

环礁沉积体系的过程-产物关系：勘察式模拟初探*

高 抒

(海岸与海岛开发教育部重点实验室 南京大学地理与海洋科学学院 南京 210023)

摘要 海洋沉积体系的定量模拟可分为仿真和勘察式模拟，后者的目标是建立沉积特征的连续谱、凝练新的科学问题。本文提出一个勘察式模拟的方法论框架，即根据控制方程确定自变量的定义域，进而由模拟计算给出应变量的值域，并结合物质收支平衡原理和“圆台状环礁”几何模型，以此方法预估环礁及其海底阶地物质输运和堆积格局。环礁是珊瑚礁的独特类型，其礁盘区提供了礁体生长和礁外坡、海底阶地堆积的几乎全部物源。结果表明，环礁自身生长受控于生物碎屑生产，而海底阶地的范围和沉积速率不仅决定于离礁悬沙通量，而且受到环礁外水深和海盆环流的制约。悬沙输运和重力流过程形成常态沉降和水下滑坡的交替沉积。此模型所预测的环礁沉积体系高程-面积曲线与南海环礁的实际曲线相对照，可获得环礁演化的机制信息。模拟结果还提示了需进一步研究的科学问题，如环礁生长规模及其控制机制、环礁沉积体系中周期性沉积的时间尺度、环礁外坡由于珊瑚生长自组织机制形成的重力流事件与地震等极端事件的对比和机制识别、环礁群的海底阶地沉积记录多样性、海面变化对环礁演化的影响和沉积记录、环礁人居环境安全等。

关键词 珊瑚礁；物质收支方程；形态假设；悬沙输运；重力流；碳酸盐沉积

中图分类号 P736 doi: 10.11693/hyhz20220500135

海洋沉积动力学主要研究：(1) 动力过程(如浅水环境的波浪、潮流、陆架与河口环流过程，以及深水环境沉积物重力流和大尺度海盆环流过程)；(2) 过程-产物关系(如沉积体系的形成演化)；(3) 沉积记录的解释(沉积物既是全球环境变化的贡献者，也是其见证者)。在方法论层面，现场观测数据分析与模拟(通过物理模型和数值模拟)是主要手段，其中数值模拟日益成为过程分析、模型输出数据引导的现场观测、工作假说构建的工具。

数值模拟有两种方式，即仿真模拟和勘察式模拟(Murray, 2003)。前者依据连续方程和动量方程，并辅之以颗粒态物质行为、地貌均衡态、跨时间尺度的经验公式(Roelvink *et al*, 2012)，目的是获取特定沉积体系的特征，自从 20 世纪中期以来已经开发了多种模型并被广泛应用。虽然其模拟构架是基于普适性方程的，但所获结果却是案例性的。个案信息的集成被用以归纳和提炼沉积体系的理论，这是一种自下而上的方式。

勘察式模拟的目的主要是形成某一类沉积体系的过程-产物连续谱，发现新的科学问题或工作假说，其要点是分析那些表征系统特征和演化影响因素的变量的定义域，进而确定刻画系统响应的因变量的值域(高抒, 2013)。因此，勘察式模拟是自上而下式的，与仿真模拟构成相辅相成的关系。

就沉积体系而言，勘察式模拟的指向主要是砂质、泥质和碳酸盐沉积。地球表面的沉积物主要来自岩浆岩风化，其产物以砂岩和泥岩为主(Davis, 1983; Miall, 2010)，但生物作用形成的碳酸盐沉积也不可忽视，其中相当大的一部分是来自珊瑚礁(Fagerstrom, 1987)。

珊瑚礁可分为岸礁、堡礁、环礁等类型(Gardiner, 1931; McLean *et al*, 1995; Woodroffe, 2003)。环礁是珊瑚礁的独特类型，其礁盘区提供了礁体生长和礁外坡、海底阶地堆积体的几乎全部物源。研究者们早就发现，由于气候和洋流分布因素的缘故，在热带大洋西部易于形成环礁，太平洋、印度洋环礁以群岛的方

* 国家自然科学基金委员会重点基金项目, 41530962 号。高 抒, 教授, E-mail: shugao@nju.edu.cn

收稿日期: 2022-05-23, 收修改稿日期: 2022-07-03

式存在(Wiens, 1962; Stoddart, 1965), 例如马尔代夫和法属波利尼西亚的环礁群岛(Brown *et al.*, 2020; Duvat *et al.*, 2020)。我国南海也是环礁形成的主要区域之一, 其面积超过 8 000 km² (曾昭璇等, 1997; 赵焕庭等, 1999), 是新生代后期边缘海扩张历史中形成的。

环礁物质来源于生物生产, 而碎屑物质在环礁沉积体系的各部分之间如何分配、受控于哪些因素, 需进行沉积动力学的分析。因此, 本文拟针对环礁沉积体系来探讨勘察式模拟的方法。选择环礁作为研究对象的理由是: (1) 与岸礁和堡礁相比, 环礁的物质来源更为单一, 其数据处理相对而言较为简单; (2) 环礁作为一个源汇系统同时涉及浅水和深水过程, 不像河流三角洲那样只涉及浅水环境, 也不像海底扇那样只涉及深水环境, 在沉积动力过程上具有典型性; (3) 环礁对全球变化很敏感, 有利于评价环礁沉积作为全球变化参与者和记录者的角色。

本项研究的目的是根据沉积物收支分析和环礁几何形态假设, 确定主控变量的定义域范围, 量化环礁及其海底阶地物质输运和堆积而导致的地貌演化和沉积层序特征, 进而讨论环礁对海面变化的响应、沉积记录多样性、勘察式模拟流程等问题。

1 方法

1.1 过程-产物关系建模与基本假设

环礁接近海面的部分属于“碳酸盐台地”, 而环礁外围水深较大处形成海底阶地(Betzler *et al.*, 1999; Busson *et al.*, 2019)。环礁沉积物由台地上珊瑚礁生长所提供, 来源于珊瑚骨骼以及依赖于珊瑚礁而生长的藻类、有孔虫、双壳类、腹足类等生物(Stockman *et al.*, 1967; Chave *et al.*, 1972; Meng *et al.*, 2020)。物质总量随时间的变化可表达为物质收支方程(Gao *et al.*, 1995; Wang *et al.*, 1997; Barry *et al.*, 2008; 高抒等, 2022):

$$dM/dt = P + Q \cdot M, \quad (1)$$

式中, M 为沉积体系的物质总量, dM/dt 为总量随时间的变化率, P 和 Q 为时间的函数, 其物理意义是对物质增减有贡献的因素, 其中 P 是独立于 M 的源汇项, Q 是与 M 相关联的源汇函数。

环礁形态表现出多样性(曾昭璇等, 1997), 有接近圆形的, 指示环礁生长的各向同性, 也有椭圆形、长条形的, 指示生长的各向异性。对实际的沉积体几何形态进行简化, 有助于提高模拟的效率(Gao, 2007; Li *et al.*, 2021)。最为简化的环礁形态如图 1 所示, 它代表各向同性的类型, 形态为圆台状, 环礁顶部半径

为 r , 环礁底部(海底)半径为 R , 水深为 H , 礁外坡倾角为 α 。根据图 1 中所示几何关系, 可知:

$$R = H/\tan\alpha + r. \quad (2)$$

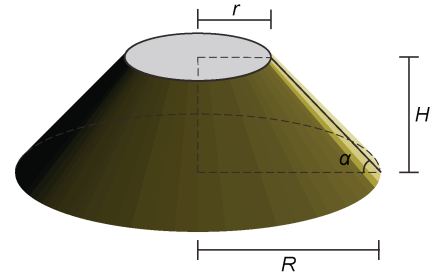


图 1 环礁形态的简化形态

Fig.1 Simplified atoll morphology

注: r 为环礁顶部半径, R 为环礁底部(海底)半径, H 为水深, α 为礁外坡倾角

在圆台状形态假定下, 环礁总质量为

$$M_a = \gamma \cdot V = \pi \cdot \gamma \cdot H \cdot (R^2 + r^2 + R \cdot r) / 3, \quad (3)$$

式中, M_a 为圆台状环礁的物质总质量, γ 为沉积物干容重, V 为环礁体积。例如, 当 $r=500$ m 和 $H=1\ 040$ m 时, $M_a=9.5 \times 10^{12}$ kg ($\gamma=1\ 600$ kg/m³)。假设环礁生长过程中始终保持为圆台形态, 则随着 M_a 的增加, 环礁顶部半径 r 和底部半径 R 也随之增大, 其随时间的变化率为

$$dM_a/dt = \pi \gamma H \left(2R \frac{dR}{dt} + 2r \frac{dr}{dt} + R \frac{dr}{dt} + r \frac{dR}{dt} \right) / 3. \quad (4)$$

要注意的是, 环礁顶部往往存在着潟湖, 这可以影响 M_a 的计算值, 但不影响 dM_a/dt , 因此, 对于环礁顶部平台简化假设, 潟湖的存在不影响环礁生长的计算结果。在水深和礁外坡倾角为常数的情形下, $dR/dt = dr/dt$, 式(4)可改写为

$$\frac{dM_a}{dt} = \pi \gamma H (R+r) \frac{dr}{dt}, \quad (5)$$

根据式(2)和(5)可知, 若 M_a 的变化率为已知, 则 r 变化率也可求出, 随着 M_a 增加, 圆台状环礁的体积也是增大的。如前所述, M_a 的增加是由于生物生长的贡献; 由于珊瑚礁的主要生长范围是环礁水边线到 50 m 水深的范围, 因此, 其生物生长面积 S 为

$$S = S_{50} - S_0 = \pi (50/\tan\alpha + r)^2 - \pi r^2, \quad (6)$$

式中, S_{50} 和 S_0 分别为 50 m 和 0 m 水深处的环礁面积。若单位时间单位面积的生物物质生产为 P_t , 则 S 范围内的总生产率 M' 为

$$M' = P_t \times S. \quad (7)$$

这部分物质形成之后, 一部分留在圆台状环礁之内, 另一部分则受到侵蚀、搬运作用影响, 被移出

环礁范围, 被输往海底阶地(图 2)。图 2 显示, 礁坪是礁体物质的主要分布区, 位于珊瑚生长的地方, 其他区域, 包括礁外坡上部 50 m 范围以外、中心潟湖等处, 为生物碎屑堆积; 海底阶地上, 靠近环礁处为生物碎屑堆积, 到了外围则成为极细颗粒堆积。

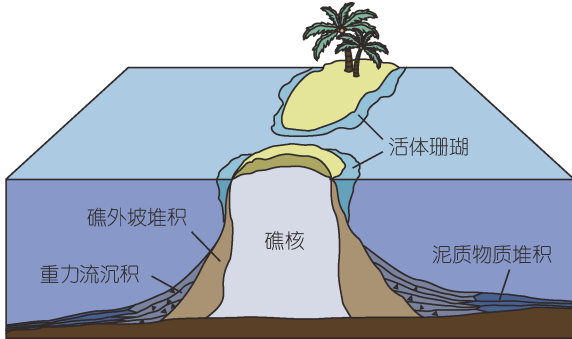


图 2 环礁生物物质的源汇特征示意图

Fig.2 Source and sink characteristics of an atoll

注: 珊瑚礁生长为主要物源, 成为环礁礁体的组成部分, 堆积于圆台状环礁之内, 向海底阶地输出泥质碳酸盐岩颗粒, 形成层状堆积体, 或者形成重力流沉积, 紧靠环礁外坡分布

向海底阶地输出部分涉及两种机制, 一是系统内产生的细颗粒物, 以悬沙方式向外扩散; 二是沉积物重力流。细颗粒物来源于生物生产、生物侵蚀作用和物理侵蚀作用。例如, 在珊瑚礁上生活的微型藻类生成泥质碳酸钙颗粒(Stockman *et al*, 1967); 鸚鵡鱼啃食珊瑚礁体厚排泄出颗粒物(Perry *et al*, 2015; Cramer *et al*, 2017); 在灰沙岛环境, 来自礁体的粗颗粒物可堆积成海滩(Illing, 1954; Ginsburg, 1956; Li *et al*, 2020), 而松散碎屑被波浪反复冲击、磨蚀, 最终转化为悬浮颗粒, 此后可被水流带离环礁范围。

环礁的物质来源和堆积方式还会引发沉积物重力流。珊瑚生长区的物质越来越多, 最终导致块体的崩落和下坡运动, 此过程将带动先前堆积于礁外坡的物质一起运动, 直至坡度达到新的平衡。重力流携带的物质中, 较粗颗粒的组分堆积于礁外坡的底部, 而较细颗粒以悬沙的形式继续向外扩散, 广布到海底阶地地区域(Fagerstrom, 1987)。

因此, 对于环礁而言, 其沉积物收支方程还可写为

$$\frac{dM_a}{dt} = M' - M_s - M_g, \quad (8)$$

式中, M' 已由式(7)定义, M_s 为细颗粒物扩散造成的损失, M_g 为沉积物重力流造成的损失, M_a 为圆台状环礁的总质量。对于海底阶地而言, 后两者又成为堆积体的物质来源, 其收支方程为

$$\frac{dM_t}{dt} = M_s + M_g, \quad (9)$$

式中, M_t 为海底阶地沉积体的总质量。式(9)假定所有来自环礁的物质均被圈闭于海底阶地范围。碳酸盐沉积物在补偿深度以下受溶蚀作用影响, 但环礁发育的环境水深大多小于这个深度, 故假定海底溶蚀造成的损失可予以忽略。

就堆积产物的悬沙扩散部分而言, 细颗粒物扩散有两种情形。第一, 环礁周边的本底悬沙浓度由于来自礁体的持续供给而保持在一定的水平, 构成本底沉积的来源。本底悬沙向外扩散时, 沿程接受的垂向通量 F 为

$$F = \int_T C W_s dt, \quad (10)$$

式中, C 为局地悬沙浓度(环礁法向水平距离的函数), W_s 为颗粒沉降速率, T 为持续发生颗粒沉降的时间长度。向外输送所能达到的范围取决于离开环礁海流的强度和水深条件, 这是由于悬沙从海洋表层沉降到底部所需的时间 T_s 决定于水深 H :

$$T_s = H / W_s, \quad (11)$$

而 T_s 又决定了悬沙运输的水平距离 L_d :

$$L_d = U \times T_s, \quad (12)$$

式中, U 为物质扩散而导致的颗粒法向平均运动速度。

悬沙扩散的第二种情形是周期性波动的悬沙输出, 它与水动力的季节性变化尤其是波浪或风暴事件相联系, 在季节尺度上形成脉动式沉积。其沉降通量也受到式(10)~(12)的制约, 所不同的是本底物质的粒度较细且一致, 故颗粒沉速接近于常数, 而周期性波动组分颗粒相对较粗, 随着沿程物质分选的进行, 其颗粒沉速在输运方向上呈下降趋势。

沉积物重力流是事件性的, 其强度-频率关系依系统特征而定, 同一系统内强度越高的事件发生频率越低, 而不同系统之间的事件强度可有很大差别。陆坡区域 10^3 km^3 量级的崩塌可在 $10^5 \sim 10^6 \text{ a}$ 的周期上发生, 陆坡物质和能量的条件允许较大规模的重力流发生, 其机制有多种, 包括构造运动、地震等极端事件, 以及长期系统演化的积累效应等(Piper *et al*, 2012)。河口区沉积体的势能有限, 松散物质又易于流动, 因此, 重力流经常发生且规模较小, 一般小于 10^{-1} km^3 量级(Talling, 2014)。碳酸盐岩台地的重力流事件具有类似的特征(Reijmer *et al*, 2015), 构造运动、地震等极端事件、长期系统演化的积累效应可造成较大的事件, 规模为 $0.01 \sim 100 \text{ km}^3$ 量级(Busson *et al*, 2021), 输运距离可达 10 km 量级(Wunsch *et al*, 2017, 2018; Busson *et al*, 2021)。

对于环礁, 由于物质总量有限, 因此, 单由礁体自重触发机制难以形成规模巨大的重力流。当单个礁体生长到足够大时, 由于自重而形成根部的断裂, 崩塌的物质顺坡而下, 就形成重力流, 而波浪尤其是风暴大浪使得断裂更易发生。此类重力流的发生频率有一定的随机性, 当珊瑚生长区底坡接近于临界坡度时, 断裂事件却不一定同步发生, 但仍然可以从礁外坡的重力流堆积特征(曾昭璇等, 1997; Ou *et al.*, 2021)推知重力流是经常发生的。珊瑚体生长周期的时间尺度为 10^2 a 量级, 而且波浪和风暴大浪发生频率还大大高于此, 故断裂事件应在时间尺度内发生。在 10^2 a 时间尺度上, 环礁生长所形成的物质不足以形成巨大规模的重力流。

礁外坡重力流物质组成涉及多种粒径。大颗粒珊瑚碎屑具有棱角状形态, 因此主要堆积于礁外坡内或坡底附近, 堆积层的厚度决定于重力流规模, 并且向外尖灭:

$$D_{av} = V_{gdf} / S_{gdf}, \quad (13)$$

$$D = F_{gdf} / \gamma, \quad (14)$$

式中, D_{av} 为重力流沉积平均厚度, V_{gdf} 为重力流体积, S_{gdf} 为重力流分布面积, D 为重力流沉积局地厚度, F_{gdf} 为重力流事件垂向堆积通量。

1.2 算法与模型输入参数

根据式(1)~(14)构建环礁沉积体系计算流程(图3), 计算由自编 Fortran 程序“EMASS1.0” (Exploratory modeling of atoll sedimentary system -Version 1.0)完成, 流程的具体操作步骤解释如下。

1.2.1 模型输入参数 礁外坡的坡度较陡, 可达 30° 以上(曾昭璇等, 1997), 礁体坡面甚至有局地近于垂直的情形(于红兵等, 1999)。为简便起见, 选为松散颗粒的休止角(34° , $\tan 34^\circ = 0.67451$) (Rankine, 1857), 因为礁外坡整体上是具有松散物质堆积而成的。环礁沉积物干容重设为常数, 即 $\gamma = 1600 \text{ kg/m}^3$ 。

选取环礁半径 $r = 20, 500, 1000$ 和 2000 m 来代表环礁初始规模, 针对 $130, 260, 520, 1040, 2080, 4160$ m 水深条件, 分析水深因素对环礁生长的影响。

海洋环境中细颗粒物沉降速率为 $10^{-3} \sim 10^{-7}$ m/s (Li *et al.*, 1990)。由于碳酸盐沉积环境是以近源、颗粒相对较粗、沉降快速特征, 因此, 计算中采用较高数值, 即 10^{-3} m/s 量级。边缘海盆地的底层环流弱于开敞洋盆环境, 因此细颗粒物的扩散范围也较小, 设置为 10^1 km 量级, 这相当于扩散导致的颗粒运动速率为 10^{-2} m/s 量级。

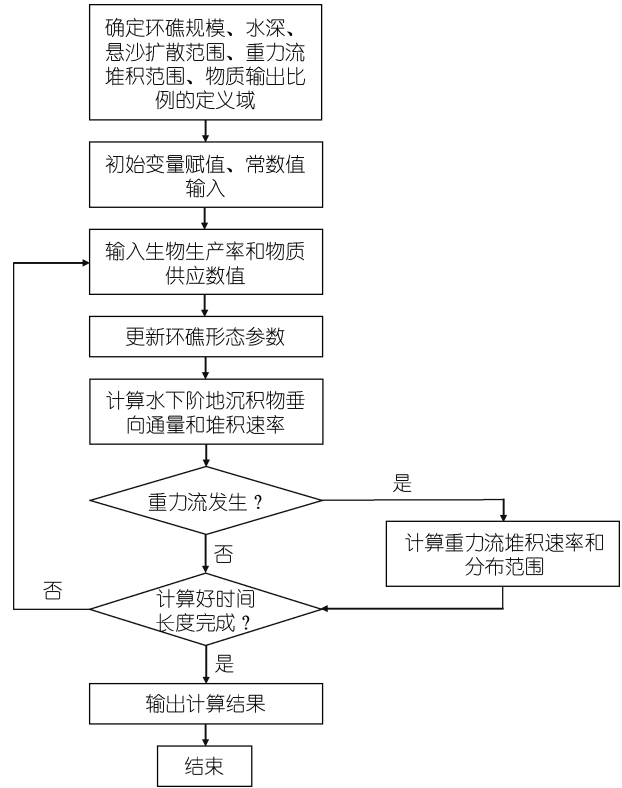


图3 环礁和海底阶地演化、沉积层序特征、高程-面积关系变化的勘察式模拟流程

Fig.3 The flow chart of the exploratory modeling to reveal atoll and underwater terrace evolution patterns, sediment sequence characteristics, and hypsometric relationships

1.2.2 环礁的初始物质总量 根据式(2)和(3)计算环礁的初始物质总量。以式(6)和(7)计算珊瑚生长区面积和每年贡献给“圆台状”环礁生长的单位面积生物生产量, 取为 $P_0 = 30 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ (关于输出至海底阶地部分的物质质量, 详见下述)。这是珊瑚生物生产的较高数值(Chave *et al.*, 1972; Michel *et al.*, 2019), 有助于展示沉积特征的显著性。此后, 根据式(5)计算环礁生长一个周期后环礁半径 r 的变化量, 然后以更新的数值计算下一个周期的珊瑚生长区面积、物质供给率、环礁生长量, 直至模拟时段终止(时间尺度为全新世, 12 ka)。

1.2.3 输出至海底阶地部分的物质质量 分别按照物质总量的 $1/16, 1/8, 1/4, 1/2$ 作为输出比例值, 例如当输出比例为 $1/2$ 时, 被输出的碳酸盐物质与滞留于环境内的物质数量相同。此处将所有输出物质在本底沉积、脉动沉积、重力流沉积进行先验分配, 分别为 $20\%, 30\%, 50\%$, 并确定三类沉积的各自分布范围(详见下述)。由于靠近环礁处沉积速率高、远离环礁处沉积速率低, 因此海底阶地的堆积形态也成为

近似的“圆台”形, 只是其坡度远小于礁外坡, 且坡面线不一定是平直的。

1.2.4 背景物质扩散和堆积 根据式(10)~(12), 其堆积速率决定于 3 个因素: 局地悬沙浓度、颗粒沉速、沉降持续发生的时间长度, 需要确定的是局地悬沙浓度。如图 4 所示, 在悬沙向外扩散时, 从第 i 个环状水域到第 $i+1$ 个环状水域, 悬沙总量是守恒的, 因此有

$$C_{i+1} \times 2\pi H \times L_{i+1} = C_i \times 2\pi H \times L_i, \quad (15)$$

式中, C_i 和 C_{i+1} 分别为水域面积 L_i 和 L_{i+1} 的局地悬沙浓度。由于一定量的悬沙被分布到逐渐扩大的水体中, 因此悬沙浓度向外呈减小趋势。根据平面圆面积公式, 有

$$L_i = 2\pi \times r_i \Delta r, \quad (16)$$

式中, r_i 为环状水域到环礁中心的距离, Δr 为环状水域的宽度。此外, 本底沉积的总量为

$$M' = \int_{L_d} C \cdot 2\pi H \cdot dL, \quad (17)$$

式中, M' 为本底沉积的年堆积总量, 根据前述假设占物质输出量的 20%。根据式(15)~(17), 局地悬沙浓度的分布用“EMASS1.0”中给定的数值计算方法确定。在堆积速率计算中, 假定在一年时间内所有输入物质全部从水层中沉降至底部, 即

$$D_r = C \times W_s \times T / \gamma, \quad (18)$$

$$W_s = H / T, \quad (19)$$

式中, D_r 为堆积速率, W_s 为颗粒沉速, T 为一年的秒数 ($3\ 600 \times 24 \times 365$)。

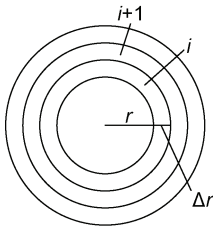


图 4 环礁海底阶地地区由于扩散作用而形成的悬沙浓度环状分布

Fig.4 Circular distribution of suspended sediment concentration due to dispersion over the submarine terrace area

1.2.5 季节性物质扩散和堆积 关于季节性物质扩散, 仍根据式(10)~(12)处理, 但不同的是颗粒沉速不再为常数, 因为季节性部分物质的产生与较强的波浪水动力相联系, 其粒径相对较粗。粒径较大的颗粒首先沉降, 而较细的物质可到达扩散范围的外缘, 因此假定其沉速从 2×10^{-3} m/s 随距离线性下降至 1×10^{-3} m/s。由于差异性沉降可影响悬沙浓度, 故式

(15)和(17)调整为

$$C_{i+1} \times 2\pi H \times L_{i+1} = C_i \times 2\pi H \times L_i + S'_i, \quad (20)$$

$$M'' = K_2 \int_{L_d} C \cdot 2\pi H \cdot dL, \quad (21)$$

式中, S'_i 为影响悬沙浓度的源汇项(由于靠近环礁边缘沉速较大或导致, 在计算中定性地为式(20)右边第一项的 10%), C_i 和 C_{i+1} 仍分别为水域面积 L_i 和 L_{i+1} 脉动组分的局地悬沙浓度, 参数 K_2 的处理与 K_1 相同, M'' 为脉动组分的年堆积总量, 根据前述假设占悬沙输出量的 30%。

1.2.6 重力流事件沉积 较显著的重力流事件设为每 100 a 发生一次, 因此在 10^4 a 时间尺度上发生 100 次。对于此时段产生 100 个不同的随机数, 作为重力流发生的年份。此外, 由于重力流难以在各个方位上同步发生, 因此, 按照 4 个方位随机确定其发生的方位, 即在 1 和 4 之间产生一个随机数, 分别代表北、东、南、西 4 个方位, 并按照物质守恒原理, 然后根据两次事件的时间间隔将物质总量的 25% 分配给本次重力流事件。根据这一算法, 虽然重力流的平均供给假设为年度物质输出的 50%, 但随机年份代表的重力流却使得其规模有所不同。

关于重力流沉积的数据展示, 假设最大输运距离为 2 km, 此处重力流沉积层尖灭。根据式(13)用重力流沉积分布范围确定平均堆积。重力流沉积层在环礁与海底阶地之间的边界上最大, 其值根据重力流事件的物质量计算:

$$D_{\max} = V_{\text{sgf}} / (4 V_m \gamma), \quad (22)$$

$$V_m = \pi [R^2 + R \times (R + R_{\text{sgf}}) + R_{\text{sgf}}^2] / 3 - \pi R^2, \quad (23)$$

式中, D_{\max} 为边界上的重力流沉积厚度, V_{sgf} 为重力流体积, R_{sgf} 为重力流堆积范围。

1.2.7 高程-面积关系曲线 根据更长时间尺度的累计沉积层厚度计算结果, 展示环礁、海底阶地的高程-面积关系曲线。从环礁顶部海底阶地外缘起算, 确定礁坪边缘、环礁底部外缘、海底阶地重力流沉积分布外缘、海底阶地外缘等关键点以上面积的占比, 以海底阶地最大水深处作为曲线的 100% 位置。

2 结果

2.1 环礁生长特征

数值实验算例表明, 环礁本身的生长深受周边水深的影响。以初始半径为 500 m 的环礁为例, 在生物沉积物产出率(环礁滞留部分)为 $30 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 条件下, 环礁生长速率随着水深的加大而快速减小(表 1)。130、260 和 520 m 水深大致代表陆坡区, 1 040~2 080 m 是南海环

礁区水深的大致范围。在 10^4 a 时间尺度上, 陆坡区生长幅度较大, 而后两个水深条件下环礁半径只分别增长了 1.2% 和 0.4%。对于更大的水深(大于 4 000 m), 即便忽略碳酸盐补偿深度的效应, 也能看出其生长是及其缓慢的。由于所假设的物质滞留率为实际环礁环境的较大值, 因此可以推论, 在 10^4 a 尺度上, 环礁的顶部半径和生物沉积生产总量的较大变化要在 10^6 a 尺度上才能发生, 即便如此, 环礁半径也只有算术级的增长, 对于 1 040 m 水深大致为原来的 2 倍。根据圆台形态假设, 初始规模的环礁物质总量为 9.5×10^{12} kg, 半径加倍后, 物质总量增大为 17.4×10^{12} kg; 同时, 环礁生长的物质供给率从 7.5×10^6 kg/a 增加到 5.1×10^8 kg/a, 因此, 虽然式(3)和(6)指示了环礁随时间的非线性生长, 但其效应

要在超过 10^4 a 的尺度上才变得较为显著。

若将环礁半径取为不同的初始值, 则在全新世时间尺度上, 环礁半径增长量在不同水深条件下有很大差异(表 2)。陆坡区增长幅度相对较大, 而深水区较小: 130 m 水深时, 4 km 初始半径环礁半径的增幅比 20 m 初始半径环礁大 49.6 m; 2 080 m 水深时, 两者之间的差距减小至 5.56 m。另一方面, 环礁半径增长量的比值则是陆坡区相对较小, 而深水区较大: 130 m 水深时, 4 km 初始半径环礁的半径增幅是 20 m 初始半径环礁的 1.6 倍; 2 080 m 水深时, 两者之间的比值增大到 19.7 倍。另一个趋势是, 随着初始半径的增加, 环礁半径的增长幅度逐渐靠近, 这在陆坡区尤其明显。

表 1 不同水深条件下环礁生长中的 r 增量随时间的变化
Tab.1 Change of r increment with time in atoll growth at different water depths

环礁生长时间/a	环礁顶部半径 r 增量/m					
	$H=130$ m	$H=260$ m	$H=520$ m	$H=1\ 040$ m	$H=2\ 080$ m	$H=4\ 160$ m
10	0.096	0.042	0.016	0.005 8	0.001 83	0.000 61
20	0.193	0.083	0.032	0.011 6	0.003 66	0.001 22
40	0.386	0.166	0.065	0.023 2	0.007 32	0.002 44
80	0.771	0.332	0.129	0.046 4	0.014 7	0.004 88
160	1.54	0.664	0.259	0.092 8	0.029 3	0.009 77
320	3.09	1.33	0.518	0.186	0.058 6	0.019 5
640	6.17	2.66	1.04	0.372	0.117	0.039 1
1 280	12.3	5.31	2.07	0.742	0.234	0.078 1
2 560	24.7	10.6	4.14	1.48	0.469	0.156
5 120	49.5	21.3	8.28	2.97	0.938	0.313
10 240	99.4	42.8	16.7	5.94	1.88	0.625

注: H 表示礁外坡之外的水深(图 1); 初始值: $r=500$ m, 生物生长面积 $S=0.25 \times 10^6$ m², 每年单位面积生物生产量 $P_0=30$ kg/(m²·a)

表 2 环礁生长(12 000 a 时间长度)与其初始规模和周边水深的关系[初始值: $P_0=30$ kg/(m²·a)]

Tab.2 Relationship between atoll growth (in a 12 000 a period) and its initial size and surrounding water depth [initial value: $P_0=30$ kg/(m²·a)]

水深/m	环礁顶部半径 r 增量/m				
	$r=20$ m	$r=500$ m	$r=1\ 000$ m	$r=2\ 000$ m	$r=4\ 000$ m
130	77.4	117	122	125	127
260	19.1	50.2	55.7	59.8	61.5
520	4.67	19.6	24.2	27.8	29.3
1 040	1.17	6.96	9.52	11.7	14.6
2 080	0.298	2.18	2.93	4.39	5.86
4 160	0.068 7	0.732	0.979	1.46	2.93

上述结果表明, 在深水条件下, 环礁无论其初始半径大小如何, 后续的生长都是较为缓慢的。南海的

大型环礁, 其直径最大者可超过 100 km (曾昭璇等, 1997), 不一定是小型环礁生长而成的。在南海边缘海形成演化的时间尺度约束下, 从半径为 20 m 的环礁发展为大型环礁, 有演化时间不足的问题, 因而有些大型环礁可能是继承性的。

2.2 礁外坡海底阶地细颗粒碳酸盐物质堆积速率

环礁底部半径之外接受输出细颗粒物堆积的范围为海底阶地。其背景物质供给和季节性物质运输的效应可用平均或局地堆积速率来表征。不同台地物质输出比率取值所对应的平均堆积速率列于表 3。在所假设的条件下, 悬沙扩散范围与水深成正比, 这导致了堆积速率的大幅度减小, 这是由于堆积速率与海底阶地面积成正比, 而后者与扩散半径有着非线性的关系。从表 3 可看出, 当水深从 1 040 m 增大到

2 080 m, 平均堆积速率降低了一个数量级。台地物质输出比率代表物源的规模, 表 3 的计算结果表明, 海底阶地“年层”(即一年时间里四个季节物质堆积而形成的沉积层)的平均厚度是较小的, 即便取最高的物质输出比率值, 1 040 m 水深下每年的背景沉积和季节性沉积平均值之和小于 $10^1 \mu\text{m/a}$ 量级, 相当于每十万年形成一层约 0.53 m 厚的堆积体。

关于局地沉积速率, 针对 1 040 m 水深、台地物

质输出比为 1/2 的情形所计算数值列于表 4。在所假设的条件下, 由于悬沙扩散导致的向外浓度下降和沉降时长减小, 沉积速率也向外降低, 呈环状分布。紧靠环礁边缘, 每年的背景物质和季节性物质的沉积速率平均值之和小于接近于 $20 \mu\text{m/a}$, 而到海底阶地外缘降低至 $1 \mu\text{m/a}$ 以下。前者相当于每十万年形成约厚 2.0 m 的沉积, 后者相当于每十万年形成厚约 0.075 m 的沉积。

表 3 不同水深条件下的环礁海底阶地沉积层特征
Tab.3 Characteristics of atoll seafloor terrace sediment associated with different water depths

台地物质输出 比率	背景沉积				季节性沉积			
	H=1 040 m		H=2 080 m		H=1 040 m		H=2 080 m	
	S_f	D	S_f	D	S_f	D	S_f	D
1/16	0.22	0.14	0.066	0.041	0.33	0.21	0.099	0.062
1/8	0.48	0.30	0.142	0.089	0.72	0.45	0.213	0.133
1/4	1.13	0.70	0.327	0.204	1.70	1.06	0.491	0.307
1/2	3.39	2.11	0.991	0.619	5.09	3.18	1.490	0.931

注: H=1 040 m, 扩散距离 10 km; H=2 080 m, 扩散距离 20 km; 初始值 $r=500 \text{ m}$, $S=0.25 \times 10^6 \text{ m}^2$, $P_0=30 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$; $S_f=10^{-3} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$, 表示空间平均垂向沉积通量; $D=10^{-3} \text{ mm/a}$, 表示空间平均沉积速率

表 4 环礁海底阶地沉积速率的环状分布
Tab.4 Circular distribution of deposition rates over the submarine terrace

相对距离/%	背景物质沉积/(mm/a)		季节性物质沉积/(mm/a)	
	悬沙浓度/ $(\times 10^{-6} \text{ kg}/\text{m}^3)$	沉积速率/ $(\times 10^{-3} \text{ mm/a})$	悬沙浓度/ $(\times 10^{-6} \text{ kg}/\text{m}^3)$	沉积速率/ $(\times 10^{-3} \text{ mm/a})$
00	9.04	5.88	20.8	13.52
10	6.49	4.22	13.4	8.71
20	3.24	2.11	6.05	3.93
30	2.53	1.64	4.25	2.76
40	1.69	1.10	2.55	1.66
50	1.38	0.90	1.81	1.18
60	1.04	0.68	1.27	0.83
70	0.88	0.57	0.97	0.63
80	0.70	0.46	0.70	0.46
90	0.61	0.40	0.54	0.35

注: H=1 040 m, 扩散距离 10 km, 台地物质输出比率为 1/2; 初始值 $r=500 \text{ m}$, $S=0.25 \times 10^6 \text{ m}^2$, $P_0=30 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$

背景沉积、季节性沉积在礁外坡的分布格局如图 5 所示, 分别以绿色和黄色表示, 两者合在一起构成年层。如前所述, 当礁缘物质供给率取最大值的情形下, 年层厚度达到 $10^1 \mu\text{m/a}$ 量级, 是易于识别的。若海底阶地同时接受周边多个环礁的物质, 则年层厚度可进一步提高。在更多的情形下, 由于物质供给率的下降, 海底阶地的沉积速率也大幅度下降, 尤其是在阶地外侧。当年层厚度与最小颗粒的粒径相当时, 例如 $1 \mu\text{m}$, 纹层可能难以识别, 沉积层可能以“块状沉积”的形式出现。但是, 这不能得出沉积层的时间

分辨率不能达到 10^0 a 的结论, 在沉积速率为已知的情况下, 即使年层的形态不能被识别, 时间分辨率仍与年层相当。

2.3 重力流事件沉积

在本次实验中, 按照“随机数”方法, 环礁东侧在 10 ka 内发生了 23 次重力流事件; 以环礁半径为 500 m、生物沉积物总生产为 $60 \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ 、物质输出比为 1/2 为假设条件, 计算了每次事件的规模。重力流事件规模和发生时间如图 6 所示。此类事件中的最显著者, 其规模也没有超过 10^6 m^3 , 大多数小于

10^5 m^3 , 说明较小规模的环境难以通过珊瑚生长的自组织机制生成大规模重力流事件, 比地质记录中的较大事件要小得多(Principaud *et al*, 2015, 2018; Busson *et al*, 2021)。因此, 如果在环礁周边区域出现巨厚的重力流沉积, 则不能用百年尺度的由珊瑚生长而造成的礁外坡滑坡来解释, 而应考虑地震、火山喷发等极端事件(Canals *et al*, 2004; Piper *et al*, 2012; Alves, 2015; Shanmugam *et al*, 2015; Babonneau *et al*, 2017)。

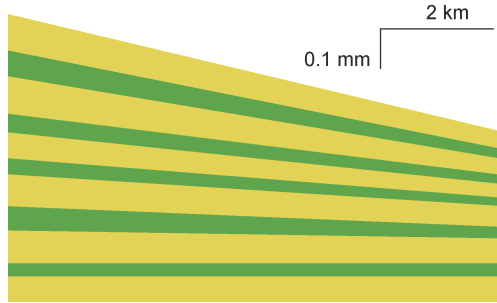


图5 靠近礁外坡处的环礁海底阶地年周期沉积特征示意图

Fig.5 Schematic diagram of annual cycle deposition characteristics of the submarine terrace near the outer slope
注: $r=500 \text{ m}$, $H=1\ 040 \text{ m}$, 礁缘物质输出率为 $1/2$; 黄色为背景物质沉积层, 绿色为季节性物质沉积层

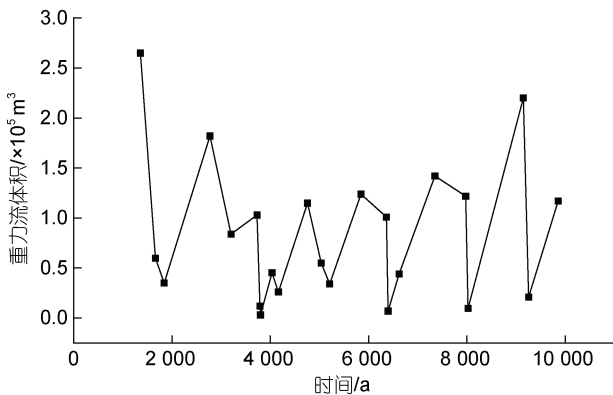


图6 “随机数”方法形成的环礁东侧重力流事件规模和发生时间

Fig.6 Magnitude of gravity flow event and occurrence time that assumed in the eastern side of the atoll using the “random number” method

根据所设置的数值实验条件, 上述重力流事件在海底阶地上的堆积格局如图7所示。在 10 ka 时间尺度上, 环礁外坡附近的总堆积厚度为 10^0 m 量级, 可见重力流堆积的厚度没有超过 10^{-1} m 量级。图6、图7的结果表明, 以本文的勘察式模拟方法, 能够给出假定机制下的重力流事件发生的频率-强度关系, 它与地震、火山喷发等极端事件造成的重力流事件频

率-强度关系应有很大的差异, 据此可以判别地层中出现的重力流沉积的类型和控制机制。

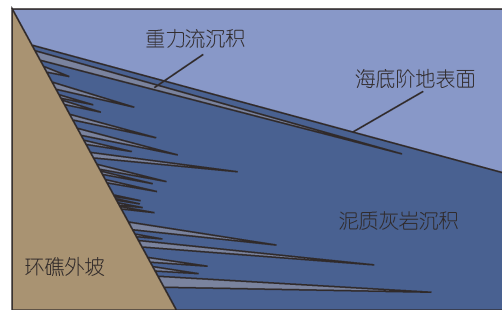


图7 假想环礁东侧海底阶地重力流和泥质灰岩沉积的模型输出结果

Fig.7 Model output of sediment gravity flow and lime mud deposition on the submarine terrace in the eastern side of the hypothetical atoll

2.4 沉积层序特征与高程-面积关系

环礁形态和沉积更长时间尺度演化的结果可以用高程-面积关系曲线来概括。该曲线的横坐标为不同高程所占平面面积的累积百分比, 纵坐标为床面高程。随着长时间沉积过程的进行, 高程较大部分所占的面积将逐渐增加, 因此曲线的形态有从下凹形向上凸形发展的趋势。

勘察式模拟结果中, $r=500 \text{ m}$ 、 $H=1\ 040 \text{ m}$ 的假设是有代表性的, 经过 10^7 a 的环礁生长和海底阶地堆积(包括细颗粒物沉降和重力流堆积), 靠近环礁外坡处地层厚度超过 100 m , 而海底阶地大部分面积上均小于 100 m , 曲线的形态仍呈现明显的下凹形(图8a)。这说明珊瑚生长区提供的物源较小, 因而难以在此时间尺度上快速增加海底阶地地层的厚度。

与之形成鲜明对比的是, 南海中沙群岛海区和南海南沙群岛海区的高程-面积关系曲线(图8b、8c)却显示了较显著的改变, 尽管南海海盆的形成历史表明这两个区域的珊瑚生长具有相同的时间尺度(Briais *et al*, 1993; Wang *et al*, 2009; Barckhausen *et al*, 2014)。南海中沙群岛海区的背景水深为 2 km 量级, 将近一半的面积高程有显著增高; 南沙群岛海区的曲线是以 $1\ 000 \text{ m}$ 水深为外界的(与图8a相近)这里 2 m 水深以浅的礁坪占了总面积的 7.2% 。造成差异的因素有多种可能, 值得进一步探讨, 如图8a针对的是单个环礁体系, 而图8b、8c却涉及多个环礁, 尤其是南沙群岛区域, 而且其中许多环礁规模很大(曾昭璇等, 1997), 可能是有继承性的(Wu *et al*, 2020)。

在本文算法上, 10^7 a 之前的海底阶地地面高程假

设为处处一致, 而实际的地面高程可能已经由于前期堆积过程而有了一定的高程差异(于红兵等, 1999; 徐东海等, 2018; 杨朝云等, 2018; 黎雨晗等, 2020), 这也会有所影响。假设一个倾斜的原始地面是一个可能的解决方案, 但在操作层面上此前的地形如何假设, 还缺乏根据。所幸图 8a 与图 8b、8c 之间的差异较大, 因而可以排除这一因素的影响, 即图 8 对照中显示的差异是真实的。本文的分析并非专门针对南海, 但上述问题值得未来进行进一步探索。

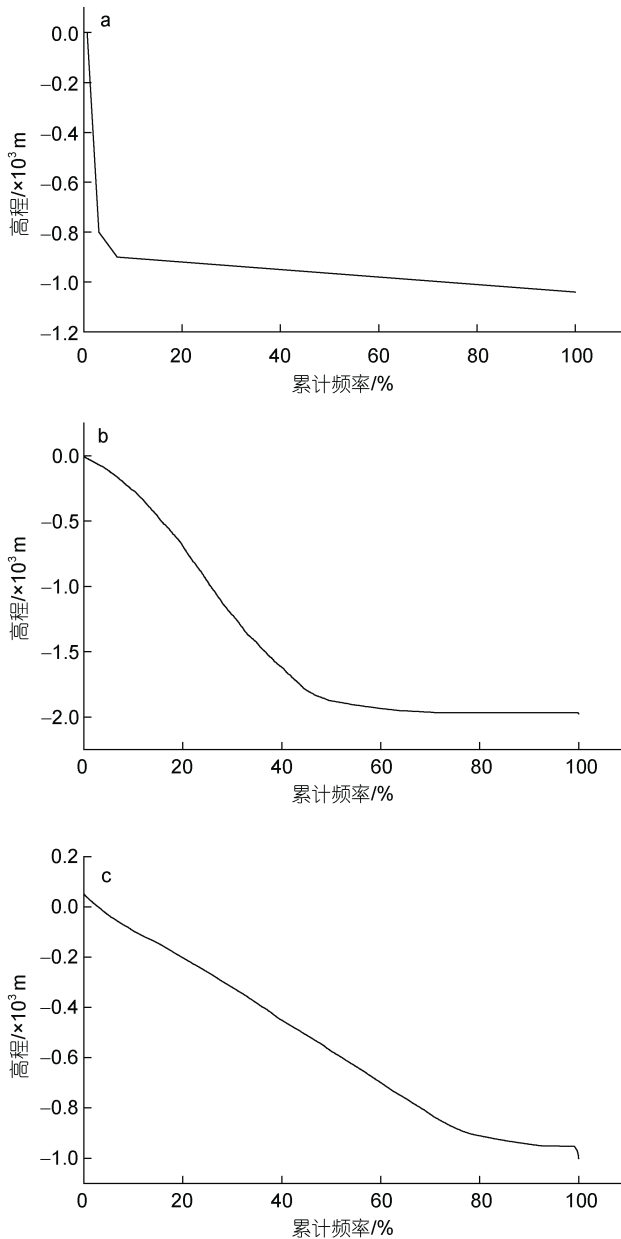


图 8 环礁和海底阶地高程-面积关系

Fig.8 Hypsometric curves of the atoll-submarine terrace system
注: a: 勘察式模拟结果($r=500$ m, $H=1\ 040$ m, 时间尺度 10^7 a);
b: 南海中沙群岛海区实测结果; c: 南海南沙群岛海区实测结果

3 讨论

3.1 海面变化影响

虽然在前述模拟实验中考虑了水深的因素, 但海面变化速率没有专门作为变量加以考虑。海面位置影响水深, 这一点包含在水深因素里了, 而海面变化影响还需从能量、物质角度进行更加全面的预估(Woodroffe, 2008)。由于当前正处于全球变暖、海面上升的阶段, 因此, 环礁地貌、沉积的响应问题广受关注, 潮流(Wasserman *et al.*, 2014; Rasheed *et al.*, 2021)、波浪(Shope *et al.*, 2017)、风暴和海啸(Kench *et al.*, 2006; Engel *et al.*, 2016)是沉积物运输的主要动力, 环礁海滩冲淤和岸线进退成为研究热点。环礁的物质来源是另一个热点, 珊瑚生长能否提供充足的供给(Betzler *et al.*, 2015; Liang *et al.*, 2016)是珊瑚礁能否在海面上升中生存下来的关键。

上述两个方面的论点对于岸礁和堡礁而言是成立的, 由于有海岸的依托, 沉积物在通常的水动力条件下有向岸运输的趋势, 珊瑚的持续生长状况决定了礁体可以有维持、追赶、淹没等三种状态(Woodroffe, 2003)。但对于环礁, 本文模型中礁外坡是一个重要因素, 它制约了礁体向上生长的速率, 如果生长加快, 沉积物重力流也更易于发生(Trofimovs *et al.*, 2010)。从几何形态的角度看, 海面上升就相当于加大了水深, 所以向上生长是否保持环礁的规模很成问题。例如, 在灰沙岛的情形下, 对于当海面上升 6 m, 如要保持海面附近的 500 m 环礁半径, 在 34° 休止角下, 就必须在 6 m 水深之处将半径扩大 8.9 m, 而根据表 1 的计算数据, 这是不可能的。因此, 即便珊瑚向上生长的速率与海面上升保持同步, 半径也必须要有收缩 8~9 m, 如果海面上升幅度高达 130 m, 则需要收缩 193 m, 也就是说, 半径小于 193 m 的环礁必然会被淹没。图 9 给出了灰沙岛在海面上升阶段的生长情况。如果环礁是属于其中心部位有潟湖的那种类型, 那么环礁顶部平台假设不再成立, 新生成的物质将用于填充潟湖(范德江等, 2018), 而非用于向上生长, 被淹没是必然的。

海面下降情形下, 礁外坡也有重要影响(图 9)。礁坪高程接近于海面者, 如果海面下降, 则必有一部分礁体暴露于睡眠之上, 经受溶蚀作用, 甚至形成喀斯特地貌。同时, 暴露的礁体重力作用增大, 更易发生礁外坡的滑坡。

值得注意, 为了应对太平洋、印度洋的环礁区域

的海面上升,尤其是马绍尔群岛(Gerhardt, 2020)、马尔代夫(Brown *et al*, 2020)、法属波利尼西亚(Duvat *et al*, 2017, 2021; Montaggioni *et al*, 2021)等脆弱区域,人们试图在环礁岛屿上抬高地面或其他阻止岸线后退的工程,这将增加岛屿边缘区域的水下滑坡风险。自然状况下,海面上升使得高于面积缩小,人为地保持岛屿面积,外坡的失稳更易发生。环礁上的各种试图改变礁体地貌的措施都有此种风险,需要充分的评估。

在长时间尺度下,海面变化是引发重力流强度-频率变化的因素(Trofimovs *et al*, 2010),对环礁外围海底阶地沉积也有影响。当海面上升,环礁顶部半径收缩,因此生物生产减少,外缘阶地沉积速率也下降;反之,当海面下降,环礁顶部半径加大,因此,生物生产增加,外缘阶地沉积速率也上升。因此,海底阶地沉积速率的周期性变化可含有海面和气候变化的信号。此外,当风暴较多较强时,年层厚度可能增加,可作为风暴过程的指示物。

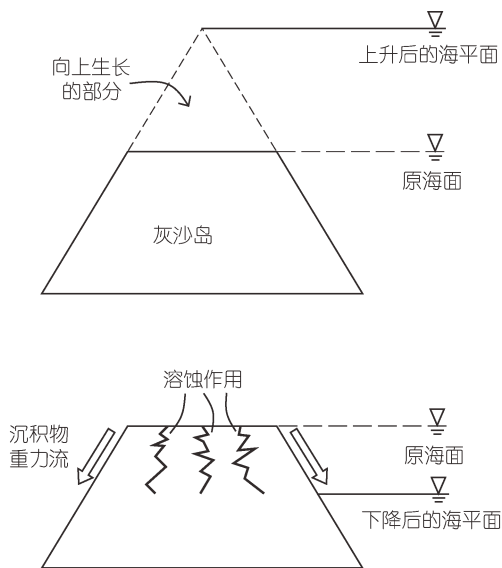


图9 海面上升或下降对灰沙岛地貌的影响

Fig.9 The effect of sea level rise or fall on the morphology of the lime sand Island

3.2 沉积记录多样性

从勘察式模拟结果看,环礁及其海底阶地的沉积记录有着显著的多样性,其特征和环境演化的指示意义值得深入研究。环礁“圆台体”的演化历史被反映在其内部的层序中(罗云等, 2022)。环礁规模的增大伴随着整体的沉降,珊瑚生长带的半径也向上扩大,因此,沿环礁半径的系列钻孔应能揭示这一生长

过程。海面变化周期叠加在总体演化趋势之上,表现为珊瑚生长带的周期性收缩和扩大(海面上升与收缩对应,海面下降与扩大对应),因此钻孔中礁体和碎屑堆积体之间的界线可能呈现锯齿状的垂向变化。此外,实际的环礁并非都接近于圆台形状,而是表现出椭圆、长条形多边形等多种形状,这代表环礁生长的各向异性或基底原始地形的影响(曾昭璇等, 1997; Chabaud *et al*, 2016; Wu *et al*, 2020)。

在海底阶地上,逃逸离环礁的生物碎屑构成细颗粒物本底沉积,而在靠近礁外坡处还形成本底物质与重力流的交替沉积。海底阶地的范围和沉积速率决定于悬沙输运格局,因而受到环礁之外水深和海盆环流的制约(Chabaud *et al*, 2016)。在本文模拟中,采取了10 km扩散范围的假设,在表4所示的典型案例中,输出物质通量为物源总量的1/4,其输运宽度是500 m环礁的周长,水深为 10^3 m量级,在1 a时间内发生,由此可估算出平均输运通量的量级。与此同时,10 km范围内的悬沙浓度梯度为 10^{-5} kg/m³量级(表4)。因此,根据扩散方程,相应的扩散系数为 10^1 m²/s量级,介于河口海岸环境(Lewis, 1997)和开敞海洋环境(Apel, 1987)物质输送的分子扩散系数和弥散系数之间。不同扩散系数条件下的输运计算超越了本文的目标,没有能够进行,但未来可对这个问题进行专门的探讨,特别是考虑潮汐(姜锦东等, 2018)、中尺度涡旋(徐茗等, 2019)和海盆尺度的环流(蔡树群等, 1999)等因素。此外,在环礁密集分布的区域,本底沉积的物源与多个环礁有关,这增加了“年层”样式的复杂性。前已述及,年层的特征也与海面位置有关,因而含有海面变化信息。

年层的不同组合可以周期性层序的形式出现,每个周期均含有多个年层。这与水层中的环境变化有关,而后者又可与构造运动和/或气候变化相关联。图10a展示了叠加在年层之上的水层事件的沉积产物,一个可能的过程是,构造运动、气候变化造成水层生物生产和沉降通量变化,因而使年层中出现生物沉积的周期性变化(参见图10a中的红色层)。此类现象在地质历史上很普遍,如南京地区广泛分布的早三叠系“红色层面”薄层石灰岩(图10b),其层厚过大,不可能是年层,因此红色层面极有可能是环境变化的产物。关键问题是,如何从年层的识别中确定周期性沉积的时间尺度,这个论题的研究可能从勘察式模拟中获益。

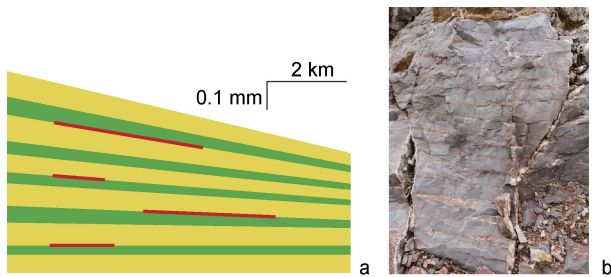


图 10 环礁沉积记录的不同时间尺度的周期性

Fig.10 The cyclicity of atoll sedimentary records at different time scales

注: a: 海底阶地夹在年周期沉积之中的水层环境变化信息; b: 早三叠系薄层灰岩中超越年层的周期性沉积(原位地层, 拍摄于南京仙林地区, 对角线距离为 0.45 m)

3.3 勘察式模拟的流程

如前所述, 在沉积地质学研究中, 仿真模拟和勘察式模拟的共同点, 都是针对系统的过程-产物关系的, 但在研究目标上有较大的不同。仿真模拟是针对一个具体的系统行为的, 如长江三角洲的沉积体系的形成、演化。而勘察式模拟是要获得系统行为的谱系, 提炼重要的科学问题。为了实现这一目标, 勘察式模拟具有独特的流程。

以本文环礁模拟实例, 勘察式模拟有以下几个步骤。首先, 需要构建控制方程。针对环礁的问题, 控制方程是基于物质守恒定律的沉积物收支方程和环礁几何形态假设而构建的, 在此理论框架下水动力学的控制方程是缺失的, 但这并不影响勘察式模拟的进行, 这是因为在后续模拟流程中只需要确定基本变量的定义域, 而无需表征水动力变量的具体数值。

其次, 确定控制方程中的基本自变量, 并确定其定义域。对于环礁沉积体系而言, 生物沉积物的供给率是一个基本变量。在本项研究中, 为了获得最显著的沉积记录, 尤其是代表年沉积记录的纹层, 搜寻了文献中给出的生物沉积物产出率最大值。其他重要的变量, 如水深、环礁初始规模、从环礁输出的沉积物数量、悬沙扩散距离、沉积物重力流频率和强度、重力流沉积与沉降物质沉积的相对比率等, 也确定了其变动范围。

第三, 针对基本变量定义域范围所有可能的排列组合, 进行遍历式的模拟。具体到环礁问题, 本文给出了每一种组合的沉积产物, 包括沉积速率及其空间分布格局和随时间的变化, 以此建立起基本变量与最终沉积产物之间的联系。

第四, 对勘察式模拟的结果进行综合、集成, 确定哪些结果是实际上可能发生的、哪些是不可能的。例如, 在环礁的问题上, 由于受到最大生物沉积物供给的限制, 因此在环礁沉积体系内, 无论是在圆台状环礁内部, 还是在海底阶地处, 特别高的沉积速率是不能发生的。沉积速率决定了年层和周期性沉积层的厚度, 这说明在单个环礁体系的海底阶地上, 特别厚的纹层是难以形成的。再如, 由于珊瑚礁生物沉积本身作用的限制, 在百年的周期上, 礁体每年的向上生长以 10^{-2} m 为限。由于这个原因, 生物自组织作用形成的重力流的规模也是有限制的。在百年尺度上形成的沉积物重力流, 其厚度是在 10^{-2} ~ 10^{-1} m 量级。因此, 如果在环礁周边发现更厚层的重力流沉积, 则说明有其它的动力机制。

最后, 在数据集成的基础上, 构建新的科学问题。针对环礁的模型输出结果, 本文提出了值得今后进一步研究的科学问题: (1) 环礁的规模有较大的变化范围, 那么大的环礁是由小环礁生长而成的吗? 小环礁发育为大环礁, 需要什么样的物质供给和沉积动力条件? 如果这些条件不符合, 大环礁如何形成? 与继承性的地形有关吗? (2) 海底阶地年层的厚度如何识别? 如果沉积速率过低, 年层可能难以识别, 在这种情况下, 如何确定周期中沉积单元的时间尺度? (3) 环礁外坡沉积物重力流的规模有多大? 除了生物生长的自身机制之外, 地震等极端事件触发的重力流规模是由哪些因素决定的? 如何识别不同的重力流机制? (4) 关于环礁沉积的周期性, 其内部的沉积记录中, 有哪些可以提取的信息? 海底阶地的周期性沉积与气候变化周期是什么关系? 在年层之上, 哪些过程可以引发更长时间的周期性? 这些沉积层的界面是由什么因素决定的、代表多长时间的周期性? (5) 海面变化如何影响环礁的过程-产物关系? 如何从环礁钻孔中获得海面变化周期的信息? 对于海面上升, 环礁的响应与岸礁和堡礁有何不同? 海面下降过程中, 礁边缘的失稳状态、沉积物重力流的发生是否会更加频繁? (6) 应对海面变化, 环礁人居环境的安全如何保障? 环境稳定性如何评价?

4 结论

(1) 本文基于物质守恒原理和环礁形态假设构建勘察式模型, 以计算环礁和海底阶地形成演化中的物质运输和堆积。针对环礁初始规模、水深、悬沙

输出通量等变量不同的取值范围,对环礁生长、海底阶地沉积等因变量的相应进行遍历式的计算。

(2) 模拟结果表明,环礁本身的生长受控于生物物质生产,而海底阶地的沉积范围和速率决定于悬沙运输,受到环礁外水深和海盆环流强度的制约。悬沙沉降和重力流过程形成常态垂向通量和重力流交替沉积。此简化模型所预测的环礁沉积体系高程-面积曲线可与实际曲线进行对比,进而分析环礁-海底阶地体系演化的不同机制。

(3) 相对于岸礁和堡礁,海面变化对环礁的影响更大。当海平面上升时,灰沙岛的规模减小,大幅度上升将导致小型环礁的淹没。海面下降则使得礁外坡更易发生水下滑坡,并使海面之上的部分发生溶蚀。总体上,海面变化加大地貌环境失稳的风险,不利于人居环境的维持。

(4) 环礁及其海底阶地的沉积记录有着显著的多样性。环礁演化历史被反映在其内部的层序中,如生长过程、海面变化等。海底阶地上,从环礁输出的生物碎屑构成细颗粒物本底沉积,其年层的特征也与海面位置有关,因而含有海面变化信息。年层的不同组合可以周期性层序的形式出现,每个周期均含有多个年层;周期性沉积与构造运动和/或气候变化相关联。

(5) 探索性模拟的步骤包括:建立控制方程,确定基础变量;确定基础变量的定义域(对于环礁而言,需要给出初始规模、水深、生物物质产出量、物质输出比率、扩散距离、重力流频率和强度等因素的变动范围);计算应变量的值域(如环礁生长速率、沉积速率、沉积层空间分布等);评估系统中可能和不可能发生的现象,解释相关的过程-产物关系;发现需进一步研究的科学问题(如环礁生长规模及其控制机制、环礁沉积体系中周期性沉积的时间尺度、环礁外坡由于珊瑚生长自组织机制形成的重力流事件与地震等极端事件的对比和机制识别、环礁群的海底阶地沉积记录多样性、海面变化对环礁演化的影响和沉积记录、环礁人居环境安全等)。

致谢 南京大学南海协同创新中心对现场考察和观测提供了支持。海岸与海岛开发教育部重点实验室于谦和祁雅莉帮助分析南海环礁区地形测量数据,河口海岸学国家重点实验室刘桢峤在图件绘制上提供帮助。本文曾在厦门大学地质海洋系学术报告会上宣读,感谢 Steven A. Kuehl 教授的邀请。审稿专家的意见对本文修改有很大帮助。

参 考 文 献

- 于红兵,孙宗勋,毛庆文,1999.南沙群岛永暑礁上部向海坡地貌特征研究[J].海洋通报,18(3):49-54.
- 杨朝云,韩孝辉,罗昆,等,2018.西沙群岛宣德环礁的地震层序发育特征[J].海洋地质与第四纪地质,38(6):25-36.
- 范德江,田元,傅亮,等,2018.南海西沙永乐龙洞沉积物组成、来源及其沉积作用[J].海洋与湖沼,49(6):1203-1210.
- 罗云,黎刚,徐维海,等,2022.南科1井第四系暴露面特征及其与海平面变化的关系[J].热带海洋学报,41(1):143-157.
- 赵焕庭,余克服,1999.南海珊瑚礁[M]//赵焕庭.华南海岸和南海诸岛地貌与环境.北京:科学出版社:370-453.
- 姜锦东,万国洪,滕飞,等,2018.内潮耗散与自吸-负荷潮对南海潮波影响的数值研究[J].海洋与湖沼,49(3):457-470.
- 徐东海,王利杰,姚永坚,等,2018.礼乐盆地碳酸盐岩时空分布特征及构造意义[J].热带海洋学报,37(6):49-62.
- 徐茗,陈戈,彭琳,2019.短生命周期海洋涡旋的时空分布特征[J].海洋学报,41(9):94-104.
- 高抒,2013.海洋沉积动力学研究导引[M].南京:南京大学出版社:1-398.
- 高抒,贾建军,于谦,2022.绿色海堤的沉积地貌-生态系统动力学原理:研究综述[J].热带海洋学报,41(4):1-19.
- 曾昭璇,梁景芬,丘世钧,1997.中国珊瑚礁地貌研究[M].广州:广东人民出版社:1-474.
- 蔡树群,王文质,1999.南海冬、夏季环流的三维数值模拟[J].海洋学报,21(2):27-33.
- 黎雨晗,黄海波,丘学林,等,2020.中沙海域的广角与多道地震探测[J].地球物理学报,63(4):1523-1537.
- ALVES T M, 2015. Submarine slide blocks and associated soft-sediment deformation in deep-water basins: a review [J]. Marine and Petroleum Geology, 67: 262-285.
- APEL J R, 1987. Principles of Ocean Physics [M]. London: Academic Press: 1-634.
- BABONNEAU N, CATTANEO A, RATZOV G, *et al*, 2017. Turbidite chronostratigraphy off Algiers, central Algerian margin: a key for reconstructing Holocene paleo-earthquake cycles [J]. Marine Geology, 384: 63-80.
- BARCKHAUSEN U, ENGELS M, FRANKE D, *et al*, 2014. Evolution of the South China Sea: revised ages for breakup and seafloor spreading [J]. Marine and Petroleum Geology, 58: 599-611.
- BARRY S J, COWELL P J, WOODROFFE C D, 2008. Growth-limiting size of atoll-islets: morphodynamics in nature [J]. Marine Geology, 247(3/4): 159-177.
- BETZLER C, LINDHORST S, LüDMANN T, *et al*, 2015. The leaking bucket of a Maldives atoll: Implications for the understanding of carbonate platform drowning [J]. Marine Geology, 366: 16-33.
- BETZLER C, REIJMER J J G, BERNET K, *et al*, 1999. Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank) [J]. Sedimentology, 46(6): 1127-1143.
- BRIAIS A, PATRIAT P, TAPPONNIER P, 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading

- stages in the South China Sea: implications for the Tertiary tectonics of southeast Asia [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4): 6299-6328.
- BROWN S, WADEY M P, NICHOLLS R J, *et al*, 2020. Land raising as a solution to sea-level rise: an analysis of coastal flooding on an artificial island in the Maldives [J]. *Journal of Flood Risk Management*, 13(S1): e12567.
- BUSSON J, JOSEPH P, MULDER T, *et al*, 2019. High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: controls and dynamic of the progradation [J]. *Sedimentary Geology*, 379: 77-96.
- BUSSON J, TELES V, MULDER T, *et al*, 2021. Submarine landslides on a carbonate platform slope: forward numerical modelling of mechanical stratigraphy and scenarios of failure precondition [J]. *Landslides*, 18(2): 595-618.
- CANALS M, LASTRAS G, URGELES R, *et al*, 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project [J]. *Marine Geology*, 213(1/2/3/4): 9-72.
- CHABAUD L, DUCASSOU E, TOURNADOUR E, *et al*, 2016. Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank [J]. *Marine Geology*, 378: 213-229.
- CHAVE K E, SMITH S V, ROY K J, 1972. Carbonate production by coral reefs [J]. *Marine Geology*, 12(2): 123-140.
- CRAMER K L, O'DEA A, CLARK T R, *et al*, 2017. Prehistorical and historical declines in Caribbean coral reef accretion rates driven by loss of parrotfish [J]. *Nature Communications*, 8: 14160.
- DAVIS R A JR, 1983. *Depositional Systems: A Genetic Approach to Sedimentary Geology* [M]. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall: 1-669.
- DUVAT V K E, PILLET V, VOLTO N, *et al*, 2020. Contribution of moderate climate events to atoll island building (Fakarava Atoll, French Polynesia) [J]. *Geomorphology*, 354: 107057.
- DUVAT V K E, SALVAT B, SALMON C, 2017. Drivers of shoreline change in atoll reef islands of the Tuamotu Archipelago, French Polynesia [J]. *Global and Planetary Change*, 158: 134-154.
- DUVAT V K E, VOLTO N, COSTA S, *et al*, 2021. Assessing atoll island physical robustness: application to Rangiroa Atoll, French Polynesia [J]. *Geomorphology*, 390: 107871.
- ENGEL M, OETJEN J, MAY S M, *et al*, 2016. Tsunami deposits of the Caribbean—towards an improved coastal hazard assessment [J]. *Earth-Science Reviews*, 163: 260-296.
- FAGERSTROM J A, 1987. *The Evolution of Reef Communities* [M]. New York: John Wiley & Sons: 1-600.
- GAO S, 2007. Modeling the growth limit of the Changjiang Delta [J]. *Geomorphology*, 85(3/4): 225-236.
- GAO S, COLLINS M, 1995. Net transport direction of sands in a tidal inlet, using foraminiferal tests as natural tracers [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 40: 681-697.
- GARDINER J S, 1931. *Coral Reefs and Atolls* [M]. London: Macmillan: 1-181.
- GERHARDT C, 2020. Sea level rise, Marshall Islands and environmental justice [M] // TOKAR B, GILBERTSON T. *Climate Justice and Community Renewal: Resistance and Grassroots Solutions*. London: Routledge: 70-81.
- GINSBURG R N, 1956. Environmental relationships of grain size and constituent particles in some South Florida carbonate sediments [J]. *AAPG Bulletin*, 40(10): 2384-2427.
- ILLING L V, 1954. Bahaman calcareous sands [J]. *AAPG Bulletin*, 38(1): 1-95.
- KENCH P S, MCLEAN R F, BRANDER R W, *et al*, 2006. Geological effects of tsunami on mid-ocean atoll islands: the Maldives before and after the Sumatran tsunami [J]. *Geology*, 34(3): 177-180.
- LEWIS R, 1997. *Dispersion in Estuaries and Coastal Waters* [M]. Chichester: John Wiley & Sons: 1-312.
- LI Y, GAO S, WANG Z F, *et al*, 1990. Settling velocity of fine sediments in estuarine environment [M] // YU G H, MARTIN J M, ZHOU J Y, *et al*. *Biogeochemistry Study of the Changjiang Estuary*. Beijing: China Ocean Press: 99-109.
- LI G C, XIA Q, WANG Y P, *et al*, 2021. Geometric modeling of Holocene large-river delta growth patterns, as constrained by environmental settings [J]. *Science China Earth Sciences*, 64(2): 318-328.
- LI Y L, ZOU X Q, GE C D, *et al*, 2020. Age and sedimentary characteristics of beach sediments from Yongle Atoll, South China Sea: implications for sediments supply in a coral reef system [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 187: 104083.
- LIANG Y Q, KENCH P S, FORD M R, *et al*, 2016. Lagoonal reef sediment supply and island connectivity, Huvadhu Atoll, Maldives [J]. *Journal of Coastal Research*, 75(sp1): 587-591.
- MCLEAN R F, WOODROFFE C D, 1995. *Coral atolls* [M] // CARTER R W G, WOODROFFE C D. *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press: 267-302.
- MENG M, YU K F, HALLOCK P, *et al*, 2020. Distribution of recent Foraminifera as depositional indicators in Yongle Atoll, Xisha Islands, South China Sea [J]. *Marine Micropaleontology*, 158: 101880.
- MIALL A D, 2010. *The Geology of Stratigraphic Sequences* [M]. 2nd ed. Berlin: Springer: 1-522.
- MICHEL J, LAUGIÉ M, POHL A, *et al*, 2019. Marine carbonate factories: a global model of carbonate platform distribution [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 108(6): 1773-1792.
- MONTAGGIONI L F, MARTIN-GARIN B, SALVAT B, *et al*, 2021. Coral conglomerate platforms as foundations for low-lying, reef islands in the French Polynesia (central south Pacific): new insights into the timing and mode of formation [J]. *Marine Geology*, 437: 106500.
- MURRAY A B, 2003. Contrasting the goals, strategies, and predictions associated with simplified numerical models and detailed simulations [M] // WILCOCK P R, IVERSON R M. *Prediction in Geomorphology*. Washington: American Geophysical Union: 151-165.
- OU X L, ZHU J J, LI S Z, *et al*, 2021. Submarine geomorphological features and their origins analyzed from

- multibeam bathymetry data in the South China Sea [J]. *Journal of Marine Science and Engineering*, 9(12): 1419.
- PERRY C T, KENCH P S, O'LEARY M J, *et al*, 2015. Linking reef ecology to island building: parrotfish identified as major producers of island-building sediment in the Maldives [J]. *Geology*, 43(6): 503-506.
- PIPER D J W, MOSHER D C, CAMPBELL D C, 2012. Controls on the distribution of major types of submarine landslides [M] // CLAGUE J J, STEAD D. *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge: Cambridge University Press: 95-107.
- PRINCIPAUD M, MULDER T, GILLET H, *et al*, 2015. Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas): morphology, architecture, and mechanisms [J]. *Sedimentary Geology*, 317: 27-42.
- PRINCIPAUD M, MULDER T, HANQUIEZ V, *et al*, 2018. Recent morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank (Bahamas) [J]. *Sedimentology*, 65(6): 2088-2116.
- RANKINE W J M, 1857. II. On the stability of loose earth [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 147: 9-27.
- RASHEED S, WARDER S C, PLANCHEREL Y, *et al*, 2021. Response of tidal flow regime and sediment transport in North Malé Atoll, Maldives, to coastal modification and sea level rise [J]. *Ocean Science*, 17(1): 319-334.
- REIJMER J J G, MULDER T, BORGOMANO J, 2015. Carbonate slopes and gravity deposits [J]. *Sedimentary Geology*, 317: 1-8.
- ROELVINK D, RENIERS A, 2012. *A Guide to Modeling Coastal Morphology* [M]. Singapore: World Scientific.
- SHANMUGAM G, WANG Y, 2015. The landslide problem [J]. *Journal of Palaeogeography*, 4(2): 109-166.
- SHOPE J B, STORLAZZI C D, HOEKE R K, 2017. Projected atoll shoreline and run-up changes in response to sea-level rise and varying large wave conditions at Wake and Midway Atolls, Northwestern Hawaiian Islands [J]. *Geomorphology*, 295: 537-550.
- STOCKMAN K W, GINSBURG R N, SHINN E A, 1967. The production of lime mud by algae in south Florida [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 37(2): 633-648.
- STODDART D R, 1965. The shape of atolls [J]. *Marine Geology*, 3: 369-383.
- TALLING P J, 2014. On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings [J]. *Marine Geology*, 352: 155-182.
- TROFIMOVS J, FISHER J K, MACDONALD H A, *et al*, 2010. Evidence for carbonate platform failure during rapid sea-level rise; *ca* 14 000 year old bioclastic flow deposits in the Lesser Antilles [J]. *Sedimentology*, 57(3): 735-759.
- WANG P X, LI Q Y, 2009. *The South China Sea: Paleoceanography and Sedimentology* [M]. Dordrecht: Springer: 1-506.
- WANG W X, FISHER N S, 1997. Modeling metal bioavailability for marine mussels [M] // WARE G W. *Reviews of Environmental Contamination and Toxicology: Continuation of Residue Reviews*. New York: Springer: 39-63.
- WASSERMAN H N, RANKEY E C, 2014. Physical oceanographic influences on sedimentology of reef sand aprons; Holocene of Aranuka Atoll (Kiribati), Equatorial Pacific [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 84: 586-604.
- WIENS H J, 1962. *Atoll Environment and Ecology* [M]. New Haven: Yale University Press: 1-532.
- WOODROFFE C D, 2003. *Coasts: form, Process and Evolution* [M]. Cambridge: Cambridge University Press: 1-621.
- WOODROFFE C D, 2008. Reef-island topography and the vulnerability of atolls to sea-level rise [J]. *Global and Planetary Change*, 62(1/2): 77-96.
- WU S G, CHEN W L, HUANG X X, *et al*, 2020. Facies model on the modern isolated carbonate platform in the Xisha Archipelago, South China Sea [J]. *Marine Geology*, 425: 106203.
- WUNSCH M, BETZLER C, EBERLI G P, *et al*, 2018. Sedimentary dynamics and high-frequency sequence stratigraphy of the southwestern slope of Great Bahama Bank [J]. *Sedimentary Geology*, 363: 96-117.
- WUNSCH M, BETZLER C, LINDHORST S, *et al*, 2017. Sedimentary dynamics along carbonate slopes (Bahamas Archipelago) [J]. *Sedimentology*, 64(3): 631-657.

PROCESS-PRODUCT RELATIONSHIPS OF ATOLL DEPOSITION SYSTEMS: A PRELIMINARY TESTING OF EXPLORATORY MODELING

GAO Shu

(Key Laboratory of Coastal and Island Development, Ministry of Education, School of Geographic and Oceanographic Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, China)

Abstract The quantitative modeling of marine sedimentary system can be divided into simulation and exploratory approaches, and the latter aims at establishing a continuous spectrum of sedimentary pattern and identifying new scientific questions. In the present contribution, a methodological framework of exploratory modeling was proposed to determine the definition domain of the independent variables contained in the governing equations, and then to define the range of dependent variables. In combination with the sediment budgeting principle and an assumption for the atoll geometry, the sediment transport and accumulation pattern over the atoll proper and its submarine terrace are predicted. Atoll is a unique type of coral reef, and its top part provides almost all the source of materials for reef growth and accumulation on reef slope and over the terrace. Results show that the growth of atolls is controlled by bioclastic production, and the extent and deposition rate at the terraces are controlled by the suspended sediment flux off the atoll, which is in turn controlled by water depth outside the atoll and the circulation of the ocean basin. The process of suspended sediment transport and gravity flow forms the alternating deposits. The hypsometric curves predicted by the model can be compared with the actual curves, to reveal the various mechanisms of the atoll evolution. Furthermore, the modeling output implies a number of scientific questions for further research, e.g., the magnitude of atoll growth and its control mechanisms, the temporal scale associated with the cyclicity of the deposits, the differentiation between the sediment gravity flows due to the coral self-organization mechanism and those due to earthquakes and other extreme events, the diversity of atoll-terrace sedimentary records in relation to the information on atoll evolution and environmental changes, and the influence of sea level changes on the atoll living conditions.

Key words coral reef; material budgeting; geometric assumption; suspended sediment transport; gravity flow; carbonate deposition