穆西南 主编

古生物学研究的新技术新方法

科学出版社

古生物学研究的新技术新方法

穆西南 主编

科学出版社
1987

内 容 简 介

该书向我国广大地质古生物工作者介绍了国内外古生物学研究最新的研究技术和方法，共十二篇论文，包括：电子显微镜在古植物、几丁虫和笔石学研究中的应用；笔石化石的化学处理及氧、碳同位素分析技术及其在研究地层和古环境方面的应用；度量化石切面的新技术；被子植物叶化石鉴定的新方法；古生物学中种的鉴别方法及数理统计学应用于地层化石属种数目估计的方法；根据牙形刺颜色判别有机质变质程度；并较全面地介绍了处理、鉴定有孔虫及第四纪花粉的一系列新技术、新方法。每篇文后均附有文献目录，文中附有相应的插图及图版。

可供石油、煤炭、地质古生物工作者及有关大专院校师生参阅。

古生物学研究的新技术新方法

穆西南 主编
责任编辑 张汝玫
科学出版社出版
北京朝阳门内大街 137 号
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

1987 年 12 月第 一 版 开本：787×1092 1/16
1987 年 12 月第一次印刷 印张：9 1/2 插页：4
印数：0001—1,900 字数：212,000

ISBN 7-03-000055-2/P·9
统一书号：13031·3955
定价：2.85 元

序

古生物学是一门古老的学科，然而在近二十年间，随着现代科学技术的巨大进步而焕发了青春，取得了引人注目的进展。当前古生物学正经历着一个复兴时期。

古生物学近年来取得重大进展的一个重要原因就是创立和采用了一系列新技术和新方法。在科学发展史上，一种新技术或新方法的出现往往带来科学上的突破和变革。对于古生物学来说，情况也是如此。这只要回顾一下光学显微镜和电子显微镜先后问世以来对于古生物学产生的深刻影响，就很清楚了。新技术和新方法的采用，大大深化了人们对古生物本身的认识，从而使人们获得前所未有的关于古代生物和环境的信息，而这种信息无论在理论上还是在实践上都具有重要的意义。

我国古生物学的研究是有相当基础的，许多方面在国际上并不落后，但在新技术和新方法的应用上还存在不小差距。为了提高古生物学研究水平，使这门重要的学科更好地为我国四化建设服务，我们组织撰写了这本书，希望对一些新技术和新方法的应用及推广起到媒介和促进作用。需要说明的是，这里所说的"新"，有两层含义：一方面它是对过去一般古生物研究的方法而言的；另一方面它是对我国古生物研究的实际情况而言的。某些技术和方法虽然在国外早已应用，但在我国尚未开始应用或者刚刚开始应用。然而，"他山之石，可以攻玉"，这些技术和方法的引进对于推动我国古生物学的研究，提高研究水平是很有帮助的。应当看到，在古生物学研究中应用高度发达的现代科学技术成果还仅仅是开始，从整体上看，无论在广度和深度上与其他学科相比仍处于较低的水平。这种情况在我国古生物学研究中表现得更为突出。古生物学必须大力地从现代科学技术武库中寻求武器，为自己的迅速发展开辟道路。

本书是以论文集的形式出版的，共有十二篇论文，按内容大致可分为三部分：第一部分(1—6)着重介绍化石研究的新技术，包括电子显微镜在古植物、几丁虫和笔石研究中的应用，笔石的化学处理技术以及氧、碳同位素分析技术及其在研究地层和古环境方面的应用和度量化石切面的新技术、新方法；第二部分(7—10)主要介绍古生物研究的新方法，包括鉴定被子植物叶化石的新方法——叶脉分析法，根据牙形类的颜色判别有机质变质程度的方法，古生物学中种的鉴别方法以及利用数理统计学中的极大似数法来估计地层中化石属种数目的方法——这是在这里第一次提出的一种全新的方法；第三部分(11—12)则较全面地介绍有孔虫和第四纪花粉学研究的一系列新技术和新方法。每篇论文都附有较详尽的参考文献目录，以便读者查阅。我们希望本书能引起读者的兴趣。如果它能对我国古生物学工作者的工作有所启迪和帮助，起到引玉之砖的作用，那将是对本书作者的最大报偿和慰藉。

在一本书中比较集中地介绍古生物学研究的新技术和新方法，在国内尚不多见，本书也仅仅是一次初步尝试。由于篇幅的限制，书中不可能包括古生物学研究的新技术和新方法的所有方面。我们准备今后陆续介绍这方面的新进展。热切地期望广大读者提出宝贵的批评和建议。

本书在撰写和编辑过程中得到中国科学院南京地质古生物研究所领导和有关部门多方面的支持；科学出版社张汝致同志一直关心着本书的出版工作，并首先提出出版本书的建议，并在编辑和出版工作中付出了辛勤的劳动，谨在此一并致以深切的谢意。

穆西南

一九八五年八月于南京

目　　录

序……穆西南（i）
电子显微镜在古植物研究中的应用……周志炎（1）
笔石研究中的化学处理技术及扫描电镜的应用……陈　旭　李　懋（9）
几丁虫 *Eisenackitina daozhenensis* 壳壁的透射电镜研究…耿良玉、李　懋、黄福林（14）
氧同位素地层学简介……苍树溪（18）
根据化石骨骼的氧碳同位素比恢复古环境……齐文同（28）
度量化石切面的新技术、新方法……俞昌民（45）

叶结构分析——鉴定被子植物叶化石的新方法……李浩敏（54）
地层中化石属种数目的最大似然估值……耿良玉（63）
牙形刺颜色——判断有机质变质作用的一种指标……王成源（67）
古生物学中鉴别物种的方法论……徐桂荣、杨伟平（77）

有孔虫研究的新技术和新方法……汪品先（87）
第四纪花粉学研究方法某些方面的进展……孙湘君（119）

电子显微镜在古植物研究中的应用

周志炎
（中国科学院南京地质古生物研究所）

目前，电子显微镜已成为古植物研究中一种十分重要的仪器设备。就扫描电镜来说，它被应用于古植物研究也不过只有十几年历史（Taylor & Millay, 1969; Alvin & Muir, 1969），但是推广极其迅速。在我国近年来已开始用于颗石藻（钟石兰，1984，段威武，1985）、硅藻等超微化石以及钙藻（Mu and Riding, 1983）、轮藻藏卵器（王振，1984；卢辉枒、罗其鑫，1984）和孢子花粉（张璐瑾，1984 等）等微古植物研究中，同时也用于观察高等植物化石器官组织的细胞结构（如叶和种子等的角质层、木质部等）（周志炎，1983a, c）。透射电镜也开始用于孢子化石壁的超微结构等的研究中（周志炎，1983b）。所有这些都取得了良好的效果。和光学显微镜相比，电子显微镜有很大的优越性。首先，由于可见光的光波较长（在 7600—3900 Å 之间），对于直径在波长的一半（约 0.2μm，即 2000 Å）以下的物体难以成象。即使最精密的光学显微镜放大到 1000 倍以上已接近于理论极限了，因为人眼的分辨能力大致为 0.1—0.2mm。而在 10kV 加速电压下电子束的波长为 0.12 Å，仅有光波的几万分之一。由此不难看出电子显微镜观察细微物体的潜力。目前最先进的透射电子显微镜已可放大至一百万倍以上，并达到 1—2 Å 的分辨率。扫描电镜放大倍数稍低，但使用方便而且可以起到直观的效果。光学显微镜只能观察几十微米（最好不超过 10μm）厚的物体或其切片，而且所成图象为物体的透视投影。观察者需要有相当的经验，有时需要化费很大的努力去分辨被观察物在不同焦距的形态构造，才能建立起一个立体的形象。在扫描电镜下可以直接观察厚几十毫米，长、宽约一百毫米的物体，以获得一个三维图象。新式扫描电镜的载物台能作 360° 的平旋并能作不同角度（0—90°）的倾斜，可以从各个角度观察物体，有助于正确认识和理解物体各部分的构造。因此可以说电子显微镜是人类在二十世纪中创造发明的许多最精确有效的、观察和研究客观世界的工具之一。电子显微镜的应用，使我们对微观世界的认识达到了前所未及的深度和广度，对古植物学的发展必将带来深远的影响。

关于电子显微镜的原理、结构、性能、功用以及一般操作和样品制备方法，国内已有不少专门的著述（朱宣、张存珪，1983；朱丽霞等，1983 等；朱尼珀等，1970；奥脱莱，1972 等）。本文只就个人应用电子显微镜研究植物化石的一些主要方法和体会作一概要的介绍。

一、扫描样品的制备

和现代植物相比，植物化石样品的制备过程一般来说要简单得多。现代植物的一些活材料虽也可以截取，直接置于扫描电镜下观察，但只能在较低电压（2—3kV）和短时间（10—15 分钟）的范围内观察，获得和光学显微镜放大倍数相近的图象。若要获得较高

的分辨率就需要增加电压强度。植物体的一些柔软组织，在高真空[一般为 10^{-4}—10^{-5} 托(Torr)[1]] 和高电压(通常 10—50kV) 下会破损、萎缩和变形，所以制作样品时必须把植物器官组织用一系列的方法（如固定、脱水、冷冻——干燥法和临界点干燥法）来进行处理(见《扫描电子显微镜在植物学上的应用》等)。植物化石则通常并不需要这些步骤就可直接制备成样品，只是根据保存状态的不同，制作方法略有差别。

1. 压缩（Compression）标本

压缩标本最适宜于扫描电镜下观察。古植物器官上的角质层、木质(或纤维质)的细胞组织、含孢粉素的孢子花粉以及象树脂体等都可直接制备为样品。方法基本上和制备光学薄片样品相同(叶美娜，1980 等)。一般先从岩块上将煤化的植物体（有人称为"碳质膜"，(Coalified plant remain, phytoleim or anthracolemma) 用适当的方法取下，然后用氢氟酸或盐酸去掉粘附的岩屑，再进行浸解处理。将所获得的角质层等用蒸馏水清洗，再用酒精系列进行脱水，即可移置到扫描电镜的样品座（stub）上。薄而柔软的样品经脱水后往往不易移置或会造成破损，可在清洗后直接用吸管带水一起吸到样品座上，用吸水纸吸去水分，然后将样品座放置在真空乾燥器内过夜，也可达到干燥的效果。样品座上应先涂以导电胶（silver dac）或其它胶以便粘住样品，或者用双面胶带（sellotape）剪成适当大小贴在样品座上。对于轻而微小的样品可不必用任何胶，直接放置到样品座上去。这样就避免样品陷入胶中，无法观察。为了使样品的照片背景清洁，也可把样品粘在云母片上再贴到样品座上去。若无云母片，也可用盖玻片代替，只是需要在样品和座子间涂以导电胶(对于体积较大的样品更为重要)，以保证样品的导电性，不致因导电不良造成样品充电而影响图象的稳定性。下一步骤是镀膜。一般镀以 200(100—300) Å 的金(-钯)或铂膜，在 10—20kV 电压下观察和摄影，可以获得很好的结果(图版 1，图 2，3；图版 2，图 4—7)。

鉴于在扫描电镜下可以获得样品表面或立体的直观图象，在制备样品时要根据样品的性质在解剖镜下予以切割或翻转以便观察其正反内外的形态构造。此外，值得指出的是制备压缩标本的样品，需要采用适当的处理方法。因为有些细胞组织(如纤维、石细胞和压缩木材的管胞等)，若按常规制作光学薄片的方法，用舒尔茨氏溶液(3 份硝酸 + 1 份氯酸钾)和碱 (5—20% 稀氨水或氢氧化钾)处理，一般不会残留下来。它们的价值也一直被人们所忽视。适当地改变处理方法有可能获得除了角质层和孢子花粉以外的某些细胞组织或内含物(如图版 1，图 4)，而扫描电镜又具有光学显微镜所不具备的观察不透明物体的能力和高得多的分辨能力。这些都有助于我们更多地了解古植物的结构和生理，对解释古植物的生态环境、确定其分类或各分散保存的器官间相互关系，都可能提供有价值的线索和证据。例如：一种白垩纪松柏类枝叶化石上保存的压缩次生木质部，在光学显微镜下根本无法观察，因为它是黑色、不透明的。这种样品可以不经浸解处理直接在扫描电镜下检查，有时会看到其管胞的形态和构造，对于确定枝叶(压缩标本)与同层产出的丝炭化次生木质部之间的联系很有价值 (Zhou Zhiyan, 1983c)。

2. 印痕（Impression）和铸型（Cast）标本

最常见的是只保存植物某些器官组织表面形态的印痕(模)和铸型标本，即使是一个

1) 1Torr = 133.322Pa

有经验的古植物学家对它们的正确鉴定和分类也常常会感到困惑和棘手，因为它们没有保存角质层，有时甚至缺乏其他有价值的特征。不过，如若标本的基质是细粒而致密的（如页岩、泥岩等），就有可能应用扫描电镜来观察在岩石面上保存下来的植物器官表面细微构造的印痕（图版 1，图 1）。由于标本通常体积和重量较大，不便直接制成样品，一般采用乳胶（latex）或硅胶（silicon rubber）制成复制品或复型（replica）再裁取其适当的部分粘贴在样品座上，乾燥镀膜后即可进行观察（Chaloner & Gay, 1973; Watson & Alvin, 1976 有专文介绍有关样品的制备法）。这种方法的应用为正确鉴定印痕和铸型标本开辟了一条新的途径。

乳胶和硅胶比较，各有利弊。乳胶在国际市场上有配制好的商品出售（如 ICP-652-O_{10}R latex solution, Griffin 和 George 科教有限公司出品），其优点是制作复制品方法简便，质地细腻，但在制作过程中要掺和水或氨水可能会有损于松软的岩石。上海出售的 107 硅胶是一种适合做模型的国产低粘滞度的室温硫化硅橡胶。制作时加以适量的正硅树脂和有机锡溶液，搅拌均匀后一次做成模型，比乳胶更为快速而且不易损伤标本，不足处是放大到 2000 倍以上有时可能会看到硅胶造成的表面细微皱纹。当然不论是乳胶还是硅胶复制品，所能反映植物的器官组织外表的细微结构的程度，只是间接和有限的。这种复制品可以显示出大约几微米以上的细胞结构，再细微的则不易反映出来。这也和印痕和铸型标本本身的保存好坏密切相关。

3. 丝炭化（fusainized）标本

丝炭（Fusain, Fusainite）是一种常见煤岩组分，也散见于沉积岩中。自从本世纪初英国 Stopes 对它研究和命名以来，为煤岩学家们和地质工作者所熟知。它是一种黑色、不透明、性脆而污手的化石炭（fossil charcoal）。近年来不少古植物学家（如 Harris, 1958; Alvin, 1974; Scott, 1977）相信它是植物经燃烧后再保存下来的。Schopf（1975）则认为丝炭可能不全是同一成因。由于丝炭呈刚性，对化学作用呈惰性反应而且也不易为微生物的作用所破坏，所以保存下来的机率很高，并且细胞组织还保持着立体的形态，常常成为古植物形态、分类和生态环境等研究的珍贵材料。最著名的例子是瑞典斯堪尼亚晚白垩世发现的丝炭化的花（Friis & Sharby, 1981; Friis, 1983），其保存之精美完整为压缩标本所不能比拟，为被子植物的演化提供了可靠的证据。在过去较长的时间里，丝炭化的标本因缺乏有效的研究手段一直被人们忽视。只是在七十年代扫描电镜被应用于丝炭化标本研究之后（Alvin, 1974; Scott, 1974），这类标本在古植物形态、分类和生态环境等研究中的价值才逐渐被人们所认识（Scott & Collinson, 1978）。

丝炭化的标本只需用盐酸和氢氟酸除去粘附其上的岩屑，即可镀膜观察。若丝炭为矿化的基质紧紧包裹，则可试以超声波震荡，使其分离。由于丝炭化的标本在保存为化石时表面可能会遭到磨损和破坏，在可能的情况下（如木材）最好剖出新鲜面制成观察样品（图版 1，图 5）。

4. “渗矿化”（permineralized）和石化（petrified）标本

这类标本因矿物质（常见为二氧化硅、碳酸钙和硫化铁）的渗透和充填，植物体仍保持着原来三维的形体和细胞结构，在古植物研究中有重要价值。一般用切片或揭片法（peel

method）研究。若需制作"渗矿化"标本的扫描样品，可以切割下所需要的小块将其粘在样品座上，根据不同情况再分别用盐酸、硝酸或氢氟酸浸泡蚀去矿物质，清洗乾燥后即可镀膜观察。对石化标本需取其新鲜断裂面，去掉粘附的碎屑后直接镀膜观察。

二、透射电镜的应用价值和超微切片的制备

透射电镜在古植物学中的应用范围和扫描电镜相比，较为局限。因为它只能用于观察极薄的切片，不适宜于印痕和石化标本，而且样品的制备过程要复杂得多。它的优越性在于能放大到几十万倍或上百万倍并获得比扫描电镜高得多的分辨率，特别适用于古植物超微结构的观察和研究。目前应用最多的是观察原位孢子花粉壁的形态结构。如美国俄亥俄州立大学植物系以 Taylor 为首的研究小组等在这方面已做了大量的工作，并取得了令人注目的成就。对了解不同植物的孢子、花粉壁的发育过程及其萌发机制并结合各种类型的壁在地质历史时期出现情况以探索古植物生态和分类、演化关系有很大价值(见 Taylor, 1978; Taylor 和 Alvin, 1984; Taylor 和 Rothwell, 1982 等；孢粉学译丛，第一集)。有的工作还出乎意外地发现了孢子花粉化石的内含物(如核、配子体及其中的孢质和中心体等)（Taylor & Millay, 1977a, b)。应用透射电镜研究叶部压缩化石方面也取得了使人鼓舞的结果。例如，有人将保存完美的被子植物叶的压缩标本切制成超薄切片，不仅看到了细胞壁纤维的超微结构，还在叶肉细胞中发现了含淀粉粒的叶绿体和具有染色质的细胞核等细胞器（Niklas *et al.*, 1978)。无疑，透射电镜的应用将会给古植物工作者带来一系列新的重要发现和新的研究课题。古植物学的研究不再局限于器官的形态和组织结构，而已经进入到细胞学领域了。

由于电子束穿透能力很弱，长时期以来透射电镜限于利用支持膜、复型等方法观察金属、细菌和病毒等表面结构和外形轮廓等。直到超薄切片技术问世后才使透射电镜的用途日益广泛，观察的范围深入到细胞组织的内部。可以说电子显微技术的进步决不仅仅是电镜本身发展的结果，和各种样品制备方法的研究推广也是分不开的。

1. 透射电镜样品的处理和固定

能被制备为超薄切片的植物化石只是那种经过压缩和煤化的或在"渗矿化"标本中保存着的实体材料。第一步是把植物残体从岩石里分离出来，进行浸解处理和清洗，然后对样品进行固定。用化学试剂固定生物样品是一项复杂的技术。先要选配好适合不同样品的固定剂，还要控制固定剂的 pH 值、浓度、渗透压以及固定的时间、温度等等。这些不仅需要丰富的生物化学知识而且还需经过不断实践摸索，才能获得良好的结果。好在现代植物样品制备已有不少较成熟的方法都可在古植物工作中引用或作为参照和借鉴。一般的古植物材料只是由复杂的高碳脂肪性聚合物构成的角质层和孢子花粉之类。许多研究者采用一定浓度(一般 2% 以下)的高锰酸钾（$KMnO_4$）溶液直接来固定，不必使用缓冲剂。有时甚至可以省略固定这一步骤。对于一些可能保存着纤维、木质细胞、薄壁细胞或其内含物的古植物残体则不能采用酸碱浸解，因为酸碱会破坏这些细胞组织。常采用的固定剂是戊二醛 [$CHO(CH_2)_3CHO$] 和锇酸(四氧化锇 OsO_4)（因高锰酸钾为强氧化剂会破坏细胞中大多数成分)，而且需要配以缓冲剂以防止细胞组织的损坏。古植物材料固

定后，即进行彻底清洗(用缓冲剂或去离子水)和酒精脱水，就可以包埋了。四氧化锇渗透力差，对于较大的样品的内部不易起作用，而且有剧毒，应在通风橱内配制成固定剂。

2. 包埋

包埋材料的选择以其固结后的硬度和材料相当为原则。比较适用于古植物材料的一种包埋剂（Spurr's media, ERL-4206）的配方如下：

VCD (Vinyl cyclohexene dioxide)　10 克。这是一种低粘滞度的环氧树脂，对坚硬致密的植物组织有良好的渗透性，但有剧毒，使用时要注意防护。

NSA (Nonenyl succinic anhydride)（固化剂）　26 克；

DER-736 (Diglycidyl ether of polypropylene glycol)（增塑剂）　4—8 克；

DMAE (Dimethylamino ethanol)（催化剂）　0.2—1 克。

将样品先在丙酮内浸泡以去掉可能残留的酒精。然后将样品置入一定比例的丙酮和 Spurr 氏包埋剂混合液中，逐步调整两者的比例直到包埋剂占百分之百。待样品为包埋剂浸透后(6 小时以上)，在温箱内加温完成聚合。Spurr 氏包埋剂在 70℃下 8—9 小时即可聚合。样品的聚合通常在一定形状的容器(插图 1a, b)内进行，以便于以后定向切片。包埋好样品的树脂块要进行修整，先将块的顶部修成四角锥形，然后切割去尖端，使样品需要切片的部位露出在一个大小在0.1—1mm²(尽可能小些)方形或梯形的平面上(插图 1c)。注意切割面上下两条边要保持平行。若发现样品包埋位置不佳，不要勉强修理切片。应切下含样品小块予以重新包埋或把小块粘在适当形状的树脂块上(有机玻璃棒也可)，再进行切片。切制超薄切片是一项极为精细的技术。为了切出理想的片子有时会费时费

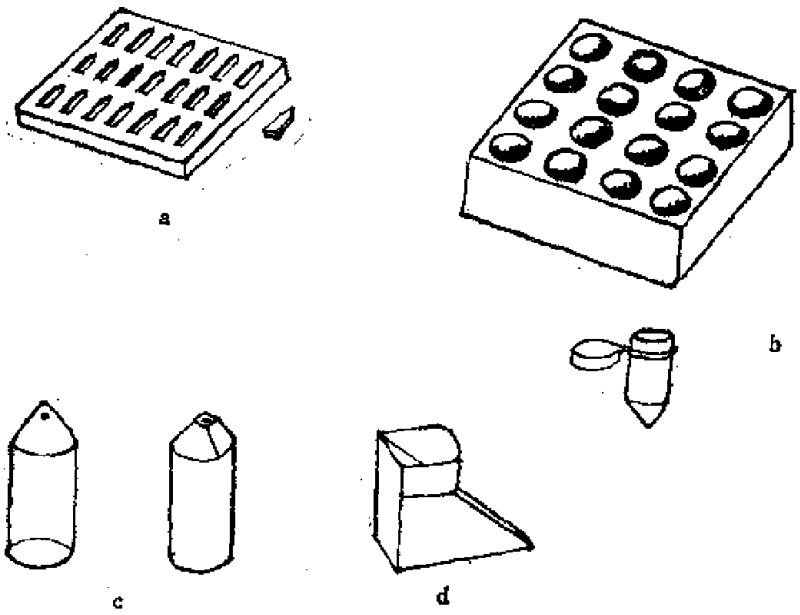


插图　1

a. 塑料聚合容器，右边为聚合后的树脂块；b. 药囊式聚合容器，上图为放置容器的塑料或木制的容器架；c. 在药囊式容器内聚合成的树脂块，右边为修整好的树脂块形状，黑点表示样品；d. 制作好的玻璃刀及胶带做的贮水槽。

日。在固定和包埋的一系列过程中有一个步骤不妥就可能会导致失败。不过，也只有不懈地从失败中寻找原因才能掌握技术要领。对于一个科学工作者来说，最终获得一张精美的超薄切片所带来的欢乐完全足以补偿多次失败引起的懊恼。

3. 制作刀具

树脂块修整完毕后，还需要准备刀具。使用一般的钢刀制作超薄切片有欠锋利。研磨得极精细的金刚石刀价格是很昂贵的。普通使用自制的玻璃刀，比较经济。最好的玻璃刀功能完全可以和金刚石刀媲美。这一工作也需要切片者亲自动手。现在国际市场上有专用的机械出售(如 LKB 制刀机)，制作方便，刀的质量也比手工制作的稳定些。本文不拟介绍刀具制作的具体方法(可参阅前面列举的关于电镜操作的书刊)，只是强调指出一点：刀的质量对切片的成败至关重要。切片前应在解剖镜下用反射光检查刀锋，丢弃不合要求的刀，以免切不出合格的切片还消耗了宝贵的材料。玻璃刀制好后，还要用胶带做一个简单的贮水槽(插图 1d)。胶带和玻璃刀之间要以蜡封固，以免漏水。水槽中的水(有时加入酒精或丙酮)起湿润刀的作用，还可浮载切好的薄片。

4. 切片、染色等

超薄切片的厚度只能在 50—150nm 之间，太厚了不只电子束不能穿透，还因为电镜的景深很大，会使不同层次的结构重叠成像。要切出只相当一张薄打字纸的一万分之一厚的切片是一项很精细的技术。影响切片厚度变化的因素很多。虽然在一般超薄切片机上都有控制切片厚度的装置，操作时还应根据浮在水槽液面切片的干涉色来判断和进行调整。灰色（小于 60nm）和银色（60—90nm）的切片具有高分辨率，金色的一般尚可用(90—150nm)，紫、蓝、绿、黄等色的切片不能作透射电镜观察，但也不必丢弃，可以制成质量很好的光学薄片。

现在市场上还没有国产的超薄切片机出售。国外的切片机有热胀推进和机械推进两类。在专门技术人员指导下学会使用切片机并不太难，但要切出好的超薄片子，需要一定的熟练技术，特别需要细致和耐心。除了上面提到的固定、包埋、制刀等步骤应认真做好以外，在切片过程中还要掌握好切割的角度和速度、切面的大小和形状(上、下边必须平行并和刀口平行)、锥体面平整程度和水槽液面的高低等等细节。正常的切片应是连续成带状的，厚薄均匀，不皱不断。否则就需要在已做过的步骤中去寻找原因，以便改进。如果切片皱褶(一般是树脂太软之故)不十分厉害，则可以加以补救：将含氯仿的小棉球移到水槽上方使切片伸展。氯仿蒸气对人体有害，在使用时应当注意。

在水槽中的超薄切片要用很小的(直径 2—3mm)圆形载网(具各种孔径，铜或不锈钢制)来捞取，然后放入铺以无毛滤纸的培养皿中，以备染色。为了支持超薄的切片有时要在钢网上覆以支持膜。较多用于古植物工作中的是聚乙烯醇缩甲醛膜和炭膜（Taylor & Brauer, 1983)。反差较大的切片可以省略染色这一步骤(图版 2，图 1—3)。染色也是一门专门的技术和学问，对于电子显微技术来说，就是要使重原子在某些细胞组织上沉积下来，以提高薄片的反差。一般的古植物材料(角质层、孢子花粉等)可用高锰酸钾染色。有些材料则需用醋酸双氧铀和柠檬酸铅以及其它试剂。染色后即可在透射电镜下观察、摄影。透射电镜的电子束具较高的加速电压(一般在 50kV 以上)以提高分辨能力。超薄切片在

电镜下应尽可能快地观察、摄影，因时间太久切片会因高电压冲击而破损。

三、结束语

电子显微镜虽然从首创（1932 年）至今已经历了半个世纪，但对古植物学工作者来说还是一种新的仪器设备，因为透射电镜结合超薄切片技术开始用于古植物学研究还不很久（Ehrlich & Hall, 1959; Pettitt, 1966），而扫描电镜到 1965 年才有商品问世（Taylor, 1968）。在我国古植物工作中应用电镜（特别是透射电镜）还只是刚刚起步。当前电子显微技术正在日新月异飞速发展。我们在大力推广电镜应用的同时，还要不断学习和吸收世界上这一方面最新的科学成就以推动古植物研究向新的深度和高度发展。本文涉及到的只是电子显微技术方面一些肤浅的知识并介绍一些样品制备方法、文中并附以一些我们在应用电镜的实践过程中摄取的古植物图影，希望能为电镜在我国古植物学中推广应用起到一点促进作用。

参考文献

王　振，1984，在中国北方发现的二叠纪轮藻类群及其在系统分类、演化研究中的意义。微体古生物学报，第 1 卷，第 1 期。

中国科学院植物研究所形态学及细胞学研究室、情报资料室编译，1974，扫描电子显微镜在植物学上的应用。科学出版社。

中国科学院植物研究所古植物研究室孢粉组，1980，孢粉学译丛。科学出版社。

卢辉明、罗其鑫，1984，新疆晚二叠世和三叠纪轮藻化石兼论古生代末至中生代早期轮藻植物群的演变。微体古生物学报，第 1 卷，第 2 期。

叶美娜，1980，关于化石角质层的研究和技术处理方法。中国古生物学会第十二届学术年会论文选集。科学出版社。

朱丽霞、程乃乾、高信曾，1983，生物学中的电子显微镜技术。北京大学出版社。

朱　宜、张存珪，1983，电子显微镜的原理和使用。北京大学出版社。

朱尼珀 B. E. 等，1970，北京植物所光合组结构小组译，1977，植物电子显微镜技术。科学出版社。

钟石兰，1984，新疆塔里木盆地西部白垩系库克拜组的颗石藻。微体古生物学报，第 1 卷，第 2 期。

段威武，1985，南海北部深海钻孔中的钙质超微化石。微体古生物学报，2 卷，1 期。

张璐瑾，1984，川中晚三叠世孢粉。中国古生物志，总号第 167 号，新甲种第 8 号，100 页，图版 XXVII。科学出版社。

奥脱莱 C. W.，1972，葛肇生等译，1983，扫描电子显微镜(一)仪器。机械工业出版社。

Alvin, K. L., 1974, Leaf anatomy of *Weichselia* based on fusainized material. *Palaeontology*, **17**, 587—598.

Alvin, K. L. & Muir, M. D., 1969, Scanning electron microscopy —— a new method of studying lignite. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **9**, 115—118.

Chaloner, W. G. & Gay, M. M., 1973, Scanning electron microscopy of latex casts of fossil plant impressions. *Palaeontology*, **16**, 645—649.

Ehrlich, H. G. & Hall, J. W., 1959, The ultrastructure of Eocene pollen. *Grana Palynol.*, **2**, 32—35.

Friis, E. M., 1983, Upper Cretaceous (Senonian) floral structures of Juglandean affinity containing *Normalpollis* pollen. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **39**, 161—188.

Friis, E. M. & Skarby, A., 1981, Structurally preserved angiosperm flowers from the Upper Cretaceous of southern Sweden. *Nature*, **291**, 485—486.

Harris, T. M., 1958, Forest fire in the Mesozoic. *Journal of Ecology*, **46**, 447—453.

Mu Xinan & Riding, R., 1983, Silicified gymnocodiacean algae from the Permain of Nanjing, China. *Palaeontology*, **26**, 267—276.

Niklas, K. J., Brown, R. M., Jr., Santos, R. & Vian, B., 1978, Ultrastructure and cytochemistry of Miocene angiosperm leaf tissues. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, **75**, 3263—3267.

Pettitt, J. M., 1966, Exine structure in some fossil and recent spores and pollen as revealed by light and electron microscopy. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol.*, **13**, 223—257.

Schopf, J. M., 1975, Modes of fossil preservation. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **20**, 27—53.

Scott, A. C., 1974, The earliest conifer. *Nature*, **251**, 707—708.

Scott, A. C., 1977, A review of the ecology of Upper Carboniferous plant assemblages with new data from Strathclyde. *Palaeontology*, 20, 447—473.

Scott, A. C. & Collinson, M. E., 1978, Scanning electron microscope studies of fragmentary plant material. In W. B. Whalley edited. Scanning electron microscopy in study of sediments. Geoabstracts, Norwich, England.

Taylor, T. N., 1968, Application of the scanning electron microscope in paleobotany. *Trans. Amer. Microsc. Soc.*, 87(4), 510—515.

Taylor, T. N., 1978, The ultrastructure and reproductive significance of *Monoleses* (Pteridospermales) pollen. *Co-*

笔石研究中的化学处理技术及扫描电镜的应用

陈　旭　　李　懋
（中国科学院南京地质古生物研究所）

一、前　言

笔石标本的化学处理方法，即用不同的酸从石灰岩、钙质页岩或硅质岩中蚀取保存完好，透明或半透明体壁的笔石体，借此在光学显微镜和电子显微镜下研究其内部构造或超微构造，从而准确地确定其分类位置及其系统演化关系。由于绝大多数笔石标本的保存都为压扁的炭化薄膜，因此研究酸解的笔石孤立标本便成了研究笔石动物本身最重要和最可靠的依据。

笔石标本的化学处理方法开始于上世纪末。最早是 Holm 成功地处理了大量采自瑞典的标本，但是，他本人只发表了其中的一部分（Holm, 1890, 1895），其余的大量标本后经 Bulman（1932—1936）研究发表，成了世界上第一次成功地解释笔石体始端生长型式及其它内部构造的材料。1949 年 Kozlowski 发表了他采自第四纪冰川由北欧带到波兰境内漂砾中的材料，创立了除树形笔石目和正笔石目之外的另三个笔石目，大大地丰富了笔石纲的内容。此后，笔石的化学处理方法更为大家所重视。到了七十年代，各国学者纷纷把化学处理获得的笔石，用扫描电镜和透射电镜来加以研究，开始恢复笔石表皮层和轴与刺的超微构造。

由于解放以来我国的笔石工作者集中力量于建立我国的笔石地层顺序，解决地层对比和划分问题，以及对大量来自全国各地的笔石进行基础描述工作，因此笔石的化学处理工作开展较晚。六十年代，赵祥麟同志曾在东北早奥陶世初期冶里组中酸解获得了树形笔石类的断枝。1983 年笔者之一（陈旭）在穆恩之教授的鼓励下，曾在美国俄克拉何马州立大学地质系与芬尼（S. C. Finney）一起处理了美国中奥陶世 Viola 灰岩的材料。1984 年夏，用类似的方法处理了宜昌龙马溪组下部黑色页岩中的硅质灰岩透镜体，获得了数量较多的笔石，并与另一位作者（李懋）将这些酸解获得的笔石，用扫描电镜进行研究和摄影。为了便于国内广大古生物工作者对笔石进行化学处理和电镜研究，笔者将这种方法作一个概括性的介绍，更多的技术性的细节，则尚待更进一步探索。

本文承穆恩之老师审阅，臧晓泉同志清绘插图，均此致谢。

二、材料的选择

目前世界上成功地获得酸解笔石的材料大都采自地台区的碳酸盐岩中，主要产自东欧和北美地台的奥陶纪石灰岩和钙质页岩，西伯利亚地台的中志留统，中国扬子地台早志留世页岩和硅质灰岩透镜体；少量产自加里东地槽和加拿大科地勒拉地槽笔石页岩中的

灰岩透镜体和瘤状灰岩夹层。这些材料的产地分布如插图1所示。

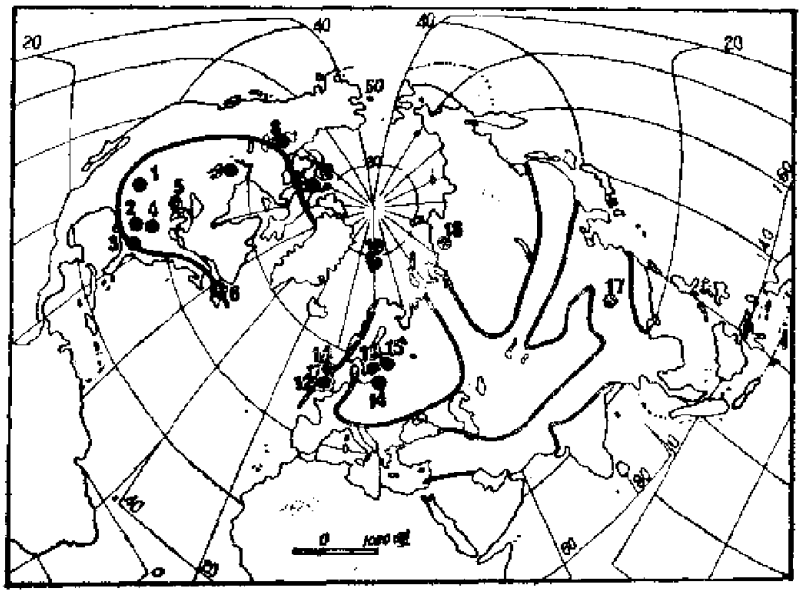


插图1　笔石孤立标本产地分布图

1.美国俄克拉何马州南部；2.美国亚拉巴马州；3.美国田纳西州；4.美国俄亥俄州南部；5.美国衣阿华州东部和威斯康星州南部；6.加拿大纽芬兰西部；7.加拿大马尼托巴省；8.加拿大西北地区；9.加拿大北极区孔沃利斯岛；10.斯匹兹卑尔根岛；11.苏格兰南部；12.英格兰及威尔斯；13.瑞典哥特兰和奥兰；14.苏联加里宁格勒；15.爱沙尼亚派克里岛；16.西伯利亚诺里斯克；17 中国湖北宜昌。

插图1所示的笔石酸解材料产地可以归纳为下述两种类型，这两种类型的特征无疑将指示我们有目的地采集最有希望的材料。

1. 地台类型材料

主要产自碳酸盐岩的沉积序列中，如石灰岩、钙质页岩和灰岩透镜体及硅质岩。这些可作化学处理的笔石有时和腕足动物、腹足类、苔藓动物、几丁虫以及牙形刺等共生，这些灰岩和钙质页岩一般都是潮下带的沉积。

2. 地槽类型的材料

主要产自黑色笔石页岩中的灰岩透镜体或瘤状石灰岩夹层。这些可作化学处理的笔石往往不与壳相动物共生，但可与放射虫和海绵共生，一般都指示斜坡相和深水盆地的沉积环境。

上述不论那一种类型的材料，一般来说，在所采集的层位中都可用肉眼发现笔石。这和某些微体古生物分析样的采集，在野外不作肉眼鉴定，只作一定间距的系统采样不同。

三、笔石标本化学处理的一般过程

1. 酸的选择

酸的选择和浓度完全取决于岩石样品的性质。一般较纯的石灰岩用冰醋酸，浓度从

10%开始;硅质灰岩可先用盐酸处理后再用氢氟酸处理;硅质岩则用氢氟酸处理。氢氟酸的浓度一般也从10% 开始。开始时先将样品浸泡水中,水面刚好淹没样品,然后不断加入酸液,待反应起泡明显为止,一般这就是恰当的浓度。但酸液不要过强,如果强烈起泡,则易破坏笔石本身。

2. 样品的规格

样品需破碎至 5cm 直径以下的碎块,清水洗净。用氢氟酸处理则需塑料烧杯,用醋酸和盐酸处理,一般用 1000cm³ 的玻璃烧杯即可。

3. 笔石的筛选

样品加酸后要每天检查一次,检查时要适量添加酸液,以保持酸液的浓度。笔石被蚀出后,较大的个体则漂在酸液中,此时要进行浮选,方法是把酸液稀释后用分析筛过滤,如插图 2 所示。

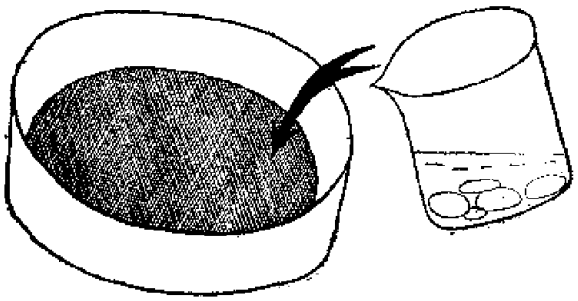


插图 2 笔石的筛选操作示意图

破碎的笔石碎片一般都与岩石的不溶残余一起沉在烧杯底部。此时首先需要将含酸液的样品稀释,稀释时先将酸液倒去,然后反复注入清水稀释,直至溶液基本呈中性为止(可用试纸直接测试)。

4. 笔石的镜下选移

将含有笔石的水溶液,滴入培养皿中,在双目镜下观察,用零号描笔或一号描笔直接在水溶液中将笔石蘸出,投入甘油中保存。一般保存在秤量瓶中为宜,这样既利于永久保存,又利于显微镜下摄影或制图。如果笔石标本以后又需要重新处理,则可从甘油中取出,在清水中浸泡 24 小时(需换水数次),甘油洗净后,笔石标本可以再行处理。

5. 笔石的薄片制作

大量的化学处理所获得的笔石,均已在不同程度上被压扁,因此制作成薄片更易观察、摄影和永久保存。笔石薄片制作过程为:

1) 将笔石用描笔从水溶液(中性溶液)中蘸出投入酒精中,浸泡 1—3 小时,将笔石标本中的水分排出,如果水分不排净,笔石体在薄片中则可能自行碎裂;

2) 将笔石体用描笔从酒精中蘸出,投入二甲苯中,浸泡 1 小时,将笔石中的酒精排出;

3）将笔石体用描笔从二甲苯中蘸出，投入甲苯中，浸泡 1—2 小时，将笔石中的二甲苯排出。注意：(1)上述各步骤均在玻璃培养皿中制作。培养皿需及时加盖，以防挥发；(2)笔蘸投后要在前一种溶液中洗净，因为二甲苯和甲苯都会很快将描笔硬固；

4）将载玻璃片擦净，滴 1—2 滴甲苯(插图 3a)；

5）迅速在载玻璃片的甲苯溶液中央滴一滴甲苯和松脂的胶剂(胶剂的配方为：甲苯 40%，松脂 60%)(插图 3b)，然后将笔石从甲苯中用描笔移至胶剂上（插图 3c)；

6）将盖玻璃片迅速盖上（插图 3d)，注意尽量不要残留气泡。经 12 小时阴干后，即可永久保存。 如果笔石成半压扁状态，则可以在盖玻璃片两侧各垫半块盖玻璃片（插图 3e)。

上述薄片制作过程如插图 3 所示。

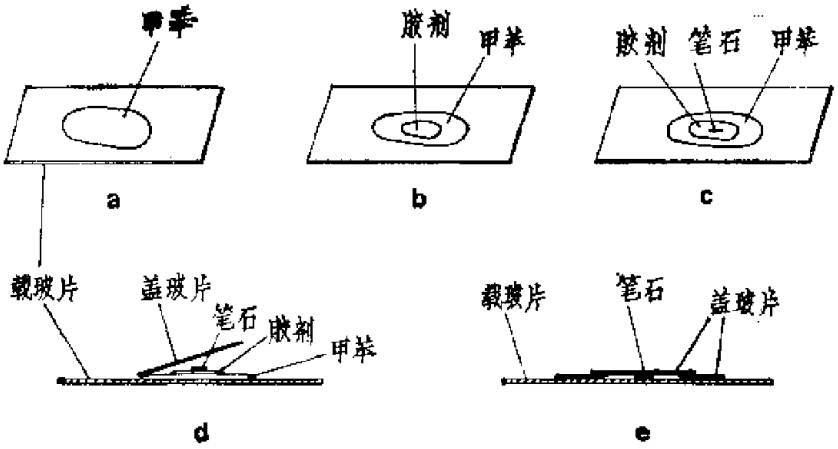


插图 3　笔石薄片的制作过程

四、笔石的扫描电镜观察

与光学显微镜相比，扫描电镜有很多优点，首先扫描电镜的放大倍数范围很宽，从 10 倍(目前可从 5 倍起)到 180,000 倍，包括了光学显微镜所能提供的全部范围。这样的范围对笔石表面微细结构的研究尤为有利，因为在研究笔石的细微结构时，既要观察它的全貌，又要检查其细部，要求仪器放大倍数范围宽。其次，扫描电镜的分辨率高，光学显微镜的最佳分辨率为 1μm，比 1μm 小的细节就不能分辨了，除非改用单色光或紫外光。而扫描电镜的分辨率目前已达 40 Å。另外，采用扫描电镜能在较大的焦深范围中得到清晰的照片。由电子枪发射的电子束实际上是平行的，当放大倍数为 10 倍时，可以达到的焦深约为 10mm，10,000 倍时约为 1μm。这样的焦深范围，可以清楚地显现凹凸不平的表面结构。由此我们把经化学处理获得的笔石体，放在扫描电镜下观察，效果极好。制样的具体步骤如下：

将经化学处理的笔石体用蒸馏水彻底清洗，然后浸泡在酒精中（必须洗净所有的甘油，否则在观察时会得到模糊的图象)。传统的制样方法是在样品座上先涂上一薄层用汽油溶化的胶，等胶稍干后，把样品移到样品座上。酒精对易碎化石起了保护作用，当酒精蒸发后，样品微微地沉入发粘的胶中。但这样制备的样品，往往会出现表面被胶覆盖的情

况，为了避免这种现象发生，又保证样品在转移过程中不至受到破坏，我们改用从蒸馏水中用描笔直接把笔石体移到干净样品座上的方法，不用任何胶，也不用酒精。为了得到良好的导电性能和防止电荷在样品上积累，必须让样品与样品座有较大的接触面。仔细地将样品放在样品座上，让蒸馏水自然干燥，这样制备的样品不容易产生假象，而且图象清晰，但是，操作时必须十分细致。

待样品彻底干燥后，放入"离子溅射仪"中进行镀膜。我们采用离子溅射的方法将笔石样品镀上一层导电材料。用旋转泵把钟罩中的空气抽到一定的真空度，然后在钟罩中的阳极和阴极之间加上高电压，这时便产生辉光放电现象，一部分剩余气体分子电离成为正离子和电子，在高电压作用下，电子流向阳极，而正离子向阴极轰击，在阴极上放一块金靶作为溅射材料，金靶受到正离子轰击，金粒子便溅射出来覆盖在笔石样品的表面上，形成一层极薄的金膜。选择合适的操作条件是获取理想样品的关键，我们使用 JFC-1100 型离子溅射仪，在电压为 1200V，电流为 5—7mA，真空度为 0.2Torr[1] 的情况下，溅射 15 分钟，所得的结果是令人满意的。

为了便于说明笔石化学处理后的材料，借扫描电镜摄影所取得的良好结果，现将图版一幅附于文后。

参 考 文 献

Bulman, O. M. B., 1932—1936, On the graptolites prepared by Holm, I—VII. *Arkiv f. Zoologie*, 24A(8), 1—46; (9), 1—29; 26A(5), 1—52; 28A(17), 1—107.

Holm, G., 1895, Om *Didymograptus*, *Tetragraptus* och *Phyllograptus*. *Geol. Foren. Stockholm, Forh.* 17, 319—359.

Kozlowski, R., 1949, Les graptolithes et quelques nouveaux groupes d'animaux du Tremadoc de la Pologne. *Palaeont. Polonica*, 3(1948), 1—235.

图 版 说 明

（所有图像均系扫描电镜摄影）

1,2,4. *Glyptograptus tamariscus tamariscus* (Nicholson)

1×49,2×45,4×68，示笔石体的始部。

3. *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nicholson)

×23，示笔石体的末部。

5—11. *Streptograptus nodifer* (Törnquist)

5×98,6×113,7×113,8×41,9×45，示笔石体的胞管性质。其中图 6 是图 8 的局部放大，图 7 是图 9 的局部放大。

10×135,11×248，示笔石体的胎管性质。

1) 1 Torr = 133.322Pa。

几丁虫 *Eisenackitina daozhenensis* 壳壁的透射电镜研究

耿良玉　　李　懋　　黄福林

（中国科学院南京地质古生物研究所）　（中国人民解放军南京部队总医院）

一、引　言

应用透射电镜研究几丁虫的壳壁结构，尚为数不多。德国微体古生物学家 Eisenack 1972 年作了开创性的工作。他研究了 *Cyathochitina campanulaeformis* Eisenack，表明此几丁虫种的壳壁为单一的均质层。1980 年瑞典的 Grahn 和 Afzelius 发表了 *Cyathochitina stentor* (Eisenack), *Desmochitina minor* Eisenack, *Lagenochitina tumida* Umnova 和 *L. esthonica* Eisenack 壳壁超微结构的研究成果。他们认为 *Cyathochitina stentor* 的壳壁结构，与现代海生原腮腹足类 *Nucella lapillus* 的卵囊有相似之处；其他属种壳壁中的毛细管、"空间"（"empty space"）和刺，更加接近于后生动物的卵，从而得出几丁虫很可能是海生无脊椎动物，也可能是鱼的卵和卵囊的重要结论。1981 年波兰的 Mierzejewski 发表了 *Desmochitina nodosa* Eisenack, *Lagenochitina esthonica* Eisenack 和杂类微古生物 *Parachitina curva* Eisenack 的壳壁超微结构。他与上述瑞典学者的不同之处，在于使用的是金刚刀而不是玻璃刀，因而切片效果更佳。他所取得的结果如下：

1) *Desmochitina nodosa* 和 *Lagenochitina esthonica* 的壳壁结构相似，均具二带：外带多孔；内带致密。组成壳壁的物质是均质的；2) *Parachitina curva* 的壳壁具层片状结构 (laminar structure)，不是几丁虫；3) Grahn 和 Afzelius (1980) 所描述的"空间"和某些几丁虫的颗粒状精细结构 (granular fine structure) 都是切片过程中造成的。

从上述回顾可知，几丁虫壳壁的超薄切片技术虽然应用不久，成果也不多，取得的成绩却并非不值一顾。这一新技术，为确立几丁虫的系统位置另辟途径，前景广阔。

二、岩样处理

几丁虫标本从岩样中分离出来的酸解程序，已有多人述及 (Jenkins, 1967, Laufeld, 1974, Neville, 1974, Wrona, 1980)。本文的酸解程序，是 Laufeld 1974 年设计的。

岩样经碎样机碎成蚕豆般大小后，每个岩样取 50g，装入 500cm³ 的塑料烧杯中，用酸解法处理。

1. 盐酸酸解

为了避免反应过分激烈而使酸液溢出，预先在烧杯中加水，使岩样完全被浸泡住即可。然后，加浓度为 10% 的稀盐酸，如反应过猛，烧杯中可适量添加少许水。待反应停止后，烧杯中注满水稀释，再过孔径为 46μm 的尼龙筛。筛上残样再倒回烧杯，再加盐酸酸

解。这一过程反复几次，至岩样与盐酸完全不起反应后，转入下一步。盐酸酸解的目的在于脱钙。

2. 氢氟酸腐蚀

我们应用的是浓度为 40% 的化学纯氢氟酸。如果样品富含云母和石英，可轻轻晃动烧杯，以免残样的表层结成硬壳。样品放置 1—3 天，然后稀释过筛。过筛方法已如上述，以不腐蚀尼龙筛为原则。氢氟酸腐蚀的目的在于脱硅。

3. 硝酸腐蚀

我们应用的是浓度为 99.5% 的分析纯发烟硝酸。加入硝酸后，样品放置几小时至 1—2 天，视样品中黄铁矿的溶解情况而定。如把烧杯放进水浴在电炉上加热，反应更快，往往只需几分钟。此后稀释过筛。筛上样品倒入培养皿中，在生物显微镜中检查有无几丁虫化石。

三、超薄切片样品的制备

1. 脱水

先在培养皿中滴一些无水酒精，待标本半干半湿时，用"0"号毛笔将标本挑出，逐一放入装有酒精的小胶囊中。每个胶囊放 5—6 个标本。然后注入浓度为 100% 的丙酮，换洗三次，每次 5—10 分钟。

2. 包埋

标本必须用包埋介质充分渗透，因为几丁虫化石渗透非常困难。因此，脱水以后，先在胶囊中注入 1:1 的环氧树脂[1]与丙酮的混合物，盖上盖子。半小时以后再换入 2:1 的环氧树脂与丙酮的混合物，时间至少在半小时以上，再加入纯环氧树脂包埋剂，这时应把盖子打开。

3. 聚合

把包埋有几丁虫的胶囊放在 35℃ 烘箱中 12 小时；45℃，12 小时；60℃，24 小时；直至树脂完全固化。

4. 修块

用单面刀片把标本上多余的树脂削去，使标本中需切片的几丁虫按预期的方位定位。包埋块的顶部削成角锥体截面，顶面呈梯形。

5. 切片

超薄切片在 LKB-III 型超薄切片机上进行。玻璃刀把包埋块切成超薄片，然后捞到

---

1) 环氧树脂配方，按 Luft (1961) 推荐的酸酐与树脂的体积百分比法。其法如下：

A 液	Epon 812	62mL	B 液	Epon 812	100mL
	DDSA	100mL		MNA	89mL

临用时取 A、B 液，按需要软硬度配好后，加 DMP-30 为总量的 1.5—2.0%。

备有支持膜的 3mm 铜网上，经醋酸铀、枸橼酸铅双染色电镜检查。

6. 透射电镜照相

在国产 DXA4-10 型透射电镜下观察，拍摄电子显微照片。切片在 H-300 透射电镜下也进行过高倍放大观察。

四、结果和讨论

Eisenackitina daozhenensis 口部壳壁的横切面，可以分为三层：外层 (outer layer)、中层 (medium layer) 和内层 (inner layer)。外层厚 1μm；中层最大厚度 6.80μm，最小厚度 4.00μm，平均厚度 5.40μm；内层厚 0.30μm。外层、中层和内层在物质密度上差别不大。不过，外层和中层，中层和内层之间，密度变大，层间的界线明晰可辨，如图 2 的外层和中层，图 4 的中层和内层。这两条致密的界线带究系原生，抑或切片所致，目前尚难确定。可以指出的是，中层内平行排列的纺锤状条纹，系切片过程中由玻璃刀切削而成，非原生结构。这种三层结构与 Grahn 和 Afzelius (1980) 所发表的 *Cyathochitina stentor* 有些类似之处，即两者壳壁均可分为内、外层薄、中层厚的三层。不同之处在于，*C. stentor* 的外层和内层比中层要致密；组成壳壁的物质高度放大后，呈颗粒状。按照 Mierzejewski (1981) 的意见，这种颗粒状的结构，也是玻璃刀切片过程中所产生的。

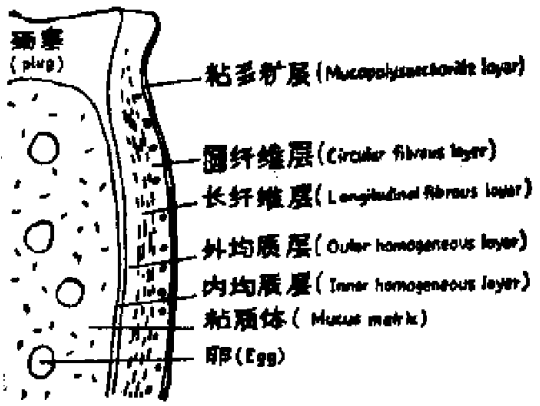


插图 1　现生腹足类 *Nucella lapillus* 的卵囊构造。据 Bayne (1968)。

Eisenackitina daozhenensis 壳壁的这种结构，也可同现生腹足类 *Nucella lapillus* 的卵囊相比较。按照 Bayne (1968) 的研究，后者的卵囊的壳壁分作五层，从外至内依次是：(1)粘多糖层、(2)圆纤维层、(3)长纤维层、(4)外均质层和(5)内均质层。腔内充满粘质体，卵分布其间(见插图 1)。按照本文的划分方法，粘多糖层相当于外层；圆纤维层和长纤维层以及外均质层相当于中层；内均质层相当于内层。如此说不谬，则显而易见：*Nucella lapillus* 卵囊壳壁的复杂之处，在于中层的分化多端。它的卵囊壳壁的主要成分可能是糖蛋白 (glycoprotein)。*E. daozhenensis* 的成分究系何物，未作研究不敢妄断。尽管如此，从壳壁结构看来，*E. daozhenensis* 或许是某类后生动物的卵囊。这一浅见，似乎并不失之轻率。

参　考　文　献

Bayne, C. J., 1968, Histochemical studies on the egg capsules of eight gastropod malluscus. Proc. malac. Soc. Lond. **38**(3), 199—212.

Eisenack, A., 1972, Beitrage zur Chitinozoen-Forschung. *Palaeontographica, Abt. A.*, **140**(4—6), 117—130.

Grahn, Y. & Afzelius, B.A., 1980, Ultrastructure studies of some chitinozoan vesicle. *Lethaia*, (13), 119—126.

Jenkins, W. A.M., 1967, Ordovician Chitinozoa from Shropshire. *Palaeontology*, **10**(3), 436—488.
Laufeld, S., 1974, Silurian Chitinozoa from Gotland. *Fossil and Strata*, 5, 130.
Luft, J. H., 1961, Improvements in epoxy resin embedding methods. *J. Biophys. Biochem. Cytol.*, (9), 409.
Mierzejewski, P., 1981, TEM study on nitrastructure of Chitinozoan vesicle wall. *Cahiers de Micropaleontologie*. 1, 57—69.
Neville, R. S. W., 1974, Ordovician Chitinozoa from western Newfound land. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 18 (3/4), 187—221.
Wrona, R., 1980, Upper Silurian-Lower Devonian Chitinozoa from the subsurface of southeastern Poland. *Palaeont. Polonica*.(41), 103—165.

图 版 说 明

1. *Eisenackitina daozhenensis* Geng, 1986
侧视。扫描电镜照片号：6564，×260。

2—5. *Eisenackitina daozhenensis* Geng, 1986
2.示外层(o)和中层(m)。×5,000。
3.示外层和中层，×10,000。
4.示中层和内层 (i)，外层不清晰，×10,000。
5.示外层、中层和内层，×5,000
2—5的超薄切片号均为6867-2。

氧同位素地层学简介

苍树溪

（中国科学院海洋研究所）

人们开始测定自然界物质中氧同位素成分的分布，主要致力于恢复地质时期的古温度。随着大洋深海岩芯的研究、特别是更新世以来沉积地层的研究，人们测定深海底栖有孔虫壳体及大陆冰原本身的氧同位素成分分布时，发现这些物质所记录到的氧同位素成分变化所代表的已经不是地质时期的温度变化。因为在这些物质的形成条件下，温度变化微小到可以忽略不计。导致这种变化的主要原因在于：大陆冰原形成时，富集了大量轻的同位素成分，即 ^{16}O，致使大洋海水中，重的氧同位素成分，即 ^{18}O 富集；反之冰原溶化时，轻的氧同位素成分又重新回到大洋海水中。各大洋的深海岩芯研究结果表明：这种氧同位素成分分布的变化是全球性的、周期性的和同时性的。这一理论上的突破，不仅对地层划分提供了科学的依据，而且对理解和研究沉积过程中全球性气候变化及其原因，海洋环境的物理、化学、生物因素随时间的变化和演化等提供了模式和线索。因此，在海洋地质研究中，特别是更新世以来的地质研究中，氧同位素地层已经成为必不可少的重要手段。与此同时，人们还在实验室中，人为地创造特定的物理、化学条件；在大洋中，全年性的定点、取活着的生物样，测量海水温度、盐度、氧同位素成分及生物量等，力图求得氧同位素成分分布与温度及其他各种复杂因素的相互关系，从而能较为正确地解释地史环境的演化，并推测未来的变化趋势。本文仅就应用化石记录，特别是用有孔虫来测定氧同位素成分变化，用以划分氧同位素地层、恢复古气候演化等方面所涉及到的问题做些介绍。

一、研 究 史

人们在理论和实验两方面的研究中，注意到化学物质种类内，在平衡交换反应中存在着同位素成分的微小分馏。Urey（1947）首先从理论角度讨论和计算了物质在相或组成成分之间，在平衡交换反应中，同位素成分的分馏；证明并计算了碳酸盐离子和水在交换反应中，氧同位素的分馏系数仅仅与温度相关。于是他首先揭示了通过测定自然界物质中氧同位素成分的分布值，进而得出该物质形成时的温度值的可能性。这一时期可称为以 Urey 为代表的萌芽期。随之吸引了很多科学家，力求通过测定化石所记录到的氧同位素成分变化来恢复古温度。Epstein 等（1953）通过测定软体动物钙质壳中氧同位素成分的变化，求得计算古温度的经验公式。两年之后，Emiliani（1955）不仅在理论和实验方面都做了更深入、更详细的阐述，而且首先成功地应用深海钻孔岩心（包括加勒比海、大西洋、太平洋）所含有孔虫的钙质壳，进行了氧同位素测定，并根据测得的结果，划分了间冰期、冰期。至此，氧同位素地层的研究进入了实际应用的阶段。随后，全球性的氧同位素测量工作全面展开。Shackleton（1967）首先论证了更新世以来，大洋深水处温度变化极小，可以忽

略不计。因而他得出结论：生活在深海大洋底的底栖有孔虫记录到的氧同位素成分的连续变化，是大陆冰原体积变化的结果。由此关联到海水体积的变化和海平面的波动。如果现今大陆冰原全部溶化，可使大洋中 $\delta^{18}O$ 值减小 0.9‰。另一个主要成就是氧同位素标准地层的建立。Shackleton 和 Opdyke (1973, 1976) 通过对环境稳定、影响温度变化因素极少的赤道太平洋区 V28-238, V28-239 两个深海岩心的氧同位素和古地磁测量，其结果是，自 Jaramillo 地磁事件以来，共划分为 23 个气候期。这两个孔的测定成功，奠定了氧同位素地层学的基础。现今已为第四纪研究广泛应用和证实。同时也为古气候学的研究，如地球轨道变化对气候影响的研究、大陆冰原的消长、大气及大洋中二氧化碳含量变化等对气候变化的影响，都提供了依据和模式。

二、基本原理及实验方法

大气中，氧的三种稳定同位素自然丰度值，根据 Nier (1950)，列表如下：

表 1　稳定氧同位素丰度值

质量数	丰度值%
16	99.759
17	0.0374
18	0.2039

由于物质在相或成分之间的平衡交换反应中，同位素分馏系数仅与温度相关，这是氧同位素研究的理论基础。同位素数据一般用符号 δ 表示，如 δD，$\delta^{18}O$ 等。δ 定义为：

$$\delta = 1000\left(\frac{^{18}O/^{16}O\text{样品}}{^{18}O/^{16}O\text{标准}} - 1\right)$$

其结果用 ‰ 表示。

我们所需要求得的是样品与标准物质的相对偏差。如果求得 $\delta = +1‰$，则表示样品中 ^{18}O 比标准物质多含 1‰；如果得负值，则表示含量少于标准样。通用的标准样 PDB 是 Pee Dee Belemnite 的缩写。Belemnite 是一种箭石，产于卡罗来纳南部白垩纪的 Pee Dee 层。

Epstein 等 (1953) 求得应用氧同位素成分值确定温度的经验公式为：

$$T = 16.5 - 4.3(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w) + 0.14(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w)^2$$

这里 $\delta^{18}O_c$；$\delta^{18}O_w$ 分别代表样品和海水的 $\delta^{18}O$ 数值。

根据 Epstein 和 Mayeda (1953)，Craig 和 Gordon (1965)

$$\delta^{18}O_w = 0.59S - 20.68$$

其中 S = 盐度 ‰

Shackleton (1974) 认为，从 0° 至 30℃ 这一区间范围内，应用如下经验公式更为合适：

$$T = 16.9 - 4.38(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w) + 0.10(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w)^2$$

通常温度变化 1℃ 时，氧同位素值变化大约为：0.25‰。

现今大洋温度范围大约在 2—28℃；氧同位素值变化区间为：－2‰—＋3‰。

1. 分析样品的选择

颗石藻 Coccoliths　理论上讲，用颗石藻做样品来测定氧同位素要比用有孔虫更为适宜。因为它们生活范围近于海面，而不象有孔虫那样，在其生长发育过程中，所处的水深不断变化，由此而造成一些测定值的偏差。可是，尽管人们做了不少努力，但至今尚未取得用颗石藻做样品的理想结果。

硅藻 Diatum　只是有人做为测定的尝试，但尚没有钻孔的测定记录。

有孔虫 Foraminifera　现阶段，做为大洋氧同位素研究最理想和普遍采用的测试样品是有孔虫。它在大洋中生活范围之广（从洋底至到大洋表面），数量之多（可以形成有孔虫软泥，沉积物几乎完全由有孔虫构成）和在沉积物中保存之完好等特点是其他化石所难以比拟的。有孔虫可粗略地分为两大类：浮游类和底栖类。

1）浮游类　这一类营浮游方式生活。其活动范围，就其总体而论，可以从洋面至1,000m 水深处，但主要还是集中在 200m 水深范围之内。由于浮游有孔虫在发育过程中经历的深度范围过广，环境条件变化复杂，温度、盐度、共生生物（主要是藻类）和海流等因素的综合影响，给样品的选择造成了不少困难。因此，在选择样品时，选择适宜的单一的生物种尤其重要。通过对活的有孔虫（在大洋中、全年性的，按不同月份，在不同深度上取样）及沉积物中保存的有孔虫对比研究表明：在大多数情况下，单一种的幼体壳或小个体壳要比同一种成体壳或大个体壳的 $\delta^{18}O$ 值低，反映前者生活在温度较高的环境下。另一重要现象是，浮游有孔虫的壳质结构不同，而影响氧同位素成分的分布。根据壳质结构，浮游有孔虫可划分为两大类：一是壳表带刺的；二是壳表光滑不带刺的。表面具刺的，主要是抱球虫科 Globigerinidae，常见种有 Globigerinoides sacculifer，*G. ruber* 等。因为它们与藻类共生，营光合作用，所以限制了它们活动的水深范围。用这些属、种做样品，测得的 $\delta^{18}O$ 值偏低，反映温度偏高的生活环境。同时，测得的冰期、间冰期氧同位素值差异大。壳面光滑不具刺的属种，主要是圆辐虫科 Globorotaliidae，常见种有 *Globorotalia menardii*, *G. truncatulinoides* 等。这些属种在个体发育过程中，经历不同的深度范围，它们随着房室的增加，个体变大，并逐渐向深水迁移，同时壳体钙质加厚。由于这些原因，用这些属种做样品，求得 $\delta^{18}O$ 值偏高，反映温度偏低的环境。同时，测得的冰期、间冰期氧同位素值差异小。因此用这一类浮游有孔虫做样品不够理想。

这里举两个实例，用以说明活的浮游有孔虫不同属种的季节性分布，和不同水深条件下的垂直分布。用采样实测的氧同位素结果，对比采样时的实测水温和理论推算的结果，从中可以看出不同属种的氧同位素值的偏差、季节及深度变化对氧同位素值的影响。了解这些关系，无疑有助于解释和理解过去。

插图 1 所示的资料取自于百慕大东南 6km 的一个观测站的 18 个月的记录。图中的符号表示选用的浮游有孔虫种，它们分别为：（1）*Globigerinoides ruber* (white)；（2）*Globigerinoides ruber* (pink)；（3）*Globigerinella aequilateralis*；（4）*Globigerinoides conglobatus*；（5）*Globorotalia truncatulinoides*；（6）*Globorotalia hirsuta*；（7）*Pulleniatina obliquiloculata*。

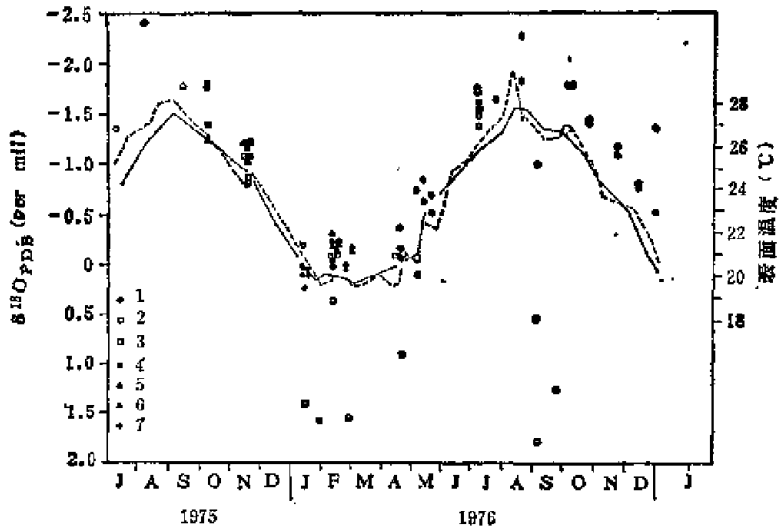


插图 1　活的浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 含量的季节性变化。

实线表示采样时实测水温、虚线是理论计算，$CaCO_3$ 与表面海水交换平衡时 $\delta^{18}O$ 值(根据 Williams 等1979)。

注：$1mil = 2.54\times10^{-4}m$

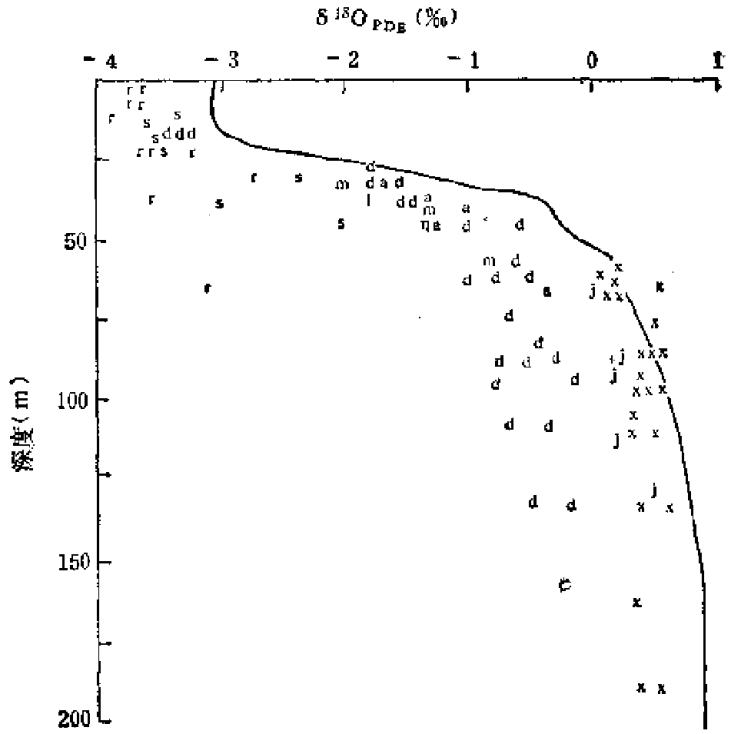


插图 2　活的浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 含量的垂直变化。

实线是理论计算 $CaCO_3$ 与海水交换平衡时 $\delta^{18}O$ 含量(根据 Fairbanks 等 1982)

插图 2 所示资料，来源于巴拿马海盆。站位北纬：5°20′，西经 8°50′。取样使用两个拖网。一个是在 0—100m 水深范围内，按 12.5m 间距，共取八个样品。另一个拖网在 0—200 米水深范围内，按 25 米间距，共取八个样品，编绘在一起，便得出插图 2 的结果。取样

时间是 1979 年 8 月。图中所示的有孔虫属种分别为：d = *Globoquadrina dutertrei* (right)（右旋）；l = *Hastigerina pelagica*; a = *Globigerinella aequilateralis* (sym)（藻类共生）；x = *Globorotalia theyeri* j = *Globigerina calida*; s = *Globigerinoides sacculifer* (w/o sac)（具袋）；h = *Globorotalia menardii neoflexuosa*; m = *Globorotalia menardii* r = *Globigerinoides ruber* (white)（白色）。

2）底栖类　底栖有孔虫生活于大洋海底。深海大洋底层水体温度变化极小，可以忽略不计，因此可以认为 $\delta^{18}O$ 值的变化完全是由于大洋海水与大陆冰原相互交换的结果。底栖有孔虫做样品可以测得较为理想的氧同位素变化记录。但底栖有孔虫受到大洋碳酸钙溶解深度的控制。只有在这个深度之上，化石才得以保存。令人至今不解的是，尽管在同一环境下，所采到的不同种底栖有孔虫测得的氧同位素值有所不同。这种现象迫使人们在应用底栖有孔虫作样品时，测得的 $\delta^{18}O$ 值必须加上适当的，经验的修正值。幸运的是各个种的修正值还是比较稳定的。现将常用种的修正值介绍如下：

表 2　底栖有孔虫种修正值表（据 Shackleton 等 1984）

属或种名(底栖有孔虫)	^{18}O 修正值	属或种名(底栖有孔虫)	^{18}O 修正值
Uvigerina	0.0	*Gavelinella*	0.3
Hoeglundina	−0.40	*Cyroidina*	0.0
Cibicidoides	0.5	*Oridorsalis*	0.0
Cibicidoides kullenbergi	0.5	*Stilostomella*	−0.15
Cibicidoides wuellerstorfi	0.64	*Sphaeroidina*	−0.1
Cibicidoides havanensis	0.5	*Favocassidulina*	−0.1
Melonis	0.3	*Planulina renzi*	0.6
Melonis pompilioides	0.3	*Pullenia bulloides*	0.0
Melonis barleeanum	0.4	*Rectuvigerina*	0.0
Bulimina	0.0	*Anomalinoides*	0.3
Bulimina jarvisi	0.0	*Gavelinella*	0.3
Globocassidulina	−0.1	*Nodosaria*	0.0
Nuttalides	0.35	*Osangularia*	0.0

2. 实验方法

不同实验室，在实验方法上会有所不同。这里介绍的是英国剑桥大学第四纪研究亚系高德文实验室（The Godwin Laboratory）的情况。

大洋样品取样 50mL，大约 4g 左右就可以了。将样品放入三角烧瓶中，加适量蒸馏水后，盖上橡皮塞，放在振动盘上摇动，目的是使样品尽快地在水中扩散开。当样品散开后过筛。筛经的选择可根据需要而定。一般可用 180 目，200 目或 250 目等。将散开的样品放入小型精密的分析筛内，筛的下面用大号烧杯接着。因为在分析过程中，各粒级样品都是需要保存的。然后，用一个带喷水管的塑料瓶，盛满蒸馏水，用手握着，挤压，喷水冲洗样品，直到冲洗干净。样品冲洗干净后，用吸水纸将筛底擦干，直接放入烘箱内（烘箱温度保持 50℃，24 小时连续工作）。烧杯内细粒级样品放置起来，等第二天样品沉积后，将水吸掉，再把烧杯放入烘箱内烘干。样品烘干后，便可得到大于筛径的工作样品和小于筛径的待用样品，分别秤重，则可得出全样品的重量。还可根据不同的实验目的，筛选不

同粒径，秤重、换算百分含量等。工作样品保存在有盖的小玻璃瓶内，以便长期保存和使用。待用样品也同时保留在小塑料袋里存放。

有孔虫样品的挑选，一般在放大 25 倍的实体显微镜下进行。首先将工作样品放入挑样盘内，在显微镜下，用极细的小号毛笔蘸水，将选定的有孔虫个体挑出来，放入样品板内。一般取样 0.3mg 即可。象大型浮游有孔虫(如 Globigerinoides sacculifer) 八个左右个体就够了。小型的(如 Globigerinoides ruber) 一般 20—30 个左右个体。底栖有孔虫，个体较大的 5 个左右即可，甚至更少。由于影响氧同位素值的因素很多，所以必须在可能的条件下，选择单一种，同一粒级范围的样品进行分析，以便避免一些不确定因素的干扰。

预测样品选好后，放入很小的石英指状瓶中(见图 3)。加满木醇溶液 (Methanol)，然后用手指握住小瓶，在超声波发生器内清洗片刻。由于有孔虫壳体都沉在瓶底，而污染物都混溶在木醇溶液内，用吸水纸将木醇吸干，然后再加少量木醇，用一个小的玻璃棒，将指状瓶底的有孔虫样品轻轻地磨碎，然后再用超声波清洗处理。被粉碎的壳质粉末沉积在瓶底，而附在虫体壳内的污染物也被清洗出来，混溶在木醇溶液中，再用吸水纸将木醇吸

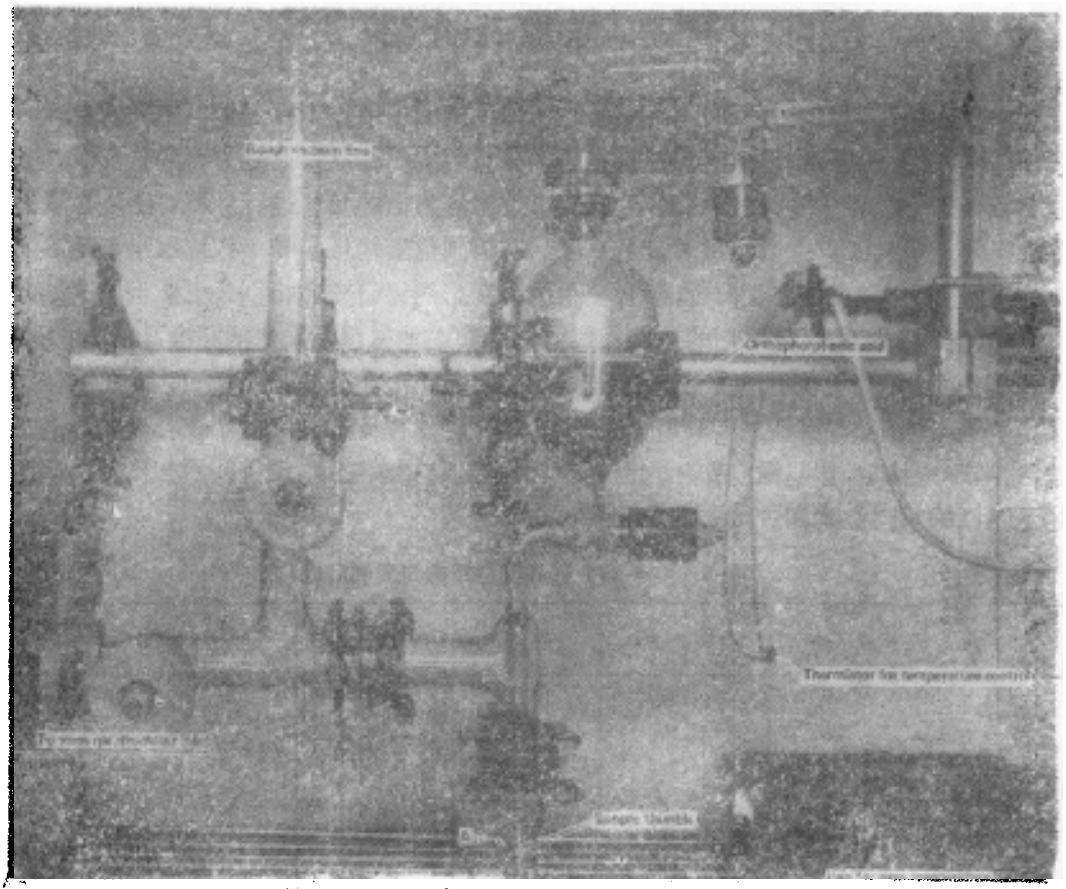


插图 3　用有孔虫做样品，制备 CO_2 的反应系统

(根据 Shackleton 等，1984)。

Rough vacuum line 粗真空；Orthophosphoric acid 正磷酸；Thermistor for temperature control 热敏电阻温度控制器；To mass spectrometer inlet 通质谱仪入口；Sample thimble 样品指状瓶；A 容器；Fan for even temperature 恒温鼓风机。

干。这一步骤对底栖有孔虫样品尤其重要。最后，将盛有样品的指状瓶放在一个刻有孔穴(孔穴大小，以可容纳指状瓶为限)的长方体铝棒上。铝棒上刻有 10 个孔位，一次放 10 个指状瓶。然后将盛有带样品指状瓶的铝棒放入真空玻璃管内，置入恒温炉内加热(温度控制在 450℃) 半小时。需要指出的是，不同实验室采用的处理温度和持续时间都有所不同，但目的是一致的，即为了除掉附在样品上的有机质。完成这一步骤后，样品的准备工作就全部完成了。于是可以将指状瓶放入反应器内(整个反应系统见图 3)。插图 3 中所示的设备是放在一个带玻璃门的箱中，将门关闭后，可使箱内温度控制在 50℃，每次放一个样品，反应完成后，再更换新样品。反应控制在 50℃温度条件下进行。反应系统是真空的。用 100% 的正磷酸。

当磷酸滴入指状瓶内，反应立刻发生，肉眼可见气泡产生，说明反应正在进行。当气泡不再产生时，可以认为反应完成了。产生的二氧化碳气体，经过冷却去掉水分的装置后，进入用液氮冷却的样品管内，然后再将样品管加热，二氧化碳重新气化，输进质谱仪。当然，不同实验室在制备 CO_2 的设备上，方法上也有所不同，有的实验室是将样品直接投入酸内。

三、标准孔介绍

由于人们认识到划分第四纪深海岩心所得的地层记录，不仅对地层工作者有重要意义，而且对于人们探索、理解沉积过程也是十分重要的。在从事这些方面的研究中，无疑都希望得到一个详细的，精确的地层柱子，以便对各方面的资料进行分析对比。在现今大洋沉积地层研究中，生物地层学、地磁地层学、氧同位素地层学和年代地层学都是必不可少的重要方面，而且是相互配合，同时使用的。在第四纪研究，特别是更新世以来地层学研究中，普遍公认和广泛采用的是，用氧同位素和古地磁测量确定的标准孔 V28-238 和 V28-239。这两个孔测得的曲线，在我国也被广泛引用，为此本文也做一些简单介绍。

V28-238　位于北纬 01°01′，东经 160°29′，水深 3120m。由于该孔处在赤道太平洋，这里环境稳定，影响温度变化的因素少，而且岩芯记录连续、没有间断和搅动。因而测得了完好的氧同位素和古地磁地层记录。

表 3　V28-238 孔各期界线的深度和时代

界　线	深度 (cm)	年代(年)	界 线	深度 (cm)	年代 (年)
1-2	22	13,000	12-13	810	472,000
2-3	55	32,000	13-14	860	502,000
3-4	110	64,000	14-15	930	542,000
4-5	128	75,000	15-16	1015	592,000
5-6	220	128,000	16-17	1075	627,000
6-7	335	195,000	17-18	1110	647,000
7-8	430	251,000	18-19	1180	688,000
8-9	510	297,000	19-20	1210	706,000
9-10	595	347,000	20-21	1250	729,000
10-11	630	367,000	21-22	1340	782,000
11-12	755	440,000			

取样间距 10cm。根据古地磁年代，布容期/松山期界线划在距今 0.7Ma，岩心位置在 1200cm 处。求得每年沉积速率为 1.71×10^{-3}cm。各阶段的岩心深度和年代见表 3。

V28-239　位于北纬 3°15′，东经 159°11′，水深为 3490m。该孔岩心取样间距为 5cm。共划得 23 期。各期的年代，对比 V28-238 确定。各期的岩心深度和年代见表 4。

表 4　V28-239 各期界线的深度和时代

界　线	深度 (cm)	年代(年)	界　线	深度 (cm)	年代(年)
1-2	25	13,000	12-13	430	472,000
2-3	45	32,000	13-14	462	502,000
3-4	72	64,000	14-15	500	542,000
4-5	82	75,000	15-16	567	592,000
5-6	127	128,000	16-17	635	627,000
6-7	190	195,000	17-18	660	647,000
7-8	235	251,000	18-19	715	688,000
8-9	275	297,000	19-20	725	
9-10	320	347,000	20-21	750	
10-11	345	367,000	21-22	777	
11-12	377	440,000	22-23	825	

这两个孔浮游有孔虫样品选测的都是常见种 *Globigerinoides sacculifer*。现将这两孔各期氧同位素的峰值(即各期的端点值)列出见表 5。

从表中可以看出各期氧同位素成分的峰值，同时还会发现 V28-238 和 V28-239 两孔测得的氧同位素成分值不同。各阶段的差值总平均数为 0.29±0.21‰，对于这一现象的解释是，由于这两个孔所处的水深不同，因而对碳酸钙的溶解强度也不同：V28-239 的

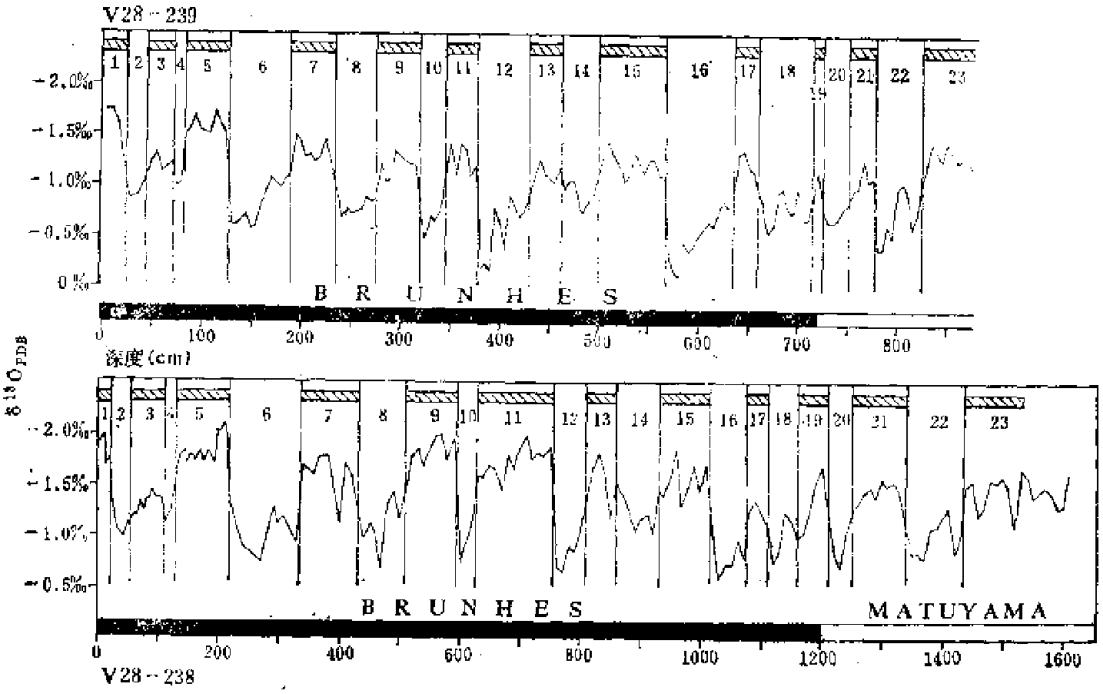


插图 4　V28-239 和 V28-238 氧同位素及古地磁测量成果图

表 5　V28-239 和 V28-238 孔各期的氧同位素成分的峰值对比

期	期间	V28-239 A(δ,‰)	B	V28-238 C(δ,‰)	D	A—C*
1		−1.72		−1.98		0.26
	1—2		0.88		1.01	
2		−0.84		−0.97		0.13
	2—3		0.46		0.47	
3		−1.30		−1.44		0.14
	3—4		0.32		0.59	
4		−0.98		−0.85		−0.13
	4—5		0.74		1.26	
5		−1.72		−2.11		0.39
	5—6		1.16		1.37	
6		−0.56		−0.74		0.18
	6—7		0.94		1.05	
7		−1.50		−1.79		0.29
	7—8		0.82		1.10	
8		−0.68		−0.69		0.01
	8—9		0.67		1.30	
9		−1.35		−1.99		0.64
	9—10		0.90		1.28	
10		−0.45		−0.71		0.26
	10—11		0.97		1.26	
11		−1.42		−1.97		0.55
	11—12		1.28		1.32	
12		−0.14		−0.65		0.51
	12—13		1.14		1.16	
13		−1.28		−1.81		0.53
	13—14		0.56		0.76	
14		−0.72		−1.05		0.33
	14—15		0.73		0.82	
15		−1.45		−1.87		0.42
	15—16		1.35		1.28	
16		−0.10		−0.59		0.49
	16—17		1.25		0.77	
17		−1.35		−1.36		0.01
	17—18		0.82		0.64	
18		−0.53		−0.72		0.19
	18—19		0.63		0.97	
19		−1.16		−1.69		0.53
	19—20		0.52		1.03	
20		−0.64		−0.66		0.02
	20—21		0.63		0.87	
21		−1.27		−1.53		0.26
	21—22		0.90		0.76	
22		−0.37		−0.77		0.40

注：A行表示 V28-239 每期的氧同位素峰值
B行表示 V28-239 相邻期的氧同位素值差
C行表示 V28-238 每期的氧同位素峰值
D行表示 V28-238 相邻期的氧同位素值差
A—C 行两孔对比各期的氧同位素值差

* 为 A—C 各期差总平均值为 0.29±0.21

溶解强度要大于 V28-238，这一点从两孔岩心中所保存的有孔虫组合成分及化石完好程度上可以证明。由于这个原因而影响了氧同位素成分值。这两孔的氧同位素及古地磁测量所得结果绘成曲线如插图 4 所示。

氧同位素地层学的研究，在我国尚属新学科、新领域，大量的工作需要我们去做，在实际工作中，我们的认识和水平将不断地提高。

参 考 文 献

Craig, H. and Gordon, L. I., 1965, Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. *In*: E. Tongiorgi (Editor), Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Cons. Naz. Ric., Lab. *Geol. Nucl. Pisa*, 3—24.

Emiliani, C., 1955, Pleistocene temperatures. *J. Geol.* 63, 538—578.

Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. A. and Urey, H. C. 1953, Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Bull. geol. Soc. Am.* 64: 1315—1326.

Epstein, S. and Mayeda, T., 1953, Variation of ^{18}O content of water from natural sources. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 4, 213—224.

Fairbanks, R. G., Sverdlove, M., Free, R., Wiebe, P. H., and Be, A. W. H., 1982, Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298, 841—844.

Nier, A. O., 1950, A redetermination of the relative abundance of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.* 77, 789—793.

Ninkovich, D. and Shackleton, N. J., 1975, Distribution, stratigraphic position and age of ash layer L in the Panama Basin region. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 20—34.

Shackleton, N. J., 1967, Oxygen isotope analyses and pleistocene temperature reassessed. *Nature* 218: 79—80.

Shackleton, N. J., 1969. The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society (London) Series* B 174, 135—154.

Shackleton, N. J., and Opdyke, N. D., 1973, Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Res.* 3, 39—55.

Shackleton, N. J., 1974, Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthocic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial: Paris, *Centre National de la Recherche Sciemifique Colloquium*, 219, 203—210.

Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D. 1976, Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-239, Late Pliocene to Latest Pleistocene. In: *Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology* (R. M. Cline and J. D. Hays eds.) *Mem. Geol. Soc. Am.* 145. 449—464.

Shackleton, N. J., Hall, M. A. and Boersma, A., 1984, Oxygen and Carbon Isotope Data from Leg 74 Foraminifers. *In*: Moore, T. C. Jr., Rabinowitz, P. D. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 74, Washington D. C. U. S. Govt. Printing Office.

Urey, H. C., 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.*, 562—581.

Williams, D. F., Be, A. W. H. and Fairbanks, R., 1979, Seasonal oxygen isotopic variations in living planktonic foraminifera off Bermuda. *Science*, 206, 447—449.

根据化石骨骼的氧碳同位素比恢复古环境

齐 文 同
（北京大学地质系）

一、前 言

根据化石中的氧同位素比研究古水温和古环境是五十年代以来发展的新技术。同位素比法研究的原理明确，数值具体，生理因素和成岩作用的影响较小，可以广泛应用于箭石、瓣鳃类、腕足类、有孔虫和珊瑚等许多门类的化石，使古生态和古气候研究从定性发展到定量阶段，成为新兴的古海洋学和同位素地层学的支柱。

Urey 于 1947 年提出，根据热力学原理，可以用化石骨骼的氧同位素比值 $^{18}O/^{16}O$ 恢复古温度，并于 1951 年首次发表利用晚白垩世腕足类、瓣鳃类和箭石测定古水温的结果。Urey 等（1951）还发现，随着个体的生长，箭石的氧同位素比也发生季节变化，并判断出这个箭石当时是生活在 15℃—20℃ 左右的海水中，死于第四年春天。

Urey 等的成果，在地质学和古生物界引起了轰动。各国的研究工作迅速开展，不但建立了测定古水温的公式，相继测定了古生代和中生代许多地区的古水温，而且用深海连续岩心中有孔虫的氧同位素比测定新生代古水温变化曲线，恢复了全球气候变化和冰期，发展了古海洋学。我国学者郑淑惠和陈成业等（1982）运用第四纪海底钻孔的有孔虫进行同位素地层学研究，确定了沉积物的时代。笔者在郑淑惠和陈成业帮助和指导下，也用六射珊瑚的氧同位素比恢复了中三叠世古水温。

碳同位素比可以用来区分海相和非海相沉积，反映古海水盐度；有些珊瑚的碳同位素比还可以测定古海水深度和日照强度。

本文通过实例介绍用氧碳同位素比恢复地质时期海水温度、盐度、深度，以及古气候和冰期的研究方法、存在问题和发展方向，以及我国同位素地层研究和古水温测定，希望引起我国古生物学和地质学者重视，在古环境、古生态、地层学和古海洋学研究中广泛应用同位素比方法，促进石油等矿产资源的开发。

郑淑惠、穆西南和苍树溪审阅全文，提出宝贵意见；陈成业测量了六射珊瑚样品并审阅有关章节，特此一并致谢。

二、氧同位素比的测量

1. 氧同位素比

氧有三种稳定同位素：^{16}O、^{17}O，和 ^{18}O，都可以和氢结合成水，或与碳化合成二氧化碳。各种含氧化合物在自然界普遍存在。海水中的 ^{16}O、^{17}O 和 ^{18}O 各占氧含量的 99.763%，0.0372% 和 0.1995%。

碳酸钙的氧同位素比($\delta^{18}O$),表示样品的氧同位素比 $^{18}O/^{16}O$ 与标准样的氧同位素比之差,一般用千分浓度表示:

$$\delta^{18}O(‰) = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品}}{(^{18}O/^{16}O)_{标准}} - 1\right] \times 1000‰$$

样品的 $\delta^{18}O$ 值为 +1‰,表示该样品的 ^{18}O 浓度比标准样高千分之一; $\delta^{18}O$ 值为 −2‰,则表示其 ^{18}O 浓度比标准样品低千分之二。

用碳酸钙的氧同位素比测量古海水温度,广泛采用 PDB 标准。PDB 代表美国南卡罗来纳州 Pee Dee 层的箭石 *Belemnitella americana*。

另一种广泛应用的氧同位素比标准称为标准平均海洋水 (Standard Mean Ocean Water,简称 SMOW)。PDB 标准的 CO_2 与 SMOW 标准的分馏系数为 1.00022。应用中要注明所采用的是哪种标准,以免混淆。这两种标准的结果很容易换算。

2. 样品的制备

为保证测定准确,必须清除杂质,保证样品纯净,使得到的样品保持原始氧同位素比。首先除去样品中风化和受污染的部分,经过自然干燥,放在蒸馏水中用超声波清洗,清除吸附的杂物,经过干燥,在乳钵中研成粉末。

为了清除骨骼的碳酸钙所含的有机杂质,必须通过加热分解。先把氮气通入加热到 500℃ 的还原铜中,除去混有的氧气,再把氮气通入用液态氮冷却的活性炭,除去水蒸汽和其它杂质。将样品装进白金管,使精制的氮气以每秒 0.4ml 左右的流量通过样品,同时加热到 470℃,保持 60 分钟,使有机物受热分解,随氮气排走(分解有机物的装置如插图 1 所示)。

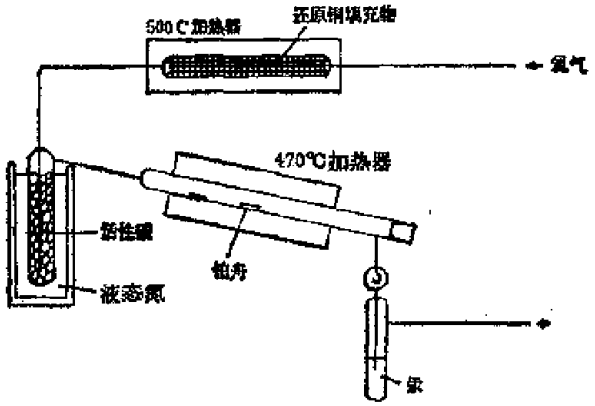


插图 1 加热分解碳酸钙中所含有机物的装置示意图
(据增田富士雄,1975)

除去有机物的碳酸钙样品与 100% 的磷酸在 25℃ 的真空中进行化学反应,所产生的二氧化碳气用真空蒸馏法取出,经过干冰和液态氮精制几次,最后用质谱仪测定 CO_2 的氧同位素比(制取 CO_2 的流程如插图 2 所示)。

这个处理过程非常严格,因为用酸处理时也发生同位素分离:

$$6H^+ + 2PO_4^{---} + 3CaCO_3 \rightleftharpoons 3CO_2 + 3H_2O + 3Ca^{++} + 2PO_4^-$$

由反应式可见,样品中只有三分之二的氧变成二氧化碳,其余的氧与氢离子结合生成水。这个反应中也发生水和 CO_2 的氧同位素分离,但如果这个化学反应在同样的条件下进行,所产生的 CO_2 可以成为原始碳酸盐岩的可靠样本(分离作用使所有样品和标准样都产生相同的误差)。

3. 质谱仪测定

因为氧同位素比要测定的是样品与标准样品的同位素比之差,所以将未知样与标准

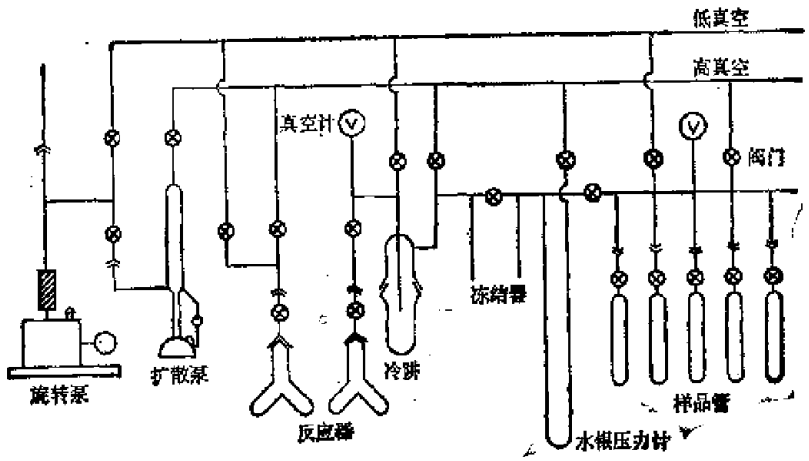


插图 2　制取 CO_2 气体样品的装置示意图

（据增田富士雄，1975）

样品直接比较。

测量时，把精制的 CO_2 样品和由标准样品得出的精制 CO_2 标准气体样的压力调节到一定数值，交替送到质谱仪的离子源。CO_2 气体受到电子轰击电离，变成 CO_2^+ 离子，由静电场加速，形成平行的离子束，进入强度均匀的磁场 H。带电的离子受到磁场作用，偏离原来方向，按照圆形轨道偏转，达到集电极 C，形成电流（插图 3）。

离子电压 V 和磁场强度 H 一定，离子偏转的轨道半径由该离子的质量 m 与单位电荷数 e 的比值 m/e 确定（m/e 是单位电荷的离子质量数）。

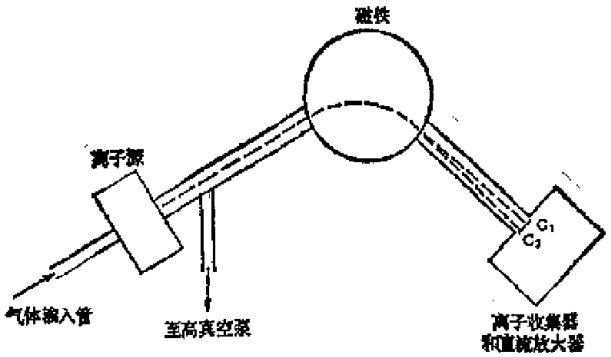


插图 3　质谱仪构造示意图

由 ^{18}O 和 ^{16}O 构成的 CO_2^+，单位电荷的离子质量数 M/e 分别等于 44（$^{12}C^{16}O^{16}O$）和 46（$^{12}C^{16}O^{18}O$）。在同样的电压和磁场强度下，两种离子偏转的轨道半径不同，分别达到集电极 C_1 和 C_2，形成离子电流。常用同位素质量分析仪的磁场强度和加速电压保持一定，用复式集电极来同时测量两个集电极的电流强度，得出这两种离子数的比值。

同位素质谱仪采用电磁阀迅速转换，轮流测量未知样品和标准样品的离子数量比，直接测出未知样品的氧同位素比 $\delta^{18}O$，保证了高精度。

CO_2 样品中含有 ^{13}C 和 ^{17}O，因此实测值 R_{46} 中除 $^{12}C^{16}O^{18}O$ 外，还有少量 $^{13}C^{16}O^{17}O$ 和 $^{12}C^{17}O_2$：

$$R_{46} = \frac{(^{13}C^{16}O^{18}O) + (^{13}C^{16}O^{17}O) + (^{13}C^{17}O_2)}{(^{12}C^{16}O_2) + (^{12}C^{16}O^{17}O) + (^{13}C^{16}O_2)}$$

我们所求的 $R_{18} = 1.0014 \times R_{46}$

根据此式，可以把 CO_2 的各种氧同位素比换算成纯粹的氧同位素比 $\delta^{18}O$(Craig, 1957)。

目前同位素质谱仪测量 $\delta^{18}O$ 的精度可达 ±0.02‰，相当于测定的古海水温度误差为 ±0.1℃。

三、氧同位素比法测定古水温

1. 温度计算公式

碳酸盐在海水中形成时的温度与其氧同位素比 $\delta^{18}O$ 的关系是通过试验得出的。目前应用最广的公式是经 Craig（1965）修正的温度计算公式：

$$t = 16.9 - 4.2(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_{sw}) + 0.13(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_{sw})^2$$

式中，t 代表摄氏度(℃)，$\delta^{18}O_c$ 为所测定的样品中碳酸钙的 ^{18}O 浓度，$\delta^{18}O_{sw}$ 则为碳酸钙生成时海水的 ^{18}O 浓度。

应用这个公式计算古海水温度，必须参照当时海水的氧同位素比。

2. 古生代的古水温测定

根据古生代化石的氧同位素比 $^{18}O/^{16}O$ 恢复古温度的工作不多。

Compston（1960）由澳大利亚泥盆纪腕足类壳的氧同位素比得出的古水温达 34℃—50℃，这个值偏高，可能因样品受次生变化造成。Jux 和 Manze（1978）采用碳氧同位素比测定西德中泥盆世生物礁的古温度则为 20.7℃—28.5℃，与现代珊瑚礁的环境较为相近。

Lowenstam（1964）测出早石炭世的古水温范围大约是 25℃—30℃。

二叠纪的古水温研究集中于澳大利亚：由灰岩中瓣鳃类的氧同位素比，得出古温度约 21℃；腕足类的古水温值则为 6.5℃—28℃（Compston, 1960）。Lowenstam（1964）得出的古水温是 7.7℃和 17℃—26℃。二叠纪的古水温较低，可能与冰川作用有关。

古生代化石常受变质和重结晶作用，而且古生代海水的盐度和氧同位素比不清楚，上述古水温值有待进一步研究。

3. 中生代的古水温测定

国外三叠纪的古水温资料很少，侏罗纪和白垩纪古水温测定有许多文章，大部分用箭石和腕足类。箭石的内骨骼致密坚硬，不易风化变质，具有明显的同心纹，容易认定年生长值，容易分辨再结晶作用，而且广布世界海洋。

为了填补三叠纪古水温资料的空白，笔者曾根据贵州省贵阳市青岩中三叠统青岩组的六射珊瑚骨骼碳酸盐氧同位素比恢复其古海水温度，现简介如下：

如前所述，影响骨骼碳酸盐氧同位素比的因素很多，主要有沉积介质的温度、氧同位素比、含盐度、碳酸盐岩的矿物种类，以及不同生物种类的生理作用和分泌碳酸盐骨骼的

机制不同所造成的"生命效应"等。必须全面考虑这些因素的影响，才能正确地恢复古温度。

据前人研究，古生代以来的广海盐度基本稳定，中生代以来广海的氧同位素比和碳同位素比基本上没有变化[1]。我国近年的古地理研究成果表明，早三叠世以来，青岩地区为稳定的碳酸盐沉积，古海水经下扬子区东连日本，西通特提斯海[2]。中三叠统青岩组下部化石极为丰富，六射珊瑚、腕足类和菊石等狭盐性生物大量繁殖，并有许多喜马拉雅区及阿尔卑斯区的分子，表明当时的海水流通，盐度正常。因此可以认为，当时古海水的氧同位素比等于正常海水。为了减少矿物成分不同及生物种类不同所造成的"生命效应"误差，不但取了青岩组六射珊瑚样品，而且用海南岛南端榆林港附近的现代六射珊瑚样品加以校正。

经过显微镜观察，选取微细构造保存的标本。清除表面风化变色的部分，轻敲至粒径0.5mm左右，在显微镜下选取带有微细羽栅构造的样品约100mg粉碎并在乳钵中研细至200目左右。然后，按照前节所述的步骤除去有机物和其它杂质，并与100%的磷酸反应，产生CO_2样品。经过质谱仪与标准样品比较，求出氧碳同位素比。所得出的测定结果列于表1。我系同位素研究室的测试精度达±0.2—0.4‰，相应温度误差约±0.4—0.8℃。由表可见，我们的结果与国外现代珊瑚的结果相当一致。

利用碳酸盐氧同位素比测温的公式很多，前节介绍了Craig修正的温度计算公式：

$$t = 16.9 - 4.2(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_{sw}) + 0.13(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_{sw})^2 \quad (1)$$

日本的堀部纯南和大场忠道(1972)发现，碳酸钙的两种多形晶(文石和方解石)的氧同位素比和平衡常数都不同，分别得出了文石和方解石的测温公式。文石的测温公式为：

$$t = 13.85 - 4.34(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_{sw}) + 0.04(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_{sw})^2 \quad (2)$$

方解石的测温公式为：

$$t = 17.04 - 4.34(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_{sw}) + 0.04(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_{sw})^2 \quad (3)$$

上述三式都适用于正常盐度。式中$\delta^{18}O_c$为样品的氧同位素比(PDB)值，$\delta^{18}O_{sw}$则为介质海水的氧同位素比的(PDB)值。据前述，青岩期当地的古海水和海南岛附近的现代海水盐度正常，氧同位素比接近于正常海水。将测得数据各代入温度计算公式，得出下列初步结果(表1)。

六射珊瑚的骨骼为文石，由(2)式计算的温度较为接近实际。根据海南岛所采的现代六射珊瑚*Pocillopora elegans*两个标本计算出现代海水温度为30.3℃和33.6℃，平均32.0℃。这两个样品为同一种珊瑚，推算温度的差异可能由于二者取样部位的生长季节不同造成。海南岛南部一月份平均气温约21℃，七月份平均气温约29℃，年平均气温约25℃。根据珊瑚*P. elegans*推算的温度比年平均气温高出7℃，反映了"生命效应"的影响[3]，使其氧同位素比降低，计算的温度值偏高。此外，水温较高时珊瑚骨骼生长较为迅速，也会使推算值高于平均值。

中三叠统三个珊瑚样品的$\delta^{18}O$值，用公式(2)推算的温度分别为31.6℃，33.5℃和37.6℃。因为这几个属都没有现代的代表进行比较，暂且假定这几个属由于"生命效应"

1) 参见本文中"古海水的氧同位素比及古盐度分析"一节。
2) 参见王鸿祯、刘本培主编<地史学教程>。
3) 参见本文中"六射珊瑚的氧同位素比研究"一节。

表 1　氧同位素比测定结果及推算的古温度

编　号	来源	名　称	$\delta^{18}O_{PDB}$ (‰)	$\delta^{13}C$ (‰)	初算温度（℃）		
					公式(1)	公式(2)	公式(3)
G-36-18	青岩组	*Sinastevia qingyanensis*	−5.42	0.30	40.4	37.6	40.8
G-36-22	青岩组	*Thamnasteria guizhouensis*	−4.20	−0.07	34.3	31.6	34.8
G-36-41	青岩组	*Isastrea guizhouensis*	−4.49	0.28	36.2	33.5	36.7
R1	海南岛△	*Pocillopora elegans*	−3.76	−1.53	33.2	30.3	33.5
R2	海南岛△	*Pocillopora elegans*	−4.50	−2.94	36.4	33.6	36.7
	国外资料△	*Pocillopora*	−3.83	−2.38			
	国外资料△	*Acropora*	−3.20	−0.03			
	国外资料△	*Porites*	−3.95	−0.09			
	国外资料△	*Fungia*	−3.71	−0.47			
	国外资料△	*Goniastrea*	−4.08	+1.09			
	国外资料△	*Gontopora*	−4.34	−3.20			
	国外资料△	*Montipora*	−3.36	−0.20			
	国外资料△	Dendrophyllidae	−3.69	−6.94			

及季节生长速度变化等因素所造成的温度偏差与现代的海南岛 *Pocillopora* 一样(±7℃)，则估计青岩组的古海水温度约为 24.6℃—30.6℃，平均为 27.7℃，亦即 27.7℃±3℃。

现代礁型六射珊瑚生活的温度范围约 15℃—36℃，最繁盛的温度约 25℃—29℃。青岩期的古海水温度经现代珊瑚值校正后，约为 27.7±3℃，与现代六射珊瑚生长的最佳温度范围一致。

在珊瑚骨骼的同位素比中还列出了 $\delta^{13}C$ 的数值。$\delta^{13}C$ 与温度关系不大，主要反映了物质来源、深度和日照强度等因素[1]。不同珊瑚的 $\delta^{13}C$ 值差别很大，说明其"生命效应"也很显著。对此本文暂不讨论。青岩组珊瑚的 $\delta^{13}C$ 值接近于零，这表明，我们的样品基本未受 $\delta^{13}C$ 值极低的雨水(可达−25‰)和由雨水转化的地下水影响和交代，从另一角度证明了这些样品基本保持了原生氧同位素比。

由于氧同位素比推测古水温的影响因素很多，再加上六射珊瑚"生命效应"的干扰，上述中三叠统青岩期古水温的测定只是一个初步结果，还需要用其它门类如鳍鳃类、腕足类和箭石等化石的测温结果作进一步验证和修正。

插图 4 中列出了国外中生代测温的一些结果。

根据这些资料，早侏罗世的古海水温度为 13℃—19℃；中侏罗世降为 11℃ 左右；晚侏罗世回升到 13℃—19℃。侏罗纪末至白垩纪初的古海水温度为 12℃—15℃，白垩纪中期为 15℃—20℃，白垩纪末期则下降到中生代以来的最低水温：9℃—13℃。

侏罗纪和白垩纪存在着三千万年左右的温度变化周期，可能与大气的二氧化碳含量有关。欧洲大部分地区的古水温变化基本一致，而与澳大利亚不同；白垩纪的古水温地区差异比侏罗纪明显。这反映古地理状况的差别，可能与板块运动有关。

将氧同位素比法得出的古温度与化石本身的生态环境和演化进行对比的文章也很多。

用同一地层的腕足类和牡蛎等化石测得的古水温，普遍比根据箭石测出的古水温低

1) 参见本文中"根据碳同位素比恢复古环境"一节。

2° 至 5℃，这可能是因为底栖化石的生存地点比箭石深，或是贝壳的形成时间与箭石不同所造成的。

白垩纪末期的生物绝灭事件是动物发展史中的一个重要事件，菊石和恐龙两大类群都绝灭了。Bowen 等把白垩纪末的生物绝灭事件归因于古水温降低，并以古生物数量和古水温度变化一致的情况作为例证。

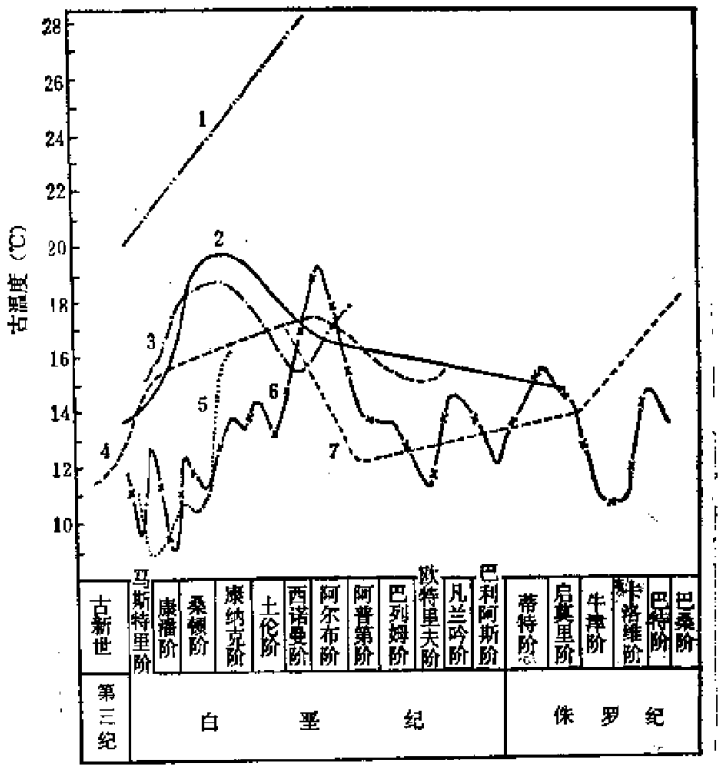


插图 4　根据氧同位素比推算的中生代古温度（最高水温）

1——太平洋西北部的海面水温；　2——新西兰的古水温；　3——欧洲的古水温；　4——太平洋西北部的海底水温；　5——欧洲的古水温；　6——苏联的古水温　7——澳大利亚的古水温（据 Stevens，1971）。

4. 新生代的古水温和冰期研究

1）*老第三纪的古水温*　根据北太平洋深海钻孔计划（DSDP）的浮游和底栖有孔虫氧同位素比，分别测定洋面和洋底的古温度（插图 5，曲线 1 和 3）。大洋底的海水可能来自极区，温度相当于极区的洋面温度（Savin，1977）。

根据氧同位素比，古新世早期世界海水比现在的海水温度高，但比白垩纪晚期的最高温度低。古新世出现明显的温暖期。赤道地区的温暖期从古新世延续到始新世早期，温度上升 4℃，推测极区也上升 4℃。当时赤道海面和海底水温差约 4℃—6℃，估计赤道和极区的海水温差也是 4℃—6℃，因此太平洋海水的分层和垂直对流都不太明显。

亚南极始新世早期有短暂的温暖期（插图 5，曲线 2）；寒冷期接近始新世中期（约 51Ma 前）和始新世与渐新世之间（约 38Ma 前）；亚南极海底在始新世到渐新世的寒冷事

件中，水温下降 4℃左右；北太平洋始新世中期温度下降 5℃左右。

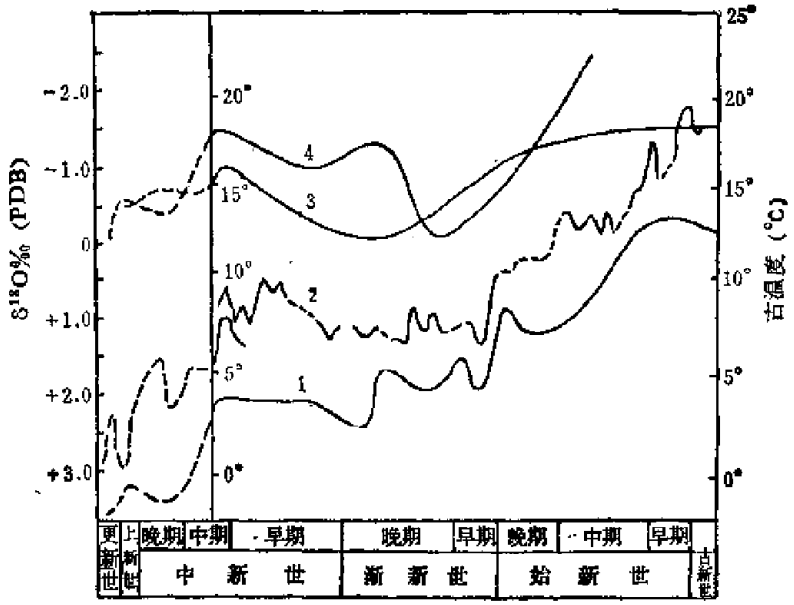


插图 5　根据氧同位素比得出的新生代古海水温度曲线(不包括中新世中期以后)

1——太平洋北部古海底水温；2——亚南极海面古水温；3——太平洋北部洋面古水温；4——新西兰的洋面古水温(据 Deveraux, 1967)。

北太平洋渐新世在 34Ma 和 30Ma 前的两次变暖现象(插图 5，曲线 1) 只反映于底栖有孔虫上。新西兰的浮游有孔虫也反映出变暖现象(插图 5，曲线 4)。北太平洋渐新世末期温度逐渐回升，25Ma 前温度又明显下降(约 3℃)。

根据新西兰鳕鲽类的氧同位素比，渐新世中期(约 0.75Ma 前)温度下降，以后温度波动直到 0.5Ma 左右。这些氧同位素比的变化可能还反映了冰川发育。

采样地点的古纬度变化(板块运动和地极移动)也成为古温度变化的因素之一。前述南半球各地点，在古新世都向低纬度移动(不大于 10°)。

古水温研究需要时间的尺度，这方面尝试了多种方法。Hays 等 (1969) 用古地磁方法确定古水温曲线的年代。他们还发现，古地磁的残留磁场强度与倾角的变化曲线，与氧同位素比古温度曲线一致，认为地磁变动能引起古气候变化。

2) *新第三纪的温度变化和冰盖形成*　据氧同位素比分析，全球渐新世晚期至中新世早期变暖；中新世中期明显变冷，中新世晚期先变暖之后又显著变冷；上新世则持续寒冷，然后气温开始急剧波动。

估计中新世以前的古温度时，假定古海水的氧同位素比差别都是由温度变化引起的。但中新世中期以来，南极产生了冰盖。由海水蒸发所形成的水蒸汽，其氧同位素比低于海水，在两极凝聚成大陆冰盖，致使海水的氧同位素比升高。海水氧同位素比的变化影响古水温测定，但我们可以根据海水氧同位素比的变化估计两极冰层的体积，使其成为估量全球的古温度变化的一项指标。

由插图 6 可以看到，亚南极的有孔虫壳氧同位素比的变化，与根据冷水型有孔虫 *Neogloboquadrina pachyderma* 占有孔虫总数的百分比，以及根据 *N. pachyderma* 与暖水

型有孔虫 *Globigerina talcocensis* 的数量之比所得出的古温度变化相一致。这说明，尽管受大陆冰盖的影响，氧同位素比仍然是判断古温度变化趋向的可靠依据。

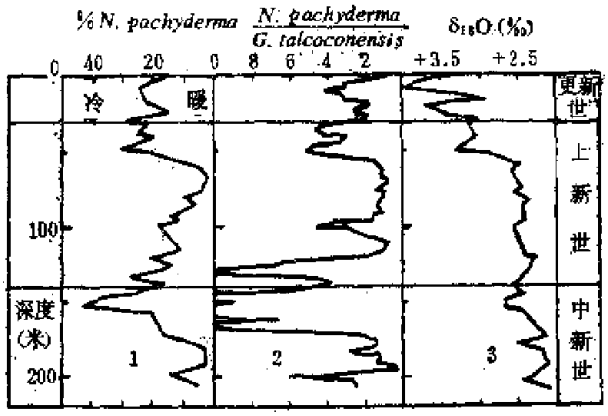


插图 6　亚南极 284 地点的古水温曲线

左方的两条曲线根据有孔虫；右边的曲线是同一地点的氧同位素比曲线(据 Shackleton 和 Kennett, 1975)

中新世早期北太平洋地区洋面和洋底的古水温升高，是全球性变暖的征兆。自中新世中期开始，洋面和洋底水的温度变化相反，全球古海水温度之差第一次达到 15℃ 以上。

中新世中期 $\delta^{18}O$ 值明显增加。氧同位素比持续增加，说明全球气候变冷，这与其它方面的证据一致。从这时起，南极冰盖的增厚就影响海水的氧同位素比，使测量的古温度不准确；温度变化又影响对南极冰盖体积的估计。

中新世晚期，高纬度的气温降到 0℃ 以下，达到二叠纪以来的最低点，当时南极的罗斯冰盖比现在宽 200km，消耗了高纬度地区的大量水蒸汽，使残余海水氧同位素比增加(插图 6)。南极地区上新世晚期的氧同位素比明显增加(插图 6，曲线 3)（Shackleton and Kennett, 1975)。

太平洋赤道地区上新世早期同位素比较低，以后剧烈波动并逐渐升高（插图 7 曲线 5)。根据古地磁测定，温度转折点约为 3.2Ma 前，相当于北半球冰期开始。大约在 2.5Ma 前，温度波动进一步加强，表明冰盖的规模发展到更新世晚期冰盖的三分之二 (Shackleton and Opdyke, 1977)。

3) 第四纪古水温　　深海岩心保存了许多冰期历史的征候(图 7)，这些资料有待扩它方面证实。1.3—1.0Ma 前，太平洋和大西洋同时发现了同位素温度曲线的波动，说明具有全球性，可能与第一次间冰期对应。

根据深海岩心的资料，得出近 0.425Ma 地球气候曲线。根据加勒比海的两个连续岩心 P6304-8 和 P6304-9 中浮游有孔虫壳的氧同位素比，并采用 ^{14}C 和镁-钍法 ($^{231}Pa/^{230}Th$) 测定其绝对年龄，与有孔虫化石的演化史对比，求出沉积速度，推测 P6304-9 钻孔代表 0.425Ma 的沉积(插图 7，曲线 1) (Emiliani, 1966)。

加勒比海的岩心氧同位素比与日照强度和冰川体积 (插图 7，曲线 2、4)的变化有类似的趋向。根据对有孔虫动物群研究得出的温度变化曲线，与上述冰盖体积曲线大致符

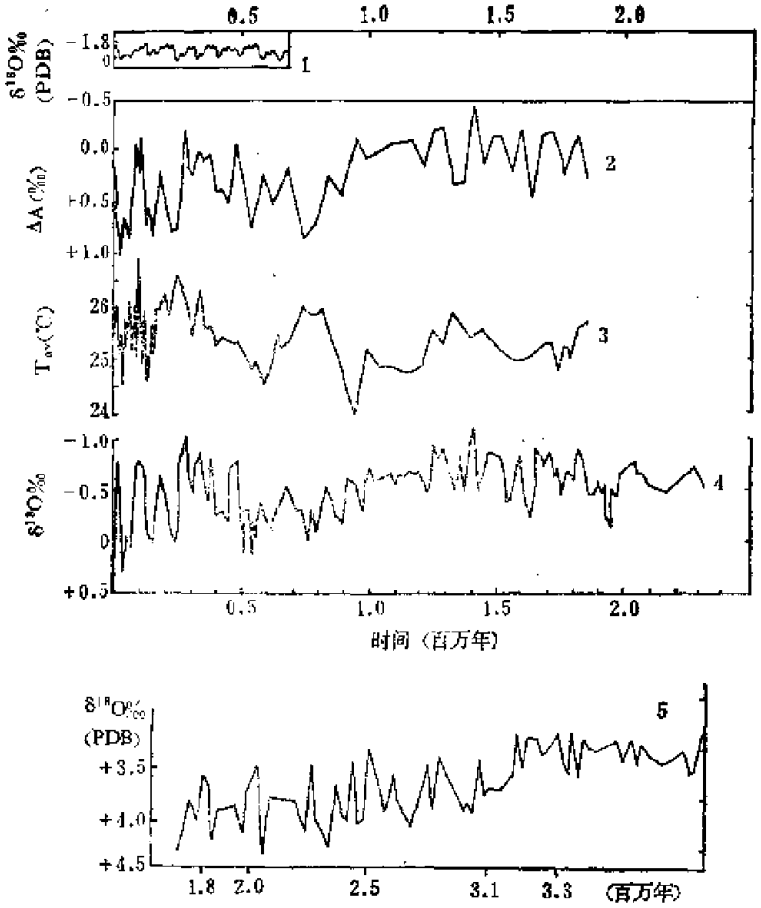


插图 7　大西洋和太平洋热带区第四纪古气候变化

1——加勒比海 $\delta^{18}O$ 曲线；2—4——大西洋热带地区的资料：2——△A 值代表估计的冰的体积的变化；3——动物群研究得出的资料；4——$\delta^{18}O$ 的资料；5——太平洋第三纪后期 $\delta^{18}O$ 的资料

（据 Van Donk, 1976; Shackleton and Opdyke, 1977）

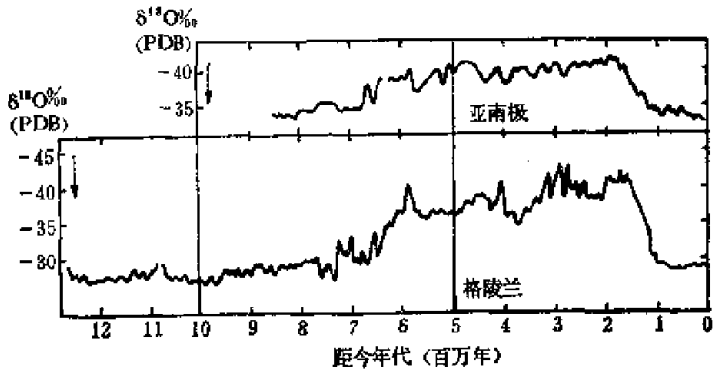


插图 8　第四纪晚期亚南极和格陵兰冰层的氧同位素记录

（据 Johnsen 等，1972）

合[1]（Van Donk, 1976）。

格陵兰 12.5 万年以来的冰钻孔古温度纪录（插图 8）中，7.2 万年—6 万年前的氧同位

1）他们采用 $^{231}Pa/^{230}Th$ 法直测绝对年龄，认为 Emiliani 的 0.425Ma 年代值约少算了 1/4。

素比明显降低，可能代表气温下降；其后长期不规则波动；约 0.013Ma 前，氧同位素比急剧上升，可能代表气温上升（Johnsen 等 1972）。根据南极伯德站（Byrd station）0.085Ma 来冰层的同位素比曲线，积冰的体积在中间期又有多次波动，周期小于 1 万年（插图 8）。格陵兰冰盖的氧同位素比曲线与西印度群岛巴巴多斯的海面波动也很符合。

全新世的气候变化，包括公元前 5800 年到 4900 年；3300 年至 2400 年和 1900 年至 1500 年前的小冰期（Little Ice Age）。

四、氧同位素地层学研究

古气温的变化往往是大区域性的，甚至全球性的，构成了地质历史上的一些事件。根据深海钻孔沉积物中有孔虫壳的氧同位素比，不但可以划分古气候的变化阶段和周期，而且可以用来划分和对比沉积物，形成了氧同位素地层学。

我国学者吴世迎、房泽诚、陈成业和郑淑惠（1982）研究了我国《向阳红 09》调查船获得的 L2011 岩心中的有孔虫样品，根据其氧同位素比，与世界各大洋的深海岩心进行对比，得出 L2011 岩心代表的地质年代应为 0.259Ma，岩心的平均沉积速度约每千年 1.6厘米（1.6cm/ka），现介绍如下：

1. 测量方法

此岩心采自太平洋西部爪哇附近（北纬 02°00′06″，东经 159°59′09″），水深 2705 米。岩心长 4.14 米，完全是钙质软泥。

沿岩心长轴每 10cm 取一段软泥样品，经浸泡、冲洗，用 150μm 网过筛，将上面的干净样品干燥，在显微镜下选出有孔虫 *Globigerinoides sacculifera* 的壳[1]40—50mg。样品经过

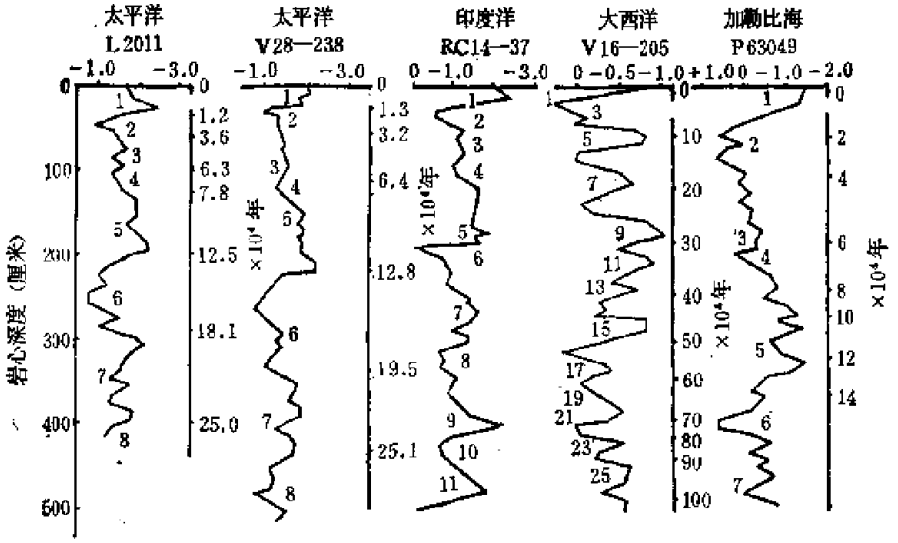


插图 9 L_{2011} 岩心与其它岩心 $\delta^{18}O$ 曲线对比图

横座标为各岩心有孔虫 *G. Sacculifera* 壳的 $\delta^{18}O_{PDB}$ 值。曲线右侧的数值为距今年数（万年）（据吴世迎等，1982）

1) 这种有孔虫生活于大洋表层，同位素温度非常接近表层水温度，国际上常用于同位素测温。

压碎、未经焙烧，在25℃的真空中与100%的磷酸反应，得出的 CO_2 气体经过质谱仪测定 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$。测试使用 NBS-20 标准样品，结果换算成 PDB 值，按照岩心深度，得出 L2011 岩心的同位素比曲线(图 9)。

2. 地层对比

将 L2011 岩心同位素比所反映的古气候的变化分为八个期，并与太平洋、印度洋、大西洋和加勒比海的钻孔由有孔虫 *Globigerinonides sacculifera* 壳氧同位素比的结果进行了对比(图 9)。由图可见，这些曲线的特征相当符合，其中与太平洋 V28—238 钻孔和印度洋 RC14-37 钻孔的结果最为一致。根据这些曲线对比，得出了 L2011 钻孔各个气候转变界限的年代值；结合界限深度，进行内插和外推，进而求出了各段岩心的平均沉积速度和整个岩心的沉积年代和平均沉积速度(吴世迎等，1982)。

这种研究深海沉积的同位素地层学方法，在我国日益发展的海洋事业中必将发挥更大作用。

五、六射珊瑚的氧同位素比研究

六射珊瑚是海洋表面温度和环境状况的良好指示物：(1) 珊瑚体表面的沉积密聚带可以作为年代纪录和古生物钟；(2)珊瑚骨骼中含有许多微量元素，与环境基本平衡；(3)珊瑚骨骼适合进行 ^{14}C、$^{238}U/^{230}Th$ 和 U/He 同位素年龄测量；(4)珊瑚礁广布于热带和温带海洋；(5)复体珊瑚寿命达 200 至 500 年，加上全新世和更新世大量未变化的标本，可以进行生物学和生矿物学等多种研究。

多数六射珊瑚的氧同位素比与温度的关系不符合 Epstein 等 (1953) 的测温公式，被认为是"生命效应"的影响。礁型珊瑚氧同位素比与温度关系的曲线，与 Epstein 等 1953 的测温公式曲线基本平行(插图 10)，只要确定了六射珊瑚的属，就可以用来测定古水温

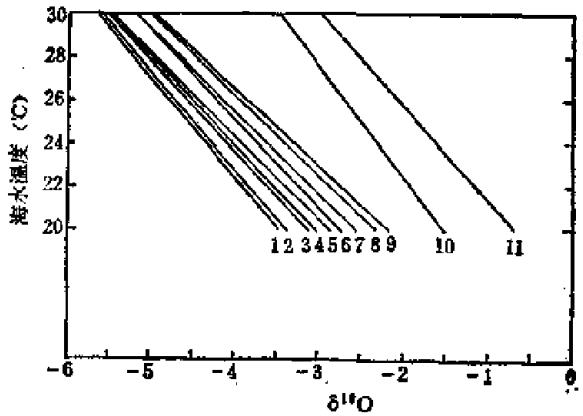


插图 10　现代六射珊瑚骨骼氧同位素比随温度的变化

1——*Lophophyllia*; 2——*Symphyllia*; 3——*Goniastrea*; 4——*Plesiastrea*; 5——*Pocillopora*; 6——*Pavona*; 7——*Fungia*; 8——*Seriatopora*; 9——*Acropora* 和 *Montipora*; 10——*Tubipora*; 11——*Millepora* 和 *Distichopora* 的曲线(与温度计算公式曲线重合)(据 Weber 和 Woodhead, 1972)

(Weber and Woodhead, 1972)。

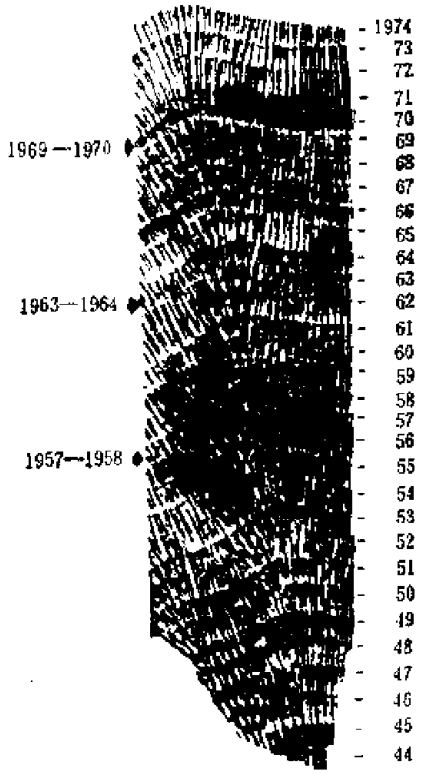


插图 11　同位素分析所用的 *Montastrea annularis* 骨骼纵切面的X射线照片
右方数字指示规则密聚带形成的年代，左方的箭头表示异常密聚带(据 Emiliani 等,1978)

复体珊瑚骨骼生长的速度和密实程度与温度和环境有密切关系。一年的生长值包括较薄的密聚带和较厚的稀疏带。夏季生长的密聚带由于鳞板加厚和隔壁羽栉密集排列形成。插图 11 表示美国佛罗里达州海岸礁型珊瑚 *Montastrea annularis* 的骨骼纵切面X射线照片，代表 1944 至 1974 年的生长过程。几个异常密聚带形成于非常寒冷的冬天。

Emiliani 等沿插图 11 所示 *M. annularis* 的生长方向主轴取样，发现氧同位素比周期性波动，反映海水温度的季节变化(插图 12)。在 1957—1958；1961—1962 和 1969—1970 年异常寒冷的冬天，氧同位素比曲线的正常周期中断，表示珊瑚体的生长停顿。

与礁型珊瑚共生的动物黄藻使珊瑚骨骼的氧同位素比降低。这里海水年温度变化为 20.9 至 29.4℃，氧同位素比变化应为 2.1‰左右，实际变化仅 1‰左右，说明动物黄藻的影响遮蔽了氧同位素比的温度变化。

珊瑚骨骼氧同位素比的变化，不但可以恢复古水温及其季节变化，而且可以确定珊瑚骨骼的年生长值和生活环境的异常变化。有时珊瑚体表面的生长带不明显，就可以根据氧同位素比曲线确定年生长值，进行古生物钟研究。

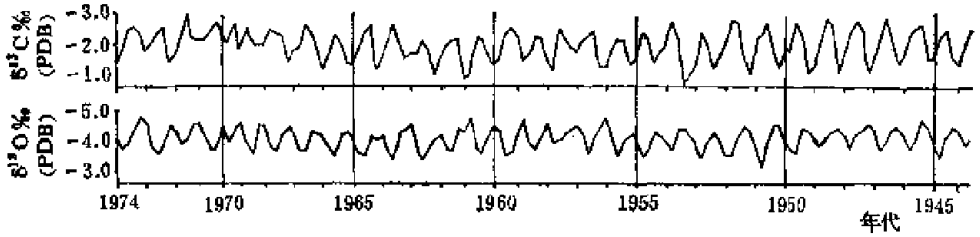


插图 12　*Montastrea annularis* 骨骼的碳同位素比 $\delta^{13}C$ 和氧同位素比 $\delta^{18}O_{PDB}$ 的周期性变化
(据 Emiliani 等，1978)

非礁型珊瑚没有动物黄藻共生，氧同位素比主要由海水温度和珊瑚本身的生理作用决定。

大西洋海底(北纬 32°33′，东经76°59′)850m 深处的非礁型珊瑚 *Bathypsammia tintinnabulum* 为单体珊瑚，高度略大于 2cm。自始部沿珊瑚体的轴部向上，氧、碳同位素比都上升(插图 13,14)。根据氧同位素比判断，其生长速度逐渐降低，成年期停止生长，氧、碳同位素比都达到了均衡值，可以利用前述的温度计算公式进行古温度研究 (Emiliani *et al.*,

1978)。

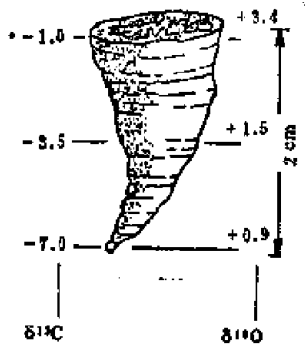


插图 13 *Bathypsammia tintinnabulum* 珊瑚骨骼生长过程中的同位素比变化
（据 Emiliani 等，1978）

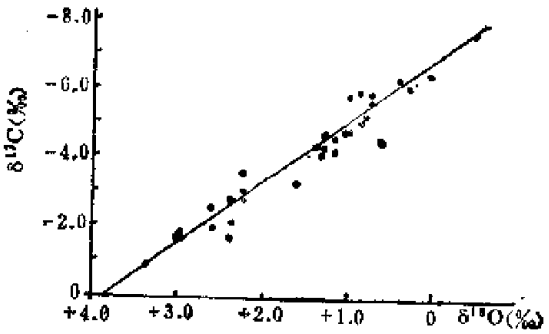


插图 14 *Bathypsammsa tintinnabulum* 氧和碳同位素比的关系
样品自珊瑚骨骼的始部（右上角）沿生长轴取到不同成年珊瑚体的基部（左下角）
（据 Emiliani 等，1978）

六、古海水的氧同位素比及古盐度分析

1. 古海水氧同位素比的变化

测定古海水温度，必须知道当时海水的氧同位素比。现在无法得到地史时期的古海水样品，只能假定，过去广海中海水的氧同位素比与现代的平均海水值一样，至少在中、新生代海水的氧同位素比 $\delta^{18}O_w$ 近似于零。

现代大洋的海水，同位素比相当均匀，可以作为同位素分析的标准。$H_2{}^{16}O$ 比 $H_2{}^{18}O$ 容易蒸发，因而当海水大量蒸发时，不但含盐度增高，海水的 $\delta^{18}O$ 值也会升高。例如红海的 $\delta^{18}O$ 值可以高达 +2‰。北极和南极的海水蒸发量小，又受到 $\delta^{18}O$ 值很低的淡水稀释，$\delta^{18}O$ 可达到负值。在冰川期，大量的 ^{16}O 蒸发变成冰川，残留海水的 $\delta^{18}O$ 增加；间冰期富含 ^{16}O 的冰川融化，汇入海洋，使海水的 $\delta^{18}O$ 降低。

这样，在温度计算公式 $t = 16.9 - 4.2(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w) + 0.13(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w)^2$ 中就出现了两个未知数：$\delta^{18}O_c$（样品的氧同位素比）和 $\delta^{18}O_w$（海水的氧同位素比）。如果有其它方法测定古温度，就可以根据这个公式计算古海水的氧同位素比。但是迄今为止，用磷酸盐、硅酸盐、硫酸盐等方法测定古温度尚未得到理想结果；根据鳞鳃类壳的锶含量测定古水温的方法也是一项初步尝试。因此，目前古海水的氧同位素比尚难确定。

2. 古盐度分析

当海水大量蒸发时，不但盐度增加，而且氧同位素比 $\delta^{18}O_w$ 也增加。如红海的含盐度在 42‰以上，其氧同位素比则为 +2‰左右。因此，根据海水的同位素比可以恢复其古盐度。但是由于同位素比受古温度等多种因素影响，因而恢复古盐度的研究工作较少，已发表的多是概略结果，而不是准确数值。

Kennett 和 Shackleton（1975）根据氧同位素比降低，推测公元前 17000 年至 13500

年间墨西哥湾的古盐度急剧下降。他们认为，这是由于大量氧同位素比低的冰川融水由密西西比河流进墨西哥湾造成的。

Kammer（1979）也用盐度降低来解释美国加利福尼亚地区北部浮游有孔虫氧同位素比下降的分析结果。

七、根据碳同位素比恢复古环境

自然界存在着碳的两种稳定同位素：^{12}C 和 ^{13}C。通常 ^{12}C 约占 98.9%，^{13}C仅占 1.1% 左右。碳同位素比 $\delta^{13}C$ 的规定与氧同位素比 $\delta^{18}O$ 类似：

$$\delta^{13}C = \frac{(^{13}C/^{12}C)_{样品} - (^{13}C/^{12}C)_{标准}}{(^{13}C/^{12}C)_{标准}} \times 1000‰$$

$\delta^{13}C$ 一般也使用 PDB 标准。

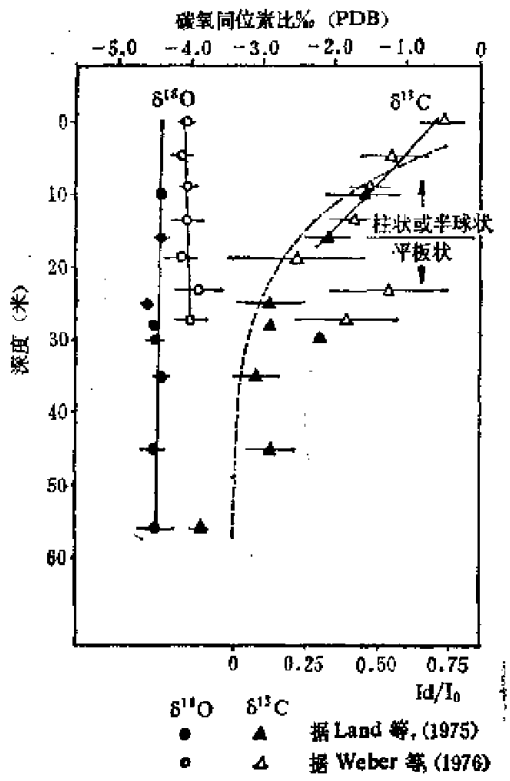


插图 15 *M. annularis* 氧碳同位素比随深度的变化

纵实线和斜实线为线性回归线。水平短线表示标准离差为 1 的范围。虚线为海底光线强度 Id 与海面光线强度 I_0 之比和海水深度的关系（据 Emiliani et al., 1978）。

碳同位素比 $\delta^{13}C$ 是在测量氧同位素比时一起测出的，其样品制备和测量操作都和氧同位素比一样。在 25℃，文石的碳同位素比 $\delta^{13}C$溶液富集 2.7‰。由此得出，文石的同位素平衡值均为 4‰，温度效应只有 — 0.035‰/℃。因此碳同位素比基本不受温度影响，不能用来测定古海水温度。海相碳酸盐岩原生 $\delta^{13}C$ 约为 0 至 4‰；雨水的 $\delta^{13}C$ 值可低至 —25‰ 左右；淡水灰岩 $\delta^{13}C$ 的变化范围约为—2‰至— 17‰。根据灰岩的 $\delta^{13}C$ 可以区分淡水灰岩和海相灰岩。

现代礁型六射珊瑚 *Montastrea annularis* 沿主要生长方向的碳同位素比 $\delta^{13}C$，随其栖居的海水深度增加而减小，可以作为海水深度的标志(插图 15)。样品采自加勒比海的牙买加(实心符号)和圣克鲁兹岛（空心符号）。生长在 18m 深度内的柱状或半球状标本的碳同位素比，随深度呈线性减小，可用下式表示：珊瑚栖居海水深度 $D = -10.37\delta^{13}C_{PDB} - 6.21$，其对比的可靠性达 0.97(Weber et al., 1976)。

插图 15 的虚线表明，透射到珊瑚体的阳光强度 Id 随海水深度D增加而减弱。在 20—30m 深，碳同位素比 $\delta^{13}C$ 显著变化，可能因为珊瑚体由半球状变为扁平状时确定主要生长方向比较困难[1]。在 30m 以下，达到 *M. annularis* 的 $\delta^{13}C$ 的最小值。

1）珊瑚体其它部位的碳同位素比较不规则。

太平洋占优势的一些珊瑚种的 $\delta^{13}C$ 值与日照小时数也有正相关的关系。

近年的研究表明，阳光强度可能通过礁型六射珊瑚软体内共生动物黄藻 *Gymnodinium microadriaticum* 的光合作用控制其骨骼碳同位素比，使其 $\delta^{13}C$ 值与光线强度呈正相关的关系。经过进一步研究，礁型珊瑚的碳同位素比可以成为古海水深度和古日照强度的标志。

广海中，浮游有孔虫的碳同位素比 $\delta^{13}C$ 高于底栖有孔虫，可能是由于：(1)海水表层溶解的碳酸氢根 HCO_3^- 的碳同位素比与空气中的二氧化碳的碳同位素比平衡，因而碳同位素比较高；深海水溶解的碳，部分来源于从海面下沉的有机体分解产物，因而碳同位素比较低；(2)海水表面浮游植物的光合作用，倾向于多消耗 ^{12}C。有孔虫壳碳同位素比经进一步研究，可以用来指示古海水深度。

还有人用有孔虫壳的 $\delta^{13}C$ 确定所谓的海洋"古养分"(paleofertility)。 $\delta^{13}C$ 值高，表示海水的养分高，藻类的光合作用旺盛，吸收了更多的^{12}C (Berger, 1981)。

八、成岩后生作用对同位素比的影响

化石的原生同位素比常受成岩作用和后生作用影响，时代越老，一般受的影响越大。古生代未经变化的化石很少；中生代未变的化石较常见；保持原生同位素比的新生代化石则比比皆是。围岩的渗透性越弱，化石保存得越好。在成岩作用和后生作用的影响下，化石骨骼碳酸钙与地下水和其中溶解的氧和碳酸盐达到了新的同位素平衡。淡水的氧、碳同位素比一般低于海水，淡水来源的地下水能使海相化石骨骼的氧、碳同位素比显著下降，造成计算的古温度偏高。

在同样条件下，$\delta^{18}O$ 的变化大于 $\delta^{13}C$ 的变化。因为岩石孔隙中流动的地下水的含氧量远大于化石骨骼，而所溶解的碳酸盐的含碳量则远小于化石骨骼，所以化石的 $\delta^{13}C$ 要经过更强的交代作用，才会显著变化。

鉴别化石骨骼是否发生了交代作用，可以根据下列标准：

1) 骨骼外形是否保存完整，是否显示原生的微细构造，是否被次生方解石交代。重结晶的化石不会保持氧、碳同位素比，但看起来完整的化石也可能受过交代；

2) 化石的原生文石是否保存。文石变成方解石，同位素比也随之改变；

3) 化石的同位素比与围岩基质是否差别很大。成岩后生作用必然把化石和基质的同位素比变得一样；

4) 根据氧同位素比得出的古温度是否合理，因为海相化石一般生存于 0℃—30℃ 之间。但这个方法不能查明同位素比的微弱变化，也不适用于不正常海水中生活的化石；

5) 化石各部分的同位素比是否波动变化，是否与环境的季节变化一致。这是一项很好的检验方法，因为成岩后生作用会使化石的同位素比变得均一；

6) 根据同位素比的结果，是否与化石组合、形态变化和沉积物性质的资料符合，互相印证。

参 考 文 献

吴世逸、房泽诚、陈成业、郑祖惠，1982，中太平洋西部 L2011 岩心氧同位素地层学研究。科学通报，9，533－536。

堀部純男，大場忠道，1972，アラレ石——水および方解石—水系の温度スケール。化石，23、24，69—79。
増田富士雄，1975，酸素同位体比法による古水温の推定。地学雑志，84(6)，336—358。
Berger, W. H., 1981, Oxygen and carbon isotopes in foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **33**(1—3), 1—7.
Compston, W., 1960, The carbon isotopic composition of certain marine invertebrates and coals from the Australian Permian. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **18**, 1—22.
Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **12**, 133—149.
Craig, H., 1965, The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. Proc. Spoleto Conf. on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, **3**, 1.
Deveraux, I., 1967, Oxygen isotope paleotemperatures on New Zealand Tertiary fossils. *New Zealand J. Sci.*, **10**, 988.
Emiliani, C., 1966, Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9, and generalized temperature curve for the last 425,000 years. *J. Geol.*, **74**, 109—126.
Emiliani, C., Hudson, J. H., Lidz, B., Shin E. A. and George R. Y., 1978, Oxygen and carbon isotopic growth record in a reef coral from Florida Keys and a deep-sea coral from Blake Plateau. *Science*, **202**, 627—629.
Epstein, S., Buchsbaum, H. A., Lowenstam, H. A. and Urey, H. C., 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am., Bull.*, **64**, 1315—1326.
Hays, J. D., Saito, T., Opdyke, N. D. and Bruckle, L. H., 1969, Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic and climatic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **80**, 1481.
Johnsen, S. J., Dansgaard, W., Clausen, H. B. and Langway, C. C., 1972, Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature*, **235**, 429—434.
Jux, U. and Manze, U., 1978, Milieu-Indikationen aus einem mitteldevonischen biohermalen Riff des Bergischen Landes mittels C- und O-Isotopen. *Decheniana*, **131**, 300—324.
Kammer, T. W., 1979, Paleosalinity, paleotemperature, and oxygen isotopic fractionation records of Neogene foraminifera from DSDP site 173 and the Centerville Beach section, California. *Mar. Micropaleont.*, **4**, 45—60.
Kennett, J. P. and Shackleton, N. J., 1975, Laurentide ice sheet melt water recorded in the Gulf of Mexico deep-sea cores. *Science*, **188**, 147—150.
Lowenstam, H. A., 1964: Paleotemperatures of the Permian and Cretaceous Periods. In A. E. M. Nairn (Editor), Problems in Palaeoclimatology, Interscience, London, 227—248.
Savin, S. M., 1977, The history of the Earth's surface during the last 100 million years. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, **5**, 319—355.
Shackleton, N. J. and Kennett, J. P., 1975, Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopes analysis in DSDP sites 277, 279 and 281. In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **29**. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 743—755.
Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D., 1977. Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, **270**, 216—219.
Stevens, G. R., 1971. The relationship of isotopic temperatures and faunal realms to Jurassic-Cretaceous palaeogeography, paticularly the S. W. Pacific. *J. R. Soc. N. Z.*, **1**, 145—158.
Urey, H. C., 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc.* 562—581.
Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S. and McKinney, C. R., 1951, Measurement of paleotemperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the southeastern United States. *Geol. Soc. America Bull.*, **62**, 399.
Van Donk, J., 1976: ^{18}A record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene Epoch. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **145**, 147—163.
Weber, J. N., Deines P., Weber P. H. and Baker, P. A., 1976, Depth related chenges in the $^{13}C/^{12}C$ ratio of skeletal carbonate deposited by the Caribbean reef-frame building coral *Montastrea annularis*: furhter implications of a model for stable isotope fractionaion by scleractinia corals. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **40**, 31—39.
Weber, J. N. and Woodhead, P. N. J., 1972, Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. *J. Geophys. Res.*, **77**, 463—474.

度量化石切面的新技术、新方法

俞 昌 民

古生物研究中对化石属种的鉴别和分类需要参照各种度量数据。随着学科的发展和水平的提高，数值分类系统在古生物学中的应用价值日趋重要。当前，建立在化石种群研究基础上的古生物分类，要求大系列标本的采集和大量度量数据的统计、分析、比较，这就要求使用简捷的方法和更新的仪器设备。现以珊瑚化石为例，介绍度量化石切面的一些新技术和新方法。

研究珊瑚化石需要切制不同方向的切面。骨骼的大小通常是由各部分骨骼结构切面的大小所反映，最常用的表达方式是量取它们的切面直径，常用的度量单位是毫米(mm)。例如，珊瑚体的横面直径（包括单体珊瑚或复体珊瑚中的各个单体）、某些床板珊瑚中联接孔或联接管的孔径或管径、珊瑚体的纵切面中相邻床板的间距等等。

用量取横面直径的方法度量那些横切面为圆形的单体珊瑚或丛状复体珊瑚中的圆柱形个体，或者是以量取横切面的长径和短径，度量那些横面为椭圆形、卵圆形、心圆形或半圆形的珊瑚，基本上能较为确切地反映珊瑚横面大小。但是，对于横面由多角形个体组成的块状复体珊瑚而言，就缺少一定的量度标准以度量个体的横面大小；角对角量，边对边量，量最大长度，或依最短径长，莫衷一是，若非专门加以说明，所得只是一个模糊的概念。Sutton（1966）曾经提出过一个公式，试图统一对多角形个体的度量标准(插图 1)。

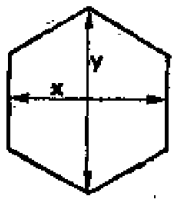


插图 1
(据 Sutton, 1966)

上列公式量取横切面为正六边形的珊瑚个体勉强可取；但是，通常见到的块状复体珊瑚，多由不规则多角形的个体组成，个体的边没有定数，各边的长度也不均一，这就很难取得统一的度量标准以量取横面的径长。这方面的不足，近年来正以量取珊瑚体横面的面积取代直径的量取而逐渐地得以弥补。

理论上说，珊瑚体的面积较之珊瑚个体的长径更能反映珊瑚虫生活时虫体体积的大小。就四射珊瑚言，珊瑚骸内的隔壁数目和排列方式推测是珊瑚虫体腔分隔情况的反映。量取隔壁数目与珊瑚体横面面积的比例关系较之量取隔壁数与珊瑚体直径的比例关系似乎更为妥切。在实践中，即便是单体珊瑚或丛状复体珊瑚中的圆柱状个体也并非轻易能够正确地量得横面直径的，因为，珊瑚骸体内的边缘带(包括鳞板带或边缘隔壁厚结带)或共体带的宽度往往不易确定。总之，目前研究珊瑚化石的明显趋势是量取珊瑚体的面积取代直径的量取，度量单位则趋于使用 mm^2。我国迄今为止已经发表的有关文献中，都以横面直径代表珊瑚各部位的大小，多以 mm 或 cm 为度量单位，将来条件具备时，也应该逐步量取面积以取代直径。

如何正确地量取珊瑚体的切面面积？ Scrutton（1981）曾撰文介绍一种简易的工具和方法(插图 2，3)。

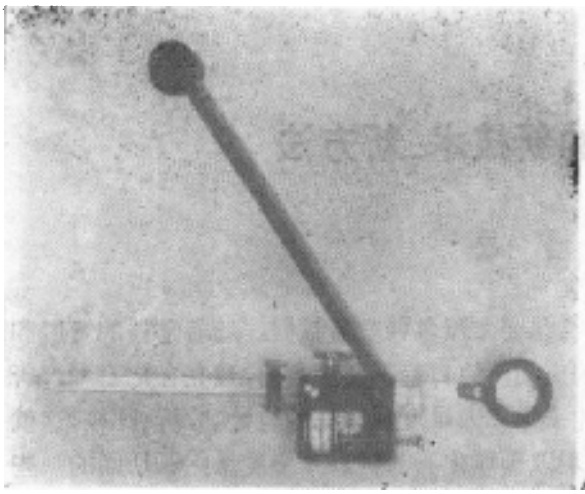


插图 2 求积仪
(据 Scrutton, 1982)

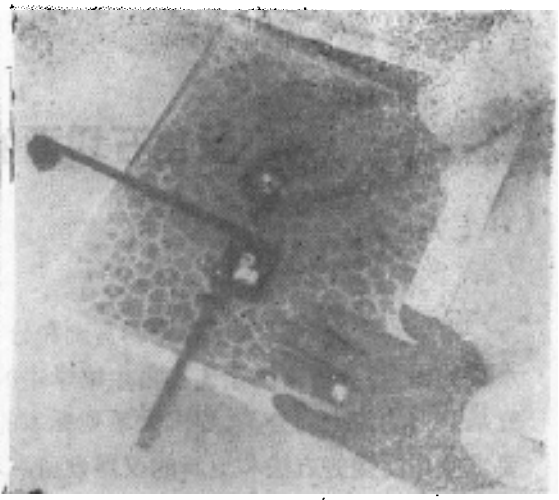


插图 3 求积仪的操作情形
(据 Scrutton, 1982)

他建议采用制图学中广泛使用的求积仪来度量蜂巢珊瑚类中多边形个体的面积。其方法和步骤大致如下:

把珊瑚体的横切面制成放大 10 倍的照片,平铺于平坦光滑的桌面或平板上,也可以用撕片或切片直接放大投影于平板上;

用求积仪上的描绘器贴着照片,循着珊瑚个体体壁中的暗色中线,绕着周边量度一周,从游标中就能得到周边长度的读数;

根据简单的换算公式(从已知圆周或正方形周边长度中求得的面积数,一般在求积仪的附表中可以查到对应的数据),核实放大的倍数以后,就可以得到以 mm^2 为单位的面积数,误差一般小于 5%。

显然,长度数据和面积数据是不能直接比较的。为了与过去文献中大量的长度数据进行比较,还需要通过公式把求得的面积数换算出概念上长径的最大值。所以,用这种方法和仪器度量,还需经过若干次换算,颇费时间。下面介绍的一种方法和使用的仪器可以大大缩短工作时间,大部分运算和统计工作由电脑操作。

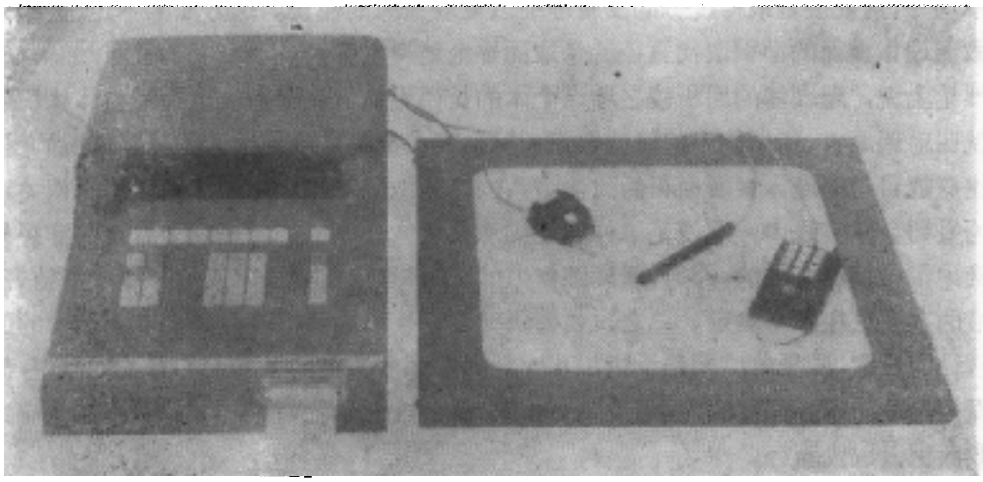


插图 4 电子求积仪的外形
(据 Stel, 1978)

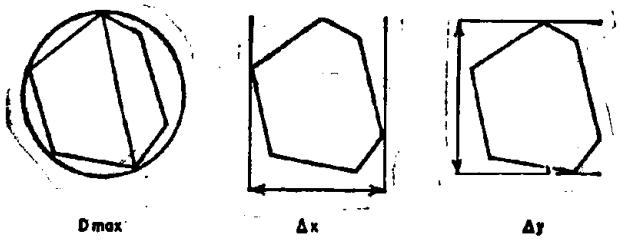


插图 5　三种径长的量取标准
（据 Stel, 1978）

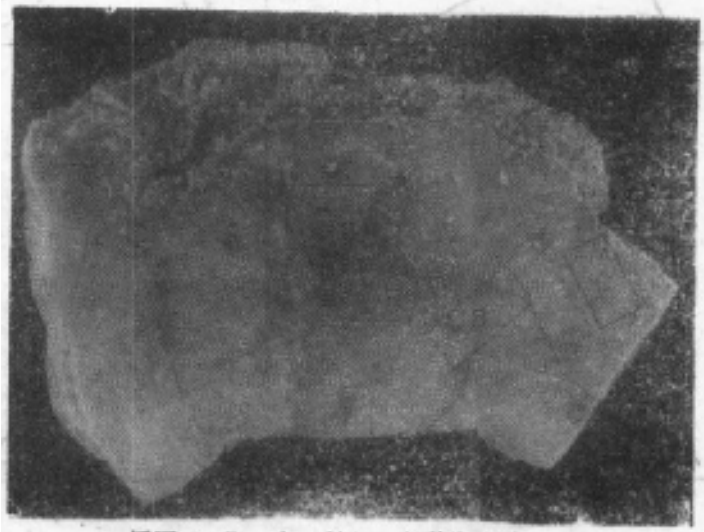


插图 6　*Favosites hisingeri* 群体外形
A, B, C, 表示从这三个部位的切面上量得各种数据和统计曲线。（据 Stel, 1978）

标本 A

	X	S	SK	K	min.	max.	G	N
Area	0.72	0.18	1.04	3.78	0.40	1.30	0.67	617
Dmax	1.09	0.16	0.80	3.50	0.70	1.70	1.07	617
Δx	1.02	0.16	0.80	3.84	0.60	1.70	1.00	617
Δy	1.00	0.14	0.77	3.77	0.70	1.50	0.98	617

标本 B

	X	S	SK	K	min.	max.	G	N
Area	1.04	0.17	0.08	3.07	0.60	1.50	1.04	276
Dmax	1.27	0.12	0.10	3.13	0.90	1.60	1.27	276
Δx	1.23	0.14	0.18	2.98	0.90	1.60	1.22	276
Δy	1.21	0.13	0.14	2.49	0.90	1.60	1.21	276

标本 C

	X	S	SK	K	min.	max.	G	N
Area	0.59	0.16	0.54	4.29	0.20	1.30	0.57	429
Dmax	0.98	0.15	0.18	3.54	0.50	1.50	0.98	429
Δx	0.94	0.15	0.24	3.68	0.50	1.50	0.93	429
Δy	0.89	0.14	0.26	4.17	0.50	1.50	0.89	429

插图 7　从图 6 标本上三个部位的切面中量得的数据
（据 Stel, 1978）

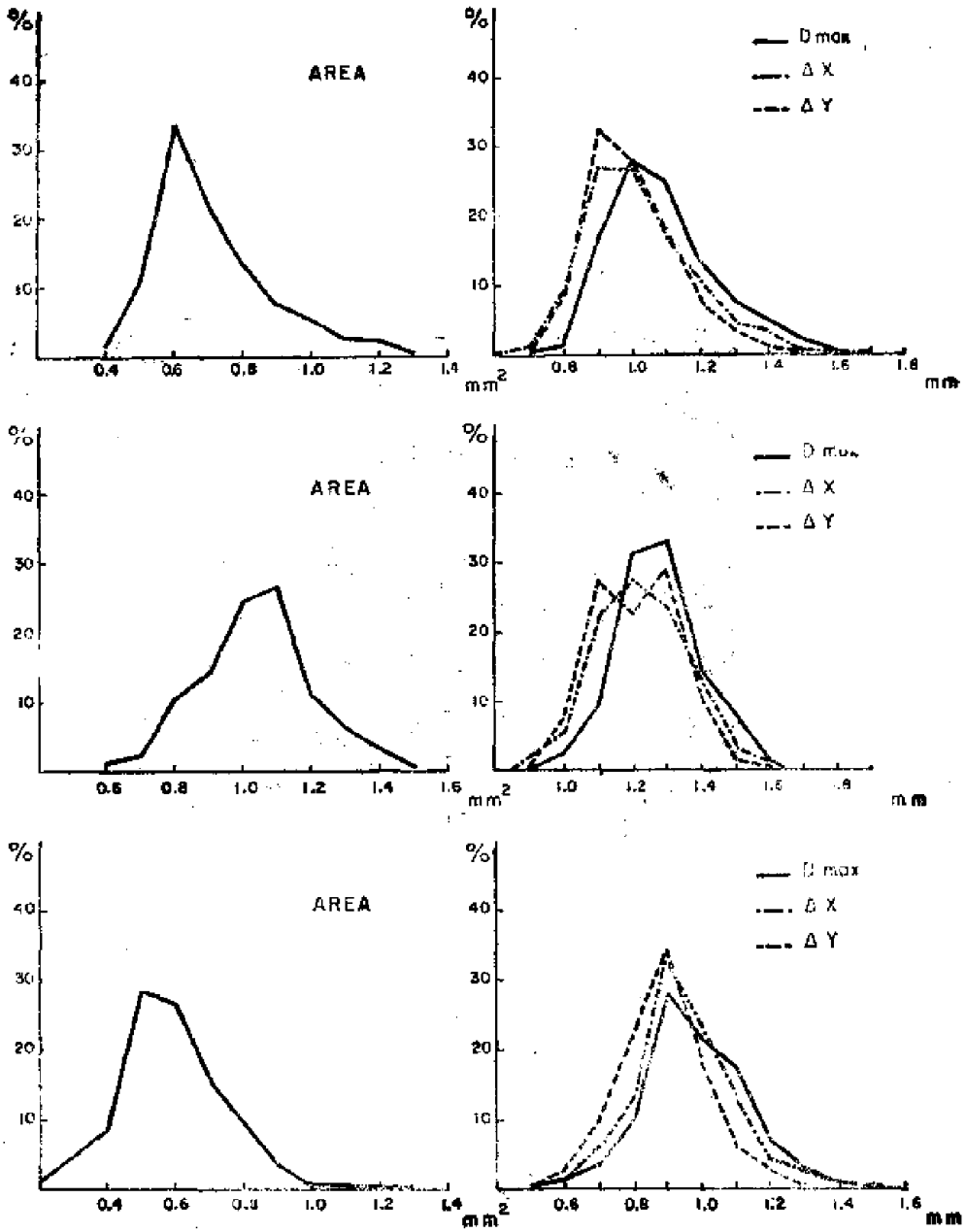


插图 8　统计图 7 所示数据所得频率曲线

(据 Stel, 1978)

荷兰人 Stel (1978) 研究瑞典哥特兰岛志留纪蜂巢珊瑚时，曾使用一种半自动量测系统，型号为 MOP-AM 02 的电子求积仪 (electronic planimeter) (插图 4)；与主机附连的有一个透明的测板(其上为各种不同规格的座标格)和一支量笔，一个量描器及一个带键钮的量测器。在度量时，三种量器可任选一种，进行量测操作。量测时用量笔贴着照片上每个珊瑚个体体壁中的暗色中线，沿个体的周边绕测一周，于是珊瑚个体的面积(单位是 mm^2)，个体周边的长度和珊瑚个体体径的最大值(单位是 mm)，均可通过这个半自动仪自动换算而求得，并由主机上的自动标准印字机打印在磁带纸上输出。几种量度数据分别代表各自量测的内容(如插图 5 所示)。

量测时采取的重要步骤和注意之点可概括为以下几个方面：

把研究的标本——蜂巢珊瑚的群体——切制成 20 × 20 × 5mm 的方形大切面，用胶固着于铝质样品座上，置于 JSM—35 电子扫描镜，在 25KV 电压下照相，放大 10 倍；

把一张张微型胶片镶嵌起来，重迭部分占 50%，连续方形的镶嵌体就是群体的整个面积；如需要研究珊瑚在生长过程中因受外界影响所产生的变化，则需制作连续的大型断片，可以直接放大成相片；

把切面中所有的珊瑚个体依次编上号，然后置于仪器下度量，量得的数据经过自动校正放大倍数和换算以后，就会自动通过打印机输出。

斯坦尔使用的量测仪不能进行统计和制表，他把储存的数据另外输入型号为 CYBER 74-18 的微机里，通过 WESP 的计算机程序得出各种统计数据和图表（插图 6、7、8、9）。

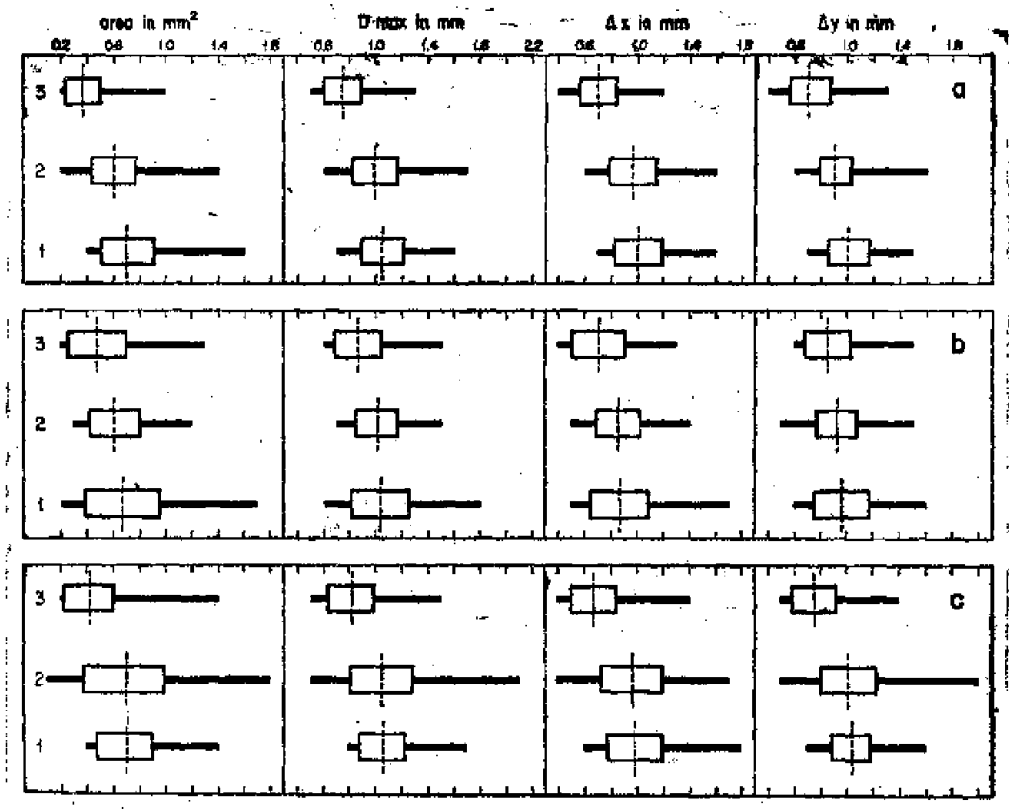


插图 9 *Favosites hisingeri*

从一个群体的 3 个连续切面中量得数据作出的统计图，说明面积、直径最大值、径长的变化。（据Stel, 1978）

插图 7、8 是从插图 6 这个群体上三个部位量得的个体横面的数据，每一个部位有面积的分布曲线和最大体径值及两种不同方向上量取的横面长径的频率分布曲线表。读者可以清晰地了解量测珊瑚的个体横面面积的平均值和最大值，以及个体体径的最大值和平均值。通过大量数据的统计分析，可以比较全面地掌握所研究的珊瑚特点，避免主观武断。

目前，一种带有自动量测系统的微机，暂译作视频平板仪的（MOP-VIDEOPLAN）已经大量问世。这种仪器把标本度量，数据储存，统计换算，图表制作等各种操作程序融汇

于一机，使用者只要更换程序软件，就可在同一机器上得到所需的全部数据和图表(插图10)。



插图 10 视频平板仪的外形及主要组件

笔者在德意志联邦共和国明斯特大学地质古生物研究所工作期间曾经使用过这种仪器。在操作过程中，通常在 10 余分钟内可量得上百个数据，并可立即得到统计结果和相应的图表，深感其功效之大，超过以上介绍的各种工具和仪器。(Yu and Oekentorp, 1984)

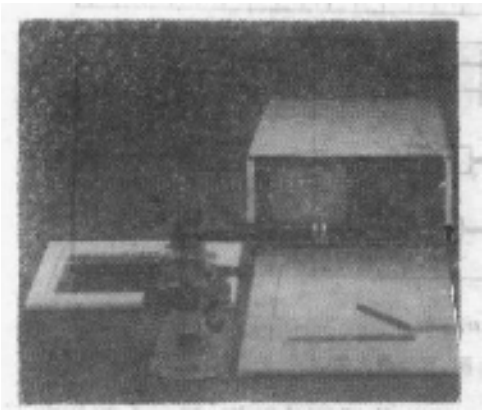


插图 11 示视频平板仪前，于显微镜目镜上加描绘仪，把物像投影于测板上，进行量测

这种仪器与一般微机的操作方法相同，即便是仪器的型号与生产的厂家不同，使用的语言和指令则各机是大同小异的，只要熟谙微机的操作方法，就不难使用和操作这类机器。因此，本文不再赘述详细的操作步骤和方法，只就笔者认为值得注意之点提供参考。

操作过程中要善于运用量笔。这种仪器中，量笔的功能甚大，既是量测工具，又可代替键盘发出各种操作的指令。因此，运笔要细致、正确、谨慎，下笔要轻重掌握得当，提笔要迅速、果断，切忌在平板上拖曳，否则会混淆指令的内容和影响量测数据的正确性。

通常要求切片放大成相片，然后在相片上进行量测，实际工作中可以把薄片置于显微镜下，在目镜上加置描绘仪，利用反光镜投影于测板上量测，收效相同，减少工序，既省时，又省钱(插图 11)。

操作过程中几点具体的注意事项是：

操作进程中，当电视屏幕上出现如下表格等待选择时(插图 12)，如需量取圆形物的横面直径，包括珊瑚的圆形个体的横面或某些床板珊瑚的壁孔或联接管的孔径或管径等，则需选取 AREA PERIM D_{MAX} DELL. AB 等项指令内容，量测结果可得到如下图表(插图 13)；

AREA	PERIM.	DMAX	ANGLE X	FERET XY	CGRAV XY
AREADIF	LENGTH	DELL. AB	ANGLE AX	FORM ELL	VELLIPS.
FORM PE.	FORM AR.	DCIRCLE			VSPHERE
POINT	DISTANCE	ANGLE 3P	ANGLE 4P		
EXT. DAT1	EXT. DAT2	BCD1	BCD2	TIME	PERCENT

插图 12　视屏上显示供选择的度量内容

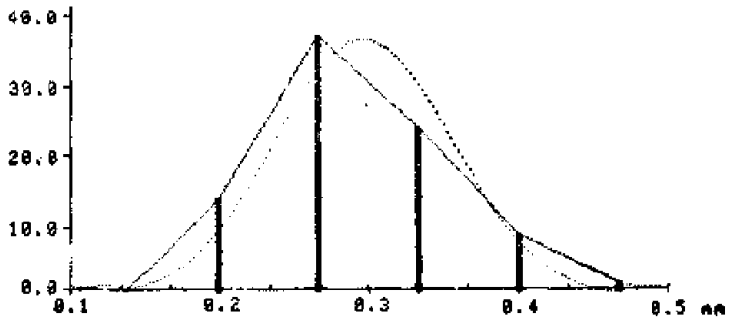


插图 13　*Somphopora ningqiangensis* (Lin, 1975)
群体中壁孔孔径最大值的绝对频率曲线
(据 Yu and Oekentorp, 1984)

量取多角形珊瑚个体或其它物象时，则选择 AREA PERIM D_{MAX} FERET XY 等项内容，结果所得如下图表(插图 14)，在该表中，作者为了与其他文献中记载的体径值进行比较，其他数据如面积、周长及不同方向量取的长径值的频率曲线等均未列出；

量取珊瑚纵切面中相邻床板的间距或其它类似的结构时，只要选取 DISTANCE 一项即可，结果如图 15 所示(插图 15)。

当按动或用笔点动 SCL 键或框时，视屏幕上会出现如下表格(插图 16)。重要的是选择好放大倍数 MAGNTE(通常 1.0 = 1mm)，和比例尺 SPEC. SC；通常仪器使用的基本度量单位是 μ，取珊瑚个体常用 mm 为量的单位，故需要在度量前弄清楚仪器的基数，再把需要度量的比例尺通过量笔在工作板上点取相应的长度，使之储存到电脑内；WINDOW 一栏指度量时绕个体的体壁一周，回到原来的点上时，允许缺口的误差数，也需要在度量前根据度量对象的实际情况，选择适当允许的误差值。

当按下 DIG 的指令后，会出现如下表格(插图 17)，系要求选择数据的位数，在量取珊瑚的个体及其他结构部位时，维持表格中所列的位数即可。

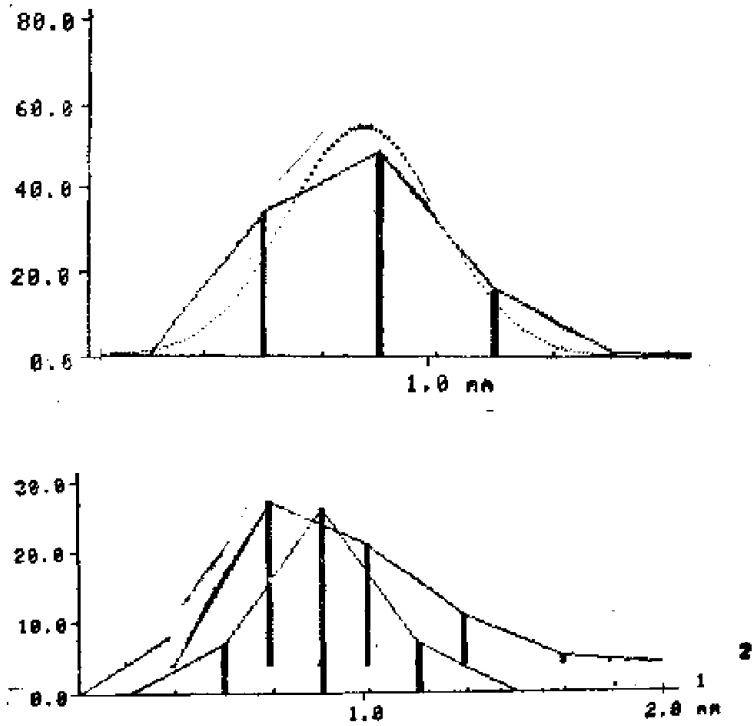


插图 14 *Thecia expatiata* 模式标本中个体体径最大值的相对频率曲线;下图是比较群体中两个部分的频率曲线

(据 Yu and Oekentorp, 1984)

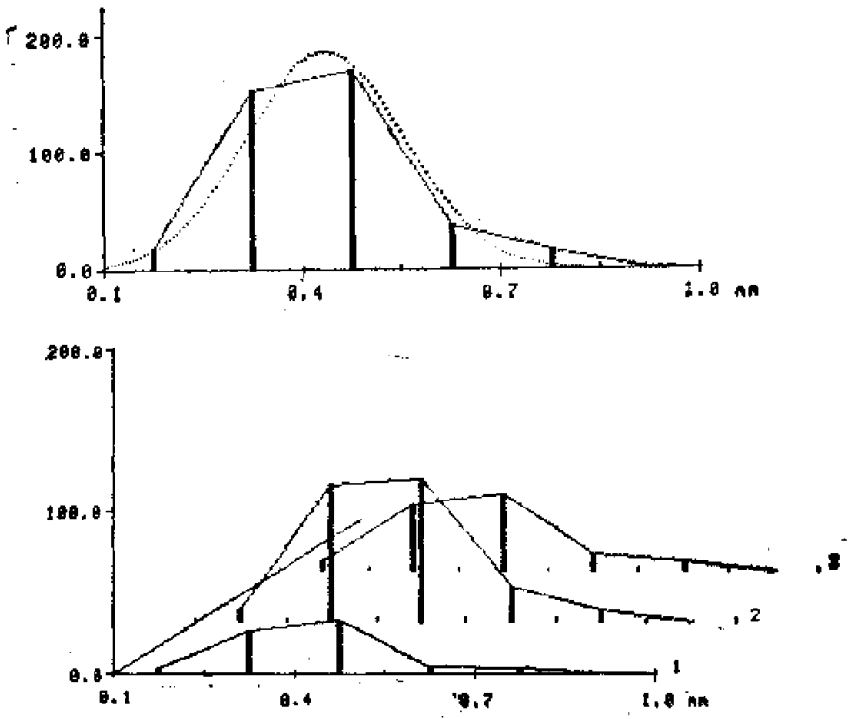


插图 15 *Somphopora ningqiangensis* (Lin, 1975)相邻床板间距的绝对频率曲线

下图是同一群体三个不同部位的频率曲线比较。(据 Yu and Oekentorp, 1984)

MAGNIF.	SPEC. SC.	FACTOR X	FACTOR Y		WI NDOW
1.0	1.0	1.0	1.0		1.0
ROT. 3P	TRANS. 4P	X-DISPL.	Y-DISPL.		MAX. CHA
1.0	1.0	1.0	1.0		5.0
PRINTLX	SEND LX				

插图 16　视屏幕上出现的表格要求选择的放大倍数、比例尺等内容

DIGIT. X	DIGIT Y	DI. DIST.	DI. CURVE		
1.0	1.0	1.0	1.0		
PRINT XY	STORE XY	SEND XY			

插图 17　视屏幕上出现的表格，要求选择需用的位数

当量取同一群体各个部位的个体体积大小时，可以按 CHANNEL 1, CHANNEL 2 ……，分频道依次进行量测，最终，各部位上量得的数据和统计结果的曲线可以反映在同一图表上进行比较，如图 14、图 15 所示。

以上介绍的内容都取珊瑚化石为例，举凡藻类化石中细胞和藻丝宽度的量测，孢子花粉粒的大小及表面粒径的大小与统计，古杯与海绵化石中杯体或海绵体的横径、壁厚、孔径等，层孔虫中细层或支柱的厚度，某些属内中管体及支管体的管径，苔藓虫硬体和室口的直径，有孔虫壳室的长径和短径、壳壁的厚度等，均可运用此类仪器和方法进行度量和统计。将来对这些门类化石切面的度量不无可能以面积的度量取代直径。微体化石中其它的门类化石也有可能利用上述方法和技术进行度量。

参　考　文　献

Stel, J. H., 1979, Environment and quantitative morphology of some Silurian tabulates from Gotland. *Scripta Geol.*, **47**, 1—75, 60figs.

Scrutton, T. C., 1981, The measurement of corallite size in corals. *Jour. Pal.* **55**, 1, 687—688, 3 text-figs.

Scrutton, I. D., 1966, The value of corallite size in the specific determination of the tabulate corals *Favosites* and *Palaeofavosites*. *Mercian Geol.* 1, 255—263.

Yu C. M. and Ockenrorp, K., 1984, On the Silurian tabulate coral genus *Somphopora* Lindström. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* **61**, 245—286, 11 Abb. 7 Taf.

叶 结 构 分 析

——鉴定被子植物叶化石的新方法

李 浩 敏

（中国科学院南京地质古生物研究所）

一、引 言

被子植物化石的研究迄今为止，仍不甚被广大地层古生物工作者所注意。尽管可靠的被子植物化石在早白垩世中期的地层中就已发现，况且被子植物无论从科、属的数目上看，还是从个体的数目上看，从晚白垩世起就开始在植物界占统治地位。现在，被子植物种数约有30万，是现代蕨类植物（11,500—13,000种）及裸子植物（720—750种）总和的二十倍以上。因此，研究被子植物化石不仅具有地层学意义，而且由于被子植物是当今植物界最繁盛、最庞大、与人类生活关系最密切的类群，同时也是植物学中研究得最为广泛、深入、细致的一个分支，所以通过研究白垩纪以来的被子植物化石，应用将今论古的原则，对阐明各个有关时期的古气候、古地理十分有利。近二十年来，随着有关被子植物新理论、新方法的不断引入，被子植物化石鉴定的准确性、科学性均在日益提高。这对被子植物起源、演化及发展等生物学上重大理论问题的最终解决，将起十分重要的作用。本文主要介绍一种研究被子植物的新方法——叶结构分析法。在介绍这一方法之前，有必要先把此方法出现前的被子植物叶化石研究情况给以概括性的介绍。

现代被子植物主要依据其繁殖器官——花、果实、种子的特征进行分类。而地层中出现的被子植物化石却绝大多数为叶。虽然亦有花、果实、种子、木材等，但与叶化石相比，数量很少。特别是花的化石，虽然非常珍贵，却十分稀少，真可谓凤毛麟角。这就造成了研究被子植物化石的困难。近几十年来，被子植物花粉化石的研究发展迅速，这对确定地层时代及白垩、第三纪地层对比起了很大的推动作用。但如何利用广泛出现于地层中的叶化石，使其更好地为地层学乃至古气候学、古地理学、被子植物起源及其演化服务，一直是古植物工作者的紧迫任务。关键的问题是被子植物的叶是否有分类意义。

古被子植物研究已有140多年的历史。传统的研究方法是寻找与叶化石最相似的现代植物叶，并以其属名作为化石叶的属名。这种方法的使用延续了一百多年，至今有一部分人仍继续沿用。这对研究某些时代较新，具有显著特征的叶化石可能是行之有效的。但必须承认，一些早期的古植物学家将有些白垩纪及早第三纪已绝灭的被子植物归入现代的科、属名之下，确实造成了一系列的混乱，以致这些现代被子植物属在白垩纪的突然"出现"，曾被达尔文称做"一个令人费解的谜"。

许多植物学家对被子植物叶化石的分类意义持有保留态度。Stebbins（1950）认为，最常保存为化石的叶，是被子植物所有器官中最不具分类意义的。Good（1964）认为，叶

是植物所有器官中可塑性最强，变化最大的。Mason (1947) 指出，被子植物化石记录非常不连续和不完善，并且有很多鉴定不正确。因此，既便用来说明其发展的轮廓，也是很不可信的。Cronquist (1968) 认为，被子植物叶的多样性存在于具有非常密切关系的一些植物中。这是分类工作者的困难所在。他又说，有一些根据营养器官被归入某个属的"新种"，常被改归为完全不同的科中。

总之，一百多年来对被子植物叶化石的研究主要是宏观的，即主要研究叶化石的大小、形状、叶缘、叶基、叶顶、叶柄、腺体的位置及叶脉(主要是一、二次脉)。由于可用来对比的现代叶子的来源对古植物学家说来受到限制，又由于缺乏一套详细的、含义明确的关于叶形态的术语，所以他们往往利用过去发表过的图进行"图片对比"。这种方法不能提供细微的叶脉及其它细微性状，因而往往导致关于植物群、植被及演化方面的错误结论。

Seward (1931) 提倡角质层研究。Kräusel (1953), Mädler (1953) 也鼓励开展对表皮的研究。由于绝大多数的叶化石是以印痕的形式保存下来的，因此，尽管这种方法对压模化石是行之有效的，但并不能用于所有的叶化石。

二、叶结构分析

Foster (1953) 提议建立被子植物透明叶标本室。并认为，这种透明叶可能会提供具有分类意义的性状。他认为 (1952)，需要研究现代叶的叶脉，使其成为研究叶化石的一种工具。Foster 对叶脉持续的兴趣，促使一些古植物学家对叶脉重新重视起来。

许多古植物学家尝试了这方面的工作。Wolfe (1966, 1968)，除致力于研究叶的高次脉及末端游离末次脉 (Freely ending ultimate veins)，或称盲脉以外，他还发现了叶的其它重要性状。如边缘末次脉 (Marginal ultimate venation) 或简称边脉。

Dilcher (1974) 指出，用大的形态特征及叶脉，并结合细微叶脉及表皮研究叶化石，可以提供非常可信的结果。

Hickey (1973, 1979) 在前人工作的基础上 (Ettingshausen, 1861)，结合他自己对现代叶及化石叶的研究，提供了全面的、详尽的、非常实用的双子叶植物叶的形态、叶脉的分类及术语。他首次使用了叶结构分析 (Leaf architectural analysis) 这个概念 (Hickey, 1971, 1973)。并指出，叶结构分析是指叶脉类型、叶缘特征、叶形、腺体等要素的空间结构及它们的相互关系。应用叶结构分析来鉴定叶化石是根据这样一个前提，即被子植物每种分类单位(taxa) 的叶各具有一些稳定的，可以识别的结构。这是这些分类单位系统演化的结果 (Hickey, 1977)。Hickey 在研究被子植物叶结构时，应用了 Foster (1953)提出的透明叶标本，并提出了一系列叶形态方面新的、微观的性状。为了更清楚地阐述叶结构分析，本文将从以下三个方面进行介绍：

1. 透明叶及其制作方法

透明叶是研究叶形态十分有用的工具。它是由现代植物叶经过化学药品处理后所得。可用生物显微镜或解剖镜来观察。除了可用来对叶脉进行微观研究外，还可用来观察叶表层上的性状，如毛、腺体，上、下表皮上的表皮细胞、气孔器以及叶的内部性状，如含晶异细胞 (Crystal idioblast)、油腺体 (Oil filled glands)，石细胞等。由于有了上、下表

皮的存在，叶的细微叶脉原位保存完好，因而可以准确地观察到细微叶脉的空间相对位置。

Foster（1952）发表了透明叶的制作方法。经 Wolfe 及 Hickey 的改进，已成了一种行之有效的方法。下面将其制作过程作一概略介绍。

（1）将干叶放于培养皿中，上面覆盖以质地较厚的塑料窗纱（利用窗纱的重量使叶不致浮起），倒入 5% 的氢氧化钠（NaOH）溶液。每隔一天更换一次溶液，直到溶液不继续变成茶色，而略呈稻草色为止。这个反应一般历时 4—6 天。个别质地很厚的叶，则需要更长的时间；

（2）在流水中冲洗半小时；

（3）将叶浸在冰醋酸中约 15 分钟（不能超过 30 分钟）[1]。

（4）倒掉冰醋酸，加 5% 次氯酸钠（$NaHClO_2$）[1]，直到叶变成白色或无色。一般需时 3—5 分钟[2]；

（5）在流水中冲洗半小时；

（6）将叶浸入 250% 的水合氯醛（C $Cl_3CH(OH)_2$）水[3]溶液中，历时约 12 小时；

（7）在流水中冲洗半小时；

（8）依次用 10%，25%，50%，95% 及 100% 的酒精将叶片脱水；

（9）取掉塑料纱，倒入番红溶液[3]染色。历时约 1—2 小时；

（10）将叶放在无水酒精及甲苯各占 50% 的液体中脱色，以使叶脉与周围的组织深浅分明；

（11）将叶放入甲苯中以备装片；

（12）装片。将叶放在二载玻片之中，介质为甘油胶或冷杉胶。令其逐渐干燥[4]，然后用石蜡封片。

2. 国际植物界通过对透明叶的研究及在叶形态学研究方面取得的新进展

如前所述，Hickey（1973, 1977, 1979），Hickey 及 Wolfe（1975）通过对透明叶及叶化石的研究，发表了一套可供古植物工作者及现代植物分类工作者使用的叶形态分类及观察描述叶的详尽、确切、实用的术语。

本文作者在美国耶鲁大学生物系 Hickey 教授的实验室工作期间，应用叶结构分析与 Hickey 教授共同研究了金缕梅亚纲一些科的叶结构。通过实践，笔者认为，Hickey 教授的工作较前人有了全面的进展。特别是在叶的形态分类方面，增加了数值概念，为应用电脑为叶的鉴定做了准备。这是目前国际上一些优秀的古植物学家纷纷采用 Hickey 的叶形态分类及术语的主要原因。

同时，笔者还认为，叶的某些性状如叶齿类型、盲脉、边脉等确实是非常稳定，具有分类意义。下面概略介绍一下上述性状以及其它一些在我国文献中尚未出现过的有关叶的

---

1) 3、4 两种反应在通风橱中进行。

2) 此溶液可回收反复使用。

3) 0.8 克的番红需用 100mL 溶剂。溶剂为无水酒精及甲苯各半。番红溶液可反复使用。

4) 约需时四周。

重要术语。

叶脉　关于脉序在《中国新生代植物》一书中已做过介绍。Hickey (1973, 1979)的贡献在于区分出一种复出掌状脉序 (palinactinodromous)(插图 1e),这种脉序与掌状脉序的区别在于侧主脉自中主脉的不同点上伸出且两歧分枝。而掌状脉的侧主脉自中主脉上的同一点伸出。

聚顶脉序 (acrodromous), 根据 Hickey (1979) 可分为完全及不完全两种。这两种各自又进一步分为基生及亚基生两类(插图 1f, g, h, i)。

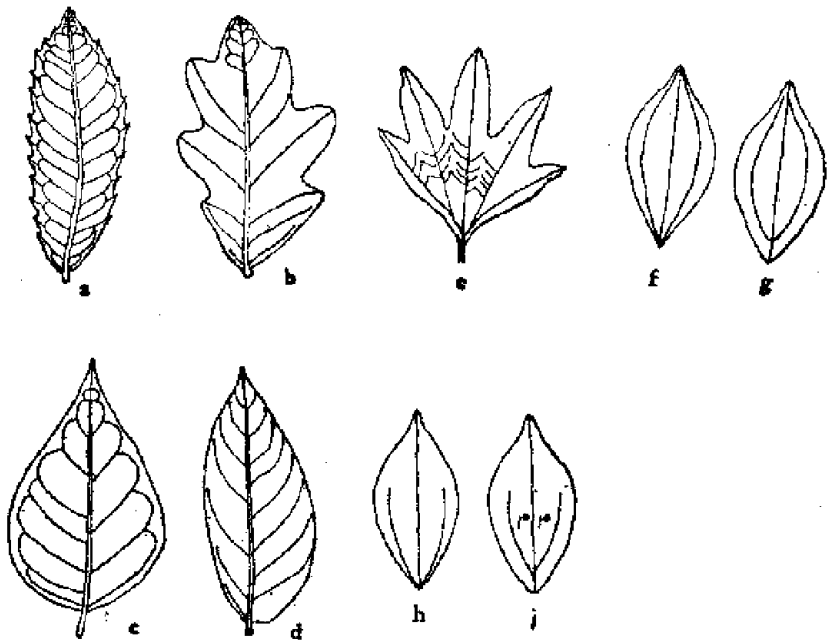


插图 1　各种脉序

a. 半达缘脉序；b. 混合达缘脉序；c. 环结脉序；d. 真弧曲脉序；e. 复出掌状脉序；f. 基生完全聚顶脉序；g. 亚基生完全聚顶脉序；h. 基生不完全聚顶脉序；i. 亚基生不完全聚顶脉序

《中国新生代植物》一书中所示的羽状弧曲脉序实际上是非常不典型的。本文作者同意 Hickey (1979) 将环曲脉序 (brochidodromous) (插图 1c) 归入弧曲脉序 (camptodromous) 的范畴内,并把通常称为弧曲脉序者改称为真弧曲脉序 (eucamptodromous) (插图 1d)。此外,他的半达缘脉序 (semicraspedodromous) 及混合达缘脉序 (mixed craspedodromous) (插图 1a, b) 的提法,对进一步区分及描述不同类型的脉序也是有益的。

关于三次脉及高次脉的分类可参看 Hickey (1979) 原文,本文不另赘述。但这里仍有必要介绍一下边缘末次脉 (Marginal ultimate venation) (简称边脉) 这个概念。边缘末次脉一般可分为三种类型。

1) 不完全边缘末次脉 (incomplete)[1] (简称不完全边脉)——接近叶缘的末次脉呈游

1) 全名为 incomplete marginal ultimate venation, 此处从略, 下同。

离状态(插图2 a)。

2) 环结边缘末次脉(looped)——近叶缘末次脉弯曲,形成脉环(插图 2b)。

3) 联合边缘末次脉 (fimbrial vein)(或称联合边脉)——近叶缘末次脉互相连接,在叶缘内侧形成一完整的,略加粗的边脉(插图 2c)。

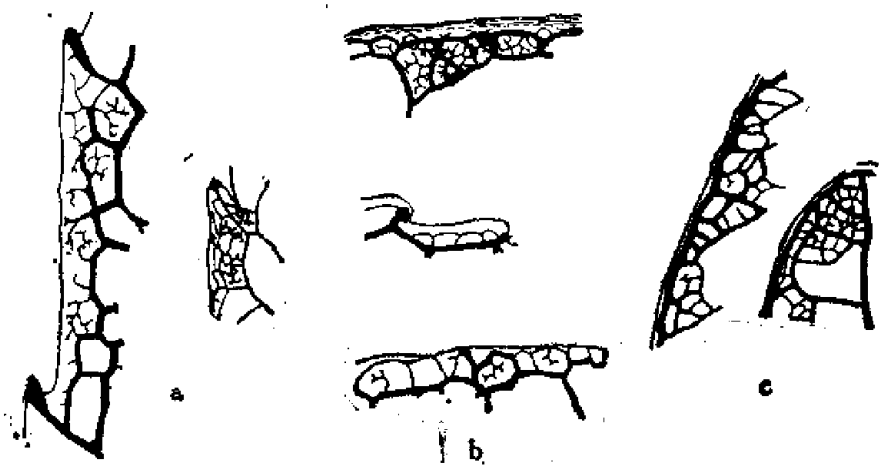


插图 2 边缘末次脉

a. 不完全边缘末次脉; b. 环结边缘末次脉; c. 联合边缘末次脉

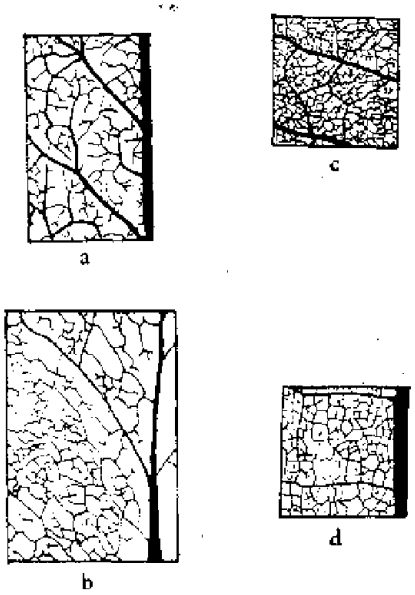


插图 3 叶脉网隙

a. 不具叶脉网隙; b. 网隙发育不完全;
c. 网隙发育不规则; d. 网隙发育完整

边缘末次脉是区分种、属的良好性状。

叶的高次脉一般形成网隙 (areolation), 可作为分类的依据及研究系统发育的有用性状。通常可分为下列几种情况。

1) 不具叶脉网隙(插图 3a);

2) 网隙发育不完全(插图 3b);

3) 网隙发育不规则,即网隙的大小、形状有区别(插图 3c);

4) 网隙发育完整,即网隙在大小、形状及排列上均较有规律(插图 3d)。

齿型　双子叶植物的叶齿虽然千变万化,但仍是有规律可循的。Hickey 及 Wolfe (1975) 根据叶齿的形状、齿端形态、有无腺体、腺体的形状、其透明程度以及齿内叶脉的分布等等,区分出一系列的齿型,现择其中的重要者给予介绍。

笔者根据对透明叶的观察,将在本文中对个别齿型的名称及定义给予修正。经与 Hickey 教授讨论,这种修正得到他的赞同。

1) 金粟兰型齿: 腺体透明,不脱落,伸入叶齿的中央脉 (Medial vein), 为二次或三次脉。中央脉两侧各有一条高一级(三次或四次)脉在略低于腺体处与其相交。此种齿型见于木兰亚纲[1]、金缕梅亚纲中的昆栏树目(插图 4a)。

1) 本文涉及的木兰亚纲及其它分类名称,均指 Cronquist (1981) 的含义。下同。

2）蒙尼梅型齿：腺体不透光，不脱落，腺体顶端尖锐，中央脉（二次或三次脉）伸入齿端，无高次脉与其相交。此种齿型见于木兰亚纲（插图 4b）。

3）刺型齿：据 Hickey 及 Wolfe（1975）的意见，此种齿的中央脉伸出叶片之外，形如刺。本文作者通过对金缕梅科、小檗科及山毛榉科一些曾被称为刺型齿代表的观察，认为金缕梅科的 *Sinowilsonia* 及 *Corylopsis* 的齿虽有时亦细长尖锐，但它们的结构实际上与下面将提到的弗特吉型齿一致，即中央脉包在叶片之内。而小檗科及山毛榉科的一些代表的齿则由联合边脉与中央脉形成。笔者认为刺型齿应仅限于后者（插图4 c）。

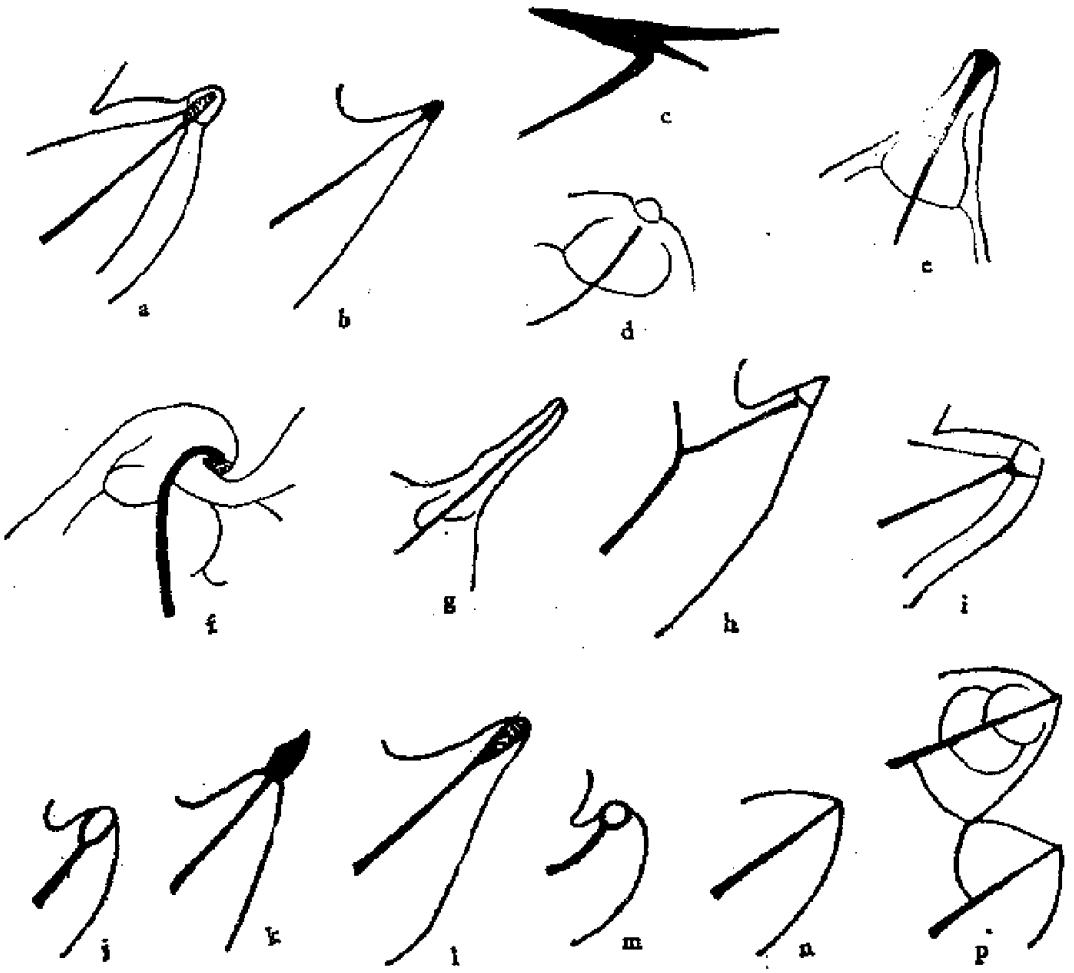


插图 4　叶的各种齿型

a. 金粟兰型齿；b. 蒙尼梅型齿；c. 刺型齿；d. 连香树型齿；e. 悬铃木型齿；f. 阿丁枫型齿；g. 弗特吉型齿；h. 克诺尼型齿；i 蔷薇型齿；j. 郭伦桃型齿；k. 茶型齿；l. 蓼菜型齿；m. 柳型齿；n. 锦葵型齿；p. 荨麻型齿。

4）*连香树型齿[1]：此种齿与金粟兰型齿相似，区别在于此种齿的齿侧脉不伸达中央脉，而是游离状态。此种齿见于连香树科（插图 4d）。

5）悬铃木型齿：基本形态同连香树型齿，但齿端腺体在叶成熟时往往脱落。见于悬

1）具*者为本文作者在研究金缕梅亚纲时新区分出的齿型。下同。

铃木科，领春木科(插图 4e)。

6)* 阿丁枫型齿：与连香树型齿相近。区别在于齿的左右明显不对称，甚至齿的一侧的齿侧脉消失。见于枫香属，阿丁枫属等(插图 4f)。

7) 勇特吉型齿：与连香树型齿十分相似，但不具腺体。见于金缕梅科(枫香属等除外)(插图 4g)。

8) 克诺尼型齿：齿具一小的透明的腺体。中央脉(通常是二次脉)在近齿的弯缺处分枝。后者沿齿的远轴缘伸入叶齿。主要见于 Cunoniaceae 科(主要分布于南半球)(插图 4h)。

9) 蔷薇型齿：齿顶端具有大的透明的腺状出水孔，伸入齿的脉不偏斜，末端略膨大，而两侧各有一条较强的齿侧脉与中央脉汇合。这种齿常见于蔷薇科(插图 4i)。

10) 第伦桃型齿：伸入齿的中央脉(Medial vein)伸达一透明的、膨大的腺体，无明显的齿侧脉。常见于第伦桃科、弥猴桃科(插图 4j)。

11) 茶型齿：伸入齿的中央脉伸向齿端，其末端略膨大。齿顶端冠以不透明的、脱落性的腺状刚毛。茶型齿见于茶科、金莲木科(插图 4k)。

12) 堇菜型齿：齿的中央脉伸达一透明或不透明的不脱落腺顶。常见于堇菜科(插图 4l)。

13) 柳型齿：腺体多少有些透明、球形，通常位于齿的远轴一侧。见于杨柳科及大风子科的山桐子属(插图 4m)。

14) 锦葵型齿：齿的中央脉伸向齿顶，两侧无齿侧脉，齿不具腺体。见于锦葵科及木棉科(插图 4n)。

15) 荨麻型齿：齿两侧对称，无腺体，齿中央脉(一般为二次脉)两侧各有数对高一级的齿侧脉，形成脉环。最近顶端的一对脉末端游离。具这类齿的叶，其第三次脉一般及顶(Percurrent)，最近齿缺的一对齿侧脉在齿的弯缺处聚集，形成结(Knot)。这种类型的齿常见于山毛榉目及桦目(插图 4p)。

叶等级　Hickey (1977) 根据叶脉的规则性将叶划分为四个等级(rank)(插图 5)：

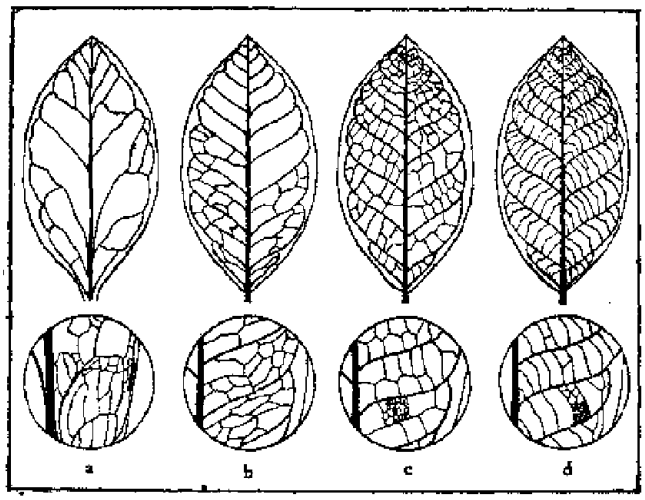


插图 5　叶等级

自左向右 (a—d) 分别为第一至第四等级叶。

第一等级叶的一次脉有时不甚规则。二次脉、三次脉及高次脉均不规则。二次脉之间的区域形状及大小均不规则，且二次脉常沿着中脉下延。叶基与叶柄的分界不明显，叶基沿叶柄下延。木兰亚纲中的 Winteraceae 科的叶多属于此类(插图 5a)。

第二等级叶的二次脉较为规则。二次脉间的区域在形状及大小方面较为一致。但第三次脉及高次脉不规则。第三次脉与第四次脉在形态上不易互相区别。叶脉网隙不规则。南五味子属的叶属于此等级(插图 5b)。

第三等级叶的第三次脉较为一致，与第四次脉的区别明显。但叶脉网隙的大小及方向不甚一致。绝大多数被子植物的叶属于第三等级。如杨属、白腊树属、安息香属等(插图 5c)。

第四等级叶的叶脉网隙大小及形状均较一致。排列亦有规律。栎属的大多数种、清风藤属、栗属等的叶属于这一等级(插图 5d)。

被子植物叶化石证实：在早白垩世期间，叶从第一等级逐渐向第三等级演变(Hickey, 1977)。

3. 对叶结构分析的展望

叶结构分析无疑是至今研究被子植物叶的最好方法。它将叶的宏观形态与微观形态密切结合起来，揭示了一系列在分类上十分稳定的性状。这对准确地确定叶的分类位置具有非常重要的意义。

首先，它可用于研究被子植物叶化石。过去因为对叶的细微性状缺少研究，甚至没有一套有关细微性状的有效术语，因此，尽管叶化石上的三次以上叶脉常常保存完好，有时还保存了盲脉、腺体甚至于毛等特征，但由于从腊叶标本上看不到或看不清楚这些性状而无法对比。因而这些性状并未很好地被用来确定其分类位置。透明叶的广泛利用，使得对叶微观形态的研究有了可能性。这必将提高叶化石鉴定的准确性、科学性。

其次，随着被子植物叶结构的深入研究，无疑为现代被子植物分类增添了一个有用的方法。Hickey 及 Wolfe (1975) 利用 Takhtajan (1969) 及Cronquist (1968) 的分类系统来检验叶结构的材料，发现两者的结论往往十分一致。两位作者还试着总结、归纳被子植物亚纲、目，有时是科一级叶形态的基本特征。这种尝试无论对现代植物分类学，还是对古植物学的发展都十分有益。

还应指出的是有关叶结构分析的文章自七十年代出现以来，引起植物界的广泛注意。目前这方面的研究逐步向纵深发展。在这个领域中还有很多规律正有待发现。笔者相信，随着叶结构分析更加广泛地被植物界所应用，叶形态的研究会进一步发展，从而必定会推动被子植物分类学(包括古植物分类学)的发展。

参 考 文 献

中国科学院北京植物所、南京地质古生物所。1978，中国新生代植物。中国各门类化石。中国植物化石，第三册，科学出版社。

Cronquist, A., 1968, *The Evolution and Classification of Flowering Plants*. Houghton Mifflin Company, Boston.

Cronquist, A., 1981, *An Integrated System of Classification of Flowering Plants*. Columbia University Press, New York.

Dilcher, D. L., 1974, Approaches to the Identification of Angiosperm Leaf Remains. *Bot. Review*, 40(1), 1—157.

Ettinghausen, C. von., 1861: *Die Blattskelete des Dicotyledonen*. K. K. Hof, Staatsdruckeri, Vienna.

Foster, A. S., 1952, Foliar venation in angiosperms from an ontogenetic standpoint. *Am. J. Bot.* **39**. 752—766.

Foster, A. S., 1953, Techniques for the study of venation patterns in the leaves of angiosperms. Proc. 7th Int. Bot Cong., Stockholm, 1950, 586—587.

Good, R., 1964, *The geography of the flowering plants.* John Wiley & Sons Inc., New York.

Hickey, L. J., 1971, Evolutionary significance of leaf architectural features in the woody dicots. *Am. J. Bot.* **58**, 469 (abstract).

Hickey, L. J., 1973, Classification of the architecture of dicotyledonous leaves. *Am. J. Bot.* **60**, 17—33.

Hickey, L. J., 1977, Stratigraphy and Paleobotany of the Golden Valley Formation (Early Tertiary) of Western North Dakota. Geol. Soc. Amer. Inc. Memoir, 150.

Hickey, L. J., 1979, A Revised Classification of the Architecture of Dicotyledonous Leaves. In *Anatomy of the Dicotyledons,* 2nd Edition, I. C. R. Metcalfe and L. Chalk, eds., Clarendon Press, Oxford.

Hickey, L. J. & J. A. Wolfe., 1975, The bases of angiosperm phylogeny: Vegetative Morphology. *Ann. Missouri Bot. Garden,* **62**(3), 538—589.

Kräusel, R., 1953, Neue Praparationsmethoden. Proceed. 7th Inter. Bot. Cong., Stockholm, 1950, 585—586.

Mädler, K., 1953, Über die Möglichkeiten einer Planmässigen morphologischen Analyse der Dicotylen Blätter. Proc. 7th Inter. Bot. Cong., Stockholm, 1950, 587—588.

Mason, H. L., 1947, Evolution of certain floristic associations in western North America. *Ecol. Monographs,* **17**. 201—210.

Seward, A. C. 1931, *Plant Life through the Ages.* The MacMillan Company, New York.

Stebbins, Jr. G. L., 1950, Variation and evolution in plants. Columbia University Press, New York.

Takhtajan, A., 1969, Flowering plants origin and dispersal. Translation by C. Jeffrey, Oliver and Boyd, Edinburgh.

Wolfe, J. A., 1966, Tertiary plants from the Cook Inlet region, Alaska. *U. S. geol. Surv. Prof. Paper,* 398-b: B1—B32.

Wolfe, J. A., 1968, Paleogene biostratigraphy of nonmarine rocks in King County, Washington, *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper,* **571**, 1—33.

地层中化石属种数目的最大似然估值

耿良玉

（中国科学院南京地质古生物研究所）

鉴于广大地层古生物工作者不很熟悉概率论中的最大似然估值的内容，本文先用一个具体实例来说明这一概念。比如，我们第一次在广东南雄大风-河南街剖面的上湖组中，采得如下介形类化石：*Ilyocypris subhuangqiaoensis*, *Parailyocypris taizhouensis*, *Cypridea* (*Cypridea*) *xindianensis*, *C.* (*Pseudocypridina*) *subtera*, *Cyprois depress*, *Porpocypris subglobra*。嗣后，又在距此剖面不远的大塘剖面的上湖组中，采得如下介形类化石：*Cypridea* (*Cypridea*) *xindianensis*, *Parailyocypris globra*, *P. subglobra*, *Ilyocypris subhuangqiaoensis*, *Porpocyris unituberosa*, *P. ravenridgensis*, *Cyprois depress*。我们能否就这两次采集的结果，估计这一地区上湖组中到底有多少介形类属和种？这是生物地层学中还未曾研究过的一个全新的课题。本文从概率论中引进最大似然法来求解。

在解决这一问题之前，简单而通俗地介绍几个基本数学概念无疑是必要的：

随机事件　在一定条件下必然会发生的事情称为必然事件。反之，在一定条件下，必然不发生的事情称为不可能事件。在客观事物中，除了必然事件和不可能事件之外，还有本质不同的另一种情况，即在一定条件下，可能发生，也可能不发生的事件，称为随机事件或偶然事件。必然事件和不可能事件可以看作随机事件的两种极端情况。比如，在某一古生代海相地层的某一层段中，可以采集到某一种或多种微体或超微化石。由于化石分布受岩性、岩相的制约，在地层中的分布是不均匀的，加上成岩后的变质作用、风化作用的影响和采样密度的限制，换一地点，即便距离不很远，在相同层段中采到的化石属种数目可能多些，也可能少些，甚至采集不到化石。这些情况是常有的，可以视作随机事件。

随机变量　随机现象的各个结果，可以用变量来描述。例如，“某组地层中采到 ζ 种 *Cypridea*”这一事件，就可以用受偶然因素的影响而变动的量 ζ 来表示。ζ 取不同值时，就代表不同的事件发生，如

“$\zeta = 0$”表示事件“没有一种 *Cypridea*”

“$\zeta = 1$”表示事件“有一种 *Cypridea*”

“$\zeta = 2$”表示事件“有二种 *Cypridea*”

……

象 ζ 这样能表示随机现象各种结果的变量，就称为随机变量。

概率　事件发生的可能性大小。我们任意假定，全世界陆相白垩系共有 500 个岩组，其中 480 组产有 *Cypridea*，所以陆相白垩系中见有 *Cypridea* 的比例是 $\frac{480}{500} = 0.96$。如果陆相白垩系共有 500 组记为 n，含有 *Cypridea* 的 480 组记为 m，m/n 所得的比例，便称为频率。由无数事实可知，如果统计的次数很大，便可发现：事件发生的频率虽有微

小的波动，却总是稳定在某一固定常数附近。我们就拿频率所靠近的那个固定常数，作为衡量事件发生的可能大小的尺度，这种数称为概率。随机事件都有概率。

如果随机变量 ζ 取某一值 k 时所代表的事件概率为 p，就可以写成

$$P\{\zeta = k\} = p。$$

超几何分布　我们以下述实例来说明超几何分布的涵义。设有 200 个介形类标本，其中 190 个是 *Darwinula*，10 个是 *Gomphocythere*，将标本充分混合后，从中抽取 10 个标本，其中含有"0 个 *Gomphocythere*"和"1个"、"2个"、…、"10 个 *Gomphocythere*"的概率各是多少？为了简便起见，把"从 200 个介形类标本中抽取 10 个，10 个中有 k 个 *Gomphocythere*"记为事件 A_k，k 可以是 0、1、2、3、4、5、6、7、8、9、10 这十一个数字中的任一个。

从 200 个中抽 10 个的所有可能方式是

$$n = C_{200}^{10} \text{ 或写作 } n = \binom{200}{10}$$

从"200 个标本中抽取 10 个标本，10 个标本中有 k 个 *Gomphocythere*"这一事件 A_k，所包含的基本事件数为

$$m = C_{10}^{k} C_{190}^{10-k} \text{ 或写作 } m = \binom{10}{k}\binom{190}{10-k}$$

这样，

$$P\{A_k\} = \frac{C_{10}^{k} C_{190}^{10-k}}{C_{200}^{10}} \text{ 或写作 } P\{A_k\} = \frac{\binom{10}{k}\binom{190}{10-k}}{\binom{200}{10}}$$

$$(k = 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10)$$

由于 k 可以取 0，1，2，…，10 中任一数值，上面的式子实际上概括了 A_0，A_1，A_2，…，A_{10} 这一系列事件的概率。随机变量 ζ 服从超几何分布。所以称为超几何分布是因为 $P\{A_k\}$ 可看成为所谓超几何级数一般项的系数。

有了上述准备，我们便可以回到南雄地区上湖组中到底有多少属种这一问题上来。

已如上述，第一次从大风-河南街剖面上采得 *Ilyocypris subhuangqiaoensis*, *Paralyocypris taizhouensis*, *Cypridea* (*Cypridea*) *xindianensis*, *C.* (*C.*) *subtera*, *Cyprois depress*. *Porpocypris subglobra* 等 5 属 6 种，第二次在大塘剖面上湖组中采得 **Cypridea*(*C.*) *xindianensis*, *Paralyocypris globra*. *P. subglobra*, **Ilyocypris subhuangqiaoensis*. *Porpocypris unituberosa*, *P. ravenridgensis*. **Cyprois depress* 等 5 属 7 种。其中有*号者，也见于前一剖面，共有 3 种。

上湖组中的介形类种的估计数为 N，第一个剖面中的种数记为 r，第二个剖面的种数记为 s，其中有 ζ_1 个种与第一剖面相同。这里 N 是未知数，r、s 是已知数。第二次采到的种数 ζ 可看作随机变量，ζ 有超几何分布：

$$P\{\zeta = \zeta_1\} = \frac{\binom{r}{\zeta_1}\binom{N-r}{s-\zeta_1}}{\binom{N}{s}} \tag{1}$$

ζ_1 为整数，$\max(0, s-N+r) \leqslant \min(r, s)$。

以似然函数 $L(\zeta_1, N)$ 表式(1)右方值，应取使 $L(\zeta_1, N)$ 达到最大值的 $\hat{N}$ 作为 N 的最大似然估值。为此，考虑比值

$$R(\zeta_1, N) = \frac{L(\zeta_1, N)}{L(\zeta_1, N-1)},$$

以式 (1) 右方值代入 L 中后，可以看出当且仅当 $N < \frac{rs}{\zeta_1}$ 时 $R(\zeta_1, N) > 1$，即 $L(\zeta_1, N) > L(\zeta_1, N-1)$；当且仅当 $N > \frac{rs}{\zeta_1}$ 时，$R(\zeta_1, N) < 1$，即 $L(\zeta_1, N) < L(\zeta_1, N-1)$。故 $L(\zeta_1, N)$ 在 $\frac{rs}{\zeta_1}$ 附近取最大值，于是

$$\hat{N} = \left[\frac{rs}{\zeta_1}\right] \tag{2}$$

将 r、s、ζ_1 代入式 (2)，得

$$\hat{N} = \left[\frac{6 \times 7}{3}\right] = 14$$

即广东南雄上湖组中，有介形类 14 种(最大似然估值)。

依同法可求得属的数目

$$\hat{N} = \left[\frac{4 \times 5}{4}\right] = 5$$

即广东南雄上湖组中，有介形类 5 属(最大似然估值)。

这两个剖面实际共采得介形类 5 属 10 种。由此可得到如下结论：在广东南雄地区上湖组中再采获介形类其它属的可能性已经很少了，但还可能采得少量其它种。这样，今后的研究工作便可心中有数。但须说明的是，这种估值法必须有以下前提：两次的采集工作均很仔细；鉴定者所掌握的属、种鉴定标准相差无几。

下面举一个研究实例来阐明这一方法的准确性。

1972 年穆恩之、朱兆玲、陈均远、戎嘉余和刘耕武测制了湖北宜昌黄花场剖面，在五峰组中采得 12 属 20 种笔石：**Climacograptus angustus*、**Climacogr. supernus*、**Climacogr. hastatus*、**Climacogr. venustus*、**Climacogr. leptothecalis*、*Climacogr. tuberliferus*、*Climacogr. bellulus*、*Climacogr. textus*、**Orthograptus truncatus*、**Dicellograptus szechuanensis*、**Dicellogr. ornatus*、*Dicellogr. graciliramosus*、*Dicellogr. complanatus*、**Amplexograptus suni*、**Yinograptus disjunctus*、**Paraorthograptus typicalis*、*Paraorthogr. longispinus*、**Tangyagraptus typicus*、*Leptograptus macer*、*Leptogr. annectans*、**Glyptograptus uniformis* 和 **Diplograptus bohemicus*。此外，还采得未能定到种的两个属：*Pararteograptus* 和 *Paraplegmatograptus*。1982 年穆恩之、朱兆玲、林尧坤、邹西平、伍鸿基、陈挺恩、耿良玉和董熙平详测了黄花场 502 槽，逐层采了笔石，共采得 15 属 41 种。它们是：*Climacograptus chiai*、*Climacogr. sinicus*、*Climacogr. minor*、*Climacogr. minutus*、*Climacogr. longicaudatus*、*Dicellograptus anoceps*、*Diplogr. minutus*、*Diplogr. excavatus*、*Amplexograptus suni*、*Orthograptus maximam*、*Pararteograptus sinensis*、*Pararteogr. parvus*、*Paraplegmatograptus connectus*、*Paraplegmatogr. simplex*、*Paraplegmatogr. uniformis*、*Pleurograptus lui*、

Neurograptus guizhouensis、*Yinograptus grandis*、*Yinogr. dubius*、*Yinograptus brevispinus*、*Paraorthograptus brevispinus*、*Paraorthogr. angustas*、*Paraorthogr. uniformis*、*Yangzigraptus yangziensis*、*Tangyagraptus rigidus*、*Tangyagr. uniformis* 和 *Leptograptus extremus*。此外，1972 年发现的笔石中，注有 * 号者也见于 502 槽。两个剖面相同的笔石，共有 12 属 14 种，即可得到如下结果：

$$r = 20,\ s = 41,\ \zeta_1 = 14$$

$$\hat{N}_{*} = \left[\frac{20 \times 41}{14}\right] = 59。$$

$$\hat{N}_{总} = \left[\frac{12 \times 15}{12}\right] = 15。$$

计算结果表明：黄花场共有笔石 15 属 59 种。这两个剖面实际采得笔石共 15 属 47 种。

穆恩之等 1982 年详测了宜昌黄花场宝山剖面，系统地采集了笔石化石。汪啸风等多年来采自宜昌黄花场的笔石资料于 1983 年发表。除了上述 15 属 47 种之外，他们新增补了以下 1 属 11 种：*Climacograptus tangyaensis*、*Climacogr. tumidus*、*Parareteograptus grandis*、*Paraplegmatograptus gracilis*、*Paraplegmatogr. venustus*、*Yinograptus brevispinus*、*Tangyagraptus binus*、*Tangyagr. erectus*、*Glyptogrptus mirus*、*Diplograptus orientalis* 和 *Diceratograptus mirus*，其中 *Diceratograptus* 是穆恩之等 1982 年新采到的一个属。这样，从 1972 年至 1984 年这十三年间，黄花场发现的笔石总数共计 16 属 58 种。这一数目与最大似然估值法所得结果（15 属 59 种）极为接近：属一级准确率为 94%，种一级准确率为 98%，从而证明这一数学方法的可靠性。

众所周知，在研究古地理、古气候、古海水深度等方面，地层中化石属、种数目的多寡或分异度（diversity）有重要意义。问题在于，这一数目如何确定？以往仅凭经验。诚然，经验是宝贵的、必要的。不过，不能总是停留在这一步而不前进。本文引进的最大似然估值法，是从理论上解决这一问题的一种方法，虽是尝试，却有迷人的前景。

参 考 文 献

王梓坤，1976，概率论基础及其应用，227—228 页。科学出版社。

何俊德，1979，广东南雄盆地晚白垩世—早始新世介形类化石。华南中、新生代红层。广东南雄"华南白垩纪—早第三纪红层现场会议"论文选集，240—271 页。科学出版社。

何俊德、黄仁金，1979：广东南雄盆地晚白垩世至早第三纪地层。地层学杂志，3 卷 1 期，30—39 页。

汪啸风、曾庆銮、周天梅、倪世钊、徐光洪、孙全英、李志洪、项礼文、赖才根，1983：长江三峡东部地区奥陶纪晚期与志留纪初期的化石群并兼论奥陶系与志留系界线问题。中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊，6 号，95—127 页。

Mu Enzhi, Zhu Zhaoling, Lin Yaokun and Wu Hongji, 1984, The Ordovician-Silurian Boundary in Yichang, Hubei. Strat. Palaeont. Syst- Bound. in China Ordov.Silur. Bound. (1),15—44. Compiled by Nanjing Inst. Geol. Palaeont., Acad. Sinica. Anhui Sci. Tech. Publ. House.

牙　形　刺　颜　色

——判断有机质变质作用的一种指标

王　成　源

（中国科学院南京地质古生物研究所）

一、前　言

牙形刺是一类已灭绝的海生动物体内的小骨骼。大小在 0.1—1mm 左右，最大可达 7mm。牙形动物(即带有牙形刺骨骼的动物)的分类地位未定。近年来发现的牙形动物标本表明，它可能与现代海洋中的毛颚类有关，牙形动物头区的牙形刺与毛颚类头部的捕捉刺（grasping spines）在形态上极相似。同一牙形动物体内含有不同形态的牙形刺，这些分离的牙形刺，在人为的形态分类中往往是作为单独的属种处理的。牙形刺遍布于全世界寒武纪至三叠纪的大多数海相地层中，其数量变化极大，多者每公斤样品可含有牙形刺 3 万个，少者仅含 1—2 个，甚至没有。由于牙形刺微小，数量多，演化快，分布广，已成为寒武纪至三叠纪海相地层研究中的主导门类，它在地层的划分对比、界线及界线层型的确定上，都起到了重要作用，被称为生物地层学中的计时器。

1977 年，Epstein 等发表了"牙形刺的颜色变化——有机质变质作用的一种指标"，从而开拓了牙形刺研究的新领域。牙形刺不仅在生物地层的研究中起着重要的作用，而且在石油有机质成熟度、圈定油气远景区的工作中，也起着重要作用。近十年来，牙形刺颜色的研究已引起石油界的广泛重视，在国内外都开展了这方面的工作，并取得了较好的效果，被誉为岩石地层的地温测度计。从而，牙形刺不仅是生物地层的标准化石，也是岩石地层变质程度的指示化石。

二、实验的证实

牙形刺主要是由碳磷灰石，细晶磷灰石组成。Pietzner 等 (1968) 提出了牙形刺成分的近似分子式：$Ca_5Na_{0.14}(PO_4)_{3.01}(CO_3)_{0.16}F_{0.73}(H_2O)_{0.95}$。

用冰醋酸或甲酸很容易从碳酸岩中分离出牙形刺。牙形刺工作者早已发现，从不同岩层中处理出来牙形刺的颜色，经常是不同的，原生的颜色经常是淡黄色至浅琥珀色。自然标本中也有褐色、深褐色、黑色以至白色。

1944 年，Ellison 将牙形刺放到封闭的试管内加热后，牙形刺放出水，颜色变成灰色。二十年后，Lindström (1964) 正确地把这种颜色改变的原因归结为碳的固定过程。Pietzner (1968) 曾报道，牙形刺中含有微量的有机质，并可能含有氨基酸。虽然早期牙形刺工作者注意到了牙形刺的颜色差别，但并未对此提出正确的解释，更未把颜色的变化应用到有机质变质程度的研究中。

Epstein 等注意到褐煤，烟煤，无烟煤等各种型号煤颜色的不同。煤的颜色是由于煤的有机质变质程度不同造成的，从而联想到，牙形刺中也含有有机质，其颜色不同应是有机质变质程度不同的反映。他们用实验证实了这个想法，打开了牙形刺研究的新领域。

他们选择保存最好，颜色最浅的牙形刺，放入坩埚中，在电炉上接触空气加热，加热温度从 300℃ 至 600℃，每次升高 50℃，加热时间 10—50 天，定期从坩埚中取出标本，观察颜色并作记录。经过实验得出如下结论：

（1）野外采集的牙形刺从淡黄色到黑色的颜色变化顺序与只用加热方法产生出来的颜色变化顺序相同。

（2）颜色变化是连续的，逐渐变深的，不可逆的。

（3）颜色变化取决于温度与时间。在 300℃ 时加热 350 个小时后颜色开始变化，在 400℃时，加热 5 小时颜色开始变化，在 500℃ 时，加热半小时颜色立即开始变化。

（4）比较实验资料和野外采集的牙形刺可以看出，这种颜色级别易于判别，他们把这种颜色变化指标缩写为 CAI（Color Alteration Index）。

Epstein 等将实验与野外资料对照，把 CAI 区分出 5 级（插图 1，2），这种实验温度还可以再提高，使 CAI = 5 时的牙形刺颜色由黑色变为灰色乃至白色。CAI 值可到 8，这可在 950℃ 下将牙形刺接触空气加热 4 小时获得（插图 3）。

CAI 值由 1—5 基本是牙形刺中固定碳增加的过程，而由 CAI5（黑色）变到 CAI8（白色）是牙形刺固定碳从牙形刺分子中失去的过程，使牙形刺变为透明。牙形刺从不透明白色到晶体透明色的变化是失去结晶水和再结晶作用的结果。

我国牙形刺工作者蒋武（1980，1983[1]）、周希云（1980，1983）、杜国清（1981[2]，1983）均对牙形刺的颜色做过加温实验，他们实验的结论与 Epstein（1977）相同。周希云（1983）

表 1　牙形刺升温试验结果

（据周希云，1983）

样品号	低温稳色阶段				中温变色阶段				高温深色阶段				褪色阶段	
	常温	100℃	200℃	300	350	400	450	500	550	600	700	800	900	1000
1	褐黄 (1.5)*	褐黄 (1.5)	褐黄 (1.5)	褐黄 (1.5)	褐—灰褐 (2)	褐灰—灰 (2—3)	褐灰—灰 (2—3)	深灰 (3)	深灰 (3—4)	黑 (4)				
2	〃	〃	〃	〃	〃	褐灰 (2—3)	褐灰 (2—3)	深灰 (3)	黑褐—灰褐 (3—4)	黑 (4)	黑 (5)	黑 (5)	黑灰 (5—6)	灰—浅灰 (6)
3	〃					灰褐 (2)	褐灰—灰 (2—3)	深灰 (3)	黑灰 (3—4)	灰黑 (4)	黝黑 (5)	黝黑 (5)	灰黑—灰 (5—6)	
4	〃							褐灰—灰 (2—3)	灰—深灰 (3)	深灰—灰黑 (3—4)	黑 (4)	黑 (5)	灰黑—灰 (5—6)	灰 (6)

* 括号内为 CAI 值

1）蒋武，1983，论阿里尼厄斯方程在牙形刺色变中的应用。

2）杜国清，1981，利用牙形石颜色变化研究有机质成熟度的初次尝试。

将牙形刺颜色变化分为4个阶段，即(1)低温稳色阶段，当温度低于300℃时，颜色几乎保持原色；(2)中温变色阶段，当温度升至350—500℃时，颜色变成褐色、褐灰色、灰色；(3)高温变色阶段，温度升至550—800℃时，颜色普遍变为灰黑、黑色；(4)高温褪色阶段，温度达900—1000℃黑色变成灰色浅灰色(表1)。

这些多次反复的实验表明，用实验方法复制出的颜色变化顺序与野外样品中观察到的牙形刺颜色顺序是相同的，颜色的变化是连续不可逆的，用CAI值可以判别岩石的变质温度。由于实验的可靠和结论的一致，在实际工作中不必再重复这些实验，而可以直接应用他们的实验成果。

三、牙形刺颜色变化指标（CAI）的确定

在实验室内复制出来的牙形刺颜色指标，通常可达到5级。CAI值为1时，牙形刺颜色未变，通常为淡黄色；CAI值为1.5时，颜色开始变化为淡褐色；CAI值为2时，颜色为褐色至深褐色；CAI值为4时，为灰黑色；CAI值为5时，通常为黑色。为确保颜色指标的一致，采用门塞尔（Munsell）土壤颜色指标。牙形刺颜色指标与门塞尔土壤颜色指标的对应关系如下：

CAI	门塞尔土壤颜色
1	淡黄色（2.5YR7/4—8/4）
$1\frac{1}{2}$	很淡的褐色（10YR 7/3—10YR 8/4）
2	褐至深褐色（10YR 4/2—7.5YR 3/4）
3	很深的灰褐色（10YR4/2）—紫褐色（5YR2.5/2）—呈黑色（10YR2.5/1）
4	黑色（5YR2.5/1）—黑色（10YR2.5/1）
5	黑色（7.5YR2.5/0）—黑色(2.5YR2.5/0)

这5级CAI值里较为常见的均有较明显的差别，因而有时可以确定出半个指标值，如CAI＝1.5或CAI＝4.5等。

野外采集的牙形刺CAI值可达4.5或更高。在浅变质灰岩，甚至在与石榴子石——云母片岩、蛇纹岩以及闪岩互层的大理岩中，有时也发现牙形刺，其CAI可达8级，当CAI值很高时，牙形刺表面由光滑的、玻璃状的变为具有洼点的粒状。

牙形刺CAI值的判定，需注意下列几点：1)同一野外样品中的牙形刺，其大小、形状和颜色都不同，通常是根据颜色最浅的分子或牙形刺分子中颜色最浅的部位来确定其CAI值。粗壮的牙形刺往往颜色较深，此时常常根据其薄的缘脊来确定CAI值；2)含有白色物质的牙形刺，特别是主齿与细齿的轴部，当CAI值小于4时，是不发生色变的。此时常常可以根据牙形刺基部边缘部分的颜色确定CAI值；3)同一样品中所确定的CAI值不同，此时可用加权平均法计算出每个样品的牙形刺CAI值；4)同一属种成年期标本比幼年期标本的颜色深，可能因成年期个体含较多有机质和固定碳所致。此时，可统一采用幼年期标本确定CAI值；5)要特别注意光源、物镜、目镜、标本之间距离的标准化，以保持在同一标准下测定CAI值。

在判定牙形刺标本CAI值之前，必须建立确定牙形刺色变级别的标准。可选用下

列任何一种方法来确定：

1）用淡黄色牙形刺（CAI = 1）为起点，在电炉上接触空气加热，即可获得一套指示标准。

CAI = 1.5	在 500℃ 下加热半小时，
CAI = 2	在 500℃ 下加热 8 小时，
CAI = 3	在 500℃ 下加热 14 小时，
CAI = 4	在 550℃ 下加热 8 小时
CAI = 5	在 600℃ 下加热 48 小时

然后把实验制成的几套标准摆在一个圆形玻璃盘的透明玻璃片上，再把未知指标的牙形刺摆在每套指标的中间或附近，最后采用未过滤的反射光，在双目镜下确定出要测定的牙形刺的相配的指标，即 CAI 值的级别；

2）采用野外采集的牙形刺，组合成一套指示标准。如能有几套代表不同形态的牙形刺指标，无疑对测定 CAI 值是有帮助的；

3）将与 CAI 值标准指标相当的门塞尔颜色色谱依次贴在灰色底板上，然后把牙形刺摆在颜色色谱附近，在双目镜下选配；

4）可用图 2 的颜色指标为准，确定 CAI 值。

如果牙形刺不能从岩石中分离出来，仅暴露在层面上，也可以粗略地确定 CAI 值，方法是把牙形刺标准指标放在岩石上，靠近牙形刺，从而确定相应的 CAI 级别。

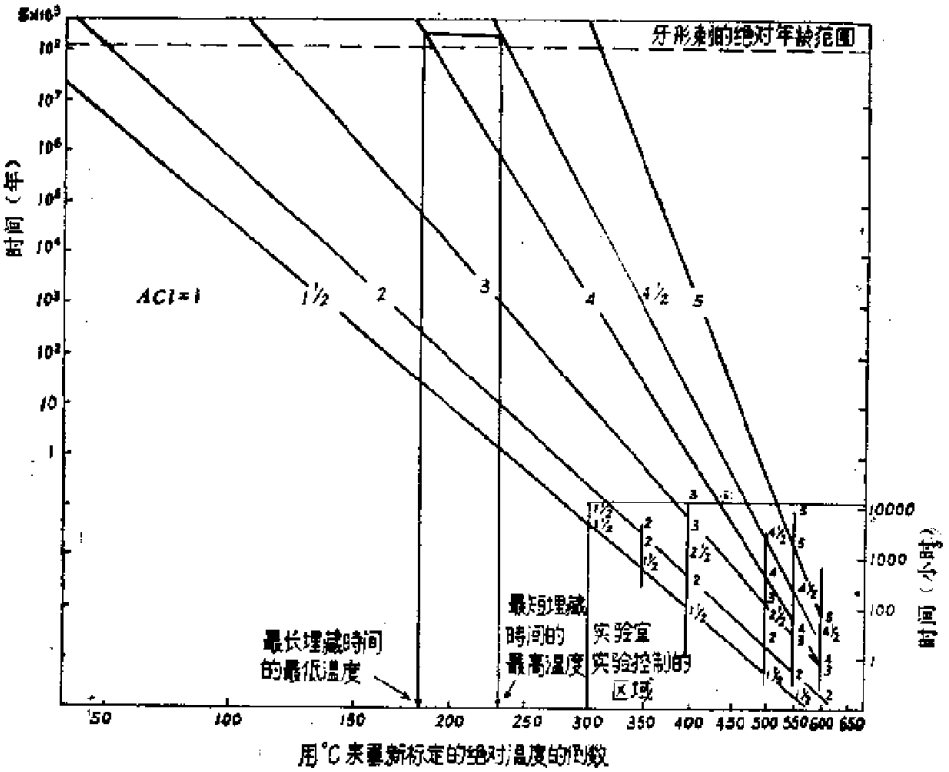


插图 4　阿伦尼厄斯坐标

（据 Epstein 等，1977）

四、CAI 与埋藏诸因素的关系

引起 CAI 值变化的原因，主要是有效埋藏时间、温度和环境。岩浆岩的侵入和构造动力热变作用自然也影响到 CAI 值。

在确定 CAI 值与埋藏时间，深度，地温的关系方面 Epstein 等成功地引用了阿伦尼厄斯（Ahrrenius）坐标，科学地解决了它们之间的关系。Epstein 等引用的阿伦尼厄斯坐标，从实验控制范围确定的 CAI 与时间和温度的关系，用外推法，扩大到地质年代，标明了 CAI 与埋藏时间和温度的关系。CAI 的值是一直线坐标，斜率向左。将阿伦尼厄斯坐标从实验范围外推的理论根据 Epstein 等没有论述，蒋武[1]给予了系统的论证。插图 4 的纵坐标是时间的对数（$\lg t$），而横坐标是温度倒数 $\left(\frac{1}{T}\right)$，插图 4 的坐标已经换算过，可以直接使用。如某地区 CAI 值为 4 至 4.5，牙形刺时代为中奥陶世，因而埋藏和受热的最长时间可能为 470Ma，假如这一地区从中三叠世中断沉积，埋藏和受热的最长时间是 270Ma，由此可得到牙形刺的色变温度。在图 4 中，把位于 4—4.5 区间的一段时间为 270Ma 的直线向 X 轴投影，即得出这些牙形刺的温度范围为 185—220℃。

1. CAI 与埋藏时间

引起 CAI 值变化的埋藏时间，是指因地壳下降接受沉积的有效受热时间，包括曾经接受沉积而又被剥蚀的那部分地层的沉积时间。时间越长，CAI 值越大。地壳上升遭受剥蚀，只有时间的延续而无沉积厚度的增加，CAI 值的变化可以忽略不计。按 Epstein 等人的判断，埋藏时间超过 50Ma 时，时间也变得不重要了。在确定影响 CAI 值的埋藏时间时，必须了解本地区的地质发展史，计算出有效的沉积时间，要减去沉积间断的时间，然后才能在阿伦尼厄斯坐标上找到有关的时间并确定其受热温度。

2. CAI 与埋藏深度和温度

埋藏深度（或温度）是指牙形刺埋藏的地质历史时期内的最大深度（或最高温度）。一般来说，埋藏越深，温度越高，CAI 值也越大。

埋藏深度可以从地史中各时间的沉积厚度计算出来。在已知 CAI 值及相应的古温度和古地温梯度时，可以推算出地史时期内的最大埋藏深度。张放和蔺连弟[2]采用下列公式：

$$\text{最大埋深} = \frac{\text{古地温} - \text{地表恒温层温度}}{\text{古地温梯度}} + \text{地表恒温层深度}$$

地表恒温层在冀中地区一般以 15℃（20 米深）计算。

古地温梯度的推算，必须知道两个不同层位的 CAI 值及其相应的古地温以及这两个层的厚度差（埋深差）。蒋武推荐用下列公式推算：

1）蒋武，1983，论阿伦尼厄斯方程在牙形刺色变中的应用。

2）张放、蔺连弟，1984，冀中地区奥陶系牙形石色变指标的研究和应用。

$$\text{古地温梯度} = \frac{\text{下层位由 CAI 值推算的古温度} - \text{上层位由 CAI 值推算的古温度}}{\text{上下两层位的埋深差}}$$

古地温梯度也可以按一个地区的平均地温梯度来估算。但由于温度场不均匀分布，温度梯度变化颇大。

表 2　冀中地区和阿巴拉契亚盆地奥陶系 CAI 与埋藏深度对比表

（据张放、蔺连弟，1984）

CAI	冀中地区埋深(m)	阿巴拉契亚盆地埋深(m)
1	<2400	<1220
1.5	960—3360	1220—2440
2	1840—4300	2440—3660
3	3640—6140	3660—5490
4	5400—8000	5490—7930
5	7280—9880	7930—9150

3. CAI 与埋藏环境的关系

Epstein 等（1977）关于 CAI 的实验，主要是在接触空气开启条件下做的，他们同时也探讨了在封闭条件、不同介质条件下 CAI 值的变化。以氩和甲烷作为介质，在密封条件下，压力为 1kbar，加热 550℃，3 小时，CAI 值为 1.5（表 3）。由此证明，在封闭系统中牙形刺的炭化过程减缓。他们指出，接触空气加热实验的温度数据不能用于压力较高的湿润封闭系统，因为对于封闭系统来说，由 CAI 值所确定的温度值是太低了。

表 3　不同压力和化学环境下的 CAI 热变实验

（据 Epstein 等，1977）

550℃		3 小时	
	压　力	气　体	CAI 值
无水	1atm	空气	3
	1kbar	氩	3
	1kbar	甲烷	3
有水	1atm	空气	3
	1kbar	氩	1.5
	1kbar	甲烷	1.5

钟瑞等（1982）的热模拟实验也证实，封闭承压和含水无氧的环境，对 CAI 的变化起控制作用。张放、蔺连弟[1]在冀中地区证实，在封闭系统中，以 CAI 值计算出的古温度比井下实际测得的温度低 20—70℃，这种差别是由埋藏环境造成的。他们根据水文、压力、径流和氧化还原等条件，将冀中地区奥陶纪牙形刺埋藏环境划分为 4 个不同区。（1）开启承压区；（2）半封闭承压区；（3）封闭承压区；（4）泄水区。（1）、（4）区为开启承压含水环境，氧化还原交替作用较强，与开启和含水的牙形刺实验接近，实验温度与按 CAI 值根据阿伦尼厄斯坐标所确定的温度相近。（2）、（3）区分别为半封闭和封闭承压含水环境，弱氧化还原或还原条件，与封闭高压含水牙形刺实验接近。CAI 与温度的关系与根据阿伦尼

厄斯坐标上 CAI 与温度的关系差别较大。在 CAI 值相同的情况下，(2)区所达到的温度一般高于阿伦尼厄斯坐标计算的温度 20—50℃。(3)区所达到的温度一般高于阿伦尼厄斯坐标计算的温度 40°—70℃。即在相同的温度和时间条件下，闭封条件较开启条件的 CAI 值低：在(2)区低 0.4—1个级别，在(3)区低 0.8—1.5 个级别。可见封闭高压、含水缺氧环境对 CAI 的控制是很强的。因此，在开启条件下由 CAI 值按阿伦尼厄斯坐标计算的古温度不适于封闭承压含水环境，必须加以校正，或建立封闭条件下 CAI 值与温度的关系。张放、藺连弟同样证明了 CAI 值较低的情况下，埋藏环境影响较大；CAI 值较高时，埋藏环境影响较小。

表 4　冀中地区 CAI 与埋藏环境分区温度关系表

(据张放、藺连弟，1984)

CAI 值	按 CAI 值计算温度	开启承压地水区	半封闭承压区	封闭承压区
1	<50	<50	50—60	60—70
1.5	≤50	50—70	70—90	80—120
2	58—63	60—80	30—110	90—130
3	110—116	110—120	120—140	140—160
4	183—190	180—190	190—200	200—220

五、构造运动与岩浆活动对 CAI 的影响

CAI 值的变化主要是受埋藏深度的影响而不是形变程度，只在构造运动增大了埋藏深度的地区构造运动才影响 CAI 值。一般来说，构造运动不影响牙形刺的颜色变化，而埋藏深度和伴随的温度的增高是牙形刺颜色变化的主要因素。

岩浆岩的侵入，使围岩的温度升高，对 CAI 值影响很大。事实上，根据 CAI 等值图中的局部高异常，在塔斯马尼亚和我国云南，均有发现隐伏侵入体的例子。在钻探地区，如发现个别井的 CAI 值高异常，必须考虑是否有侵入体的影响。在接触变质带内的同一样品中的牙形刺 CAI 值差别甚大。

围岩的结构及成分对有机质作用的影响尚不清楚，但可以把 CAI 同根据牙形刺围岩

表 5　冀中地区奥陶系 CAI 与油气演化阶段的划分和对比

(据张放、藺连弟，1984)

有机质变质阶段	CAI	阿伦尼厄斯坐标计算的大致温度(℃)	不同环境区的大致温度(℃)	荧光		最高热解峰温 T_{max} (℃)	油气演化阶段
				颜色	亮度		
低成熟	1		<80	浅黄—黄绿	强—弱	<445	油
?	1.5	≤50	50—110				
成熟	2	60±	60—160	黄绿—暗绿	弱	? 445—476	凝析油和湿气
	3	115±					
过成熟	4	185±	110—220	墨绿—黑	极弱	? >476	干气

的镜质组反射率确定的定碳比作比较。一般来说，围岩是碳酸岩时，对 CAI 的影响可以忽略不计。

六、CAI 与其他热力变质指标的对比

CAI 值对于低于 50℃ 的有机质变质是无能为力的；对于 50°—100℃的温度范围，也是粗略的。低温有机质变质作用的优良指标是孢粉、疑源类而不是牙形刺。孢粉、疑源类为低温有机质变质程度的指标已成功地运用于石油工业，特别用于指示油气生成的各种界线。与此相反，作为后期相对高温有机质变质作用的指标，孢粉、疑源类比牙形刺逊色多了。根据北美的资料，生油高峰为 60—90℃，生气高峰 90—120℃，孢粉、疑源类可提供详细早期变质作用的准确指标。在碎屑岩中，孢粉含量丰富，保存最好。牙形刺则提供了评价晚期有机质变质作用的较好的指标。在碳酸岩中牙形刺最丰富。

牙形刺颜色变化开始于孢粉颜色变化的热力上限，它不能提供石油生成的热力临界值。孢粉可测试的热变指标，大致相当于油、气生成的 60—150℃ 范围。疑源类色变指标（称 AAI），同样可以测试低温有机变质程度（表 6）。

表 6　疑源类（以光球藻 *Leiosphaeridia* 为准）的色变指标

（AAI = 2，AAI = 3 的温度是估计的）

AAI	颜　色	温　度 (℃)	CAI
1	无色至浅淡黄色	<60	2
2	浅黄—浅黄	<90	↓
3	浅黄—桔黄	<120	↓
4	桔黄—暗褐	<150	2.5

孢粉可以用来评价温度不超过 150℃、定碳比小于 60% 的岩石中的有机质变质作用。定碳比大于 70% 的岩石中，孢子花粉不能得到很好的保存。孢子的时代从前寒武纪到现代，比牙形刺的时限长的多。镜质组反射率的测定值对于高级有机质变质作用（固定碳约 62%）是最佳的指标。但镜质组只存在于泥盆系至第四系的沉积中，在碎屑岩中丰富。牙形刺则存在于寒武纪至三叠纪的海相地层中，主要在碳酸岩中，其次为海相碎屑岩。

表 7　三种有机质成熟度指标对比表

（据 Epstein 等，1977）

牙形刺		孢　粉		镜质组	
CAI	温度 (℃)	透明度指标（据阿莫科公司）	干酪根定碳比 (%)	反射率	定碳比 (%)
1	<50—80	1—5	>82	<0.8	<60
1.5	50—90	5—75	81—84	0.7—0.85	60—65
2	60—140	5—6	81—87	0.85—1.3	65—73
3	110—220	>5—6	83—89	1.4—1.95	74—84
4	190—330	6	84—90	1.95—3.6	84—95
5	300—400	>6—7	+90	+3.6	+95

干酪根和镜质组反射率的测定，都需要较高级的仪器，费用高。而 CAI 值的测定，费用较低，简便易行。

荧光反应可以帮助确定牙形刺在低温下的变质程度，但目前还缺少经验或实验数据。

联邦德国学者 Flajs 在第二届欧洲牙形刺会议上(1981，未刊)介绍了另一种用牙形刺测定岩石变质温度的好方法。这种方法不是测定牙形刺的颜色而是测定牙形刺中磷灰石结晶颗粒的大小。牙形刺是由磷灰质矿物组成的，其结晶颗粒的大小与岩石的变质温度有直接关系。

牙形刺最大结晶颗粒 (μm)	岩石变质温度(℃)
>2	500(?550)
1.1—1.7(1—2)	410(±400)
0.6—0.9(0.5—1)	360(350)
0.4—0.6(±0.5)	300

牙形刺磷灰石结晶颗粒的测量，是用扫描电子显微镜进行的。为方便起见，选择台型牙形刺上面最清洁的部位，在扫描电镜下，放大 5000 倍，拍成照片，可以清楚地见到磷灰石晶粒。从照片上可测定晶粒的大小，并判定岩石的变质温度(这一方法与用 CAI 值测定岩石的变质温度是并行不悖的，它所测定的温度较高，对于低于 300℃ 的温度，是不灵验的。这同样是简便易行，经济有效的方法)。

七、工作程序

用 CAI 值评价油气生成潜力，大致应采用如下工作程序：

1. 确立 CAI 标准系列，用统一的标准测定各样品中牙形刺的 CAI 级别。

2. 搞清牙形刺样品的层位、埋深，并根据研究区内地质发育情况确定有效埋时；及地温梯度。

3. 按阿伦尼厄斯坐标算出最高受热温度。

4. 按 CAI 值计算出的古地温，经过校正，给出古地温等值图，结合其他热力变质指标，综合评价油气的远景区。

5. 绘出同一时代(层位)的 CAI 等值图。

在一般情况下，CAI ≤ 2，为石油生成期，属低成熟度；CAI = 2—3，为凝析油(湿气)生成期，属成熟度；CAI = 3—4，为干气生成期，属过成熟度。但最好还是用古温度等值线图来圈定石油有机质成熟度。

参 考 文 献

杜国清，1983，湖北二、三叠系牙形石颜色变化与有机成熟度。石油学报，第 4 卷，第 4 期。

周希云，1980，贵州志留系牙形刺的颜色及其地质意义。石油实验地质，1980，第 3 期。

周希云，1983，四川志留系牙形刺比色及含油气评价。天然气工业，第 3 卷，第 1 期。

钟瑞、董致中，1982，牙形石色变指标的研究及其对南盘江地区的找油意义。石油勘探与开发，第 10 期。

蒋武，1980，贵州边阳地区下、中三叠统牙形刺及其环境分析——兼论有机变质作用新指标。石油勘探与开发，第 1

期。

Ellison, S., 1944, The composition of conodonts. *J. Paleontol.*, 18(2): 133—140.

Epstein, A. G., Epstein, J. B. & Harris, L. D., 1977, Conodont Color Alteration—An Index to Organic Metamorphism. *Geological Survey Professional Paper* 995.

Legall, F. D., Barnes, C. R., & Macqueen, R. W., 1981, Thermal maturation, Burial history and Hotspot development, Paleozoic strata of Southern Antario-Quebec, from conodont and acritarch colour alteration studies. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 29(4), 492—539.

Lindström, M., 1964, Conodonts. Elsevier Publishing Co., Amsterdam.

Munsell Color Company, 1971, Munsell soil color charts. Baltimore, Md., Munsell Color Company, Inc.

Nicoll, R. S., 1981, Conodont colour alteration adjacent to a volcanic plug, Canning Basin, Western Australia. *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, 6, 265—267.

Pietzner, H., Vahl, J., Werner, H. & Ziegler, W., 1968, Zur chemischen Zusammensetzung und Mikromorphologie der Conodonten. *Palaeontographica*, A, 128, 115—152.

古生物学中鉴别物种的方法论

詹桂荣　　杨伟平

（武汉地质学院）

迄今，估计已有记录的化石种约为 250,000 个（Raup and Stanley, 1978），而在 20 年前，据估计描述了 130, 000 个已绝灭的动、植物种（Easton, 1960, Raup and Stanley, 1971），这说明 20 年中古生物学的种几乎增加了一倍。以腕足动物化石来说，在 1884 年 Davidson 发表的“腕足类种的索引”中记述了 68 属；10 年后，Hall 和 Clarke 记述了 323 属；1965 年的统计超过 1,600 属；十年以后增加到约 2,400 属，平均每年增加 80 个新属。1981 年可靠的统计为 3,432 属（Doescher 1981）。可以看到近 20 年来增长的速率很高（插图 1）。如此高速增加有两个原因：一是由于化石处理的技术有了许多新的突破，致使化石新种属不断发现；二是由于社会的需要，古生物学家的队伍不断扩大。但与此同时出现了许多弊病使古生物学家们感到忧虑，如 Kermack,（1956）曾经指出，古生物学中的种是太多了而不是太少了。他举出非洲南部 Karroo 爬行动物的研究为例，由于

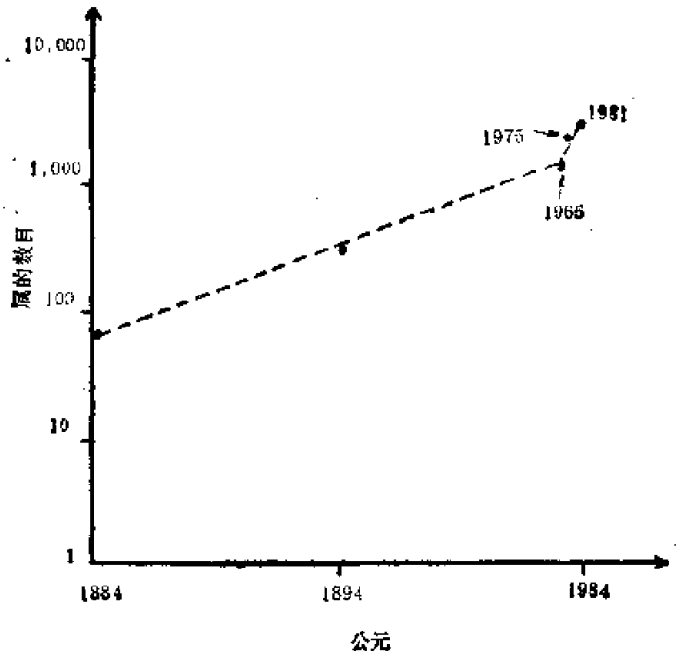


插图 1　腕足动物化石属增加的速度

一心创立新种新属，给古生物学的研究带来了不应有的困难。在这些爬行动物的某些类群中，几乎有多少标本就有多少种（Kermack, 1956）。所以，对古生物学中物种鉴定方法的讨论是十分必要的。

一、三种方法

林奈（Linne 1707—1778）在1758年首次提出双命名法命名生物物种，并以模式标本作为被描述种的代表，这是生物学和古生物学中曾普遍流行的方法，被称为林奈种（Linnaean Species）。林奈当时已经预见到，未来的世纪会增加成百万的新学名（Stoll 1961）。不久，随着新学名的增加，科学家们就认识到："动物学家有必要采用为大家趋于同意的一种法律性法规，来控制动物命名法的发展和使用"（Stoll, 1961）。英国科学促进协会在1842年制定了 Stricklandian 法规；后来美国制定了 Dall 法规（1877），法国（1881）和德国的（1894）动物学会先后也制定了法则，其中 Dauvillé 法规为第二届国际地质学会（1881年）所通过。1905年以法、英、德三种文字颁布了《动物学命名的国际规则》（International Rules of Zoological Nomenclature），随后，又作了一系列补充和修改。1958年7月在伦敦举行的第十五届国际动物学会议，制订了《国际动物命名法规》。植物学和细菌学也都有各自的法规。1950年在斯德哥尔摩召开"国际植物学大会"，会后出版了"斯德哥尔摩法规"（Stockholm, Code, 1952）；1972年公布了"西雅图法规"（Regnum Vegetabile Vol. **82**, p. 394—397）；1975年在列宁格勒召开的第十二届国际植物学大会通过了《国际植物命名法规》（International Code of Botanical Nomenclature）。上述各种法规，概括其要点为：（1）标准型或模式的选择；（2）优先权的应用；（3）拉丁文或拉丁化学名的构成（包括双命名法）；（4）描述程序的要求。动物学和植物学的命名法规，其原则和规则，基本上是适用于古生物学的。古生物学（本文主要讨论古动物）的物种命名方法上，大体可分为三种不同的做法：

第一，以单个标本作为命名物种的标准型或模式；第二，以多个标本作为标准型，并确定物种的变异范围；第三，以种群（Population）为基础确定标准型和变异范围。

从方法论来讲，这是确定古生物物种的三种不同方法，从古生物学发展历史上看，可以认为是三个不同发展阶段。

对于这三种方法的优劣，我们不能一概而论，需要根据古生物学的实际来作出正确的判断，但我们提倡第三种方法。

二、命名模式

"命名法规"（包括动物学的和植物学的）（Stoll 1961; Stafleu, *et al.* 1978）都规定科或科级以下的单位应确定命名模式。命名模式是指分类单位的名称所永久依附的那个分子；对于古生物种来说就是化石标本。

模式标本有两个显著的作用：一是稳定性，二是真实性。因为文字和画像的描述仅是认识的记录，它对客观实际的反映不一定很全面；另外文字的传递中可能有谬误，这样就会失去命名物种原来的含义，从而引起混乱。当文字记录使古生物学家产生疑问时，保存很好的模式标本，对古生物学家来说显得更为重要，它可以用来进行对比。所以，模式标本的选择和使用，是确定古生物种的关键。

如何选择模式标本，要视条件而论。由于化石保存条件的限制，可能只发现个别化石

标本(假定已充分采集),或者发现多个标本。按照某些学者的意见,"命名模式并非必须是某一分类单位的最典型、最具代表性的分子"(Stafleu, *et al.*, 1978)。这就是说,只要标本有价值,不必经过选择,也不必强调标本的多寡。林奈后的早期古生物家们大体上都使用这种模式;直到现代,珍贵化石的发现,最初常常只有单个个体,甚至个体的局部残片(如脊椎动物的牙齿、头颅等)都作为模式标本。但在可能的条件下,尤其是可以采到多个化石标本的无脊椎动物,一般以选择保存最完整、特征最明显、最具代表性的标本作命名模式为好;可以用单个模式标本作为正模(Holotype),也可以用一组模式标本,包括正模和若干副模(Paratype)。为了充分揭示化石标本的构造特征,选用多个模式标本极其重要,而要反映命名物种的变异范围,多个模式标本更是必需的。后一种选择模式标本的方法,为近代理论古生物学家所提倡,因为物种种内个体特征的变异性是一个普遍现象。

三、变 异 性

Лихарев (1932) 在叙述古动物描述程序时,已指出描述变异性的意义。Mayr, Linsley 和 Usinger (1953) 等提出的物种描述格式中,也强调了变异的描述。对于变异性的描述包括下述内容和方法。

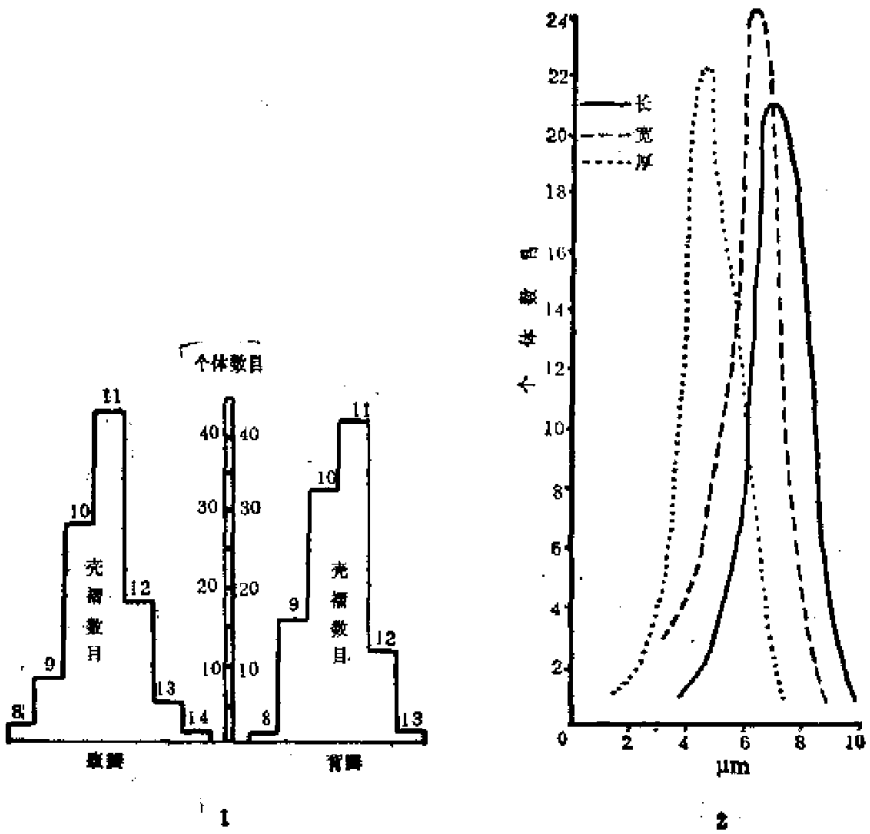


插图 2 用图表示单个特征的变化

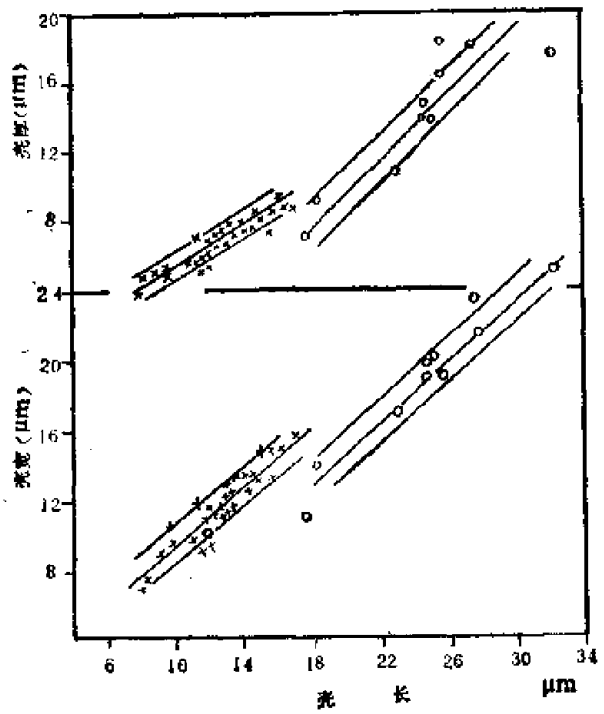
(1) 直方图——表示 *Neoretzia juchsi* (Kokeo) 壳褶数目的变化; (2) 曲线图——表示该种大小的变化(据杨遵仪、徐桂荣, 1966)

1. 特征测量表

包括个体大小的变化，以及对确定种来说是重要的表现型特征。杨遵仪和徐桂荣(1966)，Cooper 和 Grant (1972—1976) 等著作中都列述了详细的测量表。从这种表上，可以清楚地看到所采集的标本中个体特征的变化。

2. 坐标图

单个特征的变化常用直方图或曲线图表示，如插图 2。两个特征的变化，可用分布坐标图表示，如插图 3。多维空间图的表示因为不能一目了然，在化石描述中很少应用。一般来说，古生物标本中的多元特征变化常常可简化为双变量，一方面因为特征之间有相关变化关系；另一方面鉴别近似物种差别的主要特征，常常不很多。在必要时可用因子分析，主元素分析等方法(这些皆是降维法)描述多种变量的关系。



× *Sanqiothyris Subcircularis* ○ *Sanqiothyris elliptica*

插图 3 图示两个特征的变化比较 *Sanqiaothyris* subcircularis Yang et Xu *S. elliptica* Yang et xu 的个体大小的变化范围。

(据杨遵仪、徐桂荣，1966)

3. 个体发育引起的变异

生物个体在不同的发育阶段，其形态特征可以不同。卢衍豪 (1950) 研究的三叶虫个体发育史是一个很好的例子 (Lu Yeuhao, 1940)，Raup 和 Stanley (1971, 1978) 详细叙述了古生物学中个体发育研究的方法。个体发育的不同阶段，尤其在蜕壳生物中，其特征的变化有时很大。以 *Redlichia* 为例，在各阶段，其头鞍、眼叶形态及面线的位置等

变化很大;有些化石的壳饰完全不同;此外，由于介壳的生长速率从幼年期到成年期十分不同,个体的形状也不同（Saunders, 1983)。这些都可能被误认为不同种。

4. 双形现象和性差异

关于古生物学中双形现象和性差异在有孔虫类和介形类中已有卓著的研究，头足类中也有很好的实例（Raup and Stanley, 1978)。但在其它化石门类中还未见到很好的例子。

5. 随时间的变异

化石研究中的一个主要特点是可以观察到物种随时间发展的变异。按照“间断平衡论”，物种的表型特征在一定时期内是稳定的。这指的是物种内的变异限于一定范围内。例如,二叠纪鳞 *Lepidolina multiseptata*（多隔壁鳞鳞)初房直径增大趋势，被认为是种内变异(插图 4)。

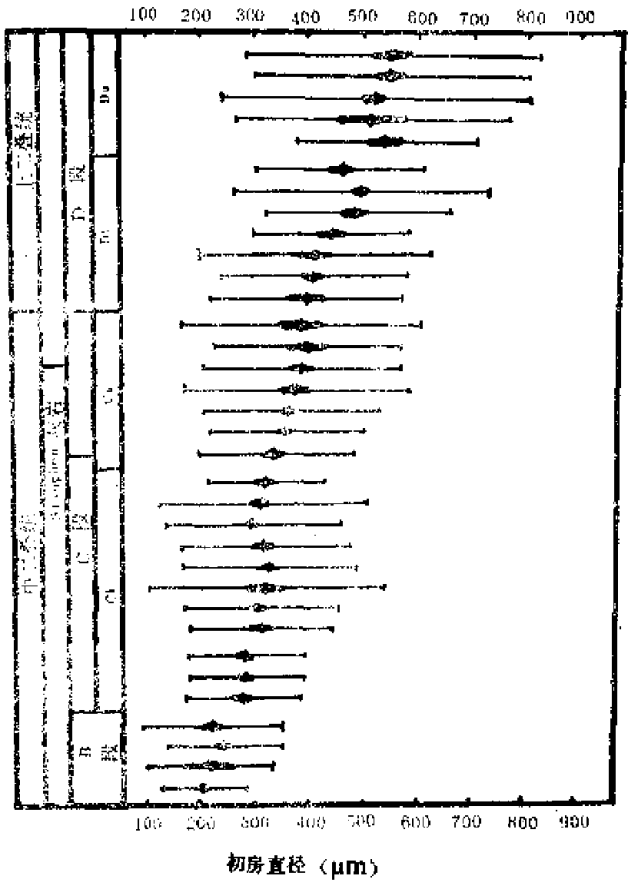


插图 4　二叠纪鳞*Lepidolina multiseptata* 初房直径增大的趋势

每个种群的水平线代表初房直径的范围,黑色垂直线为均值，
粗黑线为 95%置信限(据 Ozawa, 1975, 简化)。

除了上面这些情况之外,种内个体变异还有象季节变异,世代变异，暂时环境导致的

变异(寄主决定的变异、与密度有关的变异、异速生长的变异),居所的变异,意外的或畸形的变异等(单国祯 1981)。另外还有群体变异,即种群间的变异。这往往是由地理分布或时间推移所引起的。种内个体间和种群间的变异,在达尔文之前已被许多生物学家和古生物学家所认识,但在物种描述中强调变异,并采用一组模式标本的方法是在本世纪初。这是物种命名描述方法上的一个重要进展,可以看作第二阶段。

四、以古种群为基础

种群 (population)[1] 作为物种的基础是近代生物学的重要概念,即种群是物种的存在形式。古生物学中的物种描述,也正经历着重要的转变,从以化石个体作为物种基础转变为以古种群为基础。这个转变的重要性已为国内外许多古生物学家所强调,这不仅是理论上发展的必然结果,而且是实践上的迫切要求。如生态学中群落的确定和生态地层学的群落对比,若无古种群的研究,很难得出古群落的正确结论。

种群和古种群的概念已有许多著作详细讨论(Raup and Stanley, 1978)。这里关心的是在实际工作中如何确定化石种群。一般来说,化石种群可理解为同一层面或同一堆积层(包括生物丘、生物礁等)中特征变异连续的最近似的个体群。除了双形现象和性差异以外,同一种群的特征变异必定是连续的。同时,同一种群应该是同区的而且大体在同一时间间隔内。如插图 4 所示,多隔壁鳞鲢的种内特征变异,就是按上述方法确定的。我们对湖南弓石燕的统计分析,也是采用古种群的这个概念(徐桂荣,待刊)。

五、如何确定物种

如何确定物种是古生物学中最基本的工作,这可以从两个方面来讨论:一是如何确定种内变异,二是如何区别种间变异。确定种内变异的主要原则是特征的连续性,生物学上表现为种内可杂交;古生物学是指表现型特征的连续性。区别种间变异的原则是特征的不连续,动物学上主要是指在自然条件下种间不能杂交(或杂交后产生不育后代)。古生物学上是指形态特征的不连续。形态特征不连续的格式有两类:一类是某特征的有或无;另一类是特征连续变异系列中的空缺或者是明显偏离的趋向。

在生物学中可通过杂交实验来确定种内或种间变异,而古生物学不能利用这种实验,主要可利用的是形态特征连续性和非连续性的各种检验方法。

对于一组个体标本,首要的前提是,看它们是否来自同区和同层位,即采自同一古群落。一般来说,来自同一古群落的化石,其围岩的性质,化石体的壳质和填充物,以及化石的保存状态等都应较为接近。如果亲自参加野外化石采集,这个问题容易解决,但若别人提供的标本,如葛利普曾从药店买到化石标本用作研究,就不能确定是否属于同一古群落。

对来自同一古群落的近似个体作系统的测量。测量的标本要求是随机采集的,而不

1) population 一词有三种译名,早期作者一般译成"种群",后来有人改译成"居群",近来有译成"繁群"的。我们认为在古生物学中译作"种群"较好,因为,"繁群"一般适用于生物学,且英文中一般用 local breeding population 或 deme,而"居群"的概念有很多限制。

是经过特别选择的。若以形态来说，圆形、椭圆形、亚圆形、亚椭圆形……等都应采集，不要事先把圆形、长椭圆等分成不同种。在经过全体的测量以后，也许可能会发现圆形和椭圆形之间有许多连续的过渡形态。

这种测量工作，要求有一定标本数量。从统计学角度来看，采集样本中的化石标本在5—30个，称为小样本，30个化石标本以上称为大样本。所以，化石标本在5个以上就可以用各种方法描述标本特征的变异。

在满足了数量要求、随机性要求和同古群落要求的条件下，可按下述方法进行检验。

1. 图表鉴别

单个或两个特征的变异范围的比较在坐标图上一目了然，如图3。图中亚圆三桥贝 *Sanqiothyris subcircularis* Yang et Xu 采自贵阳青岩狮子山中三叠统法朗组 KC-278 层，10个标本的壳长、宽、厚的坐标点分布有一定的范围，这范围内的变化属于种内变异。椭圆三桥贝 *S. elliptica* Yang et Xu 采自贵阳三桥上三叠统三桥组 KK-63 层，11个标本，同样有自己的分布范围。在图上可以看到两种形态特征有明显的差别，虽然 *S. elliptica* 的个别小个体接近 *S. subcircularis* 但作为两个种群有明显的区别，加上壳体的其它特征的差别，可认为是不同的种。

2. 统计检验

统计检验的方法很多，最基本的方法是比较样本的均值和方差。其中 F 检验比较适用于古种群，因 F 检验对样品大小没有特殊的要求：

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2}$$

对于两个样品来说：S_1^2 和 S_2^2 分别为两样品的方差。若要对多个样品进行比较，则 S_1^2 为样品间的方差，S_2^2 为样品内的方差，求出 F 后，取0.05的置信度，查 F 表，当 $F > F_\alpha(\alpha = 0.05)$ 时，说明样品间变异显著，再结合其它特征和因素(性别、年龄、环境影响等)考虑是否可分为不同种；若 $F < F_\alpha$，则变异不显著，如其它特征无不连续差异，应看作种内变异。以 Ozawa (1975) 关于二叠纪 *Lepidolina multiseptata* 的资料(图4)为例。他所测定的33个样品的初房直径变异，其样品内方差 $S_2^2 = 64758.9$；而样品间的方差 $S_1^2 = 39552.1$

$$F = \frac{39552.1}{64758.9} = 0.61$$

$F_{0.05} = 1.46$，$F < F_{0.05}$，故在其它特征无不连续的情况下，这33个样品(种群)的初房直径的变异是种内变异。

这儿必须讨论的一个问题是：这种方法在理论上有什么根据，与过去古生物学中仅根据个别模式标本确定物种相比较有什么优点？我们知道，近代生物种的概念强调种群乃是物种的存在形式，强调连续的特征变异，特别是生殖的连续性和遗传基因的可交换性。化石物种虽然无法研究生殖和遗传基因，但若注意按古种群的概念采集标本，精心测定各表型特征的变异，并用各种方法作种内变异和种间变异的检验，这样确定的种就向近代生物种的概念接近了一大步。因为现代生物学研究已表明，杂交能育的动物，在表型特征上一般是连续的，尤其是在同一种群内；反之，表型特征上连续而且生活于同一区的动

物，一般是可以杂交的。另一方面，单纯根据个别化石形态特征确定的物种，有很大的人为性，而用上述方法确定的物种人为性大大减少。生物学和古生物学的许多例子已经证明，一个种群内的特征测值的变异一般呈正态分布或近正态偏倚分布，因此，在一般情况下，用方差检验来研究物种是较客观的。

概括起来说，古种群，一组模式标本和变异连续性的检验，这个方法体系是科学地确定古生物物种所需要的。为了在方法论上区别于古生物学中的一般形态种，把用这个方法确定的种称为年代种（chronospecies）。

六、几个有关的问题

方法论上的微小变化往往会产生预想不到的后果。上述古生物学中的这个方法体系，提出来的时间虽然还很短，但已有许多科学家在实践中证明它是有生命力的。古生物学家订正、修改和归并已有化石名称的工作已成为一股不小的洪流（Newell 1956; Tasch, 1973），同时已有许多论文探讨有关的理论问题和方法问题。我们感到与本文有关的有以下几个方面：

1. 关于显生宙海生生物物种数量的估计

Valentine（1970）的经验模型，Raup(1971)的偏倚模拟模型及 Raup, Gould, Schopf, 和 Simberloff（1973）的平衡模型，都企图用来估计在地质时期应有的物种数。这些估计虽然并没有得出一致的意见，但按照 Raup 和 Stanley（1978）的意见，现已描述的化石种只是可能的现生生物种总数的 5%。现生生物种估计为 4,500,000 个。而化石种为 250,000 个。但是现生种中 3/4 是昆虫，即约为 3,375,000 种，而化石中已描述的昆虫约 8,000 种。所以，除昆虫以外的现生种为 1,125,000，而已描述的非昆虫化石种约为 242,000，后者约占前者的 20%。而且，在漫长的 600 百万年的显生宙中，物种已更替许多次，若用 Simpson（1952）或 Valentine（1970）关于物种平均寿命估计（Simpson 估计为 0.5—5 百万年；Valentine 估计为 5—10 百万年）的最大限为 10 百万年，那末可以说至少各类生物已经历了 60 次以上的成种事件。因此，现在已描述的化石种，只占估计在显生宙存在过的古生物种的 0.36%。数量的悬殊，一方面是由于保存因素，另一方面由于采集不足。所以，许多古生物学家相信，化石的新种还会有很多发现。我国有许多空白的地区和研究程度还不够的门类，古生物描述工作在今后的一段时间内还是大有可为的。

这里似乎有一个很大的矛盾，一方面认为古生物学中还会有许多新类型的发现，另一方面又忧虑古生物种的泛滥。我们认为问题的症结在于物种命名方法上的混乱，描述的粗糙、重复等弊病。

2. 一个生态群落中可能有多少种

Bambach（1977）对显生宙海生底栖群落的种的丰富程度作了估计。根据大量资料，对 386 个化石群落作了研究（见表 1），表明群落中物种的数目是有限的，在各个地质时期大体上是一致的。根据这项研究，我们可以估计，在同一古群落中，同一属内的物种数量是不会很多的。已有一些古生物学家指出，在同一层面上记载几个同属物种的古生物文

献已屡见不鲜。这在理论上和实践上都会产生混乱。

表 1　各地质时期三类环境中种的平均数

(据 Bambach, 1977)

种的平均数	高压环境	可变的近岸环境	开放海洋环境
新 生 代	8.5	39	61.5
中 生 代	7.5	17	25
晚古生代	8	16	30
中古生代	9.5	19.5	30.5
早古生代	7	12.5	19

3. 亚种的划分

对于种之下的划分，过去古生物学都用"变种"(variety)。他们把变种理解为与模式标本有明显差别的化石个体。这个概念已不符合近代生物学的理论。因此，许多作者把原来的"变种"改为"亚种"或提升为独立的种。亚种与种等级的确定原则是什么？澄清这一点是很重要的。我们知道，亚种是地理隔离的产物，它是同种的不同地理种群，由于长期隔离，在特征上互相偏离。古生物学中的时间隔离也是亚种产生的因素。因此，同种的不同亚种应出现在不同地区或不同时间；不同亚种的种群在总的形态特征上基本上是连续的，但大多数个体之间已有较明显的差别，即均值已互相偏离。Newell (1956) 对珊瑚 (*Zaphrentis delanouei*) 亚种的讨论是阐述年代亚种的一个杰出的例子。Tasch (1973)，以及其他许多作者都作过这方面的讨论。Ward 和 Singor III (1983) 指出菊石分类工作正趋于成熟，化石类别的数量已不再以指数增加，相反正在减少。近二十年来菊石古生物学家们作了许多分类的修订工作，其中包括许多属、种和亚种的再认识。

4. 地质作用及构造运动引起的化石变形

化石保存过程中经过成岩压实作用，成分的交代，岩石变质作用，以及构造运动等，这些都可能使化石变形。Raup 和 Stanley (1978) 认为，化石变形是一个普遍现象。因此，仅根据化石外部形态来鉴别物种时，尤其要谨慎，要设法恢复化石的本来形态才能正确鉴别物种。

七、结　语

通常把物种看成是潜在地享有共同基因库的生物群体，基因的交换是由某种性别 (sexuality) 或准性别 (parasexuality) 所引起的 (Lewin, 1984)。这是生物学的物种概念，即从有机体本身来考察物种，不管我们是否能识别种的特性。但在实践中，我们是用我们有限的但在不断扩大的经验和技术(知识)来看种。从形态种到年代种就是这个过程的很好例子。这样确定的种叫分类学种。我们还知道，生物学和古生物学中还有一个物种形

式：用一个不一定要和分类学种相当的种名来称呼种——命名种。动物命名法规中讨论的就是命名种。

化石描述工作是古生物学的基础工作，正确鉴定和命名化石种对科学的发展十分重要。化石也是珍品，如何充分利用化石的信息，有赖于对化石种的正确认识。随着我们知识的不断增长，可以期望我们所鉴定命名的种(分类学种)将越来越接近"生物学种"。而我们用来称呼这些种的名称(命名种)也将越来越与之相当。年代种的方法就是朝着这方面努力的一种方法。只有这样，我们才能深入研究化石的形态功能，生态的恢复，以及化石在生物演化和生物地层学中的作用。

参 考 文 献

卢衍豪，1950，采得利基虫及其新属种。地质论评，15卷，4—6期，157—170页。

杨遵仪、徐桂荣，1966，贵州中部中上三叠统腕足类。中国工业出版社。

单国祯，1981，动物繁群生态学，科学出版社。

Bambach, R. K., 1977, Species richness in marine bethic habitats through the Phanerozoic. *Paleobiology*, (3), 152—169.

Cooper, G. A. and Grant, R. E., 1972—1977, Permian brachiopods of West Texas. I—VI *Smithsonian Contrib. Paleobiol.* 14, 231; 15. 233—793; 19, 795—1921; 21, 1925—1607; 24, 2609—3195; 32, 3163—3370.

Doescher, R. A. 1981, Living and Fossil brachiopoda genera 1775—1979 lists and bibliography. Smithsonian Contributions Paleobiology.

Easton, W. H. 1960, Invertebrate paleontology., Harper, New York.

Kermack, K. A., 1956, Species and mutation. In P. C. Sylvester-Bradley (ed.), The Species Concept in Palaeontology. London. 101—103.

Lewin, R. A., 1984, *Taxon*, 30(3), 609—613.

Lu Yeu-hao, 1940, On the ontogeny and phylogeny of *Redlichia intermedia* Lu. *Bull. Geol. Soc. China*, (20), 332—341.

Moore, R. C. (ed.), 1965, Treatise on Invertebrate paleontology. pt. H, Brachiopoda, 2 vols. Lawrence, Kansas: Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas Press.

Mayr, E., Linsley, G. and R. L. Usinger, 1953, Methods and principles of systematic zoology. McGraw-Hill, New York.

Newell, N. D., 1956, Fossil Population. In P. C. Sylvester-Bradley (ed.), the species concept in paleontology. London, 63—82.

Ozawa, T., 1975, Evolution of *Lepidolina multiseptata* (Permian Foraminifer) in East Asia. *Mem. Faculty of Science, Kyushu Univ.*, (23), 117—164.

Raup, D. M. and S. M. Stanley, 1971, Principles of paleontology. San Fracisco, Freeman and Company (武汉地质学院古生物教研室译，1978，古生物学原理。地质出版社)

Raup, D. M. and S. M. Stanley, 1978, Principles of Paleontology, 2nd ed. San Fracisco, Freeman and Company.

Raup, D. M., Gould, S. J., Schopf, T. J. M., and D. S. Simberloff, 1973, Stochastic models of phylogeny and the evolution of diversity. *Jour. Geology*, (81), 525—542.

Saunders, W. B., 1983, Natural rates of growth and longevity of *Nautilus belauensis*. *Paleobiology*, 9(3), 280—288

Simpson, G. G., 1952, How many species? *Evolution*, (6), 342.

Stafleu, F. A. et al. (eds.), 1978, International Code of Botanical Nomenclature. Adopted by the Twelfth International Botanical Congress, Leningred, July 1975, Bohn. Scheltema & Holkema, Utrecht (赵大渊译，1984，国际植物命名法规。科学出版社)

Stoll, N. R., *et al.* (eds.), 1961, International code of zoological nomenclature. London, Internat. Trust for Zool. Nomen. (朱弘复等译，1978，国际动物命名法规。科学出版社)

Tasch, P., 1973, Paleobiology of the invertebrates, data retrieval from the fossil record. Wiley New York.

Valentine, J. W., 1970, How many marine invertebrate fossil species? A new approximation. *J. Paleontology*, (44), 410—415.

Ward, P. D. and P. W. Singnor III, 1983, Evolutionary tempo in Jurassic and Cretaceous ammonites. *Paleobiology*, 9(2), 183—198.

Лихарев, Б. К., 1932, Правила Палеозоологической Номенклатуры. Москва. (张兴堪译，1959，古动物命名法规则。地质出版社)。

有孔虫研究的新技术和新方法

汪 品 先
（同济大学海洋地质系）

海洋地质是近二十年来地球科学发展的前沿，而有孔虫正是海洋地质学应用最为广泛的化石门类。随着海洋地质学的迅猛发展，有孔虫的研究近年来空前活跃，新技术、新方法层出不穷。这些新技术、新方法都具有跨学科的性质，它们是物理、化学、数学、生物等各种学科的方法引进古生物领域后的产物。例如在分类描述方面，电镜技术的进展促进了有孔虫壳体内部和壳壁微细构造的研究，从而带来了分类学上的重大变革；壳壁化学成分、包括有机物成分的分析，也为分类学提供了新的标准；壳体形态的数学模拟，又在为自动鉴定和分类奠定基础；活个体的人工饲养，更是研究由个体发育、世代交替和种内变异造成形态变化的有效手段。在古生态和古埋葬学研究方面，新方法的作用更为显著。如对壳体沉积搬运机理的探索和实验模拟，为识别原地和异地埋葬群提供依据；钙质壳体内微量元素和氧、碳稳定同位素成分的分析，已成为推断古海水温度、冰盖消长等环境因素的绝好材料；钙质壳的溶解程度和壳壁的交代作用，重结晶等现象，又为研究古海水和沉积水化学特征以及成岩作用提供依据；而有孔虫组分和海水温度间的传递函数，已为古气候研究开辟了崭新途径；至于研究种群动态和群落内部共生、吞食等关系的生物学方法，更是古生态学相应领域研究中的重要借鉴。在生物地层学方面，有孔虫壳体既是氧同位素地层学、氨基酸外消旋作用地层学的研究对象，又是定量生物地层学的主要依据。上述种种方法，在我国大都尚未采用，为此本文就有关各方面都作一简要的综述，并附以较多的文献目录，以供有兴趣的读者进一步查阅。由于作者水平有限、囿于见闻，文中所述难免挂一漏万，恳请读者补充和指正。

下面分别按物理学、化学、数学、生物学四方面介绍有孔虫研究的新方法、新技术。有些方法虽在发达国家早已广泛应用多年，然而凡属在我国尚未开始应用而又明显具有研究应用价值者，本文均予列入，必要时还对方法的渊源作简短回顾，以便在国内开展研究时参考。每种方法、技术的具体操作过程和仪器设备，如不限于有孔虫研究专用而又有其他文献资料详细介绍者，诸如电子计算机处理，电子显微镜或同位素分析等方法的具体操作过程，本文不再介绍，只对有孔虫样品制备的方法作扼要说明。关于冲样、制片等方法，因不属有孔虫研究所专用，又有高柳洋吉(1978)等系统介绍，本文亦不赘述。

一、物理学方法

有孔虫研究中引进的物理学方法甚多，光学、力学、电子技术等各方面均有涉及。其中最为突出的是电子显微镜技术在有孔虫壳体微细构造研究中的应用；在此先作重点讨论；然后简单介绍有孔虫壳体沉积搬运的力学试验在古生态学、古埋葬学研究中的应用。

1. 运用电子显微技术研究微细构造

透射电子显微镜用于有孔虫研究已有三十多年，最早是用于分析钙质壳脱钙后有机质内衬的微细构造（Jahn, 1953）。六十年代，透视电子显微镜和偏光显微镜曾经是研究有孔虫壳体微细构造的主要手段，有时还把两者结合起来使用（Hansen, 1969）。透视电镜法为研究有孔虫壳壁晶体构造以及分类和古环境应用提供了宝贵的成果。例如 Bé（1965）曾借此提出"果裂小球形虫 *Sphaeroidinella dehiscens* 只不过是拟抱球虫 *Globigerinoides sacculifer* 在深水中壳壁加厚的产物。Towe 和 Cifelli（1967）曾据此区别玻璃质壳"颗粒状"与"辐射状"晶体的实质等。关于透视电镜观察有孔虫壳体之前的制样过程，Hyde 和 Krinsley（1964），Krinsley 和 Bé(1965)，Stapleton（1973）等都有专门的讨论，况且目前透视电镜主要用于有孔虫的原生质部分的生物学研究(见下文)，本文不再介绍。

由于透视电镜的电子束穿透的厚度有限，要求观察对象不能厚于 200 Å，而有孔虫壳普遍过厚，为此需要制作碳镍的复制薄膜，然后溶去有孔虫壳体。这种复杂的制样过程和损坏原来标本的方法，不够实用，于是在七十年代很快被扫描电镜所代替。事实上自从 Honjo 和 Berggren（1967）用扫描电子显微镜研究浮游有孔虫壳面微细构造以来，从有孔虫壳体照相到内部构造、壳壁结构、晶体排列等方面的研究，都已离不开扫描电镜，这的确是"微体古生物学的一大突破"（Hay and Sandberg, 1967）。研究壳体内部构造和壳壁微细结构在国外虽已开展多年，在我国却很少进行，因此有必要结合扫描电镜的应用作一介绍。

（1）*壳壁构造和表面结构研究法*

1）表面观察法　利用扫描电镜的高倍放大，发现以往不可能观察的有孔虫壳面特征。例如，发现浮游有孔虫分类中最重要的特征不仅在于壳面无刺（Globorotaliidae）或有刺，而且在于刺的横切面呈圆形（Globigerinidae）或三棱形（Hastigerinidae），即使壳刺失去时也可以根据其基座加以识别（Saito *et al.*, 1976; Saito *et al.*, 1981）。再如马维骅等（Bé *et al.*, 1976）运用扫描电镜测量普通圆球虫 *Orbulina universa* 壁孔的大小和密度，发现其变化与水温相关，是古水温的一种标志。同样，对底栖有孔虫的壳壁表面微细结构的认识通过扫描电镜也大为深入。例如，发现尼日利亚晚白垩世非洲箭头虫 *Afrobolivina* 具三种不同类型的壁孔（Reyment and Reyment, 1979）等。此类观察除对标本作一般的扫描电镜制样，并不要求专门的处理。

2）弱酸腐蚀法　若要用扫描电镜观察钙质壳壁的层状结构和晶体排列，可以用弱酸腐蚀壳壁。所采用的具体方法颇简不一，这里介绍两种：一是用刀片切开壳体，然后用醋酸稍行腐蚀壳体，以显示层间、晶体间的界限（Cherif and Flick, 1974）；二是将壳体用次氯酸钠浓溶液浸泡约 24 小时，以去除壳体方解石的有机物基质，然后用 pH 值为 3.5 的 25% 戊二醛（glutardialdehyde）溶液腐蚀壳体 5—20 分钟，结果使壳壁方解石部分溶解，留下的针状细微晶体残余均平行 c 轴排列，可以指示原来的晶体形状、大小和排列方向（Belliemo, 1976）。

（2）*内部构造切片研究法*

鲢类和其他大有孔虫的切片属传统的鉴定技术，而小有孔虫壳体切片后用扫描电镜

观察，已属新技术。

内部结构的研究并非一定需要切片。有时可以找到天然破碎的理想剖面，有时可以用酸胶腐蚀法揭去部分壳壁观察内部。如 Crouch 和 Poag (1979) 用稀盐酸溶蚀掉 *Amphistegina* 的壳面，揭示其房室形状和缝合线特征；郑执中、郑守仪 (1978) 采用 Troelsen (1954) 的方法，将少量盐酸加入熔化的茜黄树胶中，点抹在标本需揭示的部位，将壳壁溶去，这样可以避免因盐酸扩散而损及标本的其他部位。

小有孔虫切片的困难在于壳小壁薄，易于破碎。为此，需用某种胶结剂将壳体固定，切片后再将胶结剂除去。采用的胶粘剂和溶剂以及具体的操作方法各有不同，在此介绍其中四种方法：

1) 石蜡法　此法原先由 Hofker (1933) 提出，由 Coleman (1979) 加以改进。方法是将石蜡加热至熔融(熔点为 49—63℃)，将有孔虫壳置于其中，待气体逸毕后取出置于玻璃片上并趁石蜡软时定向，用刀片除去石蜡，以蓖麻油为润滑剂将壳体在金刚砂纸上磨至所需深处，然后用二甲苯溶去石蜡，洗净、烘干，便可作扫描制样用。

2) 聚醋酸乙烯法　澳大利亚 Kennedy 等(1976)采用聚醋酸乙烯作胶粘剂，由于此物洁白透明如玻璃状，便于切片时观察；又因冷凝缓慢，便于标本定向放置。方法是取聚醋酸乙烯一小块置于玻璃片上，加热溶融，将有孔虫壳埋入其中并调整方向。冷却 5—10 分钟后，用湿的金刚砂纸磨至所需部位，然后用丙酮浸泡以溶去胶粘剂，需要时还可加热，甚至使丙酮沸腾以消除壳体内部的聚醋酸乙烯，注意务需清除干净方可取得扫描的预期效果。

3) Lake side-70 法　丹麦的 Hansen 和 Lykke-Audersen (1976) 将有孔虫埋入胶粘剂 Lake side-70 中，使希望切去的一半暴露于外，再用湿的金刚砂纸磨至预定的位置，然后投入 96% 的乙醇中将胶粘剂溶去，所得标本便可供扫描电镜制样。

4) 加拿大树胶法　据日本 Nomura (1983) 介绍，可先将加拿大树胶加热 20—30 分钟，待略为变老，然后取少量置于载玻片上用酒精灯加热，将有孔虫壳全部埋入其中，用烧热的尖针校正壳体的方向、位置。待树胶冷却后在毛玻璃上用 2000 号或 3000 号金刚砂磨至所需的切面位置，再加热玻璃片，用加热的钩形尖针取出有孔虫壳，投入二甲苯中溶去树胶(二甲苯容器底部应为黑色，并有 200 目的网筛置于底上，以免壳体沉底难找)。标本干燥后即可供扫描电镜制样用。Huang (1981) 直接将加拿大树胶置于扫描电镜样品座上，将有孔虫壳埋于其中，然后在双目镜下用尖针去掉其暴露部分，然后用超声波清洗，效果亦佳。

我国郑执中和郑守仪(1978)、李前裕 (Li and Wang, 1985)、黄亚平等[1]在对现代有孔虫切片时，均采用树胶法，效果良好。

(3) 内部构造注塑研究法

对于壳壁中间的微细结构、特别是管道体系和后向突起 (retral processes) 等，用切片、腐蚀法均不能满足要求，必须用某种流体注入其微细孔隙中制造塑模，然后用扫描电镜观察。这类方法近年来已取得了重要结果，其中丹麦 Hansen 等人和瑞士 Höttinger 等人的方法和成果最值得介绍。

---

1) 黄亚平、汪品先：1986“江苏筛诺宁虫”还是“江苏小企虫”？微体古生物学报，3 卷，3 期，239—250页。

1) Lake side-70 法　早在七十年代初 Hansen 便与以色列 Reiss (Hansen and Reiss, 1972) 合作用电子显微镜研究有孔虫微细构造，经过多种试验，Hansen 和 Lykke-Andersen (1976) 认为最佳方法如下：先将有孔虫壳埋于玻璃片上的 Lake side-70 中并磨至初房(指平旋壳)，然后再添 Lake side-70 加热，趁热用烧热的尖针将磨好的标本翻转，使磨平一面紧贴在玻璃片上。冷却后用尖的解剖刀在双目实体镜下除去壳面多余的胶粘剂，然后将玻璃片连壳体投入 10% 的 HCl 中数分钟，让 CO_2 气泡剧烈逸出，以促使未能用解剖刀除去的多余胶粘剂散去。此后将标本在水中洗去 HCl 并使之干燥。最后用切玻璃的刀和钳子将载有注模的一小块玻璃片切下（此时最好将注模醮湿以防震动破碎），便可置于样品座上，作扫描电镜制样。

2) 环氧树脂法　用环氧树脂N以 1:5 的比例混以硬化剂 HY956，然后将有孔虫空壳和配好的环氧树脂分别置于一个特制容器的两室中(此容器由铅片制成，可以胀缩)。装好后放入玻璃质干燥器中，用抽气机抽成真空。此时，环氧树脂沸腾(注意勿使真空程度太高、抽真空时间过长，否则会产生过多的气泡)。将真空的干燥器倾斜，使沸腾的环氧树脂流到邻室的有孔虫空壳上。当有孔虫壳已陷入环氧树脂中时，便可放气，从环氧树脂中取出有孔虫并置于第二个容器中。第二个容器底部为一层 1.5—3.0mm 厚的新配环氧树脂，可将依上法处理过的多个有孔虫壳排列其上，但两壳之间至少相隔 2mm。在 60℃ 下经 48 小时后环氧树脂已经聚合，可用金属小锯将硬化的胶块切成若干小方块，每块中含有孔虫一枚。再在玻璃板上加水和 800—1000 号金刚砂将胶块的底部磨去。然后洗去胶块上的金刚砂，投入 2%HCl 中 15 分钟以溶去钙质壳，再经洗净和干燥后即可供扫描电镜制样。

此法由 Höttinger (1980) 等用于研究轮虫类 (rotaliids) 有孔虫壳复杂的管道系统，获得十分精美的塑模标本和重要的研究成果。因壳体业已溶去，为要标明塑模标本管道体系相对于原来壳体的方向位置，需采用结晶学的方法，为每张塑模标本的扫描电镜照片加一附图，将壳体旋卷轴和壳体切面与投影面的交点、交线在半球投影图上标出 (Billman *et al.*, 1980)。

研究有孔虫壳体内部构造，除上述电镜方法外，还有系列切片法。这是古生物学研究内部结构的一种传统方法，有孔虫研究中也早已采用。直到最近，凡因壳体已经充填、固结等原因，难以适用上列方法者，仍在应用系列切片法，瑞士 Müller-Merz (1980) 用此法研究轮虫类有孔虫的内部构造，便属一例。

通过以上种种电子显微镜下的研究，对有孔虫壳壁结构、内部构造的认识在近十余年来已有重大进展。无论对玻璃质壳、瓷质壳或胶结壳的壳壁微细构造的认识都已大为深入。例如六十年代用光学显微镜分出的"双层式 (bilamellar)"与"单层式 (monolamellar)"玻璃质壳有孔虫 (Reiss, 1963)，现已查明都具有双层壳壁 (Hansen and Reiss, 1972)，因而不具分类意义。六十年代还有过关于玻璃质有孔虫壳壁的方解石晶体"辐射型 (radial)"与"颗粒型 (granular)"两种排列方式的分类意义之争，而现在用扫描电镜也已经查明其实际情况要复杂得多：在偏光显微镜下因消光不同而辨认出的"辐射型"与"颗粒型"，是方解石晶体分别以 (0001) 面或者以 $(10\bar{1}1)$ 面平行壳面排列的结果 (Towe and Cifelli, 1967)；事实上壳壁的不同层次具有不同的晶体排列方向，如面包虫 *Cibicides lobatulus* 的壳壁外层晶体 c 轴平行壳面，内层的 c 轴却大体上垂直壳面，而 *Cibicides florida*

nus 还多一个中间层（Bellemo, 1976)。又如瓷质壳的代表五玦虫 *Quinqueloculina* 壳壁经查明具有三层结构：中间层最厚，由在三维空间内呈随机排列的针状方解石组成；内、外层皆薄，各种可具不同微细构造（Haake, 1971; Cherif and Flick, 1974)。再如发现胶结壳中 $CaCO_3$ 质胶结物上也有细孔发育（Toksvad & Hansen, 1983）等。由于壳壁微细构造研究的迅速进展及其重要意义，最近 Loeblich 和 Tappan（1984）对有孔虫属以上全面的重新分类方案中充分运用了扫描电镜，并取得成果。他们承认在有孔虫分类研究中"电子显微镜已被证明是一种极为有用的工具"，近年来使得"有孔虫研究达到了成年期"。他们最新划分的12个有孔虫亚目正是以壳体的矿物成分、晶体形状和排列等微细结构作为首要依据的。

除电子显微技术以外，还有研究有孔虫内部构造和壳壁的其他方法。例如，用X光显微技术可以不损坏壳体而透射壳体的各个圈层，观察壳体的微细构造（放大数百倍），获得十分精美的透视照片，从而补充电子显微技术的不足。马维骅等（Bé, *et al.*, 1969）曾用荷兰制造的X光显微镜对23种现生浮游有孔虫壳体进行透视，取得非常有趣的结果。

2. 运用室内试验研究壳体的搬运作用

近年来，有孔虫在水层和海底的搬运作用引起了广泛的兴趣。这一方面是因为有孔虫壳作为特殊的沉积颗粒可以用作沉积作用的指示物；另方面这种研究又有助于辨认原地和异地埋葬的化石群，如我们对河口有孔虫搬运作用的研究便是一例（汪品先等，1980; Wang, 1983a, b; Wang and Murray, 1983)。和其它沉积颗粒一样，有孔虫壳体的搬运形式不外乎悬移、滚动和跳跃三种，而理解这些过程不仅需要野外观察，还需要进行室内试验。迄今为止的试验，有研究水层中垂直运动的沉降试验和研究海底水平运动的水槽试验两种。

（1）沉降试验　在长柱形塑料筒或玻璃筒内（高 2m 或 1m）装满去矿物质水，取适当的颜色作背景衬托出有孔虫壳体以便观察。待测试的有孔虫壳先在去矿物水中浸泡数天使气泡逸出，然后投入筒内，用精度为 0.1s 的电子计时器或秒表记录壳体到达筒底所需的时间，便测得沉降速度。为消除壳体入水之初沉降速度不稳定带来的干扰，可只选 2m 长圆筒的中央 1m 一段进行速度测量（Fok-Pun *et al.*, 1983)。在实践中为方便计，常采用与此壳同时到达筒底的石英砂的直径来表征其沉降能力，称之为"等价直径"（Grabert, 1971)。如圆球虫 *Orbulina* 的等价直径约为 0.15mm，抱球虫类成年壳为 0.2mm 左右。此项研究最早在法国开始（Berthois et Le Calvez, 1960），后来主要在联邦德国进行，为理解有孔虫在沉积中的分布规律提供了有意义的成果。如在波罗的海沿岸一个潟湖发现表层沉积物中砂轮虫 *Trochammina* 壳体的等价直径大于沉积物粒径的中值，说明此类壳的侧向搬运时可以比等价的石英颗粒走得更远（Grabert, 1971)；在大洋水层中，*Orbulina*（沉降速度 2cm/s）比抱球虫类（沉降速度 3cm/s）下沉更慢，因此在有侧向流时会被搬运得更远，从而发生埋葬群的动力分选（Seibold, 1978）等。此外，美国 Berger 和 Piper（1972）对浮游有孔虫的差异性沉降作过研究；最近墨西哥 Fok-Pun 等（1983）用沉降法测得四种浮游有孔虫的沉降速度，表明壳形和密度对沉降速度有显著影响。

（2）水槽试验　美国 Kontrovitz 在七十年代以来用水槽研究有孔虫、介形虫壳体在水底的起动速度。在一个三米长的供沉积学研究用的水槽中，以染黑的细砂铺底，在水

槽上游画一个半径为 5cm 的圆圈，将有孔虫壳放入中心作为起点，然后在槽中注水造成水流，将水流逐渐加速，记下壳体开始移动时的水流速度，便是"起动速度"。每个种用 25 个壳体进行测量，据此计算出该种的平均速度。结果，12 种底栖有孔虫的平均起动速度为 5.1—18.7cm/s(Kontrovitz *et al.*, 1978)，15 种浮游有孔虫的平均起动速度为 12.9—22.6cm/s(Kontrovitz *et al.*, 1979)。将各种的起动速度与其壳径、体积、球度、重量等相比，发现浮游有孔虫的起动速度主要取决于壳体的最大凸起球度，底栖有孔虫主要取决于壳体的重量和有效球度。

起动速度的研究有助于识别有孔虫群是否经过搬运。如果一个有孔虫组合中壳体具有相同的起动速度(并不是相同的壳体大小)，可以代表经过搬运的或者残留的有孔虫群；反之，如同一组合中壳体的起动速度显著不同，说明是异地埋葬的有孔虫群。

二、化学方法

1. 壳体的元素成分

有孔虫壳壁化学成分的研究历史，已经超过半个世纪，先后采用了X光衍射，发射光谱，原子吸收光谱，电子探针以及中子活化等技术，在有孔虫的分类与古生态研究上起了重要作用。由于此项研究在我国几为空白，有必要在这里对有关方法的沿革作一比较系统的介绍。

化学分析首先要求壳体干净，壳内不再含有杂质。因此，无论作哪一项分析，首先需要经过清洗工作。现将 Bender 等 (1975) 采用的比较严格的清洗方法介绍如下：

1) 将挑出的有孔虫壳体置于去离子水中作超声波处理，然后用滴管从悬浮液中除去微细的壳体碎片或粘土物质。这种清洗过程至少重复两次，然后再用去离子水清洗 2—3 次。超声波震动的强度、时间视壳体情况而异，以洗去污垢而又不使壳体粉碎为度；

2) 为除去壳体表面的有机物，可用 10% 的 H_2O_2 溶液浸泡清洗，然后仍用去离子水洗净；

3) 将样品烘干，再次在双目镜下检查，证明确无杂质后方可供化学分析用。

(1) X衍射法　用X光衍射法分析钙质有孔虫壳的矿物成分，始于三十年代 (Mayer, 1932)，当时用的是压碎标本的方法，仅发现壳体为方解石；五十年代 Switzer 等 (1955)用X光衍射法测得有孔虫壳有方解石质与文石质之分。当时采用的方法是取单个有孔虫用 114.6mm 半径的德拜-谢乐X光衍射照相进行分析，曝光时间从 15—24 小时不等 (Todd and Blackmann, 1956)。当壳体过大时，则取其碎片，因为对粉末X光分析来说最佳直径为 1mm。根据 29 科 131 属 155 种现代有孔虫测定的结果，确定大多数有孔虫壳均为方解石壳，但 Robertinidae 科与 Ceratobuliminidae 科为文石质。X光衍射法不仅用来区分钙质壳体的矿物成分，而且可用于测定壳体方解石 $CaCO_3$ 被 $MgCO_3$ 取代的克分子百分数 (mol%)，因为X光衍射图象的最强线偏离的位置与 $MgCO_3$ 的克分子百分数成正比，每偏移 0.0026Å 说明含 1mol% 的 $MgCO_3$。结果测得现代有孔虫大多数属的方解石中含有 $MgCO_3$，但分为低镁方解石 ($MgCO_3$ 仅 0—5mol%) 与高镁方解石 (>10 mol%) 两类。有孔虫壳体内 $MgCO_3$ 的比例既与属性有关，又与所生活的海水温度有关 (Blackmann and Todd, 1959)。从此，钙质有孔虫壳体内的 Mg/Ca 之值引起了广泛注意，

特别是 *Quinqueloculina* 等粟米虫类的底栖有孔虫壳，其 Mg/Ca 之值至少被一部分学者认为是水温和盐度的标志。对此也存在着不同意见，如 Ponder 等（1974）分析澳大利亚岸外现代粟米虫类壳体时，为了消除用单个壳体测定 $MgCO_3$ 含量时的偶然性，每种均取20个壳体，在玛瑙研钵中加丙酮研碎，然后用 Rigaku Denki 水平测角器作X光衍射。结果发现同一种的壳在同一地区的不同采样点 $MgCO_3$ 含量可有很大变化，如 *Quinqueloculina philippinensis* 可从 8.5mol% 到 21.6mol%。因此 Ponder 等认为 $MgCO_3$ 含量既不能反映属种的亲疏关系，又不能用来指示水温。

（2）*光谱分析法*　Emiliani（1955）首次用X光分析和光谱分析法对11种现代或更新世远洋钙质有孔虫壳进行分析。光谱分析的结果发现，除 $CaCO_3$ 外，还有 TiO_2，Al_2O_3，SiO_2，Fe_2O_3，MnO，MgO，SrO。但是除 Sr 外，所有这些元素的含量都随着 Al 的含量而变化，可见是陆源物质污染的结果，而大约含 0.11% 的 Sr 是在方解石格架中取代了 Ca。

Krinsley（1960）也用光谱分析法对五个深海表层沉积中三种浮游有孔虫壳体进行分析，认为所含 Mn，Cu，Sr，Al，Ti 应属沉积物污染所致。

光谱分析法本身精度较差，如上述 Emiliani 分析的准确度为 ±10%，Krinsley 为15%，加以受处理方法等限制，不能排除陆源物质污染的影响。因此，六十年代晚期以来，发射光谱法已经被认为：对于有孔虫壳体化学成分"大概永远不能取得可靠的分析结果"（Lipps and Ribbe，1967），一般不再应用。

（3）*原子吸收光谱法*　自七十年代至今，原子吸收光谱是分析壳体中 Mg 含量的最佳方法；由于用样量微少而精确度高，近年来在 Mg 的测定中已经完全替代了发射光谱法和X射线衍射法。

美国的 Savin 和 Douglas（1973）将浮游有孔虫壳的碳酸盐抽提 CO_2 得到的磷酸盐残渣进行原子吸收光谱分析，并加入镧（La）以减低磷酸盐的干扰。几个样品的重复分析表明，测 Mg 含量的精度可优于5%；但 Sr 由于含量过低，加上受磷酸盐的干扰，难以测定。他们分析南太平洋大量浮游有孔虫壳的结果，测得 $MgCO_3$ 在方解石中占重量比例的 0.18—0.84%，在同一种内壳体的 $MgCO_3$ 含量变化很小，说明壳中的 $MgCO_3$ 主要受基因因素控制。例如，同一样品中圆辐虫 *Globorotalia* 总比抱球虫科 Globigerinidae 的 Mg 含量为低。

由于原子吸收光谱分析 Mg 的准确性，近年来在用中子活化法分析有孔虫壳内微量元素时，Mg 含量仍然采用原子吸收光谱进行分析（Bender *et. al.*，1975；Lorens *et al.*，1977）。

（4）*电子探针法*　用电子探针可以对有孔虫壳体的化学成分作定点测定，因而对壳体成分的空间分布具有很高的分辨率。最先是 Lipps 和 Ribbe（1967）用来分析31种浮游有孔虫壳，结果对8种测得有效数据，而其余各种由于壳壁太薄或者过于多孔，未能进行可靠的定量分析。电子探针法的优点一方面在于只需要极少量的样品（如一小点壳体碎片即够），可以分别测定同一壳体不同部位的化学成分，如 Bender 等（1975）测得浮游有孔虫壳中 Na 与 Sr 分布均匀，而 Mg 的分布多变；另方面也可以分辨污染物与壳体本身的成分，如 Lipps 和 Ribbe 在分析中发现 Mg、Fe、Sr 确实是壳体的化学成分，而 Al、Sr、Ti、Mn 和一部分 Fe、Mg 只不过是陆源污染物。电子探针法的缺点在于分辨率不

够高，难以分析一些痕量元素。

(5) *中子活化法*　这是近年用来分析浮游有孔虫壳壁成分的新方法。十年前，Bender 等(1975)挑有孔虫壳（可专门取某一种或取混合样）1—2mg(相当于特大个体15—20枚或小个体30—100枚)，置于聚乙烯小瓶中，经清洗并干燥后取样品0.5—1mg移入聚乙烯小瓶内，在核反应堆中用每秒 $4\times10^{12}/cm^2$ 热中子的中子流照射15分钟即可测定。根据60个样品中浮游有孔虫壳体的 Na/Ca，Sr/Ca，Al/Ca 和 Cl/Na 等原子比值，结合原子吸收光谱测得的 Mg/Ca 值，发现大洋洲塔斯曼海晚更新世有孔虫组合中各种浮游有孔虫的 Na/Ca，Mg/Ca 和 Sr/Ca 值与其生长的平均水深相关：水深越大，比值越低。Lorens 等(1977)用同样方法分析太平洋从500m到4700m不同深度的六种浮游有孔虫壳壁成分，发现 Na/Ca 与 Mg/Ca 之值随水深和溶解作用加大而下降，Sr/Ca 都不受影响。如截锥圆辐虫 *Globorotalia truncatulinoides* 从水深1941m到4731mNa/Ca 和Mg/Ca分别下降17%和40%，而 Sr/Ca 变化不明显。可见 Mg/Ca 等难以用来指示古水温，Sr/Ca 不易受早期成岩作用影响，才是古环境的良好标志。

据研究，有孔虫和钙质超微化石、软体动物骨骼中方解石的 Sr 含量与形成时海水中的 Sr 含量成正比，两者关系可用锶分布系数 (D_{Sr}) 表示：

$$D_{Sr}=\frac{(Sr/Ca)_{方解石}}{(Sr/Ca)_{海水}}$$

对于这些门类来说 $D_{Sr}=\sim0.16\pm0.02$。因此，分析有孔虫化石壳体中 Sr/Ca 比值，可以推断古海水中 Sr/Ca 的变化史。Graham 等(1982)用中子活化法专门测定了新生代浮游有孔虫壳中的 Sr/Ca 比值，结果表明新生代期间海水中 Sr/Ca 比值增长大约10—15%，而在始新世和中新世晚期曾两度出现最低值。

目前，中子活化法分析有孔虫壳中的痕量元素的工作在我国亦已开始，而且可以只用一枚壳体，照射的时间采用快、慢两种方法，正在为微体古生物的研究与最新技术的结合开创一条新路。

综上所述，有孔虫钙质壳体的化学分析方法甚多，但几十年的经验表明，X光法和发射光谱法的分辨率、精确度较低，目前已很少使用；主要运用中子活化法结合原子吸收光谱(测定 Mg/Ca 用)，必要时辅以电子探针法（为查明元素在壳内的空间分布），才是当前的方向。而这类化学元素分析不仅在有孔虫的分类上，而且对于研究古温度和古海水成分，甚至研究早期成岩作用等方面都具有相当大的价值。

2. 壳体的有机化学成分

有孔虫壳壁的有机化学研究主要是氨基酸分析。其方法是取有孔虫壳10mg(约50到数百枚不等)，在1% 浓度的六偏磷酸钠中清洗，然后用蒸馏水冲净，如此重复数次；遇圆辐虫 *Globorotalia* 之类壁孔细或内部形态较复杂者可将壳逐个打破，以便洗净房室内部。接着将壳体溶于约6N浓度的 HCl 溶液中，在一封闭管中在 N_2 和110℃温度条件下水解22小时，水解剂在一真空离心器内蒸发至干，然后用超灵敏的氨基酸仪进行测定。King 等(1972)用基于离子交换法的仪器进行测定，可测得 $<10^{-9}$g 的氨基酸，重复分析的误差为 ±2%。据16种现生浮游有孔虫的分析结果，共测得氨基酸17种，占壳体重量的0.02—0.04%，有趣的是"具刺型"和"无刺型"浮游有孔虫的氨基酸成分显著不同，而相近

属种间的氨基酸成分比较相似。因此，"壳体中的氨基酸成分直接反映了现生和化石浮游有孔虫的基因类型，可见此法为'自然'分类提供了新的手段"（Bé，1977）。

另外，氨基酸具有旋光性。地球上的氨基酸几乎全为左旋，生物死亡后逐渐变为右旋，直到左、右旋平衡时为止，称之为外消旋作用。消旋作用随着时间进行，其速度也取决于温度。有孔虫壳体中氨基酸外消旋作用的研究，为第四纪海相、尤其是深海相沉积确定年龄（已知速度时）或古温度（已知年龄时）提供了一种有用的手段（Schroeder and Bada，1976）。

当然，有孔虫壳体的有机化学研究并不以上述氨基酸的研究为限。例如，有孔虫也有具有机质壳壁的，其成分的精确分析亦属当前的课题。最近对 *Allogromia laticollaris* 的所谓"假几丁质"壳作有机化学定量分析的结果表明，此类壳壁中蛋白质含量高达 60% 以上，应是蛋白质——碳水化合物成分，并不属于"假几丁质"（Schwab and Plapp，1983）。

3. 壳体的同位素成分

有孔虫，特别是新生代浮游有孔虫壳体的稳定同位素分析，是有孔虫研究在近十余年来再度受到格外重视的领域之一。在各种稳定同位素中，以氧和碳的同位素最为重要。

（1）氧同位素　浮游有孔虫壳体的氧同位素比值 $\delta^{18}O$，目前已经成为大洋沉积对比中常用和最有效的手段之一。氧有三种稳定同位素：^{16}O、^{17}O 和 ^{18}O，它们的相对丰度分别为 99.763%，0.0375% 与 0.1995%。虽然这些同位素的化学特征完全相同，但较轻的 ^{16}O 蒸汽压力较小，当海水蒸发时先行逸出而使海水中 ^{18}O 相对富集，而淡水和由降水而来的冰盖中 ^{16}O 相对密集。已经查明，海水中 ^{18}O 与 ^{16}O 的比例，取决于全球冰盖的大小、海水的温度和盐度等因素。而有孔虫方解石壳体中的 ^{16}O 与 ^{18}O 比值（δ_c）与其所生活的海水中此项比值（δ_w）之间存在着相关关系（Shackleton，1967）：

海水温度 $T(℃) = 16.9 - 4.38(\delta_c - \delta_w) + 0.10(\delta_c - \delta_w)^2$

由于壳体中 O^{18}/O^{16} 值的变化十分微小，因此取其偏离某种标准的偏差千分率作为测量单位，即

$$\delta^{18}O = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{样品} - (^{18}O/^{16}O)_{标准}}{(^{18}O/^{16}O)_{标准}} \times 1000$$

通常用皮迪箭石（PDB）标准或者平均大洋水标准（SMOW）计算（Hoefs，1973）。

浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 的测定方法自 Emiliani（1954，1955）创立以来被用于海水古温度研究，经 Shackleton（1967，1968）在样品处理和解释原理上加以改进，已经成为新生代海水古温度测定的主要依据。Emiliani 认为有孔虫壳的氧同位素成分取决于海水温度和海水同位素成分两个因素，但当时认为前者为主；Shackleton 的工作表明在第四纪冰期与间冰期 $\delta^{18}O$ 值的变化中海水温度只起次要作用，主要是由全球冰盖大小决定海水同位素成分的变动。从此，氧同位素成为测定第四纪全球海平面升降（和冰盖体积），进行大洋对比和研究气候周期的最佳手段。用芝加哥箭石标准时，$\delta^{18}O$ 值±0.25‰的波动相当于海水 ±1℃的温度变化（Shackleton，1982）；在第四纪后期的 69 万年以内就可分出 19 个气候地层分期（Shackleton and Opdyke，1976）。

进行氧同位素分析的有孔虫标本制样方法，是将壳体清洗后用 100% 磷酸在 50℃ 下处理而产生 CO_2，将 CO_2 输入高精度的质谱仪中进行同位素测定。Shackleton 的改进在

于创造了有孔虫壳同位素测定的微量样品制备装置，使原来需用数十毫克的样品减少到十几微克;因此只需用 8 枚左右的浮游有孔虫即可进行一只分析(许靖华,1984)。重要的是选用同一种的有孔虫壳进行分析，否则生活在不同深度水层中的壳体可以反映出不同的温度；最好还应选用相似大小即相似发育阶段的壳体。例如在第四纪地层中常选袋拟抱球虫 *Globigerinoides sacculifer* 以测表层水温，并选用 0.35—0.45mm 大小的个体进行分析。随着仪器的改进,目前已有只需一枚浮游有孔虫壳体进行分析的精密仪器。

由于大洋表层与底层海水的温度相差悬殊,浮游与底栖有孔虫壳体中 $\delta^{18}O$ 便分别反映着表层与底层海水的温度。这样,可以用浮游和底栖有孔虫的氧同位素分析,测得新生代以来大洋表层与底层水温度变化的历史。可以看出,虽然两者均呈下降趋势,其中底层水温的下降更为明显(插图 1)。

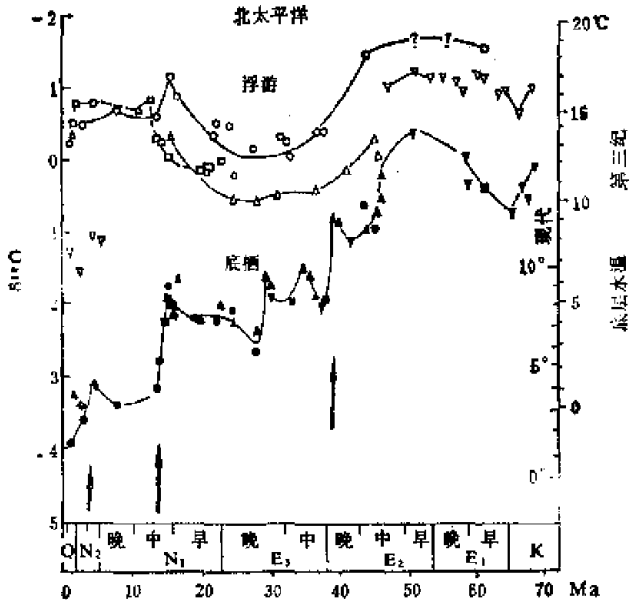


插图 1　北太平洋低纬度区新生代有孔虫氧同位素变化趋势图

白色圆圈与三角示浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 值，黑色圆圈与三角示底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 值（转引自许靖华，1984）

对于大有孔虫来说,目前的技术已经可以取一枚壳体中的某一房室测定 $\delta^{18}O$ 值。如将现代 *Marginopora vertebralis* 或 *Cyclorbiculina compressa* 壳的环形房室分开,每 9—10 个房室分别进行氧同位素与碳同位素分析，发现其 $\delta^{13}C$ 与 $\delta^{18}O$ 在壳体生存的二年中随季节水温而变化,而且 $\delta^{18}O$ 值变化曲线与海水温度季节变化相一致 (Wefer and Berger, 1980)。

(2) *碳同位素*　用与分析氧同位素同样的方法，也可以分析有孔虫壳体的 $CaCO_3$ 的碳同位素成分.碳的稳定同位素有 ^{12}C 与 ^{13}C,其相对丰度分别为 98.89%和 1.11%，有孔虫壳体中的 $^{13}C/^{12}C$ 之值也分能反映海水中 $^{13}C/^{12}C$ 的值，而壳体中碳同位素成分也和氧同位素一样采用和芝加哥箭石或平均大洋水标准偏差的千分率来表示:

$$\delta^{13}C = \frac{(^{13}C/^{12}C)_{样品} - (^{13}C/^{12}C)_{标准}}{(^{13}C/^{12}C)_{标准}} \times 1000$$

由于生物体的 $\delta^{13}C$ 比大气中 $\delta^{13}C$ 大约少 25‰，而大洋表层水中浮游生物大量繁衍，使水中的^{12}C大量耗去，致使大洋中表层水的^{13}C相对含量明显地较深层海水为高。现代底栖有孔虫与浮游有孔虫相比，其 $\delta^{13}C$ 要少 2‰左右。分析深海沉积中有孔虫的碳同位素，可以追溯古大洋中的营养物质丰度等记录。虽然有孔虫壳 $\delta^{13}C$ 的研究刚刚开始，但已经成为新生代地层对比和古海洋学、古气候学研究的重要手段（Kennett，1982；许靖华，1984），而底栖有孔虫的 $\delta^{13}C$ 还可用来研究全球 ^{13}C 分布的变迁史（Shackleton，1985）。

有孔虫壳体氧、碳同位素的研究受到地学界的特殊重视，1979 年 11 月 6 日在圣地亚哥举行的美国地质学会 92 届年会时还专门组织了“有孔虫氧同位素与碳同位素讨论会”。

需要注意的是用作同位素分析的属种选择。据研究，在底栖有孔虫葡萄虫 *Uvigerina* $\delta^{18}O$ 数据最好，面包虫 *Cibicides* 的 $\delta^{13}C$ 数据最好，*Oridorsalis* 的 $\delta^{18}O$ 数据好，而 $\delta^{13}C$ 不佳（Shackleton 等，1984）。因此在分析时不仅需要挑选单种的壳体，而且要选择合适的属种。至于造成这种差异的原因，据推测是各种有孔虫壳与海水碳氧同位素的平衡性能（即所谓生命效应 vital effect）不同所致。

4. 壳体的溶解作用

钙质有孔虫壳在海水中和在沉积物中都会发生溶解作用。对于溶解作用的研究既可以为复原化石壳体形态和有孔虫组合原有属种成分提供依据，也可以为研究海洋水体的化学特征提供参考。

（1）*壳体溶蚀作用的电镜研究*　在沉积物中常常发现原来无色透明的玻璃质有孔虫壳变为乳白色而不透明，这种现象是壳壁方解石晶体遭受腐蚀的结果。为理解此中机理，可以对有孔虫壳进行酸性腐蚀的试验。

Murray（1967）用通过 CO_2 气体造成低 pH 值的水，将有孔虫浸入此种水中观察其效果。洞穴希望虫 *Elphidium excavatum* 与英吉利先希望虫 *Protelphidium anglicum*（=*P. germanicum*）在 pH = 4.1 的酸性水中浸泡 75 分钟后，两者都变为湿时透明、干时不透明；又在 pH = 6.2 的水中浸泡各种轮虫类有孔虫四个半小时，结果全部变为白色不透明；但在 pH = 7 的水中浸泡 5 天后壳体干、湿时仍均透明。可见关键在于 pH 值，而不透明的原因在于壳壁方解石晶体受腐蚀后相互分离。Murray 和 Wright(1970)用 5%的乙二胺四醋酸（EDTA）浸泡 *P. anglicum* 壳 2 至 3 分钟，使之变为白色不透明，然后用扫描电镜高倍放大时可见晶体界线，壁孔增大。电镜观察表明：大多数壳体在有孔虫死亡后均会受到不同程度的壳面腐蚀作用。

（2）*浮游有孔虫壳的深海溶解作用研究*　海水中 $CaCO_3$ 不饱和，而且由于海水中 $CaCO_3$ 的溶解度随温度的下降、压力的增大而增加，因此水越深，其中的 $CaCO_3$ 越不饱和。大约四千公尺左右的深海海底，碳酸盐（浮游有孔虫壳等生物壳体）的沉降和溶解的速率相等，这便是深海碳酸盐补偿深度（CCD），在 CCD 以下便不再形成碳酸盐沉积。由于各处海洋的条件不一，CCD 的深度在各处相差悬殊；而在地质历史上随着环境的变迁，CCD 深度也曾有显著升降。因此，对碳酸盐溶解作用十分敏感的浮游有孔虫，便成为确定深海碳酸盐溶解作用强度和 CCD 位置的主要依据之一（汪品先等，1982；郑连福等，1982）。

测定海洋沉积物遭受碳酸盐溶解作用的强弱程度，可以用全样 $CaCO_3$ 含量的百分比测定，也可用浮游有孔虫溶解指数计算等方法，其中后者较前者更为精确、灵敏。如果深海沉积物中只见胶结壳有孔虫，便是 CCD 以下的产物；如果浮游有孔虫溶蚀破坏严重，应是溶跃层（lysocline）以下的产物；如果浮游有孔虫丰富多样，仍然可以依靠不同属种差异性溶解作用的性质来推断溶解作用的强度。经过深海试验，Berger（1979）将浮游有孔虫按抗溶程度分为七级，一级最易溶，7 级最难溶（表 1）；然后将样品中每种的百分含量（P_i）与抗溶等级值（R_i）相乘，便可用下列公式求得浮游有孔虫的溶解指数（FDX）：

$$FDX = \Sigma(R_iP_i)/\Sigma P_i$$

表 1　现代浮游有孔虫的抗溶等级

（据 Berger, 1979）

等级	种　　名	等级	种　　名
1	*Hastigerina pelagica* *Hastigerinella digitata*	6	*Globorotalia scitula* *Globigerina digitata* *Globoquadrina conglomerata*
2	*Globigerina rubescens* *Globigerinoides ruber*		
3	*Globigerinoides tenellus* *Globigerina bulloides* *Globigerina quinqueloba*	7	*Globorotalia menardii* *Pulleniatina obliquiloculata* *Sphaeroidinella dehiscens* *Globorotalia tumida* *Globorotalia crassaformis* *Globoquadrina dutertrei* *Turborotalita humilis* *Globorotalia truncatulinoides* *Globorotalia inflata* *Globigerina pachyderma*
4	*Globigerinoides sacculifer* *Globigerinoides conglobatus* *Globigerinella siphonifera* *Orbulina universa* *Globigerina falconensis*		
5	*Globigerina calida* *Globigerinita glutinata* *Globigerinita iota*		

关于浮游有孔虫抗溶等级的分法和计算公式可以有各种不同方案，Berger 本人也曾几度改变其抗溶等级的分法，但其原理不变。此外，也有提出用陆源碎屑物和大于 63μm 的浮游有孔虫百分含量划分深海沉积物“溶解相”的方法（Violanti *et al.*, 1979）可以取得相似的效果；顾德龙等（Ku and Oba, 1978）根据室内试验的结果，用 *Globorotalia menardii* 和 *G. tumida* 壳体损耗程度作为沉积中 $CaCO_3$ 溶失百分比的标志，据此在大洋柱状样中定量计算出 $CaCO_3$ 的溶解量并进而推算出原始沉积速率。目前，用 $CaCO_3$ 含量和有孔虫溶解程度测定的碳酸盐溶解旋回已经成为第四纪大洋地层学和古海洋学研究的重要手段之一。

三、数学方法

数学方法的引进，正在使古生物学从概略性描述向精确的定量研究转化。有孔虫由于其数量众多，形态多样，加以近年来在海洋地质研究中的重要作用，因此在引进数学方法上取得了令人瞩目的进展。从研究的问题来看，有壳体形态的数学研究和属种组合的

定量研究两方面。

1. 有孔虫壳体形态的数学研究

通过解析几何的方法，以几个确定壳体形态的参数来描述一个化石，这是古生物学上的一个进展。它改变了古生物工作者罗列一个壳体的高、宽和壳口大小等纯表面形态的传统习惯，深入到造成这种形态的几何参数中去，产生了探讨化石形态形成机理的学科，即所谓理论形态学。这一方面为化石描述语言数学化，为自动分类和自动鉴定创造条件，为化石种内变异的生物统计研究奠定基础；另一方面又为探索化石形态演化的原因提供了手段。

(1) 壳体的数学模拟　早在三十多年前就已经发现，有孔虫旋卷壳和无脊椎动物中许多旋卷壳一样，近似于一个真正的对数螺旋。有孔虫壳的旋向缝合线，相当于一根对数曲线。因此，人们后来采用对数螺旋作为有孔虫旋卷壳的模式。有孔虫旋卷壳的外形与腹足类相似，但由于房室的存在，比腹足类壳小而复杂。如果一个腹足类壳可以用发生曲线的形状和位置(与旋卷轴的距离和角度)、螺环扩张率、螺环移位这几项参数加以确定的话(见劳普和斯坦利，1978，94，95 页)，有孔虫壳则需要确定房室发生曲线、房室增大速度、房室系列沿旋卷轴的移位速度、以及房室与旋卷轴的距离。

Berger (1969) 从抱球虫类浮游有孔虫房室呈球状的简单几何形态出发，认为用房室半径增长速率、相邻房室中心与壳体中心联线的夹角、和相邻房室的迭复程度三项参数，便可以确定壳形。如果改变房室半径增长速率和迭复程度，就能得出各种平旋壳浮游有孔虫的形态模式(插图 2)；如果加上沿旋卷轴的移位，便能得出螺旋壳的不同形态。Scott (1974) 同样用圆形的房室发生曲线，通过三个参数的调节，模拟了从初始三叶拟抱球虫 *Globigerinoides trilobus primordius* 到双球三叶拟抱球虫 *G. trilobus bisphericus* 再到先圆球虫 *Praeorbulina* 和圆球虫 *Orbulina* 的演化系列(插图 3)。

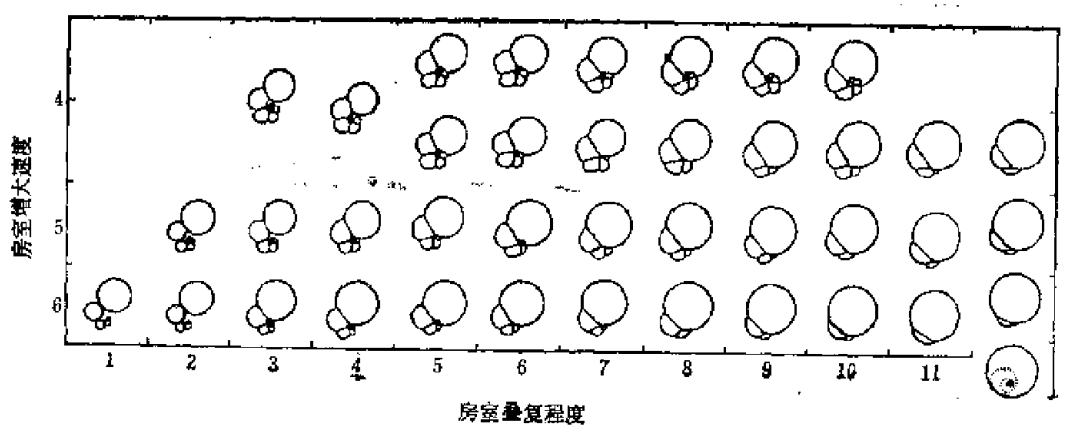


插图 2　浮游有孔虫壳的平旋模式

房室切面为圆，房室增大速率(纵坐标)和房室覆盖程度(横坐标)的不同可以产生各种形态(据 Berger, 1969)

Chang 等 (1974) 曾对底栖有孔虫毕克卷转虫 *Ammonia beccarii* 进行过类似的数学模拟，并运用两个公式和六个常数，借助于计算机再造出该种的形态。

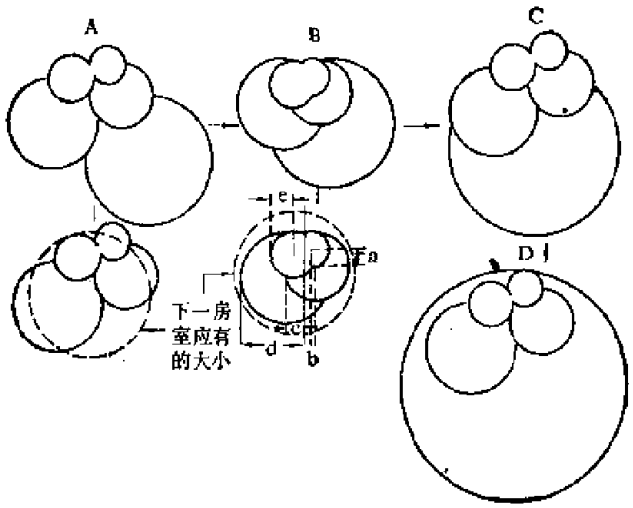


插图 3　圆球虫 *Orbulina* 演化系列的壳形几何模拟

A. *Globigerinoides trilobus primordius*; B. *G. trilobus bisphericus*; C. *Praeorbulina*; D. *Orbulina* 等房室发生曲线为圆；房室增大速率 $\frac{d-c}{e}=1.89$，但 *Praeorbulina*、*Orbulina* 例外；沿旋卷轴的房室移位速率 $a/b=2.35$；房室中心与旋卷轴距离 c/d 在A为0.47（B为0.28，C、D为零）

（据 Scott, 1974）

有孔虫壳形的几何学模拟，具有重要的理论意义。Banner（1982）试用四个参数来探索壳形的演化方向：a. 表面积与体积的比例；b. 最小联通线（minimum line of communication, "MinLOC"）即初房最远点到与外界相通的最近壳口间的距离；c. 最大联通线（"MaxLOC"）即最远房室的最远点到与外界相通的最近壳口的距离；d. 对粟米虫类（miliolids）来说，还有房室的最大圆周。运用这些参数的变化，对古生代有孔虫壳形进行分类和度量，找出了古生代壳壁演化的方向。这种所谓"形态的科学"（science of form Gould, 1970）对于研究生物的演化理论、验证生态适应在演化中的作用颇有意义。

（2）*种内变异的生物统计*　有孔虫壳体种内变异的统计研究早在几十年前就已开始，当时主要是统计大有孔虫的一些形态特征。如果壳体形态数学模拟的研究对象是有孔虫的个体，则种内变异的生物统计便是以有孔虫种群作为研究对象的。种群的研究无论从分类、演化或者从古生态研究的目的出发，都引起了人们越来越大的注意。种内变异的观察、测量手段，数据记录和处理的技术，亦均取得了相应的进步。

研究种内变异的形态特征，通常在光学显微镜下，用测微尺进行线性测量，或用量角镜头进行角度测量；近来也常常用电子显微镜的图像进行高精度或者微细构造的测量。测得的单项数据通常用直方图或者频率曲线表示，双项数据则用散布图表示并进行回归分析等数学处理。近来开始在显微镜上安装影像数字化设备（video digitizer）直接将需统计的信息输入微处理系统中作数据处理。

对有孔虫壳体进行生物统计的形态特征十分多样，从初房大小、胚胎期和幼年期房室数量和相互关系、壳壁厚度、壳饰数量，到壳长、壳径、房室数量或每室占据的角度、壳体旋向、房室增大速度等等，都是种内变异的研究对象，而且常常选用两项特征的比值来避免

个体发育中形态变异的影响。此外，也有将每枚壳体的个体发育过程制成曲线，然后进行比较的。如 Cifelli 和 Smith (1970) 以浮游有孔虫壳的房室数与旋转角度为纵横座算作生长曲线。在浮游有孔虫中，最引人注意的是壳体旋向的统计。调查证明，厚壁新方球虫 *Neogloboquadrina pachyderma*，截锥圆辐虫 *Globorotalia truncatulinoides*，厚形圆辐虫 *Globorotalia crassaformis* 等种的左旋与右旋壳数量比值具有明显的指温意义，但有些种 (如 *Globorotalia hirsuta*) 的旋向与温度关系不明 (Vincent and Berger, 1981)。普通圆球虫 *Orbulina universa* 的壳径大小和壳壁细孔所占面积比例，在印度洋都呈现出和温度的相关关系 (Bé et al., 1976)。*N. pachyderma* 按壳厚、房室数、旋向等分出的几种形态，也具有指示不同水温的意义 (Keller, 1978)。对于各类有孔虫壳体生物统计的方法和成果，Scott (1974) 曾有过全面的总结，Kennett (1976) 又对浮游有孔虫种内变异的统计作过综述，本文不再列举从前的实例，只选择几则最近的成果作一简单介绍。

美国 Healy-Williams (1983) 采南印度洋 22 个表层沉积样，每站挑取其中 300—500μm 大小的 *G. truncatulinoides* 壳体 50 枚，按大小分级后在镜下进行其壳缘视轮廓的形态定量测定，用安在显微镜上的影像数字化设备直接联通微处理系统，将测得数据进行傅立叶形态分析(Fourier shape analysis)，确定出该区此种形态变异中起决定作用的伸长度 (elongateness) 与圆锥度 (conicalnes) 两项。由南向北，壳体的伸长度渐减而圆锥度渐增。傅立叶形态分析能够从大量特征中找出决定形态变异的最主要特征来，而找出的这种变异趋势与现代环境的关系，又为根据化石群的种内形态变化推测古环境变迁提供了依据。美国 Painter 和 Spencer (1984) 对 Chesapeake 湾洞穴希望虫 *Elphidium excavatum* 的六种不同形态变异体 (variant) 作生物统计，从具有不同环境参数的 36 个站位各取 30 枚壳，分别测定其壳体大小、房室数、脐塞数、末室"壁间桥"的平均长度，测量结果用判别分析检验这些变异是否均属明确的形态型 (morphotype)。结果在六种中只有两种形态符合要求 (*E. excavatum* forma *excavata* 与 *E. excavatum* forma *selseyensis*)，说明前人分的许多亚种、生态型等均为时过早。这种种内变异的研究，有时可以深入到非常微细的程度，如法国 Mélières 在赤道西太平洋用浮游有孔虫壳作 X 光衍射分析，测得其方解石晶体的结晶度 (crystallinity) (X 光衍射峰在丰富处的峰宽与峰高比值)，发现深水种因水温低而"结晶度"高，浅水种因水温高而"结晶度"低(据 Vincent and Berger, 1981)。

2. 有孔虫组合的定量研究

有孔虫化石群的鉴定统计数量，需要经过数学处理才能充分提取其所含的信息。这种处理原先都用手算，六十年代晚期开始用计算机处理，从用计算机整理有孔虫数据表格 (Hooper, 1969)、图件(见 Lutze and Coulbourm, 1984) 到各种多变量分析的应用，形式繁多，此处不可能全面罗列。下面只从群落结构的分析谈起，然后对几种多变量分析的方法作一简述。

(1) *群落结构*　化石群群落结构的定量特征包括分异度 (diversity)、优势度 (dominance)、均衡度 (equitability) 等，其中以分异度最为重要，在有孔虫古生态研究中也最为常用。分异度反映化石群中分类单元(属、种等)多样化的程度。由于现代生物群的分异度随着环境条件而变化，因此化石群的分异度也可以反映古环境。只统计属种等数目的称为简单分异度，通常用的是种数 (s)，在指示古环境中可以有明显的价值。如 Jenkins

(1973)发现，新西兰新生代浮游有孔虫化石群的简单分异度和同位素测得的古温度曲线趋势相似；Stehli（1965）将现代大洋中浮游有孔虫简单分异度（S）进行二次趋势面分析，所得趋势部分的种数等值线几乎与纬度平行，而按剩余的偏差值作出的种数等值线图又与现代洋流分布图一致，反映了决定浮游有孔虫分异度分布的因素正是纬度和洋流，从而提出了再造古洋流格局的一种途径。

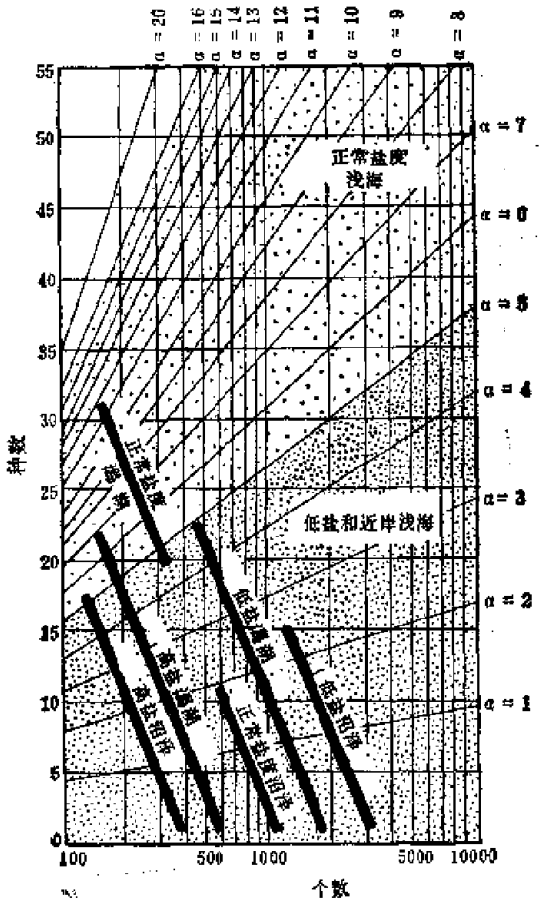


插图 4　不同环境下活有孔虫群的 α 值范围
（据 Murray, 1973）

由于简单分异度只统计种（或属等，下同）数而置各种个体数比例的高低于不顾，因此受样品大小的影响甚大。更好的办法是不仅统计化石群中种数的多寡，而且也考虑各种个数分配是否均匀，这便是复合分异度。计算复合分异度的方法很多，在有孔虫研究中常用的有三种[1]：

1）α 指数　亦称费希尔（Fisher）指数，是根据生物群中具各个体数的种数关系符合对数系列模式而来。α 指数只取决于生物群中的种数 s 和总个数 N，因此可以将求分异度的样品在以 s 与 N 为坐标的 α 值分布图上作点而得到分异度值，十分简便。Murray(1973)在总结活有孔虫群落的生态分布时采用此法（插图 4）；最近在美国东北晚白垩世地层中发现有孔虫化石群 α 指数与浮游有孔虫所占百分比趋势一致（相关系数 $R = 0.78$），说明两者都反映了与水深的联系（Olsson and Nyong, 1984）。α 指数的缺点是要求各种的个体数量关系符合固定的数学模式，而化石群由于搬运、溶解、成岩等作用，往往并不符合生物群的数学模式。

2）辛普松（Simpson）指数　从全群个体中任抽两枚以求得到同种一对，为此所需抽取的次数用来表征分异度，便是辛普松指数。其计算公式为：

$$D = \frac{N(N-1)}{\sum_{i=1}^{s} n_i(n_i-1)}$$

式中 N 为全群总个体数，n_i 为第 i 种的个体数。如美国 Gibson（1966）用辛普松指数 D 表示墨西哥湾东北部现代沉积中有孔虫群的分异度分布，能够细微地反映出盐度和水动力的差别，比用简单分异度（S）优越得多；苏联 Долницкая（1973）将辛普松指数用于近

1）同济大学海洋地质系，1976：化石群的分异度与古地理分析。

里海东北晚白垩世地层中的有孔虫化石群，分出了不同水深的古海区。辛普松指数的优点是不要求化石群符合的固定的数学模式，但其缺点是受优势种影响过大，对罕见种几乎不加考虑，而且也受样品大小的影响。

3) 信息函数熵　信息论中的信息函数熵 $H(\ )$，代表着概率空间的不肯定程度，是表示分异度的最好方法，从六十年代开始在有孔虫等古生物研究中得到应用（Beerbower and Jordan, 1969）。用信息函数熵表示的化石群种的分异度 $H(S)$，用下式计算：

$$H(S) = -\sum_{i=1}^{s} p_i \ln p_i$$

式中 p_i 是第 i 个种的个体数（n_i）占全群总个数（N）的比例 $\left(p_i = \frac{n_i}{N}\right)$，$\ln p_i$ 是此值的自然对数。数据较多时，$H(S)$ 值需用电子计算机计算。美国 Gibson 和 Buzas(1973) 曾用有孔虫化石群的 $H(S)$ 值推断中新世地层中的古深度变化；汪品先等（1980）曾用有孔虫化石群的 $H(S)$ 值分析上海地区和南黄海第四纪地层中记录的海侵旋回。

和分异度密切相关的是均衡度（E），即各种个体数在全群中分配的均匀程度，可以用下式算出：

$$E = \frac{e^{H(S)}}{S}$$

式中 s 为种数，e 为自然对数的底（2.71828…）。

均衡度 E 值常和分异度 $H(S)$ 值同时计算、配合使用。如美国萨宾湖的有孔虫群，用 $H(S)$ 值只能分出两个区，用 E 与 $H(S)$ 值可以分出三个不同的盐度区（Beerbower and Jordan, 1969）。

优势度（dm）是与均衡度相反的概念，通常用一或二个优势种占全群个体数的百分比来表示。优势度也是一种环境标志。如美国 Walton(1964) 在墨西哥湾用有孔虫群的优势度反映水深；Ruddiman（1969）用浮游有孔虫优势度大于 50% 作为北极—亚北极水团和南马尾藻海中央水团的标志。

(2) 多变量分析　有孔虫化石群通常由大量属种所组成。传统的"标准化石"法只考虑个别或少量属种，在组合划分对比或者古环境解释时，大部分属种的定量信息均弃置不用。使用电子计算机进行的多变量分析能够全面分析各属种的数量比例，客观地进行组合的划分、对比和解释，为古生物学研究定量化、精确化开辟了道路。

在有孔虫组合的研究中，最常用的有聚类分析、因子分析、判别分析、典则变量分析等方法（Buzas, 1979）。各种方法的具体介绍都早有专著或专文，本文仅就其应用实例加以说明。

聚类分析是一种根据相似性进行逐步归类的方法，其中最常用的是系统聚类法（hierachical clustering method），可以用来作出树形谱系图（dendrogram）以展示分类关系。在微体古生物方面，首先是 Kaesler（1966）用于研究墨西哥 Todos Santos 湾现代有孔虫与介形虫的生态分布；然后 Mello 和 Buzas(1968) 又运用聚类分析研究美国得克萨斯州岸外的现代有孔虫埋葬群；Howarth 和 Murray（1969）还将物理-化学的环境参数和有孔虫属种含量一起进行聚类分析，得出了英国一条河口有孔虫属种分布与环境之间的关系。目前，聚类分析已经在有孔虫组合划分中广泛使用，如 Olsson 和 Nyong（1984）在

美国东北部用R型聚类分析将晚白垩世的有孔虫分为五个化石组合，代表从海岸到陆坡的不同水深，从而推测出当时海面升降的幅度（60m）和进程；我国东海有孔虫在表层沉积中的分布数据，通过Q型聚类分析进行处理，得出了有孔虫组合分区的方案（Wang *et al.*, 1985）。应当指出，一般的聚类分析多用相似系数作为基础，需要各分类单元百分含量的数据，但也可以只用分类单元有无的资料作以 Jaccard 系数为基础的聚类分析。如大西洋在西北非岸外的现代底栖有孔虫分布数据，用相似系数和用 Jaccard 系数为基础进行的聚类分析结果可以相互补充，相互印证（Lutze and Coulbourn, 1984）。总之，聚类分析的优点在于用严密的数学方法清晰地分类并指出各类之间的亲疏关系，其应用不限于化石组合的划分或属种与环境的关系，同样也可以用于各分类单元的形态特征值，从而进行古生物分类。

因子分析[1]在有孔虫研究中更为常用。自从 Lynts 等（1971,1972）对美国佛罗里达海峡底质及深海钻孔中的浮游有孔虫群进行R型与Q型因子分析，在地层中分出代表不同环境的浮游有孔虫组合之后，Symons 等（1974）又对比利时第三纪中期的底栖有孔虫化石群进行因子分析，也辨别出两种不同环境下的组合。我们对东海表层沉积中浮游有孔虫进行Q型因子分析的结果，区分出代表暖流、沿岸流和过渡水的三种组合（Wang et al., 1985）。目前，在海洋地质研究中因子分析已成为有孔虫数据处理的常用形式，特别是Q型因子分析常用于组合的划分；不过Q型因子分析强调的是高含量种的作用，对于见有标志意义的罕见种常常需要另用单种的分布频率加以补充（Ross and Kennett, 1984）。

因子分析在有孔虫古生态研究中应用最重要的方面在于求取转换函数(transfer function)。在海洋中，由于是物理、化学等多方面的海洋环境参数综合起来共同决定有孔虫群的成分，很难根据有孔虫群的定量资料求出某一个单项环境因素的数值。古生态学的转换函数就是用多变量分析从化石群中提取某一单项环境参数的方法。发明此项技术的是美国的 Imbrie 和 Kipp（1971），他们将大西洋等海区 61 个不同气候带的表层沉积样中 22 种浮游有孔虫的定量数据作因子分析，划分出热带、亚热带、亚极区、极区和环流边缘等五个组合，又从现代大洋参数图集查得环境参数（冬季平均表层水温，夏季平均表层水温，盐度），通过多次回归分析求得组合与环境参数间的关系，得出有孔虫数据与环境数据之间的关系式即转换函数。将此式用于加勒比海的第四纪钻孔，便得出古温度变化的定量记录（冬、夏表层水古温度）。转换函数方法的主要步骤可用 Imbrie 和 Kipp（1971）的工作为例简述如下（插图 5）。

①将表层沉积中定量数据作因子分析，得出代表性的组合（表 2）；

②用多次回归分析得出求取各项环境参数的公式和转换函数（表 3）；

③将钻孔剖面中逐层的化石数据按上述有孔虫组合进行分解，即：

$$u_{dc} = F_{dc}V$$

式中 F_{dc} 代表钻孔中逐层的有孔虫定量数据，V 为有孔虫组合的描述矩阵（即表 2），u_{dc} 为所求化石组合的数值；

④用转换函数（T，见表 3）对钻孔中化石组合值（u_{dc}）作古环境推算（如古温度等，E_{dc}）：$E_{dc} = u_{dc}T$ 所得结果如插图 6 所示。

1）此处系指广义的因子分析，即包括主成分分析和因子分析在内。

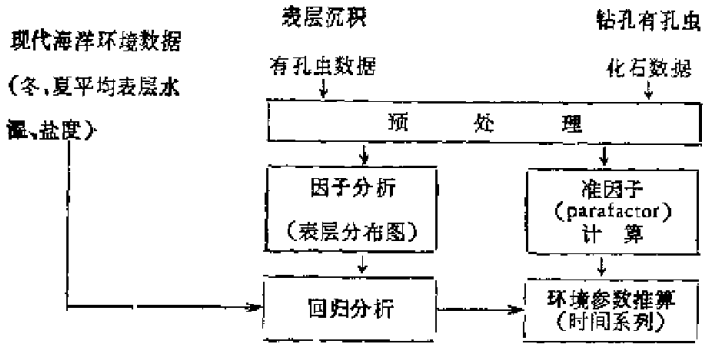


插图 5　将有孔虫组合数据转换为环境因素的主要步骤
(据 Kennett, 1982)

表 2　因子分析揭示的现代浮游有孔虫五个组合

(据 Imbrie 和 Kipp, 1971)

种　名	主因子(有孔虫组合)				
	1 热带	2 亚热带	3 极区	4 亚极区	5 环流边缘
Orbulina universa	0.125	0.093	−0.007	0.026	−0.157
Globigerinoides conglobatus	0.095	0.025	0.009	−0.016	−0.166
G. ruber	0.593	0.103	0.030	−0.069	−0.242
G. tenellus	0.082	0.086	0.004	−0.007	−0.410
G. sacculifer	0.462	−0.058	0.009	0.001	0.301
Globigerina rubescens	0.071	−0.001	0.004	0.004	−0.057
G. pachyderma (左旋)	−0.012	−0.015	0.995	0.002	−0.022
G. pachyderma (右旋)	−0.017	0.030	−0.004	0.610	0.031
G. bulloides	−0.063	0.158	0.055	0.593	0.064
G. falconensis	−0.058	0.522	−0.007	−0.124	−0.028
G. calida	0.100	0.246	−0.001	−0.042	−0.237
Globigerinella aequilateralis	0.351	0.099	0.008	−0.024	−0.136
Globigerinita glutinata	0.212	−0.062	−0.057	0.451	−0.226
Globoquadrina dutertrei	0.154	−0.007	0.002	0.001	0.148
Globorotalia inflata	−0.051	0.447	0.012	0.134	0.347
Globorotalia truncatuli-(左旋)*noides*	−0.074	0.533	0.003	−0.117	0.108
G. truncatuli-(右旋)*noides*	0.093	0.195	0.003	−0.044	−0.074
G. crassaformis	0.050	0.140	0.023	−0.083	0.126
G. scitula	0.002	0.227	−0.034	0.098	−0.155
G. menardii et *tumida*	0.304	−0.029	0.002	0.002	0.360
Pulleniatina obliquiloculata	0.271	−0.046	0.003	0.001	0.381
Candeina nitida	0.065	−0.033	0.004	0.013	−0.149

转换函数法的提出为有孔虫在古海洋学中的应用开辟了一条重要的途径，使再造古环境的工作推进到定量的阶段。当然，这种方法也有许多局限性。首先，现代沉积中浮游有孔虫的分布与海洋环境之间的关系在各大洋并不完全一致，加上深海碳酸盐溶解作用的影响，情况比较复杂，并非 Imbrie 和 Kipp(1971) 从大西洋总结的转换函数所能包括；其次，从现代属种分布得出的转换函数只能适用于第四纪时期，较早的地层中浮游有孔虫属种不同，难以运用现代的属种类比；再者，地质历史时期里的海洋环境条件并不是现代

都有出现。为此，转换函数本身需要补充、改进，并最好在不同洋区建立不同的函数。如 Kipp（1976）根据北大西洋更多的(191 个)表层样，用 29 种浮游有孔虫的数据建立了新的转换函数（F13），除上述五种组合外又增添了过渡组合；Huston（1978）通过对印度洋浮游样中、强溶解和弱溶解沉积物中浮游有孔虫的分别统计，得出适用于印度洋第四纪古气候研究的转换函数。对于第四纪以前的地层，由近年来也已经开始探索“非类比性”（non-analogue）转换函数的问题。

表 3　用浮游有孔虫组合推算环境的公式(即转换函数)

(据 Imbrie 和 Kipp, 1971)

环境参数	方 程 式
夏季表层水温平均值 T_s(℃)	$T_s = 19.7A + 11.6B + 2.7C + 0.3D + 7.6$*
冬季表层水温平均值 T_w(℃)	$T_w = 23.6A + 10.4B + 2.7C + 2.7D + 2.0$
表层盐度平均值 S_s(‰)	$S_s = 2.0A + 19.B + 0.8C - 1.6D + 33.8$

* 式中 A、B、C、D 分别代表地层样品中热带、亚热带、亚极区和环流边缘组合的数值，相当表 2 中主因子 1，2，4，5。

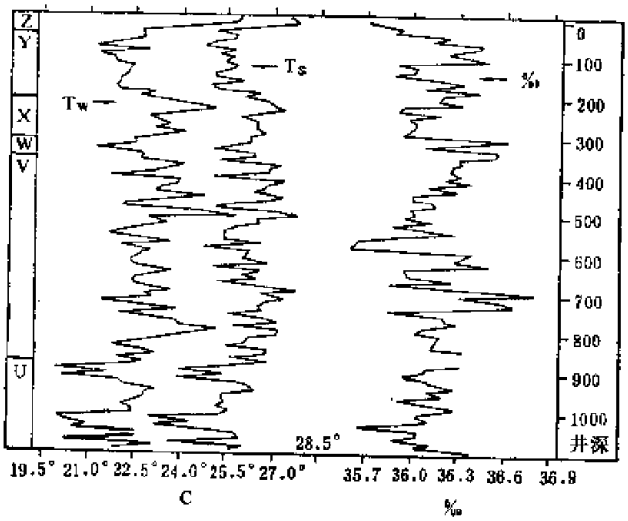


插图 6　加勒比海柱状样 V_{12-123} 共 110 个样品中浮游有孔虫反映的古温度、古盐度变化，用转换函数法求得

T_w = 冬季平均表层水温(℃)；T_s = 夏季平均表层水温(℃)；‰=表层平均盐度。Z—U 为有孔虫分带。(据 Imbrie 和 Kipp, 1971)

总之，转换函数法已成为目前运用微体化石资料进行古环境分析的基本方法之一，著名的 CLIMAP 计划主要就是应用浮游有孔虫与放射虫、超微化石等的转换函数再造了大洋表层海水的古温度。下面所示的 18000 年前古气候图（插图 7)中，海水温度值就是转换函数的应用成果。

四、生物学方法

有孔虫的生物学研究和人工饲养早在上一世纪就已经开始，不过当时只是纯学术性

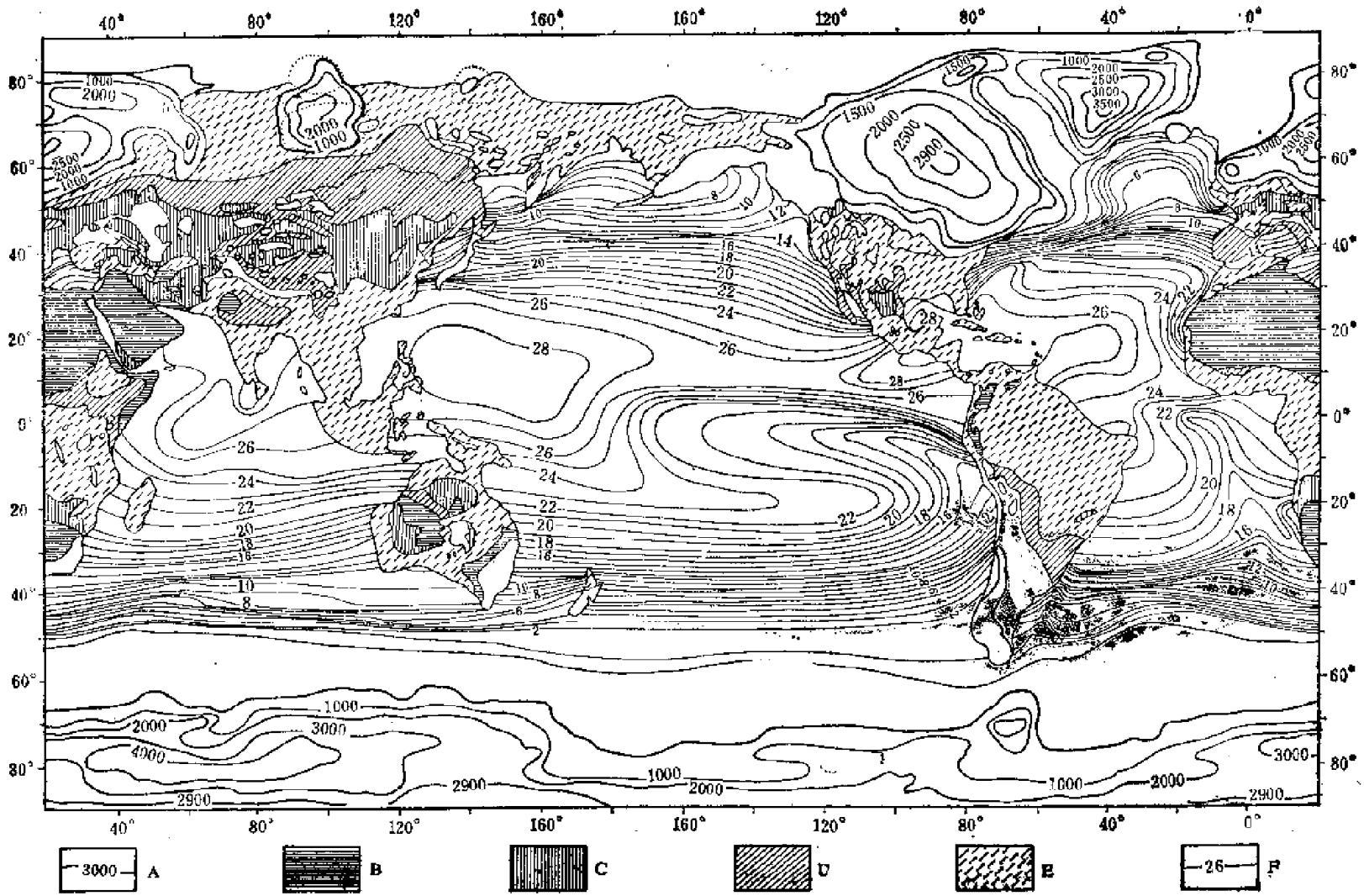


插图 7　18,000 年前全球气候图

表层海水等温线以℃为单位，冰盖等厚线以米为单位

A.冰雪；　B.　沙漠等；　C. 黄土、草原；　D. 干旱和稀疏草原；　E. 森林；　F. 海、湖　（据 CLIMAP Project Members,1976）

研究，很少受到注意。二次大战后，有孔虫化石群的古环境意义开始得到地质界的重视。有孔虫的生物学研究才从生态学、古生态学的角度逐步开展起来。由于生物学界对有孔虫的兴趣不大，近二十余年来主要由古生物工作者对活有孔虫进行野外观察和人工饲养，从事有孔虫对环境因素的反应、个体发育中的变化和形态变异等课题的研究。虽然他们所采用的方法并未超出一般的原生生物学和海洋生物学的范围，但一旦引进到古生物学科中来，就为有孔虫的分类学和古生态学带来了十分重要的新认识。例如，美国马维骅（Bé）和西德 Röttger 等人对浮游有孔虫和底栖大有孔虫的饲养，都取得了卓越的成绩。有孔虫的生物学研究既有野外的、也有实验室的工作，下面先从野外的研究说起。

1. 野外研究方法

（1）*采样和活个体辨别*　浮游有孔虫的活个体采样，一般说来可用细浮游网（孔径如 70μm 或 200μm）在表层水柱（如 50m 或 300m 以内）中采集，但用此法采得的个体为数不多；另一种方法是用浮游网斜向取样，以期滤过更多的海水、捕集更多的个体；第三种方法是在船上抽水捕集，即抽取大量海水通过网筛以富集浮游有孔虫。在使用上述各种方法时，都可以记录或者计算已过滤海水的总体积，从而求得活有孔虫在海水中的密度。但是这些方法都会严重损坏浮游有孔虫纤细的壳刺和伪足等体系，捕得的个体常不能成活。因此，马维骅等采用带水下呼吸器（scuba）潜入海水中用人工捕捉的方法，将浮游有孔虫逐个捕入瓶中，这样才能采得完整而易于成活的个体（Bé *et al.*, 1977）。

底栖有孔虫的采样比较简单，一般从表层沉积样中取顶部的 1 厘米，便可获得。当然，可以涉水而入的潮间带、潮上带采集活有孔虫最为方便，只需有一塑料或有机玻璃质的圆环或无底圆筒插入沉积物，用一薄片插入其底部将筒内样品托住取出，然后取其表层 1cm 便可。如果将圆环或圆筒的横截面作成 10cm^2 或其他整数的面积，会使样品的定量统计更加方便。至于固着和附着在岩石或者藻类上的底栖有孔虫，可以使用刮刀等工具采集，或者连藻类一起采回。关于此类采集工具，Arnold（1974, Figs. 1—13）有具体介绍。

如果所采的活有孔虫只是为鉴定统计而不是供人工饲养用，便可用有机染色剂虎红（Rose Bengal, $C_2OH_2O_5T_4Cl_4Na_2$）固定（Walton, 1952）。方法是取一克虎红溶于一立升水中（或用其他浓度，也有用一克虎红配 5ml 酚和 100ml 水的），含有孔虫的样品经冲洗后倾入此溶液 10—20 分钟，然后取出再行冲洗，便可使含原生质的活有孔虫染成鲜红色，而无原生质的死有孔虫却仍保持原色。虎红溶液可以供多次使用，而溶液的浓度和样品浸泡的时间可以调节，以活有孔虫色彩鲜红、死有孔虫不着色为度。由于这种浓度和时间不易掌握，Lutze（1964）提出把虎红直接溶于酒精中，采样后立即加入此种虎红溶液，可以不限时间，浸泡经年亦不致使空壳染红。我们近年来采用 Lutze 的方法处理我国样品，效果颇佳。

虎红染色法已经成为识别活有孔虫的基本手段。然而在实践中也有不少问题。一方面，死个体壳内如有细菌等有机物，也会染成某种红色，以假乱真，容易和活有孔虫相混。例如东海陆架表层沉积中一些已有泥质充填的底栖有孔虫有时也会染成粉红色，如果当作活个体统计就是很大的错误。有时底质中的浮游有孔虫，有孔虫碎壳，甚至第三纪的有孔虫化石亦曾有染成"红"色的报道。可见必须对虎红染色的色调加以区别，只有明显的

鲜红色才是原生质染色的标志。另一方面，某些胶结壳或瓷质壳有孔虫活个体原生质虽已染红，但因壳壁厚而不透明，外观不呈红色，与死个体相似。此时应用水蘸湿壳体，或者将有孔虫样都放在盛水的蒸发皿中作镜下观察（即样品处理的整个过程中均不使样品干燥），便可辨别；必要时可以观察壳口处是否染红，或甚至将壳体打破，以观察壳内原生质的红色。此外，洪雪晴在分析我国海岸带样品时发现有些平旋类有孔虫经虎红处理后染成绿色，类似的现象 Lutze（1964）也已发现，认为这同样是活有孔虫的标志。

Walker 等(1974)提出用苏丹黑 B(Sudan Black B) 在浓度为 70% 的乙醇中的饱和溶液代替虎红，将样品置于其中并加热至 40℃ 保持半小时，经洗净后可以取得比虎红好得多的效果。可是这些年来的实践表明，有孔虫工作者仍旧采用虎红染色，据说连提出用苏丹黑的作者本人也在使用虎红。

必须指出，上述方法其实只是鉴别有孔虫壳内有无原生质，而有原生质者并非一定是活个体。好在有孔虫原生质在个体死亡后迅速腐解，这点时间上的误差一般忽略不计。同样，在鉴定和统计活的浮游有孔虫时也是将凡浮在水中者均视作活个体，不再追究是否壳内有原生质或原生质还能存活。因此，Cifelli 等用高温焚去有机质的方法处理由过滤海水而得的浮游样，可以得到十分干净的浮游有孔虫壳体供统计活个体用。

（2）*种群和生物量的研究*　近年来，有孔虫种群的定量研究引起了很大兴趣，对于底栖和浮游有孔虫种群的空间分布和季节变化，对于单位面积上的活个体数、生产量和生物量，都作了大量工作。

为研究有孔虫种群的空间分布类型究竟是均匀的、随机的还是成群的，可以在一定面积内划方格按等距离采集表层样进行统计比较。美国 Buzas (1969) 在 Rehobeth 湾划出一个面积 40 × 40m² 的方块，以 10m 间距分成网格，于网格 16 个交点处重复采样各 5 次，对其中所含底栖有孔虫进行分析，结果发现 *Ammonia beccarii*, *Protelphidium tisburyensis* 与 *Elphidium clavatum* 均呈成群分布。Lee 等(见 Lee *et al.*, 1974) 连续三年在潮间带采大量体积为 1cm³ 的小沉积样（每样干重 0.28g），同样发现所得的有孔虫个体大部分集中在少数几个样品中。如 1967 年所采 142 个样中，活个体数的 81% 集中在 17 个样品中。可见活有孔虫因成群分布而甚不均匀。

如果在同一站位，对表层沉积作定期(如逐月)重复采样并对所含活有孔虫作数量统计，便可得出有孔虫种群密度的季节变化；如果同时还统计种群内有孔虫壳体大小(大体相当于年龄组成)的结构，还可求取种群结构的季节性变化。如 Murray (1983) 在英国 Exe 河口进行了为时二年半(1979 年 1 月至 1981 年 7 月) 的逐月定点重复采样，对其中活有孔虫优势种 *Nonion depressulum* 进行壳径统计，制成逐月的大小分布曲线以表示种群年龄组成的月变化。从二年半的曲线对比中可以看出，一年有 8—9 个繁殖期，个体生长期约为 4 个月，每月壳径增长 30—40μm，死亡率第一个月可达 60%以上，而每年的生产率大约是每 10cm² 为 144 枚。根据每枚个体平均生物量为 0.00088mm³ 计算，年生物量为 0.1267mm³/10cm²。此类种群动态的研究工作，对于有孔虫化石群的正确解释具有十分重要的意义。

有孔虫的生产量（production）是指单位面积上(通常用 1m²) 在单位时间内（通常指一年）累积的活个体数。有孔虫的生产量取决于该单位面积上初始的活个体数进行生殖个体所占的比例，生殖的频率，和每次生殖产生的幼体数。Murray 曾对计算生产量的方

法进行探讨，阿根廷的 Boltovskoy 通过在一条河口两年内连续每周采样一次，对其中 *Elphidium macellum* 活个体的统计数据算出年生产量(见 Murray, 1973)。

有孔虫的生物量 (biomass)，应当指原生质的重量。由于有孔虫个体细小，难以挑出活个体又取出原生质通过秤来加以测定。为此，有三种不同的间接计算方法：①苏联 Саидова (1967) 取原生质平均比重为 1.027，将估算的壳内体积乘以此值便得生物量；② Boltovskoy 和 Lena (1969)将活有孔虫在 500℃高温下烧去有机质，烧后壳体的失重便能提供生物量的标准；③ Murray (1973) 提出用体积代重量的方法，即用接近于有孔虫壳体的几何形态求得长度与体积的关系，可以迅速地从壳体大小算出大体的生物量。联邦德国 Wefer 和 Lutze (1976) 结合上述①、③两法，首先为每个种找出相似的几何形态(如 *Elphidium* 近于扁球体，*Eggerella* 近于圆锥体等)，如壳形复杂时，用橡皮泥为每个种制成由小到大的 5—10 个模型，据此测得各种壳长与体积的关系曲线；然后统计样品中同一种内不同大小等级的活个体数，依上述曲线换算出体积，从而算出每个种的个体平均体积；再用秤重法求出该种每枚空壳的平均重量，除以壳壁的平均比重(钙质壳 2.71，胶结壳 2.65)，可得壳壁体积；最后将个体的平均体积减去壳壁体积，得出原生质平均体积，再乘以原生质平均比重 1.027，便得该种个体的平均生物量。如果把个体的平均生物量和生产量(年度值)相乘，便可求出年生物量。如波罗的海西部的易变希望虫 *Elphidium incertum* 平均壳径为 0.41mm，通过模型测量换算，求得平均壳体体积为 0.0152mm³；空壳平均秤重为 0.0103mg，除以钙质壳平均比重 2.71 后得平均壳壁体积为 0.0038mm³；从平均壳体体积减去平均壳壁体积，得原生质平均体积为 0.0114mm³，乘以 1.027，便得每枚个体平均生物量为 11.7μg。在浅水区，该种年生物量算出为 10—90mg/m³，而大于 13m 的较深水区为 13—26mg/m³。同样，如果将该种的年生产量乘以平均壳壁重量，也可以算出有孔虫钙质壳体 $CaCO_3$ 的年生产值，这是研究沉积学、计算沉积通量的一个重要数据 (Wefer and Lutze, 1978)。

(3) *群落的研究*　活有孔虫的野外调查，近年来已深入到有孔虫群落中各种之间相互关系，或者整个生物群落中有孔虫与其他生物之间关系的研究。通过特殊的细致采样或者定点反复采样并进行活有孔虫和其它生物的分析，或者通过野外试验等方法，都可以开展此类研究。

例如，对海底植物和表层沉积的分别采集和分析表明，同一站位的植物表面和底质中有着两个不同的有孔虫群落。美国 Towd Point 咸水沼泽植物 *Enteromorpha* 表面的有孔虫群落六月初以 *Protelphidium tisburyensis* 为主，接着 *Ammonia beccarii* s. l. 在七月最多，然后从七月中到八月中 *Ammotium salsum* 与 *Elphidium incertum* 为最盛；同一地点的砂质底质中却依次由 *E. incertum*, *A. beccarii* s. l. 和 *Trochammina inflata* 占优势。在 *Enteromorpha* 植物表面的生物群落，有孔虫以外的生物也十分繁多，仅硅藻一类便多达 218 种(变种)以上，通过定期的重复取样，可以了解生物群落结构、成分的季节变化及其与环境因素的关系 (Lee, 1974)。

为了研究有孔虫和其他生物的关系，美国 Buzas (1978, 1982) 在佛罗里达的潮下带将底面铺有无生物的砂、侧面装有尼龙网筛的"笼子"置于水底，使有孔虫可以进出而将吞食有孔虫的较大生物拒于笼外。经过每年数月的试验，发现笼内有孔虫密度显然较笼外为高，可见吞食动物确实减少了有孔虫的密度，有孔虫确是较大生物的一种饵料。至于有

孔虫体内共生藻类的研究，近来更加引起广泛重视，有关的方法将在第3节中作专门介绍。

2. 人工饲养

(1) 饲养方法　人工饲养有孔虫最简单的方法是用蒸发皿。取直径10—15cm、高4—8cm的蒸发皿，盛以海水，覆以"表面玻璃"，便可养底栖有孔虫于其中。需要注意的是要不时将玻璃盖揭开以供氧气，但又要防止蒸发而使海水变浓，必要时需加入蒸馏水以保持盐度。如需控制水温，可采用空调设备、冰箱或恒温装置。蒸发皿可以直接置于显微镜下观察，十分方便 (Boltovskoy and Wright, 1976)。比较完备的方法是在玻璃水池中饲养，并配以控制水温的装置和造成海水循环以供氧气的小抽水机。

饲养有孔虫用的海水可以是天然的，也可以由人工合成。Lyman 和 Fleming (1940) 提出的合成海水配方可以达到正常盐度，适合养有孔虫用，在每立升蒸馏水中需加：

NaCl	23.476g	$NaHCO_3$	0.192g
$MgCl_2$	4.981g	KBr	0.096g
Na_2SO_4	3.917g	H_3BO_3	0.026g
$CaCl_2$	1.102g	$SrCl_2$	0.024g
KCl_2	0.664g	NaF	0.003g

水的 pH 值需控制在 7.5—8.3 之间。据报道，用碳酸盐砂铺底，可使饲养池内两年不换海水而 pH 值保持为 8.2 (Boltovskoy and Wright, 1976)。

饲养时所喂食料大多是硅藻，也有用其他单细胞藻类(如绿藻等)的；有的有孔虫食用死的藻类，也有的只需阳光而不用加饲料(有共生藻类)。美国 Arnold (1974) 曾系统地介绍人工饲养有孔虫所需的实验室装备和不同有孔虫种食用的藻类。比较严格的饲养方法，还要求知道饲养剂中存在哪些其他生物 (Lee, 1974)。

用人工饲养的方法，可以对有孔虫的生长、生殖和生态学进行各种试验，近年来已成为国际有孔虫研究的一个重要方面。

(2) 生长和生殖的试验

1) 底栖有孔虫　联邦德国 Röttger 用保暖杯从热带海区采集大有孔虫活个体，在可控温度的小实验室里用蒸发皿培育扁形异盖虫 *Heterostegina depressa* 等种。在人工培育中观察和记录了大有孔虫生殖过程和新房室形成过程的详细情形，发现在大有孔虫幼年期生长过程中也有正常与异常现象，而光强度的变化是决定大有孔虫生长速度的主要因素 (Röttger and Spindler, 1977; Röttger et al., 1980)。利用定时自动显微照相的设备，他拍摄了三部彩色影片记录大有孔虫的生活、生长和生殖过程。

底栖有孔虫特别是大有孔虫的生长和生殖过程的研究，近年来有许多新的成果，而研究的方法则大同小异。如联邦德国 Lutze 和 Wefer (1980) 在实验室饲养中发现扁形环圆虫 *Cyclorbiculina compressa* 壳体的外圈房室系生殖房室，成熟时壳体中央具藻类共生的暗绿色原生质扩展到生殖房室，接着后者破裂而释出 500—1000 枚幼体。

2) 浮游有孔虫　将潜水采集和用浮游网采回的活浮游有孔虫都可以在培养皿中 (一般用 300mL 的) 作人工饲养。马维骅等也采用在天然海水中进行野外人工饲养的研究方法。在饲养中，喂以虾类 *Artemia* 的幼虫。将喂食的多少作试验，可以发现浮游有孔虫房室形成的速度和壳体的大小都与食物的多少相关。通过对浮游有孔虫房室增长和

生殖过程的详细观察，发现一些浮游有孔虫壳壁加厚、壳刺脱落和袋形房室的形成等，都是生殖的标志（Bé et al., 1979; Bé, 1980; Bé et al., 1981）。在报道这些研究成果的论文中，都提到饲养浮游有孔虫及进行各项试验的详细方法。

（3）生态学的试验　由于在自然界各项环境因素相互交织，只有在实验室人工饲养中才能测定单项环境因素对有孔虫的影响，因此早在三十年前就开始进行此类试验。如美国 Bradshaw（1955, 1957）对 *Ammonia tepida* 作人工饲养，进行在各种盐度、温度、pH 值等条件下的试验，得出该种对于各项环境因素的生殖范围、生长范围和生存范围。近来不同作者对大有孔虫和浮游有孔虫作光量的试验，表明光对于有藻类共生的有孔虫极为重要。

同样，在人工饲养中也可以试验环境因素对有孔虫生殖结果的影响。在非常特殊的条件下，就产生的有孔虫壳体可以显示出很大的形态变异，甚至从一个种（*Cibicides lobatulus*）可以培养出五个不同的"属"（*Planorbulina*, *Cymbalopora*, *Dyocibicides*, *Cyclocibicides*, *Webbinella*）（Boltovskoy and Wright, 1976）。

此外，人工饲养中也可以探测群落内各种之间的相互关系。如 Muller 对四种有孔虫取食和生长相互关系和种间竞争系数的研究（见 Lee, 1974）。

3. 细胞学和共生藻类的研究

有孔虫体内有单细胞藻类共生的现象，虽然发现已经一百年（Butschli, 1886），却直到最近廿年左右才受到重视。研究有孔虫体内的共生藻类，一般采用细胞学的方法，通过光学显微镜和透射电子显微镜进行观察。标本首先用 2.5% 戊二醛在海水中的溶液固定，用乙二胺四醋酸（EDTA）脱钙，在乙醇中脱水，并包埋在埃庞环氧树脂（Epon）中。为进行光学显微镜下的观察，将有孔虫切成 1μm 厚的切片，并用亚甲基蓝（Azur-Methylene-Blue）染色；为进行电子显微镜下的观察，需制成超薄切片，然后用硝酸铀酰和柠檬酸铅染色（Leutenegger, 1984）。

观察表明，共生的单细胞藻类在浮游和底栖有孔虫特别是大有孔虫体内分布十分广泛。如果说和腔肠动物共生的藻类只是一种沟鞭藻 *Cymnodinium*（*Symbiodinium*）*microadriaticum*，和有孔虫共生的藻类种类却非常丰富，包括绿藻、沟鞭藻、硅藻、红藻等（Duguay, 1983）。已经查明，有孔虫壳体的若干形态特征是对于藻类共生现象的适应。包含着共生信息的有孔虫壳体具有如此良好的化石记录，同时其共生的藻类又如此多样，这在无脊椎动物中是独一无二的；因此，有孔虫为研究共生关系的地质演化提供了良好的依据。此外，藻类的生存受光的强度控制，而共生藻类又对一些底栖有孔虫的深度分布起着决定作用：含有绿藻的有孔虫生活在浅水中，含沟鞭藻或红藻的生活在 0—70m 间，含硅藻的生活在 0—130m 间（Leutenegger, 1984）。因此，共生现象也为有孔虫的生态分布提供了某些解释。

研究共生现象的方法也正在逐步发展。最近已经通过追踪同位素的方法探讨共生藻类在有孔虫吸取 Ca 与 C 中的作用。Duguay（1983）用 $^{45}CaCl_2$ 作为钙化的指示剂，用 $NaH^{14}CO_3$ 作为光合作用固定碳的指示剂，研究共生藻类对 *Archaias*, *Sorites* 和 *Cyclorbiculina* 等大有孔虫的作用。

在有孔虫的细胞学研究中，透射电子显微镜的应用起了重大的推进作用；原来在光学

显微镜下不能解决的问题如高尔基体（Golgi apparatus）是否实际存在等，在电镜下得到了确定。然而，用电镜研究有孔虫的细胞学微细构造，关键在于正确的固定技术。有孔虫体内各种小器官的稳定性颇不一致，能有效固定某些小器官的固定剂可以破坏另一些小器官。对此可以参阅 Anderson 和 Bé（1978）对各种固定技术的评述和对有孔虫细胞学研究进展的总结。

五、结束语

在微体化石的各个门类中，有孔虫的研究历史最长。如果从 1772 年 Brünnich 建立有孔虫第一个属名（*Ammonia*）算起，已经有两个多世纪。本世纪前半叶有孔虫研究工作的快速发展和推广，也带来了分类命名等方面的混乱，以致有人在周游各大洲的有孔虫实验室以后发表文章，惊呼"有孔虫研究的黄昏"（Boltovskoy, 1965），认为有孔虫的属种鉴定在世界范围内已经搞乱，有孔虫研究的最盛时期已经过去。现在二十年过去了，有孔虫研究非但没有由"黄昏"而"黑暗"，反而出现了"第二个春天"的势头。如果说一次世界大战前后有孔虫研究是随着陆上石油地质勘探而兴盛起来的话，那么六十年代以来有孔虫又随着海洋地质事业的发展而再度受到特殊的重视。然而，历史从来不作简单的重复。本世纪前半叶有孔虫研究主要在于底栖有孔虫属种分类和运用"标准化石"对比地层，现在的重点却转移到大洋浮游有孔虫的高分辨率生物地层学和在古海洋学中的应用。过去的有孔虫研究是比较单一的鉴定分类，现在的前沿性研究课题已经是把古生物学和沉积学、地球化学等结合起来，引进数学、物理、化学、生物等相邻学科的新方法，在更大的广度和深度上去探索地质历史时期海洋的奥秘。因此，新方法、新技术在有孔虫研究中从来没有象现在这样显得重要。新方法和新技术的采用，揭示出有孔虫化石群中蕴藏的古海洋学信息极其丰富，使得有孔虫研究在古海洋学中起着某种核心的作用。

我国中、新生代有孔虫研究的历史不长，然而近年来其发展趋势十分迅猛。从当前世界有孔虫研究的跨学科性发展方向来看，我国的有孔虫研究不仅要在原有的分类描述、生物地层方面进一步深入，而且也需要采用各种新方法在更加宽阔的领域内开拓新课题，方才能适应我国地质事业的要求，为本学科的发展作出应有的贡献。

参考文献

许靖华，1984，古海洋学的历史与趋向。海洋学报，6卷，6期，830—842页。

汪品先、闵秋宝、卞云华、华镇，1980，我国若干河口的有孔虫、介形虫埋葬群特征及其地质意义。海洋微体古生物论文集，101—111页，海洋出版社。

汪品先、陆培德、卞云华，1980，信息函数与古生态研究。数学地质专辑（一），154—162页，地质出版社。

汪品先、郑连福，1982，太平洋美拉尼西亚海盆深海碳酸盐溶解旋回的初步研究。海洋与湖沼，13卷，5期，389—394页。

D. M. 劳普、S. M. 斯坦利，1978，古生物学原理，武汉地质学院古生物教研室，地质出版社。

郑执中、郑守仪，1978，西沙群岛的现代有孔虫 I. 海洋科学集刊，12期，149—266页。

郑连福、陈荣华，1982，浮游有孔虫与深海碳酸盐溶解作用。海洋地质译丛，1982年5期，41—49页。

高柳洋吉（编），1978，微化石研究マニュアル。朝仓书店。

Anderson, O. R. and Bé, A. W. H., 1978, Recent advances in foraminiferal fine structure research. *Foraminifera*, 3, 121—202.

Arnold, Z. M., 1974, Field and laboratory techniques for the study of living foraminifera. *Foraminifera*, I. 153—206.

Banner, M. D., 1982, Architecture and evolution of the foraminiferid test——a theoretical approach. Banner, F.

T. and Lord, A. R. eds Aspects of Micropalaeontology, 1—41. George Allen & Unwin.

Bé, A. W. H., 1965, The influence of depth on shell growth in *Globigerinoides sacculifer* (Brady). *Micropaleontology*, **11**(1), 81—97.

Bé, A. W. H., 1977, An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. Ramsay, A. T. S. ed., Oceanic Micropaleontology, 1, 1—100. Academic Press.

Bé, A. W. H., 1980, Gametogenic calcification in a spinose planktonic foraminifer, *Globigerinoides sacculifer* (Brady). *Marine Micropaleontology*, 5, 283—310.

Bé, A. W. H., Caron, D. A. and Anderson, O. R., 1981, Effects of feeding frequency on life processes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* in laboratory culture. *J. mar. biol. Ass. U. K.*, 6, 257—277.

Bé, A. W. H., Harrison, S. M., Frerichs W. E. and Heiman, M. E., 1976, Variability in test porosity of *Orbulina universa* d'Orbigny at two Indian Ocean localities. Takayanagi, y and Saito, T. eds. Progress in Micropaleontology, 1—9. Micropaleontology Press, N. Y.

Bé, A. W. H., Hemleben, C., Anderson, O. R., Spindler, M., Hacunda, J. and Tuntivate-Choy, S., 1977, Laboratory and field observations of living planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 23(2), 155—179.

Bé, A. W. H., Hemleben, C., Anderson, O. R. and Spindler, M., 1979, Chamber formation in planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 23(2), 155—179.

Bé, A. W. H., Jongeblood, W. L. and McIntyre, A., 1969, X-ray microscopy of recent planktonic foraminifera. *Jour. Paleont.*, 43(6), 1384—1396.

Beerbower, J. R. and Jordan, D., 1969, Application of information theory to paleontologic problems: taxonomic diversity. *Jour. Paleont.*, 43(5), 1184—1198.

Bellemo, S., 1976, Wall ultramicrostructure in the foraminifer *Cibicides floridanus* (Cushman). *Micropaleontology*, 22(3), 352—362.

Bender, M. L., Lorens, R. B. and Williams, D. F., 1975, Sodium, magnesium and strontium in the tests of planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 21(4), 448—459.

Berger, W. H., 1969, Planktonic foraminifera: basic morphology and ecological implications. *Jour. Paleont.*, 43 (6), 1369—1383.

Berger, W. H., 1979, Preservation of foraminifera. Foraminiferal Ecology and Paleoecology, SEPM Short Course (6), 105—155.

Berger, W. H. and Piper, D. T. W., 1972, Planktonic foraminifera: differential settling, dissolution and redeposition. *Limnol. Oceanogr.*, 17, 275—287.

Berthois, L. et Le Calvez, Y., 1960, Étude de la vitesse de chute Foraminifères planctoniques dans un fluide comparativement à cella des grains de quartz. *Inst. Pêches Marit., Rev. Trav.*, 24.

Billman, H., Höttinger, L. and Oesterle, H., 1980, Neogene to Recent rotaliid foraminifera from the Indopacific Ocean: their canal systems, their classification and their stratigraphic use. *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen*, **101**, 71—113.

Blackman, P. D. and Todd, R., 1959, Mineralogy of some foraminifera as related to their classification and ecology. *Jour. Paleont.*, **33**(1), 1—15.

Boltovskoy, E., 1965, Twilight of foraminiferology. *Jour. Paleont.*, **39**(3), 383—390.

Boltovskoy, E. and Lena, H., 1969, Seasonal occurrences, standing crop and production in benthic foraminifera of Puerto Deseado. Contr. Cushman Fdn. Foramin. Res., 20, 87—95.

Boltovskoy, E. and Wright, R., 1976, Recent Foraminifera. 515, Dr. W. Junk b. v., the Hague.

Bradshaw, J. S., 1955, Preliminary laboratory experiments on ecology of foraminiferal populations. *Micropaleontology*, 1(4), 351—358.

Bradshaw, J. S., 1957, Laboratory studies of the rate of growth of the foraminifera *Streblus beccarii* (Linné) var. *tepida* Cushman. *Jour. Paleont.*, **31**(6), 1138—1147.

Buzas, M. A., 1969, Foraminiferal densities and environmental variables; use of statistical models to examine estuarine environment (abstr.). *AAPG Bull.*, **53**(3), 710.

Buzas, M. A., 1978, Foraminifera as prey for benthic deposit feeders: results of predator exclusion experiments. *Jour. Marine Res.*, **36**(4), 617—625.

Buzas, M. A., 1979, Quantitative biofacies analysis. Lipps, J. H. *et al.* ed. Foraminiferal Ecology and Paleoecology, SEPM Short Course (6), 11—20.

Buzas, M. A., 1982, Regulation of foraminiferal densities by predation in the Indian River, Florida. *Jour. Foramin. Res.*, **12**(1), 66—71.

Chang, Yi-Maw, Kaesler, R. L. and Merrill, W. M., 1974, Simulation of growth of the Foraminifera *Ammonia beccarii* L. by computer. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**(5), 745—748.

Cherif, O. H. and Flick, H., 1974, On the taxonomic value of the wall structure of *Quinqueloculina*. *Micropale-*

ontology, **20**(2), 236—244.

CLIMAP Project Members, 1976, The surface of the ice-age Earth. *Science*, **191**, 1131—1137.

Coleman, A. R., 1979, Sectioning microfossils: an old method revisited. *Jour. Paleont.*, **53**(2), 508.

Crouch, R. W. and Poag, C. W., 1979, *Amphistegina gibbosa* d'Orbigny from the California borderlands: the Caribbean connection. *Jour. Foramin. Res.*, **9**(2), 85—105.

Duguay, L. E., 1983, Comparative laboratory and field studies on calcification and carbon fixation in foraminiferal-algal association. *Jour. Foramin. Res.*, **13**(4), 252—261.

Emiliani, C., 1954, Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios. *Am. J. Sci.*, **252**, 149—158.

Emiliani, C., 1955, Pleistocene temperature. *Jour. Geology*, **63**, 538—578.

Emiliani, C., 1955, Mineralogical and chemical composition of the test of certain pelagic foraminifera. *Micropaleontology*, **1**(4), 377—380.

Fok-Pun, L. and Komar, P. D., 1983, Settling velocities of planktonic foraminifera: density variations and shape effects. *Jour. Foramin. Res.*, **13**(1), 60—68.

Gibson, L. B., 1966, Some unifying characteristics of species diversity. *Contr. Cushman Fdn. Foramin. Res.*, **17**, 117—124.

Gibson, T. G. and Buzas, M. A., 1973, Species diversity: patterns in modern and Miocene foraminifera of the eastern margin of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**(1), 217—238.

Gould, S. J., 1970, Evolutionary paleontology and the science of form. *Earth Sci. Rev.*, **6**, 77—119.

Grabert, D., 1973, Zur Eignung von Foraminiferen als Indikatoren für Sandwanderung. *Sond. Dtsch. Hydrogr. Z.*, **24**, 1—14.

Graham, D. W., Bender, M. L., Williams, D. F. and Keigwin, Jr., L. D., 1982, Strontium-calcium ratios in Cenozoic planktonic foraminifera. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **46**, 1281—1292.

Haake, F.-W., 1971, Ultrastructures of miliolid walls. *Jour. Foramin. Res.*, **1**(4), 187—189.

Hansen, H. J., 1969, Combined light and electron microscope studies of the sections. *Micropaleontology*, **15**(4), 426.

Hansen, H. J. and Lykke-Andersen, A.-L., 1976, Wall structure and classification of fossil and recent elphidiid and nonionid foraminifera. *Fossils and Strata*, **10**, 1—37.

Hansen, H. J. and Reiss, Z., 1972, Scanning electron microscopy of structures in some benthonic and planktonic foraminiferida. *Rev. Espanole Micropal.*, **4**, 169—179.

Hay, W. W. and Sandberg, P. A., 1967, The scanning electron microscope, a major break-through for micropaleontology. *Micropaleontology*, **13**(4), 407—418.

Healy-Williams, N., 1983, Fourier shape analysis of *Globorotalia truncatulinoides* from Late Quaternary sediments in the Southern Indian Ocean. *Marine Micropaleont.*, **8**, 1—15.

Hoefs, J., 1973, Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, 140.

Hofker, J., 1933, Foraminifera of the Malay Archipelago. *Videnskr. Medd. Dansk. naturhist. Foren.*, (93), 71—167.

Honjo, S. and Berggren, W. A., 1967, Scanning electron microscope studies of planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, **13**(4), 393—406.

Hooper, K., 1969: Processing of foraminiferal data: a computer program. Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, **2**, 291—306.

Höttinger, L. (ed.), 1980, Rotaliid foraminifera. *Schweiz. Palaeontol. Abh.*, **101**, 1—154.

Howarth, R. J. and Murray, J. W., 1969, The foraminiferida of Christchurch Harbour, England: a reappraisal using multivariate techniques. *Jour. Paleont.*, **43**, 660—675.

Huang, Cheng-yi, 1981, Observations on the interior of some Late Neogene planktonic foraminifera. *Jour. Foramin. Res.*, **11**(3), 173—190.

Huston, W. H., 1978, Application of transfer functions to Indian Ocean planktonic foraminifera. *Quaternary Research*, **8**, 87—112.

Hyde, P. and Krinsley, D., 1964, An inproved technique for electron microscopic examination of foraminifera. *Micropaleontology*, **10**(4), 491—493.

Imbrie, J. and Kipp, N. G., 1971: A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a Late Pleistocene Caribbean core. K. K. Turekian, ed., The Late Cenozoic Glacial Ages, 71—181. Yale University Press.

Jahn, B., 1953, Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Foraminiferenschalen. *Z. Wiss. Mikroskopie*, **61**, 294—297.

Jenkins, D. G., 1973, Diversity changes in the New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera. *Jour. Foramin. Res.*, **3**(2), 78—88.

Kaesler, R. L., 1966, A quantitative re-evaluation of the ecology and distribution of Recent Foraminifera and

Ostracoda of Todos Santos Bay, Baja California, Mexico, *Univ. Kansas Paleont. Contr.*, **10**: 1—50.

Keller, G., 1978, Morphologic variation of *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) in sediments of the marginal and central northeast Pacific Ocean and paleoclimatic interpretation. *Jour. Foramin. Res.*, **8**(3), 208—224.

Kennedy, C. and Zeidler, W., 1976, The preparation of oriented thin sections in micropaleontology: a improved method for revealing the internal morphology of foraminifera and other microfossils. *Micropaleontology*, **22** (1), 104—107.

Kennett, J. P., 1976, Phenotypic variation in some Recent and Late Cenozoic planktonic foraminifera. *Foraminifera*, **2**, 111—170.

Kennett, J, 1982, Marine Geology. 813p., Prentice-Hall.

King, Jr., K. and Hare, P. E., 1972: Amino acid composition of the test as a taxonomic character for living and fossil planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, **18**(3), 285—293.

Kipp, N. G., 1976, New transfer functions for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. *Geol. Soc. Am., Memoir*, **145**, 3—41.

Kontrovitz, M., Kilmartin, K. C. and Snyder, S. W., 1979: Threshold velosities of tests of planktonic foraminifera. *Jour. Foramin. Res.*, **9**(3), 228—232.

Kontrovitz, M., Snyder, S. W. and Brown, R. J., 1978, A flume study of the movement of foraminiferal tests. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **23**, 141—150.

Krinsley, D., 1960, Trace elements in the tests of planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, **6**(3), 297—300.

Krinsley, D. and Bé, A. W. H., 1965, Electron microscopic examination of the internal structures of Foraminifera. In Kummel, B and Raup, D (eds) *Handbook of Paleontological Technique*, 335—343. Freeman & Co., San Francisco.

Ku, Tehlung and Oba, T., 1978, A method for quantitative evaluation of carbonate dissolution in deep-sea sediments and its application to paleoceanographic reconstruction. *Quaternary Research*, **10**, 112—129.

Lee, J. J. et al., 1974, Towards understanding the niche of Foraminifera. *Foraminifera*, **1**, 207—260.

Leutenegger, S., 1984, Symbiosis in benthic Foraminifera: specificity and host adaptations. *Jour. Foramin. Res.*, **14** (1), 16—35.

Li Quanyu and Wang Pinxian, 1985, Distribution of larger foraminifera in the northwestern part of the South China Sea. *Marine Micropaleontology of China*, 176—195. China Ocean Press and Springer-Verlag, Beijing.

Lipps, J. H. and Ribbe, P. H., 1967, Electron-probe microanalysis of planktonic foraminifera. *Jour. Paleont.*, **41** (2), 492—496.

Loeblich, Jr., A. R. and Tappan, H., 1984, Suprageneric classification of the Foraminiferida (Protozoa). *Micropaleontology*, **30**(1), 1—70.

Lorens, R. B., Williams, D. F. and Bender, M. L., 1977, The early nonstructural chemical diagenesis of foraminiferal calcite. *Jour. Sed. Petrology*, **47**(4), 1602—1609.

Lutze, G. F., 1964, Zum Farben rezenten Foraminiferen. *Meyniana*, **14**, 43—47.

Lutze, G. F. and Coulbourn, W. T., 1984, Recent benthic foraminifera from the continental margin of Northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropaleont.*, **8**(5), 361—401.

Lutze, G. F. and Wefer, G., 1980, Habitat and asexual reproduction of *Cycloribiculina compressa* (Orbigny), *Sortidae*. *Jour. Foramini. Res.*, **10**(4), 251—260.

Lyman, J. and Fleming, R. H., 1940: Composition of sea water. *J. Mar. Res.*, 3.

Lynts, G. W., 1972, Factor-vector analysis models in ecology and paleoecology. 24th IGC, Sect. **7**, 227—237.

Lynts, G. W. and Stehman, C. F., 1971, Factor-vector models of Middle Eocene planktonic foraminiferal fauna of core 6282, Northeast Province Channel, Bahamas. *Rev. Espanole Micropaleont.*, **3**(2), 205—213.

Mello, J. F. and Buzas, M. A., 1968, An application of cluster analysis as a method of determining biofacies. *Jour. Paleont.*, **42**, 747—758.

Murray, J. W., 1967, Transparent and opaque foraminiferid tests. *Jour. Paleont.*, **41**, 791.

Murray, J. W., 1973, Distribution and ecology of living benthic Foraminiferids. 274pp. Heinemann, London.

Murray, J. W., 1983, Population dynamics of benthic foraminifera: results from the Exe Estuary, England. *Jour. Foramin. Res.*, **13**(1), 1—12.

Murray, J. W. and Wright, C. A., 1970, Surface textures of calcareous foraminiferids. *Paleontology*, **13**(2), 184—187.

Müller-Merz, E., 1980: Strukturanalyse ausgewählter rotaloider Foraminiferen. *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen*, **101**, 5—69.

Nomura, R., 1983, An embedding technique for observation of internal microfossil structure by scanning electron microscopy. *Micropaleontology*, **28**(1), 1—5.

Olsson, R. K. and Nyong, E. E., 1984, A paleoslope model for Campanian-Lower Maestrichtian foraminifera of New Jersey and Delaware. *Jour. Foramin. Res.*, **14**(1), 50—68.

Painter, P. K. and Spencer, R. S., 1984, A statistical analysis of variants of *Elphidium excavatum* and their ecological control in Southern Chesapeake Bay, Virginia. *Jour. Foramin. Res.*, **14**(2), 120—128.

Ponder, R. W. and Glendinning, I. G., 1974, The Mg content of some miliolacean foraminifera in relation to their ecology and classification. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **15**, 29—32.

Reiss, Z., 1963, Reclassification of perforate foraminifera. *Geol. Survey Israel Bull.*, **35**, I—III.

Reyment, R. and Reyment, E., 1979, Pore variations in *Afrobolivina afra* Reyment. *Micropaleontology*, **25**(1), 44—49.

Ross, C. R. and Kennett, J. R., 1984, Late Quaternary paleoceanography as recorded by benthonic foraminifera in Strait of Sicily sediment sequences. *Marine Micropaleont.*, **8**(4), 315—336.

Röttger, R., Irwan, A., Schmaljohann, R., 1980, Growth of the symbiont-bearing foraminifera *Amphistegina lessonii* d'Orbigny and *Heterostegina depressa* d'Orbigny (Protozoa). *Endocytobiology-Endosymbiosis and Cell Biology*, **1**, 125—132. Walter de Gruyter & Co.

Röttger, R. and Spindler, M., 1977, Development of *Heterostegina depressa* individuals (Foraminifera, Nummulitidae) in laboratory cultures. 1st International Symposium on Benthic Foraminifera of Continental Margins, *Maritime Sediments*, Spec. Publ. **1**, 81—87.

Ruddiman, W. F., 1969, Recent planktonic foraminifera: dominance and diversity in North Atlantic surface sediments. *Science*, **164**(3884), 1164—1166.

Saito, T., Thompson, P. R. and Breger, D., 1976, Skeletal ultramicrostructure of some elongate-chambered planktonic foraminifera and related species. Takayanagi, y and Saito, T. eds. Progress in Micropaleontology, 278—304. Micropaleontology Press, N. Y.

Saito, T., Thompson, P. R. and Breger, D., 1981, Systematic Index of Recent and Pleistocene Planktonic Foraminifera. Univ. Tokyo.

Savin, S. M. and Douglas, R. G., 1973, Stable isotope and magnesium geochemistry of Recent planktonic Foraminifera from the South Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2327—2342.

Schroeder, R. A. and Bada, J. L., 1976, A review of the geochemical applications of the amino acid racemization reaction. *Earth-Science Rev.*, **12**, 347—391.

Schwab, D and Plapp, R., 1983, Quantitative chemical analysis of the shell of the monothalamous foraminifer *Allogromia laticollaris* Arnold. *Jour. Foramin. Res.*, **13**(1), 69—71.

Scott, G. H., 1974, Biometry of the foraminiferal shell. *Foraminifera*, **1**, 55—151.

Seibold, E., 1978, Mechanical process in fluencing the distribution of pelagic sediments. *Micropaleontology*, **24**(4), 407—421.

Shackleton, N. J., 1967, Oxygen isotope analyses and paleotemperatures reassessed. *Nature*, **215**, 15—17.

Shackleton, N. J., 1968, Depth of pelagic foraminifera and isotopic changes in Pleistocene Oceans. *Nature*, **145**, 449—464.

Shackleton, N. J., 1982, The deep-sea sediment record of climate variability. *Prog. Oceanog.*, **11**, 199—218.

Shackleton, N. J., 1985, The carbon isotope record of the Cenozoic: history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. Marine Petroleum Source Rocks, Blackwells, Oxford (in press).

Shackleton, N. J., Hall, M. A. and Boersma, A., 1984, Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifers. *Init. Rets. DSDP*, **74**, 599—612.

Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D., 1976: Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-239, Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Memoir*, **145**, 449—464.

Stapleton, R. P., 1973, Ultrastructure of some tests of some Recent benthic hyaline foraminifera. *Paleontographica*, pt. A, **142**, 16—49.

Stehli, F. G., 1965, Paleontologic technique for defining ancient ocean currents. *Science*, **148**(3672), 943—946.

Symons, F. and De Meuter, F., 1974, Foraminiferal associations of the Mid-Tertiary Edegem Sands at Terhagen, Belgium. *Jour. Internat. Ass. Math. Geol.*, **6**(1), 1—15.

Todd, R. and Blackmann, P., 1956, Calcite and aragonite in foraminifera. *Jour. Paleont.*, **30**, 217—220.

Toksvad, T. and Hansen, H. J., 1983, A study of calcar-ous cement in agglutinated foraminifera. Proceedings 1st Workshop Arenac. Foramin., 159—169. Continental Shelf Institute, Norway.

Towe, K. M. and Cifelli, R., 1967, Wall ultrastructure in the calcareous foraminifera: crystallographic aspects and a model for calcification. *Jour. Paleont.*, **41**(3), 742—762.

Troelsen, J. C., 1954, Foram surgery. *Micropaleontologist*, **8**(4), 40—41.

Vincent, E. and Berger, W. H., 1981, Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography. *The Sea*, **7**, 1025—1119.

Violanti, D., Premoli-Silva, I., Cita, M. B., Kersey, D. and Hsü, K. J., 1979, Quantitative evaluation of the dissolution facies of sediments on Mid-Atlantic Ridge. *Rev. Ital. Paleont. Strat.*, 85(2), 517—548.

Walker, D. A., Linton, A. E. and Schafer, C. T., 1974, Sudan Black, B: a superior stain to Rose Bengal for distinguishing living from non-living foraminifera. *Jour. Foramin. Res.*, 4(4), 205—215.

Walton, W. R., 1952, Techniques for recognition of living foraminifera. *Contr. Cushman Fdn. Foramin. Res.*, 3(2), 56—60.

Walton, W. R., 1964, Recent foraminiferal ecology and paleoecology Imbrie, J. and Newell. N. (eds) Approaches to Paleoecology, 151—237. John Wiley & Sons, N. Y.

Wang Pinxian, 1983a, Verbreitung der Benthos-Foraminiferen im Elbe-Astuar. *Meyniana*, 35, 67—83.

Wang Pinxian, 1983b, Transport of foraminiferal tests in estuaries: a comparison between the East China Sea and the North Sea. In: Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea, 517—525. China Ocean Press.

Wang, Pinxian and Murray, J., 1983, The use of foraminifera as indicators of tidal effects in estuarine deposits. *Marine Geology*, 51, 239—250.

Wang Pinxian, Zhang Jijun and Min Qiubao, 1985, Distribution of Foraminifera in surface sediments of the East China Sea. Marine Micropaleontology of China, 34—77. China Ocean Press and Springer-Verlag, Beijing.

Wefer, G. and Berger, W. H., 1980: Stable isotopes in benthic foraminifera: seasonal variation in large tropical species. *Science*, 209, 803—805.

Wefer, G. and Lutze, G. E., 1976: Benthic Foraminifera biomass production in the Western Baltic. *Kieler Meeresforschungen, Sonderheft*, 3, 76—81.

Wefer, G. and Lutze, G. F., 1978, Carbonate production by benthic Foraminifera and accumulation in the Western Baltic. *Limnol. Oceanogr.*, 23(5), 992—996.

Долицкая, И. В., 1973, Изменение разнообразия ассоциаций фораминифер в верхнемеловых отложениях восточного Прикаспия. Известия АН СССР, сер. геол., 1973(12), 104—106.

Сандова, Х. М., 1967, Биомасса и количественное распределение живых фораминифер в районе Курило-Камчатской Впадины. Доклады АН СССР, 174, 207—209.

第四纪花粉学研究方法某些方面的进展

孙湘君
（中国科学院植物研究所）

近年来第四纪花粉学（或称花粉分析）从其理论、方法、结果、应用的发展上来看都可以算作花粉学中最活跃的一个分支，其发展迅速的原因是与现代植物生态学、测年技术、统计学以及电子计算机的发展和应用分不开的。

如果说从花粉分析作为一门学科诞生起（Lennart von Post, 1916）到四十年代末算作本学科发展的第一阶段的话，则这个阶段可以说是以花粉分析为手段研究大范围内气候、植被演化及地方性和区域性地层对比为特征。孢粉学家简单地把气候变化看作在全球范围内多少是同时的，而受气候影响植被所发生的变化在不同地区可以对比，而且具有地层意义。这时期对花粉分带及解释是直观的，粗线条的。

二次世界大战后可以说是花粉分析发展的第二个阶段。由于六十年代放射性碳测年技术的出现及发展使花粉分析从鉴定地层的重任中解脱出来（而且大量资料的积累也说明花粉分析也无法担此重任，不同地区气候及植被的发展都有其特殊性。）（Walker, 1982），重点转移到植被演化及植物地理的研究上去。

为了解决这些问题，相应地发展了许多新技术与方法。孢粉学家采用了花粉沉积率及花粉浓度的统计计算方法来补充百分含量统计中的不足；采用概率统计、多元分析、聚类分析、回归分析等数学方法来分析处理各种数据，以得到更多有关植被发展的信息。例如，用数学方法求得花粉与植被关系定量数据，以正确地恢复古植被；用均值，均方差及数学模式较确切地划分花粉带（Walker and Wilson, 1978）。为此，大量的数据及计算只有用电子计算机处理才有可能，各种应用于花粉资料的计算机程序也相应出现。

从七十年代中开始花粉分析进入一个新的发展阶段。在世界上某些花粉实验室中开始植被动态的研究，用研究某些植物种群演化来代替研究整个植被演化，并详细研究植物演化的生物学及环境的各种因素。

为此，传统的分带方法得到了改进。采用一些新的统计方法来分别处理每种植物的花粉曲线（Walker and Pittelkow, 1981, Green, 1981）。如时间系列分析，通过作功率谱将每种植物花粉沉积率曲线分解为数个不同波长和振幅的光滑曲线，每个曲线可以代表不同时间内作用于该种植物发展的不同因素，如火灾、气温等。再用相关图谱求出各种植物种群发展与上述某种主要因素的关系。Green 根据此方法推测加拿大东部地区森林火灾发生的频率，火灾后各种植物出现的时间及种群大小变化的规律。

另外还出现了一些用于将花粉资料转化为环境条件的新的统计方法，如用典型相关分析求得转换函数以解决此问题。

在解决植被发展某些阶段的特殊问题时（如欧洲五千年前榆树大量死亡的问题），采用了高分辨率分析法，精度可以达到十年。在具层理的沉积或纹泥中甚至可以分辨出每

年植被发展的情况。

研究花粉传播在水体中的分异及再沉积的机理上，以及在用冰冻揭片法研究花粉与沉积物间的关系上都取得很大进展。

需要指出，虽然第四纪孢粉学中新的方法层出不穷，但仍然有一些孢粉学家从事经典花粉分析工作，但更多的人从事第二发展阶段的工作，只有少数孢粉学家在更高水平上进行开拓性的研究。中国孢粉学家不仅仅是学习国外的先进方法，更重要的是创建自己的新技术及方法来研究中国丰富多彩的自然现象。

现就第四纪孢粉学方法中的几个主要方面的进展作概括介绍。

一、花粉浓度及花粉沉积率

目前在花粉分析中，采用较多的是用百分含量统计法来计算花粉数据，即计算各花粉型的数量在某个样品的花粉总量（其实是所统计的一部分花粉数量）中所占的百分比值（称为花粉谱），即花粉的相对含量。相对含量能反映各类花粉数量的多少及植被概况，但不能完全代表当时各类植物在植被中的数量，花粉谱的变化也不能完全代表植被的变化。这首先是由于植物与它所产生的花粉之间的数量关系甚为复杂。各类花粉的产量相差很大，而且花粉传播的能力、方式不同，在水体中的分异和再沉积的过程也不尽类同，沉积物中所得的花粉谱是诸因素综合的产物。此外，百分含量只是反映各类花粉数量的相对变化，受减少补偿律的影响（Birks, 1980）使这种计算方法本身存在一定的缺陷，各类花粉百分比的变化，不一定能代表植被真正的变化。Davis（1963）曾假设一个简单的例子来说明此问题，假设由 A、B、C 三个种组成的植物群（表 1）。

表 1　植被与它所产生的花粉谱之间的百分含量变化不协调的假设例证

（根据 Davis, 1963）

	植被%			花粉%		
种	A	B	C	A	B	C
例 1	40	10	50	80	10	10
例 2	20	30	50	50	38	12

当这三种植物在植被中的百分含量分别为 40，10 和 50 时，它们的花粉在组合中的百分含量为 80，10，10。假设三种植物的百分含量发生变化成为 20:30:50 时，即 A 种减少，B 种增多，C 种不变。而在花粉谱中，C 种却增加了约 2%，A、B 种的花粉含量的变化与植被变化也不符合。因此可以看出，在花粉百分含量中，一种花粉的增加或减少不仅取决于它母体植物在植被中的数量，而且取决于花粉谱中其他成份的增减。

在花粉分析早期发展阶段就有人注意到花粉百分含量统计中的这些问题（Von Post, 1916; Hesselman, 1916; Faegri, 1947; Faegri and Iverson, 1975）并寻求克服这一缺陷的方法。其中主要的方法是采用花粉浓度（Pollen concentration）和花粉沉积率（Pollen influx 或 Pollen deposition rate, Pollen accumulation rate）的统计方法。因为用这种方法所

得到的花粉数量相互间是独立的，而不像百分含量那样各类花粉在含量上互相制约。从六十年代以来随着 ^{14}C 测年方法的发展与完善，这种新统计方法的应用越来越广泛。

1. 花粉浓度

单位体积或单位重量沉积物中所含的花粉数量称为花粉浓度，通常以一立方厘米或一克干或湿沉积物中花粉数量表示(花粉数/cm^3 或花粉数/g)

测定花粉浓度的方法有三种：(1)体积测定法 (Davis 和 Deevey, 1964; Davis, 1965, 1967; Moore 和 Webb, 1978)；(2) 重量测定法 (Jørgensen, 1967; Borowik-Dabrowska 和 Dabrowski, 1972)；(3) 加入外来花粉法 (Benninghoff, 1962; Bonny, 1972; Maher, 1981)。

前两种方法可称直接法，第三种方法是为间接法。

(1) 体积测定法

1) 在分析前准确测量沉积物之体积极为重要。Davis (1969) 应用体积为 1 立方厘米的容器，将沉积物塞满以测量。但由于样品挤压松紧不易掌握，Bonny (1972) 用水再置换样品，以求准确。华盛顿大学第四纪研究中心 Tsukada 的实验室中，将量好的 $1cm^3$ 的样品置于有刻度的试管内加水搅均，离心 1—2 分钟，查看样品的体积。一般情况下试管样品等于或接近 $1cm^3$，最后以试管内体积为准。

2) 样品处理过程与一般处理方法相同。先用 5—10% 的氢氧化钾或氢氧化钠煮沸 5 分钟，用 10% 盐酸去钙质，然后用氢氟酸溶解或用重液浮选或两者皆用之，关键在于能富集出样品中的"全部"花粉。富集出来的花粉通常经醋酸酐分解处理。由于需作定量统计，制片过程非常重要，保存花粉的介质挥发速度要中等，而且不使花粉粒相互粘连，因而通常使用叔丁醇 (T. B. A)，将分离出的样品脱水 (用低纯度到高纯度酒精脱水，系列为 45%，80%，95% 各一次，100% 两次，最后用叔丁醇洗两次)，然后在试管内加入一定量的叔丁醇(比如 0.5—10cc)，叔丁醇的量视材料的多少而定。

3) 制片时用定量取液器，取出一定体积(如 0.02cc, 0.04cc)搅拌均匀的含花粉叔丁醇悬浮液置于载玻薄片上，然后滴上适量的(通常为一、二滴)硅油 (12500cst) 用细玻璃棒将花粉悬浮液与硅油搅均，待叔丁醇挥发后，盖上盖玻片。为了防止偶然性，最好每个样品能封制 3—5 张薄片。制片过程应在清洁工作台内，在电热板上进行。有些孢粉学家认为用取液器取液容易产生错误，提倡用"随机撒样法" (random settling method, Moore, 1973; Laws, 1983)。随机撒样的要点在于将盖玻片置于有水的容器内，接近底部的一个平台上，将样品撒入水内，落在盖片上，然后去掉水分。

4) 在统计花粉时，为了避免材料在薄片上不完全均匀所引起的误差，应避免所统计的花粉或集中于薄片边缘或集中于中部，最好能用随机数来指导选择行距。

花粉浓度可用下列公式计算：

$$N = A \times \frac{B \cdot C}{D \cdot E \cdot G} \div H$$

N 为花粉浓度，即花粉数/cm^3；A 为统计的花粉粒数；B 为盖玻片长度(mm)；C 为制备的样品体积，即分离后所得材料的体积(cm^3)；D 为统计的行数；E 为视野的宽度(mm)；G 为制片时所用样品体积(cm^3)；H 为分离时所取沉积物的体积(cm^3)。

(2) 重量测定法

此方法与第一种方法相似，不过用的是重量而不是体积。取一定重量的沉积物，在经处理后所得材料中加入适量的液体，最初 Jørgensen 用的是甘油，但目前更多用的是叔丁醇。在制片前先称出装有花粉悬浮液的试管重量及搅拌用的小玻璃棒的重量；取液后再称它们的重量，两者之差即为薄片上花粉材料的重量。统计计算方法与体积法相同，但最后得到的是单位重量沉积物中所含的花粉数。

(3) 加入外来花粉法

这个方法最初由 Benninghoff (1962) 提出，后为 Stockmarr (1971), Maher (1972), Bonny (1972), Birks (1976) 和 Maher (1981) 所改进。

在一定体积的沉积物中，加入已知数量的外来花粉。样品用一般的方法分离，在统计时不仅统计样品中的花粉，同时也统计外来花粉。根据简单的比例关系即可求得花粉的浓度，即每立方厘米所含花粉数量 (C)

$$C = \frac{A}{E} \times F$$

式中 A 为所统计的花粉数；E 为所统计的外来花粉数；F 为所加外来花粉的浓度。

作为外来花粉必需是本地不生长的，在所研究的地质历史时期中也不会遇到或极少能遇到的花粉类型，而且个体大小适中，形态突出易于辨认，在液体介质中易于扩散的花粉类型。在北半球常用 *Ailanthus glandulosa*, *Nyssa sylvatica*, *Eucalyptus globulus* 花粉 (Bonny, 1972) (Matthews, 1969)。在南半球 *Alnus* 花粉常用作外来花粉。也有人用微型塑料球体代替花粉 (Maher, 1981)。

外来花粉的制备有两种方法：一种方法是将外来花粉脱脂后，搅拌于液体介质中，通常用的是甘油，使花粉呈悬浮状，然后计算单位体积中所含花粉数量。在使用前，外来花粉液体需充分搅拌，以使花粉分布均匀，搅拌时间需半小时以上；另一种方法是使用含有外来花粉的药片。Stockmarr (1971) 用可溶碳酸钙作基质加入石松孢子 (*Lycopodium clavatum*) 制成每片含已知数量的孢子。外来花粉应在沉积物处理之前添加，这样，化石花粉与外来花粉一起经过同一处理过程，可以避免它们之间数量比值遭到破坏，使结果更准确。

2. 花粉沉积率

单位面积、单位时间内花粉沉积的数量称为花粉沉积率，通常以每平方厘米面积上，每年沉降的花粉数量来表示(花粉数 · cm^{-2} 年$^{-1}$)。

如果已知花粉浓度及沉积速率，就可以求得花粉沉积率 (Birks and Birks, 1980)。

花粉沉积率＝花粉浓度×沉积速率或

$$= \frac{\text{花粉浓度}}{\text{沉积时间率}}$$

花粉浓度的测定法前已介绍过，沉积速率 (Sediment matrix accumulation rate) 为单位时间内所形成沉积物的厚度，单位可为厘米/年。沉积时间率 (Deposition time) 即沉积单位厚度沉积物所需的时间，单位为年/厘米。它们主要是根据一个剖面或岩心上一系列的^{14}C 测年资料来求得，或根据沉积物每年形成的细微层理来计算。在^{14}C 测年资料使用

上有一系列应注意的问题，如年龄数据的标定、回归直线的配置等，在此就不多加介绍了。

3. 花粉沉积率在解释古生态中的应用

在花粉分析中作花粉沉积率统计需要花费更多的时间，需要大量的^{14}C测年数据，总的看来较百分含量统计所需费用要高的多，但是花粉沉积率在研究古生态上有着更广泛的用途，可以综合为以下几点：

(1) 不同植物花粉沉积率是相互独立的，它与花粉百分含量谱有本质的差别。用花粉沉积率解释无森林的环境有着比百分含量谱不可比拟的优越性，因为在这种情况下，本地植物花粉产量低，而由外地吹来的花粉可在百分含量中占很大的比例，这就会造成过去植被的假象；

(2) 通过花粉沉积率的研究可以更好地了解沉积过程；

(3) 每种植物花粉沉积率与产生它的植物数量成正比，因而研究现代花粉沉降率，可以在一定程度上恢复地质历史时期植物种群的大小；

(4) 根据花粉沉积率和植被的关系，可以分辨出那些花粉是本地的，那些是外来的，这样就可以追索出植物的迁移路线。

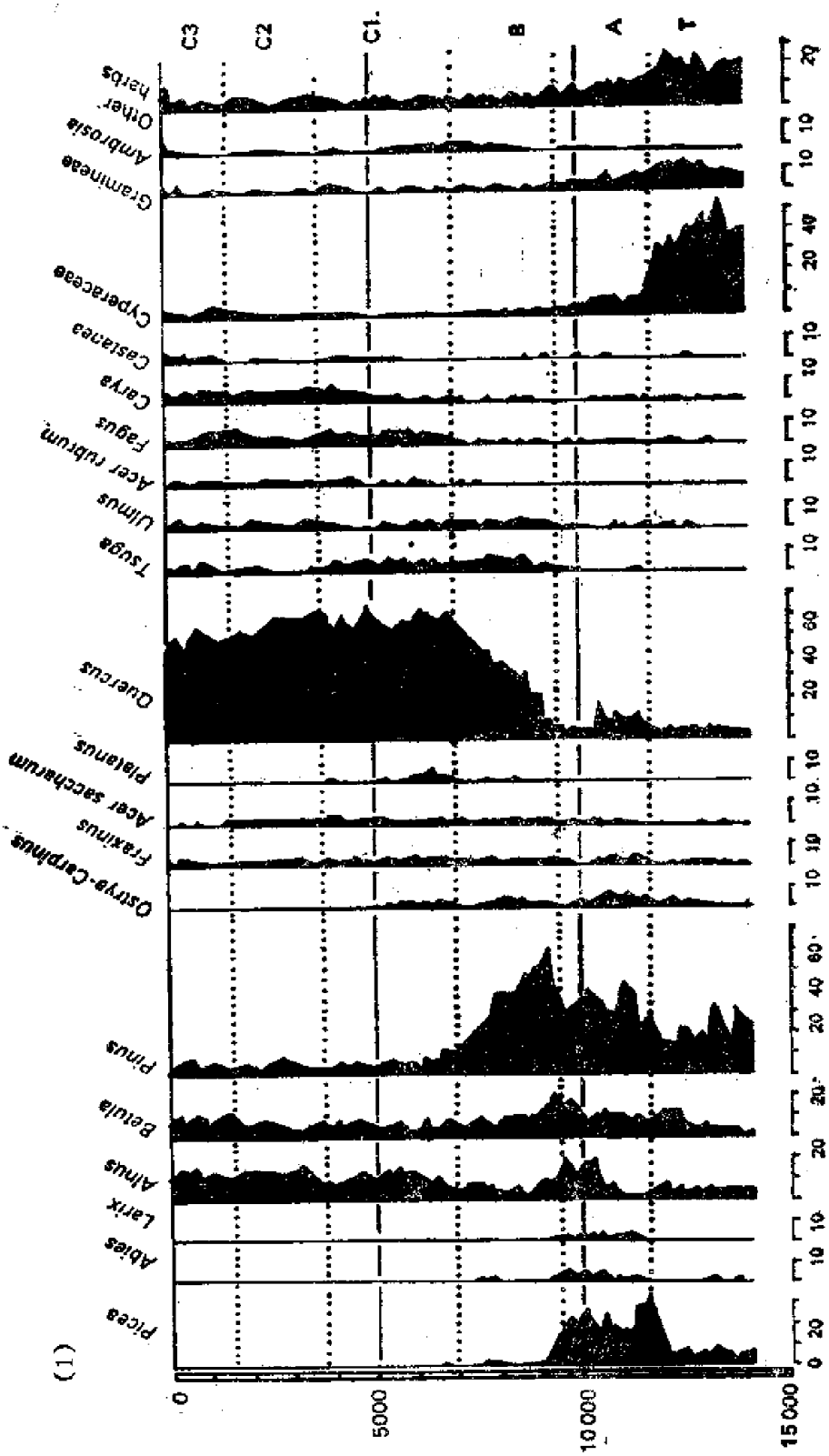
(5) 花粉沉积率可用以阐明地质历史时期植被动态，如一个种群如何由少数先锋植物发展到顶极群落。这样一个长周期植被动态研究是现代生态学以及其他方法无法完成的。

现举几个例子加以说明，其中一个经典例子为"松粉带"的问题。

在北美东北部八千年前的沉积物中有一个"松粉带"(图中B带)，松的含量一般都超过木本植物花粉总量的50%。这个松粉带以前一直被解释为广布均一的松林，气候干而暖。1963年 Davis 根据R校正值校正了松粉的百分含量后得出松树在植被中数量很少的结论，这引起很大争议。Davis (1967, 1969) 第一次作出的 Rogers 湖的花粉沉积率图式解决了这个问题 (插图 1(1), (2))。Davis 用松粉的沉积率与加拿大北部森林表土的花粉沉积率作比较，得出松粉带(B带)的解释，即松为当时森林的主要成分，但并不占优势。

从这个图式还可以看到，八千年前至今沉积速率没有很大变化，两个花粉图式，即百分含量图式与花粉沉积率图式没有很大差别。但在12000年前(T带)却表现出明显的不同，百分含量图式表明草本植物花粉丰富，但木本植物仍占优势，可达40%，其中松可达30%，通常可解释为森林草原植被景观，但从沉积率图式看，这段期间任何种类的花粉数量都很少，木本植物花粉更少，可能由远处吹来，因而正确的解释应为无森林区。从12000年前开始，花粉沉积率(主要为木本花粉沉积率)增加，说明森林界线已移到沉积地区周围，但仍有大面积为无林区。

在北美晚威斯康星期时，是否有过气候变冷的阶段，相当于北欧的新仙女木期？在这个问题上也曾有过争论，Davis 等(1975)所作北美 Moulton Pond 花粉沉积率及花粉成分，Birks (1976) 所作明尼苏达州 Wolf Greek 晚威斯康星期花粉沉积率都表明北美不存在新仙女木期。而在智利 Hauser (1984) 根据智利晚更新世沉积中的花粉沉积率及百分含量资料，认为智利在1,0440年到10000年有过变冷变湿时期，温度可下降5—8℃，相当于欧洲的新仙女木期的阶段。


C3
C2
C1
B
A
T
Herbs
Other
Ambrosia
Gramineae
Cyperaceae
Castanea
Carya
Fagus
Acer rubrum
Ulmus
Tsuga
Quercus
Platanus
Acer saccharum
Fraxinus
Ostrya-Carpinus
Pinus
Betula
Alnus
Larix
Abies
Picea
(1)
0
5000
10000
15000

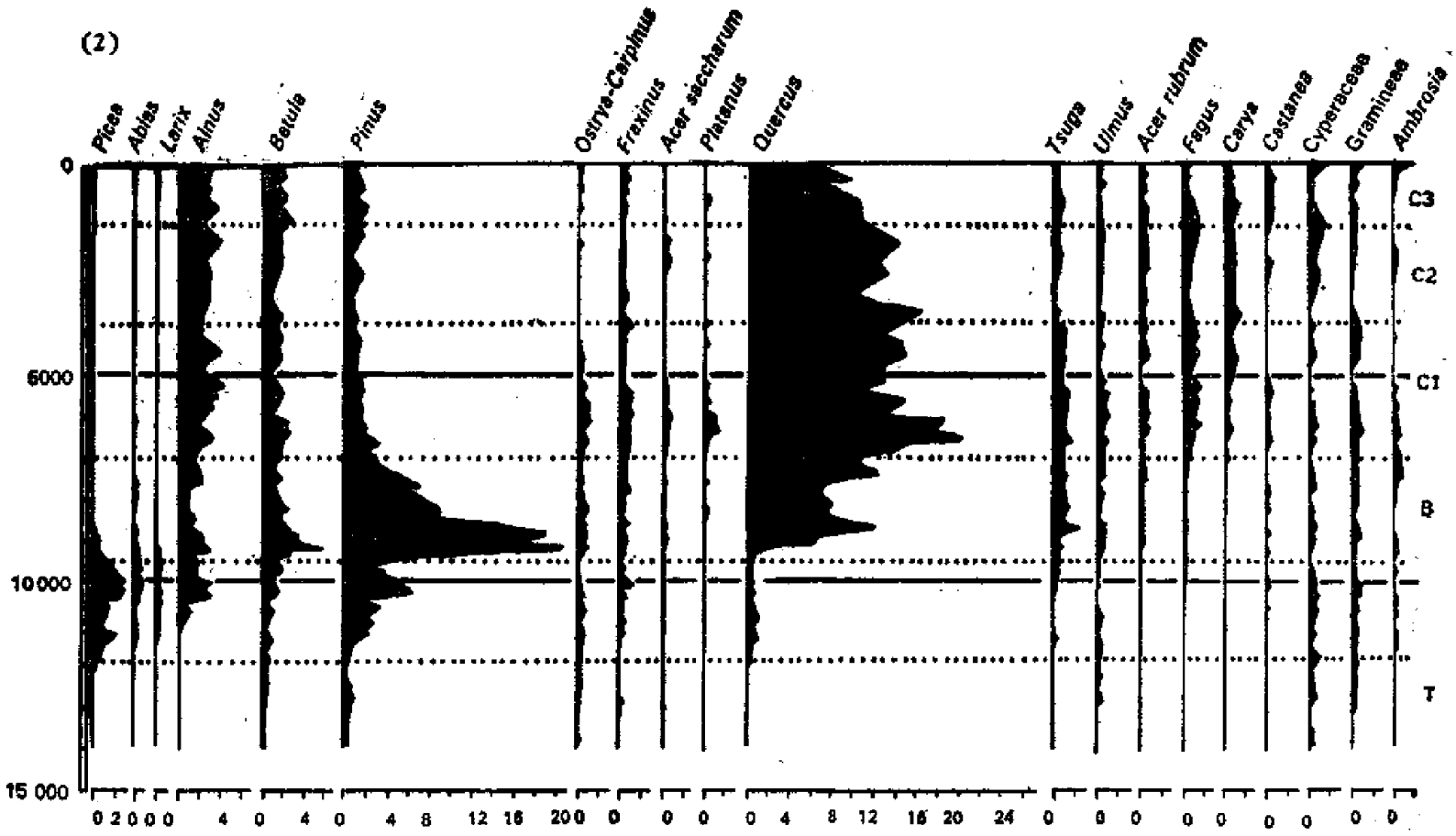


插图 1　美国 Rogers 湖花粉图式

(1) 每种花粉在全部陆生植物花粉中的百分含量图式；(2)花粉沉积率图式(千粒·厘米$^{-2}$年$^{-1}$)(据 Davis, 1967)

此外花粉沉积率还用于研究相同环境下不同土壤植被发展的差异，这是用花粉百分含量所发现不了的（Brubaker，1975）；用于研究树线的位置及其变化（Hyvärinen，1975，1976；Carrara *et al.*，1984）以及人类对森林的砍伐和人类活动对植被的影响（Pennington 1975；Davis，1976；Maher，1972）。

4. 使用花粉沉积速率应注意的问题

由于花粉沉积率的研究及应用的历史还很短，因而目前还存在许多问题有待解决，最主要的是花粉沉积率如何标定，即如何由花粉沉积率转换为植物数量的问题。在利用花粉资料恢复植被的历史时，不仅不能简单地从花粉百分含量来直接推断古植被，也不能直接从花粉沉积率来恢复古植被。因为不仅植被的类型及丰富程度可以影响花粉沉积率的高低，而且沉积物的来源、沉积速率、湖盆的特点等对它都有影响，而且在某些情况下，它们的影响甚至超过植被的影响。一些孢粉学家在这方面作了大量工作，以求阐明此问题。如 Davis（1968）和 Davis 等（1984）研究美国的一些湖泊表明，在湖盆中心的深水区沉积物和花粉较浅水区的沉积数量大，她称之为沉积的趋中性（sedimentation fucusing）。这种趋中性的产生主要是由于春、秋甚至冬季湖盆上下水层温度不同，水的密度因而也不同，由此引起湖水循环，将湖盆边缘的沉积物及花粉带入湖盆中心深水区再沉积下来，这样使湖盆中心区的花粉沉积率较湖盆边缘要高出 3—5 倍。除湖盆水动力外，沉积速率对花粉浓度影响很大，Maher（1977）发现在美国苏必利尔湖中心区花粉浓度高，从相当于 1890 年欧洲移民开始的阶段起，湖心区花粉浓度和沉积速率都明显增加，这是由于植被破坏带有花粉的土壤更多地被冲刷而进入湖心区所致。在这里花粉沉积率没有发生很大变化。笔者和吴玉书同志在云南滇池水下表层样品的花粉分析中发现，在所有近河口区采集的样品花粉浓度都很低，一般只有中心区的十几分之一，这明显是受沉积速率的影响。

以上所述可以看出在一个湖盆不同的部位及不同的岩性中，花粉沉积率都可能发生变化。在不同的湖盆中，花粉沉积率也产生变异。Davis 等人（1973）在密执安州从南方的落叶林区到北方的落叶、针叶混交林区的五个大的森林类型中，选择了 29 个湖盆作了浅钻孔的花粉沉积率测定，发现在湖泊之间花粉沉积率的差别为 3—4 倍，个别达 6 倍。最高的花粉沉积率见于最小的湖盆中，而在最大，最复杂的湖泊中数量最低。Pennington（1973）讨论了英国不同湖盆的花粉沉积率，他选择了大小和形状均不相同的四个湖盆，发现同样的规律，小湖泊沉积物中花粉沉积率高。有些花粉类型，如榆属（*Ulmus*）在湖泊中的沉积率与其说是决定于种群的大小，不如说更取决于湖的大小与形状。Pennington 的研究强调了在比较湖泊间的花粉沉积率时，一定要选择大小，形状相近的湖泊进行比较，这样可以尽量减少非植被因素引起的花粉沉积率的差异。

在不同植被区湖盆间花粉沉积率，如果排除了其他一切非植被的因素，仅从不同植被类型对花粉沉积率的影响上来看，位于松林中的湖盆中，花粉沉积率最高，而山毛榉、槭、桤木和榆属最低（Davis *et al.*，1973）。

尽管作了很多工作，但目前从花粉沉积率转换为植物数量还没有一个象 R 值那样的转换率。这有待进一步的研究解决。

二、用花粉资料再造古植被

用沉积物中所含的孢子和花粉来再造沉积时期的古植被是孢粉分析的核心问题之一。目前主要采用两种途径来达到此目的。

第一种途径是将化石花粉谱与现代不同植被类型所产生的花粉谱作比较，找出与之相似的现代花粉谱。根据产生相似花粉谱的现代植被来推断地质历史时期的植被。不同植被所产生的现代花粉谱是通过分析林下的表土，苔藓层中的花粉而得来的。因而可以看出用此途径来再造古植被，必需有大量现代花粉资料。这种方法较简单，因而应用也较广泛，但再造古植被时不够准确，也缺乏植被的定量概念。

第二种途径是将现代植被与它所产生的花粉谱之间的定量关系用于化石资料中，以求得地质历史时期较真实的植被概况。这种方法虽然较准确，但仍处于发展阶段(Parsons and Prentice, 1981)，有待不断完善。

用花粉资料恢复古植被的基本依据是，通常在某一地点的某种植物在单位时间内所沉积的花粉数量与该植物在该地点及周围的丰富程度成正比，因而可以根据花粉在沉积物中的数量来推断该种植物在植被中的多寡。当前通常用百分含量来表示某种植物在一个样品的全部或部分(如木本植物花粉)花粉中所占的数量，再根据花粉的百分含量来估计各种植物在植被中的多少。但从前一章所谈的花粉产量、传播、沉积中的差异以及数学计算上问题可以看出，不能直接用花粉的百分含量来恢复古植被，需要寻找花粉百分含量与植被间的定量关系以解决此问题。

很早就有人注意到此问题，而且不断寻求解决的办法。Iverson (1947) 根据花粉的产量将欧洲树种分为 A、B、C 三组；A 组包括花粉产量高的类型，如松、桦、栎木、榛等属；B 组为花粉产量适中的类型，如云杉、冷杉、椋、山毛榉等属；C 组为花粉产量低的类型，如冬青、槲寄生，葡萄属，忍冬 (*Lonicera periclymenum*) 等。在用花粉的百分含量恢复古植被时，可粗略地将 A 组类型的百分含量除以 4，C 组乘以 4，而 B 组百分含量不变。经过校正后的百分比可较真实地反映当时的植被。

Davis (1963) 将植被与花粉之间关系的研究提高为花粉分析中的理论课题。为了表示它们之间的定量关系，他首次引进了校正系数的概念，简称 R 值。校正系数是用于校正花粉百分含量，从而使校正后的百分含量更接近于真实植被的定量数据，可用下列公式表示：

$$R = \frac{P}{V}$$

R 为校正系数；P 为某种植物的花粉在表土中的百分含量；V 为该种植物在表土周围植被中的百分含量。

在研究地区，选择适当地点通过林下表土中的花粉分析求得各类植物的现代花粉百分含量，并同时作植被调查，这样就可以得出主要植物类型的 R 值。

以上公式可以改为 $V = \frac{P}{R}$

在研究某地沉积时期的植被时，如果已知某种植物的花粉百分含量 (P)，并知这地区

的该种植物的校正值（R），就可从这个公式求得沉积时期的植被。现举例加以说明。下表为一个具有三种花粉 a、b、c 组成的化粉谱，用 R 值校正其花粉含量，得出沉积时期各类植物在植被中所占的比例。

表 2　用校正系数校正化石花粉百分含量用以恢复古植被的例子

（据 Davis, 1963）

种	化石花粉百分含量（P）	R 值之比（$R_a:R_b:R_c$）	校正后的花粉数（P/R）	校正后的花粉百分含量＝沉积时期各类植物在植被中所占的百分比
a	64	10	6.4	32
b	28	5	5.6	28
c	8	1	8	40
	100			100

需要指出，一种植物的 R 值不是固定不变的。在不同地点，不同样品中同一种植物的 R 值往往不同。但是最重要的是各种 R 值的比值在不同样品中是固定不变的。表 3 中假设同时含有 A、B、C 三个种的两个不同地点的样品，尽管每个地点 A、B、C 三种的植被及花粉的含量都不同，同一种在不同地点的 R 值也不同，但是三个种 R 值的比却是固定的。因此在恢复古植被中用的往往不是 R 值，而是 R 值的比值，可称为 R 值谱。

表 3　不同地点 R 值变化规律之比较

（据 Parsons 和 Prentice, 1981）

	植被百分含量	花粉百分含量	R 值	$R_A:R_B:R_C$
地　点　I				
A 种	60	30	0.5	1
B 种	20	20	1	2
C 种	20	50	2.5	5
地　点　II				
A 种	10	2.5	0.25	1
B 种	20	10	0.5	2
C 种	70	87.5	1.25	5

Andersen（1970）在研究丹麦的 Draved 和 Longelse 森林的现代花粉雨时发展了 Davis 的方法。而后 Andersen（1974）又用花粉收集器计算了花粉沉积率，将他的研究成果进一步扩大。

Andersen 假设在森林地面上所降落的花粉大部分是来自采样点 20—30m 的周围，并假设花粉沉积量（p）与树冠的面积（a）成正比，并乘以常数（P），称为产量因子（Production factor）。公式可以写为：

$$p = P \times a \quad 或者 \quad P = \frac{p}{a}$$

如果在沉积的花粉 p 中有一些花粉 p_0 来自样点以外的地方，这样公式可以改写为：

$$p = P \times a + p_0$$

从以上公式可得产量因子 P。

$$P = \frac{p - p_0}{a}$$

Andersen 在采样点半径 20—30m 范围以内测得每个种的树冠盖度得出 a 值，在样点中心采集苔藓层，分离后统计每个种花粉数量测得 p 值。为了克服花粉百分含量的缺陷，Andersen 在样品中加入了外来花粉，求得花粉数量与外来花粉数量之比，而且证明这个比例在整个森林中是稳定的。这样花粉的相对沉积量 p_r 可以由从所统计的花粉数量与外来花粉数量之比得到：

$$p_r = \frac{\text{所统计的花粉数量·厘米}^{-2}\text{年}^{-1}}{\text{所统计的外来花粉数量·厘米}^{-2}\text{年}^{-1}}$$

$$= \frac{\text{所统计的花粉数量}}{\text{所统计的外来花粉数量}}$$

这样公式可以改写为 $p_r = P \times a + p_{r(0)}$。$p_{r(0)}$ 是从采样点以外进入样品中的花粉相对数量。这个公式是一回归方程，把植被作 x，花粉作 y，将各对数据标于各种植物自己的坐标上，得到每种植物每对数据的散点图(插图 2)。从图中可以看出植被和花粉大致

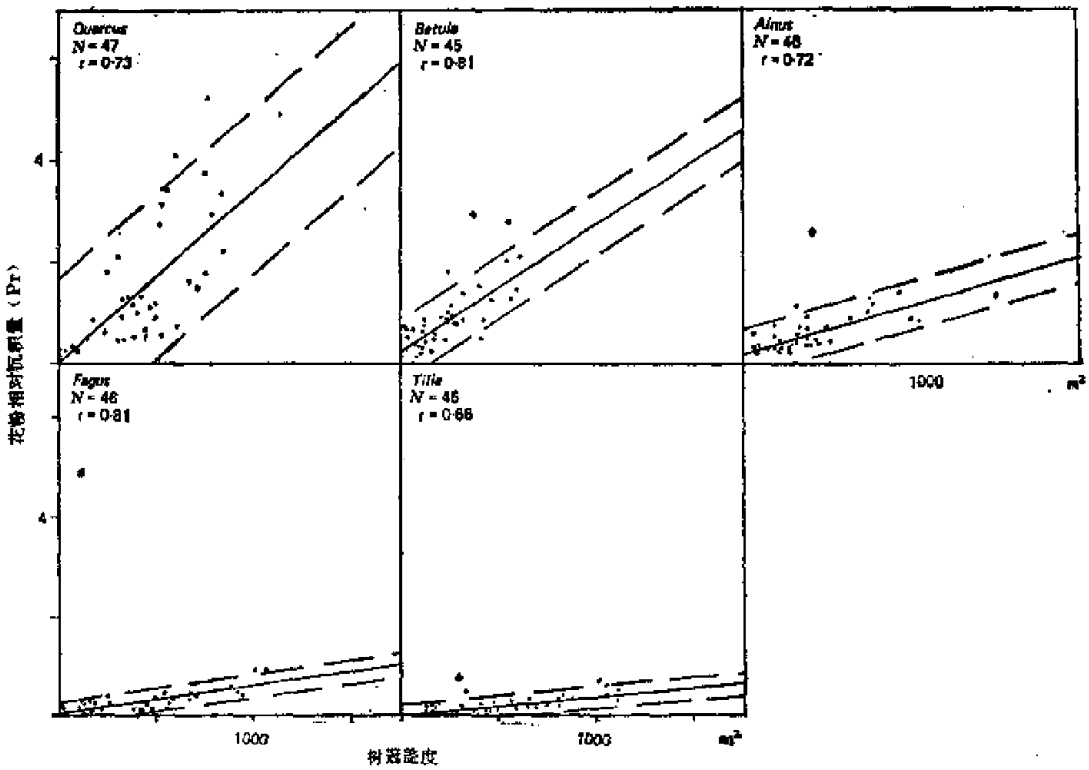


插图 2　丹麦 Draved 森林花粉沉积量与树冠盖度间的关系图

回归直线是以 2 个标准误差为限计算的。p_r：花粉相对沉积量；N：样品数量；r：相关系数

(据 Andersen, 1970)

有线性关系。可以求出每种植物和花粉的相关系数(r)，并可配出回归直线。当回归直线与纵坐标相交时，坐标圆点到相交点的截线即为 $p_{r(0)}$；如果相交点在圆点时，则 $p_{r(0)}=0$，即没有从样点以外进入的花粉。这样可以得到 p_r，a，$p_{r(0)}$，每个林中每种植物的产量因子 p，也可以计算出。为了使各个不同森林中植物的产量因子可以相互比较，Andersen 取山毛榉（*Fagus sylvatica*）的产量因子（P）作为 1（因为这种植物花粉易于鉴定，而且在不同土壤中产量都稳定），并将各种植物的产量因子与之相比较，得到丹麦 Draved 及 Longelse 两个林中的主要植物类型的相对的花粉产量因子。同时计算了它们的 R 值，并与花粉收集器所得花粉的产量因子均列入表中（表 4）。Andersen 用表中所列的产量因子

表 4　丹麦 Draved 和 Longelse 森林苔藓层中的花粉数据

P_{rel} 值为相对产量因子。R_{rel} 值为花粉校正系数。P_{rel} 值为花粉收集器所得产量因子。（据 Anderson 1970，1974）

	P_{rel} 值			R_{rel} 值			P_{rel} 花粉收集器 Draved (Andersen,1974)
	Draved 1	2	Longelse	Draved 1	2	Longelse	
Quercus	5.8	6.0	5.5	4.6	3.8	3.3	3.9
Betula	4.4	4.2	—	4.8	4.6	—	2.4
Alnus	1.9	3.9	—	2.3	3.6	—	5.8
Carpinus	—	—	2.4	—	—	2.5	—
Ulmus	—	—	2.0	—	—	1.7	—
Fagus	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Tilia	0.6	—	—	0.6	—	—	0.9
Fraxinus	—	0.4	0.4	—	0.4	0.5	0.4

校正 Draved 森林从东到西和从南到北两条剖面线上表土中花粉的沉积量，所得结果与植被的百分含量互相吻合（插图 3）。这说明用这类方法所得校正值比较符合实际情况。

插图 4 表明丹麦 Eldrup 森林中山毛榉林和栎林 *Fagus sylvatica-Quercus petraea* 的原始百分含量图式和校正后的百分含量图式有很大的差别。根据校正后的图式看，在冰期后最初松林和桦木林发展（I 带）以后椴属（II 带）在植被中占了优势，而在人类对植被产生干扰后（III 带）山毛榉林（IV 带）逐渐代替了椴属，成为主要植物。但根据原始百分含量图式可以得到很不相同的结论：II 带是以栎属为主，IV 带是以栎林和山毛榉林为主的森林植被。为了得到与实际情况更附合的地质历史时期植被的发展历史，看来有必要采取一些手段来消除花粉百分含量的缺陷。

R 值或其他类型的校正值（下简称 R 值），在应用过程中都产生过一些问题，因而不少孢粉学家也在不断摸索其改进的办法，其中主要的问题是如何采用更好的数学方法来消除不同类群校正值间的相互影响。孢粉学家大致从三个方面来解决这个问题。

第一，R 值的求得不能仅根据一个或少数地点，而要从许多地点中找出规律，要研究不同地点 R 值的变化，将具有相同 R 值地点组合起来；

第二，要求得正确的 R 值，必须考虑 R 值统计学上的特点，采用合适的程序；

第三，不能忽视远距离传播的花粉所产生的影响；寻求合适的程序，求出它们的含量。

现将这三个问题的解决办法简述如下。

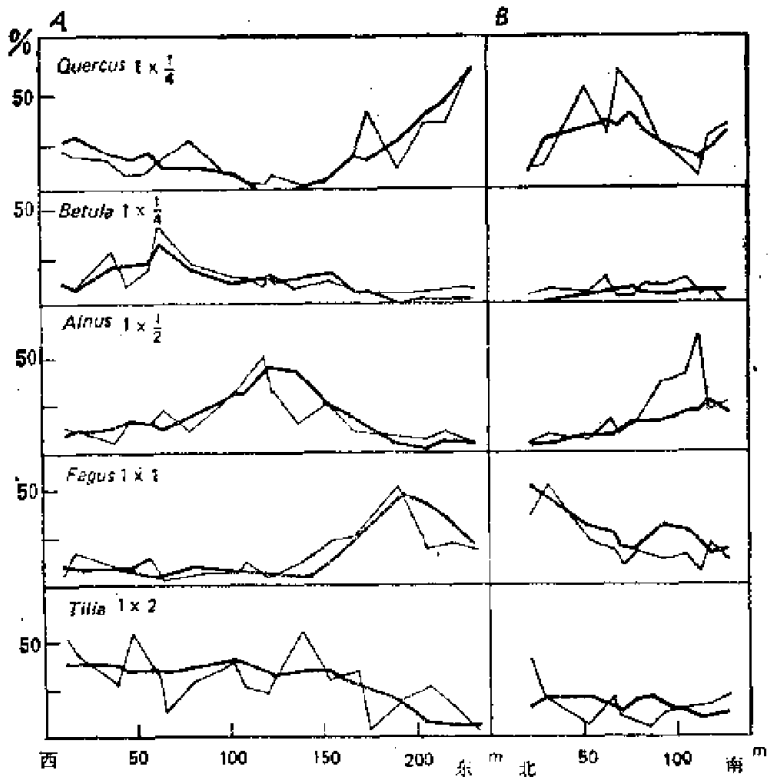


插图 3　植被百分含量与校正后花粉百分含量

沿 Draved 森林 A、B 两条路线的对比图（据 Andersen, 1970）

粗线——30m 为半径的圆周内一种植物的树冠盖度在木本植物总盖度中所占的百分比

细线——校正后的花粉百分含量（在木本植物花粉中）

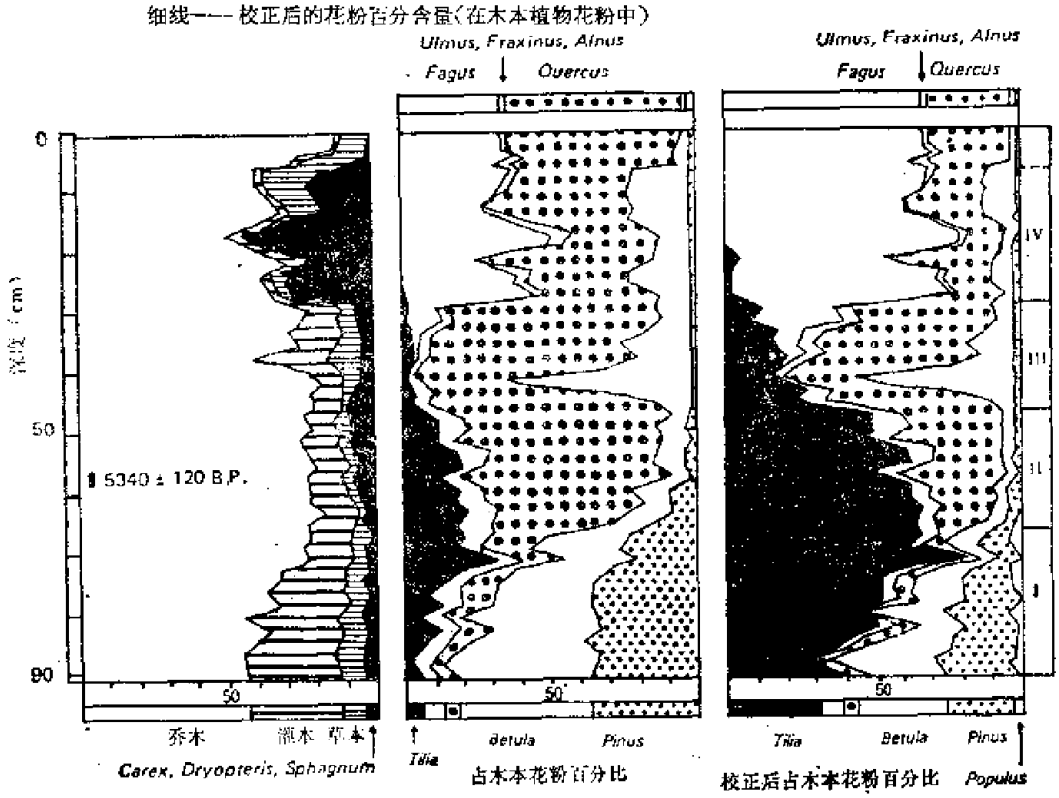


插图 4　丹麦 Eldrup 森林内 *Fagus Sylvatica-Quercus petraea* 林下土壤剖面的百分含量花粉图式及校正后的花粉图式

（取杨属 *Populus* 的校正值为 1）（据 Andersen 1973）

1. 具相同 R 值地点的组合问题

Davis 所作的 R 值，是一种十分简化了的模式。实际上一种植物的 R 值，是随着地点不同而变化的。当然随时间不同也会改变。因而仅根据一个或少数地点所求得 R 值是不确切的。尽管如此，R 值在一个 R 值谱中的比值是不变的，因而要解决这个问题，不是仅研究一种 R 值在各地点的变化，而是研究一个种对另一种 R 值比较的变化，将 R 值标准化。

（1）将 R 值标准化最简单的办法是 Andersen（1970，1973）所采用的。选一种植物，其 R 值接近 1，而且花粉易于鉴定，花粉产量在不同土壤条件及环境下都较稳定。将这种植物的 R 值定为 1，将各种植物的 R 值与这种标准植物的 R 值作比较，就可以得到每种植物的相对 R 值。这样，不同地点的 R 值就可以互相比较。Andersen 采用的是山毛榉（*Fagus sylvatica*）和杨属（*Poplus*）。

（2）Livingstone（1968）提出一个公式来统一 R 值的标准。

假设有 n 个地点，共有 j 种植物，设 $\hat{R}_{jk}$ 是 K 地点，第 i 个种 R 的估算值，j 种 R 的平均值为 $\bar{R}_j = \sum_{j=1}^{m} R_{jk}/n$。

Livingston 将 R 值乘以一个 g_k 地点因子，得到标准的 R 值。$\hat{R}_{(标准)jk} = g_k\hat{R}_{jk}$

则

$$\sum_{j=1}^{r}\left(\frac{g_k\hat{R}_{jk}-\bar{R}_j}{\bar{R}_j}\right)=0$$

这样上式可以改为

$$g_k = t\Big/\sum_{j=1}^{r}(\hat{R}_{jk}/\bar{R}_j)$$

因为 K 点 R 值已知，即可求得 g_k。用 g_k 乘以 R_{jk} 就可得 j 种的标准 R 值。Livingstone 仅作了桦木、松、云杉和冷杉四个属的标准 R 值。

以上两种方法仍然不能完全消除 R 值之间的相互影响。

（3）Parsons 和 Prentice（1981）提出一个用多变量方法来消除 R 值相互之间影响的方法。他们采用了一个地点的整个 R 值谱（所有 R 值之比）作为一个单位，来研究 R 值谱之间的系统变化规律。他们采用了多变量分析中的聚类分析和主成份分析。多变量分析在第四纪花粉学中应用极为广泛（Prentice 1980）。聚类分析是用 R 值谱来对各地点进行比较。通常将 R 值谱作为多维空间（以种的数量来决定多维空间的数量）中的一个矢量，两个 R 值谱之间的相近程度，是根据两个矢量间夹角 θ 的余弦值（$\cos\theta$）来决定。$\cos\theta$ 的值是从零到 1，如 $\cos\theta = 1$ 时，意味着两个 R 值谱完全相似，如 $\cos\theta = 0$ 则完全不相似。根据各矢量间 $\cos\theta$ 值的大小来作出聚类图。主成份分析与聚类分析是互为补充的。在以主成份为坐标轴的空间中，表示 R 值谱的相互关系。因而可以求出在聚类分析所得的同一类样品之间的相互关系。

他们将上述方法应用于 Livingstone（1968）在加拿大的 New Brunswick 和 Nova Scotia 及美国 Maine 等 22 个地点 8 个属的植被与花粉资料，将它们分成数组，每个组具有相近的 R 值谱并求出每种植物的 R 值。可以看到这 22 个点中 14 个地点没有栎属

(*Quercus*) 生长。因而首先分出具有栎属(*Quercus*)和没有它的两大组。在不具 *Quercus* 的一组地点中 R 值谱没有实质性的变化。而在含 *Quercus* 的另一组地点中，由于 *Quercus* 花粉含量之不同，又可分为两个亚组，一亚组为 *Quercus* 含量在 2.5% 以下；另一亚组含量在 0.5% 以下。处于同一组的地点具有相似的 R 值谱。由此例可以看出，相同的 R 值只能用于经研究确认 R 值谱相似的地点。

2. 从多个地点如何求 R 值的问题

(1) Tsukada (1958) 和 Livingstone (1968) 求出一种植物在不同地点 R 值的平均值。由于同一地点 R 值的比是一定的，因此多个地点 R 平均值的比也应不变。然而某个地点的特殊高值或低值，会使 R 平均值受到严重影响而失真。

(2) Andersen (1970) 和 Donner (1972) 将各地点相同植物在植被中含量及花粉含量分别相加求出其平均值。但这个方法不能保持 R 的比值不变，这从表 5 的假设例子可以看出。在未平均前，地点 I 及地点 II 的 $R_A:R_B:R_C = 1:2:5$ 而平均后比值为 1:1.62:3.29，R 值之比值发生变化。因而此方法不能正确反映多个地点植物的正确 R 值。

表 5 植被平均含量与花粉平均含量的 R 值

(据 Parsons 和 Prentice 1981 表 3 中，地点 I，地点 II 的资料计算)

	植被平均百分含量 (表 3 中地点 I，地点 II)	花粉平均含量 (表 3 中地点 I，地点 II)	R 值	$\frac{R_A:R_B:R_C\ R\text{值}}{A\text{种}\ R\text{值}}$
A种	35	16.25	0.46	1
B种	20	15	0.75	1.62
C种	45	68.75	1.53	3.29

(3) Parsons 和 Prentice (1981) 考虑到 R 值在不同地点具有"随机性"的特点，提出采用最大相似值 (Maximum likelihood estimate) 法。一个数量的最大相似值，是指最可能产生这些实测值的一种"基数"，当已知这些实测值的概率分布类型时可以求得。具体说：他们提议为每类地点分别计算出 R 值的最大相似值 L (Parsons 和 Prentice, 1981，计算结果见表 6)，并用来作为该类地点的 R 值谱。实际上，R 值的最大相似值可以看成一种加权的平均值，代表着该类地点最有可能出现的 R 值。由于植被在空间上的不均一性和各种花粉传播能力的差异性，不可能有一套万能的 R 值可以到处适用。因此，首先要用上述主成分分析和聚类分析的方法，使现代不同植被区的许多地点按 R 值谱分成几类，并为各类求出 R 值谱的最大近似值；然后用肉眼比较或者用计算机将所分析的化石花粉谱与分出的几类地点的现代花粉谱进行对比，如果化石花粉谱落在其中某一类的花粉谱的数值变化范围之内，便可采用该类的 R 谱恢复古植被。

然而，严重的问题是外来花粉。既然植被内部并不均匀，我们总是假定某一地点的花粉谱反映了周围某一定面积内的"平均植被"。如果这个面积划大了，有些传播能力差的花粉的分布范围比它小的多，这样花粉谱就失去了对植被的代表性；如果把面积划小了，就必然有传播力强的外来花粉，在该面积内的植被中并无反映，这时，R 值就会成为无穷

大$\left(R=\frac{P}{V},\ V=0\text{时}R\text{为}\infty\right)$，而无法应用；如果外来的花粉在该面积内也有相应植物少量生长，也会使R值大为膨胀而产生失真。这就是R值使用中需要解决的第三个问题。

表 6　主要乔木属 R 值的最大相似估计值及其均方差

(Parsons 和 Prentice, 1981 根据 Livingstone 1968 的资料计算。最大相似估算值是与桦木属 (*Betula*) 比较计算的。最后一行是 Livingstone 所有地点R值的平均值)

	Betula	*Pinus*	*Picea*	*Abies*	*Tsuga*	*Quercus*	*Acer*	*Fagus*
最大相似值								
有栎属生长的地点	(1.0)	1.0 ±0.1	0.16 ±0.01	0.07 ±0.006	0.63 ±0.05	0.72 ±0.08	0.03 ±0.005	0.19 ±0.03
无栎属生长的地点	(1.0)	1.0 ±0.1	0.14 ±0.01	0.03 ±0.005	0.67 ±0.08	−1	0.02 ±0.006	0.31 ±0.05
栎属 >2.5% 的地点	(1.0)	1.4 ±0.1	0.31 ±0.03	0.18 ±0.02	1.4 ±0.2	0.49 ±0.08	0.004 ±0.003	0.17 ±0.04
栎属 <0.5% 的地点	(1.0)	0.85 ±0.10	0.10 ±0.01	0.03 ±0.005	0.17 ±0.04	11 ±1.7	0.05 ±0.008	0.23 ±0.04
Livingstone (1968) 所有的地点	(1.0)	1.4	0.15	0.07	0.96	30	0.02	0.19

3. 如何考虑外来花粉的影响

为了解决、或者至少减轻长距离搬运花粉在花粉谱反映植被中的影响，Kabailene (1969) 首次提出一种巧妙的方法：以产花粉谱的地点为圆心画出一系列同心圆地带，将植被中此种植物按其花粉的传播能力，在每个同心圆带加权，得出一个加权平均植被，这样为每个产花粉谱地点周围所选的植被面积可以扩大。然而，这里为每个带的各种植物加权的依据是一条理论的花粉传播曲线，并没有对具体情况作具体分析。

Parson 和 Prentice (1981) 提出一种“背景模式 (background model)”，实际上是前述 Andersen 公式 $p=P\times a+p_0$ 的改进。他们把 p_0/p 称为 z，认为是某种花粉的“背景百分值” (background pollen percentage)，也就是外来花粉所占该种花粉的百分比；把 Andersen 的 P 称为 α (花粉对植被的代表性系数 representation coefficient)。然后用计算机求出此种花粉的 α 和 z 值的最大相似值 (计算公式见 Parsons 和 Prentice, 1981)。上述北美 22 个地点 8 种花粉的 α、z 最大相似值估算结果如表 7 所列。“背景模式法”由于把外来花粉作为一种背景法提取出来，α 系数可以更好地反映花粉与植被间的关系。另外，对于只有花粉 ($p>0$) 而在植被中没有树冠面积 ($a=0$) 的植物来说，也得到了解决的办法 ($z>0$)。

诚然，“背景模式法”中，z 值的大小可以揭示产花粉谱周围所选植被面积的代表性：如果 z 值太大，说明所选面积过小。但事实上，如果欲使连松属 (*Pinus*) 之类的 z 值也近于零，则必然要选取过大面积，使花粉与植被的关系变得模糊不清。“背景模式法”无非是肯定外来花粉的作用，但无法代替 R 值来校正化石孢粉谱 (Parsons and Prentice 1981)。

表7 Livingstone (1968) 22个地点 a(代表系数)的最大相似估算值，和 z(花粉背景百分值)

(据 Parsons 和 Prentice, 1981)

	Betula	*Pinus*	*Picea*	*Abies*	*Tsuga*	*Quercus*	*Acer*	*Fagus*
$\hat{a}$	(1.0)	0.77	0.05	0.00	0.51	0.06	0.00	0.23
$\hat{z}$(%)	0.0	5.2	13.0	4.9	1.7	3.8	1.6	0.0

除上面所介绍的花粉与植被关系研究的一些基本方面以外，目前孢粉学家采用了许多数学方法试图更好地解决这个问题，如 Parsons 等(1983)主张用最佳分配法则(optimum allocation procedure)的数学模式来修正R值。Webb 等(1981)采用回归分析从花粉百分含量来估算植被的丰富程度。他们作了11种植物的回归参数，以更简单的方式表示植物与花粉之间数量关系的变化。

尽管目前还没有一种既简单又完善的用花粉资料再造古植被的方法，改进R值方法的种种方案也都远非完美无缺。即使这样，使用各类模式对花粉进行校正，以评价地质历史时期的植被总比不加校正较为精确。

三、用花粉资料恢复古环境的方法

在用花粉资料恢复古环境时，必需采用综合手段进行研究，才能得到正确的结论。不仅要结合其他门类化石资料，而且要与非生物学研究结果共同考虑，如研究地点沉积物的岩性及化学特性，地貌特征，稳定同位素等。

目前在孢粉学中主要采用以下二种手段：一是用指示种；二是用转换函数来恢复古环境。

1. 用指示种恢复古环境法

此类方法从本世纪四十年代就开始采用 (Iversen, 1944)。使用这类方法需要有个体生态学的知识，对控制植物分布的气候因素应有充分的了解。Iversen (1944)在他的经典工作中研究了冬青 (*Ilex aquifolium*)、*Hedra helix* 和槲寄生 (*Viscum album*) 正常分布区中最冷月和最热月的温度界线插图5中表示这三种植物都生长于它们曲线的左下侧的温度范围内，超出此范围(左上侧)则不能结实。冬青最适于海洋性气候，能经受夏季的低气温，但不能适应冬季的低气温。槲寄生最适应大陆性的夏季高温和冬季相对低温。因而它们作为气候的指示种很相宜，Iversen 利用它们来恢复丹麦晚冰期的环境。根据三种植物花粉的出现及百分含量，大致得出大西洋期"1"，亚北方期"2"和到亚大西洋期至今日"3"气候的变化：从大西洋期气温开始升高，到亚北方期夏季则较现在高2—3℃，从亚大西洋期开始气温下降，海洋性气候条件加强直到今日。

Churchill (1968) 采用了与 Iversen 相似的方法用于研究澳大利亚5000年以来的气候变化。桉树 (*Eucalyptus*) 是澳大利亚重要树种。它们的分布区受最干月和最湿月降雨量的控制(插图6)，与温度高低关系不大。*E. calophylla* 和 *E. marginata* 有着相似的对干湿度的要求，都耐干旱，而 *E. diversicolor* 要求较高的湿度条件。Churchill 用 *E. dive-*

rsicolor 与 *E. callophylla* 之比值来指示湿度，如果比值增加，则表示湿度升高，反之亦然。据此，Churchill 作出的推断是到 5000 年前湿度相对较高；从 5000 年—2500 年前气候变干，在 3100 年前最干；从 2500—1400 年前又变得较湿润；以后到 700 年前这一段又变干；从 700 年前至今气候又变为潮湿。

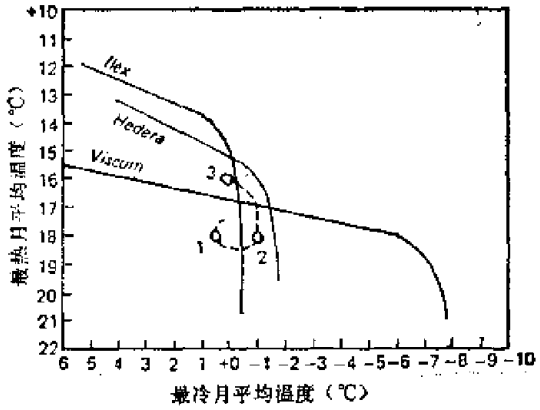


插图 5 *Ilex aquifolium*、*Hedera helix* *Viscum album* 分布的气候范围，以及根据三种化石花粉及其百分含量得到的丹麦从大西洋期“1”通过亚北方期“2”到今日“3”气候大致的变化

Grichuk (1969) 用指示种方法恢复 5500 年以来北半球的气候变化。他用了四属植物：榆、栎木、云杉和杨梅属，将这四种植物在各地生长时的一月份的平均温度和七月份的平均温度划在坐标上得到它们各自分布的温度范围。这四个属同时能生长的温度，即四个分布范围叠加后相互重叠部分（插图 7），就可以指示四个属同时存在的花粉谱所代表的最高和最低的气温条件：一月份的最低温度大致为 -4° 左右，七月份的平均温度为 17℃ 左右。

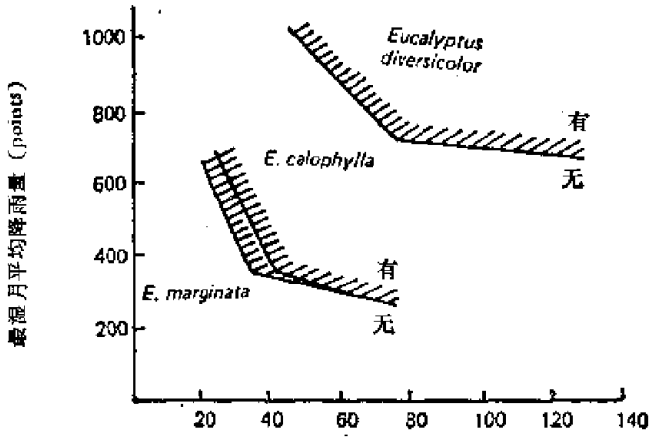


插图 6 *E. calophylla*、*E. marginata* 和 *E. diversicolor* 在澳大利亚生长要求的最湿月及最干月降雨量的极限

（据 Churchill, 1968）*point = 0.0148 吋

用指示种方法来恢复古环境的缺点是，仅能使用少数几个控制环境的因子，而且也只能利用少数几个分类群。但是此方法较为简单，可以广为利用。此方法虽然历史较久，而且在文献中经常出现，但我国第四纪孢粉工作者并不很熟悉，因而加以简单介绍。

约十余年前出现一种新的方法，可利用整个花粉组合的所有信息及控制环境的许多参数，得到甚为详细的古环境数据。这就是下面要介绍的方法。

2. 用转换函数恢复古环境法

此研究方法是由 Webb 和 Bryson 1972 年首次提出的，其实质是利用多变量分析找

出现代表土中花粉资料与气候参数之间的转换函数，然后通过转换函数将化石孢粉资料直接转换为气候的定量估算值。其关系可用以下公式表示：

$$PB = C$$

P 代表花粉数据；C 代表气候的估算值；B 代表转换函数。

转换函数是将现代花粉数据与相应的气候参数通过典型相关分析（Canonical correlation analysis）而取得的。计算中所采用的原理及公式见 Webb 和 Bryson(1972) 一文中的附录，运算工作是在电子计算机上进行的，本文不作详细介绍。这里仅介绍主要工作步骤，以便读者对此方法有一概括的了解。

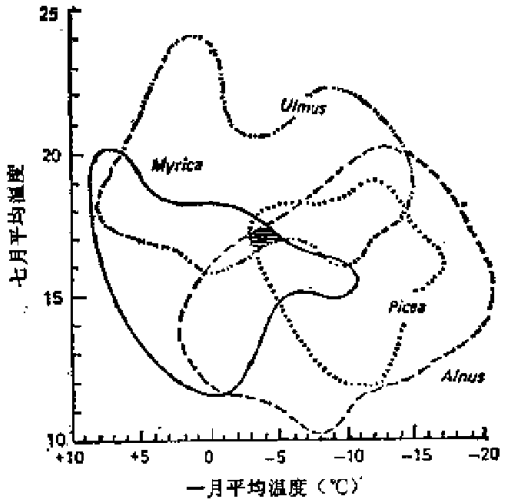


插图 7　北半球榆、云杉、桤木、杨梅属分布的气温范围，中部四个分布范围叠加重复区（横线表示的）可以指示有四属存在的花粉谱所反映的温度条件

（据 Grichuk, 1969）

此项工作所需的基本资料有三类。一类是现代表土中的花粉资料。Webb 等人在美国中西部的北区用了 73 个表土花粉资料，其中大多数为湖底水下表土，并将同一地区的样品分为两套分别处理，一套用作正式计算，另一套用来检验其结果的正确性、代表性。在最终的分析中共采用了八个属的花粉参数，即松（*Pinus*），云杉（*Picea*），桦木（*Betula*），栎（*Quercus*），槭（*Acer*），山核桃（*Carya*），和胡桃（*Juglans*）等属。另一类数据为环境参数，即现代表土产地的气候条件，以三套参数来表示：1）五种影响本地的气团每年在该地停留的时间长短，以月为单位计算：即热带海洋，极地回返，南太平洋，北太平洋和极地五种气团；2）五种气团在七月份出现的频率（%）；3）影响植物生长的气候参数，如七月份平均温度、生长季节的雨量、日照时间、降雪、湿度压（降雨量减蒸发量）等共七种数据。最后一类数据是地层剖面中的化石花粉资料。有了这些数据后就可对它们进行处理和运算，这基本可以分为两大步骤。

第一、从现代花粉资料求得转换函数，这又可分为几步进行。

（1）数据标准化　在进行典型相关分析之前所有现代花粉及气候数据都要与标准差作比较，进行标准化。数据标准化的目的在于消除不同参数绝对数值的过大差别（特别的气候参数，降雨量和温度的绝对值相差过大），避免遮盖其他参数所产生的信息；

（2）对标准化了的花粉数据和气候数据逐套进行典型相关分析，求出各自的典型变量（Canonical variates）。为了计算转换函数，不能将所有的典型变量都用上，而仅使用其中有意义的典型变量。为此，将前述本区两套样品分别算出典型变量，只有包含较多气候信息，而且在两套样品的分析结果中相互一致的典型变量才有意义，而其余的可以舍去。例如，气候参数中五种气团的停留期数值，仅取两项典型变量；影响植物生长的七种气候参数中，需三项典型变量；

（3）从花粉与气候有意义的典型变量中，求得典型回归系数，这就是转换函数。为了读者了解转换函数表现的形式，所得的结果列于表 8 中。

表 8　北美中西部现代花粉产地的花粉与环境的典型回归参数(即转换函数)

(据 Webb 和 Bryson, 1972)

独立变量	非独立变量								
	Pinus	*Picea*	*Betula*	*Quercus*	*Acer*	*Carya*	*Juglans*	Chenopodiaceae	Latitude
气候标准化参数									
降雨量	.54	.78	.41	.40	.11	−.02	−.07	−.20	−.64
生长期降雨量	.46	.43	.17	.34	.04	.06	−.08	−.06	−1.24
日度(>42°F)	.02	−.20	−.15	.02	−.05	.07	.03	.09	−.17
日照时数	−.42	−.87	−.17	−.37	−.16	−.01	−.06	−.22	−.26
降雪量	.46	.82	.27	.38	.13	−.00	.01	.04	−.13
生长期	−.01	−.22	−.16	−.01	−.05	.07	−.02	.08	−.61
温度(℃)	−.13	−.41	−.23	−.11	−.08	.06	.01	.09	−.46
气团滞留时间									
热带海洋气团	.07	.06	.21	.32	.21	−.09	.20	.36	−.53
极地迴返气团	.05	.10	.15	.40	.18	−.04	.15	.40	−.60
南太平洋气团	1.64	−1.95	−.68	−1.77	−.62	−.14	−.14	−1.95	−.20
北太平洋气团	.41	.50	.04	.26	.03	.10	−.10	.29	.43
极地气团	.63	.76	.13	.50	.10	.12	−.09	.55	47
七月份气团出现频率									
热带海洋气团	.34	.26	.10	.68	.24	.05	.30	.75	−.31
热带大陆气团	.40	.35	.13	.74	.26	.07	.29	.80	−.26
南太平洋气团	−.93	−1.36	−.40	−1.09	−.43	−.19	−.07	−1.03	−.41
北太平洋气团	.26	.53	.14	.14	.07	.06	−.14	.07	.39
极地气团	.73	1.10	.32	.82	.32	.15	.02	.75	.39

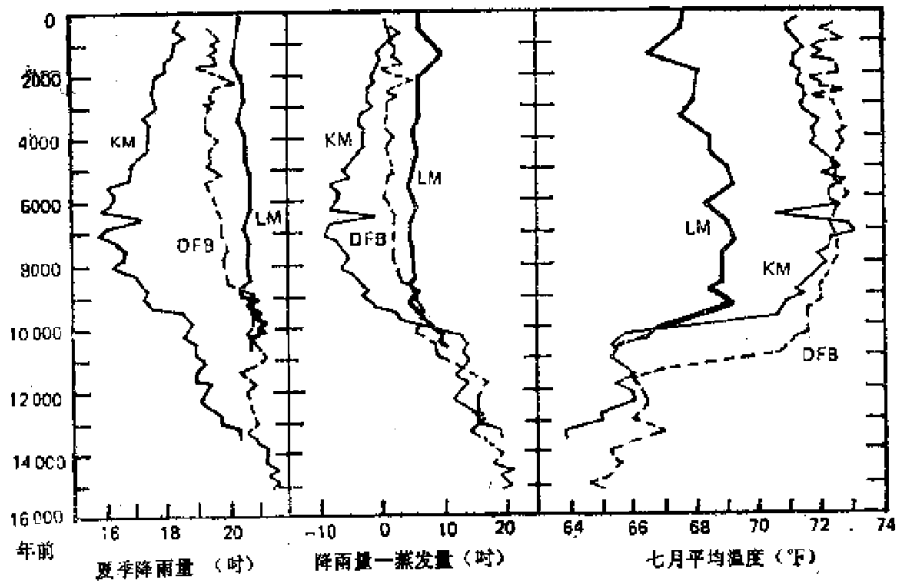


插图 8　16000 年以来植物生长期的降水量,降水量与蒸发量之差及七月份平均温度曲线

(利用转换函数所得。KM. DFB. LM 为三个不同地点)

(据 Webb 和 Bryson, 1972)

第二、用转换函数从化石花粉求得气候值。Webb 和 Bryson 用了三个钻孔的花粉资料：明内苏达州的 Kirchner 沼泽（KM）(位置接近于草原与落叶林之间的交界处)，威

斯康星州中部的 Disterhaft Farm 沼泽（DFB）（位于落叶林与针叶-硬叶林交界处），威斯康星州北部的 Mary 湖（LM）（位于针叶-硬叶林交界处）。选三个地点，不仅易于验证转换函数的正确性，而且不同地点可以验证太平洋气团是否在西部更占优势，极地气团是否在北部更占优势等。

可通过以下三个步骤来求气候值：

（1）首先将化石花粉数据标准化。所用的方法与上面介绍的相同；

（2）再用转换函数从标准化的花粉数据中求得气候条件的标准化数值；

（3）最后从气候的标准数值中求得气候的绝对值，并加以相应的单位，如毫米，度，或天等。将所得结果列成表，并作出美国中西部北区 16,000 年以来各类气团、温度、降雨量等的定量变化曲线（插图 8）。根据这些数据及曲线解释气候的演变。

四、 现代表土中花粉的研究

从前几章的介绍中可以看到，沉积时期植被及环境的再造，都是以现代花粉与植被及环境之间关系的研究为基础的，而这些研究又都是通过林下表土，湖盆或沼泽的表层沉积物或者花粉收集器中的花粉分析来实现的。因而有必要将这个方法加以简单介绍。

1. 样品的采集

（1）林下取样　可以采集表土层的土样，但最好是用苔藓样。苔藓象一个天然花粉收集器，能吸附空气和水中降落下来的花粉。在采集时要注意苔藓的面积，可根据需要取 $5\times5cm^2$，$10\times10cm^2$ 或者 $20\times20cm^2$ 等样，将苔藓上所含的花粉冲洗到烧杯中，经过处理就可以鉴定统计。这样所得样品不能计算花粉沉积率，因为苔藓是多年生长的，目前无法测定生长年代，而且生长时由一点逐渐扩大面积，因而所采的一块苔藓不一定是同一年龄的。但是用苔藓样品可以计算花粉浓度，即每平方厘米花粉的数量。

（2）湖盆中取样　在研究晚更新世植被历史时，取湖中钻孔样品分析，往往会取得较好的结果，因而研究湖盆周围植被与水下表层土中花粉的关系，对计算地质历史时期的植被非常重要。湖盆表层样品，就指水和沉积物界面间的淤泥。因此经常用的是冰冻取样。将一个装干冰的圆形铝制管取样器放入水底，界面上的水及沉积物就迅速冻结在管壁周围，形成一个 1—1.5cm 厚的环形样。取样器出水后，可将冻结在管壁上界面上下各 1cm 左右的水及沉积物剥取下来，进行花粉分析。用此法采集的样品，可以十分确切地知道样品在湖下表层的位置及厚度。但是干冰价格很高，而且难以保存，故目前在我国孢粉分析中还难以应用。

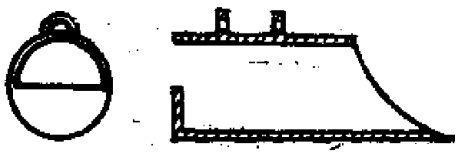


插图 9　铲形取样器
a. 侧面观；b. 侧面观，上半部为出水口，总长约 25cm，直径 10cm

笔者和吴玉书同志于 1983 年在云南滇池中使用由 J. Hope 设计的铲形取样器取样（图 9）。这种取样器用厚钢管制成，采样时应使用速度较快的汽艇，用绳子将铲形取样器轻轻放入湖底表面，快速开动汽艇，同时两个取样者各牵一条绳与汽艇前进相同的方向迅速拉动取样器，取样器擦水底表面而过，捕捞起表层沉积物，多余的水从铲形取样器尾部

的出水口流出。用这种方法采集的表层沉积远没有冰冻取样法准确，但使用得当，一般总能取到厚度为 3cm 左右的样品。湖底所取得的样品因含大量水分无法测得确切体积，在处理时可先将样品烘干，称沉积物的干重量分析，以求得花粉浓度(粒数·克$^{-1}$)或者将湿样品置于有刻度的试管内离心 1—2 分钟，倒出多余的水分，试管刻度可测量湿样品的体积。这样可求得每 cm^3 样品中花粉的粒数。当沉积速率得知后，就可求出花粉沉积率，在湖底采样时应注意记录离岸距离，水的深度，地形、水生植物等情况。

(3) *花粉收集器取样*　用花粉收集器来收集空气或水中降落的花粉，能确切地求得花粉沉积率。目前国际上常用的有奥德费收集器 (Oldfield trap)、陶奔收集器(Tauber trap)、赛丝通收集器 (Seston trap) 等。奥德费收集器主要放置于森林中；陶奔收集器可放置于森林中，也可浮在水面上；赛丝通收集器可置于湖下不同水深处，以了解花粉在水中下落情况。各类收集器的结构可见"云南晚更新世孢粉研究野外工作方法[1]。"

花粉沉积率可用以下公式计算

$$D = \frac{n}{\pi R^2} \div y$$ 单位为每平方厘米年花粉数。

D 花粉沉积率。

n 花粉收集器内全部的花粉数量。

R 花粉收集器的半径。

y 花粉收集器置放的年数。

n 的数量可参阅花粉浓度计算公式计算(但不用除以 H)。

2. 植被测定

在表土采样点周围需作植被测定，以求得花粉与植被之间关系。通常在孢粉分析中所采用的有以下几种方法：

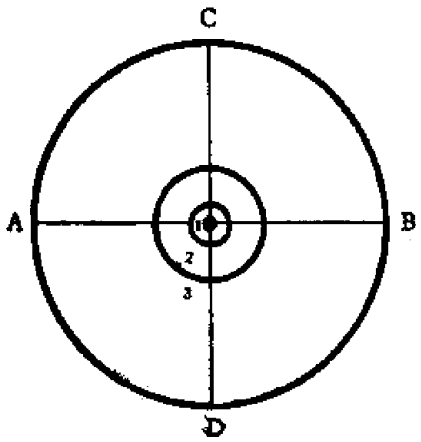


插图 10　四块植被测量法示意图
AB，CD 为假想的两条垂直线，将样方划分为四块　●采样点；1 距样点 0—10 m；2 距样点 10m—1km；3. 距样点 1—10km。(距离未按比例绘制)。

(1) *盖度*　盖度是指所研究的各种植物个体，在地上部分垂直投影所占地面的比例，以百分含量表示。由于不同种的重复覆盖，一个地段的总盖度可以超过 100%。尽管如此，计算时将总盖度作为一百，求出每种植物的盖度百分比(李普曼等，1980)。

(2) *基面积*　基面积是指在植物一定高度上，茎面积的总和。通常是在 1.3m 高处测量树茎的直径、周长、计算出面积，将同一种植物的树茎面积相加就得出该植物的基面积。将同一样方中所测得的几种基面积作为一百，再求得每种植物的基面积的百分比。

以上两种测定法通常用以样点为中心，30m 为半径圆周内的面积。

1) 载于"中国-澳大利亚第四纪合作研究论文摘要"中国科学院 1984。南京。

(3) Walker 四块测量法　以样点为中心，以假想的两条垂直的直径将样地划分为四块相等的扇形面积，从样点中心开始以 0—10m，10m—1km，1km—10km 为半径假想划几个同心圆(插图 10)来测量植被。测量时取样点内的主要树种，以树的棵树为单位，划分为三个等级，I 级零棵，II 级 1—10 棵，三级 10—100 棵。在四块扇形面积内，按离样点不同的距离进行测量，按等级记录。这种方法不仅较为简便，而且可以了解花粉不同距离的传播数据。

(4) 湖盆周围植被测定　在湖盆内采集水下表土时，可在湖盆周围的 5—30km 内作植被测定。湖盆大，则测定的植被范围也需相应增大。在大面积的植被测定中，如果当地有较详细的植被图，可利用植被图。但目前我国许多地区还没有可利用的植被图及资料，在此情况下可以用卫星图片辨读并结合实地重点地段的调查得到植被资料。也可以在需测定的范围内选择几类有代表性的地段来测定，如不同坡向，不同的排水条件等。

参　考　文　献

李普曼，S. B. 等，1980，植物生态学方法。科学出版社。

Andersen, S. T., 1970, The relative pollen productivity and representation of North European trees, and correction for tree pollen spectra. *Danm. Geol. Unders.*, Ser. II, 96, 99.

————, 1973, The differential pollen productivity of trees and its significance for the interpretation of a pollen diagram from a forested region. In Quaternary Plant Ecology (H. J. B. Birks and R. G. West eds.). Blackwell.

————, 1974, Wind conditions and pollen deposition in a mixed deciduous forest. II. Seasonal and annual pollen deposition 1967—1972. *Grana*, 14, 64—77.

Benninghoff, W. S., 1962, Calculation of pollen and spore density in sediments by addition of exotic pollen in known quantities. *Pollen Spores*, 4, 332—333.

Birks, H. J. B., 1976, Late-Wisconsinan vegetational history at Wolf Creek, Central Minnesota. *Ecol. Monogr.*, 46, 395—429.

———— and Birks, H. H., 1980, Quaternary Palaeoccology. Edward Arnold.

Bonny, A. P. 1972, A method for determining absolute pollen frequencies in lake sediments. *New Phytol.*, 71, 391—403.

Borowik-Dabrowska, M. and Dabrowski, M. J., 1972, Absolute pollen concentration. *L'Acad. Sci. Polon.*, 20, 129—132.

Brubaker, L. B., 1975, Post-glacial forest patterns associated with till and outwash in Northcentral Upper Michigan. *Quat. Res.*, 5, 499—527.

Carrara, P. E., Mode, W. N., Rubin, M. and Robinson S. W., 1984, Deglaciation and Postglacial timberline in the San Juan Mountain, Colorado. *Quat. Res.*, 21, 42—55.

Churchill, D. M., 1968, The distribution and prehistory of *Eucalyptus diversicolor* F. Muell., *E. marginata* Donn ex Sm., and *E. calophylla* R. Br. in relation to rainfall. *Aust. J. Bot.*, 16, 125—151.

Davis, M. B., 1963, On the theory of pollen analysis. *Am. J. Sci.*, 261, 897—912.

————, 1965, A method for determination of absolute pollen frequency. In *Handbook of Paleontological Techniques* (B. Kummel and D. M. Raup eds.). W. H. Freeman.

————, 1967, Pollen accumulation rates at Rogers Lake, Connecticut, during late-and post-glacial time. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 2, 219—30.

————, 1968, Pollen grains in lake sediments: Redeposition caused by seasonal water circulation. *Science*, 162, 796—799.

————, 1969, Palynology and environmental history during the Quaternary Period. *Amer. Sci.*, 57, 317—332.

————, 1973, Redeposition of pollen grains in lake sediment. *Limnol. Ocean.*, 18, 44—52.

————, 1976, Pleistocene biogeography of temperate deciduous forest. *Geoscience and Man*, 13, 13—26.

Davis, M. B., and Deevey, E. S., 1964, Pollen accumulation rates: estimates from Late-glacial sediment of Rogers Lake, *Science*, 145, 1293—1295.

Davis, M. B., Brubaker, L. B. and Webb, T., 1973, Calibration of pollen influx. In Quaternary Plant Ecology

(H. J. B. Birks and R. G. West eds.), Blackwell.

Davis R. B., Bradstreet, T. E., Stuckenrath, A. and Borns, H. W., 1975, Vegetation and associated environments during the past 14000 years near Moulton Pond, Maine. *Quat. Res.*, **5**, 435—465.

Davis, M. B., Moeller, R. E. and Ford, J., 1984, Sedimentation focusing and pollen influx in lake sediments and environmental history. (E. Y. Haworth and J. W. G., Lund eds.). Leicester University Press. 261—294.

Donner, A. P., 1972, A method for determining absolute pollen frequencies in lake sediments. *New Phytol.*, **71**, 391—403.

Faegri, K., 1947, Heterodokse tanker om pollenanalysen. *Geol. För. Stockholm Förh.*, **15**, 135—140.

Faegri, K. and Iversen, J., 1975, Textbook of pollen analysis (3rd edition). Blackwell.

Green, D. G., 1981: Time series and post-glacial forest ecology. *Quat.. Res.*, **15**, 265—277.

Grichuk, V. P., 1969, An attempt to reconstruct certain elements of the climate of the Northern Hemisphere in the Atlantic period of the Holocene. In Golotsen (M. I. Neishtadt ed.) Izd-vó Nauka, Moscow.

Hauser, C. J., 1984. Lateglacial-Holocene climate of lake district of Chile. *Quat. Res.*, **22**, 77—90.

Hesselman, H., 1916. In: Mötet den 2 november 1916. *För. Stockholm Förh.* **38**, 390—392.

Hyvärinen, H., 1975, Absolute and relative pollen diagrams from northernmost Fennoscandia. *Fennia*, **142**, 23.

Hyvärinen, H., 1976, Flandrian pollen deposition rates and tree-line history in northern Fennoscandia. *Boreas*, **5**, 163—175.

Iversen, J., 1944, *Viscum, Hedera*, and *Ilex* as climate indicators. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* **66**, 463—483.

————, 1947, In: Nordiskt Kvärtärgeologiskt möde den 5—9 november 1945. *Geol. För. Stockholm Förh.*, **69**, 241—242.

Jørgensen, S., 1967, A method of absolute pollen counting. *New Phytol.*, **66**, 489—493.

Kabailene, M. V., 1969, Formirovaie pyl'tsevykh spektrov i metody vosstanovleniya paleorastitel'nosti. *Minist. Geol. SSSR Inst. Geol.* (Vil'nyus) Tr., **11**, 1—148.

Laws, R. A., 1983, Preparing strewn slides for quantitative microscopical analysis: A test using calibrated microspheres. *Micropalaeontology*, **29**, 60—65.

Livingstone, D. A., 1968, Some interstadial and post glacial pollen diagrams from Eastern Canada. *Ecol. Monogr.*, **38**, 87—125.

Maher, L. J., 1972, Absolute pollen diagram of Redrock Lake, Boulder County, Colorado. *Quat. Res.*, **2**, 531—553.

————, 1977, Palynological studies in the Western arm of Lake Superior. *Quat. Res.*, **7**, 14—44.

————, 1981, Statistics of concentration measurements employing samples spiked with marker grains. *Rev. Paleobot. Palynol.*, **32**, 153—191.

Matthews, J., 1969, The assessment of a method for the determination of absolute pollen frequencies. *New Phytol.* **68**, 161—166.

Moore, T. C., 1973, Method of randomly distributing grains for microscopic examination. *Jour. Sediment. Petrol.*, **43**, 904—906.

Moore, P. D. and Webb, J. A., 1978, An illustrated guide to pollen analysis. Hodder & Stoughton, London.

Parsons, R. W. and Prentice, I. C., 1981, Statistical approaches to R-values and the pollen-vegetation relationship. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **32**, 127—152.

Parsons, R. W., Gordon, A. D. and Prentice, I. C., 1983, Statistical uncertainty in forest composition estimates obtained from fossil pollen spectra via the R-value. *Rev. Paleobot. Palynol.*, **40**, 177—189.

Pennington, W., 1973, Absolute pollen frequencies in the sediments of lakes of different morphometry. In Quaternary Plant Ecology (H. J. B. Birks and R. G. West eds.), Blackwell.

————, 1975, The effect of Neolithic man on the environment of north-west England: the use of absolute pollen diagram. In Effect of man on the landscape: The Highland zone (J. G. Evans, S. Limbrey and H. Cleere eds.). Council for British Archaeology.

Post, L., 1916, Om skogsträdpollen i sydsovenska torfmosslagerföljder. *Geol. Forën, Stockh. Förh.* **38**, 1—384.

Prentice, I. C., 1980, Multidimensional scaling as a research tool in Quaternary pollen analysis: a review of theory and methods. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **31**, 71—104.

Stockmarr, J., 1971, Tablets with spores used in absolute pollen analysis: *Pollen Spores*, **13**, 615—621.

Tsukada, M., 1958, Untersuchungen über des Verhaltnis zwischen dem Pollengehalt der Oberfiachenproben und der vegetation des Hochlandes Shiga. *J. Inst. Polytechn.*, Osaka City Univ., D, **9**, 217—234.

Walker, D., 1982, Vegetation's fourth dimension. *New Physol.*, **90**, 419—429.

Walker, D. and Wilson, S. R., 1978, A statistical alternative to the zoning of pollen diagram. *J. Biogeogr.*, **5**, 1—21.

Walker, D. and Pittelkow, Y., 1981, Some application of the independent treatment of taxa in pollen analysis. *J. Biogragr.*, 8, 37—51.

Webb III, T. and Bryson, R. A., 1972, Late and postglacial climate change in the Northern Midwest, USA: Quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis. *Quat. Res.*, 2, 70—115.

Webb III, T., Howe, S. E., Bradshaw, R. H. W. and Heide, K. M., 1981, Estimating plant abundances from pollen percentages: The use of regression analysis. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 34, 272—300.