第六章 沉积物中有机质与生物及微环境关系

生物介导的反应通常在沉积物-水界面附近最激烈，这是因为在此处的有机质含量相对较高，起调节作用的生物也有最大的丰度。作为生物生长的重要介质，有机质在沉积物微表层的好氧层与近表层的缺氧和厌氧层均可产生。这种近表层反应非常容易与水底边界层过程相互作用（Boudreau and Jørgensen, 2001）。另一方面，有机质的变化对沉积物微环境也有很重要的响应关系，其中有很大一部分是由于生物因素造成的。

第一节　沉积物有机质分解及其与微生物活性关系

一、有机质种类及可分解性

（一）种类和组成

有机质构成了湖泊沉积物的重要部分，包括一切生物体极其分解或合成的各种产物。湖泊沉积物中有机质参与了各种生物化学作用和地球化学作用过程。底栖动物和微生物的生存主要依赖于湖泊中的有机质。

沉积物中有机质的来源分为内源输入和外源输入两种。内源有机质主要是水体生产力本身产生的动植物残体、浮游生物及微生物等的沉积而得，外源输入主要是通过外界水源补给过程中携带进来的颗粒态和溶解态有机质（Jame et al., 2001）。

根据有机质的分解性，将有机质分为难降解有机质和活性有机质。难降解有机质主要是以腐殖质的形态存在。腐殖质并非单一的有机化合物，而是在组成、结构及性质上既有共性又有差别的一系列有机化合物的混合物，包括腐殖酸、富里酸和胡敏素。

活性有机质根据生化组成，可以分为三大类：碳水化合物、蛋白质和脂类。碳水化合物包括简单的糖类(一种水溶性可反应的化合物，如单糖)和高分子量复杂的糖类(相对难溶且不易反应的化合物，如纤维素、半纤维素、木质素等)。蛋白质是一种复杂的有机化合物，组成蛋白质的基本单位是氨基酸，氨基酸通过脱水缩合形成肽链。脂类是由脂肪酸和醇作用生成的酯及其衍生物，这是一类一般不溶于水而溶于乙醚、氯仿、苯等非极性有机溶剂的化合物，主要包括油脂（甘油三脂）和类脂（磷脂、蜡、萜类、甾类）。

受有机质来源、富营养化程度、人类活动等因素的影响，各湖泊沉积物有机质种类差异较大。Fabiano 等（1995）发现利古里亚海沉积物活性有机质的量只占总有机碳的一小部分，

平均不超过 10%。Rodil 等（2008）研究西班牙西北海岸沉积物有机质组成时发现，活性有机碳占总有机碳的 44%，其中蛋白质是活性有机质的主要成分，占活性有机碳的 58%。Marsala lagoon 沉积物中活性有机质主要成分是多糖（平均占 51.2%），其次是蛋白质（39%），脂类占 9.8%。比较沉积有机质和悬浮有机质的空间分布，表明悬浮/沉积是影响有机质主要成分组成和分布的一个主要影响因子。藻类和维管束植物覆盖是影响沉积物有机质数量和组成的另一个主要影响因素。在无植物覆盖的泻湖北部沉积物中呈现较高的蛋白质含量，而在有大量 *Posidonia oceanica* reef 覆盖的泻湖南部，多糖含量高于蛋白质。有机质质量与藻类覆盖紧密联系，也与沉降浮游植物和微藻产生的初级生产力紧密联系（Pusceddu et al., 1999）。

沉积物中的有机质主要以腐殖质的形态存在，一般认为沉积物中的腐殖质含量约占有机质总量的 70-80%，有的区域甚至达到 99%。腐殖质是一类深暗色、无定性、比较稳定的化合物，它是有机质经微生物降解和酶促作用产生的一部分生物大分子重新合成而得。腐殖质以外的 20-30％的有机质主要是由蛋白质类物质、多糖、脂肪酸和烷烃等组成（金相灿等，2004）。

利用酸和碱的分级提取方法，可对沉积物腐殖质进行更为细致的分析，其基本组分包括腐殖酸（Humic Acids）、富里酸(Fulvic Acids)和胡敏素（Humin）等。三类腐殖质组分在结构上具有相似性，而在分子量、元素组成和官能团含量上有所差异（Mclaren et al. 1967－1971）。Maris 和 Elga(1997)提取了 Latvia 不同营养程度湖泊的腐殖酸和富里酸，测定了这些腐殖质的元素和功能组成以及相关光谱团和分子量。研究表明腐殖质性质与其来源物质的性质有关，低营养和寡营养湖泊腐殖质分子特征类似，具体表现为分子小而单一，羧基和羟基数量较少（郭亚新, 2006）。富营养和中营养湖泊特征类似，腐殖质多为大分子且具多分散性，含大量极性脂肪链和生色团。孟凡德等（2004）对长江中下游洞庭湖、鄱阳湖、巢湖、太湖、月湖和玄武湖 6 个湖泊的沉积物进行了理化性质分析，认为长江中下游地区湖泊有机质总量一般处于 1.5%左右，污染沉积物中有机质的含量可达一般沉积物的 1 倍左右，即达到 3%以上。其中两个城市湖泊有机质的含量较高，武汉的月湖沉积物中有机质含量超过了 7%，南京的玄武湖也达到了 4.04%-5.74%。腐殖酸含量在 0.5%以下，占总有机质的 3%-10% ，富里酸含量普遍高于腐殖酸，占总有机质的 18%-28%，为腐殖酸的 2-3 倍。与土壤有机质一样，胡敏素占主导，可达到 63%-74%。李振宇等（1999）运用丘林法和红外分析法分析了西湖沉积物有机质的组成和来源，发现西湖沉积物中有机质以胡敏素含量为最高，占 59-71％，其他各组分的相对含量依次为腐殖酸(11-19％)、富里酸(8-15％）和脂类(3-12％），所以杭州西湖属于中到高腐殖质湖泊，并且由于其沉积物腐殖酸具有典型的湖泊沉积物腐殖

酸的红外吸收带，结合 E4/E6 比率了解到西湖沉积物具有泥炭沼泽沉积特征，腐殖化程度较高。我国东部的黑龙江、松花江、黄河、长江、钱塘江、闽江等 27 条河流悬浮沉积物中有机质的含量及组成具有明显的地带性分布特征，南方、北方河流中有机质的含量高，中部河流含量低，呈现“V”字型分布；腐殖酸含量则自北而南逐渐降低（金相灿等，1992），这反映出水热条件对其分布的影响。

（二） 有机质的分解

有机质在湖泊营养循环中起着重要的作用。当外源污染被截断后，沉积物有机质成为营养盐的汇。沉积物有机质是水生生物的主要营养源，其变化包括矿化和腐殖化两个过程。前者是有机质中易降解部分经微生物分解为 CO_2、H_2O、NH_3 和无机成分，即矿化过程；另一部分生物大分子经微生物等再降解和合成，形成腐殖质，即腐殖化过程，这两个过程在沉积物中周而复始同时存在（Schlesinger et al., 1990）。

腐殖化形成过程还不十分清楚，但大体包括 2 个阶段:

第一阶段：产生腐殖质分子的各个组成成分，如多元酚、氨基酸、多肽等有机物质；

第二阶段：由多元酚和含氮化合物缩合成腐殖质单体分子，此缩合过程包括两步。首先是多元酚在多酚氧化酶作用下氧化为醌，然后醌和含氮化合物（氨基酸）缩合，最后腐殖质单体分子继续缩合成高级腐殖质分子。

（三） 影响有机质分解的因素

1.有机质的组成状况

有机质的年龄。有机质的年龄可以用蛋白质/多糖来表示，因为蛋白质比多糖更容易被微生物利用而成为难降解物质（Cividanes et al., 2002）。低蛋白质/多糖表示有机质年龄高，沉积时间较长，有机质可分解性低；高蛋白质/多糖则有机质年龄低，有机质新鲜，有机质可分解性高。

有机质质量。有机质质量用活性有机碳占总有机碳的比例来表示。活性有机碳含量越高，有机质可分解性越强。

碳氮比。C:N是影响有机质降解的一个重要因素。浮游植物C:N为6-7，而大型褐藻C:N为17-68，海草C:N为17-70，红藻C:N为20，陆生植物落叶（红树林）C:N为100-300。当C:N低于10时有机质易于矿化分解，而高于10时溶解氮的净固定发生。因此，在富营养化水体中，大量低C:N的死亡浮游植物细胞沉降后迅速分解，消耗大量氧气，更多的营养物质释放到水体中，加剧水体富营养化（Fenchel and Blackburn, 1979）。

2. 外界条件

温度。温度是影响微生物生长繁殖和酶活性的一个重要因素。在陆地淡水水体中，水温多在0-35℃之间，常见的耐冷菌能够在 0℃左右良好生长、但适宜生长温度 >20℃；酶的最适生长温度略高一些，30-35℃。因此在湖泊中有机质为微生物和酶的适宜分解温度为20-35℃之间。

溶解氧。有机质在有氧厌氧条件下的分解速率和分解效率一直是争论的焦点(Hartnett and Devol, 2003)。有人认为，氧气对沉积物有机碳保存影响较小，高初级生产力和沉降速率更重要(Henrichs and Reeburgh, 1987; Calvert and Pedersen, 1992)。但是，许多实验研究似乎将有氧/厌氧分解率归结为有机质的年龄和分解阶段。有些研究还发现，新鲜有机质的分解率在有氧条件下不会大大超过厌氧条件下的有机质分解率，但是年龄较老的、难降解的或部分已降解的有机质在有氧条件下的的分解率是厌氧条件下分解率的10倍(Kristensen et al., 1995; Kristensen, 2000; Andersen, 1996; Hulthe et al., 1998)。将取自热那亚港口的沉积物和水充氧后发现水体中葡糖苷酶活性显著增加，难降解碳水化合物含量明显下降。水体中碳水化合物的潜在周转率从0.86 h降到0.06 h，葡糖苷酶的细胞特异性酶活性从3.8 nmol l^{-1} h^{-1} $cell^{-1}$ 上升到 22.8 nmol l^{-1} h^{-1} $cell^{-1}$（Gallizia et al., 2004）。

二、微生物数量

微生物在有机质的降解过程中起着重要的作用，但有机质不仅对于微生物的活性有制约效应，而且还是控制微生物的生物量的主要因素之一。Boetius 和 Damm 等（1998）认为，有机质与微生物的多样性有关，且二者存在明显的正相关关系（魏中青等，2005）。

富营养化湖泊(如太湖)沉积物中，有机磷细菌数量显著高于无机磷细菌数量，并且呈现出明显的空间异质性（图6-1），可能与营养水平浓度有密切关系。沉积物有机磷细菌在冬季（12月、2月和3月）数量最少，春季（4月和5月）、夏季（7月）数量较多，与叶绿素 a 浓度和着生藻的种类和生物量的变化趋势一致（周纯，2010）。

沉积物是湖泊生态系统的重要组成部分，也是营养循环的重要一环。如沉积物中的钙、铁、铝等能直接与磷发生吸附或者沉淀反应将水体中的磷固定在沉积物中。营养来源分为外源和内源，而沉积物是营养内源的重要来源。沉积物不仅会富集磷，磷的释放更是导致湖泊恢复延迟的重要原因之一。沉积物有机质的矿

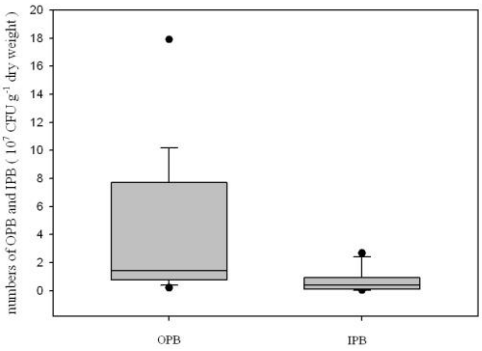

图6-1 太湖沉积物OPB与IPB数量对比（2008）

化与腐殖化过程均需由微生物介导。微生物本身具有数量多、分布广、适应性强等特点，使得其在沉积物有机质分解中扮演的角色更加重要。沉积物有机质含量与微生物数量的关系应当是显著的，对滇池福保湾四个样点的底泥中氨化细菌数的记录来看，有机质含量较高的点氨化细菌数量达到 12.94×10^{8}cells/g，而贫瘠的砂质沉积物中氨化细菌数只有 0.2×10^{8}cells/g（李宝等，2008）。Haglund 等（2003）研究发现细菌的数量随着沉积物深度的增加而下降，下降最快的为腐生菌，这是由于沉积物深处有机质含量越来越少。通过对太湖沉积物不同深度的微生物多样性研究发现，不同深度的样品呈现出不同的 DGGE 指纹图谱（图 6-2），由图可以看出，随着深度增加，条带显示出先增多后减少的趋势，表明生物多样性表现出随有机质含量先增多后减少的相同趋势，亮度的增减变化同样可以表示细菌相对数量随有机质含量而产生相同变化（赵兴青，2008）。自然环境中的微生物数量与有机质含量的关系已经在国内外的各种文献中提及和发现，模拟实验对进一步解释它们之间的关系十分必要。沉积物有机质降解的模拟实验更加直观的显示了有机质分解与微生物数量的联系，郭亚新（2006）采集了湖北武汉月湖的新鲜沉积物置于玻璃水缸中铺平加自来水覆盖室温培养，设置 A、B、C 三组，A 组对照组，B 组和 C 组在所加沉积物中均匀混入月湖莲花残体干粉碎物 50g，B 组持续充气，A、C 组静置。从图 6-3 中可以清楚看到加入有机质后的 C 组细菌数量骤增至峰值，之后随着有机质的厌氧降解逐渐降低。

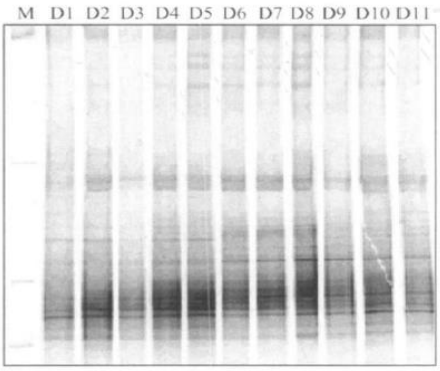

图 6-2　太湖沉积物柱样 DGGE 分离图谱

无论从简单的模拟实验还是从复杂的 DGGE 图谱都可清楚的看到，随着沉积物有机质的降解，微生物的数量发生了明显的改变。沉积物中有机质的微生物降解是湖泊生源物质循环的主要途径，并构成了常见的碳循环、氮循环和硫循环等。所以微生物的数量才会响应有机质含量的变化，构成了奇妙的沉积物微环境。

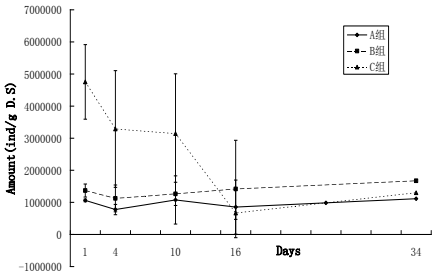

图 6-3　沉积物有机质降解模拟中细菌数量变化

三、微生物活性

前面提到了微生物数量与沉积物有机质分解的响应现象，那么接下来的问题是微生物活性是否也有着某种响应机制。这个问题的解答对描述沉积物环境中微生物作用十分有益。底泥中的微生物活性是影响底泥氮磷营养盐形态转换的重要因素之一，沉积物因有机质含量的不同而导致了总磷、铁结合态磷、钙结合态磷等不同形态磷含量的显著差异，而有机质的富集诱导微生物分泌碱性磷酸酶加速有机磷的水解，有机质提高了微生物的活性和需氧量，导致沉积物-水界面的厌氧，而厌氧的形成使得沉积物铁结合态磷还原解吸释放（刘云兵，2010）。微生物活性成为了调控沉积物向水界面释放氮磷营养盐的关键一环和重要因素。

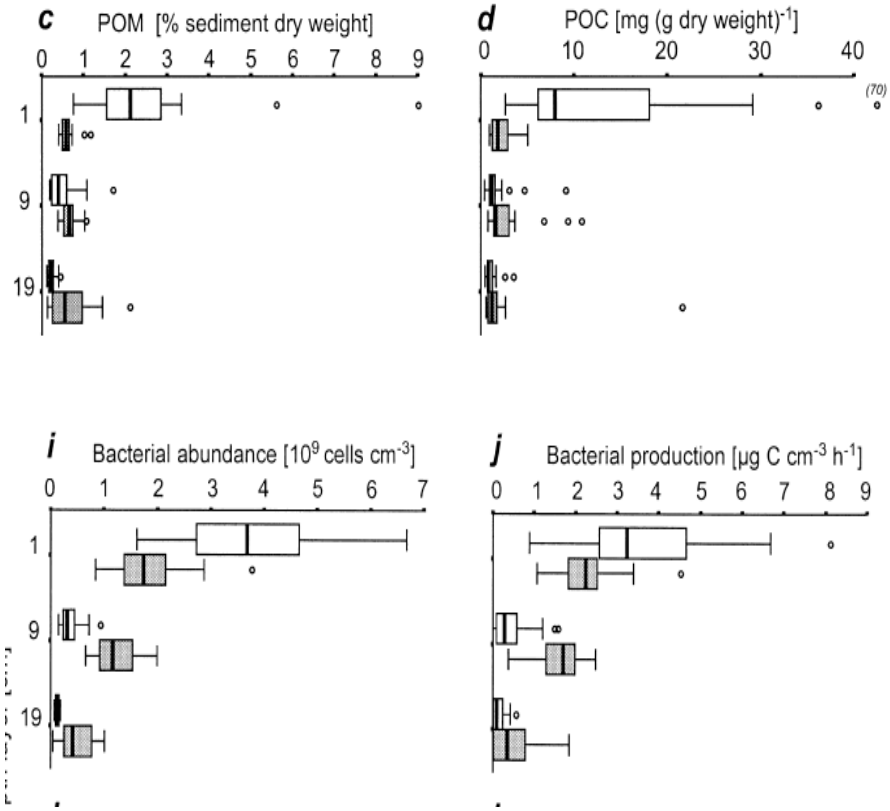

图 6-4　微生物数量及其生产力和沉积物有机质与沉积物深度的关系

微生物既是组成底层食物网的重要一环，也是分解沉积物有机质的关键。许多研究都表明微生物的活性和生物量通常在表层沉积物中达到峰值，此后随着沉积物的深度而出现下降（Helmut fischer，2002）。Findlay 等（2000）也认为有机质含量是沉积物中异养细菌活性的主要决定性因素，因此无论在缺氧还是有氧沉积物环境中，有机质含量都被看做影响微生物数量和生产力的限制性因素和重要指标。在德国的 spree 河中，微生物的数量和生产力在

沉积物的上层达到峰值 3.69 ×10^9 cells cm^{-3} 和 3.23μg C cm^{-3} h^{-1}，同样沉积物中颗粒态有机质和颗粒态有机碳所占的比例，正好也是在表层达到峰值（图 6-4）。湖泊沉积物中的微生物活性也有着相似的变化，图 6-5 是滇池福保湾四个不同位点底泥有机质（LOI）随深度的垂直变化图，总体看来，福保湾底泥有机质在表层 10cm 内随着深度的增加有所降低。图 6-5 则展示了四个位点的底泥微生物活性（FDA）的垂直变化图，同样看出微生物活性在垂向上随深度的增加具有逐步降低的趋势（李宝等，2008）。无论是微生物的生产力还是 FDA 水解活性都表明了其与沉积物有机质分解的重要联系，微生物在参与生源循环的过程中促进有机质的分解，生产力大幅提高和水解活性提升，当有机质含量开始降低时又有所下降，这一过程的阐明对沉积物有机质分解和氮磷营养向水界面释放的研究奠定了坚实的基础。

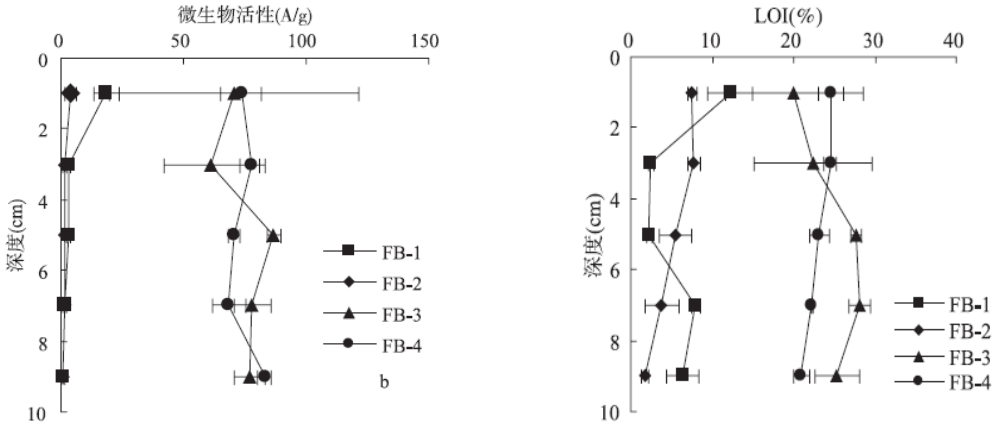

图 6-5　滇池福保湾沉积物中微生物活性和有机质垂向分布

第二节　沉积物有机质与底栖动物关系

沉积物接纳有机质的多少与生活在其中的生物种群的数量有很大关系。其中对于底栖生物，Pearson-Rosenberg 模型比较形象地给出了有机质富集对底栖动物群落的影响（图 6-6）。随着有机质的不断富集底栖动物的物种多样性呈现出单峰状态，第一阶段随着有机质富集食物来源不断增加，物种多样性也随着有机质的富集增加；第二阶段，当有机质富集到一定阶段，随着有机质不断降解消耗大量溶氧，导致底层开始溶解氧不足，物种多样性反而随着有机质的富集而呈现下降的趋势，物种的丰度变化趋势同样呈现单峰型（Carlo Heip ,1995）。

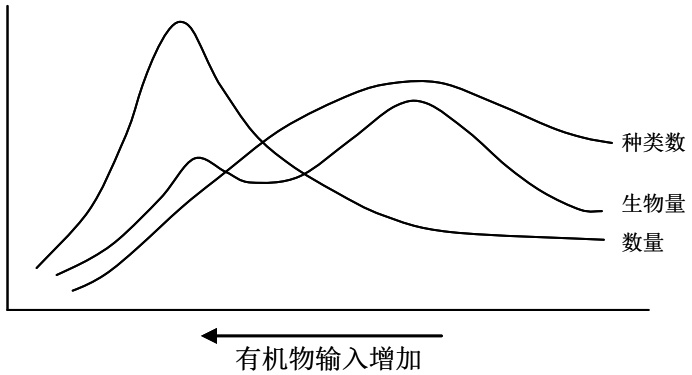

图 6-6　底栖生物种类数、生物量和数量与沉积物中有机质富集的关系（引自 Carlo Heip, 1995, Ophelia）

一、底栖动物种类

太湖不同湖区生态类型差异较大、底泥分布不均匀，表层沉积物有机质含量呈现明显的西部低东部高的分布模式。据范成新和张路（2009）调查，太湖的无泥区范围大约 523.5km^2，占全湖面积的 22.4%。大于 0.1m 厚度以上的有泥区占全湖面积的 77.6%，面积为 1817.2km^2。太湖西部是主要入湖区，理论上其入湖水体携带的颗粒物来量相对较大，沉积物表层应该有较高的含量。但是，由于该区面对盛行风向东南方的开阔水域，水深又浅，在风浪作用下，水底几乎常年处于好氧状态，对沉积物中有机质的矿化作用极为有利。另外，由于波浪与几乎直立硬质堤岸的反射作用，近岸区沉积物难以沉积形成稳定层，底泥普遍较薄。虽然远岸区沉积物底泥较厚（软性泥深 2 m 以上），但表层有机质含量也普遍较低，结果使得太湖整个西部甚至南部湖区沉积物的有机质含量明显低于东部和北部湖区水平（范成新和张路，2009）。

沉积物以粘土质粉砂组成为主的湖区底泥中有机质含量较少。在湖面开阔区，沉积物质地均匀，其主要原因是湖水浅，沉积物物源又较多来自黄土，易受风浪的扰动进行再搬运和再分选。如太湖东部和北部湖湾区水草生产力较高，且养殖密度和生活污水排放量均较高，故表层沉积物有机质的现存量较大。在东太湖，有机质含量最高值达到 16.65％，为全湖最高区域；而含量最低区为湖心区，仅为 0.133％，两极值相差 125.2 倍。

底栖动物的分布与有机质的分布密切相关。如太湖的底栖动物主要包括软体动物、环节动物和水生昆虫。由于底泥疏浚的原因，五里湖底栖动物种类相对稀少，密度和生物量也较低，平均为 160 个/m^2 和 2.32g/m^2；梅梁湖以水栖寡毛类为主，以及少量河蚬，密度和生物量分别为 224 个/m2 和 7.27g/m2；竺山湖以软体动物（环棱螺）占绝对优势，无论是密度还

是生物量均占 98％以上，水丝蚓等也有一定分布，平均密度和生物量分别为 224 个/m^2 和 216g/m^2；贡湖优势种为河蚬，密度和生物量较高，分别为 272 个/m^2 和 244g/m^2；南部沿岸区、东太湖和东部沿岸湖区螺类分布较广，密度较低，生物量中等，分别为 141.7 个/m^2 和 55.9g/m^2，主要以小型螺类为主；湖心区则以河蚬为主，密度和生物量分别为 237.3 个/m^2 和 136.1g/m^2。由底栖生物物种数量的分布状况可知，处于表层有机质含量较低的样点底栖生物物种数量相对较少，而接近于东部草型湾区的样点则物种数量较多。

二、底栖动物密度

富营养化导致初级生产力的增长，进而导致易分解有机质的大量富集，不断输入的有机质分解改变了沉积物的氧化还原环境，促使底层大量耗氧，底层缺氧导致耐污种逐渐取代了不耐污的物种（Carlo, 1995; Gong, 2001），太湖底栖动物的空间变化亦表现出类似的趋势，如耐污的霍夫水丝蚓和正颤蚓在富营养化的 T1、T10、T17 点占据绝对的优势，而且密度较大（图 6-7）。

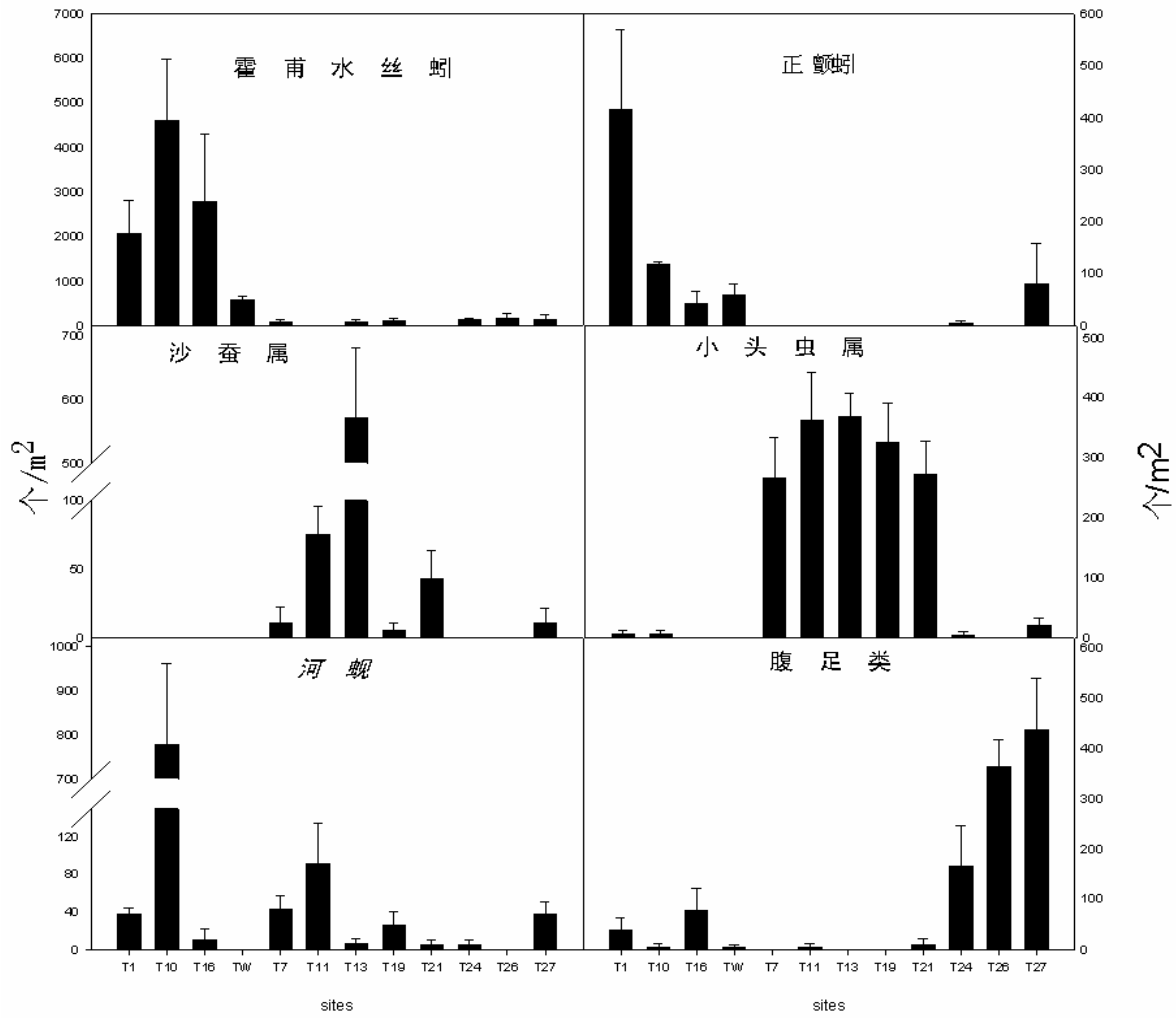

图 6-7 太湖优势种底栖动物的空间分布

从底栖动物的种类与环境的指示性质分析，五里湖、梅梁湖和竺山湖的部分湖区以耐污性强的寡毛类和摇蚊幼虫为主体，表征水体污染较为严重；湖心区、东太湖不耐污的河蚬和螺类分布较多，属于寡污带，水质相对较好；其他湖区属于中污带。蔡永久等（2010）对太湖 2007-2008 年底栖生物分布研究反映，沉积物中的有机质、总氮和总磷含量高的地区，耐污能力较强的寡毛纲颤蚓类、中国长足摇蚊和摇蚊属幼虫等分布较多，沉积物的氧化还原电位也较低(－310 至－150 mV)。但是有机质含量的高低并非与底栖动物种类的环境指示性质具有完全的一致，如表层沉积物的物理性质有时也对底栖生物的种类具有很重要的影响，颗粒粒径大、孔隙率大的底质具有更高的生物多样性（段学花等，2007），另外，主要以滤食悬浮碎屑的代表优势种河蚬则在风浪显著、沉积物易于悬浮的开阔水域的密度最高。

第三节　沉积物有机质与初级生产者关系

一、浮游植物

沉积物是接纳藻类和水生植物死亡残体的最主要场所，大量的分解碎屑将直接落在沉积物表层。虽然在微生物等作用下，绝大多数残体被分解完全，溶入水体，但是，由于底部的相对少氧甚至缺氧，使得这种分解过程往往进行的很慢，特别是一些难以分解的带环状碳骨架会随颗粒物的沉积而被埋藏于底泥层，从而进入早期成岩层中离开水体。倪兆奎等（2011）采用有机碳同位素($\delta^{13}C$)、氮同位素（$\delta^{15}N$）、C/N 和有机碳（TOC）比等分析了太湖梅梁湾和湖心沉积物近百年来有机质来源（图 6-8），发现沉积物有机质来源总体以自生为主，20 世纪 50 年代到 70 年代，因藻类死亡沉积的贡献开始显现；70 年代到 80 年代，沉积物机质藻类贡献比例进一步增大；90 年代后，藻类沉积已成为沉积物有机质的最主要来源。

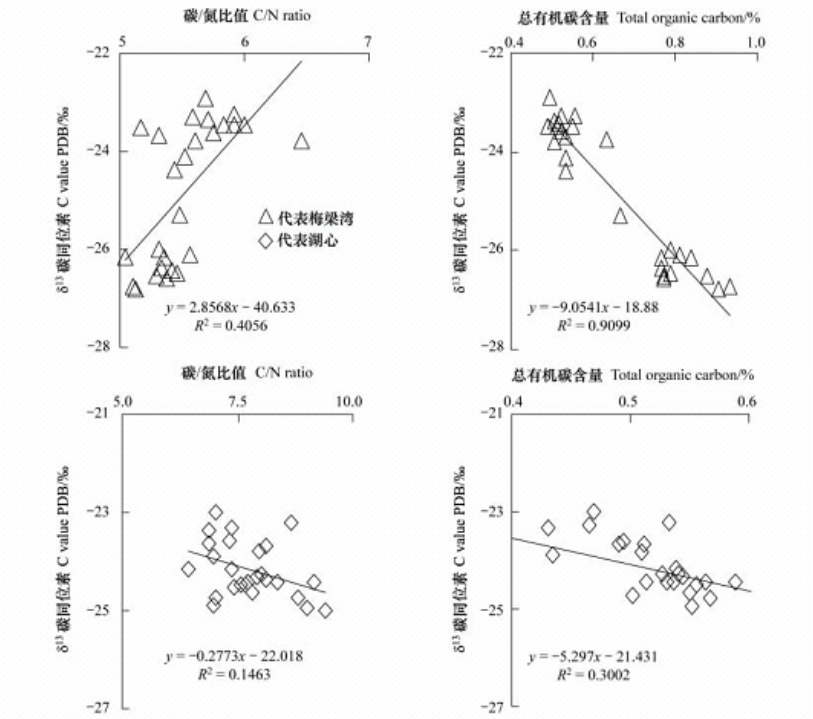

图 6-8 梅梁湾和湖心沉积物剖面 C 与 C/N 和 TOC 线性关系

（引自倪兆奎等，2011）

借古湖沼学手段可有效研究沉积物有机质与浮游植物的关系。对武汉月湖沉积物的钻孔研究结果表明，沉积物中硅藻的优势属为：小环藻属、直链藻属、舟形藻属、*Cyclostephanos* 属。钻孔优势种则为：梅尼小环藻、颗粒直链藻、*Navicula porifera*、*Cyclostephanos tholifomis*、

Cyclostephanos invisitatus。就硅藻密度而言，总趋势是上层最多，中层其次，下层最少。硅藻种类数变化虽然没有明显规律，但种类最少的样品出现在中层，$^{210}Pb/^{137}Cs$ 测年数据表明中层为 l9 世纪 90 年代-20 世纪 70 年代。进一步的分析表明，钻孔中总有机质含量与种类数显著负相关(r=-0.972，P=0.005<0.05)。20 世纪 50 年代到 80 年代间，月湖周边的人口数量急剧上升，污水直接排放到湖体中，使得水质持续恶化，虽然后来被截污，但这段时期有机污染物的大量进入仍是该湖水质恶化和藻类大量生长的重要因素（徐栋等，2009）

梅梁湾湖区沉积物氮素的来源在 50 年代以前主要以流域土壤流失和大型水生植物的死亡为主; 50 年代到 70 年代，人类活动的加剧导致大量工业废水 生活污水的输入，藻类开始大面积暴发。虽然湖泊受到人类活动外源物质输入影响逐渐增大，贡献的绝对量也增加，但对沉积物中有机质总量的贡献份额来说却较小，沉积物有机质的来源仍以湖泊中藻类和水生植物的自生来源为主。

2007 年 5 月底，太湖南泉水厂出现了大面积黑臭事件，分析南泉取水口岸边附近底泥有机质(LOI)含量与开阔水域的垂向分布差异极大。岸边水域的 LOI 最大值含量最大可达 13％，并且只要集中在表层的 0-5cm 层，其他大多数底泥的含量仅在 5%以下。由于事发水域曾发生大面积藻类聚集现象，表层底泥有机质含量高的原因与藻类有机碎屑沉降存有因果联系。虽然新沉降的藻体并不能完全成为有机质，通过生物降解后仅有一小部分能够成为沉积物中的有机质组分，但这种高强度的累积，将会给表层沉积物有机质含量的增加提供物质条件。

二、高等水生植物

水生植物是指生理上依附于水环境、至少部分生殖周期发生在水中或水表面的植物类群（周婕，曾诚 2008）。水生植物主要包括水生维管束植物和大型藻类等。前者的主要类型为：挺水植物、漂浮植物、浮叶植物和沉水植物等。作为湖泊生态系统的重要初级生产者，水生高等植物不仅是维持水生态系统健康的重要类群，而且还在其生命周期中为湖泊提供重要的碳源。

水生植物的过度生长将明显增加湖泊沉积物有机质的含量，并据此产生不利的环境效应。巢湖湖滨带沉积物有机质含量的调查研究结果表明，高等水生植物生长区域沉积物中，有机质的含量显著高于无植物区域的相应值，因此，高等水生植物能显著增加沉积物中有机

质的含量（图 6-9）。

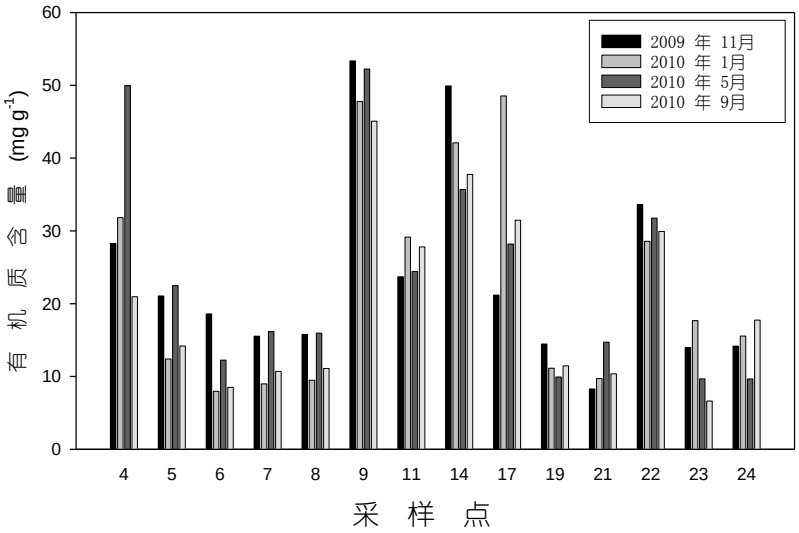

图 6-9 巢湖湖滨带沉积物有机质含量

（其中 4、9、11、14、17 和 22 号样点为高等水生植物区）

过度繁殖的水生植物也会产生大量的有机质，在浅水富营养湖泊，大型植物的代谢作用是沉积物有机质富集的重要因素(Wilson and Keddy 1985)，大型植物产生的有机质是浮游植物产生的有机质的 1.5-2.5 倍。大量水生植物死亡并在低层沉积、分解和腐烂，在生长期吸收的营养又向水柱释放，成为水体营养物质的内源污染。研究结果表明，水生植物凋落物腐烂分解过程中 75％的氮和 80％的磷能在一年之内释放出来（历恩华，刘贵华 2006）。此外，水生植物残留湖中，不易分解的植物残体积累在湖底，致使湖泊淤积和沼泽化。调查显示，太湖有草区的平均水深要低于全湖和无草区的平均水深，而且水生植物生长繁茂的东太湖沼泽化趋势正在逐渐加剧 （李文朝 1997；杨清心 1998；张圣照等 1999；谷孝鸿，张圣照 2005）。

湖泊沉积物富集的有机质亦可通过直接和间接的作用抑制水生植物的生长。有机质和营养盐含量较高的淤泥底质不利于沉水植物的定植，植物成活率较低；氮、磷含量较高的淤泥底质比生泥底质更有利于沉水植物的生长，沉水植物具有较高的相对生长速率，但过于肥沃的底泥会对水生植物的生长产生抑制作用（叶春等 2008）。当有机质含量较高时、底泥处于还原状态，则将对水生植物产生胁迫效应，不利于水生植物的存活和萌发(Verasan and Phillips. 1978)。水生植物的种群组成和某个种群的空间分布与沉积物的有机质含量密切相关，湖泊的生命演替过程中底质有机物含量的增加与水生植物的消亡有明显的相关性（Carpenter 1983）。实验研究表明，在贫营养底质中添加少量的有机物可以促进水生植物的生长，而在

质地优良营养充足的底质中添加有机物可明显抑制水生植物的生长 (Barko et al.,, 1991)。有研究表明，附着生物也许是导致水生植物大量消亡的主要原因（Qin et al., 2006）。有机质分解导致高营养盐负荷，而高营养盐负荷将导致高附着生物生物量和生产力，并遏制高等水生植物的生长；在附着生物严重发展的情况下，高等水生植物将趋于消亡（秦伯强, 2007）。此外，硝态氮的增加导致丝状藻的大量繁殖，则将对水生植物的恢复产生影响（Irfanullah and Moss, 2004）。水柱中铵态氮浓度的升高对水生植物也会产生不利的影响（秦伯强,2007）。

总之，湖泊水生植物与沉积物有机质的关系较为复杂，适度的水生植物生物量与相对完整的群落结构将极大地有利于改善沉积物的性质与特征，且二者之间将产生正反馈效应，从而长期维护生态系统的健康和稳定。

第四节 有机质在沉积物厌氧环境形成过程中作用

一、厌氧状态表征方式

湖泊沉积物有机质具有重要的生态学意义。富营养化湖泊沉积物积累的大量有机质可为微生物生长提供充足的碳源，微生物对有机质的分解将导致底层缺氧。氧气要维持所有鱼类和无脊椎动物的生活。在水环境，大气中的氧气或浮游植物光合作用产生的氧气溶于水以满足所有动物的呼吸需求，包括那些游动的、在底部移动的和定居生活的动物。一旦溶氧进入表层水，在正常情况下溶氧混合到底层水。当供应到底层的溶氧被截断或者消耗率超过补给，溶氧下降到超过维持大多数动物生命的值时为缺氧。动物的溶氧窒息值各不同，一般窒息值为 2 mg/L，对海水而言，这只有 18%的空气饱和。空气中大约有 280 mg/L。当溶氧低于 2 mg/L 为缺氧（hypoxia）,当溶氧为 0 mg/L 是厌氧状态（anoxia）。有两个主要因素可以导致缺氧甚至厌氧：水体分层可以隔绝底层水与表层水的氧气交换，底层水的有机质降解也可以降低氧含量。这两种情况都可以发生缺氧，并让缺氧程度恶化 （Diaz, 2001）。

很显然，没有任何其他环境变量可以像溶氧一样在这么短的时间内变化这么快，并对水体生态系统有如此重大的生态学意义。研究表明，当缺氧程度增加时生物的行为生理也会发生变化：当溶氧在 4.5 mg/L~6.0 mg/L 时生长受到影响；当溶氧在 2 mg/L~4 mg/L 时代谢方面将受影响；当溶氧降到 0.5 mg/L~2.0 mg/L 生物死亡率增加（Grayet al.,2002）。除了用溶氧浓度衡量厌氧程度外，其它一些指标也可以间接反映厌氧程度。

虽然现在已有很精细的方法来分析沉积物是否缺氧，但有些时候也可以用其他方法进行

简单的经验判断。RPD (redox potential discontinuity) 深度是指沉积物表面到沉积物氧化层与还原层分界线之间的距离。表层水含氧量越低，沉积物氧化层越薄，则 RPD 深度越小（Rosenberg et al., 2001）。以定性的方法来肉眼观察，氧化层沉积物颜色一般为棕色，还原层沉积物颜色一般为灰绿色或黑色。

沉积物中的总细菌类胡萝卜素（TBC）和总藻类类胡萝卜素（TAC）可以分别反映水柱中光合硫细菌和藻类含量的层位，*Chromatium* 和 brown *Chlorobium*，*Chromatium* 在上层厌氧区，brown *Chlorobium* 则在深层厌氧区。TBC/TAC 斜率可以作为各湖盆缺氧的时期和深度范围的指示。在日本的滨名湖（六个湖盆组成）经常出现缺氧状况，在其中的 4 个湖盆均发现 TAC 和 TBC 强烈相关性。厌氧出现在光合硫细菌在水柱深层生长之前，沉积物中的 TBC-TAC 相关性的斜率表明了不同采样点缺氧程度和稳定性各不同。通过潮流海水入侵，上层有氧区浮游植物产生的有机质控制着该湖各湖盆中的缺氧程度(Nobuyasu Itoh et al., 2003)，如果其中 2 个湖盆的细菌色素明显低于其他湖盆，表明这 2 个湖盆的缺氧程度较低，相应地 TBC/TAC 斜率亦低；上层有机质的供应和水体分层的稳定性是 brown *Chlorobium* 生长的先决条件。

二、厌氧环境形成作用

富营养化湖泊沉积物积累的大量有机质可为微生物生长提供充足的碳源，微生物对有机质的分解将导致底层缺氧。作为电子受体的 Fe^{3+}被还原成 Fe^{2+}，与之结合的磷酸盐将向水中释放，从而加速富营养化过程，甚至引起水华。脱氢酶（dehydrogenase）普遍存在于活体微生物细胞之内。它是电子传递体系中催化有机质脱氢作用的第一个酶，故在有机质的分解过程中具有关键作用。国内外大量研究结果表明，脱氢酶活性（DHA）与微生物活动密切相关，故已广泛用于重金属与农药污染及其修复研究，但多集中于土壤和污水，关于湖泊沉积物脱氢酶的研究极少。

作为有机质内源的主要成分，藻类碎屑可促进沉积物磷释放。加入藻类碎屑后上覆水中 TP 和 PP 明显增加，当羽摇蚊幼虫介入后这种增加趋势更加明显（图 6-10）。姜苹红等（2010）发现加入羽摇蚊幼虫后上覆水中 PP 明显增加。瑞典的三个湖泊沉积物中加入羽摇蚊幼虫后上覆水中 TP 浓度明显增加，这可能是因为羽摇蚊幼虫的生物扰动将间隙水中磷释放到水柱中（Graneli, 1979）。因此，有机质和羽摇蚊幼虫共同作用促进沉积物向水柱释放 TP 和 PP。另外，曝气可以明显抑制 PP 的释放（图 6-10）。在氧气充足的表层水中，颗粒态

有机磷（POP）的分解速率比颗粒态有机碳（POC）和颗粒态无机磷（PIP）的分解速率高；然而在缺氧的底层水中 PIP 的分解速率比 POP 和 POC 的分解速率高（Benitez-Nelson et al., 2007）。在淡水湖泊沉积物中，羽摇蚊幼虫和有机质共同促进 TP 释放，TP 主要以 PP 形式存在，PP 在有氧条件下分解较快。

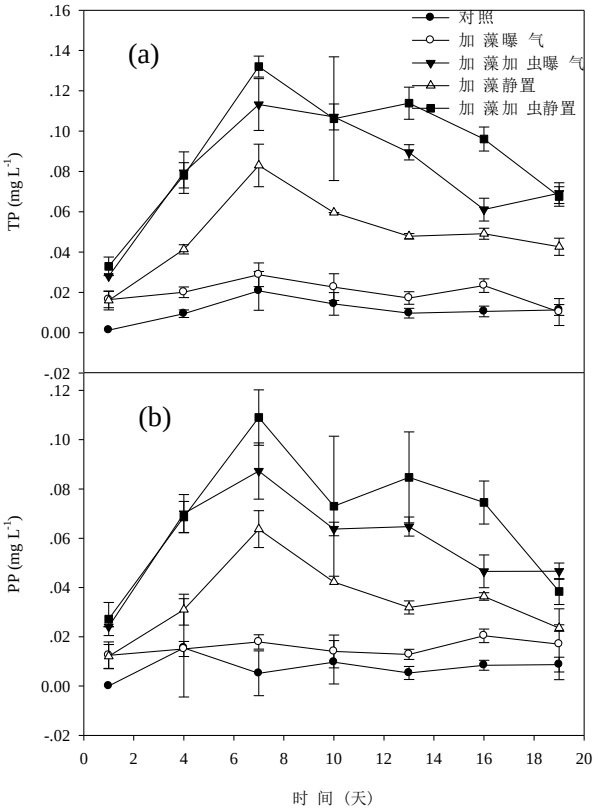

图 6-10 不同培养时间上覆水中总磷（TP）和颗粒态磷（PP）的浓度

SRP 是 DTP 的重要组成部分。藻类碎屑促进沉积物溶解态反应磷（SRP）的释放（图 6-11），这种促进首先可以用酶学机制来解释。加入藻类碎屑后，沉积物碱性磷酸酶活性（APA）显著增加（图 6-11）。在 Kinneret 湖，夏初 *Peridinium* 水华沉降分解时碱性磷酸酶活性最高（Hadas and Pinkas, 1997）。春季藻类水华沉降后导致有机质在沉积物中富集，这促使沉积物碱性磷酸酶的Vmax增加并使间隙水中碱性磷酸酶与底物的亲和力增加（Zhou, et al., 2002）。另外，中国淡水湖泊沉积物有机质含量和碱性磷酸酶活性显著正相关（Liu et al., 2009）。因此，有机质能诱导碱性磷酸酶来水解有机磷酸盐化合物，从而促进无机磷酸盐的释放。值得注意的是，碱性磷酸酶活性不受羽摇蚊幼虫的影响，这表明羽摇蚊幼虫对磷的酶促水解机制作用很小。

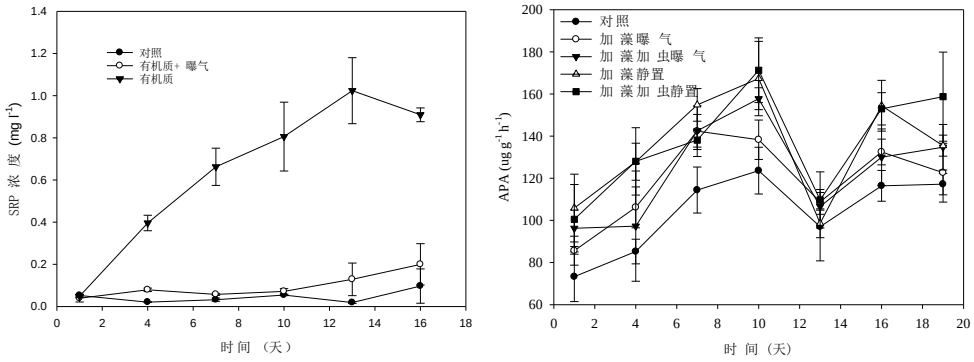

图 6-11 沉积物 SRP（左）和 APA（右）随藻类培养时间变化

在湖泊生态系统中，氨态氮是另一个重要的可利用性营养形态。上覆水中氨态氮释放与 SRP 同步。藻类碎屑加入后，上覆水中 DO 浓度明显降低（图 6-12），与此同时其中 SRP 和氨态氮显著增加，而曝气可以抑制这种释放（图 6-13a 和 6-13b）。在前期实验中，另一有机质（莲花杆碎屑）的加入亦使上覆水中 SRP 浓度显著增加，而曝气则明显抑制磷释放（图 6-11）。这种现象的主要机制是缺氧。大量有机质在底层富集，细菌分解有机质消耗氧气致使底层缺氧（Gerdeaux, 2009）。在有氧条件下，磷酸盐被三价铁吸附在沉积物中；厌氧条件下，三价铁被还原为二价铁的同时，溶解态的二价铁和磷酸盐释放到水中（Søndergaard et al., 2003）。此外，氮以多种无机态形式存在，氨态氮是有机氮分解后的第一产物。通过亚硝化和硝化反应，氨态氮经亚硝态氮再转换为硝态氮（Isao et al., 2007）。在有氧条件下，寡营养和中营养水平湖泊沉积物氨态氮释放量几乎可以忽略不计，即使是富营养湖泊，其沉积物中释放的氨态氮也很少；在缺氧条件下，各营养水平湖泊沉积物均向水中释放大量的氨态氮，且在富营养湖泊中沉积物氨态氮释放量最高（Beutel, 2006）。因此，缺氧是氨态氮和 SRP 在上覆水中累积的共同因素，主要机制是缺氧条件下氨态氮的硝化作用减弱，铁结合态磷亦大量释放。除了缺氧之外，碱性磷酸酶的水解作用是沉积物磷释放的另一重要机制。

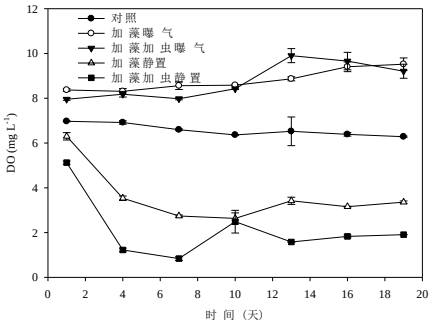

图 6-12 溶解氧(DO)随加藻培养时间变化

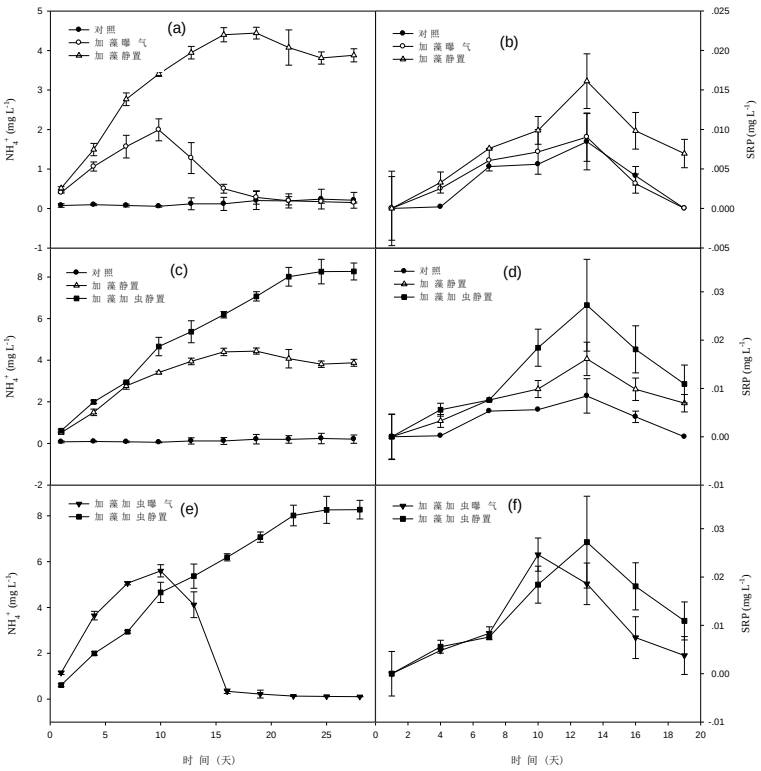

图 6-13 氨态氮和 SRP 含量随加藻培养时间变化

羽摇蚊幼虫的介入进一步促进氨态氮和 SRP 的释放（图 6-13c 和 6-13d），这可以归结为厌氧条件的强化和羽摇蚊幼虫的分泌。首先，羽摇蚊幼虫介入后，沉积物耗氧量增加（Hansen et al., 1998），羽摇蚊幼虫不仅导致耗氧量增加（Pelegril and Blackburn, 1996; Svensson, 1998），而且沉积物需氧量（SOD）也会增加（Jiang et al., 2010）。其次，底栖生物的分泌也是营养物质（尤其是磷）的另一个重要来源（Devine and Vanni, 2002）。在一个小型富营养化城市水库中，羽摇蚊幼虫分泌的磷占外源磷负荷的 33%，羽摇蚊幼虫分泌的氮占外源氮负荷的 5%（Henry and Santos, 2008）。因此，羽摇蚊幼虫的介入可以加强湖泊沉积物中氨态氮和 SRP 的释放。

如上所述，羽摇蚊幼虫与有机质的协同作用可以促进沉积物中 TP、PP、SRP 和氨态氮的释放，缺氧是这一过程的主要机制。从理论上来说，这种释放可以被曝气有效地抑制。然而，在培养实验早期（1-10 天），当羽摇蚊幼虫存在时，曝气并不能有效地抑制氨态氮和 SRP 的释放，相反，在第 10 天上覆水中氨态氮和 SRP 浓度最高（图 6-13e 和 6-13f）。曝气改善底层厌氧条件促进羽摇蚊幼虫生长，从而增加了羽摇蚊幼虫对氮磷的分泌。在 Esrom 湖中，当底层氧气缺乏程度增加时羽摇蚊幼虫的生长率和糖原含量显著下降（Hamburger et al., 1995）。在有氧条件下羽摇蚊幼虫对氮磷的分泌最旺盛（Devine and Vanni, 2002）。有氧沉积物中羽摇蚊幼虫分泌的磷含量几乎为总磷释放量，底栖动物分泌的磷是沉积物营养释放的重

要机制（Gardner et al., 1981），有氧条件下羽摇蚊幼虫活性增加是促进磷释放的主要原因（Gallepp, 1979）。由于羽摇蚊幼虫的介入，曝气处理对于沉积物营养释放将产生因时而异的双重效应。尤其是在羽摇蚊幼虫生长早期，曝气促进羽摇蚊幼虫生长分泌更多的溶解态营养物质，导致氨态氮和 SRP 的净释放量的显著增加。

通气效应的复杂性可进一步见诸培养实验中硝态氮和亚硝态氮之浓度变化（图 6-14）。加藻静置处理后期尚有一定的氧化能力显示，具体表现为始于 16 天的亚硝态氮和硝态氮的增加，氨态氮的略为下降。而这种氧化能力将因羽摇蚊幼虫的介入不复存在。这一现象进一步佐证了羽摇蚊幼虫对厌氧状态的强化作用，从而阻止了氨态氮向硝态氮的转化。通气处理将极大有利于硝态氮产生，具体表现在自身和亚硝态氮的大幅上升，并且增长起始期提前。由此可见硝态氮和氨态氮的循环紧密相连。有氧条件下，由于微生物硝化作用致使硝态氮增加而氨态氮浓度降低（Beutel et al., 2008）。

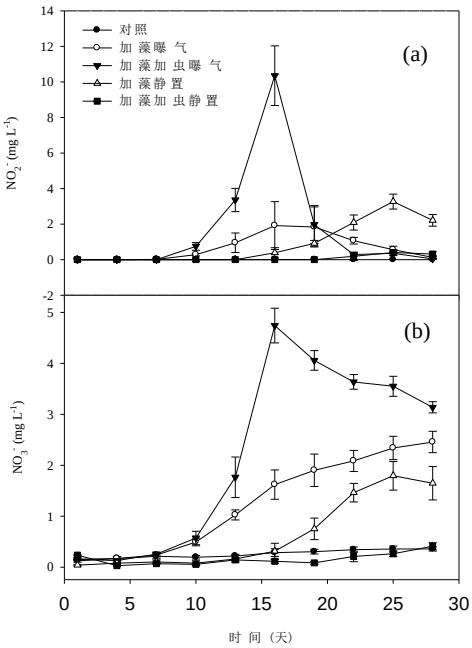

图 6-14 不同培养时间亚硝态氮和硝态氮的浓度

总之，有机质的富集将引起沉积物营养物质（磷和氮）以不同的形式大量释放，羽摇蚊幼虫的介入明显促进上述过程，其主要机制包括：有机磷的酶促水解、磷酸盐和氨的厌氧解离以及羽摇蚊幼虫的扰动与自身的分泌和释放等。

参考文献

Andersen, F.Ø., 1996. Fate of organic carbon added as diatom cells to oxic and anoxic marine sediments microcosms. Marine Ecology Progress Series 134, 225–233.

Barko JW, Gunnison D,Carpenter SR. 1991. Sediment interactions with submersed macrophyte growth and community dynamics. Aquatic Botany, 41(1-3): 41-65

Benitez-Nelson C., R., Madden L. P. O'Neill; Styles, R. M., 2007. Inorganic and organic sinking particulate phosphorus fluxes across the oxic/anoxic water column of Cariaco Basin, Venezuela . Maraine chemistry, 105 (1-2):90-100.

Beutel, M. W., 2006. Inhibition of ammonia release from anoxic profundal sediments in lakes using hypolimnetic oxygenation . Ecological engineering, 28 (3):271-279.

Boetius, A., Damm, E., 1998. Benthic oxygen uptake, hydrolytic potentials and microbial biomass at the Arctic continental slope .Deep-sea research part 1-oceanographic research papers, 45 (2-3): 239-275.

Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1992. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how

important is anoxia? in: Whelan, J.K., Farrington, J.W. (Eds.), Organic Matter: Productivity, Accumulation and Preservation in Recent and Ancient Sediments. Columbia University Press, New York, pp. 231–263.

Carlo Heip. 1995. Eutrophication and zoobenthos dynamics. Ophelia, 41: 113-136

Carpenter SR. 1983. Lake Geometry-implications for production and sediment accretion rates. Journal Of Theoretical Biology, 105(2):273-286

Cividanes, S., M. Incera, et al. (2002). Temporal variability in the biochemical composition of sedimentary organic matter in an intertidal flat of the Galician coast (NW Spain). Oceanologica Acta 25(1): 1-12.

Devine, J.A. and Vanni, M.J. (2002) Spatial and seasonal variation in nutrient excretion by benthic invertebrates in a eutrophic reservoir. Freshwater Biology, 47: 1107-1121.

Fabiano, M., R. Danovaro, et al. (1995). A 3-year time-series of elemental and biochemical-composition of organic-matter in subtidal sandy sediments of the Ligurian Sea (Northwestern Mediterranean). Continental Shelf Research, 15(11-12): 1453-1469.

Fenchel, T., Blackburn, T.H., 1979. Bacteria and mineral cycling. XI,225p.

Findlay S and Sobczak WV. 2000. Microbial communities in hyporheic sediments. In: Jones J.B. and Mulholland P. (eds). Streams and Ground Waters, 287–306

Gallizia, I., L. Vezzulli, et al. (2004). Oxygen supply for biostimulation of enzymatic activity in organic-rich marine ecosystems. Soil Biology & Biochemistry 36(10): 1645-1652.

Gallepp, G.W. (1979) Chironomid influence on phosphorus release in sediment-water microcosms. Ecology, 60: 547-556.

Gardner, W.S., Nalepa, T.F., Quigley, M.A. and Malczyk, J.M. (1981) Release of phosphorus by certain benthic invertebrates. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science, 38: 978-981.

Gerdeaux, D. (2009) Phosphorus and eutrophication of fresh waters. Mechanisms and consequences in large lakes. Oceanis, 33(1-2): 75-86

Gong, Z. J., P. Xie. 2001. Impact of eutrophication on biodiversity of the macrozoobenthos community in a Chinese shallow lake. Journal of freshwater ecology 16 (2): 171-178

Graneli, W., 1979. Influence of Chironomus plumosus larvae on the exchange of dissolved substances between sediment and water. Hydrobiologia, 66(2): 149-159.

Hadas, O., Pinkas, R., 1997. Arylsulfatase and alkaline phosphatase (APase) activity in sediments of Lake Kinneret, Israel . Water air and siol pollution, 99 (1-4):671-679.

Haglund AL, Lantz P, Tornblom E, Tranvik L. 2003. Depth distribution of active bacteria and bacterial activity in lake sediment. Fems Microbiology Ecology, 46(1):31-38

Hamburger, K., Dall, P.C. and Lindegaard, C. (1995) Effects of oxygen deficiency on survival and glycogen content of Chironomus anthracinus (Diptera, Chironomidae) under laboratory and field conditions. Hydrobiologia, 297: 187-200.

Hartnett, H.E., Devol, A.H., 2003. Role of a strong oxygen-deficient zone in the preservation and degradation of organic matter: a carbon budget for the continental margins of northwest Mexico and Washington State. Geochimica et Cosmochimica Acta 67 (2), 247–264.

Henrichs, S.M., Reeburgh, W.S., 1987. Anaerobic mineralization of marine sediment organic matter: rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. Geomicrobiology Journal 5, 191–237.

Hulthe, G., Hulth, S., Hall, P.O.J., 1998. Effects of oxygen on degradation rate of refractory and labile organic matter in continental margin sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 62, 1319–1328.

Irfanullah HM , Moss B.2004. Factors influencing the return of submerged plants to a clear-water, shallow temperate lake. Aquatic Botany, 80(3):177-191

James, L. P. 2001. The role of nutrient loading and eutrophication in estuarine ecology. Environmental Health

Perspectives, 109: 699-706

Gray, J.S. , 1974. Animal-sediment relationships. Oceanography and Marine Biology An Annual Review , 40:12.

Helmut Fischer, Susanne C. Wanner and Martin Pusch, 2002. Bacterial abundance and production in river sediments as related to the biochemical composition of particulate organic matter (POM), 61(1): 37-55.

Klavins Maris, Apsite Elga, Parele Elga. 1997. Humic substances in surface waters of Latvia. Proceedings of the Latvian Academy of Sciences Section B Natural Exact and Applied Sciences, 51(3-4): 143-152.

Kristensen, E., Ahmed, S.I., Devol, A.H., 1995. Aerobic and anaerobic decomposition of organic matter in marine sediment: which is fastest? Limnology and Oceanography 40, 1430–1437.

Kristensen, E., 2000. Organic matter diagenesis at the oxic/anoxic interface in coastal marine sediments, with emphasis on the role of burrowing animals. Hydrobiologia 46, 1–24.

Lee-Hyung K Euiso C，Michael K，et a1．Sediments characteristics, phosphorus types and phosphorus release rates between river and lake sediments． Chemosphere.2003，50：53-61．

Lijklema L． The role of iron in the exchange of phosphorus between water and sediments In H.L． Golterman (ed) Interactions between sediments and freshwater． Dr W． Junk B． V． Publ [J]． The Hague，1977：313-317．

Liu, Y.B., Guo, Y.X., Song, C.L., Xiao, W.J, Huang, D.Z., Cao, X.Y. and Zhou, Y.Y. (2009) The effect of organic matter accumulation on phosphorus release in sediment of Chinese shallow lakes. Fundamental and Applied Limnology, 175(2): 143-150.

Lowe R L，Pan Y． Benthic algal communities and biological monitors． In Stevenson R J，Bothwell M L，Lowe R L(Eds．)，AIgal ecology：freshwater benthic ecosystems． San Diego;Academic Press.1996,705-739

Luijn F V，Boers P C M，Lijklema L et al． Nitrogen fluxes and processes pollution and the role of early diagenesis． Water Sci Technol，1993，28:1-12．

Mclaren AD. Soil biochemistry. Vol.Ⅰ-Ⅳ.New York: Marcel Dekker, Inc.1967-1971

Nobuyasu Itoh, Yukinori Tani, Takayuki Nagatani and Mitsuyuki Soma, 2003. Phototrophic activity and redox condition in Lake Hamana, Japan, indicated by sedimentary photosynthetic pigments and molybdenum over the last ～250 years, 29 (4): 403-422.

Pusceddu, A., G. Sara, et al. (1999). Seasonal and spatial changes in the sediment organic matter of a semi-enclosed marine system (W-Mediterranean Sea). Hydrobiologia 397: 59-70.

Qin, B. Q., Xu, P. Z., Wu, Q. L., Luo, L. L., & Zhang, Y. L. (2007). Environmental issues of Lake Taihu, China. Hydrobiologia, 581, 3-14.

Robert J. Diaz, 2001. Overview of hypoxia around the world. Journal of environmental quality, 30:275-281.

Rodil, I. F., S. C., M. Lastra, J. López (2008). Seasonal Variability in the Vertical Distribution of Benthic Macrofauna and Sedimentary Organic Matter in an Estuarine Beach (NW Spain). Estuaries and Coasts 31: 382-395.

Rosenberg， R., Nilsson, H.C., Diaz, R.J..,2001. Response of benthic fauna and changing sediment redox profiles over a hypoxic gradient . Estuarine coastal and shelf sciences, 53(3): 343-350.

Schlesinger WH.1990. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils.Nature, 348(6298):232-234

Søndergaard, M., Jensen, J.P. and Jeppesen, E. (2003) Role of sediment and internal loading of phosphorus in shallow lakes. Hydrobiologia , 506-509: 135-145.

Verasan V and RE Phillips. 1978. Effects of Soil-Water Stress on Growth and Nutrient Accumulation in Corn. Agronomy Journal, 70(4): 613-618.

Wilson SD, Keddy PA. 1985. Plant zonation on a shoreline gradient-physiological-response curves of component species. Jouranl of Ecology,73(3): 851-860Winter J G，Duthie H C． Epilithic diatoms as indicators of stream total N and P concentration[J]． Journal of the North American Benthological Society，2000,19：32-49

Zhou, Y.Y., Li, J.Q. and Zhang, M. (2002) Temporal and spatial variations in kinetics of alkaline phosphatase in sediments of a shallow Chinese eutrophic lake (Lake Donghu). Water Research, 36: 2084–2090

蔡永久、龚志军、秦伯强，2010. 太湖大型底栖动物群落结构及多样性，生物多样性，18 (1): 50–59

段学花，王兆印，田世民，2007，河床底质对大型底栖动物多样性影响的野外试验，清华大学学报 (自然科学版)， 47（9）：1553-1556

范成新，张路等，2009. 太湖-沉积物污染与修复原理，北京，科学出版社，62-65，115

郭亚新，浅水湖泊沉积物中若干氧化还原酶活性的分布及其生态学意义，硕士学位论文，2006.

谷孝鸿，张圣照，白秀玲，胡维平，胡耀辉，王晓蓉. 2005. 东太湖水生植物群落结构的演变及其沼泽化. 生态学报，25（7）:1541-1548

金相灿，王圣瑞，姜霞. 湖泊水/沉积物界面三相结构模式的初步研究[c]//中国水环境污染控制与生态修复技术高级研讨会.北京：中国环境科学学会. 2004. 11,282—292.

李宝，范成新，丁士明，张路，钟继承，尹洪斌，赵斌. 2008. 滇池福保湾沉积物磷的形态及其与间隙水磷的关系. 湖泊科学，20(1):27-32

厉恩华，刘贵华等。2006. 洪湖三种水生植物的分解速率及氮、磷动态。中国环境科学，26（6）：667-671.

李文朝. 1997. 东太湖水生植物的促淤效应与磷的沉积. 环境科学，18 (3) :9-12

李振宇,朱萌湄. 1998. 西湖沉积物有机质特征.环境化学，18（2）:122-126

刘云兵. 2010. 富营养化浅水湖泊沉积物磷释放机制与控制技术研究. 中科院水生生物研究所博士学位论文

孟凡德，姜霞，金相灿. 2004. 长江中下游湖泊沉积物理化性质研究.环境科学研究，17:24-29

倪兆奎、李跃进、王圣瑞等，太湖沉积物有机碳与氮的来源，生态学报，31（16）：4661-4670

裴国凤,刘国祥,胡征宇.东湖沿岸带底栖藻类群落的时空变化，水生生物学报,2007,31(6):836-842.

秦伯强. 2007.湖泊生态恢复的基本原理与实现. 生态学报, 27(11): 4848-4856

邵魁双,李熙宜. 大连海区潮间带底栖海藻生物群落的季节变化，大连水产学院学报,2000,15(1):29-34.

宋立荣,张婷,郑凌凌. 水华蓝藻何以肆虐? 生命世界，2007，8:36 – 41

魏中青，刘丛强，梁小兵，汪福顺，王少锋. 2005. 贵州红枫湖沉积物中有机质的降解与微生物作用.科学通报，50(14): 1486-1489

吴瑞,蓝东兆,高亚辉,陈长平,兰彬斌.象山港潮间带底栖硅藻的分布及其与环境关系探讨.台湾海峡,2008,27(4):445-451.

徐栋,胡胜华,周巧红,张丽萍,徐恒力,吴振斌. 2009，武汉月湖沉积物中硅藻的垂直分布与水质变化.农业环境科学学报, 28(4)：796—802.

杨清心. 1998.东太湖水生植被的生态功能及条件机制.湖泊科学，10（1）:67-72

袁信芳,赵新燕,施华宏,金相灿，王晓蓉.太湖水／沉积物界面固着藻类的时空分布特征，农业环境科学学报, 2007,26(6)：2287—229 .

叶春，于海婵， 宋祥甫， 邹国燕，王博. 2008. 底泥对沉水植物生长和群落结构的影响.环境科学研究，21(5):178-183

张圣照，王国祥，濮培民，千金良达哉. 1999. 东太湖水生植被及其沼泽化趋势. 植物资源与环境，8(2):1-6

赵兴青，杨柳燕，尹大强，王汝成，陆现彩，陆建军. 2008. 太湖沉积物中微生物多样性垂向分布特征.地球科学前沿，15(6) :177-184

周纯. 2010. 太湖沉积物解有机磷细菌的分离鉴定与生态学研究.中国科学院水生生物研究所硕士学位论文

周婕，曾诚. 2008. 水生植物对湖泊生态系统的影响. 人民长江，88-91.