引用格式：王超群，孙东霞，张耀玲，等，2026. 海南东寨港贝壳堤记录的4400年前超强风暴潮事件[J]. 地质力学学报，32（3）：656−669. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025073

Citation: WANG C Q，SUN D X，ZHANG Y L，et al.，2026. A 4400-year-old extreme paleo-storm surge recorded in the Dongzhai Port Chenier, Hainan Island, China[J]. Journal of Geomechanics，32（3）：656−669. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025073

海南东寨港贝壳堤记录的4400年前超强风暴潮事件

王超群[1,2]，孙东霞[1,2]，张耀玲[1]，杨肖肖[1]，张　磊[1]，胡道功[1]

WANG Chaoqun[1,2]，SUN Dongxia[1,2]，ZHANG Yaoling[1]，YANG Xiaoxiao[1]，ZHANG Lei[1]，HU Daogong[1]

1. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081；
2. 自然资源部活动构造与地质安全重点实验室，北京 100081

1. *Institute of Geomechanics* , *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*;
2. *Key Laboratory of Active Tectonics and Geological Safety*, *Ministry of Natural Resources*, *Beijing* 100081,*China*

A 4400-year-old extreme paleo-storm surge recorded in the Dongzhai Port Chenier, Hainan Island, China

Abstract: ［**Objective**］Establishing a long-term typhoon sequence by identifying ancient storm surge records and extreme storm surge elevation events holds significant scientific and practical value for predicting future storm disasters. Previous research on storm surge deposits has predominantly focused on the eastern part of Hainan Island, while relatively limited attention has been given to the extreme storm events in the coastal bays and estuaries along the Qiongzhou Strait—the areas most severely affected by storm surges. ［**Methods**］This study investigates a 3.2-m-thick shell ridge in Wushu Village, Dongzhai Port, located in the southern part of Puqian Bay on Hainan Island. Analyses of sedimentary structures, shell origins, AMS ^{14}C dating of shells, geochemical indicators, and microfossil assemblages indicate that the shell ridge records a super-strong storm surge and an extreme surge elevation event that occurred 4,400 years ago. The ridge was deposited on a Late Pleistocene coastal plain landward of the Holocene high-sea-level paleo-coastline. ［**Results**］The ^{14}C ages of nine shells range from 4,402 to 6,647 a B.P., showing age inversions and the coexistence of older and younger shells. The shells are well-sorted and exhibit hummocky bedding, parallel bedding, wavy bedding, scour surfaces, and soft-sediment deformation structures. ［**Conclusions**］Comparison of fossil species and shell ^{14}C ages between the shell ridge and drill cores from the new coastal plain of Dongzhai Port indicates that the fossils in the shell ridge originated from the nearby sedimentary layers of the Puqian Bay estuary. Integrated analysis of the fossil ages, erosional scour surfaces, soft-sediment deformation structures, and Holocene sea-level changes suggests that the shell ridge in Wushu Village was formed through multiple storm-induced aggradation events occurring 4,400 years ago. Given the elevation of the highest storm deposit pinch-out point, the storm surge height reached at least 5.5 m. This surge height is close to the extraordinary storm surge height (5.9 m) recorded in Leizhou Bay during Typhoon 8007, which crossed the Qiongzhou Strait in 1980. ［**Significance**］This study provides crucial scientific evidence for the prevention and mitigation of extreme storm surge disasters in Hainan, offering valuable insights for regional disaster risk reduction and coastal management.

Keywords: chenier; superstorm surge event; sedimentary characteristics; AMS^{14}C dating; Dongzhai; PortHainan

---

基金项目：中国地质科学院基本科研业务费项目（JKYQN202412，JKYQN202334）；中国地质调查局地质调查项目（DD20242319）

This research was financially supported by the Chinese Academy of Geological Sciences Basal Research Fund (Grant Nos. JKYQN202412, JKYQN202334) and the Geological Survey Project of China Geological Survey (Grant No. DD20242319).

第一作者：王超群（1993—），女，助理研究员，主要从事活动构造与海洋灾害研究。Email：871269501@qq.com

通信作者：孙东霞（1984—），女，副研究员，主要从事新构造与活动构造研究。Email：sundongxia_2000@163.com

收稿日期：2025−06−20；**修回日期**：2025−10−28；**录用日期**：2026−01−06；**网络出版日期**：2026−03−13；**责任编辑**：吴芳

Received：2025−06−20；Revised：2025−10−28；Accepted：2026−01−06；Available Online：2026−03−13；Handling Editor：WU Fang

摘　要：识别古风暴潮记录与极端风暴增水事件，建立长时间尺度台风序列对于预测未来风暴灾害具有重要的科学和实践意义。已有海南岛风暴潮沉积研究多集中在海南岛东部，而对遭受风暴潮灾害最严重的琼州海峡沿岸海湾和河口湾极端风暴灾害关注较少。文章以海南岛铺前湾南部的东寨港乌树村3.2 m厚的贝壳堤为研究对象，通过沉积构造、贝壳来源、贝壳加速器质谱（Accelerator Mass Spectrometry，AMS）^{14}C测年、地球化学指标及微体古生物分析，认为贝壳堤记录了4400年前的超强风暴潮与极端增水事件。乌树村贝壳堤沉积于全新世高海平面古海岸线向陆一侧的更新世晚期滨海平原上，9个贝壳^{14}C年龄介于4402～6647 a B.P.之间，年龄倒置且新老共存，贝壳分选良好并具有丘状层理、平行层理、波状层理、冲刷面及软沉积变形构造等。贝壳堤与东寨港新滨海平原钻孔岩芯中化石种属、^{14}C年龄对比分析表明，贝壳堤化石来源于近源的铺前河口湾沉积层。贝壳堤化石年龄、侵蚀冲刷面、软沉积变形构造及全新世海平面变化综合分析表明，乌树村贝壳堤由4400年前多次风暴加积而成，由最高风暴沉积尖灭点高程确定风暴增水至少5.5 m，其增水高度接近1980年穿越琼州海峡的8007号台风在雷州湾的特大风暴潮增水高度（5.9 m）。

关键词：贝壳堤；超强风暴潮事件；沉积特征；AMS ^{14}C定年；海南东寨港

中图分类号：P736.22; P694; P33　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1006−6616(2026)03−0656−14

DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025073

0　引言

风暴潮灾害是沿海地区面临的最频繁的海洋灾害，超强风暴潮可造成严重的人员伤亡和财产损失。受西北太平洋西行登陆和南海北行登陆两大主要台风路径的影响，海南岛是中国乃至西太平洋地区遭受台风灾害最严重的地区之一（Chan, 2005），风暴沉积记录揭示海南岛东南部350年以来发生了35次特大风暴潮事件（周亮，2015），而基于历史文献与现代器测数据重建的海南岛东部文昌至陵水一带超强台风重现周期为125～500 a（屠佳雨等，2016）。已有资料显示，受穿越琼州海峡的太平洋强台风与地形效应的影响，琼州海峡沿岸海湾已成为海南岛风暴潮灾害最为严重的岸段（何洪钜，1988），如2014年超强台风“威马逊”和台风“海鸥”在琼州海峡南岸澄迈湾和铺前湾引发特大风暴潮灾害，铺前湾几十个村庄被潮水淹没（石海莹等，2015）。然而，目前海南岛风暴沉积记录研究多集中在海南岛东部沿岸（周亮等，2015; 屠佳雨等，2016; 杨保明等，2017; 徐笑梅等，2019），对琼州海峡沿岸海湾由古风暴潮引发的极端增水事件研究相对薄弱，制约了对潜在极端风暴潮灾害的评估。因此，寻找极端风暴潮沉积记录并建立长时间尺度风暴事件序列对评估未来可能发生的极端风暴灾害至关重要。

研究表明，从北部湾和南海涌入琼州海峡的海水容易在沿岸港湾产生极端风暴增水（何洪钜，1988）。琼州海峡南岸发育的铺前湾（铺前港湾、东寨港）、海口湾、澄迈湾等基岩海湾和河口湾为极端风暴事件频发区，海湾沉积物可为揭示古风暴事件提供重要信息，而琼州海峡南岸河口湾是古风暴沉积研究的理想场所。文章选取东寨港乌树村厚3.2 m的贝壳堤开展古风暴事件研究，通过贝壳堤沉积构造、贝壳种属与来源、贝壳AMS ^{14}C测年、地球化学指标及微体古生物分析，认为东寨港贝壳堤为4400年前超强风暴潮事件的地质记录，从而为揭示琼州海峡沿岸港湾可能发生的极端风暴增水高度及海洋巨灾风险防范提供了重要依据。

1　地质背景

海南东寨港为铺前河口湾向内陆延伸的港湾，由1605年琼山大地震导致的铺前−清澜断裂同震沉降及震后缓慢沉降所形成（徐起浩，2006）。受铺前−清澜断裂长期活动的控制，东寨港自下而上沉积了新近纪浅海相、早更新世湖相、中更新世火山岩、中—晚更新世河流相及晚更新世—全新世海相与河流相沉积（丁莹莹等，2018; 夏蒙蒙等，2019; 王玉杰等，2024）。末次盛冰期海平面大幅下降，东寨港及两岸遭受河流侵蚀下切，全新世海平面上升在东寨港及其两岸古河道充填了厚达5～15 m的海相沉积（王超群等，2022），其最高海平面高于现今海平面2 m左右（张磊等，2022）。海平面在4400年前开始下降（王玉杰等，2024），形成由全新世琼山组组成的海

拔为 1～2 m 的新滨海平原，该平原由下伏高海平面时期的河口相沉积和上覆陆相冲洪积层组成。由钻孔岩芯沉积相重建的全新世最高海平面时期古海岸线显示（图 1），新滨海平原在东寨港西岸以中更新世火山岩台地为界，东岸沿珠溪河向东延伸止于中更新世北海组和晚更新世海岸风成沙丘（廖肖霞等，2009），南、北侧与海拔 3～8 m 由更新世晚期八所组组成的老滨海平原相接（夏蒙蒙等，2019）。乌树村贝壳堤位于东寨港东侧紧邻新滨海平原的更新世晚期老滨海平原上（图 1），贝壳堤海拔在 3.3～7.5 m 之间，原始长度约 1 km，厚 4.2 m（毕福志等，1988），1958 年大规模开采后残留的贝壳堤呈长 40 余 m、宽 30 余 m、高 3.2 m 的孤丘，据残留在老滨海平原上的贝壳推测，原始贝壳堤位置一直延伸到新滨海平原的边缘（图 2a），2014 年威马逊超强风暴潮产生的风暴增水曾到达该边缘地带。

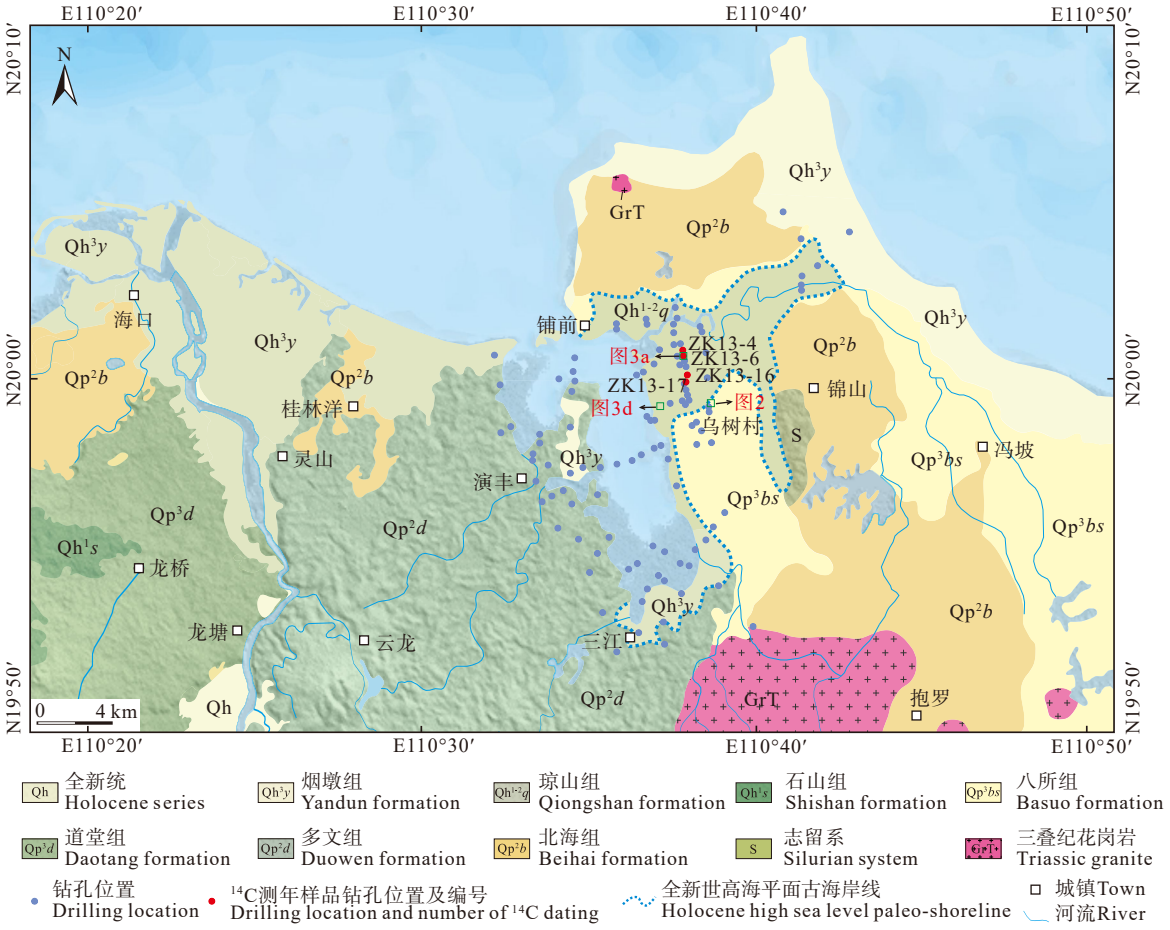


图 1 东寨港古海岸线与风暴潮贝壳堤剖面位置

Fig. 1 Map showing the location of the paleo-shoreline and the storm surge chenier profile in Dongzhai Port, Hainan

2 研究方法

在乌树村贝壳堤剖面自上而下 10～310 cm 深度采集了 9 个海月和粗饰蚶 AMS ^{14}C 年代学样品（图 2b、2c），贝壳堤中海月呈层状分布，粗饰蚶呈夹层和透镜状分布（图 2d—2f）。钻孔岩芯显示，贝壳堤北侧东寨港新滨海平原近地表广泛存在一层厚约 10～30 cm 的贝壳缩聚层（王超群等，2022），为探索贝壳堤物质来源，选择贝壳堤北侧约 2 km 的 ZK13-6 等 4 个钻孔（图 1），分别在 135～520 cm 深度贝壳缩聚层和下伏原位沉积采集了 8 个贝壳 AMS ^{14}C 测年样品（表 1）。17 个贝壳化石 AMS ^{14}C 定年在北京光释光实验室科技有限公司的实验室完成。其 ^{14}C 测年数据采用 CALIB 8.2 软件经校准曲线进行校正（Stuiver et al., 1998），从 MARINE20 数据库（Heaton et al., 2020）中选择西沙群岛 3 个区域海洋碳库偏移值（ΔR 值）数据（Southon et al., 2002）、越南胡志明市、昆岛和 Hon Tre 岛各 1 个 ΔR 值（Southon et al.,



An—粗饰蚶；Pl—海月；S—粉细砂；S_0—层理；S_1—变形层理；Ea—早期冲刷面；Eb—晚期冲刷面；bs—球状构造；gc—渠模构造；fs—火焰状构造；红圈—^{14}C 测年取样位置；WSC-1—WSC-9—^{14}C 测年样品编号

a—贝壳堤所在地貌部位；b—贝壳堤沉积构造与 SU2 单元和 SU3 单元 ^{14}C 测年样品位置；c—贝壳堤沉积构造与 SU1 单元 ^{14}C 测年样品位置；d—冲刷面及沉积构造；e—冲刷面与伴生的变形构造；f—海月与粗饰蚶产状与保存状况

图 2　乌树村贝壳堤 ^{14}C 测年样品位置与沉积构造特征

Fig. 2　Locations of ^{14}C dating samples and sedimentary structures of the shell ridge in Wushu Village

(a) Geomorphic position of the shell ridge; (b) Sedimentary structures and ^{14}C sampling locations for units SU2 and SU3; (c) Sedimentary structures and ^{14}C dating sampling locations for unit SU1; (d) Scour surfaces and sedimentary structures; (e) Scour surfaces and associated deformation structures; (f) Occurrence and preservation of *Anadara granosa* (Linne) and *Placuna Placenta* (Linne)

An—*Anadara granosa* (Linne); Pl—*Placuna Placenta* (Linne); S—silt and fine sand; S_0—bedding; S_1—deformed bedding; Ea—early scour surface; Eb—late scour surface; bs—ball structure; gc—gutter cast; fs—flame structure; Red circles—sampling locations for ^{14}C dating; WSC-1–WSC-9—sample numbers for ^{14}C dating

2002; Dang et al., 2004; Bolton et al., 2016)，6 个 ΔR 值计算得到用于年龄校正的 ΔR=−155±36 a。

在 ZK13-6 钻孔岩芯贝壳缩聚层采集 1 个微体古生物样品和 1 个大化石样品，并在上、下沉积层分别采集 1 个微体古生物样品(图 3a)，微体古生物鉴定由中国地质科学院水文地质环境地质研究所协助完成，大化石鉴定由中国科学院南京地质古生物研究所完成。共采集地球化学分析样品 18 件，其中在 ZK13-6 钻孔 0.5～3.0 m 深度采取 17 个样品(表 2)，在贝壳堤采取 1 个粉砂质黏土样品(图 3b)，其中 11 件(编号 HX13-6)分析由核工业北京地质研究院完成，其他 7 件(编号 ZK13-6 和贝壳堤碎屑)分析由国家地质试验测试中心完成。

3　沉积特征

3.1　贝壳堤物质组成与 AMS ^{14}C 年龄

乌树村贝壳堤主要由海月(96%)和粗饰蚶(4%)组成，碎屑物质仅在局部分布(图 2d、2f)，毕福志等(1988)在该贝壳堤中还发现有红螺(*Rapana*

表 1 海南东寨港乌树村贝壳堤和钻孔岩芯贝壳 AMS ^{14}C 定年结果

Table 1 AMS ^{14}C dating results for shells from the shell ridge and borehole cores of Wushu Village, Dongzhai Port, Hainan

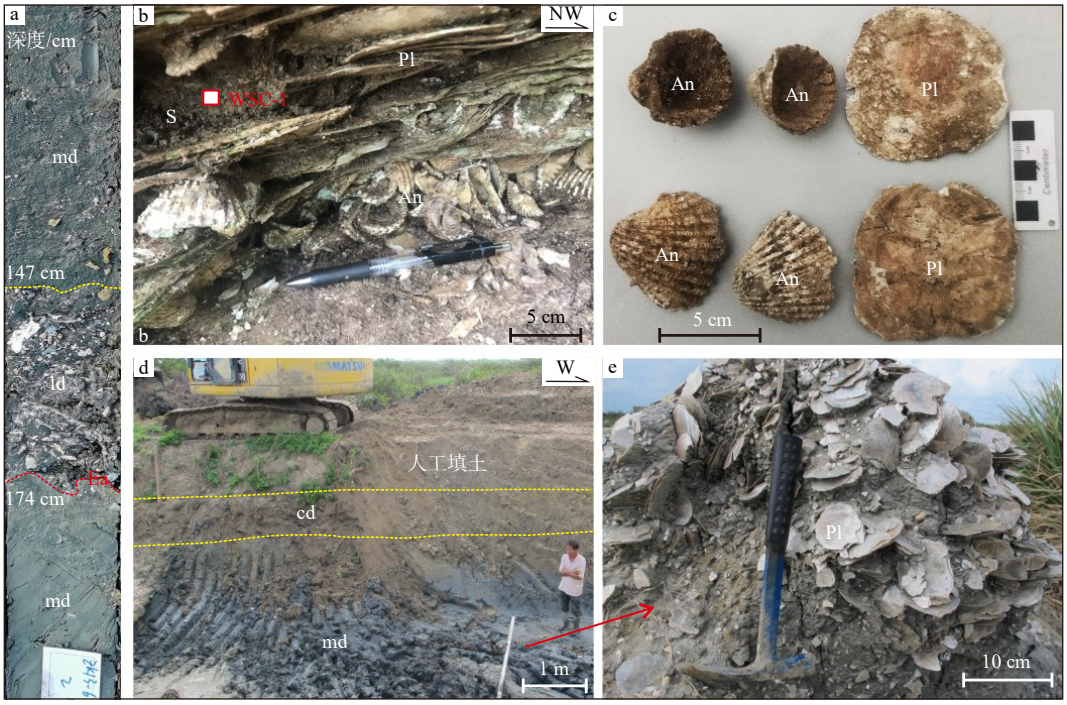
位置	样品号	沉积单元	样品深度/cm	测年物质	测量年龄 /a B.P.	校正年龄/a B.P.（概率95.4%）	中值校正年龄 /a B.P.
乌树村贝壳堤	WSC-1	平行层理段（SU3单元）	10	海月	4885±25	4956～5358	5174
	WSC-2		100	海月	4559±25	4564～4945	4758
	WSC-9		100	粗饰蚶	5832±53	5998～6395	6213
	WSC-3	波状层理段（SU2单元）	130	海月	6146±76	6307～6775	6545
	WSC-4		160	海月	6080±58	6276～6674	6473
	WSC-5		190	海月	5185±26	5325～5667	5514
	WSC-6	丘状层理段（SU1单元）	250	海月	6237±47	6441～6851	6647
	WSC-8		300	粗饰蚶	5481±81	5588～6080	5827
	WSC-7		310	海月	4276±24	4206～4601	4402
新滨海平原钻孔岩芯	ZK13-4-1	贝壳缩聚层	135	螺	5195±40	5329～5696	5523
	ZK13-6-2		154	螺	5365±40	5544～5895	5707
	ZK13-16-1		180	海月	6060±40	6279～6635	6451
	ZK13-17-2	原位沉积	220	海月	5590±40	5761～6160	5957
	ZK13-4-13		430	海月	7060±45	7346～7662	7508
	ZK13-6-6		430	海月	7005±50	7287～7615	7460
	ZK13-16-2		520	海月	6230±45	6437～6841	6639
	ZK13-17-3		390	海月	6560±40	6827～7219	7021

thomasiana crosse）。海月和粗饰蚶质地较纯，个体形态完整（图 3c），海月近圆形，长宽约 7 cm × 6 cm，压扁后呈片状（图 3b），粗饰蚶保存完整，呈集合体分布在海月层中，部分可见两瓣尚未打开，少有磨蚀（图 2e、2f）。经鉴定，海月（*Placuna Placenta* Linne）为潮间带中、下区的热带种，而粗饰蚶（*Anadara granosa* Linne）主要生活在低潮线附近或稍深的软泥质海底，红螺生活于低潮线附近或稍深处的岩礁间（毕福志等，1988）。钻孔 ZK13-6 岩芯贝壳缩聚层中化石经鉴定为波纹巴非蛤（*Paphia undulata* Born）、台湾篮蛤（*Corbula taiwanensis* Nomura）、海月蛤 *Placuna placenta*（Linnaeus），贝壳堤主要组成化石海月与新滨海平原沉积层中海月种属相同（图 3d、3e），说明贝壳来源于古东寨港潮滩地和稍深的沉积层。

乌树村 3.2 m 厚的贝壳沉积剖面 AMS ^{14}C 测年数据及其校正结果列于表 1。9 个贝壳 AMS ^{14}C 中值校正年龄介于 4402～6647 a B.P.之间，下部 SU1 单元的 3 个海月和粗饰蚶 ^{14}C 中值校正年龄分别为 4402 a B.P.、5827 a B.P.和 6647 a B.P.，中部 SU2 单元 2 个海月 ^{14}C 中值校正年龄分别为 5514 a B.P.和 6473 a B.P.，年龄均出现倒置。上部 SU3 单元 4 个海月和粗饰蚶 ^{14}C 中值校正年龄分别为 6545 a B.P.、6213 a B.P.、4758 a B.P.和 5174 a B.P.，而取自 100 cm 同一深度的海月和粗饰蚶 ^{14}C 中值校正年龄分别为 4758 a B.P.和 6213 a B.P.，具有新老共存特征。从年龄−深度分布看（图 4a），总体表现为年龄倒置且新老共存，具有瞬时快速堆积的年龄结构特征。新滨海平原 4 个钻孔贝壳缩聚层中贝壳 ^{14}C 年龄介于 5523～6451 a B.P.之间，与乌树村贝壳堤中海月及粗饰蚶年龄基本一致，而贝壳缩聚层下伏地层中海月 ^{14}C 年龄介于 6639～7508 a B.P.之间，其年龄略大于贝壳堤的年龄，暗示贝壳堤化石来源于新滨海平原上部沉积地层，贝壳缩聚层应代表了风暴沉积的滞留沉积层。

3.2 贝壳堤沉积构造

风暴沉积是风暴将正常沉积物重新启动、悬浮、搬运和再沉积的过程，具有突变侵蚀和侵蚀充填等底面构造、底面构造伴生的变形构造、滞留沉积和丘状交错层理等沉积构造（Dott and Bourgeois, 1982; 许世远，1997）。钻孔岩芯地层沉积环境研究表明，东寨港海平面在 4400 年前开始下降（王玉杰等，2024），乌树村贝壳堤沉积构造得以保存。根据层理类型、冲刷面及伴生的变形构造特征，贝壳堤自下而上由丘状层理沉积段（SU1 单元）、波状层理沉积段（SU2 单元）和平行层理沉积段（SU3 单元）组



An—粗饰蚶；Pl—海月；md—海相沉积；cd—陆相沉积；ld—滞留沉积；Ea—早期冲刷面

a—ZK13-6 钻孔岩芯中的滞留沉积；b—乌树村贝壳堤地球化学取样点；c—乌树村贝壳堤中保存完整的粗饰蚶与海月化石；d—东寨港新滨海平原含丰富海月化石的海相沉积与上覆陆相沉积；e—淤泥质粉砂沉积层中保存完好的海月化石

图 3　乌树村贝壳堤和海滩岩采样位置及化石特征

Fig. 3　Sampling locations and fossil characteristics of the shell ridge and beachrock in Wushu Village

(a) Lag deposit in drill core ZK13-6; (b) Geochemical sampling points of the shell ridge in Wushu Village; (c) Intact *Anadara granosa* (Linne) and *Placuna Placenta* (Linne) fossils preserved in the shell ridge of Wushu Village; (d) Marine deposit rich in *Placuna Placenta* (Linne) fossils and overlying continental deposit in the new coastal plain of Dongzhai Port; (e) Well-preserved *Placuna Placenta* (Linne) fossils in the silty silt deposit layer

An—*Anadara granosa* (Linne); Pl—*Placuna Placenta* (Linne); md—marine deposit; cd—continental deposit; ld—lag deposit in drill core ZK13-6; Ea—early scour surface

成（图 2b）。

丘状层理沉积段（SU1 单元）为凸面向上“背斜状”的丘状交错层理，侵蚀底面未见出露。翼部地层厚度大于核部（图 2b、2c），波高为 50～120 cm，波长为 1～2 m，海月纹层向陆倾角和向海倾角分别为 22°～37°和 5°～21°，倾角由下向上逐渐变小，顶部被侵蚀和切割。该段主要由海月纹层组成，下部含 5～15 cm 厚的粗饰蚶透镜体，陆源碎屑含量较少，主要分布在粗饰蚶贝壳层和附近的海月层内（图 2f）。贝壳堤沉积于晚更新世老滨海平原上（图 2a），向陆陡倾层理显示了贝壳和沉积物向岸的搬运（图 2b）。

波状层理沉积段（SU2 单元）上覆于丘状层理沉积段之上，由波状海月纹层组成，厚约 35 cm。该层位于底部的早期侵蚀冲刷面（Ea）切割了下伏丘状层理沉积段（图 2b、2c），形成突变接触面及渠模（gc）等侵蚀充填构造，并在下伏贝壳层中形成由粗饰蚶组成的球状构造（bs）及海月纹层变形构成的旋卷层理（S1）等底面构造（图 2b、2e），这些底面构造被认为是由强风暴作用对底面施加的巨大剪切力和压力所形成（许世远，1997），也说明上覆贝壳沉积时其下伏贝壳层尚未固结。该层底部为约 15 cm 厚的贝壳与陆源碎屑混杂沉积，并含向陆和向海双向倾斜的海月透镜体，中上部由向海微倾斜海月组成，局部见切割层理的次级冲刷面及双向倾斜的海月透镜体（图 2c、2d），具有震荡水流和海浪回流沉积特征。

平行层理沉积段（SU3 单元）上叠于 SU2 单元之上，厚约 170 cm。该层由海月纹层组成，偶含粗饰蚶个体或集合体。早期侵蚀冲刷面（Eb）切割 SU2 单元层理并呈微角度相交（图 2b—2d），在冲刷面之下 SU2 单元中形成渠模（gc）侵蚀充填构造及海月层形成的火焰状构造（fs）等底面构造（图 2b、2e）。

表 2 乌树村贝壳堤和不同沉积环境沉积物元素含量（μg/g）与参数

Table 2 Element contents (μg/g) and parameters of sediments from the shell ridge in Wushu Village and from other sedimentary environments for comparison

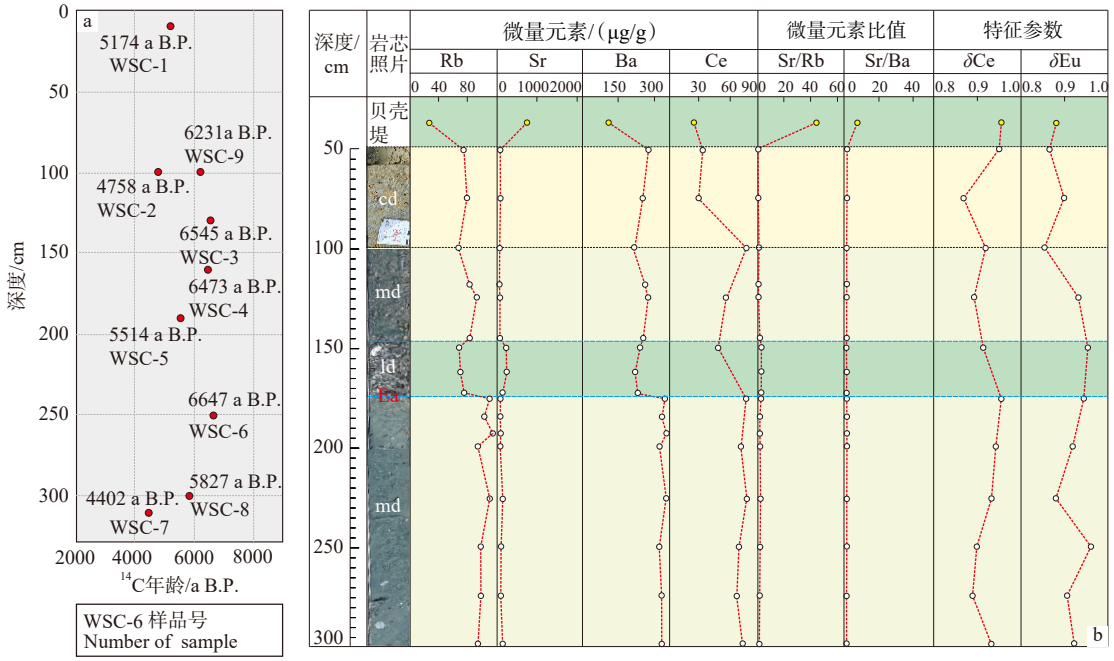
样品号	深度/cm	Rb	Sr	Ba	Sr/Ba	Sr/Rb	LREE/HREE	ΣREE	δCe	δEu
WSC-1	310.00	17.30	768.00	109.00	7.05	44.39	7.29	54.27	0.95	0.88
HX13-6-3	50.00	74.70	53.30	271.00	0.19	0.71	8.90	80.02	0.95	0.87
HX13-6-4	75.00	77.20	52.10	246.00	0.21	0.67	8.43	72.21	0.87	0.90
HX13-6-5	100.00	66.10	48.10	212.00	0.23	0.73	8.92	183.18	0.92	0.86
ZK13-6-27	118.00	81.40	66.50	259.00	0.26	0.82	/	/	/	/
HX13-6-6	125.00	90.70	73.90	273.00	0.27	0.81	9.31	135.10	0.89	0.93
ZK13-6-28	145.00	82.00	71.50	253.00	0.28	0.87	/	/	/	/
HX13-6-7	150.00	67.10	147.00	236.00	0.62	2.19	9.11	117.70	0.92	0.95
ZK13-6-25	162.00	69.30	235.00	215.00	1.09	3.39	/	/	/	/
ZK13-6-26	173.00	74.70	219.00	226.00	0.97	2.93	/	/	/	/
HX13-6-8	175.00	110.00	119.00	333.00	0.36	1.08	9.26	180.89	0.96	0.94
ZK13-6-30	185.00	103.00	92.40	324.00	0.29	0.90	/	/	/	/
ZK13-6-29	193.00	116.00	101.00	348.00	0.29	0.87	/	/	/	/
HX13-6-9	200.00	92.40	111.00	316.00	0.35	1.17	9.38	151.69	0.94	0.92
HX13-6-10	225.00	110.00	143.00	345.00	0.41	1.30	9.49	166.44	0.93	0.88
HX13-6-11	250.00	97.70	104.00	314.00	0.33	1.06	9.58	157.25	0.90	0.96
HX13-6-12	275.00	98.70	101.00	322.00	0.31	1.02	9.46	148.58	0.89	0.91
HX13-6-13	300.00	93.40	113.00	326.00	0.35	1.21	9.79	157.76	0.93	0.93
ZK13-6岩芯平均值		88.40	108.80	283.00	0.40	1.28	9.24	140.98	0.92	0.91
中国陆域(赵一阳, 鄢明才, 1993)		90.00	200.00	510.00	0.39	2.22	/	/	/	/
南海沿岸泥(赵一阳等, 2002)		122.00	128.00	342.00	0.37	1.05	/	/	/	/
南海西北部大陆架(王兆生等, 2020)		/	/	/	/	/	10.30	164.77	0.86	0.97
南海黄岩岛北部(王赛宇, 2022)		139.00	171.00	593.00	0.29	1.23	9.08	180.00	1.00	0.67
西太平洋浮石黏土(黄牧, 2013)		/	309.00	2967.00	0.10	/	3.62	564.34	0.32	1.14
西太平洋钙质软泥(黄牧, 2013)		/	1082.00	605.00	0.56	/	3.85	37.58	0.42	1.26
西太平洋远洋黏土(黄牧, 2013)		/	154.00	1152.00	0.13	/	5.91	215.78	0.74	1.17

海月纹层总体水平, 反映贝壳沉积于水流由高流态向低流态过渡时期。

3.3 地球化学指标

沉积物中元素丰度变化与风化强度、沉积环境及物质来源相关, 因此可以用来示踪海啸或风暴潮等极端事件(Chague-Goff and Goff, 1999; Shinozaki, 2021)。尽管地球化学指标区分海啸与风暴潮事件存在不确定性, 其应用并不广泛(Chague-Goff and Goff, 1999; Nanayama et al., 2000; Goff et al., 2004; Kortekaas and Dawson, 2007), 但由于长达数百千米的海啸波长远大于海水深度(Tanioka and Seno, 2001), 海啸波传播过程中可将富集 Ca、Sr、P、Ba 等元素的远洋生物和沉积物搬运至海岸(Dawson et al., 1996), 而波长较短的风暴潮只能波及大陆架浅海以高含量 Al_2O_3 和 Rb 的陆源物质为主的陆棚沉积(许世远, 1997; Chague-Goff and Goff, 1999; Goff et al., 2012; Shinozaki, 2021), 因此, 这些元素或比值仍然可作为识别古海啸或风暴潮沉积的指标。

对比乌树村贝壳堤碎屑、ZK13-6 岩芯沉积物与中国大陆、南海沿岸泥、西太平洋钙质软泥及远洋黏土沉积物元素丰度可以发现(表 2, 图 4b), Sr 元素丰度与生源碳酸盐沉积密切相关, 而 Rb 和 Ba 丰度受粒度和生物 Ba 影响, 黏土质沉积物由于比表面积大往往可以吸附更多 Ba, 加之深海浮游生物自



An—粗饰蛤；Pl—海月；md—海相沉积；cd—陆相沉积；ld—滞留沉积；Ea—早期冲刷面

a—乌树村贝壳堤 9 个贝壳 AMS ^{14}C 年龄随深度变化图；b—钻孔 ZK13-6 地层与贝壳堤地球化学指标对比图

图 4　乌树村贝壳堤 AMS ^{14}C 年龄随深度变化图与地球化学指标图

Fig. 4　Variation of AMS ^{14}C ages with depth in the shell ridge of Wushu Village, along with geochemical indicators

(a) Graph showing the variation of nine AMS ^{14}C ages of shells with depth in the shell ridge of Wushu Village; (b) Graph comparing geochemical indicators among the strata of drill core ZK13-6 and the shell ridge

An—*Anadara granosa* (Linne); Pl—*Placuna Placenta* (Linne); md—marine deposit; cd—continental deposit; ld—lag deposit in drill core ZK13-6; Ea—Early scour surface

生钡的叠加，深海黏土 Ba 元素丰度可达到大陆架沉积物的 3～8 倍。ZK13-6 岩芯沉积层 Rb、Sr 和 Ba 丰度在 174 cm 深度出现突变（图 4b，表 2），其丰度与贝壳含量和粒度正相关，经 Sr/Rb 和 Sr/Ba 元素比值校正粒度效应后，不同层位 Sr/Ba、Sr/Rb 比值趋于一致，其 Sr/Ba 比值（0.4）和 Sr/Rb 比值（1.28）与南海沿岸泥接近，但明显小于远洋黏土和浮石黏土的 Sr/Ba 比值，这与东寨港新滨海平原原位沉积属于河口沉积相吻合，也反映贝壳缩聚层来源于近源的河口相沉积层。乌树村贝壳堤碎屑受贝壳影响 Sr 元素丰度明显增大，其 Sr/Ba 比值（7.05）显著高于 ZK13-6 岩芯（0.40）、南海沿岸泥（0.37）及远洋黏土（0.13），但其 Ba 丰度为 109 μg/g，低于 ZK13-6 岩芯（283 μg/g）和南海沿岸泥 Ba 丰度（342 μg/g），更是远低于西太平洋远洋黏土和浮石黏土 Ba 丰度（分别为 1152 μg/g 和 2967 μg/g），反映贝壳堤碎屑并非由海啸驱动远洋沉积物搬运所致，而是风暴潮侵蚀近岸沉积物向岸搬运的结果。

由于陆源物质中稀土元素进入海洋后不会出现明显的亏损或富集，因此中国大陆架沉积物稀土元素分布模式总体与陆源沉积物接近，并具有轻稀土富集和 Eu 负异常的特征（朱赖民等，2007；吕荐阔等，2021；张志亮等，2021；徐长贵等，2024），而由碳酸盐、钙质生物和硅质生物等组成的远洋沉积物中稀土元素来源于海水，主要通过浮游生物的吸附作用、氢氧化物共沉淀作用及深海黏土吸附作用等方式富集（Fleet，1984），因此远洋沉积物稀土元素具有海水的稀土元素特征，而海水中 Ce 易被氧化形成 Ce^{4+}并以 CeO_2 的形式沉淀下来造成海水 Ce 元素亏损，导致远洋沉积物具明显 Ce 负异常与 Eu 正异常轻稀土亏损模式（Meng et al.，2001），与大陆架等近海沉积物稀土分配模式存在明显差别（图 5），因此稀土元素可作为区分海啸或风暴潮事件的重要指标。乌树村贝壳堤碎屑由于 Sr 对稀土元素的稀释作用，稀土元素总量（ΣREE）仅 54.27 μg/g，与西太平洋钙质软泥稀土元素总量接近，贝壳堤碎屑轻重稀土比值（LREE/HREE）为 7.29，δCe 和 δEu 分别为 0.95 和 0.88，Ce 和 Eu 轻度亏损，LREE/HREE、δCe 和 δEu

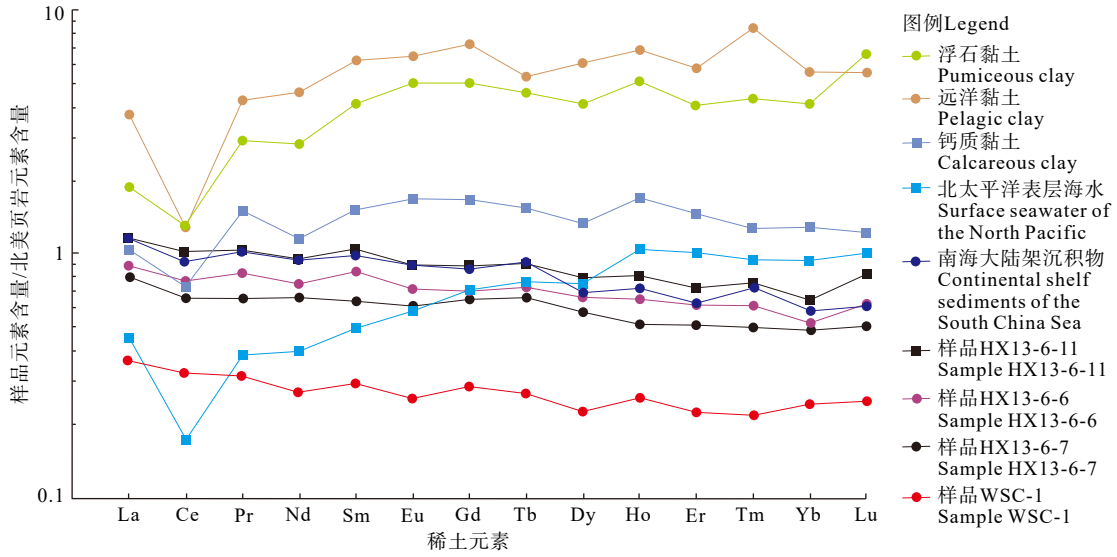


图 5 乌树村贝壳堤碎屑与不同环境沉积物稀土元素配分模式图

Fig. 5 Rare earth element distribution patterns of sediments from the shell ridge in Wushu Village and from other environmental settings for comparion

等参数与中国大陆沉积物、南海沿岸泥、南海西北部大陆架及南海黄岩岛附近的沉积物较为接近，而与西太平洋浮石黏土和远洋黏土相差较远（表 2）。乌树村贝壳堤碎屑和 ZK13-6 沉积物稀土元素经北美页岩标准化后，稀土配分曲线与南海大陆架沉积物相似，均为右倾的轻稀土富集模式（图 5），与远洋沉积物 Ce 负异常的轻稀土亏损模式具有明显差异。轻稀土的富集被认为是陆源碎屑的标志，反映乌树村贝壳堤碎屑继承了陆源物质的稀土元素特征，未受到继承海水稀土特征的远洋沉积物的影响。

3.4 贝壳与有孔虫种属与生境

微体古生物化石是判别古风暴沉积的重要指标，被广泛应用于新西兰、美国等地古风暴沉积研究（Cochran et al., 2005）。东寨港钻孔 ZK13-6 贝壳缩聚层 20 g 干样中有孔虫类化石为 4～88 枚，优势属种为异地希望虫（*E. advenum*）、清晰希望虫（*E. limpidum*）、毕克卷转虫（*A. beccarii*）和丸桥卷转虫（*A. maruhasii*）等生活在水深相对较浅水域的广盐浅海种化石，以原地埋葬为主，上覆与下伏地层均不含有孔虫类化石，以淡水沉积为主，而广盐浅海种有孔虫的出现反映贝壳缩聚层沉积环境发生突变，其沉积为近岸沉积物重新搬运的结果。

4 讨论

4.1 贝壳堤的成因

长期以来，贝壳堤被认为是海平面变化所留下的地质遗迹（赵希涛等，1980），乌树村贝壳堤也曾被认为是由于海平面变化形成的海滩岩，并经地壳抬升至现今的高度（毕福志等，1988；李建生和杨基广，1991）。随着风暴沉积研究的逐步深入（Walker et al., 1983；许世远，1997），发现海岸贝壳堤的存在有风暴潮、潮汐河道和无序堆积等多种成因（王强等，2007），且贝壳堤不代表高海面变化（Yan et al., 1989），而是风暴潮高度的反映（Yan et al., 1989；Zhao, 1989）。东寨港经历过海平面下降、地震海啸和特大风暴潮事件（石海莹等，2015；张磊等，2022；王超群等，2024），因此，乌树村贝壳堤的成因解释至关重要。

丘状层理由风暴浪产生的强烈振荡水流形成，因此被认为是风暴沉积的典型构造（Bose and Chanda, 1986）。乌树村贝壳堤具有丘状层理、侵蚀充填构造及伴生的变形构造等风暴沉积相标志，厚层平行层理的发育也暗示了贝壳堤的风暴沉积成因（Morton, 2007）。东寨港新滨海平原沉积层上部发育风暴波浪冲刷形成的突变侵蚀界面和贝壳缩聚层等底面构造与滞留沉积，反映东寨港河口湾沉积层遭受了风暴波浪的冲刷和改造作用。同时，对比可知，贝壳缩聚层与贝壳堤中的贝壳种属与年龄相近，反映贝壳堤化石来源于邻近的潮滩地和河口湾。贝壳年龄出现新老共存和倒置现象暗示贝壳沉积具有瞬时快速堆积的特点，粗饰蚶和海月良好的分选与分层堆积也表明贝壳经历了台风暴潮的冲刷和淘

洗，生境为潮间带和稍深的软泥质海底的海月和粗饰蚶形态完整，在强烈波浪作用下并未发生明显磨蚀，贝壳堤沉积于新滨海平原古海岸线附近的晚更新世老滨海平原上均说明其搬运距离较近。

在风暴沉积识别过程中，如何识别海啸沉积和风暴沉积是需要解决的难题之一（张振克等，2010）。基于不同时期海啸与风暴潮研究成果，国内外学者总结了用于区分海啸与风暴潮沉积的诊断证据（Goff et al., 2004; 陈颙等，2007; Dawson and Stewart, 2007; 张振克等，2010; 杨文卿等，2021; 李琳琳等，2022），但是在开阔的沿海地区，由超强风暴潮所产生的沉积物和海啸沉积仍然难以区分（Nelson et al., 1996）。贝壳堤的沉积构造、物质来源、^{14}C 年龄结构及贝壳种属生境表明，乌树村贝壳堤具有风暴沉积特征，其地球化学指标和陆源稀土元素配分模式反映的元素亲陆性进一步确定其为风暴成因。同时，海啸层可以向内陆延伸达几百至数千米（Dawson et al., 1988; Long et al., 1989），而风暴沉积向内陆延伸仅几十至几百米（Goff et al., 2004），乌树村贝壳堤紧邻古海岸线，从向内陆延伸距离看，更符合风暴潮沉积延伸范围。

4.2　风暴潮事件发生时间

风暴沉积是风暴作用将正常天气条件下形成的常态沉积物重新启动、悬浮、搬运和再沉积的过程，风暴潮强烈侵蚀浅海和潮间带并将沉积物和贝壳向岸搬运而重新堆积，并形成新老贝壳的混杂沉积。海啸或风暴潮海洋事件再循环贝壳的^{14}C 年龄往往早于或同时于海啸事件的实际发生时间（Bondevik et al., 1997），由于贝壳堤为风暴潮到达海岸时快速堆积而成，事件层内贝壳最年轻的年龄能代表海啸事件年龄（Ishizawa et al., 2020）。乌树村贝壳堤 9 个贝壳 AMS ^{14}C 中值校正年龄变化于 4402～6647 a B.P.之间，其中最年轻的贝壳^{14}C 中值校正年龄（4402 a B.P.）位于底部 310 cm 深度处，该年龄应代表了风暴潮事件发生时间。

乌树村贝壳堤沉积构造显示，贝壳堤各沉积单元之间存在侵蚀和冲刷面，并且在风暴潮冲刷过程中由于巨大的剪切力和压力作用，下伏贝壳层发生软沉积变形作用，贝壳堤中这种切割与充填单元由一次风暴潮沉积形成（王为等，2010），近年发生的“威马逊”和“海鸥”特大风暴潮增水过程显示，一次风暴潮虽然出现增水波动，但最大增水只出现一次（石海莹等，2015），因此，贝壳堤中冲刷面及底面变形构造应代表了一次风暴潮事件中的最高增水期间的沉积与变形作用。研究表明，东寨港全新世最高海平面比现今海平面高 2 m 左右（张磊等，2022），海平面在 4.4 ka B. P.开始下降（王玉杰等，2024），贝壳堤沉积在年龄为 64.36～18.8 ka 的晚更新世滨海平原上（夏蒙蒙等，2019），贝壳堤现今海拔为 3.3～7.5 m（毕福志等，1988），由此推测贝壳堤底板前端高于海面 3 m 左右，虽然高潮时海水可以波及贝壳沉积，但当时难以形成软沉积变形构造，由多次风暴潮事件形成贝壳堤中的底面构造及其伴生的变形更为合理。3 个贝壳堤沉积单元厚度自下而上分别为 1.2 m、0.35 m 和 1.7 m，由侵蚀面分割的沉积单元厚度与海南北部长湾风暴潮贝壳堤单次风暴潮沉积单元厚度基本一致（王为等，2010），2 个主要冲刷面及未出露的底部冲刷面应反映贝壳堤至少由 3 次风暴潮沉积加积而成，新滨海平原深度为 0.53～0.96 m 的深灰色淤泥质粉砂层中发育含有机质和包卷层理的 5 个沉积间断面（李丹慧，2022），从发育层位、形成时间和变形构造看应是贝壳堤在河口湾的对应沉积物。含海月化石海相沉积层上覆冲洪积层木炭 AMS ^{14}C 中值校正年龄为 3503.5 a B.P.（王玉杰等，2024），这套陆相地层并未受到风暴潮的强烈冲刷和掏蚀作用，说明贝壳堤形成于陆相地层形成之前，贝壳堤形成时间的上限应是 3500 a B.P.，由此判断贝壳堤形成于 4400～3500 a B.P. 期间，如果按贝壳堤 3 个沉积单元考虑其平均复发间隔约 300 年，考虑到贝壳堤原始厚度为 4.2 m（毕福志等，1988），残留的贝壳堤上部缺失部分沉积，结合河口湾记录的 5 次海洋事件，按 5 次风暴潮沉积计算其平均复发间隔约 180 年，该复发周期与历史时期和现代海口超强风暴潮重现期（200 年）接近，这意味着穿越琼州海峡的太平洋强台风容易在海湾形成极端风暴增水。

4.3　风暴潮增水高度估计

根据钻孔岩芯海平面变化研究，东寨港地区 15.3～4.4 ka B. P.期间为滨海环境（王玉杰等，2024），贝壳堤位于古海岸线附近海拔为 3～8 m 的晚更新世滨海平原上。根据穿越琼州海峡的多年台风记录，最强的风暴潮增水出现在海湾或河口湾，如 2014 年 1409 号超强台风“威马逊”登陆海南文昌时虽然正值退潮阶段，但在东寨港河口湾湾底三江农场一带最高潮位仍然达到 4.58 m（石海莹等，2015）；1980 年从琼州海峡穿过的 8007 号台风为华南沿海

近百年来罕见的大暴潮，在雷州湾最高暴潮位达到5.94 m，也是中国迄今为止实测到的最高风暴潮位，暴潮增水达到5.9 m（何洪钜，1988），这是因为随风暴移动的前进波传播到海湾或河口时，因水深变浅和地形平缓，风暴潮能量急剧集中而出现大幅度的增水。同样地，位于河口湾的乌树村在超强风暴潮期间也出现极端风暴增水，考虑到乌树村贝壳堤沉积时海平面比现今海平面高2 m左右（张磊等，2022），贝壳堤顶部高程为7.5 m，由最高风暴沉积尖灭点高程可以确定风暴增水高度超过5.5 m，接近8007号台风在雷州湾的特大风暴潮增水高度。

5 结论

海南东寨港乌树村贝壳堤沉积位置、沉积构造、贝壳来源、地球化学与年龄结构等均表现出风暴潮沉积特征，贝壳^{14}C年龄显示风暴沉积始于4400年前，结束于3500年之前，3.2 m厚的贝壳堤为多次风暴加积所形成，风暴潮期间经历了多次强大风暴浪的冲刷作用。根据风暴发生时的古海平面高度与风暴沉积高度估算，暴潮增水高度至少达到5.5 m，与8007号台风在雷州湾的5.9 m暴潮增水高度接近。东寨港4400年前极端暴潮增水事件及近年发生的“威马逊”和“海鸥”特大风暴潮灾害，意味着琼州海峡南岸海湾和河口湾为极端暴潮增水的重灾区，穿越琼州海峡的太平洋强台风很容易在海湾形成极端风暴增水。因此，超强台风引发的风暴增水可能对海南沿岸重大工程造成破坏，需要引起重视，此外，对极端增水重现规律需要进一步加深研究。

致谢：感谢匿名审稿人提出的建设性建议和详细修改意见。

作者贡献声明：王超群、孙东霞负责论文构思、数据分析、研究方法和论文写作；张耀玲、杨肖肖、张磊参与数据分析和技术手段的实践应用和绘图；胡道功和王超群参与数据分析、研究方法和修改。所有作者均阅读并同意稿件的提交和发表。

Author's Contributions: WANG Chaoqun and SUN Dongxia conceived the study, performed data analysis, designed the research methodology, and drafted the manuscript; ZHANG Yaoling, YANG Xiaoxiao and ZHANG Lei participated in data analysis, practical application of technical approaches, and figure generation; HU Daogong and WANG Chaoqun were involved in data analysis, refinement of the research methodology, and manuscript revision. All authors have read and approved the submission and publication of the manuscript.

利益冲突声明：本文所有作者声明本研究无任何利益冲突。

Conflict of Interests: All authors declare no conflict of interests.

References

BI F Z, HAN M K, ZHAO S S, et al., 1988. Depositional layers of Placuna placenta and characteristics of coastal uplift-subsidence in Luodou Farm, Dongzhai Port, Hainan Island[J]. Marine Science Bulletin, 7(3): 35-40. (in Chinese)

BOLTON A, GOODKIN N F, DRUFFEL E R M, et al., 2016. Upwelling of pacific intermediate water in the South China Sea revealed by coral radiocarbon record[J]. Radiocarbon, 58(1): 37-53.

BONDEVIK S, SVENDSEN J I, JOHNSEN G, et al., 1997. The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and run up[J]. Boreas, 26(1): 29-53.

BOSE P K, CHANDA S K, 1986. Storm deposits and hummocky cross-stratification: a geological viewpoint[J]. Q. J. Geol. , Min. Metall. Soc. Indian, 58(1): 53-68.

CHAGUE-GOFF C, GOFF J R, 1999. Geochemical and sedimentological signature of catastrophic saltwater inundations (tsunami), New Zealand[J]. Quaternary Australasia, 17(1): 38-48.

CHAN J C L, 2005. Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity over the western North Pacific[J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 89(1-4): 143-152.

CHEN Y, CHEN Q F, ZHANG W, 2007. Tsunami disaster in China[J]. Journal of Natural Disasters, 16(2): 1-6. (in Chinese with English abstract)

COCHRAN U A, BERRYMAN K R, MILDENHALL D C, et al., 2005. Towards a record of Holocene tsunami and storms for northern Hawke's Bay, New Zealand[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 48(3): 507-515.

DANG P X, MITSUGUCHI T, KITAGAWA H, et al., 2004. Marine reservoir correction in the south of Vietnam estimated from an annually-banded coral[J]. Radiocarbon, 46(2): 657-660.

DAWSON A G, LONG D, SMITH D E, 1988. The Storegga Slides: evidence from Eastern Scotland for a possible tsunami[J]. Marine Geology, 82(3-4): 271-276.

DAWSON A G, STEWART I, 2007. Tsunami deposits in the geological record[J]. Sedimentary Geology, 200(3-4): 166-183.

DAWSON S, SMITH D E, RUFFMAN A, et al., 1996. The diatom biostratigraphy of tsunami sediments: examples from recent and middle Holocene events[J]. Physics and Chemistry of the Earth, 21(1-2): 87-92.

DING Y Y, ZHAO X T, HU D G, et al., 2018. Late Cenozoic fault activity in northeastern Hainan Island and its controlling effect on tectonic subsid-

ence in Dongzhai Port[J]. Acta Geoscientica Sinica, 39(2): 155-166. (in Chinese with English abstract)

DOTT JR R H, BOURGEOIS J, 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences[J]. GSA Bulletin, 93(8): 663-680.

FLEET A J, 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements[M]. Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B. V. , 343-373.

GOFF J, MCFADGEN B G, CHAGUÉ-GOFF C, 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand[J]. Marine Geology, 204(1-2): 235-250

GOFF J, CHAGUÉ-GOFF C, NICHOL S, et al. , 2012. Progress in palaeotsunami research[J]. Sedimentary Geology, 243-244: 70-88.

HE H J, 1988. Storm surges along the coast of Guangdong and Hainan[J]. Tropic Oceanology(2): 37-44. (in Chinese with English abstract)

HEATON T J, KÖHLER P, BUTZIN M, et al., 2020. Marine20-The marine radiocarbon age calibration curve (0-55, 000 cal BP)[J]. Radiocarbon, 62(4): 779-820.

HUANG M, 2013. Preliminary study on the geochemical characteristics of rare earth elements and resource potential of deep-sea sediments in the Pacific Ocean[D]. Qingdao: The First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration: 19-29. (in Chinese)

ISHIZAWA T, GOTO K, YOKOYAMA Y, et al., 2020. Dating tsunami deposits: present knowledge and challenges[J]. Earth-Science Reviews, 200: 102971.

KORTEKAAS S, DAWSON A G, 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal[J]. Sedimentary Geology, 200(3-4): 208-221.

LI D H. 2022. Marine Transgression and Its Chronology Since the Last Glacial Maximum in the Dongzhaigang Area Recorded by Boreholes[D]. Nanjing Normal University. 32-56. (in Chinese with English abstract)

LI J S, YANG J G, 1991. Shell ridges in the Luodou area of Hainan Island[J]. Marine Sciences(6): 73. (in Chinese)

LI L L, QIU Q, LI Z G, et al., 2022. Tsunami hazard assessment in the South China Sea: a review of recent progress and research gaps[J]. Science China Earth Sciences, 65(5): 783-809.

LIAO X X, LI S, WANG G Y, et al., 2009. Grain-size features of Aeolian sands on eastern coast of Hainan Island and the reflected sedimentary environment since 38 ka BP[J]. Journal of Desert Research, 29(6): 1086-1092. (in Chinese with English abstract)

LONG D, SMITH D E, DAWSON A G, 1989. A Holocene tsunami deposit in eastern Scotland[J]. Journal of Quaternary Science, 4(1): 61-66.

LV J K, ZHAI S K, YU Z H, et al., 2021. Application and influence factors of redox-sensitive elements in a sedimentary environment[J]. Marine Sciences, 45(12): 108-124. (in Chinese with English abstract)

MENG X W, CHEN Z H, WANG X Q, et al., 2001. Rare earth elements-rich phase and enriching mechanism in sediments from CC area, the Pacific Ocean[J]. Acta Oceanologica Sinica, 20(2): 209-214.

MORTON R A, GELFENBAUM G, JAFFE B E, 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples[J]. Sedimentary Geology, 200(3-4): 184-207.

NANAYAMA F, SHIGENO K, SATAKE K, et al., 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan[J]. Sedimentary Geology, 135(1-4): 255-264.

NELSON A R, SHENNAN I, LONG A J, 1996. Identifying coseismic subsidence in tidal-wetland stratigraphic sequences at the Cascadia subduction zone of western North America[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 101(B3): 6115-6135.

SHI H Y, LI W H, LYU Y B, et al., 2015. Comparative analysis of two severe storm surge of Hainan Province in 2014[J]. Marine Forecasts, 32(4): 75-82. (in Chinese with English abstract)

SHINOZAKI T, 2021. Geochemical approaches in tsunami research: current knowledge and challenges[J]. Geoscience Letters, 8(1): 6.

SOUTHON J, KASHGARIAN M, FONTUGNE M, et al., 2002. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia[J]. Radiocarbon, 44(1): 167-180.

STUIVER M, REIMER P J, BRAZIUNAS T F, 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples[J]. Radiocarbon, 40(3): 1127-1151.

TANIOKA Y, SENO T, 2001. Detailed analysis of tsunami waveforms generated by the 1946 Aleutian tsunami earthquake[J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 1(4): 171-175.

TU J Y, GAO S, ZHOU L, et al., 2016. Return periods and spatial-temporal distribution patterns of typhoons affecting in eastern Hainan Island[J]. Quaternary Sciences, 36(1): 184-195. (in Chinese with English abstract)

WALKER R G, DUKE W L, LECKIE D A, 1983. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: discussion and reply: discussion[J]. GSA Bulletin, 94(10): 1245-1249.

WANG C Q, JIA L Y, HU D G, et al., 2022. Quaternary activity characteristics of the Maniao-Puqian fault in the Jiangdong New District of Haikou[J]. Acta Geologica Sinica, 96(2): 403-417. (in Chinese with English abstract)

WANG C Q, SUN D X, YANG X X, et al., 2024. Recognition of earthquake tsunamis records during the Northern Song Dynasty in Puqian Bay, Hainan Island[J]. Journal of Geomechanics, 30(6): 1028-1030. (in Chinese with English abstract)

WANG Q, YUAN G B, ZHANG S, et al., 2007. Shelly ridge accumulation and sea-land interaction on the west coast of the Bohai Bay[J]. Quaternary Sciences, 27(5): 775-786. (in Chinese with English abstract)

WANG S Y, 2022. An analysis of sedimentary provenance and paleoenvironment at the site U1431 in the South China Sea since Late Miocene[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing): 15-19.

WANG W, LI P R, TAN H Z, et al., 2010. Depositional characteristics and development model of a Chenier built up by storm surges on the coast of the northern South China Sea[J]. Acta Geologica Sinica, 84(12): 1829-1838. (in Chinese with English abstract)

WANG Y J, JIANG W Y, YANG X X, et al., 2024. Environmental changes over the last 39 Ka as reconstructed from grain size characteristics of sediments in Dongzhaigang Harbor, Hainan Island[J]. Quaternary Sciences, 44(5): 1362-1370. (in Chinese with English abstract)

WANG Z S, ZHANG Y, ZHANG Z G, et al., 2020. Distribution characteristics and resource prospects of rare earth elements in surface sediments of the South China Sea[J]. Journal of the Chinese Society of Rare Earth,

38(6): 808-815. (in Chinese with English abstract)

XIA M M, WANG C Q, HU D G, et al., 2019. ESR dating of the Basuo Formation in the northeastern Hainan Island and its tectonic significance[J]. Journal of Geomechanics, 25(2): 257-266. (in Chinese with English abstract)

XU C G, GAO Y D, LIU J, et al., 2024. Discovery of "detachment-core complex type" basins offshore the northern South China Sea and their oil and gas geological conditions: a case study of the Kaiping Sag in the northern South China Sea[J]. Earth Science Frontiers, 31(6): 381-404. (in Chinese with English abstract)

XU Q H, 2006. The coseismic coast fast sinkage and the following possible tsunami caused by the 1605Qiongshan strong earthquake and the evidence[J]. South China Journal of Seismology, 26(1): 17-27. (in Chinese with English abstract)

XU S Y, 1997. Storm deposits in the Yangtze Delta[M]. Beijing: Science Press: 59-65. (in Chinese)

XU X M, GAO S, ZHOU L, et al., 2019. Sedimentary records of extreme wave events on the northeastern Hainan Island coast, southern China[J]. Haiyang Xuebao, 41(6): 48-63. (in Chinese with English abstract)

YAN Q S, XU S Y, SHAO X S, 1989. Holocene cheniers in the Yangtze Delta, China[J]. Marine Geology, 90(4): 337-343.

YANG B M, GAO S, ZHOU L, et al., 2017. A coastal dune overwash record of typhoon storm events from south-eastern Hainan Island[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 35(6): 1133-1143. (in Chinese with English abstract)

YANG W Q, XIE Z Q, SUN L G, 2021. Research progress in the reconstruction of paleotsunami in the South China Sea and the tsunami deposit characteristics[J]. Earth Science Frontiers, 28(2): 246-257. (in Chinese with English abstract)

ZHANG L, WANG C Q, MAI F H, et al., 2022. Maximum transgression paleocoastline in the Holocene in northern Hainan Island: discovery and implications[J]. Geological Review, 68(6): 2269-2276. (in Chinese with English abstract)

ZHANG Z K, XIE L, YANG D Y, et al., 2010. Progress in the study of tsunami deposits in the past 20 years[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 30(6): 133-140. (in Chinese with English abstract)

ZHANG Z L, LIU J R, ZHANG H B, et al., 2021. The chronological and paleoclimatic study of the Late Pleistocene continental shelf sediments, northern South China Sea: using core DG as an example[J]. Seismology and Geology, 43(6): 1351-1367.

ZHAO X T, ZHANG J W, JIAO W Q, et al., 1980. Chenier ridge on the west coast of Bohai Sea[J]. Chines Science Bulletin, 25(6): 279-281. (in Chinese)

ZHAO X T, 1989. Cheniers in China: an overview[J]. Marine Geology, 90(4): 311-320.

ZHAO Y Y, YAN M C, 1993. Chemical element abundance in shallow sea sediments of China[J]. Science in Chin B (Series B), 23(10): 1084-1090. (in Chinese)

ZHAO Y Y, YAN M C, LI A C, et al., 2002. Geochemistry of muds along the coast of China and their significance[J]. Geology in China, 29(2): 181-185. (in Chinese with English abstract)

ZHOU L, GAO S, YANG Y, et al., 2015. Comparison of paleostorm events between sedimentary and historical archives: a 350 year record from southeastern Hainan Island coastal embayments[J]. Haiyang Xuebao, 37(9): 84-94. (in Chinese with English abstract)

ZHU L M, GAO Z Y, YIN G, et al., 2007. Content and spatial change of rare earth element and trace element of surficial sediment in the South China Sea[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(11): 2963-2980. (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

毕福志，韩慕康，赵叔松，等，1988. 海南岛东寨港罗豆农场的海月沉积层及其海岸升降特征[J]. 海洋通报，7(3)：35-40.

陈颙，陈棋福，张尉，2007. 中国的海啸灾害[J]. 自然灾害学报，16(2)：1-6.

丁莹莹，赵希涛，胡道功，等，2018. 琼东北晚新生代断裂活动及其对东寨港沉降的控制作用[J]. 地球学报，39(2)：155-166.

何洪钜，1988. 广东、海南沿海的台风暴潮[J]. 热带海洋(2)：37-44.

黄牧，2013. 太平洋深海沉积物稀土元素地球化学特征及资源潜力初步研究[D]. 青岛：国家海洋局第一海洋研究所：19-29.

李丹慧. 2022. 钻孔记录的东寨港地区末次盛冰期以来的海侵及其年代[D]. 南京师范大学. 32-56.

李建生，杨基广，1991. 海南岛罗豆地区的贝壳堤[J]. 海洋科学(6)：73.

李琳琳，邱强，李志刚，等，2022. 南海海啸灾害研究进展及展望[J]. 中国科学：地球科学，52(5)：803-831.

廖肖霞，李森，王贵勇，等，2009. 38ka以来海南岛东海岸风成沙的粒度特征及其反映的沉积环境演变过程[J]. 中国沙漠，29(6)：1086-1092.

吕荐阔，翟世奎，于增慧，等. 2021. 氧化还原敏感性元素在沉积环境判别中的应用研究进展[J]. 海洋科学，45(12)：108-124.

石海莹，李文欢，吕宇波，等，2015. 海南省2014年两次特大风暴潮比较分析[J]. 海洋预报，32(4)：75-82.

屠佳雨，高抒，周亮，等，2016. 海南岛东部台风重现期及其时空分布特征[J]. 第四纪研究，36(1)：184-195.

王超群，贾丽云，胡道功，等，2022. 海口市江东新区马袅-铺前断裂第四纪活动特征[J]. 地质学报，96(2)：403-417.

王超群，孙东霞，杨肖肖，等，2024. 海南铺前湾发现北宋年间地震海啸记录[J]. 地质力学学报，30(6)：1028-1030.

王强，袁桂邦，张熟，等，2007. 渤海湾西岸贝壳堤堆积与海陆相互作用[J]. 第四纪研究，27(5)：775-786.

王赛宇，2022. 南海U1431站位晚中新世以来物源及古环境分析[D]. 北京：中国地质大学(北京)：15-19.

王为，李平日，谭惠忠，等，2010. 南海北部长湾风暴潮贝壳堤的沉积特征及发育模式[J]. 地质学报，84(12)：1829-1838.

王玉杰，姜文英，杨肖肖，等，2024. 海南岛东寨港地区3.9万年以来沉积物粒度特征及其环境意义[J]. 第四纪研究，44(5)：1362-1370.

王兆生，张盈，张振国，等，2020. 南海表层沉积物稀土元素分布特征及资源前景[J]. 中国稀土学报，38(6)：808-815.

夏蒙蒙，王超群，胡道功，等，2019. 琼东北八所组ESR年龄及其构造意义[J]. 地质力学学报，25(2)：257-266.

徐长贵，高阳东，刘军，等，2024. 南海陆缘“拆离—核杂岩型”盆地发现与油气地质条件：以南海北部开平凹陷为例[J]. 地学前缘，

31(6)：381-404.

徐起浩，2006. 1605年琼山强地震导致的同震海岸快速下沉、可能紧随的海啸及其证据[J]. 华南地震，26(1)：17-27.

许世远，1997. 长江三角洲地区风暴沉积研究[M]. 北京：科学出版社：59-65.

徐笑梅，高抒，周亮，等，2019. 海南岛东北部海岸极端波浪事件沉积记录[J]. 海洋学报，41(6)：48-63.

杨保明，高抒，周亮，等，2017. 海南岛东南部海岸砂丘风暴冲越沉积记录[J]. 沉积学报，35(6)：1133-1143.

杨文卿，谢周清，孙立广，2021. 南海古海啸重建与海啸沉积研究进展[J]. 地学前缘，28(2)：246-257.

张磊，王超群，麦发海，等，2022. 海南岛北部全新世最大海侵古岸线的发现及其意义[J]. 地质论评，68(6)：2269-2276.

张振克，谢丽，杨达源，等，2010. 国际海啸沉积研究进展与展望[J]. 海洋地质与第四纪地质，30(6)：133-140.

张志亮，刘金瑞，张浩博，等，2021. 中国南海北部陆架区更新世晚期沉积物年代学及古环境研究：以DG钻孔为例[J]. 地震地质，43(6)：1351-1367.

赵希涛，张景文，焦文强，等，1980. 渤海湾西岸的贝壳堤[J]. 科学通报，25(6)：279-281.

赵一阳，鄢明才，1993. 中国浅海沉积物化学元素丰度[J]. 中国科学(B辑)，23(10)：1084-1090.

赵一阳，鄢明才，李安春，等，2002. 中国近海沿岸泥的地球化学特征及其指示意义[J]. 中国地质，29(2)：181-185.

周亮，高抒，杨阳，等，2015. 海南岛东南部海湾350年古风暴事件沉积与历史文献记录对比[J]. 海洋学报，37(9)：84-94.

朱赖民，高志友，尹观，等，2007. 南海表层沉积物的稀土和微量元素的丰度及其空间变化[J]. 岩石学报，23(11)：2963-2980.