第 3 章　湖泊沉积的主要环境参数

“参数”一词在汉语大辞典中的解释是“参变量，即表明任何现象、设备或其工作过程中某一种重要性质的量”；在牛津词典中的解释是“一个量在特定情况下是恒定的，而在不同情况下又是可变的”。

湖泊沉积的环境参数涉及多个学科领域，并且仍处于不断发展之中。归纳起来，目前湖泊沉积的主要环境参数包含二个层面：第一个层面是指那些能表征湖泊沉积物基本特征的参数，如湖泊沉积物的元素组成、矿物成分、主要生物含量，以及反映湖泊沉积物理特征的含水量、密度、颗粒形态和沉积构造等参数；第二个层面是那些能指示某种特定环境特征的参数，这些参数对环境的指示意义有些已经比较清楚，如孢粉、同位素、元素比值等，有些还在进一步发展和挖掘之中，如生物标记化合物、特殊的微生物种群等。本章主要论述第一层面的环境参数，对于那些已在湖泊沉积学中广泛应用的环境参数如孢粉、硅藻等生物参数，介形类等微体古生物参数，C/N、Mg/Ca 等元素地球化学参数；氧、碳等稳定同位素参数将在后文中详细介绍，本章不做赘述。

3.1 湖泊沉积的物理参数

本节仅论述湖泊沉积物的含水量、体积密度、有机质含量以及粒度等湖泊沉积的物理参数，其它一些湖泊沉积的物理参数，如孔隙度、空隙比、渗透率和压实性等可按上述四个基本参数予以确定和表示。近年来磁参数在湖泊沉积研究中运用广泛，为此将磁参数也归入本节。

3.1.1. 含水量

含水量是指沉积物中所含水分的数量，是湖泊沉积一个关键性参数。通常至少可用两种方法予以确定：

（1）用水重 W_w（g）与固体干重 W_s（g）之比值表示，即：

$$W = \frac{W_w}{W_s} \bullet 100 = \frac{W_t - W_s}{W_s} \bullet 100$$

式中 W：含水量（%）；W_t：总湿重(g)。

对于松散沉积物而言，运用这一计算方法，其值可能大于 100%，故一般不予采用。

（2）用水重与总湿重之比表示，即：

$$W = \frac{W_w}{W_t} \bullet 100 = \frac{W_t - W_s}{W_t} \bullet 100 = \frac{gws - gds}{gws} \bullet 100$$

式中 gws：用克表示的湿沉积物重量；

gds：用克表示的固体干沉积物重量。

应用此方法计算得到的含水量值，从接近于零（干岩石）到百分之百（纯水）。因此，

在下文有关含水量的论述中均采用这种表示方法。

通常测定沉积物含水量的方法，是将 3～5g 左右的湿沉积物置于干燥箱内，在 105℃温度下，经 6～8 小时烘至恒定质量后，即可计算出沉积物的含水量。此定义得以确立的前提是，湖泊沉积物中饱含水分，且忽略不计其中所含气体的质量和体积。

含水量（W）是湖泊沉积学中一项极为重要的参数。在湖泊沉积物中，含水量具有典型的水平和垂向分布型式（Håkanson，1981）。在粗粒物质占优势的浅水区和沉积物粒径较大的主、支流河口区，沉积物含水量值往往比较低；而在湖泊的较深水区，含水量比较高。沉积物岩芯中的含水量，由于受压实作用的影响，自表层向深部其含水量降低。含水量的垂向变化主要受下列因素控制：①沉积速率（包括现在和过去的各种变化）；②沉积物性质和特征；③压实度；④生物扰动作用的程度及其在时间上的变化（Håkanson，1981）。

直至目前，尚无一个可被利用的通用动力模式和一种完善的物理方法描述、确定含水量（及有关的沉积物物理参数）的垂向变化及其一切可能存在的相互关系。因此，人们不得不用某些理想的、经验的或半经验的模式，以描述含水量在垂向上的分布特征。其中一个很简单的关系是：

$$W(x) = W_{0\text{-}1} + K_s \cdot \ln(2x)$$

式中 W（x）：在沉积物深度 x 上 1cm 厚的沉积层中的含水量；

$W_{0\text{-}1}$：表层沉积物（0-1cm）的含水量；

K_s：沉积物的经验常数。

K_s 不仅取决于湖泊类型而且也取决于采样位置。其数值大小主要是由湖底动力特征如侵蚀作用、搬运作用、堆积作用等决定。通常在湖泊的开阔水区（堆积区）内变化较小；而不同类型的湖泊中，由于沉积物的化学、物理以及生物等因素的影响，致使其数值范围变化较大；在压实程度低和松散的沉积物中，沉积物经验常数（K_s）值低，反之亦然。

3.1.2 体积密度

体积密度 ρ（或称湿密度，单位为 g / cm^3）是指沉积物在自然状态下单位体积的质量。所谓自然状态下的体积，即包含了沉积物内部空隙体积在内的总体积。体积密度可以采用纳廷比重瓶法测定（Krumbein and Pettijohn，1938）或用下列公式进行计算（Axelsson and Håkanson，1971）：

$$\rho = \frac{100 \bullet \rho_m}{100 + (W + LOI^0)(\rho_m - 1)}$$

假定在被水饱和的沉积物中，水和有机质的密度均为 1.00g / cm^3 时，该式方可成立。

式中 LOI^0：用总湿重（W_t）的百分数表示的烧失量（见后述）；

W：含水量；

ρ_m：固体颗粒的密度（g / cm^3）。

该式描述了体积密度（ρ）与含水量（W）、有机质含量（LOI^0）及无机颗粒密度 ρ_m 之间的关系，既适用于湖沼沉积物（Axelsson and Håkanson，1972），也适用于海洋沉积物（Ericsson，1973）。在精度相同的情祝下，此法与比重瓶法相比，方法更简单，而且节省工作量。但使用该式时，需知道 ρ_m 值。从公式中可以明显看出，在含水量大于约 75%的

松散沉积物中，例如在湖泊堆积区的大量沉积物中，ρ_m 值对 ρ 值的影响相当小。鉴于松散沉积物中 ρ_m 值对 ρ 值的影响较小，且湖泊侵蚀区沉积物中多以平均密度为 2.65 的砂（石英）为主，其含水量一般为 50%或更少。另，由于黏性粉砂和黏土的 ρ_m 值一般限于 2.60～2.85 范围内（Ingelman and Hamilton，1963；Keller and Bennett，1970；Richards，1974），所以根据一般经验可采用 $\rho_m = 2.6$ 计算体积密度。这意味着，上式可以改写为：

$$\rho = \frac{260}{100 + 1.60(W + LOI^0)}$$

由于湖泊沉积物中体积密度、含水量和有机质含量三者之间具有内在的联系，所以它们显示出相类似的分布型式也是十分自然的。

3.1.3 烧失量

烧失量（Loss on Ignition）是指在一定的高温条件下，样品损失的部分占样品总质量的百分比。样品具有多种组成成分，由于其中的某些成分在一定温度条件下会发生挥发、燃烧以及分解等物理、化学过程，因此烧失量能够表示样品中某些组成成分的含量。由于测定容易，操作简便，因此烧失量经常被用作湖泊沉积物中有机质含量的量度。

通常烧失量的测定方法是将干燥沉积物在 550℃下灼烧 5 小时，则沉积物中绝大部分有机质将被烧掉，但一些化学键结合水以及孔隙中的部分化合物也会挥发掉。烧失量可用下式表示：

$$LOI = \frac{W_s - W_r}{Ws} \bullet 100 = \frac{gds - gir}{gds} \bullet 100$$

式中 LOI：烧失量，用固体颗粒干重量（W_s）的百分数表示；

Wr：无机残渣的重量；

gds：用克表示的干物（或干沉积物）重量；

gir：用克表示的无机残渣重量。

长期以来，湖泊沉积物中有机质含量的研究，一直被作为评价湖泊初始生产力，判断生物死亡与埋藏、分解和保存条件以及重建湖泊古气候环境演变过程的主要依据之一。由于生物有机体在死亡后受到微生物的作用，生物残体发生分解、缩合、脱水和脱羟基等复杂的生物化学过程，碳元素不断积累而显著增多，氢、氧和氮的含量逐渐下降，因此，有机碳的含量常作为有机质含量的参数。

关于烧失量与有机碳及有机质的关系，有多位学者进行了研究。Cato（1977）认为在一定条件下可以用烧失量估算沉积物中有机碳的含量。太湖现代沉积物的研究表明，在生长芦苇等水生植物的浅水区，沉积物的有机质含量高，烧失量也较高；但在开阔水域和湖心区，沉积物的有机质含量低，烧失量亦低，显示烧失量与有机质含量之间存有密切的关系（袁旭音等，2002）。美国明尼苏达湖沉积物中有机质含量与烧失量分析也证实二者间存在密切的关系（莱尔曼，1989）。因此在一定条件下可以利用烧失量估算沉积物中有机碳的含量（Digerfeldt，1972；Cato，1977；Håkanson，1983）。有机碳含量与烧失量之间一般有很好的相关性，对瑞典梅拉伦湖的韦斯特雷斯湾、孔塞拉湾和格尔费尔恩湾三湖区的表层

沉积物分析数据研究（霍坎松等，1992）表明，沉积物中的有机碳含量（TOC）与烧失量（LOI）之间的相关性可以建立以下回归方程：

$$TOC = 0.48 \cdot LOI - 0.73$$

同时该研究也指出：只有在烧失量大于 10%时才可以用烧失量的二分之一粗略计算有机碳含量；在烧失量值很小的时候这一计算方法往往不准确。

早在 1973 年 Carter（1973）就论证，下列三个因素往往促使沉积物中烧失量数值增高：①人为排放的有机物质；②湖泊中高的生物产率；③沉积物中阻碍有机质降解的还原条件。

沉积物中有机质含量与含水量之间有明显的相关性，因而在湖泊沉积物中，有机质含量与含水量以极其相似的方式分布。沉积物中有机质的矿化作用意味着有机质的含量往往随着沉积物埋藏深度的增加而减少。

3.1.4 粒度

颗粒的大小称作粒度，颗粒的直径称作粒径，通常用粒径来表示粒度。粒度有两种值，即线性值和体积值。体积值一般以标准直径（d_n）表示，它代表与颗粒体积相等的球的直径。线性值常因颗粒形状不规则使测定很困难，通常测三个值：最长直径 d_L、中间直径 d_I 及最短直径 d_J。

沉积物颗粒粒度的测定及其解释对湖水动力学、地貌学和沉积学的研究（Friedman and Sanders，1978）具有十分重要的意义。本节重点讨论沉积物的粒度分级，与湖泊沉积学特别有关的平均值、分选系数、偏态、峰态等粒度参数，以及与沉积物类型和湖底动力状态相关的某些应用，而不讨论诸如颗粒形态（球度、圆度）、组构、填集、孔隙度、渗透性及定向等基础地质和地貌地质等方面的沉积特征。

3.1.4.1 粒度分析方法

粒度测试的方法很多，目前比较常用的主要有沉降法、激光法、筛分法、显微图像法和电阻法等五种。

1．沉降法

沉降法是根据不同粒径的颗粒在液体中沉降速度不同，测量粒度及其分布的一种方法。它的基本过程是把样品放到某种液体（通常是纯净水）中制成一定浓度的悬浮液，悬浮液中的颗粒在重力或离心力作用下将发生沉降。由于不同粒径颗粒的沉降速度不同，大颗粒的沉降速度较快，小颗粒的沉降速度较慢，以此计算求出颗粒的粒径。

具体的测试过程：首先将一定量的样品与液体在 500ml 或 1000ml 的量筒里配制成悬浮液，经充分搅拌均匀后取出一定量（如 20ml）作为样品的总重量，然后根据斯托克斯定律计算出每种颗粒的沉降时间，据此在固定的时刻分别放出相同量的悬浮液，用以代表该时刻对应的粒径。将每个时刻得到的悬浮液烘干、称重后就可以计算出粒度分布。

沉降法因测试方法的差异分为：①吸管分析法。此方法的原理是，用吸管从正在沉淀的悬浊液中依沉降时间连续吸取一定小容量的液体，测定其浓度的变化。此法应用虽较广泛，但使用前需先用稀盐酸除去碳酸盐组分，再用双氧水去掉有机质，而后加入某种分散剂如苛性钠，以置换出可以交换的阳离子，使凝聚作用尽可能减少，最后根据斯托克斯公式进行计算；②比重计法。此法是用比重计记录正在沉降的悬浮液的密度变化；③沉降柱法：此法的基本原理是记录试样从悬浮液中沉淀出来的速率。

综上所述，以上三种沉降方法因只需要廉价的仪器设备，且适用于较大的粒级范围，故被广泛应用。但如果试样通过 63μm 网目的样品量少于 10%时，则比重计法不能使用。

2. 激光法

激光法是根据激光照射到颗粒后，颗粒能使激光产生衍射或散射的现象来测试粒度分布。由激光器发出的激光，经扩束后成为一束直径为 10mm 左右的平行光，在没有颗粒的情况下该平行光通过富氏透镜后汇聚到后焦平面上。当通过适当的方式将一定量的颗粒均匀地放置到平行光束中时，平行光将发生散射现象，一部分光将与光轴成一定角度向外传播。

那么，散射现象与粒径之间有什么关系呢？理论和实验都证明：大颗粒引发的散射光的角度小；颗粒越小，散射光与轴之间的角度就越大。这些不同角度的散射光通过富氏透镜后在焦平面上将形成一系列有不同半径的光环，由这些光环组成的明暗交替的光斑称为 Airy 斑。Airy 斑中包含着丰富的粒度信息，简单的理解就是半径大的光环对应着较小的粒径；半径小的光环对应着较大的粒径；不同半径光环光的强弱特征，包含该粒径颗粒的数量信息。这样我们在焦平面上放置一系列的光电接收器，把由不同粒径颗粒散射的光信号转换成电信号，并传输到计算机中，再通过米氏散射理论对这些信号进行数学处理，就可以得到粒度分布。

3. 筛分法

筛分法是一种最传统的粒度测试方法。它是使颗粒通过不同尺寸的筛孔来测试粒度的分布。筛分法又分干筛和湿筛两种形式。可以用单个筛子来控制单一粒径颗粒的通过率，也可以用多个筛子叠加起来同时测量多个粒径颗粒的通过率，并计算出百分数。筛分法有手工筛、振动筛、负压筛、全自动筛等多种方式。此方法的有效粒级下限为 0.63μm。当使用干筛法时，重要的处理是最大限度地减少沉积物的水分，因为即便是沉积物中只含有 1%的水分，也会使特别细小粒级的颗粒的黏结力明显增大（Müller, 1967）。湿筛法最适用于以细粒（粉砂和更细的粒级）沉积物为主的湖泊沉积物。

4. 显微图象法

显微图象法包括显微镜、CCD 摄像头（或数码像机）、图形采集卡、计算机等组成部分。它的基本工作原理是将显微镜放大后的颗粒图像通过 CCD 摄像头和图形采集卡传输到计算机中，由计算机对这些图像进行边缘识别等处理，计算出每个颗粒的投影面积，根据等效投影面积原理得出每个颗粒的粒径，再统计出所设定视域内的颗粒数量，就可以得到粒度分布。

由于这种方法单次所测到的颗粒个数较少，对同一个样品可以通过更换视场的方法进行多次测量来提高测试结果的真实性。除了进行粒度测试之外，显微图象法还常用来观察和测试颗粒的形貌。

5. 电阻法

电阻法又叫库尔特法，是由美国人库尔特发明的一种粒度测试方法。这种方法是根据颗粒在通过一个小微孔的瞬间，占据了小微孔中的部分空间而排开了小微孔中的导电液体，根据小微孔两端电阻发生变化的原理测试粒度分布。小孔两端的电阻大小与颗粒的体积成正比，当不同粒径的颗粒连续通过小微孔时，小微孔的两端将连续产生不同大小的电阻信号，由计算机对这些电阻信号进行处理就可以得到粒度分布了。用库尔特法进行粒度测试所用的介质通常是导电性能较好的生理盐水。

3.1.4.2 粒度分级

粒度的分级与分类有多种方案，表 3.1 列出了Φ值分级、毫米分级（mm），微米分级（μm）与温氏分级等几种最为常用的分类方法。在湖泊沉积学中下列粒度分级方案（Müller and Förstner，1968a，b）最为常用：砂>63μm；粉砂 2～63μm；黏土<2μm。

Φ值分级的数学定义是：

$$\Phi = -\log_2(d)$$

$$\text{或}\quad \Phi = -\log_2(d/d_0)$$

式中 d：颗粒直径（mm）；

d_0：标准颗粒直径（1 mm）；

Φ：:无量纲的粒度值。

表 3.1 沉积物颗粒的粒级表（据 Kohnke，1968）

Φ值分级的主要优点如下（Friedman and Sanders, 1978）：

①可将粒度分布数据直接绘于计算纸上，因此可使用对数纸；

②可简化平均值、标准偏差、偏态、峰态等统计参数的计算方法；

③可将粒度分级的界限颗粒直径由毫米分级的分数变为整数；

④负对数的用法意指较大的粒度位于图的左侧，较小的粒径位于右侧。

应当指出，粒径比较单一的颗粒，可以直接归入一个特定的粒级中，但天然样品的颗粒，一般包含有几个粒级中的组分。因此，有必要采用统计学方法描述沉积物样品中的粒度分布特征。

3.1.4.3 粒度参数

经常使用的粒度参数有粒度平均值、分选系数、偏度、峰态等。

1. 平均值（$\bar{x}$）

代表粒度分布的集中趋势。如以有效能来表示，则代表沉积介质的平均动力能（速度）。但沉积物的平均粒度还在一定程度上取决于源区物质的粒度分布。

平均值可用各种方法予以确定，譬如用 25%与 75%位置上的粒度值或 16%与 84%位置上的粒度值来计算平均值，它代表正态分布曲线上中值任何一侧的标准偏差值处的粒度（图 3.1），即：

$$\bar{x} = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$$

图 3.1 正态频率分布曲线图

（图中：$\bar{x}$：平均值，σ：标准偏差）

平均粒径是解释与底部动力特征有关的沉积物的重要参数。密执安湖沉积物的平均粒径与水深之间的关系表明：较细颗粒主要赋存于连续堆积作用占优势的深水区，其分布范围虽小，但分选良好；在浅水区，由于在地形开阔地区以侵蚀作用和搬运作用为主，堆积作用多见于一些隐蔽地带，粒径一般较粗、分布范围较大、分选性较差（Cahill，1981）。

2. 众数

众数是含量最多的颗粒粒径，即最大频率的粒度。简单地说，众数是频率曲线上的峰值（图 3. 2）。

图 3.2 具有不同偏态的频率分布曲线

3. 中值（M_d）

表示位于总体中部（按重量计）的粒径、即：

$$M_d = \Phi_{50}$$

在正偏态总体中，中值低于平均值；而在负偏态总体中，中值高于平均值。所以，对于这样的偏态总体来说，中值比平均值更适合用于描述其最典型的特征值。

4. 标准偏差（σ）

可以按下式用图解法求出：

$$\sigma = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{16}$$

5. 分选系数（S_o）

可用下式求出：

$$S_o = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2}$$

描述各种分选系数（S_o）值的术语列于表 3.2 中，S_o <0.35 指分选很好的粒度分布；S_o>4.00 表示分选极差。

表 3.2 按Φ分级测量的分选系数、峰态和偏态的描述性术语（Briggs，1977）

分选系数也常被用作环境指标。通常，最差的分选系数是代表冲积扇和冰积物等粗粒沉积物；海滩卵石较河流卵石分选要好。对当代环境而言，滨岸沙比水下沙、潮间坪和河

流沙分选更好，风成沙丘分选最好。

6. 偏态（α_s）

偏态可判别粒度分布的对称性，并表明平均值与中值的相对位置。如为负偏，则此沉积物是粗偏，平均值将向中值的较粗方向移动；正偏则是细偏，平均值向中值的较细方向移动。

偏态可用下式求出：

$$\alpha_s = \Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50}$$

当 α_s 为-1.0～-0.3 时，表示极负的偏态总体；α_s 为 0.3～1.0 时，表示极正的偏态总体。利用偏态（和峰态）可以度量湖底的能量水平和颗粒混合程度（Thomas，1972；Damiani and Thomas，1974；Sly，1977、1978）。砂中的粉砂为正偏态，而黏土中的粉砂却为负偏态。

7. 总体的峰态或峰度（K）

峰态是度量粒度分布的中部和尾部展形之比，通俗讲就是衡量分布曲线的峰凸程度。峰态可用下式求出：

$$K = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$$

呈尖峰形的称为尖峰态，平坦的称为平峰态，正态分布的称为常峰态（表 3.2）。峰态也能提供与中央部分有关的分布曲线尾部的分选数据。

3.1.4.4 粒度的相互关系

通过对沉积物粒度的分析，可直接反映各种沉积作用的过程、介质携带物质的能力以及沉积物吸附污染物的能力。一个球形颗粒的比表面可用下式进行计算：

$$S_s = \frac{4 \bullet \pi \bullet r^2}{(4/3) \bullet \pi \bullet r^3} = \frac{3}{r}$$

图 3.3 说明了颗粒大小与比表面之间的关系，活化的吸附面积随着粒度的减小而明显地增加。但是，自然界中的沉积物是由不同粒级组成的，通常采用图 3.4 表示的谢帕德（Shephard，1954）图解法描述粒度的组成。沉积物粒度的结构分类是用三角形的三个顶角表示砂、粉砂和黏土。它涉及到六个二元命名（如粉砂质黏土、砂质粉砂等）和一个三元命名（即砂一粉砂一黏土），具体命名由各种粒级的样品量占总重量的百分数决定。

图 3.3 颗粒粒径与近似比表面间的关系（Kohnke，1968）

（实线用于密度为 2.65g/cm^3 的球状颗粒；虚线表示黏土颗粒多为板状，且具有较大的内部表面积）

图 3.4 湖泊沉积物粒度的结构分类（据谢帕德图解法）

湖泊沉积物的粒度、含水量与体积密度三者之间存在着一种明显的、自然的内在联系。湖泊沉积物的平均粒径与含水量之间的关系决定于下列诸多因素：

①沉积物深度。因为含水量取决于沉积物的压实程度，而不一定取决于粒度。

②有机质含量。强烈地影响沉积物的含水量，但不一定影响其粒度。

③固体颗粒的矿物成分和粒度分布。可能影响颗粒的比表面、形态和黏结性，因此对含水量的影响不同于对粒度的影响。

④对于浅水区侵蚀带内的砂质沉积物（$0<\Phi<4$）来说，其有机质含量本身就低（一般 LOI<5%）。故其含水量与粒径间的关系在不同湖泊类型之间的差别比较小。

⑤粉砂质沉积物（$4<\Phi<9$）中的有机质含量，在质和量上都可能有很大的变化。

⑥对于黏土质沉积物（$\Phi>9$），由于含水量除受粒度影响外，尚有多种控制因素，所以含水量与平均粒径之间的相关性随着粒度的减小而明显变差。

3.1.5 磁参数

环境磁学是 20 世纪八十年代兴起的一门新学科，已经被广泛应用于土壤、河流、湖泊和海洋沉积物的研究，其目的主要是探索沉积物物源，恢复古沉积环境，也可用作地层对比。磁参数在黄土－古土壤剖面和从陆架到大洋的海洋沉积序列中均得到成功的应用，如 An（1991）在研究我国西北黄土－古土壤剖面的磁化率变化特征时发现，古土壤层都具有很高的磁化率值，这一变化特征与深海氧同位素曲线反映的第四纪气候变化的规律完全对应。由此表明黄土磁参数的变化与第四纪深海沉积物的变化可能受同一种全球气候变化的控制，故可以利用黄土剖面来了解大陆第四纪气候变化。这一发现除极大地提高了黄土研究在第四纪地质学中的地位以外，也从一个侧面反映了环境磁学在古气候研究中的重要性。对湖泊沉积物中矿物磁性的研究也是环境磁学一个重要的组成部分，由于湖泊沉积物堆积速率较高，所以能够较好地记录短期气候环境变化的信息。对流域土壤及湖岸边坡沉积物的研究证实，湖泊沉积物中磁性矿物的类型及含量与流域输入物质及湖区水系活动过程有关，湖区水系中保留了不同土壤及岩石的磁性特征。因此，湖泊沉积物中的矿物磁性特征可以反映物质来源及集水区的环境变化过程。随着磁参数的研究深入，目前越来越多的科学家利用湖泊沉积物的矿物磁性特征来获取古气候变化信息（Yu et al., 1990）。

3.1.5.1 矿物的磁性分类

从磁学的角度观察，矿物可分成三大类：

1. 抗磁性矿物

在有外加磁场存在的情况下，仍不显磁性并产生极弱的反向感应磁场的矿物，称为抗磁性矿物。如石英、长石、方解石等。

2. 顺磁性矿物

在有外加磁场存在时出现磁性的矿物。组成这些矿物的分子或原子外层有不成对电子出现，因此产生了不平衡的磁极矩，在无外加磁场存在时，这些磁极矩的方向是杂乱无章的，故不显磁性。但一旦有外磁场存在，这些无序排列的小磁矩就会顺外磁场方向排列从而显出磁性。常见的顺磁性矿物有绿泥石、黄铁矿、菱铁矿、绿帘石、黑云母等。

3. 铁磁性矿物

有些矿物在无外加磁场存在时就显出磁性，被称为铁磁性矿物。铁磁性矿物按其内部磁畴的排列方式，可以分出狭义的铁磁性矿物和反铁磁性矿物。尽管反铁磁性矿物有定向排列的磁畴，但整体磁矩抵消，因此从理论上讲是不显磁性的。事实上许多反铁磁性矿物（如赤铁矿）的晶格有缺陷，故局部磁畴之间的磁矩不完全抵消，在无外加磁场时仍略显磁性。常见的狭义铁磁性矿物有磁铁矿和磁赤铁矿；反铁磁性矿物主要为赤铁矿、针铁矿和纤铁矿等。

超顺磁性是指，当铁磁性物质的粒径在 0.01～0.001μm 时，其行为与顺磁性物质相似，但在有外磁场存在时，其内部磁畴完全被磁化（朝一个方向排列），因此被磁化的程度远远超过顺磁性物质（表现为其磁化率值大于顺磁性矿物），细粒铁磁性矿物的这种行为称为超顺磁性。

3.1.5.2 湖泊沉积物常用的磁性参数

1. 磁化率（X）

磁化率系指物质在磁场中被磁化的程度。该参数指示物质的基本磁性类型，又通常用作铁磁矿物含量的粗略量度。一般而言，铁磁性物质浓度高，磁化率值就高。该参数还反映了磁畴特征，超顺磁晶粒的磁化率明显大于单畴和多畴铁磁矿物。

2. 频率磁化率(X_{FD})

指在不同频率外磁场下，沉积物产生的磁化率值变化程度，X_{FD} 由下式求得：

$$X_{FD} = \frac{X_{LF} - X_{HF}}{X_{LF}} \times 100\%$$

其中 X_{LF}：低频磁化率；X_{HF}：高频磁化率。该参数用于定性反映所测磁性物质的粒径。当铁磁性物质颗粒粒径很小时（一般小于 0.02μm），在高频磁场下，其对沉积物磁化率所作的贡献很小（即 $X_{HF} < X_{LF}$）。因此，X_{FD} 值增大表明沉积物中较细的磁性物质较多。

3. 饱和等温剩磁（SIRM）

指在 1 特斯拉（T）外磁场强度下被测样品得到的最大剩磁。它既与矿物类型和铁磁物质含量有关，又能指示磁畴特征。与磁化率一样，该值也受矿物组合方式、粒径及浓度变化控制。但不同的是 SIRM 值在铁磁性矿物粒径小于 0.1μm 时，随粒径变大而增大，当粒径大于 1μm 时，则正好相反。SIRM 与磁化率的比（SIRM/X）可以用来定性判别矿物组合，当该比值高时，表明样品中以赤铁矿、针铁矿为主；反之则以顺磁性矿物为主。此外，SIRM/X 也可判断铁磁性矿物的粒径，当比值高时，说明样品以 0.04～1μm 的磁性物质为主；而比值低时，则可能是以小于 0.04μm 或大于 1μm 的颗粒为主。

4. 非滞后剩磁（ARM）

指样品在由强度逐渐下降的交变磁场（100～0mT）与恒定的弱磁场（0.04mT）相叠加的磁场中磁化，会获得非滞后剩磁。它提供了铁磁晶粒的磁畴信息，与单畴晶体的含量有着正相关联系。

5. 退磁参数(S)

对已获得 SIRM 值的样品施以反向磁场，则原先的正向磁化作用减弱，反向磁化作用加强。根据不同的反向磁场（如－20mT，－40mT ，－100mT 等），可以得出不同的 S 值：

$$S_{kmT} = \frac{100(\mathrm{SIRM} - \mathrm{IRM}_{\mathrm{kmT}})}{2\mathrm{SIRM}}$$

其中 k 为反向磁场强度，单位为毫特斯拉（mT），IRM_{kmT} 为不同反向磁场下的等温剩磁。这个参数可以用来定性区分铁磁性矿物，如当 S 值在磁场为－40mT 或－100mT 时即可达到 90％以上，表明样品以磁铁矿为主。而赤铁矿或针铁矿则不易被反向磁化，故当反向磁场达到－300mT 时，S 值往往仍然很低。

目前常用的测定沉积物磁性参数的仪器有：

①MS2 型手提式磁性探测仪，该仪器轻便易带，是野外测定磁化率的主要仪器；②Dual 磁化率探头，用于在室内测定沉积物质量磁化率及频率磁化率比值（X_{FD}）；③旋转磁力仪及脉冲磁力仪，主要用来测量 SIRM、S 参数。

3.2　湖泊沉积的化学参数

由于湖泊沉积物主要是由湖泊周围供给的陆源物质及其与在湖水中合成的物质共同组成，因此，一个特定湖泊中沉积物的化学组分与汇水区和湖泊内的物质成分密切相关。

当使用正确的取样方法并与沉积物的化学分析恰当地配合起来，即可获得有关湖泊及其周围地区环境变化的大量有用信息。鉴于沉积物样品的化学分析需化费一定的时间，所以沉积物的分析工作要比从单一位置上采集水样的分析工作花费的时间长得多（这种水样分析，不是指持续若干年，费时耗资的系统水样分析方案）。但通过对某一点沉积物的系统分析，可以获得许多有意义的环境演化信息。

对沉积物岩芯进行化学分析，可以为研究湖泊演化史提供若干基础而关键的资料。在早期的沉积学研究中，人们将保存于沉积物中的信息作为湖泊生命的记录。然而近几十年的研究发现，湖泊沉积物记录的信息远远不止湖泊本身的环境演化，它是流域内环境变化乃至全球环境变化的记录载体。同时湖泊沉积记录的信息包括了自然变化和人类活动二方面，以及这二者之间的相互作用。

3.2.1　沉积物元素的组成

沉积物中化学元素的聚散及分布既反映了沉积物形成时的古地理、古气候和古环境，又反映了沉积物形成后的环境变化过程。任何一个沉积物样品都是由分散的矿物和有机化合物的复杂混合物组成的，许多元素离子都多多少少地通过吸附、吸收或络合作用紧密地与有机化合物缔合在一起。在湖泊沉积物研究中，很少进行元素的全分析工作，而且所研究的化学参数大多也很有限，这都是由研究目的决定的。

在湖泊沉积物基质内（表 3.3），主要元素 Si，Al，K，Na 和 Mg 等构成了最主要的元素组合（约占 80%）。作为对照，湖水的主要组分为 Ca，Mg，Na，K，HCO_3，SO_4，Cl，NO_3 等。其次为碳酸盐元素、营养元素（有机碳，有机氮和有机磷）和活泼元素（Mn，Fe，S）等几个次要元素组合，约占沉积物的 20%；微量元素组合（Hg，Cd，Pb，Zn，Cu，

Cr，Ni，Ag，V 等）在沉积物中还不到 0.1%（Kemp 等，1976）。

表 3.3 湖泊沉积物中化学元素分类表（Kemp 等，1976；Håkanson，1977）

3.2.1.1 常量元素

在大部分湖泊沉积物中，硅、铝、钙、碳酸盐－碳，以及有机碳等元素占有重要地位，这是因为除有机碳外，其它元素是构成地壳中许多矿物的主要组分。钙和碳酸盐是构成钙质湖泊的主要沉积物，而硅和铝在非钙质湖泊中占优势。有机碳的含量是可变的，它取决于陆源环境的有机物补给量和湖泊自身的生物产率。

其它常见的元素是铁、镁和氮。在地壳组成中，铁仅次于氧、硅、铝，是最常见的元素之一，因而也是湖泊沉积物中的常见组分。铁既能以矿物形式存在，也能与有机化合物缔合。镁主要结合于无机矿物中；而氮总是以特殊的形式结合在有机化合物中，在有机质含量高的沉积物中，氮的浓度可以超过 2%。

3.2.1.2 营养元素

除主要元素外，磷元素等其它次要组分是许多湖泊沉积物中的重要组分，尽管其含量较少，但仍然是不可缺少的营养元素。

磷是湖泊沉积物中研究最多的营养元素之一，此乃由于磷在大多数淡水湖泊中是控制原始生物产量的最具决定性的因素。近几十年来，由于耕地大量使用化肥、生活污水和工业废水的倾注与排放，致使输入湖泊水体中的磷含量大为增加，这对湖水的营养水平产生重大的影响（Vollenweider，1968；Rohlich，1969；Golterman，1975；Wetzel，1975）。进入湖水中的大量磷，经水～沉积物界面转化后，富集于沉积物内。因此，进入沉积物中的磷具有双重作用，即一方面磷可以促进沉积物本身的生物作用；另一方面磷可以返回湖水，加速水体的营养化进程。

湖泊生态系统内磷的主要来源是：

①岩石的风化作用：以磷灰石[$Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2$]为主，这一来源的磷与天然的大气沉降的磷一起构成磷的背景输入。尽管磷的天然供给量很低，但有少数例外的情况，如在火成岩地区基岩是富含磷的。

②可耕地：由于磷肥的使用，农业区排放的水中一般富含磷。来自农田供给的磷，就其数量级来说，大约比背景值高 10 倍左右。

③地区性来源（如城市污水和工业废水）：20 世纪以来，城市污水的排放已成为许多湖泊营养水平迅速提高的重要因素，相当数量的磷来自食品工业、冶炼厂以及化肥和洗涤剂工厂等的排放物。近几年来，由于脱磷工厂的建立，已降低了这个来源的重要性。

3.2.1.3 重金属元素

所谓重金属或微量金属是指比重大于 5g/cm^3 的金属。这些重金属元素可形成很难溶解的氧化物和硫化物，并且具有与有机和无机颗粒结合为稳定络合物的趋势。重金属在沉积物中的数量通常小于 0.1%，且以他生矿物或内生沉淀物、自生沉淀物、络合物等形式出现。然而，由于人类活动将这些重金属元素极过量地供给了水域环境，而有些重金属元素常常对水生生物有害，所以这些重金属引起了人们极大的研究兴趣，被用作污染和人类影响的示踪物。

重金属的来源可划分为五大范畴（Förstner and Wittmann，1979）：

①岩石风化作用；

②矿石和金属的工业加工；

③金属和金属组分的利用；

④垃圾和固体废料中金属的淋滤作用；

⑤动物和人类的排泄物。

重金属是通过地表径流、地下水、废水排放和大气沉降等途径进入到湖泊生态系统中的。重金属在黏土和页岩中含量最高，在碳酸盐岩中含量很低。重金属在湖泊沉积物中的平均背景值与页岩的平均背景值相似，但沉积物中的重金属自然背景值变化很大，主要取决于汇水盆地的基岩组成和结构。

进人湖泊和湖泊沉积物中的重金属增高，实质上与工业发展有关（Krenkel，1975）。19 世纪“工业革命”的开始，往往记录在沉积物中重金属浓度的增高上。由于人类活动而释放的重金属，主要有 Cr，Co，Cu，Zn，Cd，Hg 和 Pb。湖泊沉积物中重金属含量的显著增高，为认识湖泊污染史提供了极好的线索。同样地，还可利用湖泊沉积物中重金属元素的水平分布和垂直变化，评价入湖河流或污水流等点污染源金属搬运方式及其污染历史。

许多重金属元素之所以受到重视的另一个原因是由于它们的毒性。如 Bowen（1966），Förstner and Wittmann（1979）等已对重金属毒性的主要机理作过如下概括：

①由于氨基酸或氢硫基等反应基对酶具有高负电性亲合力，而使酶和酶系统受到干扰；

②重金属可与主要代谢物形成稳定的络合物；

③重金属可对代谢物的分解起催化作用；

④由于金属可结合于细胞表面，从而影响了细胞膜的渗透性；

⑤由于重金属可以取代细胞新陈代谢过程中起重要作用的其它元素，由此，可使代谢作用的功能趋于中止。

以 ppb（十亿分之一）级出现的元素，亦即自然浓度极低的元素有：Hg，Ag 和 Cd；而以 ppm（百万分之一）级出现的元素，包括 As，Co，Cr，Cu，Mo，Ni，Pb，Sn，V 和 Zn 等；以毫克级出现的元素有 Al，Ca，Fe，K，Mg，Mn 和 Na 等。

在湖泊环境中，重金属元素的存在形式十分重要。一般说来，以离子形式出现的元素，其毒性最强，而且其毒性与氧化价态成正比，譬如 CrO_4^- 较 Cr^{3+} 的毒性大。湖泊沉积物是成分极为可变的复杂系统，因此对湖泊沉积物的毒性作总的预测是十分困难的。

由于重金属常常以吸附等形式与各种化合物相结合，所以，它们毒性的潜在影响往往会明显地增加，硫化物、氢氧化物、碳酸盐以及有机络合物等，都是这种“载体颗粒”的实例。某些 pH 值低、氧化还原电位高的无机沉积物是重金属污染作用最显著的环境，这些沉积物常见于寡营养型湖泊中，如斯堪的纳维亚、美国和加拿大等湖泊的生态系统中，主要由于矿物燃料的燃烧，目前正经历着湖水酸化作用。大多数重金属的溶解度在 pH 值下降时会有所增大，先前以无害的颗粒形式出现在沉积物中的金属，经循环作用回到酸化湖水中时，往往以离子形式表现出毒性。

鉴于生物的生长需要少量重金属的事实，使某些重金属的作用变得比较复杂。这意味着金属浓度的少量增加可以促进植物的生长，但超过某一限度便可产生抑制作用。

总而言之，沉积物中重金属元素的异常往往是人为因素造成的，有关重金属的转化、滞留时间及其可能的生态作用是极为易变的，主要取决于存在形式和许多环境参数。

3.2.2 湖泊沉积的矿物特征

赋存于湖泊沉积物中的矿物，据其来源可分为以下三类（表 3.4）：

（1）他生矿物

他生矿物来源于湖泊以外的地区，一般是由河流、地表径流的搬运、湖岸侵蚀、大气降落物以及人类活动来源等供给，以它们到达湖泊时的不同形式逐步堆积于沉积物中。他生矿物的组分可提供有关湖泊周围陆地的特征，包括人类改造活动的有用信息。主要的他生矿物类型有硅酸盐、黏土和碳酸盐等。

（2）内生矿物

内生矿物是由于湖水的化学作用，导致沉淀物或絮凝物沉降至沉积物表面而形成，是湖水化学和生物条件的重要指示物。内生矿物颗粒的沉降作用往往只出现于一年中较短的时间内。譬如：①在温带湖泊中，经常在硅藻繁盛期之后，二氧化硅和硅藻壳一起沉积；②在钙质湖泊中，碳酸钙的沉淀往往是由于藻类光合作用引起 pH 值增高的结果；③铁沉淀物的形成往往随着 pH 值和氧化还原条件的暂时改变而变化。

（3）自生矿物

自生矿物是由于特殊的化学和物理条件而形成于沉积物中的矿物。他生矿物和内生矿物在遭受结构上的变化或通过溶解物质而形成新矿物的过程，一般称为成岩作用，因此湖泊自生矿物往往被认为是早期成岩的产物。鉴于这些反应影响了沉积物中固相与液相之间的平衡，从而改变了能够迁移至湖水中元素的浓度，因此，自生矿物研究极为重要。

湖泊沉积物中的矿物，大部分是他生矿物或内生矿物。其中硅酸盐类，包括黏土和非黏土的硅酸盐，大多数是由他生作用堆积形成；而铁－磷酸盐和含硫矿物则是在沉积物中形成的矿物实例；只有少数矿物（如方解石）既可以有他生成因，也可以有内生和自生成因。

表 3.4　湖泊沉积物中的主要矿物（据莱尔曼，1989）

3.2.2.1 碳酸盐类

就数量来说，碳酸盐类矿物是湖泊沉积物的重要组分。在具有钙质基岩的湖泊中，碳酸盐往往构成单一的优势组分。很多湖泊中的碳酸盐类主要是由湖泊周围地区岩石经风化剥蚀而形成的。这已经为中欧、加拿大、美国和中国西南地区等的钙质岩区内的许多湖泊所证明。最普通的他生碳酸盐类矿物是方解石（$CaCO_3$）和白云石[CaMg（CO_3）$_2$]。内生作用也能补充碳酸盐。在钙质基岩区，由于水、二氧化碳和含钙矿物之间的风化作用，使地表径流、土壤水及地下水中富含 Ca^{2+}离子和 $HC0_3^-$离子

$$CaC0_3+H_2O+CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+}+2HC0_3^-$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 2H_2O + 2CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 4HC0_3^-$$

因此，这些地区的湖水中含有较高浓度的 Ca^{2+}、HCO_3^-或 $C0_3^{2-}$，当化学或物理条件改变时，可以导致方解石或其它碳酸盐矿物的沉淀。

在物理参数中，水体内溶解的二氧化碳浓度和水体温度是决定方解石溶解度的最关键因素。在硬水湖泊的光合作用带内，由于藻类或大型植物大量消耗二氧化碳，可以形成内生方解石。而且由于方解石的溶解度随着温度的升高而降低，所以，较高的水温可以加速内生方解石的形成。

由这些作用所形成的碳酸盐未必能到达沉积物中或持久地渗入湖底。在较深的湖泊中，方解石下沉穿过温跃层与二氧化碳浓度较高的冷水接触，将再次发生溶解；再如湖泊的沉积物中，有机物质分解产生大量的二氧化碳，也可以溶解到达湖底的方解石晶体。

另一种与光合作用有关，有利于方解石形成的反应是依赖于 pH 值的方解石沉淀作用。方解石的溶解度随 pH 值的升高而减少，白天强烈的光合作用使 pH 值升高 2～3 个单位的湖泊中，方解石的溶解产物往往趋于过剩而沉淀。正如上面所讨论的，由于类似的原因，这种成因的方解石，当其下沉到湖底静水层或沉积物表面时，能够发生部分的溶解，因为这些环境中的 pH 值由于有机物的分解，总是比较低的。

在浅水湖泊中，特别是在他生碳酸盐含量高到足以缓冲生物呼吸产生的二氧化碳的地方，存在有内生碳酸盐矿物混入到沉积物中的最佳条件。越是生产率高的湖泊，碳酸盐沉淀得越多。在有机物供应高的湖泊中，沉积物溶解碳酸盐的能力也高，但有机化合物也能妨碍碳酸盐的溶解，像氨基酸、腐殖质等都有吸附在方解石晶体表面的强烈趋势。据 Wetzel（1970，1972）的研究，这些有机质包壳大大降低了碳酸盐的溶解性，使它们能保存在沉积物中。镁方解石一类的自生碳酸盐则是在非生物的特殊条件下产生的，大量镁方解石似乎是高盐度湖泊中沉积物的共同特点（Callender，1968；Müller，1971；Degens，1973)。

3.2.2.2 硅酸盐类

地壳主要是由石英（SiO_2）或其它结构较复杂的硅酸盐矿物组成的。在很多硅酸盐类矿物中，铝可以置换一部分硅原子，这类矿物称为铝硅酸盐矿物。基岩的风化和剥蚀作用可使硅酸盐矿物颗粒随着水流发生迁移进入湖泊中。可以认为，硅酸盐矿物全部是他生的，在水下环境中，其性质并无明显变化，并且以不同大小的颗粒沉积下来。在大部分湖泊沉积物中，以粉砂级（>2μm）和砂级（>63μm）硅酸盐物质为主（Müller and Förstner，1968a，1968b），而这些粒级组分的矿物主要是石英和长石。

由于这些矿物是他生成因，所以它们反映了补给区基岩的物质组成。同时又由于它们结构上的稳定性，可用它们来评价这些颗粒在湖泊中搬运和沉积时所发生的物理过程。

在粒径小于 2μm 的黏土级细粒组分中，含有大量的硅酸盐矿物。黏土矿物是其它硅酸盐类矿物通过水热作用（即在高温、高压条件下与水发生反应）或风化作用形成的。像非黏土硅酸盐类一样，应该看作为反映湖泊周围地区矿物学特征的他生矿物。

与湖泊沉积物中或多或少呈现惰性的其它硅酸盐组分不同，黏土矿物具有影响沉积物可溶组分循环的特征，因此可影响沉积物与湖水之间的物质交换，这些性质与黏土的特殊结构有关。黏土矿物属于堆垛层结构，其中每个结构层或者是四面体层（硅原子的周围有四个氧原子），或者是八面体层（由两层呈六边形排列的氧原子和八面体中的铝或镁原子所组成），这些分开的层以二层群或三层群为单位而堆叠，二层群黏土系由一个四面体层和一

个八面体层组成的。分离的层之间往往带有负电荷，这说明在各层之间能吸附阳离子和水，借以抵消负电荷。因此，黏土可用作阳离子交换剂。此外，它们还具有高的含水量，由于颗粒细小，孔隙度大，使黏土颗粒有较大的表面积，从而增加了反应位置的数目。矿物结构“内部”的吸附水，可使更多的位置与溶解物发生反应。

黏土矿物不仅能够吸附阳离子而且也能有效地结合像磷酸根这样的阴离子。这种吸附作用具有两方面的机理：一方面与带有正电荷 Al^{3+}的黏土片的边缘进行化学结合；另一方面，或者是用磷酸根取代黏土结构中的硅酸根（Stumm and Morgan，1970）。此外，黏土矿物颗粒也经常与有机化合物缔合，按照 Jenne （1977）的研究，可将黏土矿物视为一种沉淀有机物质的机械性基质。

尽管湖泊沉积物中硅的主要部分来自外部的硅酸盐类矿物，但是还存在有使硅沉淀于沉积物中的内生作用过程。最重要的内生来源是进入硅藻细胞中的 SiO_2 的沉积作用。在富营养湖泊中硅藻类很常见，有时甚至是浮游植物群落的主要组成部分。这些藻类从湖水中吸收硅，以使其与自身的细胞相结合。当藻类死亡以后，则不再具有浮力，其硅酸壳迅速沉降到湖底。在某些沉积物中，硅藻的硅酸盐壳可以长期得到保存；而在另一些沉积物中，溶解作用和成岩作用使硅藻的 SiO_2 难以存在，即使其沉积作用很强时，也是如此。硅藻遗体含量高的第一类典型实例是非洲的大型湖泊，如坦噶尼喀湖；第二类例子是密执安湖，湖中氧化硅在成岩作用时的重新活动，似乎是在沉积层顶部 l0cm 内完成的（Jones and Bowser，1978），造成上述现象的原因目前还不清楚。一种可能的解释是，由于非洲的湖泊中除其它硅酸盐类矿物的输入量高以外，还加上其本身硅藻的产量高而稳定，从而有利于沉积物中氧化硅保持其化学稳定性。

3.2.2.3 硫化物类

赋存于湖泊沉积物中的硫化物主要是自生硫化铁。形成硫化物的必要先决条件是将 SO_4^{-2} 还原为 S^{2-}，这是由微生物维持的还原作用。在还原过程中硫酸盐中的氧用来氧化有机物或分子氢，其中一种还原产物为 H_2S。沉积物中 Fe^{2+}的存在导致了极难溶的 FeS 的沉淀。硫化物最初需要在完全还原的沉积物中形成。

在一系列硫化反应过程中，硫化铁转变为黄铁矿（FeS_2）。Richard（1975）曾指出，硫化反应在缺少单质硫的情况下不能继续进行。在大多数沉积物－水系统中，低数量的溶质硫一般限制了 FeS 向 FeS_2 的转化。但应当注意，与硫循环中其它大多数作用的过程不同，FeS 的硫化作用不涉及微生物的沉淀。

因为硫化物的形成需要在强的还原条件下进行，所以硫化物矿物大多形成于生物产量高的湖泊沉积物中，在这里当完全缺氧的条件占优势时，氧化作用十分微弱，以致氧化还原电位降到 100mv 以下。但是由于 FeS 是极难溶解的，所以，以 FeS 形式结合的铁，在氧化还原电位和 pH 值条件改变的时候，较之铁的氢氧化物稳定得多。事实上，所形成的 FeS 往往是铁的永久“陷阱”。借此可通过沉积物与湖水之间的循环、通过与其它元素的反应，回收相当数量的金属。FeS 的沉淀往往可使沉积物持留磷的能力降低，因为磷在沉积物中的固定决定于活性的和活动的铁的存在与否。

3.2.2.4 铁、磷化物类

自然界中最丰富的含铁矿物是铁的氧化物、氢氧化物和硫化物。此外，铁还可结合在

几种硅酸盐内。分散状态的铁以硅酸盐颗粒、无机氧化物或以沉降颗粒上的氧化壳的形式堆积于沉积物中。铁还能与有机碎屑、腐殖质胶体物质一起进入沉积物中。大多数铁的氧化物和硫化物是自生的，此乃由于湖泊沉积物中的铁具有较高的化学活动性。控制铁转换的主要因素是氧化还原电位 Eh 和 pH 值。在弱酸性至碱性 pH 值条件下，氧化沉积物中的铁以氢氧化铁的形式存在，当氧化还原电位降至 200mV 以下、pH 值显中性特征时，三价铁可被还原成二价铁，并呈离子状态返回到溶液中去。并且，Fe^{2+}离子聚集在沉积物孔隙水中或者被搬运回到水柱中。若氧化还原电位 Eh 继续降低，则二价铁以极难溶解的硫化铁化合物的形式沉淀下来。当还原沉积物被氧化时，二价铁离子转变成三价铁，并重新沉淀下来。高 pH 值的条件有利于氢氧化铁保持稳定。

由氧化还原作用所控制的这些转变，取决于几个因素，其中沉积物之上湖水的生物产率是最重要的因素。生物产率愈高，则沉积物表面有机物耗氧量亦高。有机物的分解可以导致表层沉积物中还原条件的产生，当沉积物被湖底滞留水覆盖时，这种作用尤其被加强。所以，含有二价铁化合物的还原态沉积物，常出现于温带地区富营养湖和高营养湖的温跃层以下。当沉积物被循环充氧水覆盖，例如当水体处于等温条件下时，可能发生湖底氧化作用以及与铁质组分有关的转化作用。

显然，湖泊沉积物中以各种分散形式出现的含铁矿物是某些极复杂型式的相关因素和作用过程的结果。含铁物质溶解、沉淀、转化等作用的出现，是由于环境条件在每一年的短周期内屡次发生变化的缘故。

磷以下列形式堆积于沉积物中：

①他生的磷灰石矿物。

②有机缔合物。一部分为沉降的死亡生物的组构元素，并且进入腐殖质络合物中。

③与无机络合物一同沉淀。如铁或铝的氢氧化物，或者是与方解石共沉淀的产物。

以上不同组分的相对重要性，决定于外部供给的磷灰石矿物、有机物、形成络合物的媒介物（如铁）等，而且在很大程度上也取决于湖泊系统的生物产率。

一般说来，在湖泊沉积物中，无机磷的含量明显地高于有机磷的含量。无机磷组分主要是由非磷灰石无机磷组成的。但在钙质地区的沉积物中，磷灰石磷可能占有主导地位。

应当指出，总磷量和沉积物的磷成分在同一湖泊的不同部分变化是很大的。沉积物的特征取决于湖底动力特征、地貌形态、水力负载、水体移动、营养状态以及外源物质成分等。因为浅水侵蚀带的物质向深水堆积区的搬运过程，大体上是连续进行的，所以，沉积物中的总磷浓度一般随着水深的增加而增高，以致在不同类型的沉积物中可以出现不同类型的含磷化合物。譬如在伊利湖中，他生磷灰石磷在湖滨沉积物中占优势，而非磷灰石无机磷和有机磷却堆积在岸外的堆积区内（Williams，1976）。

成岩作用似乎能使其它形式的磷转变为沉积物中的磷灰石磷。这意味着在较老（埋藏较深）的沉积物中，磷灰石磷越发显得重要。

3.2.3 沉积物中有机碳化合物

在很多湖泊沉积物中，有机质所占的比例比较高。水体中未受降解的有机质，可以混入到沉积物中沉积下来。有机物在沉积物中可以得到不同程度的保存，或者进一步经生物降解作用而还原为有机碳，为湖泊沉积物中的异养生物提供主要能源。

有机碳化合物或是异地成因的(即从湖泊周围地区搬运到湖泊中)、或是原地成因的(产自湖中)，这些由不同来源形成的有机质，其相对含量取决于汇水区的特征，且与湖泊中生

物产率有关。

大体说来，外来有机碳的分量是随着湖泊生物产率的下降而增加的。无营养湖类型代表一个极端的情况，沉积物中的有机质几乎全是陆源的。另一个极端是以原地生成的碳为主，多见于营养物质输入量高，因而有机质产率也高的湖泊中。

3.2.3.1 腐殖化合物

腐殖质主要是由植物的降解作用生成的，它既可以是异地来源，也可以是原地生成。可是在富含腐殖质的沉积物中，腐殖质主要来源于湖泊周围的陆地区。若不考虑成因，则腐殖化合物构成了很多沉积物中总有机碳的主要部分，而且对新陈代谢以及许多无机元素，特别是金属和磷的循环也具有极其重要的意义。

腐殖质的近似元素组成为：

C：45%～60%　　O：35%～40%　　H：3%～5%

N：3%～5%　　P：0.5%　　S：0.5%

尽管湖泊中的腐殖质一般比上壤中的腐殖质含氮量低，但是赋存于土壤中的腐殖质与水环境中的腐殖质，在结构上似乎并无明显差异（Gjessing，1976）。

腐殖质是植物受到微生物的降解作用而形成的，用于合成腐殖质的最重要化合物是木质素、碳水化合物、蛋白质和酚醛等。高分子量原始类型的腐殖质是由多酚木质素合成的，其进一步的降解作用可以产生腐殖酸、黄腐酸，并排放出大量的气体物质。值得指出的是除了由细菌作用维持的“外部降解作用过程”以外，还有自溶作用即生物死亡后自身产生的酶解作用，也能产生许多类腐殖质物质。

腐殖质化合物的破坏过程非常缓慢，其对沉积物代谢作用过程的影响，是由腐殖质的化学特性决定的。这些性质又取决于腐殖质官能团的组成及其含量，在官能团中，特别重要的是羟基和酚基，它们具有酸－碱双面性，而且可与许多阳离子发生化学反应，从而使腐殖化合物具有离子交换能力和与金属络合的能力。由于富含腐殖质的沉积物通过超络合作用可以抵消铅，锡，铜等重金属的毒性作用，所以，这种与金属结合的能力是非常重要的。

腐殖化合物可以有效地吸附三价铁，因此，在富含腐殖质的沉积物中也总是含有高浓度的铁。与腐殖质共生的铁并不妨碍它与其它阴离子发生反应，典型的例子是带负电荷的磷酸盐对腐殖质－铁络合物的吸附作用。人们早已认识到这一反应对控制沉积物与湖泊的营养状态具有重要的意义（Boström，1982）。腐殖质与其它有机化合物发生反应，可以中和有毒物质，包括人造有毒试剂和自然成因的有毒化合物。同时，湖泊沉积物中的腐殖质还可降低酶的活性（Povoledo，1972）。

腐殖质可以影响湖泊沉积物的pH值，富含腐殖质的沉积物显示酸性特征（pH为5～6）。同时，由于腐殖质具有酸－碱性质，它还具有缓冲剂的作用。但与碳酸盐系统相比，腐殖质的缓冲能力较小，可是在碳酸盐被耗尽的酸性环境中，腐殖质化合物往往成为阻止 pH 变化的主要缓冲剂。总体上，富含腐殖质的沉积物对于酸化作用的敏感性不及类似的碳酸盐系统沉积物。

沉积物中腐殖质的主要作用可概括如下：

①腐殖质可以降低金属和有机化合物的毒性作用。

②腐殖质能借助结合在腐殖质－铁－磷酸盐络合物中的磷，影响湖泊的营养状态。

③腐殖质具有充当 pH 值缓冲剂的作用。

因此，腐殖质对沉积物中生物活动的影响可能是正向的—中和有毒化合物；或是负向的—减缓生物作用或减少营养物的供应。目前，关于沉积物中的腐殖质对于化学反应和生物反应的全部影响，几乎还是未知的，所以，涉及这一领域的进一步研究工作是湖泊沉积学的重要课题。

3.2.3.2 生物标志化合物

生物标志化合物（也叫分子化石）是指地质体中那些来自生物有机体的分子。它们在有机质演化过程中具有一定的稳定性，虽受成岩、成土等地质作用的影响，但基本保存了原始生物生物化学组分的碳骨架，记载了原始生物母质的相关信息，具有一定的生物学意义。目前，生物标志化合物的研究已涵盖了主要的 4 种生物化学组分：蛋白质（包括核酸）、碳水化合物（包括几丁质）、类脂物和木质素。在这 4 类生物标志化合物中，研究得最为广泛的是类脂物和蛋白质（核酸）。相比较而言，类脂物在地质体中要稳定得多，可以在许多环境中长期保存下来，但它所携带的生物学信息相对较少。相反，蛋白质（核酸）的生物学信息相当丰富，但它们相对要不稳定得多。在全球变化研究中，研究最多的生物标志化合物是类脂物分子，包括烷烃、芳烃、酸、醇、酮和酯等，研究主要涉及这些生物标志化合物的种类、含量、分布特征以及单体碳、氢、氧和氮等稳定同位素组成特征。

1. 生物标志物的特点

（1）结构复杂、信息量丰富

生物标志物大多是结构十分复杂的高分子量有机化合物，如甾类、萜类、卟啉类等都是十分特殊的多环大分子。它们很容易与生物体中生化分子联系起来以确认它的先质体，同时也易与有机质热解（非生物成因）形成的低分子量、结构简单的有机化合物区分开来。由于它们的复杂结构，外界的影响（沉积时期的地球化学环境，埋藏中的热动力环境）都会不同程度地反映在结构的微小变化上，因此信息量远远大于简单的有机分子，如甲烷、乙烷等。

（2）既具继承性，又具变异性

生物标志物是比较稳定的有机化合物。众所周知，从生物体到沉积有机质，最后转化为油气或其它有机矿产，都经历了一个漫长而复杂的物理－化学和地质的演化过程。形成的石油、天然气、煤在总体化学组成、结构以及性质上均完全不同于原始的有机质。其中的生物标志物在生物体中多以醇、酸和酮的形式存在。在这个演化过程中，同样不可避免地发生一系列变化，如消除不稳定的官能团（主要是含氧、氮、硫的官能团），加氢还原（使不饱和键转为稳定的饱和键），芳构化及异构化，然而它们仍保留了原始母体的基本碳骨架。正是这种结构上的继承性使生物标志物成为这些“遗传”信息的传递者，而可用于标志有机质来源及原始沉积环境。而结构上的变异又是演化过程的记录，可用于追溯有机质乃至整个沉积体系经历的地质历史。

（3）特征的立体化学

生物标志化合物大多具有三维结构。它们的演化不仅是成分的改变，更重要的是立体化学转化，即立体异构化。一个饱和的碳原子处于四面体中心并与 4 个不同的基团连接时，可以有两种互为镜象的构型，该碳原子位于中心或不对称中心。大多数生物标志物具有多个不对称中心，它们可以形成镜象对称的异构体，即对映异构体（光学异构体）及非镜象的异构体即非对映或差向异构体。这些异构体均可以用色谱－质谱－计算机联机分辨并检测出来。因此，可以较方便地追踪生物标志物的立体化学特征以判断它们的演化程度。

（4）丰度低，但种类多，分布广

生物标志物是微量的组分，虽然这给分析工作带来一定困难，但同时也具有易于保存，分布广泛的特点，在任一含有机质的沉积体中都可以检测出来。它们不仅存在于固态的有机质中，也存在于油气及地下水中。

目前已检测出的生物标志化合物不下几百种。常用的有萜类、甾类、非环状异戊二烯类、卟啉类、有机硫化物等等。在萜类中依其结构及组成又有很多化合物，如倍半萜（C_{15}）、双萜（C_{20}）、二倍半萜（C_{25}）、三萜（C_{30}）、四萜（C_{40}）及其异构体，尤其是芳构化异构体。甾类也有正常甾烷，重排甾烷，4-甲基甾烷及各种异构体、芳构体。这些生物标志物各有其成因及演化特征，因此我们可以充分利用多种生物标志物传递的信息，互相验证，互为补充，以解决不同的地质问题。

（5）一些生物标志物具有很好的专一性

一般来讲，生物标志物都来源于藻类、高等植物及细菌。然而有一些标志物来源于特定的生物体或形成于特定的环境和地质时代，因此具有很强的标志功能。生物标志物的这些特点使其在地球化学领域得到了广泛的应用并显示出它明显的优势。

2. 主要类型

（1）无环类异戊二烯

无环类异戊二烯是指由那些 C_5-异戊间二烯骨架单元聚合而成的化合物，这些骨架单元系由甲瓦龙酸（俗名 3-甲基-3、5-二羟基戊酸）经异戊烯焦磷酸和 3,3-二甲基内烯焦磷酸衍化来的。虽然已发现还有链更长的聚类异戊二烯，但是大多数天然产出的类异戊二烯化合物的链长为 C10（如，牻牛儿醇）、C15（如，法呢醇）、C20（如，植醇和二氢植醇）、C30（如，角鲨烯和角鲨烷）或 C40（如，双植烷基醚类）。在许多地质样品中，人们发现了在成岩作用中与无环类异戊二烯先质有关的假同系列，尽管这种化合物的碳原子数不一定是五的倍数，而且也不符合异戊间二烯结构的严格定义，但和大多数有机地球化学论文一样，我们将这些化合物称之为类异戊二烯。

除了链长的变化以外，天然产出的无环类异戊二烯呈现出许多官能团和不饱和度。这就产生了包括醇、烃、酮、羟酸、醚和其它衍生物在内的一系列化合物类别。在异戊间二烯骨架单元的连接模式上也有所不同，可能出现“头对头”、“头对尾”或“尾对尾”的连接形式。

在大多数全新世沉积物中，以含氧的无环类异戊二烯占优势，而且在大部分情况下，已经表明其是由叶绿素 a 的植基侧链衍生而成的。在多数全新世沉积物中发现了植醇，并且发现了少量的二氢植醇。在某些沉积物中并不存在游离的植醇，但可通过加热使其释放出来。

地质体物质中类异戊二烯化合物的鉴定和研究工作有助于理解：①根据这些化合物了解其可能的先质并探索它们的起源；②它们之间的成岩作用关系；③它们的结构与分布对于沉积环境和沉积物热变史的意义。

由于类异戊二烯化合物经常是丰富的，并且是广泛分布的，它们非常适于作为生物标志物。而且，也已鉴定出了相对稳定的饱和的异戊间二烯骨架单元，使这些化合物可能用作漫长地质时期的示踪物。例如，植烷和姥鲛烷在原油中的分离和鉴定，是在 Treibs 对卟啉的鉴定之后，论证石油来源于生物成因有机物质的又一个确切的证据。

无环类异戊二烯的研究主要划分成两类。第一类将类异戊二烯单元视为相对不活拨的标记或标签，以大体相同于人们使用放射性同位素示踪化合物的方式，可用以鉴定经过各种官能团变化后的分子。这个方法特别适用于对水体或全新世沉积物的化学研究，并且对

于阐明诸如植醇之类化合物复杂的早期成岩作用历史有相当大的帮助。这些研究同样也提供了对于具有同样官能团的其它非类异戊二烯化合物成岩作用历史的认识。第二类研究是检验类异戊二烯单元自身的成岩作用变化，例如，古代沉积物中有机物质加热发生成岩作用变化，最终产生油气时的热力学过程。类异戊二烯骨架中原子立体构型变化的研究，正在提供很多热成熟作用过程的速率与程度的信息。这种立体化学研究也能用于区分全新世沉积物中无环类异戊二烯的天然来源和污染源。

（2）脂肪酸

脂肪酸是生物细胞膜的重要组成部分，包括藻类、原生动物、部分高等植物、细菌等在内的生物体在较低的环境温度下，倾向于合成更多的不饱和脂肪酸，以维持其体内细胞的流动性。Kawamura 在研究日本琵琶湖沉积物上部 20m 岩芯时发现，不饱和脂肪酸与脂肪酸的含量比 C18：2/C18：0 可作为反映古气候变化的指标，较高的 C18：2/C18：0 比值对应于较低的环境温度。

脂肪酸偶碳优势指数（以 C15～C30 碳数范围计算）CPIA 可反映细菌、藻类和高等植物对沉积有机质的相对贡献。细菌和藻类脂肪酸在小于 C18 碳数范围内的偶奇优势要大大高于高等植物 C20～C34 范围内产生的偶奇优势，所以高 CPIA 值往往指示细菌和藻类有机质的优势输入。Cranwell（1974）指出，营养型湖泊相对于贫营养湖泊，其沉积物中脂肪酸的 CPIA 值较高.

正脂肪酸 $\Sigma C19^{-}/\Sigma C20^{+}$（L/H）是反映内源藻类、细菌与外源高等植物相对输入量的又一个较好指标。较高的正脂肪酸 L/H 值表明内源有机质的输入量相对增加，同时也往往指示湖泊具有较高的生产力。

3.3 湖泊沉积的生物参数

湖泊沉积物往往是不同类型生物体的丰富的给养基质：光合植物、各种动物、细菌及微生物的生长发育或多或少有赖于沉积物营养供给，并表现出总体的营养水平。

在某些方面，沉积物较之湖水更能为生物提供合适的生存环境，譬如沉积物能供给高得多的无机养分和有机物质；另一方面，水下光照强度一般较低，而且只限于浅水区沉积物的表面。这就意味着沉积物中主要的生物活动是由异养生物(动物和细菌)维持的，异养生物利用的能量固定在由沉降的有机颗粒提供的还原碳的化合物中。可是，当日光的透射使光合作用能够在沉积物的大部分面积上进行时，湖底可能有较高的原始生物产率，有时甚至比水柱中的生物产率还要高。

木节将重点描述主要的四组底栖生物，即藻类、大型植物、底栖无脊椎动物及细菌，以说明沉积物与整个湖泊生态系统有关的生物作用。

3.3.1 底栖藻类

底栖藻类以湖底为其给养基质，并可再分为淀生藻类，即生长于沉积物表面或沉积物中的藻类，和生长于岩石和石头上的石生藻类。

除此之外还存在有其它几个概念。譬如，水底附生植物是一个常用的术语，它包括淀生、石生或附生植物（附着在其它植物上）的藻类，以及整个底栖群落。可是就原意来说，水底附生植物是指那些附着于水底沉船、标杆等水下人工基质上的藻类（Hutchinson，

1975）。

本小节仅讨论生活于沉积物中的藻类，即淀生藻类。

目前对淀生藻类的研究主要集中于有限几个种类，特别是硅藻，对其工作大多从分类学和环境生态学的角度进行研究，而对于整个藻类群落进行分类学、生产率及生态系统面貌的调查研究却很少进行，有关这方面的早期工作已由 Hutchinson（1975）进行了概括。Round（1957，1960，1961）曾对英国某些湖泊中的淀生藻类进行了一系列研究，在这些湖泊中硅藻和蓝绿藻在总生物量中占有主导地位，绿藻和鞭毛藻虽然也有大量的发现，但数量少多了。在沉积物的营养参数与藻类生物量之间未发现明显的相关性，然而，钙质沉积物似乎较有利于硅藻的生长，而蓝绿藻在富含有机物的类泥炭沉积物中更丰富。

关于藻类的生长与营养状态之间相当弱的相关性，可借助于下列事实予以解释，即淀生藻类的生长受低光照条件的限制多于受低营养补给的限制。对此可从瑞典北部库奥克尔（Kuokkel）地区某些亚北极湖泊中得到证据（Persson，1977），在这些湖中，蓝绿藻和硅藻占有主要地位，但在整个湖泊中施以氮肥和磷肥以后，淀生藻类的生产率或生物量并无明显的变化。当藻类暴露于比它原来生长位置更强的光照条件下，其生物生产率增加且光合作用亦有所加强。

为了满足藻类生物对日光的需要，淀生藻类在沉积物中很可能是可以移动的，否则，一旦藻类被沉降物质或再悬浮颗粒覆盖，则会切断其能量的来源。在沉积物表面以下数厘米处可以经常见到活的藻类，而日光却在数毫米处已完全消失的事实，可以间接说明淀生藻类的移动能力。而且淀生藻类还显示出规律性的昼夜移动（Round and Happey，1965；Round and Eaton，1966），赋存于沉积物表面的细胞数量在上午的中段时间内比较高，而在傍晚较低。淀生藻类大概能利用贮藏在沉积物中的营养物质，因此，它们与湖水的营养条件关系不大。Jansson （1978）通过以 N-15 进行的置换实验和质量平衡计算指出，库奥克尔湖中的蓝、绿淀生藻类是从沉积物的孔隙水中摄取铵氮，这个来源很容易满足它们对氮的需要。另外底栖藻类可以充当将氮从沉积物中运送到湖水中的转换链环。因此，蓝绿藻类可从孔隙水中吸收铵，并呈溶解有机氮的形式将其大部分排泄到上覆水体中，从而在一定程度上影响了湖水的化学组成。因而，不应将淀生藻类看作是一种孤立的底栖群落，而应将其视为湖泊生态系统的组成部分，并以各种方式影响着湖泊的新陈代谢。库奥克尔湖的研究成果表明，湖泊内原始总生产率的 50%～80%多与湖中的淀生和石生藻类有关，虽然湖水中的营养补给往往限制浮游藻类的生长，但对沉积物中的藻类却无影响，而且日光的透射作用使光合作用向下达到颇大深度，并为淀生藻类利用。

沉积物中的藻类群落较之浮游生物有更长的世代，并且生活在更为稳定的环境中，所以，浮游藻类的生物量和生产率的突然变化（往往是剧烈的）很少发生在底栖藻群落中。冬季生物量一般较低，随着春季和初夏光照强度的增加，生物量也会缓慢地、不断地增加，在盛夏季节生物量出现一个峰值。应当指出，上述年生物量的变化仅适用于总生物量，各个种的生长可能显示出不同的形式。需要特别注意的是，在沉积物表面所见到的藻类植物群并非全由真正的淀生型藻类组成，还可能包括活的种属或处于憩息阶段的浮游藻类。在浅水湖泊中，底栖与浮游藻类的混杂现象特别明显，那里的浮游藻类程度不同地、连续地与沉积物表面相接触。

有的浮游藻类在沉积物中度过休眠期，这可作为它们在湖水中生长的接种期。大型硅藻 *Melosira italica*（直链藻属）即属于这种类型，它们在湖水停滞的冬、夏季节从水柱中沉淀出来，而在春、秋环流季节重新悬浮起来。

3.3.2 大型植物

所谓水生大型植物，系指肉眼可见的水生植物，大多数是真被子植物，此外，还包括水苔藓，有时甚至包括轮藻属和 *Chladophora*。

大型植物或者呈自由漂浮状态，或者以某个部位（根或根状茎）附着于沉积物上，形成固定生长的植物群落。它们可进一步分为："浮露"植物—绿色部分浮现于水面之上；"漂浮叶"大型植物—叶子漂浮于水中或水面上和"沉水"植物—全部处于水面以下。

有时发育于浅水中的生长稠密的大型植物群落造成一种防止波浪扰动的特殊环境，并包含有各种各样的环境微区。在这些被遮掩的生物成因的沉积物中，生物的活动性相当高，其中常常密集地栖居着不同类型的底栖动物群落，并有细菌强烈的新陈代谢作用。

植物与沉积物之间较为直接的联系乃是通过许多植物的根系进行的，其进程主要由根部摄取必要的营养，输送至泥土以上的绿色部分。当大型植物占据了沉积区中大部分地区时，正如通常在浅水富营养湖中所见到的情形，根生植物对营养物质的摄取，引起多种元素从沉积物至生物体的可观数量搬运。在植物死亡和腐烂以后，大量的营养物质常常释放到湖水中，其中对磷的上述形式迁移的计算表明，死亡植物释放并供给湖水的磷，其数值等于或大于外来总磷量的 50%以上（Barko and Smart，1979；Welch，1979）。相反，供呼吸用的氧以相反的方向，即从水体向根部输送，这意味着在大型植物根的周围能够保持高的氧化－还原电位，而这本身就表现出对取决于氧化还原条件的化学和细菌作用过程的影响。

3.3.3 底栖无脊椎动物

在湖泊沉积物的表层，栖居着种类繁多的无脊椎动物群，其中有些动物在底泥中渡过其一生。但是在许多情况下，很多底栖动物只是在其生活周期的某一段时间内栖居在泥中，另一部分时间生活于湖水中。大部分水生昆虫在蛹及幼虫阶段生活于湖泊中，当它们变为成虫后便脱离了水生环境。

底栖无脊椎动物群栖居于沉积物中是为了获取食物和寻求保护，它们取食于有机沉积物、底栖植物、细菌以及其它种类的动物。为了觅取食物和寻求保护，它们经常生活于沉积物表面以下，固定于原地或在周围活动。动物在沉积物中的运动可以引起紊流和沉积颗粒重新分布，这种物理现象称为生物扰动作用，它常常是沉积物中的颗粒和溶解物质运移和相互作用的极重要的动力因素。

有关生物扰动和混合作用的化学方面的问题已由 Berner（1980）作过讨论，但是有关底栖动物群在沉积物中的新陈代谢及其与湖泊生态系统中其它组分间的相互作用等许多重要方面目前仍知之甚少。对底栖动物群的研究工作主要集中在分类学、族种分布等描述方面。由于底栖动物群有时参与了湖泊的分类并作为水质的指示，故 Brinkhurst（1974）对底栖动物研究的主要成果，尤其是出色的评述具有较高价值。这里我们首先扼要地介绍一些较大的底栖动物群，其中部分资料引自 Wetzel（1975）的著作，而后再讨论湖泊中动物群的分布及其对湖泊分类的重要作用。

3.3.3.1 底栖动物群的重要类型

1. 原生动物类

原生动物类以浮游和底栖两种方式生存。有关其生态、食物需求以及它们在湖泊沉积物中的作用等情况，目前所知尚少。原生动物似乎对各种环境条件具有较广泛的适应性，尽管它们确系需氧生物，但仍能在低氧环境下生存。它们多以藻类、细菌、岩屑以及其它原生动物为食，在富含有机质的沉积物中，原生动物类特别丰富，表明它们有助于湖泊中有机物的降解。一般说来，由于其生物量较低，原生动物类对于生物降解或底泥扰动的影响在总量上可能很低。

2. 线虫类

线虫或圆体虫多为寄生动物，但也有很多是自由生活的底栖动物，在多数类型湖泊中都可发现线虫类的存在，从而说明它们有不同的食物爱好，食岩屑、活的植物以及其它动物等。

3. 寡毛类环节动物

这是栖息于淡水生境中的两大蠕虫类中的一类（另一类为水蛭），同时也是底栖动物群的主要成员之一。

大多数淡水寡毛类环虫，长 1～5mm，除首、尾两节外，其余均为带刚毛束的环节，在大多数湖泊沉积物中能发现不同种类的寡毛类环虫。

环虫的很多种属，特别是管状环虫的典型习性是将头潜入沉积物中，而把尾留在水里，尾部的环节上有鳃或其它呼吸器官，它们以这种方式一面从营养丰富的沉积物中摄取食物，另一方面可在沉积物表面的含氧水中进行呼吸。在适宜条件下，寡毛类环虫的尾部密集地竖立在湖底上。大多数寡毛类环虫潜入沉积物中 2～4cm 深，偶而能钻入沉积物深达 15～25cm，特别是管状寡毛类环虫的这一特性，使其成为重要的“生物扰动者”。很多寡毛类环虫能忍受低氧环境，能在氧饱和水平低至 15％时进行呼吸，有的种属甚至能经受住短暂的无氧期。寡毛类环虫的这些特性可使它很适合于生活在营养丰富的湖泊沉积物中，它们的大量分布往往与有机物污染有关。

寡毛类环虫主要食用含细菌的有机颗粒及其它生物体。Brinkhurst（1972）等人对寡毛类环虫进食习性的研究表明，它们还能选择性地食用沉积物中的微生物。

4. 蛭虫纲

水蛭通常为外寄生物，以吸食脊椎动物（如鱼）的血液或其它体液为生，在进食的间歇期（可长达 200 天），水蛭不摄取任何食物，致使体重明显下降。有些水蛭种属被称为“掠夺者”，它们几乎不停地捕食小型无脊椎动物。水蛭的丰度一般与湖泊的营养状态有很好的相关性。

5. 甲壳纲动物

有几类甲壳纲动物在湖泊沉积物中渡过其整个或部分的生活周期。

（1）介形类甲壳动物：为小型原始双壳动物，生存于多种类型的湖底。它们生活于沉积物的表面，通过触角进行快速移动。在未受干扰时，它们张开钳形贝壳，借助渗滤作用觅食岩屑、细菌、藻类或其它小型动物。这类动物在沉积物中对营养物和能量循环所起的作用目前尚不太了解，但有时它们具有很高的丰度（>50000 个体/m^2），足以说明介形类甲壳动物在这一方面具有的重要意义。

（2）糠虾：其最大体长 3cm，善游泳，且表现出典型的垂向迁移方式。日间它们停留在沉积物表面，夜晚则游泳觅食浮游藻类和浮游动物，糠虾是鱼类的最佳饵料食物。

淡水中的糠虾通常为典型的冷水型动物，耐受不了 15℃以上的水温，且其需氧量高，故分布范围仅限于贫营养湖，尤其适宜于生活在常年低温、湖底有静水层的大型湖泊中。

（3）等足目动物：体长达 2cm，腹背扁平，故宜于在裸露的沿岸地带生活。最普通的

淡水型等足目动物是水虱属水生生物（*Asellus aquaticus*），经常大量出现在有藻丛或其它类型的植物的浅水湖底上，并以摄食水生植物为生。

（4）端足类甲壳动物：系主要的海生甲壳纲动物，淡水中只有少量的几个种属，其中以墨西哥绿钩虾目（Hyalella azteca）及 *Pontoporeia affinis* 最为重要。这些淡水甲壳纲动物体长约为 0.5～2 cm，具有收缩的环节。

（5）绿钩虾目：其整个生活周期是在沉积物中度过，以摄食有机沉积物及底栖微生物为生。

绿钩虾目与底栖藻类具有相辅相成的关系，绿钩虾目摄食藻类，它们的摄食活动有促进藻类生长的作用，至于原因何在，目前尚不清楚。

Pontoporeia affinis 与其它端足类甲壳动物的不同点在于它们喜好夜间在水柱内向上移动，加之其它方面的特征，可知它们的生性与糠虾大体相似。*Pontoporeia* 属于冷水狭温性动物，主要生活于富营养湖的温跃层或变温层底部。在白天，*Pontoporeia* 呆在沉积物表面或沉积物中，取食细菌和有机质小颗粒（<0.05ｕｍ）（Marzolf，1965）。

6. 软体动物

内陆水域中的软体动物可分为两大类：即单壳类蜗牛和双壳类蛤及贻贝。

蜗牛的壳通常呈螺旋形，少数为圆锥形。在不同类型的湖底都可以发现蜗牛，而在湖岸地带尤为富集。除酸性（能腐蚀贝壳之故）湖泊外，蜗牛可产出在各类湖泊中。由于它们具有特殊的呼吸方式，所以，有时在水面上也能见到它们。通常蜗牛用鳃吸入氧气，而所谓的有肺蜗牛是用“肺”呼吸的，有的还由皮肤经体膜进行呼吸。当沉积物表面的含氧量低时，有的“肺”蜗牛可在水面上将空气吸人“肺”中，而某些其它种的蜗牛则先将水灌入“肺”中，而后再像鳃那样进行气体交换。蜗牛以岩屑、植物及其它底栖动物为主要食物。

蛤和贻贝的躯体包藏在两个相同的贝壳内。与蜗牛不同的是，这些双壳类动物没有头、触角、眼和颌。它们也是用鳃进行呼吸，借助虹吸原理，在水通过其身体的同时，供给食物颗粒。蛤和贻贝的主要食物为岩屑颗粒和生活在沉积物表面的小型浮游动物。由于受呼吸机理的限制，蛤耐受低氧的能力不及蜗牛。

7. 昆虫

依据特征与所需环境的差异，可将淡水昆虫分为不同的目和种属。在底栖无脊椎动物群中，研究得最好的就是昆虫类。有些昆虫终生都在水下环境中渡过，而大多数昆虫却是在交替环境中生活的。昆虫的特点是变态，它们的生长经过不同的阶段：幼虫、若虫、蛹和成虫，故显示出不同的形态特征。另外诸如半翅目、蜻蜓目、襀翅目及蜉蝣目的昆虫，其变态过程是逐渐进行的。在年青的若虫阶段个体逐渐长大，背部长出肉趾进而成为翅膀，若虫阶段结束后开始了成虫期。

双翅目、毛翅目、大翅目及鞘翅目昆虫，具有完整的变态特征，这些种类在孵化为成虫之前，要经过幼虫和蛹的成长阶段。在幼虫阶段，翅膀在体内发育，待其成为蛹时便伸出体外。

现将重要水生昆虫类的特征、食物类型及主要进食机理等简述于下：

（1）蜻蜓目。属于大昆虫类，其水栖阶段的大部分时间是在沿岸地带渡过，虫卵在水生植物的淹没部分或类似形式的底质上发育；若虫主要栖居于植物中或在沉积物中潜穴，当它们在水面上孵出之前，需要经 10～20 次的塑型过程。蜻蜓目在被水淹没的阶段，需要较高的含氧量。

（2）蜉蝣目。这类昆虫在水中度过其生活周期的大部分时间。当它们成为成虫以后浮

出水面，活着进行交配只有二、三天的时间。卵产在水中，经过孵化，当若虫长到最大（通常小于 2cm）以前，需经过 20～40 次塑型过程。蜉蝣目的生活周期一般为一年（偶而有二年），常见于湖岸地带，产出在各类湖泊中。蜉蝣目对氧的需求量比较高，但在一定程度上，也能耐受有机物污染。

（3）襀翅目（石苍蝇）。在活水中极多，但也常发现于湖泊浅水区内。襀翅目在若虫阶段生活于水中 1～3 年之久，其形态类似于蜉蝣若虫，但两者颇易区别，襀翅目有二根刚毛，而蜉蝣目却有三根刚毛。

（4）双翅目。包括苍蝇、蠓及蚊虫。它们需经历整个变态过程，其很多种属构成各种湖泊中底栖动物群的重要组成部分。例如摇蚊分布广泛，几乎遍及全世界的湖泊沉积物中。某些种属的幼虫阶段延续几个星期到二年以上，成虫生活在陆地上。通常由皮肤进行呼吸，但也有少数种属依靠大气进行呼吸，并以不同方式在水面上吸取空气。有些摇蚊的血液中有类似血红蛋白的成分，因此它们能够耐受低氧条件。

幽蚊是双翅目中另一个重要的、研究很好的种属。在富营养湖中，这些食肉的浮游生物常与蠓、拟摇蚊、寡毛类环虫一起组成深底底栖动物群的主要部分。幽蚊类具有陆生期（成虫）和水生期，孵化后的第一龄虫生活在湖沼中，第三龄虫生活在沉积物中，有时在泥层中过冬。第四龄虫表现出极为典型的迁移生性，白天它们生活在沉积物中，在日落至日出的这段时间内向水面上、下移动，这种移动似乎受沉积物表面的温度、光照程度及含氧条件等因素控制。幽蚊类以捕食生活于湖沼中的浮游动物及小型底栖动物为生。

（5）毛翅目（毛翅目昆虫）。其生命周期为一年，在温带地区，成虫在整个夏季进行孵化。通常根据它们用植物碎片、砂或小石子营造的管状洞穴，易于识别很多毛翅目的幼虫。在贫营养以及富营养的湖中都发现有毛翅目昆虫的存在。

（6）鞘翅目（甲虫）。其生命周期一般为一年，其中包括三个幼虫阶段。甲虫所产的卵通常下沉到沉积物中，并于三个星期之内孵化。其幼虫及蛹成长很快，作为成虫的甲虫在湖中越冬。甲虫需要呼吸大气中的氧，而且当其游泳时，在其身体的腹面产生气泡。

3.3.3.2 湖泊中底栖动物群的分布特征

湖泊近岸区的沉积物与较深水区的沉积物相比，其沉积环境显然大不相同，从而反映在湖泊底栖动物群的多样性、丰度以及生物量的分布上也必然不同。

一般来说，由于多种原因，在各种类型的湖泊中，生物的数目都随着湖泊深度的增加而减少。浅水沿岸带的沉积物中群集着生根植物，与较深水的沉积物相比这里的环境极为多样，从而使不同环境需求的各个种属得以共存。很多底栖动物依靠大气氧进行呼吸，浅水湖底比较容易满足这个要求。而在深水湖底，沉积物表面氧浓度往往比较低，以致种属和数目受到限制，只有那些能耐低氧条件的种属存在。在深水湖底区，动物群中以摇蚊类和寡毛类环节动物占优势；而在贫营养湖中以冷水型糠虾和 *Pontoporeia* 为主。因此，在大多数的湖泊类型中，生物种属的差异对水深显示出相似型式的关系。沿岸带的总底栖动物群具有高数量和高生物量，因为沿岸带不仅提供给不同种属底栖动物以空间，而且还供给它们丰富的食物。垂向分布上，生物量（丰度）的变化也大，在低营养的湖泊中，底栖动物群的生物量一般随深度的增加而减少，这与食物的供应量有直接关系。在贫营养湖中，由于水层上部光合作用产生的能量大部分用于水柱中的矿化作用，因此，深水沉积物中的颗粒只是质量不高的食物。但富营养湖泊的沉积物往往在深底带会出现生物量的第二大峰值，这个最大值常以寡毛类环虫为主，而且随着湖泊生产率的增高这个特点变得更加明显。

3.3.4 细菌

细菌和细菌的作用在沉积物中具有无可比拟的重要性。生活于沉积物中的细菌不仅影响沉积物本身的条件，而且其新陈代谢作用还在很大程度上影响着湖水的化学环境。细菌作用之所以重要，原因在于它不仅能利用溶解的颗粒将化合物作为营养源，而且还可以作为能源。光合藻类仅从日光获得能量，而大多数细菌却能从还原碳化合物或还原无机盐的氧化作用中取得能量；绿色植物依靠氧进行呼吸，而很多细菌能够利用一些氧化合物（如 NO_3^-， SO_4^{2-} 和 CO_2）作为电子受体。因此，沉积物中细菌活动在很大程度上也影响沉积物中主要营养元素如碳和硫的循环。

当然，细菌影响范围的大小取决于生物量和细菌的活动性。在湖泊生态系统中，细菌新陈代谢的主要场所是沉积物的表面。此乃由于细菌活动的主要驱动力是有机物供给的，而沉积物表面的有机物供给一般高于湖水（尽管有些细菌用二氧化碳作为碳的来源，并且从还原无机盐中取得能量也不例外）。

3.3.4.1 某些重要元素的细菌循环

1. 氮化合物的氧化作用和还原作用

（1）硝化作用。氮多以还原的形式结合于有机质内，如在细胞蛋白质内呈氨基形式。因此，在有机化合物的分解作用中，由异养细菌释放的含氮化合物就是氨。在水溶液中，当 pH 值低于 9 时，氨主要以 NH_4^+ 的形式出现，所以在缺氧沉积物中有机物的分解作用常常导致 NH_4^+ 在沉积物孔隙水或湖泊底层水中的富集。然而在上覆含有充氧水的沉积物中，经过一系列以细菌为媒介的氧化反应，氨可以转变为硝酸盐。硝酸盐的氧化作用是经由像 NH_2OH 和 H_2N_2OH 等中间产物进行下去的，这些中间产物都不稳定，通常从未见有大量富集。

亚硝化单细胞属的细菌是氨氧化成亚硝酸盐的主要菌素。硝化杆菌是使亚硝酸盐氧化成硝酸盐的最熟知的菌类，这些细菌是化学无机营养自养生物的实例。这种自养生物用还原氮化合物的氧化作用所得到的能量来还原 CO_2，以供有机质的合成。所有硝化反应提供的总能量为-84kcal/mol，其中大部分是在氨氧化成亚硝酸盐的过程中产生的。

硝化反应需要氧，但其反应过程在氧的浓度低至 0.3mg/L 时仍能进行。对氧的需求意味着下列环境下的沉积物可有效地促进硝酸盐的形成：①在贫营养湖中，表层沉积物经常被充氧水所覆盖；②在富营养湖中，在循环期中或在连续供氧的浅水带。

硝化反应取决于 pH 值，并在 pH 值<5 时急剧减弱。因此，在富含腐殖质的沉积物和酸化湖泊中，细菌产生的硝酸盐的数量最低。

（2）脱氮作用。脱氮作用是由化学有机营养菌类维持的。在有机物的氧化作用中，有机营养菌能用氧化氮作为电子受体。脱氮剂主要发现于假单细胞菌属内，也见于射线属、杆菌及小球菌属。这些细菌是厌氧的，意味着它们能利用氧转换为 NO_3^-。若用 O_2 或 NO_3^- 作为电子受体，则通过有机物的氧化作用所获得的能量大致是相同的。脱氧剂，特别是假单细胞菌类所需有机基质的范围很广，例如荧光假单细胞菌的菌株可氧化一百多种大不相同的有机化合物（Golterman，1975）。

在湖泊沉积物中，脱氮细菌能很好地适应变化迅速的环境，这意味着它们数量丰富、对湖泊中氮的循环有很大影响。由于脱氮作用大体发生于厌氧环境（Eh≈300mV），所以

在湖泊生态系统中，沉积物是进行脱氮作用的主要场所，其最终产物就是 N_2，但若不对其重新固定则势必流失到大气中，因此在很大程度上脱氮作用也就意味着从湖泊系统中排放氮气。湖泊沉积物中脱氮细菌的活动性有时很强，致使氮的生产量相当于或大于输入湖泊的总氮量的一半。由于氮和磷均为湖泊中关键元素，因此这样高的氮量损失，其后果是不言而喻的。

脱氮作用对于高生物量湖泊来说尤为重要，因为这类湖泊的有机负载高，而且频繁地出现缺氧条件。某些情况下，硝酸盐异化还原作用以 NH_4^+代替 N_2 结束，但一般认为这条途径不及脱氮作用重要。除硝酸盐的异化还原作用外，还有同化还原作用。当硝酸盐作为细胞氮的来源时，这种还原作用就保持在细菌或藻类细胞内。对于湖泊沉积物来说，这种反应不甚重要，那里的主要氮源是 NH_4^+。

（3）固氮作用。当气态氮（N_2）被同化、还原并进入生物结构中时，氮还原作用的一种特殊情况就是氮的固定作用。固氮作用是由梭状芽胞杆菌和定氮菌类完成的，它们是厌氧异养微生物，因此在高生物量湖泊沉积物中极为丰富。通过它们的作用可使脱氮过程中所产生的部分氮得到重新固定，而且是被沉积物中固氮生物的活性群体固定，从而在沉积物表面出现具有低浓度氮的湖水层。

除了异养细菌之外，还有一些浮游和底栖的蓝 - 绿藻类也能固定氮。通常大家都认为，藻类固氮的数量高于细菌。

2. 硫化合物的氧化作用和还原作用

在一些生物结构中包含有还原形式的硫，例如在蛋白质分子中含有氢硫基（-SH）。因此，有机质的异养分解作用导致溶解的还原硫化物的释放。还原硫化物可以被细菌代谢以获得能量，主要还原降解产物为硫化氢（H_2S）。

化学无机营养菌所需的能量来自还原硫，这种细菌可分为两种类型。第一类包括贝氏硫细菌属及丝硫菌属，它们将硫化氢氧化成元素硫并沉积在细胞内。当硫化氢的供给被消耗殆尽时，内部的元素硫也进一步氧化为硫酸盐，并释放至周围介质中。由于上述过程都需要还原硫和氧，因此这些细菌局限于需氧和厌氧环境之间的边界层中，例如上覆充氧水的还原沉积物的表面。第二类使硫化物氧化的化学无机营养菌以硫杆菌属为代表，它们使元素硫沉积在细胞外部，因此，不能将硫氧化至硫酸盐。

此外，几种光合细菌也能使硫的氧化作用持续进行，它们对光的需要使它们在湖底的分布局限于浅水表层沉积物中，而且它们在水柱中的影响比在沉积物中更大。

在蛋白质化合物的降解作用中，硫的细菌还原作用是通过变形杆菌属进行的，这些细菌能将氢硫基还原为硫化氢，并大量分布于湖泊沉积物中。

其它类型的细菌反应也可产生硫化氢，在反应过程中，诸如硫酸盐、亚硫酸盐、噻亚硫酸盐等氧化硫化合物，在异养细菌有机物受厌氧降解作用时，起电子受体的作用。这种异化硫酸盐反应与上面讨论的硝酸盐细菌反应相类似：硫酸盐的反应是由脱硫弧菌属、脱硫肠状菌属和脱硫弧单胞菌属完成的。

除了有机物外，硫酸盐反应过程中的能量亦能来自氢分子。在蛋白质的降解或硫酸盐的反应中，细菌生产硫化氢的作用是湖泊沉积物中一个很重要的过程，它对湖泊的生物及化学环境带来重要影响。硫化氢的大量生产和堆积都发生在厌氧的有机介质中。硫化氢是一种很毒的化合物，它可以使生活于湖底的动植物及各种细菌灭绝，因此当硫化氢在水柱中的扩散速度高于其氧化速度时，它的毒害作用将波及至湖水中的整个生物群。

重金属很容易与硫化物反应，生成一些往往很难溶解的金属硫化物沉淀，这些硫化物略呈黑色，使还原沉积物呈典型的深黑色。

3. 铁的氧化作用和还原作用

所谓的铁细菌是能够利用铁（Ⅱ价）氧化为铁（III 价）时派生的能量。有些使铁氧化的细菌是化学无机营养菌如披毛菌属、纤毛菌属、硫杆菌属及亚铁杆菌属，它们从这个特殊的过程中获得能量，但是其数值很低，大约为 11kca1/mol。其中有些细菌如硫杆菌属硫氧化剂（*Thiobacillus thiooxidans*）和亚铁杆菌属氧化亚铁（*Ferrobacillus ferrooxidans*）能在 pH 值低于 3 的强酸性环境中生活，在这样低的 pH 值条件下要想通过氧进行铁（Ⅱ）的非生物氧化作用是不可能的，所以铁氧化的唯一途径是细菌性氧化作用。

在中性或碱性 pH 值下，铁细菌与供还原铁的氧之间进行着“竞争”，这通常使细菌局限于富含铁和具氧化－还原电位高梯度值的过渡带内。

几种铁细菌使氧化的铁呈氢氧化铁（III）形式沉积在它们的夹膜上，由于产生的能量低，所以相当大数量的铁被用于这个过程，并形成了易于识别的、典型的红褐色厚层沉淀物。由地下水流供给还原铁的充氧的沉积物表面，常是形成这种沉淀物的特有位置。

此外，像球衣菌属和铁囊菌属的异养细菌也能使铁发生氧化，这些细菌也能使氧化的沉淀物沉积下来，但不能通过铁的氧化作用获取能量。

在还原条件的沉积物中，铁（III）的还原作用原先一般被看作是一个非生物过程，认为铁是被有机物或硫化物还原的。但是铁（III）的细菌性还原作用也为实验所证明（Ottow 和 Munch，1978；Sørensen, 1982）。这些发现说明，铁的还原作用是与硝酸盐的还原作用能力相结合的，同时当硝酸盐耗尽以后，使硝酸盐还原的细菌能用铁（III）作为代用的电子受体。Sørensen 用海洋沉积物所作的实验表明，铁的生物还原作用较之铁的非生物还原作用更为迅速，且在数量上也更为重要。另外，因为湖泊沉积物结合磷酸盐的能力与铁的氧化-还原状态有密切的联系，这些发现很引人注意，而且它们还会对湖泊的养分富集作用提供新的认识。如果致使磷从湖泊沉积物中释放的铁的还原作用是通过硝酸盐还原细菌予以维持的，那么这将意味着，在任何特定的沉积物中，硫酸盐的大量供给将提高铁还原的潜在能力。现已证实水生生态系统中硝酸盐负荷的大量增加是现今农业区的普遍特点，这是由于使用化肥以及在某些地区燃烧矿物燃料，致使硝酸盐大量自大气和水中进入湖泊。

4. 发酵作用

发酵作用主要是碳水化合物的厌氧微生物分解作用，结果生成酸和乙醇。各种各样的碳水化合物都可被大量的微生物作为发酵作用的能源。

发酵作用的特征是有机物质经常以其同一分子的不同部分作为电子给体和受体。在厌氧环境中，与厌氧和需氧微生物的呼吸作用不同，发酵作用是在与无机电子受体和 Eh 值无关的情况下进行的。因此，有机物的厌氧降解作用可分为两种基本不同的反应，即发酵作用和厌氧微生物的呼吸作用。前者发酵作用的最终产物是乙醇和酸，它们或者从沉积物中扩散出去，或者在厌氧微生物呼吸反应中进一步被加工。

5. 甲烷的形成

甲烷的形成是一种细菌性的作用过程，在厌氧微生物进行呼吸时，可用二氧化碳作为电子受体。已知甲烷杆菌属、甲烷球菌属和甲烷迭球菌属等三个属是这一作用过程的媒介，能量来自氢或来自碳化合物。

有些产生甲烷的细菌可以氧化像甲醇和甲酸这样的单碳化合物，而另外一些甲烷细菌能利用醋酸。因此，甲烷可以从少量相当简单的有机底质中产生，这些过程是与提供必要的有机底质的厌氧性发酵作用相联系的。

产生甲烷的细菌是严格厌氧性的，其反应发生在-200～300mV 的低氧化还原电位下。在有机的、强还原的沉积物中，甲烷的产生从数量上来说也是厌氧性呼吸作用的重要部分。

在甲烷生成作用很强时，沉积物中形成许多甲烷气泡，当压力高达一定程度时，气泡逸出到湖水和大气中。这个被称作甲烷对流的过程可以在沉积物中引起明显的扰动，从而对溶质从沉积物至湖水的搬运起到必不可少的作用（Ohle，1958，1978）。

3.3.4.2 反映细菌活动性的参数和测定方法

测量、计算或估算生活于沉积物中的细菌活动是非常困难的，对任何特定沉积物样品中细菌作用强度的理想分析应该包括以下方面：

①对重要种或属的鉴定；

②对不同种类细菌生物量的测定；

③未经扰动的沉积物中每一重要过程在自然条件下进行的速率的精确测定。

对赋存于不同深度、不同地段并经受强烈条件变化的沉积物来说，欲满足上述要求显然是不可能。但是，尚不完善的方法也能提供有价值的信息。

1. 二氧化碳产量

有机物质的分解作用，不管是需氧还是厌氧的，其最终产物都是 CO_2。因此，沉积物中二氧化碳的产量可反映总的细菌分解活动。但由于 CO_2 的含量难以精确测定，加上 CO_2 能够被生活于沉积物中的细菌重新用作碳源，或者作为低氧化还原电位下甲烷生成时的电子受体，致使实验数据的解释复杂化。此外，除细菌外，CO_2 还可以由其它生物的呼吸作用产生，淀生藻类明显地摄取 CO_2 也是一个使问题复杂化的因素。

2. 氧化还原电位（Eh）

沉积物中的氧化还原电位，是合适的电子受体可获得性与细菌呼吸活动的函数，细菌的活动性越高，电子受体的损耗越快。电子受体的利用与 Eh 值的下降有关。因此，沉积物中的氧化还原电位可以作为衡量细菌活动的范围或类型的尺度，或是一种标志。

需要强调指出的是，低的氧化还原电位并不一定说明比高氧化还原电位有更强的细菌活动性，假如可降解的有机物的供给量相似，那么上覆循环好的充氧水的沉积物较之上覆滞流底水的沉积物总是具有较高的 Eh 值和细菌活动性。

3. 电子输送系统活度法（ETSA）

呼吸着的细菌的代谢活动反映在电子输送系统活度上，如果采用一种具有使还原产物容易检测的人工电子受体，就可以用这种特性进行分析。应用电子输送系统法时，2-（对碘苯基）-3-（对硝基苯基）-5-苯基四唑氯化物，简称对-碘基四唑紫（INT），被用作电子受体。在电子输送链中是用辅酶 UQ-细胞色素 b 络合物还原对-碘基四唑紫，其产物对-碘基四唑紫-甲簪呈红色，可用分光光度计进行分析。这种方法产生的是最大的潜在呼吸活动，其原因是过量的使用对-碘基四唑紫会使有机基质的氧化速率不受限制，正如自然界中，当缺少氧或其它电子受体时，所出现的情况一样。电子输送系统的活度可作为总厌氧和需氧呼吸作用的尺度。因为这个过程不用细胞色素输送电子，所以发酵作用不在此例。

需要指出的是，虽然细菌的呼吸活动不会干扰 ETSA 的结果，但是其它生活于沉积物中的有机生物的呼吸活动会对上述结果有影响。

4. 氧消耗量

氧消耗量的测定不管在湖泊中直接进行还是在实验程序中间接进行都是测量细菌活动性的传统方法，有时氧的消耗量与沉积物中总的细菌活动在某种程度上是作为同义词来使用的。但是应当注意，唯有在氧被用于需氧呼吸作用加厌氧呼吸产物的再氧化作用时，氧浓度的下降才能反映总的呼吸量。一般地说，需氧分解作用是最重要的“单过程”，不过在

有机沉积物中，厌氧降解作用虽然比较缓慢，且产生较少的能量，但仍然处于支配地位。

5. 脱氢酶活动

原则上说，脱氢酶活动的测定与电子输送系统活度法相似，二者都是测定电子输送链的活动，而且其分析程序也相当类似。脱氢酶活性的测定，正如对湖泊沉积物所采用的方法（Pamatmat 和 Bhagwat，1973），是以人工电子受体四唑氯化物（TTC）的使用为基础的。TTC 后来是在电子输送链中而不是在对-碘基四唑紫（INT）中被还原。因此与 INT 相反。四唑氯化物（TTC）的还原作用受到氧存在的干扰，所以，这种方法不太适于作需氧生物呼吸的量度，故以四唑氯化物还原作用分析的脱氢酶活动，可用以测定厌氧条件下大致的呼吸能力。

6. 其它细菌代谢物

当然还可测定除 O_2 之外其它电子受体的利用率和除 CO_2 之外其它代谢物的产量。在沉积物－水系统中由于硝酸盐消耗殆尽，一般可以很好地估算脱氮率；同样地，硫酸盐的耗尽或 H_2S 和 CH_4 的产生，也各自反映出还原硫酸盐的细菌和生产甲烷的细菌的活动性。

3.4 湖泊沉积的构造参数

沉积构造是沉积物中最常见而又最容易直接观察到的主要特征之一，是由沉积物的成分、结构、颜色的不均一性而形成的特征。无论是研究沉积物本身，还是解释沉积环境，都必然要涉及到沉积构造。沉积构造指的是沉积物在沉积时到成岩之前由物理、化学、生物等作用在沉积物内部或者沿着沉积物与流体的界面所形成的构造，例如层理、波痕等。由于其规模一般较大，在野外露头上及岩芯中可直接观察和测量。根据其形成时间可划分为原生沉积构造及次生沉积构造。在沉积过程中产生的并受沉积条件所控制的沉积构造称为原生沉积构造（primary sedimentary structures），例如各种表面痕迹、交错层理等。在沉积物沉积之后和固结之前由准同生变形作用所形成的沉积构造（如滑塌构造）也可看作为原生沉积构造，它保存了能反映有关沉积时期的沉积介质性质和能量条件等方面的信息。原生沉积构造是划分沉积相、判别沉积环境的重要标志。而在沉积期后由压实作用、成岩作用等所产生的沉积构造则称为次生沉积构造（secondary sedimentary structures），如缝合线、成岩结核等，它可以反映成岩环境。根据沉积构造的成因性质可分为三类（表 3.5）：

表 3.5　沉积构造分类

①物理成因的沉积构造，指沉积物在搬运、沉积过程中及沉积后不久，在流体流动、重力等物理因素作用下产生的沉积构造；②化学成因的沉积构造，指沉积时期和沉积期后由结晶、溶解、沉淀等化学作用在沉积层面上或沉积物中所形成的沉积构造，其中大多数是在沉积物压实和成岩过程中生成的，属于次生沉积构造；③生物成因的沉积构造，指由生物活动或生长而在沉积物表面或内部遗留下来的各种痕迹。

3.4.1 物理成因的沉积构造

物理成因的沉积构造主要包括：流动构造、准同生变形构造和暴露构造等。

3.4.1.1 流动构造

流动构造是最重要和最常见的沉积构造，是沉积物在搬运和沉积过程中由于介质的流动在沉积物表面及内部形成的各种构造现象。

1. 层面构造

层面构造是在沉积层面上的各种特征，主要有波痕、细流痕、剥离线理、冲刷痕、压刻痕。

（1）波痕

波痕是现代和古代沉积物中最常见的表面或层面特征之一。它是非黏性沉积物在水流、波浪或风的作用下形成的一种有规律的波状起伏的表面痕迹。

一个波痕由一个脊和一个谷组成，相邻的两个波脊共用一个波谷。在自然界中，单个波痕极少见，而往往是成组出现，在平面上表现为一系列近于彼此平行或分叉的波峰和波谷，在剖面中则由起伏相间的峰和谷组成。由于流动介质的不同及其运动方式和强度的差异，从而形成规模和形态各异的不同类型的波痕，按成因可大致分为：流水波痕、浪成波痕、孤立波痕、干涉波痕、改造波痕。

①流水波痕.。单向水流作用于非黏性沉积物表面所形成的波痕为流水波痕。其特点是波痕垂直于水流流向延长，横剖面中显出不对称性，向流面平缓，背流面较陡。据此可以恢复水流的大致流向。

发育完善的流水波痕，由一个或几个向流面纹层、许多个前积纹层以及一个或几个水平的底积纹层组成。前积纹层是波痕的主要组成部分，其倾角和形态变化较大，最大倾角可达 35°。控制前积纹层倾角和形态变化的主要因素是流速和湖底切应力、深度比以及沉积物类型。一般说来，随着流速的增大，前积纹层的形态从直线形→切线形→凹形→S 形。小的深度比（较深的水）有利于角度较大的直线形前积纹层的形成；而较大的深度比（浅水）则有利于发育缓倾斜的切线形前积纹层。当其它条件均相同时，沉积物变细或者黏土含量增多时，前积纹层的倾角减小。

在流水波痕中，由于沉积物颗粒在越过波峰顺背流面塌落时发生分选，因此粗颗粒往往堆积在外侧，另一方面，在重力作用下，较大的颗粒由于下降速度较快，而趋于富集在背流面底部。所以，粗颗粒往往集中在前积纹层的外侧和底部，也就是说，波谷中的沉积物比波脊上的粗。

②浪成波痕。浪成波痕（wave ripples）是波浪作用于非黏结性沉积物表面所产生的波浪形痕迹。它们的波脊一般较直，垂直于波浪传播方向延伸，而且往往表现出分而复合的现象。

控制浪成波痕形成和大小的因素主要有两个：波浪的传播速度、波长以及沉积物的粒度。一般来说，粗砂中的浪成波痕要比细砂中的大，而波痕指数则比细砂中的小得多。

浪成波痕主要发育于浅水环境中，如湖滨、潮坪等环境。一般认为，水深超过 2～10m 便不能生成浪成波痕。浪成波痕可根据波脊的对称性进一步划分为对称的和不对称的浪成波痕。

③孤立波痕。水流或波浪作用于砂供应不足的非砂质表面时形成，为波脊不连续的波

痕称为孤立波痕或不完整波痕。它往往呈孤立的、底平上凸的砂质透镜体状出现在泥质层面上。当它被嵌在泥质沉积物中时就成了透镜状层理。这种波痕与正常波痕相似，但发育不完整，波高一般较低，波痕指数较大。孤立波痕的环境分布与相应的流水波痕或浪成波痕相似，只是大多数出现在砂供应不足的环境中，例如砂泥质湖底或湖滩上。

④干涉波痕。在浅水区，不同方向水流的波浪同时或基本同时联合作用于非黏性沉积物表面所形成的波痕称之为干涉波痕。它们一般由不同方向的两组或两组以上的波痕组合而成。由于起作用的波浪和水流的方向、强度及影响顺序的不同，干涉波痕的形态和内部构造往往复杂多变。

干涉波痕主要发育于水流和波浪同时存在或者有不同方向波浪的浅水区，例如潮坪和浅湖区，可以根据形成动力分为波浪－波浪干涉波痕和波浪－水流干涉波痕。

⑤改造波痕。改造波痕是由于水位下降时波浪或流水改造先成波痕而使其形态发生变化的结果。它们一般发育于水位经常变化的浅水环境中。

（2）细流痕

细流痕是由细小水流的刻蚀作用所形成的表面侵蚀痕迹。当水位下降使沉积物表面暴露于水面之上时，水便从沉积物中溢出，形成薄层水，并侵蚀沉积物表面，形成细流痕。细流痕具有不同的形状，如树枝状、网状等。细流痕可作为指示沉积物表面间歇性短期暴露和古坡向的一个标志，常见于潮间带、湖滨、洪水后的泛滥平原区。

（3）剥离线理

剥离线理或称原生水流线理是指出现在砂岩层面上的、由微细的脊与沟平行交替排列所组成的线理。因为在砂岩层的剥开面上看得更清楚，故称为剥离线理。

剥离面上的线状脊平行于水流方向延伸，有几个砂粒的直径那么高，长一般为 20～30cm，相距几毫米到 1 厘米。脊之间是与之平行的小浅沟，脊的间距在粗粒沉积物中要比细粒沉积物中的宽些。剥离线理常分布在平行层理的层面上，是急流的良好标志，主要见于湖滨，三角洲平原和浊流环境中。

（4）冲刷痕

冲刷痕是水流在泥质沉积物层面上流动时，由于水流分离伴生有大的涡流，导致对沉积物表面产生差异冲蚀的结果。它们通常呈铸型保存在上覆砂质层的底面上。在浊积层较为发育，也产于三角洲、湖滩环境中。

冲刷痕主要包括槽铸型（槽痕）和纵向脊（沟铸型）两种。槽铸型由不连续的舌状突起体组成.，突起的上游端呈浑圆状，且突起稍高，向下游端变宽和变缓，一般呈平行于水流方向的雁行状成群出现，大多发育于浊流环境中，是良好的古水流向标志。纵向脊（沟铸型）是平行水流方向延伸的紧密排列的连续低脊，脊窄而尖，沟宽而圆。

（5）压刻痕

水流所携带的物质在松软的沉积物表面上运动时所刻蚀或刻划出来的痕迹称为压刻痕或工具痕（tool marks）。在古代沉积物中，尤其是在露头上，这类表面痕迹也像冲刷痕一样，绝大多数以铸型形式良好地保存，是浊流沉积的良好标志之一，其指向特征可用于恢复古水流方向。

2. 层理构造

层理是沉积物的最重要特征之一，系指沉积物成层沉积所产生的构造。它由组成物质的成分、颜色、粒度、形状、排列方向或填隙方式等在垂直于沉积表面方向上的变化显示出来。层理是沉积物沉积时介质动力条件的直接反映，也是沉积环境的重要标志之一。

（1）递变层理

递变层理或粒序层理是以组分颗粒的粒度递变为特征的沉积单元，层面基本上相互平行，没有交切现象。单个递变层的厚度变化较大，从数毫米到 lm 以上不等，一般为几厘米到数十厘米。

递变层理除了粒度递变外，一般无任何内部纹理。其递变型式主要有两种：一种是颗粒向上逐渐变细，但下部不含细颗粒，这可能是由流速和搬运能力逐渐减小的水流沉积而成的；另一种是细颗粒从底到顶均有分布，粗颗粒向上逐渐减少，其形成可能是含有各种不同大小颗粒的悬浮体沉积的结果，大多数递变层理属于这种类型。

从下到上颗粒由粗变细的为正递变层理。它以浊流和风暴成因为主，经常组成厚层系。此外，悬浮浑浊液的沉积作用、大洪水最后期的沉积作用、三角洲分流河道的周期性淤塞、火山喷发后火山灰的沉降、甚至生物扰动作用、潮坪上的衰减水流等也有可能产生这种层理，但一般是孤立和零星的，不会形成厚的层系。

从底到顶颗粒逐渐变粗的为逆递变层理。它主要发育于海滩、潮坪、湖滩的局部地区，与冲流－回流作用有关，厚度一般为几毫米到 2cm。浊流有时也可形成逆递变层理。

（2）水平层理

水平层理是细粒沉积物中最主要的层理类型。它的特征是纹层呈连续或断续直线状平行排列并平行于总的层面，厚度一般为几毫米。纹理常由粒度变化、重矿物富集或有机质含量的不同而显示出来。这种层理的形成是由比生成沙纹更低的弱水动力条件下，由悬浮物质或溶解物质沉积而成的，因此是低能和静水环境的标志。它主要发育于粉砂、泥、泥灰、硅质沉积以及蒸发岩等较深水或低能环境下的沉积物中。

（3）交错层理

交错层理由一系列与层系界面斜交的倾斜纹层或前积纹层组成的多层或单个的沉积单元。这种沉积单元由侵蚀面、无沉积面或特征突变面（即层面）与相邻单元分开。它可发育于多种不同的沉积环境中。主要产于粉砂级和砂级沉积物内，具有水流、波浪、风等多种不同的成因，其形态和规模变化也较大。主要分布于碎屑沉积物和颗粒碳酸盐岩中，是在介质能量较强的情况下形成的层理类型。

（4）平行层理

平行层理是由强水动力条件下形成的纹层相互平行的并由中粗砂、砾组成的层理，是水流的搬运能力比形成大型交错层理更强的高流态条件下于平坦底床上形成，貌似水平层理，但组分颗粒较粗，纹层较厚可达几厘米，纹层间没有清晰的界面，沿层面易剥开，并可见剥离线理。平行层理是强水动力条件的标志，常见于河流、湖滩、浊流等环境中。

（5）爬升波痕层理

这种层理是在沉积物供应充足，尤其是悬移质丰富的情况下，流水或波浪产生的波痕在向前迁移的同时并向上方爬升所形成的内部沉积构造。爬升波痕层理在河流天然堤和泛滥平原、三角洲以及浊流环境中十分发育。

（6）均匀层理

这是一种外貌大致均匀，借助仪器也辨认不出任何内部纹理和其它定向排列现象的层理。其特点是内部物质均匀，组分和结构都没有分异现象。

这种层理在粗粒和细粒沉积物中均可以发育。它可以由未经分选的沉积物快速堆积而成；或者在安静环境中由成分单一的悬浮物质快速沉积而成；也可以由生物的强烈扰动或者沉积物中大量的水或气体向上运动时彻底破坏原生层理而成。由于均匀层理的成因多种多样，因此它的分布受沉积环境的限制不明显。

（7）脉状、波状和透镜状层理

它们是在水动力强、弱交替的情况下，由砂和泥交替沉积而形成。在强水流活动期，砂以波痕形式搬运和沉积，泥保持悬浮状态。在水流减弱或停滞期，悬浮泥沉积于波谷中或者覆盖整个波痕。根据砂层和泥层的相对比例、内部构造和空间上的连续性，可分为脉状、波状和透镜状层理。

上述三种层理经常相互伴生，而且可以连续过渡。它们主要发育于潮下带和潮间带，其形成与潮流期和平潮期的周期性交替有关。在滨湖和三角洲前缘沉积中也常见到。

（8）水平互层层理

这种层理是由水平或近水平的、不同成分的沉积层交互组成的层理。单层的厚度一般为数厘米，互层可以是接近等厚，也可以是不等厚的。它广泛地分布于各种环境中，其成因多种多样，目前尚未完全了解清楚。在比形成波状层理更弱的水动力条件下，砂和泥的交替沉积可以形成这种层理；在陆架或湖泊中，在正常沉积泥的地方，大风暴或特大洪水时期可以引起砂的沉积，形成厚泥层与薄砂层组成的互层层理。某些周期较长的变化因素，例如沉积盆地中沉积物成分的周期性重复变化，也可以产生这种层理。

（9）韵律层理

它是由成分、结构或颜色等明显不同或略有差异的、厚度一般小于 5mm 的纹层韵律性重复交互所组成的层理。这种层理的形成是由于沉积物的产生和沉积机制发生有规律的周期性重复的结果。这种周期可以是短期的，如涨、落潮与平潮的交替，也可以是较长期的，如气候的季节性变化。

在潮汐环境中，如果砂和泥供应充足，潮流活动期沉积的砂质纹层与平潮期沉积的泥质纹层重复交替便构成韵律层理。气候的季节性变化所产生的韵律层理在湖泊、受限海湾、停滞盆地中十分发育。它通常由夏季沉积的、富含超微化石的浅色碳酸盐岩层与其它季节形成的、暗色细粒的陆源碎屑层交互而成的韵律层理。在蒸发岩盆地内，由于水的周期性浓缩，也可以形成由不同蒸发盐层交互组成的韵律层理。

3.4.1.2 准同生变形构造

准同生变形构造是沉积物在沉积之后到固结成岩之前，受局部性物理因素的作用而发生不同程度形变所形成的构造，通常限于上、下未变形层之间的一个层内。导致沉积物变形的作用因素是多种多样的，主要有重力、沉积物液化、超孔隙压力、收缩、破裂、撞击以及沉积介质对沉积物的拖曳作用等。这类构造在现代和古代沉积物中均可见到，除干裂、雨痕和冰雹痕外，其分布一般不受沉积环境的限制。从浅水到深水环境，或者从陆相到海相环境，它们均可发育。

1. 负载构造

负载构造是当砂质层堆积在含水的可塑性泥质层之上后，由于差异负载或超负载导致沉积物发生垂向运动，上覆的砂质物局部陷入到下伏的泥质层中而形成。它们一般呈小圆丘状或不规则瘤状突出在泥质层的底面上，大小不一，从几毫米到几十厘米不等，高度一般为几毫米到几厘米，无定向呈杂乱排列。

负载构造的分布不受沉积环境的限制。唯一条件是砂质层堆积在含水的塑性泥质层上，但浊流堆积物中负载构造较发育，保存也较好。

2. 球枕状构造

这种构造主要是由于堆积在含水塑性泥质层上的砂质层，在震动和重力等因素作用下砂层局部断开并陷入到下伏泥质层中而形成的。砂枕或者砂球的大小从几厘米到数米不等，

或紧密或稀疏排列，彼此间可以是稍微连接的，也可以是完全孤立的。看起来颇像泥质层中的大型砂质结核，故亦被称为假结核。球枕状砂体的内部可以没有构造，也可以发育已变形的纹层。

球状和枕状构造的分布不限于任何特定的沉积环境。但具有这种构造的沉积层一般指示快速沉积作用的形成机制。

3. 滑塌构造

堆积在斜坡上的未固结沉积物在重力作用下顺坡发生滑塌、滑动或位移而形成的变形构造称为滑塌构造。它包括滑塌褶曲或扭曲层理、滑塌角砾岩和重力断层等。滑塌构造层的厚度一般为十几厘米到 1 m ,有时厚达几十米，通常朝下坡方向加厚，侧向延伸不稳定，一般为几十米，亦可延伸数百米甚至几公里。

引起滑塌的主要因素包括沉积物特性、地形以及诱导因素如地震、海啸等，但在滑塌过程中重力起主导作用。滑塌构造大多发育于具有斜坡和快速沉积的环境中，是水下坡地的良好标志。该构造在浊流环境中特别发育。

4. 包卷层理

包卷层理是发生于未变形层之间的一个沉积层内的纹层，出现盘回褶曲或者复杂揉皱的一种变形构造。其褶曲形态以“向斜”宽阔圆滑和“背斜”紧密尖锐为特征。与滑塌构造不同，包卷层理的纹层虽强烈揉皱，但却是连续的，从不伴生断裂和角砾化现象。

包卷层理的成因有多种解释，实际上也可由多种因素造成。但是，沉积物的液化导致层内侧向流动是形成包卷层理最基本的因素。它在潮坪和河流环境中很丰富，在浊流沉积中也常发育。

5. 碟状构造和坑丘构造

碟状构造是由于饱含水的沉积物在超孔隙压力的作用下，或者因沉积物的液化作用，导致孔隙水向上运动，冲断纹层并带动其边缘向上弯曲，从而使受变纹层呈凹面朝上的碟状形态。其直径一般为 l～50cm，边缘上翘，横向上断续分布，垂向上可能互相叠置。碟状构造常见于重力流的沉积物中。

当沉积物中所含的水或气体穿过沉积层向上运移到沉积物表面时，可以在其上形成小而圆的浅坑，或者具有微小中心坑的小圆丘或小圆锥，称为坑丘构造。该构造规模很小，直径一般只有几毫米到 1cm。坑丘构造的成因与碟状构造相似，但前者属层面构造，后者表现为层内构选。这些构造经常发育于湖滩、潮坪和三角洲沉积内。

3.4.1.3 暴露构造

暴露构造（exposed structures）是指已沉积的沉积物表面间歇性地暴露于大气下时所形成的各种沉积构造的总称。因此，这类沉积构造的形成大多与气候和天气变化有密切的关系。天气变化包括刮风、下雨、降雪或冰雹、结冰、阳光曝晒等。这些作用可以在沉积物表面产生各种特征性的痕迹。这类构造基本上发育于沉积物表面可以间歇性暴露于大气下的沉积环境中，其中主要有河流、湖滨、浅湖、三角洲平原、海滩、潮坪等。在古代沉积物中，暴露构造的存在则可证明沉积物表面当时确实曾暴露于大气下，从而有助于解释沉积环境，而且还可以作为推测古气候的线索。

1. 雨痕和冰雹痕

雨痕是雨滴降落在松软的沉积层表面上所形成的小型撞击坑。如果雨滴垂直降落，雨痕呈圆形坑，坑缘有略显粗糙的环形小低脊；如果倾斜降落，撞击坑呈椭圆形，坑缘一边

高一边低。雨点稀疏，有利于形成容易辩认和保存较完好的雨痕。降雨多时，雨痕呈部分连通的不规则凹坑，使层面看起来像蜂窝状。雨痕主要见于干燥或半干燥气候条件下的陆地沉积中。

冰雹打在沉积物层面上，也可以形成类似的层面痕迹，其撞击坑比雨痕大而深，形状不规则，坑缘的环形脊高而参差不齐。

2. 干裂、水下收缩裂隙及假泥裂

干裂或泥裂是沉积层表面露出水面因暴晒干涸而形成的收缩裂缝。在层面上，干裂呈网格状；在垂向断面上，干裂缝常呈 V 形。干裂多发育于泥质或灰泥质等细粒沉积物的层面上。

干裂是沉积层表面间歇性出露水面经历曝晒的良好标志，常见于冲积扇、河流、三角洲平原、湖滨、海岸、潮坪环境。

水下收缩裂隙是由于泥质层在水下脱水收缩或者含盐度增大而造成的，裂隙较窄，且不具有 V 形形态，常见于潮下浅水和湖泊沉积物中。

假泥裂或者是细粒层在受到地震震动时发生破裂的结果，或者与砂层液化作用有关。显然假泥裂的形成机理和干裂、水下收缩裂隙不同。

3.4.2 化学成因构造

这类构造是在沉积时期和沉积期后由结晶、溶解、压溶、沉淀等以化学作用为主在沉积层表面或内部所形成的构造。其中的多数构造是在成岩作用过程中生成的，属于次生成因的构造，因此对沉积环境解释的意义不大，但有助于了解沉积物沉积期后所经历的化学变化。常见的有晶体印痕、假晶、鸟眼构造、结核、帐篷构造等。

3.4.2.1 晶体印痕和假晶

在适宜的条件下，冰、盐类等物质在松软的沉积物层面上生长结晶，但后期由于溶融、溶解而消失，从而在层面上留下其晶体的印痕。如果这类晶体后来被其它物质交代，或者晶体印痕为其它物质充填，就形成晶体假象即假晶。

这种构造大多产于盐湖、内陆盐沼以及干热气候下的潮坪沉积物中。

3.4.2.2 鸟眼构造

这种构造主要发育于细粒沉积物中，由单个或成群的毫米级鸟眼状孔隙被亮晶方解石或石膏等胶结物充填而形成。它们常呈浅色斑点出现在暗色的基底中，如果成群定向排列，则形成筛状、窗格状或网格状构造。

鸟眼构造的成因既与鸟眼状孔隙的形成有关，也与化学成因的胶结物充填孔隙有关。碳酸盐岩中的鸟眼构造常见于潮上带，潮间带较少见，潮下带罕见。

3.4.2.3 结核

结核是沉积物中自生矿物的集合体。它在成分、结构、颜色等方面与周围沉积物有明显的差异。结核的形状常为球状、团块状、饼状、扁豆状、透镜状、不规则瘤状等，大小

不一，从几毫米到数十厘米，更大者可达几米。结核的内部形态呈均质或非均质。其构造形状复杂，有同心圆状、放射状、网格状等。它们在沉积层中可以单个产出，也可以呈串珠状、似层状或不规则状成群分布。

结核的成分常见的有碳酸盐、硫化铁、硫酸盐、硅质、磷酸盐和锰质等。它们常与一定的岩性有关。钙质结核脱水收缩后可产生从里向外由宽变窄的放射状裂隙。

3.4.2.4 缝合线和叠锥构造

缝合线构造在碳酸盐岩地层中广泛发育，在石英砂岩、硅质岩、盐岩等岩层内也有产出。它在剖面上表现为连接岩层的两个相邻部分的锯齿状接缝，其中常富集黏土等不溶残余物，在平面上呈参差起伏的表面，常见的有简单波曲形、复杂弯曲形、尖齿形、方齿形和震波曲线形等形状。

叠锥是由一套空心的同心圆锥体套叠在一起所组成的构造。叠锥在层面上呈同心圆状，在纵剖面中则呈 V 形套叠，多出现在不纯的石灰岩中，如泥灰岩、泥质灰岩中，有时也产于钙质黏土岩和方解石脉中。

3.4.2.5 帐篷构造

帐篷构造是一种碳酸盐潮坪环境形成的脊型背斜构造，这种构造具有柱状裂隙和极大的干裂状多角断面，呈不和谐的褶皱和类似尖顶褶皱或倒转岩层，此外，还有 V 字形裂隙缝和伴生有角砾岩层出现，现代常见于潮坪环境中。

帐篷构造的成因系碳酸盐沉积后水体变浅，并暴露于大气环境所致，当碳酸盐沉积物从潮下，经潮间，最后变为潮上时，地表中地下水上涌和岩层发生固结膨胀变形而形成。

3.4.3 生物成因构造

生物成因的沉积构造是指生物由于活动或生长而在沉积物表面或内部遗留下来的各种痕迹，其中包括生物遗迹、生物扰动构造、生物生长构造及植物根痕迹等。

3.4.3.1 生物遗迹构造

生物遗迹构造是指生物生活期间因运动、居住、觅食、摄食等功能行为而在沉积物中所遗留下来的痕迹，又称遗迹化石，包括足迹、爬迹、停息迹、潜穴、钻孔等。

1. 足迹

足迹主要是指脊椎动物用两足或四足交替行走时，在沉积物表面上遗留下的痕迹。如果动物足迹断续排列成行，且具有一定的方向性，则可称为行迹。

2. 爬迹

爬迹是由无脊椎动物（例如蠕虫动物、节肢动物、腹足类动物等）在沉积物表面上爬行和觅食时，以其身体的腹侧、节肢或疣足等与沉积物表面相接触而形成的连续的细小沟槽状痕迹。

3. 停息迹

停息迹是动物停息、躺卧或伺机捕捉其它生物时，在沉积物表面上遗留下的痕迹。这

种遗迹大多呈孤立的、具有一定形状的凹坑，其大小、深浅和形状取决于造迹动物的着地部分。

4. 潜穴

潜穴俗称虫孔，它们是动物在尚未固结的松软沉积物内部因居住、觅食或摄食所形成的管穴或孔道。

潜穴一般较坚固，易于保存。生物所遗弃的潜穴，大多被与周围沉积物不同的其它物质所充填。在沉积层表面，其形态一般表现为大小不一的圆形或椭圆形的浅色斑点。

5. 钻孔

钻孔是生物为居住、防护或觅食而在坚硬物体的表面上所钻成的孔洞。钻孔一般较光滑，可以是与被钻物体的表面垂直的，也可以是呈不同角度倾斜的。钻孔在后期也多为其它物质充填而显示出来。

3.4.3.2 生物扰动构造

是指生物在沉积物中活动，使原生沉积构造遭到不同程度的破坏或变形而产生的构造。生物遗迹（遗迹化石）也属于生物扰动构造。生物扰动作用强烈时，可以使原生沉积构造遭到破坏，显示出斑状构造，甚至形成均匀层理。斑状构造是指因生物活动而形成的颜色、结构或成分与周围沉积物不同的斑点或斑块呈不规则地断续分布于沉积物中的现象。

上述的遗迹化石和生物扰动构造虽然在各种不同的沉积环境中均有发育，但它们对于解释沉积环境仍具有一定的意义。一般来说，生物遗迹常发育在沉积缓慢、水体比较平静的氧化或弱氧化环境中。例如，在浅湖泥质沉积物中遗迹化石或生物扰动构造特别发育，常常使原生沉积构造遭到破坏和改造。相反，在沉积物迅速堆积的环境(如三角洲前缘和浊流环境)，遗迹化石就不发育或很少发现。

3.4.3.3 生物生长构造

由生物本身的生长和捕获沉积物所产生的一种具有层理的生物沉积构造。一般来说，这种构造的形成与藻类的生长有关，最典型的生物生长构造是藻叠层石（以及藻礁和藻丘）。藻叠层石是由蓝绿藻细胞丝状体或球状体分泌的黏液黏结细粒沉积物所形成的一种具有不同形态纹层的钙质沉积构造。由明（浅色，无机质多）和暗（深色，有机质多）两种基本纹层交互组成的藻叠层石可以具有不同的形状和大小，这主要取决于藻叠层石生长的局部环境，而与藻类生物本身无关。叠层石一般按形态分类，如球状、半球状、锥状、柱状、波状、层状，其形态与沉积环境有密切关系。

3.4.3.4 植物根迹

在三角洲平原、冲积平原、沼泽、湖滨等陆地环境中，经常有各种植物生长。当植物死亡后，它们的根就遗留在沉积物中成为植物根迹，可以经碳化或硅化后保存下来，还有的在腐烂分解后其空洞被泥砂充填成为铸型。

3.4.4 湖泊沉积中的年纹层构造

湖泊沉积中的年纹层（varve）特指一年期内沉积于湖底的纹层状沉积物。Varve 一词最初是由瑞典地质学家 DeGeer 提出并用来描述冰川融水年变化而形成的韵律性沉积物，即冰川纹泥(De Geer G , 1912)。但随着研究工作的逐步深入，人们在海洋、河口和湖泊等环境中均发现有一年期内沉积的纹层状沉积物。为此，本文倾向于用“年纹层”来表示湖泊中的 varve 或 annual laminations(刘强等，2004)，而组成 1 个年纹层的两个或更多的代表不同季节形成的纹层称之为季节纹层（seasonal laminae）；如果季节性意义不明确而纹层状结构明显的就简单地称之为“纹层”（laminae 或 lamination）。

3.4.4.1 年纹层的形成与类型

一般来说，湖泊沉积物中年纹层的形成依赖于多种因素。O’Sullivan P E（1983)总结了湖泊沉积物形成和保存有纹层的有利条件为：（1）合适的湖盆地貌形态，一个理想的湖盆是湖水的深度相对于湖水表面积来说足够大，并且湖盆不受风的侵扰；（2）湖水底部是一个缺氧的环境，因此湖底没有什么底栖生物，细微的纹层结构得以保存下来而不受生物扰动的影响；（3）湖泊的自生生产力和外源物质的输入量都受到气候季节性变化的控制。简而言之，湖泊沉积物年纹层的发育既需要特定的湖盆环境，更重要的是当地的气候环境存在明显的季节性变化。

湖泊沉积物年纹层类型的划分一般是根据年纹层的结构和组成来进行分类的，但不同的作者所划分的年纹层类型并不完全一致(O’Sullivan P E , 1983; Saarnisto M , 1986; Anderson R Y and Dean W E , 1988; Kemp A E S , 1996; Brauer A , 2004)。表 3.6 归纳总结了前人对年纹层类型的划分，在此基础上本文根据形成年纹层的物理、生物和化学性质的变化将各种年纹层划分为 3 个大类：（1）碎屑年纹层（clastic varve）；（2）生物成因年纹层（biogenic varve），如硅藻年纹层等；（3）化学成因年纹层（chemically induced varve），包括方解石年纹层、黄铁矿年纹层、蒸发盐年纹层等。

图 3.5 列举了湖泊沉积物中一些典型的年纹层类型。图 3.5-a 所示的是瑞典的 Kassjön 湖发育的碎屑年纹层(Saarnisto M ,1986)，一个年纹层由三个深浅不同的纹层组成，其中白色层是陆源的渐变淤泥层，其上为灰色的细淤泥层，第三部分是深色的黏土层；图 3.5-b 所示是德国 Holzmaar 玛珥湖中的硅藻年纹层(Brauer A , 2004)，一个年纹层由春、夏、秋三季不同种类的硅藻纹层和其上的黏土层所组成；图 3.5-c 所示是瑞士 Zürich 湖中的方解石年纹层（Kelts K and Hsü K J , 1978），其中浅色纹层代表的是生长季节（春、夏季）暖水中沉淀的 $CaCO_3$，而深色纹层则相对富有机质，代表的是秋冬季沉积；图 3.5-d 所示是瑞典北部一个湖泊中的富铁质年纹层特征(Saarnisto M , 1986)，在这个双季混合型的湖泊中，春、秋季的湖水倒转期间底部富铁的水体受到氧化，沉积物因为铁的氢氧化物沉淀而获得它的浅色层，而在夏季和冬季的滞水期，湖盆底部由于细菌分解有机质而处于贫氧期，富集的 Fe^{2+}与硫化物反应形成黑色的硫化铁；图 3.5-e 所示是死海（Dead Sea）地区的蒸发盐年纹层(Brauer A , 2004)，其中文石层和石膏层是夏季高蒸发速率导致湖水中离子浓度增高形成的纹层，而砂、淤泥和黏土组成的碎屑混合层则是冬季降水带入大量的矿物质碎屑进入湖泊中沉积而形成的。

表 3.6　前人和本文对湖泊沉积物年纹层类型的划分

图 3.5　湖泊沉积物中各种类型的年纹层

（a）瑞典 Kassjön 湖碎屑年纹层，每个年纹层由三个部分组成，其中浅色的矿物质颗粒层是春季沉积的，其上的夏季层有机质含量增加，最上部为一薄层的深色冬季层(Saarnisto M , 1986)；（b）德国 Holzmaar 玛珥湖中硅藻年纹层，一个年纹层由春夏秋不同季节的硅藻层和冬季的黏土层组成(Brauer A , 2004)；（c）瑞士 Zürich 湖中的方解石年纹层，其中浅色纹层：富方解石，深色纹层：富硅藻和有机质(Kelts K 和 HsüK J , 1978)；（d）瑞典北部一个湖泊中的富铁质年纹层特征，图中的 A 和 C 浅色层是春、秋季湖水倒转期沉积的氢氧化铁，而 B 和 D 深色层是夏、冬季缺氧期沉积的黄铁矿(Saarnisto M , 1986)；（e）死海地区蒸发盐年纹层，浅色的夏季层是规律性的文石沉降形成的，偶尔会出现石膏沉积，深色的冬季层是由碎屑物质组成(Brauer A , 2004)。

3.4.4.2 湖泊年纹层的研究技术与方法

由于不同环境中的年纹层显示出各种不同的特征，因此目前还不可能制定一个关于年纹层研究的标准化指南。对于年纹层界限清楚且厚度较大的碎屑年纹层来说，有时候仅仅根据沉积物新鲜表面进行简单而仔细的目测就可以非常快速而有效的登记和计数年纹层(Ojala A E K and Tiljander M , 2003)。然而对于厚度较薄的生物成因年纹层来说，则必须借助于高倍数的光学显微镜或者扫描电子显微镜观察岩相学大薄片来进行研究(Lotter A F and Lemcke G , 1999)。总之，年纹层研究工作中必须根据年纹层的具体特征去选择合适的技术和方法，这是成功获得纹层年代学时间标尺和高分辨率古环境信息的基础。

1. 无扰动地获得沉积物纹层序列

对于纹层发育的湖泊沉积物进行岩芯钻探，必须考虑以下几个方面的问题：（1）钻探地点应该选择在纹层发育质量最好的地方，通常此位置为湖泊最深的地方；（2）必须无扰动而连续地钻取沉积物。为了获得完整的年纹层记录，特别是湖底水－沉积物界面未固结的沉积物，通常需要一种以上的钻探方法。目前已经报道的湖泊沉积物岩芯取样钻机种类很多，如 Kullenberg 钻机、Livingston 活塞钻机、Usinger 活塞钻机等等。Leory 和 Colman 对此进行了详细的统计和技术参数说明(Leroy S A G and Colman S M，2001)。其中，冷冻岩芯取样技术对于无扰动地获得湖底水－沉积物界面附近未固结的表层沉积物来说是一个重要贡献(Wright Jr H E , 1980)。冷冻钻机和活塞钻机联合，通常可以获得连续而完整的沉积物序列。

钻取的沉积物岩芯在分样之前通常保存在恒温 4℃的冷库中。将岩芯在实验室进行剖开，其所用的材料、方法和过程要尽量减少扰动和污染。一个完整的岩芯平分成两半，通常一半岩芯作为工作材料，而另外一半则保存为档案材料。岩芯被剖开之后的首要任务是记录新鲜沉积物表面未受扰动的沉积物结构，所采用的方法主要包括岩芯登录（core logging）、照相、X 射线照相、数字照相等等，这些方法可以记录岩芯的原始信息、协助岩芯对比拼接和确定年纹层内更细的纹层。

2. 年纹层研究的实验室技术

年纹层研究工作中应用最为普遍的实验技术包括岩芯表面照相、X 射线照相、光学显微镜观察、数字化图像分析和扫描电子显微镜观测等等(Pike J and Kemp A E S , 1996) ，其中数字化图像分析技术和扫描电子显微镜技术是最近几年发展迅速、应用广泛且成效显著的分析手段。在光学显微镜、扫描电子显微镜技术以及数字化图像分析技术中，岩相学大薄片（large thin section）是目前国际上进行年纹层计数和年纹层微相（varve micro-facies）变化研究最常用的材料。

（1）岩相大薄片制作技术

制作沉积物岩相学大薄片并利用扫描电子显微镜、光学显微镜或数字化图像分析手段对它进行年纹层计数和微观地层学观察，不仅可以精确地计数年纹层，建立高精度的纹层年代学标尺，并且可以获得非常高分辨率的年纹层组成特征、结构、厚度变化等信息，是目前年纹层研究中的一个重要方法和手段。特别是对于沉积速率非常低、年纹层厚度非常薄的湖泊沉积物来说，岩芯条渗胶后制作成大薄片进行详细的观察特别有用。在制作大薄片的流程中，去除沉积物中的孔隙水并用环氧树脂渗胶凝固是最为关键的技术，目前应用比较普遍的方法有两种，即快速冷冻－冷冻干燥方法（Shock-freeze and Freeze-dry technique）和水－丙酮－环氧树脂交换方法（Water-Acetone-Epoxy resin）。

快速冷冻－冷冻干燥方法。快速冷冻－冷冻干燥方法是将孔隙中的水分移走而不改变沉积物的微结构，具有快速和安全的特点(Lotter A F and Lemcke G , 1999)。此方法的应用最早可追溯至 1971 年，目前国际上很多实验室都采用此种方法。具体的步骤如下：①将折叠的铝盒压入新鲜的沉积物中，注意前、后相邻的两个铝盒之间至少有 1cm 的叠加；②取出盛沉积物的铝盒放在尺寸合适的泡沫聚苯乙烯凹槽之中，然后放入盛液氮的容器中大约 5 分钟，使沉积物急速冷冻；③将急速冷冻后的沉积物放入冷冻干燥器中，移走孔隙中的水分；④向干燥后的沉积物渗入环氧树脂，为了减少残留在孔隙中的气泡，渗胶过程可以在真空或者高压条件下进行。渗胶后的沉积物在真空或者高压条件下自然愈合、凝固；⑤将凝固后的岩芯块切出新鲜面，黏贴在玻璃片上，然后利用磨片机磨制成一定厚度的大薄片。

水－丙酮－环氧树脂交换方法。最早利用水－丙酮－环氧树脂交换方法来制作大薄片的是 1988 年 Clark J S（1988)根据湖泊沉积物年纹层研究来反映森林火历史。这个方法主要包括两个阶段：第一步，将一定尺寸的金属盒子（如 11cm×2cm×0.75cm (Lamoureux S F , 1994)）压入沉积物岩芯提取出沉积物样品，然后移走金属盒，将样品放入塑料容器中，加入丙酮，样品中的孔隙水通过与丙酮的反复交换，以完全去除沉积物样品中的水分；第二步，将样品中的丙酮用低黏性的环氧树脂完全交代，然后在约 50℃下完全烘干 48 小时，使岩芯块愈合、凝固，制成硬度合适的岩芯块，再利用磨片系统制成可以进行岩相学分析的大薄片。整个过程需要 6～8 天时间，每天需要更换 2～3 次丙酮或者环氧树脂(Tiljander M, Ojala A, Saarinen T *et al* , 2002;Lamoureux S F , 1994)。

快速冷冻－冷冻干燥方法和水－丙酮－环氧树脂交换方法是目前纹层年代学研究中应用最为普遍的大薄片制作方法，两个方法有各自的优势，但也存在各自的缺陷。快速冷冻－冷冻干燥方法相对便宜而快速，即使水含量高达 85%也可用这个方法。但是，许多操作过程可导致沉积物不同程度的萎缩或者扩张，比如将铝盒压入沉积物、切断和提取出沉积物、急速冷冻（冷冻水造成扩张）、冷冻干燥和树脂渗胶凝固（放热造成收缩效应）等等过程都会对沉积物的原始结构造成影响，在对长序列的沉积物剖面进行纹层厚度测量而计算沉积速率和时间序列分析的时候应该考虑这些机制的影响。水－丙酮－环氧树脂交换方法需要良好的实验设施，比如良好的通风条件，此外，操作一些危险的物质如大量的易燃有机溶剂以及某些致癌的树脂等等需要非常小心。如果水含量超过 85%，将沉积物转移到

丙酮之中通常会导致原始沉积物结构的改变，因此，对于最顶部的、水含量过饱和的未固结沉积物通常采用冷冻岩芯钻探技术，然后将冷冻的沉积物切割成大薄片的形状，冷冻干燥后渗入环氧树脂(Lotter A F and Lemcke G , 1999)。

（2）岩芯表面照相与 X 射线照相技术

如果沉积物岩芯中年纹层发育清晰且界限明显，那么可以直接用高质量的彩色照相系统对岩芯表面进行照相，然后进行年纹层计数。一般说来照相要在岩芯剖开之后很短的时间内进行，因为沉积物的颜色通常变化非常迅速。但对于一些含铁质纹层来说，其纹层则需要在氧化了一段时间之后才能显示出来。

X 射线照相是一种快速而无破坏的高分辨率沉积学观察技术，它在沉积物纹层研究中的潜力很快就得到了认识， Saarnisto M ,（1986)推荐在研究纹层发育的沉积物中系统地使用这个方法。简单来说，X 射线照相技术的原理是基于 X 射线在通过非均质物体到达 X 光片时具有不同的路径。当 X 射线穿过沉积物岩芯时，致密的、岩石成因纹层会吸收更多的 X 射线，因此在 X 光片上将产生颜色较浅的阴影负片图象；而易穿透的生物成因纹层则产生深色的负片图象。X 射线照相技术可以记录沉积物结构的细微变化，为认识沉积物的总体结构提供有用的信息(Tiljander M, Ojala A, Saarinen T *et al* , 2002; Ojala A E K and Tiljander M , 2003; Ojala A E K and Francus P , 2002)。由于岩芯管的弯曲可能造成 X 射线非均匀透射岩芯表面，因此目前常常用渗胶之后的岩芯条来取代整个沉积物岩芯作为 X 射线照相技术的材料，以减少操作上的干扰。

（3）光学显微镜分析

利用光学显微镜（如双目镜、立体显微镜、偏光显微镜等）对新鲜的沉积物表面或岩相学薄片进行年纹层特征观察和年纹层计数是非常普遍的技术，它可以详细地分析年纹层的结构和组分信息，如微化石种类、纹层的组成和边界等等。例如 Pitkänen and Huttunen 用双目显微镜观察了芬兰东部 Pöntteölampi 湖的年纹层结构，一个薄的年纹层（约 0.4～0.25mm）由一个深色层和一个浅色层组成，层间夹有金藻胞囊带，证实了一年沉积的韵律结构(Pitkänen A and Huttunen P , 1999)；Ojala 和 Tiljander 利用立体光学显微镜对芬兰中南部 Alimmainen Savijärvi 湖新鲜的沉积物表面进行了年纹层序列的计数(Ojala A E K and Tiljander M , 2003)。虽然最近几年数字化图像分析和扫描电子显微镜技术在年纹层研究中的应用得到了很大的进展，但是光学显微镜技术仍然是目前最为经典和应用最为广泛的技术。

（4）数字化图像分析技术

图像分析（Image analysis）是在一个图像里面通过测量目标，从而获得定量信息的技术，它是定量分析沉积物结构的强有力工具。由于它能够高分辨率地、快速地处理数字图像并且无扰动地客观分析样品的粒径、距离、颜色和颗粒数量等等参数，因此最近几年来在年纹层研究工作中成为非常有用的手段，可以提供沉积物组成变化、沉积物结构参数、年矿物质积累速率等更加详细的信息(Francus P , 1998 ; Petterson G , 1999 ; Francus P, Bradley R S, Abbott M B, *et al* , 2002)。一个典型的图像分析序列涉及三个主要的步骤(Saarinen T and Petterson G , 2001)：①图像的获得。通常是利用不同的照相技术或者数字化扫描技术从新鲜的沉积物表面、大薄片、X 光负片、树脂渗胶后的岩芯条等获得的；②图像处理。主要目的是在作进一步分析之前增强图像的质量；③图像分析（测量、资料处理和解释）。最为普通的操作是对目标计数，其它的测量如面积、周长、圆度、长轴和短轴的方位与长度等等也是常规分析的内容。

利用数字化图像分析技术对年纹层发育的湖泊沉积物进行研究的主要目的是研究年

纹层的结构、测量纹层的厚度、测量 X 射线强度变化和年纹层计数(Tiljander M, Ojala A, Saarinen T *et al* , 2002)。利用数字化图像分析技术进行年纹层的自动识别和计数的努力一直在不断进行尝试。前人的研究工作表明，对于有规律的、变化简单的沉积物来说，图像分析方法可以取得满意的结果(Zolitschka B , 1996)，但对于沉积物内部沉积相存在许多变化的沉积物来说，图像分析的结果并不太令人满意，因为自动选择很难解决扰动产生的问题或者难以定义包括复杂结构（例如内含几次深色、浅色纹层变化）的年纹层(Wright Jr H E , 1980)。图像分析软件自动计数的纹层数量往往小于手动计数的结果，特别是在年纹层比较薄、主要由一层深色有机质层组成的情况下，图像分析软件通常忽略了薄的淡色层。Lotter 和 Lemcke (Lotter A F，Lemcke G , 1999)认为数字化图像分析技术只有在不仅需要纹层年代学标尺而且需要连续的年纹层厚度测量去估计可能的周期性时才值得进行研究，因为计算机识别的年纹层界线通常还需要通过研究人员的操作去确认，实在是一件耗时的工作。虽然一些半自动程序（比如主要进行树轮分析的程序 DendroScan）在自动处理之后伴随着人工的验证，可以产生可靠的结果(Ojala A E K，Tiljander M , 2003)，但总的来说目前为止还没有一个多功能的、可靠的全自动数字化图像分析系统可用于年纹层计数。

（5）扫描电子显微镜技术

对年纹层内部单个纹层进行研究可以提供湖泊内部的季节性变化信息，是理解年内和年间气候环境变化的基础。扫描电子显微镜（SEM）技术可以提供高分辨率的纹层结构和组成信息，特别是在配备了能谱仪（EDS）后可以详细地研究微观沉积学特征，特别适合于观察不同纹层内的组分特征以便确定年纹层的“一年”沉积性质，其在湖泊沉积物年纹层研究中的重要作用已经得到共识，目前已经是重要而常用的研究手段(Pike J，Kemp A E S , 1996； Dean J M, Kemp A E S, Bull D *et al*, 1999)。

扫描电子显微镜技术中最常用的分析对象是背散射电子图像（BSEI）和二次电子图像（SEI）。背散射电子是高能束电子与目标中的原子发生弹性碰撞产生的，产生的背散射电子数量（背散射系数）主要与目标（如抛光的大薄片）的平均原子序数有关，记录在照片上为图像的亮度。矿物颗粒如黄铁矿、石英和碳酸盐等具有相对更高的平均原子序数（即更高的背散射系数），因此可以产生更亮的图像，而有机质和碳基环氧树脂的平均原子序数低，因此背散射系数低，产生深色即黑色图像。背散射电子图像不仅可以提供沉积物纹层的组成信息（如微化石种属的确认），还可以提供孔隙度、生物扰动等沉积物的结构信息(Pike J，Kemp A E S , 1996； Dean J M, Kemp A E S, Bull D *et al*, 1999)。二次电子是高能束电子与目标内的原子发生非弹性碰撞产生的，释放出的二次电子数量及二次电子系数受样品的形态影响，因此产生的二次电子图像反映的是样品的形态信息，与双目显微镜下观测到的图像类似，高倍数的二次电子图像可协助获得纹层特征信息（如纹层的组成和微化石种属的确认）。

3.4.4.3 技术的比较与发展趋势

如果要获得高分辨率的古环境变化记录，上面所介绍的技术和方法都各有优缺点。岩芯表面照相技术是一个可以直接测量年纹层并记录沉积物结构信息的简单而高效的方法，但事实上年纹层既保存完好又有足够大厚度的沉积序列并不多见。同样的，X 射线照相技术无法清楚地记录非常薄的纹层（<200μm），而且也不能区别出保存在生物纹层内的微化石组合。数字化图像分析技术通过灰度变化的时间序列分析可以给出如总有机碳含量的年变化，但也无法观察出生物组合的年内变化。高倍数的大薄片分析是观察这些变化的唯一途径，但同时也大大地增加了工作量。光学显微镜曾经是研究大薄片的主要工具，但在更

高倍数的研究中缺乏足够的分辨率。在使用光学显微镜的时候还会碰到组分（如硅质微化石）和树脂之间的对比度比较差、碎屑矿物（如黏土）的颜色通常使欲观察的组分变得模糊等等问题。与光学显微镜相比，背散射电子图像（BSEI）中组分与树脂之间的对比反差极大地提高了图像分辨率。

随着计算机硬件和软件的发展，数字化图像分析必然会成为一个快速发展的技术，对于古湖泊学家来说，此方法快速、客观且没有破坏性，是进行岩芯记录、高分辨率年纹层计数、年纹层厚度测量、沉积物组分分析、粒径变化和矿物含量研究的理想方法。随着年纹层计数速度的加快和精度的提高，数字化图像分析技术在未来的纹层年代学研究中必将发挥更加重要的作用。此外，扫描电子显微镜技术是目前揭示年纹层所蕴含的季节~年尺度高分辨率古环境变化信息最好的手段之一，随着这一技术的普及，湖泊沉积物年纹层在高分辨率古环境研究中的意义会更加明显。

参 考 文 献

霍坎松，杨松. 1992. 湖泊沉积学原理. 郑光译. 北京：科学出版社

莱尔曼. 1989. 湖泊的化学、地质学和物理学. 王苏民等译. 北京：地质出版社

刘强，游海涛，刘嘉麒. 2004. 湖泊沉积物年纹层的研究方法及其意义. 第四纪研究, 24(6): 683～694

袁旭音，陈骏. 2002. 太湖沉积物和湖岸土壤的污染元素特征及环境变化效应. 沉积学报, 20(3): 427～434

An Z S, Kukla G J, Porter S C. 1991. Mamnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130000 years. Quaternary Research, 36(1): 29～36

Anderson R Y, Dean W E. 1988, Lacustrine varve formation through time. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 62: 215～235

Axelsson V, Håkanson L. 1971. Sambandet mellan kvicksilverförekomst och sedimentologisk miljö i Ekoln. Del 1. Målsätning och analysmetodik. In: UNGI Rapport 11. Uppsala: Univ Uppsala. 35

Axelsson V, Håkanson L. 1972. Sambandet mellan kvicksilverförekomst och sedimentologisk miljö i Ekoln. Del 2. Sedimentens egenskaper och kvicksilverinnehåll. In: UNGI Rapport 14. Uppsala: Univ Uppsala. 89

Barko J W, Smart R M. 1979. Mobilization of sediment phosphorus by submersed freshwater macrophytes. Freshwater Biol, 10: 229～238

Berner R A. 1980. Early diagenesis: A theoretical approach. In: Princeton Series in Geochemstry. Princeton, New Jersey：Princeton University Press. 241

Boström B, Petterson K. 1982. Different patterns of phosphorus release from lake sediments in laboratory experiments. Hydrobiologia, 92: 415～429

Bowen H J M. 1966. Trace elements in biochemistry. New York: Academic Press. 241

Brauer A. 2004. Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance. In: Fischer H, Kumke T, Lohmann G et al, eds. The climate in Historical Times: towards a synthesis of Holocene proxy data and climate models. Berlin: Springer-Verlag. 109～127

Briggs D. 1977. Sources and methods in geography-sediments. London: Butterworths. 192

Brinkhurst R O, Chua K E, Kaushik N K. 1972. Interspecific interactions and selective feeding by tubificid oligochaetes. Limnology and Oceanography, 17: 122～123

Brinkhurst RO. 1974. The benthos of lakes. London: Macmillan. 190

Cahill RA. 1981. Geochemistry of recent Lake Michigan sediments. Illinois State Geological Survey Circular, 517: 94

Callender E. 1968. The postglacial sedimentology of Cevils Lake, North Dakota. Ph D thesis, Univ North Dakota

Carter L. 1973. Surficial sediments of Barkley Sound and the adjacent continental shelf, Wset Coast Vancouver Island. Canadian Journal of Earth Sciences, 10: 441～459

Cato I. 1977. Recent sedimentological and geochemical conditions and pollution problems in two marine areas in south western Sweden . Uppsala: STRIAE, 6: 1～158

Clark J S. 1988. Stratigraphic charcoal analysis on petrographic thin sections: application to fire history in Northwestern Minnesota. Quaternary Research, 30: 81～91

Cranwell P A. 1974. Monocarboxylic acids in lake sediments: indicators, derived from terrestrial and aquatic biota, of paleoenvironmental trophic levels. Chemical Geology, 14: 1～14

Damiani V, Thomas R L. 1974. The surficial sediments of the Big Bay Section of the Bay of Quinte, Lake Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, 11: 1562～1576

Dean J M, Kemp A E S, Bull D et al. 1999. Taking varves to bits: Scanning electron microscopy in the study of laminated sediments and varves. Journal of Paleolimnology, 22: 121～136

De Geer G. 1912. Geochronology of the Last 12,000 Years. Stockholm: Proceedings of the 11th International Geological Congress, (1): 241～253

Degens E T , von Herzen R P, Wong H-K, et al. 1973. Lake Kivu: structure, chemistry and biology of an East African rift lake. Geol Rundsch, 62: 245～277

Digerfeldt G. 1972. The post-glacial development of Lake Trummen. Folia Limnologica Scandinavica, 16: 1～104

Ericsson B. 1973. The cation content of Swedish post-glacial sedments as a criterion of paleosalinity. Geol Fören Stockholm Förh, 94: 5～21

Förstner U, Wittmann G T W. 1979. Metal pollution in the aquatic enviroment. Berlin, Heidelberg, New York: Springer. 486

Francus P. 1998. An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of soft clastic sediments. Sedimentary Geology, 121: 289～298

Francus P, Bradley R S, Abbott M B, et al. 2002. Paleoclimate studies of minerogenic sediments using annually resolved textural parameters. Geophysical Research Letters, 29(20): 1998

Friedman G M , Sanders J E. 1978. Principles of sedimentology. New York: Wiley. 792

Gjessing E T. 1976. Physical and chemical characteristics of aquatic humus. Ann Arbor: 120

Golterman H L. 1975. Physiological limnology. Amsterdam: Elsevier. 489

Håkanson L. 1977d. Sediments as indicators of contamination-investigations in the four largest Swedish lakes. Uppsala: Natl Swed Environ Prot Board, SNV PM 839. 159

Håkanson L. 1981c. Determination of characteristic values for physical and chemical lake sediment parameters. Water Resour Res, 17: 1625～1640

Håkanson L. 1983c. On the relationship between lake trophic lever and lake sediments. Uppsala: Manuscr Natl Swed Envriron Prot Board

Hutchinson G E. 1975. A treatise on limnology. Ⅲ. Limnological botany. New York: Wiley, 660

Igelman K R, Hamilton E L. 1963. Bulk densities of mineral grains from Mohole samples (Guadalupe Side). J Sediment Petrol, 33: 474～478

Jansson M. 1978. Experimental lake fertilization in the Kuokkel area, noethern Sweden: Budget calculations and fate of nutrients. Verh Int Ver Limnol, 20: 857～862

Jenne E A. 1977. Trace elements sorption by sediments and soils-sites and processes. In: Chappell W , Peterson K, eds. Molybdenum in the environment. New York: Marcel-Dekker. 425～553

Jones B F, Bowser C J. 1978. The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In: Lerman A, ed. Lakes: chemistry, geology, physics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer. 179～235

Keller G H , Bennett R H. 1970. Variations in the mass physical properties of selected submarine sediments. Mar Geol, 9: 215～223

Kelts K, Hsü K J. 1978. Freshwater carbonate sedimentation. In: Lerman A, ed. Lakes: Geology, Chemistry, Physics. New York: Spring Verlag. 295～323

Kemp A E S. 1996. Laminated sediments as palaeo-indicators. In: Kemp A E S, ed. Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments. London: Geological Society Special Publication No.116. 7～12

Kemp A L W, Thomas R L , Dell C I et al. 1976. Cultural impact on the geochemistry of sediments in Lake Erie. J Fish Res Board Can Spec Issue, 33: 440～462

Kohnke H. 1968. Soil physics. New York: McGraw-Hill. 224

Krenkel P A. 1975. Heavy metals in the aquatic enviroment. Oxford: Pergamon Press. 352

Krumbein W C, Pettijohn F J. 1938. Manual of sedimentary petrography. New York: Appelton-Century. 549

Lamoureux S F. 1994. Embedding unfrozen lake sediments for thin section preparation. Journal of Paleolimnology, 10: 141～146

Leroy S A G, Colman S M. 2001. Coring and drilling equipment and procedures for recovery of long lacustrine sequences. In: Last W M and Smol J P eds. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers. 107～135

Lotter A F, Lemcke G. 1999. Methods for preparing and counting biochemical varves. Boreas, 28: 243～252

Marzolf G R. 1965. Substrate relations of the burrowing amphipod Pontoporeia affinis in Lake Michigan. Ecology, 46: 579～592

Müller G. 1967. Part Ⅰ: Methods of sedimentary prtrology. In: Sedimentary petrology. New York: Hafner Press. 283

Müller G, Förstner U. 1968a. Sedimenttransport im Mündungsgebiet des Alpenrheins. Geol Rundsch, 58: 229～259

Müller G, Förstner U. 1968b. General relationship between suspended sediments concentration and water discharge in the Alpenrhein and some other rivers. Nature, 217: 244～245

Müller G. 1971. Aragonite : inorganic precipitation in a freshwater lake. Nature Phys Sci, 229: 18

Ohle W. 1958. Die Stoffwechseldynamik der Seen in Abhängigkeit von der Gasausscheidung ihres Schlammes. Vom Wasser, 25: 127～149

Ohle W. 1978. Ebullition of gases from sediment, conditions, and relationship to primary production of lakes. Verh Int Ver Limnol, 20: 957～962

Ojala A E K, Francus P. 2002. Comparing X-ray densitometry and BSE-image analysis of thin section in varved sediments. Boreas, 31: 57～64

Ojala A E K, Tiljander M. 2003. Testing the fidelity of sediment chronlogy: comparison of varve and paleomagnetic results from Holocene lake sediments from central Finland. Quaternary Science Reviews, 22: 1787～1803

O’Sullivan P E. 1983. Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes---A review. Quaternary Sciences Reviews, 1: 245～313

Ottow J C G , Munch J C. 1978. Mechanisms of reductive transformations in the anaerobic micro-environment of hydromorphic soils. In: Krumbein W E, ed. Environmental biogeochemistry and geomicrobiology. Michigan: Ann Arbor Sci. 483～491

Pamatmat M M , Bhagwat A M. 1973. Anaerobic metabolism in Lake Washington sediments. Limnology and Oceanography, 18: 611～627

Persson G, Holmgren S K, Jansson M, et al. 1977. Phosphorus and nitrogen and the regulation of lake ecosystems: Experimental approaches in subarctic Sweden. In: Proc Circump Conf North Ecol, Sept 1975, Ⅲ. Ottawa: Natl Res Counc Can. 1～19

Petterson G, Odgaard B V, Renberg I. 1999. Image analysis as a method to quantify sediment components. Journal of Paleolimnology, 22: 443～455

Pike J, Kemp A E S. 1996. Preparation and analysis techniques for studies of laminated sediments. In: Kemp A E S, ed. Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments. London: Geological Society Special Publication No.116. 37～48

Pitkänen A, Huttunen P. 1999. A 1300-year forest-fire history at a site in eastern Finland based on charcoal and pollen records in laminated lake sediment. The Holocene, 9(3): 311～320

Povoledo D. 1972. Some model experiments on detritus formation and on some possible functions of suspended and deposited lake organic matter. In: Tonolli L, ed. Detritus and its role in aquatic systems. Mem Ist Ital Idrobiol Suppl, 33: 485～524

Richards A F, Hirst T J, Parks J M. 1974. Bulk density-water content relationship in marine silts and clays. Journal of Sedimentary Petrology, 44: 1004～1009

Richard DT. 1975. Kinetics and mechanism of pyrite formation at low temperatuers. Am J Sci, 275: 636～652

Rohlich G A. 1969. Eutrophication: causes, consequences, correctives. Washington D C: Natl Acad Sci. 661

Round F E. 1957. Studies on bottom-living algae in some lakes of the English Lake District. Part Ⅰ. Some chemical features of the sediments related to algal productivities. J Ecol, 45: 133～148

Round F E. 1960. Studies on bottom-living algae in some lakes of the English Lake District. Part Ⅳ. The seasonal cycles of the Bacillariophyceae. J Ecol, 48: 529～547

Round F E. 1961. Studies on bottom-living algae in some lakes of the English Lake District. Part Ⅵ. The effect of depth on the epipelic algal community. J Ecol, 49: 245～254

Round F E , Happey C M. 1965. Persistent, vertical-migration rhythms in benthic microflora. Ⅳ. A Diurnal rhythm of the epipelic diatom association on non-tidal flowing water. Br phycol Bull, 2: 463～471

Round F E, Eaton J W. 1966. Persistent, vertical migration rhythms in benthic microflora. Ⅲ. The rhythm of epipelic algae in a freshwater pond. J Ecol, 54: 609～615

Saarinen T, Petterson G. 2001. Image analysis techniques. In: Last W M and Smol J P, eds. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers. 23～39

Saarnisto M. 1986. Annually laminated lake sediments. In: Berglund B E, ed. Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. New York: John Wiley & Sons Ltd. 343～370

Shepard F P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Journal of Sedimentary Petrology, 24: 151～158

Sly P G. 1977. Sedimentary enviroments in the Great Lakes. In: Golterman H L, ed. Interactions between sediments and freshwater. Junk, The Hague. 76～82

Sly P G. 1978. Sedimentary processes in lakes. In: Lerman A, ed. Lakes: chemistry, geology, physics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer. 65～89

Stumm W, Morgan J J. 1970. Aquatic chemistry. New York: Wiley-Interscience. 583

Sørensen I. 1982. Reduction of ferric iron in anaerobic marine sediment and interaction with reduction of nitrate and sulfate. Appl Environ Microbiol, 43: 319～324

Thomas R L, Kemp A L W, Lewis C F M. 1972. Distribution, composition and characteristics of the surficial sediments of Lake Ontario. Journal of Sedimentary Petrology, 42: 66～84

Tiljander M, Ojala A, Saarinen T et al. 2002. Documentation of the physical properties of annually laminated (varved) sediments at a sub-annual to decadal resolution for environmental interpretation. Quaternary International, 88: 5～12

Vollenweider R A. 1968. Scientific fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters, with particular reference to nitrogen and phosphorus as factors in eutrophication. Paris: Rep OECD , DAS/SCI/68.27. 192

Welch E B, Perkins M A, Lynch D, et al. 1979. Internal phosphorus related to rooted macrophytes in a shallow lake. In: Breck J E, Prentki R T, Loucks O L, eds. Aquatic plants, lake management and ecosystem consequences of lake harvesting. Madison, Wis: Conf Proc. 81～89

Wetzel R G. 1970. Recent and postglacial production rates of a marl lake. Limnology and Oceanography, 15: 491～503

Wetzel R G. 1972. The role of carbon in hard-water marl lakes. In: Likens G E, ed. Nutrients and eutrophication: the limiting-nutrient controversy. Spec Symp Soc Limnol Oceanogr, 1: 83～91

Wetzel RG. 1975. Limnology. Philadelphia: Saunders, 743

Williams J D H, Jaquet J-M, Thomas R L. 1976. Forms of phosphorus in the surficial sediments of Lake Erie. J Fish Res Board Can, 33: 413～429

Wright Jr H E. 1980. Cores of soft lake sediments. Boreas, 9: 107～114

Yu L Z, Oldfield F, Wu Y. 1990. Paleoenvironmental implications of magnetic measurements on sediment core from Kunming Basin,

Southwest China. Journal of Paleolimnology, 3: 95～111

Zolitschka B. 1996. Image analysis and microscopic investigation of annually laminated lake sediments from Fayetteville Green Lake (NY, USA), Lake C2 (NWT, Canada) and Holzmaar (Germany): a comparison. In: Kemp A E S, ed. Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments. Geological Society Special Publication No.116. 49～55

本章图表全部黑白(作者注)

表 3.1 沉积物颗粒的粒级表（据 Kohnke，1968）

粒　级	直　径			测试方法	机械分析方法
	mm	μm (10^{-6}m)	Å (10^{-8}cm)		
砾石	2	2000			
砂		200			筛析法
	0.06	50		光学法	
		20		显微镜法	电泳计数法
粉砂					重力沉降法
	0.002	2	20,000	X 射线衍射 电子显微镜	
粗黏土		红光*	7000	光学显微镜	
	0.0005		5000	研究界限	
		紫色光*	4000		
	0.0002	0.2	2000	红外光谱分析	
					离心沉降法
	0.00006	0.06	600		
胶质黏土				X 射线衍射及电子显微	
	0.00002	0.02	200	镜研究界限	
	0.000005	0.005	50		
	0.000002	0.002	20	红外光谱分析界限	
真溶液					

表 3.2　按Φ分级测量的分选系数、峰态和偏态的描述性术语（Briggs，1977）

分 选 系 数	峰　　态	偏　　态
分 选 很 好 ＜0.35	很平峰态 ＜0.67	极负偏态 -1－-0.3
分 选 良 好 0.35－0.70	平 峰 态 0.67－0.90	负 偏 态 -0.3－-0.1
分选中等良好 0. 50－0.70	常 峰 态 0.90－1.11	对　　称 -0.1－0.1
分 选 中 等 0. 70－1.00	尖 峰 态 1.11－1.50	正 偏 态 0.1－0.3
分　选　差 1. 00－2.00	很尖峰态 1.50－3.00	极正偏态 0.3－1.0
分 选 很 差 2. 00－4.00	极尖峰态 ＞3.00	
分 选 极 差 ＞4.00		

表 3.3 湖泊沉积物中化学元素分类表（Kemp 等，1976；Håkanson，1977）

1．主要元素（Si, Al, K, Na 和 Mg），构成了湖泊沉积物基质的最大元素组合，约占沉积物总量的 80%
2．碳酸盐元素，构成沉积物中第二大元素组合，约占沉积物重量的 15%
3．营养元素（有机碳，有机氮和有机磷）约占近代湖泊沉积物的 10%
4．活泼元素（Mn，Fe 和 S）约占沉积物总量的 5%
5．微量元素（Hg，Cd，Pb，Cu，Zn，Ni，Cr，Ag，V 等）为最小元素组合，在沉积物中其含量低于 0.1%

表 3.4　湖泊沉积物中的主要矿物（据莱尔曼，1989）

矿物	来源类型		
	外源	内生	自生
非黏土质硅酸盐：			
石英 — SiO_2	×		
钾长石 — $KAlSi_3O_8$	×		
斜长石 —（Na，Ca）（Al，Si）Si_2O_8	×		
云母 — K（Mg，Fe，Al）$_3AlSi_3O_{10}$（OH）$_2$	×		
角闪石 —（Ca，Mg，Fe，Al）$_{3.5}Si_4O_{11}$（OH）	×		
辉石 —(Ca，Mg，Fe)$_2Si_2O_6$	×		
蛋白石二氧化硅（硅藻）		×	
黏土：			
伊利石 — $K_{0.8}Mg_{0.35}Al_{2.26}Si_{3.43}O_{10}$（OH）$_2$	×		
蒙脱石 — $X_{0.3}Mg_{0.2}Al_{1.9}Si_{3.9}O_{10}$（OH）$_2$	×		
绿泥石 — $Mg_5Al_2Si_3O_{10}$（OH）$_8$	×		
高岭石 — $Al_2Si_2O_5$（OH）$_4$	×		
混合黏土、蛭石 — 中间型的	×		?
坡缕石 —（Ca，Mg，Al）$_{2.5}Si_4$ O_{10}（OH）$_2$.$4H_2O$	×		?
绿脱石 — $X_{0.5}Fe_2Al_{0.5}Si_{3.5}O_{10}$（OH）$_2$	×		×
碳酸盐：			
方解石 — $CaCO_3$	×	×	×
白云石 — $CaMg$（CO_3）$_2$	×		?
文石 — $CaCO_3$	×	×	
镁方解石 — 中间型的		×	×
菱锰矿 — $MnCO_3$			×
一水方解石 — $CaCO_3 \cdot H_2O$		×	?
菱铁矿 — $FeCO_3$	?		?
铁-锰氧化物：			
针铁矿、纤铁矿 — FeOOH	×	×	×
磁铁矿 — Fe_3O_4	×		
赤铁矿、磁赤铁矿 — Fe_2O_3	×		?
水钠锰矿 —（Na，Ca）$Mn_7O_{14} \cdot 3H_2O$	?		×
钙锰矿 —（Na，Ca，K，Ba，Mn）$_2Mn_5O_{12} \cdot 3H_2O$	?		×
硬锰矿 —（Ba，K）（MnO_2）$_{2.5} \cdot 3H_2O$			×

钛铁矿 — $FeT'iO_3$	×		
磷酸盐：			
磷灰石 一 $Ca_5(PO_4)_3(OH, F)$	×		×
蓝铁矿 — $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$			×
板磷铁矿 一 $(Fe, Mn, Mg)_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$			×
（？）四方复铁天蓝石 一 Fca(POn)s(UH)a			×
（？）水磷铁石 一 $(Mn, Fe)_3(PO_4)_2 \cdot 3H_2O$			×
（？）三斜磷钙铁矿 — $Ca_3Fe(PO_4)_3 \cdot 4H_2O$			×
硫化物：			
四方硫铁矿 — $FeS_{0.9}$		×	×
黄铁矿 — FeS_2	×		×
硫复铁矿 — Fe_3S_4			×
闪锌矿 一 ZnS		×	
氟化物：			
萤石 — CaF_2			×

表 3.5　沉积构造分类

<table>
<tr><th colspan="4">物理成因构造</th><th colspan="2">化学成因构造</th><th colspan="2">生物成因构造</th></tr>
<tr><td rowspan="6">流动构造</td><td rowspan="2">层面构造</td><td>顶面构造</td><td>波痕、细流痕、剥离线理</td><td>结晶构造</td><td>晶痕和假晶，鸟眼构造，示顶底构造</td><td rowspan="2">生物遗迹构造</td><td rowspan="2">足迹，
爬迹，
停息迹，
潜穴，
钻孔</td></tr>
<tr><td>底面构造</td><td>冲刷痕，压刻痕</td><td>压溶构造</td><td>缝合线构造，叠锥构造</td></tr>
<tr><td rowspan="2">层理构造</td><td rowspan="2">简单层理</td><td rowspan="2">水平层理，平行层理，交错层理，爬升波痕层理，递变层理，均匀层理</td><td>增生与交代构造</td><td>结核构造，葡萄状构造</td><td colspan="2">生物扰动构造</td></tr>
<tr><td colspan="2"></td><td>生物生长构造</td><td>植物根痕</td></tr>
<tr><td></td><td>复合层理</td><td>脉状、波状及透镜状层理，砂泥岩互层水平层理，韵律层理</td><td colspan="2" rowspan="2"></td><td colspan="2" rowspan="2"></td></tr>
<tr><td colspan="3">再作用面构造</td></tr>
<tr><td>准同生变形构造</td><td colspan="3">负载构造，球状，枕状构造，包卷层理，滑塌构造，砂岩脉，喷出构造，碟状构造</td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>暴露构造</td><td colspan="3">干裂，
雨痕，
冰雹痕，
泡沫痕</td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td></tr>
</table>

表 3.6　前人和本文对湖泊沉积物年纹层类型的划分

<table>
<tr><td>O’Sullivan (1983) (O’Sullivan P E , 1983)</td><td>Saarnisto (1986) (Saarnisto M , 1986)</td><td>Anderson&Dean (1988) (Anderson R Y 和 Dean W E , 1988)</td><td colspan="2">Kemp (1996) (Kemp A E S , 1996)</td><td colspan="2">Brauer (2004) (Brauer A , 2004)</td><td colspan="2">本文</td></tr>
<tr><td>碎屑年纹层</td><td>碎屑年纹层</td><td>碎屑年纹层</td><td colspan="2">碎屑年纹层</td><td colspan="2">碎屑年纹层</td><td colspan="2">碎屑年纹层</td></tr>
<tr><td>生物成因年纹层</td><td>富硅藻年纹层</td><td>生物成因年纹层</td><td>生物成因年纹层</td><td>硅藻年纹层
球石年纹层</td><td>生物成因年纹层</td><td>硅藻年纹层
方解石年纹层
黄铁矿年纹层
菱铁矿年纹层</td><td>生物成因年纹层</td><td>硅藻年纹层</td></tr>
<tr><td>铁质年纹层</td><td>富铁质年纹层</td><td>富铁（锰）质年纹层</td><td rowspan="2">化学成因年纹层</td><td rowspan="2">黄铁矿年纹层
菱铁矿年纹层
碳酸钙年纹层
蒸发盐年纹层</td><td colspan="2" rowspan="2">蒸发盐年纹层</td><td rowspan="2">化学成因年纹层</td><td rowspan="2">方解石年纹层
黄铁矿年纹层
菱铁矿年纹层
蒸发盐年纹层</td></tr>
<tr><td>钙质年纹层（方解石年纹层）</td><td>钙质年纹层</td><td>碳酸盐年纹层</td></tr>
</table>

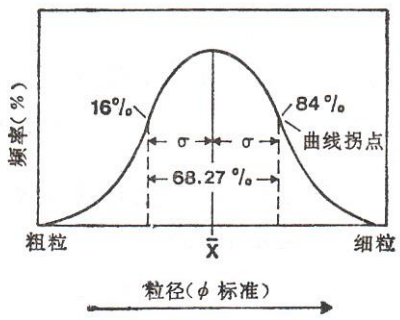

图 3.1 正态频率分布曲线图

（图中：$\overline{X}$：平均值，σ：标准偏差）

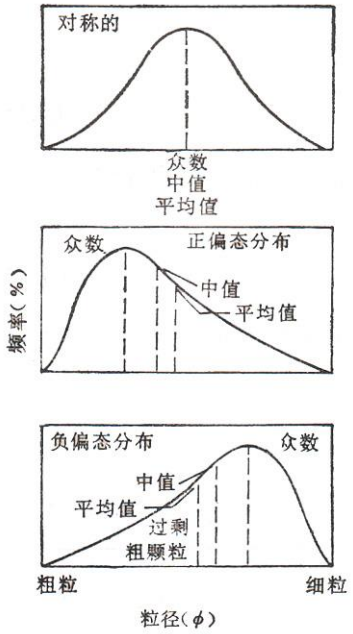

图 3.2 具有不同偏态的频率分布曲线

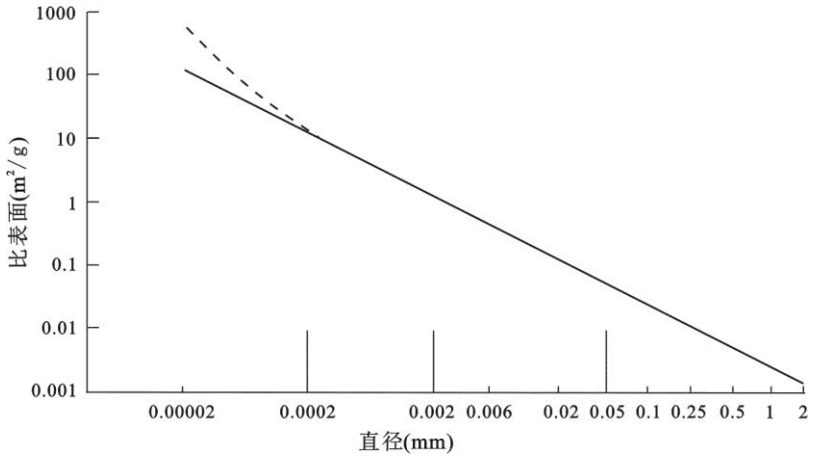

图 3.3 颗粒粒径与近似比表面间的关系（Kohnke，1968）

（实线用于密度为 2.65g/cm^3 的球状颗粒；虚线表示黏土颗粒多为板状，且具有较大的内部表面积）

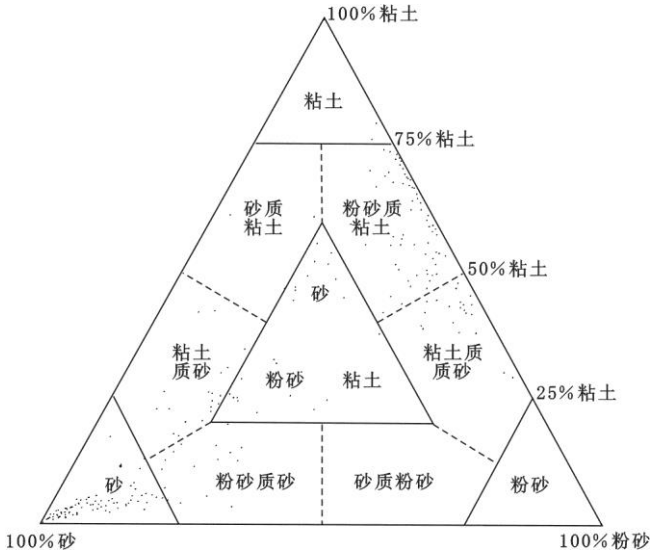

图 3.4 湖泊沉积物粒度的结构分类（据谢帕德图解法）

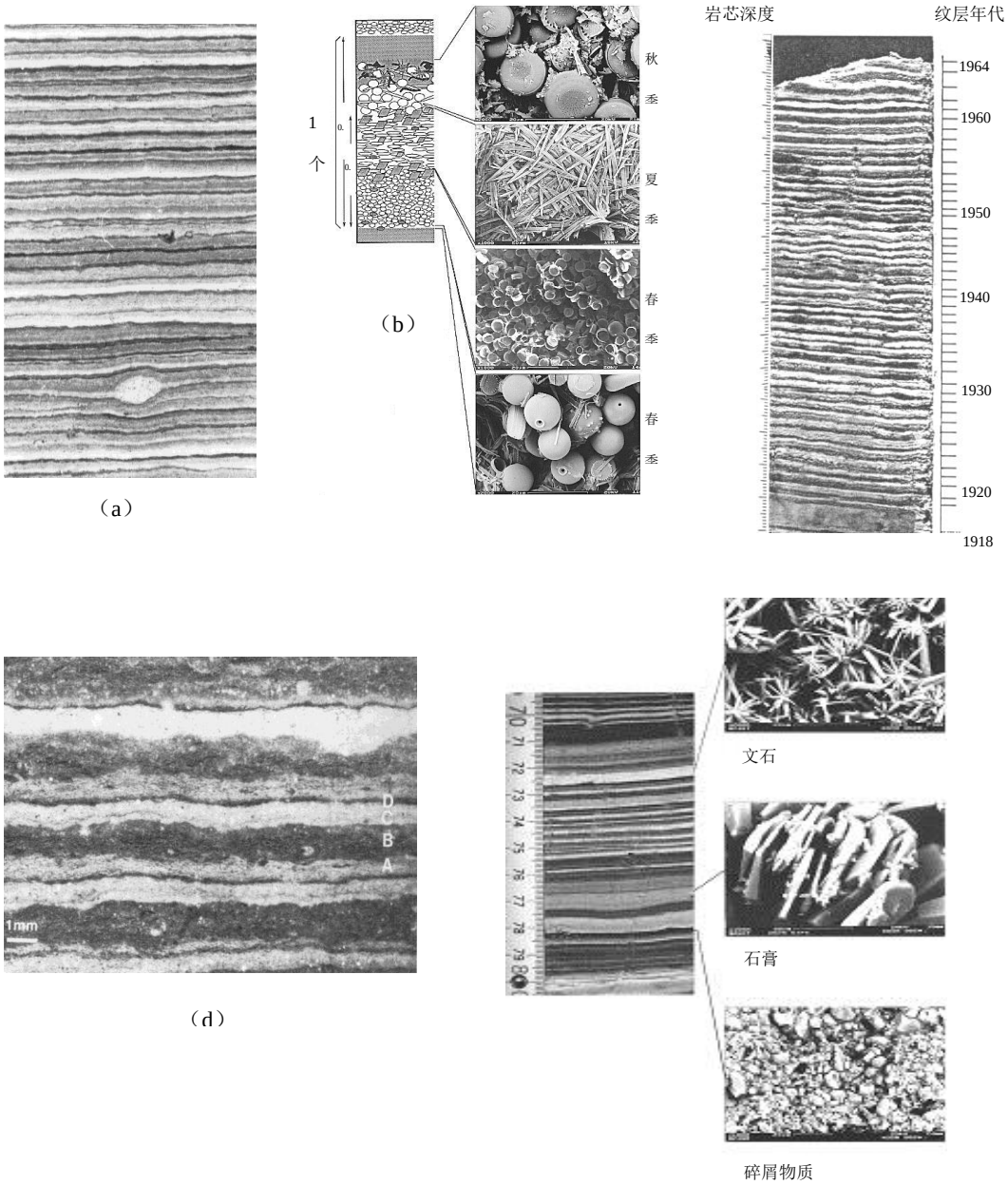

图 3.5　湖泊沉积物中各种类型的年纹层

（a）瑞典Kassjön湖碎屑年纹层，每个年纹层由三个部分组成，其中浅色的矿物质颗粒层是春季沉积的，其上的夏季层有机质含量增加，最上部为一薄层的深色冬季层(Saarnisto M , 1986)；（b）德国Holzmaar玛珥湖中硅藻年纹层，一个年纹层由春夏秋不同季节的硅藻层和冬季的黏土层组成(Brauer A , 2004)；（c）瑞士Zürich湖中的方解石年纹层，其中浅色纹层：富方解石，深色纹层：富硅藻和有机质(Kelts K 和 Hsü K J , 1978)；（d）瑞典北部一个湖泊中的富铁质年纹层特征，图中的A和C浅色层是春、秋季湖水倒转期沉积的氢氧化铁，而B和D深色层是夏、冬季缺氧期沉积的黄铁矿(Saarnisto M , 1986)；（e）死海地区蒸发盐年纹层，浅色的夏季层是规律性的文石沉降形成的，偶尔会出现石膏沉积，深色的冬季层是由碎屑物质组成（Brauer A , 2004）。