科学通报 2011 年 第 56 卷 第 31 期：2535 ~ 2543
自然科学基金项目进展专栏 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

南海南部末次冰期浊流沉积的高分辨率沉积学和地球化学研究

赵玉龙[①②], 刘志飞[①], COLIN Christophe[②], 谢昕[①], 吴琼[①②]

① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;
② Laboratoire IDES, UMR 8148 CNRS-Université Paris Sud 11, 91405 Orsay CEDEX, France
E-mail: yeoloon@gmail.com

2011-05-11 收稿, 2011-07-06 接受
国家杰出青年科学基金(40925008)、国家自然科学基金面上项目(40876024, 40776027)、国家重点基础研究发展计划(2007CB815906)和上海市优秀学科带头人计划(10XD1406300)资助项目

摘要 通过对南海南部巽他陆坡底部 MD05-2895 孔末次冰期发育的浊流沉积物进行激光粒度和 XRF 岩芯元素扫描分析, 试图揭示其沉积学和地球化学特性, 进而对理解浊流形成过程提供帮助. 研究结果显示, 浊流沉积层中的碎屑颗粒粒径比正常深海沉积物有大幅度增加, 在地球化学成分上表现为 Si, K, Ti, Fe 等元素异常富集, 表明浊流发生时有大量粗颗粒陆源碎屑物质输入. 显微观察发现, 这些粗颗粒碎屑物质主要由石英、长石、火山玻璃、以及少量含铁含钛重矿物组成, 推断应来源于巽他陆架上部的残留沉积, 可能与末次冰期时古巽他河输送的陆源物质有关. 分析认为这些浊流活动的发生可能与末次冰期时海平面快速变化造成的海岸线大幅移动及沉积物供给不稳定有关, 而在单次浊流活动中浊流沉积物的形成主要是受重力(对不同比重、粒级颗粒的)分选的控制.

关键词
南海南部
末次冰期
浊流沉积
激光粒度分析
XRF 岩芯元素扫描

浊流活动是一种十分常见又具有极大破坏性的海底重力流活动, 对深海通信光缆以及各类海底科学观测活动都会造成非常严重的影响. 地质历史中的浊流沉积层对于海底扇、深海峡谷等海底地貌的形成[1~3], 深海油气藏的形成和储藏[4,5], 以及古气候变化的记录[6~8]都有重要的指示意义. 因此, 对海底大型浊流沉积及其形成的动力学过程的研究就成为海洋沉积学的一个重要课题. 在过去的几十年里, 科学家们利用地震、电磁等地球物理勘探手段对尼罗河口外海底沉积扇、密西西比扇、以及亚马逊河口外海底沉积扇等大型浊流沉积体进行了大量的研究[9~13], 对理解浊流沉积的分布及其形成过程提供了很大帮助. 近些年, 实验室水槽试验[14,15]和计算机数值模拟[16]等方法被应用到浊流机制的研究中, 对于揭示单次浊流活动中的动力学变化以及该浊流活动所对应的单层浊流沉积的形成过程做出了很大贡献. 但是, 实验室水槽试验以及计算机数值模拟存在很多局限性, 很难真实再现自然环境中的浊流发生过程. 要弄清自然环境中浊流的发生过程, 最好的办法是对浊流过程进行实时观测或者对海洋沉积物中保存完好的浊流沉积层进行研究. 然而, 由于浊流的突发性以及巨大的破坏性, 对浊流过程进行实时实地观测非常困难. 因此, 对海洋沉积物中保存完好的浊流沉积物进行研究就成为揭示浊流发生过程的一种非常好的手段. 然而, 在巨型河流河口的海底沉积扇中要区分出单次浊流所形成的沉积物几乎不可能, 而海洋沉积物中保存完好的浊流沉积层则少之又少, 因此又为此项研究增添了不少困难.

南海南北两侧都具有十分宽广的陆架, 海平面的变化对于南海大陆坡以及深海海盆沉积物的供应

英文版见: Zhao Y L, Liu Z F, Colin C, et al. Turbidite deposition in the southern South China Sea during the last glacial: Evidence from grain-size and major elements records. Chinese Sci Bull, 2011, 56: 3558–3565, doi: 10.1007/s11434-011-4685-7

具有重大的影响[17]. 尤其是南海南部的巽他陆架, 宽达数百公里, 海平面的微小变化就会带来海岸线大范围的进退, 进而对临近海区的沉积物供应发生巨大影响, 造成沉积物供应的不稳定[18]. 在末次冰期时, 海平面平均下降约 100 m, 宽广的巽他陆架几乎完全出露, 大量陆源沉积物被搬运到靠近陆坡的地方, 松散的沉积物在火山、地震以及强降雨等事件发生时极易发生垮塌, 具有在临近陆坡或深海区形成浊流沉积的潜力. 国际海洋全球变化计划(IMAGES)于 2005 年执行的“MACRO POLO”航次在南海南部巽他陆坡底部采集的 MD05-2895 柱状沉积物中发现了数层保存完好的浊流沉积, 为研究单次浊流活动提供了绝好的材料. 本文通过激光粒度和 X 射线荧光(XRF)岩芯元素扫描等高分辨率分析方法对该柱状沉积物进行研究, 旨在揭示其沉积学和地球化学特性, 对理解浊流形成过程提供帮助.

1 材料及方法

MD05-2895 孔(7°2.25′N, 111°33.11′E, 水深 1982 m)位于南海南部巽他陆坡底部(图 1), 与同一航次所取的 MD05-2894 孔位于同一站位. 该孔沉积物主体为橄榄灰黏土, 在 15~30 m 区段发育 5 层厚度 40 cm 以上的粉砂质砂沉积层(以下简称粗颗粒层)[19]. 对岩芯深度为 23.05~23.10 m 和 29.60~29.65 m 的正常深海沉积物样品挑选浮游有孔虫 *Orbulina universa* 进行了 AMS^{14}C 测年, 得到日历校正年龄分别为 33028±270 和 38788±419 a BP. 安阳等人[20]对 MD05-2894 孔上部进行的 AMS^{14}C 测年研究显示在深度 3.68 m 处(相当于本孔深度 5.44 m 处) 日历校正年龄为 17117±177 a BP. 综合以上测年结果, 可以得出富含粗颗粒层的 15~30 m 沉积物区段全部形成于末次冰期期间, 即海洋氧同位素 2~3 期(14~57 ka). 为了弄清这些粗颗粒层的形成机制, 本次研究对该孔 15~30 m 区段沉积物进行高分辨率的陆源碎屑激光粒度和 XRF 岩芯元素扫描分析, 以获得该段岩芯所含砂质沉积层的粒度特征及地球化学元素含量特征.

激光粒度分析的样品分辨率为 2 cm, 共 709 个样品. 样品在去除碳酸钙后, 采用 Coulter LS-230 激光粒度分析仪进行测试, 分析范围为 0.4~2000 μm. 为评估海洋生物硅对粒度测试结果的可能影响[21], 实验过程中随机抽取了 10 个不同位置的样品通过硅钼蓝比色法[22]测定了生物硅的含量, 结果显示所含

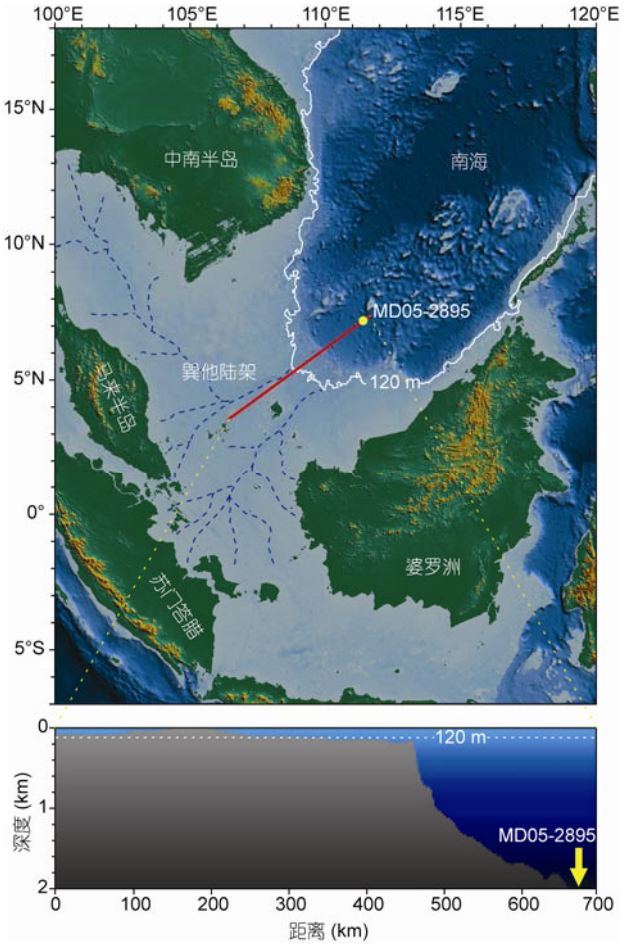

图 1 南海南部巽他陆坡底部地形变化及 MD05-2895 孔站位图

颜色变化显示南海南部深度地形变化, 白色线条为末次冰盛期时海岸线位置(120 m 等深线), 蓝色虚线为冰期低海平面时巽他陆架上古河流河道. 图中红色直线显示下图剖面所在位置

生物硅含量均小于 2%, 认为对粒度测试结果的影响可以忽略.

XRF 岩芯元素扫描采用 Avaatech XRF 岩芯扫描仪完成. 岩芯表面进行平滑处理后覆以 Ultralene 薄膜进行测试, 测试分辨率为 1 cm, 测试条件为 10 kV 和 500 mA. 获得了元素周期表中从 Al 到 Fe 各元素的相对强度值, 用于计算各元素的相对含量. 同时, 利用该仪器附带的一台 3CCD 高分辨率数码相机, 获取了扫描岩芯连续不间断的高质量数码照片.

为获取这些砂质层中陆源碎屑的颗粒特征, 本次研究还选择部分样品进行电子扫描显微镜分析. 样品经去除碳酸钙和 40 μm 湿筛后, 使用 XL-30 环境电子扫描显微镜观察颗粒表面特征, 同时使用附带的能谱电子探针分析颗粒微区的元素地球化学成分.

上述激光粒度、XRF 岩芯元素扫描以及电子扫描显微镜等实验分析都在同济大学海洋地质国家重点实验室完成. 浮游有孔虫的 AMS^{14}C 测年在波兰 Poznan 放射性碳实验室完成.

2 结果

(ⅰ) 激光粒度结果. 为方便表达, 将 MD05-2895 孔所发现的 5 个粗颗粒层从上至下依次命名为 T1~T5(图2). 激光粒度分析结果显示: 在正常的深海沉积物中, 中值粒径一般在 5~10 μm 之间变化, 黏土(<4 μm)及粉砂(4~63 μm)粒级沉积物的含量平均约为 40%和 60%, 砂粒级(>63 μm)的沉积物含量几乎为零(图 2). 在粗颗粒层底部, 粒度中值粒径迅速上升至 50~70 μm, 然后向上逐渐变细, 形成典型的正粒序沉积层. 肉眼观察发现, 这些粗颗粒层底部与下覆沉积物之间呈不整合接触, 仔细观察可发现冲刷构造. 对不同粒级沉积物含量计算结果显示: 砂质沉积物的变化对这些粗颗粒层的响应最明显, 在粗颗粒层中砂的含量可以达到 40%~60%; 粉砂含量相对于正常深海沉积物变化不大, 一般表现为 10%~20%的减少; 黏土含量在粗颗粒层中则有明显的减少, 从深海软泥沉积物中平均 50%减少为粗颗粒层中的 10%左右(图 2).

(ⅱ) XRF 岩芯元素扫描. XRF 岩芯扫描仪测试结果以相对强度表达, 相对强度越高, 则表示所对应的元素含量越高. 为了确保测试结果的准确性, 本研究只选择最低相对强度在 1000 以上、并且与陆源输入直接相关的元素进行讨论. 由于海洋沉积物中的碳酸盐会对地球化学元素结果造成明显的稀释效应, 因此采用其他元素与地球化学活动性相对较低的 Al 元素的比值来表征各元素随深度的相对变化, 以消除碳酸盐的稀释作用以及各元素间的相互影响[23]. 测试结果显示: 本研究中采用的 Si/Al, K/Al, Ti/Al 及 Fe/Al 比值在粗颗粒层中全部表现出与中值粒径相似的变化规律——在粗颗粒层底部元素比值迅速升高, 随着粒度向上变细元素比值也逐渐减小(图 3). 这反映了 Si, K, Ti, Fe 等元素在粗颗粒层中的相对富集, 以及这一富集趋势与粒度变化的紧密相关性.

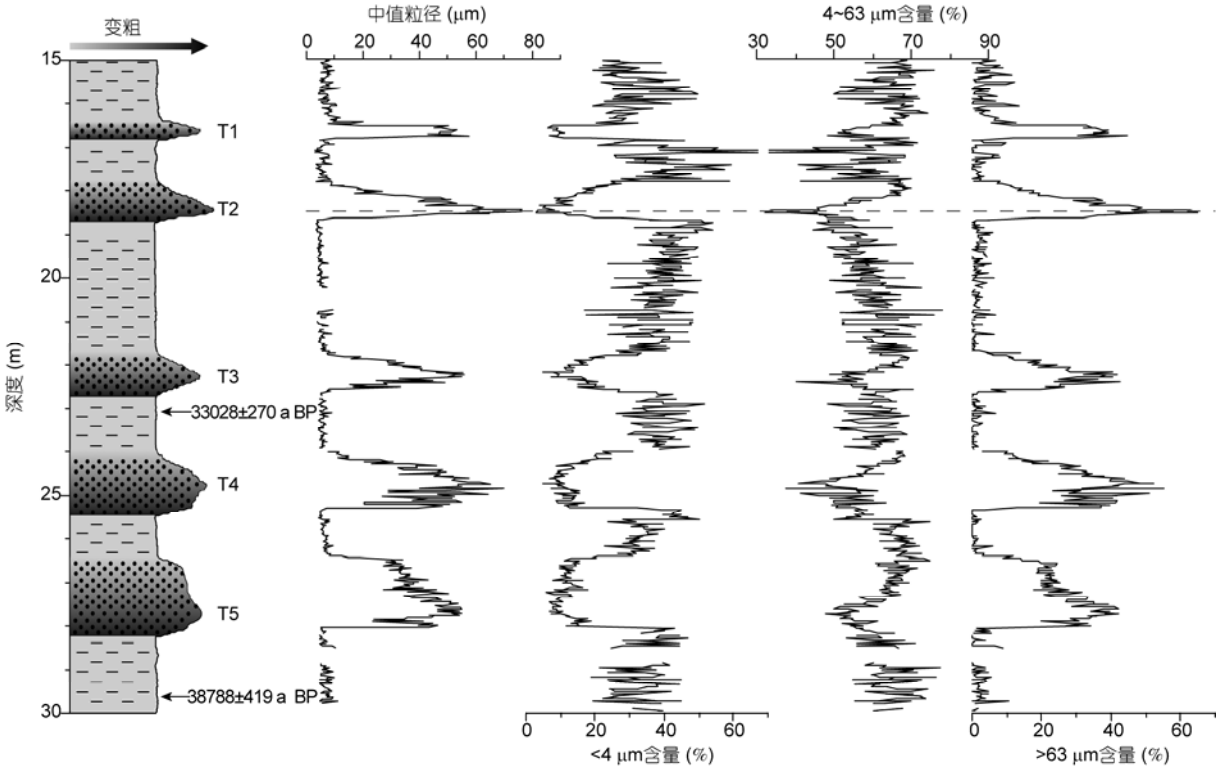

图 2 南海南部 MD05-2895 孔陆源碎屑激光粒度分布随深度的变化

岩性柱旁显示 2 个浮游有孔虫 AMS^{14}C 测年点的样品位置, T1~T5 为自上而下的浊积层编号. 灰色虚线显示图 4 中扫描电子显微镜照片样品所在深度

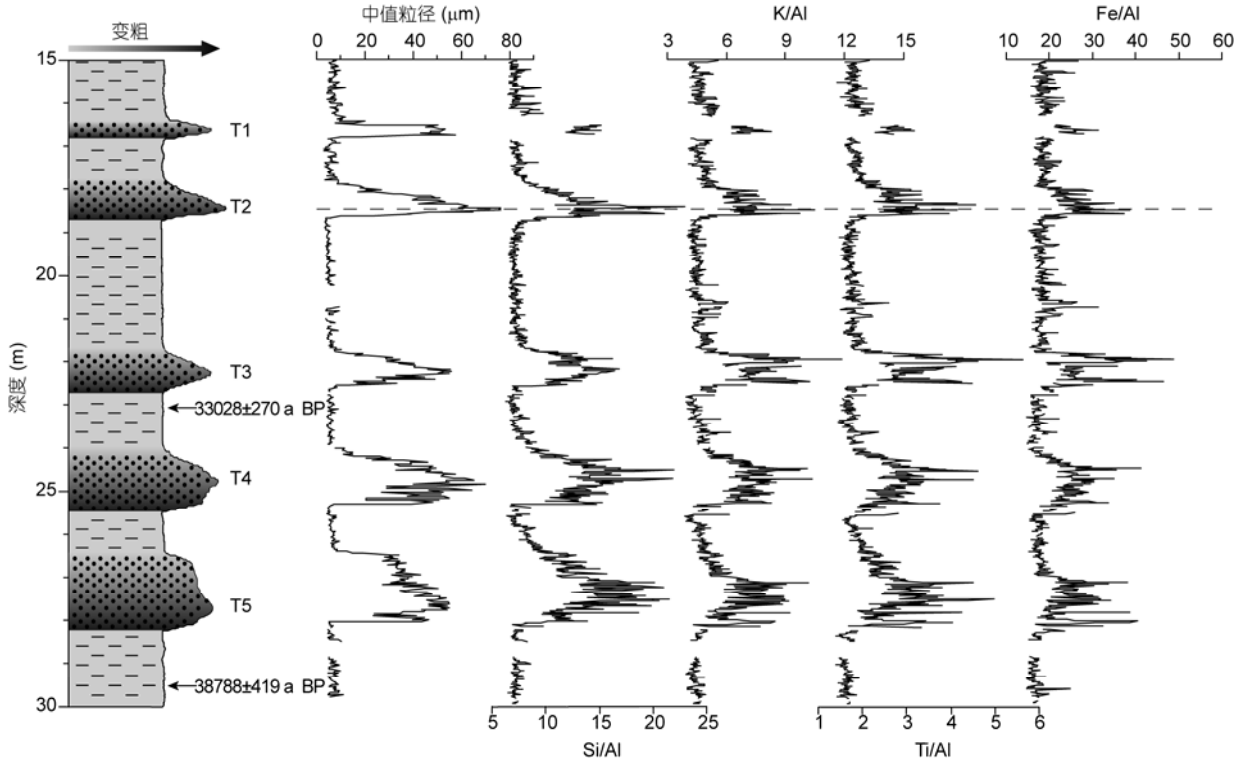

图 3 南海南部 MD05-2895 孔 XRF 岩芯元素扫描结果随深度的变化

岩性柱旁显示 2 个浮游有孔虫 AMS^{14}C 测年点的样品位置, T1~T5 为自上而下的浊积层编号. 灰色虚线显示图 4 中扫描电子显微镜照片样品所在深度

(iii) 扫描电子显微镜及电子探针. 为获取粗颗粒层中的陆源碎屑颗粒特征, 本次研究选择粗颗粒层内部分样品中粒径>40 μm 的颗粒进行了扫描电子显微镜分析. 图 4 所示为粗颗粒层 T2 中深度为 18.48 m 处样品的扫描电子显微镜及电子探针结果. 对该样品电子显微照片进行整体观察分析发现: 这些粗颗粒以石英和钾长石为主要成分, 云母和火山玻璃碎屑也较为常见, 此外可能还有一定含量的重矿物颗粒(图 4(a)). 钾长石颗粒表面高岭石化现象普遍存在, 推断曾遭受较强烈化学溶蚀(图 4(a)和(b)); 石英颗粒断口明显, 反应出相对较低的成熟度(图 4(d)); 火山玻璃可见明显的拉长气孔及流纹构造, 推断可能来自于酸性火山岩浆(图 4(c)).

3 讨论

3.1 粗颗粒层碎屑沉积物的来源

在正常水动力条件下, 粗粒的砂质粉砂质沉积物难以到达陆坡下部及深海盆地, 大多数粗粒沉积物沉积在河口附近. 当海平面下降时河口向海延伸, 粗粒沉积物就可以沉积在更加远离陆地的地方; 而当海平面重新上升时, 这些沉积物就留在原地成为残留沉积[24]. 当海平面再次降低或者发生某些重力流活动时, 这些残留沉积就有可能被带入深海盆地. 对于南海南部盆地而言, 陆源沉积物主要有两个来源——巽他陆架和婆罗洲[25]. MD05-2894 孔所进行的黏土矿物研究表明, 末次冰期时该站位所在位置的陆源沉积物主要由巽他陆架提供, 婆罗洲的贡献相对很小[26]. 本站位粗颗粒沉积物中所发现的火山玻璃所呈现的拉长气孔及流纹构造在形态上与苏门答腊岛来源的其他火山玻璃类似, 化学成分上也十分相近[27,28]. 电子显微镜下观察到的石英颗粒表面形态也与巽他陆架残留沉积中所发现的石英颗粒[29,30]相近, 都呈现出较低的成熟度, 具有明显的断口和机械作用痕. 综合以上证据, 可以推断, MD05-2895 孔 15~30 m 沉积物主要来源于巽他陆架, 其中所含粗粒沉积物则可能与末次冰期低海平面时期形成于巽他陆架上的残留沉积的再搬运作用有关.

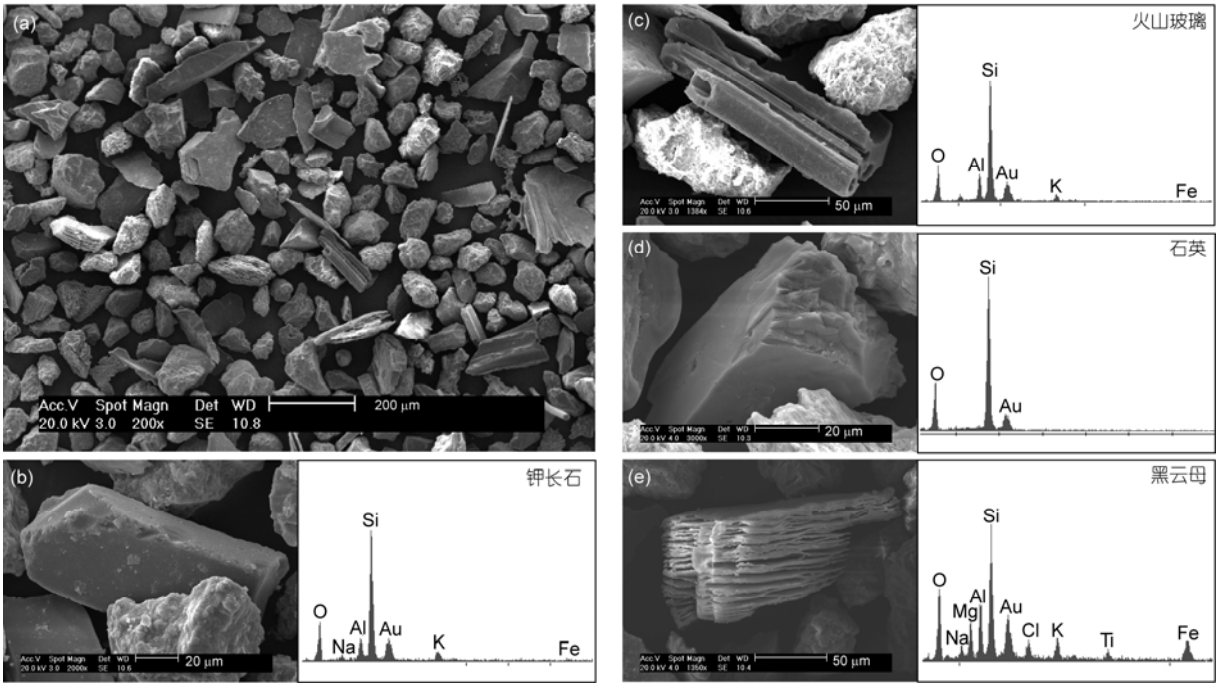

图 4　MD05-2895 孔 T2 浊积层 18.48 m 深度处陆源碎屑颗粒(粒径>40 μm)的扫描电子显微镜照片和对应颗粒的电子探针分析结果

(a) 样品颗粒的宏观照片; (b) 钾长石; (c) 火山玻璃; (d) 石英; (e) 黑云母

3.2　关于粗颗粒层沉积机制的探讨

一般而言, 河流向海洋输送的沉积物颗粒较细, 其粒径大小主要集中在黏土粒级; 而海洋沉积物中的粉砂至砂粒级的颗粒则主要来自于风尘输送以及海底的重力流活动. 南海南部地区周边陆地主要为热带湿热气候, 植被覆盖茂盛, 因此风尘输入对该海区而言作用不大. 此外, 风尘输入也无法解释如本研究中所发现的粒度向上变细的粗颗粒层的形成以及粗颗粒层与下覆沉积物之间的不整合接触. 因此, MD05-2895 孔所发现的粗颗粒层的形成应该与海底重力流活动有关. 浊流是海洋中最常见的重力流活动, 其活动对边缘海区沉积作用具有巨大的影响. 由于很难在海洋沉积物中完整地保存下来, 浊流沉积的判别对于沉积学家来说一直是一个难题. Bouma[31] 在 1962 年提出了浊流沉积的理想沉积序列, 即所谓的“鲍马序列”. 但是由于完整的鲍马序列很难在沉积物中保存下来, 所以在实际应用中沉积物中发现的往往只是鲍马序列的一部分. 但是, 鲍马序列的部分片段具有很大的多解性, 海洋中的某些其他沉积活动也可以形成同样的沉积, 因此很难作为判别浊流沉积的标志. 为了建立一个可执行的新的浊流层判别标准, Shanmugam[32]对世界各海区长达 6000 多米的岩芯进行了观察和描述. 他发现大多数被确定为浊流成因的沉积层都具有一个标志性的向上变细的正粒序层[32]. 因此, 他将向上变细的正粒序层及其下覆的冲刷构造作为判别浊流沉积的标志[32]. MD05-2895 孔所发现的粗颗粒层的具有明显的向上变细的正粒序层以及下覆冲刷构造, 具有典型的浊积物特征, 因此认为这些粗颗粒层的形成与浊流活动有关.

末次冰期以来, 全球海平面的变化十分活跃, 经历了多次海平面快速变化事件[18]. 进入全新世以后, 全球海平面就逐渐趋于稳定, 整个全新世海平面的变化幅度甚至都不到末次冰期某些时段 100 年的变化幅度大[33]. 巽他陆架宽达 800 多公里, 是世界上最宽广的陆架之一, 但是其平均坡度只有 0.03°, 因此海平面的微小变化都会引起海岸线大规模的进退, 进而对邻接深海区的沉积物供应变化造成巨大影响. 末次冰期以来海平面的快速上升事件可以在短短数十年内引起巽他陆架地区海岸线后退数百公里, 对巽他陆坡及邻接深海区的沉积物供应具有巨大影响. 由于 MD05-2895 孔发现的所有的浊流层都集中在末次冰期时期, 而全新世以来则鲜有发生[19,20], 因此我

们推断该孔所发现的浊流层的形成可能与海平面快速变化造成的沉积物不稳定有关. 由于海平面的变化是十年际乃至百年际尺度上的活动, 而浊流则是持续数小时至数天的瞬时事件, 因此沉积物供应不稳定并不是浊流活动的直接触发机制. 深海浊流事件可能由火山、地震以及某些极端气候事件(如强降雨)等多种因素触发, 这些触发事件往往具有很大的随机性和不确定性. 在沉积物供应不稳定的情况下, 这些事件的发生就很容易触发浊流事件的发生; 而在沉积物供应较稳定的时期(如全新世), 即使发生同样强度的火山、地震事件, 但发生浊流活动的可能性就小得多. 因此, 海平面变化造成的沉积物不稳定对于该地区浊流活动的意义在于其增大了浊流活动发生的概率, 使得浊流活动更易于发生, 而并不是直接触发浊流活动.

3.3 对浊流颗粒沉积机制的探讨

长期以来, 沉积学界对浊流活动过程中水动力条件的认识一直存在着很大的争议, 争议的焦点集中在对浊流内部颗粒支撑机制的理解[34]. 而颗粒支撑机制的不同, 直接决定着沉积物如何从浊流中沉积出来形成浊流层. 目前, 对浊流内部颗粒支撑机制的理解主要存在着两种不同的观点. 一种观点认为随着浊流的运行, 流体下部颗粒浓度在重力作用下会逐渐增大, 当浮力不足以支撑流体中沉积物的时候, 这部分沉积物就会以类似于垮塌的形式迅速沉积出来[35~37]. 为表达方便, 在本文中将这种沉积模式称为模式一. 另一种观点(以下称为模式二)则认为浊流主要以紊流状态存在, 流体中颗粒在重力作用下, 按照比重、粒径大小不同依次沉淀出来[38,39]. 在这种模式下, 颗粒主要以单颗粒的形式沉积, 其沉积过程主要决定于颗粒自身的重力和流体对它的浮力之间的平衡, 颗粒之间的相互作用对颗粒的沉积影响很小. 而对于模式一来说, 颗粒之间的相互作用力对流体中颗粒的沉积起主导作用, 大量的沉积物颗粒作为一个整体保持着浮力与重力之间的平衡, 当浮力不足以支撑重力的时候, 这些沉积物以整体的形式全部沉积出来. 在粒度分布特征上, 模式一所形成的沉积层颗粒分选性较差甚至无分选, 层内各部分粒径变化不大, 而与其上下两侧的沉积层间则存在较大的粒度突变[35~37]. 对于携带沉积物较多的大型浊流活动而言, 这样的整体沉积可能多次发生, 形成阶梯状向上变细的粒序层[35~37]. 在每一个“阶梯”内部, 颗粒仍然呈现无分选或分选性较差的特征[35~37]. 对于以模式二形成的浊流层来说, 由于颗粒按照粒径大小依次沉积, 所以层内沉积物显示出良好的分选性, 颗粒以向上变细的正粒序形式排列[38,39]. 这种模式形成的沉积层底部与下覆沉积物之间存在粒度突变及不整合接触, 顶部与上覆沉积物间则近似连续变化, 不存在粒度和沉积结构的突变[38,39].

为了更好地理解浊流的形成过程, 本次研究对浊流层 T2 进行了解剖放大, 以观察陆源沉积物粒度及地球化学特征在浊流层内部的变化. 岩芯照片显示, T2 底部与下覆沉积物间存在着明显的不整合接触(图 5(a)). 沉积物中值粒径从不整合面开始迅速上升, 对应于粒度频率变化曲线则表现为粗组分端元的迅速上升(图 5(b), VII~X); 中值粒径达到最大值后下降趋势相对缓慢, 对应于细组分端元的逐步回升(图 5(b), II~VI). 地球化学元素比(Si/Al, K/Al, Ti/Al 及 Fe/Al)在 T2 内的变化结果显示这些元素比值与粒度中值粒径具有类似的总体变化趋势, 只是振幅波动更大(图 5(c)). 浊流沉积中的 Si, K, Ti 及 Fe 等元素在矿物组分上分别对应于来自残留沉积物的石英、长石、含钛及含铁重矿物等. 这些矿物一般比重和粒径都较大, 而正常水动力条件下沉积的黏土矿物(Al 的主要赋存体)则颗粒相对较小, 因此 Si/Al, K/Al, Ti/Al 及 Fe/Al 等元素比值的变化事实上反映了浊流运行过程中重力作用对不同粒径、比重颗粒的分选作用强度. 依据 T2 中粒度中值粒径以及地球化学元素比的变化趋势可判断本研究中浊流沉积物是按照比重、粒径大小不同依次连续沉淀出来(模式二)形成的, 而不是一次整体沉积(模式一)而成的.

4 结论

通过对南海南部巽他陆坡底部 MD05-2895 孔高分辨率激光粒度和 XRF 岩芯元素扫描分析, 结合扫描电子显微镜和电子探针方法, 本研究首次在南海南部进行了深海浊流沉积物的高分辨率粒度和地球化学元素分析, 取得以下主要结论:

(1) MD05-2895 孔发现 5 层粉砂质砂层, 粒度分析结果显示其成因为浊流活动. 相对于正常的深海沉积物而言, 黏土含量在浊流沉积物中大幅下降, 而砂质沉积物含量则明显上升. 粒度中值粒径在浊流

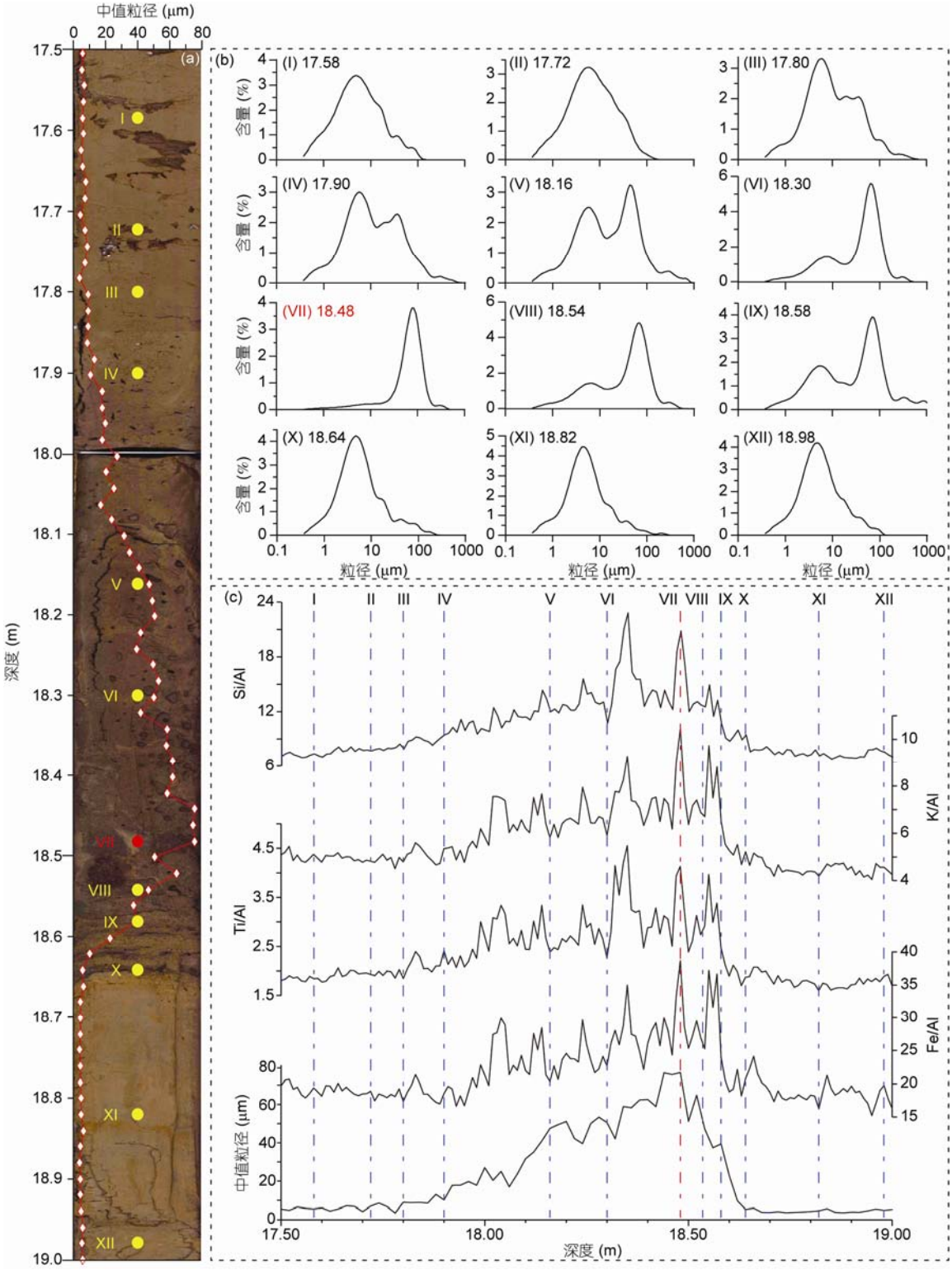

图 5　MD05-2895 孔 T2 浊积层的粒度分布和地球化学元素比值随深度的变化

(a) 岩芯照片和颗粒中值粒径结果，黄色圆点显示激光粒度分析代表性样品的位置，其中 VII 与图 4 中扫描电子显微镜照片样品处于同一深度；(b) 代表性样品的激光粒度分析频率分布曲线；(c) XRF 岩芯扫描的元素比值变化

层底部迅速上升, 然后逐渐降低至正常深海沉积物水平, 表现出明显的向上变细的正粒序. 扫描电子显微镜和电子探针观察显示, 粒度在浊流层中变粗主要与石英、钾长石以及含钛和含铁重矿物的相对富集有关. 这些矿物的富集在地球化学性质上表现为 Si, K, Ti, Fe 等元素在浊流层中的富集 .

(2) MD05-2895 孔所含浊流层中的粗粒沉积物主要来自于巽他陆架冰期低海平面时期的残留沉积, 浊流的发生与末次冰期时海平面快速变化造成的沉积物供应的不稳定有关. 但是, 海平面变化造成的沉积物不稳定并不是这些浊流活动的直接触发因素, 其意义在于沉积物的不稳定增大了浊流活动发生的概率, 使得浊流活动更易于发生.

(3) 通过对浊流层 T2 进行解剖放大发现, 沉积物颗粒是按照粒径及比重大小依次从浊流中沉积出来的, 其沉积过程主要决定于颗粒自身的重力和流体对它的浮力之间的平衡, 颗粒之间的相互作用对颗粒的沉积影响很小.

致谢 本研究的样品由国际海洋全球变化计划(IMAGES)于 2005 年执行的“MACRO POLO”航次提供. 荷兰皇家海洋研究所(NIOZ)的 Thomas Ritcher 博士参加了有益的讨论. 同时, 感谢同济大学海洋地质国家重点实验室黄恩清、李夏晶和夏佩芬在实验测试上的大力帮助.

参考文献

1 Shanmugam G, Moiola R J. Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential. Earth-Sci Rev, 1988, 24: 383–428
2 Piper D J W, Deptuck M. Fined-grained turbidites of the Amazon Fan: Facies characterization and interpretation. In: Flood R D, Piper D J W, Klaus A, et al, eds. Proceedings of the Ocean Drilling Program——Scientific Results 155. Texas: ODP College Station, 1997. 79–108
3 Zuff G G, Normark W R, Serra F, et al. Turbidite megabeds in an oceanic rift valley recording Jökulhlaups of late Pleistocene glacial lakes of the western United States. J Geol, 2000, 108: 253–274
4 刘宪斌, 万晓樵, 林金逞, 等. 陆相浊流沉积体系与油气. 地球学报, 2003, 24: 61–66
5 王存武, 陈红汉, 陈长民, 等. 珠江口盆地深水扇识别和油气成藏关键要素. 西南石油大学学报, 2007, 29: 12–16
6 Prins M A, Postma G. Effects of climate, sea-level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea. Geology, 2000, 28: 375–378
7 Weber M E, Wiedicke-Hombach M, Kudrass H R, et al. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. Sediment Geol, 2003, 155: 361–381
8 Weltje G J, De Boer P L. Astronomically induced paleoclimatic oscillations reflected in Pliocene turbidite deposits of Corfu (Greece): Implications for the interpretation of higher order cyclicity in fossil turbidite systems. Geology, 1993, 21: 307–310
9 Maldonado A, Stanley D J. The Nile Cone: Submarine fan development by cyclic sedimentation. Mar Geol, 1976, 20: 27–35, 39–40
10 Loncke L, Gaullier V, Droz L, et al. Multi-scale slope instabilities along the Nile deep-sea fan, Egyptian margin: A general overview. Mar Petrol Geol, 2009, 26: 633–646
11 Pirmez C, Imran J. Reconstruction of turbidity currents in Amazon Channel. Mar Petrol Geol, 2003, 20: 823–849
12 Kastens K A, Shor A N. Evolution of a channel meander on the Mississippi deep-sea fan. Mar Geol, 1986, 71: 165–175
13 Shanmugam G, Moiola R J, McPherson J G, et al. Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fans. Sediment Geol, 1988, 58: 63–77
14 Amy L A, Peakall J, Talling P J. Density- and viscosity-stratified gravity currents: Insight from laboratory experiments and implications for submarine flow deposits. Sediment Geol, 2005, 179: 5–29
15 Hallworth M A, Huppert H E. Abrupt transitions in high-concentration, particle-driven gravity currents. Phys Fluids, 1998, 10: 1083–1087
16 Felix M. Flow structure of turbidity currents. Sedimentology, 2002, 49: 397–419
17 Steinke S, Kienast M, Hanebuth T J. On the significance of sea-level variations and shelf paleo-morphology in governing sedimentation in the southern South China Sea during the last deglaciation. Mar Geol, 2003, 201: 179–206
18 Hanebuth T J J, Stattegger K, Grootes P M. Rapid flooding of the Sunda shelf: A late-glacial sea-level record. Science, 2000, 288: 1033–1035
19 Laj C, Wang P, Balut Y. Les rapports de campagnes à la mer à bord du “Marion Dufresne”: MD147/MARCO POLO-IMAGES XII. Brest: Institut Polaire Français (IPEV), 2005

20 安阳, 翦知湣. 末次冰消期南海南部的普林虫低值事件. 科学通报, 2009, 54: 2527–2532
21 谢昕, 郑洪波, 陈国成, 等. 古环境研究中深海沉积物粒度测试的预处理方法. 沉积学报, 2007, 25: 684–692
22 Mortlock R A, Froelich P N. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in the pelagic marine sediments. Deep Sea Res Part A: Oceanogr Res Paper, 1989, 36: 1415–1426
23 Calvert S E, Pedersen T F. Elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: Interpretation and application. In: Hillaire-Marcel C, De Vernal A, eds. Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography. Amsterdam: Elsevier, 2007. 567–644
24 McManus D A. Modern versus relict sediment on the continental shelf. Geol Soc Am Bull, 1975, 86: 1154–1160
25 Steinke S, Hanebuth T J J, Vogt C, et al. Sea level induced variations in clay mineral composition in the southwestern South China Sea over the past 17000 a. Mar Geol, 2008, 250: 199–210
26 王浩. 南海南部末次冰盛期以来的黏土矿物和元素地球化学及其古环境应用. 硕士学位论文. 上海: 同济大学, 2011. 41–52
27 Song S-R, Chen C-H, Lee M-Y, et al. Newly discovered eastern dispersal of the youngest Toba Tuff. Mar Geol, 2000, 167: 303–312
28 Liu Z, Colin C, Trentesaux A. Major element geochemistry of glass shards and minerals of the Youngest Toba Tephra in the southwestern South China Sea. J Asian Earth Sci, 2006, 27: 99–107
29 吴时国, 罗又郎. 南海南部大陆架的残留沉积. 热带海洋, 1994, 13: 47–53
30 Wu S, Wong H K, Luo Y, et al. Distribution and origin of sediments on the northern Sunda Shelf, South China Sea. Chin J Oceanol Limnol, 1999, 17: 28–40
31 Bouma A H. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interoretation. Amsterdam: Elsevier, 1962
32 Shanmugam G. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. Earth-Sci Rev, 1997, 42: 201–229
33 Peltier W R. On eustatic sea level history: Last Glacial maximum to Holocene. Quat Sci Rev, 2002, 21: 377–396
34 Kneller B, Buckee C. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: A review of some recent studies and their geological implications. Sedimentology, 2000, 47(Suppl 1): 62–94
35 Shanmugam G. High-density turbidity currents: Are they sandy debris flow? J Sediment Res, 1996, 66: 2–10
36 Wilson C J N. Emplacement of Taupo ignimbrite. Nature, 1997, 385: 306–307
37 Mulder T, Savoye B, Syvitski J P M. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: The 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). Sedimentology, 1997, 44: 305–326
38 Kneller B, Branney M. Sustained high density turbidity current and the deposition of thick massive sands. Sedimentology, 1995, 42: 607–616
39 Hiscott R N, Pickering K T, Bouma A H, et al. Basin-floor fans in the North Sea: Sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies: Discussion. Am Assoc Petrol Geol Bull, 1997, 61: 662–665