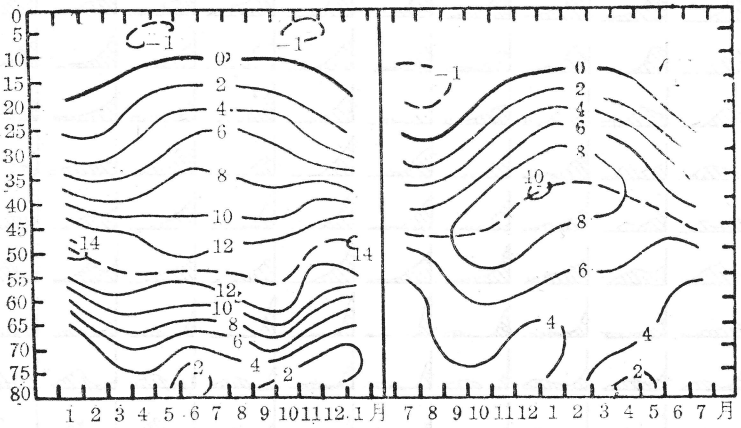


图 2.10　纬圈平均500毫巴高度梯度[1](位势什米/5个纬度，向极区为正)(van Loon，1972)

图2.11为200毫巴高度的经向梯度分布，大致情况与500毫巴类似，但南半球中纬西风的半年波更明显，而且在春季9月达到最大。总的讲，北半球西风最强在副热带，南半球则在中纬，而另外在副热带有一个冬季极大值。

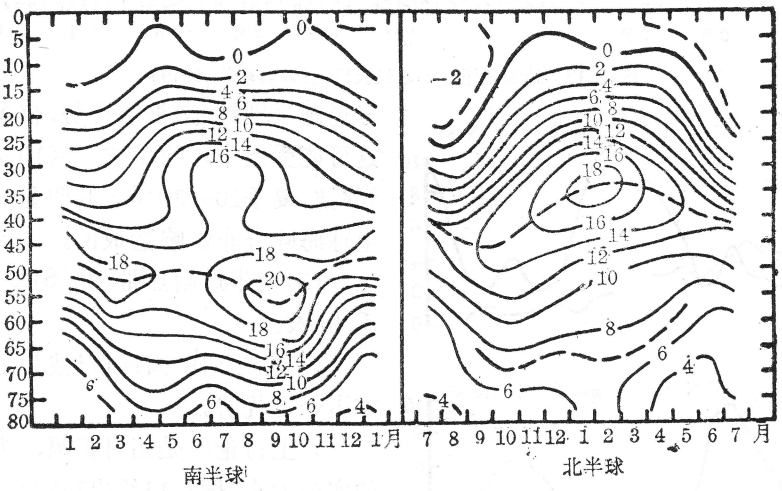


图 2.11　纬圈平均200毫巴高度梯度[1](位势什米/5个纬度，向极区为正)(van Loon，1972)

通过以上对比可以看出，南半球总的讲季节变化不如北半球明显，但西风强度比北半球强，这显然与两个半球海陆分布不同有关。

二、超长波的季节变化

上面讲到，大气环流的特征可以通过纬向西风及超长波来描述，图 2.12 为 60°N 到 60°S海平面气压的超长波，由此可以看出以下特点：

(1) 北半球40°N以南副热带与中高纬(50°—60°N)情况不同，中高纬以1—2波为主，但2波经常比1波强一些，冬春季尤其明显。副热带以30°N为例，夏半年1波为主，其次为2波，4波亦略有反映，冬半年则3波比较强。

(2) 北半球低纬以10°N为例，冬半年为3波，夏半年为1波占优势。与副热带情况相同，

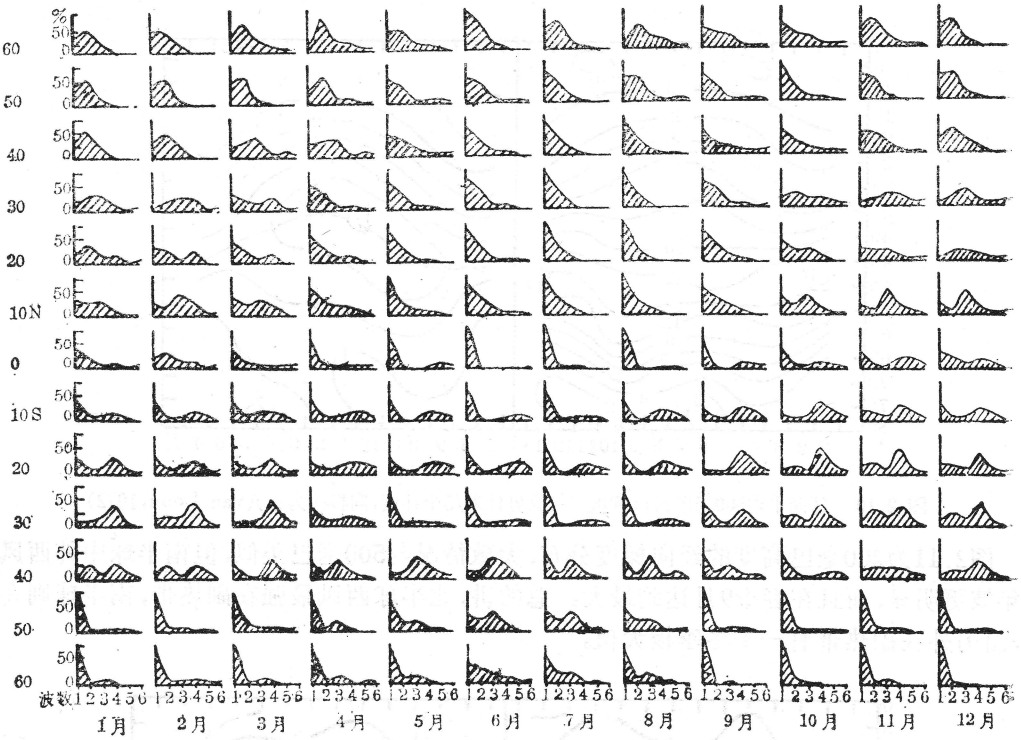


图 2.12 地面气压场的超长波特征(郭其蕴等，1979)

赤道地区则终年1波占优势，仅冬季4波略强，这可能受南半球的影响，因10°S终年都可见到4波，夏季20—30°S尤其明显，这可能受南半球海陆分布影响造成的。

(3) 南半球副热带(30°S)夏季为4波，冬季为1波。

(4) 南半球中高纬以1波为主，冬半年3波亦占一定优势。

以上讨论的是相对振幅，为了看出各波的实际大小，图2.13给出1波与2波的绝对振幅。显然北半球(实线)季节变化明显，中纬(50°N)冬季振幅大，副热带(30°N)夏季振幅大。南半球相反，中纬(50°S)夏季波振幅大，副热带(30°S)冬季振幅大，这显然是南半球下垫面海洋的热力特征造成的。

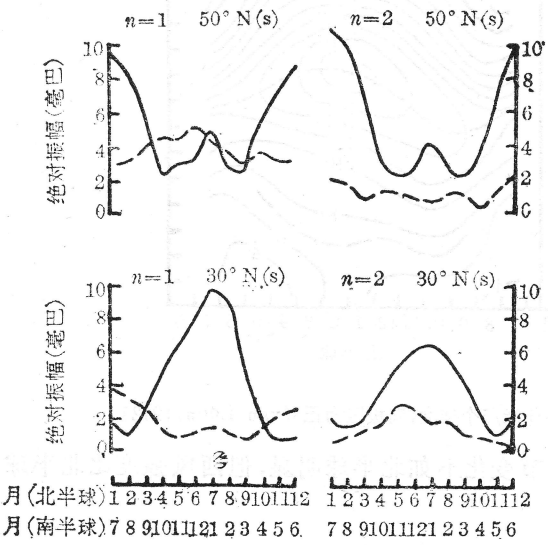


图 2.13 30°N(S)及50°N(S)1波与2波绝对振幅的年变程 (实线——北半球，虚线——南半球)(郭其蕴等，1979)

下面分析500毫巴的超长波，我们重点讨

论北半球中纬度(55°N)及副热带(35°N)。图2.14及图2.15给出1—4波的相对振幅及位相。从图2.14可以看出：

(1) 55°N 1波相对振幅在一年内有两个最大时期，一个在4—6月，另一个在10—11月。35°N 1波的高值却出现在12—2月及6—8月。

(2) 2波的年变程不明显，特别在55°N，摆动于20—40%之间，35°N则有上半年大，下半年小的趋势。

(3) 3波的年变程最清楚。但无论在55°N或35°N，最大值与最小值出现时间均与1波相反。

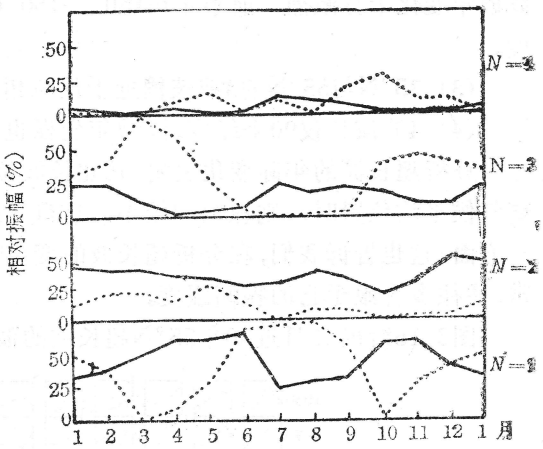


图 2.14 55°N(实线)及35°N(虚线)500毫巴超长波振幅 [3]

(4) 4波一般占比重不大，仅35°N、9—10月间略大。

至于超长波的位相的季节变化，也是1、3波最清楚，图2.15表明：

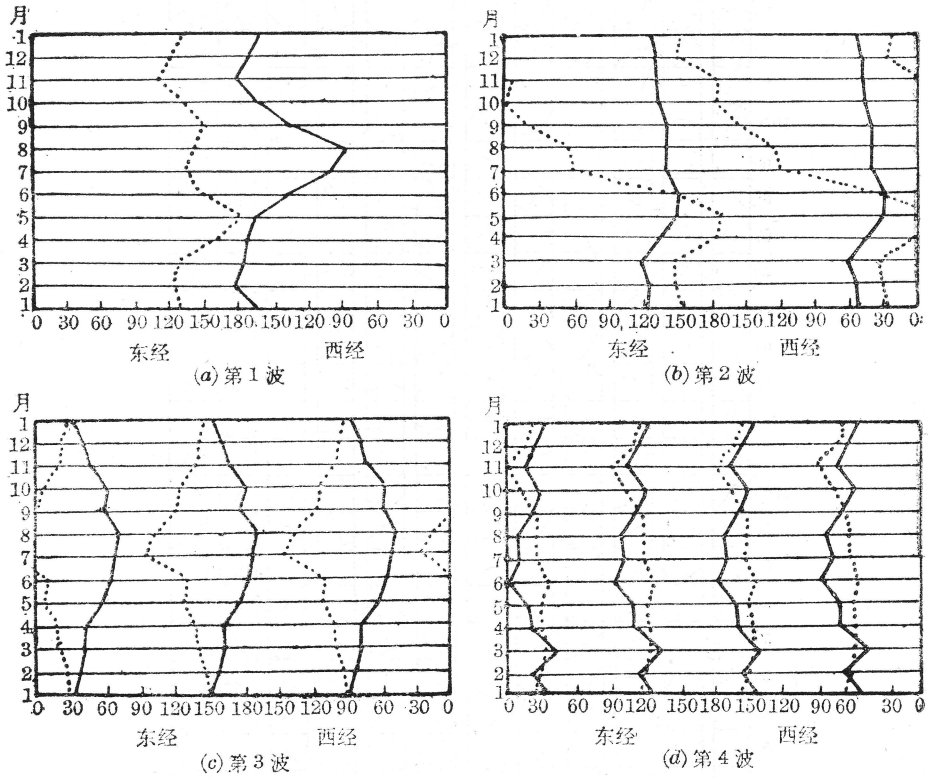


图 2.15 55°N(实线)及35°N(虚线)500毫巴超长波槽的位置 [3]

(1) 55°N夏季1波波槽在90°W，其余时间多在150°—180°W之间。35°N的1波波槽则相对比较稳定。

(2) 55°N上2波的波槽终年无大变化，两个槽在120—150°E及30—60°W。35°N的2波

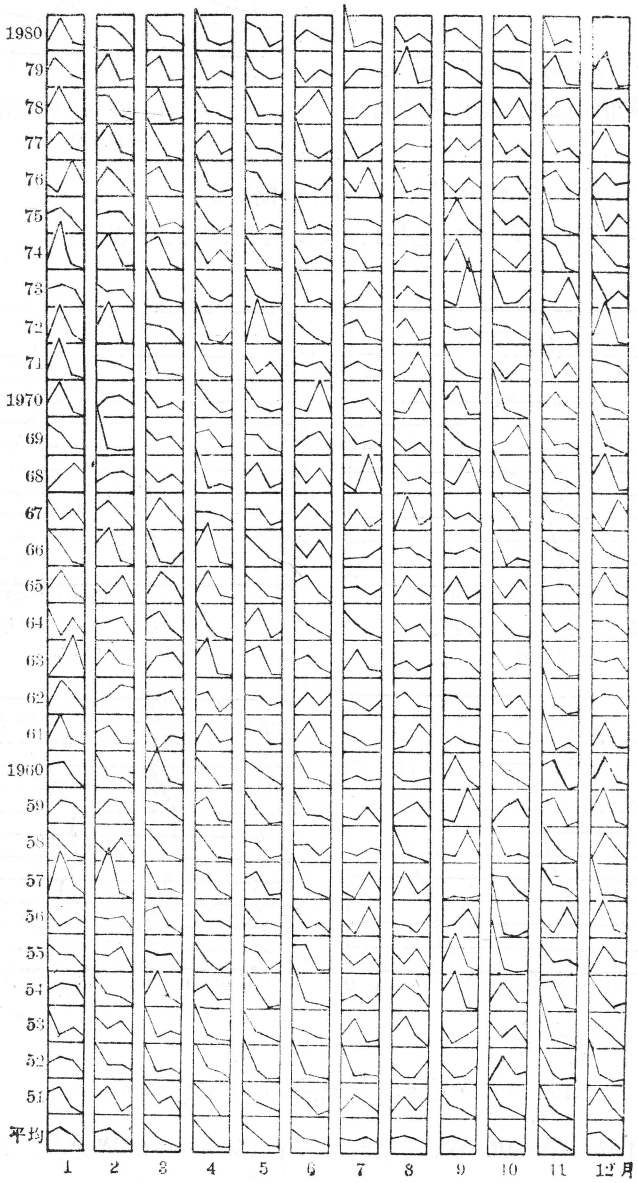
波槽年变化十分激烈，前半年在150°—180°E之间，后半年西退，半年之间后退约180个经度。

(3) 35°N与55°N的3波波槽近于反位相，例如35°N上，90°E夏为波槽，冬为波脊。

(4) 4波波长仅90个经度，波槽年变程也不明显。

分析超长波的年际变化表明，凡超长波位于气候平均位置，则振幅一般均较大，而当远离气候平均位置时，则振幅均较小。这自然反映了下垫面的影响对超长波的控制作用。另一方面，这也告诉我们，在分析超长波的变化时，振幅有更重要的作用。所以谈到超长波异常，往往多着眼于它的振幅强度。

图2.16给出各月近30年55°N超长波的波谱。显然可以看出，年际变化还是比较大的。



55 °N

图 2.16 55°N近30年各月500毫巴超长波波谱

例如，冬季一般2波为主，1波其次。但也有些年1波占绝对优势，2波很弱，如1952年12月，1953年1月，1969年2月等；有些年则2波占了绝对优势，1波非常弱，如1957年1、2月，1958年12月；还有的年3波最突出，如1968年1月，1976年1月。

夏季超长波的年际变化也很突出，例如7月—8月多年平均1，2，3波的分量彼此相当。个别年之间差别仍很大，像长江流域多雨的1969年，1980年，均是1，3波较强；而干旱的1972年则2波占绝对优势。

过渡季节波谱的变化尤为激烈，但是从图2.16也可以看出，尽管超长波有明显的长期变化，但每年的年变程还是清楚的，只是变化有早晚，特征亦有不同。因此可以根据超长波的变化定出大气环流的季节变化。

(1) 夏季，开始时约在6—7月，第1波明显减弱，在整个夏季1波本身很少可能占到第一位，至多与另一种波如2波或3波同时占有较大比例。相对于春季，3波增强明显，虽然并不是总能达到第一位。所以，我们把1波明显减弱做为夏季开始，这时往往3波显著增强。而把1波又重新增强定为秋季开始，这时3波往往随之迅速减弱。

(2) 冬季，开始1波有所减弱，但2波增强很明显，3波亦有时激烈增强，一直到1波再次明显增强，春季开始。随冬季之结束，3波也减弱。

这样划分的结果(图2.17)各年夏季有5个月的，也有2个月的。如1977年一直到7月1波还占绝对优势，仅8月—9月1波略减弱，10月就又迅速增长了。1980年直到10月1波还没有占到第一位。冬季最短只有一个月，即1958年2月，因为1月、3月1波都很强，只有2月1波明显减弱，3波增长。冬季最长为1964—1965年及1969—1970年各长6个月。

表2.1为各季的不同长度频率分布，夏冬最长，秋季最短。夏季的长度大部分为3—5个月；冬季最为集中，30年中有23年为3—4个月；春季变动最大。

这种季节也属于自然天气季节，不过是根据全球中纬环流特征划分的，四个季节合起来可称为自然天气年。如表2.2所示，年的长度也有变化，最短10个月，最长可达14个月。

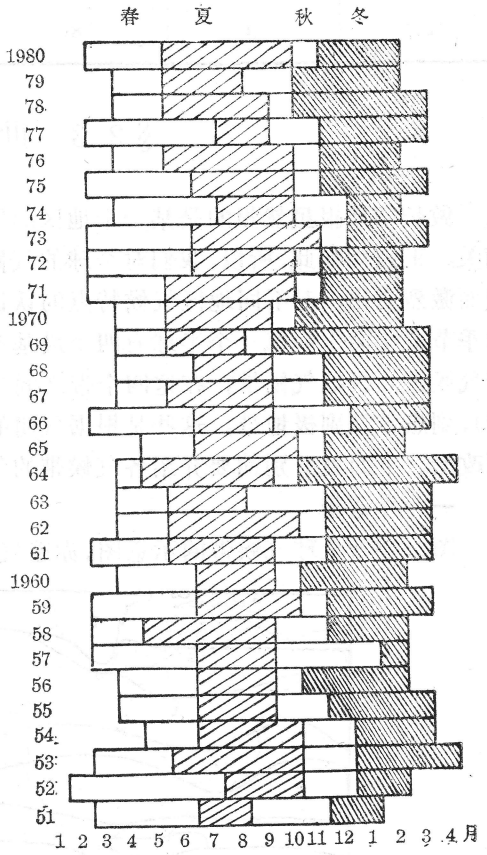


图 2.17 近30年大气环流的季节变化

通过以上分析可以看出来，大气环流季节变化的年际差异也是很大的。当然，这里只是考虑了500毫巴55°N，即对流层中纬的环流特征。如果研究不同高度或不同纬度、划分的结果会有不同。不过这里主要想说明，大气环流的季节变化是一个重要的背景，同时它又不是一成不变的，而有明显的年际变化，在制做长期预报时应该注意。

表 2.1 1951—1980 年自然天气季节长度频率分布

季节 \ 月数	1	2	3	4	5	6	平均(月)
春	1	11	8	8	1	1	3.0
夏	0	2	11	9	8	0	3.8
秋	15	11	3	1	0	0	1.6
冬	1	3	9	14	1	2	3.6

表 2.2 1951—1980年自然天气年长度频率分布

月数	10	11	12	13	14	平均(月)
频次	1	8	12	8	1	12

§2.3 世界气候带

做长期预报虽然报的是某一个地区的气候，但经常考虑相距遥远地区的因子即所谓遥相关。正因为如此，所以，我们对全球的气候也应该有一个基本认识。地球上气候随地理位置而激烈变化，对不同地区气候特点的认识最基本的就是气候带的概念。主要由太阳辐射的季节变化而引起每一个半球有四个最基本的气候带，这就是：赤道气候带，热带气候带，温带气候带及极地气候带。在这四个带之间又形成三个过渡带：即赤道季风带（又称副赤道带），副热带及副极地带。这些是根据气团的特征划分的，在三个过渡带盛行气团可因季节而改变。下面就分别简要介绍各气候带的气候特征[4]。

一、赤道带

图2.18为全球气候带的示意图。赤道气候带在图中用编号1表示，主要有三块地区：印度

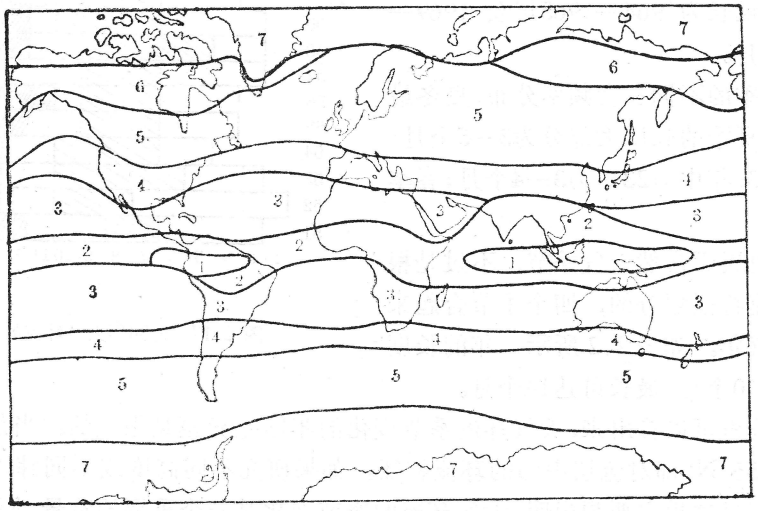


图 2.18 世界气候带[4] 1.赤道带，2.赤道季风带(副赤道带)，3.热带，4.副热带，5.温带，6.副极区带，7.极地带(Алисов等，1952)

洋到西太平洋的赤道地区，赤道西非及赤道南美。这里的气候特征是气温年变化小于日变化，降水为热对流性质，多阵雨，伴有强大雷暴，经常在午后下雨，年降水量1000—3000毫米，但并不是地球上降水最多的地区。

图2.19为两个典型站的温度（实线）、湿度（虚线）及降水（直方图）的年变程。可见温度的年变化非常小，湿度的年变化也不大。降水则冬半年多，夏季最少。高山地区降水年分布不均匀性更大一些，此外差别不大。

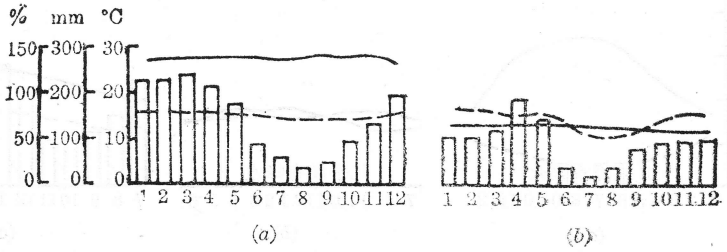


图 2.19 赤道带典型站温度（实线）、湿度（虚线）及降水（直方图）
a. 赤道大陆气候（马那乌斯，3°7'S，60°2'W）
b. 赤道高山气候（基多，0°12'S，78°30'W）
（Алисов等，1952）

二、赤道季风带（副赤道带）

这个带位于每一个半球的热带辐合带的夏季位置与冬季位置之间，夏季风在大陆西岸为偏西风，东岸为偏东风。冬季风基本上是信风，夏季情况和赤道带相同，空气湿度大，产生大量对流性降水。冬季降水显著减少，但因地形影响，降水量可以差别很大。在朝向潮湿季风的海岸山地或山坡，年降水量可达6000，8000或甚至超过10000毫米。地球上最大的年降水就出现在这一地区。

这个带的气候可以分为三种类型（图2.20）：内陆季风气候，西岸季风气候及东岸季风气候。图2.20的典型站情况说明，内陆降水很少，月降水量不足100毫米，但西岸月降水量最大达500毫米以上，东岸降水在夏半年分布更均匀一些。温度年变化仍不大，一年有两次峰值，出现于春、秋两季。

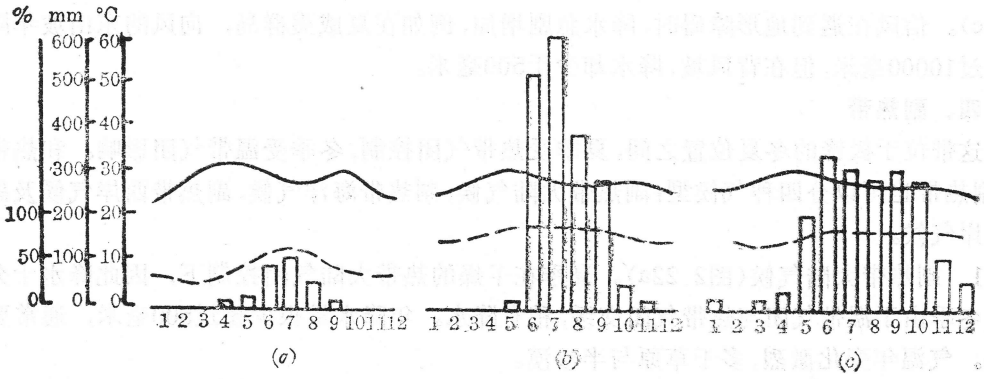


图 2.20 赤道季风带典型站气候特征（说明同图2.19）
a. 内陆季风气候（图爱姆，14°0'N，3°18'E）
b. 西岸季风气候（孟买，18°58'N，72°50'E）
c. 东岸季风气候（西贡10°45'N，106°40'E）
（Алисов等，1952）

三、热带

热带气团形成于高压带中，主要是下沉气流，低层为信风，高层为反信风，所以，空气干燥。但在反气旋不同部位气候差别较大，一般热带可分为四种气候型：热带大陆气候，热带海洋气候，海洋反气旋东沿气候，海洋反气旋西沿气候。

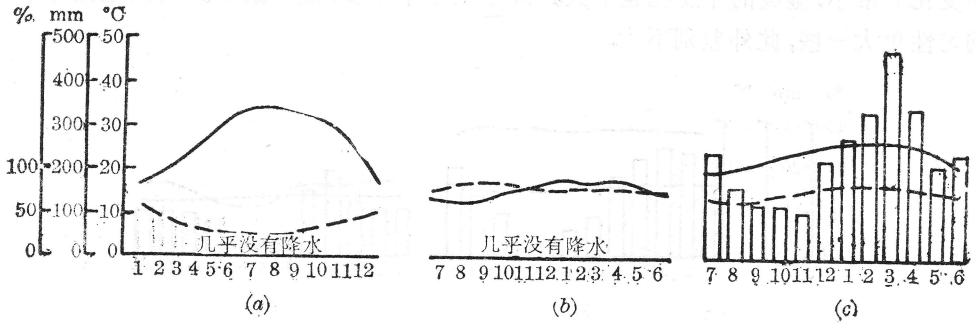


图 2.21 热带典型站气候特征[4]（说明同图2.19）
a. 热带内陆气候（亚森，24°6'N，32°54'E）
b. 海洋反气旋东沿气候（斯互科普蒙特，22°40'S，14°33'E）
c. 海洋反气旋西沿气候（达马达佛，18°09'S，49°22'E）
（Алисов等，1952）

1. 热带大陆气候。特征是干燥、多沙漠和干草原。在热带附近的大陆内部，全年几乎没有降水，温度年变化明显（图2.21a）。

2. 热带海洋气候。特点是湿度大，温度年变化缓和，与赤道气候的差别是云少。因为信风逆温阻止了对流发展，有热带气旋是这一气候型的特殊现象。

3. 海洋反气旋东沿气候。在海洋上副热带反气旋的东部，气流来自中纬，底层又多有冷洋流伴随。因此信风低层比较冷，相对湿度大，但很少降水（图2.21b），因此多沙漠。类似于热带海洋气候，温度年变化小。但这里往往是海陆交界处，因此海陆风环流特别强大。

4. 海洋反气旋西沿气候。与反气旋东沿情况完全不同，信风逆温很弱，并经常处于凝结高度之上，因此这里天气很接近赤道情况。不过，冬季由于冷空气入侵，气温低（图2.21c）。信风在遇到地形障碍时，降水急剧增加，例如在夏威夷群岛，向风的东山坡年降水量超过10000毫米，但在背风坡，降水却少于500毫米。

四、副热带

这带位于极锋的冬夏位置之间，夏季受热带气团控制，冬季受温带气团影响。和热带一样，副热带也可以分四种气候型：副热带大陆气候，副热带海洋气候，副热带西岸气候及副热带东岸气候。

1. 副热带大陆气候（图2.22a）。夏季在干燥的热带大陆气团控制下，因此降水十分稀少。冬季由于温带气团与热带气团交绥，稍有降水。年降水量很少超过500毫米，通常要少得多。气温年变化激烈，多干草原与半沙漠。

2. 副热带海洋气候。夏季盛行反气旋天气，冬季气旋活动发展并有降水。温度年变化略小于副热带大陆气候。

3. 副热带西岸气候。这里是副热带反气旋的东沿，夏季为晴朗干燥的天气，冬季受极锋影响产生降水。与热带不同的是每年有降雪，在迎风坡年降水量亦可达5000毫米。地中海

一带为典型的西岸气候，所以这类气候有时亦称为地中海气候（图2.22b）。

4．副热带东岸气候。有时亦称为季风气候（图2.22c），东岸处于副热带及气旋的西侧，有大量降水。冬季大陆反气旋中形成的温带大陆气团作用下极锋推移到低纬，因此受冷气团控制，降水比夏季少得多。与西岸形成鲜明对比，前者是夏季晴朗干燥，冬季温和多雨；而后者则是夏季湿热，冬季干冷。

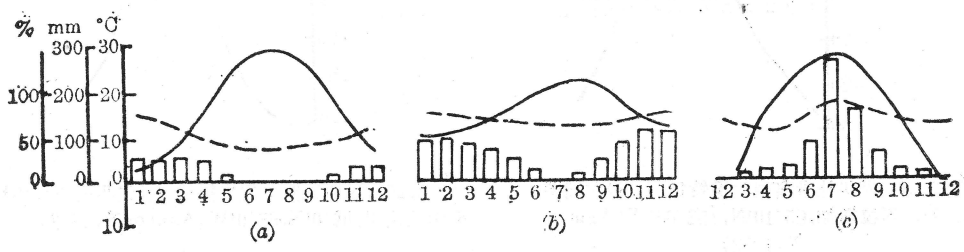


图 2.22　副热带典型站气候特征[4]（说明同图2.19）
a．副热带大陆气候（德黑兰，35°40'N，50°26'E）
b．副热带西岸气候（里斯本，38°43'N，90°8'E）
c．副热带东岸气候（北京，39°54'N，116°28'E）
（Алисов等，1952）

五、温带

1．温带大陆气候　气团多为温带海洋气团或极地气团变性形成，冬季低温高湿，夏季气团变性快，不稳定程度增加，降水也较多（图2.23a）。

2．温带海洋气候　与温带大陆气候比较，温度年变化小，各季降水分布均匀。

3．温带大陆西岸气候　终年盛行海洋气团，因此冬暖夏凉，全年湿度大，年降水量平均700毫米，但在地形影响下，最大年降水量可达3500毫米，和副热带相似，不过它是均匀分布在全年，而不像副热带主要集中于夏季（图2.23b）。

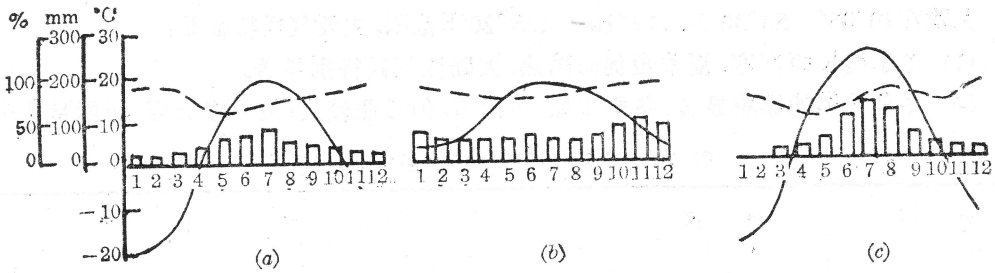


图 2.23　温带典型站气候特征[4]（说明同图2.19）
a．温带大陆气候（温尼伯，49°54'N，97°03'W）
b．温带大陆西岸气候（巴黎，48°51'N，20°20'E）
c．温带大陆东岸气候（哈尔滨，45°57'N，126°37'E）
（Алисов 等，1952）

4．温带大陆东岸气候　也有季风性质，冬季受寒冷的大陆气团影响，夏季受极锋气旋影响，带来降水。因此，气候特点是：冬季寒冷、晴朗少雪，夏季多雨潮湿。

六、副极地带

北半球为副北极带，南半球为副南极带。在副北极带中冬季盛行极地气团，夏季盛行温

带气团。这里冬季特别冷，温度年振幅达到全球最大，有些地区能超过60℃。降水终年都有，但量不大(图2.24)。

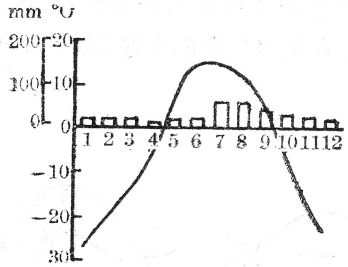


图 2.24 副极地带典型气候特征[4]（说明同图2.19），阿拉斯加，65°10'N，152°06'W（Алисов等，1952）

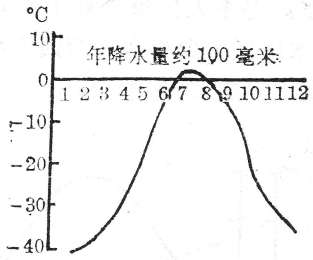


图 2.25 极地带典型气候特征[4]（说明同图2.19），格陵兰北岸，82°0'N，65°0'W（Алисов等，1952）

七、极地带

极地辐射平衡终年为负值，因此全年都有冰雪覆盖。北极冬季盛行反气旋环流，有深厚的地面逆温，夏季的逆温不如冬季强大，低层空气湿度增加(图2.25)。南极由于有高大冰原，终年为强大的高压控制，向南极洲四周吹寒冷的偏南风。

§2.4 中国气候区

为了对我国的气候有一个概括的了解，这一节介绍关于中国气候区划的工作。划分气候区一直是一个有争论的课题，因为，不同作者从不同角度出发，自然会有不同的划分结果。我们介绍的是50年代末期的工作，中国科学院自然区划委员会组织了这一系统性的研究，结果把中国划分为8个地区[5]（见表2.3）；图2.26中的数字就是区号。

一、东北地区

大致在40°05′—53°30′N，119°10′—135°20′E范围，主要气候特征是：

(1) 冬季漫长而严寒，夏季短促而酷热，大陆性气候特别显著。

(2) 冬夏季风的影响显著，冬季干燥，少雨雪，但日照较足；夏季多云雾，而雨量集中。

表 2.3 中国气候区（中国气候区划，1959）

编号	地区	气候型
1	东北	寒温带季风气候，温带季风气候
2	内蒙	温带季风气候，寒温带季风气候
3	甘新	寒温带、温带、暖温带气候
4	华北	暖温带季风气候
5	华中	副热带季风气候
6	华南	副热带季风气候，热带季风气候，赤道季风气候
7	康滇	高原季风气候
8	青藏	高原气候

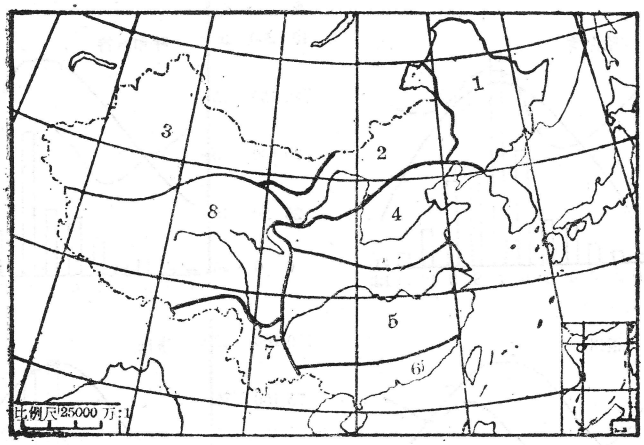


图 2.26 中国气候区划(数字为区号,名称见表2.3)(中国气候区划,1959)

(3) 春季多大风及风沙,风力普遍增加。

(4) 秋季暖而晴朗,晴天日数在30天以上。

典型站哈尔滨的温度(实线),湿度(虚线)及降水量(直方图),绘在图2.27上。

二、内蒙地区

本区位于35°—50°N,100°—123°E之间,各季气候特征如下:

冬季:在冷空气控制下天气晴朗干燥,强大的高压南下时有大风降温,有时有风雪。

春季:低槽过境时天气不稳定,但降水很少。

夏季:东南季风盛行降水最多,降水多对流性,有雷暴甚至冰雹,夏季降水量占全年一半以上,8月降水常大于7月。

秋季:高空常有暖高压控制,天气晴朗稳定。由于空气潮湿,降水略多于春季,典型站为呼和浩特。

三、甘新地区

指我国昆仑山,阿尔金山和祁连山以北,贺兰山以西的广大领域。

这里地处大陆内部,冬季冷而干燥,夏季受热低压控制,但因纬度高有时亦可受极锋影响。春季天气多变,秋季则晴爽温和。北部地区的年降水量可达200—300毫米,但南疆有的站年降水量在10毫米以下。典型站为银川。

四、华北地区

华北地区的华北平原从32°N到42°N,西部黄土高原从34°N到37°N。

冬季完全在大陆高压控制下,每隔3—5天即有一次冷锋过境,造成大风降温,间或出现沙暴或降雪。夏季处于大陆低压范围内,盛行偏南气流,湿度较大,当冷空气自北方或西北方入侵与太平洋暖湿气流相遇,产生降水。当冷锋停滞时,在气流的辐合点上经常形成暴雨,如1963年8月,1975年8月就是。春季冷锋过境频繁,天气多变,且多风沙。秋季天气稳定,晴朗温和,形成秋高气爽天气。

图2.27给出济南的例子。

五、华中地区

华中地区处于25°—30°N,103°—122°E之间。

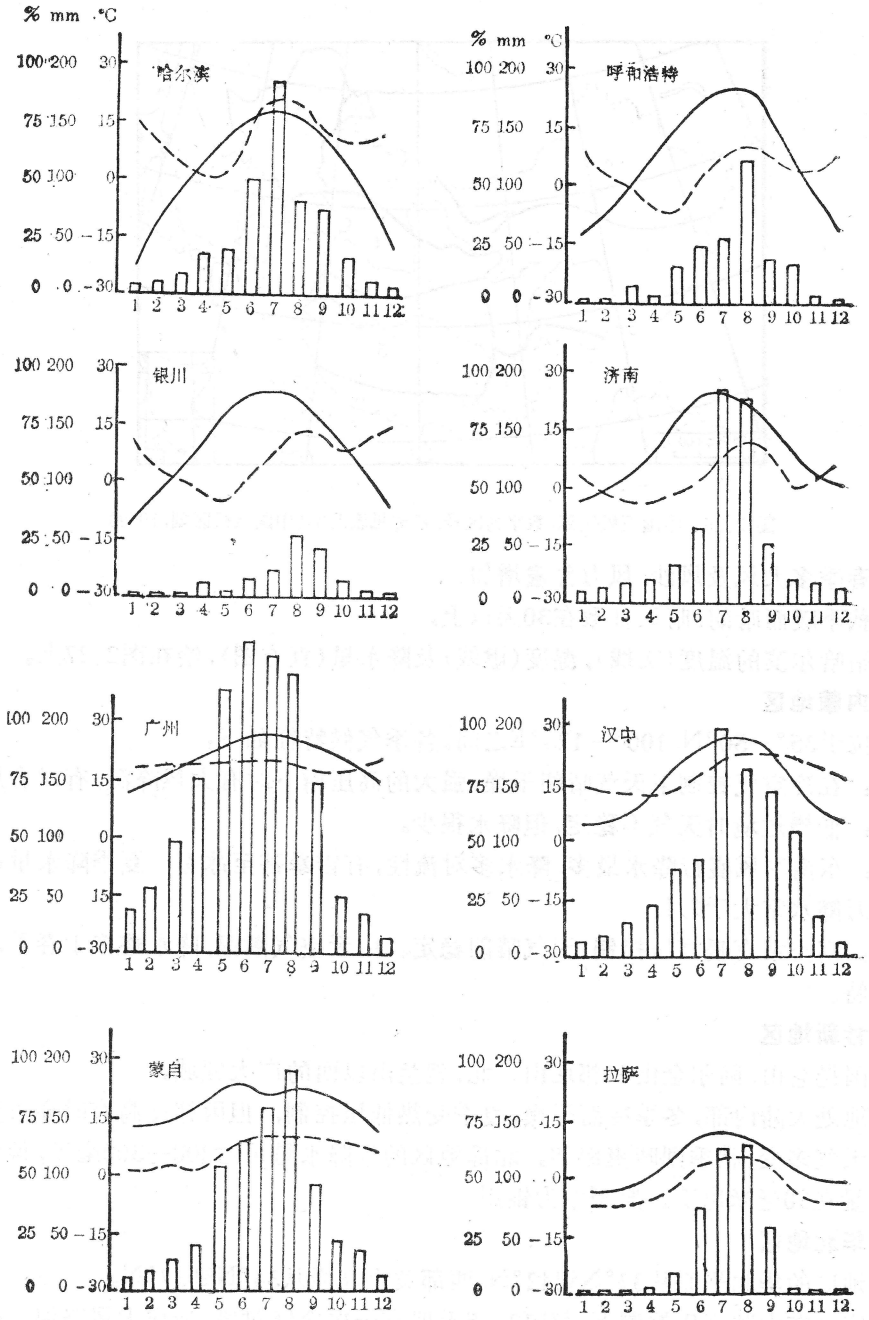


图 2.27　中国8个气候区典型站气候特征(中国气候区划,1959)

冬季是降水量最少的季节,也是一年最冷的季节,但相对我国其它地区还算是降水较多的。春季多雨、风大、日照少。月平均雨日常在15天以上，春末夏初为梅雨季节。夏季雨量一般均占年总量的40%以上,个别地区可达60%,但除贵州高原及沿海部份地区外，也是我国夏季酷热的地区,极端最高温度大都超过40℃。秋季东半部为秋高气爽,而西部有著名的秋雨。如汉中(图2.27)秋雨显然多于春雨。

六、华南地区

在南岭以南，是我国的最南部地区。冬季盛行偏北及偏东气流，冷锋静止转为准静止锋，造成降水。夏季气压经常是东高西低，受台风等热带天气系统影响。热带辐合带在夏季经过本区时，即使无台风等，也会形成暴雨。春秋过渡季节多锋面降水，秋季台风尤多，故一年之中除冬季外，春秋降水量也有相当份量，湿度年变化不大。典型站为广州。

七、康滇地区

我国西南部，约在21°12′—30°00′N，92°24′—105°15′E之间。本区气候特点是四季不很分明，大部地区1月温度在5℃以上，有一半地区超过10℃。大致11—4月为干季，5—10月为湿季。全年降水多集中于7—9月，干季降水很少。干季受从印度、巴基斯坦一带来的西风控制，夏季受西南季风影响，故雨水丰沛。典型站为蒙自。

八、青藏地区

在我国西部28°—40°N，78°—103°E之间，海拔平均高度在5000米左右。气候特点降水南多北少，主要降水集中于6—9月，康定到甘孜年降水量在600—1000毫米之间，青海一带的降水为200—400毫米，柴达木盆地最为干燥，降水不足100毫米。由于地势高，结冰日数多，有的地区超过200天，松潘，甘孜等地仅7，8两个月没有结冰。图2.27给出拉萨的例子。

平均环流与气候状况并不是长期预报的目标，长期预报所做的是距平预报，即对这个平均状况的偏差。但是这并不说明长期预报工作者不需要了解这个平均状况，而恰恰相反，在预报中应当很注意平均环流与气候特征，对季节变化尤其要特别重视。例如有时环流与气候异常的转变就与季节有密切的关系。所以气候平均值的作用绝不仅仅用来在预报出距平之后，用简单算术加法加上就可以做出预报，而是一个需要很深入了解的内容。国内外的有关长期预报的教科书，都把这个内容放到比较重要的地位。

参 考 文 献

[1] H.van Loon et al.,Meteorology of the Southern Hemisphere Meteorological Monographs, vol, No. 35,1972.

[2] 郭其蕴、叶维明，南半球大气环流与东亚季风，气象学报，37卷36—95，1979.

[3] 北京大学地球物理系气象教研室，天气分析和预报，第二十五章，1976.

[4] 阿里索夫等，气候教程，高等教育出版社，1957年.

[5] 中国科学院地球物理研究所，地理研究所，中国气候区划，科学出版社，1959.

第三章　大气环流与气候振动

§3.1　准两年周期

一、赤道平流层的准两年周期

大气环流与气候要素的准两年周期，近二十多年来受到愈来愈多的注意。50年代末人们发现，赤道地区平流层有东风与西风逐年交替现象。以后详细分析表明，这种纬向风的振动周期平均为26个月。由于周期略长于两年，所以称为准两年周期（Quasi—Biennial Oscillation），有时缩写为QBO。

实际上，早在有高空探测之前，人们就已经知道赤道上空平流层为东风了。1883年8月27日苏门答腊与爪哇之间巽他海峡的喀拉喀托火山（6°9′S，105°22′E）猛烈爆发，火山灰上升到平流层，达到30公里以上，在空中飘浮，以每小时73英里（32米/秒）的速度自东向西运动。至少观测到绕地球旋转了两圈以上。因此，人们断定赤道地区的平流层盛行东风，并称之为"喀拉喀托东风"。但是，1908年Berson在中非观测到西风，以后van Bemmelen在雅加达也观测到西风，不过两次观测到西风的高度均在20公里左右，而另两次观测达到30公里高度时都出现东风。以后，Kuhlbrodt对1925—1927年的流星考察中也发现，20°N—20°S之间，15公里以上为东风，以下为西风。所以，直到50年代初，还有人认为赤道地区平流层中层为东风，低层为西风。

到了50年代后期，赤道太平洋地区的一些岛屿有了几年的连续观测资料。1957年Sadler发现赤道太平洋平流层低层，1955年春为西风，1956年春转为东风。这是人们第一次明确指出同一高度纬向风随时间的变化。1958年Viezee同样根据赤道太平洋一些站的记录指出，纬向风变化的周期在一年以上。1959年McCreary发现圣诞岛的东风及西风是向下传的，并指出下传约需一年时间，因此造成平流层低层东风与西风的逐年交替。1960年Reed与Ebdon分别独立地得到赤道地区纬向风有26个月周期的结论[1,2]，以后对这问题研究就多了。主要由于Angell及Korchover，Veryard等的工作，赤道地区准两年周期的情况有了比较全面的了解。

图3.1给出坎顿岛30毫巴纬向风近廿多年的变化曲线，可以看出东风与西风差不多总是隔年出现的。图中曲线上的数字分别为东风与西风持续月数，这些数字说明，准两年周期长度变化是很大的，最短21个月，最长30个月。

赤道平流层风的准两年周期在不同经度几乎是同位相的。实际上，上一世纪的"喀拉喀托"火山灰能够绕地球两周多本身也说明，各经度的风是相当一致的。

另外，如上面指出，McCreary首先发现，赤道平流层的风的转变是先在高层开始，然后向下传，下传的速度平均每月1公里。准两年周期振幅最大在30—10毫巴（约25—30公里），到对流层顶（100毫巴，约十几公里）就几乎看不到了。所以从振幅最大处传到下边，大约要1年多的时间。因此，经常可以发现平流层低层与中层风向是相反的。

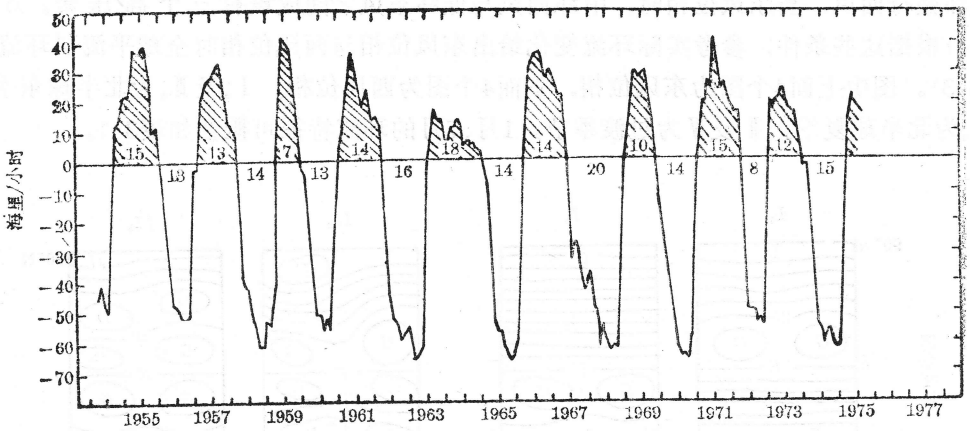


图 3.1 坎顿岛(2°46'S,171°43'W)30毫巴月平均纬向风的变化[3](东风为正,西风为负)

准两年周期是在赤道上空发现的,究竟它有多大范围,分析表明,一般不超过30°N—30°S之间。Reed[2]首先给出一个振幅及位相的分布图(图3.2)。由此可以对平流层纬向风的准两年周期的振幅与位相分布有一个初步概念。

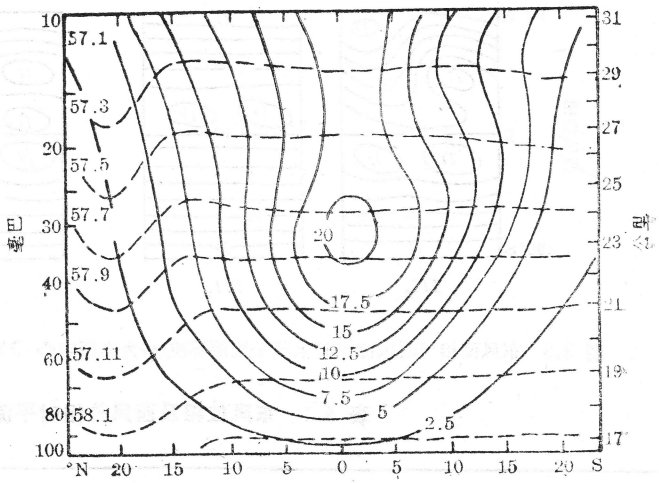


图 3.2 准两年周期振幅(实线,米/秒)与位相(虚线,最大西风出现时间)[2]

此外,赤道地区的温度、O_3等也有准两年周期,并与纬向风的位相有一定关系。

二、平流层环流的准两年周期

从纬向风的变化来看,准两年周期到副热带已不明显了。但是这并不意味着中高纬的平流层环流与赤道纬向风的准两年周期无关。Labitzke等(1961)首先发现,赤道地区为东风(以下简称东风位相)及西风(以下简称西风位相)时,整个平流层环流(10毫巴)均有所不同。以3月为例,1959年与1961年为西风位相,阿留申高压非常强大,极涡移到北极的另一侧。1958年与1960年为东风位相,阿留申高压不发达,极涡中心处于极地附近。同样,7月虽然平流层每年都是以极地为中心的高压控制了北半球,因此各纬度均盛行东风,但东风强度亦有不同。1959年及1961年东风弱,1958年与1960年东风强。

这种关系也是比较容易理解的。因为,一般只要离开赤道5°纬度左右,地球自转已有相当的作用,随着纬度的增加,高空风逐渐接近地转关系。所以,当低纬处于不同位相时,从赤道到副热带的气压形势也应该不同,并因而影响到中高纬的环流形势。例如,夏季中纬盛行东风,如果处于东风位相,则从中纬到赤道一致为东风,气压梯度自高纬指向低纬,除极区为高压,赤道为低压外,一般不再有闭合环流。但如处于西风位相,低纬气压梯度指向高纬,而高纬之气压梯度又指向低纬,因此在中纬东风与赤道西风之间应该有一个低压带。同样,冬

季中纬盛行西风，当东风位相时，中纬西风与低纬东风之间应该有一个高压带。Kaп[4] (1964)根据这些条件，参考实际环流变化给出东风位相与西风位相时全球平流层环流模式(图3.3)。图中上面4个图为东风位相，下面4个图为西风位相。Ⅰ$_a$及Ⅲ$_a$为北半球东季，Ⅰ$_b$及Ⅲ$_b$为北半球夏季。Ⅱ及Ⅳ为过渡季节。1月、7月的环流特征可概括如表3.1。

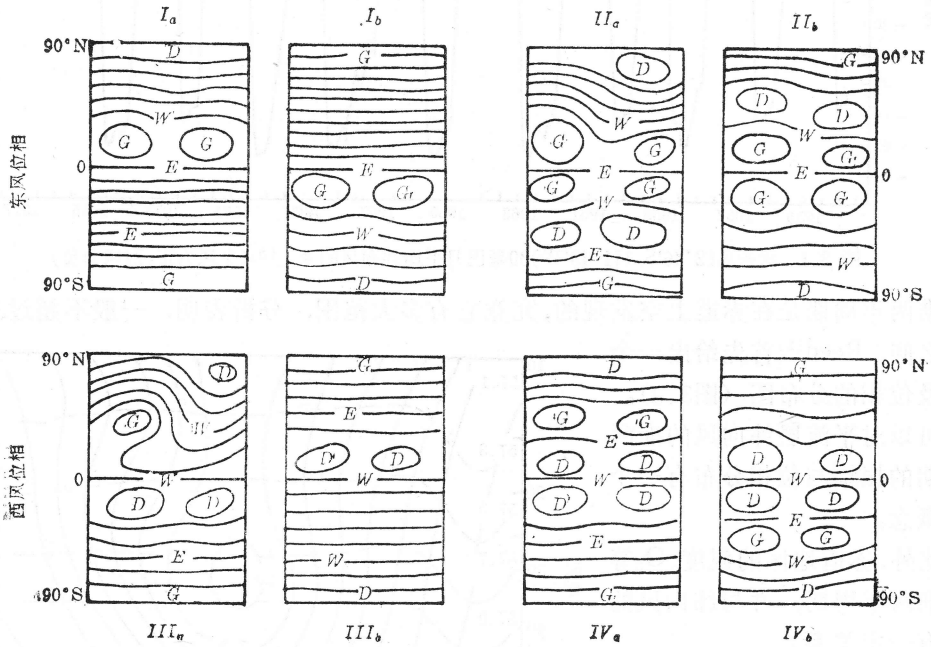


图 3.3 东风位相与西风位相时全球平流层环流(G为高压中心，D为低压中心，E为东风，W为西风)模式[4]

表 3.1 东风位相及西风位相时平流层环流特征

1 月东风位相	1 月西风位相
1. 阿留申高压弱而偏南	1. 阿留申高压强而偏北
2. 北半球极涡弱	2. 北半球极涡强
3. 北半球有副热带高压	3. 北半球无副热带高压
4. 赤道地区为低压带	4. 赤道地区为高压带
5. 南半球低纬无低压带	5. 南半球5—15°S之间有低压带
6. 南半球东风强	6. 南半球东风弱
7 月东风位相	**7 月西风位相**
1. 北半球东风强	1. 北半球东风弱
2. 北半球低纬无低压带	2. 北半球低纬有低压带
3. 赤道地区为低压带	3. 赤道地区为高压带
4. 南半球有副热带高压	4. 南半球无副热带高压

三、对流层环流的准两年周期

Angell[5](1969)分析了北半球大气活动中心的准两年周期，发现太平洋高压的纬度，亚速尔高压的经度及强度准两年周期很明显，并且与低纬的平流层纬向风变化有很好的关系(图3.4)。大西洋高压经、纬度的周期为26.9个月及27.6个月，太平洋高压经、纬度的周期为27.0个月及28.7个月，周期长度与低纬平流层纬向风的周期接近。据 Angell 的研究，大气活动中心变化的准两年周期有以下四个特点。

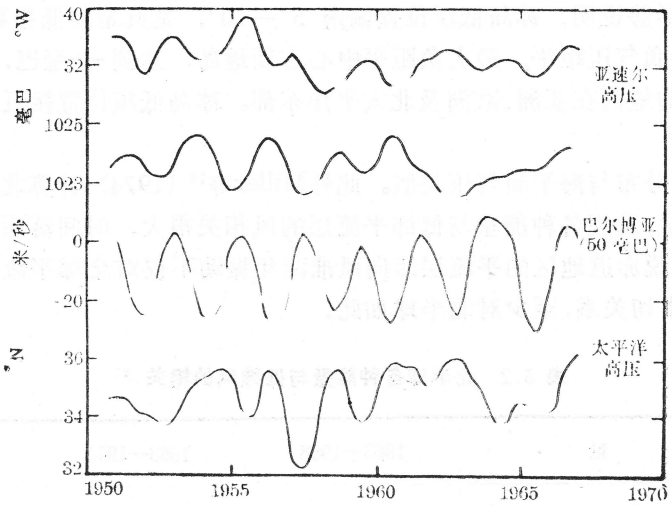


图 3.4 大气活动中心与低纬平流层纬向风的准两年周期[5]

(1) 太平洋高压与冰岛低压经纬度变化都是同位相，也就是说这两个活动中心的准两年周期表现为位置的西北—东南向摆动。而大西洋高压与阿留申低压的经度变化与纬度变化是反位相的，即为西南—东北向运动。

(2)大西洋高压与冰岛低压的南北运动是相同的，即同时向南或向北。但偏北时，大西洋高压偏东，而冰岛低压偏西。同时，大西洋高压中心气压高时，冰岛低压气压低。这与北大西洋涛动的研究一致。

(3) 太平洋高压最偏北时，阿留申低压却才开始转向北运动，两者的气压变化大约有90°位相差，而不是像大西洋上的两个活动中心气压变化反位相。因此可以推论，北大西洋西风的准两年周期应该比北太平洋明显。

(4) 东风位相时，大西洋高压弱，太平洋高压偏南；西风位相时，大西洋高压强，太平洋高压偏北。

Angell等(1969)还分析了太平洋台风(1884—1967)、北大西洋风暴(1886—1967)、印度洋低压(1877—1966)及三者总和的准两年周期变化。发现热带气旋总数有26.3个月的周期，与赤道平流层西风的准两年周期十分接近。并且，太平洋台风与大西洋风暴的最高频率多出现于两个大洋副热带高压达到最强之后1个月到几个月。西风位相时热带气旋多，东风位相时热带气旋少。

Wagner (1971) 对北半球226个网格点的季气压距平做谱分析，自1899—1964年，共66年。发现有两个准两年周期的频率带。一个是2.5年(29.7个月)周期，冬季有两个地方最大：

阿拉斯加湾及地中海。夏季西太平洋20—30°N的高功率中心则可能与热带气旋有关，这种周期也可能与典型的准两年周期属于同一个谱带。另一个是2.2年周期，其功率最大的地区为反气旋活动区。这与上面讲到的大气活动中心及热带气旋的分析是一致的。Ebden(1975)比较了东风位相与西风位相地面环流的差异。自1954年7月到1974年7月共21年中选出5个东风位相1月(1959,1963,1966,1968,1970年)与5个西风位相1月(1955,1958,1962,1967,1972年)。分别求两组平均海平面气压距平，发现东风位相时60°N以北为广阔的正距平区，中心在冰岛附近达到+8毫巴，40°N一带为负距平区，负距平最大在北大西洋及北太平洋南部。这种形势说明，冰岛低压位置偏南5°—10°，是典型的低指数形势。西风位相时，高纬到极区为负气压距平，最大负距平中心在新地岛，达到-6毫巴，40°N为正距平区，正距平较大的地区在亚洲、欧洲及北太平洋东部。冰岛低压位置接近正常，是高指数形势。

500毫巴距平分布与海平面气压类似。此外Miller等[6](1974)计算北半球20°—90°N，850—200毫巴能量，发现各种能量与低纬平流层的风相关很大，时间落后约为1—5个月(表3.2)。因此，可以说赤道地区的平流层纬向风准两年振动不仅对全球平流层环流有影响，与对流层环流也有密切关系，至少对北半球如此。

表 3.2 北半球各种能量与低纬风的相关[6]

能量	1963—1968	1963—1971	落后月
纬向有效位能(AZ)	—0.78	—0.73	5
纬向动能 (KZ)	—0.82	—0.50	2
涡旋有效位能(AE)	0.78	0.67	1
涡旋动能 (KE)	0.42	0.48	2

四、气候要素的准两年周期

气候要素的准两年周期早在上一世纪末已经受到人们的注意。Clayton 1884年指出美国温度有25个月左右的周期，Воейков 1891年发现彼得堡在十九世纪有冷暖冬交替出现的规律，Pettersson 1905年证明整个斯堪的纳维亚均受两年周期影响。此后类似研究甚多，Landsberg(1962)曾系统地总结了这方面的工作。

我国气候的准两年周期也很明显，图3.5是几个站近百年旱涝级别的功率谱，可见除了有更长的35年，22年等周期外，准两年周期是很普遍的。图3.6是1、4、7、10月我国气温级别的功率谱，资料为1901—1979年。显然，温度变化大部份有准两年周期。所以，可以认为，我国及世界上不少地区的气候要素变化亦有准两年周期。

最后要指出，准两年周期有时强，有时弱。广州年降水量就是明显的例子。50年代的降水单年多，双年少，从未破坏，但60年代这种关系就不那么突出了。Schove(1969,1971)认为太阳活动强的11年周期内2年周期明显，图3.7给出Schove收集的一些例子。由于各序列都比较长，所以从中选出的强太阳活动周也比较多，因此结果的可信度是比较大的。

五、准两年周期产生的原因

准两年周期产生的原因，不外有三类：地球以外的，大气内部的，大气与下垫面之

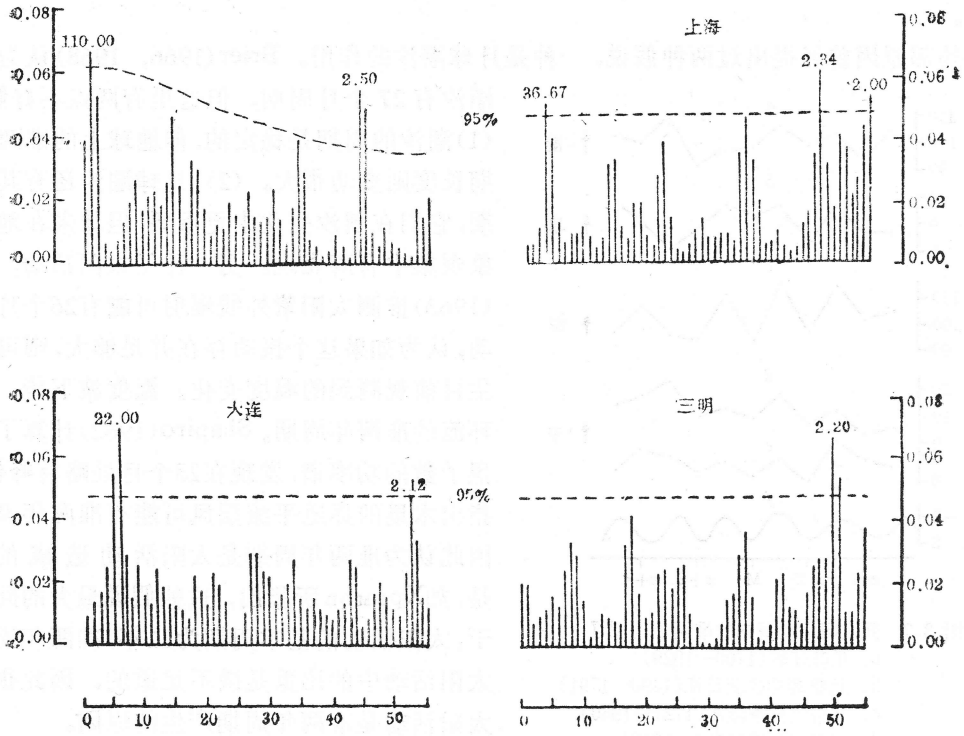


图 3.5 我国旱涝的功率谱分析举例

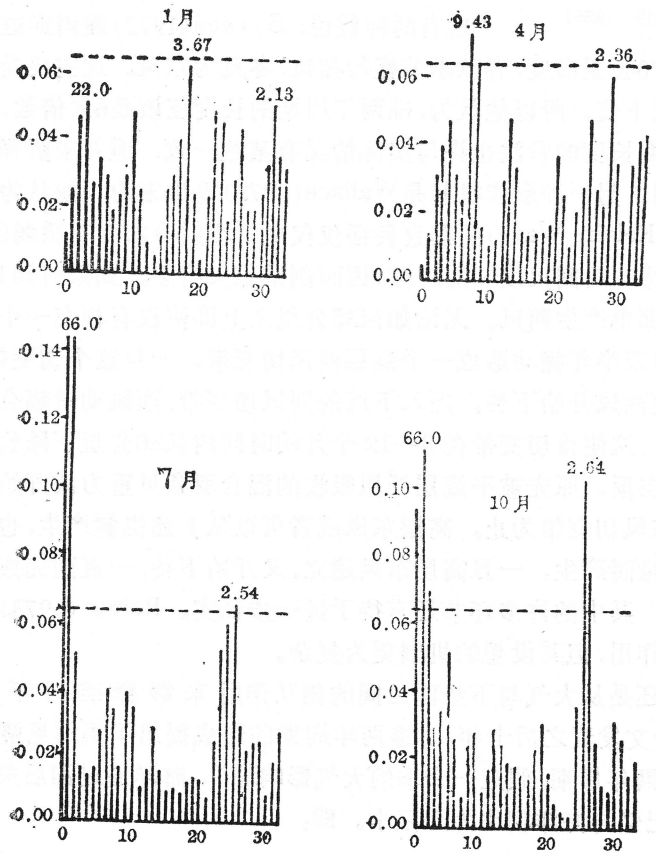


图 3.6 我国气温级别功率谱分析

间的。

外部原因曾经提出过两种假说，一种是月球潮汐的作用。Brier(1966, 1968)认为月球潮汐有27个月周期，但这里有两点不好解释：(1)潮汐的周期是稳定的，但地球上的准两年周期长度则变动很大。(2) 月球潮汐还有其它周期，它们在潮汐变化中更重要，但却未在地球气象现象中有所表现。另一种是太阳活动，Staly(1963)推测太阳紫外线辐射可能有26个月的振动，认为如果这个振动存在并足够大，则可以产生目前观测到的温度变化。温度波下传，造成环流的准两年周期。Shapiro(1962)计算了太阳黑子数的功率谱，发现在25个月处略有峰值，并指出木星的赤道平流层风可能有准两年周期，因此认为准两年周期是太阳活动造成的。但是，如Хромов所指出，这种假说最大的问题在于：太阳活动的基本周期为11年，准两年周期在太阳活动中的比重是微不足道的，因此很难说太阳活动是准两年周期产生的原因。

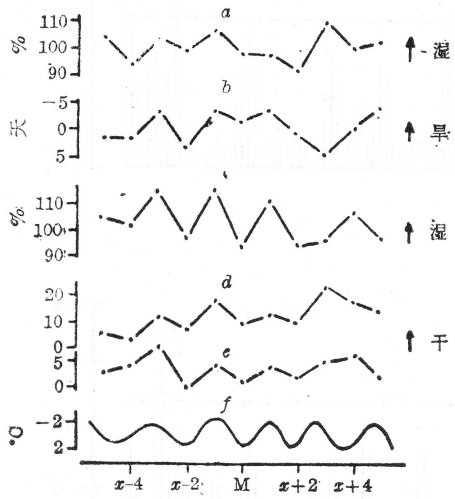
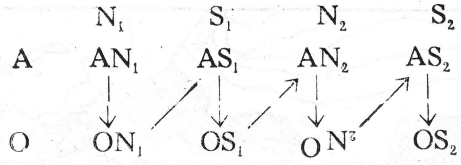


图 3.7 强太阳活动周内的准两年周期[7]
a. 爪哇年轮(1700—1929)
b. 北非葡萄收获日期(1490—1791)
c. 英格兰夏季降水(1727—1960)
d. 美国窄年轮(1500—1950)
e. 美国隐年轮(1279—1950)
f. 亚丁60毫巴温度(1949—1965)

从大气内部来寻找准两年周期产生的原因也有两种假说，Бугаев(1972)强调赤道平流层中上层有6个月周期，在40—70公里高度，春秋季节盛行西风，冬夏为东风。这主要是紫外线强度变化的结果，西风即由此下传。所以他认为，准两年周期的长度应该是6的倍数，即18个月、24个月、30个月等。对周期长度的看法也许与实际情况有某些一致，但并未解释为何西风下传，为何形成准两年周期。另一种形成机制是Wallace(1973)提出来的，他认为如开始各层均为东风，则开尔文波(Kelvin Wave)的垂直传播仅仅由于辐射冷却而有微弱的削减。但在25公里以上辐射冷却的特征时间尺度相对较短，因而削减就大得多。如果时间足够长，开尔文波在高层的吸收使得那里产生西风。无论如何35公里之上即使没有存在一个西风切变带的话，也会在几个月之内因半年振动造成一个高层西风切变带。一旦这个切变带建立，则由于开尔文波被吸收，而使西风开始下传。进入下沉的西风切变带，西风动量辐合率是与平均纬向风的加速度一致的，这使得切变带在8—12个月的时间内从30公里下降到对流层顶。当下沉的西风达到对流层顶，原先被平流层低层吸收的混合罗斯贝重力波开始自由向上输送能量，直到遇到高层东风切变带为止。高层东风或者可以从上述机制产生，也可能由经圈环流输送来较低的角动量而产生。一旦高层东风建立，又开始下传，一直到完成这个周期。这个设想是比较复杂的，其中的许多环节还有待于进一步证实。Reiter (1973)又考虑了低纬与中高纬环流的相互作用，但其设想的机制更为复杂。

目前看来希望比较大的还是从大气与下垫面之间的相互作用来解释准两年周期。Brier[8]在其关于月球潮汐一文发表之后十年，对准两年周期的形成提出了新的见解：认为海气之间的负反馈机制形成两年周期。假定一个季的大气影响海洋，海洋通过滞后关系影响下一个季的大气，而大气的记忆与海洋相比为无限小。即：



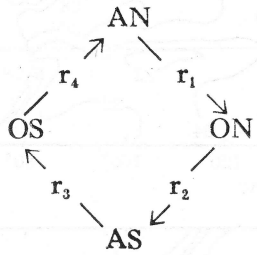
A——大气。

O——海洋。

N——太阳在北半球(指北半球夏季)。

S——太阳在南半球(指南半球夏季)。

AN_t——t年北半球夏季大气状态，其余相同。这样就形成一个闭合反馈回路。r_1、r_2、……为相关系数，如r不为0，则只可能是正或负相关，表示正、负反馈。



如r_1、r_2、……均为正，则一旦出现正距平或负距平，即可永远发展下去，这显然不符合大气变化的观测事实。如其中有一个r为负相关，则可能形成两年周期。例如，r_1、r_2、r_3为正，r_4为负，则

	N_1	S_1	N_2	S_2	N_3	S_3	N_4	S_4
A	+	+	−	−	+	+	−	−
O	+	+	−	−	+	+	−	−

如AN_1为+，因r_1为正，则ON_1亦为正；同理，AS_1及OS_1亦为+，但r_4为负，AN_2为−。这样转移下去，形成两年周期，如r_1或r_2为负，亦可形成两年周期，不过转折的时间不同。

这个模式有一定物理基础，但是未直接说明赤道平流层纬向风的准两年周期是如何形成的。

Wright(1971)曾提出一个简单的设想：北大西洋暖时，亚速尔高压强，使西北非海温降低，这又造成冷洋流，最后使湾流变冷，纽芬兰南部的北大西洋水温下降，过程向相反方向进行。由于距平变化需2年左右的时间，因而形成准两年周期。有证据证明，北大西洋漂流有准两年周期，模式中考虑了海洋的作用这是好的，但假设还需进一步证实。

§3.2 低纬大气环流的振动

低纬大气环流的振动近年来研究颇多。它与一些著名的现象是有密切关系的，这里重点介绍厄尼诺、瓦克环流与南方涛动。最后由于36年周期与南方涛动有密切关系，所以也在此一并讲述。

一、厄·尼诺

厄·尼诺(El Ñino)原意为圣婴，指厄瓜多尔、秘鲁沿岸的高水温，因为这种事件多发

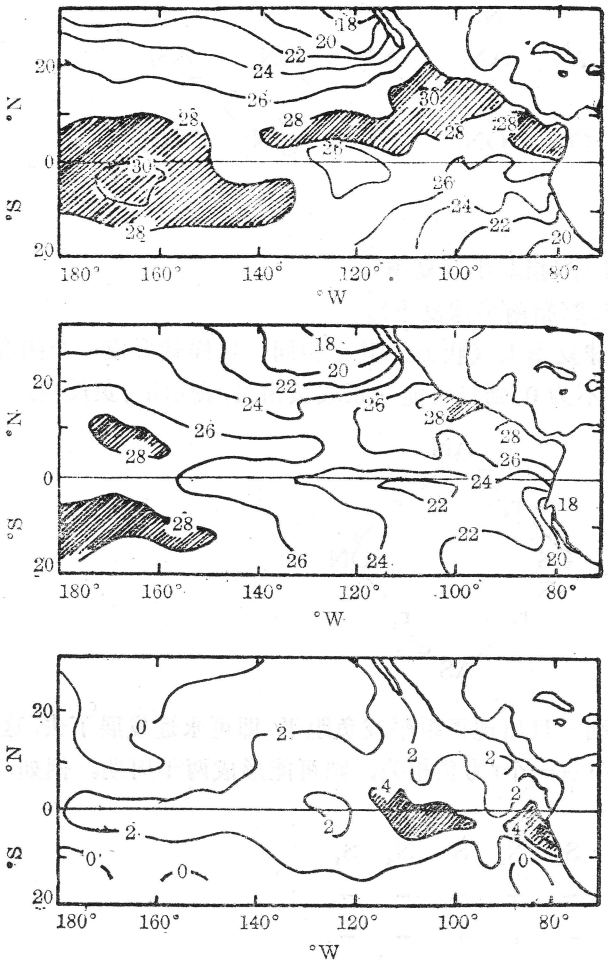


图 3.8 厄·尼诺(1972年12月)(上)及反厄·尼诺年(1971年12月)(中)海温距平分布及其差值(下)[9]

生于年终的圣诞节前后，故有此名。发生厄·尼诺时，由于冷水上翻减弱，冷水中的大量浮游生物不能到达表层，因此鳀鱼大量死亡，对南美沿岸的鱼获量影响很大。另外南美沿岸之海鸟因鳀鱼死亡失去食物亦大量死亡，使海岛之鸟粪减少，而海鸟粪为重要肥料，因此亦间接影响了农业。鳀鱼大量死亡，其腐烂气体能使船身变黑。每次厄·尼诺常维持数月之久，所以深受沿岸居民的重视。

厄·尼诺主要特征是水温上升，亦即南美沿岸之洪保特冷洋流减弱。南太平洋东部的水温分布为一自东向西伸出之冷水区。这个冷水区的温度变化很大，在厄·尼诺年海温偏高（图3.8上），但在反厄·尼诺年(即冷水年)，温度偏低(图3.8中)，经常可差到4℃以上(图3.8下)。可见变化之激烈。

图3.9为奇卡马港(Chicama, 7°42′S, 79°27′W)及钦博特(Chimbote, 9°05′S, 78°38′N)的海温变化曲线。可见40年代以来，1941, 1943, 1948, 1951, 1957, 1958, 1965, 1969, 1972年都是海温高的年。据Namias[10]的研究，厄·尼诺年：1925, 1926, 1931, 1941, 1943, 1958，1973，反厄·尼诺年：1933, 1934, 1935, 1950, 1956, 1968, 1971。但 Ramage[9] 认为厄·尼诺年为1891, 1925, 1941, 1957, 1965, 1972年。因此，不同作者对厄·尼诺年的定义也有不

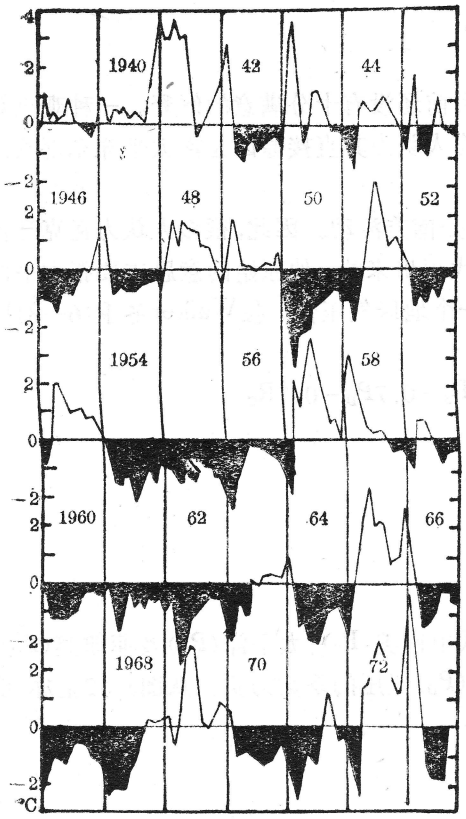


图 3.9 奇卡马与钦博特海温月距平(℃)[9]

同，这显然与根据的资料不同有关。

二、瓦克环流

每当厄·尼诺发生时，赤道太平洋东部的冷水区水温上升，同时降水也增加。Bjerknes[11](1969)提出存在一个东西向的环流，这个环流低层为东风，高层为西风。东部下沉，西部上升。厄·尼诺年则西部的上升枝大为扩展，处于这个环流中部的坎顿岛受上升枝影响，降水大为增加，反厄·尼诺年东部的下沉枝强大，坎顿岛在下沉气流控制下，降水很少。为了纪念 Walker 的工作，把这环流称之为瓦克环流。Dobritz(1969)曾研究了赤道太平洋地区降水的变化，发现东太平洋变化一致的地区正好是冷水带，即大约相当于瓦克环流的东部下沉枝。

Flohn[12](1975)认为这样的东西向环流绝不只限于太平洋，他给出一个示意图，说明大西洋也可能有一个类似的瓦克环流，而印度洋则可能是东部上升，西部下沉的环流，亦可称之为反瓦克环流(图3.10)。为了证明其观点，Flohn又综合了赤道与低纬的厄·尼诺及一些水文气象要素，发现其变化时间很接近(图3.11)。这说明不但瓦克环

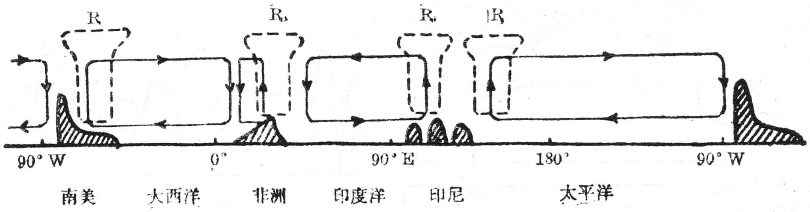


图 3.10 瓦克环流与反瓦克环流示意图[12]

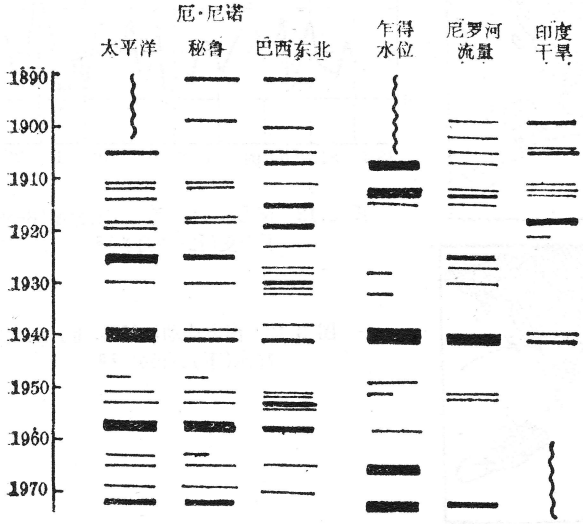


图 3.11 赤道地区厄·尼诺及一些水文气象[12]

流普遍存在，而且各地区的变化还有一定一致性。

三、南方涛动

厄·尼诺，瓦克环流的强度为什么有变化，目前还没有十分满意的解释。一种观点认为，产生于海水水平面坡度的变化（Wyrtki），也有人认为其直接原因是南太平洋东部气压下降，因之信风减弱造成的。

关于南太平洋气压变化已经研究很多了，这就是南方涛动。因此，很多人认为瓦克环流是南方涛动的一部分。南方涛动是Walker在20年代提出来的，他原始的意思主要指太平洋与印度洋气压变化相反，一个地区气压高时，另一个地区气压低。按Walker冬季（6—8月）南方涛动的定义为：

$$S.O. = P_S + P_H + R_I + F_N + 0.7P_M - P_B - P_C - T_M - 0.7P_D - 0.7R_C$$

其中：P_S = Santiago 气压，　P_B = Batavia 气压，

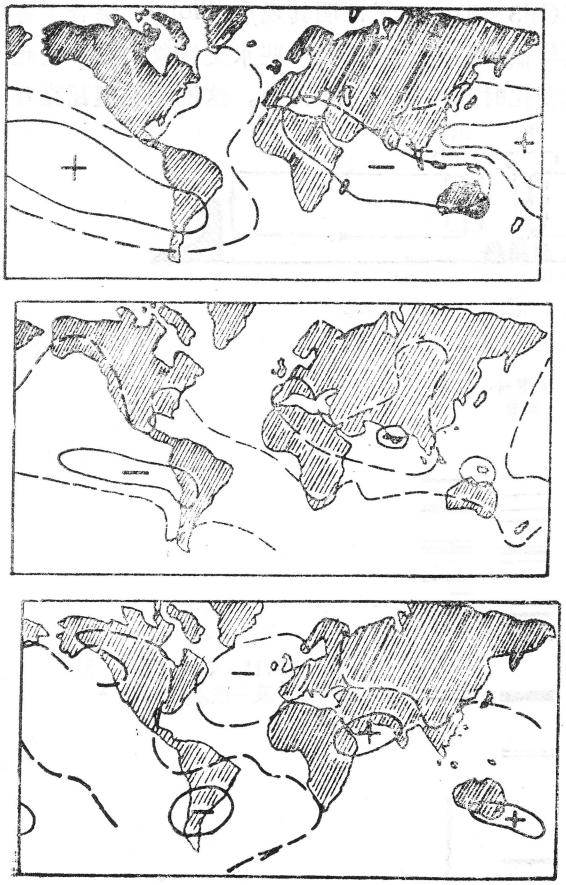
P_H = Honolulu 气压，P_C = Cairo 气压，

R_I = India 降水，　T_M = Madras 温度，

F_N = Nile 流量，　P_D = Darwin 气压，

P_M = Manila 气压，　R_C = Chile降水。

总之，涛动强时太平洋气压高，印度洋气压低。公式中南美（P_S）、太平洋（P_H）及菲律宾（P_M）气压的系数为正，印尼（P_B）、埃及（P_C）及澳大利亚（P_D）气压的系数为负。从图3.12上亦可



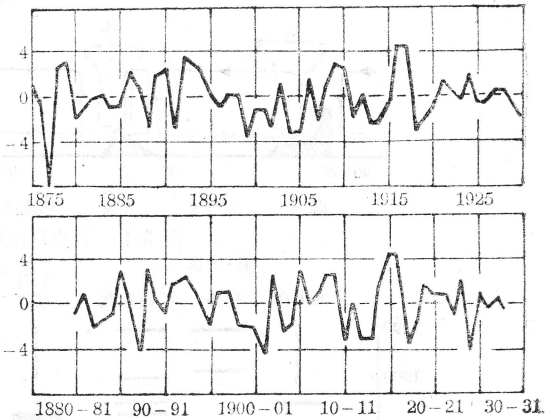


图 3.13　南方涛动的变化。上为冬（6—8月）下为夏（12—2月）[18]

← 图 3.12　南方涛动与气压（上）、温度（中）、降水（下）的相关[18]

看到S.O.主要与20°N到20°S之间的气压相关，因此，S.O.是低纬环流系统。

涛动强时，南太平洋温度低，澳大利亚温度高，东太平洋降水少，西太平洋降水多。这同上面谈到的Walker环流与厄·尼诺现象是一致的。

图3.13为1875—1930年的冬、夏南方涛动数值，可见无明显趋势变化，以3—5年的准周期振荡为主。Berlage(1954, 1966)分析了雅加达(即P_B)的气压变化，把它作为南方涛动强度的代表。雅加达气压与澳大利亚到印度洋一带气压为正相关，与太平洋气压为负相关。所以Berlage用印尼气压代表南方涛动，与Walker的涛动定义正好相反。因为Walker是把印尼气压加以负系数做为S.O.的一部分的，但由于雅加达气压与各地气压的分布形势同S.O.与气压的相关分布类似，只是符号相反，所以用来表示南方涛动的强度还是有一定代表性。据Berlage分析雅加达气压距平曲线也是短期振动为主，准周期性变化约在3—5年之间。

后来Quinn等(1970)又用达尔文与复活节岛的气压差代表南方涛动，但复活节岛记录较短。Trenberth又用阿批亚(Apia)与达尔文的气压差，发现也能很好地代表南方涛动。

四、36年周期

南方涛动不但有3—5年的短期振动，也还存在大约36年左右的振动周期。用太平洋(10°N, 60°W)减澳大利亚(20°S, 140°E)气压定义为南方涛动指数(S.O.I.)，图3.14为S.O.I.的功率谱，指数序列自1871—1970共100年。显然，S.O.I.共有两种变化周期达到0.05的信度标准，一是36年周期，一是3.3年周期。南方涛动的短周期与过去许多作者的研究一致，长周期则讨论不多。

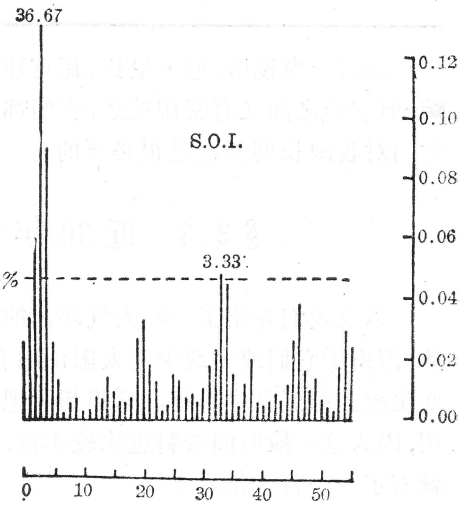


图 3.14 S.O.I.功率谱[14]

实际上气候变化的36年周期早已受到重视。上世纪90年代Brückner研究了世界广大地区的气候振动，发现平均周期长度约35年。Clough(1924, 1933, 1943)研究了几十种资料，如极光频率，严冬年数，尼罗河泛滥高度，树木年轮等，发现周期长度约在20—50年之间，平均35—37年。Wheeler(1940)总结分析了世界广大地区包括亚洲、非洲、欧洲及南北美洲1800—1930年的气候振动。他总结气候演变的顺序经常是冷干→暖干→暖湿→暖干→冷湿→冷干。虽然没有明确指出这样一个循环平均需要多长时间，但根据他的年表来看，冷干期之间平均时间间隔约为40年左右。为了纪念最初的发现者，这种36年左右的周期有时也称之为布吕克纳(Brückner)周期。

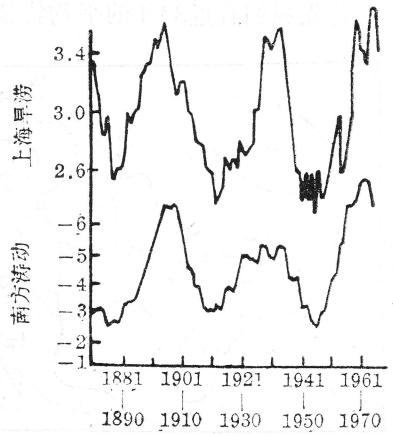


图 3.15 上海降水S.O.I.的10年滑动平均值

为了说明南方涛动36年周期对我国气候影响的重要性，图3.15给出近百年上海的年降水量，代表夏季降水的旱涝级别以及S.O.I.的10年滑动平均值，可见36年左右的周期很明显，而且变化很一致。S.O.I.强，旱涝级别高(1级为涝，5级为旱)降水量少，60年代到70年代初期，S.O.I.达到最大，这也是

近百年来上海最旱的一段时期。

除了上海之外，我国不少地区旱涝均有36年左右的周期。我国东部100个站旱涝级别功率谱36年周期的分布表明，有不少地区这种周期都比较明显，如云贵地区、长江下游及华北东部36年周期的谱值都达到了95%置信度的要求。把S.O.I.与旱涝级别求相关，发现上述几个地区也是与S.O.I.相关最大的地区，这进一步证明，旱涝的36年周期是受S.O.I.的36年周期影响的。

S.O.I.如何影响我国旱涝，我们曾在许多作者分析的基础上提出了一个模式(表3.3)。要完全证实这个模式还要做许多工作，也许对模式还要做若干修改，不过看来，南方涛动、Walker环流与我国天气，特别与长江流域降水有一定关系也是可能的。

表 3.3 长江流域旱涝的物理机制

赤道中太平洋海温		南方涛动		瓦克环流		哈得来环流		太平洋副高		长江流域降水
冷(暖)	→	强(弱)	→	强(弱)	→	西强(东强) 东弱(西弱)	→	东弱(东强) 西强(西弱)	→	多雨(少雨)

最后应当说明，厄·尼诺、瓦克环流、南方涛动这是三个不同的概念，各适用于不同的范畴，但它们之间又有密切关系，它们都直接或间接与我国气候有某种程度的联系，因此研究它们对我国长期预报是很必要的。

§3.3 近30年来大气环流与我国气候的变化

以上我们介绍了一些大气环流的准周期性变化，此外，也还有不少其他的准周期性振动，但由于它们或多或少与太阳活动有关，或至少从表面上看有一定联系，所以我们把这些变化放到第五章中讲述。这里想再把近30年的我国气候特点及大气环流变化做一扼要介绍，因为这一段时间资料也比较丰富，研究工作也较多。有了这个基础，做长期与超长期预报就有了一个背景供参考。

一、近30年我国气候的总特征

首先我们看近30年的平均特征。这30年我国主要气候特点是气温下降，长江以南降水减

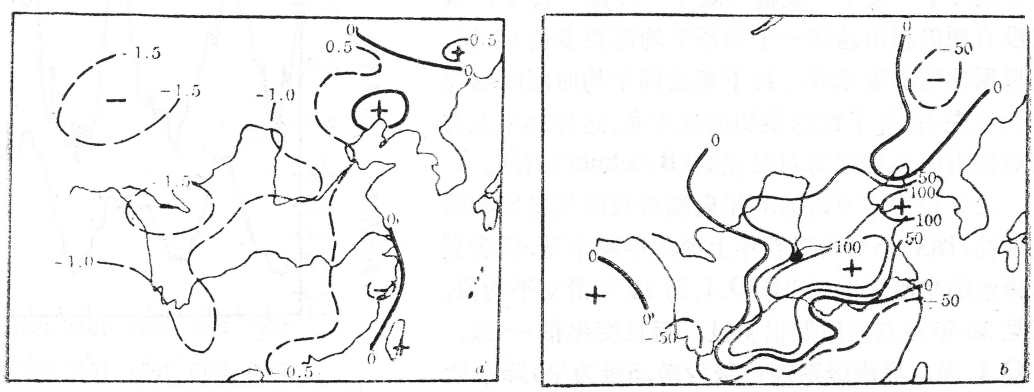


图 3.16 (1950—1979)—(1920—1949)年平均气温(a)及降水量(b)差

少，淮河到黄河之间降水增加。图3.16给出1950—1979年与1920—1949年平均之差，前一个30年我国气候资料残缺不全，不少站不足30年。因此这个图只能做为趋势分析。但其变化也很明显，且很有规律。因此，我们相信这种变化至少在一定程度上是可靠的。从图3.16可见，大致在100°E以西近30年气温下降1.0—1.5℃，这大约相当地理纬度向北移了200公里左右。淮河流域降水则较前增加100毫米以上，东北北部及华北却减少约50毫米(图3.16b)。这种变化从东亚大气环流的演变也可以得到部份解释。表3.4列出两个30年东亚大气活动中心的位置。由表中数字可见，近30年1月阿留申低压与西伯利亚高压位置偏南了3—4个纬度。按这两个活动中心纬度与同期气温的10年平均值相关(图3.17)，纬度低时，关内冷而东北暖，这正好与图3.16上的分布一致。

表 3.4　近两个30年东亚大气活动中心的变化

年　代	1　月				7　月			
	西伯利亚高压		阿留申低压		太平洋高压		印度低压	
	纬度(°N)	经度(°E)	纬度(°N)	经度(°W)	南界(°N)	西界(°E)	北界(°N)	东界(°E)
1920—1949	51.8	100.2	52.7	179.5	16.2	166.5	47.0	115.2
1950—1979	48.7	98.5	48.3	184.3	16.2	167.7	42.7	114.7

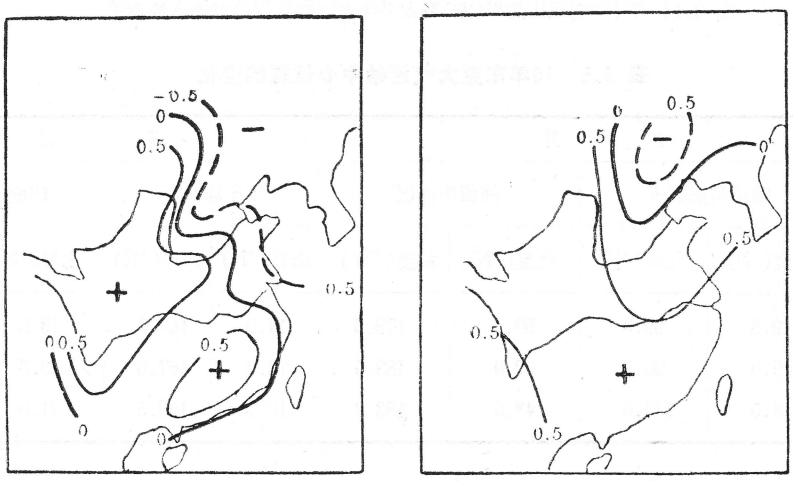


图 3.17　1月西伯利亚高压纬度(左)与阿留申低压纬度(右)与气温的相关

从表3.4可见，这两个30年7月大气活动中心变化最大的是印度低压北界。图3.18为7月印度低压北界及太平洋高压南界与同期降水10年平均值的相关分布。江南为正相关，黄淮之间为负相关。近30年，印度低压北界比前30年偏南了4.3个纬度，正好说明，江南应该少雨，而黄淮之间要多雨。

以上大气活动中心仅是某一个月的，然而却也在一定程度上能解释近30年来的气候变化。因此，我们可以相信，上述气候变化的基本趋势是可信的。

二、30年内的气候变化

30年内的气候特征以每10年为一段概括如下：

1950—1959：东部冷，西部暖。我国大部分地区降水偏多。

1960—1969：东部暖，西部冷，东北的北部亦冷。全国大部地区降水偏少，东南部偏少达100毫米以上，仅黄河中游、长江上游降水略偏多。

1970—1979：北暖、南冷。华南降水显著偏多。

这种变化也可以从东亚大气活动中心的变化得到说明(见表3.5)，概括地讲：

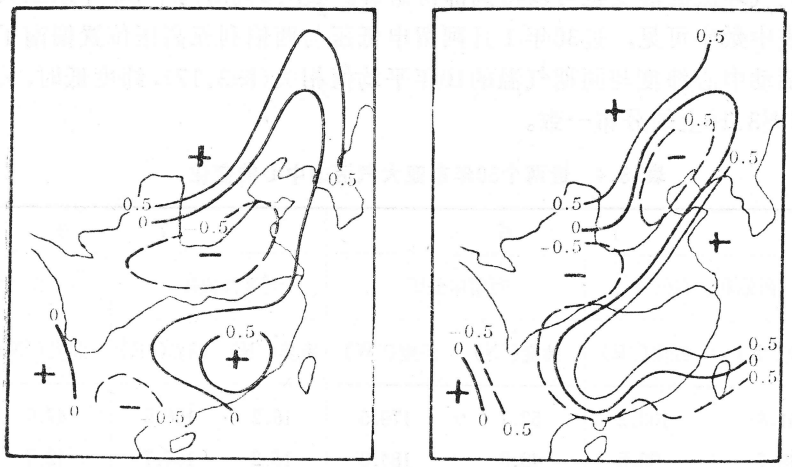


图 3.13 7月印度低压北界(左)及太平洋高压南界(右)与降水的相关

表 3.5 10年东亚大气活动中心位置的变化

年代	1月				7月			
	西伯利亚高压		阿留申低压		太平洋高压		印度低压	
	纬度(°N)	经度(°E)	纬度(°N)	经度(°W)	南界(°N)	西界(°E)	北界(°N)	东界(°E)
1950—59	49.5	99.0	50.0	179.5	14.0	167.5	43.5	120.0
1960—69	49.0	96.5	52.0	183.5	18.0	167.5	43.5	115.5
1970—79	48.5	100.0	48.0	183.0	16.5	168.5	41.0	108.5

1950—1959：1月阿留申低压经度偏东，7月印度低压东界偏东，而太平洋高压南界偏南。

1960—1969：1月阿留申低压偏西，而西伯利亚高压偏北，其作用均是使关内暖，东北冷。7月印度低压东界西退。

1970—1979：1月西伯利亚高压最偏东，且与阿留申低压纬度均为30年来最偏南的10年。7月印度低压东界偏西，正好反映了华南降水增加。

三、30年来北半球大气环流

1. 30年来对流层下部气温下降　图3.19为500—1000毫巴厚度换算的对流层下部年平均温度变化曲线，从50年代到70年代初，20°N以北的平均温度下降了0.8℃左右。

与此伴随的是极地500毫巴高度下降。朝仓正近来的工作证实了这一点(图3.20)，极区

的负距平区愈来愈大。但是仔细分析，发现极涡的深度主要是夏季下降最多。图3.21为冬夏的极涡深度。

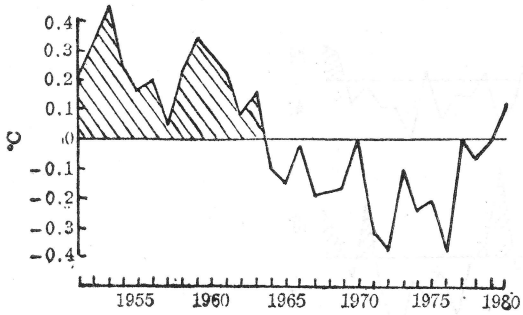


图 3.19 北半球500—1000毫巴的年平均温度(℃)

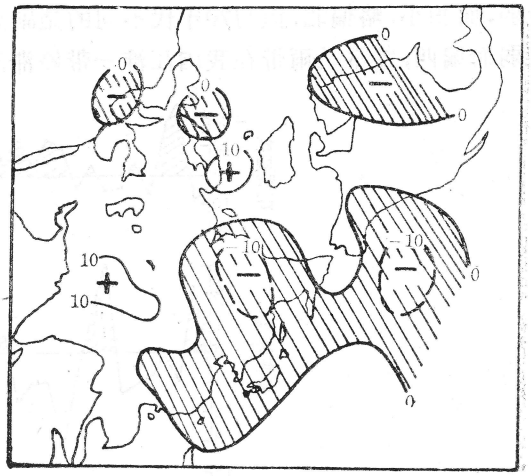


图 3.20a 1950—1959年的500毫巴距平 15

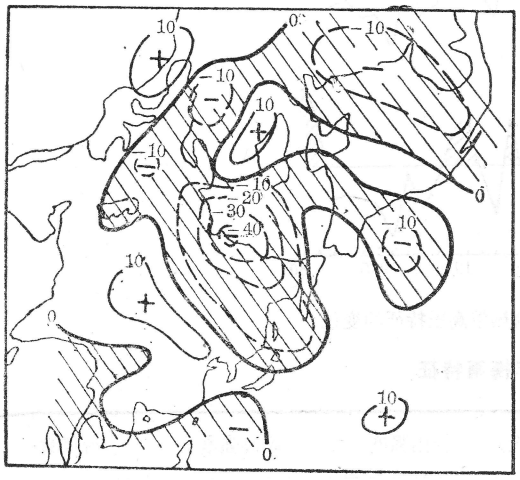


图 3.20b 1960—1969年的500毫巴距平 15

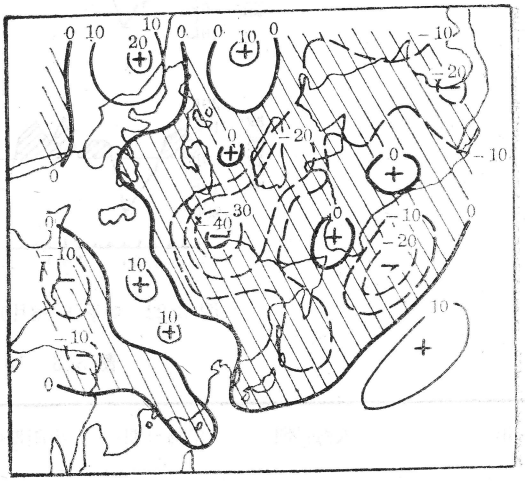


图 3.20c 1970—1979年的500毫巴距平 15

2. 60年代副高最强，70年代减弱 图3.22为副热带高压的四个特征量*。由于夏季西太平洋副高对我国气候影响最大，所以，主要分析6—8月副高的变化。从图上曲线可以很明显看出，50年代末到60年代前期副高强度大、面积广、位置偏西北，这正是我国干旱的时期。70年代前期的大部分时间，副高弱、面积小、位置偏东北，我国以南涝北旱的形势为主，虽然旱也是突出的，但与60年代前期的情况有很大差别。50年代中期是近30年

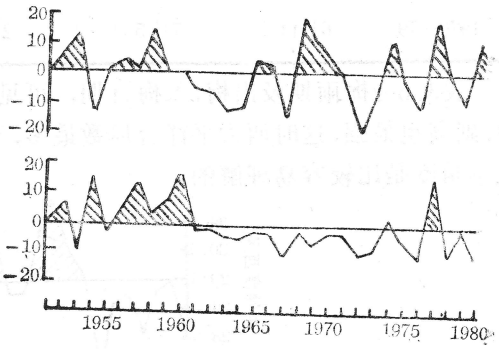


图 3.21 冬(上)夏(下)极涡深度*

* 资料取自中央气象局长期预报科。

比较多水的时期，著名的1954年长江洪水，1956年淮河大水，即在此时期。这时，初看副高也较弱，面积小，略偏北，但与70年代不同的是副高明显偏西，是30年来副高较偏西的时期。副高弱而偏西，经常是雨带在我国江淮一带停滞的根本条件。

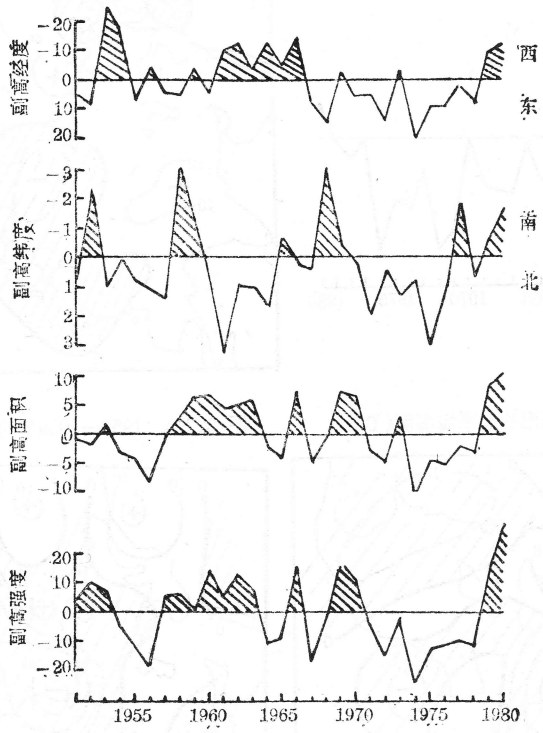


图 3.22 夏季(6—8月)副热带高压特征的变化

表 3.6 10年梅雨特征

年　　代	入梅日期	出梅日期	梅雨期(天)	梅雨强度	副高强度	台风数
1950—59	6月10日	7月12日	33	1146毫米	7	25
1960—69	6月17日	7月6日	20	1028毫米	13	30
1970—79	6月14日	7月5日	22	920毫米	—16	24

表3.6为梅雨期及出梅，入梅日期，可见梅雨期与副高强度关系最好。60年代梅雨期最短，副高也最强，这时西太平洋台风数最多，平均每年30个。副高强、梅雨短、台风多，这从天气学角度是比较容易理解的。

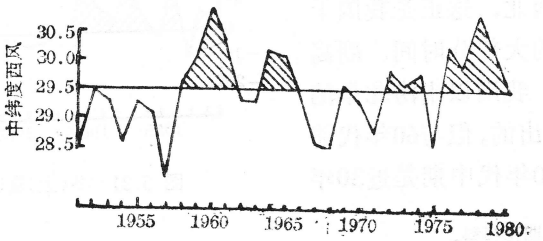


图 3.23 北半球中纬度西风强度变化

3. 北半球的环流特征　为了描述大气环流长期变化，可以分析西风强度及超长波变化。图3.23为中纬度西风(35°—55°N)的年平均值，似乎变化比较有规则，50年代末到60年代初西风强，70年代末也较强。但是只有30年资料，很难肯定西风有20年左右的周期。

表3.7为每年12个月占优势超长波月数的统计。在分析中一方面考虑了在本月占绝对优势，另一方面又考虑该超长波有较大的正距平。由表中所列数字可见，1波占优势之后经常要经过一段时间后2波才占优势，然后转为3波占优势，最后又转为2波占优势，再恢复到1波占优势，每个这样的过程约6—7年不等。30年已经经过了四个这样的过程，虽然不能说这种规律包括了超长波的一切变化，但是还是占了超长波变化的比较主要部分。表3.8中凡每年每种超长波有5个月之上占优势均用括弧括出来，然后对6—7年的准周期变化用线联起来。可见不在线上的带括弧数字是不多的，这样，可能2波有3.5年左右的周期，这种周期上面第2节已谈到。至于6—7年的周期，过去不少人指出与极冰有关。是否超长波的这种周期真的与极冰的状况有关，还有待于进一步研究。

总之，通过以上介绍，可以看出无论北半球大气环流还是我国气候，准周期性变化是很明显的。这种变化应该是长期天气预报的重要背景。

表 3.7　55°N占优势超长波的变化

年＼超长波	1	2	3
1951	3	(7)	2
1952	(10)	1	1
1953	(7)	2	3
1954	4	(7)	1
1955	3	3	(6)
1956	3	2	(7)
1957	3	(7)	2
1958	(6)	3	3
1959	2	4	(6)
1960	3	(8)	1
1961	2	(8)	2
1962	2	(5)	(5)
1963	2	4	(6)
1964	(6)	3	3
1965	1	(7)	4
1966	(5)	3	4
1967	4	(5)	3
1968	4	2	(6)
1969	(6)	2	4
1970	(5)	3	4
1971	(5)	2	(5)
1972	2	(7)	3
1973	(6)	1	5
1974	4	(5)	3
1975	(5)	1	(6)
1976	2	(5)	(5)
1977	(5)	(5)	2
1978	1	3	(8)
1979	3	(5)	4
1980	4	(6)	2

参考文献

[1] Ebdon, R.A., Notes on the wind flow at 50mb in tropical and sub-tropical regions in January 1957 and January 1958, Quart.J.R.Met. Soc., 86, 540—542, 1960.

[2] Reed, R. J., The present status of the26—month Oscillation, Bull. Amer. Meteorol. Soc., 46, 374—387, 1965.

[3] Ebdon, R. A., The quasi-biewnial oscillation and its association with tropospheric circulation patterns, Meteorol. Mag., 104, 282—297, 1975.

[4] Кац, А. Л., Двухлетняя чикличность в экваториальной стратосфере и общая циркуляция атмосферы, Метео. и Гидро., No.6, 1964.

[5] Angell, J.K., J.Korshover and G.F.Cohen, Quasi-biennial variatins in the "Centers of action", Mon. Wea. Rev., 97, 867—872, 1969.

[6] Miller, A.J., J.K. Angell and J.Korshover, Quasi-biennial oscillations in tropospheric energy, Mon. Wea. Rev., 102, 390—393, 1974.

[7] Schove, D.J., Biennial oscillations and solar cycles, AD1490—1970, Weather, 26, 201—209, 1971.

[8] Brier, G. W., The quasi-biennial oscillation and feedback processes in the atmosphere—ocean—earth system, Mon.Wea. Rev., 106, 938—946, 1978.

[9] Ramage, C.S., Preliminary discussion of the meteorology of the 1972—73 El Niño, Bull. Amer. Met. Soc., 56, 234—242, 1975.

[10] Namias, J., Some statistical and synoptic Characteristics associated with El Niño, J.Phys. Oceanogr., 6, 130—138, 1976.

[11] Bjerknes, J., Atmospheric teleconnections from the eguatorial Pacific, Mon. Wea. Rev., 97, 163—172, 1969.

[12] Flohn, H. and H. Fleer, Climatic teleconnections with the equatorial Pacific and the role of ocean /atmosphere coupling, Atmosph ere, 34, 96—109, 1975.

[13] Montgomery, R.B., Report on the work of G.T. Walker, Mon. Wea.Rev., Sup. No.39, 1940.

[14] 王绍武、赵宗慈，我国旱涝36年周期及其产生的机制，气象学报，37, 64—73, 1979.

[15] Asakura, T. and S. Ikeda, Recent climatic change and unusual weather in the Northern Hemisphere, Geo-Journal 5, 113—116, 1981.

第四章　海气相互作用与长期预报

从十九世纪末期开始，气象学者就注意到海洋对长期天气过程的影响。二十世纪五十年代以来，随着海洋上观测记录的增加以及气象卫星观测等手段的出现，对海气相互作用的研究有了较大进展。这些工作说明，在长期天气过程的形成中海洋是一个非常重要的物理因子，因此这一章专门叙述海洋与大气的相互作用以及在长期预报中的应用。

§4.1　概　　况

一、海洋是长期天气预报的重要因子

地球上海洋的表面积为 36100 万平方公里，约占地球总面积（51000万平方公里）的70.8%，而陆地面积仅占地球总面积的29.2%，海洋面积是陆地面积的2.42倍。北半球海洋与陆地面积之比是61:39，南半球海洋与陆地面积之比则是81:19。由此说明，全球海洋的面积是相当广阔的。例如，大西洋面积有9336万平方公里，横跨60个经度左右。太平洋的面积则有17968万平方公里，约占世界海洋总面积的一半，占地球总面积的1/3以上。

海洋上海面温度距平同符号区域往往可以超过陆地上常见的气旋和反气旋的范围甚至达到它的几倍。例如，北太平洋距平同符号区域可占全区1/3或更大，而其深度可达200米或以上。

因而，从第一章中所提到的长期天气预报的因子的空间尺度条件来衡量，显然是足够作为影响大气环流变化的一个重要因子。

海温异常不但空间尺度大，时间尺度也很大，一般可持续几个月，有时能达到2—3年。例如，1956年初到1959年秋北太平洋大范围海面温度持续正距平，长达3年多；又如，1964—1966年北太平洋大范围海表温度持续负距平，也长达3年之久。

据Namias研究，整个北太平洋(20°N以北)的海面温度距平能持续到6个季节(1年半)以上，其中南区（20°—35°N）的持续性较大，北区(35°—55°N）的持续性略小。图4.1给出大西洋I船泊站海温的落后相关。从图上可以看出，大西洋海面温度距平能持续8个月(99%的信度标准为r=0.24)，但相应气温距平的持续性则不到4个月。这说明，海温的异常的持续性比气温更明显。因此，从时间变化尺度来讲，显然也是长期天气变化的重要因子。

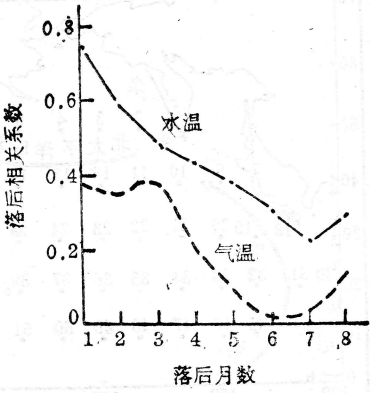


图 4.1　北大西洋海表面温度的持续性(Kraus, 1966)[1]

海水的质量约为大气的250倍，其比热比空气大4—5倍，因此，它的热容量要比空气大1200倍。如果将单位面积100米深的海洋温度降低0.1℃，则释放出来的热量能使其上空对流层的空气温度升高 6℃。海水的比热又是

陆地的1倍左右，又由于海水活动层深，所以海水与陆地相比，也有较大的热惯性。

Sawyer(1964)利用洋面能量输送的半经验公式计算热量输送。

感热输送　$Q_s = 2.29(T_s - T_a)W$

潜热输送　$Q_l = 0.00587(e_s - e_a)W$

式中w为风速(海里)，T_s、T_a分别为水温与气温(℃)，es_s、e_a为水汽压(毫巴)，则在对流强烈的情况下，当海温变化1℃，海洋的感热与潜热输送分别增加80及160卡/厘米²·天。以海洋输送给大气80卡/厘米²·天热量来计算，由于海洋的加热，可能使Rossby波的振幅在中纬度增加4个纬度。这也说明，大范围洋面海温异常对大气环流的影响是必须重视的。

Будыко[2] 计算了大气-海洋系统热交换各种量沿纬圈的平均值，绘在图 4.2 中。图上部是冬半年（10—3月），下部是夏半年（4—9月），其中A_1和A_2分别为在大气和海洋循环过程中造成的热量的重新分配，B是海洋上层含热量的变化。图中正值表示热量的流入，负值表示热量的流出。从图4.2可以看出，在海洋中热量的季节性的积聚和流出是比较重要的两个热交换过程，在一些纬度带这个热交换值达到辐射流出量的25—30%。在中高纬度海气的相互作用中，大气从海洋得到热量，尤以冬半年明显。

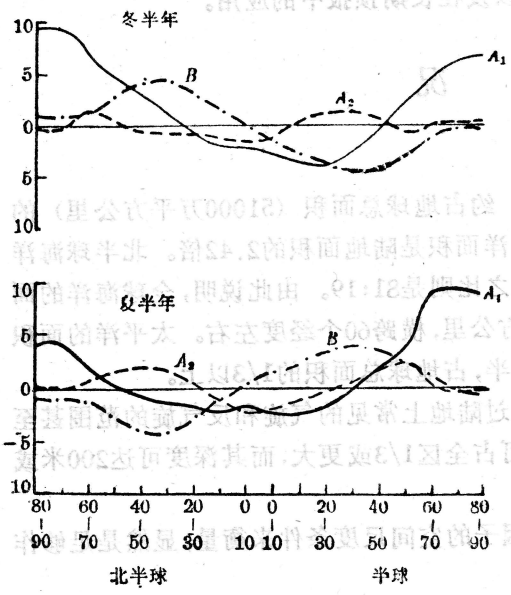


图 4.2　在各纬度的热流量(千卡/厘米²·月)
(Будыко, 1973)

通过上面两个例子可见，海洋与大气热量交换是强烈的，即从强度上讲，海洋也达到了作为长期天气预报因子的条件。

二、海洋中的洋流

海洋中有许多洋流，它们具有一定的长度、宽度、深度、速度与温度。洋流根据其温度状况可分为暖洋流与冷洋流(或称寒流)。图4.3给出北半球主要洋流的位置。北大西洋著名的洋流是墨西哥湾流，这是一支暖流，感热

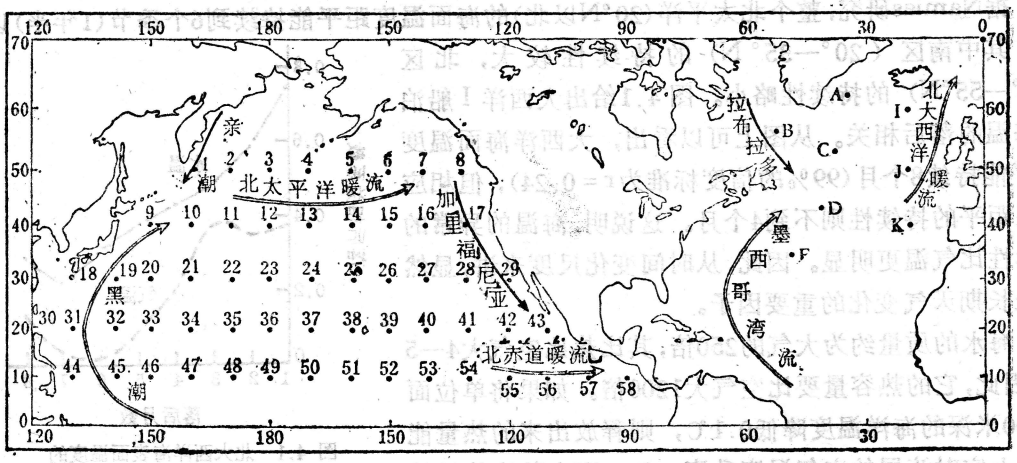


图 4.3　北半球主要洋流位置(冷洋流实箭头，暖洋流虚箭头)

输送超过120卡/厘米^2·天，蒸发潜热输送约为660卡/厘米^2·天。据估计，由于墨西哥湾流的存在，每年约有40万立方公里的水从大西洋进入北冰洋，使巴伦支海一带海水冬季不冻结，成为60°N以北冬季唯一的不冻洋面。据Шулейкин的计算，喀拉海全年获得的热量约44%来自暖洋流，超过来自太阳的短波辐射和大气的热辐射。把喀拉海与它南面的黑海相比，尽管纬度偏北约30个纬度，但由于有暖洋流输入热量，平均每年热量收入约为93000卡/厘米^2，与黑海获得的热量相差不多，可见，暖洋流所起的作用甚至可能与30个纬度的差距基本相当。

北太平洋上主要的洋流有黑潮，它是北赤道海流到台湾省东岸北上的一支暖洋流，在各洋流中，黑潮是供给大气能量最多的一支洋流。根据计算，黑潮区感热的输送平均超过80卡/厘米^2·天，蒸发潜热的输送约为550卡/厘米^2·天。北太平洋西北部另一支洋流为亲潮洋流，它是一支寒流，来自白令海，顺着千岛群岛和日本列岛的大洋边缘南行直抵38°N，冬季它的流速比夏季大得多，这支冷洋流对太平洋西北沿岸地区的气候有显著影响。

洋流是海洋与大气相互作用最活跃的地区，例如，黑潮暖流在日本沿海平均水温为20℃左右，而同纬度的加利福尼亚寒流水温只有10℃，相应纬度的墨西哥湾流温度高达37℃。因而在长期天气过程的研究中，受到广泛的重视。

此外，在中高纬地区的海洋在一些季节还存在着海冰及流冰，也影响着大气环流及天气变化，有关海冰方面的工作我们将在第六章中专门讲述。

§4.2 大气与海洋的相互作用

如上所述，海洋是长期天气变化的重要因子，但是是否海洋仅仅是因子而已呢？人们往往会问海洋的异常又是怎样形成的呢？不少人曾经研究了大气环流对海洋的影响，我们可以举几个例子。

(1) Bjerkness(1969)[3]在研究赤道海温与大气环流关系时，强调赤海道温对大气的作用。另一方面在研究气旋，反气旋活动与海温关系时，发现海面最冷和最暖的区域恰好在地面西风增强和减弱的区域，因此认为大气环流对海温有很大影响。另外，他还解释了海气相互作用的关系，认为大气影响海洋是同时的现象，滞后性小；而海洋影响大气是长期的关系，具有明显的滞后性。

(2) Namias(1969)[4] 在研究广阔的太平洋作用时指出，暖水区上空促使气旋活动增加，阻止强反气旋发展，而冷水区上空则相反，强调海洋对大气的影响。在研究北太平洋广阔地区700毫巴高度时发现，当高度高时，海水的水平辐合使其下翻增加，海面温度增高；反之，当700毫巴高度低时，海水的水平辐散使其上翻增加，海面温度变冷，认为大气是启动者，海洋是反馈者。

(3) Haworth(1978)发现，在海气相互作用的初始阶段，海平面气压场的异常引起海面温度异常，即大气带动了海洋，以后则是海气二者同位相顺序变化。而在年的时间尺度内，海面温度的影响似乎是关键，尤以冬季最为明显。

(4) Davis(1976) 将北太平洋中纬度范围内海平面气压与海面温度分别做经验正交函数分析，并研究二者之间的关系，认为海面温度和海平面气压变化之间的相关是大气控制海洋的结果。

(5)Семенов (1963)、White与Clark (1975) 在对大西洋及太平洋区域研究中发现，高空稳定的阻塞反气旋形成在中高纬海洋东部，以冬春最明显，认为在此过程中，主要是海洋影响大气环流。

(6) 陈烈庭(1972)分析1972年前冬北半球大气环流的异常，指出大西洋海温的异常对环流异常发展有关。

由这些工作看来，大气与海洋是相互作用的，然而要深入认识海气相互作用的过程，特别为了长期预报，我们需要知道什么时间、什么地点、什么条件下大气与海洋哪一方更为主动影响另一方[5],[6]，下面就做一些分析。

一、海温的变化

首先讨论全年海温变化的特点。做为基本资料北太平洋选取58个网格点，北大西洋选取9个船泊站点(其位置见图4.3)。从计算的太平洋与大西洋合12个月逐点海温方差分布状况看到，全年各月两大洋共同特点是，海温方差最大值出现在两个大洋明显的冷暖洋流区，而在两大洋非洋流区则方差值较小。冬半年方差值最大集中在黑潮区，北太平洋西风漂流区，墨西哥湾流区，加里福尼亚寒流区；夏半年则主要在北太平洋西风漂流区和加里福尼亚寒流区。海温方差的计算表明，在研究两大洋海温时，要注意洋流区与非洋流区的差异。

二、海气异常的相互关联

海洋与大气经常处于相互作用之中，这里根据相关系数的变化来分析海温异常与大气环流异常的关系。资料为1951—1975年，共25年。

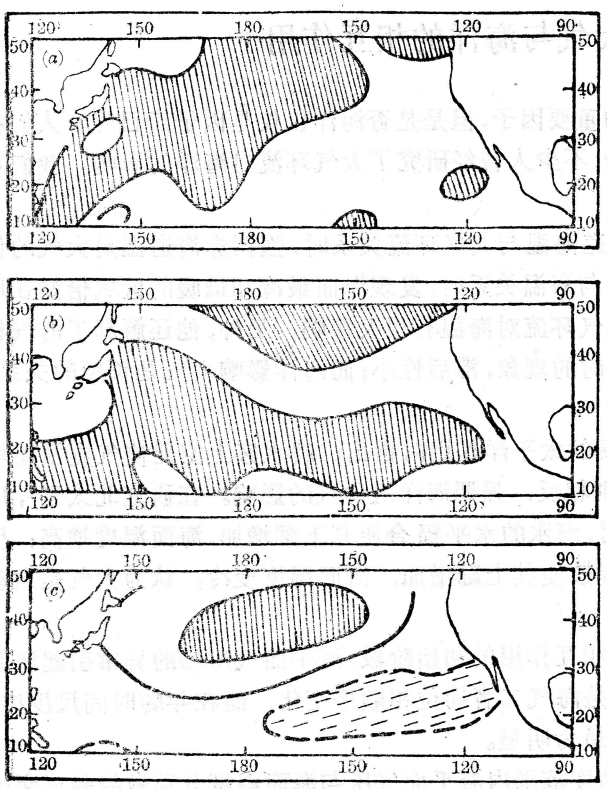


图 4.4 太平洋海温与其上空500毫巴高度(a)，1000—500毫巴厚度场(b)及海平面气压场(c)的平均相关分布(实斜线区≥0.4，虚斜线区<−0.4)

图4.4给出太平洋海温与其上空500毫巴高度场，1000—500毫巴厚度场及海平面气压场（以下简称高度、厚度、气压）的平均相关分布。其中各点相关系数是取12个月该点相关系数的算术平均值。因为所计算的是符号相关，所以这样也可以概略表示相关状况。对比图4.4a、b及c可以明显看到如下事实：(1)海温与其上空高度及厚度场相关系数大的区域主要在明显洋流区，暖洋流区尤为突出；而在广阔的非洋流区，如北太平洋中部，则正相关较小。(2)海温与气压场的相关系数在非洋流区有较大的正值，而在加里福尼亚冷洋流区则是负相关系数，大西洋上情况类似。这表明，就全年平均而言，洋流区与非洋流区海洋与大气的相互联系是不一致的。因此，下面我们分洋流区与非洋流区

加以讨论。

三、洋流区海气相互作用的季节变化

本节着重讨论冷暖洋流区海温与其上空及邻近区域厚度场的相关随季节的变化。在暖洋流区，海温与其上空及邻近区域厚度场相关最明显是在冬季(1—3月)，这可能说明暖洋流区海温的主导作用在冬季最明显；而在冷洋流区，相关最大在夏季(7—9月)，因此可能冷洋流区海温的主导作用在夏季比较重要。

为了进一步说明冷暖洋流区海气相互作用随季节的变化，取两大洋上四个洋流区，即黑潮暖流和湾流，加里福尼亚冷洋流支流及拉布拉多冷洋流区各取一定的站做代表：黑潮用图4.3中太平洋区(8,19,20,30,31,32,44,45)共8个网格点的平均值表示；湾流用大西洋区D、E2个船泊站的平均值表示；加里福尼亚冷洋流支流用太平洋区39,40,41点的平均值表示；拉布拉多冷洋流用大西洋区B船泊站表示。图4.5给出以上四个洋流区海温与其上空及其邻近区域厚度相关的3个月滑动平均值，图中实线表示海温与厚度相关大于和等于+0.40的点数3个月滑动平均曲线，虚线给出4个洋流区海温方差的3个月滑动平均曲线。从图4.5看到，对于黑潮及湾流这两个暖洋流，其海气相互联系在冬半年较大，而夏半年较小。以黑潮为例，其冬半年相关点数总和是夏半年的近3倍。但是对于加里福尼亚支流及拉布拉多这两个冷洋流，其相关随季节变化恰好与暖洋流区相反，相关明显是在夏半年，而在冬半年则较小。以拉布拉多冷洋流为例，其夏半年相关点数总和是冬半年的7倍。

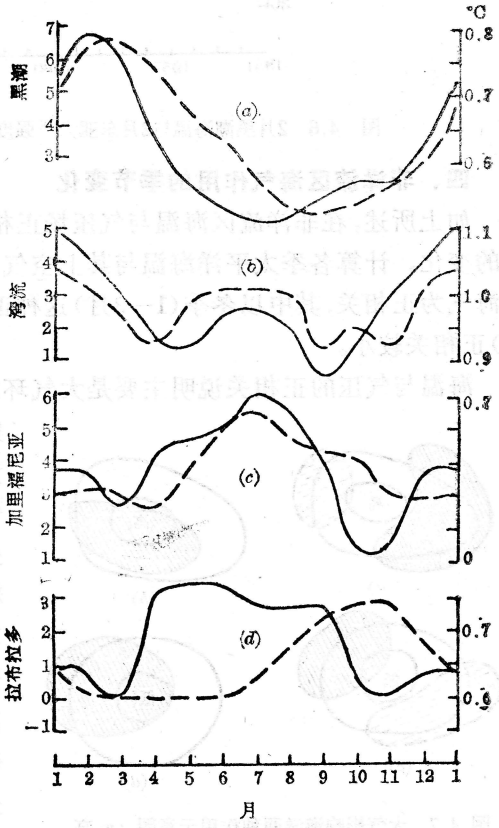


图 4.5 洋流区海温与其上空及邻近区域厚度相关点数3个月滑动平均曲线(实线)及海温3个月滑动平均方差曲线(虚线)。a.黑潮，b.湾流，c.加里福尼亚洋流，d.拉布拉多洋流

冷暖洋流在冬夏作用不同，其原因可能是海温年际变化幅度随季节而改变。图4.5虚线表明，暖洋流区海温的方差在冬半年大，夏半年小；而冷洋流区海温的方差在夏半年大，冬半年小。图4.5中每组实线与虚线吻合比较好说明海气关系密切的地区正是海温方差大的地区，即是冷暖洋流区。而且冬季暖洋流的主导作用大，夏季冷洋流的主导作用大。

关于暖洋流与大气环流的联系，图4.6给出2月黑潮海温与2月东亚大槽强度*距平曲线。从图4.6看到，两者呈负相关。即当黑潮海温异常高时，东亚大槽强度偏弱；而当黑潮海

* 东亚大槽强度资料取自中央台长期预报科。在东亚地区35—55°N范围内槽线上每隔5纬度取1个高度值H(略去位势什米的百位数)，并从其中选出最大值，H_{max}，最小值H_{min}，计算东亚槽强度指数$=\sum_{i=1}^{5} H_i-(H_{max}-H_{min})$。

温异常低时，东亚大槽强度明显偏强。由此说明，黑潮海温的高低与东亚大槽的强度有明显的关系。

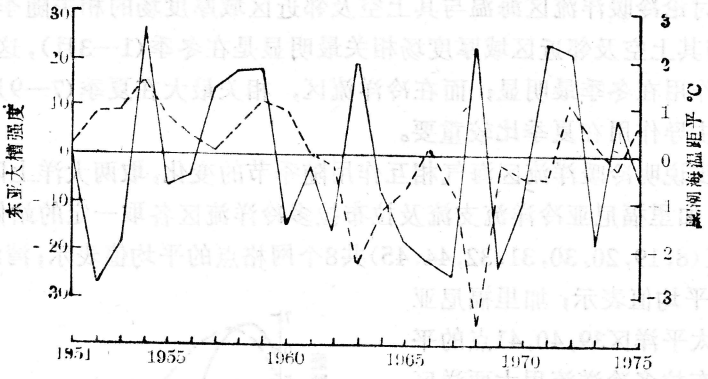


图 4.6 2月黑潮海温与2月东亚大槽强度距平曲线(海温为虚线，东亚槽强度为实线)

四、非洋流区海气作用的季节变化

如上所述，在非洋流区海温与气压场正相关明显，本节着重分析海温与气压场相关随季节的变化。计算各季太平洋海温与其上空气压场的相关分布，发现各季在中太平洋非洋流区海气为正相关，其中以冬季(1—3月)这种正相关最明显，而夏季(7—9月)及秋季(10—12月)正相关较小。

海温与气压的正相关说明主要是大气环流影响海温，其影响过程可能是牵引、上翻及辐射。图4.7给出牵引作用与上翻、辐射作用的示意图。对于高压，如果中心气压愈高，则一般反气旋环流也愈强，牵引作用必大，因牵引作用产生的海温距平应该是西南暖、东北冷。但假如粗略认为高压中心低层辐散也强，则造成海水下翻也必然强，海温应该高，同时下沉气流强，云少，太阳辐射强烈，海温亦应该在高压中心较高。因此，一个气压系统对海洋的影响究竟是牵引为主还是上翻及辐射为主，也可以从相关分布看出一些线索。

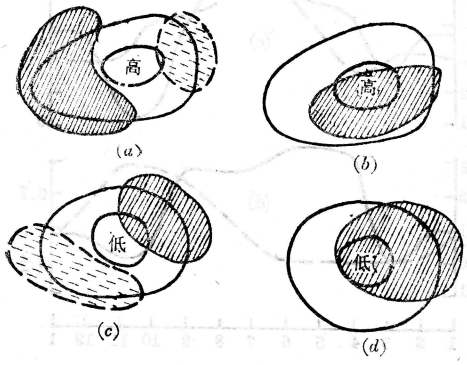


图 4.7 大气影响海洋两种作用示意图，a.高压中牵引作用，b.高压中下翻与辐射作用，c.低压中牵引作用，d.低压中上翻与辐射作用

为了研究这个问题，计算了各季太平洋高压中心气压与太平洋海温的相关。分析表明，在高压中心西北部是正相关区，在高压中心东南部是负相关区，说明太平洋高压在各季对海温的影响与牵引作用有关，尤以冬季(1—3月)最显著。另一个例子是冬半年阿留申低压中心气压与太平洋海温的相关，在低压中心附近是正相关区，说明在阿留申低压范围内不但有牵引作用，而且上翻作用也是比较重要的。关于云与SST的联系的研究也可以做为一个旁证。图4.8给出云与SST的相关，很明显在低纬为明显的正相关，而在20°N以北为很强的负相关。云与SST为负相关正好说明是大气影响海洋的情况，即云的增加使得达到海面的直接太阳辐射减少，因而海温低，反之海温高。而云与SST为正相关则表明云量受海温控制，海温高对流强，云多；反之则云少。

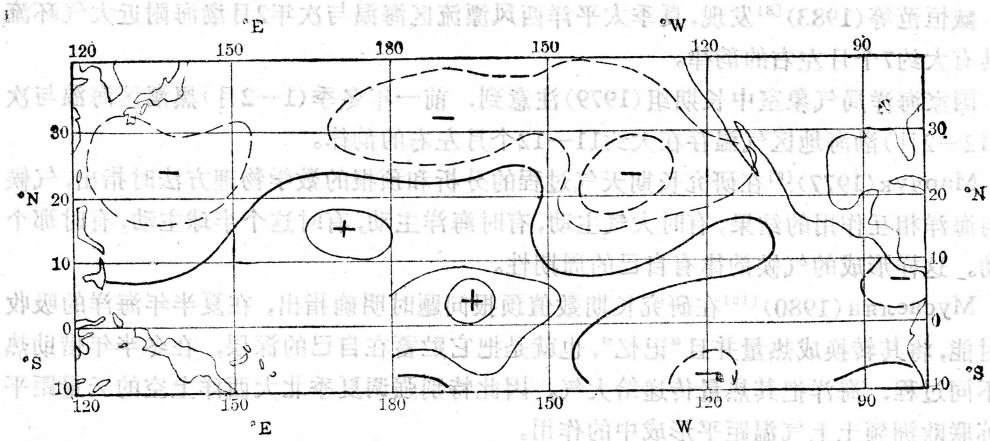


图 4.8 北太平洋云量与海温的相关系数分布(王永亮等,1984)

综上所述,在非洋流区的北太平洋中部,气压与海温的正相关可能主要是太平洋高压影响的结果,尤其在夏季正相关区向西伸展到亚洲大陆东岸。在冬季阿留申低压的影响也是造成中太平洋正相关的原因之一,而正相关区之向北伸展则可能与低压区之牵引作用有关。

以上分析表明,大气与海洋的相互作用是有季节变化的,在洋流区的海气相互作用中海洋起主导作用,暖洋流的主导作用在冬季(1—3月)最明显;相反,冷洋流的主导作用在夏季(7—9月)最显著。在非洋流区的海气相互作用中大气起主导作用,主要表现为两个大气活动中心的作用,太平洋高压牵引作用十分明显,高压强时中太平洋暖,东太平洋冷;高压弱时相反。阿留申低压在冬半年(10—3月)作用也比较明显。

§4.3 海洋与大气的韵律

第一章讲到韵律是长期天气过程的重要组成部分。根据不少作者的研究,韵律的形成与海气相互作用有密切关系,这一节准备介绍一些研究结果[7]。

一、长期天气过程的韵律活动

有关韵律的定义以及韵律研究的发展历史已经在第一章做了介绍,这里只着重介绍一些近期的研究工作。

(1) Namias(1978)计算了北太平洋各月海温落后1—24个月的相关后发现,落后相关系数不是随着落后月数增加而单调下降,而是经过几个月后,相关突然明显增加,这说明北太平洋海温除具有持续性的特点以外,还明显地具有韵律规律。春季北太平洋海温具有大约6—12个月左右的韵律,夏季的6月有大约4—9个月的韵律,7、8月的韵律活动不太明显,而秋季海温则具有14—20个月左右的韵律。

(2) 中国科学院大气所长期组(1973)在研究西太平洋海温与我国降水的关系中发现,冬季黑潮与亲潮区海温与我国长江中下游及华北平原的汛期降水存在大约4—6个月左右的韵律。

(3) 中国科学院地理所长期组(1976)指出,冬季赤道东太平洋海温与6月西太平洋副高西伸程度存在大约5个月的韵律。

(4) 臧恒范等(1983)[8]发现，夏季太平洋西风漂流区海温与次年2月渤海附近大气环流及气温具有大约7个月左右的韵律。

(5) 国家海洋局气象室中长期组(1979)注意到，前一年冬季(1—2月)黑潮区海温与次年冬季(12—2月)渤海地区气温存在大约11—12个月左右的韵律。

(6) Марчук(1977)[9]在研究长期天气过程的分析和预报的数学物理方法时指出，气候是大气与海洋相互作用的结果，有时大气主动，有时海洋主动，有时这个半球主动，有时那个半球主动。这样形成的气候韵律有自己的周期性。

(7) Мусаелян(1980)[10]在研究长期数值预报问题时明确指出，在夏半年海洋的吸收太阳辐射能，将其转换成热量并且"记忆"，也就是把它贮蓄在自己的深层，在冬半年借助热交换的不同过程，海洋把其热量传递给大气。因此特别强调夏季北大西洋上空的云量距平在冬季苏联欧洲领土上气温距平形成中的作用。

以上举的几个例子有的是从研究海温自身演变规律出发，有的是从长期预报的角度选取了海温因子，有的是从探求韵律的物理机制入手，但都发现，海气相互作用的长期过程中存在韵律关系。

另一方面，从韵律关系分布的区域来看，也是很有意思的。图4.9给出一些作者所找的

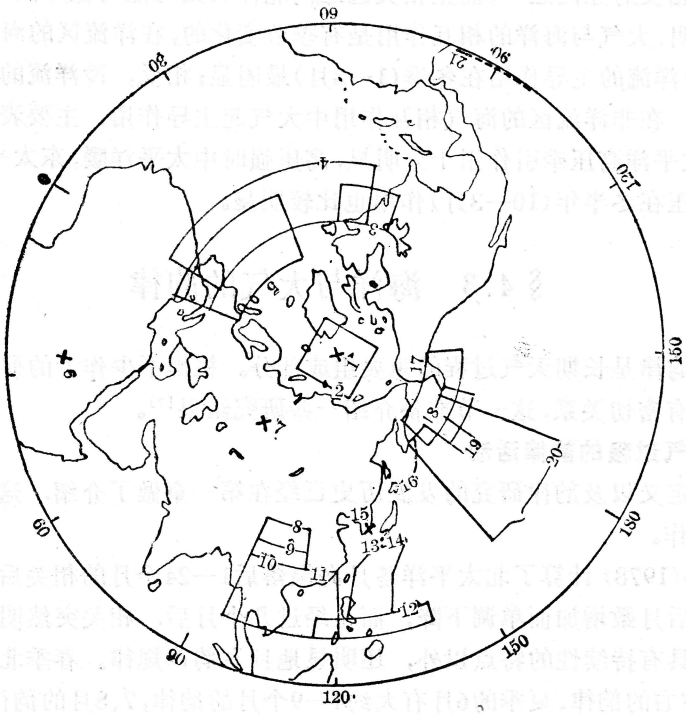


图 4.9 韵律指标区域

韵律指标区域的位置，从图上可以看到，虽然这些指标分别是500毫巴高度场、地面气压场及1000—500毫巴厚度场、积雪、气温、海温等，但是其韵律指标分布却有一定的规律，主要集中在三个地区，即北太平洋、北大西洋、我国南方及西太平洋。而中高纬度大陆上出现的韵律指标则寥寥无几。这充分说明，在韵律的形成中海洋的重要性。

二、北半球大气环流与海温的韵律活动

前面从一些例子说明环流与天气的韵律关系，这一节进一步对北半球月平均环流演变韵律活动，以及整个大洋的月平均海温的韵律现象做一个比较全面的分析。

首先分别计算大西洋、太平洋海温与气压场、高度场、厚度场自身向后18个月的相关系数和向前12个月的相关系数。计算方法是对1951—1975年4种要素场分别分月找相似，例如在1951—1975年25张1月的500毫巴图中看哪两张图最相似(用计算符号相关表示)，根据符号相关检验表的满足95%信度的标准来确定相似年，如1956年与1959年(相关系数为+0.31)，1958年与1959年(相关系数为+0.31)，1960年与1966年(相关系数为+0.49)等等，然后计算每对相似年下一个月即2月的相关系数，再计算3月的相关系数，依此类推。对于大气环流的相似年标准取相关系数≥0.31，太平洋海温取≥0.41，大西洋海温取≥0.78。由于相关系数的计算只考虑距平符号，所以可以对1月的若干对相似年求算术平均。对向前12个月到向后18个月均求出平均相关系数，用以表征初始月相似时，向前及向后各月相似程度。对4种要素场，对1月到12月都按此方法进行了计算。1月到12月每个月的相似年对数一般取5—10对，在个别情况下不足5对时，适当降低相关系数的信度要求，这样使得平均的相关系数有一定代表性。

图4.10给出北太平洋海温的相似性变化曲线。为了概括，给出分季平均相似性。从图4.9可以看到几个有趣的现象：1.相似性并不随时间的增加而单调下降，尤以春、夏季最明显。例如，夏季海温相似时，后1个月也较相似，但2、3个月后相似性明显下降。而从第4个月开始相似性又逐渐增加，直到9个月之后相似性才明显下降，相关系数降到0左右。2.相关系数之分布不是对称的，秋季这种现象最明显。秋季海温与4—7个月之前(-4—-7)的相关较大，但与4—7个月之后则相似性很差。如果近似看做半年左右的关系，则秋季与半年前的春季关系较好，但与半年后的春季关系却不大。大西洋海温的情况类似，这里不再赘述。由此看来，月平均海温的韵律活动是很明显的，最突出的是夏到冬的半年左右的韵律关系。

图4.11和图4.12给出海平面气压场及500毫巴高度场类似图4.10的相似性变化曲线。为

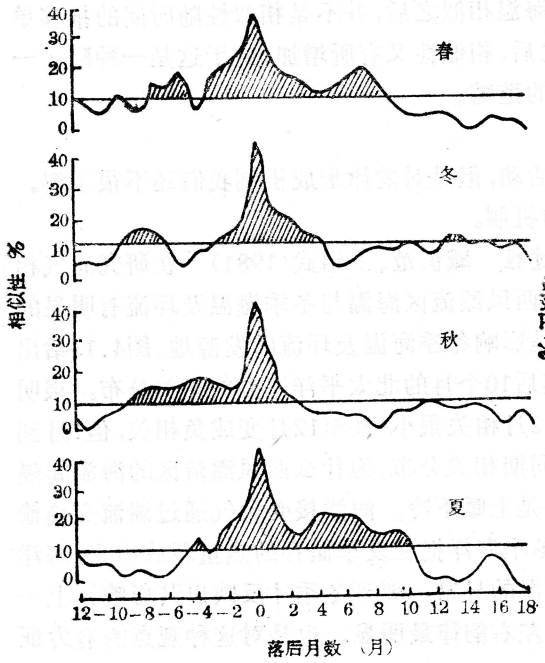


图 4.10 北太平洋海温的韵律活动

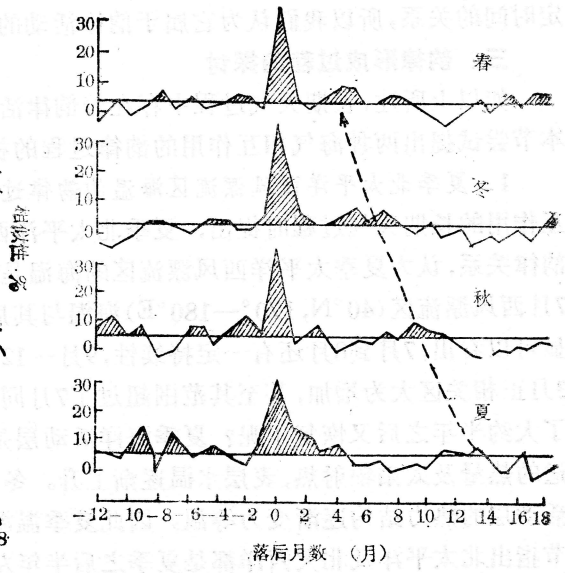


图 4.11 北半球地面气压场的韵律活动

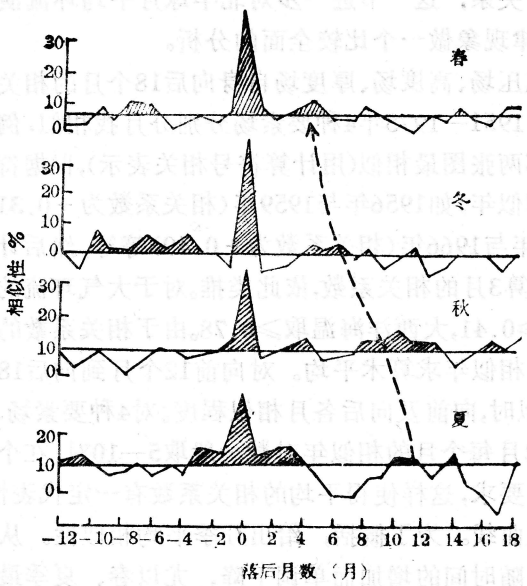


图 4.12 北半球500毫巴高度场的韵律活动

了更好地反映环流韵律的季节性，图中自下而上为夏、秋、冬、春四季。显然，反映相似性的落后相关系数值要比海温小，但由于大气环流采用257个网格点，而太平洋海温只有58个网格点，因此对小气环流满足信度要求的相关系数要小得多。仍然象海温一样取分季的平均相关系数，凡大于平均值的用斜线划出。图4.11及图4.12与图4.10类似，相关系数也不是随落后时间增加而单调下降。但是环流各季相关随时间的变化与海温各季相关随时间的变化亦有明显不同之处，即相关系数比较大的值所出现的时间随季节有明显的变化。如图4.11和图4.12箭头所示，自夏到秋经冬到春，相关较大的值（图中斜线区）出现的时间间隔逐渐减小。例如，图4.12说明，当夏季500毫巴环流相似，经过11—13个月，也就是来年夏季的环流也相似。当秋季环流相似时，大约经过7—11个月，即来年春末到夏季的环流相似。当冬季环流相似，则大约经过4—8个月，即来年春末到夏季的环流也相似。而当春季环流相似时，则经过大约3—5个月，也就是夏季到初秋的环流又出现相似。图4.11地面环流情况也类似。这说明，夏季的大气环流最容易通过韵律关系接受前3—4个季内大气环流的影响。

以上分析表明，对于海温和大气环流，起始月相似时，过了几个月之后又可能变为相似。为什么说这是韵律关系呢，因为当环流或海温相似之后，并不是相似性随时间的推移单调减少，更不是周期性变化，而是过了若干月之后，相似性又有所增加，由于这是一种隔了一定时间的关系，所以我们认为它属于韵律活动的范畴。

三、韵律形成过程的探讨

如以上所述，长期天气过程中存在着韵律活动，但是对韵律形成机制我们还不很了解。本节尝试提出两种海气相互作用的韵律过程的机制。

1．夏季北太平洋西风漂流区海温的韵律过程　臧恒范、王绍武（1981）[8]在研究海气相互作用的长期天气过程时提出，夏季北太平洋西风漂流区海温与冬季海温及环流有明显的韵律关系，认为夏季太平洋西风漂流区的海温是影响冬季海温及环流的发源地。图4.13给出7月西风漂流区（40°N，170°—180°E）海温与其后10个月的北太平洋海温的相关分布。很明显可以看出，7月到8月还有一定持续性，9月—12月相关很小，甚至12月变成负相关，但1月到3月正相关区大为增加，甚至其范围超过了7月同期相关分布。为什么西风漂流区的海温间隔了大约半年之后又恢复了呢？夏季海洋活动层是上暖下冷，海洋接受大气通过湍流交换输送的热量及太阳辐射热，表层水温逐渐上升。冬季海洋把在夏季储存的热量释放出来，海洋活动层的热力结构逐渐变为等温。因此夏季温温的异常，要到冬季才反映出其影响。上一节指出北太平洋及北大西洋都是夏季之后半年左右韵律最明显，也是对这种观点的有力证明。

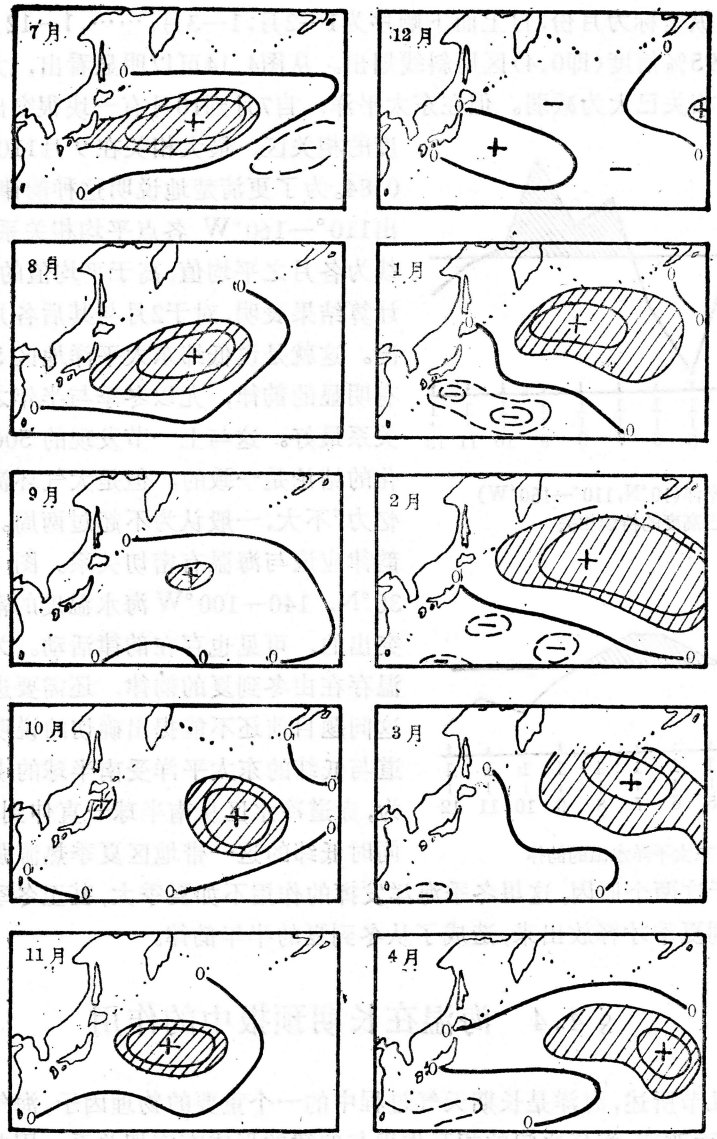


图 4.13　西风漂流区水温的韵律活动(臧恒范等,1981)达95%信度的正相关区用斜线划出

2. 冬季低纬东太平洋海温的韵律过程　现在讨论另一种设想的韵律过程。在分析大气环流的韵律活动时,我们曾注意到在低纬这种韵律较为突出。图4.14给出一个例子,图中

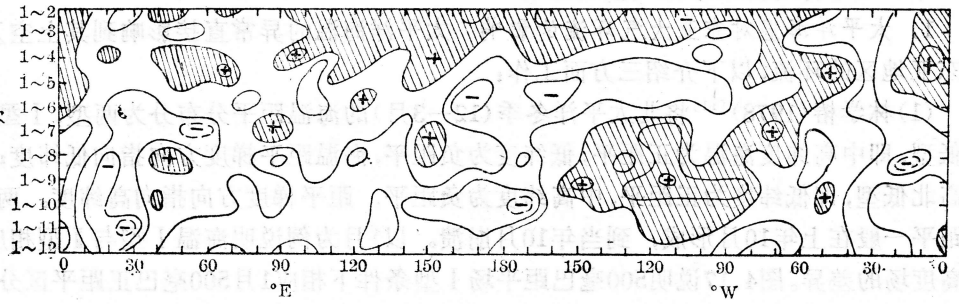


图 4.14　1月10°N500毫巴高度与其后2月—12月高度的落后相关(粗实线为零线,等值线间隔0.2)

横坐标为经度，纵坐标为月份，自上而下顺序为1—2月，1—3月，……，1—12月10°N500毫巴高度相关，达到95%信度（即0.4）区用斜线划出。从图4.14可以明显看出，大部分点在持续2—3个月之后，相关已大为减弱。但在东太平洋，自7月到10月有一块很突出的达到95%信度的相关区，最大相关在9月110°W，中心值为0.84。为了更清楚地说明这种韵律关系，图4.15给出110°—160°W各点平均相关系数。图中水平线为各月之平均值，高于平均值的区用斜线划出。计算结果表明，对于2月与其后各月也有类似的情况。这就是说低纬东太平洋地区500毫巴高度场有明显的韵律，尤以冬季与半年之后的夏季韵律关系最好。这与上一节发现的500毫巴相似性变化的结论是一致的。但是大气环流异常本身"记忆力"不大，一般认为不超过两周。因此，环流的韵律应该与海温有密切关系。图4.16证明10—30°N，140—100°W海水温度的落后相关也是很突出的，可见也存在韵律活动。为什么在这里海温存在由冬到夏的韵律，还需要进一步研究。对这问题目前还不能提出确切的说明，但很可能赤道与低纬的东太平洋受南半球的影响较大。因为，赤道冷水区从南半球一直伸到赤道中太平洋，同时低纬的这一带地区夏季热源强度比冬季大，所以也可能由于这两个原因，这里冬季海洋发挥的作用不如夏季大，甚至冬季及其它季节储存起来的热量到夏季才释放出来，造成了从冬到夏的半年韵律。

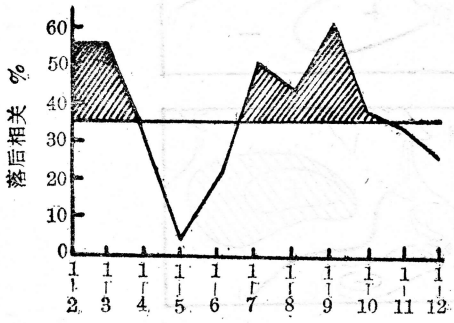


图 4.15 东太平洋(10°N,110°—160°W)500毫巴高度的持续相关

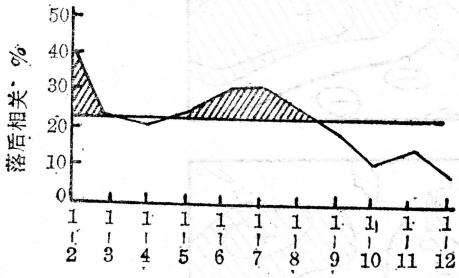


图 4.16 东太平洋水温的韵律

§4.4 海温在长期预报中的作用

正如前面几节所述，海洋是长期天气过程中的一个重要的物理因子，海气之间的相互作用随季节、地区而改变，海气之间的相互作用与韵律的形成有密切关系，因此在长期天气预报中海温就是要考虑的一个非常重要的物理因子。下面我们举出一些应用海温做长期预报的例子。

一、太平洋海温对东亚气候的影响

1. 太平洋海温对东亚大气环流的影响　太平洋海温的异常直接影响到其上空及邻近的东亚地区的环流，以下介绍三方面工作：

(1)林学椿(1978)[11]将北太平洋冬季(12—3月)的海温距平分布分为两型，Ⅰ型是北高南低型，即中高纬度海温为正距平，低纬度为负距平，海温距平梯度方向指向低纬度；Ⅱ型是南高北低型，即低纬度为正距平，中高纬度为负距平，距平梯度方向指向高纬度。两类海温型距平一般在上年10月形成，到当年10月崩溃。以1月为例说明海温Ⅰ型与Ⅱ型相应500毫巴高度场的差异。图4.17说明500毫巴距平场Ⅰ型条件下相应1月500毫巴正距平区分别在太平洋、大西洋和欧洲西部，从格陵兰岛到北极地区为负距平区；而海温在Ⅱ型情况下1月500

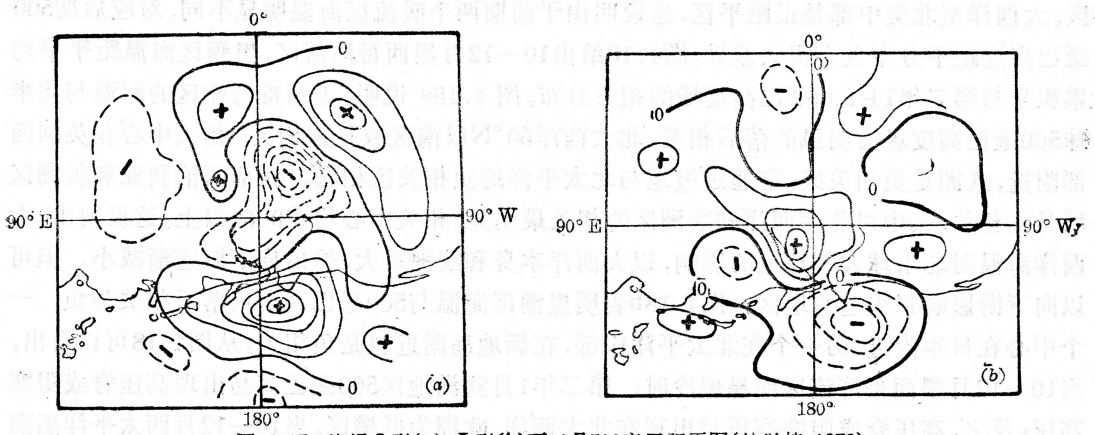


图 4.17 海温Ⅰ型(a)、Ⅱ型(b)下，1月500毫巴距平图(林学椿，1978)

毫巴距平分布恰好相反，负距平位置分别在太平洋、大西洋和欧洲西部，极地为正距平区。海温Ⅰ型时，海温正距平区上空恰是500毫巴正距平区；海温Ⅱ型时，海温负距平区上空恰是500毫巴负距平区。进一步计算海温对大气环流的影响，发现海温Ⅰ型使太平洋中高纬度700毫巴和500毫巴平均高度上升；海温Ⅱ型则使该地区700毫巴和500毫巴高度下降。这两类海温型的正高度差区(Ⅰ型减Ⅱ型)向东传播的同时，又有新的正高度差区产生，替换并补充东移的正高度差，造成高度差的西退，以致影响东亚大气环流，因此在这一地区形成数月之久的正负高度差交替出现的振荡现象。同时海温Ⅰ型使太平洋槽季节性东移变慢；海温Ⅱ型则使其加快。

(2) 陈烈庭(1978)在分析黑潮区与墨西哥湾流区海温异常与大气环流的关系时发现，当10月—12月这两个暖流区海温异常偏冷时(如1956,1968,1971年)，则在第二年1月500毫巴高度距平分布特点是在欧洲有很强的正距平区，在北太平洋也是很强的正距平区，而在亚洲大陆的大部分以及北美大陆，大西洋地区是负距平；反之，当两个暖流区海温明显偏暖时(如1952,1953,1954年)，相应第二年1月500毫巴高度的距平在太平洋至东亚沿岸为明显负距平

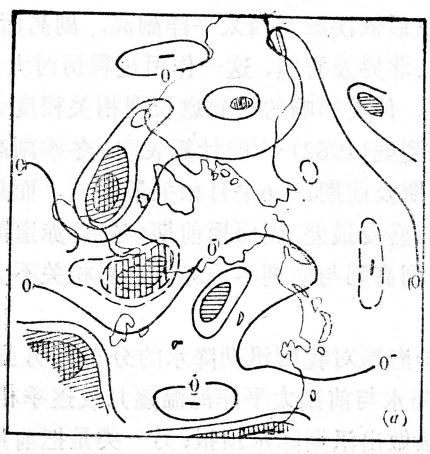
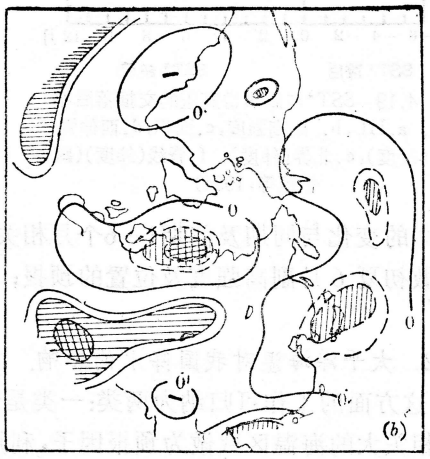


图 4.18a 墨西哥湾流区船泊站D和E10—12月的海温距平平均累积量与第二年1月北半球500毫巴高度场的相关分布



b. 黑潮区10—12月的平均海温距平累积量与第二年1月北半球500毫巴高度场的相关分布(陈烈庭，1978)(虚线表示负相关，实线表示正相关，等相关系数线分别满足90%，95%及99%信度)

区，大西洋至北美中部是正距平区，这说明由于前期两个暖流区海温明显不同，对应后期500毫巴高度距平分布也有很大差异。图4.18给出10—12月墨西哥湾流区，黑潮区海温距平平均累积量与第二年1月500毫巴高度场的相关分布。图 4.18a 说明，墨西哥湾流区的海温与北半球500毫巴高度场有明显的落后相关，北大西洋60°N以南区域是正相关，相关中心在英国西部附近，欧洲是负相关区，它通过极地与北太平洋的负相关区相联。西部西伯利亚和美洲区域是正相关，其中以北大西洋和欧洲区的相关最明显，相关中心均在0.60以上。这反映出，大西洋海温对北半球大气环流的影响，以大西洋本身和欧洲最大，然后向下游逐渐减小，但可以向下游影响到很远的地区。图4.18b表明黑潮区海温与500毫巴高度场落后相关为负，一个中心在日本附近，另一个在北太平洋中部，在新地岛附近也是负相关。从图4.18可以看出，当10—12月墨西哥湾流区明显偏冷时，第二年1月欧洲地区500毫巴容易出现高压脊或阻塞高压；反之，高压脊或阻塞高压易出现在北大西洋，欧洲为低槽区。当10—12月西太平洋黑潮区海温明显偏冷时，第二年1月500毫巴东亚大槽趋于减弱，北太平洋区容易出现高压脊或阻塞高压；反之，东亚大槽趋于加深，北太平洋易出现低压或低槽，高压脊偏向北美西部沿海。

(3) 赤道东太平洋海温对西太平洋副高的影响。

近些年来许多研究工作表明，赤道东太平洋海温与西太平洋副高有明显关系。臧恒范等(1983)[12]计算了0°—10°S，180°—90°W海温(简称SST*)与西太平洋副高各特征量*的交插落后相关。在图4.19用b、c、d、e、f表示。发现与副高强度指数落后4个月的时滞相关系数最大，达到0.47；与副高面积指数落后5个月的时滞相关系数最大，达0.49；与副高西伸脊点落后 6 个月的时滞相关系数最密切，但是－0.34；与北界位置落后7个月的时滞相关系数最大，相关已下降到0.26；与平均脊线落后长达 8 个月相关仅0.14。这一事实表明，当SST*发生异常时，促使大气环流发生急剧变化，3个月后影响达到最盛，首先影响全北半球副高，以后依次波及西太平洋副高，副高面积，西伸脊点、北界及脊线，这一作用过程历时大约 5 个月左右。但受影响的时间愈长则相关程度大为减弱。陈烈庭(1982)[13]的计算表明，冬季副高的变化与同期及前期1—6个月相关最明显。而夏半年副高的变化与同期及前期1—6个月相关较差，尤以盛夏最差。因而用前期(冬季)赤道海温可以做初夏 6 月副高强度及位置的预报；但盛夏的副高则与前期冬季赤道海温相关不大密切。

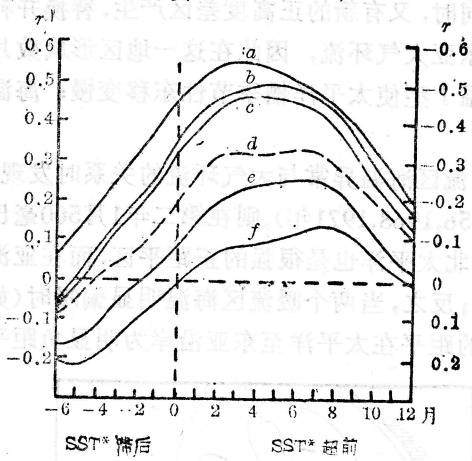


图 4.19 SST*与副热带高压的交插落后相关。a.HL，b. 副高强度，c.面积，d.西伸脊点(经度)，e.北界(纬度)，f.脊线(纬度)(臧恒范等，1984)

2. 太平洋海温对我国降水的影响 太平洋冬季海温对我国汛期降水的分布有明显的影响，这方面的工作可归纳为两类：一类是普查汛期降水与前期太平洋海温逐月或逐季相关选取相关大的海温区域做为预报因子，利用统计方法做出汛期降水预报；另一类是把前期海温分型，寻找对应不同海温型下汛期降水分布的不同特点，或将汛期降水按多寡分级或按不

* 副高资料取自中央气象台长期预报科。

同分布分型，对应寻找前期海温场分布的不同特点，也可以做出预报。

关于第一类工作，我们举一个例子说明[4]。通过相关普查发现，太平洋黑潮区海温与我国降水相关明显。图4.20给出冬季黑潮区海温距平与我国东部6—8月降水的相关分布。从图4.20看到，冬季黑潮区海温与我国6月，7月降水正相关明显的地区主要在长江流域和华北平原，8月与西南地区呈明显正相关，与黄淮下游则是较明显的负相关。因而在华北平原和长江中、下游出现的几次大的旱涝，在其前期冬季黑潮区的海温大多有反映。因此，可以利用冬季黑潮区海温做我国汛期降水的预报。

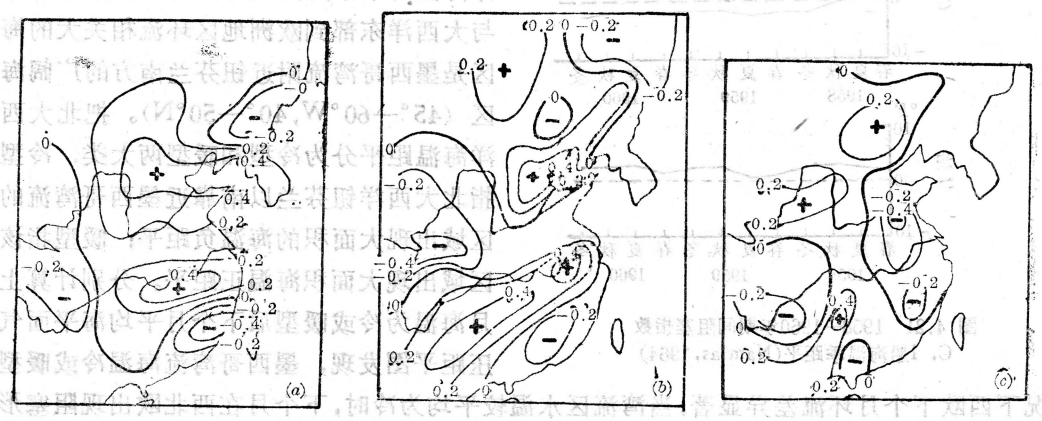


图 4.20 冬季黑潮区海温与6月(a)、7月(b)、8月(c)我国降水相关场(中国科学院大气所长期预报组)

对于第二类工作也举一个例子[11]。如上所述冬季太平洋海温可以分成Ⅰ型与Ⅱ型，林学椿等发现，冬季海温Ⅰ型时汛期长江流域地区的降水偏多2—5成，海温Ⅱ型时长江流域降水偏少1—2成；同时，冬季海温Ⅰ型时汛期华北、西北地区易出现干旱；而海温Ⅱ型出现水涝。

此外，太平洋海温与我国的气温也有一定联系，这在第九章中再做讲述。

二、太平洋与大西洋海温对其上空及欧洲、北美气候的影响

许多研究工作说明，太平洋与大西洋海温对其上空及欧洲、北美的大气环流与气温、降水有明显的影响。这部分介绍其中的一些工作。

1. 大西洋海温与北大西洋北部阻塞脊的关系　Namias(1964)注意到大西洋海温的冷暖直接影响到其北部500毫巴高压脊的位置、强度及持续。以1958—1960年期间在北欧经常出现和维持阻塞脊活动来说明大西洋海温对大气环流的作用。1958—1960年由于在北欧经常出现和持续阻塞高压脊活动，致使这几年斯堪的纳维亚半岛特别是挪威西岸雨量明显下降，个别站较常年下降69%。取斯堪的纳维亚半岛和冰岛之间(70°N，20°E减50°N，10°W)700毫巴高度距平的差值以及北斯堪的纳维亚和新地岛的南部区域之间(70°N，20°E减60°N，80°E)700毫巴高度距平的差值做为北欧阻塞增长的环流指数，这几年各月持续明显的正距平，说明北欧阻塞高压长期维持。在解释这样长时期维持阻塞的物理原因时，从格陵兰附近冰的范围上并没发现明显的异常，而主要是北大西洋海温分布异常。以北大西洋船泊站C(53°N，36°W)与Ⅰ(56°N，19°W)观测到的海温作为衡量大西洋海温异常的指标。一般情况下，C船海温应高于Ⅰ船，而在1958—1960年期间C船海温明显低于多年平均值，Ⅰ船海温高于多年平均值，C船海温明显低于Ⅰ船海温(见图4.21)。随着东西向温度梯度的增加，产

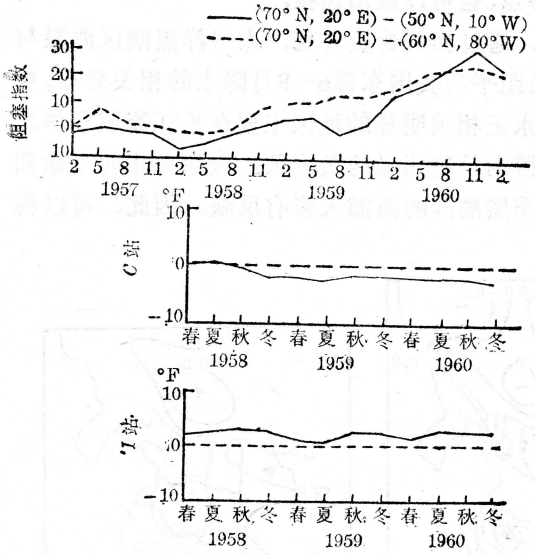


图 4.21 1958—1960年期间阻塞指数
C, I船海温季距平(Namias, 1964)

生大西洋异常南风，冰岛低压向西迁移，并且从斯堪的纳维亚半岛到英国北部气压高于多年平均值，因而造成北欧长期维持阻塞高压。

2. 北大西洋海温对大气环流的影响 Ratcliffe等人(1970)在计算逐月大西洋海温与下个月大气环流的相关中发现，与大西洋东部到欧洲地区环流相关大的海区是墨西哥湾流附近钮芬兰南方的广阔海区（45°—60°W，40°—50°N）。把北大西洋海温距平分为冷型和暖型两大类，冷型指北大西洋钮芬兰以南靠近墨西哥湾流的区域出现大面积的海温负距平；暖型指该区域出现大面积海温正距平。分别计算上月海温为冷或暖型后下个月平均海平面气压距平图发现，墨西哥湾流海温冷或暖型情况下西欧下个月环流差异显著，当湾流区水温较平均为冷时，下个月在西北欧出现阻塞形势；当该区水温暖时，有利于下个月西北欧出现纬向型环流。其物理原因可解释为：在纽芬兰南面高于平均的海温，有利于海洋向大气输送感热和潜热，促使低压发展，这些低压通常向东和东北方向移动并增强。海洋输送到大气的水汽在凝结之前可以向下游运行数百英里，这些过程的时间尺度虽只有几天，但由于海温距平的持续性却可以在一个月内多次重复出现，从而使其下游产生气压负距平，有利于下个月出现纬向环流型；反之，当该区海温偏冷时，有利于在下个月西北欧出现阻塞形势。

3. 热带海温对中纬度西风带的影响 Bjerknes(1969)[3] 研究了太平洋赤道区域海温对中纬度西风带的影响，认为热带海温对长期天气预报是重要的。并提出一个影响机制的设想：若大范围赤道海域的水温高，则它就要向哈得莱环流的上升区输送大量热量，使该区环流加强，向中纬度西风带输送大量热量，以及大量角动量，其结果使偏西风加强。太平洋赤道海温场东西两侧很不同，西部广大海域是高水温区，东部是冷水域，水温在南美洲沿岸最低，自东向西水温渐高。赤道太平洋东部与新几内亚地区的水温相比要低6℃，这种水温梯度随着洋流强度大小而有很大改变。赤道东部这个冷水域发展，使其上空空气变冷，不能纳入哈得莱环流的上升运动，而沿海面向西移动，由于受西边高水温影响，增加了热量和水汽，逐渐发生上升运动，并且与形成信风的哈得莱环流相重迭，产生沿赤道的东西热环流（瓦克环流）。但当太平洋东部赤道区域低水温消失出现高水温现象时，作为由东西两侧的温度梯度为推动力的瓦克环流处于消失状态。因此，太平洋赤道温度的变化是与瓦克的南方涛动相联系的。

这里主要的是通过一些例子说明海洋在长期天气预报中有重要作用。但实际对海气的相互作用我们了解得很不够，因为一方面我们要研究海洋异常影响大气环流与气候的机制，另一方面如果希望能最终做出长期数值预报则不仅要考虑海洋对大气的影响，同时也要研究海温异常是如何形成与变化的，这方面的工作目前就更缺少了。因此在海气相互作用方

面还需要做许多工作，不过无论如何，人们现在已经可以肯定海洋是一个长期天气变化的重要因子。

参考文献

[1] Kraus E.B., and E. N. Lorenz, Numerical experiments with large-scale seasonal forcing J.Atmo. Sci., 23,3—12,1966.

[2] Будыко М.И., Атмосфрная углекислота и климат, Гидрометеоиздат,1973.

[3] Bjerknes J., Atmospheric teleconnections from the eguatorial Pacific, Mon. Wea. Rev., 97, 163—172,1969.

[4] Namias J., Seasonal interaction between north pacific ocean and the atmosplere during the 1960's, Mon.Wea, Rev.,97,173—192,1969.

[5] 王绍武、赵宗慈、陈振华、魏松林、于平书，冬半年海洋与大气的相互作用，海洋学报，Vol.2,27—40,1980.

[6] 赵宗慈、王绍武、陈振华，大气与海洋相互作用的季节变化，长期天气预报文集，气象出版社，1981.

[7] 赵宗慈，王绍武、陈振华，韵律与长期预报，气象学报，Vol.40,464—474,1982.

[8] 臧恒范、王绍武，海温韵律与海冰的长期预报，海洋学报，Vol.5,163—171,1983.

[9] Марчук Т.И.и Г.П.Курбаткин,Физические и математические аспекты анализа и лротнозы, Метео. и Гидро., 1977,No. 11.

[10] Мусаелян Ш. А., Одинамико-статистической параметризации тепловой памяти океана, Метео и Гидро,1980,No.3.

[11] 林学椿，北太平洋 海水 表面温度异常及其对东亚大气环流的影响(一)、(二)，大气所集刊第6号，科学院出版社，1978。

[12] 藏恒范、王绍武，赤道东太平洋水温对低纬大气环流的影响，海洋学报，Vol.6,16—24,1984.

[13] 陈烈庭，北太平洋副热带高压与赤道东部海温的相互作用，大气科学148—156,1982。

[14] 中国科学院大气所长期组，冬季太平洋海水温度异常对我国汛期降水的影响，同[11]。

第五章　太阳活动与长期预报

§5.1 太阳活动

在长期天气预报中人们经常应用太阳黑子，也把这叫做太阳活动。实际上这是两个不同的概念，正如副热带高压与大气环流不能等同一样。太阳黑子只是太阳活动的一个组成部份。

一、太阳活动

太阳活动指太阳上发生的一系列物理过程的总称。这些过程使紫外线辐射及粒子辐射有激烈的变化，同时无线电波也有很大变动。太阳黑子的变化只是这一系列物理过程中的一个。为了说明太阳活动，让我们先来看一下有关太阳的一些基本数据。

日地的距离平均为1亿4千9百多万公里，远日点与近日点相差近20万公里。速度每秒约30万公里的光波要从太阳抵达地球也要大约8分半钟，这就是说，我们看到的太阳，是它8分半钟之前的状态。太阳的直径约139万公里，比地球直径大109倍。但因为距离地球太远了，所以在天穹上的视直径仅32′35″，即半度左右。实际太阳是很大的，它的体积是地球的130万倍。

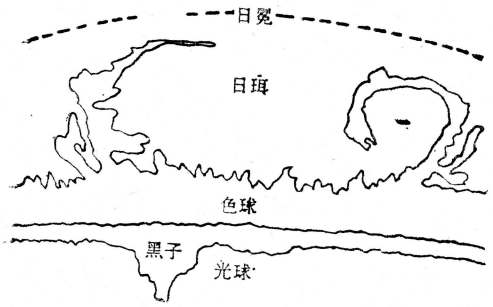


图 5.1　太阳的结构示意图

平常我们看到的太阳称为光球。光球表面温度约6000度，由比较均匀的米粒样的结构组成，人们称之为米粒组织。每个米粒体长度约700到200公里之间，但生命史却很短，大约只有3—5分钟。一般认为它反映了太阳表面的对流活动。米粒组织约占太阳视面积的40%，比周围的背景亮10—20%，约相当于温度高200—300度，但是，长时期的观测未发现米粒组织有什么激烈的变化，因此认为它是太阳大气中的稳定现象，与太阳活动关系不大。

所谓太阳活动主要指以下一些现象(图5.1)：

1. 黑子　太阳黑子是光球上的巨大涡旋，由较亮的边框(即所谓半影)围绕着暗核(即本影)组成。通常黑子成群地出现在日面上，有时黑子群由几十个大小不同的黑子连接在一起。小的黑子直径仅千公里，而大的可达20万公里。一般直径4万公里以上的黑子已能被肉眼看到(当然不能直接看太阳)。黑子的温度约4500度，比光球表面低1000多度，所以看起来是黑的。

2. 光斑　在太阳光球表面上往往有一些比光球背景更亮，形状各不相同的纤维状斑点，这就是光斑，其温度一般比光球表面只高100—300度。光斑出现的地区常常在黑子附近，但存在时间比黑子长。有时在太阳表面也会出现范围比较大的所谓光斑区。光斑和黑

子出现的区域，就是太阳活动的区域。在这些区域紫外线、无线电波及粒子辐射强度大为增加。

3. 谱斑　光球之上色球层(其下部以前亦称为反变层，厚度仅600公里)，谱斑亦称为色球层光斑。用氢的H_α单色光拍摄的太阳照片上，谱斑的形状象卷曲的羊毛，并在太阳黑子的周围呈现出旋涡的形状，这叫氢谱斑。用钙的K_2、K_3线拍摄的太阳照片上，又可以看到在太阳黑子近旁出现的白斑，这种白斑就叫做钙谱斑，钙谱斑小的仅有千公里左右，大的可达几十万公里。大而明亮的谱斑大多和黑子有联系，小的谱斑几乎盖满了整个太阳表面，占到太阳表面积的10—30%。

4. 耀斑　耀斑也称为色球爆发，这种现象主要发生在1.5—2万公里厚的色球层，其生存期很短，平均只有几分钟，长者不过1—2小时，短的甚至不到1分钟，温度却很高，可达 1—1.5万度。

耀斑的演化过程大致是这样的：在黑子群中某一个黑子附近，忽然出现了一个亮斑，开始时只是一个形状不定的小斑点，这种亮斑有时便是原来的一个谱斑突然增亮而已。亮斑实际上是一团发光的云气，亮度继续增大，具有爆发性，即成耀斑，耀斑有强烈的紫外线辐射。

5. 日珥　色球层中常有火焰状的喷出物，称为日珥。日珥一般为1万到10万公里，爆发时可长达一百万公里，长于太阳的半径。日珥有时可维持数月之久，约有5—10%的日珥为爆发日珥，上抛速度达到200—400公里/秒，有时可达600—700公里/秒，能脱离太阳。日珥的温度约5千—1万度，亮日珥多处于太阳的低纬，与黑子活动有密切关系。

6. 日冕　色球层之上便是日冕层。日冕层又可以分为两部分，靠近色球层的称为内冕，厚度约50万公里，是由多重离子化的气体和自由电子组成。内冕之上为外冕，厚度达200万公里，外冕由密度很小的固体微尘构成。在日全食的时候，月影外围可以看到一种银白色的柔和光辉，便是日冕。多方面的测量证实，日冕温度奇高，竟达到100万度以上。

太阳活动就是指上述各种物理现象的总和，太阳活动激烈时，紫外线辐射、无线电波及粒子辐射大为加强，有时能比太阳宁静时增加几十倍。

二、太阳黑子

太阳黑子不等于太阳活动，但是许多太阳活动现象如光斑、耀斑等均与太阳黑子有密切关系。另外，太阳黑子有最长的观测序列，所以人们往往把太阳黑子做为太阳活动的代表。实际上，黑子确实也反映了太阳活动的重要特征，所以我们重点把黑子的活动分析一下。

1. 相对黑子数　在研究太阳黑子时，经常使用所谓相对黑子数。实际由于黑子多成群出现，大小不一，彼此连贯，所以统计黑子的多少也绝非一件很容易的事。目前应用的相对黑子数是Wolf提出来的，用W来表示：

$$W = K(10g + f)$$

g为黑子群的数目，f为太阳表面上的黑子总数。由于世界各地天文台观测条件不一样，所以观测到的相对黑子数彼此有出入。为了统一起见，世界各地天文台均以瑞士苏黎士天文台为标准，它的订正系数K＝1，其它各天文台，根据长期的观测与苏黎士天文台的观测进行比较，得到各自的K值。

所以我们知道，太阳黑子仅是太阳活动的一种过程，而相对黑子数则亦仅为描述太阳黑子的一种指标。其它计算大黑子数目，大黑子的生命期，黑子面积等等，尚有各种表征太阳

黑子的指标。

2. 11年周期　早在1843年德国的一位业余天文学家Schwabe通过自己对太阳黑子二十余年的辛勤观测，发现太阳黑子约有10年的周期性变化。1852年Wolf根据大量的观测资料，计算出平均周期约为11.1年，并把月观测资料向前推到1749年。现在年平均黑子数可追溯到1700年。图5.2给出二百多年来太阳黑子相对数年平均值的变化曲线。11年左右的周期显然是很清楚的。

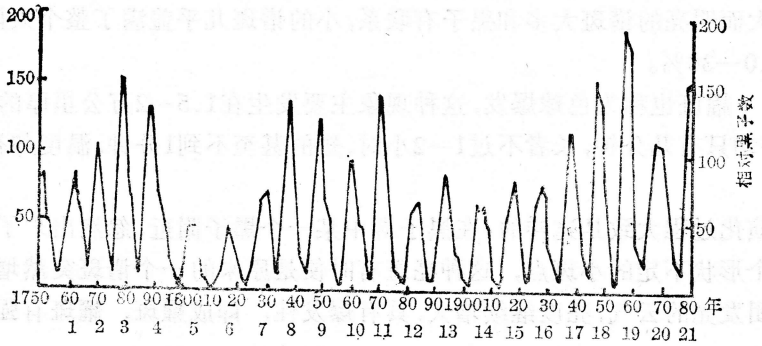


图 5.2　1700年以来的年平均太阳黑子相对数，年代下为黑子周期编号

现在我们就看一看11年周期以内黑子是如何变化的。每个11年周期都从太阳黑子最少时（以下称m年）开始，这时黑子开始出现在日面南北纬度40°附近。以后，黑子数目逐渐增加，黑子出现的纬度也愈来愈低。一般11年周期开始后3—5年太阳黑子达到最多（以下称M年），然后黑子逐渐减少。11年周期内太阳黑子增加得快，减弱得慢，即变化过程是不对称的。M年之后又过了5—7年，太阳黑子又达到极小，这时黑子多出现于太阳的近赤道地区，约南北纬5°附近。以后下一周期的新黑子群又在南北纬度40°N处出现，新的11年周期开始。

表5.1及表5.2为11年周期升段与降段的长度频次分布与11年周期长度的频次分布。可见自1610年以来33个周期中升段以3—5年居多，降段则5—7年占了三分之二。升段平均4.9年，降段平均6.2年，合计11.1年，11年周期的长度亦变化于8—15年之间，但最常见的约9.6—12.5年。

表 5.1　太阳活动11年周期升段与降段的长度频次分布

长度（年）	2.6—3.0	3.1—3.5	3.6—4.0	4.1—4.5	4.6—5.0	5.1—5.5	5.6—6.0	6.1—6.5	6.6—7.0	7.1—7.5	7.6—8.0	8.1—8.5	8.6—9.0	9.1—9.5	9.6—10.0	10.1—10.5
升段	1	6	5	3	6	4	1	2	3	1	0	0	1	0	0	0
降段	0	1	1	2	3	4	5	5	5	1	3	1	0	0	0	1

表 5.2　1610年以来33个太阳活动11年周期长度频次分布

长度（年）	8.1—8.5	8.6—9.0	9.1—9.5	9.6—10.0	10.1—10.5	10.6—11.0	11.1—11.5	11.6—12.0	12.1—12.5	12.6—13.0	13.1—13.5	13.6—14.0	14.1—14.5	14.6—15.0
频次	2	1	1	4	6	5	3	2	3	1	1	2	0	1

表5.3给出11年周期M年的不同相对黑子数值的频率分布。表中150表示相对黑子数在150到160之间(150<R≤160)。可见出现较多的是100—140之间以及60—90之间。

表 5.3 11年周期强度频率分布(1700—1970)

太阳黑子	190	180	170	160	150	140	130	120	110	100	90	80	70	60	50	40
频次	1	0	0	0	2	0	2	2	2	3	1	3	2	3	1	2

另外,11年周期长时,则强度弱;而周期短时,强度高,两者之间相关系数为-0.42(图5.3)。

3. 22年周期　太阳活动11年周期还有一个奇特的现象就是11年周期之间,黑子磁场反转。每个太阳黑子都有明显的磁场,具有一定的磁极。每个11年周期开始时,处在黑子群前面的比较大的黑子(亦称前导黑子)的磁极,在太阳南北两个半球相反,而且与前一个11年周期同一半球上的前导黑子的磁极也相反。因此,从磁极变化来看,太阳黑子的周期应为两个11年,即22—23年,经常称之为磁周期。又因为它是海尔(Hale)在1913年发现的,所以也称为海尔周期。

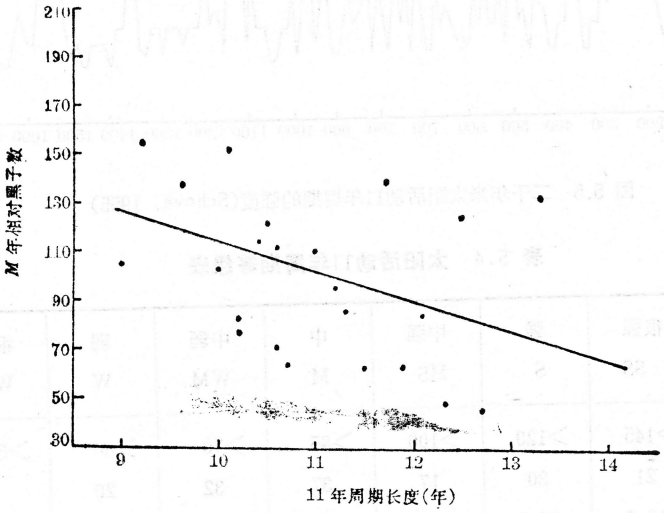


图 5.3 11年周期的长度与强度的关系(1700—1970)

22年周期除了在磁极上有明显反映之外,有人认为,在相对黑子数的变化上也有表现,即太阳黑子11年周期的峰值有交替增减的现象。按国际统一规定,1755年开始为太阳活动11年周期的第1周,目前已是第21周末。从图5.2可以看出,第9周以来的单周都是比较高的。19周为二百多年的最高值,达到190。20周的M年相对黑子数仅106,但21周在1980年又上升到150以上。可见11年周期的强度交替在近百年来是有一定规律的。徐振韬(1978)发现,如果去掉80年周期的影响,22年周期则变得十分明显。

4. 世纪与双世纪周期　从图5.2可见,自上世纪末以来,11年周期的强度不断增强。到本世纪50年代达到近二百多年的最高峰。同时在19世纪中,18世纪末也是峰值时期,在这样的峰值时期,经常有3—4个11年周期的M年黑子值较高。而在这些峰值之间为太阳活动相

对较弱的时期，一般也有3—4个周期。所以不少作者认为，太阳黑子有所谓世纪周期，平均长度约80—90年。图 5.4 为 Эйгенсон (1957)所做的相对黑子数的世纪周期曲线。不过仅有这二百多年的记录显然不足以讨论世纪周期，但实测的记录又仅有这样长，所以不得不借助于其它非仪器观测资料来研究。好在太阳黑子在我国古代有许多肉眼观测的记载，在国外也有不少记录。特别因黑子与极光有很好的关系，而高纬度国家古代出现极光的记录也很多，所以Schove[1](1955)收集了这些材料，能定出公元前200年以来的太阳活动M年，并对M年强度进行估计(图5.5)。这估计比较细，共分9级(见表5.4)。中弱与中两级频率最大，即11年周期的M年黑子在60～80之间最多，其次是100—130之间。

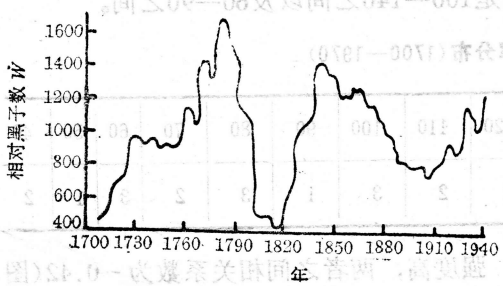


图 5.4 相对黑子数的世纪周期(Эйгенсон, 1957)

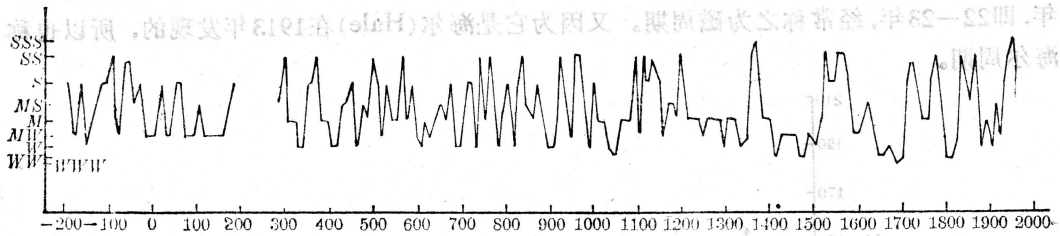


图 5.5 二千年来太阳活动11年周期的强度(Schove. 1955)

表 5.4 太阳活动11年周期等级表

强度	特强 SSS	很强 SS	强 S	中强 MS	中 M	中弱 WM	弱 W	很弱 WW	特弱 WWW
黑子	>160	>145	>120	>100	>85	>70	>60	>50	<45
次数	1	21	30	17	37	32	20	7	1
%	0.6	12.6	18.1	10.2	22.3	19.3	12.1	4.2	0.6

从Schove的资料来看，太阳活动有世纪周期似乎主要是近二、三百年的事。18 世纪之前周期近于两个世纪。我们把 Schove 的黑子峰值做功率谱分析，以11年周期为基本单位，每个周期按11.1年计算，发现确实两个世纪左右的周期十分突出，远远超过0.05信度要求的数值(图5.6)。

不过从图上看80年左右的周期仅占第三位，第二位是44年左右的周期，约为世纪周期之半。

5. 蒙德尔极小 1893年Maunder 在研究古代黑子资料时发现，有大约70年(1645—1715年)，太阳活动的11年周期十分不清楚。在此期间太阳活动相当平静，只有个别年才观测到一些黑子。次年发表了题为《一个拖长的黑子极小》的论文，1922年又再次发表文章阐

述这个问题，但均未引起人们的注意。

1976年Eddy[2]又研究了这个问题，他从六个方面论证了这个以Maunder命名的太阳活动极小期[3]，以下称为蒙德尔极小。这六个方面是：

(1)黑子观测　Waldmeir整理的1610—1900年太阳黑子数的观测资料中以及当时的文献中都证实，那段时期太阳黑子惊人地少。

(2)极光观测　按Fritz所编的极光表，18世纪共有6126次极光，而在蒙德尔极小期全球仅看到77次极光，其中有37个年份一次极光也没看到。

(3)黑子的肉眼观测　日本东京大学的神田茂在1933年总结的中、日、朝三国古代记载共143次。通常每百年总有5—10次黑子记载，但在1584—1770年间没有观测到黑子。

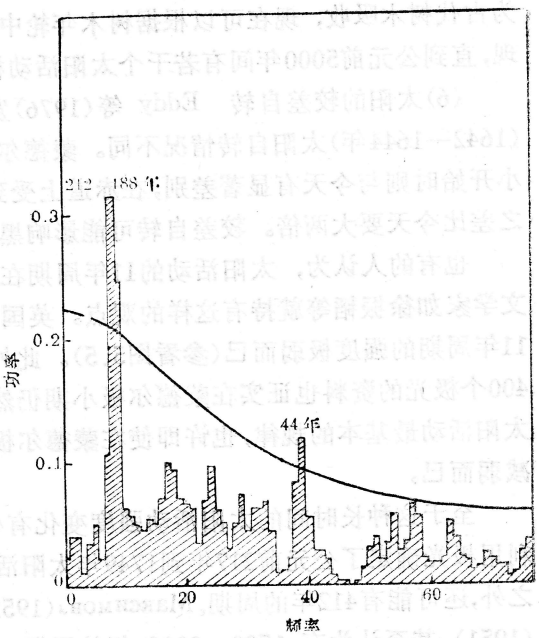


图 5.6　太阳黑子史料的功率谱分析

(4)日冕形状描述记载　日冕的形状经常反映着太阳活动的强弱。在太阳活动强烈的年份，日冕是丰满的，呈圆形，还充满着冕流，它们从太阳中扩展出来，犹如大理石的花瓣。在太阳活动弱的年份，日冕呈扁平状，主要沿赤道伸展。这段时期历史记载的日全食图景是一个黯淡的苍白色的光环，宽度不均匀，微红且狭窄，这反映出太阳活动弱。

(5)^{14}C丰度的分析　^{14}C是银河宇宙线轰击地球高层大气形成的，而宇宙线的强度受太阳活动的影响，因为太阳活动可以改变太阳延伸的磁场。在太阳活动强的年，太阳的延伸磁场保护着地球免受宇宙线的轰击，产生的^{14}C较少；太阳活动弱的年，则^{14}C较多。大气中的^{14}C

表 5.5　5000年来太阳活动异常时期(Eddy，1978)

编　号	名　　称	可能的范围
1	现代极大	公元1780—
2	蒙德尔极小	公元1640—1710
3	施珀雷尔极小	公元1400—1510
4	中世纪极大	公元1120—1280
5	中世纪极小	公元640—710
6	罗马极大	公元前20—公元80
7	希腊极小	公元前440—360
8	荷马极小	公元前820—640
9	埃及极小	公元前1420—1260
10	石柱极大	公元前1870—1760
11	金字塔极大	公元前2370—2060
12	苏马极大	公元前2720—2610

为古代树木吸收，现在可以根据树木年轮中的^{14}C丰度来间接推断太阳活动强弱。Eddy 发现，直到公元前5000年间有若干个太阳活动极盛期及极弱期(表5.5)。

(6)太阳的较差自转　Eddy 等(1976)发现，蒙德尔极小前(1625—1626年)及开始时(1642—1644年)太阳自转情况不同。蒙德尔极小前的太阳自转与今天相似，但在蒙德尔极小开始时则与今天有显著差别，在赤道上受到加速度达3—4%，即那时太阳赤道与极区自转之差比今天要大两倍。较差自转可能影响黑子的周期性变化。

也有的人认为，太阳活动的11年周期在蒙德尔极小期间并未完全消失。我国的一些天文学家如徐振韬等就持有这样的观点。英国的Schove在上面所引的工作中也仅只说明那时11年周期的强度极弱而已(参看图5.5)。此外，如Link (1977，1978) 分析了1540—1705年400个极光的资料也证实在蒙德尔极小期仍然存在11年周期。所以我们可以说，11年周期是太阳活动最基本的规律，也许即使在蒙德尔极小期亦未中断，只不过那时太阳活动强度大为减弱而已。

至于这种长时间的太阳活动强度变化有什么规律，目前还不很清楚。戴念祖等(1978)利用极光确定了公元前217年到1749年太阳活动M年，发现除41年，83年，179年，231年周期之外，还可能有412年的周期。Максимов(1952,1954)，认为可能有600年周期，Шнитников (1951) 甚至认为有 1500—2000 年的周期。是否这些周期与蒙德尔极小有关，现在还不能肯定。

三、日地关系

日地关系是太阳活动与地球上一切物理现象的联系的总称，一般多理解为太阳活动与极光、地磁的关系等[4]。从广义上讲，太阳活动与气象要素的联系也属于这个范畴。但为了区别，有时也称为太阳-对流层联系，这种用法在苏联等国比较流行。但因为用起来不方便，研究气象要素与太阳活动的关系时，仍然有不少作者简单称之为日地关系。太阳活动与下列地球物理现象的关系是十分密切的：

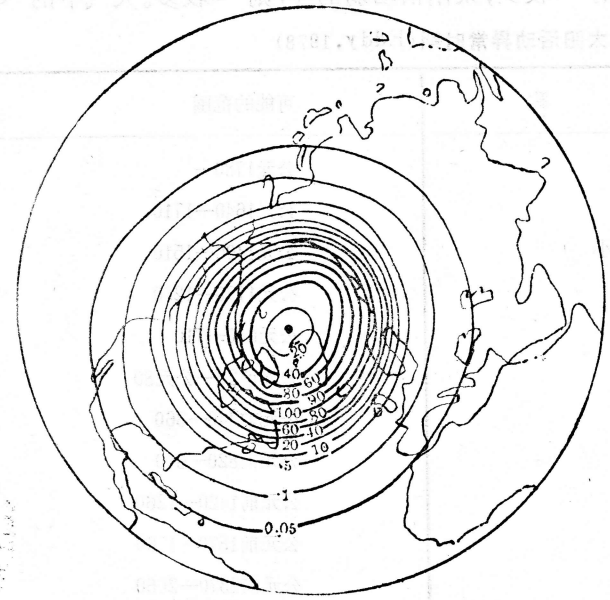


图 5.7　极光等频次线，黑圆点为磁北极
(转引自杨鉴初，1963)

1. 极光　太阳活动强烈时放射出大量的粒子辐射，它们以每秒1—3千公里的速度到达地球，轰击地球的高层大气，促使气体加强电离作用，当氧、氮等的离子恢复原来的状态时便要发光，大量离子的发光就构成极光。极光只能在地球的高纬度才能看到，更正确讲，是在磁纬度的高纬才容易见到。图5.7为极光等频率线，即每年能看到几次极光的线。从图上可以看到在磁纬度67度的地方频率最大，每年能观测到 100 次以上。但在我国新疆，东北等地每年仅一次左右，只是在太阳活动极强的年才能出现。图 5.8 及图5.9为极光及黑子的 11 年周期与世纪周期。可见，虽然极光只是目测

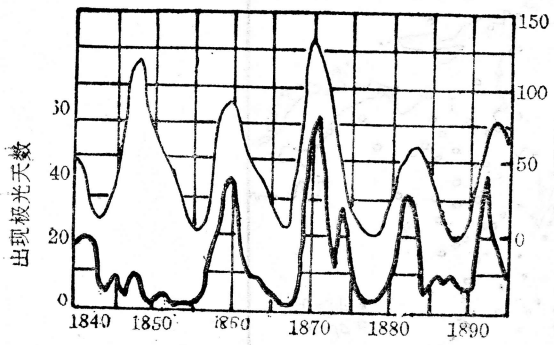


图 5.8 苏联欧洲部分极光(粗线)和太阳黑子(细线)的11年周期变化(Северный,1960)

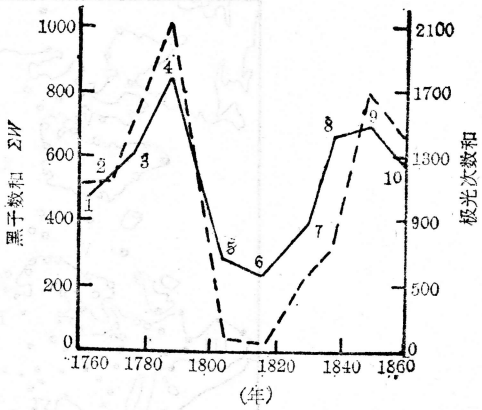


图 5.9 极光(虚线)与黑子(实线)的世纪周期(Оль,转引自Эйгенсон,1957)

的不很准确的次数,但两者关系是比较好的。上面讲到,极光的出现可能与太阳的粒子辐射有关,所以极光频率的变化也间接证实粒子辐射有11年周期及世纪周期的变化,同时与太阳黑子关系较好,又说明太阳黑子的多少反映了粒子辐射的变化。

2. 地磁　地球磁场各要素经常有变化,至少地磁变化中有一部分与太阳活动有关。地磁扰动比较小时称为磁静日,扰动激烈时称为磁扰日。国际规定以0代表磁静,1代表一般扰动,2代表剧烈扰动。把各地的资料收集平均,得到带小数位的地磁指数,称为C_i指数。图5.10是地磁指数及太阳黑子的11年周期,看来关系也是比较好的。

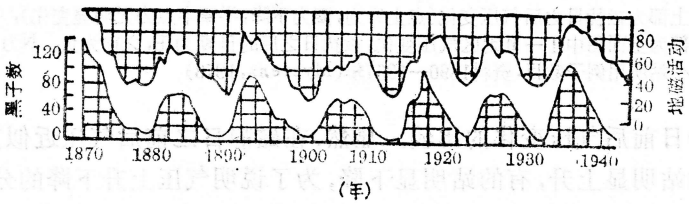


图 5.10 地磁指数(上)及太阳黑子(下)的11年周期 (Северный,1960)

3. 气压　地磁的扰动经常发生在太阳大耀斑爆发之后2—3天,由于太阳光波辐射仅需要8分半钟即可抵达地球,而粒子往往要2—3天才能抵达地球,所以一般认为,地磁扰动和粒子辐射有关。一方面地磁指数与太阳活动有密切关系,另一方面不少研究证明,地磁指数对地面气压变化也有明显的影响,图5.11给出6个长序列分析的结果。做这类研究一般用所谓叠加法,即以磁扰日为0向前、向后若干天,把许多次磁扰日前后的某一个站气压平均。当例子较多时,如果与磁爆无关则应该是一条直线,否则差值达到一定信度时,即认为该站气压变化与磁爆有关。图5.11上部是磁扰日之后气压变化之符号分布,黑点表示气压上升,圆圈表示气压下降,半圈半点表示无明显趋势。图中罗马字Ⅰ到Ⅵ表示6个地区,其磁扰日之前4天及后8天的气压变化给在图5.11的下部。可见,磁扰日之后2—4天气压有明显的变化。箭头所指处为气压变化最大的日期。由于叠加的次数很多,Ⅰ区达1262次,而Ⅱ区为1842次。因此应该认为统计上是可信的。

如果对此还有什么怀疑的话,对比分析则可以做为进一步的证据。图5.12给出6个站在

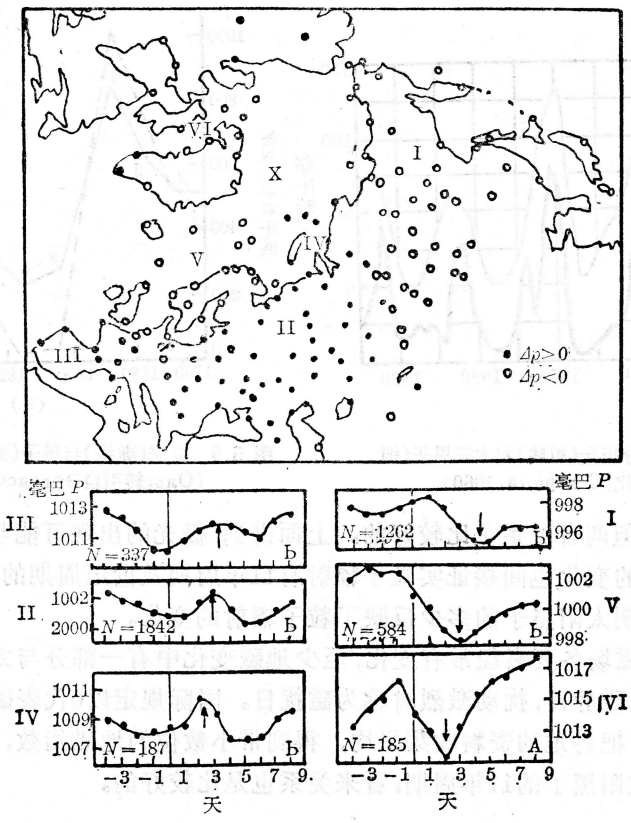


图 5.11 上部为磁扰日之后气压变化(点上升为，圈为下降，半圈半点为无明显变化)，下部为上面图中Ⅰ—Ⅵ地区气压变化，磁扰日之后的日期为正，之前为负。N为每个站所用例子数目，资料1890—1967年(Мустель，1973)

磁扰日前后与磁静日前后气压变化的比较。显然，在磁静日之前后气压近似直线，但在磁扰日之后则气压有的站明显上升，有的站明显下降，为了说明气压上升下降的分布，图5.13给出磁扰日3天之后与磁静日3天之后的气压差，资料为冬季，1950—1970年，可见分布是很有规律的。磁扰日之后阿留申及冰岛地区气压均下降，西伯利亚气压亦下降。磁扰日与磁静日之差达10毫巴以上。可见影响是比较大的。因此可以认为，通过地磁扰动反映出太阳的粒子辐射与地面气压场的变化有一定关系。

四、太阳——对流层联系的可能机制

如上所述，太阳活动与极光、地磁有密切联系，甚至与地面气压场变化也可能有关。下一节我们还要介绍许多长期太阳活动变化与大气环流及气候联系的事实。但至今成为太阳-对流层研究的难点，也是最易于遭受怀疑的就是联系机制问题。一方面太阳活动的能量与太阳辐射的总能量相比太小，因此直接影响的可能性不大。另一方面，太阳活动的紫外线辐射，粒子辐射等又很难深入到产生天气变化的对流层。所以至今也还没有什么理想的严谨的理论，甚至连一个能包括多方面机制的模式也还没有。但是这问题又很重要，因此，我们把曾经考虑过的一些方面做一扼要介绍。

1. 太阳常数变化　最简单且最直观的考虑就是太阳黑子，因黑子温度比光球低，因而当黑子多时太阳总辐射就减少。美国的Abbot 领导的斯密森研究所曾经做了大量的工作，

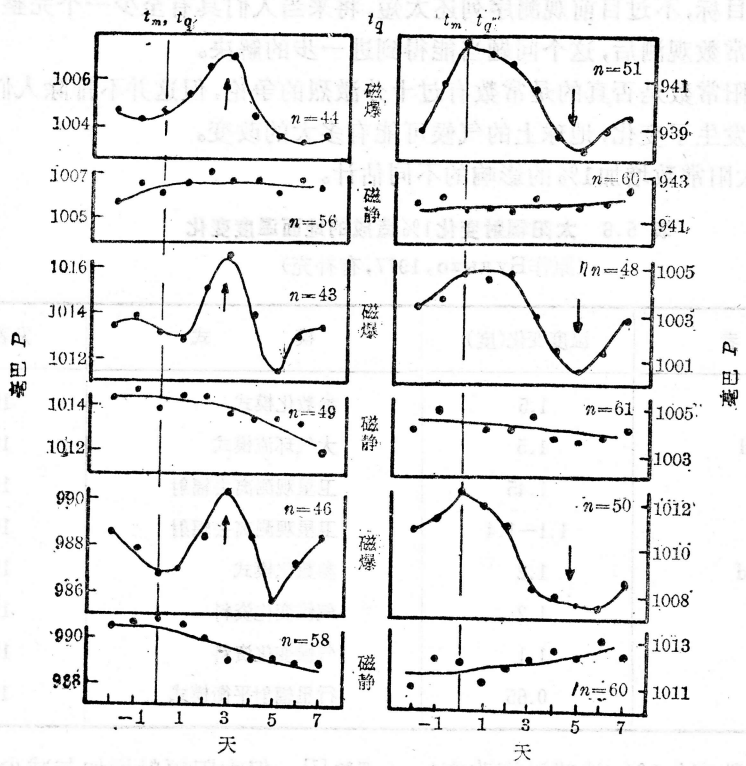


图 5.12 磁扰日(每个站的上部)与磁静日(丁部)气压变化的比较，n为次数(Мустель,1970)

Abbot本人强调太阳总辐射与太阳黑子变化有密切关系。但是这个设想并没有能立即得到广泛的承认。因为太阳常数是在地面观测的，因此在计算中包括了一系列的误差，据分析这个误差约为1—2%，而这也正好是观测到的太阳常数变化的量级。所以太阳常数是否真正是常数在过去多年来始终是一个有争议的问题。60年代以来有了卫星观测，人们开始摆脱大气的影响，到外层空间去直接测量太阳辐射，不过开始阶段由于探测仪器误差仍较大，所以这个问题依然没有能够解决。但是这几年情况有了根本的变化，由于"雨云7号"卫星采用了空腔辐射仪，使太阳常数的观测精确度提到0.05%，虽然观测时间仅3年左右，观测的变化也不过0.3%，但是却用无可争辩的事实证明太阳黑子多时，太阳总辐射减弱[6]。Eddy[6]认为，这一观测实现了自1837年提出太阳常数这个名词以来，经过

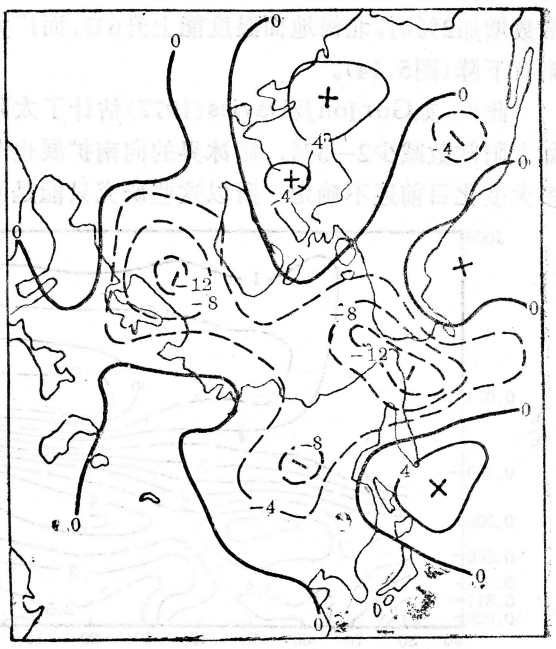


图 5.13 磁扰日之后3天及磁静日之后3天气压差(冬季，1950—1970年)，(Мустель,1973)

七代人争取达到的目标，不过目前观测序列还太短，将来当人们具有至少一个完整的11年太阳活动周期的太阳常数观测后，这个问题当能得到进一步的解决。

虽然过去对太阳常数是否真的是常数有过十分激烈的争论，但这并不排除人们去研究，如果太阳常数真的发生了变化，地球上的气候可能有多大的改变。

表5.6列出对太阳常数增加1%的影响的不同估计。

表 5.6 太阳辐射变化1%造成的地面温度变化

（原作Будыко，1977，有补充）

作　　者	温度变化(度)	模　　式	发表年代
Будыко	1.5	参数化模式	1968
Manabe, Wetherald	1.5	大气环流模式	1975
Cess	1.45	卫星观测离去辐射	1976
Будыко	1.1—1.4	卫星观测离去辐射	1975
Manabe, Wetherald	1.2	参数化模式	1967
Будыко	1.2	气候变化资料	1977
Будыко	1.1	气候变化资料	1969
Schneider, Mass	0.65	行星辐射平衡模式	1975

一般讲太阳常数变化1%，地球温度改变1—1.5℃[7]，但太阳辐射增加与减少的效果可能并不完全一样，如Wetherald与Manabe(1975)指出，太阳常数增加2%，地面温度能上升3℃；但减少2%，则平均温度会下降4.3℃，而且地球上各地的温度变化是不同的。当太阳常数增加2%时，北极地面温度能上升6℃，而广大低纬地区则仅上升2℃左右，平流层甚至还略有下降(图5.14)。

此外，如Gordon及Davies(1977)估计了太阳常数减少能引起的冰界的变化（图5.15），如太阳常数减少2—3%，则冰界的向南扩展也是很可观的。由于太阳常数是否变化以及有多大变化目前还不确定，所以这些研究只能是原则上的探讨。况且各种模式均有很大的简

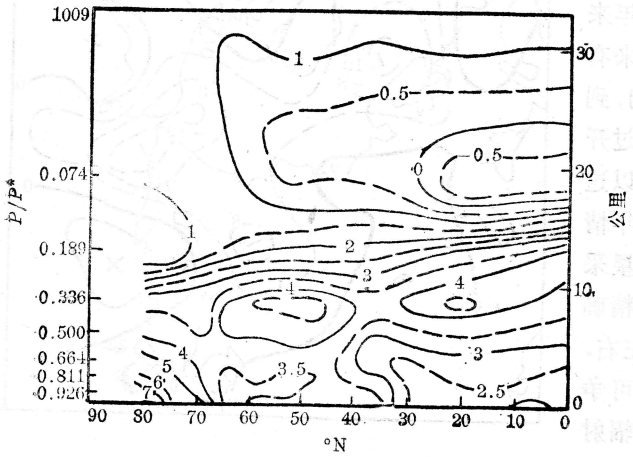


图 5.14 太阳常数增加2%时的温度变化(℃)
(Wetherald, Manabe, 1975)

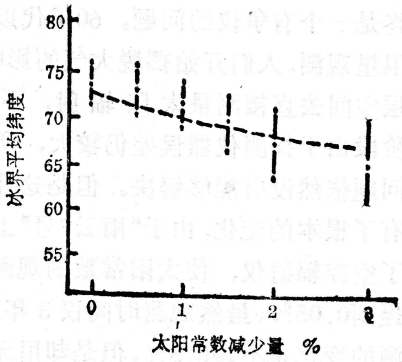


图 5.15 太阳常数减少造成的冰界变化
(Gordon及Davies, 1977)

化，只能看做如果太阳常数能够变化时，所可能带来的气候变化的量级估计。

2. 高低层耦合 Ракипова在50年代提出了太阳活动影响电离层，然后通过电离层影响对流层的设想。首先证实高层大气有明显的环流，当时主要是用间接资料来证明。自然，今天这已经不成为问题了。其次，列举证据说明电离层与地面天气系统的关系。这一方面后来的工作也屡次加以证实。但是Ракипова的环流模式则并不是无懈可击，根据这个模式高层大气也有如对流层一样的气旋与反气旋环流，在对流层气旋上空的平流层低层为反气旋，中层(20—50公里)则又有气旋，在50—100公里又有反气旋，电离层又为气旋。紫外线及粒子流加热最上层的环流，使反气旋环流系统加强，气旋环流系统减弱。再依次自上而下产生连锁反应。这个模式最大的困难就是能量。另一方面近20年平流层及中层大气环流的研究也没有证实这样的高低层气旋反气旋相互叠置。只要想一想对流层与平流层大气环流的尺度不同就会明了这一点。

60年代Сазонов又提出微粒流影响对流层环流的机制。他首先估计微粒流的能量，认为当太阳活动十分激烈时，集中的微粒流能量可以达到太阳常数的十分之一以上，有时微粒流能持续好几天，因而对大气产生积累效应。因为带电粒子进入地球磁场以后，受到劳伦兹力的作用，在高纬容易穿过地球磁场进入大气层。北半球两个大陆的东岸磁倾角最大，最有利于粒子流的入侵。而吸收粒子流能量的层次主要在40—50公里，因为50公里以上空气密度小，微粒与空气质点碰撞的机会很少，微粒流的能量实际不能被大气吸收。并且微粒很少能穿透到40公里以下，所以主要在这一层次被吸收，这样使这一层大气产生一个附加的自西向东的运动，象抽水机一样把空气从两个大陆东岸抽出、上升，而在两个大洋上下沉。

这个模式的困难主要也在于能量方面，因为对流层气旋的能量大约为10^{24}—10^{25}尔格，而太阳强烈扰动时，进入高层大气的微粒流能量也不过10^{22}尔格/秒，因此至少要有10^{2}—10^{3}秒时间连续作用，还要集中相当大地区，其能量才足以与天气系统的能量相比较。所以，这个模式也仅能视为一种假设，其可靠程度，有待于进一步研究。

Markson(1978)提出一个全球电路模式，他的基本依据是大气电场与太阳活动有关。图5.16为英国大气闪电与太阳活动11年周期的关系。图5.17为全球雷暴与耀斑的关系。说明大气中闪电、雷暴与太阳活动有密切关系。

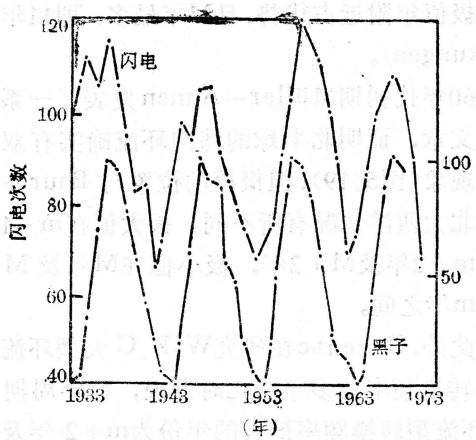


图 5.16 英国大气闪电与太阳活动的关系(Stringtellow, 1974; 引自徐振韬, 1980)

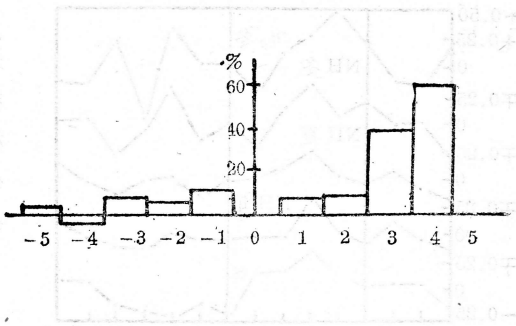


图 5.17 雷暴和耀斑的关系0为耀斑出现日期，正值为耀斑出现后，负值为以前的天数(Bossolasco等, 1972, 引自徐振韬, 1980)

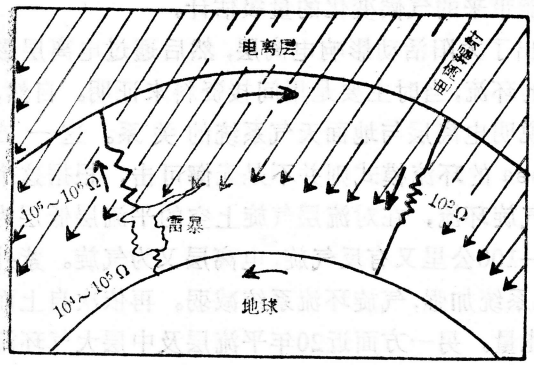


图 5.18 全球电路模式图(Markson, 1978; 引自徐振韬, 1980)

图5.18为全球电路的设想：当耀斑发生或扇形磁场边界扫过地球时，太阳发出的电离辐射增强，因此改变了雷暴到电离层间的电阻，使雷暴活动增强。雷暴增强影响了云及降水等一系列天气过程。

顺便指出，近来不少人指出，太阳扇形磁场与地球天气现象有密切联系，甚至，Larson等发现，每当扇形磁场边界经过地球时，环流预报的准确率下降15—20%，这也是对上述观点的旁证。

总之，太阳影响对流层的过程与机制，至今还不十分清楚，即可能有直接的热力影响，也可能是通过影响高层大气然后影响对流层，或者两种物理过程同时存在，这方面还要进行大量的工作才能得到肯定的结论。

§5.2 大气环流和气候与太阳活动的关系

虽然，太阳-对流层联系的机制还不清楚，但是大气环流和气候变化与太阳活动关系的研究却不少，而且逐渐成为长期预报，尤其是超长期预报的重要依据之一。下面我们就分别对经常遇到的几种周期进行讨论。

一、11年周期

太阳活动11年周期最明显，所以人们很早就开始研究它对大气环流与气候的影响。然而，数十年以来的工作证明，在大气环流与气候变化中很少发现单纯的11年周期，最常见的是11年内有两个波[8]。

50年代Baur在这方面进行了广泛而系统的研究，他用亚速尔群岛与冰岛的气压差来表示纬圈环流强度，并认为冬季中欧暖，北美暖；夏季中欧干旱，北美炎热均表示纬圈环流强。这样分冬夏两季，定出近200年西半球的环流状况。按11年周期排列*，结果发现强环流多出现于黑子的极值年之间，主要在m－2年。弱环流在极值年附近占优势，且M年最多，即11年内有两个波，Baur称之为双振动(Dopple—Schwankungen)。

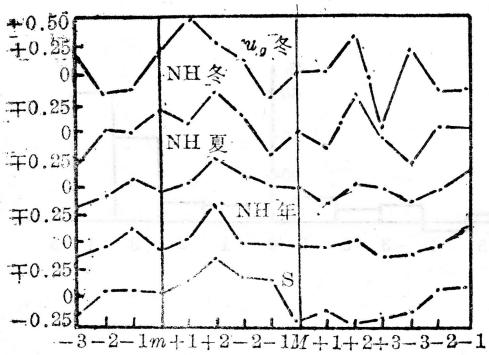


图 5.19 纬圈环流指数在11年周期内的分布 (Müller—Annen, 1960)

60年代初期Müller—Annen发表了一系列的文章，证明北半球的纬向环流确实有双振动现象(图5.19)，但极值的位置与Baur分析的北大西洋情况有所不同。极大值在m+1年或m+2年及M+2年，极小值在M年及M年到m年之间。

此外，Вительс在研究W.E.C大型环流及其转换频率的多年变化时发现，11年周期内，环流型转换频率最大的年份为m+2年及m－2年。同时，纬圈环流及极地过程这时出

* 按M年，m年及其前1年，2年(－1，－2)，后1年，后2年(＋1，＋2)分别叠加。

现频率也最大，而超极地过程则很少。E型在m年及m－3年出现最多，M年亦较多。Elliott (1951) 亦发现在黑子极值年(M年与m年)冬季北美强经向环流型多，极值年之间强纬向环流型多(图5.20)。

所有这些研究，无论是讨论的对象，分析方法或应用资料的时期都不相同，然而却得到了相当一致的结论：在太阳活动11年周期的极值年经向环流强，在极值年之间纬向环流强。Baur 曾对此提出一定的解释，他认为既然太阳辐射的变化部分，如紫外线来自光斑，而光斑的变化又不完全与黑子一致。可以假定，太阳大气对光球所放射的辐射有一定吸收，且吸收率与黑子成正比。这样通过太阳大气进入宇宙空间的紫外线辐射最大值就不会出现在M年，而只有当光球辐射已增强，太阳大气吸收还未增强，或辐射仍强，但吸收已减弱时才会出现，并提出一个表达式：

$$S = 100\left(\frac{F}{F_0} - \frac{f}{f_0}\right)$$

S称为"太阳常数"，表示进入宇宙空间的辐射强度。式中F及f为光斑面积及相对黑子数，F_0及f_0分别为其多年平均值。图5.19中最下边一条曲线就是S在11年周期内的分布，可以看出极大值在m＋2年，极小值在M＋2年，与纬向环流强度在11年周期内的分布十分相像。

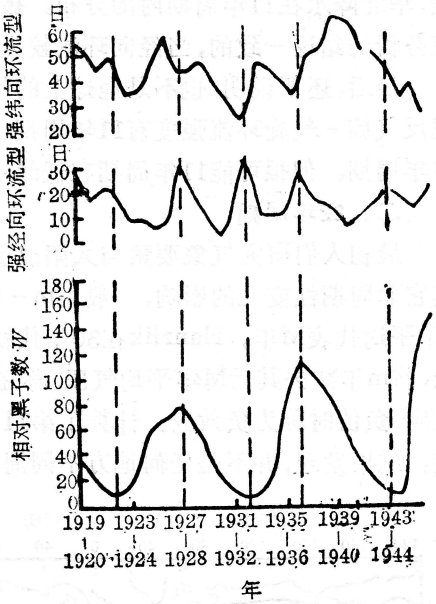


图 5.20 北美环流型与太阳活动11年周期(Elliott, 1951)

双振动现象在气候方面也表现得很清楚。下面举两个我国的例子。图5.21为我国气温

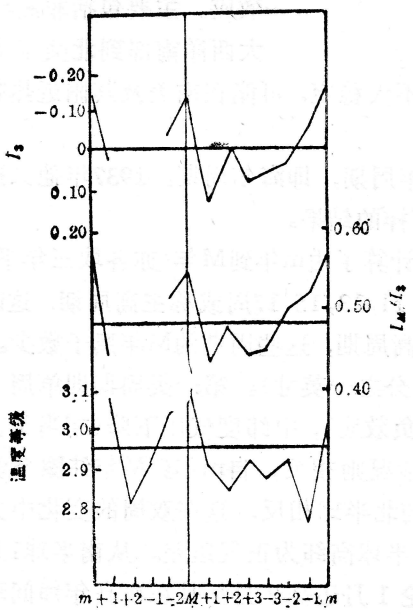


图 5.21 我国气温及东亚环流指数与11年周期的关系

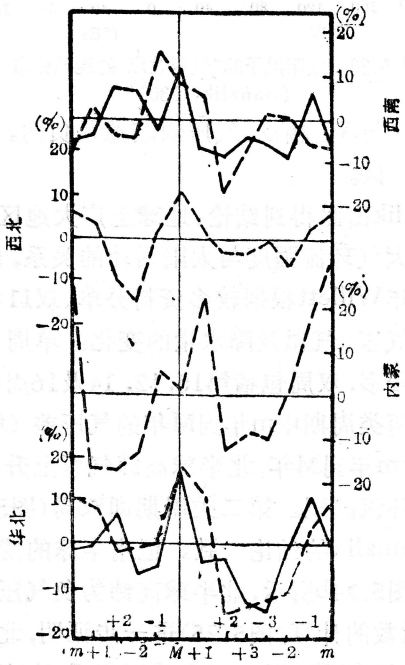


图 5.22 我国降水与11年周期的关系

及500毫巴环流指数在11年周期内的分布，极值年纬向环流弱，经向环流强，气温低(级别高)；极值年之间，纬向环流强，经向环流弱，气温高(级别低)。图5.22为我国西南，西北，内蒙，华北降水在11年周期内的分布。极值年降水偏多，极值年之间降水偏少。显然这是与环流分析的结论一致的，当经向环流较强时降水多，纬向环流强时降水少。

最后，还要说明，也不是地球上的气象要素就绝对没有11年周期，例如Белинский就发现反气旋－气旋环流强度有11年周期，直到近几年还不断发现有这样或那样的气象要素有11年周期。但很可能11年周期在低纬明显一些，而在中纬，则突出的特征是双振动。

二、22年周期

最初人们研究气象要素与太阳黑子的关系时，经常求m年与M年的差。为了能够除去其它非周期性变化的影响，一般用m－1，m及m＋1年三年平均代表m年，用M－1，M及M＋1年平均代表M年。Hanzlik在30年代初即用这个方法进行了广泛的研究，他用世界天气记录，将m年减去其后M年平均气压，称之为黑子11年周期的"气压效应"，差值为正时，称为正效应，负值时称为负效应。计算了第11周到第15周南北两半球、全年及冬季、夏季的气压效应。结果发现，并不是任何地方不同周期气压效应都是相同的，因此按其差异划分出四种地区(图5.23)，即：

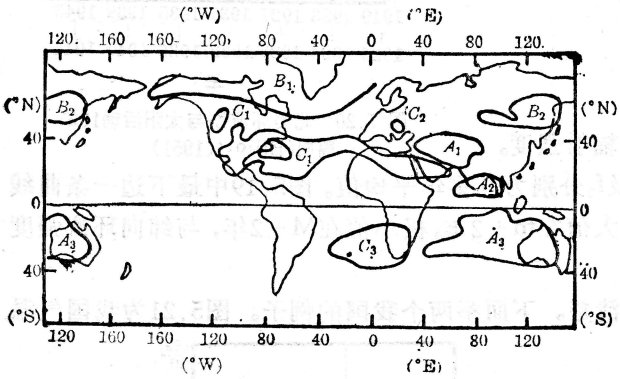


图 5.23 太阳黑子的"气压效应"的地理分布
(Hanzlik, 1930)

A区 气压效应总是正的，主要包括东亚季风区。

B区 第11，13及15周为负效应，第12，14周为正效应。包括北大西洋北部及亚洲东北部。

C区 与B区相反，12，14周为负效应，第11，13及15周为正效应。主要包括非洲经北大西洋南部到北美东部。

D区 与A区相反，气压效应总是负的。这区域不大稳定，可能在南美及其附近热带地区。

Hanzlik由此得到结论：地球上广大地区有双11年周期，即海尔周期。1937年他又进一步研究了大气环流强度与太阳活动的关系，也得到同样的结果。

1949年Willett根据较多资料分单、双11年周期，计算了由m年到M年(亦各取三年平均)全球冬季气压、气温及降水量的变化。单周包括第9，11，13，15，17周或称主高周期，这时M年的黑子较多，双周包括第10，12，14及16周，或称次高周期，这些周期的M年黑子数少。图5.24给出两类周期中m年到M年的气压差(单位为百分之一英寸)。第一类周期即单周(图5.24a)，由m年到M年，北半球高纬气压上升(相当于负效应)，中纬度气压下降(相当于正效应)，纬圈环流减弱。第二类周期即双周(图5.24b)，情况则相反，自m年到M年纬圈环流增强，这与Hanzlik的结论一致。但南半球的情况似乎与北半球相反，这在双周的变化中尤为明显。如图5.24b所示，北半球高纬为负气压差，而南半球高纬为正气压差。从南半球1月及7月西风指数的计算(图5.25)进一步证明，北半球无论1月还是7月都是在次高年纬向环流强，主高年纬向环流弱。南半球则相反，次高年纬向环流弱，主高年纬向环流强。有趣的是

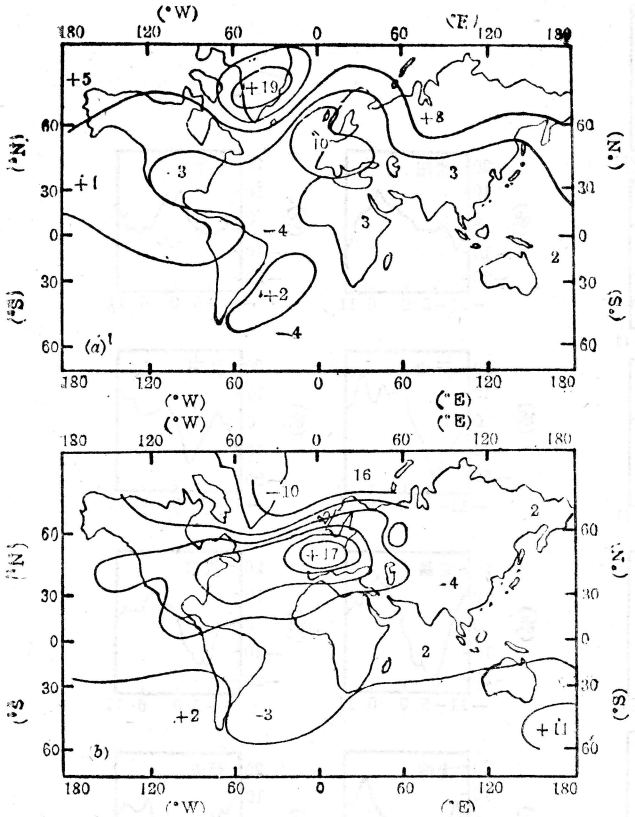


图 5.24 冬季气压的海尔周期(Willett,1949)

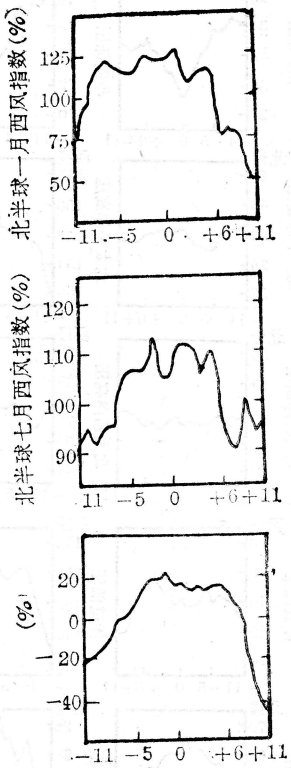


图 5.25 西风指数的海尔周期

将Baur的"太阳常数"按太阳活动22年周期排列，发现与西风的变化十分一致。次高年与主高年西风强度能够差到50—75%，Baur的"太阳常数"则可能差60%。当然这都是相对变化，特别后者绝不意味着太阳总辐射有这样大变化，至多可能只是紫外线辐射有较大的改变而已。

但为什么紫外线增加会使大气纬向环流增强，Baur 提出如下假说：冬季紫外线辐射增加主要影响低纬，因此使赤道向极地温度梯度增加，加强20—40公里的气压梯度，所以纬向环流强度增加。夏季极区太阳高度角虽不大，但照射时间长，特别在碧空时接受太阳辐射比低纬大，因此，使20—30公里高空由极地向赤道气压梯度增加，同时在中纬度北部形成高压带，平流层下层纬向环流的增强，也有利于对流层纬向环流的加强。

此外，一些大气活动中心，我国降水量变化的22年周期也很清楚[9]（图5.26，图5.27）。

三、长期变化

这里主要指世纪周期与双世纪周期及蒙德尔极小。谈到世纪周期，最为人熟知的就是本世纪以来的变暖。关于变暖，我们将在气候变化一章（第十章）中详细讨论，这里只谈它与太阳活动的关系。如图5.4所示，自上世纪末到本世纪中，黑子有明显增加，这在11年周期强度变化上反映最清楚。但是仔细推敲，用黑子或11年周期强度直接解释变暖有一定困难，因为与变暖的位相不同。众所周知，50年代太阳活动达到了二百多年的高峰，月黑子相对数突破了200，但北半球的气温却是在1940年前后达到顶点，以后即明显下降。50 年代气候显著变冷，气温上升的时间也同黑子激烈增加的时间不一致。

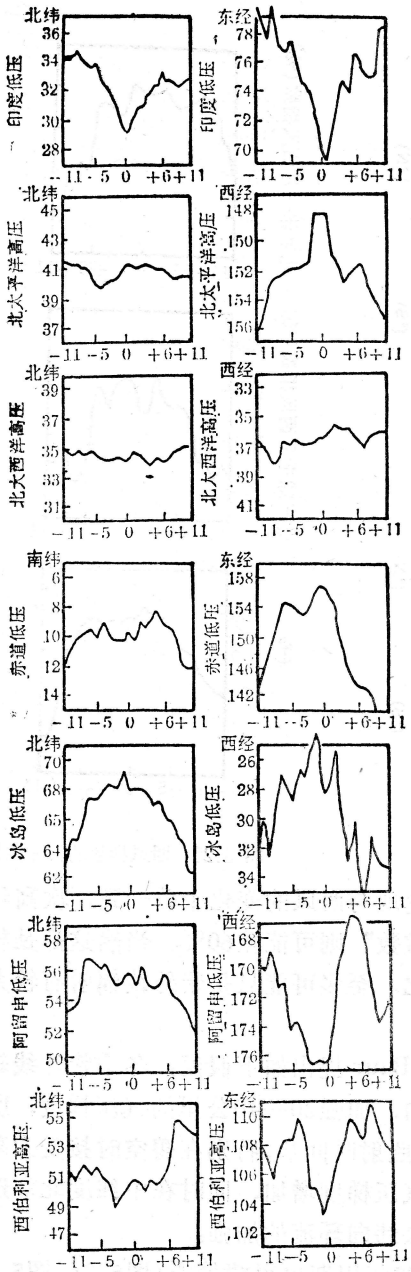


图 5.26 大气活动中心的海尔周期

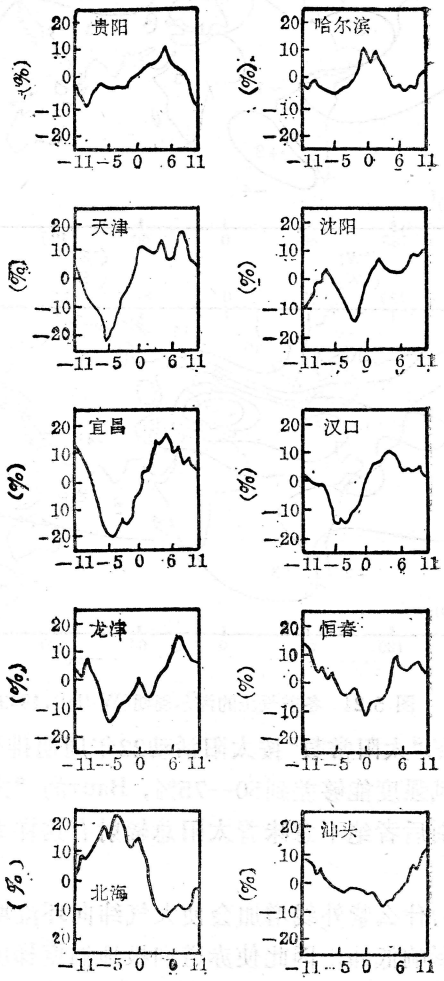


图 5.27 我国一些站降水的海尔周期

最近Hoyt(1980)指出，太阳黑子的本影与半影的比值U/P特别有意义。本影、半影及四周光球的温度各约4000，5400及5800K。磁流体力学的理论表明，U/P正比于太阳对流的强度及太阳亮度。这个比值是光球性质的量度，而不是黑子的亮度，因为与黑子大小、多少无关，与黑子的磁结构也无关。黑子是强的磁场区，本影区可强达3000高斯，到了半影的外缘，下降到250高斯，地球磁场强度小于1高斯，在本影及宁静的光球交界处，磁能密度等于对流能密度。那里光球的正常对流，米粒组织变得不稳定，形成另一种对流。在黑子半影区形成指状纤维，如果光球对流变得更强，较高的光球对流能量密度与黑子磁能密度的平衡点将

更接近黑子中心，半影将更小，本影则不变。因此可以将这个比值做为通过太阳表面的对流能量通量的量度，用此表示太阳亮度——太阳常数。图5.28为U/P比值（点线）及北半球平均温度。除了黑子很少，无法测定比值的年份外，其余则与北半球的温度变化比较一致。由此看来，太阳活动也可能反映太阳总辐射的变化，因此造成本世纪初以来的变暖。虽然从第十章将知道，对变暖来讲也许还有其它原因与太阳辐射变化同等重要。同时对变暖峰值是否在40年代也还有一定争议。

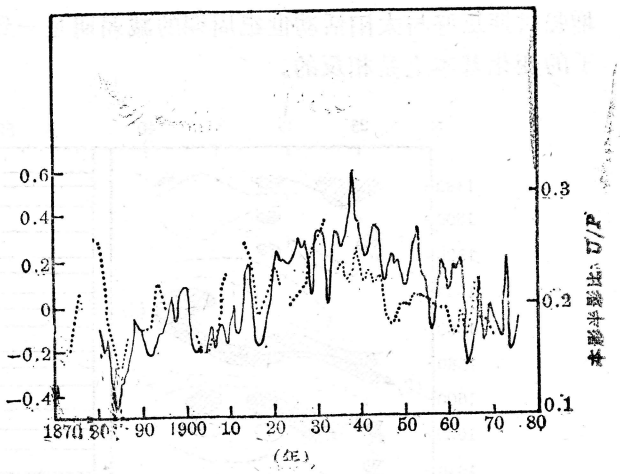


图 5.28 黑子的本影半影比(U/P)及北半球温度变化(Hoyt,1980)

伴随着本世纪的变暖，大气环流也产生了巨大的变化，甚至有不少人认为纬向环流的加强是变暖的直接原因。但是不管何者是因，何者是果，可能两者都不是根本原因，而太阳活动则是两者的共同原因。不过地面温度反映了下垫面的热状况，它与大气环流彼此有很强反馈作用是无疑问的。所以，研究环流变化还是十分重要的。这方面的工作很多，我们举大型环流的变化的研究为例。图5.29给出W.E.C三型环流日数的累积距平曲线，并附以黑子的相应曲线（点线）。很显然，到本世纪20年代，代表纬向环流的西方型(W)占优势（表现为W型曲线上升）。30年代以后代表经向环流的E型增加，40年代之后C型也增加，这时W型持续为负距平（曲线下降）。Байдал曾总结了1800年以来欧洲环流的概况，他认为每11年左右为一段盛行某种环流的时期：

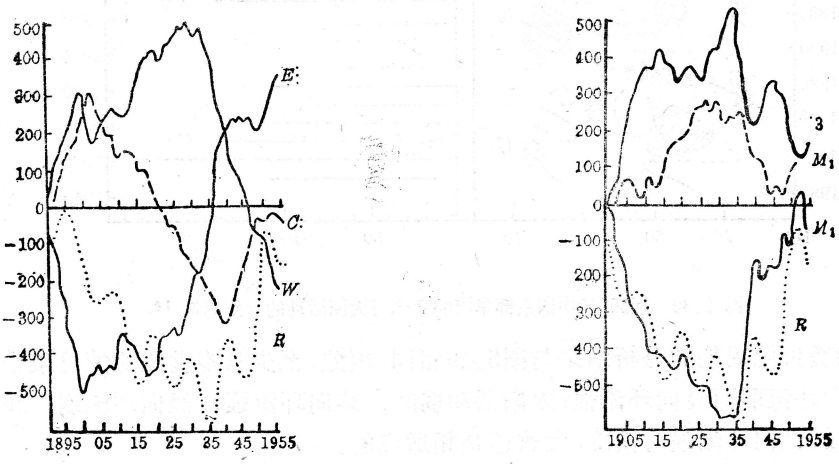


图 5.29 大型环流与黑子(R)的世纪周期（Гирс,1956）

1881—1892	1893—1905	1906—1918	1919—1928	1929—1939
E	C	C+W	W	E

1940—1950	1951—1961
C+E	E+C

此外，估计纬向环流在1829—1836年及1872—1880年亦盛行。至少本世纪初期的纬向环流增强时期正好与太阳活动世纪周期的减弱期是一致的，因为如图5.29所示，W型的变化与黑子的变化基本上是相反的。

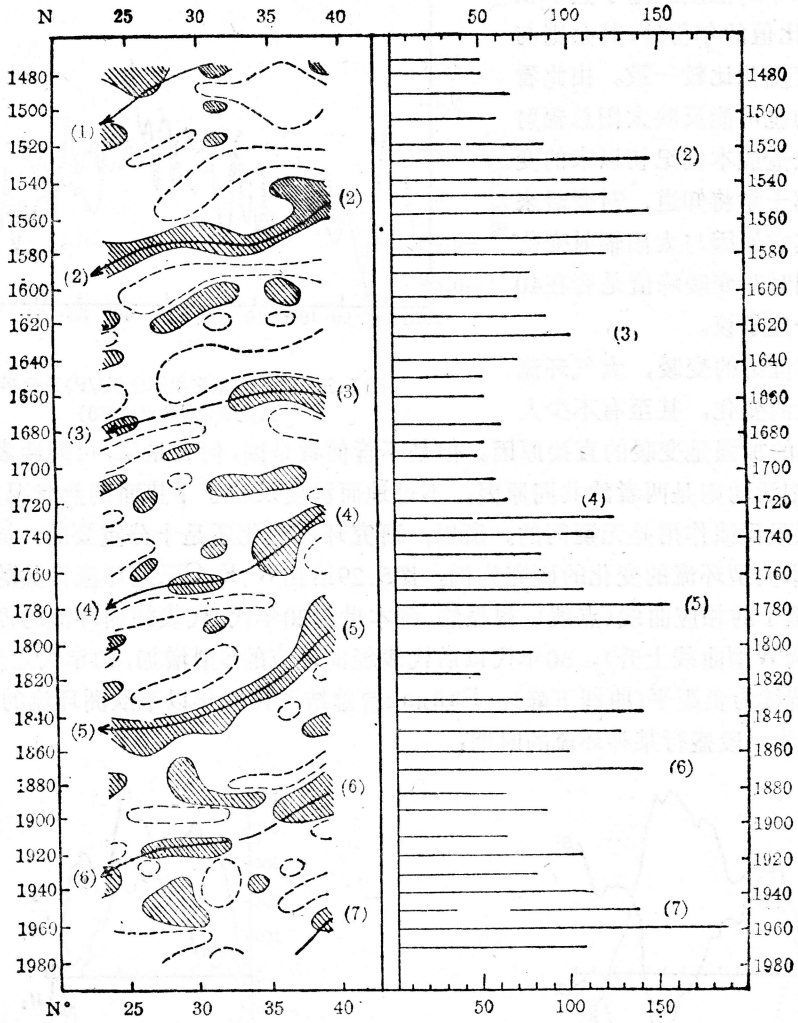


图 5.30 近500年中国东部旱涝的变化与太阳活动的世纪周期[10]

西风指数世纪周期的分析结果与图5.29相同，因此，至少从本世纪的情况来看，太阳活动强时，纬向环流弱而经向环流强；太阳活动弱时，纬向环流强，经向环流弱。纬向环流强时，气候变暖，经向环流强时偏冷，大致还是相适应的。

过去一直对降水的世纪周期研究不多，近来作者根据500年旱涝资料所作的分析证实，当太阳活动世纪周期的高峰之后，我国即自北向南逐渐进入一个多雨期。图5.30左侧为纬圈平均的降水距平的10年滑动平均值。凡距平＞25毫米的用斜线划出，虚线包围的是降水距平＜－25毫米区域。横坐标为纬度，纵坐标是年代。图右是太阳相对黑子数11年周期的峰值，横坐标为相对黑子数，纵坐标与图左侧相同。图中降水最大时期及相应的太阳活动最强时期用数字标出。

第十章将证明旱涝型的500年频率分配有明显的世纪周期。我国冬季温度也有这种周期，而且很可能与太阳活动有一定联系。图5.6的黑子功率谱说明，200年左右周期是太阳活动长期变化的最主要周期。Dansgard曾经把格陵兰冰的同位素分布结果进行谱分析，发现用181年及79年周期可以很好地拟合这条反映历史时期温度变化的曲线(图5.31)。因此，看来双世纪周期对气候变化影响也是很重要的，不过许多序列由于长度不够，所以讨论双世纪周期的人不多。但是，从它对温度变化的重要性来看，只用世纪周期来解释本世纪的变暖也许不是很恰当的。不过到底双世纪周期有多长，是200年还是180年，这目前还不能精确回答，需要进一步研究。

前面表5.5中给出了太阳活动异常时期，Eddy(1976)曾把它与有关的气候变化情况比较，发现若干一致之处，这大约是对长期太阳活动与气候关系的比较系统的研究(图5.32)。

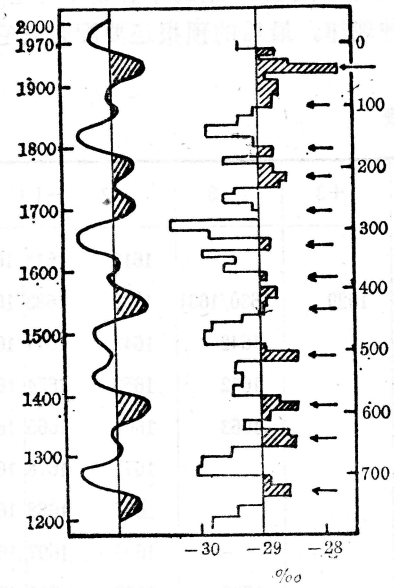


图 5.31 格陵兰冰的同位素分析，左侧为181年及79年周期叠加的结果(Dansgard等，1975)

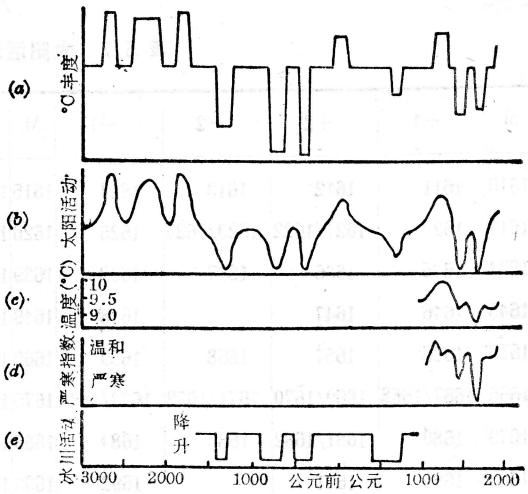


图 5.32 五千年太阳活动与气候变化，a.^{14}C丰度(分期标号见表5.4)，b.太阳活动，c.英国温度，d.巴黎、伦敦严寒指数，e.阿尔卑斯山冰川活动，(Eddy，1976，引自邱育海，1980)

总之，通过以上介绍可以看出，太阳活动的长期变化，从11年内的双振动到蒙德尔极小等，均与气候变化有相当密切的关系。因此，虽然太阳－对流层关系的机制至今还不很清楚，仍不失为长期、超长期预报考虑的一个重要方面。

§5.3 利用太阳活动做长期预报

在预报中利用太阳活动的方式可以很多，这一节我们仅介绍排表法。

一、11年太阳活动周期表

为了突出太阳活动11年周期的作用，先制成11年周期表。这个表的特点是把M年与m年的位置固定，然后看每一年处于11年周期中什么位置。首先确定m年，这问题不大，过去天文台有国际统一规定。但M年就不同，因有时有双峰现象。为了避免这一点，把太阳黑子的年平均值做1，2，1的加权滑动平均，然后以滑动平均的最高年为M年。其次决定每一

年是在M年附近还是在m年附近，例如1954年为m年，1958年为M年，1955年自然是m＋1年，1957年为M－1年。但1956年是m＋2年还是M－2年，这要看1956年的黑子是在本周期平均值之上，还是在以下，如在以上则放在M年前，如在以下则放在m年后，实际1956年黑子数达不到本周期平均，故定为m＋2年。这样，列出1610年到1980年的11年周期表（表5.7）。

二、降水预报举例

为了说明对11年周期的利用，表5.8举了北京旱涝做例子。表中为6—9月降水量的级别，表中最下面为1，2，3级的次数。1级为涝，2级正常，3级为旱。显然m年，m＋1年以及M年，M＋1年北京降水容易偏多；M－2年，M－1年及m－2年，m－1年经常偏少。把前4种年划为A组，后4种年定为B组，A组共81年，B组76年。χ^2检验，两组均与多年平均有一定差异，A组达0.05信度，B组达0.10信度。这就是说凡A组的年容易涝，B组的年容易旱，显然，也是双振动的反映。自然，这只是北京旱涝变化的一种规律。最后的预报还要配合其它方法来做。

表 5.7　太阳活动周期表

周期编号	m	+1	+2	−2	−1	M	+1	+2	+3	−3	−2	−1	m
	1610	1611	1612	1613	1614	1615	1616				1617	1618	1619
	1619	1620	1621/1622	1623/1624	1625	1626	1627	1628	1629	1630/1631	1632	1633	1634
	1634	1635	1636	1637	1638	1639	1640	1641		1642	1643	1644	1645
	1645	1646	1647		1648	1649	1650	1651		1652	1653	1654	1655
	1655	1656	1657	1658	1659	1660	1661	1662		1663	1664	1665	1666
	1666	1667/1668	1669/1670	1671/1672	1673/1674	1675	1676				1677	1678	1679
	1679	1680	1681/1682	1683	1684	1685	1686				1687	1688	1689
	1689	1690	1691		1692	1693	1694	1695			1696	1697	1698
	1698	1699/1700	1701/1702	1703	1704	1705	1706	1707		1708	1709	1710	1711
	1711	1712/1713	1714/1715		1716	1717	1718	1719		1720	1721	1722	1723
	1723	1724		1725	1726	1727	1728	1729		1730	1731	1732	1733
	1733	1734	1735	1736	1737	1738	1739	1740		1741	1742	1743	1744
	1744	1745	1746/1747		1748	1749	1750	1751	1752		1753	1754	1755
1	1755	1756	1757	1758/1759	1760	1761	1762	1763			1764	1765	1766
2	1766	1767		1768	1769	1770	1771	1772			1773	1774	1775
3	1775	1776			1777	1778	1779	1780	1781		1782	1783	1784
4	1784	1785		1786	1787	1788	1789	1790	1791/1792	1793/1794	1795/1796	1797	1798
5	1798	1799	1800	1801	1802	1803	1804	1805	1806	1807	1808	1809	1810
6	1810	1811/1812	1813/1814		1815	1816	1817	1818	1819	1820	1821	1822	1823
7	1823	1824	1825	1826/1827	1828	1829	1830	1831				1832	1833
8	1833	1834	1835		1836	1837	1838	1839	1840		1841	1842	1843
9	1843	1844	1845	1846	1847	1848	1849	1850	1851/1852	1853	1854	1855	1856
10	1856	1857		1858	1859	1860	1861	1862		1863/1864	1865	1866	1867

（续）

周期编号	m	+1	+2	−2	−1	M	+1	+2	+3	−3	−2	−1	m
11	1867	1868			1869	1870	1871	1872	1873	1874/1875	1876	1877	1878
12	1878	1879		1880/1881	1882	1883	1884	1885		1886	1887	1888	1889
13	1889	1890	1891		1892	1893	1894	1895	1896	1897/1898	1899	1900	1901
14	1901	1902	1903	1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1911	1912	1913
15	1913	1914		1915	1916	1917	1918	1919		1920	1921	1922	1923
16	1923	1924		1925/1926	1927	1928	1929			1930	1931	1932	1933
17	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940		1941	1942	1943	1944
18	1944	1945		1946	1947	1948	1949	1950	1951		1952	1953	1954
19	1954	1955	1956		1957	1958	1959	1960		1961	1962	1963	1964
20	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976
21	1976	1977		1978	1979	1980	1981	1982	1983				

表 5.8　北京降水与太阳活动的关系

降水级别 / 太阳黑子周期年 / 第几周	m	+1	+2	−2	−1	M	+1	+2	+3	−3	−2	−1	m
1	3	2	2	3/2	2	1	1	3			1	2	3
2	3	2		2	3	1	1	2			2	3	2
3	2	2			3	2	2	1	1		3	2	2
4	2	1		2	3	2	1	2	3/3	2/1	3/2	2	2
5	2	2	2	1	3	2	2	3	1	2	1	1	2
6	2	2/3	3/2		2	1	3	2	1	1	2	1	1
7	1	2	1	2/3	2	2	3	2				3	3
8	3	1	2		3	2	3	2	1		2	2	2
9	2	2	1	2	3	1	2	3	3/2	1	3	2	1
10	1	3		2	2	3	2	2		1/3	2	3	2
11	2	1			3	2	1	2	1	2/3	2	3	2
12	2	1		3/2	2	1	3	2		1	3	2	2
13	2	1	3		2	1	1	3	2	2/2	3	3	1
14	1	2	3	2	3	2	2	2	3	2	1	1	2
15	2	2		1	2	1	2	2		3	3	1	3
16	3	1		1/3	2	2	2			2	2	2	1
17	1	1	3	3	1	2	2	2		3	2	2	3
18	3	2		2	2	3	1	1	3		2	2	1
19	1	2	1		3	2	1	2		2	3	2	1

（续）

降水级别 / 太阳黑子周期年 / 第几周	m	+1	+2	−2	−1	M	+1	+2	+3	−3	−2	−1	m
20	1	3	2	2	3	1	2	2	3	1973	1974	1975	1976
21	1976	1977		1978	1979	1980	1981	1982	1983				
1	6	7	3	3	1	8	7	2	5	5	3	4	54
2	9	11	5	10	9	10	9	13	2	7	9	10	104
3	5	3	4	5	10	2	4	4	6	6	7	5	61
和	20	21	12	18	20	20	20	19	13	18	19	19	219
级	1	1		3	3	1	1				3	3	

表 5.9 A，B两组降水频率

数	1	2	3	合计(年)
A组	28	39	14	81
B组	11	38	27	76

最后要说明，寻求太阳活动与气象现象的关系，至今仍是一个有争论的课题，虽然如上面已讲到，有一些统计上完全肯定的资料，证实这种关系确实存在。70年代初期在苏联就曾对此展开了激烈的争论。Хромов 及Монин 是反对派，后者甚至认为如果太阳活动影响气象现象，那将是一个悲剧，因为在预报气象现象之前先要预报太阳活动。Хромов 则在一篇争论的文章[11]中列举了不同的反对意见，其中却也有不少可取之处。例如，他反驳了把大气说成是不稳定的，而太阳活动可以起触发作用这种意见。又如他指出太阳活动基本周期为11年，而地球上的基本周期为2—3年。实际上苏联的太阳活动支持者过去主要的问题是把一切气象要素的长期变化均归之于太阳活动。而60—70年代的新问题则是过于简单地提出一些物理上依据不很充分的假设，这样就遭到了不少批评。如果不去企图用太阳活动解释一切气象要素的长期变化，对太阳——对流层联系做进一步揭示，则这个课题似乎也是无可厚非的。

自从人们证实太阳辐射可能与太阳黑子有密切关系后，日地关系的研究有了变化。例如Pittock，在1978年[12]还认为没有足够的证据说明太阳的周期与天气或气候有关系，但在1983年[13]则已经承认了这种关系。因此，可以预期，对太阳活动与天气、气候关系的研究可能会进一步增强，并对长期与超长期天气预报产生巨大影响。

自然利用太阳活动做天气预报，确实要先预报太阳活动。如果认真检查一下过去几十年太阳黑子数的预报，则几乎很少找到完全成功的例子。无论对M年出现时间，还是M年黑子多少，不同人给出的预报往往相差甚大。因此的确存在这样一个问题：即使太阳活动影响气象要素的长期变化，如何预报太阳活动仍然是一个困难的问题。但我们认为，问题不在于

预报的难易，根本上讲，主要问题还在于太阳活动对气象现象是否有影响。如这种关系确实存在，则太阳活动的预报将显得突出起来。正如做为长期预报，使用者并不需要知道未来的环流特征，但是人们仍把大气环流长期预报做为重要研究对象。太阳活动的预报已不属本书的讨论范围，所以我们不再介绍。

参考文献

[1] Schove D.J. The sunspot cycle, 649B.C. to A.D.2000, J.Geophys. Res.60, 127—146, 1955.

[2] Eddy. J.A., The Maunder Minimum, Science, 192, 1976, 1189—1202.

[3] 邱育海，失踪的黑子，自然杂志，1980年4期。

[4] 杨鉴初，日地关系，科学普及出版社，1963年.

[5] Smith, E.A., T.H.V. Haar, J. R. Hickey and R.Maschnoff, The nature of the short period fluctuations in solar irradiance received by the earth, Climatic Change 1983.No.5.211—235,

[6] Eddy, J.A, The solar constant—an editorial, Climatic Change, 1983.No.5, 207—209.

[7] Будыко, М.И.Исследования совренных изменений климата Метео.и Гидро, 1977.No.11.

[8] 王绍武，大气环流振动的周期与太阳活动的关系，气象学若干问题的进展，科学出版社，1963年.

[9] 北京大学地球物理系，天气分析和预报，第二十六章，科学出版社，1976年。

[10] Wang Shao—wu. Zhao Zong—ci and Cheu Zheu—hua, Reconstruction of the summer rainfall regime for The last 500 year in China GeoJournal, 5.2, 117—122, 1981.

[11] Хромов, С.П.Солнечные циклы и климат.Метео. и Гидро., No.9, 1973

[12] Pittock.A.B.A critical look at long—term sun—weather relationships Rev.Geophys and Space physics.16, 400—420, 1978.

[13] Pittock, A.B. Solar variability, weather and Climate: an update, Quart. J.R. Met. Soc. 109, 23—55, 1983.

第六章　冰雪覆盖与长期预报

§6.1 全球冰雪概况

冰雪覆盖是地球—大气系统中一个活跃的成员，冰雪覆盖的变化对气候有很大影响，因此，冰雪也是长期预报工作者注意研究的一个对象。

冰雪覆盖使气温下降至少有三方面的原因：(1)冰雪覆盖大大地减少了下垫面所可能接受的太阳辐射。因为有植物的土地反照率一般只有15—20%，即到达地面的太阳辐射有80—85%可能被吸收；平静的海洋反照率仅有5—10%；而被雪覆盖的草原或大陆冰盖反照率经常可达80%。(2) 冰雪阻止或大为削弱了下垫面与大气之间的热量交换。这种作用在海洋上尤为明显。海冰阻止了海洋的蒸发，这就使大气不可能得到水汽带来的巨大潜热。(3)融冰化雪吸收大量热能(每克80卡)。例如，南极夏季是全世界可能接受太阳辐射最多的地区，但仍然非常冷，其主要原因就是面积为14.1百万平方公里的南极大陆有98%经常为冰雪覆盖着。同时，南极附近还有广阔的海冰环绕。因而使气候变冷。但气候变冷，又有利于冰雪的维持，因此，冰雪往往被认为是地气系统中与温度有正反馈作用的因子。

冰雪覆盖的重要作用虽然早已得到承认，但是，由于观测的困难，多年来人们对地球上冰雪覆盖的全貌还是了解得很少。直到 1966 年建立了极轨卫星观测系统，情况才大为改观。随着资料的积累，对冰雪覆盖及其对长期天气变化影响的研究也逐渐增多，本章对这方面的工作做一概括介绍。

一、海冰及大陆积雪

地球上究竟有多少冰雪，Шарбатян等(1976)[1]作过估计(表1)。大陆冰盖与高山冰川约16百万平方公里(以下面积均用这一单位，不用注明)，其中南极冰盖面积最大，为13.9，格

表 6.1　全球冰雪的质量与面积

(Шарбатян等，1976)

形　　式	质　量		面　积	
	(克)	%	(百万平方公里)	%
大陆冰盖与冰川	2.4×10^{22}	97.72	16	11 (陆地)
地下冰	5×10^{20}	2.04	32	25 (陆地)
海　冰	4×10^{19}	0.16	26	7 (海洋)
雪　盖	1×10^{19}	0.04	72	14 (海洋)
冰　山	8×10^{18}	0.03	64*	19 (海洋)
大气中的冰	2×10^{18}	0.01	—	—

* 指冰山分布范围，不是冰山本身面积。

陵兰冰盖面积仅为1.8，其余高山冰川合计不足0.5。总计大陆冰盖与冰川面积16.2，全球陆地面积148.9，即约有11%为冰覆盖。海冰26，约占海洋面积7%。地球表面积为510，海冰与陆冰共42，约占8%。

对地球上积雪的面积，不同作者的估计差别较大。Шарбатян 等估计北半球最大为85，南半球最大为41，年平均为72.5。而Kukla 等(1974)根据卫星观测得到的值要小得多。除了估算及观测误差之外，积雪变化较大，也是影响其估算的重要原因。

地球上的冰雪覆盖可分为三部分：海冰、大陆积雪及大陆冰盖。

海冰亦称极冰，但它不限于极区，有时甚至可延伸到50°N以南，所以本书中统称为海冰。表1.2给出Robock(1980)[2]整理的每5°纬度带海冰与水域面积的比例。可见80°N以北的水域几乎终年被海冰覆盖着。70°N 以北冬季月份海冰亦可达70%以上，但夏季则仅有30—40%。

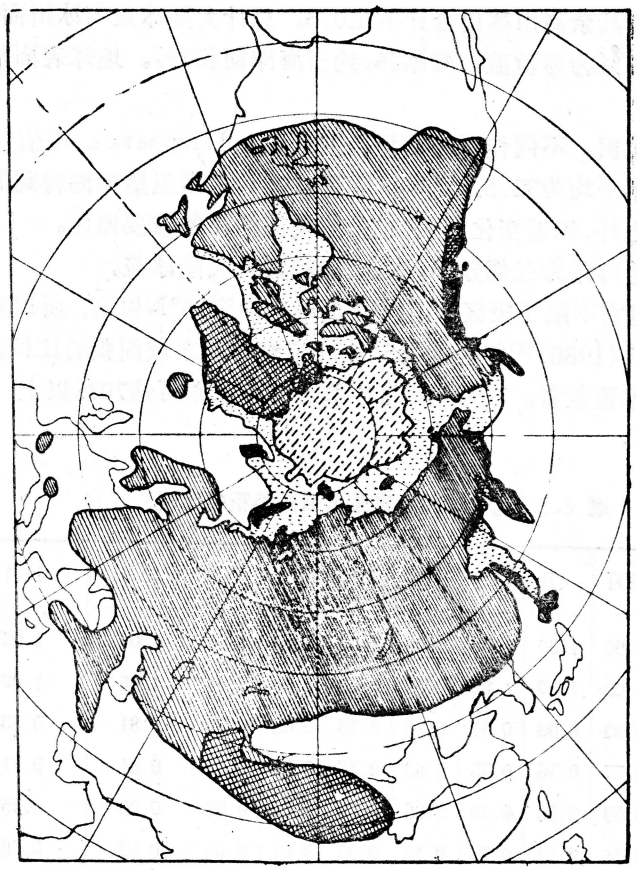
表 6.2 北半球海冰覆盖占海洋面积的比例

纬度(°N)	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
85—90	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
80—85	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.98	0.96	0.98	1.00	1.00	1.00
75—80	0.93	0.93	0.93	0.93	0.91	0.83	0.73	0.62	0.65	0.81	0.88	0.91
70—75	0.76	0.77	0.77	0.76	0.73	0.63	0.47	0.31	0.32	0.61	0.71	0.74
65—70	0.57	0.59	0.59	0.56	0.48	0.36	0.21	0.07	0.06	0.26	0.45	0.53
60—65	0.43	0.46	0.46	0.38	0.24	0.14	0.03	0.01	0.00	0.02	0.20	0.36
55—60	0.25	0.28	0.28	0.19	0.11	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.17

近年来不少作者对北半球海冰做了研究。其中Walsh及Johnson(1979)[3]的分析最为详实。他们根据美国、英国、加拿大、丹麦及冰岛等国的1953—1977年资料，按每1°平方纬度为一格，计算海冰占十分之几。整个海域共1648个格，包括了除鄂霍茨克海及波罗的海以外的大部分海域，因为这两个海域未与极地海域直接联系故未统计在内。此外，圣劳伦斯湾因资料年限太短亦未包括在内。Robock(1980)[2]主要依据也是Walsh的资料，所以得到的结果相差不多。苏联Захаров等(1978)[4]也广泛地研究了极冰资料，得到1936—1976年的序列，并给出各月的平均值。一般Захаров给出的海冰面积略高于Walsh的值，特别2月—8月约大1.0—1.5百万平方公里，9月—1月差别不大。由于两个序列时间不同，研究的海域也有出入，应该说结果还是比较一致的。此外，Sanderson[5](1975)统计了2月～4月及8月～9月海冰的面积，冬季介于上述两作者之间，夏季则接近Walsh的数值。

总之，不同作者的结果还是比较接近的，北半球海冰面积最大在2月，最小在8月。为了更清楚地看出冰盖的地理分布，图6.1中3、4给出2月及8月海冰的多年平均范围。很明显8月海冰主要在80°N以北，2月海冰向南扩展，在两个大洋西部尤甚，那里冰界比东部偏南15—20个纬度。

现在再看北半球大陆积雪。冬季积雪最多，在亚洲一般达到 42°N附近，北美则达到40°N以南。夏季仅在格陵兰及极区的岛屿，如新地岛、斯匹茨卑尔根群岛、法兰士·约瑟夫



1 2 3 4

图 6.1 北半球2月及8月多年平均的冰雪覆盖：1)2月大陆积雪；2)8月大陆积雪(冰)，亚洲为4000米地形线；3)2月海冰；4)8月海冰(Sanderson，1975)

表 6.3 南北半球及全球海冰与大陆积雪覆盖面积(百万平方公里)

项目		1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年	作者
北半球	冰	14.1	15.2	15.6	15.1	13.8	12.4	10.7	9.0	7.8	10.1	11.7	13.1	12.4	Захаров等(1978)
	冰	13.8	14.1	14.0	13.5	12.5	10.9	8.7	7.1	7.2	9.4	11.6	13.0	11.3	Walsh等 (1979)
	冰	14.3	14.7	14.7	13.8	12.5	10.9	8.8	7.2	7.3	9.8	11.7	13.4	11.6	Robock (1980)
	雪	46.2	46.7	39.6	30.9	21.0	10.5	5.4	4.3	5.5	19.8	32.0	41.5	25.3	Robock (1980)
	冰雪	60.5	61.4	54.3	44.7	33.5	21.4	14.2	11.5	12.8	29.6	43.7	54.9	36.9	Robock (1980)
	冰雪	58.5	60.1	53.7	41.5	32.0	21.5	14.3	11.0	12.4	23.8	39.6	53.5	35.2	Kukla (1978)
南半球	冰	6.8	4.3	2.6	6.3	9.2	10.9	14.0	15.9	19.0	17.7	15.2	11.2	11.1	Захаров等(1978)
	冰	6.6	4.5	5.3	8.4	11.5	14.5	17.2	19.0	19.6	19.4	16.2	10.8	12.8	Robock (1980)
	冰雪	19.6	17.3	18.6	21.6	24.6	27.6	29.0	31.1	33.9	34.0	31.9	25.6	26.3	Kukla (1978)
全球	冰	20.9	19.5	18.2	21.4	23.0	23.3	24.7	24.9	26.8	27.8	26.9	24.3	23.5	Захаров等(1978)
	冰雪	78.1	77.4	72.3	63.1	56.6	49.1	44.0	42.3	46.4	57.8	71.5	79.1	61.5	Kukla (1978)

地群岛及北地群岛有积雪，这些地带可以称为终年积雪带。实际上这是现代北半球仅有的陆冰区。为了便于统计，类似于Robock，我们也把它一起列入积雪面积。此外，青藏高原及北美落基山也有终年积雪带。图6.1中1，2即为2月及8月积雪分布。

表6.3列出不同作者对南、北半球及全球冰雪覆盖面积的估计，其中Robock的数值是根据该作者给出的面积百分比计算的。南半球冰量大致与北半球相当，但陆地冰雪主要在南极。南极大陆约98%的面积终年为冰雪覆盖，所以南半球冰雪面积的年变化要比北半球小得多。最低在2月—3月，最高在9月—10月，但相差不到1倍。而北半球2月的冰雪约为8月的5倍有余。所以从全球来看，12—2月冰雪最多，7月—9月最少。从表 6.3 还可看到，根据Kukla的估计，北半球冰雪年平均总覆盖面积为35.2百万平方公里，而南半球为36.3百万平方公里，各占半球总面积的13.8%及10.3%。全球平均为12.0%。

二、冰雪的年际变化

要研究海冰及大陆积雪与长期天气变化的关系，首先要知道冰雪是如何变化的，这就需要有较长的冰雪序列。但过去很少可能有大范围的冰雪资料，所以现有的序列都是比较短的，至少比气象要素的序列要短得多。大陆积雪的定量记载尤其缺乏，北美大陆积雪序列较长但也不过30年左右。相对来讲，北半球海冰的资料稍多一些。Захаров (1978)[4]整理的年平均海冰面积，虽然不是全北半球，但基本上包括了大部份海域。图6.2a 是年平均值的3年加权（权重1:2:1)滑动平均曲线，序列开始于1946年，以目测为主，又没有严格的冰界定义，所以资料较粗，但反映海冰长期变化趋势还是很好的。看来50年代海冰较少，60年代大为增加，70年代又减少。图中 Walsh[8]的序列（图6.2c）是比较严格的。然而它的总趋势与苏联的序列基本相同。但从绝对值来看，苏联的序列要小一些，因为它包括的海域不如Walsh的大。

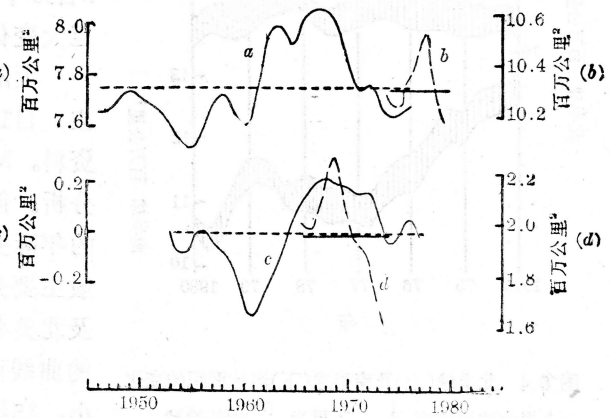


图 6.2 北半球海冰覆盖面积年平均值的多年变化
a.Захаров(1978), b.Kukla(1980), c.Walsh(1981), d.Sanderson(1975)

Kukla(1980)[7] 的序列(图6.2b)是卫星观测的结果。它说明，70年代末期海冰有所增加，1978年以后又迅速减少。图6.2d是Sanderson (1975)[5]的资料，这个序列包括2—4月及8—9月共5个月，因此这里的年平均只是这5个月平均。然而除了变幅较大之外，也反映出70年代初期海冰的猛烈减少。

这些序列最长也不过30年。Виников等(1980)设法估算了1924年以来的冰情，虽然只有8月的海冰序列，但还是有相当代表性的。因为海冰的年际变化在夏季是比较突出的。图6.3中给出这个序列的 3 年加权滑动平均。与图6.2比较可以看出，60年代初期海冰的增加及70年代初的减少都是一致的。这个序列反映出20年代末海冰很快减少，到30年代末已下降了大约1百万平方公里。40年代到50年代初是本世纪20年代以来海冰最少的时期。

近些年来，北半球海冰变化不超过0.5百万平方公里(图6.2)，但南半球的变化要大得多

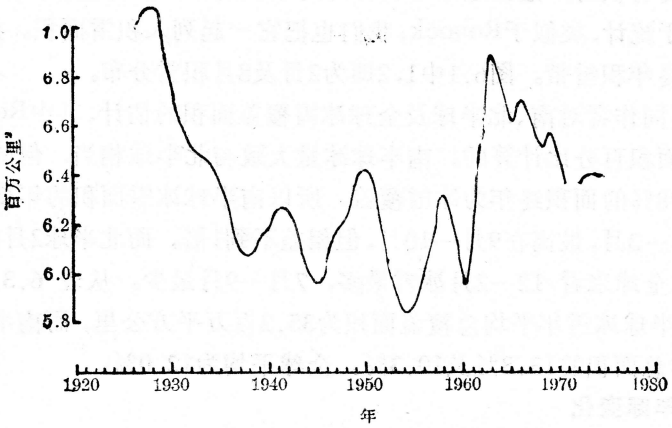


图 6.3 北半球8月海冰覆盖面积的多年变化(Виников等,1980)

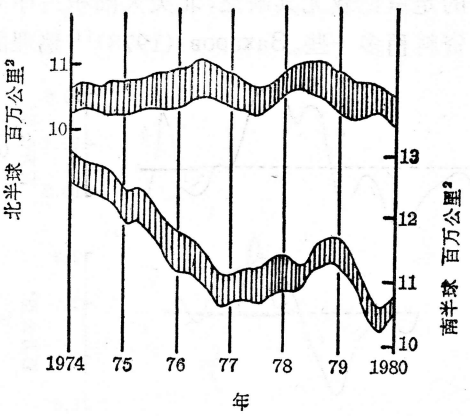


图 6.4 北半球(上)及南半球(下)海冰面积的变化。上界为冰的密度$\frac{1}{10}$，下界为$\frac{5}{10}$的外缘线(Kukla等,1980)

(图6.4)。根据 Kukla (1980)[7]的分析，近年南极海冰总的下降趋势十分明显，减少了约3百万平方公里，即大约减少了五分之一，这一巨大变化应该引起我们极大的注意。

大陆积雪序列始自极轨卫星观测系统的建立，自1966年末至今已有大约15年以上的连续资料。Matson等(1976,1979)[8]先后做了许多分析。但积雪与海冰有一个不同。海冰是夏季的年际变化最大，而积雪在夏季较少，所以，一般主要分析冬季积雪。图6.5c 及d为欧亚大陆及北美冬季积雪覆盖面积的变化曲线。从图上的曲线可以清楚地看出，北美的变化相对较小。15年来的最高值(1979年)与最低值 (1981年)之间相差不足4百万平方公里；而欧亚大陆最高在1978年(31.5百万平方公里)，最低在1970年(24.4百万平方公里)，相差约7百万平方公里。这样，北半球最低值为 40.1 百万平方公里(1970年)，最高值达 49.2 百万平方公里(1978年)，差了约9百万平方公里，即大致相当平均值的20%左右。由此可见，积雪的年际变化是比较激烈的。

Berg及Matson(1978) 研究了大陆积雪年平均面积的变化，发现趋势基本与冬季一致(图6.5a实线)。Dewey及Heim Jr.(1981) 又提出了一个数值化的方法，分析每周的大陆积雪面积，共用89×89=7921个网格，所得到的面积比Matson等的略高(图6.5a虚线)。

总之，北半球60年代末以来，海冰总的趋势是减少的，但大陆积雪则增加。南半球海冰明显减少。最近的资料说明，1981 年北半球冰雪量都很少，而这年是近百年来少有的暖年。

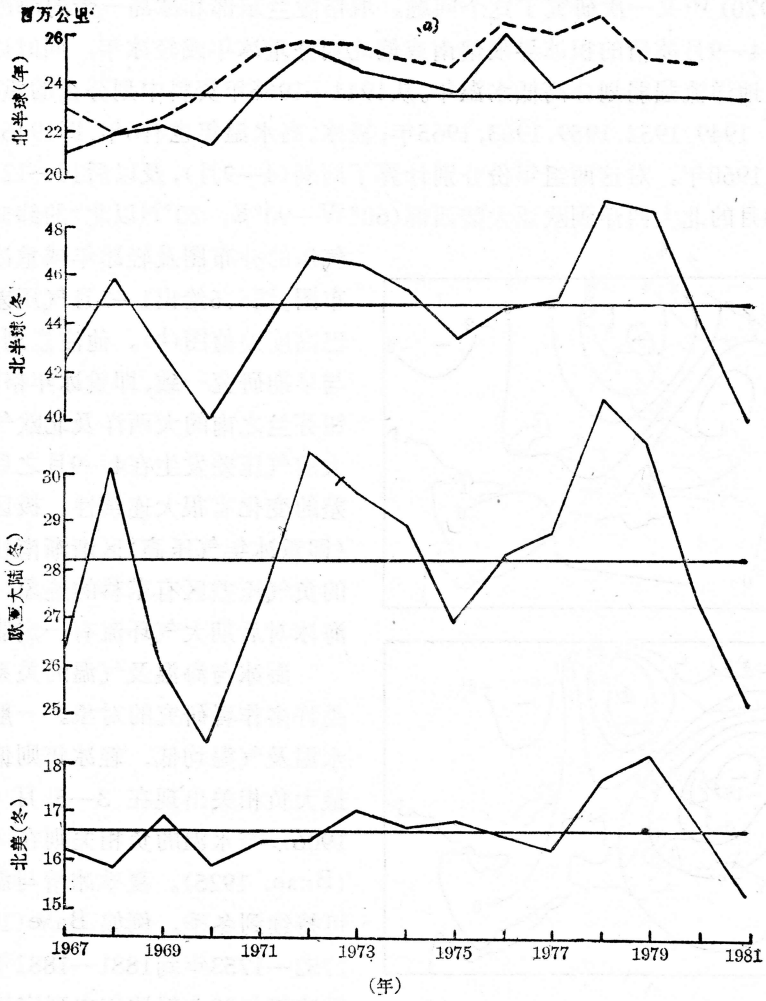


图 6.5 北半球1967—1981年冬季(12—2月)及年平均大陆积雪的变化，(年平均，实线Matson等(1978)；虚线Dewey等(1981)，北半球冬(Matson等，1979)，欧亚大陆冬(Matson等，1979)，) 北美冬(Matson等，1979)。

§6.2 冰雪与大气的相互作用

海冰一旦形成，显然对中高纬的气候有很大影响。本世纪以来，许多作者对此进行了研究。Schell在1939年秋曾作了全面总结，以后又对大西洋及太平洋海冰与天气的关系进行了分析，下面概括介绍一下有关冰雪与大气相互作用的研究工作。

一、北大西洋海冰对大气的作用

Brennecke(1904)及Meinardus(1906)最早发现冰岛及格陵兰冰情严重（称为重冰年）时，冰岛及格陵兰一带气压高，而挪威海及挪威北部气压低。相反冰少的年(称为轻冰年)气压分布相反。后来Визе(1922)及Brooks(1923)也发现了类似的关系。所有的研究都证明，重冰年这种西高东低的气压分布以冬、春两季最为明显。重冰年的夏秋季则气旋减少，气旋路径南移。例如Визе(1922) 发现夏秋两季重冰年的气旋频率只有轻冰年的90%到76%。

Schell(1970)[9]又一次研究了这个问题。取格陵兰东部和冰岛一带的海冰以及海面水温资料，根据4—9月冰情的积冰界限偏南或偏北划分重冰年或轻冰年，同时以水温高低和冰岛以东的极地洋流强弱划分高低水温年。从1944—1966年资料中划分出的重冰、低水温年有6年即1944，1949，1952，1959，1963，1965年；轻冰、高水温年也有6年，即1946，1947，1954，1956，1957，1960年。对这两组年份分别计算了同期(4—9月)，及以后10—12月，11—1月，12—2月，1—3月的北大西洋到欧亚大陆西部(60°W—90°E，20°N以北)的纬向环流指数和气压的分布图及轻冰年减重冰年的差值分布图。图6.6给出1—3月气压差(a)与700毫巴高度差值图(b)。他注意到4—9月情况与早期研究一致，即重冰年格陵兰气压高，钮芬兰之南的大西洋及北欧气压低。而更大的气压差发生在4—9月之后，这种气压差的变化有很大连续性。极区的正气压差(即重冰年气压高)区渐渐南移，而中纬度的负气压差区有东移的迹象。这可能说明海冰对后期大气环流有一定影响。

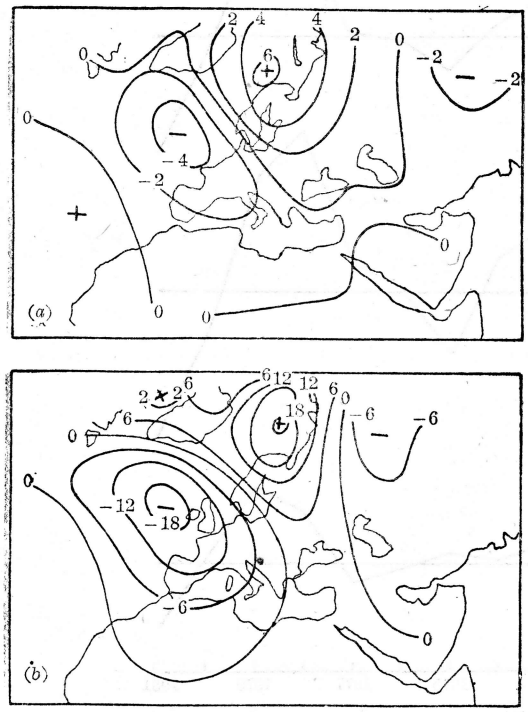


图 6.6 a.1—3月气压差图(轻冰年减重冰年)，b.1—3月700毫巴高度差图(轻冰减重冰年)(Schell，1970)

海冰与海温及气温的关系很早以来也是许多作者研究的对象。一般认为重冰年水温及气温均低，轻冰年则偏高。与气温最大负相关出现在3—5月(Meinardus，1906)，与水温的负相关则在6—7月最大(Визе，1925)。夏季冰情与温度的负相关可持续到冬季。例如Визе(1925)发现自1752—1753年到1881—1882年，冰岛27个重冰年与29个轻冰年中列宁格勒的1月温度差3°C，可见差异之大。Schell(1970)分析了重冰年与轻冰年之后冬季与春季的温度，结果表明，自10月到3月重冰年有冷空气自苏联向南侵袭，到1—3月波及到西欧、英国及冰岛。Дуйцева[10]分析了1948—1976年苏联欧洲部分气温与巴伦支海冰边缘位置之间的关系，发现当4月巴伦支海冰位置在75°N左右，相应到6月苏联欧洲部分出现高温；反之当4月巴伦支海冰位置在75°N以南，苏联欧洲部分6月出现低温。

此外，还有些作者研究了海冰与旱涝的关系。例如Зверев[10]研究了自1901年以来巴仑支海和波罗的海海冰与苏联南欧部分旱涝的关系，发现在4月出现重冰情况之后苏联南欧部分的春夏季易出现干旱，在20年干旱中有19年符合这种情况。

以上几个例子表明大西洋的海冰对同期及后期的大气环流及气温、降水有关系，另一方面值得注意的是夏季海冰与前期春季温度可能有密切关系。我们用Захаров的7—8月海冰面积与纬圈平均气温求相关，气温是用500—1000毫巴厚度换算的对流层下部平均温度。图6.7给出7—8月海冰与各纬圈温度的相关[11]。虽然，7—8月海冰除与同期夏季70°N温度相关较大外，主要与前期12月—4月80°N以北的温度有较大负相关。这可能反映了温度场对

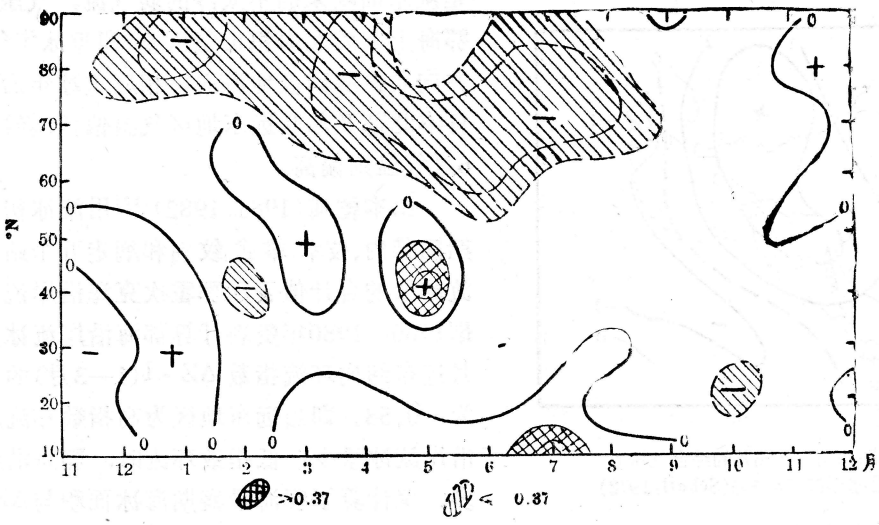


图 6.7 7—8月海冰与前一年11月到当年12月各纬圈平均温度的相关分布(方格及斜线区为达到95%信度以上相关区。实线及虚线分别为正、负相关达95%及99%信度线)

冰的变化的影响。自然,冬春季的海冰与夏季海冰也有关系,因此图6.7中冬春的负相关也可能包含着一定海冰的持续性的作用。特别有趣的是,图6.7中自12月到6月负相关区南界从75°N南移到60°N,这可能与海冰的融化及流冰有关。这个例子说明海冰与大气之间是相互作用的。因此我们在研究海冰与天气的关系时既要注意海冰对大气的影响也要注意大气对海冰的作用。

二、北太平洋海冰对大气的作用

北太平洋海冰对大气环流及气候有明显的影响,这方面的研究是很多的。Schell (1972)[12]选用日本北海道網走(44°1′N,144°18′E)的流冰资料来表示北太平洋西北部冰的状况,以流冰初日、终日来表示该年流冰轻或重。这个站观测到的流冰初日平均是1月14日,流冰终日平均是4月22日。发现流冰初、终日的早晚与前期大气环流有关。例如,普查流冰初日早、晚与同期1月及前一年3—12月海平面气压场的差异,发现在鄂霍次克海北部流冰初终日不同时,风的强度差异明显,12月尤甚。以12月57°30′N,157°30′E站地转风强弱作为網走流冰初日早晚的一个重要指标。当该站12月有强的北—东北风,相应流冰初日早;反之,当该站12月有弱的北—东北风,流冰初日晚。用同样方法也可以得到流冰终日早晚的预报指标,用3月北海道附近风的方向来报终冰日早晚,当日本北海道3月有较强的北风,则流冰终日较迟;反之,当北海道3月有西—西南风,则流冰终日较早。而流冰初,终日的早晚又是预报日本及远东地区其后气温及降水的重要指标。

同样,研究鄂霍次克海附近海冰的变化发现,与其上空及附近同期和后期大气环流、气温、降水有一定关系。把鄂霍次克海海冰的面积达到或超过53%划为重冰年,冰的面积在40%以下划为轻冰年。在重冰年150°—154°E之间冰的南界平均在49°N,而轻冰年是在57°N。划为重冰年有1931—1932,1948—1949,1952—1953,1959—1960年;轻冰年有1947—1948,1954—1955,1955—1956,1956—1957年。将重冰、轻冰年同期12—3月,其后4—6月,7—9月,10—12月制作气压合成图及差值图,发现有明显差异,图6.8给出重、轻冰年后4—6月气压差图。从图上看到,在重冰年后鄂海上空是从东北方吹来的冷而强的气流,而轻冰年后则

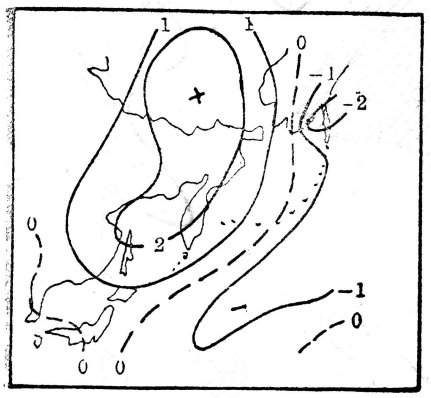


图 6.8 4—6月的综合气压差
(重冰年减轻冰年)(Schell, 1972)

是从东面吹来的不太冷的弱气流。气压差图上在鄂海上空为大面积正气压差(即重冰年气压较高)并向北扩展到极地海洋。相应重冰年后4—6月在日本北部及苏联远东地区气温偏低，轻冰年后4—6月气温则偏高。

山本乾辅(1981, 1982)[13]用流冰初日到终日期间稚内、枝幸、雄武、纹别和網走五个站观测到的流冰量的合计值表示鄂霍次克海沿岸流冰量，根据1960—1980年资料计算鄂海沿岸流冰量与1—3月远东纬向环流指数 $\Delta Z \cdot I$(1—3月)的相关系数为 -0.58。即当远东地区为高指数环流时，鄂海沿岸流冰量少；低指数环流时，鄂海沿岸流冰量多。又计算了鄂海最盛期海冰面积与 $\Delta Z \cdot I$(1—3月)相关系数为0.32($n=17$)。即远东地区高指数时，鄂海最盛期海冰面积大；反之亦然。还注意到流冰初日与环流指数亦有明显相关。仍用上述5个站观测到的流冰开始日期定为鄂霍次克海沿岸流冰初日，计算鄂海沿岸流冰初日与1月月平均远东地区纬向环流指数 $\Delta Z \cdot I$(1月)的相关系数得到0.50。北海道沿岸流冰初日多年平均为1月12日，为做流冰初日预报，又寻找与前期 $\Delta Z \cdot I$(12月)的相关，发现其相关系数为0.38($n=17$)。图6.9给出北海道沿岸流冰初日与前期12月远东地区纬向环流指数 $\Delta Z \cdot I$(12月)变化曲线，发现二者变化基本一致。即当前期12月为高指数时，其后流冰初日偏迟；低指数时流冰初日偏早。如果采用候平均纬向环流指数资料计算与流冰初日的同时相关系数则高达0.83。

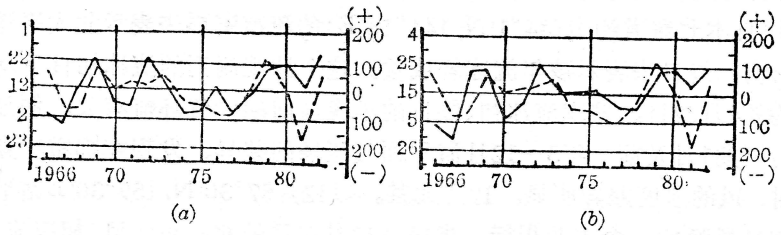


图 6.9 北海道沿岸(a)与網走(b)流冰初日(实线)与 $\Delta Z \cdot I$(12月)(虚线)变化曲线(山本乾辅，1982)

三、北极海冰与大气的相互作用

对大范围北极区海冰比较详细全面的研究主要是Walsh等 (1979)的工作，本章第一节已给出他们所取的冰的范围，这里进一步叙述他们研究的北极海冰与大气的相互作用。

Walsh等(1979)[14] 利用1953—1977年共300个月的大气与海冰资料，其中海平面气压场(P)取20°—90°N，经纬度间隔5°，地面温度场(T)取60°N以北包括整个极区，700毫巴高度场(Z)与温度场(t)是NCAR的5°纬度与10°经度网格点资料，冰的资料(I)网格取法同文献[3]。将4个要素场及北极区冰的资料做经验正交函数展开。图6.10给出北极海冰前4个特征向量，第一特征向量(I_1)占总方差24%，第二特征向量(I_2)占总方差16%，第三特征向量(I_3)占总方差11%，第四特征向量(I_4)亦占总方差11%。前4个特征向量占总方差的62%。北极海冰的基本分布特征可概括为这4种基本类型：I_1表明最大海冰范围正距平在戴维斯海峡

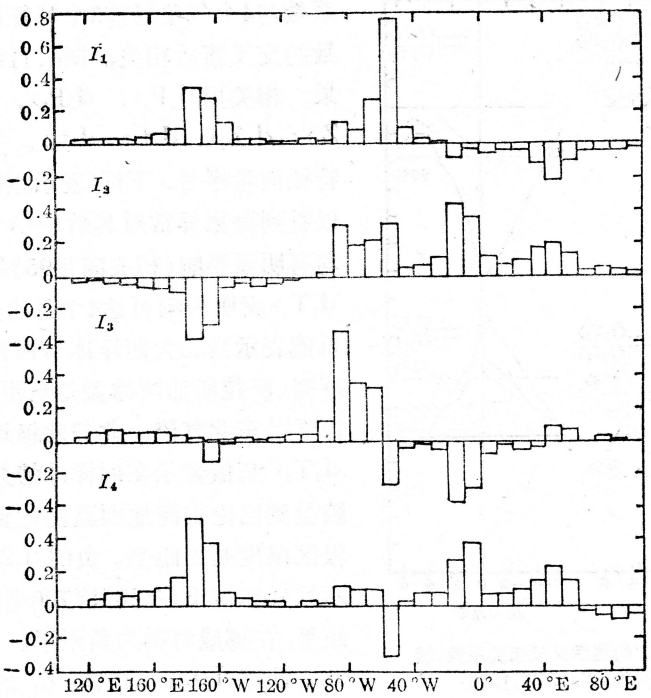


图 6.10 北极海冰前4个特征向量，横坐标是经度(Walsh等，1979)

与巴芬湾附近地区，其次是在白令海峡附近。而在巴倫支海附近是较大的负距平区。I_2 反映太平洋至极区海冰范围与大西洋至极区海冰范围变化相反的特征。即在白令海峡附近海冰范围是较大的负距平区，而在哈得孙湾、巴芬湾、东格陵兰海、挪威海以及巴倫支海的海冰范围是较明显的正距平区。I_3则是在哈得孙湾与巴芬湾是明显的海冰正距平，而在戴维斯海峡以及挪威海附近海冰为较大的负距平区，此外在白令海峡亦为负距平区。I_4 表明除戴维斯海峡与喀拉海的海冰范围为负距平外，环绕高纬度广大海域海冰范围均为正距平区，尤以白令海峡、挪威海附近更明显。为了研究与气象要素的关系又研究了海冰(I)与海平面气气压(P)、地面温度(T)、700毫巴高度(Z)及700毫巴温度(t)之间的关系，同时对P、T、Z、t四个场做经验正交函数展开。表6.4给出4个气象场中前3个特征向量占总方差的百分比，前3个特征向量已能表示总气象场的一半左右特征。分别计算海冰的4个特征向量对应的时间

表 6.4 各气象场前3个特征向量占总方差百分比

(Walsh等，1979)

要素场	特征向量			前3个
	1	2	3	合计
P	28%	18%	11%	57%
T	16%	13%	11%	40%
Z	23%	16%	11%	50%
t	17%	15%	11%	43%

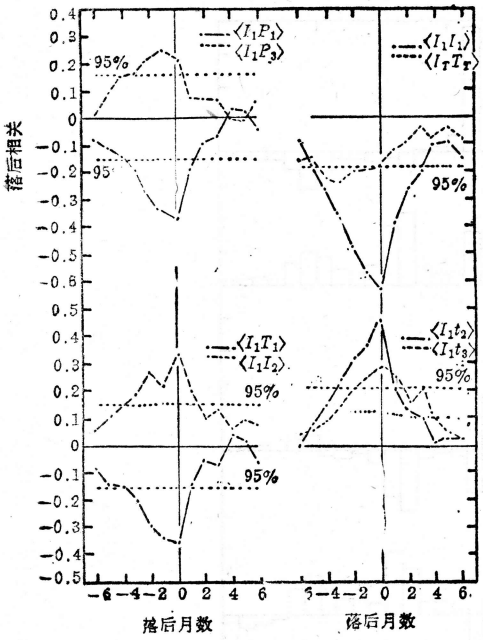


图 6.11 I与P、T、Z、t的落后交叉相关系数，横坐标为后者落后月数(Walsh等，1979)

系数与4个气象场前3个特征向量对应的时间系数的交叉落后相关，图6.11给出一部分计算结果，相关用$\langle I_1P_1\rangle$，$\langle I_1P_3\rangle$，$\langle I_1T_1\rangle$，$\langle I_TT_T\rangle$，$\langle I_1Z_1\rangle$，$\langle I_1Z_2\rangle$，$\langle I_1t_2\rangle$，$\langle I_1t_3\rangle$。其中下标数字表示特征向量序号，下标T表示原序列。从图6.11可以看到海冰异常对其后1—3个月的4个要素场均有明显影响(相关满足95%信度标准)，其中$\langle I_1T_1\rangle$表明影响可达4个月之久。例如$\langle I_1P_1\rangle$为负值表示当北大西洋冰盖面积为正距平，在巴芬湾、阿拉斯加湾冰盖是负距平时 相应在北大西洋是东北气流，北美北极地区是东南气流。$\langle I_1T_1\rangle$负值表示在同样冰情分布状况下，东格陵兰到巴伦支海地面温度是负距平，在北美北极区温度是正距平。负的$\langle I_1Z_1\rangle$与正的$\langle I_1t_2\rangle$表示同样冰情下在巴芬湾700毫巴高度、温度为正距平，在挪威海则为负距平。

计算 I_1与P_1、T_1、t_2、Z_1 的各月同时相关表明，$\langle I_1T_1\rangle$在各月相关都超过95%信度要求，其

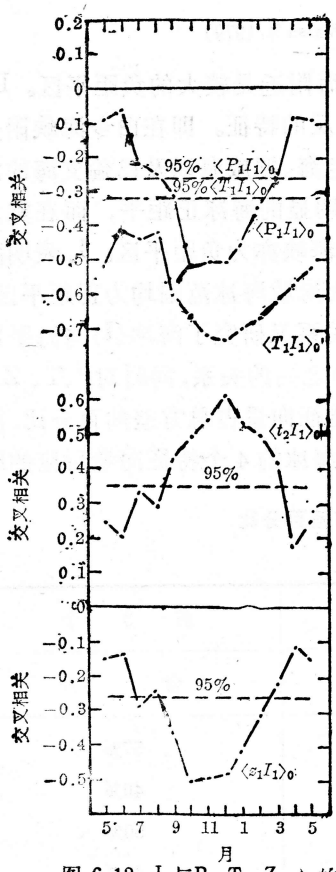


图 6.12 I_1与P_1、T_1、Z_1、t_2的各月同时相关(Walsh，1979)

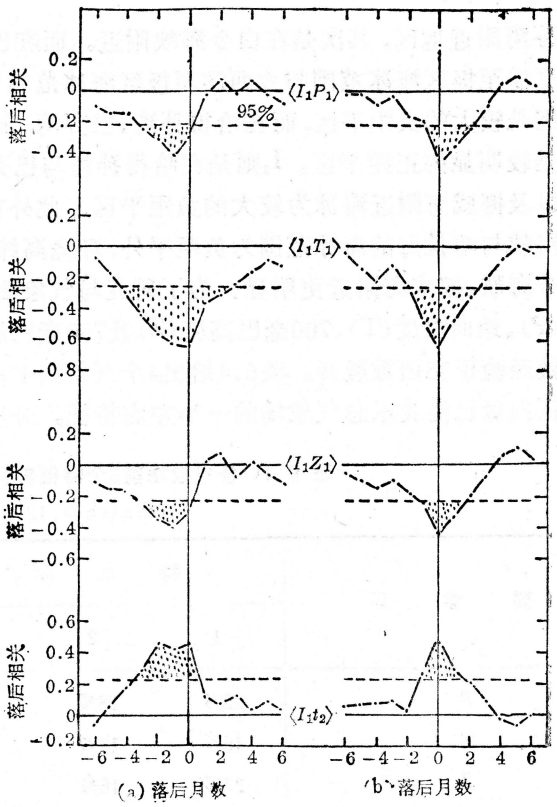


图 6.13 I_1与P_1、T_1、Z_1、t_2的交叉落后相关 a.2—7月，b.8—1月(Walsh等，1979)

中12—3月相关峰值达到0.73，而$\langle I_1P_1\rangle$，$\langle I_1Z_1\rangle$，$\langle I_1t_2\rangle$则表明在冬半年(9月—3月)相关达到95%信度(见图6.12)，由此说明，在冬半年海冰与大气相互作用较夏半年要明显。

研究还表明海冰与大气相互作用随季节亦有变化，图6.13给出北极区海冰后退时期(2月—7月)与前进时期(8月—1月)的I_1与P_1，T_1，Z_1，t_2的交叉落后相关。值得注意的是在后退时期(图6.13a)海冰与前期1—4个月大气的相关明显，即前期1—4个月大气的状况影响其后2—7月海冰的分布。而2—7月在海冰后退时期海冰分布对其后P，Z，t影响不明显，另一方面，在海冰增长时期(8月—1月)则是大气对海冰的反应稍大于海冰对大气的反应，即冰影响后期大气状况较为明显。当然，以上给出的海冰与大气相互作用只是初步结果，还有待于进一步研究证实。

四、积雪与大气环流的相互作用

有关积雪与大气环流的相互作用的研究工作较少，一部分工作是把冰雪变化合起来考虑，另一部分工作则是专门研究积雪变化的影响。

图6.14给出北半球对流层下部气温与北半球冰雪面积的比较。图中所用的温度是对流层下部的平均气温，它是用500—1000毫巴厚度求得的，范围为10°N以北，按经纬度网格点求出距平值，然后按纬圈面积加权平均。500—1000毫巴厚度大致代表5公里以下的对流层大气温度，这一层大气与地面天气关系密切，所以分析它的变化是有一定意义的。北半球冰雪面积是根据Kukla(1978，1980)[7]的资料。

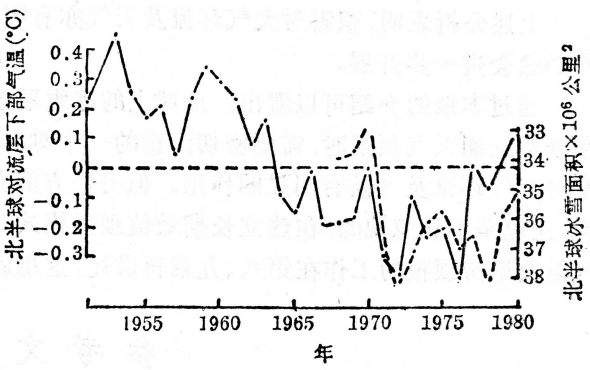


图 6.14 北半球对流层下部气温(实线)与冰雪面积(虚线)

对比图6.14中两条曲线，其变化趋势基本一致，即当北半球冰雪面积增加时相应北半球气温下降，冰雪面积缩小时气温上升。可惜到目前冰雪的资料仅有十几年，不过也在一定程度上可以证明冰雪的覆盖与温度的变化确实可能有密切关系。

Зверев[10]研究了冬春季积雪与苏联春夏季旱涝的关系，注意到冬末春初苏联南欧部分积雪线位置对春夏该区域旱涝有较明显的关系。一般在春夏季苏联南欧部分旱年，则其前期冬末春初（以3月31日作代表）平均积雪线较常年偏北；而非旱年则偏南。即当积雪线过早的北撤，其后易出现旱年；而积雪线北撤较迟，则易出现常年或多水年。另一方面，冬季积雪深度与夏季旱涝亦有一定关系。根据乌克兰和西伯利亚地区的冬季积雪资料，以积雪深度达到 30cm 作为界线，分别统计夏季该区旱年及涝年前期积雪深度大于等于30cm的年，发现当冬季该区积雪厚且持续时间长时，其后春夏季易出现涝年；反之，当冬季积雪薄时，春夏季易出现旱年。

Dickson 等 (1976)[15] 研究了冬季美国大陆积雪与同期美国气温分布的关系，利用1948—1974年资料，选取美国东南部冬季气温7个暖月：1949年1月，1950年1月，1956年2月，1956年12月，1957年2月，1971年12月，1974年1月；7个冷月：1958年2月，1963年1月，1963年2月，1963年12月，1966年1月，1968年2月，1970年1月。图6.15给出冷暖月平均地面气温分布图，可以看到冬季冷、暖月美国东部气温距平相差高达18°F。相应地从美国7个冷月与7个

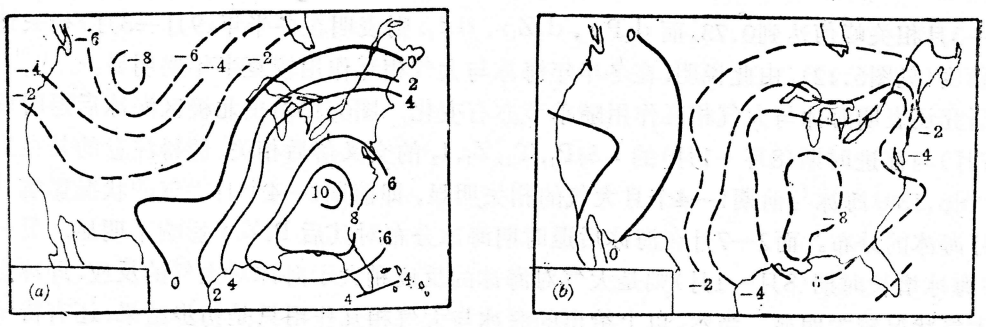


图 6.15 美国冬季暖月(a)与冷月(b)平均地面气温分布图(Dickson等,1976)

暖月积雪深度差值分布看,很明显,在美国东部冷月组与暖月组积雪深度相差甚大,例如东部,暖月组平均雪盖深度为15.3英寸,而冷月期平均雪盖深度增加到37.8英寸。而在美国西部,冷年到暖年雪量平均减少10英寸。

上述分析表明,积雪对大气环流及天气亦有明显影响,随着观测记录的增加这方面的工作必然会进一步开展。

通过本章的介绍可以看出,地球上的冰雪覆盖与长期天气变化有密切关系。显然它是在制做长期天气预报时,需要密切注意的一个对象。不过不少工作也说明,一方面冰雪的异常对大气环流及气候有明显的作用,但另一方面大气环流与气候的异常对冰雪也有重要影响,这也是不能忽视的,在建立长期数值预报模式时这一点尤其重要。我国利用冰雪状况做气温及旱涝预报的工作在第八、九章再讲述,这里就不再介绍了。

参 考 文 献

[1] Шарбатян А. А., и П.А. Шумский, К эволюции криосферы земли, Проблемы палеогидрологии, 1976.

[2] Robock A., The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo, Mon. Wea. Rev., 108, 267—285, 1980.

[3] Walsh J.E., and C.M. Johnson, An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953—77, J.Phys. Oceanogr., 9, 580—591, 1979.

[4] Захаров В. Ф., и Л. А. Строкина, Современые изменения ледяного покрова Северного Ледовитого Океана, Метео. и Гидро., 1978.No.7.

[5] Sanderson R.M., Changes in the area of Arctic sea ice 1966 to 1974, Meteor.Mag., 104, 313—322, 1975.

[6] 王绍武,冰雪覆盖与气候变化,地理研究,2,73—86,1983.

[7] Kukla G., and J. Gavin, Snow and ice in 1978, a global overview, Proceedings of the Fifth Annual climate Diagnostics Workshop, Washington, October 22—24, 1980.

[8] Matson M., D.R. Wiesnet, C.P. Berg and E.P. McClaim, The NOAA/NESS continental snow cover data base, Proceedings of the Fourth Annual Climate Diagnostics Workshop, Wisconsin, October 16—18, 1979.

[9] Schell I. I., Arctic ice and sea temperature anomalies in the north-eastern North Atlantic and their significance for seasonal foreshadowing locally and to the eastward, Mon.Wea.Rev., 98, 833—850, 1970.

[10] 郑长贵等,国外关于冰雪和大气相互作用的研究,气象科技,1983.3.

[11] 王绍武、赵宗慈,北半球对流层下部温度变化的研究,气象学报,42,238—245,1984.

[12] Schell I.I., Large-scale sea ice, sea surface temperature anomalies in the Northwestern North Pacific and their significance for foreshadowing the weather in Northern Japan and Far Eastern USSR, J.

Meteor. Soc. Japan, 50,542−557,1972.
[13] 山本乾輔,樋東域の東西指数からみたオホーツク海の海氷について,研究时报,34,175−180,1982.
[14] Walsh J. E., and C.M. Johnson,Interannual atmospheric variability and associated fluctuations in Arctic sea ice extent, J.Geophy.Res., 84,6915−6928,1979.
[15] Dickson R.R., and J.Namias, North American inflnences on the circulation and Climate of the north Atlantic sector, Mon. Wea.Rev., 104,1255−1265,1976.

第七章　两个半球间的相互作用与长期预报

§7.1　概　　况

两个半球之间的相互作用早在二十世纪30年代就引起各国气象学者的注意，随着赤道及南半球观测资料的增加，对维持全球能量平衡机制的一些设想逐渐通过计算得到进一步的证实。一些物理量有明显的越过赤道的输送，印度洋上的索马里急流，澳大利亚到东亚一带的“通道”是人们经常提到的两个例子。愈来愈多的天气事实证明，两半球的天气过程也是有着密切联系的。

一、两个半球之间的物理量交换

大量的工作证明，在南北半球之间有物理量如质量、热量、角动量和水汽的输送。

1．南北半球之间空气质量的交换　对比1月与7月北半球的海平面气压图就可以看出，1月气压要高得多，西伯利亚高压中心达到1036—1040毫巴之间，整个欧亚大陆均为高压控制，7月大陆则为明显的低压。虽然海上的变化相反，冬季低压强盛，夏季副高强大，但变化之激烈远不如大陆上明显。因此，就整个北半球平均气压而言1月高于7月，南半球情况类似，7月高于1月。这也是很显然的，地球上大气质量为常数，一个半球减少，另一个半球就要增加。但这正说明，在南半球与北半球之间必然存在大气质量的季节性净输送。

许多作者研究了北半球与南半球之间的大气质量的输送，有的还分成区（如大陆区与海洋区，又如把北半球分成几部分）计算大气质量的输送，发现如下特点：

（1）自1月到7月，约半年之内北半球的大气质量逐渐减小，南半球的大气质量相应增加，在这期间，大气质量自北半球输送到南半球。反之，7月到1月，北半球的大气质量逐渐增加，南半球的大气质量相应减少，因此在这半年大气质量又从南半球输送到北半球（见图7.1）。每年空气质量从一个半球到另一个半球的交换量大约为73×10^{11}或74×10^{11}吨。

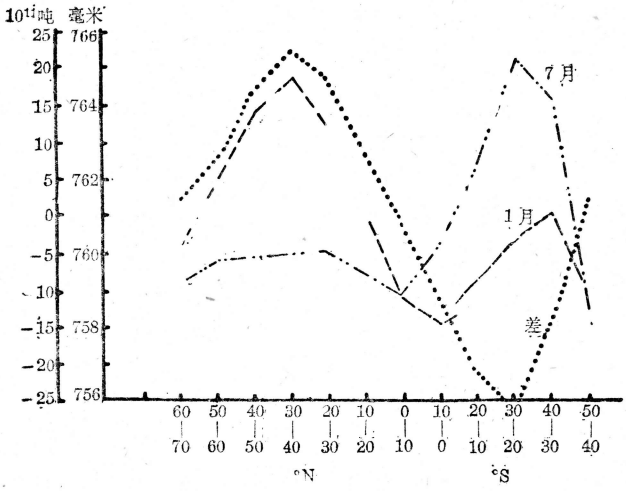


图 7.1　全球按纬度区域气压的变化（----表示1月，-·-·-·表示7月）和从1月到7月空气质量的变化，（……表示1月—7月之差）（Белинский，1957）[1]

（2）北半球大气质量月际变化最大的月份一个在5—6月之间，另一个在10—11月之间（见图7.2）。也就是说，在平均的情况下，每年在5—6月之间自北半球输送到南半球去的空气为最多；在10—11月之间自南半球输送到北半球来的空气为

最多。显然这两个时期，南北半球空气输送的物理过程最为强烈。

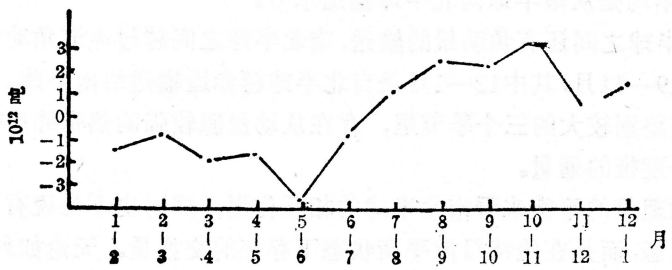


图 7.2 北半球大气质量的月际变化(单位10^{12}吨)(杨鉴初，1956)[2]

(3) 两个半球之间的质量输送一般大于北半球海陆之间的质量输送。

(4) 两个半球之间的质量输送主要决定于亚欧大陆区逐月间的大气质量变化。

2. 南北半球之间的热量交换　从辐射平衡观点来看，夏半球有净收入热量，冬半球有净支出，造成全球热量不平衡。从热量输送的研究可以得到以下几点结论：

(1) 计算1月，7月及全年全球各纬度地气系统的热量交换发现，对于南半球，热量输送最大值不是在赤道区域而是在南北纬30°—40°，热量向两个方向输送，既向本半球极地方向输送，也向另一半球输送。

(2) 热量穿过赤道的输送有明显的季节变化，反映在每个半球净热量的获得和贮存的不同，从5月到10月热量从北半球向南半球输送，而从11月到4月则是从南半球向北半球输送。在1月穿过赤道的热流量是2.9×10^7卡/厘米·分，4月是0.4×10^7卡/厘米·分，7月是-2.2×10^7卡/厘米·分，10月是-0.8×10^7卡/厘米·分，负号表示向南输送。

3. 南北半球之间的水汽输送　通过对南北半球大陆海洋蒸发和降水的计算以及对水汽经向通量的计算发现：

(1) 南半球副热带地区蒸发过剩，其水汽较大的通量除供给本半球温带纬度外，另一部分通量指向赤道稍北的北半球的热带最大降水地带(见图7.3)。

(2) 就全年而言，在北半球热带降水和蒸发几乎平衡，两半球热带以外地区蒸发的亏缺基本上由南半球热带地区蒸发的过剩来补偿。在冬夏两个季节中，冬季热带纬度大量的过

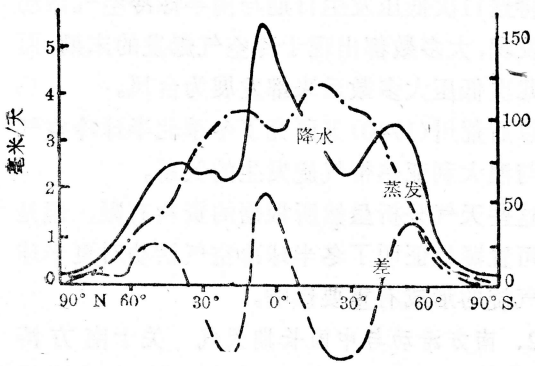


图 7.3 年平均降水和蒸发以及它们的差额 (Newton, 1972)

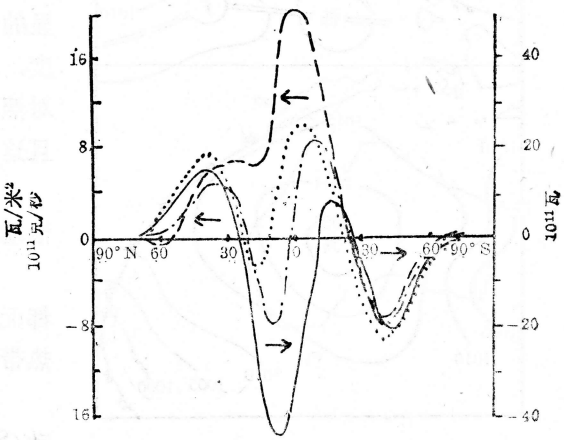


图 7.4 各季经向水分通量(——12−2月，—·—3−5月，———6−8月，……9−11月)(Newton, 1972)

剩水分多半被输送出去，以满足夏季热带纬度降水超过蒸发的需要(见图7.4)。除12—2月外，其它各季及全年均是从南半球向北半球输送水分。

此外，在南北半球之间还有角动量的输送，南北半球之间越过赤道角动量输送明显的是12—2月，6—8月及9—11月，其中12—2月是自北半球越赤道输送给南半球。总的来说，在两个半球热带动量源差别较大的三个季节里，存在从动量源较强的热带纬度带越过赤道到动量源较弱的热带纬度带的通量。

以上只是从物理量的平衡来看南北半球的相互作用，同时也不是说有了这样的输送才造成目前的平衡状态，而是在维持目前平衡状态下存在的交换量。无论如何，这个交换量是不小的，它反映出两个半球之间的物理过程的密切联系。

二、两个半球之间天气过程的联系

以上只是从大气环流与气候的形成，或者平均状况的维持角度来看两个半球之间的联系。实际上，也有人从天气气候角度研究两个半球之间的相互作用，我们可略举数例。

1. *另一半球的冷空气活动与热带气旋* 在30年代李宪之[3]就注意到南半球冷空气活动对西太平洋台风生成的影响。他在1936年发表的"台风的研究"一文中指出：南半球的冷空气与东南信风相合，越过赤道侵入北半球致使形成台风。他认为"这种南半球寒潮侵入和北半球台风生成的因果关系，也可以从时间上看得很清楚，因台风频率特别多的时期，几乎和澳洲寒潮最强的时间相重合，正确地说，前者比后者稍迟一些，而所迟的时间，就是冷气团从澳洲侵入加罗林所需的时间"。加罗林是西太平洋低纬的群岛。

过了大约20年，上海气象台陈锡璋等[4]又一次著文论述了南半球冷空气的重要作用，他们认为：台风的发生和发展，主要的能量供给是水汽的潜热，因此它总是发生在高温高湿的洋面上。西太平洋的低纬地区这种条件是具备的。但潜热的释放还需要另一种能源作为启动，西太平洋以南赤道的另一侧正好是澳大利亚大陆，南半球的冷空气差不多总是取道这个大陆迫近赤道，促使赤道以南的大量气流越过赤道，每一次爆发型的冷空气多半会使赤道辐合带推向赤道以北，在越过赤道的西南气流主力的部位，就发生低压环流。图7.5给出一个例子。在他们分析的1958年7，8两个月中，西太平洋共产生明显的热带低压11次，其中有8次发展到台风的强度，将这11次低压发生日期与南半球冷空气活动对照发现，大多数都出现于冷空气爆发的末期，而且这几次低压大多数后来都发展为台风。

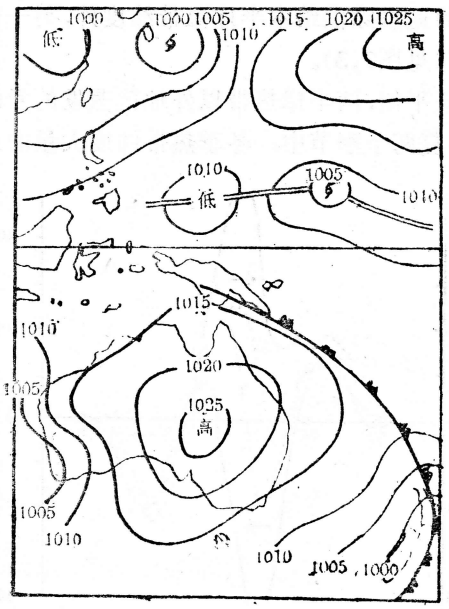


图 7.5 1958年7月22日08时赤道天气图
(陈锡章，1958)

以后荒川(1940)又研究了冬季北半球冷空气活动与澳大利亚热带气旋发生的关系。

这些天气分析虽然所根据的资料有限，但是都无可置疑地证明了冬半球冷空气活动对夏半球热带气旋的形成有重要影响。

2. *南方涛动与中国长期天气* 关于南方涛动(S.O.)第一章已有介绍，1937年涂长望发表了"中国天气与世界大气的浪动及其长期预告 中国

夏季旱涝的应用”的论文[5]，其中不少章节谈到南方涛动与我国长期天气的关系。如前所述，南方涛动主要反映了南太平洋与印度洋气压的相反变化。太平洋气压高，印度洋气压低时，涛动强。涂长望发现，我国冬季雨量与南方涛动关系特别密切。我国东部大部分地区冬季(12月—2月)降水与S.O.为负相关，他的解释是：南方涛动强时，我国南方冬季气压高，而气温低，这反映冷空气活动强，在高压控制下我国南方气旋发展的机会较少，所以降水亦少。如图7.6a所示，降水与S.O.负相关最大的地区即在江南。夏季(6—8月)的情况则有不同，S.O.与我国华南气压为正相关，而与华北气压为负相关。这可能反映当S.O.较强时，副热带高压较强，位置可能偏北。显然这时华南降水少而长江流域降水多。图7.6b说明，正好S.O.与长江降水为正相关，而与华南及华北为负相关。不但S.O.与同时的降水关系较好，与同时的气温也有一定关系，并且前期的S.O.与后期的气候要素也有一定关系。例如中国冬季降水与三个月前的秋季S.O.关系就较好(图7.6c)，当S.O.强时，冬季寒冷干燥；S.O.弱时，冬季温暖潮湿。这种情况与冬季S.O.和同时的气候要素的关系相同。因此，可能是由秋至冬S.O.有一定持续性所致。Walker就曾发现，由夏到冬S.O.有很大持续性。

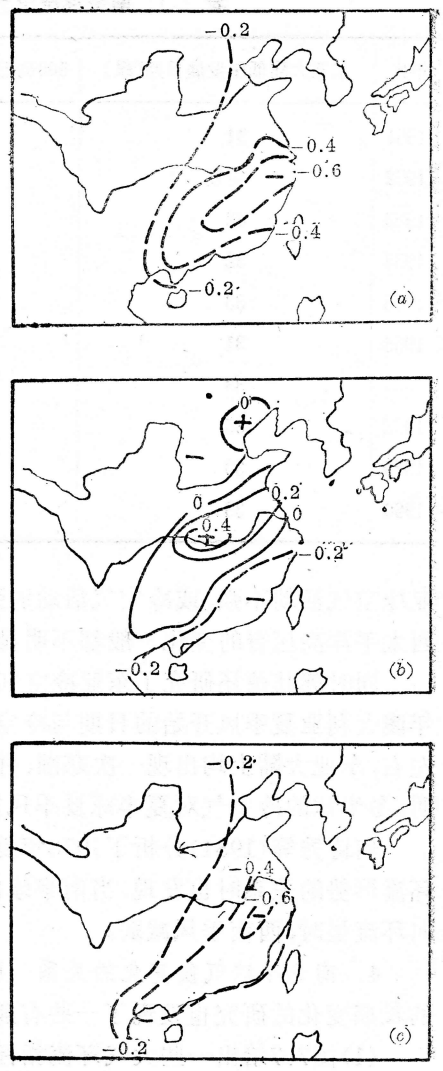


图 7.6 南方涛动(S.O.)与中国降水的相关分布(涂长望，1937)a.12—2月，b.6—8月，c.12—2月降水与9—11月S.O.

3. 另一半球的冷空气活动与夏季风 陶诗言等(1962)曾指出，当夏季亚洲低纬盛行经向环流时，有质量从南半球越过赤道流向北半球，徐淑英等(1963)在分析夏季风盛行时期南亚环流的特征时也认为，东南亚夏季风的盛行一般与澳大利亚地区冬季风的强烈发展相联系。Pedelaborde(1963)在“季风”一书中也指出：“中国夏季风来自澳大利亚高压，印度的夏季风来自南印度洋”。

郭其蕴(1965)[6]研究了澳大利亚冷空气活动与东亚夏季风的发展。结果表明，当我国夏季风盛行时，不仅海平面气压形势表现出明显的变化，500毫巴上的环流也发生改变，西太平洋高压脊则表现为一次显著的西伸北进。对比东亚大陆低压发展日期，500毫巴上西太平洋高压脊变化日期以及南半球冷空气加强日期(表7.1)发现：(1)几乎每年大陆低压显著发展前1—2个候，也就是西太平洋高压脊变化前2—3个候，澳大利亚至南太平洋地区总出现一次相对强的冷空气活动。(2)比较各年西太平洋高压脊的变化与澳大利亚冷空气活动看出，若澳大利亚冷空气比较强，或澳大利亚冷空气活动加强的日期与西太平洋高压脊变化的日期比较接近，则西太平洋高压脊的变化都比较明显，如1953，1955，1957，1958年；若澳大利

表 7.1 南半球冷空气活动与东亚夏季风的发展(郭其蕴,1965)

年代	东亚大陆低压发展日期(候)	500毫巴上西太平洋高压脊变化日期(候)	南半球冷空气加强日期(候)
1951	31	35	30
1952	不明显	31	29
1953	32	33	29
1954	32	33	31
1955	33	34	31
1956	31	32	30
1957	33	35	31
1958	35	36	33
1959	33	34	
1960	33	34	

亚冷空气活动不强,或冷空气活动加强的日期与西太平洋高压脊变化的日期相隔比较远,则西太平洋高压脊的变化一般都不明显,如1951,1952,1954,1956这几年。

同时郭其蕴还研究了东亚冷空气爆发对澳大利亚夏季风发展的影响。对比1956—1959年澳大利亚夏季风开始的日期与冷空气活动后发现,每当澳大利亚夏季风发展前1—2个候左右,东亚大陆上均出现一次寒潮,并且在东亚地区高空西风带有一次加强并南移。这就证明,冬半球的冷空气对夏半球夏季风发展有重要影响。

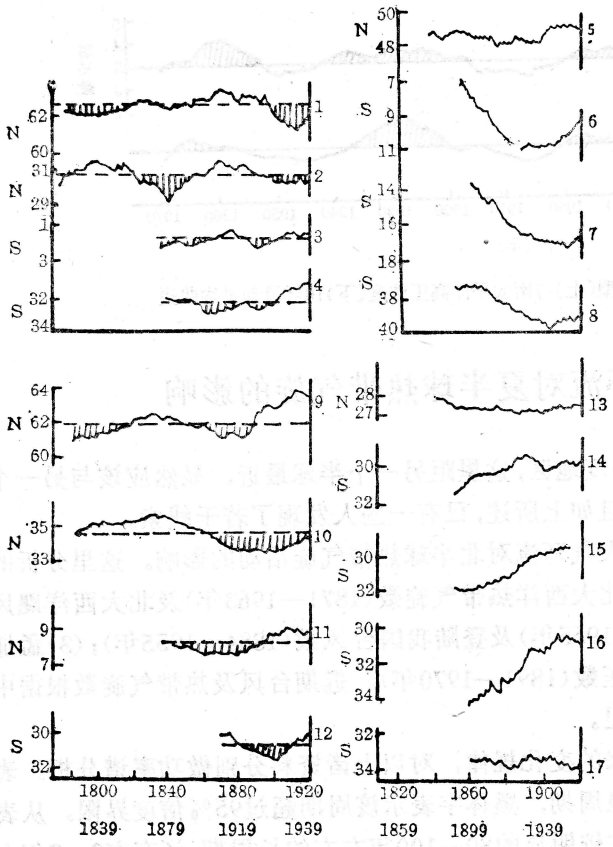
何诗秀等(1981)分析了1978年夏季西北太平洋西南季风的强弱变化与南半球500毫巴环流形势的关系时也发现,当南半球出现经向环流型时,西南季风相应增强;反之,当出现纬向环流型时,西南季风减弱。

4. 南北半球气候变化的关系 以上讲的多是天气过程的分析,气候变化与大气环流的长期变化的研究也发现了一些有趣的事实:

(1)图7.7给出一些大气环流指标的40年滑动平均值。由图上可以看出,北大西洋到南大西洋的变化恰恰相反,图上7.7中1,2与4是相反的,3介于2,4之间;而亚洲的脊与印度洋及澳洲的气压系统也有变化一致的趋势(见5,6,7,8)。1月亚洲脊增强,相应的南半球(这时为夏季)气压系统的位置也偏南。7月北半球中国海盛行南风达最大强度时,相应在澳洲附近气压系统的位置最偏北(见13,14,15,16)。

(2) 图7.8为冰岛积冰与智利降水,冰岛在北半球极区,而智利在南半球高纬,但两者的变化却十分一致。当冰岛沿岸积冰日数多时,相应智利中部降水少,干旱;反之,积冰日数少时,降水多。

(3)符淙斌(1981)[8]近来比较了南极积雪量与长江流域的梅雨,发现南极积雪多,长江流域出梅早;南极积雪量少,长江流域出梅晚。例如,1902—1920,1940—1956年间,南极积雪量少,约6克/厘米^2·年,相应长江流域出梅期偏晚,约在7月14日;而1921—1938年,1957—1968年南极积雪量多,约8克/厘米^2·年,相应长江流域出梅偏早,约在6月下旬到6月底之间。1900—1970年积雪量与出梅日期的10年滑动平均值相关系数为-0.69。他认为这种联系可以从经圈环流的南北位移得到解释。



1. 北大西洋10°－40°W副极地低压
2. 北大西洋60°－20°W副热带高压
3. 大西洋40°—10°N赤道槽
4. 南大西洋副热带高压
5. 亚洲脊
6. 印度洋部份赤道槽
7. 澳洲赤道槽
8. 澳洲副热带脊
9－12. 分别同于1－4
13. 印度洋部份(50°－90°E)赤道季风槽
14. 南印度洋(30°－70°E)副热带高压
15. 澳洲(120°－150°E)副热带高压
16. 新西兰(150°－180°E)副热带高压
17. 智利(70°W)副热带高压

图 7.7 大气环流关键特征、位置指数(Lamb.1969)[7] A—一月，B—七月

(4) 本书作者(1977)[9]研究了我国降水与南太平洋高压的关系。把我国降水分为1—5型，大致反映由涝到旱的情况。10年滑动平均曲线表明两者的关系十分密切(图7.9)，南太平洋高压偏北时我国多干旱；而偏南时多洪涝。交叉谱分析表明，两者在36年周期附近相关最明显。

以上这些事实大部分还没有得到完满的解释，然而却也无可否认地证实，两个半球之间的大气环流与气候可能存在遥相关。进一步认识这些关系，对于提高长期预报可能是有益的。

下面我们就来介绍作者对两个半球之间的相互作用的一些研究结果[10]。

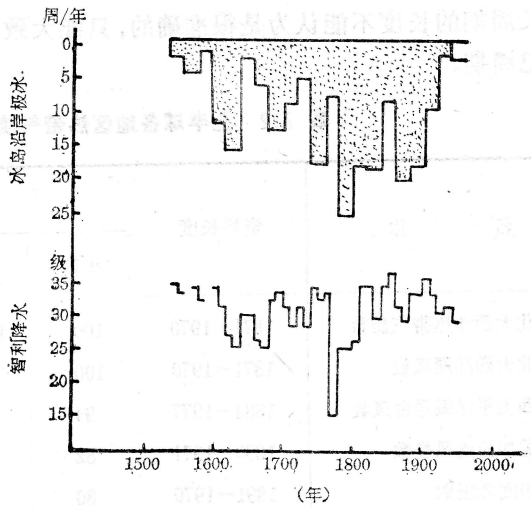


图 7.8 冰岛积冰与智利降水(Lamb, 1969)[7]
(降水分级1=很旱，2=旱，3=正常，4=潮湿，5=很潮湿)

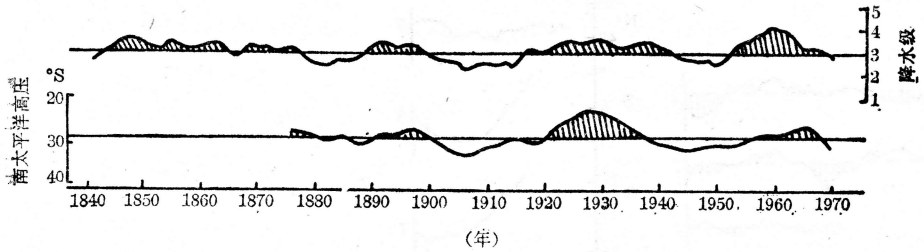


图 7.9 1836－1975年7月降水型(上)与南太平洋高压纬度(下)10年滑动平均曲线

§7.2 冬半球环流对夏半球热带气旋的影响

热带气旋的形成、发展主要在低纬度地区，这里距另一个半球最近，显然应该与另一个半球的大气环流有更密切的联系。况且如上所述，已有一些人发现了若干线索。

我们先来研究南半球冬季（7月）大气环流对北半球热带气旋活动的影响。这里分析的北半球热带气旋主要有三个方面：(1)北大西洋热带气旋数(1871—1963年)及北大西洋飓风数；(2)西北太平洋编号台风数(1884—1955年)及登陆我国台风数(1884—1955年)；(3)孟加拉湾风暴数(1890—1971年)及印度低压数(1891—1970年)。近期台风及热带气旋数根据中央气象台资料及美国每月天气评论补足。

首先分析北半球热带气旋近百年来的变化规律，对以上诸资料分别做功率谱分析。表7.2给出北半球热带气旋数的前5个明显周期，黑体字表示该周期超过95%信度界限。从表7.2看到，北半球各地区热带气旋数存在较明显的80—100年左右的长周期，还存在2—3年左右的短周期。而西太平洋编号，登陆台风个数，以14—22年左右的周期为主。孟加拉湾风暴及印度低压个数，尚存在40年左右的周期。需要说明，由于资料年限不够长，因此这里得到的长周期的长度不能认为是很准确的，只能大致说有80—100年左右的变化或笼统的称之为世纪周期。

表 7.2 北半球各地区热带气旋数的前5个明显周期(年)

名称	资料长度	明显周期					
		年数	1	2	3	4	5
北大西洋热带气旋数	1871－1970	100	100.00	50.00	>100.00	2.50	9.09
北大西洋飓风数	1871－1970	100	84.00	>100.00	2.47	2.55	42.00
西太平洋编号台风数	1884－1977	94	86.00	14.33	>100.00	43.00	17.20
孟加拉湾风暴数	1890－1971	82	40.00	80.00	4.71	4.44	2.42
印度低压数	1891－1970	80	80.00	40.00	>100.00	26.67	2.50
西太平洋登陆台风数	1884－1977	94	17.20	14.33	21.50	7.17	28.67

近百年来，北半球各地区热带气旋数的这种变化规律与南半球大气环流有什么关系呢？我们计算了近百年北半球各地区热带气旋数与7月全球海平面气压场之间的相关系数。

全球海平面气压场取50°S—70°N，经度、纬度间隔分别取10°，共有468个网格点。热带气旋用的是年总数。分析表明，其长期变化规律与7月次数变化规律基本一致。由于有些区域7月次数太少，代表性较差，而年总数一般代表性更好一些，因此取热带气旋年总数与7月海平面气压场计算相关。计算的相关包括原序列的相关，2—3年周期部分的相关以及除去2—3年周期后的长序列的相关三部分，以下简称为原序列相关，短期相关及长期相关。图7.10给出北半球热带气旋数与7月全球海平面气压场的三张长期相关图。从图7.10a看到，北大西洋热带气旋数与南大西洋及南美地区气压为正相关，其正相关中心达到+0.41；而与赤道大西洋—非洲北部区域的气压呈负相关，中心达到-0.47。即当南大西洋高压偏强（气压偏高），相应的赤道大西洋—非洲北部赤道辐合带加强（气压偏低），北大西洋热带气旋数偏多，反之偏少。北大西洋飓风数的情况亦类似。由图7.10b看到，印度低压数与南印度洋地区气压为正相关，中心达到+0.55。这表明，当南印度洋高压偏强（气压偏高）时，印度低压数偏多；反之偏少。孟加拉湾风暴数与气压的关系也大致如此。另外，从图7.10c可以看到，西北太平洋编号台风数和澳洲北部到印尼地区气压呈正相关，其中心为+0.23；而与赤道中、西太平洋地区气压呈负相关，中心达-0.26。这说明当澳洲高压较强（气压偏高），相应的赤道中、西太平洋赤道辐合带强时（气压偏低），西太平洋编号

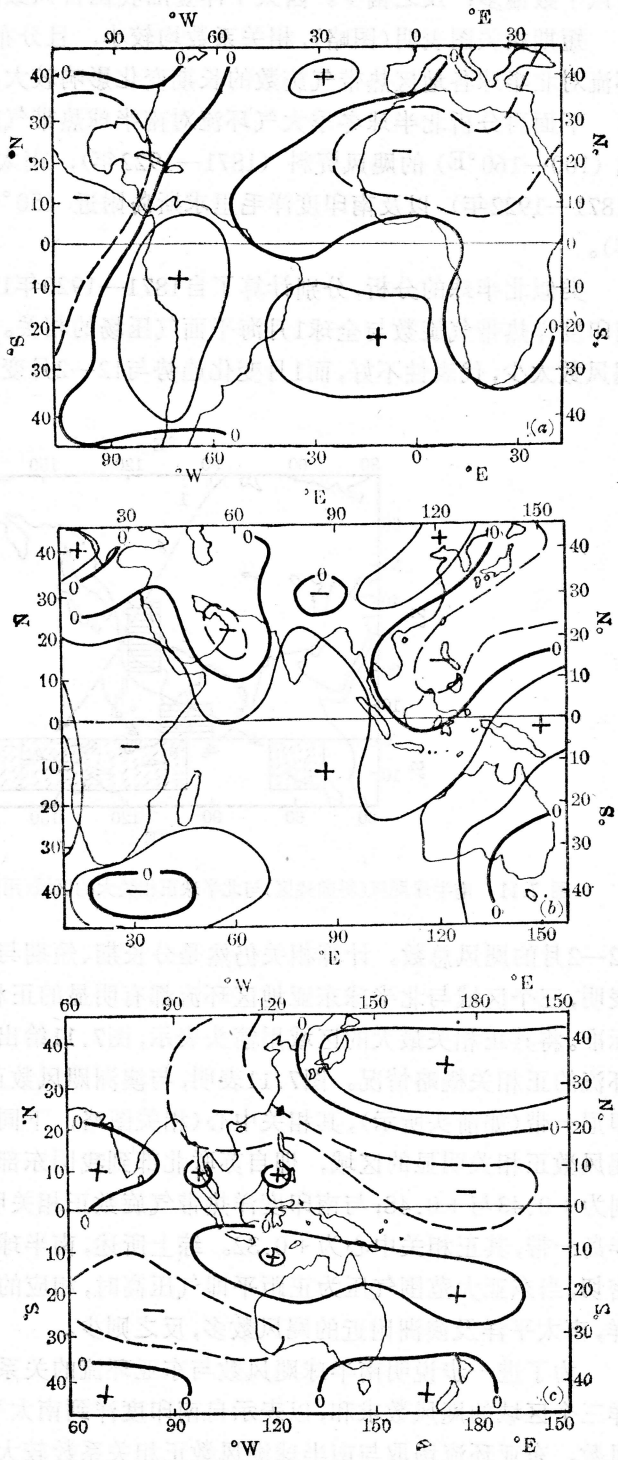


图 7.10 北半球各地区热带气旋数与7月全球海平面气压场长期相关，（实线相关>0.20，虚线相关<-0.20，均达到95%信度）。a.北大西洋热带气旋数与气压相关分布，b.印度低压数与气压相关分布，c.西太平洋编号台风数与气压相关分布

台风个数偏多；反之偏少。西太平洋登陆我国台风数的关系亦与之相似。

短期相关图表明(图略)，相关系数均较小，且分布较零乱。以上分析说明，南半球大气环流对北半球各地区热带气旋数的长期变化影响较大，而对短期变化的影响则较小。

下面再分析北半球冬季大气环流对南半球热带气旋数的影响。我们选取澳洲及周围水域（100—160°E）的飓风资料（1871—1922年），南太平洋（160°E—140°W）的飓风资料（1871—1922年）以及南印度洋毛里求斯岛附近（50°—70°E）的热带气旋数（1871—1921年）。

类似北半球的分析，分别计算了自1871—1920年12—2月南太平洋飓风数，澳洲飓风数，南印度洋热带气旋数与全球1月海平面气压场的相关。由于1月单个月份南半球三个区域的飓风数太少，代表性不好，而1月变化趋势与12—2月变化趋势一致，因此我们在计算中选用

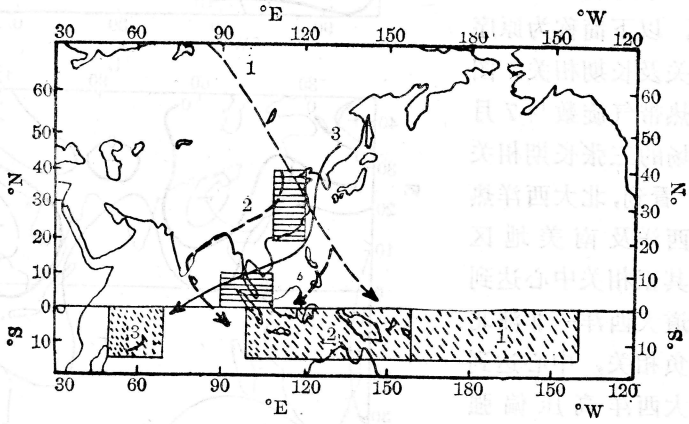


图 7.11　南半球飓风(斜虚线区)与北半球正相关大的区域(用箭头表示)示意图(横实线区为CL指数区)

12—2月的飓风总数。计算相关仍然是分长期、短期与原序列三部分。计算的长期相关分布表明，三个区域与北半球东亚地区环流都有明显的正相关，其中心相关系数达到95%的信度标准。将其正相关最大的区域用箭头表示，图7.11给出三个南半球区域飓风数与北半球东亚环流的正相关概略情况。图7.11表明，与澳洲飓风数正相关明显的区域在我国东部到印度、印尼一带(如箭头所示)，其相关中心(相关图略，下同)分别为+0.51与+0.53；与南太平洋飓风数正相关明显的区域，即自苏联北部到我国东部及印尼的大范围区域，其相关中心分别为+0.43与+0.48；与南印度洋热带气旋数正相关明显的区域，从日本到我国东部及中印半岛一带，其正相关中心为+0.32。综上所述，南半球这三个区域的飓风数与东亚环流关系密切，当东亚大范围气压为正距平即气压高时，相应的冷空气活动强，向南扩展明显，南印度洋，南太平洋及澳洲附近的飓风数多，反之则少。

为了进一步说明南半球飓风数与东亚环流的关系，我们将南印度洋，澳洲水域，南太平洋三个区域的飓风数求和，以表示自南印度洋到南太平洋范围内的飓风总数，简称南半球飓风数。东亚环流场取与南半球飓风数正相关系数较大的两个区域，即20°—40°N，110°—120°E和0°—10°N，90°—110°E，用这两个区域网格点上气压距平（对1871—1970年平均的距平）之和代表冷空气侵入低纬的强度，简称CL指数。图7.12给出南半球飓风数以及“CL指数”的每5年平均值的变化曲线，两条曲线变化趋势基本一致；即当“CL指数”愈大时，相应的

南半球飓风数愈多；反之亦然。

通过以上冬半球环流与夏半球热带气旋数相关联系的分析，说明当冬半球冷空气活跃时，夏半球热带气旋数增加。从东亚，西太平洋到澳洲一带，南北半球热带气旋均较活跃，相应南北半球的冷空气活动亦较强烈；这里，一个半球的冷空气活动与另一个半球的热带气旋活动关系亦较为密切。

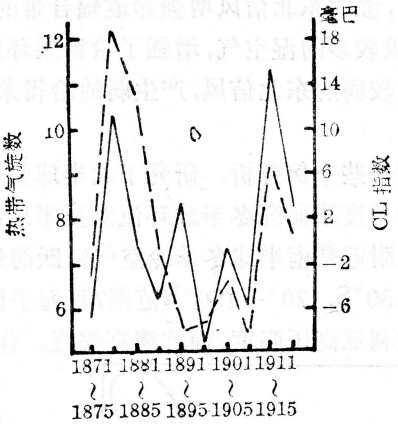


图 7.12 南半球飓风数(实线)与北半球"CL指数"(虚线)5年平均曲线

§7.3 冬半球环流对夏半球降水的影响

冬半球寒潮从极地爆发，强冷空气向赤道移动，不但可达到本半球的低纬度，而且可以越过赤道影响到另一半球。而另一半球正是夏季，这样就容易造成另一半球夏季降水增加。

李宪之在东亚寒潮侵袭的研究中，通过4个例子证明东亚强寒潮可以南侵影响到赤道以南巴达维亚(雅加达)及澳洲北岸，造成这些地区降水明显增加。例如，1931年1月9—16日爆发东亚寒潮，相应澳洲北岸达尔文港5天降水量达322.9毫米，与多年平均1月月降水量仅差61.6毫米，可见北半球冷空气对南半球夏季降水作用之大。

Namias[11]研究了北半球大气环流对巴西东北部干旱的影响。选用 Quixeramobim 站(5°12′S,39°18′W)12—2月，3—5月季降水量代表巴西东北部干旱情况，计算这两个季的降水量与北半球700毫巴平均高度场之间的相关，发现相关最大的区域在纽芬兰—格陵兰区域，呈负相关（见图7.13）。即当700毫巴纽芬兰—格陵兰区域高度低（表示有强气旋活动），则在相应的巴西东北部雨量大；当700毫巴纽芬兰—格陵兰区域高度高（表示阻塞发展）时，巴西东北部出现干旱。他还对影响巴西干旱的物理机制提出了初步设想。当副热带大

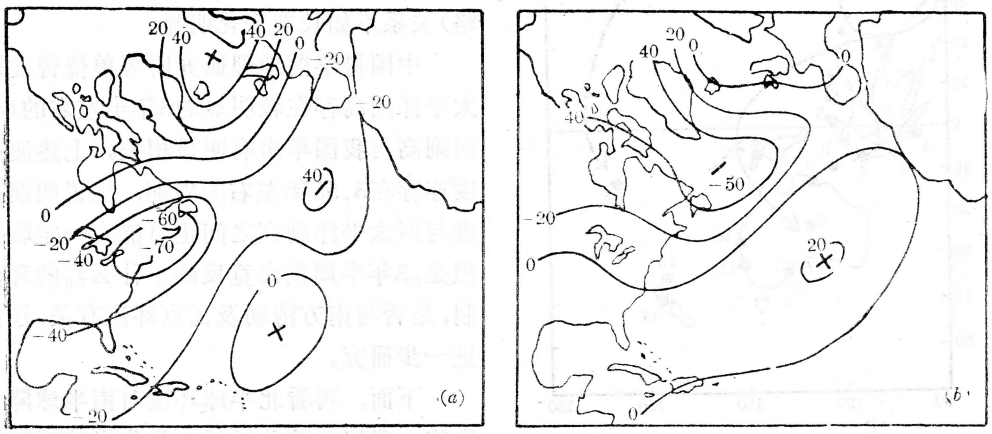


图 7.13 巴西干旱与700毫巴高度相关分布(a.12—2月，b.3—5月)(Namias,1972)

西洋高压强时，强的东北信风增强赤道辐合带的向南运动，强的东南信风从南大西洋进入巴西东北部，提供较多的湿空气，增强了哈得莱环流，使巴西雨量增加。相反，来自弱的副热带大西洋高压比较弱的东北信风，产生弱的哈得莱环流，赤道辐合带位置偏北，则使巴西东北部雨量偏少。

以上通过一些个例分析，研究了北半球强寒潮或环流对南半球降水的影响。现在从短期气候变化的角度来研究冬半球环流对夏半球降水的作用。

澳大利亚附近是南半球冬季冷空气活跃的地区，这里的大气环流对我国旱涝是否有影响？选取20°—30°S，120°—150°E范围7月海平面气压场各网格点的气压和（经度，纬度间隔10°）代表澳大利亚高压强度，简称澳高强度。作7月澳高强度的功率谱分析，发现存在3.55年及15.71年周期，都达到95%信度界限。我国100°E以东 100 个站近百年（1871—1970年）旱涝功率谱分析表明，3.55年周期的较大谱值分布在东北及华北地区，另外在西南及华东，华南沿海也较大；而15.71年周期主要在我国西部及华南一带。计算近百年7月澳高强度与我国100个站逐站旱涝的相关系数，仍然分别计算原序列，长期及短期三部分的相关。图 7.14 给出长期变化相关系数分布，图7.14表明，在长期变化中澳高强度与我国北方大部分地区是正相关，其中东北地区的正中心达+0.40，河套地区的正相关中心达+0.33；而与我国南方地区呈负相关，中心达-0.29，均达到95%信度标准。由于旱涝级别的1级为涝，5级为旱，亦即当澳高强时，也就是南半球澳洲附近的冷空气活动强时，相应在我国北方大部地区易出现偏旱，而南方易出现偏涝；反之亦然。短期变化部分（图略）关系不如长期变化明显。

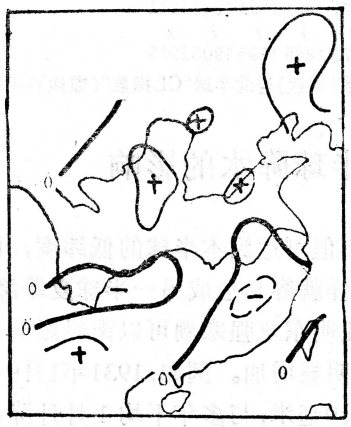


图 7.14　7月澳高强度与我国旱涝的长期相关（实线相关>0.20，虚线相关<-0.20，均达到95%信度）

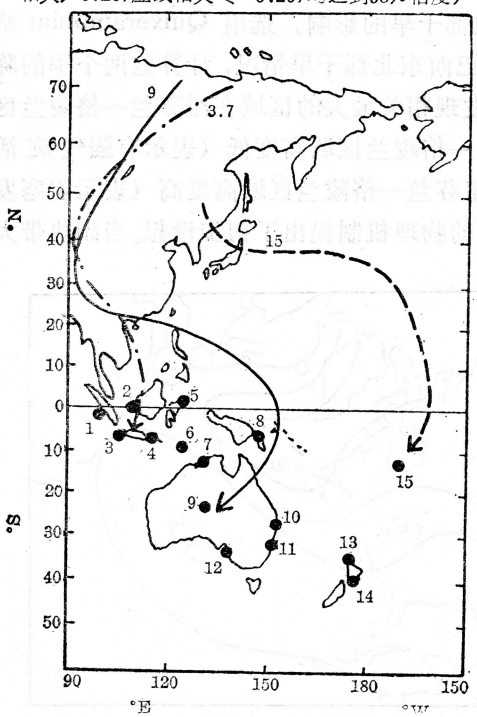


图 7.15　影响澳洲及附近地区降水的冷空气路径（数字为站点代号，地名见表7.3）

中国科学院地理研究所等单位曾发现西太平洋副高存在较明显的3年半左右的周期，而副高与我国旱涝有明显相关。上述澳高强度亦存在3.55年左右的周期，这说明澳高强度与西太平洋副高之间也可能有一定联系。但是，3年半周期究竟反映了什么样的环流机制，是否与南方涛动及瓦克环流有关，还需要进一步研究。

下面，再看北半球环流对南半球降水的影响　我们着重分析了 1 月北半球环流对澳洲及附近地区降水的作用。选取澳洲及附近

15个站(见图7.15)的近百年1月降水资料，个别站个别年的资料缺测则用邻近站插补，分别计算其功率谱，表7.3给出每个站前5个明显周期，黑体字表示该周期超过95%信度界限。图7.16给出其中3个站的1月降水量功率谱。从功率谱分析中发现，在印度尼西亚及澳洲北部，中部地区存在较明显的22年周期。表7.3及图7.16a与b表明，在澳洲及印尼附近存在明显的22年周期，其谱值大大超过95%信度界限，其次还存在2—3年左右的周期；其中，图7.16a是用印尼雅加达与澳洲达尔文两站1月降水量的平均值来代表该地区1月降水的一般状况。远在太平洋上的阿批亚(见图7.16c)，则只有3—5年左右的周期超过95%信度界限，已不具有较明显的22年左右的周期。由此说明，在南半球中太平洋附近的降水变化规律与印尼、澳大利亚地区已有很大不同。

表 7.3　澳洲、印尼15个站的前5个明显周期

站号	站名	明显周期					资料长度	年数
		1	2	3	4	5		
1	巴东	**3.00**	**3.13**	3.27	3.43	2.88	1879—1960	82
2	坤甸	**2.48**	**18.00**	**2.57**	24.00	8.00	1879—1960	82
3	雅加达	**2.89**	11.00	22.00	2.82	12.22	1871—1970	100
4	巴苏鲁安	22.00	44.00	>100.00	7.33	2.59	1901—1960	60
5	安波那	**2.88**	**6.55**	6.00	2.18	2.77	1880—1962	83
6	古邦	**3.13**	5.54	12.00	2.12	24.00	1880—1962	83
7	达尔文	3.06	2.68	2.97	22.00	4.40	1871—1970	100
8	莫尔兹比	3.60	2.18	2.12	3.43	3.79	1891—1960	70
9	阿利斯-斯普林斯	22.00	5.00	2.56	2.62	6.11	1871—1970	100
10	布里斯班	2.68	3.33	3.93	4.07	3.79	1871—1970	100
11	悉尼	9.17	10.00	2.50	27.50	3.44	1871—1970	100
12	阿德雷德	4.58	18.33	4.78	2.50	4.07	1871—1970	100
13	奥克兰	2.08	22.00	5.24	7.86	5.50	1871—1970	100
14	惠灵顿	2.56	2.16	2.20	2.62	2.68	1871—1970	100
15	阿批亚	5.33	3.81	5.71	4.00	2.22	1890—1970	87
3+7/2	雅加达与达尔文平均	**22.00**	**18.33**	11.00	2.80	2.97	1871—1970	100

根据作者以前的研究工作，1月东亚大气活动中心存在22年左右的周期，这提示我们考虑东亚大气活动中心与南半球澳洲及附近降水是否存在一定联系。将近百年1月西伯利亚高压中心强度及南北位置作功率谱分析发现，1月西伯利亚高压中心强度存在22年周期，其谱值超过95%的信度界限；1月西伯利亚高压南北位置亦存在2—3年左右的周期，同样超过了95%的信度界限。由此说明，近百年1月西伯利亚高压中心强度及南北位置的主要周期与同期赤道印尼及南半球澳洲降水的主要周期基本一致。分析其长期变化发现，当西伯利亚高压强且中心位置偏南时，即北半球冷空气强且势力偏南时，则其影响可达印尼西部及澳洲北部、中部地区，使降水偏多，而在印尼东部，澳洲东部及中太平洋上，受西伯利亚高压的影

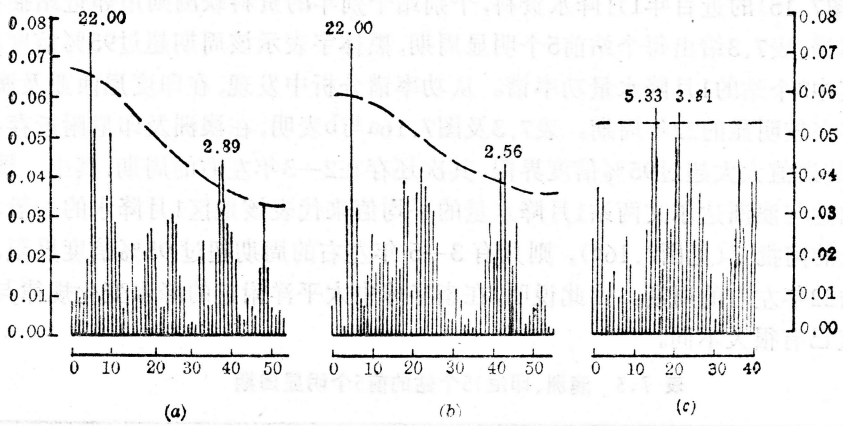


图 7.16 1月南半球一些站降水量功率谱
a. 雅加达与达尔文站平均降水量
b. 阿利斯一斯普林斯站降水量
c. 阿批亚站降水量

响已较小了。

1月东亚环流与南半球降水的22年周期，还可以用图7.17加以说明。图7.17给出1月西伯利亚高压强度，1月我国东北气温级别（1级暖.5级冷）及1月南半球雅加达与达尔文两站降

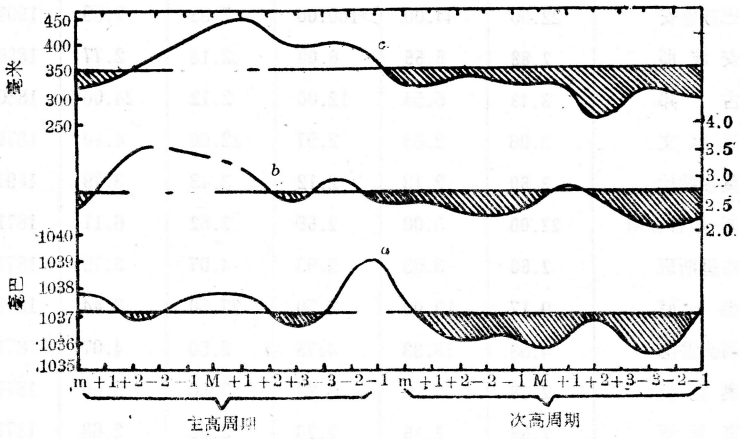


图 7.17 22年周期
a. 1月西伯利亚高压强度
b. 1月我国东北气温级别
c. 1月雅加达与达尔文的降水量平均值

水量的平均值。这三者分别按太阳活动22年周期排列的平均变化情况，图中横坐标是太阳黑子的22年周期，曲线给出的是三年加权滑动平均曲线，权重值是1，2，1。从图7.17看到，三条曲线的变化趋势基本上是一致的。即在太阳黑子活动次高年所在的11年周期，1月西伯利亚高压强度偏弱，代表东亚冷空气活动强弱的我国东北1月气温级别在该段偏低（即偏暖），相应在南半球澳洲附近降水量偏少；而在主高年所在的11年周期，1月西伯利亚高压偏强，我国东北气温级别偏高（即偏冷），相应在南半球澳洲附近降水量偏多。

为了进一步研究1月印尼及澳洲附近降水与同时北半球大气环流的关系，我们分别计算了1月以上15个站降水量与全球大气环流的相关，仍然分成长期、短期、原序列三部分计算相

关。从45张图上得到的共同特点是，各站降水量与本站及附近的海平面气压相关系数并不大。这15个站与1月海平面气压长期相关明显的区域，大致可归纳为以下三种情况：第一种情况，在赤道附近站的降水量与赤道中、东太平洋地区气压正相关明显，相关系数达到95%的信度标准，而与赤道西太平洋到赤道印度洋地区环流呈负相关，其相关系数亦达到95%信度标准，在赤道这种东西方向的分布正反映了瓦克环流在赤道地区降水中的作用（图略）；第二种情况，印尼及澳洲北部，中部附近地区各站1月降水量与东亚地区大气环流呈正相关，相关系数达到95%信度标准。图7.18给出雅加达和达尔文两站降水量平均值与全球大气环流的长期相关。由此再次说明，当1月东亚地面大范围正距平，正是西伯利亚高压强时，即东亚冷空气活动多时，相应在澳洲及其附近区域1月降水量偏多，表明北半球环流对南半球降水有一定影响；第三种情况，新西兰及中太平洋地区站的降水量，主要是与北半球我国东部、日本及北太平洋中部环流呈正相关，其相关系数达到95%信度标准。综合上述，在图7.15中的箭头曲线，分别给出南半球雅加达和达尔文（第3，7站）平均降水量，阿利斯－斯普林斯（第9站）以及阿批亚（第15站）降水量与东亚及北太平洋环流正相关大的区域。从图7.15可以形象地看出，影响南半球印尼、澳洲附近以及南太平洋中部1月降水的东亚冷空气活动路径。

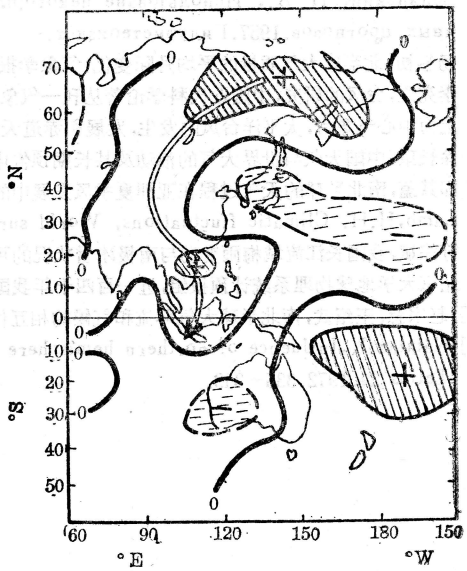


图 7.18 1月雅加达和达尔文降水量平均值与全球海平面气压场长期相关（实斜线区相关>0.20，虚斜线区相关<－0.20，均达到95%信度。箭头为最大正相关带）

以上分析说明，南半球澳洲及附近地区夏季降水量与北半球冬季东亚大气环流有较密切关系。

通过对冬半球环流及冷空气活动与夏半球热带气旋及降水联系的初步分析，可以得出结论：南北半球的相互作用在短期气候变化中是很重要的。因此，我们在研究北半球短期气候变化以及作长期预报，超长期预报时，应充分考虑南半球大气环流的作用。

以上诸事实说明，在两个半球的相互作用中，冷空气的活动是一个积极的因素。冷空气活动来自冬半球高纬，当其向低纬度爆发时，可影响到另一半球，这是一个非常值得研究的课题。尤其要重视的是，南北半球间的相互作用在东亚到澳洲一带最为显著。

自然，上面诸工作主要是揭示了在短期气候变化中南北半球相互作用的重要性。而这种作用的物理机制，还有待于进一步的研究。如何在做长期预报及超长期预报中加以考虑，也是一个需要探讨的问题。

参考文献

[1] Белинский, Н. А., Использоване некоторынх особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов.1957.Гидрометеоиздат.

[2] 杨鉴初,北半球大气质量的平均月际变化,气象学报,1956.Vol.27.37-59.

[3] 李宪之,台风的研究,中国近代科学论著丛刊—气象学,科学出版社,1955.

[4] 上海中心气象台,太平洋台风的发生,发展和赤道天气图的应用,天气月刊,1958.11.

[5] 涂长望,中国天气与世界大气的浪动及其长期预告中国夏季旱涝的应用,同[3].

[6] 郭其蕴,南北半球的天气过程在亚洲夏季风发展中的作用,地理集刊,第九号,1965.

[7] Lamb,H.H. Climatic fluctuations, World survey of climatology.Vol.2.General climatology.1969.

[8] 符淙斌,我国长江流域梅雨变动与南极冰雪状况的可能联系,科学通报,1981.8.

[9] 北京大学地球物理系统计预报组,近一百四十年我国的气候振动,气候变迁和超长期预报文集,科学出版社,1977.

[10] 赵宗慈、王绍武,南北半球大气环流和气候的相互作用,气象学报,1979.Vol.37.2.

[11] Namias.J.,Influence of northern hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil. Tellus 24.1972.336-343.

第八章　我国的长期天气预报

长期天气预报是气象事业为国民经济与国防服务的重要方面，我国比较有系统地进行长期预报工作至今已有20余年了，本章主要介绍我国目前长期预报的主要内容及使用的方法。

§8.1　概　　述

我国的长期天气预报开始于三十年代，涂长望首先研究了“三大涛动”与我国长期天气的关系，计算了“三大涛动”与我国降水和气温的相关，但是可惜这一工作后来没有得到继续发展。

解放以后到现在我国的长期预报大致可分为以下三个发展阶段：

第一阶段从解放到1958年左右。在50年代初期杨鉴初首先提出了“历史演变法”，即将预报对象如气温和降水等点绘出时间变化曲线，称为历史演变曲线，寻找曲线演变的特点用以预报。当时主要分析五个方面的特点，即最大、最小可能性，持续性，相似性，周期性与转折点。然后综合利用这五种特点来做长期预报。这种方法既适合于当时我国气象资料残缺不全的情况，又简便易行，满足了那时对长期预报的迫切需要，受到广大预报员的欢迎，至今许多台站的预报工作还使用这个方法。50年代中期在中央气象台曾先后试用苏联中期预报方法和美国长期预报方法，但是这些方法均收效不大。苏联的中期预报主要根据自然天气周期的演变，做真正的5天以上的预报已不可能，更谈不上月预报。做长期预报主要靠自然天气季节及韵律等，但我国又不像苏联一样具有几十年的广大地区的逐日天气图，因此直接应用这些方法有困难。自然天气周期的分析也因为存在一系列问题，应用一段时间后就停止了。后来又采用美国 Namias 的方法，报500毫巴月平均环流，因为效果不佳，进行了两年之后停止了。

这阶段还有吕炯提出北太平洋海温与鄂霍次克海积冰对我国天气的关系，但因为资料缺乏，这一重要的预报思路也没有立刻得到发展。

因此，第一阶段应看做探索阶段，即当时主要还在试用一些外国的方法，各台站长期预报也未广泛开展。

第二阶段，1958年到60年代后期。1958年后我国增设了最后一批气象台站，其它早已建立的台站，或50年代初建立的台站都已积累了一定数量的观测资料，随着生产和国防对长期预报的要求愈来愈迫切，长期预报也有了较大的发展。这一阶段的工作有两个特点，一是系统地整理了我国气候与大气环流的资料，二是在广大气象台站普遍开展了长期预报工作。

在杨鉴初的领导下，中央气象局研究所以及中央气象台，系统地整理了我国的气候资料，编制出约五十年的逐月气温及降水等级图。这又是针对我国气候资料残缺不全的情况提出来的有力措施，今天仍是长期预报的基本资料。同时，又建立了亚欧500毫巴候平均图

序列，划分了环流型，并进行了韵律的研究。此外，还吸收苏联大型环流研究的结果，继续划分逐日的W、E、C环流型，并总结出东亚的环流型，建立了1951年以来东亚环流型日历。

此外，逐渐积累了月平均大气环流资料，建立了500毫巴月平均环流序列，海平面气压图甚至可追溯到19世纪70年代。根据这些资料，开始对月平均环流的变化规律及其预报进行研究，例如，对超长波，西风指数，大气活动中心等做了许多分析。同时利用车比雪夫多项式或球函数对500毫巴高度场展开进行了分析，这些工作为下一步长期天气预报的发展打下了一定的基础。

这阶段第二个特点是广大气象台站开展了长期预报业务，在工作中广泛吸收了群众经验，因此天气谚语以及各种简易统计方法发展很快。同时，中央气象台及各省台也逐步考虑结合群众经验，利用环流资料建立各种预报关系。

这阶段的工作在张先恭和钱承植主编的“长期天气预报方法”一书中有比较系统的介绍。总的讲，这阶段可以认为是准备阶段，即一方面积累资料，一方面收集群众经验，为形成我国的长期预报做了十分可贵的必不可少的准备工作。

第三阶段，70年代初至目前。这一阶段随着电子计算机的发展以及气象资料的进一步积累，国外先进技术的引入，我国的长期预报有了较大的进展[1]。主要开展了以下几方面工作：

1. 气象资料的整理和逐步丰富完善　长期天气预报必不可少的是较长期的气象资料，近十余年来经过许多单位的合作努力，已经整理出近30年逐月北半球500毫巴高度图、海平面气压图及近25年100毫巴高度图，近110年1，4，7，10月全球海平面气压图，近五百余年我国降水级别资料，以及与长期预报有关的物理因子的资料，如北太平洋与赤道太平洋海温场资料，太阳黑子资料，以及其它有关的资料等。再加上许多省的台站整理出大批台站的气象要素资料，从而使我国的长期天气预报有了比较好的资料基础。

2. 对大气环流演变的规律有了较深入的研究　如对大气环流的遥相关关系，大气环流的异常的演变，大气环流的韵律，大气环流的周期性和涛动关系，大气环流的超长波等都进行了研究。对月平均大气环流的一些重要天气系统如副高、印缅低槽、鄂海高压、极涡等的变化规律也做了许多分析。

3. 对长期天气过程以及影响长期天气的物理因子进行了探讨　例如对长期天气过程的尺度问题，长期天气过程中的韵律关系，赤道与极地对大气环流的影响，海气的相互作用，高原对大气环流及降水、气温的影响，积雪、极冰对大气环流及气候的作用，太阳活动与大气环流、降水、气温的关系，南北半球的相互作用，地温、地轴振动、日、月、星的引潮力等天文因子的作用，平流层与对流层的关系等等都做了一定的研究。

4. 数理统计的方法更广泛的应用到长期预报中来，使长期天气预报走向更加客观化和定量化　例如，逐步回归，逐步判别的应用，谱分析，气象场的经验正交函数分析，最大熵谱分析，聚类分析，以及模糊数学的应用等等，都有助于对气象要素场的分析及对长期演变规律的了解，从而对长期天气预报起了积极作用。

5. 长期预报的数值实验及一些物理量的计算　主要应用在月平均环流的预报上。巢纪平等的模式是考虑地球——大气相互作用后，预报出未来的地表温度场；然后，根据预报出的地表温度场，计算出适应了的高空环流形势场。另一种丑纪范等[3]的模式是利用大气环流历史演变来报后期的环流场。目前两种方法均在试验中。

回顾我国长期预报的发展情况可以看到，我国的长期预报正在逐渐发展以适合我国的特点，但正象世界各国的长期预报一样，至今仍然还没有一套比较成熟的方法。

目前我国台站上制作的长期天气预报主要有以下几方面内容：

1．日常预报工作　逐月长期天气预报，一般在每个月的下旬制作。中央气象台及省气象台一般制作下个月月平均环流场的预报，并做月降水和气温的预报。对于夏半年还做台风的预报，冬半年则做冷空气活动的预报，春秋两季加做霜冻预报。

2．年展望预报　一般在每年10月做出当年11月到下一年9月的气温、降水、台风活动及冷空气活动的展望预报。

3．汛期预报　一般在每年3月—4月做出汛期(5月—9月)降水和气温的预报，特别重视有无大旱、大涝及严重冷害等问题。

以下几节将分别叙述我国有关大气环流、气温、降水的长期预报方法。有关灾害性天气的长期预报方法，将在第九章介绍。

§8.2　大气环流的长期预报

目前我国环流长期预报主要是月平均500毫巴高度场及距平场的预报，另外还有对主要天气系统和关键区的预报。

一、月平均环流的预报

月平均环流与一个月内天气要素的总特征，如月平均气温，月总降水量等有密切关系。因此，月平均环流形势的预报是长期预报的一个重要课题。不仅如此，另一方面，不断改进形势场预报的过程，也就是对大气环流的长期变化规律以及控制此变化的物理因子逐渐加深认识的过程。所以，环流形势的长期预报与大气环流的经验及理论的研究也有着密切的关系。由于上述两个原因，环流形势的长期预报虽然比较困难，但在我国还是做了不少研究工作，有些方法已经在预报业务中使用十年以上。

1．同点相关预报　中央气象台长期预报组利用同点相关来做亚欧范围500毫巴高度距平场的预报。其基本思路是利用月平均环流具有持续性关系来做月平均大气环流的预报。具体方法是利用历史资料计算预报月与前一个月，前两个月……一直到前六个月，同一个网格点上的高度相关系数，相关系数满足95%信度标准(大约0.40)的表示前后期高度有一定相关关系，根据这些关系利用前期各月高度距平符号来做当月高度距平符号预报。对于一个网格点前期满足相关信度的可能有若干个月，例如做1981年7月欧亚范围500毫巴高度距平预报，共有151个网格点，资料为1951—1980年共30年，逐点计算各点7月与前期6月，5月，4月，3月，2月，1月同点的高度距平值序列的相关系数，凡相关系数绝对值大于0.40的定做预报因子，例如对某一个网格点计算出的相关系数分别为 $r_{7,6}=0.58$，$r_{7,5}=0.31$，$r_{7,4}=-0.49$，$r_{7,3}=-0.21$，$r_{7,2}=0.48$，$r_{7,1}=0.53$，其中7月与6月，7月与4月，7月与2月，7月与1月的相关系数满足95%信度，做为该点高度距平符号的预报因子，如1981年6月该点距平为正号，4月为负号，2月为正号，1月为正号，综合预报1981年7月该点高度距平符号为正号。用这种方法计算出所有网格点上高度距平符号，则可绘出预报图来。

这种方法计算比较简便，而且考虑了持续性与韵律的作用，从在预报业务中使用十余年来看，还是有一定预报效果的。图8.1给出1976年3月的月平均500毫巴高度距平场的预报图

与实况图。表8.1给出1975年1月至1978年10月共46个月的预报与实况对照检查，检查采用以

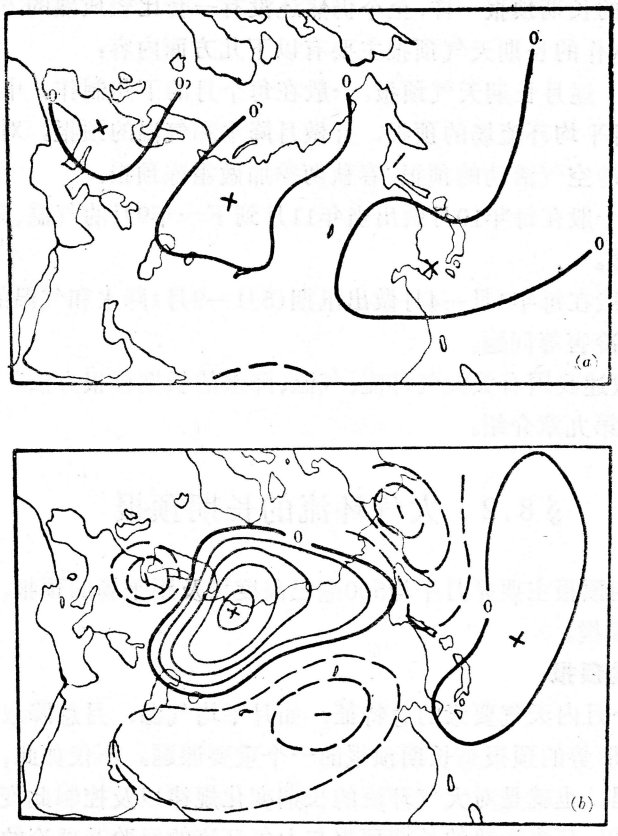


图 8.1 1976年3月的月平均500毫巴高度距平场的预报图(a)与实况图(b)

表 8.1 同点相关预报500毫巴距平场检查(中央气象台长期预报组)

年	1975	1976	1977	1978	平均	最高	最低	≥50%的月数	<50%的月数
F	58.2	59.0	54.8	(1-10) 49.0	55.3	78	39	35	11

下公式：

$$F = \frac{n}{N} \times 100\%$$

式中N为总点数，n为预报与实况的距平符号相同的点数（当预报与实况距平两者之一为0时，按 $\frac{1}{2}$ 点计算）。从表8.1与图8.1看到，同点相关方法在预报中应用是有一定价值的。

2. SA模式(平稳+相似)[4] 做月平均环流形势预报，往往先把高度场用某种函数展开，然后用统计方法预报这些展开函数的系数，最后再恢复为高度场，得到预报图。这样做当然在分析上带来一些麻烦，但是也有一定的优点。首先，这样就可以把环流形势做为一个整体来研究；其次，可以缩小工作量，一般需要预报的系数的数量仅占原点数的1/3到1/5，同时可去掉对长期预报不重要的小尺度系统的干扰。

形势场展开的方法有许多种，如谐波分析，车比雪夫多项式，混合多项式，球函数，经验

正交函数等。这些方法有的适用于北半球，如球函数，谐波分析与混合多项式；有的只能用于有限地区，如车比雪夫多项式。经验正交函数则对应用范围及网格点分布没有什么限制。SA 模式则是采用纬圈谐波分析方法。把每个纬圈月平均高度先分解为纬圈平均与对纬圈平均的偏差两部分，再把对纬圈平均偏差用谐波分析展开。即任一个点的高度可以写做：

$$H_n = H_Z + \sum_{k=1}^{6} \left[A_k \cos\left(\frac{2\pi k(n-1)}{36}\right) + B_k \sin\left(\frac{2\pi k(n-1)}{36}\right)\right]$$

式中H_Z为纬圈平均高度，n为点的位置，自1到36，k为波数，A_k、B_k为振幅。取前6个波，因为这已经能在相当大程度上反映高度场的特征了。做为例子，表8.2给出一些年1月55°N（代表中高纬度）及20°N（代表低纬度）前6个波占总方差的百分比（$\frac{A^2_k + B^2_k}{2\sigma^2}$，$\sigma^2$为对纬圈平均偏差的方差）做为例子。表8.2的数字说明，在中高纬度前3个波的方差比之和一般在90%以上，而6个波的方差比则达到99%左右。低纬度在个别情况下，第6波所占方差比亦可达10%，但前6个波的方差比之和仍在85%以上，前3个波的方差比之和亦可达60%～70%。夏季前3个波所占的方差比要比冬季小一些，但用6个波做预报也足够了。其中，各纬圈平均高度H_z与北半球平均西风分布有密切关系。A_1与B_1表示环极气流中心偏离北极的方向及程度。A_2与B_2以及A_3与B_3分别表示北半球2波及3波形势发展的强度及槽脊位置。各波的总强度则代表环流的经向度。

表 8.2　1月55°N与20°N各谐波的方差比（%）举例

55°N								20°N							
年＼波数	1	2	3	4	5	6	和	年＼波数	1	2	3	4	5	6	和
1954	24.5	35.8	33.4	04.8	00.6	00.4	99.5	1954	14.0	62.2	09.0	04.2	04.3	04.6	98.3
1958	47.7	35.0	06.6	04.9	03.3	02.3	99.8	1958	39.9	16.7	10.8	18.3	08.2	02.4	96.3
1963	01.9	22.7	66.5	04.6	03.2	00.5	99.4	1963	07.5	20.6	40.5	08.9	07.9	08.4	93.8
1966	57.4	37.3	02.7	00.2	01.2	00.6	99.4	1966	23.9	62.3	05.7	02.9	00.7	02.1	97.6
1969	44.6	34.7	09.5	08.7	01.3	00.7	99.5	1969	03.6	48.7	22.7	18.0	00.8	04.8	98.6

这样用谐波分析展开高度场，自20°N（包括H_Z及A_1，……，A_6，B_1，……，B_6）到85°N共14个纬圈，每个纬圈13个变量共182个变量，所以北半球高度预报就归结为这182个系数的预报问题。

高度场谐波展开后的系数采用平稳随机过程的自回归模型来做预报，这主要是考虑到大气环流年际变化的周期性与持续性，把历年同一个月同一个展开系数看成一个时间序列，预报方程的形式为：

$$C_n^* = \sum_{i=1}^{6} B_i C_{n-i}$$

式中C_n^*为要预报的第n年的某个系数的预报值，C_{n-i}为其前一年到前6年的值，B_i为用最小

二乘法求出的回归方程系数。自回归模型取6项是考虑到大气环流的周期性等决定的。

预报出各系数后再恢复为高度场，则得到一张北半球500毫巴高度场和距平场的预报图。由于采用平稳时间序列得到的预报值较小，与实况相比，往往是符号报对，但数值太小，

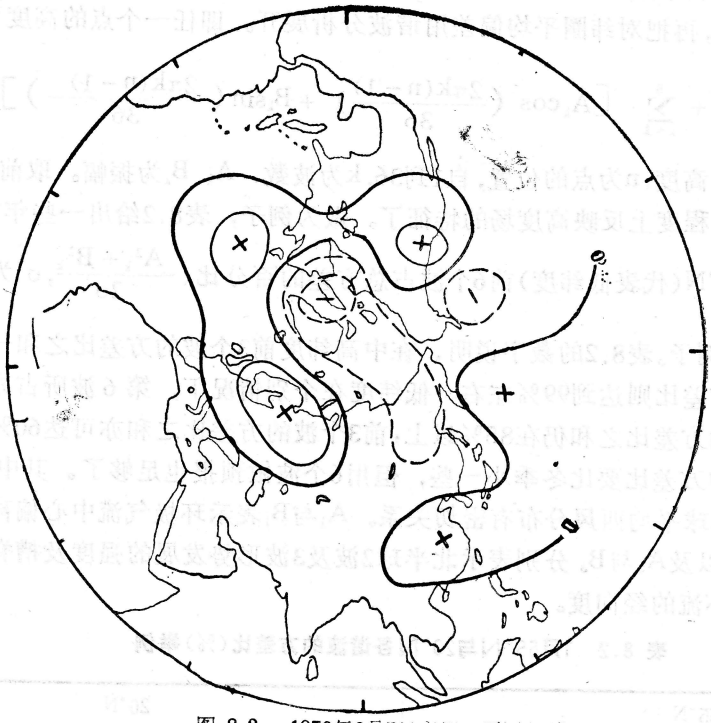


图 8.2a　1976年8月500毫巴距平图(预报)

图 8.2b　1976年8月500毫巴距平图(实况)

图 8.2c 1976年12月500毫巴距平图(预报)

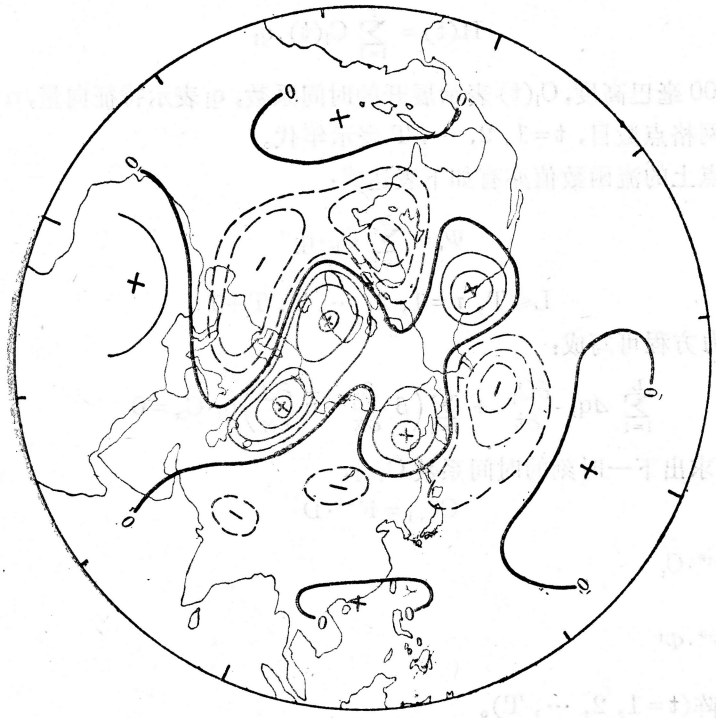


图 8.2d 1976年12月500毫巴距平图(实况)

因此把用上式预报出的高度场与同月历年图比较，计算距平符号相关，取相关系数最高的2—4年相应的平均图做为最后的预报结果。图8.2给出1976年8月、12月500毫巴距平图的预报与实况。

自1972年以来采用这种方法预报，统计88个月的预报结果，其预报图与实况图对比选用计算符号相关，即：

$$\rho=\frac{N^{+}-N^{-}}{N}$$

式中ρ为符号相关，N为高度场上总网格点数，N^{+}为预报与实况距平符号相同的网格点数，即报对的点数；N^{-}为预报与实况距平符号相反的网格点数，即报错的点数。分别计算了各个月北半球，东半球，东亚的ρ值，由于预报中采用东半球相似，这里给出统计东半球ρ值的结果，以$\rho\geqslant+0.10$为报对，$\rho\leqslant-0.10$为报错，$-0.10<\rho<+0.10$为预报中等。对于88个月的统计结果，报对占41%，报错占28%，报中等占30%。说明这种月平均环流的预报方法还是有一定参考意义的。

3．用统计与动力相结合的方法做500毫巴形势的长期预报　中央气象局气象研究所[5]在制作500毫巴高度图的预报中认为，单独使用动力学方法或统计方法都有缺点，因此在制作预报中取其二者之长，补其短，既要考虑天气变化过程的动力原因，也要充分占有气象资料，注意天气实际发展的历史，因而采用统计动力学方法作500毫巴高度的预报。

具体做法是将500毫巴高度场按经验正交函数展开，其下一时刻的时间系数从流函数的动力方程中求出，则可作出下一时刻高度场的预报。高度场用经验正交函数展开可写成：

$$H(t)=\sum_{l=1}^{T}C_l(t).q_l$$

式中H(t)表示500毫巴高度，$C_l(t)$表示展开的时间系数，q_l表示特征向量，$n=1, 2, \cdots, N$表示图上所取的网格点数目，$t=1, 2, \cdots, T$表示年代。

相应在某一点上的流函数值亦有如下表达式：

$$\Psi_\tau=\sum_{l=1}^{L}C_{l\tau}\cdot q_l$$

$$L\leqslant T,\ \tau=1, 2, \cdots, T, T+1$$

流函数满足的动力方程可写成：

$$\sum_{l=1}^{L}\Delta q_l\frac{\partial C_{l\tau}}{\partial t}+\sum_{l=1}^{L}\left(\beta\frac{\partial}{\partial x}+\bar{u}\frac{\partial\Delta}{\partial x}\right)q_l\cdot C_{l\tau}=0$$

经过变换，最后可求出下一时刻的时间系数C_{T+1}，

$$C_{T+1}=F^{-1}\cdot D$$

式中：$D=\sum_{t=1}^{T}\Phi^{t*}\cdot C_t$

$$F=\sum_{t=1}^{T}\Phi^{t*}\cdot\Phi^{t}$$

Φ^t为状态转移矩阵($t=1, 2, \cdots, T$)。

预报范围取亚欧区域10°N—80°N，表8.3给出1973年1—4月预报与实况对比的准确率

用距平符号统计预报准确率，凡预报与实况的距平符号相同时认为该点预报准确（出现预报距平或实况距平任一为零时亦认为正确）。

表 8.3 500毫巴月平均高度预报准确率（以%表示）（中央气象研究所1974）

预报准确率 范围 / 月	80°--10°N	60°—10°N	平均准确率
1	61	64	63
2	62	71	67
3	62	68	65
4	70	68	69
平均准确率	64	68	66

4．综合预报图　由于目前国内外对于月平均环流图的长期预报尚未形成一个比较成熟的方法，因此经常需要把用各种方法预报出的月平均大气环流再综合出一张预报图。这里主要介绍中央气象台长期组的工作，预报对象是欧亚范围月平均500毫巴高度场和距平场图。

第一步是把亚欧范围500毫巴图根据不同季节划分出一些关键区来，例如夏半年划分的关键区有：西太平洋副高区，印缅低压区，鄂海区，贝湖区，巴湖区等；冬半年划分的关键区有：欧洲区，乌拉尔山区，东西伯利亚区，中国，西太平洋区等。然后逐个寻找这些关键区与前期各月500毫巴环流相关高的区域。寻找的办法可利用相关普查或根据韵律，前后有联系的系统等来计算相关，根据前期环流相关高的区域的距平符号，按相关关系可以报出预报月该关键区或关键天气系统的距平符号。把各个关键区的距平符号定出，则可画出一张初步的环流预报图。有关高度场关键区的具体定法举例将在下节给出。

第二步是参考用各种方法预报出的北半球或欧亚范围的500毫巴高度场或距平场图来订正已经做出的初步的环流预报图。

第三步是进一步利用预报月的降水与气温的预报来调整环流预报图。

综合预报方法预报亚欧范围500毫巴高度场与距平场图在中央气象台长期预报组用于预报业务中已长达十几年，表8.4给出对1975年1月至1978年10月共46个月的预报图与实况

表 8.4 综合预报500毫巴距平场检查（中央气象台长期预报科）

年	1975	1976	1977	1978	平均	最高	最低	≥50%的月数	<50%的月数
F	62.5	54.1	49.0	(1—10) 53.2	54.7	82	29	32	14

比较的检查，其检查方法与同点相关检查方法相同。图8.3给出1978年5月亚欧范围500毫巴月平均高度距平图的综合预报图与实况图。从图8.3与表8.4看到，在业务中使用，有一定效果。

二、主要天气系统和关键区环流的预报

从长期预报的观点出发，影响我国降水与气温的500毫巴图上的主要天气系统和关键区

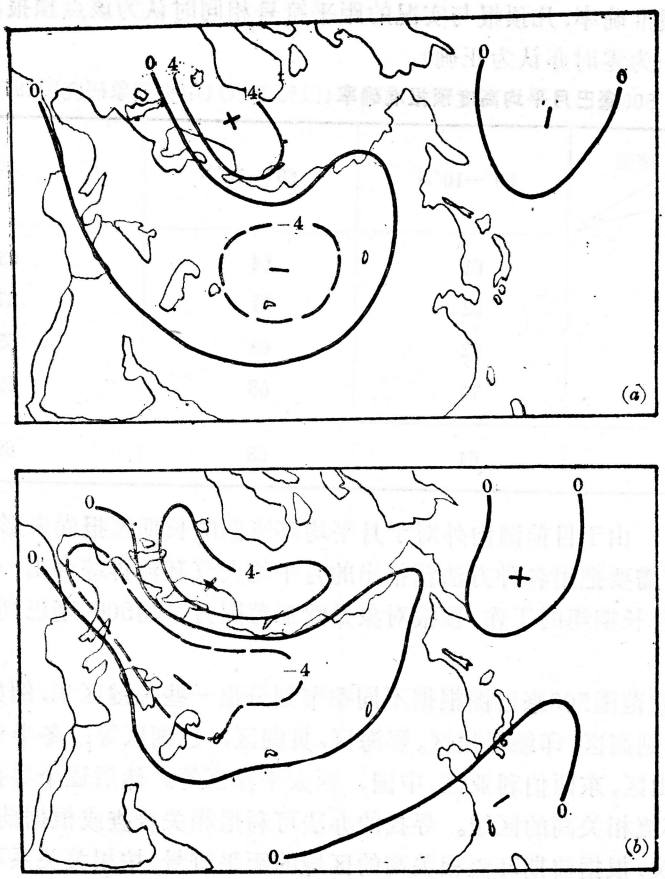


图 8.3 1978年5月亚欧范围500毫巴月平均高度距平图的综合预报图与实况图

环流有西太平洋副高，孟加拉湾低槽，鄂霍次克海高压，乌拉尔山高压脊，极涡，东亚大槽等。有关副高的预报在第九章中将做详细介绍，这里就其它的天气系统的长期预报做一简述。

目前做上述天气系统与关键区环流的预报使用的方法可以归纳为两大类：一类是普查天气系统与前期各月500毫巴高度场的相关，选取满足95%信度的相关高的区做为预报因子，利用相关回归或点聚图等统计方法制作天气系统强弱或位置的预报。普查的范围不仅限于500毫巴高度，亦可普查与前期其它天气系统的相关或普查与前期海温、海冰、积雪等物理因子的相关，然后用类似的统计方法进行预报。另一类是从天气系统的历史资料中寻找出异常年，如该系统异常强或弱，异常偏东或偏西等等，分别找异常年前期环流或各天气系统、物理因子等的异常特点，从而得到长期的征兆，用以做预报。下面举例说明。

1．春季(5月)鄂霍次克海高压的预报　春季鄂霍次克海高压的形成、维持及其强弱直接影响到我国东北地区春季降水的多寡，同时，对我国江淮流域的梅雨也起一定的作用。

黑龙江省长期预报会战组[8]确定春季(5月)鄂高型的标准定为：在60°—70°N，120°—150°E区域内11个网格点的距平和≥12位势什米，同时，我国东北区上空的45°N，115°—125°E这两点的距平和为负值。图8.4给出5个5月鄂高型及7个5月非鄂高型500毫巴环流合成图，其中鄂高型取1960，1971，1973，1974，1975这五年；非鄂高型取1956，1958，1961，1964，1965，1969，1970这七年，分别计算鄂高型与非鄂高型前期冬季500毫巴距平平均图，发现在

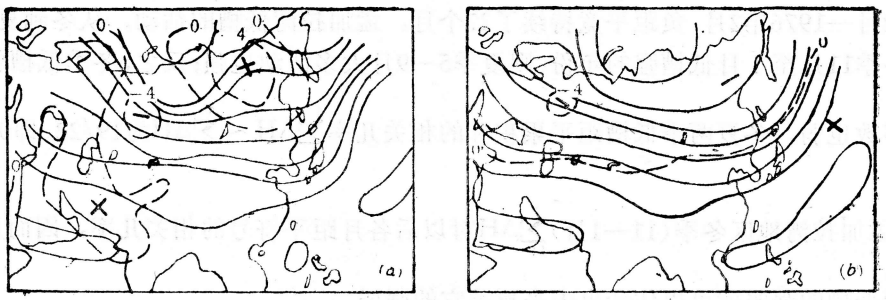


图 8.4 5月500毫巴鄂高型(a)与非鄂高型(b)环流合成图(距平——虚线间隔4位势什米)(黑龙江省长期预报会战组，1976)

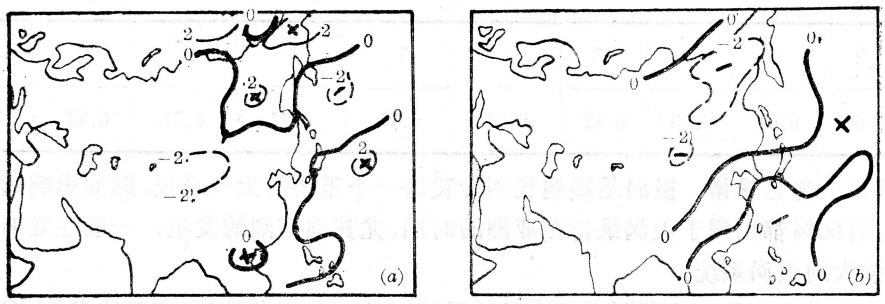


图 8.5 前一年9—10月500毫巴距平平均图，a.鄂高型，b.非鄂高型
(黑龙江省长期预报会战组，1976)

秋季对应两种型距平图差异显著，图8.5给出鄂高型与非鄂高型前一年9至10月500毫巴距平平均图。从图8.5看到，对于鄂高型与非鄂高型前一年9—10月500毫巴距平图分布恰好相反，一个明显的相反区在东西伯利亚，即大约120°—150°E，60°—70°N，另一个在西太平洋，即大约在100°—120°E，25°—40°N。由此得到结论，当秋季东亚冷空气活跃，副高南撤东退得早，则初冬东亚大槽建立得早，下一年春季容易出现鄂高型；反之，秋季东亚冷空气不活跃，副高北上西进，则初冬东亚大槽建立得晚，下一年春季出现非鄂高型。鄂海区的距平变化是当春季是鄂高型时，一般前期自秋到春在该区为正距平，距平累积持续偏强；非鄂高型则一般为负距平，距平累积持续偏弱。说明鄂海区高度变化一般具有持续性，同时还存在显著的隔季相关。由此可以利用前期有明显差异的区域作因子，建立统计关系来做春季鄂高强弱的预报。

2. 夏季孟加拉湾低槽的预报　孟加拉湾低槽是低纬度一个很重要的天气系统，印度洋的水汽，一般都由孟加拉湾低槽区的西南气流输入我国南方一些省份，因而汛期孟加拉湾低槽的强弱的预报是经常要注意的一个问题。

安徽省气象台长期组[7]采用500毫巴月平均图上5个点（15°—25°N，85°—95°E）的高度距平和$\Sigma\Delta H$来表示孟加拉湾低槽活动的强弱。一般当$\Sigma\Delta H$的负值越大，表示低槽活动越强；反之则表示低槽活动弱。经过研究发现，孟加拉湾低槽的活动具有一定的持续性和周期性。统计1954—1975年孟加拉湾逐月$\Sigma\Delta H$，每月距平符号对下月的持续率平均为70%，其中2—9月持续率平均为77%，而9—2月为64%。因此，孟加拉湾地区距平符号的改变一般常发生在秋冬季。孟加拉湾地区高度距平符号的持续时间很长，正距平出现的连续时段，最长可

达13个月，出现在1965年11月—1966年11月。负距平的最长连续时段，则更为长得罕见，如1973年12月—1976年2月，负距平竟持续了27个月。孟加拉湾低槽的活动，从冬到夏还有周期性。冬季11月至1月低槽强的年份，则夏季5—9月大多活动也强；反之，冬季低槽弱的年，夏季大多数也弱。冬夏两季低槽距平累积和的相关几率$\sum_{11}^{1}\Delta H \sim \sum_{5}^{9}\Delta H$为19/22，即0.86。表8.5给出孟加拉湾地区冬季(11—1月)$\sum_{11}^{1}\Delta H$对以后各月距平符号的相关几率。因而从冬季孟加拉湾低槽的强弱就可以估计出未来夏季它的强弱。

表 8.5　冬季$\sum_{11}^{1}\Delta H$对以后各月距平符号的相关几率(安徽台长期组1976)

月份	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
相关几率	0.64	0.64	0.73	0.82	0.82	0.77	0.77	0.77	0.73	0.77	0.64

3．极涡的变化规律　极涡是影响我国冷暖的一个重要的天气系统，例如影响我国冬半年的寒潮，有60%都出现于极涡维持在亚洲的时期，尤其强寒潮的发生，一般在亚洲上空都维持一个强大的极涡系统。

这里介绍中央气象台长期预报组[8]对极涡的定义。在北半球500毫巴月平均环流图上，选取中心高度值最低的一个低涡中心(一般在极地和高纬度地区)定义为极涡中心，用该中心所在的经度和纬度数表示极涡中心位置，极涡中心附近的最小的一个高度值表示极涡中心的强度。

极涡位置和强度的变化具有明显的季节性，表8.6给出用21年资料分别统计的冬半年，夏半年以及四个季节中极涡位置出现在北半球四个象限中所占总数的百分率。从表8.6看

表 8.6　各时段极涡位置在四个象限中点总数的百分率(中央气象台长期预报组1976)

象　限	冬半年 (10－3月)	夏半年 (4－6月)	春	夏	秋	冬
1.(1°—90°E)	19	16	21	18	16	16
2.(91°E－180°)	22	23	25	19	25	21
3.(179°－90°W)	21	23	14	25	22	25
4.(89°W－0°)	38	38	40	38	37	38

到，一年内的任何季节里，极涡位置出现在西半球(3—4象限)的比东半球(1—2象限)机会要多。其中冬夏二季西半球比东半球都要多26%，秋季多18%，春季只多8%。也就是说，极涡位置在冬夏季往往位于西半球，而在过渡季，尤其是由冬到夏的过渡季节，极涡位置偏向东半球的机会相应增加。另外，极涡位于第4象限(北美——大西洋区)的几率较其它象限要大，而在欧洲区(第一象限)的机会最少。

极涡中心强度也有显著季节变化，由冬到夏是减弱过程，由夏到冬是加强过程，平均最

强月份是2月，最弱月份是7月。

极涡位置有时可以连续两个月以上偏于某一方向(西半球或东半球)，表8.7给出东西半球极涡位置不同持续时间长度的次数。表8.7说明，极涡位于西半球的持续性比位于东半球时要明显，并且持续偏在西半球的时间长度也比东半球的长，相应次数也多。

表 8.7 东西半球极涡位置不同持续时间长度下的次数(中央气象台，长期预报组1976)

持续月数	2	3	4	5	6	7	8	9	10
西半球	36	21	15	12	7	4	2	2	1
东半球	21	11	7	6	1	0	0	0	0

另外，极涡位置在东亚地区(111°—160°E)时东亚槽强度要比极涡位于亚洲西部到欧洲地区(0°—110°E)要强得多。

极涡中心强度的月际持续性的规律是不十分明显的，图8.6给出极涡中心强度月际持续相关系数。从图8.6看到，相关较大的阶段是2—3月，5—6月以及12—1月；而在春季(3—4月，4—5月)以及秋末——冬初(11—12月)月际持续性最小且相关系数已是负值了。这说明，极涡在春季与秋末最容易变化。

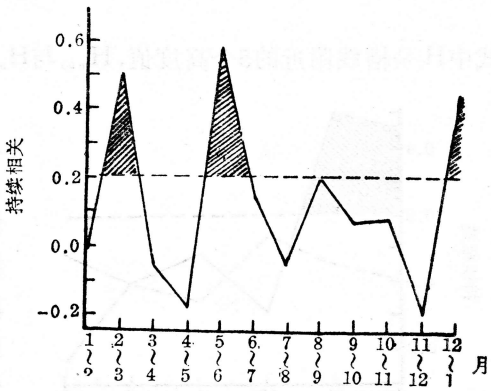


图 8.6 极涡中心强度月际持续相关系数

图8.7分别给出1月(a)和7月(b)对其后12个月的符号相关。图8.7a表明，1月极涡中心强度与其后4月以及7—9月极涡中心强度相关明显，这说明冬季极涡中心强度有大约3个月和6—9个月的韵律。夏季(7月)的极涡中心强度与其后的韵律关系不如冬季明显(见图8.7b)，7月的极涡中心强度只与下一年5月的极涡中心强度相关明显，有大约10个月的

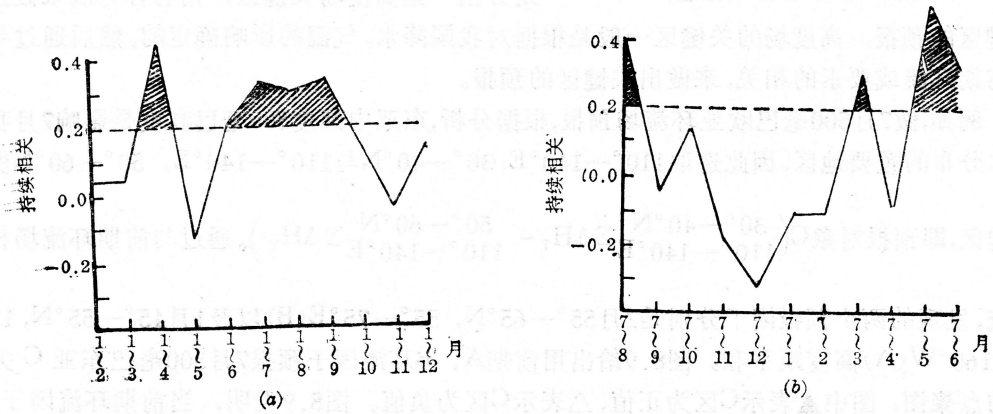


图 8.7 极涡中心强度符号相关 a.1月对其后各月，b.7月对其后各月

韵律。利用冬夏极涡中心强度的韵律关系可以做极涡强度的预报。

4. 东亚大槽的变化规律　东亚大槽是冬半年大气环流的主要系统之一，也是影响我国天气的一个重要的环流系统。当槽加强时，通常东亚地区西风带加强，位置偏南，表现在这地区的500毫巴高度比平均情况要低，南北方向的高度梯度大。

中央气象台长期预报组[8]用东亚大槽的位置和强度来描述东亚大槽的情况。东亚大槽位置的定义：在500毫巴月平均高度图上110°—170°E范围内，按照等值线曲率最大和同一纬圈上平均高度值最低的两个原则，考虑一定的光滑性画出槽线，然后在35°—55°N纬度带内，槽线与每隔5度纬线的交点上读出相应经度值，然后计算这5个经度读数值的平均经度值，用来表示东亚大槽的平均位置。东亚大槽强度的定义是：根据上述槽线，在35°—55°N纬度带内读出每隔5度的每一纬圈上槽线附近的最小的一个高度值，共有5个高度值（略去位势什米的百位数），计算强度指数的公式为：

$$\text{东亚大槽强度指数} = \sum_{i=1}^{5} H_i - (H_{max} - H_{min})$$

式中H_i是槽线附近的5个高度值，H_{max}与H_{min}分别是5个H值中的最大与最小值。

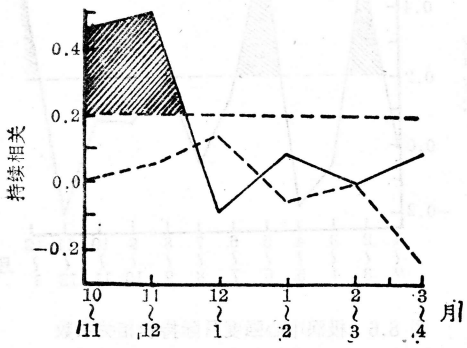


图 8.8　冬半年东亚大槽月际持续相关
（实线——强度，虚线——位置）

图8.8给出冬半年东亚大槽的位置和强度的月际持续相关。从图8.8看到，东亚大槽的位置的月际持续相关系数是非常小的，换句话说东亚大槽的位置基本上不存在月际持续相关；而东亚大槽的强度月际持续相关明显是在冬半年的开始阶段，10—11月和11—12月，隆冬和晚冬则月际持续性很小。以上分析为东亚大槽的预报提供了一定基础。

5. 高度场关键区预报举例　中央气象台长期预报组在做月平均500毫巴高度场预报时经常划分出一些高度场关键区，用各种方法来做这些关键区的预报。高度场的关键区一般是根据对我国降水，气温的影响确定的，然后通过寻找与前期环流或要素的相关，来做出关键区的预报。

例如，做7月500毫巴欧亚环流场预报，根据分析，东亚中纬度500毫巴高度是影响7月我国降水分布的重要地区，因此选取110°—140°E，30°—40°N与110°—140°E，50°—60°N做为关键区，即预报对象$C\left(\begin{matrix}30°—40°N\\110°—140°E\end{matrix}\Sigma\Delta H_T - \begin{matrix}50°—60°N\\110°—140°E\end{matrix}\Sigma\Delta H_T\right)$。通过与前期环流场相关普查，发现的两个预报因子分别是2月55°—65°N，55°—75°E(B)以及1月45°—55°N，170°E—160°W(A)高度距平和。图8.9给出用前期A、B环流因子预报7月500毫巴东亚C关键区的点聚图，图中▲表示C区为正值，△表示C区为负值。图8.9表明，当前期环流因子A，B均为正距平时，7月C区为负值；反之7月C区为正值。这样，有了前期1，2月A，B因子的数值即可预报出7月C关键区的高度距平符号。

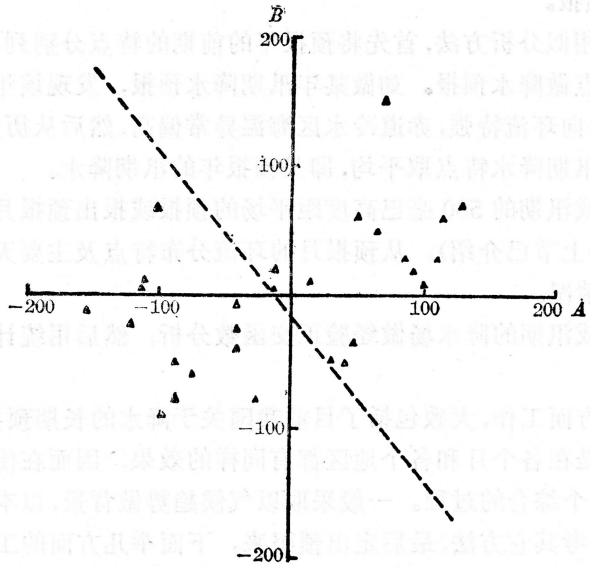


图 8.9 用A，B区高度距平和预报7月C区高度距平点聚图(中央气象台长期预报组)

§8.3 我国降水的长期预报

降水的长期预报主要是指每个月总降水量的预报，特别着重于汛期的降水预报以及春播和秋收期的降水预报。目前我国有关降水的长期预报方法大致可归纳为以下几个方面：

(1) 对月降水量或汛期降水量通过插补、延长取得较长的序列。首先对这种长序列降水资料做气候趋势分析，如研究旱涝段持续长度，旱涝交替出现的时间间隔，旱涝段转换的特点等等。然后结合太阳黑子活动5—6年周期，11年，22年，36年，世纪周期等进一步分析降水的演变特点，由此估计出目前预报阶段正处在一种什么样的气候背景之下，从而为整个的降水预报提供一个总趋势估计。有关做法在第十章中将有详细介绍。

(2) 对于月降水量序列(纵向序列或横向序列)利用各种时间序列的统计方法，如方差分析，周期图方法，平稳时间序列分析，或综合时间序列分析等方法做出月降水量的预报。也可以对月降水量序列绘制历史演变曲线寻找变化规律来做预报，还可以利用马尔可夫链分析计算转移概率来做预报。有关的统计方法在有关气象统计方法的教科书中已有详细介绍，这里就不再举例。

(3) 寻找月降水量与同期和前期大气环流、海温、积雪、积冰、地温等的关系(或称指标普查)；或者，从降水与同期相关好的环流区域、海温区域等出发，再找前期相关好的环流与海温等的关键区。以前期相关好的关键区做为预报因子，利用相关回归的方法、判别分析或点聚图等方法做月降水量的预报。

(4) 把月降水量或汛期降水量等分型或分级，例如分成5级：大旱、偏旱、正常、偏涝、大涝。或分成长江多水，其它地区少水型；北旱南涝型等等。对应这些降水的分级或分型，计算前期(季或月)环流、海温等分布图，找出对应不同级或不同型前期某季或某月环流或海温等的分布差异特别明显的地区，以此做为预报因子，利用判别分析等方法做降水型或级的预报。也可以先将前期环流或海温等先分型，寻找不同型下对应后期降水分布(或级别)的不

同点，然后做降水预报。

(5) 利用前期相似分析方法，首先将预报年的前期的特点分别列出，从前期异常特点相似年其后期降水特点做降水预报。如做某年汛期降水预报，发现该年前期的特点：初台早，冬季特暖，中纬度纬向环流特强，赤道冷水区海温异常偏高，然后从历史上找出一些相似年，将这些相似年后期汛期降水特点取平均，即是预报年的汛期降水。

(6) 做预报月或汛期的500毫巴高度距平场的预报或报出预报月的主要天气系统的强度及位置(具体方法上节已介绍)，从预报月的环流分布特点及主要天气系统的特点可以估计出预报月的降水情况。

(7) 对预报月或汛期的降水场做经验正交函数分析，然后用统计方法做月或汛期降水场的分布预报。

以上介绍的七方面工作，大致包括了目前我国关于降水的长期预报的一些基本方法，但由于每种方法并不是在各个月和各个地区都有同样的效果，因而在使用多种方法做出多种预报之后，还要有一个综合的过程。一般采取以气候趋势做背景，以本地区应用预报效果较好的方法为基础，参考其它方法，最后定出预报来。下面举几方面的工作来加以说明。

一、用前期500毫巴距平场特征做夏季降水量预报

保定地区气象台[9]做保定地区夏季(6—8月)降水量的预报，计算6—8月降水量与前一年8月至当年5月各个月欧亚范围500毫巴距平场各网格点的相关，取相关系数绝对值大于0.4者定为相关区，共有20个相关区，见图8.10。图中负值月份表示前一年，如－8表示前一年8月，正值月份表示当年的月份。从相关区的分布来看，主要集中在我国和东亚、西太平洋地区，其次在极区附近。

将前期20个相关区的高度距平值做标准化处理，然后进行累加，得到前期标准化后的组合因子，图8.11给出组合因子与保定地区6—8月降水量的历史演变曲线，二者相关系数为

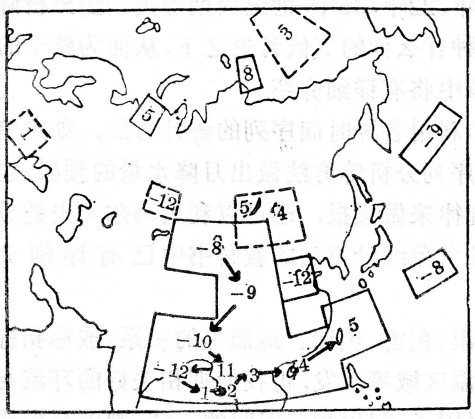


图 8.10 前期各月相关区分布图(保定气象台，1976)

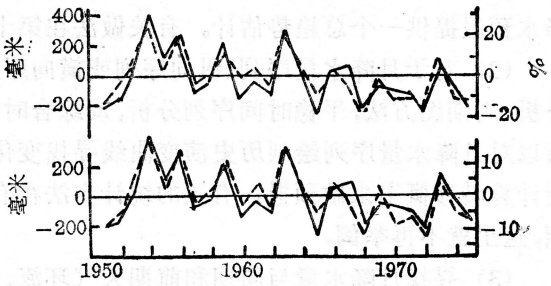


图 8.11 前期20个相关区(a)，14个相关区(b)距平标准化累加值(虚线)与保定地区夏季降水量距平值(实线)曲线(保定气象台，1976)

0.92，表明变化趋势基本一致。然后利用一元回归进行预报。

二、用冬半年青藏高原和西太平洋海温做汛期降水预报

湖南气象台[10]通过研究发现，冬半年台湾暖流与青藏高原的积雪与湖南汛期降水有较密切的联系。将冬半年台湾暖流区内海温分成冷暖两种类型，发现当冬半年台湾暖流强时(即海温为正距平)，相应来年夏半年湖南多雨；反之当冬半年台湾暖流弱时(海温为负距

平)，则相应来年夏半年湖南少雨，见图8.12，从图中可见，二者变化趋势基本一致。

另外，用青藏高原五站(噶尔，班戈，拉萨，托托河，玉树)平均候气温距平累积值表示青藏高原下垫面热状况，分别看青藏高原冬半年冷或暖情况下，来年夏半年湖南降水的多少。表8.8给出青藏高原冷暖型各5年与相应湖南夏半年降水量。从表中看到，当冬半年青藏高原下垫面较常年暖(距平累积为正)时，相应夏半年湖南少雨，5年平均降水量为825毫米；反之，当冬半年青藏高原下垫面比常年冷(距平累积值为负)时，则夏半年湖南降水偏多，5年平均降水量为1098毫米。

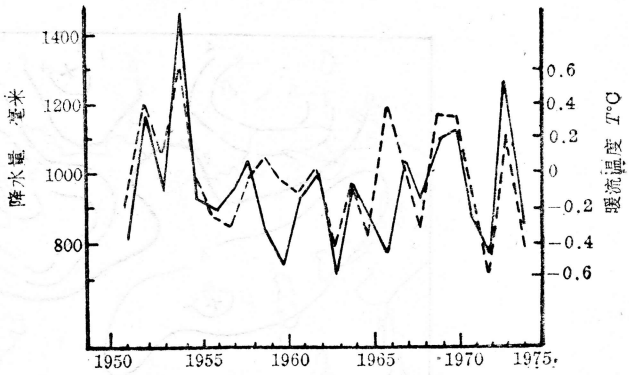


图 8.12 台湾暖流区域海温与湖南降水量变化曲线
(湖南气象台，1976)

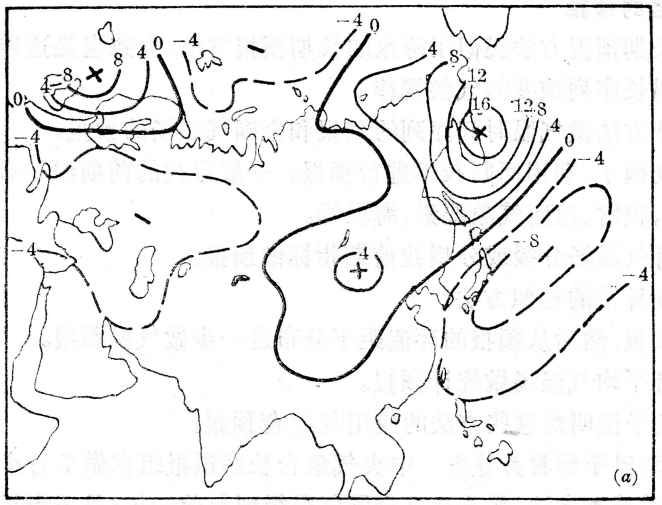
表 8.8 冬半年青藏高原冷暖型与来年湖南夏半年降水量(湖南台，1976)

年代 / 项目	71—72	64—65	70—71	73—74	65—66	69—70	72—73	68—69	66—67	67—68
五站积温	30.0	21.8	12.8	8.7	0.8	−2.0	−9.4	−16.8	−17.6	−40.2
总雨量	755	873	872	851	774	1134	1281	1098	1058	918

因而利用上述冷热源不同的配置模式，可以制做湖南夏半年汛期的降水量预报。

三、用冬季环流特征做夏季降水预报

中央气象台长期预报组做淮河流域夏季旱涝的长期预报，选取淮河流域夏涝年：1954，1956，1962，1963，1965，1971年；夏旱年：1953，1952，1959，1961，1966年，分别计算6个夏涝



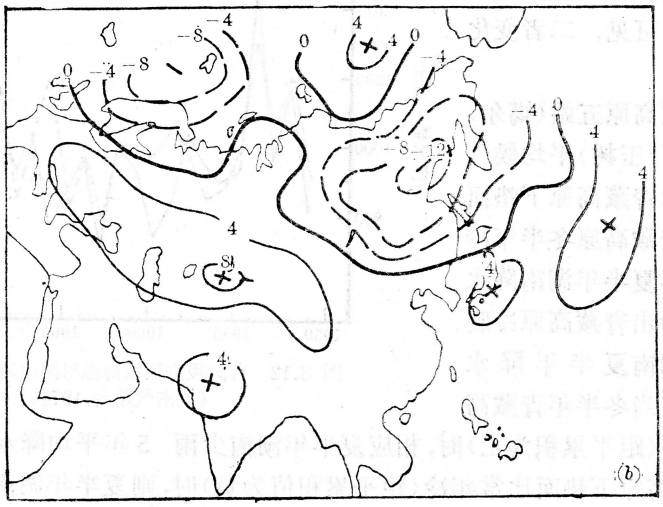


图 8.13 6个夏涝年(a)和5个夏旱年(b)前冬(12－2月)500毫巴高度距平平均图(等值线相隔4位势什米)
(中央气象台长期预报组，1976)

年5个夏旱年前期各季500毫巴高度距平平均图，发现前冬(12—2月)对应夏涝年与夏旱年高度距平图相差明显。从图8.13可以看到，两个明显相反的区域，一个在鄂海到东西伯利亚一带，另一个在西太平洋副热带地区。因此选用冬季(12—2月)鄂海区与西太平洋副热带地区500毫巴平均高度做为预报因子，建立二元回归方程，预报夏季淮河流域降水强度。

§8.4 我国气温和冷空气活动的长期预报

我国的长期预报的另一个重要课题是气温的预报，许多研究工作表明，气温的高低与粮食、油料等农作物生产等亦有密切的联系。例如，棉花结铃期气温的高低对棉铃生长好坏影响很大，一般认为5天平均气温在15.0℃左右为棉铃生长趋于停顿的温度指标。因此需要在各个季节做好气温和冷空气活动的预报。

一、我国气温的预报

有关气温的长期预报方法类似于降水的长期预报方法，大致也是这样几个方面：

(1) 分析气温长序列演变的气候规律。

(2) 利用统计方法做气温时间序列的预报和全国气温场的预报。

(3) 根据前期因子，利用回归技术进行预报。一般寻找的前期因子有大气环流指标、大气活动中心、积冰、积雪、地面气象要素、海温等。

(4) 对预报月气温场分级或分型找前期指标做预报。

(5) 利用前期异常的相似方法。

(6) 做环流预报，然后从预报的环流距平分布进一步做气温预报。

(7) 对全国月平均气温场做统计预报。

下面举几个例子说明对这些方法的应用与综合预报。

1. 气温与前期因子的相关普查　中央气象台长期预报组在做7月全国气温级别的长期预报时，利用相关普查方法，普查7月全国气温级别与前一年8月至当年6月北半球500毫

巴高度场的相关，得达到95%信度的前期因子共有9个，分别是：

①前一年8月15°—35°N，10°—40°E的高度距平和。

②前一年8月45°—55°N，140°—160°E的高度距平和。

③前一年8月30°—40°N，125°—155°E的高度距平和。

④前一年10月20°—30°N，155°—175°W的高度距平和。

⑤前一年10月10°N，40°—60°W；15°N，35°—55°W，20°N，30°—50°W的高度距平和。

⑥前一年12月75°—80°N，140°—170°E；70°N，150°—160°E的高度距平和。

⑦当年1月65°—70°N，15°—40°E的高度距平和。

⑧当年1月30°—50°N，45°—85°E的高度距平和。

⑨当年1月40°—50°N，105°—125°W的高度距平和。

将这9个因子中各年报冷的因子数与全国7月气温级别制作曲线演变图（见图8.14），从图8.14看到，当9个环流因子中有5个或5个以上报冷时，7月我国气温偏冷；反之，在5个以下，7月气温偏高（气温级别为1级暖，5级冷）。

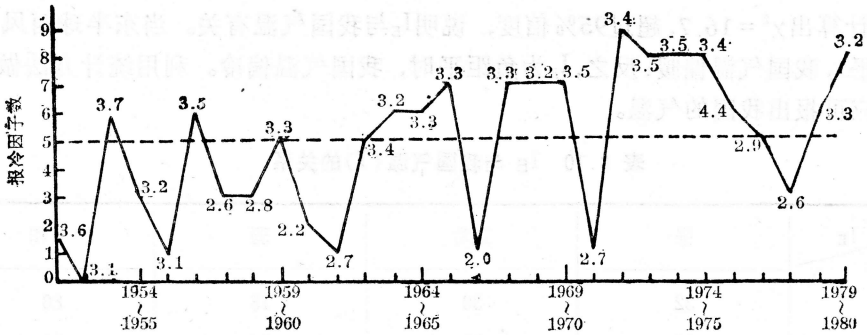


图 8.14 用9个前期环流因子报7月全国气温级别的综合图（中央气象台，长期预报组提供，1981）

2. 利用前期异常找相似 前期异常包括的面很广，例如从预报月前期某月或某时段出现异常的高温或低温，或前期登陆台风甚多或甚少，前期大涝或大旱，前期极地高压异常长时间持续，初雷特早或特晚，初台特早或特晚，终霜、初霜特早或特晚，副高特强或特弱等，都可以做为前期的异常特征，利用前期的异常特征从历史资料中找到若干个相似年，看其后气温的变化特点，最后归纳出预报意见。

例如，做渤海1978年1月气温预报，注意到前期异常特点之一是前一年（1977）1月气温异常偏低，气温级别是4级。把自1909年以来1月气温级别大于等于4级的取出，共18年，对应下一年1月渤海气温级别小于3级的（偏暖）共有11年，等于3级的有3年，大于3级的（偏冷）有4年，也就是说，对应下一年正常或偏暖的占14/18＝0.78，因而利用这个异常指标可以预报1978年1月渤海气温偏暖。

3. 气温分级找分辨指标 一般将气温分成5级，1级表示暖，2级表示偏暖，3级表示正常，4级表示偏冷，5级表示冷。寻找不同的气温级别对同期或前期大气环流，天气系统，海温等的差异，从而可以做预报。

例如中央气象台长期预报组将气温分为5级，统计表明我国1月气温级别与同期西伯利亚高压中心强度有密切的关系，表8.9给出我国1月气温级别与同期西伯利亚高压中心强度列联表，从表8.9看到，当西伯利亚高压中心强度强时，相应我国1月气温偏冷；反之，我国

表 8.9 我国1月气温级别与西伯利亚高压中心强度列联表

西伯利亚高压强度	我国1月气温级别			
	≥3.5	3.4—2.6	≤2.5	和
≤1035	1	2	11	14
1036—1039	9	19	10	38
≥1040	13	3	1	17
和	23	24	22	69

气温偏暖，利用χ^2检验，$\chi^2=30.78$，大大超过95%信度标准，说明二者的关系是可信的。因此，用方差分析等方法预报出1月西伯利亚高压中心强度，则相应可以预报出1月我国的气温级别来。

另外，我国气温与东半球西风指数I_E有密切关系，表8.10给出I_E与我国气温的关系。利用χ^2检验，计算出$\chi^2=16.7$，超过95%信度，说明I_E与我国气温有关。当东半球西风指数强时（为正距平），我国气温偏暖；反之，I_E为负距平时，我国气温偏冷。利用统计方法做出I_E的预报，则相应可报出我国的气温。

表 8.10 I_E 与我国气温（T）的关系

T \ I_E	强	正常	弱	和
暖	32	30	18	80
正常	32	23	25	80
冷	16	27	37	80
和	80	80	80	240

此外，我国气温还与其上空500毫巴高度场以及乌拉尔山附近高度场有明显的联系，当我国上空500毫巴高度为正距平时，对应我国偏暖；反之偏冷。而当乌拉尔山附近为正距平时，我国容易出现偏冷的情况；反之，易偏暖。这样，在做出500毫巴高度距平场的预报后，就可以做出相应的气温预报。

二、冷空气活动的预报

冷空气活动是指冬半年的（9月—第二年5月）冷空气过程，它的预报是一个较困难的课题，这里主要介绍中央气象台长期预报组对冷空气活动的几种预报方法。

中央气象台长期预报组按冷空气活动的影响范围分为北方类、南方类、全国类；按冷空气活动的强度分为一般冷空气活动和强冷空气活动。冷空气活动是用酒泉、兰州、哈尔滨、沈阳、长春、北京、西安、成都、汉口、济南、南京、福州、贵阳、广州等15个站逐日平均气温资料按下述标准划定：

（1）某站的一次冷空气活动指连续3天内降温共达5°C以下（允许其中一天变温在1°C以内）的冷空气过程，强冷空气活动则是指降温在8°C以上。

（2）在一次过程（2—4天）内上述15站中有半数以上达到上述标准，则统计为有一次"全

国类”冷空气活动；若仅北方降温显著，长江以北半数以上的站达到标准为有一次“北方类”冷空气活动；若长江以南半数以上的站达到标准为有一次“南方类”冷空气活动。

(3) 冷空气活动的日期，取多数台站主要降温最集中的3天（个别情况取2或4天）。

冷空气活动的预报主要是要预报出冷空气过程的出现日期，过程强度。主要的预报方法有：

①用阴阳历叠加法做冷空气活动预报。

②用各种韵律指标叠加做出冷空气活动的预报。

③用“月相”预报冷空气活动。

④500毫巴候平均图指标区叠加反查法。

⑤用相似方法作冷空气活动预报。

最后综合上述各方法所报的结果，取各方法报的共同时段，着重参考应用较好的方法，定出月内冷空气活动的预报。

下面举例来说明。

1. 用“月相”和“月相调整”做冷空气活动预报　中央气象台长期预报组将冷空气活动的历史资料分别按公历日期和农历日期排表，得到逐月逐日冷空气活动的概率表。若以冷空气活动的三天的中间一天进行统计，出现在朔、望、上弦后第二天，下弦后第二天这4个时间前后各两天（共5天）以内的冷空气活动次数占所有冷空气活动次数的百分率见表8.11。表8.11表明在这个时段的共20天里集中了全部冷空气活动的80%以上，而在其余的10—11天里，冷空气活动只占总数的17—18%。由此说明，冷空气活动的时间分布和朔、望、上下弦等月相是有一定关系的。这样，根据预报月出现朔、望、弦的日期，参考气候概率表，就可做出冷空气活动出现日期的预报。

表 8.11　冷空气活动出现在“朔、望、上下弦”等时段的百分比

（中央气象台长期预报组，1976）

月相 \ % \ 月	9	10	11	12	1	2	3	4	平均
朔	23.1	19.7	22.1	17.4	20.2	27.4	18.6	18.4	20.5
上弦	28.8	25.0	22.1	18.7	24.6	19.6	18.6	13.3	21.3
望	15.4	17.9	17.7	22.7	20.9	13.7	15.7	23.4	18.7
下弦	25.0	23.8	19.2	22.7	23.0	21.6	24.3	16.7	21.9
合计	92.4	85.8	81.0	81.5	88.5	82.4	77.2	71.8	82.3

对于用其它方法做出的冷空气活动日期预报，要参考以上得到的月相规律加以调整，从而可以提高预报准确率。

2. 500毫巴候平均图指标区叠加反查法　中央气象台长期预报组由前36候、30候、24候、18候、12候的500毫巴候平均高度图上计算各网格点高度与冷空气活动的相关概率，选取相关概率大于等于70%的三点以上成片的区域为“指标区”。由于这种计算一一对应的相关关系的办法是对于大概率事件的，对于概率较小的冷空气活动预报不能直接使用，它只表示有冷空气活动的情况该指标区有70%以上的可能为“+”（或为“-”），不表示该指标区为

"+"(或为"-")时，未来有冷空气活动的概率。所以需要对同一预报对象的几个指标区的意见进行叠加之后反查，看叠加到什么情况才会有较大的可能出现冷空气活动。

3. 用相似方法做冷空气过程预报　按照冷空气过程出现在哪一个候序，就认为这一候有一次冷空气活动。选取相似采用相似指数

$$\rho = \frac{N^+ - N^-}{N}, \qquad N = N^+ + N^-$$

式中N^+是预报月用来找相似的前期一段时间的实况资料，与历史资料相应候序比较时，相对应的候数，即两个序列中的相应候均有冷空气过程或均无冷空气过程的候数之和；N^-是相反的情况，也就是实况与历史资料相应候序比较时，不对应的候数；N是所用实况资料的总候数。经过实验发现，N取二个半月时实况预报效果最好，即N = 15。而取$\rho \geqslant 0.70$时相似标准作预报正确率高。

具体与历史资料找相似时，不局限于与实况相应候的历史资料中选取，可以在整个历史资料时段内选相似，这是因为冷空气过程的多年月际变化不大之故(见表8.12)。

表 8.12　1930—1973年9—5月冷空气过程频数(中央台长期组，1976)

月份	9	10	11	12	1	2	3	4	5
次数	112	123	139	130	127	111	129	120	130
%	42	48	54	50	49	43	50	47	50

目前对冷空气活动的预报还只能报出大致出现的日期及降温强度，至于这次冷空气过程的天气则还不容易预报。

从以上介绍的目前我国长期天气预报方法可以看出，近些年来我国长期预报工作者做了广泛的实验，也积累了丰富的经验，在天气气候、数理统计、数值方法三个方面都有了不少进展，给今后的长期天气预报打下了良好的基础。但是要进一步提高长期预报的准确率，还需要深入研究长期天气过程及影响长期天气过程的物理因子。在这方面还有许多工作要做。

参 考 文 献

[1] 王绍武、赵宗慈，近十年来我国长期天气预报进展，气象科技，1982.5.

[2] 长期数值预报研究小组，长期数值天气预报的滤波方法，中国科学院，1979.75—84.

[3] 丑纪范，长期天气数值预报的若干问题，中长期水文气象预报文集，水利电力出版社，第一集，1978.

[4] 北京大学地球物理系统计预报组，北半球500毫巴月平均环流形势统计预报的试验，数值预报和数理统计预报会议论文集，科学出版社，1974.

[5] 中央气象局气象科学研究所，用统计与动力相结合的方法做500毫巴形势的长期预报，同[4].

[6] 黑龙江省长期预报会战组，春末鄂霍次克海高压的长期预报，1976 年全国长期天气预报经验交流会技术材料选编，1976.

[7] 安徽省气象台长期组，孟加拉湾低槽及其对安徽汛期降水的影响，同[6].

[8] 中央气象台长期天气预报组，长期天气预报技术经验总结，1976.

[9] 河北省保定地区台，保定地区夏季降水量与亚欧500毫巴距平场相关区分析，同[6].

[10] 湖南省气象台，冬半年青藏高原和西太平洋表面热状况与湖南汛期降水的初步分析，同[6].

第九章　灾害天气的长期预报

灾害性天气的预报是长期天气预报的一个重要部分，由于灾害性天气对工农业生产、水利、航海等各方面影响大，因此在日常的长期环流形势与天气预报之外，要专门对一些影响重大的天气系统与天气现象进行分析并考虑它们的预报问题。本章主要介绍副高、梅雨、台风、冷害、寒露风等的长期预报。

§9.1　副高的长期预报

大量工作表明，西太平洋副热带高压（简称副高），是影响我国降水及气温分布的一个重要环流系统，许多灾害性天气预报的成败也往往取决于对副高强弱及位置的预报。例如1980年7月—8月的长江洪水就是因为副高偏南而稳定西伸的结果；60年代初长江流域干旱严重则是由于副高长期偏强所造成。副高的状况不仅对梅雨有重要意义，而且对台风，对华北、华南的干旱及洪涝等都有直接影响。因此做好副高预报几乎可以左右一个夏季的预报的成败。所以在介绍灾害性天气预报之前，首先介绍副高的变化规律及其预报。

一、副高的基本特征及其长期变化规律

表示副高活动特征的方法是多种多样的，这里主要介绍在全国应用比较广泛的中央气象台长期预报组描述副高活动的指标[1]：

1. 副高活动的指标

(1) 副高面积指数——在110°—180°E，10°N以北范围内大于和等于588位势什米高度值的网格点数，用此表示副高的范围。

(2) 副高强度指数——在110°—180°E，10°N以北范围内大于和等于588位势什米平均高度值的累计值，取588＝1，589＝2，590＝3，依此类推，以此表示副高的强度。

(3) 副高西伸脊点——西太平洋副高体（588等值线内有2个以上点大于或等于588的范围）最西端经度值，表示副高西缘的位置。

(4) 平均脊线和588线北界位置——在110°—150°E范围内副高脊线和588线北界的平均纬度值，以此表示副高的南北位置。

(5) 副高综合指数——将副高面积指数，西伸脊点，平均脊线等特征量进行编码求和，表示副高总的特征。

利用这几个特征量基本可以刻划出副高的主要特征，以下的分析都是用的这几个量。

2. 副高的特征量及其季节变化　副高的强度、位置在一年的各个季节有明显的变化，图9.1给出描述副高的各特征量在一年中的各月的多年平均变化*。显然可以看出，副高的强度指数和面积指数在6月—9月最强，而在冬半年则明显偏弱。副高的位置随季节有明显

* 资料取自中央气象台长期组。

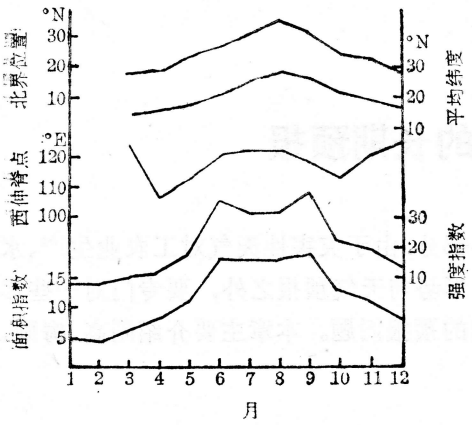


图 9.1 副高各特征量的多年平均变化

的北进和南退，一般在冬半年(10月—3月)位置偏南，脊线位置大约在15°N以南或不够副高规定，定不出副高位置；3月以后副高逐渐北上，6月副高脊线平均位置大约在20°N，7月在25°N左右，8月一般北进到28°N附近，从9月开始，又逐渐南退，9月在25°N附近，10月则已南退到22°N附近。副高的东西位置从图9.1看到，在春季(4月)和秋到初冬(11月—12月)位置最偏西，但这时副高位置较偏南。只是从5月到10月有一个西伸、东退的比较完整的过程。

3. 副高的持续性和转变规律　许多研究表明西太平洋副高是一个比较稳定的环流系统，经常可维持数月偏强或偏弱，个别时候甚至可持续数年之久。例如副高强度从1957年下半年开始转强以后，一直持续到1962年底，正距平持续长达5年之久。又如副高强度在1970年底开始转弱，这种偏弱状况一直持续到1972年秋。

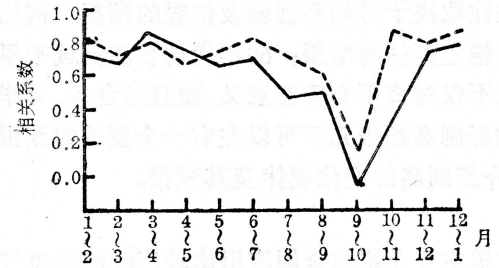


图 9.2 相邻月西太平洋副高面积指数(实线)与北半球副高面积指数(断线)的持续相关(陈兴芳、杨义文，1978)

副高的持续性有些什么规律呢？副高在什么情况下持续性容易破坏呢？图 9.2[2] 给出相邻月副高面积指数的相关系数(实线)，图中横坐标是相邻月月份，纵坐标是相关系数，资料取自1951—1975年。图9.2实线表明，副高面积指数的月际相关系数一般都在+0.60以上，说明副高具有明显的持续性。同时在9—10月间的相关系数却是负值，说明副高持续性的破坏多出现在秋季。根据1951—1975年副高月平均面积指数资料统计，这种转折出现在秋季3个月(9,10,11月)的几率占转折总数的一半，计算11月副高强度与第二年夏季副高强度的相关系数高达+0.87。由此说明，副高容易在秋季转折，而当副高在秋季转折后，一般其强度可持续到第二年夏季。另外一些工作还表明，副高平均脊线的持续性亦容易在春秋发生转折。

西太平洋副高持续性和转折的这种规律对北半球副高也适合。图 9.2 断线给出北半球副高面积指数邻月相关系数，对比图9.2实线与断线，二者变化趋势基本一致。说明北半球副高也具有很明显的月际持续性，月际相关一般在+0.70左右，同样，这种月际持续性在秋季9—10月达到最小，也就是说在9—10月，北半球副高的强弱容易发生转折。

4. 副高特征量的准周期性变化　副高各特征量的变化还具有比较明显的周期性，利用距平累积曲线分析，周期图分析和功率谱分析等工具可以寻找副高特征量的周期。副高面积指数的谱分析图(图9.3)[3]说明，副高面积指数存在大约二个半月、三个半月及三年半的周期，其中又以三年半的周期为最突出。从副高强度指数的谱分析中还发现，副高强度还存在大约6—8年及11—12年左右的较长周期。副高西伸脊点的变化周期大约存在3—5年及10—11年、15年左右的周期。有的作者指出副高3—5年周期是与热带东太平洋（赤道冷水区)的海温3.5年周期有联系。

二、副高的长期预报

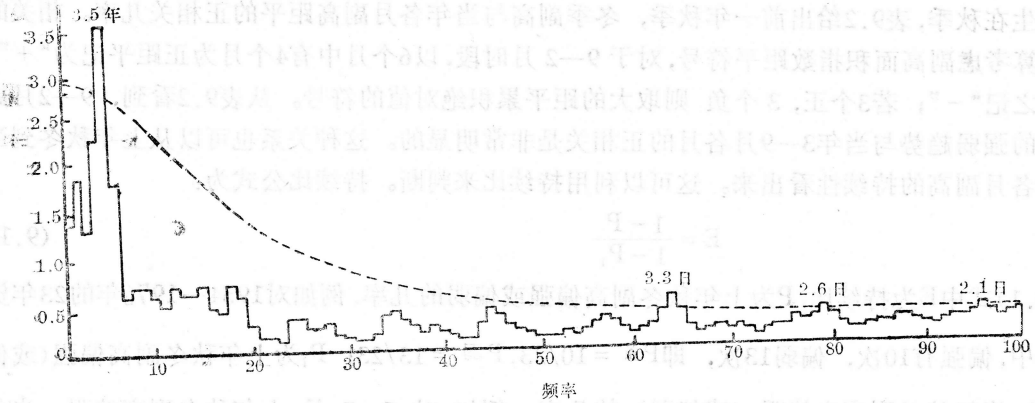


图 9.3 副高面积指数的谱分析(地理所长期组1976)

副高的长期预报侧重于对副高强度及位置的预报，其预报方法主要分两大类：一是从副高本身的变化中寻找规律做预报；另一个是用与副高变化密切相关的物理因子来作副高的预报，下面举几个例子来说明。

1. 利用副高本身变化规律做预报

(1) 利用冬季副高强弱做夏季副高脊线位置的预报。分析副高资料发现，夏季副高脊线南北位置的变化与前期冬季副高强弱有较好的关系。表9.1给出1952—1971年夏季副高脊线位置(N)与前一年冬季副高强度的关系。从表9.1可以看到，一般冬季副高偏弱的年份，110°—150°E范围内的500毫巴候平均脊线稳定北移至≥20°N的日期较早(多年平均日期是6月第4候)，盛夏月平均脊线的最北位置偏南(≤30°N)；相反，冬季副高偏强的年份，脊线稳定北移至≥20°N的日期较晚，夏季副高最北位置偏北。这样根据冬季副高强弱状况即可预报来年夏季副高脊线最北位置及脊线稳定北跳过20°N的日期。

表 9.1 夏季副高脊线位置与冬季副高关系(陈兴芳，1978)

前冬副高弱年	1954	1955	1956	1957	1962	1963	1965	1968	1969	1971	平均
夏季脊线最北位置(N°)	31	29	28	29	28	27	26	28	27	28	28
脊线≥20°N开始月·候	5.4	6.1	5.6	6.4	6.1	5.4	5.3	6.6	6.6	5.5	6.1
前冬副高强年	1952	1953	1958	1959	1960	1961	1964	1966	1967	1970	平均
夏季脊线最北位置(N°)	26	30	25	28	31	30	31	31	30	31	29
脊线≥20°N开始月·候	6.6	6.6	6.6	7.1	6.4	6.4	6.4	7.2	6.5	6.4	6.5

(2) 副高持续性的判别及预报，如上节所述，副高的强弱有明显的持续性，转折一般多

表 9.2 前一年9月——当年2月副高与当年3—12月逐月副高距平正相关几率[4]

正相关几率 当年月 / 秋冬	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
9—2月	0.74	0.83	0.75	0.74	0.74	0.65	0.74	0.48	0.45	0.45

发生在秋季，表9.2给出前一年秋季，冬季副高与当年各月副高距平的正相关几率。相关的计算考虑副高面积指数距平符号，对于9—2月时段，以6个月中有4个月为正距平记为“+”，反之记“-”；若3个正，3个负，则取大的距平累积绝对值的符号。从表9.2看到，9—2月副高的强弱趋势与当年3—9月各月的正相关是非常明显的。这种关系也可以从上年秋冬到当年各月副高的持续性看出来。这可以利用持续比来判断。持续比公式为：

$$E=\frac{1-P}{1-P_1} \tag{9.1}$$

(9.1)式中E为持续比，P为上年秋冬副高偏强或偏弱的几率，例如对1954—1976年的23年资料中，偏强有10次，偏弱13次，即$P_{强}=10/23$，$P_{弱}=13/23$；P_1为上年秋冬副高偏强（或偏弱），当年某月副高也偏强（或偏弱）的几率。例如，对5—7月，上年秋冬副高偏强，当年5—7月副高仍偏强共9次；上年秋冬副高偏弱，当年5—7月副高仍偏弱共有10次，则$P_{1强(5-7)}=9/10$，$P_{1弱(5-7)}=10/13$，将计算值代入(9.1)得：

$$E_{强}=\frac{1-P_{强}}{1-P_{1强}}=\frac{1-\frac{10}{23}}{1-\frac{9}{10}}=5.65$$

$$E_{弱}=\frac{1-P_{弱}}{1-P_{1弱}}=\frac{1-\frac{13}{23}}{1-\frac{10}{13}}=1.88$$

由此，利用(9.1)可以计算出各时段或各月的$E_{强}$及$E_{弱}$。

根据统计学原理，E满足5%信度界限为

$$1\pm1.96\sqrt{\frac{p}{n(p-1)}} \tag{9.2}$$

式中n为样本总数，利用（9.2）可以计算出持续性判别界限。对于上例计算得到，若$E_{强}>1.56$，有持续性；若$E_{强}>0.74$，无持续性；若$E_{强}$在0.74—1.56之间，则不能肯定有持续性。对于副高偏弱的情况，若$E_{弱}>1.87$有持续性；若$E_{弱}<0.68$，无持续性；若$E_{弱}$在<0.68—1.87之间，则不能肯定有持续性。

由此得到秋冬副高在不同时期，不同时段持续比的差别（见图9.4），即：1）当上年秋冬副高偏强时，当年3—4月，5—7月，8—9月也持续偏强，5—7月的持续偏强尤为显著；若上年秋冬副高偏弱，则当年3—4月，5—7月及8—9月副高也持续偏弱，但5—7月的偏弱就不如3—4月及8—9月的偏弱显著。2）上年秋冬副高偏强（或偏弱），一般只持续到当年8月，再往后到秋冬副高就不一定持续偏强（或偏弱）了，甚至发生转折或突变。3）若上年秋冬副高偏强，则当年3—9月逐月副高都持续偏强，其中4—7月各月的偏强尤为显著；若上年秋冬副高偏弱，则只能持续到5月，夏季6—8月副高也有较大变化。

（3）利用时间序列方法做副高特征量的预报，对副高各特征量的时间序列（横向或纵向）用方差分析，周期图分析或综合时间序列分析等方法做出这些特征量的预报。这些方法在气象统计方法中已有介绍，这里不再详述。此外，还可绘制这些特征量的历史演变曲线或

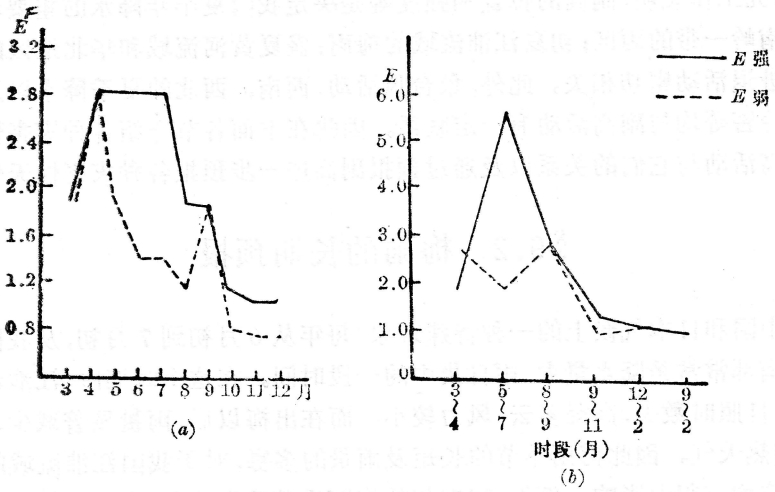


图 9.4 上年秋冬(9－12月)副高与当年各月(a)及 时段(b)副高的持续性比[4]

距平累积曲线,滑动平均曲线等,从曲线定性地预报副高未来变化趋势。

2. 用物理因子做副高的预报 分析副高与各种因子的相关,例如与海温、太阳活动、青藏高压、环流指数、赤道辐合带等因子的关系,利用各种回归方法建立预报方程或点聚图,做副高的预报。这里介绍用秋冬季太平洋海温预报夏季副高特征的工作。

地理所长期组(1976)[3]从相关普查和功率谱的研究发现,副高的一些特征量的变化与太平洋赤道冷水域海面温度以及冷暖洋流区的海面温度有密切关系,特别是前期太平洋这些地区的海面温度对副高特征量有指示意义,这为副高的长期预报提供了线索。

赤道东太平洋5°N—10°S,80°W—180°通常称"赤道冷水域",这里温度的年际变化显著,振幅和空间尺度大,时间上稳定,是海洋影响大气的一个关键区。以130°W剖面海面温度作代表与副高面积指数分别进行功率谱分析(资料取1950—1975),发现二者存在三种相当接近的振荡周期:2个月,3个半月,3年半。从海温与副高时间序列曲线对比发现,当海温开始变冷后大约1—2个季度,副高也相应开始变弱,副高对海温落后5个月的时滞相关系数最大,达0.72,信度>99%。同时还发现,副高西伸情况也在很大程度上受到海温的影响:当海温增高后,副高西伸;变冷后副高东撤。副高变化落后的时间大约也是4—5个月。由此可以计算夏季副高面积指数及西伸情况与前期各月(或季)赤道冷水域海面温度的相关,用相关大的月(或季)的海温关键区做因子,用相关和回归的方法预报出夏季副高的强度与位置来。对1976—1979年夏季副高预报的检验表明,预报效果较好[5]。

许以平等(1978)普查夏季副高的特征量与前期各月太平洋几个海域:赤道冷水域,加利福尼亚寒流区155°W以东,15°—40°N;黑潮暖流区155°E以西,15°—50°N;西风漂流区160°E—130°W,30°—50°N,海面温度的相关,计算结果表明,影响夏季西太平洋副高的面积指数的主要因子是秋冬季赤道海温,其次是加利福尼亚寒流海温;平均脊线稳定北跳≥20°N的主要因子是秋冬加利福尼亚寒流海温,其次是赤道海温;6月588线北界的主要因子是秋冬季黑潮暖流,其次是加利福尼亚寒流;对西伸脊点主要因子是秋冬季赤道冷水域,西风漂流区和黑潮区3个区域的相互作用结果,其中西风漂流区海温贡献最大。

以上介绍了副高的特征及其一些长期预报的方法,副高的研究是长期预报的一个重要

课题，许多研究工作表明，副高的位置和强度等是决定我国夏半年降水的重要环流系统，如晚春华南及南岭一带的雨区；初夏江淮流域的梅雨；盛夏黄河流域和华北地区的雨季降水等都与副高的进退活动密切相关。此外，象台风活动，西南，西北的夏季降水以及东北的夏季降水及低温冷害等均与副高活动有一定联系。因此在下面各节介绍各种灾害性天气时要进一步分析副高活动与它们的关系以及通过预报副高进一步预报各种灾害性天气的可能性。

§9.2 梅雨的长期预报

梅雨是中国和日本气候上的一种特殊现象，每年从6月初到7月初，从我国长江流域一直到日本的南部常常是降水量大，雨日集中的一段时间。在这个时期内，江淮流域的气候特点是雨量大，日照时数少，高湿多云，风力较小。而在出梅以后，雨量显著减少，湿度下降，温度升高，多酷热天气。因此梅雨季节的长短及雨量的多寡，对于我国江淮流域的农业生产及整个国民经济均有很大影响。例如，1954年的梅雨季节异常持久，梅雨期长达50余天，汉口的最高水位超过多年平均4米多，江淮流域出现严重水灾；1934年和1958年梅雨非常不明显（空梅），造成江淮流域严重干旱。长期以来，对梅雨季节的入梅、出梅时间，梅雨期长度及梅雨期降水量变化及其预报的研究一直是我国长期预报工作中的一个重要组成部分。

一、梅雨的气候特征

我国关于梅雨的研究是非常多的，对于梅雨的定义也是多种多样的，因此在讲述对梅雨的长期预报前，有必要首先说明梅雨是如何定义的。

1．确定梅雨期的标准　对梅雨的定义有两种观点，有的人强调环流形势，有的人重视天气特征。这里介绍中央气象台长期预报组[6]对梅雨的定义，他们一方面考虑了环流形势，另外也注意到天气特征。

分析东亚110°—125°E范围内500毫巴副高脊线多年平均纬度的10天滑动平均曲线和115°E以东我国大陆上主要雨带轴线多年平均纬度的10天滑动平均曲线发现，从5月到8月，副高脊线和我国东部雨带逐渐向北移的趋势是一致的。5月下旬脊线尚在17°N左右，雨带在我国南岭附近；6月中下旬副高脊线北进至20°N以北，雨带亦由南岭北进至长江流域形成梅雨；7月中副高脊线北进至25°N以北，雨带北进至黄淮流域，长江中下游出梅并进入盛夏。由此说明，副高脊线的南北位置对判断和确定梅雨的开始及结束是非常重要的。对于没有高空图的时期，则寻找了一些地面指标来代替副高做为划分梅雨标准，确定梅雨期的各种指标见表9.3。即在有高空图的时期（大约从1950年以后），利用表9.3中的(1)和(2)确定梅雨期；在无高空图的时期（1950年以前），则以(1)和(3)为主来确定梅雨期，适当参考(4)。由于经过了一定的检验，用这种方法确定的近百年梅雨资料序列前后是连贯的。

表 9.3　确定梅雨期的标准[6]

(1) 降水指标	长江中下游出现持续6天以上的雨期
(2) 高空指标	副热带高压(110°－125°E)脊线位置20°N≤n<25°N
(3) 地面指标	上海各候P<1010，T>19℃；福州各候T≥25℃，雨期结束后，持续2候上海T≥25℃，即为出梅入夏
(4) 参考指标	a)长江中下游出现雨期时，雨带轴线在28°N以北；b)极锋稳定于27－33°N之间

2. 描述梅雨期的几个特征量　从上节给出确定梅雨期的标准，根据长江中下游五个站：上海、南京、芜湖、九江和汉口历年的逐日降水资料来划分梅雨期。表征梅雨期的特征量主要有：入梅日期、出梅日期、梅雨期长度和梅雨期降水量，表9.4给出近30年的梅雨特征量*，图9.5给出近80年入梅日期，出梅日期，梅雨期长度和梅雨期降水量的概率分布。从表9.4与图9.5可以看出：(1)入梅日期。典型梅雨开始的日期几乎有50%集中出现在6月6日—15日，另有24%出现在6月24日以后。最晚入梅则可推迟到7月初，如1947年是7月4日方才入梅，最早则可出现在5月下旬，如1896年入梅在5月26日。一般入梅开始早的年份，梅雨期大多偏长，反之则偏短，二者相关系数为+0.57。(2)出梅日期。出梅日期最大概率在7月6—10日，在6月下旬出梅的概率亦可达23%，7月下旬出梅的概率则不过13%。对于异常年最早出梅可发生在6月中旬，如1961年；最晚出梅则在7月底——8月初，如1954年。由此可知，出梅早、晚极端相差可达一个半月。(3)梅雨期长度，典型梅雨期平均长20天，有12%的年梅雨期可长于一个月，而梅雨期长度小于或等于10天的亦占20%，表明差不多每5年中有一年梅雨期不明显。典型梅雨期最长的是1896年，长达60天，1954年长达50天；有些年则划不出梅雨期(即"空梅年")，如1958，1965年等。(4)梅雨期降水量。典型梅雨期内，长江中下游5站平均总降水量为1236毫米，异常多梅年如1954年为常年梅雨量的3倍。梅雨期长度和梅雨期降水

表 9.4　近30年的梅雨特征量*

年	入梅日 (月·日)	出梅日 (月·日)	集中期长度(天)	梅雨量 (mm)	梅雨强度
1951	6.22	7.23	23	1164	2.60
52	7.2	7.16	14	334	1.21
53	6.19	6.29	10	1150	2.58
54	6.12	8.1	50	3727	6.27
55	6.21	7.9	18	1213	2.55
56	6.4	7.15	28	1563	3.22
57	6.19	7.10	21	1154	2.53
58	空	梅		(150)	0
59	6.27	7.6	9	442	1.30
60	6.8	6.26	18	779	1.96
61	6.6	6.16	10	837	2.02
62	6.17	7.9	22	1842	3.43
63	6.23	6.30	7	472	1.40
64	6.23	6.30	7	1129	2.87
65	空	梅		(63)	0
66	6.25	7.13	18	1000	2.20
67	6.23	7.10	17	648	1.75

* 资料由中央气象台长期预报组提供。

（续）

年	入梅日（月·日）	出梅日（月·日）	集中期长度(天)	梅雨量(mm)	梅雨强度
1968	6.24	7.20	19	635	1.79
69	6.23	7.21	28	2921	4.80
70	6.18	7.22	26	1473	3.06
71	6.9	6.15	6	261	0.95
72	6.20	6.30	10	770	1.89
73	6.16	6.26	10	596	1.58
74	6.10	7.19	21	1271	2.69
75	6.16	7.17	31	1500	3.24
76	6.21	7.16	25	908	2.35
77	6.9	6.18	9	447	1.31
78	6.8	6.15	7	402	1.25
79	6.19	7.23	25	1519	3.09
80	6.9	7.22	43	1999	4.22
80年平均	6.15	7.9	20	1236	

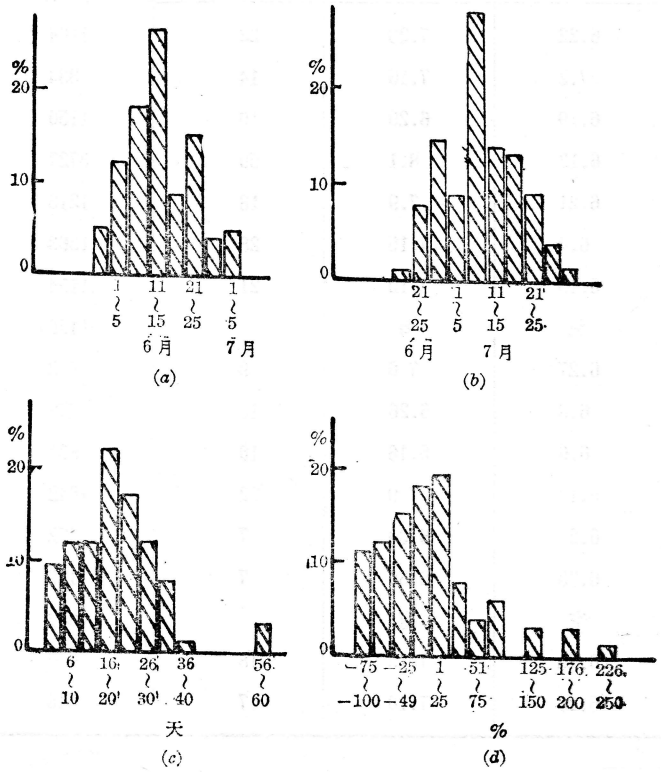


图 9.5 多年入梅日期(a)，出梅日期(b)，梅雨期长度(c)，梅雨期降水量(d)概率分布[8]

总量有+0.85的相关，即当梅雨期长度明显偏长的各年相应梅雨期总降水量也明显偏大。

梅雨期的特征量具有一定的周期性，利用波谱分析方法对梅雨期4种特征量进行分析，发现具有2—3年周期振动和11—13年左右的振动，此外，入梅日期还具有22年周期，梅雨期长度具有世纪周期。

3. 梅雨期的环流特征　由于各年梅雨期发生的时间及梅雨期长度差别较大，不可能直接用各年梅雨期对应的环流来比较。因此，选用处在梅雨期间的6月月平均500毫巴环流图来分析丰梅与少梅期环流特征。图9.6[7]给出丰梅与少梅期相应的6月500毫巴月平均环流。图中丰梅年（a）取1954，1955，1964年做代表；少梅年（b）取1958，1963年做代表。对比图9.6中两个图发现，丰梅年副高呈东西向带状分布，高压中心在台湾省东部和160°E附近，副高的平均脊线位置在20°—23°N间，588线西伸至中印半岛，

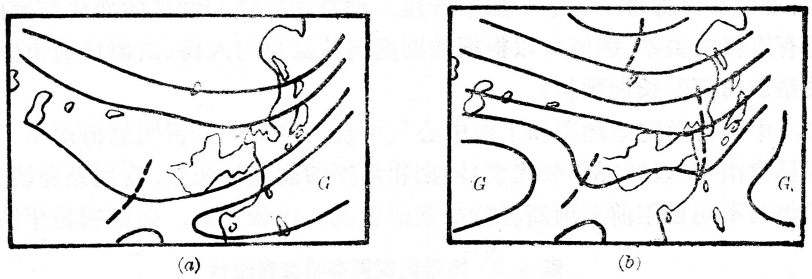


图 9.6　丰梅(a)与少梅(b)期500毫巴月平均图（陈其荣等，1978）

25°N以南地区全为正距平控制，而孟加拉湾附近却明显维持一低纬槽。另外，在朝鲜半岛至我国长江中下游地区为一不发展的东北西南向低压槽所控制，这个平均短波槽就是造成相应梅雨锋系维持的稳定槽。同时，在中高纬西风带从西伯利亚东部至鄂海为高压脊控制，正距平明显。以上副热带地区的环流形势保证了长江中下游大范围盛行西南气流并带来丰沛水汽；而鄂海阻塞高压的存在，使中高纬度上游的冷空气从贝加尔湖或巴尔喀什湖一带不断向南分裂和补充到江淮地区，有利于江淮流域暖、冷空气交绥并维持梅雨锋系。少梅年环流形势则有明显不同，副高呈椭圆状分布，高压中心偏东，588线的西部脊点只伸展到菲律宾群岛以东，我国南海至菲律宾东部洋面全为负距平控制，副高平均脊线在17°N附近，较丰梅年明显偏南3—6纬度。相应华东沿海的低压槽从朝鲜半岛伸至台湾省，江淮流域处于槽后西北气流控制下。同时，中高纬西伯利亚东部至鄂海地区为大片负距平所控制，无明显阻塞高压维持，这种环流形势显然不利于江淮流域梅雨。

当然，大气环流的特征是复杂的，形成丰梅或少梅的原因又是多样的，因此这里给出两种基本的环流特征，只能是示意图性质，不能代表各种丰梅或少梅的环流形势。

二、梅雨的长期预报

由于梅雨的强弱和入梅、出梅的早晚对农业及水利等各方面影响甚大，长期以来我国有关梅雨的预报做了许多研究工作，下面分别介绍几种预报方法。

1. 利用前期环流特征做梅雨的预报　分析梅雨明显年与不明显年，入梅、出梅早或晚的年相应前期秋季和冬季大气环流的特征，得到一些预报梅雨量和入梅出梅时间的环流指标，利用逐步回归或多元回归，点聚图等统计方法建立预报方程或预报图表。

例如，武汉中心气象台(1975)的研究表明，入梅早晚与前一年入冬时间，冬季西太平洋

副高强度及12月、2月在新疆到青藏高原西部的高压脊变化有较好的对应关系。而出梅的早晚则与秋季、冬季青藏高原西部高压脊强度，冷空气入侵我国西南部的次数有关。梅雨明显(强)的年份，秋季西太平洋副高的最盛时期出现得特别早或特别晚，10月位于乌拉尔山的高压脊较稳定，进入初冬后，东亚环流较平直，反映冬季环流的主要特征之一的亚洲大陆沿海低槽强度弱或者位于贝加尔湖地区，到了2月，我国南部地区的高度场偏高。梅雨不明显(弱)的年份，上述特征相反。其中尤以亚洲大陆沿海主槽强度和华南500毫巴高度场与梅雨量关系最密切。

另外还可根据入梅、出梅日期及梅雨量与前期月或季平均500毫巴高度场和海平面气压场做相关普查，取出相关系数较高又有较明确物理意义的高度关键区，利用逐步回归等方法建立预报方程。

2. 利用副高做梅雨的预报　如上所述，副高的位置与强度的变化与梅雨量以及入梅、出梅早晚有直接的关系，因而可以根据前期副高特征量与入梅、出梅日期和梅雨量、持续长度等的关系做梅雨的长期预报。

例如，中国科学院地理所和上海中心气象台(1978)[8]分析明显梅雨年（以1956年做代表)、不明显梅雨年(以1958年做代表)同期和前期的副高特征量，发现差异较大，表9.5给出梅雨明显年与不明显年前期副高各特征量的状况。比较发现，梅雨明显年前期副高总趋势

表 9.5　梅雨前期副高特征量统计[8]

副高特征量	梅雨	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
面积指数	明显年A	15.8	13.2	11.3	7.3	3.2	1.7	2.5	5.8	8.3	17.5
	不明显年B	19.8	13.3	10.8	10.3	6.8	4.7	6.5	7.5	11.7	19.0
	A－B	－4.0	－0.1	0.5	－3.0	－3.6	－3.0	－4.0	－1.7	－3.4	－1.5
脊线南北位置	明显年A	24.4	20.0	18.6	16.6	13.5	12.7	14.2	16.0	17.7	19.5
	不明显年B	25.0	19.8	17.3	13.0	13.3	13.3	13.7	14.8	17.2	19.5
	A－B	－0.6	0.2	1.3	3.6	0.2	－0.6	0.5	1.2	0.5	0.0
西伸脊点	明显年A	109	111	119	136	153	173	142	121	127	116
	不明显年B	121	110	133	131	135	144	140	119	119	122
	A－B	－12	1	－14	5	18	29	2	2	8	－6

是偏弱的，位置偏北；西伸脊点秋季偏西，冬春季偏东。而当前期副高持续偏强，位置偏南；西伸脊点秋季偏东，冬春季偏西，则初夏梅雨不明显。以上分析说明，梅雨明显年和不明显年的副高背景差异在前期秋冬已有明显不同。例如，入梅时间与前期1月中旬副高面积指数和2月副高脊线位置呈正相关，即当冬季副高弱、脊线偏南，则初夏入梅偏早；反之入梅偏晚或正常。出梅时间与前一年10月副高面积指数呈反相关，与前一年10月副高西伸脊点呈正相关。当前期秋冬副高强，位置偏西时，第二年出梅偏早或正常；反之出梅偏晚。梅雨持续期与前期12月副高脊线，10月西伸脊点，11月副高平均脊线呈正相关。即前一年秋季副高位置偏西偏南，第二年梅雨持续期偏长或正常。梅雨总量与前期12月副高脊线呈正相关，与9月西伸脊点有反相关，与12月下旬副高面积指数亦为反相关。故当前一年秋季副高偏西，冬季副高脊线位置偏北时，第二年梅雨量偏多，反之则正常或偏少。以上这些关系历史拟

合率较好。在预报方程中再配上一些与梅雨有关的西风带因子，则预报效果有所提高。

3. 利用海温做梅雨的预报　由于海温与副高关系密切，而副高的强度与位置又决定了梅雨期的特点，因此可以直接利用海温与梅雨的关系来做预报。一种方法是普查梅雨量、入梅、出梅日期与前期太平洋海温的相关关系，选出一些相关明显的海温关键区，利用统计方法做出梅雨的预报。一种是对比明显梅雨年与不明显梅雨年相应前期各季或各月太平洋海温场的平均状况的差异，利用前期海温场的不同分布状况来预报梅雨期的特点。

这里介绍秘鲁沿海出现厄·尼诺现象与梅雨的关系。表 9.6 给出出现厄·尼诺各年的

表 9.6　出现厄·尼诺各年梅雨状况(有(　)者皆为空梅年)(徐群，1975)

年	入梅日期(月，日)	梅雨长度(天)	梅雨量相对%率
1891	6.28	16	79
1898	(6.22)	(6)	(25)
1925	(6.21)	—	—
1939	6.15	19	103
1940	6.14	16	78
1941	6.22	26	114
1953	6.19	10	93
1957	6.20	20	91
1958	(6.27)	(2)	(9)
1965	(7.6)	(2)	(5)
1966	6.25	18	120
1972	6.20	10	62
平均	6.22	12	63
距平	迟6天	短 天	−37
置信水平(t检查)	0.99	0.99	0.98

梅雨状况。很显然，出现厄·尼诺的年份，长江中下游入梅显著推迟，平均日期迟至 6 月22日，比常年推迟 6 天，和近90年入梅平均日期对比，置信水平达0.99。梅雨期平均也比常年缩短 8 天，梅雨量也显著减少。而且发生厄·尼诺的 12 年中竟有 4 个空梅年：1898，1925，1958，1965，占近90年发生空梅年数之半。

以上介绍了一些预报梅雨的方法，当然，预报梅雨时需要把各种方法综合考虑。此外，还可以直接根据梅雨期的几个特征量的历史资料，利用时间序列的方法如方差分析、周期图方法和综合时间序列等统计方法做出它们的未来情况的预报，具体计算方法在统计预报中已有详细介绍。

§9.3　台风的长期预报

台风是出现于西太平洋的强热带气旋。西太平洋台风生成数目及影响我国和日本及东南亚国家的台风数，在世界各地热带气旋活动中是首屈一指的。

台风是影响我国夏半年降水的一个重要的天气系统，台风的西行或登陆直接影响到我国南方降水的多寡，而台风的转向北上还影响到我国北方沿海诸省，我国华南地区则几乎一年四季都可以受到台风的影响。当长期干旱时，台风带来的丰沛降水对农业等是有利的因素，但台风带来的狂风、大暴雨对农业及水利等的危害都是极大的。因此台风的长期预报对发展国民经济是十分重要的。

一、台风的气候特征

首先要了解一年四季台风的基本情况以及各种台风状况下的环流形势特征。

1. 划分台风的标准　台风在太平洋热带洋面上经常发生，有些台风对我国有影响，有一些台风则对我国没有影响，因此中央气象台将对我国有影响的台风划分为编号台风与登陆台风，其具体规定如下：

(1) 编号台风——凡台风出现或进入 150°E 以西范围内的，将其编号。逐年逐月统计每个月编号台风个数及整个一年编号台风总个数。

(2) 登陆我国台风——凡编号台风中有直接在我国登陆的，包括在我国台湾及海南岛登陆的在内，都称作登陆台风，也是逐年逐月统计登陆台风个数及整个一年登陆台风总个数。另外，从生产服务的需要出发，还统计登陆我国的强台风次数。强台风是以中心风力大于或等于12级定义的。

2. 台风的气候平均特征　对于西太平洋热带，一般来说，全年各月都有台风出现，但以2月份为最少，经常全月无台风出现，9月最多。季节分布则是夏季最多，秋季次之，冬季最少。一般 7—9 月 3 个月的台风次数占年总次数的60%以上，这 3 个月内各年很少发现没有台风的。编号台风年总个数一般在25—26个左右，多时可达三十几个，少时则只有十几个。登陆台风年总个数一般 8 个左右，多时可达 12 个，少时则只有 5 个。表 9.7 给出近30年逐年及6—9月编号台风个数与登陆台风个数*，由此可见6—9月台风占全年总数的大部份。多年平均各月个数分布见图9.7，从图9.7可以看到，编号台风个数的峰值在7月—10月，个数是4个或 5 个，2—3月则几乎无编号台风。登陆台风个数的峰值在7—9月，大约 2 个左右，而自11月到 5 月则基本上无登陆台风。

表 9.7　近30年编号台风与登陆台风个数（中央气象台长期预报组）

年	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
年编号台风总数(个)	17	30	25	22	26	23	20	31	23	30	33	31	23	34	32	30	36	27	21	23	32	23	18	29	23	23	16	26	23	20
年登陆台风总数(个)	6	12	9	7	5	7	6	9	6	8	12	7	7	8	9	10	12	6	5	6	12	7	9	12	8	5	7	7	6	10
6—9月编号台风总数(个)	9	16	14	13	17	15	10	19	11	22	20	18	16	22	20	21	23	15	12	14	18	18	15	16	10	15	12	18	12	12
6—9月登陆台风总数(个)	6	10	8	4	5	7	5	9	6	7	9	6	7	6	8	9	9	5	5	5	9	6	9	9	5	5	7	7	6	9

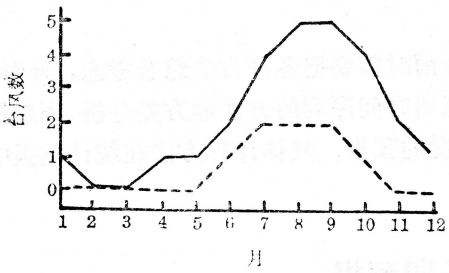


图 9.7　多年平均各月台风个数
（中央气象台长期预报组）
——为编号台风个数，-----为登陆台风个数

3. 台风发生季节的环流特征　在台风发生的主要季节7—10月里，同个月对于不同年，台风

* 资料取自中央气象台长期预报组。

个数可以相差很大。例如，1960年8月有10个编号台风，而1963年8月则只有2个编号台风。登陆台风个数在不同年也是变化很大的，例如，1967年8月有4个登陆台风，但是1977年8月则无登陆台风出现。经过分析发现，台风多与台风少的月相应的500毫巴环流形势有明显的差异，图9.8给出西行台风多，转向台风多，登陆台风多与台风少等4种类型的相应500毫巴月平均环流的距平分布（东亚部分）。其中西行台风多以1960年8月为例，转向台风多以1966年8月为例，登陆台风多以1967年8月为例，台风少以1963年8月为例。前三种(a)—(c)都是台风个数多的情况，对比图9.8(a)—(c)与图9.8(d)发现，在台风多与少的月，环流特征差别是明显的。在台风多的月（见图9.8a，9.8b及9.8c），高纬度盛行负距平，中纬度正距平，低纬度负距平，显示出中纬度高指数环流的特征。高纬度的负距平表明了极地冷气团处于"发展"阶段，

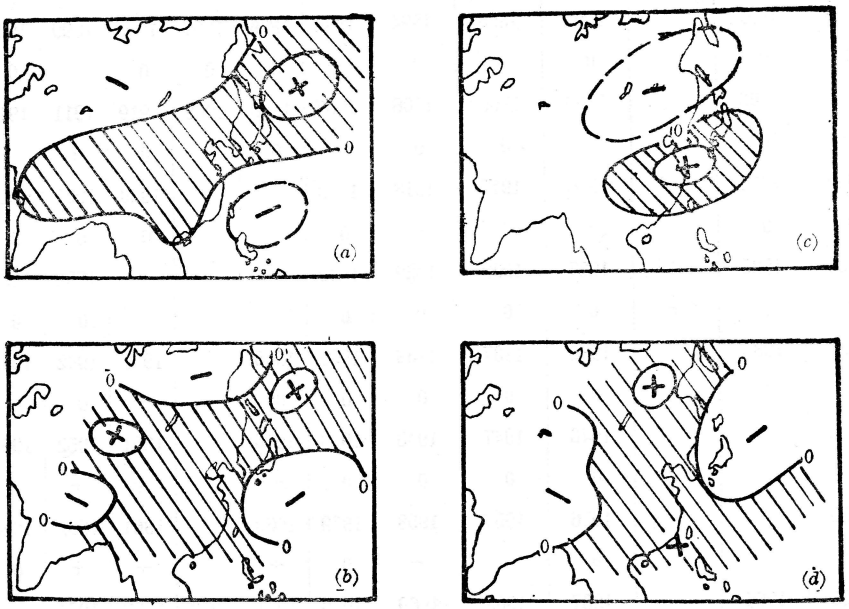


图 9.8 西行台风多(a)，转向台风多(b)，登陆台风多(c)，台风少(d)时相应500毫巴月平均高度距平图

中纬度正距平和低纬度负距平表明了副高从它的正常位置向北移动和赤道辐合带的向北扩展。在台风少的月（见图9.8d）恰好相反，高纬度是正距平，中纬度是负距平，低纬度是正距平，中纬度是低指数环流型。此时，极地气团侵入中纬度，并处于"减弱"阶段。在高纬度有比正常偏高的温度，副高从它的正常位置向南移动，赤道辐合带收缩并从其正常位置向南移动。日本气象学者分析台风季节（以7—9月表示）台风频繁型（以1950，1966，1967年为代表）与台风稀少型（以1947，1951，1957年为代表）相应的500毫巴高度距平平均图，也得到类似的结论。对于西行台风多，转向台风多，登陆台风多三种情况的环流略有不同，西行台风多时，相应500毫巴距平图上中纬度西太平洋到我国除东南沿海以外的大部分地区均是正距平（见图9.8a），即西太平洋副高呈东西向带状，明显西伸。转向台风多相应500毫巴距平图上在中低纬大约120°—140°E有一块负距平区（见图9.8b），即一般副高容易分成两环，副高主体位置偏东，大陆还有一环，这种环流形势下有利于台风转向。而登陆台风多的情况则是在我国东部沿岸到西太平洋是正距平区（见图9.8c），即副高在我国沿海部分较强，有利于台风在我国登陆。

二、台风的长期预报

我国关于台风的长期预报侧重于如下几个方面，即编号风个数，登陆台风个数，强登陆台风个数，登陆台风出现的时间及台风登陆的位置。有关台风的长期预报是长期预报的一个薄弱环节，这里主要介绍几种台风的长期预报方法。

表 9.8　太阳黑子11年周期中西行台风变化的分布[9]

m	+1	+2	−2	−1	M	+1	+2	+3	±4	−3	−2	−1	m
						1884	1885			1886	1887	1888	1889
						0	−			0	0	−	0
1889	1890	1891		1892	1893	1894	1895	1896	1897	1898	1899	1900	1901
0	0	0		0	+	0	−	0	0	0	−	0	−
1901	1902	1903		1904	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1911	1912	1913
−	−	0		0	0	0	−	0	+	0	+	+	0
1913	1914	1915		1916	1917	1918	1919			1920	1921	1922	1923
0	0	0		−	0	−	0			0	0	0	0
1923	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930				1931	1932	1933
0	0	0	+	0	0	0	0				0	0	0
1933	1934	1935		1936	1937	1938	1939	1940		1941	1942	1943	1944
0	+	0		0	0	0	0	0		−	0	−	−
1944	1945			1946	1947	1948	1949	1950		1951	1952	1953	1954
−	−			0	0	0	0	−		0	+	+	0
1954	1955			1956	1957	1958	1959	1960		1961	1962	1963	1964
0	−			0	−	−	0	+		+	+	0	+
1964	1965	1966		1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974		
+	0	0		+	−	0	+	+	0	0	+		

1. 利用太阳活动做台风个数的预报　根据近百年的台风数资料的统计发现，我国的西行台风数与太阳黑子活动的11年周期有一定的关系。表9.8[9]给出太阳黑子11年周期中西行台风变化的分布（+偏多，−偏少）。表9.8说明：在太阳黑子高值年及至其后二年中，西行台风相对是偏少的（7年偏少，2年偏多）；从高值年后的第三年到低值年前二年西行台风活动偏多（8年偏多，3年偏少）；从低值年到高值年西行台风则有减少的趋势。由此可以根据太阳活动11年周期做出台风数的趋势预报。

2. 利用时间序列方法做台风的长期预报　我国有较长时期的台风数资料（年或月的），因此可以用统计学方法如方差分析、周期分析、平稳时间序列分析或综合时间序列分析等方法做台风数的长期预报。例如，利用周期分析方法发现西行台风数存在大约60年左右的长周期，还存在14年和11年的周期，利用周期分析亦可预报出未来年的台风数。

3. 利用韵律，前期相似和气候奇异点等方法做台风预报　月台风数与登陆台风数以及台风在月内出现的时间及登陆地点的预报主要是利用韵律规律和阴阳历叠加等方法来制作。此外，还可以通过前期环流或气象要素场的一些异常特征从历史上找相似来做台风的

预报。例如，根据农谚“冬春北风多，台风多”的验证以及预报经验发现，冬季冷空气活动与台风存在大约180天韵律。这样利用冬或春季地面气压值或最低气温值达到某一标准来表示冬春冷空气活动出现的日期，根据180天韵律关系，可以做出台风发生日期的长期预报。又如，广东的一些台站发现，可以利用气候奇异点来做台风的预报。他们发现，凡立秋日在农历六月廿二日或之前的年份（即立秋日越早），则影响该地区的台风个数越多（≥6个）；凡立秋日在农历七月五日或之后的年份（即立秋日越迟），则影响该地区的台风个数越少（≤4个）。初雷日在惊蛰（3月5日或6日）以前的年份，5月和6月无台风（初台迟）；反之，初台早。

4．利用相关、回归做台风预报　年或月的台风数，登陆台风数可以普查与前期500毫巴高度场或海平面气压场的相关，利用相关高的且具有一定物理意义的区域做为预报因子。还可以普查台风数与大气环流特征量（如副高强度和位置，极涡强度和位置，西风指数等）的相关以及与大气活动中心特征（如太平洋高压强度及位置等）的相关，利用相关高的特征量做为因子，利用统计方法做台风的预报。

例如，中央气象台长期组做年编号台风总数与年登陆我国台风总数的预报。将年编号台风总数与年登陆台风总数分别与前期（从前一年6月至当年3月）北半球500毫巴高度场计算相关，取相关系数满足95%信度的区域做为关键区。例如，图9.9给出年编号台风总数与前一年11月(a)及当年2月(b)北半球500毫巴高度场相关分布。很明显可以看出，对于冬半年（11月和2月）环流与年编号台风总数正相关明显的地区在北太平洋东北部上空，其中与11月的相关中心达到+0.58；另一个负相关明显的地区在北美上空，其中与2月的相关中心达到-0.56。即当冬半年500毫巴上东太平洋到北美西岸的脊强，同时北美的槽亦较深时，对应来年西太平洋上编号台风数较多；反之，编号台风数少。从选出的关键区，利用相关回归等

图 9.9a　年编号台风数与前一年11月北半球500毫巴高度场相关分布（中央气象台，长期预报组）

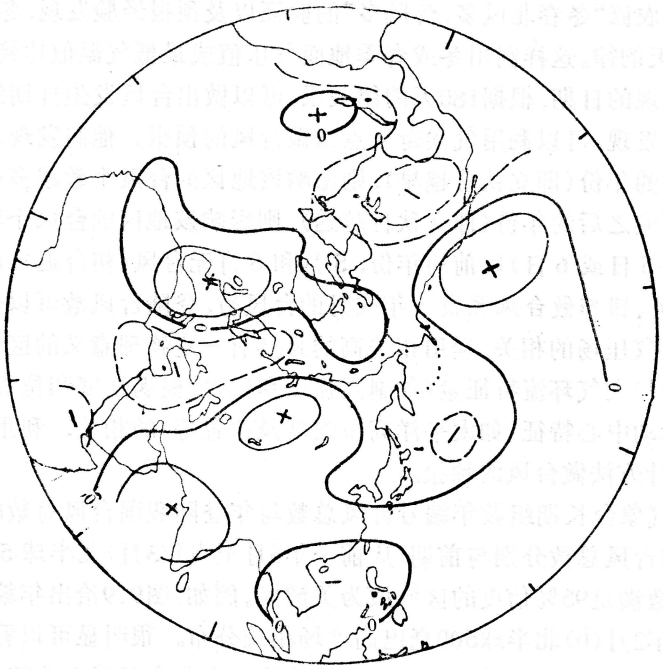


图 9.9b 年编号台风数与当年2月北半球500毫巴高场相关分布(中央气象台，长期预报组)

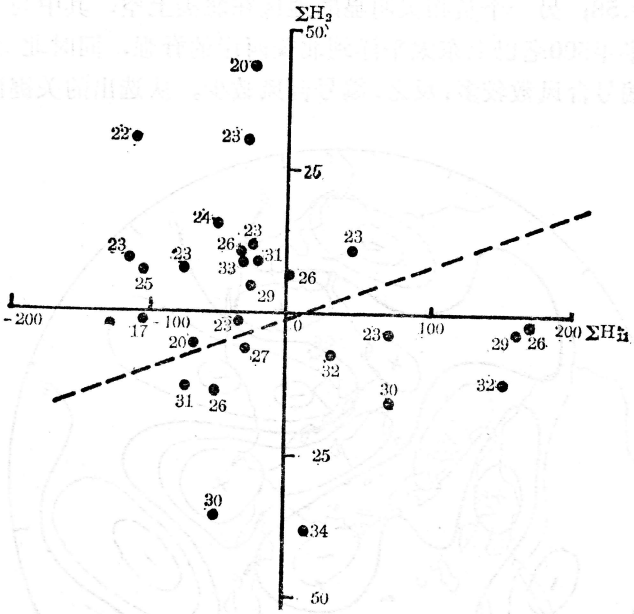


图 9.10 500毫巴关键区与年编号台风总数点聚图(中央气象台，长期预报组)

统计方法可以做出年编号台风或登陆台风的预报。图9.10给出利用前一年11月与当年2月的500毫巴高度关键区预报年编号台风总数的点聚图。

§9.4 寒露风的长期预报

通常把影响长江流域及华南地区的秋季低温称做“寒露风”。长江中下游是我国主要双

季稻产区，华南地区是我国主要双季稻和三季稻区。例如，近几年来长江中下游地区的双季稻种值面积已扩大到一亿一千万亩，要保证收好，关键是晚稻抽穗开花时的气温的预报；又如70年代以来我国南方许多省开始种植高产的杂交稻，杂交稻较一般品种每亩地平均增产100—200斤，但杂交稻的生长季较长，生长季中主要危害也是低温。而在晚稻抽穗开花时正值秋季冷空气逐步南侵的时候，容易遭受低温危害，从而影响水稻正常孕穗开花，增加空壳率，造成减产，因而做好长江中下游及华南地区秋季气温的预报是直接关系到我国农业生产的重要问题。

一、寒露风及其环流特征

1．寒露风的划分标准　中央气象台长期预报组[10]根据长江中下游地区晚稻以粳稻为主，华南地区晚稻以籼稻为主，分析气温降低对这两种水稻损害的严重性程度，从而确定寒露风降温的标准。即当5天平均温度由20℃下降到19℃，粳稻的空壳率的增加达到9—11%；当5天平均温度由22℃下降到21℃时空壳率的增加高于4%，因此将长江中下游地区和华南地区寒露风开始日期的标准分别定为日平均气温的5天滑动平均<20℃和≤22℃。

按此标准对1951—1975年共25年的资料进行分析，长江中下游及其以北地区寒露风出现的平均日期为9月20—30日，最早日期为9月1—10日，最晚日期为10月5—15日；长江中下游以南地区寒露风出现的平均日期为10月1—10日，最早日期为9月11—24日，最晚日期为10月15—25日；华南地区寒露风出现的平均日期为10月15－20日，最早日期为9月28日—10月10日，最晚日期为10月25日—11月10日。

解放以来我国南方寒露风出现特早的是1967年，1971年；出现特晚的是1953年，1961年。因此研究的重点就集中在其出现日期早及晚时的环流特征以及预报寒露风出现的日期。

2．寒露风出现早晚的环流特征　选取我国南方寒露风出现早的七年：1957，1958，1967，1970，1971，1972，1974年和出现晚的七年：1951，1953，1955，1960，1961，1962，1975年分别计算9月500毫巴高度距平平均，图9.11[11]给出寒露风出现早和晚相应的9月500毫巴高度距平平均图。寒露风出现早的年（图9，11a），我国大部地区及西太平洋为负距平，副高位置偏东，脊线位置偏南，欧洲中高纬度为正距平区，这种形势有利于冷空气南下侵入长江中下游及其以南地区，我国南方容易出现强冷空气活动。寒露风出现晚的年环流特征恰好相反（见图9.11b），我国大部地区及西太平洋为正距平区，副高西部为正距平区，且脊线位置偏北，西风带环流平直，中纬亚欧地区距平场为西低东高，这种形势不利于北方冷空气南下，强冷空气出现日期也偏晚。这说明影响长江中下游地区寒露风早晚的两个重要系

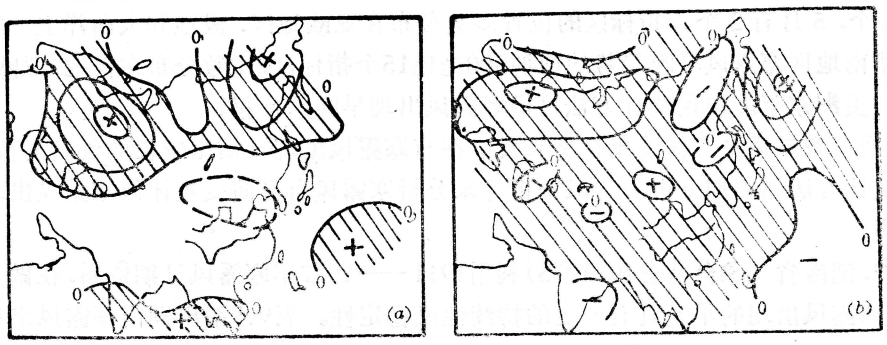


图 9.11　9月500毫巴高度距平平均图，　a.寒露风出现早，b.寒露风出现晚
（中央气象局研究院，农气组，1979）

统是9月东亚沿岸西风槽的强度和西太平洋副高的南北位置和东西位置。

类似地选取华南地区13个寒露风偏早和偏晚年，对比其10月500毫巴距平场特征，发现影响华南地区寒露风出现早晚的重要环流系统是乌拉尔山高压脊的强弱，新地岛西部冷空气的强弱以及极涡中心的强度。即当新地岛以西$\begin{pmatrix}10°—40°E\\60°—80°N\end{pmatrix}$高度距平为负值且乌拉尔山附近$\begin{pmatrix}60°—80°E\\40°—50°N\end{pmatrix}$脊偏强（高度距平为正值）时，华南寒露风明显偏早；反之则偏晚。而当极涡偏强（其中心高度值偏低）时，寒露风偏早；反之则偏晚。

二、寒露风的长期预报

1. 用一些前期重要环流系统做寒露风的预报　如上节所述，影响我国南方寒露风出现早晚的主要环流系统有东亚槽的强度及副高东西位置。用30°—40°N，110°—130°E代表东亚槽活动区，做出寒露风偏早年和偏晚年500毫巴高度距平逐月变化曲线（图9.12）。发现在偏早年1—3月东亚槽明显地由弱变强，未来春夏总趋势亦持续偏强；而偏晚年1—3月东亚槽明显由强变弱，未来春夏总趋势亦持续偏弱。偏早年东亚槽3月最强，偏晚年3月最弱，因此东亚槽3月强弱的变化对秋季寒露风出现早晚有较好的指示意义。分析寒露风出现偏早年和偏晚年前期500毫巴副高西伸脊点逐月变化曲线发现，前一年10—12月西伸脊点位置与次年寒露风出现早晚有关，如果脊点位置在120°E以东，寒露风出现偏早；脊点位置在120°E以西，寒露风出现偏晚。可以利用以上两种指标做寒露风的趋势预报。

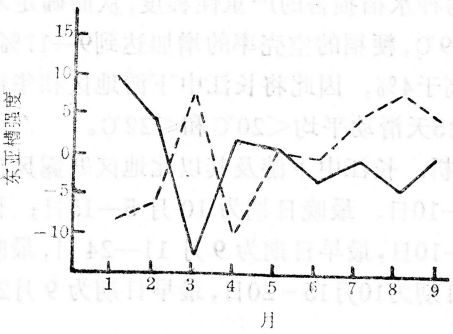


图 9.12　东亚槽强度前期逐月变化曲线。（实线偏早年，虚线偏晚年）（中央气象局研究院农气组，1979）[11]

2. 用前期大气环流关键区做寒露风的预报　普查我国南方秋季出现寒露风早晚与前期各月或各季海平面气压场及500毫巴高度场的相关，取相关系数大的关键区做为预报因子，利用统计方法做出预报。

例如，中央气象台长期预报组（1977）计算长江中下游寒露风与前一年9月至当年5月北半球500毫巴高度场进行相关普查，要求相关区与寒露风早晚趋势的相关概率达70%以上，共得到10个指标区，其中前一年9月有2个，10月有1个，11月有2个，当年1月有2个，3月有1个，5月有2个。指标区的位置多数分布在亚欧地区，极地和大西洋上。类似的办法得到华南地区寒露风早晚趋势的前期500毫巴15个指标区，多数分布在极地，亚欧地区，大西洋上及美洲东部。根据统计方法可做寒露风出现早晚的预报。

3. 利用寒露风自身演变规律做预报　在有寒露风出现日期比较长的资料的情况下，可以利用统计方法如周期分析，阶段分析等来分析寒露风自身演变规律做寒露风出现早晚的长期预报。

例如，湖南省气象台叶愈源（1978）利用1911——1977年寒露风日期资料，在做阶段分析中发现，寒露风出现的早晚具有一定的持续性或稳定性。表9.9给出湖南寒露风出现日期的阶段划分，从表中看到，各阶段内的特征是明显的，经过信度检验证明早、迟类差别是明显的。阶段分析可以做为长期预报的气候背景来考虑。利用谱分析发现，湖南寒露风日期有超

表 9.9 湖南寒露风出期日期阶段划分(叶愈源，1978)

阶　　段	长度(年)	平均日期距平	阶段类别	早类占%	迟类占%
1911－18	8	+1.0	迟	25%	75%
1919－23	5	－4.4	早	80%	20%
1924－33	10	+5.7	迟	20%	80%
1934－41	8	－2.9	早	75%	25%
1942－45	4	+5.2	迟	25%	75%
1946－51	6	－6.3	早	83%	17%
1952－56	5	－4.4	迟	20%	80%
1957－77	21	－5.0	早	76%	24%

过60年以上的长周期，还有12—15年的周期和 2 年的周期，此外还有26—30年的周期与3—4的年周期。这样，可以利用时间序列方法做寒露风的长期预报。

4. 利用韵律规律做寒露风的长期预报　通过许多农谚及大气环流变化分析，发现预报寒露风日期用韵律关系较好，其中尤以隔季相关较明显。例如，中央气象台长期组(1977)[10]验证农谚“春寒防秋风”，用 4 月上、中旬平均气温来表示“春寒”，秋风用秋季第一次冷空气造成低温相应的日期来表示。经过验证发现，春寒对应寒露风早，春暖对应寒露风迟，经χ^2检验，信度达95%以上。同时计算寒露风日期与春季大气环流的相关发现，凡 3 月、4月东亚槽持续偏东，同时贝加尔湖地区高度偏高时，则秋季寒露风早；反之，寒露风来得迟。另外，春季副热带系统的强弱与秋季寒露风关系亦很密切。当副热带系统弱时(西太平洋副高面积指数距平为负值且南海地区高度场为负时)，秋季寒露风早；而当春季副热带系统强时，秋季寒露风迟。

§9.5　冷害的长期预报

我国东北地区纬度较高，无霜期短，夏季温度状况对粮食产量的影响很大。例如，1972年夏季东北气温明显偏低，致使该年水稻减产57.1%，大豆减产43%；又如1976年是东北地区另一个明显的冷害年，该年水稻减产43%，大豆减产26.4%。以东北地区 5 个公认的解放以来的低温冷害年1954，1957，1969，1972，1976年为例，由于夏季低温造成粮豆平均减产89亿斤，平均减产16.2%。相反，当夏季气温明显偏高时，如1970，1975等年，粮食生产都获得丰收。东北地区是我国重要的商品粮基地，因而做好东北地区夏季温度状况的长期预报，对夺取农业的稳产、高产有很大意义。此外，日本的北部夏季也常受到低温冷害的影响，因而日本的气象学者对于冷害也有较多的研究。

表9.10[12]给出近百年来以哈尔滨为代表站的夏季低温冷害气候年表，这个表说明，低温冷害具有群发性，近百年来共发生 3 个冷害群。第一低温冷害群发生在1881年到1913年之间，共发生了 8 次低温冷害，在1881年到1888年期间，间隔1，2年就有一次低温冷害，1911年到1913年期间一次低温冷害持续时间达 3 年之久，为近百年来最大的一次低温冷害群。第二次低温冷害群发生在1934年到1940年之间，出现了 2 次冷害(1934～1940年)，是近百年来

表 9.10 哈尔滨低温冷害气候表(李贵友等,1980)

年代	夏季(6—8月)气温距平(℃)	低温冷害年	年代	夏季(6—8月)气温距平(℃)	低温冷害年	年代	夏季(6—8月)气温距平(℃)	低温冷害年
1878	0.8		1912	−0.7	▲	1946	0.6	
79	0.1		13	−1.2	▲	47	−0.2	
1880	0.5		14	0.2		48	0.6	
81	−0.8	▲	15	−0.4	●	49	1.6	
82	0.6		16	0.6		1950	1.1	
83	0.8		17	1.0		51	0.3	
84	−1.0	▲	18	−0.5	●	52	0.8	
85	−0.6	●	19	1.8		53	0.7	
86	−0.7	▲	1920	0.5		54	0.0	
87	−0.5	●	21	1.4		55	1.1	
88	−0.8	▲	22	−0.1		56	−0.4	●
89	0.3		23	−0.2		57	−0.4	●
1890	−0.2	第	24	1.4		58	0.2	
91	0.0		25	1.0		59	−0.3	●
92	−0.6	●	26	0.9		1960	−0.4	●
93	−0.2	一	27	0.4		61	0.6	第
94	−0.3	●	28	0.2		62	0.2	
95	−0.6	●	29	0.1		63	0.1	三
96	−0.2	冷	1930	0.3		64	−0.8	▲
97	0.3		31	−0.1		65	−0.4	●冷
98	−0.3	●	32	−0.1		66	−0.3	
99	0.0	害	33	0.6		67	0.2	害
1900	−0.2		34	−0.7	▲	68	0.1	
01	−0.2		35	0.4		69	−1.1	▲群
02	−0.9	▲	36	−0.3		1970	0.6	
03	−0.2	群	37	0.5	第	71	−1.0	▲
04	−0.3	●	38	0.8		72	−1.2	▲
05	0.3		39	1.1	二	73	0.3	
06	−0.1		1940	−0.8	▲冷	74	−0.4	●
07	0.6		41	0.1	害	75	0.5	
08	0.3		42	−0.5	●群	76	−0.3	
09	−0.4	●	43	−0.3	●	77	−0.2	
1910	−0.6	●	44	0.8				
11	−1.0	▲	45	−0.4	●			

较小的一次低温冷害群。第三次低温冷害群发生在1957年以后，到目前为止已出现5次低温冷害，即1957，1964，1969，1972，1974年。

下面进一步分析冷害与环流的关系以及冷害的预报。

一、冷夏与热夏的环流特征和海温特征

1．冷夏与热夏的划分标准　中央气象台长期组与东北三省组成的东北低温科研协作组选取海拉尔、嫩江、哈尔滨、佳木斯、牡丹江、长春、乌兰浩特、通辽、沈阳、赤峰10站的平均气温来代表东北地区的温度状况，以东北地区粮食生长季节5—9月和6—8月10站平均气温高低来表示东北地区的季状况。得到比较典型的冷夏年有1957，1969，1972，1976年等；比较典型的热夏年有1952，1955，1970，1975年等。以下利用到的冷夏年与热夏年即分别以这4年为准。

2．冷夏与热夏的环流与海温特征　分别计算冷夏与热夏年6—8月海平面气压差值并且计算东北地区夏季气温与6，7，8三个月海平面气压场各经纬度网格点的相关系数。从冷夏、热夏年气压场差值图与相关系数满足95%信度的区域分布看，它们明显地集中在两个地区：一是在极地附近，一是在太平洋上。当夏季太平洋副高势力比较弱（强），亚洲大陆热低压不发展（旺盛），极地冷空气势力较强（弱）并频繁（很少）向南扩散，则东北地区就容易出现冷（热）夏。因而造成东北地区冷夏的两个主要因素是来自极地的冷空气比较活跃且来自太平洋上的暖空气的势力比较弱。

图9.13 [13]给出东北地区冷夏、热夏年6—8月500毫巴高度距平和的平均分布图。显然冷夏年50°N以南为大范围的负距平区，50°N以北正距平占优势。这表明这些年份的夏季，北半球盛行经向环流，冷空气也比较活跃，经常扩散到50°N以南的中低纬度一带。热夏年的

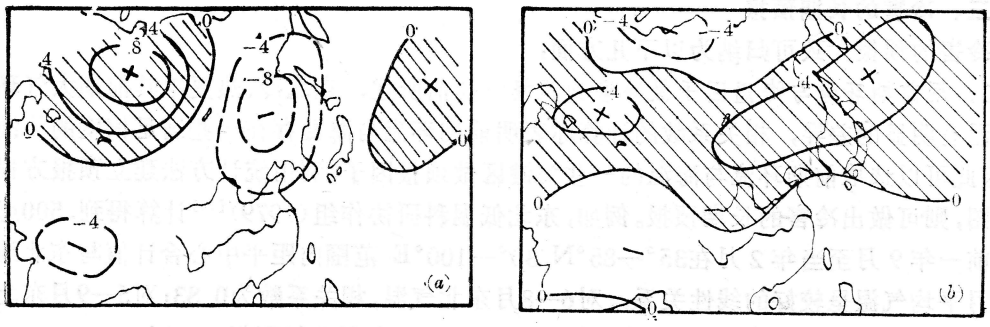


图 9.13　东北地区冷夏年(a)、热夏年(b)6－8月500毫巴高度距平和的平均图（东北低温科研协作组，1979）

情况则相反，50°N 以北大部分为负距平区，而30°N至50°N的中纬度地区则出现了环绕整个北半球的正距平带，这表明热夏年北半球盛行纬向环流，暖空气势力较强，冷空气不易向南扩散。另外，冷夏年控制我国东北地区的是超长波槽，热夏年则盛行超长波脊。

冷夏年、热夏年相应夏季太平洋海表温度的分布也明显不同。冷夏年西太平洋大范围是负距平区，东太平洋则为大范围正距平区；热夏年则恰好相反。

二、冷夏与热夏年前期的环流与海温特征

冷夏年与热夏年在夏季环流与海温表现出来的明显差异在前期就已有所反映。

分别计算冷夏、热夏年前期9月至5月海平面气压场差值分布以及逐月普查相关，发现

在冷夏年的前一年由秋到冬，阿留申低压和冰岛低压不发展，欧亚大陆上的冷空气也不活跃；热夏年则相反。但到隆冬以后一直到春季，冷、热夏年其海平面气压场的配置的差异与夏季就比较一致了。因而冷夏年冷空气的活跃，平均来说从隆冬季节开始，可持续到夏季，从而形成东北地区的冷夏；热夏年的情况则相反。

500毫巴上冷、热夏年前期差异亦很明显。前期秋冬季欧亚大陆持续负距平占优势，则一般未来是冷夏年；而热夏年前期，秋冬季欧亚大陆，特别是30°—100°E地区，没有什么极地强冷空气入侵，以正距平占优势。副高在前期秋冬季也有明显差异，图9.14给出热夏年平均（取1952，1955，1970，1975，1973，1961，1963，1967，1953年）与冷夏年平均（1957，1969，1972，1976，1964，1971，1954，1959，1965，1966年）的前一年9月到当年7月逐月副高面积指数的演变曲线。图9.14说明对于冷夏年，副高从前一年9月至当年夏季持续偏弱；热夏年则持续偏强，差异最大是从前一年10月至当年2月。

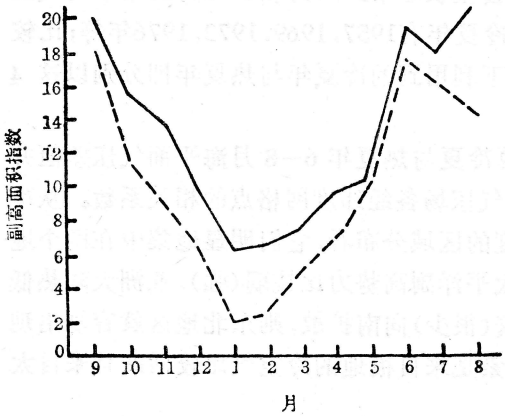


图9.14 副高面积指数演变曲线
（东北低温科研协作组，1979[13]）
（实线为热夏年，虚线为冷夏年）

计算东北夏季气温与太平洋海温的相关表明，当赤道太平洋东部地区出现大范围持续两年以上的负距平时，未来东北夏季气温显著偏低（如1957，1972，1976年）；反之，出现大片持续一年以上的正距平时，未来东北地区夏季气温一般不低（如1958，1966，1970，1973年等）。

三、冷害的长期预报

冷害的预报大致可归纳为以下几方面：

1. 用前期环流与海温因子做冷害的预报　如前所述，东北冷、热夏年其前期大气环流与海温有明显的差异，相关系数的计算亦表明前期环流与海温存在一些满足信度的关键区域，因此可以选取前期环流与海温的一些关键区做预报因子，利用统计方法建立预报方程或点聚图，则可做出冷害的长期预报。例如，东北低温科研协作组（1979）[13]计算得到，500毫巴图上前一年9月至当年2月在35°—85°N，30°—100°E 范围内距平中心合计值与东北地区6—8月平均气温呈较好的线性关系，对6—8月东北气温，相关系数为0.83；对5—9月东北气温，相关系数为0.72。据此可建立点聚图或用一元回归方程进行预报。

2. 用北半球冬春冰雪面积变化做冷害的长期预报　一些研究工作表明，北半球冬春积雪面积和大西洋海冰状况与我国东北地区夏季气温关系密切。符淙斌（1980）[14]从分析1967—1976年北半球12—3月平均积雪面积，大西洋3月海冰面积和我国东北夏季（5—9月）以及8月气温的年际变化发现，当冬春北半球积雪面积大，大西洋海冰面积大时，夏季东北地区温度偏低；反之，当冰雪面积缩小时，夏季东北气温偏高。表9.11给出典型冷夏年与典型热夏年北半球、欧亚、北美大陆的平均积雪面积。从表9.11明显看到，典型冷、热夏年北半球积雪面积平均相差4.5百万平方公里，欧亚大陆积雪面积平均相差4.1百万平方公里，北美大陆积雪面积相差则较小。由此说明冬春欧亚大陆积雪面积的变化对我国东北夏季气温起重要作用。

表 9.11 典型冷夏和热夏年北半球冬春(12—3月)积雪面积(10^6平方公里)(符淙斌, 1980)

		欧亚冰雪面积	北美冰雪面积	北半球冰雪面积
冷	1972	24.1	14.0	38.0
夏	1976	22.9	14.3	37.2
年	平均	23.5	14.2	37.6
热	1970	17.9	13.2	31.1
夏	1975	20.8	14.2	35.0
年	平均	19.4	13.7	33.1

进一步分析冰雪面积与大气环流的关系发现,在冬春冰雪面积扩展的年份,夏季100毫巴上极涡多半偏于东半球欧亚大陆一侧,或者中心位置虽无明显偏离,但极涡区有深槽伸往欧亚大陆,因而有利于冷空气向东半球扩散,造成夏季东北地区气温偏低;相反,在冬春冰雪面积减小的年份,夏季极涡则偏于西半球,或极涡面积明显缩小,不利于冷空气向欧亚地区扩散,东北气温偏高。这种环流形势的分布同样也影响到日本东北部夏季气温的变化。

以上分析表明,可以选取冬春欧亚大陆或北半球积雪面积或大西洋海冰面积做为预报因子,利用统计方法做出我国东北地区夏季气温的预报。

3. 对东北地区夏季气温长序列做气候分析和时间序列分析 丁士晟(1980)对东北地区近百年来夏季(5—9月)气温做综合时间序列分析和谱分析,发现存在大约110年左右的世纪周期和3年左右的短周期。这样可以利用周期分析或方差分析等统计方法做东北地区夏季气温的长期预报。

分析了东北地区夏季气温资料,丁士晟(1980)根据最优二分割法把1909—1978年大致分为4段:1909—1918年为冷期,1919—1952年为暖期,1953—1974年为冷期,1975年以来为暖期。在暖期中有8个特暖年,没有特冷年。经χ^2检验通过99.9%信度检验,说明这样的分割划分阶段是合理的,据此分析可知目前处在哪个气候段内,可以为长期预报提供气候背景。

4. 利用季平均环流做东北冷害预报 分析东北夏季气温与各季季平均海平面气压和500毫巴高度的关系发现,东北夏季气温与夏季55°—70°N西风有关,当该范围西风弱时,东北夏季出现冷夏;当该范围西风强时,东北夏季出现热夏。计算东北夏季气温与同期及前期共7个季节北半球季平均环流的相关发现,东北夏季气温与500毫巴低纬度太平洋季平均高度相关明显,持续相关可达6—7个季节。即当低纬度(10°N)东太平洋(70°—100°W)与西太平洋(100°—130°E)高度距平和持续几个季节为正值时,东北夏季气温偏高;反之,当上述区域高度距平和持续几个季节为负值时,东北夏季气温偏低,容易出现冷害。东北夏季气温与西太平洋北部(60°N, 170°E—170°W)海平面气压场持续几个季节呈负相关,与西太平洋南部(20°N, 140°—160°E)持续几个季节呈正相关。即当西太平洋气压距平持续几个季节南正北负时,东北夏季气温偏高;反之偏低。

5. 利用太阳活动与南半球环流做冷害预报 这部份介绍日本气象学者的一些工作。普查日本北部夏季气温与南半球环流(用南美沿岸厄·尼诺现象表示)的关系。表9.12说明,当南美沿岸冬春发生厄·尼诺的年,夏季日本容易发生低温冷害,由此可以利用冬春发生

表 9.12 日本北部的冷害与厄·尼诺(和田英夫，转引黑龙江气象译文，1979)

厄·尼诺发生年	日本冷害
1891年	北海道冷害
1925－1926年	1926年在北海道冷害
1939－1941年	1941年日本北部冷害
1953年	日本北部冷害
1957－1958年	日本北部天气不正常
1965－1966年	北海道冷害

厄·尼诺现象来作日本冷害的预报。

分析太阳活动与高纬度（80°N）气温以及北半球大气环流高低指数环流型及与日本冷害的关系可以用表9.13模式表示。这说明，可以用太阳活动极小值来做日本夏季低温冷害的长期预报。

表 9.13 日本冷害模式(和田英夫，转引黑龙江气象译文，1979)

太阳黑子极小期——高纬度夏季低温（80°N）

—强低温—高指数环流型 ⇓ 夏季北海道冷害，集中暴雨，日本西部干燥

—弱低温—低指数环流型 ⇓ 日本北部冷害，全日本低温

以上扼要介绍了几种灾害性天气的预报经验。可以看出大部份是综合方法，这是受目前长期预报水平限制。但是，从另一方面讲，这些经验却也是十分宝贵的，这些工作为数值长期天气预报及预报理论的研究提供了良好的基础。因此，我们认为介绍这些内容不但对实际预报工作有参考价值，对理论研究也是有益的。

参 考 文 献

[1] 中央气象台长期预报组，长期天气预报技术经验总结(附录)，1976.

[2] 陈兴芳、杨义文，西北太平洋副热带高压的长期变化．副热带高压的长期变化及其与长江下游汛期旱涝关系的初步研究，第一辑，1978.

[3] 中国科学院地理所长期组，热带海洋对副热带高压长期变化的影响及预报实验，全国长期天气预报经验交流会技术材料选编，1976.

[4] 浙江长期组，西太平洋副热带高压持续性的一种判别法，同[2].

[5] 李克让、沙万英、陈永申，海温在副高和雨带预报上的应用——1976－1979年预报试验总结，中长期水文气象预报文集，第二集，水力电力出版社，1982.

[6] 徐群，近八十年长江中下游的梅雨，气象学报，1965，507－518.

[7] 陈其恭、陆菊中、徐桂玉、毛秀凤，用500毫巴环流特征预报长江中下游六月份的旱涝，同[2].

[8] 沙万英、李克让、许以平，副高与长江下游地区梅雨的关系，同[2].

[9] 薛桁，西太平洋台风活动的气候振动和未来趋势分析，气候变迁和超长期预报文集，科学出版社，1977.

[10] 中央气象台长期预报组，"寒露风"环流特征的初步分析，气象科技资料，1977.6.

[11] 中央气象局研究所一室农气组寒露风小组，长江中下游地区寒露风出现早晚的环流特征的初步分析和预报，大气科学，1979，Vol3.91－93.

[12] 李贵友、刘育生、张娟，黑龙江省夏季低温气候变化规律及趋势估计，黑龙江气象科技，1980.3.
[13] 东北低温科研协作组，东北地区冷夏、热夏长期预报的初步研究，气象学报，1979，Vol.37，No.3.
[14] 符淙斌，北半球冬春冰雪面积变化与我国东北地区夏季低温的关系，气象学报，1980，Vol.38，No 2.

第十章　气候变化

气候变化是长期预报的重要背景，近代气候变化中的短期气候振动是长期与超长期预报的组成部份。因此，在讲述了长期预报原理、方法及经验之后，我们把气候变化的情况做一扼要介绍。

§10.1　气候变化的尺度

一、三种不同尺度的气候变化

气候变化可以根据变化的时间尺度及性质分为三类：

地质时期气候变化——变化时间万年以上，主要是地球大陆漂移、造山运动、地球轨道要素变化等原因造成的。

历史时期的气候变化——冰后期即一万年以来，主要是近五千年的气候变化。其形成原因有各种说法，尚不能统一。一般认为太阳活动、火山活动等是主要原因。

近代的气候变化——近百年或20世纪以来的气候变化，对产生原因看法亦比较分歧，除太阳活动、火山活动等以外，尚需考虑海气相互作用及人类活动的影响。

研究这三种不同尺度的气候变化，所应用的方法，根据的资料也完全不同。地质时期的气候变化是根据地质考查的结果来判断的，例如冰碛石可以反映古代冰川的变化，古生物化石、孢粉可以告诉我们当时的动植物生活环境。历史时期气候变化的依据则更多样化，有各种史料记载，也有树木年轮，以致有年轮气候学的名称。孢粉分析可以判断古代植物群落，同位素分析则可以比较准确的给出分析对象的年龄的估计。近代气候变化的主要依据是标准的气象仪器观测，世界上最早的系统仪器观测气象要素是温度及降水量，在欧洲已有二、三百年的连续记录，但世界上大部份地区广泛进行系统性观测，还是在1873年国际气象组织成立之后。所以做为世界范围的气象观测资料，其历史至多不过一百年左右。同时，这一百年也有了较多的海平面气压记录，这就给研究气候变化提供了重要的环流背景。

这一节我们不想详细讨论研究气候变化的各种方法，只希望用较短的篇幅给出地球有史以来气候变化的概况。

二、地质时期的气候变化

地球形成的一般认为约四十六亿年左右，在这个历史长河中，地球上的气候有过多次激烈的变化，这就是冰河期与间冰期。所谓冰河期指地球气候显著变冷，北半球50°N以北几乎全为冰雪覆盖，大陆冰盖能占到大陆面积的20—30%（目前仅占11%左右），陆冰厚度达几十到几百米，较低纬度的高山冰川也前进扩展，据估计一般气温可较当前平均低3—7℃左右。由于水在两极及高纬陆上结为冰雪，海水水位下降，一般认为冰河期海水水位可比目前低一百米左右。然而现在也不是最暖的时期，地球历史的最暖时期称为间冰期，那时地球两极无冰，气温可能比目前高8—12℃。

地质时期的冰河期与间冰期交替亦可分为三种不同的时间尺度：大冰河期，亚冰河期及副冰河期。图10.1给出其示意图，图中第一行为大冰河期，时间顺序自左向右，以距今若干亿年为单位。在地球形成以来至少有三次大冰河期可以得到充分的证明：距今6—7亿年前的震旦纪大冰河期，距今 2—3 亿年前的石炭——二迭纪大冰河期及第四纪大冰河期。第四纪大冰河期指二百多万年前到一万年前一段时间。图中斜线区表示冰河期。自然这只是示意图，不是准确的年代划分图。

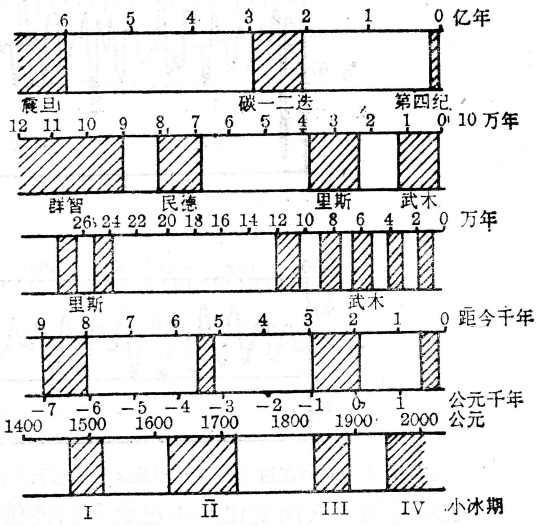


图 10.1 各种冰河期及冰后期气候示意图
（"气象站天气预报基础"一书，1979）

图10.1第二行是亚冰河期，第四纪大冰河期的最后一百多万年有较多的地质遗迹可以判断，这期间至少有四段时期冰川发展。在欧洲称之为群智、民德、里斯、武木，这是根据典型冰川命名的。此外，在欧洲大约 140—180 万年前还可能有另一次多脑亚冰河期也属于第四纪大冰河期，但目前已得到公认的主要是前四个亚冰河期。

但是，每个亚冰河期中气候也不是稳定的，也还有偏冷与偏暖的时期，这些偏冷的时期就称为副冰河期，偏暖的时期称为副间冰期。如图10.1的第三行所示。武木亚冰河期中就至少有五次副冰河期，每次副冰河期约维持 1 万年，副间冰期则亦在 1 万年左右。目前处于副间冰期中。

这样，我们就面临着一个非常有兴趣的问题，未来是否会进入一个新的副冰河期。从大冰河期的变化来看，过去西欧大冰河期均跨数千万年，虽然过去的年代判断有许多不准确之处，但显然要比第四纪的二百万年长得多，所以只有较少的人认为未来会进入大的间冰期。然而，我们却也不容易用类似的方法判断目前是否是武木亚冰河期已结束。为了回答这个问题就要做一些原因的分析，不能只从形式上来研究了。较早的震旦纪及石炭——二迭纪大冰河期的形成可能与大陆漂移、地极移动及造山运动有关。第四纪可能主要受地球轨道要素变化的影响，据分析地球公转轨道偏心率约有9.6万年周期，地轴倾斜度约有 4 万年周期，岁差则有约2.6万年周期。Шараф与Будникова（1969）曾根据这些轨道要素计算了65°N的相当纬度，当现代65°N处于相当68°N以北的时候即可认为大致是冰期。图10.2给出过去一百万年及未来一百万年65°N的相当纬度，曲线中涂黑的部份即为冰期，图中横坐标的负值为距今多少年，单位为千年，正值为今后若干年，单位亦为千年。由此图可以看出，未来10万年是一个相对较暖的时期。如果这个计算是正确的话，则我们可能正进入一个亚间冰期。

不过附带要指出，北京猿人约出现于五十万年前，即亚间冰期内。而近来国内外有不少地区更发现了一百万年前人的遗迹，不管怎样，人类总算已经经过了二、三次亚冰河期的考验，因此认为冰河期到来人类就要灭亡是没有根据的。况且冰河期即使要到来也不是在很短时间内实现的，尽管有人指出冰河期到来比消退要快得多。

三、冰后期的气候变化

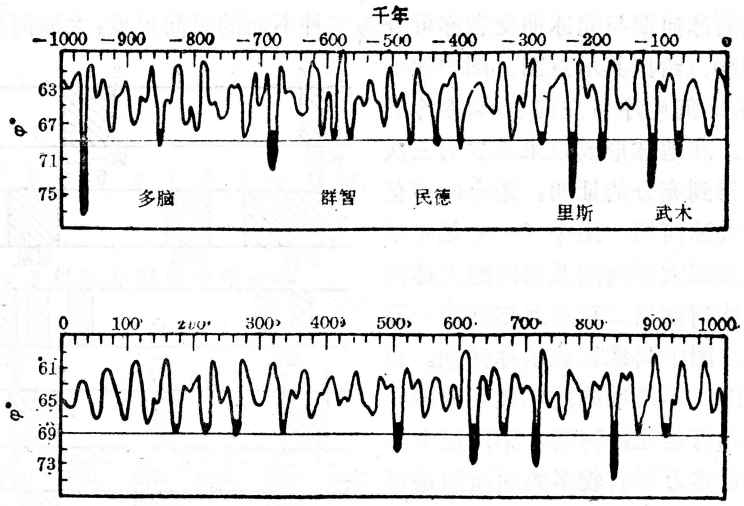


图 10.2 65°N在过去一百万年及未来一百万年的相当纬度(Шараф等,1969;转引自Монин等,1979)

地质时期的气候变化只不过给我们提供一个基础知识，无论在长期预报或超长期预报中都无需考虑我们是否正在进入冰河期。但冰后期的一万年以来的气候就逐渐更接近我们面临的实际气候状况了。从图10.1的第四行可见，自武木亚冰河期的最近一次副冰期结束，气候仍有变动。这期间至少可以分出四个寒冷时期与三个温暖时期[1]：

第一个寒冷时期距今约8—9千年，主要寒期在公元前6300年前后。

第二个寒冷时期降冷程度微弱，约出现于公元前3400年左右。

第三个寒冷时期在公元前1000年到公元100年之间，主要寒冷期在公元前830年前后。

第四个寒冷时期在公元1550—1900年之间，即小冰河期。

三次温暖时期主要出现于距今7000年，4000年及1100—700年之间。

如果把第一个寒冷时期看做武木亚冰河期中最近一次副冰河期的残余，则公元前5000年到公元前1500年是副冰河期后的回暖时期，这时大陆冰盖融化很快，海水水位因之上升。到公元前2000年水位约比目前还高3米左右，那时全球气候变暖，冰岛与斯堪的纳维亚半岛雪线上升，欧洲气候也比较好，称为“最适宜时期”或译为“黄金时代”。有证据证明，南极那时也比目前暖2—3℃。可见在这一段温暖时期，地球上的气候不但从副冰河期的寒冷中恢复过来，甚至比目前还要暖一些。

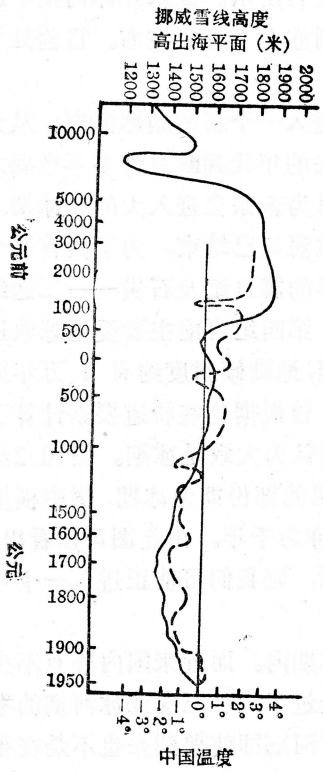


图 10.3 近五千年来气温变化示意图(竺可桢，1973)

但是从公元前 1500 年左右开始了一个气候变冷的过程，虽然远未恢复到副冰河期，但气温逐渐下降是无疑的。图10.3给出竺可桢[2]的分析。他指出，中国的温度变化趋势与欧洲的情况基本相同。图10.3中实线为挪威的雪线高度，虚线为中国的温度，可以看出，自公元前2000年—1500年，雪线上升

到最高，气温也达较高顶点之后，直到18—19世纪气温一直下降。其中比较明显的是公元前1000年到公元100年寒冷期。H.H.Lamb 称距今2900年到2300年的一段时期为铁器时代的寒冷气候，在北欧形成泥炭沼泽，俄国森林向南推移。在公元 100 年意大利北部又开始种植葡萄与橄榄，这说明在此之前气候较这时寒冷。

以后到距今1100—700年，气候又略好转，在欧洲经常把公元1000—1200年称之为"次黄金时代"。这时极冰融化，流冰向南伸展程度减弱，北欧的殖民者穿过北大西洋来到美洲。在欧洲中部及西部，葡萄的种植范围向北扩展了3—5个纬度，并向山上扩展100—200米高度，有证据说明北美暖期一直持续到公元1300年。南极气候也变好，企鹅首次占据了Hallett角。我国在这时也有一段温暖时期，不过可能略早于欧洲。竺可桢指出，公元650，669，678年冬季，长安(今西安)无冰无雪。公元751年秋长安柑桔居然结实，而且与四川的柑桔味道一样。种种迹象表明，这时气候变得温暖。但是，这段温暖时间不长，很快就出现了冰后期气候回暖以后的最冷时期，人们称之为小冰河期。

四、气候变化的原因

关于小冰河期及20世纪的变暖等近代气候变化我们将在下一节详细讨论。这里想概括地讲一下目前人们对气候变化原因的估计。

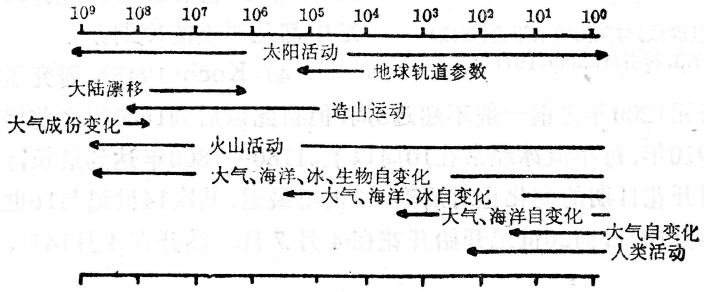


图 10.4 气候变化因子的分析(Kutzbach,1974)

图10.4把影响气候变化的因子分为四类：外界因子，原始岩石圈变化，地球内部因子及人类活动影响。很显然，时间尺度在10^4年以上的地质时期气候变化，估计主要是前两种因子造成的。影响历史时期气候变化的主要是第三类因子，即地球系统内部的各部份之间的相互作用。近代气候变化还要考虑人类活动的影响。当然太阳活动无论对历史时期或近代气候变化均可能有一定作用。

§10.2 历史时期的气候变化

一、小冰河期

上面谈到在一万年以来的冰后期中，前面大约 7 千年是气候回暖时期，后面 3 千年则基本上是变冷的，其中1550—1850年为冰后期以来最冷阶段，称为小冰河期。

小冰河期的名称是Matthes在1939年提出来的。愈来愈多的事实证明，从16世纪到19世纪这段寒冷时期至少在北半球是有比较大的普遍性的。虽然也有一些地区可能早一些，而另一些地区可能晚一些。下面列举一些有力的证据[3]。

(1) Ahlmann(1953)总结了冰岛与挪威的冰川长度变化，以公元前1000年的黄金时代为零，则公元前8000年以前冰川较之长7公里以上。那时应该是最近一次副冰河期将结束的时候。但是黄金时代之后，冰川又前进。1750年前后又前进了4公里，他把公元1600—1900年定为小冰河期。到1950年冰川长度又减到1—2公里。

(2) LaMarche(1973)分析了美国加里福尼亚白山的松树上树线年轮，有趣的是与英国的温度长期变化十分一致(图10.5)，两者相关系数达+0.58。这两条曲线不但一个是仪器实测温度与史料估计的序列，另一个是年轮，来源完全不同，而且一个在大西洋东岸，一个在太平洋东岸。它们都反映出在16世纪到19世纪为一寒冷时期(年轮宽度较窄)，这充分说明小冰河期的普遍性。

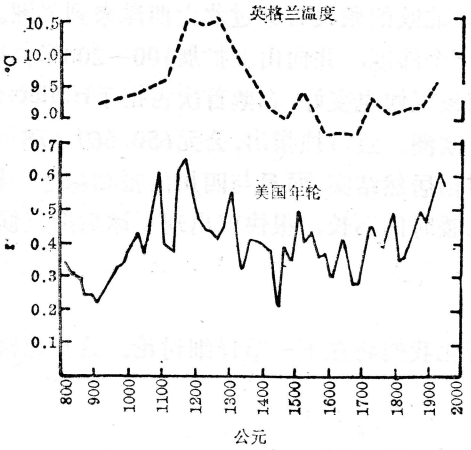


图 10.5 英国温度(虚线)与美国树木年轮(实线)
(LaMarche, 1973, 转引自Lamb, 1977)

(3) Dansgaard 等(1975)分析了格陵兰极冰记录自公元300年到现在，根据氧同位素的测定，1150年之前温度偏高，以后每隔100年左右就出现一次冷期，16世纪初及17世纪中都是严重的冷期。

(4) Koch(1945) 研究了冰岛附近流冰时间的长短。在公元1200年之前一般不超过3周，但自此以后到1600年之前增加到大约5周。自1600年开始到1920年，每年流冰经常在10周以上，1780—1800年达到最长，约25周。

(5) 日本樱树开花日期的变化也有反映，12世纪最迟，其次14世纪与16世纪亦较迟。例如16世纪平均在4月18日，而20世纪开始开花在4月7日，盛开在4月14日，说明16世纪比20世纪要寒冷。

(6) 日本諏訪湖结冰的日数(表10.1)也说明16，17世纪比较冷，这时不结冰年数少，结冰日期比平均偏早。

表 10.1 日本諏訪湖结冰的日数(荒川，1954)

年代(一世纪的四分之一)	湖不结冰的年数	迟于(+)或早于(−)平均日期的结冰日期(天)
1900年		
第四	2	−4.9
第三	5	+21.3
第二	2	+7.0
第一	3	+1.4
1800年		
第四	2	+3.5
第三	2	+2.0
第二	3	+8.2
第一	3	+10.1

（续）

年代(一世纪的四分之一)	湖不结冰的年数	迟于(+)或早于(−)平均日期的结冰日期(天)
1700年		
第四	0	−4.7
第三	1	−4.7
第二	0	−6.3
第一	0	+10.2
1600年		
第四	0	−4.9
第三	1	−3.2
第二	1	−3.3
第一	9	+12.0
1500年		
第四	0	−6.8
第三	1	−11.7
第二		
第一		

表 10.2 长江流域河、湖结冰的年代(竺可桢，1973)

年代 一世纪的四分之一	太湖	鄱阳湖	洞庭湖	汉水	淮河
1901−1970			1955	1955	1955
1900年					
第四	1877，1893		1877	1877，1886，1899	
第三	1861	1861，1865		1865，1871	
第二		1840		1830	1845
第一					
1800年					
第四			1790		
第三	1761				
第二					
第一					1715，1720
1700年					
第四	1683，1700		1690	1690　1691	1690
第三	1654，1665	1670	1653，1660	1653，1660，1670	1653，1670，1671
第二					1640
第一			1621	1620，1621	1619

（续）

年代 一世纪的四分之一	太　湖	鄱阳湖	洞庭湖	汉　水	淮　河
1901～1970			1955	1955	1955
1600年					
第四	1578				
第三	1568	1570			1564
第二				1529	1550
第一	1503，1513	1513	1510，1513	1519	
1500年					
第四	1476			1493	
第三	1454				1454
第二				1449	
第一				1416	
1400年					
第四					
第三	1353				
第二	1329				
第一					
1300年					1219
1200年以前	1111			－879－901*	225，515，1186

* 负值为公元前。

（7）竺可桢[2]曾总结了长江流域河、湖结冰年数（表10.2）指出，17世纪及19世纪中国是比较寒冷的。

（8）张福春等[4]曾统计了我国南方柑桔受冻害的情况，发现15，17，19世纪每10年中平均有两年以上受害，而其余时间，仅10年中平均有1年受害。

（9）张德二[5]分析了近五百年的史料，把我国南部分为8个区，每个区定出每10年的冬温指数。她所根据的是广泛的史料，因此分析结果有相当的代表性。从图10.6可以看出，17世纪后半及19世纪后半冬天是比较冷的。据估计，长江流域最冷的时期比20世纪40年代最暖的时期冬季平均温度可能低1.5℃。

（10）张德二[5]曾将中国的温度变化按Suess所给的图与欧洲及日本进行比较（图10.7）发现，中国与欧洲，特别是欧洲东部还是比较一致的。17，19世纪都比较冷，而16世纪及18世纪都比较暖，20世纪前半的回暖尤其明显。日本在15及17世纪比较冷，同时20世纪初未见显著变暖。

综上所述可以证实，在16—19世纪之间有一段时间气候严寒。但是，究竟从哪一年到哪一年做为小冰河期则说法不一，这也是很容易理解的。长期预报与气候异常的分析都告诉我们，很少可能全北半球同时变冷。例如有时欧洲为暖冬，北美则为冷冬。东亚的情况更明

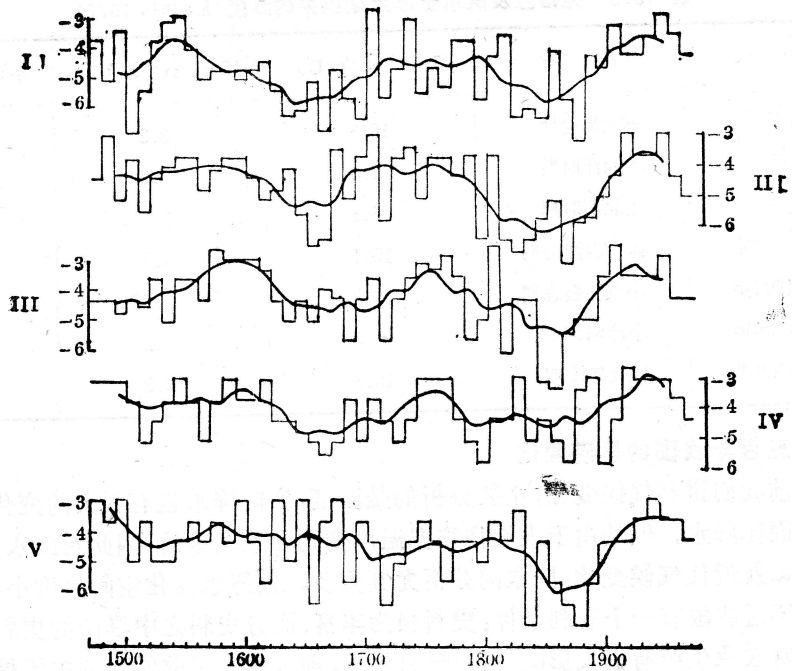


图 10.6 我国南部冬温指数(张德二,1980)

显,当东亚大槽深而稳定时,显然处于槽后的中国比较严寒,但这时处于槽前的日本则可能比较暖;反之,如东亚大槽平浅而偏东,则可能日本较冷,中国却并不甚冷。所以世界各地小冰河期的起迄,不同作者有不同的见解是很正常的。而且小冰河期也象大冰河期一样,并不是处于这时期就始终严寒,其间也有较冷的时期与偏暖的时期。据 Schove 的分析,对55°N欧洲来讲,小冰河期可以分为三个阶段,1541—1680年,1741—1770年,1801—1890 年。竺可桢则认为中国的寒冷期在1470—1520年,1620—1720年,1840—1890年,与欧洲有分歧但也有若干相合之处。

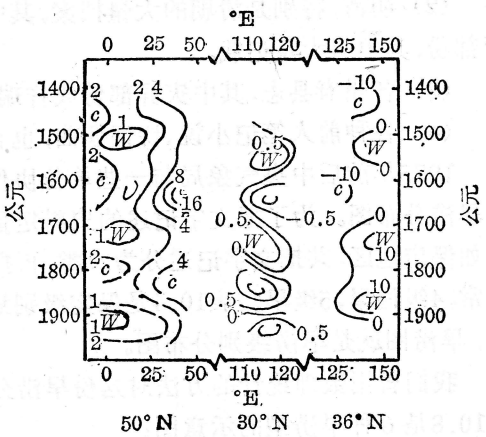


图 10.7 近500年欧洲、中国及日本温度变化示意图(张德二,1980)

第五章曾指出,如果冬温有近似180年的周期,则目前可能已经进入第四个冷期,张家诚等认为这就是小冰河期的第四个阶段[1],日本高桥浩一郎等也持有相同观点。

最后我们给出Lamb对欧洲冰后期以来温度的估计[3]。

虽然这里大部份不是实际观测的结果,而是用各种方法估算的,但大致可以看出冰后期以来变化的情况,当然,若与大冰河期及间冰期气温变化幅度在10℃以上比较,这要小多了,但是年气温变化 1.0°—1.5℃ 也是很可观的。这往往相当一个地方的地理纬度位置变化200—300公里。

表 10.3 英格兰及威尔士冰后期以来的温度(Lamb, 1977)

年　　代	名　称	7-8月温度(℃)	12-2月温度(℃)	年平均温度(℃)
公元前7000年	前北部时期	16.3	3.2	9.3
公元前4500年	大西洋时期	17.8	5.2	10.7
公元前2500年	副北部时期	16.8	3.7	9.7
公元前900-450年	副大西洋时期	15.1	4.7	9.3
公元1150-1300年	小气候最宜期	16.3	4.2	10.2
公元1550-1700年	小冰河期	15.3	3.2	8.8
公元1900-1950年	现代回暖期	15.8	4.2	9.4

二、近五百年我国的旱涝变化

在此以前我们讲到气候变化，主要分析的是温度，实际降水也有很大的变化，冰河期就需要有大量固体降水。但是由于人们往往把温度变化看做基本的，因此对降水注意不够。谈到历史时期以及近代气候变化，降水的分析尤其重要。但降水变化空间尺度小，比温度更不容易分析。不过我国有一个有利条件：史料极为丰富，而且史料之中旱涝的史料最多。因为一地的旱涝对农业生产有极大影响，所以千百年来，前人留下了非常多的关于旱涝的记载。这些记载主要包括以下几个方面：

(1) 明清两代实录记载了每天的主要地方官奏折的提要及摘录，其中有不少讲到各种旱涝灾情，也有皇帝批语以及调查情况的报告。

(2) 明清，特别是清朝的大量档案，其中以各种奏折的原件为主。档案馆已划出雨雪粮价部份，其中有大量记载。

(3) 各州府县志，其中灾异部份或祥瑞部份有不少旱涝的记载。

(4) 各种前人笔记小说、诗词俚曲，也有不少有关旱涝的记述。

1975年前后中央气象局与一些单位协作，主要根据前三类史料整理编绘了1470年以来的旱涝分布图。为了把文字记述的史料定量化，按史料记载的气候特征，划分出旱涝级别，例如保定地区，共把文字记述分为21类，再把这21类归并为5个级别，1级为涝，2级偏涝，3级正常，4级偏旱，5级旱。表10.4是保定级别划分的情况，对其余一百余个站均做了类似的分析，旱涝图就是旱涝级别分布图。

我们曾用数理统计的方法对这份旱涝分布图进行了分析[6]，研究旱涝时空变化的规律，图10.8是6种旱涝型的示意图：

1a型全国多雨，以长江流域为主。

1b型长江流域多雨，华南、华北少雨。

2 型江南多雨，江北少雨。

3 型长江流域少雨，华南、华北多雨。

4 型江北多雨，江南少雨。

5 型全国少雨。

在划分旱涝型时对100°E以西及我国东北注意较少，因为那里史料比较缺乏，但东北地区与华北比较一致，而西部地区经常与东部相反，这些特点有时亦可参考。

表 10.4 保定地区旱涝级别划分标准(汤仲鑫,1979)

类别序号	旱涝史料记载	旱涝级别	503年中出现次数
1	大水,陆地行舟	1	12
2	大水,夏秋淫雨		17
3	大水,淫雨月内		16
4	大水,水深数尺		8
5	夏 大水	2	18
6	局地大水		11
7	夏旱 秋大水		38
8	春旱 夏大水		3
9	局地涝		14
10	局地大有年和大水	3	7
11	大有年		29
12	无旱涝记载		140
13	局地大有年,旱蝗		7
14	大雨雹	4	24
15	蝗		28
16	局地 夏旱		10
17	局地 大旱		17
18	大旱 六月始雨		20
19	大旱七月始雨	5	6
20	大旱炎热		7
21	大旱终年无雨		11

表10.5为1470年以来近 500 年逐年旱涝型，看来降水的气候变化也是十分激烈的。例如,1922—1951年就是一段比较干旱的时期,这30年中，没有出现1a型，1b型亦仅 3 次。但1551—1580年同样也是30年,1a型出现12次,1b型8次,合计20次，却没有一次 4 型或 5 型。这种差异可从下表看出(表10.6),表中最下面一行是根据511年旱涝型频率计算出来的各型在30年中平均出现次数。可见1922—1951年北方干旱(2型)、长江干旱(3型)及全国大旱(5型)均超过了多年平均情况。1551—1580年的特点则是长江流域多雨,其它各型均接近或低于多年平均情况。可见降水的多年变化也是十分激烈的。

表10.7给出每50年一段的旱涝型频率，只是开始与最后因资料限制不足50年。表中带括弧的数字为每一种型最大频率出现时间。很明显,最大频率出现往往间隔200年左右，而且 1 型峰值出现早，2 型次之，3 型及4型又迟一些，5 型次数较少，这种规律在近五百年比较明显。

表 10.5 1470—1983年旱涝型年表

年份	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	年份	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1470	2	1a	2	2	1a	1a	4	3	3	2	1730	1a	1a	1a	3	1a	3	1a	3	5	4
1480	2	2	3	2	2	2	1b	5	5	3	1740	3	1b	1b	1b	3	4	2	4	5	1a
1490	2	1b	2	2	1a	2	1b	2	1b	1b	1750	3	4	3	4	1a	1a	1a	4	1b	2
1500	1b	1a	1a	3	2	2	1b	5	3	5	1760	1b	1a	1b	1b	2	2	1a	4	3	1b
1510	1a	1a	5	5	4	1b	2	1a	1a	1a	1770	3	3	3	1a	2	3	1a	1b	5	4
1520	3	2	2	3	2	5	4	2	5	5	1780	3	4	3	2	2	5	5	1b	1b	4
1530	3	1b	3	2	3	3	4	1a	4	2	1790	4	1a	2	2	2	1a	3	3	4	1a
1540	2	5	3	4	4	5	3	3	1a	3	1800	1a	1a	5	1b	2	1b	3	5	4	3
1550	1b	3	1a	3	3	1b	3	1a	1b	3	1810	4	2	2	2	5	4	4	2	3	3
1560	1b	1b	1a	1a	1a	2	1a	1a	2	1a	1820	4	3	4	1a	3	2	1b	1b	4	3
1570	1a	1a	2	2	1a	1a	3	1b	1b	1b	1830	4	1a	1b	1b	2	5	5	2	1b	2
1580	1a	2	2	3	2	5	2	2	5	4	1840	1a	1a	2	4	1a	3	2	2	1a	1a
1590	5	1b	4	4	4	4	2	1a	4	2	1850	1a	4	4	1a	3	3	2	5	2	2
1600	2	1b	1a	4	4	1b	3	1a	1b	2	1860	2	2	2	3	3	1b	1b	5	4	2
1610	1b	2	1b	1a	1a	2	2	2	5	2	1870	1b	3	3	3	3	1b	2	2	2	3
1620	2	3	3	4	4	5	4	2	5	5	1880	2	2	1b	4	4	1a	1a	4	3	1a
1630	3	4	3	2	2	2	5	2	2	2	1890	3	3	3	4	4	4	4	4	4	2
1640	2	2	5	5	3	4	4	3	4	1b	1900	5	1a	5	1a	3	1b	1a	5	2	1b
1650	2	1a	3	4	4	1b	1a	4	1a	4	1910	4	1a	1b	3	3	1a	1b	4	3	2
1660	4	2	4	1a	4	5	5	3	1a	1b	1920	2	4	3	4	2	5	1b	5	5	5
1670	1b	3	3	1b	2	1a	1a	3	3	3	1930	5	1b	3	4	5	2	2	3	1b	2
1680	1b	4	1b	1b	4	4	3	1b	3	2	1940	4	5	2	2	3	5	2	3	2	3
1690	2	5	3	3	3	1a	1b	4	1b	3	1950	3	5	2	3	1a	2	4	1b	4	3
1700	4	3	4	4	2	1a	2	3	1b	1a	1960	5	5	1a	4	4	5	5	4	2	1b
1710	1b	5	2	2	2	1a	4	3	1a	2	1970	2	4	5	3	5	2	3	3	3	1b
1720	2	5	2	2	4	1a	1a	1a	4	4	1980	1b	3	4	1b						

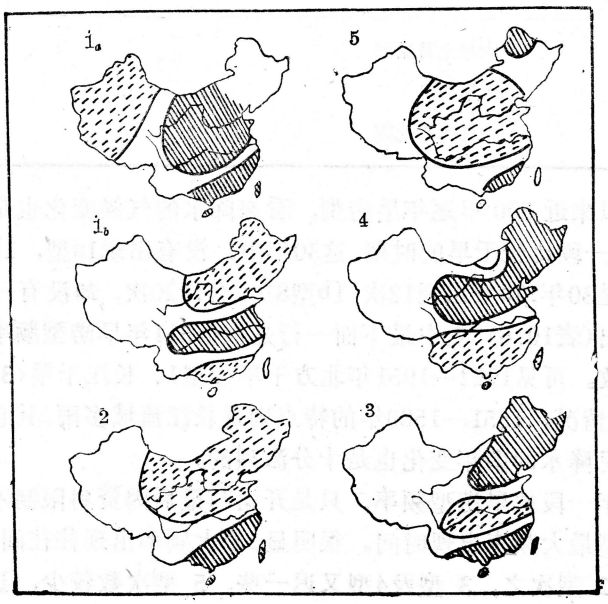


图 10.8 我国旱涝型示意图

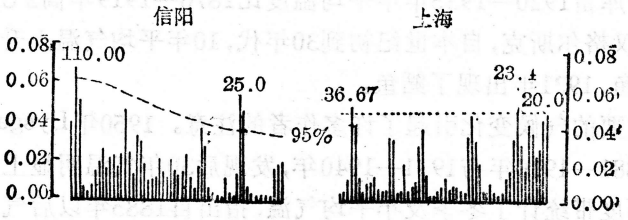
表 10.6　1922—1951与1551—1580年旱涝比较

年代＼型	1	2	3	4	5
1922－1951	3	8	7	3	9
1551－1580	20	4	6	0	0
多年平均	8.8	7.0	5.9	5.0	3.3

表 10.7　每50年各型出现次数

年代＼型	1	2	3	4	5
1470－1500	10	14	4	1	2
1501－1550	13	10	12	6	(9)
1551－1600	(22)	12	7	6	3
1601－1650	10	(17)	7	9	7
1651－1700	18	4	(13)	(12)	3
1701－1750	18	10	8	9	4
1751－1800	(19)	9	10	9	3
1801－1850	16	12	8	9	5
1851－1900	9	(13)	(13)	(12)	3
1901－1950	12	11	11	6	(10)
1951－1980	4	5	7	7	7
1470－1980	151	117	101	86	56
%	30.0	22.8	19.6	16.7	10.9

根据这种200年周期性，现在应当进入长江多雨的时期了，1979年长江正常偏多，1980年长江大水，虽然是个别年的情况，却可能在一定程度上反映出这个气候规律。不过长期预报更需要短期气候振动做背景，为此又计算了近百年旱涝的功率谱。图10.9是6个典型的例子，它们表明，我国旱涝36年、22年、6年周期性都是很明显的。此外，准两年周期(QBO)也很突出。不过，每一种周期只在一定地区占优势。表10.8给出几种周期盛行的地区。



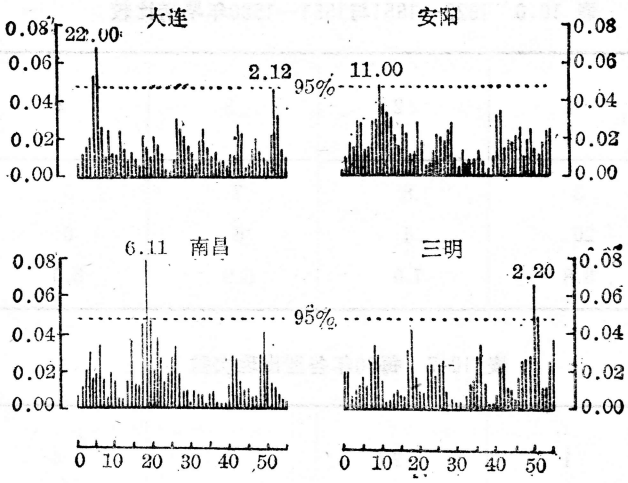


图 10.9 旱涝功率谱分析（1871－1970）

表 10.8 几种旱涝周期占优势地区

周期(年)	盛行地区
80－100	黄河流域
36	长江下游，我国西南部
22	我国东北及长江中游
11	黄河中游及我国东南部
5－6	我国南部
QBO	长江流域，黄河以北

§10.3 近代的气候变化

一、20世纪的变暖

如上面一节讲到，小冰河期之后，到20世纪逐渐进入一个变暖的时期[7]，由于20世纪10年代气温又略有下降，所以20年代成为最突出的变暖时期。1921—1930年的10年平均气温距平在50°N以北全为正值，最大正距平达3℃以上在斯匹次卑尔根群岛一带。在北极圈以内的巴伦支海，1919—1928年表层海水温度比1912—1918年要高1.8℃，新地岛一带变化也很激烈，小卡尔马库雷1920—1935年年平均温度比1876—1919年高2℃。地近北极圈，处于白海南岸的阿尔汉格尔斯克，自本世纪初到30年代，10年平均气温上升了3℃左右，以至白海1927年出现了鲑鱼，1921年出现了鳕鱼。

以后，这一重要的气候变化引起了许多作者的注意。1950年Lysgard首先系统地研究了这个问题，比较1881—1910年与1911—1940年，发现后30年气温明显上升。Willett(1950)用100个站，按10°纬度带统计了冬季及年平均气温，指出自1885年以后气温即缓慢升高。Mitchell(1961,1963)进一步修订了Willett的工作，按面积加权求半球平均温度，并把资料延长到

1959年。后来(1977)又补充到1975年，并指出自上世纪末到本世纪40年代平均温度上升0.6℃左右。因此，20世纪的变暖绝不限于高纬，至少，北半球平均变暖趋势仍清晰可见(图10.10)。不过，高纬升温强烈，据Борзенкова等分析)，高纬上升2.2℃，而低纬仅上升0.4℃。

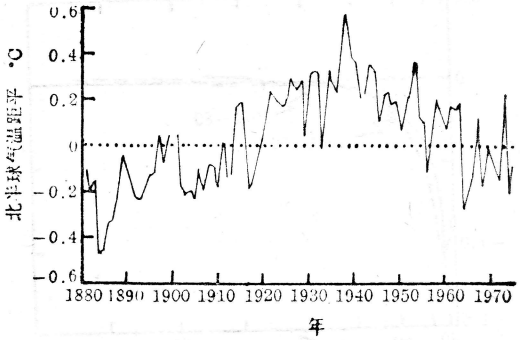
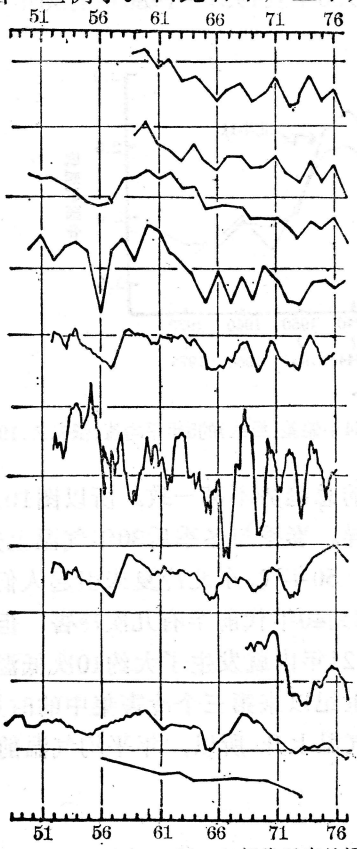


图 10.10 北半球地面温度的变化
(Mitchell, 1977)

但是，到50年代初，一些气象学家已开始注意到世界性的增温停止了，代之以普遍的降温。到50年代末，变暖结束的观点已逐渐为大家所公认，以后气温不断下降，到60年代中，较之40年代已下降了0.3℃。但由于60年代中以后，气温又略有上升，所以有的人认为气温已不再下降了。为了回答这个问题，世界上一些著名的气候学家(Kukla等，1977)综合了各种资料，分析了海温、地面温度及对流层温度，发现尽管60年代中之后地面温度由下降转为略有上升，对流层(地面—100毫巴)温度则下降十分明显，海温的下降也很清楚。图10.11给出一些例子。由此看来，整个大气的温度还是下降的。所以Hare(1979)估计大气



a. 0—90°N地面—100毫巴气温
b. 30—90°N地面—100毫巴气温
c. 35°—90°N地面—100毫巴气温
d. 65°—90°N地面—100毫巴气温
e. 0°—90°N地面温度
f. 70°—90°N地面温度
g. 0°—50°N地面温度
h. 极冰面积(单位:百万平方公里)
i. 北太平洋海水温度
j. 北大西洋海水温度

图 10.11 50年代以来的温度变化(每1纵格为1℃)(Kukla等，1977)

与海水温度目前正以每10年0.1—0.2℃的速度下降。图10.12为60年代与70年代地面温度对1931—1960年的偏差，显然作为10年平均，70年代并未比60年代有多少上升。这两个10年纬圈平均距平的特征基本上是一致的，1971—1980年对1931—1960年气温距平分布表明，极

区气温还是显著偏低，在新地岛北端负距平达－1.7℃，亚洲大陆北部则为正距平。

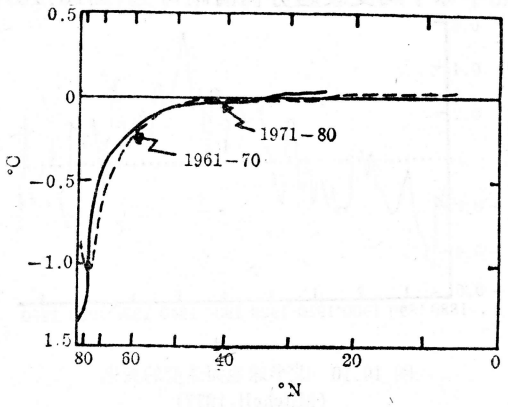


图 10.12 60与70年代北半球各纬圈平均地面气温距平

因此，可以认为，目前还没有充分的理由说气温又开始变暖了，而正如一些人所指出的，如果在今后自然变化仍然控制着气温变化，则至少到本世纪末，我们可能仍处于冷期之中。

二、我国的温度变化

张先恭等[8]曾分析了我国70年来的温度变化，他们把气温划分为5级：1级暖，2级偏暖，3级正常，4级偏冷，5级冷，把这平均级别与北半球的温度变化比较，发现趋势基本一致(图10.13)。但如果分季来看，夏秋变冷更明显一些。图10.14左侧为全国(主要是我国东部)气温级别的5年平均值。为了与温度变化的习惯一致，取坐标向下，即向上为级别低，表示气温高。图中断横线与实横线分别为1921—1950年及1951—1980年的30年平均。很清

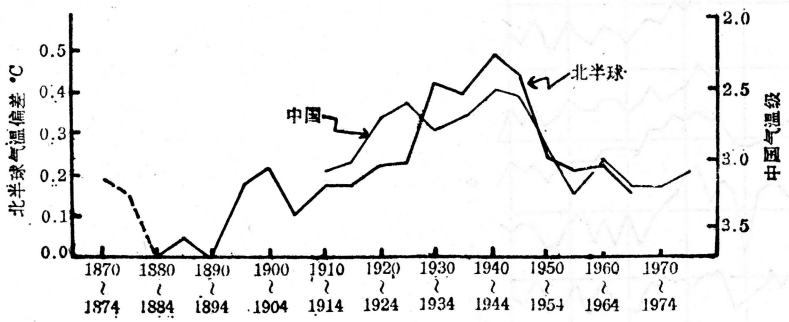


图 10.13 中国气温级别(细线)与北半球气温对1880－1884年偏差(粗线)的5年平均值(张先恭，1980)

楚，后30年气温显著下降，但是我国东北却与全国的总趋势不甚一致。所以图10.14右侧给出东北气温级别的5年平均值，情况确实有很大差异。春季与冬季后30年气温上升，但夏季气温则明显下降，这也反映了近年来东北冷夏频繁。50年代，东北冷夏未引起人们注意，因为实际上20年代到30年代初没有冷害。30年代后期到40年代前半有几次冷害，但40年代后期到50年代初又没有冷害。从1956年开始到1976年21年内就发生了大约10次低温年，其中严重冷害有1957，1964，1969，1972，1976年，成为本世纪以来第三个冷害集中的时期，因此东北夏季的温度变化十分值得注意。但是由于冬，春气温上升，所以，年平均气温前后两个30年差别不大。

三、20世纪以来我国的气候变化

上面主要谈了本世纪以来我国温度的变化，以下扼要讲一下降水变化。由于旱涝分布比较复杂，所以很难得到一个统一的概念。图10.15为张先恭等分析我国大范围正负降水距平次数比值的长期变化，凡比值大于1时为正距平占优势，表示雨水偏多，比值小于1时为负距平占优势，表示雨水偏少。看来冬夏的旱涝变化还是有一定的类似之处。特别是30年

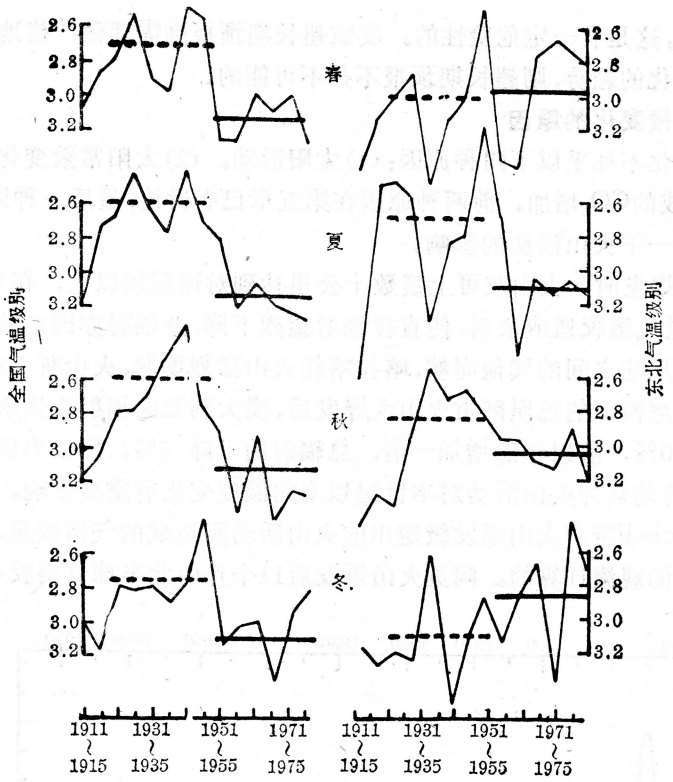


图 10.14　中国70年来气温变化

代以后分歧比较少，60年代转入旱期，到70年代后期雨水又逐渐增加，1980年长江流域再次大水，成为本世纪以来仅次于1954年的长江洪水年。由此看来，就全国来讲，降水的20年左右的准周期性变化还是比较明显的，因此我们可以结合上述的温度变化对20世纪以来的我国气候状况做一个概括(表10.9)。

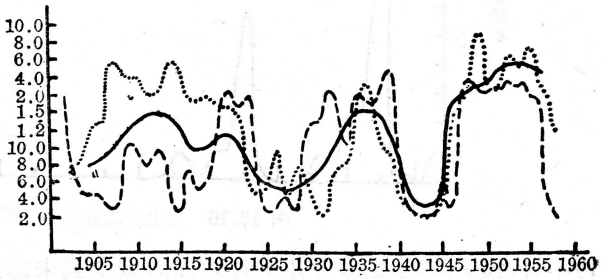


图 10.15　本世纪我国大范围降雨正负距平比值的多年变化[1]。粗实线为年平均，断线为夏半年(4－9月)，点线为冬半年(10－3月)

60年代我国是比较干旱的，1961到1970年 10 年之中旱涝型共 3 次 5 型(全国大旱)，3次 4 型，2次 1 型，2次 2 型。70年代前半，仍较干旱，分别有 1 次 4 型及2次5型，但此后即未再出现4，5型。特别1979，1980年连续 2 次1_b型。自然，研究气候变化，往往会

表 10.9　20世纪以来每10年我国气候主要特征

年代	1901－1910	1911－1920	1921－1930	1931－1940	1941－1950	1951－1960	1961－1970	1971－1980
降雨	干	湿	干	湿	干	湿	干	湿
气温	暖	冷	暖	冷	暖	冷	冷	暖

外推过去的趋势，这是有一定危险性的。要做超长期预报则需要做严格地分析，但如能正确掌握过去气候变化的趋势，则超长期预报不是不可能的。

四、近代气候变化的原因

近代气候变化不外乎以下四种原因：(1)太阳活动。(2)太阳常数变化。(3)火山活动。(4)人类活动造成的CO_2增加。前两种原因在第五章已有讨论，最后一种原因将在下一节讨论。这里着重谈一下火山活动的影响。

强烈的火山爆发时，火山灰可上喷数十公里达到对流层顶以上，在平流层形成尘障(dust veil)。大量气溶胶造成散射，使直接辐射猛烈下降，总辐射亦因之减少。象1883年8月27日苏门答腊与爪哇之间的巽他海峡，喀拉喀托火山猛烈爆发，火山灰上喷到30公里以上。又如1963年印度尼西亚的巴厘阿贡火山大爆发后，澳大利亚的辐射很快就受到明显的影响，直接辐射减少 20%，散射辐射增加一倍，总辐射约下降 5%。所以当前一些气候学家如Mitchell、山元等均认为火山活动对本世纪以来的温度变化有重要影响。图10.16给出山元(1980)根据Mitchell所定火山爆发级定出的火山活动所造成的气溶胶量，它是仿照1963年阿贡火山爆发后的观测计算的。阿贡火山爆发后11个月内北半球气溶胶不断增加，以后约

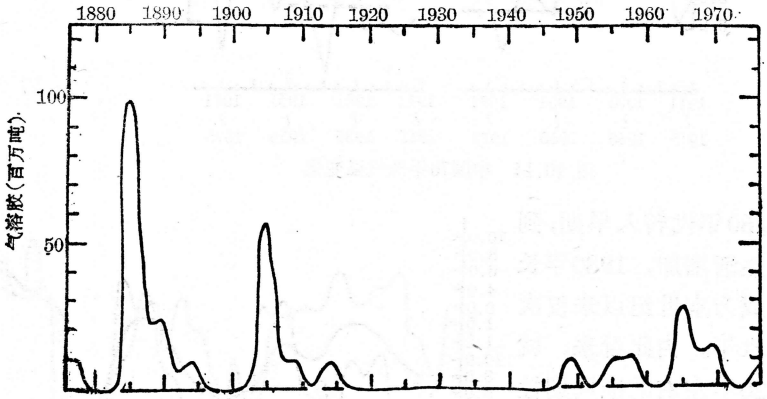


图 10.16 火山活动造成的气溶胶量(山元，1980)

17个月维持不变，又经过几个月才逐渐减少到未爆发前的情况。所以一次大的火山爆发，经常可对其后2—3年产生影响。从图10.16可以看出火山活动激烈时，也正是北半球气温比较低的时候。20—40年代气温最高，那时没有什么大的火山活动。Будыко 等(1973)[9]统计了上世纪末以来的直接太阳辐射观测(图10.17)，发现可以在相当程度上解释20世纪以来的

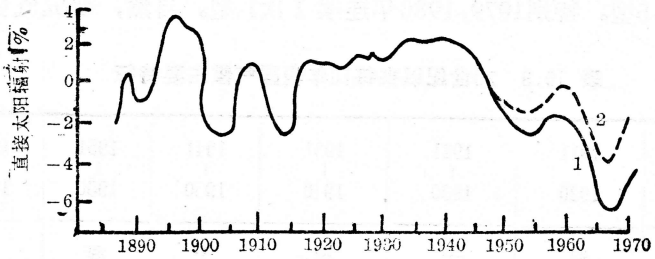


图 10.17 直接太阳辐射的5年滑动平均值(Будыко等，1973)。1.观测值，2.考虑人类活动影响的修正值

温度变化。而直接辐射的变化，一般认为主要是火山活动造成的。

Lamb(1970)[10]曾根据长期火山活动的记载定义了尘障指数(dust veil index)，简称d.v.i，向前一直延长到1500年。用d.v.i反映火山活动的强度，发现也能很好地解释20世纪的变暖及19世纪的低温。图10.18给出d.v.i及一些长序列气温变化曲线，可以看出有一定的一致性。

由此看来，火山活动可能是近代气候变化的一个原因。如第五章所讲到，太阳活动也可能是原因之一。究竟哪一种作用更大，目前还很难判断。甚至也可能还有其它原因。而人类活动，则几乎可以肯定在今后将愈来愈显出其作用。下面我们就来讲人类活动的影响。

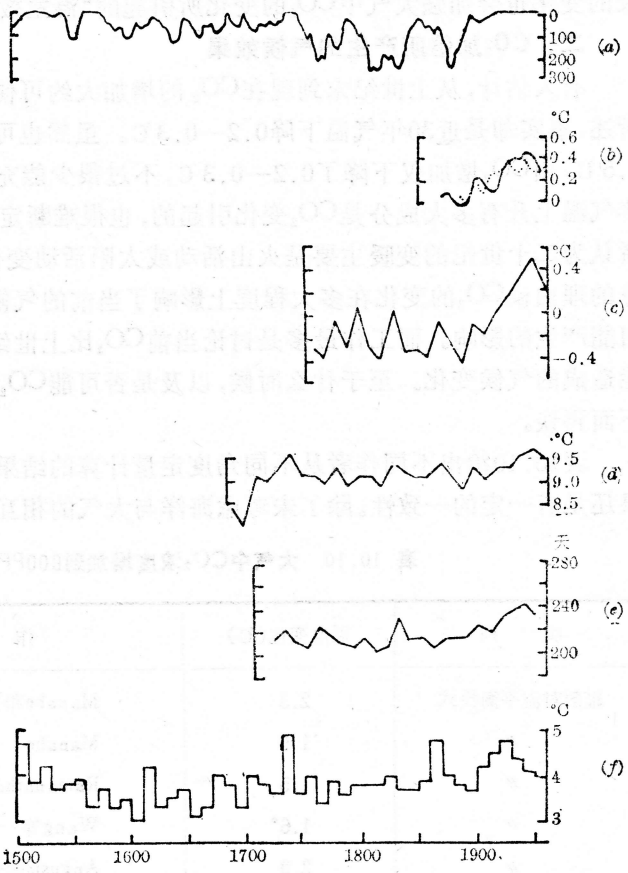


图 10.18 火山活动与气候的关系(Lamb,1970)

a. d.v.i.
b. 北半球(实线)与南半球(虚线)气温距平
c. 欧洲年平均温度
d. 英格兰中部平均气温
e. 列宁格勒涅瓦河无冰期长度
f. 冬季温度指数

§10.4 人类活动对气候的影响

一、CO_2的增加

谈到近代的气候变化，人类活动是一个必然要考虑的因素。特别是CO_2的增加引起了广泛的注意[7]，成为80年代——即所谓"气候十年"中的中心课题之一。大气中的CO_2，1979年为335ppm(大气体积的百万分之一)，这相当于59.6×10^{15}摩尔或715千兆顿（gigaton＝10^9顿＝10^{15}克)碳。但在19世纪末估计只有290ppm。从上世纪末到现在的大约100年时间内，大气中的CO_2增加了约45ppm，即增加了原来的体积的15%左右，相当每两年增加1ppm。而且，CO_2的增加是加速进行的，随着化石燃料消耗的急剧增长，进入大气的CO_2量也很快增加。如果只统计1970—1978年，则大气中CO_2含量以每年1.19ppm的速度增加。这样，再过几十年，大气中的CO_2，就很可观了。因此，人们对CO_2的增加，及其可能产生的气候后果愈来愈注意。

为什么人们这样重视CO_2的影响呢？因为它可能产生所谓"温室效应"。大气中的CO_2对太阳辐射吸收不多，即基本上不影响太阳短波辐射对下垫面的加热，但却可以吸收下垫面所发出的长波辐射。因此CO_2的增加，可能使低层大气加热，即气候变暖。由于气候变暖，海洋温度可能因之上升。但海水温度高时，就会加速向大气释放CO_2，并减缓吸收，而燃烧矿物燃料所产生的CO_2约有45%由海洋吸收，55%保留在大气中。所以海洋对CO_2的吸

收的变化也会加强大气中CO_2的变化所引起的"温室效应"。

二、CO_2加倍所产生的气候效果

有人估计，从上世纪末到现在CO_2的增加大约可使地面气温平均上升0.2℃，但如上节所述，事实却是近30年气温下降0.2—0.3℃。虽然也可以假定自然变化要使气温下降0.4—0.5℃，由CO_2增加仅下降了0.2—0.3℃，不过很少能充分证明这个假说，况且究竟本世纪前半气温上升有多大成分是CO_2变化引起的，也很难断定。而相反，如前面已指出，有不少作者认为二十世纪的变暖主要是火山活动或太阳活动变化造成的。因此，至少目前还没有充分的理由说CO_2的变化在多大程度上影响了当前的气候。所以谈到CO_2的影响，大多指未来可能产生的影响。而工作最多是讨论当前CO_2比上世纪末加一倍，即大约达到600ppm时可能造成的气候变化。至于什么时候，以及是否可能CO_2含量增加一倍则是另一个问题，我们下面再谈。

表10.10给出不同作者从不同角度定量计算的结果。可以看出，虽然出发点不同，但结果还是有一定的一致性。除了未考虑海洋与大气的相互作用的大气环流模式估计偏低外，其

表 10.10 大气中CO_2浓度增加到600PPm时可能的温度变化

类别	温度变化(℃)	作者	年代
辐射对流平衡模式	2.3	Manabe和Wetherald	1967
〃	1.9	Manabe	1971
〃	1.5	Ramanathan	1975
〃	1.6*	Wang等	1976
〃	2.0	Angustsson和Ramanathan	1977
大气环流模式（包括与海洋相互作用）	2.9	Manabe和Wetherald	1975
〃	3.0	Manabe和Wetherald	1980
〃	2.0**	Manabe和Stouffer	1979/1980
〃	3.5	Hansen等	1979
大气环流模式（不包括与海洋相互作用）	0.3	Gates和Cook	1979
〃	0.2	Mitchell	1979
辐射能量平衡模式	1.3	Sellers	1974
〃	0.7	Weare和Shell	1974
〃	0.8	Rasool和Schneider	1977

* CO_2浓度增加1.25倍。**CO_2浓度增加4倍

余大致均在1.0—3.0℃之间。不过需要注意，这只是对平均温度变化的估计。而不少工作都证实，在不同的地区，温度变化是会不一样的，至少，在不同的纬度效果有很大差异，图10.19给出Manabe及Wetherald(1975)大气环流模式计算的结果。根据他们的估计，当大气中CO_2浓度增加一倍，达到600ppm时，80°N以北的接近北极地区，气温可上升10℃以上，而40°N 以南的地面温度仅上升2℃左右。图10.19还说明平流层上层大约20公里以上气温下

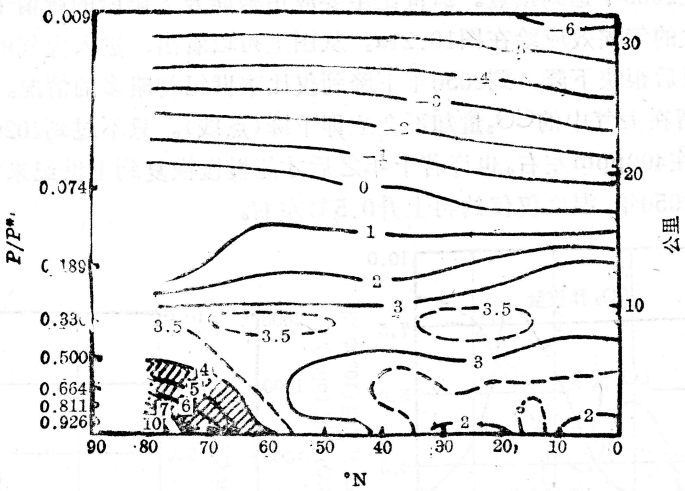


图 10.19 大气中CO_2浓度加倍时所产生的温度变化(Manabe和Wetherald,1975)

降,并且愈往上下降愈多,在30公里处,约下降6℃。以上各种估计虽然都还有待改进，并且随着理论模式的进一步精确化及计算技术的提高,必然会有更接近实际的结果。不过CO_2影响气候的大致轮廓应该说已经有了,影响的数量级也不会有很大变动。

三、能源战略

在估计CO_2的影响时,最根本的问题就是CO_2浓度是否会增加一倍以及什么时候增加一倍。显然,这两个问题都依赖于矿物燃料的消耗量,也就是依赖于能源战略。

每燃烧一吨煤,有0.693吨碳可以氧化生成CO_2。燃烧一吨石油,有0.769吨碳可以生成CO_2。消耗一百万立方米天然气要有524顿碳生成CO_2。因此，估计了各种形式能量的生产就可以估计进入大气中的CO_2,同时考虑海洋的吸收，则可以计算出存留在大气中的CO_2浓度的变化。

1975年世界能量消耗约为每年8TW(1兆瓦 = 10^{12}瓦),其中石油与天然气占5.3TW。据第10次能量会议估计,未来可能有两种不同的能源战略:一种适合经济高度发展，一种为一

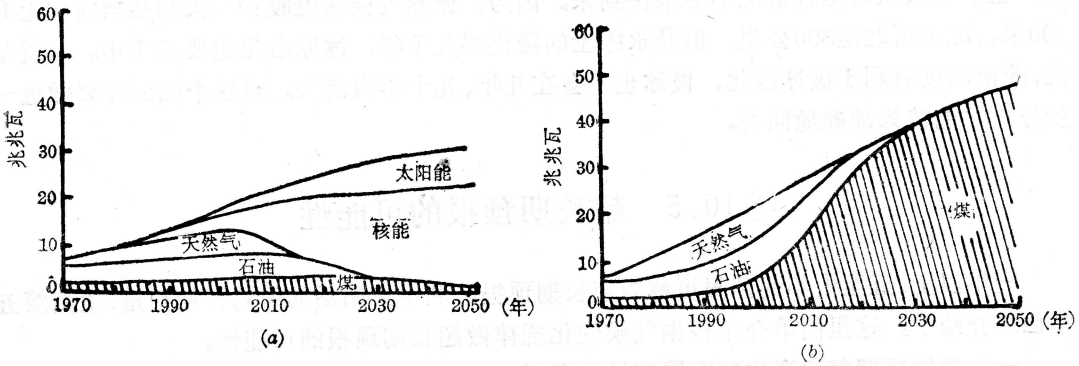


图 10.20 两种能源战略(Williams等,1979)。a.一般发展,干净能源,b.高度发展,用煤

般发展。五十年后，即 2030 年,这两种情况下能量消耗各为 40TW及 25TW，即至少达到1975年的 3 倍,到2050年数字会更大。

图10.20给出两种能源的战略设想。a为一般发展，到2050年能源消耗为30TW，并且矿

物燃料之消耗在2000年达到顶点。21世纪主要应用核能及太阳能的所谓干净能源。这种能源战略可能产生的气候效应绘在图10.21a。从图上可以看出，进入大气的CO_2量(实线)在2000年达到峰值后很快下降。到2050年下降到仅比本世纪初略多的情况。然而，大气中的CO_2浓度，即保留在大气中的CO_2量却不会立即下降(点线)。只不过到2020年之后即不会再增加，大约维持在400ppm左右。也许若干年之后才能慢慢恢复到上世纪末的水平。在这种情况下，从现在到2050年，温度仅仅约再上升0.5℃左右。

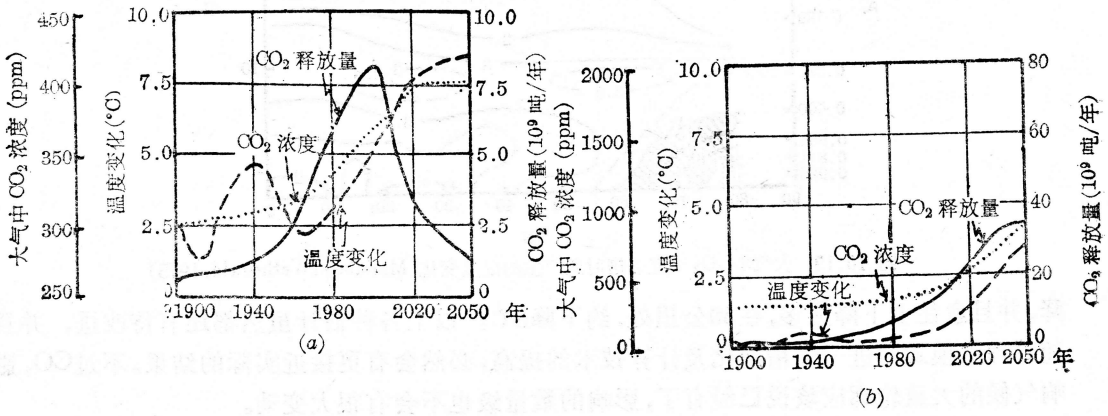


图 10.21 两种不同能源战略的可能气候效应(Williams等，1979) a.一般发展，干净能源，b.高度发展，用煤

图10.21b为另一种能源战略，即经济高度发展的情况。到2050年每年消耗总能量达到50 TW，而且全部由矿物燃料供应，其中以煤为主。这样如图10.21b表明，进入大气的CO_2量直到2050年始终在增加(实线)，结果大气中的CO_2浓度也必然不断上升(点线)，到2050年将达到800ppm。在这种情况下，估计温度可能上升4℃。

自然以上谈的是两种极端情况，实际的发展很可能介乎两者之间。但无论如何，CO_2对未来的气候影响是一个值得重视的问题，这是没有疑问的。当人们估计气温会上升时，也有的人指出，如果这要导致极冰融化的话，就会造成对许多沿海大城市的威胁，这需要注意。但是，也有的人认为这种情况不会很快到来。因为，诚然气候每变暖1℃，大约相当雪线上升100米，冻土可北退300公里。但是永冻土的融化要几千年，冰原融化也要二千年。这就是说，既使温度有利于极冰融化，极冰也不会在几年、几十年内消失。对这个问题需要做进一步分析才能较为准确地回答。

§10.5 超长期预报的可能性

一年以上，五至十年的预报可称为超长期预报。利用太阳活动做超长期预报，上面第五章已经介绍了。这里简单介绍根据气候变化规律做超长期预报的可能性。

一、根据短期气候变化的准周期性做预报

图10.22给出上海年降水量的例子。图中虚线为根据35年周期计算的10年平均降水量。1950—1959年之后为预报值。这个预报是1960年做出的。实线是实况值，1950—1959年之前为拟合情况，而1960—1969年及1970—1979年的预报与实况相当一致。自然，这也许是一个特例。因为其它站的气温或降水往往没有这样有规则的变化，不过这至少说明，如果基本

正确地掌握了气候变化的规律，超长期预报也是可能的。

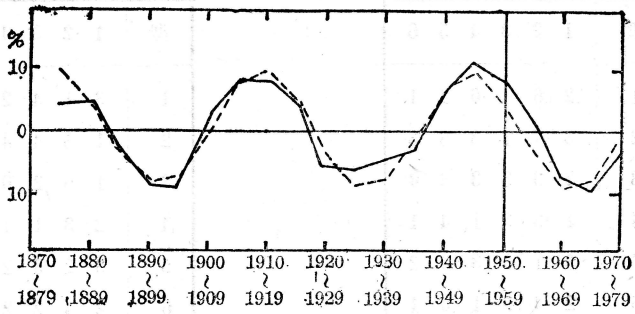


图 10.22 上海年降水量10年平均值的预报(王绍武，1962)

二、根据转移概率做预报

气候变化常有一定的承继关系，所以气候型的序列，往往前后有一定联系，我们即可利用这种联系做预报。这里介绍对华北及东北旱涝型序列做10年逐年旱涝型的预报例子。首先对6种型(记为1，2，……，6)分别统计其后1年，后2年……直到后20年各型出现的频数。表10.11给出后1年、后5年、后10年及后20年的转移矩阵，左侧纵列为某年出现1至6型的情况，每一横行为某年出现某型时后1年，后5年等各型出现次数。这个转移矩阵是根据近100年气候型序列得到的。表10.12给出用1952—1971年20年预报1972年的例子，这年华北大旱，属于6型，1971年为3型，仅从这一年是报不出1972年为6型的。但如果考虑前10年，或前6年到15年，或者11年到20年，则6型的频数均超过气候频数(表10.12中最下面三行)。而且用第11年到第20年前的预报比用近期反而要好一些。表10.13为1965年到1974年预报与实况的比较，可见预报基本是成功的。

近代气候变化是长期天气预报的重要背景，目前在这方面的研究方兴未艾。不但有许多实际经验资料的分析，也开始有了一些理论性的工作，这主要指对气候变化因子的数值实验研究。然而这方面的工作还很不成熟，因此还不能建立比较完善的气候变化模式。在这种情况下，自然，目前气候预报还只能限于统计分析。不过经验已经证明，如何在长期预报中考虑当前的气候变化背景是很重要的。因此做为长期预报工作者，时时了解气候变化的趋势是非常有意义的。

表 10.11 旱涝型转移频数分布

后1年

型	1	2	3	4	5	6
1	3	3	2	1	4	3
2	5	6	5	1	7	0
3	3	5	7	2	1	1
4	3	3	2	2	1	2
5	1	2	2	4	2	5
6	1	5	2	2	1	5

后5年

型	1	2	3	4	5	6
1	1	3	2	4	0	6
2	6	2	7	1	5	2
3	2	6	2	0	4	4
4	0	5	2	1	3	2
5	2	3	4	4	1	1
6	2	5	3	2	2	1

续

后10年

型	1	2	3	4	5	6
1	2	6	4	0	2	1
2	3	7	1	3	3	3
3	2	3	3	3	3	4
4	1	3	3	1	4	1
5	3	1	3	3	3	2
6	2	4	5	1	0	1

后20年

型	1	2	3	4	5	6
1	3	1	4	2	3	0
2	1	5	4	4	3	1
3	1	5	2	0	4	3
4	2	3	1	1	1	4
5	3	2	3	2	2	2
6	2	4	2	2	1	2

表 10.12　1972年预报

顺　序	年	型	1	2	3	4	5	6
1	1971	3	3	5	7	2	1	1
2	1970	5	2	5	3	2	1	3
3	1969	2	4	5	5	1	2	6
4	1968	6	1	3	7	3	0	1
5	1967	1	1	3	2	4	0	6
6	1966	2	3	5	6	2	2	4
7	1965	6	2	2	1	2	4	3
8	1964	1	1	1	6	3	3	1
9	1963	2	3	4	2	2	6	4
10	1962	3	2	3	3	3	3	4
11	1961	2	3	5	3	3	3	4
12	1960	3	2	2	2	5	2	5
13	1959	2	4	3	6	0	4	3
14	1958	4	3	3	1	2	2	2
15	1957	5	1	4	2	1	2	5
16	1956	1	1	4	3	1	2	3
17	1955	3	1	4	4	1	3	3
18	1954	1	0	4	4	1	2	3
19	1953	2	2	3	2	5	1	5
20	1952	4	2	3	1	1	1	4
Σ1－10	预报		22	36	42	24	22	33
	气候		27	41	34	23	27	27
Σ6－15	预报		24	32	32	23	31	35
	气候		27	40	34	22	27	27
Σ11—20	预报		19	35	28	20	22	37
	气候		24	37	31	20	25	24

表 10.13 用转移频数做1965—1974年预报

年份	1	2	3	4	5	6	预报	实况
1965	20(27)	45(42)	38(35)	14(22)	30(28)	34(28)	6	6
1966	28(27)	47(41)	30(35)	20(22)	31(28)	25(28)	2	2
1967	26(27)	49(41)	28(34)	23(23)	26(27)	27(27)	2	1
1968	29(27)	44(40)	28(34)	19(22)	30(27)	27(27)	2或5	5
1969	24(27)	54(40)	31(33)	24(22)	19(27)	24(27)	2	2
1970	23(27)	45(40)	30(33)	21(21)	28(26)	27(27)	2或5	5
1971	20(26)	52(40)	31(33)	27(21)	23(26)	20(27)	2	3
1972	21(26)	33(39)	32(32)	20(21)	30(26)	34(26)	6	6
1973	23(25)	41(38)	28(32)	23(21)	23(26)	30(26)	2或6	2
1974	22(25)	37(38)	36(32)	20(21)	26(26)	27(26)	3	3

参考文献

[1] 张家诚等编著，气候变迁及其原因，科学出版社，1976年。

[2] 竺可桢，中国近五千年来气候变迁的初步研究，中国科学，1973年，2期。

[3] Lamb, H.H., Climate: Present, past and fature Vol.2, London: Methuen.

[4] 张福春、龚高法、张丕远、陈恩久，近500年柑桔冻死南界及河流封冻南界，气候变迁和超长期预报文集，科学出版社，1977年。

[5] 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，1980，6期。

[6] 王绍武、赵宗慈，近五百年我国旱涝史料的分析，地理学报，34卷，4期，1979年。

[7] 王绍武，近代气候变化的研究，纪念科学家竺可桢论文集，科学普及出版社，1982年。

[8] 张先恭、李小泉，本世纪我国气温变化的某些特征，气象学报，40卷2期。

[9] Бувыко, М.И., и К. Я. Винников, Современные изменения климата, М. и Г., No.9, 1973.

[10] Lamb, H.H., Volcanic dust in the atmosphere: with a chronology and assessment of its meteorological significance, Philos. Transactions R.Met. soc. A226, 425—533, 1970.

长期天气预报基础

王绍武　赵宗慈　编著

上海科学技术出版社出版

（上海瑞金二路450号）

新华书店上海发行所发行　　江苏扬中印刷厂印刷

开本 787×1092　1/16　印张13　字数 307,000

1987年7月第1版　1987年7月第1次印刷

印数：1—2,300

统一书号：13119·1384　　定价：2.70 元

科技新书目： 137·238
统一书号：13119·1384
定　　价： 2.70元