南海北部末次冰期以来深水沉积物组成及其堆积速率的时空变化特征

赵绍华, 刘志飞*, 陈全, 王星星, 施江南, 金海燕, 刘晶晶, 翦知潜

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

*通讯作者, E-mail: lzhifei@tongji.edu.cn

收稿日期: 2017-02-16; 接受日期: 2017-05-19; 网络版发表日期: 2017-06-15

国家自然科学基金项目(批准号: 91528304, 41530964, 91428310, 41525020)资助

摘要 通过对南海北部深水断面上MD12-3428(水深903m)、MD12-3433(水深2125m)和MD12-3434(水深2995m)三个岩芯的沉积物成分及其堆积速率分析, 研究末次冰期以来南海深水沉积物组成和堆积速率的时空变化特征及其控制因素. 研究结果显示, 南海北部末次冰期以来的深水沉积物主要由陆源碎屑(59~89%)和碳酸盐(6~38%)组成, 并含有少量蛋白石(1.6~9.4%)和有机质(0.7~1.9%). 陆源碎屑和碳酸盐的堆积速率分别达到2.4~21.8和0.4~6.5 g cm⁻² ka⁻¹范围, 比蛋白石和有机质堆积速率高出1~2个数量级. 在末次冰期以来的时间序列变化上, 沉积物各成分含量及其堆积速率都具有冰期-间冰期的旋回变化, 陆源碎屑、蛋白石和有机质的含量及其堆积速率在氧同位素2期显著增加, 而碳酸盐的含量及其堆积速率则呈反向变化或增幅不明显, 表明南海深水碳酸盐含量在低海平面时期受到陆源碎屑稀释的影响. 在从陆坡向深海盆的空间变化上, 陆源碎屑的含量在同时期随水深的增加而增加, 但其堆积速率锐减; 碳酸盐含量及其堆积速率则随水深的增加而递减; 而有机质和蛋白石的含量及其堆积速率随水深增加呈现复杂的变化特征. 本文研究认为, 南海北部末次冰期以来深水沉积物的组成及其堆积速率受到海平面变化的强烈控制, 季风降雨引起的陆源物质供给、海洋初级生产力、以及陆源碎屑和海洋生源物质的相互稀释作用, 共同影响了南海深水沉积物的堆积过程.

关键词 沉积物成分, 堆积速率, 时空变化, 末次冰期, 海平面变化, 南海

1 引言

深海是地球表层最晚被认知的部分, 深海过程研究是当今国际海洋研究的焦点和前沿领域之一, 可能成为地球系统科学的突破口(汪品先, 2009, 2012). 南海是西太平洋地区最大的边缘海, 位于最大的大陆(亚洲)和最大的大洋(太平洋)之间, 具有开展深海研究的

一系列优越性. 南海周边陆地及岛屿是全球表层陆地风化剥蚀作用最强、剥蚀速率最大的地区, 强烈的季风降雨使得河流系统非常发育, 每年向南海输入约1600Mt的陆源悬移物质, 约占世界总量8.4%, 成为世界上接受陆源物质最多的封闭或半封闭海盆(Milliman和Farnsworth, 2011; Liu等, 2016). 这些巨量的陆源物质在从源到汇的搬运和沉积过程中, 受到东亚季风引

中文引用格式: 赵绍华, 刘志飞, 陈全, 王星星, 施江南, 金海燕, 刘晶晶, 翦知潜. 2017. 南海北部末次冰期以来深水沉积物组成及其堆积速率的时空变化特征. 中国科学: 地球科学, 47: 958–971, doi: [10.1360/N072016-00276](https://doi.org/10.1360/N072016-00276)
英文引用格式: Zhao S H, Liu Z F, Chen Q, Wang X X, Shi J N, Jin H Y, Liu J J, Jian Z M. Spatiotemporal variations of deep-sea sediment components and their fluxes since the last glaciation in the northern South China Sea. Science China Earth Sciences, 60: 1368–1381, doi: [10.1007/s11430-016-9058-6](https://doi.org/10.1007/s11430-016-9058-6)

起的物质供给和洋流活动等过程的影响(Liu等, 2010a, 2016; Zhang等, 2015; Zhao等, 2015); 同时, 其携带的丰富营养盐又引起海洋初级生产力的勃发(Liu等, 2002; Ning等, 2004; Chen, 2005). 因此, 南海的深海沉积物在堆积过程中蕴藏了大量有关陆地、海洋、生命及其相互作用的信息, 为进行构造演化、古海洋以及古季风演化等研究提供了良好的材料(Wang等, 2000, 2014), 使南海成为研究深海过程及地球系统演变的天然实验室.

过去20多年中, 共有20个国际科学考察航次在南海先后完成, 获得了200多个高质量岩芯, 提供了时长达33Ma的连续深海沉积序列, 在深海过程、古海洋演化以及东亚古季风变迁等方面的研究, 取得了一系列重要科研成果(Wang等, 1995, 1999, 2014, 2016; Wang L等, 1999; Clift等, 2014). 然而, 前人对于深海沉积物基本成分组成及堆积过程的研究还不够全面, 以往多侧重于一种或几种成分含量的时间序列变化, 如陆源碎屑的矿物成分(Liu等, 2003, 2010b; Boulay等, 2005)、碳酸盐(Wang等, 1995; Chen等, 2003)和有机质等(Chen等, 2003; 李丽等, 2008), 整体上涉及到沉积物各成分堆积速率的研究还比较少见(李建如等, 2002; 王汝建和李建, 2003; 王汝建等, 2007; Wan等, 2007, 2010). 特别地, 在末次冰期, 与深海沉积过程有关的东亚季风、古生产力变化等各项研究均相对成熟, 但对于深海沉积物的基本成分组成及其堆积速率却仍然没有获得明确的认识, 仅有少量研究估算了冰期-间冰期尺度上的沉积物堆积速率及总量(Schönfeld和Kudrass, 1993; 黄维和汪品先, 1998, 2007; 章伟艳等, 2002), 造成对南海深海沉积过程及其环境响应认知上的偏颇. 因此, 本项研究利用南海北部陆坡深水断面上水深依次相差约1000m的三个沉积岩芯, 系统地开展沉积物主要成分分析, 结合沉积物干样密度测试, 研究南海北部末次冰期以来深水沉积物组成及其堆积速率的时空变化特征, 进而详细探讨深海沉积物的堆积过程及其主要控制因素.

2 材料与方法

为了获得南海北部深海沉积物成分及堆积速率的时空变化信息, 本文选择陆坡断面上水深相差约1000m的三个高质量CASQ(Calypso Square-Cores)沉积岩

芯MD12-3428(20°08.48'N, 115°49.80'E, 水深903m)、MD12-3433(19°16.88'N, 116°14.52'E, 水深2125m)和MD12-3434(18°49.84'N, 116°18.89'E, 水深2995m)为研究材料. 三个岩芯长度则分别为10.15、8.20和8.33m, 均位于南海北部珠江峡谷东侧(图1), 由2012年实施的中法合作航次“MD190-CIRCEA”(Circulation in East Asian Seas)使用“Marion-Dufresne”科考船所采集. 岩芯沉积物为均匀连续且无明显扰动的泥质或者粉砂质沉积, 代表了南海北部正常海洋环境的稳定沉积记录(Kissel等, 2012). 陆坡上部MD12-3428岩芯由均一的灰色粘土质粉砂组成, 偶见破碎贝壳; 陆坡中部MD12-3433岩芯和下部MD12-3434岩芯则由浅灰色-深灰色粘土组成, 有机质含量相对较高. 为了测试岩芯沉积物干样密度及堆积速率, 样品采集使用16.40mm×16.40mm×16.88mm的近立方体塑料盒, 采样分辨率为20cm, 三个岩芯分析依次获得51、41和

图1 研究站位及其附近海域高分辨地形地貌
(a) 研究岩芯分布图, MD12-3428、MD12-3433和MD12-3434三个岩芯沿着1000~3000m的水深断面分布; (b) 研究站位附近高分辨地形地貌图, 底图据Ding等(2013)

42个样品, 共计134个。

海洋沉积物一般由陆源碎屑和生源颗粒以及海洋自生矿物组成, 生源颗粒主要包括碳酸盐、蛋白石和有机质, 三者百分比含量均可由实验分析获得。一般地, 末次冰期以来海底近表层的自生矿物较少, 与陆源输入相比, 可忽略不计。因此, 本文采用的深海沉积物主要成分包括陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石和有机质。陆源碎屑的含量由100%依次减去各生源颗粒百分比含量获得, 即: 陆源碎屑% = 100% - 碳酸盐% - 蛋白石% - 有机质%。同时, 利用沉积物干样密度数据(*DBD*, Dry Bulk Density, 单位: g cm^{-3}), 结合研究岩芯的沉积速率(*SR*, Sedimentation Rate, 单位: cm ka^{-1}), 根据Rea和Janecek(1981)的方法可以计算出沉积物总堆积速率(*MAR*, Mass Accumulation Rate, 单位: $\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$), 公式为

$$MAR = SR \times DBD. \quad (1)$$

最后, 把沉积物各成分百分含量分别乘以*MAR*, 即可得到沉积物各成分的堆积速率, 公式为

$$X-AR = MAR \times X\%, \quad (2)$$

*X*为陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石或者有机质。所有样品的实验分析均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。

沉积物干样密度是指单位体积内沉积物原位湿样完全烘干后的重量, 样品分析使用立方体小盒采满的原位沉积物湿样。首先把样品盒外表洗净, 用铝箔纸包裹, 留出一丝缝隙, 置于 -80°C 冰柜中冷冻12h。然后将冷冻好的样品放置于冷干机内, 72h后取出, 除去外表铝箔, 称重得到质量*M1*。取出样品盒中的沉积物样品, 转入样品袋存放在干燥器皿中。样品盒洗净、烘干后称重得到质量*M2*, 测量样品盒内侧长、宽和高依次记为*a*、*b*和*c*。最后计算*DBD*, 公式为 $DBD = (M1 - M2) / (a \times b \times c)$ 。

碳酸盐含量分析采用气体测定法, 即通过测量样品中碳酸盐和盐酸反应放出的 CO_2 的体积, 计算碳酸盐含量。首先取适量烘干的样品研磨成粉, 准确称取 $(0.1000 \pm 0.0010)\text{g}$, 和装有1:3盐酸溶液的小试管一起放入反应容器, 拧紧测量气压装置。然后倾斜轻摇使盐酸与碳酸盐充分反应, 记录气压表读数后, 清洗干净待测下一个样品。由于所使用气压表已经过线性标定, 即 0.1000g 的标准碳酸钙样品与过量盐酸反应生成的

CO_2 产生的气压标定为1.000(即100%)。因此, 沉积物样品的碳酸盐含量可以直接从气压表中读出。

沉积物有机质含量分析使用德国Elementar有机元素分析仪Vario EL CUBE, 仪器分析标准偏差 $\leq 0.1\%$, 精度 $\leq 0.2\%$ 。取约0.5g烘干的样品研磨成粉末, 转入50mL离心管, 加10mL的 1mol L^{-1} 盐酸, 60°C 水浴震荡, 反应3h, 除去碳酸盐。然后, 以5000转/分的速度离心5min, 倒出上层酸液后清洗样品至少3次, 每次加入去离子水约40mL, 震荡约30min后离心, 至上层清液的pH值接近于7时结束。最后, 把清洗好的样品 40°C 低温烘干并再次研磨成粉末, 称取约10mg用铝箔纸包裹, 等待上机测样。为了消除由于去除碳酸盐带来的质量损失而造成的误差, 这里根据所测得的碳酸盐含量对每个样品均进行了还原计算。

蛋白石分析采用Mortlock和Froelich(1989)提出的硅钼蓝比色法, 系统误差小于3%。首先称取0.15g烘干研磨成粉末的沉积物样品, 置于30mL离心管中, 加入5mL 30%双氧水, 超声震荡60min以除去有机质。然后加入5mL 1mol L^{-1} 盐酸超声振荡30min, 除去碳酸盐。离心倒出上清液烘干, 准确加入30mL 2mol L^{-1} 碳酸钠溶液, 超声分散60min后, 85°C 水浴5h提取生物硅。再次离心后, 提取上清液与钼酸铵溶液反应生成硅钼黄, 而后加入2%抗坏血酸溶液产生硅钼蓝。最后用紫外分光光度计对溶液进行测试获得吸光度, 根据标准曲线, 通过回归方程计算沉积物中蛋白石的百分含量。

三个研究岩芯沉积物的年龄框架根据氧同位素和碳酸盐的旋回变化结合 AMS^{14}C 测年获得。陆坡下部MD12-3434岩芯采的年龄模式由高分辨的浮游有孔虫*G. ruber*氧同位素结合 AMS^{14}C 测年数据建立(王星, 2015)(图2), 其底部年龄为78ka BP, 沉积速率平均为 10.8cm ka^{-1} 。陆坡上部MD12-3428和中部MD12-3433两个岩芯使用碳酸盐地层的年龄模式。大量研究证实南海的碳酸盐曲线, 在碳酸盐溶跃面以上与全球 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线变化趋势基本一致, 呈现典型的“大西洋型”碳酸盐旋回(Wang等, 1995; 汪品先等, 1998)。而南海现代碳酸盐溶跃面大约在3000m(张江勇等, 2015)。这样, 对于位于碳酸盐溶跃面之上的MD12-3428和MD12-3433两个岩芯, 依据“大西洋型”碳酸盐旋回模式, 通过对比三个研究岩芯X射线荧光扫描测得的钙元素相对含量变化趋势, 同时辅以 AMS^{14}C 测年数据作为年龄框架的主要控制点(刘晶晶, 2015; 王星, 2015; 施江南,

图2 南海北部MD12-3428、MD12-3433和MD12-3434三个研究岩芯的年龄模式

图中不同颜色的箭头分别表示三个研究岩芯AMS¹⁴C测年控制点, MD12-3428、MD12-3433和MD12-3434三个岩芯AMS¹⁴C数据分别来自施江南(2016)、刘晶晶(2015)和王星星(2015). MD12-3434岩芯*G. ruber* δ¹⁸O曲线据王星星(2015). 浅绿色阴影表示氧同位素偶数期次, 本文中所有涉及图件均相同

2016)(图2), 利用AnalySeries软件完成高分辨率的年龄模式调谐. 结果显示, MD12-3428和MD12-3433两个岩芯的底部年龄分别为68和60ka BP, 沉积速率的平均值分别为15.0和13.8cm ka⁻¹.

3 结果

3.1 深海沉积物主要成分

末次冰期以来, 陆坡上部MD12-3428岩芯沉积物中陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石和有机质含量的变化范围分别为59~82%、15~38%、1.6~2.9%和0.7~1.4%, 平均值依次为69%、28%、2.1%和0.9%(图3, 表1). 中部MD12-3433岩芯沉积物中陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石和有机质含量的变化范围分别为59~78%、15~35%、2.5~9.4%和0.7~1.6%, 平均值依次为73%、20%、5.6%和1.1%(图3, 表1). 而下部MD12-3434岩芯沉积物中陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石和有机质含量的变化范围分别为67~89%、6~28%、3.4~7.3%和0.7~1.5%, 平均

值依次为78%、16%、5.3%和1.0%(图3, 表1). 整体上, 陆坡断面上深水沉积物主要由陆源碎屑(59~89%)和碳酸盐(6~38%)组成, 二者之和一般大于90%, 而蛋白石(1.6~9.4%)和有机质(0.7~1.9%)的含量很低. 末次冰期以来, 四种主要成分含量的比较中, 陆源碎屑、蛋白石和有机质含量的时间序列变化趋势相似, 与碳酸盐含量反向变化(图3). 其中, 陆源碎屑和碳酸盐含量的时间序列变化均呈现明显的冰期-间冰期旋回变化, 冰期时陆源碎屑含量增加、碳酸盐含量降低, 间冰期时则相反, 陆源碎屑减小、碳酸盐含量增加. 而蛋白石和有机质则显示不太严格的冰期-间冰期旋回变化(MD12-3428岩芯有机质除外), 仅在MIS 2期时呈现显著增加趋势, 其他时期相对比较稳定.

3.2 沉积物堆积速率

末次冰期以来, 三个研究岩芯MD12-3428、MD12-3433和MD12-3434岩芯沉积物DBD的变化范围分别为0.74~0.97、0.49~0.68和0.41~0.68g cm⁻³, 平均值依次为

图3 三个研究岩芯末次冰期以来的陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石和有机质组成
 上图为四种主要成分的时间序列变化; 下图为三个岩芯的四种主要成分含量的相对变化

0.87、0.58和0.57g cm⁻³(图4, 表2)。根据公式(1)计算获得的沉积物总MAR变化范围为4.8~21.8、3.1~9.7和2.4~6.8g cm⁻² ka⁻¹, 平均值为11.8、6.4和4.9g cm⁻² ka⁻¹(图4, 表2)。三个岩芯沉积物的MAR自末次冰期以

来的时间变化趋势基本一致, 均显示一定的冰期-间冰期旋回变化, 以陆坡上部MD12-3428岩芯最为显著(图4)。冰期时, 三个岩芯MAR均有不同程度的增加; 间冰期时, MAR数值整体上减小, 但在某些时期也会

表 1 三个研究岩芯末次冰期以来沉积物各成分变化范围及平均值

岩芯编号	成分	碳酸盐(%)	蛋白石(%)	有机质(%)	陆源碎屑(%)
MD12-3428	最大值	38	2.9	1.4	82
	最小值	15	1.6	0.7	59
	平均值	28	2.1	0.9	69
MD12-3433	最大值	35	9.4	1.6	78
	最小值	15	2.5	0.7	59
	平均值	20	5.6	1.1	73
MD12-3434	最大值	28	7.3	1.5	89
	最小值	6	3.4	0.7	67
	平均值	16	5.3	1.0	78

图 4 三个研究岩芯末次冰期以来的干样密度、沉积速率以及堆积速率

相对增加, 以 MIS 3 晚期的 MD12-3433 和 MD12-3434 两个岩芯和全新世 10~7ka BP 期间的 MD12-3428 岩芯比较显著。

根据公式(2)计算, 可获得南海北部深海沉积物各成分的堆积速率。陆坡上部 MD12-3428 岩芯陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石和有机质堆积速率的变化范围分别为 4.8~21.8、2.5~6.5、0.13~0.54 和 0.06~0.27 g cm⁻² ka⁻¹, 平均值依次为 11.8、4.4、0.33 和 0.14 g cm⁻² ka⁻¹ (图 5, 表

2)。而陆坡中部 MD12-3433 岩芯陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石和有机质的堆积速率分别在 3.1~9.7、0.9~2.6、0.14~1.12 和 0.04~0.20 g cm⁻² ka⁻¹ 范围内变化, 平均值依次为 6.4、1.7、0.51 和 0.10 g cm⁻² ka⁻¹ (图 5, 表 2)。陆坡下部 MD12-3434 陆源碎屑、碳酸盐、蛋白石和有机质的堆积速率则分别在 2.4~6.8、0.4~1.7、0.14~0.61 和 0.03~0.13 g cm⁻² ka⁻¹ 的范围内变化, 平均值依次为 4.9、0.90、0.33 和 0.07 g cm⁻² ka⁻¹ (图 5, 表 2)。末次冰期以来,

表 2 三个研究岩芯末次冰期以来沉积物干样密度及堆积速率的变化范围及平均值

岩芯编号		干样	沉积物总	陆源碎屑	碳酸盐	蛋白石	有机质
		密度 (g cm^{-3})	堆积速率 ($\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$)	堆积速率 ($\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$)	堆积速率 ($\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$)	堆积速率 ($\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$)	堆积速率 ($\text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$)
MD12-3428	最大值	0.97	26.7	21.8	6.5	0.54	0.27
	最小值	0.74	7.6	4.8	2.5	0.13	0.06
	平均值	0.87	15.8	11.3	4.4	0.33	0.14
MD12-3433	最大值	0.68	13.0	9.7	2.6	1.17	0.20
	最小值	0.49	4.5	3.1	0.9	0.14	0.04
	平均值	0.58	8.6	6.4	1.7	0.51	0.10
MD12-3434	最大值	0.68	8.5	6.8	1.7	0.61	0.13
	最小值	0.42	3.6	2.4	0.4	0.14	0.03
	平均值	0.57	6.3	4.9	0.9	0.33	0.07

南海北部深海沉积物各成分堆积速率以陆源碎屑堆积速率最高, 碳酸盐堆积速率次之, 再次为蛋白石堆积速率, 有机质堆积速率最小; 前二者数值大小在同一数量级, 比后二者分别高出约1个和2个数量级(图5, 表2)。其中, 陆源碎屑、蛋白石和有机质的堆积速率显示一定的冰期-间冰期旋回变化特征, 但并不严格。间冰期时, 陆源碎屑、蛋白石和有机质的堆积速率均有不同程度的减小; 而冰期时, 则仅在MIS 2期增加显著。而碳酸盐堆积速率的时间变化趋势则相对比较独立且最为复杂, 陆坡上部MD12-3428站位在65~50和27~17ka BP期间显著增加, 中部MD12-3433站位仅在MIS 2期呈现明显增加趋势, 而下部MD12-3434站位整体上变化相对平缓, 基本上在平均值上下浮动。

4 讨论

4.1 深海沉积物成分及堆积速率变化与水深的关系

末次冰期以来, 南海北部陆坡深水断面上沿着水深增加的方向, 无论是深海沉积物结构, 还是各成分堆积速率, 在不同地质时期都显示了明显不同的空间递变特征。首先, 从沉积物成分结构上来看, 随着水深的增加, 陆源碎屑含量整体上显著增加(三个岩芯的平均值从69%到73%, 再到78%), 碳酸盐含量相对减少(平均值从28%到20%, 再到16%), 蛋白石和有机质含量则呈现先增加、后相对稳定的变化趋势(图3)。然而, 具体到不同地质时期, 深水沉积物成分结构特征又随着

水深增加而发生一定改变。冰期时, 三个研究岩芯沉积物相同成分的含量大小及时间变化趋势呈现出趋同性; 间冰期时, 则主要体现差异性, 以陆源碎屑和碳酸盐含量表现最为显著。在MIS 3期和全新世中晚期, 同时期陆源碎屑含量随着水深的增加而呈现递增趋势, 碳酸盐则明显递减。而在20~8ka BP这段时期内(末次冰消期至全新世早期), 三个研究岩芯陆源碎屑和碳酸盐含量及变化趋势却几乎相同。整体上来看, 陆坡中部MD12-3433站位和下部MD12-3434站位沉积物各成分的时间变化趋势相似, 数值大小相近, 与陆坡上部MD12-3428站位相差较大, 说明陆坡断面上浅水区沉积物成分结构波动相对较大, 而深水区则趋于稳定。

其次, 从沉积物堆积速率的变化来看, 三个研究岩芯同时期沉积物总MAR都随着水深的增加而迅速减小, 且三者大小之间的差值在冰期时增加, 间冰期时则相对减小(图4)。以MIS 2期为例, 上部MD12-3428站位沉积物总MAR最大值可达 $26.7 \text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$, 而中部MD12-3433和下部MD12-3434两个站位总MAR最大值分别只有13.0和 $8.5 \text{g cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$, 此时陆坡断面上不同站位之间MAR差值达到最大。同时, 三个研究岩芯末次冰期以来沉积物总MAR的数值大小波动范围, 也随着水深的增加而减小(图4)。陆坡上部MD12-3428岩芯MAR变化范围较大, 最大与最小值相差约3倍; 而中部MD12-3433和下部MD12-3434两个岩芯总MAR变化范围相对较小, 最大与最小值仅相差1倍左右(表2)。然而, 当具体到不同的沉积物成分时, 它们各自堆积速率的空间变化又显示一定的差异。陆坡断面上随着水

图5 三个研究岩芯末次冰期以来沉积物各成分堆积速率的时间序列变化及其与海平面变化、湖光岩玛珥湖有机碳含量和东亚石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 对比

全球海平面变化数据据 Waelbroeck等(2002); 巽他陆架和湄公河口海平面变化数据据 Hanebuth等(2000, 2011); 湖光岩玛珥湖有机碳记录据 Mingram等(2004); 葫芦/董哥洞石笋氧同位素记录据 Wang等(2001)和 Dykoski等(2005)

加, 同时期陆源碎屑、碳酸盐和有机质堆积速率的空间变化趋势与沉积物总MAR一致, 均呈现减小趋势. 而蛋白石堆积速率又显示明显的不同, 在陆坡断面上呈现先增加后减小的变化趋势, 基本以陆坡中部

MD12-3433站位数值较大.

末次冰期以来, 对于南海北部陆坡断面上同一种沉积物成分及其堆积速率, 也都随着水深的增加显示了明显不同的空间递变特征, 以陆源碎屑和碳酸盐最

为显著(图3和5)。随着水深的增加, 陆源碎屑含量增加, 碳酸盐含量减少, 但二者的堆积速率均呈现减小趋势, 且碳酸盐堆积速率的冰期-间冰期旋回变化明显比碳酸盐含量更弱。而对于蛋白石和有机质两种生源成分来说, 虽然它们的百分含量及堆积速率的时间变化趋势整体上均比较相似(MD12-3428岩芯蛋白石含量除外)(图3和5); 但是, 陆坡断面上随着水深的增加, 蛋白石和有机质含量及其堆积速率的大小变化趋势也存在一定的不同之处。一般情况下, 由陆坡上部MD12-3428站位至中部MD12-3433站位, 蛋白石含量及堆积速率均显示增加趋势, 有机质含量也有明显增加, 但其堆积速率却呈现减小趋势。再向下至深水MD12-3434站位时, 蛋白石和有机质含量基本不变, 蛋白石堆积速率却又显示明显的减小趋势, 有机质堆积速率则进一步减小。

4.2 海平面变化主控的陆源碎屑输入及其对深海沉积物成分组成的影响

末次冰期以来, 南海北部陆坡断面上沉积物组成及其堆积速率主要受到海平面变化的强烈控制。根据前文的讨论可以看出, 南海北部陆坡断面上深水沉积物组成及其堆积速率的空间变化特征与水深大小密切相关, 而末次冰期以来三个研究站位水深的变化主要由海平面的升降引起, 暗示了海平面变化对沉积物组成及其堆积速率变化的控制作用。南海北部具有十分宽广的陆架, 海平面的升降旋回变化对“河流-陆架-陆坡-洋盆”沉积物源汇搬运体系具有显著影响(Liu等, 2010b, 2016)(图6)。末次冰盛期时, 南海海平面平均降低~120m(据全球以及南海南部海平面变化趋势推测, Hanebuth等, 2000, 2011; Waelbroeck等, 2002), 古珠江口与MD12-3428、MD12-3433和MD12-3434三个研究站位之间的距离分别缩短了约2/3、1/2和1/3(图1)。华南贡献的陆源碎屑更容易到达研究站位, 从而引起陆坡断面上陆源碎屑含量及其堆积速率的显著增加, 表现为陆源碎屑Sr-Nd同位素组成和粘土矿物组合特征明显向华南物源偏移(Liu等, 2010b, Zhao等, in review), 并且陆源碎屑颗粒大小也同时明显变粗(如Boulay等, 2007; Huang等, 2011; Liu J等, 2016)。该时期裸露的陆架沉积物又遭受剥蚀, 再搬运至陆坡沉积下来, 进一步增加了陆源碎屑的输入(图6b)。同时, 陆源碎屑输入的增加可以为生物活动带来丰富的营养盐, 又引起海

洋初级生产力的增加(陈建芳等, 1998; Ning等, 2004), 最终导致沉积物中碳酸盐、蛋白石和有机质堆积速率也显著增加(图5)。这说明海平面变化对沉积物组成及其堆积速率的控制作用, 主要通过改变陆源碎屑的输入过程来实现。

末次冰期以来, 南海北部陆坡断面上三个研究岩芯陆源碎屑含量及其堆积速率的时间序列变化, 整体上均呈现与海平面变化相似的趋势(图5), 指示海平面变化是控制陆源碎屑输入变化的主要原因。冰期时, 海平面下降, 南海北部陆源碎屑及其堆积速率迅速增加, 并在海平面最低末次冰盛期时达到最大值。间冰期时, 海平面上升时, 陆源碎屑及其堆积速率则明显减小。陆坡断面上随着水深的增加, 海平面变化对陆源碎屑的输入控制作用逐渐减弱。陆坡上部MD12-3428站位陆源碎屑含量及堆积速率的变化趋势与海平面最为相似, 而陆坡中部MD12-3433和下部MD12-3434两个站位陆源碎屑含量及其堆积速率与海平面变化的相似性明显减弱, 表现为后两个岩芯陆源碎屑输入在低海平面时期的增加量明显减小(图3和5)。即冰期时, 古珠江搬运而来的陆源碎屑物质最容易到达陆坡上部MD12-3428站位, 其陆源碎屑含量及堆积速率的增加幅度最大, 其次为MD12-3433站位, 最后为MD12-3434站位(图6b)。若以高海平面时期(5~0ka BP)的陆源碎屑堆积速率为背景值, 通过简单计算, 结果表明在MIS 2期的低海平面时期, 三个研究岩芯的陆源碎屑堆积速率数值由上而下依次增加约2.3、1.3和0.7倍。而这种由海平面降低引起的陆源碎屑输入增加, 又间接导致生源碎屑堆积速率的巨大变化, 以蛋白石和有机质堆积速率的数值变化范围相对更为显著。相对于高海平面时期, 三个岩芯在MIS 2期碳酸盐堆积速率依次增加0.6、0.2和0倍, 而蛋白石和有机质堆积速率则分别依次增加1.3、2.2、1.0和1.6、2.8、1.8倍。

同时, 南海北部深水陆坡上陆源碎屑输入变化与区域季风降雨和洋流搬运也可能有一定关系。在南海北部, 陆源碎屑输入主要通过河流搬运的方式入海(如Liu等, 2003, 2010a; Boulay等, 2005; Wan等, 2007; 邵磊等, 2009), 而河流的搬运能力又受到季风降雨的强弱控制。当季风降雨增加时, 河流径流量的增加促使其搬运能力得到加强, 可以向海洋输入更多的陆源碎屑, 从而导致陆源碎屑含量及堆积速率增加。以相对高海平面时期的全新世早期为例, 董哥洞石笋氧同位素以

图6 末次冰期以来陆源碎屑输入对海平面变化的响应及其对沉积物组成的控制过程示意图

及华南湖光岩玛珥湖的有机质含量记录都表明东亚夏季风降雨增强(Fuhrmann等, 2003; Mingram等, 2004; Dykoski等, 2005)(图5), 河流搬运陆源碎屑的能力随之变强, 陆坡上部MD12-3428和中部MD12-3433两个岩芯记录的陆源碎屑堆积速率明显增加. 并且随着水深的增加, 陆源碎屑堆积速率增加量依次减小, 至下部MD12-3434站位时几乎消失, 又体现了典型的陆源碎屑随着搬运距离的增加而减少的趋势. 但是, 这种由气候变化引起的陆源碎屑输入变化信息若能抵达

深水沉积环境, 其信号则又可能得到放大(Zhao等, in review), 以深水MD12-3434站位陆源碎屑堆积速率的变化表现比较显著. 在MIS 4期时, MD12-3434站位的陆源碎屑输入达到最大值, 但此时的海平面却并没有降到最低, 同时湖光岩玛珥湖的有机质及孢粉记录却表明气候相对湿润多雨(Fuhrmann等, 2003; Mingram等, 2004)(图5) 这说明除去海平面的控制作用之外, 陆源碎屑的输入也受到源区季风降雨变化的显著影响.

另外, 南海北部复杂的洋流系统通过对沉积物的

搬运过程的控制,也可能在一定程度上影响了陆坡断面上沉积物组成及其堆积速率的时空变化特征. 现代锚系观测和沉积记录均揭示了等深流对沉积物具有较强的搬运能力(Lüdmann等, 2005; 邵磊等, 2007; Zhao等, 2015), 而陆坡中部MD12-3433和下部MD12-3434两个站位恰好处在等深流影响的水深, 陆源碎屑输入及堆积过程肯定受到等深流搬运的控制(图6). 然而, 由于南海地区关于古洋流演化的研究相对偏少, 现在还难以准确评估洋流搬运过程对深海沉积物成分组成及其堆积速率影响的重要性, 还需要进一步研究.

4.3 陆源碎屑输入对生源物质的控制与稀释

通过上述分析,可以看出末次冰期以来海平面升降引起的陆源碎屑输入变化,是影响南海北部深水沉积物组成及其堆积速率变化的主控因素. 具体来说,陆源碎屑输入的多少,直接决定了生物活动所需营养盐的丰富程度,进而改变海洋初级生产力的大小,也就间接控制了生源碎屑输入量的多寡,从而影响到沉积物的堆积过程. 同时,陆源碎屑与生源碎屑之间又存在明显的相互稀释作用,进一步影响了沉积物的成分组成. 陆源碎屑输入对生源物质的控制与稀释,均在冰期时表现比较显著.

末次冰期以来,南海北部陆坡断面上三个研究岩芯生源碎屑堆积速率受陆源碎屑输入的强烈控制,碳酸盐(MD12-3434岩芯除外)、蛋白石和有机质的堆积速率均随着陆源碎屑堆积速率的增加而明显增加. 在南海北部,陆源碳酸盐因受湿热气候影响而几乎全部以溶解态 Ca^{2+} 的形式搬运入海,说明碳酸盐的陆源贡献量可以忽略不计;沉积物中有机质较小的C/N比值则指示有机质以海洋自生为主(陈建芳等, 1998; Chen, 2005; 李丽等, 2008),而蛋白石本身就是海洋硅质生物的骨骼. 因此,可以认为深海沉积物中的生源碎屑全部来自海洋,与海洋初级生产力大小直接相关. 海洋初级生产力的变化受到营养盐、温度、光照强度、洋流、季风降雨、离岸距离等多种因素综合控制,且各种因素往往会相互牵制,但是对于寡营养的南海地区,其中最根本、最关键的依然是营养盐的丰富程度(陈建芳等, 1998; Lin等, 1999; Ning等, 2004; 李丽等, 2008). 当陆源碎屑输入在低海平面时期增加时,营养盐供给增加;同时,同步变强的东亚冬季风又引起表层海水混合程度增加,营养盐利用效率增加(Wei等,

1997; Liu等, 2003),最终引起海洋初级生产力的提高,表现为三个研究岩芯沉积物中各生源碎屑的堆积速率均有不同程度的明显增加(图5). 当陆源碎屑输入减小时,营养盐供应减少,研究站位生源碎屑堆积速率也随之减小. 并且,不论是低海平面的冰期,还是高海平面的间冰期,陆源碎屑输入携带的营养盐在海洋表层海水中的分布,一般都随着离岸距离(水深增加的方向)的增加呈现递减趋势(图6). 因此,海洋初级生产力也会随之而递减,导致陆坡断面上生源碎屑(以碳酸盐为主)输入总量整体上随着水深的增加而递减,表现在同时期陆坡上部MD12-3428站位生源碎屑输入最大,中部MD12-3433站位次之,深水站位MD12-3434最少.

末次冰期以来,南海北部陆源碎屑输入对生源碎屑的稀释作用,以碳酸盐最为明显,蛋白石次之,有机质则基本不显示. 时间上以陆源碎屑输入显著增加的冰期(MIS 2期)表现最为显著,空间上则以接受陆源碎屑相对较多的陆坡上部比较明显. 末次冰期以来,三个研究岩芯碳酸盐含量由于受到陆源碎屑输入的稀释作用,而显示典型的“大西洋型”旋回. 冰期时,MD12-3428和MD12-3433两个岩芯的碳酸盐堆积速率明显增加,MD12-3434岩芯则相对稳定;但此时陆源碎屑输入的大幅增加,对碳酸盐形成强烈的稀释作用,使得碳酸盐含量都达到相对低值(图3和5). 间冰期时,陆源碎屑输入随着海平面上升而减小,对碳酸盐的稀释作用降低,碳酸盐含量相对增加. 陆坡断面上随着水深的增加,陆源碎屑输入的递减会造成陆源碎屑对生源碎屑稀释作用的减弱. 而碳酸盐含量及其堆积速率随水深增加而同步递减,可能暗示了碳酸盐溶解作用的逐渐变强(图6),这使得碳酸盐的旋回性变化呈现由“大西洋型”向“太平洋型”递变的趋势,同时也可能是导致深水MD12-3434站位碳酸盐堆积速率在冰期时没有显著变化的主要原因. 与碳酸盐相似,陆源碎屑的输入同样对蛋白石和有机质输入有较强的稀释作用,只是整体上的表现不甚明显,仅在MIS 2期陆坡上部MD12-3428站位表现比较显著. 该时期蛋白石和有机质堆积速率均有显著增加(图3和5),但同时期陆源碎屑输入大幅度增加,稀释作用增强,从而造成蛋白石的含量变化并不明显,有机质含量的增加幅度也较小.

综上所述,陆源碎屑输入主要通过改变营养盐的丰富程度,来间接控制海洋初级生产力的大小,从而达到改变生源碎屑输入量的目的;同时结合陆源与生源

碎屑之间相互稀释作用的变化, 最终导致南海北部沉积物堆积过程发生变化. 末次冰期以来, 当海平面在冰期降低时, 河流搬运以及暴露陆架剥蚀再搬运而来的陆源碎屑, 更容易抵达研究站位并沉积下来, 整个陆坡断面上陆源碎屑的堆积量均有明显增加(图6b). 同时, 营养盐供应相对丰富, 这将引起海洋初级生产力的提高, 使得生源碎屑输入总量迅速提升; 但由于陆源碎屑的增加幅度更大, 对生源碎屑产生强烈的稀释作用, 却导致沉积物中生源碎屑含量的增加并不明显甚至降低. 当海平面在冰消期迅速上升时, 陆源碎屑输入量的减少会同步引起海洋初级生产力的降低; 即陆源碎屑和生源物质堆积速率整体减小, 陆源碎屑的稀释作用降低, 此时整个断面上陆源碎屑含量的差别达到最小, 碳酸盐含量也是如此. 当海平面继续上升至高海平面时, 如图6a所示, 整个陆坡上的陆源碎屑输入进一步减少, 稀释作用也随之继续减弱, 生源碎屑输入虽然也降低, 但在沉积物中的百分含量却得到增加. 另外, 对于南海北部的深海沉积物, 不同组分堆积速率之间还存在一个非常有意思的现象. 在空间上三个研究站位由浅水至深水, 陆源碎屑、碳酸盐、有机质堆积速率数值大小变化趋势相同, 均为MD12-3428 > MD12-3433 > MD12-3434, 但蛋白石堆积速率却是MD12-3433 > MD12-3434 > MD12-3428(图5). 据推测这可能是由于钙质与硅质生物活动相互竞争的结果, 即在浅水区陆源碎屑输入相对较多, 营养盐丰富(图6), 钙质生物最为活跃; 当水深增加, 营养盐随陆源碎屑输入的减少而减少时, 硅质生物活动开始增强; 而当营养盐进一步减少时, 二者都减少. 具体情况是否如此, 还需要在以后的研究中进行更深一步的探讨.

5 结论

本文通过对南海北部MD12-3428、MD12-3433和MD12-3434三个岩芯末次冰期78ka BP以来沉积物的成分分析, 研究了陆坡断面上深水沉积物组成及其堆积速率的时空变化特征, 主要形成以下结论:

(1) 末次冰期以来, 南海北部陆坡断面上深水沉积物主要由陆源碎屑(59~89%)、碳酸盐(6~38%)组成, 含有一定量的蛋白石(1.6~9.4%)和少量的有机质(0.7~1.9%). 陆源碎屑和碳酸盐的堆积速率分别达到2.4~21.8和0.4~6.5 g cm⁻² ka⁻¹范围, 比蛋白石和有机质堆积速率高出1~2个数量级.

(2) 南海北部陆坡深水沉积物各成分及其堆积速率都显示一定的冰期-间冰期旋回变化, 陆源碎屑、蛋白石和有机质及其堆积速率在MIS 2期明显增加, 而碳酸盐的含量及其堆积速率变化则呈反向变化或增幅不明显. 陆坡断面上随着水深增加, 相同地质时期的陆源碎屑含量增加, 但其堆积速率递减; 碳酸盐含量及其堆积速率均递减, 而有机质和蛋白石的含量及其堆积速率呈现复杂的变化特征.

(3) 南海北部陆坡深水断面上沉积物组成及其堆积速率受到海平面变化的强烈控制, 季风降雨引起的陆源物质供给变化也有一定的影响. 它们通过控制陆源碎屑输入量来间接控制生源碎屑输入的多少, 进而改变陆源与生源碎屑相互稀释作用的强弱, 最终实现对沉积物堆积过程的调控. 低海平面时期, 陆源碎屑更易搬运至陆坡深水区, 并带来丰富的营养盐, 使得海洋初级生产力增加, 生源碎屑输入随之增加. 同时, 陆源碎屑的稀释作用增强, 导致沉积物中生源碎屑含量降低. 而在高海平面时期, 陆源碎屑输入减小, 稀释作用减弱, 生源碎屑输入也随之减少, 其含量却显著增加.

致谢 本次研究所用样品由中法合作“MD190-CIRCEA”(Circulation in East Asian Seas)航次提供, 在样品有机质和蛋白石分析过程中分别得到了温珂、杨禄和黄梦雪等同学的热心帮助, 在此一并致谢. 同时感谢两位审稿人对此文提出的大量建设性意见.

参考文献

- 陈建芳, 郑连福, Wiesner G, 陈荣华, 郑玉龙, Wong H. 1998. 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, 43: 639-641
- 黄维, 汪品先. 1998. 末次冰期以来南海深水区的沉积速率. 中国科学 D辑: 地球科学, 28: 13-17
- 黄维, 汪品先. 2007. 南海深水区末次冰期和冰后期沉积物堆积速率的特征. 海洋学报, 29: 69-73
- 李建如, 王汝建, 李保华. 2002. 南海南部12 Ma以来的蛋白石堆积速率与古生产力变化. 科学通报, 47: 235-237
- 李丽, 王慧, 罗布次仁, 贺娟. 2008. 南海北部4万年以来有机碳和碳酸盐含量变化及古海洋学意义. 海洋地质与第四纪地质, 28: 79-85
- 刘晶晶. 2015. 末次冰期以来南海北部及相邻陆区降雨和植被变化. 硕士学位论文. 上海: 同济大学

- 邵磊, 李学杰, 耿建华, 庞雄, 雷永昌, 乔培军, 王嘹亮, 王宏斌. 2007. 南海北部深水底流沉积作用. *中国科学 D辑: 地球科学*, 37: 771–777
- 邵磊, 乔培军, 庞雄, 韦刚健, 李前裕, 苗卫良, 李昂. 2009. 南海北部近代沉积物钕同位素分布及意义. *科学通报*, 54: 98–103
- 施江南. 2016. 晚第四纪冰期旋回中南海层水的演变. 硕士学位论文. 上海: 同济大学
- 汪品先. 1998. 西太平洋边缘海的冰期碳酸盐旋回. *海洋地质与第四纪地质*, 18: 1–11
- 汪品先. 2009. 深海沉积与地球系统. *海洋地质与第四纪地质*, 29: 1–11
- 汪品先. 2012. 追踪边缘海的生命史: “南海深部计划”的科学目标. *科学通报*, 57: 1807–1826
- 王汝建, 翦知湑, 肖文申, 田军, 李建如, 陈荣华, 郭玉龙, 陈建芳. 2007. 南海第四纪的生源蛋白石记录: 与东亚季风、全球冰量和轨道驱动的联系. *中国科学 D辑: 地球科学*, 37: 521–533
- 王汝建, 李建. 2003. 南海ODP 1143站第四纪高分辨率的蛋白石记录及其古生产力意义. *科学通报*, 48: 74–77
- 王星星. 2015. 末次冰期以来南海北部的古海洋演化及其对海气CO₂交换的影响. 硕士学位论文. 上海: 同济大学
- 张江勇, 周洋, 陈芳, 高红芳, 张欣, 段斌. 2015. 南海北部表层沉积物碳酸钙含量及主要钙质微体化石丰度分布. *第四纪研究*, 35: 1366–1382
- 章伟艳, 张富元, 陈荣华, 张霄宇. 2002. 南海深水区晚更新世以来沉积速率、沉积通量与物质组成. *沉积学报*, 20: 668–674
- Boulay S, Colin C, Trentesaux A, Frank N, Liu Z. 2005. Sediment sources and East Asian monsoon intensity over the last 450 ky. Mineralogical and geochemical investigations on South China Sea sediments. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 228: 260–277
- Boulay S, Colin C, Trentesaux A, Clain S, Liu Z, Lauer-Leredde C. 2007. Sedimentary responses to the Pleistocene climatic variations recorded in the South China Sea. *Quat Res*, 68: 162–172
- Chen M T, Shiau L J, Yu P S, Chiu T C, Chen Y G, Wei K Y. 2003. 500 000-Year records of carbonate, organic carbon, and foraminiferal sea-surface temperature from the southeastern South China Sea (near Palawan Island). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 197: 113–131
- Chen Y L. 2005. Spatial and seasonal variations of nitrate-based new production and primary production in the South China Sea. *Deep Sea Res Part I-Oceanographic Res Papers*, 52: 319–340
- Clift P D, Wan S, Blusztajn J. 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies. *Earth-Sci Rev*, 130: 86–102
- Ding W, Li J, Li J, Fang Y, Tang Y. 2013. Morphotectonics and evolutionary controls on the Pearl River Canyon system, South China Sea. *Mar Geophys Res*, 34: 221–238
- Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, Yuan D, Cai Y, Zhang M, Lin Y, Qing J, An Z, Revenaugh J. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 71–86
- Fuhrmann A, Mingram J, Lücke A, Lu H Y, Horsfield B, Liu J Q, Nengendank J, Schleser G, Wilkes H. 2003. Variations in organic matter composition in sediments from Lake Huguang Maar (Huguangyan), South China during the last 68 ka: Implications for environmental and climatic change. *Org Geochem*, 4: 1497–1515
- Hanebuth T, Stategger K, Grootes P M. 2000. Rapid flooding of the Sunda shelf: A late-glacial sea-level record. *Science*, 288: 1033–1035
- Hanebuth T J J, Voris H K, Yokoyama Y, Saito Y, Okuno J. 2011. Formation and fate of sedimentary depocentres on Southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications. *Earth-Sci Rev*, 104: 92–110
- Huang J, Li A, Wan S. 2011. Sensitive grain-size records of Holocene East Asian summer monsoon in sediments of northern South China Sea slope. *Quat Res*, 75: 734–744
- Kissel C, Jian Z, Leau H, and the Shipboard Scientific Party. 2012. MD190-CIRCEA cruise report. In: Les rapports de campagne à la mer, IPEV. ref: OCE/2012/01
- Lin H L, Lai C T, Ting H C, Wang L, Sarnthein M, Hung J J. 1999. Late Pleistocene nutrients and sea surface productivity in the South China Sea: A record of teleconnections with Northern Hemisphere events. *Mar Geol*, 156: 197–210
- Liu K K, Chao S Y, Shaw P T, Gong G C, Chen C C, Tang T Y. 2002. Monsoon-forced chlorophyll distribution and primary production in the South China Sea: Observations and a numerical study. *Deep Sea Res Part I-Oceanographic Res Papers*, 49: 1387–1412
- Liu J, Xiang R, Kao S J, Fu S, Zhou L. 2016. Sedimentary responses to sea-level rise and Kuroshio Current intrusion since the Last Glacial Maximum: Grain size and clay mineral evidence from the northern South China Sea slope. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 450: 111–121
- Liu Z, Colin C, Li X, Zhao Y, Tuo S, Chen Z, Siringan F P, Liu J T, Huang C Y, You C F, Huang K F. 2010a. Clay mineral distribution in surface sediments of the northeastern South China Sea and surrounding fluvial drainage basins: Source and transport. *Mar Geol*, 277: 48–60
- Liu Z F, Li X J, Colin C, Ge H M. 2010b. A high-resolution clay mineralogical record in the northern South China Sea since the Last Glacial Maximum, and its time series provenance analysis. *Chin Sci Bull*, 55: 4058–4068
- Liu Z, Trentesaux A, Clemens S C, Colin C, Wang P, Huang B, Boulay S. 2003. Clay mineral assemblages in the northern South China Sea: Implications for East Asian monsoon evolution over the past 2 million

- years. *Mar Geol*, 201: 133–146
- Liu Z, Zhao Y, Colin C, Stattegger K, Wiesner M G, Huh C A, Zhang Y, Li X, Sompongchaiyakul P, You C F, Huang C Y, Liu J T, Siringan F P, Le K P, Sathiamurthy E, Hantoro W S, Liu J, Tuo S, Zhao S, Zhou S, He Z, Wang Y, Bunsomboonsakul S, Li Y. 2016. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea. *Earth-Sci Rev*, 153: 238–273
- Lüdmann T, Wong H, Berglar K. 2005. Upward flow of North Pacific Deep Water in the northern South China Sea as deduced from the occurrence of drift sediments. *Geophys Res Lett*, 32: L05614
- Milliman J, Farnsworth K. 2011. River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis. Cambridge: Cambridge University Press
- Mingram J, Schettler G, Nowaczyk N, Luo X, Lu H, Liu J, Negendank J F W. 2004. The Huguang maar lake—A high-resolution record of palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes over the last 78000 years from South China. *Quaternary Int*, 122: 85–107
- Mortlock R A, Froelich P N. 1989. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep Sea Res Part A-Oceanographic Res Papers*, 36: 1415–1426
- Ning X, Chai F, Xue H, Cai Y, Liu C, Shi J. 2004. Physical-biological oceanographic coupling influencing phytoplankton and primary production in the South China Sea. *J Geophys Res*, 109: C10005
- Rea D, Janecek T. 1981. Mass-accumulation rates of the non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component of deep-sea sediments from the western mid-Pacific mountains, Deep Sea Drilling Project Site 463. Initial Report. 653–659
- Schönfeld J, Kudrass H R. 1993. Hemipelagic sediment accumulation rates in the South China Sea related to late quaternary sea-level changes. *Quat Res*, 40: 368–379
- Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy J C, McManus J F, Lambeck K, Balbon E, Labracherie M. 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Sci Rev*, 21: 295–305
- Wan S, Li A, Clift P D, Stuu J B W. 2007. Development of the East Asian monsoon: Mineralogical and sedimentologic records in the northern South China Sea since 20 Ma. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 254: 561–582
- Wan S, Li A, Clift P D, Wu S, Xu K, Li T. 2010. Increased contribution of terrigenous supply from Taiwan to the northern South China Sea since 3 Ma. *Mar Geol*, 278: 115–121
- Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H, Grimalt J, Grootes P, Heilig S, Ivanova E, Kienast M, Pelejero C, Pflaumann U. 1999. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Mar Geol*, 156: 245–284
- Wang P. 1999. Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: Paleoceanographic and sedimentological features. *Mar Geol*, 156: 5–39
- Wang P, Li Q, Tian J. 2014. Pleistocene paleoceanography of the South China Sea: Progress over the past 20 years. *Mar Geol*, 352: 381–396
- Wang P, Li Q, Tian J, He J, Jian Z, Ma W, Dang H. 2016. Monsoon influence on planktic $\delta^{18}\text{O}$ records from the South China Sea. *Quaternary Sci Rev*, 142: 26–39
- Wang P X, Prell W, Blum P. 2000. Proceedings of Ocean Drilling Program Initial Reports 184. Texas A&M University, College Station, USA
- Wang P, Wang L, Bian Y, Jian Z. 1995. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: Surface circulation and carbonate cycles. *Mar Geol*, 127: 145–165
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294: 2345–2348
- Wei K Y, Yang T N, Huang C Y. 1997. Glacial-Holocene calcareous nannofossils and paleoceanography in the northern South China Sea. *Mar Micropaleontol*, 32: 95–114
- Zhang Y, Liu Z, Zhao Y, Wang W, Li J, Xu J. 2015. Mesoscale eddies transport deep-sea sediments. *Sci Rep*, 4: 5937
- Zhao S H, Liu Z F, Colin C, Zhao Y L, Wang X X, Jian Z M. 2017. Responses of the East Asian monsoon system in the low-latitude South China Sea to millennial-scale climatic changes of high-latitudes. Paleoceanography, under review
- Zhao Y, Liu Z, Zhang Y, Li J, Wang M, Wang W, Xu J. 2015. *In situ* observation of contour currents in the northern South China Sea: Applications for deepwater sediment transport. *Earth Planet Sci Lett*, 430: 477–485