

摘要

根据南海北部 (SCS-N)、南海中部 (SCS-C)、吕宋岸外 (SCS-NE2) 及越南岸外 (SCS-SW1) 时间系列的捕获器资料, 对“南海沉降颗粒物的生物地球化学过程及其古环境意义”这一命题作了初步探索。主要包括两个方面的内容: (1) 南海颗粒通量和“生物泵”结构的控制因素; (2) 现代过程对部分地球化学古环境参数的改造。所取得的主要结果分以下三大部分。

(1) 在陆架以外的深海区, 南海颗粒物年平均通量在 $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 左右, 其空间变化从大到小依此为 $\text{SCS-SW1} > \text{SCS-NE2} > \text{SCS-N} > \text{SCS-C}$ 。在季节变化上, 颗粒通量受季风控制比较明显, 高值主要出现在冬季或夏季; 在年际变化上, E1 Niño 暖事可以使通量减小 20%。颗粒通量除了在少数时段上下变化比较一致外, 大多数时候上下变化并不一致, 并经常出现下层通量反而比上层高的情况, 这主要是由于水平流引起的颗粒物侧向运动比较频繁造成。沉降颗粒主要以生源物质为主, 生源物质/岩屑的比值依此为 $\text{SCS-C} > \text{SCS-NE2} > \text{SCS-N} > \text{SCS-SW1}$ 。在南海中部, 生源物质一般在 80% 以上。生源颗粒中, 钙质生物和硅质生物大致相当, 表明在南海“碳酸盐泵”和“硅质泵”具有同等重要的地位。“生物泵”组成结构的时空变化并没有明显的季节性变化, 但上升流区比非上升流区可能更有利于硅质生物的生长。在 E1 Niño 影响年, 碳酸钙/蛋白石比值有明显的升高, 表明暖事件可以抑制硅质生物的生长。南海作为典型的热带寡营养海, 季风—上升流—营养盐供应和限制—风尘物质的触发—生物地球化学响应是一个比较典型的颗粒通量和“生物泵”结构控制过程, 值得进一步研究。

(2) 南海初级生产力中仅有 1-2% 进入深海水柱, 而在深海沉积物中积累的有机碳仅占 0.26% 以下, 颗粒有机物通量改变主要发生在表层到 1000m 以及底层海水与沉积物界面之间, 而在中下水层 (1000m-3750m) 变化较小。南海“生物泵”效率大约是同为季风影响区的西阿拉伯海的 1/3, 沉积有机碳的保存效率低一个数量级, 这可能与南海初级生产力与前者相比要低, 同时南海深层水的更新速率较快 (底部不容易形成低氧环境) 有关。由于南海初级生产力较低, 颗粒有机物通量随水深减小的关系式 (Martin 曲线) 可能会因为颗粒沉降速率、生物泵组成结构、颗粒物侧向运动等因素而失效。在颗粒物沉降到沉积物过程中, 有机质的选择性降解可能会影响有机地球化学的一些整体指标 (如有机碳、氮同位素) 示踪的有效性。从颗粒物到沉积物, 碳酸钙、蛋白石通量损失 72-95%, 其变化主要发生于深层捕获器与沉降物之间。另外, 无论南海中部还是北部, 水柱岩源物质

通量反而小于全新世的沉积物积累率,表明南海海洋底部雾状层在重力流、等深流作用下引起的沉积物异地搬运是比较常见的。这种异地搬运作用对于古环境信号(如有机碳古生产力指标)在沉积物中的保存可能会有一定影响。

(3) 通过考察表层沉积有机碳、绿素、生物硅与上层海洋上升流、生产力等的关系发现,沉积有机碳含量高值与三个传统意义上的上升流区有比较好的对应,表明其是比较好的古生产力指标,但对于寡营养、低生产力,而且碳酸盐溶解作用、陆地稀释作用影响明显的南海,绿素、生物硅并不是好的古生产力指标。但这也不排除在某些海域(如水深不大、沉积速率高且稳定、有机质保存较好)利用通一钻孔的相关参数反映古生产力的可能性。沉降颗粒物中的 $U^{K_{37}}$ 信号与表层卫星估算的 SST 在大多数时段不一致,在同一时段,上、下层位间也有很大的不同,这主要是由于颗粒物质的侧向运动所引起;此外,颗石藻的生长季节、层位(水深)的不一致也能引起上述不一致;沉降过程中 $U^{K_{37}}$ 指数并没有引起明显的改变,表明南海降解过程对 $U^{K_{37}}$ 温度估算影响较小;虽然沉降颗粒物的 $U^{K_{37}}$ 温度信号与实测或遥感 SST 不一致,但表层沉积物 $U^{K_{37}}$ 的分析结果再次证实了 $U^{K_{37}}$ 温度与上层多年平均的实测温度有较好的相关性,这表明沉积物(代表几十—几百年来)实际上对短时间和空间尺度的差异进行了“平滑”,也就是说,局部的差异并不与全局的趋势相矛盾。在南海颗粒物沉降过程中, C/N 比呈增大趋势,这主要是由于早期降解过程中由于有机质的选择性降解作用所致;沉积碳同位素分布表明,陆源有机碳的输入($\delta^{13}C$ 轻值)主要出现在海盆周边的海域,尤其是珠江口、巽他陆架、湄公河口及南海东北部,而在海盆的中央,沉积有机质 $\delta^{13}C$ 较重,表明有机质主要是海洋自身来源;颗粒物中的有机质 $\delta^{13}C$ “异常”可能是由于人类活动引起的 pCO_2 升高引起。南海沉降颗粒 $\delta^{15}N$ 大约在 1.4-3.2‰ 之间变化,比其次表层-中层的源水—北太平洋中层水(NPIW)低 2‰ 左右,这很可能是由于浮游植物对 75m 层上下营养盐的不完全利用所致;沉降颗粒 $\delta^{15}N$ 比沉积物的结果要低 2‰ 左右,这是由有机质的选择性降解作用引起;表层沉积物 $\delta^{15}N$ 在巽他陆架和湄公河口也有比较低的值,这与现代海洋这些地区常常发育上升流一致,表沉积物 $\delta^{15}N$ 低值很可能可以作为南海上升流的一个指标。

关键词: 沉降颗粒, 生物泵, 古环境参数, 垂向变化, 南海

ABSTRACT

In this thesis, the topic of “Biogeochemical process of particle settlement in the South China Sea and its significance for paleoenvironment studies” was discussed based on results from time-series sediment trap experiments in the northern South China Sea (SCS-N), central South China Sea (SCS-C), southwest South China Sea (SCS-SW1) and northeast South China Sea (SCS-NE2), which were carried out jointly between the Second Institute of Oceanography, SOA and the University of Hamburg, Germany. Two scientific questions are focused: (1) factors controlling the composition of “biological pump” in the SCS; and (2) how modern processes affect geochemical paleo-proxies in the SCS. The results include the following three aspects:

(1) The annual total flux was about $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in the deep SCS, the spatial variation order of the total flux was distinguished as $\text{SCS-SW1} > \text{SCS-NE2} > \text{SCS-N} > \text{SCS-C}$. Higher fluxes appeared in winter or summer, suggesting the particle flux in the SCS is controlled by monsoons, while the El Niño event could reduce flux to about 20%. There was decoupling of particle flux between upper and deep traps, and further more, some times deep trap collected more flux than shallower traps during the same periods suggesting that advection was the main reason for this phenomenon. Biogenic material occupied the main part of bulk particles collected, up to 80%, and the ratio of biogenic matter/lithogenic matter shows such an order: $\text{SCS-C} > \text{SCS-NE2} > \text{SCS-N} > \text{SCS-SW1}$. Carbonate particles was equivalent to opal in the biogenic matter which means that “carbonate pump” and “silica pump” are equally important in the total “biological pump” in the SCS. There was no significant seasonal variations in the “biological pump” structure. Although upwelling area was predominated by “silica pump” compared with non-upwelling areas, the “silica pump” could be suppressed in warmer El Niño years. As in an oligotrophic marginal sea, the sequence of monsoon – upwelling – nutrient supply (limitation) – dust trigger – biogeochemical response is the typical “biological pump” process, which was worth further studies in the future.

(2) Only about 1-2% of primary production (PP) sank into the deep SCS, and less than 0.26% of PP could ultimately be preserved as sediments. Remineralization and dissolution of biogenic matter as well as compositional alterations of organic matter mixtures appear to have taken place mainly in the upper layer of water column and at sediment/water interfaces, rather than in mid-waters between 1000m-3750m. Due to lower PP and faster turnover rate in deep waters, the biological pump efficiency in the SCS was about 1/3 of that in the Arabian Sea. The Martin curve of POC flux with depth would be null because of low PP and advection of particulate matter. Selective decomposition of organic matter during settling and sedimentation of particles would

affect reliability of some bulk paleo-proxies such as $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$. The sediment accumulation rate of lithogenic matter was higher than water column lithogenic flux, suggesting that near bottom transportation such as nepheloid was quite frequent in the SCS, and this phenomenon may affect sediment organic carbon accumulation to be used as a paleo-production proxy (paleo-PP).

(3) Comparisons between sedimentary organic carbon, chlorine and opal, and the upwelling area and upper layer PP indicate that organic carbon is a good paleo-PP, but chlorine and opal are not because sedimentary biogenic component is strongly affected by carbonate dissolution and lithogenic dilution in this oligotrophic, low PP marginal sea. Exceptions may be found in areas with a relative shallow water depth, stable sedimentation rate and good organic matter preservation, where chlorine and opal could also be used as good paleo-PP proxies. In most cases, sea surface temperature (SST) measured by $U^{K_{37}}$ in settling particulate matter differs from the upper layer remote sensing data, and there was also decoupling of particulate matter $U^{K_{37}}$ signals between upper and deep traps during the same periods, all attributable to the advection of particles. On the other hand, the variation of coccolith bloom season as well as their living depth fluctuation in the euphotic layer could have also accounted for this phenomenon. There was no significant change of $U^{K_{37}}$ index during particle settling in the water column. Although $U^{K_{37}}$ temperature derived from settling particles disagrees with remote sensing SST, a good correlation between the sediment $U^{K_{37}}$ temperature and the annual average temperature from the upper layer (30m) in the SCS confirms the empirical linear curve of $U^{K_{37}}$ and SST, and suggests that a long term sediment record (decadal to millennial) may smooth the short term fluctuations of environment signals. The increasing of C/N ratio from water column particles to sediment can be attributed to selective decomposition. The distribution of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in surface sediments, which indicates more organic matter in the shallow area than in the deep sea basin, was affected by terrigenous input, especially in areas near the Pearl River Estuary, north-east corner of the SCS, the Mekong River Delta and Sunda shelf. The abnormally light $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in these areas likely resulted from rapidly increasing $p\text{CO}_2$ due to recent human activities, while the low $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ compared with the nitrate record in the North Pacific Intermediate Water was due to incomplete nitrate utilization at around 75m water depth in the SCS with selective degradation accounted for 2‰ $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ increase. The low $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$ content recorded from some upwelling areas suggests it can be used as a good indicator of upwelling in the SCS.

Keywords: Settling particulate matter, biological pump composition, paleo-proxies water column vertical change, South China Sea

学位论文版权使用授权书

本人完全了解同济大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，同意如下各项内容：按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版；学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并采用影印、缩印、扫描、数字化或其它手段保存论文；学校有权提供目录检索以及提供本学位论文全文或者部分的阅览服务；学校有权按有关规定向国家有关部门或者机构送交论文的复印件和电子版；在不以赢利为目的的前提下，学校可以适当复制论文的部分或全部内容用于学术活动。

学位论文作者签名：

年 月 日

经指导教师同意，本学位论文属于保密，在 年解密后适用本授权书。

指导教师签名：

学位论文作者签名：

年 月 日

年 月 日

同济大学学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师指导下，进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本学位论文的研究成果不包含任何他人创作的、已公开发表或者没有公开发表的作品的内容。对本论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本学位论文原创性声明的法律责任由本人承担。

签名：

年 月 日

第1章 引言

1.1 大洋碳循环和“生物泵”

人类活动使温室气体 CO_2 升高是导致全球气候变暖的重要原因，这是众所周知的。但地质历史上碳循环的变化在全球气候演变中的驱动作用直到最近才被人关注(Shackleton, 2000; 汪品先, 2002)。地球气候变迁是和生物地球化学过程的改变交织在一起。如冰期—间冰期的转变以及叠加在其上的快速突变事件，都是通过海洋三维空间的洋流改组和地球内部的生物地球化学过程演变来实现的：由于海冰形成过程而变重的两极表层海水带着大气 CO_2 ，从极地下沉至洋底，然后由高纬流向各个大洋，之后，经过曲折的途径最终以上升流等形式返回表层；同时，表层海水又在风的驱动下由低纬海域流向极地，人们形象地把这一过程称为“大洋传送带”。这种大洋“血液循环系统”在承担高低纬度之间能量传输与循环的同时，也在很大程度上决定着以碳为核心的海洋生物地球化学过程。叠加在这全球性的对流格局之上的种种区域性和短周期现象（如厄尔尼诺），也影响着全大洋碳的收支平衡。现在，越来越多的证据表明，海洋碳循环对轨道驱动的响应及反馈，是理解第四纪气候轮回机理一个很重要的环节（Wang et al., 2004）。

海洋碳循环主要受两个过程所控制：一是“生物泵”，主要控制着包括有机碳在内的生源颗粒的产生、转化、溶解（降解）和向深海的输出；二是“物理泵”，主要是指由于深层水形成而引起的 CO_2 向下输运以及由于上升流引起的 CO_2 向上溢出（排气作用）。海洋碳的源/汇过程主要是这两个过程的净效应。2003 年结束的 JGOFS 计划的一个重要成就是初步揭示了全球海洋对大气 CO_2 而言哪些海域是“呼”（碳源），哪些海域是“吸”（碳汇）。在正常的年份，大气 CO_2 的主要汇区在北大西洋和两极地区，因为那里在深层或底层水形成时，不仅可以通过“物理泵”过程把大气 CO_2 “泵”入海底，而且由于生产力较高，“生物泵”过程也比较明显；而在赤道太平洋，尽管上升流也带来营养盐，但由于缺铁使“生物泵”得到遏制，而强烈的上升流带来的富含 CO_2 的水在突然增高的温度下释放 CO_2 ，从而使赤道太平洋成为大气 CO_2 的主要源区（图 1-1；Takahashi et al., 2002）。

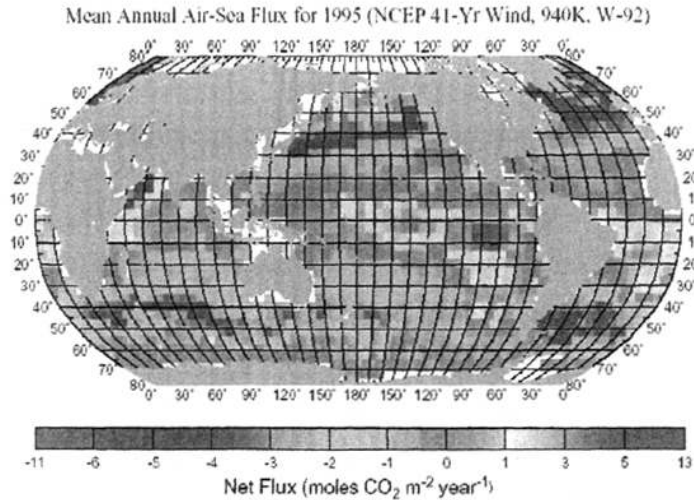


图 1-1 全球海洋每年 CO_2 的净通量（红色表示源、紫色表示汇, Takahashi et al., 2002）

但地球系统的微小扰动均可能使海洋对大气 CO_2 的正常“呼”、“吸”产生干扰。如 ENSO 循环就可以改变这种状况, 在 El Niño 年, 由于暖水东移, 减弱的风场和减少的上升流可以使赤道太平洋表层水向大气释放的 CO_2 减少 50% (JGOFS-IGBP, 2001)。不仅如此, ENSO 循环也可以改变热带地区的表层环流系统和陆地向海洋的淡水和营养物质输入, 从而改变海洋生物地球化学过程驱动的“生物泵”过程 (Ittekkot, 2004)。

海洋“生物泵”过程是理解海洋碳循环的一个关键环节。而光合作用则是生物泵过程的起点。光合作用主要把溶解无机碳和氮、磷、硅等营养盐等按照一定的比例 (Redfield et al., 1963) 转化成浮游植物, 由此形成次级群落和向下沉降的生源颗粒物质。全球约有一半的生产力发生在海洋, 海洋中的光合生物被称作“无形的森林”。如果没有光合作用, 大气 CO_2 浓度将会超过 1000ppm; 如果海洋生物泵过程得以充分运作, 大气 CO_2 水平可以降到 110ppm (Houghton, 2001; Falkowski, 2002)。光合作用主要的控制因素是光、营养物质和温度等环境参数。对于热带海洋而言, 光和温度一般不会成为生物生长的限制性因素, 因此, “生物泵”过程主要取决于上层营养盐动力学过程 (Karl, 2002; Wu et al., 2000)。换言之, 营养盐的存量、补充、组成比例及其制约关系在很大程度上控制了海洋初

级生产力及生物群落的发展,进而影响海洋上层“生物泵”所输送的碳和其他生源物质的生物地球化学通量。

目前,了解海洋“生物泵”过程最有力的武器是沉积物捕获器。刚刚结束的JGOFS计划的观测表明,沉降颗粒通量呈现强烈的季节和年际变化,每年通量往往集中于某几个月,主要由突发性的事件控制(JGOFS-IGBP, 2001)。其中一个典型例子是季风对北印度洋“生物泵”强度的调控作用,季风盛行期颗粒通量的增加主要是因为强风把深层的营养盐输送到表层和同期由于季风引起的河流淡水输入的增加引起的(Nair et al., 1989; Ittekkot et al., 1991)。Buesseler et al.(2001)利用 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 不平衡法测量了阿拉伯海颗粒物的清除过程,发现在季风盛行期上层水体 ^{234}Th 很低,而在季风间期 ^{238}U 相对较高,表明季风使向下的颗粒通量增加。进一步的研究发现,上升流带来的丰富的营养盐不仅使得浮游生物的生产力提高,而且生物群落也由原来以较小的生物为主,变成了个体较大的浮游生物,这种生物群落向大“颗粒”的转换,提高了生物泵传递效率,从而有较高的颗粒物通量和“生物泵”输出效率。除季风外,ENSO事件也会引起某些海区生物泵过程的改变。在El Niño年,由于西太的暖水东移,在减弱赤道太平洋表层水向大气少释放的 CO_2 的同时,也减弱了赤道东太平洋和美洲沿岸的上升流系统,从而使得“生物泵”的作用减弱(JGOFS-IGBP, 2001)。Ittekkot (2004)通过对南爪哇上升流区时间系列沉积物捕获器及现场观测发现,在La Niña/El Niño的转换过程中,该上升流系统的 CO_2 源汇过程发生改变,由La Niña时的“汇”变成El Niño时的“源”,这种“源”、“汇”的转换与赤道东太平洋正好相反。其原因是:该上升流系统和淡水输入有关,在La Niña时河流淡水输入形成层化,减弱了上升流的强度,从而阻止深层水中的 CO_2 向上的释放,而河流带来的营养盐可以增加有机碳的通量,这样使得该系统成为一个大气 CO_2 的净汇。而El Niño时,由于干旱,河流淡水减少,陆地营养盐输入降低,但上升流加强(少的淡水不足以盖住上涌的冷水),带来的副含 CO_2 的水上涌后的排气作用增加,使该系统成为一个净源。这类上升流系统在北印度洋沿海也有发育,因此,其ENSO循环中碳通量具有全球意义(Ittekkot, 2004)。

海洋对大气 CO_2 的调节作用不仅取决于“生物泵”的强度,而且还与生物泵的结构有关。硅藻的骨骼是蛋白石,只会吸收碳向深海输送;而颗石藻的骨骼是方解石,除了形成有机质外,在形成 CaCO_3 时还会放出 CO_2 。因而,在海洋真光层长硅质生物和钙质生物其对上层海洋碳对大气 CO_2 的效应是不一样的。最近有

人提出,热带风化作用通过对海洋硅的输入和硅藻/颗石藻比例的控制,可能对冰期—间冰期旋回产生重要影响(Harrison, 2000; 汪品先等, 2003)。

古海洋学主要通过分析沉积岩芯中代表不同时期的沉积记录信息来追溯气候与环境的演变。其中绝大部分信息来自海洋沉积物中的生源组分(包括有机质及其各类有机化合物、钙质生物壳体、硅质生物壳体等)。生源颗粒主要由海洋上层海洋生态过程的产物经过水柱沉降而来,记录了上层海洋的许多环境信息。尽管底栖生物也是沉积物生源组分的重要组成部分,但其在很大程度上受控于海洋上层的生产力,因此,也与上层海洋过程息息相关。

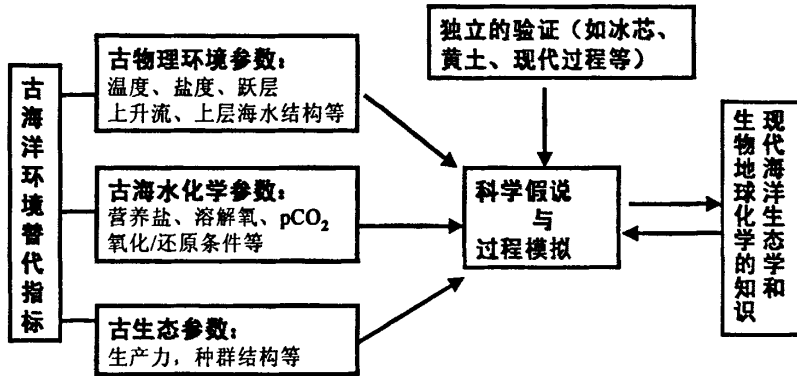


图 1-2 海洋古生物地球化学研究示意图

示意图说明:从研究手段上讲,与现场过程研究与直接测量不同,海洋古环境研究主要通过地质记录的信息提取与解译来首先了解地质时期某一时间片段的“状态”,然后根据现代过程的知识对不同“状态”之间的变化作出过程推测和机制分析,然后再用冰芯、黄土、珊瑚等的独立记录和进一步的现代过程研究检验科学假说。因此,在这过程中,古环境替代指标的研究是其关键环节,而对过去的生物地球化学循环的了解则依赖对现代过程的理解,即所谓的“将今论古”。

由气候变化驱动的“生物泵”过程不仅影响着全球温室气体的收支,而且也决定着利用沉积记录中的生源物质追溯古环境演变的可靠性与分辨率。“物理强迫—营养盐动力学—生物群落响应—生物地球化学通量—地质记录”是一个环环相扣的过程,但对这些环节之间的相互联系至今我们的认识还非常有限。目前,海洋古环境研究正从原来以反演海洋环境的物理参数(古温度、温跃层深度、盐度等)为主,向着揭示高分辨率的古生物地球化学循环演变的奥秘进发,但其中

的一个很大的不足是缺乏对海洋现代过程和古环境替代指标可靠性及其影响因素的了解(如图1-2所示)。本文试图通过南海长时间系列的捕获器资料,对“南海现代过程与古环境记录”这一命题作一初步探索。

1.2 论文探索的科学问题

1.2.1 南海颗粒通量和“生物泵”结构的控制因素

现代气候研究和 TOGA 等大型国际合作调查研究发现,热带海洋在 El Niño 和季风形成中具有十分重要的作用。而现代海洋生物地球化学过程与古环境研究也表明,热带海区的碳循环在全球碳循环与全球气候变迁中具有举足轻重的地位。南海属热带海区,是世界上最大的边缘海之一。由于其周边与外界交换的水道除东北部的巴士海峡较深(约 2600 米)外都很浅,使之成为典型的半封闭边缘海。南海地处东亚季风区,上层环流分别受东北和西南季风控制。随季节转换的风系、黑潮的作用,使得半封闭的南海发育气旋涡(上升流)或反气旋涡(下降流)。由于南海营养跃层比相邻的西菲律宾海来得浅,上升流对上层营养盐的补充很可能是控制“生物泵”的关键因素。半封闭型边缘海的地理特征及受季风控制的海洋环境,为探索海洋生物地球化学通量对季风的响应提供了良好条件。

南海古环境研究成果已举世瞩目,近年来,在南海海气相互作用、海洋环流和中尺度涡、碳的海气通量、营养盐和生物生产力等方面也有很好的工作,但作为连接物理强迫—古环境记录桥梁的海洋现代生物地球化学过程研究却相对薄弱,基础资料尚十分缺乏。目前,南海和阿拉伯海已分别成为研究东亚和南亚季风的重点海域(Wang et al., 2003)。但与北印度洋相比,东亚季风的海洋现代过程研究,尤其是长时间系列的沉降颗粒研究非常缺乏(Wang et al., 2005)。本文的目的之一是利用中德合作布放于南海中部、北部和吕宋岛岸外、越南岸外的沉积物捕获器的有关资料,研究南海颗粒通量的组成、来源、季节变化,揭示南海“生物泵”组成结构、输送效率和调控因素,为理解南海“季风强迫—营养盐动力学—生态和生物地球化学响应—颗粒通量和沉积碳埋藏”这一科学主线提供科学依据,也为评估地球化学古环境替代指标的可靠性打下基础。

1.2.2 现代过程对地球化学古环境参数的影响

近二十年来沉积物捕获器的工作已经表明,气候与环境变化的信号确实可以通过海洋上层的生态和生物地球化学过程传递至海洋沉降颗粒物。但同时也发现,对于古海洋研究的主要材料—海洋中的生源颗粒来说,只有很少一部分最终保存于沉积物中。在全球绝大部分海域,真光层初级生产力中只有不到1%的有机质最终保存于深海沉积物,而生源物质中的其它两类物质—生物硅和碳酸钙也在到达深海之前大部分被分解和溶解。另外,由于水柱水平海流的影响,海洋上层的颗粒物质在到达海底时可以在水平方向上漂移很长的距离。因此,沉积记录中的部分无机和同位素地球化学信号以及绝大部分有机地球化学古环境信息,是经过沉降、水平运移和各种复杂的生物地球化学过程改造了的信号,因而不完整的,有些甚至是歪曲的。许多古海洋替代指标的经验公式正是来自实验室培养、现场调查等现代过程研究,但由于公式得出的时间、地点和环境条件并不与应用该公式时的情形完全相同,因此,实际工作中有时会产生问题。目前,这个问题已引起越来越多的关注。2003年5月在华盛顿召开的JGOFS科学总结大会上,颗粒物质的来源、在水柱中的变化及归宿及上层海洋生物过程与底部沉积记录的关系成为会议的主题之一。正在酝酿中的GEOSECS II-(GEOTRACES)把“Control of proxies in the water column and how are the proxies recorded”列为主要的科学主题之一。

正如利用卫星遥感资料反演地表信息需要做“大气校正”一样,利用沉积记录中的地球化学信息来追溯高分辨率的海洋生物地球化学演变也应做类似的“水柱校正”和“沉积界面校正”。本文的第二个目的是利用南海沉积物捕获器中地球化学替代指标与上层海洋的关系及其垂向变化(水柱颗粒物、沉积物)来研究上层海洋与底部沉积记录的关系,试图为提高沉积记录中替代指标的可靠性、为更好地将“今”(海洋现代过程)论“古”(古气候与古生物地球化学过程演变)作一些工作。

第2章 南海海洋现代过程基本特征

2.1 南海地理特征和河流输入

南海是仅次于北极边缘海的世界第二大边缘海。其海底地形特征为：南北具有宽阔的陆架并有大河（湄公河、红河、珠江等）注入（图2-1a），东西陆架狭小且无大河流入，中间为东北-西南向深海盆（图2-1b）。深海盆平均深度为4700m，由于其周边与外界交换的水道除东北部的巴士海峡较深（平均约2600米）外都很浅，使之成为典型的半封闭边缘海。南海位于西太暖池和青藏高原两大主要的气候带之间，盛行季风。冬季，冷而强盛的东北向西南方向的季风大约持续6个月（11-4月）。夏季，温暖而弱的西南季风大约持续4个月（5月中-9月中）。

南海的陆源物质主要通过河流输入，各大河流的径流量和输沙量见表2-1。在众多注入南海的河流中，湄公河、红河、珠江的径流量和输沙量最大，分别占到95%和83%（图2-1a，表2-1）。值得注意的是，淡水和泥沙的输入主要集中于北部和西侧，南部马来西亚和东部菲律宾方向的输入很少。

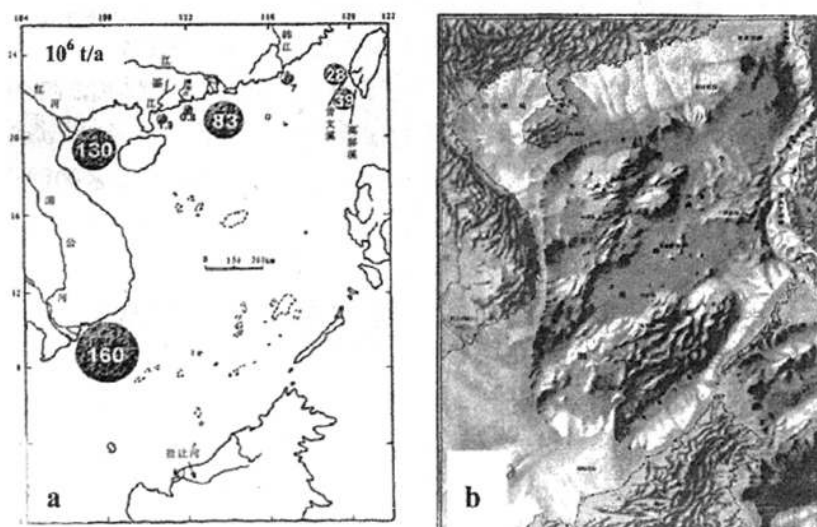


图 2-1 (a) 南海周边河流分布和输沙量 (引自黄维, 1997);
(b) 南海地势图 (国家海洋局, 1988)

表2-1 注入南海的部分河流的径流量和输沙量 (转引自黄维, 1997)

河流	流域面积 (10^4km^2)	径流量 (km^3/a)	输沙量 (10^6t/a)	资料来源
湄公河	0. 79	470	160	Milliman & Meade, 1983
红河	0. 12	123	130	Milliman & Meade, 1983
珠江	0. 45	349	83	中国自然地理, 1981
高屏溪	0. 003	9	39	Milliman & Meade, 1983
曾文溪	0. 001	2	28	Milliman & Meade, 1983
韩江	0. 034	30	7	中国自然地理, 1981; 冯文科等, 1988
鉴江	0. 009	8. 5	1. 9	中国自然地理, 1981; 冯文科等, 1988
漠阳江	0. 006	8. 4	0. 8	中国自然地理, 1981; 冯文科等, 1988

2. 2 南海现代水文、环流特征和水交换

2. 2. 1 南海温盐分布和温盐锋

冬季, 表层水温南北温度梯度较大, 由北部陆架区的 $20.0-23.0^{\circ}\text{C}$ 增至东南部的 $26.0-27.0^{\circ}\text{C}$, 等温线在北部为 EW 走向, 至中南部变成 EN-WS 走向(图 2-2a)。上述分布主要与冬季盛行的 EN-WS 季风有关 (Shaw, 1989)。吕宋岛以西 100 米层常有一低温区, 它是由冬季气旋涡导致的上升流引起的 (Chu et al., 2002; Chu & Wang, 2003; 许建平等, 2004)。夏季, 表层水温比冬季显著增高, 南北间温度差异显著减小, 全海区在 $28.0-29.5^{\circ}\text{C}$ 之间。低温区常出现在越南金兰湾以东海域, 这是由夏季上升流引起的。高温区位于南海东部, 主要是巴拉望、吕宋岛、巴士海峡以西附近海域, 最高温度可达 29.5°C 以上 (见附件 3, “1998 年 6 月 1 日-1999 年 7 月 15 日南海表层温度时间序列”)。南海温度的垂直分布趋势比较简单, 可以分为上均匀层、跃层、渐变层和下均匀层四个部分。由于海面冷却引起的垂直对流, 以及风、浪和海流的涡动混合, 上均匀层厚度随海区和季节而变。冬季较厚, 为 50-80 米, 春夏季为 30-40 米, 而且具有北部大、南部小的特征 (许建平等, 2004)。

南海表层盐度在 $32.8-34.2$ 之间, 冬季东北部海域受黑潮水影响呈高盐特征, 同时, 在 12°N 以北海域, 一般见有 0-100 米高盐水舌向西南方向扩散; 中部

向南盐度逐渐降低,等盐线和纬度平行,这主要由降水所致。和冬季相比,夏季北部盐度变化不大,而南部有较大变化。在越南岸外海域的盐度比同一纬度外海水稍高,主要由夏季上升流涌升引起。在湄公河口外,夏季常有一低盐舌由北向南延伸。

Chu & Wang(2003)利用 1930-1997 年月平均的温盐数据和美国海军 GDEM 模式研究了南海温盐锋的分布。分析表明,表层海水在越南南部 (109°E , 10°N) 到吕宋北端 (120°E , 19°N) 之间存在一个温盐锋(图 2-2a)。这个锋冬季较强,但夏季此锋消失(图 2-2b)。因此,总体上南海表层由两部分海水组成,北部为冷和咸的水,由于来自北太平洋高盐水的影响,每年的盐度变化较小,而南部由于热带多雨使海水变得热而又淡。南部高温低盐和北部低温高盐水的分布是上述锋面形成的先决条件,而冬季表层环流则加强了此锋的形成。沿着主流轴发现有流的弯曲,并发育多种结构的涡。

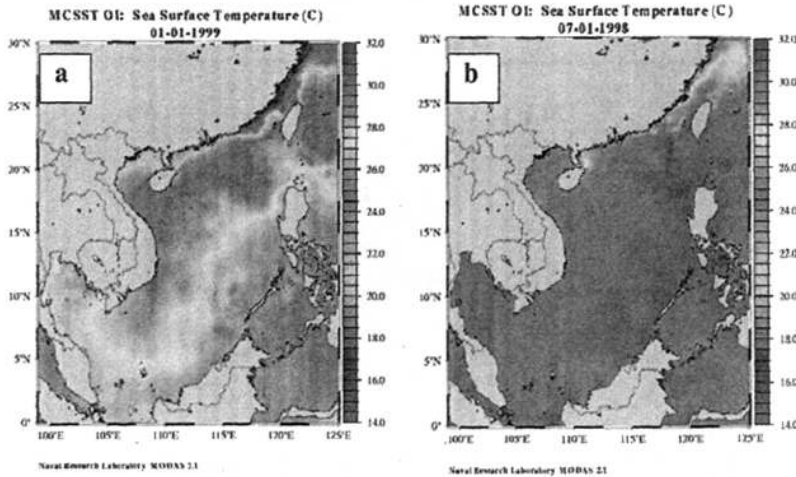


图 2-2 南海表层温度分布: (a) 冬季; (b) 夏季 (US Naval Research Laboratory)

2.2.2 南海基本环流特征及和西菲律宾海(WPS)水交换

从整体上讲,南海上层环流被季风控制,冬季风强迫一个气旋型的大环流,这个环流可以覆盖整个南海;而夏季风时情况较为复杂,在南海南部为反气旋型环流,北部则为气旋型环流,在越南岸外 12°N 处向巴士海峡方向,把南部

与北部的环流系统隔开。春秋两季处于季风转换期，环流主要受前季遗留下来的海水质量场控制，但随着季风更替，流场迅速发生变化 (Fang et al., 1998; 许建平等, 2004)。南海北部环流主要受季风和黑潮入侵驱动，其环流主要部分是：黑潮入侵流套，南海黑潮分支，吕宋气旋环流，吕宋气旋涡，吕宋沿岸流，南海暖流和广东沿岸流。南海南部主要受季风驱动，其环流主要部分是：南海南部气旋环流，Natuna 离陆架流，南海南部反气旋环流和越南离岸流。值得指出的是，在冬天，南海南部气旋环流占据了大部分南海南部海区；在其东侧，存在一个比较弱的反气旋环流；沿着这两个环流的中间，有一支逆风的 Natuna 离陆架流向北延伸。而在夏天，南海南部反气旋环流占据了大部分南海南部海区，其北界是一支较强的东北向越南离岸流，其位置在 11°N 附近。南海中部的环流由南北的环流系统相互消长决定。

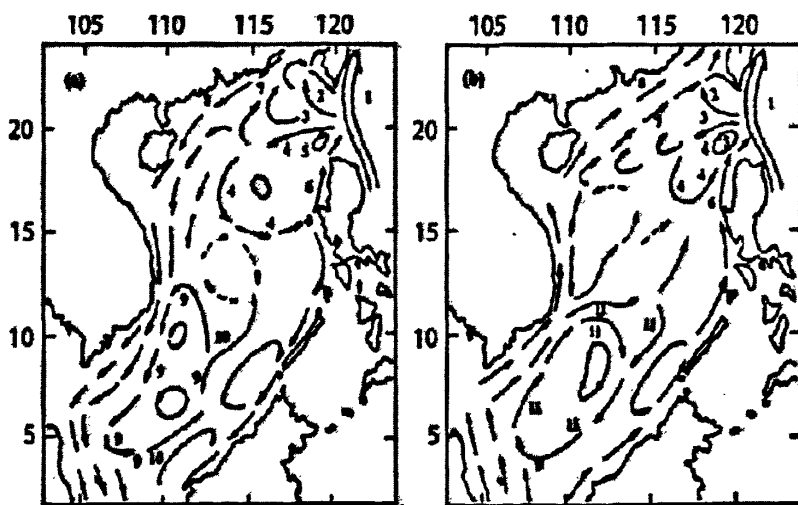


图 2-3 南海环流概略 (Fang 等, 1998) (a 冬季; b 夏季)

1. 黑潮; 2. 黑潮流套; 3. 南海黑潮分支; 4. 吕宋气旋环流; 5 吕宋气旋涡; 6. 吕宋沿岸流; 7. 南海暖流; 8. 广东沿岸流; 9. 南海南部气旋环流; 10. Natuna 离陆架流;
11. 南海南部反气旋环流; 12. 越南离岸流

南海上层水与西菲律宾海 (WPS) 水的交换主要与黑潮有关。关于黑潮对南海的影响，尽管目前争论较多，但其对南海北部的水文分布特征和环流模式的实质影响是大家公认的。主要分歧是黑潮是否有分支进入南海，是否终年存

在, 黑潮进入南海后表现如何及黑潮入侵的动力机制问题。一种观点是黑潮在东北季风作用下, 上层有一支进入巴士海峡, 并向西进入南海腹部; 夏季受西南季风影响, 上层海水从南海流向太平洋。但另一种观点认为黑潮入侵南海终年存在, 但进入南海后的表现、流量和动力机制说法不一(刘秦玉等, 2001; 苏纪兰, 2001)。Shaw et al (1989) 通过分析历史资料发现 WPS 水可以于晚秋到冬季通过巴士海峡入侵南海北部的广大地区。总体上讲, 黑潮入侵冬季比夏季强(You, 2003)。Metzger 和 Hurlburt (1996) 估计由巴士海峡进入南海的黑潮净流量为 4Sv。Xue et al (2004) 利用 POM 模式计算得出 WPS 上层水通过巴士海峡进入南海的净流量约为 2Sv。

关于中深层 WPS 水进入南海的问题, 一直受到关注(苏纪兰, 2001; You, 2003)。You et al (2003) 从较大的时空尺度的角度指出, 北太平洋中层水(NPIW, 300-800 米) 形成于鄂霍茨克海和阿拉斯加湾, 两者在亚北极太平洋混合后经过北太平洋大尺度的环流到达 WPS, 时间不超过 100 年。WPS 中层水在冬季进入南海, 进入后的 NPIW 水在夏季通过巴士海峡流出南海, 冬、夏季输送的不平衡造成 1.1Sv 的净流入, 这些水大多通过上升流输向温跃层, 然后通过各个通道流出。由于巴士海峡的海槛深度(2600 米) 阻止了 WPS 底层水进入南海, 南海的底层水主要来源于 WPS 深层水(1500-2000 米)(苏纪兰, 2001), 水文分析和直接测流估算得出, WPS 深层水进入南海的流量为 $0.42-1.2 \times 10^6$ 立方米/秒, 据此, 南海深层水的滞留时间为 40-115 年(Liu and Liu, 1988), 与 Broecker et al (1986) 根据 ^{14}C 的数据和混合模式估算的 WPS 水在海盆的滞留时间一致。Gong et al (1992) 根据化学示踪剂计算的南海深层水滞留时间也为 50-150 年。

上述结果表明, 南海中层水实际上与 NPIW 同源, 也即上升流带上来的水与 WPS 的中层水有密切关系, 而 WPS 中层水实际上来自北太平洋, 从源地亚极地太平洋到南海大约在 100 年之内。另外, 南海的周转速率比大洋要快很多。

2. 2. 3 ENSO 对南海水文特征和环流的影响

一些学者探讨了南海水温(SST)变化与 ENSO 的关系, 发现南海表层水温有 3-5 年的周期变化, 这与赤道太平洋的海温变化相同, 只是温度变化延后 6 个月左右(何有海等, 1992; 周发锈和于慎余, 1991; 钮智旺, 1994)。Chao et al (1996) 通过 1982-1983 年 El Niño 期间的水文气象资料分析认为, El Niño

期间 SST 升高可能主要是因为季风衰减导致海水垂直混合作用变减弱所致；他还指出，由于 El Niño 事件的影响，总体上使得南海的季风减弱，从而使环流和上升流衰减，但 El Niño 过后，次年冬天的强冬季风可以使得海盆中间的上升流加强。王东晓等（2002）认为，El Niño 年冬季表现为削弱整个南海的气旋流场；夏季体现为强化南部反气旋式涡和北部气旋式涡流。

2.3 南海上升流和中尺度涡

上升流是中尺度涡的典型代表。要了解南海的海洋生物地球化学过程，除了上述基本水文特征和大尺度环流背景外，还需要了解一些中尺度的海洋现象，这主要是指时间尺度在数天至数月之间，空间尺度在数十至数百公里之间的海洋过程。由于受地形、季风和黑潮等影响，南海发育丰富而复杂的中尺度涡。王桂华（2004）利用 1993-2000 卫星高度计资料对南海中尺度涡的运动规律作了探讨，指出，南海中尺度涡主要发生在台湾岛西南、吕宋岛西侧和越南以东外海，总体上以反气旋涡为主（图 2-4）。

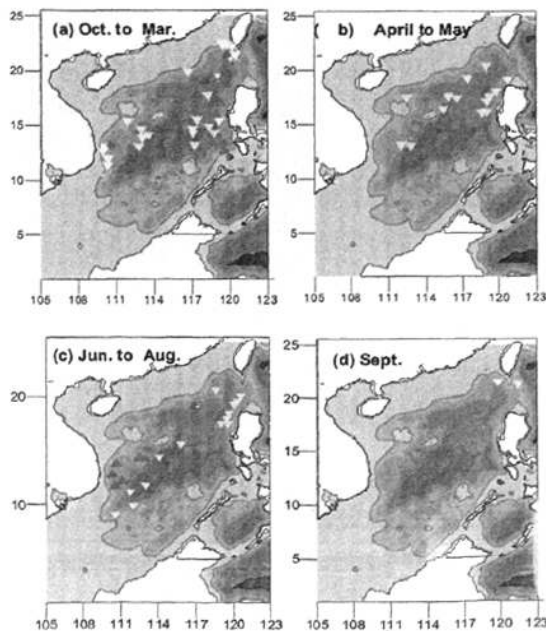


图 2-4 南海中尺度涡的季节性出现频次
(据王桂华等, 2004 改绘, 红色为气旋、黄色为反气旋)

从季节分布看, 冬季(10月-3月)中尺度涡发育最多, 占50%以上, 主要集中于南海东北部和越南外海, 大致沿冬季温盐锋(见图2-2a)两侧分布, 在吕宋西北以气旋式涡为主, 越南外海有气旋涡/反气旋涡伴生结构。冬季风转向夏季风期间, 主要表现为吕宋西北的反气旋涡。在夏季风期间, 越南中部外海是中尺度涡的多发区, 且一般为急流和气旋涡/反气旋涡伴生的偶极子结构, 北面为气旋、南面反气旋。60%南海中尺度涡的寿命在3-6月。

上升流是中尺度涡中的冷涡, 一般由有利的风场和海流诱生, 可以将次表层—中层水体带至表层或近表层。尽管南海的涡旋在空间尺度、持续时间、移动规律等方面均有不确定性, 但冬季发育于吕宋岛北部岸外和巽他陆架, 夏季发育于越南岸外及闽粤近岸的上升流区被越来越多的工作所证实(Chao et al., 1996; Shaw et al., 1996; Udarbe-Walker and Villanoy, 2001; 李立等, 2005)。图2-5是根据前人的工作总结的南海上升流区示意图。

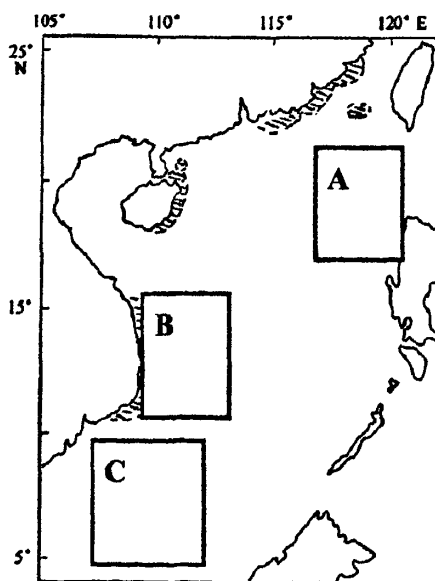


图2-5 南海上升流示意图

(斜线阴影部分为李立等, 2005 总结的沿岸上升流区。方框为根据 Chao et al., 1996; Wiesner et al., 1996; Shaw et al., 1996; Udarbe-Walker and Villanoy, 2001; Liu et al., 2002 示意的上升流区; 其中, B 为夏季越南岸外上升流区, A、C 为冬季吕宋岛北部岸外和巽他陆架上升流区)

2.4 南海营养盐循环和初级生产力

总的来说,南海 50 米以上的上层海水高温且营养盐贫乏。这是热带寡营养海的共同特点。南海的真光层营养盐补充可能的来源主要有五个,即上升流输送、冬季混合作用、河流输入、大气输入和与相邻海域的海水交换。但南海相邻海域的表层水也多为寡营养水,因此,后者也主要通过上升流输送和混合作用来实现。首先来看上升流。南海深水区的温跃层长年存在,冬季较厚,为 50-80 米,春夏季为 30-40 米,而且具有北部大、南部小的特征(徐锡桢等, 1993; 许建平等, 2004)。夏季在越南岸外,可以见到 10m 左右的较薄的温跃层,冬季在吕宋东北岸外,可以发现小于 40 米的温跃层(徐锡桢等, 1993),这是上升流作用的结果。由于南海营养跃层比相邻的西菲律宾海来得浅,在季风和台风等外力强迫下,上升的中、深层水可以带着营养充足的水一直可以到达表层(Gong et al., 1992)。此外,冬北季风可以带来富铁的风尘沉积至南海,季风带来的降水和风尘也可为南海上层生物提供 N、Si、Fe 营养物质(Duce et al., 1991)。尽管南海周边有湄公河、珠江、红河等大河的输入,但河流输入的营养盐在河口和内陆架基本被生物利用(Yin et al., 2000; Chen et al., 2004),因此,从较短的时间尺度讲,河流输入对南海深海区的营养盐供应并不重要。

由于平时表层海水的寡营养,尽管有充足的阳光,热带暖池区的浮游植物生产力和现存量是往往是比较低的,其原因是水柱的层化往往导致上层海洋一种或几种营养元素对生物生长的限制。根据 Wu et al. (2003) 对南海北部 SEATS 站(18° N, 116° E)的分析结果,春季溶解无机(DIP)和 DNN($\text{NO}_3 + \text{NO}_2$)的浓度分别为 5-20nM 和 10-70nM。南海的 DIP 与寡营养的北太平洋相当,但比北大西洋层化的表层水高一个数量级。100m 以上的 N/P 比在 1-10 之间,在 250-1000m 则不超过 14: 1。显示出明显的 N 限制。N 对初级生产过程的限制这也被营养盐添加实验证明(Wu et al., 2003; Chen et al., 2004)。按照以 N 为基础的新生产力观点(Dudgale and Goering, 1967),并考虑到寡营养海域的固氮作用(Karl, 1997),新生产力主要由两部分组成:一部分由海洋上升流提供,另一分布由固氮作用贡献。南海高温、永久层化和 N 限制、却多铁的海洋环境照理是有益于固氮作用的发生(Karl, 2002),但据 Wu et al. (2003) 对南海北部 SEATS 站 3 月和 5 月两次的研究结果,南海的固氮作用并不强,他们认为这主要是因为海水中 Fe 的浓度并不高,从而限制了固氮菌(*Trichodesmium*)的生长。这个结果表明,要么春季南海北部的风尘沉积(Fe)并不如原先想象

的多, 要么风尘 Fe 的生物的可利用性很低。最近 Chen (2005) 根据多个航次的结果, 对南海的新生产力进行了估算, 发现固氮作用对南海新生产力的贡献可以忽略不计。如果上述研究结果代表南海的一般状况, 那么上升流将富营养的次表层-中层带到表层-近表层对南海初级生产力和生物泵过程的起着关键作用。最近, 物理-生物海洋学耦合过程对南海浮游生物初级生产力的控制作用取得了很好的成果 (Liu et al., 2002; Ning et al., 2004)。这些研究证实, 南海生物量的增加主要是归因于偶发性的中尺度物理过程 (冷涡或上升流) 引起的营养盐增加, 当营养跃层和温盐跃层一致时, 气旋涡带来的营养盐上涌将导致浮游植物生产量的增高。

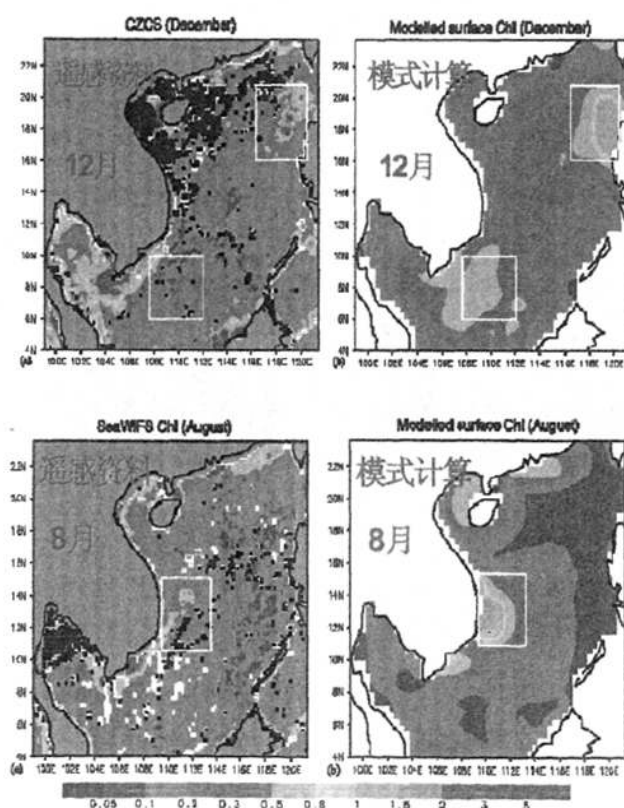


图 2-6 遥感资料和物理-生物地球化学耦合三维数值模式均证实冬季在吕宋岸外和巽他陆架西南、夏季在越南岸外有上升流驱动的高叶绿素值分布区

(引自 Liu et al., 2002; 上图: 冬季; 下图: 夏季)

陈镇东(2001)总结了以前文献中的实测资料,表明南海深水区表层的 chl a 在 $0.1-1.2\text{mg}/\text{m}^3$ 之间,叶绿素的最高值一般出现于次表层(75m 上下)。水柱平均的初级生产力为 $100-1000\text{ mg C}/\text{m}^2/\text{d}$ 之间变化,相当于 $37-365\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$ 。根据国家海洋局(1988)的多航次调查资料,南海中部的平均初级生产力为 $200\text{ mg C}/\text{m}^2/\text{d}$,相当于 $73\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$ 。最近 Ning et al. (2004)测定了1998年南海10余个站位夏季和冬季的初级生产力,各站冬季平均的初级生产力为 $199.2\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$,比夏季的 $142.3\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$ 高。高生产力区主要出现在南海西南的巽他陆架区和一些冷涡区。而在一些暖涡区,初级生产力仅为 $38-89\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$ 。最近 Chen (2005)发表的南海东北部的初级生产力为 $124-263\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$,新生产力为 $36.5-56.4\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$,高生产力期也是出现于冬季。总的来说,最近测得的值比以前要高一些。可能是因为 Ning et al. (2004)的测定主要在生产力相对较高的冬、夏季;而 Chen (2005)尽管测定了多个季节,但其区域主要集中在南海东北部。Liu et al. (2002)根据 SeaWiFS 资料和模式计算,南海的年平均初级生产力分别为 $129\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$ 和 $102\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$ 。综合以上资料,目前南海的年均初级生产力在 $100\text{ gC}/\text{m}^2/\text{a}$ 左右。

第3章 材料与方法

本文以南海为目标,研究对象主要有沉降颗粒物和表层沉积物,前者主要用时间系列沉积物捕获器采集,后者主要用箱式或多管取样器采集。样品分析内容主要包括有机碳、有机碳、氮同位素、碳酸钙、总氮、生物硅、氨基酸和糖类物质、 U^{K}_{37} 、叶绿素等。沉降颗粒物和表层沉积物的采样方法、样品信息和各种参数的分析方法分述如下。

3.1 沉积物捕获器样品

3.1.1 沉积物捕获器的工作原理

颗粒物质的传统采样方式是采集大量的海水过滤,要得到足够用于分析的颗粒物质样品,往往需要耗费大的工作量。同时,由于海洋中颗粒物质的时空分布是不均匀的,因而无法取到反映海洋实况的样品。若要采集高分辨率的连续样品,需要科考船来回不断地奔波。另外,采用这种方法获得的样品包括了非自然沉降的颗粒,因而无法估计物质的净通量。

20 多年前,沉积物捕获器的发明,对于海洋现代生物地球化学过程研究具有划时代的意义。沉积物捕获器大致有自由漂浮式(free floating)、锚定式(mooring)和中性浮力(Neutrally Buoyant)漂浮式沉积物捕获器(Honjo & Doherty, 1988; Valdes and Price, 2000)等三类。而其中,又以深海锚定式的时间系列沉积物捕获器应用最为广泛。由于这种捕获器在水下可以按预先设定的采样时间和间隔自动转换样品杯的位置,因而使高时间和空间分辨率的沉降颗粒采样成为可能。与此同时,现代地球化学分析测试技术的进步,也使人们在样品的多学科研究方面能够向微量和痕量领域进军。JGOFS 时代大孔径时间系列沉积物捕获器的广泛应用,不仅能使我们了解到了输出真光层的物质通量的数据,同时还获得了真光层浮游生物季节性消长情况以及上层物理、化学条件变化的关系,为理解海洋碳及其它生源要素的生物地球化学过程提供了有力工具。

布放于南海的沉积物捕获器为 Mark VI 型(McLANE)大孔径时间系列沉积物捕获器,其主要由 3 部分组成(参见图 3-1)。第一部分是带有蜂窝状水流调节盖的圆锥形集样漏斗,集样面积为 $0.509m^2$ 。采用这种盖板的目的是防止大型

的游泳生物侵入，并减少收集器内部涡漩的产生，避免已经沉降的颗粒物因再悬浮而漏损；选用较大的集样面积是为了采集高时间分辨率（半月-1月）的样品，同时又能保证样品有足够的量进行多学科分析。第二部分由固定于 0.509m^2 样品盘上的样品杯和控制其自动转换的微处理单元、步进马达及相应的附件组成。这部分是沉积物捕获器的关键设备，其主要功能是把各个样品杯在预先设定的时间内自动放置到集样漏斗下面，采样完毕后分别给予封存，确保它们在回收之前尽量保持原状。微处理器里面充有控制程序，除根据事先设定的开启时间按时启动马达，完成样品杯的自动转换外，还可以记录每个样品杯取样的起止时间及系统运行情况。第三部分是支架部分，由6根不锈钢柱和上下两个钢环组成的圆柱形框架，可与锚系相连。沉积物捕获器的布放与回收与普通的深海锚系类似，详见陈建芳和郑连福（1996）的介绍。

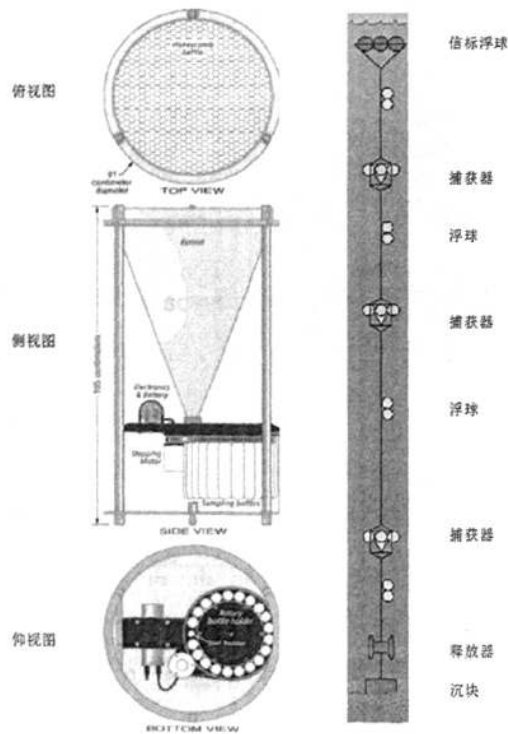


图3-1 沉积物捕获器组成（左）及布放（右）示意图（Honjo et al., 1997）

3.1.2 沉积物捕获器布放位置及样品信息

自1987年以来,国家海洋局第二海洋研究所和德国汉堡大学利用德国“太阳”号和我国的“向阳红5”号、“向阳红14”,在南海先后布放与回收了近20套Mark VI型时间系列沉积物捕获器(表3-1)。其中南海北部(18.46°N , 116.03°E)3套,南海中部(14.60°E , 115.10°E)13套,吕宋岸外(17.05°E , 117.15°E)3套,越南岸外1套。站位示意图见图3-2。采样时间间隔为15天或28天,布放层次每个站位每次1-3层,其中,上层一般为1000-1200 m,中层为1700-2250 m左右,底层一般离海底数百米。具体样品信息见表。更为具体的采样信息见中德科学家陆续发表的相关成果(见附件1)。本文所用的资料主要是南海北部SCS-N(1987-1988),南海中部SCS-C(1992-1996、1998-1999),SCS-NE吕宋岸外(1998-1999)和越南岸外SCS-SW(1998-1999)捕获器样品的地球化学分析结果。

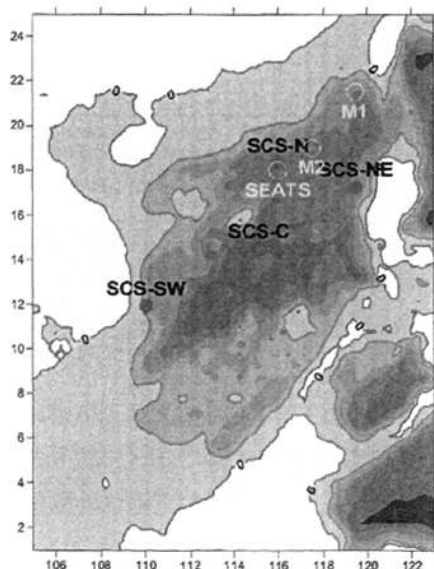


图3-2 中德合作南海沉积物捕获器布放站位

SCS-N: 南海北部; SCS-NE: 吕宋岸外; SCS-C: 南海中部; SCS-SW: 越南岸外。M1、M2为台湾中山大学2000年10月-2001年4月布放的捕获器站位,见Chung et al.(2004)。SEATS为台湾海洋研究机构于1998年8月开始设立的海洋水文气象、海洋化学时间系列观测站

表 3-1 中德合作南海沉积物捕获器历年布放和成果发表情况

	布放时间 (始/末)	布放深度 (m)	采样间隔 (d)	已发表文献
SCS-N	1987-09-10/1988-03-23	1000, 3350	15	Jennerjahn et al., 1992; 陈文斌等, 1993; Wiesner et al., 1996; 徐鲁强等, 1997;
	1988-04-13/1988-10-21	3350	14.75	陈建芳等, 1997; 1998; 1999; 郑玉龙等, 2001; Zheng et al., 2002.
SCS-C	1990-12-29/1991-05-21	1191, 3696	28	Wiesner et al., 1996; 陈建芳等, 1998; 陈建芳等, 1999; 陈建芳等, 2000; 王汝建等, 2000; 陈荣华等, 2000; Chen et al., 2002.
	1992-03-20/1993-05-08	1000, 3766	31	
	1993-06-01/1994-04-04	1200, 3500	28	
	1994-06-29/1995-05-02	1200, 2250, 3750	28	
	1995-06-01/1996-06-24	1830, 3465	28	
	1998-06-29/1999-04-25	1200, 3750	28	
SCS-SW	1998-06-29/1999-04-23	1246	28	—
SCS-NE	1998-07-08/1999-04-30	1225, 1756, 2287	28	—

3. 1. 3 沉积物捕获器样品的前处理

在布放之前, 沉积物捕获器的每个样品杯用捕获器布放深度的海水装满, 然后, 按 3.33g/L 和 33.3g/L 分别加入 HgCl_2 和 NaCl 。加 HgCl_2 的目的是阻止微生物生长, 减少样品由于有机质分解作用而改变, 加 NaCl 则是为了减少样品因渗透作用而变质。样品上甲板后, 一般先对样品进行描述、照相与记录, 然后在 4°C 下冷藏避光保存。样品处理之前先过 1mm 筛, 以除去非自然沉降的游泳生物, 小于 1mm 那部分用旋转液体分样器将湿样均匀分成若干份, 用来进行不同学科的研究。各部分湿样根据分析项目的要求进行离心或过滤, 以获得所需颗粒物质样品。之后, 开展地球化学分析的那部分样品经过冷冻干燥, 均质化, 然后冷藏避光保存。

3.2 表层沉积物样品

南海表层沉积物样品的来源主要有两个部分，一是于1994年4-6月德国“太阳号”95航次期间采集；二是在1998年6-7月“向阳红14号”执行南海环境补充调查期间采集。表层沉积物的取样站位见图3-3。样品上甲板后，用干净的针管立即取样，用盖子封好，冷冻保存，直到分析。此外，本文还用到了若干1999、2003年中国两次北极考察（雪龙号）、2001年DY95-11航次（大洋1号）、2000年10月黄东海生态973航次（东方红2号）和1999年珠江口PREPP项目夏季航次（海监74号）采集的部分沉积物样品。样品一般用海洋二所仿制的多管采样器采样，少部分用箱式或抓斗取样器采集。多管或箱式采样器一般能取到表层无扰动或扰动较少的样品，取样层次为0-1cm或0-2 cm，抓斗样采样层次为0-5 cm。

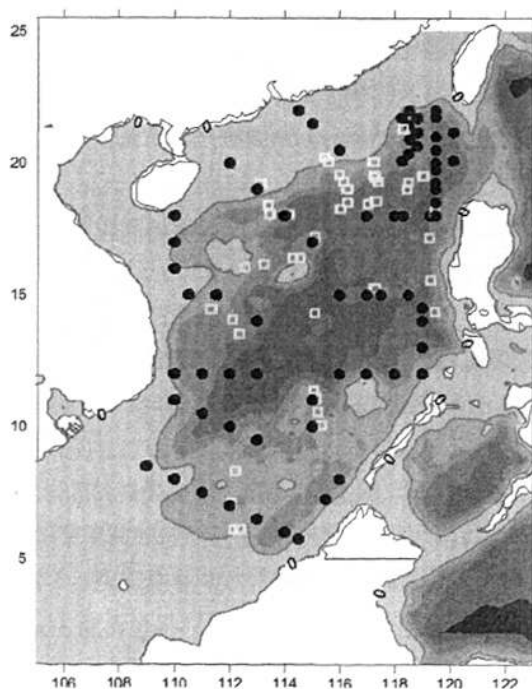


图3-3 南海表层沉积物取样站位

（方块为1994年4-6月“太阳号”95航次所取，黑圈为1998年夏天“向阳红14号”所取）

3.3 样品分析方法

本文所讨论的数据,除沉积物捕获器样品的基本数据(样品采样信息、总通量等)及SCS-SW、SCS-NE的有机碳、碳酸钙和生物蛋白石数据由合作方德国汉堡大学Dr. M G Wiesner提供(方法见Wiesner et al., 1996)和引自己发表文献的数据(附录A)外,其它样品(包括沉降颗粒物和表层沉积物)有关参数均按如下方法分析。

3.3.1 沉积物有机碳、碳酸钙、总氮

沉积物中的有机碳,我国近三十年来的调查主要有两种分析方法:一种是由土壤分析移植过来的容量滴定法,这种分析法在我国80年代以前的海洋调查中用得比较多。但事实上,这种方法一般仅适用于有机碳含量较高的土壤和湖泊沉积物,而不太适合海洋沉积物(我国近海的有机碳含量一般在1%以下)。另一种是国外广泛使用的高温燃烧法(仪器法),从90年代后期开始我国广泛使用该法。

高温燃烧法需要先用酸去除无机碳,但目前用酸去除无机碳这一前处理过程尚没有很好统一(King et al., 1998),原因是在去除碳酸钙过程中,有一部分有机碳可能会因溶解在酸及清洗液中而损失。据此,总有机碳应为酸处理后沉积物中剩余有机碳加酸处理液中的溶解有机碳两者之和(Froelich, 1980; Hedges & Stern, 1984)。针对这个问题,我们仿照Froelich的方法,来考察酸处理究竟能引起多大的分析误差。通过比较发现,对于我们选定的南海6个沉积物样品,酸处理引起的损失在5%以下(徐杰硕士论文, 2004; 作者为其指导老师)。因此,我们采用酸处理后直接上元素分析的方法来分析有机碳、总氮。

具体分述如下:沉积物经40°C干燥,研成粉末后,定量称取10~20mg样品(M_1)用CHN元素分析仪测定总碳百分含量(TC)和总氮百分含量(TN),TN即为我们得到的值。为获得有机碳数据尚需进行如下操作:称取同一样品50~100mg(W_0)于20ml玻璃瓶中(玻璃瓶称重,定量至0.1mg),向玻璃瓶中加入过量的1N HCl,将此酸化样品置于超声波水浴中振荡5分钟后取出,离心,去上清液;加入5ml二次重蒸水,振荡5分钟,离心,去上清液,如此两次,以洗去剩余的HCl,然后在50°C烘箱中干燥。将干燥样品取出后,放置在空气中至少24小时,待其重量达到平衡后称重,再减去玻璃瓶重以获得待测样品的最

终质量(W_f),然后将样品研磨均质化,称取定量样品(M_2),用CHN元素分析仪测定有机碳百分含量(C_{org})。

主要仪器和器皿为天平(0.1mg)、CARLO ERBA 1110型CNH元素分析仪、超声波水浴、烘箱、20ml玻璃试管等。所有接触样品和试剂的玻璃器皿均经过盐酸(盐酸:水=1:3)浸泡24小时,然后经过去离子水洗涤,最后经过450℃高温煅烧。实验过程全部使用二次重蒸水。标准品为乙酰苯胺和国家沉积物标准(GBW07314)。

样品中有机碳百分含量($\omega_{C_{org}}$)按如下方法计算:

$$\omega_{C_{org}} = C_{org} \times (W_f / W_o) \quad \dots\dots\dots$$

样品中碳酸钙百分含量:

$$\omega_{CaCO_3} \approx (TC - C_{org}) \times 8.33$$

文中: $\omega_{C_{org}}$ ——样品中有机碳的百分含量, %;

ω_{CaCO_3} ——样品中碳酸盐(以 $CaCO_3$ 计)的百分含量, %;

C_{org} ——测定的有机碳百分含量, %;

TC——测定的总碳百分含量, %;

M_1 、 M_2 ——进样样品的质量, mg;

W_o ——样品的初始质量, mg;

W_f ——处理后的样品最终质量, mg.

3.3.2 有机碳同位素、氮同位素

分析碳同位素,样品称量量视有机碳含量而定,沉积物一般称5-10mg,捕获器样品为2-5mg,前处理与有机碳一致,最后用国家海洋第二研究所的Delta Plus AD EA-IRMS型同位素质谱仪(Thermal Finnngen公司产)测定。部分沉积物样品有机碳同位素先前在广州有机地球化学国家重点实验室测定,经过两者对5个样品的测试比较,偏差在0.16‰以内。氮同位素分析时样品不经过前处理(Kienast, 2000),直接用本所的同位素质谱仪测定。依据氮的含量,样品称量量沉积物一般为40-50mg,捕获器样品为8-10mg,。仪器运行时氧化炉温度1020℃,还原炉温度650℃,填充柱(分离产物气体)温度40℃,碳同位素分析标样:USGS-24、GBW-4408;氮同位素标样:IAEA-N1。平行双样分析碳同位素误差一般小于0.2‰,氮同位素小于0.14‰。

3.3.3 沉积物生物硅

对于生物硅的测定,国内外学者至今已提出了许多种方法。目前测定方法,体可概括为以下5类: X射线衍射法、直接红外光谱法、微体化石记数法、校正的全岩化学分析算法及化学提取法。其中化学提取法是目前最灵敏和应用最广泛的方法,因而为JGOFS等国际大型的研究计划采用。

由于矿物组成和提取介质影响,化学提取法也存在生物硅(BSi)溶出速率不均和非生物硅的玷污等问题(徐杰硕士论文,2004;马金龙等,2005)。化学提取法的基本原理是BSi和铝硅酸盐在弱碱溶液中有不同的溶解速率,BSi溶解比铝硅酸盐快,因而可以通过弱碱提取液中的Si扣除铝硅酸盐得到BSi。自前苏联Bezrukov(1955)提出该法后,在随后的几十年里,许多学者对此法做了许多改进,提出了用 SiO_2/Ge (Schluter and Richert, 1998)、 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Kamatani and Oku, 2000)、 $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ (马金龙等, 2005)等关系式来校正铝硅酸盐的方法。但由于没有标准样品,到目前为止,至今仍未建立一个标准分析。在众多的方法中,以DeMaster(1981)提出的连续提取的方法和Mortlock & Froelich(1989)提出的单点测定方法应用广泛。DeMaster连续提取法的基本假定是样品提取过程中铝硅酸盐Si的释出速率恒定,这样,取提取过程中,在不同的时间点(如1h、2h、3h、5h)测定提取液中Si含量,以时间为X轴, Si含量为Y轴,所得回归直线部分外推在Y轴上的截距即为样品BSi含量。但事实上,上述基本假定并不一定成立, Kamatani & Oku(2000)用不同pH的提取液提取4种纯的物质组分(伊利石、高岭土、蒙脱土、水铝英石),结果表明:黏土矿物组分释放的Si与时间并非是一直线关系,而是一曲线,且提取液的pH值对曲线影响显著。而且,此法与Mortlock & Froelich 的单点法相比,工作量要超出5倍。以往的分析表明,南海的BSi一般都大于2%(国家海洋局,1988),在BSi较高时,铝硅酸盐Si的释出的影响相对较小,因此,在可靠性相似的前提下,我们采用Mortlock & Froelich 方法提取沉积物中的BSi。具体方法是:首先称取沉积物50-200mg,用2M Na_2CO_3 于85℃水浴中提取5h后,测定提取液中的Si含量。提取液中BSi的测定用硅钼蓝法在UV-7230G分光光度计进行比色测定。

3.3.4 岩源物质

岩源物质是指沉积物中非生物来源的物质,包括粘土矿物、碎屑矿物和其它各类无机矿物等。按照JGOFS通行的计算方法(Honjo, 1996),它是全样与碳酸钙、

蛋白石（化学式： $\text{SiO}_2 \cdot 0.4\text{H}_2\text{O}$ ）和有机质（约等于有机碳*1.8）之差。

计算公式如下：

$$\text{岩源物质} = \text{全样} - \text{碳酸钙} - \text{有机碳} \cdot 1.8 - \text{生物硅(BSi)} \cdot 2.4$$

3.3.5 氨基酸和糖类物质

氨基酸、氨基糖与糖类前处理及分析按(Michaelis & Ittekkot, 1982)所述方法，略作改进。氨基酸、氨基糖经水解、浓缩、去酸后，在 LKB 4151 氨基酸自动分析仪（德国费赖堡制造）上，经 $150 \times 4.6 \text{ mm}$ 不锈钢柱（内含 DC4-75, $7\mu\text{m}$ 树脂）分离，不同 pH 的柠檬酸—硼酸—氢氧化钠缓冲液梯度洗脱，OPA 柱后衍生，用岛津 FLD-6A 荧光检测器检测。氨基酸、氨基糖分析的标样为 Hamilton H 标样（内含 15 种氨基酸）外加 β -丙氨酸、 γ -氨基丁酸、鸟氨酸、葡萄糖胺、半乳糖胺（Sigma 公司产品），组成 18 种氨基酸、2 种氨基糖（葡萄糖胺、半乳糖胺）的混合标样。色谱数据由色谱工作站计算。每一种氨基酸、氨基糖平衡双样相对偏差均在 5% 以内，蛋氨酸与 2 种氨基糖在水解中有所损失，故其结果分别乘以 1.4、1.2 加以校正(Müller et al., 1986; Haake et al., 1993)。

表 3-2 氨基酸分析条件

步骤	缓冲液 pH	柱温(°C)	时间(分)	备 注
1	2.85	55	8	
2	3.40	55	11	
3	4.65	55	16	
4	6.15	65	5	
5	10.20	65	13.8	
6	6.15	75	9	
7	10.20	85	70	
8	0.4N NaOH	85	20	
9	2.85	85	6	
10	2.85	85	12	试剂流量为 0, 缓冲液流量为 120%
11	2.85	55	7	
12	2.85	55	1	进样

糖类物质经水解、浓缩、去酸、电渗析脱盐后，在 Biotronick 糖类自动分析仪（德国法兰克福制造）上，经 $270 \times 4.6 \text{ mm}$ 不锈钢柱（内含 DA-X4, $20\mu\text{m}$ 树脂）分离，不同 PH 的硼酸—氢氧化钠缓冲液梯度洗脱，在 10m 长的反应管

中 127℃下用二喹啉—Cu²⁺—天冬氨酸溶液显色，用岛津 SPD-10A 紫外检测器检测。糖类标样为鼠阿糖、核糖、甘露糖、果糖、阿拉伯糖、岩藻糖、半乳糖、木糖、葡萄糖（Sigma 公司产品）混合而成。平衡双样相对偏差均在 5%以内。

表 3-3 糖类物质分析条件

步骤	缓冲液 pH	柱温(℃)	时间(分)	备 注
1	8.60	72	10	
2	8.90	72	90	
3	8.90	72	50	
4	8.60	72	30	
5	8.60	72	1	进样

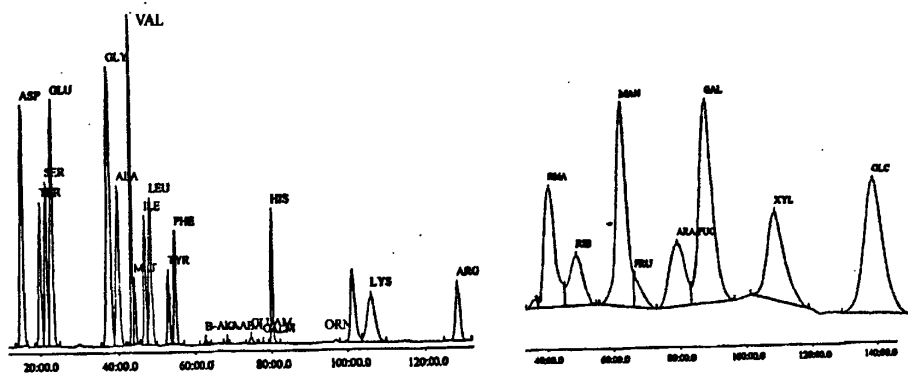


图 3-4 氨基酸、糖类物质分析的 HPLC 色谱图（左：氨基酸；右糖类物质）

左图氨基酸：ASP 天冬氨酸；THR 苏氨酸；SER 丝氨酸；GLU 谷氨酸；GLY 甘氨酸；ALA 丙氨酸；VAL 缬氨酸；MET 蛋氨酸；ILE 异亮氨酸；LEU 亮氨酸；TYR 酪氨酸；PHE 苯丙氨酸；B-ALA β -丙氨酸；G-ABA γ -氨基丁酸；HIS 组氨酸；ORN 鸟氨酸；LYS 赖氨酸；ARG 精氨酸；左图氨基糖：GALM 半乳糖胺；GLUM 葡萄糖胺。右图糖类：RHA 鼠阿糖、RIB 核糖、MAN 甘露糖、FRU 果糖、ARA/FUC 阿拉伯糖+岩藻糖、GAL 半乳糖、XYL 木糖、GLC 葡萄糖

3. 3. 6 长链烯酮分析

长链烯酮分析采用中国科学院广州地球化学所胡建芳等（2000）在改进前人（如 Brassell et al., 1986）提取和分析基础上提出的冷抽提方法，略有改进。具体步骤：（1）样品冷抽提：经冷冻干燥、研成粉末和均质化后的样品，取约 1g 沉积物或 100 mg 沉积物捕获器样品置于 10 ml 聚四氟乙烯瓶中，加入 30 μ l 的 nC36 烷（n-Hexatriacontane）作为内标，再加 7—8 ml 二氯甲烷，充分搅拌、

混匀,然后在混合旋转装置上旋转搅拌 8h,离心分离 (3500r/min) 收集上清液,重复操作三次。(2) 样品的浓缩:将抽提液在旋转蒸发仪上浓缩至干,用甲醇溶液把样品转移至 2 ml 细胞瓶中,加入 1 ml KOH-CH₃OH 溶液 (5% w/v) 进行皂化反应,除去酸、酯。(3) 样品的分离、纯化:将经皂化反应后的样品用正己烷萃取 (重复三次),上清液过硅胶柱,用 10 ml CH₂Cl₂/C₆H₁₄ 溶液 (8:2 v:v) 淋洗。洗脱液在旋转蒸发仪上浓缩至干,用正己烷把样品转移至 2 ml 细胞瓶中,后在高纯 N₂ 下吹至 <0.5ml,密封放入 -20°C 冰箱中以待 GC 分析。(4) 样品 GC 分析:色谱条件:HP-5 硅熔毛细管色谱柱,柱长 30 m,内径 0.25 mm,涂层 0.25 μm。检测器温度为 300°C。两段式程序升温:初始温度为 80°C,保持 2 min,10°C/min 升温至 150°C,再以 4°C/min 升温至 300°C,保持 30min,采用无分流进样,载气为 N₂,流速 0.8ml/min。由于该方法已经比较成熟,长链烯酮的定性主要采用内标和目标峰的位置 (保留时间) 来定性,定量采用 nC36 烷内标法。

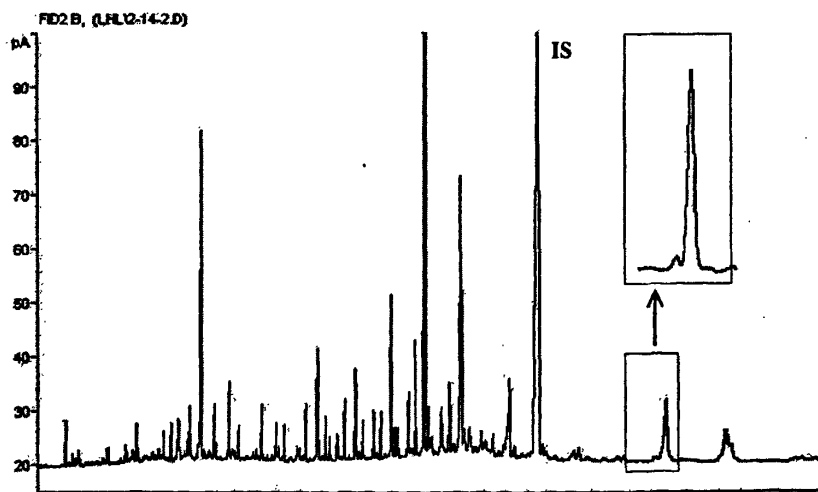


图3-5 南海沉降颗粒物和沉积物长链烯酮分析的典型色谱图

(框图内前一个比较矮的峰为C37: 3烯酮,后一个比较高的峰为C37: 2,在热带海域一般缺失 C37: 4峰。IS为内标nC36烷)

3. 3. 7 沉积绿素

沉积物中叶绿素的代谢产物绿素 (chlorin) 分析步骤参考 Harris and Maxwell (1995) 以及 Higginson et al. (Higginson et al., 2003) 的方法。具体来说, 取 200mg 冷冻干燥并研磨过的沉积物, 先用 90% 的丙酮超声萃取两次, 每次 15 分钟, 萃取后进行离心 (2500 转) 5min, 收集上清液。再用 100% 的丙酮萃取一次, 收集萃取液, 定容后用高效液相色谱仪 (HPLC) 分析。

液相色谱条件: 美国 Waters 公司 E600 高效液相色谱仪, 配有 474 荧光检测器, 717 自动进样器, 在脱柱条件下进行测定 ($\lambda_{ex}=407\text{nm}$; $\lambda_{em}=662\text{nm}$)。流动相为色谱纯甲醇, 流速为 1ml/min, 进样量为 20 μl 。

浓度计算方法: 取一系列总有机碳含量不同的沉积物进行萃取, 然后用紫外分光光度计测定波长 666nm 处的吸收值, 根据 Beer—Lambert 定律计算出浓度 [$a_{666\text{nm}}=80.77\text{g}^{-1}\text{cm}^{-1}\text{L}$ (Harris and Maxwell, 1995)], 将计算得出的浓度与荧光测定的峰面积做相关曲线。总绿素浓度即由荧光检测器得出的峰面积与紫外分光光度计测定的浓度相互间的关系式计算得。

第4章 南海颗粒通量与“生物泵”时空变化及其控制因素

自1987年起,国家海洋局第二海洋研究所与德国汉堡大学生物地球化学与海洋化学所利用时间系列沉积捕获器开展了南海现代沉积作用过程研究,至今,已经发表了许多成果(见附录A:南海颗粒通量已发表的相关论文)。但上述成果主要侧重于通量研究的某一个方面。对于南海颗粒通量与“生物泵”结构的时空变化及其控制因素方面的总体认识涉及较少。本章在对南海颗粒物质通量和组成的季节性和空间变化进行综合比较的基础上,试图对颗粒物质通量与“生物泵”结构的控制因素这一问题作进一步的探讨,为后面两章讨论“生源颗粒的垂向变化”和“现代过程对地球化学古环境替代指标的影响”打下基础。

4.1 南海颗粒物质通量的时空变化—有关成果的回顾

4.1.1 南海北部(SCS-N)

南海北部的颗粒物总通量,在上层(1000m)的变化范围从 $11.47 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 至 $179.7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$;深层(3350m)为 $18.67 \sim 121.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。平均通量在1000m水深处为 $90.0 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,通量高值出现在1987年11月至1988年2月东北季风盛行期间。而在由夏季风转向东北季风的9、10月份,总通量仅为 $40 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 以下(见图4-1)。上述特点表明南海北部上层颗粒通量受季风控制比较明显(Jennerjahn et al., 1992; Wiesner et al., 1996; 陈建芳等, 1998a)。但是在深层(3350m深度)与季风的关系并不显著。深层3350m处的通量变化与正上方1000m处在时间上并不一致,也没有像前人在其他海区报道的那样,上层通量峰出现半月至2个月之后跟随出现明显的深层通量峰(Honjo, 1996; Honjo and Manganini, 1993; Ramaswamy, 1993)的情况(见图4-1)

在海洋通量研究中,一般把颗粒物质分成生源物质(CaCO_3 、生物蛋白石、有机质)和岩源物质(即岩屑,为总物质减去生源物质的差)两种、四大类。南海北部1987-1988收集到的颗粒物质中, CaCO_3 平均占47.6%,岩源物质占42.9%,有机质占7.9%,而生物蛋白石通量很低(图4-1),只占1.6%。

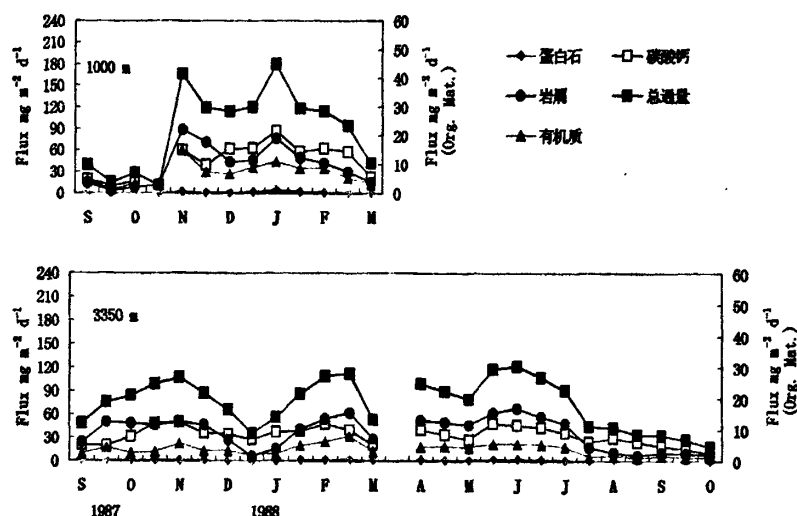


图 4-1 南海北部 (SCS-N) 1987-1988 颗粒通量及组成的季节性变化

(据 Jennerjahn et al., 1992; Wiesner et al., 1996 的资料改绘。有机质通量见次坐标；其余见主坐标)

CaCO_3 主要由浮游有孔虫、颗石藻和腹足类、翼足类壳体组成，其中，腹足类、翼足类主要出现于 1000m 层，其数量在 3350m 处显著减少，几乎只剩不到原来的 10% (陈文斌等, 1993)。腹足类、翼足类多由文石组成其质壳，而大多数有孔虫壳则由方解石组成。Broecker & Takahashi (1978) 发现，南大西洋文石的溶跃面在 3000m 左右，而方解石的溶跃面 4000m 以下。因此，在 3350m 左右，文石质的腹足类、翼足类先于浮游有孔虫溶去。硅质生物壳最丰富的是硅藻，其次为硅鞭藻和放射虫，总体上硅藻数量要比硅鞭藻和放射虫高 1-2 个数量级。硅藻、硅鞭藻与总通量的变化基本相同 (陈文斌等, 1993)。一般来说，大洋颗粒物中生物蛋白石主要由硅藻贡献，放射虫的生物量对生物蛋白石的贡献大多小于 10%，硅鞭藻对生物蛋白石的贡献也很有限 (Honjo, 1996)。另外值得指出的是，南海北部生物蛋白石含量只占总通量的 1.6%，比南海其它海域 (如 SCS-C、SCS-NE2、SCS-SW1) 低一个数量级 (见后)。微古鉴定结果也表明，南海中部硅藻通量比南海北部高一个数量级 (Wong & Wiesner, 1994)。1987-1988 正值 El Niño 年，海

水表层温度比常年平均偏高 $0.5-1.5^{\circ}\text{C}$, 因此, 异常低的生物蛋白石含量是否与暖事件有关, 究竟是什么过程限制了硅质生物的生长, 有待于进一步查明。岩源物质(岩屑)的主要组成为斜长石、石英及伊利石, 约占 80% 以上, 其次还有高岭石、绿泥石并伴有少量角闪石、蒙脱石、粘土矿物的不规则泥层(Wong & Wiesner, 1994)。令人感兴趣的是南海北部岩源物质的最高通量也是出现于冬季东北季风期间, 而不是出现于珠江的丰水期。这可能反映岩屑通量物质既与水平输运有关, 又与大洋颗粒物的沉降机制有关, 如平时岩屑沉降速率很慢, 只有到高通量时才在“海洋雪”机制(Alldredge and Silver, 1988)的作用下与生源颗粒一起下沉。另外, 在部分样品(1987 年 10 月上层捕获器样品、1987 年 9 月和 1988 年 10 月深层捕获器样品)中还发现了明显的孢子花粉、火山玻璃颗粒或碎片(陈文斌等, 1993), 表明岩源物质可能通过环流输送和风力由邻近大陆和邻近海区而来。南海北部有机质中 C/N 比为 $4.4\sim 7.5$ 之间, 平均为 6.3, 具有海洋浮游生物来源的特征。一般来说, 陆地高等植物由于富含纤维素和木质素有机质 C/N 比较高。此外, 南海颗粒有机碳同位素为 $-20.9\sim -22.2\%$ (见第 6 章), 也表明有机质主要由海洋自身的生物过程贡献。

4. 1. 2 南海中部(SCS-C)

南海中部 SCS-C 站是目前布放捕获器时间最长的地方, 尽管中间有间断, 自 1991 年以来, 累计总共有 5 年以上的连续资料, 布放层位多数年份为 2 层, 1994/1995 年有 3 层。根据历年发表的资料和部分未发表的资料综合而成的通量随时间和深度的变化如下图(图 4-2)。上层(水深 1200m 左右)年平均通量(按月份基本完整的 10-13 个样品计算)大约为 $66.3\sim 91.6\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, 历年平均为 $81.4\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, 比南海北部略低。通量的峰值大多出现于每年的冬季东北季风和夏季西南季风期间, 表明季风对南海中部的颗粒通量也具有重要的影响。唯一的例外是 1994 年 9 月(时间上为夏季风末期), 通量达到 $206.7\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, 为历年来的最高值。颗粒总通量在正常年份一般为 $80-90\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, 但在 1998/1999 El Niño 年仅为 $66.3\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ 。

从上下层颗粒通量的变化来看, 除了少数时段(如 1994/1995、1998-1999)有比较一致外, 大多数时段的上下层变化并不一致。关于这一点, 将在本章 4. 2 “侧向运动对颗粒物质沉降的影响”中详细讨论。

在颗粒物组成方面, CaCO_3 占 $25.3\%\sim 61.0\%$ (平均 41.7%), 比南海北部略低,

生物蛋白石占 15.3%~49.9% (平均 29.3%), 远比南海北部的 1.6% 高出一个数量级; 有机质占 1.6%~12.5% (平均 8.8%), 与南海北部相似; 岩源物质占 12.2%~42.0% (平均 20.2%), 显著低于南海北部。微生物鉴定与统计表明, 有孔虫、颗石藻、腹足类、翼足类以及硅藻、放射虫、硅鞭藻等仍然是 CaCO_3 及生物蛋白石的主要来源, 但与南海北部相比, 硅质生物要丰富得多 (Wong & Wiesner, 1994)。岩源物质通量及相对含量的下降, 可能是由于南海中部比北部更加远离大陆, 无论是河流、海流搬运还是大气搬运都要经过更长的距离。另外硅质和钙质生物壳的稀释也是岩源物相对含量比北部下降的一个原因。

4. 1. 3 越南岸外 (SCS-SW1)

越南岸外 (SCS-SW1) 捕获器布放于 $11^{\circ}54.16'N$ 、 $110^{\circ}00.700'E$ ，水深 1881m，捕获器深度 1246m，只放了一层，时间跨度为 1998 年 7 月至 1999 年 4 月。该站位于传统意义上的夏季上升流发育区，离越南沿岸大约在 1 个经度左右 (60 海里)。SCS-SW1 站颗粒物年平均总通量为 $248.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，为南海其它海域的 2-3 倍。通量的峰值出现于 1998 年 7 月和 1999 年 1、2 月，分别达到 $324.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ， $504.0 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 和 $514.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (见图 4-3)。越南岸外高通量期间另外一个显著的特征是岩屑的贡献显很大，在 1999 年 1-2 月，达到 340.5 和 $343.9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，百分比为 66.8% 和 67.6%。岩屑高值的季节变化也主要出现在冬季东北季风和夏季西南季风期间，表明越南岸外的颗粒通量也受季风的影响。最低的通量出现在 1999 年 4 月，总通量仅为 $62.1 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 。颗粒物中 CaCO_3 占 18.0%~40.9% (平均 25.7%)，生物蛋白石占 10.4%~27.5% (平均 18.7%)，有机质占 3.6%~8.2% (平均 6.3%)，三者均比南海中部低。岩源物质占 25.2%~67.6% ((平均 49.3%)，比南海中部的平均 20.2% 高许多，比南海北部的 42.9% 也高。

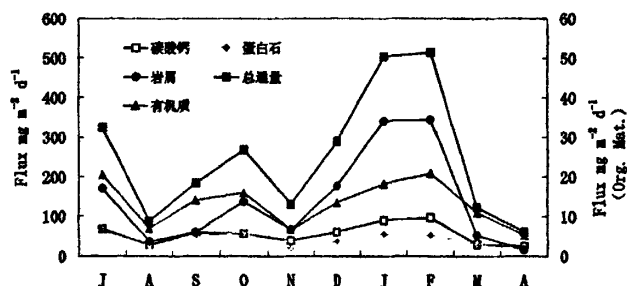


图 4-3 越南岸外 (SCS-SW1) 1998-1999 颗粒通量 (1246m) 及组成的季节性变化
(据 Wiesner 提供的未发表资料绘制)

4. 1. 4 吕宋岸外 (SCS-NE2)

吕宋岸外 (SCS-NE2) 捕获器布放于 $17^{\circ}15.611'N$ ， $119^{\circ}31.046'E$ ，水深 2826m，捕获器共放了三层，深度分别为 1225m、1756m、2287m，时间跨度基本与越南岸外 (SCS-SW1) 相同，也是 1998 年 7 月至 1999 年 4 月，只是晚了约十天。

该站位于北吕宋海槽南端，位于传统意义上的冬季上升流发育区的东南，离越南沿岸不到1个经度。

SCS-NE2站上、中和下层颗粒物年平均总通量分别为98.6、120.8和124.8 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ，高于南海北部（SCS-N）站和南海中部（SCS-C）站，但比越南岸外（SCS-SW1）低。三层捕获器通量的峰值均出现于1998年10月，处于季风间期。上层捕获器在冬、夏季风期并没有记录通量的明显高值，这可能与期间处于E1 Niño后的暖期有关。与南海北部和南海中部所不同的是，SCS-NE2站上下通量的变化有较大的相似性，尤其是中层和下层（见图4-4）。这可能与该站处于海槽南端，地形相对封闭，不利于侧向流的发育有关。

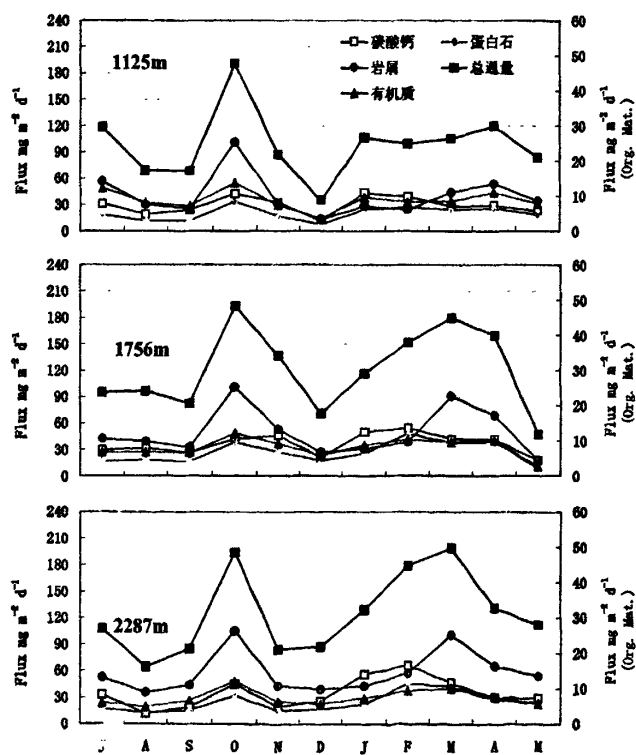


图4-4 吕宋岸外（SCS-NE）1998-1999颗粒通量及组成的季节性变化

（据 Wiesner 提供的未发表资料绘制）

4.2 侧向运动对南海颗粒物沉降的影响

从图 4-1、4-2 及 4-3 及前面的回顾中可以看出,南海颗粒通量的垂向变化呈多样的变化特征。除了 SCS-NE2 的中下层(图 4-4)和 SCS-N、SCS-C 少数时段上下通量的变化比较一致外,大多数时候上下通量的变化并不一致(图 4-2)。南海中部 1995 年 12 月-1996 年 5 月期间,甚至出现上层(1200m)通量平均为 $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,而同期底层(3750m)通量 7 个月平均仅为 $5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (见图 4-2, 1995/1996 年时段)。已有的研究表明,上下层颗粒通量的变化是否一致,与颗粒物质通量的高低有密切关系。在已经发表的有关大洋颗粒通量的文献中,上下通量变化一致,或通量峰只是延时出现的情况,主要出现在颗粒通量较高时。如北太平洋 Stn P(即 Papa 时间序列站)高生产力时期(1983 年 3-10 月)(Honjo,1996),北大西洋春季勃发(NABE)实验期间(Honjo and Manganini, 1993),以及受南亚季风明显、通量比较高的阿拉伯海(Haake et al., 1993; Ramaswamy,1993)都观测到上下通量有规律的变化。

另外一个比较有意思的现象是下层通量有时会超过上层通量。南海中部长达 7 年的沉积物捕获器布放期间,在下层捕获器中记录到了几个比较高的峰值,但与这些峰对应的上层捕获器(同一时期或前几个月)并没有记录到这么高的峰值,如南海中部 SCS-C 站 1992 年 3 月-5 月、1993 年 6 月、1995 年 8 月(见图 4-2)便是。其中下层的岩源物质通量在 1992 年 3-6 月连续三个月比上层高出近 3 倍(图 4-5)。

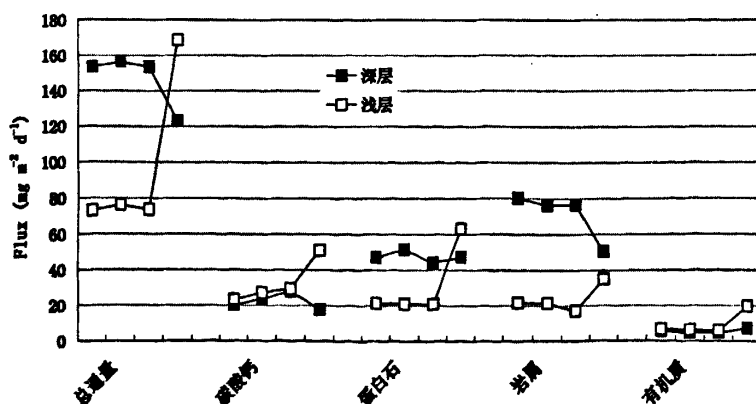


图 4-5 南海中部 1992 年 3-6 月上层和下层通量的比较

南海其它站位也有类似情况。如南海北部 1987 年 9 月-11 月,下层的通量平均为 $77 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,而上层仅为 $24 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (图 4-1)。微生物鉴定与统计也表明,在 1987-1988 年间,南海北部 SCS-N 站的硅质壳(如硅藻、放射虫等),在多数情况下上层的通量反而小于下层(陈文斌等, 1993)。吕宋岸外(SCS-NE2)站, 1999 年 1-4 月,颗粒物总通量和生源组份通量也是中下层反而比上层高出 40-50% (图 4-4),年平均中下层的通量比上层增加 20%。最近,台湾中山大学钟玉嘉等(Chung et al., 2004)发表的南海东北部的沉积物捕获器实验(2000 年 10 月到 2001 年 6 月)的结果,在台湾岛西南、海盆东北角的 M1 站(119.47E, 21.53N, 水深 2950m, 见图 3-2)也观测到下层(948m)通量远高于上层(248m)的情况,而且在 2000 年 1 月上旬,下层通量高出上层近十倍,达到 $2024.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,比南海中部(SCS-C)和北部(SCS-N)多年来的最高值还高一个数量级。

颗粒物质通量上下变化不一致及下层比上层高的原因不外乎三种情况,一是原先位于上层捕获器与下层之间水柱的颗粒物质浓度明显高于上层以上水柱,然后在几个月-时间内沉降至下层捕获器(“滞后效应”);二是附近海域中、深部水团的颗粒物质通过侧向运动由高通量的地方飘移而来,或者上层高的通量飘到其它地方去(“侧向运移”);再是由海底沉积物再悬浮或者海底火山喷发造成(“再悬浮和海底火山活动”)。下面我们分别讨论是何种因素可能导致了上述现象。

“再悬浮和海底火山活动”目前已做矿物分析的数十个捕获器样品表明,除 1991 年 Pinatubo 火山灰外,一般样品的岩源物质中缺少海底火山喷发的矿物学证据(Wong & Wiesner, 1994)。对于中部(SCS-C)和北部(SCS-N)捕获器来说,再悬浮也不致于把海盆沉积物上扬至离海底 600m 处的下层捕获器处,因此这两种因素可以基本排除。

“滞后效应”目前一般的认识是,深海的颗粒通量大多由较快沉降的颗粒物所贡献,快速沉降的机制主要通过有机-无机相互作用形成较大的聚集体颗粒,从而可以加快沉降速率。聚集体的母体包括挠足类的粪粒、有机粘液等,这些介质可以吸附许多无机的粒子,包括粘土矿物、硅质和钙质生物壳体等所谓的“压舱物”(ballast),使得这些理论上沉降非常缓慢的物质在几周-及几月内可沉降数千米(Alldredge and Silver, 1988)。而 1993 年 6 月下层记录的高通量 $196.4 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 对应的上层的高通量时期在 1 年以前(见图 4-2),而且其通量为 $168.7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$,比下层反而小。如果南海颗粒的沉降普遍存在颗粒的快速沉降的机制,则第一种情况的影响较小。也就是颗粒物的侧向运动是可能是造成颗粒物上下通量不一致

变化或者下层反而比上层高的主要原因。问题是,南海颗粒物的沉降是不是总是存在这样的快速沉降机制。最近的研究表明,上述颗粒物的快速沉降主要发生在生物生产力较高的时候(JGOFS-IGBP, 2001),这样情况下,“海洋雪”机制造成的颗粒物的沉降速率约为 $200 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ (Honjo, 1996),从海洋上层沉降到南海的上层和下层捕获器约需1周-半个月的时间。但事实上,在海洋上层生源颗粒物实测的沉降速率变化很大,大约在 $1 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ - $288 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 之间变化,沉降速率的快慢主要与上层生产力(颗粒物质的供应量)及颗粒物的组成和结构有关(Becquevort and Smith, 2001; Asper and Smith, 2003)。由于上层生物群落的演替和生产力有比较大的时空变化,因此,颗粒物在水柱中上、下浓度不均匀和沉降速率的不一样是比较常见的。也就是说,上述第一种情况并不能完全排除。

“侧向运移”从理论上讲,颗粒物的侧向漂移距离主要取决于沉降速率和水平流速。沉降速率越快、水平流速越小,颗粒物沉降过程中的侧向漂移距离越小。从实测的海流资料来看,南海200m以上表层的水平流速比较大,即便在南海中部也在几-十几 cm/s 以上,表层35m处,在南海中部 10°N - 16°N 、 113°E 以西的海域夏季甚至可以达 1 m/s (许建平等, 2004)。而生物旺发时“海洋雪”机制造成的颗粒物的沉降速率约为 $200 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 指的是水柱平均的沉降速率,实际上颗粒物的沉降速率比这个速率要慢。而且由于沉降过程中“压舱物”的不断加入,随水深沉降速率会越来越快,因此,在上层的沉降速率可能要慢得多。据 Becquevort 和 Smith, (2001) 的测算,罗斯海春季上层生源聚集体的沉降速率不超过 $3 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ 。在南海上层普遍存在100-200m厚的密度跃层(徐锡祯等, 1993),从力学上讲,颗粒物穿过上层的密度跃层比通常情况下要困难一些,因此,在不是生物旺发的季节,颗粒物在上层几百米的停留时间可能会在10天一几个月。如果水平流速按 10 cm/s 算,颗粒物一天可以侧向漂移近10km,10天则可以漂100 km。

由上面的讨论可以看出,尽管我们对南海深层的流速和颗粒物沉降速率目前还了解很少,但种种迹象表明,由于水平流的作用造成的颗粒物的侧向运动是造成上下捕获器通量的不一致以及深层捕获器颗粒物质通量反而高于上层的最可能原因。颗粒物质在侧向运动影响下的异地沉降和沉积,可能对上层海洋的部分环境信号在现代沉积过程中的保存和记录产生较大的影响。关于这一点,论文将在第5、第6章中进一步讨论。

4.3 南海“生物泵”结构的时空变化

4.3.1 海洋“生物泵”结构和生源颗粒通量

海洋“生物泵”是对海洋去除大气 CO_2 的一种形象描述,其主要控制着包括有机碳在内的生源颗粒的产生、转化、溶解(降解)和向深海的输出。从海洋对大气 CO_2 的调节作用着眼,人们主要关注两个问题:一是“生物泵”的效率,通常用海洋上层颗粒有机碳的输出通量来衡量(Buesseler,1991; 1992; Honda et al.,2002);另一个是“生物泵”的结构,主要包括浮游生物的组成和粒度分布。JGOFS 的研究成果表明,“生物泵”的结构在很大程度上决定着海洋上层的 CO_2 收支(Honjo,1996)以及向下的地球化学通量和“生物泵”的效率(Michaels, 2003)。如较大的浮游植物占优势时颗粒物的输出效率高,而以微型、微微型占优势时颗粒输出通量就低(Buesseler et al., 2001)。硅藻的骨骼是蛋白石,只会吸收碳向深海输送;而颗石藻的骨骼是方解石,除了形成有机质外,在形成 CaCO_3 时还会放出 CO_2 (图 4-6)。因而,在海洋真光层长硅质生物和钙质生物其对上层海洋碳对大气 CO_2 的调控是不一样的。

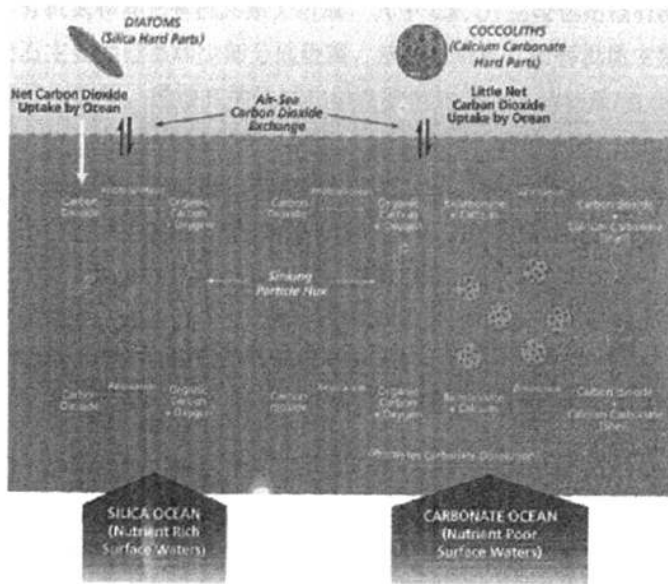


图 4-6 海洋“碳酸盐泵”和“硅质泵”作用示意图(引自 Honjo, 1997)

(“碳酸盐泵”在合成有机质时吸收 CO_2 , 但同时在形成 CaCO_3 时还释放 CO_2 , 因此, 其 CO_2 的净效应很少; 而“硅质泵”只吸收 CO_2 , 其 CO_2 的净效应是减少上层 pCO_2)

根据全球海洋地理和营养盐分布的不同, Honjo et al. (1997) 把两大典型的“海洋生物地球化学省”称为“碳酸盐质海洋”和“二氧化硅质海洋”, 据此可以将相应的“生物泵”结构称为“碳酸盐泵”和“硅质泵”(图 4-6)。古海洋记录表明, 在不增加生物生产力的前提下, 有机碳输出的增加可以通过生物泵内部结构的变化来实现 (Kumar et al., 1995; Harrison, 2000)。最近汪品先等提出, 热带风化作用通过对热带海洋硅的输入和硅藻/颗石藻比例的控制, 可能对冰期—间冰期旋回产生重要影响 (汪品先等, 2003; Wang et al. 2004)。Francois et al. (2002) 通过模式研究发现, 如果生源颗粒通量中以蛋白石 (高蛋白石/碳酸钙比) 为主, 2000m 以下的通量与真光层输出通量的比就低, 而“碳酸盐泵”尽管输出通量往往不高, 但 2000m 以下的通量与真光层输出通量比例比较高, 这表明“硅质泵”在输向深海过程中在海洋上层的矿化作用比较强烈。尽管“碳酸盐泵”和“硅质泵”对长周期的碳效应目前并不很清楚, 但“硅质泵”加强可以降低上层 $p\text{CO}_2$, 改变“生物泵”的组成可以影响全球 CO_2 的收支这两点是肯定的。

如前所述, 在海洋通量研究中, 生源颗粒物质由 CaCO_3 、蛋白石和有机质 (包括有机碳、有机氮和其它有机元素) 组成, 其中 CaCO_3 主要包括颗石藻和浮游有孔虫, 蛋白石主要由硅藻和少部分硅鞭藻、放射虫组成, 而有机质主要包括氨基酸、糖类和类脂物等。通过有关地球化学参数的比值如生源物质/岩屑、碳酸钙/蛋白石、 $\text{Si}_{\text{bio}}/\text{C}_{\text{org}}$ (蛋白石/有机碳)、 $\text{Si}_{\text{bio}}/\text{C}_{\text{inorg}}$ (生物硅/无机碳)、 $\text{C}_{\text{org}}/\text{C}_{\text{inorg}}$ (有机碳/无机碳)、 $\text{Si}_{\text{bio}}/\text{N}_{\text{org}}$ (生物硅/有机氮) 不仅可以反映生源颗粒物质的组成特征, 也可以较好地表征“生物泵”的组成结构。

本节主要讨论南海“生物泵”结构的时空变化, 在此基础上, 下节 (4. 4) 讨论南海“生物泵”结构的控制因素。关于南海“生物泵”的效率, 即生源颗粒通量的垂向变化将在下章 (第 5 章) 讨论。

4. 3. 2 南海颗粒通量和“生物泵”结构的时空变化

在前面的讨论中我们已经知道, 尽管南海的颗粒通量在四个不同的海域呈现非常明显的月际和季节性变化, 但从年平均通量来说, 除了水深比较浅的越南岸外站 (SCS-SW1) 站特别高, 达到 $249 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 外, 其它三个深水站的大约在 $80\text{--}100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 之间变化, 变化不是很大 (见表 4-1; 图 4-7)。其空间变化的主要特征是, 颗粒物质总通量从大到小依此为 $\text{SCS-SW1} > \text{SCS-NE2} > \text{SCS-N} > \text{SCS-C}$ 。

表 4-1 南海颗粒通量与组成特征

站位	Tot. Flux	生源物质/岩屑	CaCO ₃ /Opal	Si _{bio} /C _{org}	Si _{bio} /C _{inorg}	C _{org} /C _{inorg}	Si _{bio} /N _{org}
	mg m ⁻² d ⁻¹	质量比	质量比	mole 比	mole 比	mole 比	mole 比
SCS-SW1	248.80	1.22	1.45	0.92	1.06	1.14	7.67
SCS-NE2	98.40	1.66	1.53	0.70	0.97	1.44	5.98
SCS-C	81.40	4.74	1.69	0.99	1.05	1.05	7.39
SCS-N*	90.0	1.57	45.64	0.06	0.04	0.68	0.45

*生物硅数据异常低

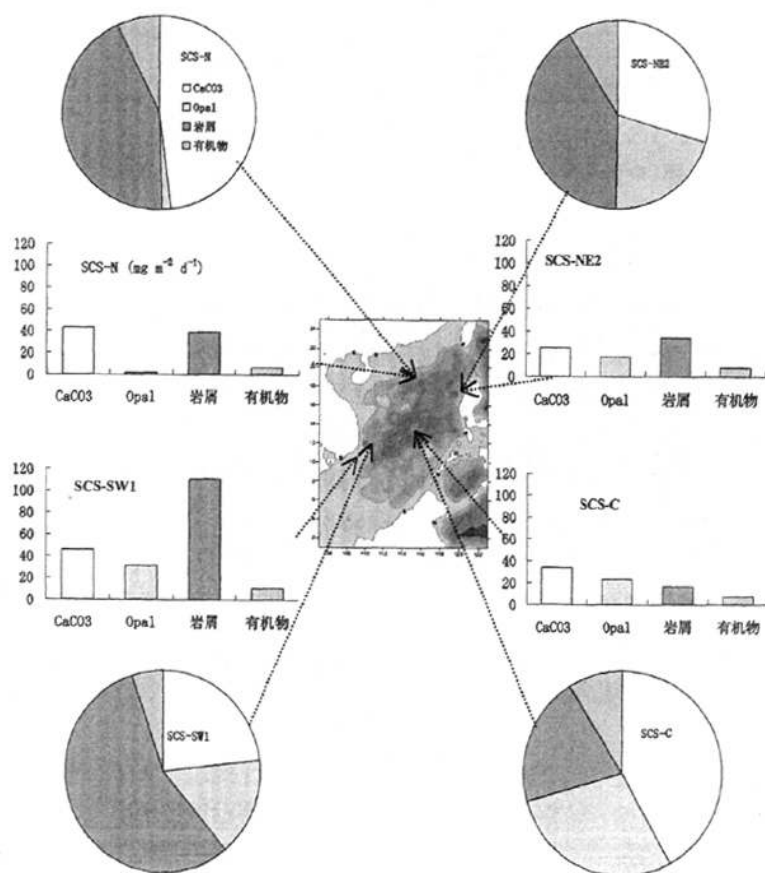


图 4-7 南海颗粒通量和组成的空间变化

(圆饼面积代表%比组成, 柱状图代表各组份在不同海域的通量)

生源物质/岩屑比全海域在 0.5-9.94 之间变化, 小于 1 的低值主要出现于离岸较近的越南岸外站 (SCS-SW1) 和吕宋岸外站 (SCS-NE2)。而南海中部站 (SCS-C) 平均达到 4.74。生源物质/岩屑的比值依此为 $SCS-C > SCS-NE2 > SCS-N > SCS-SW1$ 。总的来说, 南海深水区沉降颗粒物质主要以生源颗粒为主, 其中, 南海中部生源物质/岩屑比例最高, 这与南海中部离陆地最远有关。

生源颗粒中, 以质量比计算, 四个站位均以钙质生物为主, 而以摩尔比计算 SCS-C、SCS-SW1、SCS-NE2 三个站位两者大致相当 (SCS-N 除外, 蛋白石通量特别低)。可见“碳酸盐泵”和“硅质泵”在南海具有同等重要的地位; 而代表硅质生物对有机碳贡献的 Si_{bio}/C_{org} 在南海中部比越南岸外略高, 比吕宋岸外高 30%。一般在上升流区的下伏沉积物中发育硅质沉积, 因此上升流区“硅质泵”可能占有优势, 蛋白石对有机碳通量的贡献 (Si_{bio}/C_{org}) 也可能比较大。但表 4-1 的结果显示, 两个传统意义上的上升流区并没有表现出明显的碳酸钙/蛋白石、蛋白石/有机碳比值的差别。这可能因为 SCS-SW1、SCS-NE2 两个站位的布放时期 1998-1999 年, 南海正受较强的 El Niño 影响, 温度比常年偏高。另外, 南海北部异常低的硅质生物通量, 也正好对应 1987/1988 年南海 El Niño 后的温度异常 (见前面讨论), 是否暖事件可以造成对硅质生物生产的抑制, 值得进一步关注。

如图 4-6 所示, 颗粒有机碳/无机碳 (C_{org}/C_{inorg}) 的输出比反映了“生物泵”对上层 CO_2 调节的效应。因此, 当有机碳/无机碳比值高的时候, 往往反映了海洋“生物泵”对 CO_2 的净吸收。有机碳/无机碳比值在吕宋岸外较高, 达到 1.44, 而在南海北部较低, 仅为 0.68。平均来说, 南海有机碳与无机碳输出通量的比值大致在 1 左右。这种生源颗粒的组成对南海上层的碳效应具有重要意义。也就是由于水柱中有机碳与无机碳向下的通量比例接近, 而且即便在冬夏生物生产力较高时的月份或是否是上升流区差别都不大 (见后面“生物泵”季节性变化)。根据前面提到的产生 1 份有机碳吸收 1 份 CO_2 , 而产生 1 份碳酸盐放出 1 份 CO_2 , 那么两者对上层 CO_2 的净效应等于零, 也就是从年平均来说, 生物泵过程对上层 CO_2 的效应几乎为零。考虑到上升流可能带来的深层水有较为丰富的 CO_2 , 这可能是南海北部多个航次观测结果均表明南海是大气 CO_2 一弱源 (戴民汉等, 2004; Cai and Dai, 2004) 的一个原因。

从南海颗粒物质各组份通量之间的相关性分析 (图 4-8) 中可以看出 $CaCO_3$ 和蛋白石有比较好的相关性, 表明两者同时生长是比较常见的。另外, 有机碳与 $CaCO_3$ 和蛋白石分别也都有很好的相关性, 表明 $CaCO_3$ 和蛋白石对有机质都有重要贡献, 或者说钙质壳和硅质壳作为颗粒物质沉降的“压舱物”与有机质一道

下沉 (Armstrong et al., 2002)。陈建芳等 (2000) 曾对 1994-1995 年南海中部时间系列沉积物捕获器收集的微体生物壳体进行了氨基酸与糖类分析。结果表明, 微体生物壳体中含有的氨基酸与糖类物质大致与颗粒物全样相当, 推测氨基酸与糖类物质一是作为壳体本身的组成部分存在于壳体中, 二是被包裹在有孔虫房室及放射虫、硅藻壳体纹饰或筛孔中, 说明生物壳体本身也是有机质向下输送的良好载体。岩源物质多为细颗粒物 (Wong & Wiesner, 1994), 如果按 Stocks 定律沉降 ($0.008\text{--}0.01\text{cm/s}$) 到海底需要几年以上的时间。有机质和岩屑的相关性主要是因高生产力期间形成如前所述的所谓“海洋雪”的沉降机制, 从而使有机-无机颗粒可以相互作用而形成较大的聚集体而一道下沉的缘故。

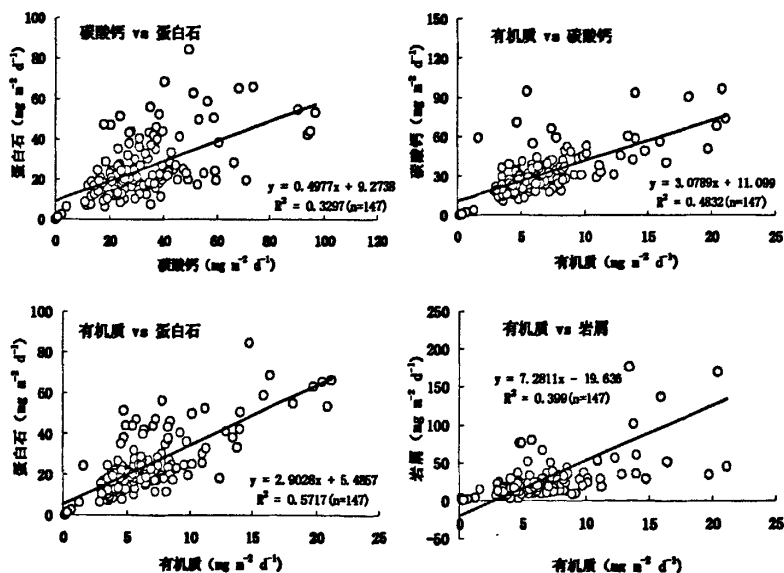


图 4-8 南海颗粒物各组份之间的相关性

($n=147$ 时 $R^2 \geq 0.33$ (即 $R \geq 0.57$) 在 99% 置信度内呈显著性相关)

4.3.3 “生物泵”结构的季节性变化

在南海中部生源物质/岩屑比值除 7 月份 (夏季) 比较高, 达到 10 左右外, 其它多数月份在 4-5 之间, 变化不大 (见表 4-2)。表明夏季风期间输送到南海中部的岩屑较少, 这可能与当时海流和大气搬运有关。生源物质/岩屑比值在越南岸外和吕宋岸外变化都比较大。在越南岸外, 可以从 1 月、2 月高通量时期 (见图

4-3) 的 0.5 左右, 变化到通量相对较低时(4 月份)的 2.97。而在吕宋岸外, 生源物质/岩屑比值高值出现于冬季(11 月—2 月)(图 4-9、表 4-2)。越南岸外和吕宋岸外分别是夏季和冬季的上升流发育区, 但并没有观测到夏季或冬季在 SCS-SW 和 SCS-NE 的生源组份的高通量值(见 4.1 讨论和图 4-3、4-4)。这与手头的资料记录不全(1998 年 7 月—1999 年 4 月)以及期间的 El Niño 影响有关。

碳酸钙/蛋白石比值的多在 1 到 2 之间变化。总的来说, 无论是南海北部、中部、吕宋岸外和越南岸外, 多数月份生源颗粒按质量计算均以碳酸钙为主, 生物蛋白石为次。虽然该比值有季节性变化, 但规律性不是十分明显, 并没有出现冬季以硅质生物占优的情况。相反, 在 1998 年 11 月-1999 年 2 月在越南岸外和吕宋岸外还出现了冬季碳酸钙/蛋白石反而比其它月份比值略高的情况。在南海中部长达 7 年的资料中, 也没有发现碳酸钙/蛋白石在冬夏有明显区别的(图 4-9)。Si_{bio}/C_{org} 的季节性变化也不是很明显, 多数样品均小于 1, 这与生源颗粒大部分由碳酸钙提供有关。Si_{bio}/C_{inorg} 是蛋白石与碳酸钙的摩尔比, 其季节性变化与碳酸钙/蛋白石正相反。有机碳/无机碳(C_{org}/C_{inorg}) 比值反映的是颗粒碳向下输出的结构, 两者的比值在越南岸外和南海中部均接近于 1, 吕宋岸外比值有所增加, 但季节性变化规律也不明显。

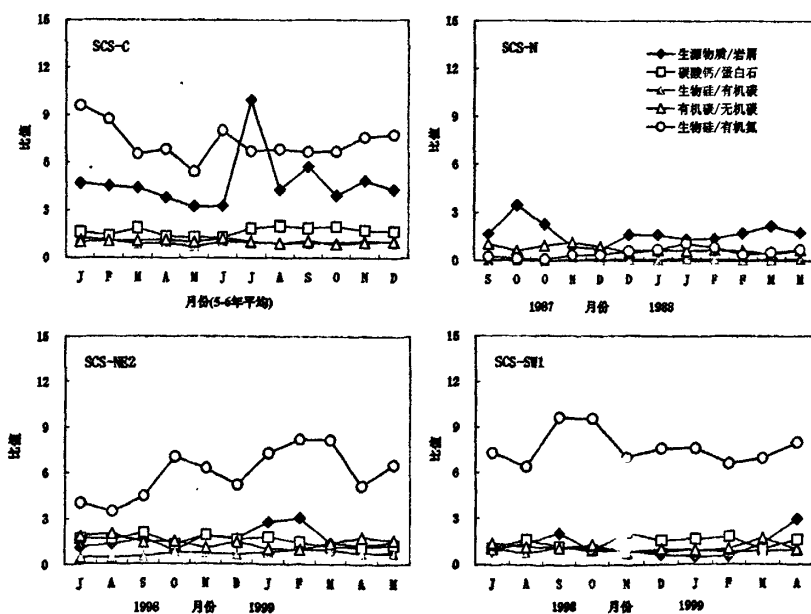


图 4-9 南海颗粒物组成和“生物泵”结构的季节变化

第4章 南海颗粒通量与“生物泵”时空变化及其控制因素

表 4-2 南海颗粒物组成和“生物泵”结构 (SCS-C、SCS-SW、SCS-NE)

SCS-C							
时	间	生源物质/岩屑	CaCO ₃ /Opal	Si _{bio} /C _{org}	Si _{bio} /C _{inorg}	C _{org} /C _{inorg}	Si _{bio} /N _{org}
年数	月份	质量比	质量比	mole 比	mole 比	mole 比	mole 比
6	1	4.71	1.62	1.23	1.29	1.01	9.61
6	2	4.53	1.41	1.13	1.22	1.06	8.72
6	3	4.42	1.88	0.89	0.99	1.09	6.54
6	4	3.81	1.37	0.96	1.09	1.16	6.85
5	5	3.22	1.30	0.72	0.88	1.01	5.41
4	6	3.24	1.28	1.03	1.29	1.23	8.01
5	7	9.94	1.87	0.97	0.96	1.04	6.70
5	8	4.28	2.01	0.91	0.83	0.90	6.82
5	9	5.73	1.87	0.91	1.02	1.07	6.67
5	10	3.91	1.97	0.93	0.80	0.85	6.68
5	11	4.85	1.73	1.04	1.03	0.97	7.58
5	12	4.29	1.66	1.02	1.04	1.00	7.74

只有 SCS-C 有数年的记录, 年数表示表中的比值是基于多年同一个月份的资料平均得到

SCS-SW							
时	间	生源物质/岩屑	CaCO ₃ /Opal	Si _{bio} /C _{org}	Si _{bio} /C _{inorg}	C _{org} /C _{inorg}	Si _{bio} /N _{org}
年度	月份	质量比	质量比	mole 比	mole 比	mole 比	mole 比
1998	7	0.90	1.04	0.99	1.37	1.38	7.31
	8	1.41	1.62	0.76	0.88	1.16	6.41
	9	2.04	1.16	1.11	1.23	1.10	9.63
	10	0.96	0.96	1.14	1.49	1.31	9.56
	11	0.95	2.12	0.85	0.67	0.80	7.04
	12	0.64	1.58	0.88	0.90	1.03	7.63
1999	1	0.48	1.65	0.93	0.87	0.93	7.61
	2	0.50	1.81	0.79	0.79	1.00	6.58
	3	1.35	0.97	0.85	1.47	1.73	6.95
	4	2.97	1.61	0.92	0.89	0.97	7.98

SCS-NE2							
时	间	生源物质/岩屑	CaCO ₃ /Opal	Si _{bio} /C _{org}	Si _{bio} /C _{inorg}	C _{org} /C _{inorg}	Si _{bio} /N _{org}
年度	月份	质量比	质量比	mole 比	mole 比	mole 比	mole 比
1998	7	1.09	1.70	0.46	0.84	1.83	4.02
	8	1.29	1.62	0.45	0.88	1.97	3.44
	9	1.66	2.05	0.50	0.70	1.40	4.46
	10	0.89	1.28	0.75	1.12	1.49	7.06
	11	1.88	1.88	0.72	0.76	1.05	6.32
	12	1.65	1.59	0.63	0.90	1.44	5.18
1999	1	2.74	1.76	0.80	0.81	1.01	7.29
	2	3.04	1.45	1.00	0.98	0.98	8.20
	3	1.40	1.14	0.90	1.25	1.40	8.15
	4	1.22	1.13	0.73	1.27	1.75	5.12
	5	1.43	1.25	0.73	1.15	1.57	6.51

4.3.4 南海“生物泵”结构与其它海域的比较

南海“生物泵”结构的主要特点是：生源颗粒/岩屑的比值变化较大，从近岸 SCS-SW1 的 1.22（年平均），到中部 SCS-C 的 4.74（年平均），主要与离岸距离和生产力高低有关。碳酸钙/蛋白石（摩尔比）比值大致在 0.79-1.49 之间变化，每月有机碳/无机碳则在 1.05-1.44 之间变化；但两者的平均值均在 1 左右。

世界其它海域沉降颗粒的组成特征与“生物泵”结构见表 4-3。在赤道太平洋两侧，生源物质/岩屑比值在 9.5-17.2 之间，比地处西太边缘海的南海（年平均最高 4.74）要高很多。这是由于那里远离大陆，又缺少风尘沉积的缘故。该比值最高值出现于南大洋 Prydz 湾外海，比值达 96 以上，原因是远离北面的大陆和南面的冰天雪地。此外，亚北极东北太平洋的 Stn P 站、西太暖池区该比值也较高。由于缺少风尘沉积（缺铁），该比值高的区域，正是世界上著名的高营养盐低叶绿素（HNLC）区。生源物质/岩屑与南海比较接近的主要是一些边缘海，包括白令海、Okhotsk 海、北印度洋的阿拉伯海和孟加拉湾等。

碳酸钙/蛋白石反映了生源物质中两大主要组份碳酸钙和蛋白石的贡献。“碳酸盐泵”主导时，沉降颗粒以 CaCO_3 为主，一般碳酸钙/蛋白石比值较高、 $C_{\text{org}}/C_{\text{inorg}}$ 比值较低，而“硅质泵”占主导时，沉降颗粒主要以蛋白石为主，相应的比值特点是碳酸钙/蛋白石低、 $C_{\text{org}}/C_{\text{inorg}}$ 较高（Honjo, 1997）。从表 4-3 可以发现，从纬度分布上，碳酸钙/蛋白石比值在低纬度的赤道太平洋、西太暖池比北太平洋高，纬度较低的东大西洋比北大西洋高，也就是说热带海洋的“碳酸盐泵”要强于高纬海域；而高纬海域（特别是白令海、鄂霍茨克海和南大洋）生物泵过程主要靠“硅质泵”来实现。另外一个有意思的现象是同处高纬度，北大西洋以“碳酸盐泵”为主，而北太平洋却以“硅质泵”为主。南海的碳酸钙/蛋白石比值远比大西洋、赤道太平洋、西太暖池低，但比白令海、鄂霍茨克海和南大洋高出许多。也就是说，南海既不同于以“碳酸盐泵”为主的北大西洋，也不同于以“硅质泵”为主的北太平洋和南大洋，“生物泵”过程是“碳酸盐泵”、“硅质泵”共同作用的结果。另外，与同样受季风影响的阿拉伯海和孟加拉湾相比，南海碳酸钙/蛋白石较低，表明“碳酸盐泵”的相对贡献在阿拉伯海和孟加拉湾比南海更大。

图 4-11 所示是最新的全球表层沉积物碳酸盐和蛋白石百分含量分布图（Seiter et al., 2004），碳酸盐的高值区主要在大西洋、印度洋和热带太平洋，蛋白石的高值区主要在南大洋、北太平洋，赤道太平洋上升流区碳酸盐和蛋白石均高。上述分布格局大体上与沉降颗粒的碳酸钙/蛋白石比值特征相吻合，但同时又受碳酸盐的溶解作用、陆源稀释等因素的影响。

然而，“碳酸盐泵”和“硅质泵”本身究竟又是哪些因素所控制的呢？这还得从生物泵的直接控制因素—光、温度、营养盐结构的地理分布差异来说明。众所

周知,“大洋传送带”在很大程度上控制着全球海洋的营养盐分布格局。以营养盐 Si 为例(图 4-10),北大西洋表层海水下沉,得到补充的是寡营养的周围表层海水,这导致北大西洋 300m 处营养盐 Si 仅为 $2.5\text{--}5\text{ }\mu\text{M}$ 。在深层水向南并向印度洋和太平洋运动过程中,上层海洋不断有颗粒物下沉、并降解再生为营养盐,这样沿着传送带营养盐有增加的趋势,在赤道大西洋两侧为 $10\text{--}15\text{ }\mu\text{M}$,而到了北太平洋的白令海达到 $45\text{--}75\text{ }\mu\text{M}$ 。此外,由于南极绕极流的“辐聚”和“捕集”作用,南大洋部分海域营养盐 Si 更是达到了 $100\text{ }\mu\text{M}$ 以上。P、N 等营养盐也有类似分布(World Ocean Atlas 1998 Figures)。

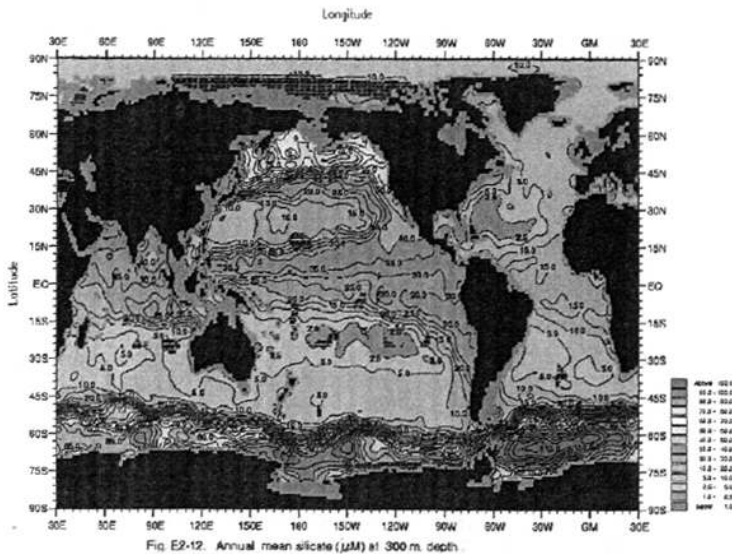


图 4-10 全球上层 300m 营养盐分布图 (World Ocean Atlas 1998 Figures)

由此可见,寡营养的北大西洋,对应碳酸钙/蛋白石高值;富营养盐的北太平洋/南大洋对应碳酸钙/蛋白石低值。这表明营养物质的分布格局,是控制大洋运转“碳酸盐泵”和“硅质泵”的一个重要因素(Honjo, 1997)。一般在硅较低的水体中(如北大西洋),对于生物来说,钙和 CO_2 还是足够的,因此,如果 N、P 等营养元素不限制,钙质生物仍可生长。培养实验也表明,海水 Si:P 和 S:N 比值的降低最终可以使浮游植物的种群从硅藻转移到不需要 Si 的藻类(Takeuchi, 1998)。但同样富营养的赤道太平洋碳酸钙/蛋白石却比较高。这又是什么原因呢?赤道太平洋是全球海洋 CO_2 释放的主要海域,有人认为在低纬度海域,由于海洋中 CO_2 和钙离子浓度过量,钙质浮游植物群落比硅藻群落更有优势(Falkowski et al.,

1998)。另外, 实验表明藻类对 CO_2 的敏感度按蓝绿藻、沟鞭藻、绿藻、颗石藻、硅藻的次序降低, 故表层海水 CO_2 浓度的升高有利于颗石藻等微小型藻类增殖 (Riebesell et al, 2000)。另外, 温度和光照也可能影响“碳酸盐泵”和“硅质泵”的运转。强光和高温可能更容易使钙质生物生长, 而弱光和低温可能有利于硅藻等硅质生物的生长。如在赤道太平洋(强光、高温)——“碳酸盐泵”为主, 两极(弱光和低温)——发育“硅质泵”; 另外, 在 1987/1988 年的暖异常年, 南海北部的蛋白石通量异常低, 1998/1999 El Niño 影响时在越南岸外的夏季上升流区和吕宋岸外的冬季上升流区均没有记录高的生源物质通量, 而南海无论冬夏 Net 级的浮游植物均以硅藻为主 (见 Ning et al., 2004)。这也在一定程度上说明温度升高对硅藻不利。

表 4-3 世界其它海域生源颗粒的组成与生物泵结构

location	生源物质/岩屑	$\text{CaCO}_3/\text{Opal}$	$\text{Si}_{\text{bio}}/\text{C}_{\text{org}}$	$\text{Si}_{\text{bio}}/\text{C}_{\text{inorg}}$	$\text{C}_{\text{org}}/\text{C}_{\text{inorg}}$	$\text{Si}_{\text{bio}}/\text{N}_{\text{org}}$	references
		质量比	质量比	mole 比	mole 比	mole 比	
西 2.99°N, 135.0°E	4.20	1.80	0.93	0.79	1.10	7.16	Kawahata et al, 2000
太 4.11°N, 136.3°E	9.40	1.40	0.98	1.02	1.30	7.84	Kawahata et al, 2000
暖 0.00°N, 175.2°E	19.40	8.30	0.30	0.17	0.67	1.62	Kawahata et al, 2000
池 7.93°N, 175.0°E	12.20	3.00	0.45	0.48	1.28	2.70	Kawahata et al, 2000
赤 9°N, 140.0°W	11.50	2.44	0.79	0.59	0.80	4.82	Honjo et al., 1995
道 5°N, 140.0°W	17.18	2.87	0.80	0.50	0.70	4.48	Honjo et al., 1995
太 0°N(EQ), 140.0°W	9.50	3.14	1.14	0.45	0.40	7.76	Honjo et al., 1995
平 5°N, 140.0°W	10.76	3.14	0.89	0.45	0.60	6.02	Honjo et al., 1995
洋 12°N, 135.0°W	15.39	8.00	0.49	0.18	0.40	3.48	Honjo et al., 1995
北 Stn. P (82/83)	13.49	0.64	2.51	2.23	1.00	22.24	Honjo, 1996
太 Stn. P (83/86)	9.75	1.10	1.86	1.30	0.70	17.11	Honjo, 1996
平 Bering Sea	2.80	0.19	3.31	7.68	2.80	24.83	Honjo, 1996
洋 Okhotsk Sea	0.83	0.27	1.75	5.29	3.40	13.13	Honjo, 1996
北 13.0°N, 84.0°E	1.90	2.10	0.62	0.68	1.30	4.53	Ittekkot et al, 1991
印 4.50°N, 87.0°E	3.50	2.70	0.68	0.53	0.90	5.17	Ittekkot et al, 1991
度 16.0°N, 60.0°E	6.40	2.70	0.75	0.53	0.80	6.00	Nair et al., 1989
洋 15.5°N, 69.0°E	2.90	4.00	0.40	0.36	0.70	3.36	Nair et al., 1989
北 34°N, 21°W (NABE)	2.89	2.80	1.05	0.51	0.60	7.88	Honjo et al., 1993
大 48°N, 21°W (NABE)	5.17	6.78	0.40	0.21	0.60	3.00	Honjo et al., 1993
西 79°N, 1°E (Fram Strai)	0.51	2.50	0.27	0.57	2.40	2.03	Honjo et al., 1993
洋 66°N, 1°E	1.90	5.89	0.50	0.24	0.50	3.75	Honjo et al., 1993
东 20.9°N, 19.7°W	1.40	5.30	0.38	0.27	0.80	3.69	Wefer&Fischer, 1993
大 01.8°N, 11.1°W	5.40	4.20	0.21	0.34	1.80	1.97	Wefer&Fischer, 1993
西 02.2°S, 09.9°W	6.40	7.60	0.12	0.19	1.70	1.21	Wefer&Fischer, 1993
洋 20.1°S, 09.1°W	4.80	4.00	0.15	0.36	1.50	1.64	Wefer&Fischer, 1993
南 Prydz Bay	96.40	0.05	4.00	29.76	11.90	28.4	Pilskañ et al., 2004
大 Bransfield St.	0.91	0.12	1.71	11.90	7.10	12.83	Wefer et al., 1988
洋 St. Georgia Is.	nd	0.14	4.41	10.20	0.30	33.80	Honjo et al., 1996

另外有意思的是,在“碳酸盐泵”占绝对优势的西太平洋暖池和北大西洋,有机碳/无机碳的比值有时也超过1,而且变化较大,这至少可以说明两点,“碳酸盐泵”产生的颗粒有机物并不亚于“硅质泵”,也可以输送大量的颗粒有机质向深海;有机碳/无机碳的比值不仅取决于浮游植物生产的碳酸钙/蛋白石,还与各类钙质生物体中有机物和生物硬壳的比例,以及碳酸盐与蛋白石是骨骼在沉降过程中的溶解速率有关。

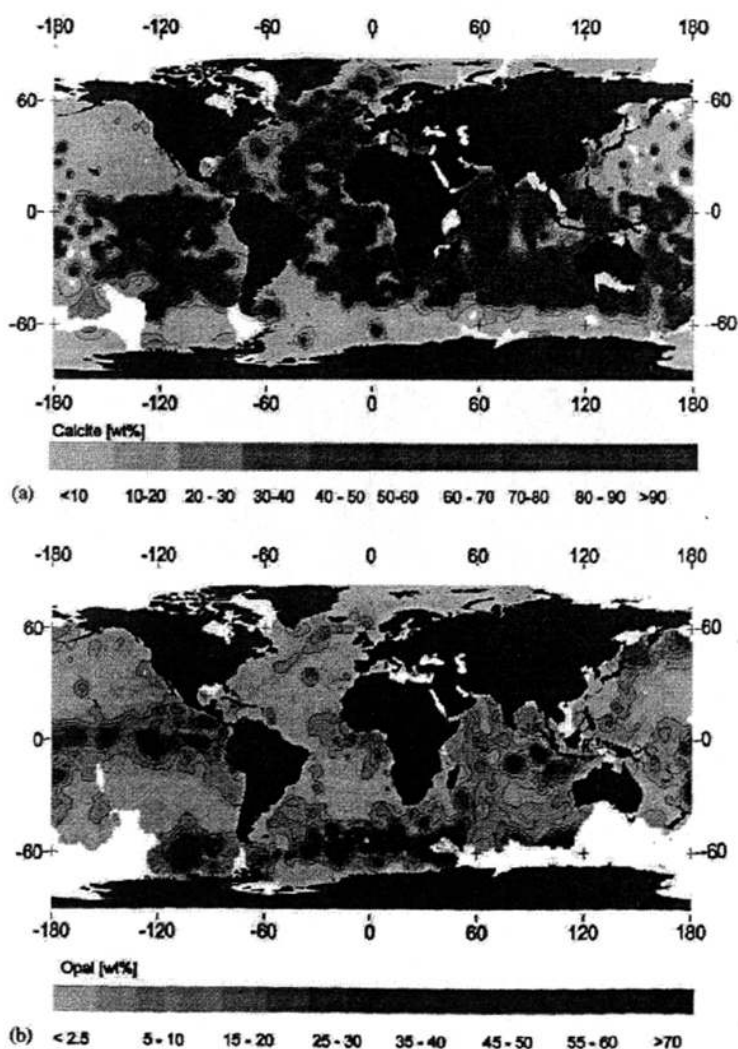


图 4-11 全球海洋沉积物(0-5cm)中碳酸盐(a)和蛋白石(b)的百分含量分布(Seiter et al., 2004)

4.4 南海颗粒通量与“生物泵”结构的控制因素初探

前面讨论了南海颗粒通量、组成特征和“生物泵”结构的时空变化,并通过与世界大洋的对比,对“生物泵”结构的宏观控制作了初步探讨。本节则在前面讨论的基础上,结合最近南海水文、化学和生物的有关资料,试图从“季风、El Niño—环流、中尺度涡等—营养盐动力学—生物响应和地球化学通量”这一主线,对南海颗粒通量和“生物泵”结构的控制因素作一比较综合的讨论。由于南海海洋环境非常复杂,现代过程的资料又不多,特别是与捕获器布放时段和位置对应的相关资料少之又少,因而,这种尝试也只能是初步的。

4.4.1 季风和 El Niño

南海为典型的半封闭边缘海。冬季风力较强,时间大约持续6个月(11-4月)。夏季西南风较弱,时间大约持续4个月(5月中-9月中)。从前面的讨论可以看出,除了个别时段外,南海颗粒通量的高值大多出现于冬夏季风期。

东北季风对颗粒通量的直接作用是将中国大陆的风尘物质带到南海。这种作用甚至在东北风基本结束时也会发生。图4-12是香港科技大学方明等人通过无机和有机地球化学分析,结合气象资料、遥感资料,对1996年5月9-10日发生于香港、台湾地区的一次沙尘暴事件的来源和输运轨迹的追踪。图中清楚地标明,此次沙尘暴的源头是我国北方的内蒙、甘肃一带,1996年5月7日沙尘暴扬起后,在两天之内沿东南方向到达我国的东海,然后折向南方,绕过台湾以东再折向西,穿过巴士海峡时与越南方向来的气流相遇,部分在此沉降,另一部分输向香港方向。从源头输向几千公里外的南海仅用了三天时间。由于当时只在南海中部(SCS-C)布放了捕获器,而风尘的沉降主要在南海东北部,而且5月的表层流也以向东向北为主,因此,在南海中部捕获器中并没有明显的记录(见图4-2)。但这一事件表明,风尘沉积对南海是十分重要的。因为风尘沉积不仅能将陆地的岩屑带入南海,而且它也可以提供Si、Fe等生物过程必须的营养元素,在寡营养的南海深海区,这种过程对生物生长的刺激作用可能是十分重要的。

季风引起的环流改变也会影响物质的输运。南海颗粒通量,尤其是保守的岩屑通量主要是由流系决定的,即便是风尘物质的沉降,在其到达沉积物前,也是要经过水柱各个层位水平流的搬运。南海上层环流被季风控制,冬季风强迫一个气旋型的大环流,这个环流可以覆盖整个南海,其中由于北半球的西向强化现象,

在南海西部有一支很强的沿岸流自北向南，表层流速局部地区可以达到 1m/s （许建平，2004），从而可以在几天至1周之内将南海北部和北部湾的细颗粒物向南输送几百公里。夏季情况较为复杂，在南海南部为反气旋型环流，北部则为气旋型环流，在越南岸外 12°N 处向巴士海峡方向，把南部与北部的环流系统隔开，在越南南部，有一支较强的沿岸流自东南沿着海岸线方向向北（Fang et al., 1998）。此时的流系可以很容易将夏季湄公河的物质输向北部。在SCS-SW1捕获器中收集到的夏季（1998年7月）和冬季（1998年12月、1999年1-2月）高的岩屑通量（见图4-3）可能是由上述原因引起的。岩屑通量 $\text{SCS-SW} > \text{SCS-NE} > \text{SCS-N} > \text{SCS-C}$ 的空间分布格局（图4-6）也是物源和海流搬运综合作用的结果。

季风也会引起南海环流和中尺度涡的变化,尤其是风生的上升流可以导致营养盐输送和“生物泵”过程的变化。这一方面的问题我们将在本节后面讨论。

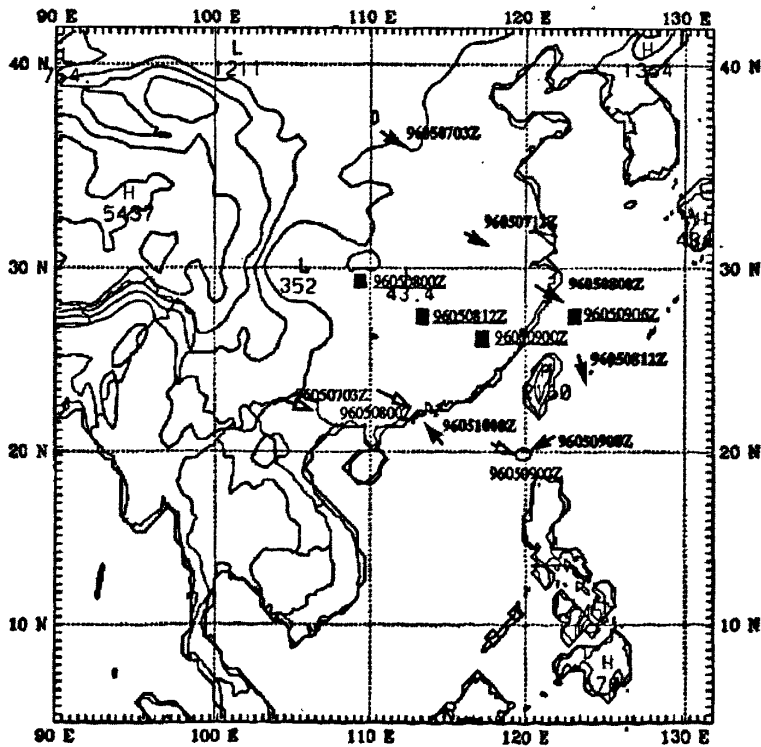


图4-12 1996年5月9-10日中国北方风尘物质输向南海的轨迹图

(引自Fang et al., 1999)

El Niño是热带太平洋暖池水东移而引发的一系列气候和海洋现象。El Niño发生后，由于东亚季风系统的风场改变，总体上使南海季风（尤其是冬季风）减弱，南海表层水温发生正异常。与赤道太平洋相比，南海的温度变化延后5-6个月左右（见图4-13）。此外由于冬季风减弱可以造成海水垂直混合减弱，从而使环流和上升流减弱。

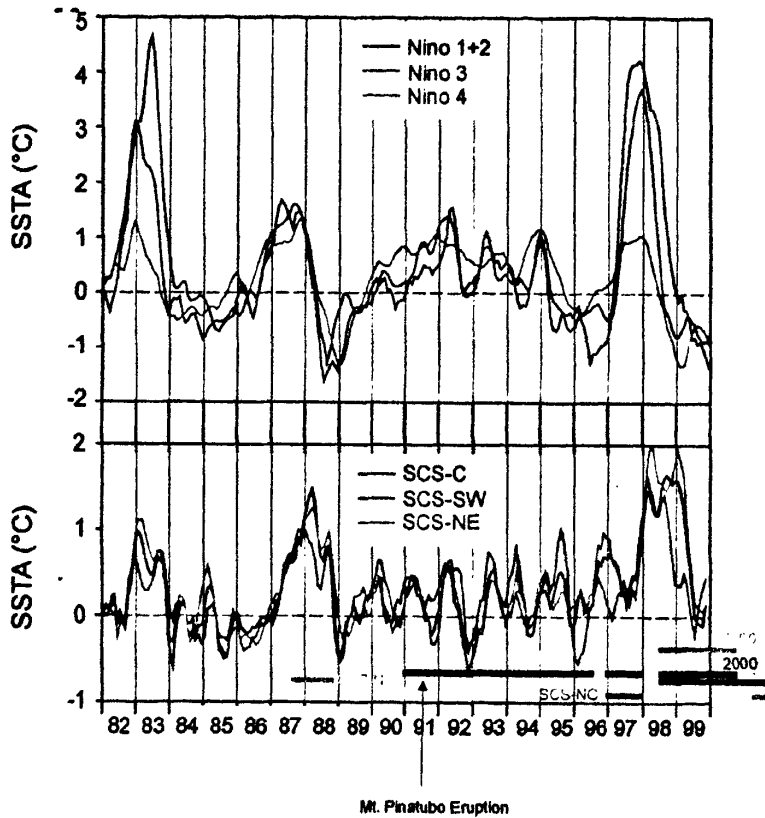


图4-13 南海三个捕获器站位1982-1999海水表层温度异常与赤道太平洋的对比
(温度资料下载自Naval Research Laboratory网站, 该图由Dr. M G Wiesner提供)

在南海捕获器布放期间，共经历了两次较大的El Niño事件，一次发生1987/1988年，那次事件在捕获器中记录的最明显信号是硅质生物的异常低的通量

(见图4-1)。第二次发生于1998/1999, 三个站位中, 吕宋岸外温度异常最大, 最强时超过 2°C , 其次为南海中部, 而越南南部岸外的温度异常值相对较小, 明显异常的时段也较短(图4-13), 在1998年年底后温度正异常变为 0.5°C 以下。1998年7月至1999年4月, 在南海中部(SCS-C)、越南岸外(SCS-SW)和吕宋岸外(SCS-NE)都布放了沉积物捕获器。由于越南岸外、吕宋岸外在捕获器布放期间一直处于温度正异常, 缺乏正常年份的资料, 因此难以比较。南海中部该时段(温度正异常)的颗粒通量平均仅为 $66.3\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$, 比该站位多年的平均值 $81.4\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ 下降了近20%(图4-2, 表4-1)。同时, 生物泵的组成特征也有明显的变化, 主要表现为碳酸钙/蛋白石比值升高, 由正常年份的1.69提高到2.20, 同样的现象也发生于1993/1994暖事件时(图4-8, 4-9)。表明, El Niño事件后南海的温度正异常有利于钙质生物的生长。由于硅质生物生长受到抑制, $\text{Si}_{\text{bio}}/\text{C}_{\text{org}}$ 、 $\text{C}_{\text{org}}/\text{C}_{\text{inorg}}$ 比值也比平常年份有所降低。另外, 发生暖事件时, 南海中部生源颗粒/岩屑的比值增高(1998-1999), 表明El Niño暖事件更不利于岩屑的沉降。这可能主要是由于季风和环流减弱导致风尘沉降和沿岸向中部的物质输送减少所致。

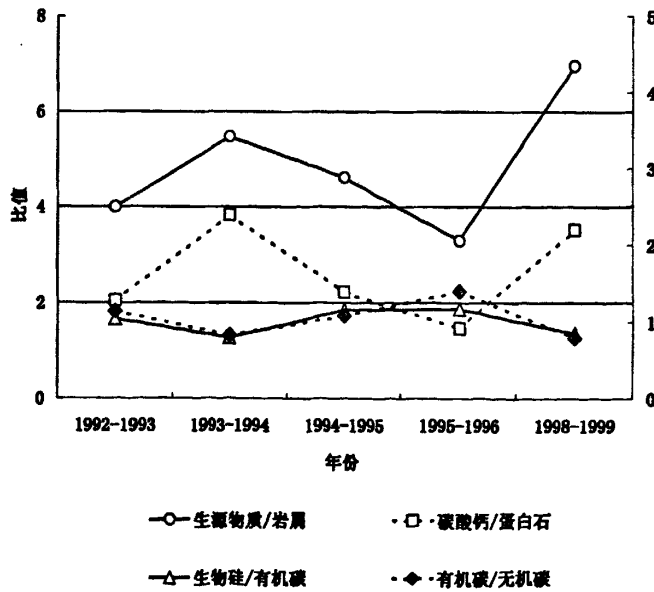


图4-14 南海中部(SCS-C)“生物泵”组成的年际变化

4.3.1 上升流和中尺度涡

由于南海海盆尺度环流的季节变化,加上半封闭的地形和黑潮的作用,南海发育中尺度涡旋。其中,冬季在宋岛北部岸外和巽他陆架,以及夏季在越南岸外的常常发育上升流(第2章,图2-5)。但在SCS-SW1和SCS-C及SCS-NE2

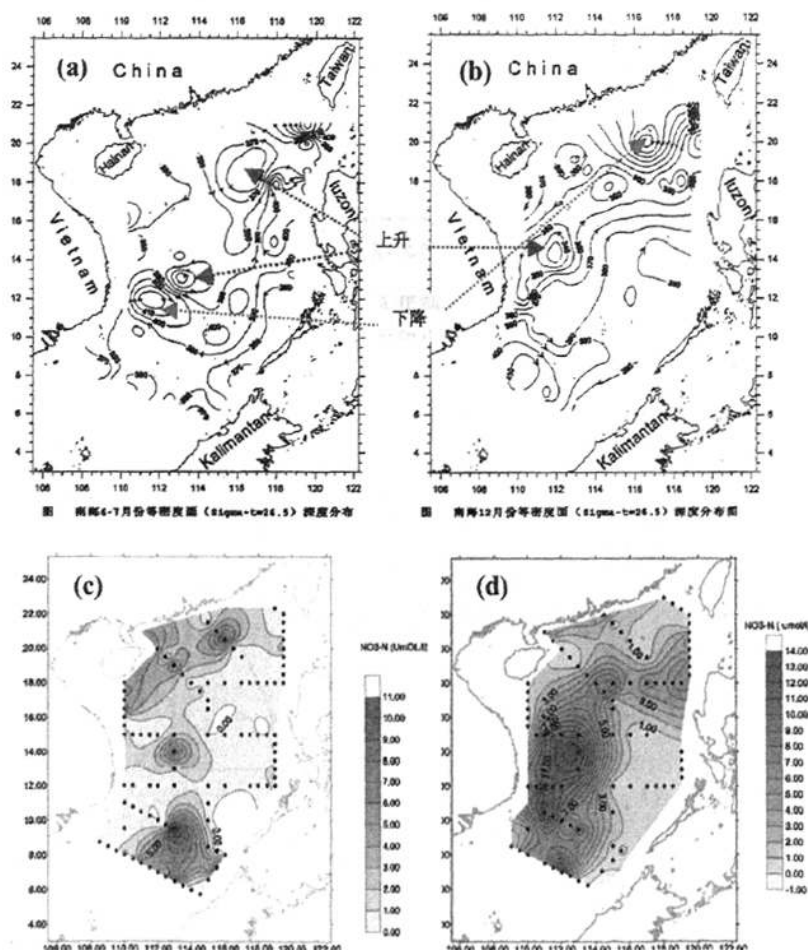


图 4-15 南海水文特征显示的上升和下降流区营养盐的分布

上图:等密度面(Sigma-t=26.5)的深度分布(a)1998夏季(6月中旬);(b)1998冬季(12月);潘玉球提供。下图:同期75m层的营养盐NO₃分布(c)1998夏季、(d)1998冬季(126资料)

沉积物捕获器布放期间 1998 年冬、夏的实测资料计算得到的等密度面深度分布表明, 由于受 El Niño 的影响, 夏季越南岸外的主要发育下降流, 只是在其外侧伴生一个规模较小的上升流(图 4-15a)。而在冬季, 在越南岸外倒有一个较大规模的上升流, 吕宋岸外也有一个比较弱的上升流(图 4-15b)。水文特征显示的海水上升也反映在了同期获得的上层 75m 营养盐 NO_3 的分布中(图 4-15c、d)。在南海中部, 冬季的营养盐也比夏季要高。那么, 上述水文特征和营养盐的分布有没有在 SCS-SW1 和 SCS-C 及 SCS-NE2 布放的捕获器中得到反映呢? 从图 4-16 可以看出, 冬季越南岸外有相对高的生源颗粒通量, 而 7 月份尽管越南岸外也有较高的通量, 但至 8 月迅速下降。吕宋岸外冬季也有所增高, 但幅度不是很明显, 可能与那里期间一直处于温度正异常, 而且在冬季温度正异常最大有关。南海中部生源颗粒通量也是冬季高于夏季。因此, 总的来说, 颗粒通量的变化与上层实际观测的水文和营养盐结果还是一致的。但是, 南海捕获器的资料尽管还比较丰富, 实测的水文和生化资料却很少, 能够与捕获器对应的资料更少, 何况实际观测只是瞬时的结果。因此, 此类比较, 要求有频繁的实测航次相伴, 即在捕获器布放的同时, 在上升流区作多次的实际观测。

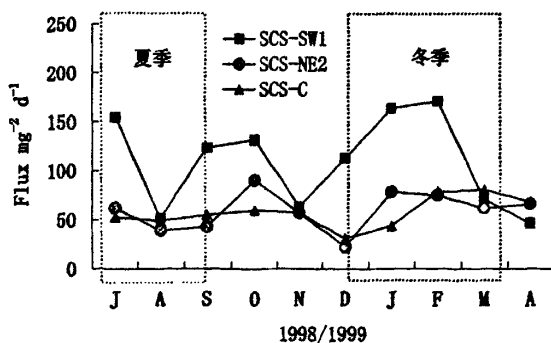


图 4-16 1998-1999 越南岸外、吕宋岸外及南海中部生源颗粒通量的季节性变化

(虚框表示冬、夏期间的颗粒通量, 月份的划分考虑到颗粒物通量对上层海洋过程的响应一般有 1-2 个月的滞后; 生源颗粒通量为蛋白石、碳酸钙和有机质之和)

南海多年的通量研究中, 只有 1998/1999 年同时在 SCS-C、SCS-SW 和 SCS-NE 布放了沉积物捕获器, 尽管受 El Niño 影响, 但越南岸外、吕宋岸外的

上升流发育尽管不是在平时的季节（如冬季越南岸外上升流）、或如平时的强度（如吕宋岸外冬季上升流较弱），但多少还是存在的（见前），生源颗粒的通量也比南海中部的高（图 4-16）。有意思的是总体上碳酸钙/蛋白石比值也是上升流区（越南岸外、吕宋岸外）小于非上升流发育区（南海中部）（图 4-17），这说明上升流区相对来说更容易生长硅质生物。

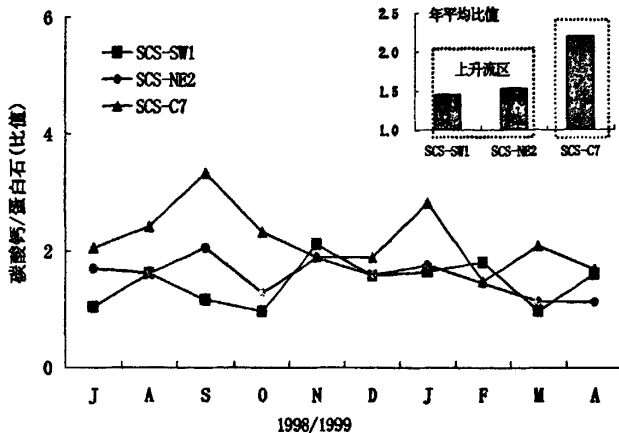


图 4-17 1998-1999 越南岸外、吕宋岸外及南海中部碳酸钙/蛋白石比值的比较

由于南海现代水文、化学和生态方面的资料匮乏，要全面总结南海颗粒通量与“生物泵”结构的控制因素还显得不大现实。但总的来说，由于河流输入的营养盐（如珠江）在河口和内陆架基本被生物利用（Yin et al., 2000），作为典型的热带寡营养海，南海深水区“季风强迫—上升流—营养盐供应和限制—风尘物质的触发—生物地球化学通量响应—沉积记录古环境信号的保存”，是一个值得进一步研究的重要科学命题。

4.5 本章小结

(1) 南海颗粒物年平均通量在 $80\text{--}249\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ 之间变化, 其空间变化从大到小依此为 $\text{SCS-SW1} > \text{SCS-NE2} > \text{SCS-N} > \text{SCS-C}$, 除越南岸外达到 $249\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$ 外, 其他三个站差别不大 ($80\text{--}100\text{ mg m}^{-2}\text{ d}^{-1}$)。在季节变化上, 颗粒通量受季风控制比较明显, 高值主要出现在冬季或夏季; 在年际变化上, 在 El Niño 暖事件的影响下, 通量可以减小 20%。

(2) 颗粒通量除了在少数时段上下变化比较一致外, 大多数时候上下通量的变化并不一致, 并经常出现下层通量反而比上层高的情况, 这主要是由于南海表层和中深层的水平流引起的颗粒物侧向运动比较频繁造成, 这种影响尤其在上层生产力较低, 颗粒通量较少, 沉降的生物颗粒以小颗粒占优时更加明显。这可能对上层环境信号在沉积物中的记录和保存产生影响。

(3) 沉降颗粒主要以生源物质(碳酸盐、蛋白石和有机质)为主, 生源物质/岩屑的比值依此为 $\text{SCS-C} > \text{SCS-NE2} > \text{SCS-N} > \text{SCS-SW1}$ 。在南海中部, 生源物质一般在 80% 以上。在生源颗粒中, 以质量比计算, 钙质生物要超过硅质生物, 而以摩尔比计两者大致相当, 表明在南海“碳酸盐泵”和“硅质泵”具有同等重要的地位。有机碳/无机碳的比值大致在 1:1, 表明南海“生物泵”对上层 CO_2 的净效应很小。

(4) “生物泵”组成结构的时空变化并没有显示季风盛行期和其它季节的显著不同, 但在三个地方同时布放有捕获器的 1998-1999 年, 两个上升流区 (SCS-NE2 和 SCS-SW2) 碳酸钙/蛋白石比值要比非上升流区 (SCS-C7) 明显要低, 表明上升流区可能更有利于硅质生物的生长。在南海中部的 El Niño 影响年, 碳酸钙/蛋白石比值有明显的升高, 表明暖事件可以抑制硅质生物的生长。

(5) 南海作为典型的热带寡营养海, 季风—上升流—营养盐供应(一种或几种元素限制)—风尘物质的触发—生物地球化学响应是一个比较典型的颗粒通量和“生物泵”结构控制过程, 值得进一步研究。

第5章 南海生源颗粒在现代沉积过程中的垂向变化

第4章主要讨论了南海颗粒通量和“生物泵”组成的时空变化及控制作用。本章在考察南海生源颗粒物质各个组份（有机碳及其组成、生物硅、碳酸钙等）垂向变化的基础上，着重讨论初级生产力与颗粒有机碳通量的耦合，有机组分在沉降过程中的选择性降解，生物硅、碳酸钙的溶解作用等问题，为第6章“现代过程对地球化学古环境参数示踪有效性讨论”作一些铺垫。

5.1 颗粒有机碳通量的垂向变化

5.1.1 南海“生物泵”的效率

“生物泵”的运转效率通常用海洋上层颗粒有机碳的输出通量来衡量 (Buesseler et al., 1992; Honda et al., 2002)。因为这部分碳在离开真光层后在较短的时间尺度内“暂时”不会再回到大气中去。但是离开海洋真光层后的生源颗粒物质在中深层水柱中也会发生有机质降解、生源颗粒的溶解作用等物质由颗粒物向溶解态转化的再矿化过程；在一定的时间（如百年-千年）尺度内，这些“再生”了的 CO_2 仍然能通过海流和上升流等过程重新回到海洋表层。因此，只有海洋“生物泵”引起的沉积碳埋藏才可以认为是海洋碳汇作用的最终净效应 (Berger et al., 1989)。

表1列出了南海四个沉积捕获器布放站位初级生产力和颗粒有机碳通量的垂向变化。南海初级生产力在 $73\text{--}288\text{ gC/m}^2/\text{a}$ 之间，新生产力占初级生产力的比例大致为 29%，而深海颗粒有机碳的通量仅为 $0.26\text{--}1.80\text{ gC/m}^2/\text{a}$ 。仅有 1-2%左右的初级生产力产生的有机碳进入深海水柱，而在深海盆地沉积物中积累的有机碳仅占初级生产力的 0.26%以下，颗粒有机物通量改变主要发生在表层到 1000m 以及底层海水与沉积物界面之间，而在中下水层变化较小。Rixen 与 Haake (1993) 在西阿拉伯海的深海颗粒通量研究中发现，1000m-3000m 之间的颗粒有机碳的通量仅为 $2.94\text{--}3.48\text{ gC/m}^2/\text{a}$ 之间，比南海高好几倍，而且有 1.67%真光层输出的颗粒有机碳在沉积物中保存，比南海的保存效率高一个数量级。总的来说，阿拉伯海的“生物泵”输出效率和沉积物中有机碳的保存效率要比南海高很多。JGOFS 的研究表明，上层初级生产力合成的有机碳的输出效率主要取决于生产力本身的

高低和浮游生物的粒径, 生产力越高、生源颗粒粒径越大, “生物泵”效率越高 (Buesseler et al., 2001)。南海深水区上层平时多为寡营养的条件, 浮游生物现存量 (chl a) 和初级生产力多被微型和微微型的小颗粒浮游生物控制 (Ning et al., 2004), 营养盐和浮游生物之间的周转速率很快, 因此, “生物泵”效率可能很低, 在上升流和风尘输入等机制的触发下, 生物生产力提高, 生物群落也可由原来以较小的生物为主, 变成了硅藻等较大的生物颗粒, 这时“生物泵”的输出效率有可能会提高。西阿拉伯海由于受强盛的夏季风影响, 初级生产力年平均达到 $180\text{gC/m}^2/\text{a}$ (Codispoti, 1991; Longhurst et al., 1995), 总体上较南海高, 不仅初级生产力高, 而且季风期间生源颗粒一般以较大颗粒为主 (Buesseler et al., 2001), 因而其“生物泵”的输出效率就高。同时由于底部发育氧最小带 (OMZ), 沉积有机碳含量高 (平均在 1% 以上, 最高为 2.7%), 沉积物处于相对还原的环境, 可以比较好地保存 (Suthhof et al., 2000)。而南海绝大部分海域有机碳含量小于 1%, 一般在 0.4-0.7% 之间。这可能与南海深层水更新速率快 (一般为几十年, 见第 2 章), 底层含氧量较高有关。

表 5-1 南海颗粒通量与上层海洋生产力和沉积物埋藏的比较

	SCS-N $\text{gC m}^{-2} \text{a}^{-1}$	SCS-C $\text{gC m}^{-2} \text{a}^{-1}$	SCS-NE2 $\text{gC m}^{-2} \text{a}^{-1}$	SCS-SW1 $\text{gC m}^{-2} \text{a}^{-1}$	说明
PP	82.3	73.0	187.2	288.0	国家海洋局, 1988; Ning, 2004 Chen LYL, 2005
NP			54.8		
1000m	1.43				
1200m		1.61	1.80	2.69	
1756m			1.62		
2240m		1.11			
2287m			1.50		
3350m	0.78				
3750m		0.86			
沉积物埋藏	0.22	0.13	0.20	0.19	根据沉积速率和有机碳含量估算

PP: 初级生产力

NP: 新生产力

说明: 南海北部的初级生产力按 Ning et al. (2004) 的结果, 以最靠近 SCS-N 的几个站数据进行冬、夏平均得到。在南海中部, 因为 Chen (2005) 和 Ning et al. (2004) 在该区域的数据比较少, 季节跨度也不好, 故采用国家海洋局 (1988) 的结果。SCS-NE 和 SCS-SW 的数据也是按位置上靠近和有季节代表性的原则, 从 Chen (2005) 和 Ning et al. (2004) 的结果取平均值得出。沉积速率据黄维 (1997) 整理的的数据。

5.1.2 初级生产力和颗粒有机碳通量的不一致性 (decoupling)

利用沉积有机碳反映古生产力的变化,则必须讨论两个过程:(1)水柱颗粒有机碳通量与上层初级和输出生产力的关系;(2)水柱颗粒有机碳在沉积物中的保存。后者主要与底层含氧量、沉积速率等有关,在前面已经有所提及,在第6章中也会进一步提到。这里主要讨论前一个关系。弄清现代海洋初级生产力和颗粒有机碳输出通量之间的关系,不仅需要长时间系列的沉降颗粒通量资料,而且要有对应的时间序列初级生产力数据。目前,尽管南海有较长的捕获器资料,但初级生产力资料指示屈指可数,因此,在南海讨论这样两个过程其实是不现实的。但 JGOFS 的有关成果对于南海的相关问题有一定的启示。

目前,研究海洋上层颗粒物质的输出通量除了沉积物捕获器法外,还有一种是 U 系不平衡法(见图 5-1 说明)。采用这种方法一方面可以比对沉积物捕获器获得的结果,另一方面也可以考察水柱颗粒有机碳通量与上层初级和输出生产力的关系。图 5-1 是全球各大海洋初级生产力和颗粒有机碳输出通量之间的关系。该图表明海洋初级生产力与上层 100-150m 颗粒有机碳通量之间在不同海域有很大的变化。在高纬度海域、阿拉伯海的季风期和北大西洋藻华实验期间,两者有比较好的相关性,但在赤道太平洋、百慕大 BATS 站和阿拉伯海的季风间期相关性较差。

关于海洋初级生产力与颗粒有机碳通量之间的不一致现象(decoupling),目前尚没有很明确的解释。从已经有的认识来看,主要与生源颗粒本身的性质如海洋生物的种群结构、群落粒径谱和组成有关,另一方面还与环境条件如海水温度、细菌活动等有关。如在不同海域铁施肥实验表明,尽管施铁后叶绿素和初级生产力都由明显的提高,但不同 HNLC 海区温度、营养盐水平和原有的生物群落结构的不同,其输出通量的响应并不相同¹⁾。例如,在南大洋高营养盐低叶绿素(HNLC)海域施铁后,叶绿素、初级生产力和浮游植物碳的水平的确增加了,但向深海输出的碳不仅没有增加,反而比周围海水要低(Boyd et al., 2000)。一个可能原因是高浓度的铁使硅藻中的 Si: N、Si:P、Si:C 减少(Takeda, 1998; Hutchins et al., 1998),导致硅藻变轻变薄(Chisholm, 2000),不易沉降。另一个可能原因是,向海水施 Fe 的同时,有利于细菌群落的增殖(Pakulski et al., 1996),加速藻类在海洋上层被分解、颗粒变小而不易下沉(Bidle and Azam, 1999)。另外,不一致还可能有测量方面的原因,如两者的观测的时间尺度常常是不一致的:现场观

¹⁾ 李宏亮, 陈建芳, 2005. HNLC 海区间现场加铁实验结果的比较综述. 东海海洋, 录用出版中。

测 (^{14}C 法) 是瞬时的初级生产力值, 而输出通量除 U 系不平衡法外, 某些是用漂浮式的沉积物捕获器测得的 (几天的平均)。

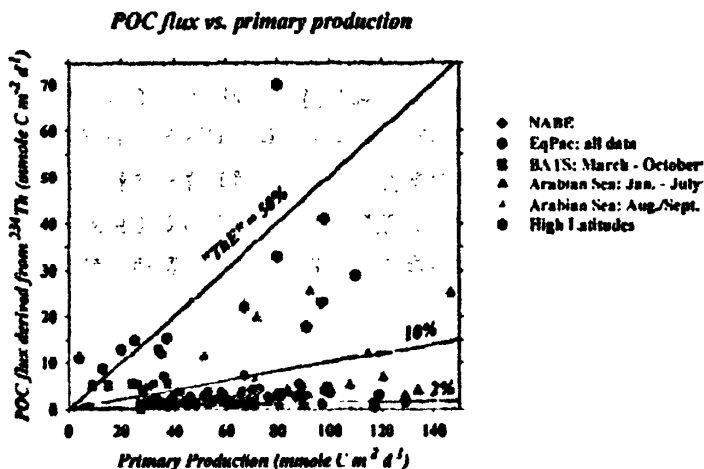


图 5-1 海洋初级生产力 (^{14}C 法) 与上层 100-150m 颗粒有机碳通量 (Th234 法) 之间的关系 (引自 Buesseler, 1998。图中直线分别表示有 50%、10%、2% 的初级生产力碳输出)

说明: U 系不平衡法主要通过 U 系放射性同位素 $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 之间的不平衡程度来指示海洋颗粒物质的清除过程。其具体原理是, ^{234}Th 是 ^{238}U 衰变产生的子体, 但两种元素在海水中的溶解度有很大的不同, ^{238}U 主要以溶解态存在, 而 ^{234}Th 极易被颗粒吸附而清除, 因此, 通过测定 ^{234}Th 相对于 ^{238}U 在海水中的放射性不平衡程度, 就可以测定颗粒物质的清除速率, 在此基础上, 通过测量颗粒物质中的 POC 和生物硅等的含量, 可以获得各种参数的向下通量。

那么, 颗粒有机物质离开上层海洋后又如何变化? 在上世纪 80 年代 JGOFS 初期阶段进行的 VERTEX (VERTical Transport and Exchange) 研究中, 通过运用漂浮式沉积物捕获器的观测结果, 曾经就颗粒物质通量和深度给出了简单关系式。这就是著名的 Martin 曲线: $F(Z) = F_{100} (Z/100)^{-b}$ (Martin, 1987)。对于 POC 来说, $F(Z) = 1.53 (Z/100)^{-0.858}$ 。该关系式基于这样一个简单假设, 颗粒有机碳离开海洋上层后, 以相对恒定的速率沉降, 深度越大, 颗粒有机碳暴露在溶解氧和细菌作用的时间越长, 这样有机碳通量就会逐渐减少。之后, 这个关系式被广泛用于开阔海洋的三维碳的垂直输运的模式中。然后, 在模式应用中常常发现其结果有较大的偏差 (Sarmiento et al., 1993)。实际的观测也表明, 上层 100-150m 颗粒有机碳通量与深海颗粒有机碳通之间并没有很好的相关性 (图 5-2)。(1) 实际上颗粒物

的沉降速率并不是恒定的，在生产力高和大颗粒生物占优时沉降速率要比平时高很多；（2）颗粒物质的侧向水平运动可以使得颗粒物质沉降的时间增加；（3）碳酸钙/蛋白石的比例在全球各大海洋以及同一海区不同季节和年份也可能有差异，作为钙质或硅质生物的壳体的碳酸钙和蛋白石，其本身也“携带”有大量的有机物（陈建芳等，2000），因此，在“碳酸钙”型和“蛋白石”型海洋由于碳酸钙和蛋白石溶解深度的不同，就会引起颗粒有机碳通量与深度关系式的变化。

从南海的实际情况来看（第4章），作为寡营养海其初级生产力不算很高，浮游植物粒级组成也主要以较小的微型和微微型为主（Ning et al., 2004），加上颗粒物侧向漂移频繁，通常情形下初级生产力和颗粒有机碳通量也很可能是不一致的。

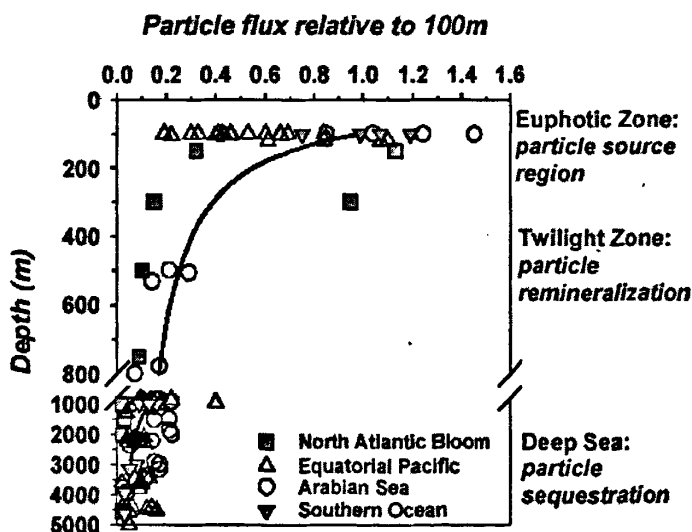


图 5-2 深海颗粒有机碳通量与对应的上层 100m 处通量的比值与水深的关系（引自 Buesseler et al., 2002）。100m 处通量的用 Th234 法或表层漂浮的捕获器测量；图中曲线为表征颗粒有机碳通量随水深变化的 Martin 曲线（Martin et al., 1987）

5.2 颗粒有机质组成的垂向变化

生物体中的有机质主要为蛋白质、糖（碳水化合物）、类脂物、核酸、木质素、色素及少量其它化合物。氨基酸是蛋白质的基本结构单位，通常占到生物有机碳的 40-60%，有机氮的 42-72%（Lee & Cronin, 1982），糖类物质是浮游植物光

合作用的直接产物，也是生物体的重要组成部分，色素是生物体进行光合作用的主要载体。由于不同有机物的化学稳定性和微生物对其的嗜好不同，有机质降解是有选择性的。

在南海颗粒物沉降过程中，最容易降解的是色素，水柱颗粒物中的色素含量为 105-1396 $\mu\text{g/g}$ ，而沉积物中平均才 0.41 $\mu\text{g/g}$ ，在到达沉积物前几乎 99.9% 被降解（图 5-3 上）。（氨基酸+糖类物质）中的有机碳占总机碳的百分数（ $T_{AA}+T_{SUG}$ ）%OC 在南海水柱的沉降颗粒物中为 18%~41%，而在南海表层沉积物中仅占 10% 以下（图 5-4）。图 5-3 下及图 5-4 清楚地表明，氨基酸和糖类物质优先被降解了。对比深层颗粒有机碳、氨基酸及糖类的含量可以发现，尽管三者在沉降过程中都有下降，但有机碳含量（用整个柱框代表）从 40-50 mg/g （4-5%）变为 7-10 mg/g ，大约为原来的 20%，而氨基酸与糖类物质只剩下原来的不到 10%，表明氨基酸与糖类物质比其它有机质损失更快。

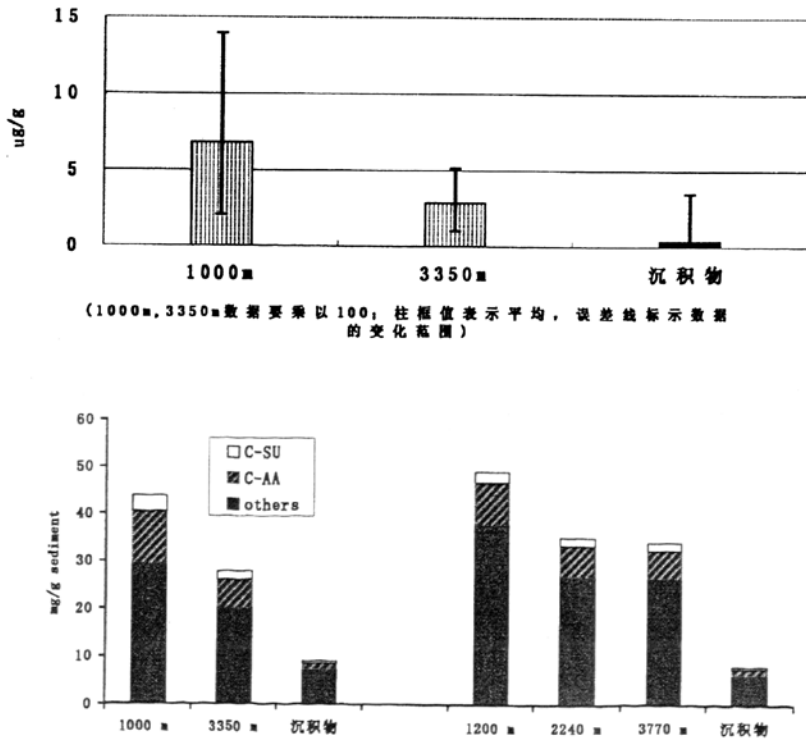


图 5-3 有机组份在沉降过程中的变化
(上图: 色素; 下图: 有机碳及氨基酸、糖类物质)

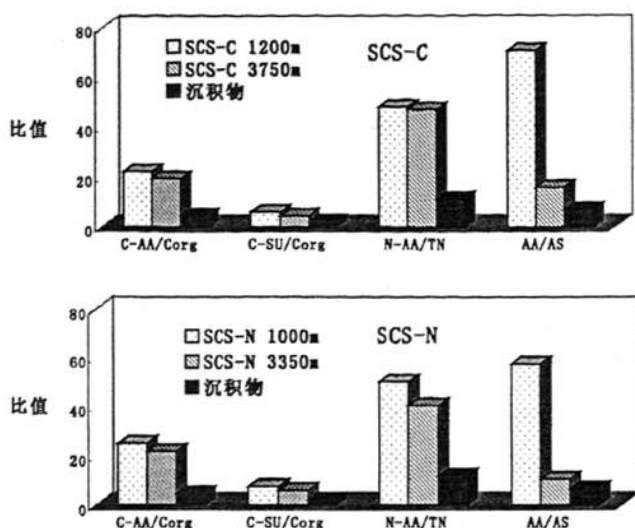


图 5-4 由于氨基酸和糖类物质优先降解导致总有机碳 (C_{org}) 和总有机氮 (TN) 中氨基酸和糖类提供的碳 (C-AA、C-SU) 和氮 (N-AA) 下降。AA/AS: 氨基酸/氨基糖。

可见, 在南海, 沉积物有机碳含量减小为颗粒物的 1/5, 而氨基酸和糖类物质的含量减小为原来的 1/10, 而色素只剩原来的 1/1000 左右, 这种色素、氨基酸和糖类优先损失的选择性早期降解作用可能会对有机质性质的一些整体指标如 C/N 比, 有机碳、氮同位素等产生影响 (Meyers, 1997)。有关这一方面的讨论将会在第 6 章中继续深入。

沉降过程中不仅氨基酸、糖类物质在有机质中的相对含量下降, 其各自的分子组成也会发生变化。南海北部与中部不同水层沉降颗粒物的分析出的氨基酸主要有 18 种, 包括了绝大多数常见的氨基酸。另外包括 2 种氨基糖 (见第 3 章氨基酸色谱图)。在绝大部分南海沉降颗粒样品中, 均以甘氨酸、天门冬氨酸、丙氨酸、丝氨酸、苏氨酸及赖氨酸为主, 约占 70% 以上 (图 5-5a、d)。其相对含量与浮游生物的氨基酸组成相似 (Cowie and Hedges, 1992), 都呈现酸性氨基酸 > 碱性氨基酸的特征。但值得注意的变化是生物活体中含量极微的 β -丙氨酸 (b-ALA)、 γ -氨基丁酸 (g-ABA) 与鸟氨酸 (ORN) 开始在南海沉降颗粒物中出现, 这些非蛋白质氨基酸 (non-Prot.AA) 大约占总氨基酸的 1-2%, 并在颗粒

物沉降过程中呈现逐渐增大的趋势(图 5-5)。Lee 和 Cronin (1982) 认为, 在微生物的参与下, 蛋白质氨基酸中的天冬氨酸 (ASP)、谷氨酸 (GLU) 和精氨酸 (ARG) 可以各自转化为 b-ALA, g-ABA 与 ORN, 故 ASP/b-ALA, GLU/g-ABA, ARG/ORN 比值在有机质的早期降解过程中减小, 同时这些可以用来反映微生物的活动情况。氨基酸组成另一个有意思的变化是芳香氨基酸 (Arom.AA) 即酪氨酸 (TYR) 与苯氨酸 (PHE) 在浮游生物中含量较高, (TYR+PHE) 平均为 9.2% (Cowie and Hedges, 1992; Jennerjahn et al., 1997), 而南海沉积物捕获器样品平均为 6.6%, 并且也呈现随深度增大而减少的趋势(图 5-5a、d)。一般情况下, 芳香氨基酸的稳定性不及碱性或中性氨基酸, 而且蛋白质多肽的水解也常常首先的含芳香氨基酸的位置进行。因此, 尽管沉降颗粒物氨基酸组成极为相似, 但对比南海水柱中的沉降颗粒物与表层沉积物中的氨基酸相对组成则可以进一步发现, 某些氨基酸在沉积物中相对富集, 如非蛋白质氨基酸 β -丙氨酸 (b-ALA)、 γ -氨基丁酸 (g-ABA) 与鸟氨酸 (ORN); 同时另外一些则容易损失, 如芳香氨基酸酪氨酸与苯氨酸(图 5-5c、f)。

值得注意的是, 氨基糖含量在南海沉降颗粒中呈现深层捕获器反而大于上层捕获器的特点, 而且其通量在中下层捕获器中也反而有所上升(陈建芳等, 1997; 陈建芳等, 1999), 这种现象在亚极地太平洋的能量研究中也出现过 (Haake et al., 1993)。氨基糖主要来源于海洋浮游动物, 尤其是几丁物质中, 而海洋浮游植物中则含量较少 (Ittekkot et al., 1984)。氨基糖是胶结生物壳体重要物质, 在动物分泌的粘性物质中有很高的含量。一般来说, 由于一方面氨基糖结合在生物壳体里面, 只有在壳体溶解时才会大量损失; 另一方面, 动物来源的有机物如生物分泌的粘性物质、粪粒等常与粘土矿物等无机粒子相互胶结在一起而变得易于保存; 再者, 颗粒有机物向下沉降过程中部分植物来源的有机质也有一部分被动物利用而转化为动物性有机质, 使动物来源的有机质能量与相对含量上升。因而氨基糖在沉降过程中比氨基酸更容易保存。这是导致南海颗粒物沉降过程中氨基酸/氨基糖 (AA/AS) 逐渐下降的原因(图 5-4)。另外, 葡萄糖胺/半乳糖胺 (Gluam/Galam) 从颗粒物到沉积物也呈下降的趋势。这可能是细菌改造加强的结果。在亚极地太平洋由于海水较冷, 细菌较少活动, 颗粒物中 Gluam/Galam 可达 20 以上 (Haake et al., 1993), 而细菌来源的氨基糖 Gluam/Galam 为 1~3 (Kandler, 1979), 因此该比值也可以反映细菌的活动程度。

糖类物质是浮游生物的重要组成部分, 如硅藻细胞壁中含有大量岩藻糖, 钙

质生物中含有丰富的阿拉伯糖,而核糖则是 RNA(核糖核酸)和许多核苷酸的主要组成部分。南海北部与中部不同水层沉降颗粒物的分析出的糖类物质主要有 8 种,也几乎包括目前已知的几种单糖。沉降颗粒样品中葡萄糖、甘露糖、半乳糖、木糖含量较高,约占总糖类物质的 65%~80%。从浮游生物、细菌、沉降颗粒物质中的糖类物质组成对比可以看出,除葡萄糖在浮游生物及细菌中含量明显高于沉降颗粒物中外,其它糖类物质的分布特征具有一定的相似性(表 5-2)。葡萄糖和核糖是很容易降解的糖类物质,因此在颗粒物质沉降过程中其百分含量大幅度地下降。而相应地其它糖类物质的相对含量上升。

根据有机碳、氨基酸、氨基糖和糖类物质在沉降过程中的变化,可以总结出能反映有机质组成结构改变和早期降解状况的有关参数(见图 5-4)。

(1) 南海颗粒物沉降过程中有机碳含量逐渐下降,在浮游生物体内,颗粒有机碳可以占到生物体干重的 20%~50%,在中下层沉降颗粒物中约占 2%~10%,抵达沉积物后下降到 1%以下。

(2) 颗粒有机碳中氨基酸和糖类物质所占的碳($T_{AA}+T_{SUG}$) OC 从浮游生物体内的 30%~65%降至沉降颗粒物中的 18%~41%(平均 23.6%),在沉积物中仅占 10%以下。

(3) 氨基酸/氨基糖的比值(AA/AS)在沉降过程中也逐渐降低:南海沉降颗粒物中,AA/AS 比值在上层捕获中为 57.7(北部)与 46.8(中部);中层捕获中为 34.4(中部);深层捕获器中为 12.8(北部)与 15.8(中部);南海沉积物中则为 5~7 之间,而在水柱浮游生物壳体中,由于其有机质新鲜程度更加接近活体生物,AA/AS 可达 100 以上。

(4) 颗粒物沉降与沉积过程中,芳香氨基酸(Arom.AA)相对含量下降而非蛋白质氨基酸(non-Prot.AA)含量上升,导致了 Arom.AA/non-Prot.AA 比值下降,同时,反映微生物对有机质分解作用的 ASP/b-ALA, GLU/g-ABA, ARG/ORN 以及 Gluam/Galam 等比值也降低,均反映了有机物质的早期降解作用的程度。

(5) 从南海氨基酸和糖类物质的垂向变化和上述早期降解状况指标的变化表明,南海沉降颗粒物质中浮游植物来源的有机质比份较大,随着颗粒物沉降,浮游植物来源的有机质减少,到沉积物中有机质主要以动物来源和细菌改造的有机质为主,活性降低。

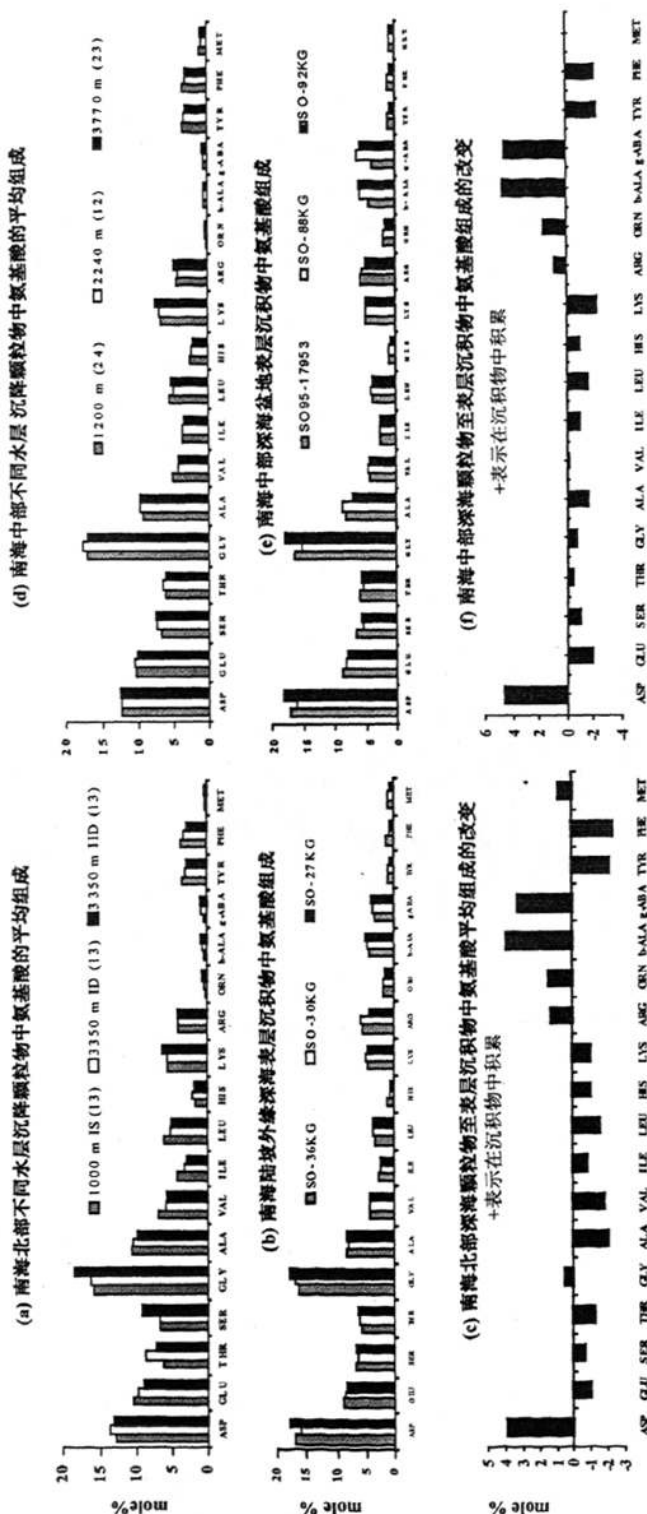


图 5-4 南海颗粒沉积过程中氨基酸组成的改变 (陈建芳等, 1999)

ASP 天冬氨酸; THR 苏氨酸; SER 丝氨酸; GLU 谷氨酸; ALA 丙氨酸; VAL 缬氨酸; MET 蛋氨酸; ILE 异亮氨酸; LEU 亮氨酸; TYR 酪氨酸; PHE 苯丙氨酸; b-ALA beta-丙氨酸; g-ABA gamma-氨基丁酸; HIS 组氨酸; ORN 鸟氨酸; LYS 赖氨酸; ARG 精氨酸。

表 5-2 南海沉降颗粒糖类物质组成和海洋生物体及沉积物的比较

	鼠李糖	核糖	甘露糖	果糖	阿拉伯糖*	半乳糖	木糖	葡萄糖	文献
浮游植物	3.7	6.0	14.9	1.7	12.6	6.3	9.0	45.9	Cowie&Hedges, 1984
浮游动物	2.2	8.1	16.1	0.5	7.6	8.6	2.1	55.0	Cowie&Hedges, 1984
细菌	0.0	15.3	5.8	0.4	2.6	1.9	0.9	73.0	Cowie&Hedges, 1984
SCS-C3/C4-1200m	5.6	5.0	19.0	2.2	4.7	25.6	14.2	23.7	本文
SCS-C3/C4-2240m	5.8	3.5	21.2	2.4	4.6	23.7	13.9	25.0	本文
SCS-C3/C4-3750m	6.0	3.7	21.4	2.4	4.7	22.2	14.6	24.9	本文
SCS沉降生物壳体	2.6	1.7	14.8	2.3	4.0	20.7	8.9	45.0	陈建芳等,2000
SCS沉积物	5.8	0.8	11.8	11.5	19.2	17.2	13.3	20.4	唐运千,1993

*含岩藻糖

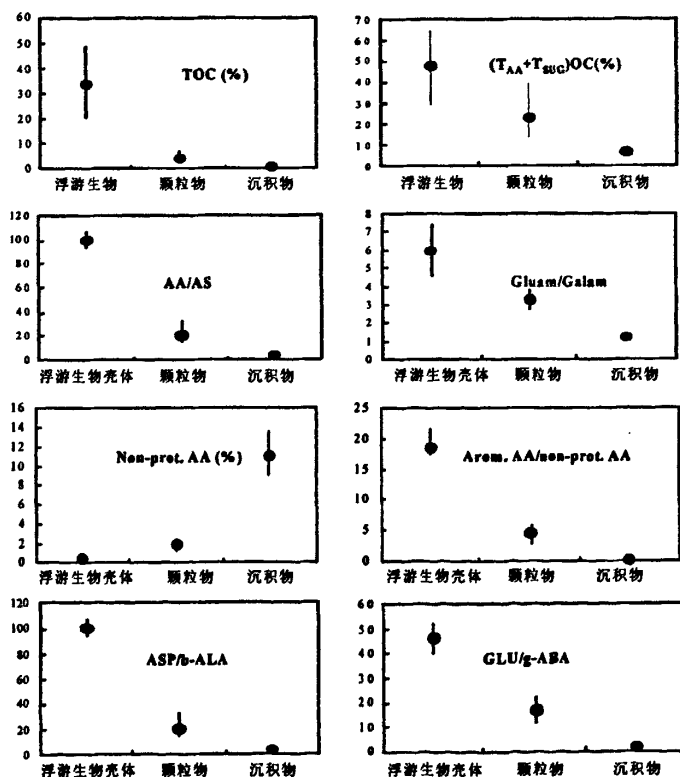


图 5-6 南海浮游生物壳体、沉降颗粒物及沉积物中某些有机地化参数的分布*黑点表示平均值；竖线表示分布范围。(T_{AA}+T_{SUG}) OC (%)表示(氨基酸+糖类)中的碳占TOC的百分比；AA/AS表示氨基酸/氨基糖；Gluam/Galam表示葡萄糖胺/半乳糖胺；Non-prot. AA (%)表示非蛋白质氨基酸在总氨基酸中的百分比；Arom. AA/non-prot. AA表示芳香氨基酸/非蛋白质氨基酸

5.3 蛋白石、碳酸钙和岩源物质的垂向变化

生源组份中,除了有机质有明显的选择性降解和分子组成改变外,其它两类生源物质—蛋白石和碳酸钙也会发生溶解作用,但两者的溶解机制不同。

为了比较颗粒物质各组份通量与它们在沉积物中的积累率之间的关系,我们给出了表 5-3 的计算结果。需要指出的是,南海北部捕获器布放期间是生物硅异常低的时期(见第 4 章),因此沉积物中的积累率反而大于水柱的通量。根据目前的了解,生物硅如此低的情况是非常罕见的,很可能与当时(1987/1988)的 El Niño 后的暖事件有关(见前)。但 1998/1999 El Niño 后的暖事件生物硅通量与正常年份并无如此明显的差异(见第 4 章)。由于资料有限,对此我们不作过多讨论。另外,由于我们不知道输出真光层的蛋白石、碳酸钙通量(需要用漂浮的布放于真光层以下的捕获器或 ^{234}Th 法测量),因此我们无法知道从上层到 1000m 的通量变化情况。但我们可以比较 1000m 至沉积物的变化。从年平均来说,在随后的颗粒物沉降过程中,碳酸钙通量在南海北部和中部都呈现下降的趋势,从上层(1000m、1200m)到深层(3350m、3750m),南海北部和中部的碳酸钙通量分别下降 25% 和 21%。这种下降可能主要是碳酸盐中文石质(含 Mg)的腹足类、翼足类的溶跃面一般浅于 3000m (Broecker and Takahashi, 1978),在沉降过程中,这些钙质生物可以首先溶解造成的(陈建芳等, 1998)。因为一般来说,深层有孔虫的总通量通常并不比上层少,很多时候反而比上层还要多,如南海北部(陈文斌等, 1993)和南海中部的部分时间段(陈荣华等, 2000)。南海中部蛋白石的通量(多年平均的结果)也出现深层比上层反而高的现象。这至少说明在 1000-3750m 水柱中蛋白石的溶解作用很小;另外颗粒物侧向运动对通量有较大的影响(见第 4 章)。尽管在中下层水柱蛋白石、碳酸钙溶解作用较小,但从深层捕获器到沉积物,蛋白石通量在南海中部损失 80%;碳酸钙在南海北部和中部分别损失 72% 和 95%。显然,中部的水深在 4500m 左右,已远远超过南海的 CCD (郑连福等, 1993)。

有意思的是,在南海中部,岩源物质通量从 1000m、2240m 到 3750m 依次增高。而且无论南海中部还是北部,深层岩源物质通量反而小于全新世的沉积物积累率(见表 5-3; 图 5-7)。尤其是南海北部,岩源物质在沉积物的积累率比深层 3350m 通量高出 65%。我们估算所用的沉积速率在南海中部为 SO-50 91KL 的沉积速率即 $2.75 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$, 南海北部为 SO-50 29KL 的沉积速率即 $5.2 \text{ cm} \cdot \text{ka}^{-1}$, 在这一海区,这样的沉积速率与其它文献(黄维, 1997)相比并不算过高的估算。最近,台湾中山大学的钟玉嘉等 (Chung et al., 2004) 在南海东北部

的沉积物捕获器实验(2000年10月到2001年6月)中也发现,台湾岛西南、海盆东北角的M1站(119.47E, 21.53N, 水深2950m, 见图3-2)也观测到深层(948m)通量远高于上层(248m)的情况,而且在2000年1月上旬,深层通量高出上层近10倍,达到 $2024.6 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,比南海中部(SCS-C)和北部(SCS-N)多年来的最高值还高一个数量级。由于他们关注的主要是 ^{210}Pb ,并没有给出 CaCO_3 、蛋白石、有机质和岩源物质的分析结果,因此无法客观地判断这些异常高的通量是生源物质还是岩源物质。但他们分析了烧失量(LOI, 即在 550°C 下灼烧后的重量损失)以代替总有机物,尽管这种近似非常粗略(根据我们对南海东北部200余个沉积物样品的分析结果,LOI在3-20%变化,而有机碳的变化范围只是0.3%~1.2%),但深层通量最高时对应的LOI最低,仅为12.2%(Chung et al., 2004),与南海沉积物相似。至于这些颗粒主要是再悬浮的颗粒顺坡侧向搬运,还是由风尘或者冬季海流把近岸的物质带入该区域,文中并没有交代清楚。但从该站地处陆坡的地形来看,前者的可能性很大。

上述种种迹象表明,底部沉积物通量反而比水柱高的现象很可能是南海的一种常见现象。究其原因,很可能是由于海洋底部雾状层在重力流、等深流作用下引起的沉积物异地搬运所致。南海北部沉积物捕获器附近,正处在陆坡前缘,浊流的频繁影响是不足为奇的。南海中部沉积物中岩源物质积累率也要高出3774m处通量约45%。由此可以看出,沉积物随底层重力流的搬运作用不仅局限于南海北部,在南海中部只是强度有所减弱。汪品先(1995)曾经总结了南海的沉积搬运作用,认为陆源碎屑物可由河口或浅水区通过不同的阶段最后搬运至南海深海盆地,本文的结果也进一步证实了这种看法。

表5-3 南海颗粒物通量与沉积物积累率之间的关系

	水深(m) (n=样品数)	物质通量 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} / \text{ka}$	各组分通量或积累($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} / \text{ka}$)			
			CaCO_3	生物硅	有机质	岩源物质
南海北部 (水深3750m)	1000m (n=13)	3.29	1.57	0.05	0.26	1.41
	3350m (n=26)	2.70	1.19	0.04	0.14	1.40
	沉积物*	3.02	0.33	0.36	0.04	2.31
南海中部 (水深4310m)	1200m左右 (n=41)	3.12	1.33	0.87	0.29	0.64
	2240m左右 (n=12)	3.18	1.18	1.06	0.20	0.72
	3774m左右 (n=32)	3.29	1.05	0.98	0.18	1.09
	沉积物*	1.68	0.03	0.16	0.02	1.45

*南海北部沉积速率(5.2cm/year)按SO50-29KL(18°26.08'N、115°59.22'E)相关数据;中部沉积速率(2.75cm/ka)据SO50-91KL(14°38.3'N、115°07.3'E)相关数据(徐征宇等, 1993)。

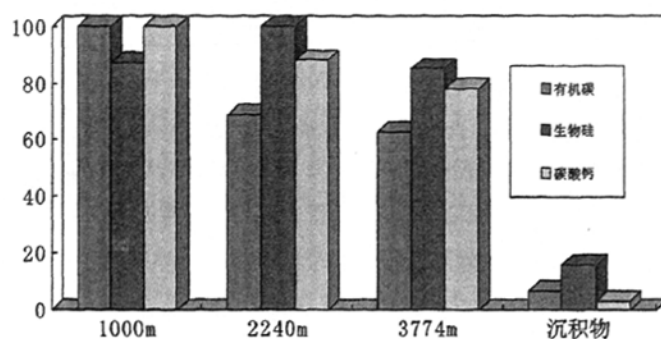


图 5-7 南海中部生源颗粒通量的垂向变化

(为了比较直观地图示, 把最高的通量设为 100, 其余按比例算出)

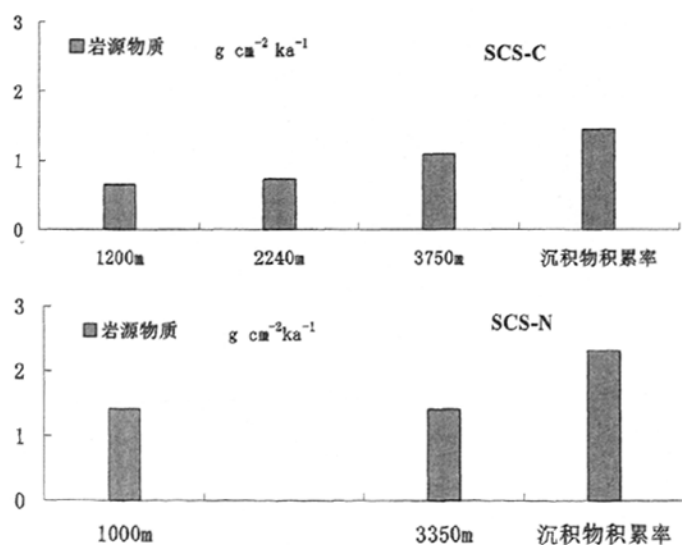


图 5-7 南海岩源颗粒通量的垂向变化 (数据见表 5-3)

5.4 本章小结

(1) 南海现代年均初级生产力大约在 $73\text{--}288\text{ gC/m}^2/\text{a}$ 。其中仅有 1-2% 进入深海水柱，而在深海沉积物中积累的有机碳仅占 0.26% 以下，颗粒有机物通量改变主要发生在表层到 1000m 以及底层海水与沉积物界面之间，而在中下水层(1000m-3750m)变化较小。南海“生物泵”效率大约是同为季风影响区的西阿拉伯海的 1/3，沉积有机碳的保存效率低一个数量级，这可能与南海初级生产力与前者相比要低，同时南海深层水的更新速率较快（底部不容易形成低氧环境）有关。

(2) 南海初级生产力与颗粒有机碳通量之间的关系由于初级生产力资料太少而不能深入讨论，但根据世界其它大洋区的研究结果，南海也很可能存在两者的不一致现象 (decoupling)。原因是南海初级生产力低，水平流对颗粒物质的输运复杂。因此，颗粒有机物通量随水深减小的关系式 (Martin 曲线) 可能会因为颗粒沉降速率、生物泵组成结构、颗粒物侧向运动等因素而失效。

(3) 在颗粒物沉降到沉积物过程中，有机质降解存在选择性：色素、氨基酸和糖类物质比其它有机质更容易在早期降解过程中损失掉，有机质中浮游植物来源的越来越少，经过细菌和浮游动物改造的部分比份越来越高，这种改变可能会影响有机地球化学的一些整体指标（如有机碳、氮同位素）示踪的有效性。不仅氨基酸和糖类物质等有机质的相对含量在沉降过程中下降，其分子组成也会发生变化。这种变化也可能同样发生于其它大类的有机物，如烯酮、甾醇和脂肪酸等常用的生物标志物。

(4) 从颗粒物到沉积物，碳酸钙、蛋白石通量损失 72-95%，其变化主要发生于深层捕获器与沉积物之间。另外，无论南海中部还是北部，岩源物质通量反而小于全新世的沉积物积累率，结合颗粒的侧向运动和 Chung et al. (2004) 的结果，表明南海海洋底部雾状层在重力流、等深流作用下引起的沉积物异地搬运是比较常见的。这种异地搬运作用对于古环境信号（如有机碳古生产力指标）在沉积物中的保存可能会有一定影响。

沉降过程中反映颗粒物组成特征变化的比值列于表 5-4。

表 5-4 南海沉降过程中反映颗粒物组成特征的一些比值的变化*

	生源物质/岩屑 (范围/平均)	碳酸钙/Opal (范围/平均)	有机碳/无机碳 (范围/平均)	C/N (范围/平均)	C _{AA} /C _{org} (范围/平均)	C _{su} /C _{org} (范围/平均)	N _{AA} /TN (范围/平均)	AA/AS (范围/平均)	
南	SCS ₁ -N-1000m(I)	0.68-3.44/1.37	19.5-50.0/31.1	0.42-1.14/0.67	4.1-7.8/6.3	13.2-39.5/25.1	5.4-16.0/7.5	24.0-68.9/50.1	21.6-192.9/57.4
海	SCS ₁ -N-3350m(I)	0.51-5.16/1.03	17.0-100/32.8	0.28-1.02/0.54	3.9-16.7/7.0	14.6-27.7/21.7	1.6-8.8/5.9	34.1-77.7/40.3	5.0-13.7/10.5
北	SCS ₁ -N-3350m(II)	0.71-3.38/0.99	18.5-97.6/27.3	0.21-0.74/0.49	3.7-9.4/5.6	18.0-44.9/26.0	3.8-16.4/7.9	31.8-77.9/42.6	9.8-15.9/12.4
部	南海北部沉积物	0.09-0.26/0.15	2.53-8.97/4.2	0.15-0.36/0.28	8.9-14.9-8/10.2	3.7-6.8/4.7	1.2-2.7/1.9	8.9-14.2/11.8	4.8-7.7/6.6
	SCS ₁ -C-1200m	2.3-8.1/3.57	0.77-1.77/1.28	0.79-1.79/1.20	5.7-9.9/7.8	11.5-18.6/15.2	5.4-16.0/10.4	28.7-45.5/38.1	12.9-18.9/16.6
	SCS ₁ -C-3500m	0.92-1.43/1.12	0.38-1.31/0.68	0.82-1.87/1.23	6.9-9.3/7.6	12.8-20.8/15.5	9.5-20.6/13.5	33.6-53.3/41.1	12.5-17.0/15.2
南	SCS ₂ -C-1200m	2.0-33.5/3.25	1.52-3.60/2.39	0.30-1.30/0.82	4.9-9.1/7.2	8.6-25.5/15.9	3.2-7.5/4.5	16.7-50.2/35.0	13.0-64.4/23.5
海	SCS ₂ -C-3500m	1.31-5.52/1.91	0.85-2.43/1.30	0.13-1.15/0.78	4.3-8.0/6.7	8.0-51.7/15.3	3.2-13.9/5.3	23.3-36.5/27.9	10.5-58.0/17.0
中	SCS ₃ -C-1200m	3.3-7.2/4.4	0.62-2.76/1.39	0.57-1.57/1.08	6.2-8.0/7.4	14.0-23.9/20.2	2.9-6.1/4.5	30.2-59.2/48.0	50.3-128.3/70.6
部	SCS ₃ -C-2250m	2.1-4.9/3.5	0.78-1.95/1.12	0.76-1.30/0.92	7.2-7.8/7.4	16.5-21.9/18.5	3.2-5.1/4.5	40.3-53.4/45.6	12.3-72.2/34.4
	SCS ₃ -C-3750m	2.2-3.5/2.7	0.63-2.01/0.97	0.44-1.40/0.92	6.6-8.3/7.3	15.2-28.3/19.2	3.7-5.2/4.4	39.6-64.2/47.7	12.8-24.3/15.7
	SCS ₄ -C-1200m	2.2-5.2/3.2	0.58-1.28/0.92	1.01-1.84/1.40	6.9-8.5/7.7	11.5-25.5/15.9	3.2-7.5/4.5	16.7-50.2/34.9	13.0-64.4/23.5
	SCS ₄ -C-3500m	1.5-31.7/2.2	0.59-0.87/0.72	1.05-9.14/2.20	7.8-11.1/8.4	8.0-51.7/15.3	3.0-13.9/5.3	24.2-36.5/27.9	4.8-58.0/16.1
	南海海盆沉积物	0.11-0.26/0.14	0.53-2.84/1.35	0.68-1.31/1.05	8.3-12.8/9.8	3.2-6.9/4.6	1.9-2.9/2.2	9.2-12.9/11.2	5.6-7.2/6.9

*生源物质/岩屑、碳酸钙/Opal、AA/AS 为质量比, 其余为 mole 比。C_{AA}、N_{AA} 分别表示氨基酸中的有机碳、氮, C_{su} 表示糖类物质中的有机

第6章 现代过程对若干古环境替代指标的改造

在前面 4、5 两章,前一章主要讨论了南海颗粒物质通量和“生物泵”结构的时空变化及控制因素;后一章则讨论了南海有机物、生物硅、碳酸钙等生源颗粒物质在离开海洋上层到沉积物的垂向变化。本章在前面讨论的基础上,基于南海表层沉积物和沉积物捕获器样品有关分析数据,就现代过程对地球化学古环境替代指标示踪有效性的影响进行讨论。重点讨论有机碳、生物硅和色素等古生产力替代指标, U^{K}_{37} 古温度指标,有机 C、N 同位素示踪的古环境信息。

6.1 古生产力替代指标(有机碳、生物硅和色素)

6.1.1 沉积有机碳

在古海洋研究中,如下几种地球化学方法常用来反映古生产力:(1)有机碳和绿素(chlorin, Harris et al., 1996)的积累率,主要反映总的海洋生产力;(2)蛋白石积累率,主要反映硅藻等硅质生物的生产力;(3)生物标志物(如烯酮和甾醇,色素等)的积累率,这种方法一般反映的是某一藻类的生产力,如长链烯酮反映颗石藻,甲藻甾醇反映甲藻,菜子甾醇、 β -谷甾醇反映硅藻(Schubert et al., 1998)。本文主要以南海沉积物中有机碳、生物硅和色素对上层海洋的响应为出发点,对南海应用这些指标的可行性和可靠性及其影响因素作出初步评估。

有机碳积累率是最常见的古生产力指标。在同一海域,当沉积速率和粒度分布大致稳定时,有机碳的积累率也可以用沉积物中有机碳的含量来反映。南海已有的表层沉积物有机碳资料,主要包括国家海洋局(1988)发表的南海中部有机碳含量分布图和中国科学院南沙综合考察队(1993)发表的南沙群岛及其邻近海区沉积有机碳含量分布图,而南海整个海域的有机碳含量的完整分布至今没有报道。根据前面两者的结果,南海海盆区沉积有机碳含量一般在 0.5-0.75%,比我们的结果偏高(图 6-1a);南沙群岛及其邻近海区沉积有机碳含量在 0.031-2.11%,大部分地区含量在 0.6-1.2%,比我们的结果也偏高,但最高值出现在巴拉巴克海峡的南海一侧,这与我们的结果一致。前两者结果和我们数据的系统性差别很可能是由于分析方法的不同引起。沉积物中有机碳的分析方法,在 80 年代以前我国的海洋调查中主要采用由土壤分析移植过来的容量滴定法(如国家海洋局,

1988)。但事实上,这种方法一般仅适用于有机碳含量较高的土壤和湖泊沉积物,而不太适合含量一般在1%以下的海洋沉积物。我们采用的方法是国外广泛使用的高温燃烧法。由于上述差别,本文没有把以前的数据结合进来。为了更客观地反映实际,本文没有画等值线图,而是直接将测值标注于站位旁(图 6-1a),但为了便于显示总的趋势,将有机碳含量分为 0.04-0.40%, 0.40-0.75%, 0.75-2.0%三个等级以圆饼表示(图 6-1b)。

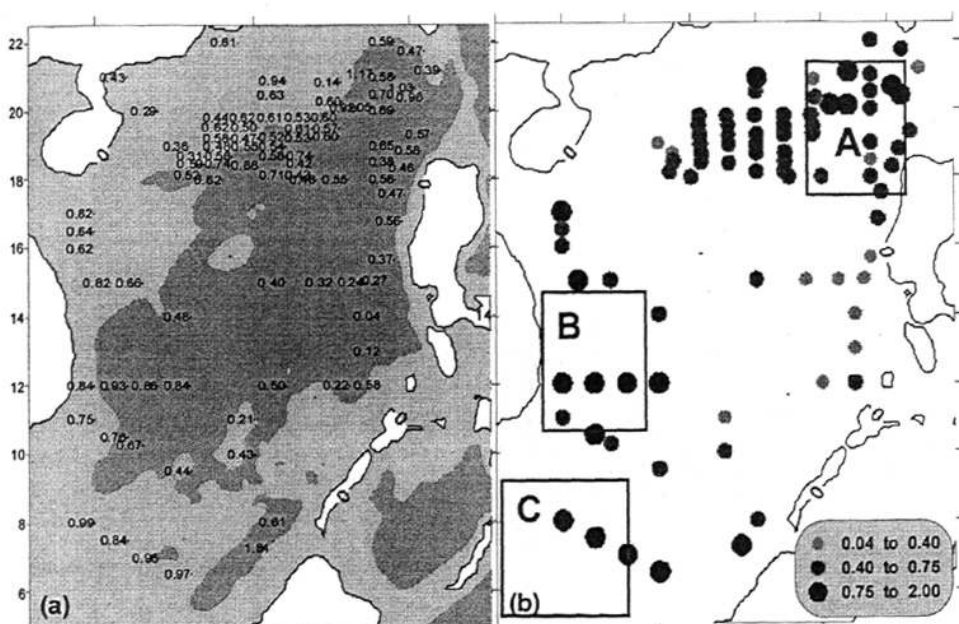


图 6-1 南海表层沉积物(0-5cm)有机碳含量(wt%) a) 实际含量(b) 趋势图

说明: 方框 A、B、C 表示传统意义上的南海上升流区(见图 2-5), A、B 为冬季发生在吕宋岛东北和巽他陆架外上升流区, C 为夏季越南岸外上升流。遥感观测和模式计算均显示,这三个区域均有较高的叶绿素 a 和生产力(Liu et al., 2002)

从图中可以看出,高值主要分布于三个海域,即南海东南部的巽他陆架外侧,越南岸外和南海东北部的陆坡处。其中,前面两个海域大致与传统意义上的上升流区吻合,而在吕宋岛岸外,沉积有机碳含量的高值区与上层海洋上升流的中心相比,位置偏北。由于黑潮的作用,在南海东北部黑潮锋面附近常产生一些可以移动的涡(苏纪兰等, 1999),这些涡可以携带颗粒物向西或向北输运,很可能是颗粒物侧向移动的一种机制。另外,如在前面第 4 章所述,北部陆坡附近颗

粒物顺坡搬运十分常见,不仅可以将陆架较高生产力区的沉积物向海盆方向搬运,而且也有利于沉积有机碳的保存。南海中部深海盆的东侧,部分站位有机碳含量比海盆沉积物常见值 0.4-0.5% 明显偏低。由于样品取自 94 年的“太阳号”95 航次和 1998 年的“向阳红 14 号”南海航次(见第 3 章),可能与 1991 年 6 月菲律宾 Pinatubo 火山爆发带来的火山灰沉积有关(Wiesner et al., 2005 年二所报告),火山灰影响的范围主要在南海中部的东侧,与图中的低值区一致。从上述结果来看,表层沉积物有机碳含量大致可以反映表层的初级生产力状况,在越南岸外、吕宋岛西北和巽他陆架外的上升流区尤佳。

与全球沉积有机碳的分布相比,南海有机碳的含量(大部分在 0.40-1.0%)比大洋要高,但低于一些上升流区(图 6-2)。总的来看,在高生产力区如赤道东太平洋、阿拉伯海和非洲纳米比亚沿岸等世界著名的上升流区有机碳含量要明显高于世界其它海域,而寡营养的大洋有机碳含量则很低。因此,全球范围内沉积物的有机碳含量与海洋上层初级生产力的分布是大致吻合的。

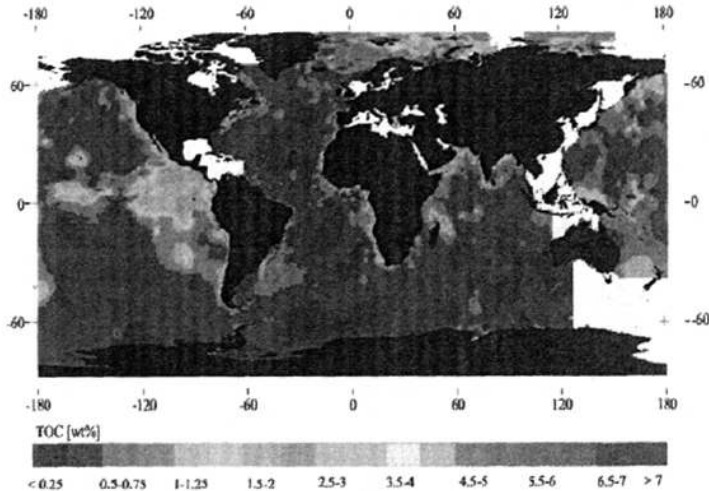


图 6-2 全球表层沉积物(0-5cm)有机碳含量的分布模式(Seiter et al., 2004)

图 6-3 是南海沉积物各组分现代堆积速率(按全新世平均)。从图中来看,有机碳的堆积速率高值区主要在南海北部和南海南部,可见,其主要由沉积速率决定(见黄维、汪品先, 1998),而同上层海洋生产力关系不如有机碳含量好,可能与陆源有机碳输入的影响有关。因此,对于沉积速率时空变化大的海域,表层沉积物的有机碳含量似乎比现代有机碳堆积速率更能反映上层生产力。如果沉积速率比较稳定,两者实际上是一致的。但由于受到陆源物质输入稀释、陆地有

机碳的叠加，碳酸钙溶解作用引起的岩源物质和蛋白石的相对富集（见图 6-4）、有机碳通量和输出生产力的 decoupling 和有机碳的选择性降解作用（见第 5 章）的影响，沉积物表层有机碳含量反映的初级生产力也是相对的，有条件的。

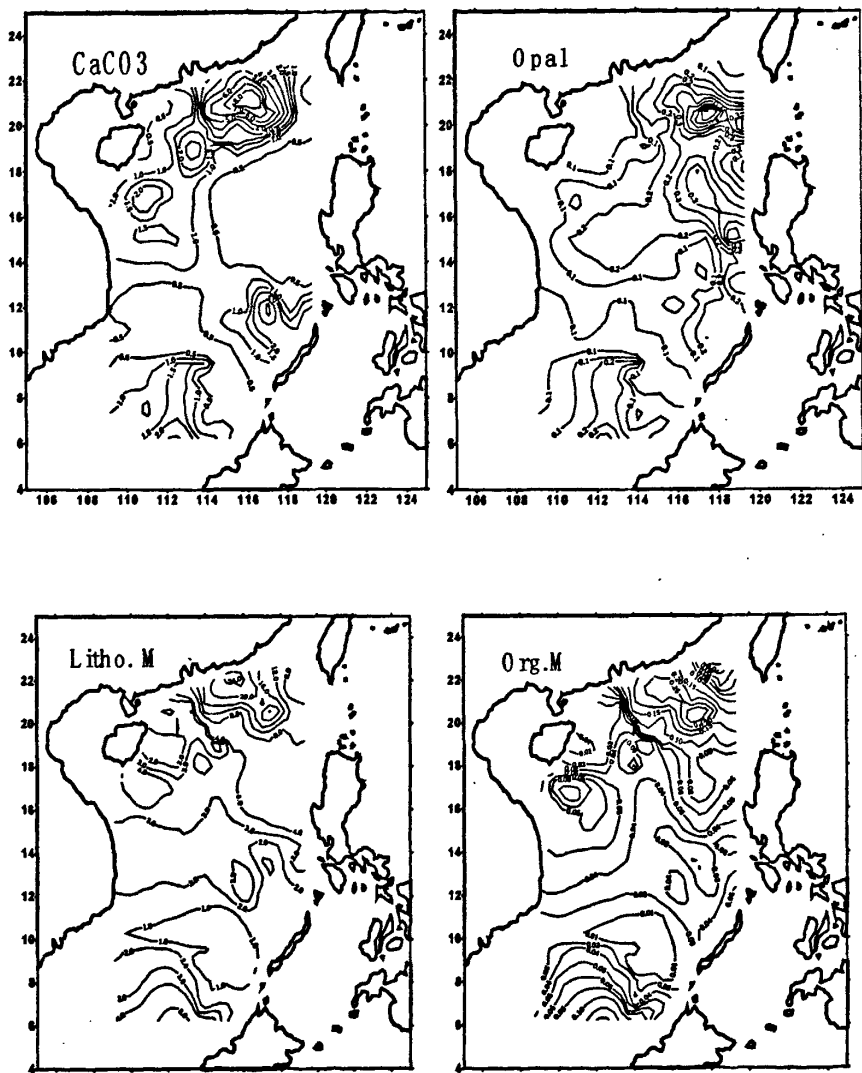


图 6-3 南海表层沉积物各组分的堆积速率分布图 (g/cm²/ka)

沉积速率资料来自黄维（1997）整理的全新世沉积速率。碳酸钙、蛋白石、有机质和岩源物数据主要来自本文数据（历史资料需要同化后补充）。由于沉积速率和各沉积物要素是在不同时间、不同地点测量的，因而将它们用 Kriging 方法分别插值到相同布局的网格点上，并在网格点上各自相乘，即得到不同沉积区的沉积速率在每个网格点上的值以及它们在南海的分布情况。插值范围：东西向为东经 108°~120°，南北向为北纬 5.5°~23.5°，网格间距都为 0.5°。

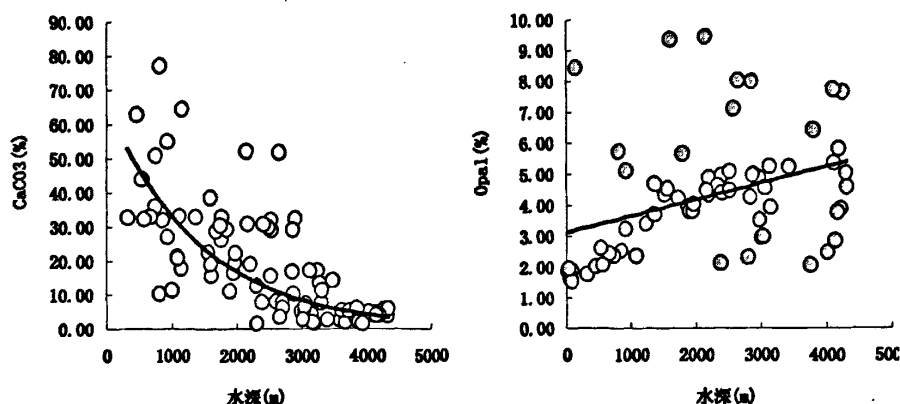


图 6-4 南海表层沉积物碳酸钙（左）和蛋白石（右）和水深的关系

（碳酸钙含量随水深下降明显，而蛋白石含量与水深基本没有关系）

在大洋古环境研究中，古生产力的估算都基于如下假定：（1）沉积物中的有机碳全都来自海洋（若沉积物中有陆地来源的有机质，则会造成过高的估算）；（2）各海区有机碳在水柱沉降和沉积物中的保存条件相似（因此可以用同一个经验公式）；（3）各层位沉积物速率的正确测定（这一点这里不作讨论）等等。但实际情况多少与上述假定有所出入，对于边缘海来说尤其如此。如第5章所述，只有不到1%的上层初级生产力在深海沉积物中积累，因此，有机碳保存状况的变化足以导致所估算的生产力与真实生产力的巨大差异。因此保存状况的评价是获得正确的古生产力估算的前提之一。有机质的降解可以分为三个阶段：真光层阶段，水柱阶段，以及底部沉积界面—表层沉积物阶段。在第5章的讨论中已经知道，大多数低生产力的时候，有机碳通量和初级生产力是不一致的，只有生产力较高、生物粒径较大时一致。初级生产力与颗粒通量大多数时候的 decoupling 和表层沉积物有机碳含量在大的时空尺度上仍然能反映表层生产力形成了鲜明对照。其原因可能两者的时空尺度差异很大，在小的尺度上“细节”的不同和无规律并不能说明总的趋势也没有可能有规律可寻。

另外，有机质在有氧与无氧环境里的降解作用是有很区别的。表 6-1 为南海颗粒有机物再生成营养盐时的耗氧速率，在深层水柱为 $0.011-0.019 \mu \text{mol/L/year}$ ，沉积界面为 $0.246 \mu \text{mol/L/year}$ 。而南海 3000-4000m 溶解氧大约为 120

$\mu\text{mol/L}$ (O_2)。若南海深层水的更新时间按 50 年算(第 2 章), 假定这期间水体封闭(没有更新和交换), 底层水 50 年有机质分解的 O_2 消耗最多也才 $10\mu\text{mol/L}$, 不及现有浓度的 10%。在 4000m 以上的深水柱由于再生引起的影响更小(表 6-1), 不足以改变水柱溶解氧的含量。因此, 南海由于底层水体更新快, 不足以形成低氧的环境, 大多数水体由于很好的混合和更新作用可使由于有机质氧化及动物呼吸消耗掉的 O_2 很快得到补充。

表 6-1 根据捕获器的上下通量差计算的营养盐再生和耗氧速率

		N	P	Si	O_2	ΣCO_2
上下层通量差		年平均再生速率				
(mg/m ² /year)		($\mu\text{mol/L/year}$)				
表层到 1200m	C_{org}	83183.5	0.8700	0.0510	7.960	5.768
1200m	C_{org}	365.0	0.0047	0.0003	0.043	0.031
to 2240m	Opal	766.5		0.011		
	CaCO_3	1095.0				0.104
2240m	C_{org}	766.5	0.0098	0.0007	0.090	0.065
to 3750m	Opal	2007.5		0.019		
	CaCO_3	5431.0				0.327
3750m	C_{org}	1540.0	0.0395	0.0026	0.361	0.262
to 4250m(bottom)	Opal	8600.0		0.246		
	CaCO_3	10400.0				1.891

营养盐再生和耗氧速率根据上下的颗粒物损失—营养盐/耗氧质量平衡计算

但是世界大洋的其它一些海区, 由于层化作用以及上层高生产力或水体更新速率慢等因素, 可使溶解氧耗尽而得不到补充从而形成厌氧环境。在东太平洋沿岸、阿拉伯海和非洲纳米比亚沿岸等上升流区和墨西哥湾北部的路易斯安那陆架就发育底部水体的厌氧环境和纹层沉积。在厌氧和耗氧环境中, 有机质随水深而降低的 Martin 关系式就很不一样, 基于沉积有机碳积累率的古生产力回归估算公式就不一样。

Winn et al. (1992) 曾经根据 Samthein et al. (1988) 的公式按沉积物有机碳积累率估算了南海北部捕获器站附近 SO50-29KL(18.4° N, 115.7° E, 水深 3766m) 和 SO50-37KL(18.9° N, 115.8° E, 水深 2695m) 两个柱状样的表层输出生产力, 估算结果柱状样上部(相当于全新世), 表层输出生产力大致在 $30\sim 40\text{gC m}^{-2}\text{a}^{-1}$ 之间, 几乎是我们根据沉积物捕获器数据估算值(根据 Martin 关系式估算到 100m)

的3~4倍(陈建芳等, 1998), 其原因有Martin关系式本身的问题, 也有大西洋的公式不一定适用的问题。因此, 利用沉积物中的有机碳含量进行特定海区的古生产力研究, 需要考虑特定的有机碳保存条件等因素。即便是同一岩芯, 由于冰期—间冰期有机碳保存条件可能的不同, 也应注意公式的合理修正。经验公式在套用, 需要根据当地的环境条件对公式中某些参数作出调整。

由于种种原因的限制, 如对南海现代过程的实测资料太少, 而且对南海沉积物界面细致的溶解氧、有机质含量、间隙水营养盐再生、有机质活性和保存等分析研究尚没能很好地开展, 因此, 要深入定量一半定量地研究有机质在沉积物中的保存尚不现实。事实上, 测量初级生产力与输出生产力(新生产力)由于时空变化剧烈, 实验和分析步骤繁琐, 获得真实的“图像”是比较困难的, 另外, 沉积物界面的工作也需要有原位和现场的分析技术的配合, 因此, 现代过程对古环境替代指标的校正实际上是非常不容易的, 今后还有很多工作值得去努力。

6.1.2 沉积蛋白石

另一种常用的反映古生产力的指标是沉积物中的蛋白石(生物硅)。生物硅主要是指由硅藻、放射虫等浮游生物产生的无定型颗粒硅。在南大洋和赤道太平洋的海底沉积物中, 有着非常丰富的生物硅(图4-11)。硅藻一直被公认为是浮游生物的主要类群, 据Nelson et al. (1995)估计, 整个海洋初级生产力中40%多都归因于硅藻。因此, 在海洋生态系统中, 生物硅与表层海水的初级生产力息息相关。沉积物中生物硅的丰度在一定程度上反映了上层水体中硅藻等含硅生物生产力的分布(De Master, 1981; Mortlock & Froelich, 1989)。自20世纪70年代末以来, 印度洋和太平洋DSDP(深海钻探)和ODP(大洋钻探)的深海柱状样的研究表明, 中新世晚期至上新世早期的“生物勃发事件”具有较高的蛋白石堆积速率, 反映了较高的生物生产力。

在南海沉降颗粒物中, 蛋白石含量与有机碳含量相关性比较好(图4-8), 但这种相关性却不见于南海表层沉积物(图6-5)。尽管不象有机碳在水柱损失的比例大, 蛋白石在到达海底沉积物前也溶失绝大部分(图5-7)。另外, 其堆积速率(图6-3)和表层含量分布(图6-6)也没有显示与上层海洋上升流区的明显关系。这表明蛋白石和有机碳在水柱沉降过程中的损失机制不同。Smetack (1999)认为, 蛋白石的溶解作用主要与水柱部分细菌的活动有关, 这些微生物并不嗜好蛋白石

本身，而是喜好胶结蛋白石的有机质，但胶结物被细菌吃完后，生物硅组成的蛋白石就自然“散架”了。这种有意思的溶蚀机制可能是硅质生物的壳体溶解作用的主要因素。据笔者（陈建芳等，2000）的分析，沉降颗粒的硅质生物的壳体中包含有丰富的细菌喜好的氨基酸和糖类有机质，因此，当硅质生物壳体内包裹在壳体纹饰或筛孔中的氨基酸和糖类被微生物吃掉后，可使得蛋白石释放硅到水柱中。但是，对何种因素控制这种细菌的生产，我们还不得而知。另外，碳酸钙的溶解作用和陆源物质的输入对有机碳和生物硅含量的影响也是不同的。由于上述复杂的因素，使得生物硅和有机碳含量这两个古生产力指标不一致。

但表层沉积物有机碳和生物硅含量在大面分布的不一致，不能排除利用某一钻孔的生物硅来反映古生产力的可能性。因为对于特定的海域和沉积环境来说，水柱过程、底部界面过程对生物硅的溶蚀作用在长的时间尺度上大致是一致的，而且，由于水深和地点恒定，碳酸钙的溶解作用和陆源物质的输入的影响也是一致的。而表层沉积物蛋白石大面分布除了决定于表层硅质生物的初级生产力外，更主要的是受碳酸钙的溶解作用和陆源物质的输入的影响。

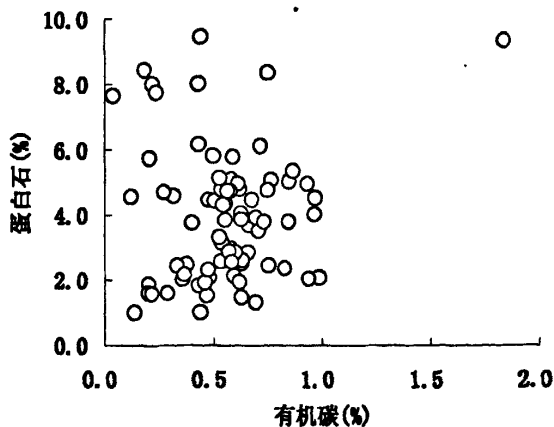


图 6-5 南海表层沉积物有机碳和蛋白石的相关关系

（图中显示两者没有相关性）

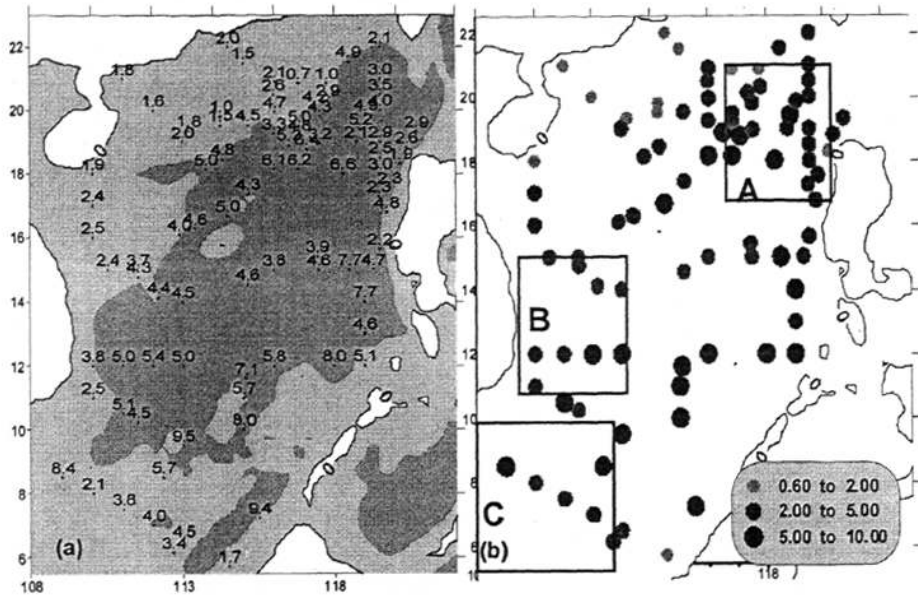


图 6-6 南海表层沉积物 (0-5cm) 蛋白石含量 (wt%) (a) 实际含量 (b) 趋势图

A、B、C 方框代表上升流, 说明同图 6-1

(“太阳号” 95 航次样品的部分蛋白石数据由王汝建教授提供)

6. 1. 3 沉积绿素

在现代海洋生态研究中, 色素可以很好地反映了水体中生物生产力高低。色素可分为三大类: (1) 叶绿素 (2) 类胡萝卜素 (3) 藻胆素。叶绿素普遍存在于各种高等植物及各种藻类体内, 因此, 海水中叶绿素浓度常被用来估计浮游植物的生产力。Züllig et al. (1981) 通过瑞士苏黎世湖的湖泊沉积物研究指出, 沉积物中的叶绿素及其衍生物对于确定水体中古生产力比有机碳更为敏感, 并应用色素地层学指标研究了近 500 年间浮游植物种群的演替和发展情况。Harris et al. (1996) 提出利用绿素 (chlorin, 叶绿素 a 降解产物) 积累率作为第四纪海洋初级生产力的一个指标。相对于生物标志物而言, 色素最大的优点是它能够反映总生产力的变化。最近, Higginson et al. (2003) 也利用沉积绿素来反映南海古生产力在过去 145 kyr 来的变化。然而南海表层沉积物色素分布及其与上层水体叶绿素的关系目前尚未报道。

南海表层沉积物的绿素分析结果见图 6-7。绿素的含量变化较大, 从 0.04-3.55

$\mu\text{g/g}$, 平均为 $0.41 \mu\text{g/g}$, 在 1144 孔附近的南海东北部, 大多在 $0.5 \mu\text{g/g}$ 上下, 与 Higginson et al. (2003) 全新世的结果相当。而在深海盆区, 绿素含量一般在 0.2 以下。

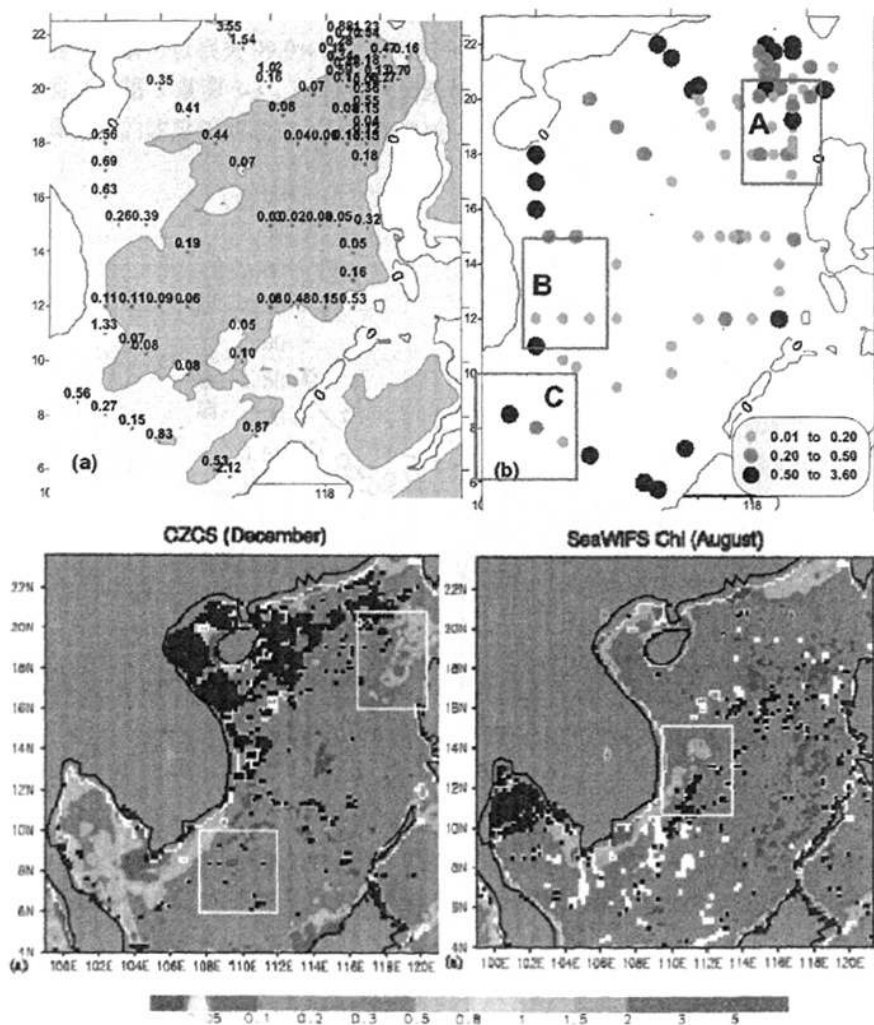


图 6-7 南海表层沉积物 (0-5cm) 绿素含量分布 ($\mu\text{g/g}$) (a) 实际含量 (b) 趋势图

A、B、C 方框代表上升流, 说明同图 6-1。下面两个图是根据 CZCS 和 SeaWiFS 资料计算的表层水体绿素含量 ($\mu\text{g/L}$) 分布, 引自 Liu et al., 2002)

从表层沉积物绿素含量和表层的叶绿素分布的对比来看,两者并没有太大的相关性,尤其在夏季越南岸外的上升流区。绿素含量相对较高的海域主要为一些水深较浅的海域,而随着水深增加而迅速降低(图6-8)。色素是最容易降解的有机物,其在水柱中的降解速率比氨基酸还快(见第5章)。在生源颗粒到达沉积物前,色素可以损失99.9%以上,大部分降解作用主要发生在水柱或底水-沉积物界面(见第5章图5-3上)。沉降时间越长其降解也越彻底。沉积物分析也表明,叶绿素a的浓度随埋藏深度呈指数递减(Sun et al., 1993)。

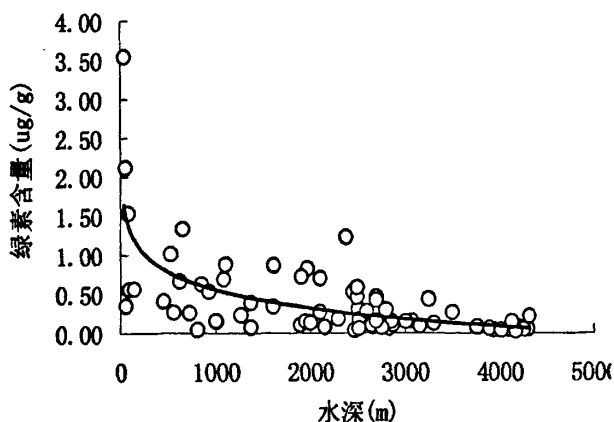


图6-8 南海表层沉积物(0-5cm)中绿素含量随水深的变化

(色素含量随水深的变化,在1000以上呈指数下降,1000以后,以一平缓直线下降)

至今一些学者对于绿素作为古生产力指标的可靠性仍持怀疑态度。沉积色素保存较好的海域主要是一些低氧或缺氧海域。Shankle et al. (2002)在阿拉伯海域低氧地带的次表层沉积物中发现了绿素浓度峰值。利用沉积色素反映古生态和生物群落演变用得比较成功的也主要是湖泊和缺氧区。如Chen et al. (2001)成功地利用沉积色素开展了密西西比河口路易斯安娜陆架的低氧历史反演和与富营养化的关系研究。另外,在一些大陆的边缘,由于水深相对较浅,沉积速率高,也可能保存一些色素的信号。Higginson et al. (2003)的工作即是在沉积速率相对较高、表层沉积绿素也相对较高的南海北部。但对于海水更新速度较快、沉积速率低、水深超过4000m的深海盆,由于表层沉积物绿素含量很低,用绿素来反映古生产力就会存在很多问题。由此,利用绿素作为古生产力指标时需要特别注意沉积速率、水深和沉积物的氧化还原条件等当地的环境参数。对于南海来说,海盆周边地势相对平缓、水深在2000m以内的陆架—陆坡区,如巽他陆架及外缘、南海西北部海南岛以南和南海东北部可以做这方面的尝试。

6.2 U_{37}^K 古海水表层温度指标

6.2.1 U_{37}^K 估温原理及问题的提出

近二十年来,被誉为“分子古温度计”的 U_{37}^K 指数(长链烯酮的不饱和度指标)在古海洋中得到了广泛应用(Brassell et al., 1986; Prahl and Wakeham, 1987; Brassell, 1993; Eglinton et al., 2001)。其古温度再造的原理是:海洋透光带上部广泛存在的颗石藻(如 *Emiliania huxleyi*、*Gephyrocapsa oceanica* 等)在合成长链烯酮化合物时,长链烯酮(C_{37})所带的碳-碳双键个数与该藻类在表层海水生长时的温度密切相关,温度越高,含有 2 个碳-碳双键的长链烯酮($C_{37:2}$)相对含量越高,而含有 3~4 个碳-碳双键的长链烯酮($C_{37:3}$, $C_{37:4}$)相对含量下降。标记长链烯酮不饱和度的 U_{37}^K 指数与海水表层温度(或 SST)成非常好的线性关系(Prahl and Wakeham, 1987; Müller et al., 1998),而且此种信息被认为可以不受有机物降解、底栖生物改造等过程影响而在海底沉积物中留下较好的记录(Prahl et al., 1989; Sikes et al., 1991)。自 1986 年以来,应用 U_{37}^K 已经在全球海区开展了不同时间尺度的古海洋、古气候研究。这些研究发现, U_{37}^K 的变化曲线与经典的深海碳酸盐氧同位素变化曲线有着良好的对应关系,并能识别一些未被同位素记录所反应的快速气候变化事件(Brassell et al., 1986)乃至短期的 El Niño 事件(Kennedy and Brassell, 1992)。 U_{37}^K 方法不象氧同位素方法那样受盐度或极地冰盖变化和陆地淡水稀释等因素影响,尤其适合在 CCD 以下或碳酸盐强烈腐蚀的海区开展古海洋、古气候研究(Sikes and Keigwin, 1994)。目前, U_{37}^K 方法与碳酸盐壳体的氧同位素和 Mg/Ca 比值及转换函数方法一样,是国际上海水古温度再造的主要手段。但是,随着 U_{37}^K 法估温的广泛应用,人们也发现了 U_{37}^K 法估温无法解释一些现象。如 Müller et al (1998) 根据全球不同纬度的表层沉积物 U_{37}^K 分析和年平均的表层温度得出了两者具有非常好的相关性的回归直线关系式,而根据不同条件的培养实验得出的 U_{37}^K -温度关系式与前者有很大不同,而且关系式随藻类种类及其生态和环境特征而变(Herburt, 2001)。现场的校正也表明 U_{37}^K -温度关系式随海域不同而有很大差异(Sikes and Volkman, 1993)

U_{37}^K 反映的古温度可靠性如何? 基于培养实验和全球大尺度表层沉积物的古温度公式(Prahl and Wakeham, 1987; Müller et al., 1998)是否适用于温度范围(如热带和极地海域)和环境条件不同(如硅质泵和钙质泵、高生产力与寡营养区)的海域? 有哪些因素会影响温度估算的可靠性? 要弄清这些问题,只能从颗石藻的受控生态培养、悬浮和沉降颗粒与实测温度的对比、不同纬度的表层沉积物(core-top)与上层多年平均温度的对比等现代过程的研究来一一澄清。目前,从受控生态培养(Prahl and Wakeham, 1987; Popp et al., 1998; Conte et al., 1998;

Epstein et al., 1998; Yamamoto et al., 2000) 和表层沉积物 (Müller et al., 1998 及所引文献) 出发, 来评估和校正 U^{K}_{37} 古温度估算已有较多的工作, 但从时间系列沉积物捕获器样品出发, 进行现代过程对 U^{K}_{37} 指数影响的工作相对较少, 迄今仅见 Ternois et al. (1997)、Goni et al. (2001) 和 Harada et al. (2001) 等少数几项工作。尤其是颗粒物在水柱沉降过程中侧向运动对 U^{K}_{37} 的影响较少被关注。

南海仅有的 U^{K}_{37} 估温的校正工作是 Pelejero 和 Grimalt (1997) 基于表层沉积的校正工作, 他们发现在温度 24-29° C U^{K}_{37} 估温估算范围的温度上限附近, U^{K}_{37} 和多年平均的海水实测表层温度仍然呈线性关系。本文根据南海时间系列沉积物捕获器样品 U^{K}_{37} 分析, 结合在 Pelejero 和 Grimalt (1997) 基础上补充分析的表层沉积数据, 对南海现代过程对 U^{K}_{37} 指数的影响作一重新评估。

6.2.2 沉积物捕获器样品 U^{K}_{37} 温度和遥感 SST 的关系

本文对部分沉积捕获器样品开展了 U^{K}_{37} 分析。图 6-9 是吕宋岸外 (SCS-NE)、越南岸外 (SCS-SW1)、南海中部 (SCS-C5、C7) 和南海北部 (SCS-N) 部分沉降颗粒物 U^{K}_{37} 温度 (本文采用 Pelejero 和 Grimalt, 1997 关系式) 与表层遥感 SST 的比较。图中可见, 在吕宋岸外, 除了 1998 年 11 月—1999 年 4 月初颗粒物的 U^{K}_{37} 温度与表层遥感 SST 有比较好的相关性外, 其它时段两者的相关性较差。在越南岸外, 尽管温度的绝对值最多可以相差 1.8° C, 但总的变化趋势有一定的相似性。而在南海中部, 除了 1995 年 9 月-1996 年 2 月、1999 年 1-3 月两个时段上层样品 U^{K}_{37} 温度的变化与遥感 SST 相似外, 其它时段两者也没有相关性。南海北部的情况也类似, 即只有少数时段 U^{K}_{37} 温度能和遥感 SST 对应。另外一个值得注意的现象是某些时候 U^{K}_{37} 温度要高于遥感 SST, 而有时却又反过来。

为什么会产生上述情况? 下面从两个方面来讨论。

(1) “种群及其层位效应”

长链烯酮的两个主要来源种 *E. huxleyi*、*G. oceanica* 合成的长链烯酮的 U^{K}_{37} 指数与温度的关系式并不一致 (Volkman et al., 1995; Sawada et al., 1996), 因此, U^{K}_{37} 古温度再造会随着两种藻类的组合不同而有所变化。

U^{K}_{37} 与遥感 SST 不一致一种可能是因为两者反映的水温有层位上的差异: 遥感 SST 主要是海水“表面”温度, 而 U^{K}_{37} 温度实际上是颗石藻生活水层的温度即“生活温度”(growth temperature)。而且是多种能产长链烯酮的颗石藻的平均生活温度。南海沉积物中颗石藻的绝对优势种是 *F. profunda* (刘传联等, 2001; 陈芳等, 2002)。与 U^{K}_{37} 分析同一批的沉积物捕获器样品颗石藻鉴定结果也表明, 生活在下透光带的 *F. profunda* 为绝对优势种, 大约占 85-95%, 其次为小

Gephyrocapsa 和 *G. oceanica*, 分别大约占 3-20%, 而 *E. huxleyi* 一般均在 5% 以下, 个别站位甚至很罕见 (表 6-2), 因此, 南海长链烯酮的主要生产者可能是 *G. oceanica* 或其它一些颗石藻如小 *Gephyrocapsa* 等。现代生态学研究表明, 多数颗石藻主要在上透光带生活, 但也有一些种类如 *Florisphaera profunda* (*F. profunda*) 可以生活在透光带的下部 100-200m 水深处 (Brand, 1994)。即便在上透光带生活, 颗石藻也会根据营养盐和光的变化调整自己的生活水层(水深)(Brand, 1994)。

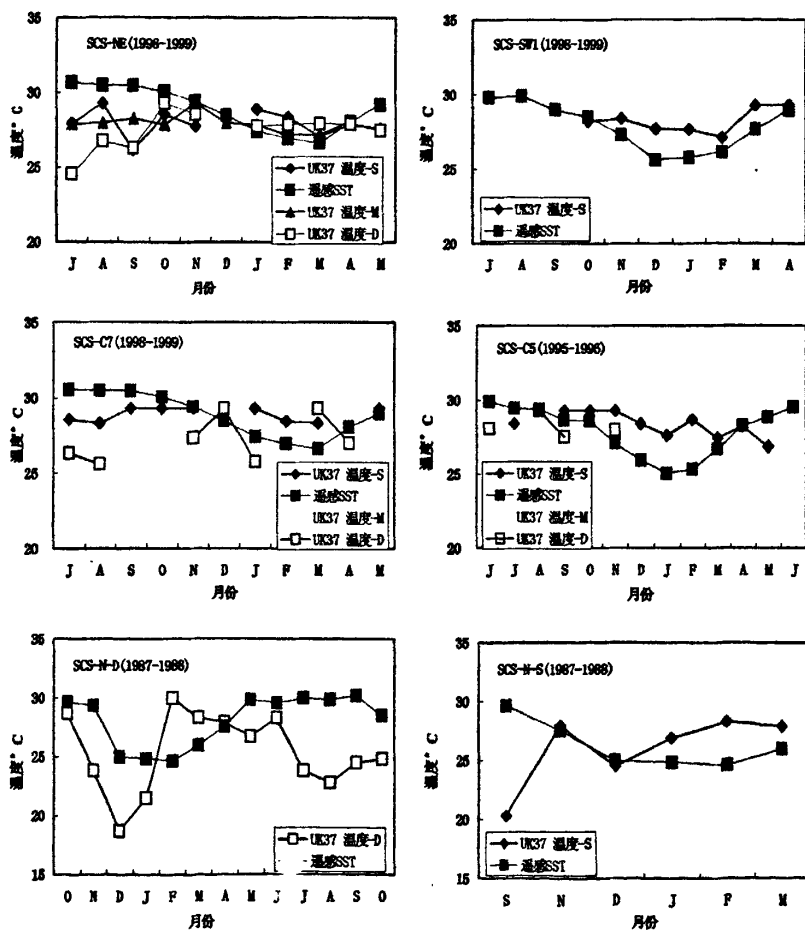


图 6-9 南海沉积物捕获器样品 U^K_{37} 温度季节性变化和遥感 SST (NOAA) 的关系 (SCS-NE、SCS-SW 及 SCS-C5、SCS-C7 U^K_{37} 数据由笔者分析, SCS-N 站 U^K_{37} 数据及遥感 SST 由德国汉堡大学 Wiesner 博士提供。 U^K_{37} 温度估算公式按 Pelejero and Grimalt (1997))

表 6-2 南海吕宋岸外 (SCS-NIE2) 1998-1999 年沉积物捕获器样品颗石藻初步统计结果 (刘传联分析)

样品号	SH01	SH02	SH03	SH07	SH08	SH09	SH10	SH11	MD01	MD02	MD03	MD06	DP01	DP02	DP03	DP05	DP06	DP08	DP09	DP10	IIDS*
1998-1999 月份	7	8	9	1	2	3	4	5	7	8	9	12	7	8	9	11	12	2	3	4	4
<i>Florispheera profunda</i>	555	511	686	785	412	436	503	323	483	700	450	602	525	428	437	202	673	429	530	273	143
<i>Helicosphaera carteri</i>	4	6	4	1	6	6	12	8	7	11	5	8	12	7	4	3	3	5	18	3	3
<i>Gephyrocapsa oceanica</i>	26	13	33	30	87	41	66	49	28	54	112	30	45	50	32	2	46	81	44	37	40
<i>small Gephyrocapsa</i>	34	11	33	1	50	42	69	109	63	110	54	69	71	47	54	0	40	103	68	32	7
<i>Emiliania huxleyi</i>	2	0	22	0	16	42	33	9	6	20	17	17	12	3	0	0	0	0	5	0	0
<i>Calcidiscus leptoporus</i>	0	2	2	0	1	3	4	2	2	2	1	1	2	1	2	0	0	0	1	2	1
<i>Coccolithus streckerii</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Syracosphaera pulchra</i>	2	0	4	0	2	0	1	1	5	5	3	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rhabdosphaera claviger</i>	0	0	2	0	0	0	1	2	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Pontosphaera spp.</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ubbeliosphaera irregularis</i>	0	0	2	0	0	1	0	1	0	0	1	2	1	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Umbilicosphaera sibogae</i>	0	0	0	0	1	1	3	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Oolithotus fragilis</i>	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ceratolithus telesmus</i>	0	1	0	0	1	0	0	0	1	1	4	1	1	1	2	0	0	0	0	0	0
<i>Pontosphaera spp.</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neosphaera coccolithomorpha</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Sphenolithus spp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
others	11	3	3	5	9	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
coccosphaere	1	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0
总数	635	547	790	823	585	575	695	507	599	906	651	737	671	538	532	208	763	619	688	348	195

*IIDS 为 1988 年 4 月南海北部 (SCS-N) 深层的捕获器样品

尽管 Pelejero et al. (1999) 根据沉积柱状样长链烯酮增加而 *F. profunda* 反而下降判断 *F. profunda* 不产烯酮, 但没有培养实验证明除 *E. huxleyi*、*G. oceanica* 以外的其它颗石藻能否产烯酮, 其 U_{37}^K 指数与温度的关系式更不得而知。在 *E. huxleyi* 相对丰度很小的情况下, 如果样品中同时混有多种颗石藻, 或者同一种颗石藻但其生活的水深有较大变化的时候, U_{37}^K 温度实际上反映的更应该是上层水的混合温度。对于南海来说, 一般上混合层 (温度均匀层) 厚度在 30-50m (图 6-10), 如果多数颗石藻生活在 30-50m 以上, U_{37}^K 温度与遥感温度应该没有“层位效应”, 或者这种影响较小, 如果颗石藻有时生活在 50m 以下, 这种“层位效应”就不能忽视。图 6-9 中, 在很多时段, U_{37}^K 温度低于遥感 SST 可能归于“层位效应”。

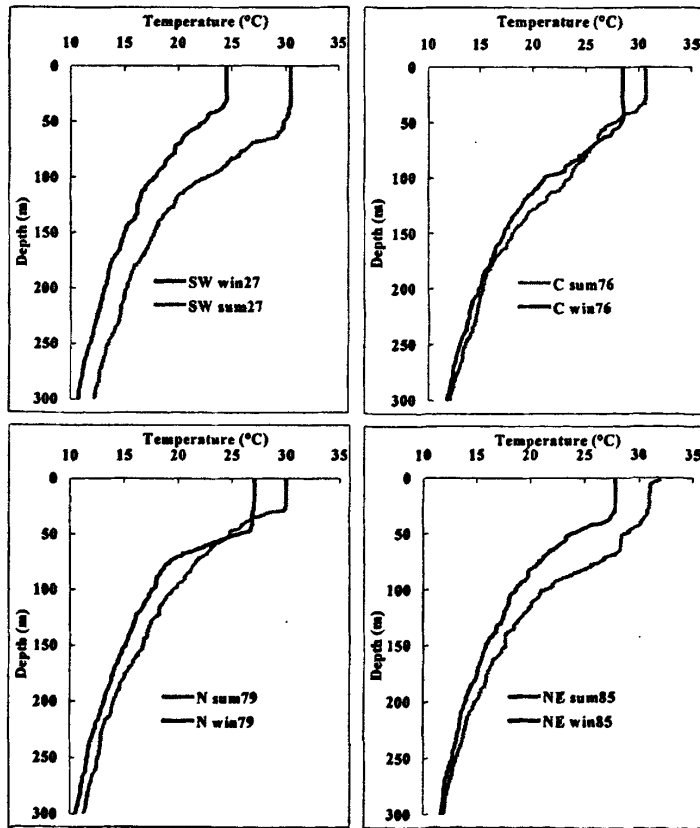


图 6-10 1998 年夏、冬四个捕获器布放站位 300m 以上的温度剖面
 (27 站在 SCS-SW 附近; 76 站在 SCS-C 附近; 79 站在 SCS-N 附近; 85 站在 SCS-NE 附近。Win、sum 分别代表冬、夏。资料由许建平研究员提供)

(2) 颗粒物的侧向漂移

那么, U_{37}^k 温度有时候反而比遥感 SST 高又是怎么解释? 按“层位效应”的解释, U_{37}^k 温度只能比遥感 SST 低才对, 但在 SCS-SW1 和 SCS-C5 等很多时段, U_{37}^k 温度反而比遥感 SST 高, 最多可以高 $2-3.5^{\circ}\text{C}$ 。如果温度估算正确, 这只能用颗粒的侧向移动来解释。也就是说, 在水柱 (1000-3750m) 沉降的颗粒物, 很可能从比较暖的地方漂移而来。在第 4 章, 我们在讨论颗粒通量的上下变化时, 曾经提到南海颗粒物的侧向漂移是比较常见的。另外, 现代水文观测也可以为这一解释提供佐证。Hwang and Chen (2000) 利用漂流浮标的资料证明, 西菲律宾的表层水可以在几个月之内从南海东北部沿着海盆 2000m 等深线输送至湄公河口外的巽他陆架; 巴拉望岛北外的浮标也可以在 17 天内输送到吕宋北部岸外; 在南海中部, 也有一个浮标在 52 天内可向北输送 4-5 个纬度。不仅如此, ADCP 测流资料也证明, 南海的上层水平流比较强 (图 6-11)。在吕宋北部到越南南部, 冬季南海存在一个很强的温度锋面 (图 2-1a), 我们布放的其中三个南海捕获器 (SCS-SW、SCS-C、SCS-NE) 即是沿着这个温度锋面 (图 3-2), 在锋面两侧 1-2 个纬度内, 温度可以差 $2-3^{\circ}\text{C}$, 因此, 任何穿越锋面的颗粒物运输, 就可以产生温度的较大异常。

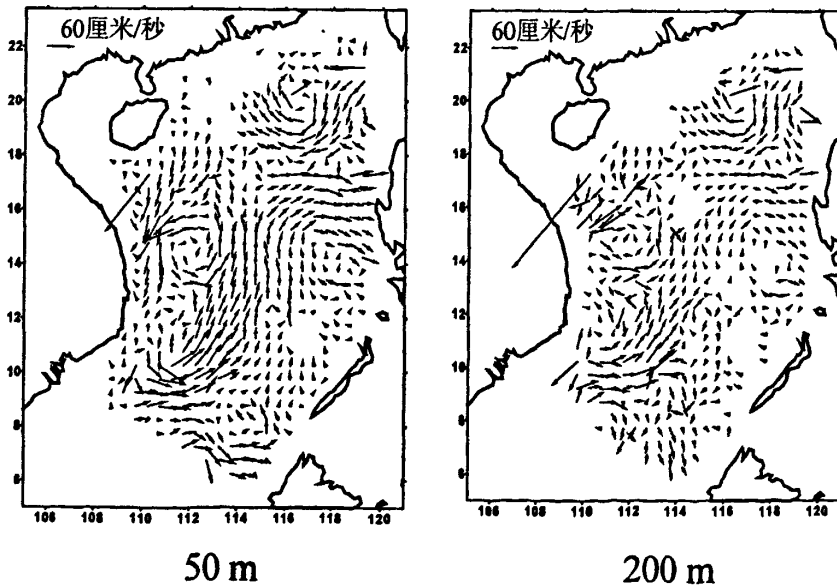


图 6-11 南海上层实测流速 (ADCP 资料)
(卜献卫提供)

6.2.3 沉积物捕获器样品 U_{37}^K 指数的垂向变化

U_{37}^K 指数在沉降与沉积过程中会不会不发生改变，也是评价 U_{37}^K 可靠性的一个重要方面。尽管在早期的工作中， U_{37}^K 指数一般认为不被降解作用所影响 (Prahl et al., 1989; Sikes et al., 1991)，但从有机化合物的化学稳定性讲，不饱和度高的长链烯酮如 $C_{37:3}$ 、 $C_{37:4}$ 比 $C_{37:2}$ 应更易于降解一些。Hoefs et al. (1998) 在研究沉积过程长链烯酮降解作用时发现，这种选择性的降解作用可引起 U_{37}^K 增高 0.17 个单位，相当于温度上升 5°C 。我们的结果却与前者相反(图 6-12)，即 U_{37}^K 指数在下层捕获器中反而比上层低，沉积物中比沉降颗粒中反而降低，降低的幅度在 0.01-0.027 之间，相当于在沉积物中降低 0.3-0.9 度。这除了与颗粒物的侧向运动(针对上下层颗粒物而言)外，还可能与我们捕获器布放期间(SCS-C7、SCS-NE)正值 El Niño 后的暖事件，温度在一年之内正异常 $0.5\text{-}1.5^{\circ}\text{C}$ 有关(针对沉降颗粒和沉积物的差异而言)。如果去掉暖事件的温度异常效应，由于降解作用引起的温度升高大约在 0.5°C 左右。尽管这些估计有些粗略，但这一结果表明，在南海由于有机质降解作用引起的干扰是不大的。

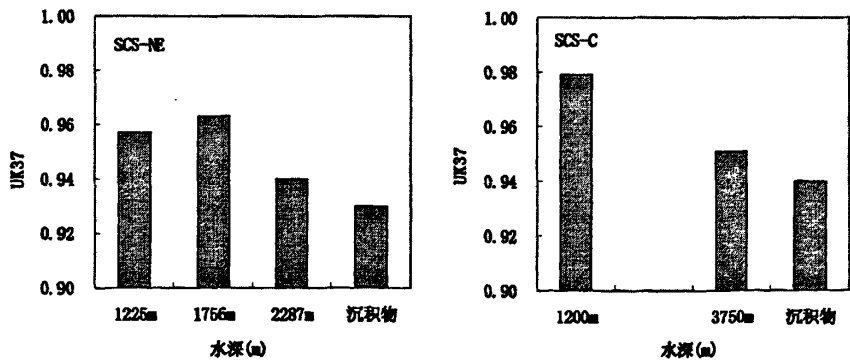


图 6-12 U_{37}^K 平均指数在沉降过程中的变化

除了上层捕获器 U_{37}^K 温度与遥感 SST 有时候不一致外，沉降颗粒上、下层位之间 U_{37}^K 温度也不一致(如图 6-13 左)。如果颗粒物质垂直沉降，又没有选择性的降解作用引起 $C_{37:2}$ 、 $C_{37:3}$ 不成比例的降解，两者应该是一致的。因此，这种不一致应是由于上、下层位间颗粒物的侧向运动引起的，因为在南海，上下通量变化的不一致，甚至下层捕获器反而高于上层的现象是比较普遍的(见第 4

章讨论)。与我们的结果不同, Harada et al. (2001) 在开展的赤道中太平洋同类工作中发现, 尽管捕获器样品的 U^{K}_{37} 温度与上层 SST 也不一致, 但其上(1000m)、下(4220m)捕获器样品的 U^{K}_{37} 温度吻合得很好。这可能是因为他们的捕获器布放站位于赤道, 介于南北赤道流中间, 有温度梯度的水平流影响较小。但有意思的是, 南海北部捕获器样品浮游有孔虫氧同位素的分析表明, 上、下捕获器样品的结果相当一致 (Zheng et al., 2002, 图 6-13)。这表明, 尽管大家普遍认为颗粒物的沉降是一种类似“海雪”的颗粒物共同沉降机制, 但有时候同期产生的较小的颗石藻和粒径较大的有孔虫并不以相同的速率沉降。有孔虫沉降快速, 侧向运动小, 而颗石藻及其产生的有机物受侧向漂移影响较大。这暗示沉积记录中的有孔虫氧碳同位素信号不大受水柱沉积过程的影响。

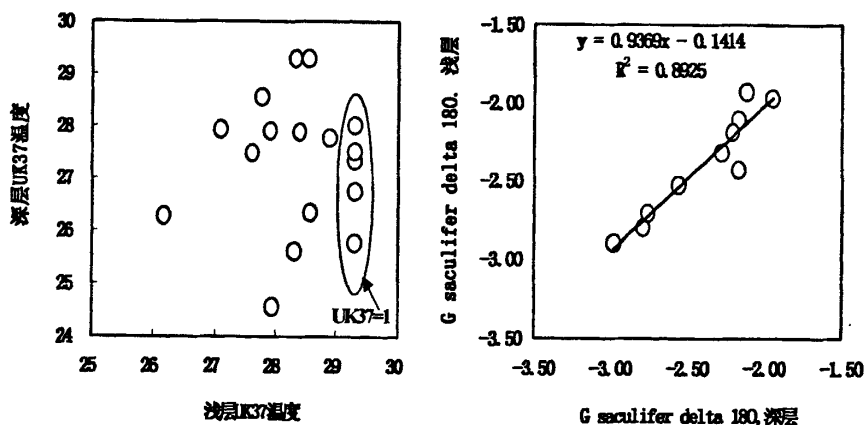
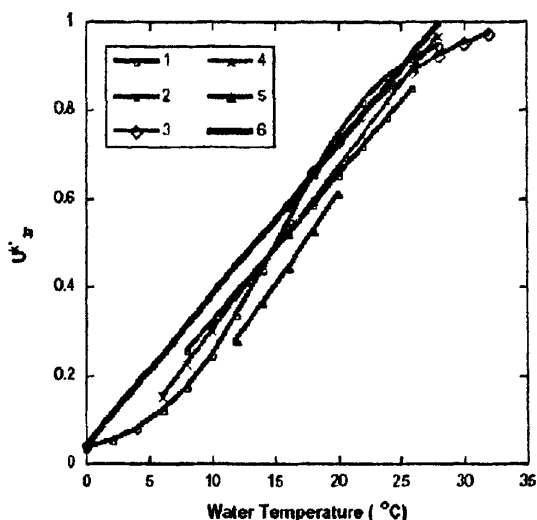


图 6-13 同一样品 U^{K}_{37} 温度 (左图) 和浮游有孔虫氧同位素 (右图) 上下层的关系
(浮游有孔虫氧同位素资料来自 Zheng (郑连福) et al., 2002)

在近几年的研究中, 尤其是通过培养实验的研究中, 人们发现, 长链烯酮化合物不饱和度 U^{K}_{37} 指数不只与温度有关, 而且还与与营养盐、细胞分裂速度等海水生化参数无关 (Conte et al., 1998; Epstein et al., 1998)。但这种影响关系在自然的海洋环境中很少找到, 也很少报道。这可能是因为是在实验室中进行培养往往是对现实大洋的一种人为“放大”, 而实际的海洋环境如南海, 上层营养盐是很低的, 盐度变化也不大, 环境参数的变化比在实验室里进行的控制实验要小很多, 因此, 对于这一类影响因素我们可以暂时不作详细讨论。

6.2.4 悬浮颗粒物和表层沉积物 (core top) U_{37}^K 指数与实测温度的关系

悬浮颗粒物和取样表层海水实测温度的关系、表层沉积物 (core-top) 和多年表层平均温度的关系都是校正 U_{37}^K 温度关系式的两种比较直接的方法。尽管通过培养实验 (不同种及生化环境参数的影响) 和沉积物捕获器的现代过程研究, 使人很容易想到了 U_{37}^K 应用可能会存在一些问题, 但图 6-14 多个作者的研究结果表明, 悬浮颗粒物 U_{37}^K 与实测温度的直线关系是的确存在的。

图 6-14 悬浮颗粒 U_{37}^K 温度与实测温度的对比

(引自 Herbert (2001) 总结的有关结果, 不同的曲线代表不同的作者的结果)

本文对东太平洋—东海 5 个悬浮颗粒物 U_{37}^K 分析与实测温度的对比有比较好的一致, 这也可以再次证实这一点 (表 6-3)。Pelejero 和 Grimalt (1997) 利用太阳号 95 航次的 core-top 样品, 开展了南海表层沉积物 U_{37}^K 温度的校正工作, 他们发现即便在温度 25°C 以上的 U_{37}^K 温度估算上限, 南海 U_{37}^K 和多年平均的海水实测表层温度仍然有比较好的线性关系, 他们据此得出了一个新的 U_{37}^K —温度关系式, 不过这个关系式得出的温度与基于 Prahl and Wakeham (1987) 关系式的温度相差不大 (小于 0.3°C), 在分析的误差范围内 (Villanueva et al., 1997)。在他们的基础上, 作者对他们未分析的部分海域的南海表层沉积物作了 U_{37}^K 分析, 结果也基本证实 U_{37}^K 温度与实测温度的相关性较好, 但数据比他们

的离散(图 6-15), 这可能与我们的部分站位位于南海冬季锋面(图 2-2)附近(温度差异大, 容易受侧向漂移影响), 而他们的站位主要分布在锋面两侧有关。

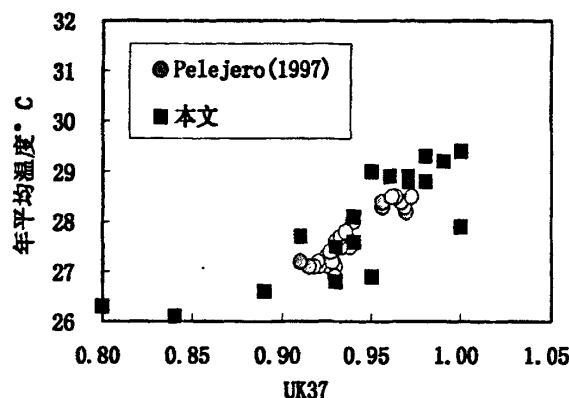


图 6-15 南海表层沉积物与现代实测温度的对比

(圆圈数据见 Pelejero 和 Grimalt, 1997)

另外, 对全世界大洋从高纬到低纬度的表层沉积物的 U^{K}_{37} 分析和多年平均的遥感 SST 的相关性分析, 也可以无可辩驳地证实 U^{K}_{37} 与温度的线性关系 (Müller and Fisher, 2004; 图 6-16)。

但南海的 U^{K}_{37} 指数与实际温度数据也有一定的离散(图 6-15), 这表明, 南海颗粒物的现代海洋过程对 U^{K}_{37} 温度信号的保存和记录有所影响。如: 同一种颗石藻发育的季节在不同海域有所不同, 而且海水中营养跃层 (nutricline) 的深度也随海水上层结构而变化, 而颗石藻的生产力有与之相关, 所以 U^{K}_{37} 温度还受不同的海域海洋学条件差异的影响 (Seki et al., 2004)。以目前的了解, 在南海的颗石藻优势种为 *F. profunda*, 而两大已知的长链烯酮产源 *E. huxleyi*、*G. oceanica* 又占很小比例的情况下, 颗石藻种群的时空变化 (产长链烯酮的主要优势如 *G. oceanica* 在什么季节比较多? 一般生活在什么深度?) 对 U^{K}_{37} 温度估算还是有很大影响。另外, 颗粒物的侧向运动也是一个因素 (如前所述)。

但是如果从沉积记录反演来讲, 由于沉积物样品代表的是几十乃至几百、上千年的时间, 这种侧向运动的影响很可能在长期的过程中被平均掉 (即从暖区输移到冷区和反过来输运会均等), 因此, 沉积记录中的 U^{K}_{37} 信号仍然是一种有力的南海古海洋工具。不过这种平均化也有负面效应: 如果地质历史上冬、夏季节温差加大, 而颗石藻的季节性分布又比较均匀, 这种明显的季节性气候

变化的信息也会在沉积物 U_{37}^K 温度记录中减弱或者消失。总之，为提高 U_{37}^K 估计温度和解释现象的可靠性，现代过程研究仍然有重要意义。

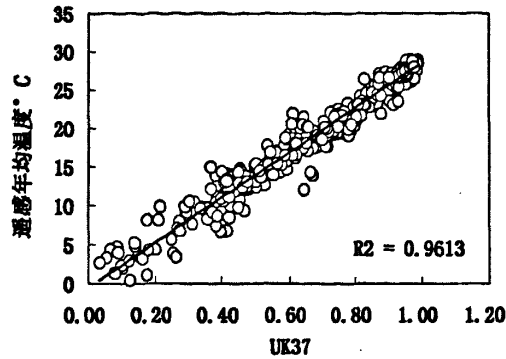


图 6-16 全球表层沉积物 U_{37}^K 温度与遥感温度的对比

(资料由见 Müller and Fisher (2004))

表 6-3 沉积物捕获器样品 U_{37}^K 分析结果及温度估算 (公式据 Pelejero 和 Grimalt, 1997)

样品号	UK37	UK37 温度	遥感 SST	样品号	UK37	UK37 温度	遥感 SST
SCS-N1SH-1	0.72	20.3	29.6	SCS-SW1SH-04	0.966	28.2	28.5
SCS-N1SH-5	0.93	27.9	27.5	SCS-SW1SH-05	0.973	28.4	27.3
SCS-N1SH-7	0.85	24.5	25.0	SCS-SW1SH-06	0.966	27.7	25.6
SCS-N1SH-9	0.91	26.9	24.8	SCS-SW1SH-07	0.950	27.6	25.8
SCS-N1SH-11	0.94	28.3	24.6	SCS-SW1SH-08	0.949	27.1	26.1
SCS-N1SH-13	0.93	27.9	26.0	SCS-SW1SH-09	0.933	29.3	27.7
SCS-N1DP-1	0.98	28.7	29.6	SCS-SW1SH-10	1.000	29.3	29.0
SCS-N1DP-3	0.83	23.8	29.4				
SCS-N1DP-7	0.67	18.7	25.0	平均温度		28.1	
SCS-N1DP-9	0.76	21.5	24.8				
SCS-N1DP-11	0.99	30	24.6				
SCS-N1DP-13	0.97	28.3	26.0				
SCS-N2DP-1	0.93	27.9	27.5				
SCS-N2DP-3	0.92	26.7	29.8				
SCS-N2DP-5	0.97	28.3	29.6				
SCS-N2DP-7	0.83	23.8	30.0				
SCS-N2DP-9	0.8	22.8	29.9				
SCS-N2DP-11	0.85	24.5	30.2				
SCS-N2DP-13	0.86	24.8	28.5				
平均温度		25.6					

$$U_{37}^K = (37.2 - 37.4) / (37.2 + 37.3 + 37.4)$$

$$UK37 = 37.2 / (37.2 + 37.3)$$

续表 6-3

样品号	UK37	UK37 温度	遥感SST	样品号	UK37	UK37 温度	遥感SST
SCS-NE2SH-01	0.958	27.9	30.7	SCS-C7SH-01	0.978	28.6	30.5
SCS-NE2SH-02	1.000	29.3	30.5	SCS-C7SH-02	0.968	28.3	30.5
SCS-NE2SH-03	0.903	26.2	30.5	SCS-C7SH-03	1.000	29.3	30.5
SCS-NE2SH-04	0.960	28.5	30.1	SCS-C7SH-04	1.000	29.3	30.1
SCS-NE2SH-05	0.953	27.8	29.4	SCS-C7SH-05	1.000	29.3	29.4
SCS-NE2SH-07	0.988	28.9	27.4	SCS-C7SH-07	1.000	29.3	27.4
SCS-NE2SH-08	0.972	28.4	27.0	SCS-C7SH-08	0.974	28.4	27.0
SCS-NE2SH-09	0.932	27.1	26.6	SCS-C7SH-09	0.970	28.3	26.6
SCS-NE2SH-10	0.957	27.9	28.1	SCS-C7SH-11	1.000	29.3	29.0
SCS-NE2SH-11	0.948	27.6	29.2	SCS-C7DP-01	0.904	26.3	
SCS-NE2MD-01	0.956	27.9		SCS-C7DP-02	0.886	25.6	
SCS-NE2MD-02	0.959	28.0		SCS-C7DP-05	0.939	27.3	
SCS-NE2MD-03	0.968	28.3		SCS-C7DP-06	1.000	29.3	
SCS-NE2MD-04	1.000	29.3		SCS-C7DP-07	0.891	25.8	
SCS-NE2MD-05	1.000	29.3		SCS-C7DP-09	1.000	29.3	
SCS-NE2MD-06	0.960	28.0		SCS-C7DP-10	0.929	27.0	
SCS-NE2MD-07	0.956	27.8					
SCS-NE2MD-08	0.955	27.8		SCS-5SH-02	0.937	28.4	29.5
SCS-NE2MD-09	0.935	27.2		SCS-5SH-04	1.000	29.3	28.6
SCS-NE2MD-10	0.935	27.2		SCS-5SH-05	1.000	29.3	28.6
SCS-NE2MD-11	0.963	28.1		SCS-5SH-06	1.000	29.3	27.1
				SCS-5SH-07	0.973	28.4	25.9
SCS-NE2DP-01	0.853	24.6		SCS-5SH-08	0.948	27.6	25.1
SCS-NE2DP-02	0.921	26.7		SCS-5SH-09	0.981	28.7	25.3
SCS-NE2DP-03	0.907	26.3		SCS-5SH-10	0.943	27.5	26.7
SCS-NE2DP-04	0.977	28.6		SCS-5SH-11	0.967	28.2	28.3
SCS-NE2DP-05	0.977	28.6		SCS-5SH-12	0.925	26.9	28.8
SCS-NE2DP-07	0.953	27.8		SCS-4SH-06	1.000	29.3	
SCS-NE2DP-08	0.956	27.9					
SCS-NE2DP-09	0.958	27.9		SCS-5DP-01	0.962	28.1	
SCS-NE2DP-10	0.957	27.9		SCS-5DP-03	1.000	29.3	
SCS-NE2DP-11	0.944	27.5		SCS-5DP-04	0.945	27.5	
				SCS-5DP-06	1.000	28.0	
平均温度		27.8		平均温度		28.3	

$$U_{37}^* = (37.2 - 37.4) / (37.2 + 37.3 + 37.4)$$

$$UK37 = 37.2 / (37.2 + 37.3)$$

表 6-4 悬浮物和沉积物 U_{ST} 分析结果及其与实测温度的对比

南海	经度 (E)	纬度 (N)	UK37	UK37 温度	现代SST
S003	112	20	0.84	24.03	26.1
S007	114	18	0.91	26.43	27.8
S009	110	18	0.80	22.83	26.3
S011	110	17	0.93	27.18	26.8
S013	110	16	0.95	27.53	26.9
S021	113	14	0.93	26.90	27.5
S023	113	12	1.00	29.29	27.9
S024	112	12	0.94	27.27	28.1
S031	111	10.5	0.94	27.29	27.6
S049	114	6	0.95	27.73	29.0
S050	114.5	5.75	0.98	28.79	29.3
S052	115.5	7.25	0.99	29.01	29.4
S064	119	12	1.00	29.29	29.4
S094	119.5	22	0.89	25.65	26.6
SCS126-03-199	118.9	16.2	0.96	27.86	29.1
SCS126-03-208	118.7	15.9	0.97	28.19	28.9
SCS126-03-322	119	12.5	0.97	28.35	28.8
SCS126-03-322*(重复样)	119	12.5	0.98	28.69	28.8
太平洋					
E2001(Pacific)	145.38(W)	9.17	0.96	27.89	28.0
ES0103(Pacific)	145.0(W)	8.20	0.95	27.75	27.5
ES0105(Pacific)	145.0(W)	8.20	0.96	27.98	27.5
WS0108(Pacific)	154(W)	10.0	0.95	27.63	28.5
ES0103(Pacific)	145.0(W)	8.20	0.95	27.77	27.5
东海					
E2表	123.0	34.4	0.62	16.95	14.0
E3表	123.6	32.3	0.84	23.99	17.0
E4表	122.8	31	0.88	25.54	23.0
E6表	125.3	29.0	0.92	26.58	24.0
北极沉积物					
楚科奇海R06	170	69.5	0.25	5.01	2.0
白令海B1-13	177.1	60.91	0.17	2.51	5.6
楚科奇海 R11	170	72.0	0.20	3.39	2.0
颗粒物					
中太平洋(SPM)	177.8	10.6	1.00	29.29	28.9
东西区航渡(SPM)	145.0W-154.0(W)	8.5-10.0	1.00	29.29	28.5
东海(ECS-SPM)	124.0	26.7	0.84	24.11	24.3
22.48°N,131.33°E(SPM)	131.3	22.48	0.87	25.12	25.4
黑潮(SPM)	124.2	25.1	1.00	29.29	28.5

6.3 有机质 C/N 比和 C、N 同位素示踪的古环境信息

有机质的 C/N 广泛用于指示沉积物中的有机质是藻类来源还是陆地植物来源 (Meyers, 1997)。近 10 年来, 有机 C、N 同位素在有机物源示踪和指示大气 $p\text{CO}_2$ 分压、营养盐利用、固氮与脱氮作用方面也有很大的进展和应用 (Altabet, 1996; Meyers, 1997)。南海近年来也有很好的利用沉积记录中的有机 C、N 同位素反映古环境演化的工作 (Kienast, 2000; Kienast et al., 2001; Higginson et al., 2003)。但是由于对南海上述参数水柱过程的不了解, 也制约了古环境信息的提取和解释 (Kienast, 2000)。本节主要根据捕获器样品和表层沉积物的分析结果, 就南海现代过程对上述参数古环境信息示踪的有效性进行讨论。

6.3.1 有机质 C/N

通常, 藻类的 C/N (原子比, 下同) 为 4-10, 而陆生维管植物为 20 以上 (Meyers, 1997)。这种差别主要是由于藻类中缺少纤维素 (不含氮) 而蛋白质 (含氮很高) 很丰富, 维管植物则反之。如图 6-17 所示, 从生物体到沉降颗粒物, 再到沉积物, 南海的 C/N 比呈增大趋势。这主要是由于早期降解过程中由于有机质的选择性降解作用 (第 5 章) 所致, 即含氮的蛋白质氨基酸比其它有机质优先降解, 因此使 C/N 比在沉积物中升高。因此, 应用此指标时应加谨慎。另外, 有时海洋沉积物 C/N 比值低, 不一定说明其有机质来源于藻类, 有可能是因为沉积物吸附了 NH_4^+ 所产生的假象 (Meyers, 1994)。总的来说, 细颗粒沉积物有机质 C/N 小于粗颗粒物, 主要是因为细颗粒含有粘土矿物和负表面电荷可吸附 NH_4^+ , 使 C/N 降低。在大多数沉积物中, 与有机氮相比, 其吸附的无机氮含量是可以忽略的, 但对于有机碳含量较低的沉积物, 吸附无机氮不容忽视。

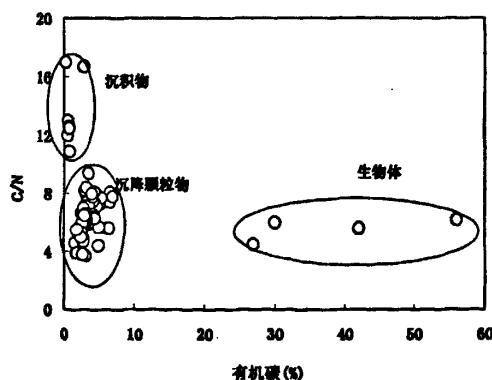


图 6-17 南海沉降颗粒物与表层沉积物的 C/N 比

6.3.2 有机碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)

南海沉降颗粒物中有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 大约在-20.9‰—22.04‰ (图 6-18 左), 而深海盆沉积物中为-19.5‰—21.4‰ (图 6-19 左), 沉积物中偏重, 两者相差约 0.6‰ (图 6-17 右)。

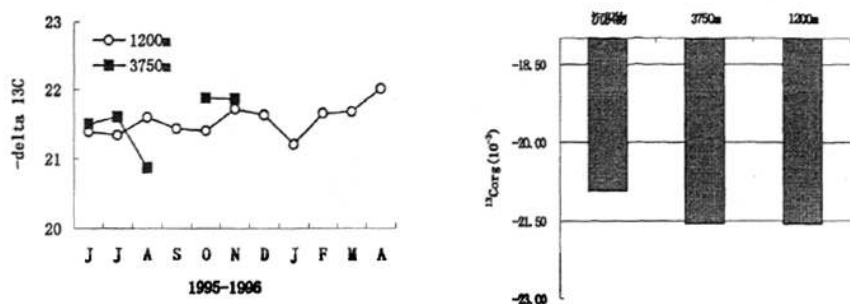


图 6-18 南海颗粒物有机碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$) 及沉降过程中的垂向变化
(深水沉积物 $n=43$; 上层捕获样品 $n=11$; 深层 $n=5$)

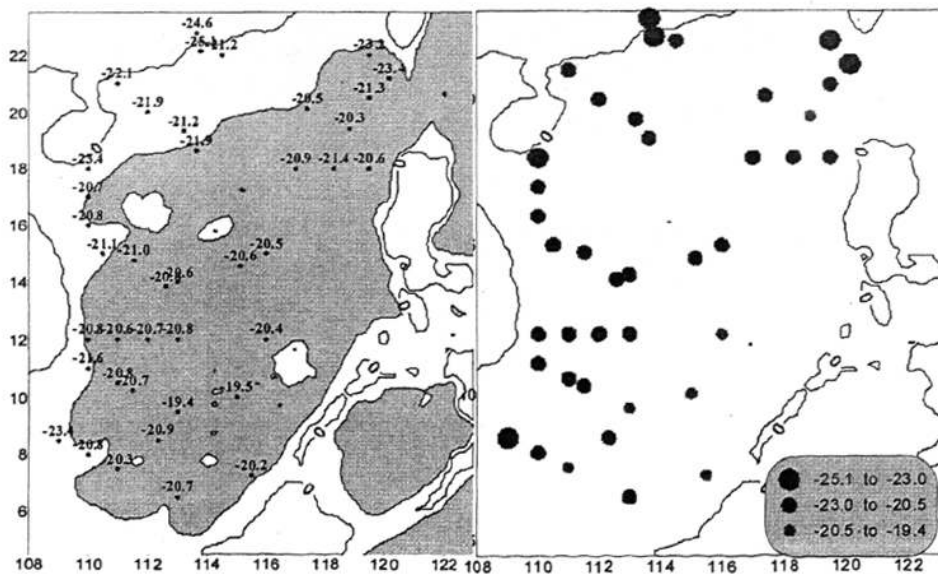


图 6-19 南海表层沉积物中的有机碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$) 分布

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 主要反映了光合作用有机碳合成以及碳源的同位素组成。不同类型光合作用固定的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 也不同。陆地植物通过 C_3 途径把大气 CO_2 ($\delta^{13}\text{C} \approx -7\text{‰}$) 合成有机质, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 约为 -27‰ , 而 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 则是 -14‰ 。一般来说, 由于气候湿润, C_3 植物发育, 输向南海的陆源有机物主要应以 C_3 植物为主。对于海洋藻类来说, 其有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值通常是 -19‰ — -22‰ 。故在陆源 C_3 植物与海洋藻类之间同位素差值大约为 5‰ — 7‰ 。这是区分有机质来源的良好标志 (Meyers, 1997)。

另外, 海洋上层的 CO_2 分压也会影响有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ (Jasper and Hayes, 1990)。Kienast et al. (2001) 发现, 在冰期时, 南海沉积物的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -19.5‰ — -20.5‰ , 对应低的 CO_2 分压; 而间冰期时, 有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -21.0‰ — -22.5‰ , 对应高的 CO_2 分压。第5章的讨论提到, 有机碳的选择性降解作用是损失蛋白质而富集类脂物的过程。Degens et al. 早在 1968 年就发现, 不同种类的有机质具有很大的同位素差异, 蛋白质的 $\delta^{13}\text{C}$ 比类脂物重 (图 6-20)。因此, 早期降解过程的选择性降解作用, 应该使表层沉积物有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 偏轻 (变得更负)。但是南海沉积物的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 反而比沉降颗粒物更重。一种很可能的解释是, 现代南海由于人类活动产生的 CO_2 分压增高, 不仅抵消了有机质降解效应带来的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏轻效应, 而且使得颗粒物中的 $\delta^{13}\text{C}$ 反而比沉积物更轻。如果这一解释成立, 对于冰期-间冰期的有机碳物源示踪应考虑 CO_2 分压变化的效应。同样, 在反演 CO_2 分压时也应该考虑物源输入的变化。

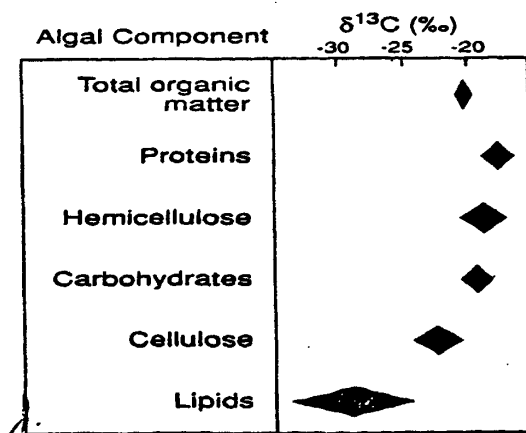


图 6-20 不同种类的有机物有机碳同位素 (10^{-3}) 的变化 (Degens, 1968)

由于人类活动产生的 CO_2 分压急剧增高是近几十年的事, 而且其影响对于整个南海是“一视同仁”的, 因此, 对于表层沉积物 (几百、上千年平均) 的

有机碳同位素物质来源示踪应该没有太大影响。陆源有机碳的输入(δ^{13} 的轻值)主要出现在海盆周围,尤其是珠江口及受陆地物质影响比较大的台湾东南的南海东北部(可能受台湾高屏溪和曾文溪的影响)。另外,在巽他陆架靠近湄公河口,也表现 δ^{13} 的轻值,表明其也受陆源物质的影响。而在海盆的中央,沉积有机质 δ^{13} 较重,主要是海洋自身来源。但这里也不排除冰期海平面下降时陆地物质向南海的供应增多。

6.3.3 氮同位素($\delta^{15}\text{N}$)

近十年来,利用氮同位素示踪古生物地球化学演变越来越引起人们的关注(Altabet, 1996; Higginson et al., 2003)。目前已经知道,氮同位素的影响因素比起碳同位素更为复杂,除光合作用时陆地植物和浮游植物利用不同氮源($\delta^{15}\text{N}_{\text{N}_2}$ 是0%, $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3^-}$ 是4.5-5‰)造成的同位素差异(因而有机 $\delta^{15}\text{N}$ 也能够区分是海生藻类还是陆地植物来源)外,营养盐利用、固氮/脱氮作用和有机质选择性降解等海洋生物地球化学过程也能影响有机质 $\delta^{15}\text{N}$ (Altabet, 1996; Kienast, 2000)。对于南海来说,尤其是海盆沉积物,有机碳同位素的结果表明,陆地的输入很少,因此,氮同位素的影响主要受氮的生物地球化学过程控制(Kienast, 2000; Higginson et al., 2003)。

沉降颗粒的 $\delta^{15}\text{N}$ 及其控制因素 南海沉降颗粒的 $\delta^{15}\text{N}$ 大约在1.4-3.2‰之间变化,平均为2.7-3‰,比南海中层水的源水-北太平洋中层水(NPIW)的 $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3^-}=5.66\text{‰}$ (Liu et al., 1996)低2‰左右。据现有的了解, $\delta^{15}\text{N}$ 的低值主要由以下因素决定:(1)在营养盐比较充足的情况下,氮同位素分馏时会优先利用 ^{14}N ,而把 ^{15}N 留在剩下的海水中。这样,颗粒有机质的 $\delta^{15}\text{N}$ 就低,而在营养盐逐渐耗尽过程中,随着 NO_3^- 浓度下降,颗粒物 $\delta^{15}\text{N}$ 值增高(Schubert and Calvert, 2001)。(2)当有陆源有机质混入海洋沉积物时, $\delta^{15}\text{N}$ 值可以降低(见前一段)。

(3)固氮作用时蓝细菌同位素分馏很少,故由其而来的 $\delta^{15}\text{N}_{\text{NO}_3^-}\approx 0\text{‰}$ (Altabet, 1996)。对于南海沉降颗粒来说,陆源有机质的影响很小(见6.3.2);另外,最近的几项研究均表明,虽然固氮作用在南海应该是容易发生的,但南海的固氮作用过程很可能被铁的生物可利用性—*Trichodesmium*—固氮作用这一链条的某个环节所打断,故实际的固氮作用并不强(Wu et al., 2003; Chen, 2005; 详见第2章2.4节)。因此,南海沉降颗粒物 $\delta^{15}\text{N}$ 的低值应为第1项因素控制,即主要被营养盐的不完全利用所致。

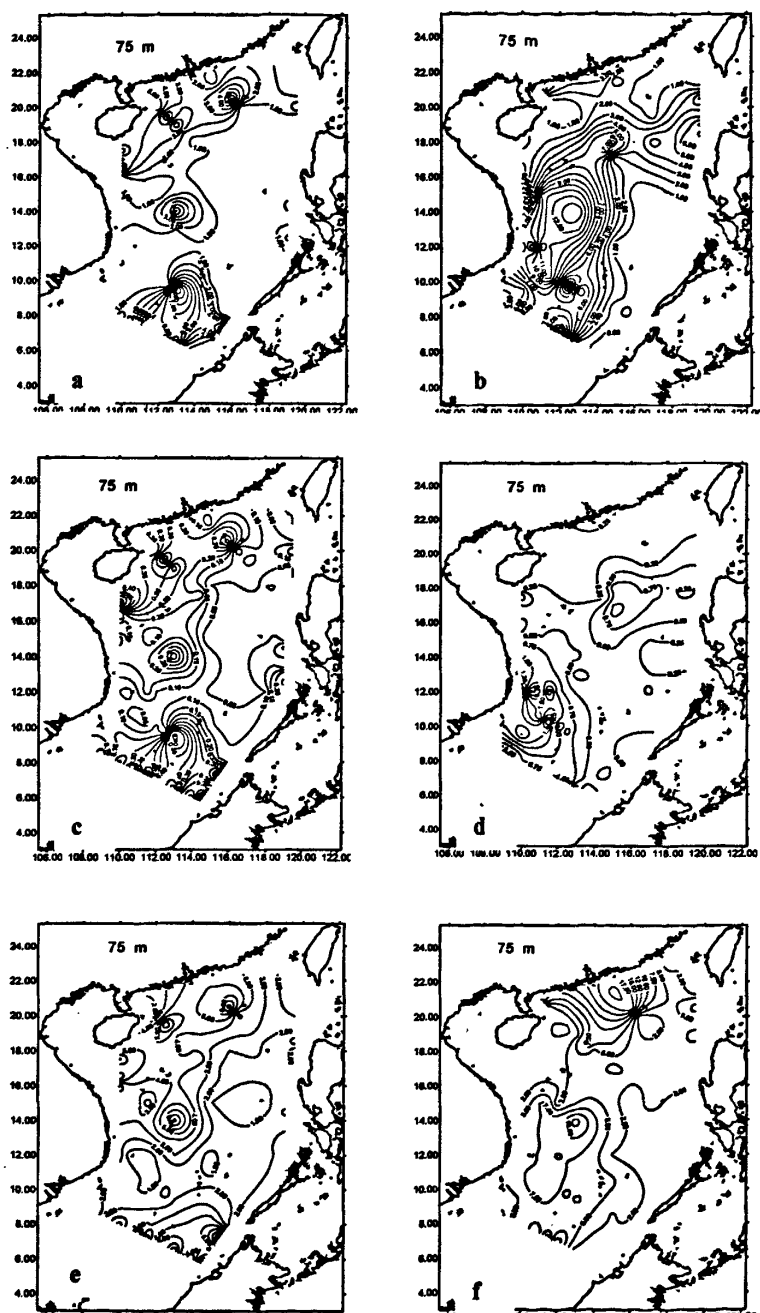


图 6-21 1998 南海 75m 层营养盐分布

(a) NO_3 (夏), (b) NO_3 (冬); (c) PO_4 (夏), (d) PO_4 (冬); (e) SiO_3 (夏), (f) SiO_3 (冬);

实际上, 尽管南海上层的总体上是寡营养环境, 但的确并不完全象 Kienast (2000) 和 Higginson et al (2003) 所假定的那样, 上层的营养盐总是被耗尽。1998 年的实测资料 (126 未发表数据) 表明, 在 75m 层硝酸盐、磷酸盐、硅酸盐平均分别 N: 1.51 (夏)、3.81 (冬), P: 0.16 (夏)、0.54 (冬), Si: 2.35 (夏)、6.51 (冬) $\mu\text{mol/L}$ (图 6-21)。尤其在一些上升流区, 硝酸盐冬季可以达到 10 $\mu\text{mol/L}$ 。而 75m 层上下往往是叶绿素 a 的最大层, 生物对 N 的不完全利用的情况应是比较常见的。因此他们认为可以排除因素 (1) 的影响的观点可能是片面的。

颗粒物 $\delta^{15}\text{N}$ 季节性变化明显, 与有机碳通量的变化时而一致, 时而相反 (图 6-22), 表明其季节性的控制过程较为复杂。一般来说, 高通量时, 往往营养盐相对比较充足 (利用程度相对较低), 因此颗粒物中 $\delta^{15}\text{N}$ 有可能出现较低的值 (见前面提到的因素 1)。

南海沉积物 $\delta^{15}\text{N}$ —太平洋中层水的脱氮作用的记录? 南海表层和次表层水主要是中层水上涌而来, 而中层水主要来自西菲律宾海, 并最终可以追溯到热带太平洋和高纬度的北太平洋 (第 2 章)。Kienast (2000) 和 Higginson et al. (2003) 据此均认为, 南海表层沉积物的氮同位素主要就是由热带太平洋的中层水 ($\delta^{15}\text{N}$ 大约 5.66‰, Liu et al., 1996) 的脱氮作用决定。而南海沉降颗粒 $\delta^{15}\text{N}$ 的分析结果比 Kienast (2000) 和 Higginson et al. (2003) 南海沉积物的结果要低 2% 左右。表明他们的这种推论是不全面的。因为如果上述假定成立, 脱氮作用的信号应最先记录于南海沉降颗粒中, 然后才记录在沉积物。长达两年, 50 个捕获器样品的分析结果 (图 6-22) 清楚地表明, 颗粒物的 $\delta^{15}\text{N}$ 不是由热带太平洋的中层水的脱氮作用决定的, 而主要由营养盐的不完全利用决定 (见前)。这也可以由图 6-23 再次佐证: 在营养盐相对丰富的上升流区和珠江口和湄公河外、以及在有机碳含量较高的巴拉巴克海峡的南海一侧, $\delta^{15}\text{N}$ 相对较低, 表明营养盐的不完全利用应是沉降颗粒 $\delta^{15}\text{N}$ 低的主要原因。另外, 即便是在表层营养盐耗尽的海域, 某些生物仍可以潜入较深的营养盐丰富层吸取营养, 因此, 优先利用 ^{14}N , 而使颗粒 $\delta^{15}\text{N}$ 偏轻的可能性还是存在的。

与南海不同, 同为季风影响区, 阿拉伯海沉降颗粒的 $\delta^{15}\text{N}$ 比南海要高 (Schafer and Ittekkot, 1995)。这主要是因为阿拉伯海有明显的脱氮作用所致。在低氧现象存在的水体中, 水柱的脱氮作用往往比较厉害 (氧消耗后, NO_3 代替氧成了氧化剂), 脱氮作用时, 细菌优先 “脱” 走的是 ^{14}N , 留下 ^{15}N 因此, 随着这一过程的进行, 水体中 ^{15}N 越来越富集。在一些上升流地区, 由于高生产力

使得中深层水缺氧而发生脱氮作用，从而可以使水体 NO_3 中 $\delta^{15}\text{N}$ 富集，在某些海域海水 $\delta^{15}\text{N}$ 可以达到 19‰，比平均深海水的 $\delta^{15}\text{N}$ (5‰) 要高很多 (Altabet, 1996)。当这些海水上涌至表层时，生源颗粒的 $\delta^{15}\text{N}$ 比较高，从而导致这些地区沉积物 $\delta^{15}\text{N}$ 严重富集。

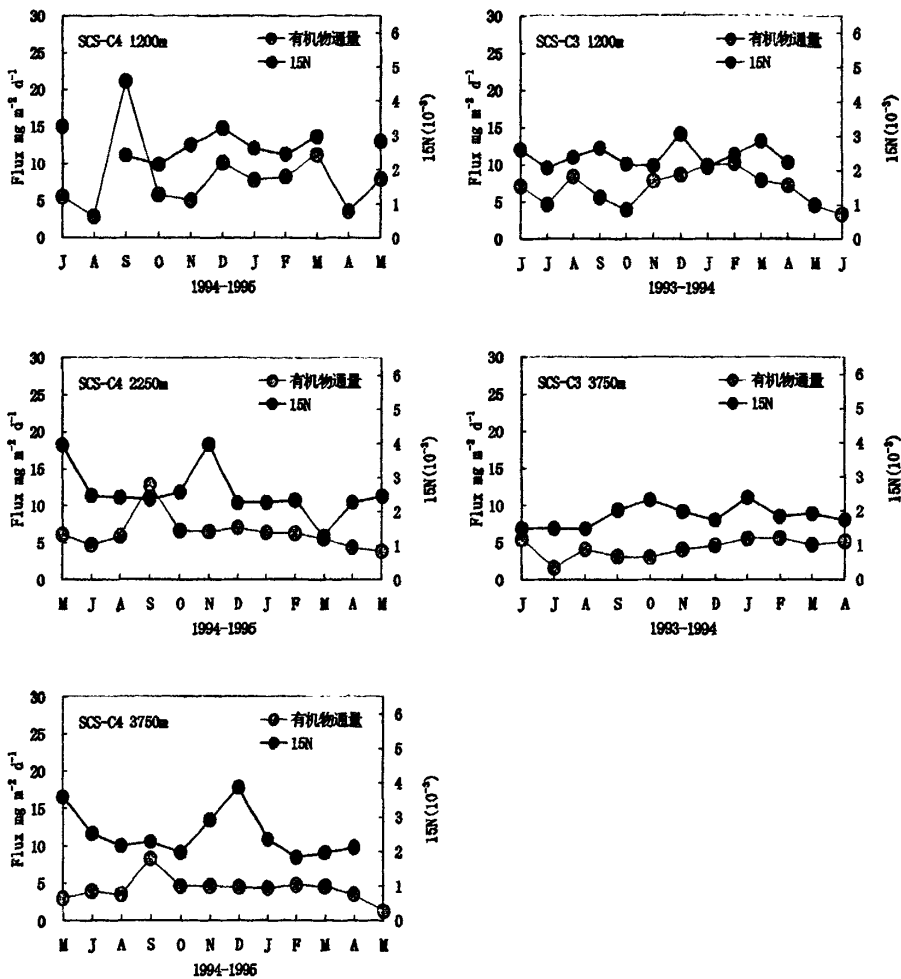


图 6-22 南海沉降颗粒 $\delta^{15}\text{N}$ 组成的季节性变化

Kienast (2000) 认为南海沉积物 $\delta^{15}\text{N}$ 可以反映太平洋中层水的脱氮作用的另一个假定是: 作为边缘海的南海, 降解作用对 $\delta^{15}\text{N}$ 的影响不大。并认为有两点可以排除降解作用导致的 $\delta^{15}\text{N}$ 改变: (1) 柱状样垂向分布 $\delta^{15}\text{N}$ 都差不多。(2) 尽管浮泥层和最表层的沉积物相比 N 损失 10-36%, 但 $\delta^{15}\text{N}$ 仅损失 0.3-1.2%, 比太平洋、墨西哥湾的结果 (改变 4-5‰) 低得多。但我们的结果显示, 沉降颗粒物和沉积物 $\delta^{15}\text{N}$ 有 2‰ 的差值, 表明南海早期降解作用的影响尽管没有热带太平洋大, 但还是比较明显的。这也可以被南海也存在选择性的降解和保存作用所证实 (见第 5 章)。因为氨基酸等 $\delta^{15}\text{N}$ 相对较低的有机质的优先降解, 可以使沉积物有机碳的 $\delta^{15}\text{N}$ 富集 4-5‰ (Altabet et al. 1994)。

把本文的结果和 Kienast(2000) 的沉积 $\delta^{15}\text{N}$ 结果画图, 可以发现, 在 Kienast (2000) 没有分析的越南岸外上升流区有一个比较低的值, 另外, 在巽他陆架、湄公河口及吕宋岸外也有比较低的值, 这与现代海洋这些地区常常发育上升流一致。尽管有机的保存也可能是一个因素, 但南海深层水较快的更新速率表明, 保存状况在全海区应该没有很大的差别。故上升流区营养比较丰富, 营养盐不完全利用是这一现象的主要因素。因此, 南海沉积物的 $\delta^{15}\text{N}$ 低值也很有可能可以用来指示上升流强弱。

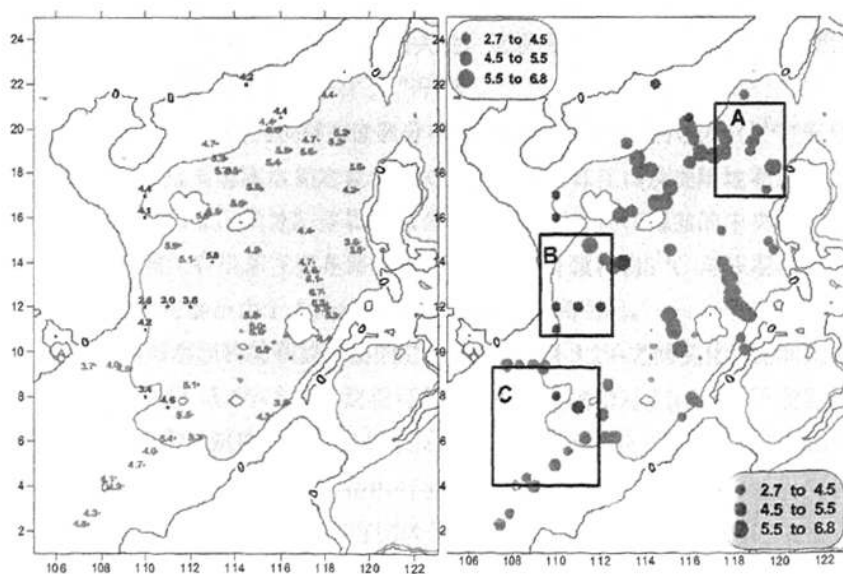


图 6-23 南海表层沉积物 $\delta^{15}\text{N}$ 的分布

(红色: Kienast et al., 2000; 蓝色: 本文, A、B、C 方框代表上升流, 说明同图 6-1)

6.4 本章小结

(1) 通过考察表层沉积有机碳、绿素、生物硅与上层海洋上升流、生产力等的关系发现, 沉积有机碳含量与三个传统意义上的上升流区有比较好的对应, 表明其是比较好的古生产力指标。但对于寡营养、低生产力, 而且碳酸盐溶解作用、陆地稀释作用影响明显的南海, 绿素、生物硅并不是好的古生产力指标, 但这也不排除在沉积速率和环境条件相对衡定的海域利用这些指标开展海洋古环境研究。

(2) 南海沉降颗粒物 $U^{K_{37}}$ 信号与表层卫星估算的 SST 在大多数时段不一致, 在同一时段, 上、下层位间也有很大的不同, 这主要是由于颗粒物质的侧向运动所引起; 此外, 颗石藻的生长季节、层位(水深)的不一致也能引起 $U^{K_{37}}$ 温度与卫星 SST 的不一致, 尤其对于优势种为 *F. profunda*, 而长链烯酮产源 *E. huxleyi*、*G. oceanica* 又占很小比例的南海, 进一步了解颗石藻的生理生态特性对于更好地解释 $U^{K_{37}}$ 信号是十分必要的。沉降过程中 $U^{K_{37}}$ 指数并没有引起明显的改变, 表明南海降解过程对 $U^{K_{37}}$ 温度估算影响较小。尽管颗粒物的 $U^{K_{37}}$ 温度信号与实测或遥感 SST 不一致, 表层沉积物 $U^{K_{37}}$ 的分析结果再次证实了 $U^{K_{37}}$ 温度与上层年平均的实测温度有很好的相关性, 这表明沉积物(代表几十—几百年)实际上对短时空尺度的差异进行了“平滑”。

(3) 南海全海区沉积碳同位素分布表明, 陆源有机碳的输入($\delta^{13}C$ 轻值)主要出现在海盆周边海水相对较浅的海域, 尤其是珠江口及受陆地物质影响比较大的南海东北部、巽他陆架靠近湄公河口的区域; 而在海盆的中央, 沉积有机质 $\delta^{13}C$ 较重, 有机质主要是海洋自身来源; 沉降颗粒物 $\delta^{13}C$ 与表层沉积物相比的“异常”可能是由于人类活动引起的 pCO_2 升高引起。

(4) 南海沉积物捕获器样品的 $\delta^{15}N$ 大约在 1.4-3.2‰ 之间变化, 比北太平洋中层水(NPIW)低 2‰ 左右, 这很可能是由于浮游植物对 75m 层上下营养盐的不完全利用所致; 沉降颗粒 $\delta^{15}N$ 比 Kienast (2000) 和 Higginson et al (2003) 沉积物的结果要低 2‰ 左右, 这是由有机质的选择性降解作用引起; 表层沉积物 $\delta^{15}N$ 在巽他陆架和湄公河口也有比较低的值, 这与现代海洋这些地区常常发育上升流一致, 表沉积物 $\delta^{15}N$ 低值很可能可以作为南海上升流的一个指标。

第7章 结论与展望

7.1 主要结论

(1) 南海颗粒物年平均通量在 $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 左右,越南岸外明显高于南海深水区的其它三个站。在季节变化上,颗粒通量受季风控制比较明显,高值主要出现在冬季或夏季;在年际变化上,El Niño 暖事可以使通量减小 20%。沉降颗粒主要以生源物质为主,生源物质/岩屑的比值随离岸的距离而增加,在南海中部,生源物质一般在 80%以上。南海“碳酸盐泵”和“硅质泵”具有同等重要的地位,“生物泵”组成结构的时空变化并没有明显的季节性变化,但上升流区比非上升流区可能更有利于硅质生物的生长,在 El Niño 影响年,碳酸钙/蛋白石比值有明显的升高,表明暖事件可以抑制硅质生物的生长。

(2) 颗粒通量除了在少数时段上下变化比较一致外,大多数时候上下变化并不一致,并经常出现下层通量反而比上层高的情况,这主要是由于水平流引起的颗粒物侧向运动比较频繁造成。

(3) 南海初级生产力中仅有 1-2%进入深海水柱,而在深海沉积物中积累的有机碳仅占 0.26%以下,颗粒有机物通量改变主要发生在表层到 1000m 以及底层海水与沉积物界面之间,而在中下水层(1000m-3750m)变化较小。南海“生物泵”效率大约是同为季风影响区的西阿拉伯海的 1/3,沉积有机碳的保存效率低一个数量级,这可能与南海初级生产力与前者相比要低,同时南海深层水的更新速率较快(底部不容易形成低氧环境)有关。

(4) 在颗粒物沉降到沉积物过程中,有机质的选择性降解可能会影响有机地球化学的一些整体指标(如有机碳、氮同位素)示踪的有效性;另外,岩源物质通量反而小于全新世的沉积物积累率,表明南海海洋底部雾状层在重力流、等深流作用下引起的沉积物异地搬运是比较常见的。这种异地搬运作用对于古环境信号(如有机碳古生产力指标)在沉积物中的保存可能会有一定影响。

(5) 通过考察表层沉积有机碳、绿素、生物硅与上层海洋上升流、生产力等的关系发现,沉积有机碳含量与三个传统意义上的上升流区有比较好的对应,表明其是比较好的古生产力指标,但对于寡营养、低生产力,而且碳酸盐溶解作用、陆地稀释作用影响明显的南海,绿素、生物硅并不是好的古生产力指标。

(6) 沉降颗粒物中的 $U^{K_{37}}$ 信号与表层卫星估算的 SST 在大多数时段不一

致,在同一时段,上、下层位间也有很大的不同,这主要是由于颗粒物质的侧向运动所引起;此外,颗石藻的生长季节和水深的不一致也能引起 U_{37}^K 温度与卫星 SST 的不一致;南海降解过程对 U_{37}^K 温度估算影响较小;尽管沉降颗粒物的 U_{37}^K 温度信号与实测或遥感 SST 不一致,但表层沉积物 U_{37}^K 的分析结果再次证实了 U_{37}^K 温度与上层多年平均的实测温度有很好的相关性,这表明沉积物(代表几十—几百年)实际上对短时间和空间尺度的差异进行了“平滑”。

(7) 沉积碳同位素分布表明,陆源有机碳的输入($\delta^{13}C$ 轻值)主要出现在海盆周边的海域,尤其是珠江口、巽他陆架、湄公河口及南海东北部,而在海盆的中央,沉积有机质 $\delta^{13}C$ 较重,表明有机质主要是海洋自身来源;颗粒物中的 $\delta^{13}C$ “异常”可能是由于人类活动引起的 pCO_2 升高引起。

(8) 南海沉积物捕获器样品的 $\delta^{15}N$ 的低值很可能是由于浮游植物对 75m 层上下营养盐的不完全利用所致;沉降颗粒 $\delta^{15}N$ 比沉积物的结果要低 2% 左右,这是由有机质的选择性降解作用引起;表层沉积物 $\delta^{15}N$ 在巽他陆架和湄公河口也有比较低的值,这与现代海洋这些地区常常发育上升流一致,表明沉积物 $\delta^{15}N$ 低值很可能可以作为南海上升流的一个指标。

7.2 进一步工作的方向

南海作为典型的热带寡营养海,季风—上升流—营养盐供应和限制—风尘物质的触发—生物地球化学响应是一个比较典型的颗粒通量和“生物泵”结构控制过程,值得进一步研究。

地球化学古环境参数的记录和改造受各种过程制约,正因为其影响因素复杂、多样,所以一旦将它们逐一研究清楚后,那么可以用来指示这些制约因素,因而在反映古生物地球化学演化方面的应用潜力是很大的。在提高地球化学古环境参数示踪的可靠性与分辨率方面,一项很重要的基础工作是开展现代过程研究,即认识这些替代指标是如何记录环境信息的,并考察其在以后的搬运、沉降和沉积等过程中发生的生物地球化学改造作用。本文的研究虽然取得了初步的结果,但南海现代过程对古环境参数的影响和校正仍有许多有意思的工作值得去做。

致谢

就象一个难产的孩子，论文终于在攻读学位的第六个年头完稿了。十余年的科研历练和研究心得最终聚集成这么薄薄的一本，其中凝结了无数人的帮助和关怀，也使我渐渐明白了科研工作厚积薄发的道理。

自 1999 年 10 月到同济求学至今，在一流学府亲聆名师的指点，感受大家风范，实乃人生幸事。事实上，导师汪品先教授对我科研工作的启蒙可以追溯到十一年前南海的“太阳号”95 航次。感谢汪老师多年来对我各方面的关心和教诲，老师的学养、品格和垂范一直是学生心中的丰碑和前进的动力。

感谢卞云华老师，五年多来她对我学业、思想和生活上的关心使我感受到古环境组这个集体家一般的温暖；感谢赵泉鸿、王汝建、翦知湑、刘传联、成鑫荣、郑洪波、邵磊、李前裕、吴国暄、刘志伟诸老师在我博士阶段给予的学习上的指导、鼓励和生活上的帮助。作为古环境组“编外”的一员，五年多来我也有幸结识了同期在此学习和工作的师兄和学弟（妹）们，得到了他们无私的帮助，也从他们身上学到很多东西。

感谢张海生研究员，是他把我领进了海洋二所的大门，并一直在工作和各个方面给予关心和支持；感谢郑连福研究员，是他把我领进了南海颗粒通量研究的大门，这也是本文的起点和基础；感谢德国汉堡大学 Wiesner 博士，他提供了南海中部、越南岸外和吕宋岸外捕获器样品和部分资料，论文的一些观点也得益于与他多次的讨论。

郑玉龙处长，潘建明、陈全震研究员等同事在近期的工作安排中给予了鼎力支持，使得我能集中精力于论文工作；金海燕副研究员和硕士生李宏亮、王奎在后期的绿素和 U^{K}_{37} 分析以及论文成文的日日夜夜里给予了很多帮助；于晓果研究员在有机碳、氮同位素分析中给予了大力支持；广州有机地球化学国家重点实验室彭平安主任、贾国东博士、李超博士在部分样品分析中给予了极大方便；本文还得益于金明明副研究员、潘玉球研究员、许东锋研究员、王桂华博士和卜献卫副研究员等在南海现代过程方面的讨论；此外，人事处沈伟林处长，周怀阳、陈荣华、唐运千研究员，已故陈文斌老师和德国汉堡大学黄孝建教授、Ittekkot 教授、Jennerjahn 博士也曾各个方面上给予帮助；还有其他这里

不能一一列举他们名字的同事和朋友们，对于他们的帮助，也在此一并致谢。

做研究是清贫、艰苦而往往无暇顾家的，在攻读博士学位的五年半中，我经历了人世间的大喜（生子）和大悲（母亡），尤其是母亲病倒和去世后的日子里，妻子操持家务、抚育孩子，很不容易。感谢妻子对我工作的理解和支持。

自我攻读博士以来，母亲一直含辛茹苦照顾儿孙，没能享一天清福就已撒手人寰，一年前离世时年仅 53 岁。谨以此文献给我的母亲。

2005 年 4 月 8 日凌晨

本论文得到

国家自然科学基金项目（编号：40106004；49776297）

国家重点基础研究发展规划项目（编号：G200078500）

中德海洋科技合作项目

资助。

参考文献

- [1] Abraham E R, Law C S, Boyd P W et al, Importance of stirring in the development of an iron fertilized phytoplankton bloom. *Nature*, 2000, 407:727-733
- [2] Alldredge A L, Silver M W, Characteristics dynamics and significance of marine snow. *Progress in Oceanography*, 1988, 20:41-82
- [3] Altabet M A and Francois, Sedimentary nitrogen isotope ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochemical Cycles*, 1994, 8(1):103-116
- [4] Altabet M, Nitrogen and carbon isotopic tracers of the source and transformation of particles in the deep sea. In:Ittekkot V et al (eds.), *Particle flux in the ocean*. New York:John Wiley & Sons, 1996, 155-184
- [5] Armstrong R A, Lee C, Hedges J I et al., A new, mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals. *Deep-Sea Research II*, 2002, 49(1-3):219-236
- [6] Asper V L, Smith W O. Abundance, distribution and sinking rates of aggregates in the Ross Sea, Antarctica. *Deep-Sea Research(I)*, 2003, 50(1):131-150.
- [7] Barber R T, Murray J W, McCarthy J J, 赤道太平洋中的生物地球化学相互作用. *AMBIO (中文版)*, 1994, 23 (1), 62-66
- [8] Becquevort S, Smith W O, Aggregation, sedimentation and biodegradability of phytoplankton-derived material during spring in the Ross Sea, Antarctica. *Deep-sea Research(II)*, 2001, 48(19-20): 4155-4178.
- [9] Berger W H, Smetacek V S, Wefer G, *Productivity of the ocean: present and past*. Chichester, John Wiley & Sons, 1989, 471pp
- [10] Bezrukov P L, Distribution and rate of deposition of silicate sedimentations in the Sea of Okhotsk[J]. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 103, 1955, 473-476
- [11] Bidle K D, Azam F, Accelerated dissolution of diatom silica by marine bacterial assemblages. *Nature*, 1999, 397:508-512
- [12] Bishop J K B, Davis R E and Sherman J T, Robotic Observations of Dust Storm Enhancement of Carbon Biomass in the North Pacific. *Science*, 2002, 298:817-821
- [13] Boyd P W, Watson A J, Law C S, et al, A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization. *Nature*, 2000, 407:695-702
- [14] Brand L E, Physiological ecology of marine coccolithophores. In:Amos Winter &William G Siesser (eds.), *Coccolithophores*, New York:Cambridge University Press, 1994, 39-62
- [15] Brassell S C, Application of biomarkers for delineating marine paleoclimatic fluctuations during the pleistocene. In:Engel M H & Macko S A (eds.), *Organic geochemistry:Principles and applications*, New York and London:Plenum Press, 1993, 699-378
- [16] Brassell S C, Eglinton G, Marlowe I T et al, *Molecular stratigraphy:A new tool for climatic assessment*. *Nature*, 1986, 320:129-133
- [17] Broecker W S, Patzert W C, Toggweiler J R, Stuiver M, Hydrography, chemistry and radio isotopes in the South-east Asian basins. *J. Geophys. Res.*, 1986, 91: 14345-14354.
- [18] Broecker W S, Takahashi T, The relationship between lysocline depth and in situ carbonate ion concentration. *Deep Sea Research*, 1978, 25:65-95
- [19] Buesseler K O, Do Upper-Ocean Sediment Traps Provide an Accurate Record of Particle Flux? *Nature*, 1991, 353:420-423
- [20] Buesseler K, Bowled M and Joyce, K. A new wave of ocean science. JGOFS planning and data management office, Woods Hole, Massachusetts, 025-43 USA, <http://usjgofs.whoi.edu>, 2001
- [21] Buesseler K.O, Carbon and nitrogen export during the JGOFS North Atlantic Bloom Experiment estimated from ^{234}Th — ^{238}U disequilibrium. *Deep-Sea Research*, 1992, 39:1115-1137
- [22] Buesseler K O, The de-coupling of production and particulate export in the surface ocean. *Global Biogeochemical cycles*, 1998, 12(2): 297-310
- [23] Buesseler K O, Group-proposal: Vertical Transport in the Global Ocean (VERTIGO). WHOI proposal No. CH10883. 2002
- [24] Cai W J and Dai M H, comment on “enhanced open ocean storage of CO_2 from shelf sea pumping”.

- Science, 2004, 306(26): 1477c.
- [25] Canuel E A and Martens C S, Seasonal variation in the sources and alteration of organic matter associated with recently-deposited sediments. *Organic Geochemistry*, 1993, 20:563-577
 - [26] Chao S Y, Shaw P T, Wu S Y, El Niño modulation of the South China Sea circulation. *Progress In Oceanography*, 1996, 38(1):51-93
 - [27] Chen J F, Li Y, Yin K D, Jin H Y, Amino acids in the Pearl River Estuary and adjacent waters:origins, transformation and degradation. *Continental Shelf Research*, 2004, 24(16):1877-1894
 - [28] Chen N H, Bianchi T S, McKee B A and Bland, J M. Historical trends of hypoxia on the Louisiana shelf application of pigments as biomarkers. *Organic Geochemistry*, 2001, 32: 543-561
 - [29] Chen Ronghua, Zheng Yulong, Jin Haiyan, et al., Seasonal variation of the planktonic foraminiferal flux in the Central South China Sea and its paleoceanographic significance. *Oceanography in China*, 2002:14:1-8.
 - [30] Chen Y L, Spatial and seasonal variations of nitrate-based new production and primary production in the South China Sea. *Deep Sea Research I*, 2005, 52:319-340.
 - [31] Chisholm S W, Stirring times in the Southern Ocean. *Nature*, 2000, 407:685-687
 - [32] Chu P C, Ma B B, Chen Y C, The South China Sea thermohaline structure and circulation. *Acta Oceanologica Sinica*, 2002, 21(2):227-261
 - [33] Chu P C, Wang G H, Seasonal Variability of Thermohaline Front in the Central South China Sea. *Journal of Oceanography*, 2003, 59:65-78
 - [34] Chung Y, Chang H C, Hung G W, Particulate flux and ^{210}Pb determined on the sediment trap and core samples from the northern South China Sea. *Continental Shelf Research*, 2004, 24:673-691
 - [35] Codispoti, L A, Primary productivity and carbon and nitrogen cycling in the Arabia Sea. In:Smith S L et al (eds.), US JGOFS-Arabian Sea Process Study, US JGOFS Planning Report, 1991, No. 13, pp.75-85.
 - [36] Conte M H, Thompson A, Lesley D and Harris R P, Genetic and physiological influences on the alkenone/alkenoate versus growth temperature relationship in *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica*, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1998, 62: 51-68.
 - [37] Cowie G L, Hedges J I, Sources and reactivities of amino acids in a coastal marine environment. *Limnology and Oceanography*, 1992, 37(4):703-724
 - [38] Cowie G L and Hedges J I, Carbohydrate sources in coastal marine environment. *Geochem. Cosmochim. Acta.*, 1984, 48:2075-2087
 - [39] Degens E T, Behrendt M, Gotthardt B and Bradbury J P, Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton, part II. *Deep Sea Research*, 1968, 15:11-20
 - [40] Demaster D J, The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim Cosmochim Acta*, 1981, 45:1715-1732
 - [41] Duce R A, Liss P S, Merrill J T et al, The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Global Biogeochemical Cycle*, 1991, 191(5):193-259
 - [42] Dugdale R C and Goering J J, Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnology and Oceanography*, 1967, 12:196-206
 - [43] Eglinton T I, Conte M H, Eglinton G, Hayes J M, Proceedings of a workshop on alkenone-based paleoceanographic indicators. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2001, vol 2, paper number:2000GC000122
 - [44] Eppley R, Peterson B J, Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, 1979, 282:677-680
 - [45] Epstein B L, Hondt S D, Quinn J G, An effect of dissolved nutrient concentrations on alkenone based temperature estimates. *Paleoceanography*, 1998, 13(2):122-126
 - [46] Fabry, Argonite production by pteropod mollusks in the subarctic Pacific. *Deep Sea Research*, 1989, 36:1735-1751
 - [47] Falkowski P G, Barber R T, Smetacek V. Biogeochemical controls and feedbacks on oceanic primary production. *Science*, 1998, 281:200-205
 - [48] Falkowski P G, The ocean's Invisible Forest. *Scientific American*, 2002, 287(4):38-45
 - [49] Fang G H, Fang W D, Fang Y, Wang K, A Survey of Studies on the South China Sea Upper Ocean Circulation. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 1998, 37(1):1-16
 - [50] Fang M, Zheng M, Wang F, Chim K S, Kot S C, The long-range transport of aerosols from northern China

- to Hong Kong—a multi-technique study. *Atmospheric Environment*, 1999, 33:1803-1817
- [51] Fasham. *Ocean Biogeochemistry, the role of the ocean carbon cycle in global change*. Springer, 2003, 1-297
- [52] Forohich F, Deep-sea biogenic silica: New structural and analytical data from infrared analysis-geological implications[J]. *Terra Research*, 1989, 1:267-273
- [53] Francois R S, Honjo S, Krishfield R and Manganini S, Factors controlling the flux of organic carbon to the bathypelagic zone of the ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, in press, 2002.
- [54] Freeman K H & Wakeham, Variations in the distributions and isotopic compositions of alkenones in Black Sea particles and sediments. *Org. Geochem.*, 1992, 19 (1-3):277-285
- [55] Froelich P N, Analysis of organic carbon in marine sediments[J]. *Limnol Oceanogr*, 1980, 25(3):564-572
- [56] Gong G C, Liu K K, Liu C T, Chemical hydrography of the South China Sea and a comparison with the West Philippine seas. *TAO (Taiwan)*, 1992, 3:587-602
- [57] Goñi M A, Hartz D M, Thunell R C, Tappa E, Oceanographic considerations for the application of the alkenone-based paleotemperature Uk37 index in the Gulf of California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(4):545-557
- [58] Haake B, Ittekkot V, Honjo S, Manganini S, Amino acid, hexosamine and carbohydrate fluxes to the deep Subarctic Pacific (Station P). *Deep Sea Research I*, 1993, 40(3):547-560
- [59] Haake B, Ittekkot V, Rixen T, Ramaswamy V, Nair R R, Curry W B, Seasonality and interannual variability of particle fluxes to the deep Arabian Sea. *Deep Sea Research I*, 1993, 40(7):1323-1344
- [60] Harada N, Handa N, Harada K et al, Alkenones and particulate fluxes in sediment traps from the central equatorial pacific. *Deep sea research I*, 2001, 48(3):891-907
- [61] Harris P G, Maxwell J R, A novel method for the rapid determination of chlorin concentrations at high stratigraphic resolution in marine sediments. *Org. Geochem*, 1995, 23(9):853-856
- [62] Harris P G, Zhao M, Rosell-Melé, Tiedemann R, Sarnthein M, Maxwell J R, Chlorin accumulation rate as a proxy for Quaternary marine primary productivity. *Nature*, 1996, 383(5):63-65
- [63] Harrison K G, Role of increased marine silica input on paleo-pCO₂ levels. *Paleoceanography*, 2000, 15(3):292-298
- [64] Hedges and Stern, Carbon and nitrogen determination of carbonate-containing solids. *Limnology and Oceanography*, 1984, 29:657-663
- [65] Herbert T D, Review of alkenone calibrations(culture, water column, and sediments). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2001, vol 2, paper number:2000GC000052
- [66] Heussner S, Rath C, Carbonne J, The PPS 3 time-series sediment trap and the trap sample processing techniques used during the ECOMARGE experiment. *Continental Shelf Research*, 1990, 10:943-958
- [67] Higginson M J, Maxwell J R, Altabet M A, Nitrogen isotope and chlorin paleoproductivity records from the Northern South China Sea: remote vs. local forcing of millennial- and orbital-scale variability. *Marine Geology*, 2003, 201:223-250
- [68] Hoefs M J L, Versteegh G J M, Rijpstra W I C, de Leeuw J W and Sinninghe J S, Damste, postdepositional oxic degradation of alkenones: implications for the measurement of paleo sea surface temperatures, *Paleoceanography*, 1998, 13: 42-49
- [69] Honda M C, Imai K, Nojiri Y, Hoshi F, Sugawara T, Kusakabe M, The biological pump in the northwestern North Pacific based on fluxes and major components of particulate matter obtained by sediment-trap experiments (1997-2000). *Deep-Sea Research II*, 2002, 49:5595-5625
- [70] Honjo and manganini, Annual biogenic particle flux to the interior of the North Atlantic Ocean; studied at 34°N 21°W and 48°N 21°W. *Deep sea Research II*, 1993, 40:587-607
- [71] Honjo S and Doherty K W, Large aperture time-series sediment traps: design objectives, construction and application. *Deep Sea Research*, 1988, 35:133-149
- [72] Honjo S, Dymond J, Collier R, Manganini S J, Export production of particles to the interior of equatorial Pacific Ocean during 1992 Eqpac experiment. *Deep Sea Research II*, 1995, 42:831-870
- [73] Honjo S, Fluxes of particles to the interior of the open ocean. In: Ittekkot V et al (eds.), *Particle flux in the ocean*. New York: John Wiley & Sons, 1996, 91-154
- [74] Honjo S, The rain of ocean particles and earth's carbon cycle. *Oceanus*, 1997, 40(2):4-7
- [75] Houghton R A, Counting terrestrial sources and sinks of Carbon. *Climate Change*, 2001, 48:525-534

- [76] Hutchins D A, Bruland K W, Iron-limited diatom growth and Si:N uptake ratios in coastal upwelling regime. *Nature*, 1998, 393:561-564
- [77] Hutchins D A, Ditullio G R, Zhang Y et al, An iron limitation mosaic in the California upwelling regime. *Limnology and Oceanography*, 1998, 43(6):1037-1054
- [78] Hwang C and Chen S, Circulation and eddies over South China Sea from TOPEX/poseidon altimetry. *Journal Geophysical Research*, vol 105(c10),2000, 23943-23965
- [79] Ittekkot V, Deuser W G, Degens E T, Seasonality in the fluxes of sugars, amino acids, and amino sugars to the deep ocean:Sargasso Sea. *Deep Sea Research*, 1984, 31(9):1057-1069
- [80] Ittekkot V, Research Highlights fromTropical Marine Ecosystems. 国家海洋局第二海洋研究所邀请报告, 2004年12月, 杭州
- [81] Ittekkot, V, Nair R R, Honjo S et al, Enhanced particle fluxes in Bay of Bengal induced by injection of fresh water. *Nature*, 1991, 351:385-387
- [82] Jasper J P, Gagosian R B, Alkenone molecular stratigraphy in an oceanic environment affected by glacial freshwater events. *Paleoceanography*, 1989, 4:603-614
- [83] Jasper J P, Hayes J M, A carbon isotope record of CO₂ levels during the Quaternary. *Nature*, 1990, 347:462-464
- [84] Jennerjahn T C, Ittekkot V, Organic matter in sediments in the mangrove areas and adjacent continental margins of Brazil: Amino acids and hexosamines. *Oceanologia Acta* 1997, 20:359-369
- [85] Jennerjahn T C, Liebezeit G, Kempe S, Particle flux in the northern South China Sea. In:Jin X, Kudrass H R, Pautot G (eds.), *Marine geology and geophysics of South China Sea*. Beijing:China Ocean Press, 1992, 228-235
- [86] JGOFS-IGBP, Ocean biogeochemistry and global changes. IGBP Science, 2001. No. 2
- [87] Kamatani A, Oku O, Measuring biogenic silica in marine sediment. *Marine Chemistry*, 2000, 68(3):219-229
- [88] Kandler O, Zellwandstrukturen bei Methan-Bakterien. *Naturwissenschaften*, 1979, 66:95-105
- [89] Karl D M, A Sea of change: biogeochemical variability in the north Pacific subtropical gyre. *Ecosystem*, 1999, 2:181-214 (P44)
- [90] Karl D M, Bidigare R R and Letelier R M, Long-term changes in plankton community structure and productivity in the subtropical North Pacific Ocean: The domain shift hypothesis. *Deep Sea Research II*, 2001, 48:1449-1470
- [91] Karl D M, Nutrients dynamics in the deep blue sea. *Trends in Microbiology*, 2002, 10(9):410-418
- [92] Karl D M, The role of nitrogen fixation in biogeochemical cycling in the subtropical cycling in the subtropical North Pacific Ocean. *Nature*, 1997, 388:533-538
- [93] Kawahata H, Suzuki A, Ohta H. Export fluxes in the Western Pacific Warm Pool. *Deep Sea Research I*, 2000, 47:2061-2091
- [94] Kawamura K, Ishiwatari R, Distribution of lipid-class compounds in bottom sediments of fresh water lakes with different tropic status in Japan. *Chemical Geology*, 1985, 51:123-133
- [95] Kennedy J A, Brassell S C, Molecular stratigraphy of the Santa Barbara Basin:Comparison with historical records of annual climate change. *Org Geochem*, 1992, 19:235-244
- [96] Kienast M, Calvert S E, Pelejero C, Grimalt J O, A critical review of marine sedimentary ¹³C_{org}-pCO₂ estimates:New palaeorecords form the South China Sea and a revisit of other low-latitude ¹³C_{org}-pCO₂ records. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15(1):113-127
- [97] Kienast M, Unchanged nitrogen isotopic composition of organic matter in the South China Sea during the last climatic cycle: Global implications. *Paleoceanography*, 2000, 15(2):244-253
- [98] King P, Kennedy H, Newton P P et al, Analysis of total and organic carbon and total nitrogen in settling oceanic particles and a marine sediment: an interlaboratory comparison. *Marine Chemistry*, 1998, 60:203-216
- [99] Kumar N, Anderson R F, Mortlock P N et al, Increased biological productivity and export production in the glacial Southern Ocean. *Nature*, 1995, 378:675-680
- [100] Kuo N J, Zheng Q A, Ho C R, Response of Vietnam coastal upwelling to the 1997-1998 ENSO event observed by multisensor data. *Remote Sensing Environment*, 2004, 89:106-115
- [101] Lampitt R S, Antia A N, Particle flux in deep seas:regional characteristics and temporal variability. *Deep*

- Sea Research I, 1997, 44(8):1377-1403
- [102] Lee C, Cronin C, The vertical flux of particulate organic nitrogen in the sea: decomposition of amino acids in the Peru upwelling area and the equatorial Atlantic. *Journal of Marine Research*, 1982, 40:227-251
 - [103] Liu C T and Liu R J. The deep current in the Bashi Channel. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 1988, 20: 107-116
 - [104] Liu K K and Kaplan I R, The eastern tropical Pacific as a source of ^{15}N -enriched nitrate in seawater off southern California. *Limnology and Oceanography*, 1989, 34(5):820-830
 - [105] Liu K K, Chao S Y, Shaw P T, Gong G C, Chen C C, Tang T Y, Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: observations and a numerical study. *Deep Sea Research I*, 2002, 49:1387-1412
 - [106] Liu K K, Su M J, Hsueh C R and Gong G C, The nitrogen isotope composition of nitrate in the Kuroshio water northeast of Taiwan: Evidence for nitrogen fixation as a source of isotopically light nitrate. *Marine Chemistry*, 1996, 54:273-292
 - [107] Longhurst A, Seasonal cycles of pelagic production and consumption. *Progress in Oceanography*, 1995, 36(2):77-167
 - [108] Martin J H, Knauer G A, Karl D M and Broenkow W W, VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Research*, 1987, 34:267-285
 - [109] McCafferey M A, Farrington J W, Repeta D J, The organic geochemistry of Peru margin surface sediment: I. A comparison of the C37 alkenone and historical El Niño records. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, 54:1671-1682
 - [110] Metzger E J, Hurlburt H E, Coupled dynamics of the South China Sea, the Sulu Sea, and the Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 1996, 101:12331-12352
 - [111] Meyers P A, Eadie B J, Sources, degradation and resynthesis of organic matter on sinking particles in Lake Michigan. *Organic Geochemistry*, 1993, 20:47-56
 - [112] Meyers P A, Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org Geochem*, 1997, 27(5/6):213-250
 - [113] Meyers P A, Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 1994, 144:289-302
 - [114] Michaelis W, Ittekkot V, Biogeochemistry of river: field and analytical techniques. *SCOPE/UNEP Sounderband*, 1982, 52:68-89
 - [115] Michaels A F, Does biological community structure influence biogeochemical flux? JGOFS Says Yes! Keynote Speech in JGOFS final open science meeting, Washington D C, USA, 2003
 - [116] Mortlock P A, Froelich P N, A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Research*, 1989, 36(9):1415-1426
 - [117] Müller P J, C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed in clays. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, 41:765-776
 - [118] Müller P J, Fischer G, C37-Alkenones as Paleotemperature Tool: Fundamentals Based on Sediment Traps and Surface Sediments from the South in the Late Quaternary: Reconstruction of Material Budgets and Current Systems. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 2004, 167-193
 - [119] Müller P J, Kirst G, Ruhland G, Von S I, Rosell-Mele A, Calibration of the alkenone Paleotemperature index UK37 based on cor-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°S-60°N). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62(10):1757-1772, doi:10.1016/s0016-7037(98)00097-0
 - [120] Müller P J, Suess E, Ungerer C A, Amino acids and hexosamines of particulate and sediment trap material from waters of the Scotia Sea. *Deep Sea Research*, 1986, 33:819-838
 - [121] Nair R R, Ittekkot V, Manganini S J et al, Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, 1989, 338:749-751.
 - [122] Nelson D M, Tregure P, Brezinski M A, et al. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: regional data and relationship to biogenic sedimentation[J]. *Global Biogeochem. Cycles*, 1995, 9: 359-372
 - [123] Ning X, Chai F, Xue H, Chai Y, Liu C, Shi J, Physical-biological oceanographic coupling influencing phytoplankton and primary production in the South China Sea. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, C10005, doi:10.1029/2004JC002365
 - [124] O'Leary M H, Carbon isotopes in photosynthesis[J]. *Bioscience*, 1988, 38:328-336

- [125] Paerl H W, Prufert-Bebout L E, Guo C, Iron-stimulated N₂ fixation and growth in natural and cultured populations of the planktonic marine cyanobacteria *Trichodesmium* spp. *Appl. Environ. Microbiol.*, 1994, 60:1044-1047
- [126] Pakulski et al, Iron stimulation of Antarctic bacteria, *Nature*, 1996, 383:133-134
- [127] Paytan A, Kastner, M, Benthic Ba fluxes in the central Equatorial Pacific, implications for the oceanic Ba cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 142(3-4):439-450
- [128] Pearl H W, Coastal eutrophication and harmful algal blooms:Importance of atmospheric deposition. *Limnology and Oceanography*, 1997, 42:1154-1165
- [129] Pelejero C, Grimalt J O, Heilig S, Kienast M and Wang L, High resolution Uk'37 temperature reconstructions in the South China Sea over the last 220 kyrs, *Paleoceanography*, 1999, 14: 224-231
- [130] Pelejero C, Grimalt J O, The correlation between the Uk37 index and sea surface temperature in the warm boundary: the South China Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, 61:4789-4797
- [131] Peters K E, Sweeney R E, Kaplan I R, Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter[J]. *Limnology and Oceanography*, 1978, 23:598-604
- [132] Piskaln C H, Manganini S J, Trull T W et al, Geochemical particle fluxes in the Southern Indian Ocean seasonal ice zone: Prydz Bay region, East Antarctica. *Deep Sea Research I*, 2004, 51:307-332
- [133] Popp B N, Laws E A, Bidigare R R, Effect of phytoplankton cell geometry on carbon isotopic fractionation. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 1998, 62:69-77
- [134] Prahl F G, De Lange G J, Lyle M et al, Post-depositional stability of long-chain alkenones under contrasting redox conditions. *Nature*, 1989, 341:434-437
- [135] Prahl F G, Wakeham S G, Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment. *Nature*, 1987, 330:367-369
- [136] Ragueneau O, Treguer P, Leynaert A, A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change*, 2000, 26:317-365
- [137] Ramaswamy, Lithogenic fluxes to the northern Indian Ocean-an overview. In:Ittekkot V and Nair R R (eds.), *Monsoon Biogeochemistry, SCOPE/UNEP sonderband*, 1993, 76: 97-113
- [138] Redfield A C, Ketchum B H, Richards F A, The influence of organisms on the composition of seawater. In:*The Sea*, vol. 2, Edited by Hill M N, Interscience, New York, 1963, 26-77
- [139] Riebesell U, Zondervan I, Rost B, Tortell P D, Zeebe R E, Morel F M, Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO₂. *Nature*, 2000, 407:364-367
- [140] Rixen and Haake, Fluxes and decomposition of organic matter in the western Arabian Sea:amino acids and hexosamines. In:Ittekkot V and Nair RR (eds.), *Monsoon Biogeochemistry, SCOPE/UNEP sonderband*, 1993, heft 76, 113-130
- [141] Sarmiento J L, Slater R D, Fasham M J R, Ducklow H W, Toggweiler J R, Evans G T, A three dimensional model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone. *Global Biogeochem. Cycles*, 1993, 7:417-450
- [142] Sarthein et al, Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21000 years. *Paleoceanography*, 1988, 3:361-399
- [143] Schäfer P, Ittekkot V, *Isotopic biogeochemistry of nitrogen in the northern Indian Ocean*. Hamburg: Heft 78, 1995, 67-93
- [144] Schluter M and Richert D, Effect of pH on the measurement of biogenic silica. *Mar Chem*, 1998, 63:81-92
- [145] Schubert C J, Calvert S E, Nitrogen and carbon isotopic composition of marine and terrestrial organic matter in Arctic Ocean sediments:implications for nutrient utilization and organic matter composition. *Deep Sea Research I*, 2001, 48:789-810
- [146] Schubert C J, Villanueva J, Calvert SE, et al, Stable phytoplankton community structure in the Arabian Sea over the past 200, 000 years. *Nature*, 1998, 394(6693):563-566
- [147] Seiter K, Christian H, Jürgen S, Matthias Z, Organic carbon content in surface sediments-defining regional provinces. *Deep sea Research I*, 2004, 51:2001-2026
- [148] Shackleton N J, The 100, 000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289:1897-1902

- [149] Shankle A M, Goericke R, Franks P J S et al, Chlorin distribution and degradation in sediments within and below the Arabian Sea oxygen minimum zone. *Deep Sea Research I*, 2002, 49:953-969
- [150] Shaw P T, Chao S Y, Liu K K, Pai S C, Liu C T, Winter upwelling off Luzon in the northeastern South China Sea. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(C7):16435-16448
- [151] Shaw P T, Chao S Y, Surface circulation in the South China Sea. *Deep Sea Research I*, 1994, 41:1633-1683
- [152] Shaw P T, The intrusion of water masses into the sea southwest of Taiwan. *J. Geophys. Res.*, 1989, 94:18213-18226
- [153] Seki O., Kawamura K., Ikehara M., Nakatsuka T., Oba T, Variation of alkenone sea surface temperature in the sea of Okhotsk over the last 85 kyrs. *Organic geochemistry*, 2004, 35:347-354
- [154] Sikes E L, Farrington J W, Keigwin L D, Use of alkenone unsaturation ratios (Uk37) to determine past sea surface temperature:Core top SST calibrations and methodology considerations. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1991, 104:36-47
- [155] Sikes E L, Keigwin L D, A reexamination of northeast Atlantic sea surface temperature and salinity over the last 16 kyr. *Paleoceanography*, 1996, 3:327-342
- [156] Sikes E L, Volkman J K, Calibration of alkenone unsaturation ratio (Uk37) for paleotemperature estimation in cold waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, 57:1883-1889
- [157] Sikes E L, Keigwin L D, Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30 kyr: A comparison of Uk37, $\delta^{18}\text{O}$ and foraminiferal assemblage temperature estimates. *Paleoceanography*, 1994, 9:31-45
- [158] Smetacek V, Diatoms and the silicate factor. *Nature*, 1999, 391:224-225
- [159] Sun M Y, Lee C, Aller R C, Anoxic and oxic degradation of ^{14}C -labeled chloropigments and a ^{14}C -labeled diatom in Long Island Sound sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 1993, 38:1438-1451
- [160] Suthhof A, Jennerjahn T C, Schafer P and Ittekkot V, Nature of organic matter in surface sediments from the Pakistan continental margin and the deep Arabian Sea:amino acids. *Deep Sea Research II*, 2000, 47:329-351.
- [161] Sawada K., Handa N., Shiraiwa Y., Danbara A., Montani S, Long chain Alkenones and alkyl alkenoates in the coastal and pelagic sediments of the northwest North Pacific, with special reference to reconstruction of *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica* ratios. *Organic geochemistry*, 24:751-764
- [162] Takahashi T, Sutherland S C, Sweeney C, Poisson A, Metzl N, Tilbrook B et al., Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean pCO_2 , and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Research II*, 2002, 49:1601-1622
- [163] Takeda S, Influence of iron availability on nutrient consumption ratio of diatoms in oceanic waters. *Nature*, 1998, 393:774-777
- [164] Ternois Y, Sicre A A, Boireau M H, et al., Evaluation of long-chain alkenones as paleotemperature indicators in the Mediterranean Sea. *Deep Sea Research*, 44, 1997,271-286
- [165] Tregure P, Pondaven P, Silica control of carbon dioxide. *Nature*, 2000, 406:358-359
- [166] Udarbe-Walker M J B, Villanoy C L, Structure of potential upwelling areas in the Philippines. *Deep Sea Research I*, 2001, 48:1499-1518
- [167] Valdes J R, Price J F, A Neutrally Buoyant, Upper Ocean Sediment Trap. *Journal of Atmospheric and Oceanographic Technology*, 2000, 17(1):62-68
- [168] Villanueva J, Pelejero C and Grimalt J, Clean-up procedures for the unbiased estimation of C37 alkenone sea surface temperatures and terrigenous n-alkane inputs in paleoceanography. *J. Chromatogr.* 1997, 757: 145-15
- [169] Volkman J K, Barrett S M, Blackburn S I and Sikes E L. Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate. *Geochimica & Cosmochimica Acta*. 1995, 59(3): 513-520
- [170] Wang P X, Clemens S C, Beaufort L, et al., Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Review*, 2005, 24:595-629.
- [171] Wang P X, Clemens S C, Liu P, contrasting the Indian and East Asian monsoons: implications on geologic timescales. *Marine Geology*, 2003, 201: 5-21.
- [172] Wang P X, Tian J, Cheng X R, Liu C L, Xu J, Major Pleistocene stages in a carbon perspective:The South China Sea record and its global comparison. *Paleoceanography*, 2004, 19, PA4005, doi:10.1029/2003PA000991
- [173] Wefer G and Fisher G, Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas

- of the eastern Atlantic. *Deep Sea Research I*, 1993, 40(8):1613-1645.
- [174] Wefer G, Fisher G, Fuetterer D et al, Seasonal particle flux in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep Sea Research*, 1988, 35:891-898
- [175] Wiesner M G, Tephra Sedimentation In the deep South China Sea. 国家海洋局第二海洋研究所邀请报告, 2005年2月, 杭州
- [176] Wiesner M G, Zheng L, Wong H K, Fluxes of particulate matter in the South China Sea. In:Ittekkot V, Honjo S (eds.), *Particle flux in the ocean*. New York:John wiley & Sons, 1996, 293-312
- [177] Winn K, Zheng L, Erlenkeuser H and Stoffers P, Oxygen /carbon isotopes and paleoproductivity in the South China Sea during the past 110000 years. In:Jin X and Kudrass G P (eds.), *Marine Geology and Geophysics of the South China Sea*. Beijing:China Ocean Press, 1992, 154-166
- [178] Wong H K, Wiesner M G, Steuerungsmechanismen der Partikelsedimentation im Sudchinesischen Meer. A report to MBFT of Germany, October, 1994
- [179] World Ocean Atlas 1998 Figures(WOA98F).
<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/SELECT/dbsearch/dbsearch.html>
- [180] Wu J F, Chung S W, Wen L S, Liu K K, Chen Y L, Chen H Y, Karl D M, Dissolved inorganic phosphorus, dissolved iron, and Trichodesmium in the oligotrophic South China Sea. *Global Biogeochemical Cycles*, 2003, 17(1), 1008, doi:10.1029/2002GB001924
- [181] Wu J, Sunda W, Boyle E A, Karl D M, Phosphate depletion in the Western North Atlantic Ocean. *Science*, 2000, 289:759-762
- [182] Xue H J, Chai F, Pettigrew N, Xu D Y, Shi M C, Xu J P, Kuroshio intrusion and the circulation in the South China Sea *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, C02017, doi:10.1029/2002C001724
- [183] Yamamoto M, Shiraawa Y, Inouye I, Physiological responses of lipids in *Emiliania Huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica* (Haptophyceae) to growth status and their implications for alkenone paleothermometry. *Organic Geochemistry*, 2000, 31:799-811
- [184] Yin K, Qian P Y, Chen J et al, Dynamics of nutrients and phytoplankton biomass in the Pearl River estuary and adjacent waters of Hong Kong during summer: preliminary evidence for phosphorus and silicon limitation. *Marine Ecology Progress Series*, 2000, 194:295-305
- [185] You Y Z, The South China Sea, a cul-de-sac of North Pacific Intermediate Water. 国家海洋局第二海洋研究所邀请报告, 2003年10月, 杭州
- [186] Zheng Lianfu, Zheng Yu Long, Erlenkeuser H., et al., Seasonal variation in the flux and isotopic composition of planktonic foraminifera in the Northern South China Sea. *Oceanography in China*, 2002,14: 17-22
- [187] Züllig H, On the use of carotenoid stratigraphy in lake sediments for detecting past developments of phytoplankton. *Limnology and Oceanography*, 1981, 26(5):970-976
- [188] 陈芳, 黄永祥, 段威武, 陆钧. 南海西部表层沉积中的钙质超微化石. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22(3):35-39
- [189] 陈建芳, Wiesner M G 等. 南海水柱微体生物壳体中氨基酸、氨基糖与糖类物质的检出及意义. *海洋与湖沼*, 2000, 31(6):596-603
- [190] 陈建芳, 徐鲁强, 郑连福. 南海北部时间系列沉降颗粒的有机地球化学特征及意义. *地球化学*, 1997, 26(6):47-56
- [191] 陈建芳, 郑连福, Wiesner M G, 陈荣华, 郑玉龙, Wong H K. 基于沉积物捕获器的南海表层初级生产力及输出生产力估算. *科学通报*, 1998, 43(6):639-641
- [192] 陈建芳, 郑连福, 陈荣华, 郑玉龙, 陈文斌. 南海颗粒物质的通量、组成及其与沉积物积累率的关系初探. *沉积学报*, 1998, 16(3):14-19
- [193] 陈建芳, 郑连福. 沉积物捕获器与全球变化研究. *海洋通报*, 1996, 15(1):41-47
- [194] 陈建芳. 古海洋研究中的地球化学新指标. *地球科学进展*, 2002, 17(3):402-410
- [195] 陈建芳等. 南海颗粒有机碳通量的垂向变化及早期降解作用的标志物. *中国科学(D 辑)*, 1999, 29(4):372-378
- [196] 陈荣华, 葛知潜, 郑玉龙, 陈建芳. 南海中部浮游有孔虫通量的季节变化. *同济大学学报*, 2000, 28(1):73-77
- [197] 陈文斌, 徐鲁强. 南海北部颗粒通量初步研究. 见:郑连福, 陈文斌主编:南海海洋沉积作用过程与地球化学研究. 北京:海洋出版社, 1993, 191-201

参考文献

- [198] 陈镇东. 南海海洋学. 台北: 渤海堂文化事业有限公司, 2001, 1-506
- [199] 戴民汉, 翟惟东, 鲁中明, 蔡平河, 蔡卫君, 洪华生. 中国区域碳循环研究进展与展望. 地球科学进展, 2004, 19(1):120-130
- [200] 国家海洋局. 南海中部海域环境资源综合调查报告. 北京: 海洋出版社, 1988, 1-419
- [201] 何有海, 关翠华, 甘子钧. 南海南部海洋上层的热振荡. 海洋学报, 1992, 14(3):19-28
- [202] 胡建芳, 彭平安. 一种适用于高分辨分子地层学研究的有机质分离及定量方法. 分析化学, 2000, 28(3):283-287
- [203] 黄维, 冰期旋回中南海深水沉积作用的定量研究, 同济大学硕士学位论文, 1997, 1-65.
- [204] 黄维, 汪品先. 末次冰期以来南海深水区的沉积速率. 中国科学(D辑), 1998, 28(1):13-17
- [205] 李立, 吴日升, 孙湘平, 南海上升流. 见苏纪兰, 袁业立主编, 中国近海水文, 北京: 海洋出版社, 2005, 272-278.
- [206] 刘传联, 邵磊, 陈荣华, 成鑫荣, 张富元. 南海东北部表层沉积中钙质超微化石的分布. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(3):24-28
- [207] 刘秦玉, 杨海军, 贾英来. 南海上层海洋环流和热结构季节变化特征及其形成机制研究综述. 见: 苏纪兰主编, 南海环境与资源基础研究前瞻. 北京: 海洋出版社, 2001, 22-31
- [208] 马金龙, 韦刚健, 贾国东. 碱提取法分析海洋沉积物中生物硅方法中碎屑组份污染的评估及校正. 地球化学 (in press)
- [209] 钮智旺. 南海表层水温的长周期振荡及其与El Niño的关系. 海洋学报, 1994, 16(2):43-49
- [210] 苏纪兰, 许建平, 蔡树群, 王欧. 见: 丁一江, 李崇银主编: 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1999, 66-75
- [211] 苏纪兰. 中国近海的环流动力机制研究. 海洋学报, 2001, 23(4):1-16
- [212] 唐运干. 南海沉积物中的糖类物质, 见: 郑连福, 陈文斌主编. 南海海洋沉积作用过程与地球化学研究. 北京: 海洋出版社, 1993, 168—176
- [213] 汪品先, 田军, 成鑫荣, 刘传联, 徐建. 探索大洋碳储库的演变周期. 科学通报, 2003, 48(21):2216-2227
- [214] 汪品先. 气候演变中的冰与碳. 地学前缘, 2002, 9(1):85-93
- [215] 汪品先等. 十五万年来的南海—南海晚第四纪古海洋学研究阶段报告. 上海: 同济大学出版社, 1995, 1-172
- [216] 王东晓, 谢强, 杜岩, 王卫强, 陈举. 1997-1998年南海暖事件. 科学通报, 2002, 47(9):711-716
- [217] 王桂华. 南海中尺度涡的运动规律探讨. 中国海洋大学博士学位论文, 2004
- [218] 王汝建, 林鸢, 郑连福, 陈荣华, 陈建芳. 1993-1995年南海中部的硅质生物通量及其季节性变化: 季风气候和El Niño的响应. 科学通报, 2000, 45(9):974-978
- [219] 徐杰. 浙江沿海富营养化与赤潮历史的沉积记录研究. 浙江大学环资学院/国家海洋局第二海洋研究所硕士论文, 2004
- [220] 徐鲁强, 陈建芳, 唐运干. 南海北部沉降颗粒氨基酸通量及生物地球化学意义. 海洋学报, 1997, 19(2):57-64
- [221] 徐锡祯, 邱章, 龙小敏. 南海温跃层基本特征及一维预报模式. 海洋与湖沼, 1993, 24(5):494-502
- [222] 徐征宇, 王星福, 钱江初. 南海中部沉积速率初步研究. 见: 郑连福, 陈文斌主编. 南海海洋沉积作用过程与地球化学研究. 北京: 海洋出版社, 1993, 85-92
- [223] 许建平等, 南海海域物理海洋. 见: 郭炳火等编: 中国近海及邻近海域海洋环境 (第三篇). 北京: 海洋出版社, 2004, 189-239
- [224] 郑玉龙, 王汝建, 郑连福, 陈荣华, 陈建芳. 南海北部1987-1988年颗粒物质和硅藻通量的季节性变化: 季风气候与El Niño的响应. 第四纪研究, 2001, 21(4):359-365
- [225] 中国科学院南海海洋研究所. 南海海区综合调查研究报告(二). 北京: 科学出版社. 1985
- [226] 中国科学院南海海洋研究所. 南海海区综合调查研究报告(一). 北京: 科学出版社. 1982
- [227] 中国科学院南沙综合科学考察队, 南沙群岛及其邻近海区沉积图集, 湖北科学技术出版社, 1993
- [228] 周发锈, 于慎余. 南海表层水温的低频振荡. 海洋学报, 1991, 13(2):43-49
- [229] 郑连福, 郭育廷, Winn K, Stofferess P. 南海北部晚第四纪碳酸盐旋回及其地层学意义, 见: 郑连福, 陈文斌主编: 南海海洋沉积作用过程与地球化学研究. 北京: 海洋出版社, 1993, 109-123