

北部湾全新世海侵演进及其与气候、冰川关系分析

黄向青, 梁 开, 习 龙, 夏 真*, 张顺枝

自然资源部海底矿产资源重点实验室, 广州海洋地质调查局, 广东广州 510075

摘 要: 北部湾是我国热带和亚热带大型海湾且资源丰富, 了解其演进变化过程是环境保护、利用和预测的基础; 在接近湾口的南部海盆进行了岩芯钻取, 并对样品进行高分辨率地球化学元素 Sr、Ba 和微体古生物化石测试、鉴定和 ^{14}C 测年。分析对比结果表明, 微体古生物化石丰富, 有孔虫共有 42 属 67 种, 主要为表层暖水种和近岸浅海种, 硅藻有 19 属 29 种, 主要为浅海广温广盐种。海侵进程可分为古河口湾、古海湾、近现代和现代海湾三个基本阶段。有孔虫和硅藻优势种以及 Sr/Ba 变化呈连续性和波动性, Sr/Ba 为 0.64~1.11, 与有孔虫丰度总体呈下降趋势, 但硅藻丰度则相反。浮游有孔虫优势种 *Globigerinoides quadri-lobatus* 和 *G.ruber* 两者在上述各阶段平均为 69.62%~93.50%, 硅藻优势种 *Cyclotella striata* 则为 39.39%~100.00%, 次优势种有 *C.stylorum* 等, 余下围绕其波动变化并具有分散性。模拟古水深序列线性增加斜率为 3.091 m/ka, 沉积速率亦同为增加, 但前者截距、斜率远高于后者。Sr/Ba 和有孔虫丰度于 6.0~5.0 ka 出现短暂峰值, 相对增幅为 16.11%~344.74%, 显示冷暖天气系统进退交互和海平面波动剧烈, 对比同期北部近岸所取全新统岩性和微体古生物、Sr/Ba 分析结果, 显示中全新世以来接受明显海侵。晚全新世 4.0 ka 尤其是 3.0 ka 以来上述海盆岩芯 Sr/Ba 总体处于最低值区间且小幅波动, 其后期海退特征与近岸 Sr/Ba 分析结果可对应, 对比可见近岸高海面遗迹集中出现于 6.0~3.0 ka。以上全新世以来 Sr/Ba 阶段变化与全球和区域气候变化和冰期旋回相对应, 并与印—太海域海平面变化模式相似。北部湾约自 1.0 ka 进入现代模式以全面进行岸线修固, 对应全球和区域出现阶段性冰进和降温, 可再划分前小冰期至现代暖期三个亚阶段, 对比可见喜马拉雅—青藏高原造山带 1.0 ka 前后、小冰期冰进活跃, 冰进事件时间分布最为密集。综合认为: 北部湾对气候变化响应敏感, 应存在中全新世高海面以及古大北部湾等, 属于印—太海平面变化体系, 一级低地体系主导了海侵主体行径, 海侵通过水平传播以及垂向冲刷动力地貌效应维持海盆主体, 早、中全新世海侵由热带气候系统所推动, 中全新世由于其退缩而使得高海面势能向近岸次级低地传播, 依次属于主动(聚集)、被动(释放)两种不同机制而奠定了现代北部湾的基础, 可知地质构造背景条件和气候因素起着关键作用, 现代北部湾的形成与代表西风环流和极涡扩张的喜马拉雅—青藏高原造山带冰进等存在遥相关。

关键词: 北部湾; 海侵; 演化; 气候; 冰川

中图分类号: P736 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2021.070101

The Evolution of Beibu Gulf since Holocene Marine Progression and Its Relationship with Climatic and Glacial Change

HUANG Xiang-qing, LIANG Kai, XI Long, XIA Zhen*, ZHANG Shun-zhi

Key Laboratory of Marine Mineral Resources, Guangzhou Marine Geological Survey,
Ministry of Natural Resources, Guangzhou, Guangdong 510075

本文由中国地质调查局地质调查项目“海南岛东北部沿海地区综合地质调查”(编号: DD20190308)和地质科研项目“南海北部湾全新世环境演变及人类活动影响研究”(编号: 1212010914027)联合资助。

收稿日期: 2021-04-26; 改回日期: 2021-06-21; 网络首发日期: 2021-07-01。责任编辑: 张改侠。

第一作者简介: 黄向青, 女, 1964 年生。硕士, 高级工程师。主要从事地质环境研究。通讯地址: 510075, 广州市环市东路 477 号。

E-mail: eegs2007@163.com。

*通讯作者: 夏真, 男, 1963 年生。博士, 教授级高级工程师。主要从事地质环境研究。通讯地址: 510075, 广州市环市东路 477 号。

E-mail: xia-zhen@163.com。

Abstract: The understanding of the evolution of Beibu Gulf since Holocene is necessary in protection, utilization and forecasting of Beibu Gulf's environmental progress because it is an important large-scale continent shelf gulf and continent-marine transition zone which owns abundant marine resources under the background of global change. In this paper, the authors carried out laboratory analysis of geo-chemical elements, micro-paleontology and ^{14}C age for samples from sediments core STAT22 in the southern basin of Beibu Gulf. Comprehensive data analysis shows that there were relatively abundant foraminifera and diatom fossils with dominant surface species *Globigerinoides quadrilobatus*, *G. ruber*, broad-temperature species *Cyclotella striata* and sub-dominant *C. stylorum* respectively and non-dominant species which fluctuate discontinuously. Sr/Ba ratio varies from 0.64 to 1.11, indicating quick sea level rise and marine progression from slope and then shelf of northern South China Sea during early Holocene and generally turned down together with foraminifera afterwards, but diatom increased instead for a growth of land input. Based on Sr/Ba ratio and the continuous variation features of main foraminifera and diatom species, 3 primary phrases of Beibu Gulf evolution corresponded to inter-glacial and glacial cycles with mean *G. quadrilobatus* and *G. ruber* 69.62%~93.50% and *C. striata* 39.39%~100.00% respectively. Molded palaeo-water depth's linear slope was 3.091 m/ka and sedimentation rate also relatively rather slowly increased, revealing scouring and relatively stable hydro-dynamic equilibrium to maintain the gulf basin. Sr/Ba ratio and foraminifera abundance appeared maximally during 6.0~5.0 ka with amplitude 16.11%~344.74% but became lowered quickly from Late Holocene, i.e., from 5.0 ka to minimum in 4.0 ka, and regression started along near-shore and also exhibited high stands along near-shore which varied from 6.0~3.0 ka. The evolution of sea level could be comparable with Indo-Pacific fit output modes. The palaeo-Beibu Gulf stepped into new pattern from ~1.0 ka through general regression which could be further classified into 3 sub-phrases corresponding to pre-LIA, LIA, and warming period of modern time, and there were also active glacier advances from ~1.0 ka in Himalaya-Tibet orogenic belt, as shown by comparison with other study results. It could be concluded that Beibu Gulf was sensitive to global and regional climatic change, and there might had been mid-Holocene high sea level, mid-Holocene progression to near-shore and then palaeo-Mega Gulf; in addition, the main body of transgression was guided by the first-grade lowland system formed under tectonic background such as Red River Fault, meanwhile there was bottom scouring through palaeo-tide to keep the dynamically geomorphic balance, and transgression and high sea level in mid-Holocene were driven and maintained before mid-Holocene by tropical climatic system but its potential energy converted into second progressive energy to near-shore's low-land complex for above climatic system's southward shift from mid-Holocene. The above two ways of active and non-active marine progression constituted the foundation of Beibu Gulf, and ~1.0 ka as an important new climatic phase from 2.0 ka was probably the modern Beibu Gulf's starting time, and there was a tele-connection between Beibu Gulf and glacier advances in the Himalaya-Tibet orogenic belt. The combination effects of climatically driving and tectonically sunken stress-induced geomorphic lowland complex played fundamental role in the formation of Beibu Gulf.

Key words: Beibu Gulf; transgression; evolution; climate; glacier

北部湾为南海西北部一个大型半封闭海湾, 沿岸大小径流发育, 与印度洋东北部以中南半岛相隔, 以北广大腹地为高原向丘陵过渡地带, 东被雷州半岛和海南岛所阻, 整体呈扇形向南部海洋开张, 海盆沉积环境稳定, 最大水深为 100 m, 海底地形自岸向中部、自北向南逐步加深, 由于地处东亚低纬度季风区, 亦为夏季风和北方冷空气交汇地带。前人分析了全新世北部湾沉积环境等(李珍等, 2005; Li et al., 2010; 崔振昂等, 2017), 但总体来看, 对其形成及其与气候、冰川等内在关系研究未有开展。北部湾为全新世海侵而成, 把握该湾的形成和演进特征是进一步保护、开发和预测北部湾环境资源等的重要基础, 其形成与海平面变化相互联系。Sr/Ba 比值可应用于沉积环境、海平面变化等对比划分研

究之中, 且与海平面具有相关性, 可表示海陆相互作用(韦桃源等, 2006; 岳军等, 2011; 张辉等, 2019)。该湾地处南海西北一隅, 南海海盆向西南快速扩张而导致对巽他陆架向北延伸有所收窄和阻隔, 从而扩大了北部湾作为南海北部陆架的范畴, 其主要受南海海盆体系海水上溯影响, 该湾远离台湾海峡和粤东海域、吕宋海峡、中南半岛以南的巽他陆架等而具有一定独立性, 上述 Sr/Ba 可用以表示以南热带海洋温暖高盐海水及其向陆进侵, 而微体古生物有孔虫和硅藻同样广泛应用于海洋古环境和重建。本文围绕北部湾南部海盆 STAT22 岩芯地球化学元素测试以及有孔虫、硅藻微体古生物鉴定结果以及年代测定, 对比分析了它们的分布、变化、气候关系以及指示意义等。

1 区域地质构造

北部湾于全新世接受海侵之前为风化剥蚀陆相沉积环境, 区域广布硅酸盐岩类及其碎屑岩类以及石灰岩类, 有华力西期、印支期火成岩并出露玄武质岩类。第四系地层广布, 湛江组和北海组等岩性较为松散, 沿海分布有第四系海积、洪积、坡洪沉积物等。从地质构造运动来看, 属于印支板块东缘、华南板块西缘交汇地带, 第四纪玄武岩浆喷发隆起的火山运动规模范围小, 主要以北部的涠洲岛为代表, 该岛最晚在全新世约 7.0 ka 再次火山爆发, 属于南海盆地地幔热柱延伸分支点能量释放而使得北部湾其它喷发和隆起并不活跃。古地层发育有北西和南北走向深大断裂红河断裂(组)、北东走向涠西南断裂(组), 发育有莺歌海、河内和北部湾盆地, 受到裂陷作用和河流输入巨量物质的超压效应, 下凹负海拔与周边西、北、东的中南半岛、十万大山、海南岛等隆起形成强烈垂直反差, 周缘有受盆地地下陷应力影响的第四系沉降带。莺歌海盆地、北部湾盆地还多发育浅断层, 埋藏古河道交错叠置, 主要

走向与盆地、断裂走向基本一致, 末次冰盛期(LGM)以来的倒三角沉积锥体位置与盆地中心可对应, 表明浅层仍然存在深层裂陷等下沉应力和板块错动潜在影响, 在地表面貌上形成河盆(湖盆)、谷地、河道等各级广阔低地体系, 并且莺歌海盆地与琼东南盆地相连通, 加强了低地体系敞开向南海海盆西北陆坡倾斜, 红河为同属青藏高原造山带的横断山脉所发育断裂并经河流下切流至北部湾入海。

2 资料与方法

2009 年 10 月在北部湾南部海盆水域进行了 STAT22 岩芯重力取样, 该岩芯长度 310 cm, 底部 310—305 cm 属晚更新统, 以上为全新统且岩性和沉积物连续, 自下往上相间出现砂质黏土、黏土、粉砂质黏土, 为灰色和深灰色, 质软呈较强黏性, 下部多见贝壳碎片等, 对上述位置岩芯进行了现场描述(图 1a, 表 1)。按照不同深度甄选了 7 个浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 样品, 对其钙质壳体进行碳同位素 AMS¹⁴C 测年, 由北京大学核物理与核技术国家重点实验室以及 Beta 实验室完成, 使用

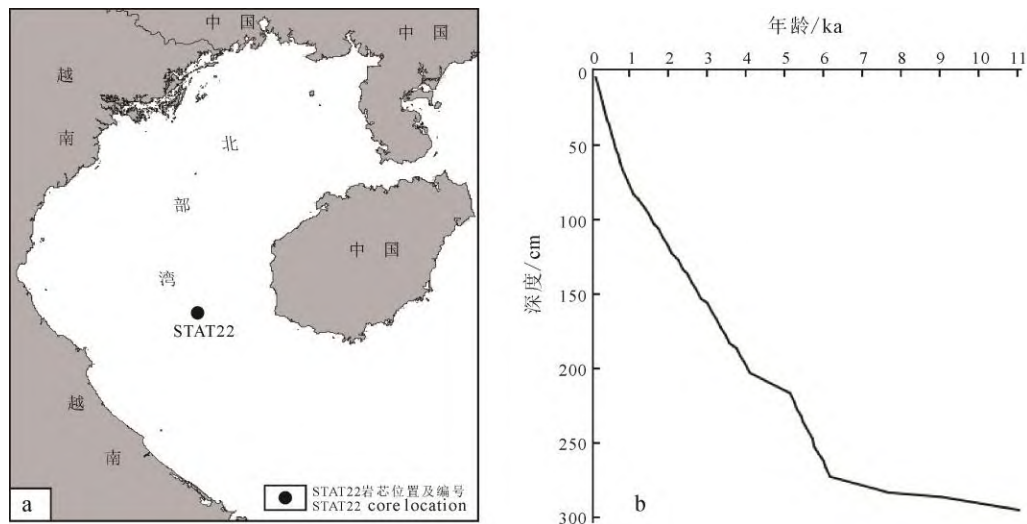


图 1 STAT22 岩芯位置以及岩芯年龄-深度关系
Fig. 1 Location map and age-depth frame of sediments core STAT22

表 1 现场岩芯沉积物描述和有孔虫 *G.ruber* 的 AMS¹⁴C 测年结果

Table 1 Sediments description and *G.ruber* aging data at different depth of sediments core STAT22

沉积物深度 /cm	沉积物特征	测年样品深度 /cm	测年校正/ cal. a
0—20	粉砂质黏土, 灰色, 半流动状, 质软, 弱粘性, 加 HCl 见微弱气泡	—	—
20—78	粉砂质黏土, 灰色, 质软, 在底部细砂含量增加并出现少量贝壳	70—75	830
78—212	黏土, 深灰色, 质软, 强粘性, 偶见贝壳碎片	205—210	4 190
212—215	砂质黏土, 灰色, 质软, 含大量贝壳碎片, 见蚌类、螺、有孔虫等生物体	210—215	5 040
215—245	黏土, 深灰色, 质软, 强粘性, 偶见贝壳碎片	240—245	5 550
245—260	砂质黏土, 灰色, 质软, 含大量贝壳碎片, 见蚌类、螺、有孔虫等生物体	—	—
260—281	黏土, 深灰色, 质软, 强粘性, 偶见贝壳碎片	275—280	6 230
281—291	砂质黏土, 灰色, 质软, 含大量贝壳碎片, 见蚌类、螺、有孔虫等生物体	—	—
291—310	砂质黏土, 底部见大块蚝壳、贝壳碎片	290—295	11 110
		305—310	17 990

Calib 7.0.1 软件进行年龄校正, 海洋碳库效应选取西沙群岛 3 个已知点平均值进行校正, 得出全新世年龄的 2σ 年龄为 0.72~11.2 ka, 年龄分布为 830~11 110 a, 并采用线性插值方法得到年龄框架(表 1, 图 1b)。对上述位置所取岩芯主要按照 5 cm 距离原则取样, 共取得沉积物样品 62 个, 由广州海洋地质调查局实验测试所进行了微量元素 Sr 和 Ba、微体古生物测试鉴定工作。考虑到沉积物碎屑物质对游离态化学元素的影响, 对经低温烘干处理的样品剔除生物残壳, 并对样品加入盐酸浸泡之后过滤以去除残渣, 滤液蒸发至干再以盐酸调整酸度之后待用。测试过程采用 BSA224S 高精度电子天平称取 0.05 g 试样, 加硝酸和氢氟酸式样进行 160~180℃ 加热分解, 冷却之后再加 2 mL 盐酸加热消解盐类, 再冷却之后加 0.5 mL 铊内标溶液 80℃ 保温之后再冷却至室温, 采用硝酸移至 50 mL 容量瓶并制备工作曲线标准溶液备测, 测试依据为 GB/T20260—2006, 设备为 ICP-OES 4300DV 型电感耦合等离子体发射光谱仪; 有孔虫鉴定: 取干样 6.0~10.0 g, 经清水充分浸泡分散后, 用 0.063 mm 标准铜筛筛洗, 取筛上样品烘干, 鉴定、统计和挑选大于 0.15 mm 的个体, 丰度换算为个/(10 g)。硅藻鉴定: 每个样品取干样 1.0 g, 放入 100 mL 烧杯, 加入过氧化氢约 20 mL 充分反应, 纯净水冲洗至中性, 再倒入 50 mL 的离心管, 晾干后采用比重为 2.4 的重液进行浮选, 把浮选液收集到 10 mL 离心管并进行稀释, 用滴管取 1/n 滴, 用中性树胶制成固定片, 在 Zeiss Axio.Imager.A1 相差显微镜下进行鉴定, 其丰度换算为个/g。

3 研究成果

3.1 海侵及演变阶段划分

岩芯微体古生物化石丰富, 浮游有孔虫共有 7 属 13 种, 底栖有孔虫为 35 属 54 种, 前者主要为表层和近表层暖水种, 混入少量冷水种, 后者主要为近岸浅海种。硅藻有 19 属 29 种, 主要为浅海广温种, 混入一些外海种。在把握上述岩性的基础上, 现依据岩芯 Sr/Ba 阶段性变化转折特征, 并结合浮游、底栖有孔虫和硅藻丰度和含量等变化特征, 再对比前人 9.5 ka 以来的 $\delta^{18}\text{O}$ 数据(崔振昂等, 2017), 现将北部湾海侵及演变分为以下几个主要阶段。

3.1.1 古河口湾阶段(11.1—9.0 ka)

该岩芯全新统以黏土质粉砂为主, 底部年龄为 11.1 ka, 下伏沉积物属晚更新统末期, 年龄为 18.0 ka, 两者风化界面明显且不整合, 年龄差距亦较大, 显示了陆相风化剥蚀之后海侵及海相环境的稳步建立。海侵首先是快速侵入低地古河盆或者古湖盆而形成古河口湾, 地貌形态为开口向南的袋状水域, 自前述岩性可见接近底部含有大量蚌、螺、蚬等生物壳体碎片。前人认为北部湾海侵始于 11.7 ka(Li et al., 2010), 与本岩芯的 11.1 ka 基本一致。北部湾以南的巽他陆架约自 11.0~10.0 ka 开始侵没(Xu et al., 2017), 显示当时南海海洋同步向西和向北快速推进。该阶段北部湾 Sr/Ba 快速升高, 范围介于 0.88~1.11, 平均为 1.00, 总体处于高值阶段(图 2a)。上升趋势斜率为 0.11/ka, 以相对标准差衡量的变化幅度为 17.04%; 该阶段有孔虫

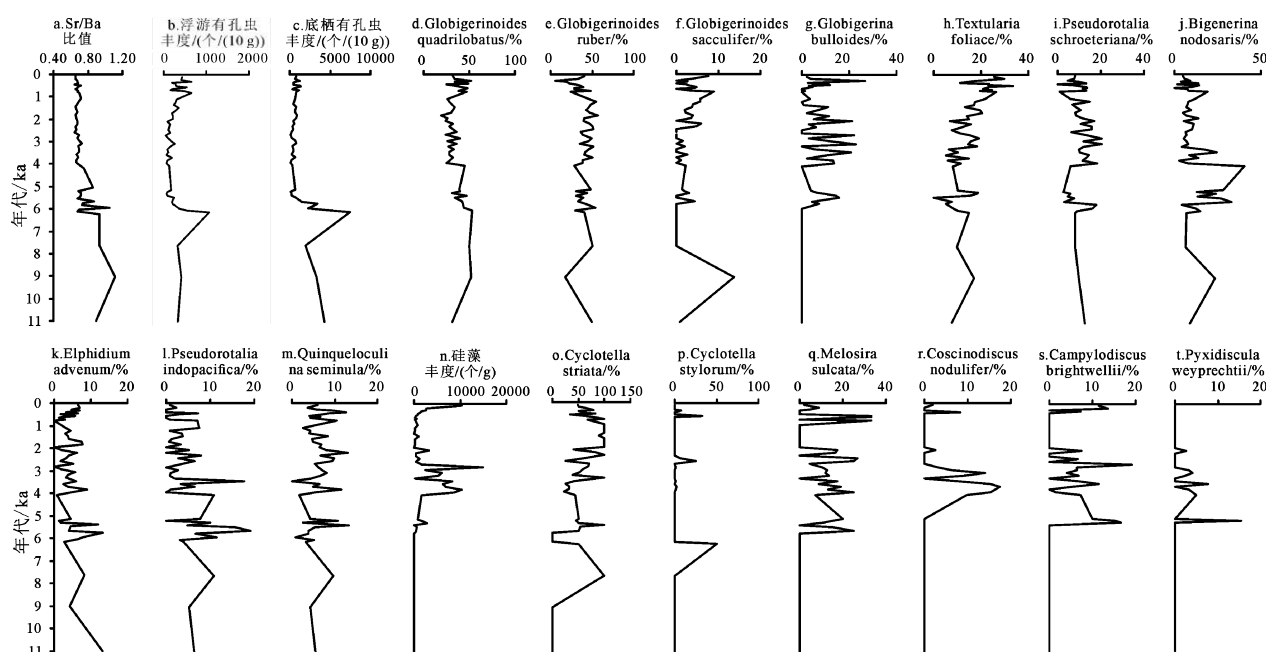


图 2 STAT22 岩芯主要有孔虫和硅藻分布

Fig. 2 Distribution of main foraminifera and diatom along sediments core STAT22

含量较高, 浮游和底栖有孔虫平均丰度依次为 368 个/(10 g)、2674 个/(10 g)(图 2b-c)。浮游有孔虫表层暖水种 *Globigerinoides quadrilobatus*、*G.ruber* 为优势种, 含量共计 75.49%, 又以前者含量略高, 少量见有近表层暖水种 *G.sacculifer*, 冷水种 *Globigerina bulloides* 尚未出现, 故含量为零(图 2d-g), 但另外混入少量其它冷水种或深水种 *Neogloboquadrina pachyderma*、*N.dutertrei*, 平均共计为 15.60%, 零星见有暖水种 *G.conglobatus*。底栖有孔虫优势种有近岸浅海种 *Textularia foliace*、*Pseudorotalia schroeteriana* 以及南海暖流指示种 *Bigenerina nodosaris*(图 2h-j), 另外还有 *Heterolepa praecineta*, 共计 49.30%, 次优势种有近岸浅海种 *Elphidium advenum*、*Pseudorotalia indopacifica*、*Quinqueloculina seminula*(图 2k-m), 共计 22.50%, 以上优势种和次优势种共为 71.80%。散见有 *T.stricta*、*Siphonaperta agglutinans*、*Hanzawaia mantaensis*、*Triloculina tricarinata*、*Florilus decorus* 等。可能由于岩芯所处环境变化原因, 该阶段未见保存有硅藻化石, 其丰度和含量为零(图 2n-t)。以上表明由于升温冰消和气候改善而使得海水向陆快速侵袭。

3.1.2 古海湾阶段(9.0—4.0 ka)

气温继续上升并进入大暖期, 随后大暖期结束出现新冰期, 全球气候、冰川变化背景因素导引了北部湾海平面波动变化, 再可划分为以下两个亚阶段。

(1) 古河口湾扩张形成古海湾(9.0—6.0 ka)

海侵继续扩张并与琼州海峡完成了贯通。早期认为 10.6—7.1 ka 是琼州海峡形成主要时期, 近来得出其最终形成约为 8.0 ka 之前(陈亮等, 2014; 倪玉根等, 2014), 综合可知琼州海峡于 8.0—7.0 ka 形成并与北部湾连通。该阶段 Sr/Ba 介于 0.93—1.11, 平均为 0.99, 于高峰有所波动, 但总体仍然保持高值(图 2a), 对比可见 $\delta^{18}\text{O}$ 为最高, 达到 -2.40‰ (V-PDB, 下同), 表明海侵最强。Sr/Ba 先升后跌, 下降趋势斜率为 0.07/ka, 变化幅度为 10.72%; 该阶段浮游、底栖有孔虫丰度进一步升高并出现峰值, 平均依次为 575 个/(10 g)、4098 个/(10 g)(图 2b-c), 优势种进一步加强, *G.quadrilobatus*、*G.ruber* 含量相近, 共计 93.50%占绝对优势, *G.sacculifer* 降低, *G.bulloides* 仍然未见(图 2d-g), *N.pachyderma* 等减少, 零星见有黑潮种 *Pulleniatina obliquiloculata* 为 0.50%。此间底栖有孔虫优势种 *T.foliace*、*P.schroeteriana*、*B.nodosaris* 波动变化(图 2h-j), 再加上 *Asterorotalia subtrispinosa*、*H.praecineta* 共计

50.23%, 次优势种 *E.advenum*、*P.indopacifica*、*Q.seminula* 围绕平均值 10%左右波动变化(图 2k-m), 再加上 *H.mantaensis*、*T.stricta* 共计 27.77%, 以上合计 78.00%, 散见有近岸浅海种 *Elphidium hispidulum*、*Quinqueloculina reticulate*、*Brizalina spp.*、*Textularia spp.*等; 本阶段出现了硅藻, 最高丰度为 80 个/g, 为广温种广盐种 *Cyclotella striata* 和 *C.stylorum*, 前者最高含量达到 100%, 而其它硅藻尚未出现(图 2n-t)。以上可见海侵进一步发展并走向鼎盛。

(2) 古大海湾(6.0—4.0 ka)

Sr/Ba 于 6.0—5.0 ka 剧烈波动, 并于约 6.0 ka 首现大幅度下跌, Sr/Ba 平均为 0.78, 下降趋势斜率为 0.14/ka, 相对变化幅度 14.45%高于上述两个阶段。经过剧烈震荡之后, 5.0—4.0 ka 再次明显下降, Sr/Ba 平均为 0.77, 下降趋势斜率为 0.14/ka, 相对变化幅度为 10.09%, 两者下降斜率均达到全新世最高(图 2a), 而 $\delta^{18}\text{O}$ 同样有所降低更为趋负, 为 -2.62‰ , 同样具有海平面转折变化的指示意义。上述阶段亦为我国全新世古气温大幅波动阶段的气候恶化阶段, 北大西洋染赤铁矿粒出现全新世最大极差, 即出现最高峰值和最低谷值, 也是 4 号至 3 号冷事件阶段(候光良和方修琦, 2011), 这是由于西风带推进, 南北气候系统争持进退; 浮游、底栖有孔虫丰度依次为 211 个/(10 g)、1427 个/(10 g), 呈现总体降低趋势(图 2b-c), 浮游优势种 *G.quadrilobatus*、*G.ruber* 含量相近, 共为 80.12%, 较上个阶段有所下降, *G.sacculifer* 在低值区间波动, 主要冷水种或生产力种 *Globigerina bulloides* 出现(图 2d-g), 还有 *N.dutertrei*, 两者共计 12.34%, 表明降温和陆地向海输入加强。底栖优势种 *T.foliace*、*P.schroeteriana*、*B.nodosaris* 波动变化, 既为南海暖流种亦是陆架浅海种的后者增加明显, *E.advenum* 为下降趋势而退为次优势种, 浅海种 *P.indopacifica* 亦增加明显(图 2h-l), 优势种再加上 *H.praecineta* 共计 57.31%, 次优势种 *Q.seminula* 波动变化但总体为下降(图 2m), 其它次优势种还有 *Textularia atrata*、*A.subtrispinosa*、*T.stricta* 等, 合为 29.57%, 以上共计 86.88%, 散见有近岸浅海种 *Quinqueloculina lamarckiana*、*Triloculina trigonula*、*F.decorus*、*Quinqueloculina reticulate*、*Textularia spp.*、*Spiroloculina communis* 等; 硅藻丰度缓慢上升, 优势种和广温种 *C.striata* 波动明显, 平均为 39.39%, *C.stylorum* 却未有出现, 而 *Melosira sulcata* 首次出现并维持波动变化, 还散见有广温种 *Coscinodiscus nodulifer*(图 2n-r), *M.sulcata*、*Thalassiosira pri-*

malabiata、*Thalassionema nitzschioides* 三者为次优势种合为 30.99%，与以上优势种共计 70.38%，外海热性种 *Campylodiscus brightwellii*、*Pyxidiscula weyprechtii* 少量出现，但均呈现下降趋势(图 2s-t)，还有散见有 *Coscinodiscus blandus*、*Rhizosolenia bergonii*、*Tryblioptychus cocconeiformis* 等，共为 0.77%~4.90%，另外还见有 *Surirella fluminensis*、*Diploneis weissflogii* 等。以上表明陆地向海输入开始加强，海侵陆续达到鼎盛之后而酝酿转折，但冷暖系统仍然进退争持，由于陆源养分输入增加使得冷水种和上升流种(生产力种)增加，近岸浅海种和广温种进一步适应浅海环境并变得更为丰富。

3.1.3 近现代和现代海湾阶段(4.0—0 ka)

(1)近现代北部湾(4.0—1.0 ka)

继上述海平面转折下降势能释放之后，经历了 4.0—3.0 ka 自阶段性最低点有所恢复、3.0—2.0 ka 有所海退、2.0—1.0 ka 再有所恢复的阶段性波动调整，再于 1.0 ka 出现趋势明显的海退，总体属于维持并酝酿转折阶段。尽管存在阶段性小幅波动，但 4.0—1.0 ka 总体来说较为稳定，Sr/Ba 为 0.64~0.74，平均为 0.68，斜率接近于 0.00，总体呈现横向波动态势，变化幅度为 3.26%而达到全新世最低(图 2a)，该阶段 $\delta^{18}\text{O}$ 亦达到最低值-3.01‰。浮游和底栖有孔虫丰度依次为 169 个/(10 g)、500 个/(10 g)(图 2b-c)，浮游有孔虫 *G.quadrilobatus* 和 *G.ruber* 为前者低后者略高，共计 74.87%而再次进一步降低，*G.sacculifer* 有所升高，冷水种 *G.bulloides* 波动显著，但总体有所提高(图 2d-g)，其加上冷水种 *N.dutertrei* 共为 15.15%。底栖有孔虫优势种 *T.foliace*、*P.schroeteriana*、*B.nodosaris* 三者波动上升或波动维持(图 2h-j)，加上 *H.praecineta* 为 58.81%。次优势种 *E.advenum*、*P.indopacifica*、*Q.seminula* 波动变化，但后者呈现降低趋势(图 2k-m)，次优势种还包括近岸浅海种 *Textularia atrata*、*T.stricta*、*F.decorus* 等共为 24.48%，以上共计 83.29%，零散见有 *Ammonia beccarii*、*Brizalina* spp.、*Spiroloculina orbis* 等；硅藻丰度总体上大幅上升并出现全新世峰值，但总体上来说先高后低。*C.striata* 进一步巩固优势地位，平均达到 68.30%，*M.sulcata* 则转为零星分布，次优势种 *M.sulcata*、*C.nodulifer*、*C.brightwellii* 波动变化，而前期的次优势种 *P.weyprechtii* 则为零星出现(图 2n-t)。次优势种还有广温种 *C.blandus*、*T.primablabiata* 共为 24.41%，以上共计 90.83%，余下混杂有广温种、潮间带种以及热性种 *S.fluminensis*、*C.stylorum*、

Triceratium favus、*Rhizosolenia bergonii*、*D.weissflogii*、*Hyalodiscus radiatus* 等。该阶段近岸浅海特征进一步确立巩固，水温较低的近岸水团向海扩张，海陆相互作用达到基本平衡。

(2)现代北部湾(1.0 ka 以来)

自维持上述波动之后，Sr/Ba 约自 1.0 ka 之后转为明显下降，Sr/Ba 平均为 0.68，下降趋势斜率为 0.06/ka，相对变化幅度为 3.60%，呈现缓慢小幅波动下降趋势(图 2a)， $\delta^{18}\text{O}$ 在 1.0—0.9 ka 短暂维持高值，自 0.9 ka 快速转折下降，至 0.8 ka 达到 1.0—0.0 ka 阶段最低值-3.41‰，之后有所恢复但仍在低值区波动；浮游和底栖有孔虫丰度依次为 377 个/(10 g)、808 个/(10 g)(图 2b-c)，浮游有孔虫 *G.quadrilobatus*、*G.ruber* 含量相近，共计 69.62%显示又再次降低，尤其是后者，*G.sacculifer* 波动变化，*G.bulloides* 从低值快速升高又再快速下降(图 2d-g)，但与 *N.dutertrei* 两者含量提高到 17.50%，其它暖水种和冷水种零星分布，显示出缓慢海退并近岸水体再次向海推进。底栖有孔虫种近岸属性更强的 *T.foliace* 上升，而 *P.schroeteriana*、*Bigenenerina nodosaris* 波动下降，三者共为 52.54%(图 h-j)，*E.advenum*、*P.indopacifica* 两者均已不到 10%，次优势种 *Q.seminula* 同样波动变化(图 2k-m)，加上其它次优势种 *Siphonaperta agglutinans*、*Textularia atrata* 共为 21.76%，以上优势种和次优势种共计 74.30%，散见有 *H.mantaensis*、*T.stricta*、*Textularia* spp.、*A.beccarii*、*T.lateralis* 等；硅藻丰度再次明显上升，*C.striata* 波动下降，但仍然维持其优势地位，平均 68.60%与上阶段相近，*C.stylorum*、*C.nodulifer* 呈现零星分布，次优势种 *M. sulcata* 大幅上升并波动变化(图 2n-r)，*M.sulcata* 与其它次优势种 *T. favus*、*C.stylorum*、*C.brightwellii* 等为 20.68%，与以上优势种共计 89.30%。还可见外海热性种 *C.brightwellii* 在后阶段快速上升，而 *P.weyprechtii* 则消失(图 2s-t)。以上还综合可见，北部湾海盆作为海陆过渡水域，在海侵过程中的暖水种浮游有孔虫 *G.quadrilobatus*、*G.ruber*，底栖近岸浅海种有孔虫 *T.foliace*、*P.schroeteriana*、*P.indopacifica* 等，以及硅藻广温种 *C.striata* 既为优势种亦为重要指示种，指示着海侵进退和沉积环境变化特征，其它含量偏低或者较为分散，但围绕上述优势种随气候变化而有所增减，相机出现并不断适应环境和海陆相互作用过程。以上分析还可见 Sr/Ba 与 $\delta^{18}\text{O}$ 两者具有可比性，相关系数为 0.92，两者总体上均为下降，相对趋势斜率依次为 0.01/ka、0.03/ka。

3.2 海侵演进的重要特征

3.2.1 构造性低地体系导引

红河三角洲于 10.0 ka 之前为河口湾前缘, 10.0—6.0 ka 变为开阔海湾(Tanaka et al., 2011; Nguyen et al., 2020)。本岩芯处于古河盆(湖盆), 均为一级低地体系并最早接受海侵, 即构造成因的地表低地体系导引了自南往北先由一级低地, 再向次级低地和台地扩张的海侵进程。就位于东北部的低地体系来说, 则在导引海侵向北推进和贯通琼州海峡亦起到了重要作用。对比现代等深线(崔振昂等, 2017), 其等深线簇最大曲率连线走向亦为东南转东北走向, 与深层构造的莺歌海盆地—北部湾盆地走向基本一致, 实际上是海侵主体行进路径之指示, 当然还存在向河内盆地进侵红河三角洲分支, 均构成了北部湾主体, 并与琼州海峡低地实现于中全新世早期的连通。

3.2.2 海侵垂向效应

上述低地体系还有利于形成长宽比例适宜的近似于长方形海盆, 潮波传播能形成有利的反射共振, 而现代无潮点分布于湾口外越南沿岸(顺安), 指示湾内潮流流速较强, POM 模拟得出主要分潮为 0.3~0.8 m/s, 余流为 0.05~0.10 m/s(崔振昂等, 2017)。根据底栖有孔虫水深控制律, 水深(d)和有孔虫含量存在经验对数线性关系即 $\ln(d)=a+b\cdot P$, 式中常数 $a=3.2$, $b=0.024$, P 为底栖有孔虫含量(崔振昂等, 2017)。结果可见古水深在全新世呈上升趋势, 先期为缓慢上升, 后期自 6.0 ka 开始快速波动上升, 根据前述年龄-深度框架得出的沉积速率亦是如此, 但截距和斜率前者远高于后者, 两者速率(斜率)依次是 3.091 m/ka、0.046 m/ka, 依次高出 95.07、66.20 倍(图 3a, b)。可见由于南海海盆海水不仅通过周期性古潮波进行水平传播侵蚀岸线扩张和稳固水域, 底层流速和水质点周期运动在宏观上同步进行淘蚀、夷平、搬运等动力地貌作用, 冲刷效应维持着海水主体和纳潮量的动态平衡过程, 形成了当今

较为陡峭岸坡、宽阔平缓海底平原和中央浅槽的海底地貌组合。前述亦可见 Sr/Ba 和有孔虫、硅藻优势种含量虽然波动变化, 但其围绕其平均值轴线又具备稳定性和连续性, 是北部湾海水主体得以维护巩固之指示。

3.2.3 中全新世海盆主体高海面

根据全新世冰川综合研究(Solomina et al., 2015), 围绕 6.0 ka 约 ± 0.3 — ± 0.4 ka 是全新世无冰进记录且前后间距最宽时期, 期间融冰量维持或者增加。该时期亦处于大暖期鼎盛期, 劳伦冰席(LIS)亦达到最小面积, 还有模拟结果显示南极冰席(AIS)于 6.0 ka 停止融化而融冰量达到峰值。利用冰量静力模型(GIA)进行印度—太平洋海平面模拟(Mann et al., 2019), 可见北部湾和其它部分海域于 6.0 ka 之后自最高海平面下降。6.0 ka 亦是全球海平面变化的重要节点, 当然实际上各水域会受到岸线、地形等局地影响, 其响应还有所前后之分。依据以上 Sr/Ba 变化曲线, 北部湾海盆似乎早期出现高海面, 但 Sr/Ba 比值仍于 5.9 ka、5.6 ka 出现短暂阶段性次峰值, 相对低谷的增幅分别为 39.89%、16.11%, 浮游有孔虫、底栖有孔虫丰度增幅达到峰值, 分别为 344.7%、140.12%, 亦具有海水持续推进和累积之指示意义(表 2)。这类高海面具有一定的短暂性, 处于前述全新世 6.0—5.0 ka 气候格局重要转折阶段, 海平面在冷暖天气系统剧烈交互中受到挤压推举, 加之还存在岸线约束和浅水摩擦拖曳效应。该期

表 2 STAT22 岩芯 6.0—5.0 ka 阶段 Sr/Ba 比值等的峰值特征

Table 2 Growth percentage of Sr/Ba and foraminifera abundance during 6.0–5.0 ka of sediments core STAT22

项目	Sr/Ba		有孔虫丰度	
			浮游	底栖
年代/ka	5.9	5.6	6.1	6.1
相对增幅/%	39.89	16.11	344.74	140.12
极值性质	次高值	次次高值	最高值	最高值

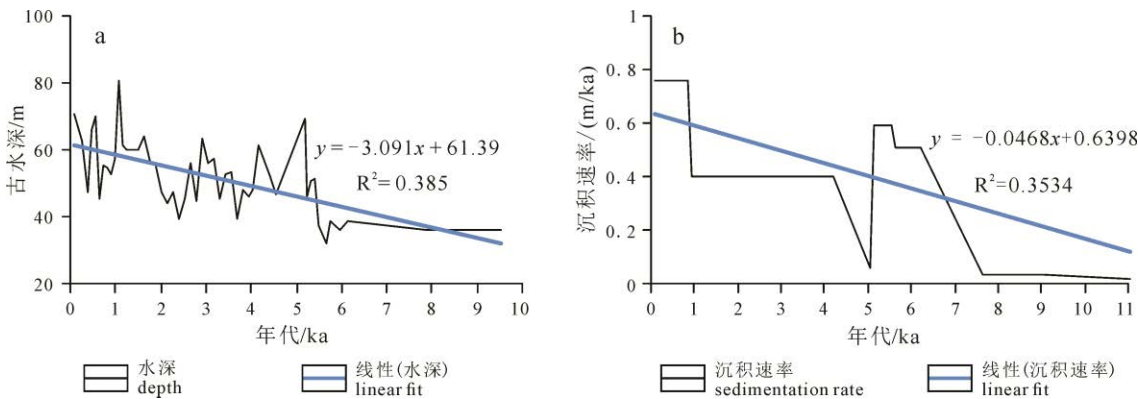


图 3 STAT22 岩芯古水深(a)和沉积速率(b)分布
Fig. 3 Distribution of palaeo-depths (a) and sedimentation rate (b) along sediments core STAT22

亦属气候大暖期鼎盛期后期,其气温同样具有明显波动之内在特征。

3.2.4 中全新世近岸海侵

早期海水快速侵没一级低地之后,在强盛热带天气系统偏南季风推动下,加之受到口袋状岸线约束和浅水效应,高海面势能逐步堆积且维持。全新世夏季风于早中全新世达到强盛,但于 6.5—6.0 ka 前后开始酝酿转折,南海北部陆架亦以 6.3 ka 为水力传输和风力(冬季风)传输的分界线(Li et al., 2017; 张肖剑和靳立亚, 2018)。可见中全新世后期热带天气系统开始减弱南撤,维持北部湾高海面的动力学和热力学因子衰减,海平面高位势转换为重力自由波,开始向岸次级低地传播动能而形成近岸海侵。与北部湾以中南半岛相隔的孟加拉湾亦存在对海岸低地侵没的中全新世海侵(mid-Holocene transgression) (Ranasinghe et al., 2013)。

约 7.0 ka 之前的海平面上升是全球融冰驱动型 (Smith et al., 2011), 而 7.0—5.0 ka 全球逐渐降温之后,北部湾中全新世近岸海侵应属高海面能量释放传播型。北部湾东北部珊瑚礁于 6.7—6.2 ka 开始明显生长和海平面上升,北部沿岸海积沙堤序列显示明显海侵发生于 5.3 ka,防城港湾外接受快速海侵稍晚于 5.8 ka。根据同期在北部近岸自西向东的三角洲河口湾、近岸浅海环境的多个岩芯全新统岩性分析(夏真等, 2019),下部即早中期均为沼泽沉积相。以上述多个岩芯之中位于廉州湾口冠头岭近岸 ZK5 钻孔为例,其全新统深度为 6.5 m 以上,由于岩性差异可进行多个分层,由于其地处古河谷,全新世初期由于气候恢复改善使得河流发育和海平面

上涨导致有海水混入,出现广温广盐种硅藻 *C.striata* 等,但水动力偏弱,为黏土质粉砂,为河流-沼泽环境,全新统地层与下伏更新统地层存在强风化不整合界面(图 4)。其明显海侵发生于约 3.60 m 深度之后,有孔虫 *Cavarotalia annectens*、*E.hispidulum* 等出现并较为富集,由于浪、流动力使得颗粒变粗,砂组分增加,形成了浅海湾相沉积环境(图 4)。其 Sr/Ba 比值的分布呈现两个高值区间阶段,前者高值对应上述早期海水溯入,后者继低值区间之后于 1.4—1.3 m 深度开始较为快速的增加,有孔虫丰度出现全新世峰值和次峰值的 2337 个/(20 g)、2176 个/(20 g),结合 1.7—1.5 m 年龄 7.9 ka 可见应为中全新世海侵所致(图 4); ZK7 钻孔位于广西中部顺直岸线营盘近岸水域,以东分布有铁山港溺谷海湾,作为相对隆起的台地受到海侵而形成的近岸浅海相沉积环境,周边全新世地层厚度均较薄。该岩芯自 5.90 m 以上为全新统,早期海水虽然能溯进河谷,但相对高程的台地则难以达到,下部沉积物显示河流下切流经并沉积有土黄色冲积沉积物砂等,质地有稍密、偏软,未见有有孔虫和半咸水种硅藻。但自 1.7 m 以来,沉积环境明显发生变化,水深加深和水动力减弱,出现青灰色黏土质砂,有孔虫快速增加,为 *C.annectens*、*B.nodosaris*、*Cellanthus craticulata* 等广西近岸常见者,亦出现近岸种硅藻 *C.striata*、*Hyalodiscus radiatus* 等,为近岸浅海湾相环境(图 5), Sr/Ba 亦呈快速升高态势。该岩芯下部的第一个强风化界面成因如同 ZK5 钻孔,但往上第二个强风化界面是河漫滩等受到快速强烈海侵而致,这种双风化界面具有代表性(图 5)。

地层单位			分层号	层底深度/m	分层厚度/m	岩性柱	岩性描述	沉积相	¹⁴ C年龄/a
系	统	组							
新近系	全新统		1	1.40	1.40		青灰色粉砂质砂,含生物贝壳,壳体较完整,顶部为浅灰带淡黄色,主要有孔虫有 <i>Cavarotalia annectens</i> 、 <i>Elphidium advenum</i> 、 <i>Elphidium hispidulum</i> , 平均丰度1693个/(20 g), 最高2337个/(20 g), 次高2176个/(20 g), 硅藻有 <i>Cyclotella striata</i> 、 <i>Melosira sulcata</i> , 丰度263个/g	近岸浅海湾	7950±35 (1.5~1.7m)
			2	2.60	1.20		青灰色砂-粉砂-黏土, 见大量生物贝壳, 主要有孔虫为 <i>C.annectens</i> 、 <i>El.advenum</i> 、 <i>E.hispidulum</i> 、 <i>Quinqueloculina spp.</i> 、 <i>Bigenerina nodosaris</i> 、 <i>Textularia foliace</i> , 平均丰度1723个/(20 g), 主要硅藻有 <i>C.striata</i> 、 <i>C.stylorum</i> , 平均丰度864个/g		
			3	3.60	1.00		青灰色黏土质粉砂, 含少量生物贝壳及其碎屑, 出现有孔虫, 主要有 <i>C.annectens</i> 、 <i>E.advenum</i> 、 <i>E.hispidulum</i> 、 <i>Quinqueloculina spp.</i> , 平均丰度1102个/(20 g), 主要硅藻有 <i>C.striata</i> 、 <i>Melosira sulcata</i> 等, 丰度偏低		
			4	4.00	0.40				
			5	5.70	1.70		青灰色黏土质粉砂, 含少量生物贝壳及其碎屑, 出现少量硅藻, 为 <i>C.striata</i> , 丰度偏低	河流-沼泽(半咸水)	9834±38 (5.5~5.7m)
			6	6.50	0.80		褐灰色黏土质粉砂, 硅藻为 <i>C.striata</i> 、 <i>Nitzschia cocconeiformis</i> , 较为丰富, 丰度1147个/g		
	更新统		7~12	7.2~37.1	0.7~11.5不等		浅黄、灰黄、肉红等杂色粉砂质黏土, 顶部含厚约15 cm的砾石层, 未见硅藻	陆相(风化剥蚀)	未做测年

图 4 北部湾北部近岸 ZK5 钻孔岩性特征

Fig. 4 ZK5 sediments core at near-shore of northern Beibu Gulf

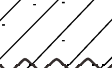
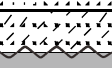
地层单位			分层号	层底深度 /m	分层厚度 /m	岩性柱	岩性描述	沉积相
系	统	组						
新近系	全新统		1	1.70	1.70		青灰色黏土质砂, 软塑, 含水饱和, 黏土含量大于20%。有孔虫为 <i>Cavarotalia annectens</i> 等, 丰度介于100~150个/(20 g), 底部稀少, 丰度不足20个/(20 g), 硅藻主要有近岸种 <i>C. striata</i> , <i>Cy. stylorum</i> , <i>M. sulcata</i> 和 <i>Hyalodiscus radiatus</i>	近岸浅海
			2	3.70	2.00		土黄色黏土质砂, 质软, 黏土含量大于20%, 无有孔虫和硅藻	河流-沼泽(淡水)
			3	4.80	1.10		土黄色砂, 稍密, 中等黏性, 无有孔虫和硅藻	
			4	5.90	1.10		土黄色砂质粉砂, 稍密, 中等黏性, 无有孔虫和硅藻	
	更新统	湛江组	5~12	7.00~39.45	1.10~13.00		灰-浅灰色、青灰色、淡黄色黏土质粉砂、粉砂质砂、砾质砂等, 强黏性、弱黏性、松散型各有出现, 底部沉积物结构致密, 强黏性等, 未见有孔虫和硅藻	陆相(风化剥蚀)

图 5 北部湾北部近岸 ZK7 钻孔岩性特征
Fig. 5 ZK7 sediments core at near-shore of northern Beibu Gulf

3.2.5 古大北部湾

除了包括红河三角洲等的一级低地、河谷等在早期已有海水溯入, 次级低地则于中全新世不同程度地接受快速海侵和出现海岸高海面, 北部湾水域范围再次扩张。海盆充分释放能量、Sr/Ba 逐渐达到全新世低值至 4.0 ka, 因此推测有古大北部湾出现于 6.0—4.0 ka, 属于中全新世的中期至末期, 亦对应格陵兰冰席(GIS)面积最为缩小并停滞的维持阶段。模型结果亦显示全新世海面的早中期海面上升与极区融冰有关, 而南极冰席(AIS)于 6.0 ka 停止融化, 约 7.0 ka 劳伦冰席(LIS)融化止步(Mauz et al., 2015), 对印—太陆架海水的输出堆积已经达到极限, 该阶段亦对应大暖期鼎盛期至大暖期结束, 也是中国古积温达到峰值阶段。勘查显示北部湾北部海岸遗迹多属中全新世, 南流江三角洲于 6.0—4.0 ka 维持高海面, 近岸全新统浅海相岩芯 Sr/Ba 曲线多有突出峰值, 而东北部雷州半岛沿岸珊瑚礁高海面序列陆续出现于中晚全新世, 但最高者为中全新世 7.2—4.2 ka, 海南岛西北部珊瑚礁高海面集中于 6.0—3.0 ka 期间(姚衍桃等, 2009; 夏真等, 2019), 红河三角洲于 6.0—4.0 ka 处于高海面阶段, 向陆沿河道遗留有巨大的古沙堤, 为海退所营造并高出现今海平面 10 m(Funabiki, 2012)。红河三角洲考古和红树林湿地孢粉分析得出, 沿岸 5.5—4.0 ka 高海面相对稳定, 尔后出现下降并维持(O'Donnell et al., 2020)。综合以上认为, 与上述海岸高海面以及中全新世海侵相联系的古大北部湾存在于 6.0—3.0 ka 或者 6.0—4.0 ka, 本文取两者结束点中间值即 6.0—3.5 ka, 即中全新世结束和晚全新世肇始。古大北部湾的出现可能有时间的同一性, 也可为不同时段不同岸段的先后扩张的总体叠加。

3.2.6 晚全新世海退

前述海湾小幅波动调整阶段(4.0—1.0 ka)属于晚全新世, 期间亦出现了全球和区域晚全新世冰期(Neogacial), 冰川运动和冰进活跃, 前人对北部湾以北区域石笋的研究亦认为 4.0—3.5 ka 出现显著降温为新冰期之建立。前述 Sr/Ba 值随海平面上升-下降-上升的亚阶段小幅波动, 总体来说变化不大, 但为酝酿调整之兆示。红河三角洲于 4.0 ka 海平面下降和海退, 3.7 ka 已经出露大面积陆相环境, 结合上述 Sr/Ba 值显示海盆于 4.0 ka 开始小幅调整, 4.0—3.0 ka 可能为北部湾陆续海退之起点, 还可见红河三角洲高海面再于 2.0 ka 出现快速下降(Nguyen et al., 2020; O'Donnell et al., 2020)。结合前述北部湾北部近岸多个岩芯全新统岩性, 其沉积序列连续, Sr/Ba 呈现升降波动的连续变化, 为接受中全新世海侵之延续, 但 Sr/Ba 在岩芯顶部段同样呈现下降趋势, 其深度由于所处地区沉积环境不同而存在差异, 根据已有 ^{14}C 测年插值均为晚全新世后期, 线性趋势拟合下降斜率为 0.48/m ~ 2.34/m, 下降幅度为 22.30%~46.20%, 显示海退较为明显(表 3), 海退同时陆地淤进, 颗粒总体趋细, 分选普遍较差等。前人分析亦表明, 南海北部沿岸海平面同样约于 1.2 ka 开始下降, 岸线推进并营造出海退地貌沙堤, 北部湾北部涠洲岛晚全新世出露滩岩平均年龄为 1.3 ka, 红树林孢粉化石分析显示 1.1 ka 钦州湾快速海退(夏真等, 2019; Xia et al., 2019)。可见, 近现代北部湾与晚全新世海退有关, 亦是进入现代北部湾的酝酿阶段。

3.3 北部湾海平面变化和气候关系

3.3.1 Sr/Ba 指示的海平面和气候变化关系

本岩芯 Sr/Ba 线性趋势斜率在全新世为总体下降, 不仅与前人采用其它方法得出的海平面变化趋

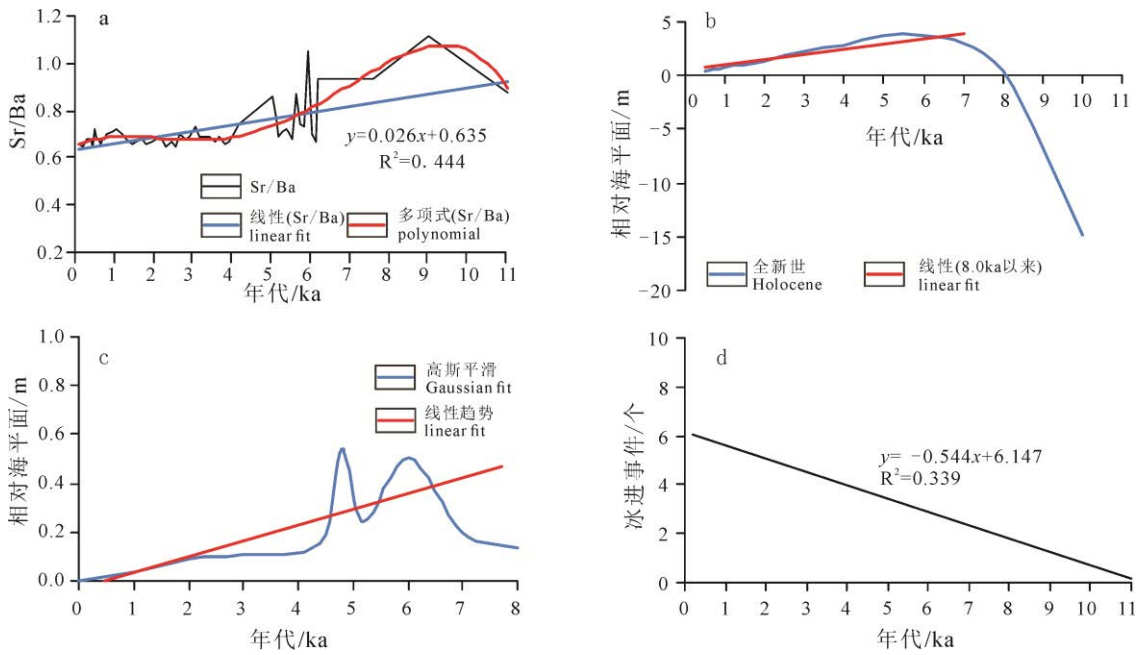
势一致，亦相同于全新世古气温自快速恢复以来的下降趋势，非线性多项式模拟为上升-(高海面之后)下降-略有上升-再次下降的多阶段变化特征，与中国全新世古气温上升(气候恢复和进入大暖期)-(鼎盛期后)下降-(中晚全新世)有所恢复-(进入前小冰期和小冰期)下降亦基本对应(图 6a)。同为南海北部的珠江口低海面亦与降温、冰进等气候因素有关，模型(GIA)显示海平面经过早期快速上升之后于中全新世达到最高，并总体呈现线性下降趋势(彭杰等, 2014)(图 6b); 可代表印—太海域的东北澳大利亚大堡礁全新世相对海平面变化亦是如此，依据其 94 个珊瑚礁高精度测年数据回归模型结果同样是总体下降(Leonard et al., 2018)，约于 6.0—5.0 ka 的 Sr/Ba 剧烈波动并下降与同期中国古气温明显震荡并呈下降趋势亦相对应，相对海平面同样是波动极差达到全新世最大。全球冰进个数(Solomina et al., 2015)线性趋势斜率为上升，与上述海平面下降呈反相变化(图 6c-d)。

3.3.2 北部湾形成过程及其驱动机制

以上均表明北部湾海平面变化与气候关系密切。自全新世初期气候恢复和相继出现大暖期之后，降温、冰进和海水收缩、热带天气系统南撤，使得维持海平面物质和能量减少和衰减，海平面总体呈下降趋势。前述北部湾演进的古河口湾和古海湾、古大北部湾、近现代北部湾、现代北部湾阶段分别对应冰进活动零星的冰消期、冰进恢复、加强、达到最强，岸线塑造随着海平面变化扩张和收缩而变化，演进阶段及其气候、冰川特征进一步总结如下(表 4)。

3.4 北部湾与印—太海域海平面变化模式关系

尽管印—太地区海域广袤，但具有中全新世达到高海面 and 晚全新世海退的情况，对全新世印—太近岸和陆架水域代表性站点古海面序列进行拟合，显示 5.5—4.5 ka 海面达到最高值区间之后波动下降(Woodroffe and Horton, 2005)。Malay-Thai 半岛(马来半岛)全新世海平面于



a—Sr/Ba; b—珠江口; c—大堡礁; d—全球冰进。

a—Sr/Ba; b—Pearl River Delta; c—Great Barrier Reef; d—numbers of global ice advance events.

图 6 岩芯 Sr/Ba 比值等序列趋势模拟以及与珠江口等比较

Fig. 6 Sr/Ba regression fit of sediments core STAT22 and comparison with Pearl River Delta and other areas

表 3 北部湾北部近岸钻孔全新统地层晚全新世后期 Sr/Ba 变化

Table 3 Sr/Ba changes in sediments cores along near-shore of northern Beibu Gulf in Late Holocene

岩芯	位置		Sr/Ba		沉积环境
	部位	水域	下降斜率/(1/m)	变化幅度/%	
ZK1	西部	防城港湾口	0.10	-46.20	海湾
ZK9	中部	钦州湾口	0.48	-22.30	海湾
ZK4	中部	廉州湾西部三娘湾	2.34	-38.06	海湾
ZK8A	东部	铁山港口外	1.76	-41.65	近岸浅海
ZK8	东部	雷州半岛西岸	1.10	-42.36	近岸浅海

表 4 北部湾全新世海平面阶段变化及其驱动因素
Table 4 Summary of sea level change and driving factors during different phases based on sediments core STAT22

全新世阶段	气候阶段	时段/ka	海平面	主要天气系统	有孔虫/硅藻	北部湾演变	海平面势能	海侵	冰川		岸线塑造
									冰期	全球冰进	
早中期	恢复期至大暖期鼎盛期	11.1—6.0	上升和波动维持	暖性	增加并于 6.0 ka 达到峰值/尚无记录	古河口湾和古海湾	聚集并增加	南海海洋侵入	冰消(融蚀)	冰进零星, 平均 13 个/ka	扩张
	鼎盛期酝酿转折和转折期	6.0—4.0	剧烈波动并下降	冷性和暖性交互	达到峰值之后降低/上升	古大海湾	聚集、释放交互	高海面高位势主体向岸传播再次海进	中全新世新冰期(冰期 II)	出现增加趋势, 平均 21 个/ka	再次扩张
中晚期	大暖期结束和晚全新世	4.0—0.0	下降之后基本维持	冷性	最低/先升后降, 但总体最高	近现代海湾(小幅波动并酝酿海退)	释放之后基本维持	陆续海退为主	晚全新世新冰期(冰期 III)	活动密集且基本维持, 平均 43 个/ka	酝酿变化并出现收缩
			1.0—0.0	海退	上升/上升	现代海湾			前小冰期 (Pre-LIA) 和小冰期(LIA)	活动密集且达到最多, 尤其是小冰期, 平均 75 个/ka	收缩并巩固

6.0—4.5 ka 出现最高海面, 孟加拉沿海最高海面出现于中全新世 6.0 ka, 高于现代 4.5~5.0 m 之后呈现下降趋势, 约自 1.5 ka 以来构建现代海岸(Rashid et al., 2013)。印度西部 Saurashtra 海岸中晚全新世以来 4.7—2.8 ka 海平面较高, 尔后逐渐降低而于 1.5 ka 进入现代岸线配置时期(Banerji et al., 2015)。越南东南部海岸在中全新世 6.7—5.0 ka 达到最高海面, 随后下降并于 0.60 ka 趋于稳定(Stattegger et al., 2013)。泰国湾沿岸海蚀洞的中全新世最高海面高于现代(2.5 ± 0.5) m (Oliver and Terry, 2019)。可见北部湾海平面变化特征与以上相近。这是由于印—太海域陆架宽阔和岸线曲折, 并与印度洋、南太平洋和南极大陆依次相连, 直接受到南北极融冰排泄影响, 热带天气系统偏南季风与岸线形成迎风交角又利于壅水形成高海面, 而热带气候系统减弱之后, 难以为继的高海面向岸波动释放能量而降低, 而海岸作为岩石圈刚性界面而堆积的高海面, 在达到峰值但又处于降温期和冰期无持续补充状况下, 随后亦进入了下降调整阶段。海水作为连续介质, 在浅海陆架受到海底和岸线的约束, 在驱动海平面波动的天气系统、重力场作用下形成了陆架(海盆)-海岸传播反馈的质量平衡、能量守恒的内在机械力学联系机制。

3.5 现代北部湾形成之气候背景因素

2.0 ka 为晚全新世以来全球气候变化重要时间点, 而随后 1.0—0.0 ka 又为其新的一个重要变化阶段, 总体来说, 北部湾进入现代模式应不早于 2.0 ka。前述近现代北部湾为冰进开始走向兴盛时期, 而现代北部湾起点约为 1.0 ka 以来则是全球冰进达到全新世最盛, 亦是北部湾岸线完成全面修整和巩固、奠定当今北部湾面貌的关键所在, 有必要进一步讨论其气候背景驱动因素。

3.5.1 全球性降温

根据南半球高纬度 60°S 的 6.0 ka 以来的洋面水温(SOT)(Crosta et al., 2018), 夏季、冬季以及过渡季节在 1.0 ka 之前的变化曲线分离变化, 但约自 1.0 ka 开始共同转折快速下降。根据全球平均气温距平(Solomina et al., 2015), 其在 2.0 ka 下降并形成谷底, 然后回升至 1.0 ka 达到阶段性峰值, 旋即再次快速转折下降并波动维持。2.0 ka 以来全球气温集成结果显示, 2.0 ka 的第二个千年较第一个更为低温, 延续了后者的降温趋势(郑景云等, 2021)。1.0 ka 气候阶段性转折变化在北大西洋格陵兰 GISP2 冰芯氧同位素、IRD(北大西洋冰漂砾)、NAO(北大西洋涛动)等重要气候指标亦有显示, 在区域海洋和陆区也是如此, 均表示降温变化和夏季风减弱(表 5, 表 6)。

3.5.2 冰川活动

(1)前小冰期和小冰期

如前所述, 海平面变化与冰川活动存在密切关系, 尤其是近 2.0 ka 冰川活动又与气候基本同步。中全新世以来除了一些典型的冰进事件, 还存在着与 1.0 ka 时间相近的前小冰期冰进, 亦有称为中世纪冰进。格陵兰于 1.3—1.2 ka 出现冰进, 可能存在前小冰期冰盛期, 晚全新世冰进与 GISP2 冰芯降温纪录也对应较好(Winsor et al., 2014; Schweinsberg et al., 2018)。冰岛北部存在晚全新世最为旺盛的前小冰期冰进(Fernandez-Fernandez et al., 2019)。法国阿尔卑斯山脉分布于 Etages 冰碛测年为 (0.92 ± 0.02) ka (AD 1085 $\pm$ 20), 同样属于前小冰期的中世纪冰进(High Medieval Advance, HMA), 该类冰进在部分阿尔卑斯湖区冰川也存在 (AD 1093 $\pm$ 65), 冰进范围接近小冰期盛期。南美洲低纬度高海拔 Patagonian 的冰原等于 1.0 ka 之前

表 5 1.0 ka 以来的全球重要气候指标变化特征
Table 5 Global climatic indicators' variation characteristics from 1.0 ka

指标	太阳辐射	GISP2 冰芯/格陵兰冰席	IRD	NAO	印度夏季风	东亚夏季风
变化特征	南北半球太阳辐射进一步缓慢下降(65°N 夏季)	$\delta^{18}\text{O}$ 为波动下降趋势/面积跃升	北大西洋 MD99-2269 岩芯石英含量转折增加	指数自阶段性峰值转折下降	阿拉伯海 ODP 723A 岩芯有孔虫 <i>G. bulloides</i> 含量转折下降	指数转折下降

表 6 1.0 ka 以来区域海洋重要气候指标变化特征
Table 6 Regional climatic indicators' variation characteristics from 1.0 ka

指标	SCSTF (南海穿越流)	IASM (印度尼西亚—澳大利亚夏季风)	WPWP (西太平洋暖池)	青藏高原古气温	中国西南董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$
变化特征	减弱	减弱	SST(海表水温) 降温	下降(后期有所恢复)	下降(后期有所回升)

表 7 现代北部湾海平面和气候、冰进旋回亚阶段划分
Table 7 Sub-phases of modern Beibu Gulf from 1.0 ka

	时期	前期	后期	新时期
亚阶段	冰期旋回	前小冰期	小冰期	融冰期(全球变暖)
	时段/ka	1.0~0.6	0.6~0.2	0.2~0.0
	喜马拉雅造山带冰期	BGS-III 冰阶	LIA	出现融冰
	喜马拉雅造山带冰进频数曲线	不断增加	达到最大	快速转折下降
Sr/Ba	斜率/(100 a)	-0.0009	-0.0002	0.0005
	变化	下降	下降	上升
	海平面	海退	海退	海进
气温	全球	降温	降温	升温
	北部湾	降温	降温	升温

出现活跃冰进(Kaplan et al., 2016)。小冰期(LIA)是约自 0.6 ka 出现于全球的冰进活动,在部分地区达到全新世最盛,在我国亦广泛出现(张炯等, 2013),我国祁连山、念青唐古拉山则普冰川、贡嘎山等同样于 1.0 ka 前后出现冰进和后续小冰期。

(2)喜马拉雅山—青藏高原造山带冰进

古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 自 3.0 ka 波动上升以来于 1.0 ka 出现阶段性大幅突降,形成深窄“U”形,有所恢复随即又下跌,后者属小冰期降温,普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 滑动平均则自 1.0 ka 以来维持于低值区(何元庆等, 2003; 段克勤等, 2012)。不仅南美洲低纬度、高海拔地区自 1.0 ka 以来冰进活跃(Solomina et al., 2015),喜马拉雅造山带同样如此,1.0 ka 喜马拉雅山脉中部 Bangni 山谷冰川活跃,相对于 ELA(平衡线海拔)明显扩张,继末次冰盛期和早全新世、中全新世冰阶再次确立第三次冰阶 BGS-III,后续出现的小冰期同样活动强盛(Sati et al., 2014; Prakash et al., 2014),对喜马拉雅山脉西部研究认为(Kumar et al., 2021),不仅在晚第四纪,在晚全新世西风带仍然控制了冰川进退波动。东南西藏高原和横断山脉、中部喜马拉雅山脉亦发生 1.0 ka 冰进(Saha et al., 2019),不丹地区在 AD 1 230±80 出现显著冰进和小冰期(Peng et al., 2020)。全球冰川综合分析亦指出,地处喜马拉雅山脉以东横断山脉的中国西南地区,自 1.0 ka 以来冰进时间分布最为密集(Owen, 2009)。

(3)冰川活动效应

不仅以上分析显示的全球性降温趋势,“世界屋脊”喜马拉雅造山带、横断山脉处于中低纬度气候敏感地带,其冰川活动指示了高空西风环流南扩和极涡加强之环流背景,迫使推进和维持海水堆积扩张的热带天气系统减弱南退,中心位置位于西藏高原的南亚高压南北移动指数(张肖剑和靳立亚, 2018)同样明显趋负即向南移动。综合可见 1.0 ka 以来为晚全新世气候和环流变化的一个重要阶段性转

折点,前述亦可知冰进达全新世最盛致使排泄量收缩。冰进亦可指示出高原冷气团聚集并在高度落差效应作用下,对次级过渡阶地的北部湾区域形成西路入侵,偏北风分量对海水亦具离岸推动作用。前述硅藻丰度自晚全新世长期处于低值区以来骤升,为初期的 14.00 倍,是由于冷空气活跃南侵并与暖湿气流交汇造成降水,增大了径流量和向海输入,这同为北部湾进入新发展阶段之体现。

3.5.3 现代北部湾海平面亚阶段

自 1.0 ka 以来 Sr/Ba 有所波动变化,但总体上线性下降趋势明显,结合前述本岩芯 Sr/Ba、 $\delta^{18}\text{O}$ 以及前人气候、冰川研究结果(Owen, 2009; Prakash et al., 2014),再可将现代北部湾划分为三个亚阶段(表 7),可见其变化趋向明显和对应性较好,并自 0.2 ka 工业革命温室效应以来, Sr/Ba 明显转变为上升折线,属现代海平面上升范畴。

4 结论

(1)全新世北部湾演进经历了早中期古河口湾和古海湾、中晚期古大海湾直至近现代和现代海湾,海侵主体在一级低地导引之下快速扩张,有孔虫表层暖水种 *G.quadrilobatus*、*G.ruber* 以及 *T.foliace*、*H.praecineta*、*P.schroeteriana* 等以及广温广盐种硅藻 *C.striata* 等为优势种,其含量高低变化与海侵和陆进/海退进程有关。海侵有两大基本阶段,早中期快速升温的热带天气系统推进并堆积能量的主动式海侵,中晚期该系统缩退的势能释放转化并侵没海岸次级低地的被动式海侵。

(2)中全新世北部湾应存在积累性高海面,以及高海面与次级低地接受中全新世海侵相联系的古大北部湾。而晚全新世以来北部湾普遍发生海退而岸线有所收缩整固, Sr/Ba 变化特征属于印—太模式。古水深呈现的上升趋势,显示南海不仅通过古潮流水平运动延续扩张,亦通过垂向断面过水冲刷以维护海盆。

(3)北部湾对气候变化响应敏感,海面变化与冰川旋回有关,海盆约 1.0 ka 以来再次海退,该阶段亦为全球性降温和冰进阶段,为形成现代北部湾之起始,与以喜马拉雅—青藏高原造山带为代表的低纬度、高海拔地区活跃冰进等存在遥关联,其指示了极涡加强和西风带扩张。地质构造背景条件和气候驱动是北部湾形成的关键因素。

Acknowledgements:

This study was supported by China Geological Survey (Nos. DD20190308 and 1212010914027).

参考文献:

- 陈亮, 张玉芬, 李团结, 杨文丰, 陈静. 2014. 琼州海峡及周边海域沉积环境及近万年以来沉积演化[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 39(6): 696-704.
- 崔振昂, 夏真, 林进清. 2017. 南海北部湾全新世环境演变及人类活动影响研究[M]. 北京: 海洋出版社.
- 段克勤, 姚檀栋, 王宁练, 徐柏青, L. G. THOMPSON. 2012. 青藏高原中部全新世气候不稳定性的高分辨率冰芯记录[J]. 中国科学·地球科学, 42(9): 1141-1149.
- 何元庆, 姚檀栋, 沈永平, 张忠林, 陈拓, 章典. 2003. 冰芯与其它记录所揭示的中国全新世大暖期变化特征[J]. 冰川冻土, 25(1): 11-18.
- 候光良, 方修琦. 2011. 中国全新世气温变化特征[J]. 地理科学进展, 30(9): 1075-1080.
- 李珍, 臧家业, SAITO Yoshiki, 徐小薇, 王永吉, MATSUMOTO Eiji, 张志英. 2005. 越南红河三角洲近五千年来的几个降温事件[J]. 海洋科学进展, 23(1): 43-53.
- 倪玉根, 夏真, 马胜中. 2014. 浅地层剖面揭示琼州海峡的形成时代[J]. 海洋地质与第四纪地质, 34(4): 79-82.
- 彭杰, 杨小强, 黄文姬, 苏志华. 2014. 珠江三角洲全新世海平面升降及其对全球变化的响应[J]. 中山大学学报(自然科学版), 53(6): 63-72.
- 韦桃源, 陈中原, 魏子新, 王张峤, 王张华, 殷鸿福. 2006. 长江河口第四纪沉积物中的地球化学元素分布特征及其古环境意义[J]. 第四纪研究, 26(3): 397-405.
- 夏真, 林进清, 郑志昌, 梁开. 2019. 北部湾广西近岸海洋地质环境综合研究[M]. 北京: 海洋出版社.
- 姚衍桃, Jan Harff, Michael Meyer, 詹文欢. 2009. 南海西北部末次盛冰期以来的古海岸线重建[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39(6): 753-762.
- 岳军, DONG Yue, 张宝华, 牟林, 王国明, 陈安蜀, 袁宝印, 刘景兰, 魏俊浩. 2011. 渤海湾西岸几种地球化学的环境指标[J]. 地质学报, 85(7): 1239-1250.
- 张辉, 刘季花, 朱爱美, 高晶晶, 李小艳, 刘升发. 2019. 8000a 以来东海内陆家化学风化过程及其对气候事件的响应[J]. 海洋科学进展, 37(4): 613-625.

- 张炯, 邵晓华, 王涛. 2013. 中国小冰期气候研究综述[J]. 南京信息工程大学学报(自然科学版), 5(4): 317-325.
- 张肖剑, 靳立亚. 2018. 全新世南亚高压南北移动及其与亚洲夏季风降水的关系[J]. 第四纪研究, 38(5): 1244-1254.
- 郑景云, 刘洋, 郝志新, 葛全胜. 2021. 过去 2000 年气候变化的全球集成研究进展与展望[J]. 第四纪研究, 41(2): 309-322.

References:

- BANERJI U S, PANDEY S, BHUSHAN R, JUYAL N. 2015. Mid-Holocene climate and land-sea interaction along the southern coast of Saurashtra, western India[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 111: 428-439.
- CHEN Liang, ZHANG Yu-fen, LI Tuan-jie, YANG Wen-feng, CHEN Jing. 2014. Sedimentary environment and its evolution of Qiongzhou Strait and nearby seas since last ten thousand years [J]. Earth Science- Journal of China University of Geosciences, 39(6): 696-704(in Chinese with English abstract).
- CROSTA X, CRESPIAN J, SWINGEDOUW D, MARTI O, MASSON-DELMOTTE V, ETOURNEAU J, GOOSSE H, BRACONNOT P, YAM R, BRAILOVSKI I, SHEMES A. 2018. Ocean as the main driver of Antarctic ice sheet retreat during the Holocene[J]. Global and Planetary Change, 166: 62-74.
- CUI Zhen-ang, XIA Zhen, LIN Jing-qing, SHI Yao-hong. 2017. Holocene environmental evolution and anthropogenic impact of Beibu Gulf, South China Sea[M]. Beijing: Ocean Press House(in Chinese).
- DUAN Ke-qin, YAO Tan-dong, WANG Ning-lian, XU Bai-qing, THOMPSON L. G. 2012. The unstable Holocene climatic change recorded in an ice core from the central Tibetan Plateau [J]. Sci. Sin. Terrae, 42(9): 1141-1149(in Chinese).
- DUONG N.T, LIEU N.T.H, CUC N.T.T, SAITO Y, HUONG N.T.M, PHUONG N.T.M, THUY A.T. 2020. Holocene paleoshoreline changes of the Red River Delta, Vietnam[J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 278: 1-21.
- FERNANDEZ-FERNANDEZ J.M, PALACIO D, ANDRES N, SCHIMMELPFENNIG I, BRYNJOLFSSON S, SANCHO L.G, ZAMORANO J.J, HEIðMARSSON S, SAMUNDSSON I, ASTER Team. 2019. A multi-proxy approach to Late Holocene fluctuation of Tunghnaryggjokull glacier in the Trolaskagi peninsula (northern Iceland) [J]. Science of Total Environment, 664: 499-517.
- FUNABIKI A. 2012. Holocene evolution of natural levees of the Song Hong (Red River) Delta, northern Vietnam [J]. Quaternary International, 279-280: 154-155.
- HE Yuan-qing, YAO Tan-dong, SHEN Yong-ping, ZHANG Zhong-lin, CHEN Tuo, ZHANG Dian. 2003. Climatic differences in China during the Holocene Indicated by the various

- climatic proxy data from different parts of China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 25(1): 11-18 (in Chinese with English abstract).
- HOU Guang-liang, FANG Xiu-qi. 2011. Characteristics of Holocene Temperature Change in China [J]. *Progress in Geograpy*, 30(9): 1075-1080 (in Chinese with English abstract).
- KAPLAN R, SCHAEFER J M, STRELIN J A, DENTON G H, ANDERSON R F, VANDERGOES M J, FINKEL R C, SCHWARTZ R, TRAVIS S G, GARCIA J L, MARTINI M A, NIELSEN S H H. 2016. Patagonian and southern South Atlantic view of Holocene climate[J]. *Quaternary Science Reviews*, 141: 112-125.
- KUMAR O, RAMANATHAN A, BAKKE J, KOTLIA B S, SHRIVASTAVA J P, KUMAR P, SHARMA R, KUMAR P. 2021. Role of Indian Summer Monsoon and Westerlies on glacier variability in the Himalaya and East Africa during Late Quaternary: Review and new data[J]. *Earth-Science Reviews*, 212: 1-25.
- LEONARD N D, WELSH K J, CLARK T R, FENG Y X, PANDOLFI J M, ZHAO J X. 2018. New evidence for "far-field" Holocene sea level oscillations and links to global climate records[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 487: 67-73.
- LI Zhen, ZHANG Yu-lan, LI Yong-xian, ZHAO Jing. 2010. Palynological records of Holocene monsoon change from the Gulf of Tonkin (Beibuwan), northwestern South China Sea[J]. *Quaternary Research*, 74: 8-14.
- LI Zhen, ZANG Jia-ye, SAITO Y, XU Xiao-wei, WANG Yong-ji, MATSUMOTO E, ZHANG Zhi-ying. 2005. Several cooling events over the Hong River Delta, Vietnam during the Past 5,000 Years[J]. *Advance in Marine Science*, 23(1): 43-53(in Chinese with English abstract).
- LI Zhen, POSPELOVA V, LIU Le-jun, ZHOU Rui, SONG Bing. 2017. High-resolution palynological record of Holocene climatic and oceanographic changes in the northern South China Sea[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 483: 94-124.
- MANN T, BENDER M, LORSCHIED T, STOCCHI P, VACCHI M, SWITZER A, ROVERE A. 2019. Relative sea-level data from the SEAMIS database compared to ICE-5G model predictions of glacial isostatic adjustment[J]. *Data in Brief*, 27: 1-15.
- MAUZ B, RUGGIERI C, SPADA G. 2015. Terminal Antarctic melting inferred from a far-field coastal site[J]. *Quaternary Science Reviews*, 116: 122-132.
- NGUYEN T D, NGUYEN T H L, NGUYEN T T C, YOSHIKI S, NGUYEN T M H, NGUYEN T M P, AN T T. 2020. Holocene paleoshoreline changes of the Red River Delta, Vietnam[J]. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 278: 1-21.
- NI Yu-gen, XIA Zhen, MA Sheng-zhong. 2014. The opening of Qiongzhou Strait evidence from sub-bottom profiles[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 34(4): 79-82 (in Chinese with English abstract).
- O'DONNELL S, NGUYEN T. M H, STIMPSON C, HOLMES R, KAHLERT T, HILL E, VO T, RABETT R. 2020. Holocene development and human use of mangroves and limestone forest at an ancient hong lagoon in the Trang An karst, Ninh Binh, Vietnam[J]. *Quaternary Science Reviews*, 242: 1-22.
- OLIVER G J H, TERRY J P. 2019. Relative sea-level highstands in Thailand since the Mid-Holocene based on ^{14}C rock oyster chronology[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 517 (2019): 30-38.
- OWEN L A. 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuation in the Himalaya and Tibet[J]. *Quaternary Science Reviews*, 28: 2150-2164.
- PENG Jie, YANG Xiao-qiang, HUANG Wen-ya, SU Zhi-hua. 2014. Sea-level fluctuations and response to global changes during the Holocene in the Pearl River Delta, South China[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sun Yatseni*, 53(6): 63-72 (in Chinese with English abstract).
- PENG Xu, CHEN Yi-xin, LI Ying-kui, LIU Bei-bei, LIU Qing, YANG Wei-lin, CUI Zhi-jiu, GENG-nian. 2020. Late Holocene glacier fluctuation in the Bhutanese Himalaya[J]. *Global and Planetary Change*, 187: 1-8.
- RASHID T, SUZUKI S, SATO H, MONSUR M.H, SAHA S.K. 2013. Relative sea-level changes during the Holocene in Bangladesh[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 64: 136-150.
- RANASINGHE N, ORTIZ J.D, MOORE A L, MCADOO B, WELLS N, SIRIWARDANA C H E R, WIJESUNDARA D T D S. 2013. Mid-Late Holocene coastal environmental changes in southeastern Sri Lanka: New evidence for sea level variations in southern Bay of Bengal[J]. *Quaternary International*, 298: 20-36.
- SAHA S, OWEN L A, ORR E N, CAFFEE M W. 2019. High-frequency Holocene glacier fluctuations in the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Quaternary Science Reviews*, 220: 372-400.
- SATI S P, ALI S N, RANA N R, BHATTACHARYA F, BHUSHAN R, SHUKLA A D, SUNDRIYAL Y, JUYAL N. 2014. Timing and extent of Holocene glaciations in the monsoon dominated Dunagiri valley (Bangni glacier), Central Himalaya, India[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 91: 125-136.
- SCHWEINSBERG D, BRINER J P, MILLER G M, LIFTON N A, BENNIKE O, GRAHAM B L. 2018. Holocene mountain glacier history in the Sukkertoppen Iskappe area, southwest

- Greenland[J]. *Quaternary Science Reviews*, 197: 142-161.
- SMITH D E, HARRISON S, FIRTH C R, JORDAN J T. 2011. The Early Holocene sea level rise[J]. *Quaternary Science Reviews*, 30: 1846-1860.
- SOLOMINA O N, BRADLEY R, HODGSON D, IVY-OCHS S, JOMELLI V, MACKINTOSH A.N, NESJE A, OWEN L.A, WANNER H, WILES G.C, YOUNG N.E. 2015. Holocene glacier fluctuations [J]. *Quaternary Science Reviews*, 111 (2015): 9-34.
- STATTEGGER K, TJALLINGII R, SAITO Y, MICHELLI M, THANH N.T, WETZEL A. 2013. Mid to late Holocene sea-level reconstruction of Southeast Vietnam using beachrock and beach-ridge deposits[J]. *Global and Planetary Change*, 110(2013): 214-222.
- TANAKA G, KOMATSU T, SAITO Y, NGUYEN D P, VU Q L. 2011. Temporal changes in ostracod assemblages during the past 10,000 years associated with the evolution of the Red River delta system, northeastern Vietnam[J]. *Marine Micro-paleontology*, 81: 77-87.
- WEI Tao-yuan, CHEN Zhong-yuan, WEI Zi-xin, WANG Zhang-qiao, WANG Zhang-hua, YIN Hong-fu. 2006. The distribution of geochemical trace elements in the quaternary sediments of the Changjiang River Mouth and the paleoenvironmental implication[J]. *Quaternary Sciences*, 26(3): 397-405(in Chinese with English abstract).
- WINSOR K, CARLSON A E, ROOD D H. 2014. ^{10}Be dating of the Narsarsuaq moraine in southernmost Greenland: evidence for a late-Holocene ice advance exceeding the Little Ice Age maximum[J]. *Quaternary Science Reviews*, 98: 135-143.
- WOODROFFE S A, HORTON B P. 2005. Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 29-43.
- XIA Peng, MENG Xian-wei, LI Zhen, ZHI Peng-yao, ZHAO Meng-wei, WANG En-kang. 2019. Late Holocene mangrove development and response to sea level change in the north-western South China Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 38: 111-120.
- XIA Zhen, LIN Jin-qing, ZHENG Zhi-chang, LIANG Kai. 2019. Comprehensive Study on Guangxi Nearshore Marine Geological Environment of Beibu Gulf[M]. Beijing: Ocean Press House(in Chinese).
- XU Yong-hang, WANG Liang, YIN Xi-jie, YE Xiang, LI Dong-yi, LIU Sheng-fa, SHI Xue-fa, TROA R A, ZURAIDA R, TRIARSO E, HENDRIZAN M. 2017. The influence of the Sunda Strait opening on paleoenvironmental changes in the eastern Indian Ocean[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 146: 402-411.
- YAO Yan-tao, JAN Harff, MEYER M, ZHAN Wen-huan. 2009. Reconstruction of paleocoastline for the northwestern South China Sea since the Last Glacial Maximum [J]. *Sci. China Ser. D-Earth Sci.*, 39(6): 753-762 (in Chinese).
- YUE Jun, DONG Yue, ZHANG Bao-hua, MU Lin, WANG Guo-ming, CHEN An-shu, YUAN Bao-yin, LIU Jina-lan, WEI Jun-hao. 2011. Several geochemical indicators of the West Coast of Bohai Sea [J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(7): 1239-1250(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Hui, LIU Ji-hua, ZHU Ai-mei, GAO Jing-ing, LI Xiao-yan, LIU Sheng-fa. 2019. The Chemical weathering process of the East China Sea continental shelf and its response to climate events since 8000 a.B.P.[J]. *Advance in Marine Science*, 37(4): 613-625(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Xian, SHAO Xiao-hua, WANG Tao. 2013. Regional climate characteristics in China during the Little Ice Age [J]. *Journal of Nanjing University of Information Science and Technology: Natural Science Edition*, 5(4): 317-325(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Xiao-jian, JIN Li-ya. 2018. Meridional migration of the South Asian High and its association with Asian summer monsoon precipitation during the Holocene[J]. *Quaternary Sciences*, 38(5): 1244-1254(in Chinese with English abstract).
- ZHENG Jing-yun, LIU Yang, HAO Zhi-xin, GE Quan-sheng. 2021. State-of -art and perspective on global synthesis studies of climate change for the past 2000 years[J]. *Quaternary Sciences*, 41(2): 309-322(in Chinese with English abstract).