

全球变化

地球四大圈异常变化及其天文成因

任振球 著



科学出版社

全球变化

地球四大圈异常变化及其天文成因

任振球 著

科学出版社

1990

内 容 简 介

全球变化问题是当今国际科学界瞩目的一个重大课题，本书就此问题系统地总结了地球大气圈、水圈、生物圈、岩石圈异常事件的群发现象及其天文原因。书中通过大量事实，揭示了大旱大涝、大地震、严重低温、海洋异常、生态灾害、火山爆发等自然灾害，以及地质时期的冰期、地质过程、海平面变化、生物灭绝等灾变事件在不同时间尺度上都呈现大体同步发生的特征，论证了此种全球性变化的形成分别与地球自转变化、九大行星地心会聚、地球轨道参数变化、太阳绕银道面和银心运动等有关，并讨论了它们之间的物理联系。

本书可供地学、天文学以及农业、水利、生态等有关学科的科研人员和大专院校师生参考。

全 球 变 化

地球四大圈异常变化及其天文成因

任振球 著

责任编辑 廖琴仙

科学出版社出版

北京东黄城根北街16号
邮政编码：100707

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

1990年9月第一版 开本：787×1092 1/16
1990年9月第一次印刷 印张：14 3/4 插页：2
印数：0001—1150 字数：337000

ISBN 7-03-001765-X/P·345

定价：17.00 元

前 言

全球变化问题是当今国际科学界瞩目的一个重大课题，它对于世界各国的经济建设和人类生活有着重大和深远的影响。国际科学联合会理事会已召开多次会议，正在制定将在 90 年代开始实施的全球变化计划——国际地圈、生物圈计划 (IGBP)，旨在对全球系统相互作用的物理、化学和生物过程、生态系统变化与人类活动的关系进行多学科研究。本书引用大量事实，指出不仅地球的大气圈、水圈、生物圈和岩石圈都是开放的，它们之间存在着重要的相互作用，而且整个地球系统也是开放的，外界的能量和物质交换，对于地球系统运转的维持及其重大变化往往有着决定性的作用；地球各圈层发生的重大事件往往呈现着群发性和大致同步的特点，它们是全球变化相互作用的极为重要的环节；在历史时期和地质时期，全球变化在时间尺度上存在着多种层次，较大的层次对于较小的层次具有制约作用，各个层次有其各自的特点和成因；引起多尺度全球变化的原因都与相应时间尺度的天文参数变化有关，其中尤以地球运动状态的种种改变对于外界能量和物质的输入起着重要的调节作用。可以说，各种时间尺度的全球性变化大多直接或间接地与地球运动变化有关，并且通过地球系统内部的反馈作用加强这种效应。书中对多种地球运动与全球变化之间的物理联系进行了讨论。

本书部分内容为国家自然科学基金资助项目。本书得以完成，与气象学家杨鉴初先生，学部委员、天文学家叶淑华先生等长期以来对作者从事这方面的交叉研究给予热情支持，以及学部委员、中国气象学会理事长陶诗言先生，气象科学研究所所长周秀骥先生等对作者从事天地生学术活动和交叉研究给予热情支持都是分不开的。多年来，在多学科的诸同事与作者的真诚合作和有益讨论中，尤其在共同发起和组织全国第一、二、三届天地生相互关系学术讨论会的过程中，作者受益匪浅，这些为本书思路的逐步形成和本书的写作奠定了基础。在这些志同道合的研究者中，特别要提到的有北京天文台张国栋、李致森、韩延本、高建国同志，国家地震局地质研究所马宗晋、徐道一同志，北京大学地质系张淑媛同志，中国地质科学院张勤文、浦庆余同志，中国科学院古脊椎动物与古人类研究所徐钦琦同志，自然科学史研究所宋正海同志，科学出版社李文范同志，国家地震局分析预报中心耿庆国同志，哲学研究所王维同志，国家海洋局第一研究所修日晨同志，以及国家气象局气象科学研究所张先恭、陈玉琼同志等。本书在撰写过程中，还得到了北京天文台台长李启斌同志和北京天文台李竞同志等对有关部分的指点。书中的许多内容都是与作者长期的课题合作者张素琴及李松勤同志一起讨论完成的。李松勤同志还清绘了本书全部图样。作者对他们表示诚挚的感谢。

需要说明的是，本书中的许多问题尚待进一步深入探索，尤其是在一些物理机制方面。本书的目的主要在于揭示事实，对某些问题的物理联系进行初步讨论。由于本书内容涉及的学科甚多，虽经努力力求尽可能准确表达，但仍不免有不妥之处，请读者批评指正。

目 录

前言

第一章 绪论	1
§ 1.1 问题的提出.....	1
§ 1.2 地球系统的结构.....	2
§ 1.3 地球系统的特性.....	3
1.3.1 相对稳定性.....	4
1.3.2 开放性.....	5
1.3.3 整体性.....	7
1.3.4 灾害群发性.....	8
1.3.5 时空层次性.....	8
1.3.6 人类影响日趋显著.....	9
§ 1.4 地球运动的多样性.....	10
§ 1.5 地球运动与大气谱.....	11
§ 1.6 地球的能量流和物质流输入.....	13
§ 1.7 世界气候计划和全球变化计划.....	14
第二章 地球的十四种运动	16
§ 2.1 地球自转.....	16
§ 2.2 地球公转.....	18
§ 2.3 绕地月系质心运动.....	20
§ 2.4 绕太阳系质心运动.....	23
§ 2.5 自转速率变化.....	24
§ 2.6 地极移动.....	27
§ 2.7 轨道偏心率变化.....	29
§ 2.8 黄赤交角变化.....	30
§ 2.9 近日点进动.....	31
§ 2.10 岁差.....	31
§ 2.11 章动.....	33
§ 2.12 浮动.....	33
§ 2.13 绕银河系中心运动.....	33
§ 2.14 穿越银道面运动.....	35
第三章 地球定常运动对全球系统的影响	36
§ 3.1 地球自转效应.....	36
3.1.1 温度等要素日变化.....	36
3.1.2 高空大气和地磁日变化.....	42

3.1.3	地转偏向力及其效应	44
3.1.4	引潮力的周日、半日变化	47
3.1.5	地转的长期效应	48
§ 3.2	地球公转效应	49
3.2.1	太阳辐射周年变化	50
3.2.2	气候带和气候季节的形成	55
3.2.3	大气圈周年变化	56
3.2.4	水圈周年变化	59
3.2.5	其它圈层的周年变化	61
第四章	地球自转变化与地球系统异常	63
§ 4.1	大气角动量与自转的季节变化	63
4.1.1	大气角动量对日长季节变化的影响	63
4.1.2	大气角动量变化的原因	66
4.1.3	自转季节变化对海洋、大气的反作用	70
§ 4.2	地球自转与 ENSO 事件	71
4.2.1	厄尼诺事件和南方涛动及其成因	72
4.2.2	自转速度变量与厄尼诺事件	77
4.2.3	极移振幅与厄尼诺事件	79
4.2.4	自转速度减慢影响厄尼诺的物理途径	81
4.2.5	地球自转速度减慢与四大圈异常	84
§ 4.3	本世纪地球自转和大气、海洋环境的长期变化	90
4.3.1	自转长周期与大气环境变化	90
4.3.2	自转长周期与海洋环境变化	92
4.3.3	自转长周期与地震活动	93
4.3.4	本世纪温度变化的成因问题	95
§ 4.4	极移长周期与地球系统变化	97
4.4.1	极移振幅“40 年”周期与气候振动	97
4.4.2	地极 29.8 年波动与气候、地震、内核振动	99
第五章	地球绕太阳系质心运动与自然灾害群发现象	102
§ 5.1	九大行星会聚及其计算	102
5.1.1	九大行星会聚的定义	102
5.1.2	九星地心会聚的计算	103
§ 5.2	百年尺度的九星会聚与自然灾害相对频繁期	103
5.2.1	九星会聚与低温冷害	105
5.2.2	九星会聚与旱涝灾害	109
5.2.3	九星会聚与大地震及其它	110
§ 5.3	千年尺度的九星会聚与自然灾害群发期	113
5.3.1	九星会聚长周期与温度变迁	113
5.3.2	九星会聚长周期与干湿变迁	117
5.3.3	九星会聚长周期与岩石圈异常	119
5.3.4	九星会聚长周期与海平面变化	120

5.3.5 九星会聚长周期与古代文明发展	122
§ 5.4 物理机制讨论	125
5.4.1 过去对九星会聚效应的认识	125
5.4.2 九星地心会聚的力矩效应	127
5.4.3 南半球的反证问题	129
5.4.4 其它可能的物理成因	131
§ 5.5 当前的气候阶段	133
5.5.1 气候展望	133
5.5.2 实况检验	134
第六章 地球轨道参数与第四纪冰河期	135
§ 6.1 地球轨道参数和太阳辐射量	135
6.1.1 关于地球轨道参数	135
6.1.2 轨道参数对辐射量的影响	137
§ 6.2 轨道参数变化与冰河期	140
6.2.1 第四纪古温度序列的建立	140
6.2.2 日射率与冰期、间冰期	143
6.2.3 物理效应问题的讨论	149
§ 6.3 轨道参数变化与全球环境变迁	154
6.3.1 轨道参数与海洋状况的变化	154
6.3.2 轨道参数与生态变迁	158
6.3.3 轨道参数与地质、地貌变迁	161
6.3.4 轨道参数与大气成分变化	164
§ 6.4 冰期气候及其天文成因的数值模拟研究	166
6.4.1 末次冰期气候模拟	166
6.4.2 轨道参数影响冰期气候的数值模拟	169
第七章 地球跟随太阳绕银河系运动与地球系统大旋回	171
§ 7.1 太阳穿越银道运动与地球系统异常	171
7.1.1 太阳穿越银道运动与地质纪分界	172
7.1.2 太阳穿越银道运动与古温度异常	174
7.1.3 太阳穿越银道运动与古生物盛衰	176
7.1.4 太阳穿越银道运动与海平面变化	179
§ 7.2 银河年与地球系统重大变异	181
7.2.1 银河年与地球大冰期	181
7.2.2 银河年与海平面变化	183
7.2.3 银河年与古地磁倒转	184
7.2.4 银河年与其它地质事件	186
§ 7.3 影响途径讨论	188
7.3.1 银河年影响一级旋回的途径	189
7.3.2 太阳穿越银道影响二级旋回的途径	191
第八章 地球运动与全球性干旱、沙漠化	193
§ 8.1 世界沙漠概况及成因假设	193

8.1.1 当代干旱、沙漠化的严重性	193
8.1.2 几种成因假设	196
§ 8.2 干旱、沙漠区变迁史实	197
8.2.1 撒哈拉沙漠的变迁	197
8.2.2 塔尔沙漠的变迁	198
8.2.3 中国沙漠的变迁	198
§ 8.3 冷暖变迁与干旱、沙漠化	201
8.3.1 第四纪古温度变化与干旱、沙漠区变迁	201
8.3.2 历史时期温度变迁与干湿、沙漠区变迁	204
8.3.3 近代温度变化与干旱、沙漠化	206
§ 8.4 干旱、沙漠化的根源——地球运动变化	208
8.4.1 地球运动对多种时间尺度温度变迁的影响	208
8.4.2 地球运动-气候变冷-干旱、沙漠化的物理机制	209
8.4.3 两种季风雨、两类干旱型	211
参考文献	214
附录	220
一、常用天文常数	220
二、月亮和行星数据	221
三、地球基本数据	222
四、地质时标	223
五、地球自转年均值和月均值	224
六、极移年振幅	226

第一章 绪 论

§ 1.1 问题的提出

全球变化及其成因,正在成为国际上日益重视和关注的一个重大问题。从1968年开始持续到1984年的非洲大旱,使非洲许多国家遭受巨大灾难,经济遭到重大损失。60年代以来多次发生的厄尼诺事件,使众多的国家和地区出现气候异常和严重的旱涝灾害。与这些严重自然灾害相联系的大气环流异常和海洋异常,往往带有全球的性质。研究此类异常事件的形成原因和预测方法,已经超越任何单一学科的范围,而必须考虑全球各圈层——大气圈、水圈、生物圈和岩石圈的相互作用问题。近年来,有关气候系统、生态系统、地理系统、地球表层系统等的新定义,也都已包括四大圈的相互作用问题。地球科学各学科的研究视野,从来没有象今天这样广阔。在自然界的这种挑战下,一个个的国际规模的研究计划,如国际地圈、生物圈计划(IGBP)——全球变化计划、世界气候计划(WCP)、热带海洋和全球大气试验(TOGA)等,由此应运而生或正在诞生。

根据我们和国内一些科学工作者的研究,认为这一类的地球异常事件并不是孤立的,而是在四大圈都存在,并且具有大致同步的群发性特征。研究此类异常事件的成因,需要将地球作为一个整体加以考虑,而且需要从更大的尺度——地球外界环境条件的改变,探讨它们对地球系统异常可能带来的影响,全面考虑引起地球异常事件的根本原因和次级原因。

从根本上来说,地球大气和海洋的运动以及生命活动,其能源都直接或间接地来自太阳辐射。理所当然,太阳活动对于地球的影响历来受到人们的很大关注。然而,另一个重要问题是,地球的四大圈都是地球表层这一薄层的组成部分,它们都被整个地球拖着在宇宙空间中作各种各样的运动。由于地球各种不同形式的运动,可以使地球的不同半球、不同纬度、不同季节以至全球接受太阳的辐射量发生改变,从而导致地球四大圈发生重大变化。这方面的研究,同样应予以足够的重视。在某些时间尺度上,此种影响的重要性甚至已超过太阳活动本身变化对于地球系统的影响。

以一年中的四季变化为例。人们对于春夏秋冬、暑去寒来早已习以为常,有些人对季节的变化不以为然。但如果仔细加以探究,就会发觉其中包含着深刻的内容和意义。首先,在中高纬度的大陆,一年中冬季和夏季的月平均气温相差可达20—60℃之多。这一温度变化的幅度,超过了近10亿年以来各种气候周期的温度振幅。须知17世纪小冰期的平均温度比现在仅低2℃左右,大冰期的降温幅度在中纬度大陆比现代最多也只低20℃多。其次,从物理成因来看,引起四季温度变化的直接原因,是由于各地在各个季节的日照量不同所致。而各地各季日照量之所以不同,又是由于地球围绕太阳公转时的黄道面和赤道面有着一个约 $23^{\circ}27'$ 的交角,使得各地在不同季节存在不同的太阳高度角而引起。这就是说,四季变化本质上是由于地球运动调制了各地太阳入射量的结果。在不考虑太阳输出辐射量有无变化的情况下,仅仅由于地球一年中公转运动所造成的各纬度

带在不同季节接受太阳辐射量的不同，就可以导致冬夏季的巨大温差，从而使大气运动、海洋状况、作物生长、生态环境和人类活动都受其影响，都出现了显著的季节差异。又如，引起第四纪内冰期和间冰期的重大差别（冰期内海平面高度可比现在降低 120 米左右）的原因现在已基本清楚，主要在于地球公转轨道参数（偏心率、黄赤交角、近日点相对进动）的变化所致。地球运动的诸种不同方式对地球系统还存在着多种动力作用，如地转偏向力、引潮力、惯性离心力作用、力矩作用以及角动量效应等。地球运行至某些宇宙空间，可能还有某种特殊的能量流和物质流输入，从而引起地球系统的重大变异。

本书的目的，试图揭示地球运动与全球异常变化的关系，对迄今这方面的研究进展做一介绍，以期能够引起更多的研究者和读者的兴趣和重视。在详细论述地球各种运动和全球变化的关系之前，我们首先对地球系统的结构及其特征、地球运动的多样性及其意义、地球运动与大气谱、全球变化研究计划等做一简要的说明和论述。

§ 1.2 地球系统的结构

地球系统，广义地说是指整个地球及其携带的一切物质形态，它包括固体地球、地球

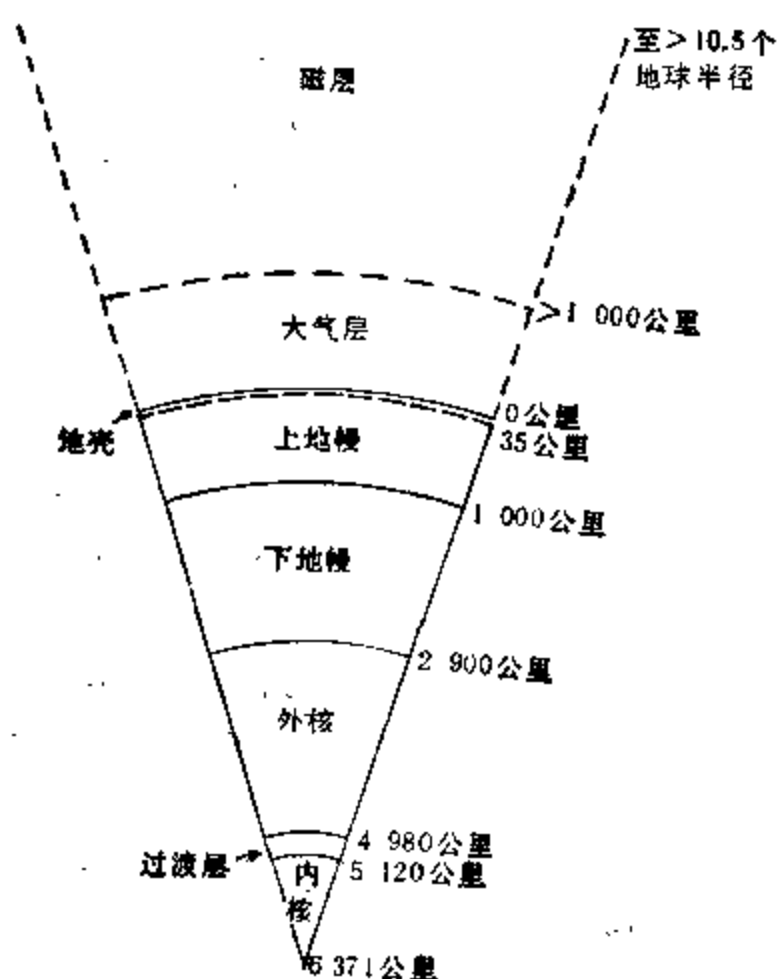


图 1.1 地球系统的结构

表层和地球空间三大部分。固体地球内部的主要分层，由地表到地心依次分为（图 1.1）：（1）地壳，平均来说，由地面至以下 35 公里；（2）上地幔，地下 35—1 000 公里；（3）下地幔，地下 1 000—2 900 公里；（4）外核（液态），地下 2 900—4 980 公里；（5）过渡层，地下 4 980—5 120 公里；（6）内核，地下 5 120—6 371 公里。地球表层指地面以上至 85 公里高的大气层的中、低层。地球空间可以包括：（1）高层大气，指高于地表 85 公里以上的大气层的高层；（2）磁层，起始于离地表 600—1 000 公里，磁层顶在向太阳一侧为 10.5 个地球半径，在背向太阳一侧可延伸到几百至 1 000 个地球半径。

狭义地说，地球系统一般是指大气圈、水圈、生物圈和岩石圈，也称为地球

表层系统。为了突出与人类生存关系密切的地球表层部分，本书涉及的地球表层系统主要是指大气圈的对流层、水圈、生物圈和岩石圈的地壳层（图 1.2）。

（1）对流层，为大气圈的底层。天气变化和气候变异以及 CO_2 温室效应主要都发生在这一层内。对流层的厚度，在中纬度地区为 10—12 公里，在两极地区为 7—8 公里，并随季节变化而异，夏季增厚而冬季变薄。对流层大气的质量约占全球大气总质量的 75%。大气中的水汽，也主要集中在这一层。如果考虑人类活动对臭氧层的破坏和火山灰对气

候的影响,也可以将地球表层系统的上界,划到大气圈平流层的中部(30 公里以下)。

(2) 水圈,包括海洋和陆地上的湖泊、河流、沼泽、地下水以及固态的冰川和雪。海洋中水的质量为 1.45×10^{24} 克,约占全球总水量的 97%。海洋的平均深度为 3.9 公里。海洋的面积为 3.61×10^8 平方公里,占全球表面积的 70.8%。

(3) 生物圈,为地球上所有的生物有机体。生命现象在陆地、海洋和底层大气中到处都有存在,它是地球大气、水和地壳长期演化的产物,它又参与了对地表、大气和水的改造。

(4) 地壳,为岩石圈的上部,它以莫霍面(地震波速急剧增长的边界层)与上地幔为界。地壳的厚度,在大陆下平均约为 35 公里,在我国青藏高原下约在 65 公里以上。海洋下面的地壳厚度只有 5—8 公里。陆地的平均海拔高度为 0.86 公里。地壳表层还有土壤层、风化层和沉积层。危害极大的大陆浅源地震,就是发生在地壳这一层内。如果考虑板块运动的作用,也可把地球表层系统的下界延伸至包括整个岩石圈,即地表以下 70—100 公里。

地球表层是一个巨系统,它是大气圈、水圈、生物圈和岩石圈相互联系、相互作用的整体。地球表层系统又是一个开放系统,它与外界有着物质和能量的交换。它是与人类最直接有关系的自然环境,是人类赖以生存和从事生产、生活的必备环境。这个地球表层环境内发生的异常变化,对于人们从事的经济建设和生命财产都有着不可忽视的影响。人类对森林的滥伐、过度放牧和开垦,工业排放的 CO_2 和其它污染物,以及人口膨胀等破坏了地球表层环境,而反过来又制约了人类的生产活动和生活。钱学森(1987)倡议建立的地球表层学,它的研究对象就是这个巨系统本身及其环境。

地球系统各圈层存在着各种时间尺度的异常事件,这些异常事件对于人类活动和生态环境有着重大的影响。本书所讨论的全球变化,主要就是指此种带有全球意义的四大圈的异常变化。我们认为,对于这种异常事件,需要从地球整体出发加以考察,来揭示大气、海洋、生物和地壳活动发生异常的特征及其规律,以便进一步探讨它们的基本成因。

§ 1.3 地球系统的特性

地球系统的大气圈、水圈、生物圈和岩石圈,从总体上看,它们具有明显的共同特性。大致可认为有以下几个方面:相对稳定性、开放性、整体性、灾害群发性、时空层次性,以及受人类活动的影响日趋显著。

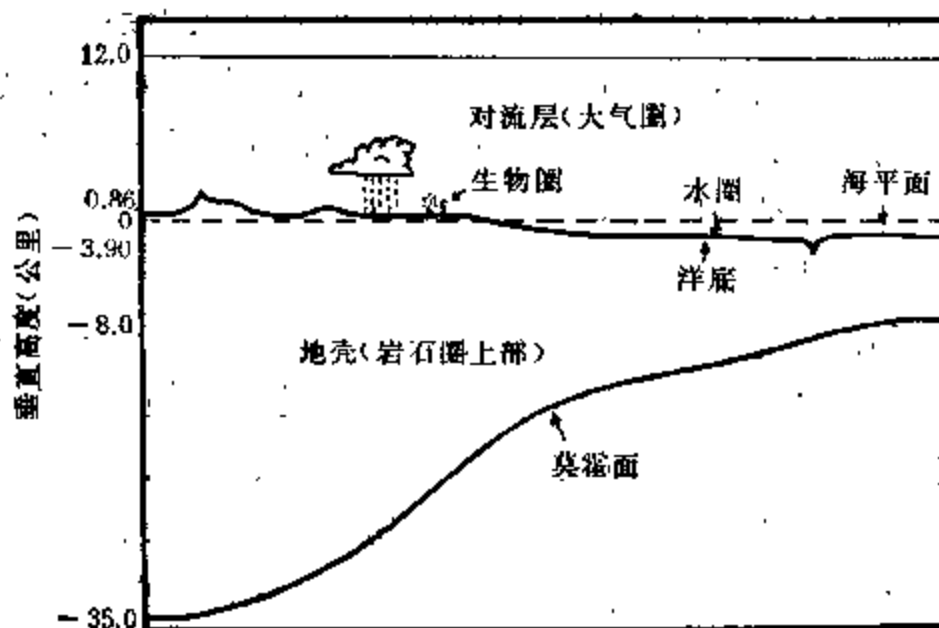


图 1.2 地球表层各圈剖面示意图

1.3.1 相对稳定性

在天体演化尺度上，目前地球正处在太阳系演化和地月系演化的稳定平衡时期。一是太阳辐射到达地球的能量相当稳定。由于太阳在其本身的演化过程中处在成熟的“中年”时期，地球位于日地平均距离处时，地球外层大气上界垂直于太阳光的每平方厘米面积上，每分钟内所接受到的太阳辐射量是一常数，为 $1.95 \text{ 卡}/(\text{厘米}^2 \cdot \text{分})^{1)}$ ，称之为太阳常数。由最新的卫星观测表明，太阳常数的变化极小，仅有 0.15% 的变化。二是地球在太阳系中的轨道运动相当稳定。不仅地球轨道参数的变化非常规则，可以精确计算，而且地球与其它行星之间的引力相互作用已达到相当完美的程度。我们计算了太阳系行星的三星日心会聚周期(见表 1.1)，发现木星、土星、天王星和海王星这四颗巨行星中的任意两颗行星与任意一颗较小的近日行星(地球、金星、火星、水星)的三星日心会聚周期的长度均相当精确地相等，并且与该两颗巨行星的日心会聚周期也相等。如木、土两星与地、金、火、水星中任一颗行星的三星日心会聚周期均为 19.859 316 79 年，这一周期也就是木、土

表 1.1 太阳系行星的三星和两星的日心会聚周期

三星会聚周期(年)	两星会聚周期(年)
木、海、地 12.782 335 88 木、海、金 12.782 335 88 木、海、火 12.782 335 88 木、海、水 12.782 335 88	木、海 12.782 335 88
木、天、地 13.812 462 07 木、天、金 13.812 462 07 木、天、火 13.812 462 07 木、天、水 13.812 462 07	木、天 13.812 462 07
木、土、地 19.859 316 79 木、土、金 19.859 316 79 木、土、火 19.859 316 79 木、土、水 19.859 316 79	木、土 19.859 316 79
土、海、地 35.869 597 6 土、海、金 35.869 597 6 土、海、火 35.869 597 6 土、海、水 35.869 597 6	土、海 35.869 597 6
天、土、地 45.363 428 天、土、金 45.363 428 天、土、火 45.363 428 天、土、水 45.363 428	天、土 45.363 428
天、海、地 171.392 137 天、海、金 171.392 137 天、海、火 171.392 137 天、海、水 171.392 137	天、海 171.392 137

1) 1 卡=4.1868 焦耳。

两星的日心会聚周期。表明地球和其它几颗较小的近日行星的轨道运动，在太阳系的长期演化中，已被几个巨行星的引力作用调制得相当好。三是地球各圈层的空间结构、成分、质量、能量收支、运动方式和规律等，也都处在相对稳定和平衡的状态。这就使得我们地球上所特有的大气、温度、水、土壤、地表环境等在一定时期内保持相对稳定少变，为人类和生物的生存、发展提供了良好的基本条件。地球各圈层都具有各自的相对独立的运动方式和规律。在地球系统相对稳定和线性、近平衡的条件下，各圈层某些时空尺度的变化，根据内部的因子和条件可以得到较好的近似，外界因子通过各圈层内部的条件和运动规律而发生作用。

1.3.2 开放性

系统的性质可以分为：孤立系统——与外界没有能量和物质的交换；封闭系统——可与温度确定不变的外界交换能量而不交换物质，体系温度保持恒定；开放系统——可与外界交换能量和物质。对于孤立系统，由热力学第二定律可知，函数熵 S 只能单调地增加，直至极大。此时系统由热力学的非平衡态变为平衡态，即 $\frac{dS}{dt} \geq 0$ ($=0$ 为平衡态)。这就是说，在孤立系统中，由于熵愈来愈大，状态只能自发地从非平衡转变为平衡，从有序转变为无序，而不可能逆转。对于封闭系统，当体系和外界同一的绝对温度足够低时，有可能形成低熵的有序平衡结构，如晶体和相变。对于开放系统，在时间间隔 dt 内，体系熵的改变 dS 应由两部分组成

$$dS = d_e S + d_i S。$$

其中 $d_e S$ 为熵流，由体系与外界交换能量和物质所引起； $d_i S$ 为熵产生，由体系内部的不可逆过程所引起。当熵流 $d_e S$ 为负，并达相当数量时，可以使体系的总熵减少成为远离平衡态，从而可能出现有序的自组织的耗散结构。

地球系统这一巨系统及其各圈层子系统的性质较为复杂。普利高津在较早的著作(1977)中曾谈到，“地球近似地是一个封闭系统”，即与外界有能量交换而没有物质交换。最近，他在《探索复杂性》(1986)一书中，又多次谈到“气候体系的巨大复杂性”，“如果不求助于建立在不可逆性概念基础上的耗散系统”，“气候的历史等简直就无法理解”；“表明气候系统保持在远离热力学平衡态的位置上”。

我们考虑，地球及其表层系统只有在两种特定条件下，方可将它们视为近似的封闭系统。一是从天体演化尺度看今天的地球，它目前处在与外界有稳定的能量交换而质量交换可以忽略的状态；二是从短期尺度——日平均的几天和年平均的几年，并且从全球上讨论能量平衡时，则可将地球接受太阳短波辐射和向外空放射长波辐射视为处于平衡状态。除此两种特定情况外，地球在许多情况下都是一个典型的开放系统。

第一，从地球系统及其圈层的本质来看，大气运动、海洋运动和生命过程得以存在和维持，主要依靠太阳辐射提供源源不断的能量。理论计算表明，如果一旦失去太阳辐射，地球大气本身的能量仅能维持一个星期左右。洋流的动力主要来自大气环流底层的盛行风和热盐对流，其能源可看做直接、间接地来自太阳辐射。地球上一切生命过程的存在，更是离不开太阳的光和热。这就是说，地球系统由于接受太阳源源不断的能量(负熵流)，

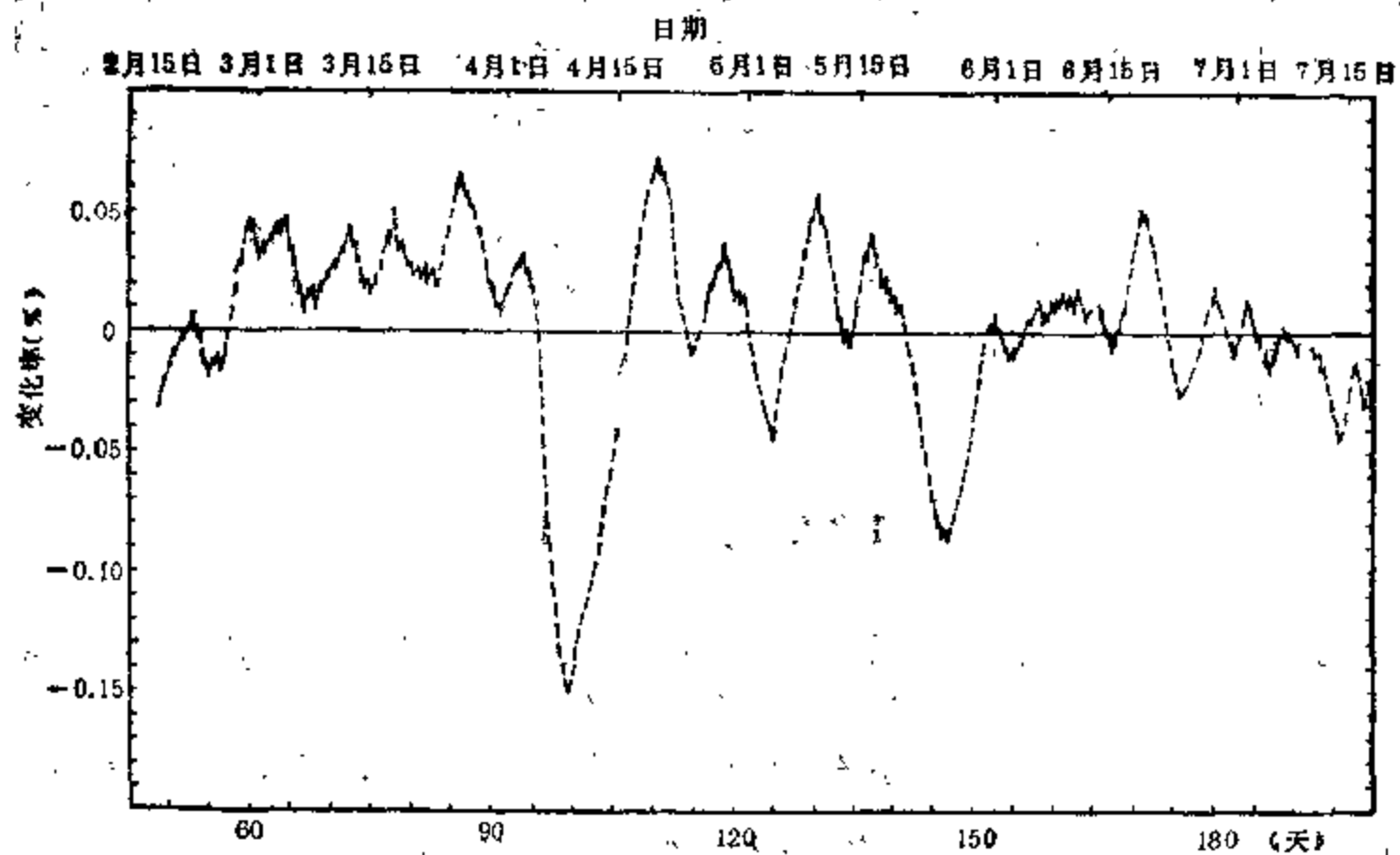


图 1.3 1980年2—7月由 SMM 卫星测到的太阳常数的变化率 (Willson, 1981)

表 1.2 各纬度带冬、夏半年的辐射量及其差值(大气上界)

纬 度	夏半年(卡/厘米 ²)	冬半年(卡/厘米 ²)	差值(卡/厘米 ²)	倍 数
10°	169 950	146 800	23 150	1.16
20°	174 570	128 980	45 590	1.35
30°	174 450	107 800	66 650	1.62
40°	169 710	84 030	85 680	2.02
50°	160 860	58 740	102 120	2.74
60°	149 080	33 620	115 460	4.43
70°	138 700	13 440	125 260	10.32
80°	134 520	3 240	131 280	41.52
90°	133 300	0	133 300	

不断抵消地球表层的熵增加和降低系统的总熵，才能形成和维持大气圈、水圈、生物圈的丰富多采的自组织的有序结构。第二，即使从全球来说，到达地球的太阳辐射常数实际上是变化的。从图 1.3 可见，在半个月时间内，由卫星测量的太阳常数可变化 0.15%。全球年平均气温从本世纪 30 年代末到 1970 年降低了 0.45℃，表明全球的年平均温度也是有变化的，它隐含了地球与外界的能量交换也可能存在差别。第三，从南、北半球来看，冬半球的太阳高度角较小，得到的太阳总辐射较少；夏半球的太阳高度角较大，得到的太阳总辐射较多。由表 1.2 可见，在中高纬度地区，夏半年的辐射量比冬半年要多得多，如 60° 纬度带夏半年的辐射量为冬半年的 4.4 倍。显然，对于冬、夏半球来说，能量收支是不平衡的。第四，地球轨道参数变化引起冰河期的直接物理原因，在于改变了中高纬度的日射率所致。表明在同一半球的不同纬度带，辐射量的变化也是不同的。第五，长期天气过程和气候过程的非绝热性，决定了地球大气必然属于开放系统。尤其是本书中讨论的气候

异常以及地球其它圈层的异常事件，一般说来多为远离平衡态现象。本书所揭示的地球四大圈异常事件，在多种时间尺度上均存在大致同步的群发现象，表明此时整个地球系统处在远离平衡态。第六，除了与外界的热量交换外，在某些时空尺度上，还存在外界对地球的动量输入，如万有引力、力矩、引潮力、电磁力等，以及与外界的物质交换，如地质史上的小行星和彗星冲击地球、陨石和太阳微粒辐射等。所有这些，都说明了地球系统的开放性是较为鲜明的。因而将地球系统及其各圈层作为开放系统处理是必然的，也是必需的。这对于地球科学和生物科学研究的进一步深化，是相当重要的。

1.3.3 整体性

地球系统及其各圈层的整体性，表现在多个方面。

首先，地球表层系统各圈层的形成，无不都是地球演化及其相互作用的产物。由太阳系演化理论可知(戴文赛、胡中为等,1986)，在地球演化过程中，地球大气的主要来源是星子陨落时，高温使其部分挥发性成分被排除出而被地球引力吸住，以及地球形成后释放出来的气体。这种原始大气，后来由于地幔分异作用排出的气体和植物的光合作用等原因，逐渐由还原性质演变成现代的氧化性大气。星子的陨落，又促使地幔上部熔化和玄武岩喷发；形成原始大洋地壳。后来的构造运动和岩浆活动又将其余的原始地壳改造成大陆地壳。大气中的水汽通过冷却凝结成水，形成了地球的水圈。板块构造理论认为，岩石圈下面的软流圈是高温的流动性物质，由于对流的带动，使得岩石圈板块在地球表面发生移动。当板块彼此移开时，地幔的玄武质岩浆向上移动而形成大洋脊系的地壳。地球上的生命现象，随着地球演化，由早期的还原性大气逐渐形成原始的有机物质——氨基酸(部分也可能来自宇宙空间)，再演变为蛋白质到原始生命，然后一步步地进化成现代高度复杂、丰富多采的生物体系以及出现具有智慧的人类。可见，现代的大气、海洋、地壳、生物都是地球演化以及它们之间长时期相互作用发展到今天的产物。

另一方面，从今天的地球表层各圈层来看，它们同样是一个相互作用的整体。例如，海洋通过吸收太阳辐射成为巨大的能源库(海水热容量大)，向大气输送热量(感热和潜热)。大气通过风效应推动和影响大洋环流。陆地和海洋的不同加热率，形成了季风环流。地壳的板块运动和造山运动，导致了海陆变迁，火山喷发又影响气候变化。风化和水蚀作用，导致地壳的剥蚀和沉积过程。地表和近地面空间的温度、光照、大气成分、水分、土壤等状况，是生物生存的必需条件。生物的繁殖又影响了大气成分和地表环境。所有这些相互作用，主要都是发生在地球表层系统内，它们之间彼此相互紧密联系，组成一个完整的相互作用的整体。并且，人类活动对地球表层的影响也已成为当今的重要问题之一。

从地球整体和地球表层系统的一些参数对比来看(表 1.3)，与整个地球的质量、厚度、转动惯量相比较，海洋要小 3 个数量级，对流层大气要小 3—6 个数量级。地壳的质量和厚度比地球要小 2 个数量级。可见，地球表层各圈层都是附在地球表面很薄的一层。大气、海水和生物都被地球拖着随地球自转作快速旋转运动，在赤道地表的线速度达 465.1 米/秒。地球还携带着它们围绕太阳作公转运动以及跟随太阳系绕银河系中心运动。地球整体运动各种参数的改变，对于作为地球一部分的地球表层各圈层，其影响是不

表 1.3 地球和地球表层的参数对比

	质量(吨)	厚度(公里)	转动惯量(克·厘米 ²)
地球	5.88×10^{21}	6 371 (半径)	8.04×10^{44}
对流层大气	3.79×10^{13}	10—12	1.41×10^{29}
海洋	1.45×10^{14}	3.9	2.94×10^{41}
地壳	2.35×10^{19}	35	

可忽视的。

1.3.4 灾害群发性

我国科学工作者的研究表明,在历史上某些时期,自然灾害往往有集中出现的现象。其间灾害的严重程度和发生频次都有明显增加的趋势,并且其地域分布也较为广泛。不仅某种自然灾害是如此,而且整个地球系统各圈层的自然灾害都在同一时段出现这种趋势。本书有关章节将对此进行详细讨论。对于自然灾害的此种群发性现象,我们曾指出(任振球、李致森,1981),近1000年以来到本世纪50年代,中国出现五次低温期,期间不仅低温冷害比较频繁而严重,而且同时出现严重干旱的峰值期、长江和黄河的特大洪水,以及华北的地震活跃期。其中,17世纪出现的各种自然灾害是近几千年来最为严重的。这种现象的发生同九大行星的地心会聚有关。王嘉荫在60年代曾指出,在16—17世纪出现了地震、雨土和陨石的峰值。徐道一等(1984)提出,16—17世纪集中发生的各种异常灾害与当时的异常天象背景有联系,可称之为明清宇宙期。我们曾在1984年论证了公元前2000年左右发生过一次至少与17世纪相当的自然灾害群发的异常期。1986年我们又提出,近1000年以来中国出现的几次气候和其它自然灾害的异常期,属于百年尺度(140—180年);近6000年以来中国和北半球发生三次(公元前2000年、公元前1000年,和17世纪)千年尺度(1000—1400年)的更为严重的恶化期。另有一次稍弱,在5世纪前后。作者与张国栋、徐道一、徐钦琦合写的一篇论文(1986)进一步指出,在近6亿年以来地球四大圈的异常事件至少存在六种时间尺度的准周期的群发现象,并且它们都发生在天文参数相应变化的情况之下。地球系统各圈层的自然灾害群发性特征的揭示,对于全球变化及其相互作用的成因研究有着重要的意义。

1.3.5 时空层次性

大气圈、水圈、生物圈和岩石圈在空间结构上都有着各种不同尺度的层次,这方面过去已做了相当多的研究。在此,我们着重指出的是,地球系统在时间尺度上的层次性。本书第四章讨论了近30年以来的厄尼诺事件、南方涛动、赤道太平洋洋平面倾斜、西北太平洋副热带高压、北半球年平均气温、我国华北和云南、四川大地震、非洲东南部年雨量等变化,指出它们均呈现3—4年的准周期形式。第五章论述了中国近1000年以来的温度变化、全国受旱县数、黄河和长江特大洪水、大气降尘、华北地震活动期,以及格陵兰温度等

的异常时段都出现 140—180 年的准周期变化。中国的温度和罕见洪水、撒哈拉地区的干湿变化、海平面变化、世界闻名大地震以及古代文明发展等，又出现 1 000—1 400 年的准周期变化。第六章讨论了准周期为 10 万年左右的冰河期、海平面变化、中国黄土-古土壤地层变迁和哺乳动物南迁事件、南美森林变迁等的同步演变。第七章指出地球系统各圈层的重大变异还存在周期分别长达 3 200 万年和 3 亿年左右的同步变化。除了这六种时间尺度的准周期外，地球系统的异常事件可能还存在其它的准周期变化及一些随机事件。可见，地球系统各圈层的异常事件在时间尺度上存在着层次性是显而易见的。

地球异常事件这种时间尺度上的层次性有一个明显的特点，就是较长的周期制约着较短的周期，较短周期往往出现在较长周期的背景之下。例如，ENSO 事件（厄尼诺和南方涛动的总称）的 3—4 年周期，主要出现在本世纪 50 年代后北半球的降温时期和地球自转长周期的减慢时段。在此之前的本世纪 30—40 年代的北半球增暖和地球自转加速时段，这个周期就不明显，其间 ENSO 事件的出现次数就比较少。又如，自然灾害相对频繁期的 140—180 年周期，主要出现在千年尺度的降温时段，而在千年尺度的温暖时代这个周期并不明显。再如，冰河期的准 10 万年周期主要出现在第四纪大冰期内，在此前的大间冰期内就不明显。由此看来，研究某一尺度的相互作用和成因，注意较大尺度的可能控制作用是很必要的。

弄清地球异常事件在不同时间尺度上的层次性，以及较长周期制约较短周期的特点，是有重要的现实意义的。如在预测今后 10 年至 100 年内地球环境的可能变化时，仅仅依据本世纪以来的资料是不够的。如果没有了解当前和今后一段时间的变化处在何种时间尺度的何种阶段，尤其是如果不考虑更大尺度的背景，即处在更大时间尺度的什么位相，就有可能对当前环境和今后变化趋势的估计带来不利后果。

1.3.6 人类影响日趋显著

在古代，由于人类生产力的低下，那时候人类活动对四大圈层的影响是微不足道的。但是，随着人口的增长、生产的发展，尤其是工业革命以后，人类活动对四大圈层的影响日趋明显。人类在利用自然、开发资源的过程中，在不同程度上也破坏着地表环境。直到现在，这已成为全球性的一个重要问题。现今，人类活动对地表环境的破坏主要有温室效应、环境污染、资源枯竭、生态破坏和核冬天等。

以 CO_2 的温室效应为例。前面已经提到，就全球范围来说，地球接受太阳的短波辐射和地球向外空放射的长波辐射，两者的能量是基本平衡的。然而，大气中的 CO_2 等微量气体，对于太阳的短波辐射是相对透明的，而对于地表向外放射的长波辐射（主要在 13—17 微米的波谱区）具有强烈的吸收作用，形成温室效应。当大气中 CO_2 的浓度异常增加到一定程度时，将使全球温度升高。自从工业化以来，由于大量燃烧煤炭和石油，向大气排放的 CO_2 正在急速增长。大气 CO_2 含量近百年来已由 270ppm 上升到 345ppm (1984)。图 1.4 是大气 CO_2 浓度近 30 年来的增长情况。如果按此速度增长，到公元 2030 年左右，大气 CO_2 含量有可能达到 540ppm，即比工业化前增加一倍。根据全球大气环流模式模拟试验，它将引起大气增温 1.5—4.5℃ 及海平面上升 0.2—1.4 米。但考虑了海气相互作用之后，其增温幅度可能要比此值低一些。由于近万年以来最温暖的时代

仅比现代高 2—3℃,故大气 CO₂ 增加的温室效应对气候带、降雨状况、生态和海平面的

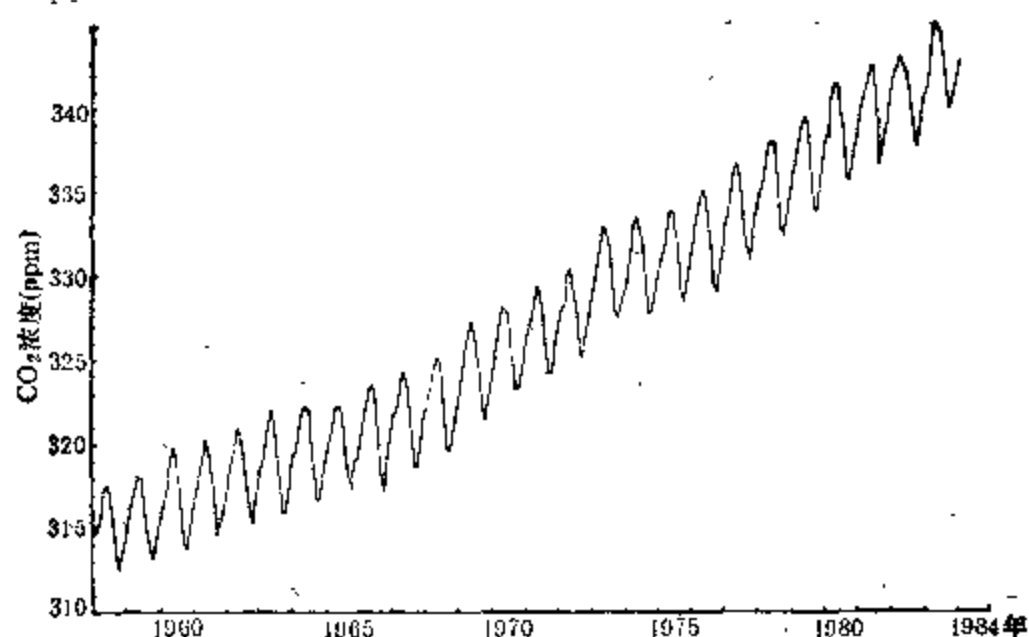


图 1.4 1880—1984 年大气 CO₂ 浓度的变化

影响已成为当前世界上普遍关注的重要问题。除 CO₂ 外,大气中其它一些微量气体如 N₂O, CH₄, O₃, CFC 等也有温室效应,它们浓度的增加也起到了明显的增暖作用。

又如核冬天的威胁。这是 80 年代初提出的大规模核战争将引起大气强烈降温、生态近于毁灭的一种理论。过去人们对核战争的后

果,只着重研究核爆炸所引起的热辐射、冲击波、放射性等的直接效应。近年来,人们开始注意大规模核战争的次级效应——大气强烈降温,可能是对地球人类和生态的一种更为严重的威胁。数值模拟试验表明,如果一旦发生核战争,爆炸其中 17 000 个核弹头,则在极短的时间内,燃烧产生的烟和尘埃将达 9.6×10^8 吨,其中 80% 可进入平流层,且可输送到南半球。由于这些核气溶胶阻挡太阳辐射(在白天阳光可减少 95%)而对地表向外空的红外辐射透明度较小,结果在两个星期内陆地地表温度可降至 -20°C 左右,并且可维持两、三个月,甚至一年以上。这种由核战争产生强烈降温的“核冬天”,虽然不致引起地质史上的冰河期,但持续数个月的强烈严寒,将对地球上的人类和生态构成极大威胁,地球人口有可能降到史前水平,许多物种可能面临灭绝。

人类活动引起的环境污染和生态破坏等都已成为当前的重要问题。在此,不再详述。

§ 1.4 地球运动的多样性

本书第二章将介绍地球的运动形式有十四种之多。简单地说,地球运动的基本形式可以分为自转、绕日公转、绕地月系质心旋转、绕太阳系质心运动,以及跟随太阳系绕银道面作螺旋式前进运动和绕银河系中心运动。它们的周期分别是日、年、月(如朔望月)、百年、千年、6 400 万年和 3 亿年左右。地球自转的变化又可分为自转速率变化(有多种周期和不规则变化)和极移(旋转轴在地球本体内移动,也有多种周期)。地球公转轨道也是变化的,包括偏心率的变化、黄赤交角的变化和近日点进动的相对变化,它们的周期分别为 9.5 万年、4.1 万年和 2.17 万年。地球公转的轨道有时还有“浮动”,如木星靠近地球时,可将地球拉向木星方向约 3 000 公里。地球在公转时自转轴的空间指向也有两种变化——岁差(地球的旋转轴象旋转的陀螺一样晃动,在空间画出一个大圆)和章动(叠加在岁差大圆上的摆动),它们的周期分别为 2.55 万年和 18.61 年。可见,地球运动的形式是非常复杂的,有着多种多样的周期。地球运动这些不同的周期,绝大多数对于地球系统的圈层都有重要的影响,但不同周期效应的物理性质存在一些差别。本书主要论述的正是这些内容。

§1.5 地球运动与大气谱

我们以大气运动的周期为例,综观一下地球各圈层的变化与地球运动的关系。

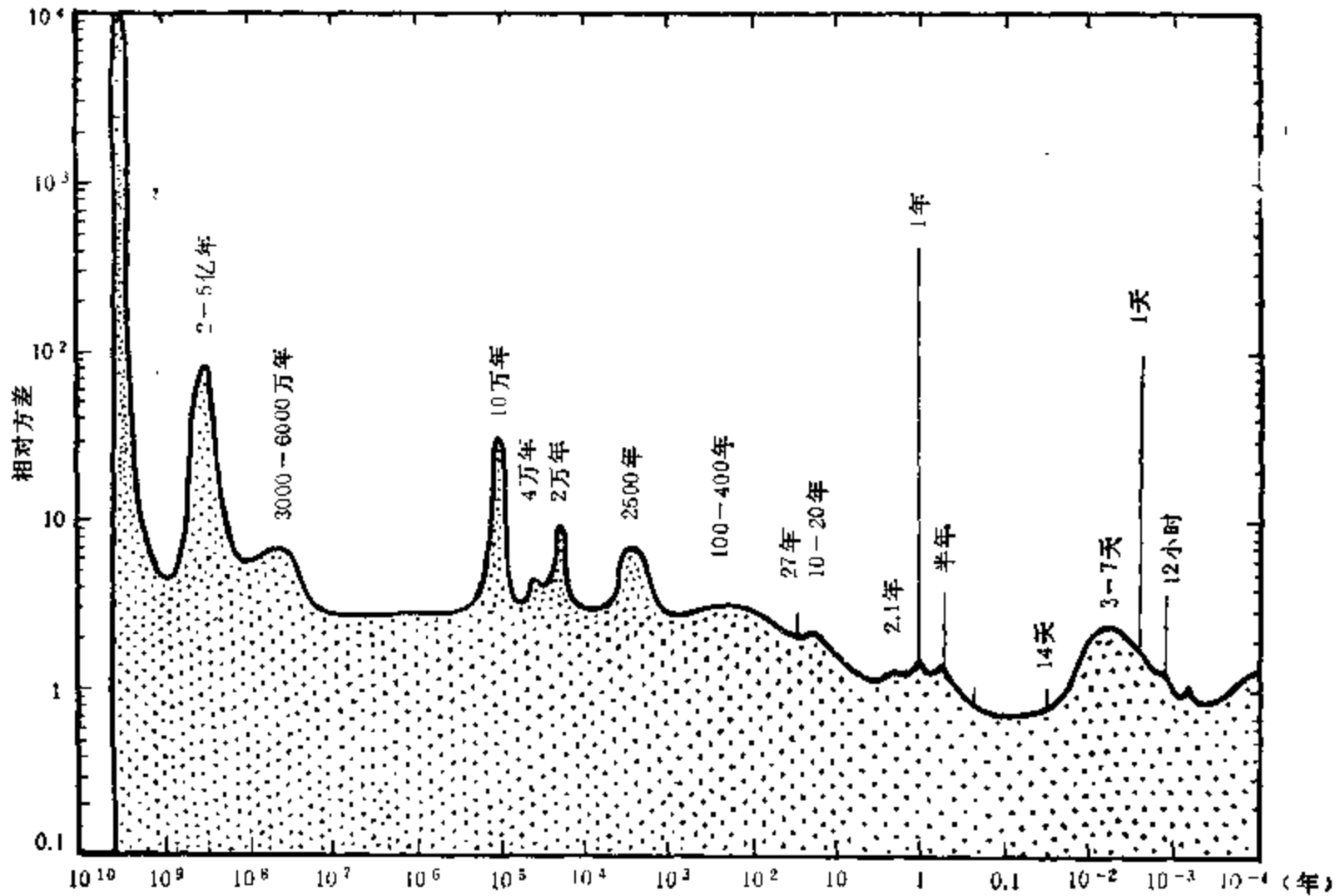


图 1.5 大气温度的周期谱
(Mitchell, 1976)

图 1.5 是美国气候学家 Mitchell(1976) 给出的近 10 亿年以来大气温度变化的周期谱。我们将图中的大气温度周期与相应的天文周期做一对照,列成表 1.4,并注明已探索过该周期两者关系的研究者。根据收集到的不完整资料,一并给出了地球系统其它圈层的类似周期。由图 1.5 和表 1.4 可见,相对方差最大的两个周期是 1 年和 1 天,正是地球绕日公转周期和自转周期。大气温度变化的 2—5 亿年周期,实际上是大冰期的 2.8—3.2 亿年周期,本书第七章将指出它与地球跟随太阳系围绕银河系中心的旋转运动周期有关。温度的 3 000—6 000 万年周期又是地球跟随太阳穿越银道面的间隔周期。10 万年的冰河期周期,是地球公转轨道偏心率的周期(9.5 万年)和近日点的恒星周期。温度的 4 万年和 2 万年周期,分别对应黄赤交角变化周期(4.1 万年)和近日点相对于春分点的进动周期(2.17 万年)。本书在第五章论述了根据新近资料,温度变化的 2 500 年周期应为 1 000—1 400 年。温度的 100—400 年周期,按竺可桢的近 1 000 年以来中国物候温度应为 140—180 年。这两个周期,我们已证明它们是由于九大行星地心会聚引起地球冬夏的公转半径和公转速度改变所致。温度有 27 年周期,地球自转速率和地极移动的变化则有 29.8

表 1.4 大气谱和地球运动周期的对照

大气温度周期	地球运动周期	研究者	其它圈层中有类似周期者
2—5 亿年	银河年 2.8—3.2 亿年	Williams、任振球等	海平面、古地磁、生物灭绝、煤资源等
3 000—6 000 万年	穿越银道面 3 200, 6 500 万年	Fischer、徐道一等	海平面、生物盛衰、地质纪分界等
10 万年	偏心率变化 9.5 万年	} Milankovitch, Berger 等(已基 本公认)	海平面、黄土沉积、森林变迁、深海沉积等
4 万年	黄赤交角变化 4.1 万年		黄土沉积、地质旋回、深海沉积
2 万年	近日点进动相对周期 2.17 万年	} 任振球、李致森	黄土沉积、深海沉积
2 500 年	九星会聚长周期 ¹⁾ 1 000—1 400 年		海平面、大地震、干湿变迁、古代文明发展
100—400 年	九星会聚周期 ²⁾ 140—180 年	} 张焕志、任振球等	华北地震活跃期、雨土年、特大洪水、干旱
27 年	自转速率、极移 29.8 年		全球中深源地震、北非至印度雨量、西藏雨量
10—20 年	自转速率 ²⁾ ~10, ~20 年	罗时芳	地震
2.1 年	月亮拱线运动 1/4 周 26.6 月	濮培民	赤道高空风
1 年	公转 1 年	(已公认)	海潮、固体潮、植被、作物生长、地震
6 月	太阳半年潮 6 月	Bredley、彭公炳	海潮、固体潮
14 天	月亮半月潮 13.1—14.76 天	朱振全、任振球、张聚琴等	海潮、固体潮、余震、大气超长波
3—7 天	天文集合期 3—7 天	谢亮等	余震(7 天)、天气过程
1 天	自转 1 天	(已公认)	生物钟、海潮、固体潮
12 小时	半日潮 ~12 小时	(已公认)	海潮、固体潮

1) 地球公转的半径、速度变化。

2) 尚有太阳活动周期 11、22 年, 月亮章动周期 18.61 年和朔望月的整年周期 19 年。

年周期。与温度的 10—20 年周期相对应的,主要是太阳活动的 11 年和 22 年周期,根据罗时芳等(1974)分析,地球自转速率也有接近 10 年和 20 年的周期。温度的 6 个月、14 天和 12 小时周期,与其对应的分别是太阳半年潮、日月的半月潮和半日潮。对于大气超长波调整的 14 天周期,作者和张素琴(1986)曾论证过系由半月潮的触发作用所引起。由于引潮力是地表某点的单位质量受月亮(或太阳)的引力和地球绕地月系或日地系公共质心运动的惯性离心力的合力,故这几个与引潮力有关的周期,间接地也和地球运动相联系。至于 3—7 天周期,我们(1982₂)提出的三天体成直线时非经典引潮力效应的相对集中期,也有类似周期。由此可见,图 1.5 中给出的大气温度变化的绝大多数周期,都是与地球运动的不同形式有关的,其中涉及引潮力的四个温度变化周期则间接地与地球绕地月系质心的运动有关。

由表 1.4 中还可见,大气温度变化的 14 种周期,在水圈、岩石圈和生物圈中,大多也有某种程度的响应,它们直接或间接地也与地球运动有关。

§ 1.6 地球的能量流和物质流输入

太阳辐射是推动地球大气、海洋和生命运动的主要能源。据计算,地球在一年中由太阳辐射获得的热量为 1.3×10^{24} 卡,来自地球内部传到地面的热量和来自其它天体的辐射,仅分别为太阳辐射的万分之一和亿分之一。然而,太阳辐射对地球系统的影响,主要由太阳辐射到达地球的辐射量所决定。

引起太阳辐射抵达地球的辐射量发生变化的原因主要有两个方面。一是由太阳活动引起的太阳本身辐射变化,即太阳常数变化,以及太阳活动的 11 年周期、22 年磁周和世纪周期等引起的太阳电磁辐射和微粒辐射的变化。一些学者还提出了地质时期太阳光度变化的理论假设,这有待地质记录的证实。这方面的研究目前已得到较好结果的有:耀斑爆发与磁暴、22 年磁周与干旱、11 年黑子周期的半周与旱涝、11 年黑子周期与某些地区的地震迁移和雷暴频次、磁扇与中短期天气变化,以及 17 世纪蒙德极小期与小冰期等。二是由地球运动状态的改变引起地球上不同纬度带、不同季节或不同半球接受太阳辐射的日射率变化。目前这方面的研究比较清楚的有:地球轨道参数(偏心率、黄赤交角、近日点进动)变化引起不同纬度带日射率的差异,加上下垫面反馈,导致冰河期和间冰期的发生;地球公转引起不同半球太阳高度角的不同,导致南北半球相反的冬夏季节差异;地球自转引起的不同经圈的昼与夜的日变化。我们研究得到的九大行星地心会聚引起百年和千年尺度的气候变异和自然灾害群发,实质上是九星地心会聚的力矩效应通过改变地球一年中冬夏公转半径和季节长度的改变所致,其最终作用也是冬夏日射量的差别。从迄今的研究进展来看,由于地球运动状态的改变引起日射量的变化,对于气候、海洋、生态等的重大变异是极为重要的。在某些时间尺度上,它比太阳本身的辐射变化所引起的地球系统变化还要显著。

地球运动对地球系统的影响不仅表现在日射量改变的热力作用,而且还存在动力作用。例如,(1)地转偏向力:由地球自转引起,它是构成大气环流和大洋环流基本形态的基本物理力之一;(2)地球绕地月系质心运动的惯性离心力:它是组成引潮力的两个基本物理力之一,而引潮力是海潮、固体潮和大气潮的外力源;(3)地球自转速度变化:我们研究

得到(1985)它可导致 ENSO事件的发生;(4)极移力:一些研究者认为(彭公炳等,1983),极移力对极潮和大气活动中心等有激发作用。

由于地球的运动又可使地球处于特定的外空环境,导致地球发生变异。例如,地球随太阳系穿越银道面和银河系旋臂内侧,可引起宇宙空间对地球的引力异常,或者可能还有电磁力异常以及小行星、彗星冲击地球的几率增加。此种地球运行到特定的外空环境,可引起地球系统的重大变异,其作用机制可能较为复杂。

§ 1.7 世界气候计划和全球变化计划

当前,地球科学发展的一个重要趋势,是在对地球各部分进行精确研究的基础上向综合研究方向发展,由分学科研究向地球表层系统和地球系统科学方向发展。1979年开始制定的世界气候计划和正在制定的全球变化计划,就是这一发展趋向的标志。

世界气象组织制定的世界气候计划(WCP),将气候系统视为由大气、海洋、冰雪层、陆地和生物五个部分组成的相互作用系统,其热源为太阳辐射。这个计划包括了世界范围的气候资料(WCDP)、气候影响(WCIP)、气候应用(WCAP)和气候研究(WCRP)四个子计划。世界气候研究计划(Houghton, 1984),以确定气候的可预报程度和人类影响气候的程度为目标,主要研究(1)月、季长期天气预报的物理基础。通过对海气界面之间的热通量和水汽通量变化等研究,了解大气动力和热力的诸方面,以延长大尺度环流系统的预报时效;(2)气候和热带海洋的年际变化。以 ENSO 事件为主,研究全球大气和热带海洋的相互作用及其模式;(3)几年到几十年的长期气候变化。着重研究全球大气和全球海洋的耦合作用,以及气候与生态系统的相互作用。其中以 CO₂ 增温效应为主要因子,并考虑气溶胶、太阳活动、地球轨道部分变动等因子的影响。

国际科联从 1983 年起多次召开国际讨论会,制定 90 年代的全局变化计划,又称国际地圈、生物圈计划(IGBP)。这个正在制定的计划,旨在对整个地球系统相互作用的物理、化学和生物学过程及生态系统变化与人类活动的关系进行多学科研究。中心课题是能够改善预测未来 100 年全球变化的能力。研究的核心系统是大气层底层、水圈、土壤和生物圈,即生命和生存的供给系统及与之相互作用的物理环境系统。从中圈(散逸层)外延到磁层,以及从岩石圈往下延至地心,作为两个外围系统进行研究。并且将全球变化相互作用的过程、模型、试验和观测四个方面密切结合进行研究。其中包括研究宇宙和日地的能量流和物质流输入,复原有关自然变化的历史记录。

全球变化计划和世界气候计划的共同特点,一是注重地球各圈层之间的相互作用研究,尤其是全球变化计划把地球系统作为一个整体进行研究,标志着地球科学研究正在向更高层次方向发展。二是极端重视运用现代化观测手段,获取各种必要的定量数据。三是强调理论模式和数值模拟研究。所有这些,必将极大地推动地球科学研究的深化。

我们认为,由于地球系统及其圈层具有明显的开放性、整体性和灾害群发性的特征,外界对地球的能量流和物质流输入的改变,往往对于全球变化有着决定性的影响。正如本书所论述的那样,除太阳活动外,地球运动状态和宇宙环境条件的改变,几乎对历史时期和地质时期地球系统的各种重大变化都有密切关系。再则,地球运动状态的改变,以及地球与其它天体相对位置的改变,除自转速度和极移外,均可往前和往后进行精确计算,

这就为全球变化研究带来很大方便。因而,进一步加强这方面的研究,对于全球变化的成因研究及其可预报程度的延伸和改进,无疑会有重要的帮助。我们还认为,进一步加强从历史上揭示地球系统各圈层的各种尺度变迁研究,尤其是其定量研究,在此基础上探讨其成因,将有利于抓住较大尺度的全球性重大变化,而不为较小尺度的次要变化所掩盖。总之,使地球各圈层相互作用的研究与天文学、地学、生物学和人类活动影响的综合研究紧密结合起来,并对长时间尺度研究和短时间尺度研究给予同等重视,将进一步推进全球变化及其预测研究的深入发展。

第二章 地球的十四种运动

地球携带着它表层的大气、海水、地壳、各种生物,在太空中不停地运动着。地球运动的方式是复杂多样的,本章将分别具体介绍地球运动的各种形式和有关数据。从本书其余各章可以看到,地球运动的这些形式,对于地球系统各圈层直接或间接地几乎都有着不可忽视的影响。

§ 2.1 地球自转

地球自转是指地球本身的一种周日旋转运动。它是地球运动的基本形式之一。

地球自转的方向,相对于太阳和恒星的东升西落来说,它是由西向东转动的。地球自转的方向大体上接近于地球公转的方向(两者轨道面相差约 $23^{\circ}27'$)。严格地说,地球上方向的确定,是由地球自转的方向为依据的。真正的“东”为地球自转的前进方向,真正的“西”为地球自转的反方向,而太阳和恒星的视运动方向是随季节和观察者的地理纬度而有所差别。

地球自转时,被太阳光照射的一面为白昼,太阳光照射不到的一面为黑夜,从而产生了昼夜之分。由于地球不停地自转着,这就使地球上各个地方的昼和夜总是不断地交替出现、循环往复。

地球的自转轴称为地轴。地轴的中点为地心,地轴与地球表面(确切地应为海平面)相交的两点为极点,即南极和北极。通过地心且与地轴垂直的平面为赤道面,它与地表相交的大圆为赤道。南、北极和赤道成为划分地理坐标的大地经、纬度的依据。由于地理经线都是通过南、北极的子午线,地理经度是以通过格林威治的经线作为起始经线而划分的,因而各纬圈地理经度的长度是相差很大的(见表 2.1)。如经度为 1° 的长度,在纬度 60° 处仅为在赤道处的一半;经度和纬度各为 1° 的表面积,在纬度 60° 处为在赤道处的 0.55 倍。地轴的延长线与天球相交的两点为南、北天极。赤道面的延伸与天球相交的大圆为天赤道。南、北天极和天赤道是构成赤道坐标系划分赤经、赤纬的依据。由于天文赤纬是以天赤道至南、北天极的弧长各进行 90 等分划分的,也即对赤道和南、北极分别至地心的夹角进行 90 等分;而地理纬度在赤道和南、北极之间是以该地的地球椭圆曲率相拟合的圆的弧长划分的。因而天文赤纬(即地心赤纬)和地理纬度的单位长度两者略有差别,其数值如表 2.1 所示。两者相差最大的纬度 45° 处,地理纬度也仅比天文赤纬多 $11'32''6$ 。

地球自转的周期,相对于太阳来说,真太阳在天球上由东而西连续两次通过同一子午圈所需要的时间为真太阳日。以真太阳在黄道上平均速度均匀运动为依据的平太阳,在天球上连续两次通过同一子午圈所需时间为平太阳日,1 平太阳日,等于 24 个平太阳时,或等于 86 400 平太阳秒。相对于恒星来说,春分点在天球上由东而西连续两次通过同一子午圈所需时间为恒星日,1 平恒星日(消除章动影响)等于平太阳日的 23 小时 56

表 2.1 地理经纬度的单位弧长和地理纬度与天文赤纬之差

地理纬度	地理纬度 1° 和天文赤纬 1° 之差	地理纬度 1° 之长(公里)	地理经度 1° 之长(公里)
0°	0'0"0	110.576	111.321
5°	1'59"8	110.581	110.900
10°	3'56"1	110.606	109.640
15°	5'45"3	110.647	107.552
20°	7'24"1	110.703	104.648
25°	8'49"4	110.772	100.951
30°	9'58"8	110.854	96.490
35°	10'50"1	110.940	91.289
40°	11'21"7	111.034	85.395
45°	11'32"6	111.132	78.848
50°	11'22"5	111.230	71.697
55°	10'51"6	111.325	63.995
60°	10'0"8	111.414	55.801
65°	8'51"7	111.494	47.177
70°	7'26"4	111.564	38.187
75°	5'47"3	111.621	28.903
80°	3'57"3	111.662	19.394
85°	2'0"6	111.688	9.735
90°	0'0"0	111.696	0.000

分 4.090 54 秒。相对于月亮来说，月亮在天球上由东而西连续两次通过同一子午圈所需时间为太阴日，1 太阴日等于平太阳日的 24 小时 50.47 分。地球自转的真正周期是以同一恒星在天球上自东而西连续两次通过同一子午圈所需的时间确定的，它比 1 恒星日约长 0.008 4 秒。由地球自转引起太阳光照射地球的昼夜交替周期是真太阳日。作为日常计时标准的世界时，是以格林威治平子夜为 0 时开始的平太阳时。世界时区是以格林威治子午线的 ± 7.5 个经度为零时区，向东每间隔 15 个经度为 1 个时区，共划分 24 个时区。

地球自转的角速度为 $7.292\ 115\ 15 \times 10^{-5}$ 弧度/秒(1900.0 年时)。它所产生的赤道地表线速度为 465.1 米/秒。由于各纬圈的向径 (R_{φ}) 为地球半径 (R) 的余函数，即

$$R_{\varphi} = R \times \cos\varphi,$$

故由地球自转所产生的各纬圈地表的线速度如表 2.2 所示。

表 2.2 各纬圈地表的线速度

纬 度	地表线速度(米/秒)
0°	465.1
10°	458.0
20°	437.1
30°	402.8
40°	356.3
50°	299.0
60°	232.6
70°	159.1
80°	80.8
90°	0.0

地球自转的角动量为 5.861×10^{40} 厘米²·克/秒。

§ 2.2 地球公转

地球围绕太阳的周年旋转运动称为地球公转，又称轨道运动。图 2.1 给出了地球公转的轨道和方向。地球公转的方向是自西向东的回转方向，与地球自转的方向相接近。地球公转的轨道为一椭圆。太阳位于此椭圆的一个焦点上。地球公转轨道的半长径为 $1.495\,978\,7 \times 10^8$ 公里，半短径为 $1.495\,7695 \times 10^8$ 公里。地球轨道的偏心率为 0.016 722。地球的近日距离为 1.471×10^8 公里，远日距离为 1.521×10^8 公里，日地平均距离即为地球轨道半长径。地球的近日点在每年 1 月 3 日或 4 日，远日点在每年 7 月 2 日或 3 日。

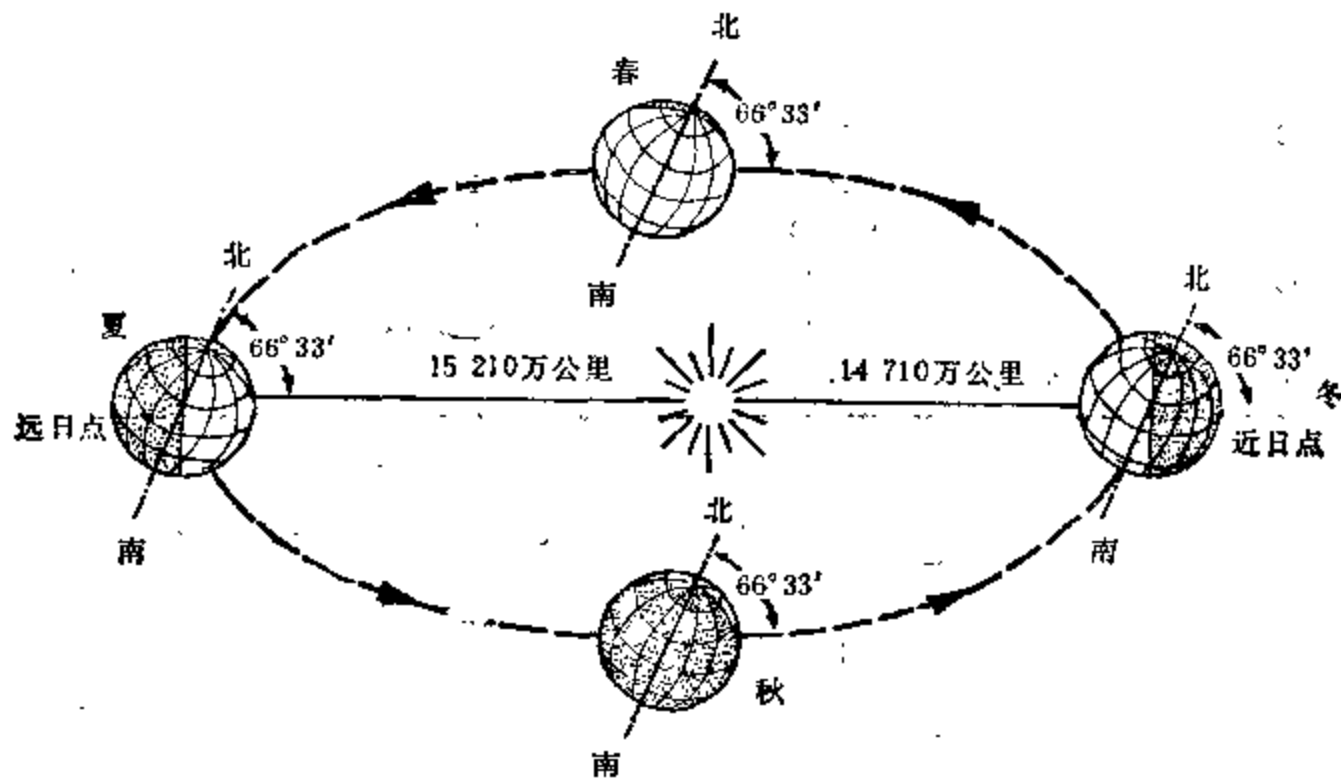


图 2.1 地球公转的轨道和方向

地球公转的周期，对于太阳来说，地球(或太阳在天球上的视运动)连续两次通过春分点(或秋分点)所需的时间为回归年，又称太阳年，1 回归年等于 365.242 198 78 平太阳日。相对于恒星来说，太阳在天球上连续两次通过同一恒星所需的时间，为恒星年，1 恒星年等于 365.256 362 73 平太阳日。相对于近日点来说，地球连续两次通过近日点所需的时间，为近点年，1 近点年等于 365.259 641 33 平太阳日。相对于月球升交点来说，太阳在天球上连续两次通过月球轨道的升交点所需的时间为交点年，又称食年，1 食年等于 346.620 030 90 平太阳日。

地球公转的速度平均为每秒 29.79 公里。由于开普勒第二定律的约束，地球绕日运动的向径在等时间内扫过的面积相等，因而地球在近日点时公转速度最快，为每秒 30.27 公里，在远日点时公转速度最慢，为每秒 29.27 公里。由此，北半球处冬半年(秋分至春分)的时间为 179 天，处夏半年(春分至秋分)的时间为 186 天。南半球的情况则相反。

地球是倾斜着绕太阳公转的。地球自转轴与地球公转轨道面有一个约 $66^{\circ}33'$ (到 2000 年为 $66^{\circ}33'38''.552$) 的交角，也即地球的赤道面与黄道面的交角(黄赤交角)约为 $23^{\circ}27'$ (到 2000 年为 $23^{\circ}26'21''.448$)。地球自转轴在绕日公转时是一种平动，它在一年中

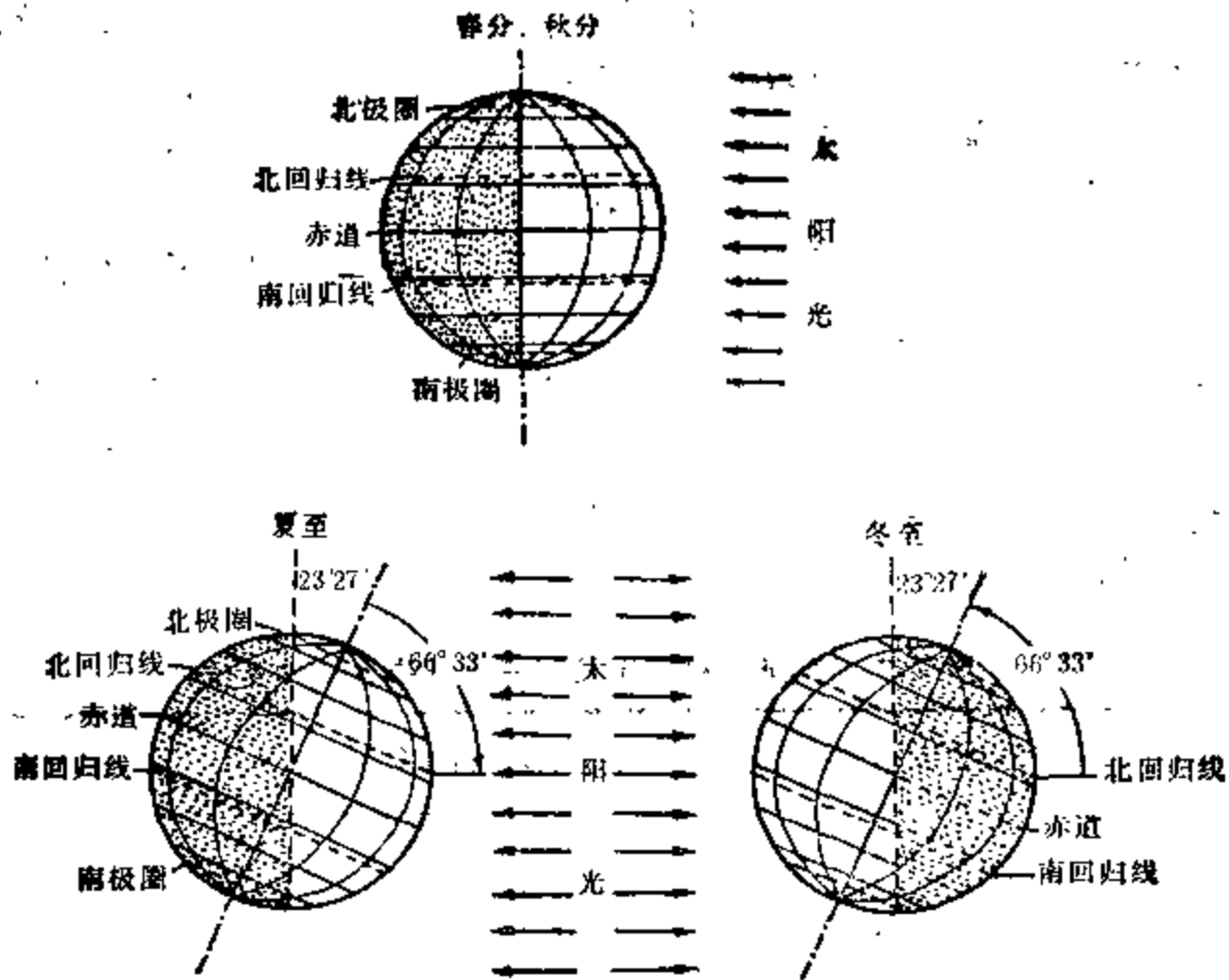


图 2.2 地球的昼夜长短和四季变化

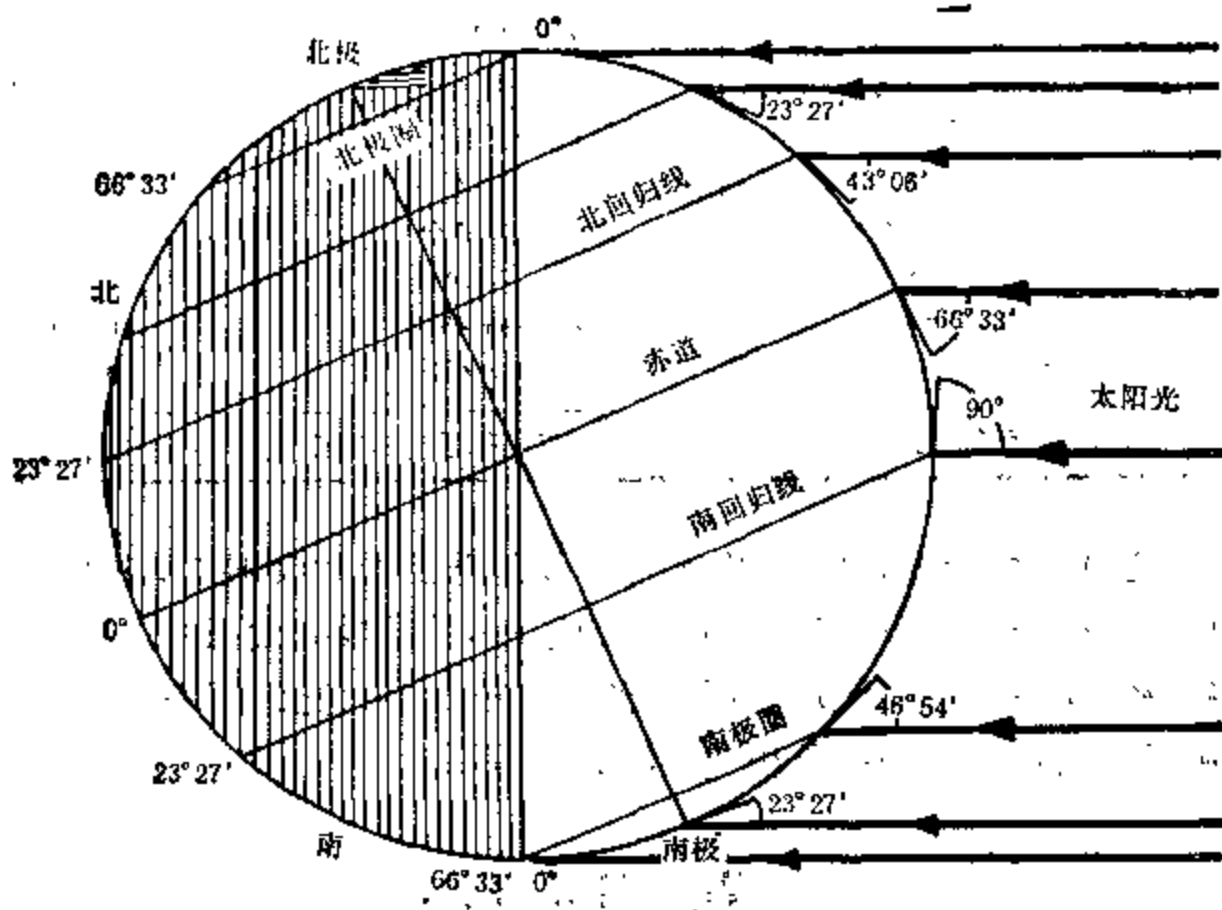


图 2.3 冬至日各特征纬圈的太阳高度角

的空间指向是不变的,黄赤交角在一年中也是不变的。由于此种原因,地球的绕日公转,使得太阳在一年中的直射地球的纬度发生变化,导致昼夜的长短变化和四季的形成。由图 2.2 和图 2.3 可见,地球在夏至(每年 6 月 21 日或 22 日)时,太阳直射在北纬 $23^{\circ}27'$ (北回归线),北半球白天最长、黑夜最短,北极圈(北纬 $66^{\circ}33'$)内为极昼(只有白天没有黑

夜);南半球黑夜最长、白天最短,南极圈(南纬 $66^{\circ}33'$)内为极夜(只有黑夜没有白天)。地球在秋分(每年 9 月 22—24 日)和春分(每年 3 月 20—22 日)时,太阳直射赤道,此时南、北半球的昼长和夜长相等。当地球处在冬至(每年 12 月 21—23 日)时,太阳直射南纬 $23^{\circ}27'$ (南回归线),则南半球白天最长、黑夜最短,南极圈内为极昼;北半球白天最短、黑夜最长,北极圈内为极夜。由表 2.3 可见,在北半球,夏至日昼长于夜和冬至日夜长于昼,主要都是发生在高纬度和中纬度地区。例如,在北纬 40° 地区,夏至日昼长 14 小时 51 分,夜长为 9 小时 9 分,白天比黑夜长 5 小时 22 分。在北纬 60° 地区,夏至日昼长 18 小时 30 分,夜长仅 5 小时 30 分,白天比黑夜长达 13 小时。由于夏半球太阳的直射和昼长于夜,冬半球太阳的斜射和夜长于昼,因而产生了夏季和冬季的太阳辐射和气候的巨大差异,形成了一年春、夏、秋、冬的四季变化。

表 2.3 南、北半球夏至日和冬至日的昼长和夜长

北 纬	夏至日昼长和冬至日夜长	夏至日夜长和冬至日昼长	最大昼夜之差
$66^{\circ}33'$	24 小时 0 分	0 小时 0 分	24 小时 0 分
65°	21 小时 9 分	2 小时 51 分	18 小时 18 分
60°	18 小时 30 分	5 小时 30 分	13 小时 00 分
55°	17 小时 7 分	6 小时 53 分	10 小时 14 分
50°	16 小时 9 分	7 小时 51 分	8 小时 18 分
45°	15 小时 26 分	8 小时 34 分	6 小时 52 分
40°	14 小时 51 分	9 小时 9 分	5 小时 42 分
35°	14 小时 22 分	9 小时 38 分	4 小时 40 分
30°	13 小时 56 分	10 小时 4 分	3 小时 52 分
25°	13 小时 34 分	10 小时 26 分	3 小时 8 分
20°	13 小时 13 分	10 小时 47 分	2 小时 26 分
15°	12 小时 53 分	11 小时 7 分	1 小时 46 分
10°	12 小时 35 分	11 小时 25 分	1 小时 10 分
5°	12 小时 7 分	11 小时 43 分	0 小时 34 分
0°	12 小时 0 分	12 小时 0 分	0 小时 0 分
南纬	冬至日昼长和夏至日夜长	冬至日夜长和夏至日昼长	最大昼夜之差

在一年中,地球围绕太阳公转一周,相当于从地球上看来太阳在恒星间的视运动——即太阳相对地球运行一周。我国创立的二十四节气,就是根据太阳的这种视运动,以春分点起算,每隔黄经 15° 划分一个节气而确定的。二十四节气比之四季的划分,更进一步地反映了一年各个时期太阳辐射量和气候的具体差别。

§ 2.3 绕地月系质心运动

除自转和公转外,地球运动的第三种重要形式是围绕地月系公共质心作旋转运动。

地球和月亮作为一个力学体系,它们有一公共的质量中心。地月系的公共质心位于地球中心和月亮中心的连线上、离地心 4 671 公里(约 $3/4$ 地球半径)处。地球和月亮都围绕这个地月系质心作相对运动。在图 2.4 中, O 为地月系质心。当月亮位于 A 点时,地心处在 A' 点;当月亮位于 B, C, D 点时,地心则分别处于 B', C', D' 点。月亮围绕地球

(确切地说围绕地月系质心)运行一周时,地心相对于月心也围绕地月系质心旋转一周,即A'B'C'D'的轨迹。可见,在一个太阴月内,地球携带其各圈层,以4671公里为半径,相对于地月系质心作了一周的旋转运动。

这一相对旋转运动满足质心运动定义

$M_E \times r = M_M \times (R - r)$,
即

$$r = (M_M \times R) / (M_E + M_M)$$

式中 M_E, M_M 分别为地球、月球的质量, R 为地心至月心的距离, r 为地月系质心至地心的距离。由于月地距离是变化的,月亮近地距离和远地距离分别为356400公里和406700公里,故地月系质心至地心的距离 r 有611公里的变化。月亮远地时 r 为4941公里,近地时 r 为4330公里。

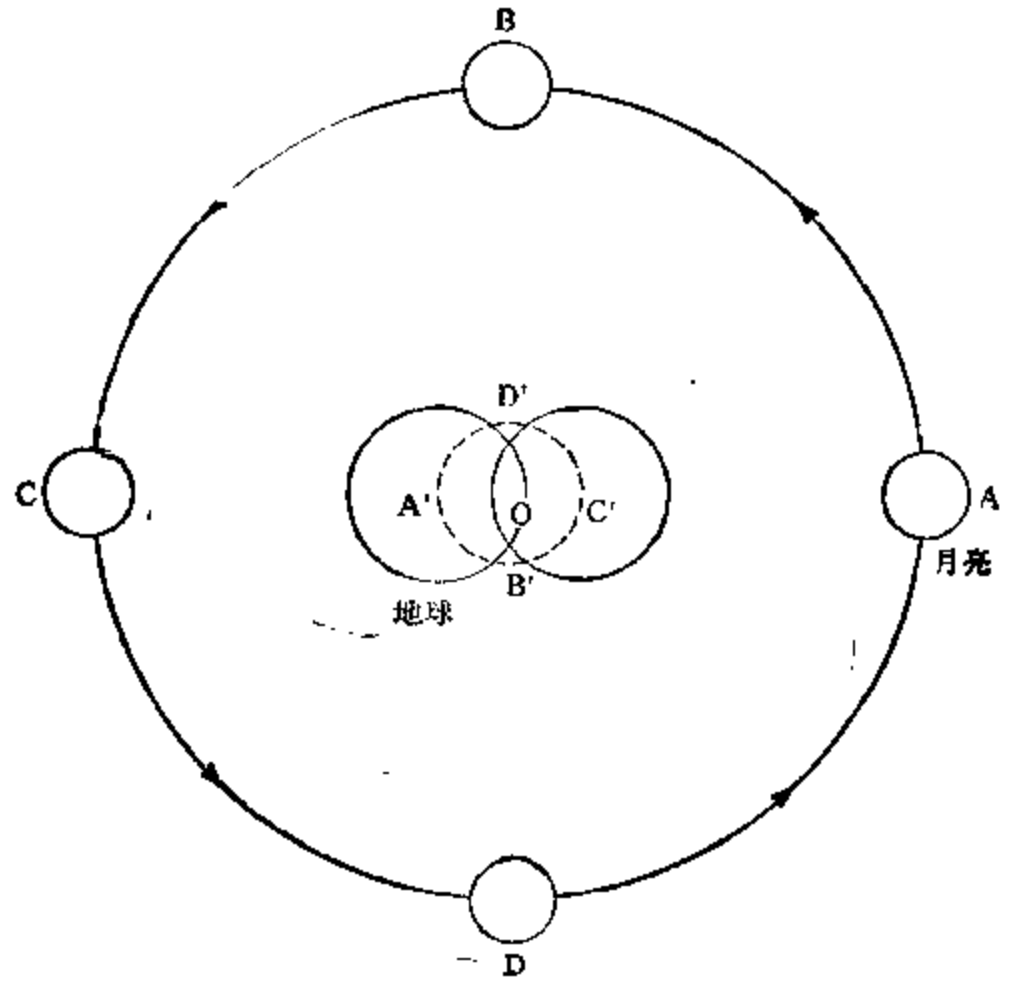


图 2.4 地球和月亮绕地月系质心的相对运动

地球绕地月系质心的这种旋转运动是一种平动。由此产生的惯性离心力在地球任意一点均相等,且方向相同。图 2.5 为月亮引潮力的组成及其在地球各处的分布。需要指出,月亮引潮力的定义是地球某点受月亮的引力和地球绕地月系质心运动的惯性离心力之合力,或者是地球某点和地心受月亮的引力之差。这两种定义的引潮力值是相等的。可见,地球绕地月系质心运动所产生的惯性离心力是构成月亮引潮力的基本部分之一。而引潮力正是引起海潮、固体潮和大气潮的力源。加之,由于地球的自转和月地距离的变化、月亮在赤道和黄道南北之间

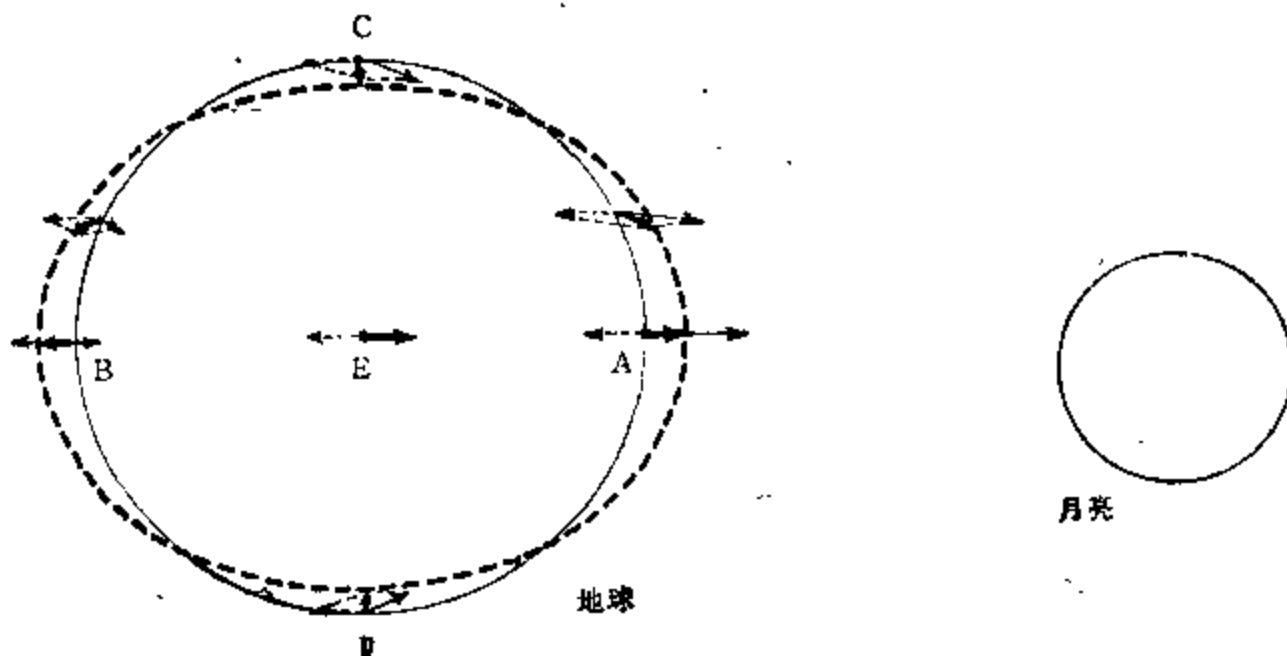


图 2.5 月亮引潮力的组成及其分布
→引潮力; —→月亮引力; ----→惯性离心力

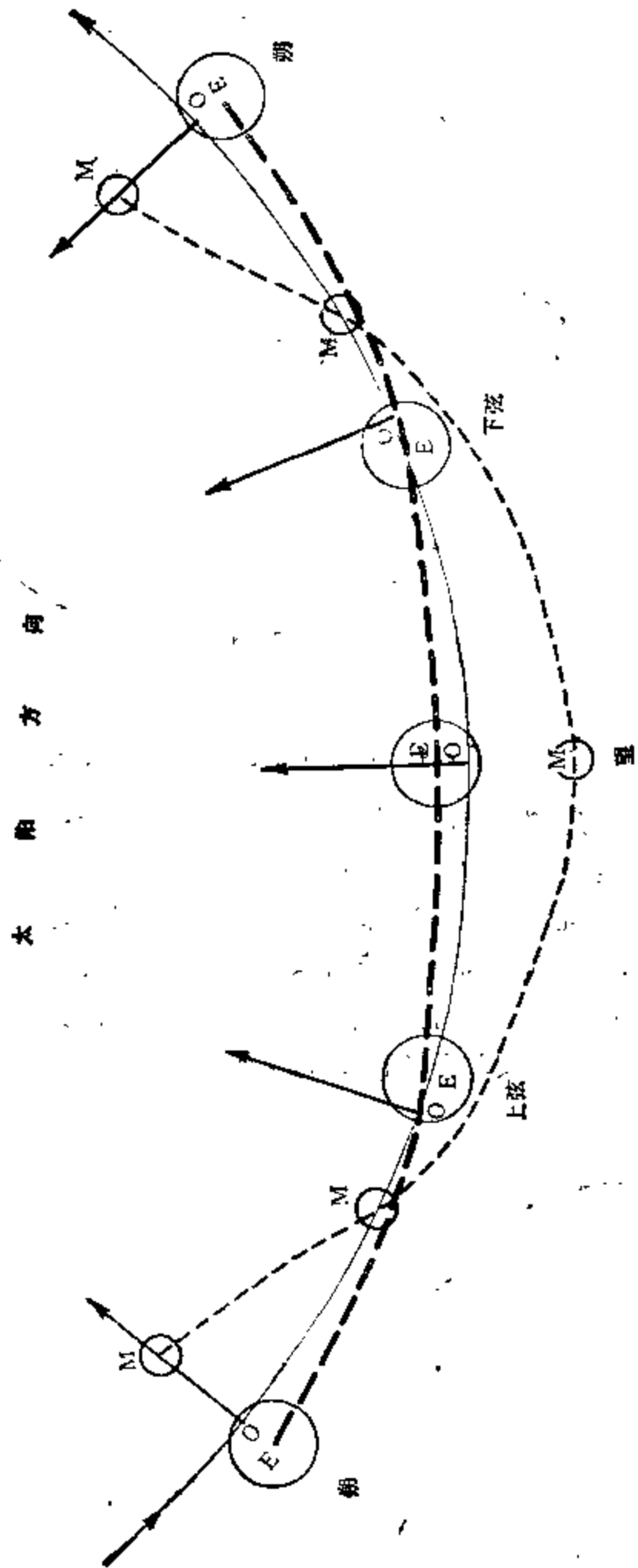


图 2.6 地月系质心 (O)、地心 (E)、月心 (M) 绕太阳公转时的轨迹

摆动以及日、月、地的相对运动等原因，组成了相当复杂的各种潮汐运动周期。根据我们的研究(1982)，引潮力对大气运动的作用不同于海潮和固体潮，它主要表现为非经典的引潮力效应，且多为触发作用。有关这方面的研究进展情况，我们将另做介绍。本书中不再赘述。

地球不仅绕地月系质心作旋转运动，而且通过地月系质心绕太阳作公转运动。严格地说，地球绕日公转时并不是地球中心，而是地月系质心围绕太阳公转的。图 2.6 是地球绕日运动时，地月系质心、地心和月心的轨迹。在地球带着月亮绕太阳公转时，地月系质心是这一公转运动真实的平衡轨迹。地心的运动轨迹则时而在这轨道之内，时而又在其外；时而超前于地月系质心，时而又落后于它。在朔时(农历初一)，由于月亮位于日地之间，故地心在这一轨道之外 4 671 公里；在望时(农历十五或十六)，地球位于日月之间，此时地心又在这轨道之内 4 671 公里。在朔和望时，日、月、地成一直线；在上弦时，地心在这一轨道上超前于地月系质心 4 671 公里；在下弦时，地心又落后于地月系质心 4 671 公里。这就是说，在一个朔望月内，地球公转速度是有变化的。在朔期附近(从下弦至朔再至上弦)，地球公转速度相对加快；在望期附近(从上弦至望再至下弦)，地球公转速度则相对减慢。日地距离也略有改变，日地距离在朔时比望时要大 9 342 公里。

§ 2.4 绕太阳系质心运动

地球围绕太阳公转，确切地说，不是地球中心绕太阳中心公转，而是地月系质心绕太阳系公共质心公转。不仅是地球，而且其它所有行星以及太阳本身都是围绕太阳系质心公转的。

图 2.7 是 1940—2000 年太阳中心相对于太阳系质心的运动轨迹。太阳中心围绕太阳系质心作一连串的一环运动，两者的距离常常大于太阳半径，有时可达一个太阳直径。

太阳中心至太阳系质心的距离，是由九大行星相对于太阳的分布位置，即行星的力矩作用所决定的。太阳中心至太阳系质心的距离 R_B 的表达式为

$$R_B = \frac{M_\odot}{M_\odot + \sum M_n} \sum M_n Y_n \cdot \frac{R_n}{|R_B|}$$

式中 M_\odot 、 M_n 为太阳和行星的质量， Y_n 为行星至太阳中心的距离。由于九大行星的公转轨道面与黄道面偏离不大，

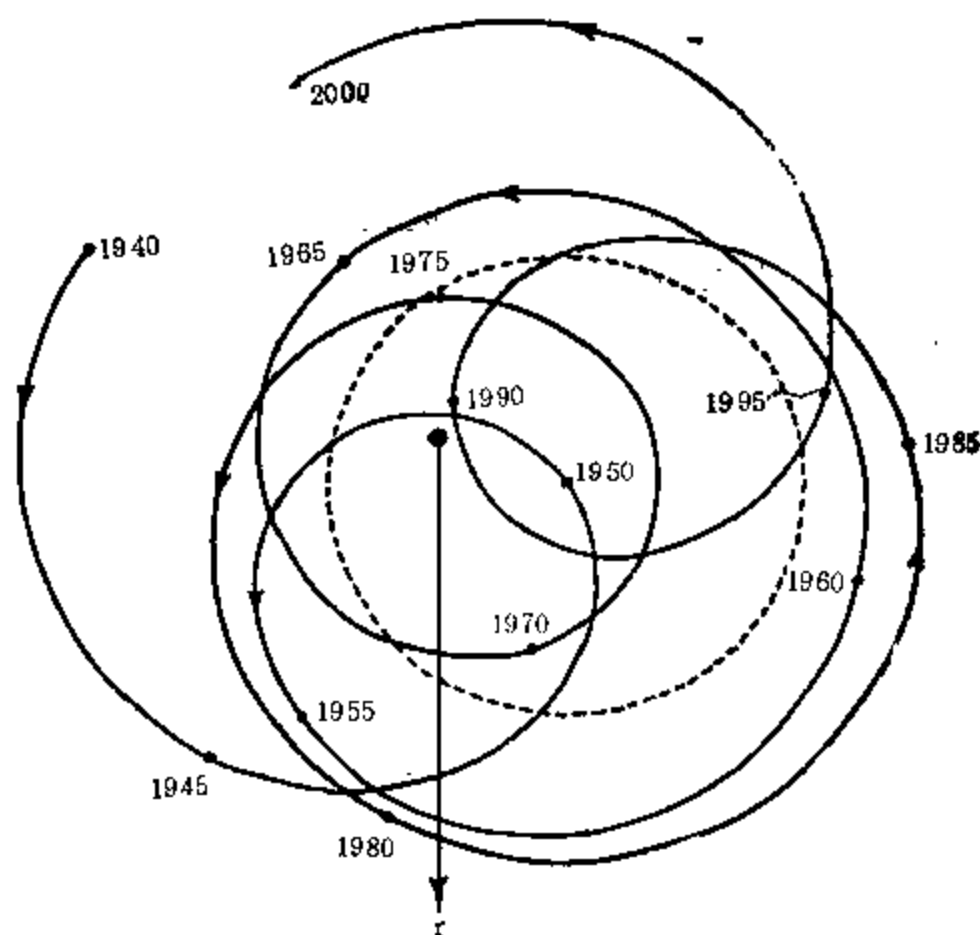


图 2.7 1940—2000 年太阳中心相对于太阳系质心的运动 (r 为春分点方向)

虚线圆为 1950 年初太阳的位置

除水星(7°)和冥王星(17.1°)外,均小于 3.4°,故太阳系质心相对于太阳中心的变化主要在黄道面上。我们(1981)按此式计算了各行星对 R_B 在黄道面上的改变量,如表 2.4 所示。虽然九大行星对太阳的引力和引潮力都是很微小的,但是由此表可见,九大行星的力矩效应对太阳中心至太阳系质心的距离的改变量则是可观的。其中以木星的贡献为最大,仅木星的力矩效应就可使太阳中心至太阳系质心的距离偏离 74 万公里。其次是土星、海王星和天王星,与木星为同数量级。冥王星虽小,但由于它与太阳的距离最远,它的贡献占第五位。

表 2.4 九大行星对太阳中心至太阳系质心距离 (R_B) 改变量的贡献

行 星	对 R_B 的贡献(公里)	恒星周期(年)
木星	7.423×10^4	11.862 23
土星	4.082×10^4	29.457 72
海王星	2.334×10^4	164.788 29
天王星	1.260×10^4	84.015 29
冥王星	3.688×10^3	247.696 8
地球	4.493×10^2	1.000 04
金星	2.649×10^2	0.615 21
火星	7.356×10^1	1.880 89
水星	9.61×10^0	0.240 85

由于九大行星都是绕太阳系质心而不是绕太阳中心公转,太阳中心至太阳系质心的距离的改变,必然引起地球和其它行星绕太阳的公转半径和公转速度的改变。如按极端情况,当地球单独处太阳的一侧,其它行星均处太阳的另一侧的远地时期,且与太阳近似地成一直线(即在黄道上的投影为最大),此时太阳中心至太阳系质心的距离偏离达最大,总改变量为 1.513×10^6 公里,即相当于日地距离($1.495\ 978\ 92 \times 10^8$ 公里)的 1%。此时的地球公转半径在一年之内可延长和缩小 1% 日地距离。

由于太阳中心经常不在太阳系质心,而是绕其作旋转运动,在太阳中心至太阳系质心的距离偏离最大时(即偏离为 1% 日地距离时),太阳中心绕太阳系质心的旋转角动量可达 4.53×10^{47} 克·厘米²/秒,相当于太阳自转角动量(1.63×10^{48} 克·厘米²/秒)的 1/4。这对太阳活动也可能发生影响,从而又影响到地球气候等的变化。

§ 2.5 自转速率变化

地球自转的速度似乎是相当稳定的,实际上它是不均匀的。表征地球自转速度的单位,一种是用日长表示。一天的长度平均为 86 400 秒,有时一天的日长可变化 10^{-1} — 10^1 毫秒(1 毫秒 = 0.001 秒)。日长增加表示自转减慢,日长缩短则为自转加快。另一种是以相对变化 ($\Delta\omega/\omega_0$) 来表示。 ω_0 为 1900.0 年的地球自转速度,为 $7.292\ 115\ 15 \times 10^{-5}$ 弧度/秒。 $\Delta\omega$ 为观测时的自转速度与 1900.0 年自转速度的差值。 $\Delta\omega/\omega_0$ 的单位为 -10^{-10} ,正值为自转减慢,负值为自转加快。

地球自转速度的变化有长期减慢、地质时期变化、周期变化和不规则变化。

地球自转的长期减慢,根据 17 世纪以来观测的推算,平均日长大约在每世纪内增加

1—2 毫秒。近 2 000 年以来,地球自转的减慢累积已有 2 小时左右,即反映地球自转的世界时与历书时,在近 2 000 年来已相差约 2 小时。地球自转的这种长期减慢,主要是由于浅海地区的潮汐摩擦使地球自转的角动量减少而导致自转速度减慢的。

地质时期的地球自转速度有较大变化。表 2.5 是根据古生物化石确定的每年天数的变化。表中可见,在距今 3.7 亿年前,地球自转速度比现在要快得多,那时一年有 400 天左右。图 2.8 是地质时期反映古地球自转速度的朔望月天数变化。目前,一个朔望月是 29.53 天,而在地质时期,一个朔望月曾达将近 31 天。由图中还可见,古地球自转可能存在间隔 2 亿多年的准周期,其原因可能与小行星或彗星撞击地球等因素有关。

表 2.5 地质时期每年天数的变化 (由 Lambeck 1980 年归纳)

化石类别	地质时代	绝对年龄 (亿年前)	每年天数 (天)	波动范围 (天)
珊瑚	现代	0	360	380—390
	晚石炭世	3	385	
	早石炭世	3.2	398	
	中泥盆世	3.7	398	
	中志留世	4.2	400	
	晚奥陶世	4.4	412	
瓣鳃类	现代	0	359	353—366
	晚白垩世	0.7	375	371—379
	中三叠世	2.2	372	365—375
	晚石炭世	2.9	383	380—389
	早石炭世	3.4	398	397—399
	中泥盆世	3.6	406	

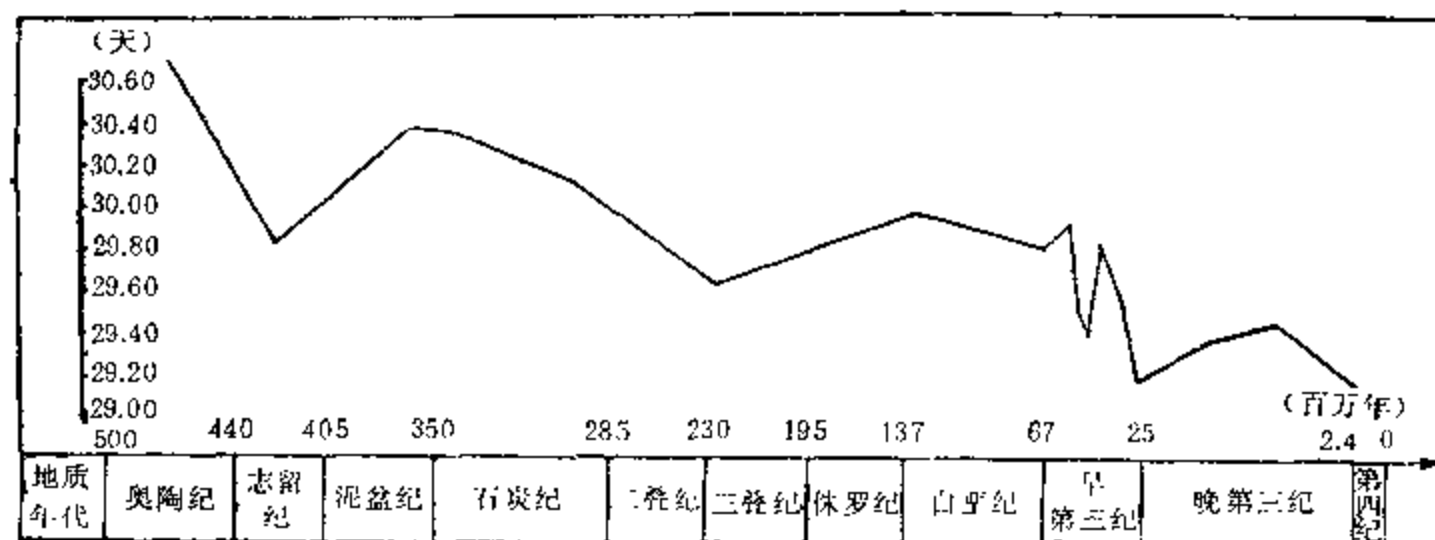


图 2.8 近五亿年来朔望月天数的变化

地球自转的周期变化有: (1) 周年变化, 振幅为 20—25 毫秒, 即日长在春季会晚 30 毫秒左右, 在夏末会提前 20 毫秒左右。这就是著名的地球自转季节变化。它是由全球大气的相对西风角动量的季节变化引起的。由图 2.9 中可清晰见到, 地球自转的周年变化与大气角动量变化两者有着相当好的关系。(2) 半年变化, 振幅约为 9 毫秒。主要由太阳潮的半年周期所引起。(3) 半月和一个月的短期变化, 振幅约为 1 毫秒。主要由月亮潮汐作用引起。

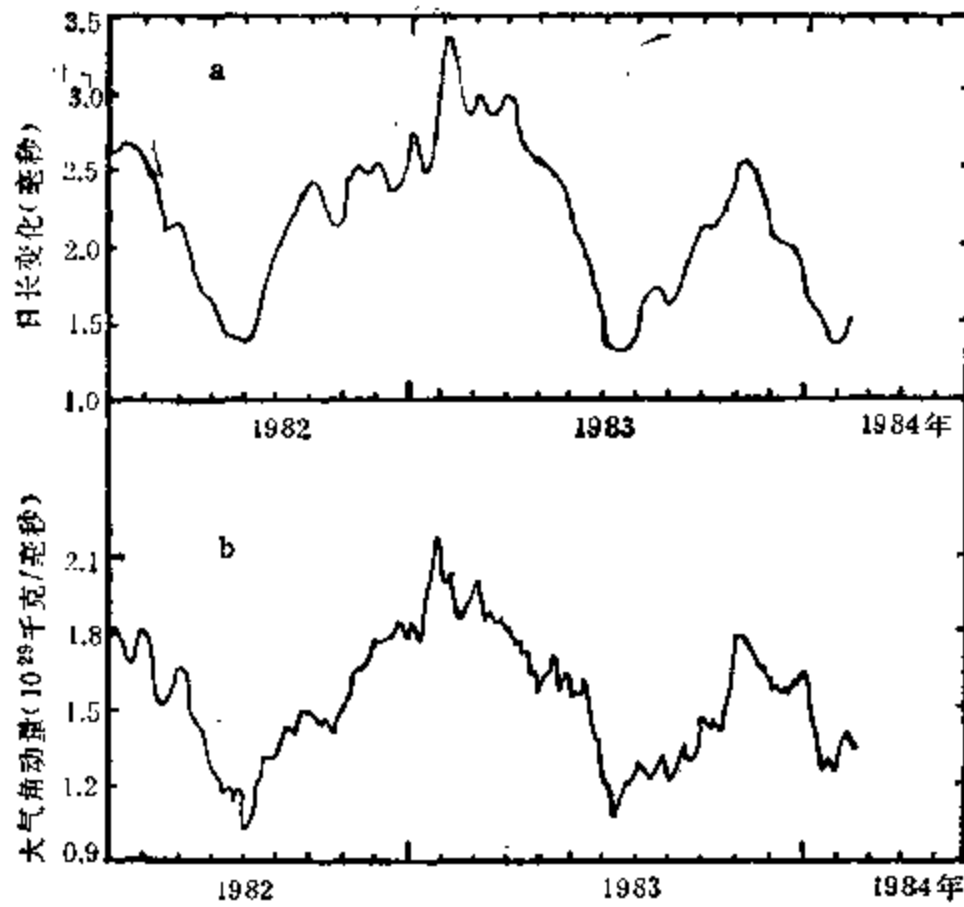


图 2.9 地球自转日长变化 (a) 与大气角动量变化 (b) 的比较

地球自转的不规则变化有：(1)几十年以上变化。每年大约有 $\pm 5 \times 10^{-10}$ 的相对变化 ($\Delta\omega/\omega_0$)。 (2)几年至 10 年的变化。每年大约有 $\pm 8 \times 10^{-9}$ 的相对变化。 (3)几周至几个月的变化。每年有不到 $\pm 5 \times 10^{-8}$ 的相对变化。地球自转的这种不规则变化的原因目前尚无定论。比较平稳的变化,可能是由地核和地幔的耦合作用或海平面、冰川的变化所引起;比较剧烈的变化,可能是由大气相对西风角动量所引起。



图 2.10 公元 1820 年以来地球自转速度变化

图 2.10 是有记录以来地球自转速度的变化。图中显示一百多年以来地球自转速度有明显的准 60 年和准 30 年的周期变化。罗时芳等(1974)研究得到,地球自转速度变化存在着多种长周期,如表 2.6 所示。由表可见,地球自转的长周期大多分别与太阳黑子周期、行星会合周期和月亮运动周期相对应。其中,振幅较大的周期为 59.555 年、89.348 年、29.783 年、18.6 年、22.337 年和 178.698 年等。

我们的研究(1985)表明,从 50 年代以来,根据原子钟观测的地球自转加速度(以变量

表 2.6 地球自转速率变化的长周期

地球自转周期 (年)	振 幅 (0.01 毫秒)	对 应 天 文 周 期 (年) ¹⁾
178.698	35.8	178.72, 太阳黑子长周期, 九大行星会聚周期
89.348	80.3	89.757, 太阳黑子长周期; 89.36, 九星会聚之半
59.555	123.9	57.119, 太阳黑子长周期; (59.573, 木星、土星会合周期的 3 倍; 59 和 60, 木星、土星、水星相似会合周期) ²⁾
45.0	30.4	(45.39, 土星、天王星会合周期)
34.503	21.5	(35.88, 土星、海王星会合周期; 37.22, 月亮交点进动双周)
29.783	52.1	29.46, 土星公转恒星周期; (30.02, 土星相似会合周期)
22.337	43.4	22.3, 太阳磁周
19.855	18.9	19.858, 木星、土星会合周期; (19.99, 水星相似会合周期)
18.6	52.1	18.61, 月亮交点进动周期
12.15	14.1	9.9—13.035, 太阳黑子周期; (12.01, 木星相似会合周期)
11.169	16.2	11.2, 太阳黑子周期
9.2	18.4	8.9—9.4, 太阳黑子周期

1) 括号里内容为本书作者加注。

2) 相似会合周期为行星会合周期的倍数最接近整年的值。

表示)存在 3—4 年的准周期变化。近年来, 一些研究者指出, 地球自转还有 30—60 天的周期变化。

§ 2.6 地极移动

地极移动是指地球自转的瞬时轴在地球本体内的摆动。它与岁差是不同的, 后者是

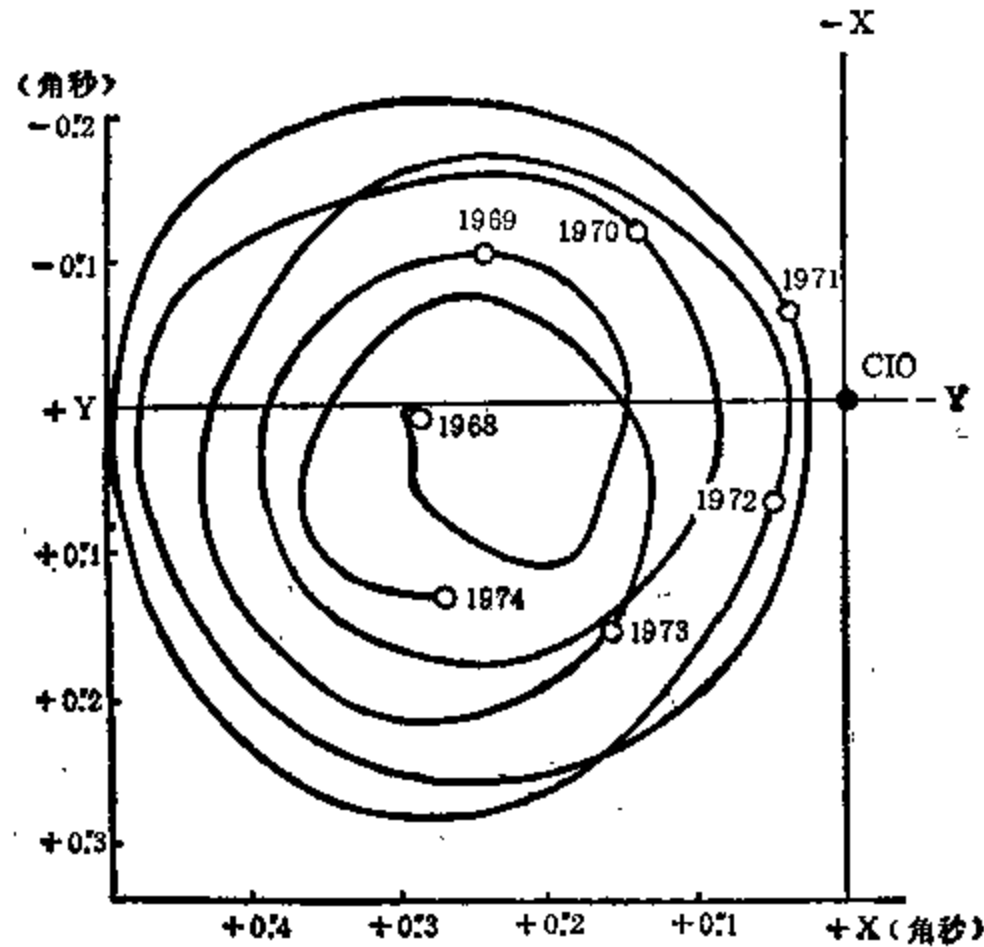


图 2.11 1968—1974 年的极移轨迹

CIO 为国际通用的地极坐标原点。通过 CIO 的格林威治子午线方向为 X 轴的正向, 沿格林威治以西 90° 的子午线方向为 Y 轴的正向

地球自转轴空间指向的一种长期运动。图 2.11 是极移轨迹的例子。极移的范围一般不超过 12.2 米,即 $\pm 0''4$, 相当于一个篮球场的大小。地极移动有多种周期。

为期 14 个月的钱德勒 (Chandler) 摆动, 是极移分量中最大者, 特征周期为 1.174 年。它是在极点附近, 地球自转的转动极作反时针方向的一种圆周运动。一般认为, 它是由非刚体地球的自由摆动(周期为 305 天)加上阻尼作用而引起的。我们得到朔望月与近点月的公共周期为 1.127 年(411.8 天), 与钱德勒周期的 1.174 年(428.8 天)仅差 17 天。这比上述地球自由摆动周期在时间上更为接近, 因而钱德勒周期的形成也可能与潮汐作用有关。

为期 12 个月的地极摆动, 以反时针方向在极点附近作椭圆运动。它是由气团的季节性移动引起的。极移的短周期有一个月、半个月和一天左右的摆动。

极移振幅还存在一些长周期运动。表 2.7 是张焕志(1982)的研究结果。其中最主要的是 47.59 年周期(有的称为“40 年”周期), 振幅接近 1.174 年的主项。图 2.12 是极移年平均振幅的变化, 表明具有明显的 6—7 年周期。

表 2.7 地极钱德勒摆动的长周期及其振幅

周 期 (年)	振 幅 ($0''001$)
47.59	90.4
18.60	28.6
12.05	8.9
7.60	3.7

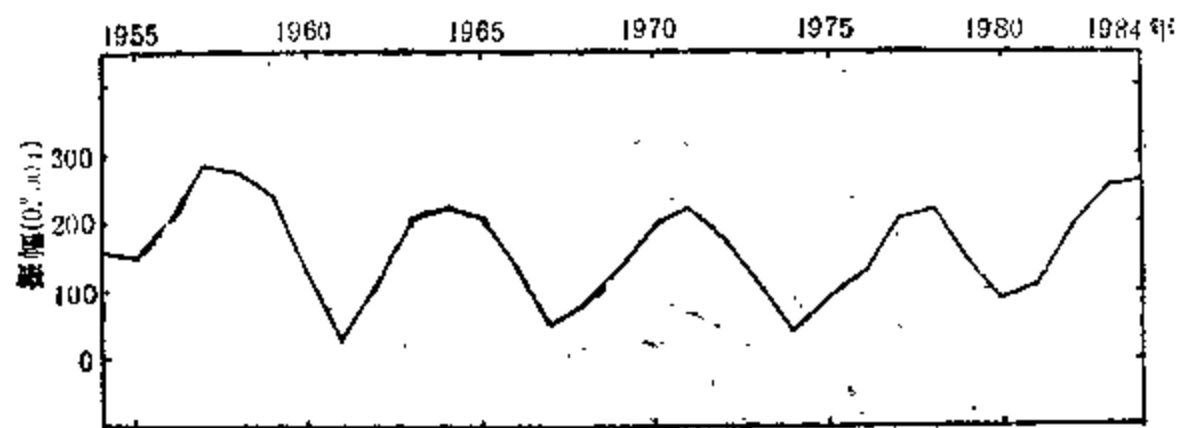


图 2.12 1954 年以来极移年平均振幅变化

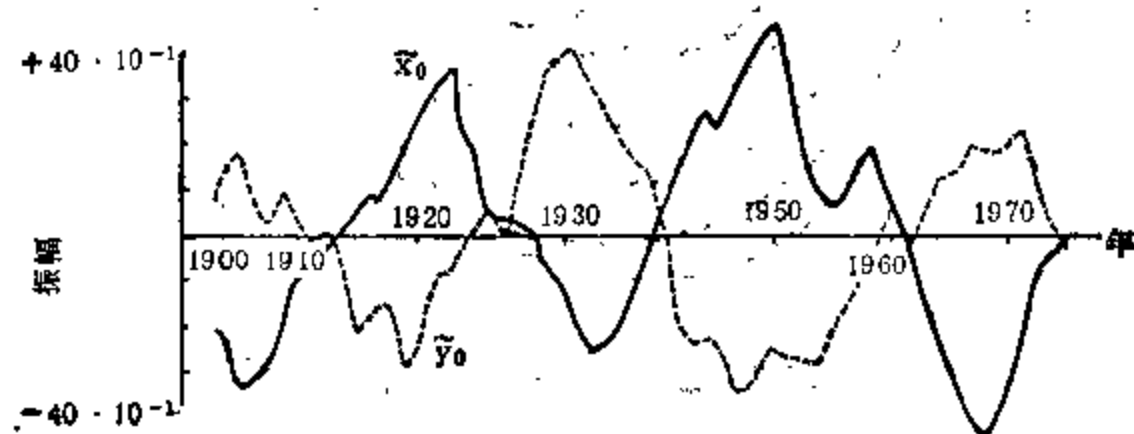


图 2.13 极移的长周期运动

x_0, y_0 为极移去除了线性变化后在 X, Y 轴上的波动分量

地极在地理位置上也存在一种长期运动，如图 2.13 所示（也有人认为如在资料处理时去掉个别纬度站资料后，不存在这个周期）。图中已除去了极移的线性变化部分，剩余部分（即 \bar{x}_0, \bar{y}_0 ）显示了明显的长期振动，其主要周期为 29.8 年（有的研究者得到的是 30.65 年或 31.0 年）。张焕志（1982）认为，它是由地球的内核振动引起，并计算得到内核在 $40^{\circ}3'E$ 和 $139^{\circ}7'W$ 的子午面内振动，振幅为 790 米，振动面与赤道面的交角为 1.8 角分。

由古气候、古生物、古地磁等的资料表明，在地质时代地球的地磁极曾经有过大规模的迁移。图 2.14 是 27 亿年以来地磁极的平均移动轨迹。它是假定加拿大地盾固定不变和地磁场为一个地心轴向偶极子场，根据岩石剩余磁化强度的极性和放射性年龄测定得到的。图中显示地磁极在地质史上不仅有大规模的迁移，而且有几个急剧转折时段。自转极与地磁极这种迁移之间的关系，尚需进一步的探讨。

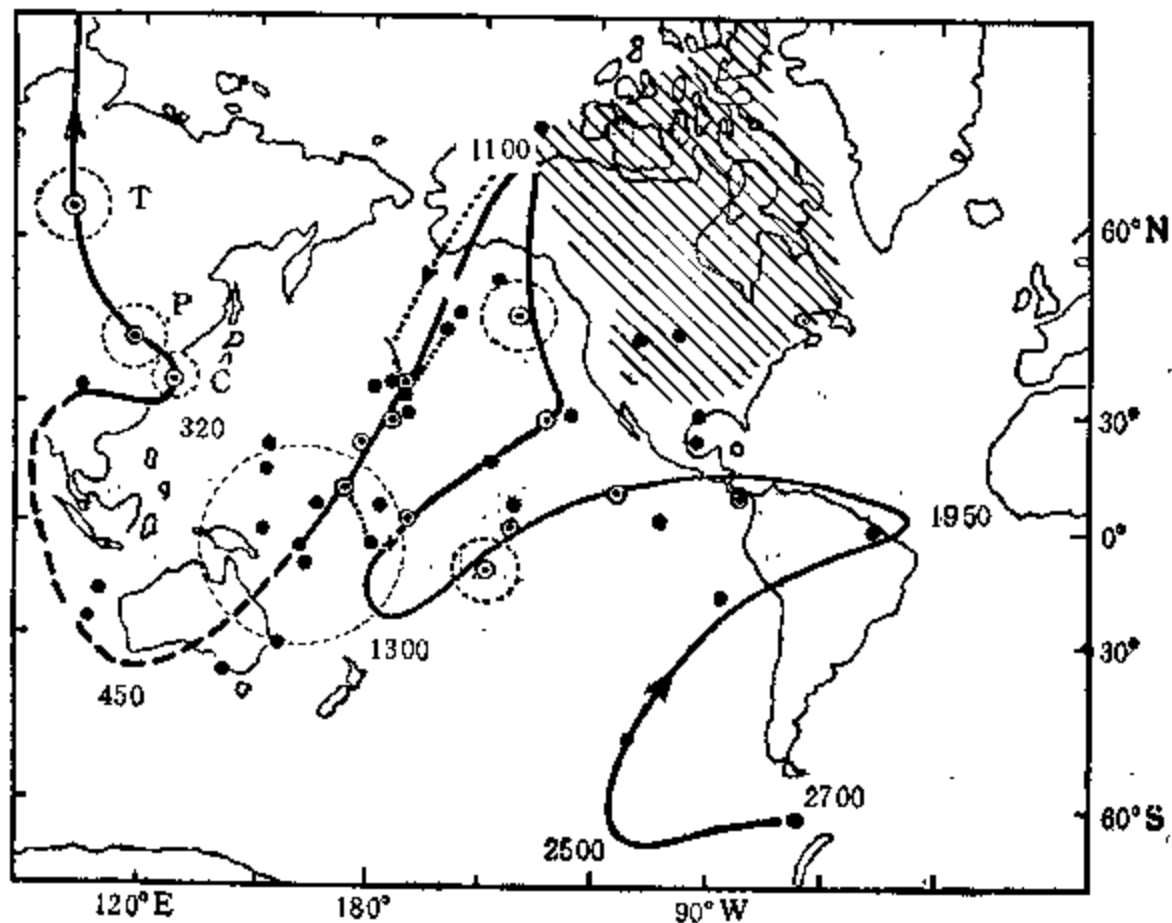


图 2.14 太古代以来地磁极相对加拿大地盾的移动轨迹
图中数字为转折点近似年龄(单位: 百万年), “T” 为三叠纪, “P” 为二叠纪
(Irving and Park, 1972)

§ 2.7 轨道偏心率变化

地球的第七种运动是地球绕太阳公转的轨道偏心率变化。本章 § 2.2 中曾提到地球公转椭圆轨道的偏心率为 0.016 722，这是目前的数值。其实，地球围绕太阳公转时的轨道是在缓慢变化的，有时椭圆的形状比现在要扁几倍，有时又接近正圆，它的变化周期约为 9.5 万年。地球轨道偏心率的变化范围，据早年 Stockwell 推算为 0.000 0—0.067 7，后来张家祥（1982）的计算值为 0.002 4—0.057 1，近年 Berger（1984）的计算值为 0.000 5—0.060 7。这意味着，日地之间的距离有时在一年中几乎都是相等的；在偏心率最大时（按 0.057 1 计算），地球的远日距离可达 1.581 40 亿公里，近日距离为 1.410 56 亿公

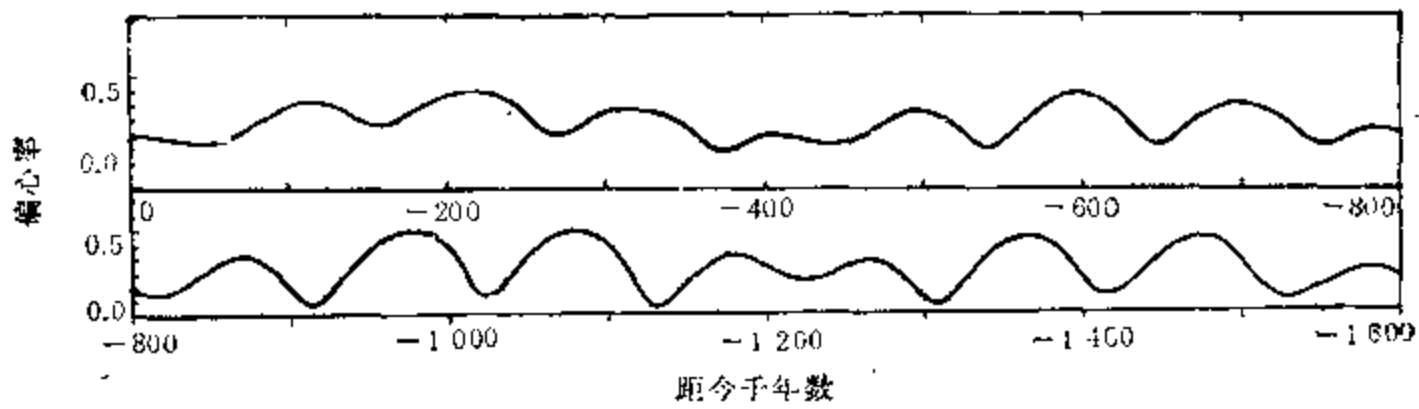


图 2.15 160 万年以来地球轨道偏心率的变化
(Berger, 1984)

里,两者相差 1708.3 万公里。而目前,因为地球绕日公转的偏心率较小,故地球的远日和近日距离之差仅为 500.3 万公里。这就是说,地球的远日距离和近日距离,与日地平均距离相比,变化最大时可达 5.7%。图 2.15 是近 160 万年以来地球轨道偏心率的变化情形。图中可以看到,地球轨道偏心率变化具有相当明显的准 10 万年周期。最近的两个极小期在距今 4 万年前和 14 万年前。大约在 4 万年以后,地球轨道偏心率又要减至极小,那时地球公转轨道将几乎接近正圆,即几乎无近日点和远日点之分。

§ 2.8 黄赤交角变化

地球自转的赤道面和绕日公转的黄道面之间的交角称为黄赤交角,又称黄道倾斜。一年之中,太阳直射地面最北和最南时的位置为北回归线和南回归线;热量冬季极夜到达最南和最北的纬圈,分别为北极圈和南极圈。南、北回归线和南、北极圈的纬度都是由黄赤交角的大小决定的,前者等于黄赤交角,后者为黄赤交角的余角。

本章 § 2.2 中谈到,黄赤交角的值为 $23^{\circ}26'21''.448$ (2000.0 年)。实际上,黄赤交角也在缓慢变化,它是地球运动的又一种形式。黄赤交角的变化是由于黄道面位置的改变而引起的。表 2.8 是本世纪内黄赤交角的变化。图 2.16 是近 160 万以来黄赤交角的变化。

表 2.8 本世纪黄赤交角的数值

时 间 (年)	黄 赤 交 角
1900.0	$23^{\circ}27'8''.26$
1910.0	$23^{\circ}27'3''.58$
1920.0	$23^{\circ}26'58''.89$
1930.0	$23^{\circ}26'54''.21$
1940.0	$23^{\circ}26'49''.52$
1950.0	$23^{\circ}26'44''.84$
1960.0	$23^{\circ}26'40''.15$
1970.0	$23^{\circ}26'35''.47$
1980.0	$23^{\circ}26'30''.78$
1990.0	$23^{\circ}26'26''.10$

黄赤交角的变化范围在 $22^{\circ}00'$ — $24^{\circ}30'$ 之间,变化周期约为 41 000 年。黄赤交角上

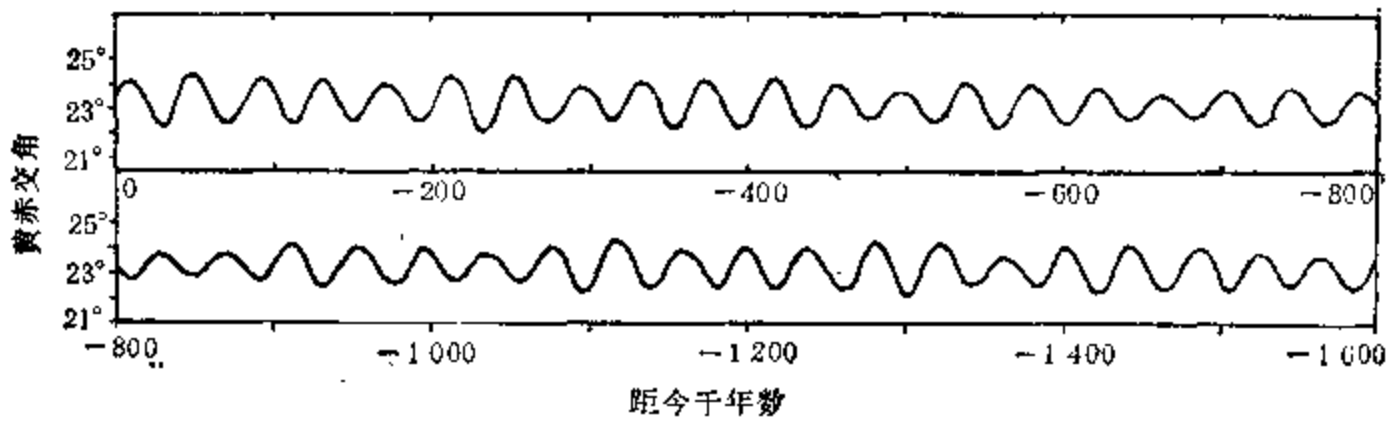


图 2.16 160 万年以来黄赤交角的变化
(Berger, 1984)

一次的最大值出现在距今 9 000 年前左右，上一次的最小值大约出现在距今 2.8 万年前。目前，黄赤交角正以每世纪 $47''$ 的速度减小。这种减小趋势大约还要持续 15 000 年左右而达最小值，然后再转为增大。

§ 2.9 近日点进动

地球的第九种运动是地球近日点的进动。即地球绕日公转的椭圆，其长轴(拱线)是旋转的，使得地球的近日点和远日点在公转轨道上作旋进运动。

相对于春分点来说，地球近日点在黄道上的进动其周期约为 2.3 万年和 1.9 万年，平均为 2.17 万年 (Berger, 1984)。目前，地球过近日点的时间是每年 1 月 3 日或 4 日，过远日点的时间为每年 7 月 2 日或 3 日。上一次地球近日点与冬至点重合的时间，大约是公元 1250 年；近日点与夏至点重合的时间，出现在距今 11 000 年前左右。将来在公元 11500 年前后，地球的近日点和夏至点又将重合。

需指出，近日点的上述 2.17 万年周期是对春分点而言的相对周期。由于近日点在黄道上沿着地球公转方向旋动，而春分点在黄道上沿着其相反方向旋转(即岁差)，两者在黄道上会合一周所需的时间，即为 2.17 万年。而近日点在黄道上旋转一周的时间，即其恒星周期应比这个周期要长，大约与地球轨道偏心率的周期(9.5 万年)相一致。

由于地球近日点进动的相对周期与春分点有关，故它的变化不仅将影响地球冬、夏半年的太阳总辐射，而且可引起冬、夏半年的长度变化。

地球的近日点进动以及黄赤交角、轨道偏心率的变化都与行星对地球、太阳的长期摄动有关。

§ 2.10 岁 差

地球的第十种运动是岁差。它是地球自转轴在空间指向的一种长期运动。正如旋转中的陀螺，其自转轴在空间成圆锥形运动一样，地球自转轴在旋转过程中会出现晃动，使得地球自转轴指向天球的点(天极)绕黄道面的垂直轴(黄道轴)作一种圆锥形运动(见图 2.17)，在天球上画出一个半径为 $23^{\circ}27'$ 的小圆。

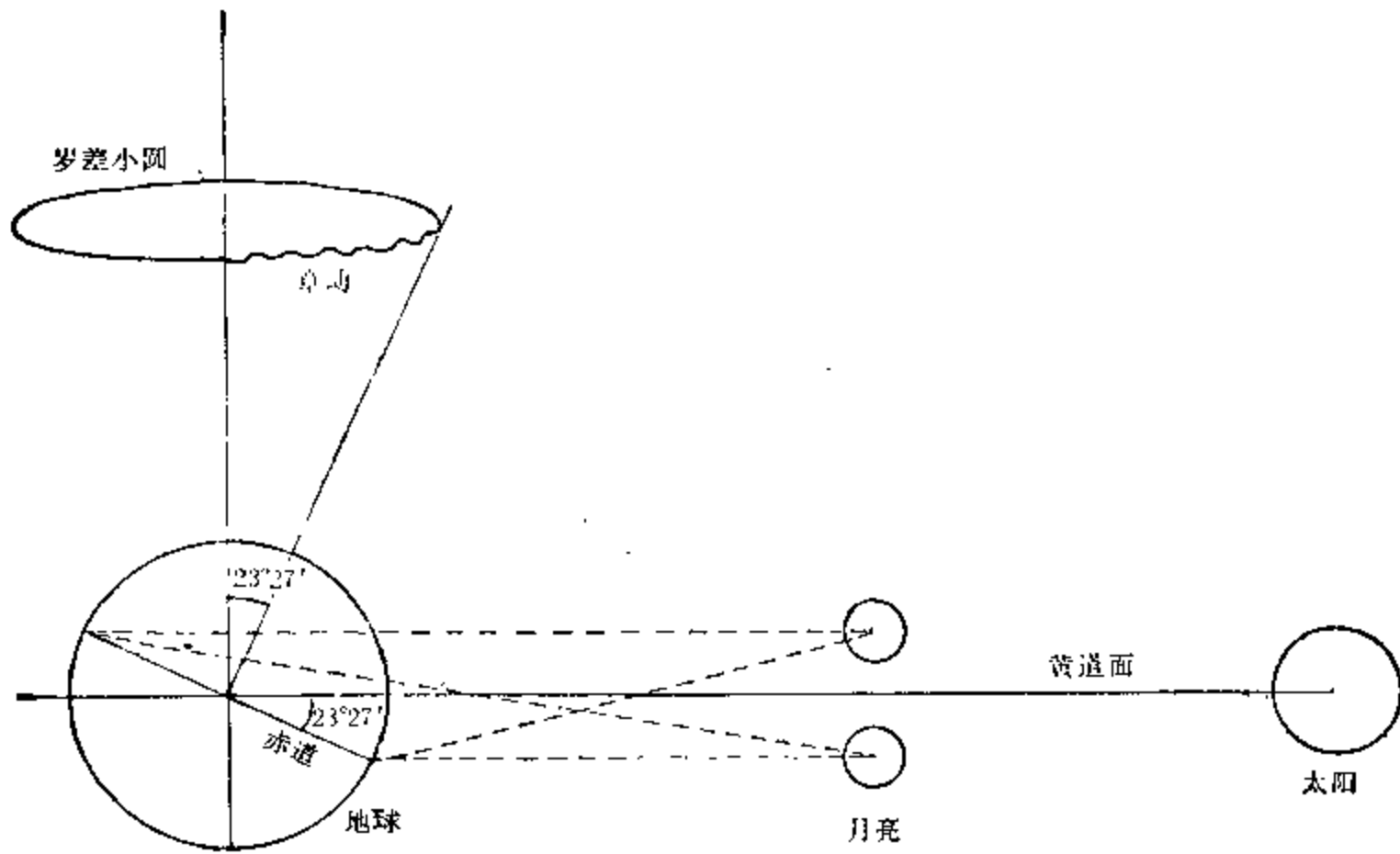


图 2.17 岁差和章动示意图

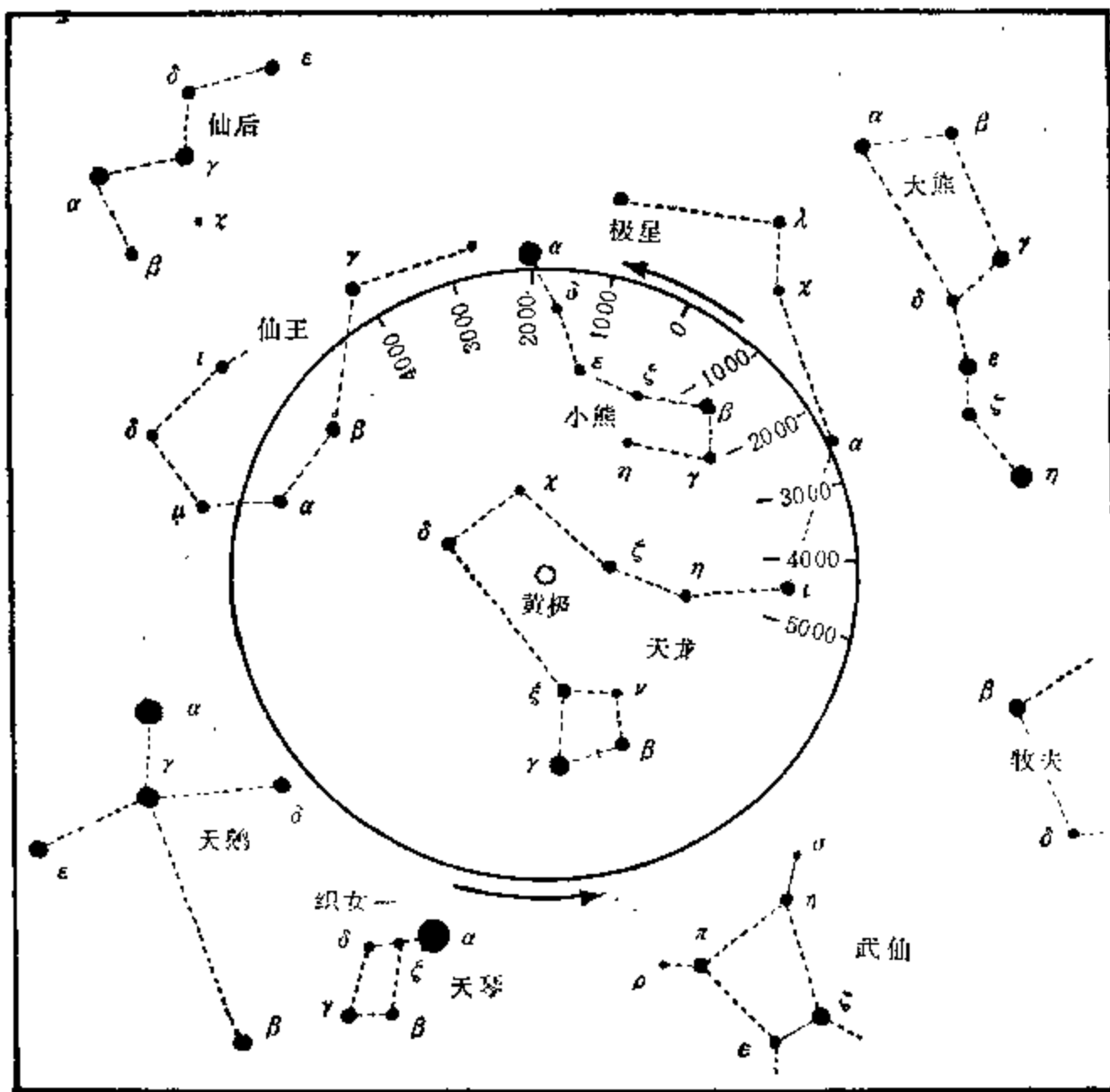


图 2.18 北极星相对于恒星的位置变化
图中注明公元前 5 000 年至公元后 4 000 年的北极位置

这意味着，地球自转轴所指的北天极——北极星是变动的(图 2.18)。现在的北极星是小熊星座尾端的 α 星，距北天极不到 1° 。而公元前 2500 年的北极星是天龙星座的 α 星，公元前 1000 年是小熊星座的 β 星，到公元 2100 年北天极将与小熊星座的 α 星最近，公元 4000 年北极星将是仙王星座的 γ 星。到公元 13600 年北极星将是织女星(天琴星座 α 星)，正与 14 000 年前地球冰河期的北极星一样。

岁差的周期是 2.55 万年。它既是回归年(365.242 198 78 天)和恒星年(365.256 362 73 天)的公共周期，也是回归月(27.321 582 14天)和恒星月(27.321 661 39 天)的公共周期。

引起岁差(地轴指向的变动)的原因，是由于地球不是一个均匀的球体，而是一个赤道半径略大于极半径的椭球体，太阳、月亮对地球赤道隆起部分的引力，使得地轴发生晃动而产生岁差运动。黄赤交角的改变，图 2.17 中岁差小圆的半径也相应地略有变动。

由于此种岁差运动，其结果是使春分点(黄道与天赤道相交的一点，相交的另一端为秋分点)在黄道上向西移动(与地球公转方向相反)，每年西移 $50''278 6$ 。其中由日、月引起的岁差，称为日月岁差。此外，由行星引起的岁差(与地球公转方向一致)，称为行星岁差。

需要指出，岁差运动虽然使春分点在黄道上的空间位相发生变化，但它并不改变地球的季节。这是因为，作为记年的基本单位——回归年，正是以春分点起算的，不论岁差如何变化，地球季节的春分、秋分和夏至、冬至，以及其它节气的黄经值(所处公历日期)都是不变的。

§ 2.11 章 动

地球的第十一种运动是章动。它是地球自转轴空间指向的一种短周期晃动。不过，它是叠加在岁差之上的，如图 2.17 中所示。它使地轴在天球上描绘的岁差小圆上，附加了一个小的波浪式摆动。章动的主周期是 18.61 年，地轴空间指向每年偏移 $18''$ 。

引起地轴章动的主要原因，是由于月亮轨道面(白道面)的位置变化，即月亮轨道通过黄道面的升交点在黄道上的西退运动有 18.61 年周期，使月亮对地球的引力发生此种周期作用而引起。章动是回归月(27.321 582 14 天，指月亮在赤道南、北摆动的周期)和交点月(27.212 220 39 天，指月亮在黄道面南、北摆动的周期)的公共周期，即月赤纬最大值的变化周期；也是回归年(365.242 198 78 天)和食年(346.620 030 90 天)的公共周期。此外，章动还有一年周期和月周变化。

§ 2.12 浮 动

地球在天空中运行时还存在一些短时间的浮动。主要是由行星靠近地球时对地球的引力摄动所引起。例如，木星的质量为地球的 317.9 倍，它在靠近地球时与地球有 6.29 亿公里之远。然而，木星的引力此时可使地球偏离轨道，拉向木星方向近 3 000 公里左右。

§ 2.13 绕银河系中心运动

地球在自转和公转及其丰富多采的上述各种变化的运动过程中还有更为壮观的运

动,这就是地球跟随太阳围绕银河系中心作旋转运动,同时又在银道面上作螺旋式前进运动。对于地球跟随太阳绕银心的运动,可以称为地球的第十三种运动。

目前,太阳在银河系中的位置如图 2.19 所示。太阳现在与银河系中心的距离,一般采用 10 千秒差距(33 000 光年),位于银道面以北 8 秒差距(26 光年)处,与近银心点相距不远。处在银河系一个旋臂——猎户臂的内侧边缘。

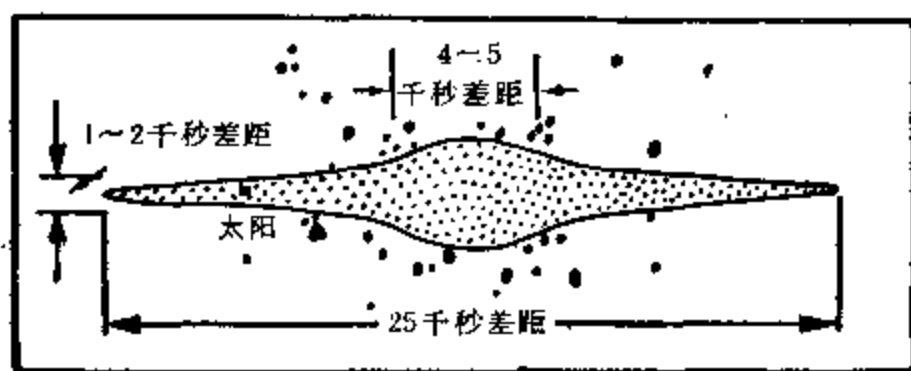


图 2.19 太阳在银河系中的位置示意图

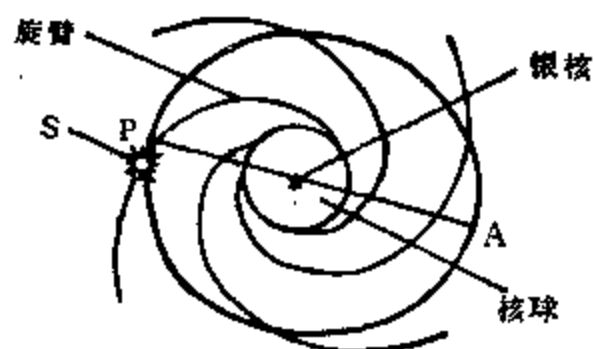


图 2.20 太阳在银河系中运动的示意图
S——太阳; P——近银心点; A——远银心点

由于银河系发现较晚,人类对于银河系的观测时间太短,故有关太阳在银河系中运动的参数,各家的意见有所出入。图 2.20 是太阳在银河系中运动的示意图。关于太阳绕银心运动周期(即 1 银河年)的时间长度,一般采用的值为 2.5 亿年,运动速度为 250 公里/秒。Steiner (1967) 的计算值为 2.8 亿年。Williams (1975) 采用太阳绕银心运动的速度为 225 ± 25 公里/秒,考虑太阳绕银心运动的椭圆轨道和目前太阳处近银心点附近,计算得到一银河年的周期为 $3.03^{+0.05}_{-0.06}$ 亿年。徐道一等(1983)认为,把银河年的时间长度暂定为 2.8—3 亿年较为妥当,与地质上的证据较为相符。最近,国际天文学界有一种倾向性意见,根据最新的观测资料,打算将太阳至银心的距离修改为 8.5 千秒差距,太阳绕银心的目前运动速度定为 220 公里/秒。如按此数据,偏心率为 0.1 时,则太阳绕银心运动的周期应为 2.9 亿年。

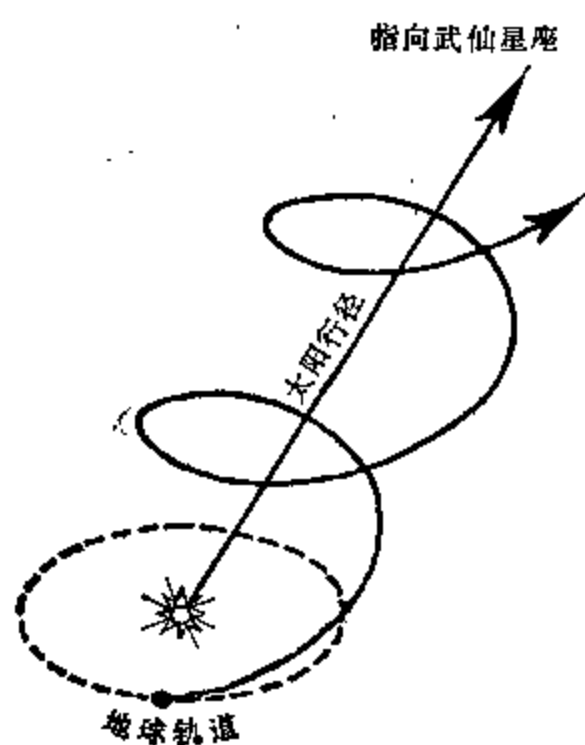


图 2.21 太阳系指向武仙星座的运动速度问题。

太阳在银河系中轨道的近银心点是退行的,每个银河年的近银心点的位置是在变化的。关于太阳的近银心点周期的长度,各家意见也不一致,大体在 1.76—2.2 亿年之间。但是一般都认为太阳的近银心点周期比太阳绕银心运动的周期要短。至于太阳绕银心运动轨道的偏心率,各家的意见在 0.07—0.10 之间。

在太阳绕银心旋转的同时,银河系的旋臂也在作同方向旋转,但前者的速度比后者为快。因此,太阳对于银河系旋臂来说,还有一个太阳追赶旋臂的相对速度问题。

除太阳以外,银河系的所有恒星都在围绕银河系中心作公转运动。太阳相对于邻近

恒星也存在一个相对速度，其值为 19.7 公里/秒，朝着武仙星座的一点（赤经为 18 时 4 分、赤纬为北纬 30°）方向移动(见图 2.21)。

§ 2.14 穿越银道面运动

地球跟随太阳在围绕银河系中心旋转的同时，又在银道面上、下往返运动。因而，太阳在银河系中的运动是一种绕银心的螺旋式前进运动。

根据星系动力学的密度波理论，太阳系在绕银河系中心运转时，密度波的一分量使太阳系沿银道面上、下作螺旋式前进运动。这种运动有其特定的物理意义，可以称之为地球的第十四种运动。

太阳围绕银道面上、下往返运动的范围，大约在银道面上、下的 ± 100 秒差距之间。目前，太阳位于银道面以北约 8 秒差距的地方，不久将穿越银道面。

太阳系在银道面上、下往返的周期，Bok 等(1957)认为大约是 8 000—9 000 万年。Innanen (1966)计算了太阳在银道面上、下运动的轨迹，如图 2.22 所示。由此图可见，太阳在银道面上、下往返的轨道具有一定的对称性，他得到的太阳穿越银道面的周期为 0.77 亿年，其半周期即太阳两次穿越银道面的时间间隔为 3 850 万年。

后来(1978)，他又进一步得到太阳穿越银道面的周期为 6 700 万年，两次通过银道面的时间间隔，平均为 3300 万年(± 300 万年)。他给出太阳在近 2.6 亿年以来穿越银道面的时间为：距今 2.59, 2.27, 1.97, 1.66, 1.35, 1.00, 0.64 和 0.31 亿年。

地球运动除以上十四种形式外，还存在更大尺度的运动形式。例如，银河系还带领着太阳系(包括地球)又在本星系团中运动。由于此种时间尺度非常大，地球发展史上相应数据过于粗糙，故在本书范围内暂不做讨论。

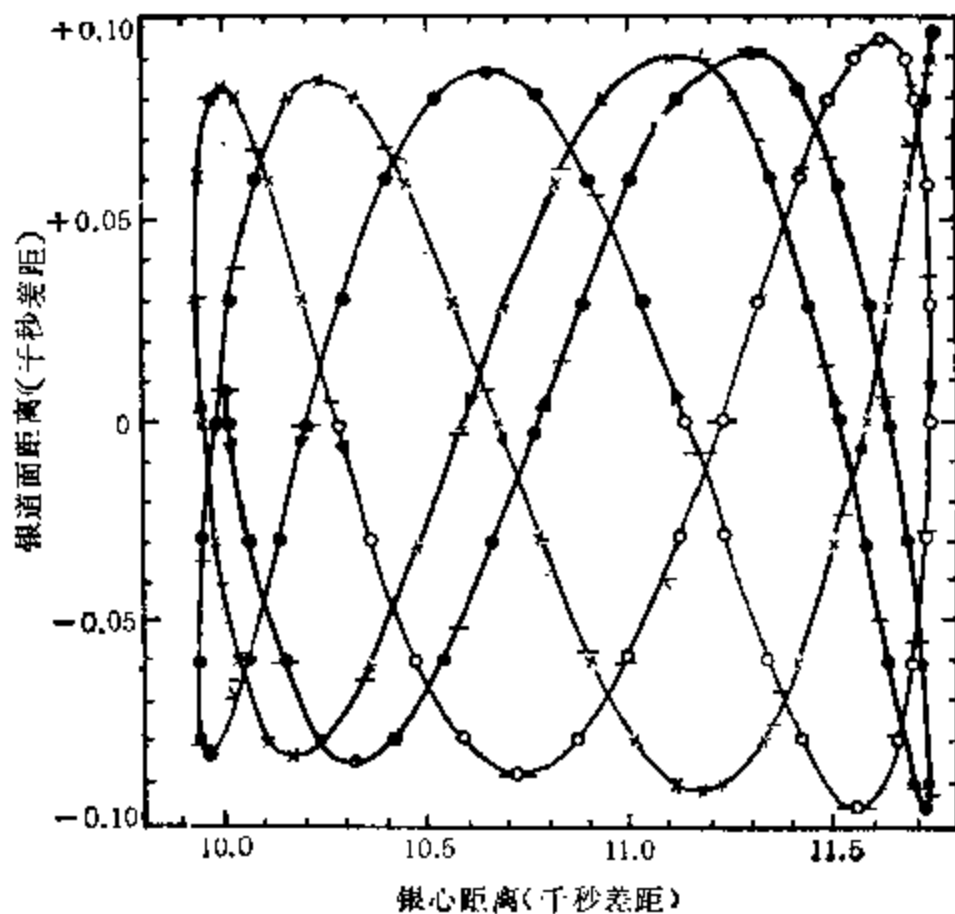


图 2.22 太阳在银道面上、下运动的轨迹(距今 14.65—9.18 亿年前)

每两小短线之间为 1 000 万年。1 秒差距 = 3.261 633 光年
(Innanen, 1966)

第三章 地球定常运动对全球系统的影响

从本章开始,我们将具体讨论地球的各种运动对于全球变化的影响。首先讨论地球定常运动对于全球系统的影响问题。

所谓地球的定常运动,本书中指的是地球的自转和公转在不考虑它们变化的情况下的运动状态。由于地球的自转运动和公转运动都相当稳定,它们的变化相当小或非定常变化周期很长,因此我们将此类运动称为定常运动。地球自转和公转的定常运动,对于地球系统各圈层来说极为重要。它是构成大气运动和海洋运动的重要因子之一,也是形成其基本形态及气候日变化和季节变化的根本原因。如由自转运动产生的地转偏向力,是地球流体运动的基本作用力之一,它使气团和水团的运动成为旋转形态。由于地轴倾斜和公转运动,造成地球不同纬度带在不同季节里接受太阳辐射的很大差别,从而引起中高纬度大陆冬夏季的巨大温差。由地球自转运动引起的昼夜温差,在中纬度大陆也可达 $9-15^{\circ}\text{C}$ 之多。指出这一点是很必要的,它表明地球运动效应对于全球变化具有相当重要的意义。在本章中,我们详细介绍地球定常运动对地球系统各圈层的影响。

§ 3.1 地球自转效应

地球自转的定常运动对于地球各圈层的影响,可分为热力作用和动力作用两个方面。热力作用主要是地球自转引起的昼夜差别而导致温度、光照等一系列的日变化。动力作用包括地转偏向力、惯性离心力和引潮力的周日、半日变化等效应。

3.1.1 温度等要素日变化

地球自转时,总是以其半个球面向着太阳,这半球称为昼半球,处在白昼;另半个球面背着太阳,这部分称为夜半球,处于黑夜(见图 3.1)。地球不停地自转,形成昼夜的不断交替。在地球上除极地外的各个地方,随着地球的自转,无论何年何月,一天之内总有昼和夜的差别。

地球从太阳获得源源不断的太阳辐射,成为驱动大气、海洋和生命运动的能源。地球也向外空放射能量。图 3.2 是太阳辐射和地球辐射的波谱。由于太阳表面温度高达 6000K ,故太阳辐射的波长主要在短波段,99%以上处在 4 微米以内。地球大气和地面温度一般小于 300K ,故地球向外空放射的是长波辐射,波长一般在 $4-100$ 微米之间。地面辐射的强度是与温度有关的,一般约为 $0.35-0.40$ 千瓦/米²。它虽然比日面辐射要小得多,但与到达地面的太阳辐射通量大致相当。然而,地球接受太阳辐射主要是在昼半球进行的,地球向外空的辐射则昼半球和夜半球都在进行着。对于地球上某一地方来说,在白天主要是接受太阳短波辐射加热下垫面和大气;在夜间主要是下垫面和大气向外空放射长波辐射而冷却。这就是说,由于地球自转产生的昼夜差别,白昼主要是接受太阳辐射而成为

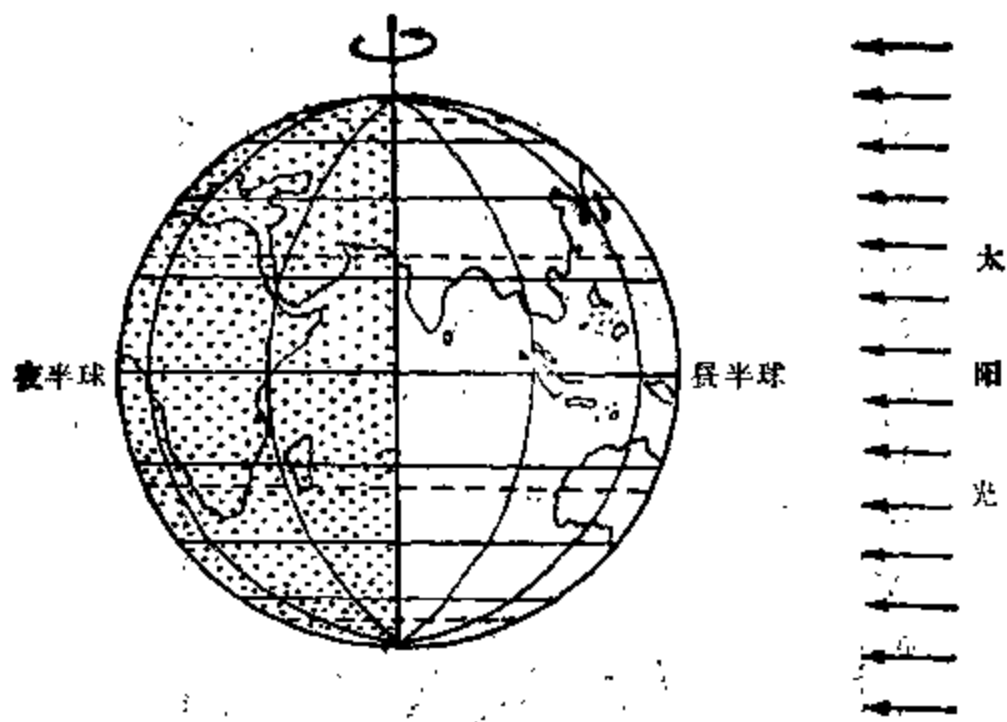


图 3.1 地球昼夜的形成

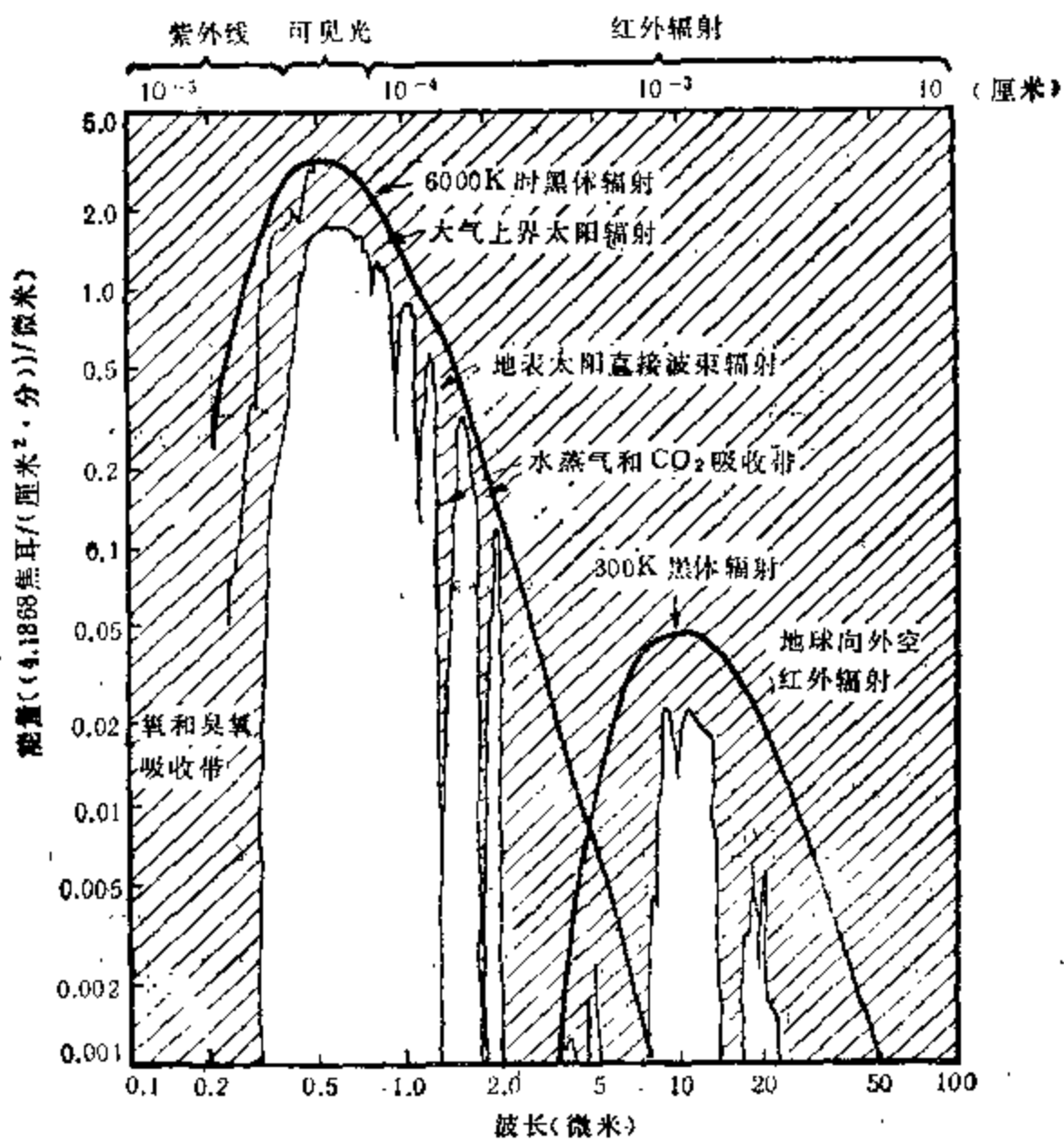


图 3.2 太阳辐射和地球辐射的波谱

能源，夜间地球向外空辐射而成为最终的能汇。这种辐射的日变化，导致了气温、日照以及地球系统其它种种现象的日变化。

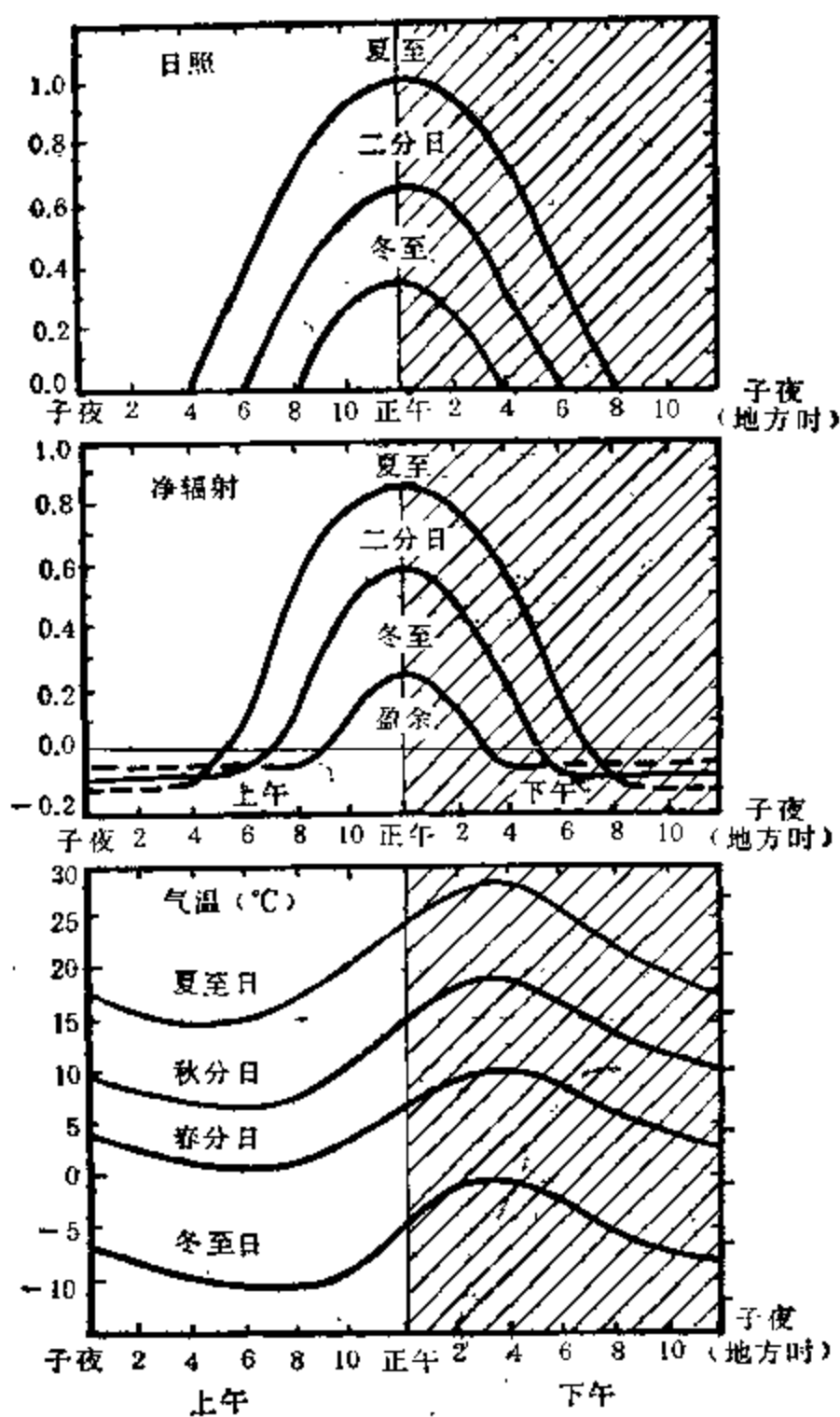


图 3.3 北半球中纬度某站日照、净辐射和气温的日变化
日照和净辐射的单位: 4.1868 焦耳/(厘米²·分)

图 3.3 是北半球中纬度内陆某测站日照、净辐射和气温的日变化。图中显示出在春、夏、秋、冬各季,日照和净辐射的日变化都是在地方正午时达最大值。气温的日变化,则均在地方时下午 3 时左右达最高。

在气候学中,气温的日变化一般以百叶箱温度的日较差表示,即每日最高气温和最低气温之差值。图 3.4 是我国地处不同纬度的漠河、哈尔滨、北京、上海、广州、西沙等六个站在 1,4,7,10 月气温日较差的月平均值。从图中可见,同一个站在不同季节的月平均气温日较差是相接近的。我国最北的漠河,月平均气温日较差在各季均达 15°C 左右。图 3.5 是我国年平均的气温日较差分布。图中显示出我国各地的年平均气温日较差一般是纬度较高地区高于低纬度地区,内陆地区高于沿海地区。在中纬度的我国内陆,年平均气温日较差可达 14°C 以上,这是由于其它多种原因,如海陆差异、气候干燥度、海拔高度、地形等的综合影响而引起的。即使在地处低纬度海域的西沙站,尽管由于海水热容量大对气温有巨大的调节作用,然而该站各季的月平均气温日较差(图 3.4)仍有 3°C 之多。表明

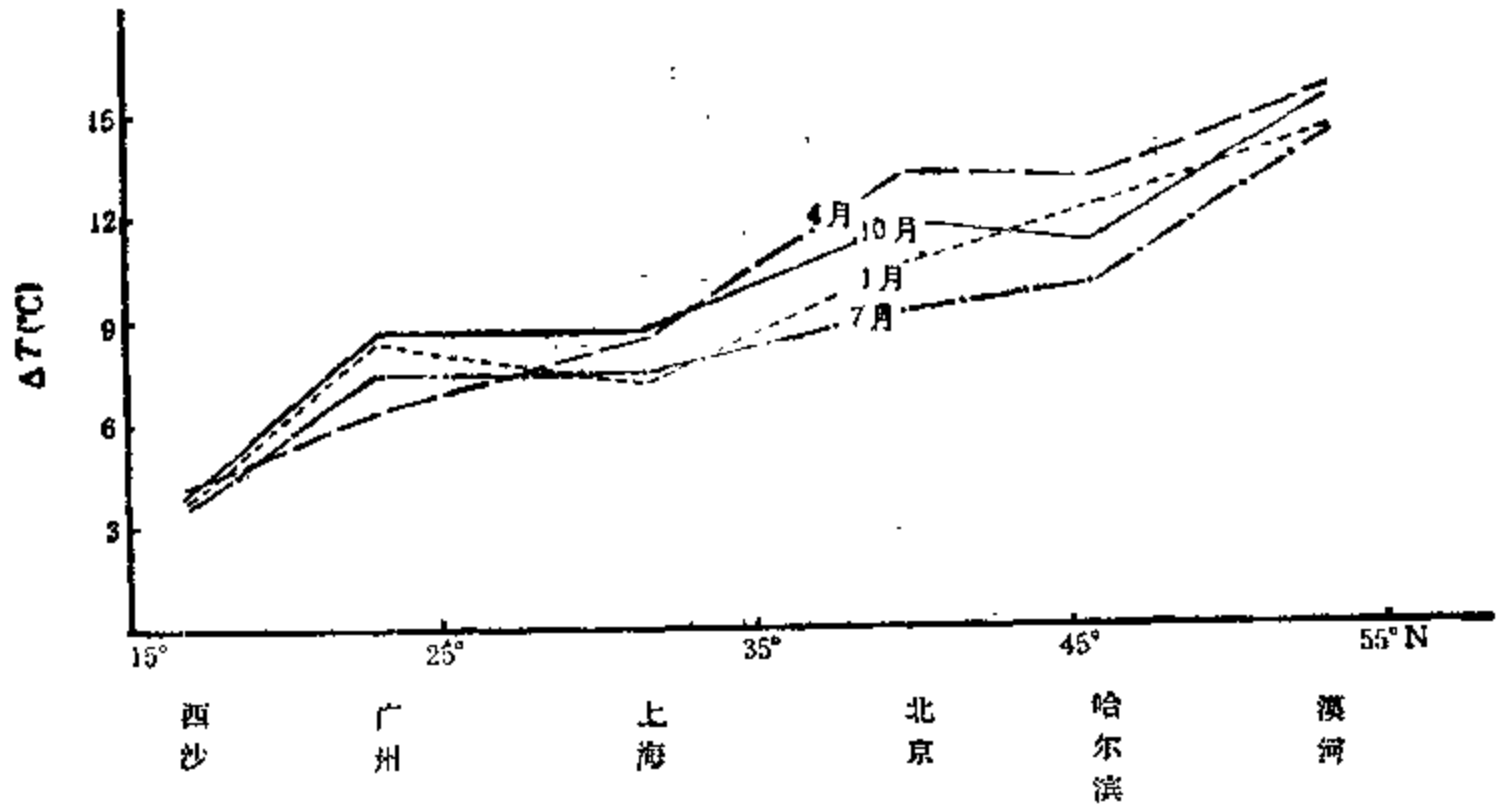


图 3.4 我国不同纬度六个站气温日较差的月平均值

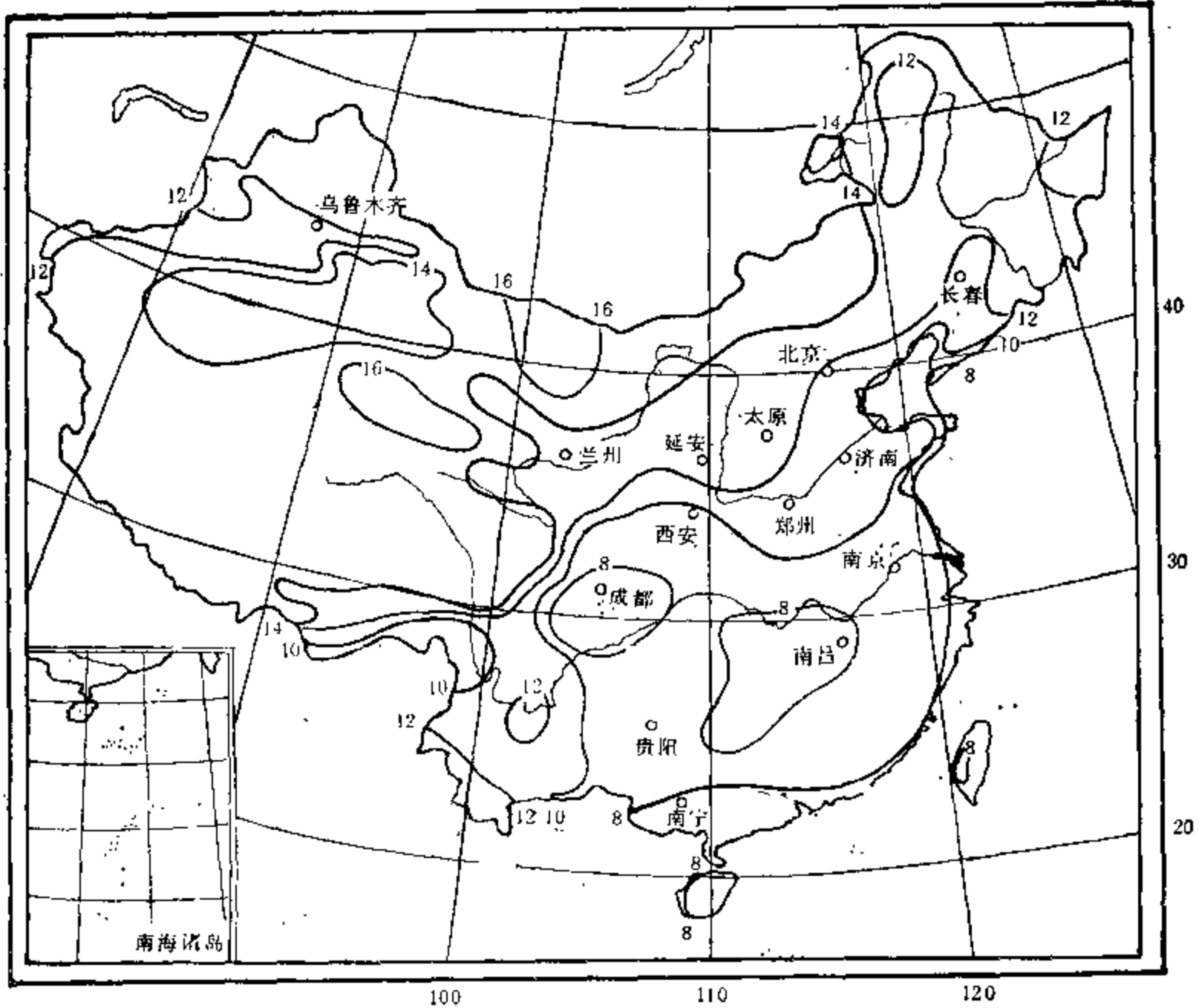


图 3.5 我国年平均气温日较差的分布(°C)
(张家诚、林之光, 1985)

由地球自转产生的温度日变化,除极地外都是明显存在的。

昼夜的差别,又可引起土壤温度、气压、降水、山谷风、海陆风等的日变化。图 3.6 是

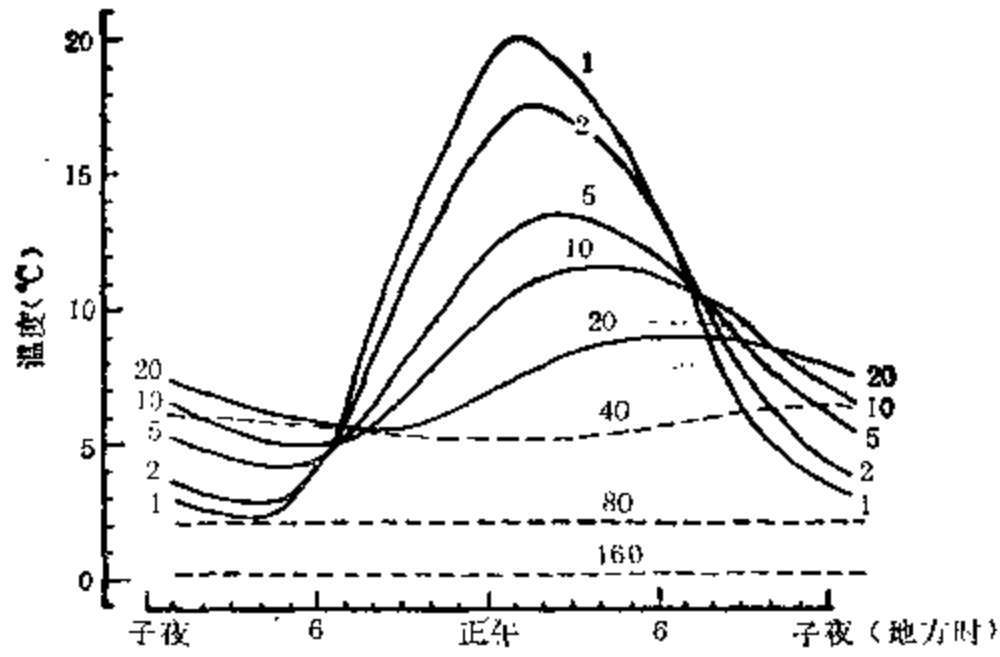


图 3.6 苏联巴甫洛夫斯克 5 月份土壤温度的日变化
图中数字为土壤深度(单位为厘米)

苏联巴甫洛夫斯克 5 月份土壤温度的日变化情形。图中显示土壤温度的日变化在浅层最大,随土壤深度加大而振幅减小,至 80 厘米深处,土壤温度的日变化已不明显。风速的日变化,在内陆,由于中午净辐射最大,午后下垫面增温最大,对流旺盛,故风速一般在午后最大,如图 3.7 所示。在海上,由于海水热容量大和大气层结稳定度的日变化,故风速一

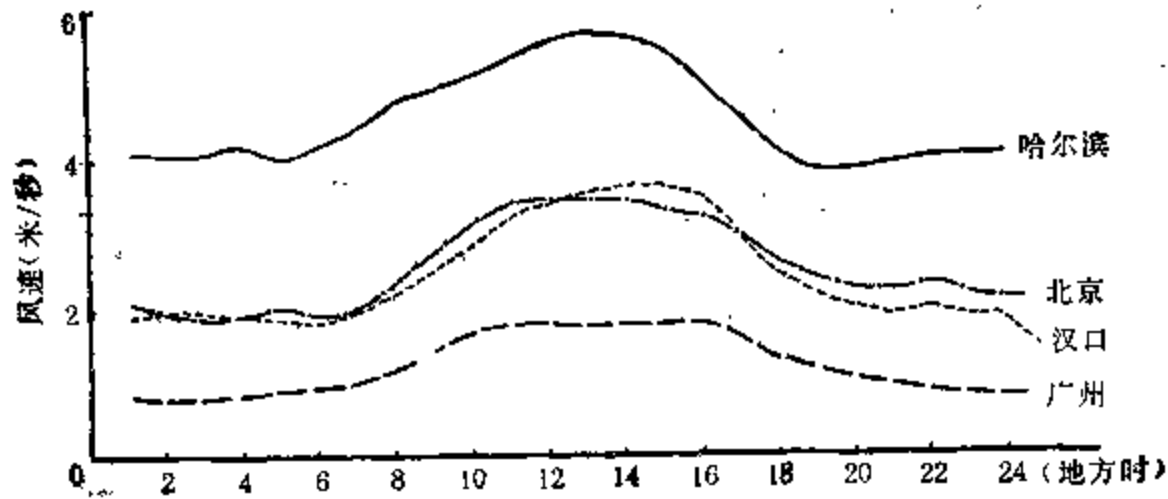


图 3.7 北京等站年平均风速的日变化
(图 3.7—3.10 均据张家诚、林之光,1985)

一般在夜间大于白天。在内陆,由于温度日变化和对流发展的影响,降水量的日变化一般在

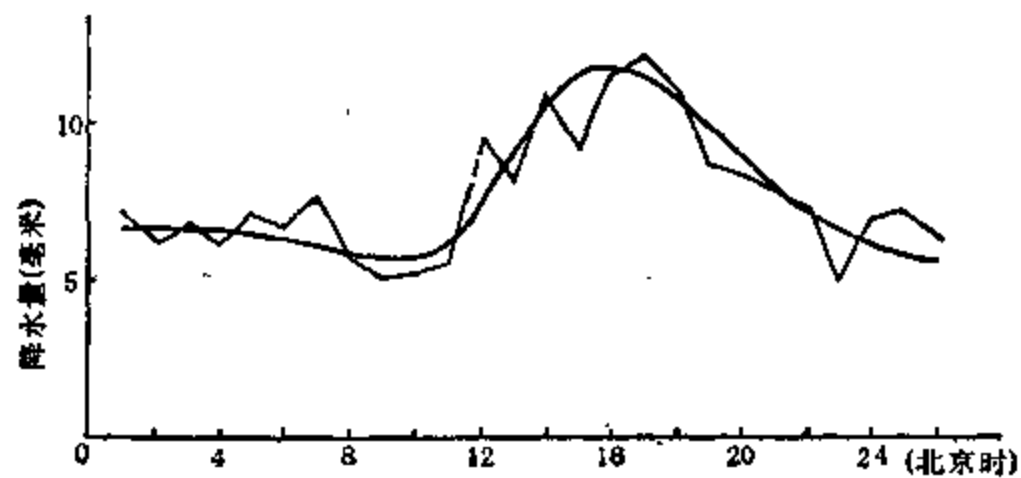


图 3.8 北京、上海、广州、哈尔滨四站 7—8 月平均降水量的日变化

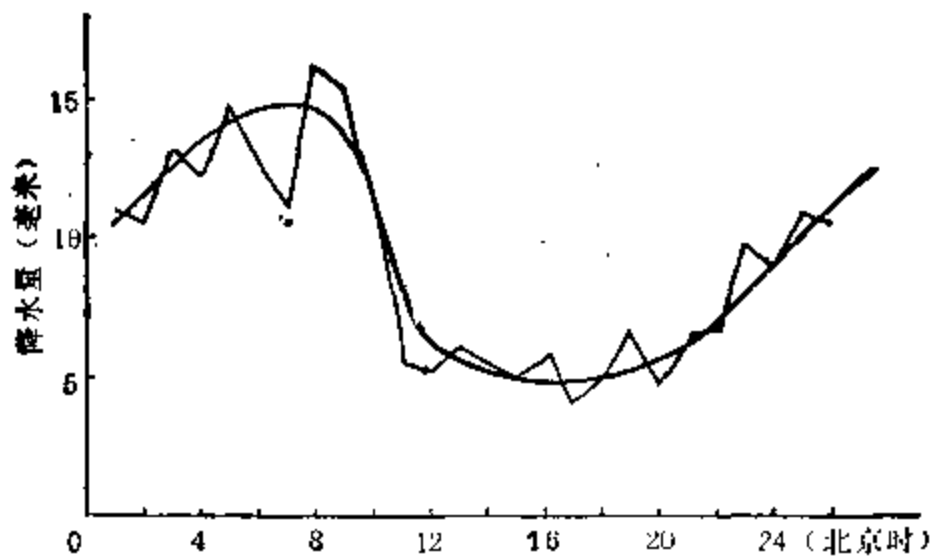


图 3.9 大连、成山头、石岛、秦皇岛四站 7—8 月平均降水量的日变化

午后至傍晚为最大,如图 3.8 所示。在海上,由于海水及海面大气的热容量不同,形成了以夜雨为主的特点,如图 3.9 所示。在大陆河谷,由于夜间山谷坡上空气辐射冷却下滑,促使谷地暖湿空气的抬升,而形成以夜雨为主的特点。如拉萨夜雨是比较典型的(见图 3.10)。气压的日变化(如图 3.11 所示)主要由日辐射量不同引起。在不同纬度地区,其峰值一般都在地方时 9—10 时左右,谷值都在 15—16 时左右。气压日变化的振幅主要在低纬度地区较大,如在雅加达可达 3—4 百帕。随着纬度的增加,气压日变化的幅度变小。

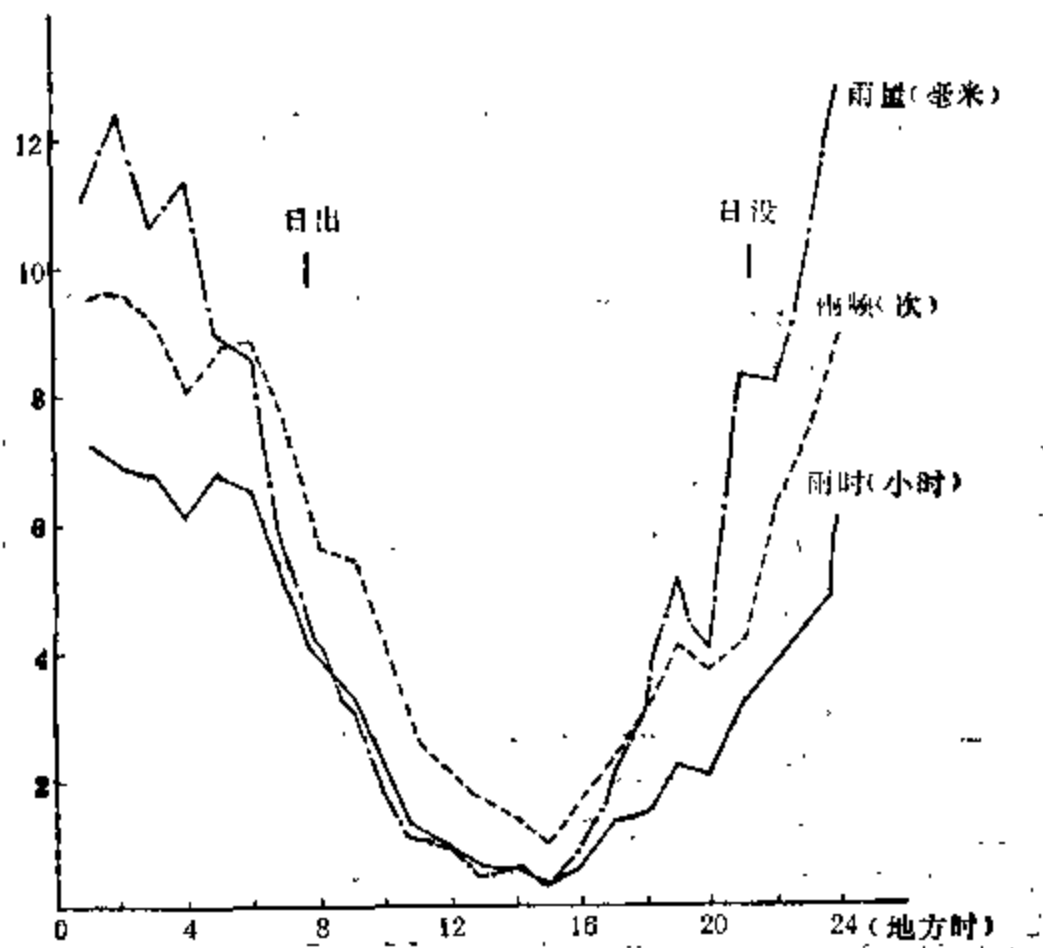


图 3.10 拉萨雨量、雨频、雨时的日变化

地球自转引起日照和温度的日变化,又是植物进行光合作用制造有机物和形成人类及动物生活习惯的决定性条件。绿色植物依靠在白天吸收光能,通过光反应,将水分解为氢和氧,并将光能转变为化学能;在夜间仍进行暗反应,形成葡萄糖。随着昼夜的不断交替,植物的光反应和暗反应不断循环延续下去,促使植物繁茂生长。人类从事劳动和休息

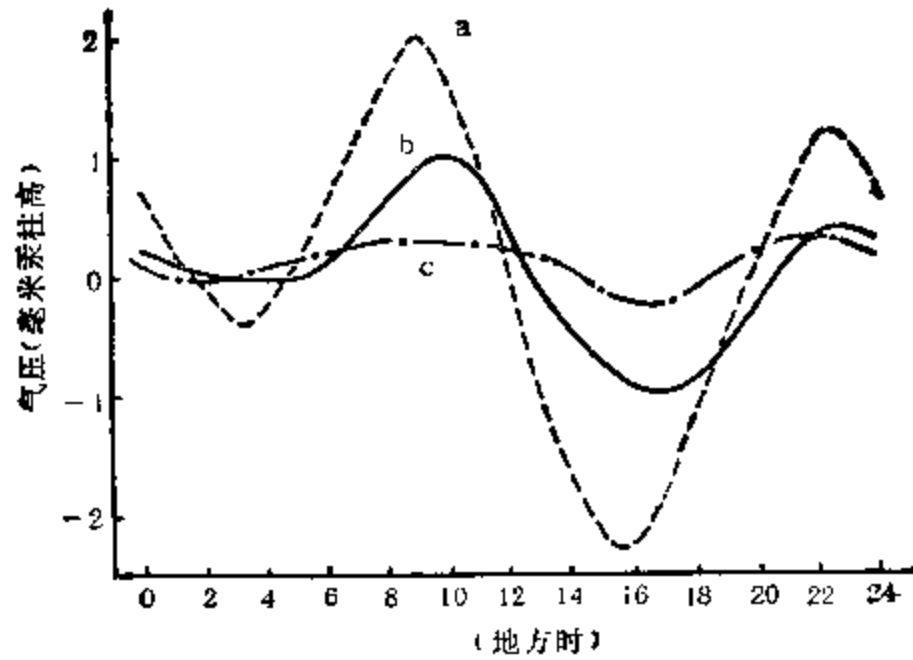


图 3.11 气压的日变化
 a——雅加达; b——南京; c——莫斯科。
 1 毫米汞柱=1.33 百帕

睡眠的生活习惯,同样与昼夜变化息息相关,随着昼夜的变化而不断地进行着,不断地调节人体生理活动和其及时得到休整,由此才能得以维持生命和从事生产活动。许多生物钟现象,也与昼夜的日变化有关。为了适应昼夜的变化,人类和一些生物形成了一种由昼夜变化的自然信息调节的生物钟现象。当这种生物钟受到扰乱,如人们在不同时区进行洲际旅行时,就需要有一个适应过程,需要将生物钟重新进行调整。

3.1.2 高空大气和地磁日变化

由地球自转引起太阳辐射的昼夜差别,在高空大气方面有着显著的反映。图 3.12 是

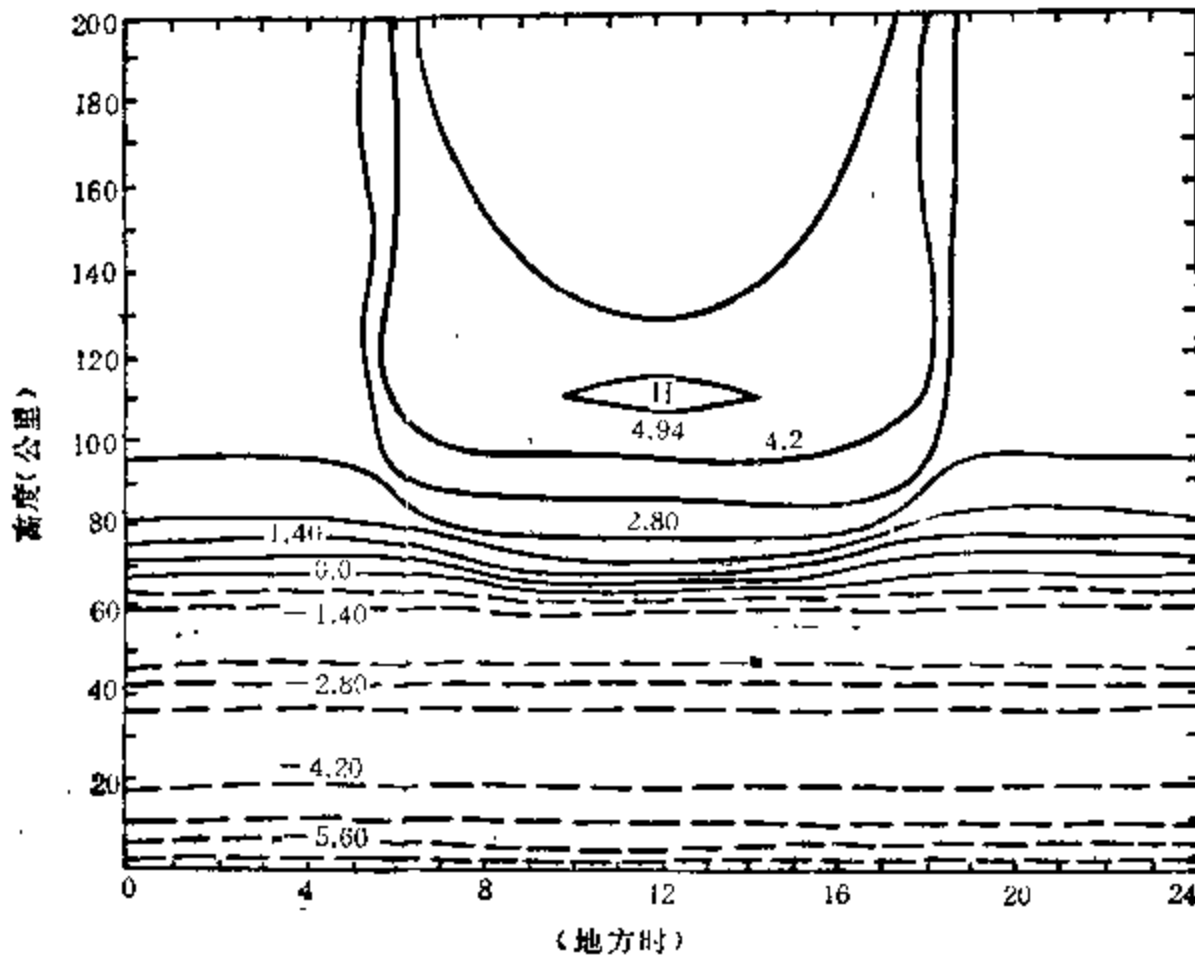


图 3.12 大气电子浓度的日变化(对数等值线。单位:厘米⁻³)
 (庄洪春, 1986)

大气中电子浓度对数等值线的日变化。图中可见，60 公里以上的大气电子浓度，在白天，尤其是地方时中午前后明显大于夜间。而 60 公里以上的大气导电率(图 3.13)，则是白天明显小于夜间；在地方时 6 时和 18 时附近，为大气导电率日变化的突变时段。

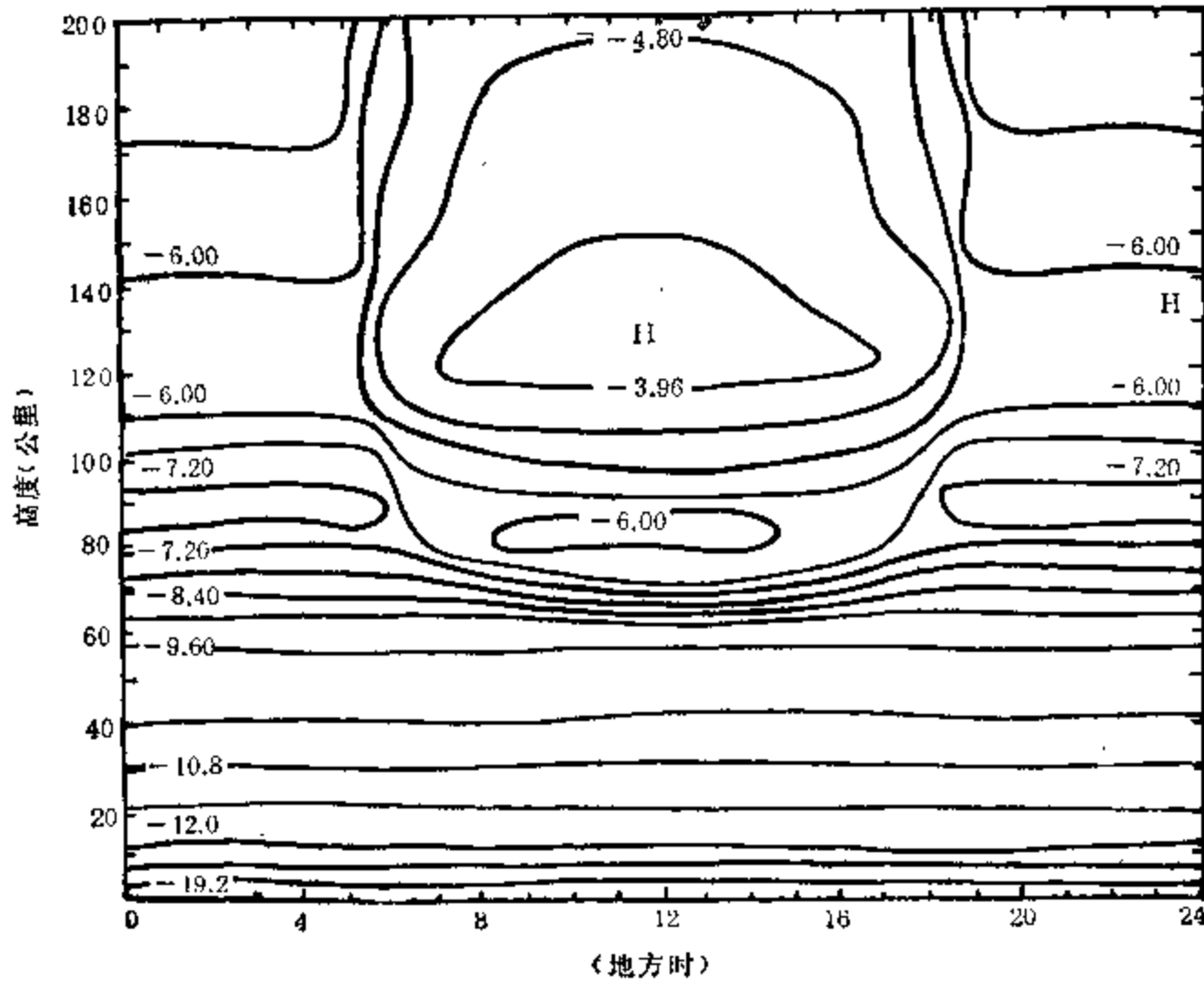


图 3.13 太阳活动极小年春分日在地磁纬度 47.5 度的大气导电率 (对数等值线。单位: 欧姆/米) (庄洪春, 1986)

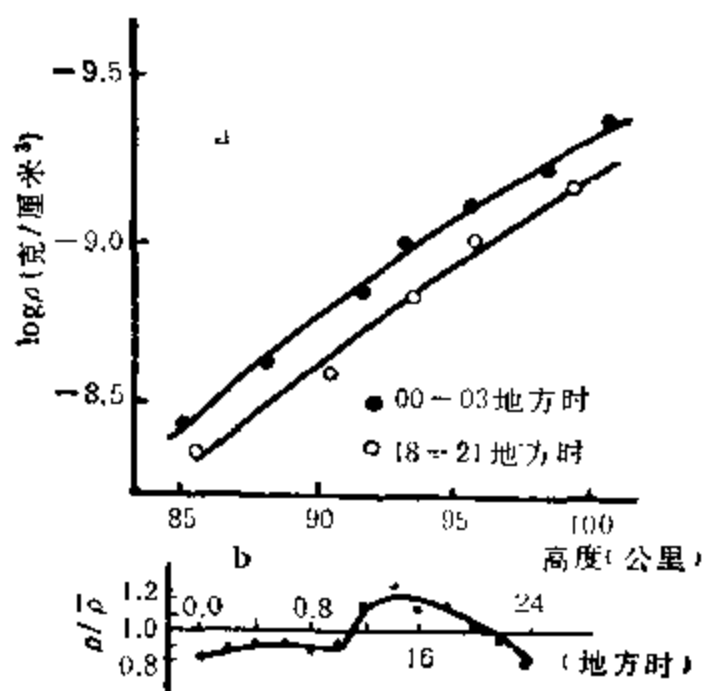


图 3.14 高层大气密度的日变化 (赵九章, 1965)

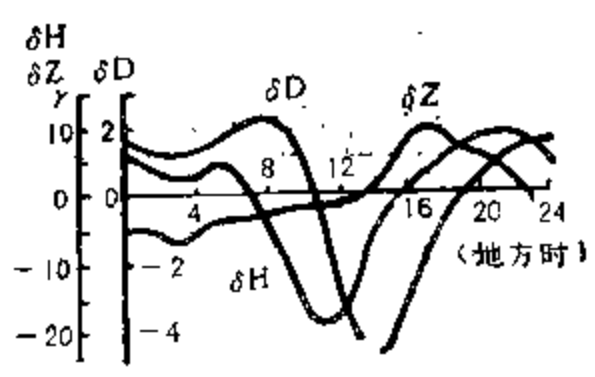


图 3.15 巴甫洛夫斯克地磁台测到的地磁要素的日变化 (Яновский, 1978)

图 3.14 是利用无线电回波技术对流星连续观测得到的大气密度的日变化。图中显示高层大气密度在地方时午后的增加是很显著的。在 50 公里高空附近,由于白天臭氧吸收紫外辐射的增温作用,导致温度的日变化为 5°C 左右。

由地球自转引起太阳辐射的日变化,在地磁要素上也有显著反映。图 3.15 是由苏联巴甫洛夫斯克地磁台观测得到的地磁要素的日变化。图中可见,磁偏角变化 (δD),在地方时 8 时向东的偏角达最大,到 14 时向西的偏角达最大。地磁的水平分量变化 (δH),在地方时 11 时左右为最小值,大约在 20 时为最大值。地磁的垂直分量变化 (δZ),在地方时中午之后达最大。

图 3.16 是不同纬度上静日期间地磁要素 X, Y, Z 的日变化。图中显示地磁的北向分量 (δX)、东向分量 (δY) 和垂直分量 (δZ) 的变化,在全球各个纬度都有程度不同的周日变化。

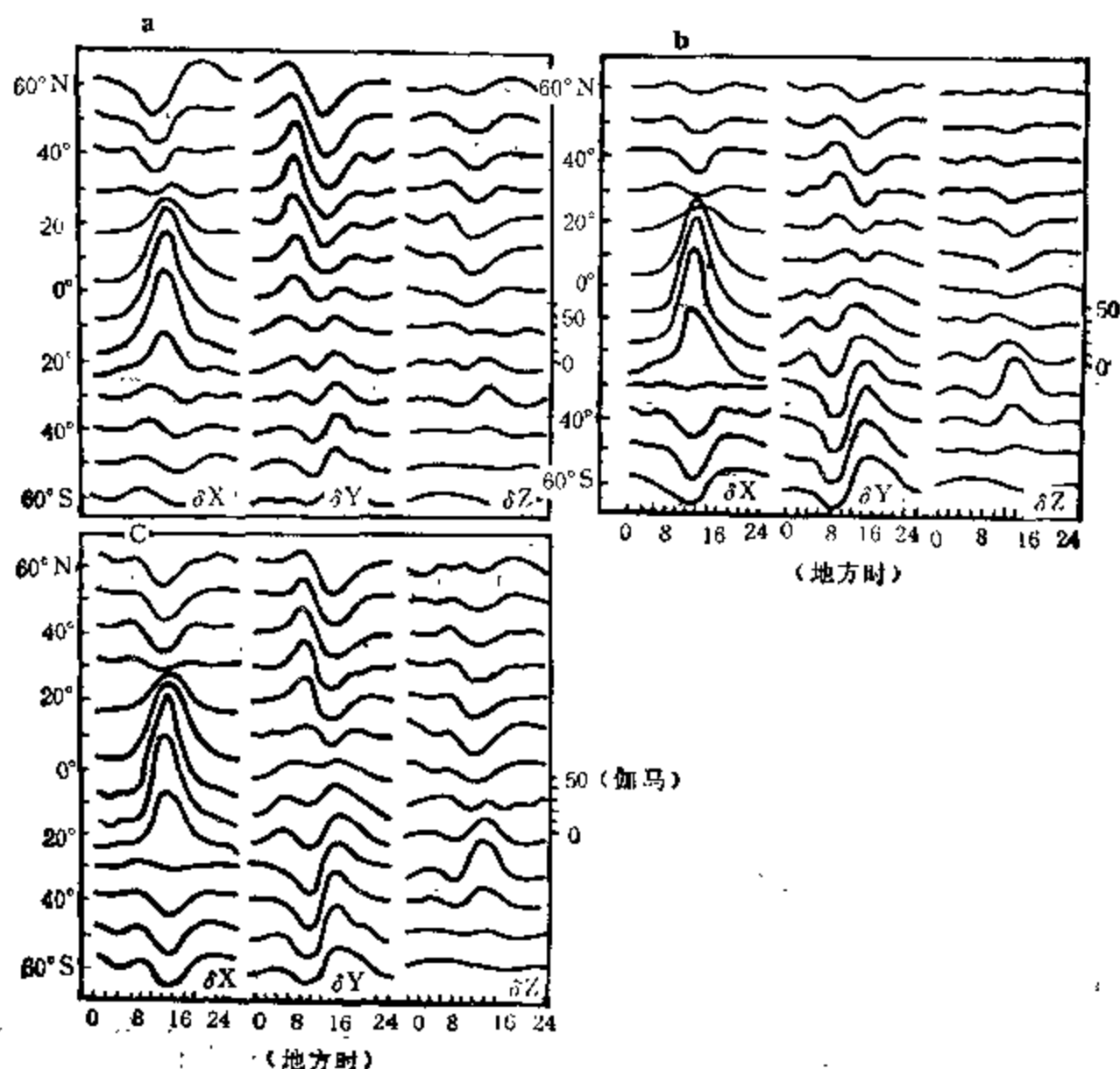


图 3.16 不同纬度上静日期间地磁要素 X, Y, Z 的日变化
 a——夏至期间; b——冬至期间; c——春秋分期间。1 伽马 = 10^{-9} 特
 (Яновский, 1978)

3.1.3 地转偏向力及其效应

由地球自转引起的地转偏向力又称科氏力。它是大尺度的大气运动和海水运动中一个很重要的基本作用力,是地球流体运动基本方程中的一个重要因子。

地球的大气和海水都是随着地球自转一起作快速旋转的。人们常说的大气、海水运动,都是对于旋转地球上的观察者而言的一种相对运动。当一质点在北半球运动时,从站在地球以外的观察者来看,它是作等速直线运动;但是如果从站在旋转地球上的观察者来看,此质点作了一个向右偏的曲线运动。为了与牛顿定律不致矛盾,需要引进一个假想的力——地转偏向力,认为此时质点是受到一个与速度 V 垂直并指向其右方的偏向力 A 作用的结果。由物理学已知,作用于单位质量流体上的偏向力 A , 其方向和大小由下式决定

$$A = 2\omega \times V。$$

式中 ω 为地球自转角速度 (其值为 7.29×10^{-5} 秒⁻¹), V 为流体质点运动的速度。经推导得到地转偏向力在标准坐标系各轴上的分量为

$$A_x = 2\omega \sin \varphi \cdot v,$$

$$A_y = -2\omega \sin \varphi \cdot u,$$

$$A_z = 2\omega \cos \varphi \cdot u。$$

式中 A_x, A_y, A_z 为地转偏向力 A 在 x, y, z 轴上的分量; u, v 为 V 在 x, y 轴上的分量; φ 为地理纬度。 u, v 和 A_x, A_y 都在水平面上,如图 3.17 所示。由 u, v 合成的速度 ($\sqrt{u^2 + v^2}$) 即为质点运动速度。 u 对应的地转偏向力 A_y 的方向与 y 轴反向,即指向南。 v 对应的地转偏向力 A_x 的方向与 x 轴相同,即指向东。由 A_x 与 A_y 合成的地转偏向力 A , 称为水平地转偏向力。其方向在北半球偏在 V 的右方 90° , 在南半球偏在 V 的左方 90° 。其大小为

$$A = 2\omega \sin \varphi \cdot V。$$

或以矢量表示

$$A = 2\omega \sin \varphi \cdot V \cdot k$$

式中 k 为 z 轴上的单位矢量。

由此,可以看到地转偏向力有以下几个重要性质: (1) 地转偏向力 A 的大小与质点运动速度 V 成正比,在纬度一定时, V 愈大,则 A 也愈大; (2) 当 V 一定时,地转偏向力随纬度增大而加大,在赤道上则为零。在纬度 30° 地区,当风速为 10 米/秒时,地转偏向力(作用于 1 克空气)为 7×10^{-7} 牛顿。此值相当于水平气压梯度力的大小; (3) 地转偏向力 A 的方向垂直于 V ,即它改变质点运动的方向,但不改变运动速度。正因为如此,故称之为地转偏向力。在北半球指向运动方向的右方,在南半球则指向运动方向的左方。

地转偏向力对大气、海水运动有着极为重要的作用。

(1) 决定高压和低压环流的基本形态。如果不存在地球自转和地转偏向力,空气运动的方向主要由气压梯度力决定,即将直接由高压向低压流动。正由于存在着地转偏向力,使得北半球高压区的空气流出时向右偏而形成顺时针环流,低压区的空气流入时向右偏而形成反时针环流。同理,在南半球由于地转偏向力的左偏作用,使南半球高压成反时针环流和低压成顺时针环流。

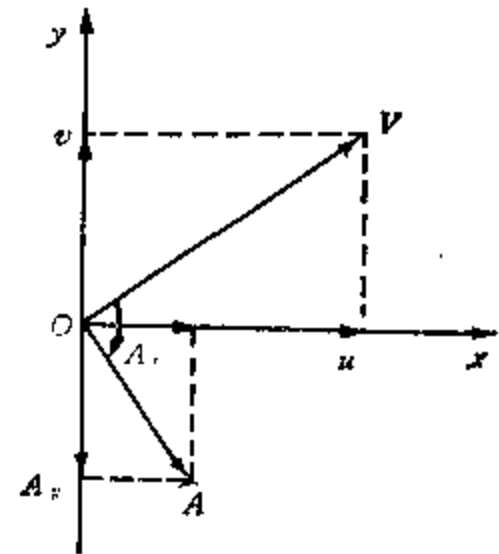


图 3.17 地转偏向力 A 和质点运动速度 V 的合成

(2) 促使全球东、西风带和三圈环流的形成。在赤道地区,太阳的加热作用使空气抬升后在对流层上部向南、北半球中纬度流动,至 30° 附近下沉。其中一支气流由赤道流向北半球中纬度的过程中,由于地转偏向力的作用,使其右偏,成为北半球中纬度高空的西风带;另一支气流由赤道流向南半球中纬度向左偏,而成为南半球中纬度高空的西风带。当空气在南、北半球纬度 30° 附近下沉后,在低空流向赤道的过程中,地转偏向力的作用又使其分别左偏和右偏,成为南、北半球低纬度低空的东南信风带和东北信风带。这两支信风带的辐合地区就是赤道辐合带。同时,纬度 30° 附近空气下沉后因堆积而成为南、北半球的副热带高压。其中的另一支气流在低空向高纬度流动时,地转偏向力又使其成为北半球中纬度低空的西南气流和南半球中纬度低空的西北气流。在北极和南极地区,辐射冷却的空气在低空向中纬度流动时,地转偏向力的作用又形成北半球高纬度低空的东北气流和南半球高纬度低空的东南气流。它们分别与中纬度低空气流相遇,成为极锋辐合带。由此可见,南、北半球的东、西风带和经圈剖面的三圈环流以及赤道辐合带、副热带高压、极锋的形成,都是由于高、低纬度的不均匀加热和地转偏向力共同作用的结果。

(3) 自由大气中地转风的形成。在离地面 1—2 公里以上的中纬度自由大气中,由于空气运动的加速度较小、垂直速度很小(近水平的),以及受下垫面不均匀的热力、动力作用的影响很小,故空气主要是受水平气压梯度力和水平地转偏向力的作用。当这两种力的大小相等,方向相反,达到平衡时的风即为地转风。地转风的方程为

$$fV_g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$$

式中 V_g 为地转风的全风速, $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$ 为全水平气压梯度。 $f = 2\omega \sin \varphi$, 为地转偏向力。地转风的大小为

$$V_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial P}{\partial n}$$

由此式可见,地转风与气压梯度力成正比;当气压梯度力一定时,地转风速与纬度的正弦成反比。

在中纬度的自由大气中,大尺度水平运动的实际风近似为地转风。故地转风理论相当好地反映了中纬度自由大气大尺度运动的基本规律。

(4) 地转适应过程的建立。自由大气中的大尺度运动,一方面它基本上在地转偏向力和气压梯度力的作用下作平衡运动,另一方面,它又不完全是地转运动,还经常存在着地转偏差。由此,风场和气压场总是不断变化的,随时相互的调整,以维持地转关系,从而大气运动经常进行着地转关系的建立、破坏和再建立的过程,大气运动常常成为一种准地转运动。大气中的适应过程实际上是地球自转作用的反映。当北半球只有一西风气流而没有气压场时,由于地转偏向力的作用而产生北风,使大气质量向气流的右边堆集,形成南北向气压梯度,以平衡偏向力,同时又削弱西风。如果此时水平范围很大,只有在西风风场大量减弱后气压场才能建立,故在适应前后风场改变很大,称为风场适应气压场;如果此时水平范围很小,北风只要输送少量空气质量,则平衡西风风场的气压场很快可以建立,故在适应前后风场改变较小,称为气压场适应风场。由此可见,地转偏向力对于自由大气中准地转运动的建立及适应过程具有重要的作用。在旋转地球的大气中,地转适应

过程是大尺度大气运动的一个基本动力过程。

在海洋的大尺度运动中，地转偏向力同样具有重要作用。大洋环流就是在风应力的推动下，由于地转偏向力的作用才得以形成在北半球以顺时针和在南半球以逆时针的大规模海水运动。

3.1.4 引潮力的周日、半日变化

我们在 § 2.3 曾谈到，引潮力是地球上某点受月亮的引力和地球绕地月系质心旋转的惯性离心力的合力，即引潮力是与地球运动(绕地月系质心旋转)有关的。不仅如此，引潮力的周日和半日变化又是由于地球自转引起地表与月亮、太阳的相对运动周期所致。

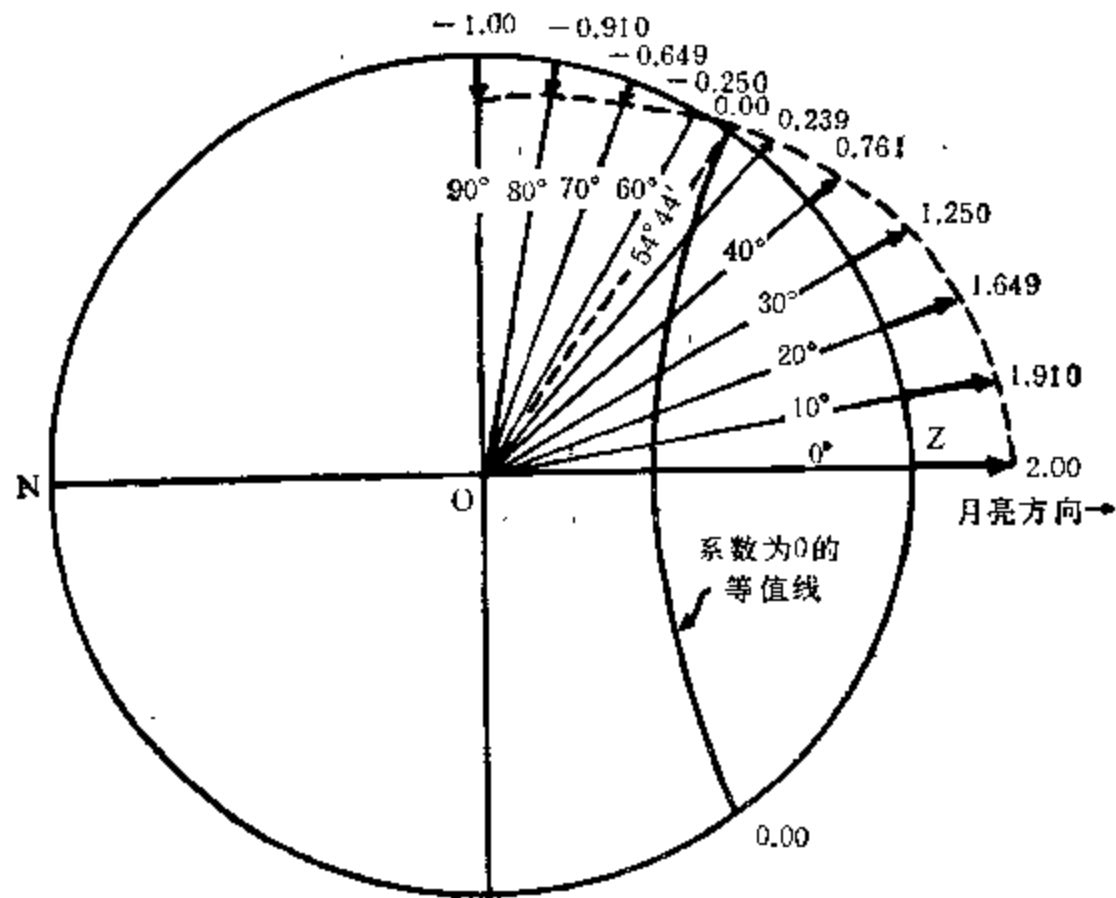


图 3.18 月亮引潮力垂直分力的分布

由第二章图 2.5 可见，引潮力可分解为垂直分力和水平分力。其方程为

$$F_{\perp} = \mu_0 \frac{Mr \cdot 1}{D^3} (3\cos^2 \theta - 1),$$

$$F_H = \frac{3}{2} \mu_0 \frac{Mr \cdot 1}{D^3} \sin 2\theta.$$

式中 F_{\perp} 和 F_H 为引潮力的垂直分力和水平分力， μ_0 为万有引力常数， M 为月亮质量， r 为地表某点至地心的距离， D 为月、地中心的距离， θ 为地表某点和月心分别与地心(O)连线的地心夹角。引潮力的垂直分力的分布如图 3.18 所示，为呈一椭圆的对称性分布。在月下点(Z)和对潮点(N)(即 θ 分别为 0° 和 180° 时)，引潮力的垂直分力(均为提升力)最大，至 $\theta = 54.7^\circ$ 或对潮点的 54.7° 时，引潮力减为零。其以外为下压力，至 $\theta = 90^\circ$ 时，为下压力最大。引潮力的水平分力的分布如图 3.19 所示。引潮力的水平分

力的方向均指向月下点或对潮点。水平分力的大小，在距月下点和对潮点的 45° 处为最大，以此向内至月下点和对潮点渐减为零，向外至 90° 处也渐减为零。由此可见，不论是引潮力的垂直分力和水平分力，均是以月下点和对潮点为中心的对称性分布。太阳引潮力及其垂直分力和水平分力的分布与此类似。

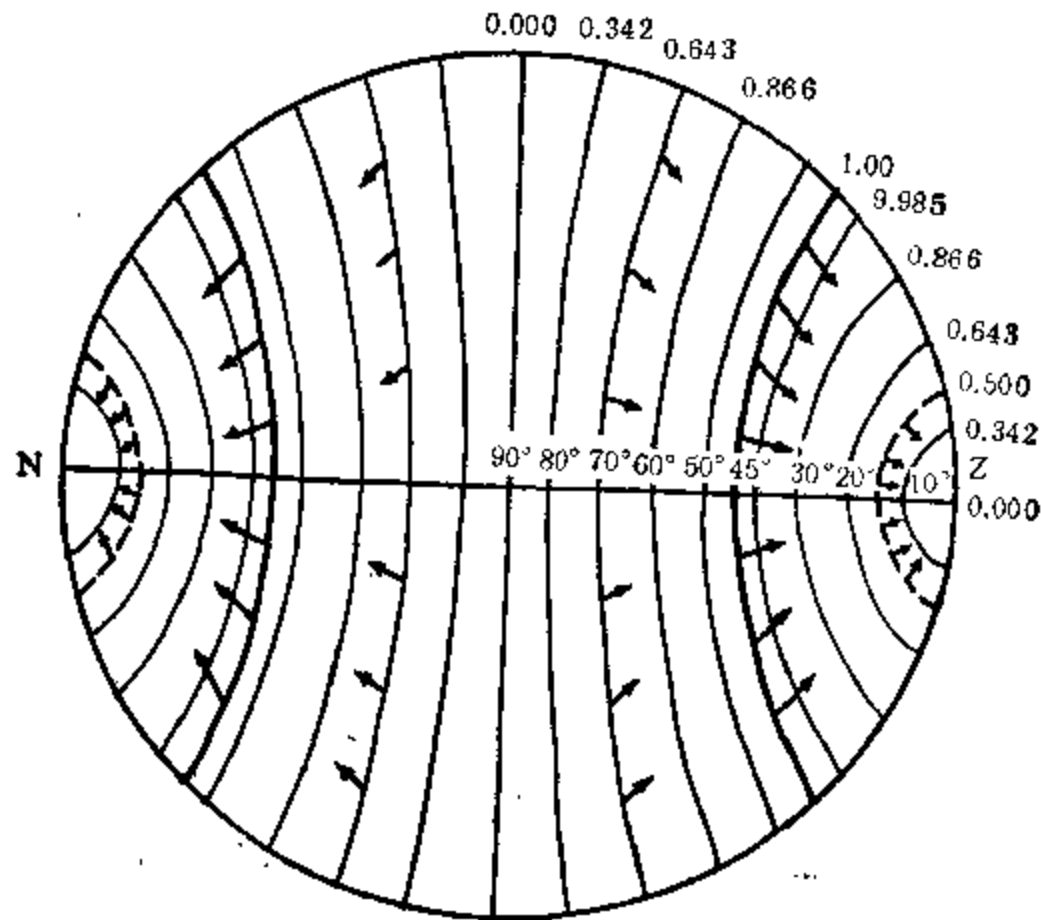


图 3.19 月亮引潮力水平分力的分布

然而，地球始终在不停地自转着，月下点和对潮点在地表的位置，随着地球自转都在不停地移动，并且所有地表（除 $\theta = 90^\circ$ 处外）相对于月亮和太阳来说，都在不停地移动。它们的周期，相对于太阳为 24 小时（平太阳时），相对于月亮为 24.841 202 小时。由于引潮力呈对称性分布，两者的差值是很微小的，因此由自转引起的引潮力半日潮最为重要。这就是潮汐理论中著名的 M_2 和 S_2 分潮。月亮半日潮 M_2 的周期为 12.420 601 小时，振幅为 0.908 09（以系数平均值表示），为所有天文分潮中振幅最大者。太阳半日潮 S_2 的周期为 12 小时，振幅为 0.422 48（以系数平均值表示），占有所有天文分潮中的第三位。又由于月亮和太阳与地球的相对运动存在着各种参数变化，如日、月的赤纬和黄纬变化、至地球的距离变化，以及它们的混频，这样又导致各种各样的周日和半日分潮。其中， K_1 （与赤纬、距离变化有关的赤纬波）和 O_1 （与朔望、回归周期有关的月亮主波）等全日分潮的振幅，分别占有所有天文分潮的第二位和第四位。

总之，在潮汐理论中最为重要的半日波和日波，主要是由于地球自转导致地表与日、月相对运动而形成的。它是海潮和固体潮最基本的组成部分，在大气潮中也有一定反映。

3.1.5 地转的长期效应

(1) 地转惯性离心力与地球扁率。地球在快速自转时有一垂直于地轴的惯性离心

力。这个力不仅是大气、海洋运动的基本力之一，而且对地壳运动也有重要作用。目前，地球为一旋转椭球体。赤道半径为 6 378.160 公里，极半径为 6 356.755 公里，前者比后者要长 21.41 公里。地球半径之所以有这一差值，赤道之所以隆起，其原因是由于地球自转的惯性离心力与地心引力的合力——

重力的长期作用的结果。由图 3.20 可见，地球自转的惯性离心力 ($\omega^2 R$) 与地轴相垂直，其方向指向至地轴垂线的反方向。这一惯性离心力与指向地心的地球引力 (g^*) 的合力，就是重力 (g)。这就是说，由于地转惯性离心力的作用，使重力并不指向地心，而偏离一个小的角度。如果地球初生时为一正球体，则重力与其球面的水平面不相垂直，必然在地表存在一个指向赤道的水平分力。又由于地壳并非为完全刚体，故在地球演化史上这一指向赤道的水平分力长期作用下，地球表层物质逐渐向赤道迁移，直

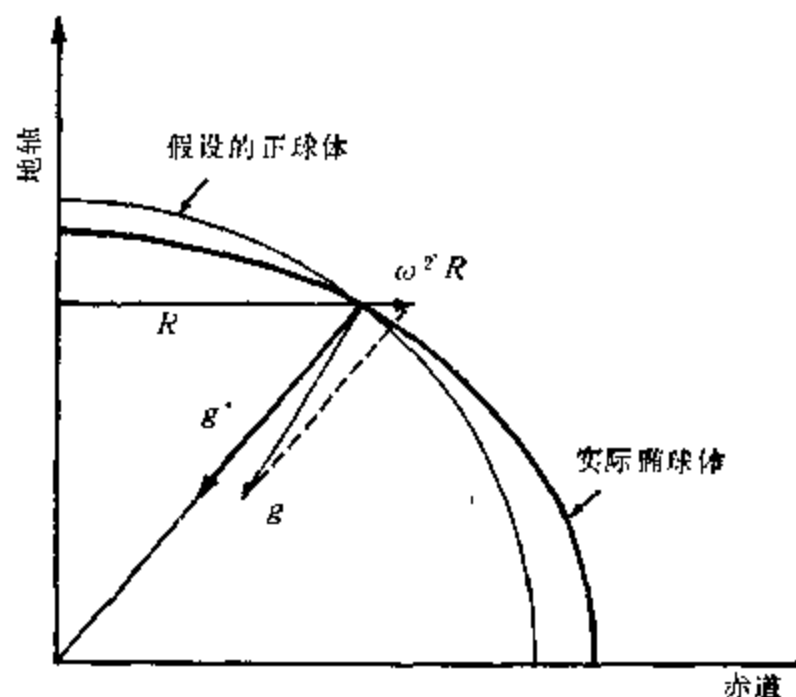


图 3.20 地转惯性离心力与重力、地球扁率

至演变成现在地球扁率的形状，即赤道地区略为隆起，两极地区略为扁平。目前地球的扁率已大致调整到在地表水平面上没有指向赤道的重力分量，处于稳定状态。可见，地球自转所产生的惯性离心力的长期作用，对于地球旋转椭球体的形成有着重要的作用。

(2) 正由于地转惯性离心力的长期作用造成赤道隆起和两极扁平，又引起不同纬度上重力加速度的差异。目前，赤道的重力加速度为 978.031 8 厘米/秒²，两极的重力加速度为 983.217 7 厘米/秒²。其余各纬度 (φ_1) 的海平面重力加速度

$$g_0 = 978.031 8(1 + 0.005 302 4 \sin^2 \varphi_1 - 0.000 005 9 \sin^2 2\varphi_1)。$$

(3) 地转偏向力对江河岸的长期冲刷作用。北半球向东流的江河，由于河水东流时受到地转偏向力右偏的作用，江河的右岸长期受到冲刷，因而形成北半球东流江河的右岸大多比左岸来得峻峭。

§ 3.2 地球公转效应

地球围绕太阳公转的定常运动，是地球诸种运动中很重要的一种运动。地球公转运动的周年变化，对于全球变化的影响是最为显著的。生活在中纬度地区的人们，都会亲身感受到一年中气候的四季变化是相当大的。它无论是暑去寒来、风雪雨霜，随着季节的交替，年年都在相当有规律地变换着。生态景观的冬夏季节差别更为显著。人们从事的生产活动尤其是农事活动，在很大程度上受到季节变化的制约。本书绪论中已指出，由地球公转运动引起的中纬度大陆冬夏温度变化的幅度，为近 10 亿年以来各种温度周期振幅的最大者。本节将详细综述地球公转对地球系统的各种影响。从物理过程来看，地球公转对于地球系统的影响主要是地球在公转过程中引起全球各纬圈接受太阳辐射量的差异，而导致全球系统一系列的重要变化。也就是说，最终通过热力作用是地球公转影响全球变

化的最重要的物理途径。

3.2.1 太阳辐射周年变化

本书第二章 § 2.2 节已指出,地球是歪斜着围绕太阳公转的。地球在绕太阳公转的周年运动中,地球公转的轨道面(黄道面)与地球自转的赤道面两者存在着一个 $23^{\circ}27'$ 的交角。这个黄赤交角在一年中是不变的,就是说地轴的空间指向在一年内是不变的。由于这个原因(参见图 2.2),导致一年中太阳直射的地理纬度是变化的。在夏至时,太阳直射北纬 $23^{\circ}27'$; 在冬至时,由于地球运行至与夏至相差 180° 的位置,而地轴的空间指向未变,使太阳直射纬度处在南纬 $23^{\circ}27'$; 在春分和秋分时,太阳直射在赤道上空。图 3.21 是太阳在一年中直射纬度的变化。图中以 1988 年各月太阳的赤纬表示。由于天文学中的视赤纬与地理纬度两者相差甚小(参见 § 2.1 中的表 2.1), 以及若干年内同一天的太阳视赤纬也相差甚小(因地球公转相当稳定), 因而图 3.21 中太阳各月的视赤纬可以近似地视为当时太阳直射的地理纬度。

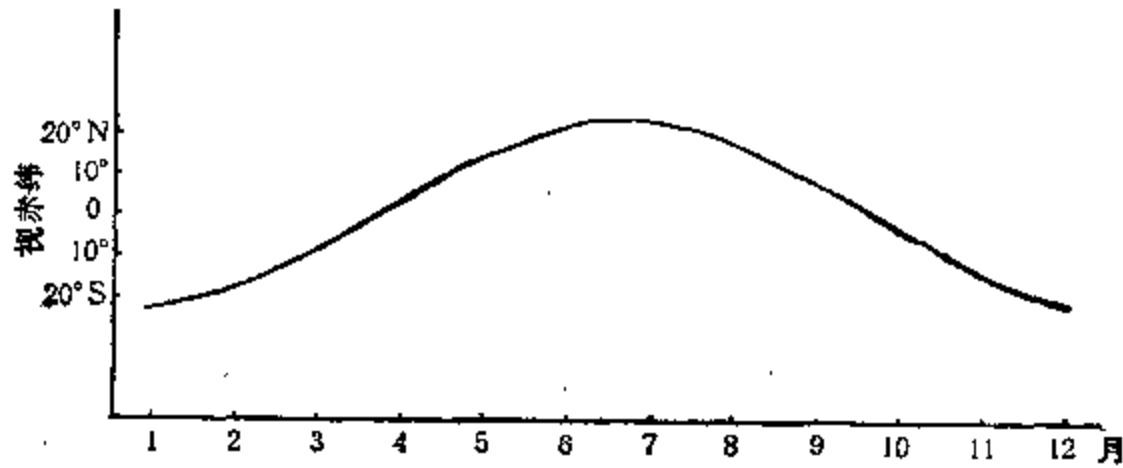


图 3.21 太阳在一年中直射纬度的变化
以太阳 1988 年各月的赤纬变化表示

表 3.1 北半球各纬度正午太阳高度

纬度	春分	夏至	秋分	冬至
90°	0°00'	23°26'	0°00'	
80°	10°00'	33°26'	10°00'	
70°	20°00'	43°26'	20°00'	
66°34'	23°26'	46°55'	23°26'	0°00'
50°	40°00'	63°26'	40°00'	16°34'
40°	50°00'	73°26'	50°00'	26°34'
30°	60°00'	83°26'	60°00'	36°34'
20°	70°00'	86°34'	70°00'	46°34'
10°	80°00'	76°34'	80°00'	56°34'
0°	90°00'	66°34'	90°00'	66°34'

太阳在一年中直射纬度的此种差异,使得地球上各纬圈在一年中各个时期太阳的正午高度相差甚大。表 3.1 是北半球各纬度的正午太阳高度(未做大气折射订正)。由表可见,春分和秋分时,赤道正午太阳高度均为 90° , 两极均为 0° 。在北纬 40° 地区的正午太

阳高度,在春分、秋分时为 50° , 在夏至时为 $73^\circ 26'$, 在冬至时为 $26^\circ 34'$, 冬至和夏至的正午太阳高度相差近 47° 之多。

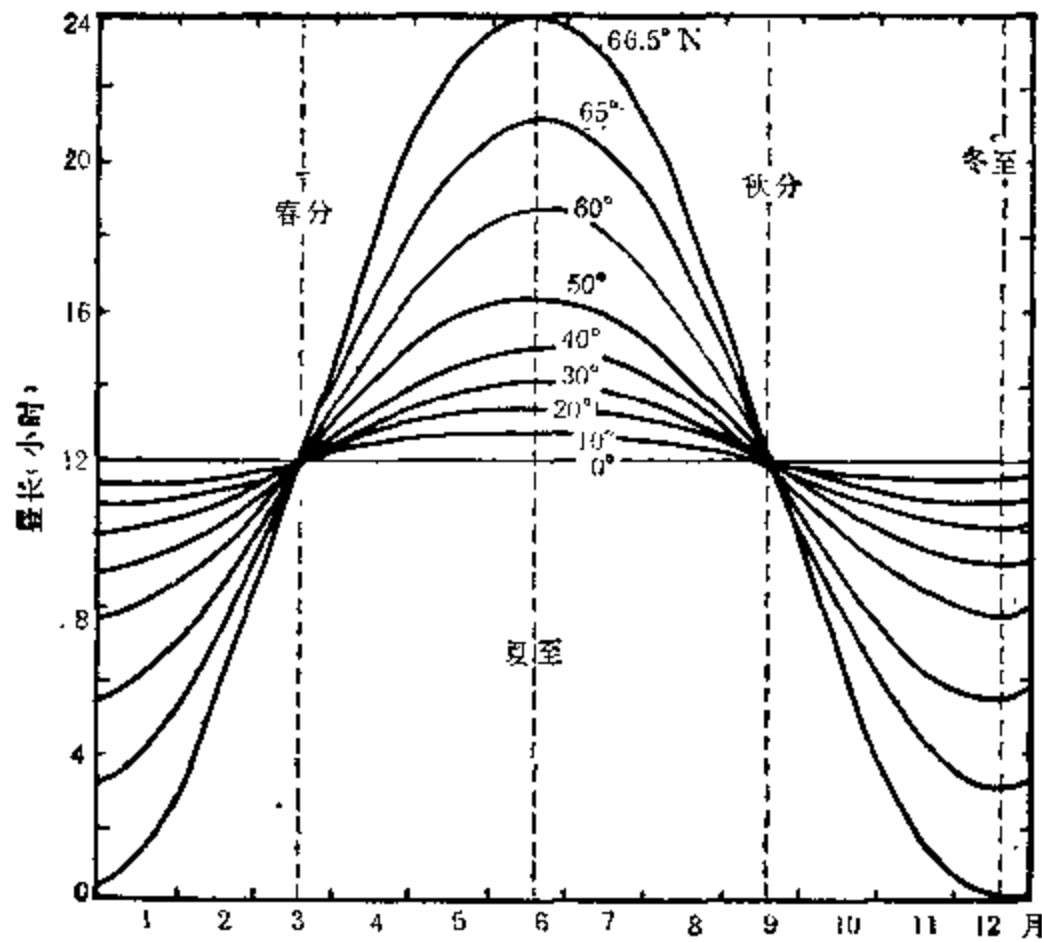
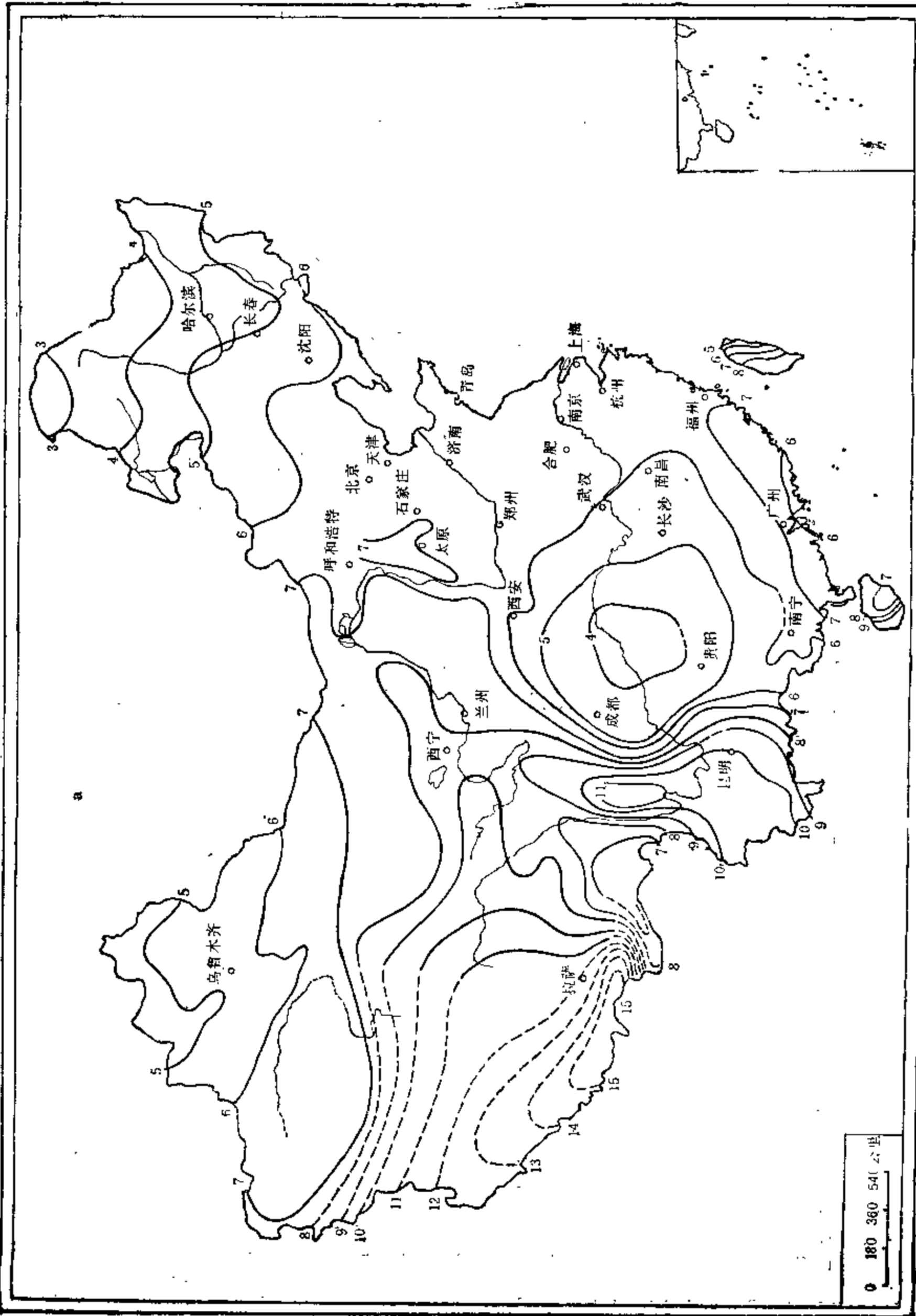


图 3.22 北半球不同纬度上全年白天的长度

表 3.2 各纬圈分至点的太阳辐射量(卡/厘米²)

纬 度	春 分	夏 至	秋 分	冬 至	夏至和冬至之差值
90°N		1 082			1 082
80°	156	1 066	154		1 066
70°	308	1 017	304		1 017
60°	449	984	445	50	934
50°	578	995	571	176	819
40°	689	996	681	319	677
30°	779	980	769	468	512
20°	845	940	836	608	332
10°N	886	878	876	737	141
0°	900	794	889	847	53
10°S	886	690	876	938	248
20°	845	570	836	1 004	434
30°	779	439	769	1 046	607
40°	689	298	681	1 065	767
50°	578	166	571	1 062	896
60°	449	47	445	1 051	1 004
70°	308		304	1 086	1 086
80°	156		154	1 138	1 138
90°S				1 155	1 155

由于太阳在一年中直射纬度和正午太阳高度角的不同, 不仅使同纬圈上在不同月份



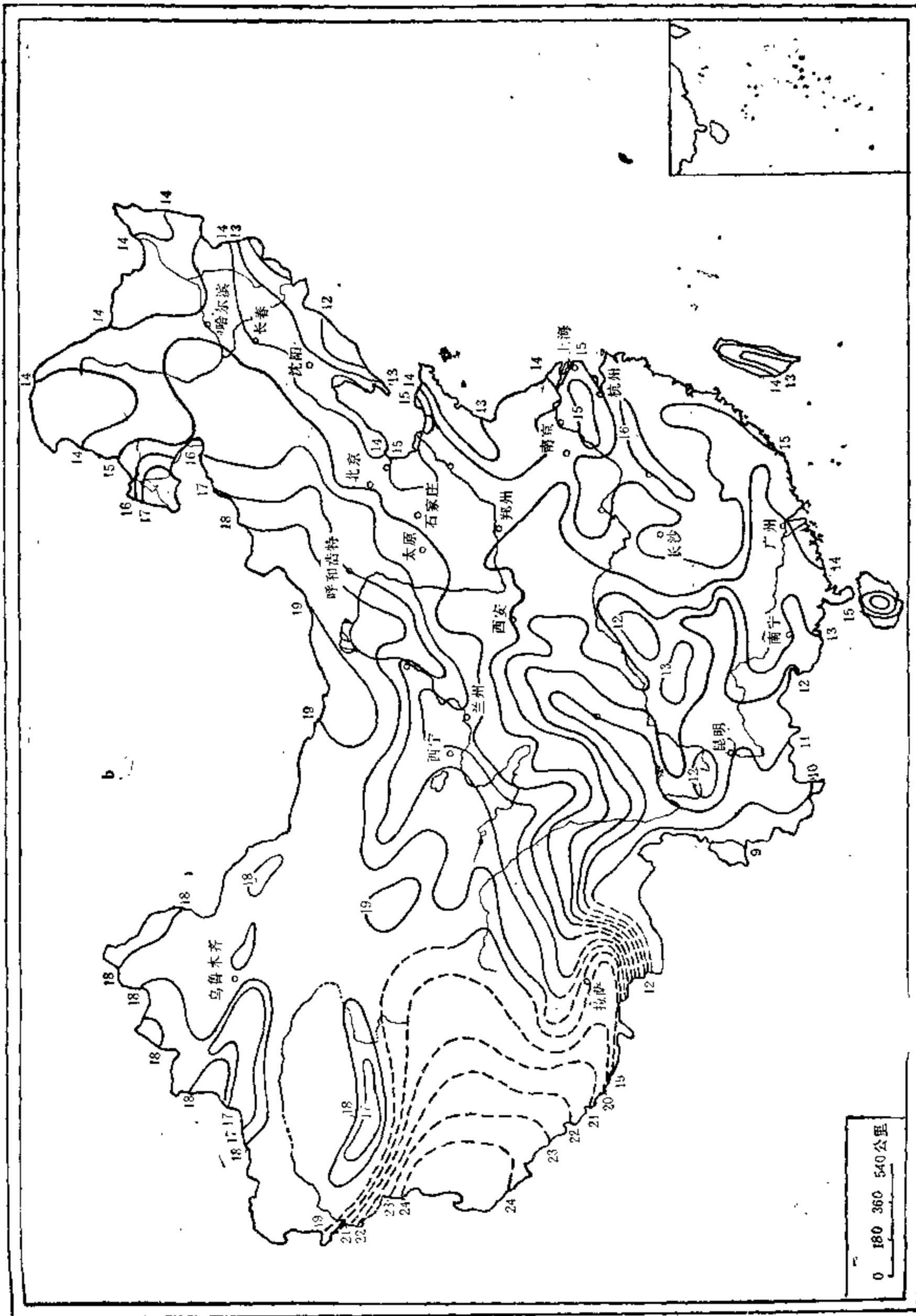


图 3.23 我国 1 月(a)和 7 月(b)太阳总辐射量分布(单位:千卡/厘米²。1 千卡=4 186.8 焦耳)
 (张家诚,林之光,1985)

单位时间的太阳辐射强度有很大差异,而且使地球各纬圈一年中各月的昼长也发生变化。图 3.22 是不同纬度上全年白天的长度变化。由此图和表 2.3 可见,在中高纬度尤其是高纬度地区,各月的昼长差别是相当大的。如在纬度 50° 地区,夏至昼长可达 16 小时多,而在冬至则不到 8 小时。在纬度 30° 地区,夏至的昼长比冬至要长近 4 个小时。

地球公转运动引起一年中太阳正午高度和昼长的差异以及日地距离的差异,均导致了太阳辐射量的差异。在不考虑地球大气和下垫面状况影响的情况下,到达地球各纬圈的天文辐射量的方程为

$$Q_0 = \frac{I_0}{a^2} \int_{t_1}^{t_2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega) dt$$

式中 Q_0 为天文辐射量, I_0 为太阳常数 [$I_0 = 1.95$ 卡/(厘米²·分)], a 为日地距离, φ 为地理纬度, δ 为太阳赤纬, ω 为时角, t_1 和 t_2 为所计算的起止时间。表 3.2 是各纬度各季到达大气上界的日辐射量。由表可见,冬至日和夏至日的辐射量的差值,在北极圈内可达 1 000 卡以上,在南极圈内大多达 1 100 卡以上,在中纬度地区,也可相差 500 卡以上。有关各纬圈冬半年和夏半年的天文辐射量及其差值,参见第一章表 1.2。

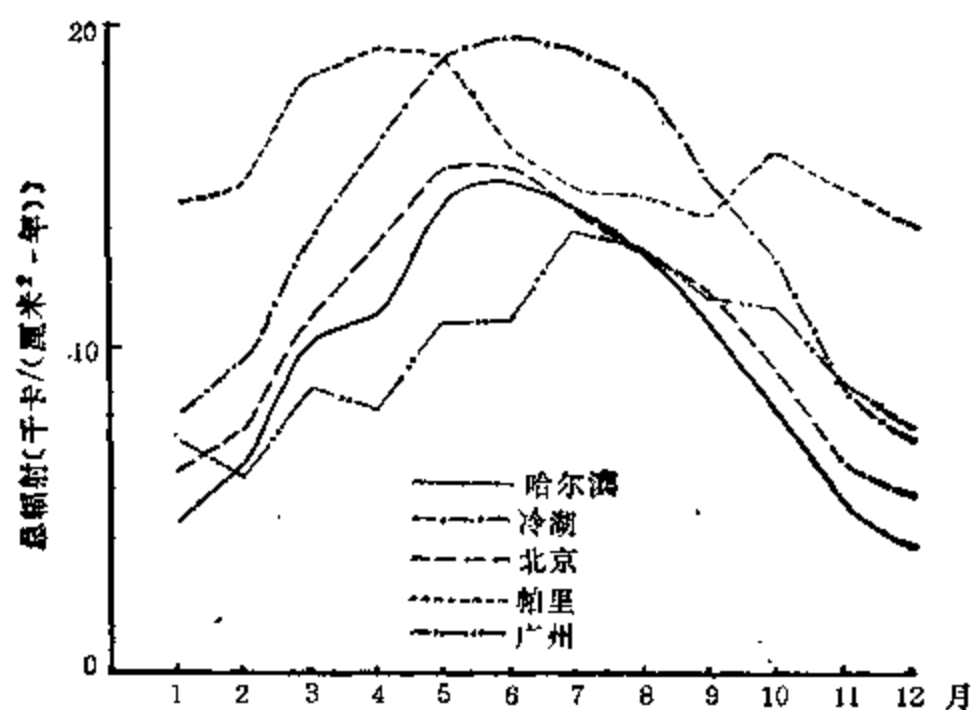


图 3.24 北京、广州等五站各月总辐射的年变化

表 3.3 北京等地月总辐射量的年较差

站名	最大月 (千卡/厘米 ²)	最小月 (千卡/厘米 ²)	两者比值 (千卡/厘米 ²)
北京	15.1	6.1	2.47
长春	14.2	5.0	2.84
济南	15.0	6.0	2.50
上海	13.2	5.3	2.49
乌鲁木齐	16.5	3.7	4.46
格尔木	19.1	7.7	2.48
昌都	16.2	9.5	1.70
拉萨	20.9	11.1	1.88

表 3.2 和表 1.2 的数值,是到达大气上界的太阳辐射量。实际上,由于大气分子的散射和水汽、尘埃的吸收及散射作用,太阳辐射在通过大气时要受到损失。太阳辐射通过大气后到达地面的总辐射,是由太阳直接辐射和天空散射两部分组成的。图 3.23 是我国 1 月和 7 月太阳总辐射量的分布。图 3.24 是北京、广州、哈尔滨、冷湖、帕里五站各月太阳总辐射的年变化。表 3.3 是北京、上海等 8 站各月总辐射的年较差及其比值。由表中可见,最大月的总辐射量与最小月的比值,在乌鲁木齐为最大,可达 4.46 倍,在北京等地也可达 2.5 倍左右。

地球公转对全球系统的影响,主要是通过太阳总辐射量的季节变化而起作用的。

3.2.2 气候带和气候季节的形成

气候带的划分有多种方法,所考虑的因子也有许多种,如温度、热状况、降水、纬度因子等。但是归根到底,基本气候带的区别最重要的是由一年中各季太阳辐射状况所决定的。最简单的气候带如图 3.25 所示。全球可以划分为热带,南、北温带,南、北寒带。在南、北回归线之间,即一年中太阳直射纬度的最南和最北($\pm 23^{\circ}27'$)之间为热带,年辐射量达 30×10^4 卡/厘米²以上,是全球辐射最多地区;在南、北极圈内($> \pm 66^{\circ}33'$)为南、北寒带,年天文辐射量 $< 17 \times 10^4$ 卡/厘米²,是全球辐射最少的地区;其余地区在南、北回归线和南、北极圈之内,为南、北温带,年天文辐射量在 $17 \times 10^4 - 30 \times 10^4$ 卡/厘米²之间。

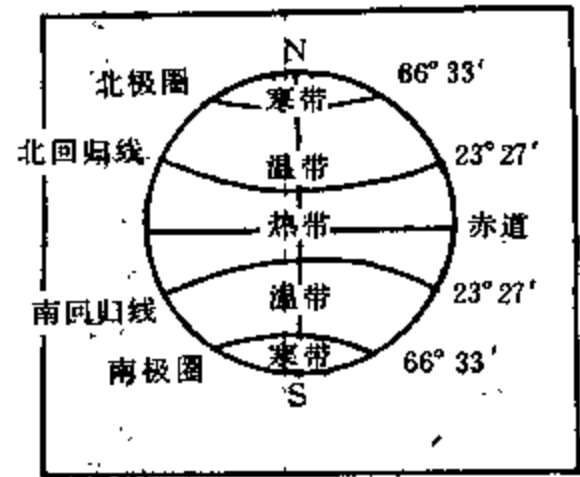


图 3.25 全球基本气候带的划分

一年中四季的变化如上所述,本质上是地球公转运动造成的。四季的划分,在欧美等国是以春分、夏至、秋分、冬至分别作为四季的开始。我国古代以立春、立夏、立秋、立冬分别作为四季的开始,而两分、两至分别处在各季的中间。现代气象学上,为了与气温的冷暖差别比较一致,以及按月统计的方便,通常以阳历 3—5 月为春季,6—8 月为夏季,9—11 月为秋季,12—2 月为冬季。一年中四季的差别主要发生在温带地区。在极圈之内,由于极夜和极昼各占半年,故一年中只有两季之分。在热带地区,由于一年中温度变化不大,故四季差别相应较小。但旱季和雨季的差别十分明显。

我国古代创立的二十四节气,进一步区别了一年气候和物候的定常变化,在历代农业生产中发挥了重要作用。二十四节气是根据太阳的周年视运动划分的。每年从春分开始,将太阳的黄经每隔 15° 定为一个节气,并指出了每个节气的物候和气候现象(中原地区)。由于春分点是太阳从天赤道以南向北通过天赤道的点,即太阳赤纬为 0° 之时,又是黄经的起算之点,故每个节气的太阳赤纬在若干年内也是相对不变的。表 3.4 列出了二十四节气的名称、日期、太阳黄经和相应的太阳赤纬。表中所列二十四节气的太阳黄经和黄纬的变化,是从地球看的视位置,实质上它是地球绕太阳周年运动的反映。这就是说,二十四节气的划分,本质上是地球公转这一定常运动在气候和相应物候上的反映。

表 3.4 二十四节气表

季 节	节 气	日 期	太阳黄经	太阳赤纬 ¹⁾
春 季	立春	2月3—5日	315°	-16°19'
	雨水	2月18—20日	330°	-11°32'
	惊蛰	3月5—7日	345°	-5°57'
	春分	3月20—22日	0°	0°0'
	清明	4月4—6日	15°	5°57'
	谷雨	4月19—21日	30°	11°32'
夏 季	立夏	5月5—7日	45°	16°19'
	小满	5月20—22日	60°	20°16'
	芒种	6月5—7日	75°	22°44'
	夏至	6月21—22日	90°	23°26'
	小暑	7月7—8日	105°	22°44'
	大暑	7月22—24日	120°	20°16'
秋 季	立秋	8月7—9日	135°	16°19'
	处暑	8月23—24日	150°	11°32'
	白露	9月7—9日	165°	5°57'
	秋分	9月22—24日	180°	0°0'
	寒露	10月8—9日	195°	-5°57'
	霜降	10月23—24日	210°	-11°32'
冬 季	立冬	11月7—8日	225°	-16°19'
	小雪	11月22—23日	240°	-20°16'
	大雪	12月6—8日	255°	-22°44'
	冬至	12月21—23日	270°	-23°26'
	小寒	1月5—7日	285°	-22°44'
	大寒	1月20—21日	330°	-20°16'

1) 负值为南纬。

3.2.3 大气圈周年变化

由于地球公转引起的各季太阳辐射变化,加上海陆分布、地理纬度、地形等的影响,这

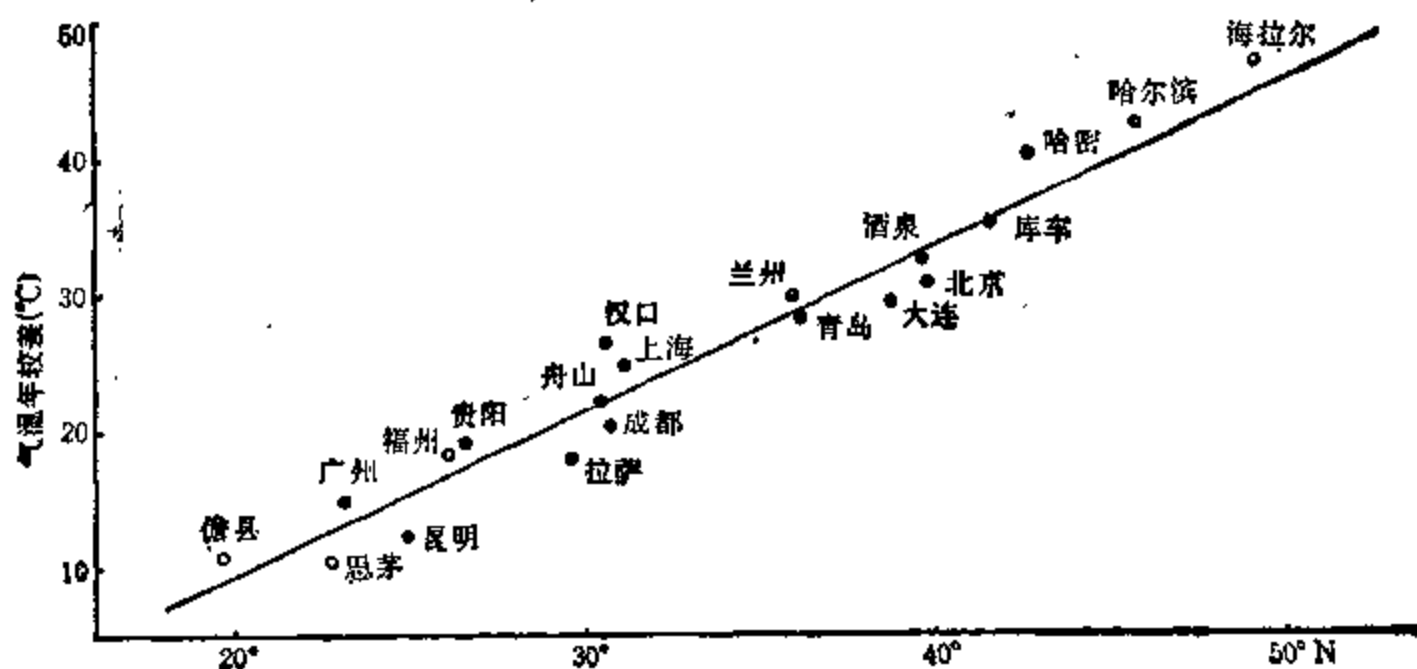


图 3.26 不同纬度气温的年较差

表 3.5 全球各纬度月平均气温的年较差

地点	位置	月平均气温(°C)			地点	位置	月平均气温(°C)		
		最高月	最低月	年较差			最高月	最低月	年较差
北极浮冰	75—90°N	0.0	-33.2	33.2	南极	90°S	-27.0	-60.1	33.1
维尔霍扬斯克	67°33'N 133°23'E	14.6	-48.5	63.1	姆克摩多	77°51'S 166°37'E	-3.8	-26.9	23.1
哈尔滨	45°41'N 126°37'E	22.7	-19.7	42.4	摩内	66°33'S 93°01'E	-1.9	-18.0	16.1
北京	39°48'N 116°28'E	26.0	-4.7	30.7	阿得雷德	34°56'S 138°35'E	23.2	11.1	12.1
上海	31°07'N 121°23'E	27.9	3.3	24.6	汤斯维尔	19°16'S 146°46'E	27.4	19.2	8.2
广州	23°05'N 113°19'E	28.3	-13.4	14.9	达尔文	12°28'S 130°51'E	29.9	25.2	4.7
马尼拉	14°34'N 121°E	28.5	24.7	3.8	雅加达	6°11'S 106°50'E	27.3	26.2	1.1

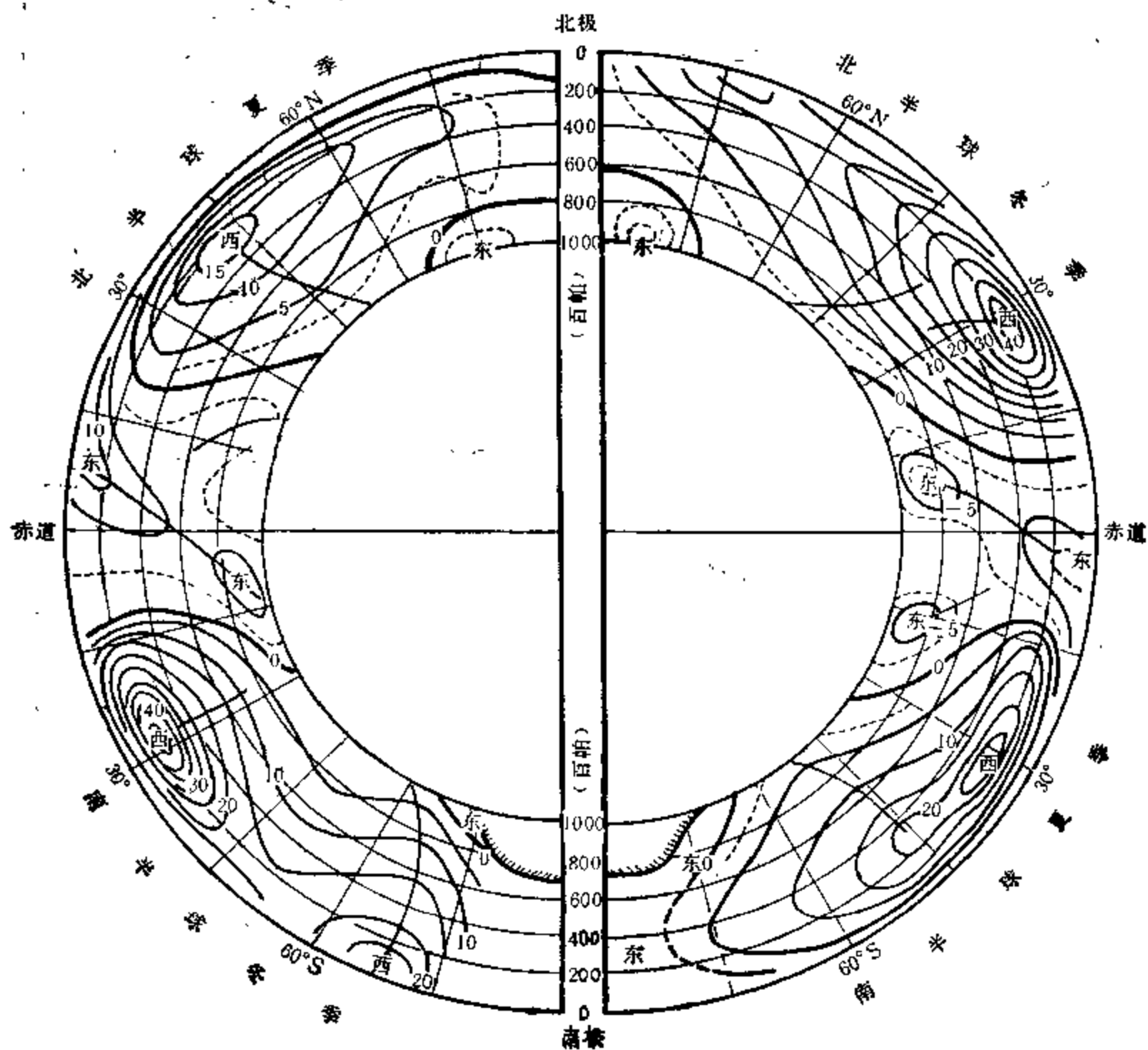


图 3.27 冬、夏半球大气层平均纬向风速(单位: 米/秒, 负值为东风)
(Mintz, 1954)

就导致了大气运动一系列参数的显著的季节变化。由图 3.26 可见, 不同纬度的月平均气温都存在年变化。随着纬度的增加, 气温的年变化愈大。表 3.5 是各纬度上月平均气温的年较差。由表中可见, 在北半球中高纬度, 气温的年较差(月平均气温的最高月和最低月之差)可达 20°C 以上, 最大的年较差达 60°C 左右; 在南半球中高纬度, 气温的年较差比北半球要弱, 这与南半球大陆面积远小于海洋面积有关; 在赤道地区, 气温的年较差较弱。

整层大气的平均纬向风速存在明显的季节差异。图 3.27 是冬、夏半球大气层的平均纬向风速。由图可见, 高空西风中心不仅在经向位置上有季节差异, 而且中心强度在北半球冬季比夏季要大 25 米/秒, 在南半球冬季比夏季也大 20 米/秒。在经圈方向上, 大气环流的季节差异更为显著, 如图 3.28 所示。北半球平均经向环流, 在冬季为两圈环流, 在夏季为三圈环流; 而且中心位置夏季比冬季也明显南移。冬季风和夏季风的形成, 本质上也是由地球公转引起太阳辐射的冬、夏季节变化和海陆分布、大地形等综合效应所致。

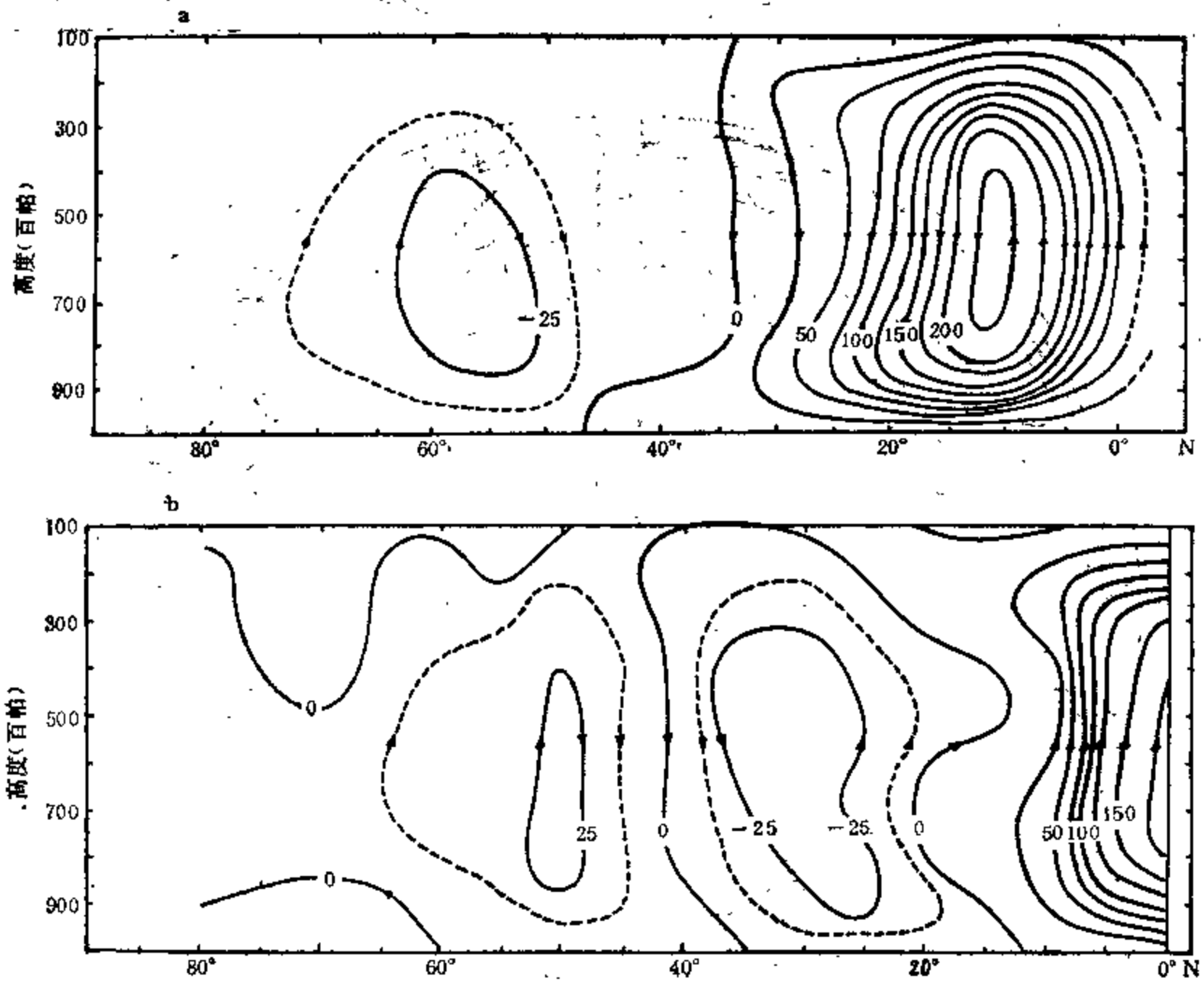


图 3.28 北半球冬季 (a) 和夏季 (b) 的平均经向环流(单位: 10^6 吨/秒)
每个流线通道能沿箭头所指方向输送 25×10^6 吨/秒的质量。(a, Palmén and Vuorela, 1963; b, Vuorela and Tuominen, 1964)

冬、夏季节的差异在海平面气压上也有反映。由图 3.29 可见, 全球各纬圈平均的月平均海平面气压, 冬季和夏季一般可相差 2—10 百帕。

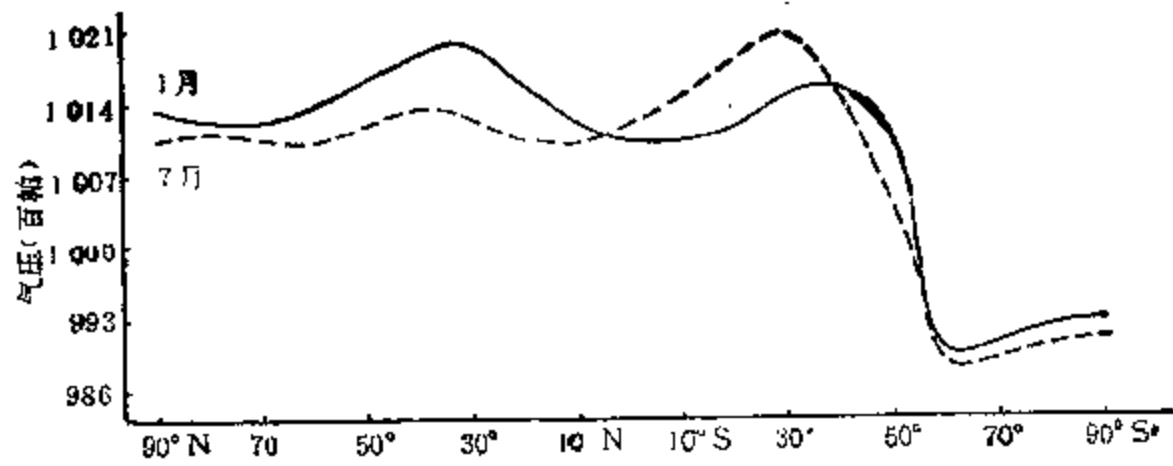


图 3.29 1 月和 7 月全球各纬圈平均的海平面气压

降水的季节差异更为明显。图 3.30 是我国东部地区旬雨量的时空变化。在不同纬度地区都有明显的雨季和干季之分。

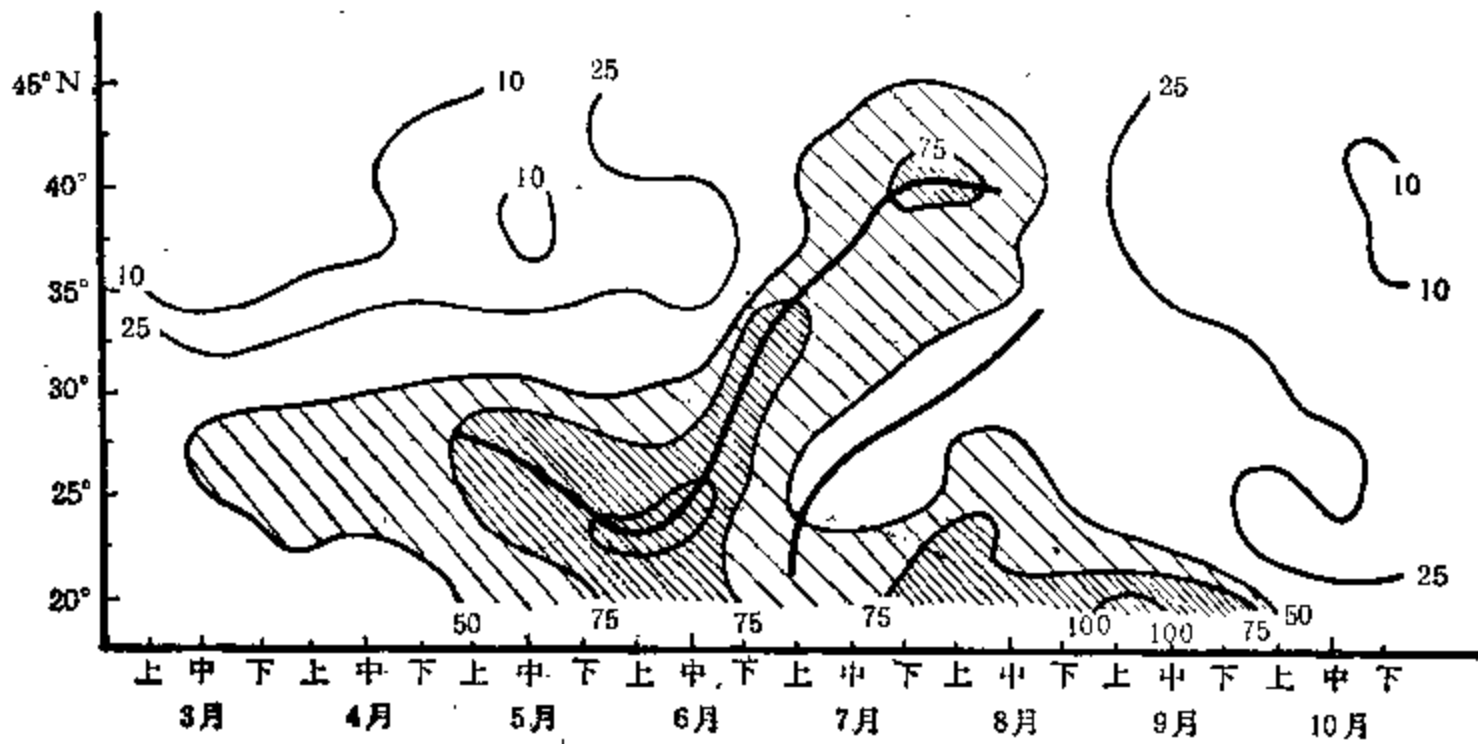


图 3.30 我国东部地区旬雨量的时空变化(单位: 毫米)
(郭其蕴、王继琴, 1981)

3.2.4 水圈周年变化

包括海洋、陆表水和冰雪等的水圈周年变化, 直接或间接地与地球公转效应所致的太阳辐射季节变化有关。图 3.31 是东太平洋赤道每隔 5 个经度海表温度的最高月和

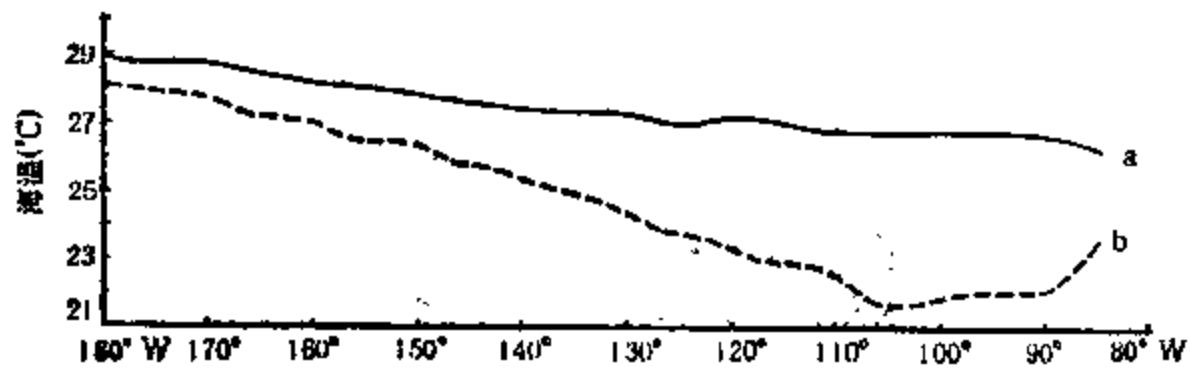


图 3.31 东太平洋赤道海温的年较差
a——最高月海温; b——最低月海温

最低月的月平均值。图中可见，赤道海温的年较差在 105°W 最大，达 5°C ；在中太平洋较小，但也在 0.8°C 以上。图 3.32 是在南纬 10° 上不同经度(西经 180° 和 80°)月平均海温的逐月变化，显示了南太平洋低纬度的海温，历年在 3 月附近为最暖，9 月附近为最冷。有关东太平洋赤道洋流流速的季节变化，由第四章图 4.7 可见为 8 月大于 2 月。表明太平洋赤道地区海温和洋流的季节变化是相一致的。

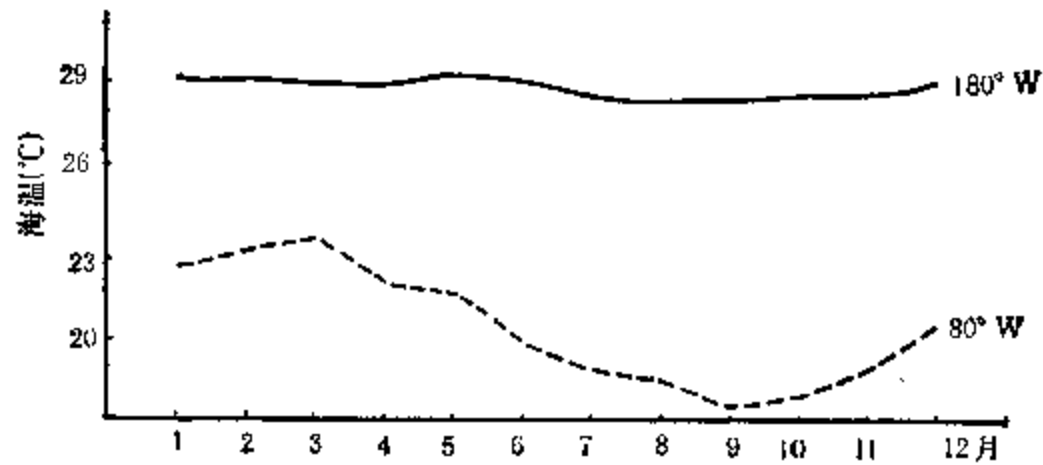


图 3.32 10°S 东太平洋月平均海温的年变化

海冰的季节变化如图 3.33 所示。1973 年南半球冬季海冰的范围比夏季大大扩展；最小的出现在 2 月 10 日，最大的出现在 7 月 16 日。图 3.34 是 1967 年 4 月至 1973 年 8 月北半球雪和海冰总面积的变化。由此可见，全球固态水覆盖面积的季节变化是相当显著的。

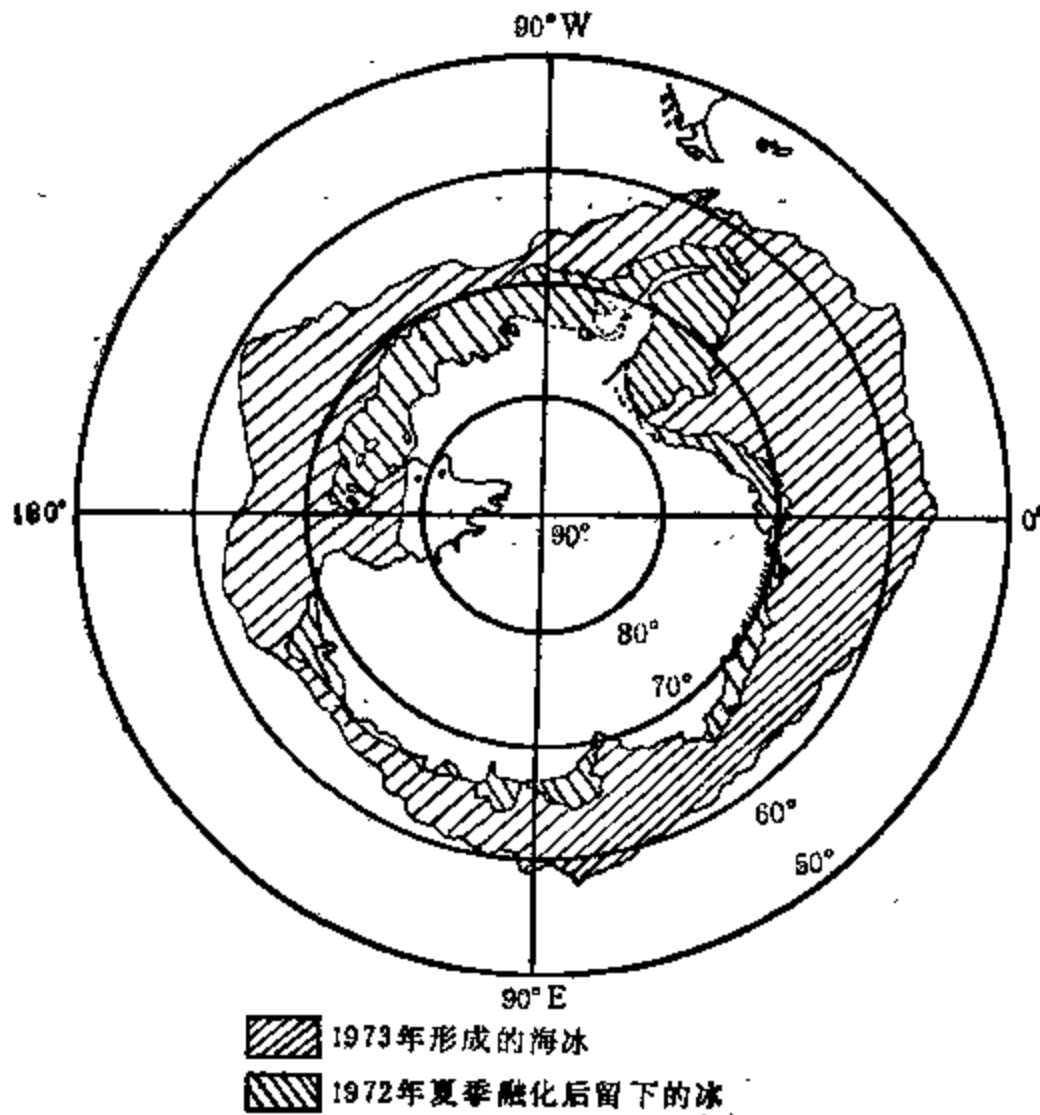


图 3.33 南半球海冰的季节变化 (WMO, 1975)

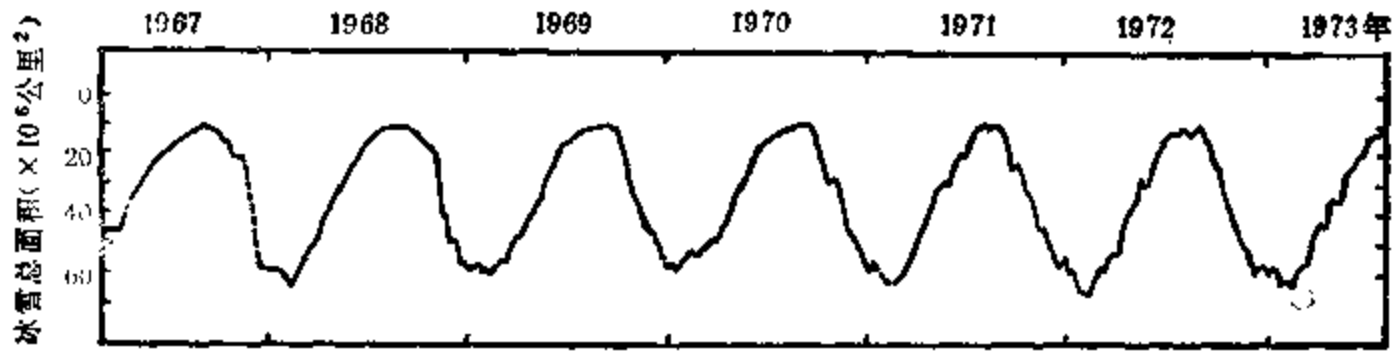


图 3.34 1967 年 4 月—1973 年 8 月北半球雪和海冰总面积的年变化
(Vonder Haar 和 Oort, 1973)

陆地地表水的季节变化,以江河流量为例,同样是很显著的。图 3.35 是我国长江、黄河流量的多年平均的逐月变化。

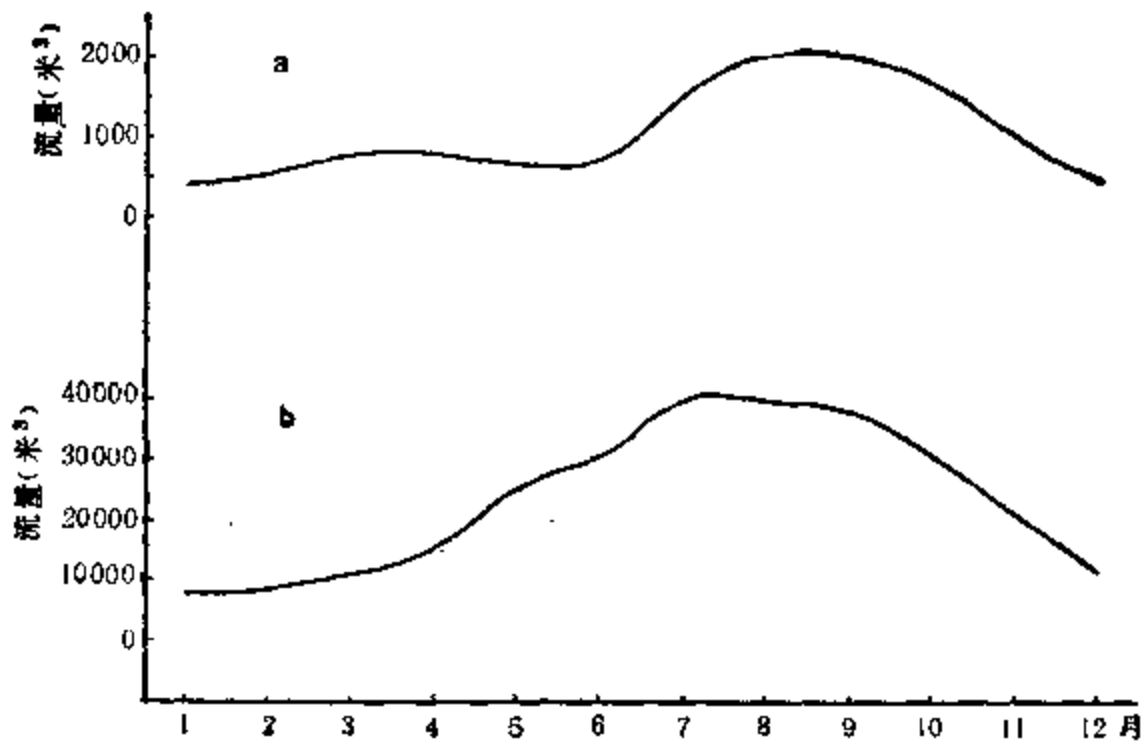


图 3.35 长江和黄河流量的季节变化
a——黄河(龙门)多年月平均流量; b——长江(汉口)多年月平均流量

3.2.5 其它圈层的周年变化

全球不同纬度地区 7 级以上大地震的发生频率具有明显的季节变化。图 3.36 是李明光(1982)给出的南、北半球的极区和中纬度地区 $M_s \geq 7$ 级地震的逐月频数变化。图中显示了北半球中纬度地区和北极地区地震活动的季节变化是一致的,南半球中纬度地区和南极地区地震活动的季节变化,在趋势上大体也相一致。而南半球与北半球地震活动的季节变化则是相反的。此种不同纬度地区季节变化的相关性具有全球性的意义。它可能与地球的公转运动及其引起的地球物理效应的季节变化有关。

地球公转引起的温度、光照、水分、土壤等状况的季节变化,在生物圈的反映是很敏感的。农作物的生长、发育、成熟在很大程度上受到气候季节的制约。二十四节气时令的交替,至今对我国农事活动仍有重要的指导意义。生物群落的分布,首先取决于对气候及其季节变化的适应能力。生态景观的变化、动物的生活习性(如冬眠等)、人类活动,以及一

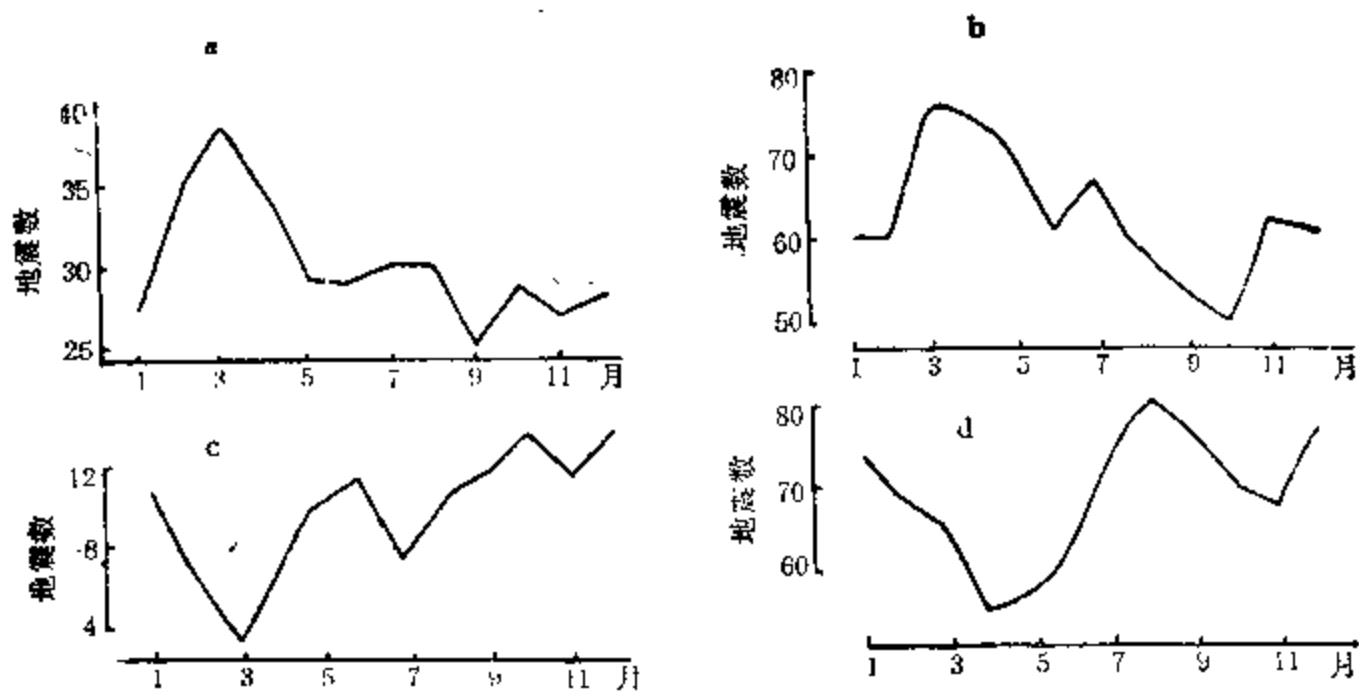


图 3.36 全球不同纬度地区 $M_s \geq 7$ 级地震的逐月分布

a——北极地区 ($\geq 50^\circ\text{N}$); b——北半球 $13^\circ-33^\circ\text{N}$; c——南极地区 ($\geq 50^\circ\text{S}$); d——南半球 $13^\circ-33^\circ\text{S}$

些工业污染物的排放都有明显的季节变化。这方面的大量事实早已为人们所熟知，在此不再详述。

此外，地球自转的季节变化实际上也与地球公转有间接的关系。我们将在第四章 § 4.1 中谈到，地球自转的春慢夏快的季节变化，起因于全球大气角动量春强夏弱的季节差异；而大气角动量的这种变化，又与北半球接受太阳辐射的周年变化以及南、北半球海陆分布的差异有关；这样追溯到最后，北半球太阳辐射的周年变化又与地球公转有关。

第四章 地球自转变化与地球系统异常

我们在上一章中未考虑地球自转的变化。然而，事实上地球自转速度和地极都具有各种不同尺度的变化(见本书第二章 § 2.5 和 § 2.6)。它们的变化与地球大气、海洋等运动状态的改变有着密切的联系。

地球自转理论认为，地球自转速度变化的主要原因在于大气角动量的改变(周年项)以及地核运动(10 年以上周期)、潮汐作用(长期减慢、周月和半月项)、海平面变化等的影响。地极移动的主要原因分别为固体地球的自由摆动(钱德勒周期)、气团变化(周年项)以及地核运动、海平面变化。这就是说，地球自转变化的原因都来自地球系统的变化而引起。我们认为，地球系统变化对于地球自转的影响是极为重要的；另一方面，地球自转变化对于地球系统的影响(或反馈作用)也是值得探讨的，需要把地球自转和地球系统作为一个整体加以研究。从总体上来说，地球自转和地球系统是一个相互耦合的体系，两者是相互作用的。本章根据现有的研究成果，讨论地球自转变化和地球系统异常的关系问题，并侧重探讨地球自转变化对大气、海洋等的影响。

§ 4.1 大气角动量与自转的季节变化

4.1.1 大气角动量对日长季节变化的影响

地球自转的季节变化与大气角动量改变的关系是迄今研究得最多的。早在本世纪 30

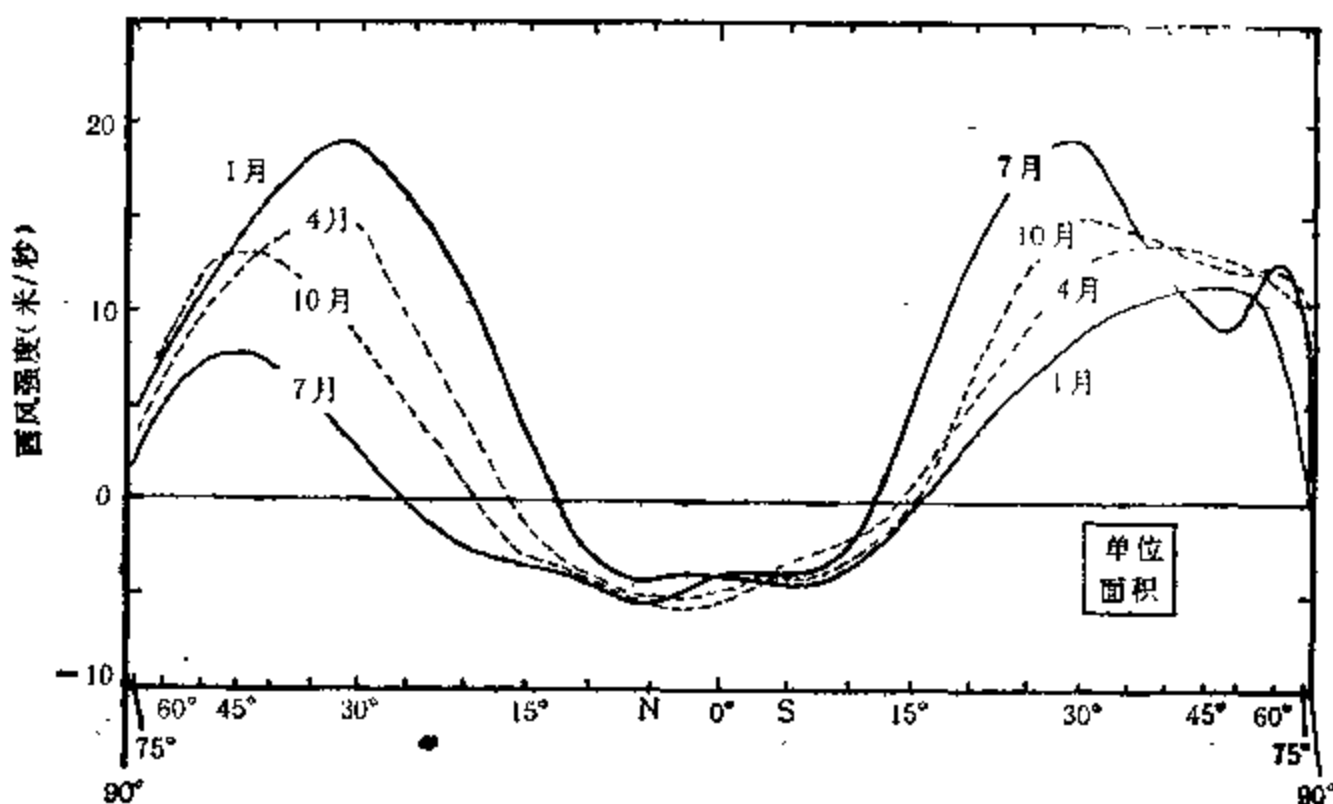


图 4.1 不同季节大气相对纬向西风的强度

单位面积为 10^{22} 克·厘米²/秒，每增加一个单位面积相当于日长增加 0.16 毫秒
(Mintz and Munk, 1954)

表 4.1 不同半球不同季节的大气相对西风角动量(单位: $\times 10^{32}$ 克·厘米²/秒)

纬 度	1 月	4 月	7 月	10 月	季节变化
90°N—20°N	0.5	8.1	3.0	6.6	7.5
90°S—20°S	6.5	9.0	10.5	9.7	4.0
20°N—20°S	-1.0	-2.2	-1.7	-2.8	-1.8
90°N—90°S	16.0	14.9	11.8	13.5	4.2

(Mintz and Munk, 1954)。

表 4.2 日长变化周年项的激发函数 (ψ_3)

	ψ_3 (10^{-8} 弧度)	
BIH ¹⁾ 观测值	$-0.45 \cos \odot^{2)} - 0.36 \sin \odot$	
潮汐	-0.03	-0.00
气团	0.02	0.01
地下水	0.02	0.03
海洋	0.01	0.02
风	-0.31	-0.20
洋流	(量级 0.02)	

1) BIH 为国际时间局缩写。

2) \odot 为从岁首量起的平太阳黄经。

表 4.3 日长变化周年项的激发函数¹⁾

	A	B
0—30 公里风	-0.290	-0.194
30—60 公里风	-0.026	-0.013
大气压	-0.003	0.003
地面水	0.017	0.022
海平面	-0.011	0.064
洋流	(量级 0.02)	
地核响应修正	-0.031	-0.012
潮汐	-0.032	-0.001
总 计	-0.376	-0.131

1) A, B 为激发函数的系数。

年代, Stoyko (1936) 就已发现日长 (Lod) 有季节变化。指出日长在 1 月份比 7 月份要长, 即 1 月的地球自转速度比 7 月来得慢。后来, 随着探空观测的发展, 获得的高空风资料日益增多, 又发现了大气角动量的季节变化。Munk 和 Miller (1950) 计算了大气相对西风角动量 (h_3 , 纬向分量), 首先指出大气相对西风角动量的变化使 1 月份的日长比 7 月份长。Mintz 和 Munk (1954) 对一年中四个季节的大气相对西风强度及其角动量进行了计算, 得到图 4.1 和表 4.1。在图 4.1 中, 北半球冬季(1 月)和南半球冬季(7 月)的相对西风强度是大致接近的, 但是北半球夏季(7 月)比南半球夏季(1 月)的相对西风强度要弱。反映在大气西风角动量上(表 4.1), 北半球夏季比南半球夏季要弱 3.5×10^{32} 克·厘米²/秒, 即减少了一半多。如果扣除低纬度地区 (20°N—20°S) 的东风角动量, 则全球的

相对西风角动量 1 月份比 7 月份要大 4.2×10^{32} 克·厘米²/秒。由此得出结论, 引起日长周年变化的首要因素是风。这就是说, 地球自转速度的季节变化主要是大气角动量向固体地球转移的结果。Munk 和 MacDonald 在《地球自转》(1960) 一书中, 又计算了各项地球物理因子对于地球自转速度周年项的激发函数 (ψ_s), 其中风效应计算到 100 百帕 (见表 4.2)。由表中的激发函数可得到, 风效应在 2 月最大, 达 0.36×10^{-8} 弧度, 已占该月 BIH 观测值 (0.57×10^{-8} 弧度) 的 63%; 潮汐作用的贡献比风效应要小一个量级; 气团、洋流和地下水则对风效应起抵消作用。Lambeck 和 Hopgood (1980) 进一步计算了日长度化周年项的激发函数, 如表 4.3 所列。其中, 潮汐、地核响应修正、海平面变化等作用均比风效应小一个数量级。在风效应中, 主要是 30 公里以下占整个风效应的 90% 以上, 表明平流层底层以下的大气西风角动量是地球自转速度变化的周年项的主要激发源。

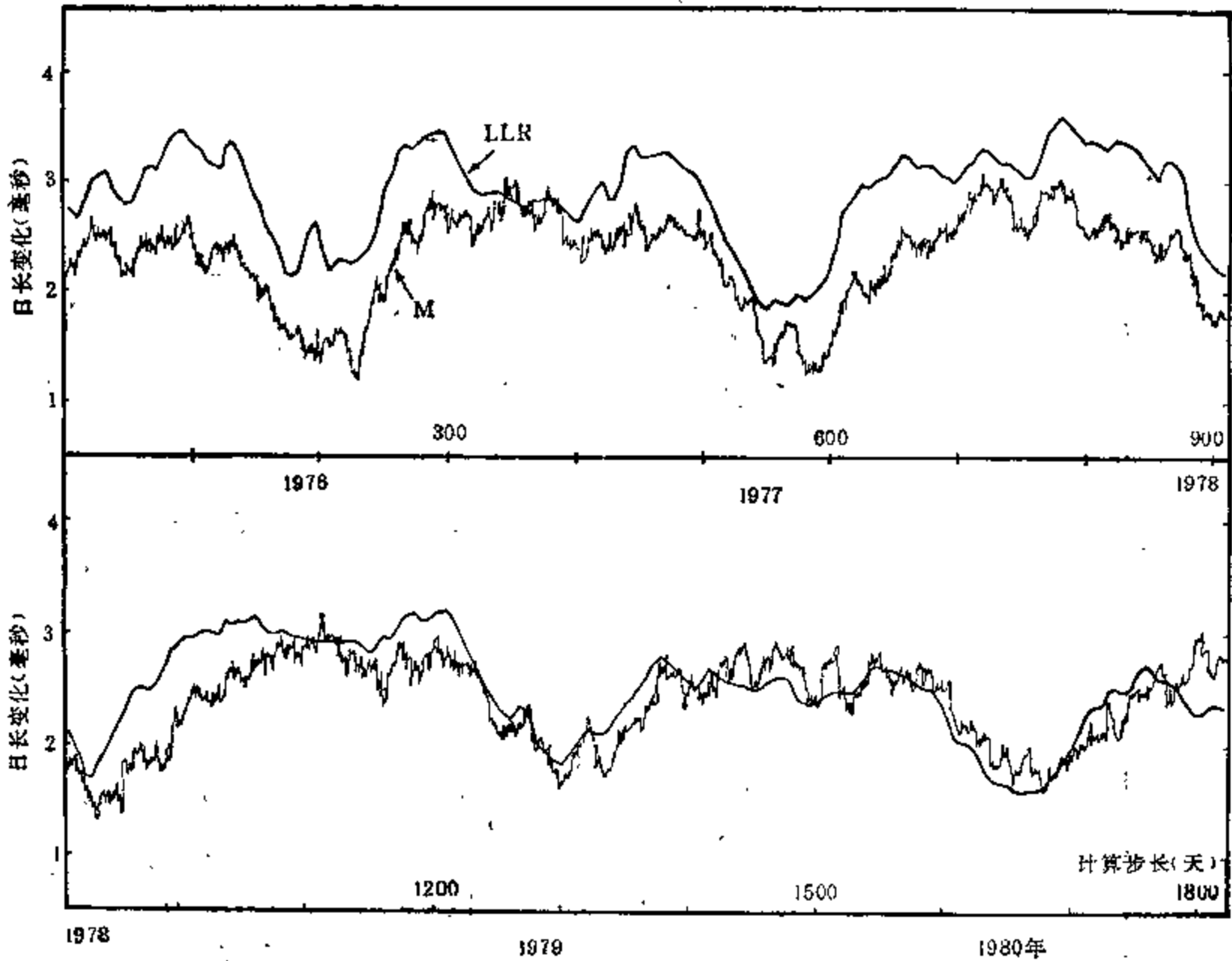


图 4.2 1976—1980 年日长变化与大气相对西风角动量

LLR——由激光测月得到的日长变化; M——大气相对西风角动量(已换算成日长变化)
(Rosen and Salstein, 1983)

我们根据最新资料, 得到日长的月均值变化 $\left(\frac{\Delta \text{Lod}}{\text{Lod}_0}\right)$ 的季节变量平均为 1.27 毫秒, 相当于固体地球角动量有 0.86×10^{33} 克·厘米²/秒的变化。而大气相对西风角动量月均值的季节变化, 平均为 0.73×10^{33} 克·厘米²/秒。后者约占前者的 85%。图 4.2 是

1976—1980年大气相对西风角动量的对照图。图中可见，地球自转速度变化与大气角动量两者的演变是相当一致的。李志安等(1980)得到北半球大气角动量周年项的位相比自转速率变化平均超前7天。总之，地球自转理论已经公认，正是由于全球大气相对西风角动量的季节变化，引起了地球自转速度的周年项变化。

4.1.2 大气角动量变化的原因

既然地球自转速度的季节变化是由于大气角动量改变所致，那末引起大气角动量季节变化的原因是什么？从图4.3中可见，南、北半球1月和7月的平均纬向风速，虽然南半球的纬向风速比较强，但从1月和7月纬向风速的变率来看，北半球的振幅(1月减7月)比南半球的振幅(7月减1月)为大，表明北半球的纬向风速变化是主要的。从图4.4南、北半球的大气相对西风角动量来看，两个半球的大气角动量呈反相关关系。考虑到南、北半球的季节是相反的，南、北半球的大气角动量各自都是其冬半年大于夏半年，这是

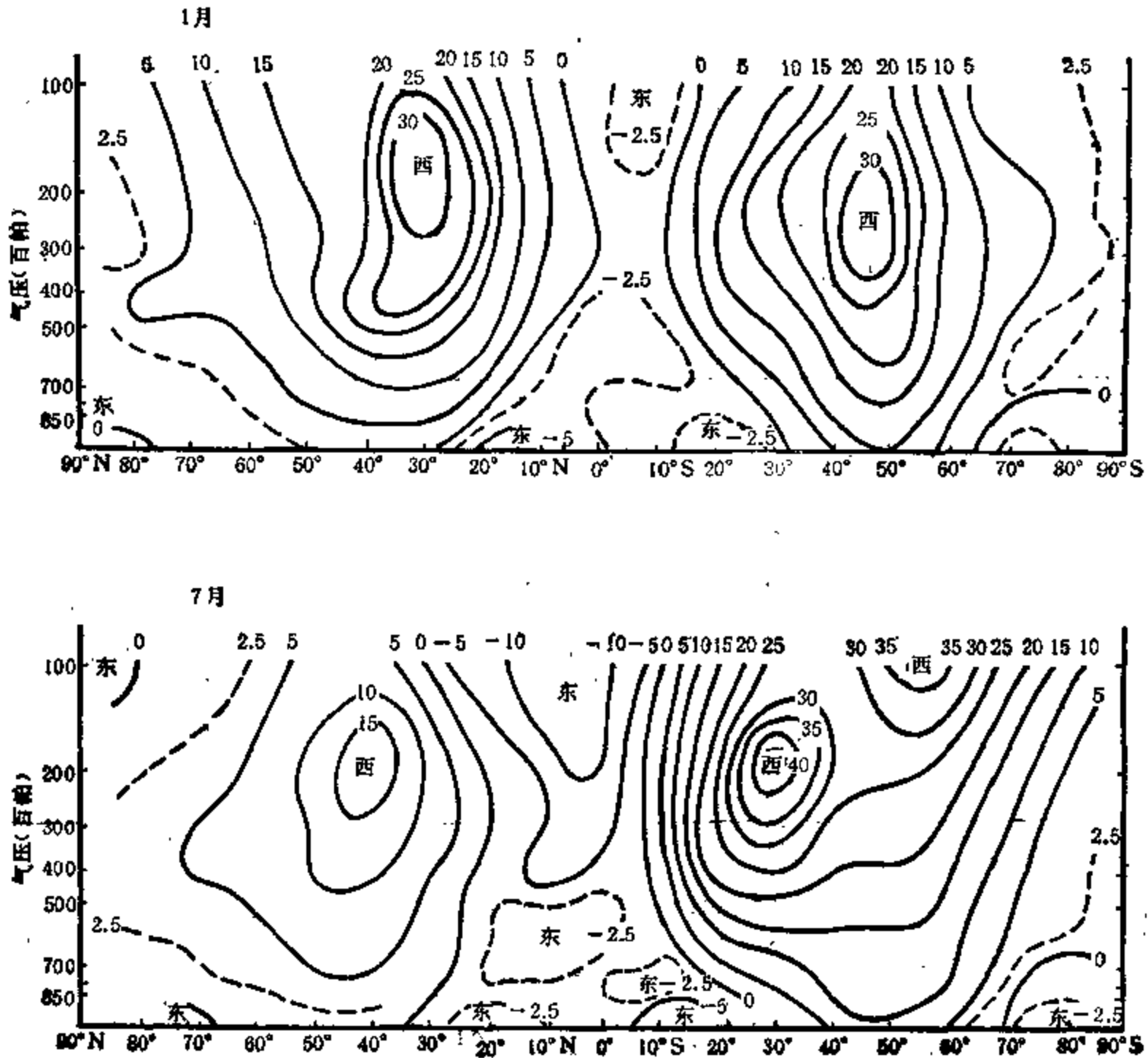


图 4.3 1月和7月平均纬向风速(米/秒)
(彭公炳、陆巍, 1981)

由于不同季节的太阳高度角不同所造成的。在冬半球，太阳辐射的减少使得西风急流移向较低纬度，形成与自转轴之间的力矩加大，导致大气角动量的增加；在夏半球，情况则相反。比较南、北半球大气角动量的变化，图 4.4 中显示出北半球大气角动量的振幅显著地大于南半球大气角动量的振幅，全球大气角动量的周年变化与北半球大气角动量的变化趋势相当一致。这就是说，全球大气角动量的变化主要是由北半球大气角动量的变化决定的。我们认为，南、北半球大气角动量变化的这种差异是由于南、北半球的海陆分布面积

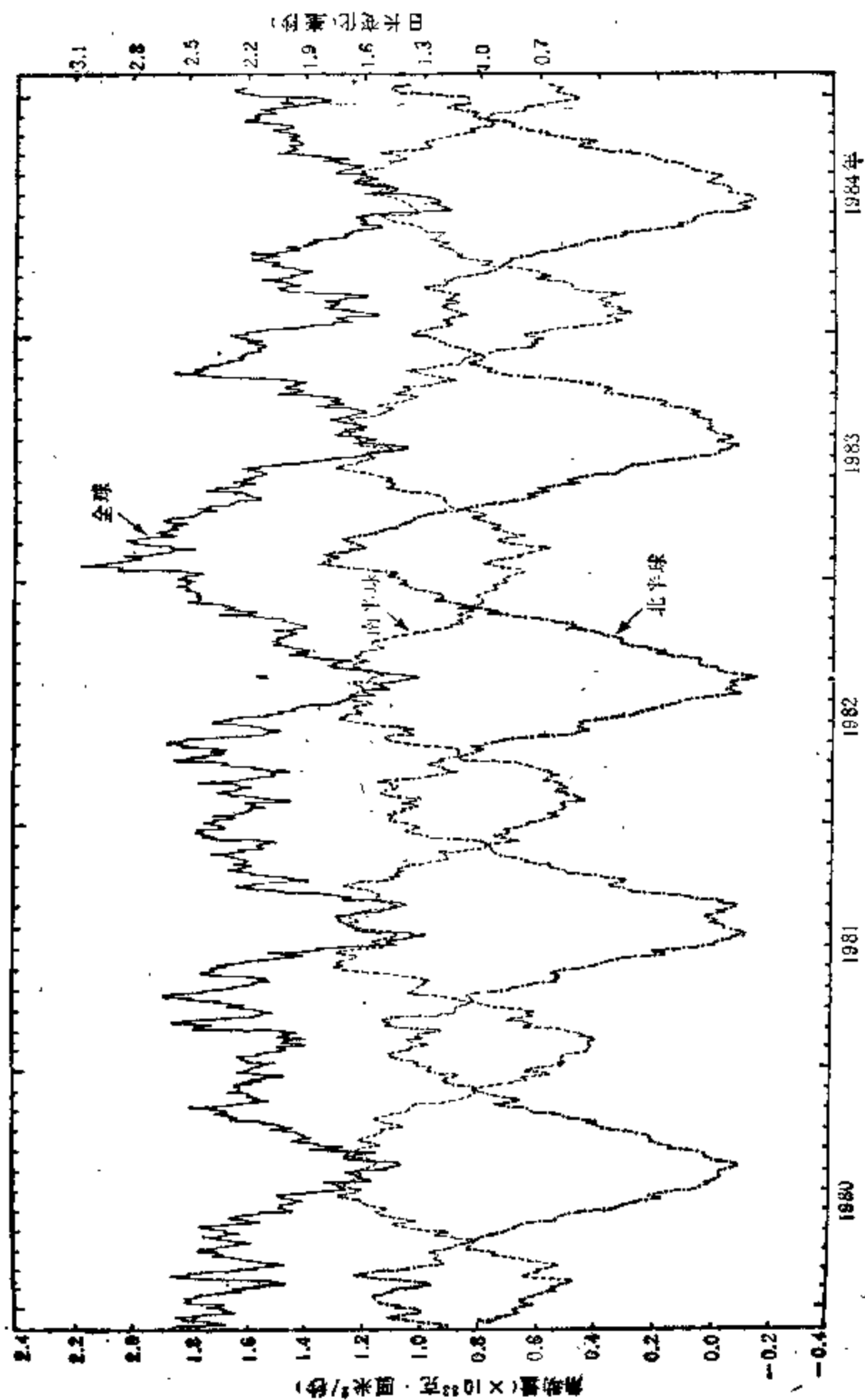


图 4.4 1980—1984 年全球及南、北半球大气纬向风角动量变化

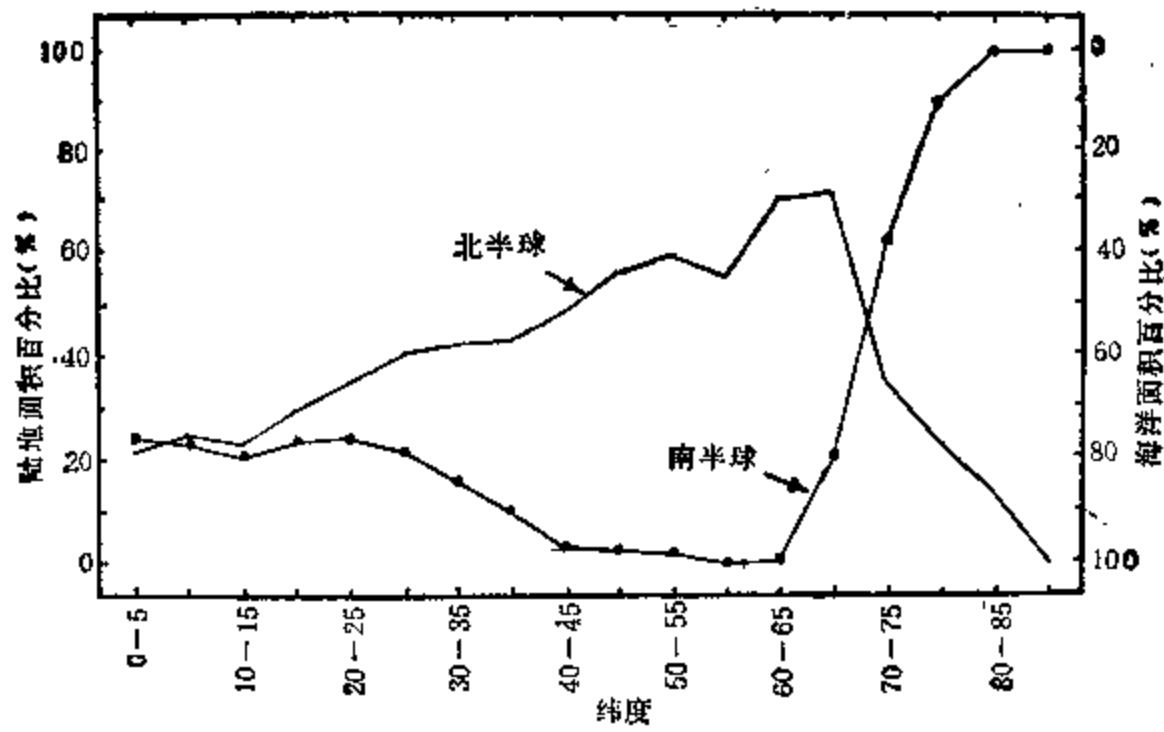


图 4.5 南、北半球每 5 个纬度带中海陆面积的百分比
(Newton, 1972)

的差异而引起。由图 4.5 可见，在广大中纬度(30°—60°)地区，南半球大部分面积被海水覆盖，而北半球有一半以上面积是陆地。由于海洋的热容量大，可以在热季储存较多的太

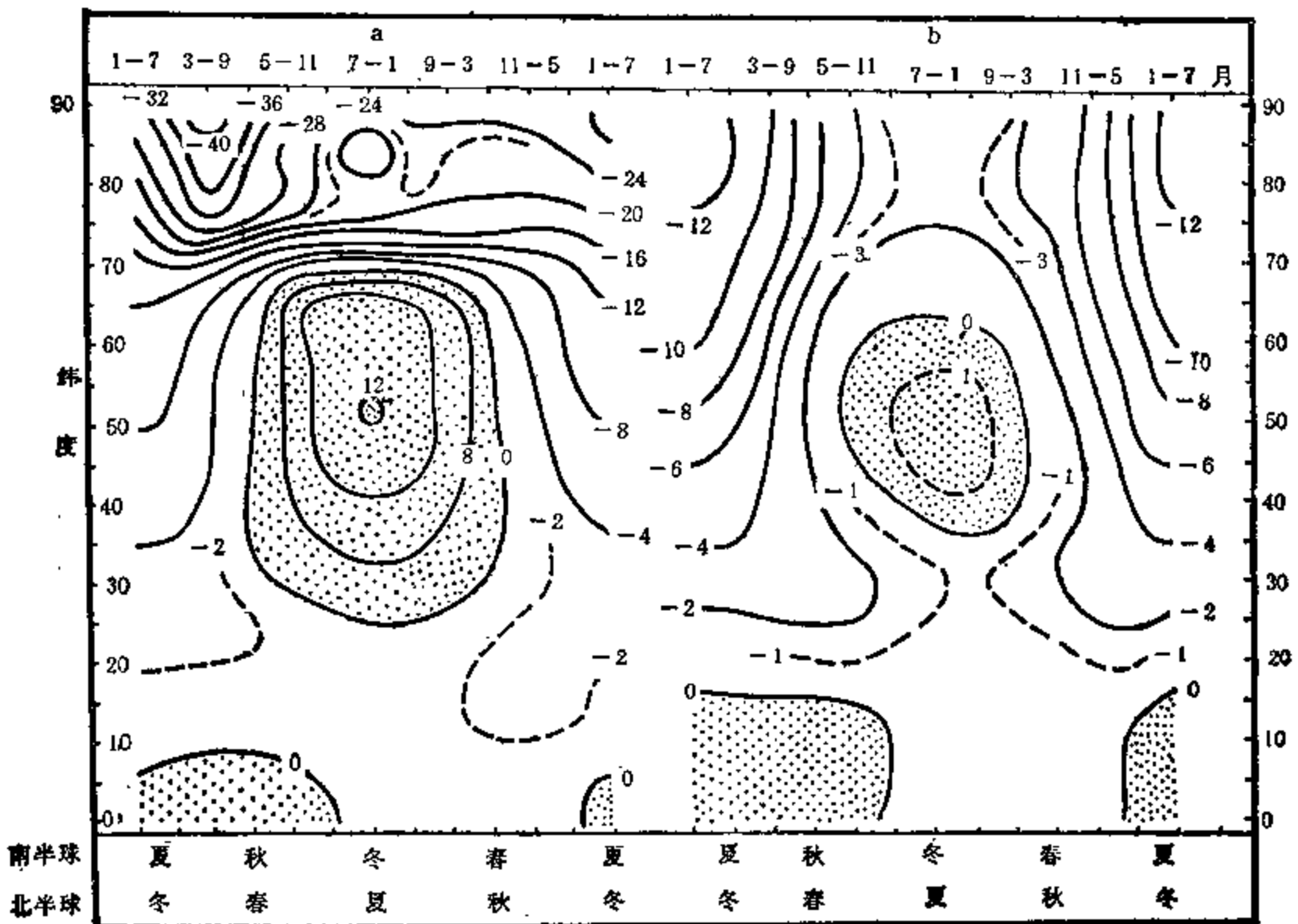


图 4.6 南、北半球相应月份平均温度纬圈平均之差(阴影区为南半球较暖)
a——地面温度差；b——500 百帕温度差
(Newton, 1972)

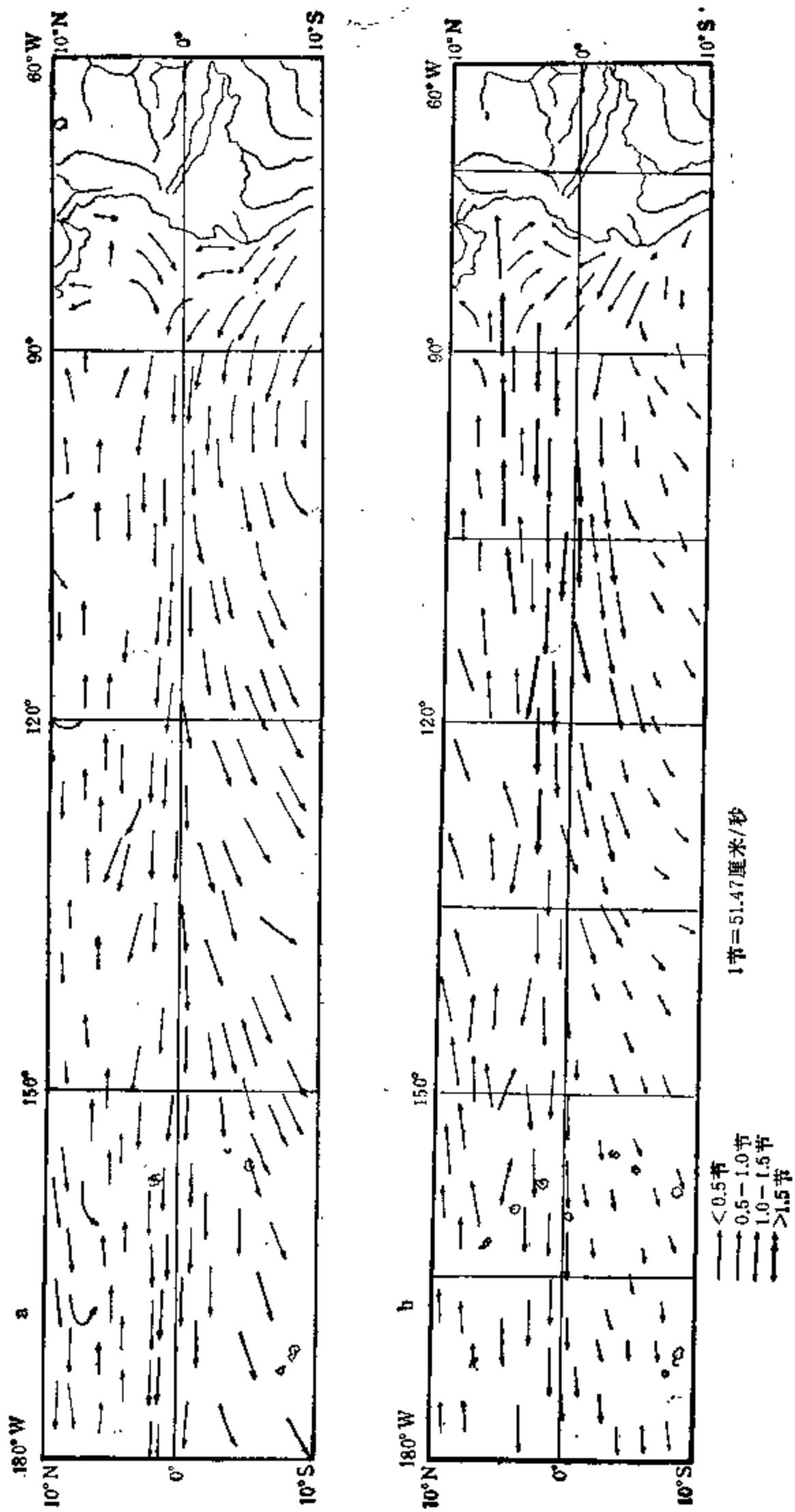


图 4.7 东太平洋赤道洋流 2 月(a)和 8 月(b)的速度分布
此图取自苏联海洋图集的太平洋卷(1974)

阳辐射能,而到冷季释放给大气。陆地的热容量则小,陆面在热季对大气加热较大,在冷季又辐射冷却较大。这样,形成大气温度的季节变化必然是南半球小于北半球。图 4.6 是南、北两半球相应月份平均温度的纬圈平均之差。在两半球的 25° — 70° 纬度地带,南半球冬半年的地面平均气温(图 4.6a)明显高于北半球冬半年,而南半球夏半年的地面平均气温又低于北半球夏半年。这种温度分布状况,在 500 百帕高空(图 4.6b)也有反映。这就是说,南半球冬、夏的温度变率要小于北半球冬、夏的温度变率,从而形成了图 4.3 中南半球冬、夏西风强度的变化要小于北半球冬、夏西风强度的变化,导致了图 4.4 中全球大气角动量的冬大夏小的周年变化。

简要地说,大气影响地球自转季节变化的途径是,由于冬、夏半球接受太阳辐射的差异和南、北半球海陆分布面积的差别,引起北半球冬、夏季节的温度变率大于南半球,使得北半球冬、夏季节的大气西风角动量的变化明显大于南半球,从而导致地球自转冬季慢夏季快的季节变化。

4.1.3 自转季节变化对海洋、大气的反作用

在地球自转、大气、海洋三者季节变化的相互关系中,首要的是大气对地球自转的影响,正如我们在 4.1.1 节中介绍的它是通过全球的大气角动量影响地球自转速度的。在地球自转速度变化之后,对于大气、海洋是否存在反作用?我们在下一节(§ 4.2)讨论地球自转 3—4 年周期时,将论证这种反作用是存在的,认为它主要发生在低纬度地区,它是由于固体地球速率变化时低纬度流体的惯性作用与地表的相对运动所致。地球自转速度季节变化的周年项是否也存在类似的此种反作用,也是可以考虑的。

图 4.7 是 2 月和 8 月东太平洋赤道洋流的速度分布。从图中可以看到,在南、北半球 $\pm 10^{\circ}$ 的低纬度地区,自东而西的赤道洋流在 2 月最大流速为 0.5—1.0 节(~ 51 厘米/秒),而 8 月最大流速达 > 1.5 节(> 77 厘米/秒)。这就是说,8 月赤道洋流的流速要明显大于 2 月。而地球自转速度的周年项变化,正是冬慢夏快。对于赤道洋流流速和地球自转速度这种季节变化的一致性,可以这样认为:当地球自转速度减慢时,赤道固体地表线速度的减慢较其它纬度地区为大,赤道海水的向东的惯性力使得向西流动的赤道洋流减弱;当地球自转加快时,则产生相反作用,使赤道洋流加强。由此可见,东太平洋赤道洋流的冬弱夏强与地球自转速度的冬慢夏快的一致性是有其内在联系的。在海图中还可见,中高纬度的洋流流速的季节变化,不如低纬度赤道洋流流速季节变化来得明显,这与 § 4.2 中分析得到的地球自转速度变化对于海洋、大气的反作用主要发生在低纬度地区的结论是相一致的。图 4.8 是太平洋低纬度海区 2 月和 8 月的平均风场分布(也取自上述苏联海图)。由图中可见,太平洋赤道信风 8 月份平均风速达 5—7 米/秒的海域面积要比 2 月为大。这与地球自转速度冬慢夏快对低纬度地区可能的反作用也是一致的。

图 4.9 是彭公炳等(1983)给出的南、北太平洋和南、北大西洋副热带高压强度和地球的自转速度的季节变化。图中可见,南、北半球这两对副热带高压,它们的中心强度都是在夏季加强冬季减弱。南、北半球副热带高压季节变化的这种同步性,难以用太阳辐射的季节变化加以解释。如果系由太阳辐射的季节变化所致,对北半球夏季大洋副热带高压的加强尚可理解为夏季太阳直射北半球使哈特莱环流加强所致;但此时南半球正值冬季

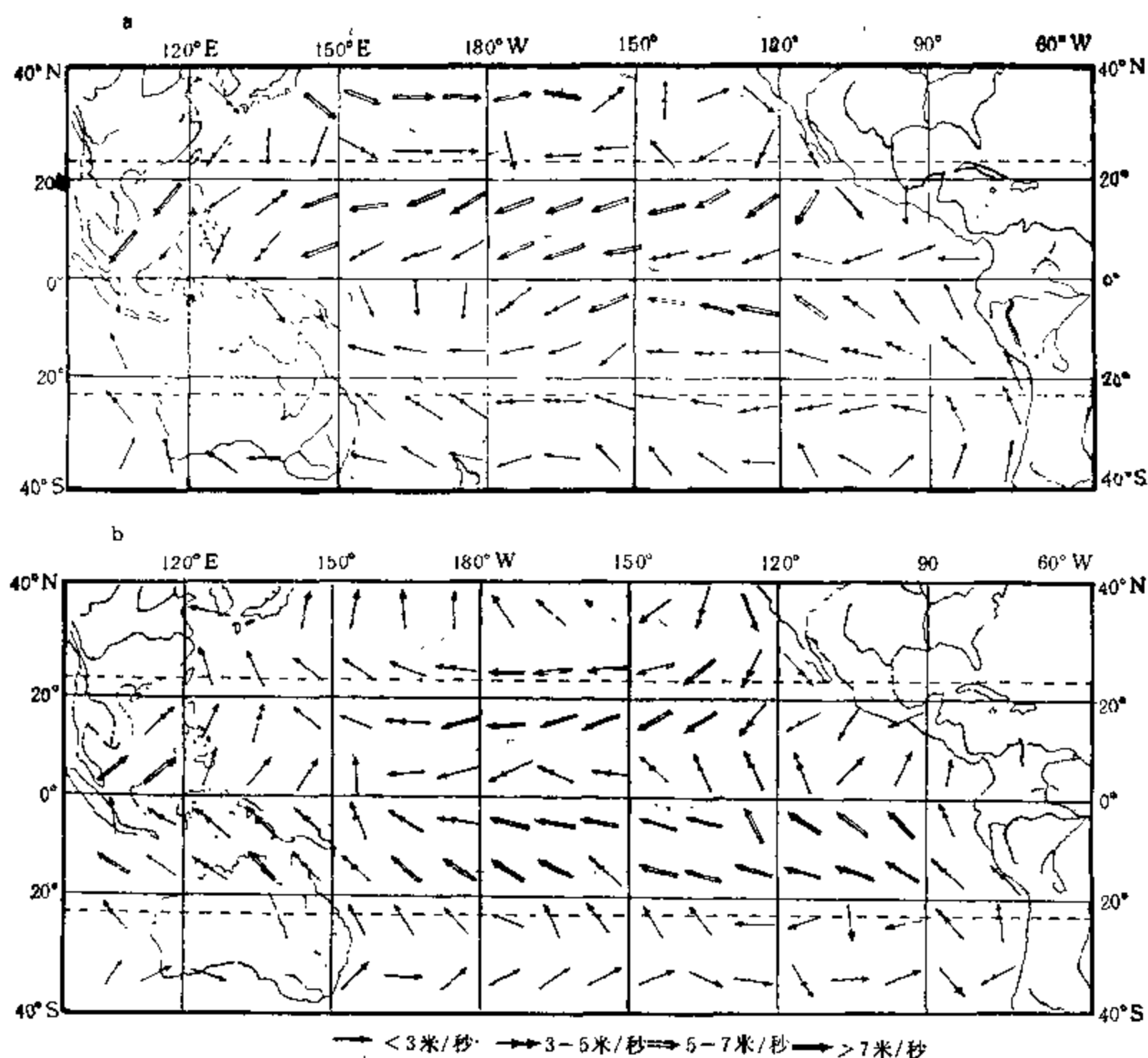


图 4.8 太平洋低纬度海域 2 月 (a) 和 8 月 (b) 的平均风场

太阳斜射,为何南半球大洋副热带高压也同时加强,这就很难理解。彭公炳等认为,此种南、北半球大洋副热带高压强度变化的同时性,与地球自转速度冬慢夏快引起离心力纬向分量位势的纬度效应有关。我们认为,这也可视做地球自转速度的季节变化对低纬度大气的一种反作用。

§ 4.2 地球自转与 ENSO 事件

ENSO 事件是厄尼诺事件 (El Niño) 和南方涛动 (Southern Oscillation) 的总称。它们是热带海洋和热带大气孪生的异常现象,对于全球性的大气环流和许多地区的气候异常以及海洋状况、生态异常等都有重要的影响,也是当前国际上海气相互作用研究的重点。本节讨论地球自转速度的 3—4 年准周期变化与厄尼诺事件及其相联系的一系列地球物理异常现象之间的关系。

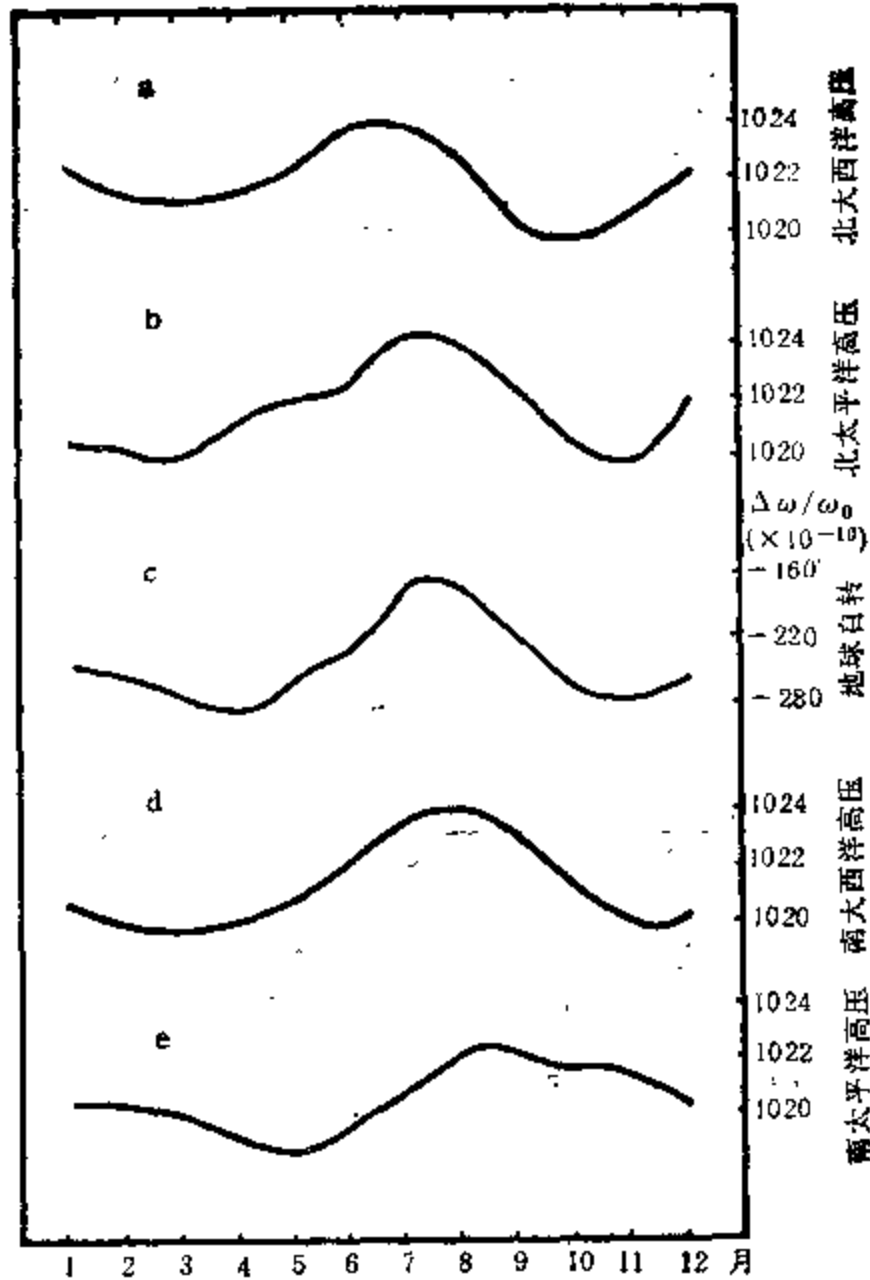


图 4.9 地球自转速度和副热带高压中心强度的季节变化
a, b, d, e 均为海平面气压(百帕)

4.2.1 厄尼诺事件和南方涛动及其成因

厄尼诺为西班牙语 El Niño, 意即“圣婴”。它是指秘鲁、厄瓜多尔沿海在圣诞节前后发生的海水增暖, 通常, 在南美西海岸的海域, 为一广阔的冷水区, 它由涌升流使下层冷水上翻而引起。在厄尼诺年份, 冷水上翻减弱, 海表温度骤然增暖。同时连降暴雨、鱼类大批死亡、海鸟结队迁徙等一系列的异常现象。这种海水增暖大多开始于秘鲁、厄瓜多尔沿海, 然后向西传播至 180° 日界线附近, 使整个东太平洋赤道附近的广大洋面形成一个异常增温区。厄尼诺增温的盛期, 一般出现在年末附近。图 4.10 是 1972 年 11 月厄尼诺盛期的海温距平分布情况。图中, 赤道太平洋海温月距平大于 2°C 的海域跨越了 100 个经度。在少数厄尼诺年, 如 1982—1983 年, 1986—1987 年, 也有首先在中太平洋赤道附近增温, 然后东传至南美西海岸附近的。图 4.11 就是一例。图中显示海温增温的峰值首先出现在中太平洋赤道的 Niño 4 区(1982 年 4—5 月), 然后是 Niño 3 区(1982 年底), 最后是美洲西海岸的 Niño 1—2 区(1983 年年中)。

南方涛动 (SO) 是指南太平洋高压和印度尼西亚—澳大利亚低压之间的“跷跷板”现象。通常, 在南太平洋中, 低纬度之间为一高压(它下面的低纬度洋面为冷水区), 在印

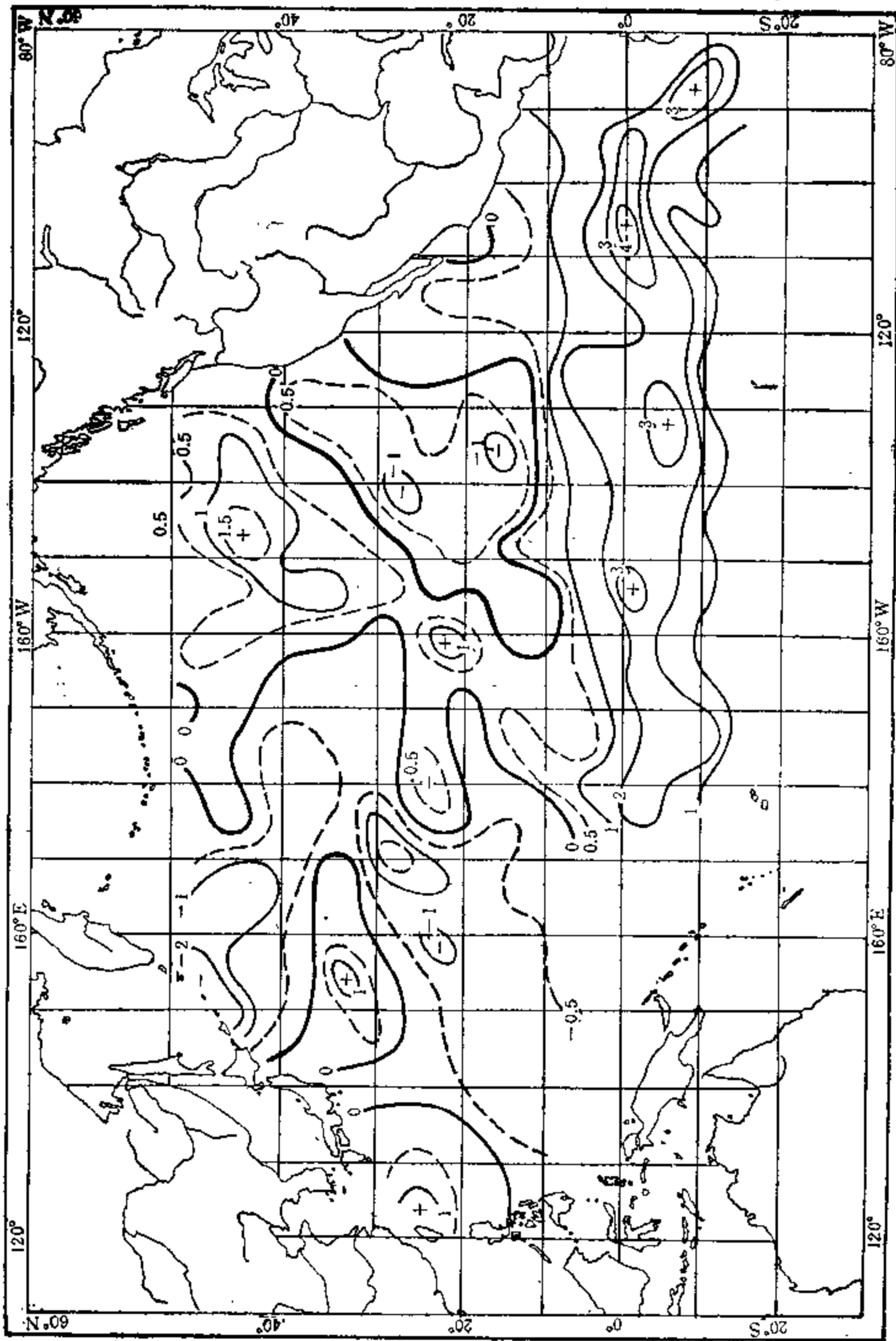


图 4.10 1972 年 11 月赤道和北太平洋海温月距平分布

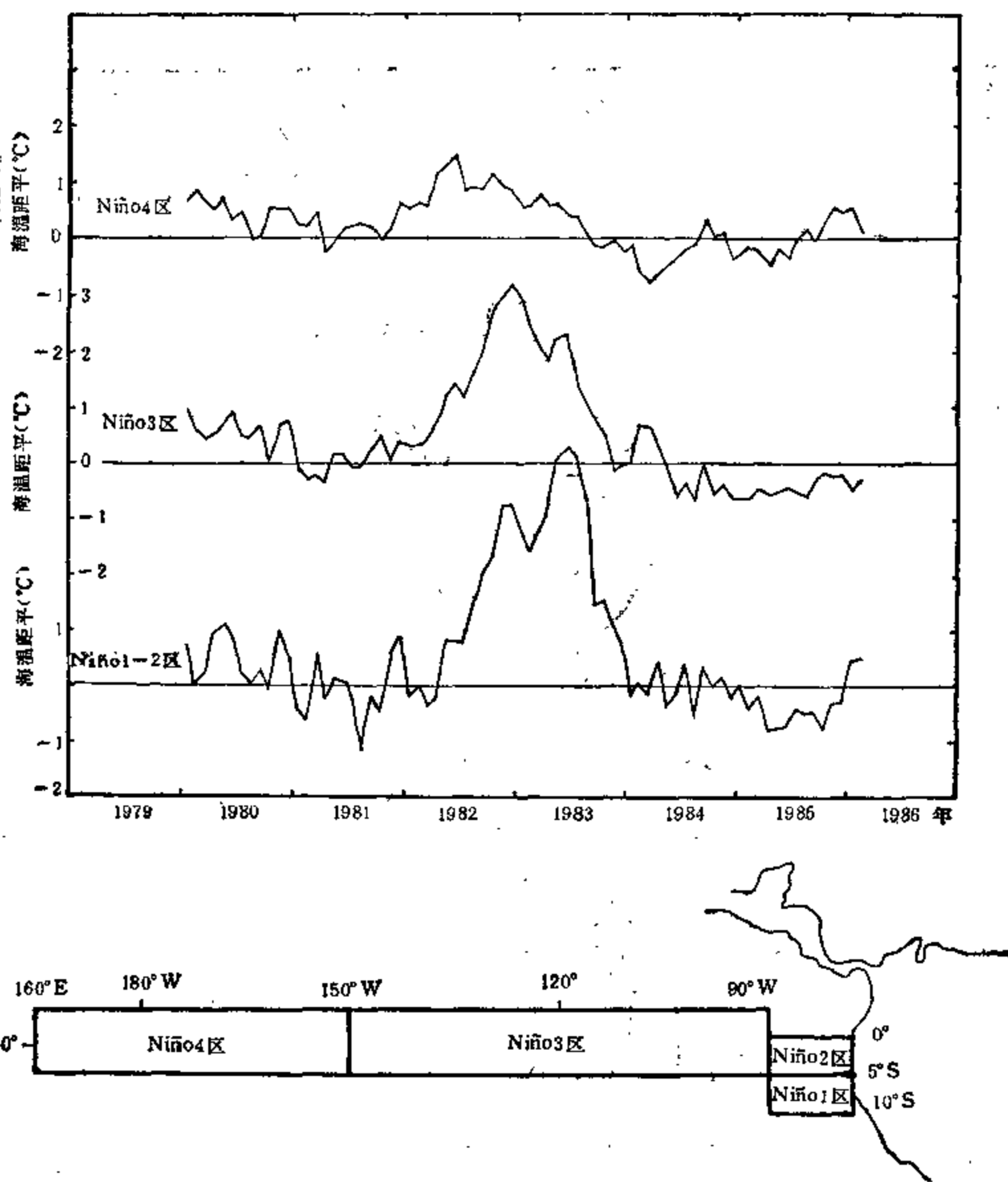


图 4.11 1981—1984 年赤道太平洋各海区的热增过程

印度尼西亚-澳大利亚为一低压区，两者组成一个纬向的沃克环流。在厄尔尼诺年，这一东高西低的环流布局被打乱，出现了南太平洋高压和印度尼西亚-澳大利亚低压同时减弱，甚至相反的情况。南方涛动的指数，一般用塔希提岛（ $149^{\circ}37'W$ ， $17^{\circ}33'S$ ）和达尔文（ $130^{\circ}52'E$ ， $12^{\circ}26'S$ ）两站的海平面气压差表示。也有以圣诞岛（ $158^{\circ}W$ ， $2^{\circ}N$ ）与达尔文两站的海平面气压差表示的。南方涛动的范围，其实也包括了印度洋的低纬度海域，如图 4.12 所示。陈烈庭（1984）提出北太平洋也存在类似南太平洋的一个北方涛动（图 4.13）。我们认为，这一北方涛动有可能是与南方涛动相关联的共同组成部分。

厄尔尼诺现象和南方涛动是相互密切联系的。由图 4.14 可见，两者几乎是同时发生的，

在厄尼诺增温时段正是南方涛动的减弱时段。正因为如此，故目前将两者统称为 ENSO 事件。

关于厄尼诺形成和南方涛动减弱的原因，迄今尚无一致的结论。Bjerknes (1969) 认为，由于赤道信风的减弱，引起赤道中、东太平洋的海温增暖，然后又导致南方涛动的减弱。Wyrtki (1982) 认为，前期西太平洋赤道东风带的持续增强使西太平洋聚集暖水，造成太平洋西部和东部的洋平面倾斜而有一向东的回复力，以及随后东南信风崩溃产生开尔文波向东传播，从而形成赤道东太平洋增暖的厄尼诺现象。陈烈庭(1983)则认为，南太平洋高压和东北太平洋高压的同时减弱，可分别引起东南信风和东北信风的减弱，导致赤

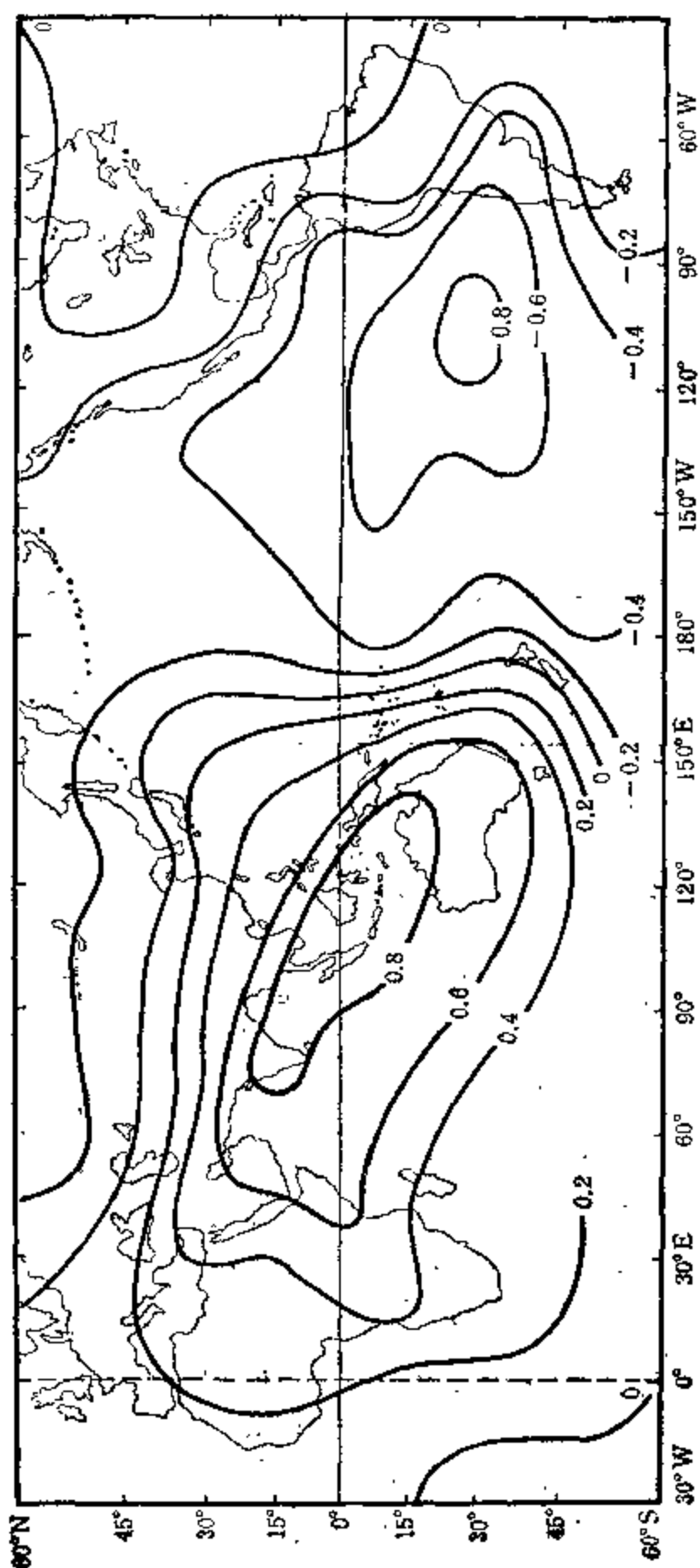


图 4.12 南方涛动(以与雅加达年平均气压的相关系数表示)
(Berlage, 1966)

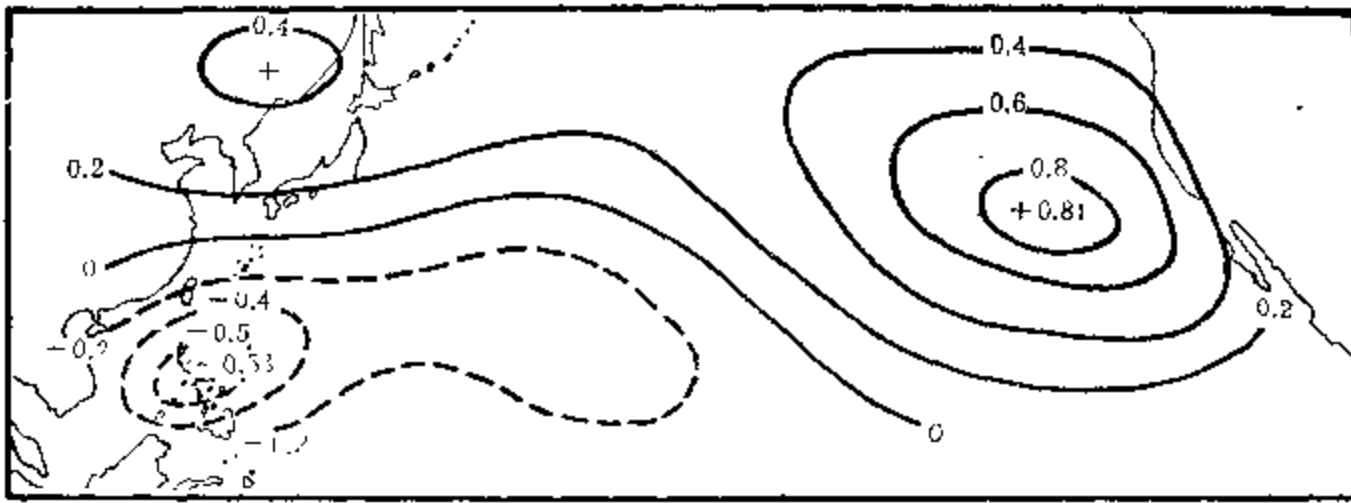


图 4.13 北方涛动指数 (东北太平洋 N 船舶站和马尼拉站月平均海平面气压之差) 与北太平洋气压场的同时相关

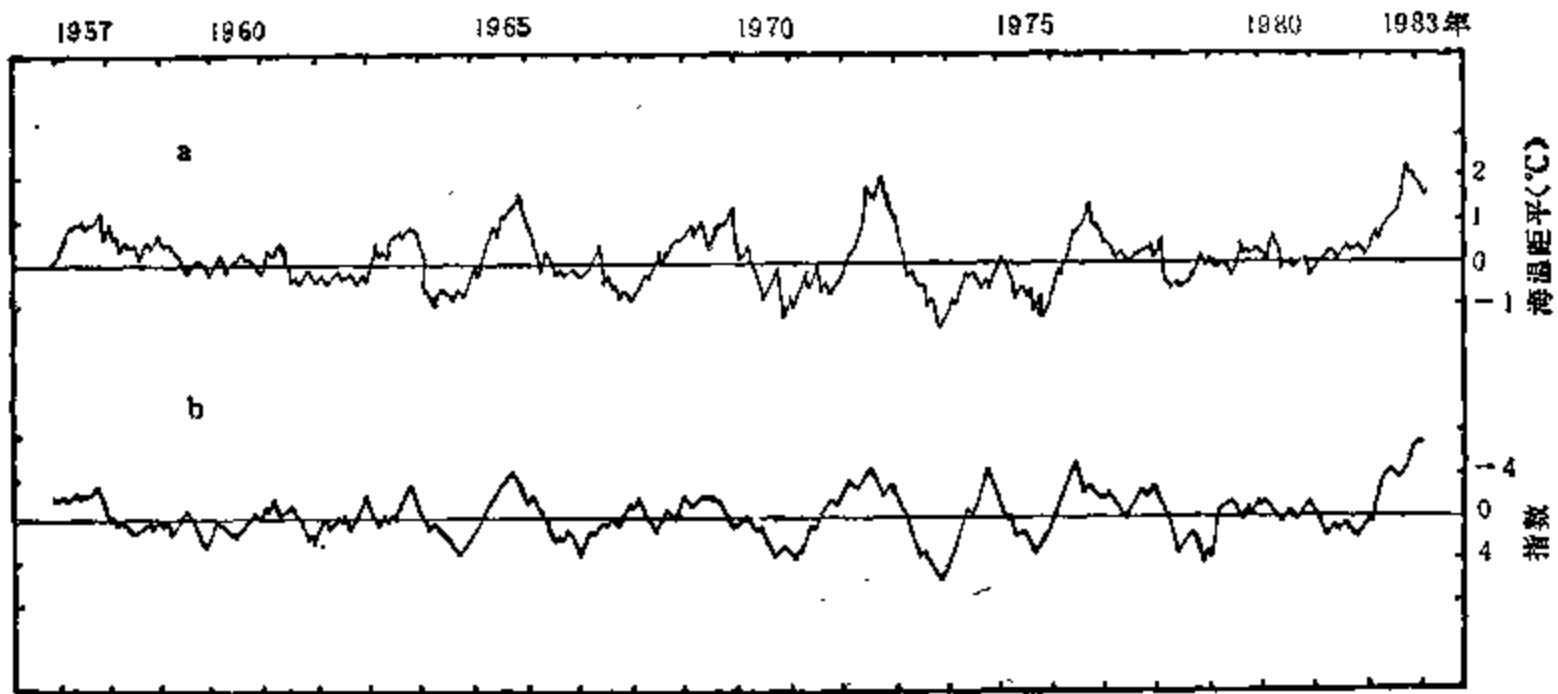


图 4.14 1957—1983 年赤道太平洋海温(a)和南方涛动指数(b)

道洋流和秘鲁冷洋流、加利福尼亚冷洋流以及赤道东太平洋东部冷水上翻的减弱,从而引起赤道东太平洋海温升温。

然而实际情况是,赤道信风减弱与厄尼诺增温之间,有些年份确是前者超前于后者,但另一些年份是前者落后于后者。太平洋洋平面的倾斜与海温变化是同步的,即太平洋的洋平面高度西部减去东部之差为负值时与厄尼诺增温是同时发生的,反之前者为正值时对应反厄尼诺年(如图 4.15)。Wyrki 的理论实际上是用洋平面倾斜的前一个高值来解释后半波长(洋平面倾斜负值)时的海温高值。再则,厄尼诺时的洋平面倾斜值也很小,大约仅为 30 厘米。近年来又发现,1982—1983 年和 1986—1987 年两次厄尼诺事件则与往年的厄尼诺有所不同,海温增暖主要不是从秘鲁-厄瓜多尔沿岸开始由东而西传播,而是先在赤道中太平洋开始增温,然后向东传播。也有研究认为,此种类型的厄尼诺事件的形成与印度洋赤道西风东传至赤道中太平洋有关。

我们考虑,海洋和大气都是地球整体的组成部分,对于厄尼诺和南方涛动此种大尺度过程同步异常的根本性原因,需要从更大的空间尺度,即地球转动状态变化加以探讨。本书著者与张素琴合作研究(1985, 1986c)得到,地球自转大幅度持续减慢与厄尼诺的发生

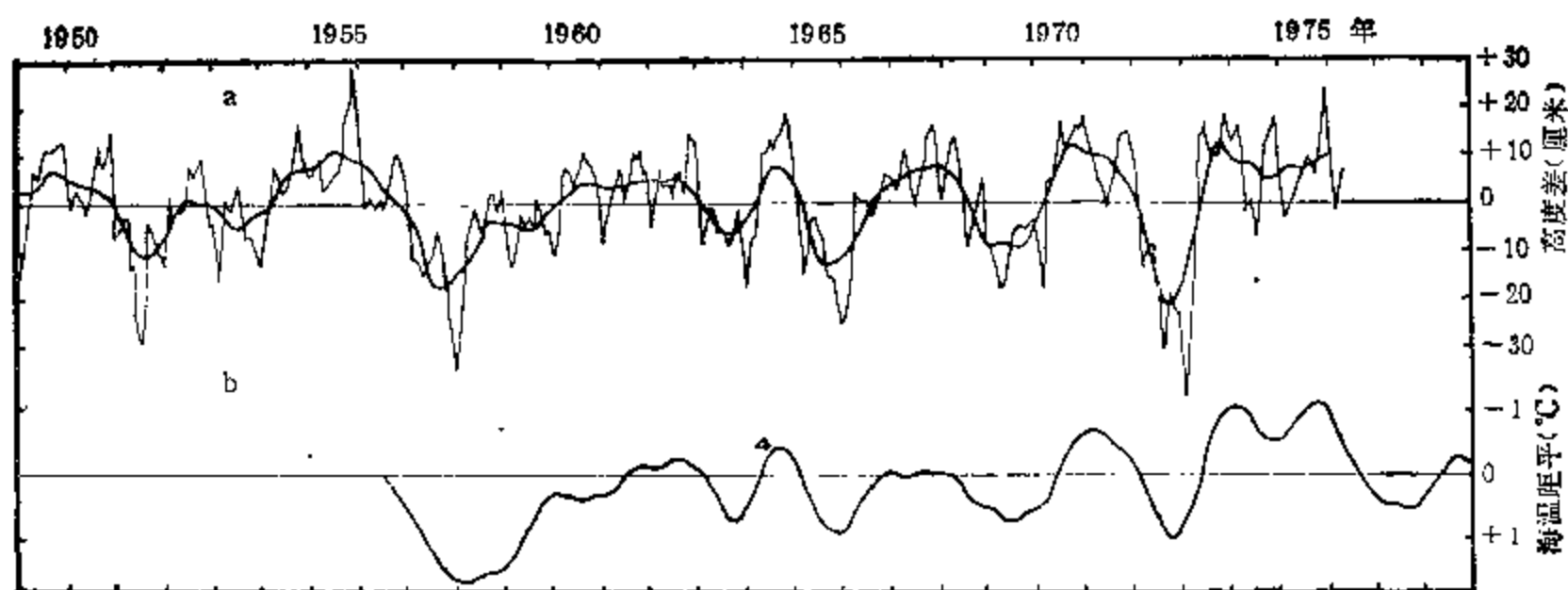


图 4.15 洋平面倾斜与厄尼诺事件

a——赤道太平洋西部(特鲁克)和东部(塔拉腊)的海平面高度差; b——5°N—5°S, 140°—180°W 海表温度 (Wyrski, 1982)

有着相当好的关系,认为地球自转急剧减慢是形成厄尼诺现象的一个重要原因。

4.2.2 自转速度变量与厄尼诺事件

我们选取 1956 年以后用原子钟测定的地球自转资料,以 UT_1 系统的相对变化值 ($\Delta\omega/\omega_0$) 表示。在此之前用石英钟观测的地球自转资料,由于精度不够,难以用它进行成因分析。 UT_1 是未扣除自转速度季节变化的世界时系统, ω_0 为 1900.0 年的地球自转速度。由于地球自转速度存在着长期减慢问题,不宜做距平处理。并且自转速度季节变化的振幅在年际之间也有较大差别,故未采用距平分析和滤波方法。为了尽可能保留自转年际之间的真实变化,使其物理意义更加明确,又能基本消除一年以内的周期成分,因此我们采用地球自转速度的变量——年均值的年际变量和月均值的相邻年同月变量进行分析。对于海表温度资料,选取 80°—180°W, 5°S—5°N 共 61 个网格点月距平的平均值。为了与自转资料的处理保持一致,海温也用其相邻年同月的变量表示。

图 4.16 是地球自转速度年变量与厄尼诺年的关系。图中曲线为地球自转速度的年变量即年加速度的变化,以地球自转速度相对变化 ($\Delta\omega/\omega_0$) 的年平均值的相邻年之差表示,用 UT_1 的年均值当年减去前一年得到,单位为 10^{-10} 。实三角为发生厄尼诺的年份。在 1956—1985 年期间,共发生 6 次厄尼诺年,计有 1957, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982—1983 年;另有一次弱厄尼诺年,为 1963 年。在这 7 次厄尼诺年中,有 6 次厄尼诺年(包括 1957, 1963, 1969, 1972, 1976, 1982—1983 年)都发生在地球自转速度急剧减慢的第二年,其减慢速率(从峰年起算)两年内均达 -21×10^{-10} 相对变化。另一次厄尼诺年(1965 年),则是在满足上述条件发生一次厄尼诺年之后地球自转速度继续大幅度减慢的第二年。这就表明,厄尼诺现象的发生与地球自转出现较大的减加速度有着较好的关系。

为了判别上述地球自转速率变化与厄尼诺现象之间是否存在因果关系,我们进一步

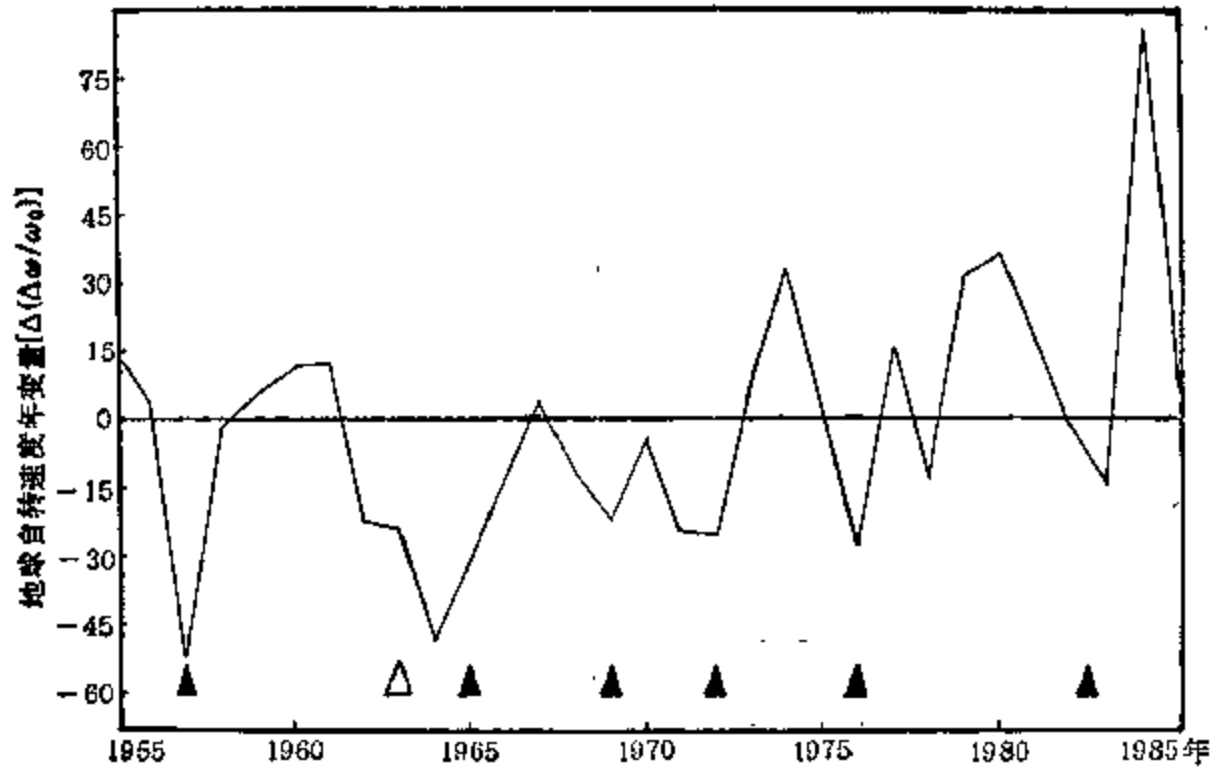


图 4.16 地球自转年加速度变化与厄尼诺年(▲)
图中“△”为弱厄尼诺年

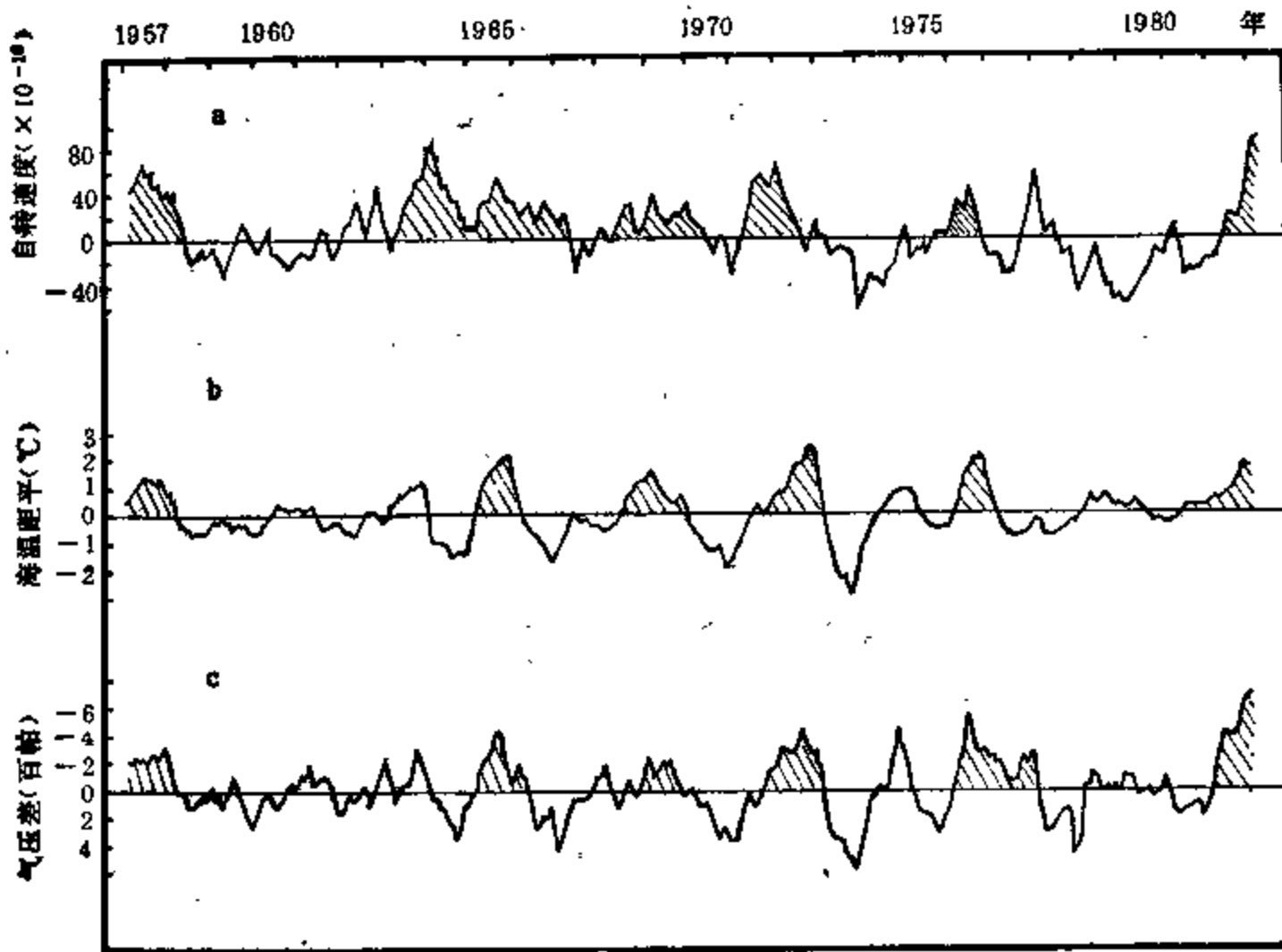


图 4.17 地球自转速度与赤道东太平洋海温、南方涛动的月变量演变的比较
a——地球自转；b——赤道东太平洋海温；c——塔希提减达尔文气压差。(均为相邻年同月变量,均经三点滑动处理)

分析了地球自转速度的月变量与赤道东太平洋海温之间的关系。图 4.17 中,地球自转速度的月变量为相邻年相同月的 UT, 月平均值的差值。相应地,海温和南方涛动也用其相邻年相同月的月距平差值,以便进行比较。斜影区分别为地球自转持续急剧减慢、海温持

续迅速增暖和南方涛动持续减弱的时段。由图 4.17 可见,地球自转和海温的演变有如下几个特点:(1)地球自转速度与海温两者月变量的演变呈一致的同步关系。历次厄尼诺增温时段均发生在地球自转速度月变量的大幅度持续减慢时段。反之,地球自转速度月变量的大幅度持续减慢时段,除 1964 年外,也都发生了厄尼诺现象;(2)地球自转速度的开始减慢时间超前于海温开始增暖时间的有五次(1957, 1963, 1969, 1972, 1976 年),同时出现的有一次(1965 年),海温超前的有一次(1982—1983 年);(3)地球自转速度谷值超前于海温峰值的有四次(1957, 1965, 1972, 1976 年),同时出现的有两次(1963, 1969 年);海温峰值超前于地球自转速度谷值的仅有一次(1982—1983 年)。这就是说,绝大多数厄尼诺的海温增暖均比地球自转速度月变量要落后,或处于同时。

我们对图 4.17 中 3 个参数,计算了它们的功率谱和交叉谱,如表 4.4 所示。得到海温的主周期为 3.3 年。在这一周期上,海温与地球自转的凝聚值为 0.78,信度达 0.01,海温比自转速度平均后延 14 天,南方涛动也比地球自转速度平均后延 7 天。这一定量计算结果与上述定性分析是一致的。由此表明,地球自转速度的大幅度持续减慢有可能是形成厄尼诺事件的一个重要因子。

表 4.4 地球自转速度与海温、南方涛动的交叉谱

地球自转速度与海温			地球自转速度与南方涛动		
周期(年)	凝聚值	后延(天)	周期(年)	凝聚值	后延(天)
3.3	0.78	14	3.3	0.64	7

4.2.3 极移振幅与厄尼诺事件

我们又分析了地极移动与厄尼诺事件的关系。极移数据用 ILS 系统的资料,采用北京天文台李启斌计算极移振幅的方法。即:

对每个极坐标 (X_i, Y_i) 求其相应的平极 (\bar{X}, \bar{Y})

$$\begin{cases} \bar{X} = \frac{1}{n} \sum X_i \\ \bar{Y} = \frac{1}{n} \sum Y_i \end{cases}$$

其中 n 为所取每年极坐标的个数。然后,对每个极坐标 (X_i, Y_i) 求其到相应平极 (\bar{X}, \bar{Y}) 的距离 ρ_i

$$\rho_i = \sqrt{(X_i - \bar{X})^2 + (Y_i - \bar{Y})^2}$$

再求每年的极移振幅 δ

$$\delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \rho_i$$

图 4.18 是极移年振幅与厄尼诺年的相关图。图中可见,极移的年平均振幅有相当稳定的 6—7 年周期。在极移年年均振幅的谷年后两年(包括 1957, 1963, 1969, 1976, 1982—1983 年),都出现了厄尼诺事件。在极移年振幅峰值的后一年——1965 和 1972 年也出现

了厄尼诺事件，但在另外两年(1959, 1979年)未出现厄尼诺事件。这表明极移振幅与厄尼诺年之间也有一定的相关。

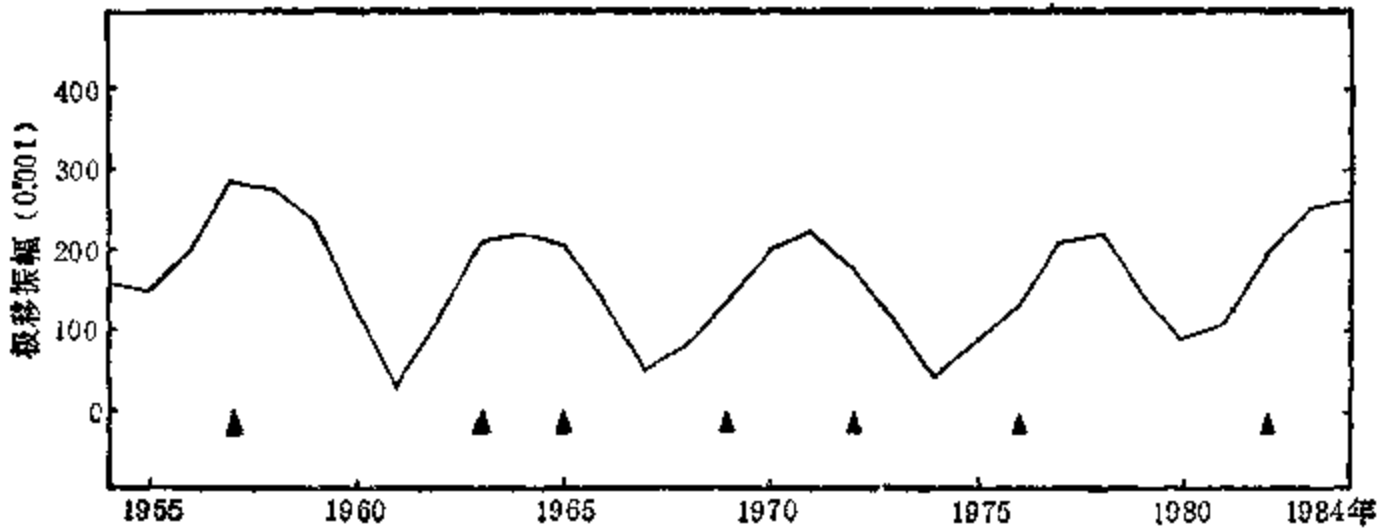


图 4.18 极移振幅与厄尼诺年(▲)

然而，在下节讨论中可以看到，地球自转速度减慢对于厄尼诺发生的影响有其明显的物理意义。而本节得到的相关结果，为何在极移年振幅的谷年第二年或部分在峰后第一年发生厄尼诺事件，其间的物理意义并不明确。我们将图 4.16 中地球自转速度的年变量和极移年振幅均做三年滑动处理，再进行比较(见图 4.19)。发现地球自转的年加速度变化也存在 6—7 年周期，且与极移振幅呈反位相演变。仔细分析图中这两种地球转动参数的峰谷位相差，可以看到极移振幅的 1958 年峰、1961 年谷和 1978 年峰，均比地球自转速度相应的谷、峰滞后一年；其余极移振幅的 1964 年峰、1967 年谷、1971 年峰、1974 年谷和 1980 年谷，则与地球自转速度相应的谷、峰处在同一年。对于此种极移振幅和自转速度的反位相变化，似可视为两者之间存在某种耦合作用；而自转速度比极移超前或处同时的现象，可视为自转速度影响极移比之后者影响前者的可能性为大。

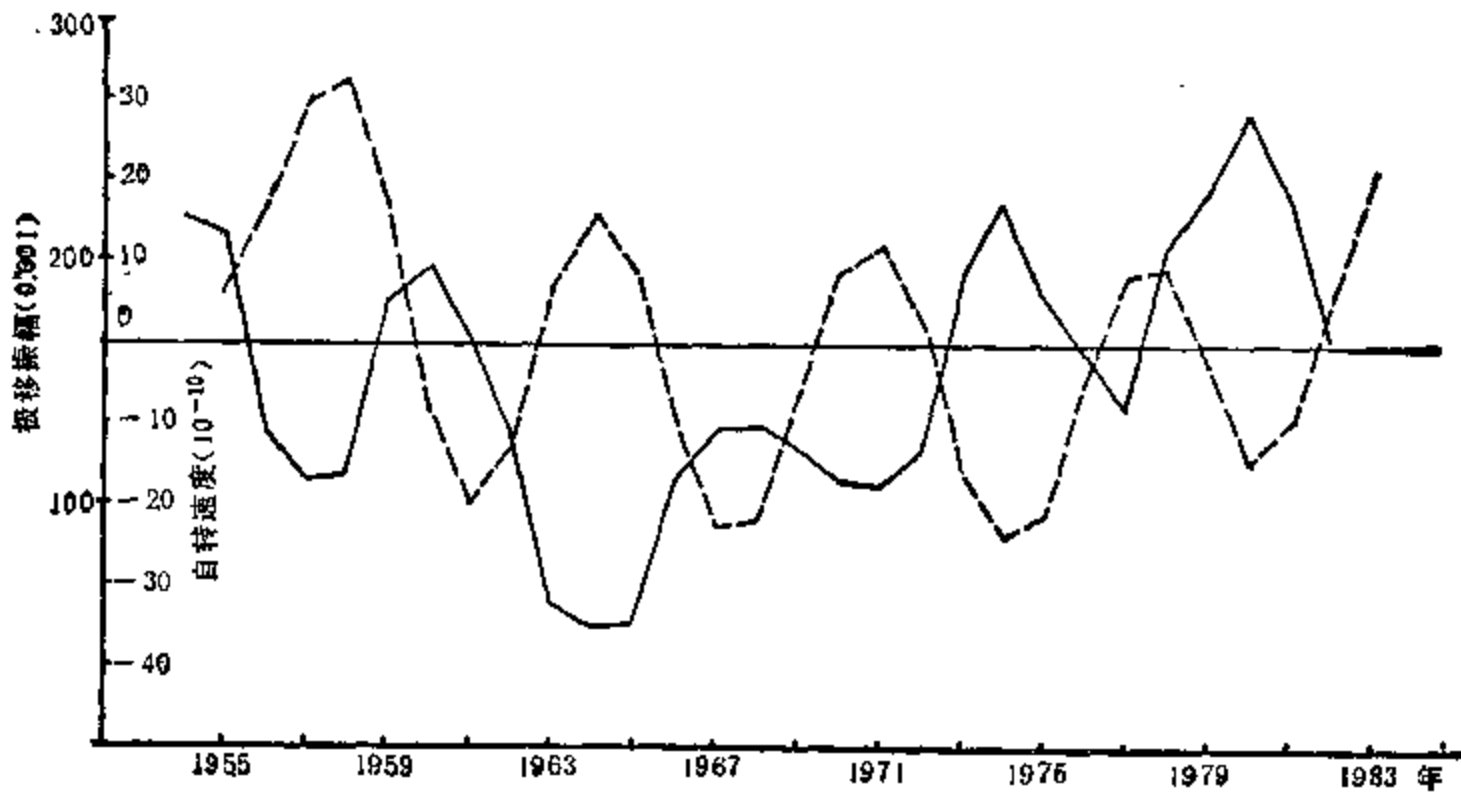


图 4.19 地球自转速度年变量(实线)与极移振幅(虚线)均做三年滑动平均

再则,比较图 4.16 和图 4.18 可以看到,地球自转速度与厄尼诺的关系比之极移振幅与厄尼诺的关系为好。因此,我们认为,地球自转速度急速持续减慢与极移振幅相比较,前者是形成厄尼诺现象更为重要的因子。但由于极移振幅的 6—7 年周期相当稳定,极移年平均振幅的谷年后两年都发生厄尼诺事件,这一点可以作为预测厄尼诺事件可能发生的信息之一。

4.2.4 自转速度减慢影响厄尼诺的物理途径

我们在 4.2.1 节中已谈到,目前已公认地球自转速度的季节变化是由全球大气角动量变化而引起。在地球自转速度 3—4 年这个准周期变化上,它又是什么原因引起的呢?对此,我们认为它很可能仍在于全球大气角动量的变化。由图 4.20 可见,日长变化与大气角动量变化之间,不仅季节变化的关系甚好,而且年际之间的关系也很好。在图 4.17 中,1982—1983 年的厄尼诺事件,期间自转速度减慢的时段主要出现在 1982 年 7 月—1983 年 6 月。在图 4.20 中,也可大致看出这个时段的自转速度比 1980—1981 年和 1981—1982 年相同时段的自转速度要慢,这个时段的大气角动量也是明显地比前两年相同时段的大气角动量为大。这就是说,厄尼诺年自转减慢时段的大气角动量要明显大于非厄尼诺年,表明准周期为 3—4 年的地球自转速度变化仍可能由大气角动量的变化所引起。不过,这有待进一步的证明。

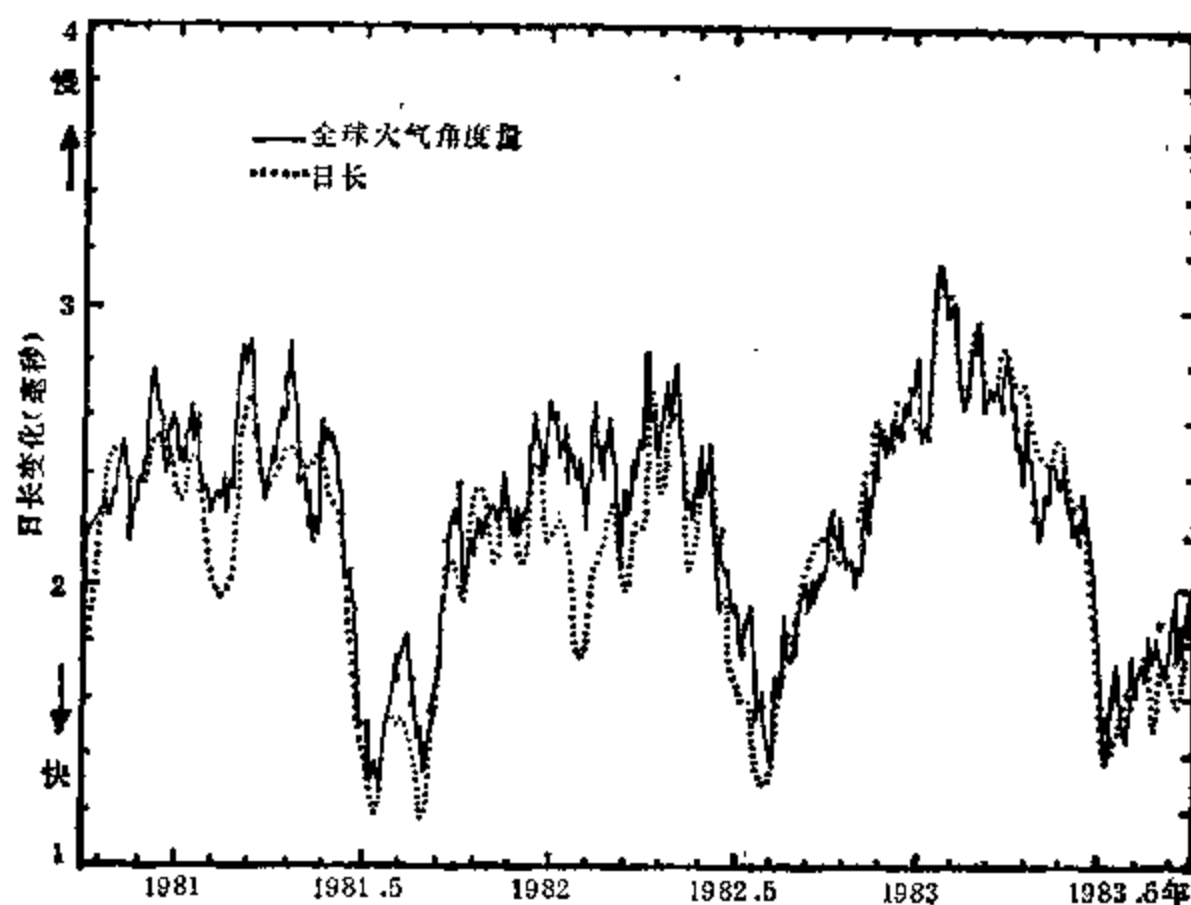


图 4.20 1980 年 10 月—1983 年 9 月日长和大气角动量的变化
(Hide, 1985)

我们又认为,在地球自转速度减慢之后,它对于大气、海洋也有一定的反作用。这种反作用主要发生在低纬度地区,即有地区性;而上述大气角动量对自转速度的影响则是全球性的,即由全球的大气角动量变化所决定。在 4.2.2 节分析得到的地球自转急剧减慢引起低纬度地区的厄尼诺现象这一事实,正是反映了地球自转对于海洋、大气的反作用。下

面,我们对它们之间的物理联系,从数量级上做一讨论。

一些文献(彭公炳、陆巍,1981)将地球和大气视作一个封闭系统。我们进一步地推广将地球、大气、海洋三者近似地视为一个封闭系统。从角动量守恒原理出发,有

$$J = J_E + J_A + J_O \quad (4.1)$$

式中 J_E, J_A, J_O 和 J 分别为固体地球、大气、海洋和整个地球系统的角动量。(4.1)式可变换为

$$J = I_E \omega_E + I_A \omega_A + I_O \omega_O$$

式中 I_E, I_A, I_O 和 $\omega_E, \omega_A, \omega_O$ 分别为固体地球、大气、海水的转动惯量和角速度。对 J 进行微分,则

$$\Delta J = \omega_E \Delta I_E + I_E \Delta \omega_E + \omega_A \Delta I_A + I_A \Delta \omega_A + \omega_O \Delta I_O + I_O \Delta \omega_O = 0$$

彭公炳等(1981)已证明, $\omega_A \Delta I_A$ 为小量可略去。在 3—5 年时间尺度内, $\omega_E \Delta I_E \approx 0$, 且 $\omega_O \Delta I_O$ 类似于 $\omega_A \Delta I_A$ 也为小量可略去。经整理后,得

$$\Delta \omega_E = -\frac{I_O}{I_E} \Delta \omega_O - \frac{I_A}{I_E} \Delta \omega_A \quad (4.2)$$

取 $I_E = 8.04 \times 10^{44}$ 克·厘米², $I_A = 1.413 \times 10^{39}$ 克·厘米²(Allen, 1973), $I_O = 2.94 \times 10^{41}$ 克·厘米², 代入(4.2)式得

$$\Delta \omega_E = -3.658 \times 10^{-4} \Delta \omega_O - 1.757 \times 10^{-6} \Delta \omega_A \quad (4.3)$$

(4.3)式表明,地球自转速度变化的效应,可使大气纬向风速变化或洋流纬向速度变化分别放大 6 和 4 个数量级,方向相反。

我们利用(4.3)式讨论地球自转速度变化影响海水、大气纬向速度变化的量级及其与厄尼诺现象的关系。

在厄尼诺年,地球自转平均减慢的相对变化为

$$\frac{\Delta \omega}{\omega_O} = 38.6 \times 10^{-10}$$

即相当于

$$\Delta \omega_E = 0.2856 \times 10^{-12} \text{ 弧度/秒} \quad (4.4)$$

切向加速度的普遍公式有

$$a = R \Delta \omega \quad (4.5)$$

以(4.4)式代入(4.3)、(4.5)式,得到赤道地区的海水或大气可获得的相对速度分别为 0.51 厘米/秒和 1.04 米/秒。

地球自转时所产生的地表线速度,以赤道为最大(465.1 米/秒),并随纬度的增加而减小,至极点为零。由地球自转速度变化引起的海水和大气的相对速度变化也是如此。再由公式

$$\Delta V_\varphi = \Delta V \times \cos \varphi \quad (4.6)$$

可计算得到在厄尼诺年由于地球自转减慢使各纬圈海水或大气获得的相对速度 ($\Delta V_O, \Delta V_A$) 如表 4.5 所示。

1) 海水转动惯量系由 $I = \frac{1}{2} m R^2$ 求得。式中取 $R = 6.369 \times 10^8$ 厘米(地球平均半径减去海洋平均深度的中值),海水总质量 $m = 1.45 \times 10^{24}$ 克 (Allen, 1973)。

表 4.5 各纬圈海水、大气由地球自转速度减慢可获得的向东相对速度

纬 度	ΔV_0 (厘米/秒)	ΔV_A (米/秒)
0°	0.5105	1.0367
10°	0.5027	1.0209
20°	0.4797	0.9741
30°	0.4421	0.8978
40°	0.3910	0.7941
50°	0.3281	0.6663
60°	0.2552	0.5183
70°	0.1746	0.3545
80°	0.0880	0.1800
90°	0.0000	0.0000

由表 4.5 可见,在厄尼诺年,由于地球自转速度减慢,在 $\pm 10^\circ$ 的低纬度地区海水均可获得 0.5 厘米/秒的向东相对速度,或者大气可获得 1 米/秒的向东相对速度。由于这一相对速度系作用于全球低纬度地区整层海水或整层大气的平均值,并且低纬度海水得到的向东相对速度已达全球海洋的平均流速 2 厘米/秒的 1/4,故其效应是不小的。

由此我们认为,地球自转速度变化对大气、海洋的反作用主要发生在低纬度地区。地球自转速度减慢引起厄尼诺事件的物理途径如图 4.21 的框图所示。这就是说,地球自转速度的大幅度持续减慢,使赤道附近的海水或大气获得较多的向东角动量,引起赤道洋流减弱(或引起赤道信风减弱和赤道西风增强,再使赤道洋流减弱),导致东太平洋涌升流(与美洲西海岸地形有关的补偿离岸风海水质量亏损而形成的冷水上翻)得以减弱,从而造成这个地区大范围海表温度异常增暖的厄尼诺现象。大西洋东部等赤道附近涌升流区的海温增暖与东太平洋厄尼诺现象具有同步性,进一步表明此种地球自转减慢效应的全球性。

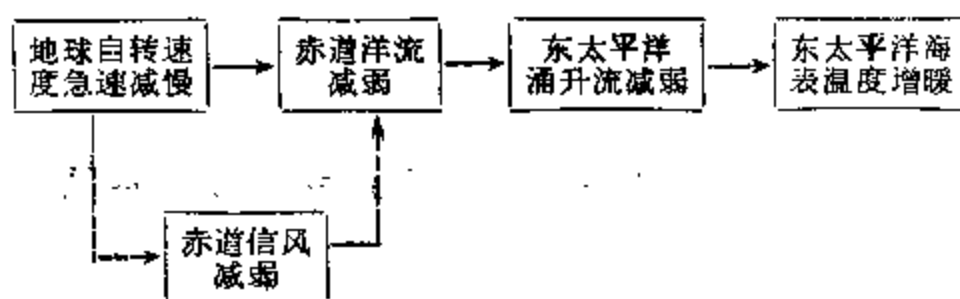


图 4.21 地球自转引起厄尼诺事件的物理途径

Chao 等(1984)的研究,将日长变化的多年序列扣除了长期项和周年项、半年项之后所显示的年际日长变化,与南方涛动指数进行比较(参见图 4.22),得到两者之间有良好的相关关系(相关系数为 0.55)。由此认为,反映厄尼诺事件的南方涛动的变化,可引起大气和海洋的质量输送,从而导致年际的日长变化。这一研究结果,在自转速度变化与南方涛动的相关关系方面与我们的上述结果是一致的。但对其间的因果关系、何者为因的问题,存在不同的认识。我们已在上面给出了它们的后延值,讨论了其间的物理联系。Chao 的工作尚未给出两者之间的后延值;并且南方涛动引起的大气、海水质量输送的差异是否足以导致地球自转速度的改变,也未给出数据,仅是一种推测。如前所述(参见图 4.20),在厄尼诺周期上,地球自转速度变化与全球大气角动量变化两者之间有重要联系。因此,这

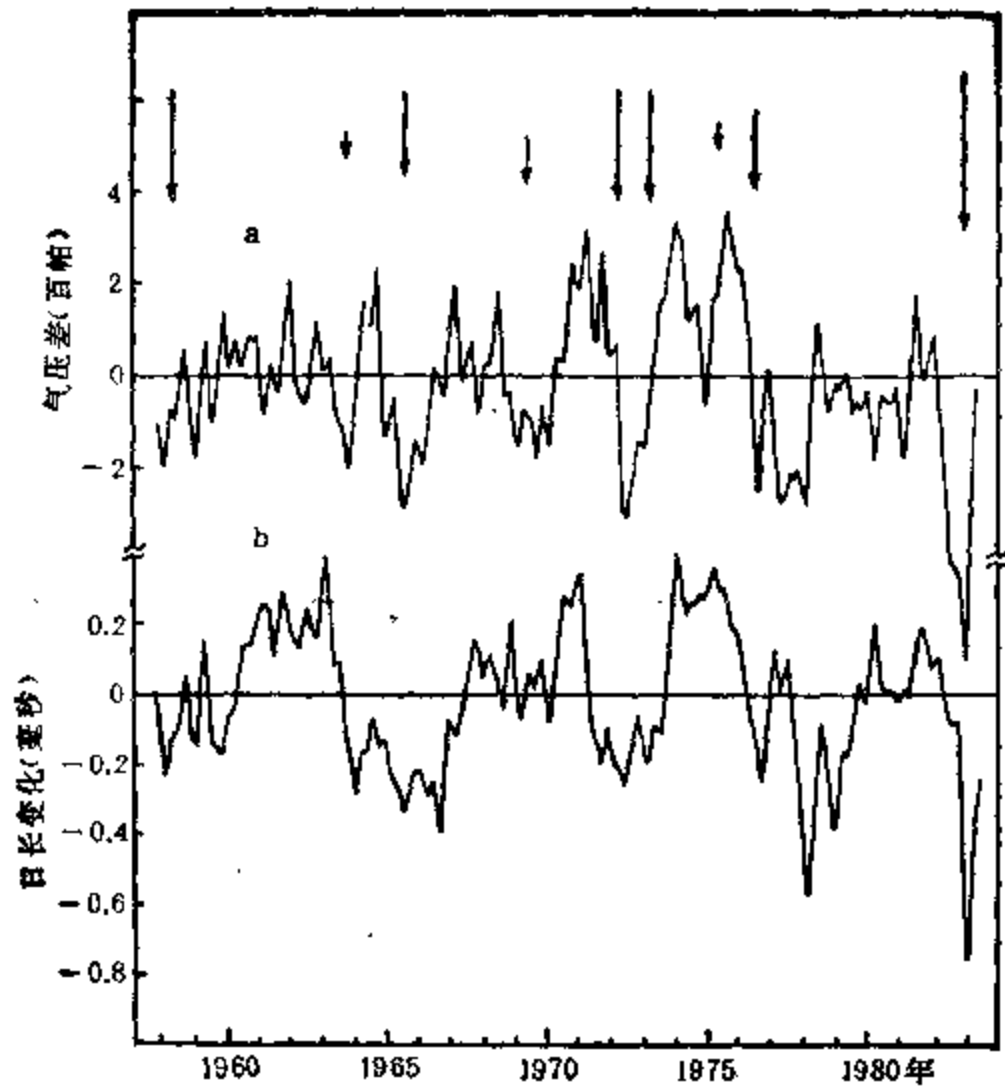


图 4.22 南方涛动和日长年际变化的比较

a——南方涛动指数 (SOI); b——日长的年际变化 (ΔL_{od}) 箭头指示厄尼诺事件 (Chao, 1984)

一问题的解决有赖于进一步计算较长时期内全球和各纬度带的大气角动量、大气和海水质量分布以及全球温度等变化,分析它们与地球自转速度变化之间的关系,然后综合讨论地球运动和大气运动、海洋运动相互耦合的主要物理过程。

4.2.5 地球自转速度减慢与四大圈异常

地球自转速度减慢引起厄尼诺事件,以及厄尼诺与南方涛动的耦合作用,这些大范围的行星尺度现象对于全球性的一系列异常变化有着重要的影响。可以说,地球自转 3—4 年的准周期变化,直接或间接地与全球变化有密切联系。

图 4.23 是地球自转速度变化与水圈中异常现象的关系。从图中可以看到,与地球自转速度变化相一致,在水圈中不仅是赤道东太平洋海温增暖的厄尼诺现象,还存在着其它多方面的同步变化。赤道太平洋西部和东部的洋平面高度差的距平变化(图 4.23c),其负距平时段与地球自转减慢、厄尼诺增温、南方涛动减弱有着相当一致的关系。对于此种联系,我们倾向于认为,洋平面倾斜的负异常是地球自转速度减慢和赤道信风减弱的结果。因为上节的讨论已指出,地球自转速度的减慢可以导致低纬度东南和东北信风的减弱,或赤道西风的增强,这就必然引起洋平面倾斜的减小,并且可以几乎同时发生。东海黑潮锋区位置的变化(图 4.23d)系引自林传兰(1985)的结果。黑潮锋区是指琉球群岛西北方海

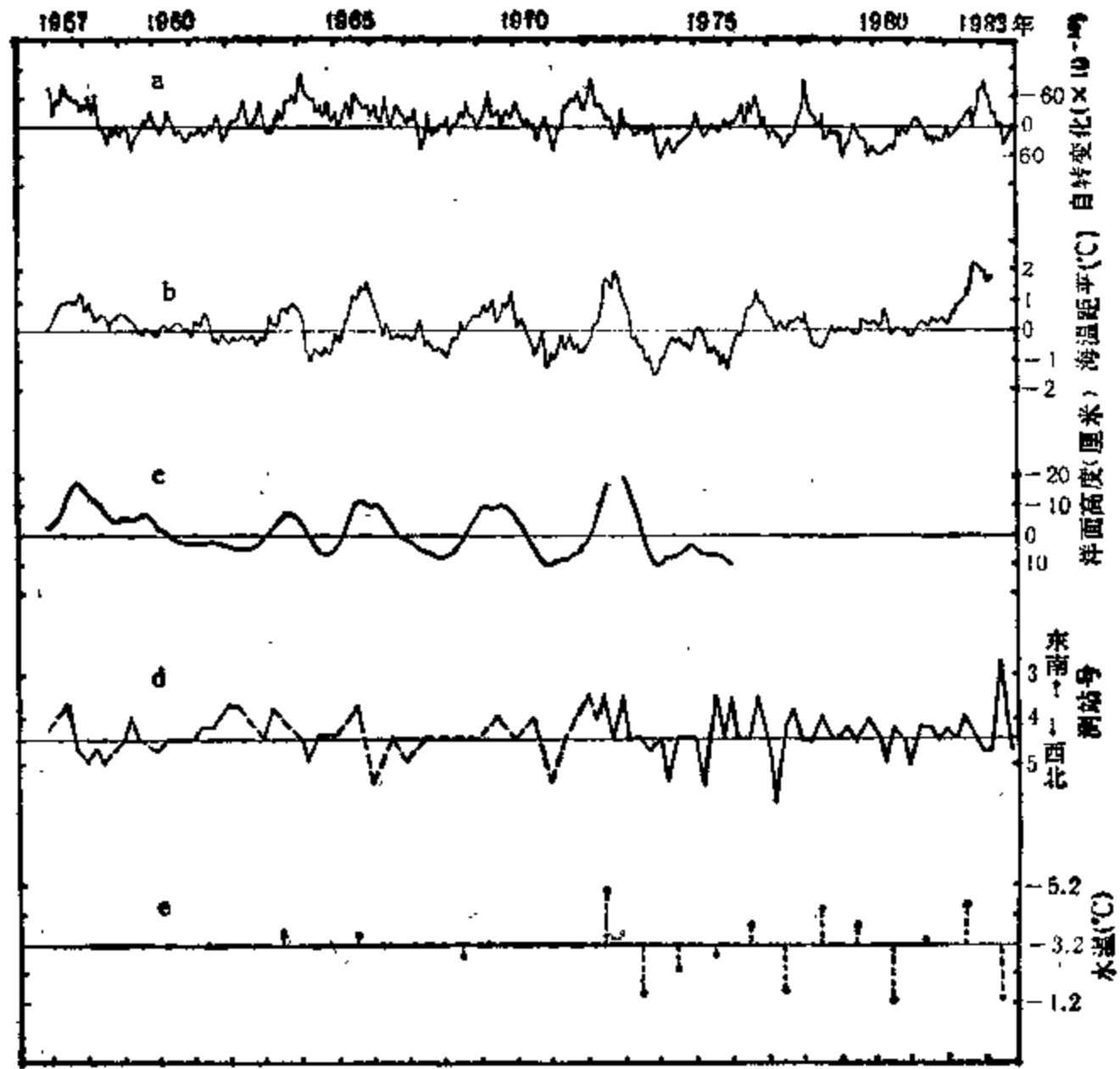


图 4.23 地球自转速度变化与水圈异常

a——地球自转速度月变量 (UT₁); b——赤道东太平洋海温 (180°—80°W, 5°S—5°N); c——洋平面倾斜 (Wyrtki, 1982); d——东海黑潮锋摆动(林传兰, 1985); e——黄海冷水团中心温度(胡敦欣等, 1985)。 a, b 为相邻年同月差值的三点滑动值。

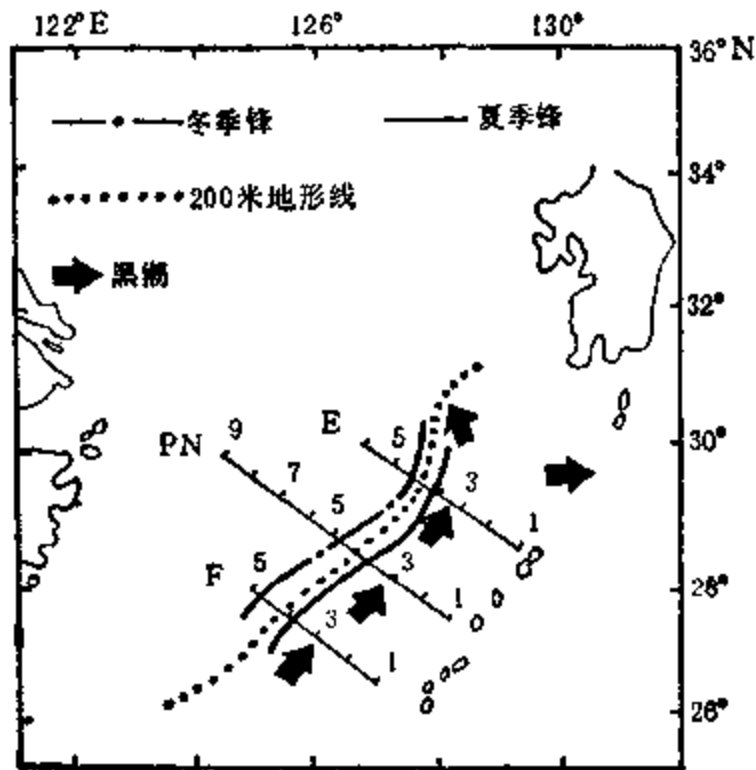


图 4.24 东海黑潮锋的站位分布
图中数字为测点站号

水性质发生急剧变化的狭窄过渡带，利用 F, PN, E 三个断面上海洋观测资料得到。图 4.24 是三个断面上的设站位置。对照图 4.23d 和图 4.24 可见，在自转速度减慢和厄尼诺年，黑潮锋均向东南迁移；在自转加快和反厄尼诺年，黑潮锋又向西北迁移。锋位置的此种变动范围可达 60—75 海里。黑潮锋的这种变化与黑潮流轴的东西摆动大体是一致的。黑潮流轴东摆为黑潮弱年，西摆为黑潮强年(赵绪孔, 1983)。黄海冷水团 6 月水温 (图 4.23e, 胡敦欣等, 1985), 在自转速度减慢和厄尼诺年出现最低值, 反之则温度偏高。我们考虑, 大洋环流是一种整体性运动。上述水圈的异常现象与自转速度减慢、厄尼诺的同步

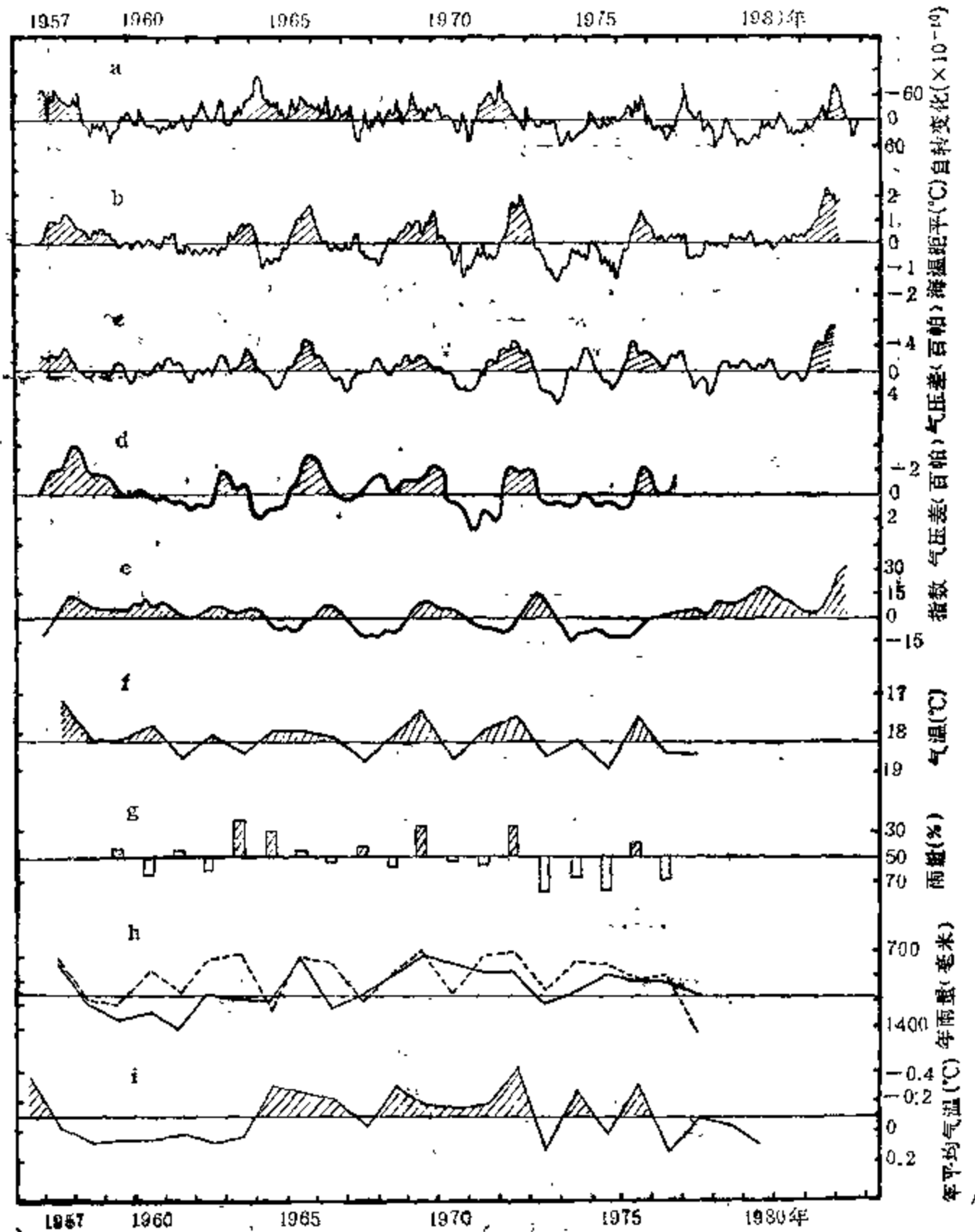


图 4.25 地球自转速度变化与大气圈异常

a——地球自转速度月变量；b——东太平洋赤道海温；c——南方涛动(塔希提减达尔文气压差)；
d——北方涛动(船舶站N减马尼拉气压差)；e——西北太平洋副热带高压强度；f——我国东北气温(10站平均)；g——非洲东南部雨量(16站平均)(Weisburd *et al.*, 1985)；h——我国成都(实线)、兰州(虚线)年雨量；i——北半球年平均气温(Jones *et al.*, 1982)

性有可能存在这样的物理过程：地球自转减慢引起赤道洋流减弱后，一方面可以导致赤道东太平洋海温增暖的厄尼诺现象和赤道太平洋洋平面的距平高度出现东高西低，另一方面又可导致黑潮减弱、黑潮锋偏向东南，以及西北太平洋的西北部海温和黄海冷水团温度的降低(亲潮加强)。

图 4.25 是地球自转速度变化和大气圈的异常现象。由图中可见，在地球自转减慢和厄尼诺年，除南方涛动和北方涛动均处减弱外，大气圈中的异常变化是相当普遍的。西北太平洋副热带高压出现加强(图 4.25e)，其脊线位置偏南。许多研究得到(陈烈庭, 1981)，西北太平洋副热带高压的加强出现在厄尼诺增温后 3—5 个月左右，认为是由于哈特莱环流加强的结果。这在北半球低纬度 500 百帕高空纬圈平均的高度距平变化上也有一致的反映。在自转减慢和厄尼诺年，印度低压一般减弱，而阿拉斯加以南的低压加深。大圆路径理论的 PNA 型(见图 4.26)，就是发生在厄尼诺时期。PNA 型的大圆路径是，赤道中太平洋海温的增暖，引起哈得莱环流加强，由于罗斯贝波的径向传播，导致太平洋副热带高压、阿拉斯加以南低压、北美高压和美国东南沿海的低压均得到同时发展。在自转减慢和厄尼诺年，我国东北(图 4.25f)和日本易发生夏季严重低温；南美西海岸的干旱区往往出现暴雨成灾；在西太平洋、印度、非洲东南部(图 4.25g, Weisburd 等, 1985)和巴西等地，则易发生干旱；我国西部地区(图 4.25h)一般也雨量减少；西北太平洋台风发生个数和登陆我国大陆的个数也都减少。

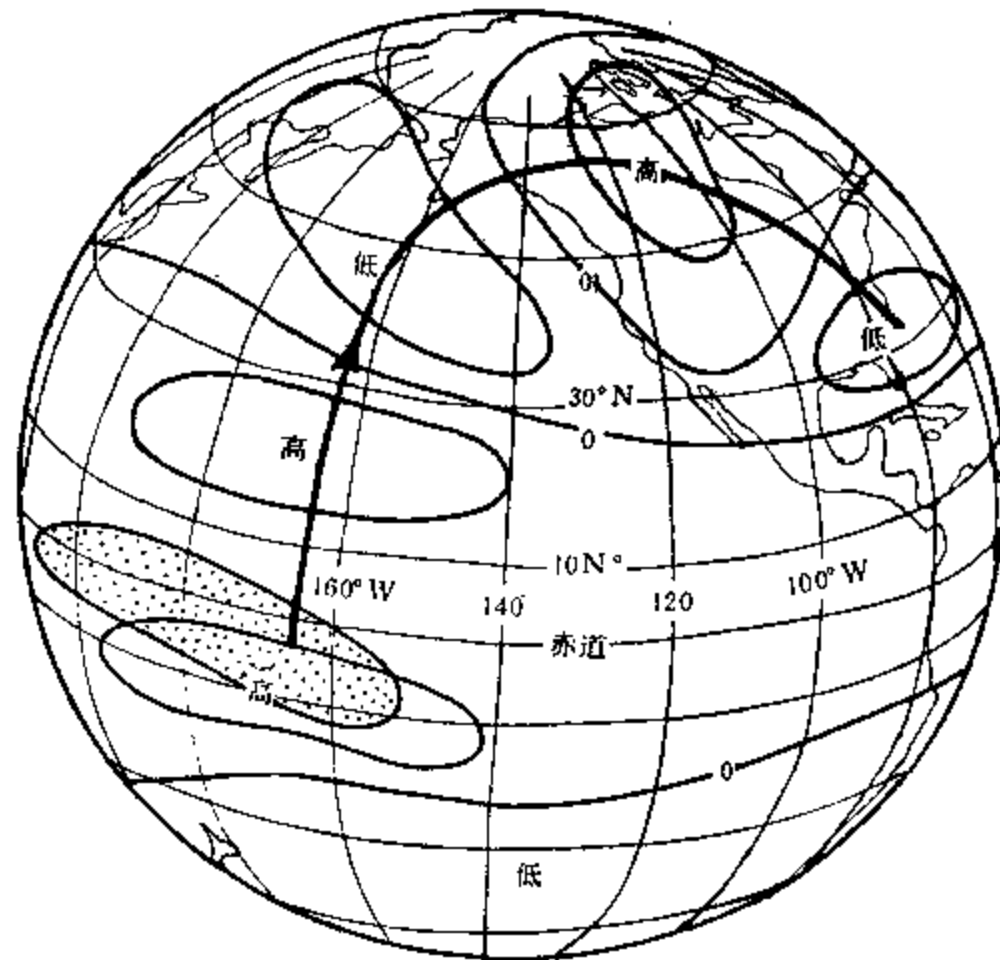


图 4.26 大圆路径的 PNA 型
(Wallace and Blackmon, 1983)

上述这些大气圈的异常变化，可以认为都直接和间接地与自转减慢、厄尼诺增温有关。

图 4.27 是地球自转速度变化与华北、滇川大地震的时间序列。由图中可见，除 1957

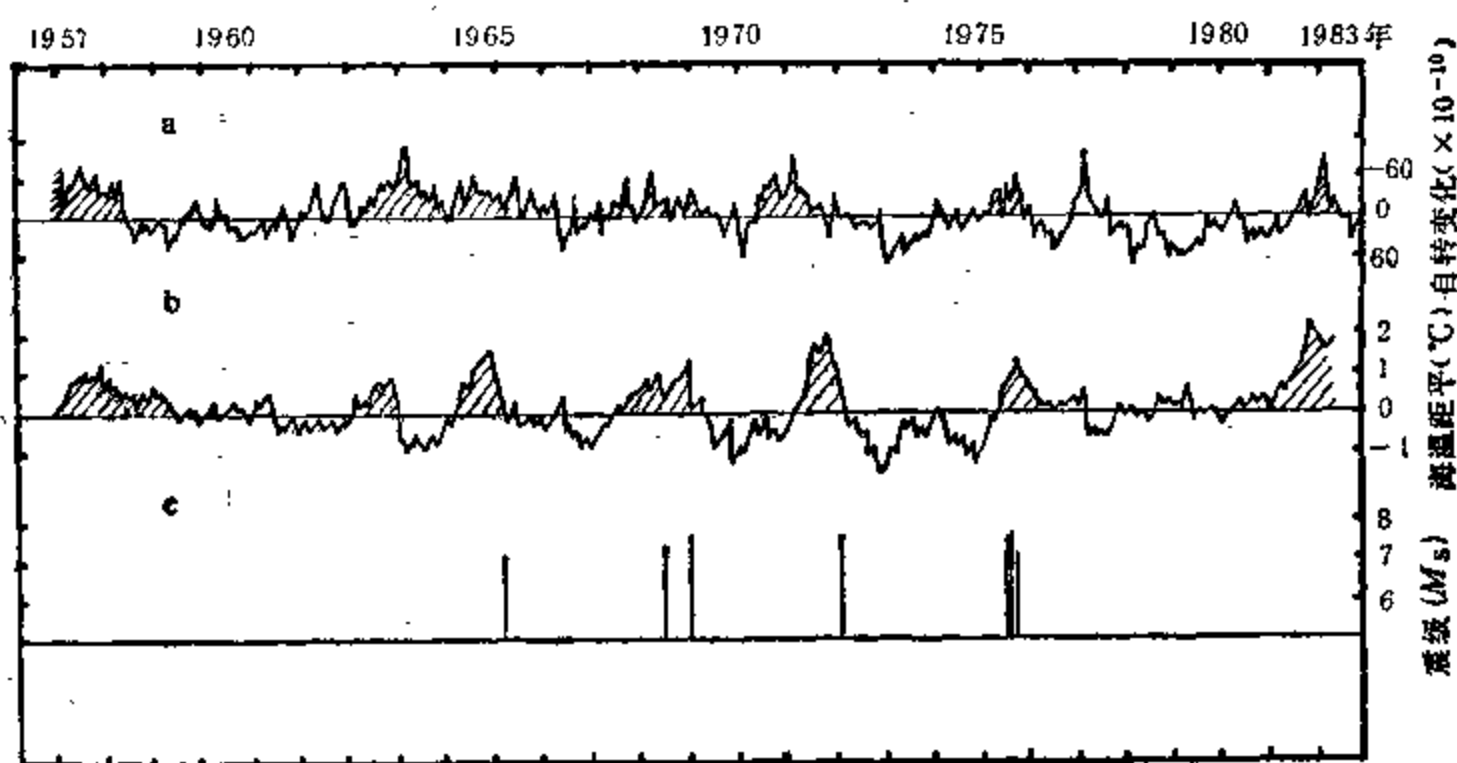


图 4.27 地球自转与华北、滇川大地震

a——地球自转速度月变量；b——厄尼诺(赤道东太平洋海温)；c——华北、滇川 $M_s \geq 7.2$ 级地震

年以外,在 1965, 1969, 1972 和 1976 年四个厄尼诺年的稍偏后时期,即地球自转急剧持续减慢的稍偏后时期,我国华北或云南、四川地区都发生 ≥ 7.2 级大地震。例如,1966 年 3 月 22 日河北宁晋 7.2 级地震发生在自转速度减慢的后期; 1969 年 7 月 18 日渤海 7.4 级地震和 1970 年 1 月 5 日云南通海 7.7 级地震发生在自转速度减慢的中后期; 1973 年 2 月 6 日四川炉霍 7.9 级地震发生在自转速度减慢结束之时; 1976 年 5 月 29 日云南龙陵 7.6 级地震、1976 年 7 月 28 日河北唐山 7.8 级地震和 1976 年 8 月 16 日四川松潘 7.2 级地震发生在自转速度减慢的中期附近。此外,1983 年 11 月 7 日,在山东菏泽发生一次较小地震(5.9 级),出现在自转速度减慢之后不久。上述大地震的发生与地球自转速度减慢的一致性,显示了地球自转速度减慢的效应在岩石圈也有反映。我们曾得到(1985)河北和云南、四川地区的大地震有很好的对震关系: 本世纪以来河北大地震都是发生在滇川大地震之后 1.5—6 个月。可以设想,地球自转速度减慢对于华北、滇川地震的作用有可能与板块运动有关。可以将地球自转速度减慢与印度板块、华北断块的运动及其应力集中、它们与华北、滇川地震的关系进行综合讨论和数值模拟。

与自转速度减慢、厄尼诺事件相一致,在生态上也出现异常。例如,在厄尼诺年,秘鲁沿海出现鱼类大批死亡,仅 1972 年厄尼诺的影响,使秘鲁鱼粉产量大幅度减少。我国东北地区,在建国以来发生的严重夏季低温冷害共有四次: 1957, 1969, 1972 和 1976 年,每次造成的粮食减产达 100 亿斤左右。它们都出现在厄尼诺的当年。此外,与厄尼诺事件相关联的许多国家大面积干旱或暴雨成灾,也都使农作物和生态遭受破坏。

总之,与地球自转速度 3—4 年的准周期变化相一致,在地球的大气圈、水圈、生物圈和岩石圈都出现大体同步的异常变化。我们认为,地球自转速度变化对于这些全球性异常变化是带有根本性的原因。地球自转速度的减慢,可以直接引起厄尼诺和其它一些异常现象的出现,并且通过厄尼诺增温,再影响到一系列全球异常变化。

关于在 3—4 年尺度上地球自转速度变慢的原因,本节开始时曾指出它有可能与全球

大气角动量(主要是北半球的大气角动量)的增大有关。而全球大气角动量的增大,与北半球变冷有关。图 4.25 中 i 曲线的演变,已显示北半球的降温出现在自转速度减慢的前一年或当年。即自转速度变慢发生在北半球降温之后或之时。图 4.28 是极冠地区大气底层年平均温度的变化。将此图与图 2.10 中相应时段的自转速度年均值的变化相比较,

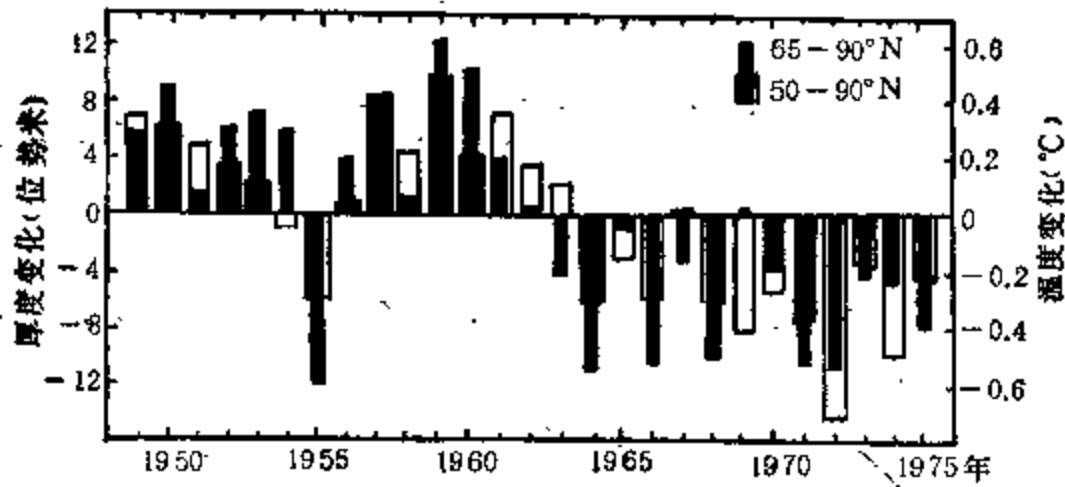


图 4.28 极冠地区 1000—500 百帕层年平均温度演变 (Flohn, 1977)

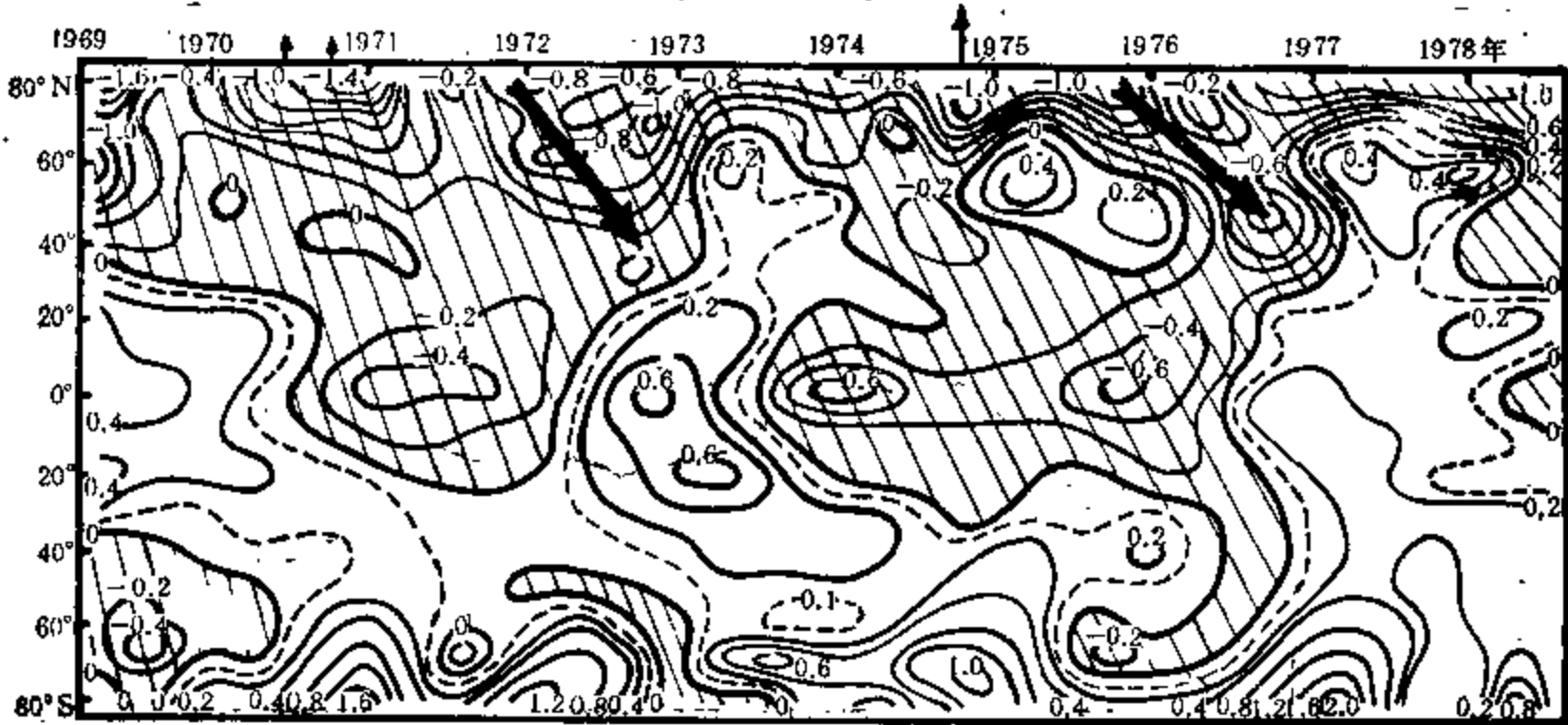


图 4.29 1969—1978 年全球各纬圈季平均温度距平的时空变化 (章名立等, 1982)

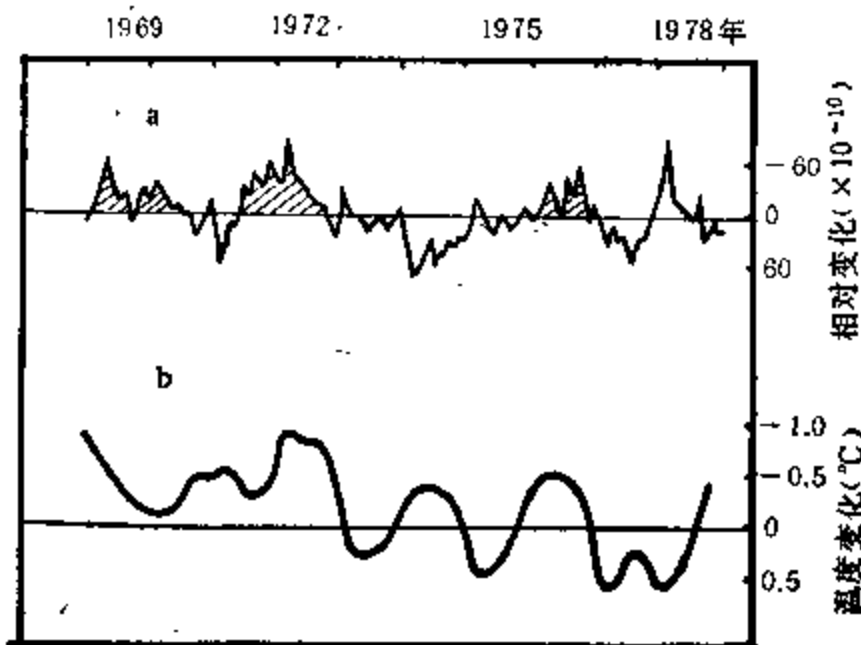


图 4.30 地球自转(a)与 60°N 平均温度变化(b)

可以见到,自转速度减慢与极地温度之间有良好的关系,前者一般落后于后者。从图 4.29 中可以进一步看到,北半球温度的变冷大致是由高纬度向中纬度传递的,同时低纬度地区的弱冷中心也向中纬度传递。当降温中心传至 50°N 附近时,低纬度地区开始增温。而中纬度地区的变冷,意味着西风急流南压,这就必然引起全球大气角动量的增加。从图 4.30 可见,自转减慢与 60°N 纬圈平均温度的降温时段大体是一致的。

§ 4.3 本世纪地球自转和大气、海洋环境的长期变化

从本世纪初以来,地球自转速度年均值的变化是相当大的。由图 4.31 中可见到最明显的变化是,在本世纪初,地球自转速度相当慢,1902 年的年均值仅为 -471 相对变化。仅次于它的另一次自转速度减慢出现在 60 年代后期—80 年代初。其间,1972 年为最慢,达 -362 相对变化。再次,在 40 年代至 50 年代初有一弱的减慢期,1949 年最低时仅为 -179 相对变化。这就是说,在本世纪内,地球自转速度最显著的周期约为 60 年左右。罗时芳在分析中(参见本书第二章表 2.6)得到的是 59.555 年,振幅为 1.239 毫秒,是地球自转速度变化诸长周期中振幅最大者。本世纪以来自转速度变化另一个较明显的周期约为 30 年左右。罗时芳的分析值为 29.783 年,振幅为 0.521 毫秒,也占自转速度诸长周期振幅的第三位。本节将综述本世纪内地球自转此种长周期变化与大气、海洋、地震等环境演变的相关事实,并对其间的因果联系提出一些初步看法和存在的问题。



图 4.31 1900 年以来地球自转速度变化

4.3.1 自转长周期与大气环境变化

由图 4.32 可见,北半球平均温度变化在本世纪初为一低温时期,在 30—40 年代为温暖时期,在 60 年代以后又处降温时期。全球温度的这种变化,反映在北半球高纬度地区更为明显。由图 4.33 可见,在北半球高纬度地区,无论夏半年和冬半年,本世纪内温度变化的趋势都是如此,其中北半球高纬度冬半年的温度变化最为显著。在图 4.32 中可以看到,从本世纪初以来,全球和北半球温度的演变趋势与地球自转速度的长期变化特征是相当吻合的。正是在本世纪初地球自转的最慢时期,北半球的温度处在最低之时。在 60—70 年代,地球自转速度的减慢仅次于本世纪初,相应降温幅度也是本世纪内第二位的偏冷时期。在 40 年代,地球自转有一较弱的相对减慢时期,而温度在其偏后时期也出现下

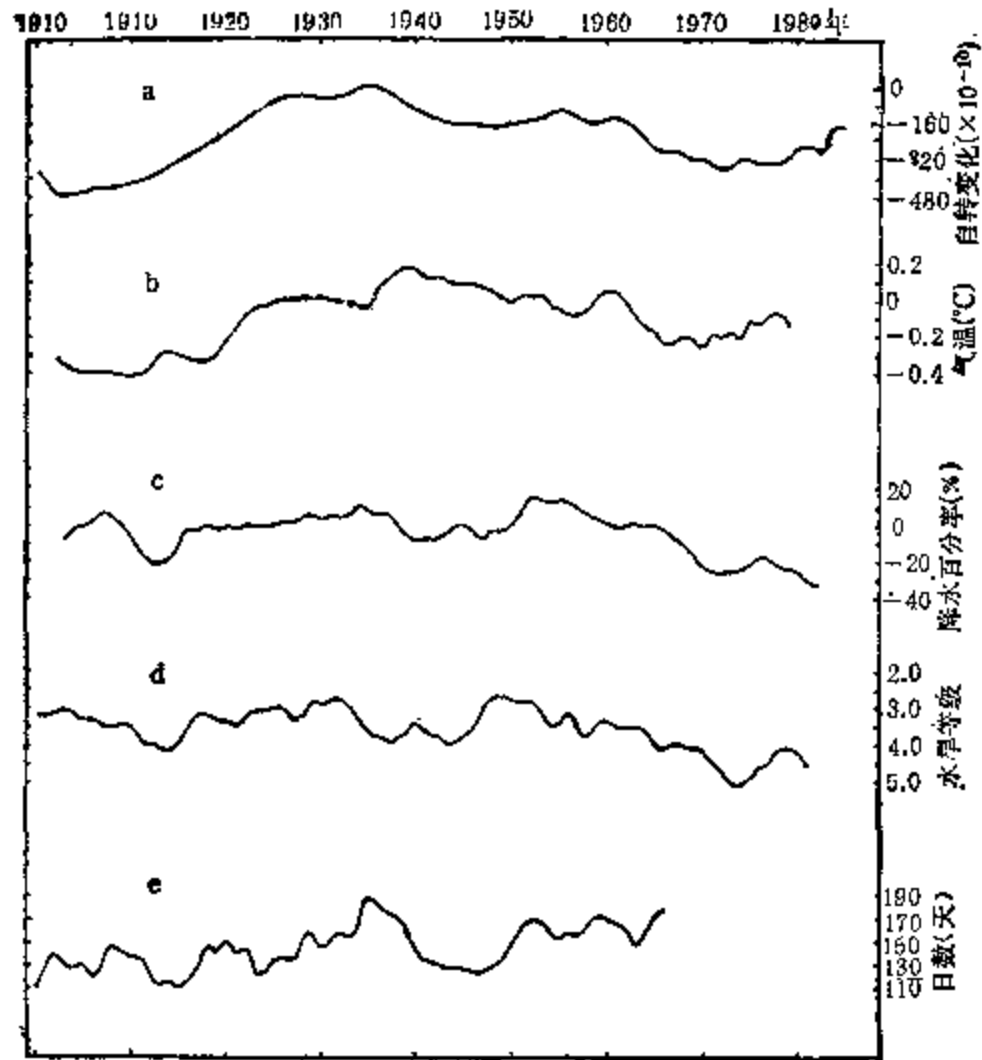


图 4.32 1900 年以来地球自转和大气圈变化

a——地球自转速度；b——北半球年平均温度；c——非洲萨赫勒年降水 (Weisburd *et al.*, 1985)；d——中国西藏水旱等级(林振耀、吴祥定,1985)；e——E型环流日数 (Гирс, 1971)

降。这就是说，北半球温度的变化与地球自转相一致也出现了明显的准 60 年周期。

非洲萨赫勒地区的年降水(图 4.32c) 和我国西藏地区的水旱等级(图 4.32d), 两者的严重干旱时段是同步的, 它们在本世纪内 60 年代末以后都出现了最严重的干旱时期, 在 1910 年之后都出现了本世纪内第二位的干旱时期。这两个时期正值地球自转速度的减慢时段, 仅在振幅上不大一致。此外, 它们在 40 年代都出现了较弱的干旱时期, 与地球自转速度较弱的相对减慢时段也一致。这就是说, 萨赫勒和西藏这两个地区的干旱时段与地球自转速度减慢的关系是相当一致的, 它们都呈现了准 60 年和准 30 年的周期变化。

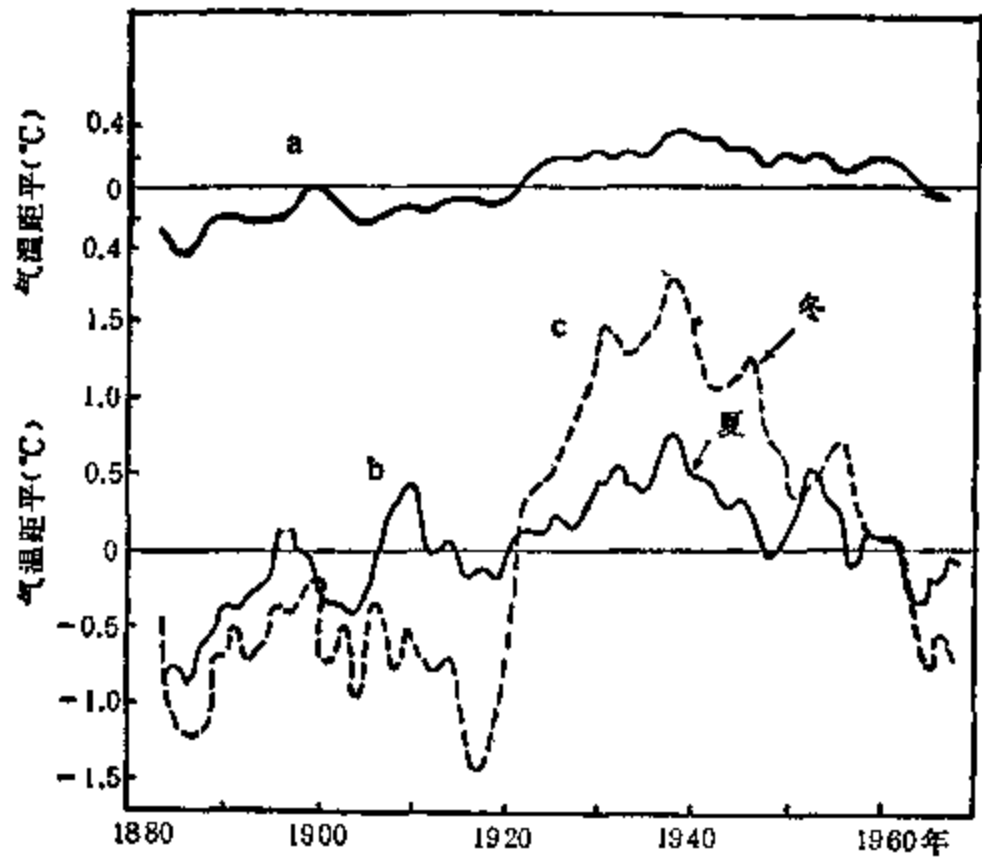


图 4.33 本世纪北半球高纬度带的温度变化

a——北半球年平均气温距平；b 和 c——70°—80°N 纬度带夏半年和冬半年的气温距平 (Будыко, 1980)

从不列颠群岛每年西风型日数的变化来看(Lamb, 1985),在本世纪初和 60—70 年代都处在低值时期,也与自转速度的减慢时期相一致。40 年代初西风型日数的较少时期比自转速度减慢有偏前现象。反映北半球大气环流长期变化趋势的 E 型环流日数(图 4.32e),在本世纪初期和 40 年代均处低值时期,似也有与自转速度相一致的准 30 年周期变化。

由此可见,本世纪内地球自转速度变化与大气圈的重要变化大致是同步演变的。我们认为,非洲萨赫勒和我国西藏等地区的全球性干旱化是由全球变冷引起的,本书第八章将予以具体讨论。有关全球温度变化与地球自转变化之间可能的物理联系,本节 4.3.4 中将一并讨论。

4.3.2 自转长周期与海洋环境变化

图 4.34 是本世纪地球自转与海洋环境变化的关系。由图中可见,北半球海洋夜间气

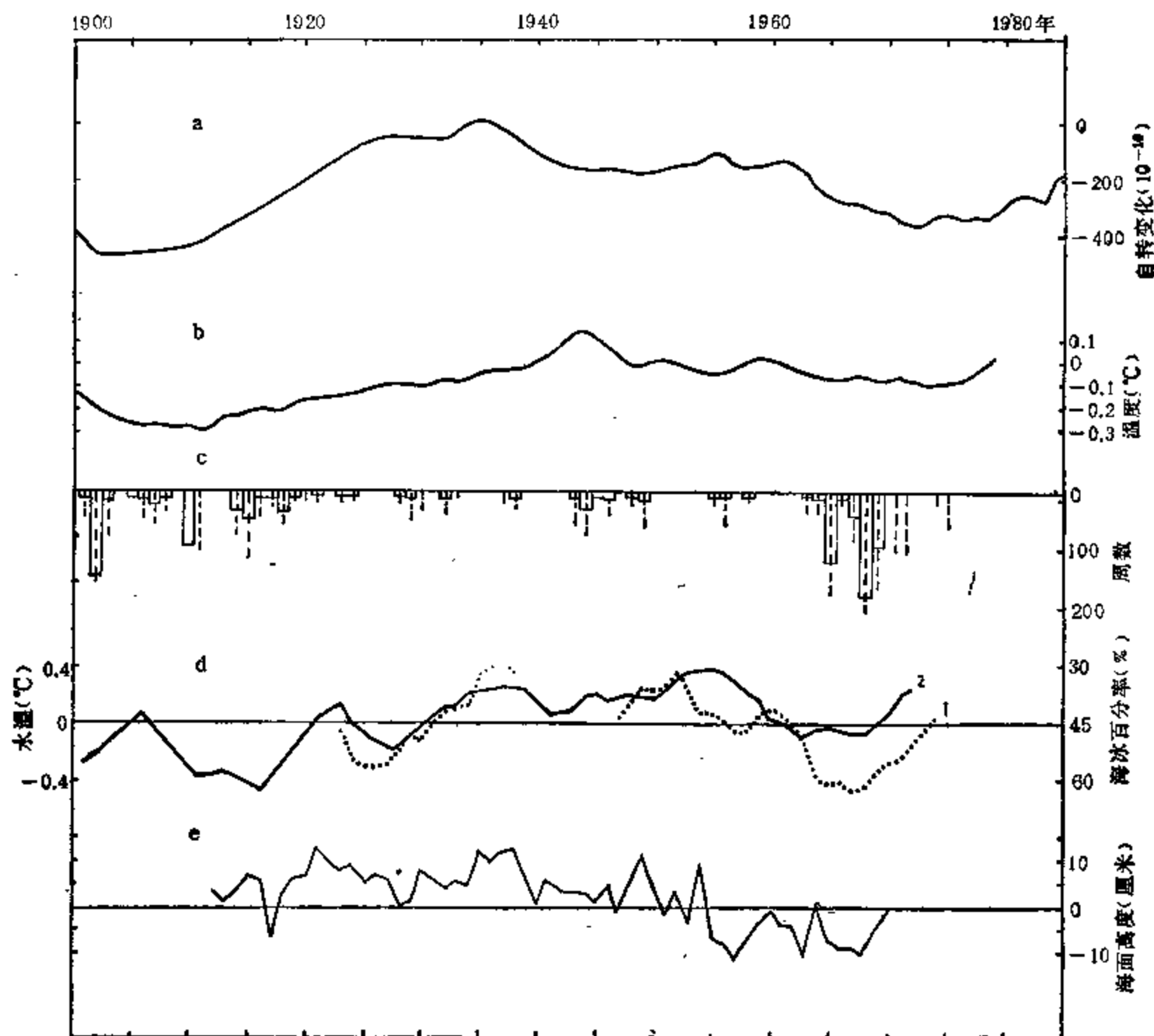


图 4.34 本世纪以来地球自转与水圈变化

●——地球自转速度; b——北半球海洋夜间气温 (Folland 等,1984); c——冰岛海冰指数(直方图)和爱尔兰沿岸每年浮冰周数(虚线) (Lamb, 1985); d——巴伦支海水温(1)和海冰占海域面积(2); e——上海海面高度变化(杨怀仁等,1985)

温与图 4.32 中的北半球气温变化是一致的, 仅前者的振幅不及后者为大。冰岛的海冰指数和爱尔兰沿岸浮冰周数均与地球自转、北半球温度的变化相一致。在本世纪初, 海冰较多, 时间较长, 对应地球自转速度较慢。在 20—30 年代, 海冰较少, 时间较短, 此时地球自转速度也较快。在 60 年代, 海冰又较多, 时间较长, 相应地球自转速度又较慢。在 40 年代海冰稍多时, 地球自转速度也稍慢。北极地区的巴伦支海水温变化 (70.5° — 72.5° N, 33.5° E, 0—200 米水层平均) 和海冰所占海域面积的百分比, 也与地球自转速度变化趋势比较一致, 仅 30 年代水温的峰值和海冰极小值比起地球自转来峰值有迟后现象。

以上海验潮站记录为代表的我国东部海平面变化, 在本世纪内演变趋势也与地球自转速度和全球温度变化是一致的。在全球变暖和地球自转加速时期, 海平面增高; 在全球变冷和地球自转速度减慢时期, 海平面一般又降低。本世纪内海平面高度变化的幅度约为 16.8 厘米。

4.3.3 自转长周期与地震活动

图 4.35 是本世纪地球自转速度与甘肃、宁夏大地震 ($M_s \geq 6$ 级) 的关系。从图中

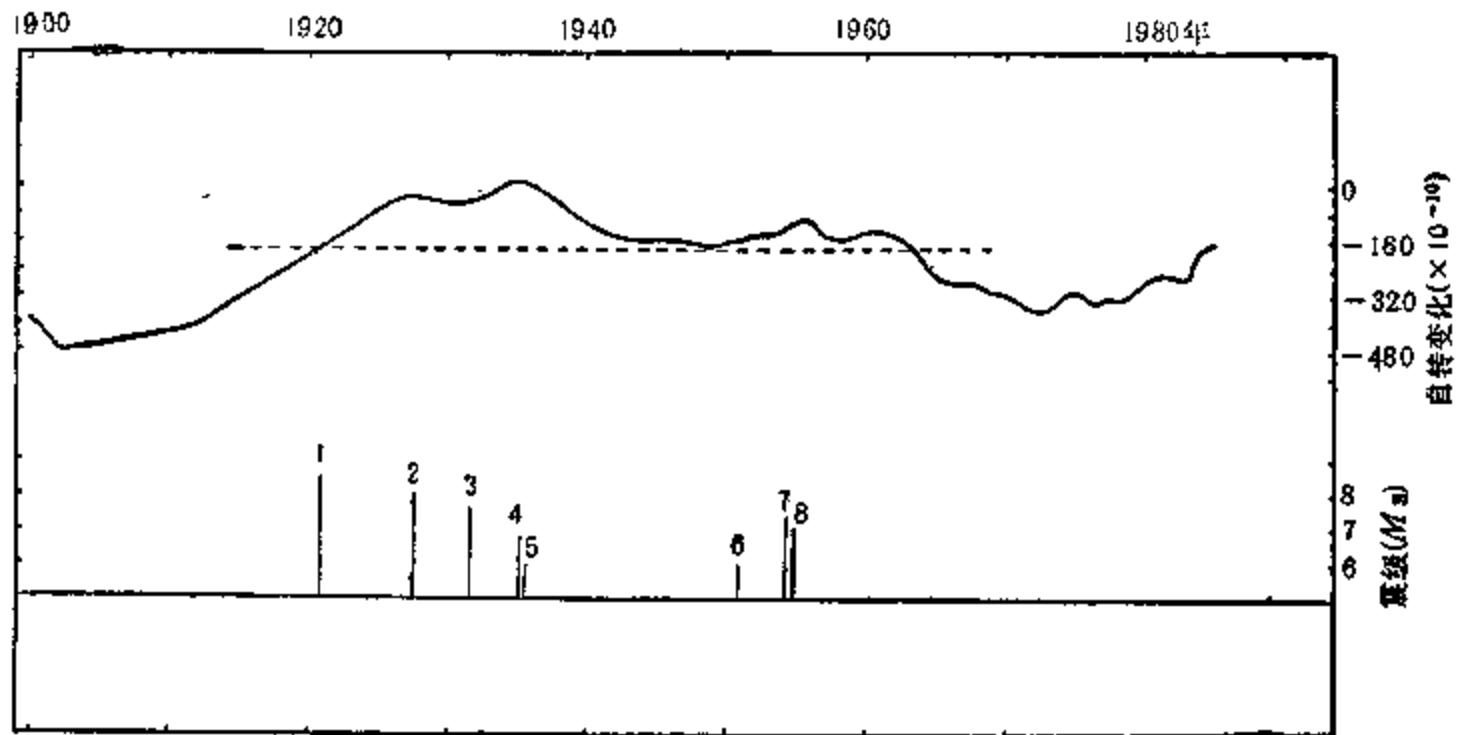


图 4.35 本世纪以来地球自转与甘肃、宁夏地震

1. 1920 年 12 月 16 日海原 $8 \frac{1}{2}$ 级; 2. 1927 年 5 月 23 日古浪 8 级; 3. 1932 年 12 月 25 日玉门 $7 \frac{1}{2}$ 级; 4. 1936 年 2 月 7 日康乐 $6 \frac{3}{4}$ 级; 5. 1936 年 3 月 1 日天水 6 级; 6. 1951 年 12 月 27 日肃北 6 级; 7. 1954 年 2 月 11 日山丹 $7 \frac{1}{4}$ 级; 8. 1954 年 7 月 31 日民勤 7 级

可见, 在本世纪内, 甘肃和宁夏地区的大地震有两个明显的特点, 一是全部地震都发生在地球自转速度快的时期, 8 次地震发生时自转的相对速度 ($\Delta\omega/\omega_0$) 均大于 -180×10^{-10} ;

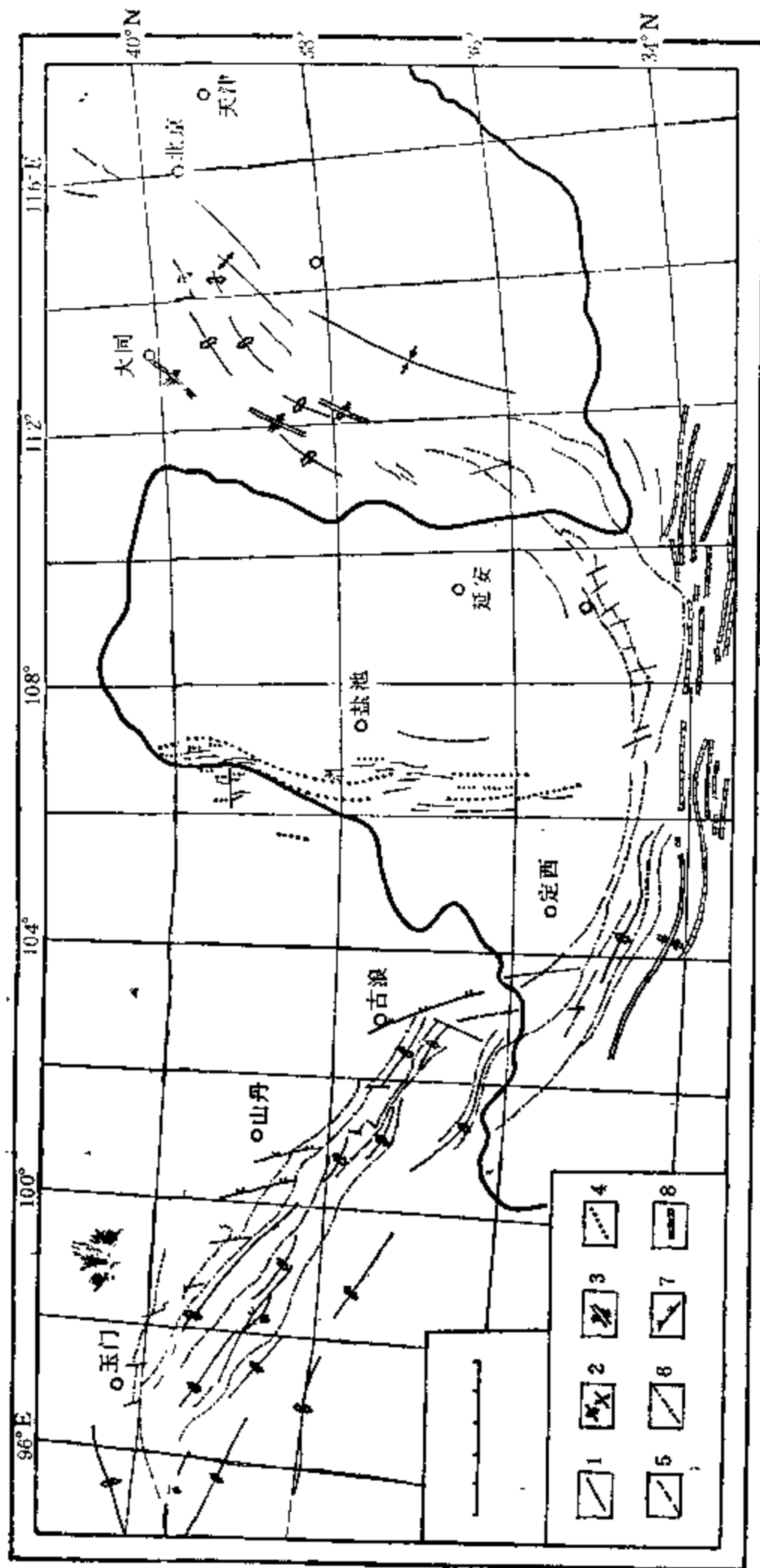


图 4.36 祁连山、吕梁山和贺兰山的山字型构造带

1. 复式背斜或陆梁; 2. 复式向斜或凡槽; 3. 冲断层; 4. 推测断裂带; 5. 褶皱群; 6. 伴生及派生断裂; 7. 河西系; 8. 东西向褶皱带

二是在地球自转速度快的时期，所有地震又都是发生在地球自转的加速时段。地球自转加速的时间愈长，震级愈大。海原 $8\frac{1}{2}$ 级和古浪 8 级两次最大的地震，就是发生在地球自转连续加速(自 1912 年起算) 15 年的中后期和末期。相反，在地球自转速度慢的时期(相对速度小于 -200×10^{-10})，或者在自转快的时期的减速时段，该地区一般均未发生 6 级以上地震。

我们认为，地球自转速度变化和地震活动之间的关系，与发震地区的地质构造和震源机制有关。与河北大地震发生在自转减慢时段相反，甘肃和宁夏大地震发生在地球自转快速时期的加速时段，这与该地区的地质构造性质有关。李四光(1972)指出，祁连山、吕梁山和贺兰山是我国一个典型的山字型构造带(图 4.36)。它是由于地球自转加快形成的。图 4.35 中所显示的该地区本世纪内的大地震发生在地球自转加快这一事实，是与李四光指出的该地区的地质构造带性质相符合的。

4.3.4 本世纪温度变化的成因问题

关于本世纪以来全球温度变化的成因问题，以及它与地球自转长周期的物理联系，这是一个比较复杂的问题。由图 4.37 可见，与本世纪温度变化相比较，地球自转、太阳活动、火山爆发、北半球中纬度太阳直接辐射等演变的趋势基本上都是大体一致的。因而，探讨本世纪全球温度变化的原因，需要综合考虑这些天文、地球物理参数之间可能存在的物理联系。

一些气候学家(如 Humphreys, 1913; Будыко, 1980)认为，现代气候变化与火山活动有关。一次强烈的火山爆发，喷出的大量火山灰和 SO_2 到达平流层后，较小的气溶胶可在数月内传播至全球，并可在平流层内持续飘浮 1—3 年，从而使太阳直接辐射减弱。例如，1883 年 8 月 27 日喀拉喀托火山大爆发后的第一年和第三年，北半球中纬度太阳直接辐射均减弱 10%，第二年减弱 15%。有的计算得到，一次巨大的火山爆发后，在几个月到几年内，可使地面平均气温下降零点几度。图 4.37 中本世纪内火山爆发、中纬度太阳直接辐射和北半球气温变化的一致性，表明火山爆发对现代气候变化确有重要影响。但这方面的研究，尚存在一个参数独立性的问题。Lamb 在确定火山灰尘幕指数(图 4.37d)时，曾将降温幅度列为一个主要依据。北半球中纬度太阳直接辐射(图 4.37e)的变化，其中也考虑了气溶胶层的相对光学厚度，并假定北半球各纬度平流层的气溶胶含量差别很小。这样，在图 4.37 中 c, d, e 三个参数之间就缺乏独立性。不过，从一些火山爆发的个例来看，火山爆发仍不失为引起北半球降温的重要因子之一。

那么，如何看待本世纪内太阳活动、地球自转和火山爆发、北半球温度变化的一致性呢？当然，强烈的火山爆发引起北半球降温，可使西风急流南压而使大气角动量增加，从而可能导致地球自转的减慢。但是，仔细分析图 4.37 中地球自转与温度变化两者峰、谷的位相，可以看到温度比自转大多有迟后现象。如本世纪初温度的谷值比自转的谷值要落后 3—7 年；30 年代末的温度峰值比自转峰值落后 4 年左右；50 年代温度的相对弱谷，比自转的相对弱谷也落后 7 年左右。因而，对于本世纪几十年尺度的长周期来说，在总体上难以说明主要是温度变化导致地球自转速度的变化。我们再仔细比较火山爆发与地球

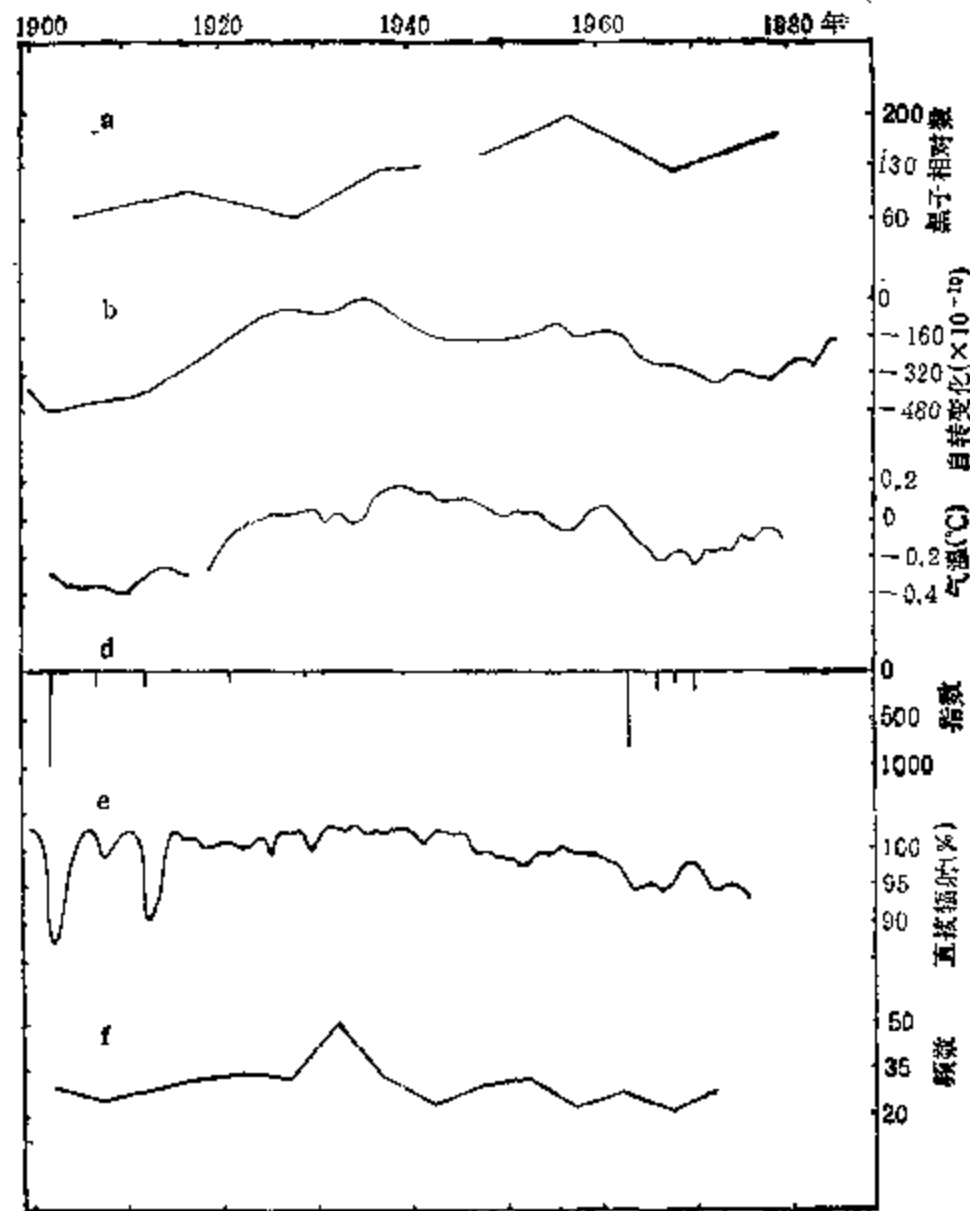


图 4.37 本世纪内太阳活动、地球自转与地球物理参数的变化

a——太阳活动(取黑子周的峰值); b——地球自转速度; c——北半球年平均气温; d——火山
 灰尘蒸指数(Lamb, 1970); e——北半球中纬度太阳直接辐射(Пивоварова, 1977); f——
 全球目睹陨落的陨石频数(张家诚、李文范等, 1986)

自转演变的关系, 由图 4.38 可见, 本世纪内发生的火山爆发, 尤其是发生在低纬度地区的火山爆发, 一般都出现在地球自转速度的减慢时段内。如 1902 年圣玛利亚火山大爆发出现在本世纪自转速度最慢时期的谷年。1963 年印尼的阿贡火山大爆发, 出现在地球自转速度由 1962 年开始减慢的第二年。此后至 1985 年的地球自转减慢时期内, 先后发生了 1965 年塔尔火山、1966 年阿武火山、1968 年费尔南迪纳火山、1974 年弗韦果火山、1979 年苏弗里火山和 1982 年埃尔奇琼火山等一系列低纬度地区的火山爆发。在 40 年代开始的地球自转速度相对减慢时段内, 发生了 1950 年冒纳罗亚火山和 1951 年拉明顿火山的爆发。此外, 1929 年皮莱火山爆发虽处在自转峰期附近, 但仍是在地球自转速度相对减慢后的第二年。就上述低纬度地区火山爆发大多发生在地球自转速度减慢时段内这一事实, 是否可以认为, 地球自转速度的减慢, 可使赤道附近的地壳发生收缩, 将对作为流体的火山岩浆产生挤压, 由此为低纬度地区火山累积能量, 并通过某种触发机制(如固体潮)而爆发。火山爆发又使气候变冷, 导致地球自转的进一步减慢。

目前, 地球自转理论认为, 周期大于 10 年以上的地球自转变化, 可能是由地核和地幔之间角动量交换而引起。有的研究(任光耀, 1986)指出, 太阳活动可改变地球磁矩, 引起核幔耦合作用, 导致地球自转发生变化。因而, 太阳活动(或天体引潮力)使地球自转速度减

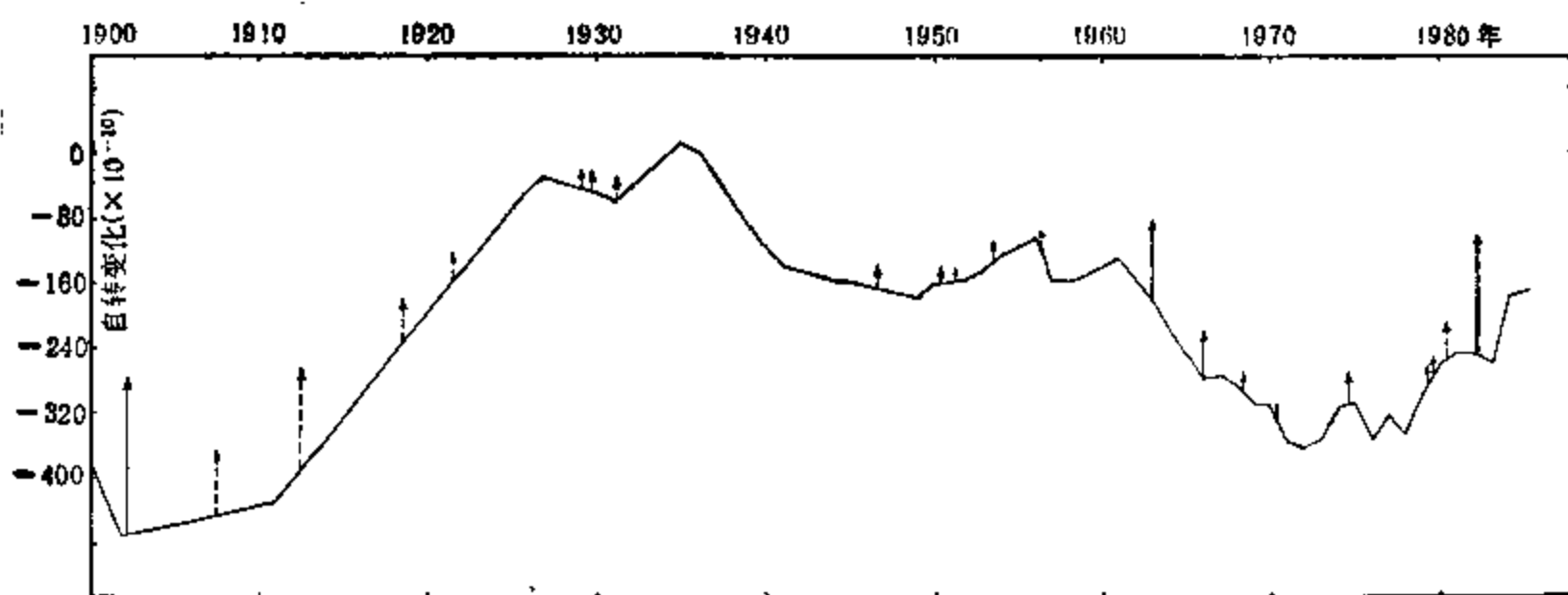


图 4.38 本世纪内地球自转与火山爆发

实线和虚线分别为低纬度和中高纬度的火山爆发,线的长短按 V_{NM} 指数(徐群,1985)画出

慢,从而为火山爆发孕育能量而爆发,最后导致地球气候变冷,此种相互联系的物理途径也是可以考虑的一个方面。总之,本世纪内全球温度变化与火山爆发、地球自转、太阳活动等因子之间的物理联系,是一个错综复杂的问题,需要在单因子研究的基础上,加强综合性的理论研究,并且其间相互反馈作用也是个复杂问题。

§ 4.4 极移长周期与地球系统变化

4.4.1 极移振幅“40年”周期与气候振动

吴守贤(1981)、张焕志(1982)等指出,地极移动的振幅变化存在“40年”周期,它的振幅接近钱德勤周期主项(1.174年)的振幅。由图 4.39a可见,这个周期是显著的。在气候周期中,与这一极移周期相近的有著名的布吕克纳周期,即 35 年左右的准周期气候振动。它最早是由布吕克纳在分析里海水位变化时发现的。后来,一些研究者在气候、冰川、海洋研究中也得到了类似周期。

在图 4.39 中,我们给出了与极移“40年”周期的波长和位相均较一致的一些气候参数变化。由此图可见,本世纪内极移振幅的两个峰值出现在 1910 年后和 50 年代初。上海市年降水量(图 4.39b)演变的峰、谷位相与极移周期有相当好的关系。长江中下游 5—8 月 5 站总雨量(图 4.39c)的演变,也在 1910 年后有一个强峰和 50 年代初有一个弱峰。我国北方(包括北京、天津、河北、山西、山东、河南北部、陕北和宁夏)旱涝等级与上海降水趋势是一致的,都是在极移峰值时期降水偏多、在极移谷期降水偏少。北非、阿拉伯、印度 14 站的冬春雨量,也在极移峰期降水偏多,但在 1950 年的峰值较极移峰值要偏前。有意义的是,7 月份的南方涛动指数演变也与极移振幅有较好的关系,极移振幅大时南方涛动也强,反之则弱。这些表明,极移“40年”周期在许多地区气候振动上都是有反映的。

至于在这个准周期上极移振幅和气候振动之间的因果关系,这是一个有待深入探索的问题。彭公炳等(1983)认为,极移离心力位势可以引起气压场的改变,他们在李启斌等

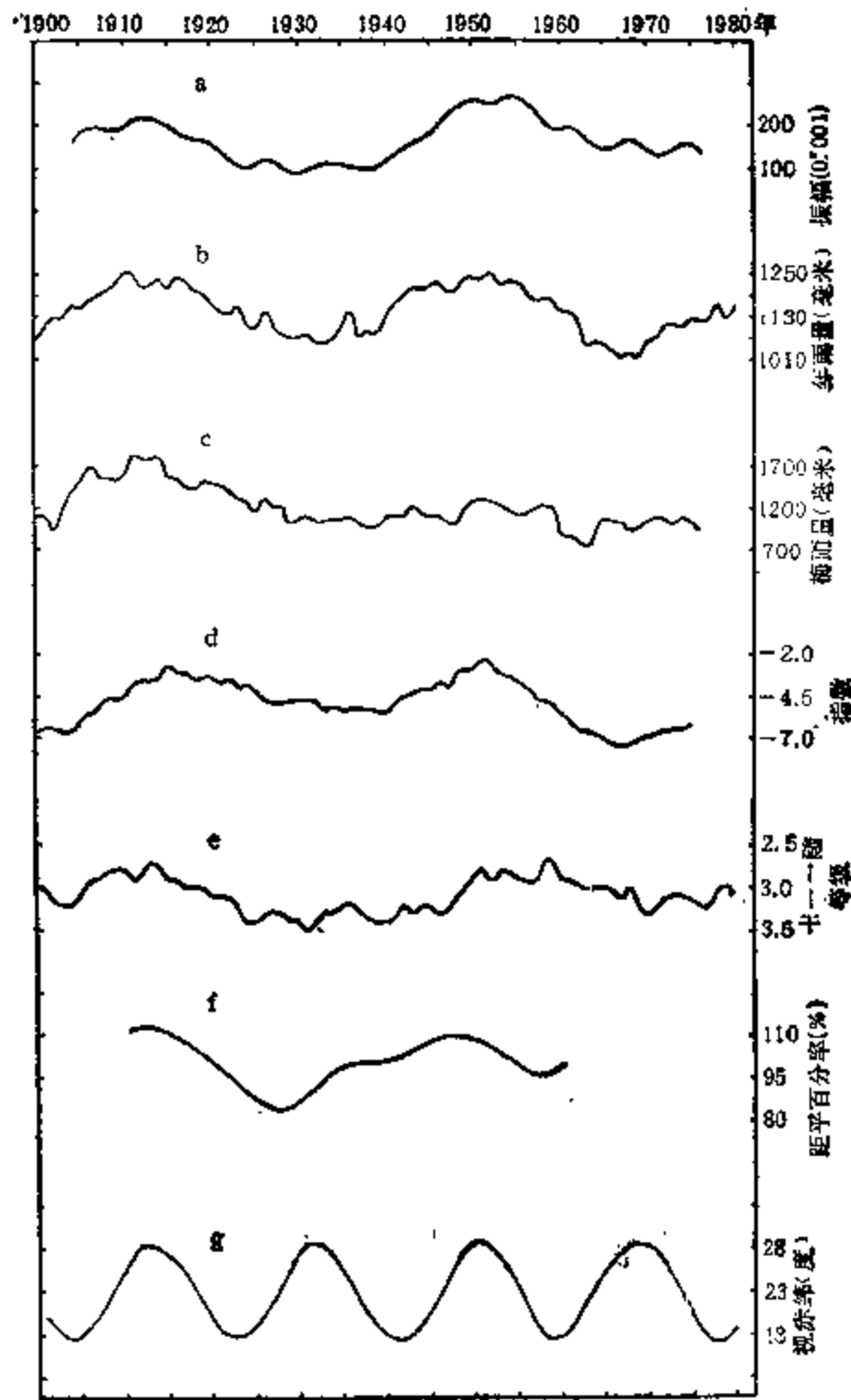


图 4.39 极移“40年”周期与气候振动

a——极移振幅；b——上海年雨量；c——长江中下游5—8月梅雨量；d——南方涛动7月指数；e——中国北方旱涝等级；f——北非、阿拉伯、印度14站冬春雨量（20°—35°N）（Winstanley, 1973）；g——月亮章动（以7月视赤纬最大值表示）。
a, b, c, d, e为11年滑动值，f为20年滑动值

(1970)工作的基础上，给出了极移变形力位势 (W_p) 的表达式

$$W_p = \frac{1}{2} m \omega^2 R^2 (y \sin \lambda - x \cos \lambda) \sin 2\varphi$$

式中 m 为地表某点的质量， ω 为地球自转角速度， R 为地球半径， λ 和 φ 为地球上某点的经度和纬度， x 和 y 表示地极在极移坐标 X, Y 方向上的角位移。这个结果，与 Максимов (1970) 的结果是类似的。彭公炳等还具体讨论了在极移变形力位势及其各分量随经度和纬度的分布情况。

濮培民(1986)认为，气候的 35—40 年周期，可以用月亮轨道交点西移的 18.6 年周期的倍数来解释。由于它有一个 0.6 年的尾数，而相隔半年的大气过程有显著的季节差异，

故其倍数的 37.2 年周期才能在大气中较强地显示出来。我们在图 4.39 中给出了月亮这一章动周期(g 曲线),可以看到,极移振幅和许多地区降水的峰值都出现在月亮章动周期的峰值,即月赤纬极大之时。因此,月亮章动双周的触发作用引起一些地区降水等参数的差异,导致大气质量分布的差异,从而影响到极移,此种物理过程的可能性是可以探索的一种途径。

总之,在 35—40 年周期上,极移振幅、气候振动、月亮章动等之间有着一定的物理联系,需要将三者以及其它可能的因素相互联系起来作为一个整体加以综合考虑,逐步探讨其间相互作用的环节和机制。

4.4.2 地极 29.8 年波动与气候、地震、内核振动

Vicente 等(1976)和赵铭、郑大伟(1980)曾分别得到,长期极移中存在 29.8 年、31 年周期分量。张焕志(1982)对平极坐标 (x_0, y_0) 扣除线性变化后,得到剩余的波动成分 $(\tilde{x}_0, \tilde{y}_0)$ 有明显的 29.8 年周期。图 4.40 是根据他计算的极移剩余波动数值 $(\tilde{x}_0, \tilde{y}_0)$ 绘制的。图中可见,地极在 $30^\circ-60^\circ\text{E}$ 和 $150^\circ-120^\circ\text{W}$ 之间来回振荡,其平均长轴为 40.3°E 和 139.9°W 的连线。需要指出,极移振幅的准 40 年周期在地理位置上是不固定的,而极移的此种 29.8 年波动在地理位置上是相对固定的,故它们的物理成因和物理效应有可能是不同的。张焕志认为,极移 29.8 年波动是由于地球内核振动引起的,他计算出内核振动的振幅为 790 米,振动方向在东经 40.3° 子午面内,振动面与赤道面的夹角为 $1.8'$,内核振动中心与 xz, yz 平面的距离约为 2 公里多,距地球质心为 3 公里左右。

我们在图 4.41 中给出与极移 29.8 年波动相关的地球物理参数变化。图 4.41 a 是按地极波动分量 \tilde{x}_0, \tilde{y}_0 分别绘出的。从全球的中源和深源大地震(震源深度分别为 70—300 公里和大于 300 公里)来看,两个峰值出现在 1911 年和 1940 年附近,正是处在 \tilde{x}_0 由负到正和 \tilde{y}_0 由正到负都穿过零值之时。将此对照图 4.40 可见,当时正是极移点由 $-\tilde{x}_0, \tilde{y}_0$ 象限穿越到 $\tilde{x}_0, -\tilde{y}_0$ 象限之时。由于内核振动的质心应与极移点相反(张焕志 1982 年原文的图 6 中内核振动的方向似画反了),故中、深源地震活跃时,正处内核由 40°E 附近越向 140°W 之时。而中、深源地震绝大部分都发生在 140°W 的 $\pm 90^\circ$ 范围之内(以环太平洋带为主)。这就是说,当内核由 40°E 向 140°W 方向挤压时,出现了全球中、深源地震的高潮,看来是有其物理意义的。还需指出,如果此种内核振动得到确认,那末它对动力地质学有重要意义。众所周知,东非大裂谷和印度洋西部海岭正位于 40°E 附近,东太平洋的洋隆和夏威夷火山基性熔岩喷发也距 140°W 不远。这些地区正是地壳活动张力区。看来,现今地球上这两个重要的地幔对流的上涌区与内核振动可能有密切的关系,沿着这一线索进一步探讨其间的物理机制是有意义的。

图 4.41 中,与地极波动分量 \tilde{x}_0 由负到正通过零值的 1911 年和 1940 年附近相一致的,在大气圈中有北非、阿拉伯、印度冬春雨量(图 4.41c)的峰值以及该地区夏季雨量(图 4.41d)的谷值。我国西藏地区水旱等级的干旱期也出现在这两个时段,最近一个干旱期又出现在 \tilde{x}_0 由负到正通过零值的 1975 年附近。

地极 29.8 年波动在地球自转速度上也有反映。罗时芳等在 1974 年的研究中已得到这一自转速度周期。张焕志(1982)认为它是内核振动在自转速度上的一种反映。由图

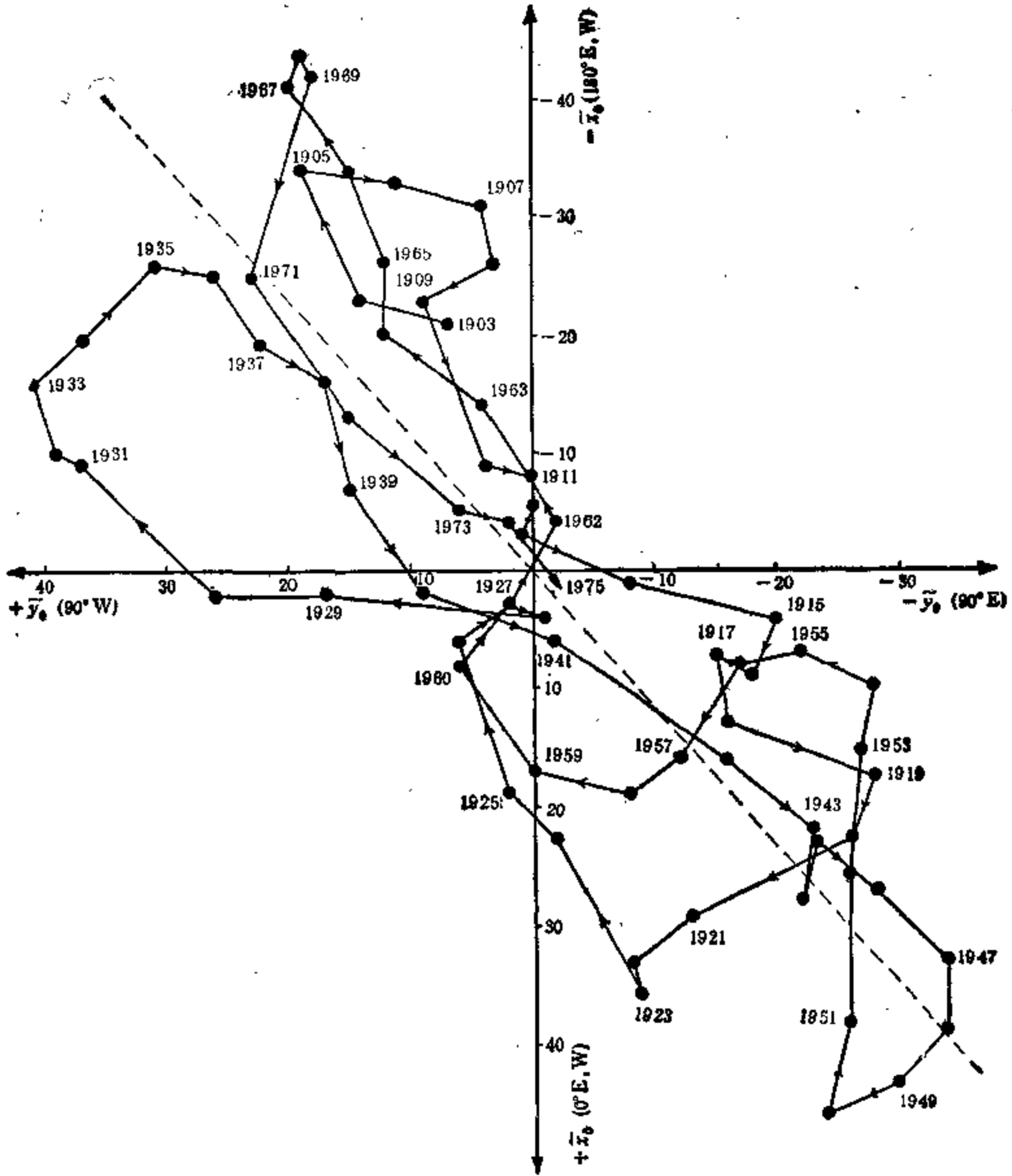


图 4.40 地极扣除线性部分后剩余的长期波动 (单位: 0.001)

4.41 f 可见,本世纪内地球自转速度的三个减慢时期,与上述地极 \bar{x}_0 分量由负到正通过零值的三个时间也是吻合的。

本节给出的准 30 年周期的地极波动与地震、气候、地球自转速度等变化的一致性,值得加以重视。其间的物理联系较为复杂,需做进一步的探讨。如果说,地极和地球自转速度以及中、深源地震的这一周期是由内核振动所引起的,那么又存在一个内核振动的力源问题,它为什么呈准周期形式呢? 至于极移与气候之间的关系,彭公炳等(1983)曾推导出极移变形力的南北分量在极地和赤道为最大,但方向相反,在靠近赤道附近的地区为负值,即南向分量。这个论点,似可以解释图 4.41 中 c, d, e 的雨量变化。这些地区都处在纬

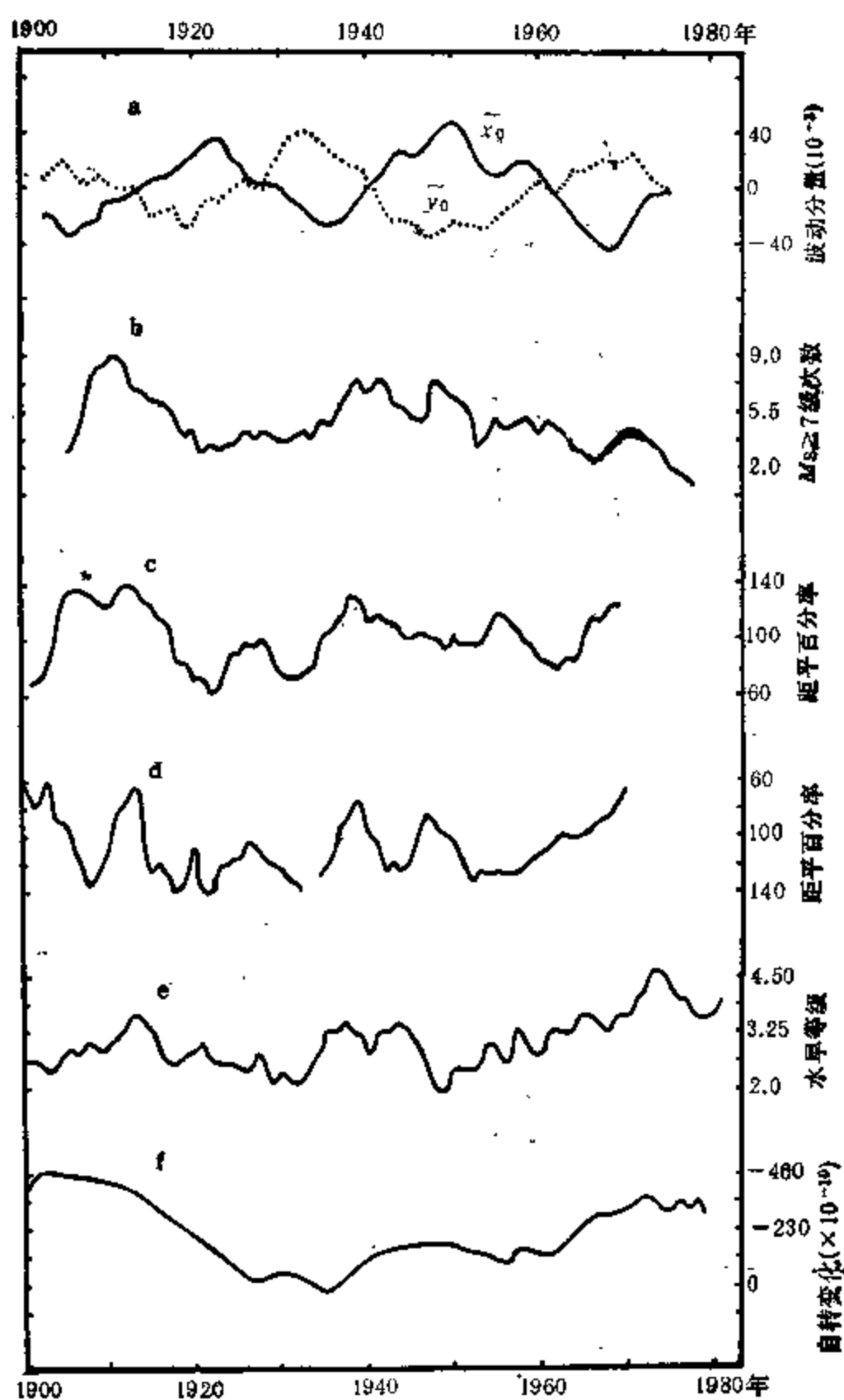


图 4.41 地极 29.8 年波动与地球物理参数变化

a——地极波动分量 (\bar{x}_0, \bar{y}_0); b——全球中源和深源大地震 ($M_s \geq 7$); c——北非、阿拉伯、印度冬春雨量 ($35^\circ-20^\circ\text{N}$, 14 站平均) (Winstenley, 1973); d——北非、阿拉伯、印度夏季雨量 ($30^\circ-15^\circ\text{N}$, 8 站平均) (Winstenley, 1973); e——西藏水旱等级 (林振耀、吴祥定, 1986); f——地球自转速度。b, c, d, e 为 5 年滑动值

度较低的地方,在经度上位于 40°E 的 $\pm 55^\circ$ (即 $15^\circ\text{W}-95^\circ\text{E}$) 之间,即处在极移 29.8 年波动的长轴附近。当极移点移向 40°E 时,在夏季有利于副热带高压南压,有可能导致北非、阿拉伯到印度、西藏一带雨量减少;而在冬季有利于冷空气南下到较低纬度,又可能导致该地带冬雨的增加。

第五章 地球绕太阳系质心运动 与自然灾害群发现象

在历史时期,地球上各种自然环境都是不断变化的。各国科学工作者在气候、地貌、地震、海平面、生态等环境的变迁方面进行了大量研究,取得了丰硕成果。竺可桢(1973)利用我国丰富的物候记载,得出了中国5000年来温度变迁的曲线。许多国家的科学家利用冰岩芯同位素分析、地层和深海沉积分析、孢粉分析、历史文献记载、自然地理考察、树木年轮分析以及考古学等方法,分别得到了数千年来温度变迁、干湿和沙漠变迁、海平面变化、生态变迁和地震活动等序列。历史上的这些环境变迁,对于人类的活动和生产发展,曾经发生过重要的影响。在历史时期环境变迁的成因方面,长时期以来尚未得到很好解决,迄今在这方面的研究还不多见。对于中国历史气候变迁的原因,竺可桢在他的论文(1973)中说,有些气象学家相信太阳黑子的周期与气候的周期有联系,但它们并非总是一致的,太阳活动虽影响到地面的气候,但到目前我们还没能探索出一个很好的规律来。

我们的研究(1981, 1984, 1986_a)表明,历史时期地球上的各种环境变迁有着一个共同的特征:它们的异常时段往往是大体同步出现的。也就是说,在某些历史时段,各种自然灾害存在着群发现象。其间,严寒、大旱、大涝、大地震等大多频繁发生,与其它时段相比较,不论灾害的严重程度、发生频次和地域分布,都有明显增加的趋势。并且,历史时期自然灾害的此种群发现象存在着两种准周期变化:一是近1000年以来,有准周期为140—180年的自然灾害相对频繁期;二是近6000年以来,有间隔1000—1400年的更为严重的自然灾害群发期。

我们的研究(1981)还表明,历史时期的上述百年和千年尺度的自然灾害群发现象,与九大行星地心会聚的参数变化有着相当吻合的演变关系。由此我们讨论了它们之间的物理联系,认为历史气候变迁的原因主要在于九星地心会聚的力矩效应,使地球绕太阳系质心公转的半径和公转速度发生改变,导致地球冬夏季节长度的延长和缩短而引起。这种效应虽起源于九星地心会聚的参数变化,然而它是通过改变太阳系质心至太阳中心的距离,即改变地球冬夏的公转半径和公转速度而起作用,因而实质上也是地球运动的一种效应,但它可以用九星地心会聚的参数来表示。本章将具体介绍我们在这方面的研究结果。

§ 5.1 九大行星会聚及其计算

5.1.1 九大行星会聚的定义

太阳系的九大行星在围绕太阳公转时,它们的相对位置的变化有一个平均为178.7年的会合周期。过去的报道中,有的将九大行星会聚称为“行星直列”或“九星联珠”。实际

上,它是一种相对接近周期,九颗大行星只能聚集在一个角度相对较小的区间里,而不可能是“直列”或“联珠”。故称之为“九大行星会聚”(九星会聚)较为符合实际情况。关于九星会聚的定义,过去国内外天文界是指以日心为坐标,九大行星运行至太阳的同一侧,且最外两颗行星的日心黄经差(或称日心张角、角距宽)为最小的现象。我们在研究过程中发现,这种九星日心会聚与历史气候变化的关系并不密切。以后考虑另一种九星会聚的定义,即九大行星运行至太阳的对顶角为最小的区间,分析结果此种日心会聚与历史气候变迁的关系也不明显。最后,我们采用了一种新的九星会聚定义,即以地心为坐标的九星地心会聚。其定义为:太阳及所有行星均处在地球的同一侧,且最外两颗行星的视黄经差(或称地心张角)为最小之时。也就是地球单独处在太阳的一侧,其它行星都在太阳的另一侧,且最外两颗行星的地心张角为最小的现象。结果发现,这样定义的九星地心会聚的季节和地心张角大小,与中国 5 000 年来的气候变迁有着相当好的相关关系。

5.1.2 九星地心会聚的计算

我们在计算九星地心会聚时,有关水星、金星、火星、木星、土星五颗行星和太阳的地心黄经资料采用 William 等所著《公元前 2500 年至公元 2000 年太阳和行星的黄经》(Solar and Planetary Longitudes for Year -2500 to +2000)一书中所列数据。天王星和海王星及公元 2000 年以后的上述五个行星的位置,我们根据 Ahnert 的论文《太阳、月亮和行星的天文年表》(Astronomisch-chronologische Tafeln für Sonne, Moon und Planeten)提供的方法进行了计算。我们在计算冥王星的位置时做了轨道偏心率和轨道倾角的订正。再从以上天体的实际资料中逐个确定九星地心会聚的时间和地心张角。冥王星的周期很长(247.69 年),可允许其有时处在对顶角附近。

图 5.1 a, b 分别是最近一次九星地心会聚(1982 年 11 月 2 日)和 17 世纪小冰期九星地心会聚(1665 年 1 月 6 日)的例子。17 世纪这次会聚时的地心张角为 43° , 是近 3000 年来历次九星地心会聚中最小的。表 5.1 是我们计算的从公元前 2900 年至公元 2400 年历次九星地心会聚时的行星位置和地心张角。由表中可见,两次九星地心会聚的间隔时间大多为 138—182 年。有一部分的九星会聚,冥王星位于对顶角附近(表中带括号者)。因而,准周期为 178.7 年的九星会聚,严格地说是除冥王星以外的八颗行星会聚,而真正的九星会聚周期不大稳定,两次会聚的间隔时间在 138—534 年之间。由本章以下几节可以看到,与历史时期自然灾害群发现象有较好关系的,正是从水星到海王星之间的地心张角。我们在此称“九大行星会聚”,仅是沿袭了习惯用语而已。

§ 5.2 百年尺度的九星会聚与自然灾害相对频繁期

从公元 1000 年以来,共发生六次九星地心会聚。它们出现的年份是:1126、1304、1483、1665、1844 和 1982 年。会聚时的地心张角都在 43° — 63° 之间,会聚的时间都出现在冬半年,即处在秋分到春分之间。本节的讨论将指出,这些九星地心会聚的附近年代,均为各种自然灾害的相对频繁时期。最近一次的九星地心会聚(1982 年)对地球环境的影响,将在本章 § 5.5 专门进行讨论。

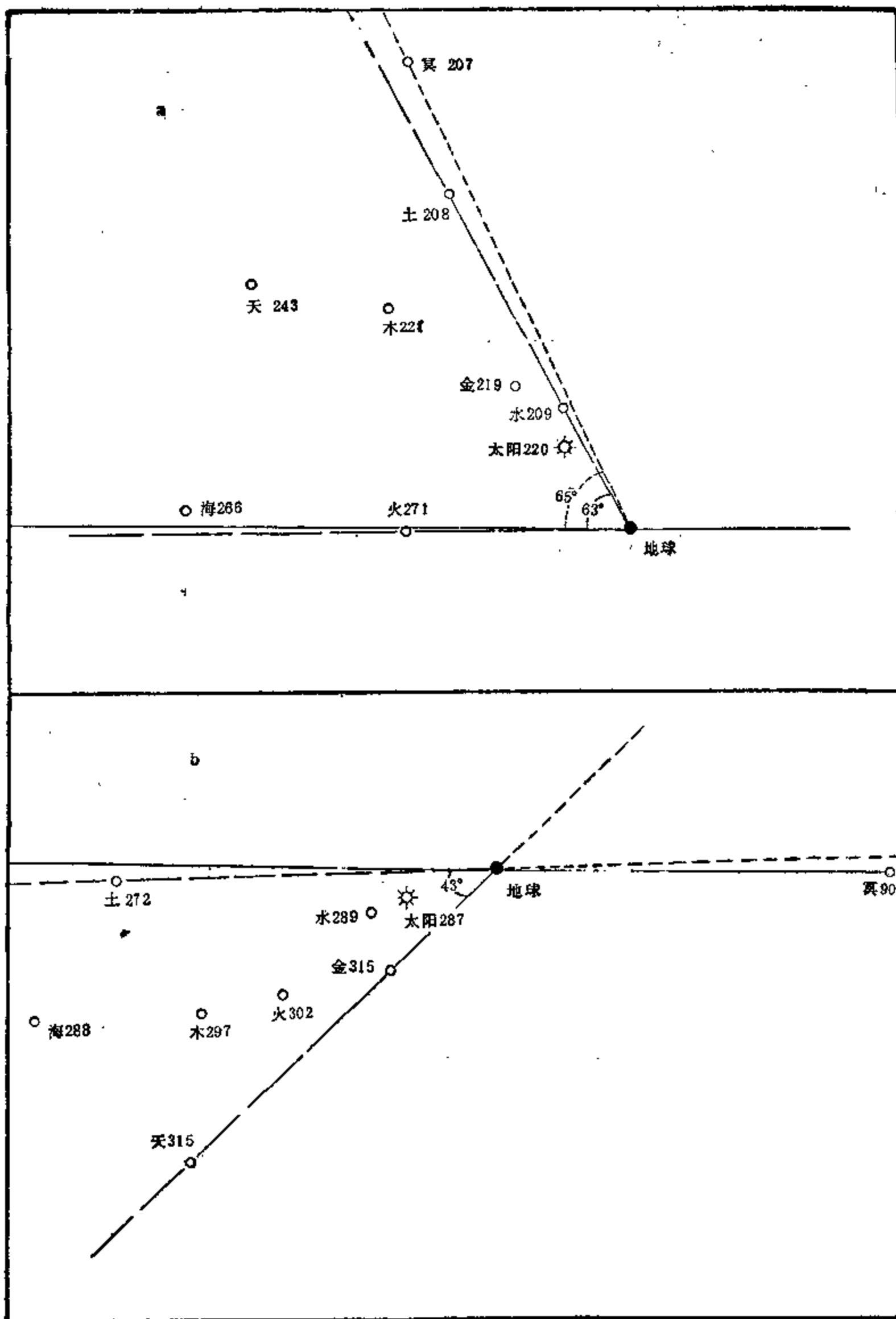


图 5.1 1982年11月2日(a)和1665年1月6日(b)两次九星地心会聚的行星黄道位置
图中数字为地心视黄经

表 5.1 5000 年来历次九星地心会聚的行星位置和地心张角¹⁾

星名和 项目	地心黄经 (度)		行星位置									$\Delta\theta'$ 水→冥	$\Delta\theta$ 水→海	会合 季节	中国气 候状况
	太阳	水	金	火	木	土	天	海	冥						
2344.2.16	327	303	323	338	34	301	353	342	27	93	93	冬			
2163.1.21	301	300	264	260	300	253	298	303	92	(50)	50	冬			
1982.11.2	220	209	219	271	228	208	243	266	207	64	63	冬			
1844.1.24	304	315	331	1	331	298	1	332	24	86	63	冬	冷		
1665.1.6	287	289	315	302	297	272	315	288	90	(45)	43	冬	冷		
1483.11.16	243	259	230	215	208	222	259	250	201	58	51	冬	冷		
1304.10.21	216	200	201	162	176	194	208	216	337	(59)	54	冬	冷		
1126.9.21	184	205	179	213	166	175	161	185	50	(69)	52	冬	冷		
949.8.23	155	180	117	170	179	165	117	156	127	63	63	夏	暖		
768.5.28	70	72	116	67	83	102	54	116	273	(62)	62	夏	暖		
631.10.26	191	214	178	178	238	229	186	178	52	(60)	60	冬	(不明)		
450.9.25	183	166	139	124	161	183	134	140	124	59	59	冬	冷		
272.6.27	95	83	121	136	138	157	82	106	275	(75)	75	夏	暖		
89.6.11	78	68	34	67	358	78	17	64	8	80	80	夏	暖		
-49.7.31	124	139	134	127	146	198	151	124	122	76	74	夏	暖		
-269.1.11	287	306	302	7	289	11	287	357	168	(84)	84	冬	暖(低)		
-449.12.12	256	240	269	294	253	340	240	323	319	100	100	冬	暖		
-561.6.18	80	106	41	53	84	60	106	78	102	65	65	夏	暖		
-739.5.15	46	37	91	99	73	37	59	46	235	(62)	62	夏	暖		
-918.3.21	351	10	29	28	31	358	8	12	354	40	40	冬	冷		
-1099.3.3	333	312	334	320	300	303	316	334	59	95	34	冬	冷		
-1238.5.10	37	39	65	29	45	51	73	29	229	(44)	44	夏	暖		
-1415.4.25	21	17	58	355	63	45	33	1	355	68	68	夏	暖		
-1595.3.29	354	10	324	36	0	358	340	324	60	96	72	夏	暖		
-1774.2.28	324	307	291	338	323	324	296	292	141	(47)	47	冬			
-1953.1.30	295	294	261	273	284	290	255	261	295	40	40	冬			
-2133.12.26	259	248	222	201	245	259	202	223	23	(58)	58	冬			
-2273.3.9	331	341	287	261	296	340	299	275	139	(80)	80	冬			
-2452.12.13	243	261	275	288	271	314	266	243	293	71	71	冬			
-2630.11.22	220	210	225	225	232	281	218	208	23	78	73	冬			
-2809.11.5	201	186	229	170	200	253	170	175	88	98	83	冬			

1) 表中 $\Delta\theta'$ 为九星地心会聚时的最小地心张角, $\Delta\theta$ 为除冥王星外的最小地心张角。

2) 会合时间前面的负号指公元前。

5.2.1 九星会聚与低温冷害

图 5.2 是公元 1400 年以来我国长江流域的太湖、鄱阳湖、洞庭湖和淮河、汉水的结冰年代以及九星地心会聚的时间。从中可以看到,长江河湖的结冰年代有明显的相对集中时段,寒冷的冬季集中在 1470—1520 年、1650—1720 年和 1840—1890 年之间。它们

都是处在九星地心会聚(1483年、1665年和1844年)的附近时期。每个变冷的时段,大致为30—50年左右。

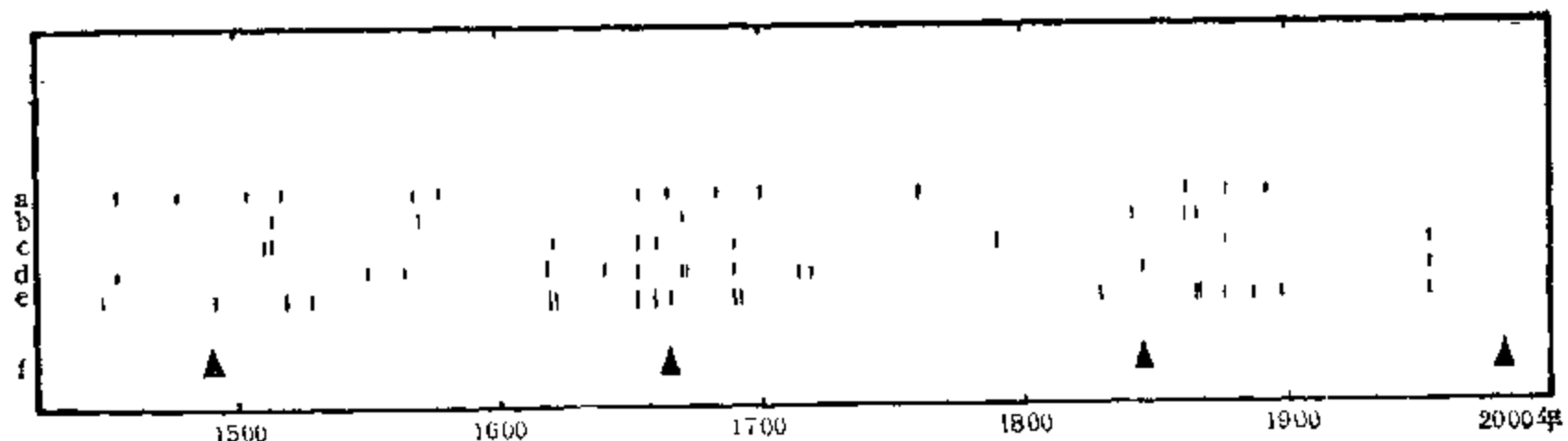


图 5.2 长江流域河、湖结冰的年代和九星会聚时间(▲)

a——太湖; b——鄱阳湖; c——洞庭湖; d——淮河; e——汉水; f——九星地心会聚。
资料取自竺可桢(1973)文献

长江流域温度变化与九星会聚的这种关系,在我国和北半球大范围地区更为清楚。图 5.3 是近 1000 年以来九星地心会聚与各种温度变迁的关系。由图中 a 和 b 可见,在公元 1000 年至本世纪 20 年代期间,竺可桢的中国物候温度曲线所显示的五个低温期,都出现

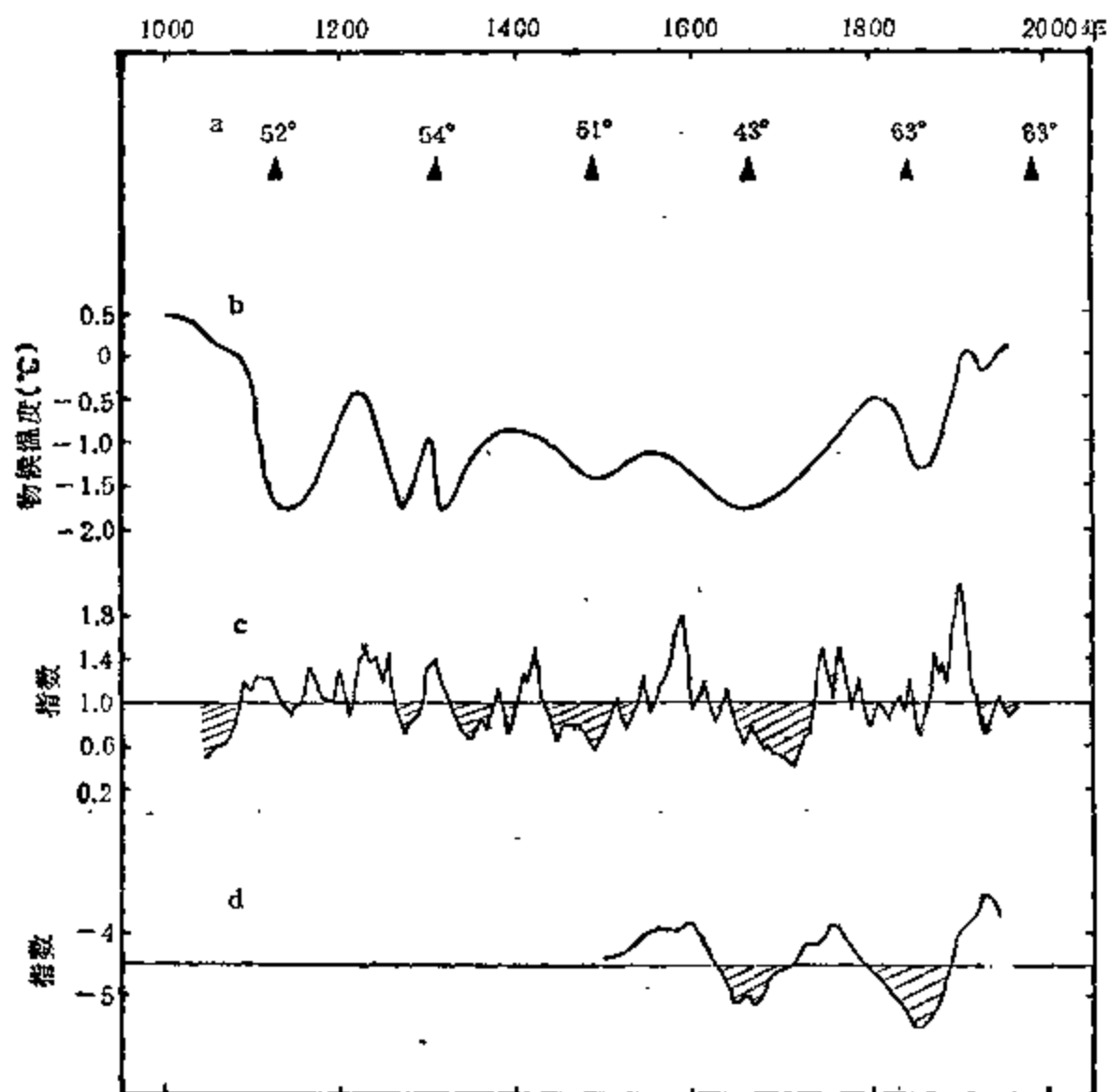


图 5.3 近 1000 年以来九星地心会聚与中国温度变迁

a——九星地心会聚的年代和地心张角; b——中国物候温度曲线(竺可桢,1973); c——祁连山圆柏年轮指数(刘光远、徐瑞珍、张先恭,1984); d——长江下游冬湿指数(张德二、朱淑兰,1980)

在九星地心会聚的附近时期。其中,第一低温期处在12世纪,这是中国气候由此前的持续温暖(约400年左右),首次转为急剧变冷。有关太湖结冰的第一次记载为公元1111年。冬天冰的坚实程度足可在冰上通车,湖中洞庭山的柑橘全部冻死。福州地区种植的荔枝,近1000多年来遭到的两次全部冻死(公元1111年和1178年)都是在这个时期。第二低温期出现在13世纪末至14世纪上半叶,中间虽有一波动,但总体上仍为变冷趋势。其间,公元1329年和1353年太湖又结冰,冰的厚度达数尺,橘尽冻死,为太湖结冰记载的第二次和第三次。黄河下游在初冬就出现冰块,比现在提早了一个月。第三低温期出现在15和16世纪的交替附近。长江流域河湖结冰和我国近海热带地区降雪落霜的年数都比较频繁。第四个低温期出现在17世纪,是近1000年中最冷的时期。不仅南方地区的寒冷事件相当频繁,唐朝以来每年供进贡的江西橘园在公元1654年和1676年两次严重冻害中完全毁灭,而且京津地区的运河有的年份冬季封冻时间达107天,比1930—1949年平均封冻时间(56天)多一倍。第五个低温期处在19世纪的中后期,这在图5.2和图5.3b中也是明显的。将近1000年来,祁连山圆柏(位于当地森林上界附近)的年轮指数(图5.3c)所显示的低温时段,除第一低温期偏前外,其它各次低温时段与中国物候温度的低温期都是一致的。近500年来长江下游的冬温指数(图5.3d,50年滑动值)所得到的两次低温期也是与物候温度的低温期相一致的。中国在近1000年以来出现的上述五个低温期,与图5.3a的九星地心会聚的时间(公元1126,1304,1483,1662,1844年)相对照可以看到,它们都无例外地发生在九星地心会聚的附近时期。

在北半球其它地区,格陵兰岛西北部(77°N, 56°W)冰块中氧同位素含量的变化所显示的几个低温时段(图5.4),与上述中国的低温期两者基本一致。其中,在第二、四、五低温期,两者都很一致;第一、三低温期,在格陵兰较中国略偏后。格陵兰的历次低温期,不仅大多出现在九星地心会聚附近,而且它的两个主谐波为181年和78年(图5.4中左侧),就是九星地心会聚的周期和半周期。Lamb(1985)所得的英格兰中部温度变化(图5.5),在15世纪末、17世纪和19世纪出现三个低温时段,与中国温度的第三、四、五低温期是一致的,但中国的第一、二低温期在英格兰中部未出现,认为在公元1150—1300年之间出现了最暖时期。Lamb又曾给出公元1100—1960年欧

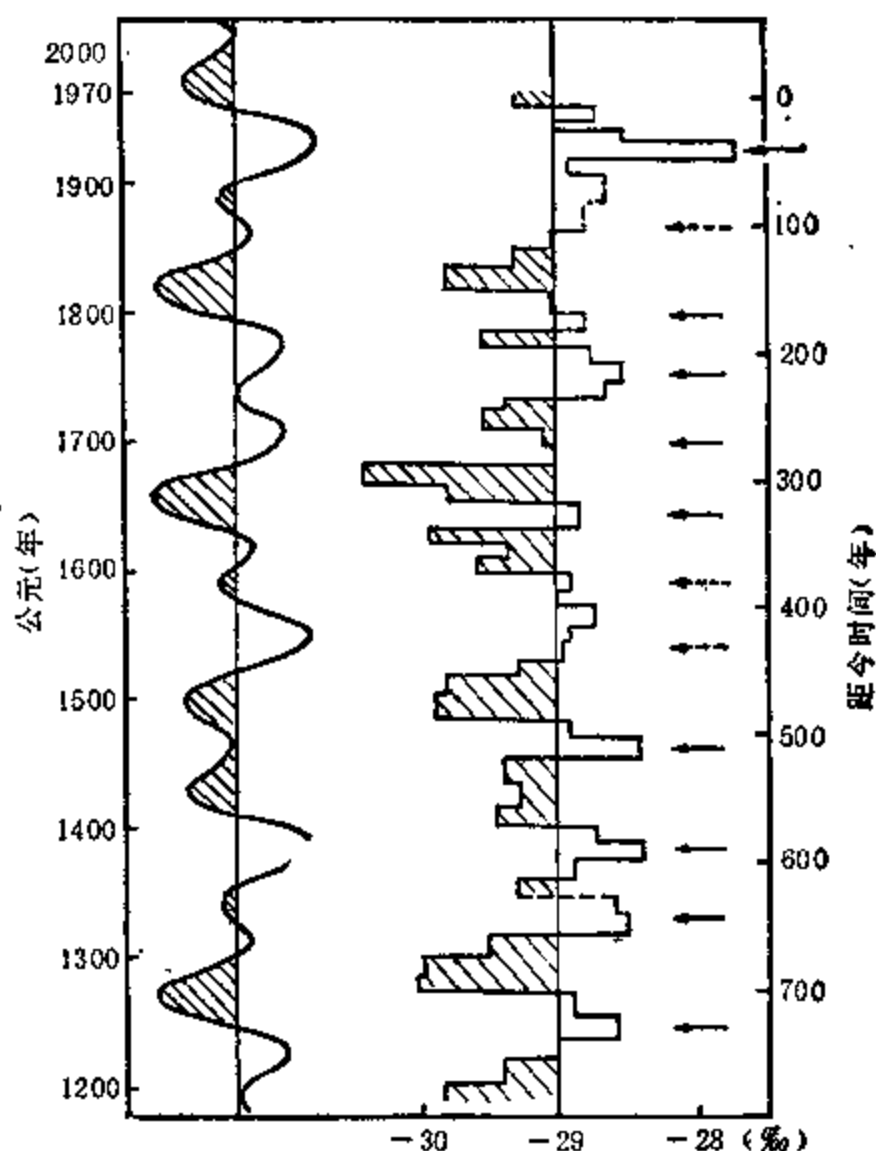


图5.4 距今800年以来格陵兰冰块¹⁸O含量的变化
阴影区相应于较冷期。左侧为支配右侧梯形曲线的两个主谐波(181年和78年)的合成曲线,其中1970年以后的曲线段为未来可能的气候趋势
(Dansgaard *et al.*, 1971)

洲 50°N 附近不同经度上每 10 年中盛行暖冬和寒冬的变化 (图 5.6a), 其中在 0°—30°E

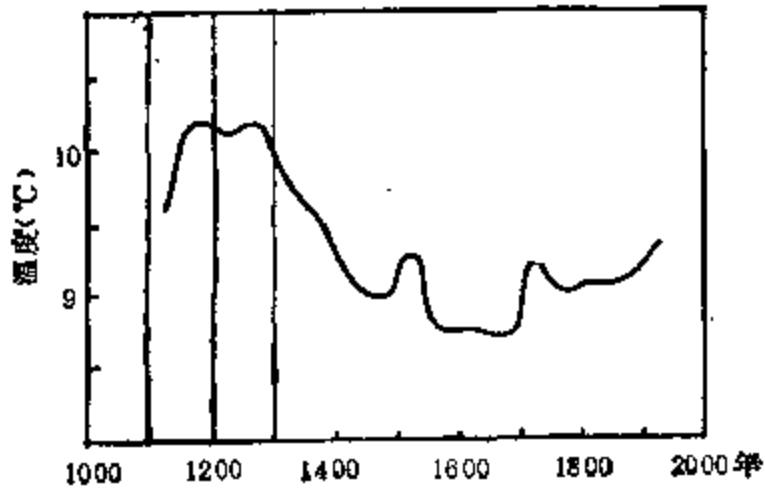


图 5.5 12 世纪以来英格兰中部温度变化 (Lamb, 1985)

的中欧和西欧地区, 在 12 世纪的初期和中期是一个明显的寒冬较多的时期, 仅次于 17 世纪; 在 13 世纪末和 14 世纪初, 也有寒冬相对多的时期。这表明, 与中国第一、二低温期相呼应, 在欧洲本土上也曾出现过低温时段, 并与九星地心会聚相对应。从图 5.6b 可见, 日本在公元 1400 年以后, 也出现了与中国第三、四、五低温期相一致的低温时段。此外, 在加拿大的基瓦廷地区, 在公元 1050 ± 75 年附近, 先前有过的泥炭形成, 此时停止了, 表明当时气候也已变得比较干冷 (Nichols, 1970)。

图 5.7 是公元 1780 年以来欧洲的维也纳和霍痕佩森堡的 10 年平均温度变化。图

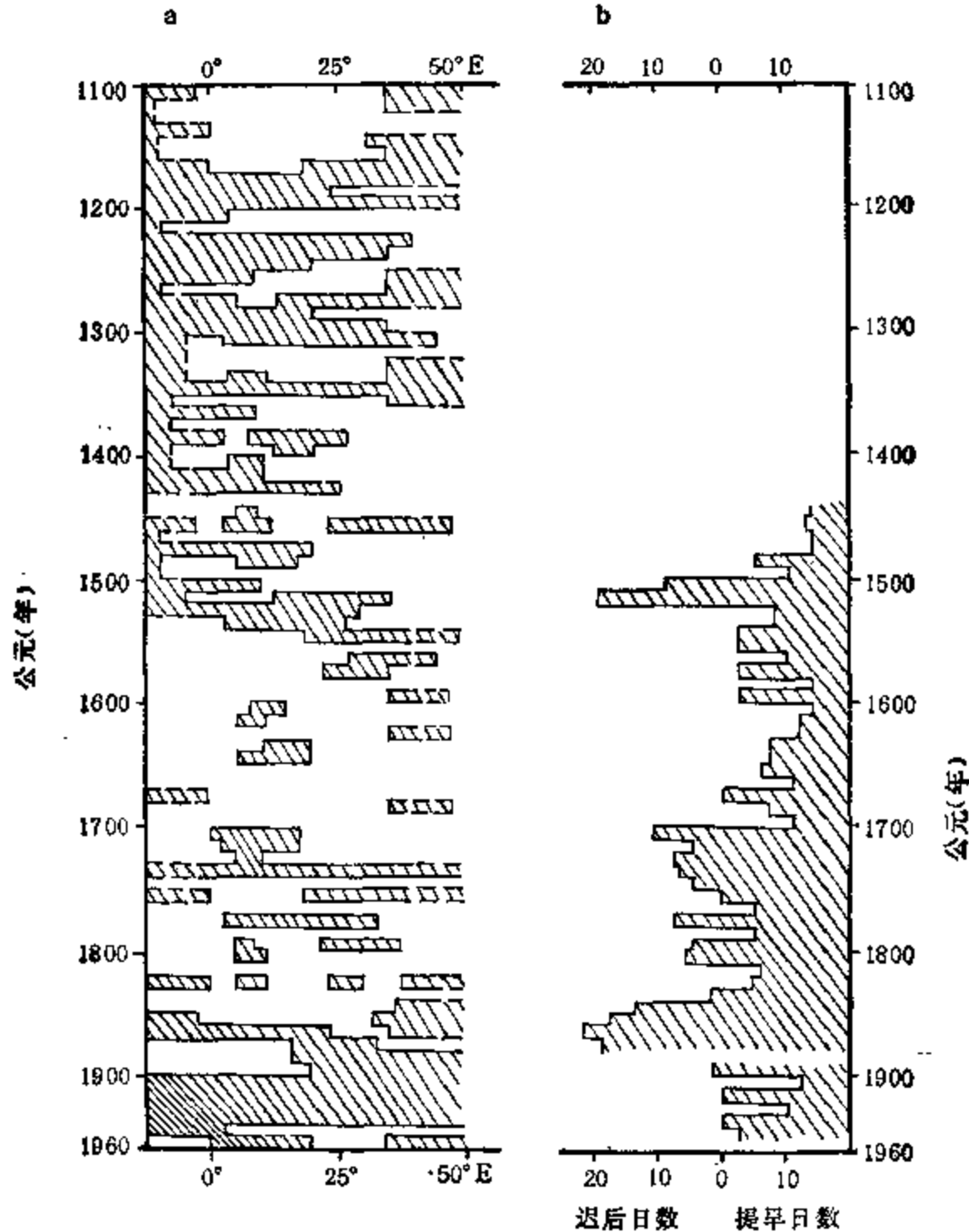


图 5.6 欧洲和日本在公元 1100—1960 年期间每 10 年气候状况的变化
a——50°N 附近欧洲各经度每 10 年暖、寒月数的变化; b——日本諏访湖 (36°N, 138°E) 每 10 年平均结冰日期的变化。阴影区均为暖月特多 (Lamb, 1985)

中在 19 世纪中、后期出现的明显低温时段,与中国的第五低温期较为一致。

由以上所述可见,在近 1 000 年来的历次九星地心会聚的附近时期,不仅在中国,而且在北半球许多地区都出现了较为一致的低温时期。

5.2.2 九星会聚与旱涝灾害

图 5.8 是近 500 年来九星地心会聚与干旱、洪涝灾害的关系。从图中的中国受旱县数(图 5.8b 的竖线)来看,严重干旱的 20—40 年左右的周期是主要的。

然而,经 100 年滑动处理后,中国的大面积干旱有着 180 年左右的相当明显的周期,两个

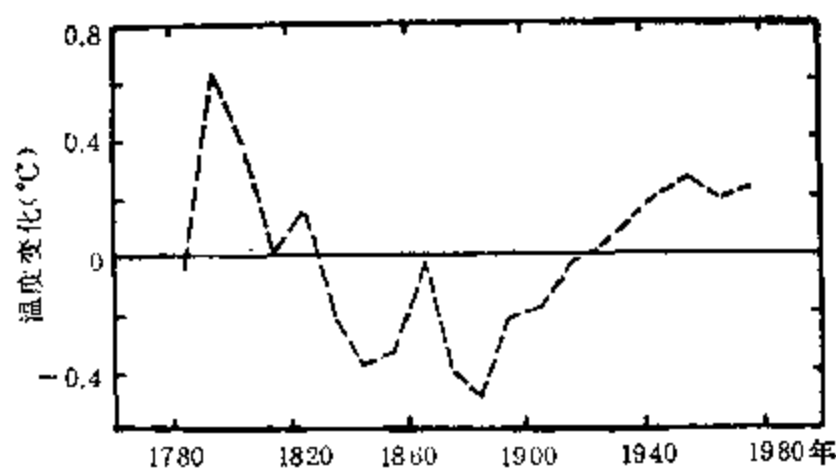


图 5.7 公元 1780 年以来维也纳和霍痕佩森堡温度的 10 年平均变化 (Houghton, 1984)

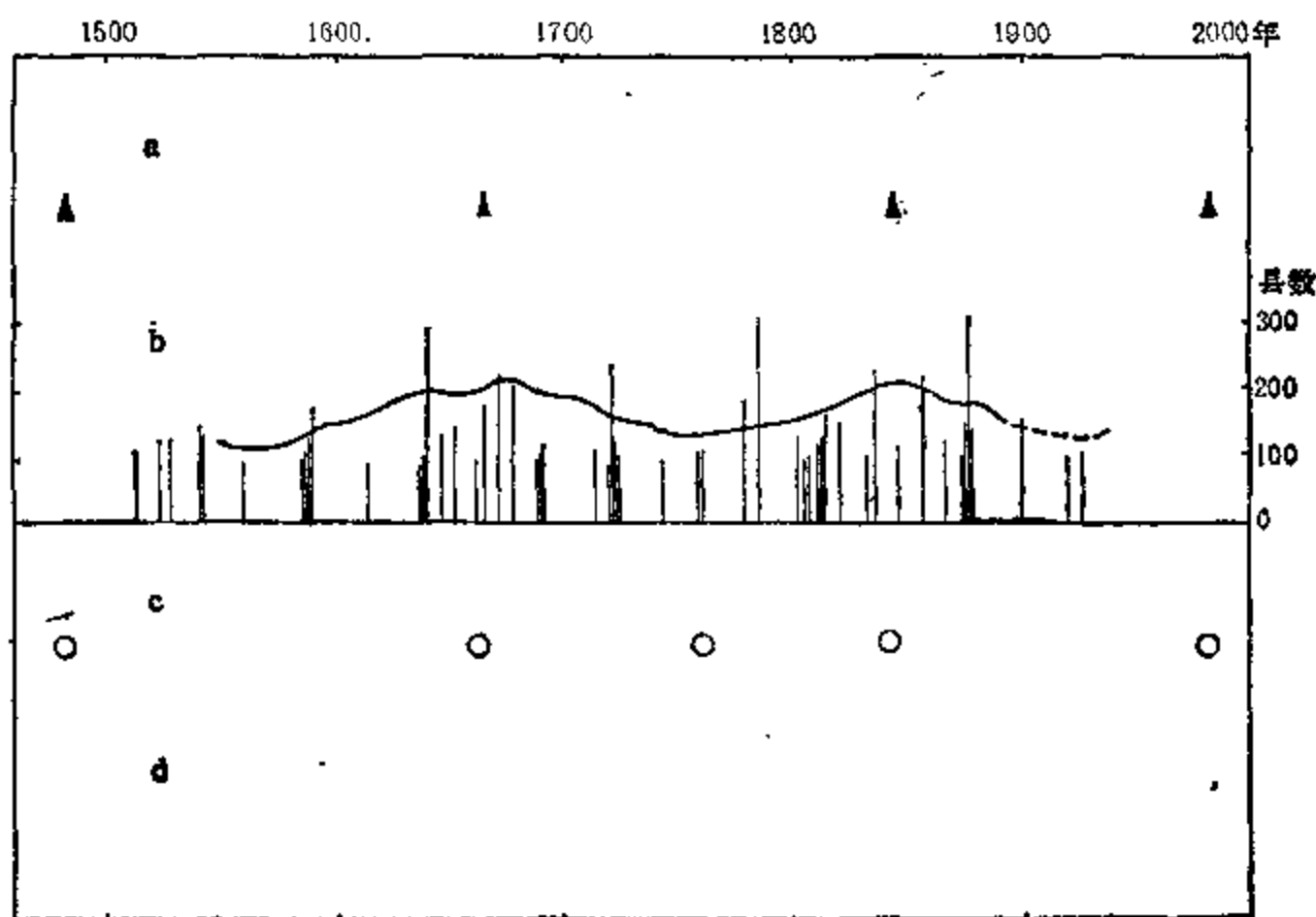


图 5.8 近 500 年以来九星会聚与旱、涝灾害
a——九星地心会聚; b——中国受旱县数(实曲线为百年滑动趋势);
c——黄河特大洪水; d——非洲萨赫勒地区特大干旱

峰值正处在接近九星地心会聚之时。除此之外,在公元 1129 年和 1483 年中国北方还发生过两次极为惨重的特大旱灾,也处在另外两次九星地心会聚的当年(公元 1483 年)和前 3 年(公元 1129 年)。非洲萨赫勒地区在 1968—1984 年发生的罕见特大干旱,及与此同样长时间和严重的另一次出现在 1820—1840 年的特大干旱,也是处在上一次九星地心会聚(1844 年)之前不久。

图 5.9 是近 1 000 年来美国加利福尼亚森林下限处亮果松年轮宽度的变化。据认为,

在森林下限的树木，雨量是主要控制因子，故图 5.9 可视为该地区水分变化的一种反映。

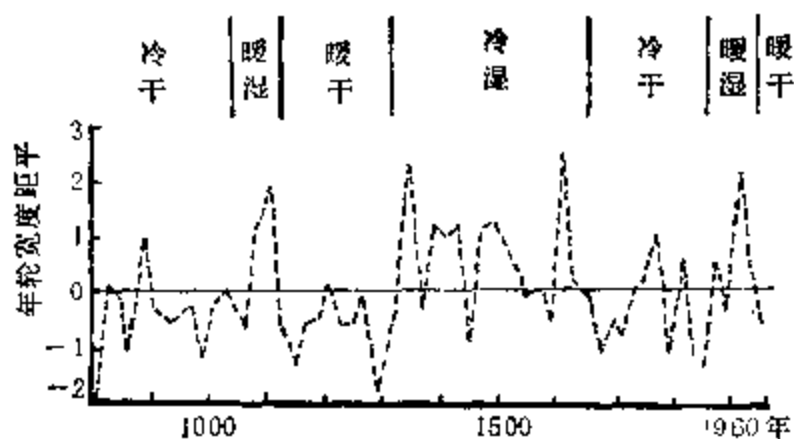


图 5.9 公元 1000 年以来加利福尼亚白山森林下限亮果松生长状况 (Lamb, 1985)

图中分别在 12 世纪中、13 世纪末、15 世纪中、17 世纪下半叶和 19 世纪中均为干燥时期。它们大致地都处在九星地心会聚的附近时期。

近 500 年来，黄河流域发生过四次特大洪水，其年份是 1482, 1662, 1761 和 1843 年。其中除 1761 年一次外，都处在九星地心会聚很近的时候。1482 年，在黄河中游沁河发生的特大洪水，处在 1483 年九星会聚的前一年。1662 年 9—10 月间，黄河发生近 500 年来的最大洪水，处在 1665 年 1 月 6 日九星会聚的前两年多的时候。1843 年黄河的特大洪水，实际上是从 1841 年开始的连续三年大水，以 1843 年为最大，使黄河严重淤塞，并于不久后改道，由原来在苏北入海改为经山东入海。这次特大洪水也发生在九星会聚(1844 年)的前一年。前面我们已指出九星会聚平均 178.7 年才遇一次，而黄河发生百年一遇的特大洪水，与九星会聚的时间竟是如此之近。近千年来，长江流域发生的罕见特大洪水，如 1153, 1368, 1870 年等，也处在九星会聚时期前后。在九星会聚的时期前后，非洲乍得湖的水位容易出现极值。在有的九星会聚时期前后，如 13 世纪末、19 世纪中期都出现最低水位；而在另一些九星会聚的时期前后，如 12 世纪和 17 世纪则出现最高水位。而尼罗河在 17 世纪中期出现了洪峰年平均的低值时期。

从欧洲的盛夏湿润指数(图 5.10)来看，似与中国等地有所不同。在九星会聚的时期前后，除 12 世纪外，欧洲盛夏的湿月多于干月。

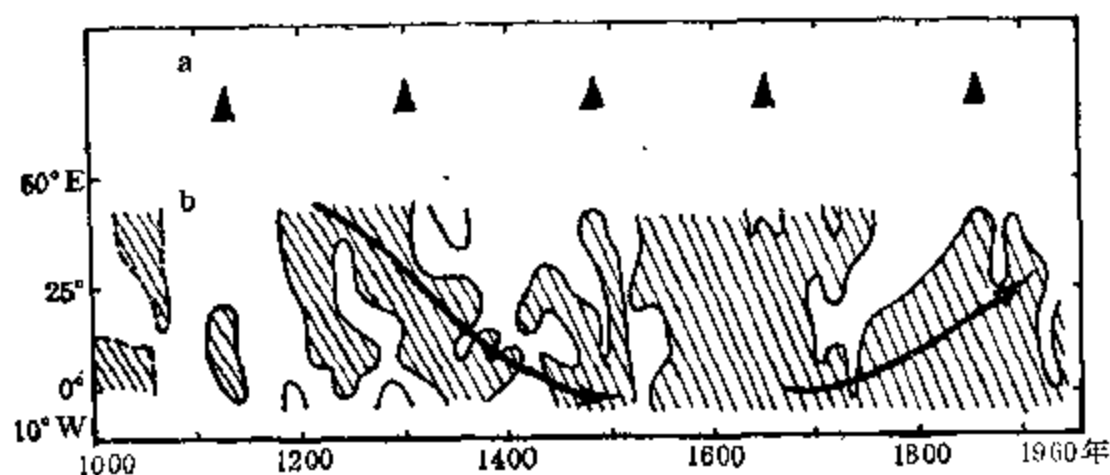


图 5.10 公元 1000—1960 年 50°N 附近欧洲盛夏(7—8 月)指数的变化 a——九星地心会聚时间；b——欧洲 50°N 附近盛夏湿润指数 (Lamb, 1985)。阴影区为湿月多于干月

这些表明，在近 1 000 年来的九星会聚时期前后，一些地区的特大旱灾和特大涝灾都容易发生，另一些地区则以干旱为主，或以雨涝为主。

5.2.3 九星会聚与大地震及其它

图 5.11 是公元 1000 年以来，九星会聚与我国华北地区发生的 $M_s \geq 6$ 级地震的关

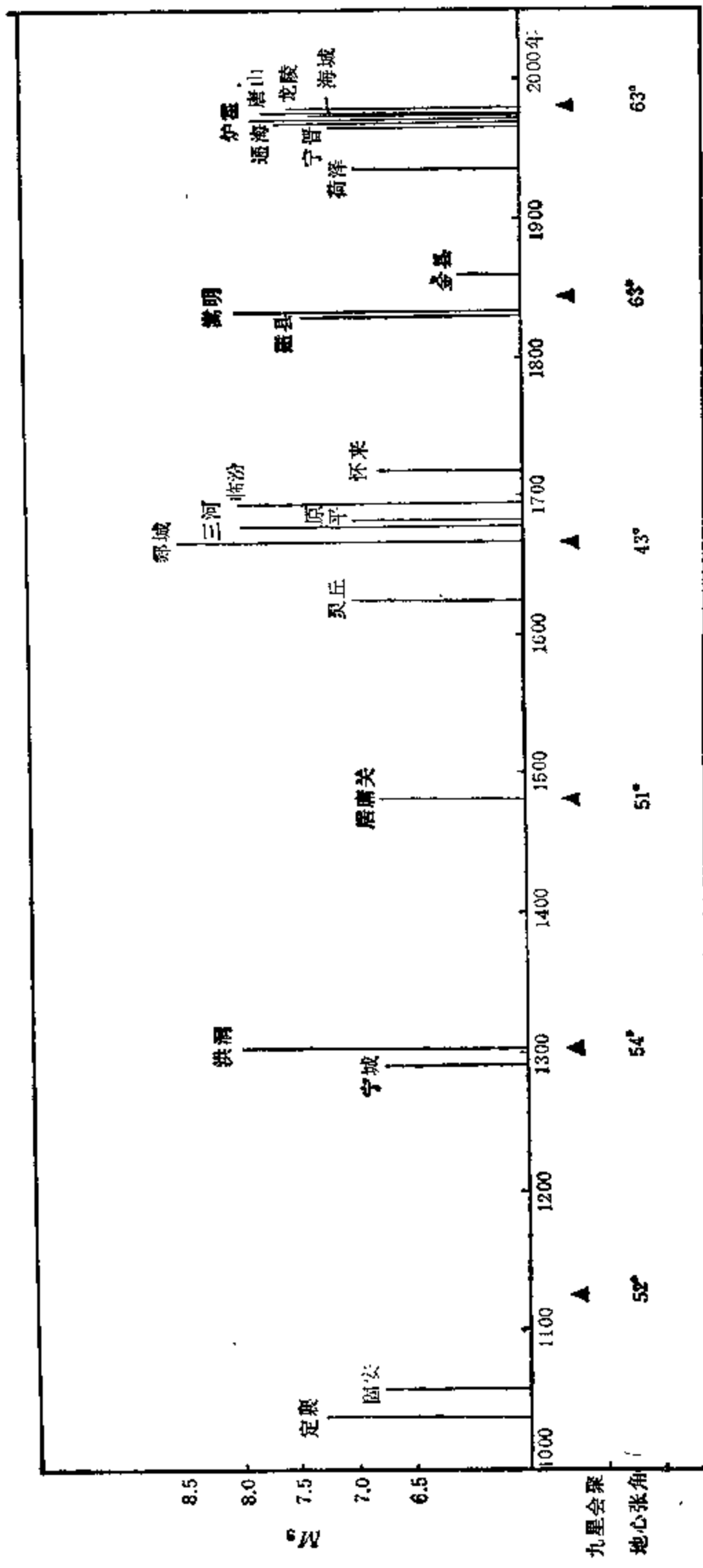


图 5.11 公元 1000 年以来九星会聚与华北、滇川大地震
 河北、山西、京津、山东 $M_s \geq 6\frac{3}{4}$ 级, 辽宁 $M_s \geq 6$ 级, 云南、四川 $M_s \geq 7$ 级

系。除第一次九星会聚,地震的发生时间偏前外,其余各次的九星会聚,都在其附近时段华北地区出现了地震活跃期。在 1304 年九星会聚的前一年,发生了 1303 年山西洪洞 8 级地震,前 15 年发生了 1209 年辽宁宁城 $6\frac{3}{4}$ 地震。在 1483 年九星会聚的次年,1484 年北京居庸关发生 $6\frac{3}{4}$ 级地震。在 1665 年九星会聚时期前后,相继发生了 1668 年山东郯城 $8\frac{1}{2}$ 级、1679 年河北三河 8 级、1683 年山西原平 7 级和 1695 年山西临汾 8 级等大地

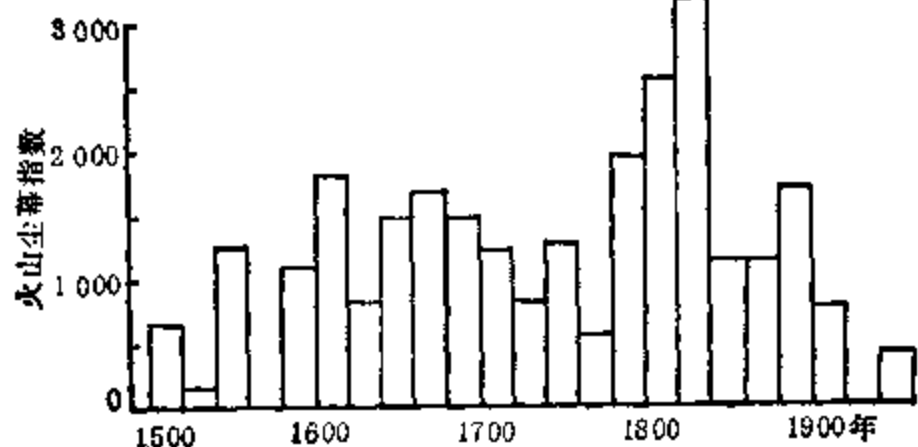


图 5.12 公元 1500 年以来火山尘幕指数 (Lamb, 1970)

震。在 1844 年九星会聚时期前后,发生了 1830 年河北磁县 $7\frac{1}{2}$ 级和 1861 年辽宁金县 6 级地震。此外,滇川地区史料上记载的唯一的 8 级大地震(1833 年云南嵩明),也发生在上次九星会聚(1844 年)的时期前后。本世纪 60 年代开始的华北和滇川地区的地震活跃期,将在本章 5.5.2 节讨论。

图 5.12 是公元 1500 年以来的火山活动。图中可见,反映火山喷发强度的火山尘幕指数,在 17 世纪和 19 世纪上半叶明显增大,与九星地心会聚的时间也是大体一致的。

张德二(1984)根据我国史料中的降尘记载、历史气候资料 and 现代气象记录,给出了我国 1 000 多年来大气降尘(雨土年)的频数曲线。指出历史降尘地点、现代浮尘日数分布和黄土分布三者颇为近似,联系到降尘天气过程和粉尘鉴定结论,认为第四纪黄土堆积也有着类似的风力传送过程,而我国西北的干燥沙漠地带是沙尘的源地。由图 5.13 可见,近千年来我国雨土年的频发时期,除公元 1200 年一个峰值处在第一、二次九星会聚的中间

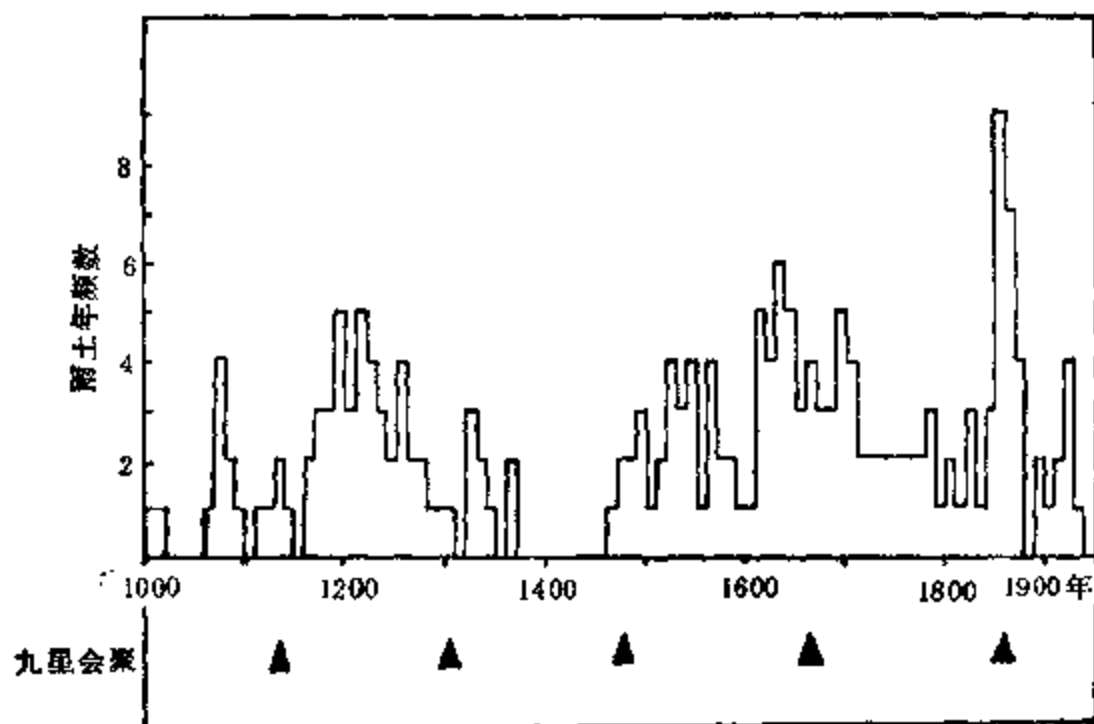


图 5.13 近 1 000 年以来九星会聚与中国雨土年频数

外,其它三个频发时期(1470—1560年、1610—1700年、1820—1890年)都发生在1483, 1665和1844年三次九星会聚时期前后。

总之,由本节给出的众多事实表明,在近1000年以来的九星地心会聚时期前后,低温冷害、大旱、大涝、大风、大地震等各种自然灾害都是比较频繁而严重的。显然,自然灾害存在着百年振动的相对频繁时期。它们的发生都是在九星地心会聚处冬半年,且地心张角 $\leq 70^\circ$ 的附近时期。

§ 5.3 千年尺度的九星会聚与自然灾害群发期

进一步研究发现,在近6000年以来,当九大行星地心会聚处冬半年,且地心张角更小($\leq 47^\circ$)时,地球上各种自然灾害将出现更为严重的群发期,其间隔时间约为1000—1400年。下面,我们分别给出地球各圈层此种千年尺度的异常现象及其与九星地心会聚长周期的关系。

5.3.1 九星会聚长周期与温度变迁

从表5.1中近5000年来九星地心会聚的季节和地心张角与气候状况的对比可以看到,凡会聚处在冬半年、地心张角较小时,除公元631年一次会聚当时气候状况不明外,都出现了低温期,并且会聚时的地心张角愈小,相应低温期愈冷;凡会聚在夏半年,无一例外均出现温暖期,且会聚时地心张角愈小,相应温暖期愈暖;当会聚虽处冬半年,但地心张角已 $\geq 80^\circ$ 时,也出现温暖期。由此,在图5.14中我们按九星地心会聚的季节和地心张角这两个参数点绘成曲线(a),此曲线a已做了万年周期斜率订正,它是根据地球轨道参数变化引起的冰后期(参见第六章),在8000年前比现在高 3°C (段万偶、浦庆余等,1981)

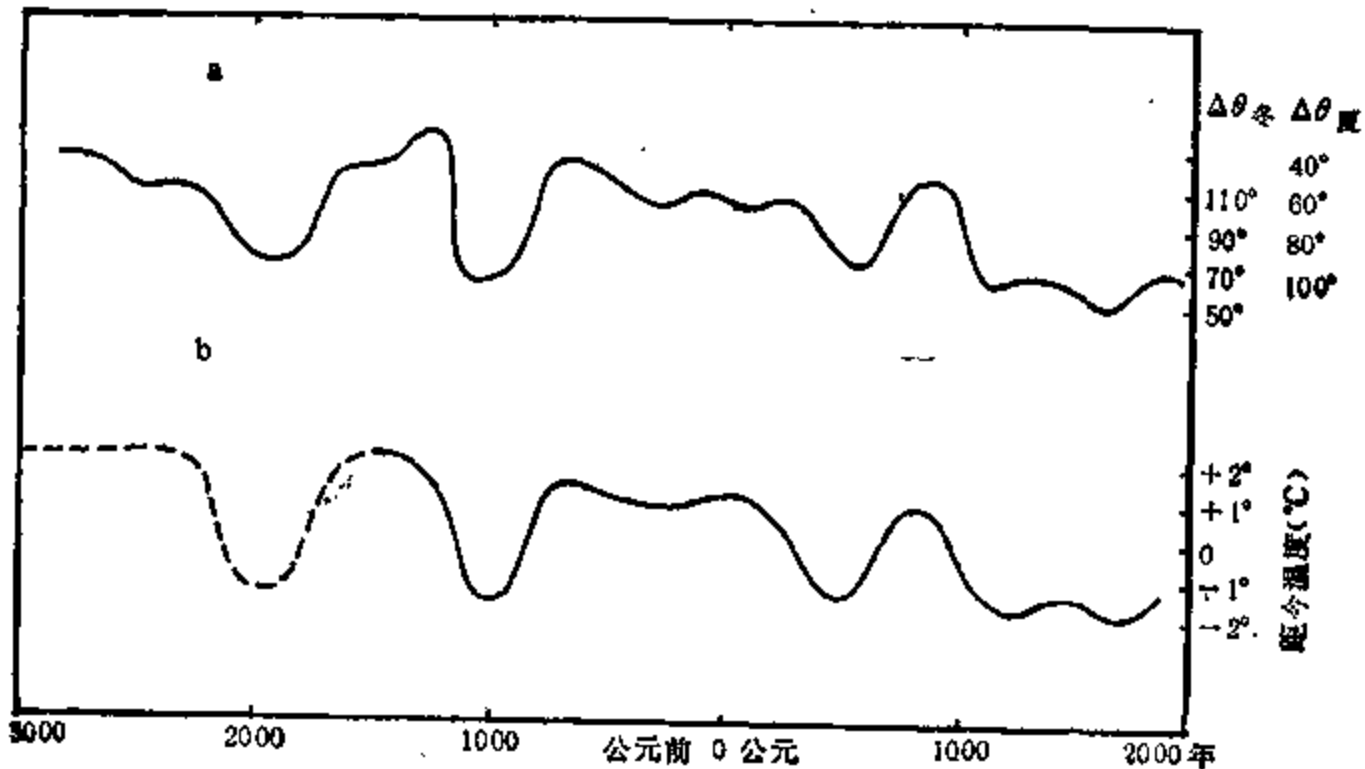


图 5.14 公元前 2900 年以来九星地心会聚与中国温度变迁

●——九星地心会聚 ($\Delta\theta_{冬}, \Delta\theta_{夏}$ 为会聚在冬、夏半年的地心张角); b——中国物候温度(竺可桢,1973)

而计算的。图中 b 的中国物候温度是按竺可桢(1973)的研究结果点绘的。其中公元 1000 年后,取百年振动的谷值,公元前 2 000 年左右,我们(1984)已订正为寒冷期。

从图 5.14 中可以看到,近 5 000 年以来,九星地心会聚呈现着明显的千年尺度的长期趋势变化。中国温度变迁与九星会聚的这种长周期变化有着相当一致的同步演变关系。我们对图 5.14 中的九星会聚参数和中国温度变迁,用最小二乘法求得两者的拟合方程:

$$\Delta T = 0.045 \times \Delta\theta_{\oplus} - 4.291 + 0.000375 \times Y。$$

式中 ΔT 为图 5.14b 的中国物候温度变迁曲线; $\Delta\theta_{\oplus}$ 为九大行星在冬半年会聚时的地心张角(冥王星除外);如果会聚在夏半年,则相应换算为冬半年地心张角,按实际资料求出其换算式为 $\Delta\theta_{\oplus} = 170^{\circ} - \Delta\theta_{\oplus}$; $0.000375 \times Y$ 一项即为气候变迁的万年周期斜率订正,该值与会聚时的距今年数(Y)有关。此方程可用于今后气候变化的长期预测。

由图 5.14 可进一步看到,在九星会聚处冬半年地心张角甚小时期,中国均出现了寒冷期。在公元前 2000 年附近,九星会聚出现了 5 000 年来会聚在冬半年的第一个极小期,其间连续两次(公元前 1953 年和公元前 1774 年)会聚在冬半年的地心张角都很小,仅为 40° 和 47° 。这一时期的中国物候温度状况,竺可桢(1973)研究时尚缺乏此时段的考

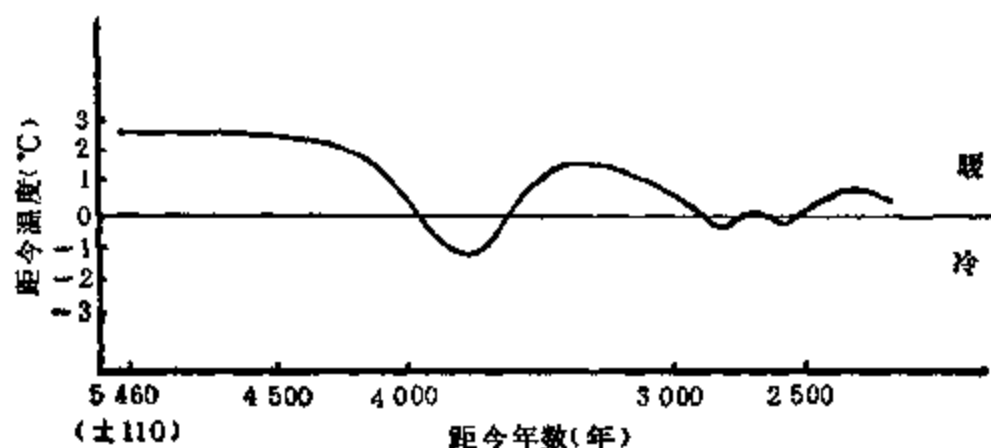


图 5.15 上海地区距今 5 460 ± 110 年—2500 年间气候波动曲线
(王开发等,1978)

古资料。迄今有关此时段的气候状况,我国仅有的两项研究,均已表明当时为寒冷时期。图 5.15 是上海地区距今 5 460—2 500 年的气候波动曲线。这是王开发等(1978)根据上海附近地区三个遗址文化地层(松泽、亭林、唯亭)的孢粉分析得到的。图中可见,在 4 000 年前附近,上海地区为一个明显的低温时期。他们称此为第一凉

期。此时上海附近山地喜温湿的常绿阔叶青岗栎、栲属等已消失,代之以喜冷凉的针叶树柏、松,植被演变为针叶、落叶阔叶混交林。表明当时气候温凉略干,相当于现今淮河流域以北的气候,平均气温比现在低 1—2°C。而距今 5 460 ± 100 年间,上海地区气候温热潮湿,年平均气温比现在高 2—3°C。这就是说,4 000 年前比 5 500 年前,上海地区的年平均气温下降了 3—5°C 之多。王开发等(1981)在另一论文中,分析杭州西湖等地的孢粉组合,也得到了类似的结果。贾兰坡、张振标(1977)对河南淅川县下王岗遗址动物群标本分析结果,得到在第 7—9 文化层(即仰韶文化)为该遗址最温暖的时期。而在第 5—6 文化层,未发现喜暖的动物,且出现了麝子,表明气候可能有变冷的趋势。这个时期为屈家岭文化的中期和晚期,稍早于公元前 2000 年。与上海地区 4 000 年前的凉期大致接近。

在公元前 1000 年附近,九大行星会聚出现了会聚在冬半年的第二个极小期。其间,又连续两次(公元前 1099 年和公元前 918 年)出现在冬半年的地心张角很小,仅为 34° 和 40° 。相应地,此时中国温度又处寒冷期。竺可桢根据当时记载的物候和长江流域的汉水在公元前 903 年和公元前 897 年两次结冰,明确提出当时已由先前的温暖气候转为寒冷气候。图 5.15 上海地区的孢粉分析,也显示了距今 3 000 年前为另一个降温时期。

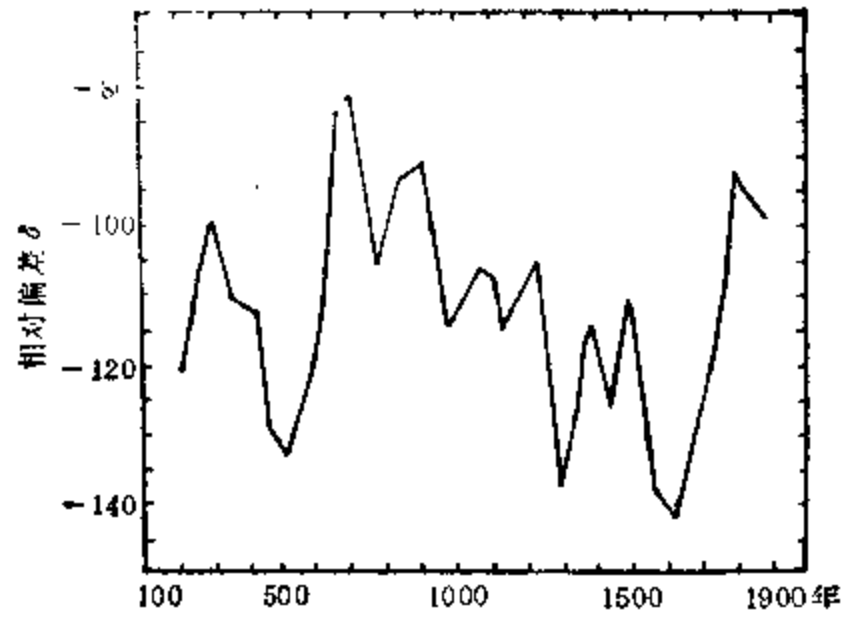


图 5.16 加利福尼亚州白山亮果松年轮中的重氢含量比例
(Friendman, 1972)

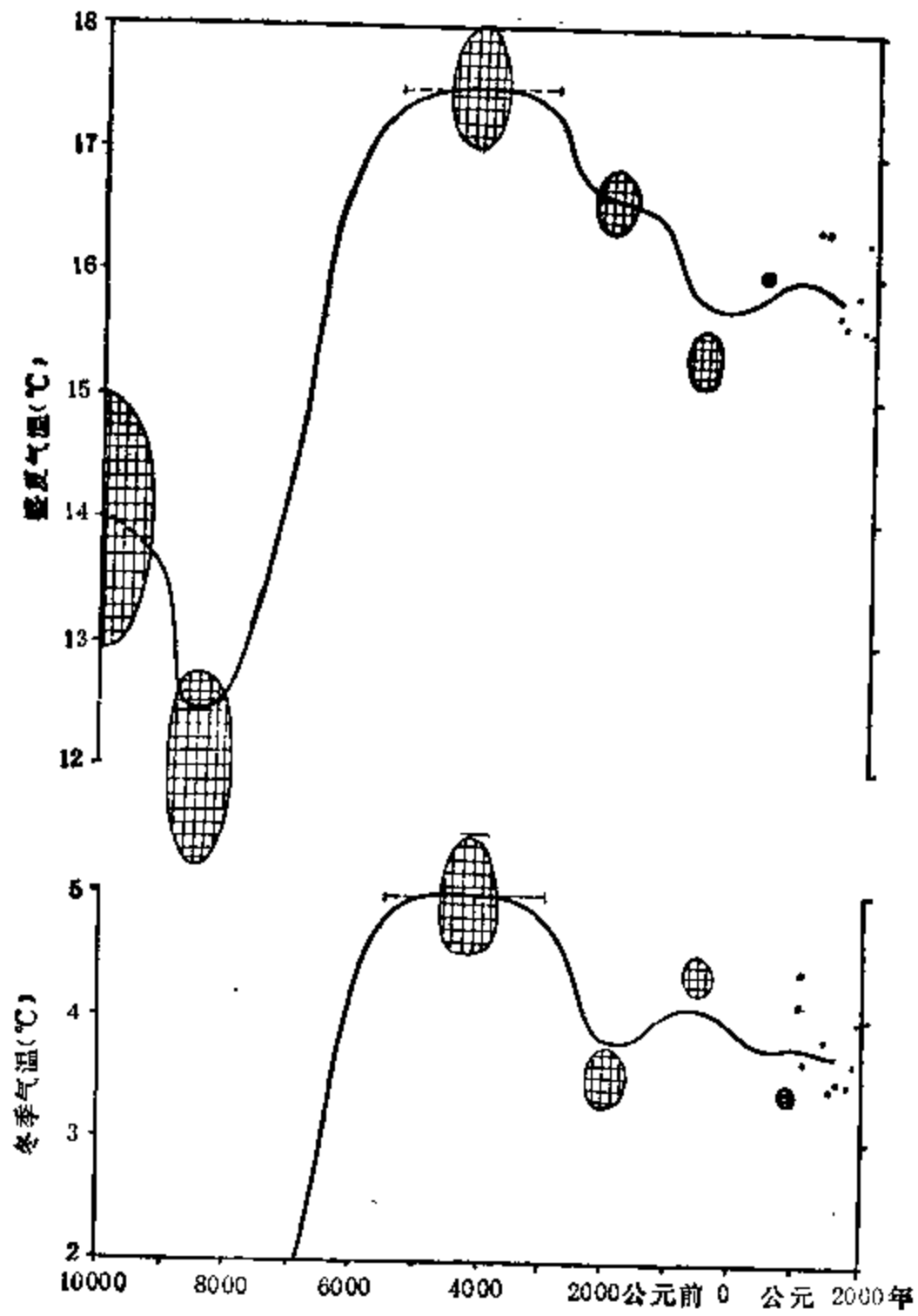


图 5.17 公元前 10000 年以来英格兰中部低地平均气温变化
曲线为 1000 年滑动平均值;点为每百年平均气温;椭圆形阴影
为估计温度值及 ^{14}C 年代测定误差范围
(Lamb, 1985)

在17世纪,九星地心会聚出现第三个极小期。发生在公元1665年处冬半年的地心张角又很小,为 43° 。这个时期,中国出现了14个严寒冬天,为近1000年来最冷的时期。长江流域河湖结冰的年份是最多的时段。其间的冻害也是极为严重的。公元1670年,在安徽与江西两省交界的长江弯曲段,还有“长江几冻合”的记载。

在公元后5世纪附近,九星地心会聚处在冬半年的地心张角,虽不及上述三个时期为小,但出现了连续两次(公元450年和公元631年)冬半年的地心张角 $<70^{\circ}$ 的会聚。这是从公元前800年至公元1000年的1800年中仅有的两次相当于百年尺度低温期的会聚。这个时段,不妨可称为九星地心会聚长周期的次小期。由图5.14b可见。这个时期中国温度也是一个低值时期,仅次于上述三个千年尺度的寒冷期。当时,南京的冬天温度比现在约低 2°C ,黄河流域杏花盛开和枣树出叶的时间比现今推迟2—4周。

由此可见,近6000年以来,中国出现的四个千年尺度的寒冷期(其中公元5世纪一次稍弱),它们都发生在九星地心会聚处冬半年、地心张角甚小的附近时期。在北半球其它地区,也有类似情况。Matthes (1939)发现,北美 57°N 以南的落基山现代冰川,大部分形成于公元前2000—1500年以后。这与上述4000年前九星会聚在冬半年地心张角很小的时期,大体上是一致的。图5.16是公元200年以来美国加利福尼亚州白山山脉上一颗亮果松年轮中测定的重氢含量比例变化。Friedman认为,重氢比例越高,表示温度越高;反之则越冷。图中表明,在公元5世纪和17世纪附近,为北美寒冷时期。这两个时段正是近2000年中九星会聚千年尺度的处冬半年地心张角小的时候。从英格兰中部低地平均气温变化(图5.17)来看,在公元前2000年、公元后5世纪和17世纪,均为低温时期。除公元前1000年外,这些均与九星会聚三个极小期和次小期相对应。欧洲大西洋沿岸森林范围的急剧变小,大约发生在公元前2600—1600年之间(Lamb, 1985),也是出现在九星会聚第一、二极小期附近。据Tallantire (1972)研究,适宜在寒冷冬季生长

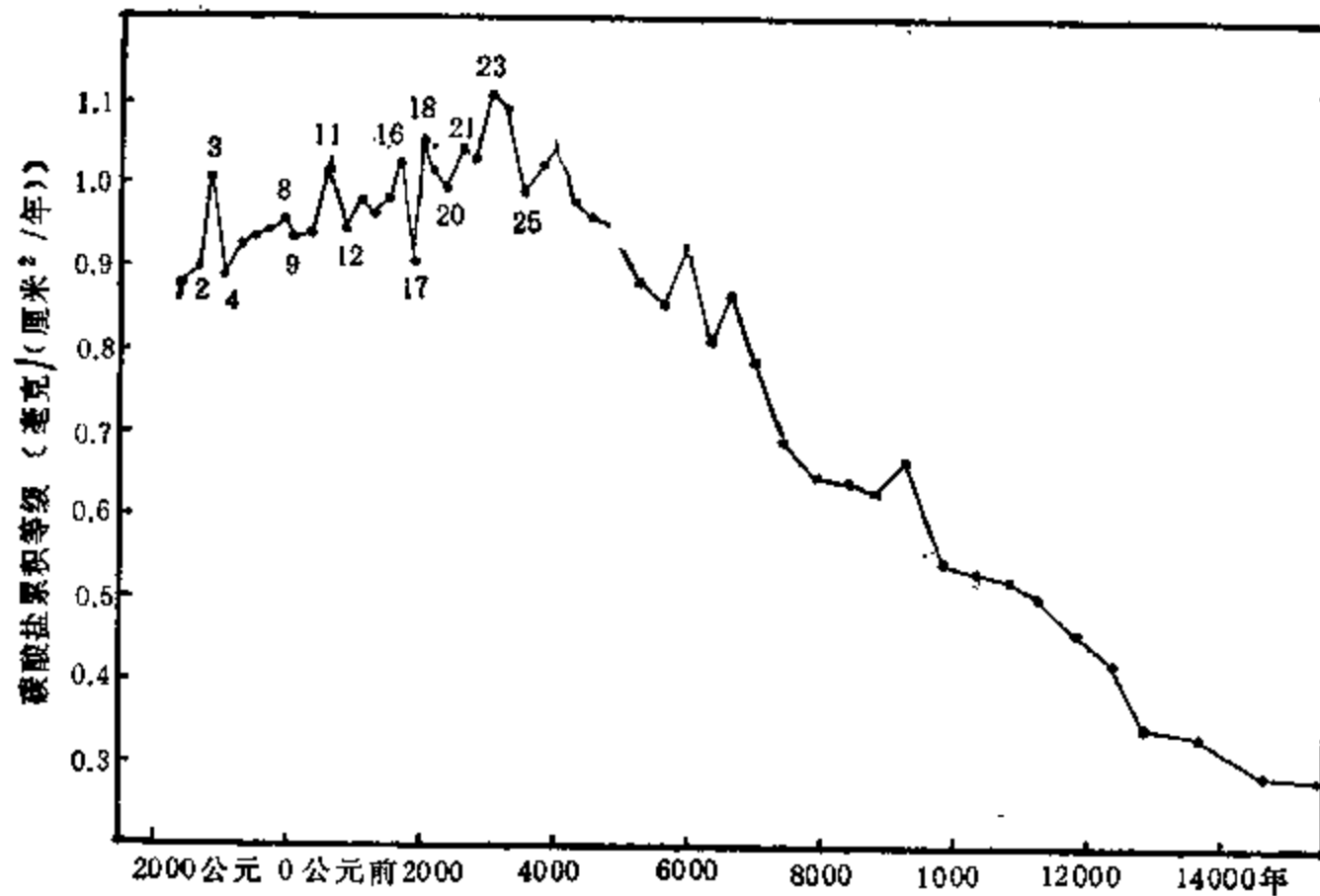


图5.18 赤道大西洋重力岩芯碳酸盐沉积速率
(Wiseman, 1966)

的挪威云杉林，在北欧替代其它树种向西扩展的过程，可视为冬季温度普遍下降的一种指标。它在向西扩展过程中有几个明显的阶段，时间大约为：公元前 3400—3000 年、公元前 2300—2100 年、公元前 1000—4000 年、公元 250—750 年、公元 1100 年和 1400 年。这些冬冷阶段大多与图 5.14b 的中国寒冷时段以及九星会聚冬半年地心弧角甚小时期是基本一致的。再从赤道大西洋碳酸盐的沉积速率（图 5.18）来看，其中几个谷值编号为 17, 12, 9, 4, 1, 它们所处时间分别为公元前 1850 年、公元前 800 年、公元前 100 年、公元 1000 年和公元 1650 年。这些表示当时为低温期的时段，多数与千年尺度的中国寒冷期和九星会聚极小期、次小期相一致。

5.3.2 九星会聚长周期与干湿变迁

图 5.19 是公元前 3000 年以来九星会聚与非洲撒哈拉地区的干湿变化。由图中可见，广大撒哈拉地区的干湿变化，与九星地心会聚的参数变化，两者的演变趋势是相当吻合

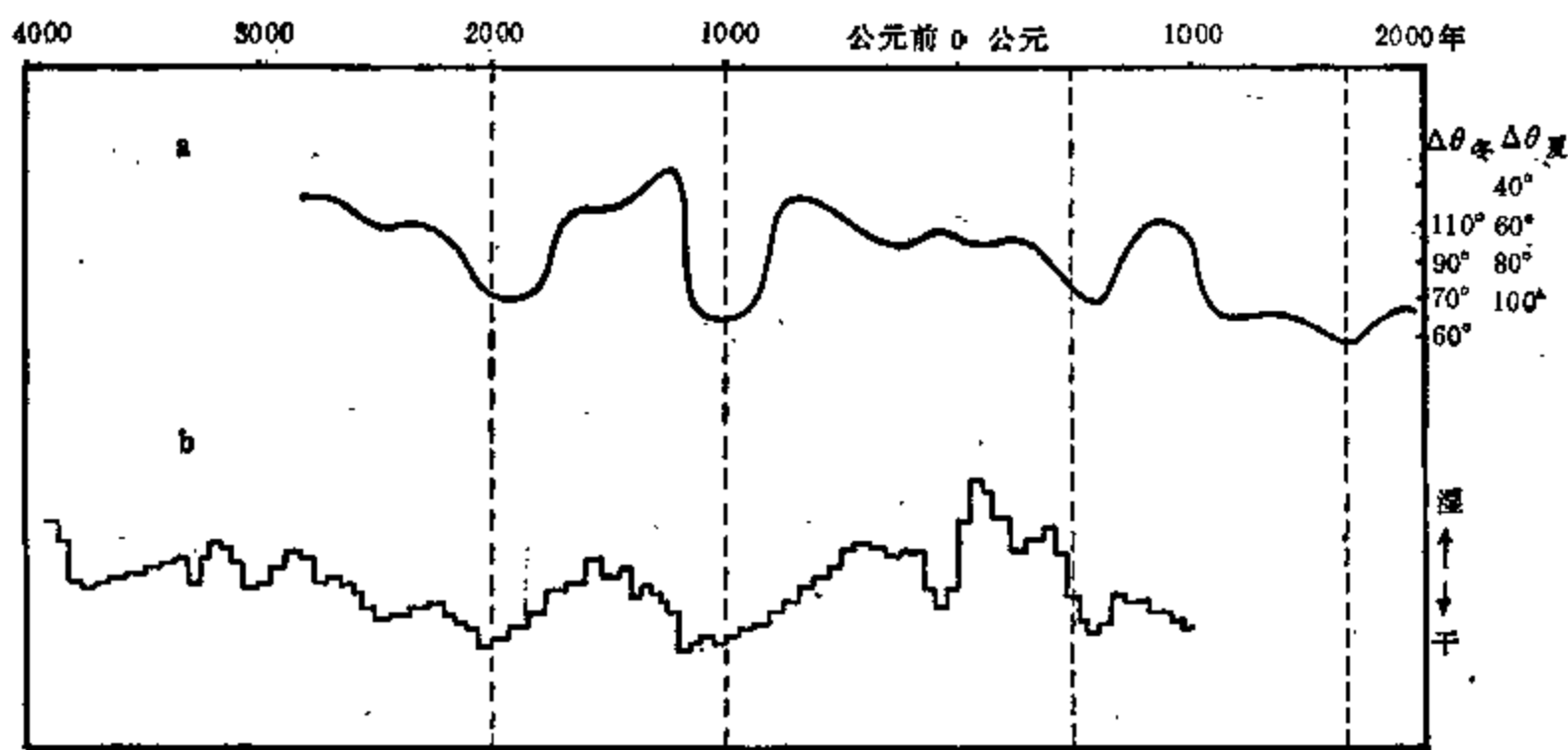


图 5.19 公元前 3000 年至公元 1000 年九星会聚(a)与北非 15°—30°N, 5°W—30°E 放射性碳测定有机质年代的频率分布(b)
(Geyh and Jäkel, 1974)

的。在这 4000 年期间，撒哈拉地区在公元前 2000 年和公元前 1000 年左右出现两个最干燥的时期，另外在 5 世纪左右也是一个比较干燥的时期。与九星地心会聚的参数变化相对照，前两个严重干燥期，正是发生在千年尺度的九星地心会聚处冬半年地心张角甚小的第一、二极小期。公元后 5 世纪的次干燥期，也是发生在另一个千年尺度的九星会聚的次小期。

在印度河流域的拉贾斯坦地区，经历冰后期的长期湿润之后，严重干旱期正是处在九星会聚第一、二极小期的公元前 2000 年—公元 1000 年之间(Bryson and Marray, 1977)。尼罗河在公元前 2000 年前后和公元前 1200 年以后，都出现过很低的洪水。希腊在公元前 1100 年之后，可能出现严重干燥 (Lamb, 1985)。据 Brooks (1950) 研究，中欧的费德湖等湖泊，约在公元前 2200—2000 年干旱时期达极小值，大约在公元前 1000 年左右的

干燥时期,又缩小到一个极小值。这些,也都出现在九星会聚千年尺度的极小期前后。

王邨和王松梅(1987)研究了我国中原地区(以河南省的北、东、西部为主,包括陕西东部、山西东南部、河北南部、山东西南部、安徽北部和江苏的徐州以西地区)历史时期降水丰、枯的文献记载和考古资料,得到了我国中原地区从公元前 4000 年以来降水等级的变迁曲线。由图 5.20 的长期降水趋势来看,与非洲撒哈拉地区相类似,我国中原地区发生

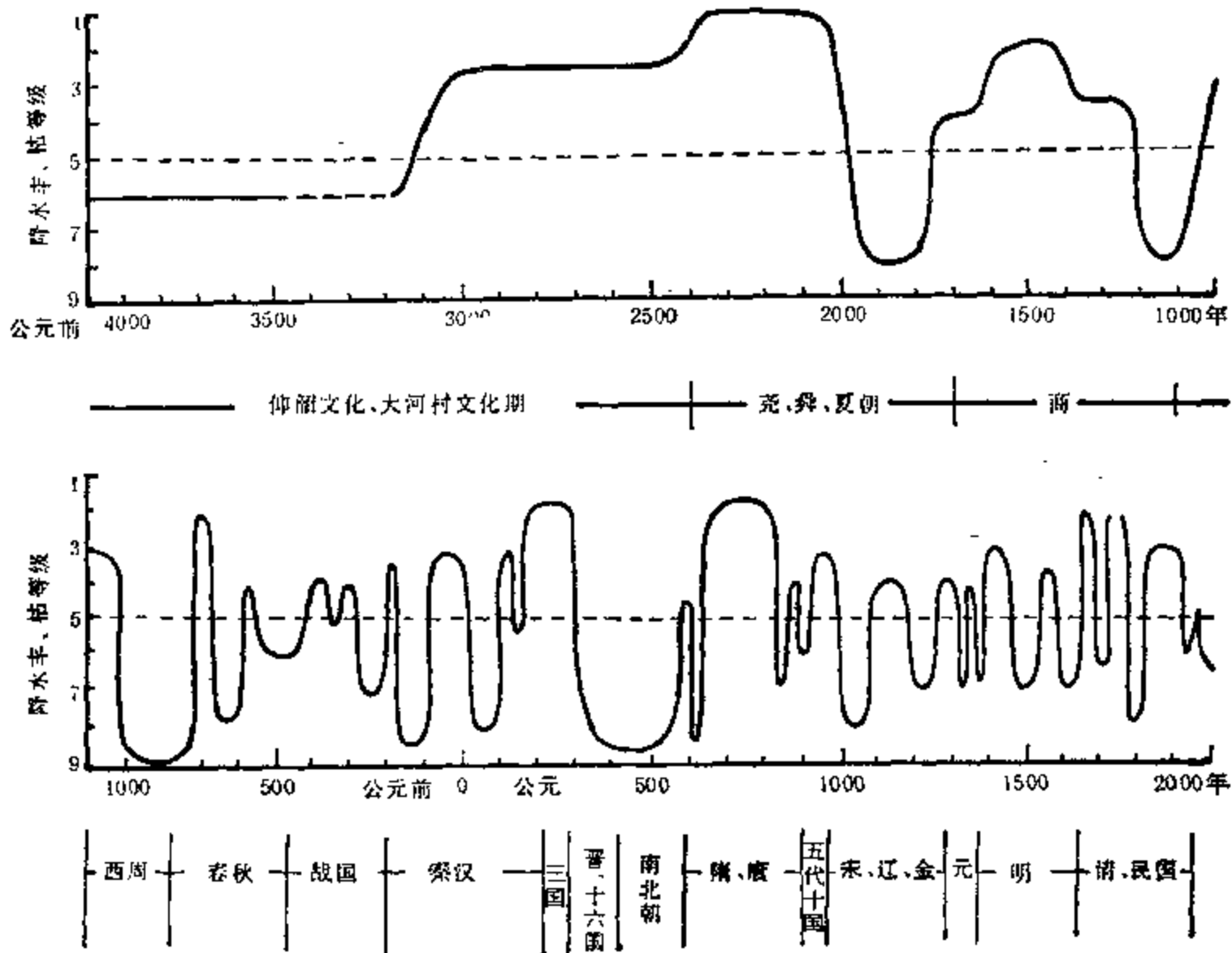


图 5.20 公元前 4000 年—公元 1982 年中国中原地区降水等级变化
(王邨等, 1987)

的千年尺度的严重干旱时期,一是在公元前 2000 年前后,二是在公元前 1000 年前后,三是在公元后 5 世纪前后。这三个时段正是九星会聚长周期处冬半年的第一、二极小期和次小期。九星会聚处冬半年的第三极小期为 17 世纪,此时段在图 5.20b 中未出现严重干旱期。然而,其间在公元 1637—1641 年,我国华北地区曾发生过近千年以来最严重的旱灾。

在九星地心会聚千年尺度的极小期和次小期,从长期趋势上看,如上所述许多地区当时处在严重干旱的时期。然而,其间一些地区在有的年份,也易出现罕见特大洪水。例如,我国广为传说的夏禹治水,当时曾发生极为严重的洪水,在时间上正是公元前 2000 年左右的九星会聚的第一极小期。我国历史上记载的长江第一次特大洪水,发生在楚昭王(公元前 966—948 年)间,正处在九星地心会聚的第二极小期。在公元 399 年,位于长江三峡出口处附近,有“东晋隆安三年,荆州平地三丈”的记载,为有文字记载以来长江最严重的洪水。这个时候也处在九星会聚千年尺度的次小期前后。在九星会聚第三次极小期

的 17 世纪, 我国黄河流域曾发生有文字记载的最大洪水(公元 1662 年。王涌泉, 1981), 当年 9 月 20 日至 10 月 6 日, 在黄河的北干流及其重要支流——渭河、泾河、洛河、汾河、沁河和伊洛河等广大地区, 发生了持续 17 天的特大暴雨, 造成了黄河中游和黄淮海平原广大地区的空前的大水灾。非洲乍得湖, 也在此时期出现近 1 000 年间的最高水位。

5.3.3 九星会聚长周期与岩石圈异常

图 5.21 是近 5 000 年以来九星会聚与我国华北、滇川大地震以及世界历史早期大地震的关系。从最早的地震记录来看, 与九星地心会聚的第一极小期相一致, 在公元前 2 000 年前后, 我国编入《中国地震目录》(顾功叙等, 1983) 最早的一次大地震是“夏帝发七年, 泰山震”, 就是发生在公元前 1831 年。据高建国、郭履灿研究(1983), 在公元前 2221

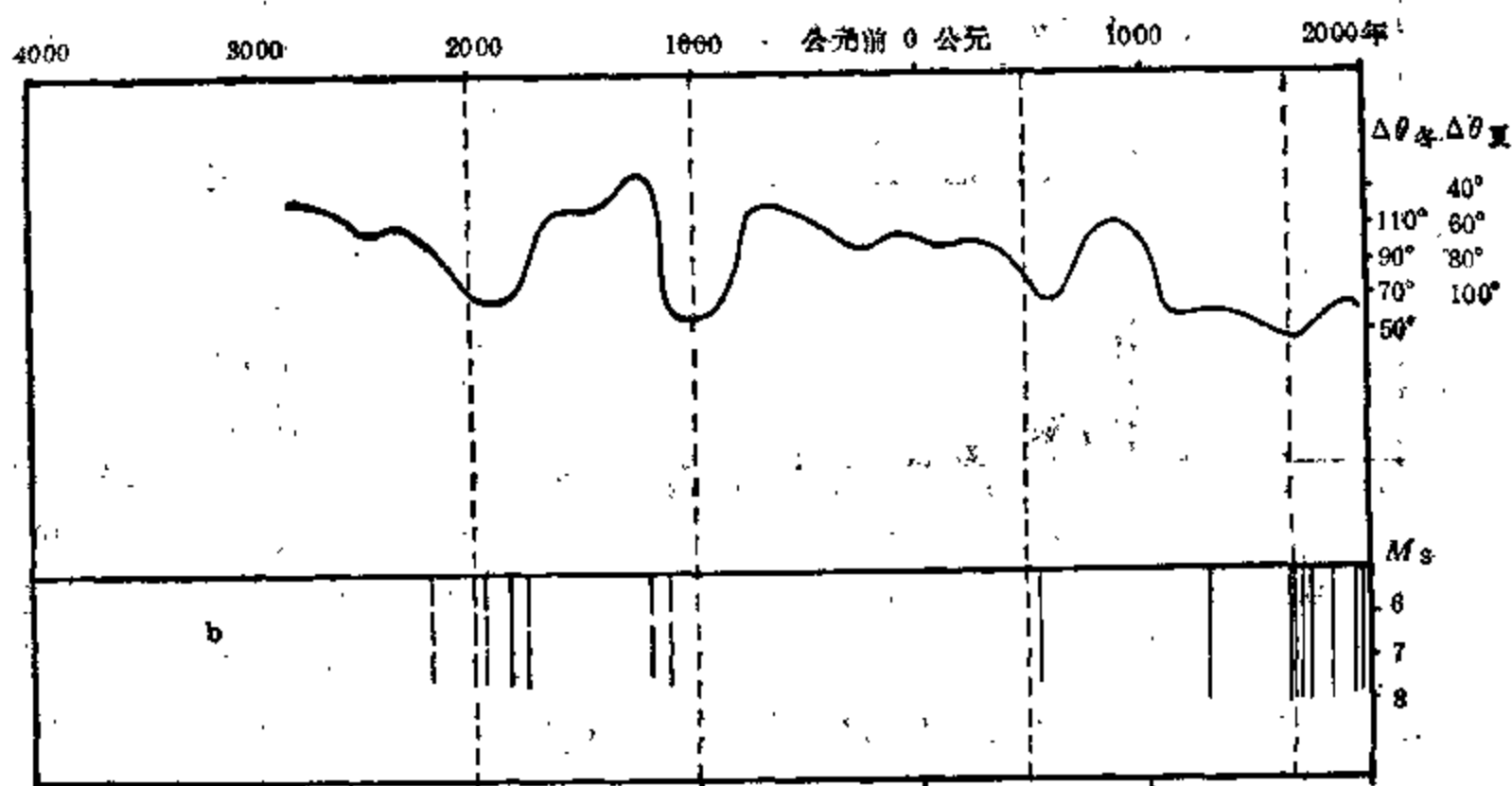


图 5.21 近 5000 年以来九星会聚与大地震

——九星地心会聚 ——中国华北(云南、四川) $\geq 7\frac{1}{2}$ 级地震及世界早期著名大地震(示意)

年和公元前 1767 年, 山西永济和河南偃师也可能发生过大地震。世界上在这个时期发生了不少有名的大地震。在公元前 2200 年左右, 古埃及尼罗河三角洲发生一次严重地震。在公元前 1700 年以前, 古希腊克里特岛多次发生烈度为 10 度的大地震。在公元前 2000 年左右, 苏联西土库曼发生大地震。印度河流域古城摩亨佐-达罗也在公元 2000 年前后发生过大地震。这些表明, 在距今 4 000 年左右九星会聚冬半年的第一极小期, 世界上大地震是相当活跃的。可以说是人类早期文明时代的一个全球性的地震高峰期。

在距今 3 000 年前后九星会聚冬半年的第二极小期, 我国华北在公元前 1129 年发生河渭大地震。在公元后 5 世纪的九星会聚次小期, 山西应城在公元 512 年发生 $7\frac{1}{2}$ 级地震。这是我国东部地区在公元前 15 世纪至公元后 12 世纪的近 3 000 年间收入《中

《国地震目录》震级达 $7\frac{1}{2}$ 级的唯一记录。

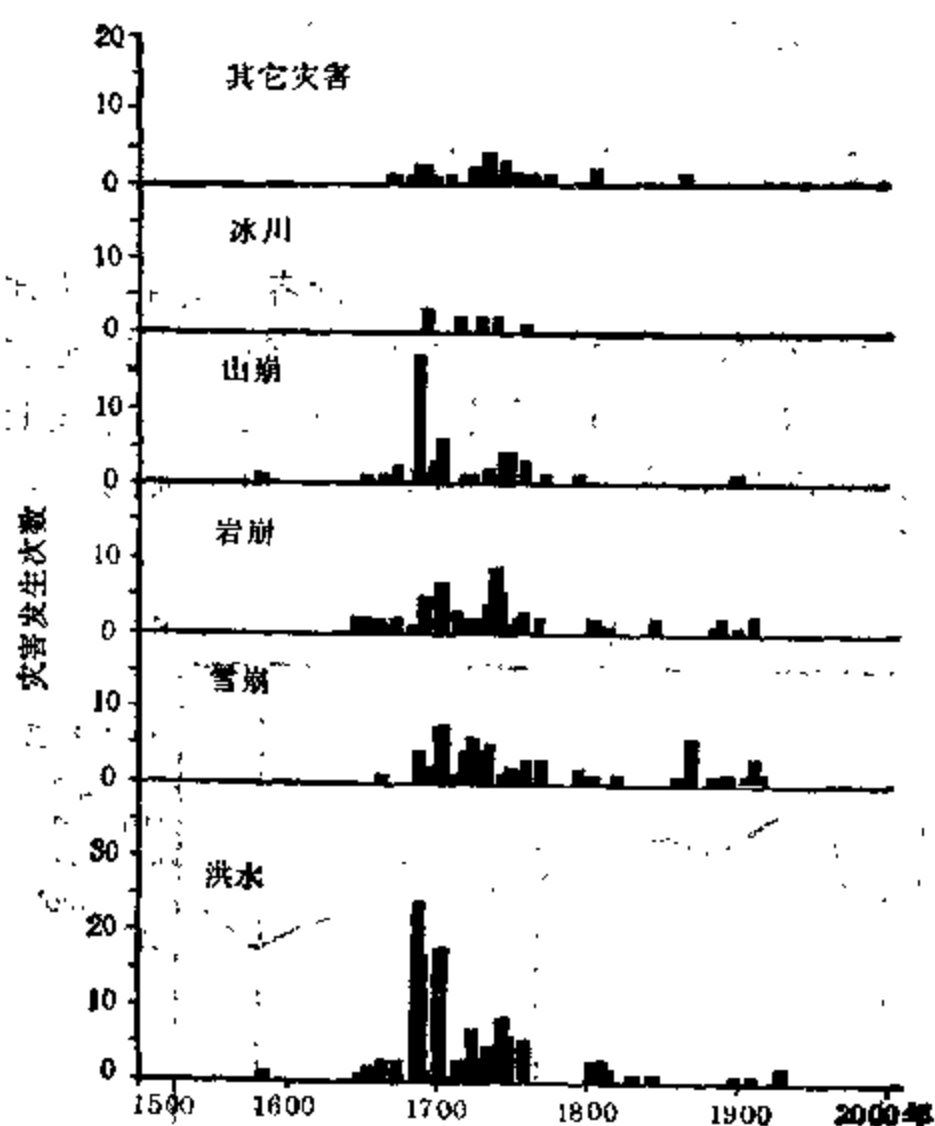


图 5.22 公元 1500 年以来挪威西部每 10 年的山崩、岩崩及其它灾害发生的次数
(Grove, 1972)

在 17 世纪的九星会聚第三极小期，我国华北出现了近 3000 年以来最为严重的地震活跃期，仅 8 级大地震就发生了三次：公元 1668 年山东郯城 $8\frac{1}{2}$ 级地震，1679 年河北三河 8 级地震和 1695 年山西临汾 8 级地震。即华北地区在近 3000 年中总共发生的四次 8 级大地震，有 $\frac{3}{4}$ 发生在这个时期。其间，日本在 1611 年和 1677 年也发生两次 8.1 级大地震。

图 5.22 是公元 1500 年以来挪威西部每 10 年自然灾害的次数。图中可见，挪威西部在近 500 年以来，正是在九星会聚第三极小期附近的 17—18 世纪之间，不仅洪水的发生次数最多，而且山崩、岩崩等岩石圈异常事件也是处在一个高峰时期。我国长白山天池火山口自 1100 年前发生小规模喷发后，发生过三次喷发(公元 1597, 1688 和 1702 年)

(符国录, 1985), 均处在 17 世纪小冰期盛期附近。黑龙江五大莲池的火烧山, 也在其附近的 1720 年喷发。

5.3.4 九星会聚长周期与海平面变化

九星会聚参数的千年尺度的演变导致温度的冷暖变迁之后，在海平面的高度变化上也有明显反映。图 5.23 是公元前 3000 年以来九星会聚与世界海平面变化的对照。由图可见，距今 5000 年以来，中国海平面变化与大陆边缘带的世界海平面变化是一致的，它们大体上都随九星会聚参数和温度变化而变化。在九星会聚处冬半年地心张角甚小的时段附近，随着气候的变冷，世界许多地区的海洋发生海退；而在九星会聚处夏半年或虽处冬半年但地心张角甚大的时段附近，随着气候的转暖，又发生海侵。在距今 4000 年前的九星会聚第一极小期前后，中国海平面处在低值期，世界大陆边缘地带的海平面低值期略偏前。在距今 3000 年前的九星会聚第二极小期前后，中国和世界海平面均处低值期。上述两次海平面的高度比现今约低 1.5—3 米左右。在公元后 5 世纪的九星会聚次小期前后，世界各地海平面也分别先后发生下降。在 17 世纪的九星会聚第三极小期前后，海平

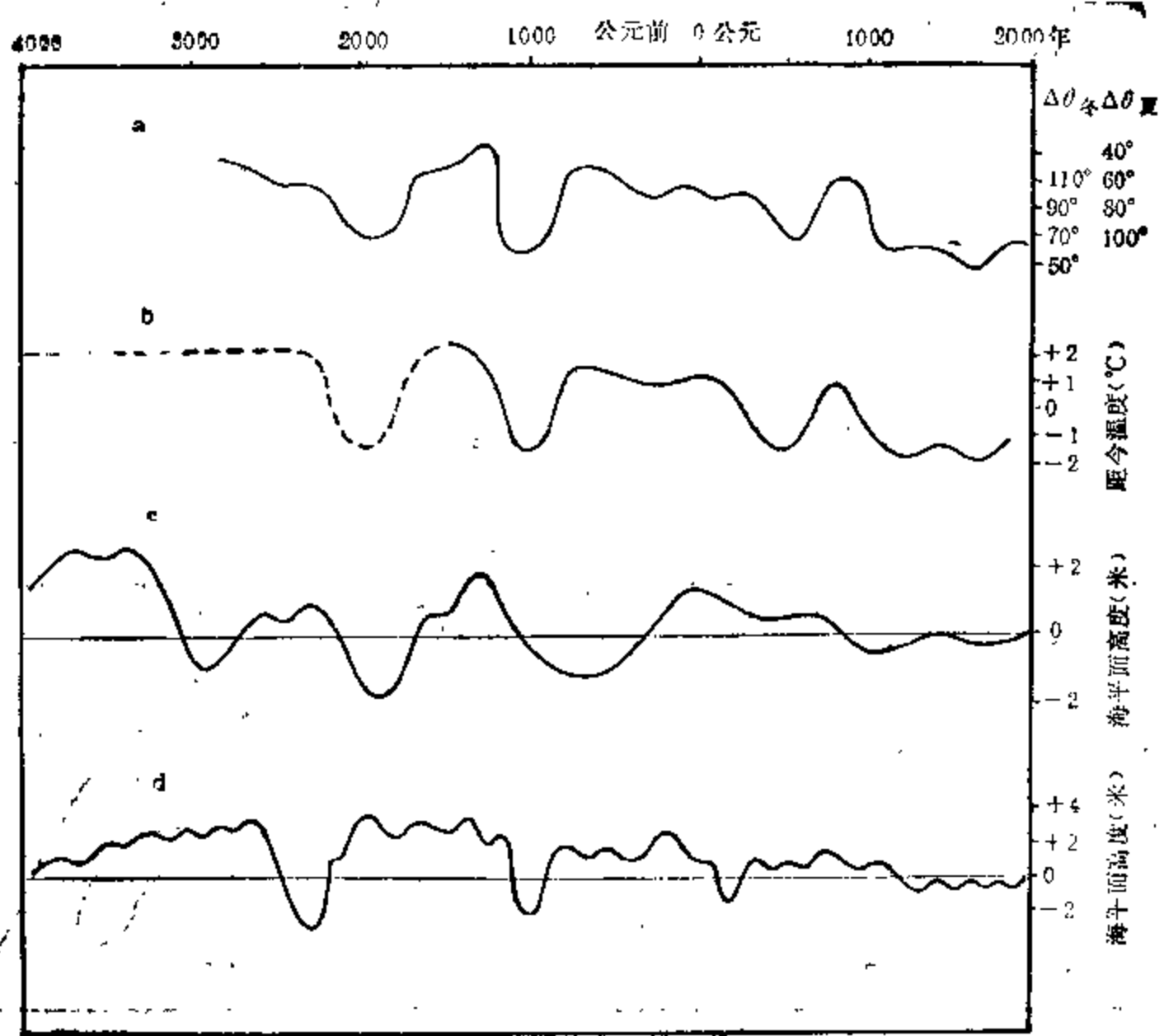


图 5.23 公元前 3000 年以来九星会聚、温度变迁与海平面变化
 a——九星地心会聚参数变化；b——中国温度变迁；c——中国海平面变化
 (赵希涛, 1984)；d——世界海平面变化 (Fairbridge, 1961, 1976)

面下降幅度则较小。这可能与当时遇到的冬半年地心张角甚小的九星会聚只有一次有关,而其它两个九星会聚极小期,均由两次冬半年地心张角甚小的九星会聚组成。

在九星会聚连续两次或两次以上均处夏半年,或虽处冬半年但地心张角 $\geq 71^\circ$ 时,气候处在千年尺度的变暖时期,我国和世界海平面相应处在高海面时期。距今 3400 年前附近,九星会聚连续三次处夏半年,当时我国温度比现今高 2°C 左右,海平面比现今高约 2—3 米。距今 2800—2000 年前,九星会聚连续 5 次以上处夏半年或冬半年地心张角 $> 71^\circ$,当时我国温度比现今高 $1-1.5^\circ\text{C}$,之后海平面升高,比现今约高 1—2 米。公元 700 年—1000 年期间,九星会聚又

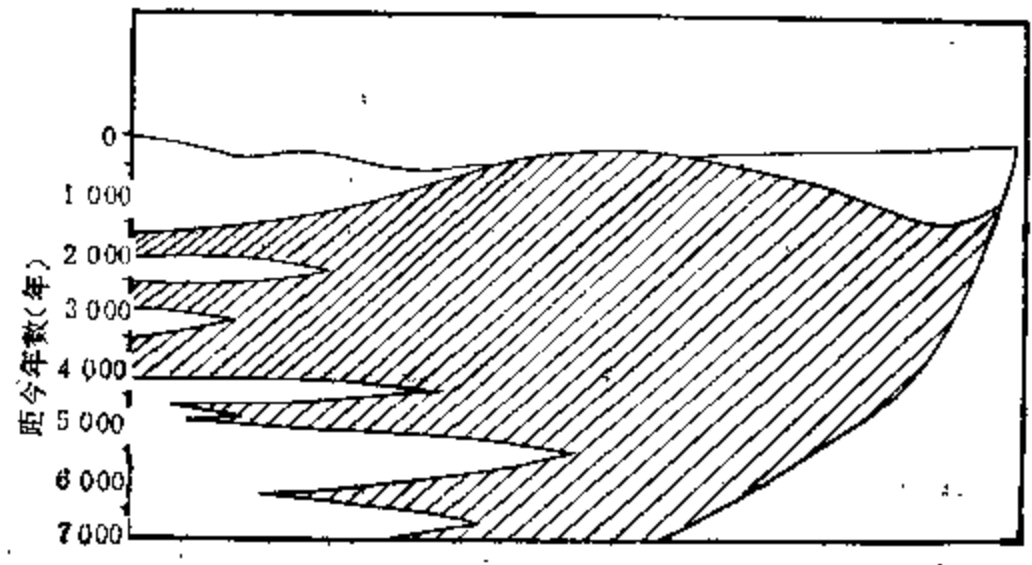


图 5.24 距今 7000 年以来荷兰西部海岸的剖面序列
 阴影区为泥炭层 (Jelgersma, 1966)

连续两次处夏半年，当时我国温度比现今高 1° 左右，海平面比现今高1米左右。这就是说，在千年时间尺度上，由于九星会聚的影响，气候连续300年以上处温暖期时，气温每升高 1°C ，大体上海平面升高约1米左右。

图5.24是荷兰西海岸的剖面。图中出现泥炭层的时段，表示当时海水退走，为低海面时期。图中三个海退时期大致发生在距今4000年前、近3000年前和1600年前。显然，它们也处在九星会聚第一、二极小期和次小期的附近时段。图中几个高海面时期，与九星会聚处夏半年或冬半年地心张角 $>71^{\circ}$ 的时段，也是大体一致的。

图5.25是距今3500年以来太湖及其外围地区的海岸线变迁。由图中可见，距今3500年前，当时江苏南部的海岸线位于常州、宜兴、吴兴一线，此线以东大部处在海洋中。

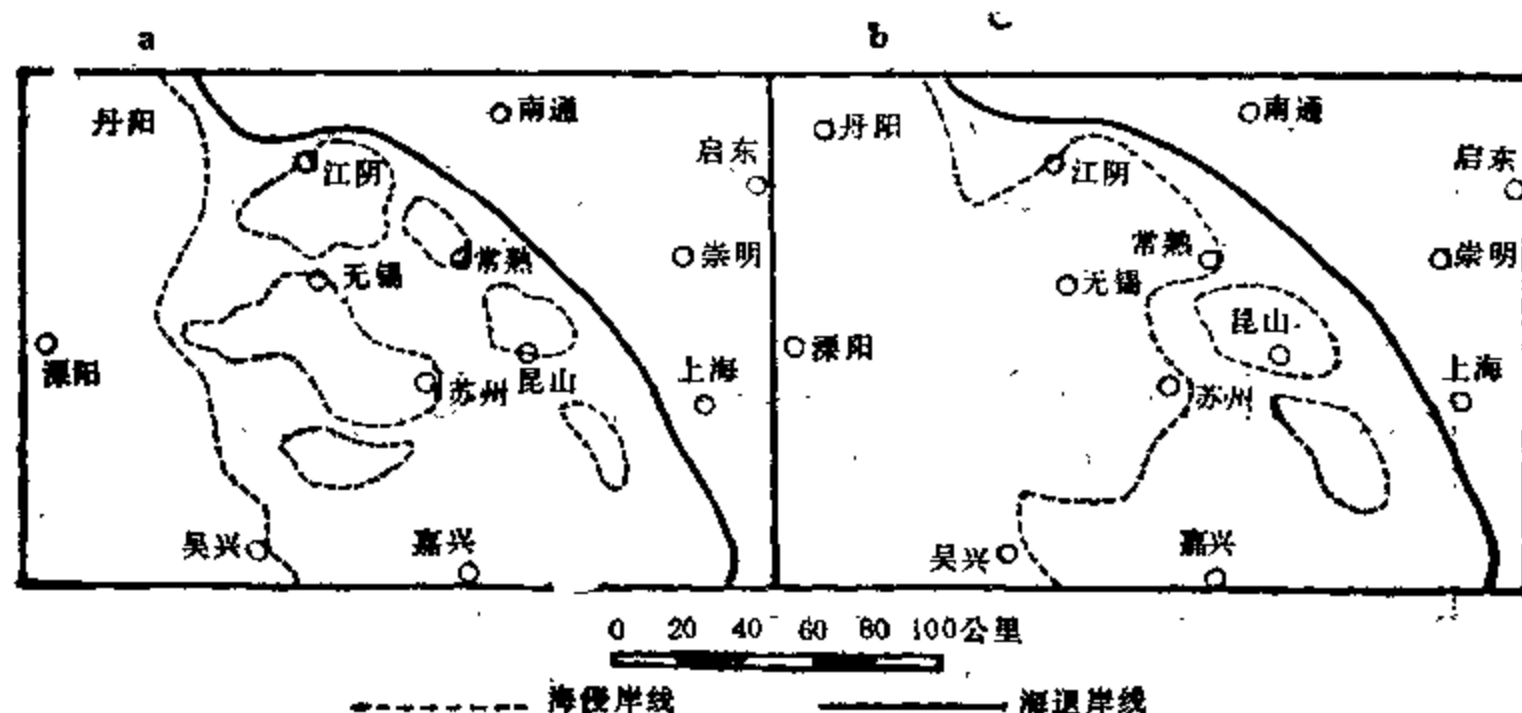


图5.25 距今3500年以来太湖及其外围地区海岸线变迁

.....海侵时海岸线: a——3500年前, b——2500年前,
——海退时海岸线: a——3000年前, b——1800年前

(杨怀仁等, 1985)

到距今3000年前，海岸线东移至江阴和常熟以北至上海以南一线。距今2500年前，海侵又使海岸线西退到江阴、常熟、苏州、吴兴一线。距今1800年前，海退又使海岸线东伸到3000年前的位置。上述苏南地区在距今3500年和2500年的海侵和海岸西退的时间，正是九星会聚连续处夏半年、中国气候出现温暖期的时候；而距今3000年前的海退和海岸线东进的时间，正是九星会聚第二极小期、中国气候处寒冷期之时；距今1800年前的海退时间，也与九星会聚次小期和低温期相接近。

5.3.5 九星会聚长周期与古代文明发展

由上述几节的讨论可见，在九星地心会聚的千年尺度的极小期和次小期，我国和北半球气候处在变冷时期，中低纬度的夏季风边缘地区又处变干时期，同时也是大地震活动期和海平面下降时期。在两个九星会聚极小期、次小期之间，上述地区则处在变暖、变湿、地震活动少和海平面上升时期。历史时期此种环境变迁，尤其是中低纬度夏季风边缘的气候

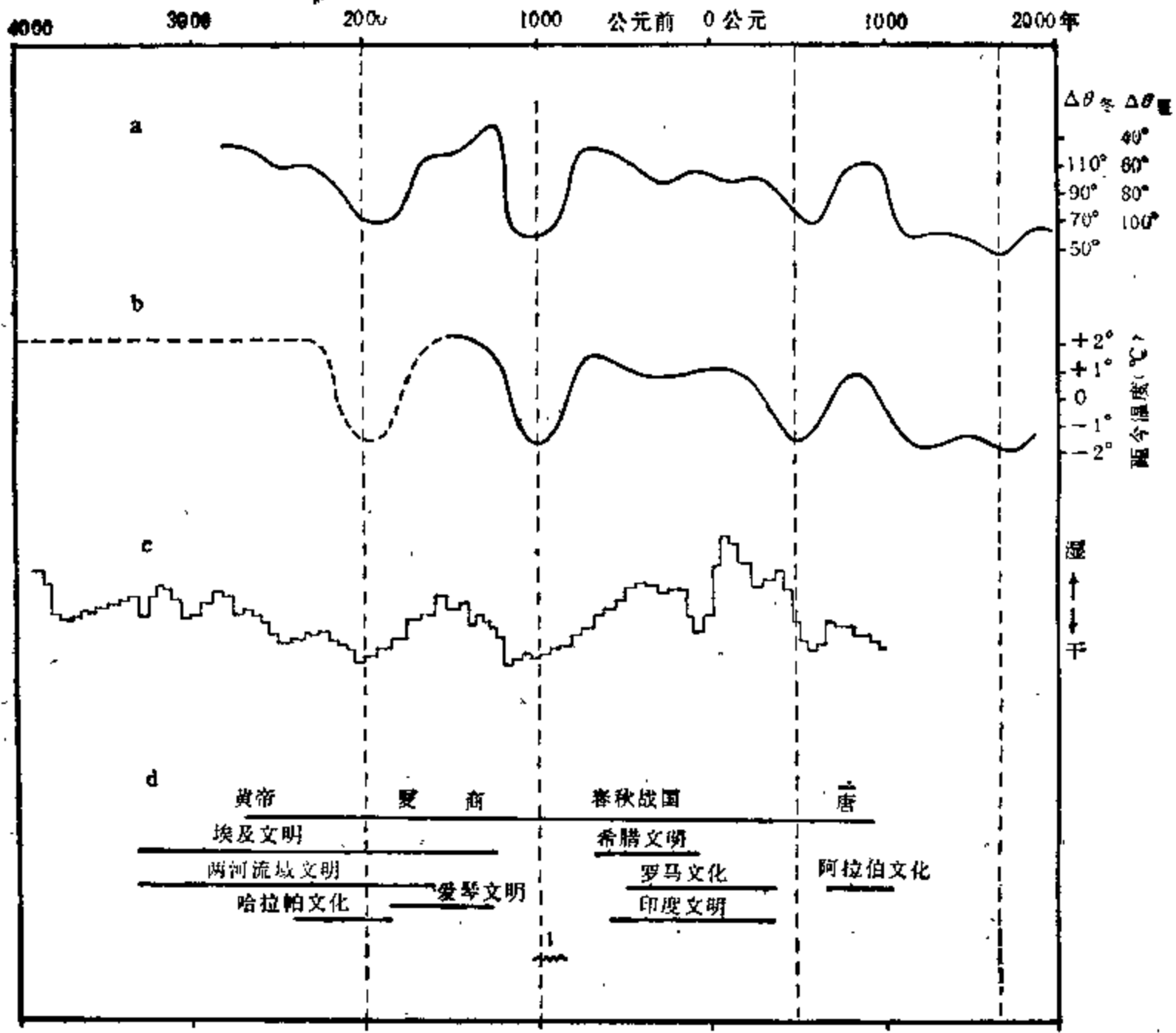


图 5.26 公元前 4000 年以来古代文明发展与九星会聚、气候变迁的对照
 a——九星会聚参数变化；b——中国温度变迁；c——非洲撒哈拉地区干湿变化；
 d——世界古代文明发展(刘家和,1979 等),数字为古代文明(地中海周围)衰落时期

敏感地带的环境变迁,对于古代文明的发展有着重要的影响。图 5.26 是近 6 000 年以来世界古代主要文明发展时段的示意图。我们将九星会聚参数、温度变迁和干湿变迁一并给人进行对照。由此图可见,在公元前 4 000 年到公元前 2 000 年之前这段时期内,是古代东方四大文明的创立之时。在这个时期,由于农业灌溉的发展和青铜器的使用,在非洲东北部的尼罗河流域、中东的底格里斯河和幼发拉底河流域、南亚的印度河流域和中国的黄河流域,相继创造了世界最早文明。古埃及大约在公元前 3 500 年左右,许多农村公社结成数十个诺姆(州)。约在公元前 3 100 年开始建立统一国家,至公元前 2 181 年为埃及最早统一的早王朝和古王朝时期。两河流域大约在公元前 3 100 年开始出现文字。约在公元前 24 世纪中叶,第一次建立统一王国。印度河流域的哈拉帕文化,大约在公元前 2300—2000 年左右(中心地区),已有较高的青铜器文化。中国黄河流域,大约在距今 4 000 多年以前,黄帝建立了部落联盟,成为华夏的祖先。新近的考古发现,我国在比黄河更北的内蒙古昭乌达盟和辽宁西部交界地区,距今 6 000 年前的文化已相当发达。将图 5.26 中世界古代四大文明发展的时期,与九星会聚参数的千年尺度变化和温度、干湿变迁相比较可

以看到,上述四大文明发展的时期,正是处在九星会聚冬半年地心张角较大时候,也是世界气候出现温暖和湿润的时期。

在公元前2 000—1 700年前后,九星会聚处第一极小期,气候出现变冷和变干趋势,世界大地震活跃。在这个时期,古代四大文明之一的印度河流域的哈拉帕文化衰亡。根据考古资料,哈拉帕文化的年代,在中心地区约为公元前2 300—2 000年,在周围地区约为公元前2 200—1 700年。当时哈拉帕和摩亨佐-达罗两城市各有3—4万人。这一文化衰亡的时间,约在公元前2 000—1 700年前后。这个时间,除与雅利安人入侵时间上大体吻合外,同时也与北半球和这个地区的自然环境恶化的时间相一致。正是这一时期,不仅北半球气候骤然变冷,而且印度河流域由此前的湿润转为严重的干旱、沙漠化,该地区的塔尔沙漠就是开始形成于这一时期(Bryson and Murray, 1981)。当时在古城摩亨佐-达罗还发生过大地震。

在公元前1 600—1 200年附近,九星会聚又处夏半年,北半球处在温暖和湿润时期,相应地,我国进入了商朝(即殷墟)高度发达的青铜时代,希腊的爱琴文明跨入全盛时期。埃及处在帝国形成的新王国时期(公元前1 570—1 085年)。

在公元前1 100—900年前后,九星会聚处在第二极小期,气候又进入寒冷和干旱时期。与这个自然环境条件的恶化时期大体相一致,世界史上记载的是地中海周围的文明相继衰落,被称为“古代文化的黑暗时期”。据Carpenter(1966)研究,希腊和爱琴海文化在公元前1 200年到750年间的中断时期,希腊在公元前850年以前,好象一直处于人口稀少的状态,认为这与当时气候干旱有关。这个时期,埃及势力衰落,帝国解体;巴比伦尼亚也基本处于长期不振状态。

在这之后,从公元前800年至公元零年前后的持续800年左右的时期内,九星会聚一直处在夏半年或冬半年地心张角较大之时,北半球许多地区的气候出现长时期的温暖和湿润。这个时期,世界文化处在大发展时期。我国处春秋、战国文化繁荣时代和秦汉强盛之时。同时,又是著名的希腊文明、印度文明和罗马文化的兴盛时期。

在经历公元后5世纪附近的九星会聚次小期和气候较弱的变冷、变干之后,大约在公元7世纪下半叶至10世纪期间,九星会聚又连续两次处夏半年,我国等地出现300年左右的温暖期。这一时期,正是我国唐朝盛世和阿拉伯文化的兴盛时期。

由此可见,九星会聚和自然环境条件的千年尺度振动,对于古代文明发展是有重要影响的。上述古代文明地区大多处在 25° — 40° N附近的中、低纬度地带,其中许多地区正处在夏季风的边缘附近,其生态环境受气候的冷暖和干湿变化的影响很大。可以这样讲,这些地区大多属于全球气候变化的敏感区。由于古代生产条件的落后,人们与自然斗争的能力较差,因而这些地区的古代文化发展受自然环境重大变迁的影响,这是可以理解的。本章已指出并在下节将进一步讨论,气候的冷暖变迁和干湿变迁,又与地球运动状态的改变密切相关。

此外,由九星会聚引起的千年尺度的环境变迁,对某些地区的人口也是有影响的。例如,据Blanton(1972)研究,墨西哥谷地最干旱的一些湖滨区,在公元前1 200—700年间和公元500年前后的两个时期,人口密度特别低。认为可能与当时缺水有关。这两个时段,与九星会聚第二极小期和次小期,以及全球性干旱的时期都是相一致的。又如,冰岛在经历17世纪小冰期盛期之后,人口由公元1 311年的大约72 400人,到公元1784年

减至约 38 000 人,人口减少将近一半。在温暖时代, 10 世纪时瑞典人和挪威人来到格陵兰岛西南部定居,但在小冰期盛期很长一段时间里,格陵兰的古代挪威人侨民已完全灭绝。

§ 5.4 物理机制讨论

本章以上各节给出了九星地心会聚与温度变迁、干湿变迁、海平面变化、大地震活动等相关的大量事实。其中,温度和干湿变迁的确定许多是以植被状况、森林线、农作物冻害等表示的,故实际上也已包括生态变迁。指出了在九星会聚处冬半年地心张角较小和甚小的附近时期,分别出现百年尺度的自然灾害相对频繁期和千年尺度的自然灾害群发期,也即地球大气圈、水圈、岩石圈、生物圈和人类圈都出现大体一致的异常时期。本节将对九星地心会聚引起温度变迁的物理机制,以及导致地球其它圈层异常的可能物理过程进行讨论,并与其它可能的物理成因做一比较。

5.4.1 过去对九星会聚效应的认识

Gribbin 和 Plagemann(1974) 在《木星效应》一书中指出,当所有行星都在太阳的同一侧排成一直线(行星直列)时,对太阳施加的潮汐力可达到最大值,引起太阳黑子增多和太阳爆发,较多的太阳粒子到达地球的高层大气,导致地球大气的气团异常移动,并由此改变地球自转速度和触发地震。Gribbin 等在这里指的实际上是九大行星的日心会聚,并且通过行星的引潮力触发太阳活动,再由太阳活动影响地球的大气运动和地震活动。此书发表后,不少天文学家提出不同意见。比利时天文学家 Meeus (1975) 进行了详细评论。他指出,即使是木星、土星、天王星、海王星这四颗巨行星,它们的日心经度差也是比较大的,不可能所有行星在太阳的同一侧直列、排成直线。金星、木星、地球对太阳的直列,与太阳强烈活动也没有联系。他计算了行星对太阳的潮汐效应(表 5.2)。指出除水星

表 5.2 行星对太阳的潮汐效应

行 星	距离(天文单位)	质量(以地球为 1 个质量单位)	潮汐效应
水星(近日点)	0.3075	0.055	1.89
水星(远日点)	0.4665	0.055	0.54
金星	0.7233	0.815	2.15
地球	1	1	1
火星(近日点)	1.381	0.1074	9.041
火星(远日点)	1.666	0.1074	0.023
木星	5.203	317.89	2.26
土星	9.539	95.17	0.11
天王星	19.182	14.6	0.002
海王星	30.058	17.2	0.0006
冥王星(近日点)	29.65	0.08	0.000003

金星、地球、木星外,土星、火星、天王星、海王星、冥王星的影响都可不予考虑。但是,由于潮汐隆起的高度与表面引力成反比,太阳的表面引力是地球的 27.9 倍,故地球所引起的

太阳潮汐高度,比由月亮引起的地球潮汐高度要小 2 000 万倍。所有行星在太阳上的潮汐隆起高度,也比地球上的潮汐要小 270 万倍。因而, Meeus 认为,行星潮汐对太阳及其活动对于地球自转、地震的影响(即“木星效应”)是不存在的。Melchior (1975) 计算出太阳上由木星引起的潮汐隆起不会超过 1 毫米。另一些人认为,行星对地球的引潮力也是很微小的,还不到月亮引潮力的万分之一,因而九星会聚对地震活动不会有影响。

我们认为, Gribbin 提出的行星直列效应,促使人们对九星会聚效应问题的注意,这是有积极意义的。然而我们(1980)认为,首先,九星会聚对地球的影响,主要不是通常指的日心会聚,而是地心会聚。表 5.3 是我们计算的近 1 500 年以来九星日心会聚的数据。将此表与表 5.1 和图 5.3 进行对比可以看到,虽然表 5.3 中九星日心会聚的年份大多与九星地心会聚的时间是相近的,只有个别的年份例外(如 19 世纪,相差 41 年),但是九星日心会聚的季节均在 1—5 月,其日心张角的大小与所在低温期、温暖期的振幅之间并不存在明显的关系。如 17 世纪低温期是 1 500 年中最冷的,而当时九星日心会聚的张角却很大,达 138° 。公元 770 年的日心会聚张角也较大,当时的气候却属温暖期。可见,九星日心会聚的季节和日心张角,与温度状况之间并不存在统计关系。然而,九星地心会聚的季节和地心张角大小与温度振幅之间有着明确的函数关系,如 5.3.1 节的方程所示。

表 5.3 公元 400 年以来九星日心会聚的参数变化

星名和项目 日心 黄经 会合时间 (年·月·日)	星名和项目									$\Delta\theta$ 水→冥	$\Delta\theta$ 水→海
	地球	水	金	火	木	土	天	海	冥		
1982.3.11	170	265	200	181	212	198	242	265	205	95	95
1803.3.18	176	232	223	131	181	168	189	232	339	(102) ¹⁾	102
1664.4.23	214	311	303	175	277	263	313	287	89	(138)	138
1483.5.5	233	237	257	111	188	214	258	249	199	147	147
1305.5.10	237	236	142	225	184	198	211	218	338	(95)	95
1128.4.10	207	166	197	173	205	191	167	188	52	(66)	41
949.2.7	142	166	101	83	167	152	116	154	149	85	85
770.2.1	135	69	106	31	135	128	92	121	132	(104)	104
628.1.22	125	189	154	182	142	191	176	171	159	65	65
449.1.23	125	113	166	127	109	163	124	135	123	58	58

1) 带括号者为冥王星处在对顶角内。

我们又认为,九星会聚对地球影响的物理过程,在百年和千年尺度上主要不是引力效应或引潮力效应。表 5.4 是我们计算的各行星和月亮、太阳对地球上单位质量的引力和引潮力数据。从表中可见,行星对地球的引力,最大的仅为月亮引力的 0.6%,所有行星引力加在一起也只有月亮的 1.28%。行星对地球的引潮力,最大的也仅为月亮引潮力的万分之 0.53,所有行星的总引潮力也只有月亮的万分之 0.6。这就是说,行星对地球的引力和引潮力,比之月亮至少要小 2 和 4 个数量级。行星对太阳的引力和引潮力,与此大致接近。由此看来,即使在九星会聚时,行星对地球、太阳的经典引力和经典引潮力,其影响是难以考虑的。

表 5.4 行星、月亮、太阳对地球的引力和引潮力

天体	质量(克)	近日距(厘米)	对地球单位质量	
			引力(牛顿)	引潮力(牛顿)
金	4.87×10^{27}	4.14×10^{12}	1.9×10^{-10}	5.8×10^{-14}
木	1.9×10^{30}	6.286×10^{13}	2.0×10^{-10}	6.5×10^{-14}
火	6.42×10^{26}	7.83×10^{12}	6.97×10^{-12}	1.13×10^{-15}
土	5.688×10^{29}	1.28×10^{14}	2.30×10^{-11}	2.29×10^{-16}
水	3.33×10^{26}	9.17×10^{13}	2.64×10^{-12}	5.76×10^{-17}
天	8.74×10^{28}	2.73×10^{14}	7.83×10^{-13}	3.66×10^{-16}
海	1.029×10^{29}	4.358×10^{14}	3.60×10^{-13}	1.06×10^{-16}
冥	1.4×10^{28}	5.81×10^{14}	2.77×10^{-13}	6.07×10^{-17}
月亮 ¹⁾	7.35×10^{22}	3.844×10^{10}	3.32×10^{-8}	1.1×10^{-9}
太阳	1.989×10^{33}	1.47×10^{13}	6.14×10^{-6}	5.3×10^{-10}

1) 月亮处月地平均距离时,位于赤道上最近点的引力、引潮力。

既然行星对地球、太阳的引力和引潮力是如此之小,那末本章 § 5.2 和 § 5.3 中给出的大量统计事实是否具有物理意义? 作者研究(1980)表明,自然界之间的联系方式是错综复杂的。九星地心会聚对地球的影响,并不是经典的引力和引潮力,而主要是一种力矩效应。下面,我们就此进行具体讨论。

5.4.2 九星地心会聚的力矩效应

由天文学可知,九大行星包括地球在内,都不是围绕太阳中心,而是围绕太阳系公共质量中心公转的。由质心定义

$$M_{\odot}R_{\odot} = M_n(Y_n - R_{\odot}),$$

我们得到,

$$R_{\odot} = \frac{1}{M_{\odot} + \sum M_n} \sum M_n Y_n \cdot \frac{R_n}{|R_n|}.$$

式中 M_{\odot}, M_n 为太阳、行星的质量(取太阳质量为 1), R_{\odot}, Y_n 为太阳中心至太阳系质心、行星的距离。此式表明,与引力、引潮力的作用相反,行星距离太阳愈远,对太阳系质心偏离太阳中心的贡献就愈大。由第二章表 2.5 可见,各个行星对太阳中心至太阳系质心的距离在黄道上的改变量的贡献以木星为最大,达 74 万公里,土星、海王星和天王星次之,冥王星的贡献也为 3 600 公里。在九星地心会聚时,各行星对太阳系质心位置的总改变量最大可达 151 万公里,超过了一个太阳直径,也即相当于日地距离(1.496 亿公里)的 1%。这个数值是可观的。而此时八颗行星对地球轨道的引力摄动总值大约 3 000 公里(向太阳方向)。

由图 5.27 的示意图可见,九星地心会聚时,地球单独位于太阳的一侧,其它行星位于太阳的另一侧。由于此时除地球以外的所有行星都在太阳的另一侧,太阳系质心(O)处在与地球的相反方向,地球公转时(绕太阳系质心)的半径(OE)必然增加 1%。此种年份的夏半年,地球也运行到太阳的另一侧,而几个巨行星(木星、土星、天王星、海王星)走得很慢,太阳系质心仍偏在太阳的这一侧,使地球夏半年公转半径又缩短约 1%。如果此时

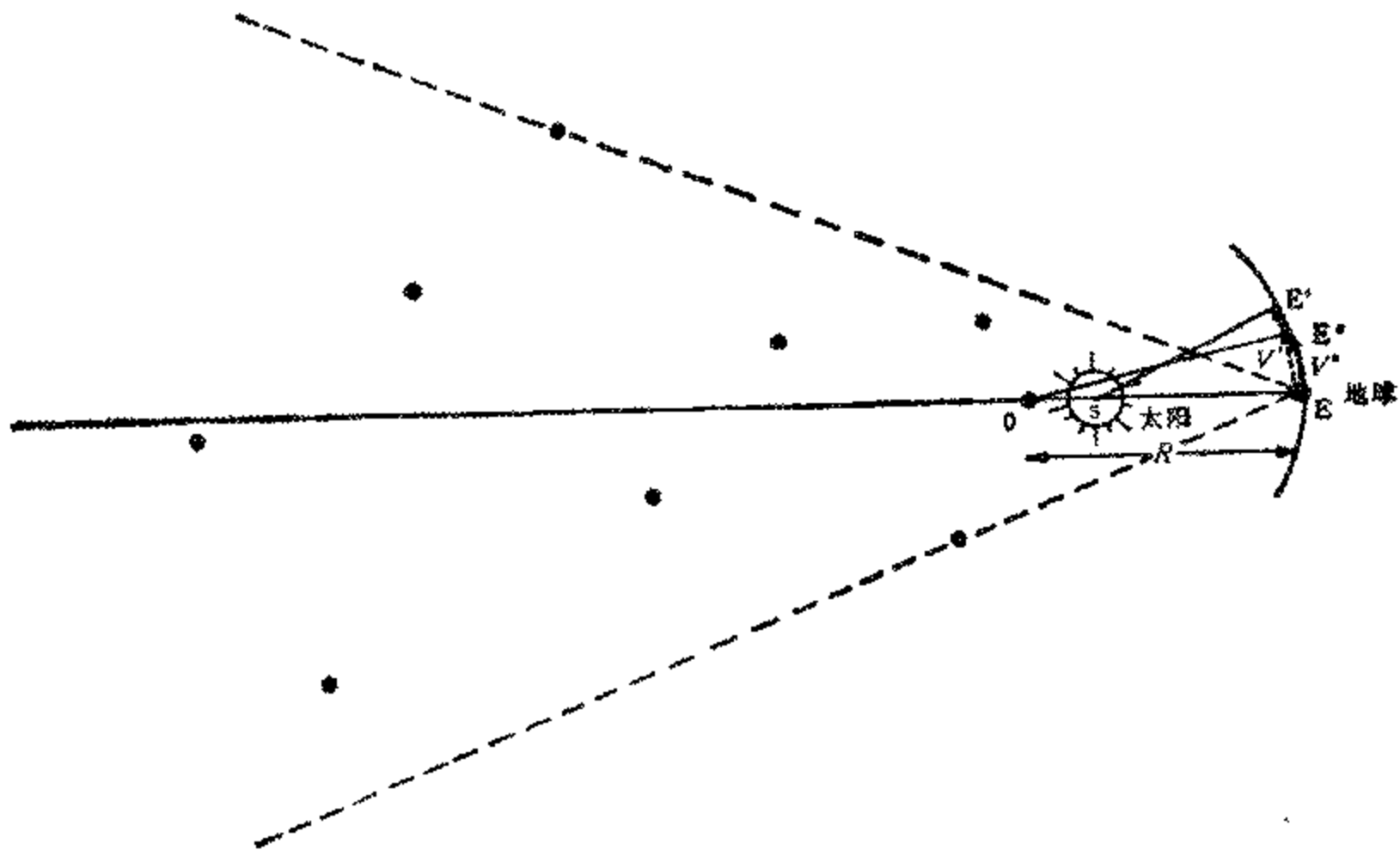


图 5.27 九星地心会聚力矩效应示意图

按开普勒第二定律,图中等时间内扫过的两个扇形面积 ESE' 和 EOE'' 应相等

九星地心会聚处在冬半年,则地球的公转半径在一年中出现冬半年延长、夏半年缩短的现象。然而,地球公转时需满足角动量守恒

$$J = MVR = \text{恒量。}$$

式中 J, M, V, R 分别为地球的公转角动量、质量、公转速度和地球至太阳系质心的距离。 R 的增大和减小,将导致 V 的减慢和加快,产生切向加速度和力矩。因而,当九星地心会聚在冬半年时,地球公转半径的冬长夏短,必将引起地球公转速度冬慢夏快,即冬半年季节延长和夏半年季节缩短,使得北半球接近太阳的总辐射减少。经我们计算 1665 年九星地心会聚的例子,行星的上述力矩效应可使一年中的冬半年延长 1.79 天,夏半年又缩短 1.79 天,该年冬夏季节变化与平年相比,可相差 3.58 天。这样,累积若干年,最终导致了北半球气候变冷趋势。并且,九星地心会聚冬半年的地心张角愈小,这种气候变冷趋势就愈加显著。如果九星地心会聚在夏半年,则引起地球公转半径夏长冬短和公转速度夏慢冬快,导致北半球季节夏长冬短的气候变暖趋势。此时,会聚的地心张角愈小,气候变暖趋势愈显著。

由此看来,本章所给出的九星地心会聚参数变化与气候的百年尺度和千年尺度的变迁之间具有明确的物理意义。气候的千年尺度的降温幅度要大于百年尺度的降温幅度,也是与九星地心会聚冬半年地心张角愈小,其力矩效应就愈大相一致。它们之间的物理联系是较为复杂的。可以这样认为,在历史时期,气候冷暖变迁的主要成因源于九大行星地心会聚的参数变化,通过地球公转半径和公转速度的改变,导致冬夏季节长度的改变而引起。它与 10 万年尺度的冰河期和间冰期的成因相类似,后者是由于地球公转轨道三个参数(偏心率、黄赤交角、近日点相对进动)的改变,使地球中高纬度接受太阳辐射量的改

变而引起(详见下一章)。前者也是通过地球公转轨道的一种参数——一年中冬夏公转半径和公转速度的改变,最终的直接的物理因子也是接受太阳辐射量的改变,因而引起气候的冷暖变迁。至于九星日心会聚,由于这种会聚是以日心为坐标,其会聚的季节和日心张角大小,与地球并没有直接联系,因而它与地球气候之间也就没有明显的物理联系,其间的关系当然也就不清楚了。

以上我们讨论了九星地心会聚引起温度变化的物理原因。下面,我们再对其它自然灾害的群发性问题做一简要的初步讨论。

本书第八章将系统讨论多种时间尺度的全球性干旱、沙漠化与气候变冷、地球运动状态改变的关系。在历史时期,引起北半球中低纬度地带严重干旱、沙漠化的直接原因,主要在于北半球气候的变冷。在九星会聚处冬半年地心张角较小的附近时期,行星的力矩效应使北半球气候变冷之后,一方面海水蒸发必然减少,大气中水汽含量减少,另一方面夏季大陆增温也减小,海陆之间温度梯度变小,引起夏季风减弱,从而导致中低纬度干旱区和夏季风边缘地带的降雨更少,造成干旱、沙漠化的扩大。反之,则引起干旱、沙漠化的缩小。

海平面的变化,除与地壳升降、大地水准面变形等因素外,历史时期内全球性的海平面变化,主要与全球温度变化,尤其是北半球温度变化有关。由冷暖变迁引起的两极和中纬度大陆冰川(主要位于北半球)的扩大与收缩,必将导致世界海平面的下降和升高。在历史时期内,冰后期最暖时比现今约高 $2-3^{\circ}\text{C}$,最冷时(如17世纪小冰期盛期)比现代约低 2°C 左右。这就是说,历史时期平均温度变化的振幅为 $\pm 2^{\circ}\text{C}$ 左右。据我们研究(1987),由九星会聚长周期引起的此种千年尺度的温度振动,平均温度每增暖 1°C ,可导致海平面升高约1米左右;而九星会聚引起的百年尺度的温度振动,即使气温增加 1°C ,海平面升高也仅0.2米左右。其原因主要在于,百年尺度振动的温暖期持续时间较短,它主要影响中纬度山地冰川的融化;而千年尺度振动的温暖期,一般可持续300年以上,其累积效应不仅可加大中纬度山地冰川的融化量,而且还影响到极冰永冻带边缘的冰量。

在九星会聚处冬半年地心张角较小时,由于地球公转速度在一年中发生冬慢夏快的现象,此时气候变冷又会引起地球自转速度的减慢。这样,有可能引起地核的振动和板块某些部位地应力的异常集中,从而为地震孕育能量。我国华北地区的地震,主要发生在地球自转减慢时段。在历史时期内,九星会聚冬半年地心张角较小,主要与华北等地大地震的关系为好,看来并非是偶然的。

总之可以这样认为,九星地心会聚与自然灾害群发的物理联系,主要在于九星地心会聚的力矩效应,并通过地球各圈层的相互作用而引起。其中,首要的是九星会聚的力矩作用改变了地球一年中冬夏的公转半径和公转速度,引起北半球的变冷;由此再引起海平面的下降和中、低纬度带的变干以及生态环境的异常;地球公转速度的快慢以及气候变冷又导致地球自转速度的变慢,可使地核发生振动和板块某些部位地应力的异常,从而引起地壳活动出现异常,如大地震、火山爆发等的发生。

5.4.3 南半球的反证问题

由上节讨论的物理机制可以看到,九星地心会聚的力矩效应与会聚时的季节有关。然

而,南半球和北半球的季节是相反的,北半球的冬季正是南半球的夏季。当九星会聚处冬半年地心张角甚小时,对南半球来说,恰是九星会聚处在夏半年。因而,在这种会聚附近,九星会聚的力矩效应引起北半球变冷趋势,而对南半球来说应是变暖趋势。反之,当九星会聚处在北半球夏半年,对南半球来说则正是会聚在冬半年,此时如地心张角又小,南半球应为变冷趋势。因此,由九星地心会聚所引起的气候冷暖变化,在南、北半球应是相反的,并且在高纬度地区由于太阳辐射变化较大,这种差异应更为明显。我们(1986d)曾指出,由于九星会聚的力矩效应与九星会聚出现的季节有关,因而它对南半球气候趋势的影响应与北半球相反,这有待今后进一步检验。

迄今发表的有关南半球温度变迁的文献,为数相当稀少。从目前所见的一些零散材料来看,似乎在千年和百年尺度上,南半球(主要是高纬度地区)与北半球的冷暖变化有可能存在相反趋势。Auer(1960)等指出,有一些证据表明,在公元前500—300年时南温带和南极大陆进入了一个比先前数千年更冷的时期。新西兰南部有盛行西风气流的迹象,而火地岛上的森林当时在分水岭两侧扩展到整个岛屿,表明该地经常吹东风,那时低压路径的纬度比冰后期时段一般都来得低。这个时期,正是九星地心会聚处北半球夏半年、北半球气候变暖,而处南半球冬半年、南半球气候易变冷的时候。Harrington和McKellar(1958)指出,南极大陆东部海岸的阿德尔角(72°S, 170°E),在公元400—700年之间似乎首次被开拓出来,可以设想当时气候可能处在一个较好的时段。本哥绿洲(67°S, 101°E)的早期探险家们认为,约在1000年以前当地气候条件出现过明显变好的时期,从此以后再也没有严重恶化过。九星会聚在公元400—700年间以及公元1100年以来直至现在,均处在北半球冬半年地心张角较小和北半球气候一直相对较冷的时期,这与南极地区处气候较暖时段,大体上是相反的。不过, Lamb(1985)根据 Handy和Wilson对新西兰

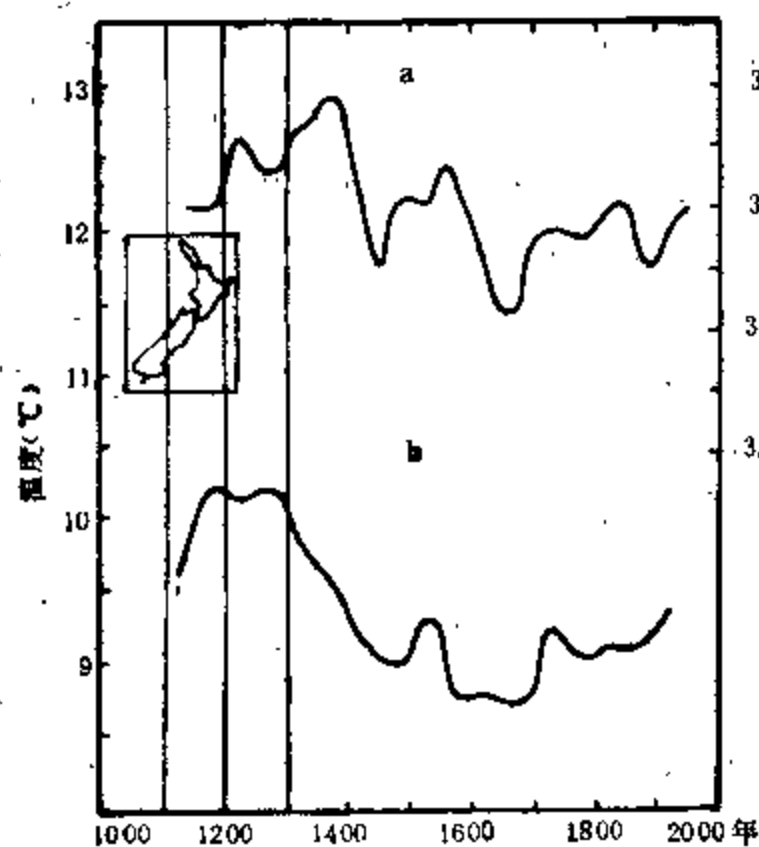


图 5.28 公元 1100 年以来新西兰南岛纳尔逊地区温度变化(a)及英格兰中部温度变化(b) 均为 50 年平均值 (Lamb, 1985)

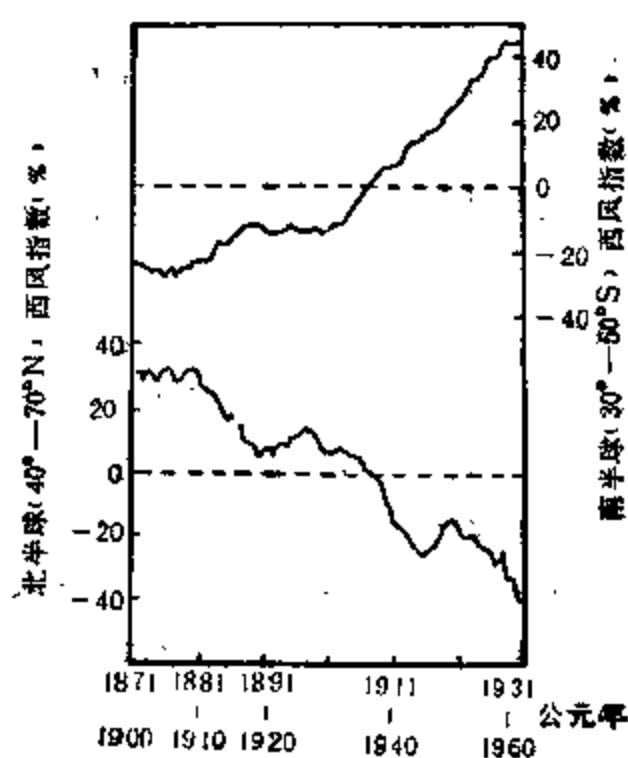


图 5.29 1871—1960 年南、北半球西风指数变化 30 年滑动平均(王绍武, 1964)

南岛纳尔逊地区一个溶洞的石笋(方解石)中氧同位素的测量结果,用极值月的频数推算得到50年平均的温度变化(图5.28),认为该地与北半球英格兰中部的温度变化两者是一致的。这一结果是与九星会聚在南、北半球的不同效应存在矛盾的。然而,由于氧同位素在海水中分离时,随环境温度降低而比值增大;而在由海水蒸发后至冰原地区降落成为冰岩芯,此时的 ^{18}O 含量是随环境温度升高而比值增大。后者与前者是相反的(参见下一章6.2.1节)。因而,图5.28中新西兰洞穴石笋中 ^{18}O 比值的增大(如17世纪),是指示降温(类似海水中方解石),还是标志增温(类似冰岩芯与大气降水 ^{18}O 含量有关),这尚需进一步的确证。

Willett (1950) 和 Mitchell (1961) 曾先后指出,南半球 40°S 以南高纬度地区的温度变化趋势,与世界其它地区是相反的。Mitchell (1961) 认为在1950年开始的全球变冷期间,这种相反趋势在新西兰和南极太平洋附近特别明显。图5.29是王绍武给出的南、北半球的西风指数变化。由图中可见,在近百年间,南半球西风指数一直在增大,而北半球西风指数一直在减小。图5.30是10年纬圈平均气压距平的径向变化。由此图可见,近百年间的气压距平变化,在南、北半球高纬度地区也是呈相反的变化趋势。这些,都表明与南、北半球高纬度地区温度变化的相反趋势相一致。本世纪40年代开始,北半球迅速降温,至60—70年代已处谷期。Hare(1979)指出,南半球从1943年开始,至少在中高纬度地区温度在连续升高。从1960—1964年以来,温度升高特别明显,尤其是在澳大利亚。近几十年以来,南、北半球高纬度地区温度变化此种相反趋势在图4.29中也可见到。本世纪70年代,南半球高纬度地区的增温是很明显的,而北半球高纬度地区大多以降温为主。以上表明,与九星会聚的力距效应相一致,南、北半球(主要是高纬度地区)气候的冷暖变化有可能主要是相反的,但这仍需更多的南半球历史温度变迁序列的检验。

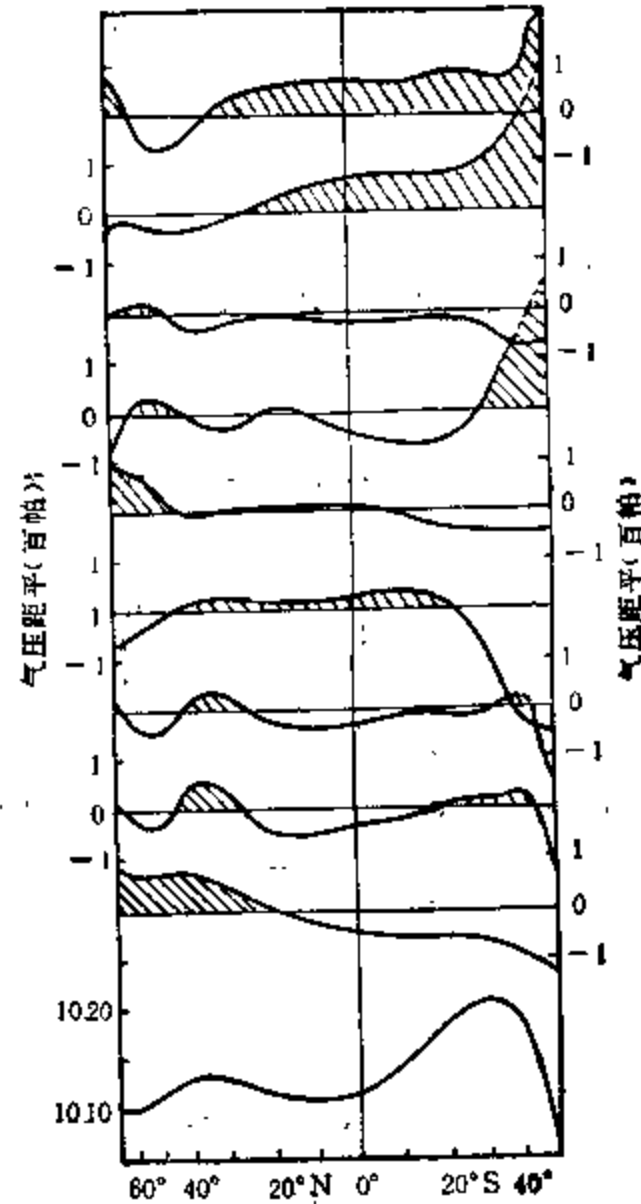


图5.30 10年纬圈平均气压距平的径向剖面
(王绍武,1965)

5.4.4 其它可能的物理成因

九星地心会聚除其力短效应外,也可能存在短期触发的累积效应。作者的研究(1975,1982_{a,b},1983,1986_{a,b})曾得到,经典的引潮力除月中天时的引潮力最大水平分力的切变区之外,一般对天气变化无明显作用。影响天气系统和天气过程的,主要是天文奇点的非经典引潮力效应,大多决定于行星等天体与月亮、地球三天体成直线(行星和月亮的视赤经相等或相差 180°)发生时刻的引潮力分布。多种天文奇点的特定组合,对短期气

候异常,包括大气环流反常、特大暴雨、持续干旱以及河北大地震、火山爆发等均有触发作用。因此,在九星地心会聚的附近年代,除有其长趋势的力矩作用外,在短期内上述三星一线等天文奇点的非经典引潮力效应,有时会在数日内异常集中,当它满足特定组合时,也可以有较多的机会触发强寒潮、特大暴雨、干旱、大地震等自然灾害的发生。

Roosen 等 (1976) 提出,月亮的章动周期(18.6133 年)之半,与月亮的近地点周期(8.8475 年),两者可组成一个 179.33 年的长周期(公共会合周期)。认为它可通过触发火山爆发而影响气候世纪变化。图 5.31 是他们给出的图。从图中可见,潮汐力的此种长周期与近 800 年以来的格陵兰温度变化的关系是比较好的。不过,目前潮汐理论和动力气象学认为,引潮力对于对流层天气变化的影响是很微小的,尚未发现有其显著的效应。我们认为,如上所述,对天气气候变化起作用的主要是三星一线等天文奇点的非经典引潮力效应,九星会聚时此种引潮力触发自然灾害发生的机会较多。而九星会聚的平均周期为 178.7 年,与潮汐力的这一长周期又很接近,故图 5.31 中的相关现象,有可能主要仍是九星会聚时非经典引潮力效应的一种反映。

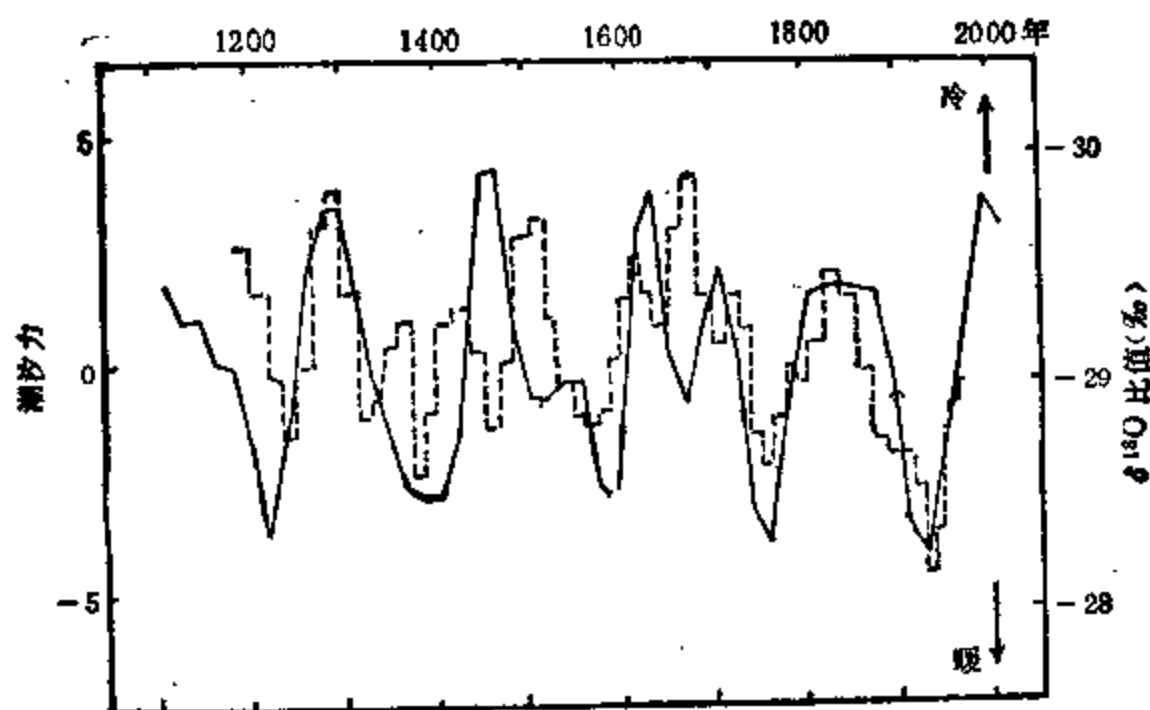


图 5.31 公元 1100 年以来 60°N 潮汐力峰值包络线(实线)和格陵兰温度变化(虚线)
(Roosen et al., 1976)

我们认为,历史时期的太阳活动对气候变迁等环境异常的影响,同样应予以足够的重视。图 5.32 是公元 315 年以来太阳活动与我国温度变迁的关系。图中太阳活动是按林元章等(1977)根据极光频数求出太阳黑子数的 10 年滑动值。由图可见,太阳活动在 13 世纪和 14 世纪的交界、15 世纪和 17 世纪出现三个极小期,即沃尔夫极小期、斯玻勒极小期和蒙德极小期,相应在中国均出现了低温期。并且,17 世纪太阳活动最弱,相应北半球温度也最低,处小冰期的盛期,这些对应关系都是很好的。但是,在 12 世纪和 19 世纪对应不好;在 8—11 世纪,中国和格陵兰温度出现持续温暖时期,而在太阳活动上没有反映。图 5.33 是 Eddy 根据 ^{14}C 推测的 7000 多年来太阳活动的变化,及其与一些地区温度变化的关系。图中清晰可见,两者的演变是相当一致的。Eddy 等人认为, ^{14}C 含量变化是太阳活动强弱的一种反映。因为太阳活动的粒子流对银河系背景宇宙线具有屏蔽的调制作

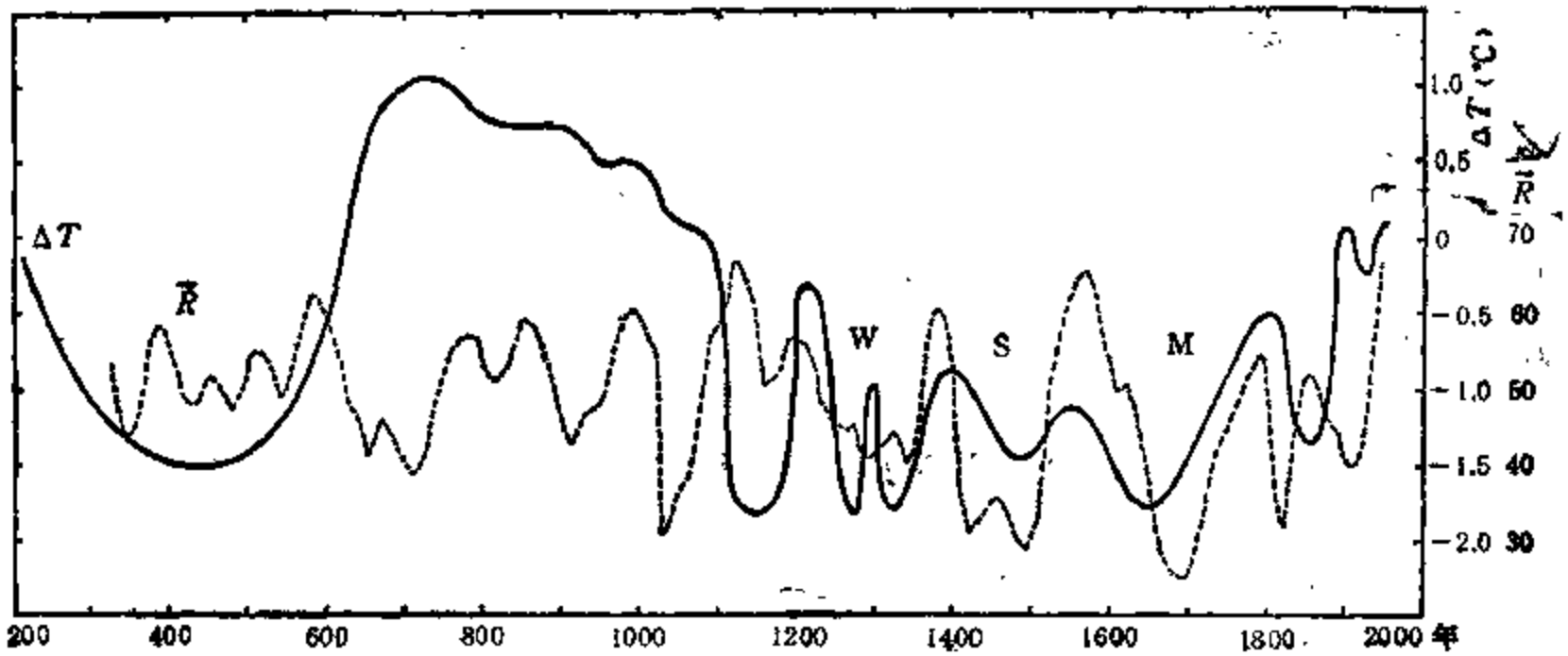


图 5.32 公元 315—1945 年太阳活动和我国温度变化
 ——中国物候温度(竺可桢,1973); ----太阳活动(林元章等,1977)。W,
 S, M 分别为太阳活动的沃尔夫极小期、斯波勒极小期和蒙德极小期

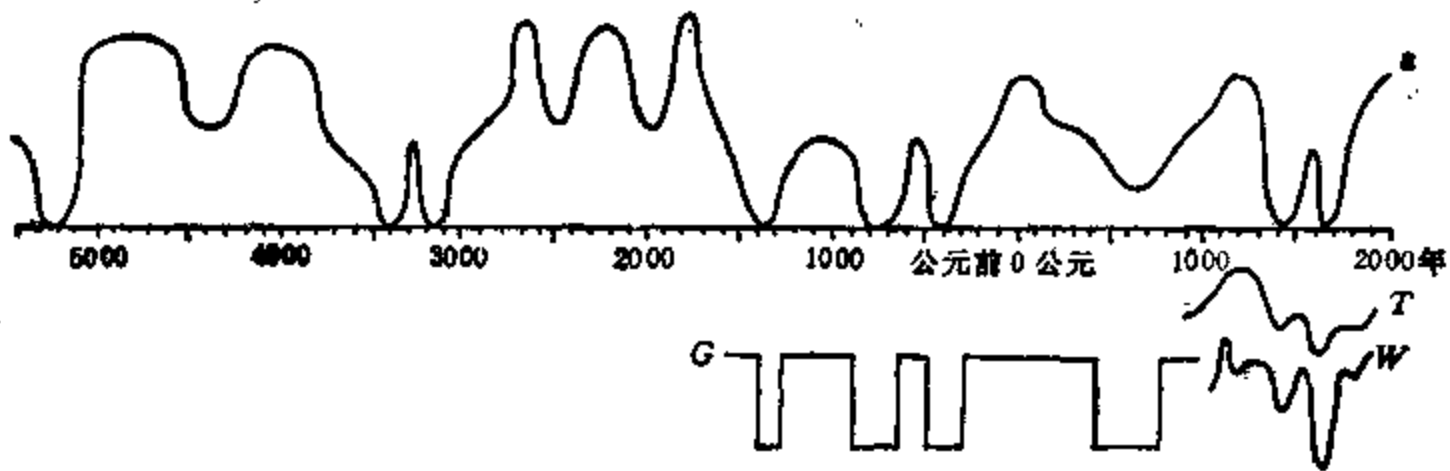


图 5.33 公元前 5500 年以来由 ^{14}C 推测的太阳活动变化以及一些地区温度变化
 a——根据 ^{14}C 推测的太阳活动; G——阿尔卑斯山冰川升降;
 T——英格兰平均温度; W——英国和法国寒冷指数
 (林元章, 1977)

用,当太阳活动强时,使大气中生成的 ^{14}C 下降;反之太阳活动弱时, ^{14}C 就增加。但也有人认为,在历史时期的时间尺度上,大气中 ^{14}C 的多寡主要是温度变化的一种反映。总之,大气中 ^{14}C 水平的涨落与太阳黑子活动、地磁变化、相应的宇宙线强度变化、全球性气候变化、海平面升降等都有关系(仇士华等,1984)。因此,图 5.32 中 ^{14}C 曲线与太阳活动的关系,需要进一步加以确认。有关历史时期太阳活动与环境变迁的关系,需要发掘更多更可靠的资料,进一步加以探讨。

§ 5.5 当前的气候阶段

5.5.1 气候展望

我们曾在 1978 年(参见任振球、李致森,1981)指出,当前的九星地心会聚出现在 1982 年 11 月 2 日,处在冬半年,地心张角为 63° ,属于会聚在冬半年地心张角较小的一类九星

会聚,即可引起地球自然环境百年尺度的振动。由此预计,从本世纪60年代至公元2000年左右,中国和北半球可能仍处低温期,降温幅度可能与上一个低温期(19世纪)大体相当,但不会达到17世纪小冰期的水平。与50年代以来的气候相比较,预计在今后20—30年期间内,我国仍可能出现更冷的严冬、冷害,更严重些的干旱以及洪涝灾害。

在1980年,根据最近三次九星会聚的前1—3年,黄河均发生百年一遇特大洪水的事实,并且1982年九星会聚的参数又与这三次会聚相似,我们正式提出报告(土报国务院农委):1980—1981年尤其是1981年,要警惕黄河流域发生百年一遇特大洪水的可能。

5.5.2 实况检验

从60年代以来,中国气温比30—40年代有所下降,处在相对的低温时期。我国东北地区夏季低温冷害,已在1969,1972,1976年多次发生。1969年冬,渤海出现几十年罕见的封冻现象。南方地区橡胶林的冻害日益严重,如图5.34所示。百年一遇的特大洪水,相继已在1975年淮河和1981年黄河上游发生,长江流域在1980,1981和1983年频繁出现大洪水,华北北部出现连年干旱,京、津、山西等地的水资源贫缺更为严重。华北和西南地区从1966年以后已进入地震活跃期,发生了多次 $M_s \geq 7$ 级大地震,如1966年河北宁晋7.2级、1975年辽宁海城7.3级、1976年河北唐山7.8级、1970年云南通海7.7级、1973年四川炉霍7.9级、1976年云南龙陵7.6级的大地震。

北半球平均气温在60年代后也迅速下降,70年代虽有回升,1983年后又有下降,

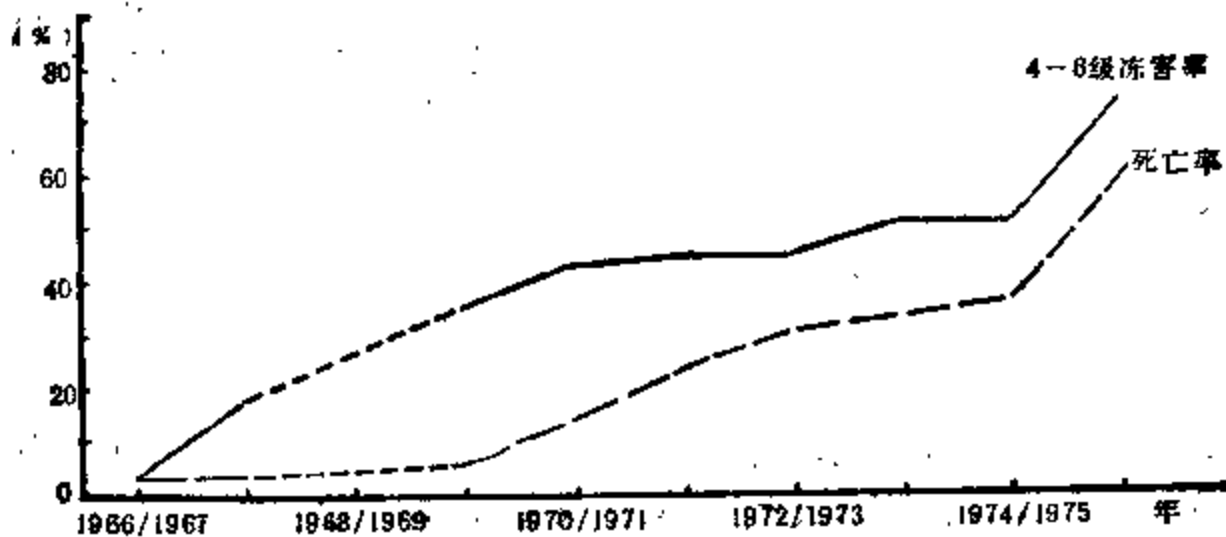


图 5.34 1966—1976 年云南某地橡胶林冻害情况

1984年冬季欧洲北部出现百年以来最低气温。瑞典冰川在本世纪中叶后退后,从70年代起已迅速扩展(Kasser和Aellen,1981)。非洲撒哈拉地区发生了1968—1984年长达17年的连年大旱,使非洲许多国家的经济遭受了巨大打击。1987年印度也出现百年来最严重的干旱。

总之,60年代以来除降温幅度尚未达到19世纪的水平外,其它各种自然灾害大都为本世纪以来最为严重的,与19世纪的自然灾害相对频繁期大体相当。可以这样认为,60年代以来我国和北半球可能已经进入一个新的百年尺度的自然灾害相对频繁时期,并且至今还尚未结束。至于当前降温幅度尚未达到上世纪低温期的水平,估计有可能是与 CO_2 引起的温室效应等原因有关。

第六章 地球轨道参数与第四纪冰河期

在地质时期的第四纪内,即距今约 240 万年以来,地球气候存在冰河期和间冰期的重大差别。相应地,海平面高度、生态变迁、地貌和地层覆盖、大气 CO_2 含量等都发生过重大的变化。第四纪内这些自然环境的变迁早已为众多的研究所证实。在 70 年代之后,由于氧同位素等分析技术的应用,对深海沉积和冰岩芯的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值的测定,得到了较为可靠的指示数十万年以来古温度变化的数据。我国黄土-古土壤地层序列的建立,展示了整个第四纪内冰期和间冰期、干燥期和湿润期的气候旋回演变。这些都标志着第四纪环境变迁的重要进展,并且大大地推进了有关第四纪环境变迁成因的研究。

关于第四纪内引起冰期和间冰期变化的原因,曾经有过许多假设。它们分别以太阳活动消长、地球轨道参数变化、地壳升降、海陆分布、火山活动、大气 CO_2 含量变化等为其假设的依据。其中,地球轨道参数假说是由南斯拉夫天文学家 Milankovitch 在本世纪 20 年代提出的。他在前人研究的基础上,综合考虑地球公转轨道的偏心率、黄赤交角和近日点变化的影响,详细计算了由这些天文参数变化引起的地球各纬度接受太阳辐射量的变化,论证了正是由于地球轨道参数变化造成高纬度地区尤其是北半球夏季高纬度日射率的改变,导致冰河期和间冰期的交替出现。长期以来,由于没有足够精确的长时序的古温度资料,这一理论被认为是不能检验而不予重视。但是,60 年代以来通过对冰岩芯尤其对深海沉积物的氧同位素比值测定得到一些较为可靠的连续的古温度序列表明,它与地球轨道参数变化有相当好的一致性,从而有力地支持了这一理论。根据轨道参数变化引起的日射率变化,加上冰面反馈作用来进行的气候模拟研究也取得了成功。目前,这一理论已基本得到公认。

§ 6.1 地球轨道参数和太阳辐射量

6.1.1 关于地球轨道参数

影响太阳辐射量的地球轨道诸参数,我们在 § 2.7—2.10 中已做了简要介绍。这里,我们再综合起来做些补充说明。

在图 6.1 中, S 为太阳, E 为地球, P, A 分别为地球的近日点和远日点, PrEA 为地球公转的椭圆轨道, O 为椭圆中心, PA 为椭圆的长轴, $a(OA)$ 为半长径, r 为春分点, SS 和 WW 为夏至点和冬至点, OS/OP 为轨道偏心率 (e), QS 垂直于椭圆平面, NS 是通过太阳且平行于地球自转轴的垂线,角 NSQ 为黄赤交角 (ϵ), 角 rSP 为近日点对移动春分点的黄经 (ω), 它等于 $\Pi + \varphi$, φ 为每年的黄经总岁差, 即地球轨道对恒星的绝对运动, Π 为近日点对 1950 年参考春分点的黄经, 即近日点对恒星的绝对运动。

按 Berger(1984) 根据卫星测量的地球数据的订正进行计算的结果, 轨道偏心率 (e) 在 0.0005—0.0607 之间变化, 准周期为 9.5 万年; 黄赤交角 (ϵ) 在 22° — $24^\circ 30'$ 之间变化,

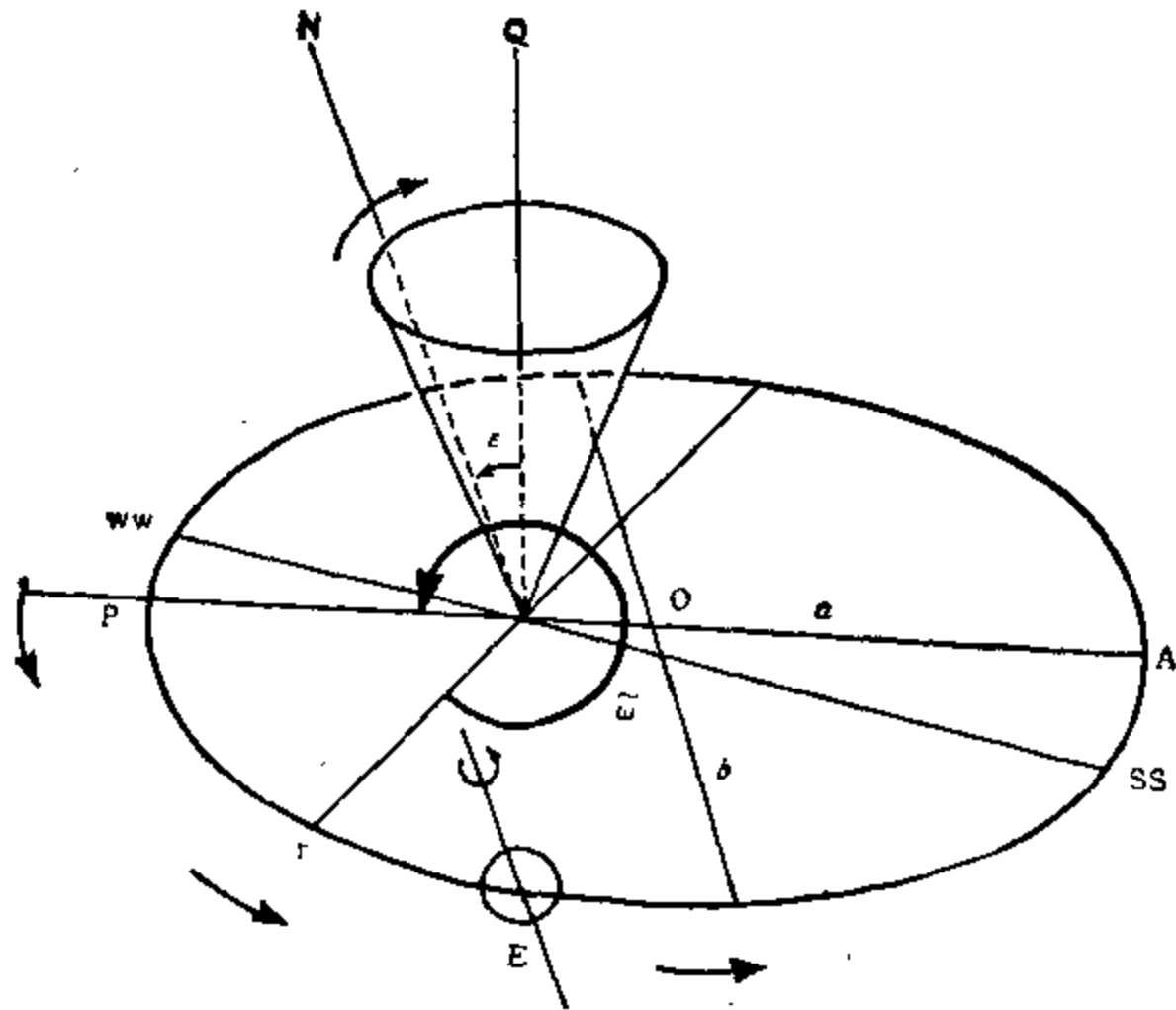


图 6.1 地球轨道参数及其长期变化(图中椭圆锥顶点为太阳 S)

准周期为 4.1 万年；近日点相对于春分点进动(ϖ)的准周期为 2.3 万年和 1.9 万年,平均为 2.17 万年；岁差(春分点在黄道上移动)的准周期为 2.55 万年。

需要指出,春分点(r)是在黄道上沿着地球行进的反方向退行的,其退行一周的恒星周期为 2.55 万年。由于通常采用的时间标准——回归年是以春分点为起算,而一年中的四季也是以春分点为基准划定的,故春分点在黄道上退行,尽管其绝对坐标的空间位置改变了,但是并没有改变地球上的季节变化。这就是说,无论岁差怎样变化、春分点在黄道上位置怎样移动,对于以春分点为准的四季来说并没有改变。与地质气候变化有关的所谓“气候岁差”(climatic precession),即有的文献称为 2.1 万年的近日点周期,它实际上不是单纯的岁差周期,也不是单纯近日点周期,而是近日点(P)相对于春分点(r)的运动周期,也就是近日点和春分点在黄道上的会合周期,它是以前春分点为起算的相对坐标的平均周期。由于近日点在黄道上沿着地球前进方向进动,与春分点在黄道上退行是相反的,因而近日点相对于春分点的变化周期,比岁差周期要短。而近日点在黄道上运行一周的恒星周期,与偏心率周期是一致的。

图 6.2 是 Berger (1984₂) 根据行星质量和地球轨道常数的修正计算的距今 80 万年以来,地球公转轨道诸参数的变化。图中 ϖ 是近日点相对于春分点的进动,而春分点也在黄道上移动。 $\Delta(e \sin \varpi)$ 一项,实际上是偏心率(e)、近日点和岁差运动的综合效应,既考虑了 2.17 万年振动的近日点和春分点的会合周期,又反映出轨道偏心率的影响。可以将 $\Delta(e \sin \varpi)$ 的峰值作一包络线,这个峰值包络线就是偏心率 e 的变化。由图中可见,地球轨道诸参数都呈明显的有规律的周期变化。但不是严格周期,而均是一种准周期变化。引起地球轨道参数此种准周期变化的原因,大多与行星对地球、太阳的引力长期摄动有关,而岁差则与月亮、太阳对地球赤道隆起部分的引力长期摄动有关。

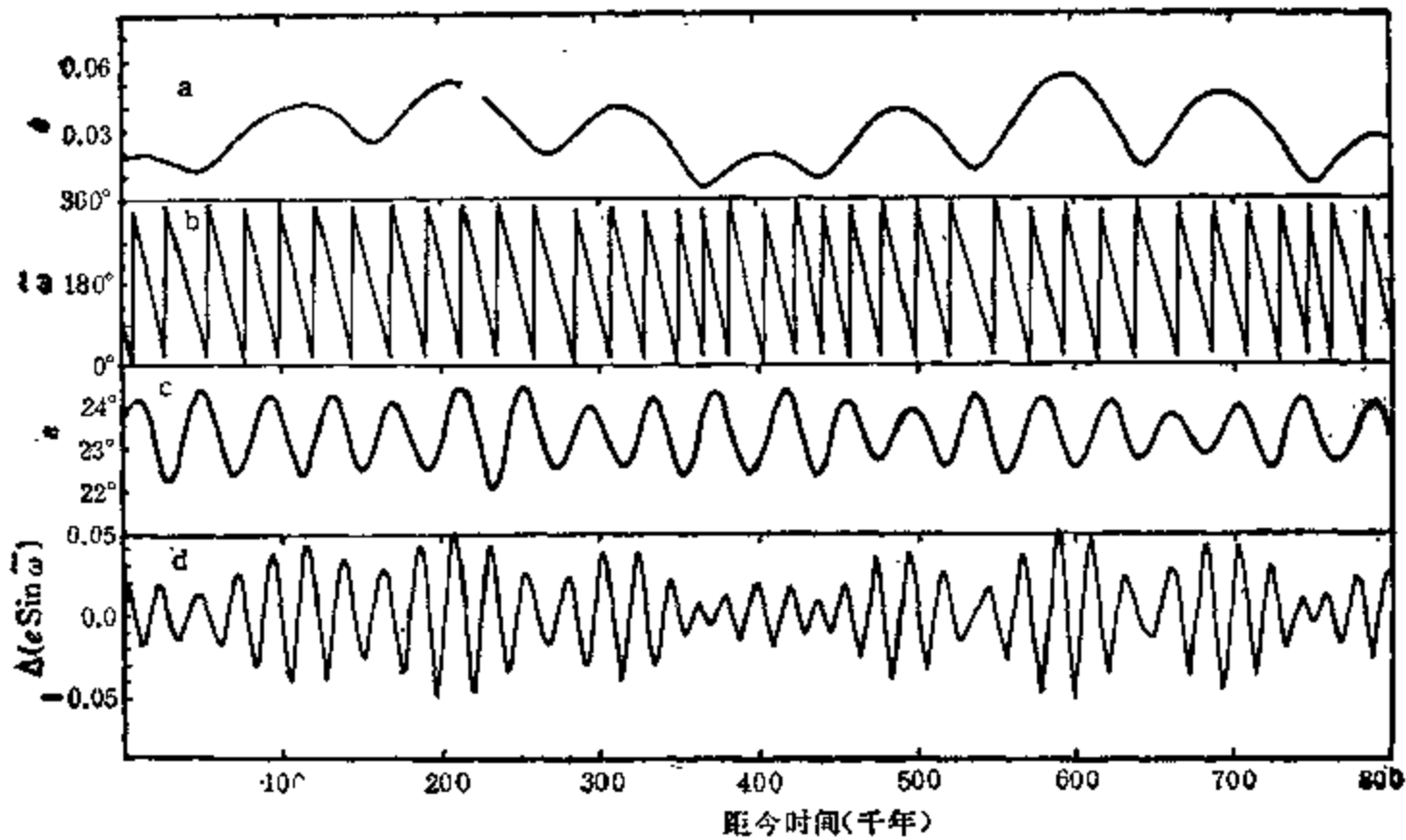


图 6.2 距今 80 万年以来地球轨道参数变化

a——偏心率(e); b——近日点黄经(ω); c——黄赤交角(ϵ); d—— $\Delta(e \sin \omega)$ (偏心率和近日点的综合效应)

6.1.2 轨道参数对辐射量的影响

我们首先看一下各个轨道参数变化对地球接受太阳辐射量的影响。

本书 § 2.8 中已指出,地球上南、北回归线和南、北极圈的位置,都是由黄赤交角决定的;回归线的纬度就是黄赤交角的角度,极圈的纬度就是黄赤交角的余角 ($90^\circ - e$)。由此,黄赤交角的变化必然改变回归线和极圈的地理位置,也就是改变太阳光在夏季直射的纬度和在冬季到达极区的最高纬度。当黄赤交角增大时,回归线的地理纬度随之增大,极圈扩大;反之,黄赤交角减小时,回归线的纬度随之减小,极圈缩小。据计算,黄赤交角增加 1° 时,各纬圈太阳辐射量的变化如表 6.1 所示。从表中可见,当黄赤交角增加时,夏半年大多数纬圈的辐射量都是增加的,冬半年所有纬圈的辐射量都减少;在中高纬度地带,冬、夏半年辐射量的差别增大;就全年而言,在纬度 $\geq 40^\circ$ 地区,辐射量均为增加,且纬度愈高辐射量增加愈多,极地辐射量可增加 4.02%。表 6.1 反过来也是适用的,当黄赤交角减少 1° 时,全年的辐射量在广大中高纬度地区,尤其是高纬度地区有明显的减少。黄赤交角影响辐射量变化的另一个特点是,在假定冬、夏半年日地距离不变的情况下,黄赤交角的变化对于南、北半球的相同纬度的辐射量的改变是相同的。这是因为南、北半球冬、夏季节恰好相反之故。因而,表 6.1 对南、北半球都是适用的,只是表中第一栏为南纬时,第二、三栏应为南半球的夏半年和冬半年的改变量。这就是说,当黄赤交角增加时,南、北半球的高纬度地区全年辐射量都是增加的。由于每隔 4.1 万年,黄赤交角可变化 2.5° 左右,这对于高纬度地区辐射量改变的长期累积效应是不可忽视的。

近日点相对于春分点的变化对辐射量的影响,主要在于不同季节日地距离的不同。由

表 6.1 黄赤交角增加 1° 时不同纬度辐射量的变化¹⁾

纬度	夏半年(%)	冬半年(%)	全年(%)
0°	-0.35	-0.35	-0.35
5°	-0.20	-0.52	-0.35
10°	-0.04	-0.69	-0.34
15°	+0.11	-0.87	-0.33
20°	+0.26	-1.07	-0.30
25°	+0.42	-1.29	-0.27
30°	+0.59	-1.54	-0.22
35°	+0.76	-1.83	-0.16
40°	+0.96	-2.17	-0.08
45°	+1.17	-2.60	+0.03
50°	+1.41	-3.14	+0.19
55°	+1.69	-3.84	+0.42
60°	+2.04	-4.78	+0.78
65°	+2.51	-5.77	+1.39
70°	+3.18	-4.62	+2.49
75°	+3.52	-4.31	+3.17
80°	+4.02	+0.00	+4.02

1) “+”为辐射量增加,“-”为辐射量减少。

于一年中的四季是以春分点为起算,春分点的变化(岁差)并不改变四季在回归年内的分布,故辐射量的改变是由近日点在黄道上所处季节的不同而决定的。当夏至处近日点、冬至处远日点附近时,与平年相比较,夏季辐射量相对增多,冬季辐射量相对减少,易出现热夏寒冬年份;反之,当夏至处远日点,冬至处近日点附近时,则太阳辐射量夏季相对减少,冬季相对增多,易发生凉夏暖冬年份。然而,由于开普勒第二定律(行星公转时,在等时间内扫过的面积相等)的约束,地球公转速度势必在近日点时加快,在远日点时减慢,从而导

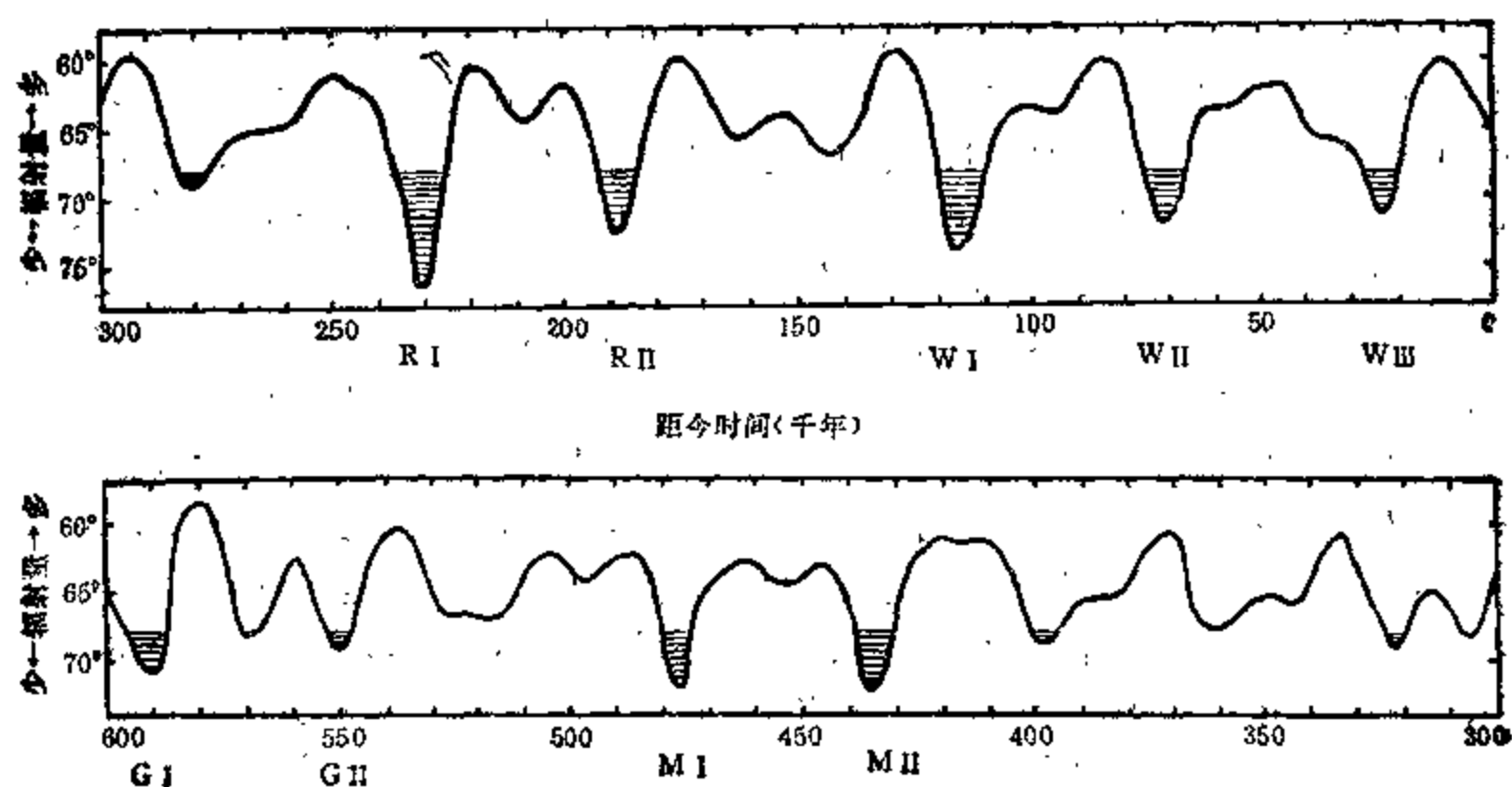


图 6.3 过去 60 万年以来 65°N 夏半年的辐射量变化(以纬度变化表示)

G, M, R, W 分别为群智、民德、里斯、武本冰期(阴影区)

致季节长度发生变化。如果此时近日点在冬季,则将出现冬半年季节缩短、夏半年季节延长的现象。据么枕生(1959)计算,目前近日点位于冬至点附近,太阳辐射强度在近日点大于远日点约7%。但冬半年的时间(179天)比夏半年的时间(186天)要少7天左右。这样,又会抵销此时冬季辐射量增多、夏季辐射量减少的气候效应。

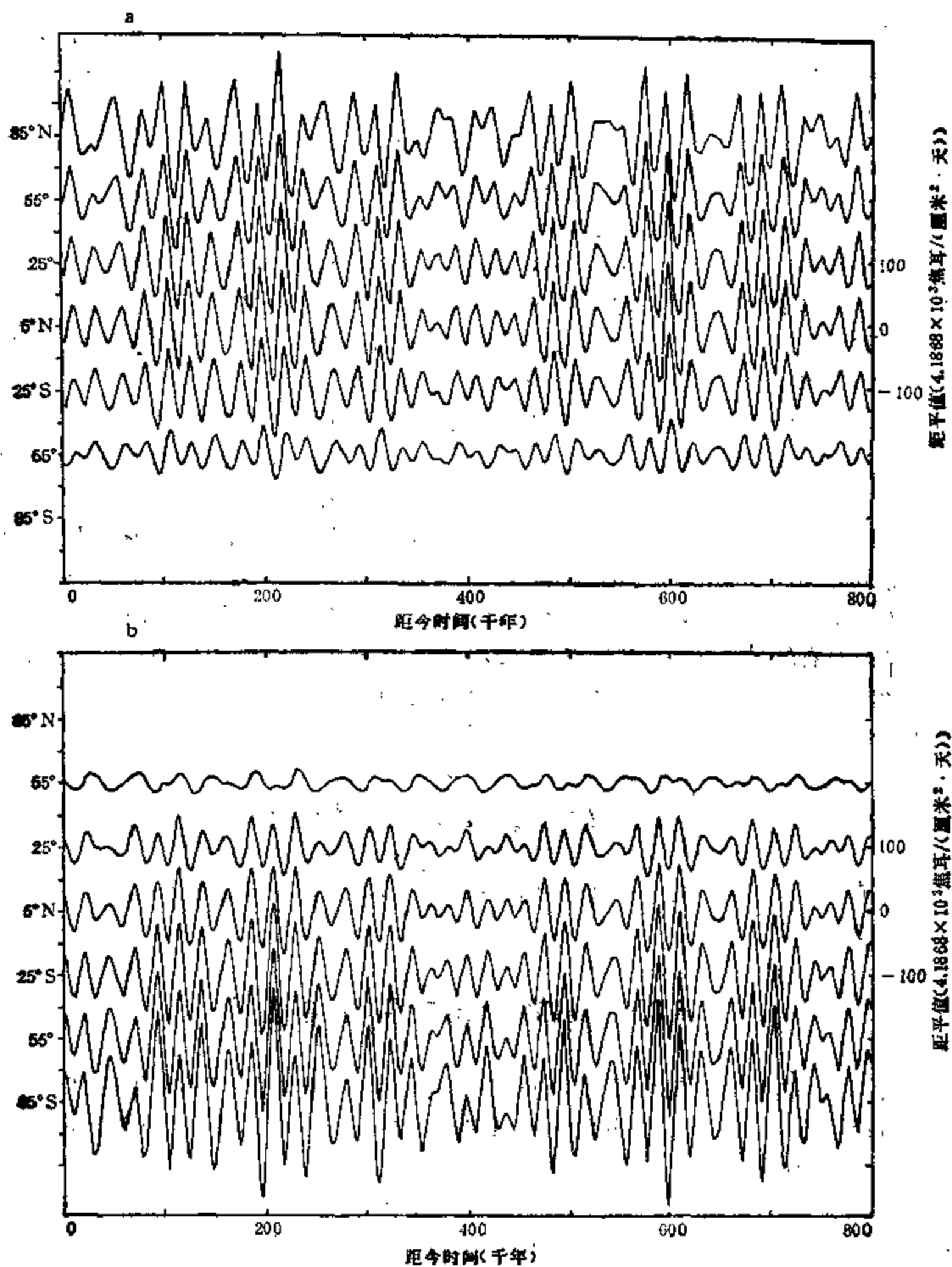


图 6.4 近 80 万年以来全球主要纬度带 7 月(a)和 1 月(b)的平均日射率变化
(Berger and Pestiaux, 1984_b)

轨道偏心率变化对太阳辐射量的影响,过去一般认为,当偏心率近于零时,全年各季的日地距离大致相等,冬半年和夏半年的长短和辐射量几乎相等;当偏心率愈大时,一年中近日点时的辐射量比远日点时愈大。也有的认为,当偏心率最大时,地球接受太阳的热量要多。但这与第四纪冰期和间冰期的实际情况不相符合。在第四纪内,历次冰期都是出现在地球轨道偏心率最小之时,而间冰期出现在偏心率最大之时。其间的物理原因至今尚未得到较好的解释。对此,我们将在本章 6.2.3 节中讨论。

地球轨道诸参数对辐射量变化的综合效应,最早是由 Milankovitch 计算的。他经推导得到公式

$$Q_s - Q_{s_0} = \Delta W_s \Delta \varepsilon - m \Delta(e \sin \Pi),$$

$$Q_w - Q_{w_0} = \Delta W_w \Delta \varepsilon + m \Delta(e \sin \Pi)。$$

式中 Q_s, Q_w 分别为第四纪某年冬半年和夏半年的太阳辐射量, Q_{s_0}, Q_{w_0} 分别为现在冬半年和夏半年的太阳辐射量, $\Delta W_s, \Delta W_w$ 分别为黄赤交角变化 ($\Delta \varepsilon$) 时夏半年和冬半年随纬度变化的辐射改变量,可按表 6.1 查算。 $e \sin \Pi$ 为轨道偏心率和近日点相对春分点的位置的综合变化量, m 为其纬度变化的辐射改变量。图 6.3 是 Milankovitch 按上述公式计算的近 60 万年以来的辐射量变化(以纬度变化表示)。

Vernekar(1972) 进一步计算了距今 100 万年前至今后 12 万年南、北半球冬、夏半年每隔 15 个纬度的辐射量的变化(参见本章下节图 6.17)。新近, Berger 和 Pestiaux(1984) 根据最新方案计算的轨道参数,又重新计算出近 80 万年来南、北半球主要纬度带各季的日射率。图 6.4 是他们计算的 1 月和 7 月主要纬度带的日射率变化。由此图可见,在 10 万年左右的时间尺度上,北半球为夏半球时的日射率与南半球为夏半球时的日射率,两者的变化趋势是一致的,都随偏心率的增大而振幅加大,随偏心率的减小而振幅减小。不过,在 2 万左右的时间尺度上,北半球为夏半球时的日射率与南半球为夏半球时的日射率,两者的位相是相反的。这可能与近日点相对进动的周期变化有关,一年中南、北半球分别为夏半球时它们的近日点位相正好是相反的。

§ 6.2 轨道参数变化与冰河期

在本节中,我们将系统分析地球轨道参数变化及其引起的日射率变化与第四纪冰河期和间冰期的关系。

6.2.1 第四纪古温度序列的建立

有关第四纪内存在冰期和间冰期的多个气候旋回,早已有相当多的地质证据。但是在过去,缺乏足够精确的连续性好的长序列古温度数据。近 20 年来,对深海沉积和冰岩芯中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值的研究,使这方面获得了重要进展。

通常在海水中, ^{18}O 的含量是比较少的,约为 ^{16}O 的 2‰。当氧在不同物质之间交换时,或者水从不同相态转换时,将出现同位素的分离过程。在不同温度条件下,其分离系数是不同的,即不同同位素比例的变化是有选择性的。海洋中的 CaCO_3 和液态水的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的分离系数(指不同相态间的界面上同位素达到平衡时的分离系数),在 0°C 时为

1.025, 在 25℃ 时为 1.021, 也就是分离时温度低其值就大、温度高其值就小。海洋中有一种浮游生物——有孔虫, 它在形成 CaCO_3 甲壳的过程中, 遇温度低时, 甲壳中的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值就大, 液态海水的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值就小; 反之, 温度高时, 甲壳中的比值就小, 液态海水中的比值就高。有孔虫死亡后, 沉积于洋底。另一方面, 海水中的重同位素 H_2^{18}O 的水汽压比 H_2^{16}O 要小, 但温度升高时由于分子动能的增加, 这种差异就变小。反之, 温度降低时差异就变大。如 $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ 的水汽压比值, 在 0℃ 时为 0.99, 在 25℃ 时为 0.992。当海水蒸发时, 由液态变为气态, 如果这时温度较高, 进入气态的 ^{18}O 就要多些, 经过输送凝结降落到高纬度成冰, 其比值也要多些。如果蒸发时温度较低, 则冰层中的 ^{18}O 就要少些。位于近海的陆地冰岩芯的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值, 可以较好地反映降水源地的温度状况。不过, 冰岩芯中此种氧同位素比值愈小表示温度愈低, 比值愈大表示温度愈高。这与深海沉积氧同位比值大表示温度低、比值小表示温度高, 两者是相反的。这一点在分析时需要注意。

由于 ^{18}O 是稳定的同位素, 它在海洋浮游生物的甲壳形成时的比值, 或者在海水蒸发凝结成冰时的比值不会随时间而改变, 可以稳定地保存在深海沉积岩芯和高纬度冰岩芯之中。这样, 分析这种岩芯样品, 可以得到当时的比较可靠的相应的温度值, 也表示了当时全球的冰量。尤其是深海沉积物, 很少受外界干扰, 沉积的层次又几乎没有中断, 用它可以获得连续性好的长时间的温度序列。深海沉积中氧同位素的比值被认为是反映了全球陆地冰的总量, 在各大洋各个样品中氧同位素比值的变化很少有不同, 因而它又可较好地代表全球温度的变化。图 6.5 是根据位于赤道太平洋的一个深海沉积序列 (V₂₈₋₂₃₃), 用氧同位素比值得到的近 87 万年以来的古温度变化。这条反映第四纪古温度变化的曲线已被广泛引用。图中编号是根据 Emiliani 系统排列的第四纪各阶段气候状况的顺序, 偶数为冷期, 奇数为暖期。从图中可以清晰看到冰期和间冰期的历次演变过程。并且, 从其它大洋和太平洋其它海区得到的氧同位素序列, 都与此相当一致(详见下节图 6.9 所示)。

图 6.6 是近 12.5 万年以来格陵兰西北部 77°N, 56°W 冰岩芯中氧同位素比值的时间序列。这一氧同位素比值的序列所反映的温度变化, 与欧洲和北美出现的暖期和冷期是一

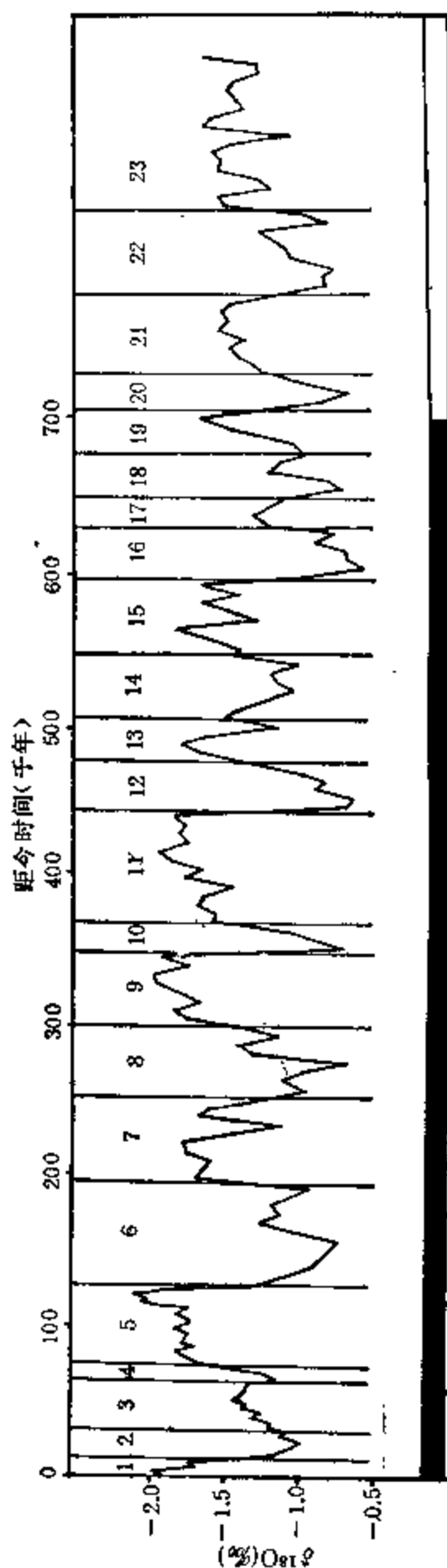


图 6.5 近 87 万年以来赤道太平洋 (1°01'N, 160°20'E) 深海沉积岩芯(水深 3 120 米)的氧同位素比值序列 (Shackleton and Opdyke, 1973)

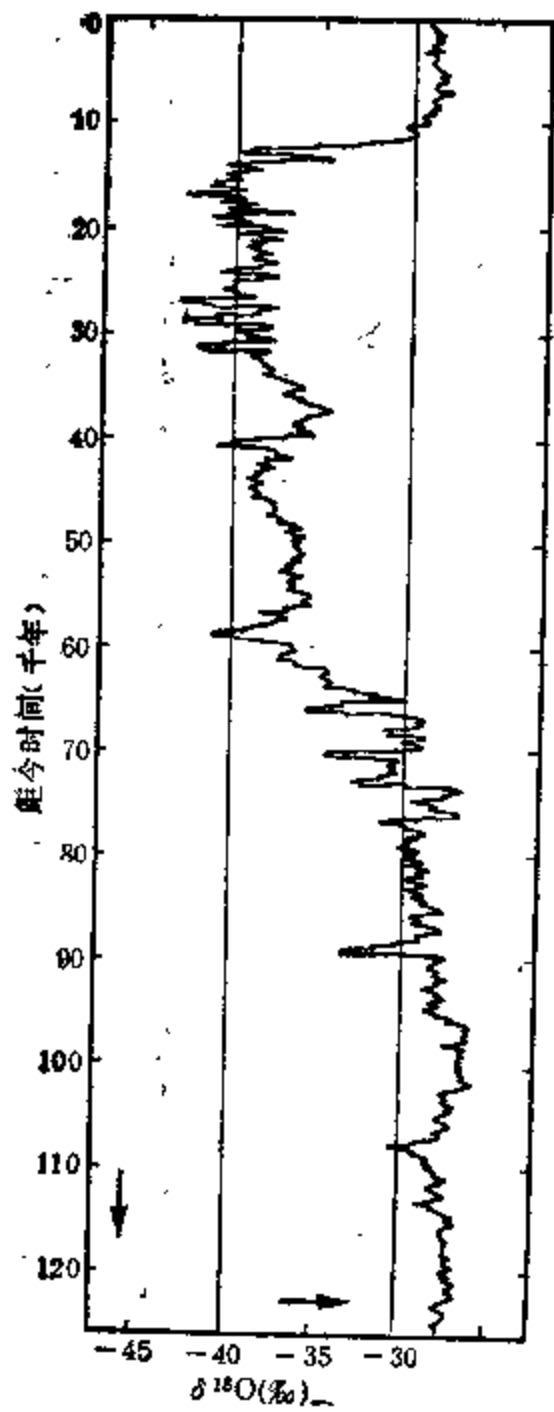


图 6.6 近 12.5 万年以来格陵兰冰岩芯 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值与现代海水中 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 标准平均值的偏差的时间分布 (转引自Lamb, 1985)

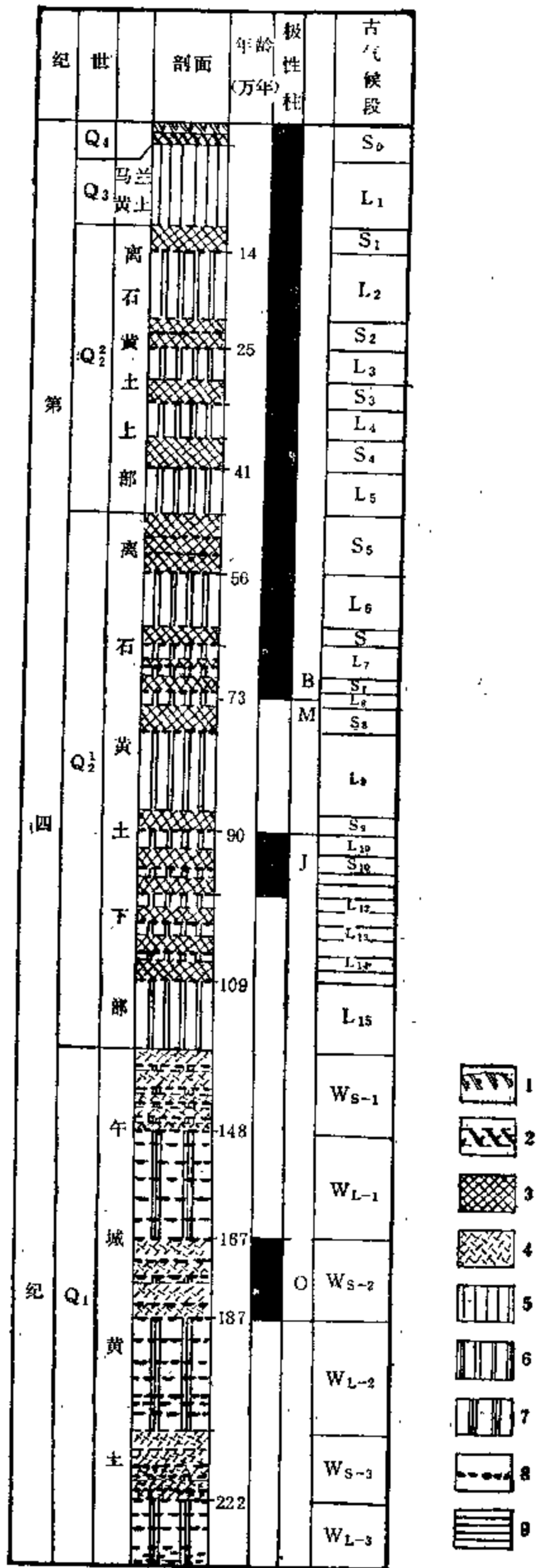


图 6.7 近 240 万年以来中国洛川黄土-古土壤地层序列

1. 黑垆土; 2. 埋藏黑垆土; 3. 古土壤; 4. 古土壤或风化层; 5. 马兰黄土; 6. 离石黄土; 7. 午城黄土; 8. 钙结核层; 9. 粘土 (刘东生等, 1985)

致的。

我国近 30 多年来的黄土研究表明,西北地区黄土高原的地层剖面,存在着整个第四纪以来发育很好的黄土-古土壤序列。由于黄土是干冷气候的产物,古土壤示温湿环境,我国科学工作者建立的近 240 万年以来的黄土-古土壤地层序列,所反映的第四纪全球气候变化的信息是可以和深海沉积氧同位素相媲美的。而且,前者不仅反映了温度的变迁,还反映了干湿的变迁,对研究当时风力状况和干旱、沙漠化状况也都有所帮助。图 6.7 是第四纪以来我国陕西洛川的黄土-古土壤地层序列。下节我们还要谈到,这个序列所显示的冷暖期与深海沉积氧同位素显示的温度变化的一致性,尤其是在近 50 万年内,两者演变关系是比较好的,而前者往前延伸的时间更早。这些第四纪古温度序列的建立,为深入研究地球轨道参数和辐射量变化与第四纪冰期、间冰期的关系奠定了良好的基础。

6.2.2 日射率与冰期、间冰期

地球轨道参数变化对于第四纪冰期、间冰期的形成,是通过太阳辐射量的改变而起作用的。故我们利用由轨道参数计算的日射率变化来讨论与冰期、间冰期的关系。

Milankovitch(1920, 1930)认为,在北半球高纬度夏季辐射量的减小时期,是冰河期的形成时段。在图 6.3 中他标出的阴影区就是这种时期。但是,仔细加以分析,情况还是较为复杂的。

图 6.8a 是根据 Berger (1984) 的最新计算方程 (BRE5) 得到的 60°N 6 月中日射率的变化。可以看到,日射率的准 2 万年周期的振幅最大,其演变趋势与氧同位素比值显示的温度变化(图中 c 曲线)两者不很匹配。前者的谷期和峰期与后者的冰期、间冰期不大一致。我们 (1986.) 曾指出,日射率的峰值包络线与冰期、间冰期有着更好的关系。图 6.8b 是我们按曲线 a 的峰值点绘

的包络线,即用准 2 万年周期的峰值连线而成。对照 b, c 两曲线,可以看到两者在近 90 万年中的演变趋势有着相当好的同步关系。这比之 a 和 c 两曲线的关系要清晰得多。在曲线 a 的温度变化序列中,冰河期的出现时间大致在每个 10 万年的中期前后,至少在近 70 万中是如此。尽管每个冰期中的温度尚有一些次级波动,但作为一种长期趋势,这样区分还是可以的。所有这些冰期都是出现在日射率峰值包络线的低值时段,仅第 48 万

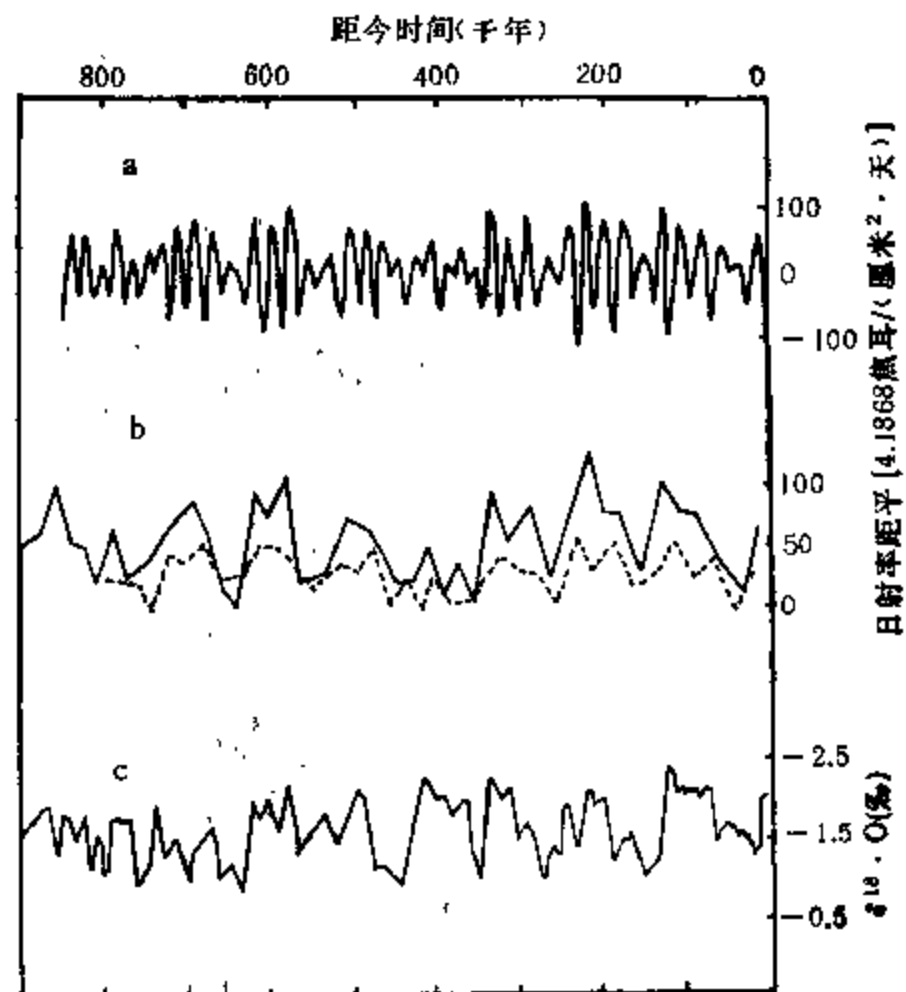


图 6.8 近 90 万年以来 60°N 6 月中日射率与古温度变化

a—— 60°N 6 月中日射率距平值 (Berger, 1984); b——实线为 a 的峰值包络线, 虚线为 30°N 12 月中日射率的峰值包络线; c—— $V_{18-133} \delta^{18}\text{O}$ 比值

年前开始的一次冰期比日射包络线的谷值略为偏前。由此表明，冰河期的出现与太阳辐射在北半球夏季到达高纬度的最大值有着更为密切的关系。这就更加直观地表明地球轨道参数变化对于形成第四纪内历次冰河期的重要作用。

由轨道参数引起的冰河期，在其它海洋的深海沉积氧同位素的比值变化同样有一致的反映。图 6.9 是世界各大洋深海沉积氧同位素比值的变化的情形。由此图可见，不论是太平洋 (V_{28-230})、大西洋 (V_{22-174}) 还是加勒比海 (DSDP502_b)，在近 80 万年以来的各次冰期的发生时间都是一致的，均发生在由地球轨道参数变化引起辐射量包络线的减弱时期。同样，印度洋 (RC11-120) 和大西洋 (V_{39-40}) 在近 30 万年以来三次冰期的发生时间也与上述时段均相一致。图 6.10 是末次冰期南极的冰岩芯中氧同位素记录。表明南极和格陵兰(图 6.6)的冰河期与海洋沉积岩芯所反映的冰河期都是一致的。它们都无例外地出现在日射率峰值包络线的低值时期。

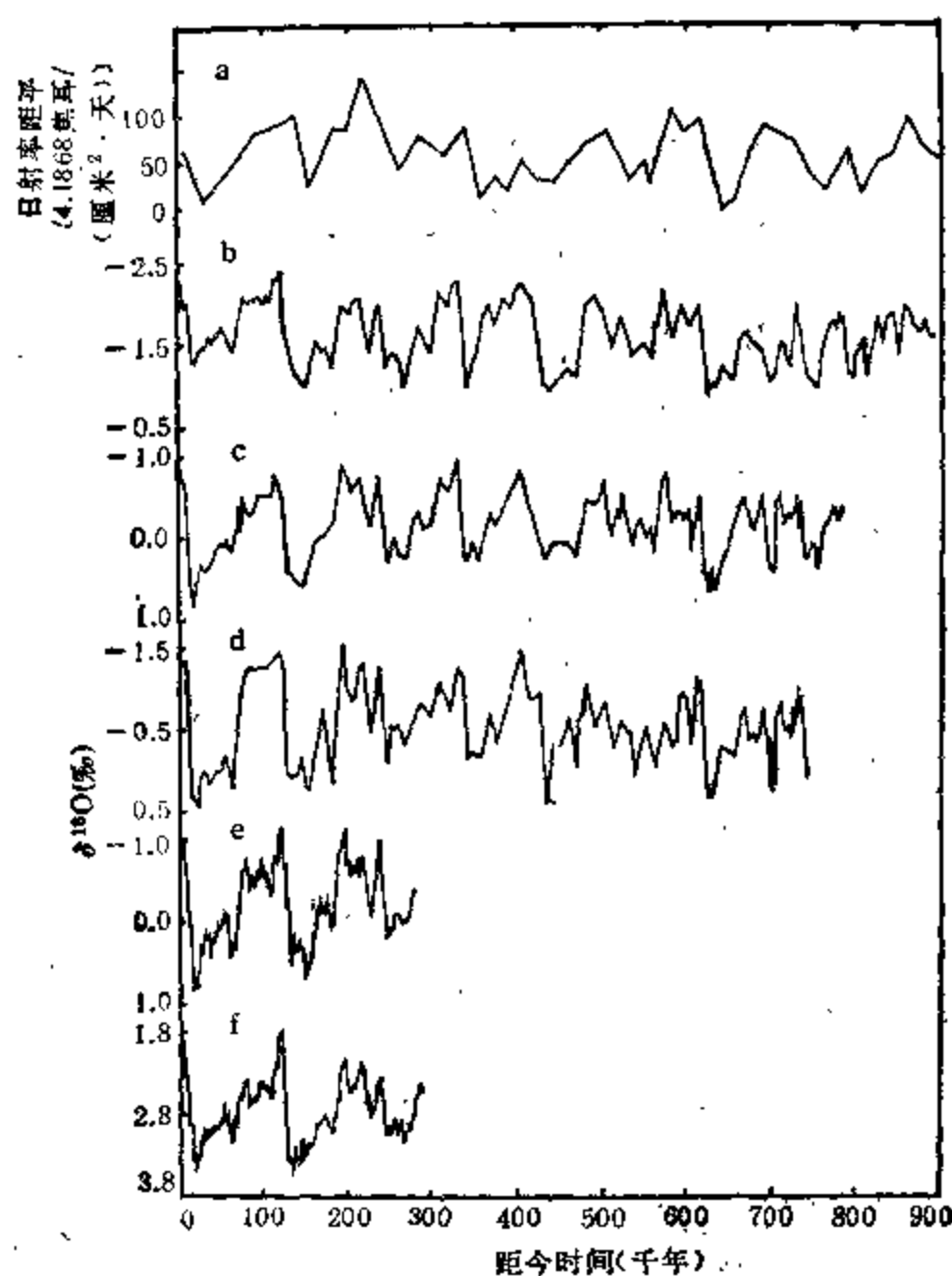


图 6.9 世界各大洋深海沉积氧同位素比值记录

a——日射率(峰值包络线); b—— $V_{28-230}(1^{\circ}01'N, 169^{\circ}29'E)$;
c—— $V_{22-174}(10^{\circ}04'S, 12^{\circ}49'W)$; d——DSDP502_b($11^{\circ}30'N,$
 $79^{\circ}23'W$); e—— $V_{39-40}(0^{\circ}12'S, 23^{\circ}09'W)$; f——RC11—
120($43^{\circ}31'S, 79^{\circ}52'E$)

(b—f 据 Imbrie et al., 1984)

令人兴奋的是,对深海沉积氧同位素记录的谱分析表明,它们的主周期与轨道参

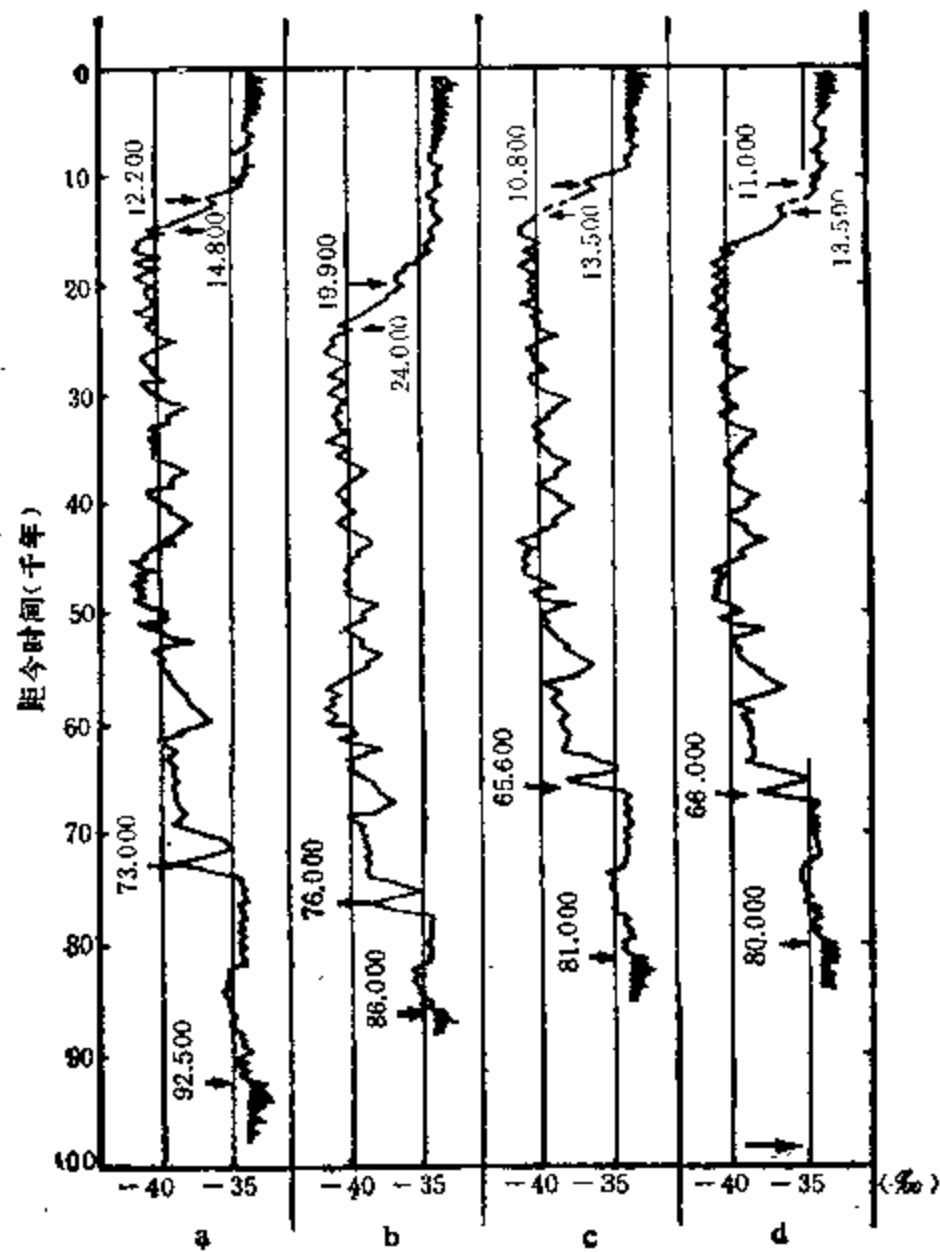


图 6.10 近 10 万年以来南极冰岩
芯氧同位素比值的变化
(Johnsen *et al.*, 1972)

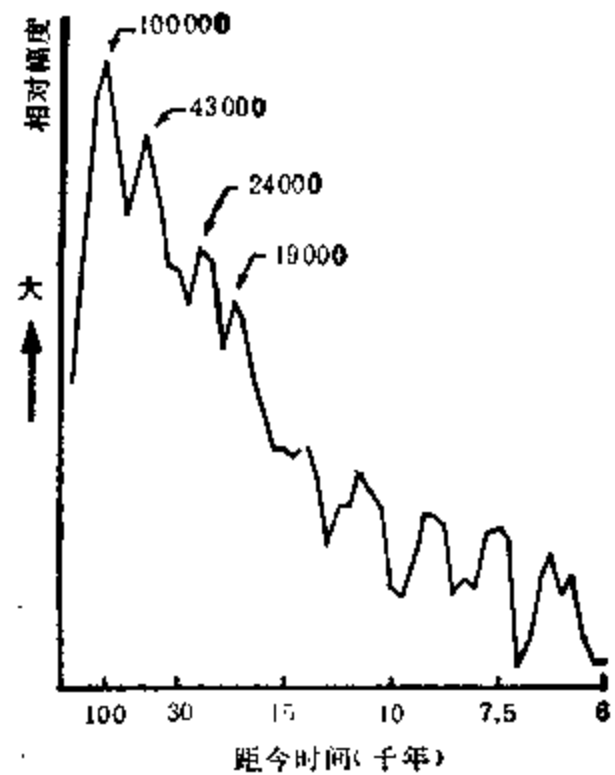


图 6.11 印度洋两个钻孔岩芯的
同位素记录中的气候周期谱
(Imbrie *et al.*, 1979)

数的周期是相当一致的。图 6.11 是印度洋两个钻孔岩芯的氧同位素记录中的气候周期谱。图中四个显著周期分别为 10 万年、4.3 万年、2.4 万年和 1.9 万年，它们恰好分别是轨道偏心率、黄赤交角和近日点相对进动的周期。

由图 6.12 可见，近 240 万年以来，我国陕西洛川黄土-古土壤地层序列与日射率变化的关系是比较好的。除 60 万年前左右一次黄土处在日射率高值期之外，其余的指示干冷气候的黄土时段大体上都出现在日射率峰值包络线的低值时期。距今 200 万年前后一次持续 25 万年的黄土时段，与当时日射率持续处低值期也是匹配的。由此可见，整个第四纪内由地球轨道参数引起的日射率变化与历次冰河期的关系，这在中国黄土-古土壤地层序列上得到了相当好的反映。由图 6.13 可见，近 70 万年以来欧洲黄土与冰河期在两者出现时段上也是比较一致的，它们也都处在日射率包络线的低值时期。

关于轨道参数引起冰期的降温幅度。图 6.14 是根据动物群估计的海面温度在近 50 万年以来的变化。图中可见，在冰期和间冰期之间的海面温度可相差 4—9℃ 左右。图 6.15 是末次冰期盛期的大西洋海面温度状况。此图是由 McIntyre 根据洋底沉积物岩芯样品有孔虫残体得到的。在上一次冰期的盛期附近，大西洋海面温度降温最多的是在大西洋东北部的 48°N 附近，比现今降 10℃ 以上。在广大低纬度海区，降温幅度在 2℃ 及

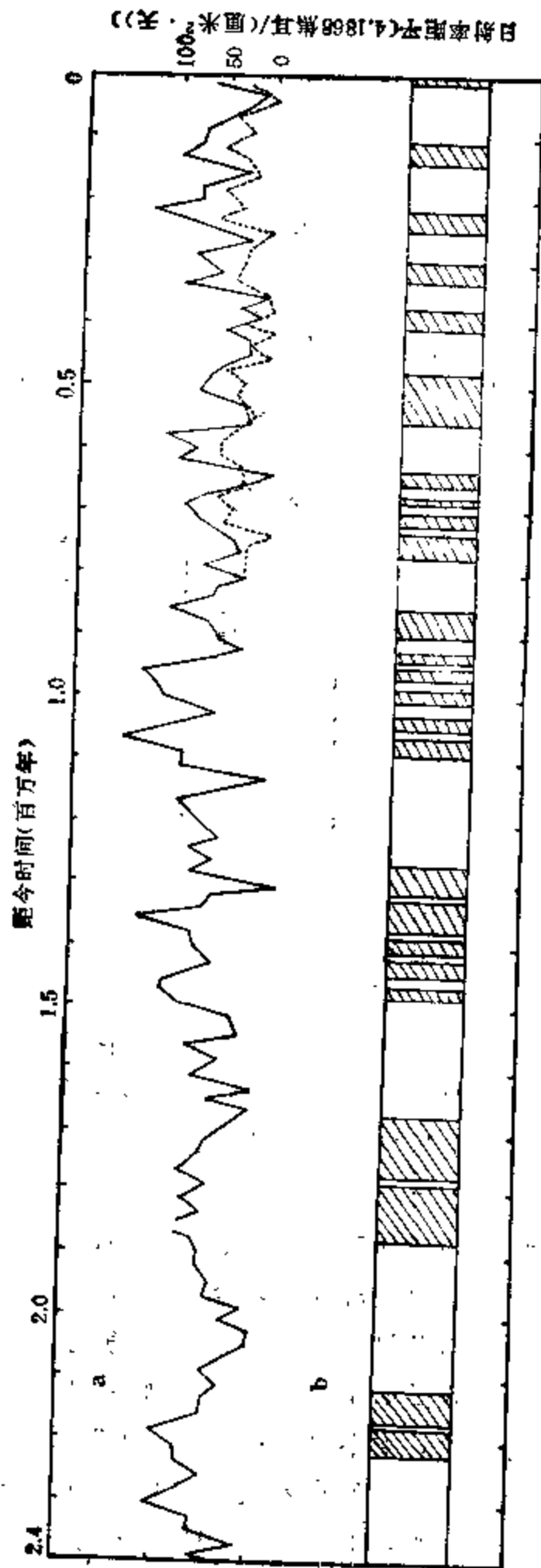


图 6.12 近 240 万年以来中国洛川地层序列与日射率变化
 ——日射率(距平值的峰值包络线, 实线为 60°N 中, 虚线为 30°N 月中); b——中国洛川黄土(空白区)-古土壤(阴影区)地层序列(刘东生等, 1985)

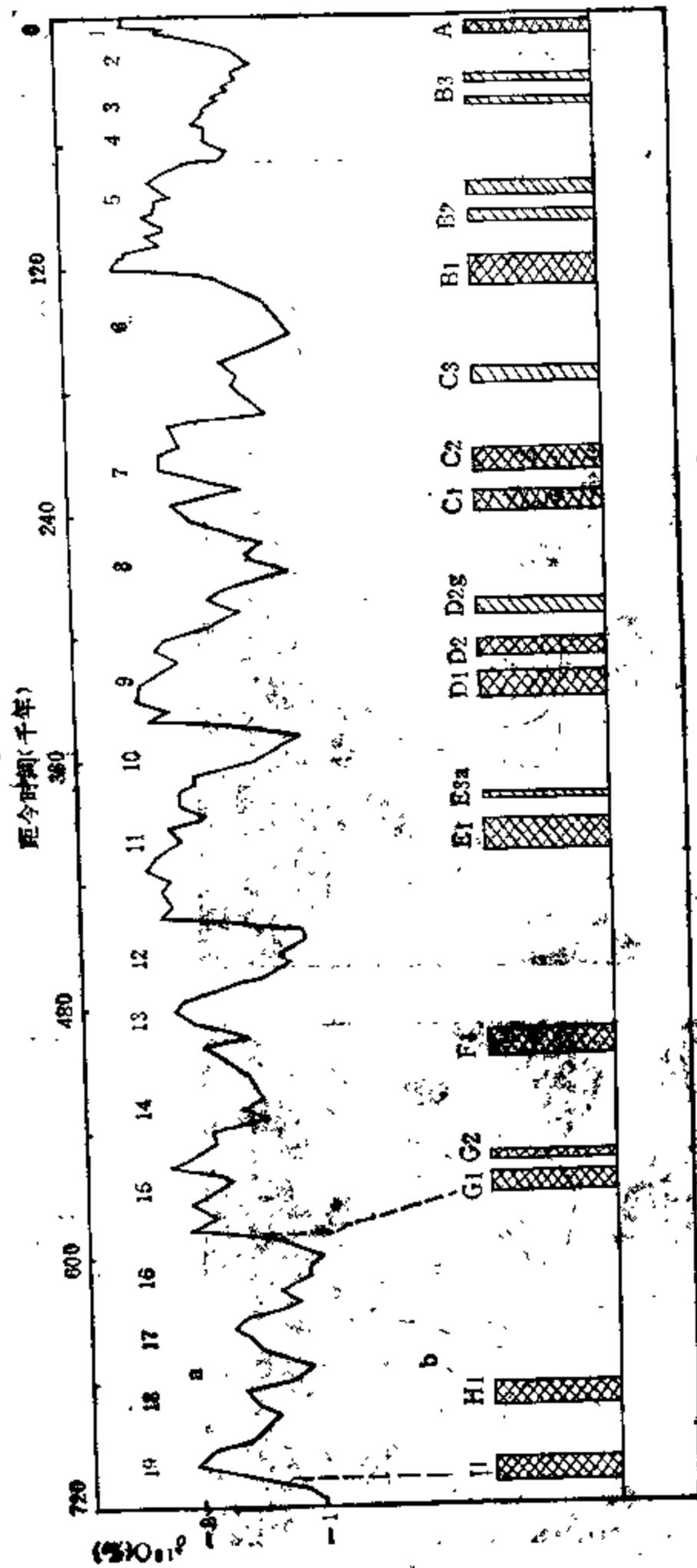


图 6.13. 近 70 万年以来欧洲黄土与冰河期
 a——古温度变化; b——欧洲黄土 (Kukla, 1977)

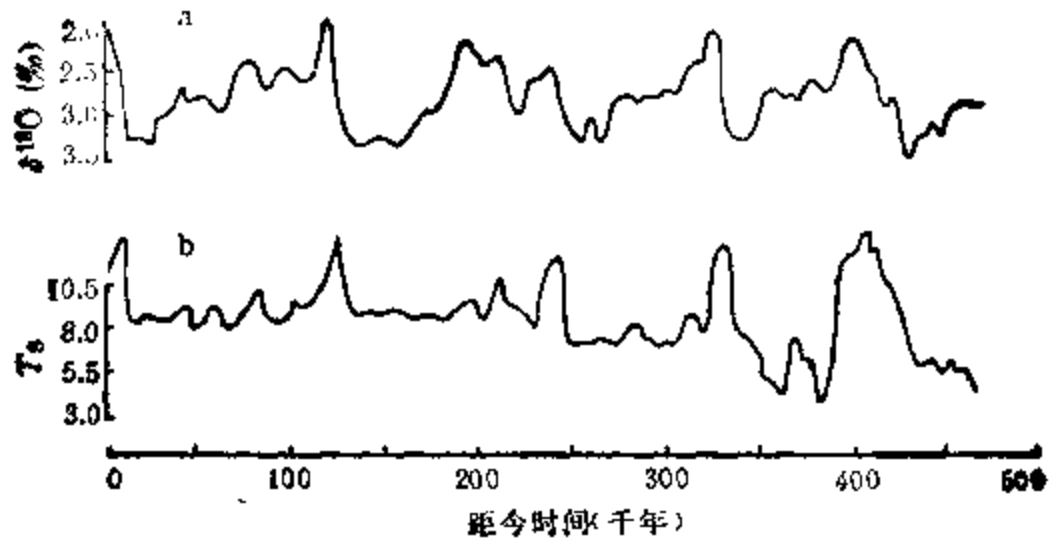


图 6.14 由动物群估计的近 50 万年以来的海面温度变化
a——深海沉积 ^{18}O 比值; b——由动物群估计的海面温度
(Frakes, 1979)

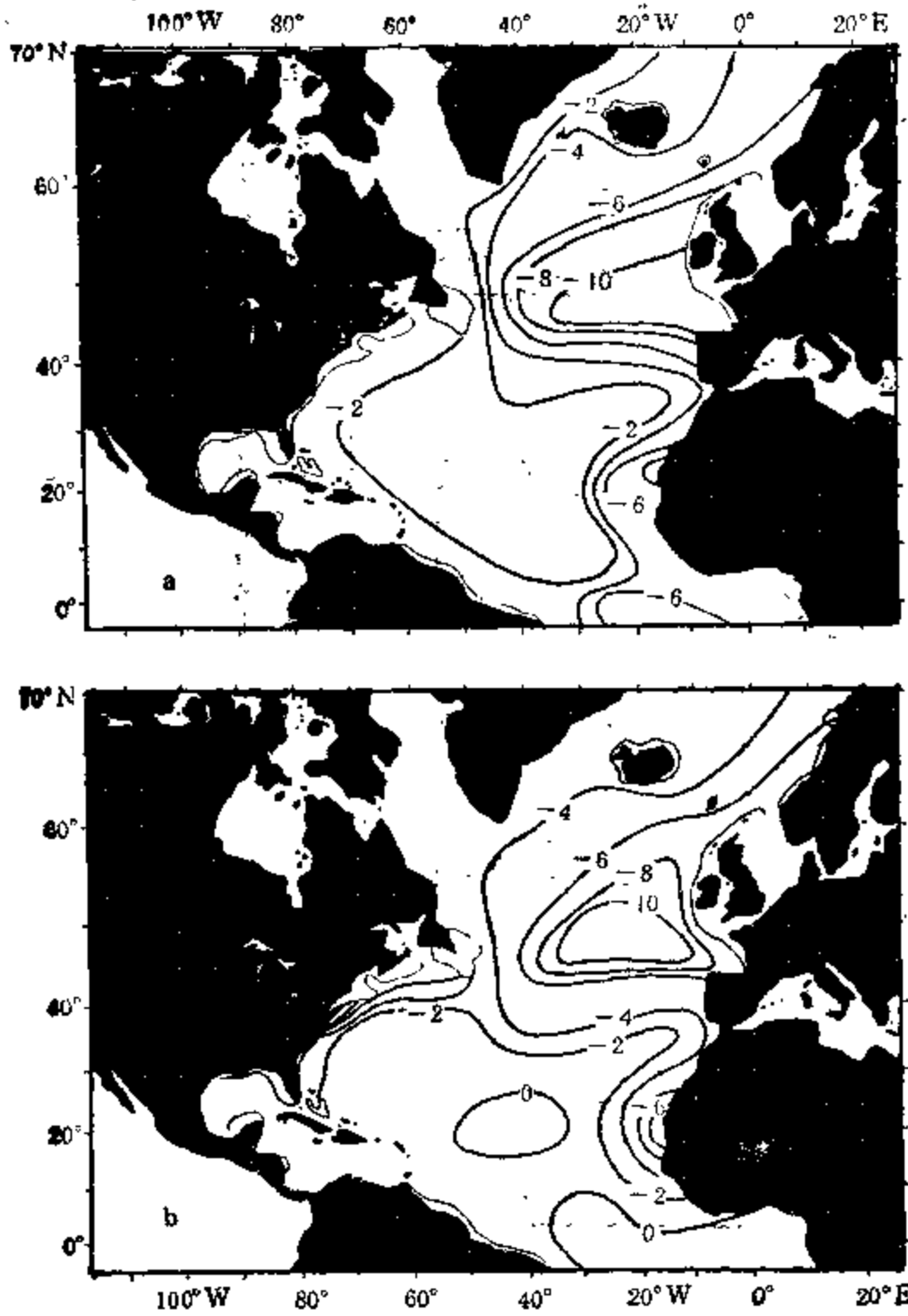


图 6.15 1.5—1.7 万年前大西洋海面温度的距今偏差 ($^{\circ}\text{C}$)
a——冬季; b——夏季
(McIntyre, 1974)

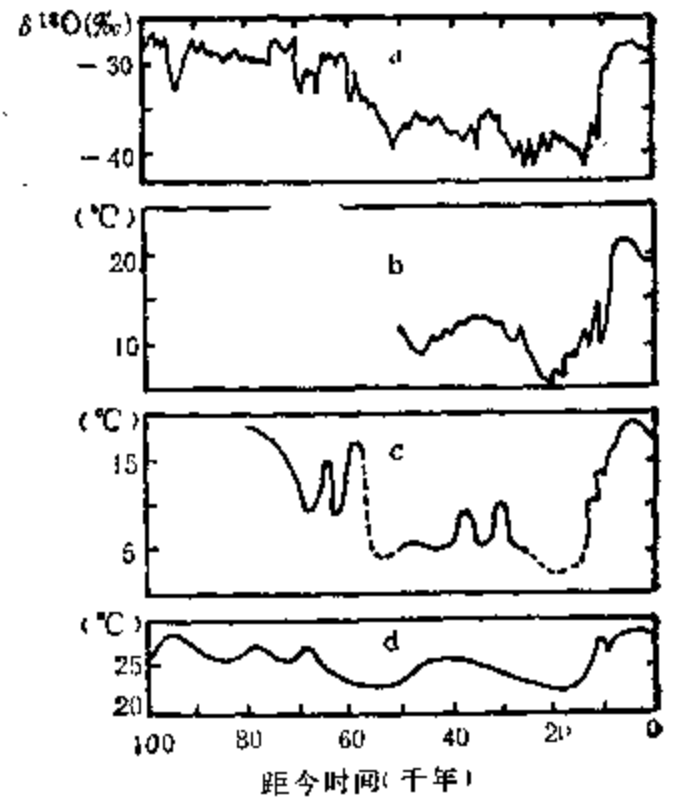


图 6.16 近 10 万年以来由不同指示物得到的平均温度变化
a——格陵兰北部世纪营 ($77^{\circ}\text{N}, 56^{\circ}\text{W}$) 的 ^{18}O 变化; b——由动、植物群和土壤软体动物得出的中欧 7 月平均气温变化; c——由植物群、土壤结构得出的荷兰 7 月平均气温变化; d——由洋底沉积物有孔虫 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值得出的热带大西洋年平均海面温度变化
(Emiliani, 1961)

以下。在中纬度大陆,冰期内的降温幅度是比较大的。由图 6.16 可见,在末次冰期的盛期,欧洲一些地区的夏季平均气温比现今要低 14°C 左右。据研究(杨怀仁、徐馨,1985),根据植物群的特点推断,我国东部的中纬度地区冰期中的气温比现在低 $7-15^{\circ}\text{C}$ 。其中,长江三角洲年平均气温比现在低 13°C 左右,淮北平原年平均气温比现在低 $9-13^{\circ}\text{C}$,河北平原东部比现在低 7° 左右。

6.2.3 物理效应问题的讨论

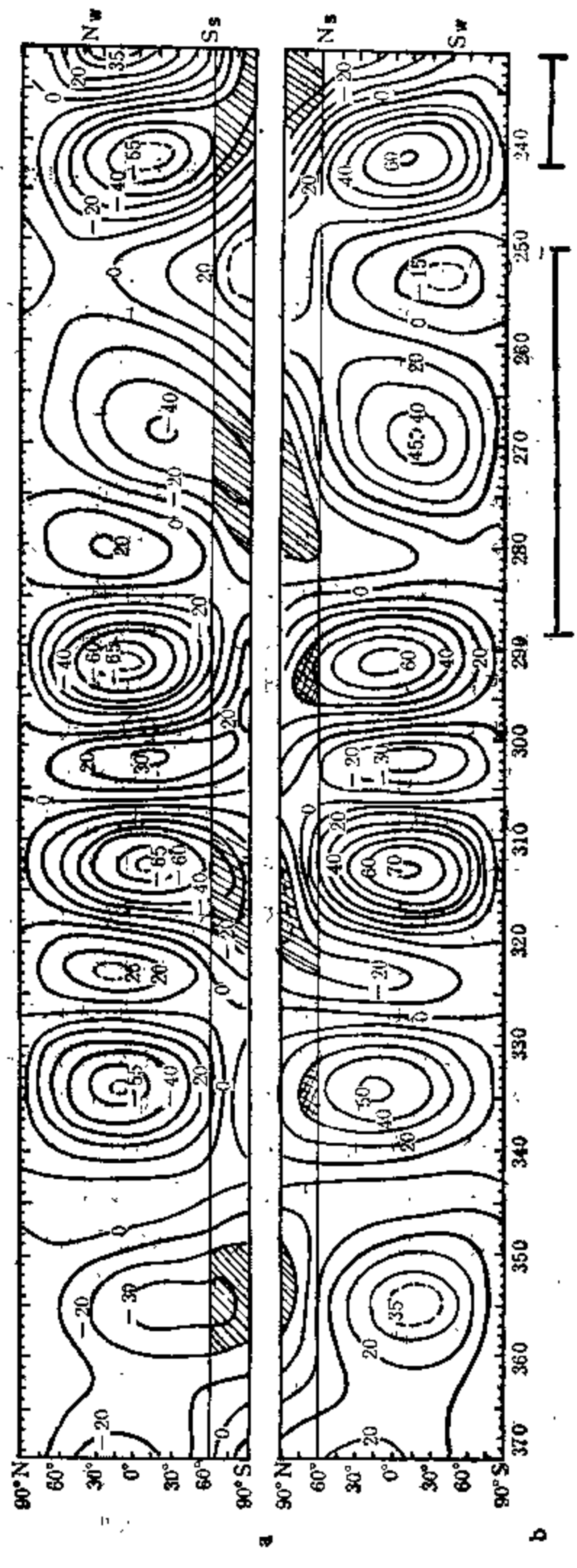
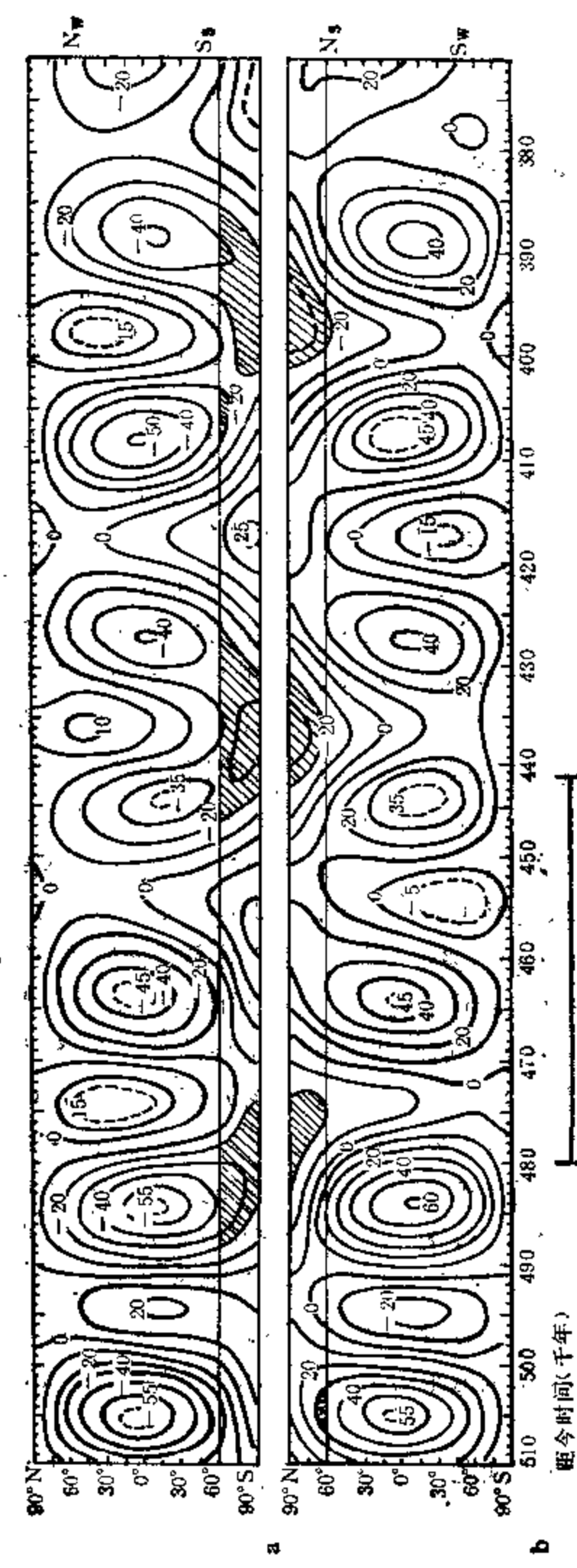
(1) 日射率效应的季节贡献问题

Milankovitch (1920) 曾指出,促使冰期形成的原因不是全球总辐射量的变化,而是北半球夏季高纬度地区辐射量比现在减少。有的研究者则认为,对全球性气候变迁起决定性作用的不是北半球夏半年,而是北半球冬半年的天文辐射量的变化。对此,我们进行一些具体讨论。上面我们已指出,第四纪内的冰期和间冰期,实际上与日射率的峰值包络线的演变关系为最好。由图 6.8 可见,无论是北半球夏季高纬度地区,还是北半球冬季中低纬度地区,它们的日射率的峰值包络线在趋势上均与冰期、间冰期有较好的关系。其中,北半球夏季高纬度地区的日射率振幅要显著些。从这一点来说,可以视为北半球夏季高纬度和冬季中低纬度的日射率的减少对冰期的形成都是有关系的。我们利用图 6.17 再做一些仔细分析。此图采用 Vernekar (1972) 计算的距今 50 万年至今后 5 万年全球冬半球和夏半年的日射率偏差(ΔQ)。我们一并绘入 V_{23-23s} 氧同位素比值代表全球温度变化,进行对照比较。并标出北半球和南半球夏半年日射率 ≤ 20 的区域(阴影区)和 ≥ 30 的区域(网状区)。由图 6.17 可见,南半球冬半年的日射率,在冰期主要为正值,显然与冰期是不一致的,北半球冬半年的日射率主要为负值,这是与冰期相一致的,但在间冰期最暖时反而负值更大,这又不相一致。在北半球夏半年高纬度地区,日射率变化与冰期、间冰期的关系是比较好的。所有冰期都发生在北半球夏半年高纬度日射率负值较大的时段,且冰期比日射率负值略有迟后现象;反之,在北半球夏半年高纬度日射率负值较大的时段,大多也发生冰期。仅在紧接间冰期峰值后的负值较大时段未出现冰期,如 39.5 万年、31.5 万年、11.5 万年等附近即是(其原因我们将在下一问题中讨论)。这与 Milankovitch 的结论是一致的。然而,在南半球夏半年高纬度日射率负值较大的时段与冰期的关系也较好。综合地看,历次冰期都是发生在北半球夏半年和南半球夏半年的高纬度地区同时出现 ΔQ 负值较大的时段(但低纬正负中心值要较小,这一点下面将再讨论)。可见,夏季南、北半球高纬度日射率的减小对冰期发生的贡献都是重要的。南、北半球夏季高纬度地区日射率的减小有利于冬季高纬度的冰雪在夏季不易融化而使极冰扩展,加之冰面对太阳辐射的强烈反射,致使高纬度地区愈来愈冷,冰量愈来愈大,并向中纬度推进,从而导致冰期的发生。

(2) 黄赤交角和近日点相对进动效应的位相问题

我们在 6.1.2 节已指出各个轨道参数对辐射量的影响。这里再对各个轨道参数的位相与冰期的关系做一讨论。

Hays 等(1976)对氧同位素比值指示的全球温度和由动物群估计的海面温度(参见图 6.14)进行了谱分析和数字滤波处理,所得结果如图 6.18 所示。我们将图 6.18b 与图



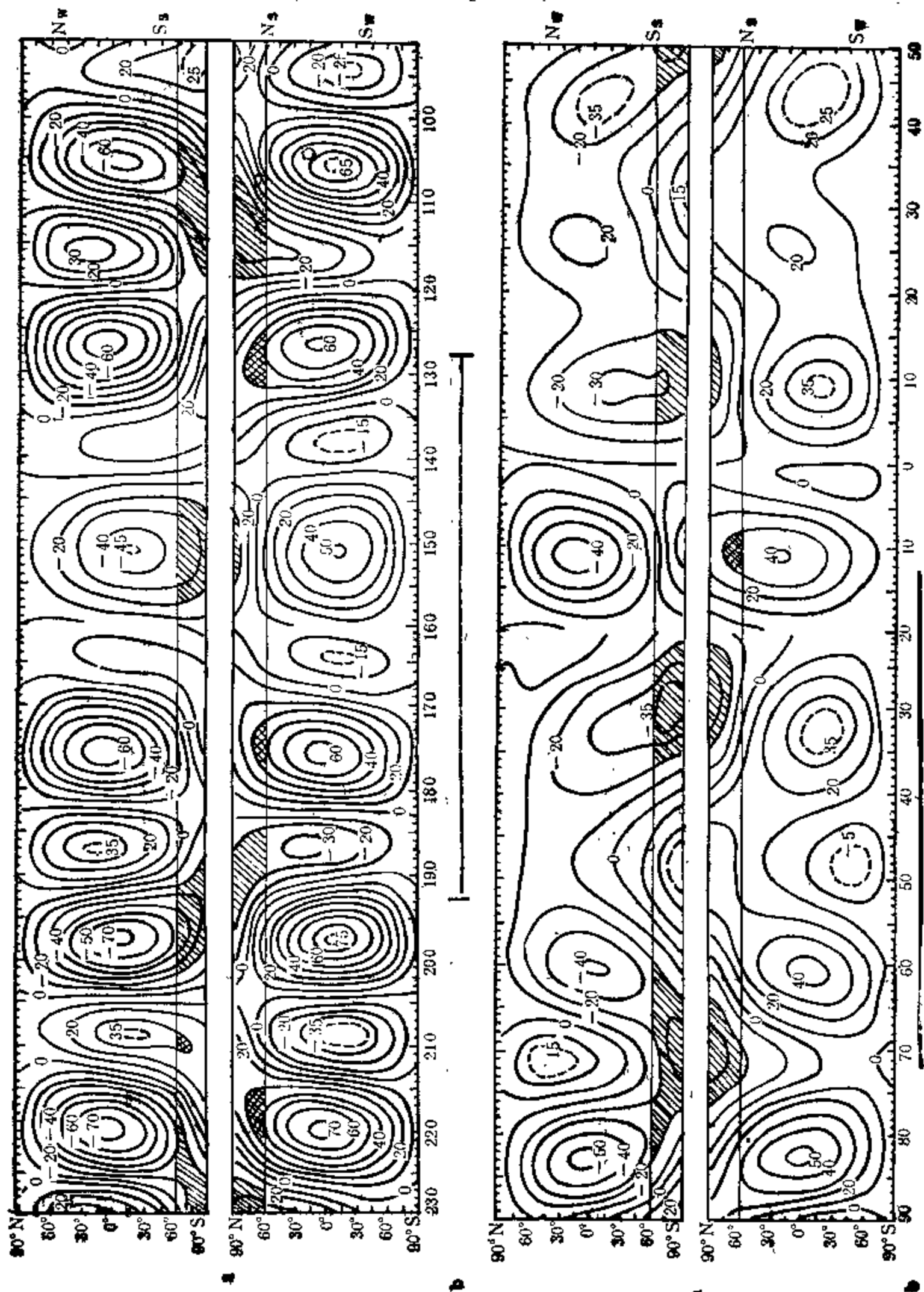


图 6.17 近 50 万年以来至今后 5 万年全球冬夏半球日射率变化与冰期的对照
 a——全球各纬圈冬夏半球日射率偏差[单位: 4.1868 焦耳/(厘米²·天)] N_w, S_w, N_s, S_w 分别为北半球、南半球的冬半年和夏半年 (Vernekar, 1972); b——冰期时段 ($V_{20-235}\delta^{18}O$ 比值 $\geq -1.4\text{‰}$ 时段)

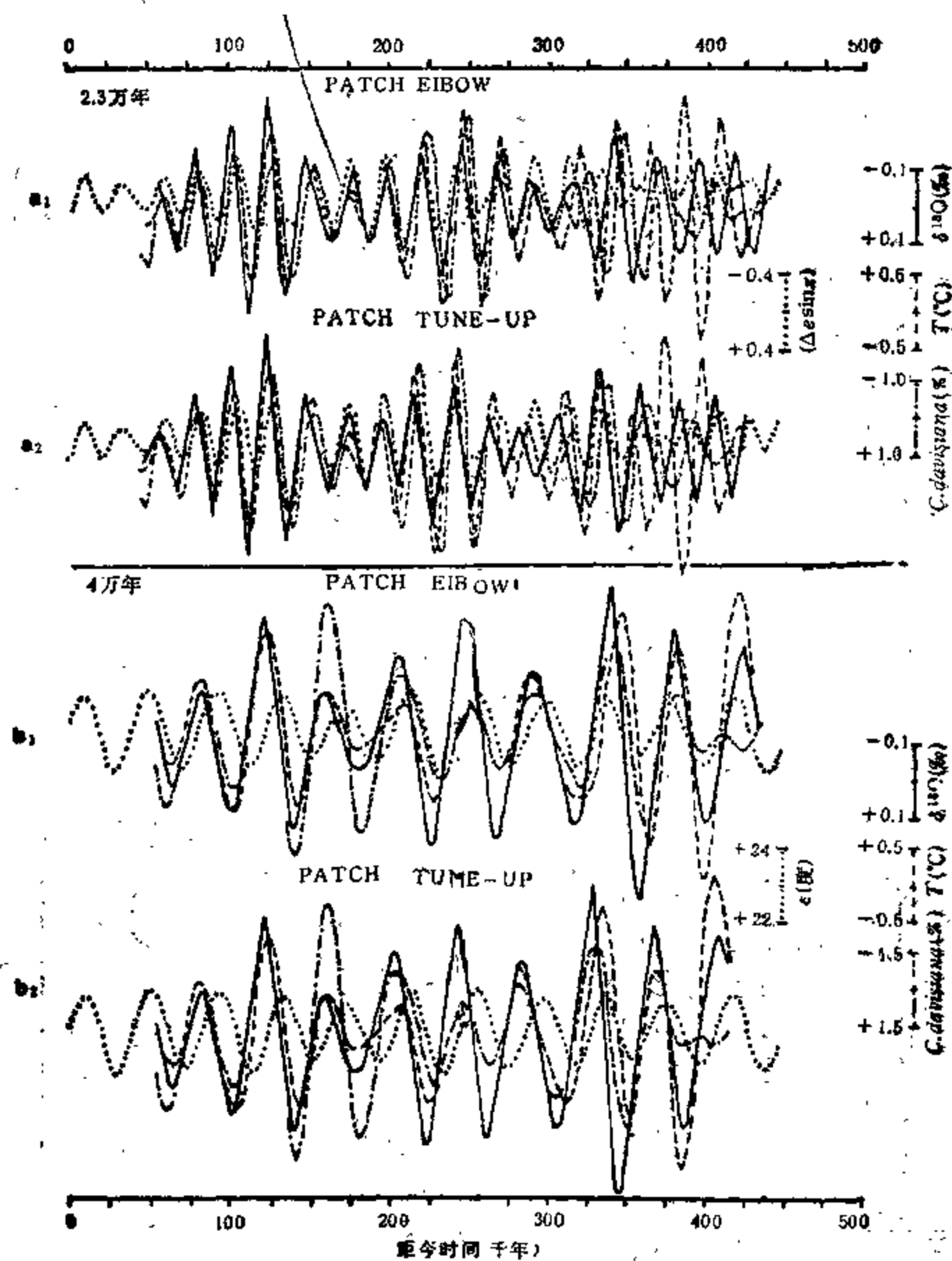


图 6.18 与黄赤交角、近日点相对进动相应的气候频率成分的变化

a_1, a_2 —— $\delta^{18}O$ 和动物群所示温度滤波所得 2.3 万年周期的变化； b_1, b_2 ——相应的 4 万年周期变化。PATCH, EIBOW 和 PATCH TUNE-UP 是两种不同时间尺度的模式。

(Hays et al., 1976)

2.16 相比较。在图 2.16 中，近 45 万年以来黄赤交角的峰值时间约为距今 0.9 万年、5 万年、9 万年、13 万年、17 万年、21 万年、25 万年、29 万年、33 万年、37 万年和 41.5 万年。它们与图 6.18 中的 b_1 和 b_2 温度周期的峰值有很好的对应关系，且大多前者比后者略有偏前。而黄赤交角的谷值与温度低值相对应。可见，在 4 万年周期上，温度变化是随黄赤交角增大而变暖，随其减小而变冷的，并不是温度随黄赤交角变小而变暖，即使在末次冰期内也是如此。如末次冰期在 5 万年前曾出现一个相对暖期（在欧洲称为厄普顿沃伦间冰

段),当时的黄赤交角就是峰值时期。黄赤交角的此种温度效应,其物理意义是显而易见的。因为,当黄赤交角偏大时,南、北半球夏季高纬度地区的日射率增加,温度就随之增高;反之,黄赤交角偏小时,南、北半球夏季高纬度日射率减小,其温度必然愈来愈冷。这与上述讨论的南、北半球夏季高纬度日射率负值较大处冰期的结论是一致的。

将图 6.18a 与图 6.2d 相比较。图 6.2d 中的 $\Delta(e \sin \omega)$ 准 2 万年周期的峰值,大致与图 6.18a 温度的 2.3 万周期的谷值相对应;反之,前者(近日点相对进动周期)的谷值与后者温度的峰值相一致。然而,近日点黄经为 90° 时, $\Delta(e \sin 90^\circ)$ 为最大,此时即近日点与夏至点重合;近日点黄经为 270° 时, $\Delta(e \sin 270^\circ)$ 为最小,此时近日点与冬至点重合。可见,滤波分析表明,当近日点与夏至点重合时,相应气候暖和;当近日点与冬至点重合时,相应气候变冷。而不是全球气候随近日点与冬至点重合而变暖、远日点与冬至点重合而变冷。最近一次近日点与夏至点重合的时间为距今 1 万年前左右,当时气候正值迅速增暖之时。最近一次近日点与冬至点重合时间为公元 1250 年,从这时前后开始,北半球气候进入了一个大约持续 700—800 年的相对变冷趋势(参见第五章图 5.14)。由此也说明,北半球夏半年太阳辐射的减小是与气候变冷一致的。

(3) 轨道偏心率的效应问题

在图 6.19 中,我们将偏心率、日射率峰值包络线以及古温度一并加以比较。由图可见,本章 6.2.2 节指出的导致冰期的 60°N 6 月中和 30°N 12 月中的日射率峰值包络线,它们的演变趋势不仅与冰期、间冰期的序列相当一致,而且它们本身就是偏心率的变化趋势。这就是说,实际资料表明,偏心率变化周期在冰期周期序列中是最为重要的,可以认为偏心率效应对冰期的形成最为重要。在位相上,冰期的出现时间与偏心率的谷期相一致,这在过去 90 万年以来均是如此。而间冰期的出现时间,则在偏心率的峰值附近。

为什么偏心率对冰期的影响最为明显? Imbrie 等主张用共振作用来解释气候的 10 万年周期。我们认为,这一问题以及为何冰期出现在偏心率小的时段的问题可能有以下几个原因:一是轨道偏心率变化与轨道半长径、半短径的关系问题。地球轨道偏心率的变化是由行星对地球的长期摄动引起的。偏心率的这种变化,其半长径和半短径究竟如何变化? 天体力学认为,轨道半长径 a (参见图 6.1) 没有长期摄动(张家祥,1982),这是由

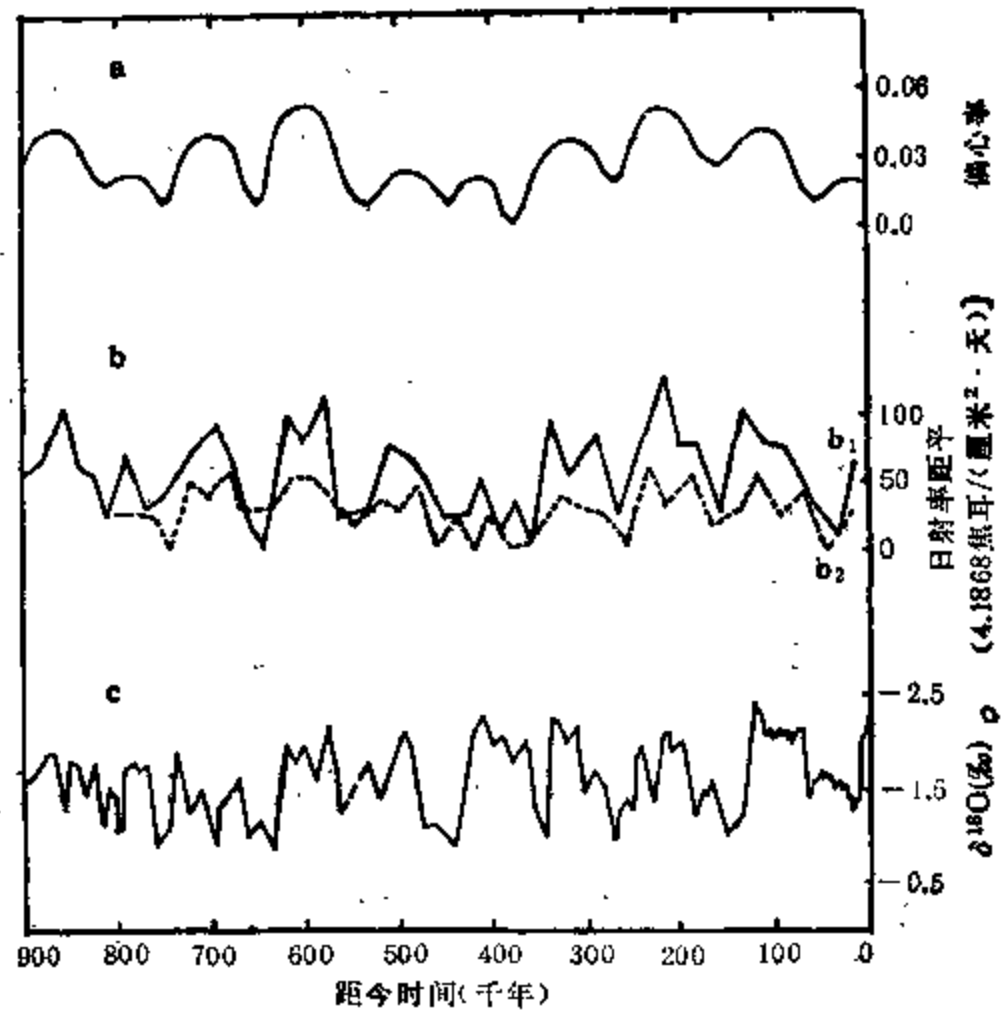


图 6.19 近 90 万年以来偏心率、日射率和古温度的变化
 a——地球轨道偏心率 (Berger 1984); b——日射率 (距平值) 峰值包络线, b_1 : 60°N 6 月中, b_2 : 30°N 12 月中;
 c——古温度变化 (V_{21-235})

太阳系稳定性的要求所决定的。对此,是否可以这样认为,在轨道偏心率的变化过程中,半长径的长度没有变化或变化不大,而变化较大的主要是半短径的长度。如果这一理解无误,那么偏心率变化与冰期之间的物理联系就很容易理解。当偏心率由大变小、接近正圆时,由于半长径不变或变化甚小,半短径必将加大,近似等于半长径。这就形成地球绕日运动在周年中的日地平均距离随之增加。如果地球轨道偏心率由 0.057 1 变小至 0.0024,则地球公转轨道的短半径大约可以由 1.493 5 亿公里增加至 1.496 0 亿公里(按假定半长径不变估算。目前为 1.495 8 亿公里)。这样,周年内日地平均距离的加大必将导致整个地球在周年内接受太阳总辐射的减小,由此在偏心率小时引起地球冰期就不足为奇了。但是,偏心率变化与半长径、半短径之间确切的定量关系这一问题,有待天体力学家研究解决。二是低纬度和高纬度地区之间的热量交换问题。上面我们已指出,冰期的发生主要与夏季高纬度地区尤其是北半球夏季高纬度地区的日射率有关,并且发生在北半球夏季低纬度日射率正值中心较小的附近时段。在北半球夏季低纬度日射率正值中心较大(≥ 50)的前后时期,即使夏季高纬度日射率减少较多,也不致出现冰期。由图 6.17 可见,凡低纬度日射率正、负中心值都较大(> 50)的时段,实际上是由于偏心率较大而引起的,这种年份日射率的冬、夏季节差别较大;反之,低纬度日射率正、负中心值都较小时,日射率的冬、夏季节差别较小。当北半球夏季高纬度日射率减少较多、但不久其低纬度日射率正值较大时(如 11 万年前),那么低纬度地区的异常加热,必然加强高、低纬度之间的热量交换,使高纬度地区不久前辐射量减少较多的冷却效应,得以削弱而不致造成冰期;反之,在北半球夏季高纬度日射率减少较多的同时,低纬度地区日射率正值中心较小,使高、低纬度之间的热量交换相应较弱。这样,高纬度地区辐射量减小的冷却作用,不易为低纬度增温而很快削弱,由此就易导致冰期的发生。当然,前一种情况(如 11 万年前),在它不久之前正处间冰期的峰值,即前期温度的基数较高时,北半球夏季高纬度日射率即使增加较大,也不致很快转为冰期。这也有一定关系。由此看来,第四纪冰期与地球轨道偏心率的一致性,以及它主要出现在偏心率极小时期,是有其物理原因的。

§ 6.3 轨道参数变化与全球环境变迁

上节中我们讨论了地球轨道参数变化对第四纪全球温度变迁的影响。轨道参数的这种效应不仅对大气圈,而且对全球各圈层包括水圈、生物圈和岩石圈,都直接或间接地(如通过冰期气候)发生重要影响。

6.3.1 轨道参数与海洋状况的变化

地球轨道参数对日射率的影响引起全球冰量的变化,如图 6.20 所示。全球冰量的增加与夏季高纬度日射率的减小以及由此引起的全球温度下降有着鲜明的关系。

世界海平面变化,除与地壳运动和大地水准面变化等因素有关外,主要是由全球温度变化而引起。由于冰期气温的下降,全球冰川和冰原的增长以及海水的冷却收缩作用,导致全球海平面的下降。图 6.21 是近 70 万年以来海平面变化与温度变化的对照。可以看到,海平面的变化与全球温度变化是极为一致的,世界海平面随全球温度增暖而升高,随

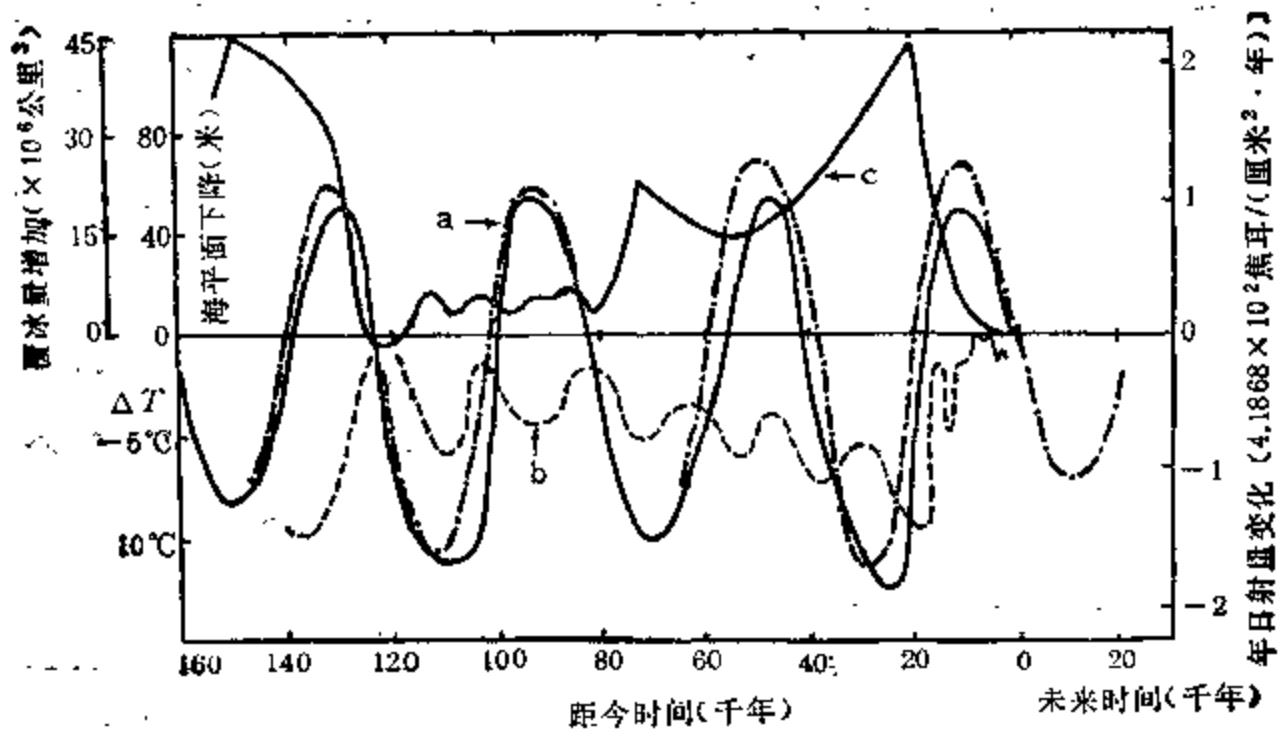


图 6.20 近 15 万年以来日射率、温度和全球冰量的变化
 a——45°N 以北净余的年辐射量变化；b——气温变化；
 c——全球覆冰量 (Mason, 1976)

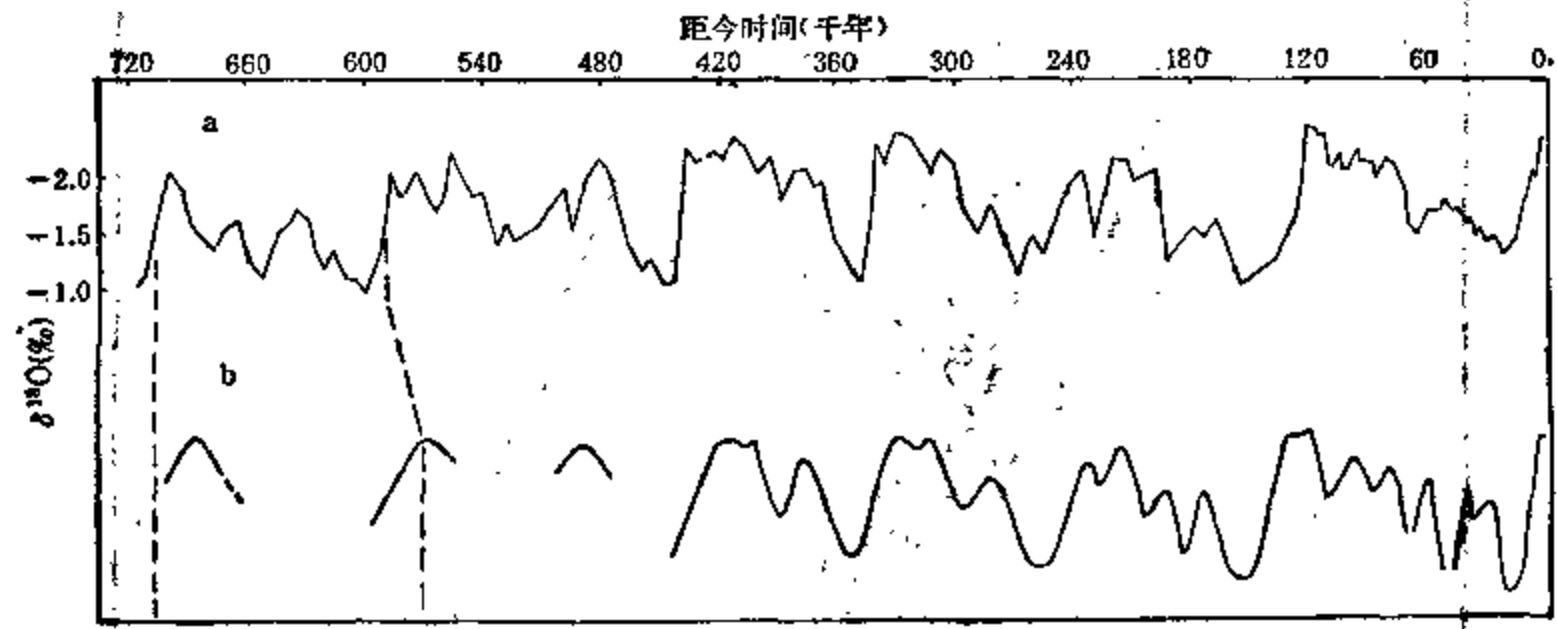


图 6.21 近 70 万年以来全球温度变化和海平面变化
 a——全球温度变化(以 V_{17-133} 代表)；b——世界海平面变化

全球温度变冷而下降，历次海平面的大幅度降低时期都是发生在全全球温度最低也是夏季高纬度日射率峰值包络线最小的时候。在冰期的盛期，世界海平面的高度比现今大约要降低 80 米左右。末次冰期的盛期，一般认为比现在要降低 120 米左右。图 6.22 是东亚地区近 2 万年以来海平面的变化。其中已根据陆架区相对曲线做了地面升降校正。在距今 1.8 万年前，东海的海面高度比目前低达 120 米左右。由图 6.23 可见，当时，现在的台湾岛和日本列岛是与东亚大陆相联接的，海陆边界比现在要向东扩展很多。而在冰后期(图 6.24)，海侵时苏北至杭州湾的海岸线则大大西退，位于现今沐阳-洪泽-镇江-常州-杭州-绍兴一带。

图 6.25 是距今 2.5 万年前冰期内大西洋海洋极峰的位置。当时北大西洋的海洋极峰位于 44°N 附近。而冰后期的 6 500 年前，海洋极峰位于格陵兰和冰岛之间。2.5 万年前大西洋湾流的北界仅在 41°N 附近，比现今大大南移。

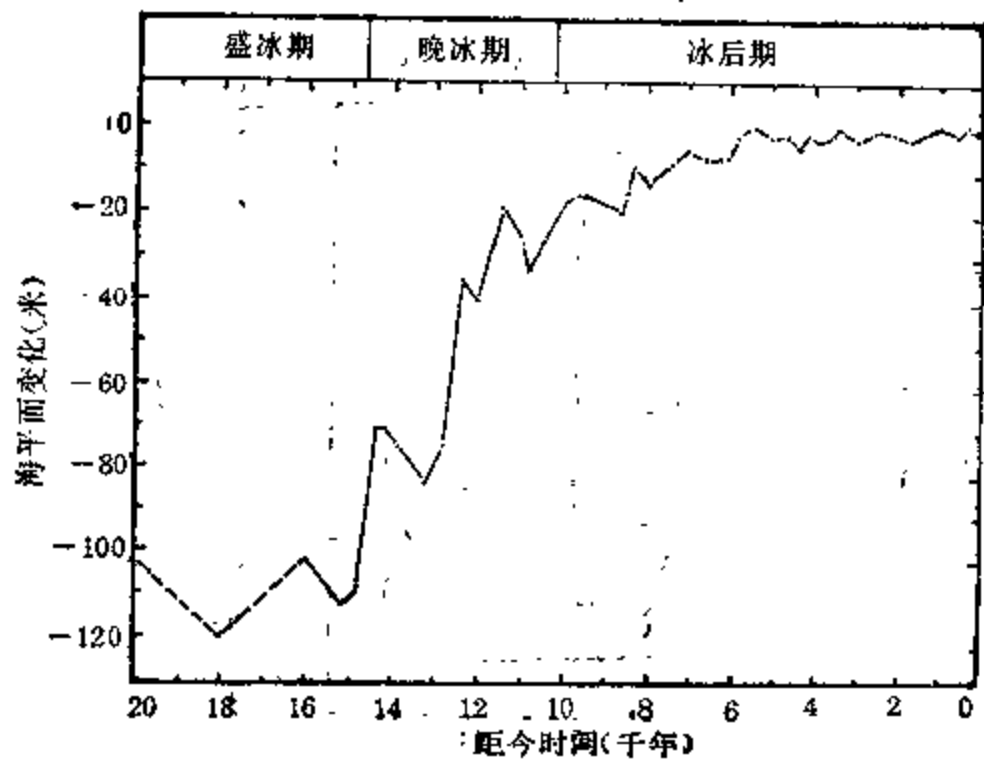


图 6.22 中国东部 2 万年以来海平面绝对变化曲线
(杨怀仁、谢志仁, 1985)



图 6.23 末次冰期最盛时东亚地区海岸线的近似位置
(赵松龄等, 1978)

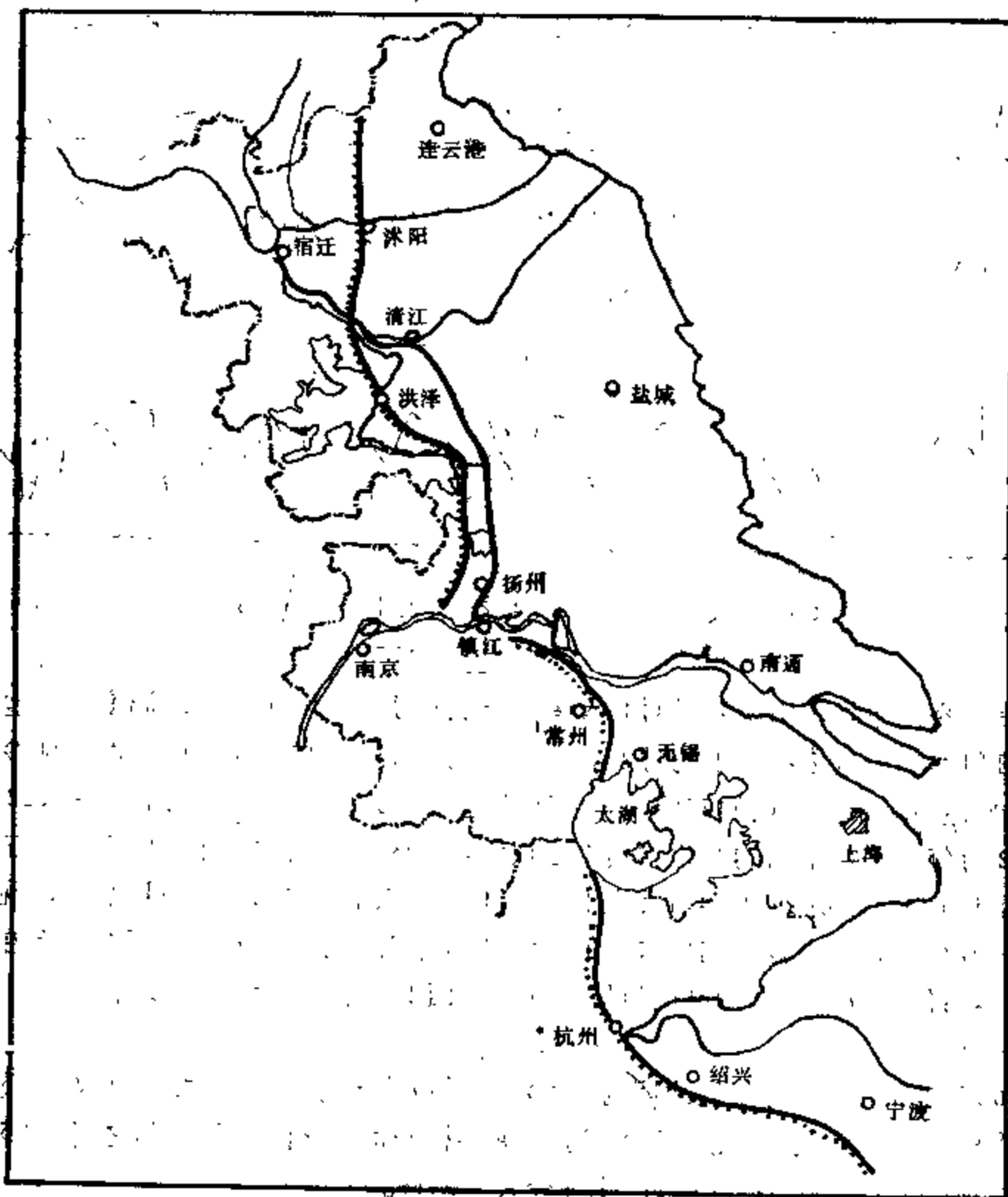


图 6.24 苏北平原在冰后期的海侵图

— · — · — 冰后期海侵时的岸线和海滨(《中国自然地理》编辑委员会, 1984)

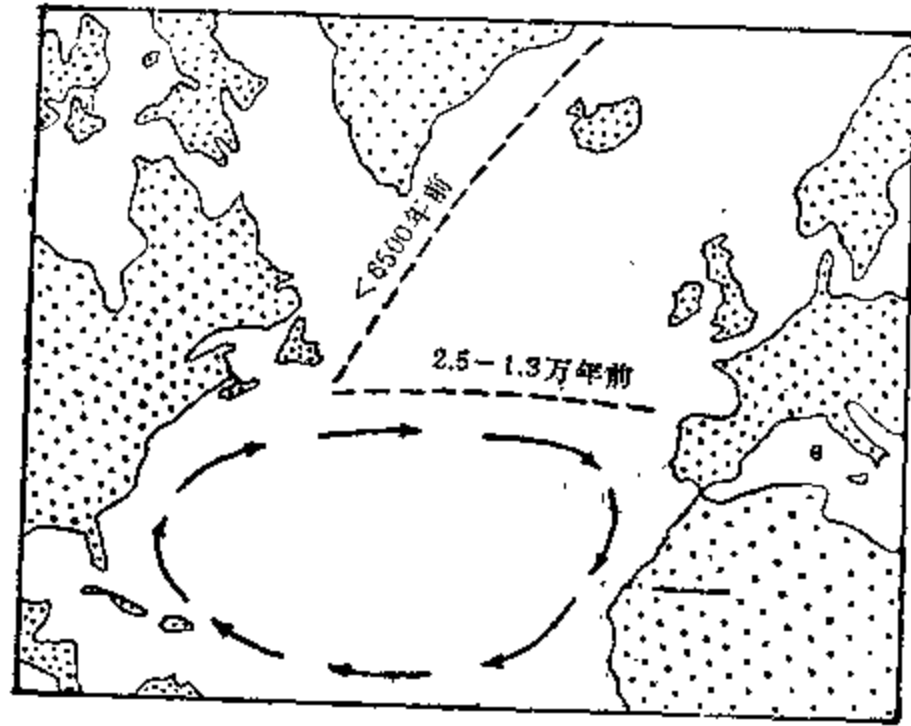


图 6.25 距今 2.5 万年前北大西洋海洋极峰的位置
(Ruddiman and McIntyre, 1973)

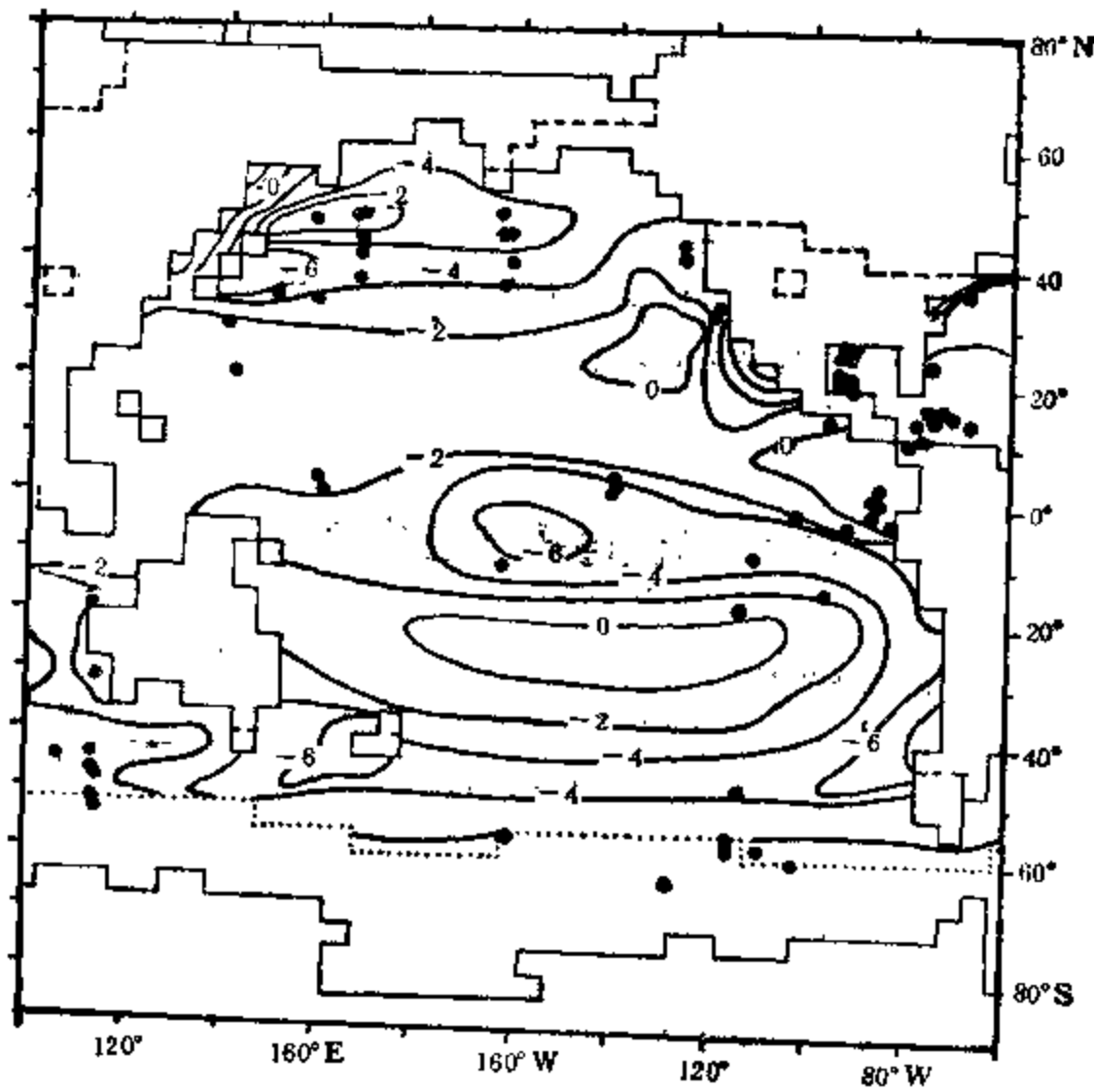


图 6.26 距今 1.8 万年前 8 月太平洋海温分布(距今温度差)
(Crowley, 1983)

末次冰期盛期时, 太平洋 8 月海温状况(距今温度差)如图 6.26 所示。图中的一个显著特点是, 与现今温度相比, 当时赤道太平洋的中、东部海域的海温, 比广大中、低纬度海域的海温要明显偏低, 表明在冰期太平洋赤道洋流的发展比现在要强。关于北大西洋在

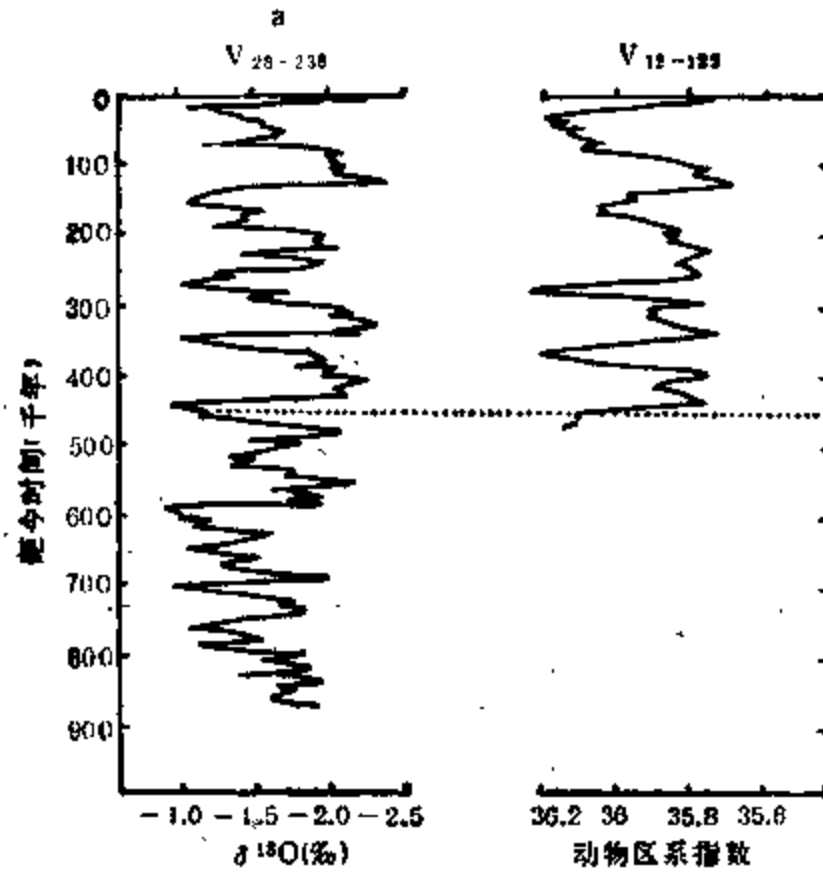


图 6.27 加勒比海海水盐度变化

a—— V_{28-238} 所示全球温度变化；b——由动物区系指数所示加勒比海海面盐度的估计值
(Imbrie *et al.*, 1973)

末次冰期中的温度状况,已在本章 6.2.2 节图 6.15 中给出。

第四纪内加勒比海海水盐度的变化如图 6.27 所示。它是根据加勒比海样芯 V_{12-122} 中浮游生物的分类成分确定的。图中可见,在近 45 万年来共出现五次盐度的极大时段,它们均发生在冰期的盛期之时。

6.3.2 轨道参数与生态变迁

在地质时期,生态的变异受气候变化的影响很大。第四纪内由轨道参数变化引起的冰期和间冰期,对动、植物的兴衰和迁移有着重要的影响。而且,冰期和间冰期本身的确定,有许多就是利用植物群和动物群出现的种类数量作为其重要依据的。这方面在本章上述部分已涉及一些。

图 6.28 是中国晚更新世冰期和间冰期植物群分布的差异。由图中可见,冰期内的植物群分布要比间冰期南移很多。如亚热带植物的常绿阔叶林区的北界,在间冰期位于 35°N 附近,到冰期已南退到华南沿海一带。寒温带的暗针叶林和苔原植被分布的南界,在间冰期位于黑龙江省中部,到冰期南移至辽宁、吉林两省交界附近。

图 6.29 是欧洲和非洲 $0^{\circ}-15^{\circ}\text{E}$ 地区末次冰期与现今气候带、植被带的对比。欧洲和非洲的西部在末次冰期,植物带的北界如苔原、森林、地中海型植物等的北界,均比现在要偏南许多。

图 6.30 是近 180 万年以来南美哥伦比亚波哥大高原森林变迁与轨道偏心率、日射率变化的对照。由图中可见,森林的衰退时期,一般是轨道偏心率低值和夏季高纬度日射率

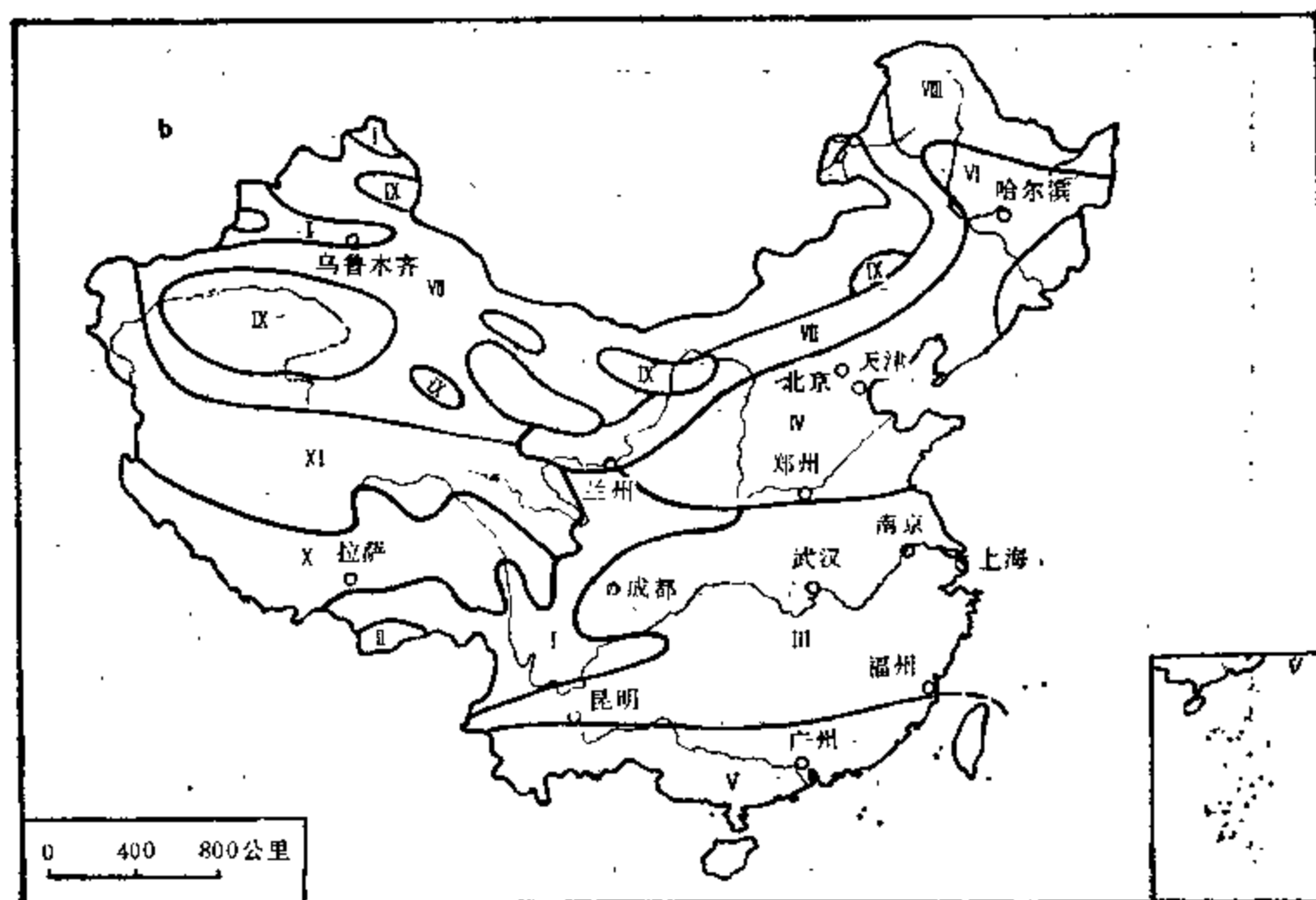
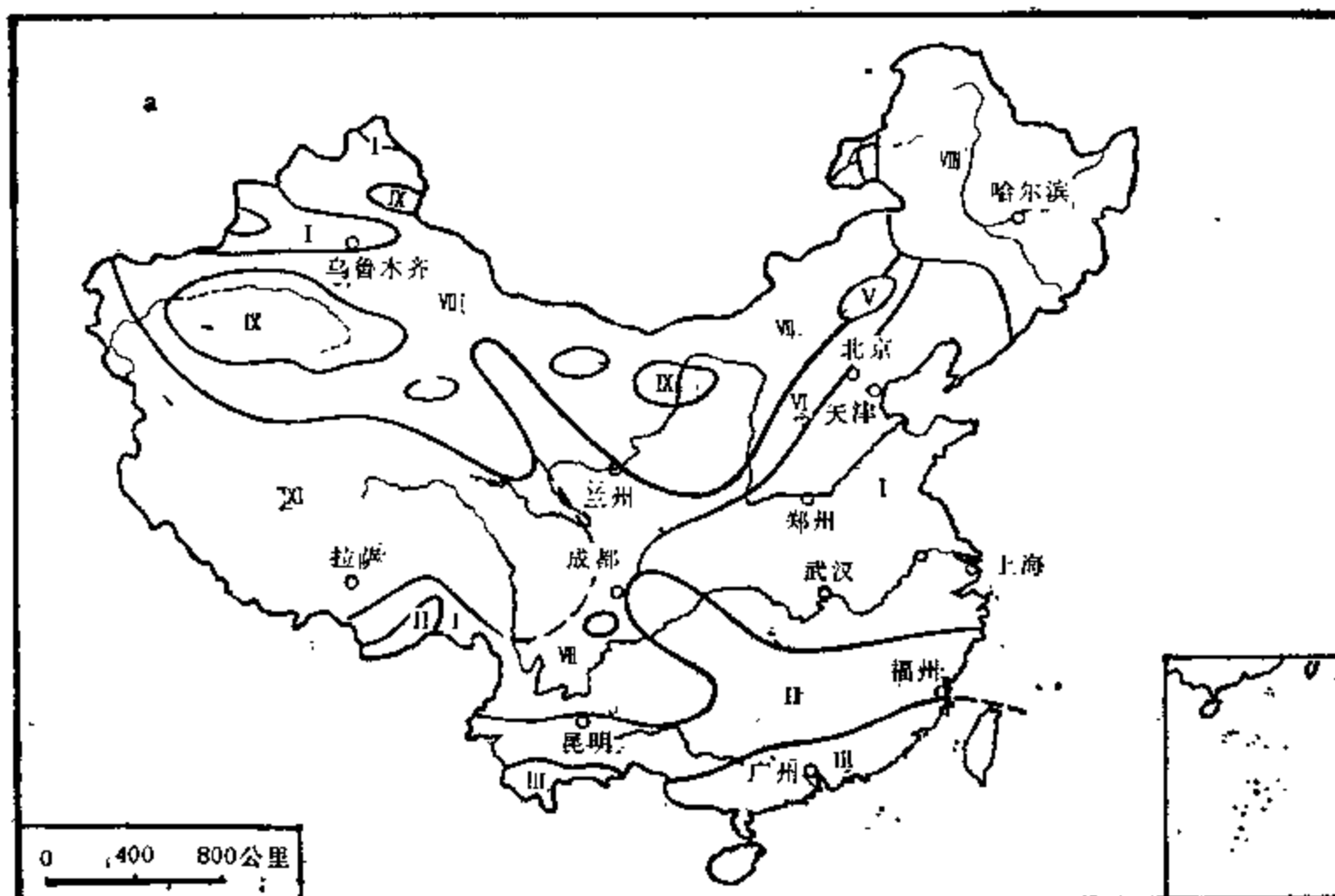


图 6.28 中国植物群在晚更新世冰期(a)和间冰期(b)的分布

I. 寒温带针叶林区; II. 针阔叶混交林区; III. 常绿落叶阔叶林区; IV. 温带、暖温带落叶阔叶林区; V. 常绿阔叶林区; VI. 森林草原区; VII. 草原区; VIII. 暗针叶林与苔原植被区; IX. 沙漠与荒漠植被区; X. 高原高寒植被区; XI. 冻土区

(杨怀仁、徐肇, 1985)

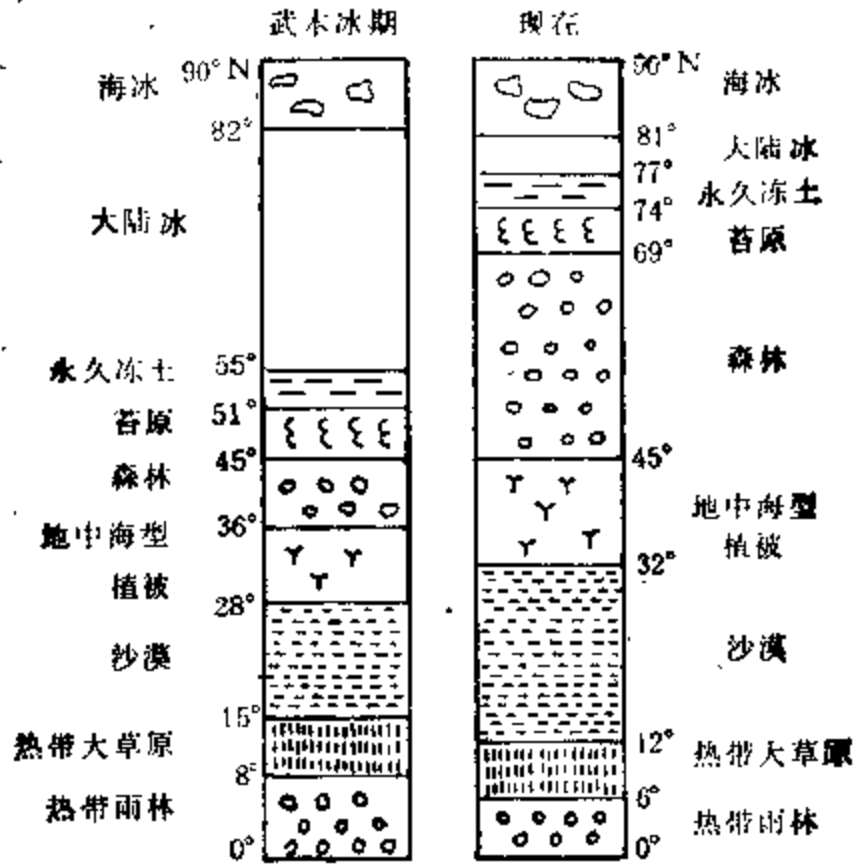


图 6.29 欧洲和非洲 0—15°E 区域末次冰期及现今的气候带和植被带 (Büdel, 1951)

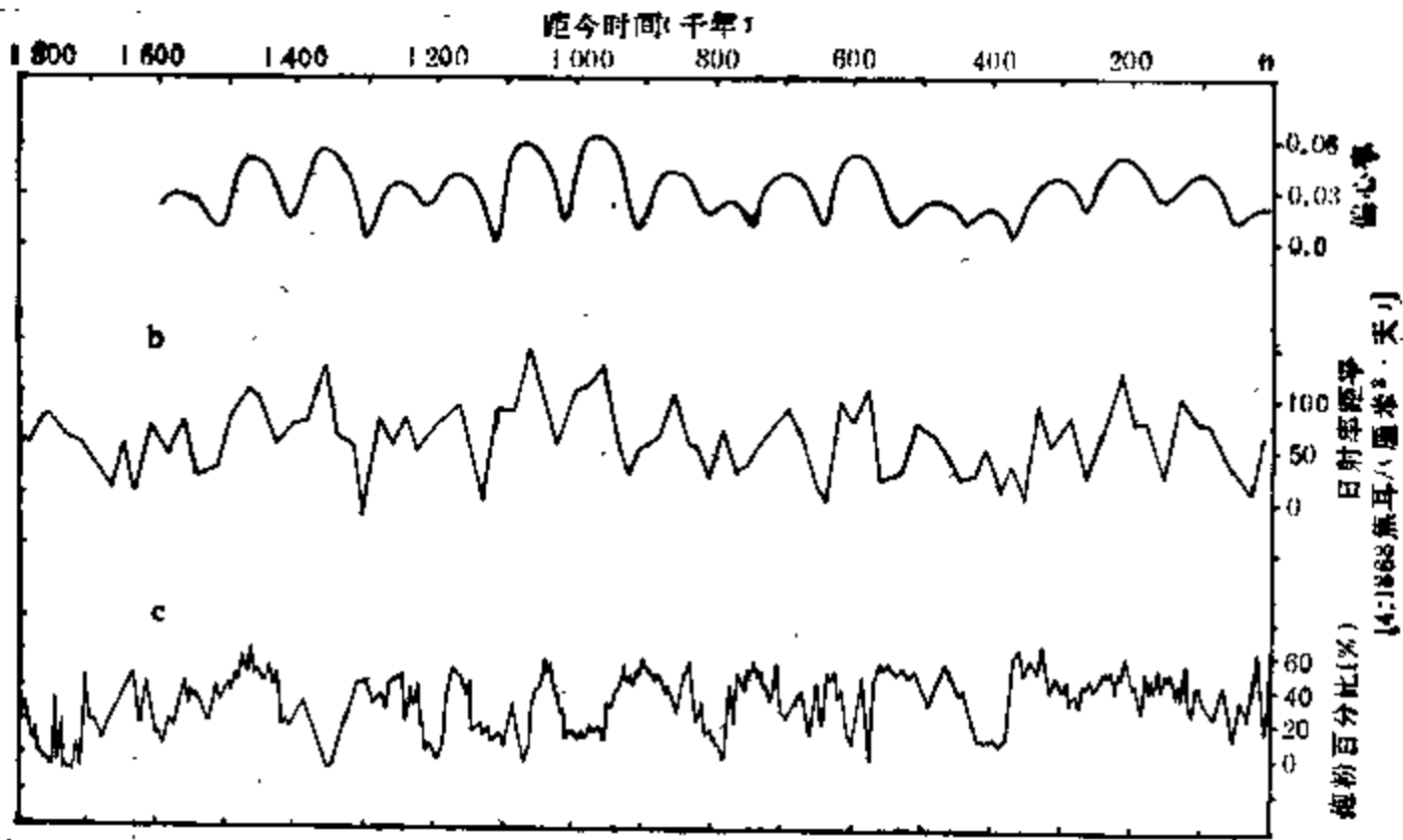


图 6.30 近 180 万年以来南美波哥大森林变迁与轨道偏心率、日射率
 a——地球轨道偏心率；b——60°N 夏季日射率峰值包络线；
 c——哥伦比亚波哥大森林变迁 (Hooghiemstra, 1984)

较弱时期。

在图 6.31 中，近 13 万年以来，北大西洋的浮游生物指数和地中海树木花粉百分比，在末次冰期比 10 万年前的间冰期大为减少，它们与氧同位素指示的全球温度变化都是同步的。

据徐钦琦(1986)研究，中国哺乳动物的南迁事件，目前已发现的有四次：140 万年

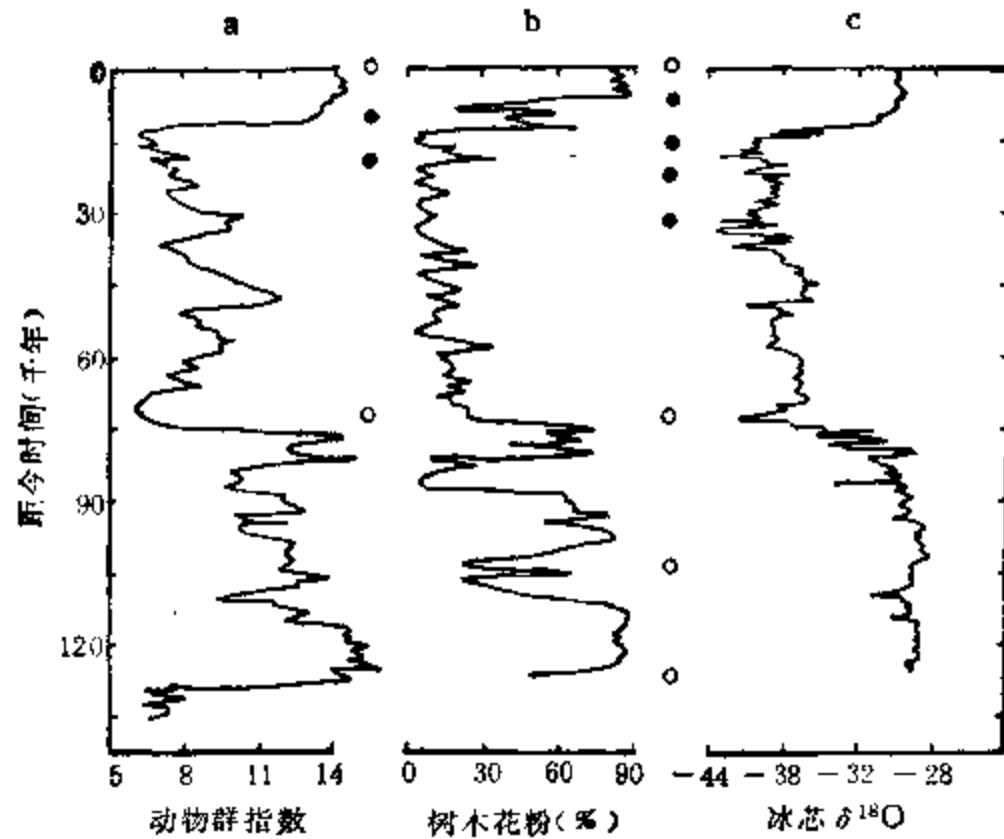


图 6.31 距今 13 万年以来北大西洋浮游生物和地中海花粉演变
 a——北大西洋浮游生物指数 (Sancetta *et al.*, 1973); b——地中海花粉 (马其顿湖) (Hammen, 1971); c——格陵兰岩芯 $\delta^{18}\text{O}$ 比值

前,与中国鬣狗首次出现相伴随,一批南方型动物如轴鹿、水鹿、四不象鹿等在华北各地消失,退至长江、淮河流域及以南地区;距今 90 万年前,大熊猫、剑齿象、獾、爪兽等大批南方型动物在华北普遍消失,退至长江流域及以南地区;距今 28—24 万年前,肿骨鹿、葛氏斑鹿、居氏巨河狸、棕熊等北方型动物南侵到长江北岸地区;距今 1.8—1 万年前,北方型动物如棕熊、麝、仓鼠等侵入到长江以南地区。这四次哺乳动物的南迁,都发生在第四纪内轨道偏心率极小的冰期时候。

6.3.3 轨道参数与地质、地貌变迁

在第四纪内,由地球轨道参数的变化及其引起的冰期、间冰期所造成的影响在地质、地貌方面也有丰富的证据。

由图 6.32 可见,反映干冷气候产物的黄土,其南界和东界在早更新世冰期位于西安-太原一线,中更新世冰期位于西安-郑州南-山东半岛一带,到晚更新世冰期已扩展到长江以南地区。由于温度升高,红土化作用的北界,在第四纪内最北时曾到达东北-河套一带,而现代红土的北界位于杭州-长沙-贵阳一线,两者差达 10—17 个纬距。我国东部地区现代冻土的南界位于黑龙江中部,而第四纪冰缘的南界曾南达 28.5°N 。

火山活动是地壳活动的一种重要形式。在末次冰期的中后期,火山活动可能出现过极大值(参见下节图 6.37)。这是由 Hamilton 和 Seliga 根据格陵兰冰岩芯中钙(灰尘)含量浓度得到的,认为主要是由火山活动所引起。从南极冰原 10°S , 11°W 处的一个冰芯中,也发现火山灰的影响与末次冰期之间有类似的关系。

我国长江口河道位置在末次冰期中发生过南北迁移。这种南北迁移与由轨道参数引起的温度变化和海平面变化,也有着一致的现象。由图 6.33 可见,近 10 万年以来,在大

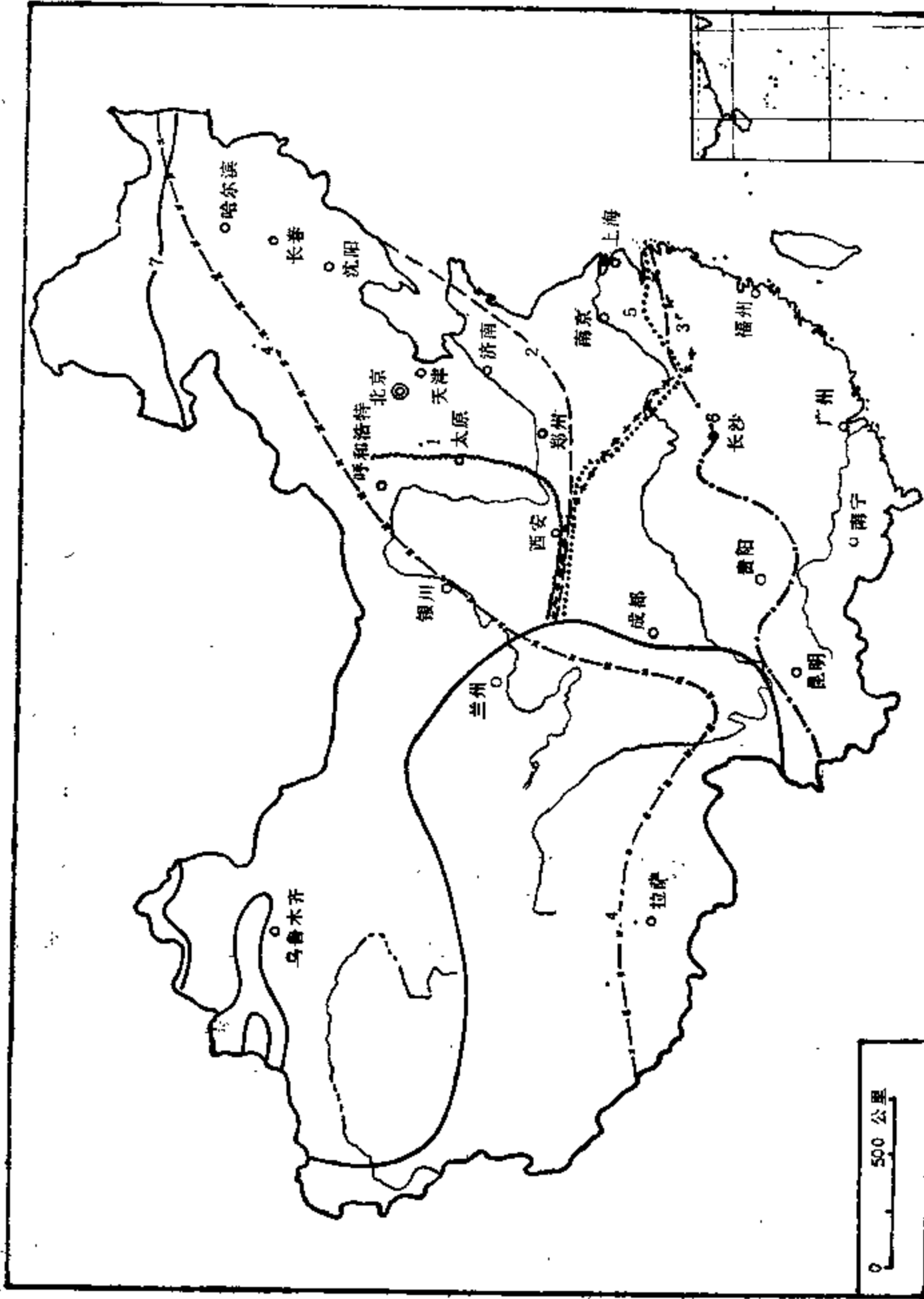


图 6.32 第四纪内中国黄土、红土、冻土、冰缘的分布界限
 1. 早更新世冰期黄土南界; 2. 中更新世冰期黄土南界; 3. 晚更新世冰期黄土南界; 4. 中更新世红土北界;
 5. 现代红土北界; 6. 第四纪冰期的冰缘南界; 7. 现代冻土界线
 (资料取自杨怀仁、徐肇, 1985)

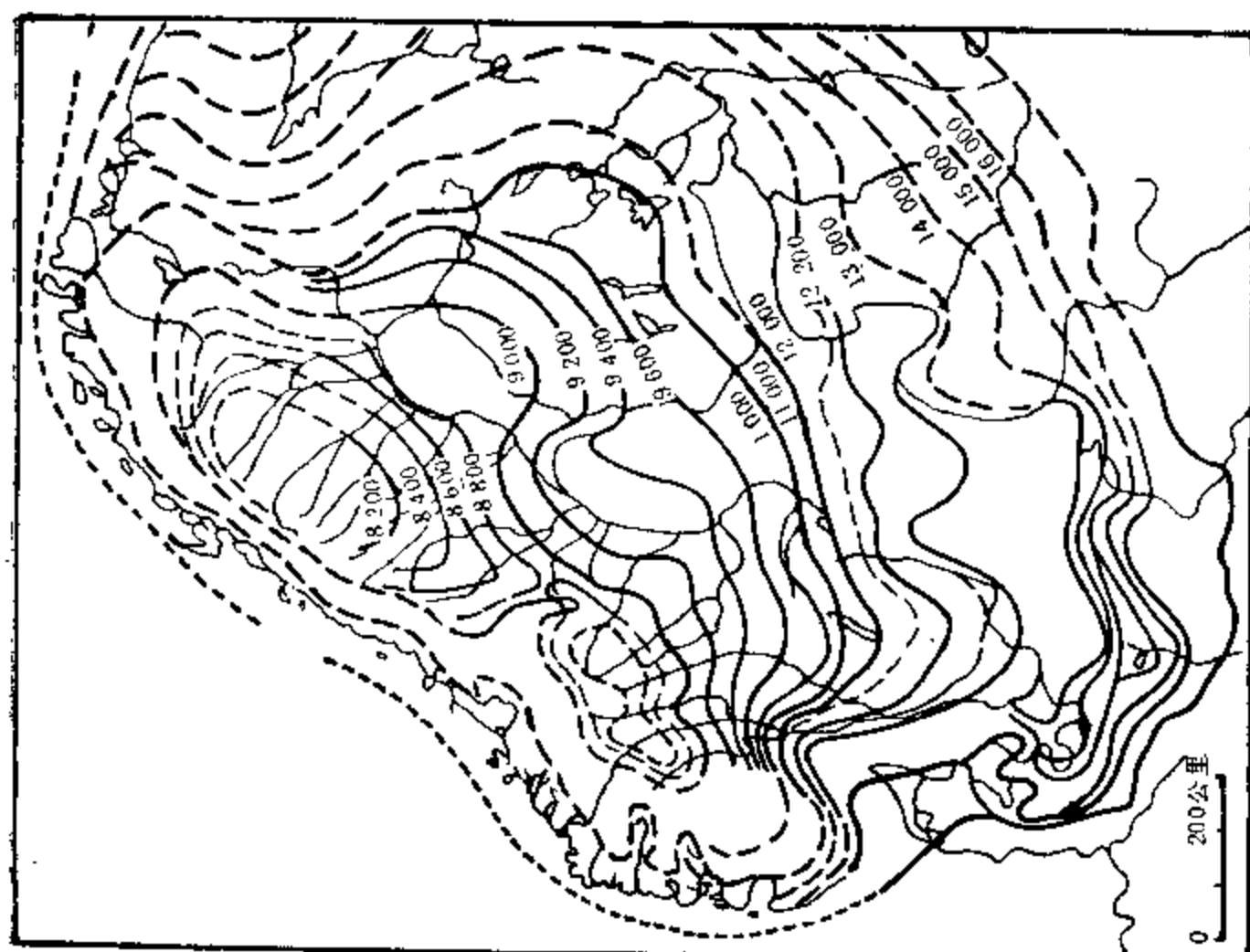


图 6.34 距今 1.8-0.8 万年前北欧冰原主体边缘不断退缩的位置
图中数字为距今年数 (DeGeer, 1954)

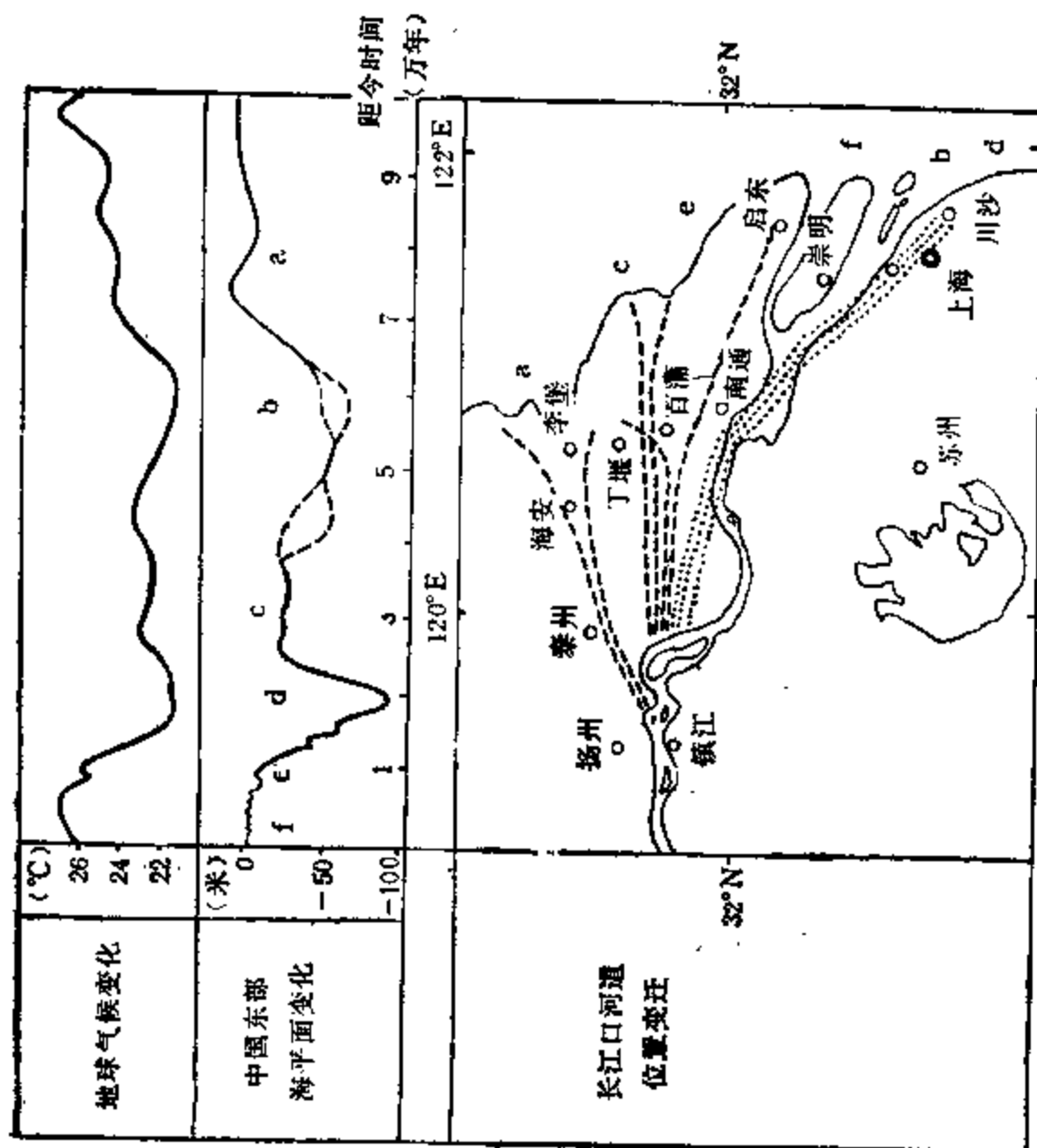


图 6.33 近 10 万年以来长江河口位置变迁与全球温度、海平面变化
a——大理冰期前; b——早大理冰期(W_1); c——大理冰期副间冰期;
d——晚大理冰期(W_2); e——距今约 1 万年前; f——现代长江
(杨怀仁等, 1985)

理冰期前的温暖期,长江口河道的位置最北,处在泰州-海安一带。在早大理冰期(即末次冰期的初期阶段,相当于第四纪气候阶段顺序 4),长江口河道南移至宝山-川沙一带。在大理冰期的副间冰期间(相当于第四纪气候阶段顺序 3),全球温度有一相对增暖期,长江口河道相应北移至丁堰-百蒲之间。在晚大理冰期(即末期冰期盛期附近,相当于第四纪气候阶段顺序 2),长江口河道又南移至宝山-川沙一线略偏南位置。其后,随着气候的转暖,在距今 1 万年前,又北移至南通-启东以北。其中,末次冰期的两次低值期,上海附近的长江口河道位置比现今长江口南岸还要偏南些。

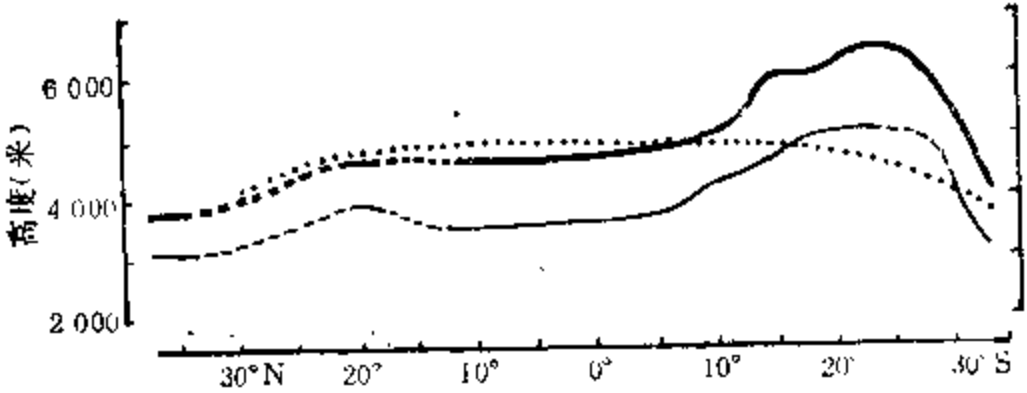


图 6.35 美洲落基山和安第斯山两侧 (37°N—35°S) 现今和冰期中的雪线高度比较
粗线为现今雪线,细线为冰期中雪线 (Hastenrath, 1971)

图 6.34 是北欧冰原主体的边缘从末次冰期盛期到冰后期的演变情形。可以见到,随着冰期盛期后气温的升高,冰原的退缩是很大的。图 6.35 是 37°N—35°S 沿落基山和安第斯山两侧的现今和冰期中雪线高度。由图中可见,在冰期中,雪线的高度比现今要降低 700—1500 米之多。

6.3.4 轨道参数与大气成分变化

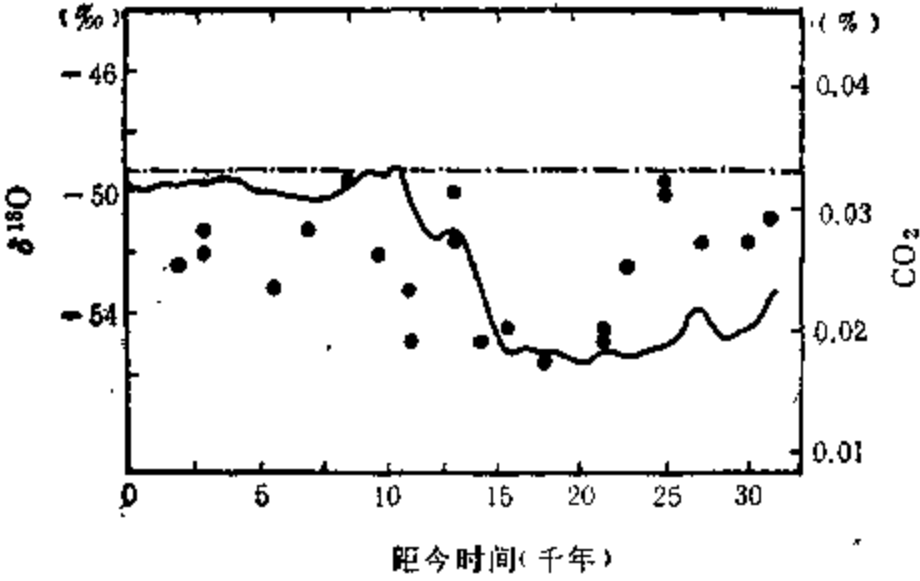


图 6.36 近 3 万多年以来南极大气 CO₂ 浓度的变化
黑点为南极冰芯取样 CO₂ 值;曲线为 δ¹⁸O 比值
(Delmas 等,1980)

在地球演化史上,大气中的 CO₂ 含量是有很大大变化的。现有的地质证据表明,在第四纪的冰期内,大气 CO₂ 含量曾经是较少的。图 6.36 是 Delmas 等(1980)根据南极冰岩芯取样得到的近 3 万多年以来大气 CO₂ 浓度的变化。图中可见,在冰期的盛期,大气 CO₂ 浓度为现今的一半左右。Broecker(1982)认为,冰期大气 CO₂ 减少 20% 是由于

海平面下降后的化学响应所致。这就是说,冰期内大气 CO₂ 的减少,是与轨道参数变化引起的冰期和海平面下降有关的。

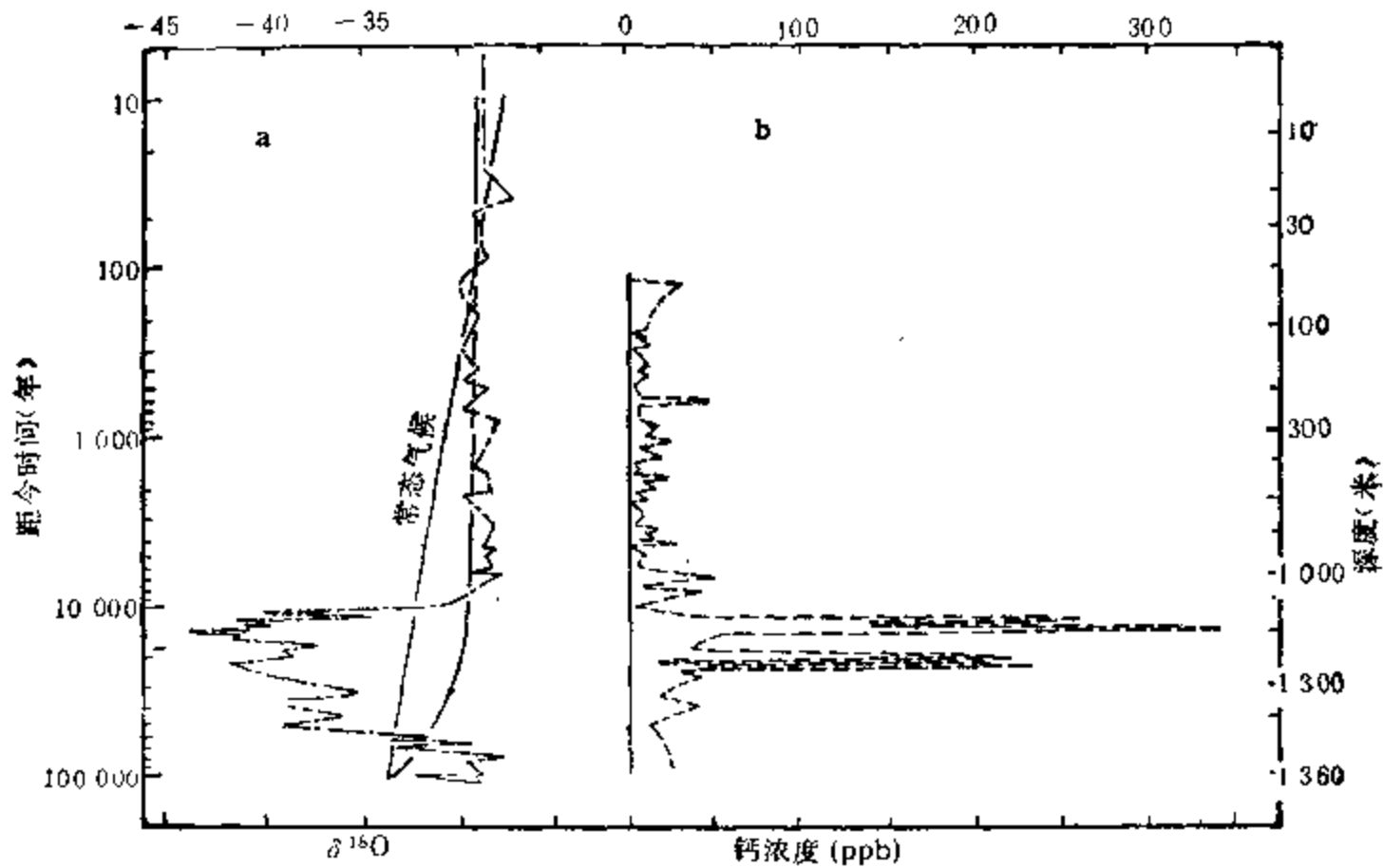


图 6.37 近 10 万年以来格陵兰冰岩芯 (77°N, 56°W) 钙浓度变化
 a—— $\delta^{18}\text{O}$ 比值; b——钙浓度
 (Hamilton and Seliga, 1972)

图 6.37 是由格陵兰冰岩芯得到的近 10 万年以来钙(灰尘)浓度的变化, 并被认为是由火山活动引起的灰尘降落所致。火山降落的灰尘最多年份大约在寒冷气候导致生物圈灾害性事件之后 1000 年。这表明, 地球轨道参数变化导致冰期发生后, 火山爆发的大气尘埃也随之增加了。图 6.38 是近 9 万年以来南极大气尘埃的变化, 其演变趋势与格陵兰是一致的。图中显示出冰期内大气尘埃增加 20 倍。

在地球轨道参数导致冰期之后, 大气 CO_2 含量的减少和火山灰的增加, 必然对大气温度的继续降低有着重要的反馈作用。

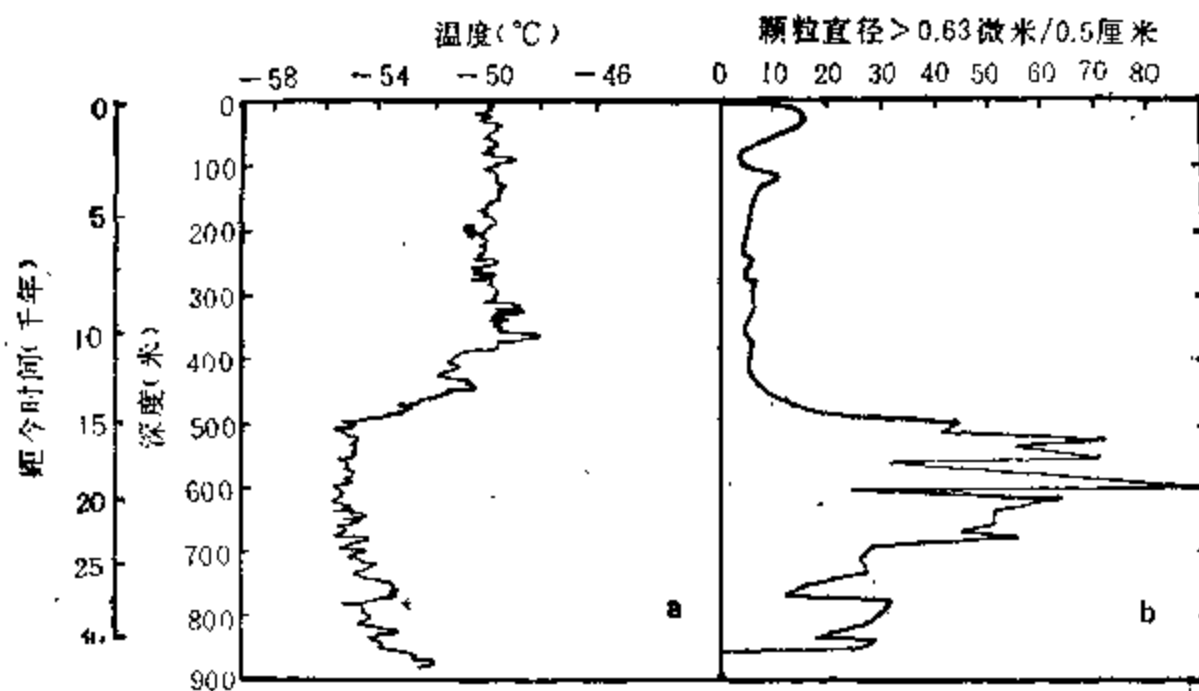


图 6.38 近 9 万年以来南极冰岩芯中氧同位素指示的大气温度变化
 (a) 和非溶性尘埃浓度显示的大气尘埃变化(b)
 (Péit 等, 1981)

有关第四纪的干湿变化和沙漠化与地球运动的关系,本书将在第八章中详细介绍。

§ 6.4 冰期气候及其天文成因的数值模拟研究

6.4.1 末次冰期气候模拟

1971年,国际上组织了由18个研究单位参加的CLIMAP(气候长期调查、制图和预报)计划。其目的是专门研究近100万年以来全球气候的主要变迁,再现当时的下垫面状况和气候状况,并以此作为大气环流模式的边界条件,对冰期气候进行模拟。

CLIMAP计划的负责人Gates(1976a,b)用一个两层大气环流模式,模拟了末次冰期盛期(距今1.8万年前)的气候状况。采用的边界条件是该计划得到的1.8万年前大陆边界、海表温度、冰原地形和地面反照率等。其中大陆边界条件是按当时海平面比现今下降80米估计的。冰期8月全球平均的海温距平为 -2.3°C 。模式的网格取 4° (纬距) $\times 5^{\circ}$ (经距)。模式取对流层 $\sigma = \frac{1}{4}$ 和 $\sigma = \frac{3}{4}$ 两层(大致接近400和800百帕)的温度和风速,采用垂直坐标 $\sigma = (p - p_T)(p_s - p_T)^{-1}$ 。 p 为气压, p_T 为对流层顶200百帕的气压, p_s 是地面气压。在 $\sigma = 0, 1$ 处,边界条件 $\dot{\sigma} = 0$,在 $\sigma = \frac{1}{4}$ 处,大尺度垂直运动由 $\dot{\sigma}$ 所决定。模式给出的方程为

$$\frac{\partial}{\partial t} (\pi V) + V(\nabla \cdot \pi V) + (\pi V \cdot \nabla) V \pm 2\pi \dot{\sigma}_2 \bar{V} + \pi f/k$$

$$\times V + \pi \nabla \phi + \sigma \pi \alpha \nabla \pi = \pi F, \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\pi T) + \nabla \cdot (\pi T V) \pm 2(p/p_0)^k \pi \dot{\sigma}_2 \theta - \frac{\pi \alpha \sigma}{c_p} \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + V \cdot \nabla \pi \right) = \frac{\pi Q}{c_p}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (\pi q) + \nabla \cdot (\pi q V_h) = 2g\rho_w(E - P), \quad (3)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \nabla \cdot (\pi \bar{V}) = 0, \quad (4)$$

$$2\pi \dot{\sigma}_2 + \nabla \cdot (\pi V') = 0, \quad (5)$$

(1),(2)式分别用于模式的上面一层($\sigma = \frac{1}{4}$)和下面一层($\sigma = \frac{3}{4}$),大致接近400百帕和800百帕等压面。(3)式仅适用于下面一层。在此, $\pi = p_s - p_T$, V 为水平风速, F 是单位质量的水平摩擦力, T 为温度, Q 为单位质量的非绝热加热率, q 为比湿, E 和 P 分别为总的蒸发率和降水率, $\dot{\sigma} = d\sigma/dt$ (对 $\sigma = \frac{1}{2}$), ∇ 为对 σ 面的水平梯度算子。 \bar{V} 和 θ 表示 $\sigma = \frac{1}{4}$ 和 $\sigma = \frac{3}{4}$ 层的速度和位温的平均,同时 $V' = \frac{1}{2}(V_1 - V_3)$,为风的垂直切变, $V_h = \frac{1}{2}(2V + 3V')$ 是在假设 $\sigma = \frac{7}{8}$ 层用水汽的水平平流外推的风。另外的符号是通常所指的, f 为科氏参数, k 为单位垂直速度, ϕ 为重力位势, α 为比容, c_p 为定压比热, g 为重力加速度, ρ_w 为水的密度, p_0 为参考气压,以及 $k = 0.286$ 。

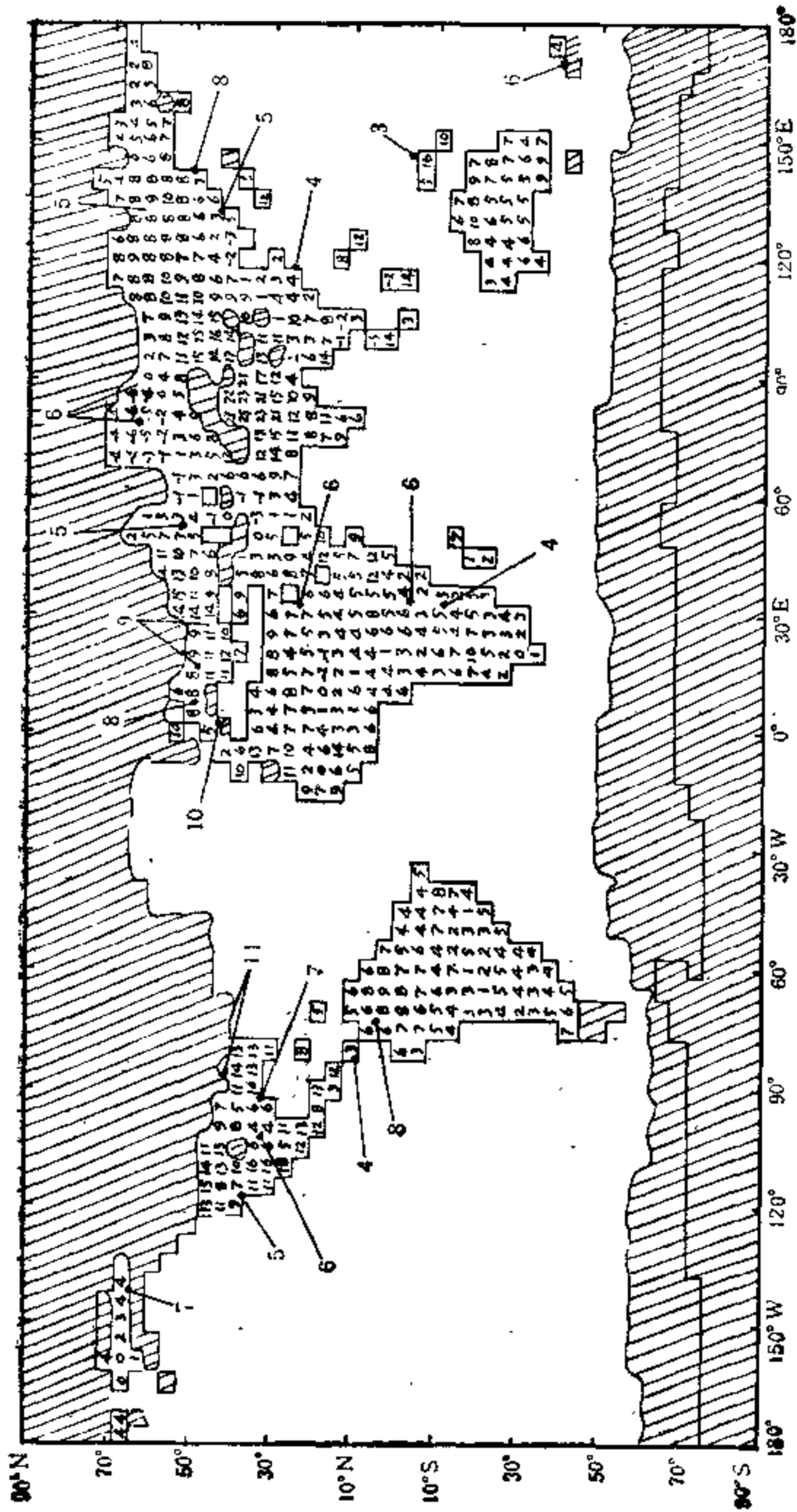


图 6.39 模拟无冰大陆冰期 7 月地面气温与现今的差异(现在的温度减冰期温度,单位 $^{\circ}\text{C}$)
(Gates, 1976_a)

Gates 据此模拟的结果，给出了 1.8 万年前冰期 7 月大陆地区地面气温、800 百帕和 400 百帕的气温和位势、海平面气压、800 百帕相对湿度、总云量、降水率、蒸发率和地面热量平衡。图 6.39 是冰期 7 月无冰大陆模拟的地面气温与现代地面气温之差。得到冰期 7 月地面气温比现代全球平均低 4.9°C ，其中无冰大陆比现在平均低 5.8°C 。图中可见，冰期气温比现在冷得最多的是我国青藏高原，其次是美国西部和中欧一带。

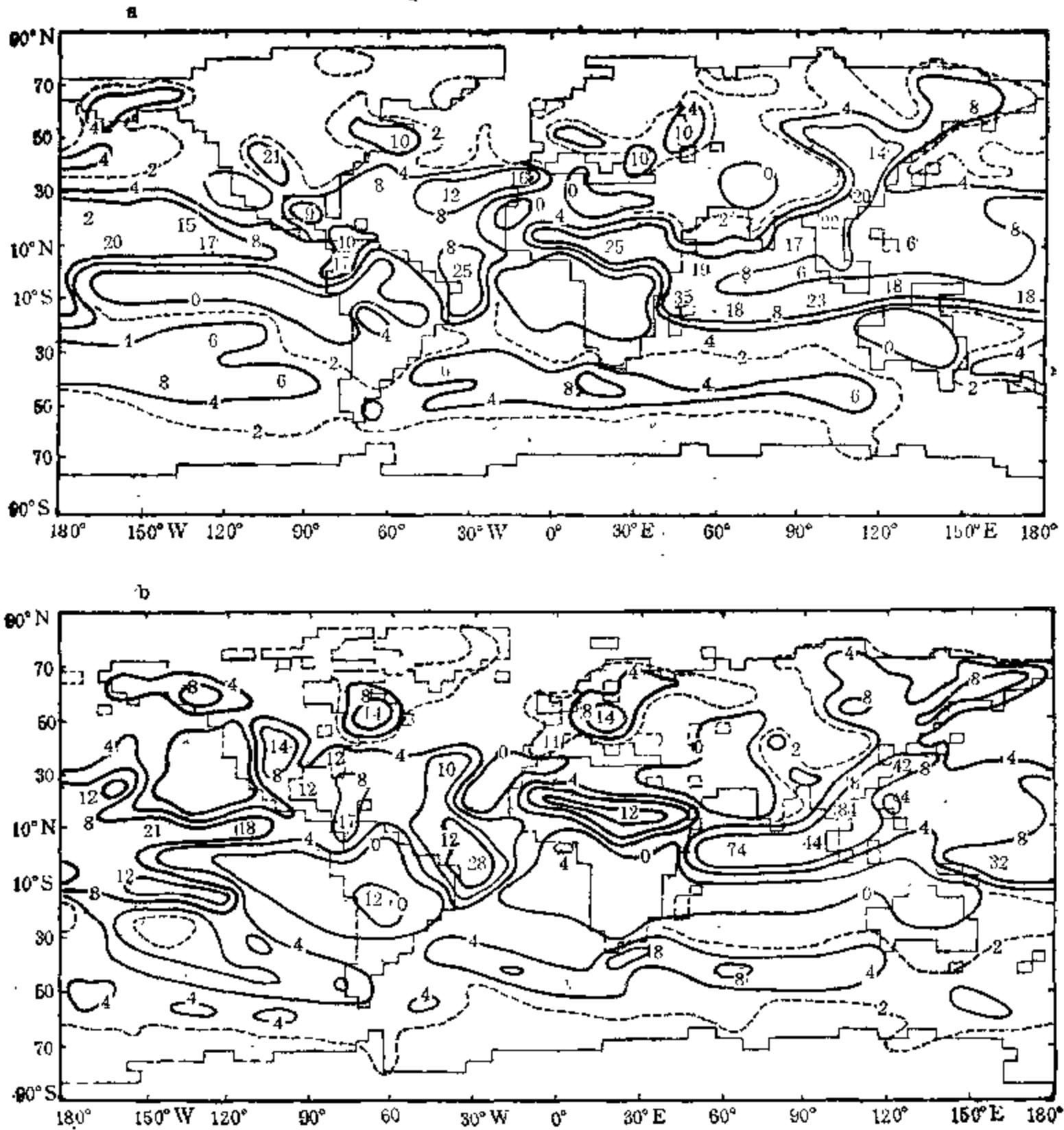


图 6.40 冰期 7 月(a)降水率(毫米/天)的模拟与现今 7 月(b)的比较

图 6.40 是模拟的冰期 7 月降水率与现代的比较。在北半球大部分地区，冰期的降水均比现在要少。仅在美国西北部、东大西洋 30°N 附近、中亚和西伯利亚部分地区，以及我国东北等地，冰期的降水比现在略多。

6.4.2 轨道参数影响冰期气候的数值模拟

用轨道参数引起的日射率变化进行冰期气候的数值模拟，现已有多种途径的模拟方法。

Imbrie(1980) 采用一个简单的非线性模式进行了模拟。他认为，冰期陆地冰原增长的时间比收缩的时间要长得多，这是一种非线性作用。在模式中对偏心率频率需要取非线性形式，其方程为

$$\frac{dy}{dt} = \begin{cases} \frac{1+b}{T_m}(x-y) & \text{当 } x \geq y \text{ 时,} \\ \frac{1-b}{T_m}(x-y) & \text{当 } x \leq y \text{ 时,} \end{cases}$$

式中 x 为 $\varepsilon + \alpha e \sin(\omega - \phi)$; ε, e, ω 为黄赤交角、偏心率 and 近日点黄经; α, ϕ 为可调参数, 分别取 -2 和 2000 年; y 为标准偏差单位; T_m 为平均滞后系数, 取 17000 年, 冰的增长和融化的滞后系数为 4:1; b 为非线性系数 ($0 \leq b \leq 1$), 规定 b 较大相当于 T_c/T_w 较大, T_c, T_w 为气候变冷和变暖。利用这一非线性响应方程, 将轨道参数在 65°N 7 月份的辐照度变化作为输入, 计算过去 25 万年至未来 10 万年的气候变化, 得到的结果如图 6.41 所示。由图可见, 模拟的结果与 25 万年以来气候的实际变化趋势较为一致。

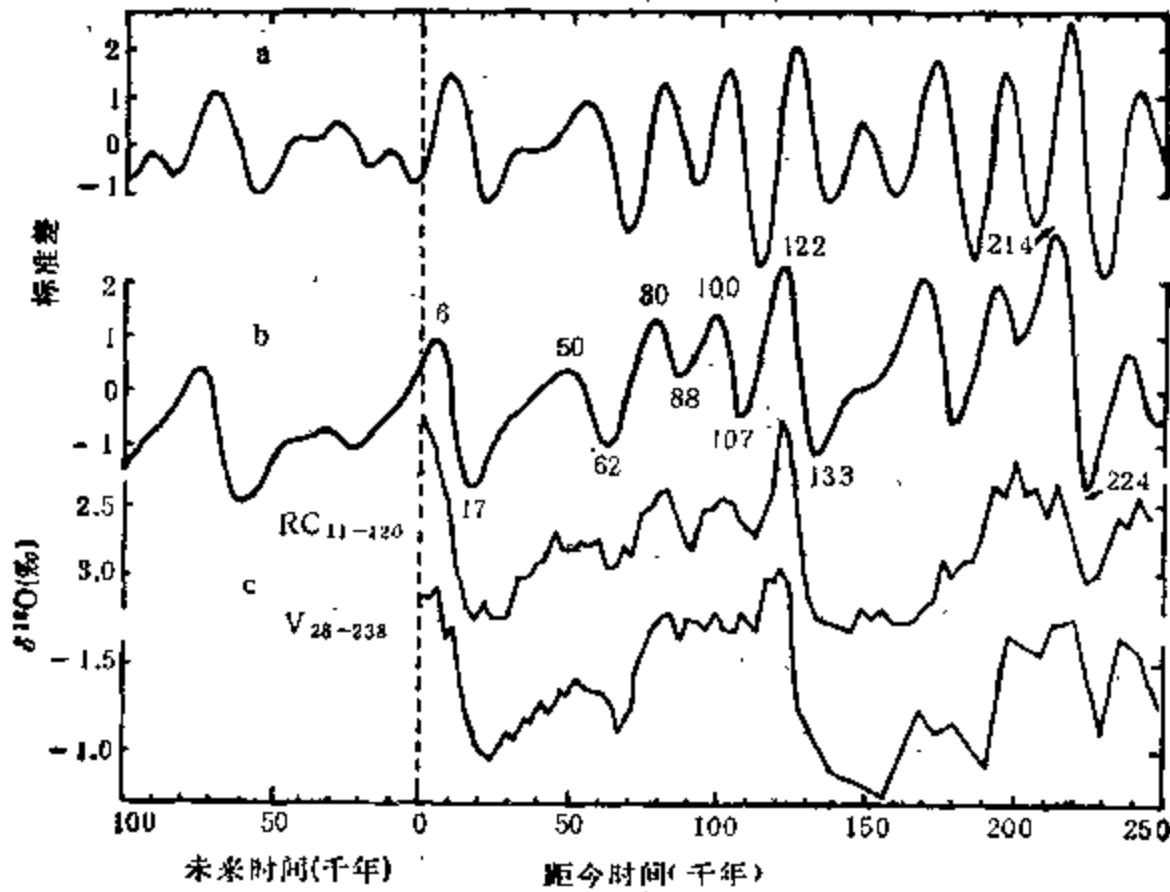


图 6.41 近 25 万年至未来 10 万年间的模拟

a——模式输入的 65°N 7 月辐射量变化 (轨道参数变化引起); b——模式输出结果; c——实际气候变化 (RC11-120 和 V28-238)

(Imbrie, J. and J. Z. Imbrie, 1980)

North 等(1984)采用一个二维的能量平衡模式进行模拟。其方程为

$$\frac{C(\phi)\partial T(\phi, t)}{\partial t} - \nabla \cdot D(x)T(\phi, t) + A + BT(\phi, t) = QS(x, t)a[x, T(\phi, t)]$$

式中 P 为地球表面的点, t 为时间(年), T 为在 P 点 t 时刻的温度($^{\circ}\text{C}$), x 为纬度的正弦, $D(x)$ 为在 x 上的各向同性的热量扩散系数, $A + BT$ 为经验的红外辐射标准(瓦/米²), Q 为太阳常数, a 为共同反照率, $C(P)$ 为地方的有效热容量。他们对距今 11.5 万年前的

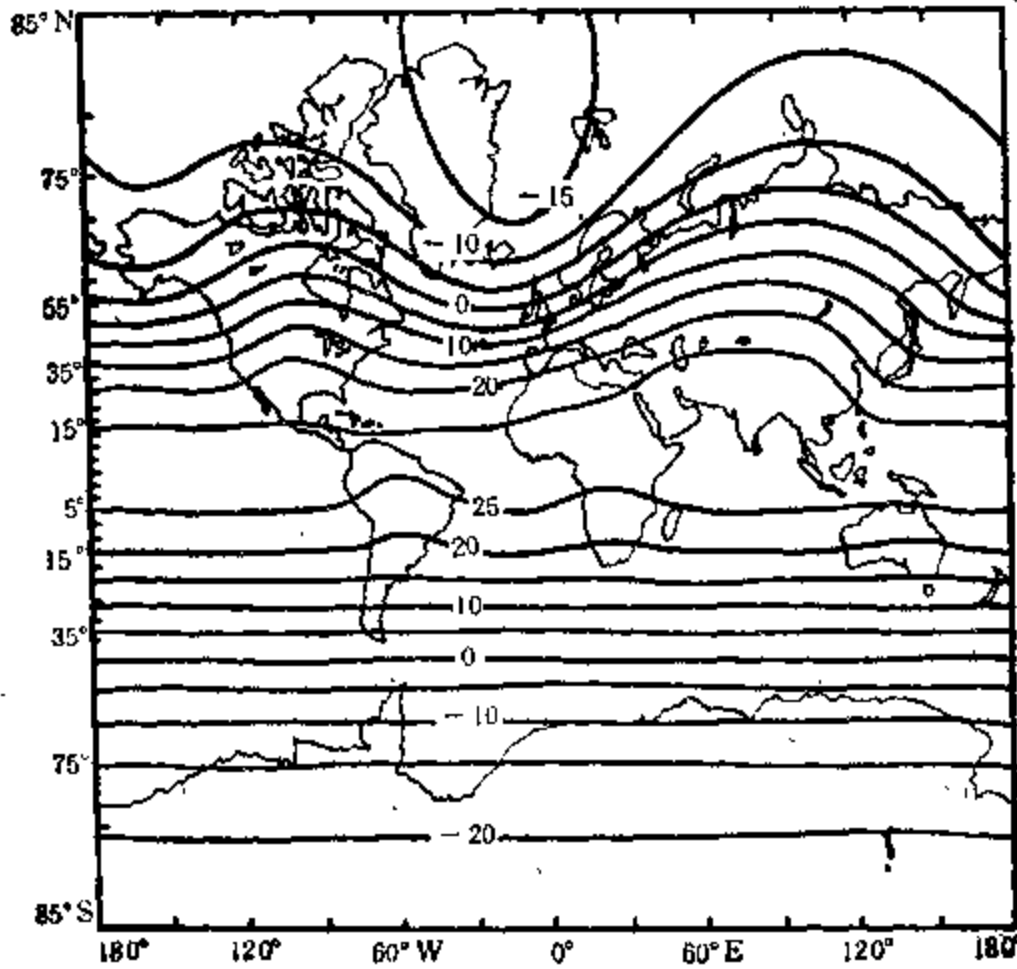


图 6.42 对距今 11.5 万年前 7 月温度($^{\circ}\text{C}$)由地球轨道参数强迫和冰面反馈引起的变化的模拟结果 (North *et al.*, 1984)

轨道参数(当时黄赤交角较小、北半球夏季处远日点, 偏心率较大), 用上述方程模拟当时北半球 7 月温度场。结果表明轨道强迫效应加入冰面反馈作用后, 可以引起广泛的冰川作用, 轨道参数的缓慢变化有利于冷夏并突然过渡到一个大的不对称冰盖的出现, 当时全球平均温度比现在约低 1°C 。其模拟的结果, 当时冰原分布与地质记录较为一致(见图 6.42)。

这一气候模拟的年代, 当时正处偏心率最大之时, 气温由间冰期盛期开始急剧下降。但是, 为何冰期的盛期出现在偏心率最小的 1.8 万年前, 这一问题在模拟中尚未很好解

答。对此, 有的主张用共振作用加以解释。如 Pollard (1984) 给出了一个冰盖模式, 说明基岩的载荷对全球气候冰量的影响。认为在不考虑基岩反应情况下, 全球冰量按黄赤交角、近日点相对进动的周期进行变化, 若考虑基岩反应并假定基岩的受载和卸荷的时间拖后 1 万年, 那么模式预测的全球冰量受 10 万年左右的周期所控制。

我们已在 6.23 节指出, 冰期的准 10 万年周期变化, 需要考虑由偏心率变化引起的日地平均距离的变化以及高、低纬度之间的热量交换问题。关于反馈问题, 除已考虑的冰面反馈作用, 我们认为尚需考虑冰期内大气 CO_2 含量减小和火山灰增加这两种反馈作用。上面已指出的冰期内大气 CO_2 含量比现在减少一半, 这必将减弱温室效应, 促使大气温度的进一步下降。冰期内由火山活动引起的大气尘埃增加 20 倍, 这又可能使平流层尘埃增加, 导致大气温度的更进一步的下降。可以认为, 冰期的形成是由于地球轨道参数变化导致夏季高纬度地区日射量减少, 以及由此引起的地球系统内部一系列的反馈作用的综合效应所致。这些, 在冰期气候的模拟中, 可以进一步加以考虑。

第七章 地球跟随太阳绕银河系运动 与地球系统大旋回

我们在上面几章中讨论了地球的自转和公转以及它们的种种变化与全球变化之间的关系。本章进一步讨论地球更为壮观的运动——它跟随太阳围绕银河系中心作旋转运动及在银道面上、下往返运动与地球系统大旋回,即准周期性的重大变异的关系。大量的地质记录表明,地球的此种超长期运动,对于全球变化可能有着更加重大的影响。

§ 7.1 太阳穿越银道运动与地球系统异常

太阳带领地球和其它行星在围绕银河系中心运动时,并不是简单地沿银道面作规则的椭圆曲线运动,而是在银道面上、下往返作螺旋式前进运动,如图 7.1 所示。太阳系这种穿越银道面的周期,据 Innanen (1978) 计算为 6700 万年,即太阳系两次穿越银道面的间隔时间为 3300 万年。太阳系在银道面上、下振动的范围大约 ± 80 秒差距(1 秒差距 = 2.06×10^5 日地距离或 3.26 光年)。目前,太阳位于银道面以北 8 秒差距处,即将穿越银道面。本节中,我们将给出与之相应的全球变化的地质证据。

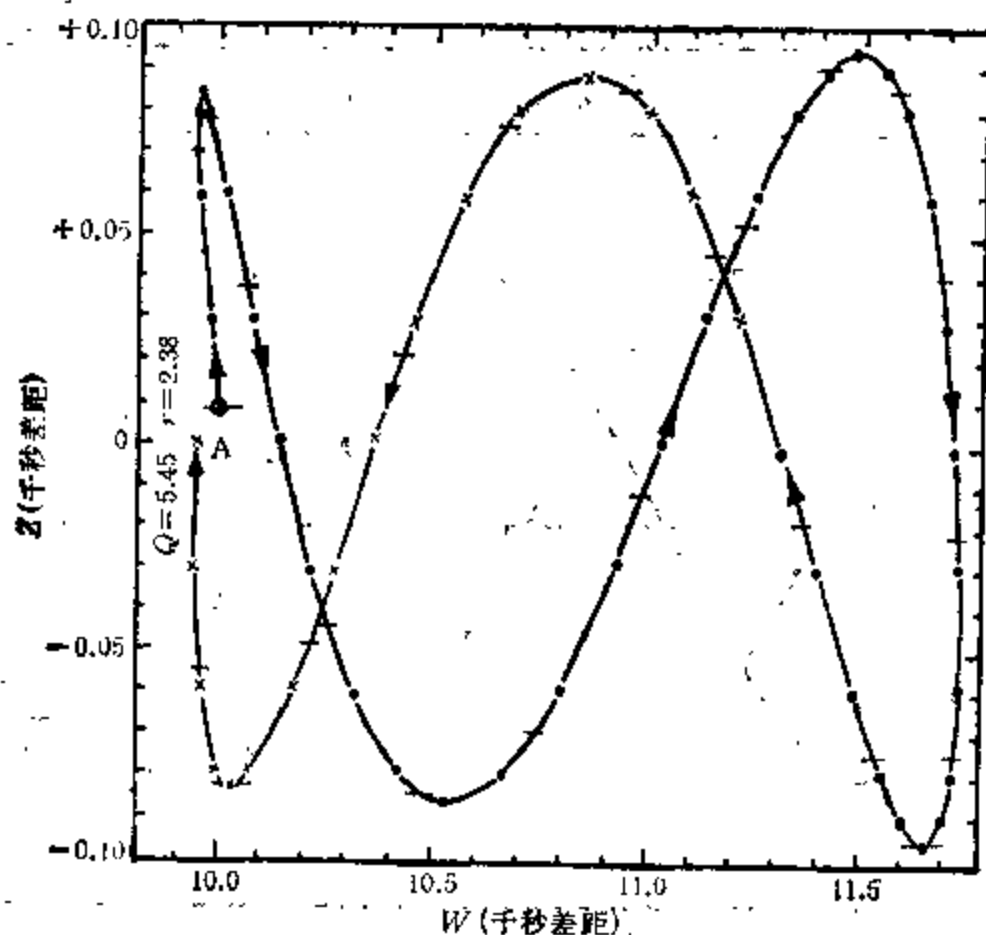


图 7.1 太阳系绕银心旋转时穿越银道面的运动轨道

Z 为至银道面的垂直距离; W 为至银心的距离; 1 千秒差距 = 3 261.633 光年;
两短线之间为 1000 万年

7.1.1 太阳穿越银道运动与地质纪分界

图 7.2 是距今 6 亿年以来,太阳系在银道面上、下往返运动的轨迹,以及地质年代上各个地质纪的所处时段。表 7.1 中给出了地质纪的分界时间和持续时间,以及太阳穿越银道运动相应的特征点时间。由图 7.2 和表 7.1 可见,中生代以来,包括三叠纪、侏罗纪、白垩纪和第三纪,它们分界的时间分别为距今 1.95, 1.37, 0.67 亿年前,而太阳由北向南穿越银道面的时间分别为 1.97, 1.35, 0.64 亿年前,两个系列的时间符合得很好,纪的分界时间,均为太阳穿越银道面之时,一个纪的时间长度正好是太阳穿越银道面完成一整周的

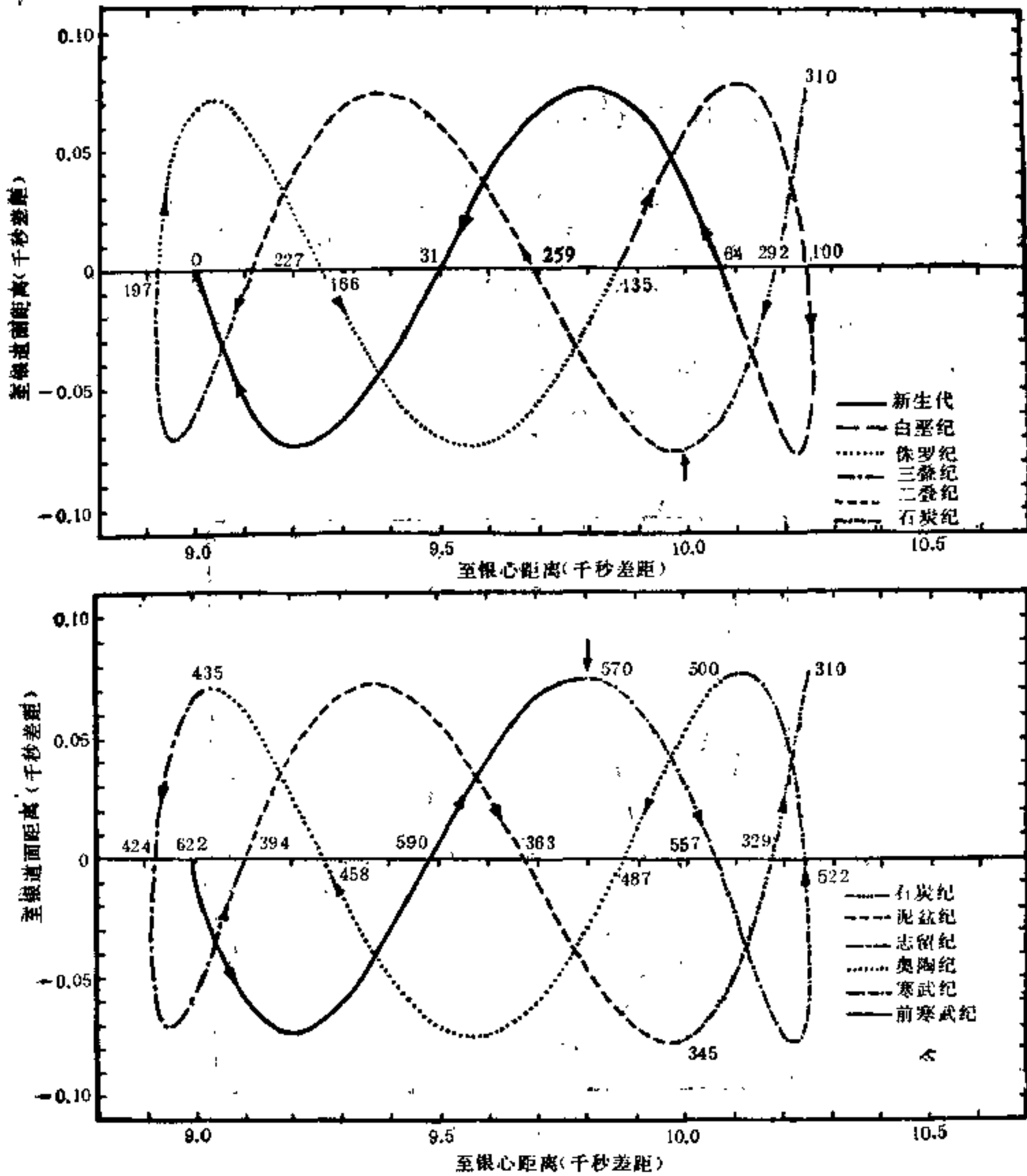


图 7.2 太阳往返银道面运动与地质纪的分界

图中数字为距今时间(单位: 百万年). 1千秒差距 = 3261.633 光年。(Innanen 等, 1978)

时间。在中生代之前,地质纪的分界时间大多为太阳处在远离银道面之时,纪的时间长度大多也为太阳往返银道面的整周,仅在二叠纪和三叠纪的分界(即古生代与中生代的分界)、志留纪和泥盆纪的分界各有一转折,其间隔时间分别为太阳穿越银道面运动的 1/2 周和 3/4 周。这就是说,近 6 亿年以来,地质史上纪的分界时间与太阳系往返银道面运动的位相存在着较好的相关关系。

表 7.1 地质年代与太阳往返银道面时间对照表

代	纪	持续时间 (百万年)	纪的分界年代 (百万年)	太阳过银道面时间 ¹⁾ (百万年)
新生代 K _z	第四纪Q	2.5	2.5	
	第三纪R	64.5		
中生代 M _z	白垩纪K	70	67.0	64
	侏罗纪J	5.8	137	135
	三叠纪T	3.5	195	197
			230	227
古生代 P _z	二叠纪P	5.5	285	(280)
	石炭纪C	6.5	350	(345)
	泥盆纪D	5.0	400	394
	志留纪S	4.0	440	(435)
	奥陶纪O	6.0	500	(500)
	寒武纪E	7.0	570	(570)
元古代P ₁	寒武纪E			

1) 加括号者为太阳通过离银道面最远时的时间。

由历史地质学可知,地质年代是根据地壳岩石形成的时间和顺序划分的,地质年代的分界一般标志着岩石的形成和古生物的发展阶段在其前后有着重大的差别。例如,三叠纪的生物发展阶段与二叠纪的不同主要在于,腕足类减少,迷齿类绝迹,爬行类发展,哺乳类出现等。侏罗纪与三叠纪的主要差别在于,箭石、菊石兴盛,恐龙发展,鸟类出现等。白垩纪与侏罗纪的主要差别则是,有孔虫兴盛,菊石和箭石渐趋绝迹等。

图 7.3 是地质构造活动指标的时间变化,由不整合、假整合和整合数据统计得到。由图可见,在纪的分界线附近,都是地质构造运动的增强时期,它们发生的周期大多与太阳往返银道面的周期大体一致。

由此可见,标志地质构造运动和古生物发展阶段的地质纪的分界时间,恰好与太阳往返银道面运动的特征点时间相吻合,这一事实是有重要意义的,表明它们之间有可能存在

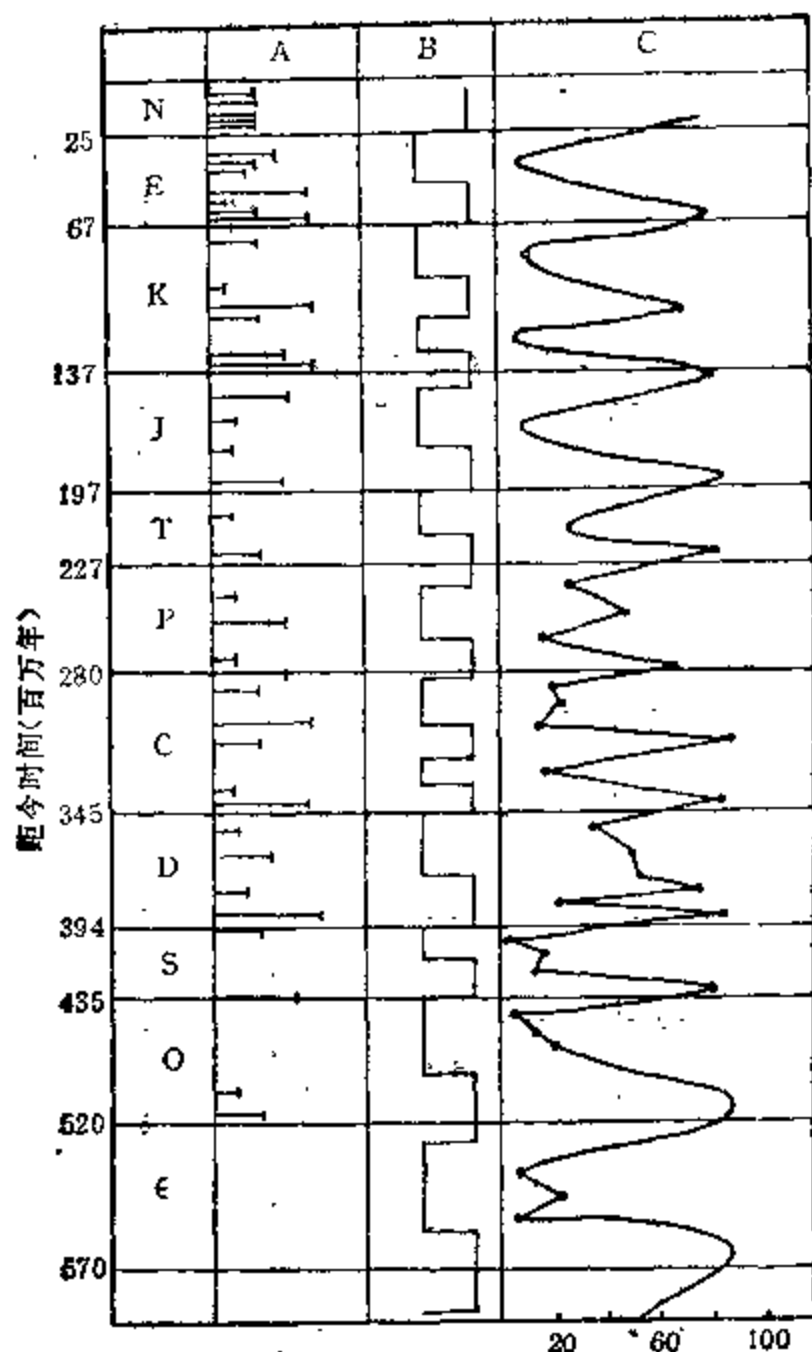


图 7.3 地质构造活动指标的时间变化
A,B,C 由地层剖面的不整合、假整合和整合数据统计得出 (Максимов и др., 1977)

着某种物理联系。

7.1.2 太阳穿越银道运动与古温度异常

图 7.4 是距今 1 亿年以来,根据钙质介壳化石中氧同位素含量测定的古温度变化。图中可见,在新生代,洋底及高纬度地区洋面的古温度值是逐渐下降的。在下降过程中出现了温暖期(相当于繁种幕)和寒冷期(相当于稀种幕)的反复交错。在距今 3 000 万年、6 200 万年和 9 400 万年前,为古温度变化的低值时期。我们按图 7.2 在图 7.4 中标出太阳通过银道面的时间,即 3 100 万年、6 400 万年和 1 亿年前。可见, Fischer 确定的古温度低值时间与太阳通过银道面的时间是一致的。从图中的实际低温时间来看,似与太阳过银道面的时间更为接近。

图 7.5 是 Fischer 和 Arthur (1977) 给出的近 2 亿年以来的古温度变化,系根据古生物残骸化石(方解石)中的氧同位素比值确定的。图中, Fischer 确定的低温时间分别为距今 3 000 万年、6 200 万年、9 400 万年、1.26 亿年和 1.58 亿年附近,认为这些低温期的间隔时间为 3 200 万年左右。我们在此图中标出了太阳穿越银道面的时间分别为距今

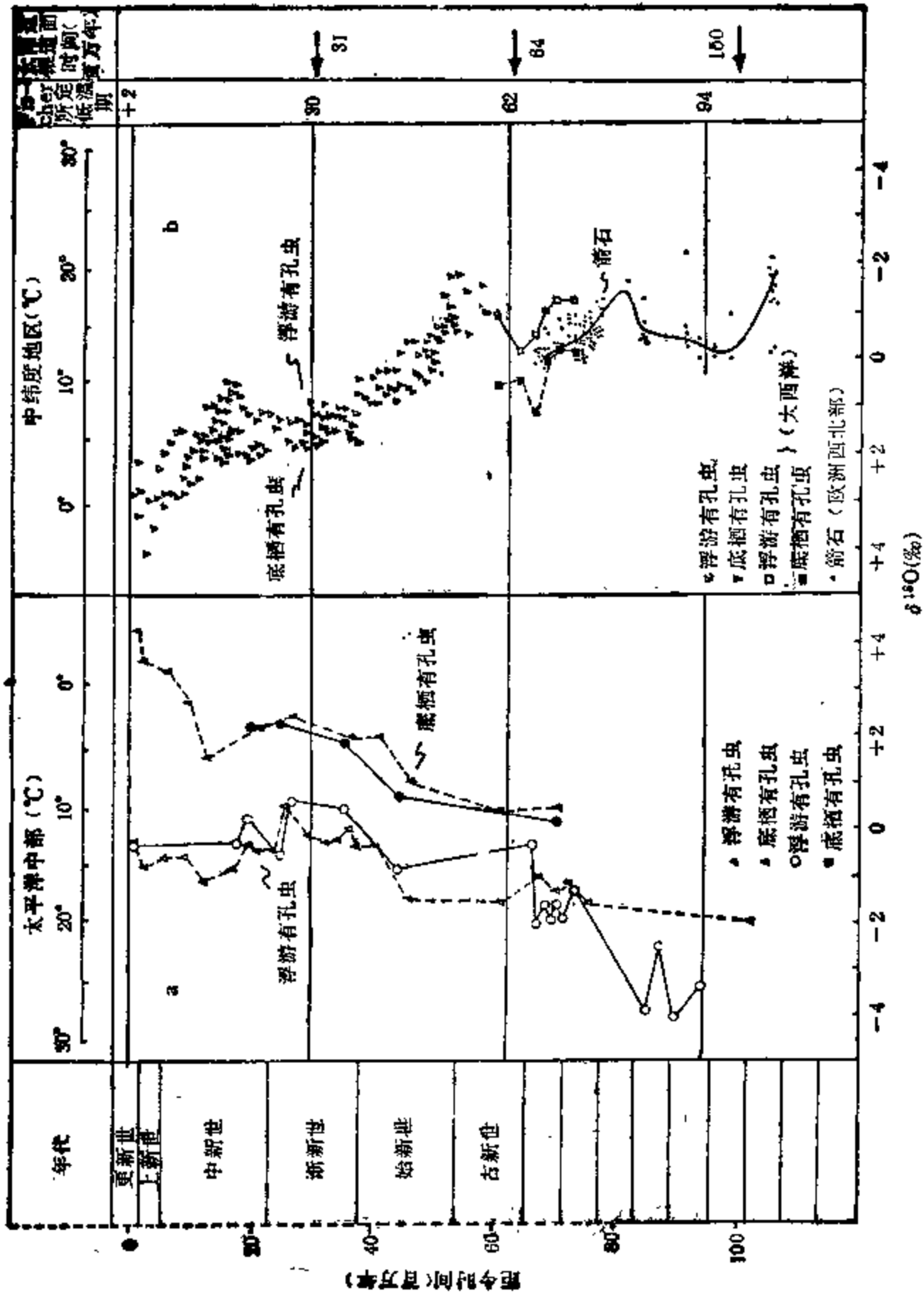


图 7.4 距今 1 亿年以来古温度变化与太阳穿越银道时间
 a——由底栖和浮游有孔虫测定的太平洋热带地区的洋底和洋面的古温度曲线； b——由底栖浮游有孔虫及箭石测定的太平洋中纬度地区的洋底和洋面的古温度曲线
 (Fischer and Arthur, 1977)

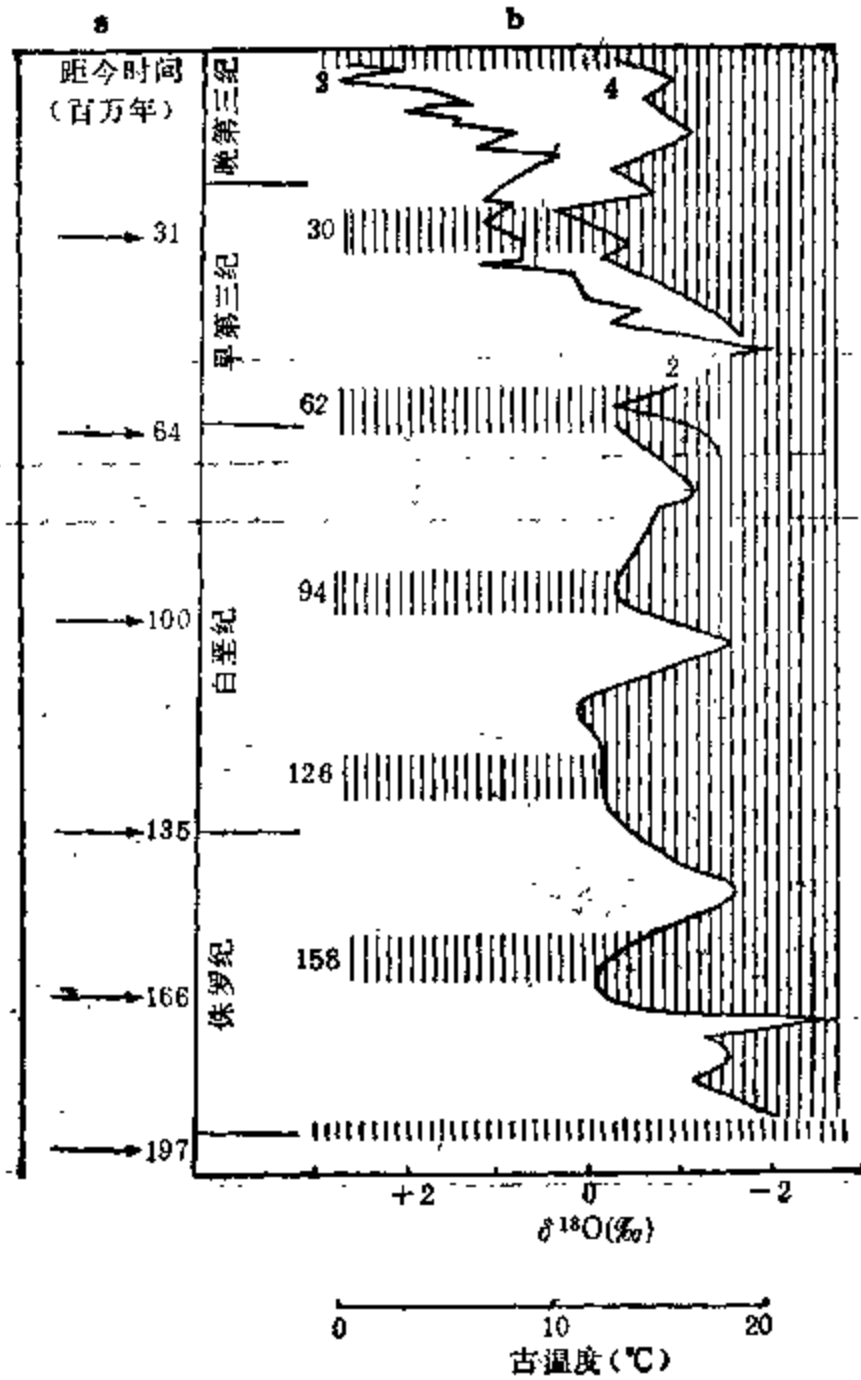


图 7.5 近 2 亿年以来古温度变化和太阳穿越银道运动

a——太阳穿越银道面时间 (Innanen *et al.*, 1978);
 b——由化石中氧同位素测定的古温度变化 (Fischer and Arthur, 1977): 1. 箭石, 欧洲西北部 45°—55° N; 2. 抱球虫, 南大西洋 30°—32° S; 3. 抱球虫, 南太平洋 47°—52° S
 4. 抱球虫, 热带太平洋 7°—19°

3 100 万年、6 400 万年、1 亿年、1.35 亿年、1.66 亿年和 1.97 亿年前。表明, 古温度的低值时期都出现在太阳穿越银道面的附近时期。目前, 太阳处在银道面附近, 并即将穿越银道面。图中当前温度正处在降温过程中, 这与太阳即将穿越银道面这一点也是一致的。

7.1.3 太阳穿越银道运动与古生物盛衰

图 7.6 是 2.2 亿年以来, 远洋区古生物类别的数量、大型食肉动物和“机遇者”的盛衰情况。由图可见, 抱球虫的种数和菊石的属数大幅度的减少时期、身长大于 10 米的大型食肉动物的发展受到抑制时期, 即远洋生物的稀种幕时期, 均呈现了准 3 200 万年的周期变化。它们都发生在太阳系通过银道面的附近时期。在太阳远离银道面的时期, 上述远洋生物均出现了大发展, 即繁种幕时期。某些远洋生物的“机遇者”, 是指地质史上短期出现

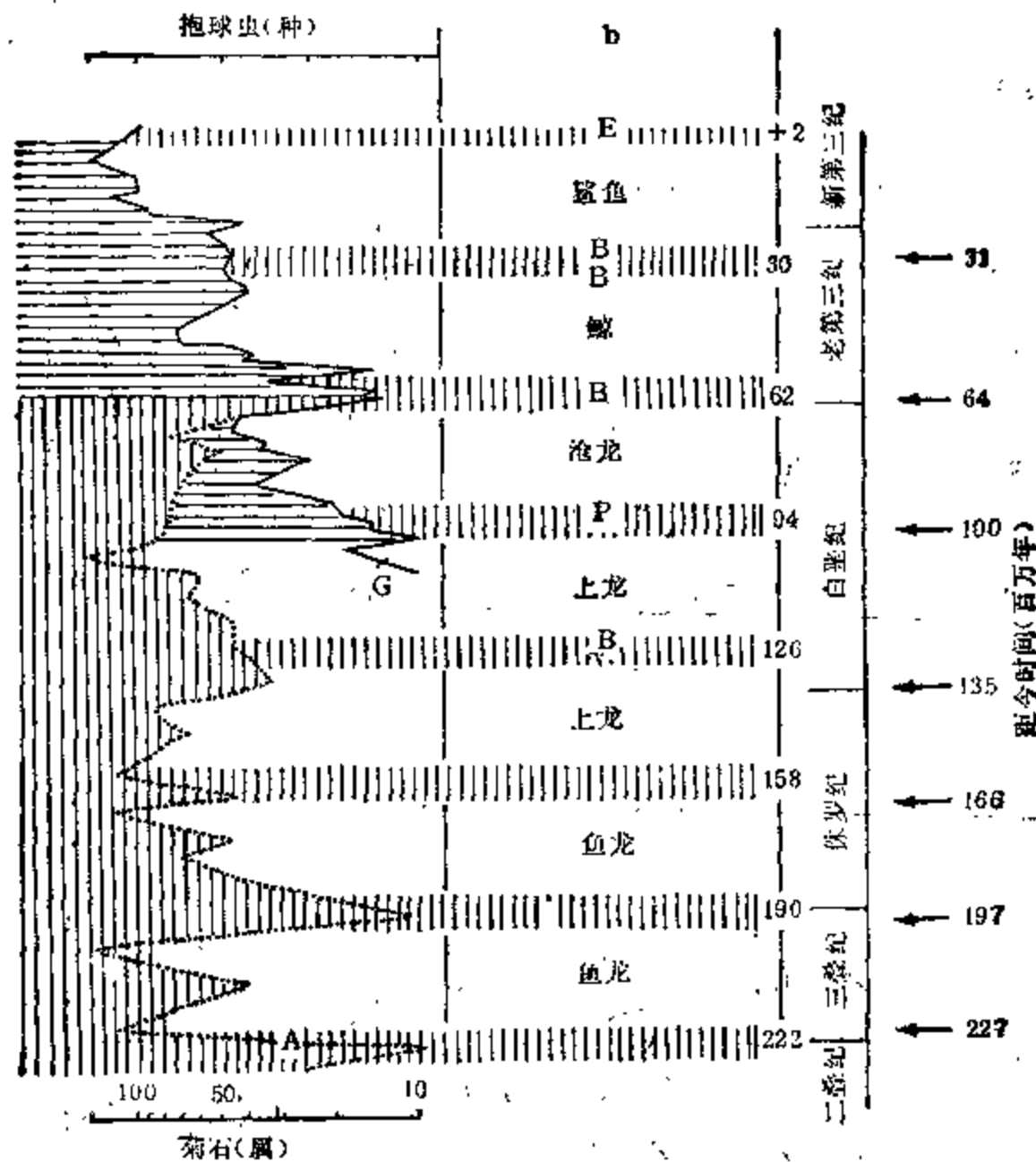


图 7.6 近 2.2 亿年以来远洋区古生物盛衰与太阳穿越银道运动

a——菊石属数(A)和抱球虫种数(G); b——在繁种幕出现的大型食肉动物,如鱼龙、蛇颈龙类的上龙、沧龙、鲸、鲨鱼。远洋生物的“机遇者”: *B. Braarudosphera*; *P. Pishonella*; *E. Echinodiscus rex*; c——太阳过银道面时间

(a, b 取自 Fischer and Arthur, 1977)

的个体很小的特殊海洋生物,这在普通生物群中是少见的。它们在局部地区的大量出现是与上述生物危机而相伴随的,即处在太阳穿越银道面的附近时期。

表 7.2 是 Rampino 等 (1984) 给出的地球生物灭绝事件和太阳过银道面时间的对

表 7.2 地球生物灭绝事件和太阳穿越银道面的时间(百万年)对比

大规模生物灭绝	太阳过银道面	两者差值
11	~0	~+11
37	31	+6
66	64	+2
91	100	-9
144	135	+9
176	166	+10
193	197	-4
217	227	-10
245	259	-14

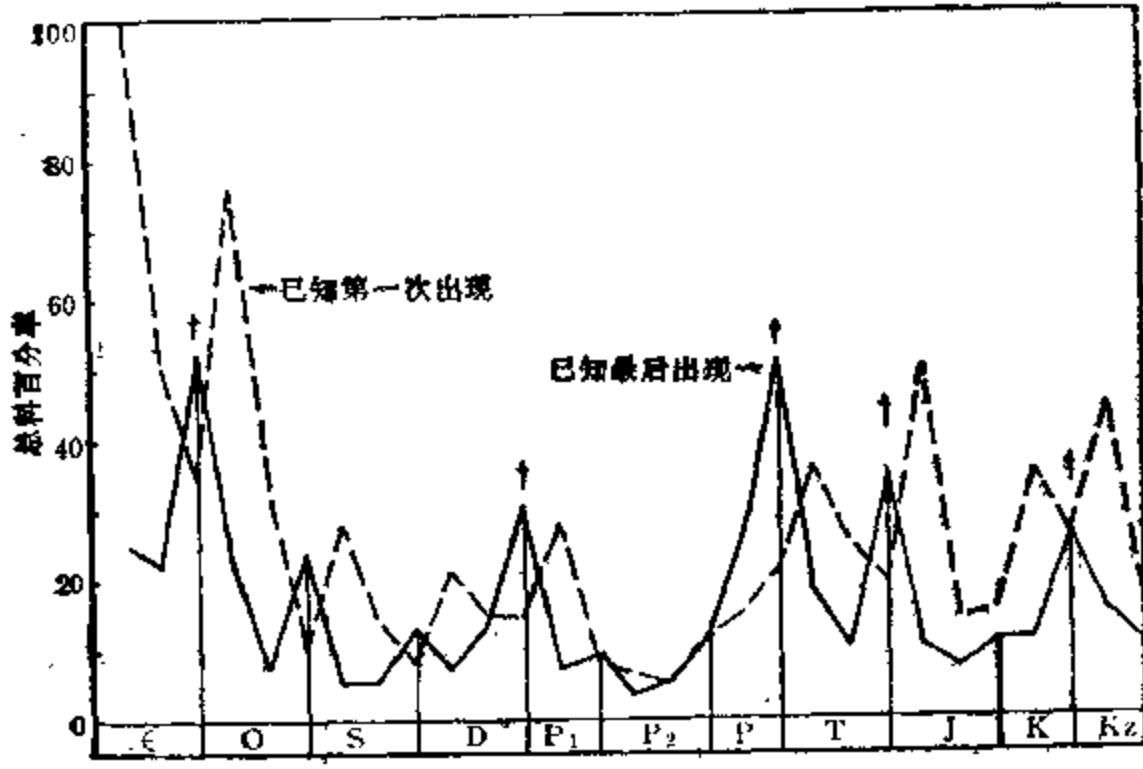


图 7.7 整个地质时期动物群科首次和最后出现的百分率
(Newell, 1967)

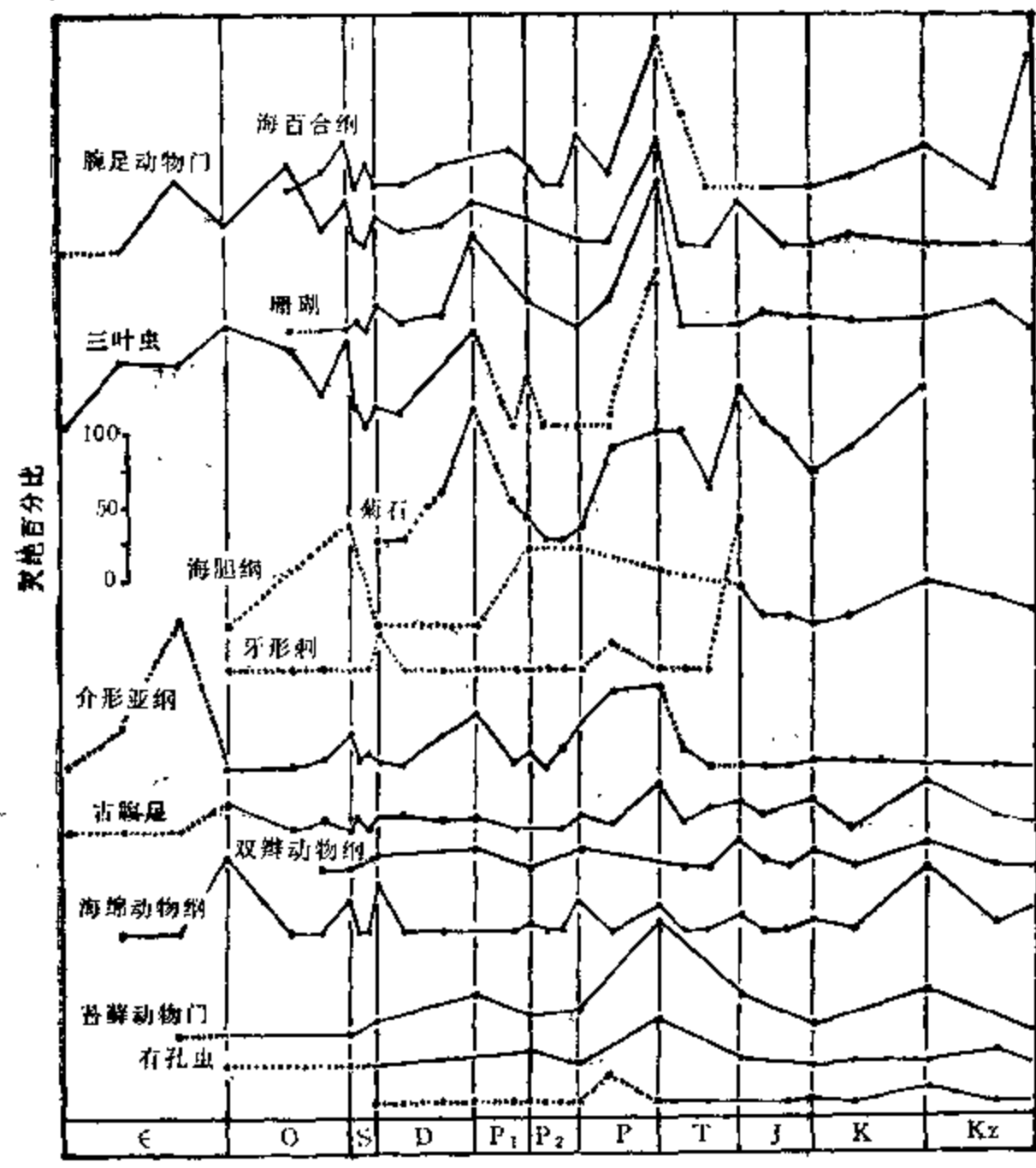


图 7.8 主要无脊椎动物化石群科的灭绝百分比
(Newell, 1967)

比。由表中可见，地球上发生的生物灭绝事件与太阳通过银道面的时间两者是大致接近的。

图 7.7 是反映动物的灭绝和繁种幕的动物群科首次和最后出现的百分率变化。图中显示已知最后出现百分率的峰值均出现在地质纪的交界时期，主要灭绝幕出现在接近寒武纪、泥盆纪、二叠纪、三叠纪和白垩纪末期。图 7.8 是主要无脊椎动物化石群科的灭绝百分比。如同图 7.7 一样，此图也显示了动物灭绝主要出现在地质纪的交界时期。我们已在表 7.1 中指出，地质纪的分界大多处太阳穿越银道面之时或远离银道面之时，即均处在太阳往返银道面的奇点时期。

上述表明，地质时期古生物的盛衰、更迭是与太阳穿越银道的运动有着密切的联系。

7.1.4 太阳穿越银道运动与海平面变化

太阳穿越银道运动引起的古温度变化，必将在海平面变化上有所反映。图 7.9 是近 2.3 亿年以来，由陆缘海范围推测的海洋水平线变化与太阳通过银道面时间的对照。图中陆缘海的面积是用现代北美陆地覆盖面积的百分比为单位测得的，还包括中美、北哥伦比亚和格陵兰，但不包括哈得孙湾。由图可见，在太阳通过银道面的附近时段，陆缘海的范围大多数是缩小的，仅有个别例外。

在图 7.10 中，海面升降的距今高度是 Vail 等 (1977) 给出的。由此图可见，在太阳

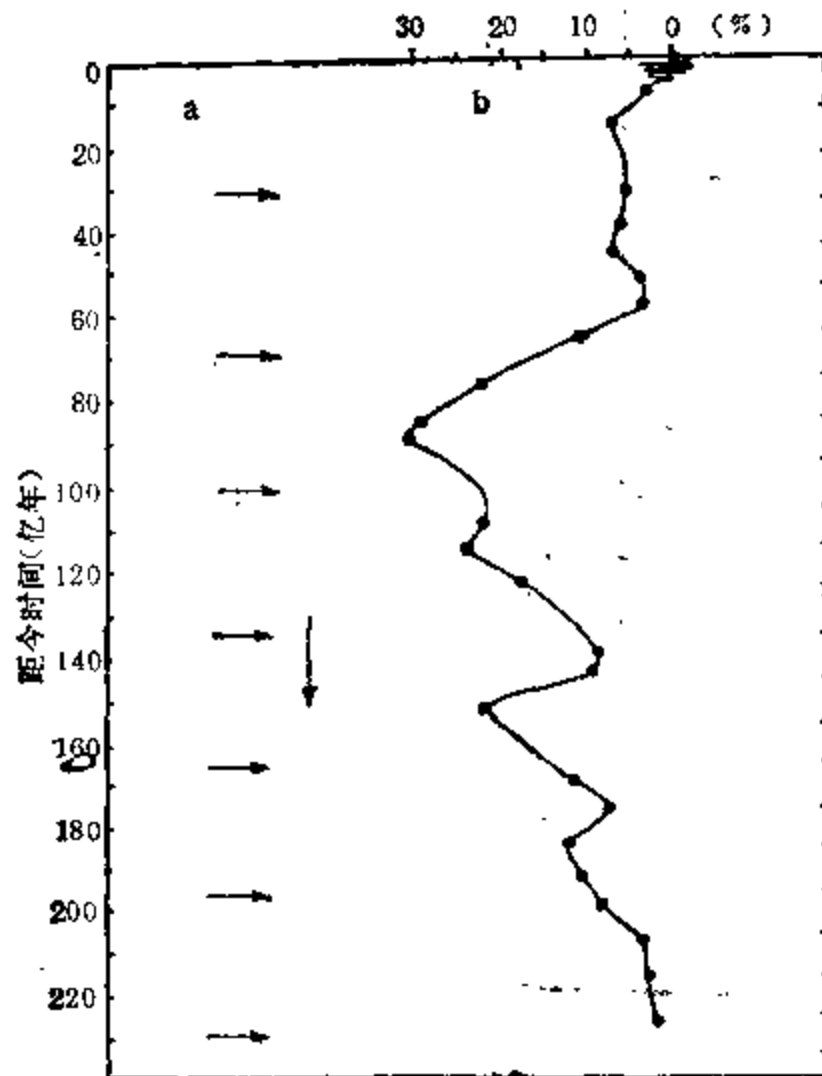


图 7.9 近 2.3 亿年以来陆缘海范围变化与太阳穿越银道时间对照

a——太阳穿越银道面时间 (Innanen *et al.*, 1978);
b——陆缘海面积变化 (Damon, 1971)

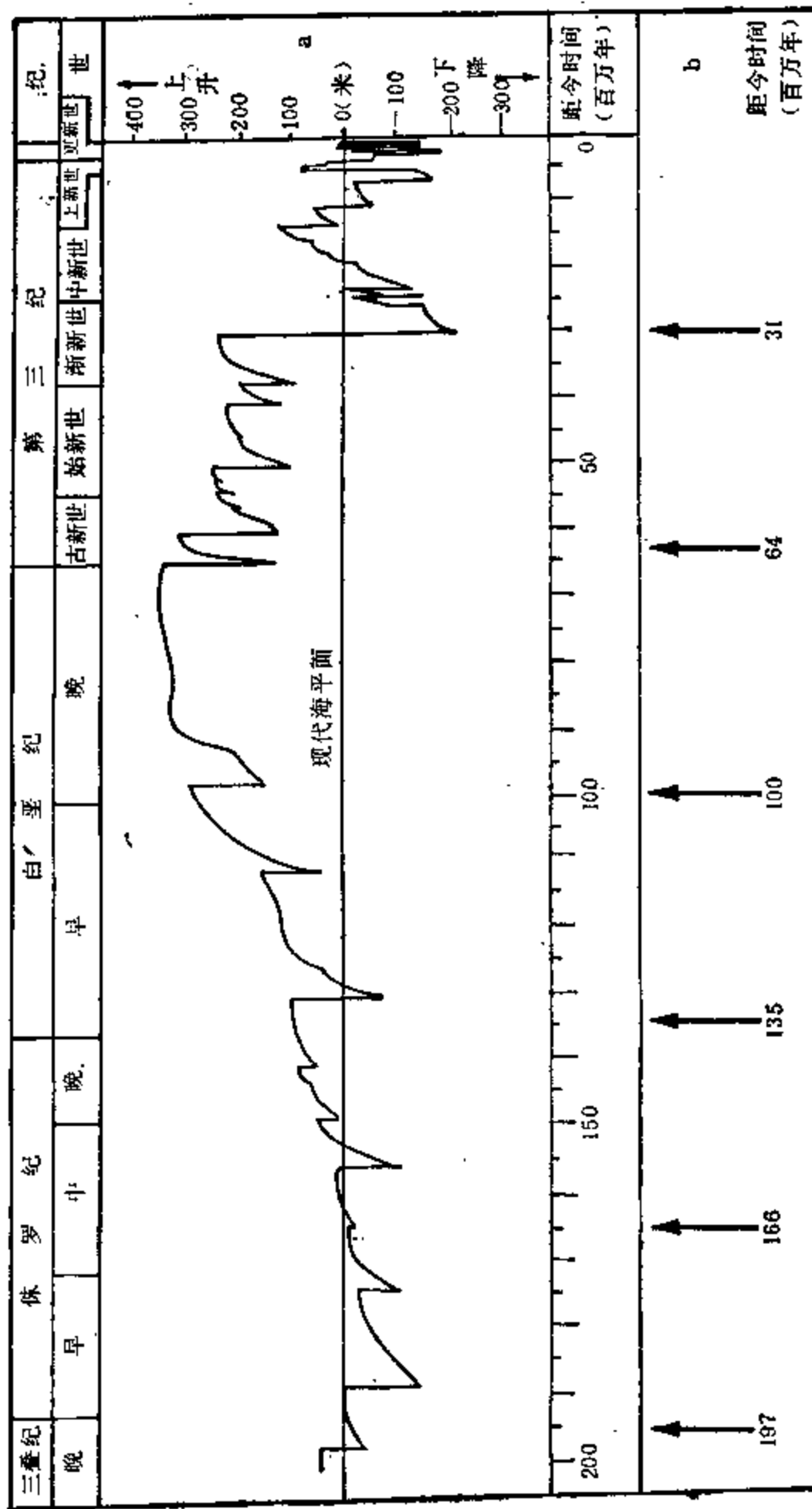


图 7.10 近 2 亿年以来海面升降与太阳穿越银道运动

a——海面升降变化(距今高度) (Vail *et al.*, 1977);

b——太阳穿越银道面时间 (Innanen *et al.*, 1978)

穿越银道面的附近时期，海平面高度一般均有较大的下降。海平面的下降值一般达 100 米左右，其中在距今 3 100 万年前太阳通过银道面时，海平面曾下降了 300 多米。目前，太阳即将通过银道面，海平面在第四纪已有过升降 100 多米的变动。

§ 7.2 银河年与地球系统重大变异

我们在 §2.14 中曾谈到，地球跟随太阳围绕银河系中心作椭圆运动。太阳带领地球绕银心的这种运动，类似于地球绕太阳的公转运动。不过，它的周期很长，约需 2.9 亿年左右。太阳绕银心运行一周，称为银河年。有的则称为宇宙年。图 7.11 是太阳在银河系中运动的示意图。目前，太阳离近银心点不远，处在猎户臂的内侧。

关于太阳绕银心运动的周期长度，各家确定的值差别较大，从 2 亿年到 3 亿年的都有。这是由于所采用的太阳近银心距、轨道偏心率和运动速度各有差别而引起的。目前常采用太阳的银心距为 10 千秒差距，

运动速度为 250 公里/秒，太阳绕银心运动的周期为 2.5 亿年。70 年代以来，不少天文学家主张将太阳至银心的距离修定为 8.5 千秒差距，目前太阳绕银心运动的速度修定为 220 公里/秒。如果考虑其偏心率为 0.1，则可计算得到一银河年的长度为 2.9 亿年左右。本节给出的大量事实将表明，在亿年时间尺度上，全球系统各圈层的一系列重大变异恰好都是与银河年的时间长度相一致的。

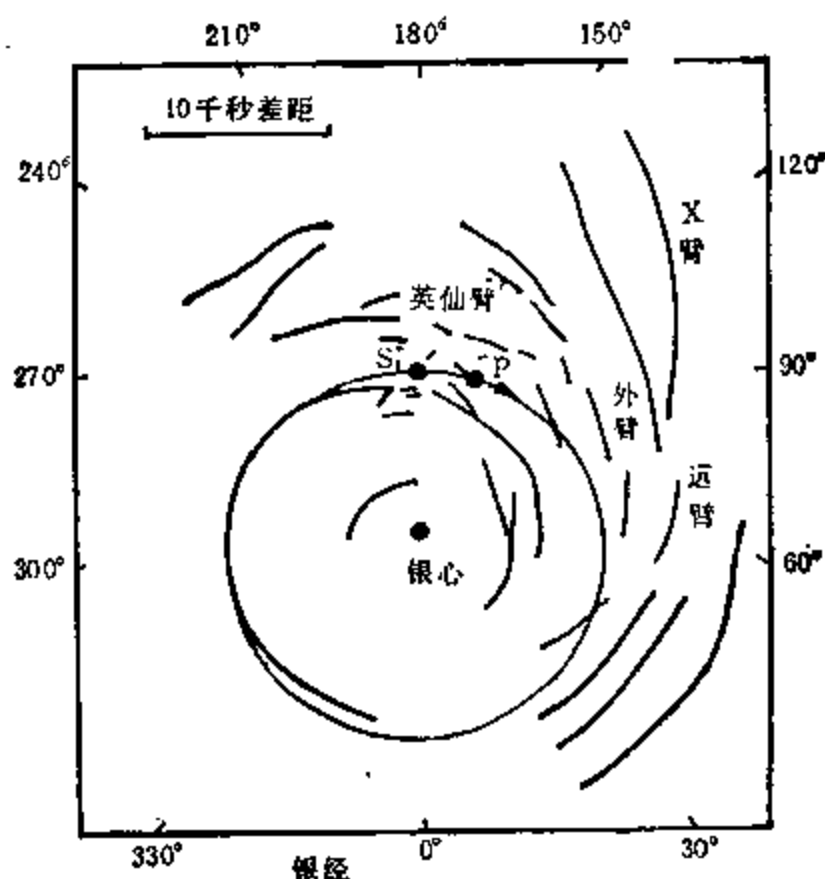


图 7.11 太阳在银河系运动的示意图
S——太阳；P——近银心点；弧线为旋臂 (Williams, 1975)

7.2.1 银河年与地球大冰期

我们的地球在它的发展史上曾经历过多次亿年尺度的大冰川活动时期。在距今 6 亿年以来的显生宙期间，从已发现有冰川活动的证据（详见表 7.3）来看，这样的冰川活动时期发生过 4 次。在早寒武纪，冰川在澳大利亚、欧洲、格陵兰、纽芬兰、非洲、南美、中国和西伯利亚等地均有发生。在奥陶-志留纪，冰川曾在非洲、南美、欧洲一部分和加拿大北部等地出现。在石炭-二叠纪，冰川发生在澳大利亚、南非、南美、南极洲、印度-巴基斯坦和西伯利亚等地。在晚新生代，冰川活动影响到整个大陆和海底沉积物。上述 4 次大冰川活动期，除奥陶-志留纪一次范围较小外，早寒武世、石炭-二叠纪和晚新生代三次冰川活动的规模都是很大的。为了与第四纪内准周期为 10 万年左右的冰期相区别，我们将此种间

表 7.3 显生宙冰川的年龄及位置¹⁾

冰 期	平均年龄 (百万年)	持续时间 (百万年)	绝对年龄 (百万年)	位 置
新生代晚期	10	14+	0—14	涉及整个大陆及海底沉积岩
石炭-二叠纪	295	105	255—340 235—320	澳大利亚、南非、马达加斯加、马尔维纳斯群岛、南极洲、印度-巴基斯坦 西伯利亚
奥陶-志留纪	445	60	410—470	北非、南非、阿根廷、巴西、玻利维亚、西班牙、阿尔曼、苏联、新斯科舍、育空地区
早寒武纪	615	110	650±50 600±30 600±30 600--640(?) 560--630 570—600 >600 620—650 570, 600, 650	澳大利亚 挪威、瑞士 东格陵兰 阿尔曼 纽芬兰 巴 西 阿尔及利亚 中 国

1) 转引自 Williams, 1975。

隔数亿年的大规模的冰川活动称为大冰期。

图 7.12 中的曲线 b 是近 6 亿年以来全球平均温度的变化趋势。可以看到，奥陶-志留纪冰川活动的寒冷程度是相对较弱的，其持续时间也稍短。早寒武纪、石炭-二叠纪和第四纪 3 次大冰期都是极其寒冷的，其严重程度是相当的。并且，早寒武世和石炭-二叠纪两次大冰期均持续了数千万年，第四纪大冰期似乎尚属开始不久。可见，近 6 亿年以来发生的大冰期主要为 3 次。图 7.12 中的曲线 c 为泥盆纪以来北美中部大湖泊的淡水碳酸盐沉积氧同位素比值的测定结果，也显示石炭-二叠纪和第四纪为两次强烈的降温时期。上述 6 亿年以来的三大冰期，它们平均年龄的间隔时间约为 3 亿年左右。

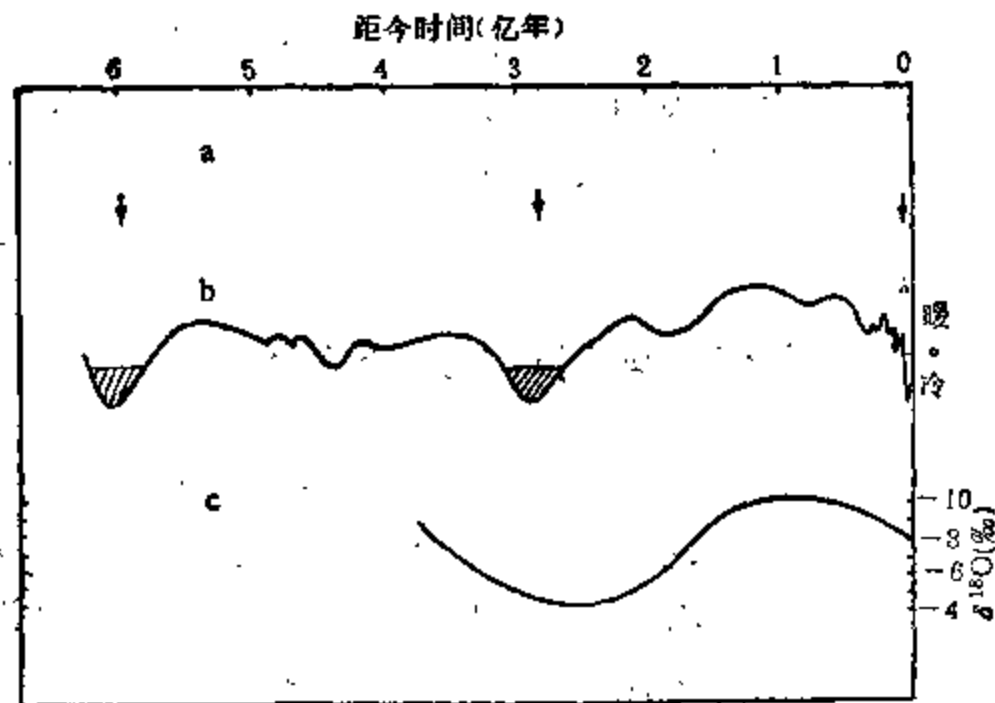


图 7.12 银河年与全球温度变化

a——银河年。按间隔 2.9 亿年，由目前反推点绘； b——全球平均温度变化 (Frakes, 1979)； c——北美淡水碳酸盐沉积 $\delta^{18}\text{O}$ 比值变化 (Weber, 1964)

对照图 7.12 中 a, b, c 三曲线可以清楚地看到，三大冰期的间隔时间恰好与太阳圈

绕银河系中心旋转一周所需的时间相一致，它们都是发生在地球跟随太阳绕银心运动的相同部位。这一事实是值得加以重视和认真探究的。

在地质时期，大气中的 CO_2 含量也是变化的。图 7.13 是近 6 亿年以来大气 CO_2 含量的趋势演变。曲线 c 为大洋碳酸盐沉积中方解石和文石所指示的大气 CO_2 含量变化。根据地质学假设，在大气 CO_2 含量很高时期，碳酸盐沉积主要以方解石形式出现；在大气 CO_2 含量低的时期，则沉积以文石的形式出现。曲线 b 的大气 CO_2 含量变化引自 Толстинуи 的论文。图中表明，大气 CO_2 含量在三大冰期内都是较低的，在早寒武纪和石炭-二叠纪两次大冰期内，当时大气 CO_2 含量仅为现代的一半左右。第四纪大冰期内的 CO_2 含量，据最近的研究表明，在末次冰期的盛期也仅为现代的一半（参见图 6.36）。在间冰期内，大气 CO_2 含量是比较高的。由此可见，近 6 亿年以来，大气 CO_2 含量变化的周期，也是与大冰期的间隔时间和银河年的长度相一致的。

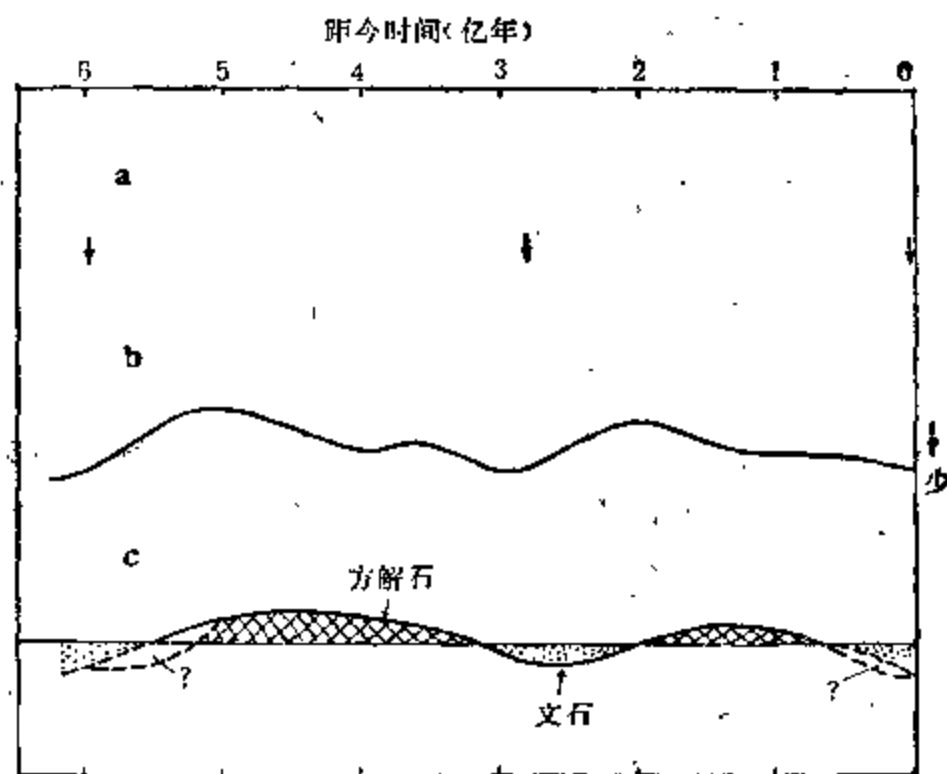


图 7.13 近 6 亿年以来大气 CO_2 含量变化与银河年
 a——银河年； b——大气 CO_2 含量 (Толстинуи, и др., 1980)；
 c——大洋沉积方解石和文石阶段 (Sandberg, 1983)

7.2.2 银河年与海平面变化

在整个显生宙期间内，全球规模的海平面变化是十分显著的。根据不同大陆边缘所确定的海面升降，在时段上都是同步的，其变化的幅度也是基本一致的。图 7.14 是显生宙期间海平面变化的一级和二级旋回。在 6 亿年的时间内，存在着三个显著的低海面时期，其中早寒武纪和晚第三纪以来的两个低海面与当时的大冰期相当一致。另一个低海面处在二叠纪的前后，比相应的大冰期滞后一些。总之低海面的重现周期也与银河年的时间长度大体一致。

从显生宙期间苏联地区被海水覆盖的面积 (图 7.15) 来看，大体与上述全球海平面变化相一致，即在二叠-三叠纪和晚第三纪以来均为海水覆盖苏联的面积最小时期。在早寒

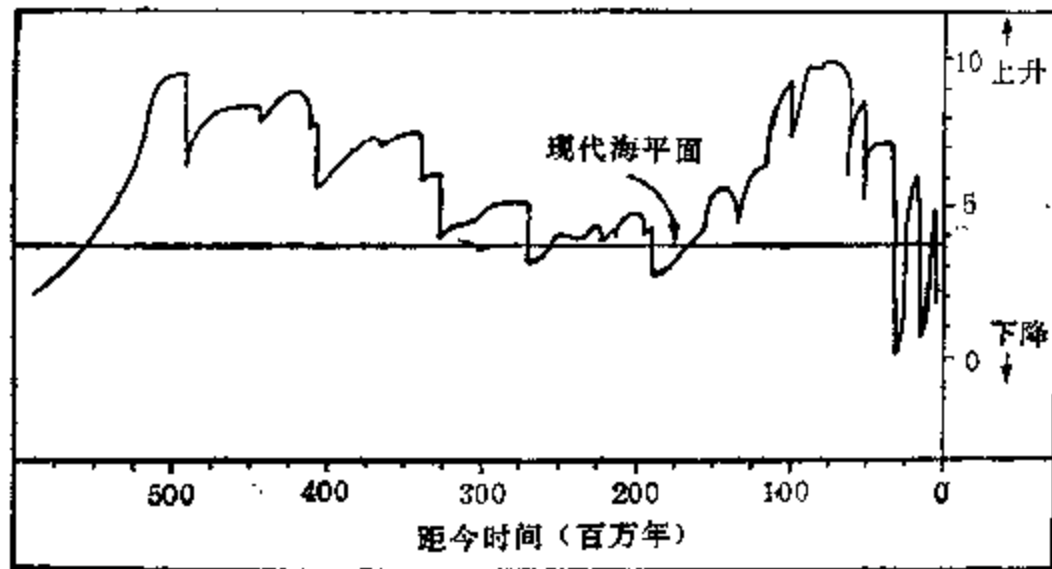


图 7.14 显生宙期间海平面的变化
(Vail *et al.*, 1977)



图 7.15 显生宙期间海水覆盖苏联的面积和百分比
(Hallam, 1977)

武世也可能为另一个最小时期。此外,在奥陶-志留纪有一海水覆盖的较小时段。图 7.16 是近 5 亿年以来苏联和北美海水泛滥的最大程度。在二叠-三叠纪和新生代晚期,均为海水泛滥的较小时期。它们都是发生在银河年的相同位相。

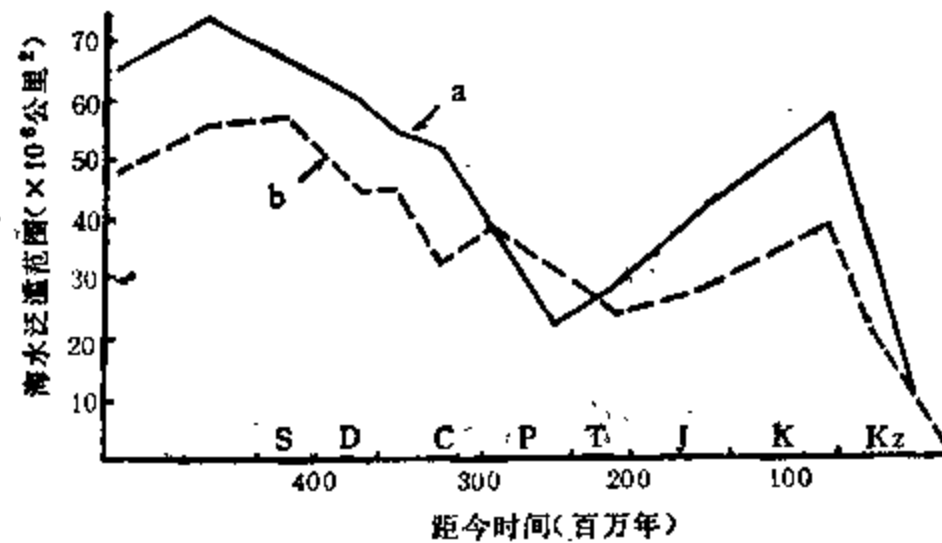


图 7.16 近 5 亿年以来苏联 (a) 和北美 (b) 各地质时代海水泛滥的最大程度
(Hallam, 1977)

7.2.3 银河年与古地磁倒转

在地质史上,地球磁场的极性曾经出现相当频繁的倒转,即南、北磁极常在很短时间内为相反的极性所替代。这种磁极倒转在极性比率上存在着明显的长期趋势变化。Ste-

iner (1967) 首先论证了长周期磁极偏转的存在,图 7.17 是他给出的北半球为正磁极的百分比的时间序列。图中显示了前寒武纪末-早寒武纪, 石炭-二叠纪和第三纪均为反向极性占优势的时期。Irving 等(1976)将地磁极性比率按 5 百万年、1 千万年、2.5 千万年、5 千万年和 1 亿年的时间长度分别进行滑动平均, 均得到与图 7.17 一致的长趋势变化。图 7.18 是按 5 千万年滑动平均得到的显生宙期间极性比率的变化。他们对这几种时间尺度的滑动平均值, 取其平均时段进行最大熵谱分析, 得到了图 7.19。四种滑动的最大熵谱中, 最显著的平均周期为 2.97 亿年 (2.7—3.03 亿年)。由此表明, 地磁极性比率的长期趋势变化的周期和位相, 与图 7.12 中的银河年和大冰期都是十分一致的。

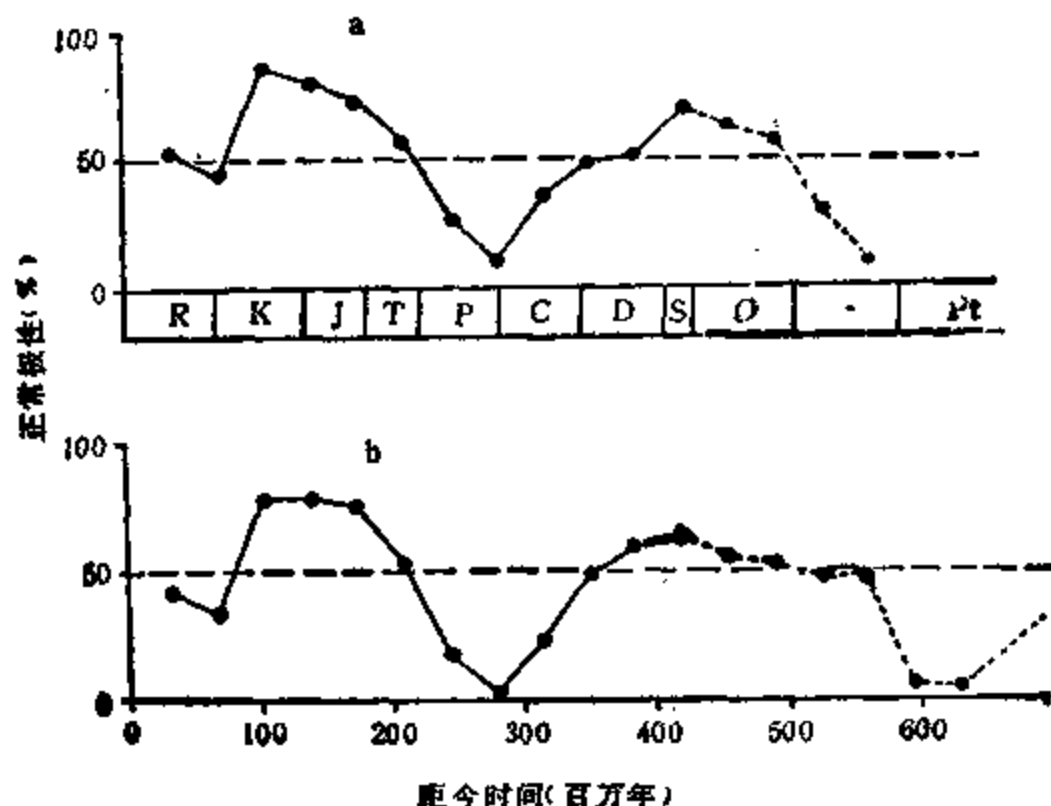


图 7.17 显生宙期间地磁极性比率的变化
a 和 b 分别取自不同汇编资料 (Steiner, 1967)

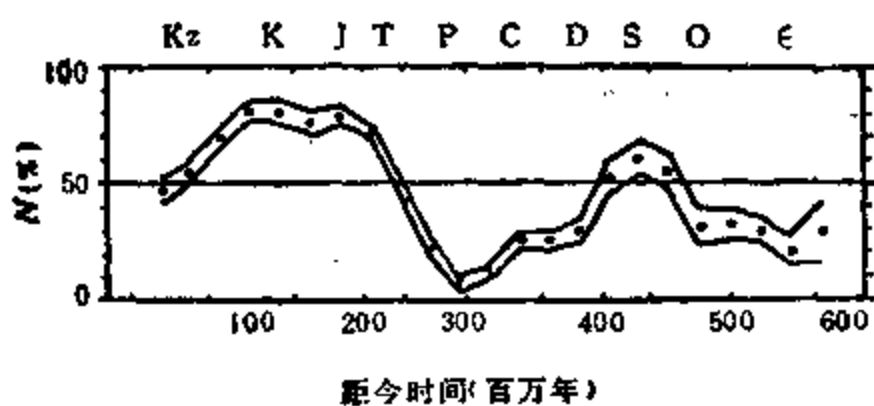


图 7.18 显生宙期间地磁极性比率变化
5 千万年滑动平均和标准误差 (Irving and Pullaiah, 1976)

在地质史上, 地磁极的位置也曾发生过大规模移动。在假定加拿大地盾固定不变和地磁场为一个地心轴向偶极子场的情况下, 图 7.20 给出了志留纪以来地磁极相对加拿大地盾的移动路线。从图中可见, 在上古代, 地磁极位于我国华北, 三叠纪时到达西伯利亚, 白垩纪时停留在白令海峡附近, 从晚新生代以来地磁极位于现在的地理北极附近。在两个转折点(距今 3.2 亿年和 9 千万年)附近, 正处于两个大冰期前的最暖时期, 而在这两个

转折点以后一段时间里均发生大冰期。可见，古地磁的磁极转折的间隔时间，同样与银河

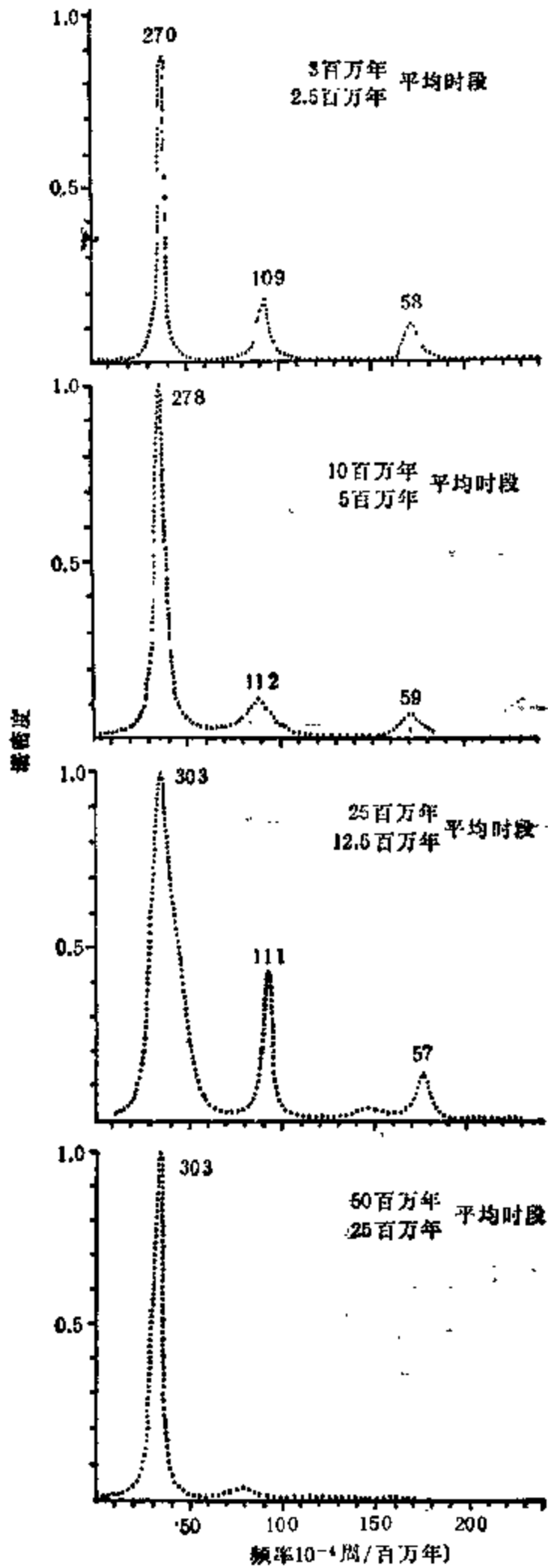


图 7.19 磁极极性比率的最大熵谱 (Irving and Pullaiah, 1976)

美火山活动的时间序列(图 7.25)表明,火山活动的强烈时段发生在大间冰期,而在大冰期内则较宁静。

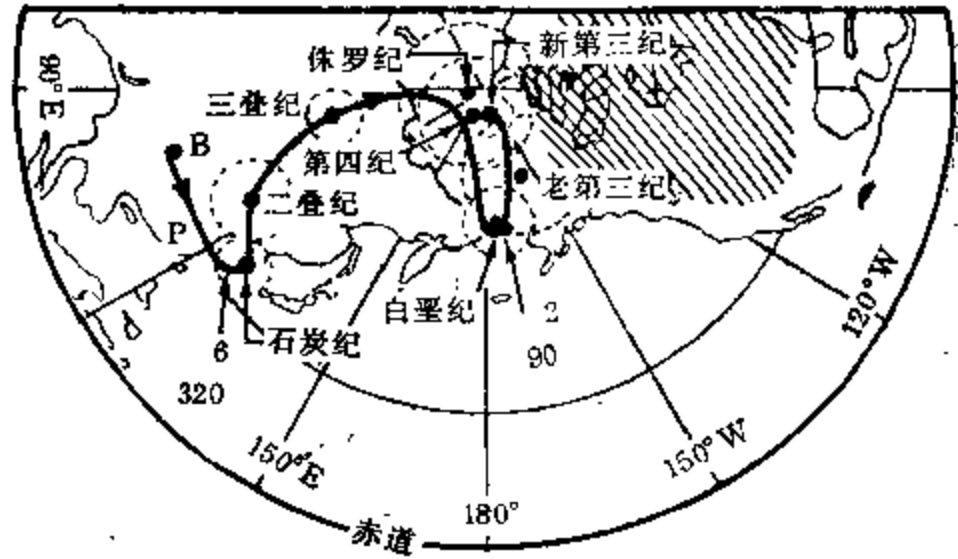


图 7.20 志留纪以来地磁极相对加拿大地盾的移动路线

P是北美二叠纪(上泥盆纪); B是北美晚志留世的磁极位置; 2和6是转折点及其年龄(以百万年为单位) (Irving and Park, 1972)

年的长度大体一致。

7.2.4 银河年与其它地质事件

以上讨论了显生宙期间的银河年周期与大冰期、海平面变化、古地磁倒转、大气 CO_2 含量的一致性。其它众多方面的地质事件,也有此种与银河年周期的一致性。

图 7.21 是 Umbgrove 给出的“地球脉动”的一部分。造山运动的强烈时期及盆地的形成时期正是大冰期的时段,它们的间隔时间为一个银河年所需的时间。

盐类沉积(图 7.22)主要发生在大冰期的略偏后的时期。从蒸发岩带宽度(图 7.23)来看,蒸发岩的发展在大冰期内较少,在大间冰期内则较多。世界煤储量(图 7.24a),在石炭-二叠纪和第四纪三大冰期的时段则较少。北

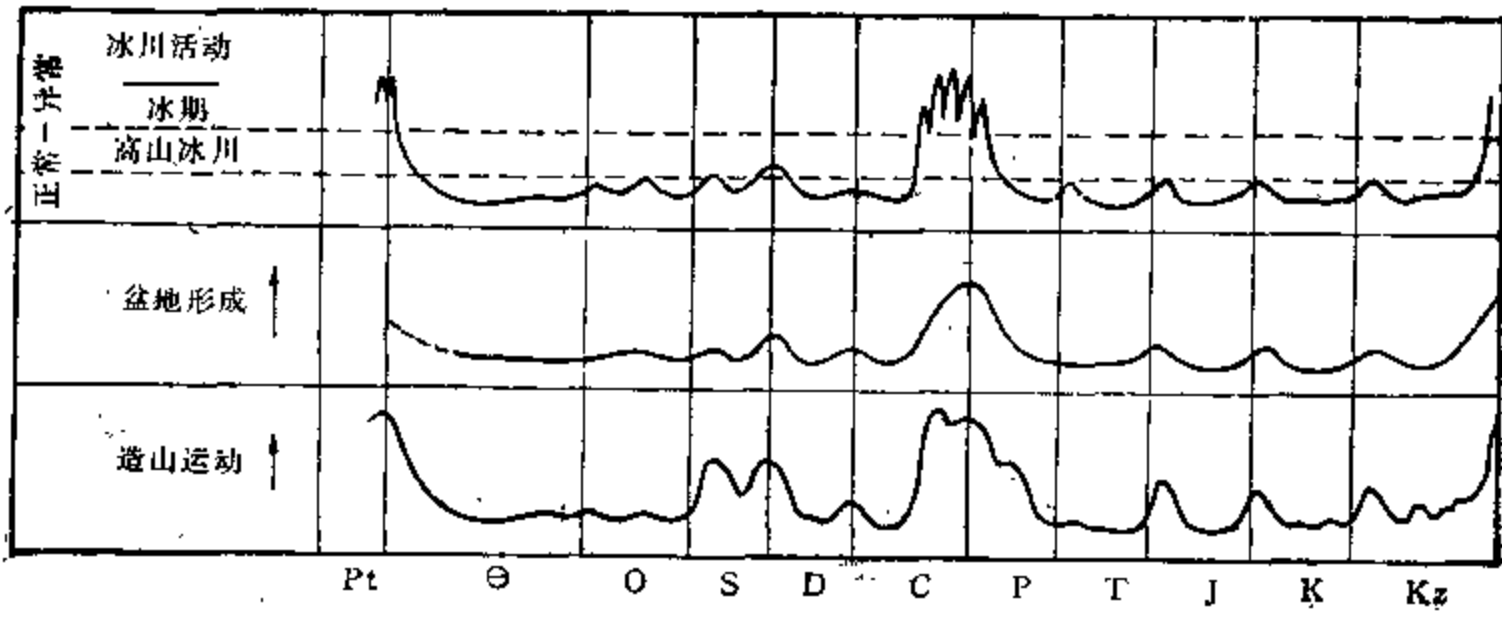


图 7.21 显生宙期间的“地球脉动”(部分)
(Umbgrove, 1947)

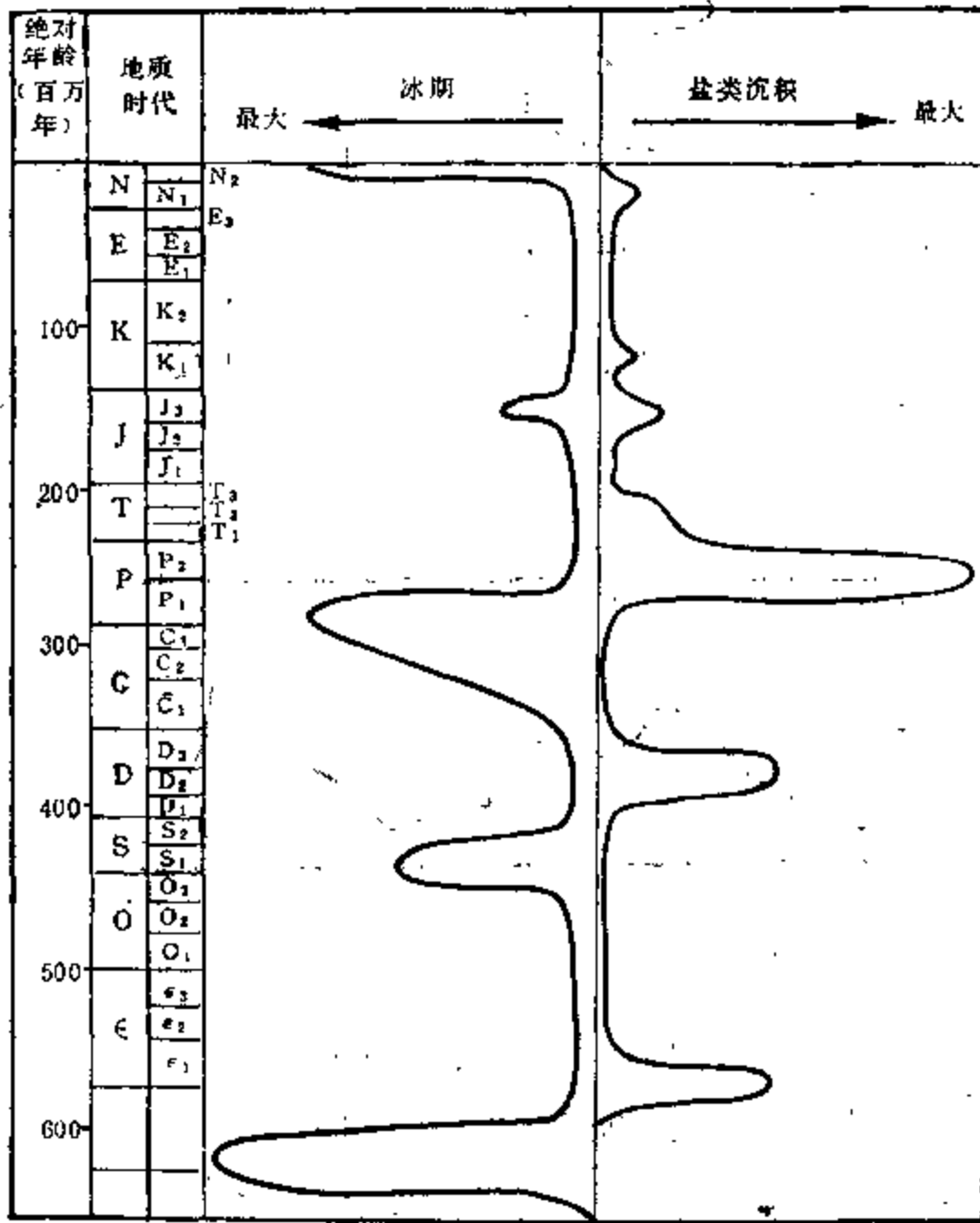


图 7.22 近 6 亿年以来盐类沉积变化
(Максимов и др., 1977)

所有这些表明,众多的地质事件都具有与银河年时间长度相当的、位相大体一致的准周期变化。但是,其中北美的强烈火山活动为何不是发生在大冰期时段,以及在亿年尺度

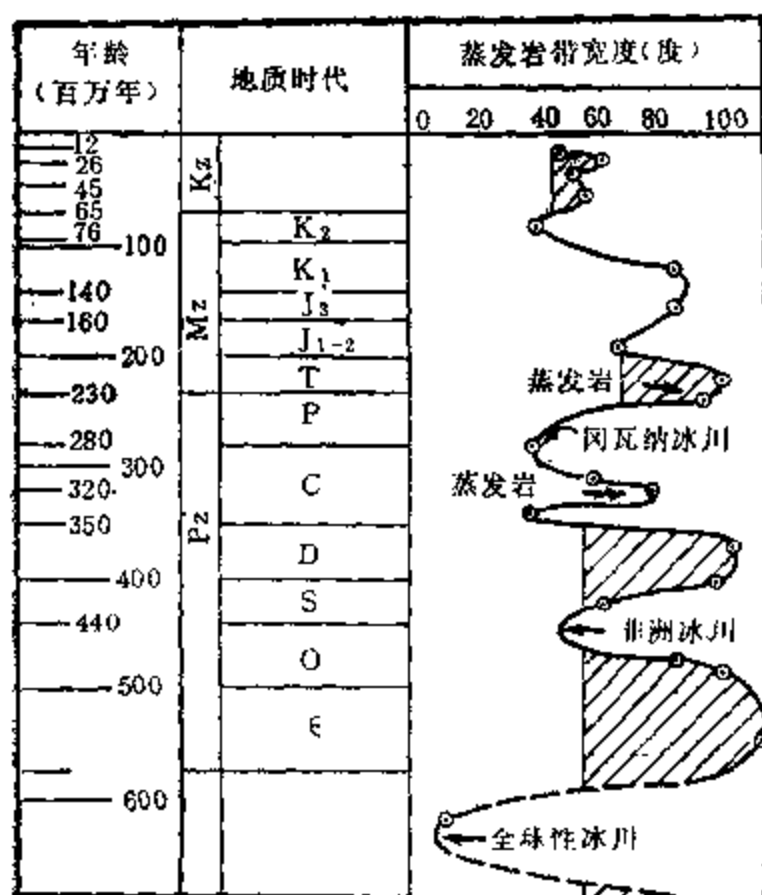


图 7.23 近 6 亿多年以来蒸发岩发育的变化
(Meyerhoff, 1973)

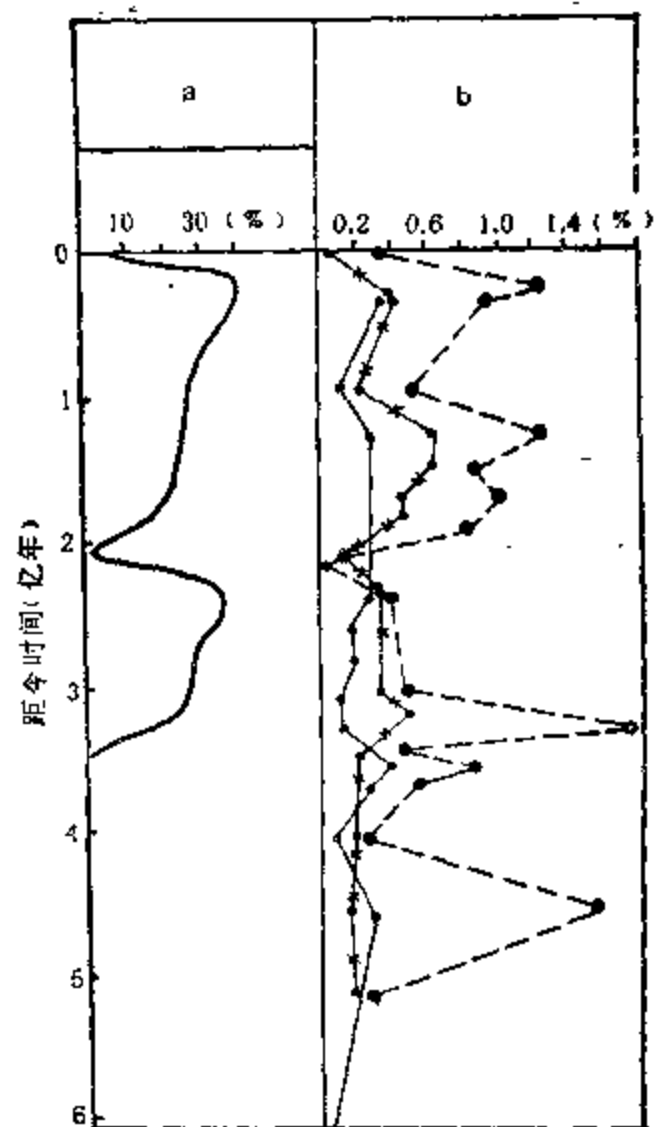


图 7.24 显生宙期间世界煤量(a)和
东欧陆台有机碳含量(b)
(Максимов и др., 1977)

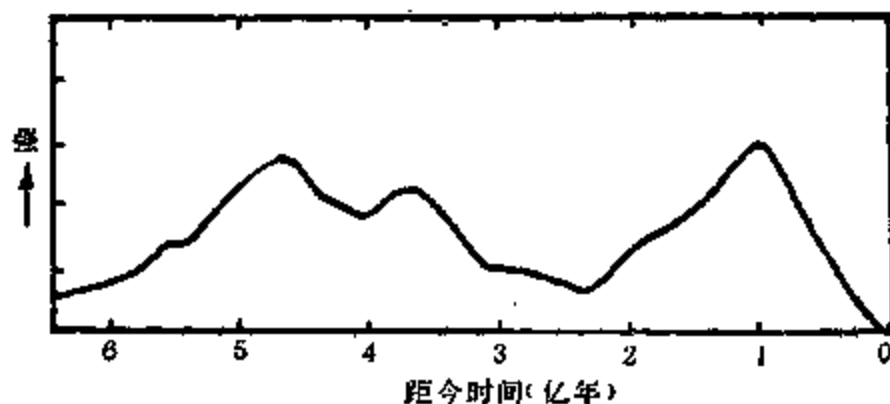


图 7.25 近 6 亿年以来北美火山活动
(Engel and Engel, 1964)

上的生物大灭绝与银河年周期的大冰期也不大一致,其间的原因尚不清楚。

§ 7.3 影响途径讨论

本章中,我们已经给出了地球系统两种时间尺度的超长期的重大变异。它们的准周期分别为 2.9 亿年和 0.33 亿年左右,大致相当于地质学家所称的一级旋回和二级旋回。这两种超长期重大变异,在地球系统各圈层都有明显的反映,在时间上呈现着大体一致的同

步现象，它们是显生宙以来时间尺度最大的全球性变化。我们指出了它们恰好分别是地球跟随太阳绕银心运动的周期(银河年)和穿越银道面的间隔时间。看来，此种超长期的全球变化，与太阳在银河系中运动的参数变化的一致性，难以用偶然性加以解释。那么，它们之间的物理联系是什么呢？这是一个十分复杂的问题。其中许多问题尚待进一步揭露事实、年代史精度的提高以及银河系参数的精确测定，在这些基础上再做深入探讨。在此，我们介绍目前几种主要的成因假设，并做某些初步讨论。

7.3.1 银河年影响一级旋回的途径

关于银河年与全球系统一级旋回的影响途径，迄今讨论得较多的是有关大冰期的成因问题。早在 1931 年，Forbes 就提出大冰期形成与太阳在银河系运动有关的设想。表 7.4 是太阳在银河系中运动如何影响大冰期的几种物理成因假设。

表 7.4 大冰期成因的几种主要假设

作者	主要内容
Hoyle 等, 1939	太阳穿过星际物质尘埃星云引起
Steiner, 1967	太阳处近银心点 G 值变小导致太阳光度减弱所致
Williams, 1975	太阳在银河系内穿越受麦哲伦星云的潮汐影响最小地区所致
McCrea, 1975	太阳通过银河系旋臂边缘尘埃相对密集区导致太阳辐射变化引起
Clark, 1977	太阳系经过银河系旋臂中超新星集中地区所致
Öpik, 1976	太阳内部物质周期性对流导致太阳辐射量变低引起

图 7.26 是 Steiner (1967) 计算的太阳系 G 值(万有引力常数)随时间的变化曲线。他得到太阳的近银心点周期为 2.8 亿年，太阳在近银心点时 G 值为 6.67×10^{-8} 厘米³/(克·秒²)；在远银心点时 G 值增至 7.0×10^{-8} 厘米³/(克·秒²)。而太阳光度 L 与 G 值的关系为

$$L = M_{\odot}^{11/2} R_{\odot}^{-1/2} K^{15/2},$$

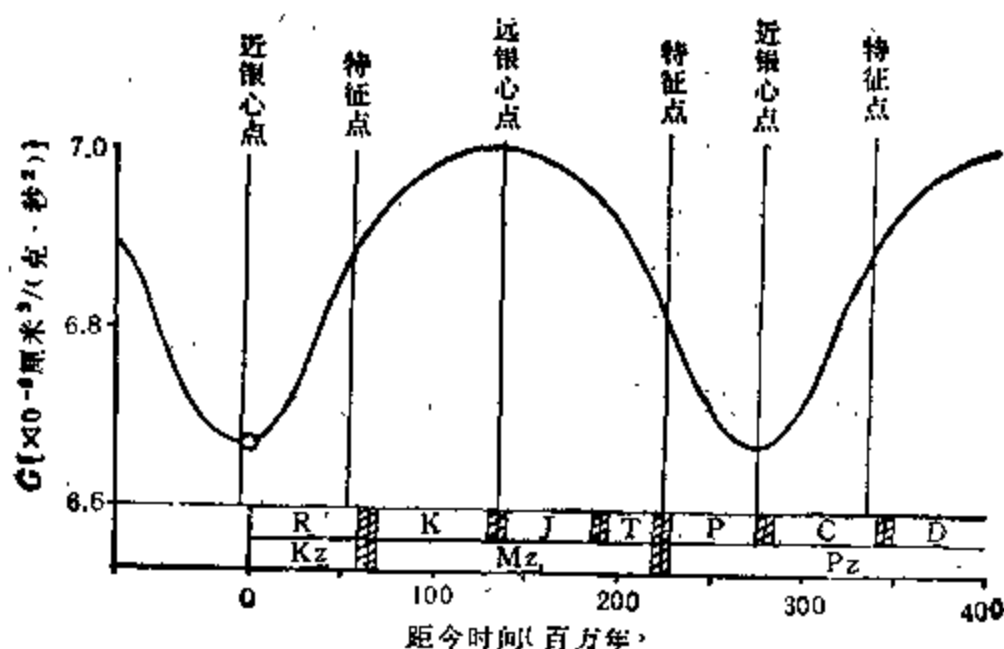


图 7.26 近 4 亿年以来太阳系 G 值的变化
(Steiner, 1967)

式中 M_{\odot} , R_{\odot} 分别为太阳的质量和半径; $K = \frac{8\pi G}{C^2}$, 为广义相对论中的常数。此式表

明,太阳的光度与 G 值成正比。由此,影响到地球气候等现象的变化。图 7.26 中,在石炭-二叠纪交界和目前,太阳处在银心点, G 值较小,太阳光度较弱,这与最近两次大冰期的出现时间相一致。然而,这一假设存在的问题是:不少天文学家认为,太阳的近银心点周期较银河年的周期为短,大约在 1.76—2.2 亿年之间,即为一银河年的 $2/3$ 左右。看来,Stiener 的计算似未考虑这两种周期的差别。故由近银心点周期引起的 G 值变化,与一银河年长度相当的大冰期在周期上并不匹配。Williams 提出麦哲伦星云的潮汐作用是可以考虑的一种物理途径。当前(1950),银心的位置为赤经 7 时 42 分 29 秒,赤纬 $-28^{\circ}59'18''$ 。大麦哲伦星云位于赤经 $5^{\text{h}}24^{\text{m}}$,赤纬 $-69^{\circ}8'$ 。两者在赤经方向仅差 2 时 18 分,即只差 $34^{\circ}5'$,这就是说,大麦哲伦星云和银心位于太阳的同方向接近直线的附近。这与目前正值第四纪大冰期是一致的。但是,大、小麦哲伦星云和银河系是一个三重星系,三者也在作相互运动,因而太阳与大麦哲伦星云、银心的会合周期是否与大冰期的周期和位相都一致,仍是一个尚待解决的问题。至于地质时期内太阳光度的可能变化对大冰期的影响,这是一个重要的假设,应给予充分的重视,但需争取获取直接的地质证据。

值得注意的是,星系动力学的密度波理论认为,在银河系旋臂的内侧存在一个引力势阱区,银河系物质分布比较多的主要在这个区域而不是在旋臂上,新生的恒星也往往在此形成。目前,太阳正是位于猎户臂的内侧,地球和太阳所处的宇宙空间环境,包括引力场、磁场、宇宙线等,都有可能不同于其它时期。看来,第四纪大冰期的出现和全球系统其它相应的一级旋回的发生,不能认为与此毫无关系。但这方面也存在一个问题,银河系旋臂和太阳都在围绕银心作同方向的旋转运动,后者的速度略大于前者,太阳追赶银河系旋臂的相对运动周期(即太阳通过相邻两个旋臂的时间)是否与大冰期等一级旋回的周期相匹配,这有待今后探索解决。

近来 Sandberg (1983) 等提出,地球气候的大冰期和大间冰期的转换,关键因素是大气中 CO_2 含量的高低(参见图 7.13)。我们认为,在亿年时间尺度上的气候周期变化,大气 CO_2 含量的贡献是需要考虑的因子之一,但它可能是一种反馈作用,尚不是形成大冰期和大间冰期的根本原因(或初始原因)。因为大气 CO_2 含量变化本身也有一个成因问题,它最终仍可能与宇宙因子相联系。近年来,随着宇航探测技术和射电天文学的发展,比较行星学这门新的综合性边缘学科的建立,有可能为解决地球科学中一些长期争论的基本问题提供重要依据。Hartman (1974) 对火星的研究,发现火星极区有层状沉积,认为在 1.5 亿年前,火星和地球一样也处在温暖时期,那时火星潮湿温暖,有液态水和较多的 CO_2 ,促使沉积作用的发生。大约在 2.6 亿年前,火星和地球都处在较冷时期。而在 5 亿年前,火星又有强烈的侵蚀作用。火星和地球此种地质气候变化的同步性,表明它们是受外界的共同因素控制的,而仅仅探讨它们本身的内部原因是难以圆满解释其异常变化的。我们认为,将地球系统各圈层的一级旋回作为一个整体加以考察,联系银河系的宇宙环境各种可能的物理、化学过程进行综合研究,其间错综复杂的机制问题有可能逐步得到合理的解释。

图 7.27 是与银河年时间尺度相接近的天文事件。Anders (1962) 认为,从陨石的宇宙线暴露年龄来看,陨石从母体分离的时间集中在三个时段: 0.22 亿年、2.5 亿年和 5.5

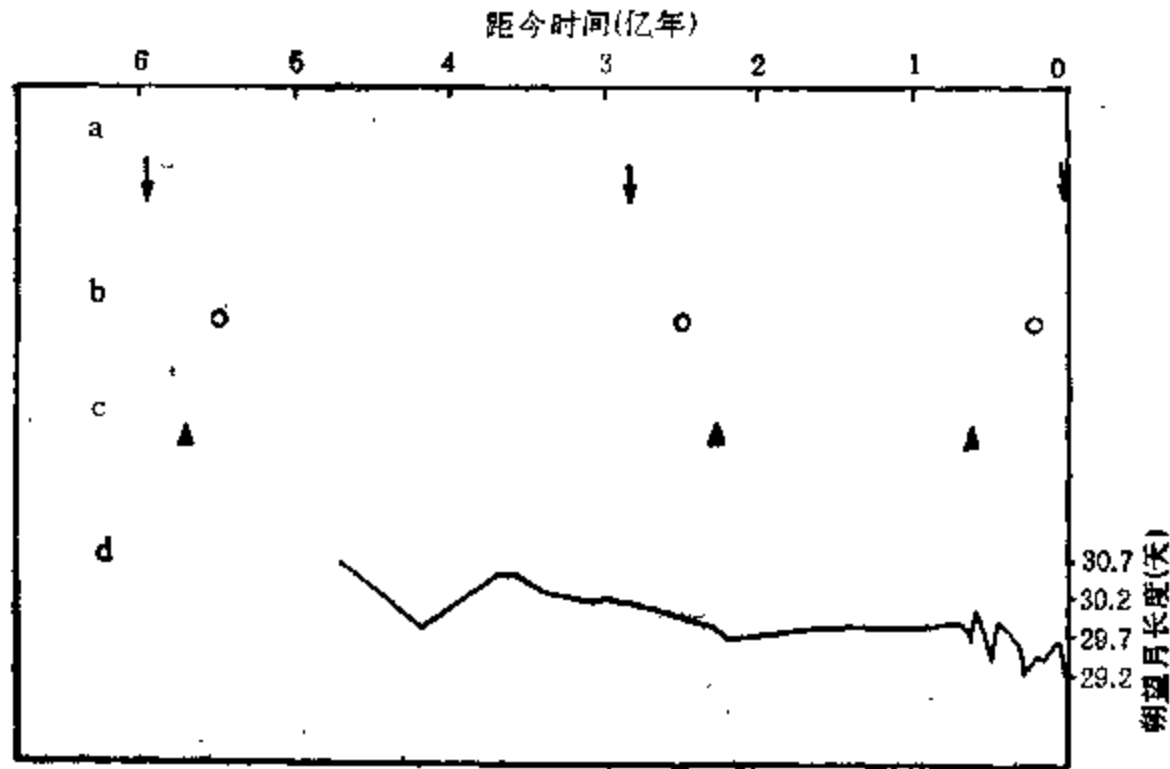


图 7.27 银河年与其它天文事件

a——银河年；b——陨石生成时间 (Anders, 1962)；c——地球铀含量异常事件 (Alvarez *et al.*, 1979; 徐道一等, 1986)；d——古自转(以朔望月的天数表示)

亿年。它们大体上是太阳绕银心运动的相接近的部位,不过前两次稍偏后些,后一次稍偏前。地球铀含量异常事件,被认为是与直径大于10公里的小行星或彗星撞击地球有关。已发现的主要为三个时期:寒武纪底界、二叠-三叠纪交界和白垩-第三纪交界。其中,第一次是我国发现的(张勤文等, 1984),在时间上与大冰期一致;第二次比大冰期偏后;第三次则偏前。可见,小行星或彗星撞冲地球不一定是形成大冰期的直接原因,而是与地质代的分界有关。这三次地球铀含量异常事件的发生时间,恰好是太古代和古生代、古生代和中生代、中生代和新生代的交替时期。由历史地质学可知,地质上“代”的分界,正是岩石生成时序有重大差别之时,也是生物大灭绝的主要时期。由此表明,太阳在银河系中运行至引力异常的宇宙空间,引起太阳系天体轨道的偏离,增加了小行星或彗星撞击地球的机率,从而导致地壳构造运动的巨变和生物的大灭绝。这就是说,除了银河年的特定宇宙空间参数变化引起大冰期、古地磁异常等一级旋回外,通过小行星或彗星撞击地球事件,有可能是银河年影响地球系统一级旋回的另一条途径。图7.27d 地球古自转的减慢与铀含量异常的一致性,也可视为小行星或彗星撞击地球结果所致。

7.3.2 太阳穿越银道影响二级旋回的途径

本章 §7.1 中给出了准 3 000 万年时间尺度上,地质纪分界、生物灭绝、古温度和古海洋等异常与太阳穿越银道面运动的一致性。有关它们之间的物理联系,目前讨论得还不多。值得注意的是,周期性陨击事件,有可能是太阳穿越银道面影响地球系统二级旋回的一个重要途径。

Alvarez 等 (1980) 首先提出陨击事件是导致地球生物灭绝的主要原因。Rampino 等(1984) 分析得到,生物灭绝的周期为 $3\ 000 \pm 100$ 万年,指出它与地球陨击的优势周期

3 100 ± 100 万年两者位相是一致的。陈道汉等(1986)根据直径 $D \geq 10$ 公里的陨击坑资料和生物灭绝资料,进一步求得古生物灭绝强度 E 与陨击坑直径 D 之间的统计关系为 $E = -43.04 + 44.85 \log D$, 相关系数达 0.92。并且,求得地球的古自转变化与陨击坑记录的最大相关系数为 0.43,前者比后者滞后 1 千万年,认为陨击事件也是造成地球古自转变化的原因。

图 7.28 是地球陨击事件与太阳穿越银道面的时间。图中 b 在 6500 万年前,似应有一个直径约为 300 公里的巨陨石坑。这个导致恐龙灭绝的巨陨石坑,已有多篇论文讨论过。由图中可见,多数的陨击事件一般出现在太阳穿越银道面的附近时期。看来,陨击事件的发生与太阳通过银道面有一定关系。

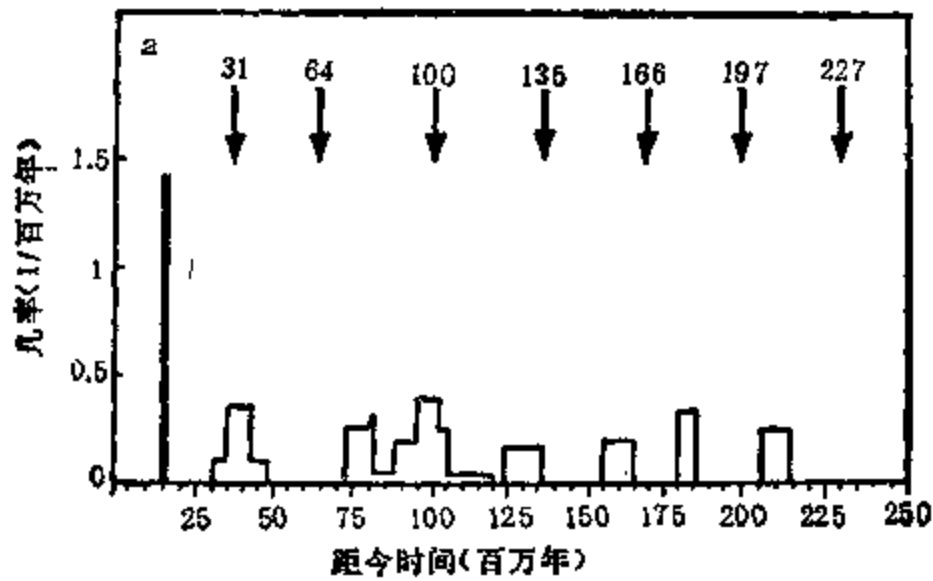


图 7.28 近 2.5 亿年以来陨石坑和太阳过银道面时间
 a——太阳过银道面时间 (Innanen *et al.*, 1978); b——直径 $D > 10$ 公里的陨石坑几率。(Alvarez *et al.*, 1984)

Rampino 等(1984)根据太阳系穿过银道面的间隔时间与地球上生物危机和陨击坑记录的周期的一致性,提出一个假设:地球生物危机的银道触发或强迫作用,可能是由于太阳系同集中在银道面附近的星际气体和尘埃云碰撞或接近的结果。其另一个后果,星际云的引力摄动将使彗星及其衍生体邻近地球的通量增加,导致大的陨星撞击而发生地球生物危机。

我们认为,在银道面附近集中着较多的恒星,为银河系的引力异常区之一。太阳穿越银道时,不仅是星际尘埃,而且由于恒星的集中,其引力场、磁场和宇宙线的背景都可能出现异常。此时,银道面的引力异常可使彗星或小行星轨道的偏离而增加轰击地球的几率,导致生物灭绝等重大事件的发生。同时,银道面的这些物理参量的异常,又可直接引起地球系统一系列相应事件的发生。

第八章 地球运动与全球性干旱、沙漠化

在三、四、五章中,我们曾零星地介绍了地球运动与几种时间尺度的干湿变化的关系。鉴于当前世界上干旱、沙漠化的严重性,已成为国际科学界极为关注的一个重大问题,而有关沙漠化的成因研究较为薄弱,有些看法较为含混或有分歧,因此我们在这一章中,专门就全球性的干旱、沙漠化的问题及其与地球运动的关系,包括沙漠的历史变迁事实、干旱环境变迁与全球温度变化的关系,以及它们起源于地球运动变化的物理机理进行较为系统的介绍和论述。

§ 8.1 世界沙漠概况及成因假说

8.1.1 当代干旱、沙漠化的严重性

当今,世界上的干旱区和半干旱区约占全球陆地的 1/4。据 1977 年联合国沙漠化会议提供的资料,目前全世界已经受到和可能受到沙漠化影响的面积,估计达 4 560 万平方公里,其中非洲 1 655 万平方公里,亚洲 1 523 万平方公里,美洲 784 万平方公里,澳大利亚 574 万平方公里,欧洲 23.8 万平方公里。图 8.1 是联合国沙漠化问题会议(1977)提供的世界沙漠化危害程度(可能受到沙漠化影响的地带)图。全球受到沙漠化威胁的土地占 35%,人口占 20%。每年沙漠化的面积达 600 万公顷,每年给农业生产造成的损失达 260 亿美元。

目前,我国的沙漠面积约为 71.3 万平方公里,戈壁面积约为 56.9 万平方公里,两者共为 128.2 万平方公里。我国沙漠的分布如图 8.2 所示,贯穿于整个西北、华北和东北地区,东西长达 4 000 公里。我国沙漠占全国国土面积的 13.4%,大致与我国现有耕地面积相当。我国沙漠化严重地区主要位于沙漠东南缘的草原地带,已经沙漠化的土地为 17.6 万平方公里。其中严重沙漠化的土地 3.5 万平方公里,正在发展和强烈发展中的土地各为 8.1 万和 6 万平方公里,此外半湿润和湿润带的风沙化土地尚有 0.97 万平方公里。其中,从 50 年代末到 70 年代末的 25 年间,就扩大了 3.9 万平方公里。

当前,世界性的干旱、沙漠化问题,以非洲最为严重。从 1968 年到 1984 年,非洲撒哈拉沙漠南缘的地区,包括西起毛里塔尼亚东至乍得的萨赫勒地区以及苏丹、埃塞俄比亚和索马里等国家,发生了震惊世界的持续 17 年大旱,给这些国家造成了巨大经济损失和灾难,死亡人数达 200 多万人,有 22 个国家、2.5 亿人遭受本世纪以来最严重的粮食危机。图 8.3 是本世纪 70 年代非洲萨赫勒和东非受干旱影响的地区。实际上在 80 年代初期,那里的干旱更为严重。

正由于目前世界上干旱、沙漠化的严重性,引起了国际科学界和许多国家政府的注意,联合国第 29 届大会做出了关于国际合作开展对沙漠化斗争的决议。在 1977 年 8 月,联合国的粮农组织、教科文组织和世界气象组织在肯尼亚召开了世界沙漠化会议。许多

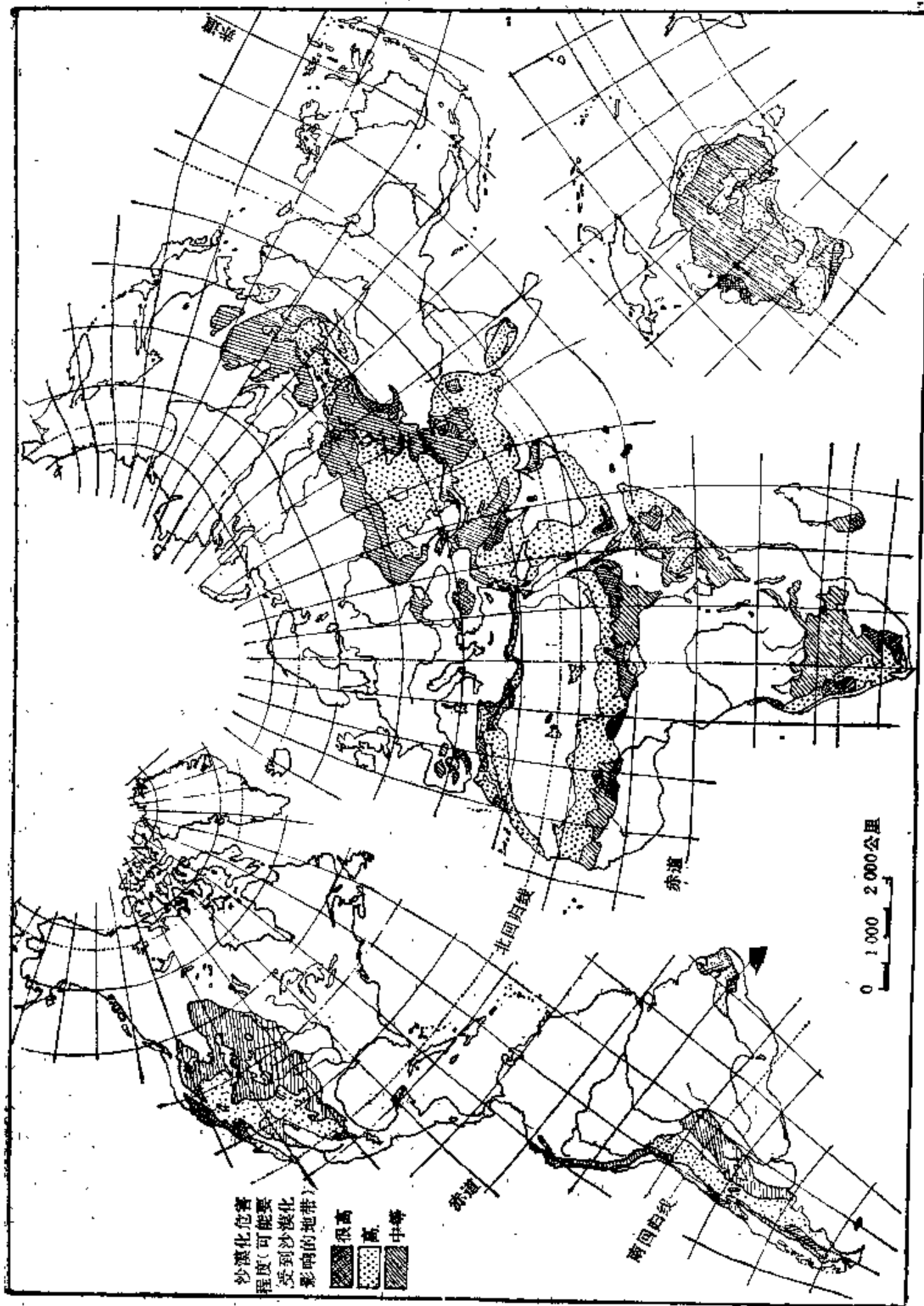


图 8.1 世界沙漠化图
(联合国沙漠化会议, 1977)



图 8.2 中国沙漠分布图

1. 塔克拉玛干沙漠; 2. 古尔班通古特沙漠; 3. 库姆塔格沙漠; 4. 柴达木盆地沙漠; 5. 巴丹吉林沙漠; 6. 腾格里沙漠; 7. 乌兰布和沙漠; 8. 库布齐沙漠; 9. 毛乌素沙漠; 10. 浑善达克沙漠; 11. 科尔沁沙地; 12. 呼伦贝尔沙地
(宋震达等, 1980)

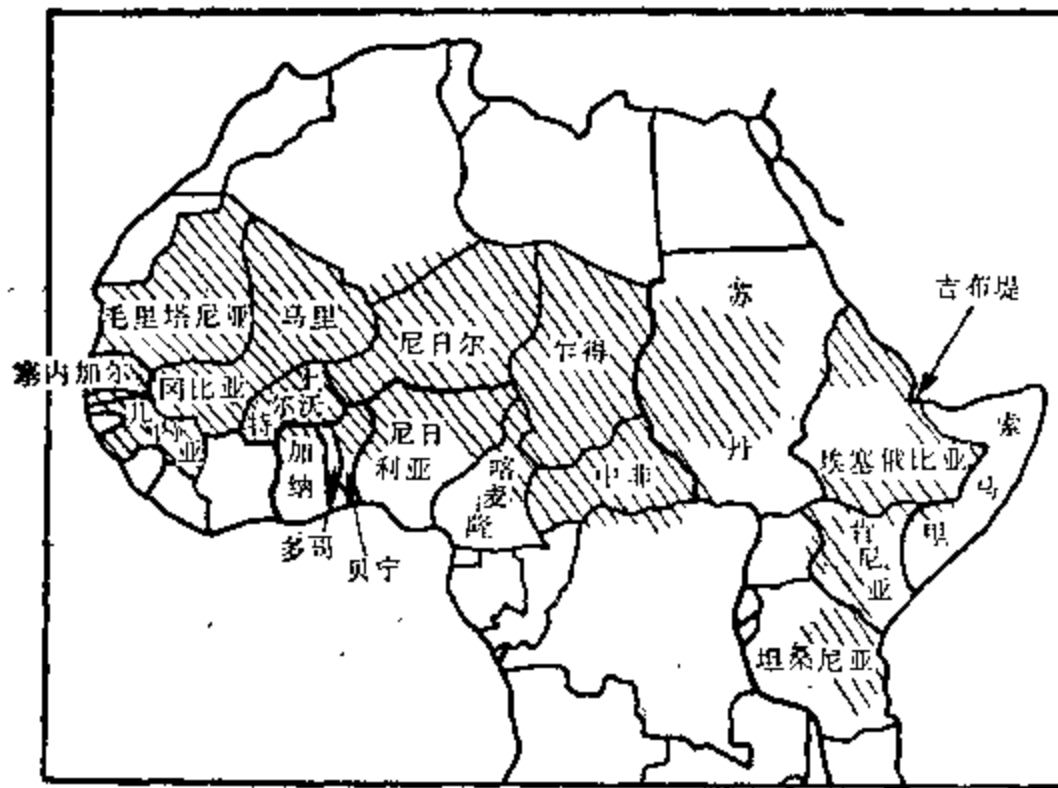


图 8.3 70 年代萨赫勒和东非受干旱影响的地区

国家的科学家开展了干旱、沙漠化问题及其成果和对策的研究工作。

8.1.2 几种成因假设

目前对于当代的干旱、沙漠化为何如此严重的原因的研究还比较薄弱，看法不大一致。现有的成因解释大体有这样几种：(1)人为破坏说。认为主要是由于过度放牧和开垦，滥伐森林导致植被破坏和土壤保持水分能力下降。在 70 年代，有的研究还认为撒哈拉沙漠和塔尔沙漠本身的形成，也与人类活动有关。撒哈拉沙漠曾是草原环境，以后才形成沙漠；塔尔沙漠更为年青。它们都是人类活动的破坏导致沙漠化的。(2)变暖说。认为在地质时期低纬度沙漠区的雨期、少雨期与高纬度冰期、间冰期的关系模式是，低纬度少雨-高纬度间冰期，低纬度多雨-高纬度冰期。在变暖的间冰期，低纬度地区少雨干燥，沙漠扩展。近年来，国外一些气候数值模拟结果，认为 CO_2 的温室效应在未来几十年内将使全球气候变暖，导致中纬度地区干旱化，其它地区变湿。(3)海气相互作用说。认为是热带海温异常导致低纬度大气环流异常所引起。但对为何非洲干旱持续 17 年之久，尚难解释。(4)反馈说。认为干旱持久的反馈机制是：干旱开始后，由于植物枯死，土壤水分减少，但蒸发大为减少，形成对流性降水的可能性减小，半干旱区过量放牧使地面反射率增加，改变地面能量平衡，导致下沉运动，造成持久干旱；雨云中冰核的生物源材料的消失，使降雨减少。以及其它一些反馈假说。(5)天文说。认为由于地球轨道参数变化，使中高纬度夏季辐射量减少，导致冰期的发生和沙漠区的扩大。其具体机制又分两种。一是认为较低的海温、较大的经向温度梯度和较多的极冰等，使对流活动大为减少，导致较低纬度的干旱度增加，或者高低纬度之间的温度梯度增加，使副热带高压和赤道辐合带南移，导致干旱区的扩大。二是认为天文辐射量的增减，造成海陆之间温度梯度的加大和减小，导致季风增强和减弱，使非洲和南亚降水增加和减少，从而形成湿湿和干旱的变化。这种天文假设实质上又是一种变冷说，认为沙漠区的扩大主要由气候变冷所引起。

上面几种干旱、沙漠化的成因假设,总括地说是人为影响说和自然变化说两种。自然变化说中又分变暖说和变冷说;以及内因说和外因说等。本章以下几节中将涉及这些问题,进行必要的讨论。

§ 8.2 干旱、沙漠区变迁史实

近 20 年来,在干旱、沙漠区的变迁研究方面取得了重要进展,表明现今世界上的主要干旱、沙漠区都曾经历过湿润化和沙漠化的多次反复的重大变迁。

8.2.1 撒哈拉沙漠的变迁

在沙漠变迁的研究方面,对非洲撒哈拉地区是迄今研究得最多的。据认为 (Diester-Haas and Schrader, 1979 等),北非在中新世早期已经有充分发育的沙漠区。沙漠分布最大的范围,出现在末次冰期的盛期附近。根据古沙丘、孢粉、石膏层等的研究,现已表明在 1.8 万年前左右,撒哈拉沙漠比现代要大得多。由图 8.4 可见,距今 2 万年前,撒哈拉沙漠的南界曾比现今向南推进许多,直至乍得湖以南的 10°N 附近,撒哈拉沙漠的北界曾向北推进,到阿尔及尔附近。大约在 1.8 万年前左右,沙丘也曾达到埃及-苏丹交界的尼罗河谷地。可见,2 万年前的撒哈拉沙漠范围远大于现在。

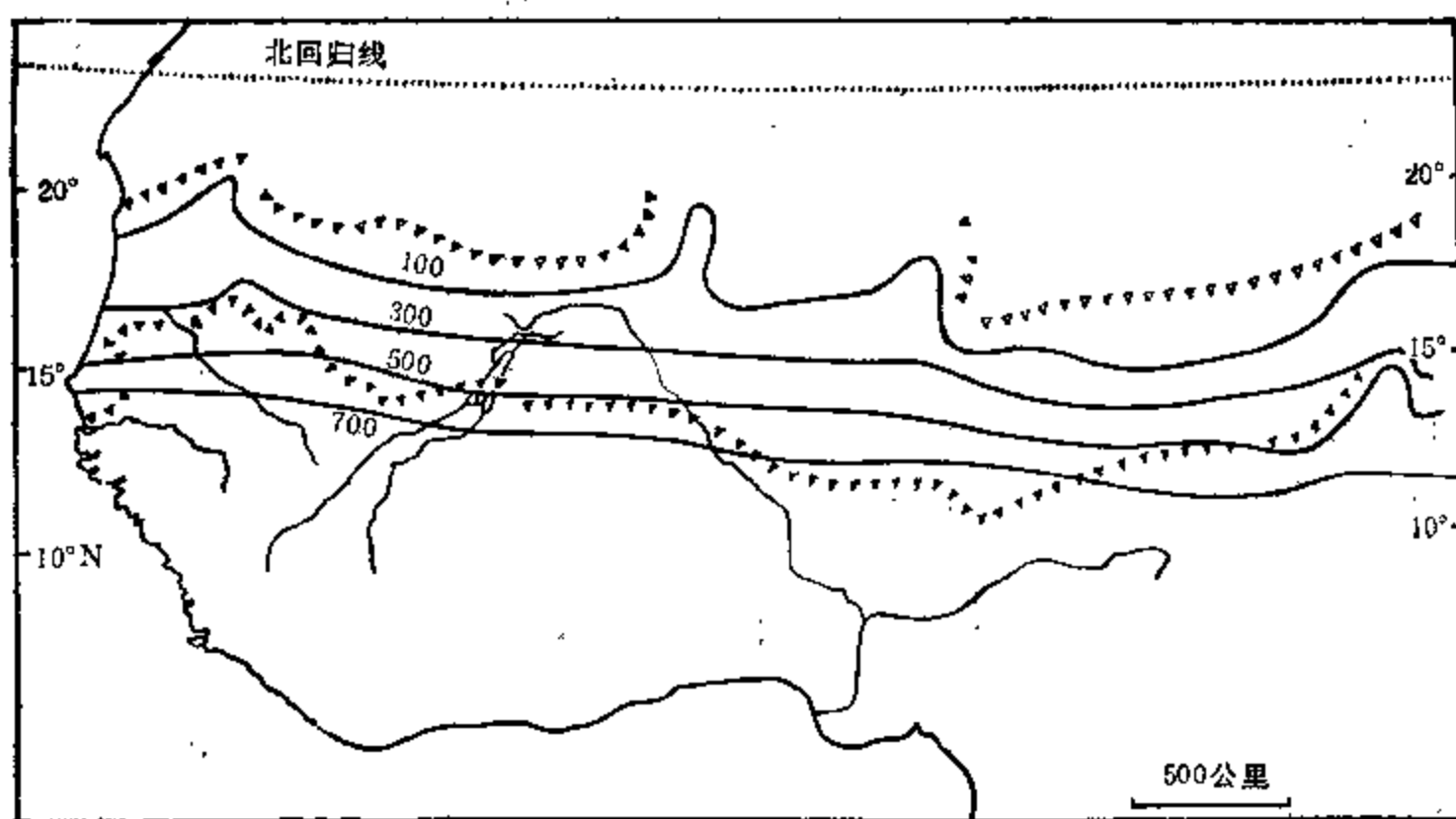


图 8.4 2 万年前与现今撒哈拉沙漠南界的比较

▼ 2 万年前固定沙丘的南界; ▽ 现代活动沙丘的南界;实线为现代年等雨量线(毫米)
(Talbot, 1980)

大约在距今 12 000—10 000 年前和 8 000—4 500 年前,撒哈拉沙漠地区经历了两个湿润时期。近 20—30 年来,人们在撒哈拉沙漠的腹地发现了大量的岩壁绘画 (Gardi, 1970),画面极为优美,形式多样,保存相当完好。画有象、狮、长颈鹿、河马、鸵鸟等各种动

物,还发现了木乃伊等古代人类活动的大量遗址。其年代经¹⁴C测定为距今8000—4500年前。表明在这些现今极为干燥、人类无法生存的地区,当时却为大草原,是人类居住的重要地区之一。撒哈拉沙漠地区有着它自己的意义深远的文明史。

现代的撒哈拉大沙漠,大约是在4000年前开始形成的(Hare, 1979)。当时北半球许多地方开始变冷,副热带地区变干,撒哈拉地区才由大草原变为沙漠。

8.2.2 塔尔沙漠的变迁

位于印度-巴基斯坦交界的塔尔沙漠,在70年代经过考古学家和地理学家的联合考察,

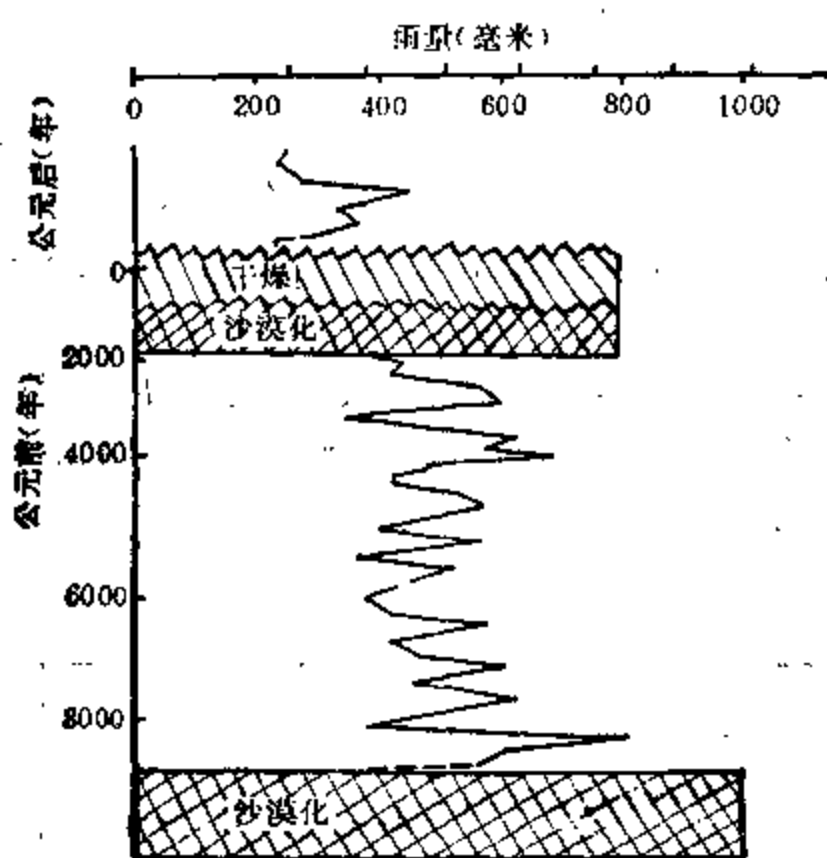


图 8.5 印度西北部夏季季风雨量

据伦卡兰萨、拉贾斯坦花粉资料计算 (Bryson et al., 1977)

的严重沙漠化发生在1.1万年以前。其后大约在6—7千年时间内,沙漠化曾停止或基本停止。在公元前2000—1000年左右又变为干燥,沙漠化又开始严重起来。

现已证实在距今1万年以前的晚更新世末期,沙漠的范围比现今大为扩展,沙丘一直延伸至散巴尔湖地区。在距今10000—9500年期间为湿润时期,那时蒿属植物很多,散巴尔湖为淡水湖。距今6000年前,也仅有面积很小的活动沙丘。在距今5000—3800年期间,气候突然变为湿润,蒿属植物增加,出现乔木和灌木。在距今3800—3500年间,气候变干,蒿属植物减少,乔木消失。在距今3500—3000年期间,气候又相对湿润些。在距今3000年前以后,气候变得相当干燥。

图 8.5 是印度西北部的夏季雨量变化图。图中可见,印度西北部的

8.2.3 中国沙漠的变迁

关于中国沙漠开始形成的时间,有的人认为在第三—第四纪间我国就已有沙漠的发生(耿宏宽, 1986)。在中更新世,沙漠大规模发展。

有关第四纪内中国沙漠的变迁,目前直接的证据尚不多见,但从我国黄土-古土壤沉积系列中可以得到较好的旁证。由于沙漠是干旱气候的产物,沙质地表在强烈的风化作用下,沙土被风吹扬搬运,沙子大面积的堆积,才逐渐形成沙漠。而中国黄土的形成与其上游严重沙漠化的时间是一致的,它主要是在常年西北风的条件下,将上游干旱沙漠区吹起的黄土粉尘,搬运到下风方沉降堆积的结果。图 8.6 是中国黄土的来源区和堆积区。我国一些学者认为黄土的形成是与沙漠化相联系的。因此一些学者(耿宏宽, 1986)主张,

可以根据黄河中游黄土的形成年代表，查考我国沙漠区第四纪以来很有可能出现的干燥气候与沙漠化年表。按此观点，我国陕西洛川黄土-古土壤地层序列(参见第六章中图 6.8)中的黄土发育时段，可以大致视为我国 240 万年以来的沙漠化的时期。

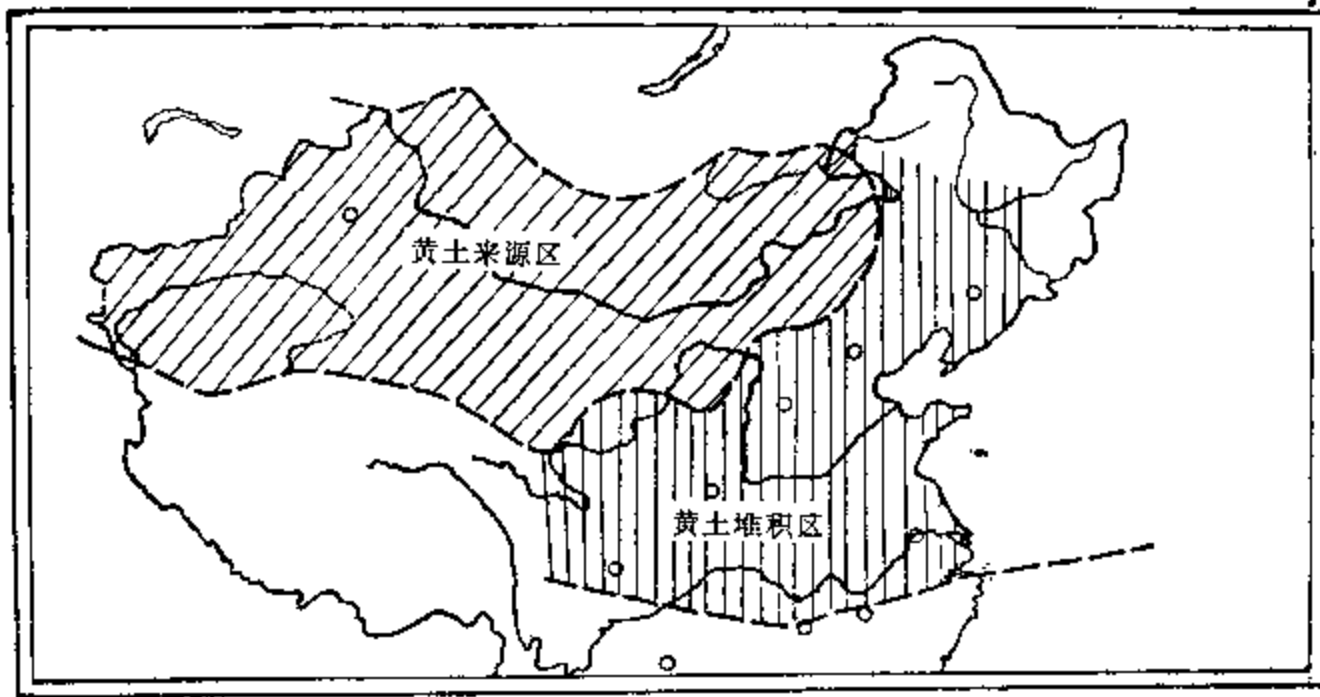


图 8.6 中国黄土的来源区和堆积区
(刘东生等, 1985)

董光荣等 (1983) 对鄂尔多斯高原的第四纪古风沙的研究表明，从早更新世后期以来，该地区沙漠经历过一系列的流动沙地——固定、半固定沙地的反复演变过程。图 8.7

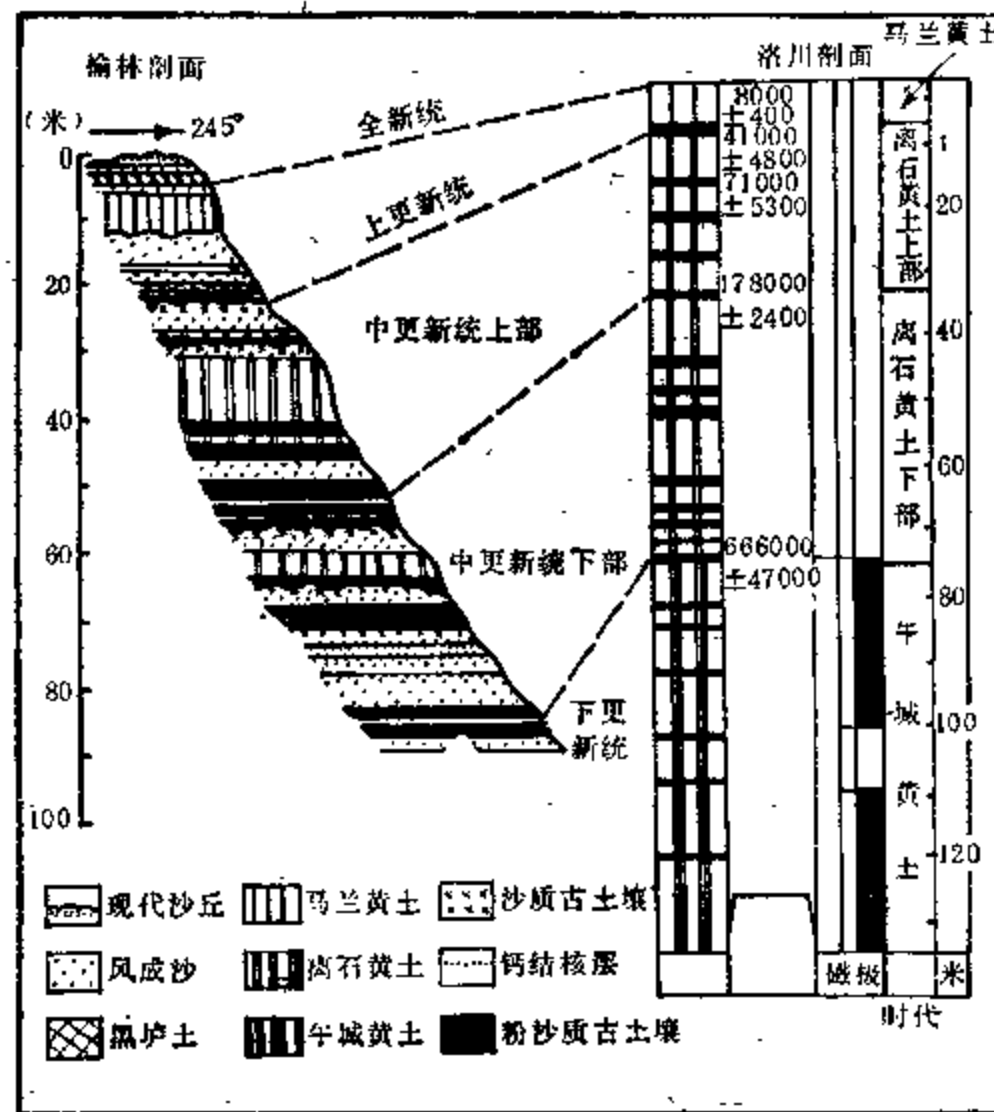


图 8.7 榆林含古风成沙地层与洛川黄土地层剖面对比图
(董光荣等, 1983)

表 8.1 萨拉乌苏地区第四纪地层的划分与对比

地质时代		萨拉乌苏地区					对比地区的地层	
		地层	孢粉	动物化石	人类遗存	地	西北部低梁地	东南部黄土丘陵
第四纪	全新世 Q ₁	高哨沟湾组	现代草原植被	现代草原动物	现代人类活动	固定、半固定沙地及现代流动沙丘	固定、半固定沙地及现代流动沙丘	
		大沟湾组	禾木科、莎草科、水鳖属等	啮齿类、马类、鹿类、羚羊类等	新石器时代(磨光石斧、石箭头、石锄等)	次生黄土 风成沙	风成沙或黄土	
	城川组	—	上部以松科、杉科、冷杉属、落叶松属等占优势，下部以蒿属、藜科等为主	啮齿类、马类、鸵鸟类等	—	细沙相沉积(风成沙为主)	沙黑垆土(顶部距今3200±230年)轻微剥蚀面或河湖相沉积	沙黑垆土或粉沙黑垆土、轻微剥蚀面或河湖相沉积
						晚 Q ₁₋₂	—	上马兰黄土及夹沙层
晚更新世 Q ₂	—	城川组	—	披毛犀、原始牛、马、鹿、水鸟等	见小石器	湖沼相沉积(含融槽近顶部距今27940±500—24000±120年)	风成沙或古丘为主,和谷地低洼地有沙质黄土	沉积间断或剥蚀面或黑垆土型古土壤
						中 Q ₁₋₂	—	上马兰黄土及夹沙层
—	—	萨拉乌苏组	以松属、冷杉属、落叶松属等阔叶林科、禾本科等为主,并出现山毛榉属	萨拉乌苏动物群(披毛犀、原始牛、王氏水牛、诺氏象等)	—	细沙相沉积(风成为主)	剥蚀面或河湖相沉积(其顶部见沙土网格)	下马兰黄土及夹沙层
						早 Q ₁₋₁	—	—
—	—	—	—	—	—	前期 Q ₃	—	—

是位于毛乌苏沙漠东南缘的榆林地区含有古风成沙地层剖面。由图中可见,距今 100 万年以来,该地发生过多次沙漠化(风成沙)半干旱(黄土)和较湿润(古土壤)时期的多次交替。在现代沙丘下面,距今 8 000 年前左右曾出现黑垆土的偏湿阶段,而在末次冰期出现较厚的风成沙阶段。从已经发生的第四纪古风成沙的分布范围来看,其南缘和东缘均已超出现今鄂尔多斯高原沙漠的范围,说明在过去曾出现过沙漠范围比现今还要大的时期。

位于毛乌素沙漠南缘的萨拉乌苏河地层研究表明(董光荣等,1983,见表 8.1),在末次冰期的前期和盛期,都是细沙相沉积的沙漠化时期。在距今 5 000 年前和 3 200 年前左右,均为沙漠黑垆土和湖沼相沉积的较湿润时期。后来又经历了风成沙、次黄土阶段,直到现今的固定、半固定沙地或现代流动沙丘。

上述简要地介绍了世界上几个主要干旱沙漠区的历史变迁事实,表明这些历史变迁有着共同的特点:它们在地质时期和历史时期都经历过沙漠化-湿润化-沙漠化的交叉替换的反复变迁;它们过去的一些主要沙漠化时期或湿润时期,在时间上大致是相同的,而不仅是在某些局部地区出现;在第四纪内尤其是末次冰期,沙漠化的规模都比现今要大,更为严重。由此看来,世界主要沙漠区的变迁史以及它们的这些共同特点,是难以用人为破坏加以解释的。表明世界沙漠化的成因,自然原因是主要的、第一位的,而人为破坏是第二位的,它只是在自然环境恶化情况下起了加剧的作用。

§ 8.3 冷暖变迁与干旱、沙漠化

引起沙漠化的气候因子中,究竟是气候变暖还是气候变冷?何者是主要的?我们在这一节中将说明,就全球主要的干旱沙漠区来说,导致干旱、沙漠化的直接的自然原因不是气候变暖,而是由于气候变冷所致。并且在多种时间尺度上均属如此。

8.3.1 第四纪古温度变化与干旱、沙漠区变迁

近 30 多年以来,我国学者对有关黄土高原地层沉积序列的研究取得了重大进展。他们所得到的近 240 万年来黄土-古土壤地层序列,不仅反映了我国第四纪以来温度情况的变化,而且相当好地反映了我国干旱区第四纪内干湿状况的交替变迁。据刘东生等(1985)研究,我国黄土是干燥或半干燥气候的指示物,黄土中的粉砂石英颗粒较高的碳酸盐含量、微形态学特征及生物遗存等,均指示黄土是干冷气候条件下的产物,而古土壤则反映了温湿环境。每个黄土层可视为干冷气候时段,每个古土壤层可视为温湿气候时段。由图 8.8 可见,距今 50 万年以来,我国洛川的黄土-古土壤地层序列(c)与代表全球冰量和温度变化的 V_{28-238} 深海沉积序列,两者演变是相当一致的。表明第四纪内我国干旱半干旱区的干燥化时期均发生在全球气候变冷的冰期。而在温暖的间冰期则出现湿润时期。刘东生等(1985)又根据黄土层的三种不同风化强度和古土壤层的五种类型,对所要求的不同温度和湿度环境采取古今对比方法,并参考我国东部同期的气候状况,从而得到了近 110 万年以来我国洛川地区气温和降水量的年平均值的时间变化序列。由图 8.9 可见,粉尘堆积期的最低年平均气温在 0°C 或以下,降水量为 200 毫米左右; S_5 成壤期反映了一个气候适宜期,年降水量约在 700—800 毫米,平均气温约在 $12-14^{\circ}\text{C}$ 。在第四纪

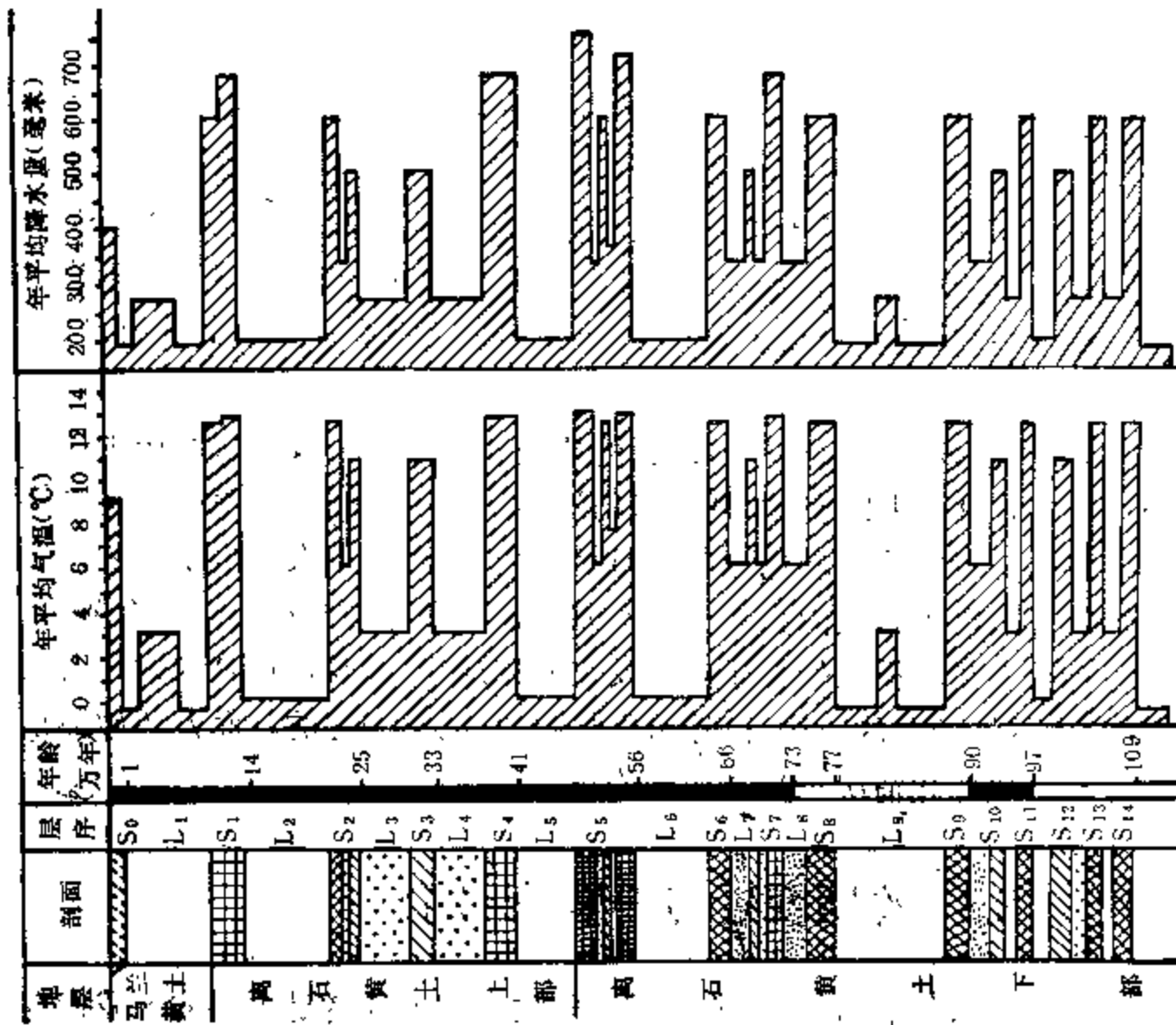


图 8.9 近 110 万年以来洛川气候要素的变化序列
 1.弱风化黄土; 2.中等风化黄土; 3.显著风化黄土; 4.黑垆土; 5.碳酸盐黄土; 6.褐土; 7.淋溶褐土; 8.棕褐土 (刘东生等, 1985)

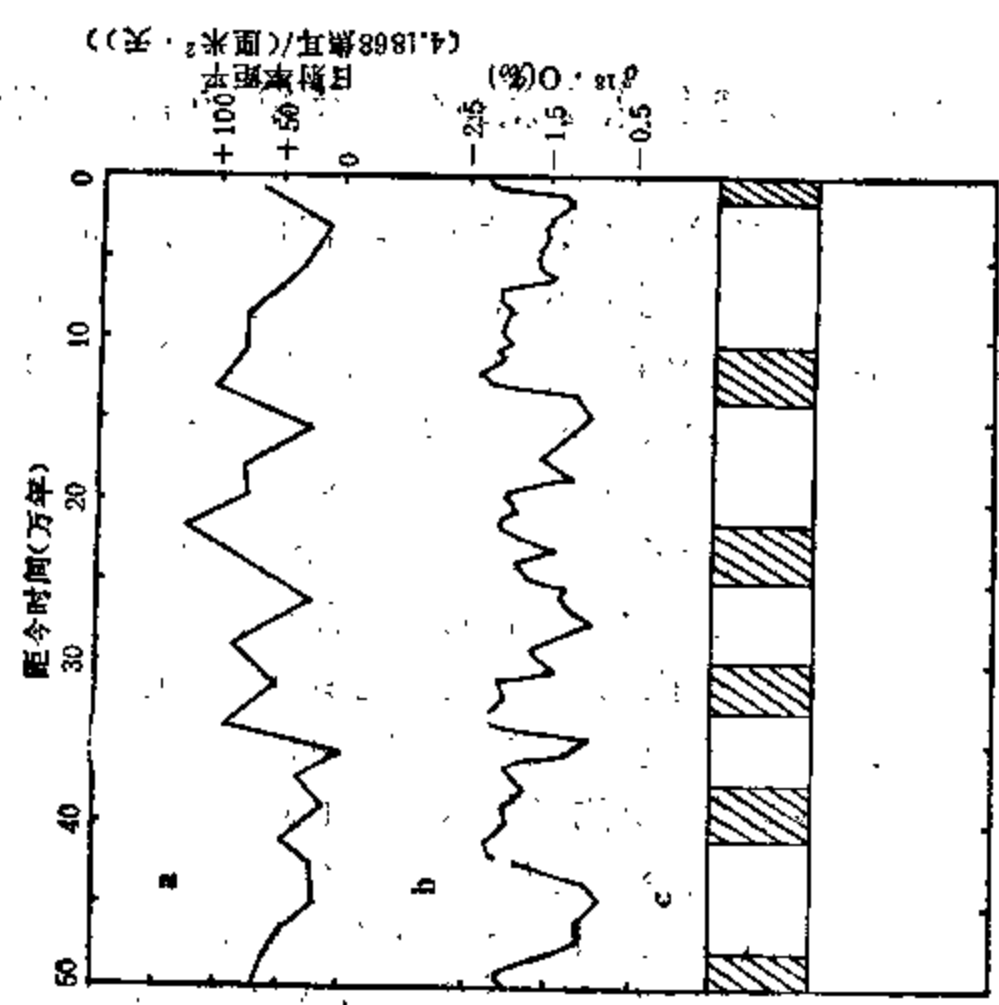


图 8.8 近 50 万年来古温度变化与黄土地层
 a——60°N 6 月中日射率(距平值的峰值包络线); b——全球温度变化(V_{60-25}); c——中国洛川黄土-古土壤地层序列 (刘东生等, 1985)

内,黄土高原气候变迁的可能幅度是,年平均气温变化可达 12—14℃ 或更多,年降水量达 500—600 毫米。

从末次冰期和冰后期的温度变化与全球沙漠分布变化的对比来看,变冷→干旱、沙漠化这一变化趋势的关系更为明显。图 8.10 是近 2 万年以来三个不同的典型时期的沙漠分

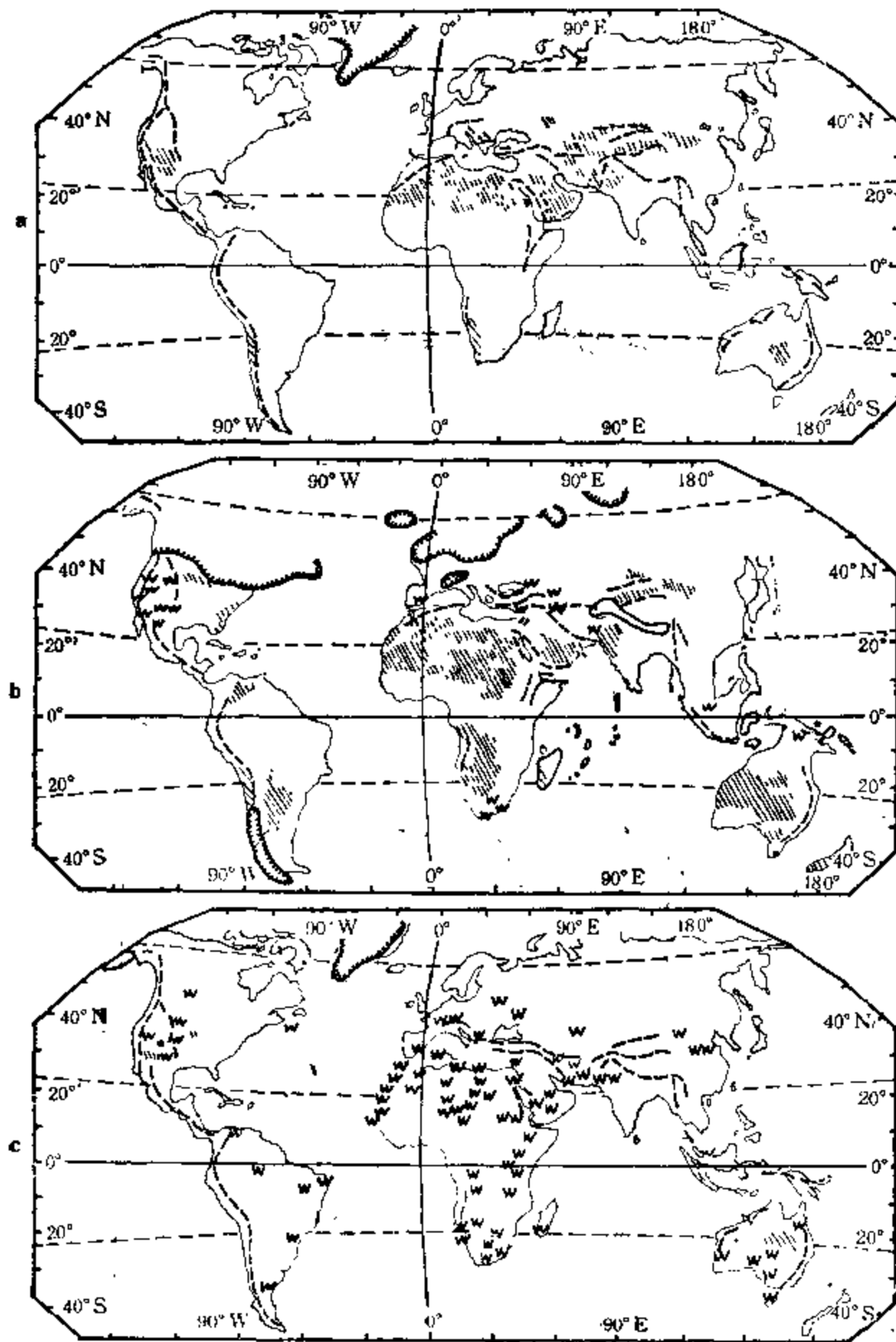


图 8.10 世界沙漠分布
(Sarnthein, 1978)

●——现今; b——18000 年前; c——6000 年前。W 为湿润气候;斜线区为沙漠区;
实线内加点区为冰川边缘;断线区为山脉

布图。此图系由 M. Sarnthein 根据大量地质和考古记录综合而成。在距今 18 000 年前正是末次冰期的盛期,年平均温度全球平均比现在低 5℃,陆地上最低的温度比现在要低 25℃,我国黄土高原当时的温度比现代低 8—10℃。当时,全球沙漠的面积(图 8.10b)比现在(图 8.10a)要大得多,在澳大利亚、南部非洲和南美洲都有大面积沙漠存在,美国东南沿海也是沙漠。尤其是在非洲北部,大部分为沙漠所覆盖,撒哈拉沙漠的南部边界比现今要南侵 4—6 个纬距。在距今 6 000 年前是冰后期的温暖时期,我国平均温度比现在约高 2.5—3℃ 左右,为人类史上的气候最适宜时期。此时期全球沙漠面积很小(图 8.10c),仅在北美西南部、澳大利亚等地有小块沙漠存在。现在世界上的主要沙漠区,当时大多处在湿润时期,并没有象现在这样的大面积沙漠分布。而现今全球气温处在冰期和冰后期温暖时代两者气温之间,世界上沙漠分布的面积也较冰期为小、而较温暖期为大。由此表明,第四纪内的沙漠变迁是随气候变冷而扩大、气候变暖而缩小的,这种变化的特征是相当清晰的。

8.3.2 历史时期温度变迁与干湿、沙漠区变迁

在距今 6 000 年以来的人类文明时期,干旱区的沙漠变迁与温度变迁有着相当明显的关系。

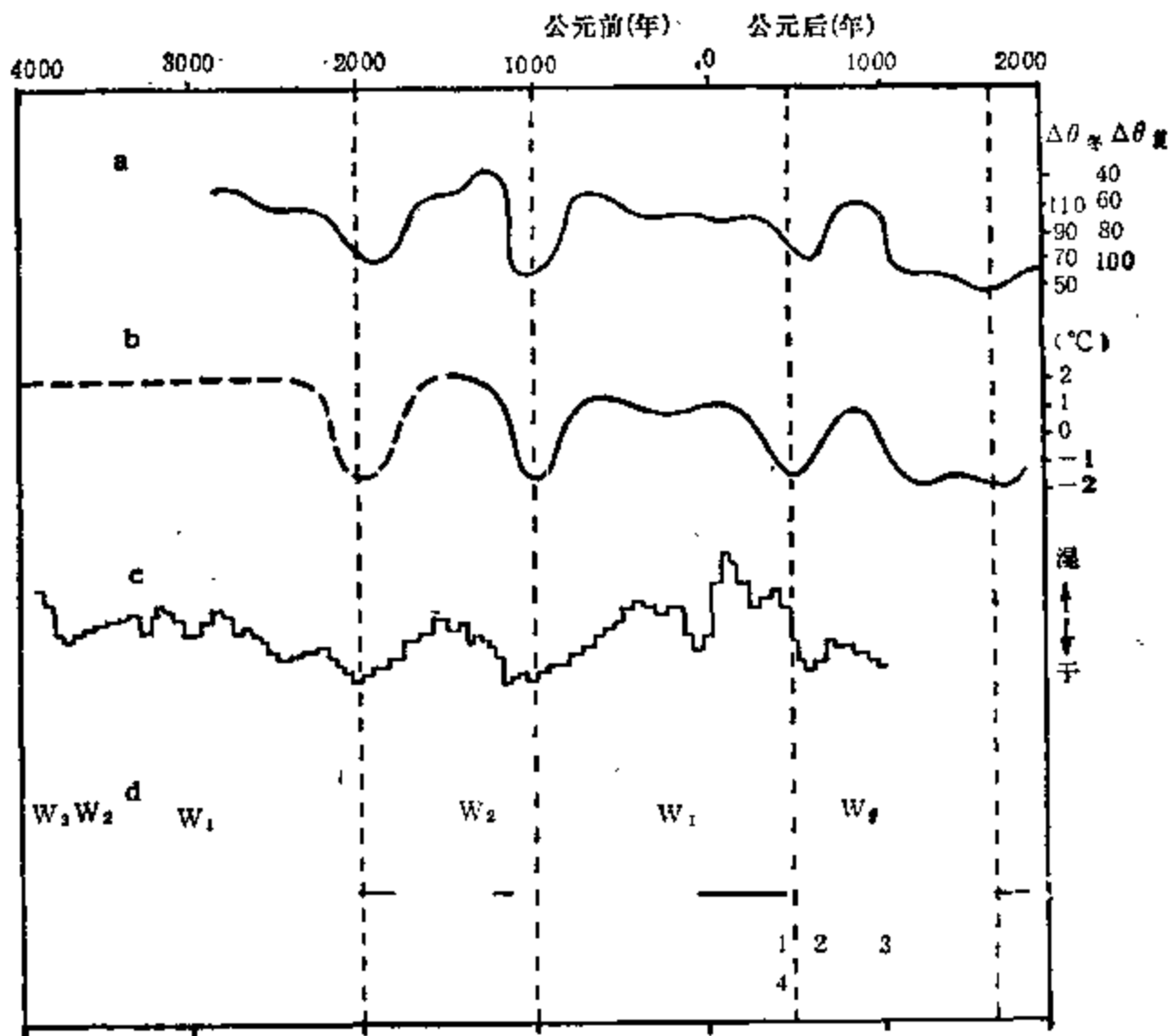


图 8.11 近 6000 年来温度变迁与干旱区变迁

a——九星地心会聚; b——中国物候温度; c——撒哈拉干湿变化; d——中国旱区干湿期: W_1 ——毛乌素沙漠湿期, W_2 ——塔克拉玛干湿期, W_3 ——乌兰布和沙漠湿期-塔克拉玛干干期; 1, 2, 3 分别为新疆古城楼兰、古且末城、米兰废弃, 4 为古居延废弃

由图 8.11 可见,近 6 000 年以来,撒哈拉地区干湿变化与温度变迁有着很好的关系,该地区的干旱期均出现在变冷时期,反之湿润期则出现在变暖时期。上节已谈到,在距今 6 000 年前,世界沙漠范围很小,撒哈拉沙漠地区为大草原,印度河流域的塔尔沙漠也处在湿润期,仅有小片沙丘。这些都出现在冰后期的温暖时代,也是世界四大文明的建立时期。据考查,我国河套以西的沙漠地区,当时也处在湿润时期。在现今吉兰泰盐池附近,当时是一个面积很大的湖泊,古代地理文献称之为屠申泽,后来才逐渐被风成沙丘所淹没。在距今 5 070 (± 75) 年前的温暖时代,毛乌素沙漠的南缘也出现了沙黑垆土的地层(见表 8.1),这标志当时处在湿润时期。

距今 4 000 年前附近,中国和北半球气候骤然变冷,世界干旱区普遍出现严重沙漠化。近代的大沙漠大多是从这个时候开始形成的,正是在这个变冷时期,撒哈拉地区由大草原变为大沙漠,原先的新石器时代的狩猎部落被逐出。位于印巴交界的塔尔沙漠从此开始形成大沙漠,印度河流域的哈拉帕文化衰亡。从图 8.11d 中可见,我国塔克拉玛干地区此时也处在干燥期。

距今 3 400 年前附近,我国处于殷商温暖时代,当时撒哈拉地区又处于湿润时期。毛乌素沙漠南缘在距今 3 200 (± 230) 年前,出现沙黑垆土和河湖相沉积的湿润期(表 8.1)。在距今 3 000 年以前的变冷期,撒哈拉地区又处于干燥期,我国塔克拉玛干地区的干燥期出现在公元前 1 260—1 230 年,较冷期略偏前。

从东周至秦汉时代,我国处在温暖时期。当时撒哈拉地区相应出现湿润时期。毛乌素沙漠南缘在距今 2 300 (± 90) 年以前处于温暖湿润时段(董光荣等,1985)。在秦汉时代,毛乌素沙地的一些地方曾是“沃野千里”、“水草丰美”的地方。我国甘肃民勤县战国时曾有个很大的湖沼——猪野泽,后来在汉代及以后几百年才逐渐干涸的。在唐朝时代,我国气候也为温暖时期,塔克拉玛干地区处湿期,在河西走廊现今为沙漠的地带,还保存了唐代一些居民点和遗址。

过去一般认为,我国历史时期发生的一些沙漠化事件是由于人们开垦或战争等人类破坏引起的。我们将收集到的有确切时间的沙漠化事件一并点入图 8.11 中。可以看到,它们大都发生在变冷变干的时期。公元 376 年新疆古城楼兰已废弃;古且末城在公元 644 年,玄奘经过时人烟断绝城廓废弃;河西走廊弱水下游的古居延,在西汉初年是重要屯垦区,在北魏时(公元 386—534 年)被遗弃。这些沙漠化事件分布地区并不相同,而它们的发生时间恰好都是处在 4—6 世纪的气候变冷、变干时期。这难以说成纯粹是一种巧合。看来,自然环境的变冷变干,对于一些沙漠化事件是有重要影响的,而人类活动的破坏起了加剧作用。此外,新疆米兰的废弃时间是在 9 世纪以后,大致也处在一千年前开始的气候变冷时期之初。

需要指出,上述历史时期的温度变化是属于千年尺度的。由本世纪所述大量事实表明,这种千年尺度的变冷,对于我国和世界主要干旱区的变干和沙漠化具有极为重要的关系。在百年时间尺度上,变冷和干旱、沙漠化的一致性也是清晰的。由图 8.12 可见,在 17 世纪和 19 世纪两个时段,格陵兰和我国长江下游均处低温期,其间正是我国受旱县数的峰值期。位于腾格里沙漠边缘的甘肃民勤县,上面曾提到境内在战国时代有个很大的猪野泽。这个湖后来逐渐干涸分为东、西两湖,西面的白亭湖在公元 1667 年曾经干涸,到 1700 年“湖水丈余”后,至 1840 年左右才干成湖区。其两次干涸的时间正值低温期。在非

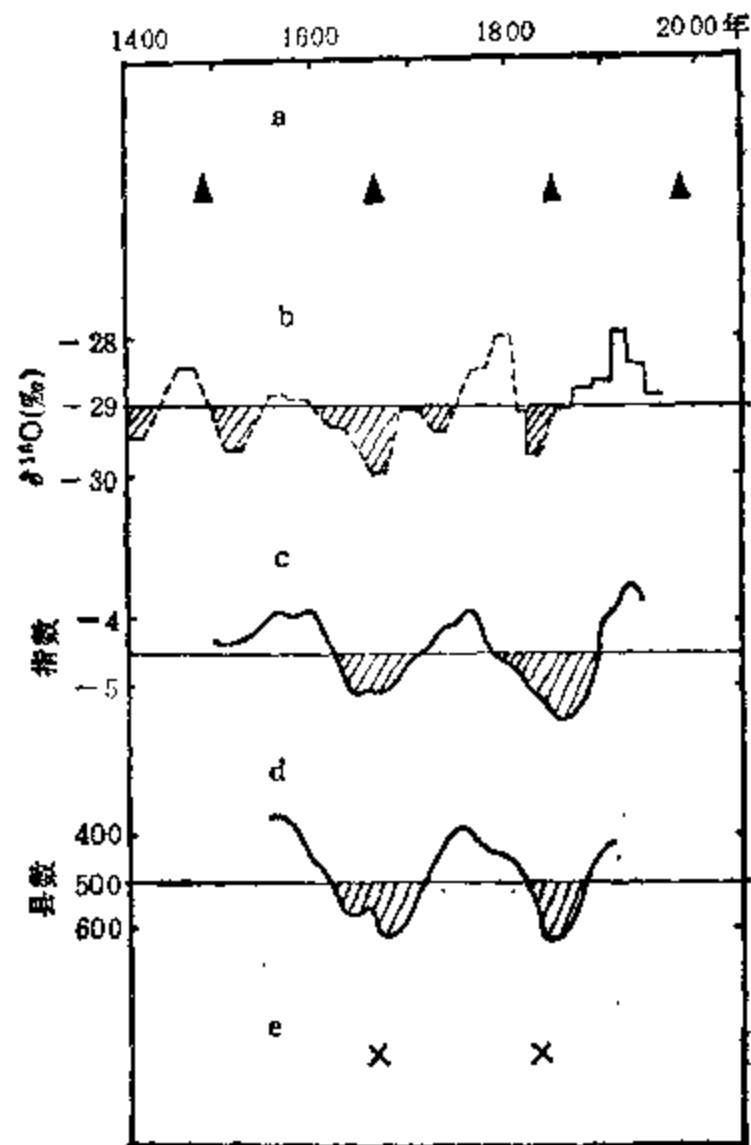


图 8.12 16 世纪至 19 世纪温度和干湿变化

a——九星地心会聚时间；b——格陵兰温度；c——长江下游冬温指数；(50 年滑动)；d——中国受旱县数(百年滑动)；e——甘肃白亭海干涸

洲萨赫勒地区,与 1968—1984 年持续 17 年干旱相当的另一次同样长和严重的干旱,发生在 1820—1840 年 (Weisburd *et al.*, 1985),也是处在图中的低温时段。可见,低温和干旱两者呈现着间隔时间为 140—180 年的大致同步的演变关系。

8.3.3 近代温度变化与干旱、沙漠化

图 8.13 是本世纪以来,北半球温度和降水趋势的演变情形。由图可见,位于非洲撒哈拉沙漠南缘半干旱区的萨赫勒地区年雨量变化曲线(图中 c, Weisburd *et al.* 1985),除 40 年代有一较弱的干旱期外,1968 年以后出现的持续的、年雨量大幅度偏少是本世纪以来最严重的。比出现在 1910—1915 年的那一次严重干旱更趋严峻。从林振耀、吴祥定(1985)研究得到的我国西藏地区水旱等级(图中 d)来看,本世纪内最严重的干旱时段出现在 60 年代以后,其次是本世纪初期,与萨赫勒地区的干旱期极为相似。印度的干旱面积指数(图中 e)所显示的本世纪内两次严重干旱期也发生在 60 和 70 年代之间,以及本世纪初。我国成都地区近半个世纪以来的年雨量变化(图中 f),严重干旱期出现在 60 年代中期以后。反映我国黄河流域上、中游干旱区和半干旱区干湿情况的龙门流量(图中 g),自 40 年代以来总的趋势也是变干,70 年代初处于最干时期。图 8.13 中的这些降水、干

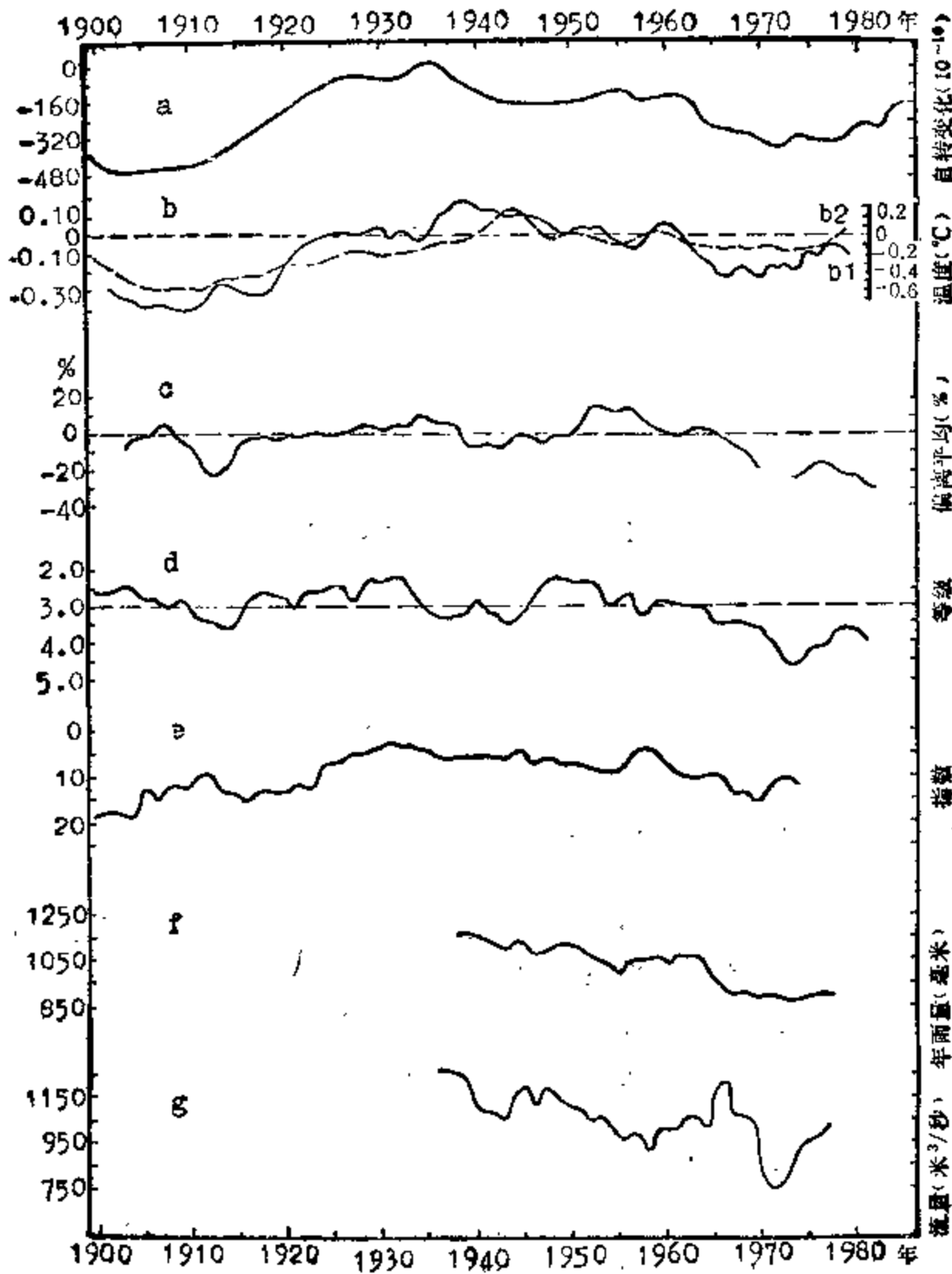


图 8.13 1900 年以来地球自转、北半球温度、降水、旱涝演变

a——地球自转速度 (UT, 年均值); b₁——北半球平均气温, b₂——北半球海洋夜间气温;
c——非洲萨赫勒地区年雨量变化(偏离平均值); d——我国西藏地区水旱等级; e——印度干旱面积指数; f——我国成都年雨量变化; g——黄河龙门年平均流量

湿演变表明,本世纪初和 60 年代后的两次持续干旱期是带有全球性的,并不局限在撒哈拉南缘地区,只不过该地区的干旱属于最为严重区,具有全球变化的代表性。

图 8.13b 是北半球平均气温 (b₁) 和北半球海洋夜间气温 (b₂, Folland, 1984) 的年变化。它们均显示本世纪初期和 60 年代以后为两个低温时期。非洲萨赫勒、印度和我国西部地区同时出现的两个严重干旱时段,正是处在北半球的降温时期。在 30 和 40 年代的温暖时期,仅出现相对弱的干旱。由此看来,60 年代以来我国和世界一些地区的干旱、沙漠化日益严重,沙漠化土地不断扩大,正是在北半球气温相对变冷的条件下发生的。

§ 8.4 干旱、沙漠化的根源——地球运动变化

上节论述了世界主要干旱、沙漠区的变迁,无论在地质时期和历史时期,都是与温度变迁密切联系的,严重沙漠化均发生在全球或半球气候变冷的条件之下。当气温变暖时,并非引起干旱、沙漠化,而是导致该地区向湿润化方向发展。并且可以看到,当时间尺度愈大、变冷幅度愈大,则干旱、沙漠化的程度愈加严重。既然多种时间尺度的干旱、沙漠化都是由全球或半球气候变冷所引起的,那么,这种大规模气候变冷的原因又是什么呢?本节将联系本书有关章节,进一步综述导致多种时间尺度干旱、沙漠化的温度变迁,其根本原因又都起源于地球运动状态的种种改变这一观点,并对其间的物理机制进行讨论。

8.4.1 地球运动对多种时间尺度温度变迁的影响

在 10 万年的时间尺度上,冰期、间冰期的交替出现,是由于地球公转轨道的偏心率、黄赤交角和近日点相对进动改变中高纬度太阳辐射量而引起的(详见第六章)。近 80 万年以来,由各大洋深海沉积所显示的冰期和间冰期,与根据地球轨道参数计算的中高纬度太阳辐射量变化,它们之间的关系都是相当好的。我国近 240 万年以来的黄土-古土壤地层序列,在更长的时间上证明了这种关系的可靠性;由于黄土是干冷气候条件下的产物,从而进一步表明第四纪内的严重干燥化是伴随冰期出现的。在地球轨道诸参数中,以偏心率的变化对第四纪气候的影响为最大(参见图 6.19)。冰期气候都是发生在偏心率最小、黄赤分角最小和近日点与冬至点相叠加的时期前后。这种时期也就是地球中高纬度处在接受太阳辐射量最少(尤其是夏季)的时段。最近的一次冰期盛期出现在 18 000 年前,曾导致全球大规模的沙漠化,当时地球正是处在偏心率最小和中高纬度太阳辐射量最少之后不久。

在千年和百年的两种时间尺度上,冷、暖变迁是由于九大行星地心会聚的参数变化引起的(详见第五章)。在九星地心会聚处冬半年、地心张角 $\leq 70^\circ$ 的附近,出现准周期为 140—180 年的气候变冷时期;当其中地心张角又 $\leq 47^\circ$ 时,则出现准周期为 1 000—1 400 年的严重变冷时期。这两种时间尺度的变冷期一般也是严重干旱和沙漠化时期。反之,当九星地心会聚处夏半年时,或者会聚虽处冬半年但地心张角 $> 70^\circ$ 时,均出现温暖期,干旱区易趋向湿润。我国气候变化与九星地心会聚的这种关系,在过去五千年以来一直是相当好的。九星地心会聚的这种效应是通过改变地球冬夏的公转半径和公转速度而影响温度变化的。因而实质上它是另一种地球轨道参数——公转半径和公转速度变化的效应。

在本世纪内,北半球气温变化与地球自转速度变化有较好的关系(见图 4.32)。在本世纪初和 60 年代以后,地球自转速度处在持续减慢时段,相应地北半球气温出现两个相对低温时期,从北非到印度及我国西部地区,都出现了严重干旱。在 30 年代自转加快时段,北半球气温则出现温暖时期,此外,在 40 年代后期,地球自转在加快时段中有一相对弱的减慢,北半球气温也出现温暖时期中的相对弱的降温,上述干旱区也发生程度相对轻的干旱。

由此表明,在多种时间尺度上,引起干旱、沙漠化的全球或半球的温度变迁,都离不开地球运动状态的变化。正是由于地球运动诸种参数的改变,直接或间接地导致了各种时间尺度的温度变迁。

8.4.2 地球运动-气候变冷-干旱、沙漠化的物理机制

我们认为,气候变冷是导致干旱、沙漠化的直接因子,地球运动状态改变又是引起气候变冷的根源。可以这样认为,地球运动的参数变化,通过温度变化,造成了干旱、半干旱区的沙漠化。

地球运动影响温度变化的物理途径,在十万年、千年和百年尺度上其具体影响方式有所不同,但有一个共同特点,即最终起作用的都是通过太阳辐射量的改变。在十万年尺度上,当地球轨道偏心率和黄赤交角的减小,以及近日点趋近冬至点时,夏季北半球中高纬度地带接受太阳的辐射量势必减少,引起降温和冰面的扩大。冰面对太阳辐射的强烈反射,又进一步导致地球热量亏损,从而形成冰期。在千年和百年尺度上,当九星地心会聚发生在冬半年、地心张角较小时,由于地球是绕太阳系质心而不是绕日心公转,九星会聚的力短效应使此时地球公转半径冬半年时变长、夏半年时缩短,导致公转速度冬半年减慢、夏半年加速,即冬半年季节延长、夏半年季节缩短。其结果也是与太阳辐射量有关,使得北半球一年中太阳辐射量少的日期增加,从而造成变冷趋势。

至于本世纪内地球自转速度与北半球气温变化之间的物理联系,我们在 4.3.4 节做了初步讨论,看来有待进一步探讨。

在地球运动的变化引起温度变化之后,气候的变冷为什么会 导致干旱、沙漠化呢? 需要指出,全球的主要干旱、沙漠区大多位于中、低纬度之间的夏季风难以到达的地区,目前发生沙漠化的地区主要是在干旱、沙漠区边缘的半干旱区(图 8.1)。从图 8.14 的世界夏季风的分布来看,并对照图 8.1 可以见到,这些已经或将要沙漠化的地区,正是夏季风的边缘地带。夏季风的强与弱,对这些地区的降水变率影响甚大。由图 8.15 可见,目前世界

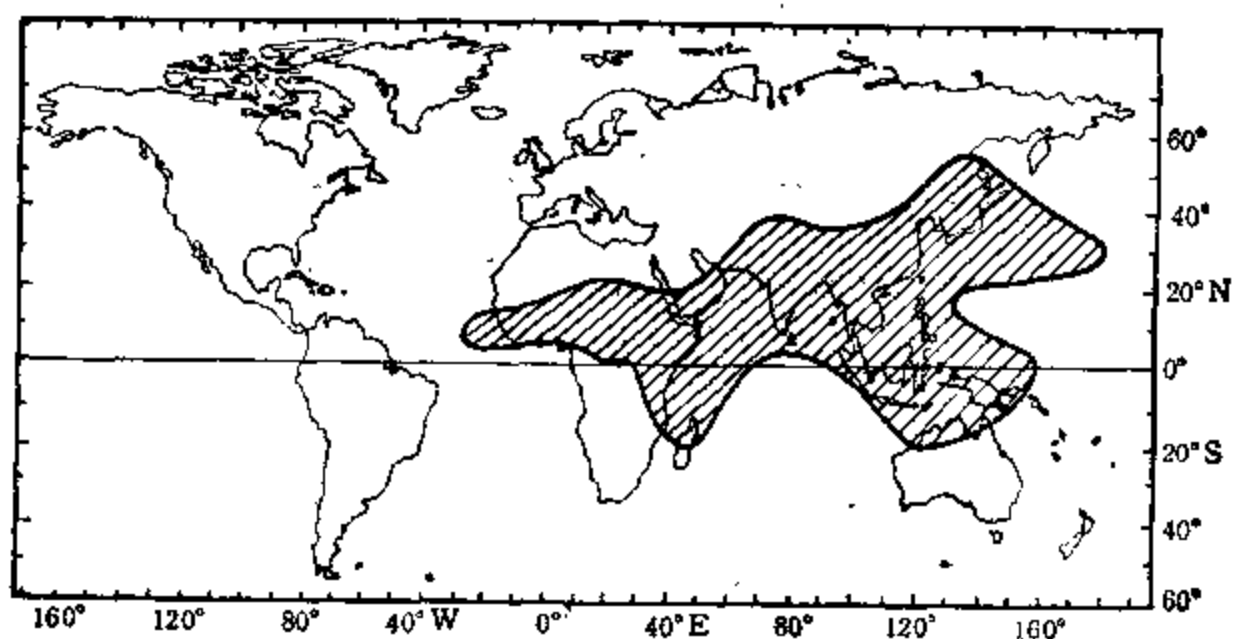


图 8.14 世界夏季风分布图
阴影区为夏季风区 (Ramage, 1971)

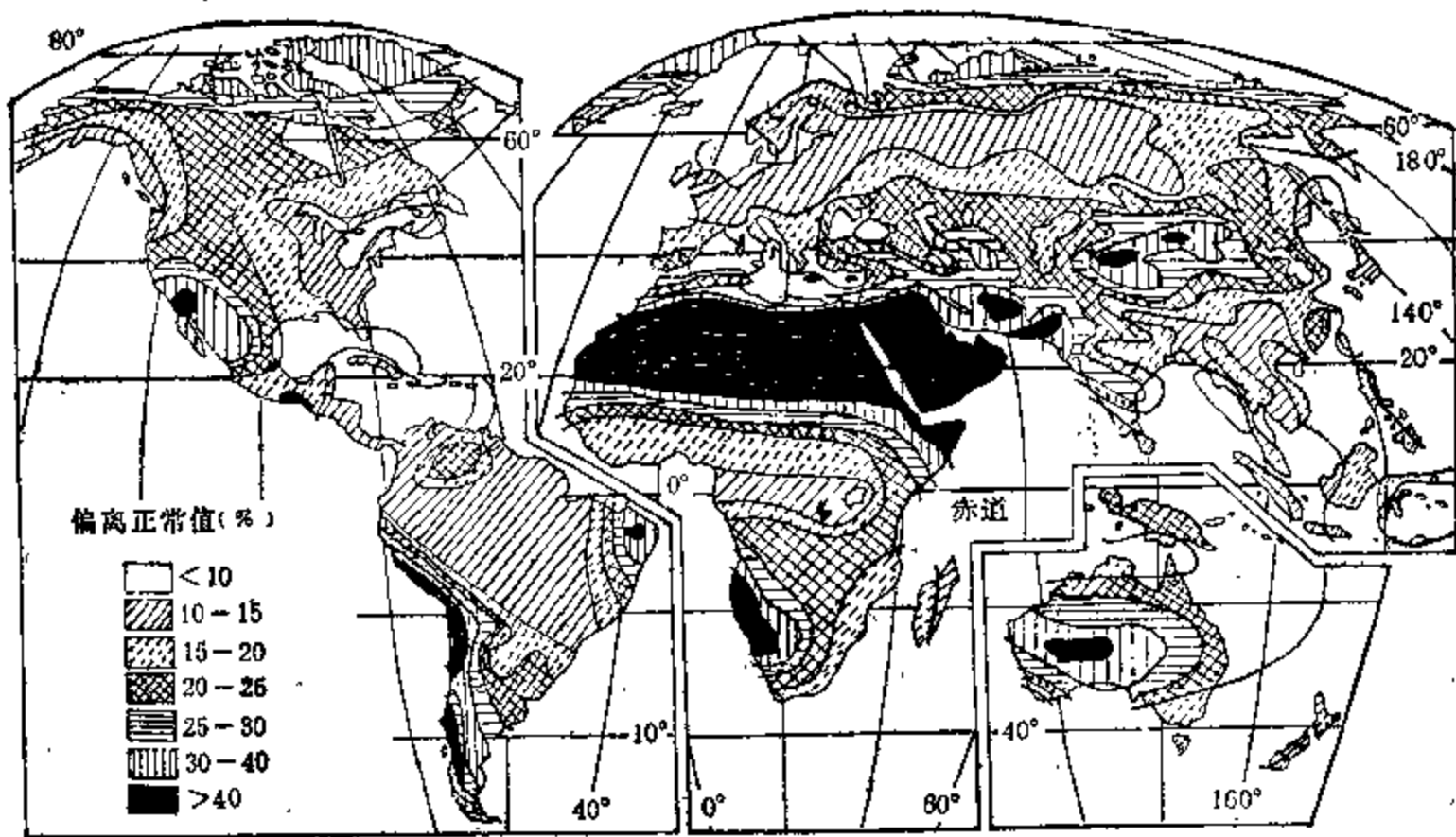


图 8.15 世界降水变率图
(Strahler *et al.* 1978)

主要的干旱区和半干旱区，恰好处在降水变率很大和比较大的地区。图 8.16 是 1951—1972 年夏季风雨带在非洲萨赫勒地区的北伸纬度变化。该雨带向北深入越多， 10° — 20° N 地区的降雨量就愈大，反之愈小。萨赫勒地区 1968 年开始的持续大旱，就是发生在图中夏季风雨带持续位于 $< 20^{\circ}$ N 以南的时段。从图 8.17 也可以看出，本世纪初和 60 年代后期开始的非洲大旱和印度干旱，主要是夏季风降水骤减引起的，而该地带在这两个时段的冬季风降水反而是增加的。

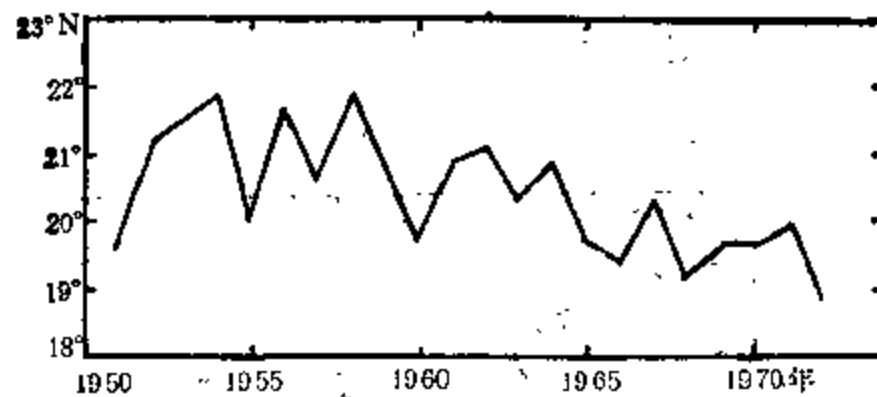


图 8.16 1951—1972 年非洲萨赫勒地区夏季风雨带北伸纬度变化
(Bryson, 1973)

由此我们认为，气候冷暖引起干旱、半干旱地区干湿变化的物理途径是：在气候变暖时期，可形成三种情况，一是海洋蒸发加大，大气中水汽含量增加；二是夏季大陆增温较大，使海陆之间的温度梯度加大；三是冷空气活动较弱。所有这些，均可导致暖而湿的夏季风比较强盛，使它可以深入内陆，在一些干旱、半干旱地区形成较多的降水，从而趋向湿润；反之在气候变冷时期，海水蒸发较小，大气中水汽含量减少，海陆之间温度梯度较小，加之冷空气活动较强，导致夏季风减弱，使得干旱、半干旱区雨量更少，其结果是造成干

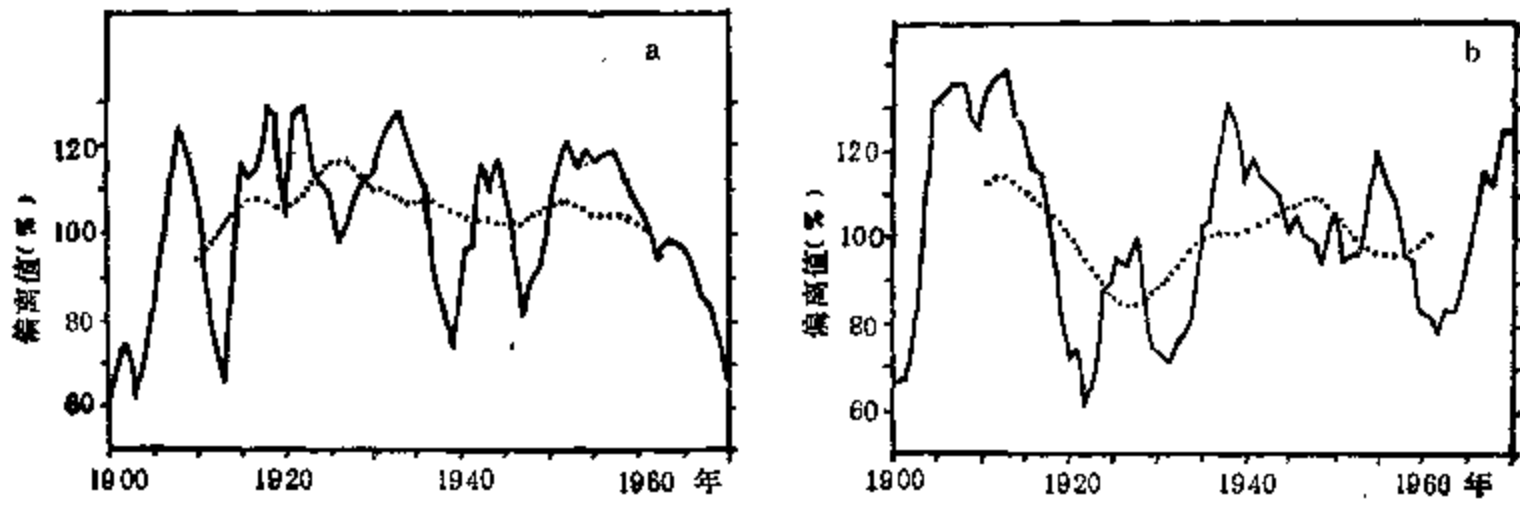


图 8.17 1900 年以来北非、阿拉伯半岛至印度一带降水量的变化
(偏离 1931—1960 年平均值的百分比)

a——15°—30°N 纬度带夏季季风降水量(8 站平均); b——20°—35°N 纬度带冬季季风降水量(14 站平均) (Winstanley, 1973)

旱、沙漠区的扩大。Kutzbach (1982) 根据地球轨道参数变化引起的太阳辐射量变化, 对近代和 9 000 年前的气候模拟试验得到, 当太阳辐射增加时, 海陆的温度梯度加大, 使夏季风加强, 内陆气候湿润; 当太阳辐射减弱时, 使内陆干旱程度增加。他模拟得到, 在 9 000 年前, 欧亚大陆夏季温度比现在升高较多而冬季比现在略有降低 (见图 8.18); 在北非、中东和亚洲 40°N 以南地区, 夏季 (6—8 月) 平均降水量比现在要增加 26%。这一模拟结果与我们上述分析结论是一致的。

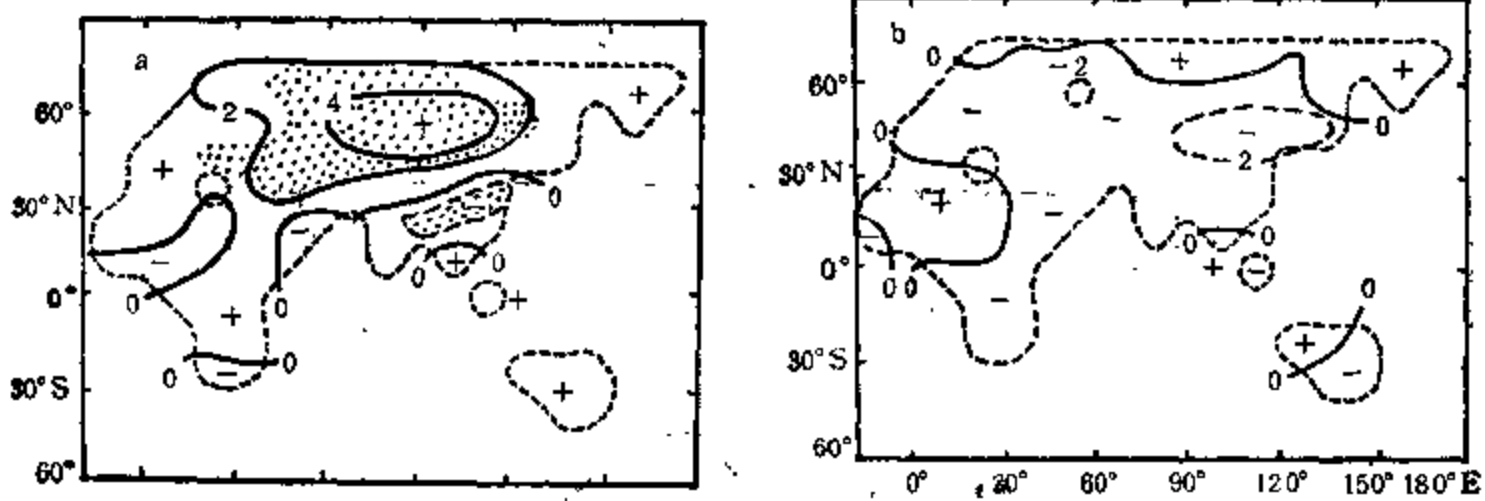


图 8.18 距今 9 000 年前 6—8 月(a)和 12—2 月(b)地面温度的模拟结果(9,000 年前减现代)
(Kutzbach and Otto-Bliesner, 1982)

8.4.3 两种季风雨、两类干旱型

本章着重讨论的由地球运动引起气候变冷导致干旱、沙漠化, 是针对世界上主要的干旱、沙漠区及其边缘地区而言的。正如上节指出的, 因为这些地区的降水主要是夏季风降水的影响问题, 可以说, 对目前世界上多数的干旱、半干旱区来说, 它们是一种冷干、暖湿型。

但是, 在一些以冬季风降水为主的干旱地区, 情况有所不同。例如美国西部干旱区,

可能是一种冷湿、暖干型。由图 8.19 可见,在冰后期的最暖时代,北非、阿拉伯、印度、澳大利亚西部、中美洲等地,当时比现在要湿润。但在美国西部当时比现在却要干。干旱的鼎盛期约在公元前 800—300 年。本世纪内,美国最严重的干旱发生在 30 年代,也是处在本世纪的暖期。从图 8.20 中位于美国西部干旱区不远的洛杉矶的降水季节分配来看,该地是以冬季风降水为主的。在美国中西部(图 8.21),夏秋季通常是土壤水分亏损时期,而早春土壤水分有短期盈余。

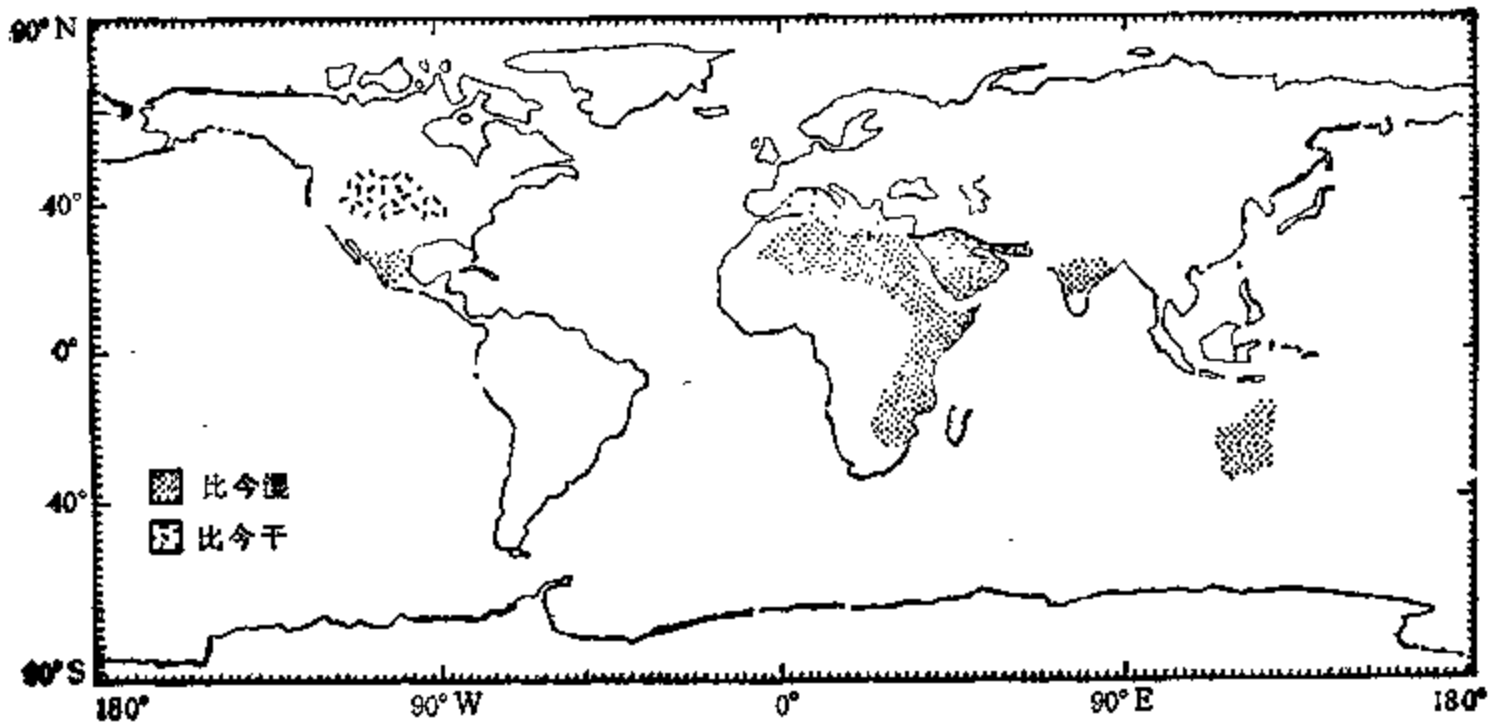


图 8.19 距今 4500—8000 年冰后最暖期大陆气候状况的重建 (Crowley, 1983)

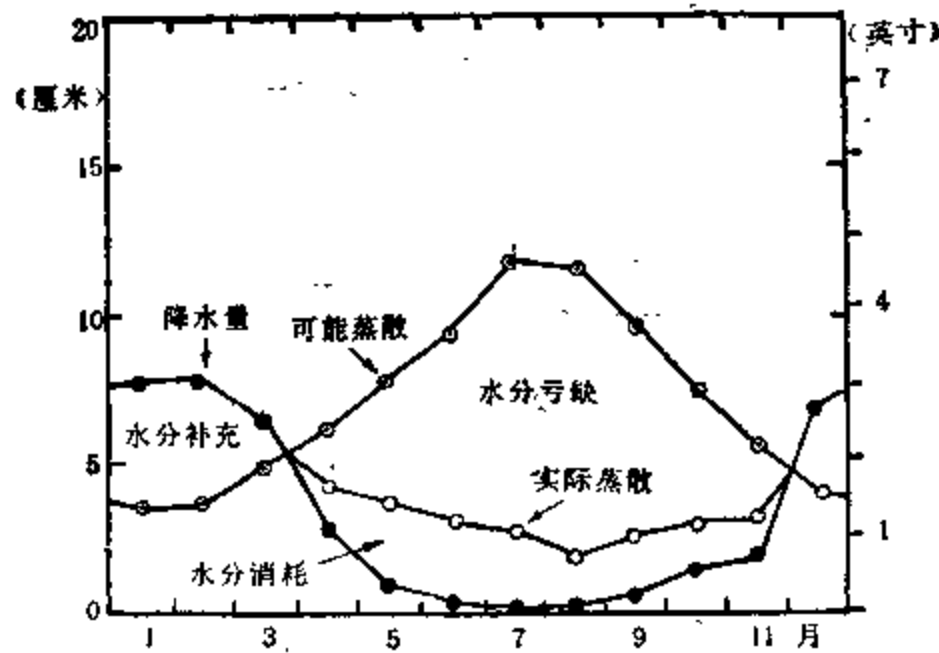


图 8.20 美国洛杉矶的土壤水分收支

由图 8.22 可见,里海水位在末次冰期是高水位,而在冰后期的暖期是低水位,近 2000 年来随着气温的逐渐变冷,里海水位又趋于回升。从西伯利亚草原的冬季雨量变化(图 8.23)来看,在本世纪的降温时期,该地区的冬季风降水是增加的,而在 30—40 年代的暖期,其冬季风降水反而减少。这种关系,在图 8.17 北非-印度的冬春和夏季的降水对比

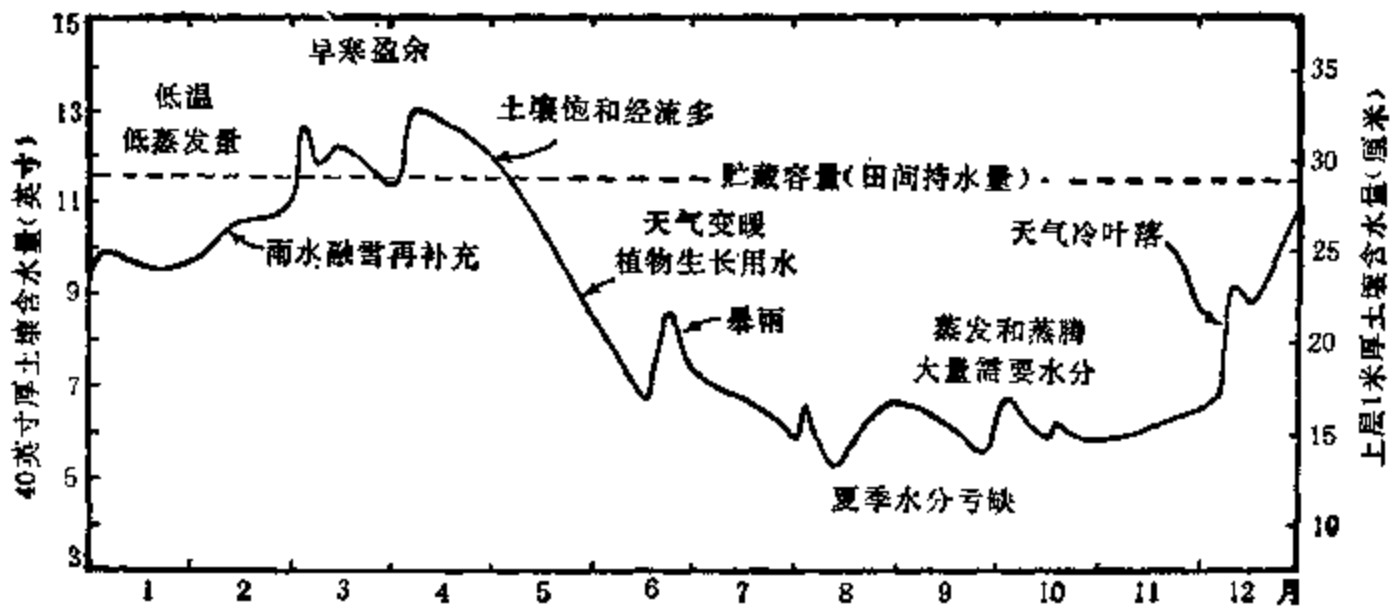


图 8.21 美国中西部土壤水分的典型周年变化

1 英寸=0.0254 米。
(Strahler et al., 1978)

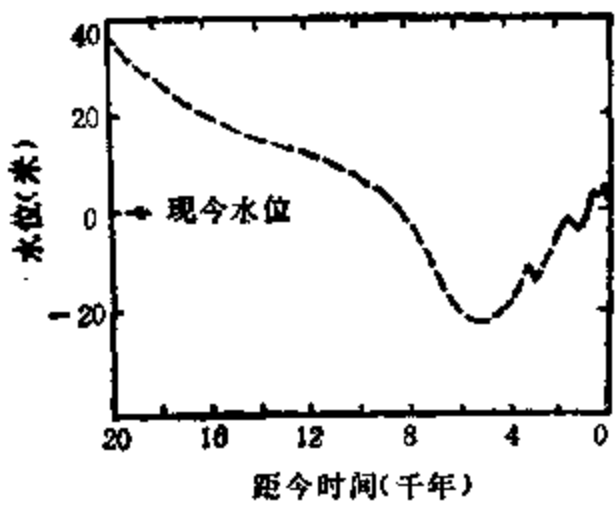


图 8.22 距今 2 万年以来里海水位的变化



图 8.23 西伯利亚草原冬季雨量的变化

中,也是清晰可见的。由此看来,在一些主要依靠冬季风降水补充土壤水分的干旱、半干旱地区,有可能是一种冷湿、暖干型。但这有待更深人的研究来确证。这种冷湿、暖干型,从全球范围的干旱区、半干旱区来看,或者从干旱、沙漠化的严重程度来看,其影响的地区均不如冷干、暖湿型范围广大而严重。

参 考 文 献

- 么枕生, 1959, 气候学原理, 科学出版社。
- 王开发、张玉兰、叶志强、蒋辉, 1978, 根据孢粉分析推断上海地区近六千年以来的气候变化, 大气科学, 2(2), 139—144。
- 王开发、张玉兰, 1981, 根据孢粉分析推论沪杭地区一万多年来的气候变迁, 历史地理, 创刊号。
- 王邨、王松梅, 1987, 近五千年来我国中原地区气候在年降水量方面的变迁, 中国科学, B辑, (1), 104—112。
- 王涌泉, 1981, 1662年黄河大水的气候变迁背景, 全国气候变化学术讨论会(一九七八年), 95—106, 科学出版社。
- 王绍武, 1964, 近90年来大气环流的振动(上), 气象学报, 34(4), 493—506。
- 王绍武, 1965, 近90年来大气环流的振动(下), 气象学报, 35(2), 200—214。
- 王绍武、赵宗慈, 1984, 厄尼诺、南方涛动与瓦克环流, 气象科技, (2), 20—28。
- 王绍武, 1985, 1860—1979年期间的厄尼诺年, 科学通报, 30(1), 52—56。
- 王嘉荫等, 1963, 中国地质史料, 科学出版社。
- 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会, 1984, 中国自然地理, 古地理上册, 195—201, 科学出版社。
- 仇士华、蔡莲珍等, 1984, ^{14}C 测定年代用“中国糖碳标准”的建立, 第一次全国 ^{14}C 学术会议文集, 1—10, 科学出版社。
- 任振球, 1975, 日月引潮力与台风强度变化, 气象, (9), 18—20。
- 任振球、李致森, 1980, 行星运动对气候变迁的影响, 科学通报, 25(11), 501—504。
- 任振球、李致森, 1981, 行星运动对中国五千年来气候变迁的影响, 全国气候变化学术讨论会文集(一九七八年), 107—116, 科学出版社。
- 任振球, 1982, 三天体成直线时的非经典引力效应, 自然杂志, 5(7), 501—504。
- 任振球, 1982, 河北大地震与朔望关系的剖析, 科学通报, 27(10), 617—620。
- 任振球、张芝和、周万福, 1983, 华北汛期特大暴雨的天文成因探讨, 气象科学技术集刊, (4), 72—80, 气象出版社。
- 任振球, 1984, 公元前2000年左右发生的一次自然灾害异常期, 大自然探索, 3(4), 145—149。
- 任振球、张素琴, 1985, 地球自转与厄尼诺现象, 科学通报, 30(6), 444—447。
- 任振球, 1985, 天体运动与地震关系的若干统计事实, 地震研究, 8(5), 575—581。
- 任振球、张素琴, 1986, 天体引潮力与大气超长波的调整, 天文气象学术讨论会文集, 107—116, 气象出版社。
- 任振球、张素琴, 1986, 天体运行与四川特大洪水, 天文气象学术讨论会文集, 158—164, 气象出版社。
- 任振球、张素琴, 1986, 地球自转减慢与厄尼诺现象的形成, 气象学报, 44(4), 411—416。
- 任振球, 1986, 中国五千年来气候的异常期及其天文成因探讨, 农业考古, (1), 298—303。
- 任振球、张国栋、徐道一、徐钦琦, 1986, 群发性地球异常事件, 科学, 38(4), 291—297。
- 任振球、张素琴、李松勤, 1987, 气候冷暖与干旱、沙漠化, 气象科技, (2), 50—54。
- 任振球、张素琴、李松勤, 1987, 干旱、沙漠化的成因探讨, 大自然探索, 6(21), 37—42。
- 朱震达、吴正、刘恕、邱醒民等, 1980, 中国沙漠概论, 科学出版社。
- 朱日祥、刘椿、朱岗昆, 1985, 更新世大同火山群地磁场古强度的测定, 科学通报, 30(20), 1564—1566。
- 庄洪春, 1986, 太阳活动对气象的影响和大气电学, 天文气象学术讨论会文集, 16—24, 气象出版社。
- 李四光, 1972, 天文、地质、古生物, 科学出版社。
- 李如森、孙怡水、吴关瑞译, 1983, 沙漠化——世界干旱区的威胁, (译文集), 科学出版社。
- 刘东生等, 1985, 黄土与环境, 科学出版社。
- 刘家河, 1979, 世界上古史, 吉林人民出版社。
- 刘光远、徐瑞珍、张先恭, 1984, 祁连山圆柏的最后年表, 气象, (11), 27—28。
- 杨怀仁、谢志仁, 1985, 中国近20000年来的气候波动与海面升降运动, 第四纪冰川与第四纪地质论文集, 第二集, 1—18, 地质出版社。
- 杨怀仁、谢志仁、杨达源, 1985, 全新世海面变化与太湖的形成和演变, 第四纪冰川与第四纪地质论文集, 第二集, 49—64, 地质出版社。
- 杨怀仁、韩同春、杨达源、谢志仁, 1985, 长江下游晚更新世以来河道变迁的类型和机制, 第四纪冰川与第四纪地质论文集, 第二集, 65—73, 地质出版社。
- 杨怀仁、徐馨, 1985, 中国第四纪古气候与古环境, 第四纪冰川与第四纪地质论文集, 第二集, 89—103, 地质出版社。
- 杨怀仁、徐馨, 1985, 中国东部第四纪自然环境的演变, 第四纪冰川与第四纪地质论文集, 第二集, 104—125, 地质出版社。
- 吴守贤、华英敏、王叔和, 1981, 在极移的Chandler分量上的调制现象, 中国科学, (7), 847—854。
- 张钰哲、戴文赛等, 1980, 中国大百科全书·天文学, 中国大百科全书出版社。
- 张家诚、李文范等, 1986, 地学基本数据手册, 海洋出版社。

- 张家诚、林之光, 1985, 中国气候, 上海科学技术出版社。
- 张家祥, 1982, 行星长期摄动研究, 天文学报, 23(1), 56—64。
- 张焕志、韩延本、郑大伟, 1982, 论地球的钱德勒摆动, 中国科学, A辑, (9), 837—846。
- 张焕志, 1982, 地极和日长的 29.8 年波动与内核振动, 中国科学, A辑, (12), 1129—1139。
- 张勤文、毛雪瑛、徐道一等, 1984, 在前寒武纪和寒武纪界线上的地质事件, 国际交流地质学术论文集 1, 143—150, 地质出版社。
- 张德二、朱淑兰, 1980, 近五百年来我国南部冬季温度状况的初步分析, 全国气候变化学术讨论会文集(一九七八年), 64—70, 科学出版社。
- 张德二, 1984, 我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析, 中国科学, B辑 (3), 278—288。
- 陈烈庭, 1983, 太平洋海气相互作用的时空变化, 气象学报, 41(3), 296—304。
- 陈烈庭, 1984, 北方涛动与赤道太平洋海温和降水, 科学通报, 29(19), 1190—1192。
- 陈道汉、刘麟仲、郑家庆, 1986, 生物灭绝、地球自转与周期性陨击事件, 中国科学, A辑, (1), 67—74。
- 林元章、张建中, 1977, 太阳活动长期变化规律的初步探讨, 科学通报, 22(2), 59—67。
- 林元章, 1985, 太阳活动的长期变化与蒙德极小期的争论, 天文爱好者, (12), 14—16。
- 林振耀、吴祥定, 1986, 历史时期(1765—1980 年)西藏水旱雪灾规律的探讨, 气象学报, 44(3), 257—264。
- 林传兰, 1985, 厄尼诺、南方涛动现象和东海黑潮锋的变异, 海洋预报服务, 2(2), 36—41。
- 罗时芳等, 1974, 地球自转速率变化的周期分析, 天文学报, 15, (1), 79—85。
- 竺可桢, 1973, 中国近五千年来气候变迁的初步研究, 中国科学, (2), 224—256。
- 赵九章, 1965, 高空大气物理学上册, 科学出版社。
- 赵希涛, 1984, 中国海岸演变研究, 福建科学技术出版社。
- 赵铭、郑大伟, 1980, 关于长期极移的讨论, 天文学报, 21(1), 69—72。
- 赵绪孔, 1983, 厄尼诺现象与东海黑潮关系的初步研究及青岛汛期降水预报, 海洋通报, 2(2), 10—14。
- 段万佩、浦庆余、吴锡浩, 1981, 我国第四纪气候变迁的初步研究, 全国气候变化学术讨论会文集(一九七八年), 7—17, 科学出版社。
- 顾功叙等, 1983, 中国地震目录(公元前 1831 年—公元 1969 年), 科学出版社。
- 胡敦欣、于彦玲, 1986, 1985 年冬将会有 El Niño 吗? 科学通报, 31(2), 138—140。
- 贾兰坡、张振标, 1977, 河南淅川县下王岗遗址中的动物群, 文物, (6), 41—49。
- 耿宽宏, 1986, 中国沙区的气候, 科学出版社。
- 钱学森, 1987, 发展地理科学的建议——在第二届全国天地生相互关系学术讨论上的发言, 大自然探索, 6(1), 1—5。
- 钱维宏, 1986, 我国气候振动与地球自转速度变化的关系, 热带气象, 2(2), 171—177。
- 徐道一、郑文振、安振声、孙惠文, 1980, 天体运行与地震预报, 地震出版社。
- 徐道一、张勤文、杨正宗、孙亦因, 1983, 天文地质学概论, 地质出版社。
- 徐道一、李树菁、高建国, 1984, 明清宇宙期, 大自然探索, 3(4), 150—156。
- 徐钦琦, 1980, 地球轨道与气候演变的关系, 科学通报, 25(4), 180—182。
- 徐钦琦, 1983, 天文辐射量的变化与气候变迁, 古脊椎动物与古人类, 21, (2), 144—150。
- 徐钦琦, 1986, 东亚更新世哺乳动物的南迁活动及其与气候演变的关系, 中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文选集, 271—278。
- 徐群, 1985, 近百年北半球中纬度火山灰尘幕指数的估量, 地球物理学报, 28(6), 558—568。
- 郭其蕴、王继琴, 1981, 近三十年我国夏季风盛行期降水的分析, 地理学报, 36(2), 187—195。
- 章名立、符淙斌、王铭如、彭小映、郭家林, 1982, 七十年代全球地面气温的初步研究(一), 大气科学, 6(3), 229—236。
- 符国录, 1985, 进入“暮年”的长白火山, 科学实验, (12), 30—32。
- 彭公炳、陆巍、殷延珍, 1980, 地极移动与气候的几个问题, 大气科学, 4(4), 369—378。
- 彭公炳、陆巍, 1981, 大气环流演变与地球转动不均匀性, 中国科学, (9), 1126—1136。
- 彭公炳、陆巍, 1983, 气候的第四类自然因子, 科学出版社。
- 傅承义等, 1985, 地球物理学基础, 科学出版社。
- 湛垦华、沈小峰等, 1982, 复杂性的进化和自然界的定律, 普利高津与耗散结构理论, 141—199, 陕西科学技术出版社。
- 董光荣、李保生、高尚玉、吴正、邵亚军, 1983, 鄂尔多斯高原的第四纪古风成沙, 地理学报, 38(4), 341—349。
- 董光荣、李保生、高尚玉, 1983, 由萨拉乌苏河地层看晚更新世以来毛乌素沙漠的变迁, 中国沙漠, 3(2), 9—15。
- 董光荣、高尚玉、李保生、吴正, 1985, 鄂尔多斯高原晚更新世以来的古冰缘现象及其气候地层学意义, 地理研究, 4(1), 1—14。
- 戴文赛, 1979, 太阳系演化学, 上册, 上海科学技术出版社。
- 戴文赛、胡中为、阎山林、朱志祥, 1986, 太阳系演化学, 下册, 上海科学技术出版社。
- 濮培民, 1986, 天体引潮力和气候振动中的准 37 年、准 2 年周期, 天文气象学术讨论会文集, 139—142, 气象出版社。
- Alvarez, W. et al., 1979, Anomalous iridium levels at the Cretaceous/Tertiary boundary at Gubbio, Italy: negative

- results of tests for a supernova origin, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 11(7), 378.
- Alvarez, L. W., W. Alvarez and H. V. Michel, 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction, *Science*, 208, 1095—1103.
- Alvarez, W. and R. A. Muller, 1984, Evidence from crater ages for periodic impacts on the earth, *Nature*, 308, 718—720.
- Amor, V., 1960, The Quaternary history of Fuego-Patagonia, *Proc. Roy. Soc., B*, 152, 507—538.
- Berger, A., 1984, Accuracy and frequency stability of the earth's orbital elements during the Quaternary, in Milankovitch and Climate, Part 1, 3—39, Dordrecht, D. Reidel Publishing Company.
- Berger, A. and P. Pestiaux, 1984, Accuracy and stability of the Quaternary terrestrial insolation, in Milankovitch and Climate, Part 1, 83—111, Dordrecht, D. Reidel Publishing Company.
- Berlage, H. P., 1966, The Southern Oscillation and world weather, *Kon. Ned. Meteor. Inst.: Mededelingen en Verhandelingen*, 88.
- Bjerknes, J., 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 97(3), 163—172.
- Blanton, R. E., 1972, Prehispanic adaptation in the Ixtapalapa region, Mexico, *Science*, 175, 4028, 1317—1326.
- Broecker, W. S., 1982, Glacial to interglacial changes in ocean chemistry, *Progr. Oceanogr.*, (11), 151—198.
- Brooks, C. E. P., 1950, *Climate Through the Ages*, Ernest Benn Limited, London.
- Bryson, R. A. and Murray, T. J., 1977, *Climates of Hunger, manking and the world's changing weather*, The University of Wisconsin Press.
- Büdel, J., 1951, Die klimazonen des eiszeitalters, *Das Eiszeitalter* (ed, P. Woldstedt), (1), 16—26, Stuttgart (Enke).
- Carpenter, R., 1966, *Discontinuity in Greek Civilization*, Cambridge Univ. Press.
- Chao, B. F., 1984, Interannual length-of-day variation with relation to the Southern Oscillation/El Niño, *Geophysical Research Letters*, 11(5), 541—544.
- Clark, D. H. et al., 1977, The frequency of nearby supernovae and biological catastrophes, *Nature*, 265, 523—536.
- Crowley, T. J., 1983, The geologic record of climatic change, *Rev. Geo. Space Phy.*, 21, 828—877.
- Damon, P. E., 1971, The relationship between late Cenozoic volcanism and tectonism and orogenic-epirogenic periodicity, in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Yale Univ. Press.
- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen and C. C. Langway, 1971, Climatic record revealed the Camp Century ice core, in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Yale Univ. Press.
- DeGeer, E. H., 1954, Skandinavien geokronologi, *Forhandl., (GFF)*, 76, 299—329.
- Delmas, R. J., J. M. Ascencio and M. Legrand, 1980, Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20000 yr BP was 59% of present, *Nature*, 284, 155—157.
- Emiliani, C., 1961, Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerina ooze facies, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 95(1), 521—536.
- Engel, A. E. J. and C. G. Engel, 1984, Continental accretion and the evolution of North America, in *Advancing Frontiers in Geology and Geophysics*, Indian Geophysical Union.
- Fairbridge, R. W., 1961, Eustatic changes in sealevel, *Physics and Chemistry of Earth*, 4, 99—185.
- Fischer, A. G. and M. A. Arthur, 1977, Secular variations in the pelagic realm, *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, (25), 19—50.
- Flammarion, C., 1955, *Astronomie populaire*, Flammarion Cie.
- Flohn, H., 1977, Climate and energy: a scenario to a 21st century problem, *Climatic Change*, 1, 5—10.
- Folland, C. K. et al., 1984, Worldwide marine temperature fluctuations 1856—1981, *Nature*, 310(23), 670—673.
- Forbes, W. T. M., 1931, The great glacial cycle, *Science*, 74, 294—295.
- Frakes, L. A., 1979, *Climates throughout geologic time*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Friedman, I. and G. I. Smith, 1972, Deuterium content of snow as an index to winter climate in Sierra Nevada area, *Science*, 176, 791—793.
- Gardi, R. et al., 1970, Sahara, Great Britain.
- Gates, W. L., 1976a, Modeling the Ice-age climate, *Science*, 191, 4232, 1138—1144.
- Gates, W. L., 1976b, The numerical simulation of Ice-age climate with a global general circulation model, *J. Atmospheric Sciences*, 33(10), 1844—1873.
- Geyh, M. A. and J. Kel, D., 1974, Late Glacial and Holocene climatic history of the Sahara desert derived from a statistical assay of ¹⁴C dates, *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 15, 205—208.
- Grove, J. M., 1972, The incidence of landslides, avalanches, and floods in western Norway during the Little Ice Age, *Arctic and Alpine Res.*, 4(2), 131—138.
- Hallam, A., 1977, Secular changes in marine inundation of USSR and North America through the Phanerozoic, *Nature*, 269, 769—772.

- Hamilton, W. L. and T. A. Seliga, 1972, Atmospheric turbidity and surface temperature on the polar ice sheets, *Nature*, 235, 320—322.
- Hare, F. K., 1979 Climatic variation and variability: empirical evidence from meteorological and other sources, Proceedings of the World Climate Conference, WMO, (537), 51—87.
- Harrington, H. J. and I. C. Mckellar, 1958, A radiocarbon date for penguin colonization of Cape Hallett, *Antarctica. N. Z. J. Geol. Geophys.*, 1, 571—576, Wellington.
- Hartman, W. K., 1974, Martian and terrestrial paleoclimatology: relevance of solar variability, *Icarus*, 22, 301—311.
- Hastenrath, S., 1971, On snowline depression and atmospheric circulation in the tropical Americas during the Pleistocene, *S. African Geogr. J.*, 53, 53—58.
- Hays, J. D. *et al.*, 1976, Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages, *Science*, 194, 1121—1132.
- Hide, R., 1985, Rotation of the atmosphere of the earth and planets. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 313, 107—121.
- Houghton, J. T. (1984), *The Global Climate*, Cambridge University Press.
- Hoyle, F. *et al.* (1939), The effect of interstellar matter on climatic variations, *Proc. Camb. Philos. Soc.*, 35, 405.
- Humphreys, W. L., 1913, Volcanic dust and other factors in the prediction of climatic changes and their possible relation to ice age, *J. Franklin Inst.*, 193, 176—181.
- Imbrie J. *et al.*, 1979, *Ice Ages: Solving the Mystery*, Macmillan Press, London.
- Imbrie, J. and J. Z. Imbrie 1980, Modeling the climatic response to orbital variations, *Science*, 207, 943—953.
- Imbrie, J. *et al.*, 1984, The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record, in *Milankovitch and Climate*, 269—305, Dordrecht, D. Reidel Publishing Company.
- Innanen, K. A., 1966, The Sun's orbit in a mass model of the galactic system, *Zeitschr. Astrophysik*, 64, 457—459.
- Innanen, K. A., A. T. Patrick and W. W. Dulcy 1978, The interaction of the spiral density wave and the Sun's galactic orbit, *Astrophysics and Space Science*, 57, 511—515.
- Irving, E. and J. K. Park, 1972, Hairpins and superintervals, *Canadian Jour. Earth Sci.*, 9, 1318—1324.
- Irving, E. and G. Pullaiah 1976, Reversals of the geomagnetic field, magnetostratigraphy and relative magnitude of paleosecular variation in the phanerozoic, *Earth Rev. Sci.*, 12, 35—64.
- Johnsen, S. J., W. Dansgaard, H. B. Clausen and C. C. Langway, 1972, Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets, *Nature*, 235, 429—434.
- Jelgersma, S., 1966, Sea-level changes during the past 10 000 years, *World Climate from 8 000 to 0 BC*, Published and sold by the Royal Meteorological Society, London.
- Jones, P. D. *et al.*, 1982, Variations in surface air temperatures: Part 1, Northern hemisphere, 1881—1980. *Mon. Wea. Rev.*, 110(2), 59—70.
- Kasser, P. & M. Aellen, 1981, *Switzerland and Glaciers*, Swiss National Tourist Office, Kümmerly Fry, Bern.
- Kukla, G., 1977, Pleistocene land-sea correlations, 1 Europe, *Earth-Sci. Rev.*, 13, 307—374.
- Kutzbach, J. E. and B. L. Otto-Bliesner, 1982, The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9 000 years BP in a low-resolution general circulation model, *J. Atmospheric Sciences*, 39(6), 1177—1188.
- Lamb, H. H., 1970, Volcanic dust in the atmosphere, with chronology and assessment of its meteorological significance, *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A266, 425—533.
- Lamb, H. H., 1985, *Climatic History and the Future*, Princeton University Press.
- Lambeck, K., 1980, *Earth's Variable Rotation*, Cambridge Univ. Press.
- Lambeck, K. and P. Hopgood, 1981, The earth's rotation and atmospheric circulation, from 1963 to 1973, *Geophys. R. Astr. Soc.*, 64, 67—89.
- Mason, B. J., 1976, Towards the understanding and prediction of climatic variations, *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 102, 473—498.
- Matthes, F. W., 1939, Report of committee on Glaciers, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1, 518—520.
- McCrea, W. H., 1975, Solar system as space probe, *Observatory*, 95, 239.
- McIntyre, A., 1974, The CLIMAP 17 000 years BP North Atlantic map, in *Mapping the atmospheric and oceanic circulations and other climatic parameters at the time of the last glacial maximum about 17 000 years ago*, Research publication CUR RP2, Norwich.
- Meeus, J., 1975, *ICARUS*, 26, 257—267.

- Meyerhoff, A. A., 1973, Mass biotal extinction, world climatic changes, and galactic motions, *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 2, 745—758.
- Milankovitch, M., 1920, *Theorie Mathematique des Phenomenes Thermiques Produits Per la Radiation Solaire*, Gauthier Viliars, Paris.
- Milankovitch, M., 1930, *Mathematische klimalehre und astronomische theorie der klimaschwankungen*, Haubooch der Klimaschwankungen, Haubooch der Klimatologie, (1) part A. Gehr. Borntrager, Berlin.
- Mintz, Y. and W. Munk, 1954, The effect of winds and bodily tides on the annual variation in the length of day, *Monthly Notices of Royal Astronomical Society Geophysical Supplement*, 6, 566.
- Mitchell, J. M., 1961, Recent secular changes of global temperature, *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 95(1), 235—250.
- Mitchell, J. M., 1976, An overview of climatic variability and its causal mechanisms, *Quat. Res.*, 6, 481.
- Munk, W. and R. Miller, 1950, Variation in the earth's angular velocity resulting from fluctuations in atmospheric and oceanic circulation, *Tellus*, 2, 93.
- Munk, W. H. and G. J. P. Macdonald, 1960, *The Rotation of the Earth*, Cambridge University Press, London.
- Newell, N. D., 1967, Revolution in the history of life, Uniformity and Simplicity, *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, 89.
- Newton, C. W., 1972, *Meteorology of the Southern Hemisphere*, American Meteorological Society.
- Nichols, H., 1970, Late Quaternary pollen diagrams from the Canadian Arctic barren grounds at Pelly Lake, *Arctic & Alpine Res.*, 2, 43—61.
- North, G. R., J. G. Mengel and D. A. Short, 1984, A two-dimensional climate model useful in Ice Age applications, in *Milankovitch and Climate, Part 2*, 513—518, Dordrecht, D. Reidel Publishing Company.
- Öpik, E. J., 1976, Solar structure, variability and the Ice Ages, *Irish Astron. Jour.*, 12, 253—276.
- Palmen, E. and C. W. Newton, 1969, *Atmospheric Circulation Systems, Their Structure and Physical Interpretation*, Academic Press.
- Petit, J. R., M. Briay and A. Royer, 1981, Ice Age aerosol content from East Antarctic and past wind strength, *Nature*, 283, 391—394.
- Pollard, D., 1984, Some Ice-age aspects of a calving ice-sheet model, in *Milankovitch and Climate, Part 2*, 541—564, Dordrecht, D. Reidel Publishing Company.
- Ramage, C. S., 1971, *Monsoon Meteorology*, Academic Press.
- Rampino, M. R. and R. B. Stothers, 1984, Terrestrial mass extinctions, cometary impacts and the sun's motion perpendicular to the galactic plane, *Nature*, 308, 709—712.
- Rosen, R. G. et al., 1976, Earth tide, volcanos and change, *Nature*, 261, 680—682.
- Rosen, R. D. and D. A. Salstein, 1983, Variations in atmospheric angular momentum on global and regional scales and length of day, *Journal of Geophysical Research*, 88(c9), 5451—5470.
- Ruddiman, W. F. and A. McIntyre, 1973, Time-transgressive deglacial retreat of polar waters from the North Atlantic, *Quat. Res.*, 3, 117—130.
- Sancetta, C., J. Imbrie and N. G. Kipp, 1973, Climatic record of the past 130 000 years in North Atlantic deep-sea core V₂₃₋₂₂: correlation with the terrestrial record, *Quaternary Res.*, 3, 110—116.
- Sandberg, P. A., 1983, An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy, *Nature*, 305, 19—22.
- Sarnthein, M., 1978, Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum, *Nature*, 127, 43—46.
- Shackleton, N. J. and N. D. Opdyke, 1973, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V₂₃₋₂₂: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10⁵-year and 10⁶-year scale, *Quaternary Res.*, 3, 39—55.
- Steiner, J., 1967, The sequence of geological events and the dynamics of the Milk Way galaxy, *Jour. Geol. Soc. Australia*, 14, 99—131.
- Steiner, J. et al., 1973, Possible galactic causes of periodic glaciation, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 1003—1018.
- Stoyko, N., 1936, Sur l'irrégularité de la rotation de la terre, *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences*, 230(29).
- Strahler, A. N. and A. H. Strahler, 1978, *Modern Physical Geography*, John Wiley and Sons, New York.
- Tallantive, P. A., 1972, Spread of spruce (*Picea abies* (L.) Karst) in Fennoscandia and possible climatic implications, *Nature*, 236, 64—65.
- Vail, P. R. et al., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, pt. 4: Global cycles of relative changes of sea level, *Am. Assoc. Petroleum. Geol. Mem.*, 26, 83—97.
- Vernekar, A. D., 1972, Long-period global variations of incoming solar radiation, *Meteorological Monographs*, 12(34), 1—21.
- Vonder Haar, T. H. and A. H. Oort, 1973, New estimate at annual poleward energy transport by northern he-

- misphere oceans, *J. phy. Ocean.* **3**(2), 169—172.
- Wallace, J. M. and M. L. Blackmon, 1983, Observations of lowfrequency atmospheric variability, in *Large-Scale Dynamic Processes*, Atmosphere Academic Press.
- Weber, J. N., 1967, Possible changes in the isotopic composition of the oceanic and atmospheric carbon reservoir over geological time, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **31**, 2343—2351.
- Weisburd, S. and J. Raloff, 1985, Climate and Africa: Why the land goes dry, *Science News*, **107**(18), 282—285.
- Willet, H. C., 1950, Temperature trends of the past century, in *Centenary Proceedings*, Roy. Met. Soc.
- Williams, G. E., Long-term Episodicity in Earth and Planetary History, Hutchinson Ross Publishing Company.
- Williams, G. E., 1975, Possible relation between periodic glaciation and the flexure of the galaxy, *Earth Planet Sci. Letters*, **26**, 361—369.
- Willson, R. C. *et al.*, 1981, Observation of solar irradiance variability, *Science*, **211**, 700—702.
- Winstanley, D., 1973, Rainfall patterns and general atmospheric circulation, *Nature*, **245**, 190—194.
- Wiseman, J. D., 1966, Evidence for recent climatic changes in cores from the ocean bed, in *World Climate from 8,000 to 0 BC*, Published and sold by the Royal Meteorological Society, London.
- WMO International Council of Scientific Union, 1975, *The Physical Basis of Climate and Climate Modelling*, GARP Publications Series No. 16.
- Wyrtki, K., 1982, The Southern Oscillation, ocean-atmosphere interaction and El Niño, *Mar. Tech. Soc. J.*, **16**(1), 3—10.
- Будыко, М. И., 1980, *Климат в прошлом и Будущем*, Ленинград Гидрометеониздат.
- Гирс, А. А., 1971, *Многолетние колебания Атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы*, Гидрометеониздат.
- Максимов, И. В., З. И., Саруханян, и Н. П., Смирнов, 1970, О связи силы деформации с перемещениями центров действия атмосферы, *ДАН СССР*, **190**, 5.
- Максимов, С. и др., 1977, Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности *Недра М.*, 278с.
- Пивоварова, З. И., 1977, Использование данных наземных радиационных наблюдений для изучения прозрачности атмосферы, *Метеорология и Гидрология*, **9**, 24—31.
- Яновский, Б. М., 1978, *Земной Магнетизм*, Ленинград.

附 录

一、常用天文常数

距离的天文单位 (AU) = 日地平均距离 = 地球轨道半长径
= $1.495\,978\,70 \times 10^{13}$ 厘米

秒差距 (pc) = $2.062\,648\,06 \times 10^5$ AU
= $3.085\,678 \times 10^{18}$ 厘米
= 3.261 633 光年

光年 = $9.460\,53 \times 10^{17}$ 厘米

历书日 (d_E) = 86 400 历书秒

恒星日 = $(86\,164.090\,55 + 0.001\,5T^0)$ 历书秒

平太阳日 = $(86\,400 + 0.001\,5T)$ 历书秒
= 24 时 03 分 56.5 554 秒恒星时 (1900.0 年)
= 1.002 737 91 恒星日 (1900.0 年)

回归年 = $(365.242\,198\,78 - 0.000\,006\,16T)$ 历书日
= $(365.242\,199 - 0.000\,13T)$ 平太阳日

恒星年 = $(365.256\,365\,56 + 0.000\,000\,11T)$ 历书日

近点年 = $(365.259\,641\,34 + 0.00\,000\,304T)$ 历书日

食年 = $(346.620\,031 + 0.000\,032T)$ 历书日

儒略年 = 365 25 日

黄赤交角 (ϵ) (瞬时黄道) = $23^\circ 27' 8''.26 - 46''.845T - 0''.005\,9T^2 + 0''.001\,81T^3$

岁差常数 (P) = $5\,493''.84 - 0''.004T$

日月岁差常数 (p_0) = $5\,040''.01 + 0''.49T$

银心方向 $\alpha = 264.83$ $\delta = -28^\circ 90$ (1900 年)

银极 $\alpha = 191^\circ 65$ $\delta = +27^\circ 67$ (1900 年)

太阳质量 = $1.989(1) \times 10^{33}$ 克

太阳半径 = $6.959\,9 \times 10^{10}$ 厘米

太阳辐射 = $3.826(8) \times 10^{33}$ 尔格/秒

太阳有效温度 = 5 770K

太阳转动惯量 = 5.7×10^{33} 克·厘米²

太阳角动量 = 1.63×10^{48} 克·厘米²/秒

太阳常数 (f) = 地球大气外在日地平均距离处每单位面积上接到的总辐射通量
= 8.165 9 焦耳/(厘米²·分)

1) T 为从公元 1900.0 年起算的世纪数。

$$= 1.950(4) \text{ 卡}/(\text{厘米}^2 \cdot \text{分})$$

$$= 1.360 \times 10^6 \text{ 尔格}/(\text{厘米}^2 \cdot \text{秒})$$

太阳平均密度 = 1.409 克/厘米³

太阳近极区普遍磁场 ≈ 1 (或 2) 高斯

太阳极区在黑子极小期的磁通量 $\approx 8 \times 10^{23}$ 韦伯

万有引力常数 (G) = 6.672×10^{-8} 厘米³/(克·秒²)
 $= 6.672 \times 10^{-8}$ 达因·厘米²/克²

地月质量比 = 81.3007

二、月亮和行星数据

月地平均距离 = $3.844 01 \times 10^{10}$ 厘米

近地距离 = 3.56400×10^{10} 厘米

远地距离 = 4.06700×10^{10} 厘米

轨道与黄道交角 = $5^{\circ}8'43''$

恒星月 = 27.321 661 39 天

朔望月 = 29.530 588 67 天

回归月(分至月) = 27.321 582 14 天

近点月 = 27.554 550 95 天

交点月 = 27.212 220 39 天

章动周期 = 18.61 回归年

近地点进动周期 = 8.847 508 972 回归年

平均月中天周期 = 24 时 50.47 分

= 24.841 202 41 小时

月亮质量 = 7.350×10^{25} 克

平均月亮半径 = 1738.2 公里

平均密度 = 3.341 克/厘米³

行星轨道要素

行星	质量 (克)	轨道半长 径 ¹⁾ $a(A)^{2)}$	偏心率 ¹⁾ e	倾角 ¹⁾ i	升交点黄 经 ¹⁾ Ω	近日点黄 经 ¹⁾ Π	近日点日期 (1980年底前)	公转恒星 周期 (年)	会合周期 (年)
水星	3.330×10^{26}	0.387	0.206	$7^{\circ}0'$	$48^{\circ}1'$	$77^{\circ}2'$	1980年11月9日	0.2408	0.317 268 9
金星	4.870×10^{27}	0.723	0.007	$3^{\circ}4'$	$76^{\circ}5'$	$131^{\circ}3'$	1980年11月6日	0.615 21	1.598 720
地球	5.976×10^{27}	1.000	0.017	0°	—	$102^{\circ}6'$	1980年1月3日	1.000 04	—
火星	6.421×10^{26}	1.524	0.093	$1^{\circ}9'$	$49^{\circ}4'$	$335^{\circ}7'$	1979年3月18日	1.880 89	2.135 405
木星	1.900×10^{30}	5.205	0.048	$1^{\circ}3'$	$100^{\circ}3'$	$14^{\circ}7'$	1975年8月7日	11.862 23	1.092 097 2
土星	5.688×10^{29}	9.576	0.055	$2^{\circ}5'$	$113^{\circ}5'$	$95^{\circ}4'$	1974年1月8日	29.457 7	1.035 176 11
天王星	8.742×10^{28}	19.28	0.051	$0^{\circ}8'$	$74^{\circ}0'$	$174^{\circ}0'$	1966年5月20日	84.013 9	1.012 095 5
海王星	1.029×10^{29}	30.13	0.006	$1^{\circ}8'$	$131^{\circ}5'$	$52^{\circ}7'$	1876年9月2日	164.793	1.006 154 3
冥王星	1.40×10^{29}	39.87	0.256	$17^{\circ}1'$	$110^{\circ}0'$	$223^{\circ}1'$	1741年10月24日	247.7	1.004 073 46

1) 历元 1980 年 12 月 27.0 日。

2) A 为 1 个日地平均距离。

三、地球基本数据

近日点距离 = 1.4710×10^{13} 厘米

远日点距离 = 1.5210×10^{13} 厘米

日地平均距离 = 1.496×10^{13} 厘米

公转平均速度 = 29.79 公里/秒

自转周期 = 23 时 56 分 4 秒平太阳时

自转角速度 = $7.29211515 \times 10^{-5}$ 弧度/秒 (1900 年)

角动量 = 5.861×10^{48} 厘米²·克/秒

自转能量 = 2.137×10^{36} 尔格

地球质量 = $(5.976 \pm 0.004) \times 10^{27}$ 克

地球平均密度 = 5.518 ± 0.004 克/厘米³

转动惯量 = 8.0378×10^{44} 克·厘米²

赤道自转速度 = 0.465 10 公里/秒

赤道半径 = 6 378.140 公里

极半径 = 6 356.779 公里

平均半径 = 6 371.03 公里

赤道扁率 = $1.6 \times 10^{-5} \approx 100$ 米

赤道极大半径的经度 = 20°W 和 160°E

地球大气总质量 = 5.136×10^{24} 克

每平方厘米上大气质量 = 1 035 克

地球大气转动惯量 = 1.413×10^{39} 克·厘米²

空气密度 = 0.001 292 8 克/厘米³

大气对流层高度 = 0 ↔ 12 公里

平流层高度 = 12 ↔ 50 公里

中间层高度 = 50 ↔ 80 公里

热成层高度 > 85 公里

臭氧层高度 = 12 ↔ 50 公里

电离层高度 > 70 公里

外大气层高度 > 1 000 公里

内辐射带 = $1.6 R^{\text{D}}$

外辐射带 = $3.7 R^{\text{D}}$

磁层在太阳方向半径 = $10.5 R^{\text{D}}$

背太阳方向磁尾半径 = $18 R^{\text{D}}$

地磁北极方向 = 78.°6N, 70.°1W (1970 年)

地球磁偶极矩 = 7.98×10^{25} 电磁单位 - 0.04×10^{25} 电磁单位/10 年 (1970 年)

1) R^{D} 为以太阳半径 (6.9599×10^{10} 厘米) 为单位。

偏心偶极的两极 = 81.°5N + 0.°2/10年、86.°8W + 1.°4/10年
 75.°1S - 0.°2/10年、119.°3E - 0.°7/10年

海洋质量 = 1.45×10^{24} 克

海洋面积 = 3.61×10^{18} 厘米² = 3.61×10^8 公里²

陆地面积 = 1.49×10^{18} 厘米² = 1.49×10^8 公里²

海洋平均深度 = 3 900 米

陆地平均高度 = 860 米

地球表面重力加速度

标准值 (g_0) = 980.665 厘米/秒²

纬度 45° 处 = 980.612 厘米/秒²

地球表面密度 = 2.60 克/厘米³

地壳质量 = 2.6×10^{25} 克

地幔质量 = 4.0×10^{27} 克

外核质量 = 1.85×10^{27} 克

内核质量 = 9.7×10^{25} 克

地核转动惯量 = 0.920×10^{44} 克·厘米²

典型的地壳组成和厚度

地面沉积厚 2 公里, 大陆和海洋都有

花岗岩层(地壳上层)厚 20 公里, 只存在于大陆

玄武岩层(地壳下层)厚 14 公里, 大陆, 海洋都有

地球相对于平太阳的自转角速度 = 15°/平太阳时

地球相对于平太阳的自转角速度 = 14°.492 052 12/平太阳时

四、地质时标

宙	代	纪	世	距今时间	持续时间
显生宙	新生代 Kz Cenozoic	第四纪 Q Quaternary	全新世 Q ₁ (Q _h)	1.1 万年	240 万年
			更新世 Q ₂	240 万年	
		第三纪 R Tertiary	上新世 N ₁	900 万年	6 460 万年
			中新世 N ₂	2 500 万年	
			渐新世 E ₁	3 700 万年	
			始新世 E ₂	5 800 万年	
			古新世 E ₃	6 700 万年	
	中生代 Mz Mesozoic	白垩纪 K Cretaceous		7 000 万年	
		侏罗纪 J Jurassic		1.37 亿年	5 800 万年
		三叠纪 T Triassic		1.95 亿年	3 500 万年
				2.3 亿年	

续表

宙	代	纪	世	距今时间	持续时间
	古生代 Pz Palaeozoic	二叠纪 P Permian		2.85 亿年	5 500 万年
		石炭纪 C Carboniferous			6 500 万年
		泥盆纪 D Devonian			5 000 万年
		志留纪 S Silurian			4 000 万年
		奥陶纪 O Ordovician			6 000 万年
		寒武纪 e Cambrian			7 000 万年
隐生宙 (前寒武纪)	元古代 Pt Proterozoic			5.7 亿年	18.3 亿年
	太古代 Ar Archaean			24 亿年	21 亿年
				45 亿年	

五、地球自转年均值和月均值

表 1 1820—1986 年地球自转年均值¹⁾

历元 (年)	ΔT (秒)	$\Delta\omega/\omega_0$ ($\times 10^{-10}$)	历元 (年)	ΔT (秒)	$\Delta\omega/\omega_0$ ($\times 10^{-10}$)	历元 (年)	ΔT (秒)	$\Delta\omega/\omega_0$ ($\times 10^{-10}$)
1820.5	+5.32	+174	1843.5	+0.85	-90	1866.5	+1.39	+155
1821.5	+4.80	+162	1844.5	+1.13	-86	1867.5	+0.89	+179
1822.5	+4.32	+150	1845.5	+1.39	-82	1868.5	+0.20	+246
1823.5	+3.88	+132	1846.5	+1.65	-78	1869.5	-0.68	+314
1824.5	+3.49	+117	1847.5	+1.89	-74	1870.5	-1.78	+382
1825.5	+3.15	+104	1848.5	+2.12	-70	1871.5	-3.09	+450
1826.5	+2.85	+92	1849.5	+2.33	-66	1872.5	-4.48	+408
1827.5	+2.59	+69	1850.5	+2.53	-62	1873.5	-5.65	+331
1828.5	+2.37	+58	1851.5	+2.72	-58	1874.5	-6.57	+253
1829.5	+2.20	+54	1852.5	+2.90	-54	1875.5	-7.24	+175
1830.5	+2.01	+68	1853.5	+3.06	-50	1876.5	-7.67	+97
1831.5	+1.77	+83	1854.5	+3.22	-46	1877.5	-7.87	+44
1832.5	+1.49	+97	1855.5	+3.35	-42	1878.5	-8.00	+34
1833.5	+1.16	+111	1856.5	+3.46	-24	1879.5	-8.09	+24
1834.5	+0.79	+126	1857.5	+3.50	-7	1880.5	-8.14	+14
1835.5	+0.36	+140	1858.5	+3.51	+11	1881.5	-8.17	+4
1836.5	-0.04	+104	1859.5	+3.43	+29	1882.5	-8.17	-6
1837.5	-0.28	+53	1860.5	+3.32	+47	1883.5	-8.14	-16
1838.5	-0.37	+2	1861.5	+3.14	+65	1884.5	-8.07	-27
1839.5	-0.29	-49	1862.5	+2.90	+83	1885.5	-7.97	-37
1840.5	-0.06	-100	1863.5	+2.61	+101	1886.5	-7.84	-47
1841.5	+0.25	-98	1864.5	+2.26	+120	1887.5	-7.67	-45
1842.5	+0.56	-94	1865.5	+1.85	+138	1888.5	-7.58	-15

(续表 1)

历元 (年)	ΔT (秒)	$\Delta\omega/\omega_0$ $\times(10^{-10})$	历元 (年)	ΔT (秒)	$\Delta\omega/\omega_0$ $(\times 10^{-10})$	历元 (年)	ΔT (秒)	$\Delta\omega/\omega_0$ $(\times 10^{-10})$
1889.5	-7.58	+14	1923.5	+21.97	-118	1957.5	+31.82	-155
1890.5	-7.67	+43	1924.5	+22.29	-92	1958.5	+32.69	-157
1891.5	-7.85	+73	1925.5	+22.55	-67	1959.5	+33.05	-151
1892.5	-8.04	+33	1926.5	+22.72	-41	1960.5	+33.16	-140
1893.5	-8.07	-17	1927.5	+22.82	-31	1961.5	+33.59	-128
1894.5	-7.93	-68	1928.5	+22.92	-36	1962.5	+34.08	-151
1895.5	-7.63	-118	1929.5	+23.05	-42	1963.5	+34.35	-175
1896.5	-7.19	-168	1930.5	+23.18	-47	1964.5	+35.00	-225
1897.5	-6.57	-219	1931.5	+23.34	-51	1965.5	+35.50	-256
1898.5	-5.80	-269	1932.5	+23.50	-41	1966.5	+36.99	-279
1899.5	-4.87	-320	1933.5	+23.60	-23	1967.5	+37.87	-275
1900.5	-3.79	-370	1934.5	+23.64	-5	1968.5	+38.75	-287
1901.5	-2.54	-421	1935.5	+23.63	+12	1969.5	+39.70	-309
1902.5	-1.13	-471	1936.5	+23.58	+3	1970.5	+40.71	-313
1903.5	+0.15	-466	1937.5	+23.63	-27	1971.5	+41.69	-337
1904.5	+1.80	-461	1938.5	+23.76	-56	1972.5	+42.82	-362
1905.5	+3.26	-457	1939.5	+23.99	-86	1973.5	+43.95	-353
1906.5	+4.69	-452	1940.5	+24.30	-116	1974.5	+45.00	-314
1907.5	+6.11	-448	1941.5	+24.71	-138	1975.5	+45.97	-310
1908.5	+7.51	-443	1942.5	+25.15	-143	1976.5	+46.99	-337
1909.5	+8.90	-439	1943.5	+25.61	-148	1977.5	+48.03	-321
1910.5	+10.28	-434	1944.5	+26.08	-153	1978.5	+49.10	-335
1911.5	+11.64	-428	1945.5	+26.57	-159	1979.5	+50.1	-302
1912.5	+12.95	-402	1946.5	+27.08	-164	1980.5	+51.1	-268
1913.5	+14.18	-376	1947.5	+27.61	-169	1981.5	+52.1	-249
1914.5	+15.31	-350	1948.5	+28.15	-174	1982.5		-249
1915.5	+16.39	-324	1949.5	+28.94	-179	1983.5		-264
1916.5	+17.37	-299	1950.5	+29.42	-160	1984.5		-175
1917.5	+18.27	-273	1951.5	+29.66	-154	1985.5		-167
1918.5	+19.08	-247	1952.5	+30.29	-151	1986.5		-142
1919.5	+19.83	-221	1953.5	+30.96	-142			
1920.5	+20.48	-195	1954.5	+31.09	-122			
1921.5	+21.06	-170	1955.5	+31.59	-106			
1922.5	+21.56	-141	1956.5	+32.06	-102			

1) ΔT 为世界时改正数。 $\Delta T = ET$ (历书时) - UT (世界时), 它可表示地球自转变化相对于 1900.0 年的累积量。

$\Delta\omega/\omega_0$ 为地球自转速度相对变化值。

表 2 1955—1987 年地球自转相对变化月均值(UT, 系统)

$\Delta\omega/\omega_0$ $(\times 10^{-10})$	月											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1955								-2	-42	-75	-108	-102
1956	-81	-119	-130	-117	-130	-86	-40	-40	-67	-104	-152	-159
1957	-156	-138	-138	-162	-188	-163	-106	-95	-109	-171	-186	-204
1958	-186	-194	-197	-222	-179	-154	-88	-61	-103	-152	-182	-176

表 2 续

年	月											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1959	-183	-182	-185	-165	-157	-125	-84	-71	-110	-167	-206	-182
1960	-168	-167	-169	-196	-160	-124	-66	-53	-95	-141	-174	-168
1961	-146	-146	-165	-161	-142	-120	-60	-75	-105	-120	-141	-161
1962	-162	-150	-175	-185	-193	-143	-66	-68	-106	-165	-197	-200
1963	-152	-135	-162	-203	-210	-174	-108	-90	-157	-215	-257	-239
1964	-246	-242	-246	-254	-255	-227	-139	-136	-175	-247	-261	-270
1965	-238	-241	-272	-313	-267	-255	-202	-185	-220	-282	-299	-296
1966	-264	-282	-279	-323	-327	-273	-200	-207	-263	-312	-322	-300
1967	-284	-297	-316	-328	-301	-223	-183	-238	-240	-298	-309	-306
1968	-282	-310	-293	-333	-303	-251	-205	-251	-292	-311	-324	-298
1969	-292	-327	-364	-362	-318	-267	-229	-240	-320	-340	-333	-321
1970	-335	-350	-367	-373	-330	-267	-230	-230	-290	-338	-353	-311
1971	-308	-293	-359	-365	-365	-298	-280	-284	-339	-402	-405	-335
1972	-359	-389	-400	-406	-399	-327	-287	-302	-348	-382	-380	-372
1973	-364	-389	-405	-399	-376	-320	-279	-294	-332	-370	-383	-339
1974	-293	-321	-353	-370	-353	-271	-235	-265	-301	-346	-357	-321
1975	-317	-335	-343	-346	-328	-277	-223	-247	-293	-354	-362	-318
1976	-323	-335	-365	-383	-369	-275	-273	-267	-354	-391	-354	-336
1977	-318	-308	-357	-374	-342	-255	-223	-240	-330	-369	-362	-367
1978	-360	-404	-390	-391	-356	-264	-218	-268	-301	-350	-361	-343
1979	-346	-329	-354	-359	-322	-261	-222	-247	-269	-321	-295	-299
1980	-291	-272	-293	-302	-273	-219	-188	-200	-267	-303	-289	-281
1981	-269	-263	-300	-322	-270	-214	-152	-180	-218	-280	-261	-251
1982	-237	-261	-275	-299	-253	-214	-162	-191	-255	-272	-282	-292
1983	-324	-355	-340	-313	-284	-218	-157	-194	-211	-251	-284	-231
1984	-171	-179	-234	-230	-200	-125	-83	-131	-166	-205	-201	-171
1985	-180	-171	-223	-216	-186	-142	-76	-87	-145	-210	-202	-170
1986	-157	-174	-152	-193	-156	-84	-76	-82	-136	-184	-161	-147
1987	-146	-178	-205	-188								

六、极移年振幅

1900—1981 年极移年振幅¹⁾

年代	年									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1900	80	113	163	199	179	161	106	102	218	304
1910	323	294	174	117	174	258	266	202	134	76
1920	179	163	186	204	143	85	113	95	100	140
1930	176	209	207	150	157	125	142	175	197	192
1940	181	153	119	158	197	263	29	238	182	239
1950	328	396	405	336	216	172	248	356	376	297
1960	191	181	216	280	331	320	247	199	241	277
1970	315	340	287	256	221	256	293	319	339	313
1980	306	307								

1)按 ILS 系统值计算。

[G e n e r a l I n f o r m a t i o n]

书名 = 全球变化 地球四大圈异常变化及其天文成因

作者 =

页数 = 2 2 6

S S 号 = 0

出版日期 =

V s s 号 = 7 7 7 0 4 7 6 5

封面
书名
版权
前言
目录
正文