

用 Markov 模型揭示岱海地区气候变化的周期性

摘 要

全球变化科学对揭示和理解人类赖以生存的地球系统运转的机制、变化规律具有重要的意义。近几十年来，人类活动对环境的影响程度不断加强，温室效应、全球变暖、臭氧层空洞、土地利用/土地覆盖变化、水资源枯竭使我们意识到地球系统的承载力有限。同时，对全球气候变化的研究也成为焦点，对过去环境演变的认识能够更好的预测未来气候演化的方向。

岱海地区是一个封闭的内陆盆地，其湖相沉积物的保存比较完好，能够很好的反映区域的气候变化。孢粉分析显示出该地区 12000a 以来的植被和气候演化与其它地区有很好对应。基于在中国北方地区建立的孢粉-气候转换函数可以将该地区的孢粉组合定量转化为气温和降水的数值。

马尔科夫链模型对随机序列的分析有很好的解释意义，在天气现象和灾害预测方面有很好的应用，本文试图将此模型应用到岱海孢粉反映的气温和降水数据分析之中。计算结果显示气候状态变化存在 60a、80a、180a、400a、900a 等周期，和现代观测记录所反映的太阳活动周期和地震活动周期一致。说明在短时间尺度上，太阳活动和地内因素仍然是气候波动的主要驱动力之一。

本文的创新之处在于：将马尔科夫链模型对周期的分析应用到气候波动的数据分析中，进一步证实了太阳辐射量变化仍是短时间尺度内气候波动的主要驱动力；近代人类活动是造成气候更大幅度的波动的主要原因之一。

关键字：全球变化，马尔科夫链，岱海，周期性

The periodicity of climate change in Daihai region revealed by Markov chain model

Abstract

Global Change Science plays a significant role in studying and understanding the mechanism and evolution of Earth system on which human beings live. In recent decades, human activities have changed the Earth's environment. The green house effect, global warming, hole of ozonosphere, changes of land use and land cover, drain of water resources have made us aware the limited potency that the environment could suffer before collapse. At the same time, researches are concentrated on the evolution of the global change, because knowing the past and mechanism of the climate can help us predicting the future.

The Daihai region is an enclosed basin, its lacustrine sediments indicating the climate are well preserved. Pollen analysis of this area in last 1200 years reveals the vegetation and climate variation in accordance with other area. Based on Pollen-climate transfer function established in northern China, the composition of pollen can be quantitatively transferred into numerical data of temperature and precipitation.

Markov chain model, which is a mathematical way solving dynamic variation of random serial, can be applied to analyze the data which the pollen composition of Daihai region has revealed. The outcome of the calculation betrays that the climate variation has periods of 60a、80a、180a、400a、900a, which in relation with activity of the sun and earthquake. So we draw the conclusion that the sun activity and interior earth factor are the main drives of climate change even in short time scale.

The innovation of this article is that: using Markov chain model to analyze the periodicity of climate change; finding the main drive of climate change and the enlarged climate vibration due to human activity.

Key words: global change, markov chain, Daihai region, periodicity.

学位论文原创性声明

本人所提交的学位论文《用 Markov 模型揭示岱海地区气候变化的周期性》，是在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的原创性成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中标明。

本声明的法律后果由本人承担。

论文作者（签名）：游广永
2007年5月26日

学位论文原创性确认书

学生游广永所提交的学位论文《用 Markov 模型揭示岱海地区气候变化的周期性》，是在本人的指导下，由其独立进行研究工作所取得的原创性成果。除文中已经注明引用的内容外，该论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。

指导教师（签名）：赵光杰
2007年5月26日

1 全球变化科学的提出与全球周期变化的研究现状

1.1 引言

20 世纪中期以来,世界经济飞速发展的同时,也出现了日益严重的环境问题。《寂静的春天》唤醒了人们的环境意识;《21 世纪议程》使人们对环境问题的关注由局部范围扩展到全球范围;温室效应、ENSO 等气候灾难使环境问题发展成严重的危机。人们比以往任何时候都更为迫切地希望了解整个地球环境的行为规律。因此,一些学者对冰芯、黄土、海洋沉积物、岩溶洞穴沉积物等古环境信息源展开了深入的研究,并引入了高分辨率、高灵敏度 TIMS 及 AMS 测年技术,建立了气候—环境变化的海洋模式和陆地模式,并获得了有关地球环境变迁的更深刻认识。

全球变化科学(Global Change Science)是 20 世纪后期的一个新兴科学领域。它的科学目标是:描述和理解人类赖以生存的地球系的统运转机制、变化规律以及人类活动对地球环境的影响,从而提高对未来环境变化的预测能力,为全球环境问题的宏观决策提供科学依据。近年来国际地圈—生物圈计划(IGBP)、全球变化人文计划(IHDP)、世界气候研究计划(WCRP)等组织丰富了全球变化的研究内容^[1]。

全新世是与人类关系最密切的一个时期,人类从原始社会演变为现代社会就是在这一时期。频繁发生的区域性气候事件对人类社会的发展造成了深远的影响。尤其是“新仙女木”事件以来,气候的波动直接影响到人类文明的兴衰。多次历史文明消失和全球气候的变冷同时发生。

以往的环境演变往往确定在万年甚至十万年时间尺度的变化上,显示其周期性。但是这种大尺度的研究时间分辨率较低,不能揭示气候变化的短时间尺度波动规律。近年来,一些新技术,如 ^{14}C 等在测年方法中广泛应用,使对所测地层形成时间的界定更加精确化。高分辨率地层沉积记录和短时间尺度的周期性变化的研究也随之发展起来。

孢粉是应用很广泛的气候代用指标之一,可以推断植被在时间和空间上的演化过程及环境的演变趋势。显微分析技术的提高和数量化方法使孢粉分析能够提

供更为精确的环境信息，从而推动了全球气候变化的研究向定量化发展。

1.2 全球变化周期的研究现状

1837 年，Louis Agassiz 证实瑞士阿尔卑斯山上巨石的擦痕是古冰川作用的结果之后，古气候和古环境的研究就逐渐成为研究行星地球演化历史的主要前沿领域。二战以后，随着科学技术的发展，一些环境变化事件逐渐被发现，一些理论和假说逐渐建立了起来^[2]。

1.2.1 深海氧同位素曲线的建立和米兰科维奇学说

20 世纪 20 年代，俄国科学家米兰科维奇提出全球变化的天文背景假说，但并未找到证据。直到 1947 年，Harold Urey 发现深海有孔虫化石壳中氧同位素的变化能够反映古气候的变化。此后，随着气体质谱仪分析精度的提高和氧同位素提取和分析技术的发展以及深海和远洋钻探的大规模进行，各国科学家通过对太平洋和大西洋深海沉积物岩芯碳酸盐有孔虫氧同位素组成进行分析，揭示了深海沉积物中 $\delta^{18}\text{O}$ 的曲线变化规律。从而建立了近 6000ka、2600ka、800ka、150ka 和 15ka 以来的全球气候变化曲线。

测量曲线显示，深海岩芯氧同位素变化曲线具有明显的 10~100ka 的变化周期，暗示应该可以找出某种周期性的变化机制。进一步的周期分析表明，这种变化具有准 100ka、40ka 和 20ka 的周期，与太阳轨道参数的变化具有惊人的一致性。而且，轨道参数变化造成 65°N 夏季太阳辐射的负偏差区域刚好对应于氧同位素高值所反映的冰期。

深海岩芯氧同位素变化周期与轨道参数之间良好的一致性表明，地球表面接受太阳辐射变化是导致气候波动的原因，“米兰科维奇”假说被广泛接受。然而，这一机制未能解决所有问题，比如由轨道参数变化所带来的太阳辐射能量差值与地球冰期—间冰期交替中温度变化所需要的能量有很大差距，这一现象暗示着气候变化有尚未被认识的规律和反馈放大机制。

1.2.2 Heinrich 事件

Heinrich (1988) 对北大西洋东北部 3 个深海沉积物岩芯进行了详细研究，

发现岩芯沉积序列中普遍存在大于 $150\ \mu\text{m}$ 的粗粒含量突然增多、有孔虫数量急剧减少、冷水浮游有孔虫相对含量增加共存的现象^[3]。一共发现有 11 层，其中前 6 层最为明显，氧同位素的分析表明每一层沉积的时间间隔约为 11ka。这种时间跨度几千年或几百年的气候快速波动称之为 Heinrich 事件。这一发现引起了学术界广泛兴趣，Broecker 认为“Heinrich”层的主要特点还不在于浮冰岩屑沉积的增多，而主要是有孔虫壳体的减少，这一现象的原因可能是融冰淡水增加覆盖海面导致海洋生产力下降。Heinrich 事件在 70~10kaBP 之间总共 6 次，间隔 7~10ka 不等，它的形成可能与冰流迅速扩张，浮冰南移和融化，大洋深部环流的突变同时进行。我国在南海、陕西黄土剖面和洛川马兰黄土等地区发现有 Heinrich 事件的证据。

1.2.3 Dansgaard_Oeschger 事件

Dansgaard 和 Oeschger 对格陵兰冰芯氧同位素、粉尘变化研究及其与欧洲湖泊沉积物的氧同位素记录的对应性，发现末次冰期以来气候存在着快速波动，存在一系列周期为 500~2000a 的气候由盛冰期向暖期波动的现象。这一现象后来被 Broecker 等称之为 Dansgaard_Oeschger 事件^[4]。从距今 22~37ka 间共有 10 次 Dansgaard_Oeschger 事件，其特征为从相对暖期变至冰期，然后再快速突变到暖期，构成锯齿状不对称的气候冷暖旋回。

近年来对格陵兰 GRIP 和 GISP2 新冰芯研究表明，气候波动存在着千年、百年尺度的变化，在 11~15kaBP 之间有 23 次 Dansgaard-Oeschger 事件^[5]。Bond 在研究了高分辨率的深海沉积物后发现，在海洋记录里 Dansgaard_Oeschger 事件与 Heinrich 事件的关系十分密切。以 6 次 H 事件为界，可把 D-O 事件归纳为 7 组，每一组均以突然增暖开始，然后发生逐次降温事件，最后由一个 H 事件结束。这种成组成束的 D-O 事件后被称为 Bond 旋回。中国黄土的研究中也发现了 Heinrich 事件和 D-O 事件的记录，它表明这些气候变化事件具有半球性质，其成因可能与冰川的崩塌有关。

1.2.4 新仙女木(Younger Dryas)事件

更新世以来，地球气候曾经历了大规模的变动，表现为一系列冷暖气候旋回，

同时伴随有非线性气候波动。在第四纪古气候研究中，对于短暂气候事件研究的最大进展莫过于“新仙女木”事件的发现。在晚冰期后的急剧升温过程中，存在着一次气温突然下降的事件，大约发生在距今 11~10ka，这一现象被称为“新仙女木”事件。这一事件最早是在丹麦晚冰期孢粉组合的研究中发现，特征是在从末次冰盛期向全新世气候持续变暖的趋势中出现了几次代表寒冷期植被 *Dryas Octopetala* 的扩张，暗示着气候变暖过程中的突然变冷现象。虽然持续时间很短 (1300±70a)，但其已先后被北大西洋、赤道太平洋、红海中部和巴巴多斯等地区的深海沉积物记录和海平面变化所证实。冰芯研究表明，在该期为盛期时，气温下降了 10.5℃，接近末次冰期水平，出现干寒气候特征，大气中地壳物质、海盐、硫酸盐物质急剧成倍增加，积累率下降。值得注意的是这些变化过程呈波动、突变发展，变化仅发生在不到 10 年的时段内，且起始过程快，结束过程也快，在“新仙女木”事件的发生期间至少有过三次这种波动，引起了学术界广泛重视。

最为突出的突变过程是新仙女木期的结束过程，根据对格陵兰 Dye 3 冰芯、GISP2 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 、地层、微粒、可溶性杂质的研究表明，新仙女木时期结束时气候环境发生了一系列急剧变化，在很短时段内突然增温 7℃，这个增温幅度比该区从末次冰期到全新世增温幅度 12℃的一半还多，雪积累率大幅度增加，仅 3 年内积累率增加一倍，而且这种增加大多数是在一年内完成。大气中微粒含量在不到 20 年时间里减少了 2/3。对冰芯剩余氘的研究表明，在不到 20 年时段内，其含量从 8‰下降到 5‰，表明水汽源区由低纬向高纬移动了 7~8 个纬度。对深海沉积物的 ^{14}C 测年表明，在不到 400 年时段内，极锋从 35° N 北退到 55° N，北大西洋海冰南界北移了 7~8 个纬度。冰芯的研究表明，这种变化可能大多发生在不到 50 年的时段内。

自从“新仙女木”事件发现后，许多学者对其事件的成因提出了多种解释。Broecker 认为，在北半球高纬区，该事件是由气候变冷造成的；而 Fairbanks 则认为，由于冰盖融化，造成淡水流入海洋，使 $\delta^{18}\text{O}$ 值变小，“新仙女木”事件正位于两次较大融冰期 (14~12kaBP 和 10~7kaBP) 之间，使 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较高。最近 Goslar 等提出可能是北大西洋深层水的生成突然受阻，诱发全球深层洋流改组，导致大气中 ^{14}C 含量剧增所致。在我国黄海、南海、西太平洋边缘海都有“新仙女木”事件的证据^[1]。

2 环境属性信息赋存物与测年技术

2.1 环境属性信息的赋存物

根据来源与属性不同，全球变化信息可以分为三种类型（表 2-2）：①观测记录，指借助于各种观测获得的各种资料；②考古和历史文献记载，指由人类物质文化活动而形成的物质和文字记录，如古人类的遗址和遗物，有关物候、灾异的记录等；③古环境感应体，指在过去某一时期形成并一直保留至今的各种自然体。它们本身就是当时环境过程的产物，记录了当时环境状况，如古沙丘、黄土和古土壤、冰芯、树木年轮等。不同类型的环境属性信息的赋存物能够提供不同时间尺度的环境信息（表 2-1）。

表 2-1 主要天然环境档案的可提取的环境参数及时间精度和测年长度

档案	时间分辨率	时间长度（年）	可提取得环境参数
树木年轮	年/季	10 ⁴	T H Ca B V M L S
湖泊沉积	年	10 ⁴ -10 ⁶	T B M
极地冰岩芯	年	10 ⁵	T H Ca B V M S
中纬度冰岩芯	年	10 ³	T H B V M S
海湾沉积	年	10 ⁵	T C w L
黄土	10 年	10 ⁶	T C s B M
海洋岩芯	100 年	10 ⁷	T C w B M
花粉	10 年	10 ⁵	T H B
古土壤	100 年	10 ⁵	T H C s V
沉积岩芯	2 年	10 ⁷	H C s V M L
历史记录	天/小时	10 ³	T H B V M L S

T=温度；H=湿度或者雨量；C=大气（a）、水（w）或土壤（s）的化学成分；B=生物量方面的信息；V=火山喷发；M=地磁场；L=海平面；S=太阳活动

表 2-2 全球变化的主要信息源与可提取信息

信息源		可提取的信息			
赋存圈层	主要类型	物理	化学	生物	人类文化
岩石圈	湖泊沉积	纹层、韵律层、粒度、矿物成分	同位素、常量和微量元素	孢粉、大化石、昆虫、介形虫、植物硅酸体	文化层
	黄土与古土壤	粒度、磁化率、土壤类型、土壤微形态	同位素、化学(常量和微量)元素	蜗牛、植物硅酸体、孢粉、 C^{13}/C^{14} 比例, 大化石、昆虫、有机质	文化层
	风沙层与古土壤	粒度、磁化率、风沙与土壤层类型		大化石、昆虫、孢粉、有机质	文化层
	洞穴堆积	石笋纹层	同位素、化学元素	孢粉、大化石、植物硅酸体	文化层
	大陆架浅海沉积	沉积速率	同位素、化学元素	微体生物化石、植物硅酸体、孢粉	文化层
	深海沉积	风成碎屑物含量、粒度	同位素	微体生物化石	
	侵蚀与堆积地貌形态	湖泊、冰川、风沙、海岸地貌等地貌参数			人工地貌
冰雪圈	冰芯	冰雪累积量、尘埃含量	同位素、化学元素、大气成分	有机气体、有机物、孢粉	
生物圈	残遗植物			种群类型和分布	
	树木年轮	密度	同位素、化学元素	宽度(径向生长量)	
	珊瑚年轮		同位素、化学元素	宽度	
人类圈	考古遗物和遗迹	遗址位置、文化层与自然底层的层位关系、工具与器皿的原料来源	骨骼、器皿、工具等的同位素、化学元素	文化层中的动植物大化石、孢粉、植物硅酸体	作物和畜禽类型、工具套、生活用品、墓葬类型和随葬品特点
	文献记载	自然灾害、河湖水系、位置、水况		动植物类型、分布、物候	土地利用方式、农事活动、收成、经济、风俗、艺术、聚落等

2.2 高分辨率的环境信息赋存物

目前，已发现并广泛应用的高分辨率环境记录主要来源于冰芯、深海岩芯、树轮、湖泊沉积物、黄土—古土壤、泥炭、洞穴碳酸盐等，这些记录反映的环境变化具有很大一致性。古气候学在近年来发现了许多实例，反映出千年、百年、甚至十几年等级的气候变化周期或者准周期，就像“厄尔尼诺”现象一样在不同的时间尺度上都会发生。学术界在揭示万年甚至百万年以上的“轨道尺度”、“构造尺度”的变化规律后，研究趋向于认识叠加在其中的快速突变事件和短周期现象，通常小尺度的气候波动也是气候系统的内部变化规律。高分辨率的地层沉积主要是冰芯沉积、湖泊沉积等^[6]。

2.2.1 冰芯记录

在各种古环境信息代用资料中，从冰川上钻取冰芯加以分析，是目前高分辨率古环境变化研究的重要手段。冰芯的气候环境记录不但时间尺度长，而且可提取环境信息的分辨率高，是提供古环境演变信息的最好地质档案之一。在冰芯研究中已发展了许多定年方法，包括冰川动力模型法、季节层位法（ $d^{18}O$ ，可溶离子成分、不可溶微粒含量、ECM 等）、参考层位法（火山喷发、核试验、特殊气候事件、宇宙同位素事件等）、记录对比法（与深海记录、湖泊记录等的对比）及放射性同位素法（冰芯气泡中 CO_2 的 ^{14}C 、气泡中的 ^{39}Ar 、冰芯样品中的 ^{36}Cl 等）。

根据冰川的具体情况，不同的冰川可以用不同的定年方法。姚嬭栋^[54]对古里雅冰芯主要使用的定年方法为：

①物理特征和化学成分的季节变化是由于降水的季节性差异所造成的，根据冰芯沉积中物理特征和化学成分的季节性变化就可以数出冰芯沉积所包含的年层数，这一方法适用于净积累率较高、消融微弱、气候环境季节状况差异大的地区；

②特定物质造成的污化层或风沙微粒物质的含量存在季节性变化，在冰芯沉积地区，沙暴、浮尘天气主要出现在特定季节，一年当中这一时期的雪层中杂质微粒含量较高，并可以形成肉眼可见的污化层，而寒冷的冬季由于积雪面积较大

和表层土壤冻结，雪层中的微粒含量相对较低，这一方法尤其适用于我国的中西部地区；

③冰芯沉积中同位素含量由于外界条件的变化而变化，如 $d^{18}O$ 含量存在夏季较高，冬季较低的季节性变化，对于其他时间尺度和不同时间分辨率的冰芯沉积可以选取不同元素的同位素做为指标。

南极地区和北极地区是冰芯研究的最早地区，在古环境变化研究中起到领先作用。90 年代初从格陵兰分别获得了长达 3000 多米的两个冰芯 (GISP2、GRIP)，获得了高分辨率古环境记录，成为晚第四纪研究中最佳的古环境序列。An 和 Porter (1997) 对 4 个位于洛川和西安的黄土剖面作了高分辨率的粒度研究，他们发现在黄土剖面终末次冰期存在的气候波动和冰芯等记录的波动有惊人的一致性^[7-8]。

2.2.2 湖泊记录

湖泊沉积以其沉积连续性好、沉积速率大、时间分辨率高，成为科学家寻求准确而可靠的高分辨率记录的代用指标。尤其是湖泊纹泥层的研究，已成为高分辨率古环境研究的主要指标。在目前已发现的各种自然记录中（极地冰芯、黄土、深海沉积、湖泊沉积、泥炭、树轮、珊瑚、洞穴碳酸盐等），湖泊沉积的优势具体表现在：①湖泊沉积具有较冰芯、黄土、珊瑚、洞穴碳酸盐等更为广泛的地理分布，且有时序连续等特点，因而应用更普遍；②湖泊沉积通常具有比海洋沉积更大的沉积速率，因而分辨率更高；③湖泊沉积比树木年轮的历史更长，不仅可记录考古时期的气候与环境，还可恢复地质历史时期全球气候与环境变迁；④湖泊沉积包含有多种适于古环境恢复的生物、物理和化学替代性指标，记载了地球气候环境变迁的丰富信息（温度、降水、初级生产力、盐度、pH 值、大气污染、火山活动和森林火灾等）。

湖泊中可以作为环境变化信息载体的物质如下：

①湖泊沉积物中的叶绿素及其衍生物在确定湖泊古生产力时，是比有机碳更为灵敏的指标。湖泊中的藻类等数量和其叶绿素、类胡萝卜素、叶黄素的含量能够很好的反映湖泊初级生产力的变化，而初级生产力和光照、温度和营养物质等因素有关，因此，湖泊沉积物能够很好的反映气候的变化。对于具有底层缺氧的

湖泊而言，用沉积物色素的分析方法能够很好地揭示湖泊地区环境演变的信息。

②湖泊中微体生物化石是湖水温度、盐度变化的敏感指示器。研究表明：沉积物硅藻组合和数量可反映湖水的酸度、盐度和生产力变化，介形类组合可反映湖水盐度条件，还有很多昆虫动物则对水温变化敏感。对于微体生物化石的元素组成的研究有助于古气候的重建。

③沉积物中陆源有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 含量能有效指示沉积物源区植被的组合特征。植物遗体在湖泊的埋藏过程中若没有受早期成岩作用影响，则其同位素特征将被保存于有机质中，气候变化通过影响湖区陆生植物生长的优势种类，进而影响湖泊陆源有机质的同位素组成。植物按光合作用方式不同可分为 C_3 植物、 C_4 植物和 CAM 植物。 C_4 植物（如部分灌木，特别是藜科和大戟科植物以及适宜在温暖季节生长的草类）适应干旱炎热的气候； C_3 植物（几乎所有的树木、灌木和草本植物以及适宜在凉爽季节生长的草类）适应气候凉爽、水分充足的环境；CAM 植物（如极少数适宜在沙漠生存的耐干旱肉质植物和热带附生植物）一般生长在蒸发量很大的沙漠地区。 C_3 和 C_4 植物因光合作用和固碳方式不同而使碳同位素组成差异很大，一般 C_3 植物具较轻的碳同位素组成， C_4 植物的碳同位素则较重^[9]。沉积物中陆源有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化可反映陆地植被的特征，进而指示湖区气候和环境变迁。

④沉积物中有机质的组成和丰度，特别是分子标志化合物的组成，与湖区母体植物的种属和气候条件等密切相关。因此，沉积物有机质分子化合物可提供有关湖区植被、气候和环境信息。比如沉积物中的单细胞生物颗石鞭毛虫类的个体含有碳长链的烯烃化合物，长链通常含有 2~4 个不饱和的甲基及乙基酮。这种长链烯烃化合物的含酮不饱和性随水温而变化。用气相色谱鉴定沉积物中的烯烃化合物，获得酮不饱和性指标，即可推断湖水温度变化^[10-11]。

⑤沉积物矿物组合及矿物结构变化可反映湖盆流域风化作用强弱，粘土矿物从伊利石、绿泥石到高岭石的变化指示气候向湿润方向发展的过程^[12-13]。伊利石的结晶度与气候有关：冷期形成的伊利石结晶度高，暖期则结晶度较低。

⑥湖泊沉积物自生碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 记录是区域气候环境的敏感指示计。自 Urey 等^[14-15]在上世纪 50 年代前后提出氧同位素古温度计理论后，湖泊沉积物碳酸盐氧同位素在古气候研究中得到了广泛应用。湖泊自生碳酸盐（authigenic carb-

onate) 中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化主要受温度与湖水氧同位素的控制^[16-17]，表明它的氧同位素可指示气温和湿度变化，但在应用时需有多指标相互印证。

⑦沉积物粒度是重建古湿度的重要指标之一，沉积物粒度在不同时间尺度、不同时间分辨率的研究中有不同的环境指示意义^[18]。在长时间尺度、低分辨率(百年、千年)研究中，粗粒沉积物指示湖泊收缩、湖水较浅的干旱气候期；细粒沉积物指示湖泊扩张、湖水较深的湿润气候期。在短时间尺度、高分辨率(年际、十年)研究中，粗粒沉积物指示降雨量较大的湿润年份，细粒沉积物则指示降雨量相对较小的干旱年份。

2.2.3 孢粉记录

特定植物孢粉数量、不同植物孢粉组合与气候状况以及农业产量有很好的对应关系。对现代孢粉的空间变化模式与区域植被的关系进行分析，将为研究孢粉散布、搬运和沉积机制和建立现代孢粉—植被—气候关系模型提供可靠依据。

正确利用孢粉资料解释环境、恢复古植被与古气候，在很大程度上取决于孢粉资料的准确性。不同的孢粉种类既有产量大小的差异，也有保存难易的区别。通过研究表土孢粉谱与大气花粉雨的关系，弄清孢粉与植被的对应关系能够有效建立孢粉—植被数量模型。从而得到组合中的孢粉数量和百分比、浓度、沉积率比例与实际植被中该植物的数量和比例之间的关系，能够提高孢粉的指示意义。

目前，转换函数法是定量解译孢粉资料反映气候特征的比较成功的方法之一，其原理是利用表土孢粉资料进行数理统计分析，建立气候因子回归模型，然后计算地层数据，进而得到古气候参数值。花粉—气候响应面(Pollen-climate response surface)方法是生态响应面、地质趋势面在孢粉学中的应用。此法选取若干有代表性的花粉类型，逐类地将现代花粉丰度在地理空间的分布转换为在气候空间(如年降雨量与夏季气温为坐标)的分布，然后用二次或三次响应面函数方法求出该类花粉分布的气候最佳条件(最高值)与极端条件(最低值)，将化石花粉组合数据与各种花粉的气候响应面对比，便可求得古气候参数。

另外，利用多种环境指示物可以互相校核，以提高环境指示精度^[1]。比如单独一种植物的孢粉指示环境气温的误差在 10℃以上幅度的范围，但是两种甚至更多的植物判断其生成环境温度时，其误差在 1℃之内(图 2-1)。

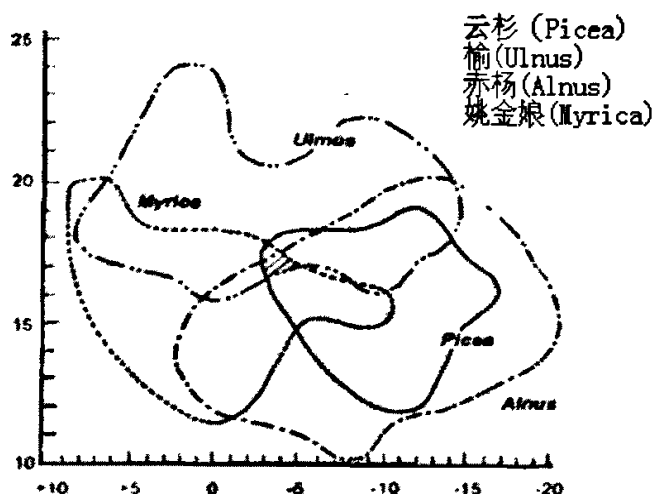


图 2-1 孢粉恢复环境的原理

2.3 现代地质测年方法

2.3.1 与核转变及能量效应有关的测年方法

2.3.1.1 经典方法

^{14}C 法是全新生及晚更新世最常用，一般也是最可信的方法。适用于 ^{14}C 法测年的样品品种多，并容易找到。其可供测量的对象包括木头、木炭、泥炭、粘土、贝壳、珊瑚、钙质结核、洞穴沉积物等。AMS 技术是 ^{14}C 法发展的结果，用于分析 ^{14}C 的样品量少（10 毫克甚至几十微克），测年上限可延长至 7 万年。

钾—氩法（ ^{40}K - ^{40}Ar 法和 ^{39}Ar - ^{40}Ar ）主要用于第四纪火山岩、火山灰及其它含钾矿物和岩石的测年，一般年龄小于 10 万年后误差明显增大；利用钾—氩法虽然也可测量 1 万年左右甚至更年轻的富钾矿物的年龄，但这样的样品并不多见。钾—氩法的可测对象包括云母、长石、角闪石、辉石、海绿石、玄武岩及其它含钾矿物等，适用测年范围 10^4 ~ 10^9 年左右。对于黄土类第四纪沉积物的测年，钾—氩法倍受瞩目。

2.3.1.2 铀系不平衡法

铀系不平衡法是利用 ^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{232}Th 三个放射性系列不平衡的中间产物

的积累及衰变原理来计时的方法。放射性系列中母体与子体的不平衡是铀系各种测年方法的基本前提条件，它的最佳适用范围是几千年至 35 万年左右。由于它的最佳测年范围恰好介于钾—氩法和 ^{14}C 法之间，可供研究的同位素甚多，因此是一个具有广阔发展前景的方法。这种方法已经成功应用于珊瑚礁及纯净风化物洞穴碳酸盐的测年，对深海沉积物和动物化石测年也取得成功。它对研究 350000~40000aBP 全球海面升降和气候变化提供了时标。我国 35 万年以来的古人类进化和旧石器考古年表主要也是用铀系法建立的。

2.3.1.3 与核辐射效应有关的方法

热释光 (TL) 和电子自旋共振 (ESR) 方法都是依赖于样品中石英、长石等矿物在放射性射线辐照下的累积效应。不同的是：TL 法是利用矿物对辐射的热释光效应，由矿物在一定时间内积累的热释光能量计算出矿物所接受的辐射剂量 (天然辐射累积剂量)；而 ESR 法则是根据样品中由辐射产生的电子或空穴中心含有的未成对电子，利用电子顺磁共振技术直接测量未成对电子的数量 (ESR 强度)，进而计算出样品所接受的累积辐射剂量。与 TL 法相比，ESR 法的突出优点是样品可重复测量，因为测量过程不破坏顺磁中心，并且像石英、碳酸盐等样品有几条谱线可选，其测量结果可互校。TL 法记录辐射缺陷的灵敏度比 ESR 法高，所需样品少，对珍贵及稀少样品来说，TL 法有明显的优越性。

TL 法测年的新发展是光释光 (OSL) 法。黄土类沉积物 TL 法测年有一个假设条件，即沉积物中石英、长石等矿物在搬运沉积过程中，其原先因辐射而积蓄的能量能被阳光完全晒退，称为“光晒置零”。事实上晒退往往是不完全的，新沉积的黄土中的石英有残余 TL 信号，如不进行校正所测 TL 年龄必然偏老。由于黄土沉积过程中阳光晒退的仅是石英等矿物的“光敏陷阱”中的电子，OSL 法也只利用样品光敏陷阱中的电子，这就大大降低了 TL 法测年中残余信号的干扰。

2.3.1.4 ^{10}Be 和 ^{26}Al 等宇宙成因核素法

^{10}Be 在大气中生成后氧化成 ^{10}BeO 并沉降到地面。它在大气和地面都不可能与其稳定同位素 ^9Be 混匀，所以不能像 ^{14}C 一样作为陆相沉积物的地质计时器。 ^{26}Al 的产生和行为与 ^{10}Be 相似，稳定同位素 ^{27}Al 的地壳丰度甚高，所以 $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 值极低， ^{26}Al 不可能作为陆相沉积物计时器，但可应用于地外物体的年代测量。

2.3.2 其它测年法

2.3.2.1 氨基酸外消旋法 (AAR)

该方法利用氨基酸对映 (或非对映) 异构体之间转化反应是温度和时间的函数的原理, 适用范围是几百年至几百万年。该反应要求有一个稳定的古温度环境, 是一个较难满足的条件, 如果配合其它测年方法, 也可能得到较理想的结果。其适用对象主要来自深海沉积物和洞穴堆积物中的骨化石。

2.3.2.2 孢粉分析法

孢粉分析法是一种利用生物进化阶段来进行相对年龄测定的经典方法, 可以用来测定前寒武纪至第四纪漫长地质历史过程的相对年龄。另外, 利用不同孢粉组合、孢粉密度等仍可以反映该时期的气候状况, 这种方法和其它的测年方法结合将显示很大的优越性。第四纪孢粉分析研究不仅可以利用属种变化来确定时代的新老, 还可以分析现今植物群的分布及环境的变化。

2.3.2.3 磁性地层学法

磁性地层学的基础是全球性地磁场极性的周期性倒转及以此为依据建立起来的地磁极性年表。但是, 地层剖面时标的细刻度往往需要对沉积速率作假设, 古地磁方法建立的时标目前认为是不精确的。但是, 沉积地层剩磁极性测年中如果伴有高质量的同位素年龄作标记, 磁性地层法的年代指示效果将更加明显。

2.3.2.4 地衣生长法和岩石漆阳离子比率测年法

地衣生长法是通过一定手段推算出地衣的生长曲线, 再以该曲线为标准, 确定出地衣生长的基物的年龄; 岩石漆阳离子比率是基于不同期的基岩断面表面的岩石漆化程度不同, 随着淋滤时间延长, 表现出阳离子之间的含量比 ($K+Ca/Ti$)。越来越低, 据此可以定量地确定岩石漆所属地层的最小年龄。

2.3.2.5 石英碎砾风化刻蚀形貌法

断层活动引起石英碎砾的产生, 随后这些石英碎砾又受到风化刻蚀作用, 利用扫描电镜研究刻蚀的强度, 进而判断断层最近一期活动的相对年龄。

2.3.2.6 树木年轮法

树木年轮法是利用气候周期性变化形成树木年轮, 当起始时间确定时, 这也是一种可以给出准确年代的测年方法。由于一些树木死亡后保存状态良好, 在北美、欧洲的一些地区, 已建立了距今一万年以上的“浮动”的树木年轮序列。

3 岱海地区气候变化周期性研究的工作基础

3.1 近五千年来的气候变化研究

研究发现,湖水的 Sr^{2+}/Ca^{2+} 与湖水的盐度呈正相关关系,沈吉^[19]等通过采样、测量和计算发现岱海地区的盐度与 Sr^{2+}/Ca^{2+} 方程为:

$$Sr^{2+}/Ca^{2+} = 0.005879 \times S - 0.008399$$

通过在实验室条件下模拟不同盐度和氧同位素组成的变化得到氧同位素和盐度呈现出明显的对数关系:

$$\delta^{18}O_w = 13.49 \ln S - 111.33$$

平衡条件下,湖水中析出的自生碳酸盐矿物的氧同位素组成是水体温度和水体氧同位素的函数, Gasse 等人在前人研究基础上给出其函数关系为:

$$T (^{\circ}C) = 16.9 - 4.38 (\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w + 0.27) + 0.1 (\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w + 0.27)^2$$

式中: $T (^{\circ}C)$ 为碳酸盐矿物沉淀时的水体温度; $\delta^{18}O_c$ 为自生碳酸盐矿物的氧同位素组成; $\delta^{18}O_w$ 为当时水体的氧同位素组成。

沈吉等利用介形虫壳体 Sr^{2+}/Ca^{2+} 推知湖泊盐度,进而推知 $\delta^{18}O_w$, 结合沉积物中 $\delta^{18}O$ 定量重建湖泊古温度信息,并对湖泊气候变化周期进行了分析,结果表明:每一气候状态存在时间为 900~1000a (表 3-1)。

表 3-1 湖泊沉积物显示五千年来的气候状态变化

时期 (aBP)	5000~3970	3970~3080	3080~2010	2010~300	300~0
气候状态	凉偏干	凉湿	冷干	冷湿-冷干	凉干

竺可桢^[20]用物候法做出了中国 5ka 气温变化曲线: 5.0~3.1kaBP 为稳定的暖期, 人类文化从仰韶文化到安阳殷墟; 4ka 左右气温有一次短暂的快速下降, 敦德冰芯记录中也出现宽浅的冷谷^[21]; 甘肃的齐家文化遗址记录了环境变冷, 农业北界南移了 1 个纬度^[22]。岱海地区湖泊沉积物显示: 水温从 3ka BP 开始下降, 湖面收缩, 到 17 世纪湖水温度达到最低, 对应世界范围内普遍存在的 17 世纪的

小冰期。这种对应说明岱海地区气候波动具有一定的代表性。

3.2 近一千年来的气候变化研究

许清海^[23]利用孢粉方法对岱海地区的地层进行分析,得出近 1500 年的气候变化规律 (表 3-2-1, 表 3-2-2)。

表 3-2-1 孢粉显示 1500 年来的气候状态变化

时间 (aBP)	1500~1300	1300~1240	1240~980	980~880	880~640
持续时间 (a)	200	160	260	100	240
气候状态	温干	冷湿	温干	冷湿	凉干

表 3-2-2 孢粉显示 1500 年来的气候状态变化

时间 (aBP)	640~580	580~400	400~240	240~170	170~100	100~0
持续时间 (a)	60	80	160	70	70	—
气候状态	冷湿	温干	温湿	温湿	凉干	温湿

曹建廷^[24]等又通过对岱海深水区沉积柱样中的有机碳同位素、总有机碳、碳酸盐含量、频率磁化率等环境代用指标进行分析,得出了岱海地区近千年以来的气候演化过程 (表 3-3)。和许清海的研究结果一样,其气候状态的持续时间呈现出 200a、100a、60a、80a 不等的现象,暗示这些气候状态的持续时间为气候波动中的小尺度周期。

表 3-3 湖相沉积物反映的岱海地区近千年来气候状态变化

距今 (aBP)	980	890	790	740	540	480	370	220	130
区间	90a	100a	50a	200a	60a	110a	150a	90a	130a
状态	温湿	凉干	温湿	冷湿	冷干	凉湿	凉干	冷干	温湿

3.3 岱海湖盆沉积物粒度特征

沉积物的粒度特征是恢复古气候、古环境状况的一个重要代用指标。粒度的粗细代表了水动力的强弱、湖泊输入水量的相对大小，在一定程度上可以反映湖区降水的变化，因而具有干湿变化的指示意义^[25-26]。

岱海湖盆沉积物来源单一，沉积物粒度值的大小与湖区降水丰度、湖面高度的变化密切相关。从湖岸到湖心随着水深的不断加大，其水动力条件由强变弱，从湖岸到湖心大致出现砾—砂—粉砂—粘土的规律。位于湖心地层的沉积物粒度值的变化应大致反映了水动力搬运条件强弱的变化^[27-28]。

孙千里^[29]对湖泊中心岩芯段的样品以 10cm 为深度间距，进行粒度分析，发现：9~12.34m 变化不大（见图 3-2），从纹层的形成来判断 9~12.34m 段应是降水丰富、较为稳定的深水环境，而在 12.34m 以下平均粒径值突然升高，粗颗粒组分含量也急剧增加。沉积物的粒度—频率曲线显示（见图 3-3）：岩芯 9~12.34m 沉积物粒度频率曲线基本表现（a、b 曲线）为较为对称的单峰态，而在 12.34~14.18m 出现粗颗粒占主导的单峰偏负态及双峰态（c、d 曲线），与上段岩芯形成明显的差别。

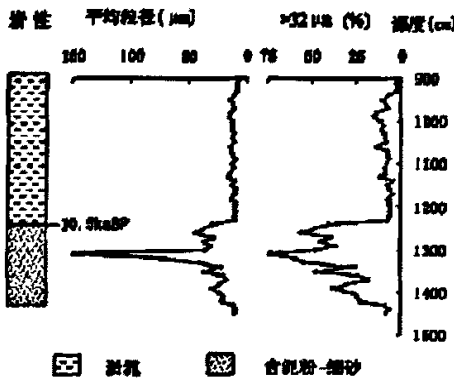


图 3-2 岱海地区沉积物粒径和平均组分变化

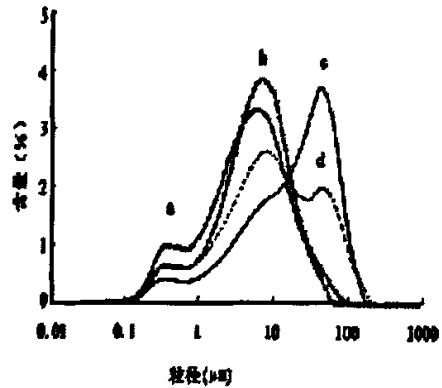


图 3-3 沉积物粒度的频率曲线特征

据湖泊纹层中碳酸盐纹石的 TIMS 铀系年代测定，岩芯 12.26m 处的年龄为 $10446 \pm 489a$ ，因此，可以认为岱海在 10.5ka 前后沉积环境发生了重大变化，而这一时期与“新仙女木”事件发生的时间一致。“新仙女木”事件的前后湖泊的

沉积环境差别很大，说明这一环境事件对该地区的影响非常深刻。一般认为，系统内部的突变事件是系统能量的释放，系统的能量在突然释放以后会呈现出较为稳定的表现形式，如火山地震等现象发生以后短期内不再发生。因此“新仙女木”事件以后岱海地区的气候背景较为稳定，气候系统的波动显示出其本质的特征。

3.4 岱海地区的环境考古研究

田广金^[31]将考古学与自然科学研究结合起来，对老虎山全新世沉积剖面和岱海地区考古学文化编年和谱系进行研究，发现这一时期人类文明由农业向牧业转变，反映出这一时期气候由暖湿和干冷不停转变的特征。

老虎山剖面沉积显示：距今 7300-6600a 间岱海地区处于暖期，湖面升高，发生湖侵现象。距今 6600a 左右发生寒冷的事件，地层中发现粉沙层，延续到距今 6460a。距今 5800a 前后开始进入暖湿期，延续至距今 5000a 前后结束。距今 5000a 左右又发生一次寒冷事件，气温在 0℃ 以下。在距今 4900a 岱海再次发生一次大的湖侵，到距今 4400a 前后结束。距今 4300a 前后又有降温现象，代表寒冷气候的云杉再度出现。距今 3675~3155a 气候属于温湿的稳定阶段，从距今 3100a 以后，本地区气候进入了冷干期。从气候状态的持续时间上看，800a、400~500a 的持续时间比较常见（表 3-4-1，表 3-4-2），暗示在千年时间尺度上存在 800a 左右，400a 左右的波动周期。

表 3-4-1 岱海地区的气候状态及延续时间

开始时间	7300BP	6400 BP	5800 BP	5000 BP	4800 BP
延续时间	700~900a	400~800a	800a	200a	400~500a
气候状态	暖湿	冷干	暖湿	冷干	暖湿

表 3-4-2 岱海地区的气候状态及延续时间

开始时间	4400 BP	3100	2500	2000	1500
延续时间	800a	600	500	500	520
气候状态	冷干	冷干	暖湿	冷干	温干

4 本文研究内容和意义

从深海沉积、珊瑚阶地、和陆地上的黄土沉积中都检测出了地球轨道参数变化的几个特征周期，如 0.4Ma、0.1Ma 的偏心率周期、41ka 的地轴倾斜率周期、以及 23ka 和 19ka 的岁差周期，反映了全球气候变化与地球轨道的高度相关性，“米兰科维奇理论”得到了广泛接受。但是这一理论不能解释为什么冰期—间冰期的机制仅出现在第四纪，而不发生在始新世和上新世等其它时期。轨道参数变化引起的太阳辐射量变化比地球上实际发生的气候变化的幅度要小的多，暗示着其中存在一定的反馈和放大机制。地质记录发现不同地质时期有不同的主导周期，米兰科维奇理论也不能解释主导周期的变化。学术界正在尝试用新的周期算法和新的理论假说来补充“米兰科维奇理论”所不能解决的问题。

新仙女木事件后，全球气候迅速变暖，进入全新世的间冰期环境阶段。自 10kaBP 以来，全球气候系统处于一种相对稳定的状态。对内蒙古岱海地区进行钻孔取样，并对地层中的孢粉种类和组合比例进行分析，建立了全新世以来气温和降水的变化序列，得到的结论和其它地区的研究结果有很多相同之处。

气候变化的周期计算中经常采用谱分析方法，这一方法的原理是用已知振幅和周期的波动曲线去拟合气温和降水值，并取得了一定效果。对于受天文因素影响的大尺度气候波动曲线来说，这一方法的应用能够很好的解释气候变化的周期性。但是在小尺度的气候波动条件下，气温和降水的变化是一个随机序列，前一时期的气温和降水值有可能对后一时期产生影响，类似于天气现象。马尔科夫过程理论是随机过程理论的一种，是由前苏联数学家马尔科夫提出。马尔科夫链是马尔科夫过程的一种形式，类似于天气状况等可以看作是随时间变化的一个离散的状态序列（或链），马尔科夫链模型能很好的揭示随机序列的波动性。马尔科夫链数学模型在天气预报^[32]、自然灾害、群落演替等方面有很好应用^[33-34]。

周期计算结果对于解释全球变化的驱动力有重要意义，对于驱动力的解释有助于预测全球环境演变的方向。本文在岱海地区高分辨率的气温和降水数据的基础上，分析了岱海地区全新世以来的气候变化情况，并尝试利用马尔科夫链的数学方法对数据序列进行分析，得出岱海地区全新世以来的气候变化周期，并将分析结果对同时期其它周期计算方法的结果进行对比，发现其中有很大的一致性。

5 马尔科夫链的基本原理及其应用

5.1 马尔科夫链的基本原理

马尔科夫过程是随机过程理论中的一种，它是 20 世纪初由前苏联学者 Markov 首先提出。其主要原理是：若系统的随机过程 $X(t)$ 在时刻 t 的状态用 E 表示，那么在时刻 τ ($\tau > t$) 时，系统所处状态与时间 t 以前所处状态无关，则这一过程称为马尔科夫过程^[35]，马尔科夫链是时间离散、状态离散的马尔科夫过程。该模型不需要探索系统动态变化的内在联系，也可以揭示出系统的动态变化规律；其转移概率的确定不需要考虑太多复杂因子，但一经确认便可以准确预测未来的状态演变，也可以计算各状态的平均出现周期。

5.1.1 随机过程的概念

设 $\{\varepsilon_t \in T\}$ 是一族随机变量， T 是一个实数集合，若对任意实数 $t \in T$ ， ε_t 是一个随机变量，则称 $\{\varepsilon_t \in T\}$ 为随机过程。对于随机过程， T 称为参数集合，参数 t 可以看作时间。 ε_t 的每一个可能取值称为随机过程的一个状态。其全体可能构成的集合称为状态空间，记作 E 。当参数集合 T 为非负整数集合时，随机过程又称为随机序列。对于本研究而言，全球变化是一个随机过程，地层记录的气温、降水的数值构成了随机序列。

5.1.2 马尔科夫链

假设 $\{\varepsilon_t \in T\}$ ， t 、 E 是一个随机序列，状态空间 E 为有限或可列集，对于任意的正整数 m, n ，若 $i, j, i_k \in E$ ($k = 1, 2, \dots, n-1$)，有

$$P\{\varepsilon_{n+m} = j | \varepsilon_n = i, \varepsilon_{n-1} = i_{n-1}, \dots, \varepsilon_1 = i_1\} = P\{\varepsilon_{n+m} = j | \varepsilon_n = i\}$$

称 $\{\varepsilon_n, n = 1, 2, \dots\}$ 为一个马尔科夫链。

如果 $\{\varepsilon_n, n = 1, 2, \dots\}$ 是一个马氏链，等式

$$P\{\varepsilon_{n+m} = j | \varepsilon_n = i, \varepsilon_{n-1} = i_{n-1}, \dots, \varepsilon_1 = i_1\} = P\{\varepsilon_{n+m} = j | \varepsilon_n = i\}$$

右侧的条件概率与 n 无关，即 $P\{\varepsilon_{n+m} = j | \varepsilon_n = i\} = P_{ij}(m)$ ，则称 $\{\varepsilon_n, n = 1, 2, \dots\}$ 为时齐的马氏链。称 $P_{ij}(m)$ 为系统由状态 i 经过 m 个时间间隔（或 m 步）转移到状态 j 的转移概率。 $P\{\varepsilon_{n+m} = j | \varepsilon_n = i\} = P_{ij}(m)$ 被称为时齐性。它的含义是：系统由状态 i 到状态 j 的转移概率只依赖于时间间隔的长短，与起始的时刻没有关系。

对于岱海地区的沉积地层而言，时间连续的气温和降水值具有明显的随机性。类似天气现象的阴晴状态划分一样，将气温值和降水值划分为不同的状态，那么时间连续的气温或降水状态值构成一个时间离散的马氏链。

5.1.3 转移概率矩阵

对于一个马尔科夫链 $\{\xi_n, n = 1, 2, \dots\}$ ，称以 m 步转移概率 $P_{ij}(m)$ 为元素的矩阵 $P(m) = (P_{ij}(m))$ 为马尔科夫链的 m 步转移矩阵。当 $m=1$ 时，记 $P(1) = P$ 称为马尔科夫链的一步转移矩阵，或简称转移矩阵。它们具有下列三个基本性质：

- (1) 对于一切 $i, j \in E, 0 \leq p_{ij}(m) \leq 1$;
- (2) 对任意 $i \in E, \sum_{j \in E} p_{ij}(m) = 1$;
- (3) 对于一切 $i, j \in E, p_{ij}(0) = \delta_{ij} = \begin{cases} 1, & \dots, i=j; \\ 0, & \dots, i \neq j; \end{cases}$

当实际问题可以用马尔科夫链来描述时，首先要确定它的状态空间与参数集合，然后确定它的一步转移概率。关于一阶转移概率的确定需要从问题的内在规律中寻找，也可以从过去的经验中取得，还可以根据观测数据来估计。

5.1.4 转移概率的渐进性质

假设 $\{\xi_n, n = 1, 2, \dots\}$ 是一个马尔科夫链，其状态空间 $E = \{1, 2, \dots\}$ ，则对任意正整数 m, n 有 $p_{ij}(n+m) = \sum_{k \in E} p_{ik}(n)p_{kj}(m)$ ，其中 $i, j \in E$ 。这一定理称为：柯尔莫哥洛夫—开普曼定理。

柯尔莫哥洛夫—开普曼定理主要是确定任意有限步转移概率，根据这一定理

可以确定某一状态经过 n 步转移后到其它状态的概率^[36]。

5.1.5 马氏性检验

马氏性检验就是要检验逐次发生的事件（或状态）是独立的还是不独立的。对于气温状态变化的时间序列，就是要检验气温状态之间是否是独立的。若是不独立的，它们可以构成一个一阶马尔科夫链。Anderson 和 Goodman 提出的检验统计量为^[37]：

$$\lambda = \prod_{i,j}^m \left(\frac{P_i}{P_{ij}} \right)^{m_{ij}} \quad (i, j = 1, 2, 3, \dots, m)$$

其中， $-2 \ln \lambda$ 的分布是渐进于自由度为 $(T-1) [m(m-1)]$ 的 X^2 分布。在此， m 为状态数， T 为时间（或空间）的子区间数。上面的方程式可变换为：

$$-2 \ln \lambda = 2 \sum_{i,j}^m n_{ij} \ln \left(\frac{P_{ij}}{P_j} \right)$$

其中， P_{ij} 为 TPM 第 (i, j) 个元素， P_j 为 j 列的边缘概率， n_{ij} 为转移频数矩阵中第 (i, j) 个元素， m 为状态总数。

5.2 马尔科夫链模型的应用及本研究的意义

近年来，马尔科夫链广泛应用于自然灾害的模拟、植被演替、土地利用变化以及水资源系统分析和降雨序列模拟等方面，并在应用中取得较满意结果，主要包括：钱家忠利用马尔科夫模型对降水量进行预测^[38]；徐学荣利用马尔科夫方法对福建省粮食产量进行预测^[39]；李卫东等用马氏链对土壤剖面的垂直分层进行分析^[40]；李凤娟用马氏链对长春市旱涝灾害进行分析^[32]等，其应用深度和广度也在不断扩展。

以往的全局变化周期分析方法都是建立在“米兰科维奇假说”基础上，探索全球变化周期与太阳活动和轨道参数变化之间的关系。事实上，短尺度上的全球变化有很大的随机性，类似于天气现象的变化，前一个时期气候状态可能影响到下一个时期的气候状态。总体上看，气候状态的变化在轨道等大尺度周期的背景下有小尺度的规律性，这种规律性的揭示有助于寻找气候变化的主要驱动力。

6 岱海地区气候变化信息的孢粉记录

6.1 岱海地区的自然地理状况

岱海盆地位于内蒙古高原南缘，乌兰察布盟凉城县境内。北侧为海拔 2304m 的蛮汉山，南侧为海拔 2100m 的马头山；东侧脑包山，最高海拔 1803m；西侧地势较平坦，与桑干河分水垭口的海拔 1270m，高出湖面仅 50m，是一个比较稳定的内陆湖盆的构造。盆地流域面积 2289km²，岱海位于盆地的最低处，湖面海拔 1221m，面积 133.46km²，最大水深 16.05m。入湖河流均为发源于盆地周围的短小河流，较大的河流有弓坝河、天成河、五号河、步量河等^[41]。

岱海盆地属中温带半干旱季风气候区，冬季长而寒冷，夏季短而温暖。年均气温 5.1℃，1 月平均气温 -13.0℃，7 月平均气温 20.5℃。年均降水量 423.7mm，降水多集中在夏季，6~8 月的降水占年降水量的 66.9%。年蒸发量 1100mm，为年降水量的 2.9 倍。

植被区划上岱海盆地属温带南部草原区^[42]。受水热和地形的影响，蛮汉山和马头山山地的阴坡和半阴坡分布着小片的山杨(*Populus davidiana*)、白桦(*Betula phatyphylla*)、落叶松(*Larix*)、油松(*Pinus tabulaeformis*)、樟子松(*Pinus sylvestris* var. *mongolica*)、云杉(*Picea*)、榆(*Ulmus*)、柳(*Salix*)等组成的森林，林下生长着绣线菊(*Spiraea*)、沙棘(*Hippophae rhamnoides*)、虎榛子(*Ostryopsis davidiana*)、山杏(*Prunus armeniaca*)、胡枝子(*Lespedeza bicolor*)等中生灌丛和苔草(*Carex enervis*)、艾蒿(*Artemisia argyi*)、铁杆蒿(*Artemisia sacrorum*)、山丹(*Lilium pumilum*)、知母(*Anemarrhena asphodeloides*)、地榆(*Sanguisorba officinalis*)等草本植物；海拔 1900m 以上为以贝加尔针茅(*Stipa baicalensis*)、羊草(*Aneurolepidium chinensis*)、百合(*Lilium*)、地榆、铁杆蒿等组成的山地草甸。低山丘陵区分布着以克氏针茅(*Stipa krylovii*)、本氏针茅(*Stipa bungeana*)、狗尾草(*Setaria viridis*)、冷蒿(*Artemia frigida*)、铁杆蒿(*Artemisia sacrorum*)、野苜蓿(*Medicago falcata*)、百里香(*Thymus mongolicus*)等组成的草原植被。河流阶地和水分条件较好的地方，生长着寸草(*Carex stenophylla*)、芨芨草(*Achnatherum splendens*)、披碱草(*Elymus dahuricus*)、冷蒿、马兰(*Iris lactea*)、蒲公英(*Taraxacum mongolicum*)、苔草、碱蓬(*Suaeda*)

aglauca)、萎陵菜(*Potentilla chinensis*)、蒹蓄(*Polygonum aviculare*)等组成的草甸和盐生植被^[43]。

岱海盆地是一个内陆封闭型湖泊，长期处于封闭水文状态，其沉积序列能很好地记录流域环境演化历史，它是研究古气候、古环境变迁的理想场所，其湖泊沉积物连续性强、分辨率高、对气候变化非常敏感^[44]。

6.2 钻孔位置及其特征

钻孔位置在岱海湖心沉积厚度最大的地区(图 6-1)，用日本产 TohoD1 型钻机钻取了两个长度分别为 12.02m (编号 99A, $40^{\circ} 35.165' N$, $112^{\circ} 40.057' E$) 和 24.10m (钻孔编号 99B, $40^{\circ} 35.134' N$, $112^{\circ} 40.061' E$)、取芯率为 98.5% 和 84.44% 的高质量岩芯。

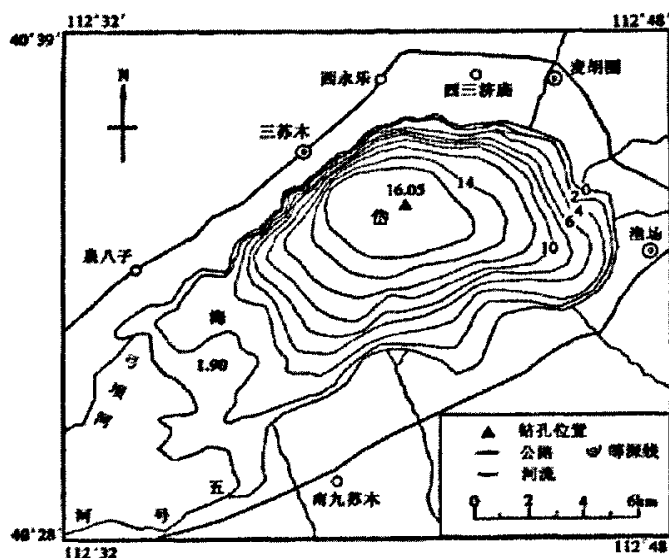


图 6-1 岱海地区的钻孔位置图

6.3 孢粉分析过程与结果

6.3.1 地层年代分析结果

岱海地区的沉积速率不同，等深度间隔的地层所代表的年代也不同(表 6-1)。

因此,应用线性内插的方法对岱海地区的沉积年代进行模拟时出现了不同的时间间隔。样本 1~40 中,每样本形成时间相差 34 年; 45~101 中,每样本形成时间相差 24 年; 103~122 中,每样本形成时间相差 40 年; 127~176 中,每样本形成时间相差 34 年; 178~223 中,每样本形成时间相差 24 年; 225~245 中,每样本形成时间相差 40 年; 223~272 中,每样本形成时间相差 158 年。

表 6-1 岱海沉积地层的测年结果

深度 (cm)	^{14}C 年龄(aBP)	日历年龄(cal a BP)
160	1434±28	1338
402	2688±27	2798
501	3531±28	3793
701	4729±32	5455
901	5809±33	6610
989	6593±34	7498
1063	9175±34	10353
1103	10171±39	11935

6.3.2 孢粉分析方法

孢粉分析取样间距 4cm, 共取孢粉样品 272 个。1.84m 以上取样 47 个。根据 ^{210}Pb 测年和校正后的 ^{14}C 测年结果, 0~0.14m 样品间的理论时间分辨率为 22 年, 0.14~1.60m 样品间的理论时间分辨率为 34 年, 1.60~1.84m 样品间的理论时间分辨率根据外延法仍为 34 年。各样品的年代用日历年龄数据两点间的线形内插获得。

孢粉分析方法是: 实验室取样重量 5g, 样品化学处理前, 加入现代石松孢子 11675 粒·个⁻¹样品, 以统计计算化石孢粉浓度。孢粉化石的提取采用重液浮选方法^[45], 孢粉化石鉴定统计在日本产 Olympus 光学生物显微镜下进行。每个样品鉴定统计孢粉化石 300 粒以上。木本植物花粉多鉴定到属, 草本和灌木多鉴定到属或科。

6.3.3 孢粉分析结果

岱海 99A 孔 11.01m 以上的地层自下而上可以划分为 5 个孢粉组合带:

孢粉带 1: 深 11.01~10.79m, 年代为 11856~11000aBP。乔木植物花粉以桦 (14.8%~27.9%) 为优势, 还有一定量的松、栎、虎榛子、榆、柳、椴等花粉。草本植物花粉以蒿 (41.6%~62.0%) 为主, 其次为藜科、禾本科、麻黄等, 也有少量的水生植物花粉。本带孢粉浓度较高, 孢粉总浓度为 117384~461360 粒·g⁻¹。

孢粉带 2: 深 10.79~10.04m, 年代为 11000~7900aBP。乔木植物花粉减少, 特别是前一孢粉带中居优势的桦树花粉减少较多。草本植物花粉明显增加, 蒿属花粉增至 (67.2%~72.3%), 花粉浓度有所减少 (45288~366752 粒·g⁻¹)。根据乔木花粉变化, 本带还可以分成两个孢粉亚带: 2a 带 (10.79~10.55m, 1000~10000aBP), 乔木花粉较少, 2b 带 (10.55~10.04m, 10000~7900aBP), 乔木花粉有所增加。

孢粉带 3: 深 10.04~5.81m, 年代为 7900~4450aBP。本带突出的特点是木本植物花粉大量增加, 达孢粉总数的 14.9%~69.4%, 增加最多的是松, 其次是栎、虎榛子等。草本植物花粉明显下降。花粉浓度有所增高 (36408~488224 粒·g⁻¹)。根据孢粉组合的变化, 本带又可以分成 5 个孢粉亚带: 3a 带 (10.04~9.65m, 7900~7250 aBP), 松 (31.2%~54.0%) 花粉含量较高, 榆树花粉减少, 首次出现了一定量云杉和冷杉的花粉 (1.5%~2.3%); 3b 带 (9.65~7.99m, 7250~6050aBP) 松花粉减少, 栎、虎榛子等阔叶树花粉增加, 蒿花粉比上带增多 (22.8%~69.2%); 3c 带 (7.99~6.57m, 6050~5100aBP) 松花粉增加 (17.3%~54.7%), 蒿花粉下降 (17.7%~43.4%); 3d 带 (6.57~6.21m, 5100~4800aBP) 松花粉又有所减少 (17.1%~47.3%), 蒿花粉有所增加 (33.1%~60.1%), 自本亚带开始, 花粉浓度明显降低; 3e 带 (6.21~5.81m, 4800~4450aBP) 松花粉再次增加, 草本花粉略有减少, 本亚带和 3 亚带花粉浓度最低。

孢粉带 4: 深 5.81~4.14m, 年代为 4450~2900aBP。木本植物花粉比上带减少, 多降至 30% 以下, 草本植物花粉增多, 本带花粉浓度虽比 3d、3e 亚带略有增加, 但与孢粉 1、2、3 带相比明显降低, 表明植被覆盖率明显减少。根据孢粉组合的变化, 本带可以分成 3 个孢粉亚带: 4a 带 (5.81~5.21m, 4450~3950 aBP) 乔木花粉减少 (8.2%~20.6%), 草本植物花粉大量增加。4b 带 (5.21~4.74 m, 3950~3500aBP) 乔木花粉增多 (17.3%~51.1%), 草本植物花粉明显减少, 本

亚带禾本科花粉明显增加，最高达 14.2%。4c 带（4.74~4.14m，3500~2900aBP）木本植物花粉减少，草本植物花粉增至 49.5%~66.9%，藜科增至 6.6%~28.4%。

孢粉带 5：深 4.14~0m，年代为 2900~0aBP。木本植物花粉进一步大量减少，草本植物花粉大量增加。花粉浓度再次明显降低（14061~136150 粒·g⁻¹）。本带中部木本植物花粉又有所增加，因此本带可以分成 3 个孢粉亚带：5a 带（4.14~2.20m，2900~1700aBP），木本植物花粉多降至 10%以下，草本植物花粉多增至 90%以上。5b 带（2.20~1.62m，1700~1350aBP），木本植物花粉增加（8.9%~30.5%），草本植物花粉有所下降。5c 带（1.62~0cm，1350~0aBP），木本植物花粉再次下降，多 5%以下，草本植物花粉含量多达 95%以上。

6.3.4 由孢粉组合推知的全新世以来气候的变化

岱海 99A 孔 11.01m 以上地层中 5 孢粉组合带、14 个亚带的变化，揭示了岱海盆地植被演替的 5 个主要时期和 14 个次一级的阶段。由于 9.89m 上下地层的沉积速率变化较大，而孢粉分析为等间距取样，9.89m 以上样品间理论上的时间分辨率为 23~40a，9.89m 以下的分辨率为 154~158a。这样，9.89m 以下 158a 以内的植被变化可能被掩盖掉。

孢粉分析结果和沉积地层的年代测量得出了各个孢粉带的气候状态，进而建立了近万年来岱海地区的气候波动序列。

孢粉带 1（12000~11000aBP）的孢粉组合表明，岱海湖盆周边山上的阴坡和半阴坡上生长着以桦（根据现代植被推测可能为白桦）为主的阔叶林，阔叶林中还生长着松、栎、榆、椴等树种，林外和林下生长着虎榛子、蔷薇科等灌丛，山地的阳坡和无林地带，生长着蒿、藜科、禾本科、麻黄等组成的灌丛和草原植被。现在白桦林主要分布在海拔较高、气温偏凉、年降水量 600~700mm 的深山地区^[46]。该孢粉带中花粉浓度较高，表明植被覆盖率较高。据此表明，孢粉带 1 时，岱海盆地的气候寒凉湿润，年降水量比今多。

孢粉带 2（11000~7900aBP）的孢粉组合表明，岱海湖盆周边山上的白桦林大面积消失，只在水分条件较好的地方还残存着小片白桦、松、栎、榆等组成的落叶阔叶林。桦木林的减少，可能是气温回升和气候变干所致。花粉浓度的减少和大量较耐干旱的蒿属花粉的增加都表明气候向干旱方面发展，植被覆盖率有所

下降。2a、2b 带孢粉组合变化表明，2a 带气温回升，降水明显减少，2b 带气候继续向暖的方面发展，降水略有增加。

孢粉带 3 (37900~4450aBP) 的孢粉组合表明，这一时期盆地周边山上生长着大片的以松为主、混生有桦、栎、榆、椴等组成的针阔叶混交林，是岱海盆地 12000a 以来森林植被发育最好的时期，这一时期花粉浓度较高也说明了这一点。推测这一时期的气候比较温暖湿润，相当于中全新世大暖期。需要说明的是本带花粉组合中出现了一定量云杉和冷杉的花粉。云、冷杉植物喜冷湿的生态环境，表明比孢粉带 1~2 时更加湿润，降水更多，更适合云、冷杉林生长。但中全新世大暖期的气候是有波动的，其中 7900~7250aBP (孢粉带 3a) 时期，喜温的榆树花粉减少，表明这一时期气候比较凉湿；孢粉带 3b (7250~6000aBP) 时，以松为代表的针叶树成分减少，栎等阔叶树成分增加，表明气候变的比较温暖，木本植物花粉减少，草本植物花粉增加，表明草原植被扩大，降水比前一时期有所减少；孢粉带 3c (6000~5100aBP) 时，森林植被又有所扩张，推测气候比较温暖，降水量也增多。5100~4800aBP (孢粉带 3d) 时，森林植被再次减少，气候凉干，自本亚带始，花粉浓度显示植被覆盖率明显降低；4800~4450aBP (孢粉带 3e)，森林植被再次扩张，草原收缩，气候又变的比较湿润。

孢粉带 4 (4450~2900aBP) 的孢粉组合表明，这一时期岱海盆地的森林植被比上带明显减少，草原面积明显扩大。推测气温下降和气候变干是造成这一结果的主要原因。这一时期的气候也存在着明显波动，4a (4450~3900aBP) 时，森林植被大规模退缩，草原扩张，气候凉干，是一次明显的凉干事件；4b (3900~3500aBP) 时，经过前一阶段的冷干气候之后，气候又向好的方面发展，气温有所回升，森林植被得到一定恢复，森林的主要成份仍是松和以栎为主的落叶阔叶林。这一时期草原植被组成中出现了较多的禾本科植物，可能存在着较多的中早生禾草原植被。这一时期应是一种温暖稍湿的气候条件；4c (3500~2900aBP) 时，经过前一时期温暖稍湿的气候之后，岱海盆地的气候又向温暖稍干的方面转变，森林面积有所减少，草原面积响应扩大。

孢粉带 5 (2900~0aBP)，盆地内的森林植被几近消失，孢粉浓度也表明这一时期是全新世以来植被覆盖率最低的时期，只在水分条件较好的地方有小片阔叶林生长，盆地内大部分的山地被以蒿、禾本科为主的草原植被覆盖，沟谷和低

洼地被以藜科为主的草本植物覆盖，土壤水分条件极差的地方甚至是荒山秃岭的景观。这一现象的产生，既有气候向凉干方面变化的原因，也有人类活动破坏植被和环境产生的恶果。这一时期相当于晚全新世，其中，2900~1700aBP (5a) 时，森林植被大面积消失，气候凉干；1700~1350aBP (5b) 时，气温有所回升，降水也有所增加，森林植被得到一定恢复；1350~0aBP (5c) 时，人类活动的增强和加剧，森林植被进一步破坏。

表 6-2-1 孢粉带 1~2 指示岱海沉积地层气候状态变化

孢粉带 1~2	1	2a	2b
形成时间 (ka BP)	12~11	11~0.9	0.9~0.79
气候状态	冷湿	温干	温湿

表 6-2-2 孢粉带 3 指示岱海沉积地层气候状态变化

孢粉带 3	3a	3b	3c	3d	3e
形成时间 (ka BP)	0.79~0.73	0.73~0.6	0.6~0.51	0.51~0.48	0.48~0.45
气候状态	凉湿	暖干	暖湿	凉干	凉湿

表 6-2-3 孢粉带 4 指示岱海沉积地层气候状态变化

孢粉带 4	4a	4b	4c
形成时间 (ka BP)	0.45~0.39	0.39~0.35	0.35~0.29
气候状态	凉干	暖湿	暖干

表 6-2-4 孢粉带 5 指示岱海沉积地层气候状态变化

孢粉带 5	5a	5b	5c
形成时间 (ka BP)	0.29~0.17	0.17~0.14	0.14~0
气候状态	凉干	温湿	凉干

6.4 花粉-气候转换函数

宋长青^[47]等收集中国北方地区(48°25'~29°19'N, 133°12'~75°05'E 的范围内) 215 块表土花粉样品, 对应每一个采样点的位置从中国科学院植物所生态中心气候数据库获得气候指标, 选择在中国北方 200 余块表土样品中出现频度高、地层中易识别且较为常见的孢粉种类, 建立了孢粉与气候因子的转换函数。被选择的花粉类型包括: 桦属(*Betula*), 栎属(*Quercus*)、胡桃属(*Juglans*)、榛属(*Corylus*)、松属(*Pinus*)、鹅耳枥属(*Carpinus*)、云杉属(*Picea*)、莎草科(*Cyperaceae*)、麻黄属(*Ephedra*)、蒿属(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、菊科(*Compositae*)及禾木科(*Gramineae*); 气候因子是年平均温度、年降水量。利用上述 215 块表土花粉样品的分析结果及每个样品点的气候资料通过逐步回归分析建立花粉-气候因子的转换函数:

$$R=580.291+9.3X_2+6.3X_3+1.8X_5+4.6X_6-1.4X_7-1.5X_8-9.3X_9-1.9X_{10}-4.4X_{11}+7.6X_{12}-10.9X_{13}$$

$$T=5.441-0.079X_1+0.073X_2+0.04X_5-0.08X_7-0.056X_8-0.013X_9-0.014X_{10}+0.018X_{12}$$

$$T_7=21.739-0.018X_1+0.049X_2+0.294X_4+0.031X_5-0.073X_6-0.089X_7-0.199X_9-0.044X_{10}-0.177X_{13}$$

式中 R 为年降水量, T 为年平均温度, T_7 为 7 月份平均温度, X_1 为桦属, X_2 为栎属, X_3 为胡桃属, X_4 为榛属, X_5 为松属, X_6 为鹅耳枥属, X_7 为云杉, X_8 为莎草科, X_9 为麻黄属, X_{10} 为蒿属, X_{11} 为藜科, X_{12} 为菊科, X_{13} 为禾木科

孙湘君将此函数应用到内蒙古大青山地区表层土层的孢粉组合之中, 发现花粉-气候转换函数所计算的结果和平均气温、降水的测量值基本吻合, 从而证实了这一函数的准确性^[48]。

运用现代花粉和气候转换函数可以将岱海地区沉积地层中的孢粉组合定量转化为孢粉形成时期的环境状况信息, 利用不同植物的孢粉同时出现在同一个地层之中可以对孢粉所指示的环境信息进行校对。从而建立岱海地区近万年来的气温和降水的波动曲线。

7 用马尔科夫链模型确定岱海地区气候变化的周期性

本次研究采集了 246 个样本，代表 0~7500aBP 的地层沉积序列，取样时以 4cm 等间隔提取。由于各时间区间段沉积速率的不同，等深度间隔的地层所形成的年代间隔不同（表 7-1）。

表 7-1 岱海地区地层样本及其形成年代

样本号	1~42	43~101	103~126	127~176	178~223	225~245
样本数量	42	58	23	49	55	20
间隔时间 (a)	33	24	40	33	24	40
距今年数 (a)	1300	2800	3700	5400	6600	7500

由于数据的时间间隔从 24a 到 40a 不等，所以不能将所有数据作为随机序列进行处理。首先应将等间隔的数据进行分段然后寻找其周期性，然后对其按照一定的时间间隔进行波动信息提取。将沉积速率不变的地层作为一个计算单元，可以发现其时间连续的环境变化信息。另外，可以取各时间间隔数的最小公倍数做为整个时间区间的的时间间隔，并取其为等时间间隔的气候状态变化序列。

7.1 对于气温的分析

孢粉转换函数计算的 7 月份平均气温的波动性较为明显（图 7-1），本文选取 7 月平均气温的距平数作为分析的基础。

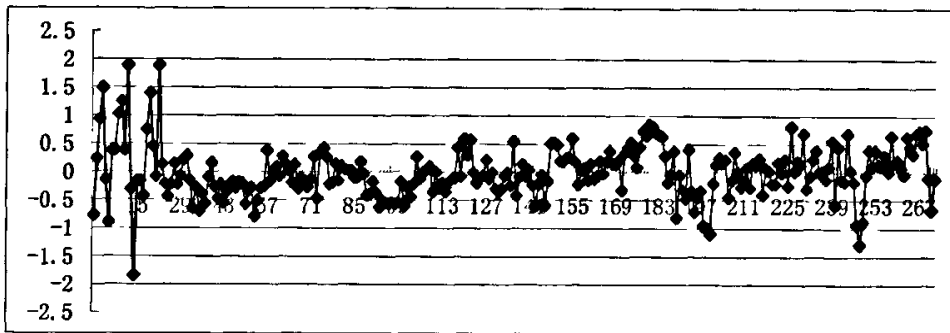


图 7-1 岱海地区一万年来的 7 月份气温距平数

7.1.1 样本号 1~42，时间间隔 33 年，距今 0~1288aBP。

该时段是人类影响环境的能力不断加强的时期（图 7-2），气温波动性在不断增加，说明人类活动造成天气系统更加不稳定。依据临界值 -0.5，0，0.5 将状态空间分为 4 类（表 7-2）。

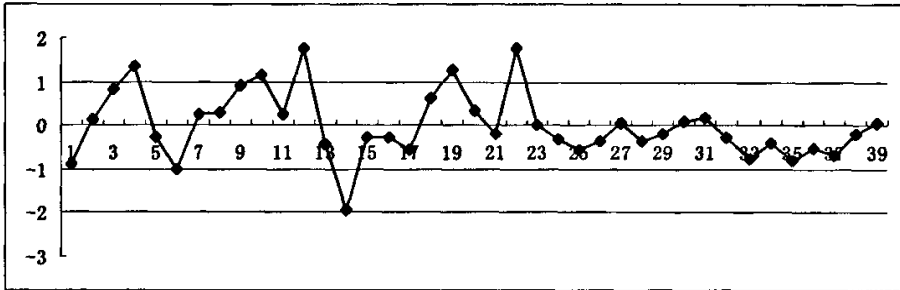


图 7-2 距今 0~1288aBP 的 7 月气温距平数

表 7-2 气温距平数的状态划分

气温区间	$(-\infty, -0.5)$	$(-0.5, 0)$	$(0, 0.5)$	$(0.5, +\infty)$
状态	A	B	C	D

马氏性检验值为： $-2 \ln \lambda = 21.8 = X_{0.05}^2 = 21.0$

表 7-3 距今 0~1288aBP 气温状态的回归周期

气候状态	A	B	C	D
极限概率	0.20	0.37	0.24	0.19
回归周期	5.02	2.70	4.12	5.32
周期 (a)	165.61	89.18	135.89	175.68

这一周期计算结果的意义是：气温在远离平均值 $(-\infty, -0.5)$ 的出现概率为 175.68 年一遇、 $(-0.5, 0)$ 为 135.89 年一遇、 $(0, 0.5)$ 为 89.18 年一遇、 $(0.5, +\infty)$ 为 165.61 年一遇（表 7-3）。

7.1.2 样本号 43~101，时间间隔 24，距今 1300~2800aBP。

本时段大体位于孢粉带 5a 和 5b，木本植物花粉由增多到减少，草本植物花粉由减少到增多，大体表现出一个 1500 年左右的气候波动的周期（图 7-3）。

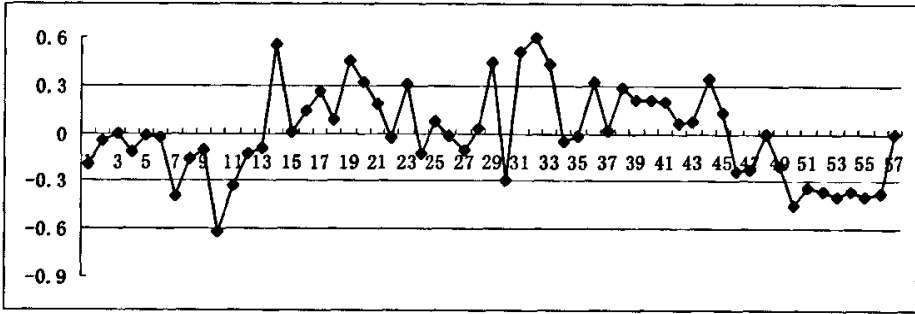


图 7-3 距今 1300~2800aBP 的气温变化

表 7-4 距今 1300~2800BP 的周期计算结果

气候状态	A	B	C	D
	$-\infty, -0.3$	$-0.3, 0$	$0, 0.3$	$0.3, +\infty$
出现概率	0.18	0.38	0.27	0.18
回归周期	5.60	2.67	3.73	5.60
周期 (a)	134.40	64.00	89.60	134.40

马氏性检验值： $-2 \ln \lambda = 39.3 = X_{0.05}^2 = 21.0$

对比 1~43 和 43~101 的周期计算结果，发现在 0~1288aBP 时段，气温在（19.4~19.9℃）区间和（19.9~21.4℃）区间的回归周期是 89 年和 135 年的周期（表 7-3）。而 1300~2800aBP 时段（表 7-4），同样为 89 年和 134 年的回归周期出现的气温区间为（19.6~19.9℃）和（19.9℃~+∞）。所以认为：前后两个时间段，虽然气温的平均值略有变化，但是其隐含的波动性保持不变，并且从波动的振幅上显示出来气候波动的程度在扩大。这一计算结果也显示马尔科夫链模型在揭示随机序列波动周期中的有效性。气温的这种变化暗示着自然界系统的变化，人类活动可能是波动性放大的主要原因。

7.1.3 样本编号 178~223，时间间隔 24，距今 5400~6600aBP。

本时间段（图 7-4）大体位于孢粉带的 3b 和 3c 阶段，这一阶段的初期（3c）森林扩张，降水和温度较高；后期（3b）针叶树成分减少，木本植物花粉减少，草本植物花粉增加，表明草原植被扩大，降水比前一时期有所减少。

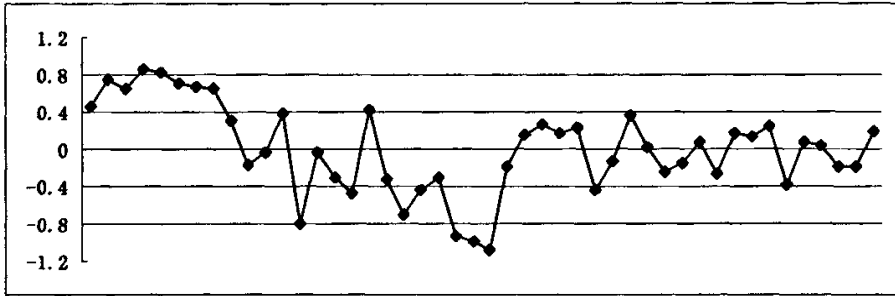


图 7-4 距今 5400~6600aBP 的气温变化

表 7-5 距今 5400~6600aBP 的周期计算结果

状态	A	B	C	D
	$-\infty, -0.5$	$-0.5, 0$	$0, 0.5$	$0.5, +\infty$
出现概率	0.15	0.36	0.38	0.11
回归周期	6.43	2.81	2.65	9.00
周期 (a)	154.28	67.50	63.53	216.00

马氏性检验值： $-2\ln \lambda = 35.36 = X_{0.05}^2 = 21.0$

和前两期的计算结果（表 7-3，表 7-4）相比，60 年的周期又一次显示出来，160 年左右的周期也有一定的重复。对比上述几个表格的计算结果发现：120 左右的周期是 60 年左右周期的 2 倍；160 年左右的周期是 80 年左右周期的 2 倍。暗示周期相同或呈倍数关系的气候状态变化属于同一驱动机制

由于本时段的气温在高温的水平中呈现出逐渐减少的趋势，为发现其中的波动性，研究中添加了趋势线。将趋势线上下移动 0.15 个单位，组成气温波动的三个状态区间，自下而上分别是：A、B、C（图 7-5）。

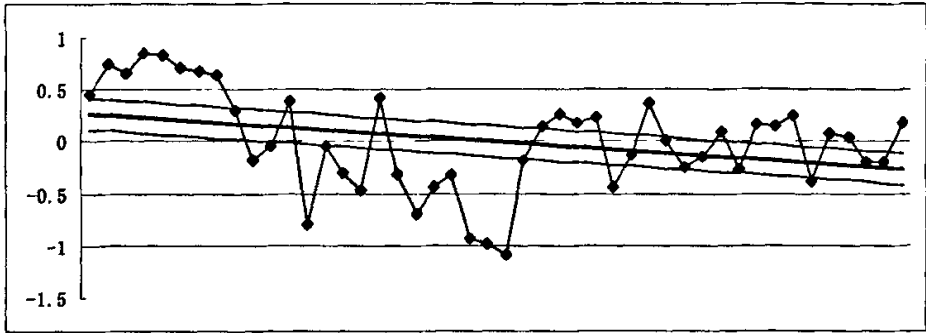


图 7-5 添加趋势线后各状态划分

表 7-6 周期计算的结果

气候状态	A	B	C
出现概率	0.46	0.20	0.344
回归周期	2.20	5.00	2.90
周期 (a)	52.72	120.00	69.60

马氏性检验值： $-2 \ln \lambda = 13.5 = X_{0.05}^2 = 12.6$

本时间段的气温波动在添加趋势线前（表 7-5），计算结果为 60 年左右的周期。添加趋势线后（表 7-6），A 和 C 状态的回归周期和添加之前（-0.5，0）和（0，0.5）状态出现的周期大概相同。可以认为添加趋势线的方法使气候波动的状态划分更加接近波动性实质，从而使气候波动的周期更加明显。趋势线添加前后的周期计算结果对比显示：60 年左右的周期为气温波动的周期之一。

7.1.4 所有数据的等间隔化处理及周期计算。

马尔科夫链的分析方法要求状态之间在等间隔的时间进行转化。如果不是等间隔的时间序列，即使计算出回归周期也没有实际意义。岱海地区的气温值在近一万年来较为稳定，平均值并没有很大变化，气候在波动中存在一定的稳定性，表现在周期的稳定上。所以固定时间间隔系统的状态向其它状态的转移有一定的规律。岱海地区数据序列的主要时间间隔为 24a、33a、40a。近似取其最小公倍

数 80a，每隔三个 24a 的样本取一个值，每隔两个 33a 和 40a 为间隔的样本取一个值，近似建立以 80a 为等间隔的数据序列。

岱海地区的气温均值没有增加或减少的趋势，所以不用附加趋势线来划分气温状态（图 5-1）。根据气温波动的幅度将其划分为四个状态（表 7-7），并将转移频数转换为转移概率矩阵（表 7-8）。对这一数据进行马氏性检验，结果发现其置信水平在 95% 以上，可以用马尔科夫链模型来进行分析。

表 7-7 转移频数矩阵

时间 i \ 时间 i+1	A	B	C	D
	$-\infty, -0.5$	$-0.5, 0$	$0, 0.5$	$0.5, +\infty$
A	7	7	3	2
B	7	56	33	5
C	3	30	34	11
D	2	9	7	6

表 7-8 转移概率矩阵

时间 i \ 时间 i+1	A	B	C	D
	$-\infty, -0.5$	$-0.5, 0$	$0, 0.5$	$0.5, +\infty$
A	0.37	0.37	0.16	0.11
B	0.07	0.55	0.33	0.05
C	0.04	0.38	0.44	0.14
D	0.08	0.38	0.29	0.25

表 7-9 各状态的出现概率和回归周期

气候状态	A $(-\infty, -0.5)$	B $(-0.5, 0)$	C $(0, 0.5)$	D $(0.5, +\infty)$
出现概率	0.09	0.46	0.35	0.11
周期 (a)	990.70	184.63	245.47	790.39

马氏性检验值： $-2 \ln \lambda \approx 28.65 = X_{0.05}^2 = 21.0$

由于测量误差和等时间间隔处理所造成的误差，周期的计算结果和实际有一定偏离。对比各时间段和总体数据之间周期计算的结果，发现数据总体（表 7-9）中 180a 的周期对应各时间段中的 90a 周期；240a 的周期对应各时间段中的 120a 左右周期和 60a 左右周期。分段计算和整体计算的结果出现了很好的对应，说明了这一方法在随机序列周期性揭示中的正确性。计算结果显示：60a，80a，90a 左右的周期是现代测量手段下，气候变化的最小周期。

7.2 对降水量的分析

岱海地区的降水值在近一万年来表现出逐渐降低的趋势，为显示其波动性，研究中利用添加的趋势线来划分状态，以反映水分的波动情况（图 7-6）。由于各时间区段段的趋势线有不同斜率，所以在不同的时间区段采用不同的趋势线以确定实质性的气候状态。

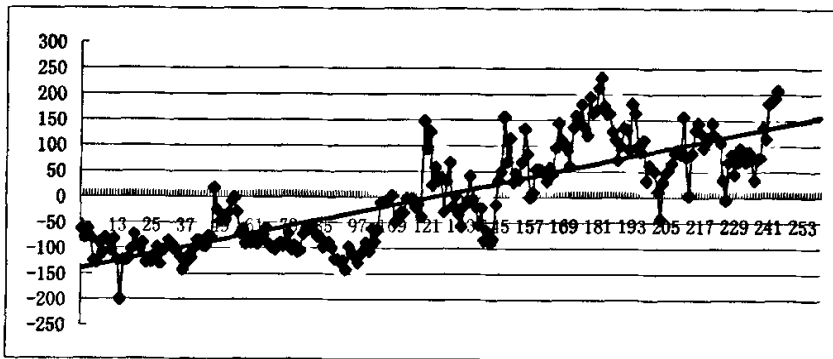


图 7-6 岱海地区一万年来降水的波动

7.2.1 样本号 45~101，时间间隔 24 年，距今 1300~2800aBP

这一时间段孢粉的分析结果显示：初期的木本植物花粉增加，草本植物花粉减少，表明气温升高，降水增加，森林植被得到一定发展；后期木本植物花粉多降至 10% 以下，草本植物花粉多增至 90% 以上，表明森林植被大面积消失，气候凉干^[44]。这一时期的降水曲线也显示了波动中逐渐减少的性质（图 7-7）。

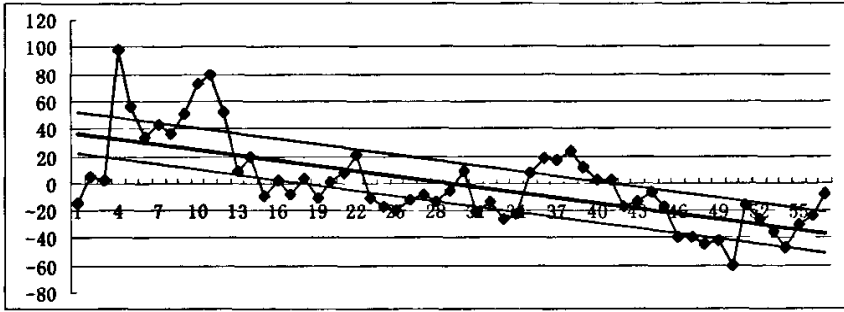


图 7-7 距今 1300~2800aBP 降水变化

这一时期的计算结果显示了 80a 和 100a 的周期（表 7-10），和同时期的气温变化周期（表 7-4）相比较而言，略有不同：气温的波动周期为 140a、90a、60a，和降水周期中的 140a、100a 存在较好的对应，但也有区别，说明气温和降水的变化可能存在源自不同的驱动力。宋长青^[48]在对内蒙古大青山地区全新世以来古植被的研究也发现了气温和降水不同步的现象。

表 7-10 距今 1300~2800aBP 降水周期

气候状态	A	B	C	D
回归周期	3.2	5.9	4.1	3.4
周期 (a)	78	143	100	82

$$\text{马氏性检验值: } -2 \ln \lambda = 41.2 = X_{0.05}^2 = 21.0$$

7.2.2 样本号 127~177，时间间隔 33，距今 3700~5400aBP。

这一时期的降水量波动较大（图 7-8），孢粉分析显示这一时期的气候状态依次为：松花粉增加（17.3%~54.7%），蒿花粉下降（17.7%~43.4%），暗示暖湿的气候状况；5100aBP 以后，松花粉又有所减少（17.1%~47.3%），蒿花粉有所增加（33.1%~60.1%），森林减少，气候状况凉干；4800aBP 以后，松花粉再次增加，草本花粉略有减少，森林扩张，草原植被收缩；4450aBP 以后，乔木花粉减少（8.2%~20.6%），草本植物花粉大量增加，森林缩小，草原扩张，气候状况凉干；3950aBP 以后，乔木花粉增多（17.3%~51.1%），草本植物花粉明显减

少，禾本科植物花粉增加，气温有所回升，森林植被得到一定恢复，气候状况温暖稍湿。气候状态在近 1700 年的时间内波动了近 5 次，平均周期为 300~400 年，老虎山剖面中，在这一时期的地层记录也显示了频繁的波动性^[3]。

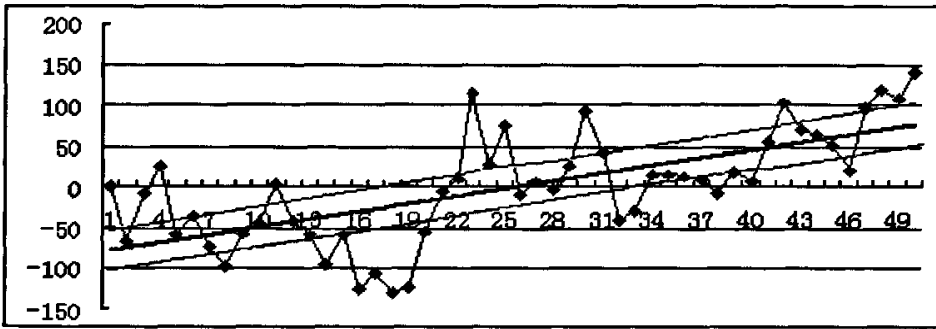


图 7-8 距今 3700~5400aBP 降水变化

这一时间段周期计算的结果（表 7-11）和上一时期的计算结果（表 7-10）有一定的相似性，都出现了大致 80a 的周期和 100a 的周期，同一气候状态的回归周期在两个时间段中变化较小，表明气候在这一时期波动较为平稳。

表 7-11 距今 3700~5400aBP 降水周期

气候状态	A	B	C	D
回归周期	3.5	4.9	4.0	3.7
周期 (a)	84	117	97	90

马氏性检验值： $-2 \ln \lambda = 29.0 = X_{0.05}^2 = 21.0$

7.2.3 对整个时间段降水数据的分析

全新世以来，岱海地区的降水量逐渐减少，为体现其波动性，在数据序列中添加趋势线（图 7-9）。以趋势线为标准将降水划分为 4 个状态，并按照气温分析中的取样方法对降水进行等间隔取值。

降水的周期计算结果（表 7-12）和各时间段中的周期计算结果有一定的对应，400a 和 200a 左右的周期对应 100a 左右的周期。

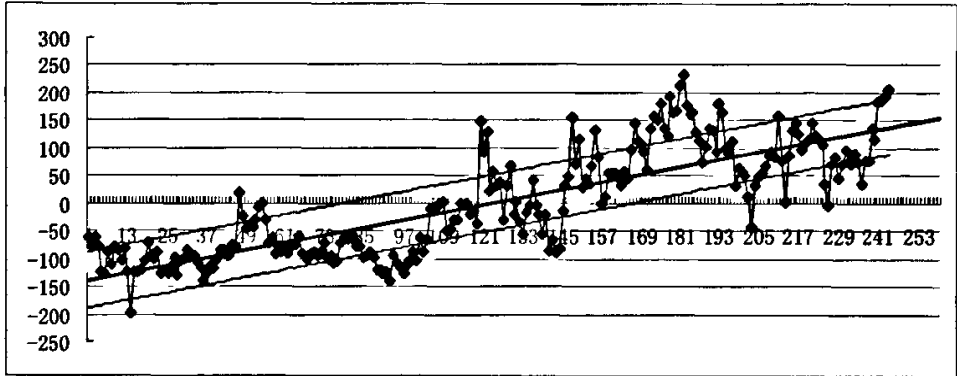


图 7-9 近一万年来岱海地区的降水的状态划分

表 7-12 近一万年来岱海地区降水周期

气候状态	A	B	C	D
回归周期	5.7	2.7	3.3	5.9
周期 (a)	429	207	252	448

马氏性检验值： $-2 \ln \lambda = 54.0 = X_{0.05}^2 = 21.0$

7.3 关于计算结果的分析

在计算结果中存在的误差，表现在年代测量、孢粉向气温和降水的转化、各气候状态区间的划分、以及数据计算中的等间隔化等方面。这些误差导致气候波动周期的计算结果和其它地区周期计算的结果有一定的偏差。

数据计算中的不足主要表现在两方面：首先是分段计算周期所使用的数据量少，各状态间的转移概率矩阵的误差大；其次，一万年尺度内气候波动存在千年或其它周期性波动，其平均温度和降水的值在不同阶段也有所不同，以不变的趋势线对气候状态进行划分，使小尺度的波动被隐藏。

周期计算结果表明：气温在近一万年中各个阶段的波动都体现了一致性，多次出现了 80a、60a 和 180a 的周期特征，降水的波动也多次显示 80a、90a 的周期，并且这种波动周期在各时间段中都有体现；近一万年所有数据的周期计算结果显示，气温的回归周期是降水回归周期的两倍，其成因可能是岱海地区湖泊的干涸较气温的变化更迅速。

8 岱海地区气候周期性变化的驱动力分析

8.1 现代气候波动与古气候波动的对应

8.1.1 太阳活动与气候波动周期

现代测量结果显示，太阳黑子活动在百年尺度上存在着显著的变化，如 11a 的沃尔夫周期、22a 的海尔周期、80a 的世纪周期、180a 的双世纪周期。在地质活动中，太阳活动造成的周期也有体现。在澳大利亚 680Ma 以前的前寒武纪纹泥沉积中发现显著的 11a、145a、290a 的周期变化，与太阳黑子的变化周期十分接近。德国的 Zechstein 的二叠纪含盐岩和硬石膏碳酸盐的纹层中亦发现有显著的 11a、22a、33.4a、95a、180~200a、380~400a 的周期。以上对应关系说明在地质历史时期太阳活动的影响就已经存在。自寒武纪以来，太阳活动的周期性与现代并无显著不同^[1]。

Stuiver 等认为，太阳风驱动是世纪尺度大气 ^{14}C 产率变化的最好解释。由于引起太阳黑子变化和太阳风磁场变化的原因也引起太阳总辐射变化。因此，大气 ^{14}C 产率记录所指示的较长期的太阳周期，如约 102a、200a、420a 等可能都与太阳总辐射量变化有关^[49]。另外，大约 22 个暖时期（包括著名的中世纪温暖期）和 22 个冷时期（包括著名的小冰期），以及约 80a、207a 等一系列周期，都与太阳变化有很好的相关^[50]，说明太阳活动和辐射量变化是导致全球气候波动的主要驱动力。

岱海地区在全新世多次出现 80a、180a 和 400a 左右的周期，表明气候的波动是不同因素共同作用的结果，这些因素（驱动力）在不同时间段体现出不同的主导周期。但是无论那一种周期处于主导地位都和太阳活动的周期一致，说明太阳活动是造成岱海地区气候波动的主要原因之一。

8.1.2 地球内部活动与气候波动周期

太平洋上空出现一种“暖位相”和“冷位相”交替的现象，每种现象持续 20a 至 30a，称为“拉马德雷”现象。在 20 世纪的气候记录中有两段时期全球

气温明显变暖：1925—1944 年，1978—2000 年。它们与拉马德雷暖位相 1925—1946 年和 1977—1999 年对应。说明“拉马德雷”现象预示着气候的变化。

观测发现，近 100 多年来“拉马德雷”已出现了两个完整的周期，当“拉马德雷”现象以“暖位相”形式出现时，北美大陆附近海面的水温就会异常升高，而北太平洋洋面温度却异常下降。与此同时，太平洋高空气流由美洲和亚洲两大大陆向太平洋中央移动，低气流正好相反，使中太平洋海面升高。当“拉马德雷”以“冷位相”形式出现时，情况正好相反。中太平洋海面反复升降导致地壳跷跷板运动，引发了强烈的地震活动。

1889 年以来，全球大于等于 8.5 级的地震的发生规律表明，拉马德雷冷位相时期是全球强震的集中爆发时期。2000 年进入了拉马德雷冷位相时期，2000-2035 年是全球强震爆发时期，2004 年 12 月 26 日印尼地震海啸提供了新证据。

2002 年郭增建提出的海震调温假说^[51]：海洋及其周边地区的海啸，可使海洋深处冷水迁到海面，使水面降温，冷水吸收较多的二氧化碳，从而使地球降温。在 2003 年中国地球物理学会年刊上，韩延本给出了全球温度异常及地球自转变化中的约 60a 周期^[52]，与“拉马德雷”冷暖位相周期相对应。观测发现，我国气温也有类似关系^[53]：1897—1912 年为中国第一强震幕，1920—1937 年为第二强震幕，1946—1957 年为第三强震幕，1966—1976 年为第四强震幕，1991—2002 年为第五强震幕。“拉马德雷”的“暖位相”和“冷位相”两种形式交替界线 1890、1924、1946、1977 和 2000 年大致处于 4 个强震幕的边界附近（图 8-1）。

气温与巨震的这一关系正好对应了岱海地区气候变化周期计算中的 60 年周期，说明地内因素也可能是造成气候变化的原因之一。

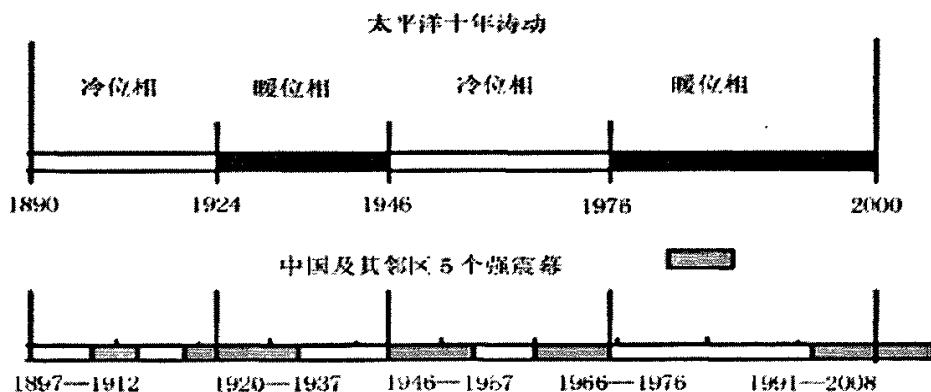


图 8-1 地震周期与气温周期

8.2 岱海与其它地区古气候资料对比分析

岱海地区是一封闭的内陆湖泊，有良好的沉积环境，关于这一地区的研究较多，各种研究结果可以互相校对核实。近一万年内，其它地区的研究也和本文中计算的结果基本吻合。

表 8-1-1 孢粉显示岱海地区的气候状态波动

孢粉带	1	2a	2b	3a	3b	3c	3d
气候状态	冷湿	温干	温湿	凉湿	暖干	暖湿	凉干

表 8-1-2 孢粉显示岱海地区的气候状态波动

孢粉带	3e	4a	4b	4c	5a	5b	5c
气候状态	凉湿	凉干	暖湿	暖干	凉干	温湿	凉干

岱海地区的孢粉分析结果显示气温的周期（900a 左右）是降水周期（400a 左右）的两倍，即每两次干湿状态的波动才出现一次温度的波动。这一结果和岱海地区的孢粉恢复的气候状态（表 8-1-1，表 8-1-2）有较好的吻合，尤其是在孢粉带 3 和孢粉带 4 中（图 8-2）。

孢粉带 3: 凉湿（3a）—暖干（3b）—暖湿（3c）—凉干（3d）—凉湿（3e）

孢粉带 4: 凉干（4a）—暖湿（4b）—暖干（4c）

图 8-2 气温波动周期和水分波动周期

近年来我国学者根据不同的方法和代用资料做出了许多近 2000 年的气温变化序列。研究表明，1500aBP 以来岱海盆地的气候变化，其基本特征是温（凉）干和冷（凉）湿交替，虽然与古里雅冰芯记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 所反映的冷干与暖湿气候变化特征相反^[54]，但是与青海湖湖泊沉积记录的近千年来的气候环境变化特征一致，且近千年来温干、冷湿波动的时间与青海湖湖泊沉积记录的变化多有较好的一致性^[55]。鲜锋等^[56]对青藏高原的泥炭记录的总有机碳的频谱进行分析，发现

在 95%置信水平上存在 1428a、512a、255a、217a 的准周期，和本文的计算结果有很好的对应。

徐国昌总结的我国西部地区近千年中的 5 次（940~860aBP，730~630aBP，570~480aBP，380~270aBP 和 200~140aBP）冷期^[57]，冷期的持续时间分别为：80a，100a，90a，110a，60a；相邻冷期的时间间隔为：130a，60a，100a，70a；这一结论和本文的计算结果有很好的对应。

8.3 结果讨论

“新仙女木”事件以后的一万年内，全球系统进入一个比较稳定的状态，在大尺度上没有大的环境变化事件，仅存在一些小尺度的波动。本文的计算结果中显示岱海地区在不同时间段内存在相同的波动周期，进一步说明了全球气候系统的背景较为稳定。

不同的周期计算方法和不同地区的周期计算结果有一定的差异，但是总体上表现出与太阳活动相关。在短时间尺度上，岱海地区的气候变化也显示了和太阳活动相类似的周期，说明太阳活动是造成气候状态波动的主要原因。地内活动与气候波动也显示了一定的相关性，但有学者指出气候变化引起地内活动，还是地内活动引起气候变化还需进一步考证^[58]。

岱海地区孢粉的分析显示降水较气温有更快速的波动，可能是由于岱海地区是一封闭的内陆盆地，在古环境演变中，气温受太阳辐射和大气环流的影响，而水分条件受湖面范围和湖泊周围小气候的影响。因此，水分条件较气温更容易受到外界的影响。

在深海氧同位素序列和我国黄土古土壤序列中均分别检测出地球轨道参数变化的几个特征周期，但在不同阶段，起主导作用的周期有明显差别^[1]。本文的周期分析的结果显示出不同时间段有不同的主导周期，说明无论在大时间尺度还是在小时间尺度上，气候变化都存在主导周期变化的现象。目前岱海地区主导周期的变化的原因还需要进一步探讨，应侧重于气候突变事件和主导周期变化之间的关系的研究。

参考文献：

- [1] 张兰生,方修琦,任国玉.全球变化.高等教育出版社.1999.22-72.
- [2] 蓝先洪. 高分辨率古环境变化研究.海洋地质动态.1999.5:(4-6)
- [3] 蓝先洪.Heinrich 事件研究及其意义.海洋地质动态, 1998, (5):4~6
- [4] Broecker,W.S. and G.H.Denton. The role of ocean atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Cochi-micaet Cosmochimica Acta*,1989, 53(2):2465~2501
- [5] Grootes, P.M. etal.. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 1993, 366(6435):552~554
- [6] 汪品先,葛知潜.寻求高分辨率的古环境记录.第四纪研究.1999,1:(1-17)
- [7] Grootes, P. M. etal..Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 1993, 366(6435):552~554
- [8] An, Z. S. and S. C. Porter. Millennial-scale climat ioscillations during the last interglaciation in central China.*Geology*, 1997, 25(7):603~606
- [9] Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon[A].Fritz P, Fontes J C, eds. *Handbook of environmental isotope geochemistry I, the terrestrial environment*[M]. Amsterdam:Elsevier,1980.329-406.
- [10] 傅家谟,盛国英.分子有机地球化学与古气候、古环境研究[J].第四纪研究,1992,4:306-320.
- [11] Brassell S C, Eglington G, Marlowe L T, Pflaumann U, Sarnthein M. Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment[J]. *Nature*,1986,320:129-133.
- [12] Singer A. The palaeoclimatic interpretation of minerals in sediments- A review [J]. *Earth Science Review*,1984,21:251-293.
- [13] Kelts K. Geological fingerprints of climate history: A cooperative study of Qinghai Lake, China [J].*Eclogae.Geol.Helv.*,1989,82:167-182.
- [14] Urey H C. The thermodynamic properties of isotopic substances[J]. *J. Chem. Soc.*,1947,562-581.
- [15] McCrea J M. On the isotopic chemistry of carbonates and palaeo-temperature

- scale[J].*J.Chem.Phys.*1950,18:849-857.
- [16] Stuiver M. Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicators [J]. *J.Geophys.Res.*1970,75:5247-5257.
- [17] Gasse F, Fontes J C, Plaziat J C, et al. Biological remains geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1987,60(1-2):1-46.
- [18] 陈敬安,万国江,张峰,DavidDianZhang,黄荣贵.不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以粒度为例[J].*中国科学(D 辑)*,2003,33(6):563-568.
- [19] 沈吉,王苏民,R.Matsumoto,等.内蒙古岱海古水温定量恢复及其古气候意义.*中国科学(D 辑)*,2001.12:(1017-1023)
- [20] 竺可桢.中国近五千年来气候变迁的初步研究.*中国科学*,1973,(2):168~189
- [21] 姚檀栋,Thompson L. G.敦德冰芯记录与过去 5ka 温度变化.*中国科学,B 辑*.1992,(10):1089~1093
- [22] 施雅风,孔昭宸.中国全新世大暖期气候与环境.北京:海洋出版社,1992.1~18
- [23] 许青海,肖举乐,中村俊夫,等.孢粉记录的岱海盆地 1500 年以来气候变化. *第四纪研究*.2004.5:(341-346)
- [24] 曹建廷,王苏民,沈吉,等.近千年来内蒙古岱海气候环境演变的湖泊沉积记录.*地理科学*.2000.10:(391-396)
- [25] Celina Campell. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta,Canada[J].*QuaternaryResearch*,1997,(49):96-101.
- [26] 陈敬安,万国江,唐德贵,等.洱海近代气候变化的沉积物粒度与同位素记录[J].*自然科学进展*,2000,10(3):253-259.
- [27] 鹿化煜,安芷生.前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究[J].*科学通报*,1997,42(23):2535-2538.
- [28] 孙永传,李惠生.碎屑岩沉积相和沉积环境[M].北京:地质出版社,1986.65-81.
- [29] 孙千里,周杰,肖举乐.岱海沉积物粒度特征及其古环境意义. *海洋地质与第四纪地质* 2001.2:(93-95)
- [30] 孙千里.岱海湖泊沉积所记录的最近 13000 年的气候、环境演变[D].*硕士论文*.

- [31] 田广金,唐晓峰.岱海地区距今 7000-2000 年间人地关系研究. 中国历史地理论丛 2001.9:(4-13)
- [32] 李凤娟,刘吉平.近百年长春市旱涝的马尔科夫链分析.吉林农业大学学报. 2005,27(6):594~598.
- [33] 查秀芳.马尔科夫链在市场预测中的作用. 江苏大学学报 2003.1:(110-113)
- [34] 严伟,钱育渝.马尔科夫预测在房地产市场营销中的应用研究. 重庆建筑大学学报 2004.4:(110-115)
- [35] 王梓坤.随机过程论[M].北京:科学出版社.1978.
- [36] 袁荫棠.概率论与数理统计.中国人民大学出版社.1989.
- [37] Anderson T W, Goodman L A. Statistical inference about Markov Chain. Ann. Math. Stat.,1957,28:89-110
- [38] 钱家忠,朱学愚,吴剑锋. 地下水资源评价中降水量的时间序列马尔可夫模型. 地理科学. 2001.8(350-353)
- [39] 徐学荣,林少伟.福建粮食单产风险预警的马尔科夫方法. 福建农林大学学报 2005,8(1):38-40.
- [40] 李卫东,李保国,石元春.应用 Markov 链理论定量描述区域冲积土壤质地层次'的垂向变化特征.土壤学报.1999,2:(15-23)
- [41] 王苏民,余源盛,吴瑞金,等.岱海[M].合肥:中国科学技术大学出版社,1990.1-13.
- [42] 吴征镒.中国植被[M].北京:科学出版社,1980.917-955.
- [43] 凉城县志编纂委员会.凉城县志[M].呼和浩特:内蒙古人民出版社,1993.99-109.
- [44] 许清海,肖举乐,中村俊夫,等.全新世以来岱海盆地植被演替和气候变化的孢粉学证据. 冰川冻土.2004.2:(73-79)
- [45] Faegri K, Iversen J. Textbook of Pollen Analysis[M].NewYork Hafner Press,1975.
- [46] 山西森林编辑委员会.山西森林[M].北京:中国林业出版社,1992.102-186.
- [47] 宋长青,吕厚远,孙湘君.中国北方花粉-气候因子转换函数建立及应用.科学通报.1997,10:2182-8185

- [48] 宋长青,孙湘君.中国第四纪孢粉学研究进展.地球科学进展.1999.8:401-406.
- [49] Stuiver M, Braziunas T F. Atmospheric ^{14}C and centry-scale solar oscillations[J]. Nature, 1989,338:405~408.
- [50] Hong Y T, Jiang H B, Liu T S, etal. Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year d^{18}O time series of Chinese peat cellulose [J]. The Holocene, 2000, 10(1): 1~7.
- [51] 郭增建.海洋中和海洋边缘的巨震是调节气候的恒温器之一.西北地震学报, 2002, 24(3):287
- [52] 韩延本, 韩永刚, 马利华, 等.全球温度异常及地球自转变化中的约 60 年周期.中国地球物理 2003, 见:中国地球物理学会编, 中国地球物理 2003.南京: 南京师范大学出版社, 2003:362
- [53] 李明志, 袁嘉祖, 李建军.中国气候变化现状及前景分析.北京林业大学学报 (社会科学版), 2003, 2(2):16-20
- [54] 姚檀栋.古里雅冰芯近 2000 年来气候环境变化记录.第四纪研究, 1997, (1):52~61。
- [55] 沈吉,张恩楼,夏威岚.青海湖近千年来气候环境变化的湖泊沉积记录.第四纪研究, 2001, 21(6):508~513。
- [56] 鲜锋,周卫健,余华贵.全新世气候系统的突变及周期性.海洋地质与第四纪地质.2006.10: (109~115)
- [57] 徐国昌.中国干旱半干旱区气候变化.北京:气象出版社,1997.1~101
- [58] 汪品先,葛知潜.寻找高分辨率的古环境记录.第四纪研究.1999,1:(1-16)

致 谢

论文是在导师赵元杰教授的指导下完成的，从论文选题到数据整理、结果分析都经过了赵老师严格的审视。上至一个章节结构，下至一个标点符号，都体现了赵老师严谨的治学态度。三年来，无论在学术研究上还是在为人处事上都有赵老师对我的影响，感激之情无法用语言表达。

感谢许青海教授和李月丛老师在论文中提供的数据和分析方法，论文最后成稿离不开他们的帮助。感谢师母李老师在生活上的关心，感谢马常银老师对我的谆谆教导，我在学习上取得的任何进步都离不开他们的帮助。

感谢同实验室里风格各异的师弟师妹，他们是：刘丽英、李秀丽、宋艳、李雪峰、王晓毅，他们在不经意间也改变着我的呆板和固执，使我们的实验室在学习之外也能欢声笑语。

感谢我同舍的好友李国宁、王仁德、张哲，我们在调侃、玩牌、打游戏中彼此影响，共同度过了三年来的每一件大小事。感谢张磊、赵志勇等文笔清秀又兼有独特的性格魅力的老友，感谢一切同学各有性格的处事方式。

感谢我们一块踢球的同学，在一起玩的时间里，我不会太失落，因为有你们的呼唤，我会更努力的去拼搏。感谢在师大遇到的一切人，这里的每一寸土地上面都有过我的足迹，磨光的课桌上还留着我的字迹，我会怀念这里的一砖一瓦，一草一木。

我要特别感谢我的母亲，她总在电话那头说家里没事，要我在外面好好学习！我还要感谢我的妹妹游娟，她活泼好动的性格和古怪的想法都能给我一阵好笑，能让一切忧郁消散掉。

论文敲尽了最后一个字只剩下无语，我会继续做好自己的每一件事，以纪念这一页合上的记忆。

游广永

2007年6月 于资环东楼109室