第八章　扰动作用下沉积物界面微环境氮的迁移转化效应

沉积物-水界面是湖泊中水相和沉积物相之间的过渡区，是湖内污染物赋存、迁移转化及发生生物地球化学循环的重要场所，同时沉积物表层也是底栖生物的主要栖息地。由于水底生物地球化学循环的有效层位与底栖生物活动层在垂向上具有高度的重合性，故发生于沉积物-水界面的一系列复杂的物理化学反应(氧化还原、溶解沉淀、吸附解析、迁移转化等)，都有可能因底栖生物活动影响而发生改变，这其中生物扰动对沉积物-水界面附近物质迁移转化过程的影响最为引人关注(刘敏等，2007, 叶常明 1997)。另外，水动力物理扰动造成的底泥悬浮、水下光场变化、溶解氧分布等物化条件的变化，也会间接地影响了沉积物-水界面的生物地球化学循环。同时，还可能通过剪切力作用，改变水平流和垂直流特征，从而影响沉积物污染物的迁移能力。氮的迁移转化是水体生态系统中最常见的一类重要物质的行为，在湖泊沉积物-水界面，氮的循环过程极为活跃，而沉积物既可是湖泊氮的来源（底栖生物固氮、生理排泄），也可是氮的汇（底栖生物摄食、底栖藻类的同化、底栖细菌的分解），同时还承担氮转化过程（如氨化、硝化、异养氨氧化、硝酸盐异解过程等）主要载体功能。因此，水动力物理和底栖生物的扰动对氮在沉积物-水界面行为的影响是多方面的 (Welsh 2003)，研究扰动作用对界面氮素迁移转化的影响，对深入了解和掌握氮素界面循环过程具有重要的意义。

第一节　底栖生物扰动对沉积物间隙水中氮分布影响

在沉积物-水界面物质交换和迁移的过程中，界面上的扩散边界层是重要的影响因素之一，扩散边界层的厚度和稳定性在一定的程度上控制着上覆水和沉积物之间的物质交换过程(Boudreau and Jørgensen 2001)。通过分子扩散达到氮素的迁移，溶解态目标化合物一定存在浓度梯度，并以物质浓度差 ΔC 为驱动，造成物质在介质中水平或者垂直迁移和扩散（可以 Fick 定律描述）。因此，研究氮在沉积物-水界面的迁移，首先必须分析氮含量在空间上的分布、变化及其原因和效应。底栖生物河蚬（*Corbicula fluminca*）、霍甫水丝蚓（*Limnodrlius hoffmeristeoi*）和红裸须摇蚊（*Propsilocerus akamusi*）幼虫是我国富营养化湖泊中最常见的三种底栖生物，本节以这三种典型底栖生物为为对象，讨论底栖生物扰动对沉积物间隙水中形态氮分布的影响。

一、　氨态氮分布影响

氨态氮（NH_4^+）是最容易被水生植物利用的氮素形态之一，沉积物中有机氮的矿化作用等能够产生大量的 NH_4^+，且沉积物的厌氧环境可以导致有机氮的厌氧分解，但不利于铵态氮的硝化氧化，因此，往往造成 NH_4^+累积，因此，在不考虑某些极端条件（如藻类大量死亡分解及湖泛、黑臭等异常情况）下，沉积物间隙水中的 NH_4^+含量要高于上覆水，在分子扩散作用下，沉积物中的 NH_4^+向上覆水中迁移，增加上覆水体中 NH_4^+含量，也因此造成以铵态氮为主要特征的湖泊内源氮污染。

将 12 根利用太湖大浦口沉积物制作的柱样分为 4 组，每组 3 根。第 1 组不添加生物，记为对照组，后面三组分别加入个体大小一致、密度不同的河蚬（536、1072、1608 ind./m^2），分别标记为低密度组、中密度组与高密度组。结果表明河蚬的扰动作用改变了间隙水中 NH_4^+浓度分布($p = 0.013$)，但仅有低密度与高密度组之间存在显著差异(Tukey 检验，$p = 0.008$)，其它各组之间没有显著差异（图 8-1）。同时 NH_4^+浓度随时间发生显著波动($p < 0.001$)。在各深度、时间下，没有能够在对照样与各密度河蚬处理组之间发现显著差异（Tukey 检验）。因此，河蚬对间隙水中氨态氮的影响是十分复杂的。

河蚬的耐污和耐缺氧程度较霍甫水丝蚓、红裸须摇蚊幼虫等环节动物要低，一般生活于较浅的好氧硝化层中，在其筑穴初期，对沉积物界面的破坏较大，但其稳定后即能相对“安定”于某处，将身体埋于沉积物中，此种状态对沉积物的破坏非常小(刘月英 1979)。在河蚬的摄食、

呼吸的过程中，能够提高表层沉积物中溶解氧水平，增加表层沉积物含氧层厚度，从而促进硝化反应速率，促进NH_4^+的氧化，降低间隙水中NH_4^+浓度(Matisoff et al. 1985, Mortimer et al. 1999)。另外，生物的新陈代谢与微生物环境的变化同样会影响沉积物中的NH_4^+含量(Matisoff et al. 1985, 陈振楼 et al. 2005)。河蚬可以通过虹吸管从水中滤食或通过斧足从沉积物摄食(Vaughn and Hakenkamp 2001)，河蚬会将代谢产生的营养盐、代谢废物和未利用的摄食一同排泄出来(Hakenkamp, Ribblett et al. 2001)。河蚬排泄所释放的NH_4^+量十分可观，有研究显示每只河蚬每小时可释放出 2-30 μg NH_4^+(Lauritsen and Mozley 1989, Nalepa et al. 1991)。另外由于河蚬扰动导致溶解氧向沉积物侵入，加速沉积物中有机氮的好氧分解，其氨化分解产物主要以NH_4^+形式释放出来，这些新生的NH_4^+可能扩散进入上覆水，或被表层沉积物硝化反应消耗，或被同化，剩余的部分则会存留在沉积物中(陈振楼 et al. 2005)。上述复杂的氧化还原反应、生物代谢及迁移过程可能是造成河蚬对间隙水中氨态氮分布影响情况复杂的原因。

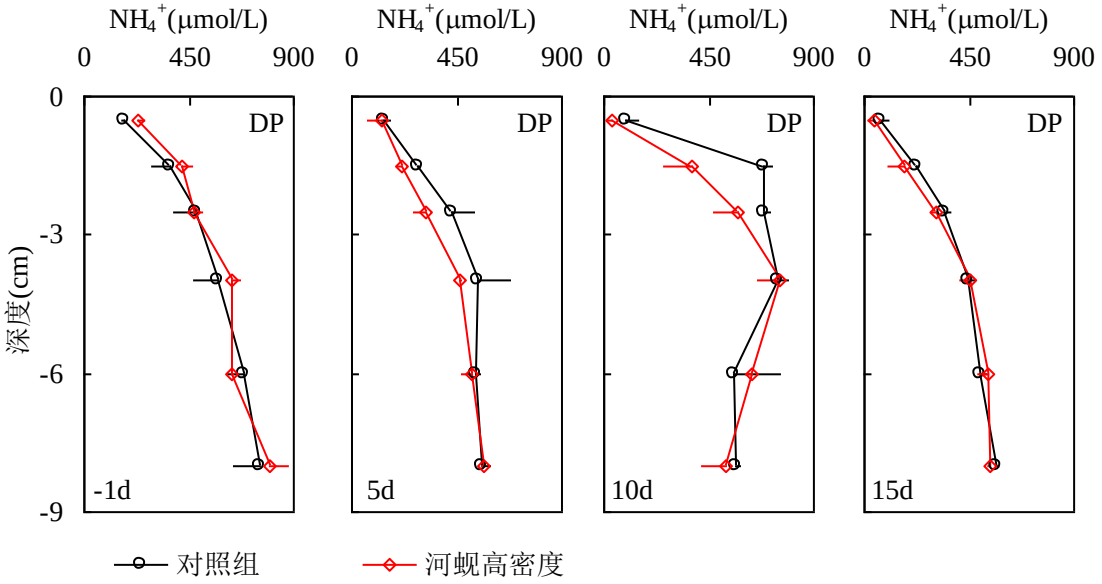


图 8-1 河蚬扰动沉积物间隙水NH_4^+剖面

（为表达清晰，图中仅给出了对照组与河蚬高密度组的结果。-1d 表示加入河蚬前一天，5d、10d、15d 分别表示加入河蚬后 5、10、15 天。引自 Zhang et al. 2011）

在引入红裸须摇蚊（*Propsilocerus akamusi*）幼虫前，各组沉积物间隙水NH_4^+浓度之间不存在显著差异(p=0.458)（图 8-2）。引入红裸须摇蚊幼虫后，由于其生物扰动降低了间隙水中NH_4^+浓度，与对照组相比，这种扰动导致的间隙水NH_4^+浓度的下降达到了统计显著的程度(p < 0.001)；而随着实验温度由 10℃逐渐升高到 20℃，这种作用更趋显著(p < 0.001)，且随时间，这种影响持续增强。而生物量的提高，对间隙水中NH_4^+的减小幅度越大。且这种减小主要发生在沉积物表层下 2-6 cm 范围内。

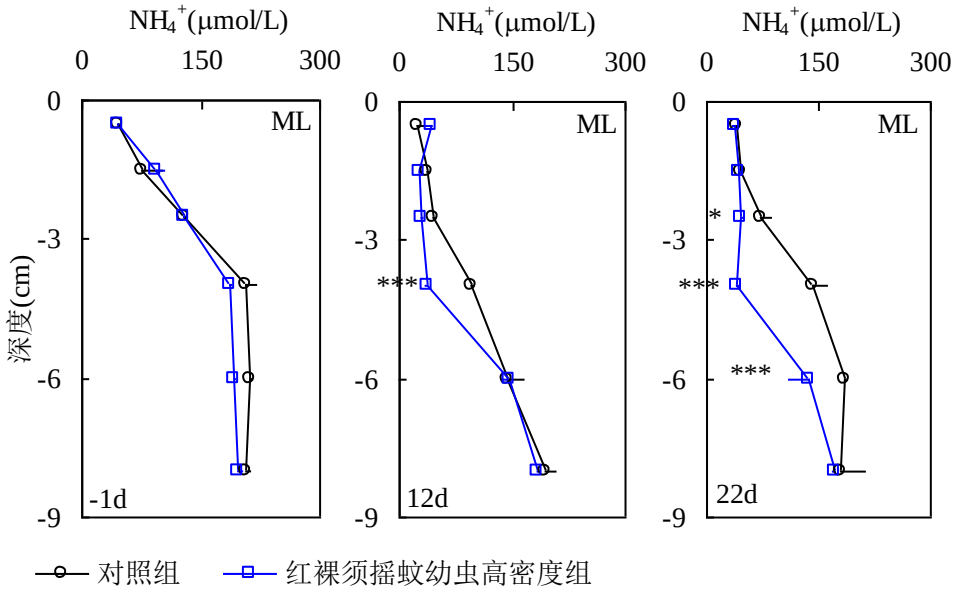


图 8-2 对照组与红裸须摇蚊幼虫扰动组间隙水 NH4+剖面

（高密度组摇蚊幼虫密度为 10500 ind./m^2，生物量 228.9 g/m^2,低密度与中密度组密度（生物量）分别为高密度组的 1/3 与 2/3。-1d 表示加入河蚬前一天，12d、22d 分别表示加入摇蚊幼虫后 12、22 天。其中 12d 及其以前，实验温度是 10℃；自加入摇蚊幼虫 13 后，温度在 4 天内逐渐升高到 20℃，22d 是 20℃下的个结果。引自张雷 2010）

摇蚊幼虫引灌促使沉积物内氧化条件增强、引灌廊道壁内硝化细菌群落的大量增殖，同时生物扰动引起的对流作用和 NH_4^+向上覆水扩散均造成间隙水中 NH_4^+浓度的减小(Meile et al. 2003, Stief P and de Beer 2002)。在羽摇蚊(*C. plumosus)*幼虫扰动的沉积物中，间隙水中 NH_4^+浓度同样随羽摇蚊幼虫密度的增大而减小(Lewandowski et al. 2007)，这与本文的结果一致。但是羽摇蚊幼虫对间隙水 NH_4^+的影响深度可以大于 15 cm(Hansen et al. 1998, Lewandowski et al. 2007, Matisoff et al. 1985)，本研究中的红裸须摇蚊幼虫对 NH_4^+的影响深度最大为 8 cm。这可能和羽摇蚊幼虫与红裸须摇蚊幼虫的个体大小及其在沉积物中的垂向分布有关。羽摇蚊幼虫个体较大，体长 15-20 mm，33.3 mg ww/ind.(Hansen et al. 1998)，更大的个体长 25 mm，4-5 mg dw(干重)/ind.(Granéli 1979)；而研究中红裸须摇蚊幼虫体长仅 8-12 mm，22.0 mg ww(湿重)/ind.。个体大的摇蚊幼虫对沉积物的破坏强度更大，因此红裸须摇蚊幼虫对沉积物 NH_4^+浓度的降低没有羽摇蚊幼虫显著。另外，本研究中沉积物深度较浅（12cm），限制了红裸须摇蚊幼虫的活动深度也可能是原因之一。

与红裸须摇蚊幼虫和河蚬的扰动作用不同，霍甫水丝蚓的扰动增加了间隙水中 NH_4^+浓度(图 8-3)。加入霍甫水丝蚓前各组沉积物间隙水 NH_4^+不存在显著差异(p = 0.129)。在引入霍甫水丝蚓后，霍甫水丝蚓增加了表层间隙水 NH_4^+浓度(p < 0.001)，但是这种增加仅仅发生在表层 2 cm；并且 Tukey 事后检验表明仅有高密度与对照样之间存在显著差异(p = 0.002)。随着温度的升高到 20℃，霍甫水丝蚓对间隙水中 NH_4^+的增加作用愈加显著(p < 0.001)，Tukey 事后检验表明高密度、中密度与对照样之间均存在显著差异(中密度 p = 0.008，高密度 p = 0.001)，且 NH_4^+发生变化的深度增加到 6 cm。

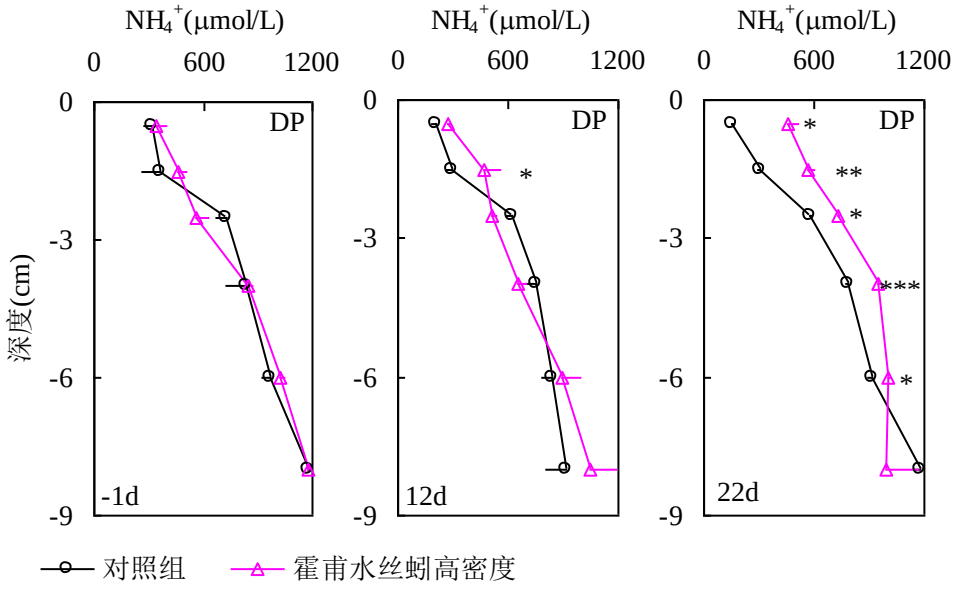


图 8-3 对照组与霍甫水丝蚓组间隙水 NH_4^+剖面

（高密度组水丝蚓密度为 31872 ind./m^2，生物量 51.3 g/m^2,低密度与中密度组密度（生物量）分别为高密度组的 1/3 与 2/3。-1d 表示加入河蚬前一天，12d、22d 分别表示加入水丝蚓后 12、22 天。其中 12d 及其以前，实验温度是 10℃；自加入水丝蚓 13 后，温度在 4 天内逐渐升高到 20℃，22d 是 20℃下的个结果。引自张雷 2010）

霍甫水丝蚓对表层沉积物氧化还原环境的影响不如摇蚊幼虫与河蚬大，霍甫水丝蚓扰动对表层沉积物氧气含量的增加同样弱于摇蚊幼虫和河蚬，因此水丝蚓扰动对沉积物中的 NH_4^+的硝化反应的影响可能不如前面两者剧烈。而水丝蚓代谢可以产生大量的 NH_4^+，增加间隙水中 NH_4^+浓度(Fisher and Matisoff 1981, Gardner et al. 1983)。另外，作为一种向上输送者，水丝蚓不仅可以通过摄食、排泄活动将大量厌氧沉积物输送到沉积物表层，同时可以通过其身体蠕动、及身体周围缝隙对表层沉积物产生被动的向下平流运输(Gerino et al. 2003)。伴随颗粒物的迁移，沉积物中氧化还原物质浓度的变化必然对氧化还原电位造成影响，加速有机质在沉积物中降解，释放出 NH_4^+(Aller 1994, Kristensen 1988, Welsh 2003)，从而加大了间隙水中 NH_4^+浓度。温度升高后，霍甫水丝蚓新陈代谢加快，其摄食、排泄、扰动均得到加强，同时有机质降解速率也得到增大，因此，温度升高后，NH_4^+增加幅度更大。

红裸须摇蚊幼虫、霍甫水丝蚓与河蚬三种底栖动物相比较，红裸须摇蚊幼虫显著减小了间隙水中 NH_4^+，河蚬对间隙水中 NH_4^+影响较弱，而霍甫水丝蚓则增大了间隙水中 NH_4^+浓度。并且红裸须摇蚊幼虫对间隙水 NH_4^+浓度减小作用随着它们单位面积生物量的增加而增大，而霍甫水丝蚓对间隙水中 NH_4^+浓度的提升也随其密度的增加而增大。

二、硝态氮分布影响

在图 8-2 与 8-3 所示的实验中，高密度红裸须摇蚊幼虫与高密度霍甫水丝蚓扰动组较其对照样均显著增加了间隙水中 NO_3^-浓度($p < 0.001$)（图 8-4）。沉积物中 NO_3^-浓度的增加主要与氧化还原条件以及沉积物中的硝化反应速率有关(Mermillod-Blondin et al. 2005, 陈振楼 et al. 2005)。通过溶氧微电极研究沉积物溶解氧侵蚀深度发现，摇蚊幼虫的生物扰动作用能显著增加沉积物氧化层厚度，并造成沉积物内氧气空间分布的极不均匀，增强表层沉积物中的氧气含量(Wang et al. 2001)（图 8-13、8-14）。表层沉积物中氧化性的加强利于沉积物中硝化反应的发生，从而提高间隙水中 NO_3^-浓度。而霍甫水丝蚓的扰动增加了间隙水中 NH_4^+浓度，可为硝化反应提供了更多反应底物，因此霍普水丝蚓的扰动能够加大硝化反应速率。同样，红裸须摇蚊幼虫的引灌作用可以加速上覆水中 NO_3^-向下迁移，增大间隙水中 NO_3^-浓度，都能够促进表层沉积物中 NO_3^-含量的增加。其他一些研究同样表明生物扰动增强可以增加间隙水中 NO_3^-(Hiittel 1990, Mermillod-Blondin et al. 2005)。

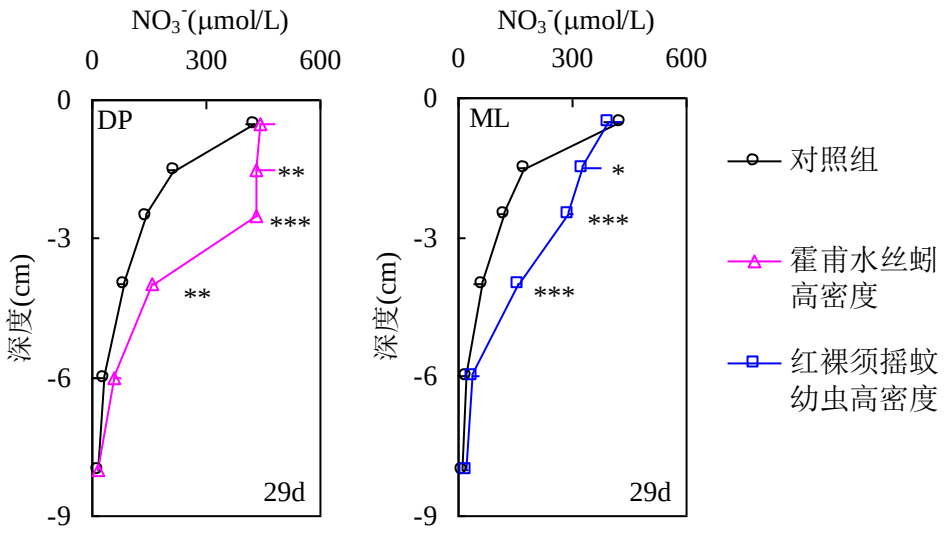


图 8-4 沉积物间隙水 NO_3^-剖面

第二节　底栖生物扰动对沉积物-水界面氮交换影响

表层沉积物-水界面处的几厘米是界面反应发生的重要区域，而这几厘米也恰恰是底栖生物生存和活动的主要场所，大量的底栖生物进行摄食、筑穴、生物引灌等生物扰动作用，是底栖生物活动最为活跃的区域，强烈地影响着界面的氮迁移和氮转化。其中，生物扰动对界面氮素迁移转化的研究早在二十世纪八十年代就已开展(Fukuhara and Sakamoto 1987, Ullman and Aller 1989)，国内关于生物扰动后界面氮素迁移的研究基本在海洋中展开，尤其在河口、近岸和浅海水域进行，有关湖泊和河流的研究明显薄弱(陈天乙 et al. 1995, 陈振楼 et al. 2005, 刘杰 et al. 2008, 商景阁 et al. 2010, 孙刚 et al. 2008)。本节选取摇蚊幼虫、霍普水丝蚓和河蚬等为典型底栖生物，探讨这三种不同功能组的底栖生物扰动作用对氮素主要形态（NO_3^-、NH_4^+）在沉积物-水界面迁移的影响。

一、硝态氮界面交换影响

底栖生物扰动对 NO_3^-在沉积物-水界面迁移的影响,一般认为有两种较为常见的结果：① 增加沉积物对上覆水中 NO_3^-的消耗速率，强化沉积物硝态氮汇的能力(Kristensen 1988, Nizzoli et al. 2007)。② 底栖生物的扰动能够增强沉积物中 NO_3^-向上覆水的释放（Michaud, 2006）。底栖生物扰动对硝态氮迁移的影响，实际上取决于底栖生物扰动对硝化过程、反硝化过程、硝酸盐扩散等过程影响的综合结果。而上述这些过程，往往与沉积物本身的特性，如孔隙度、有机质含量、有机氮含量、氧气扩散深度、底栖生物扰动深度、扰动方式等密切相关。

生物扰动促进沉积物对上覆水中 NO_3^-吸收增强主要有两方面的原因：首先，生物扰动作用能够增加沉积物-上覆水之间的物质交换速率(Jorgensen and Revsbech 1985)，强化上覆水中 NO_3^-向沉积物迁移的能力；另外，底栖生物的洞穴能够为沉积物中反硝化作用提供更大、更有效的反应面积，强化沉积物中反硝化作用去除 NO_3^-的能力。因此，生物扰动作用能在一定程度上促进沉积物对 NO_3^-的吸收。而 Michaud 等(2006)研究了两种北海樱蛤属(*Macoma balthica*)生物扰动后界面 NO_3^-通量的变化情况，发现 *M. balthica* 的扰动促进了沉积物 NO_3^-向上覆水中的释放，而 *M. arenaria* 则强化了沉积物作为 NO_3^-汇的作用(Michaud E. et al. 2006)（图 8-5）。Michaud 认为两种底栖生物扰动深度差异是造成 NO_3^-通量结果相反的重要原因。*M. balthica* 扰动深度较浅，约为 4cm 左右，其主要活动区域在沉积物中的硝化层中，因此扰动作用主要表现为促进沉积物中硝化作用的增强，沉积物中 NO_3^-向上覆水的释放。而 *M. arenaria* 扰动深度较深，约为 8cm 左右，其扰动作用影响区域包括硝化层和反硝化层，*M. arenaria* 在促进沉积物中硝化作用增强的同时也能够强化沉积物中反硝化作用，因此 *M. arenaria* 的扰动作用强化沉积物对 NO_3^-的吸收能力。

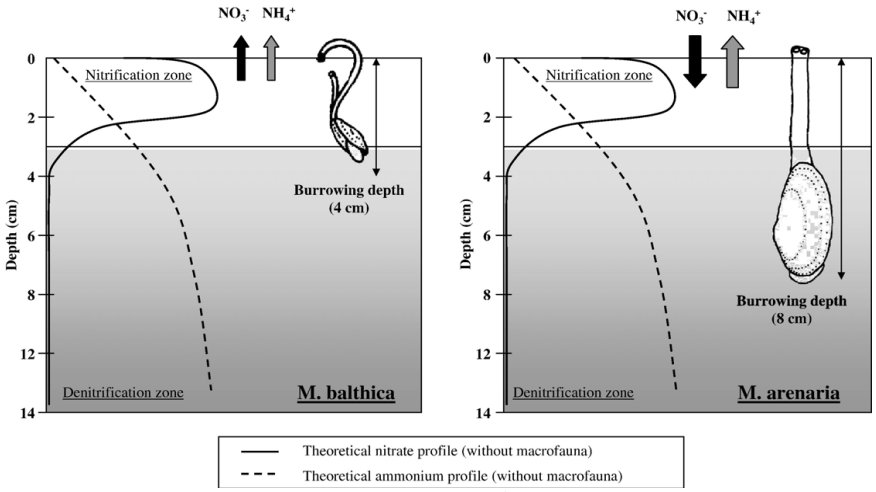


图 8-5　两种北海樱蛤属(*Macoma balthica*)扰动后界面 NH_4^+与 NO_3^-通量 ((Michaud E. et al. 2006)

添加霍甫水丝蚓与红裸须摇蚊幼虫均能增大沉积物-水界面 NO_3^-通量，且 NO_3^- 通量随添加水丝蚓或摇蚊幼虫生物量的增大而增加(霍甫水丝蚓组 $p < 0.001$，红裸须摇蚊幼虫组 $p < 0.001$)(图 8-6、8-7)。10℃时，各密度水丝蚓组与对照组之间 NO_3^- 通量差异显著($p < 0.001$)；温度升高至 20℃时，与 10℃处理组相比，NO_3^- 通量增加，不同密度水丝蚓组与对照组 NO_3^- 通量之间依然存在显著差异($p < 0.001$)，在梅梁湾组沉积物中，10℃时，对照组与不同密度摇蚊幼虫组的之间 NO_3^-通量差异显著($p < 0.001$)；温度升高至 20℃后，各处理组 NO_3^-通量均增加，并且各组之间依然差异显著($p < 0.001$)。与霍甫水丝蚓与红裸须摇蚊幼虫的生物扰动作用相反，河蚬的扰动改变了 NO_3^-的迁移方向，促进了沉积物中 NO_3^-向上覆水中的释放(在投放底栖生物 3d 与 13d 后，各处理组之间均存在显著差异，3d：$p = 0.016$；13d：$p = 0.005$) (图 8-8)。

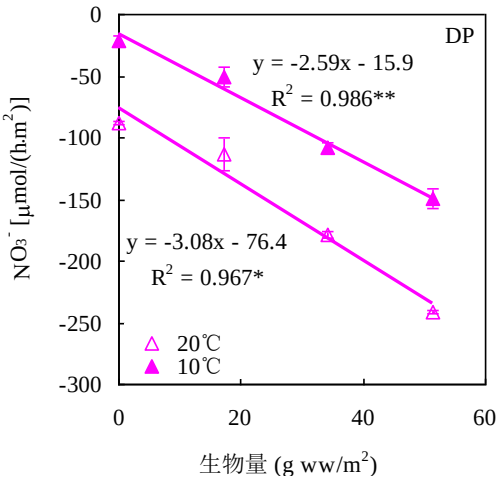


图 8-6 引入霍甫水丝蚓后 NO_3^-通量

注：1)通量负值表示由上覆水向沉积物迁移，正值表示由沉积物向上覆水迁移，下同。

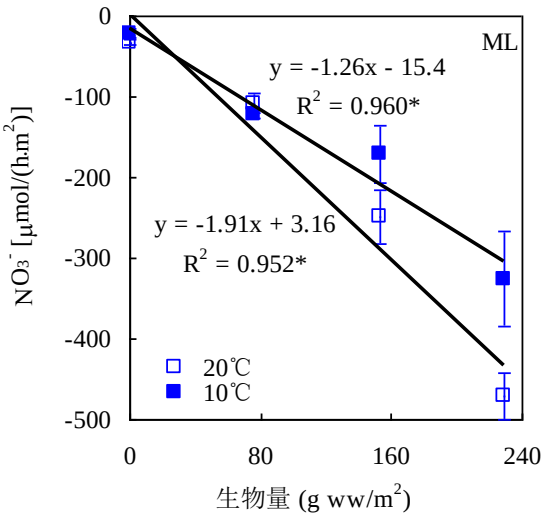


图 8-7 温度对摇蚊幼虫存在下 NO_3^-通量影响

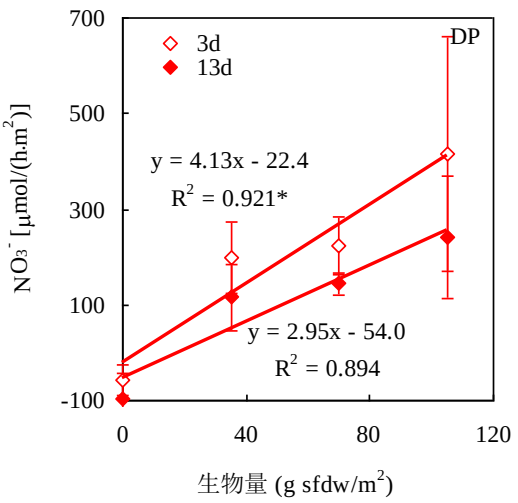


图 8-8 引入河蚬后不同时间 NO_3^-通量变化

通过 Fick 定律可以计算沉积物间隙水和上覆水之间的物质分子扩散速率，而沉积物孔隙度是影响分子扩散速率的重要因素。因此，在生物扰动作用下，沉积物孔隙度的增加必然能够提高沉积物-上覆水之间的物质交换速率。另外，底栖动物洞穴以及活动通道会增加沉积物-水界面接触面积，并能成为硝化和反硝化细菌大量增殖、活动的场所，微生物活性增强，利于增加沉积物反硝化速率(Jorgensen and Revsbech 1985, Stief P. et al. 2009, Svensson J M 1997)。例如，有不少研究研究均表明摇蚊幼虫扰动可以增加沉积物反硝化速率，且反硝化速率随底栖动物生物量的增加而增加(Pelegri and Blackburn 1996, Svensson J M 1997)。反硝化速率，尤其是非耦合反硝化速率的增加可以促进上覆水中 NO_3^-向沉积物的迁移，强化沉积物作为 NO_3^-汇的能力。

河蚬的扰动作用没有如霍甫水丝蚓与红裸须摇蚊幼虫一样，促进 NO_3^-自上覆水向沉积物的迁移，而是促进大浦口沉积物中 NO_3^-向上覆水的释放，这可能因为河蚬扰动深度较浅，更靠近沉积物-水界面，最大深度在 3 cm 左右，该区域内主要为沉积物硝化层，因此河蚬主要影响的区域为硝化层，另外河蚬排泄产物易分解产生大量 NH_4^+，同时河蚬活动促进上覆水与沉积物的接触，增加 O_2 渗透深度，增大表层沉积物氧化层厚度，这些能够增加界面硝化反应的发生速率(陈振楼 et al. 2005)，使表层沉积物 NO_3^-浓度升高，从而造成表层沉积物中 NO_3^-向上覆水中的释放(Michaud E. et al. 2006)。

但在太湖研究发现，不同地区沉积物以及影响深度的不同，有可能形成完全相反的结果。对太湖北部梅梁湾的沉积物进行研究时发现：河蚬扰动增强了梅梁湾沉积物对 NO_3^-的消耗速率，河蚬扰动沉积物(生物量为 2034.6g/m^2)界面 NO_3^-通量为-313.8 ±35.1μmol N/(m^2·h)，这与在大浦口沉积物的河蚬促进 NO_3^-释放的实验结果完全相反。该结果可能有以下两个方面原因：第一：实验选取的河蚬在个体上存在一定的差异。实验中观察发现，梅梁湾沉积物中的河蚬活动深度约在 5cm 左右，此深度要大于大浦口沉积物中河蚬扰动的深度（3cm 左右），这可能和实验中投加的河蚬的个体差异有关，因此梅梁湾沉积物中河蚬扰动对反硝化层的影响要大于大浦口沉积物。第二，陈振楼等(2005)的研究样点为长江口潮滩湿地，其样点沉积物原位条件下沉积物表现为 NO_3^-的源，其平均反硝化速率仅为 18.2±12.3μmol N/(m^2·h)(王东启 et al. 2007)，这说明长江口潮滩沉积物中反硝化作用较为薄弱，NH_4^+的硝化过程较显著，且硝化过程产生的 NO_3^-能够在硝化层中得以累积，并向上覆水体迁移释放。而河蚬扰动作用则一方面增强了沉积物硝化层获取氧气和硝化转化的能力，同时也有利于沉积物累积的 NO_3^-向水体直接释放的过程。而梅梁湾沉积物由于其氧化层较薄，硝化作用较弱，但反硝化速率较高，在表层沉积物硝化作用中产生的 NO_3^-的主要归趋是向底层反硝化层位迁移，通过反硝化过程去除，难以造成底泥 NO_3^-的累积，也就不可能发生 NO_3^-释放。而且，太湖梅梁湾反硝化利用的底物主要来自于上覆水体，底栖生物的扰动作用有利于水体 NO_3^-向沉积物的迁移过程，强化了沉积物作为 NO_3^-汇的作用。

随着温度由 10℃上升到 20℃，相比对照组，霍甫水丝蚓与红裸须摇蚊幼虫组 NO_3^-由上覆水向沉积物的通量均显著增大。随着温度升高，沉积物中微生物活性增强，反硝化速率及以 NO_3^-为电子受体的氧化还原反应速率增大，有利于 NO_3^-向下迁移。另外，底栖动物自身新陈代谢也

受温度变化的影响，温度的升高能够在一定程度上促进底栖生物新陈代谢作用的增加。因此，霍甫水丝蚓对厌氧沉积物的搬运增强，加速以 NO_3^-为电子受体氧化还原反应速率。而红裸须摇蚊幼虫的生物引灌作用也得到加强，加速上覆水中 NO_3^-向沉积物中的迁移。从 NO_3^-通量大小变化来看，红裸须摇蚊幼虫对温度变化的相应灵敏度要高于霍普水丝蚓。霍甫水丝蚓对溶解态物质在沉积物中迁移主要通过分子扩散作用实现，因此温度升高后扩散作用增加，NO_3^-向下通量增大。对于红裸须摇蚊幼虫，温度升高后沉积物耗氧速率增加，为维持廊道内 O2 水平，红裸须摇蚊幼虫则需要加快生物引灌速率，从而增大上覆水中增大 NO_3^-向下迁移速率。生物引灌的加强可能是摇蚊幼虫比霍甫水丝蚓在温度升高后产生较大 NO_3^-通量增幅的原因。

二、氨态氮界面交换影响

底栖生物扰动对氨态氮的界面交换同样存在两种影响：① 增强沉积物作为铵态氮释放源的作用；② 降低氨态氮释放速率。与对硝态氮界面交换的影响机制类似的，底栖生物扰动对铵态氮界面交换的影响，同样受制于沉积物本身的特性，如孔隙度、有机质含量、有机氮含量、氧气扩散深度、底栖生物扰动深度、扰动方式、底栖动物密度、个体大小、生理活性等密切相关，还与沉积物中氨化细菌等丰度有关。

水丝蚓和河蚬扰动能够增加上覆水中铵离子（NH_4^+）的含量，且随着底栖生物量的增加，NH_4^+通量也是增加的（图 8-9A）。对照组界面 NH_4^+通量为 153.6±34.3μmol N/(m^2 ·h)，水丝蚓低密度与高密度组 NH_4^+通量分别为 199.9±187.5、251.3±74.1μmol N/(m^2 ·h)，河蚬扰动样品 NH_4^+通量要明显高于水丝蚓扰动样品，为 741.6±153.3μmol N/(m^2 ·h) (图 8-9-A)。投加三种生物量摇蚊幼虫后,NH_4^+界面交换速率由对照样的 112.0± 79.9μmol N/(m^2 ·h)增加为 186.6±47.6μmol N/(m^2 ·h)、193.1± 47.5μmol N/(m^2 ·h)[1] 及 301.1 ±77.9μmol N/(m^2 ·h)，三种生物量水丝蚓扰动后，界面 NH_4^+速率分别为 70.7μmol N/(m^2 ·h) 、125.6μmol N/(m^2 ·h)、201.7μmol N/(m^2 ·h)，随着生物量的增加，界面 NH_4^+通量也表现出增加趋势(图 8-9-B)。

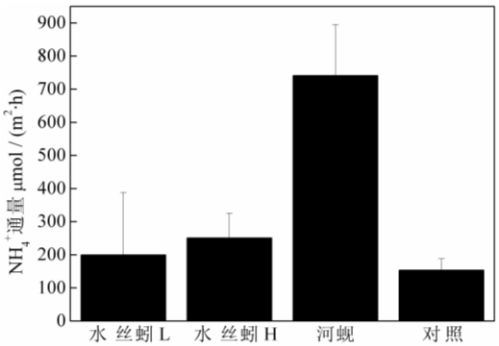


图 8-9-A NH_4^+界面通量(水丝蚓与河蚬)

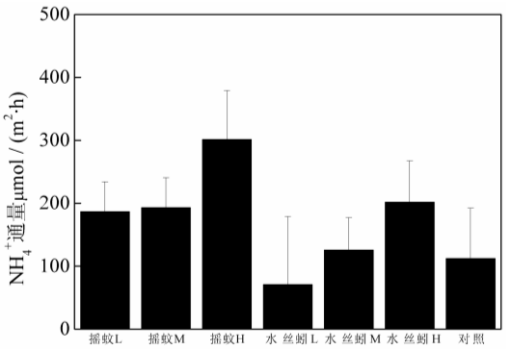


图 8-9-B NH_4^+界面通量（摇蚊幼虫与水丝蚓）

（图中 L、M、H 分别表示低密度、中密度与高密度）

通常认为，在清洁水体中，沉积物是水体中 NH_4^+的源(Nedwell et al. 1999)，在浓度梯度、分子扩散作用下，沉积物中有机氮矿化分解产生的 NH_4^+进入上覆水中，增加水体中的 NH_4^+含量，而底栖生物扰动作用则可能强化这种能力。底栖生物扰动后 NH_4^+通量增加的原因主要有三个(Svensson J M 1997)：生物本身的排放(Fukuhara and Sakamoto,1987)、沉积物中 NH_4^+释放(Jorgensen and Revsbech 1985)以及沉积物中微生物活性的增强等(Stief, et al. 2004)。

河蚬扰动后界面 NH_4^+通量为 741.6±153.3 μmol N/(m^2 ·h)，远高于水丝蚓和摇蚊幼虫扰动后界面 NH_4^+通量，主要原因可能与河蚬自身的排泄有关。三种底栖生物中，河蚬投加的生物量最大，远高于水丝蚓和摇蚊幼虫生物量，因此实验中河蚬本身排泄释放的 NH_4^+量要高于其余两种生物，其向上覆水中释放的量要高于摇蚊幼虫和水丝蚓，这应该是河蚬扰动后界面 NH_4^+释放量较高的最重要原因。

底栖生物扰动能够促进沉积物-水界面的物质迁移和交换速率，生物扰动作用增加了沉积物-水界面 NH_4^+通量，这主要是因为沉积物间隙水中的 NH_4^+必须通过表层沉积物中的含氧层以及通过表层沉积物之上的 DBL 层才能扩散至上覆水体中，而底栖生物的活动能够剧烈破坏沉积物中 NH_4^+向上覆水中释放的阻隔层，并缩短 NH_4^+向上覆水中扩散的距离，从而增加沉积物-水界面

间 NH_4^+通量。底栖生物本身的释放 NH_4^+可能是生物扰动作用后沉积物 NH_4^+通量增加的最主要原因之一。另外，在生物洞穴以及生物引灌作用下，上覆水中的氧气、营养物质等进入沉积物中，底栖生物洞穴的存在能够为微生物的生存提供更多的接触面积和活动场所，能够促进沉积物中的微生物群落的活性和增殖(Stief P. et al. 2004)，从而增加沉积物中经由矿化而来氨态氮的含量，也是生物扰动作用下 NH_4^+通量增加的可能原因之一。

第三节　水动力扰动对沉积物-水界面氮交换影响

水动力对界面的扰动主要是通过水动力在水底所形成的湍流作用，使沉积物再悬浮，在失去沉积物表层的颗粒物同时也破坏了沉积物-水界面的扩散边界层，这种以改变和损坏组成沉积物表层物质基础的外力，对沉积物-水界面的物质交换产生影响也一直为人们所关注。由于水动力引发的物理扰动对沉积物界面的影响与底栖生物有很大不同，因此所产生的界面效应也就有很大差别。

一、扰动强度影响

通过风浪作用能对湖底沉积物发生影响的水体，绝大多数是浅水性的。扰动强度的大小必然涉及到扰动所产生的沉积物界面再悬浮或沉积物表层受损程度。另一方面，对于不同季节（或温度）、有无植被覆盖区域等将会有不同的界面过程和效应。

为同时满足沉积物的原状性、条件可控性和水柱可比性等条件，采用如图 8-10 的湖泊再悬浮模拟装置（一式六组）。该装置通过调节各组下部搅拌旋桨和上部螺纹旋杆的转速,拟合太湖不同强度的风情（You Bensheng,et al.,2007），选择以下小、中和大三种风情进行定量模拟沉积物界面受到的水动力影响大小。

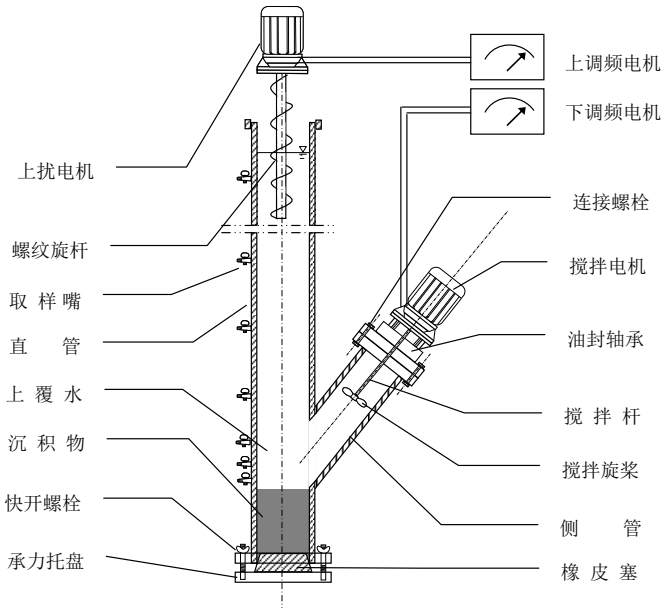


图 8-10　Y 再悬浮发生装置剖面

表 8-1　现场风速对应再悬浮装置下部扰动转速和总悬浮物量结果

参数名称	常规风速（计算值）				现场监测值	
	背景风	小风	中风	大风		
风速（m/s）	1.7	3.2	5.1	8.7	1.4	6.2
扰动频率（Hz）	5.8	6.4	7.1	8.4		
总悬浮物量（g/m^2）	111	159	230	425	102	289

（一） 水动力扰动对氨态氮变化影响

对太湖主要湖区冬季不同风浪条件下水柱氨态氮含量分析表明（图 8-11），梅梁湾、马山和大浦口区域单位面积水柱中含氨态氮质量(T_N，g/m^2，简称含量)均随时间发生了显著变化，但与悬浮物变化不同，其变化量与风浪强度没有出现明显的依赖关系，风速之间的差异性不明显；而漫山湖和湖心区的水体氨态氮含量则没有发生明显变化。

在大、中、小三种风速条件下，梅梁湾的 T_N 在风浪起始阶段都有增大趋势，随后都大幅度减小，最大的变化量为大风条件下的-1.532 g/m^2；中风和小风的分别为-1.161 和-1.293 (表 8-2)。在风浪起始阶段，马山样点的 T_N 只有大风浪作用下表现为增大趋势，中小风浪均为减小。在 0-5h 的再悬浮过程中，三种风浪整体都表现为水体氨态氮含量减少，最大变化量为小风的-1.574 g/m^2。但是大、中、小风作用下大浦口的 T_N 的变化规律性不明显，小风过程总体上为下降趋势；中风过程的开始阶段有明显的增加，随后迅速下降；在大风过程的开始阶段有小幅度的下降，随后持续增加。漫山湖和湖心的水体氨态氮初始含量较低，分别 0.243±0.044 g/m^2 和和 0.172±0.021 g/m^2，可能与该区域的分布着水生植物有关(刘伟龙等,2007)。在风浪过程中均没有明显的变化，最大的变化量为漫山湖小风条件下的-0.140 g/m^2，相对与北部的三个湖区较小。

在风浪后的沉降过程中，不同湖区水体氨态氮增量（T_N）随时间的变化存在大致三种类型的差异。对于梅梁湾、马山和大浦口等湖区而言，T_N 大都有不同程度的增大趋势（但大浦口大风扰动后为先逐步上升后下降）；对于漫山湖和湖心区，同悬浮过程现象相同，T_N 仍没有发生明显的增大或减小。在大、中、小风过程的第 5h，梅梁湾的 T_N 都最小，在沉降过程（5-13h）中，水体氨态氮的含量都出现了恢复现象。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.130 g/m^2、0.404 g/m^2 和-0.192 g/m^2。在大风和小风的沉降过程中，马山的水体氨态氮含量都在大幅度的增大，但是中风的增大速度较慢。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.836 g/m^2、-1.053 g/m^2 和 0.190 g/m^2。大浦口的沉降过程中，中风和小风的增加幅度较大，大风的幅度相对较小。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.205 g/m^2、0.911 g/m^2 和 0.133 g/m^2。漫山湖的沉降过程中，小风过程的水体氨态氮含量表现为增大趋势，在 5-13h 中增加了 0.013 g/m^2；中风和大风均表现为减小趋势。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为-0.033 g/m^2、-0.054 g/m^2 和-0.093 g/m^2。在湖心区的沉降过程（5-13h）中，大风和小风下的水体氨态氮含量为呈增大趋势，分别增加了 0.016 g/m^2 和 0.044 g/m^2；而在中风情况下，水体氨态氮含量则减少了 0.014 g/m^2。虽然在沉降过程中，漫山湖和湖心区水体氨态氮含量均发生了变化，

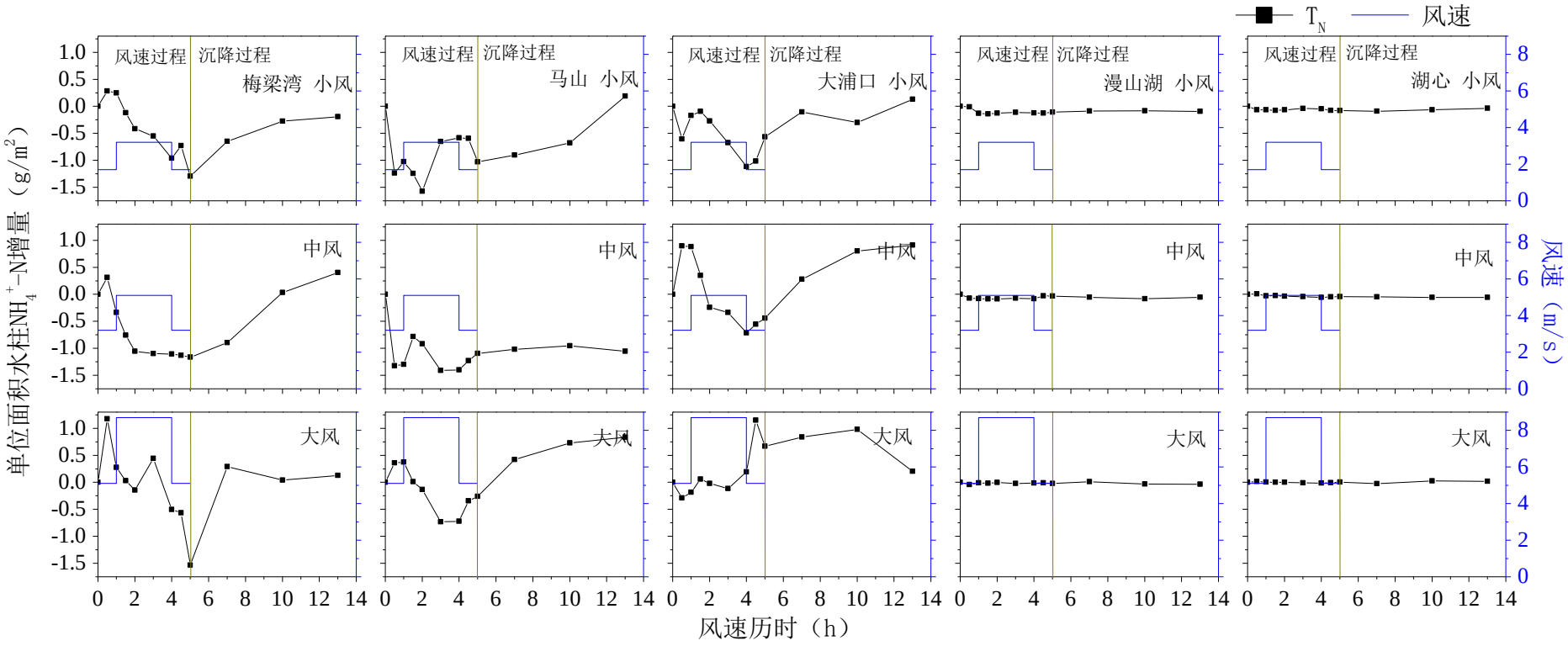


图 8-11 各湖区水体氨氮含量对风浪过程的响应（冬季）

表 8-2　各湖区冬季风强扰动 NH_4^+-N 增量变化（g/m^2）

	风情	To	F1	F4	F7	F13	Max F(0-5h)
梅梁湾	小风	2.811±0.062	0.247	-0.960	-0.646	-0.192	-1.293
	中风	1.192±0.089	-0.336	-1.105	-0.894	0.404	-1.161
	大风	1.980±0.046	0.276	-0.501	0.291	0.130	-1.532
马山	小风	4.177±0.182	-1.024	-0.584	-0.900	0.190	-1.574
	中风	4.600±0.202	-1.297	-1.397	-1.017	-1.053	-1.410
	大风	2.887±0.013	0.376	-0.720	0.423	0.836	-0.730
大浦口	小风	2.647±0.240	-0.167	-1.114	-0.104	0.133	-1.114
	中风	1.216±0.210	0.882	-0.713	0.282	0.911	0.898
	大风	1.600±0.160	-0.185	0.195	0.840	0.205	1.150
漫山湖	小风	0.243±0.044	-0.130	-0.120	-0.086	-0.093	-0.140
	中风	0.187±0.018	-0.077	-0.080	-0.054	-0.054	-0.087
	大风	0.110±0.015	-0.010	-0.013	0.013	-0.033	-0.043
湖心	小风	0.172±0.021	-0.065	-0.044	-0.090	-0.035	-0.079
	中风	0.117±0.009	-0.028	-0.057	-0.047	-0.057	-0.057
	大风	0.061±0.014	0.004	-0.013	-0.023	0.020	0.017

注：T_0 表示风速起始时的某物质水柱总量(g/m^2)；F_t 表示第 t 小时(h)某物质增量(g/m^2)；

Max F 指在 0-5h 的风浪过程中的物质最大通量(g/m^2)

但是比梅梁湾、马山和大浦口的变化量小一个量级。

在 5 个代表性样点中，梅梁湾、马山和大浦口的氨态氮动态负荷变化均较大，规律较为相似；而漫山湖和湖心的氨态氮均较不明显。但是每个湖区的水体氨态氮动态负荷变化量对风浪强度的增加没有一致的规律。

（二） 氨态氮对水动力扰动的空间响应差异

小风浪作用下，在 5 湖区中马山水域获得最大的水体氨态氮变化量，为-1.574 g/m^2；最小值则出现在湖心，为-0.079 g/m^2。梅梁湾和大浦口的最大的水体氨态氮变化量均大于 1 g/m^2，而漫山湖的最大变化量为-0.140 g/m^2。在风速过程的 0-5h 中，只有梅梁湾在风浪开始阶段有明显的释放现象，其它湖区的均表现为下降；总体上小风浪过程是水体氨态氮减少的过程。小风浪的沉降过程中，梅梁湾、马山和大浦口湖区的 T_N 均有逐步增加的趋势；漫山湖和湖心区的 T_N 也表现为增加的趋势，但是绝对量较小。沉降 8h(即第 13h)之后，与风浪前初始浓度相比水体氨态氮的变化量相对较小，梅梁湾、马山和大浦口的变化量分别为 -0.192、0.190 和 0.133 g/m^2，而漫山湖和湖心区的变化量分别为-0.093 和-0.035 g/m^2。

中风浪作用下，在 5 湖区中马山获得最大的水体氨态氮变化量，为-1.410 g/m^2；大浦口获得最大的氨态氮释放量，为 0.898 g/m^2；最小值则出现在湖心区，为-0.057 g/m^2。梅梁湾水体氨态氮的最大变化量大于 1 g/m^2，而漫山湖的最大变化量为-0.087 g/m^2。在风速过程的 0-5h 中，梅梁湾、大浦口和湖心区在风浪开始阶段有不同程度的释放现象，在其它湖区中没有出现。总体上，在中风过程(0-5h)中所有湖区都表现为水体氨态氮含量的减少，其中大浦口出现较大的波动，在 0-0.5h 内达到最高含量，随后逐步下降。中风风浪的沉降过程中，梅梁湾、马山和大浦口湖区的 T_N 均有逐步增加的趋势；漫山湖和湖心区的 T_N 却表现为较小幅度的下降；但是该湖区在风浪强度减小的 4-5h 过程中都有增大的趋势。沉降 8h(即第 13h)之后，与风浪前初始浓度相比，马山和大浦口的变化量较大，分别为-1.053 和 0.911 g/m^2；梅梁湾、漫山湖和湖心区水体氨态氮的变化量相对较小，分别为 0.404、-0.054 和-0.057 g/m^2。因此，马山在中风浪作用下水体氨态氮恢复较慢，风浪后保持相对较低的水平；但是大浦口的释放特征较为明显，在风浪后的氨态氮的增加速度较快。

大风浪作用下，在 5 湖区中梅梁湾获得最大的水体氨态氮变化量，为-1.532 g/m^2；大浦口获得最大的氨态氮释放量，为 1.150 g/m^2；最小值则出现在湖心区，为-0.017 g/m^2。马山水体氨态氮的最大变化量为-0.730 g/m^2，而漫山湖的最大变化量为-0.043 g/m^2。在风速过程的 0-5h 中，梅梁湾、马山和湖心区在风浪开始阶段有不同程度的释放现象，而在其它湖区中没有出现。在大风过程(0-5h)中，大浦口表现为释放，其它湖区都表现为水体氨态氮含量的减少。大风风浪的沉降过程中，所有湖区的 T_N 均有增加的趋势，以梅梁湾和马山的 T_N 增加幅度最大。沉降 8h(即第

13h)之后，与风浪前初始浓度相比，马山的变化量较大，为 0.836 g/m^2；梅梁湾、大浦口、漫山湖和湖心区水体氨态氮的变化量相对较小，分别为 0.130、0.205、-0.033 和 0.020 g/m^2。因此，马山在大风浪作用下水体氨态氮有相对较大幅度的释放出现。

二、扰动影响季节差异

沉积物表层不断接受着来自上覆水体的沉降颗粒物，这些颗粒物中很大一部分是生物残体所形成的碎屑。在不同季节条件下，这些沉降物不仅改变着沉降量，更重要的是变化着沉降物中的物质的结合态和含量以及带着不同生物活性的生物体，使得沉积物表层的物理、化学和生物学性质随季节的改变而有不同。此外，季节的改变也与温度有关，在不同温度环境下，沉积物（包括颗粒物）中物质的吸附解析、降解和溶出等速度也有很大不同，使得沉积物中的溶解性和非溶解性物质的储存状态甚至行为在年内时间上产生差别。在外界物理扰动下，这些差别所反映出来的效应也将会有很大差异。

相对于冬季，夏季太湖水体的氨态氮含量普遍偏低，梅梁湾、马山、大浦口、漫山湖和湖心区的水体初始含量（以单位面积质量计）分别为 0.298、0.097、0.091、0.087 和 0.056 g/m^2。夏季梅梁湾区域的单位面积水体氨态氮含量(T_N)随时间都发生了显著的变化，随风浪强度的增大，其变化量也在增大。马山、大浦口、漫山湖和湖心区域的水体氨态氮含量变化相对不明显，没有出现对风速强度的明显依赖关系(图 8-12)。三种风速过程中，梅梁湾的 T_N 都出现了明显的下降过程，变化量随风浪强度的增大而增加，大、中、小风的最大变化量分别为-0.060、-0.252 和-0.413 g/m^2(表 8-3)。马山的小风过程表现为 T_N 的减少，最大变化量为-0.025 g/m^2，中、大风过程都表现为释放，最大变化量分别为 0.128 和 0.092 g/m^2。大、中、小风作用下大浦口总体表现为氨态氮的释放，其中中风过程变化较小。漫山湖的中、小风过程都出现氨态氮释放，最大释放量为小风的 0.100 g/m^2；但是大风过程的 T_N 变化较小，最大变化量为-0.027 g/m^2。 湖心区在三种风浪作用下基本都表现为氨态氮的释放，最大释放量为小风的 0.060 g/m^2；在中风过程的开始阶段出现氨态氮的减少，最大变化量为-0.027 g/m^2。

表 8-3　太湖各湖区风浪强度引起水体 NH_4^+-N 增量统计表（夏季）

	风情	To	F1	F4	F7	F13	Max F
梅梁湾	小风	0.298±0.035	0.009	-0.008	0.056	0.123	-0.060
	中风	0.838±0.071	-0.252	-0.091	-0.144	0.028	-0.252
	大风	1.420±0.118	-0.233	-0.290	-0.163	0.020	-0.413
马山	小风	0.097±0.007	-0.002	-0.011	0.003	-0.016	-0.025
	中风	0.077±0.008	0.040	0.128	0.075	0.023	0.128
	大风	0.133±0.016	0.031	0.080	0.078	0.081	0.092
大浦口	小风	0.091±0.011	0.043	0.018	0.056	0.009	0.084
	中风	0.123±0.014	0.005	-0.001	0.026	0.041	0.012
	大风	0.119±0.017	0.032	0.048	0.035	0.021	0.069
漫山湖	小风	0.087±0.009	0.046	0.063	0.053	0.023	0.100
	中风	0.073±0.009	0.010	0.007	0.070	0.030	0.064
	大风	0.127±0.013	-0.020	0.006	0.003	0.000	-0.027
湖心	小风	0.056±0.006	0.024	0.060	0.028	0.017	0.060
	中风	0.075±0.013	-0.010	0.009	0.017	0.040	-0.027
	大风	0.071±0.002	0.027	0.004	0.024	0.036	0.056

注：T_0 表示风速起始时的某物质水柱总量(g/m^2)；F_t 表示第 t 小时(h)某物质增量(g/m^2)；

Max F 指在 0-5h 的风浪过程中的物质最大通量(g/m^2)

在风浪后的沉降过程中，马山、大浦口、漫山湖和湖心区的 T_N 仍没有发生明显的增大或减小，但是梅梁湾区域的 T_N 有不同程度的增大趋势。在中、小风过程的第 3h，梅梁湾的 T_N 基本达到最小值，随后直至沉降 8h 总体上都呈增大趋势；大风的 T_N 最小值出现在 4.5h，随后其含量逐步增加。沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.123 g/m^2、0.028 g/m^2 和 0.020 g/m^2。

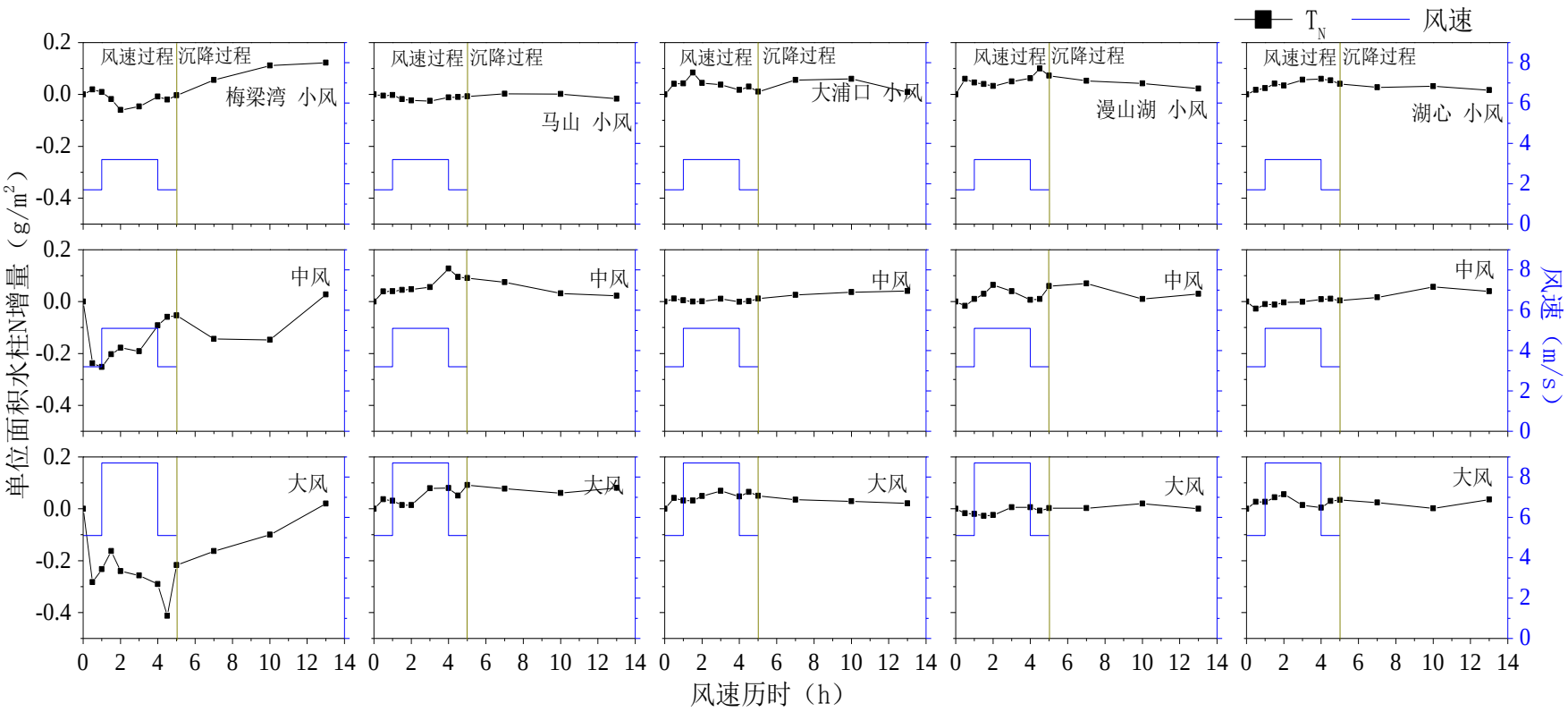


图 8-12 各湖区水体氨氮含量对风浪过程的响应（夏季）

在大风和小风的沉降过程中，马山水体的氨态氮含量都在增大，但是小风的增加幅度较小。中风沉降过程的水体氨态氮含量则一直减小。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为-0.016 g/m^2、0.023 g/m^2 和 0.081 g/m^2。大浦口的沉降过程中，中风和小风呈总体释放趋势，大风则表现为氨态氮含量的减小。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.009 g/m^2、0.041 g/m^2 和 0.021g/m^2。漫山湖的沉降过程中，三种风速的水体氨态氮含量总体上都表现为减小趋势。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.023 g/m^2、0.030 g/m^2 和 0.000 g/m^2。在湖心区的沉降过程中，水体氨态氮含量波动相对较大，总体上小风呈减小趋势，中大风基本呈增大趋势。

在 5 个代表性样点中，梅梁湾的氨态氮动态负荷变化均较大，三种风速过程的氨态氮含量基本都小于初始含量。但是其它湖区的氨态氮变化量较不明显，除马山的小风过程，其余风速过程的氨态氮含量基本都高于其氨态氮初始含量。

三种风浪过程中梅梁湾的冬、春、夏、秋四季的单位面积水体氨态氮量(T_N)随风浪过程总体上都发生了显著变化，变化量对风浪强度的响应关系随季节的变化而不同，以夏季的变化量相对较小(图 8-13)。三种风速过程中，冬季的 T_N 都出现了明显的下降过程，大、中、小风的最大变化量分别为-1.532、-1.161 和-1.293 g/m^2(表 8-4)，在风速的开始阶段都出现氨态氮增加的现象，随后其含量逐步减小。春季的三种风速过程总体表现为 T_N 的减少，最大减小量为中风的-1.372 g/m^2，但是大风过程的开始阶段出现较大程度的释放，最大变化量达 2.494g/m^2。夏季的变化量相对较小，随风速强度的增大变化量也随之变大。秋季的中风过程都出现氨态氮增加，最大增加量为小风的 1.278 g/m^2；大风过程的 T_N 变化较小，最大变化量为 0.251g/m^2；但是小风过程氨态氮在逐步减小，最大变化量为 4.5h 时的-0.650 g/m^2。

表 8-4　梅梁湾各季节风浪强度引起水体 NH_4^+-N 增量统计表

	风情	To	F1	F4	F7	F13	Max F
冬季	小风	2.811±0.062	0.247	-0.960	-0.646	-0.192	-1.293
	中风	1.192±0.089	-0.336	-1.105	-0.894	0.404	-1.161
	大风	1.980±0.046	0.276	-0.501	0.291	0.130	-1.532
春季	小风	2.103±0.037	-0.613	-0.537	-0.627	-0.497	-0.613
	中风	4.543±0.954	-0.513	-1.306	-0.770	-0.516	-1.370
	大风	3.673±0.103	2.494	-0.313	-0.100	0.300	2.494
夏季	小风	0.298±0.035	0.009	-0.008	0.056	0.123	-0.060
	中风	0.838±0.071	-0.252	-0.091	-0.144	0.028	-0.252
	大风	1.420±0.118	-0.233	-0.290	-0.163	0.020	-0.413
秋季	小风	1.973±0.050	-0.387	-0.543	-0.557	-0.427	-0.650
	中风	1.104±0.069	0.132	1.278	0.336	0.246	1.278
	大风	1.515±0.045	-0.033	0.251	-0.245	0.107	0.251

注：T_0 表示风速起始时的某物质水柱总量(g/m^2)；F_t 表示第 t 小时(h)某物质增量(g/m^2)；

Max F 指在 0-5h 的风浪过程中的物质最大通量(g/m^2)

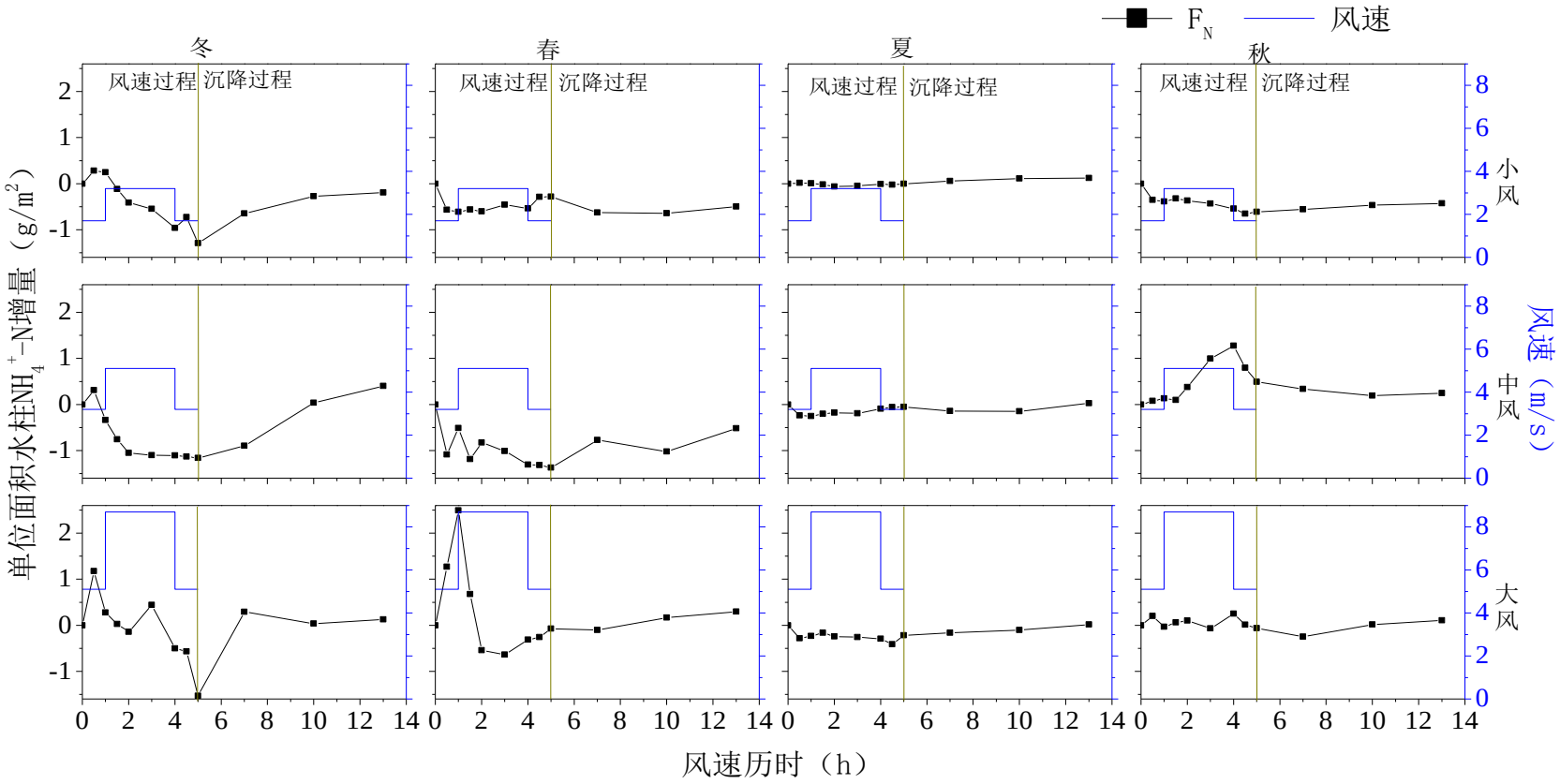


图 8-13 梅梁湾不同季节水体氨氮含量对风浪过程的响应

分析表明，在风浪后的沉降过程中，冬季和春季的 T_N 变化较大，夏秋两季的变化量相对较小。冬季的沉降过程中，三种风速的 T_N 都呈明显增加，在 5-13h 中最大的增加量为大风的 1.662 g/m^2；其中、小风的增量也都大于 1.0 g/m^2。春季的沉降过程中，小风的水体氨态氮含量发生较小幅度的减小，中、大风的水体氨态氮含量有较为显著的增加趋势。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.300g/m^2、-0.516 g/m^2 和-0.497 g/m^2。夏季的沉降过程中，三种风速的水体氨态氮含量总体呈增加趋势。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.020 g/m^2、0.028 g/m^2 和 0.123g/m^2。秋季的沉降过程中，小风和大风的水体氨态氮含量总体上都表现为增大趋势，但中风的 T_N 却明显下降。在沉降 8h 时，大、中、小风与初始含量的差别分别为 0.107g/m^2、0.246 g/m^2 和-0.427g/m^2。

小风浪作用下，冬、春、夏、秋四个季节中冬季获得水体氨态氮变化量的最大变化值，为-1.292 g/m^2，最小值为夏季的-0.060 g/m^2。春季和秋季的水体氨态氮最大变化量均在 0.6 g/m^2 左右。在风速过程的 0-5h 中，只有冬季在风浪开始阶段有氨态氮释放趋势，其它季节均未出现。小风浪的沉降过程中，春季的 T_N 有减小的趋势，其它季节总体呈增加趋势。沉降 8h(即第 13h)之后，与风浪前初始浓度相比春季的水体氨态氮变化量最大，为-0.497 g/m^2，其它季节的变化量均较小。

中风浪作用下，在四个季节中春季获得最大的水体氨态氮变化量，为-1.370g/m^2；秋季获得最大的氨态氮释放量，为 1.278 g/m^2；最小值则为夏季的-0.252 g/m^2。在风速过程的 0-5h 中，秋季总体上表现为氨态氮的释放，其它季节表现为不同程度的减少。中风风浪的沉降过程中，冬季和春季的 T_N 总体表现为显著的增加趋势；夏季和秋季变化较不显著。沉降 8h(即第 13h)之后，与风浪前初始浓度的差别随季节变化而不同，最大变化量为春季的-0.516g/m^2。

大风浪作用下，四季节中春季获得最大的水体氨态氮变化量，为 2.494 g/m^2；冬季获得最大的氨态氮减小量，为-1.532 g/m^2；最小变化量为秋季的 0.251 g/m^2。在风速过程的 0-5h 中，冬季、春季和秋季在风速开始阶段都有不同程程度的释放，随后呈减小趋势；夏季的氨态氮则一直处在低于初始含量的状态。在沉降过程中，四个季节均呈现不同程度的 T_N 增加趋势。沉降 8h(即第 13h)之后，各季节与风浪前初始浓度相差不大，最大差值为春季的 0.300 g/m^2。

三、氮迁移影响机制

水体中的氨态氮含量与发生在水体并与氨态氮迁移转化有关的物理、化学和生物作用过程有关。在水－气界面，风浪扰动作用所产生的水表面破碎（如浪花），会大大促进非离子氨态氮（NH_3-N）逸出水体加入大气，从而可使水体氨态氮含量减少。对于浅水湖泊，扰动使得水体中氧含量处于相对较丰富的状态，在微生物参与下，可对上覆水体的氨或铵盐产生硝化作用（Nitrification）；另一方面在表层沉积物的有氧、缺氧或厌氧环境下，沉积物和水中的简单含氮有机化合物在异养细菌、放线菌和真菌等的代谢活动中，通过氨化作用（Ammonification）或矿化作用（Mineralization）而可能转变为无机化合物（氨）并释放到水体中。此外，水动力也将加大氨在沉积物－水界面的交换速率和在水体悬浮颗粒物上的吸附解吸速率等等。以上在浅水湖水柱和沉积物表层中发生与氨态氮（NH_3-N）或铵态氮（NH_4^+-N）有关的物化反应，将影响者或支配着湖泊上覆水中 NH_4^+-N 的含量。

（一）溶解氧变化影响

溶解氧（DO）水体净化的重要因素之一，溶解氧高有利于对水体中各类污染物的降解，从而使水体较快得以净化。水中溶解氧主要来源于两方面：一方面是在水体中溶解氧（DO）小于其饱和浓度时，在水体和大气之间的界面上经常进行气体交换，大气中的氧溶入水体，这是水体中氧的主要来源。另一方面是水生植物通过光合作用向水中放出的氧。在自然条件下，水在流动时，复氧过程比较迅速，较易补充水中氧的消耗，使水体中溶解氧保

持一定的水平，反之，在静水条件下，复氧过程缓慢，水中含氧得不到及时补充，处于厌氧状态（李然等， 2000）。

在模拟风浪过程中，用微电极对 0h、5h 和 13h 的水体不同深度 DO 分布分别进行了测定，结果如图 8-14。由图可见，在风浪开始前，水体的 DO 随深度明显减小。在 160cm 水深情况下，约上部 55cm 表层水体中 DO 含量相对均匀，约在 12.10mg/L 左右；在距沉积物-水界面 105-55cm 高度的水体，DO 含量则迅速下降至 11.24mg/L；在 55-10cm 高度的水体中，DO 含量仍保持较小的下降趋势；在 10-1.0cm 高度的水体中，DO 含量由 11.20mg/L 减小到 11.02mg/L,因此上下层的最大含量差异为约 1.1mg/L。在风浪过程中 DO 垂向分布差异被均匀化了，即从表层水体至底泥表面 DO 含量相对均匀，最大差值仅为 0.11mg/L,仅为实验开始前无风浪状态下 DO 含量的 1/10。说明水动力条件改变了 DO 在水体的原有分布特征，改善了下层水体甚至沉积物－水界面的氧化条件。另外在过程中，进入沉降状态（7h）后，水体 DO 含量相对于风浪过程有所减小，垂向差异明显。在距离沉积物-水界面 55cm 高度以上的水体中，DO 含量总体呈下降趋势，减小了 0.28mg/L；在 25-1cm 高度的水体中，DO 含量有了明显的下降梯度，含量由 10.74mg/L 逐步减小到 10.06mg/L，DO 绝对减小量达到 0.68mg/L。说明在风浪后的沉降过程中，DO 的含量受底泥的影响明显，沉降的颗粒物及表层底泥的需氧反应可能是造成的下层水体 DO 梯度减小的主要原因。

沉积物-水界面能够向上覆水体释放大量的 NH_4^+-N 量，但是 NO_3^-和 NO_2^-的向上释放却很难出现（Golterman, 2004）。在风浪过程中，对水体 NH_4^+-N 含量直接相关的化学反应主要有 Org-N 的氨化和 NH_4^+-N 的硝化过程。此外在反硝化过程中，除了 NO_3^-被还原成 N_2 外，还可以被还原成 NH_4^+，这一过程称为硝酸盐的异化还原反应，也称为 NO_3^-的氨化。底泥和间隙水中 NH_4^+-N 的释放主要源于有机质的分解，铵离子很容易被固定在沉积物的腐殖质和粘土中，在好氧条件下释放的 NH_4^+-N 将迅速被氧化成 NO_2^-和 NO_3^-（Lee, 2003），大大减少对水体氨态氮的贡献。

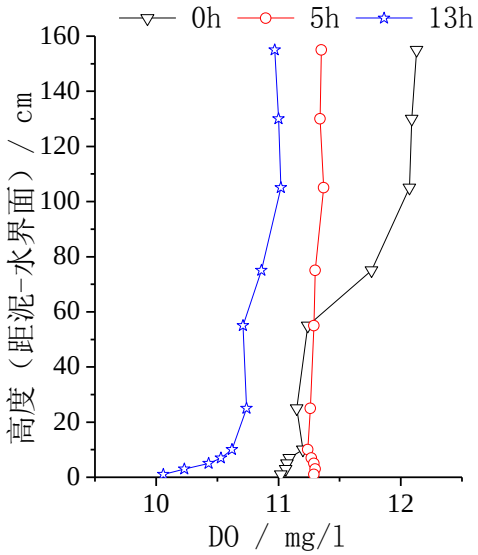


图 8-14 风浪不同阶段 DO 垂向分布

一般认为,在湖泊沉积物中,只有当颗粒有机物降解成为可溶性的营养盐进入间隙水中才成为内源负荷。浅水湖泊中，水土界面容易受到风浪的影响，氧供应也相对充分。在太湖风平浪静的条件下，氧化还原电位值平均为 189mV，处于弱还原状态 (黄漪平等,1992; 孙顺才,黄漪平,1993)，对于有风浪条件下,电位值将升高而处于弱氧化状态。因此，对于浅水湖泊，由于水土界面上溶解氧较深水湖泊充分,大部分活性有机物质被氧化(Gachter et al.,1988; Hohener and Gachter,1994)。根据野外调查(孙顺才,黄漪平,1993)，底泥表层向下的沉积环境中,氧化－还原电位呈现非常鲜明的向下逐步减少的趋势，即还原性不断加强。范成新等(2000)发现，在太湖北部的梅梁湾和五里湖的底泥柱状样孔隙水中氨态氮的浓度随深度的增加而增加的现象也证实了这一点。

在没有外界动力扰动的情况下，底泥中营养盐的释放只能通过向上的浓度梯度进行。但在风浪作用下，底泥的释放方式将发生变化。太湖有机颗粒物质沉积在湖底，由于泥沙的掩埋，形成一个相对稳定的还原环境。有机物通过降解，NH_4^+-N 析出进入孔隙水中，待风浪

来临时，底泥发生悬浮，孔隙水中的营养盐相应地进入上覆水体中。浅水湖泊的沉积物－水界面相对较多 DO 含量，一方面易于通过 Fe 与 Mn 的氧化形成阻挡营养盐向上释放的氧化层(Gachter et al.,1988; Hohener and Gachter,1994)；另一方面，由底泥进入水体的 NH_4^+-N 将很快被氧化生成硝酸盐。因此，风浪作用下沉积物发生悬浮的过程对水体 NH_4^+-N 负荷也不一定有明显的贡献。

冬季太湖水体 NH_4^+-N 的总体趋势为减小（图 8-11）；夏季太湖基本都出现 NH_4^+-N 的释放（图 8-12）。冬季的生物活动较慢，沉积物－水界面的还原反应也相对减弱，总体上表层沉积物赋存的 NH_4^+-N 相对夏季较少。在风浪作用下，悬浮的表层沉积物对水体 NH_4^+-N 的贡献也较小。在风浪作用下水体的氧化性增强，加速了水体 NH_4^+-N 的硝化反应，使得水体的 NH_4^+-N 含量在太湖各湖区基本都明显减少。夏季的温度较高，生物活动强烈，容易造成沉积物－水界面的还原性环境,促进底泥的反硝化作用和氨化作用,电子的转移向有着利于生成低价态氮的方向进行（范成新等，2000）。藻类及微生物等残体沉积在底泥表面，增加了沉积物对 NH_4^+-N 的吸附容量。在风浪作用下，原有的沉积物-水界面被破坏，表层沉积物悬浮进入水体，一方面间隙水中的 NH_4^+-N 进入水体，另一方面发生悬浮的表层沉积物与 NH_4^+-N 的吸附解析平衡被打破，也是增加水体 NH_4^+-N 负荷的主要来源。沉积物的还原环境中，Fe、Mn 等物质都处在还原性价态，在沉积物－水界面破坏以后及 DO 的增加都会促进氧化反应，降低了 NH_4^+-N 的被氧化的速度，这可能是风浪过程中夏季太湖水体 NH_4^+-N 总体增加的主要因素。

（二）水动力扰动对间隙水铵态氮的影响

间隙水中的氨含量与 NH_4^+-N 在沉积物－水界面交换状态有着非常密切的关系，因此风浪过程前后间隙水中 NH_4^+-N 含量的变化值得人们认真研究。图 4-5 为模拟梅梁湾不同强度的风浪作用后，沉积物间隙水中 NH_4^+-N 含量的垂向分布情况。比较不同风浪强度（静风、小、中、大风）间隙水 NH_4^+-N 含量的垂向分布，可以看出：（1）有风与无风浪相比，线型变化一致，并且含量的变化的折点位置均在沉积物深度 1.5-2.0cm 处，并没有出现美国 Apopka 湖在风浪过后，表层 0-8cm 间隙水含量变化极大的现象，这说明太湖沉积物与 Apopka 湖不同，在本实验的风浪条件下，风浪对太湖沉积物间隙水分布状态的影响不可能超过 2cm；（2）对 0-3cm 深度的 NH_3-N 含量分析，静态状态和大风过后的间隙水 NH_4^+-N 含量均在 2.5mg/L 左右，小风和中风过后表层含量要略小，约在 1.6mg/L 左右。若分析误差范围，能得到置信变化的实际仅在表层的 0-0.5cm，因此与上覆水的交换作用基本在 0-0.5cm 的表层底泥中进行，这与上一章所研究的风浪作用的最大侵蚀深度在几毫米量级（表 3-5）的研究结论相符，。就 0.5cm 厚沉积物间隙水 NH_4^+-N 的绝对量计算，假设随悬浮物全部进入上覆水，其所带来的 NH_4^+-N 最大不过 0.0125 g/m2，相对于 1.6m 深的上覆水影响可以忽略。孙小静（2005）等人用波浪槽实验研究得出的结论是，动态作用下间隙水的贡献在 8.5%，这可能该研究的水深较浅（30-40cm）与实际情况相差较大有关。

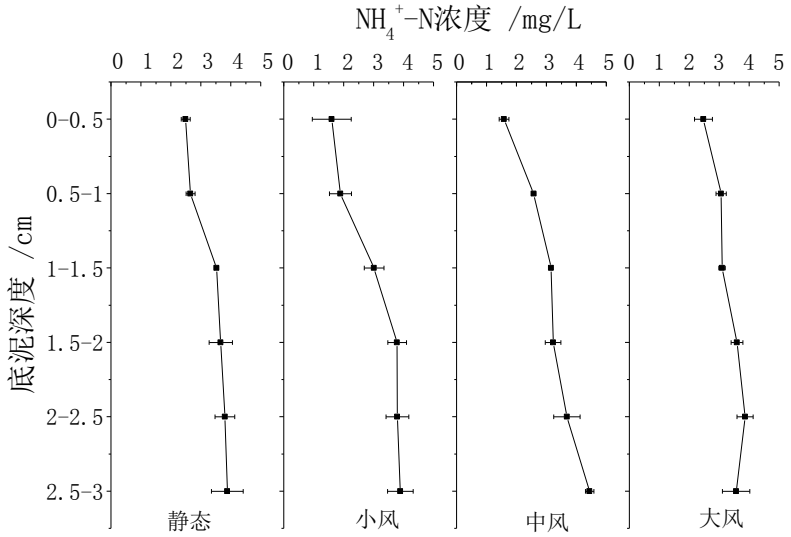


图 8-15 梅梁湾不同风浪过程后沉积物间隙水 NH_4^+-N 浓度垂向分布

水体氨态氮减少是风浪过程的普遍规律。但对夏季的研究（图 4-2）反映，在风浪过程中，太湖大部分湖区的水体 NH_4^+-N 都出现增加趋势，这使得 NH_4^+-N 来源值得探讨。与水体 NH_4^+-N 至关重要的界面主要有水-气界面和沉积物－水界面。水-气界面的交换风浪过程中不会导致水体氨态氮含量的增加，一般是由于 DO 的增加而导致 NH_4^+-N 的硝化反应。那么水体氨态氮含量的增加只能来自于沉积物－水界面。研究表明(Gachter et al.,1988; Hohener and Gachter,1994)，水土界面处的氧化条件不利用 N 的降解与释放，因此湖泊底泥中的有机碎屑与颗粒物质的降解要高于水土界面或湖水中。降解的有机物必须通过孔隙水析出,才有可能向上覆水中释放，当底泥深入到一定的深度后,孔隙率会大幅度地下降而不利于降解。因此可以推测，风浪过程中，虽然表层底泥的 NH_4^+-N 含量没有明显的变化，但是表层底泥可能起到媒介的作用，不断向上释放来自更深底泥和间隙水的 NH_4^+-N，最终导致上覆水中 NH_4^+-N 负荷的增加。

（三）水生植物影响

底泥结构是影响水体营养盐动态负荷的重要因素。由于底泥及其间隙水中营养盐的含量在垂向上分布不均匀（张路等，2004），底泥结构的改变将产生新的沉积物－水界面，原有界面的营养盐平衡被打破，进而影响沉积物对上覆水的营养盐迁移量。底泥的营养盐含量是另一个影响水体营养盐负荷的重要因素。朱广伟等(2005)用波浪水槽法对梅梁湾沉积物进行了营养盐动态释放研究，发现小波过程对NH_4^+-N浓度影响很小；但大波掀沙过程总体上增加了水体NH_4^+-N浓度。本研究中三种风浪条件下漫山湖NH_4^+-N浓度均表现为下降趋势，大风的变化相对较小（图4-1）。因此，梅梁湾沉积物的营养盐动态释放量明显大于漫山湖。梅梁湾和漫山湖的上覆水NH_4^+-N浓度分别为0.042和0.113 mg/l，都处于相对较低的水平。但是沉积物差别较大，梅梁湾和漫山湖的TN含量分别为571和1284mg/kg。因此底泥的营养盐含量是发生动态释放的物质基础，直接影响上覆水体的营养盐动态负荷。

水生植物作为湖泊生态系统的重要调节者，在固定底泥、防止底泥再悬浮、净化水质、改善水体氧化还原状况等方面具有重要的作用。水生生物对水质和底质的改善也有重要作用(Melzer ,1999)。一方面，沉水植物的光合作用增加了上覆水和沉积物-水界面氧的含量，不

但降低了水体氨态氮浓度，而且铁锰铝等金属氧化物通过吸附和离子交换也控制磷酸盐的迁移。另一方面，水生生物生长也在不断吸收游离的氮，减少了水相和沉积物相的N含量(包先明，2006；Baldy *et al.*，2007)。梅梁湾是太湖污染最为严重的湖区，其水生植物分布很少(Zhou et al.，2005)。对比水体NH_4^+-N发现漫山湖水质营养状况明显优于梅梁湾。漫山湖氨态氮浓度为0.153mg/l，梅梁湾为1.812mg/l。参考地表水环境质量标准（GB3838-2002），漫山湖NH_4^+-N达Ⅱ类水质标准，而梅梁湾则处于Ⅴ类标准。铵态氮在沉积物中通常以吸附态和游离态形式存在，吸附于沉积物上的NH_4^+-N是间隙水NH_4^+-N的主要来源 (Graca B *et al.*，2006)。两个湖区的间隙水营养盐浓度差别较大，梅梁湾和漫山湖NH_4^+-N浓度分别为2.99和0.563 mg/l。氨态氮是生物可以直接利用形态，水生生物的生长对其的吸收利用是间隙水中游离的氨态氮和磷酸盐含量减少主要原因。另外，氧通过水生植物根系向沉积物的传输，提高沉积物的氧化还原电位，不但促进硝化作用，也抑制了氨化作用的进行，对降低间隙水氨态氮浓度也有重要贡献。因此沉积物较低的营养状况可能是漫山湖水体营养盐动态负荷变化较小的根本原因。

第四节　底栖生物扰动对沉积物反硝化及其特性影响

在湖泊生态系统中，各种形态的氮通过脱氮过程转化成 N_2 或者 N_2O 而离开湖泊生态系统返回大气，从而使水体氮素的内循环呈现出一种与大气交换相关联的开口循环模式。通过这个过程，能够有效的降低湖泊生态系统中氮素含量，保持生态系统中的氮素处于平衡的状态(Risgaard-Petersen 2004)。由于脱氮过程在氮素循环以及在保持生态系统氮平衡中的重要地位，所以研究脱氮过程对于控制内源氮负荷，减缓湖泊富营养化进程有重要的意义。

反硝化脱氮 (Denitrification)是由 Gayon 与 Dupetit 于 1882 年提出。一般认为反硝化脱氮过程经历以下几个步骤：$NO_3^- \rightarrow NO_2^- \rightarrow NO^- \rightarrow N_2O \rightarrow N_2$。反硝化过程是微生物利用有机物作为碳源及电子供体，将 NO_3^-和 NO_2^-作为最终的电子受体，异化还原为气态氮的微生物过程。由于反硝化过程的最终产物是 N_2，因此反硝化脱氮过程意味着将体系中的 NO_3^-真正的去除，相比其他方法，反硝化脱氮是最彻底的脱氮过程，对于减缓水体氮负荷具有重要的意义(Howarth et al. 1988, Martin et al. 1999)。在湖泊生态系统中，通过发生在沉积物—水界面的反硝化脱氮过程去除的氮可占湖泊外源氮输入负荷的 30%～50%(Seitzinger S et al. 1980)。正是因为反硝化脱氮过程的重要的作用和意义，国际上也开展了大量针对海洋、海湾、河流以及湖泊等水体反硝化过程的研究，欧盟和美国自然科学基金会都成立了反硝化研究的协作网络以推进氮循环机理和全球生态系统氮平衡的研究。

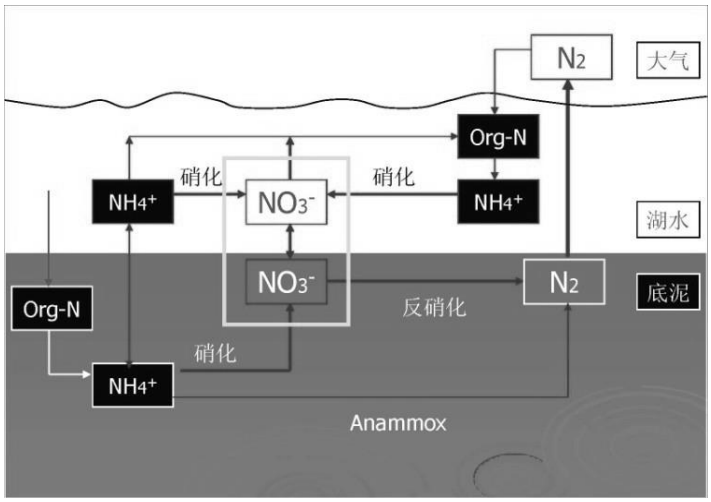


图 8-16 界面氮循环示意图

已有的研究结果表明，反硝化过程速率受反应底物浓度(NO_3^-)(Risgaard-Petersen 2004, Seitzinger SP 1988)、环境温度(Nowicki 1994)、氧化还原条件、有机碳水平(Burford and Bremner 1975, Korom 1992)、反硝化微生物等条件的影响。由于反硝化过程是一种缺氧性氮转化过程，依据表层沉积物中溶解氧侵蚀深度的不同，一般发生在沉积物-水界面下几毫米至几厘米之间比较薄弱的反硝化层内。然而，这段区域恰是底栖生物赋存密度最大、生物扰动作用最为强烈的层位。就我国太湖而言，部分湖区沉积物中摇蚊幼虫可达每平方米 2000 条，水丝蚓最高可达每平方米 30000 条(蔡永久 et al. 2010)，如此大量的底栖生物存在于表层沉积物中，发生的各种生物扰动等作用势必强烈影响沉积物氧化还原条件、上覆水中 NO_3^- 向沉积物中的迁移速率，影响反硝化层位的深度和空间分布等特征及沉积物中反硝化微生物活性等，从而影响沉积物中氮素循环过程，使得生物扰动下沉积物反硝化过程更加复杂。所以研究生物扰动对沉积物-水界面氮素反硝化转化的影响对于深入了解氮素的循环过程有重要的意义。本节以三种太湖常见底栖生物（中华长足摇蚊幼虫、霍普水丝蚓、河蚬）为研究对象，探讨底栖生物扰动对沉积物反硝化速率及两种不同反硝化过程的影响。

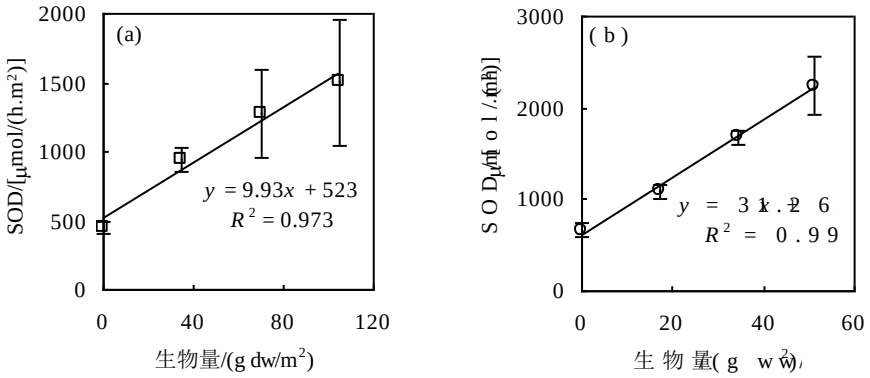
一、沉积物耗氧速率

反硝化过程是厌氧性反应过程，氧气条件的改变可能会对反硝化作用带来一定的影响，因此，研究生物扰动作用下沉积物耗氧速率的变化对于了解和研究反硝化作用有重要的意义。从理论上讲，O_2 是有机质矿化最受欢迎的电子受体，在沉积物表层 O_2 很快被消耗完毕。沉积物耗氧速率(Sediment Oxygen Demand, SOD)是反映沉积物在一定条件下消耗 O_2 情况的指标，SOD 越大，说明发生在沉积物中的耗氧作用越强烈。随着 O_2 被消耗完毕，硝酸盐成为有机质矿化的优先电子受体，形成反硝化过程。因此，反硝化过程往往与沉积物的耗氧速率密切相关，甚至可以用经验模型量化沉积物好氧速率与反硝化的关系。

沉积物对 O_2 的消耗主要有两个方面的原因：一是好氧异养底栖动物与细菌的活动，二是厌氧异养过程所降解产生的还原态无机物质的再氧化(Glud 2008, Hargrave 1969)。与无生物扰动的沉积物相比，底栖动物的不仅增大了底栖生物量，并由于底栖生物的呼吸消耗大量的氧气，同时生物扰动作用将提高氧气与底泥还原性物质的接触面积，不仅使得有机质被氧化，还促进了底泥中还原态铁、锰、硫等物质的氧化，同样提高 SOD 的提高 (Svensson J.M and Leonardson 1996, Welsh 2003, 张雷 2010)。

对于同一种底栖动物，生物量(或密度)增大后底栖动物呼吸速率与生物扰动所产生的耗氧速率也会增加，因此，SOD 随底栖动物生物量的增加而增大。比如，在太湖中，SOD 随

河蚬、霍甫水丝蚓生物量的增大而增大(图 8-17)，羽摇蚊幼虫等其它底栖动物也有同样效应(Svensson J.M and Leonardson 1996)。相同生物量下，不同底栖动物对 SOD 可能会存在不同的差异。在相同生物量下，霍甫水丝蚓与中国长足摇蚊幼虫对 SOD 的影响不存在显著差异(Zhang et al. 2010)；有研究表明，霍甫水丝蚓干重(dw)与湿重(ww)之比为 0.15(Krezoski et al. 1978)，那么图 8-18 中水丝蚓在 20℃下耗氧速率可以换算为 208 μmol/(h·g)，而 10℃下水丝蚓所产生耗氧速率为 109 μmol/(h·g)，两者分别为河蚬在 15℃下所产生耗氧速率(图 8-17a，9.93 μmol/(h g))的 22 倍与 11 倍(图 8-18)。这一现象可能与生物自身的代谢速率及生物扰动类型有关。河蚬个体远大于水丝蚓，与大底栖动物相比，小底栖动物具有较高的比表面积，它们新陈代谢速率通常较快，单位重量生物代谢活动需要消耗更多的能量(Svensson J.M and Leonardson 1996)；另外，与河蚬相比，霍甫水丝蚓对沉积物搬运的连续性更强，不断将底层厌氧沉积物搬运到沉积物表层，一直保持较高的耗氧速率(张雷 2010)。



(a)河蚬，dw 表示河蚬去壳干重；(b)霍甫水丝蚓，ww 表示霍甫水丝蚓湿重

图 8-17 SOD 与生物量之间的关系

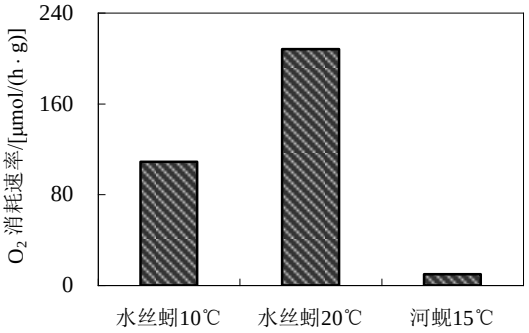


图 8-18 单位干重水丝蚓与河蚬所引起的耗氧速率

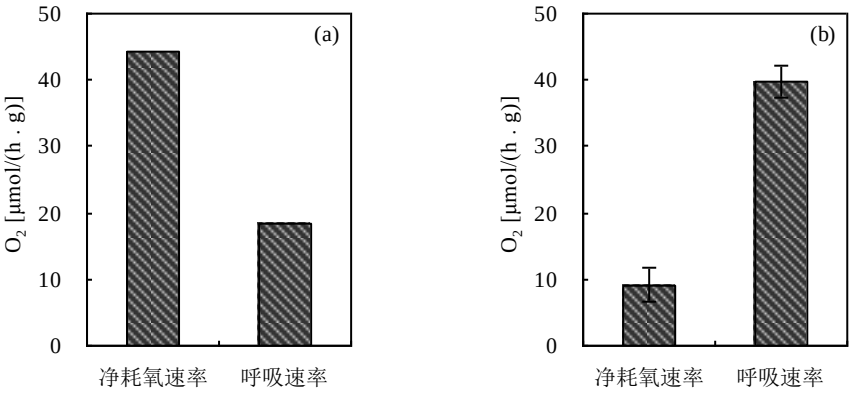
温度也是影响 SOD 的重要环境因子。环境温度的升高可以加速 O_2 与还原物质在沉积物中的扩散速率，有效增大氧化还原反应速率(Hargrave 1969)；温度升高导致微生物活性增强，加快底栖动物自身代谢速率，从而增大耗氧速率。图 8-14 显示温度由 10℃升高到 20℃后，沉积物经水丝蚓扰动所引起的耗氧速率约增加了 1 倍($p < 0.001$)；另有研究表明水丝蚓扰动沉积物在 15.1℃耗氧速率是 4.8℃的 2.6 倍(王建军 2008)；在红裸须摇蚊幼虫存在的沉积物中，温度同样由 10℃升高到 20℃，摇蚊幼虫对 SOD 速率的贡献增加了 23% ($p < 0.001$) (图 8-14)。虽然温度升高后两者都显著增大了 SOD，但后两者对 SOD 的影响程度存在不同，这可能因为蚊幼虫与水丝蚓在沉积物中活动方式不一样。摇蚊幼虫通过生物引灌等活动为自身生物供给 O_2，冲刷廊道壁面、排出代谢产物，温度升高后生物引灌频率会增大(Wang et al. 2001)，但由于它们基本不再构筑新的廊道，因此不会产生新的氧化还原反应通道。因此，

红裸须摇蚊幼虫对沉积物的改造在引入初期较大，后期较小。而霍甫水丝蚓则不一样，它们在沉积物深处不断摄食沉积物颗粒，并以蚓粪形式排泄到沉积物表层。随着温度的升高，霍甫水丝蚓扰动速率增大，蚓粪排泄速率增大。蚓粪含有大量还原态物质，且含有大量微生物(Kristensen 1988)，因此能够消耗更多 O_2；同时沉积物表层不断被水丝蚓刷新，因此霍甫水丝蚓在温度升高后引起了耗氧速率的大幅度增加。

根据 SOD 产生的原理，可以将底栖动物所增加的耗氧速率分为底栖动物自身呼吸速率与生物扰动本身所引起厌氧物质氧化、微生物活性增强的耗氧速率这两部分。为探讨生物扰动活动本身所引起耗氧速率变化对增大 SOD 的贡献，通常需要先测定底栖动物的呼吸速率,然后通过生物引起的 SOD 的增加减去底栖生物的呼吸速率，得到生物扰动本身过程所产生的耗氧速率，这种方法在一些研究中得到应用，并取得了一些结果。比如，有研究表明羽摇蚊 (*C. plumosus*) 幼虫呼吸速率为其在沉积物中净好氧速率（所增大 SOD）的 42%(图 8-19a)(Svensson J.M and Leonardson 1996)。

底栖动物呼吸速率测定一般在水中进行，在水中所得呼吸速率能否代替底栖动物在沉积物中呼吸速率还不断被质疑(Glud 2008)。比如，在研究河蚬扰动对 SOD 的影响时发现，河蚬对沉积物 SOD 的增大量远小于其在水中呼吸速率(图 8-19b)，因此，这种情况下利用河蚬在水中呼吸速率代替其在沉积物中呼吸速率显然是不对的。河蚬是一种双食性底栖动物,在沉积物-水系统中，它们既可以通过虹吸管从水中滤食有机颗粒，也可以通过斧足从沉积物中摄食有机质，而在水中它只能通过滤食维持生命(Hakenkamp and Palmer 1999, Vaughn and Hakenkamp 2001)。既能够通过斧足摄食又能滤食的河蚬比仅能滤食的河蚬张的大(Hakenkamp and Palmer 1999)，同时有研究表明单独滤食所提供物质能量不超过河蚬总能量需求的 51%(Boltovskoy et al. 1995)。为保持其身体代谢的高能量需求，在水中的河蚬必须张开瓣膜加大其摄食力度.在沉积物中，河蚬通常持续闭合瓣膜 5-10h，闭合时间长达几天的情况也有发生(Ortmann and Grieshaber 2003)。但在水中，河蚬闭合瓣膜的时间不会超过 7min(Saloom and Scot Duncan 2005)。而河蚬张开瓣膜时其呼吸、代谢速率是瓣膜闭合时的 10 倍(Ortmann and Grieshaber 2003)。因此，河蚬在水中的呼吸速率要比其在沉积物中高出许多。与此类似的情况对一些其它生物也有发生，多足摇蚊属一种(*Polypedilum sp.*)在水中呼吸速率(1.88 mg/(g·h))也高于其在沉积物中增大 SOD 速率(1.22 mg/(g·h))(Svensson J.M and Leonardson 1996)。

因此，如何科学定量底栖动物呼吸速率与生物扰动本身分别对增大 SOD 的贡献，在后续研究中亟待补充。另外，由于生物扰动所产生氧化沉积物的体积往往与生物自身体积有关，从底栖动物体积的角度去研究生物扰动对 SOD 的影响也具有重要意义，并且在海洋沉积物中已经得到研究(Michaud E et al. 2005)，湖泊中关于这方面的研究工作还有待开展。



(a)羽摇蚊幼虫，根据 Svensson 与 Leonardson(1996)数据绘制；(b)河蚬，误差线代表 3 平行样的标准

偏差(SD)

图 8-19 羽摇蚊幼虫与河蚬在沉积物中所产生净耗氧速率与其在水中呼吸速率

二、沉积物反硝化层位

硝化作用是指化能菌将氨化物和氨转化为硝酸根(NO_3^-)或亚硝酸根(NO_2^-)离子的过程，是一种好氧过程，因此湖泊沉积物中的硝化主要发生在表层好氧沉积物中，其主要产物为NO_3^-。同硝化作用相反，反硝化过程是一种厌氧反应过程，人们通常将沉积物中溶解氧消失的层位认为是反硝化反应大量发生的层位，由于反硝化反应的主要反应底物为NO_3^-，且发生在厌氧层中，因此可以根据沉积物中 O_2、NO_3^-、NH_4^+剖面含量来推算沉积物中的硝化层和反硝化层的分布情况(Berg et al. 1998, Risgaard-Petersen 2004)。图 8-16 表示的是使用微电极系统测定的表层沉积物 O_2、NO_3^-、NH_4^+的剖面含量，可以看出，在沉积物 2mm 处，O_2、NO_3^-大量消耗直至殆尽，而 NH_4^+剖面含量在 2mm 处则突然增加，表明 2mm 深度是好氧层、厌氧层的分隔带，由图 8-20 的右图的 NO_3^-消耗与产生的计算值也可以推断出，2mm 深度是硝化作用和反硝化作用的分隔带。

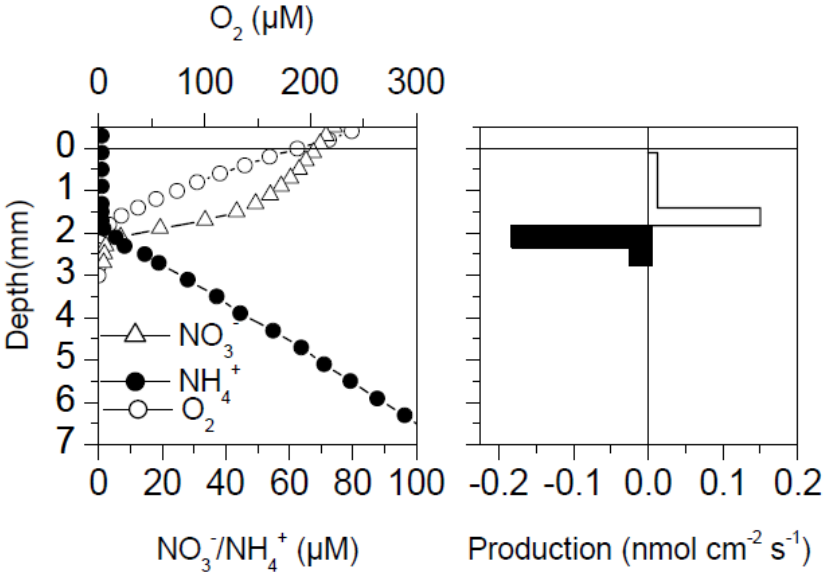


图 8-20 左：微电极测定沉积物间隙水中 O_2、NO_3^-、NH_4^+剖面(左)；右：NO_3^-消耗与产生.

注：右图中正值代表硝化作用产生 NO_3^-、负值代表反硝化作用消耗 NO_3^-。(Risgaard-Petersen 2004)

根据沉积物中的氧化亚氮含量也可推算沉积物中反硝化层的情况并据此计算反硝化速率。因为使用乙炔抑制法测定沉积物反硝化速率时，反硝化过程的终产物为 N_2O。随着反硝化过程的逐步进行，因此根据 N_2O 在沉积物中的累积量并结合沉积物氧气侵蚀剖面来判断沉积物反硝化层并推算反硝化反应速率是可行的。Christensen 等(Christensen P.B. et al. 1989)结合 N_2O 微电极和溶解氧微电极得到了不同上覆水 NO_3^-条件下，沉积物中 N_2O 的剖面并据此计算沉积物反硝化速率（图 8-21）。其实验结果也证实：利用溶解氧微电极及 N_2O 电极能够较为准确的判断沉积物中的反硝化层的分布情况。

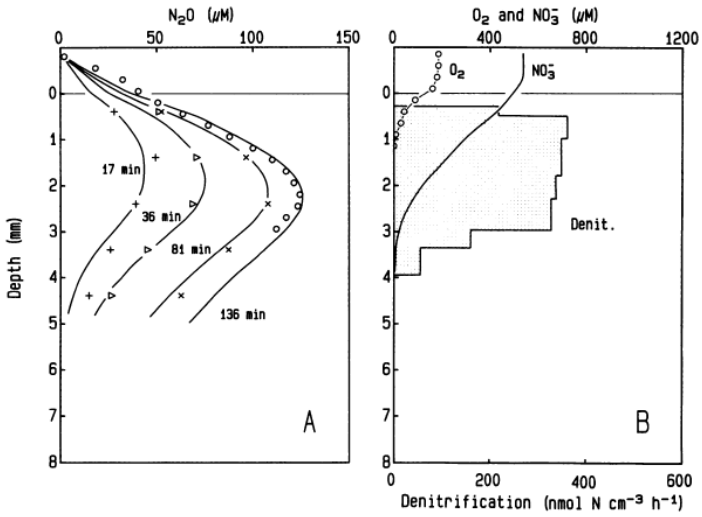


图 8-21 通过 N_2O 微电极判断反硝化层位(Christensen P.B. et al. 1989)

目前研究反硝化作用的常用方法主要有乙炔抑制法和同位素配对技术(IPT,Isotope pairing technique)等。乙炔抑制法虽能抑制反硝化过程中间产物 N_2O 向 N_2 转化这一中间过程，将反硝化过程的产物截留在 N_2O 这一阶段(Sørensen 1978)，但乙炔抑制法对反硝化作用的抑制不完全，而且也能抑制硝化作用和耦合硝化反硝化过程，从而存在低估沉积物中的总反硝化速率的可能(Binnerup et al. 1992, Seitzinger S.P. et al. 1993)。而通过同位素配对技术(Isotope pairing technique)则能够很好的避免这一缺陷，并可以根据同位素配对技术来区分不同的反硝化过程及计算两种不同反硝化过程。

同位素配对技术是将含有 $^{15}NO_3^-$的指示剂加入到沉积物上覆水中，$^{15}NO_3^-$与上覆水中原有的 $^{14}NO_3^-$混合并进入到表层沉积物中参加反应。反硝化的最终产物为 $^{28}N_2$、$^{29}N_2$、$^{30}N_2$，根据 $^{28}N_2$、$^{29}N_2$、$^{30}N_2$ 产量的不同来计算反硝化速率(Binnerup et al. 1992, Nielsen 1992)：

$$D_{15}=r_{29}+2\times r_{30} \quad (8\text{-}1)$$

计算 $^{14}NO_3^-$产生的反硝化 D_{14}：

$$D_{14}=D_{15}\times r_{29}/(2\times r_{30}) \quad (8\text{-}2)$$

在沉积物中总的反硝化量 D^{tot}：

$$D^{tot}=D_{15}+D_{14} \quad (8\text{-}3)$$

通过以上的结果计算 D_n，D_w:

$$D_n=D^{tot}-D_{15}/e \quad (8\text{-}4)$$

$$D_w=D_{15}/e\times(1-e) \quad (8\text{-}5)$$

$$e=([NO_3^-]_a-[NO_3^-]_b)/[NO_3^-]_a \quad (8\text{-}6)$$

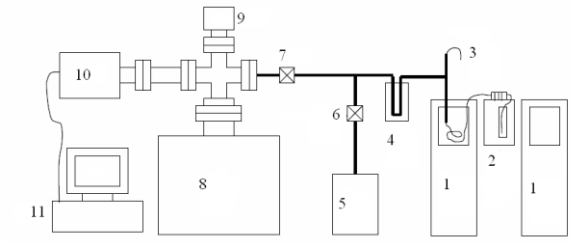
式中 e 代表培养试验中 $^{15}NO_3^-$的丰度，下标 a 和 b 表示添加同位素之后和之前。

D_n: 耦合反硝化。反硝化底物来自于沉积物氨态氮向硝化层扩散后发生的硝化过程，为硝化-反硝化耦合反应。

D_w: 非耦合反硝化，反硝化底物来自于上覆水硝酸盐向沉积物迁移，进入反硝化层后发生的反硝化转化，表示对上覆水体硝酸盐的反硝化去除速率。

样品的测定采用膜接口质谱仪进行。膜接口质谱仪(Membrance Inlet Mass Spectrometry, MIMS)最早是 Hoch 和 Kok 利用来分析水样中的可溶性气体浓度，并因此证明其测定的精密性和简便性，并被广泛用于反硝化等研究中(An et al. 2001, McCarthy and Gardner 2003, Vance-Harris and Ingall 1999)。本研究使用的 MIMS 如图 8-22 所示，待测样品以一定速度被泵抽上通过半透膜和细小的硅管进入四级杆质谱仪(QMS)在线测定。高分子泵将水样从膜中抽到质谱中测量，样品通过低温 U 形冷阱后能够将将水蒸气和其它干扰成分去除。样品测

定时间小于 5min，有可在线测定、所需样品量少、分析精度高的特点。



注：1.恒温水浴 2.蠕动泵和进样管 3.废液出水管 4.低温冷阱 5.油泵 6.油泵阀门 7.主阀门 8.高压分子泵 9.真空计 10.四级杆质谱仪 11.计算机

图 8-22 膜接口质谱仪示意图

考虑 NO_3^-是反硝化反应的主要参与者，实验中在上覆水中添加 ^{15}N 同位素（$^{15}NO_3^-$），然后根据沉积物中 ^{15}N 含量来推断 $^{15}NO_3^-$的迁移情况并得到生物扰动作用下沉积物中反硝化层的变化情况。对扰动后沉积物中 ^{15}N 分布进行分析发现，水丝蚓扰动样品沉积物内氮同位素分布和对照样相比有较大差异。在 0-3mm 深度上，对照样 ^{15}N 同位素含量高于水丝蚓扰动样，在 3-14mm 深度上对照样低于扰动样，14mm 深度下扰动样品和对照样同位素含量基本相同，（图 8-23）。

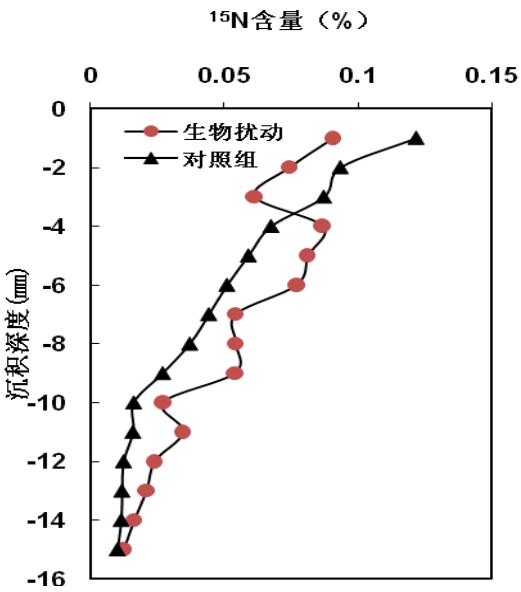


图 8-23 沉积物 ^{15}N 剖面含量

根据沉积物内 ^{15}N 含量的变化，可以判断 ^{15}N 含量变化最为剧烈的区域应为反硝化发生的主要层位。对照样反硝化层位应为 4-10mm 范围（图 8-23），此区域内 ^{15}N 含量剧烈变化，经水丝蚓扰动的沉积物反硝化层位应从 4mm 深度开始，因为水丝蚓扰动深度有限，其最大扰动深度仅在 14mm 左右，所以 14mm 深度下，同位素含量无较大差异，水丝蚓扰动沉积物中，4-14mm 深度为反硝化发生的主要区域。

水丝蚓扰动不仅增加了 ^{15}N 侵蚀深度，同时还强化了沉积物内 ^{15}N 空间分布异质性，在 4-14mm 深度范围内，水丝蚓扰动样品 ^{15}N 含量变化要强于对照样，无扰动样品 ^{15}N 含量基本表现出随着深度增加，含量降低的趋势，表明未扰动沉积物空间异质性较小，沉积物中 ^{15}N 经上覆水迁移而来。

而扰动沉积物 ^{15}N 含量在 4-14mm 深度上，浓度变化较为剧烈，这主要和水丝蚓的扰动作用有关。首先，水丝蚓在呼吸和摇摆的过程中能够将上覆水中的 $^{15}NaNO_3$ 带入沉积物中，

首先增加了 ^{15}N 在沉积物中的侵蚀深度和在沉积物中的分布浓度，在扰动作用下，上覆水中的 ^{15}N 向下迁移的量要远远高于对照样，这是水丝蚓扰动促进反硝化层深度的重要原因之一。其次，水丝蚓在沉积物中的分布存在一定空间异质性，水丝蚓个体并不是均匀的分布在沉积物中的，这就必然会对沉积物空间异质性产生影响，从而导致扰动沉积物 4-14mm 深度上，^{15}N 浓度变化剧烈。

表层沉积物 0-3mm 深度上扰动样品 ^{15}N 含量低于对照样的原因可能是：实验用水丝蚓由于生长季节原因，体型较小，其影响范围较小，待分析 ^{15}N 样品使用的是小型塑料注射器采集，主要为水丝蚓聚集区，水丝蚓扰动能够提高沉积物含水率和孔隙度，尽管水丝蚓扰动提高了上覆水中 ^{15}N 向沉积物的迁移量，但由于其含水率及孔隙度较高，致使单位体积的鲜泥在冷冻干燥后干样中 ^{15}N 含量要低于对照样（图 8-23）。

三、沉积物反硝化速率

根据 NO_3^-来源的不同，可将反硝化过程分为耦合硝化反硝化(D_N ,Denitrification based on nitrate produced by nitrification)以及非耦合反硝化(D_W ,Denitrification of nitrate from the water column)。D_N 是指反硝化过程中所需的底物(NO_3^-)来源于表层沉积物中的硝化作用(Blackburn 1990)，而 D_W 反应所需的 NO_3^-来源于上覆水(Risgaard-Petersen 2004)。本节中所提及的反硝化速率为总反硝化速率 Dtot，包括 D_W 和 D_N 两种过程。

在太湖梅梁湾（31°30′31″N，120°10′31″E）采集沉积物，表层沉积物经 100 目筛网筛分去除大块颗粒物及大型底栖生物，混匀后在 20℃、淹水条件下曝气稳定 4 周。水样使用 25 号浮游生物网过滤后保存。摇蚊幼虫置于少量未筛分的沉积物中培养 4 周后，使用有机玻璃管(内径 7.5cm,长度 35cm)竖直扎入培养后的沉积物中，上端立即使用橡皮塞密封，缓慢拔出有机玻璃柱后用铝箔包裹柱体，分别投加中国长足摇蚊幼虫（33.96 g·m^{-2}）、霍普水丝蚓（18.12 g·m^{-2}）、河蚬（2034.6 g·m^{-2}），上覆水添加 ^{15}N 同位素标记的 $Na^{15}NO_3$，流动培养 24h 后结合同位素配对技术和膜接口质谱仪测定反硝化速率。

（一）生物扰动对总反硝化速率的影响

底栖生物扰动能够增强界面氮素反硝化速率。相比对照组，摇蚊幼虫扰动组总反硝化速率 Dtot 从 31.8 ±8.8 μmol N/(m^2·h)增加到 229.0±54.1 μmol N/(m^2·h)，增加了约 6 倍。水丝蚓扰动后，界面反硝化速率略有增加，Dtot 由对照样的 39.8± 9.8 μmol N/(m^2·h)增加至 49.6±9.7 μmol N/(m^2·h)。河蚬扰动后总反硝化速率 Dtot 由对照样的 39.8 ±9.8 μmol N/(m^2·h) 增加到 74.7±34.1 μmol N/(m^2·h)(图 8-24)，三种底栖生物的扰动作用均能在一定程度上促进沉积物反硝化速率的增加。

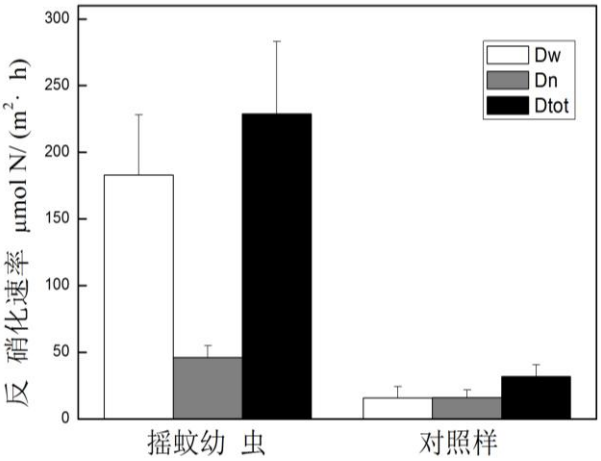


图 8-24-A　摇蚊幼虫扰动沉积物反硝化速率

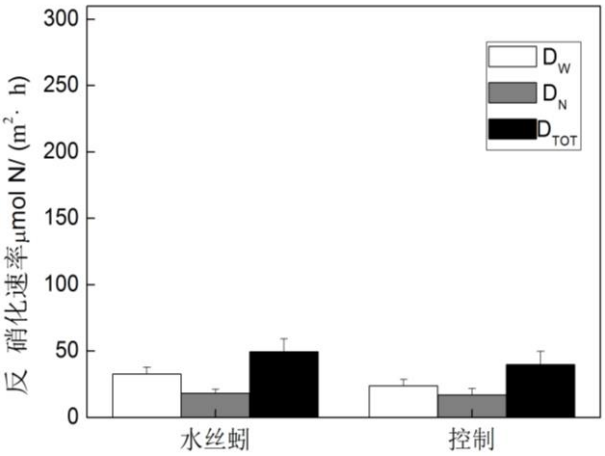


图 8-24-B　水丝蚓扰动沉积物反硝化速率

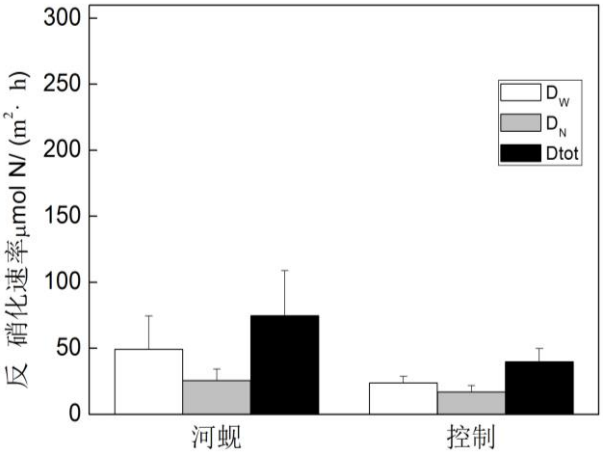


图 8-24-C　河蚬扰动沉积物反硝化速率

有关太湖沉积物反硝化速率的相关研究已经证实，太湖梅梁湾沉积物有机质含量较高，因此有机质不是控制沉积物反硝化速率的主要因素(徐徽 2009)，而实验中整个培养体系均在恒温水浴的控制下，进出水流速使用蠕动泵控制，整个培养体系的温度和进出水流速基本保持恒定，因此可以推断出体系中 NO_3^-浓度变化是控制反硝化反应速率的最重要因素之一

(Risgaard-Petersen 2004, Seitzinger SP 1988)。

在于沉积物-水界面的扩散边界层是上覆水中 NO_3^-向沉积物中迁移的主要阻隔层，扩散边界层的存在控制着 NO_3^-向沉积物中扩散的速率和通量，底栖生物的存在能够破坏扩散边界层的稳定，从而增加 NO_3^-的扩散通量（图 8-6、8-7）。

表层沉积物中硝化作用的增加也能为反硝化作用提供更多的反应底物 NO_3^-。硝化作用的增加主要受沉积物表层含氧层厚度增强的影响，溶氧微电极的测定结果表明（加图，关于氧气的那一节的侵蚀深度图），底栖生物扰能够增加沉积物溶氧侵蚀深度，相关研究结果也证实了这一点(Forster and Graf 1995, Wang et al. 2001)。沉积物中氧气条件的加强促进硝化作用反应速率增加，硝化作用的产物 NO_3^-中的一部分能够向深层沉积物反硝化层中迁移，参与到反硝化过程中，必然加强 D_N 反应速率。另外，底栖生物的洞穴能够增加沉积物-水之间的接触面积，为硝化和反硝化微生物群落的增殖提供更好的环境和条件，微生物群落活性的增强从而能够促进反硝化反应速率的增加。

（二）生物扰动对 D_W、D_N 两种不同反硝化过程的影响

摇蚊幼虫、水丝蚓、河蚬扰动均能促进 D_W、D_N 两种反硝化过程速率，同时，对 D_W、D_N 这两种不同的反硝化速率的促进作用又表现出一定的不同，三种底栖生物的扰动作用对 D_W 的促进都明显强于对 D_N 的促进。

摇蚊幼虫扰动后，D_W 从 15.8±8.5μmol N/(m^2 h) 变化为 183.0 ±45.2μmol N/(m^2 h)(*p=0.021*),D_N 从 16.0±5.6μmol N/(m^2 h) 增加至 46.0±9.0μmol N/(m^2 h)(*p=0.008*)。水丝蚓扰动后， D_W、D_N 分别由对照样的 23.7±4.9μmol N/(m^2 h)、17.0±4.9μmol N/(m^2 h)增加为 32.8±5.0μmol N/(m^2 h)、18.2±3.1μmol N/(m^2 h)。河蚬扰动沉积物的 D_W、D_N 也分别由对照样的 23.7± 4.9μmol N/(m^2 h)、17.0±4.9μmol N/(m^2 h)增加为 49.2±25.3μmol N/(m^2 h)和 25.5±8.8μmol N/(m^2 h)。

生物扰动作用对 D_W 的促进较强主要有以下几个方面原因：首先：非耦合反硝化 D_W 主要受反应底物 NO_3^-浓度的影响，在底栖生物洞穴以及生物引灌等生物扰动作用下，上覆水中 NO_3^-向沉积物中的迁移速率和迁移量明显增加，而 NO_3^-浓度是控制反硝化速率的重要因子之一(Seitzinger SP 1988)，因此 NO_3^-浓度的增加能够显著的增强沉积物 D_W 反应速率。

其次和 D_N 反应机理有关。D_N 是指反硝化过程中的硝酸盐来源于沉积物中硝化层的硝化作用产物，因此 D_N 速率是受表层硝化层中硝化反应驱动的(Blackburn 1990)，

生物扰动后 O_2 侵蚀深度的增加和沉积物中氨态氮向水体中释放的增长，促进了沉积物中硝化反应的发生速率，硝化反应产生的 NO_3^-有两种可能的归属，其一是向上释放到上覆水中，另外则有另一部分向下以底物的形式参与到沉积物中的反硝化过程中来，使沉积物中由硝化作用驱动的 D_N 也得到了加强，因此生物扰动主要通过影响硝化反应速率,从而间接增强耦合反硝化过程,所以生物扰动对 D_N 的影响是一种间接影响过程，对 D_N 速率的促进机理和 D_W 相比更为复杂。所以摇蚊幼虫、水丝蚓、河蚬的生物扰动对 D_N 的促进远不如对 D_W 的增长速率。

另外，沉积物中藻类对 NH_4^+的竞争作用可能会抑制硝化作用反应速率(Bartoli et al. 2003, Risgaard-Petersen 2004)。另外由于在生物扰动短期过程中，硝化细菌的繁殖过程较慢，这也是生物扰动作用对 D_N 的促进较弱的可能原因之一(Henriksen and Kemp 1988)。

四、生物行为影响差异

1 底栖生物功能组差异

由于底栖生物种类繁多，如果单独对每种底栖生物进行研究是不可行的，因此有研究人员提出根据底栖生物功能组来将底栖生物进行分类，然后按照不同功能组来对底栖生物扰动作用进行研究。

根据生物扰动对沉积物颗粒的迁移特点，将对颗粒物具有相似扰动效果的底栖动物划分成相同功能群(Functional group)，目前常用的一般划分五个功能群(Fisher, Lick et al. 1980; Boudreau 1986; Gardner, Sharma et al. 1987; François, Poggiale et al. 1997; Gerino, Stora et al. 2003)。一是生物扩散者(biodiffusors)，如双壳类动物，它们对沉积物进行短距离、无规律的搬运，造成沉积物颗粒的扩散。二是向上输送者(upward-conveyors)，该功能群动物头朝下垂向生活，在沉积物深处摄食沉积物颗粒，通过身体代谢将摄食的沉积物颗粒通过粪便或假粪便排泄在沉积物-水界面。其扰动可以对底部沉积物产生主动的非区域(non-local)运动、并通过其身体蠕动、及身体与周围沉积物的缝隙对表层沉积物产生被动的向下平流运输。颤蚓科、缩头虫科等是这一功能群的代表。三是向下输送者(downward-conveyors)，与向上输送者相反，它们头朝上垂向生活，在沉积物-水界面处摄食沉积物颗粒，然后通过肛门排泄在沉积物某一深处。可以造成表层沉积物主动的向下非区域运动。星虫动物门的一些蠕虫是向下输送者(Smith, Boudreau et al. 1986)。四是再生者(regenerators)，包括那些挖穴的动物，如招潮蟹，它们将深层沉积物搬运到沉积物表面，造成沉积物颗粒的扩散；在洞穴被遗弃后，其底部又被表层沉积物所充填，形成一种非局域的沉积物运动。五是廊道构造者(gallery-diffusors)或生物引灌者(bioirrigators)，它们在沉积物中构筑廊道、管道、洞穴系统，随着洞穴的开拓，将上覆水引入管穴中，形成引灌效果；其活动可以造成表层沉积物的扩散分布，其拖拽、排泄等可以形成平流作用，造成表层沉积物被直接输送到廊道底部，同时生物引灌利于溶解物质沿廊道壁扩散。多毛类的沙蚕(Nereis diversicolor)是这一功能群的典型代表。

2 扰动方式差异

实验中使用的底栖生物生物量不同，因此通过单位生物量底栖生物对反硝化速率的增量来比较三种底栖功能组对反硝化作用的差异（表 8-5）。

从单位生物量的摇蚊幼虫、水丝蚓、河蚬三种底栖生物对总反硝化以及 D_W、D_N 反硝化速率的促进效果来看，不同底栖生物之间存在非常明显的差异。其中，摇蚊幼虫扰动对反硝化速率的促进最为强烈，D_W 的促进因子约为 4.92，D_N 促进因子 0.88，Dtot 因子为 5.8 左右。水丝蚓相对摇蚊幼虫的扰动作用稍弱，对 D_W、D_N、Dtot 促进因子分别为 0.5、0.07、0.54，而河蚬的促进效果最低，对 D_W、D_N、Dtot 因子分别仅为 0.01、0.004、0.016 左右。通过对三种底栖生物扰动方式以及生活习性的分析，不同的扰动方式是造成反硝化速率差异的最重要原因。

表 8-5 生物扰动因子

	生物量	反硝化增量(μmol N/(m^2·h))			Factor (μmol N/(g h))		
	g/m^2	D_W	D_N	D_{TOT}	D_W	D_N	D_{TOT}
摇蚊幼虫	33.9	167.176	29.97	197.15	4.92	0.88	5.80

水丝蚓	18.12	9.09	1.23	9.72	0.50	0.07	0.54
河蚬	2034.6	25.50	8.56	34.88	0.01	0.004	0.016

注：反硝化增量为扰动样品和对照样品反硝化速率之差 ；Factor=反硝化增量/生物量

三种底栖生物中，摇蚊幼虫为廊道构建者，在摄食的过程中会筑造大量的管状洞穴，这些管状洞穴在提高上覆水-沉积物之间物质交换速率的同时也能增加界面接触面积(Svensson J M 1997)，并能成为硝化细菌、反硝化细菌大量增殖、活动的场所。上覆水中的 NO_3^-及 O_2 等通过摇蚊幼虫引灌以及摇蚊幼虫洞穴迁移至沉积物中的量也远远高于另外两种底栖生物（图 8-6、8-7、8-8，），NO_3^-通量的增加必然强化沉积物中反硝化速率。虽然水丝蚓和河蚬两种底栖生物也能够促进上覆水-沉积物之间的物质交换速率，在一定程度上也能够促进沉积物反硝化速率的增加，但由于这两种底栖生物对表层沉积物的侵蚀情况远远小于摇蚊幼虫（图 8-25），因此从总反硝化速率来看，摇蚊幼虫的扰动要强于水丝蚓的扰动效果。从不同的反硝化过程来看，摇蚊幼虫对 D_W、D_N 的促进作用也要强于水丝蚓的扰动效应。

河蚬的活动最弱，这主要和河蚬的生活习性有关。河蚬属于滤食性生物，其对沉积物的破坏性主要在其进入沉积物的初期，河蚬在沉积物中稳定后（24h 内）一般会稳定在某处，将身体埋于沉积物中，只露出吸管进行呼吸和摄食。因此河蚬在沉积物中一旦稳定后，对沉积物的破坏性较小，这也是同摇蚊幼虫和水丝蚓相比，单位重量的河蚬的生物扰动效应最小的主要原因。

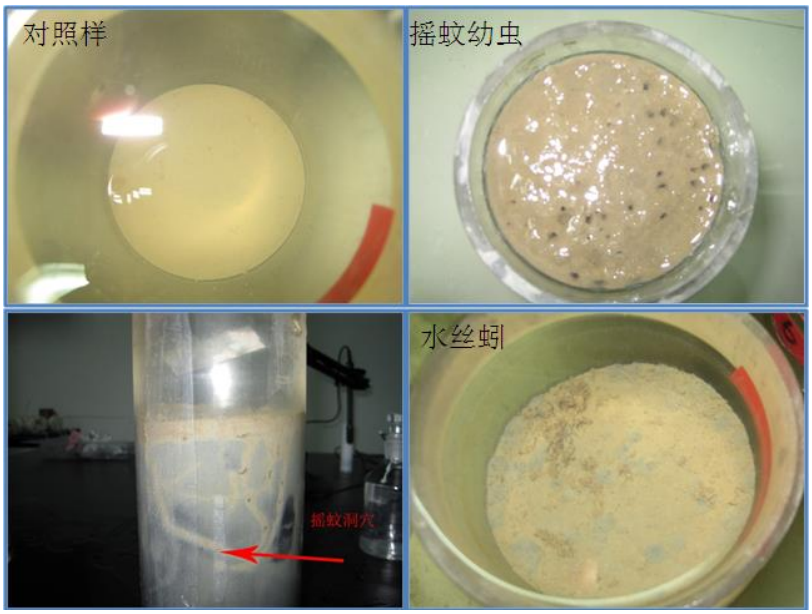


图 8-25　不同底栖动物扰动后的沉积物表观特征

3 底栖生物扰动方式对非耦合反硝化的影响

在不考虑底栖生物扰动、水体藻类对营养盐竞争的情况下，沉积物中非耦合反硝化(D_W)主要受反应底物 NO_3^-浓度及其迁移速率影响。因此，基于以下三个假定：(1)反硝化和沉积物氧气消耗之间的关系是固定不变的；(2)分子扩散是上覆水中 NO_3^-向沉积物中扩散的主要动力；(3)上覆水中 NO_3^-去除的唯一途径是反硝化过程，PB Christensen 等提出根据沉积物耗氧量 SOD 及上覆水中 O_2、NO_3^-浓度等参数估算 D_W 反应速率的模型(Christensen P.B et al. 1990)：

$$D_W = SOD \times \alpha \times \left[\sqrt{\left(1 + \frac{D_{NO_3}}{D_{O_2}} \times \frac{C_{NO_3}}{C_{O_2}} \times \frac{1}{\alpha}\right)} - 1 \right] \qquad 8\text{-}7$$

式中　α：反硝化速率和 SOD 比值，经验值，一般取 0.8。

$D_{NO3,}D_{O2}$：NO_3^-和氧气在一定温度下的扩散系数。

$C_{NO3,}C_{O2}$：沉积物-水界面处 NO_3^-和 O_2 含量。

在有底栖生物存在的条件下，底栖生物扰动作用能够影响界面 NO_3^-迁移过程以及增加 SOD，而 D_W 反应速率预测模型的两个关键因子 NO_3^-和 SOD 在受到生物扰动作用的影响后，必然会使模型预测值和实测值会有一定的偏差(Christensen *et al.*, 1990; Rysgaard *et al.*, 1995)。但在生物扰动作用下，模型预测值实际上可以作为无扰动条件下 D_W 反应速率的参考，然后通过计算预测值和 IPT 实测值之间的差别，判断生物扰动对 D_W 的影响。

根据公式 8-7 计算 D_W 反应速率并与 IPT 计算值比较，结果如图 8-26 所示。

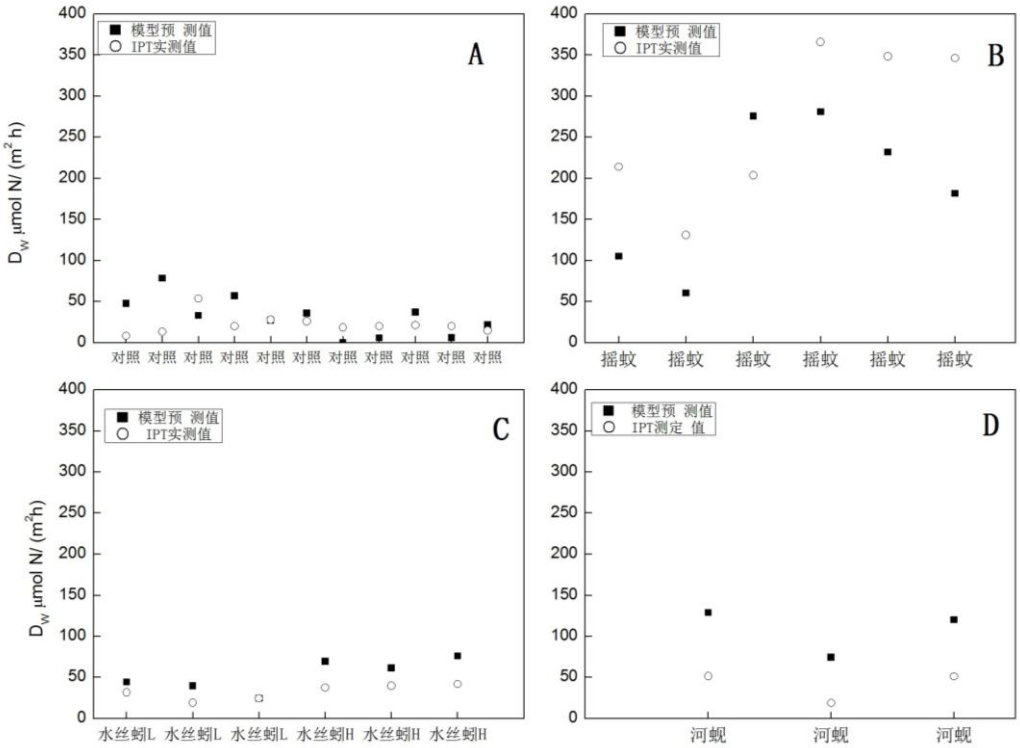


图 8-26 扰动样预测值和 IPT 测定值

对照样的预测值和 IPT 测定值之间无显著差异(图 8-26-A, p=0.329)，而生物扰动样品预测值和实测值之间则随着生物种类的不同表现出不同的差异。摇蚊幼虫扰动样 IPT 实测值高于模型预测值(图 8-26-B)，水丝蚓和河蚬扰动样品 IPT 实测值低于模型预测值(图 8-26-C, 图 8-26-D)。三种生物扰动方式在预测值和实测值之间表现出的差别，主要和生物扰动方式有关。

摇蚊幼虫扰动对模型预测值偏差的影响主要体现在两个方面：第一，蚊幼虫扰动后，沉积物耗氧量 SOD 有一定程度的增加，尽管根据 Christensen 等的预测模型来看，SOD 的增加可能会使得模型预测值偏高。但本实验结果表明，摇蚊幼虫的扰动反而使计算值要高于模型预测值，和 Christensen 等认为模型预测值要普遍高于实测值的推断是相反的，

这主要是因为摇蚊幼虫洞穴的存在在增加 SOD 的同时也能够提高界面 NO_3^-迁移速率，在洞穴以及生物引灌作用下，上覆水中的 NO_3^-向沉积物反硝化层的迁移量增加，极大的增加了 D_W 反应速率(Risgaard-Petersen 2004)。Christensen 等考虑到底栖生物的呼吸作用增加 SOD，并没有考虑到生物扰动对界面 NO_3^-迁移的影响，而由于摇蚊幼虫本生物扰动对 NO_3^-迁移的影响要强于对 SOD 的影响，因此在摇蚊幼虫扰动情况下，模型预测值并没有表现出高于 IPT 实测值的预想结果。

水丝蚓和河蚬扰动效果则与摇蚊幼虫扰动不同，两种计算方法的 D_W 速率均存在显著差异(水丝蚓组 p=0.038，河蚬组 p=0.023)。水丝蚓和河蚬扰动首先增加沉积物 SOD，但是河蚬和水丝蚓扰动不似摇蚊幼虫扰动能筑造管状洞穴，上覆水中 NO_3^-向沉积物反硝化层位迁移的主要动力仍然是分子扩散作用，和摇蚊幼虫相比，水丝蚓和河蚬扰动对 NO_3^-的影响较小，，水丝蚓和河蚬扰动组 NO_3^-迁移速率的增加对模型预测值的影响远不如对 SOD 的影响强烈，因此水丝蚓和河蚬扰动组模型预测值要高于实测值，这点和 Christensen 等认为生物扰动样品模型预测值要高于实测值的推测是一致的。

通过以上的总结，底栖生物在摄食、筑穴以及生物引灌等作用下，能较明显地破坏扩散边界层的稳定性，形成的洞穴及引灌效应等能改变形态氮的分布，影响着上覆水和沉积物内部的物质通畅性，改变着沉积物-水界面间氮物质的交换速率，对氮素在界面的生物地球化学过程产生着重要影响效应。

参考文献

Aller RC. 1994. Bioturbation and remineralization of sedimentary organic matter: effects of redox oscillationl Chemical Geology 114: 331-345.

An S, Gardner WS, Kana T. 2001. Simultaneous measurement of denitrification and nitrogen fixation using isotope pairing with membrane inlet mass spectrometry analysis. Applied and Environmental Microbiology 67: 1171.

Bartoli M, Nizzoli D, Viaroli P. 2003. Microphytobenthos activity and fluxes at the sediment-water interface: interactions and spatial variability. Aquatic Ecology 37: 341-349.

Berner, R.A., 1980. Early diagenesis: A theoretical approach Princeton University Press, Princeton.

Boudreau, B.P., 1996. The diffusive tortuosity of fine-grained unlithified sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 3139-3142.

Berg P, Risgaard-Petersen N, Rysgaard S. 1998. Interpretation of measured concentration profiles in sediment pore water. Limnology and Oceanography 43: 1500-1510.

Binnerup SJ, Jensen K, Revsbech NP, et al. 1992. Denitrification, dissimilatory reduction of nitrate to ammonium, and nitrification in a bioturbated estuarine sediment as measured with 15N and microsensor techniques. Applied and Environmental Microbiology 58: 303.

Blackburn TH. 1990. Denitrification model for a marine sediment. Pages 23－337 in Revsbech NP, Sorensen J, eds. Denitrification in soil and sediment. New York: Plenum Press.

Boltovskoy D, Izaguirre I, Correa N. 1995. Feeding selectivity of Corbicula fluminea (Bivalvia) on natural phytoplankton. Hydrobiologia 312: 171-182.

Boudreau BP, Jørgensen BB. 2001. The benthic boundary layer: Transport processes and biogeochemistry. New York: Oxford University Press, USA.

Burford JR, Bremner JM. 1975. Relationships between the denitrification capacities of soils and total, water-soluble and readily decomposable soil organic matter. Soil Biology and Biochemistry 7: 389-394.

Christensen PB, Nielsen LP, Revsbech NP, et al. 1989. Microzonation of denitrification activity in stream sediments as studied with a combined oxygen and nitrous oxide microsensor. Applied and Environmental

Microbiology 55: 1234.

Christensen PB, Nielsen LP, Sørensen J, et al. 1990. Denitrification in nitrate-rich streams: Diurnal and seasonal variation related to benthic oxygen metabolism. Limnology and Oceanography 35: 640-651.

Conley DJ, Paerl HW, Howarth RW, et al. 2009. Controlling eutrophication: nitrogen and phosphorus. Science 323: 1014-1015.

Fisher JB, Matisoff G. 1981. High resolution vertical profiles of pH in recent sediments. Hydrobiologia 79: 277-284.

Forster S, Graf G. 1995. Impact of irrigation on oxygen flux into the sediment: intermittent pumping by *Callianassa subterranea* and "piston-pumping" by *Lanice conchilega*. Marine Biology 123: 335-346.

Fukuhara H, Sakamoto M. 1987. Enhancement of inorganic nitrogen and phosphate release from lake sediment by tubificid worms and chironomid larvae. OIKOS 48: 312-320.

Gardner WS, Nalepa TF, Slavens DR, et al. 1983. Patterns and Rates of Nitrogen Release by Benthic Chironomidae and Oligochaeta. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences 40: 259-266.

Gerino M, Stora G, Francois F, et al. 2003. Macro-invertebrate functional groups in freshwater and marine sediments: a common mechanistic classification. Vie et Milieu 53: 221-232.

Glud RN. 2008. Oxygen dynamics of marine sediments. Marine Biology Research 4: 243-289.

Granéli W. 1979. The influence of Chironomus plumosus larvae on the exchange of dissolved substances between sediment and water. Hydrobiologia 66: 149-159.

Hakenkamp CC, Palmer MA. 1999. Introduced bivalves in freshwater ecosystems: the impact of Corbicula on organic matter dynamics in a sandy stream. Oecologia 119: 445-451.

Hansen K, Mouridsen S, Kristensen E. 1998. The impact of Chironomus plumosus larvae on organic matter decay and nutrient (N, P) exchange in a shallow eutrophic lake sediment following a phytoplankton sedimentation. Hydrobiologia 364: 65-74.

Hargrave BT. 1969. Similarity of oxygen uptake by benthic communities. Limnology and Oceanography 14: 801-805.

Henriksen K, Kemp W. 1988. Nitrification in estuarine and coastal marine sediment. Pages 263-280 in Henry BT, Jan S, eds. Nitrogen Cycling in Coastal Marine Environments. Chichester , UK: Wiley.

Hiittel M. 1990. Influence of the lugworm Arenicola marina on porewater nutrient profiles of sand flat sediments. Mar Ecol Prog Ser 62: 241-248.

Howarth RW, Marino R, Cole JJ. 1988. Nitrogen fixation in freshwater, estuarine, and marine ecosystems. 2. Biogeochemical controls. Limnology and Oceanography 33: 688-701.

Jorgensen BB, Revsbech NP. 1985. Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediments and detritus. Limnology and Oceanography 30: 111-122.

Korom SF. 1992. Natural denitrification in the saturated zone: A review. Water Resources Research 28: 1657-1668.

Krezoski JR, Mozley SC, Robbins JA. 1978. Influence of benthic macroinvertebrates on mixing of profundal sediments in southeastern Lake Huron. LIMNOLOGY AND OCEANOGRAPHY 23: 1011-1016.

Kristensen E. 1988. Benthic fauna and biogeochemical processes in marine sediments: the role of burrow structures. Pages 301-338 in Blackburn TH, Sorensen J, eds. Nitrogen cycling in coastal marine environments. New York: John Wiley & Sons Ltd.

Lauritsen DD, Mozley SC. 1989. Nutrient excretion by the Asiatic clam Corbicula fluminea. Journal of the North American Benthological Society 8: 134-139.

Lewandowski J, Laskov C, Hupfer M. 2007. The relationship between Chironomus plumosus burrows and the spatial distribution of porewater phosphate, iron and ammonium in lake sediments. FRESHWATER BIOLOGY 52: 331-343.

Martin TL, Kaushik NK, Trevors JT, et al. 1999. Review: denitrification in temperate climate riparian zones. Water Air And Soil Pollution 111: 171-186.

Matisoff G, Fisher JB, Matis S. 1985. Effects of benthic macroinvertebrates on the exchange of solutes between sediments and freshwater. Hydrobiologia 122: 19-33.

McCarthy MJ, Gardner WS. 2003. An application of membrane inlet mass spectrometry to measure denitrification in a recirculating mariculture system. Aquaculture 218: 341-355.

Meile C, Tuncay K, Van Cappellen P. 2003. Explicit representation of spatial heterogeneity in reactive transport models: application to bioirrigated sediments. Journal of Geochemical Exploration 78-79: 231-234.

Mermillod-Blondin F, Francois-Carcaillet F, Rosenberg R. 2005. Biodiversity of benthic invertebrates and organic matter processing in shallow marine sediments: an experimental study. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 315: 187-209.

Michaud E, Desrosiers G, Mermillod-Blondin F, et al. 2005. The functional group approach to bioturbation: The effects of biodiffusers and gallery-diffusers of the Macoma balthica community on sediment oxygen uptake. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 326: 77-88.

Michaud E, Desrosiers G, Mermillod-Blondin F, et al. 2006. The functional group approach to bioturbation: II. The effects of the Macoma balthica community on fluxes of nutrients and dissolved organic carbon across the sediment-water interface. Journal of Experimental Marine Biology and Ecology 337: 178-189.

Mortimer RJG, Davey JT, Krom MD, et al. 1999. The Effect of Macrofauna on Porewater Profiles and Nutrient Fluxes in the Intertidal Zone of the Humber Estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Science 48: 683-699.

Nalepa T, Gardner W, Malczyk J. 1991. Phosphorus cycling by mussels (Unionidae: Bivalvia) in Lake St. Clair. Hydrobiologia 219: 239-250.

Nedwell DB, Jickells TD, Trimmer M, et al. 1999. Nutrients in estuaries. Estuaries 29: 43-92.

Nielsen LP. 1992. Denitrification in sediment determined from nitrogen isotope pairing. FEMS Microbiology Ecology 86: 357-362.

Nizzoli D, Bartoli M, Cooper M, et al. 2007. Implications for oxygen, nutrient fluxes and denitrification rates during the early stage of sediment colonisation by the polychaete Nereis spp. in four estuaries. Estuarine, Coastal and Shelf Science 75: 125-134.

Nowicki BL. 1994. The effect of temperature, oxygen, salinity, and nutrient enrichment on estuarine denitrification rates measured with a modified nitrogen gas flux technique. Estuarine, Coastal and Shelf Science 38: 137-156.

Ortmann C, Grieshaber MK. 2003. Energy metabolism and valve closure behaviour in the Asian clam Corbicula fluminea. Journal of Experimental Biology 206: 4167.

Pelegri SP, Blackburn TH. 1996. Nitrogen cycling in lake sediments bioturbated by Chironomus plumosus larvae, under different degrees of oxygenation. Hydrobiologia 325: 231-238.

Risgaard-Petersen N. 2004. Denitrification. Pages 263-280 in Nielsen SL, Banta GT, Pedersen MF, eds. Estuarine Nutrient Cycling: The Influence of Primary Producers, vol. 2 Springer Netherlands.

Sørensen J. 1978. Denitrification rates in a marine sediment as measured by the acetylene inhibition technique. Applied and Environmental Microbiology 36: 139.

Saloom ME, Scot Duncan R. 2005. Low dissolved oxygen levels reduce anti-predation behaviours of the freshwater clam Corbicula fluminea. FRESHWATER BIOLOGY 50: 1233-1238.

Seitzinger S. 1988. Denitrification in freshwater and coastal marine ecosystems: ecological and geochemical significance. Limnology and Oceanography 33: 702-724.

Seitzinger S, Nixon S, Pilson M, et al. 1980. Denitrification and N_2O production in near-shore marine sediments. Geochimica Et Cosmochimica Acta 44: 1853-1855.

Seitzinger SP, Nielsen LP, Caffrey J, et al. 1993. Denitrification measurements in aquatic sediments: a comparison of three methods. Biogeochemistry 23: 147-167.

Stief P, de Beer D. 2002. Bioturbation effects of Chironomus riparius on the benthic N-cycle as measured using microsensors and microbiological assays. Aquatic Microbial Ecology 27: 175-185.

Stief P, Altmann D, Beer Dd, et al. 2004. Microbial activities in the burrow environment of the potamal mayfly Ephoron virgo. Freshwater Biology 49: 1152-1163.

Stief P, Poulsen M, Nielsen LP, et al. 2009. Nitrous oxide emission by aquatic macrofauna. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 106: 4296-4300.

Svensson JM. 1997. Influence of Chironomus plumosus larvae on ammonium flux and denitrification (measured by the acetylene blockage-and the isotope pairing-technique) in eutrophic lake sediment. Hydrobiologia 346: 157-168.

Svensson JM, Leonardson L. 1996. Effects of bioturbation by tube-dwelling chironomid larvae on oxygen uptake and denitrification in eutrophic lake sediments. Freshwater Biology 35: 289-300.

Ullman WJ, Aller RC. 1989. Nutrient release rates from the sediments of Saginaw Bay, Lake Huron. Hydrobiologia 171: 127-140.

Vance-Harris C, Ingall E. 1999. Denitrification pathways and rates in the sandy sediments of the Georgia continental shelf, USA. Geochemical Transactions 6: 12-18.

Vaughn CC, Hakenkamp CC. 2001. The functional role of burrowing bivalves in freshwater ecosystems. FRESHWATER BIOLOGY 46: 1431-1446.

Wang F, Tessier A, Hare L. 2001. Oxygen measurements in the burrows of freshwater insects. FRESHWATER BIOLOGY 46: 317-327.

Welsh DT. 2003. It's a dirty job but someone has to do it: The role of marine benthic macrofauna in organic matter turnover and nutrient recycling to the water column. Chemistry and Ecology 19: 321-342.

You Ben-sheng, Zhong Ji-cheng, Fan Cheng-xin, Wang Tong-cheng, Zhang Lu, Ding Shi-ming, 2007, Effects of hydrodynamics processes on phosphorus fluxes from sediment in large, shallow Taihu Lake, Journal of Environmental Sciences 19(9):1055–1060

Zhang L, Gu X, Fan C, et al. 2010. Impact of different benthic animals on phosphorus dynamics across the sediment-water interface. Journal of Environmental Sciences 22: 1674-1682.

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: 50-59.

陈天乙，刘孜. 1995. 摇蚊幼虫对底泥中氮、磷释放作用的研究. 昆虫学报 38: 448-451.

陈振楼，刘杰，许世远. 2005. 大型底栖动物对长江口潮滩沉积物-水界面无机氮交换的影响. 环境科学 26: 43-50.

古小治，张雷，柏祥，申秋实，王兆德，范成新, 2011. 湿地沉积物-水界面营养盐交换的定量估算. 水科学进展 22, 75-83

刘杰，陈振楼，许世远. 2008. 蟹类底栖动物对河口潮滩无机氮界面交换的影响. 海洋科学 32: 10-16.

刘敏，许世远，侯立军. 2007. 长江口潮滩沉积物--水界面营养盐环境生物地球化学过程. Pages 2-3, 科学出版社.

刘月英. 1979. 中国经济动物志: 淡水软体动物: 科学出版社.

商景阁，张路，张波, et al. 2010. 中国长足摇蚊（Tanypus chinensis）幼虫底栖扰动对沉积物溶解氧特征及反硝化的影响. 湖泊科学 22: 708-713.

孙刚，房岩，韩德复，et al. 2008. 水丝蚓对水田沉积物颗粒垂直分布的生物扰动作用. 长春师范学院学报 27: 59-61.

王东启，陈振楼，许世远, et al. 2001. 长江口崇明东滩沉积物反硝化作用研究. 中国科学: D 辑 22: 11-15.

王东启，陈振楼，许世远, et al. 2007. 长江口潮滩沉积物反硝化作用及其时空变化特征. 中国科学 B 辑 37:

604-611.
王建军. 2008. 湖泊水土界面室内模拟系统的建立及其在界面氧气生物地球化学过程研究中的应用[博士. 中国科学院研究生院(南京地理与湖泊研究所), 南京.
徐徽. 2009. 太湖沉积物—水界面氮的迁移与脱氮转化 南京农业大学, 南京.
叶常明. 1997. 多介质环境污染研究: 科学出版社.
张雷. 2010. 生物扰动下湖泊沉积物-水界面特征变化与磷的迁移转化.中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京.