第 4 章 湖泊沉积年代学研究与主要方法

古湖泊学通过湖泊沉积物进行环境变化研究必须建立在可靠的年代学基础上，以便进行区域的乃至全球的联系和对比，以获得区域和全球环境变化的内在联系，探讨驱动机制。

适用于湖泊沉积年代测定的方法很多，每种方法都具有某些特点和长处，但同时也存在一定局限性。概括起来可以包括两个大类的定年方法：一类是能给出绝对年龄值的方法，包括利用放射性核素的衰变、裂变等原理、已知初始年龄的纹层计数和历史档案及考古记录的事件等，均能给出沉积物的数值年龄；另一类是相对年龄值的方法，通过与已知年龄的样品、剖面相对比后估算的年龄值，如磁性地层、气候地层、氧同位素地层等。

4.1 ^{14}C 年代学

4.1.1 ^{14}C 测年的基本原理

^{14}C测年的基本原理是由Willard F.Libby教授和他的研究小组在1949年首先发现的(Libby, 1952)。也正是由于“他在考古、地质、地球物理和其它学科中使用碳-14来确定年代的方法”，Libby教授于1960年获得诺贝尔化学奖。

碳的同位素有：^{10}C，^{11}C，^{12}C，^{13}C，^{14}C和^{15}C，其中^{12}C和^{13}C是稳定同位素，各占C总量的98.892％和1.108％；^{10}C，^{11}C和^{15}C是人工核反应产物，半衰期很短，分别为19.151s，20.34s，2.46s，不可能在自然界久留。^{14}C是大气圈中通过宇宙射线中的次生中子与^{14}N核相互作用形成的。^{14}C通过β衰变（释放β粒子），转变为稳定的^{14}N，^{14}C的平均寿命有8270年左右，在古老的含碳岩石中不能保留自然形成的^{14}C，但在大气中不能迅速消失，而会存在一定量的^{14}C。 ^{14}C在大气中形成后，氧化成CO_2，然后进入水圈和生物圈进入海水、地下水；光合作用进入植物体，通过食物链进入动物体。在生物的生命过程中其所吸收的碳会与他生活的环境（大气、海水或者淡水）达到同位素平衡，生物死亡后，吸收碳的过程中止，但有机组织中的^{14}C衰变仍在继续，放射性碳的“计时”功能便开始了。

^{14}C年代学基于下列三个假设：（1）几万年以来，宇宙射线的强度不变，^{14}C的生成和衰变达到动态平衡，各交换储存库中的^{14}C浓度不变；（2）^{14}C在各个储存库中的分布均匀，它们之间的交换循环也达到动态平衡，^{14}C初始放射性比度不随时间，地点和物质而变；（3）含碳样品脱离交换储存库以后，^{14}C的浓度（放射性比度）随时间而自然衰变。因此，借助于^{14}C的半衰期，对比样品剩余的放射性碳与现今生存的同类样品（现代参照标准）相比较，获得样品中^{14}C的减少量，就可以计算出样品的绝对年龄。

计算^{14}C年代（T）公式如下：

$$T=\tau \ln A_0/A$$

式中A_0为样品处于交换平衡状态的^{14}C放射性活度；A为样品残留的^{14}C放射性活度；$\tau=T_{1/2}/\ln 2$为^{14}C的平均寿命，$T_{1/2}$为^{14}C半衰期。

^{14}C半衰期经Libby（1952）测定为5568±30年，后经Polach和Golson（1968）校正为5730±40

年。然而，由于^{14}C相对较短的半衰期，测年范围只能局限在40,000年以来。另外，由于测量的误差、大气^{14}C浓度的变化、化石燃料的利用（产生“老”CO_2）以及核武器试验（增加^{14}C的产生）等不确定性原因，^{14}C技术还很难运用于近几百年的沉积物年代测定。对于近几百年的年轻沉积物的年代确定，人们往往通过^{210}Pb和^{137}Cs等方法来作为补充。

湖泊沉积物通常含有一定量的有机碳，分别来自陆生或湖泊自生的植物或动物，因此非常适宜于^{14}C定年。^{14}C测年技术发现以来无数的湖泊沉积年代序列已经建立起来，为区域和全球的环境变化对比研究，也为全球环境变化的驱动机制研究提供了基础。

4.1.2 ^{14}C 测年的基本方法

^{14}C测定年代的方法一经宣布就得到了普遍重视和应用，测定方法也随着需求的增加而快速发展，基本的方法可以分为衰变计数法和原子计数法（仇士华 等，1990）。

4.1.2.1 衰变计数法

本方法是通过探测^{14}C原子衰变过程中放出的β粒子，来计算^{14}C的含量从而计算年代的方法。根据测量样品形式的不同，又可分为固体计数法、气体计数法和液体闪烁计数法。

固体计数法是将各种样品的碳加O_2燃烧生成CO_2，用镁粉还原成碳粉后，用屏栅盖革计数管测量。这一方法是在^{14}C定年方法发现的初期被应用，由于样品本身的β粒子自吸收严重，探测效率非常低，仅为5％左右。制得的碳粉又具有极强的吸附作用，能吸附它周围的各种杂质，而且不易纯化，因此该方法很快被淘汰。

气体计数法即将样品碳转化为气态物质，充入正比计数管测量。用正比计数管计数的气体必须具备以下特征（1）气体稳定；（2）对计数管无腐蚀；（3）有较多的碳原子，计数性能好；（4）能充高气压以提高测定年限；（5）制备方便等，通常采用的气体包括CO_2，C_2H_2和CH_4等。气体计数法没有样品自吸收，探测效率接近100％。其优点：选择不同的气体可扬长避短，样品碳转化为CO_2非常方便，且可以充高压；主要不足是CO_2比碳氢化合物更容易吸附负电性气体，影响计数性能，其次对气体的纯度要求非常高，纯化操作复杂。此外C_2H_2和CH_4受负电性气体影响较小，但制备过程相对复杂，另外与CO_2气体作比较不宜充高压等困难。

液体计数法是由于利用液体闪烁计数器闪烁液进行β粒子放射计数，因而含碳的液态物质要能溶解闪烁体。经过多年的摸索，1959年开始把苯作为良好的闪烁体溶剂使用于液体^{14}C年代学方法逐渐成熟、完善和普及。苯的化学制备过程包括以下几个步骤：

（1）将样品碳转化为CO_2，并纯化。有机样品通过过量氧气，高温燃烧生成CO_2；无机样品加盐酸反应生成CO_2。

（2）碳化物制备。将生成的CO_2与金属Li（或者Ca、Sr）高温下合成Li_2C_2。

（3）C_2H_2制备与纯化。Li_2C_2水解产生C_2H_2，并纯化。

（4）催化剂制苯。 将C_2H_2通过催化剂，合成苯。

液体闪烁计数法的样品制备原理是统一的，但装置和途径各实验室略有差异，中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊科学与环境国家重点实验室的制备过程和装置简要介绍如下：

1. 有机碳样品

（1）将样品置于 1000ml 烧杯中，加 5％盐酸去除无机碳，不定时搅拌，24～36h 后清洗样品至中性，并<80℃低温烘干。

（2)除去无机碳并烘干的样品。将样品置于 1 号反应罐内，通过过量氧气，加温至 650℃，将有机质转化为 CO_2 气体。

（3）先使反应产生的气体通过 $CuSO_4$ 和 K_2CrO_7 - H_2SO_4 溶液，去除 SO_2 及其它氧化物和其它杂质气体，再以浓氨水吸收 CO_2。

（4）在吸收有 CO_2 的氨水溶液中加入过量 $CaCl_2$，过滤获取 $CaCO_3$。

（5）烘干 $CaCO_3$，称重，按 $CaCO_3$ 比 Li 等于 5 比 1 的量，将 $CaCO_3$ 与 Li 充分混合，放入 2 号反映罐内。抽真空 30 分钟至罐内气压达 0.3×10^{-1}Pa，慢慢升温的同时继续抽真空，当温度达 400℃时恒温 30 分钟，同时抽真空。在罐内气压小于 1×10^{-3}Pa 时，关断抽气泵，反应罐继续升温至 950℃后，恒温 45 分钟。通过本步骤获得 C_2Li_2。

（6）待 2 号反应罐冷却至室温后，抽真空，加蒸馏水，水解 C_2Li_2，获得 C_2H_2 气体。

（7）C_2H_2 纯化。C_2H_2 经冷阱 1、2（液氮与无水酒精混合溶液），充分去除水蒸气；经冷井 3、4（液氮）去除 H_2S，PH_3，NH_3 等杂质气体。真空泵抽除 H_2，N_2，O_2 等杂质气体，真空系统压强小于 10^{-2}Pa（图 4.1，图 4.2）。

图 4.1

图4.1 有机碳、无机碳的C_2H_2制备过程方框图

图 4.2

图 4.2 液体闪烁计数仪样品制备系统

（8）聚合成苯。首先将催化剂在 500～600℃下通空气活化。活化后，系统抽真空至真空系统压强小于 10^{-2}Pa，同时催化剂温度降至 100℃左右，通入纯化后的 C_2H_2，反应温度控制在 80～120℃之间，获取苯。

（9）称取闪烁剂（$C_{20}H_{14}N_2O$）0.045g 左右置于测量瓶中，将所获苯转移至测量瓶中，称量所获样品苯的重量，加入本底苯至 2.635g 左右。

（10）将测量瓶放入仪器轨道，静置 1 周后，送入仪器测量。

2. .无机碳样品

（1）剔除肉眼可见植物碎屑等有机物后，加入 2％的 NaOH 溶液，浸泡 24～36h 后冲洗至中性。

（2）样品烘干后放入广口瓶中，加入 5％的 HCl 溶液，产生 CO_2。

（3）以浓氨水收集 CO_2。

（4）～（10）过程同有机碳样品处理方法（4）～（10）。

上述气体计数法、固体计数法和液体闪烁计数法均采用记录一定时间、一定量样品中^{14}C原子衰变数目的方法，故对于样品量的倚赖程度非常高。^{14}C原子平均寿命是8000多年，假定样品碳含8000个^{14}C原子，从概率上分析要1年才能记录到一次^{14}C原子衰变，因此样品量少了就意味着需要更长的计数时间和不可避免的误差量增加，甚至在很多情况下无法测定，尤其对于有机质含量较低，通过钻孔获得的截面积较小湖泊沉积物。为了满足测试需要的样品量，往往扩大采样间距，这就增大误差，同时造成深度与时间分辨率较差等问题。

4.1.2.2 原子计数法

原子计数法就是通过直接计量样品中的^{14}C原子数的方法。将^{14}C样品经化学制备后引入到加速器离子源，经电离后加速到高能，再应用近代物理实验中的一些方法，将^{14}C离子分离出来实现对单个^{14}C原子进行计数，又称加速器质谱法（AMS）。该方法探测灵敏度大大提高，样品需求量非常小，甚至可以满足测量特定沉积物组分如孢粉、植物碎片等试样，以获取精确的年代需要。样品年代对应的每克碳中^{14}C原子数及其衰变率列表如下（表4.1）：

表4.1　不同年代样品中^{14}C原子数及其衰变率

表 4.1

AMS曾试用过多种靶物质，气态靶物质包括CO_2、CO和C_2H_2等，固态靶物质包括含碳化合物（如Na_2CO_3、K_2CO_3、$CaCO_3$等碳酸盐物质；Al_2C_3、CaC_2、BaC_2等碳化物；类脂化合物等）和单质碳（如木炭、骨炭、炭黑等无定形碳；无定形碳与Fe，Ag，Cu，Pb等金属粉末混合物；石墨等）。经过多年的实践探索，石墨是目前公认的性能最好的AMS靶物质，它的优点是转换率高，碳离子流强而稳定，本底低。制备石墨有高温高压法、高压法、高温法和热催化法等多种，技术流程较为复杂。

4.1.3 湖泊沉积物中 ^{14}C 测年材料及分离提取技术

湖泊沉积物中，尤其是细颗粒湖泊沉积物，通常含有较高的有机质，其最主要的来源是湖泊自生植物、动物，除此之外还有来自陆源的有机质，可以满足^{14}C测年的需要。现对湖泊沉积物^{14}C年代测定的物质、提取方法作简介和评价。

4.1.3.1 碳酸盐物质

湖泊中生活的有壳动物，如瓣鳃类、腹足类、介形类等，它们的壳体往往由碳酸盐矿物组成，在他们死亡并埋藏于沉积物中后一般不再和生长的水体发生碳交换，因此可用来进行^{14}C年代测定。一些湖泊还能形成自生的碳酸盐矿物沉积，如方解石、文石、白云石等，它们们形成于湖泊水体中，埋藏于湖泊沉积物中，也可以用于^{14}C测年。

动物壳体的分离提取比较简单，直接捡出即可。分离出的样品置于蒸馏水中，超声波振荡清洗，去除附着于壳体表面的杂质，然后根据各种测年方法的要求转化为相应的物质。

利用碳酸盐物质定年可能会受到湖泊“碳库效应”、“老碳效应”等多种因素的影响（“碳库效应”和“老碳效应”见后文论述），会造成明显的测试误差，同时碳酸盐矿物沉积后，仍可能与沉积物孔隙水发生化学反应，产生碳交换，从而影响测年的可靠性。

4.1.3.2 总有机质

湖泊沉积物都是由矿物质、有机质、水分、气态物质等基本物质组成。矿物质往往占到湖泊沉积物干物质的95％以上，有机质含量只占很小的一部分。

提取总有机质（Bulk Organic Matter）用于^{14}C测量的方法相对简单，一般采用过量氧燃

烧法，将有机质中的碳转化为CO_2气体，然后再根据各种测年方法的需要转化为所需要的物质，如苯和石墨等。

利用总有机质进行^{14}C年代测定过程比较简单，但往往难以满足精确定年的需要，难以提高时间分辨率，因此在条件许可的情况下，目前通常的做法是分离提取特殊组分，来进行年代学分析。

4.1.3.3 腐殖质

湖泊沉积的有机质化合物其组成十分复杂，一般可分为腐殖质和非腐殖质两类，其中非腐殖质占20%～30％，是一些比较简单、易被微生物分解的物质如糖类、有机酸和一些含氮的氨基酸、氨基糖等。腐殖质占60%～80％，是湖泊沉积有机碳的主要成分，是一类组成和结构极为复杂的高分子聚合物，包括胡敏素、胡敏酸、富里酸等。Chichagova和Cherkinsky（1993）对古土壤^{14}C年龄测定后认为，对“生物惰性”成分进行测定，它的^{14}C年龄可能与真实年龄接近。此后在湖泊沉积年代研究中，腐殖质的不同组分也逐渐被利用和讨论。众多研究表明：胡敏素是最为稳定的惰性组分，代表湖泊沉积形成的年代，利用胡敏素测定的^{14}C年代比较可靠。胡敏酸、富里酸等易迁移、易污染，实际研究中仅具参考价值。

胡敏素、胡敏酸的提取方法多采用NaOH溶液萃取法。样品去无机碳后，加入2％的NaOH溶液，浸泡24小时， 以3000r/min离心5分钟，萃取出碱溶液和碱不溶物。碱不溶物加入1N 的HCl至pH＝2左右，用蒸馏水洗至中性，获得胡敏素组分。碱溶液加入1N 的HCl，出现絮状沉淀物，分离出沉淀物为胡敏酸组分，其流程如图4.3。

图 4.3

图4.3 从沉积物样品到获取胡敏素流程图

4.1.3.4 大化石

湖泊沉积物中大化石包括植物碎片、动物碎片、碳屑等等，来自于湖泊流域、湖岸带和湖泊本身，即包括了陆源的和湖泊自生的物质，理论上讲可作为^{14}C年代测定物质。大化石保存到湖泊沉积物之前，或多或少经历了改造和再搬运，因此会给年代测定带来一定误差。利用湖泊溶解无机碳（DIC）作为光合作用碳来源的湖泊自生植物化石，以及湖泊内生的动物化石，极有可能受到湖泊“碳库效应”、“老碳效应”等因素的影响。因此，利用大化石进行^{14}C年代测定时，应尽可能利用陆生的植物或动物化石，以获得精确^{14}C年代。

湖泊沉积物通过筛孔<0.5mm的分析筛，用流水冲洗以获得大化石，所挑捡出的化石应当足够大以便区分陆生还是湖泊自生的。经过再搬运的物质也可能出现在筛选出的物质中，如遭腐蚀的叶片、木片等。这些再搬运的物质会导致所测年龄偏老。如果有疑似再搬运物质混于测年样品中，最好要做细致的分析，以给出合理的校正。

4.1.3.5 孢粉

孢粉几乎能在所有湖泊沉积物中存在，同时可以用来进行区域的孢粉地层的对比，因此

利用孢粉进行^{14}C年代测定更具实际意义。与大化石作比较，后者在大部分湖泊沉积物中很少出现，且不易区分陆源和湖泊内源，而孢粉可以肯定绝大部分是陆源的，因此用于^{14}C年代测定避免了湖泊碳库效应等影响。随着AMS技术的日趋成熟，利用孢粉以获得精确的^{14}C年代已越来越受到广泛肯定。

Brown et al.（1989）采用常规的孢粉分离方法，选取了88～44μm 和44～20μm两个粒级的孢粉进行AMS^{14}C测年，获得了很好的结果。Regnéll（1992）采取了改良的Brown等的方法分离提取孢粉，并比较了孢粉和总有机质以及不同提取方法获得的孢粉等AMS年代结果作比较，指出孢粉年代与总有机质年代以及不同方法获得的孢粉年代间存在差别。同时发现尽管这些分离提取孢粉的方法，剔除了大部分的非孢粉物质，但还存在一些其他有机物质，因此指出在送测样品前还须在显微镜下仔细挑选送测样品。此后相关的分离孢粉改进方法有了更多的研究，甚至提出在显微镜下用吸液管直接一个一个检出孢粉的办法。尽管如此，但该方法终究还是基于传统的孢粉提取方法上的。

孢粉^{14}C年代往往较相同层位的总有机质年代年轻，甚至显著年轻，但与大化石结果比较吻合，能代表沉积层的真实年龄。很显然孢粉是很好的测年材料，但与其他材料相比，也是最费时的测试材料。

4.1.4 ^{14}C 年代误差

各种测年方法，都会产生测量误差。测量误差随着测年方法的改进，随着前处理方法的改进和完善会逐渐减小。然而，除测量误差外，更多的其他因素影响到^{14}C测年的精度，如混入“老碳”或“年轻碳”、碳库效应、硬水效应、采样精度、样品量多少等等。尤其在用总有机质作为测年材料时，很可能就包含了上述各种已知的影响因素和很多未知的影响因素的干扰 ，严重影响^{14}C年代结果的精确性和可靠性。

4.1.4.1 “老碳”或“年轻碳”混入

“老碳”是造成测年误差的一个重要原因。由于沉积后改造、再搬运和沉积、物理或生物扰动等自然或人为过程，导致“老碳”混入目标层位的沉积物中，从而产生大于真实沉积年龄的结果。例如Björck（1979）对Baltic Ice Lake湖盆形成时间所进行的研究时，发现湖泊隔绝前的贫有机质沉积物的^{14}C的年龄比湖泊隔绝后最底部的富有机质沉积物的年龄老了数千年。进一步分析发现造成这一现象的主要原因是混入了大量再搬运的有机质。该结论在后续研究中得到进一步证实（Björck et al.,1982）。混入的有机质可能包含较老甚至第四纪以前的有机物质、石墨、褐煤及土壤中的腐殖质（Björck et al.，1982；O’sullivan et al,，1973；Wohlfarth et al.，1995； Olsson，1968），也包括植物或动物从碳酸盐岩区、深部地层等吸取的不含^{14}C的碳。目前对于“老碳”的影响及其程度还难以做出精确的估计，Olsson（1986）建议采用NaOH可溶物即腐殖质取代总有机质作为测年材料，以消除不溶老碳（如石墨、褐煤等）的影响，但腐殖质在沉积物孔隙水中的迁移性，又给^{14}C年代测定带来新的不确定性。“年轻”碳的混入主要包括植物根系导入和腐殖酸的渗入。

4.1.4.2 碳库效应

水生植物生长的水体中$^{14}C/^{12}C$比值低于当时大气CO_2的$^{14}C/^{12}C$比值时，这种植物材料被认为受到了“碳库效应”的影响。碳库效应最早在海洋沉积中发现，也有了较多的研究，并建

立了相应的数据库，为全球的海洋沉积研究提供参考（数据库网址：http://calib.org/marine）。湖泊沉积中同样存在碳库效应，软水湖泊的沉积物通常被认为能获得相对精确的年代，因此尽管数十年前Olson（1986）和Sutherland（1980）已经强调湖泊碳库效应的问题，但实际研究中往往被忽视。在湖泊长期封闭、换水周期长、地下水补给或冰川补给等情况下，湖泊内能被生物利用的溶解无机碳与大气失去交换、长期储存或受到含“老碳”的地下水、冰川融水补给，造成^{14}C损耗，使$^{14}C/^{12}C$比值偏低，这个信息被保存到水生生物中，并最终保存在湖泊沉积物有机质中，从而导致^{14}C年龄偏老。例如在南极一系列湖泊研究中发现含“老碳”的冰融水补给造成了湖泊碳库与大气的^{14}C不平衡，导致了“碳库效应”。另外火山喷发的气体往往带有老碳，会造成火山口湖及生长于火山附近的植物^{14}C损耗，也被归结为碳库效应的影响（Olson，1986）。碳库效应的校正往往采用对比同一地层已知年龄的生物化石的^{14}C年龄、对比同一地层确定为陆生植物的年龄、对比其他测年方法（如^{210}Pb、热释光等）的结果来完成，在没有其他可靠测年材料，也难以采用其他测年方法的研究中，也有采用线性回归的方法来完成，即根据一系列^{14}C年代数据与相应地层深度，用线性回归的方法建立深度 - 年代关系，假设表层沉积物的年代为零，回归值即为碳库效应年龄。碳库效应的影响因区域和湖泊性质而变化，已有的研究显示其变化范围在数百年到数千年之间。

图 4.4

图4.4　青藏高原兹格塘错不同测年材料结果显示碳库效应的存在。

4.1.4.3 硬水效应

湖泊水体偏碱性，当其周围基岩或土壤富含石灰质组分时，往往造成湖水富含碳酸氢根离子，湖水被定义为硬水。水生植物生长过程中除了吸收“新鲜”碳外还吸收部分或大量的“死碳”、老碳，这就是所谓的硬水效应，同样会使^{14}C年龄偏老。硬水效应的校正，可采取与碳库效应类似的方法进行。Stiller（2001）在地中海Kinneret湖的研究中，根据湖水溶解无机碳（DIC）的$^{14}C/^{12}C$比值与大气$^{14}C/^{12}C$比值的关系，并假定这一关系在历史时期是恒定不变的，结合8000年来大气^{14}C浓度的变化，计算了过去8000年Kinneret湖的硬水效应年龄在976～1840yrs间变化（图4.5）。事实上，考虑硬水效应的变化时，必须考虑湖泊周围基岩或土壤所含石灰质组分的特性、湖水化学性质、湖水深度、湖泊沉积物类型等多种因素，不同的湖泊这些因素不尽相同，而在同一湖泊中，不同时期湖水化学性质等因素也是不断变化的，因此获得精确的硬水效应校正年龄相当困难。

图 4.5

图4.5　Kinneret湖8000年来的硬水效应 （Stiller，2001）

4.1.5 ^{14}C 年代校正

经过数十年的发展，获取的各种测年材料和用于各种研究目的的^{14}C年代数据越来越多。从大量的古老树木的树轮的年代学研究结果发现，所获得的^{14}C年代与实际的树轮年龄（日历年龄）并不相符（Pearson，1986）。这种日历年龄和^{14}C年龄的差异是由于大气^{14}C浓度的变化造成的（Stuiver et al.，1993）。在计算^{14}C年龄时，使用一个假设即测年样品形成时的大气^{14}C比度与现代的大气^{14}C比度是一致的，并根据这一比度计算样品中^{14}C的衰变量，从而获得样品^{14}C年龄。事实上大气^{14}C比度是不断变化的。早在1950年代末，de Vries（1958）已发现公元1500及1700年左右大气^{14}C比度有1%～2%的增加。因此，1960年代以后，^{14}C年代学的一个重要方向就是研究大气^{14}C比度随时间的变化规律。研究这一规律的最好材料是树木年轮，因为树轮年代学研究可以极高的精度确定每一树轮生长年代，树轮中的^{14}C比度经过同位素分馏校正后，可以代表生长当年的大气^{14}C比度。目前不少学者和实验室根据世界各地发现的古树建立起了相应的树轮序列和大气^{14}C比度序列。

根据树轮序列和大气^{14}C比度序列，对所获得的^{14}C年龄进行校正后得到样品的日历年龄。这样便于建立起比较一致的年代序列，便于类似研究进行区域的乃至全球的对比。

目前国际上普遍认同的^{14}C年代校正程序INTCAL98，包含了欧洲、美洲的12000年来的树轮年代学数据，并结合了有^{14}C年代的海洋纹层沉积数据和经过^{14}C/U－Th校正的珊瑚数据（Stuiver et al.,1998），可以用来校正24000年来的日历年龄（图4.6）。

图4.6　INTACAL98^{14}C校正曲线

A为全新世校正曲线，B为全新世以前的校正曲线

4.2 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs

4.2.1 来自大气中的 ^{210}Pb

大气中，大多数 ^{210}Pb 是由地壳逃逸出来的 ^{222}Rn 的放射性衰变而产生。由于 ^{222}Rn 逃逸的速度主要决定于土壤的性质(孔隙度、粒径等)和环境条件(风的类型、气压等)，因此 ^{210}Pb 在大气中沉降的平均值差异很大。由海洋进入大气的 ^{222}Rn 的通量比陆地进入大气的 ^{222}Rn 的通量大约低两个数量级，这是因为海水中 ^{226}Ra 的含量比地壳要低得多。还有一小部 ^{210}Pb 是由于富镭磷酸盐肥料使用的增加造成。这种来源的 ^{210}Pb 估算每年约 2.2×10^{14}～1.3×10^{15} 衰变数(dpm)范围内，而每年从陆地逃逸出来的 ^{222}Rn 约为 1.3×10^{18} 衰变数。

无论形成机理如何，^{210}Pb 均可在比放射性半衰期短得多的时间内，通过水与粉尘降落的方式，由大气转移至地表。^{210}Pb 在大气中的平均滞留时间约为 5 至 10 天。在任一地区所获得 ^{210}Pb 沉积通量的现有数据，一般与该地区降水量呈正相关，其相关系数在 0.3～0.7 范围内。实测表明，雨水 ^{210}Pb 的的含量具有明显的季节性变化，如果 ^{210}Pb 的沉积与降水之间的线性关系是可靠的，那么降水为零时的截距就可以当作干沉降量。^{210}Pb 年沉积率随区域不同变化很大，一般从 0.0016Bq/cm^2.a 至 0.05Bq/cm^2.a 间。

4.2.2 来自江河的 ^{210}Pb

地表水中 ^{210}Pb 的主要来源是降水。^{210}Pb 也可通过土壤的风化及地下水的溢出进入河流。然而，河流中 ^{210}Pb 的各种来源的定量数据往往难以确定，但从淡水体系中 ^{210}Pb 的性质推断，由风化及地下水溢出供给河流的 ^{210}Pb 的数量应很小。(Appleby, 1997)

早在 1961 年，美国一些学者就报道了关于河流中 ^{210}Pb 的研究。他们对铀矿开采区废物污染的科罗拉多河的三个地点进行了 ^{210}Pb 含量的测定，结果表明 ^{210}Pb 含量急剧减少，由污染源地的 14dpm/L，到下游不远处就降低到约 0.3dpm/L。依据这个变化，可以估算出溶解在科罗拉多与萨克拉门托河中的 ^{210}Pb 迁移时间大约为几个星期。对 Susquehanna 河水系统中 ^{210}Pb 迁移情况进行了广泛的研究， 表明溶解 ^{210}Pb 迅速从河流中消失，滞留时间 <1.5 天。此外，在物质平衡计算的基础上推算出大气中大多数 ^{210}Pb (>99%)被土壤层截留，而只有<0.8%的 ^{210}Pb 是附着在河流悬浮颗粒上保留在陆地中。这些研究清楚地表明，由江河进入湖泊的溶解 ^{210}Pb 量很少。

4.2.3 来自集水流域的颗粒性 ^{210}Pb

由流域随悬浮物进入湖泊的颗粒性 ^{210}Pb 有两种来源：①土壤层中 ^{226}Ra 的原地产生；②从湖水中吸附的 ^{210}Pb，这种 ^{210}Pb 主要来自大气输入。在这些沉积物颗粒中过剩 ^{210}Pb (即高于与其母体 ^{226}Ra 呈放射性长期平衡的那一部分 ^{210}Pb)多半也来源于大气输入（万国江，2000）。

4.2.4 ^{210}Pb 年代的一般计算方法

进入湖泊的溶解 ^{210}Pb，被湖泊中沉积物颗粒吸附与结合并不间断地堆积于湖底，在淡水系统中 ^{210}Pb 滞留时间只有约几个星期。由流域沉积物带入湖泊的 ^{210}Pb 也同样堆积在沉积物表面，其滞留时间取决于流域物质颗粒的大小。由上述几种方式结合到湖泊沉积物中的 ^{210}Pb，其活度比高于由母体 ^{226}Ra 衰变产生的活度。

湖泊沉积物的地质年代学就是根据这种剩余 ^{210}Pb 的衰变作用，通常以 $^{210}Pb_{exc}$ 来表示，它的值可由下式从测得 ^{210}Pb 总放射性强度算出：

$$^{210}Pb_{exc}={}^{210}Pb_{tot}-{}^{210}Pb_{supp}$$

式中：$^{210}Pb_{tot}$ 是 ^{210}Pb 测量到的总强度；$^{210}Pb_{supp}$ 是与样品中 ^{226}Ra 呈放射性长期平衡的 ^{210}Pb 放射性强度。

一旦 $^{210}Pb_{exc}$ 进入湖泊水体与湖水携带的沉积物一同沉积于湖底，在与外界隔绝的条件下，按其半衰期 22.3 年自行衰减，其深度分布可由以下公式计算：

$$^{210}Pb_X={}^{210}Pb_0\times e(^{-\lambda t})$$

^{210}Pbx 为某一深度的 ^{210}Pb 强度；$^{210}Pb_0$ 为表层 ^{210}Pb 强度；λ 为 ^{210}Pb 半衰期常数；t 为深度 x 的年龄。

要指出：这里的年代学假设前提是 ^{210}Pb 沉降“通量不变”，但 ^{210}Pb 大气沉降的变化很大，事实上这个假设是值得怀疑的（Smith et al.,1997）。在实际运用中，如果分析湖泊沉积物钻孔中年层的 ^{210}Pb 含量，那么大气 ^{210}Pb 通量的变化将会反映在沉积物中 ^{210}Pb 的深度分布上，但是，如果 ^{210}Pb 通量取几年的平均值，那么这种变化会在很大程度上被消除。

湖泊沉积物的 ^{210}Pb 分析通常是在 05cm 至 2cm 厚的层内进行的，而这个厚度在多数情况下代表了几年的沉积，因此反映在数据中的这种变化将要小得多。例如，在许多湖泊沉积物钻孔中，^{210}Pb 随深度呈平滑的指数衰变，就象从上述方程推导的一样。

在很多湖泊（如中国长江中下游地区）的沉积岩心顶部几厘米至十几厘米内测试到的 ^{210}Pb 放射性强度往往不总是随着深度变化呈现明显的指数衰减，表明其受到了不同程度的扰动，因此用这一种简单的公式推算的结果其可靠性往往会受到质疑。

除放射性衰变之外，还有另两个重要机制可以改变湖泊沉积物中 ^{210}Pb 分布，即生物的混合作用(或称“生物扰动”，由沉积物内生物造成)和物理扰动，这种混合作用使得保存在沉积物中的地层记录模糊，特别是沉积物 - 水界面附近。但不论有何种形式的干扰，对于一个较长沉积序列（^{210}Pb 近十个半衰期）而言，使用这种简单的模式计算，依然可以大致估算出近 200 年来的平均沉积速率。

此外，实际情况常常会出现所测年代的时段内沉积速率并不都是恒定的，由于不同时间段里，气候、环境等变化，以及流域物源区的改变，沉积速率往往会发生明显的变化。

一般在同一个地区里放射性核素通量不变，在整个 ^{210}Pb 近十个半衰期的时间段，沉积物中沉积厚度为 T 的一层沉积物所需的时间为：

$$T=-\lambda^{-1}\ln(1-\zeta)$$

$\zeta=\sum_0^t(^{210}Pb)\,dt\ /\ \sum_0^\infty(^{210}Pb)\,dt$ ；其中 $\sum_0^\infty(^{210}Pb)\,dt$ 为整个样柱 ^{210}Pb 的累计值，$\sum_0^t(^{210}Pb)\,dt$ 为深度 T 以上 ^{210}Pb 的累计值。

这个模式通常也称为恒定放射性通量模式。

4.2.5 应用范围及问题

^{210}Pb 测年方法已成功地运用于测定近两个世纪沉积的湖泊和近海岸沉积物的沉积年代。中国在上世纪 80 年代初开始从事这方面的方法研究，至今已被广泛运用于湖泊、海洋、河口以及水库等的沉积物的年代测定，沉积速率的范围涵盖 0.1mm/a 到几厘米/a。目前除利用 ^{210}Pb 方法测定宏观的环境变化外，还广泛应用于地球化学和污染方面的研究。其中较典型的研究实例有：Robbins and Callender（1975）用 ^{210}Pb 的年代定量地估算了沉积速率；Bortleson 与 Lee（1972）以沉积物中化学组成随时间的变化规律推算出 Mendota 湖富营养化的时间；并利用湖泊沉积物中微量元素含量随时间的变化作为污染史的指示器。但这里必须指出，虽然 ^{210}Pb 测年技术已经成功地用来推导记录在湖泊沉积物中的近期环境变化，但在解析岩心顶部几公分内，尤其是沉积物-水界面附近的数据时，应该格外小心。这是因为在一些湖泊中这种界面区常以强烈的生物与化学相互作用为特征的，而这种相互作用将造成示踪物与其它一些地层标志物的原始分层被彻底扰动(范德江等，1997)。

4.2.6 人工放射性核素——^{137}Cs

在上世纪 50 年代初，由于核武器试验，人造的放射性核素进入地球环境。截至到上世纪 1969 年，约 200 万吨当量的裂变产物进入地球大气、地表和地下。1962 年至 1963 年是核武器试验的高峰。核武器试验过程中可产生的多种放射性核素，其中 ^{137}Cs（半衰期为 30.1 年）是其中最为常见的一种放射性同位素，其数量及相对比率取决于核武器试验的规

模、性质及使用的材料。除核爆炸外，核反应堆也会产生一些人造放射性核素，但与核武器试验相比，通常是局部的和微量的，然而 1986 年 4 月前苏联加盟共和国乌克兰的切尔诺贝利核电站核泄漏事件，是迄今为止人类历史上最严重的核能发电厂的意外事故，反应堆所释放出的大量放射性微粒和气态残骸（主要是 ^{137}Cs 和 ^{90}Sr），迄今仍然能在北半球的海洋、湖泊底泥中检测出来。

4.2.7 ^{137}Cs 的大气环流及时标意义

^{137}Cs 最主要来源与上世纪 50 年代初开始的大气层核试验相关，在高空核爆炸产生的 ^{137}Cs 在同温层中平均滞留时间只有几天，而核素沉降形式与大气环流和纬度密切相关，北半球中纬度地区沉降量最大，靠近两极和赤道地区沉降量最小。在南半球，^{137}Cs 沉降量很少，究其原因有两个：其一是由于核试验大都在北半球进行；其二是由于两半球之间的同温层混合时间比同温层－对流层的交换时间慢得多。

通常，^{137}Cs 计年是基于放射性核素在湖泊和海洋沉积物记录中的层位对比。如前所述，大气核试验开始年代 1950 年至 1952 年；大气核试验的高峰年 1963 年以及 1986 年切尔诺贝利反应堆核泄漏事故所产生的 ^{137}Cs 散落峰。由此，在近代湖泊沉积剖面中 ^{137}Cs 相应出现最主要的特征峰值。另外也有国内学者认为在 1963 年和 1986 年之间，依然可以判定出 ^{137}Cs 全球散落的较小增量值（万国江，2000），但这是否具有全球范围内的时标意义远未得到广泛的认同，故很少被运用。

4.2.8 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 年代判定的可靠性以及存在的问题

^{210}Pb 定年技术是以该核素随沉积物深度增加而逐渐衰变作为依据，因此其基本的要求：①沉积物-水界面上的放射性核素 ^{210}Pb 的通量保持不变；②所要测定的年代间隔内没有发生放射性核素的迁移.。换句话说，在整个测定的沉积年代范围内，要求沉积岩心柱不能有明显的扰动和迁移，同时也不能发生河床、湖泊等水体干枯等情况的出现，即不能出现沉积间断。在近 40 年来的放射性年代研究和年代测定，虽然其正确性和可行性已被沉积物岩心的年纹理所验证，但实际情况远比理论研究复杂。在很多情况下，例如堆积于湖底的沉积物，尤其是表层沉积物，常常受到风浪、生物、人为清淤等干扰；中国东部和经济较发达地区的湖泊发展养殖业，水底植物生长茂密；还有些浅水湖泊水深都在 10m 以内，风浪对表层沉积物作用强烈，上述诸因素使这类湖泊判定近 200 年以来的沉积时间序列就显得非常困难和复杂，科学合理的解释就需要特别用心。

但是，另外一种人工放射性核素 ^{137}Cs，其定年的原理和 ^{210}Pb 完全不同。几十年来，^{137}Cs 并不是以恒定通量方式进入水体的，前面所述 ^{137}Cs 仅在一些特定年份，随着大气尘埃进入水体，在这些特殊年代所沉降的 ^{137}Cs 进入水体后，在沉积物岩心样柱中，能够非常明显地检测出所对应层位该核素的强度。由于大气核试验起始时间于 50 年代初；到 1963 年达到峰值；后随着禁止大气核试验协议的签署逐渐减少，但 1986 年的切尔诺贝利核泄漏事故，导致大量的放射性尘埃散落在北纬度国家，如在中国北部和西北部地区的许多湖泊中依然可以检测出。上述两种方法相互补充，有可能较好地重建近 200 年来湖泊沉积物的年序。

最后还要指出：在同一个沉积岩心中，^{210}Pb 和 ^{137}Cs 对同一层位的年代作对比有时并不容易，这可能牵涉两者的上下层位迁移速度、化学性质以及沉积后孔隙水扩散作用的差

异。其次，在年代学解释中，虽然 ^{137}Cs 这几个时标具有全球意义，但在低纬度地区，其活度随着时间的推移会逐渐减弱，故在区域地质和环境中应寻求更多的证据就显得更为重要，比如碳粒在沉积岩心中的分布和 ^{14}C 年代测定等（吴艳宏等，2005）。

4.3 古地磁

湖泊沉积物中矿物的剩余磁性记录着沉积物形成时地球磁场的极性特征，这就是古地磁研究的理论基础。古地磁定年方法通常用来确定沉积地层的上下关系，当古磁场序列和其他定年方法获得的标准曲线校准时，便可获得沉积岩芯的数值年龄。

地球磁场的强度和方向呈现不规则变化（Barbetti and Hein，1989；Verosub，1988），主要有三种类型：极性倒转、极性漂移和长期变化。这三种主要地球磁场的变化，在沉积物沉降时通过磁性矿物顺地磁场排列而被保存下来，为第四纪湖泊沉积地层的定年提供了基础。极性倒转是正向极性和反向极性之间的转变，是全球性的现象，甚至可用于洲际的地层对比和定年，定年范围为0.05～1Ma（Easterbrook，1988；Lovlie，1989）；一定区域范围内10～50ka的倒转称为极性漂移；长期变化指2.5～3卡范围内的地球磁场倾角、偏角和强度的变化（Lovlie，1989）。

最近100Ma以来的地磁极性年表（MPTS）已根据熔岩流的K-Ar定年和海洋磁性异常建立起来（Lowrie & Alvarez，1981），并给出了全球性极性倒转与年代地层的关系（图4.7 ）。

通过湖泊沉积物测试的地磁特征，对照地磁极性年表，可建立起较长时间尺度的湖泊沉积年代序列（图4.8）。

图 4.7

图4.7 全球性极性倒转与年代地层的关系

A：最近5Ma以来的地磁极性年表；B：建议作为北美西部长期变化的标准曲线，它是根据三个湖（包括俄勒冈的菲什湖）的长期变化同期记录综合而成

图 4.8

图 4.8　鹤庆钻孔湖泊沉积年代序列（Lowrie & Alvarez，1981）

4.4 其它方法

4.4.1 热释光（TL）/光释光（OSL）

湖泊沉积物中均含有微量铀、钍、钾等放射性元素，这些元素在衰变过程中会释放α、

β、γ射线轰击矿物，破坏石英、长石等矿物结晶格架，产生游离电子（Aitken，1985）。加热500℃以上或在太阳光下曝晒超过8小时后，使结晶格架振动并逐出电子，出现发光现象，即产生热释光或光释光，其中被热激发产生为热释光(TL)，被光激发产生光释光(OSL)。

热释光测年法TL (Thermoluminescence)是通过加热使晶体中储存的电离辐射能释放出来的一种测年方法。光释光测年OSL (Optical Stimulated Luminescene)是通过光束(或射线束)激发使晶体中储存的电离辐射能释放出来。样品的释光年龄代表了受热样品最后一次热事件距今的时间或沉积物样品最后一次曝光距今的时间。

结晶矿物的释光信号强度与该矿物[经过光晒退或高温(>400～500℃)焙烧过]沉积后接受环境辐射所经历的时间密切相关。释光测年建立在矿物的释光信号强度与矿物所吸收的电离辐射剂量的时间函数关系上。被测物质的年龄（A）等于样品所测等效剂量（ED）与环境剂量率（D）的比值。其中等效剂量(ED)又称古剂量(P)，是样品产生天然积存释光所需要的辐射剂量，即被测样品产生天然积存释光所需要的辐射剂量(单位为Gy)，可通过矿物释光信号的强度及其对核辐射剂量响应程度的实验测量来确定。环境剂量率又称年剂量(D，单位mGy/a或Gy/ka)是被测矿物单位时间内吸收周围环境中^{238}U、^{232}Th及它们的衰变子体和^{40}K产生的α、β和γ辐射剂量，以及宇宙射线提供的少量辐射剂量。

环境剂量率的确定是决定年龄值准确与否的关键因素之一。样品的环境剂量率通常是在室内通过测量样品中放射性核素^{238}U、^{232}Th和^{40}K的含量用一定的换算关系确定，同时考虑了样品的含水量和宇宙射线的影响。其前提条件是：①采样点周围30 cm范围内岩性必须均匀(主要考虑到γ射线的射程为0.3 m)，即所测样品具代表性；②被测矿物被埋藏后处于恒定的环境辐射场中，其接受的环境剂量率为常数。因此，样品采集通常要求采样点周围的30 cm范围内岩性必须均一。另外，由于含水量对样品所接收的剂量率有不可忽视的影响，故采样和运输过程中必须防止样品散失水分。

4.4.2 电子自旋共振（Electron Spin Resonance，简写为ESR）

与释光方法类似，通过测量方解石（贝壳等）、磷灰石（动物骨骼）、硫酸盐和磷酸盐等矿物晶体内取决于时间的放射性损伤来定年。其定年原理基于电子围绕原子核一定轨道旋转，产生环形电流和磁场，旋转方向相反的电子通常形成无净磁矩的中性电子对，由于物质中铀、钍、钾同位素的衰变引起的天然放射性，使晶格离子化或晶格损伤，产生一个个电子剩余中心(捕获电子)和一个个电子亏损中心（空穴），然后，加热或重结晶作用会释放出捕获的电子，这些电子重新与空穴结合从而放射出热释光。其计算式为：

ESR年龄=电子自旋浓度/（单位辐射产生的自旋电子）×(年辐射剂量)

4.4.3 氨基酸外消旋法（Amino Acid Racemization，简写为AAR）

主要通过测量沉积物中骨骼、贝壳等含蛋白质和蛋白质离解产物的氨基酸构形，获得左旋氨基酸与右旋氨基酸的比值，并计算出相应的年龄。该测年范围取决于样品的成年温度史和样品中氨基酸的成分，有可能延续到2Ma。

该方法的定年原理是，生命体物质中发现有20种氨基酸，并表现为L-构形，活着有机体的恶蛋白质主要由肽组成，其中L-氨基酸（左旋）被键合，D-氨基酸（右旋）与L-氨基酸的比（D/L）大致为0。这就提供了一个AAR时钟起点。生物死后，蛋白质遭到复杂的成岩化

学反应，这类反应包括外消旋作用和差向异构作用，这些作用把L-氨基酸转变成D-氨基酸。

4.4.4 铀系不平衡法（Uranium-Series Disequilibrium）

是基于铀的母体和子体核素随时间增长或衰减，再在铀系中重新建立平衡的原理。沉积体在后期结晶中，铀和钍进入结晶岩石。相对于母体核素的半衰期来说，在含铀系统中表现出长期的放射性平衡。但已经经历了母体和子体核素的天然同位素分馏的干扰系统则不显示出这种平衡。当确定平衡被重建的程度，并从受干扰以来的时间就可以估算年龄。

4.4.5 纹层定年法

湖泊沉积物在一个年度的周期中经历明显和有规律的沉积特征改变，从而可以提供相应的时间序列并用于定年。有关沉积年纹层的形成原理和研究方法见本书3.4.4小节。因为沉积年纹层是一年一年形成的，故纹层可以作为一种定年手段，可以数出年代间隔，建立一个浮动的年代序列。而且由于纹层序列能与日历年龄建立联系，据此，使沉积年纹层获得日历年龄成为可能。

纹泥计算通常是在实验室进行，可以直接使用传统的光学显微镜法，但是现在其它技术也得到广泛应用，这些技术一般用于冷冻的岩心或单一岩性的样品，主要有X射线照相术，扫描电子显微镜，摄影和切片分析等。

4.4.6 火山灰年代学

根据明显的火山灰层与相应的火山发生时间或利用其他定年方法对火山灰层中特定物质进行定年。

伴随着火山的爆发，火山灰或火山碎屑常常会快速地遍布于相对广泛的区域内，形成位于同时期湖底沉积物之上的覆盖层。灰层通常特征突出，在沉积序列中显示出不同的浅色层，通过不同的方法可以将其在岩芯中鉴别出来，这些方法包括颗粒特征，岩相学和矿物学特征以及地球化学特征（Einarsson，1986）。这些方法不仅能够区分火山灰，而且可以建立来源的区域。灰层的年龄可以结合有机物，例如木材，泥炭或者湖泊沉积物的放射性碳定年；对于较老的沉积物可以利用K-Ar、^{40}Ar-^{39}Ar，裂变径迹，TL，以及对于一些初始矿物组分采用ESR定年的方法等进行定年。此外可以对火山灰定年的其它方法还包括已知年龄的火山灰层有关的地层位置，古地磁校正，年际层叠的沉积物，生物地层学方法（如孢粉分析）以及深海沉积物中与氧同位素阶段边界间的关系等。

4.4.7 事件性定年方法

根据有资料记载的突发事件发生时间，对照相关指标在沉积物中记录的深度来确定年代或建立年代序列的方法，如洪水造成的粒度组成的改变；火灾与碳屑的出现；高温使用化石燃料与碳球粒（SCP）在沉积物中的分布、湖泊沉积环境指标变化与深海氧同位素对照等。其对应层位可依据事件发生的时间记录进行定年。

参 考 文 献

范德江，李广雪，郭志刚，王文正，段存斌, 1997，中国陆架 Pb-210 测年应用现状与思考。地球科学进展, 15(3)：297-302

贺怀宇,刘嘉麒,马志邦, 2000, 210Pb 年代学方法测定东北玛珥湖沉积速率. 第四纪研究, **20**(6) : 571-574

蒋东辉，高抒，李凤业，2003。渤海海峡区域现代沉积速率分布的数值计算 ，海洋科学 55(3)：27-33

仇士华，陈铁梅，蔡莲珍，1990。 中国 14C 年代学研究。北京，科学出版社。

吴艳宏，王苏民，夏威岚，刘 健 ,2005, 近代湖泊沉积物球状碳颗粒**(SCP)**定年，科学通报 7（50）：703-707

Aitken MJ, 1985. Thermoluminescene dating. London: Academic Press.

Appleby, P.G. 1998. Dating recent sediments by 210Pb: Problemsand solutions. *Proc. 2nd NKS/EKO-1 Seminar*, Helsinki, 2-4 April 1997, STUK, Helsinki: 7-24.

Appleby, P.G. 2000. Chronostratigraphic techniques in recentsediments. In: W.M. Last & J.P.Smol (Eds), *Developments* Europe from 1781-1997 .

Barbetti M & Hein D, 1989. Palaeomagnetism and high-resolution dating of ceramic kilns in Thailand: a progress report. World Archaeology, 21(1):51-70.

Battarbee, R.W., J-A. Grytnes, J. Catalan, R. Thompson, P.G. Appleby, A. Korhola, H.J.B. Birks & A. Lami. 2000. Climate variability and ecosystem dynamics at remote Alpine and Arctic lakes: the last 200 years. *J. Paleolimnol*. 28:161–179

Björck S, 1979. Weicheslian Stratigraphy of Blekinge, SE Sweden, and water level changes in the Baltic Ice Lake. Thesis 7, Department of Quaternary Geology, Lund University, 248pp.

Brown T A G, Nelson D E, Mathews R W, Vogel j S & Southon J R, 1989. Radiocarbon dating of pollen by accelerator mass spectrometry. Quaternary Research, 32:205-212.

Chichagova O A, Cherkinsky A E, 1993. Problems in radiocarbon dating of soils. Radiocarbon, 35(3):351-362.

Easterbrook DJ, 1988. Palaeomagnetism of Quaternary deposits. In Easterbrook DJ (ed.), The Quaternary Sediments. Geological Society of America Special Paper 227: 111-122.

Einarsson T, 1986. Tephrochronology. In: Berglund, B. (ed.), Handbook of Palaeoecology and Palaeohydrology, Wiley, Chichester, pp. 329–342.

Libby W F, 1952, Radiocarbon Dating. Chicago: University of Chicago Press.

Lovlie R, 1989. Paleomagnetic stratigraphy: a correlation method. Quaternary International, 1: 129-149.

Lowrie, W., and W. Alvarez, 1981. One hundred million years of geomagnetic polarity history, Geology, 9, 392–397.

O'sullivan PE, F Oldfield & Rw Battarbee, 1973. Preliminary studies of Lough Neagh sediments I. Stratigraphy, chronology and pollen analysis. In Birks HJB & RG West (eds.) Quaternary Plant Ecology. Oxford: Blackwell Scientific Publications: 267-278.

Olsson I, 1968. Radiocarbon analyses of lake sediment samples from Björnöya. Geografiska Annalaer, 50A: 246-247.

Olsson I, 1986. Radiometric dating. In Berglund BE (ed.), Handbook of Hollocene Palaeoecology and Palaeohydrology. New York, Willy: 273-312.

Pearson GW, 1986. Precise claendrical dating of known growth period samples using a "curve" fitting technique. Radiocarbon 28: 292-299.

Pennington, W., R.S. Cambray & E.M. Fisher. 1973. Observations on lake sediments using fallout 137Cs as a tracer. *Nature*, 242: 324-326.

Polach H, Golson J, 1968. The collection and submission of radiocarbon samples. In Mulvaney J M J (ed.), Australian archaeology: a guide to field techniques. Canberra: Australian Institute of Aboriginal Studies: 211-239.

Regnéll J, 1992. Preparing pollen concentrates for AMS dating: a methodological study from a hard-water lake in southern Sweden. Boreas, 21: 273-277.

Stiller M., Kaufma A., Carmi I. & Mintz G., 2001. Calibration of lacustrine sediment ages using the relationship between 14C levels in lake waters and in the atmosphere: the case of Lake Kinneret. Radiocarbon, 43: 821-830.

Stuiver M & TF Brazunias, 1993. Sun ocean, climate and atmospheric $^{14}CO_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. The Holocene, 3: 189-205.

Stuiver M, PJ Reimer, E Bard, JW beck, GS Burr, KA Hughen, B Kromer, G McCormac, J van der Plicht & M Spurk, 1998. INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 2300-0 cal BP. Radiocarbon, 40: 1041-1083.

Sutherland DG, 1980. Problems of radiocarbon dating deposits from newly-deglaciated terrain: examples from the Scottish Lateglacial. In Low JJ, JM Gray & JERobinson (eds.), Studies in the Lateglacial of North-West Europe. Oxford, Pergamon Press. 139-149.

Verosub KL, 1988. Geomagnetic secular variation and the dating of Quaternary sediments. In Easterbrook DJ (ed.), The Quaternary Sediments. Geological Society of America Special Paper 227: 123-138.

Wohlfarth B, S Björck, & G Possnert, 1995. The Swedish Time Scale – a potiential calibration tool for the radiocarbon time scale during the Late Weichselian. Radiocarbon, 37: 347-360.

本章图表（没有彩色）

表4.1　不同年代样品中^{14}C原子数及其衰变率

样品年代/a	$^{14}C/^{12}C$	^{14}C原子数/gC	^{14}C原子衰变率/gC min
现代	1.18×10^{-12}	5.9×10^{10}	13.6
1×10^{4}	3.8×10^{-13}	1.8×10^{10}	4.06
2×10^{4}	1.05×10^{-13}	5.2×10^{9}	1.21
4×10^{4}	9.34×10^{-15}	4.7×10^{8}	0.108
6×10^{4}	8.31×10^{-16}	4.2×10^{7}	0.10
8×10^{4}	7.39×10^{-17}	3.7×10^{6}	0.0009

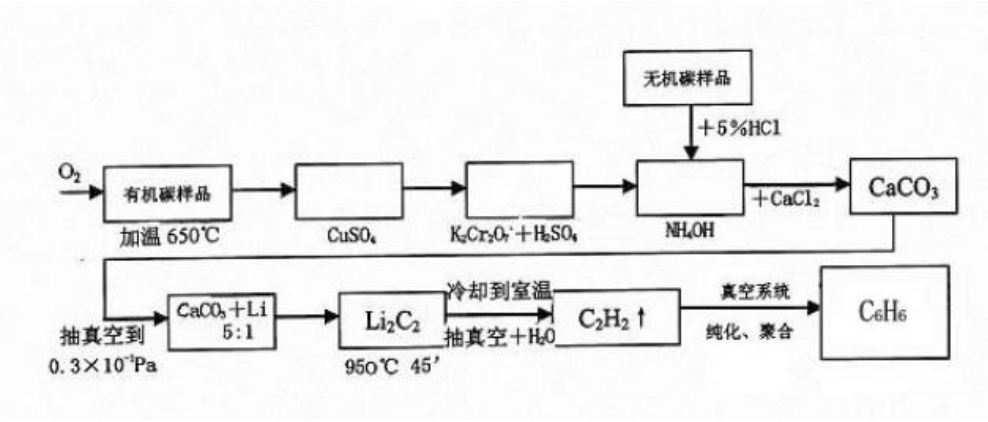

图4.1 有机碳、无机碳的C_2H_2制备过程方框图

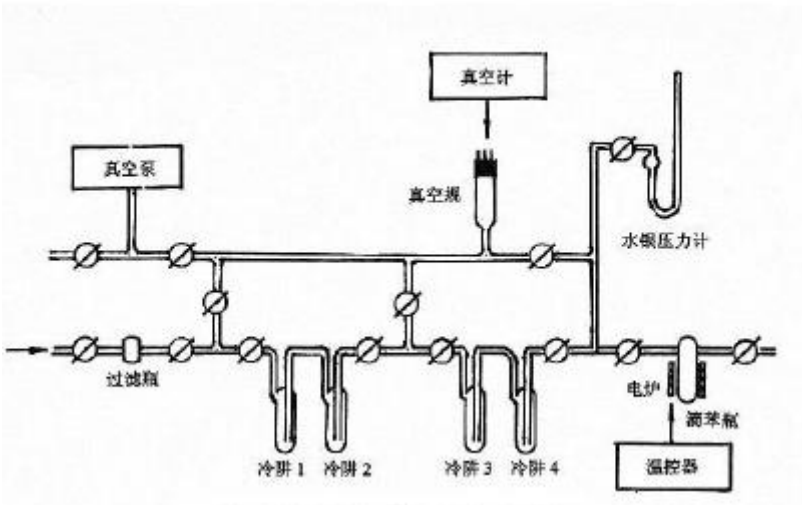

图 4.2 液体闪烁计数仪样品制备系统

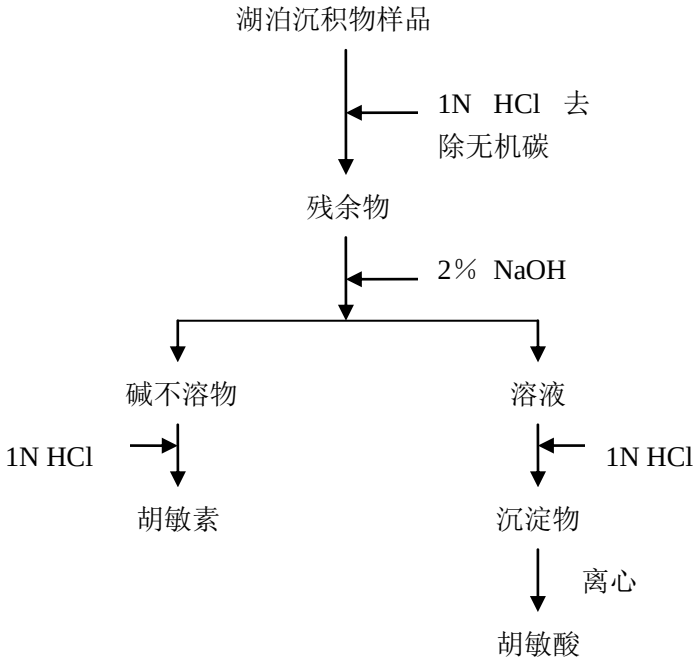

图4.3 从沉积物样品到获取胡敏素流程图

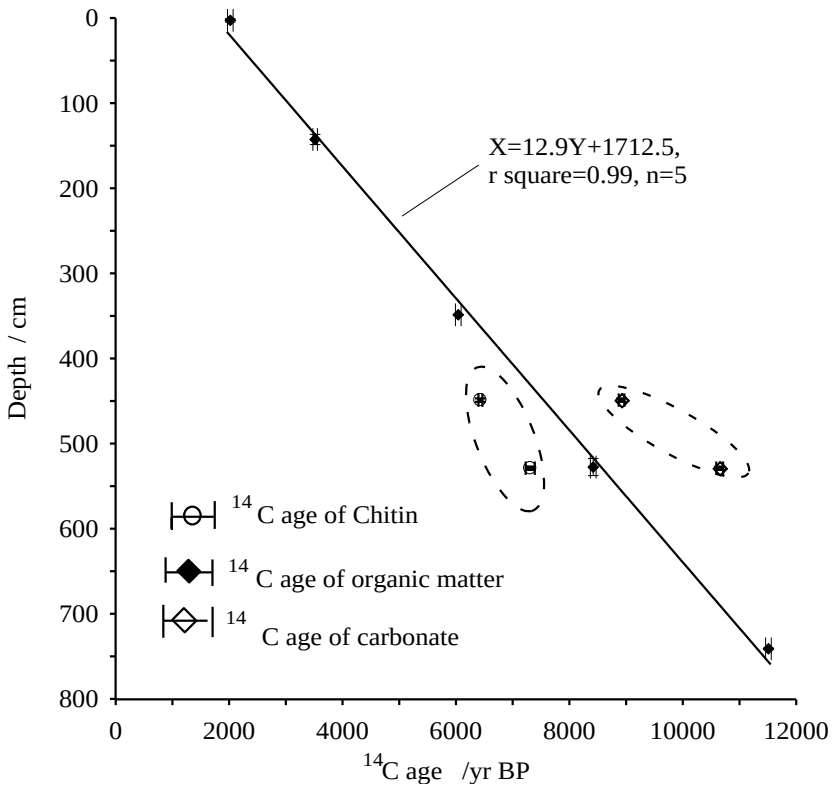

图4.4　青藏高原兹格塘错不同测年材料结果显示碳库效应的存在。

横坐标：^{14}C 年龄/yrBP；纵坐标：深度/cm，图中：^{14}C age of Chitin－几丁质的 ^{14}C 年龄；^{14}C age of organic matter－有机质 ^{14}C 年龄；^{14}C age of carbonate－碳酸盐的 ^{14}C 年龄

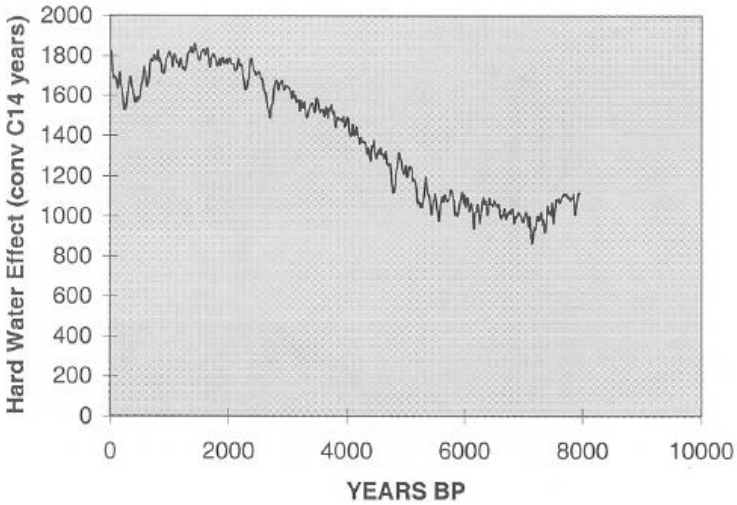

图4.5　Kinneret湖8000年来的硬水效应 （Stiller，2001）

横坐标：年/BP；纵坐标：硬水效应（转换为 ^{14}C 年龄）

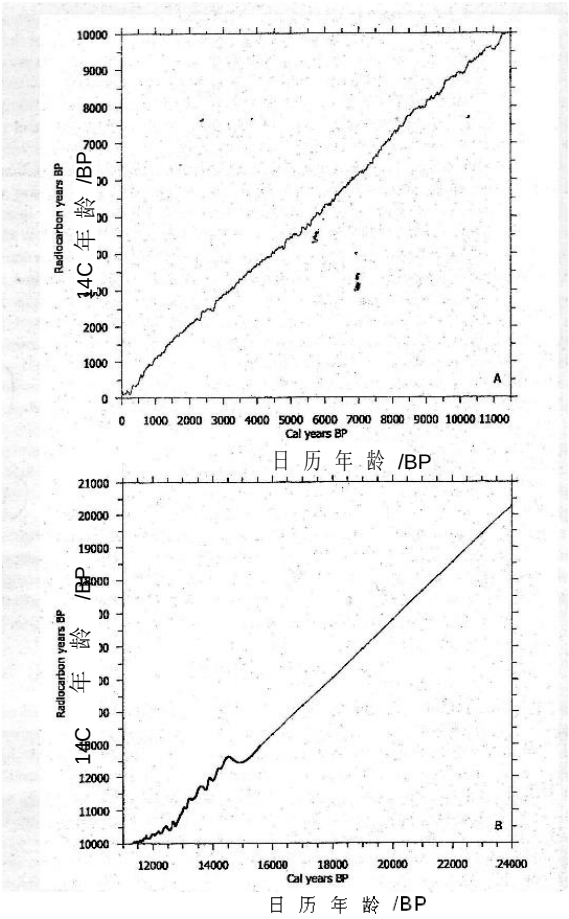

图4.6　INTACAL98^{14}C校正曲线

A为全新世校正曲线，B为全新世以前的校正曲线

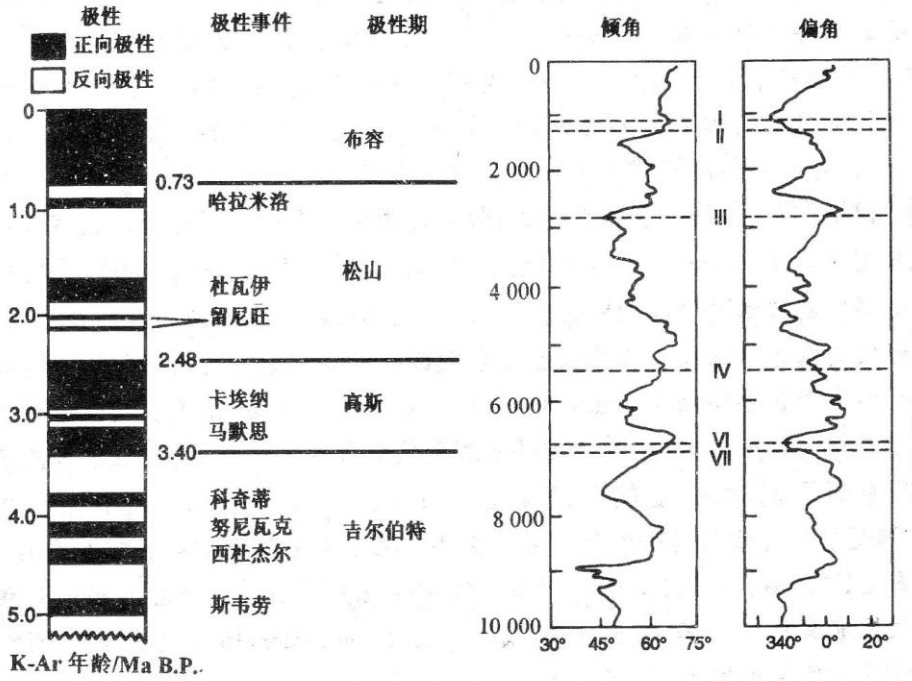

图4.7 全球性极性倒转与年代地层的关系

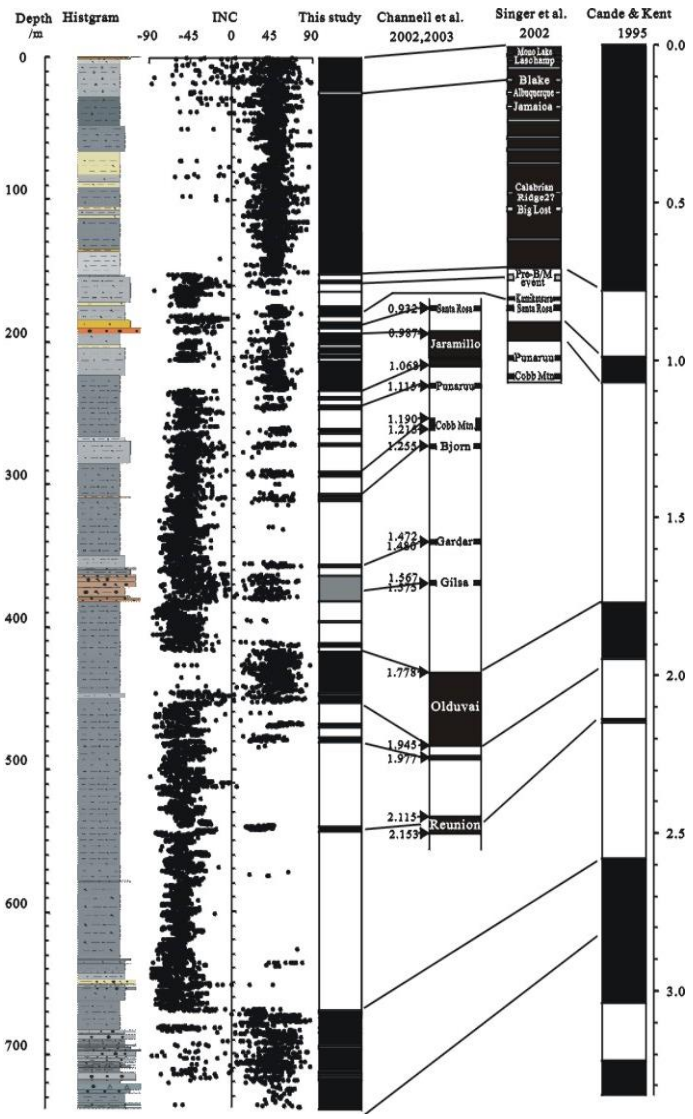

图 4.8　鹤庆钻孔湖泊沉积年代序列