

广东海陵湾全新世沉积特征及其古环境响应*

黄红威¹, 郭峰¹, 李雨龙¹, 杨玳权², 高枫², 庞瑞¹,
李琳¹, 李诗颖¹, 方骏荣^{2,3}, 李冠华^{2,3}

- 广东省地质调查研究院, 广东 广州 510062
- 汕头大学海洋灾害预警与防护广东省重点实验室, 广东 汕头 515063
- 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519000

摘要: 在全球变化背景下, 海岸带环境演变对区域经济与城市发展具有重要影响。位于南海北部的海陵湾海域保存了连续的全新世沉积, 是研究古环境演化的理想载体。基于海陵湾 HLZZ08 钻孔, 利用碳十四(¹⁴C)与光释光测年建立年代框架, 通过粒度参数构建沉积序列, 并结合端元分析、粒径-标准偏差及主成分分析, 探讨粒度变化对区域古环境的响应。研究发现, HLZZ08 孔沉积粒度分布呈单峰或双峰, 细颗粒主要指示夏季风与河流径流强度, 粗颗粒含量则反映低海平面时期较强的河流及海流动力环境。粒度变化反映全新世早期夏季风逐步增强和中期逐步减弱趋势, 沉积动力主要受控于季风和海平面变化。过去 2 000 a, 粒度记录显示沉积演化由季风主导逐渐转向受海平面变化控制, 细颗粒仍主要响应夏季风, 粗颗粒则反映海平面波动, 过去千年的粒度变化与区域人类活动指标呈一定同步性。本研究提供了新的海陵湾海域沉积全新世古环境-人类耦合记录, 丰富了南海北部全新世古环境的研究内容。

关键词: 全新世; 粒度分析; 古环境; 海陵湾; 南海

中图分类号: P736.2; P736.5 **文献标志码:** A **文章编号:** 2097-0137(XXXX)XX-0001-12

The Holocene sedimentary and paleoenvironmental evolution in Hailing Bay, Guangdong

Huang Hongwei¹, Guo Feng¹, Li Yulong¹, Yang Daiquan², Gao Feng², Pang Rui¹,
Li Lin¹, Li Shiyong¹, Fang Junrong^{2,3}, Li Guanhua^{2,3}

- Guangdong Geological Survey Institute, Guangzhou 510062, China
- Institute of Marine Sciences, Guangdong Provincial Key Laboratory of Marine Disaster Prediction and Prevention, Shantou University, Shantou 515063, China
- Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519000, China

Abstract: Coastal environmental change resulting from global climate variability has significant implications for regional development. Hailing Bay, located in the northern South China Sea, preserves a continuous Holocene sedimentary archive, making it ideal for reconstructing paleoenvironmental evolution. This study examined the offshore HLZZ08 core and established a chronological framework using radiocarbon (¹⁴C) and optically stimulated luminescence dating.

* 收稿日期: 2025-10-27 录用日期: 2026-03-11 网络首发日期: XXXX-XX-XX

基金项目: 广东省地质勘查与城市地质专项(2024-59); 国家自然科学基金(41704069);
汕头大学卓越人才项目(NTF21025)

作者简介: 黄红威(1969年生), 男; 研究方向: 海岸带综合地质调查;
E-mail: 13501520638@163.com

通信作者: 李冠华(1985年生), 男; 研究方向: 第四纪年代学与古环境演化;
E-mail: guanhli@stu.edu.cn

增强出版



ZR20250232

全文阅读



ZR20250232

Grain-size parameters were used to build sedimentary sequences. End-member modeling, grain-size standard deviation analysis, and principal component analysis were applied to explore the relationship between grain-size variability and regional environmental change. The sediment grain size distributions in core HLZZ08 are primarily unimodal to bimodal, indicating multi-stage shifts in depositional dynamics. The fine-grained components reflect variations in summer monsoon intensity and fluvial discharge, whereas the coarse-grained fractions correspond to stronger fluvial and marine hydrodynamic conditions during lower sea-level periods. Grain-size variations reveal a strengthening summer monsoon in the early Holocene, followed by a progressive weakening in the mid-Holocene, with depositional dynamics primarily controlled by monsoon intensity and sea-level fluctuations. Over the past 2000 years, the sedimentary evolution shifted from being monsoon-dominated to sea-level-controlled. During this period, fine particles remained sensitive to summer monsoon variability, while coarse particles primarily tracked sea-level changes. Concurrently, grain-size fluctuations over the last millennium have also shown a degree of synchrony with regional indicators of human activity. These findings provide new insights into Holocene environment-human interactions in Hailing Bay and advance paleoenvironmental research in the northern South China Sea.

Key words: Holocene; grain size analysis; paleoenvironment; Hailing Bay; South China Sea

在全球气候变化背景下,重建历史时期的环境演变可弥补现代观测在时空连续性上的不足,为未来气候预测提供关键参考(陈发虎等,2019;Calvin et al.,2023)。全新世作为现代器测气候记录向深时古气候记录延伸的关键时段,其环境变化既是未来趋势推演的基础,也是人类活动与自然系统高度耦合的关键时期(Crutzen et al.,2021)。全新世气候波动显著,区域响应具有明显差异,这在我国受亚洲季风与西风带影响的沉积记录中得到体现(Wang et al.,2005;Cheng et al.,2016;Zhang et al.,2021)。过去30 a,华南地区基于石笋、湖泊与三角洲沉积的多指标研究取得重要进展,系统揭示了全新世以来季风演化、沉积动力、植被变化及海陆相互作用的时空特征(Zong et al.,2004;Wang et al.,2005;Cheng et al.,2016;Xiong et al.,2020;Zhang et al.,2024)。与此同时,南海作为西太平洋重要边缘海,其古气候与古海洋研究快速发展,其北部陆架沉积中已识别出多次全新世气候事件,并探讨了环境变化机制(Wang et al.,2009;Dang et al.,2020;Xu et al.,2022)。然而,南海北部海陵湾区域的海岸带全新世古环境研究仍相对薄弱,有待深化。

沉积物粒度特征受搬运介质、搬运方式和水动力条件控制,以及沉积环境影响,是古环境研究的重要指标。粒度分析可有效推断沉积物来源及动力学过程,在海洋沉积中应用广泛。在我国近海海域的沉积记录中,粒度特征往往能够揭示关键的环

境演化与水动力过程。在冲绳海槽与琉球海沟的粒度序列研究中,对环境演变具有指示意义的敏感粒级被识别出来,揭示了水动力变化及冰期循环中的沉积动力学特征(孙有斌等,2003)。在南海海域,研究人员结合锶同位素、粒度特性与碎屑输运通量(Cliff et al.,2014),重建了南海北部自渐新世以来的化学风化与古季风变化。珠江口沉积物的粒度频率曲线与平面分布等值线进一步揭示了河口水动力格局(彭晓彤等,2004)。南海西北部通过生物化石基准面与粒度分析识别出莺歌海—琼东南盆地16个层序,并用于分析海平面变化(郝诒纯等,2000)。此外,南海不同区域沉积物的组分与平均粒径波动反映了东亚冬季风强度的变化;其敏感粒级变化表明,粒度可作为东亚季风演化的重要间接指标(Boulay et al.,2003)。

海陵岛位于华南大陆与南海陆架交汇的关键区域,附近海域受海平面变化和亚洲季风的深刻影响,沉积地层完整记录了南海北部第四纪以来的古环境信息,是研究海陆耦合演化以及古气候环境重建的理想区域(康长生等,1997;詹文欢,1998;纪珊珊,2021)。本研究选择海陵湾海洋沉积重力柱样品,开展沉积粒度分析,应用粒径-标准偏差法、主成分分析以及端元分析方法,结合光释光和碳十四(^{14}C)年代框架,重建海域全新世以来的古环境演化信息,并对其驱动机制开展探讨。

1 研究区概况及研究材料

南海是西北太平洋最大的边缘海,受亚洲季风控制,冬、夏季表层海流方向近乎相反,北部陆架区域尤为突出(Wang et al., 2009; Liu et al., 2016)。海陵湾位于南海北部陆架北缘的鉴江与漠阳江入海口,处于环太平洋火山地震带西缘,是欧亚板块与太平洋板块相互作用的过渡区域,地质背景复杂。海陵湾为丘陵潮汐通道型溺谷湾,现代沉积地貌包括溺谷湾、沙坝、潮汐通道与落潮三角洲,潮汐类型为不规则半日潮(任杰等, 2001)。海陵湾长期接受河流输入的陆源沉积物,显著影响河口海湾水文与沉积过程。同时,受南海北部沿岸流控制,海陵岛以东陆架沉积物以黏土为主,砂质沉积物主要分布于岛西侧海域(刘锡清, 1990; 应秩甫, 1999)。

2024年依托广东省地质调查研究院“广东海陵湾海岸带综合地质调查”项目,采用沉积物重力柱状取样器于海陵湾获得重力柱状样品,采样站点位置见图 1。样品采集后通过低温冷藏运输,并于中国科学院南海海洋研究所开展样品切割和实验样本搜集。本研究涉及的 HLZZ08 孔(111°46.8'E, 21°30.6'N)位于海陵岛西南浅水区域(图 1b),所在水深为 20.09 m,岩心样品总长为 200 cm,粒度样品主要以 2 cm 间隔获得,且避开若干裂隙位置,共获得 89 个样品(图 2),具体描述见表 1。

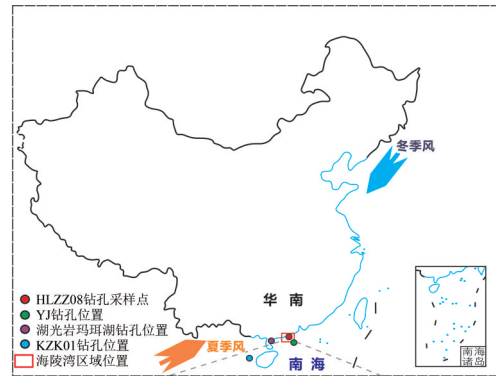
2 研究方法

2.1 年代学研究方法

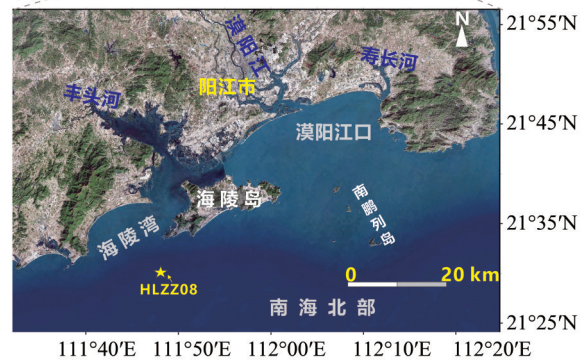
2.1.1 光释光测年 样品在暗室内取出,将外层样品收集用于剂量率和含水量的测试。中间未曝光部分采用 10%(w)的稀盐酸和 30%(w)的双氧水分别除碳酸盐和有机质,选择合适的粒径组分,烘干后用 40%(w)的氢氟酸进行约 40 min 的刻蚀处理;随后,利用磁铁去除石英样品中的磁性矿物。样品测试分析采用丹麦 Risø TL/OSL-DA-20 型全自动释光仪。石英光释光(OSL)的测试采用单片再生剂量法(SAR)(Murray et al., 2000)与标准生长曲线法(SGC)(赖忠平等, 2013)相结合的方法。根据沉积物在最后一次埋藏后积累的总辐射能与其接受辐射能的速率存在一定的函数关系,可以计算出沉积物的埋藏年代(赖忠平等, 2013)。

2.1.2 碳十四测年 AMS¹⁴C 测年样品取自 HLZZ08 孔的贝壳碎屑相对集中层位,选取洁净的贝壳碎屑(主要为贝壳单体)开展测试分析工作。通过去离子水浸泡、酸解,双氧水去除杂质,然后通

(a) 研究区位置示意图

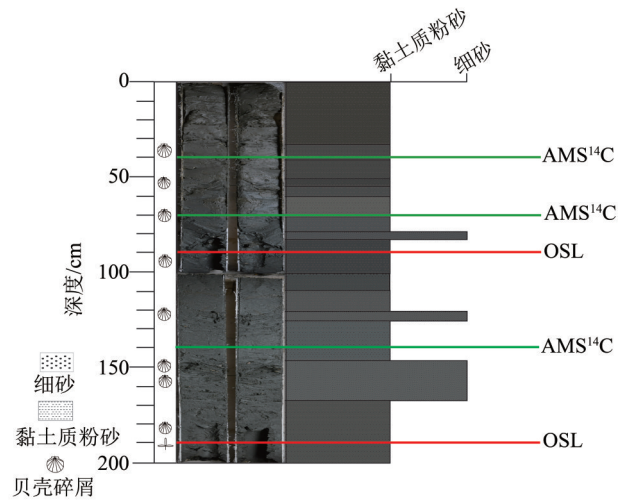


(b) 海陵湾区域概况及采样点



审图号为GS(2016)1603号,底图边界无修改。

图 1 研究区域概况及采样站点
Fig. 1 Study area and sampling sites



绿色线条指示 AMS¹⁴C 样品采样点,红色线条标记光释光样品中心位置。

图 2 HLZZ08 钻孔岩心原位横截面及剖面岩性
Fig. 2 In-situ cross-sectional and lithological profile of the HLZZ08 core

过高温加热使得碳酸盐壳体释放 CO₂ 气体,气体通过冷阱等纯化后与铁粉反应,还原为碳粉,然后压成石墨靶,采用 MICADAS 20 AMS¹⁴C 测试系统开

表 1 HLZZ08 钻孔岩心地层划分及特征

Table 1 Stratigraphic division and characteristics of the HLZZ08 core

深度/cm	地层描述
0~50	暗灰色黏土质粉砂,含水量大,其中32~40 cm可见少量贝类碎片,50~54 cm可见少量贝类碎屑。
54~78	青灰色黏土质粉砂,其中59~70 cm可见黄褐色黏土。
78~82	大块贝类碎片聚集层,砂含量随深度增加而增加,呈现细砂层。
82~146	青灰色黏土质粉砂,其中95 cm可见小块贝壳碎片,120~125 cm有少量贝类碎屑,粒径增大。
146~167	大量贝类、贝壳碎屑堆积为细砂沉积;其中,154~155 cm处有明显贝壳堆积。
167~200	青灰色黏土质粉砂,于183 cm可见贝类碎片,于188~193 cm可见明显植物残体。

展测试分析。由于样品来自浅海海域,因此采用 Marine 20 校正曲线进行样品校准,碳库资料参考南海及其周缘碳库数据值(<http://calib.org/marine/>)。

2.2 粒度测试分析方法

2.2.1 粒度测试 取 0.3~0.5 g 样品放入 50 mL 玻璃烧杯中,依次加入 5 mL 30%(w)双氧水和 5 mL 10%(w)稀盐酸。随后,将样品摇匀后置于超声仪中加热至沸腾状态,并持续 20 min,待样品充分反应后加入去离子水,静置,吸出上层清液,然后反复加入去离子水洗酸,直至液体呈中性。粒度测试前加入 10 mL 0.5%(w)的(NaPO₃)₆溶液,放入超声震荡仪内充分分散。使用 Mastersizer 3000 激光粒度仪对每个样品重复测量 3 次,取均值。沉积物粒级组分按照 Udden-Wentworth 分为砂(>63 μm)、粉砂(4~63 μm)及黏土(<4 μm)。计算方法主要采用 Folk 公式选用平均粒径(M)、分选系数(ϕ)、偏度(S)和峰度(K)等进行分析(Hofmann et al., 2010)。

2.2.2 粒度端元分析 粒度端元组分分离模型法(EMs, end members)已广泛应用于沉积和材料粒度组分信息提取研究中,成为目前较为认可的粒径分析方法(李明坤, 2018)。EMs 能够考虑所有样品的参数变化,并准确判断出端元组分的数量。在使用端元模型分析粒度时,端元模型决定系数(R^2)以及平均角度偏差(θ)能够用于监控和统计最佳拟合状态下数据最少的端元组分数量,并对拟合结果提供基础判据。

2.2.3 粒径-标准偏差法 粒径-标准偏差(GSSTD, grain size versus standard deviation)分析法通过对所有样品在不同粒径下的百分含量变化进行标准偏差计算,进而分析各粒径与标准偏差之间的关联。GSSTD 通过计算不同晶粒尺寸含量的标准差值,对粒径分离程度开展分析。通常认为 1 个或多个具有较大标准偏差值的晶粒尺寸构成环境敏感性因子(陈桥等, 2013;程良清等, 2018)。敏感

性因子的晶粒尺寸的标准差值越大,沉积环境的变化就越复杂和剧烈,对应特化晶粒尺寸水平越高(程良清等, 2018)。

2.2.4 主成分因子分析法 主成分因子分析(PCA)是一种用于探究晶粒尺寸相关性的分析方法,高度相关的晶粒尺寸组分被归纳为一个因子,然后通过 SPSS 19.0 软件计算其对每个因子晶粒尺寸的贡献。通常贡献最大的因子被定义为主控因子,与该因子对应的晶粒尺寸范围被视为环境敏感成分(陈桥等, 2013)。

3 结果与分析

3.1 年代框架

HLZZ08 孔获得来自 3 个主要贝壳富集层的 AMS¹⁴C 测年数据(表 2),其中现代碳同位素百分比(pMC, percent modern carbon)参数表示样品中剩余放射性¹⁴C 含量相对于“现代标准(1950 年大气水平)”的百分比,可反映样品年代。总体上由顶部向下,年代逐渐增加,去除碳库效应后,底部 140 cm 处地层沉积年代为(5 312±109) Cal.yr BP,显示为中全新世以来的沉积。

HLZZ08 孔光释光年代结果如表 3 所示,采用细颗粒 SAR-SGC 方法测试获得的等效剂量结果位于 100 Gy 以内,能够记录可靠的地层年代。通过剂量率进行换算,获得 HLZZ08 孔底部年代为(10.228±0.474) kyr BP,表明钻孔底部沉积于全新世早期。

如图 3 所示,HLZZ08 孔总体由黏土质粉砂和粉砂组成(图 3a),其中主要以黏土质粉砂为主,贝壳碎屑所属的位置大多与粗颗粒相一致。其中,140~150 cm 处为黏土质粉砂与粉砂的明显界面。AMS¹⁴C 结果表明,该界面为中全新世和早全新世的界限,显示出早全新世期间相对缓慢的沉积速率,其沉积速率约为 0.01 cm/yr,而在其顶部沉积

表 2 HLZZ08 钻孔 AMS¹⁴C 测年数据
Table 2 AMS¹⁴C dating data of the HLZZ08 core

采样深度/cm	测年材料	pMC	AMS ¹⁴ C 年龄/(yr BP)	校正年(95.4%)/(Cal. yr BP)
40	贝壳	95.63±0.42	359.000±30	359±30
70	贝壳	86.54±0.35	1 161±30	701±69
140	贝壳	53.78±0.39	4 983±45	5 312±109

表 3 HLZZ08 钻孔光释光测年数据
Table 3 OSL data of the HLZZ08 core

采样深度/cm	测年物质	含水量/%	剂量率/(Gy·kyr ⁻¹)	等效剂量/Gy	OSL 年代/kyr
90±10	石英	27.547	3.98±0.74	5.19±0.17	1.304±0.246
190±10	石英	39.946	2.90±0.13	29.66±0.35	10.228±0.474

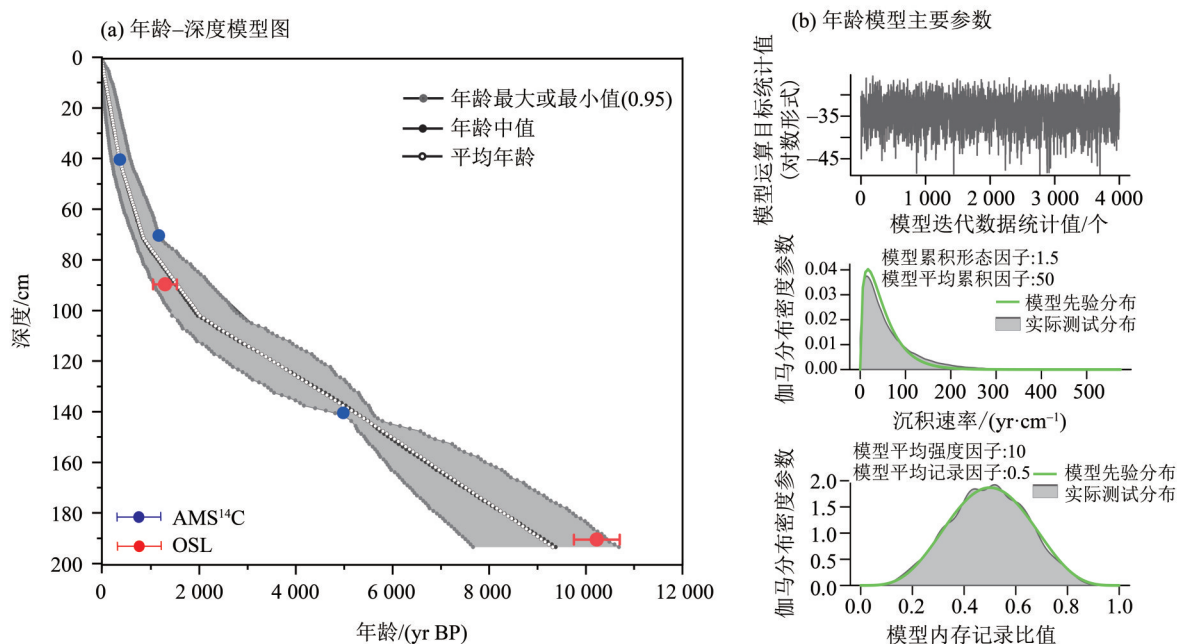


图 3a 中阴影部分及曲线指示 95% 置信区间的最大、最小值、中值及平均值。

图 3 HLZZ08 钻孔贝叶斯年代-深度模型分析

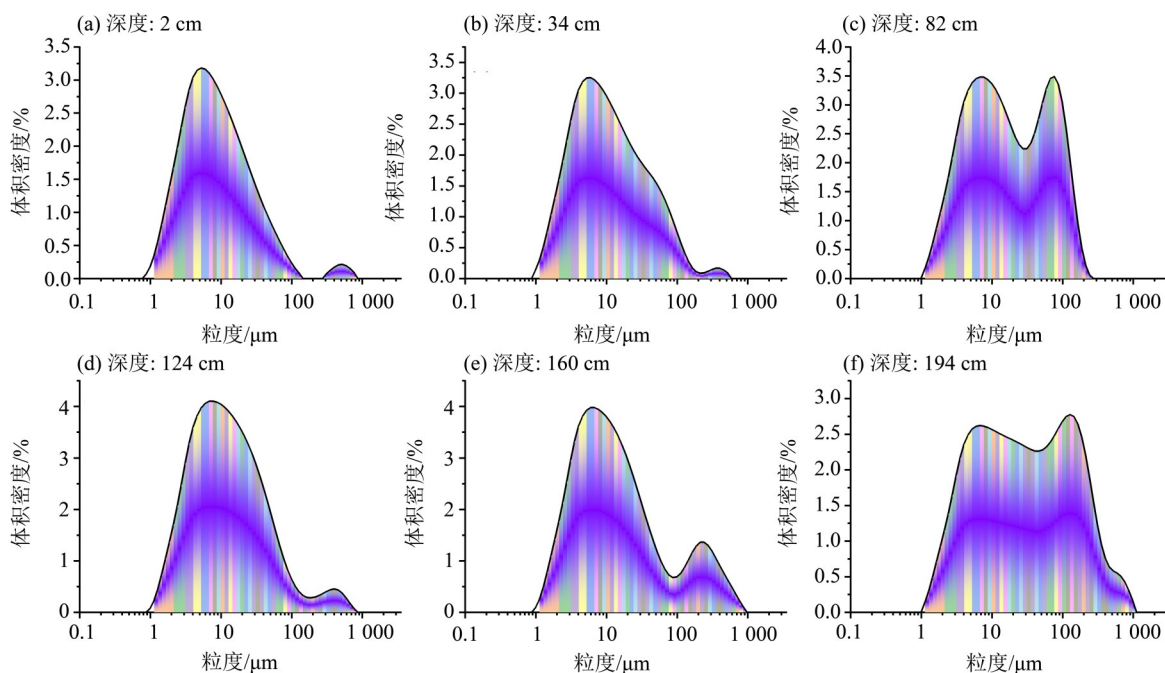
Fig. 3 Analysis of the Bacon age-depth model for the HLZZ08 core

中, 沉积速率接近 0.03 cm/yr, 显示出顶部和底部沉积速率的分异。进一步对综合的 ¹⁴C 和光释光年代数据开展基于 R 语言的贝叶斯分析(图 3b), 通过 Bacon 软件的代码(Blaauw et al., 2011), 采用 R 语言工具计算和获得 HLZZ08 孔沉积序列的精确年代控制。总体上, 在贝叶斯分析中, 迭代结果相对聚集于以 -35 为中心的区域, 平均堆积速率和堆积形状图显示堆叠速率始终为正, 深度积累率变化程度较小(图 3c), 表明该模型获得的年龄深度模型可靠。

3.2 沉积物粒度体积累积形态及端元分析

HLZZ08 孔粒度体积分布图表明(图 4), 其粒径分布主要以单峰或双峰为主, 呈现正态分布和

偏态分布的混合特征。表层(2 和 34 cm)(图 4a, b) 曲线呈现窄峰特征, 峰值集中于 5 μm 附近, 反映低能环境下细粉砂和黏土颗粒均以匀悬浮沉降为主, HLZZ08 孔表层沉积更加偏向细颗粒为主导。中层(82 cm)(图 4c) 峰位明显向 70 μm 移动且分布展宽, 意味着 1 次或多次沉积动力增强事件, 导致粗粒径增加。深度增加至 124 cm(图 4d) 后, 最高峰位回落至 5 μm 附近并再次变尖, 表明高能扰动结束, 低能沉降重新占据主导, 而最底部(160 和 194 cm)(图 4e~f) 虽以细粒为主, 但曲线出现轻微粗粒尾部, 暗示在总体弱动力沉积中, 偶有短暂的次级高能输送作用。



彩色条纹区分粒径分布间隔,紫色线指示体积密度中位数变化。

图4 HLZZ08 钻孔典型样品粒度体积累积分布曲线

Fig. 4 Cumulative volume distribution curves of grain size for typical samples from the HLZZ08 core

HLZZ08孔粒度端元分析结果如图5所示,当端元数量由1~10逐渐增加时, R^2 于端元数量介于1~3时出现明显增加趋势,同时 θ 出现显著递减,并在此后4~10的端元增加变化中趋于缓和;表明满足“端元数量最少且 R^2 较高”判别原则的端元数量为3~4个。端元模式计算结果显示,三端元模式满足残差最小,且样品拟合后的 R^2 平均值超过0.96。端元1(EM1)分布较为宽阔,涵盖了粉砂和黏土组分,峰值位于6 μm 左右,主要对应细粉砂和黏土粒径,反映了均匀悬浮与递变悬浮2种运移机制;端元2(EM2)峰值约为60 μm ,以粉砂和粗粉砂粒级的递变悬浮组分为主;端元3(EM3)峰值为300 μm 附近,指示较强的沉积动力和较差的分选性。三角图分析也显示,粒度组分主要分布在黏土-粉砂区,部分落入砂质粉砂(粗粉砂)及粉砂区域,与端元分析结果基本一致。

3.3 沉积物粒度参数随深度变化分析

HLZZ08孔粒度分布自上而下分为U1至U3 3层,中值粒径为4.14~41.60 μm ,平均为12.02 μm ;S为-0.36~0.46,平均为0.02,呈近对称至正偏(图6)。从U1至U2,中值粒径增大、偏态降低,指示水动力由弱转强;从U2至U3,中值粒径与偏态均先降后升,反映水动力先减弱再增强。 K (0.03~1.78,平均为0.91)从U1至U2显著降低,粒度分布由窄峰转为

宽峰;从U2至U3峰态与中值粒径一致,先升后降。总体上,HLZZ08孔沉积物以粉砂为主(73.93%),黏土与砂含量分别为15.42%和10.64%。从U1至U2,黏土减少、砂增多,EM1减少、EM2增加,颗粒变粗;从U2至U3,EM1先增后减、EM2减少、EM3增加,颗粒先细后粗。 ϕ 从U1至U2变化小,分选趋稳;从U2至U3增大,分选变差但仍优于U1,表明沉积物经历长距离稳定搬运后又受短距离扰动影响。

3.4 粒径-标准偏差及主成分分析

HLZZ08的粒径-标准偏差曲线呈现出3峰分布(图7a),表明沉积物的粒径分布受到多种因素共同控制。标准偏差曲线的3个峰值分别位于11.0、74.3和176.0 μm ,对应环境敏感粒度组分区分别为7.8~13.1 μm (近似于EM1组分)、62.5~105.0 μm (对应EM1和EM2组分)和148.0~210.0 μm (多数与EM2重合)。后2个组分的标准偏差值较大,表明对环境变化具有相对稳定的指示意义。主成分分析结果显示(图7b),第1主成分因子(F1)在2.76 μm 处呈宽峰正相关,在125.00 μm 处呈窄峰负相关,对应敏感粒级为1.98~4.65 μm 与88.3~148.0 μm ;第2主成分因子(F2)在31.2 μm 处表现为窄峰正相关,在0.98 μm 处为窄峰负相关,相关粒级分别为22.1~37.1 μm 与0.24~0.98 μm ;第3主成分因子(F3)在420 μm 处出现窄峰正相关,对应

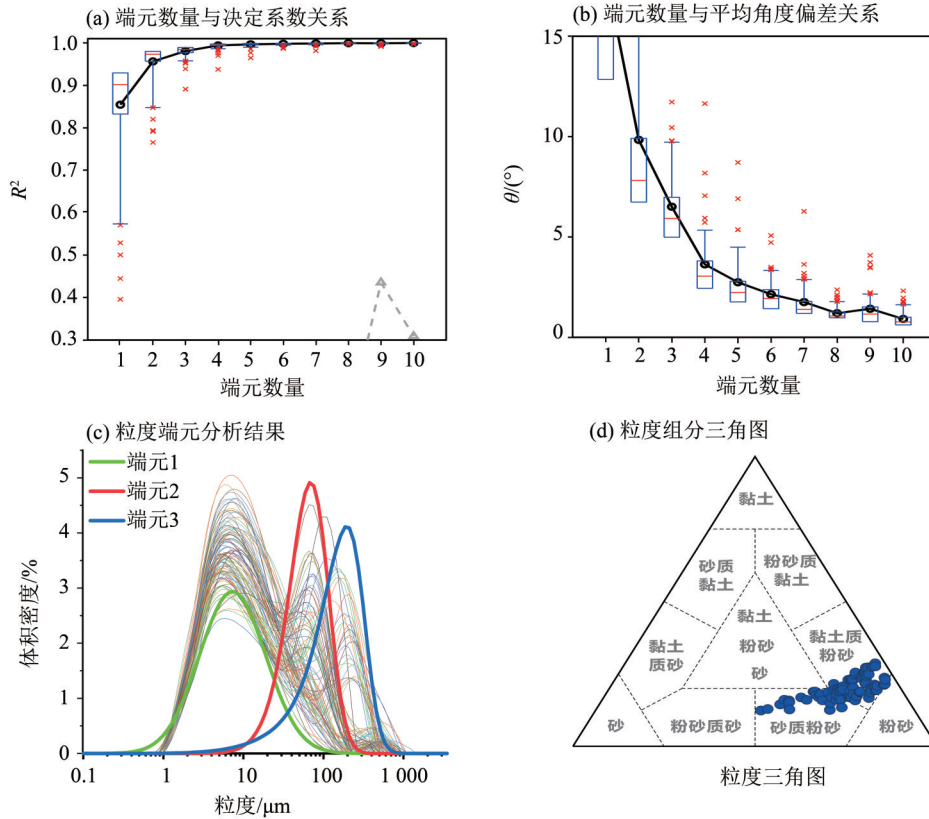
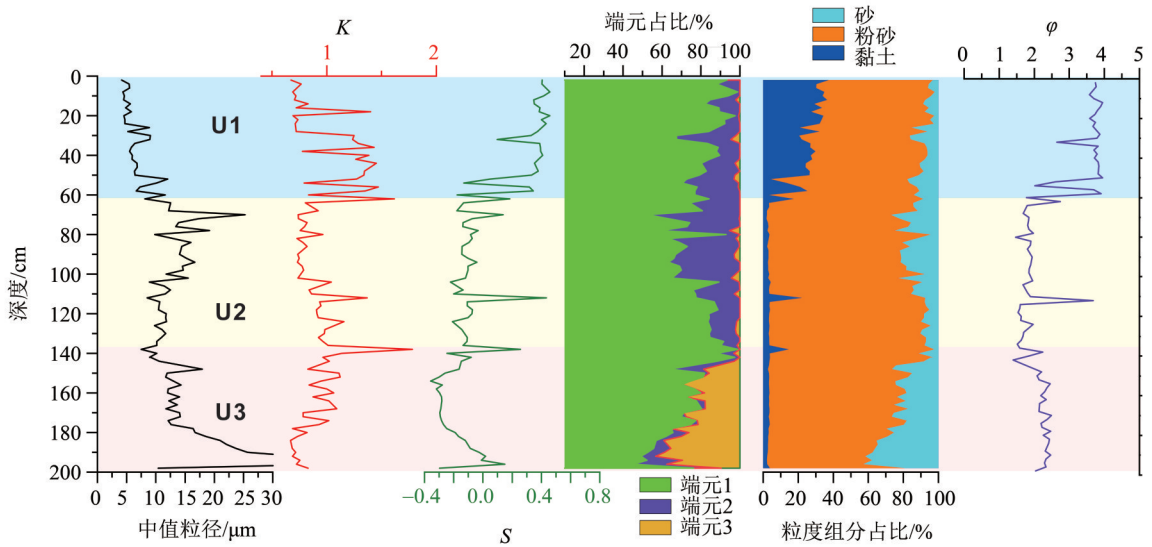


图5 HLZZ08 钻孔典型样品粒度端元分析以及粒度组分三角图

Fig. 5 Grain size end-member analysis and granulometric ternary diagram of typical samples from the HLZZ08 core



浅蓝、浅黄以及浅红3种背景颜色方框对应U1、U2以及U3 3个不同的沉积阶段。

图6 HLZZ08 钻孔沉积物主要粒度参数垂向变化

Fig. 6 Vertical variations of key grain size parameters in sediments from the HLZZ08 core

297~500 μm 粒级。3组主成分的粒径范围与端元分析结果高度一致,分别指示黏土-粉砂、粉砂及砂质组分的沉积动力特征,反映了不同能级条件下的沉积环境分异。

4 讨论

4.1 沉积粒度特征及其主控因素

南海北部沉积物粒度敏感组研究表明,0.175~

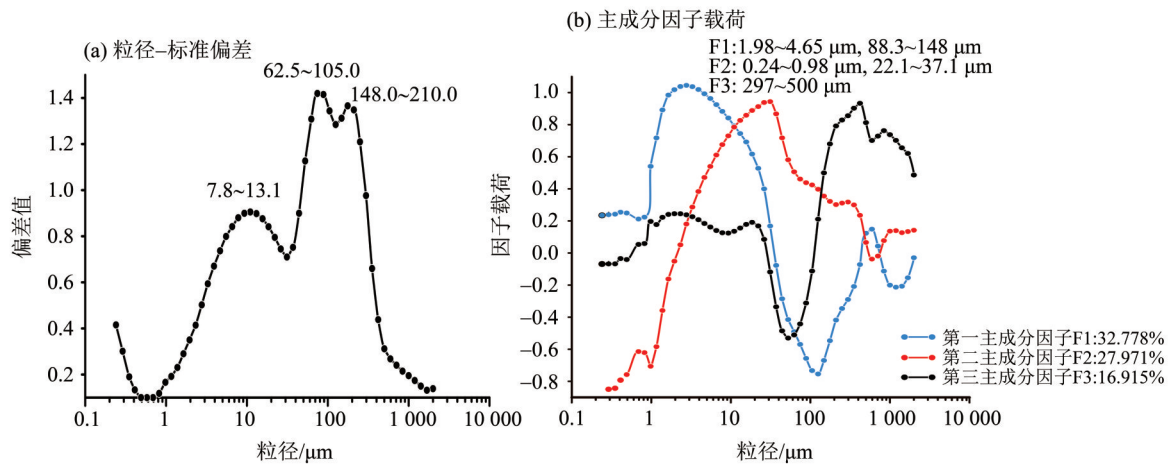


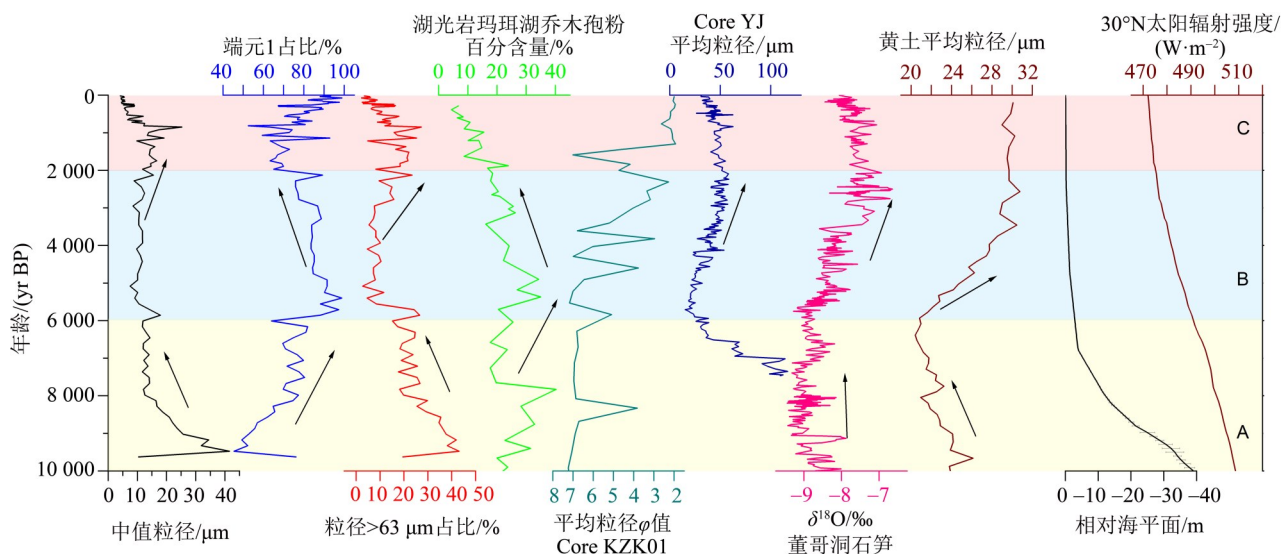
图7 HLZZ08 钻孔沉积物粒径分布与标准偏差、主成分因子载荷的关系

Fig. 7 Relationship between sediment grain size, standard deviation, and principal component of the HLZZ08 core

17.105 μm 的细粒组分可指示东亚夏季风, 17.105~162.75 μm 的粗颗粒可反映冬季风强度(陈国成等, 2007; 张宝方, 2015; 黄超, 2018)(增强出版: 附表 1)。夏季风增强带来更多降水与河流输入, 从而增加细粒含量; 冬季风增强则在干冷条件下输送更多粗颗粒至南海北部。本研究端元分析中, EM1 虽分布较宽, 但中心落于 20 μm 内, 主要由黏土及黏土质粉砂组成, 受河流供给与季风降雨控制, 因此可视为夏季风变化的指标。粒径 > 63 μm 的粗颗粒组分对应较强的水动力条件, 与冬季风及沿岸流密切相关, 其含量变化与中值粒径变化趋势一致, 说明对总体粒度分布具有主导作用(图 8)。已有研究指出(赵泉鸿等, 1999), 30~210 μm 粗颗粒同时记录河流与季风 2 类动力过程。当海平面下降时, 粗颗粒更易被搬运, 冬季风可将陆源物质输送至海洋(郑洪波等, 2008; 葛家旺等, 2025), 同时冰期季风增强与海平面下降共同扩大流域影响范围, 使陆源碎屑更易到达南海北部。结合 HLZZ08 的近岸位置, 其粗粒级变化主要反映海平面波动及沿岸海流动力的调整。

如图 8 所示, 本研究将 HLZZ08 孔沉积记录与主要的区域和全球参考数据进行对比, 对比数据包括湛江湖光岩玛珉湖热带乔木孢粉含量(王淑云等, 2007)、位于北部湾东南的 KZK01 孔(Liang et al., 2023)、海陵岛以南海域的 YJ 孔(黄超, 2018)、指示夏季风变化的董哥洞石笋标准化 $\delta^{18}\text{O}$ 值(Wang et al., 2005; Cheng et al., 2016)、指示冬季风变化的中国黄土平均粒径(Sun et al., 2012)、相对海平面变化曲线(Spratt et al., 2016)以及 30°N 夏季太阳辐射强度变化曲线(Berger et al., 1991)。总体上,

HLZZ08 孔粒度参数随年代呈现显著变化, 可划分为 A、B、C 3 个阶段。A 阶段(早全新世, 10 000—6 000 yr BP)中值粒径与粗颗粒(>63 μm)整体处于高值并向中全新世逐渐降低, 其变化节奏与冬季风指标相似(Sun et al., 2012), 但幅度不同。相比之下, EM1 含量持续升高, 与董哥洞石笋氧同位素记录一致(Wang et al., 2005; Cheng et al., 2016), 反映气候逐渐转向温暖湿润。此时全球冰川融化、海平面显著上升(Spratt et al., 2016), 河流输入的细颗粒增加, 表明早全新世海陵湾沉积动力主要受夏季风增强控制。同期热带孢粉含量增加亦指示植被繁盛与温暖环境(王淑云等, 2007)。B 阶段(中全新世, 6 000—2 000 yr BP)的 EM1 含量维持高值波动, 对应中值粒径与粗颗粒的相对低值, 与区域 YJ、KZK01 孔记录一致(黄超, 2018; Xu et al., 2022; Liang et al., 2023)。HLZZ08 孔 EM1 于该时期略降, 与石笋同位素及南海北部 SST 的弱降趋势相符(Wang et al., 2005; Yu et al., 2012; Spratt et al., 2016), 反映夏季风相对减弱的趋势。此阶段海平面虽略升高, 但未显著影响粒度组成。湖光岩乔木孢粉减少(王淑云等, 2007)表明在太阳辐射减弱背景下, 夏季风减弱、冬季风增强, 区域沉积动力仍以季风为主导。C 阶段(晚全新世, 2 000—0 yr BP)粗颗粒含量先升后降, 与 YJ、KZK01 孔一致, 但 KZK01 在约 1 800 yr BP 波动更明显(Xu et al., 2022; Liang et al., 2023)。过去 2 000 a 中, HLZZ08 孔 EM1 含量先降后升, 与石笋记录的夏季风逐步增强趋势一致。粗颗粒含量未随冬季风增强同步增加, 尤其近千年呈现明显偏离, 与乔木孢粉减少相



图中浅黄、浅蓝、浅红3种背景颜色框分别表示A、B、C三个不同的沉积时段,箭头指示主要变化趋势。

图8 HLZZ08 钻孔粒度参数与区域及全球古气候记录的对比

Fig. 8 Comparison of grain size parameters from the HLZZ08 core with regional and global paleoclimate record

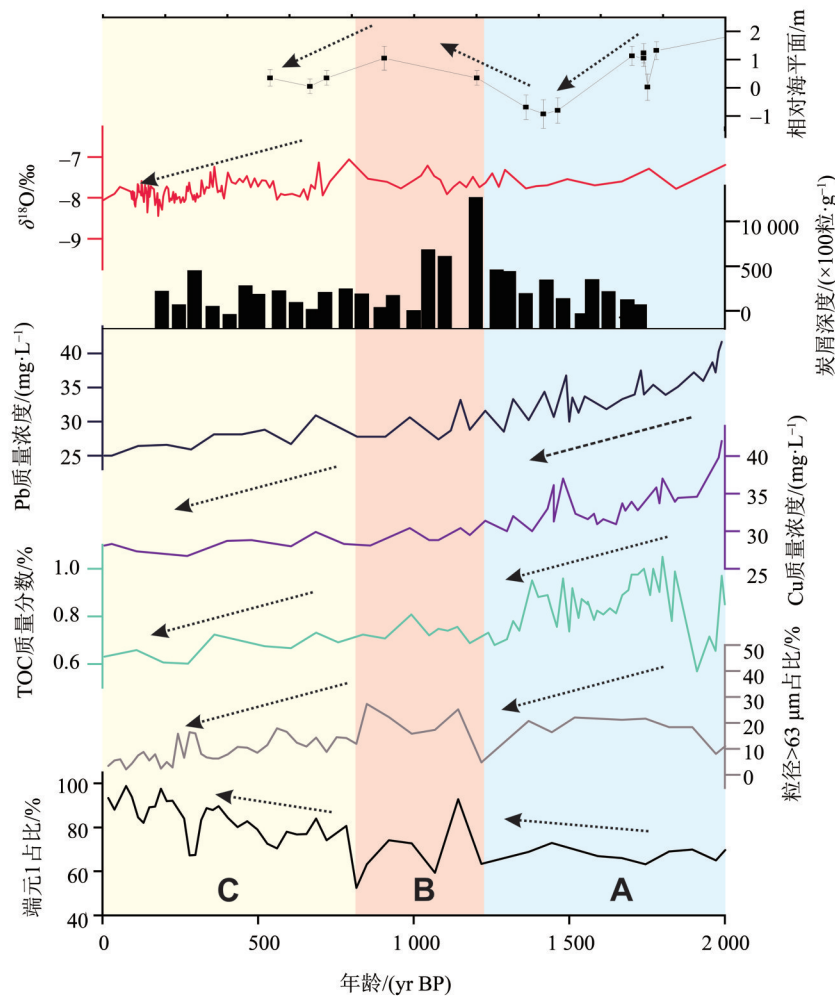
对应(王淑云等, 2007), 提示该时期沉积过程除受季风影响外还可能受到其他因素影响。

4.2 海陵湾晚全新世以来季风、海平面与人类活动对沉积记录的影响

图9展示了HLZZ08孔全新世晚期沉积记录与区域记录对比, 这些记录包括了广东沿海相对海平面变化(Zong et al., 2004; Lin et al., 2025)、董哥洞石笋氧同位素(Wang et al., 2005; Cheng et al., 2016), YJ Core 总有机碳(TOC), Cu 质量浓度和Pb 质量浓度(黄超, 2018), 以及肇庆GY1 炭屑浓度(彭环环等, 2015)。过去2 000 a, HLZZ08孔沉积记录与季风代用指标呈弱同步或复杂响应, 而粗颗粒变化更接近沿海湖泊乔木孢粉浓度的变化趋势(Wang et al., 2005; 王淑云等, 2007; Spratt et al., 2016)。依据粒度参数, 可将该时期划分为A、B、C 3个阶段(图9)。A阶段(2 000—1 200 yr BP)细颗粒(EM1)含量偏低、粗颗粒含量偏高, 对应较高且下降的海平面, 同时, 夏季风呈相对低位波动特征(Zong et al., 2004; Wang et al., 2005; Cheng et al., 2016)。海平面退缩使海岸线外移, HLZZ08孔更接近河口或浅水区, 受到的波浪、潮流与河流动力共同增强, 陆源粗颗粒更易进入海洋, 导致粗颗粒富集(Lin et al., 2025)。B阶段(中世纪暖期)广东沿海海平面明显上升, 伴随夏季风的高值波动, 使沉积物呈现粗颗粒的高值波动特征(Yu et al., 2009; Xia et al., 2019)。C阶段(过去800 a)夏季风逐渐减弱,

细颗粒含量增加, 对应中世纪高海平面以来的波动下降期, 红树林在海平面下降背景下退化(Xia et al., 2019), 沿岸流增强可能促进细颗粒输入。总体来看, 过去2 000 a HLZZ08孔的沉积变化主要受区域海平面波动驱动与沿岸流动力调节, 并叠加季风强度的变化。

珠江口沉积研究表明, 过去2 000 a人类活动显著增强(Xiong et al., 2020; Zhang et al., 2024), 并可能成为区域沉积演化的重要驱动因素。海陵岛附近YJ孔TOC含量在约2 000 yr BP达到峰值后逐渐下降, 与HLZZ08孔粗颗粒含量的降低趋势一致(黄超, 2018; Xu et al., 2022)。由于同期石笋同位素仅呈微弱负偏, TOC含量变化难以完全由夏季风波动解释。南海北部邻近的华南地区土壤湿润且富含有机质, 农业扩张被认为改变了土壤有机碳含量(彭环环等, 2015; 郑卓等, 2024), 可能导致近海沉积物在约2 000 yr BP出现TOC高值, 沉积物中Pb、Cu等元素的升高亦支持人类活动增强的影响(黄超, 2018)。历史文献显示, 自战国至秦汉时期Cu、Pb、Sn等金属矿产已形成规模化开采与冶炼体系(杨盛, 2021), 其污染物可能经河流输送至海域, 提升沉积物金属含量。另一方面, 陆源炭屑既反映火灾频率, 也可指示人类活动(彭环环等, 2015; 裴文强, 2020)。湖光岩沉积记录显示1 200—2 000 yr BP炭屑浓度较高, 而1 000 yr BP后明显下降。由于该时期虽处暖期但气候偏干冷, 火灾更可能受人类因



浅蓝、浅红、浅黄 3 种背景颜色框分别表示 A、B、C 3 个不同的沉积时段,虚线箭头指示主要变化趋势。

图 9 HLZZ08 钻孔主要粒度参数与区域古环境指标对比

Fig. 9 Comparison of main grain size parameters from the HLZZ08 core with regional paleoenvironmental indicators

素驱动,且 1 000 yr BP 未出现持续高炭屑,因此 A 阶段炭屑升高更可能源于人类活动增强。综合 HLZZ08 粗细颗粒变化及其与多项人类活动指标的同步性,可推断过去千年,区域沉积动力受海平面、季风调控和人类活动增强的共同影响,其中机制仍需后续进一步研究厘定。

5 结 论

海陵湾全新世以来古环境演化研究目前仍较为薄弱,本研究通过海陵湾沉积钻孔 HLZZ08,开展系统的粒度特征分析,在光释光和碳十四年代框架下,结合附近区域和全球多种古气候代用指标对比,探讨了海陵湾沉积粒度记录的古环境变化特征及其影响机制,主要发现如下:

1) HLZZ08 钻孔粒度分布呈单峰或双峰,兼具正态与偏态的混合特征,反映沉积动力的垂向变

化。粒度及组分变化显示沉积环境经历了由弱到强、再弱后再增强的多阶段水动力演变,表现为粗细颗粒交替、分选性波动及粉砂占优的特征。

2) 综合粒度端元、粒径-标准偏差以及主成分因子分析表明,端元 EM1 含量对应细颗粒组分,反映夏季风增强及高降水期的河流输入;粗颗粒指示冬季风盛行及低海平面下的强水动力环境。

3) 全新世早期(10 000—6 000 yr BP),海陵湾受夏季风增强和海平面上升影响,细粒含量增加;中期(6 000—2 000 yr BP)夏季风波动,粗粒减少、细粒高值起伏,粒度变化主要受季风与海平面共同控制。全新世晚期(2 000—0 yr BP)粗粒先增后减、细粒先降后升,仍主要受海平面与季风驱动,其中近 1 000 a 粗粒组分的显著增多可能与宋代以来人类活动增强有关。

本研究提供了新的海陵湾海域沉积的全新世

古环境数据,同时也强调该区域未来需要更多代用指标以及更精确的年代框架,对自然环境变率和人

类活动影响的海洋沉积记录特征开展进一步的探讨和厘定。

参考文献:

- 陈发虎,董广辉,陈建徽,等,2019.亚洲中部干旱区气候变化与丝路文明变迁研究:进展与问题[J].地球科学进展,34(6):561-572.
- 陈国成,郑洪波,李建如,等,2007.南海西部陆源沉积粒度组成的控制动力及其反映的东亚季风演化[J].科学通报,52(23):2768-2776.
- 陈桥,刘东艳,陈颖军,等,2013.粒度-标准偏差法和主成分因子分析法在粒度敏感因子提取中的对比[J].地球与环境,41(3):319-325.
- 程良清,宋友桂,李越,等,2018.粒度端元模型在新疆黄土粉尘来源与古气候研究中的初步应用[J].沉积学报,36(6):1148-1156.
- 葛家旺,成湘,赵晓明,等,2025.南海西北部陆架第四系沉积物粒度特征及其沉积环境指示[J].古地理学报,27(4):1010-1025.
- 郝诒纯,陈平富,万晓樵,等,2000.南海北部莺歌海-琼东南盆地晚第三纪层序地层与海平面变化[J].现代地质,14(3):237-245.
- 黄超,2018.南海北部陆架沉积物记录的全新世气候变化与人类活动[D].广州:中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所):21-30.
- 纪珊珊,2021.阳江市海陵岛生态地质环境调查进展与展望[J].城市建设理论研究,(23):21-22.
- 康长生,杨胜明,廖志良,1997.广东红海湾、珠江口及电白-阳江近海第四纪沉积[J].热带海洋,16(1):39-48.
- 赖忠平,欧先交,2013.光释光测年基本流程[J].地理科学进展,32(5):683-693.
- 李明坤,2018.南海西北部36 kyr BP以来的古气候环境演变与驱动机制[D].广州:中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所):35-39.
- 刘锡清,1990.中国大陆架的沉积物分区[J].海洋地质与第四纪地质,10(1):13-24.
- 裴文强,2020.中国边缘海黑碳记录的长江、珠江流域火历史[D].青岛:中国科学院大学(中国科学院海洋研究所):17-24.
- 彭环环,郑卓,郑艳伟,等,2015.肇庆高要泥炭沉积揭示的全新世植被演变及人类活动历史[J].第四纪研究,35(3):742-754.
- 彭晓彤,周怀阳,叶瑛,等,2004.珠江河口沉积物粒度特征及其对底层水动力环境的指示[J].沉积学报,22(3):487-493.
- 任杰,刘沛然,戴志军,2001.粤西海陵湾底质沉积特征与泥沙输运路径[J].台湾海峡,20(1):96-100.
- 孙有斌,高抒,李军,2003.边缘海陆源物质中环境敏感粒度组分的初步分析[J].科学通报,48(1):83-86.
- 王淑云,吕厚远,刘嘉麒,等,2007.湖光岩玛珉湖高分辨率孢粉记录揭示的早全新世适宜期环境特征[J].科学通报,52(11):1285-1291.
- 杨盛,2021.战国秦汉时期西南夷地区青铜器生产问题研究[D].成都:四川大学:308-312.
- 应秩甫,1999.粤西沿岸流及其沿岸沉积[J].中山大学学报(自然科学版),(3):85-89.
- 詹文欢,1998.海陵岛及邻区地质环境与灾害初步探讨[J].华南地震,18(3):58-63.
- 张宝方,2015.南海北部陆坡区更新世以来沉积物粒度特征及沉积环境演化[D].青岛:中国海洋大学:16-19.
- 赵泉鸿,汪品先,1999.南海第四纪古海洋学研究进展[J].第四纪研究,19(6):481-501.
- 郑洪波,陈国成,谢昕,等,2008.南海晚第四纪陆源沉积:粒度组成、动力控制及反映的东亚季风演化[J].第四纪研究,28(3):414-424.
- 郑卓,马婷,汤永杰,等,2024.华南至东南亚沿海全新世环境演变与史前农业[J].科学通报,69(18):2553-2567.
- 周航,刘乐军,徐元芹,等,2018.南海北部陆坡区DLW3101孔沉积物特征及古环境意义[J].海洋学报(中文版),40(7):103-115.
- Berger A, Loutre M F, 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years [J]. *Quat Sci Rev*, 10(4): 297-317.
- Blaauw M, Christen J A, 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process [J]. *Bayesian Anal*, 6(3): 457-474.
- Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al., 2003. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediment in the South China Sea (odp site 1144) [C]//PRELL W L, WANG P, BLUM P, et al., Proceedings of the Ocean drilling program, scientific results. Paris: EGS-AGU-EUG Joint Assembly: 1-21.
- Calvin K, Dasgupta D, Krinner G, 2023. IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of working groups I, II and III to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [EB/OL]. (2024-11-24) [2024-12-01]. <https://doi.org/10.59327/>

- ipcc/ar6-9789291691647.
- Cheng H, Edwards R L, Sinha A, et al, 2016. The Asian monsoon over the past 640, 000 years and ice age terminations[J]. *Nature*, 534(7609): 640–646.
- Clift P D, Wan S, Blusztajn J, 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies[J]. *Earth Sci Rev*, 130: 86–102.
- Crutzen P J, Stoermer E F, 2021. The ‘Anthropocene’ (2000) [C]//BENNER S, LAX G, CRUTZEN P J, et al. Crutzen and the anthropocene: A new epoch in earth’s history. Cham: Springer Cham: 19–21.
- Dang S, Yu K, Tao S, et al, 2020. El Niño/Southern Oscillation during the 4.2 ka event recorded by growth rates of corals from the North South China Sea[J]. *Acta Oceanol Sin*, 39(1): 110–117.
- Hofmann M H, Hendrix M S, 2010. Depositional processes and the inferred history of ice-margin retreat associated with the deglaciation of the Cordilleran Ice Sheet: The sedimentary record from Flathead Lake, northwest Montana, USA[J]. *Sediment Geol*, 223(1/2): 61–74.
- Liang D, Xu G, Gao F, et al, 2023. Holocene sediment source analysis and paleoclimatic significance of core KZK01 from the eastern part of the Beibu Gulf[J]. *Front Earth Sci*, 11: 1192206.
- Lin Y, Kopp R E, Xiong H, et al, 2025. Modern sea-level rise breaks 4, 000-year stability in southeastern China [J]. *Nature*, 646(8086): 856–864.
- Liu Z, Zhao Y, Colin C, et al, 2016. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea [J]. *Earth Sci Rev*, 153: 238–273.
- Murray A S, Wintle A G, 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol[J]. *Radiat Meas*, 32(1): 57–73.
- Spratt R M, Lisiecki L E, 2016. A Late Pleistocene sea level stack[J]. *Clim Past*, 12(4): 1079–1092.
- Sun Y, Clemens S C, Morrill C, et al, 2012. Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon[J]. *Nat Geosci*, 5(1): 46–49.
- Wang P, Li Q, 2009. The South China Sea: Paleooceanography and Sedimentology[M]. Springer, 25–68.
- Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al, 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate[J]. *Science*, 308(5723): 854–857.
- Xia P, Meng X, Li Z, et al, 2019. Late Holocene mangrove development and response to sea level change in the northwestern South China Sea[J]. *Acta Oceanol Sin*, 38(11): 111–120.
- Xiong H, Zong Y, Huang G, et al, 2020. Human drivers accelerated the advance of Pearl River Deltaic shoreline in the past 7500 years[J]. *Quat Sci Rev*, 246: 106545.
- Xu J, Huang C, Huang X, 2022. Holocene East Asian summer monsoon variation recorded by sensitive grain size component from the Pearl River-derived mud in the northern South China Sea[J]. *Lithosphere*, 2022(Special 9): 6064591.
- Yu F, Zong Y, Lloyd J M, et al, 2012. Mid-Holocene variability of the East Asian monsoon based on bulk organic $\delta^{13}\text{C}$ and C/N records from the Pearl River estuary, Southern China[J]. *Holocene*, 22(6): 705–715.
- Yu K, Chen T, 2009. Beach sediments from northern South China Sea suggest high and oscillating sea levels during the late Holocene[J]. *Earth Sci Front*, 16(6): 138–145.
- Zhang S, Lu Y, Wei W, et al, 2021. Human activities have altered fire-climate relations in arid Central Asia since ~1000 a BP: Evidence from a 4200-year-old sedimentary archive[J]. *Sci Bull*, 66(8): 761–764.
- Zhang Y, Zheng Y, Gong Q, et al, 2024. Human impacts on Holocene vegetation and wetland degradation in the lower Pearl River, Southern China[J]. *Land*, 13(4): 530.
- Zong Y, 2004. Mid-Holocene sea-level highstand along the southeast coast of China[J]. *Quat Int*, 117(1): 55–67.

(责任编辑 江 睿)