

文章编号: 1000-0550(2025)03-0939-22

陆架边缘轨迹自动后退现象的二维数值模拟研究

李莉^{1,2,3}, 王俊辉^{1,2,3}

1. 中国石油大学(北京)海南研究院, 海南三亚 572025

2. 油气资源与探测国家重点实验室, 北京 102249

3. 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京 102249

摘要 【目的】研究陆架边缘轨迹有助于分析陆架边缘沉积系统的演化及预测深水砂体的分布, 一直以河流—三角洲体系的海岸线轨迹作为研究对象的海岸线自动后退原理同样适用于陆架边缘轨迹。为了验证陆架边缘轨迹的自动后退现象, 开展了二维数值模拟研究。【方法】利用 DionisosFlow 沉积数值模拟软件, 对沉积物由冲积河流稳定供给、基准面曲折上升(低频基准面上升复合高频基准面旋回)背景下的陆架边缘生长过程进行二维数值模拟。【结果与结论】模拟结果表明, 在基准面曲折上升背景下, 短期的基准面下降使得海岸线推进至最远端形成陆架坡折拐点(陆架边缘), 陆架边缘随着基准面整体的缓慢上升不断抬升, 其轨迹表现为早期的向海推进和晚期的向陆后退, 上述过程即为陆架边缘轨迹自动后退现象。陆架边缘轨迹自动后退现象具有以下特征: (1) 陆架边缘自动后退的轨迹遵循着和海岸线自动后退相似的理论轨迹; (2) 相比于基准面稳定上升背景下生长的海岸线沉积系统, 基准面曲折上升背景下的陆架边缘沉积系统受高频下降期间下切侵蚀的作用, 在基准面下降结束后形成的顶积层坡度较陡, 导致发生自动后退的时刻较晚; (3) 陆架边缘自动后退现象主要受盆地初始地形几何特征及基准面低频上升(沉降)速率控制。在其他外部因素不变的条件下, 初始冲积河流平原的坡度越小或基准面低频上升(沉降)速率越大, 陆架边缘坡折发生自动后退和自动坡折的时刻越早, 反之, 陆架边缘发生自动后退和自动坡折的时刻越晚。南海北部珠江口盆地中中新世韩江组、上新世万山组为可能的沉积实例。验证陆架边缘轨迹的自动后退现象和了解其特征有助于解释不断沉降的被动型大陆边缘盆地陆架边缘的迁移。

关键词 数值模拟; DionisosFlow; 基准面曲折上升; 陆架边缘轨迹; 自动后退现象

第一作者简介 李莉, 女, 1999年出生, 硕士研究生, 沉积岩石学及储层沉积学, E-mail: lilieemail@163.com

通信作者 王俊辉, 男, 副教授, 博士生导师, E-mail: wangjunhui@cup.edu.cn

中图分类号 P539 **文献标志码** A

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2024.116

CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2024.116

0 引言

传统层序地层学将不同的地层单元划分为海侵、低位、高位体系域^[1-5], 但是没有表现出体系域预期连续性的地层可能会被错误解释^[6-9]。因此, Helland-Hansen *et al.*^[10]提出成因地层学轨迹研究, 通过沉积系统的海岸线轨迹和陆架边缘轨迹, 更为客观地研究沉积物的搬运和展布。其中, 陆架边缘轨迹是在陆架边缘坡折地形的生长过程中陆架边缘的迁移路径, 通过陆架边缘坡折拐点在垂向和纵向的

位置变化进行识别。陆架边缘轨迹研究有助于分析陆架边缘沉积系统的演化^[10-11], 也是预测深水砂体分布的有利工具^[12-14]。

陆架边缘坡折地形生长于基准面整体上升(低频基准面上升复合高频基准面旋回)的背景下, 在高频基准面下降半旋回, 三角洲进积到陆架边缘, 形成陆架边缘坡折拐点, 基准面上升将其保存起来, 进而形成向盆地前进或向陆地后退的陆架边缘轨迹^[15-16]。这个过程受沉积物供应、基准面变化、以及滨线自动后退机制等多种作用控制, 其中, 基准面的整体上升

收稿日期: 2024-04-01; 修回日期: 2024-11-23; 录用日期: 2024-12-12; 网络出版日期: 2024-12-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(42172108); 中国石油大学(北京)科研基金项目(2462020BJRC002, 2462022YXZZ010) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 42172108; Science Foundation of China University of Petroleum, Beijing, No. 2462020BJRC002, 2462022YXZZ010]

是陆架边缘生长的主要驱动因素^[17-18]。

在基准面整体上升的背景下,当可容空间变化速率 $A(>0)$ 与沉积物供给速率 S 保持不变(其他外部因素同样保持不变)时,与陆架边缘沉积环境和沉积机制相似的海岸线具有自动后退现象,即在经历短暂的前进之后,不可避免地后退^[17,19-20]。这为讨论基准面整体上升背景下的陆架边缘迁移提供了启示:低频的基准面上升复合高频基准面旋回,可能也会引起陆架边缘轨迹的自动后退现象。

本研究应用DionisosFlow沉积数值模拟软件,对基准面以恒定的升降速率曲折上升,沉积物输入恒定,盆地几何形态和沉积物运输能力等其他外部因素保持不变时的陆架边缘生长过程进行二维数值模拟,主要的研究目的是阐明在上述条件下:(1)陆架边缘是否以及如何随着基准面曲折上升发生自动后退;(2)陆架边缘自动后退过程的特征及其理论轨迹。

如下文所述,二维数值模拟的结果表明当基准面曲折上升,无需 A 与 S 等外部因素的改变,陆架边缘轨迹也会由向盆地方向的推进转为向陆地后退。在此期间基准面低频上升控制陆架边缘的迁移,基准面低频上升的速率越大,陆架边缘向盆地推进的最大距离就越小,发生自动后退的时刻也会提前,并且陆架边缘的自动后退遵循着与海岸线的自动后退相同的理论轨迹。

陆架边缘迁移模式的改变大多归因于外部因素的变化,例如沉积物供应量、基准面整体上升速率的增大或减小^[21]。然而,上述原因并不能充分解释陆架边缘的迁移,陆架边缘轨迹自动后退现象的验证则

为陆架边缘的迁移提供了另一种可能的解释。另一方面,陆架边缘轨迹与具有良好成藏性的陆架边缘三角洲、盆底扇的发育密切相关,了解陆架边缘轨迹的自动后退现象,有助于预测二者的分布,对油气勘探具有意义^[15]。

1 陆架边缘轨迹自动后退现象的理论分析

1.1 陆架边缘坡折地形

陆架边缘坡折地形是研究陆架边缘轨迹必要了解的基本地貌单元,作为源汇系统中最后一个且起伏及规模最大的坡折,它将沉积物从陆架推向陆坡和盆底区域,高度可达数百米或更高,具有明显的顶积—前积坡折几何形状^[15-16,22](图1),其顶积层和前积层分别为冲积河流平原和水下斜坡,二者的转变点对应于陆架坡折拐点,记录了不同时期陆架边缘的位置^[11,22-26]。

陆架边缘坡折地形生长的关键是反复穿过陆架的三角洲,其沉积过程经历高频的基准面旋回,由冲积河流向盆地输入沉积物,三角洲在高频基准面下降半旋回向盆地进积,在高频基准面上升半旋回向陆地退积,随着基准面的整体上升,地层逐渐爬升,最终形成陡峭的、数百米高的陆架边缘坡折地形^[15-16,27-29]。在陆架边缘的生长过程中,每次基准面下降结束时的陆架边缘坡折拐点,即陆架边缘的位置与同时刻的海岸线一致,如上文所述,高频基准面上升半旋回保存了每次形成的陆架边缘,随着基准面缓慢的低频上升,陆架边缘轨迹逐渐生长起来。

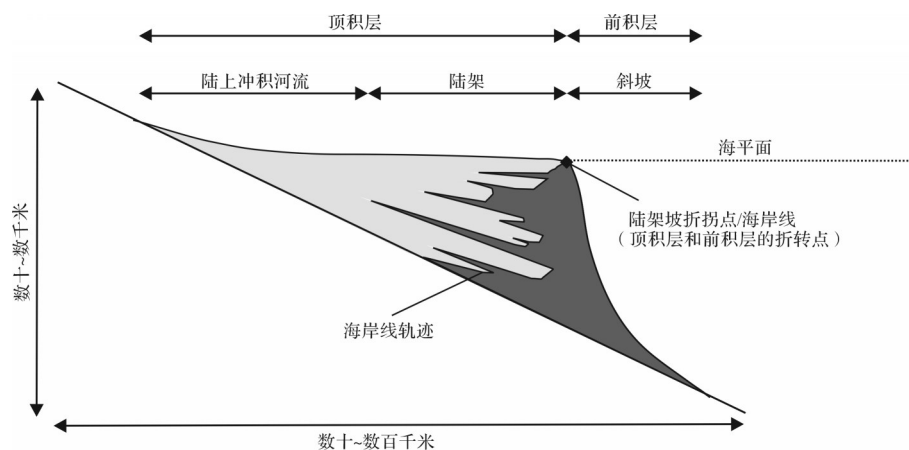


图1 陆架边缘坡折地形示意图^[22]

Fig.1 Diagram illustrating shelf-edge clinoforms^[22]

1.2 海岸线自动后退现象

Muto *et al.*^[17,19-20]和王俊辉等^[30]对河流—三角洲体系海岸线迁移的二维数值模拟和二维水槽实验表明,当基准面稳定上升,沉积物输入速率及其他外部条件保持不变($A>0$, A 与 S 保持不变),海岸线总是在向盆地推进一段时间后,转为向陆地后退,这种现象被称为海岸线自动后退^[16]。这一认识对传统层序地层学认为 A 与 S 的比值(即 A/S)控制海岸线的进积、退积提出了质疑。传统观点认为,当 $A/S<1$ 和 $A/S>1$ 时,海岸线分别向盆地前进和向陆地后退,当 $A/S=1$ 时,海岸线既不前进也不后退。海岸线自动后退理论则认为,海岸线的迁移并非简单地由 A/S 比决定,在基准面上升背景下,对于任意给定的 $A(>0)$ 与 S ,无论 $A/S=1$ 、 <1 或 >1 ,只要 A 与 S 保持不变,在河流—三角洲体系发育的初期,即河流—三角洲体系的规模足够小,海岸线向盆地方向推进,发生海退,在经历了特定的初期阶段之后,海岸线自动转变为向陆地后退,发生海侵^[17,19-20,30]。

海岸线自动后退现象可以通过二维几何模型解释^[30]。如图2所示,假设盆地基地由纵向边缘和水平陆架组成,在 X - Z 坐标系中分别与 X 轴和 Y 轴平行,二者的交点为 X - Z 坐标的原点。三角洲在恒定的基准面上升速率和沉积物供给速率的条件下生长,从上游供给的沉积物几乎全部用于建造三角

洲,在 X - Z 坐标系中三角洲由顶积层和前积层构成的沉积楔状体表示,具有三个控制其形态的自由边界:上超点、海岸线或陆架边缘坡折拐点和下超点,它们在时刻 $t=i$ 时的位置($i=1,2,3\cdots$)在 X - Z 坐标系中分别表示为 $L_i(x,y)$ 、 $F_i(x,y)$ 和 $B_i(x,y)$,在时间间隔 Δt 内沉积系统的累积沉积物量为时刻 i 和时刻 $i+\Delta t$ 沉积楔状体的自由边界所围成的六边形的面积,生长速率为 $F_i F_{i+1}$ 。最初海岸线位于 F_1 ,在时刻1与时刻2时间间隔 Δt 的沉积物增量面积为六边形 $L_1 L_2 F_2 B_2 B_1 F_1$,因为假设横截面输入的沉积物量不变,海岸线位于 F_2 后,在时刻2和时刻3时间间隔 Δt 的沉积物增量面积应与六边形 $L_1 L_2 F_2 B_2 B_1 F_1$ 的面积相同,如果三角洲保持与上一个时间间隔相同的生长速率,海岸线在时刻3的位置将落于 F_3' ,沉积物增量为 $L_2 L_3' F_3' B_3' B_2 F_2$,其面积明显大于六边形 $L_1 L_2 F_2 B_2 B_1 F_1$ 的面积,因此 F_3 必须位于 F_3' 的陆地地方。由此可见,随着基准面的稳定上升,三角洲的生长速率在横向上的分量将不可避免地减小,海岸线的进积速率减小。时刻4~5是海岸线的进积速率减为0时,海岸线不再向盆地进积,随着基准面的进一步上升,在时刻5~6海岸线的进积速率变为负,转为向陆地后退。海岸线由进积转向退积的临界点为海岸线自动后退点,也是海岸线向海最大推进点^[17,20,30]。

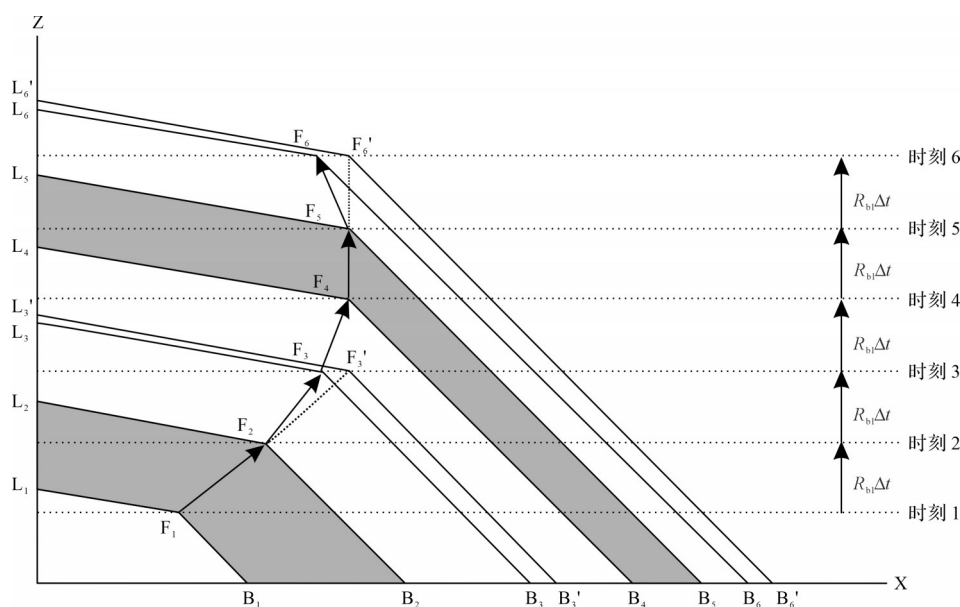


图2 海岸线自动后退现象原理图解(沉积物的供给速率与基准面上升速率均保持不变)^[19,30]

Fig.2 Illustration of the process of shoreline autoretreat in response to base level rise (In this model, both sediment supply and base-level rise rates are kept constant)^[19,30]

当盆地向陆地一侧的基底,即初始冲积河流平原的坡度小于前积层的坡度时,海岸线自动后退过程除了海岸线前进、海岸线后退,还包括自动坡折的形成。在海侵发生后,如果初始冲积河流平原的坡度小于前积层的坡度,海侵速率将小于上超点向上游后退的速率,导致冲积河流系统不断扩大,沉积物在顶积层分配的比例随之不断增加,直至完全沉积于顶积层,三角洲系统失去前积部分,整个系统转变为单一的冲积河流系统,并以固定的长度向陆地后退。至此,海岸线与上超点将以相同的速率继续向上游方向后退。水下斜坡因缺少沉积物,坡度发生改变,在纵面上表现为两段坡折,分别为早期冲积河流系统扩张时河流—三角洲的前积层斜坡和后期冲积河流以固定长度后退形成的水下斜坡(其坡度与初始冲积河流平原的坡度相等),上述水下坡折就是自动坡折^[17,30-31]。

1.3 陆架边缘轨迹自动后退现象

自动后退理论同样适用于陆架边缘。陆架边缘和海岸线的迁移相似,在沉积体的几何形态方面,在陆架边缘,斜坡的倾斜度突然向盆地增加,这一几何特征与河流—三角洲的水下斜坡相似,区别只在于陆架边缘的规模大于河流—三角洲的海岸线^[17];在沉积机制方面,陆架边缘的迁移通过河流—三角洲的海岸线穿过陆架而发生,海侵时河流—三角洲的海岸线向陆地后退,海退时河流—三角洲的海岸线靠近或位于陆架边缘,当基准面降至最低,海岸线的位置为陆架边缘坡折拐点。

在陆架边缘轨迹的生长过程中,基准面曲折上升,其升降速率和升降周期恒定,沉积物供给速率保持不变,每个基准面循环周期内的基准面最低点(陆架边缘形成点)都位于一条上升速率恒定的基准面低频上升直线上且间隔相同的时间 Δt ($\Delta t = T_{\text{hfr}} + T_{\text{bfr}}$)。随着基准面低频上升,在 Δt 内基准面低频上升高度相同,累积沉积物量相同,沉积盆地基底几何形态与河流—三角洲的海岸线相同,这与海岸线自动后退现象所发生的条件几乎一致。因此,陆架边缘轨迹在上述条件下也应当具有自动后退现象,在向盆地进积一段时间后不可避免地会向陆地后退。

2 模拟原理及模拟参数设置

本研究应用 DionisosFlow 沉积数值模拟软件对陆架边缘的生长过程进行二维数值模拟,进而研究

陆架边缘轨迹的迁移过程和方向,以此验证陆架边缘轨迹的自动后退现象。下文介绍了模拟的原理及参数设置。

2.1 软件介绍

DionisosFlow 沉积数值模拟软件由法国石油研究院(IFP)开发,主要的用途是帮助石油地质学家在勘探和评价阶段定量描述沉积盆地中从冲积平原到深海各种沉积体系的沉积过程。DionisosFlow 沉积数值模拟软件可以对与碳酸盐岩及碎屑岩相关的沉积过程进行正演和反演模拟,建立盆地内地层和沉积相模型,对沉积体系内部砂泥比也能精细地定量描述,常被用于研究构造沉降、海平面变化、沉积物源位置、沉积物供给量、压实、生长断层、沉积物搬运参数等因素的变化对沉积过程的影响。该软件也是第一个被用于含油气体系评估的软件,目前已经成功应用于北非克拉通内盆地坳陷、中东白垩纪碳酸盐岩台地、尼罗河三角洲、墨西哥湾等多个区域的油气田勘探开发工作。

2.2 模拟原理

DionisosFlow 沉积数值模拟软件主要原理是利用长时间跨度(十几万年—几十个百万年)和大空间尺度(几十千米—几百千米)下的沉积搬运方程,应用物质平衡原理模拟每个时间和空间点的沉积或剥蚀作用,进而模拟地层样式随时间的演化,定量描述沉积体的形态^[32]。本研究是对主要由河流—三角洲建造的陆架边缘生长的二维数值正演模拟,即从每一个给定的历史时间开始一步步模拟,每一步模拟考虑的关键因素包括:可容空间(随基准面变化而变化)、沉积物供应量(由冲积河流供应)和沉积物搬运过程(本文基于大尺度沉积搬运规律将其量化)^[32-33]。

在陆架边缘的生长过程中,沉积物受重力、水动力驱动,由紊流、长期水流等低能量水流进行长期搬运。因此,DionisosFlow 沉积数值模拟软件的模拟根据长期低能沉积搬运过程的经验定律,假定沉积物搬运能力 Q_s (km^3/ka)正比于斜坡坡度 S (m/km)和搬运系数 K (km^2/ka), K 是不同环境中水流沉积搬运能力的总和,具体的搬运方程为:

$$Q_s = K \times S \quad (1)$$

$$K = K_g + K_{\text{water}} q_w + K_{\text{wave}} e \quad (2)$$

式中: K_g 代表长期缓慢低能的斜坡和重力条件下均一、大规模、永久的河流搬运; K_{water} 代表当地河流的长期搬运过程; q_w 是每条河流的相对水流载荷(m/km);

K_{wave} 代表波浪长期向下游搬运; e 代表相对波浪潮汐能量(kW/kW)。

2.3 模拟参数设置

模拟需设置的参数包括盆地基础参数、初始地形、物源供应、沉积物搬运参数及基准面变化。本研究共进行3组模拟,采用控制变量法,变量分别为初始地形几何特征(由于陆架的地形非常平缓,坡降通常小于 $1:100$ ^[34-35],本文将其简化为水平表面,仅考虑初始冲积河流平原的地形变化)、沉积物的砂/泥含量、基准面低频上升速率,每组模拟包括陆架边缘轨迹模型SG(基准面曲折上升背景)和海岸线轨迹模型SL(基准面稳定上升背景)(表1),以探讨不同条件下二者的异同。除上述变量外,其他参数均设置为共同的常数(表2)。模拟中初始地形、物源及沉积物搬运参数均在古今沉积系统内解释或观测到的参数范围内,可以应用于距今360~0 ka。

2.3.1 盆地基础参数及初始地形

模型区域为 $50\text{ km}\times 4\text{ km}$ 的矩形,被划分为 $0.2\text{ km}\times 0.2\text{ km}$ 的网格(250×20 网格),模拟的沉积环境包括冲积河流平原和陆架,所有模型的初始陆架为一个宽度 4 km 、长 40 km 的水平表面,模型组1以初始冲积河流平原坡度为变量,分别为 1° 、 2° 和 3° ^[36],其他模型组的初始冲积河流平原坡度为 2° ,形态如图3所示。由于陆架宽度的限制,沉积物的扩散大多数

发生在纵向或沿河流的方向,因此模型X-Z平面可视作为整个陆架冲积体系的二维纵向剖面,这样的二维数值模拟有助于在同一坐标系下量化及对比模型中的迁移轨迹。建模考虑了两种岩性:砂岩和泥岩,其中砂岩的粒径为 0.25 mm ,泥岩的粒径为 0.02 mm 。模型运行时间开始于距今360 ka,结束于0 ka,时间步长为 2 ka 。

2.3.2 沉积物源供应参数

模型中陆架边缘生长的沉积物源位于盆地西端中心位置,物源宽度为 50 m (图3),在模拟运行过程中,沉积物入口点、河流流量及沉积物供应速率恒定不变。为简化模型,沉积物只由砂(粒径为 0.25 mm)和泥(粒径为 0.02 mm)组成,模型组2以砂/泥含量为变量,砂含量分别为80%、63%和46%,泥含量分别为20%、37%和54%,其他模型组的砂/泥含量相同,砂为63%,泥为37%。所有模拟的河流流量为 $2.04\times 10^{11}\text{ m}^3/\text{ka}$ 。上述参数值参考了更新世河流系统的相关参数^[37-38]。沉积物供给速率(Q_s)通过公式(3)估算:

$$Q_s = \frac{HLB}{T} \tag{3}$$

式中: H 代表水深; L 代表陆架沉积系统的长度; B 代表基底宽度; T 代表模拟运行时长。

本研究期望当模拟水深达到设置的最高值(约 250 m)时,得到一个长度至少 3 km 的陆架沉积系统,

表1 模型组及其变量设置

Table 1 Model groups and variable settings

模型组序号	模型编号		初始冲积河流平原坡度/($^\circ$)	砂/泥含量(%)	基准面低频上升速率/(m/ka)
	陆架边缘轨迹模型	海岸线轨迹模型			
1	SG1-1	SL1-1	1	砂:63 泥:37	0.4
	SG1-2	SL1-2	2		
	SG1-3	SL1-3	3		
2	SG2-1	SL2-1	2	砂:80;泥:20	0.4
	SG2-2	SL2-2		砂:63;泥:37	
	SG2-3	SL2-3		砂:46;泥:54	
3	SG3-1	SL3-1	2	砂:63	0.2
	SG3-2	SL3-2		泥:37	0.4
	SG3-3	SL3-3			0.6

表2 模型输入的参数汇总

Table 2 Summary of input parameters in each model group

模型参数	盆地基础参数					物源供应参数			沉积物搬运参数			
	盆地	盆地	网格	运行	运行时间	沉积物供给	沉积物源	河流	砂的水驱	砂的水驱	泥的水驱	泥的水驱
	长度	宽度	节点	时间/ka	步长/ka	速率/(m^3/ka)	宽度/m	流量/(m^3/ka)	动陆地搬	动海洋搬	动陆地搬	动海洋搬
	(x轴)/km	(y轴)/km	距离/km						运系数/(km^2/ka)	运系数/(km^2/ka)	运系数/(km^2/ka)	运系数/(km^2/ka)
数值	50	4	0.2	360	2	1×10^7	50	2.04×10^{11}	80	0.02	160	0.2

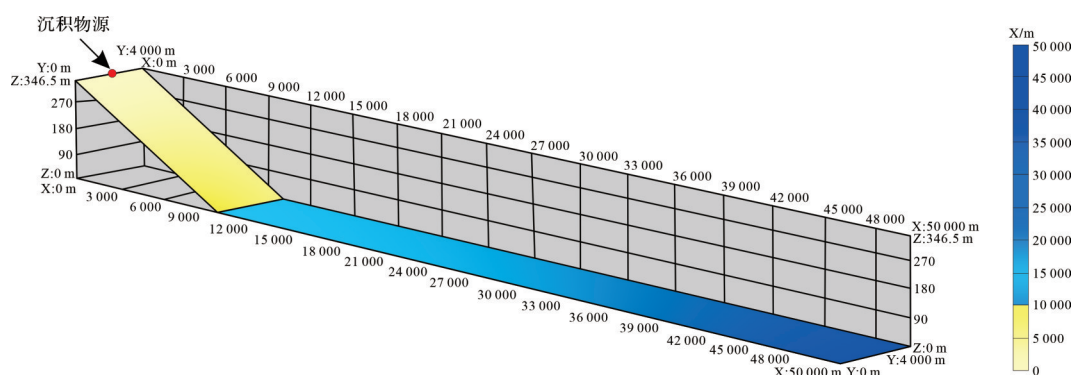


图3 模型的盆地基底几何形态示意图

Fig.3 Diagram illustrating initial geometrical morphology of basin used in the model

沉积物充填的基底宽度为4 km,所需要的沉积物体积近似于由顶积层表面、前积层表面、盆地基底、陆地基底、模拟区两侧壁构成的六面体的体积。沉积物供给速率为六面体的体积和最大模拟运行时长($T_{\max}=360$ ka)的比值,经过计算,这个数值约为 $8.34 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ka}$,因此模拟采用了在数量级上近似的 $1 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ka}$ 。

2.3.3 沉积物搬运参数

搬运参数需设置陆地河流冲积平原和海洋(或湖泊)陆架两个沉积环境的坡度及搬运系数。坡度来自初始地形的定义(表1),搬运系数的设置经过多次测试,使得沉积物在每次基准面升降时都能够有效地运输至陆架边缘,有利于陆架边缘的建造。具体参数如下:砂的水驱动搬运系数在陆地为 $80 \text{ km}^2/\text{ka}$,在海洋(或湖泊)为 $0.02 \text{ km}^2/\text{ka}$;泥的水驱动搬运系数在陆地为 $160 \text{ km}^2/\text{ka}$,在海洋(或湖泊)为 $0.2 \text{ km}^2/\text{ka}$ ^[39]。本研究模拟的沉积搬运过程主要受水流驱动,因此泥砂在陆地及在海洋(或湖泊)中的重力驱动搬运系数很小,为 $0.0001 \text{ km}^2/\text{ka}$ 。

2.3.4 基准面变化

基准面变化综合考虑海平面变化和构造沉降,其中构造沉降引起的基准面变化表现为低频上升,由海平面升降引起的基准面变化则为高频周期性升降。在模型组3中,为讨论不同沉降速率对陆架边缘轨迹的影响,模拟设置了低、中、高3个不同的基准面低频上升速率($R_{\text{blr-overall}}$),分别为 0.2 m/ka 、 0.4 m/ka 和 0.6 m/ka ,其数值选取于琼东南盆地的沉降速率范围^[40]。海平面的变化速率参考了全新世海平面的波动范围^[41],以 1 m/ka 的速率等幅线性升降9次、升降周期均为20 ka。上述不同的基准面低频上升速率和海平面变化组合运行的模拟分别为SG3-1、SG3-2和

SG3-3(图4)。在模拟运行过程中,基准面自距今360 ka开始曲折上升,至0 ka结束,低频上升的速率和沉降速率相同,高频升降的速率和周期始终保持不变。

所有模型SG都有一个对照模型SL,其基准面以恒定的速率上升,其上升速率(R_{slr})与相对应模型SG的基准面低频上升速率相同,其他条件不变。其他模型组的基准面变化模式相同,基准面低频上升速率为 0.4 m/ka ,海平面以 1 m/ka 的速率等幅线性升降9次、升降周期为20 ka。

3 关键参数及其无量纲化

为定量描述陆架边缘轨迹和海岸线轨迹,将模型X-Z剖面上初始冲积河流平原与初始陆架的交点视为X-Z坐标系的原点(0,0),X轴平行于初始陆架,指向盆地的方向为正值,Z轴表示垂直向上的距离。

在上述X-Z坐标系中,每经过20 ka记录一次海岸线的位置,每经过40 ka记录一次陆架边缘的位置和冲积河流长度。由于6次模拟的沉积系统尺度不同,本文将所有模拟结果的长度参数做无量纲化处理,无量纲化处理的方法是将长度参数除以沉积系统在二维空间的长度尺度(Λ_{2D}),以使其能够在没有规模、尺度的影响下进行对比。 Λ_{2D} 由二维剖面上单位宽度的沉积物供给速率(q_s)和基准面低频上升速率($R_{\text{blr-overall}}$)的绝对值决定^[42],具体表达式为:

$$\Lambda_{2D} = \frac{q_s}{|R_{\text{blr-overall}}|} \quad (4)$$

式中: q_s 是沉积物供给速率(Q_s)和基底宽度(B)的比值,具体表达式为:

$$q_s = \frac{Q_s}{B} \quad (5)$$

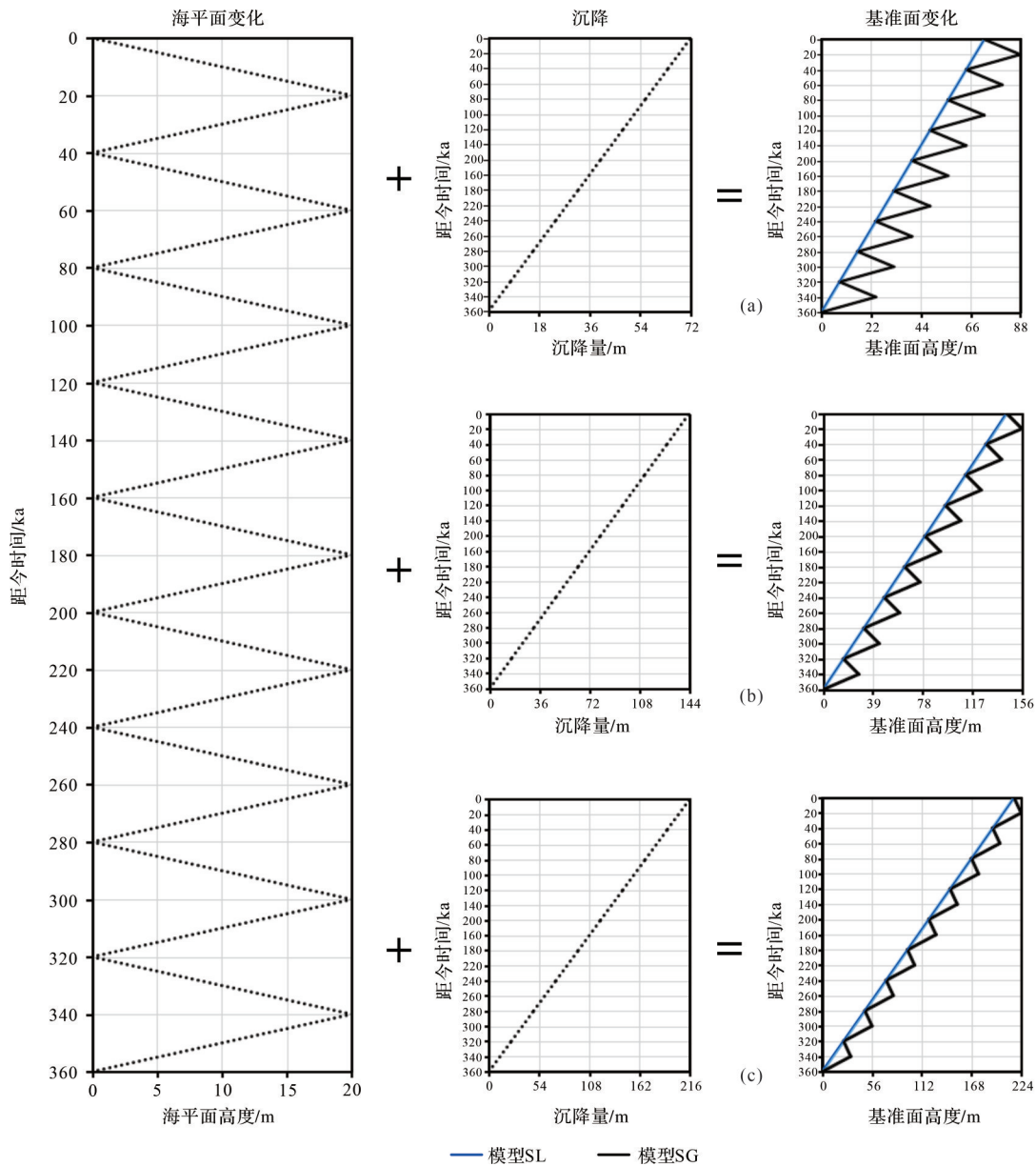


图4 模型组3的基准面变化曲线

(a)模型SG3-1及SL3-1;(b)模型SG3-2及SL3-2;(c)模型SG3-3及SL3-3

Fig.4 Base level curves in model group 3

冲积河流在海侵过程中存在一个临界长度(L_{crit})^[43],代表了单位时间内冲积河流表面与基准面上升创造的空间恰好容纳全部自上游供给而来的沉积物的最小河流长度,具体表达式如下:

$$L_{\text{crit}} = \frac{\gamma \sqrt{1 + \alpha^2}}{\gamma - \alpha} \Lambda_{2D} \quad (6)$$

在经过无量纲化后得到无量纲冲积河流临界长度 L_{crit}^* :

$$L_{\text{crit}}^* = \frac{\gamma \sqrt{1 + \alpha^2}}{\gamma - \alpha} \quad (7)$$

式中: γ 是初始冲积河流平原坡度, α 是顶积层表面坡度。

当冲积河流的长度(L)小于临界长度 L_{crit} ($L < L_{\text{crit}}$),意味着单位时间内冲积河流表面与基准面上升创造的空间不足以容纳全部输入盆地的沉积物,沉积物在充填冲积河流系统后仍有剩余,剩余的沉积物将向水下前积,形成前积层;当 $L \geq L_{\text{crit}}$,意味着单位时间内冲积河流表面与基准面上升创造的空间足以容纳全部自上游供给而来的沉积物,所有沉积物均沉积于冲积河流系统,不再前积。

18个模型在二维空间的长度尺度 Λ_{2D} 、无量纲冲积河流临界长度及计算它们所需的参数记录于表3中,无量纲海岸线或陆架边缘轨迹详见于章节4。

4 模拟结果

4.1 参考模拟组:模型SG3-2及其对照模型SL3-2

论文中模型SG1-2及模型SL1-2、模型SG2-2及模型SL2-2和模型SG3-2及模型SL3-2的参数设置完全相同,相比其他模型,具有中等的初始冲积河流平原坡度、含砂量和基准面低频上升速率,为模拟结果的参考模型(下文将以模型SG3-2及模型SL3-2作为讨论对象)。

模型SG3-2及对照模型SL3-2分别具有完整的陆架边缘轨迹自动后退及海岸线轨迹自动后退过程(图5)。模型SG3-2的基准面低频上升速率为0.4 m/ka,对照模型SL3-2的基准面恒定上升速率与模型SG3-2的基准面低频上升速率一致,二者其他参数设置如表1。

模型SL3-2最终形成的沉积地层高约150 m,长约7 000 m,海岸线轨迹显示了完整的海岸线自动后退过程:海岸线前进、海岸线后退、自动坡折的形成(图5a)^[20]。海岸线前进发生于距今360~300 ka期间,河流—三角洲向盆地进积,进积速率随着模拟的运

行而降低,冲积河流长度不断变大,沉积物在冲积河流系统分配的比例变多,在水下斜坡分配的比例变少,同时水下斜坡的长度不断增长,因此水下斜坡的厚度逐渐变小;海岸线后退开始于距今300 ka,河流—三角洲向盆地退积,由于初始冲积河流平原的坡度小于前积层的坡度,海岸线以小于上超点的速率向陆地后退,冲积河流系统继续扩大,分配于冲积河流系统的沉积物进一步增多,水下斜坡越来越薄;自动坡折形成于距今200 ka,冲积河流长度在距今200 ka时达到临界河流长度,沉积物几乎全部分配于冲积河流系统,沉积系统转变为单一的冲积河流系统,在距今200~0 ka冲积河流系统以固定长度向陆地后退,水下斜坡缺少沉积物,坡度发生改变,在纵面上表现为两段坡折,分别为早期冲积河流系统扩张时河流—三角洲的前积层斜坡和后期冲积河流以固定长度后退形成的水下斜坡。

模型SG3-2最终形成的沉积地层高约170 m,长约5 000 m,陆架边缘轨迹显示了与模型SL相似的自动后退过程:陆架边缘迁移轨迹前进、陆架边缘迁移轨迹后退、自动坡折的形成(图5b)。陆架边缘迁移轨迹前进发生于距今360~240 ka(第一至第三个周期)。第一个周期,河流—三角洲在基准面上升时实现了完整的自动后退过程,在基准面下降时,河流—三角洲在早期沿着先存沉积体表面进积,随着基准

表3 各模型在二维空间的长度尺度及无量纲冲积河流临界长度

Table 3 Parameters for two-dimensional (2D) length scale and dimensionless critical alluvial length in each model

模型	单位宽度沉积物供给速率 $q_s/(m^2/ka)$	基准面(低频)上升速率 $R_{bhl-overall}/(m/ka)$	初始冲积河流 平原坡度 γ	顶积层平均坡度 α	沉积系统在二维空间的 长度尺度 Λ_{2D}/m	无量纲冲积河流 临界长度 L_{crit}^*		
SG1-1	2.5×10 ⁶	0.4	0.017 5	0.002 52	6.25×10 ³	1.168		
SL1-1				0.000 90		1.040		
SG1-2			0.035 0	0.002 68		1.083		
SL1-2				0.000 70		1.020		
SG1-3			0.052 4	0.002 66		1.053		
SL1-3				0.000 84		1.016		
SG2-1	2.5×10 ⁶	0.4	0.035 0	0.002 75	6.25×10 ³	1.085		
SL2-1				0.000 97		1.029		
SG2-2				0.002 68		1.083		
SL2-2				0.000 70		1.020		
SG2-3				0.002 50		1.077		
SL2-3				0.000 91		1.025		
SG3-1				0.2		0.002 50	1.25×10 ⁴	1.077
SL3-1						0.000 73		1.021
SG3-2	2.5×10 ⁶	0.4	0.035 0	0.002 68	6.25×10 ³	1.083		
SL3-2				0.000 70		1.020		
SG3-3		0.6		0.002 70	4.17×10 ³	1.084		
SL3-3				0.000 65		1.019		

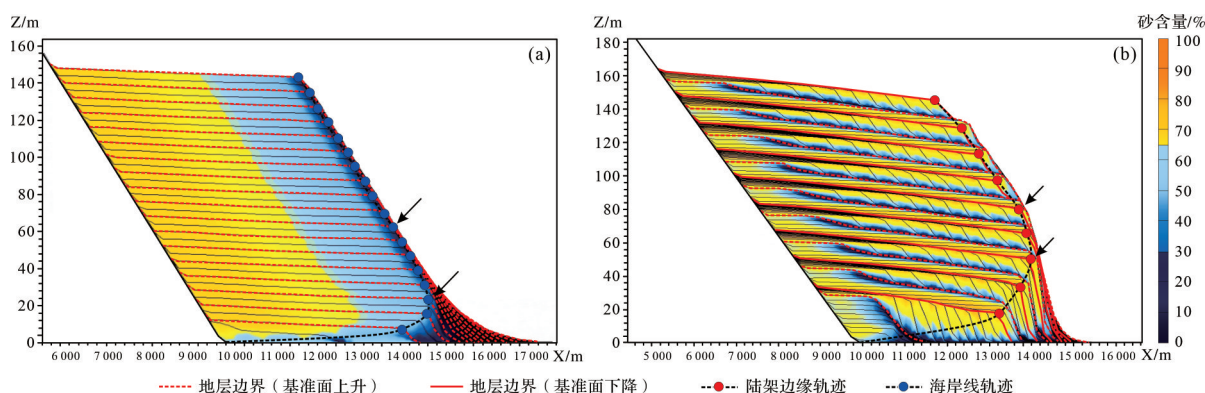


图5 模拟结果横截面

(a)模型SL3-2的海岸线自动后退现象; (b)模型SG3-2的陆架边缘自动后退现象

Fig.5 Cross-sections of the simulation results

(a) phenomenon of shoreline autoretreat in model SL3-2; (b) phenomenon of shelf-edge autoretreat in model SG3-2

面的下降,河流—三角洲进入陆架平坦的部分,向盆地推进,在基准面下降结束后形成陆架边缘。第二、第三个周期,当基准面上升时,河流—三角洲上超于盆地基底,其堆积分为两个阶段。一是河流—三角洲向陆地方向爬升的同时向盆地前积,二是冲积河流—三角洲系统转为单一的冲积河流系统并以固定长度向陆地后退,在冲积河流的上超点移动至坡度更大的初始冲积河流平原后,冲积河流系统的厚度变大,同时,基准面上升形成大陆架;当基准面下降时,河流—三角洲沿着先存沉积体表面延伸至平坦的陆架,陆架边缘较上一个周期向盆地推进的距离更远,同时由于地层下伏的地形更长,高度更高,在稳定不变的沉积物供应下,能够进积至斜坡的沉积物减少,陆架边缘坡折地形水下斜坡的厚度减小。陆架边缘轨迹后退开始于距今240 ka(第四个周期),随着模拟的运行,冲积河流—陆架—陆坡沉积系统的沉积表面面积不断增加,沉积物的恒定输入不足以维持陆架边缘稳定进积,陆架边缘开始后退。自动坡折形成于距今160 ka,此时冲积河流上超点到陆架坡折拐点间的沉积表面扩张至足以容纳所有来自上游的沉积物,在之后的基准面循环中,即距今160~0 ka(第五至第九个周期),陆架边缘轨迹继续向陆地后退,不论基准面升降,沉积物全部沉积于冲积河流上超点和陆架边缘坡折拐点间,每次基准面下降时河流—三角洲进积的最大距离都相同,沉积物始终没有越过陆架坡折拐点,陆坡缺少沉积物,坡度发生改变,表现为两段坡折,分别为早期形成陆架边缘的河流—三角洲的前积层部分和后期河流—三角洲不再越过陆架边缘坡折拐点后堆叠形成的斜坡。

将模型SG3-2和模型SL3-2产生的海岸线轨迹做无量纲化处理。如图6所示,无量纲化之后,模型SG3-2的无量纲化陆架边缘轨迹发生自动后退和形成自动坡折的时刻相对于模型SL3-2的无量纲化海岸线轨迹较晚,向盆地推进的最大距离小于模型SL3-2向盆地推进的最大距离,在二者的自动坡折形成后,模型SG3-2的无量纲化陆架边缘轨迹和模型SL3-2的无量纲化海岸线轨迹开始重合(图6a)。模型SG3-2的无量纲冲积河流长度变化趋势与模型SL3-2的无量纲冲积河流长度变化趋势一致,二者在自动坡折形成后的无量纲冲积河流长度都稳定在由公式(7)计算的无量纲冲积河流临界长度左右(图6b)。由于模型SG3-2的顶积层坡度大于模型SL3-2的顶积层坡度,模型SG3-2的无量纲冲积河流临界长度大于模型SL3-2的无量纲冲积河流临界长度。

4.2 对照模拟组

4.2.1 模型组1(以初始冲积河流平原坡度为变量)

模型SG1-1及模型SL1-1的初始冲积河流平原坡度较参考模型(2°)小,为 1° ,二者其他参数设置如表1。模型SL1-1和模型SG1-1均具有完整的自动后退现象(图7,8),其中模型SL1-1最终形成的沉积地层规模高约150 m,长为7 000 m,在距今320 ka发生自动后退,距今300 ka形成自动坡折(图7a);模型SG1-1最终形成的沉积地层规模高约165 m,长为5 000 m,在距今280 ka发生自动后退,在距今160 ka形成自动坡折(图7b)。

模型SG1-3及模型SL1-3的初始冲积河流平原坡度较参考模型大,为 3° ,二者其他参数设置如表1。模型SL1-3和模型SG1-3同样均具有完整的自动后退现象(图9,10),其中模型SL1-3最终形成的沉积地

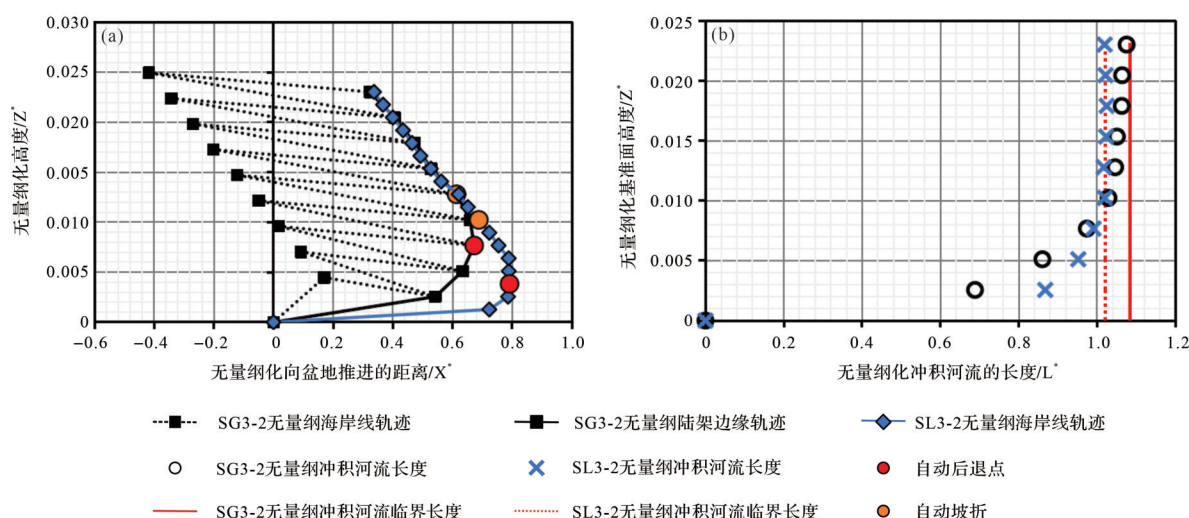


图6 无量纲陆架边缘轨迹、无量纲海岸线轨迹及无量纲冲积河流长度变化

(a)模型SL3-2的无量纲海岸线轨迹及模型SG3-2的无量纲陆架边缘轨迹;(b)模型SL3-2和模型SG3-2模拟每运行40 ka的无量纲冲积河流长度变化

Fig.6 Dimensionless shelf-edge trajectory, dimensionless shoreline trajectory, and change in dimensionless alluvial river length

(a) dimensionless shoreline trajectory of model SL3-2 and dimensionless shelf-edge trajectory of model SG3-2; (b) change in dimensionless alluvial river length per 40 ka run simulated for models SL3-2 and SG3-2

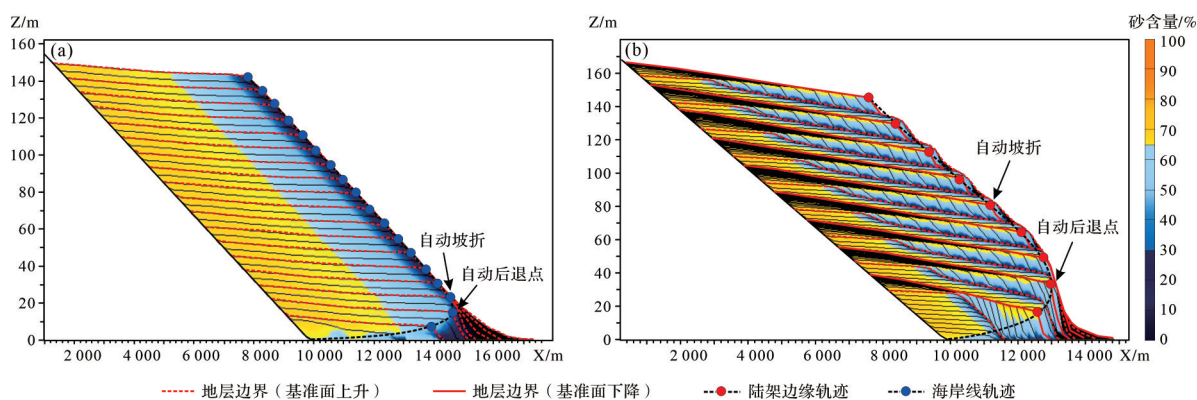


图7 模拟结果横截面

(a)模型SL1-1的海岸线自动后退现象;(b)模型SG1-1的陆架边缘自动后退现象

Fig.7 Cross-sections of the simulation results

(a) shoreline autoretreat in model SL1-1; (b) shelf-edge autoretreat in model SG1-1

层规模高约150 m,长为8 000 m,在距今300 ka年时发生自动后退,距今200 ka形成自动坡折(图9a);模型SG1-3最终形成的沉积地层规模高约160 m,长为6 000 m,在距今200 ka发生自动后退,距今160 ka时形成自动坡折(图9b)。

在无量纲空间中,模型SL1-1和模型SG1-1(图8)、模型SL1-3和模型SL1-3的结果(图10)与参考模型相似;模型SG总是比模型SL较晚的发生自动后退及形成自动坡折,向盆地推进的最大距离也较小,二者的无量冲积河流长度均达到无量纲冲积河流临界长度,模型SG1的无量纲冲积河流临界长度小于模型SL1。

相较参考模型,较小的初始冲积河流平原坡度使得基准面(稳定或曲折)上升背景下发育的沉积体规模变小,并较早地发生自动后退和形成自动坡折(模型SG1-1);相反,当初始冲积河流平原坡度较大时,沉积体的规模增大,且较晚的发生自动后退和形成自动坡折。

4.2.2 模型组2(以沉积物的砂/泥含量为变量)

相较参考模型(砂泥比为63:37),模型SG2-1和模型SL2-1具有较高的含砂量(砂泥比为80:20),模型SG2-3和模型SL2-3的砂含量较低(砂泥比为46:54)。即使砂/泥含量不同,模型组2的沉积地层规模和叠置样式也均相同(图5、图11~14),几乎同时发生

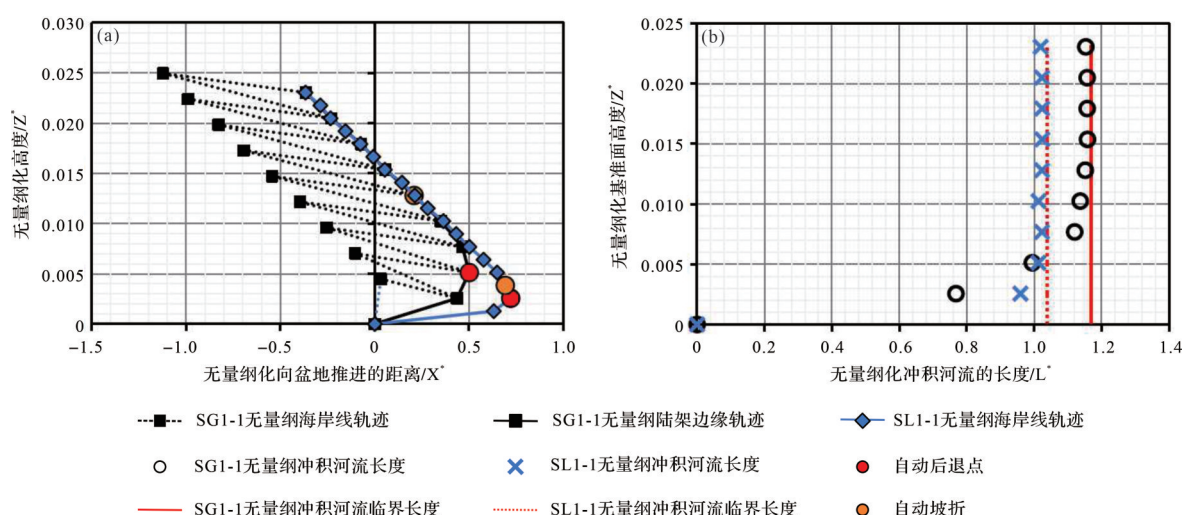


图8 无量纲陆架边缘轨迹、无量纲海岸线轨迹及无量纲冲积河流长度变化

(a)模型SL1-1的无量纲海岸线轨迹及模型SG1-1的无量纲陆架边缘轨迹;(b)模型SL1-1和模型SG1-1模拟每运行40 ka的无量纲冲积河流长度变化

Fig.8 Dimensionless shelf-edge trajectory, dimensionless shoreline trajectory, and change in dimensionless alluvial river length

(a) dimensionless shoreline trajectory of model SL1-1 and dimensionless shelf-edge trajectory of model SG1-1; (b) change in dimensionless alluvial river length per 40 ka run simulated for models SL1-1 and SG1-1

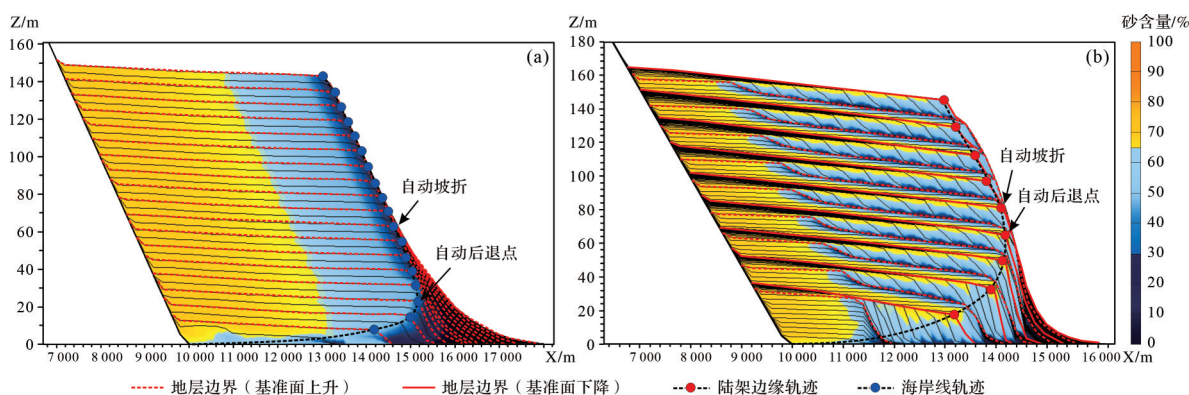


图9 模拟结果横截面

(a)模型SL1-3的海岸线自动后退现象;(b)模型SG1-3的陆架边缘自动后退现象

Fig.9 Cross-sections of the simulation results

(a) shoreline autoretreat in model SL1-3; (b) shelf-edge autoretreat in model SG1-3

自动后退和形成自动坡折,在无量纲空间中,冲积河流长度的变化趋势也一致(图12,14)。模型组2内各模型的差异仅体现在沉积体的含砂量上,其与供给的沉积物含砂量成正比。

4.2.3 模型组3(以基准面低频上升速率为变量)

模型SG3-1及模型SL3-1的基准面低频上升速率较参考模型(0.4 m/ka)小,为0.2 m/ka,二者其他参数设置如表1。模型SL3-1最终形成的沉积地层规模高达82 m,长为12 800 m,海岸线随着基准面的稳定上升,在距今120 ka时发生自动后退,在距今40 ka时形成自动坡折(图15a)。模型SG3-1最终的沉积地

层规模高达110 m,长为9 400 m,陆架边缘轨迹随着基准面的曲折上升表现为单一的进积,且进积速率逐渐减小。在每次基准面的下降过程中,随着冲积河流上超点到陆架坡折拐点的距离增大,推进至斜坡的沉积物逐渐减少,同时陆架边缘高度不断变大,水下斜坡的厚度随之减小(图15b)。

在无量纲空间中,模型SG3-1和模型SL3-1的模拟结果与参考模型的早期相似:模型SG3-1的无量纲化陆架边缘轨迹向盆地推进的距离总是小于模型SL3-1的无量纲化海岸线轨迹向盆地推进的距离,随着无量纲基准面高度的增长,二者的差距逐渐减小

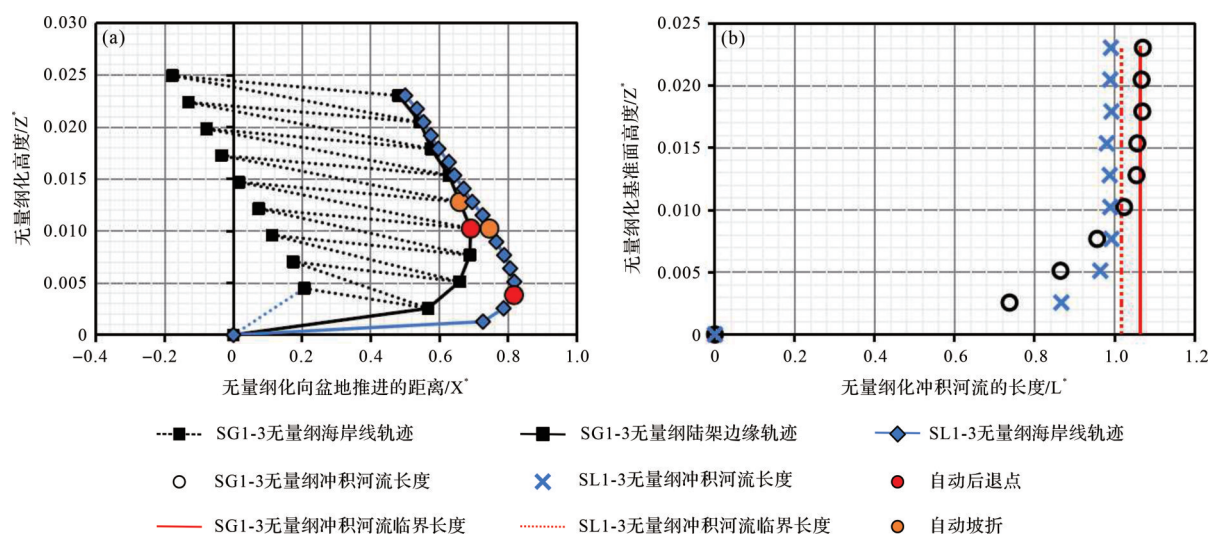


图10 无量纲陆架边缘轨迹、无量纲海岸线轨迹及无量纲冲积河流长度变化

(a)模型SL1-3的无量纲海岸线及模型SG1-3的无量纲陆架边缘轨迹;(b)模型SL1-3和模型SG1-3模拟每运行40 ka的无量纲冲积河流长度变化

Fig.10 Dimensionless shelf-edge trajectory, dimensionless shoreline trajectory, and change in dimensionless alluvial river length

(a) dimensionless shoreline trajectory of model SL1-3 and dimensionless shelf-edge trajectory of model SG1-3; (b) change in dimensionless alluvial river length per 40 ka run simulated for models SL1-3 and SG1-3

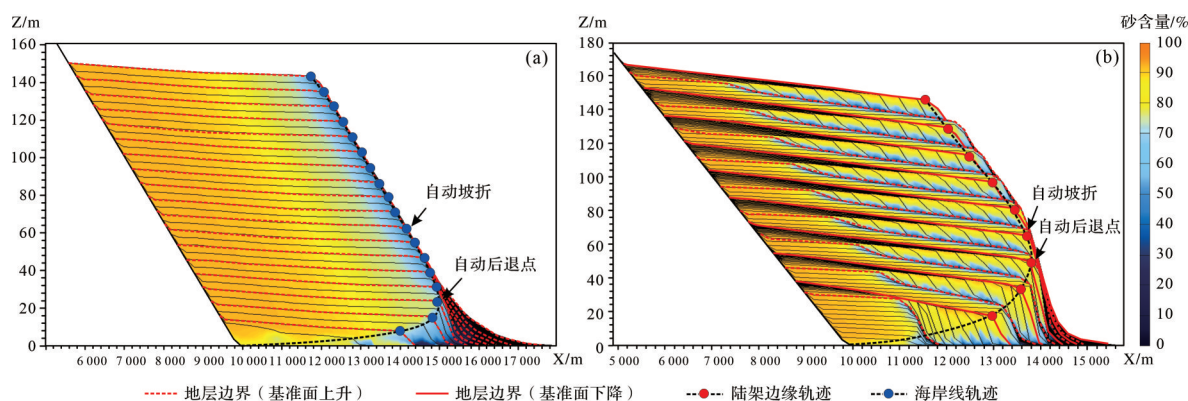


图11 模拟结果横截面

(a)模型SL2-1的海岸线自动后退现象;(b)模型SG2-1的陆架边缘自动后退现象

Fig.11 Cross-sections of the simulation results

(a) shoreline autoretreat in model SL2-1; (b) shelf-edge autoretreat in model SG2-1

(图16a)。模型SL3-1的无量纲冲积河流长度在自动坡折形成后与无量纲冲积河流临界长度接近,模型SG3-1则没有达到无量纲冲积河流临界长度,沉积物仍保持着前积(图16b)。

模型SG3-3及模型SL3-3的基准面低频上升速率较参考模型大,为0.6 m/ka,二者其他参数设置如表1。模型SL3-3最终形成的坡折地形规模高达220 m,长为5 000 m,模型SG3-3最终的坡折地形规模高达230 m,长为4 000 m,模型SL3-3的海岸线轨迹和模型SG3-3的陆架边缘轨迹都具有完整的自动后退过程(图17)。模型SL3-3的海岸线轨迹在距今

320 ka发生自动后退,在距今260 ka形成自动坡折,模型SG3-3的陆架边缘轨迹在距今320 ka发生自动后退,在距今280 ka形成自动坡折。

在无量纲空间中,模型SG3-3向盆地推进的最大距离小于模型SL3-3的海岸线轨迹向盆地推进的最大距离。在二者都形成自动坡折后,模型SG3-3的陆架边缘轨迹和模型SL3-3的海岸线轨迹开始重合(图18a),二者的无量纲冲积河流长度达到无量纲临界河流长度(图18b),并在之后的模拟运行过程中保持不变。

模拟结果表明,基准面低频上升速率越大,基准

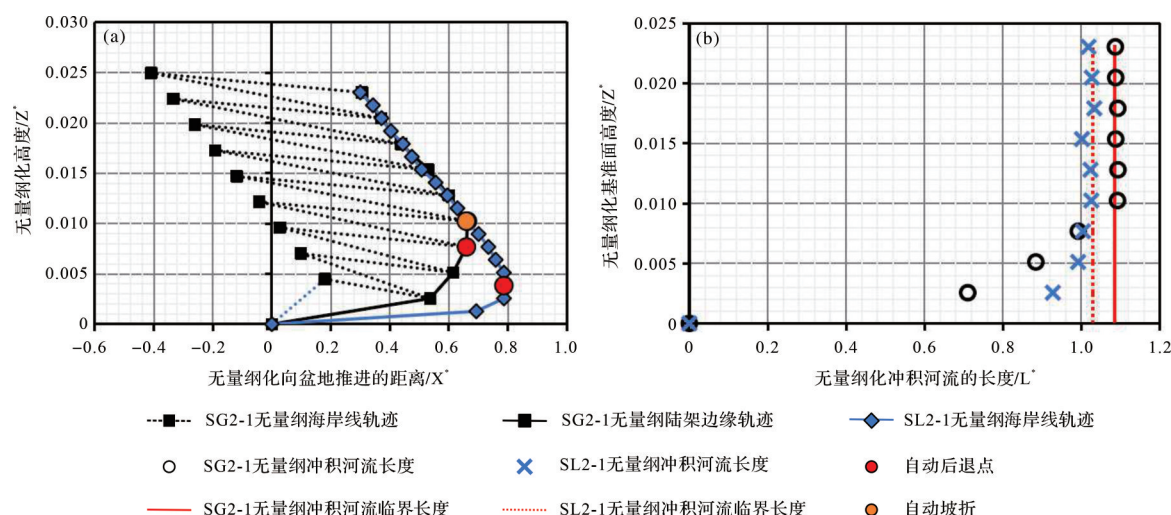


图12 无量纲陆架边缘轨迹、无量纲海岸线轨迹及无量纲冲积河流长度变化

(a)模型SL2-1的无量纲海岸线轨迹及模型SG2-1的无量纲陆架边缘轨迹;(b)模型SL2-1和模型SG2-1模拟每运行40 ka的无量纲冲积河流长度变化

Fig.12 Dimensionless shelf-edge trajectory, dimensionless shoreline trajectory, and change in dimensionless alluvial river length

(a) dimensionless shoreline trajectory of model SL2-1 and dimensionless shelf-edge trajectory of model SG2-1; (b) change in dimensionless alluvial river length per 40 ka run simulated for models SL2-1 and SG2-1

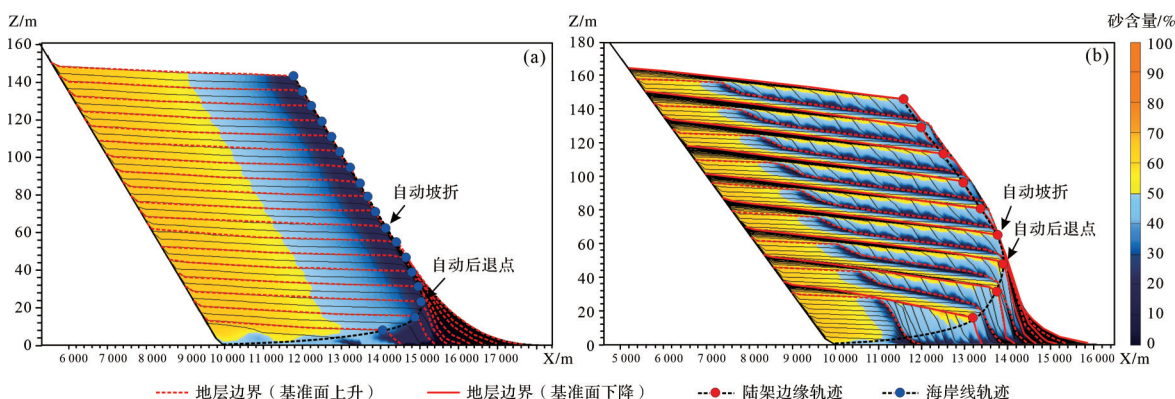


图13 模拟结果横截面

(a)模型SL2-3的海岸线自动后退现象;(b)模型SG2-3的陆架边缘自动后退现象

Fig.13 Cross-sections of the simulation results

(a) shoreline autoretreat in model SL2-3; (b) shelf-edge autoretreat in model SG2-3

面(稳定或曲折)上升背景下发育的沉积体规模越小,发生自动后退和形成自动坡折的时刻越早;当基准面低频上升速率较小时,沉积体可能不发生自动后退,或仅发生自动后退现象,而不形成自动坡折。

5 讨论

5.1 陆架边缘的自动后退现象

模拟结果表明,对于有持续沉积物供应的陆架边缘,当基准面以稳定的上升和下降速率曲折上升,沉积物供给速率等其他外部条件保持不变时,陆架边缘将发生与海岸线的自动后退现象相似的情况:

即陆架边缘在向盆地推进一段时间后,将会不可避免地后退,在陆架边缘向陆地后退的某一时刻,陆坡的坡度发生显著的变化,形成自动坡折。

在基准面曲折上升的背景下,在陆架边缘坡折地形生长的初期,即冲积河流—陆架—陆坡沉积系统的规模较小时,沉积物的供给使得沉积系统扩张,陆架边缘表现为进积,随着沉积系统的规模不断增加,恒定的沉积物供给不足以满足进积的需要,陆架边缘由前进转化为后退。在陆架边缘向陆地后退后,当初始冲积河流平原的坡度小于沉积系统的前积层坡度时,陆架边缘向陆地后退的速率将小于冲

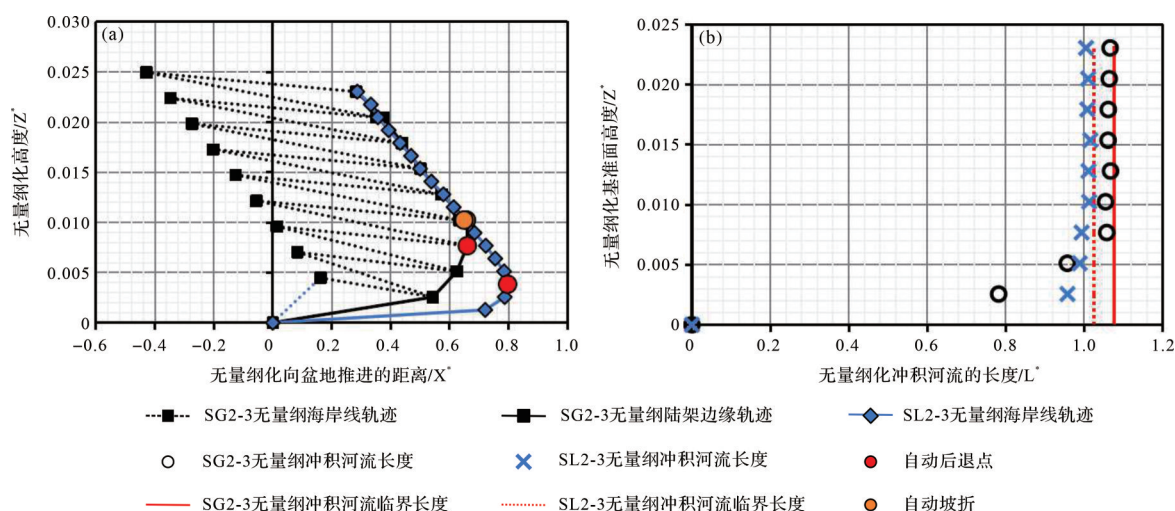


图14 无量纲陆架边缘轨迹、无量纲海岸线轨迹及无量纲冲积河流长度变化

(a)模型SL2-3的无量纲海岸线轨迹及模型SG2-3的无量纲陆架边缘轨迹;(b)模型SL2-3和模型SG2-3模拟每运行40 ka的无量纲冲积河流长度变化

Fig.14 Dimensionless shelf-edge trajectory, dimensionless shoreline trajectory, and change in dimensionless alluvial river length

(a) dimensionless shoreline trajectory of model SL2-3 and dimensionless shelf-edge trajectory of model SG2-3; (b) change in dimensionless alluvial river length per 40 ka run simulated for models SL2-3 and SG2-3

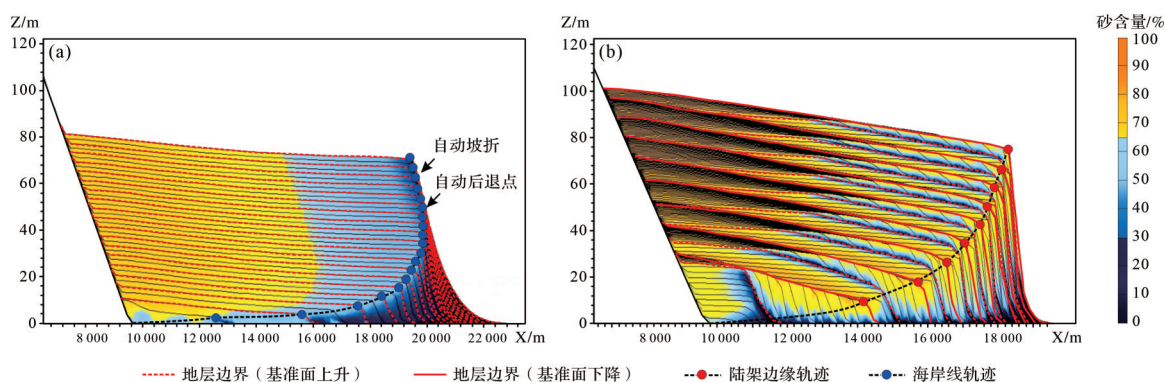


图15 模拟结果横截面

(a)模型SL3-1的海岸线自动后退现象;(b)模型SG3-1的陆架边缘自动后退现象

Fig.15 Cross-sections of the simulation results

(a) shoreline autoretreat in model SL3-1; (b) shelf-edge autoretreat in model SG3-1

积河流的上超点,导致冲积河流系统继续扩张;当陆架坡折拐点向陆一侧的沉积表面足以容纳所有来自上游的沉积物,将不会有剩余的沉积物推进至水下斜坡。在此过程中,用以建设陆坡的沉积物不断减少并表现为两个方面:(1)基准面下降至低位时越过先存陆架边缘坡折拐点的三角洲沉积物减少,当基准面下降结束后形成的冲积河流长度大于或等于临界长度,冲积河流系统的表面与下降的基准面创造的空间足以容纳所有输入盆地的沉积物,不再有沉积物越过先存陆架边缘;(2)基准面上升时三角洲的前积层变薄,直至基准面上升时的冲积河流系统也扩张至足够大,当基准面上升,沉积物全部沉积于冲

积河流系统。在之后的基准面循环过程中,地层进积或退积的新阶段都分别继承了上一个进积或退积阶段的地形,在基准面上升或下降结束时的冲积河流长度保持固定,地层的叠加不断重复着上述临界状态,沉积物始终只沉积于陆架坡折拐点向陆一侧,缺乏沉积物的陆坡几乎没有厚度的增加。在沉积物可以越过陆架边缘时,陆坡的坡度与三角洲前积层相近,在没有沉积物越过陆架边缘时,陆坡的坡度变得与初始冲积河流平原(陆地基底)相近,由于三角洲前积层的坡度往往大于初始冲积河流平原(陆地基底)的坡度,陆坡形成坡折,即自动坡折。

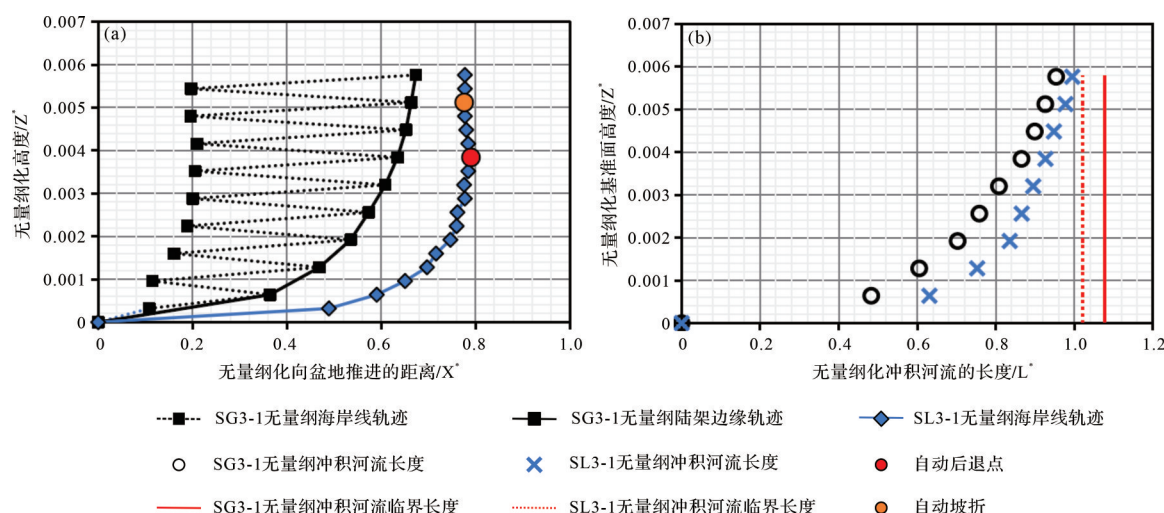


图16 无量纲陆架边缘轨迹、无量纲海岸线轨迹及无量纲冲积河流长度变化

(a)模型SL3-1的无量纲海岸线轨迹及模型SG3-1的无量纲陆架边缘轨迹;(b)模型SL3-1和模型SG3-1模拟每运行40 ka的无量纲冲积河流长度变化

Fig.16 Dimensionless shelf-edge trajectory, dimensionless shoreline trajectory, and change in dimensionless alluvial river length

(a) dimensionless shoreline trajectory of model SL3-1 and dimensionless shelf-edge trajectory of model SG3-1; (b) change in dimensionless alluvial river length per 40 ka run simulated for models SL3-1 and SG3-1

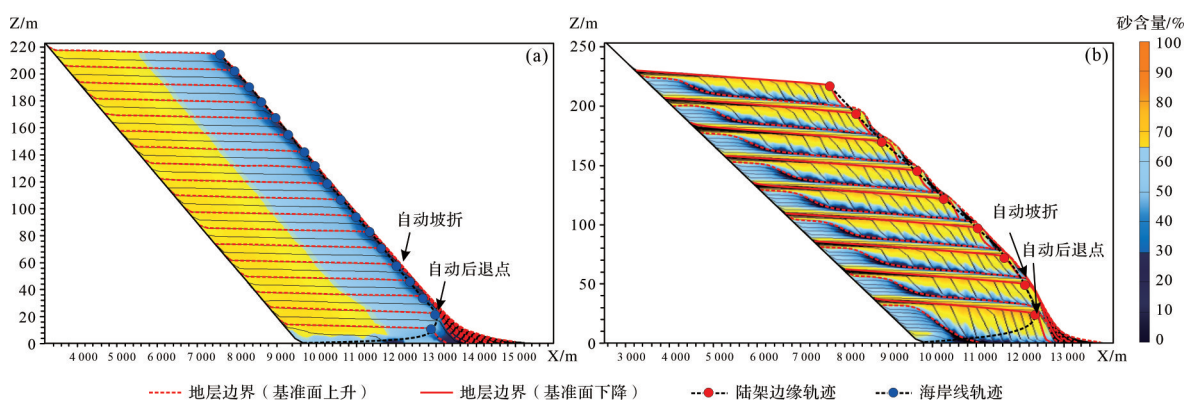


图17 模拟结果横截面

(a)模型SL3-3的海岸线自动后退现象;(b)模型SG3-3的陆架边缘自动后退现象

Fig.17 Cross-sections of the simulation results

(a) shoreline autoretreat in model SL3-3; (b) shelf-edge autoretreat in model SG3-3

5.2 陆架边缘自动后退轨迹的统一性

对所有模型的无量纲陆架边缘轨迹进行对比,发现在无量纲空间中,除了模型SG1-1和SG1-3,其他模型的陆架边缘在相同的基准面高度上,向盆地推进的距离都非常相近,这意味着它们的轨迹形态可能遵循着一个统一的理论轨迹。由于陆架边缘轨迹自动后退现象和海岸线自动后退现象都受整体上升的基准面控制,且具有相似的沉积地形、沉积地层形态和沉积物供给条件。本文推测陆架边缘的自动后退遵循着与海岸线自动后退相同的理论轨迹,并将所有模型的相关参数代入海岸线自动后退理论轨

迹的公式中进行验证。

在X-Z坐标系中,海岸线自动后退的理论轨迹^[17,19-20,30]表达为:

$$X = c_1 Z + \sqrt{c_2 Z^2 + c_3 \Lambda_{2D} Z} \quad (8)$$

其中 c_1 、 c_2 、 c_3 为与坡度相关的系数,分别表达为:

$$c_1 = \frac{\alpha\Phi - \beta\gamma}{\alpha\gamma(\beta - \Phi) + \beta\Phi(\gamma - \alpha)} \quad (9)$$

$$c_2 = c_1^2 - \frac{\beta - \Phi + \gamma - \alpha}{\alpha\gamma(\beta - \Phi) + \beta\Phi(\gamma - \alpha)} \quad (10)$$

$$c_3 = \frac{2(\gamma - \alpha)(\beta - \Phi)}{\alpha\gamma(\beta - \Phi) + \beta\Phi(\gamma - \alpha)} \quad (11)$$

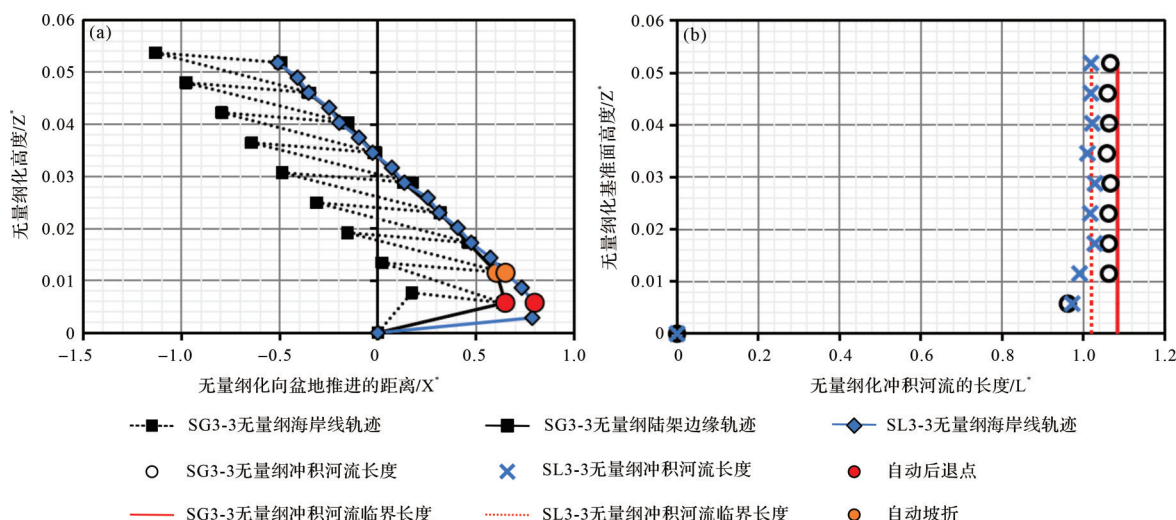


图 18 无量纲陆架边缘轨迹、无量纲海岸线轨迹及无量纲冲积河流长度变化

(a)模型SL3-3的无量纲海岸线轨迹及模型SG3-3的无量纲陆架边缘轨迹;(b)模型SL3-3和模型SG3-3模拟每运行40 ka的无量纲冲积河流长度变化

Fig.18 Dimensionless shelf-edge trajectory, dimensionless shoreline trajectory, and change in dimensionless alluvial river length

(a) dimensionless shoreline trajectory of model SL3-3 and the dimensionless shelf-edge trajectory of model SG3-3; (b) change in dimensionless alluvial river length per 40 ka run simulated for models SL3-3 and SG3-3

海岸线自动后退的理论轨迹在经过无量纲化后,各点的坐标表达为:

$$Z^* = \frac{Z}{\Lambda_{20}} \quad (12)$$

$$X^* = c_1 Z^* + \sqrt{c_2 Z^{*2} + c_3 Z^*} \quad (13)$$

在上述公式中, Λ_{20} 的大小决定沉积系统的规模, Λ_{20} 越大,沉积系统的规模越大,而盆地基底和沉积体的几何特征,包括 α 、 β 、 Φ 、 γ 则影响沉积系统发生自动后退的轨迹形态。

模型SG1-1的 α 、 β 、 Φ 、 γ 分别为0.002 5、0.021 0和0.017 5,模型SG1-3的 α 、 β 、 Φ 、 γ 分别为0.003 2、0.049 0和0.052 4,其他模型(模型SG1-2、模型组2、模型组3)的 α 、 β 、 Φ 、 γ 相似, α 在0.002 6左右, β 均在0.037左右, Φ 和 γ 分别为0和0.035。将上述参数代入公式(12)、(13)中得到三条无量纲陆架边缘理论轨迹,将其与无量纲X-Z坐标系中所有模型的陆架边缘进行对比。结果显示,模型SG1-1、模型SG1-3及其他模型的陆架边缘均沿着其各自对应的无量纲陆架边缘理论轨迹发生迁移(图19)。

综上所述,基准面曲折上升背景下生长的陆架边缘遵循着与基准面稳定上升背景的海岸线相同的理论轨迹。这也解释了基准面低频上升速率相同的背景下,模型SG和SL的自动后退轨迹为何存在差异:在模型SL中,坡折地形在基准面稳定上升的过程

中形成,三角洲具有明显的加积,形成的顶积层坡度 α 较缓;而在模型SG中,陆架边缘坡折地形的形成经历多次基准面下降,三角洲受河流下切侵蚀的作用,加积微弱,甚至没有加积,形成的顶积层坡度 α 较陡。不同的顶积层坡度 α 造成模型SG陆架边缘轨迹和模型SL海岸线轨迹的差异,相比于模型SL的海岸线,模型SG的陆架边缘较晚的发生自动后退现象,向盆地推进较短的距离。

5.3 陆架边缘自动后退现象的控制因素

模拟结果和陆架边缘自动后退理论轨迹表明,当沉积物持续稳定地输入盆地,在基准面曲折上升且其他外部条件不变的条件下,陆架边缘自动后退现象主要受盆地初始地形几何特征及基准面低频上升(沉降)速率控制;而砂/泥含量的变化主要影响陆架边缘坡折地形的沉积物组成(输入盆地的砂越多、陆架边缘坡折地形的含砂量越大),不会改变陆架边缘坡折地形的规模和地层叠置方式。因此,发生自动后退、形成自动坡折的时刻以及自动后退轨迹的形态都不会发生改变。

1) 盆地初始地形几何特征

陆架边缘发生自动后退的临界条件与海岸线相同,王俊辉等^[30]推导出该临界条件:在自动后退点处, $dX/dZ=0$,根据公式(13),在基准面低频上升过程中,陆架边缘由前进转为后退时,陆架边缘坡折地形的

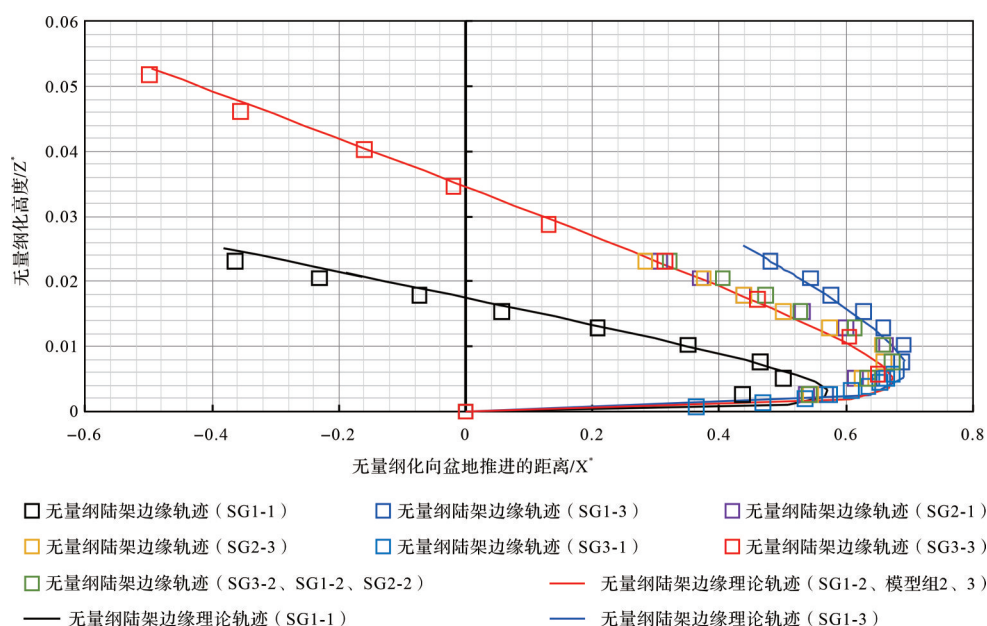


图19 陆架边缘自动后退模型和理论轨迹的对比

Fig.19 Comparison of shelf-edge autoretreat models and theoretical trajectory

规模满足^[30]:

$$c_4 X + c_5 Z = \Lambda_{20} \quad (14)$$

$$c_4 = \frac{\beta\gamma - \alpha\Phi}{(\gamma - \alpha)(\beta - \Phi)} \quad (15)$$

$$c_5 = \frac{\gamma - \alpha + \beta - \Phi}{(\gamma - \alpha)(\beta - \alpha)} \quad (16)$$

当陆架边缘坡折地形的规模小于公式(14)所给出的临界规模时,陆架边缘向盆地前进,反之,向陆地后退。模拟结果显示,随着初始冲积河流平原坡度的减小,陆架和陆坡的坡度(α 和 β)也相应减小。根据公式(14~16),在 Λ_{20} 值相同的条件下,初始冲积河流平原的坡度越小,陆架边缘坡折地形更容易达到发生自动后退的临界规模,因此较早地发生自动后退(模型SG1-1),相反,坡度较大时,自动后退发生得较晚(模型SG1-3)。

2) 基准面低频上升(沉降)速率

陆架边缘因不同的沉降速率而具有不同的规模和自动后退轨迹。一方面,沉降速率的增大,表现为基准面低频上升速率增大, Λ_{20} 随之减小(公式4),在相同的时间段内形成的冲积河流—陆架—陆坡沉积系统规模变小;另一方面,如图18所示,在沉积盆地和沉积体几何形态相近的条件下,在 X^*-Z^* 无量纲空间中,不同基准面低频上升速率背景下形成的陆架边缘在相同的高度发生自动后退以及开始线性后退,如果 Λ_{20} 越小,在实际的模拟中,发生自动后退以

及开始线性后退所对应的高度就越小。也就是说,在沉积物供给速率不变的条件下,如果沉降速率(基准面低频上升速率)越大, Λ_{20} 越小,陆架边缘将在较低的基准面高度发生自动后退现象。例如,模型SG3的沉降速率最大, Λ_{20} 最小,相比沉降速率较小的模型SG1和模型SG2,最先发生了自动后退和形成自动坡折,而模拟SG1的沉降速率最小, Λ_{20} 最大,在模拟运行结束后,仅发生了单一的进积,基准面的上升高度不足以使其发生自动后退。

5.4 可能的实例:南海北部珠江口盆地陆架边缘

30 Ma至今的南海北部珠江口盆地为典型的被动大陆边缘,前人研究了其陆架边缘演化,发现在渐新世—中新世(23.8 Ma)、中中新世(16.5~10.5 Ma)和上新世(5.3~1.8 Ma),陆架边缘由向盆地方向推进转为向陆地方向迁移^[44]。其中,中中新世地层韩江组、上新世地层万山组由三角洲反复进积、退积旋回形成,发育于盆地不断沉降的背景下^[45-47]。通过Xie et al.^[48]观测到的白云凹陷沉降曲线,发现白云凹陷在中中新世、上新世近似于稳定沉降,中中新世时的沉降速率约90 m/Ma,上新世的沉降速率约25 m/Ma。如图20所示,中中新世的海平面在50~250 m之间波动上升,海平面低频上升速率约33 m/Ma,上新世的海平面则在150~250 m之间等幅升降,各旋回海平面的下降幅度都到达了陆架边缘^[49,54-55]。珠江口盆地的沉积物主要由古珠江供给,

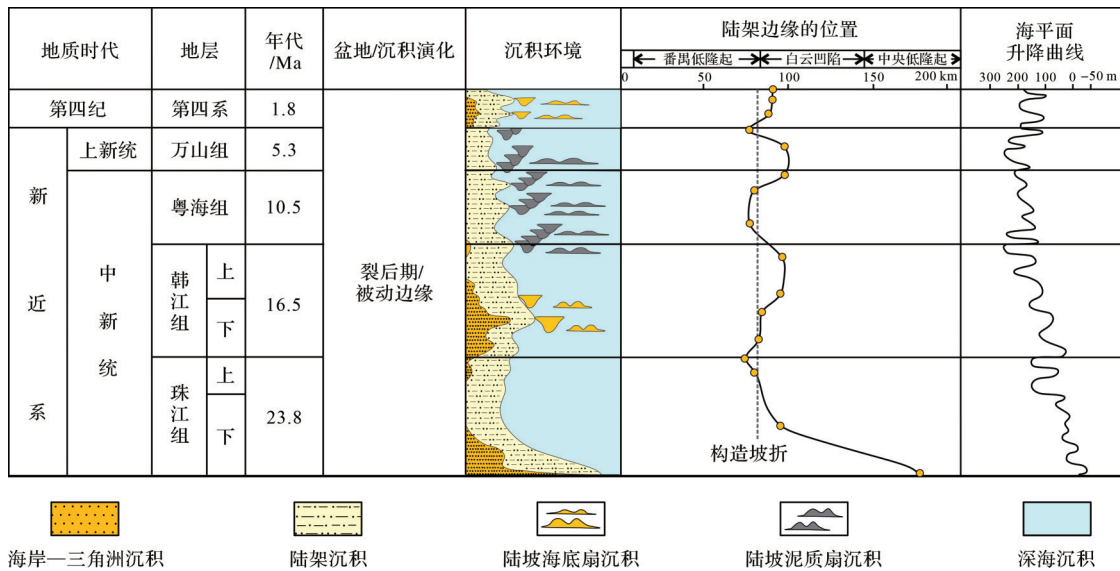


图 20 白云凹陷层序地层格架及陆架断裂的迁移示意图 (30 Ma 至今) [44,47,49-53]

Fig.20 Schematic diagram showing the sequence-stratigraphic framework of the Baiyun Sag and the migration of shelf breaks from 30 Ma to the present in the Pearl River Mouth Basin [44,47,49-53]

沉积物供给速率可通过地层沉积速率估算所得,中中新世约 $4\,000\text{ km}^3/\text{Ma}$, 上新世约 $1\,000\text{ km}^3/\text{Ma}$ [48]。基于上述信息,我们推测韩江组的陆架边缘可能发生了自动后退现象。由于掌握地震、测井资料等有限,本文未对韩江组及万山组地层响应于基准面旋回的沉积过程进行详细的描述与讨论,仅讨论其在持续的热沉降背景下陆架边缘的迁移。

根据前人的研究,珠江口盆地在大约 23.8 Ma 开始进入裂后热沉降阶段,这一阶段一直持续到距今。在 23.8 Ma 以前,珠江口盆地的陆架边缘位于白云凹陷的南侧,自 23.8 Ma 以来,白云凹陷的平均沉降速率远高于番禺低隆起,在白云凹陷北侧形成构造坡折带,这一坡折成为新的陆架边缘。因此,陆架边缘表现为在 23.8 Ma 时向陆地方向跃迁,并奠定了现今陆架的地貌格局 [50,52-53],以番禺低隆起北侧边缘为原点,坡折位于向盆地方向约 80 km 处,向陆一端的坡度为 $1.6^\circ\sim 1.8^\circ$ (向陆一侧的沉积基底坡度 γ),向盆地一端的坡度为 $2.4^\circ\sim 3.6^\circ$ 。23.8 Ma 至今的陆架边缘在上述坡折点来回摆动,在中中新世,沉积物均沉积于白云凹陷之内,三角洲下超于早期缓慢倾斜的陆架,坡度可近似于陆架的平均坡度 (Φ , 约为 0.3°),后期形成的陆架边缘坡折向陆一端的坡度约 0.02° (α),向盆地一端的坡度约 2° (β)。韩江组及万山组向盆地推进的最大距离约 100 km [44,51]。

本文模拟的是二维体系内的陆架边缘自动后退

现象,在应用于自然沉积体系时,应使用三维体系内的长度尺度 (A_{3D}) [18]:

$$A_{3D} = \sqrt{\frac{Q_s}{|R_{blr-overall}|}} \quad (17)$$

中中新世期间的基准面变化由波动上升的海平面变化和稳定沉降复合而成,基准面低频上升速率约 123 m/Ma , 上新世的基准面低频上升速率则与沉降速率相等,约 25 m/Ma 。将中中新世、上新世的沉积物供给速率、基准面低频上升速率以及盆地、沉积地层几何特征代入公式 (12, 13, 17), 最终取得的陆架边缘向盆地方向推进的最大距离分别约为 105 km、117 km, 近似于实际地震剖面测量的地层最大推进距离 (100 km)。这表明中中新世、上新世陆架边缘的迁移可能是在稳定的外部条件下发生的, 受盆地和沉积地层几何特征控制, 向盆地推进一段距离后, 不可避免地发生了后退。

一直以来, 向陆地后退的陆架边缘轨迹被认为由以下三个因素引发: (1) 较低的沉积物供给速率; (2) 较高的基准面上升速率; (3) 滑塌作用 [56]。但如上文所述, 陆架边缘自动后退现象的证实为其提供了一种新的解释, 在研究不断沉降的被动大陆边缘的陆架边缘轨迹时, 如果未发现外部因素明显变化的证据, 可探讨向陆地后退的陆架边缘轨迹是否为自动后退现象。

6 结论

(1) 二维数值模拟验证了陆架边缘轨迹的自动后退现象:在基准面曲折上升的背景下,对于任意给定的基准面低频上升速率和沉积物供给速率,如果二者保持不变,陆架边缘轨迹将在经历短暂的前进之后,不可避免地后退。在自动后退的前期,陆架长度较小,三角洲的前积层会越过前期的陆架边缘,陆坡坡度与前积层坡度相当,在自动后退的后期,陆架长度增长至足以容纳全部沉积物,三角洲前积层不再越过前期的陆架边缘,陆坡坡度与陆地的基底坡度相当。这一坡度变化形成“自动坡折”。

(2) 陆架边缘的自动后退过程遵循着一个统一的理论轨迹,其表达式与海岸线自动后退的理论轨迹相同。由于基准面下降时的下切侵蚀作用,陆架边缘沉积系统的顶积层坡度明显大于基准面稳定上升背景下的海岸线沉积系统,造成了二者迁移轨迹的差异,陆架边缘沉积系统较晚的发生自动后退现象,并向盆地推进较短的距离。

(3) 陆架边缘自动后退现象主要受盆地初始地形几何特征及基准面低频上升(沉降)速率控制。在其他外部因素不变的条件下,初始冲积河流平原的坡度越小,陆架边缘坡折发生自动后退的时刻越早;沉降速率越大,基准面低频上升速率越大,陆架边缘的规模越小,发生自动后退和自动坡折的时刻越早。

(4) 南海北部珠江口盆地中新世韩江组、上新世万山组为可能的沉积实例。对陆架边缘轨迹自动后退现象的验证,以及对其特征的了解有助于解释不断沉降的被动型大陆边缘盆地陆架边缘的迁移。以 DionisosFlow 沉积数值模拟软件得到的模拟结果是地层对基准面变化响应的平均体现,因此,模拟结果可能忽略陆架边缘自动后退现象中比较细微的沉积过程。

致谢 感谢法国石油研究院提供软件支持以及两位审稿专家和编辑部老师的宝贵意见和建议。

参考文献(References)

- [1] Posamentier H W, Jervey M T, Vail P R. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models[M]//Wilgus C K, Hastings B S, Posamentier H, et al. Sea-level changes: An integrated approach. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1988: 125-154.
- [2] van Wagoner J C, Posamentier H W, Mitchum R M, et al. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions[M]//Wilgus C K, Hastings B S, Posamentier H, et al. Sea-level changes: An integrated approach. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1988: 39-45.
- [3] Embry A F. Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1993, 30(2): 301-320.
- [4] Helland-Hansen W, Martinsen O J. Shoreline trajectories and sequences: Description of variable depositional-dip scenarios[J]. Journal of Sedimentary Research, 1996, 66(4): 670-688.
- [5] Posamentier H W, Allen G P. Siliciclastic sequence stratigraphy—concepts and applications[M]. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1999: 619-630.
- [6] Burgess P M, Lammers H, van Oosterhout C, et al. Multivariate sequence stratigraphy: Tackling complexity and uncertainty with stratigraphic forward modeling, multiple scenarios, and conditional frequency maps[J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(12): 1883-1901.
- [7] Jackson C A L, Gawthorpe R L, Carr I D, et al. Normal faulting as a control on the stratigraphic development of shallow marine syn-rift sequences: The Nukhul and Lower Rudeis Formations, Hammam Faraun fault block, Suez Rift, Egypt[J]. Sedimentology, 2005, 52(2): 313-338.
- [8] Edwards C M, Howell J A, Flint S S. Depositional and stratigraphic architecture of the Santonian emery sandstone of the Mancos shale: Implications for Late Cretaceous evolution of the western interior foreland Basin of central Utah, U. S. A. [J]. Journal of Sedimentary Research, 2005, 75(2): 280-299.
- [9] Martinsen O J, Helland-Hansen W. Strike variability of clastic depositional systems: Does it matter for sequence-stratigraphic analysis?[J]. Geology, 1995, 23(5): 439-442.
- [10] Helland-Hansen W, Hampson G J. Trajectory analysis: Concepts and applications[J]. Basin Research, 2009, 21(5): 454-483.
- [11] Steel R, Olsen T. Clinoforms, clinoform trajectories and deepwater sands[M]. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 2002: 367-381.
- [12] 丛富云,徐尚. 陆架边缘迁移轨迹研究现状及应用前景[J]. 地球科学进展, 2017, 32(9): 937-948. [Cong Fuyun, Xu Shang. Research status and application prospect of shelf-edge trajectory analysis[J]. Advances in Earth Science, 2017, 32(9): 937-948.]
- [13] Porębski S J, Steel R J. Shelf-margin deltas: Their stratigraphic significance and relation to deepwater sands[J]. Earth-Science Reviews, 2003, 62(3/4): 283-326.
- [14] Harris A D, Baumgardner S E, Sun T, et al. A poor relationship between sea level and deep-water sand delivery[J]. Sedimentary Geology, 2018, 370: 42-51.
- [15] Patruno S, Helland-Hansen W. Clinoforms and clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines,

- subaqueous deltas, shelf edges and continental margins[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 185: 202-233.
- [16] Burgess P M, Steel R J, Granjeon D. Stratigraphic forward modeling of basin-margin clinoform systems: Implications for controls on topset and shelf width and timing of Formation of shelf-edge deltas[M]//Hampson G J, Steel R J, Burgess P M, et al. Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy. Tulsa, Oklahoma: Society for Sedimentary Geology, 2008: 35-45.
- [17] Muto T, Steel R J. Principles of regression and transgression: The nature of the interplay between accommodation and sediment supply[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1997, 67(6): 994-1000.
- [18] Qi K, Gong C L, Zhang J Y, et al. Relative sea-level control on the building of two distinct shelf-margin clinoforms on the Late-Quaternary Pearl River margin: Insights from numerical stratigraphic forward modelling[J]. *Basin Research*, 2023, 35(2): 842-864.
- [19] Muto T, Steel R J. Retreat of the front in a prograding delta[J]. *Geology*, 1992, 20(11): 967-970.
- [20] Muto T. Shoreline autoretreat substantiated in flume experiments [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2001, 71(2): 246-254.
- [21] Swift D J P, Oertel G F, Tillman R W, et al. Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, facies and sequence stratigraphy[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1992: 1-31.
- [22] Henriksen S, Vorren T O. Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-Norwegian continental shelf[J]. *Global and Planetary Change*, 1996, 12(1/2/3/4): 171-199.
- [23] Steel R J, Crabaugh J, Schellpeper M, et al. Deltas vs. rivers on the shelf edge: Their relative contributions to the growth of shelf-margins and basin-floor fans (Barremian and Eocene, Spitsbergen)[M]//Weimer P. Deep-water reservoirs of the world. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2000: 981-1099.
- [24] Sidi F H, Nummedal D, Imbert P, et al. Tropical deltas of south-east Asia: Sedimentology, stratigraphy, and petroleum geology [M]. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 2003: 125-145.
- [25] Sztanó O, Szafián P, Magyar I, et al. Aggradation and progradation controlled clinoforms and deep-water sand delivery model in the Neogene Lake Pannon, Makó Trough, Pannonian Basin, SE Hungary[J]. *Global and Planetary Change*, 2013, 103: 149-167.
- [26] Pellegrini C, Asioli A, Bohacs K M, et al. The Late Pleistocene Po River lowstand wedge in the Adriatic Sea: Controls on architecture variability and sediment partitioning[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2018, 96: 16-50.
- [27] Paumard V, Bourget J, Payenberg T, et al. Shelf-margin architecture and shoreline processes at the shelf-edge: Controls on sediment partitioning and prediction of deep-water deposition style [J]. *ASEG Extended Abstracts*, 2018, 2018(1): 1-6.
- [28] Paumard V, Bourget J, Payenberg T, et al. Controls on shelf-margin architecture and sediment partitioning during a syn-rift to post-rift transition: Insights from the Barrow Group (northern Carnarvon Basin, North West Shelf, Australia)[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 177: 643-677.
- [29] Bullimore S A, Henriksen S, Liestøl F M, et al. Clinoform stacking patterns, shelf-edge trajectories and facies associations in Tertiary coastal deltas, offshore Norway: Implications for the prediction of lithology in prograding systems[J]. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 2005, 85(1): 169-187.
- [30] 王俊辉, Muto T, 鲜本忠. 大尺度自成因机制与自成因地层学[J]. *地质学报*, 2024, 98(7): 1977-2000. [Wang Junhui, Muto T, Xian Benzong. Large-scale autogenic stratigraphic mechanisms and autostratigraphy[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2024, 98(7): 1977-2000.]
- [31] Tomer A, Muto T. Emergence and drowning of fluviodeltaic systems during steady rise of sea level: Implication from geometrical modeling and tank experiments[J]. *Journal of the Sedimentological Society of Japan*, 2010, 69(2): 63-72.
- [32] Granjeon D. 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys[M]//Martinius A W, Ravnas R, Howell J A, et al. From depositional systems to sedimentary successions on the Norwegian continental margin. Chichester: Wiley Blackwell, 2014: 453-472.
- [33] Eymard R, Gallouët T T, Granjeon D, et al. Multi-lithology stratigraphic model under maximum erosion rate constraint[J]. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 2004, 60(2): 527-548.
- [34] 李丽, 徐沁. 上新世以来巽他陆架海平面变化研究[J]. *地球科学进展*, 2017, 32(11): 1126-1136. [Li Li, Xu Qin. Review of studies in sea level change of Sunda shelf since Pliocene[J]. *Advances in Earth Science*, 2017, 32(11): 1126-1136.]
- [35] Harris P T, Macmillan-Lawler M, Rupp J, et al. Geomorphology of the oceans[J]. *Marine Geology*, 2014, 352: 4-24.
- [36] 王韞闻. 坡度统计分布与地形类型关系研究[D]. 西安: 西北大学, 2016: 24-28. [Wang Yunwen. Research on the relationship between landform types and distribution of slope[D]. Xi'an: Northwest University, 2016: 24-28.]
- [37] Zhang J Y, Covault J, Pyrcz M, et al. Quantifying sediment supply to continental margins: Application to the Paleogene Wilcox Group, Gulf of Mexico[J]. *AAPG Bulletin*, 2018, 102(9): 1685-1702.
- [38] 肖春晖, 王永红, 林间. 近 1 Ma 以来帕里西维拉海盆沉积物物源和古气候: 粒度和黏土矿物特征的指示[J]. *沉积学报*, 2022, 40(2): 508-524. [Xiao Chunhui, Wang Yonghong, Lin Jian. Provenance and paleoclimate of sediments in the Parece Vela Basin in past 1 Ma: Inferences from grain-size and clay mineral distribution[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2022, 40(2): 508-524.]
- [39] Balázs A, Mañenco L, Granjeon D, et al. Towards stratigraphic-

- thermo-mechanical numerical modelling: Integrated analysis of asymmetric extensional basins[J]. *Global and Planetary Change*, 2021, 196: 103386.
- [40] 雷超. 琼东南盆地深水盆地结构构造及其形成机制研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2009: 45-49. [Lei Chao. Basin structure and its Formation mechanism in deep water areas of Qiongdongnan Basin, South China Sea[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2009: 45-49.]
- [41] 唐立超, 乐远福. 海滩岩在南海北部中晚全新世海面重建中的应用和不确定性分析[J]. *海洋地质前沿*, 2023, 39(3): 1-19. [Tang Lichao, Yue Yuanfu. Application and uncertainty analysis of beachrock to Mid-Late Holocene sea-level reconstruction in the northern South China Sea[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2023, 39(3): 1-19.]
- [42] Muto T, Steel R J, Burgess P M. Contributions to sequence stratigraphy from analogue and numerical experiments[J]. *Journal of the Geological Society*, 2016, 173(5): 837-844.
- [43] Tomer A, Muto T, Kim W. Autogenic hiatus in fluviodeltaic successions: Geometrical modeling and physical experiments[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2011, 81(3): 207-217.
- [44] Han J H, Xu G Q, Li Y Y, et al. Evolutionary history and controlling factors of the shelf breaks in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2016, 77: 179-189.
- [45] 陶泽, 林畅松, 张忠涛, 等. 珠江口盆地白云凹陷中新统韩江组中上部层序结构及深水重力流沉积[J]. *古地学报*, 2017, 19(4): 623-634. [Tao Ze, Lin Changsong, Zhang Zhongtao, et al. Sequence architecture and deep water gravity-flow deposits of the Middle and Upper member of Hanjiang Formation of Miocene in Baiyun Sag, Pearl River Mouth Basin[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2017, 19(4): 623-634.]
- [46] 刘洋, 吴怀春, 张世红, 等. 珠江口盆地珠一坳陷韩江组—万山组旋回地层学[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2012, 37(3): 411-423. [Liu Yang, Wu Huaichun, Zhang Shihong, et al. Cyclostratigraphy research on the Hanjiang-Wanshan Formations in Zhuyi Depression, Pearl River Mouth Basin[J]. *Earth Science: Journal of China University of Geosciences*, 2012, 37(3): 411-423.]
- [47] 贺萍. 珠江口盆地新近系年代地层格架及沉积体系演化[D]. 荆州: 长江大学, 2023: 23-24. [He Ping. Chronostratigraphic framework and sedimentary system evolution of the Neogene in the Pearl River Mouth Basin[D]. Jingzhou: Yangtze University, 2023: 23-24.]
- [48] Xie H, Zhou D, Li Y P, et al. Cenozoic tectonic subsidence in deepwater sags in the Pearl River Mouth Basin, northern South China Sea[J]. *Tectonophysics*, 2014, 615-616: 182-198.
- [49] 庞雄, 陈长民, 施和生, 等. 相对海平面变化与南海珠江深水扇系统的响应[J]. *地学前缘*, 2005, 12(3): 167-177. [Pang Xiong, Chen Changmin, Shi Hesheng, et al. Response between relative sea-level change and the Pearl River deep-water fan system in the South China Sea[J]. *Earth Science Frontiers*, 2005, 12(3): 167-177.]
- [50] 刘汉尧, 林畅松, 张忠涛, 等. 珠江口盆地白云凹陷北坡第四纪层序地层和沉积体系演化及其控制因素[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2019, 39(1): 25-37. [Liu Hanyao, Lin Changsong, Zhang Zhongtao, et al. Quaternary sequence stratigraphic evolution of the Pearl River Mouth Basin and controlling factors over depositional systems[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2019, 39(1): 25-37.]
- [51] 毛雪莲, 徐守立, 刘新宇. 珠江口盆地西部新近纪高分辨率生物地层及海平面变化分析[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2019, 39(3): 40-50. [Mao Xuelian, Xu Shouli, Liu Xinyu. Late Cenozoic high resolution bio-stratigraphy and its bearing on sea-level fluctuation in the western Pearl River Mouth Basin[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2019, 39(3): 40-50.]
- [52] 郑金云, 高阳东, 张向涛, 等. 珠江口盆地构造演化旋回及其新生代沉积环境变迁[J]. *地球科学*, 2022, 47(7): 2374-2390. [Zheng Jinyun, Gao Yangdong, Zhang Xiangtao, et al. Tectonic evolution cycles and Cenozoic sedimentary environment changes in Pearl River Mouth Basin[J]. *Earth Science*, 2022, 47(7): 2374-2390.]
- [53] Zhu C Q, Cheng S, Li Q P, et al. Giant submarine landslide in the South China Sea: Evidence, causes, and implications[J]. *Journal of Marine Science and Engineering*, 2019, 7(5): 152.
- [54] 齐昆. 第四纪晚期珠江陆缘洲扇源—汇系统对海平面变化的响应机制[D]. 北京: 中国石油大学(北京), 2023: 20-21. [Qi Kun. The response mechanism of delta-to-fan source-to-sink systems to sea-level changes on the Late-Quaternary Pearl River margin[D]. Beijing: China University of Petroleum (Beijing), 2023: 20-21.]
- [55] 叶青, 施和生, 梅廉夫, 等. 珠江口盆地珠一坳陷裂后期断裂作用: 迁移、转换及其动力学[J]. *地球科学*, 2017, 42(1): 105-118. [Ye Qing, Shi Hesheng, Mei Lianfu, et al. Post-rift faulting migration, transition and dynamics in Zhu I Depression, Pearl River Mouth Basin[J]. *Earth Science*, 2017, 42(1): 105-118.]
- [56] 岳翀, 赵晓明, 葛家旺, 等. 琼东南盆地莺歌海组陆架边缘轨迹演化及主控因素[J]. *沉积学报*, 2023, 41(1): 110-125. [Yue Chong, Zhao Xiaoming, Ge Jiawang, et al. Evolution and main controlling factors of continental shelf-edge trajectory in Yinggehai Formation, Qiongdongnan Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2023, 41(1): 110-125.]

Autoretreat of the Shelf-Edge Trajectory Using 2D Numerical Simulation

LI Li^{1,2,3}, WANG JunHui^{1,2,3}

1. Hainan Institute of China University of Petroleum (Beijing), Sanya, Hainan 572025, China

2. National Key Laboratory of Petroleum Resources and Engineering, Beijing 102249, China

3. College of Geosciences, China University of Petroleum(Beijing), Beijing 102249, China

Abstract: [Objective] The shelf-edge trajectory is the pathway taken by the shelf-edge during the development of a series of accreting clinoforms and it records the migration of the shelf-edge system over time. The autoretreat theory, which considers the fluvial deltas as the main subject of discussion, is also applicable to the shelf-edge trajectory. First, the geometric characteristics of the sediment-wedge in shelf-edge system are similar to fluvial-delta system. Second, the shelf-edge trajectory is commonly recognized as formed through repeated cross-shelf transits of shorelines. When the low-frequency rise rate of base level is kept constant, the growth conditions of the shelf edge are similar to the conditions for shoreline autoretreat. Therefore, if the low-frequency rise rate is kept constant during base level rise of a zigzag pattern, the shelf-edge trajectory should experience autoretreat. [Methods] To verify the existence of autoretreat of the shelf-edge trajectory, sedimentary numerical simulation software DionisosFlow, which is based on the sediment diffusion equation, was applied to conduct a two-dimensional (2D) numerical simulation of the growth of shelf-edge during base level rise of a zigzag pattern and model shelf edge migration. In addition, 2D numerical simulations of the shoreline trajectory under the steady rise of base level was set for comparison. The simulation includes two groups: (1) To simulate the migration of the shelf-edge, the base-level rise occurred in a zigzag pattern; the rise rate (R_{blr}) and fall rate (R_{blf}) are different during the cycle; however, the rise period (T_{blr}) and fall period (T_{blf}) are the same. (2) To simulate the migration of the shoreline, the base level rises at a steady rate. Six simulations were run in this study. [Results and Conclusions] The simulation results suggests that for a constant low frequency rise rate and constant sediment input, during the latest stage of each base-level fall, the delta progrades to the farthest end, and the shelf-slope break (shelf edge) is formed; then, the base-level rise preserves the newly formed shelf edge. For the zigzag rise of the base level, the shelf-edge trajectory shows early seaward advance and late landward retreat, which is the autoretreat phenomenon of the shelf-edge trajectory. The autoretreat of shelf-edge during base level rise of a zigzag pattern has the following characteristics: (1) It follows the same theoretical trajectory as the autoretreat of the shoreline. (2) Compared with coastal system with the same external conditions but with steady base-level rise, at the end of the base level fall, the shelf-edge system forms a steeper topset due to degradation, resulting in the autoretreat phenomenon occurring later. (3) The autoretreat of the shelf-edge is primarily controlled by the initial geometric characteristics of the basin and the low-frequency rise of base level (or subsidence rate). When other external factors remain constant, a smaller initial slope of the alluvial plain or higher low-frequency rise rate of base level (or subsidence rate) lead to the autoretreat and autobreak phenomenon occurring more quickly. For the opposite conditions, these events occur later. The Hanjiang Formation of the Middle Miocene and the Wanshan Formation of the Pliocene in the Pearl River Mouth Basin in the northern South China Sea are possible examples of the shelf-edge autoretreat. Verifying the autoretreat of shelf-edge trajectory and understanding its characteristics helps to explain the migration of continental shelf edge in passive continental margin basins with continuous subsidence.

Key words: numerical simulation; DionisosFlow; base-level zigzagged rise; shelf-edge trajectory; autoretreat phenomenon