

基于深水源汇参数定量表征的陆架边缘分类 及其对深水沉积富砂性的预测*

张丽丽^{1,2} 谢世文^{1,2} 陈北辰^{1,2} 龚承林^{3,4} 王绪诚^{1,2} 戈道瑶^{3,4}

1 中海石油(中国)有限公司深圳分公司, 广东深圳 518054

2 中海石油深海开发有限公司, 广东深圳 518054

3 油气资源与工程全国重点实验室, 中国石油大学(北京), 北京 102249

4 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京 102249

摘要 源汇系统方法原理运用于有利砂体预测的深水油气勘探实践中时, 存在深水源汇参数, 包括海平面变化、物源供给(Q_s)和可容空间(δ_a), 难以定量表征的难题。本研究提出了定量表征这 3 大源汇参数的方法以及基于陆架边缘分类的深水沉积富砂性预测方法。海平面变化依据地质年代可以划分为“高频高幅冰室海平面变化和低频低幅温室海平面变化”2 种类型, Q_s 依据陆架坡折迁移速率可被区分为“高 Q_s 、低 Q_s ”2 种条件, δ_a 依据陆架坡折迁移轨迹可以被区分为“低 δ_a 、中 δ_a 和高 δ_a ”3 种类型。这 3 种不同类型源汇参数之间的相互耦合形成了 10 种不同类型的陆架边缘, 每一种类型的陆架边缘具有差异的深水沉积富砂性程度。依据该方法, 可将 SQ13.8 珠江陆缘划分为“高 Q_s -中 δ_a 、高 Q_s -低 δ_a 和高 Q_s -高 δ_a ”3 种类型的冰室陆架边缘。低幅下降型或低幅上升型陆架坡折迁移轨迹 ($-2^\circ < T_{sc} < 1^\circ$) 使得粗碎屑颗粒无论是在冰室海平面变化还是温室海平面变化、无论是高供给(高 Q_s) 还是低供给(低 Q_s) 条件下, 总会被搬运分散到深水陆坡区形成富砂海底扇。中幅上升型 ($1^\circ < T_{sc} < 4^\circ$) 在高供给(高 Q_s) 条件下, 孕育富砂的高位海底扇; 而在低供给(低 Q_s) 条件下, 发育富泥的深水沉积体系(如块状搬运沉积体系等)。高幅上升型 ($4^\circ < T_{sc} < 20^\circ$) 或向陆回退型 ($90^\circ < T_{sc} < 180^\circ$) 陆架坡折迁移轨迹在高供给(高 Q_s) 条件下发育小规模富砂海底扇, 而在低供给(低 Q_s) 条件下则与大型富泥块状搬运沉积体系相伴生。依据这一陆架边缘分类的深水沉积富砂性预测新方法, 高 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘深水富砂程度较高, 而钻井结果显示其发育水道型海底扇砂岩(厚约 10 余米、见箱状测井相的黄色细砂岩); 证实了该方法的有效性。

关键词 源汇参数 陆缘分类 物源供给 可容空间 储集层预测

第一作者简介 张丽丽, 女, 1978 年生, 博士、高级工程师, 主要从事油气地质研究。E-mail: zhanglili@cnooc.com.cn。

通讯作者简介 谢世文, 男, 1985 年生, 高级工程师, 主要从事沉积学及油气勘探研究。E-mail: xieshw@cnooc.com.cn。

中图分类号: P512.2 文献标志码: A

Classification of shelf margins based on characterization of deep-water source-to-sink parameters and its implications on finding suitable deepwater reservoirs

* 中海油有限公司生产性科研项目(编号: SCKY-2023-SHENHAI-02)、中海油“十四五”重大科技项目(编号: KJGG2021-0100、KJGG2022-0102、KJGG2022-0103)联合资助。[Co-funded by the CNOOC Limited production research project (No. SCKY-2023-SHENHAI-02), and “14th Five Year Plan” Major project (Nos. KJGG2021-0100, KJGG2022-0102, KJGG2022-0103)]

收稿日期: 2024-01-30 改回日期: 2024-12-10

ZHANG Lili^{1,2} XIE Shiwen^{1,2} CHEN Beichen^{1,2} GONG Chenglin^{3,4}
WANG Xucheng^{1,2} GE Daoyao^{3,4}

1 China National Offshore Oil Corporation Limited Shenzhen, Guangdong Shenzhen 518054, China

2 CNOOC Deep Sea Development Co., LTD., Guangdong Shenzhen 518054, China

3 State Key Laboratory of Petroleum Resources and Engineering, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

4 College of Geosciences, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

Abstract The application of the source-to-sink methodology in predicting reservoir occurrence in deep-water hydrocarbon exploration is frequently impeded by the difficulty of quantifying deep-water source-to-sink (S2S) parameters, such as sea-level fluctuations, sediment supply (Q_s), and accommodation space (δ_a). This study establishes a method for quantitatively characterizing these three S2S parameters and identifies suitable deep-water hydrocarbon reservoirs based on the classification of shelf margins. Our findings indicate that sea-level fluctuations can be categorized as either icehouse or greenhouse based on geological age, sediment supply can be distinguished as high or low based on the rates of shelf-edge movement, and accommodation space can be classified as low, medium, or high based on the angles of shelf-edge trajectories. The interaction of these three S2S parameters results in 10 distinct types of shelf margins, each associated with a specific risk level for finding suitable hydrocarbon reservoirs in deep-water areas. Applying these quantitative methods to the Pearl River margin of the SQ13.8 age has led to the identification of three primary types of icehouse margins: high Q_s -medium δ_a , high Q_s -low δ_a , and high Q_s -high δ_a . Shelf-edge trajectories that are slightly falling or rising ($-2^\circ < T_{se} < 1^\circ$) can transport coarse-grained clastics to the deep-water slope, forming sand-rich submarine fans regardless of whether the system is controlled by icehouse or greenhouse sea-level conditions and whether sediment supply is high or low. Moderately rising shelf-edge trajectories ($1^\circ < T_{se} < 4^\circ$) promote the formation of sandy highstand submarine fans under high sediment supply conditions but are associated with muddy deep-water systems under low sediment supply scenarios. Steeply rising or backstepping shelf-edge trajectories ($1^\circ < T_{se} < 4^\circ$ and $90^\circ < T_{se} < 180^\circ$, respectively) tend to form small-scale sand-rich submarine fans under high sediment supply, while under low sediment supply they are commonly associated with large-scale mud-rich mass-transport depositional systems. According to this shelf-margin classification-based prediction model, icehouse shelf margins with high Q_s and low δ_a show the highest sand-rich potential in deep-water settings. This conclusion is supported by borehole data, which reveal the presence of tens of meters thick sandstones in channelized submarine fans, exhibiting block well-log patterns. These findings validate the effectiveness of the proposed new methods for identifying suitable deepwater reservoirs.

Key words source-to-sink parameters, shelf-margin classification, sediment supply, accommodation space, prediction of hydrocarbon reservoirs

About the first author ZHANG Lili, born in 1978, Ph. D., a senior engineer, is mainly engaged in oil and gas geology research. E-mail: zhanglili@cnooc.com.cn.

About the corresponding author XIE Shiwen, born in 1985, a senior engineer, is mainly engaged in sedimentology and oil and gas exploration research. E-mail: xieshw@cnooc.com.cn.

0 引言

“低可容纳空间”或“高物源供给”能够驱动河流或三角洲向外陆架一侧迁移驻留，并将陆源物

源供给总量约2/3搬运卸载到陆架边缘 (shelf margin) 及其以深的深水陆缘 (Petter *et al.*, 2013; Gong *et al.*, 2016; Fisher *et al.*, 2021; 龚承林等,

2021)。以陆架边缘为界,可以将这一由陆到洋的源汇系统划分为“物源区—内陆架”和“外陆架—深海盆地”2个次级源汇系统,亦即物源区—浅水源汇系统和深水源汇系统(龚承林等,2021)。深水源汇系统中沉积物由外陆架分散卸载到深水陆坡的沉积物输运过程形成陆架边缘及其所伴生的陆架边缘三角洲—海底扇重力流沉积体系,这一深水源汇过程主要受控于海平面变化、物源供给和可容空间(Paumard *et al.*, 2018; Fisher *et al.*, 2021; 龚承林等, 2022)。

深水源汇参数(海平面变化、物源供给和可容空间)之间的相互耦合形成不同类型的陆架边缘堆砌样式(如进积型、加积型和退积型等)以及不同类型的陆架坡折迁移轨迹(如下降型、上升型和回撤型等)(Carvajal and Steel, 2006; Carvajal *et al.*, 2009; Gong *et al.*, 2016; Paumard *et al.*, 2018)。通过追踪分析陆架边缘堆砌样式和陆架坡折迁移轨迹可以更加客观地在一个连续的水进或水退过程中,分析沉积物在外陆架和深水陆坡搬运分散过程的迁移演变(深水源汇过程)(Paumard *et al.*, 2018; Pellegrini *et al.*, 2020)。因而,陆架

坡折迁移轨迹和陆架边缘叠置样式常常被认为是陆源粗碎屑颗粒向深水中搬运分散形成海底扇的“预言者”(Carvajal *et al.*, 2009; Gong *et al.*, 2016; Paumard *et al.*, 2018)。然而,“如何定量表征深水源汇参数(海平面变化、物源供给和可容空间),进而对深水沉积体系的富砂程度进行预测”一直是层序地层学和深水油气勘探的重点和难点所在(Carvajal and Steel, 2009; Martinsen *et al.*, 2010; Paumard *et al.*, 2018; Catuneanu, 2022)。本研究在深水源汇参数(海平面变化,物源供给和可容空间)定量表征的基础上,提出一种基于源汇参数定量表征的深水沉积富砂性评价方法;以期解决“在无井/少井条件下进行深水沉积富砂性预测”这一深水油气勘探的难点。

1 深水源汇参数定量表征

“海平面变化、沉积物供给(Q_s)和陆架可容空间(δ_a)”是控制沉积物在深水源汇系统中搬运分散的3个最主要参数,可以分别通过地质年代、陆架坡折迁移速率和陆架坡折迁移轨迹进行定量表征(图1)。

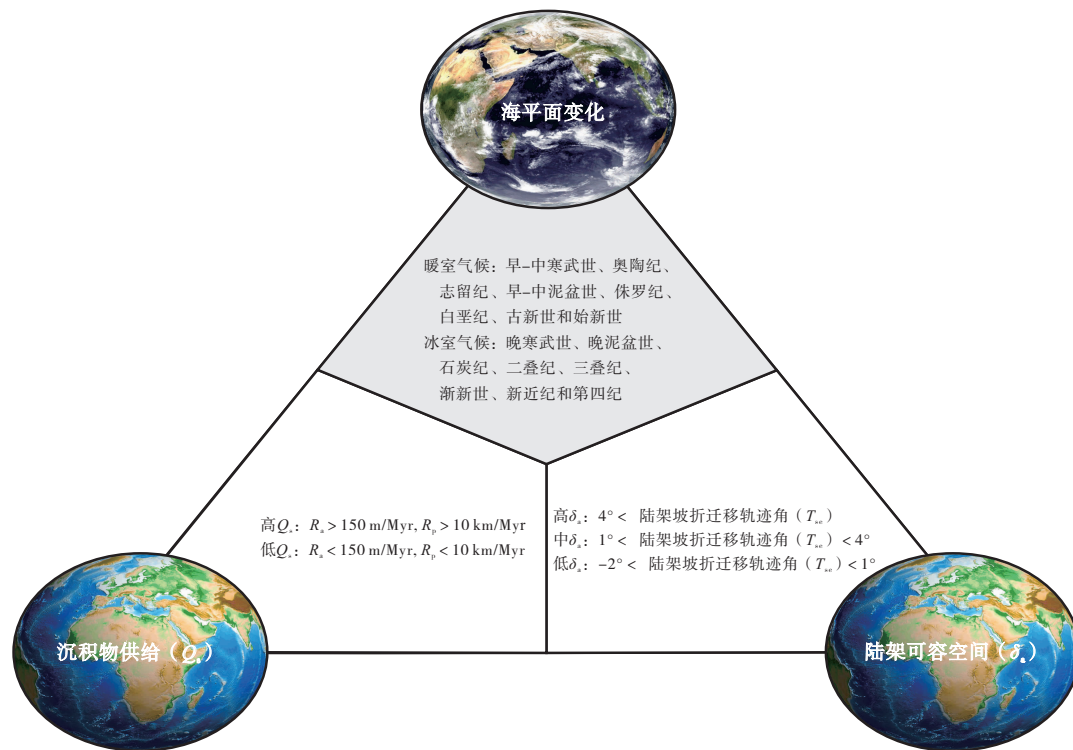


图1 深水源汇参数(海平面变化,物源供给和可容空间)及其判别标准

Fig. 1 Deep-water source-to-sink parameters (sea-level fluctuations, sediment supply, and accommodation space) and their classification criteria

1.1 基于“地质年代”的海平面变化表征

在约 46 亿年的地质历史时期中，主要存在着“冰室气候”和“温室气候”2 种气候类型，而冰室气候类型又进一步分为“冰期（气候较寒冷，持续时间较长）”与“间冰期（气候较温暖，持续时间较短）”（Takashima *et al.*, 2006; Nance *et al.*, 2014）。“冰室气候”和“温室气候”具有截然不同的海平面变化特征（振幅和频率）（Sømme *et al.*, 2009）。一般而言，冰室气候往往伴随着高频（10's~100's kyr）高幅（10's~100's m）的海平面变化，而温室气候则伴随着低频（100's~1000's kyr）低幅（10's m）的海平面变化（Takashima *et al.*, 2006; Sømme *et al.*, 2009; Nance *et al.*, 2014）。

“晚寒武世、晚泥盆世、石炭纪、二叠纪、三叠纪、渐新世、新近纪和第四纪”被认为是冰室气候期；而“早一中寒武世、奥陶纪、志留纪、早一中泥盆世、侏罗纪、白垩纪、古新世和始新世”被认为是温室气候期（Takashima *et al.*, 2006; Nance *et al.*, 2014）。故而，可以依据地质年代可将深水陆缘的海平面变化区分为“冰室海平面变化——高频（10's~100's kyr）高幅（10's~100's m）海平面升降”和“温室海平面变化——低频（100's~1000's kyr）低幅（10's m）海平面升降”2 种类型。在本研究所统计分析的 20 个深水陆缘实例中，温室海平面变化所对应的深水陆缘仅 6 个，约占 30%；而冰室海平面变化所对应的深水陆缘达 14 个，约占 70%（表 1）。

1.2 基于“陆架坡折迁移速率”的物源供给 (Q_s) 表征

在跨越陆架边缘的区域地震剖面上，由平坦浅水陆架转折为陡倾深水陆坡的转折点即为“陆架坡折”，而起始陆架坡折点与终止陆架坡折点之间的连线即为“陆架坡折迁移轨迹”（图 2-a, 2-b）。以起始陆架坡折点为坐标原点（0, 0）建立如图 2-b 和图 2-c 所示的陆架坡折迁移轨迹坐标系，其中横轴（ x 轴）代表陆架坡折沿水平方向运动（向盆地进积为“+”，而向陆地方向退积则为“-”），而纵轴（ y 轴）代表陆架坡折沿垂直方向运动（向上加积为“+”，而向下底积则为“-”）（图 2-c）。依据公式 1 和 2，便可计算获取陆架坡

折加积速率（ R_a ）和陆架坡折进积速率（ R_p ）：

$$R_a = \frac{dy}{T} \quad (\text{公式 1})$$

$$R_p = \frac{dx}{T} \quad (\text{公式 2})$$

式中： dx = 陆架坡折进积距离； dy = 陆架坡折加积距离； T = 陆架坡折迁移轨迹的地质年龄（图 2-b, 2-c）。

利用公式（1）和（2），计算获取了如表 1 所示的 20 个典型深水陆缘的 R_a 和 R_p ；它们可以被区分为统计特征差异的 2 组（图 3-a；表 1）。深水陆缘 1-13 具有较小的 R_a 或 R_p ，其中 R_a 从 12 m/Myr 到 146 m/Myr 不等（均值为 106 m/Myr、中值为 107 m/Myr）， R_p 从 -0.50 km/Myr 到 9.79 km/Myr 不一（均值为 4.04 km/Myr、中值为 4.20 km/Myr）（图 3-a 中的蓝色数据点所示）。深水陆缘 14-20 具有较大的 R_a 或 R_p ，其中 R_a 从 95 m/Myr 到 281 m/Myr 不等（均值为 219 m/Myr、中值为 239 m/Myr）， R_p 从 14.95 km/Myr 到 47.78 km/Myr 不一（均值为 24.04 km/Myr、中值为 18.63 km/Myr）（图 3-a 中的橘色数据点所示）。

交汇分析表明，深水陆缘 14-20 陆架坡折加积速率是深水陆缘 1-13 的 2~3 倍；深水陆缘 14-20 陆架坡折进积速率是深水陆缘 1-13 的 5~6 倍（图 3-a；表 1）。前人研究表明较大 R_a 和 R_p 的预示着较高的物源供给（Carvajal and Steel, 2006; Carvajal *et al.*, 2009）；这就意味着深水陆缘 14-20 具有较高的物源供给（ Q_s ），而深水陆缘 1-13 则具有较低的物源供给。据此，可以依据陆架坡折迁移速率（ R_a 和 R_p ）将物源供给（ Q_s ）这一源汇参数区分为：（1）高物源供给（高 Q_s ）： $R_a > 150$ m/Myr 或 $R_p > 10$ km/Myr（图 3-a 中的橘色数据点）；（2）低物源供给（低 Q_s ）： $R_a < 150$ m/Myr 或 $R_p < 10$ km/Myr（图 3-a 中的蓝色数据点）。

一般而言，高物源供给深水陆缘往往由“汇水面积大、径流量巨”的大江大河及其所伴生的规模三角洲供源，而低物源供给深水陆缘则由“汇水面积小、径流量微”的河流及其所伴生的局限三角洲供源。例如，孟加拉湾东北若开陆缘的陆架坡折加积速率为 239~281 m/Myr，陆架坡折进积速率为 17.06~18.63 km/Myr；是一典型的高物源供给深水陆缘（表 1）。这一深水陆缘是世界上最大

表 1 典型深水陆缘海平面变化与陆架坡折迁移速率
Table 1 Tabulation of representative deep-water continental margins and their associated sea-level fluctuations and rates of shelf-edge trajectories

序号	深水陆缘	地质年代	年龄 / Myr	古气候	dy / m	dx / km	R_a / $m \cdot Myr^{-1}$	R_p / $km \cdot Myr^{-1}$	参考文献
1	南海西北陆缘莺—琼段	晚中新世至今	10.5	冰室气候	1123	43.14	107	4.11	Gong <i>et al.</i> (2015) 中的图 3-A
2	南海西北陆缘莺—琼段	晚中新世至今	10.5	冰室气候	1234	48.28	117	4.60	Gong <i>et al.</i> (2015) 中的图 2-B
3	南海西北陆缘海南岛段	上新世至今	5.5	冰室气候	780	-2.74	142	-0.50	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 3-A
4	南海西北陆缘海南岛段	上新世至今	5.5	冰室气候	788	-1.23	143	-0.22	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 3-B
5	南海西北陆缘海南岛段	上新世至今	5.5	冰室气候	800	-2.70	145	-0.49	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 19-B
6	韩国东海 Ulleung 陆缘	早—中中新世	9.2	冰室气候	981	34.49	107	3.75	Yoon <i>et al.</i> (2002) 中的图 5
7	韩国东海 Ulleung 陆缘	早—中中新世	9.2	冰室气候	1144	38.64	124	4.20	Yoon <i>et al.</i> (2002) 中的图 5
8	澳大利亚 Exmouth 陆缘	早白垩世	6	温室气候	610	57.00	102	9.50	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 5a
9	地中海西北 Iberian 陆缘	晚上新世至今	3.58	冰室气候	524	16.84	146	4.70	Kertzus and Kneller (2009) 中图 3-A
10	爱尔兰 Porcupine 盆地	早始新世	5	温室气候	400	30.00	80	6.00	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 5-B
11	挪威外陆架西南段	早渐新世	3.6	温室气候	644	21.04	129	4.21	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 5-a
12	挪威 Spitsbergen 陆缘	早始新世	5	温室气候	450	30.00	90	6.00	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 15
13	美国 New Jersey 陆缘	早渐新世	9.5	温室气候	113	10.00	12	1.05	本文的图 5-B
14	南海北部珠江陆缘	中中新世	1.2	冰室气候	114	25.05	95	20.88	本文的图 6
15	孟加拉湾东北若开陆缘	上新世至今	3.2	冰室气候	766	59.61	239	18.63	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 6-A
16	孟加拉湾东北若开陆缘	上新世至今	4	冰室气候	1125	68.26	281	17.06	Gong <i>et al.</i> (2016) 中的图 6-B
17	尼日尔三角洲盆地	第四纪	2	冰室气候	503	29.90	252	14.95	Fatoke and Bhattacharya (2010) 图 7-A
18	罗马尼亚 Dacian 盆地	晚中新世	1.68	冰室气候	332	26.29	198	15.65	Fongngern <i>et al.</i> (2016) 中的图 5-B
19	怀俄明州 Washakie 盆地	晚白垩世	1.8	温室气候	480	86.00	267	47.78	Carvajal and Steel (2006) 中的图 2
20	Orinoco Columbus 盆地	晚中新世	6	冰室气候	1200	200.00	200	33.33	Chen <i>et al.</i> (2014) 中的图 2

注: dy 代表陆架坡折加积的距离; dx 代表陆架坡折加积的距离; R_a 代表陆架坡折加积速率; R_p 代表陆架坡折进积速率; T_{se} 代表陆架坡折迁移轨迹角度。

的沉积物分散系统(喜马拉雅—孟加拉湾源汇系统)的最终汇区,源自世界上最高山脉(喜马拉雅造山带)的布拉马普特拉河—恒河的流域面积达 $2 \times 10^6 \text{ km}^2$, 每年向孟加拉湾流域盆地供应超过 10^9 t 沉积物,形成世界上最大的海底扇(孟加拉扇)

(Blum *et al.*, 2018)。南海西北陆缘海南岛段(琼东南陆缘)陆架坡折加积速率为 $142 \sim 145 \text{ m/Myr}$, 为一典型的低物源供给深水陆缘(表 1)。该深水陆缘由海南岛南部系列河流(藤桥河、陵水和和万泉河)供源,这些供源水系的累计汇水区面积约

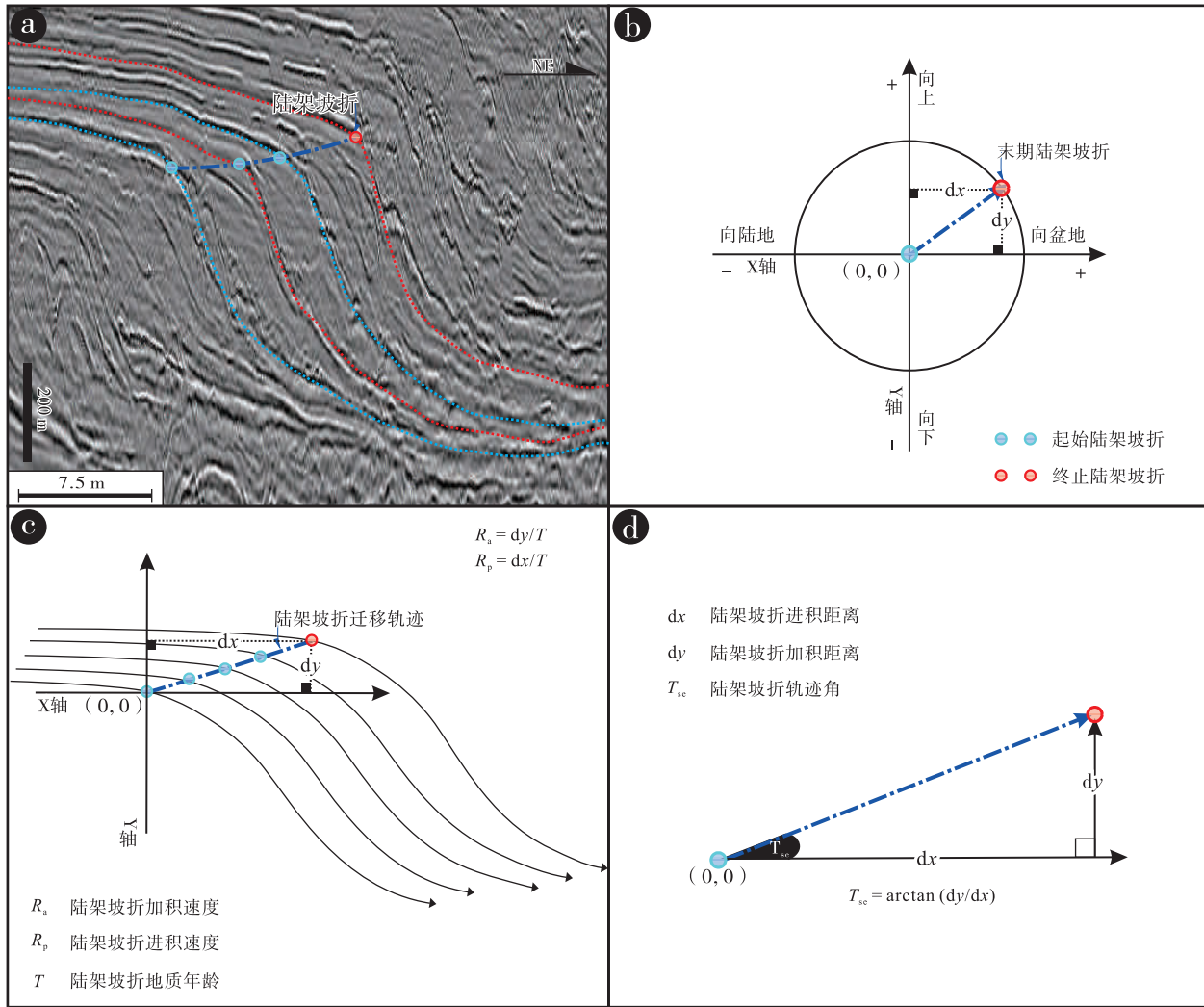


图 2 陆架坡折迁移轨迹 (a) 及其所伴生迁移速率 (R_a 和 R_p) (b, c) 与轨迹角 (T_{se}) (d) 计算方法示意图
 Fig. 2 Schematic illustrations of shelf-edge trajectories (a) and their associated rates of shelf-edge aggradation and progradation (R_a and R_p) (b, c) and angles of shelf-edge trajectories (T_{se}) (d)

3000 km², 年供给沉积物量为 2.7×10^6 t; 相应所形成的海底扇规模亦较小。

1.3 基于“陆架坡折迁移轨迹”的可容空间 (δ_a) 表征

在确定陆架坡折迁移轨迹的基础上, 利用公式 3 计算获取陆架坡折迁移轨迹的轨迹角角度 (T_{se}):

$$T_{se} = \arctan\left(\frac{dy}{dx}\right) \quad (\text{公式 3})$$

式中: dx = 陆架坡折进积距离; dy = 陆架坡折进积距离; T_{se} = 陆架坡折迁移轨迹的角度 (图 2-d)。

统计分析表明, 陆架坡折迁移轨迹依据 T_{se} 可以被区分为 5 种主要的类型: 低幅下降型 ($-2^\circ <$

$T_{se} < 0^\circ$)、低幅上升型 ($0^\circ < T_{se} < 1^\circ$)、中幅上升型 ($1^\circ < T_{se} < 4^\circ$)、高幅上升型 ($4^\circ < T_{se} < 20^\circ$) 和向陆回退型 ($90^\circ < T_{se} < 180^\circ$) (图 3-b)。这 5 种类型的陆架坡折迁移轨迹指示了 3 种类型的可容空间 (δ_a): (1) 低 δ_a (下降型沉积基准面或相对海平面下降): $-2^\circ < T_{se} < 1^\circ$; (2) 中 δ_a (缓慢上升型基准面或相对海平面缓慢上升): $1^\circ < T_{se} < 4^\circ$; (3) 高 δ_a (快速上升型基准面或相对海平面快速上升): $4^\circ < T_{se} < 180^\circ$ 。

2 陆架边缘分类与深水沉积富砂性

深水源汇参数 (海平面变化, 物源供给和可

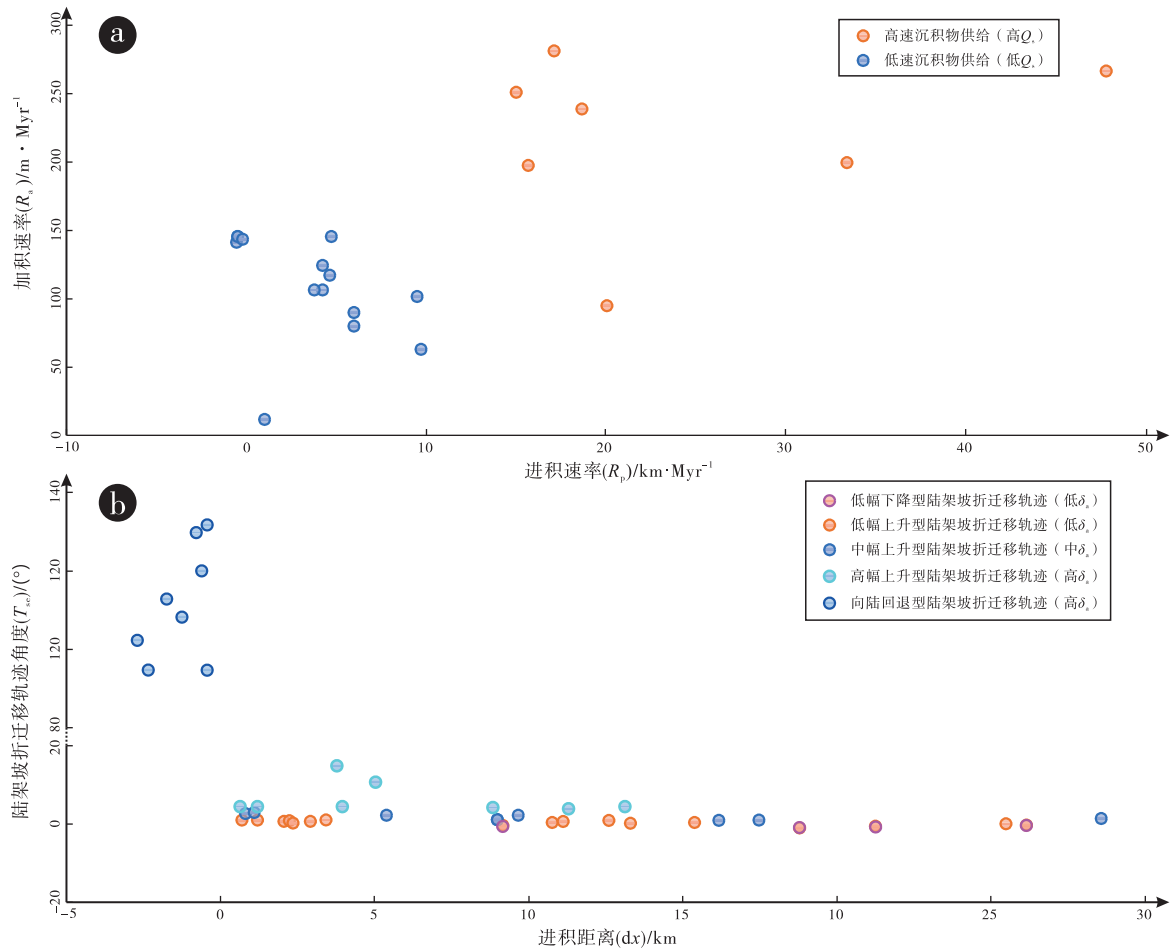


图 3 (a) 表 1 所示深水陆缘实例陆架坡折加积速率 (R_a) 和陆架坡折进积速率 (R_p) 散点图;

(b) 陆架坡折加积速率 (dx) 和陆架坡折迁移轨迹角度 (T_{sc}) 散点图

Fig. 3 (a) Scatterplot of rates of shelf-edge aggradation (R_a) against shelf-edge progradation (R_p) for margin examples shown in Table 1; (b) Scatterplot of distances of shelf-edge progradation dx against angles of shelf-edge trajectories (T_{sc})

容空间) 之间的相互耦合形成 10 种不同类型的陆架边缘, 每一种陆架边缘具有差异的深水沉积富砂性程度(图 4)。

2.1 基于源汇参数的陆架边缘分类

前已述及, 海平面变化具有“高频高幅的冰室海平面变化和低频低幅的温室海平面变化”2 种差异的特征, 物源供给具有“高 Q_s 和低 Q_s ”2 种不同的尺度, 而可容空间具有“低 δ_a 、中 δ_a 和高 δ_a ”3 种不同的类型(图 4)。这 3 种不同类型的源汇参数之间的耦合作用形成了 10 种不同类型的陆架边缘: (1) 高 Q_s -高 δ_a -冰室陆架边缘; (2) 高 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘; (3) 高 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘; (4) 低 Q_s -高 δ_a -冰室陆架边缘; (5) 低

Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘; (6) 低 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘; (7) 高 Q_s -中 δ_a -暖室陆架边缘; (8) 高 Q_s -低 δ_a -暖室陆架边缘; (9) 低 Q_s -中 δ_a -暖室陆架边缘; (10) 低 Q_s -低 δ_a -暖室陆架边缘(图 4)。

“海平面变化、物源供给和可容空间”之间的相互耦合形成 6 种不同类型的冰室陆架边缘和 4 种不同类型的温室陆架边缘, 温室陆架边缘相较于冰室陆架边缘不发育“高 δ_a (快速上升型基准面)”可容空间条件(图 4)。造成这一现象的原因可能是由于温室气候的海平面变化频率往往较低 (100's ~ 1000's kyr) 且幅度也较小 (10's m), 故而常常亦缺少高幅上升型或向陆回退型陆架坡折迁移轨迹 (Sømme *et al.*, 2009; Gong *et al.*, 2016)。

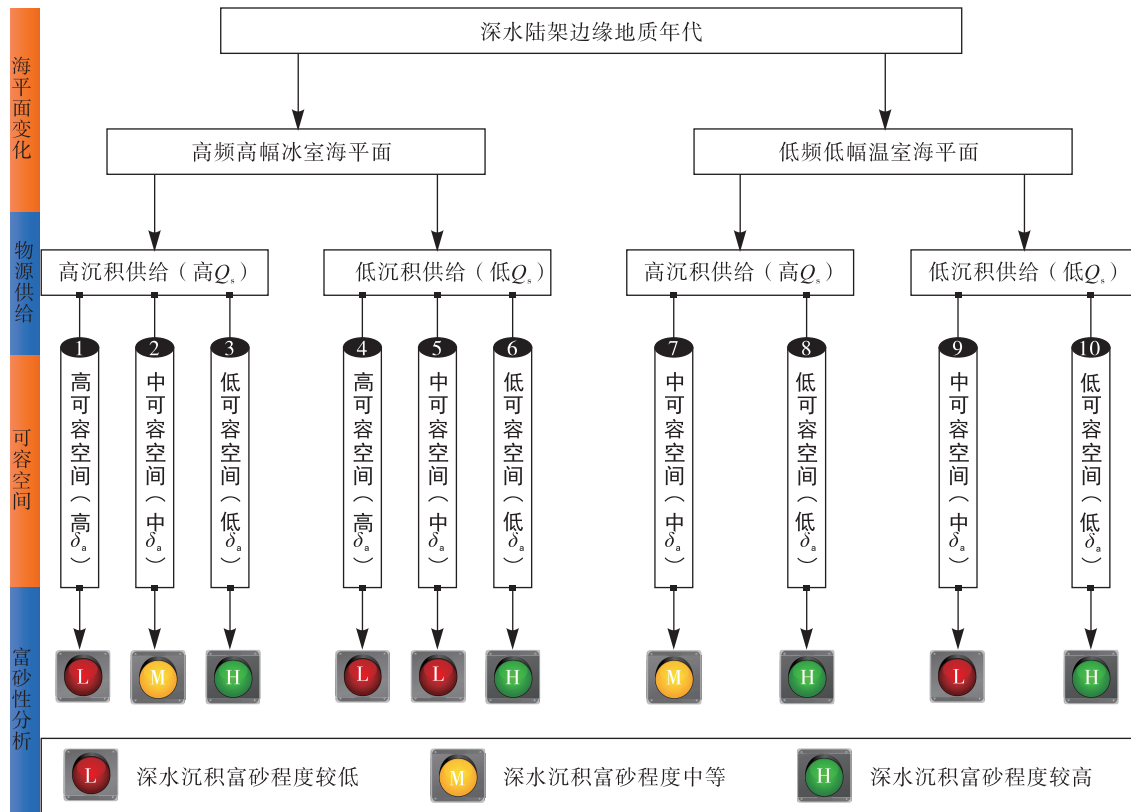


图 4 基于源汇参数耦合的陆架边缘类型划分及其深水沉积富砂性程度

Fig. 4 Schematic illustration of classification of shelf margins based on the coupling between different source-to-sink parameters and sand-bearing levels of deep-water sediments

2.2 冰室陆架边缘富砂性分析

在冰室气候条件下，发育存在 6 种类型的陆架边缘：高 Q_s -高 δ_a -冰室陆架边缘，高 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘，高 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘，低 Q_s -高 δ_a -冰室陆架边缘，低 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘和低 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘(图 4)。

低幅下降型 ($-2^\circ < T_{se} < 0^\circ$) 和低幅上升型 ($0^\circ < T_{se} < 1^\circ$) 陆架坡折迁移轨迹常常被认为是下降型沉积基准面或相对海平面下降 (低 δ_a) 的“代言人” (Carvajal and Steel, 2006; Gong *et al.*, 2016; Paumard *et al.*, 2018; Pellegrini *et al.*, 2020)。低 δ_a 能够驱动河口迁移驻留在外陆架、继而向深水陆缘分散卸载陆源沉积颗粒形成富砂的海底扇，从而导致“不管是高 Q_s 还是低 Q_s ”背景，低幅下降型或低幅上升型陆架坡折迁移轨迹的前方总是发育出现相对富砂的深水沉积 (如海底扇等) (Posamentier *et al.*, 1988; Catuneanu *et al.*, 2009; 龚承林等, 2022)。Muto 和 Steel (2002) 从物理

实验角度证实了低 δ_a 能够驱动河流及其所伴生的三角洲迁移驻留在陆架边缘，进而将所携带的陆源粗碎屑颗粒搬运分散到深水陆坡形成海底扇。由此可见，“高 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘”和“低 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘”所形成的深水沉积体系相对富砂(图 4)。这一结论被如图 5-a 所示的晚中新世琼东南陆缘所证实，该陆缘形成于晚中新世冰室海平面变化条件下，计算 R_a 为 -74 m/Myr 、 R_p 为 8.18 km/Myr ，见低幅下降型陆架坡折迁移轨迹 ($T_{se} = 0.52^\circ$)；为一典型的低 Q_s -低 δ_a 冰室陆缘(表 2)。在这一冰室陆缘上，深水陆坡发育可见呈“楔状、中强振幅—中高频—中高连续、前积反射”的富砂海底扇(图 5-a)。

中幅上升型 ($1^\circ < T_{se} < 4^\circ$) 陆架坡折迁移轨迹是缓慢上升型基准面或相对海平面缓慢上升 (中 δ_a) 的“代言人” (Carvajal and Steel, 2006; Gong *et al.*, 2016; Paumard *et al.*, 2018; Pellegrini *et al.*, 2020)。在高 Q_s 条件下，中 δ_a 可能被高 Q_s

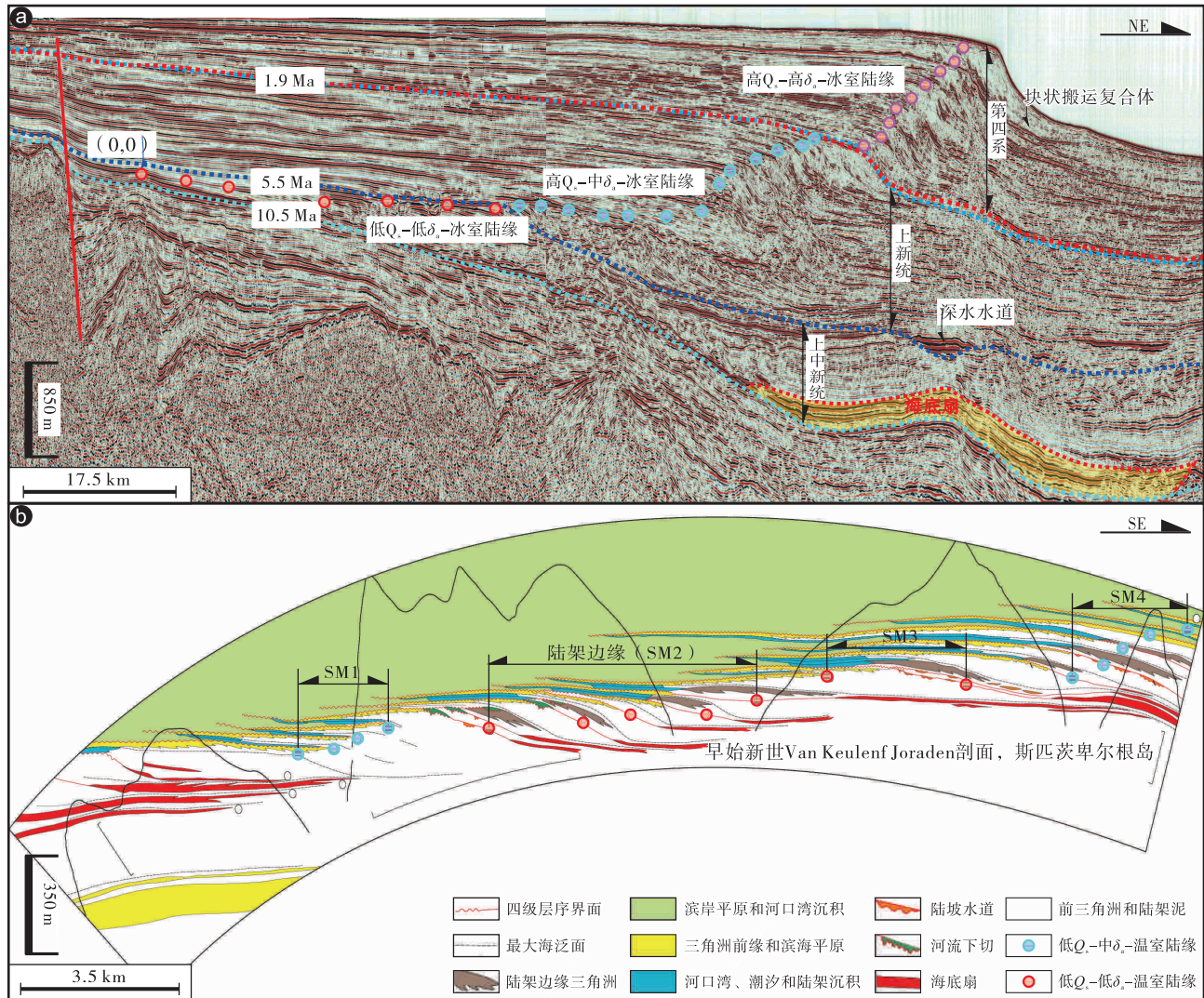


图 5 (a) 区域地震剖面示例了典型冰室陆架边缘源汇参数与深水沉积响应特征; (b) 区域地质剖面示例了典型温室陆架边缘源汇参数与深水沉积响应特征 (修改自 Gong *et al.*, 2016)

Fig. 5 (a) Regional seismic line showcasing source-to-sink parameters and deep-water sedimentary responses of a typical ice-house shelf margin; (b) Regional geological profile showcasing source-to-sink parameters and deep-water sedimentary responses of a representative greenhouse shelf margin (modified from Gong *et al.*, 2016)

所压制, 从而导致粗碎屑颗粒在可容空间缓慢上升条件下搬运分散到深水陆坡形成小规模高位海底扇 (highstand submarine fan)。在“低物源供给 (低 Q_s)”条件下, 相对海平面缓慢上升 (中 δ_a) 可能抑制粗碎屑颗粒搬运驻留在外陆架, 从而导致中幅上升型陆架坡折迁移轨迹前方往往发育出现大规模的块状搬运沉积体系 (mass-transport systems)。由此可见, 高 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘富砂性程度中等, 而低 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘富砂性程度较低 (图 4)。这一结论被如图 5-a 所示的上新世琼东南陆缘所证实, 该陆缘形成于上新世冰室海平面变

化条件下, 计算 R_a 为 188 m/Myr、 R_p 为 9.40 km/Myr, 见中幅上升型陆架坡折迁移轨迹 ($T_{se} = 1.15^\circ$); 为一典型的高 Q_s -中 δ_a 冰室陆缘 (表 2)。在这一低 Q_s -中 δ_a 冰室陆缘上, 深水陆坡发育存在呈“顶平定凸状、强振幅—高频率—高连续、充填反射”的相对富砂的深水水道 (图 5-a)。

高幅上升型 ($2^\circ < T_{se} < 20^\circ$) 和向陆回退型 ($90^\circ < T_{se} < 180^\circ$) 陆架坡折迁移轨迹往往被认为是快速上升型基准面或相对海平面快速上升 (高 δ_a)

表 2 典型深水区源汇参数、陆架边缘类型划分与典型深水沉积响应

Table 2 Tabulation of source-to-sink parameters, classifications of shelf margins and associated deep-water sedimentary responses for some representative deep-water continental margins

深水陆缘	地质年代	R_a /m·Myr ⁻¹	R_p /km·Myr ⁻¹	T_{sc} /(°)	陆架边缘类型	典型深水沉积响应	深水沉积富砂性
琼东南陆缘	晚中新世	-74	8.18	-0.52	低 Q_s -低 δ_a 冰室陆缘	呈楔状、强振幅—中高连续、前积反射海底扇(图 5-a)	富砂程度较高
	上新世	188	9.40	1.15	高 Q_s -中 δ_a 冰室陆缘	呈透镜状、强振幅—高连续、充填反射深水水道(图 5-a)	富砂程度较高
	第四纪	535	6.03	5.07	高 Q_s -高 δ_a 冰室陆缘	呈不规则状、杂乱反射块状搬运复合体(图 5-a)	富砂程度较低
Spitsbergen 陆缘		129	4.21	N/A	N/A	N/A	N/A
陆架边缘 SM1	早始新世	N/A	N/A	2.86	低 Q_s -中 δ_a 温室陆缘	前三三角洲和陆架泥(图 5-B)	富砂程度中等
陆架边缘 SM2		N/A	N/A	0.99	低 Q_s -低 δ_a 温室陆缘	大规模发育的海底扇(图 5-B)	富砂程度较高
陆架边缘 SM3		N/A	N/A	-0.53	低 Q_s -低 δ_a 温室陆缘	大规模发育的海底扇(图 5-B)	富砂程度较高
陆架边缘 SM4		N/A	N/A	3.62	低 Q_s -中 δ_a 温室陆缘	局限发育的陆坡水道(图 5-B)	富砂程度较低
珠江陆缘(图 6)		95	20.88	N/A	N/A	N/A	N/A
陆架边缘 SM1	中新世	N/A	N/A	1.40	高 Q_s -中 δ_a 冰室陆缘	陆架边缘三角洲和深海灰色泥岩(图 7)	富砂程度中等
陆架边缘 SM2		N/A	N/A	-0.31	高 Q_s -低 δ_a 冰室陆缘	陆架边缘三角洲和海底扇(图 7 和图 8)	富砂程度较高
陆架边缘 SM3		N/A	N/A	92.01	高 Q_s -高 δ_a 冰室陆缘	区域稳定稳步的灰色泥岩(图 7)	富砂程度较低

注： R_a 代表陆架坡折加积速率； R_p 代表陆架坡折进积速率； T_{sc} 代表陆架坡折迁移轨迹角度； Q_s 代表物源供给； δ_a 代表可容空间。

的“预言者”(Carvajal and Steel, 2006; Gong *et al.*, 2016; Paumard *et al.*, 2018; Pellegrini *et al.*, 2020)。高 δ_a 使得河流—三角洲难以跨越内陆架到达外陆架，从而导致在高幅上升型和向陆回退型陆架坡折迁移轨迹前方往往形成相对富泥的深水沉积体系（如块状搬运复合体、富泥陆架边缘斜坡进积体等）。由此可见，高 Q_s -高 δ_a -冰室陆架边缘和低 Q_s -高 δ_a -冰室陆架边缘所形成的深水沉积体系相对富泥，深水富砂性程度相对较低（图 4）。这一结论被如图 5-a 所示的第四纪琼东南陆缘所证实，该陆缘形成于第四纪冰室海平面变化条件下，计算 R_a 为 533 m/Myr、 R_p 为 6.03 km/Myr，见高幅上升型陆架坡折迁移轨迹 ($T_{sc} = 5.07^\circ$)；为一典型的“高 Q_s -高 δ_a 冰室陆缘”（表 2）。在这一高 Q_s -高 δ_a 冰室陆缘上，深水陆坡发育可见大规模相对富泥的、呈杂乱反射的块状搬运沉积(图 5-a)。

2.3 温室陆架边缘富砂性分析

在温室气候条件下，发育存在 4 种类型的陆架边缘：高 Q_s -低 δ_a -暖室陆架边缘，高 Q_s -中 δ_a -暖

室陆架边缘，低 Q_s -低 δ_a -暖室陆架边缘和低 Q_s -中 δ_a -暖室陆架边缘(图 4)。

在“低频(100's~1000's kyr) 低幅(10's m) 的温室海平面变化”条件下，无论是物源供给高(高 Q_s) 还是物源供给低(低 Q_s)，下降型沉积基准面/相对海平面下降(低 δ_a) 总能够驱动河口迁徙到外陆架向深水中分散卸载陆源沉积颗粒形成海底扇或斜坡扇(Gong *et al.*, 2016; Paumard *et al.*, 2018; Pellegrini *et al.*, 2020)；从而使得高 Q_s -低 δ_a -暖室陆架边缘和低 Q_s -低 δ_a -温室陆架边缘所对应的深水沉积体系相对富砂(图 4)。这一结论被如图 5-b 所示的 Spitsbergen 陆架边缘所证实，该陆缘形成发育在早始新世温室气候条件下；在早始新世 4~5 个百万年内，其向盆地方向进积了 20~30 km，具有低物源供给(低 Q_s) 的特征(Steel and Olsen, 2002; Johannessen and Steel, 2005)。在这一低物源供给的温室陆架边缘上，低幅上升型(陆架边缘 SM2) 和低幅下降型(陆架边缘 SM3) 陆架坡折迁移轨迹前方发育可见富砂的海底扇，这些海底扇厚度为 30~80 m，延伸长度约 10 km(图 5-b; 表 2)(Steel and Olsen, 2002; Johannessen

and Steel, 2005)。

在“低频 (100's~1000's kyr) 低幅 (10's m) 的温室海平面变化”条件下, 高物源供给 (高 Q_s) 可能压制相对海平面缓慢上升 (中 δ_a) 并向深水中搬运分散粗碎屑颗粒形成海底扇, 而低物源供给 (低 Q_s) 可能被相对海平面缓慢上升 (中 δ_a) 所压制使得河流无法迁移抵达外陆架; 从而使高 Q_s -中 δ_a -暖室陆架边缘所对应的深水沉积体系相对富砂, 而低 Q_s -中 δ_a -温室陆架边缘所对应的深水沉积体系则相对富泥 (图 4)。这一结论被如图 5-b 所示的低物源供给 (低 Q_s)、温室陆架边缘所证实, 在 Spitsbergen 温室陆架边缘上, 中幅上升型 (陆架边缘 SM1 和 SM4) 陆架坡折迁移轨迹前方相对富泥, 无明显的富砂海底扇发育存在 (图 5-b; 表 2) (Steel and Olsen, 2002; Johannessen and

Steel, 2005)。

3 基于陆架边缘分类的深水沉积富砂性预测实例应用

将基于陆架边缘分类的深水沉积富砂性预测方法运用到中中新世珠江陆缘 (14.6—13.4 Ma) 深水沉积富砂性预测中来 (图 6; 图 7; 图 8), 钻井证实了该方法的有效性。

3.1 中中新世珠江陆缘类型划分

南海北部珠江陆缘沉积层序 SQ13.8 顶底分别以形成于 13.4 Ma 和 14.6 Ma 的最大海泛面 (MFS) 为界, 形成发育于中中新世气候转型期 (middle Miocene climate transition, 约 14.8—

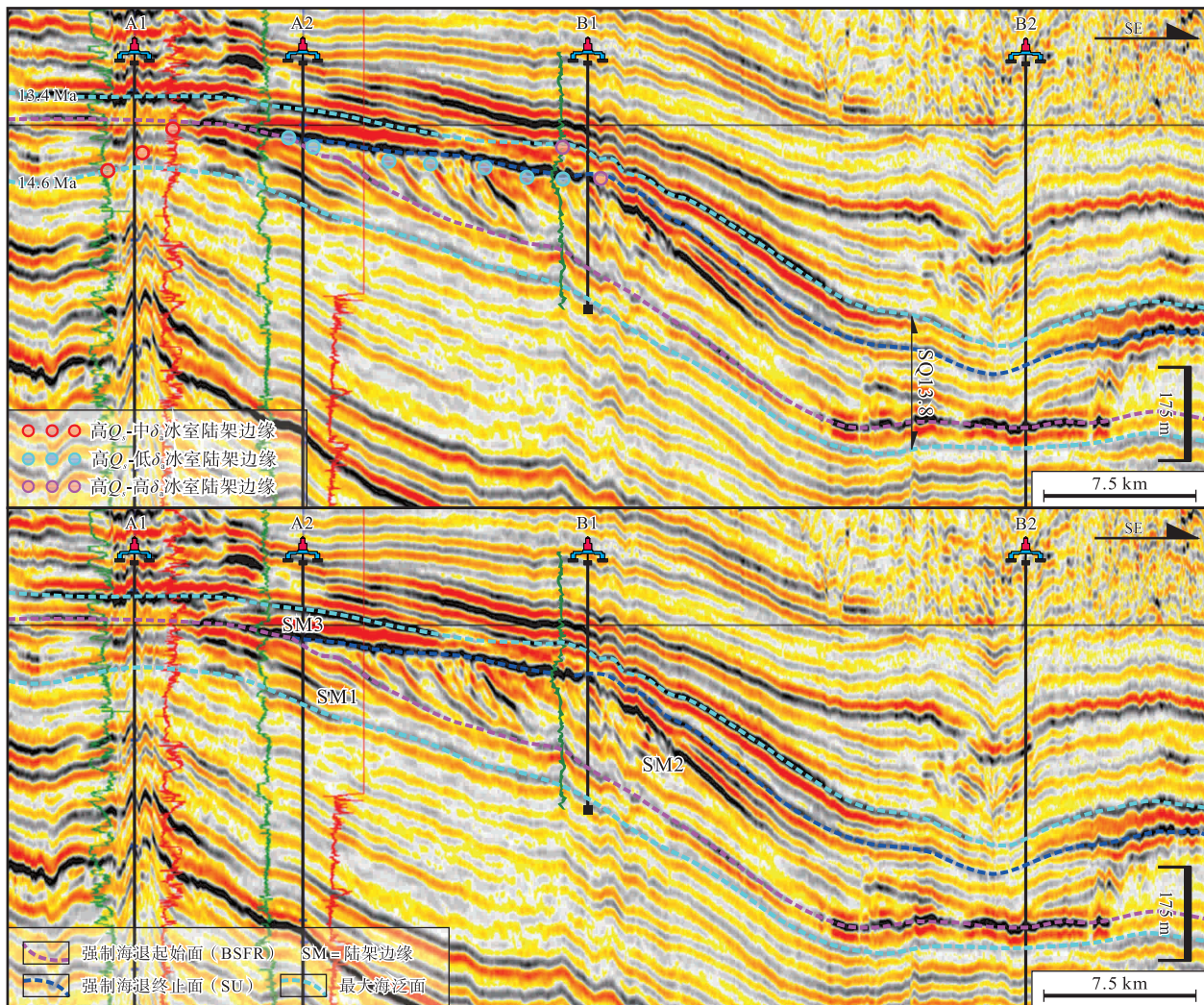


图 6 顺物源地震剖面刻画了中中新世珠江陆缘 (SQ13.8) 陆架坡折迁移演化特征

Fig. 6 Dip-view seismic transect illustrating migration and evolution of Pearl River shelf edges (SQ13.8) of the middle Miocene age

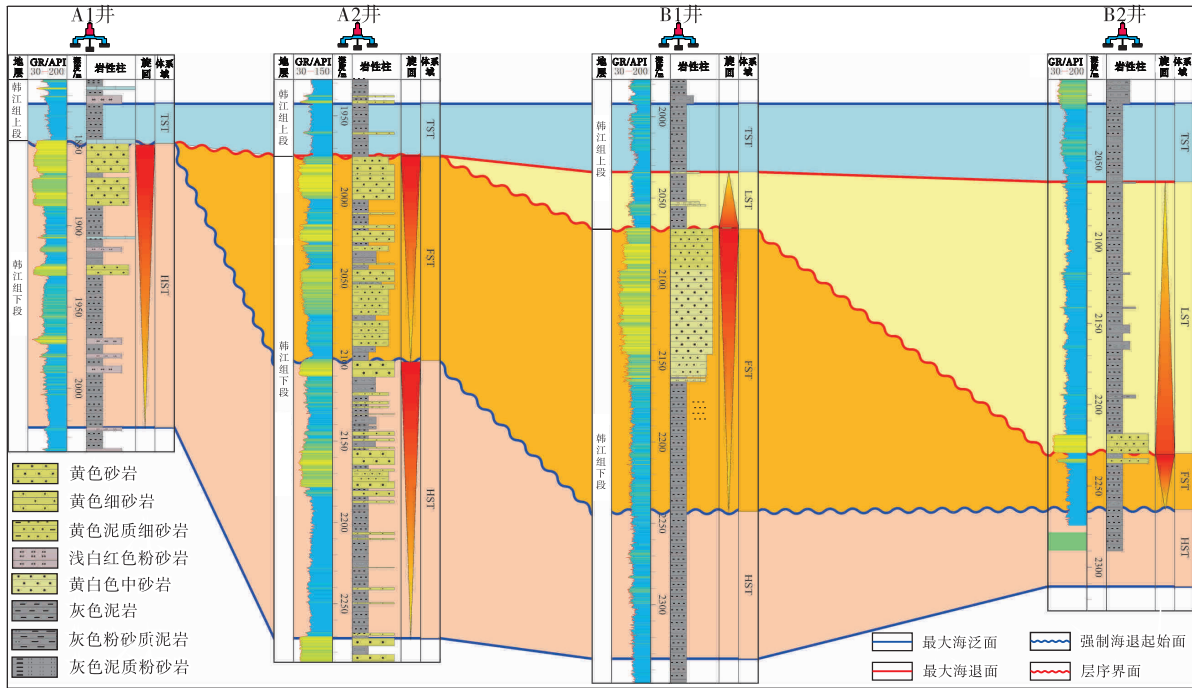


图 7 连井剖面揭示了中中新世珠江陆缘 (SQ13.8) 外陆架—深水沉积响应特征

Fig. 7 Dip-view seismic transect illustrating migration and evolution of Pearl River shelf edges of the middle Miocene age

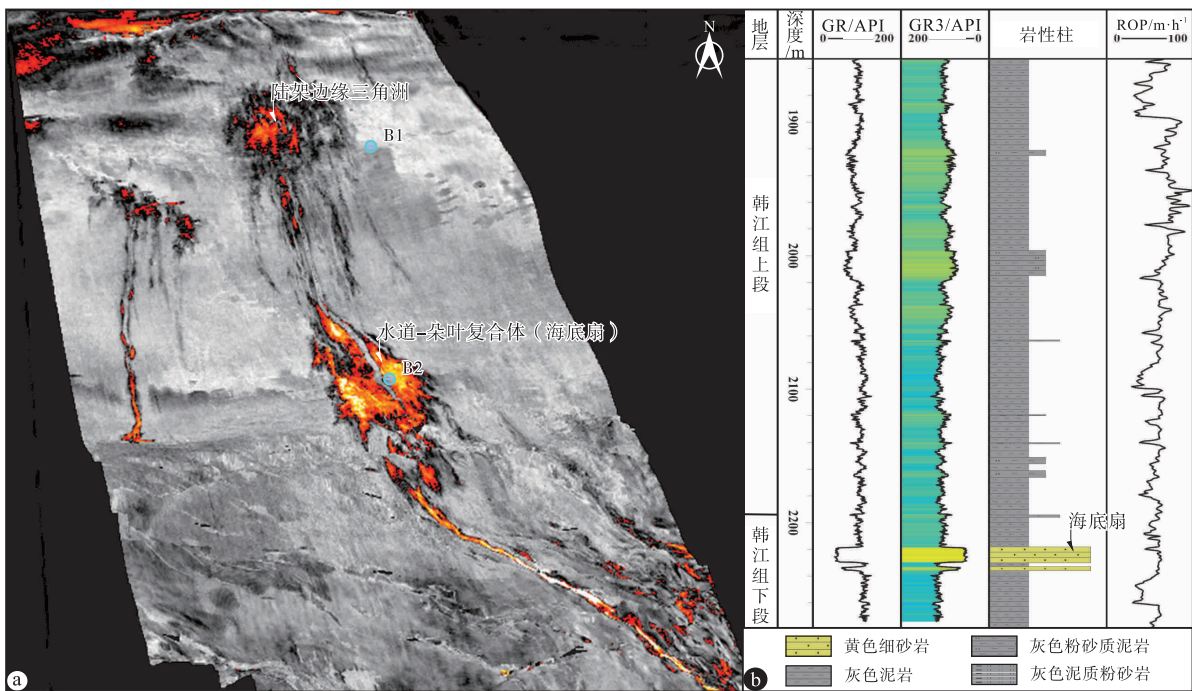


图 8 中中新世珠江陆缘 (SQ13.8) 外陆架—深水地震地貌学特征 (a) 及其深水区钻井岩-电特征 (b)

Fig. 8 Plan-view seismic attributes illustrating seismic geomorphological features of the Pearl River shelf edges (SQ13.8) of middle Miocene age (a), and (b) corresponding lithological-log characteristics from the deepwater well

12.8 Ma)(图 6)。中中新世气候转型期, 全球整体降温约 3℃, 为典型的冰室气候期; 故南海北部珠

江陆缘沉积层序 SQ13.8 形成发育在高频 (10's ~ 100's kyr) 高幅 (10's ~ 100's m) 的冰室海平面变

化条件下。

南海北部中中新世珠江陆缘沉积层序 SQ13.8 顶底界面的地质年代分别为 13.4 Ma 和 14.6 Ma, 地质年龄为 1.2 Myr (图 5)。1.2 Myr 内, 珠江陆架坡折垂向加积了 114 m, 计算为 R_a 为 95 m/Myr; 向海一侧进积了 69.88 km, 计算 R_p 为 20.88 km/Myr (表 2)。故而, 中中新世珠江陆缘 (SQ13.8) 具有较高的物源供给条件 (高 Q_s), 为高 Q_s 陆架边缘 (图 5; 表 2)。

在南海北部中中新世珠江陆缘 SQ13.8 层序内: (1) 红色陆架坡折点 (陆架边缘 SM1) 垂向加积约 80 m、进积距离仅 3.30 km, 计算 T_{se} 为 1.40° , 为一中幅上升型陆架坡折迁移轨迹、对应缓慢上升型基准面 (中 δ_a) (图 5; 表 2); (2) 蓝色陆架坡折点 (陆架边缘 SM2) 向下底积 (degradation) 约 111 m、进积距离达 20.71 km, 计算 T_{se} 为 -0.31° , 为一低幅下降型陆架坡折迁移轨迹、对应下降型沉积基准面 (低 δ_a) (图 5; 表 2); (3) 紫色陆架坡折点 (陆架边缘 SM3) 向上加积约 67 m、向陆回退约 1.91 km, 计算 T_{se} 为 92.01° , 为一向陆回退型陆架坡折迁移轨迹、对应快速上升型基准面 (高 δ_a) (图 5; 表 2)。

3.2 基于陆缘分类的富砂性预测

如前所述, 珠江陆缘沉积层序 SQ13.8 发育 3 种类型的陆架边缘: 高 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘 (发育红色陆架坡折点的陆架边缘 SM1)、高 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘 (见蓝色陆架坡折点的陆架边缘 SM1) 和高 Q_s -高 δ_a -冰室陆架边缘 (发育紫色陆架坡折点的陆架边缘 SM1) (图 5; 表 2)。

依据如图 4 所示的陆架边缘类型与深水沉积富砂性程度对比图版, 珠江陆架边缘 SM1 (高 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘) 所对应深水沉积可能富砂, 深水沉积富砂程度中等 (中富砂性程度)。在浅水外陆架, 珠江陆架边缘 SM1 较为富砂, 在 A1 井和 A2 井上可见反旋回性特征明显的陆架边缘三角洲砂 (以黄色砂岩和黄色细砂岩为主), 单层砂岩最大厚度可达 17.8 m (A1 井 1867.40 ~ 1849.60 m) (图 7)。在深水陆坡, 珠江陆架边缘 SM1 则相对富泥, 在 B1 井和 B2 井上以厚层 (可达 90.4 m, B1 井 2333.20 ~ 2242.80 m) 的灰色泥岩为主 (图 7)。

依据如图 4 所示的陆架边缘类型与深水沉积富

砂性程度对比图版, 珠江陆架边缘 SM2 (高 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘) 所对应深水沉积相对富砂, 深水沉积富砂程度较高 (高富砂性程度)。在浅水外陆架, 珠江陆架边缘 SM2 最为富砂, 在 A1 井和 A2 井上可见黄色砂岩、黄色细砂岩和黄白色中砂岩, 这些砂岩单层最大厚度可达 77 m (A2 井 2146.00 ~ 2069.00 m), 反旋回性特征明显, 为典型的陆架边缘三角洲砂 (图 7)。在深水陆坡, 珠江陆架边缘 SM2 相对较为富砂, 在 B2 井 2230.00 ~ 2218.00 m 见黄色细砂岩, 这些黄色细砂岩厚约 10 余米, 正旋回特征明显, 为典型的海底扇砂岩 (图 7; 图 8-b)。在平面属性上, 这些海底扇砂岩表现为“朵状强均方根振幅属性单元 (朵叶) 及其所伴生的窄而低弯度的强均方根振幅属性条带 (水道)”地震地貌相特征, 为典型的深水水道-朵叶复合体 (水道型海底扇) (Doughty-Jones *et al.*, 2017; Howlett *et al.*, 2021; McHargue *et al.*, 2021)。

依据如图 4 所示的陆架边缘类型与深水沉积富砂性程度对比, 珠江陆架边缘 SM3 (高 Q_s -高 δ_a -冰室陆架边缘) 所对应深水沉积相对富泥, 深水沉积富砂程度较低 (低富砂性程度) (表 2)。钻井结果显示: 从浅水外陆架 (A1 井和 A2 井) 至深水陆坡 (B1 井和 B2 井) 的连井剖面上, 珠江陆架边缘 SM3 为一套厚度从 24 m (B2 井 1849.50 ~ 1825.10 m) 至 48 m (B2 井 2015.00 ~ 2063.00 m) 不等的灰色泥岩, 局部夹薄层 (1.5 m) 黄色砂岩 (A2 井 1961.50 ~ 1960.00 m) (图 7)。

3.3 基于陆缘分类富砂性预测意义

经典的层序地层学理论多从“基准面变化 (A/S)”的角度来分析预测深水沉积单元的富砂性 (Catuneanu, 2022; 龚承林等, 2022), 这一层序控砂方法原理应用于有利砂体预测时, 有时会碰到“坡折不一定控砂、层序 (低位) 不一定有扇”的窘境 (徐长贵和龚承林, 2023)。针对这一难题, 本研究提出在定量表征“海平面变化、物源供给和可容空间”的基础上, 对陆架边缘进行分类; 提出了基于陆架边缘分类的深水沉积富砂性预测方法 (图 4)。相较于传统层序方法原理, 该方法考虑的参数更多, 故预测的结果也更为准确。譬如, 在同一基准面变化 (缓慢上升型基准面 (中 δ_a)) 条

件下，基于陆架边缘分类的深水沉积富砂性预测方法分不同的沉积物供给条件（高 Q_s 和低 Q_s ）和海平面变化特征（温室海平面变化与冰室海平面变化）将陆架边缘进行分为 4 种基本类型（高 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘，低 Q_s -中 δ_a -冰室陆架边缘，高 Q_s -中 δ_a -暖室陆架边缘和低 Q_s -中 δ_a -暖室陆架边缘），每一类陆架边缘所对应的深水沉积富砂性程度各有差异（图 4）。

从 2010 年至今，地质学家将沉积物在母岩区的剥蚀、流域盆地的搬运与汇水盆地的堆积纳入到一个由“源”到“汇”的系统中，将源汇系统方法原理运用到有利砂体预测研究中来（林畅松等，2015；徐长贵和杜晓峰，2017；朱红涛等，2017；徐长贵和龚承林，2023）。“海平面变化、物源供给和可容空间”被公认为是深水源汇过程 3 个最主要的控制因素（源汇参数），如何定量表征这 3 大深水源汇参数一直是源汇系统研究的难点所在（林畅松等，2015；Romans *et al.*, 2016；Gong *et al.*, 2016；Paumard *et al.*, 2018；Catuneanu, 2022）。本研究提出了“基于地质年代的海平面变化表征、基于陆架坡折迁移速率的物源供给表征和基于陆架坡折迁移轨迹的可容空间表征”方法原理，这一方法原理有助于更好地开展定量源汇分析。

4 结论

本研究在深水源汇参数，包括海平面变化、物源供给（ Q_s ）和可容空间（ δ_a ），定量表征的基础上，提出了基于陆架边缘分类的深水沉积富砂程度预测新方法；该方法有效地预测了中中新世珠江陆缘深水沉积的富砂性。

1) 海平面变化依据地质年代可以划分为高频高幅的冰室海平面变化和低频低幅温室海平面变化， Q_s 依据陆架坡折迁移速率可被区分为高 Q_s ($R_a > 150 \text{ m/Myr}$ 或 $R_p > 10 \text{ km/Myr}$) 与低 Q_s ($R_a < 150 \text{ m/Myr}$ 或 $R_p < 10 \text{ km/Myr}$)， δ_a 依据陆架坡折迁移轨迹可以被区分为：低 δ_a ($-2^\circ < T_{se} < 1^\circ$)，中 δ_a ($1^\circ < T_{se} < 4^\circ$) 和高 δ_a ($4^\circ < T_{se} < 180^\circ$)。

2) 不同类型的源汇参数之间的耦合作用形成 6 种不同类型的冰室陆架边缘和 4 种不同类型的温室陆架边缘，温室陆架边缘相较于冰室陆架边缘不

发育“高 δ_a (快速上升型基准面)”可容空间条件。

3) 在冰室海平面变化条件下，下降型沉积基准面（低 δ_a ）的前方往往富砂、快速上升型基准面（高 δ_a ）的前方往往富泥；缓慢上升型基准面（中 δ_a ）可能被高 Q_s 所压制、出现相对富砂的深水沉积（如高位海底扇），而可能被将低 Q_s 淹没，出现相对富泥的深水沉积。在温室海平面变化条件下，不论 Q_s 的高低，下降型沉积基准面（低 δ_a ）的前方往往富砂，而缓慢上升型基准面（中 δ_a ）可以被高 Q_s 所压制或将低 Q_s 淹没；从而导致在高 Q_s 条件下出现相对富砂的深水沉积，而在低 Q_s 条件下出现相对富泥的深水沉积。

4) 基于源汇参数定量表征可将 SQ13.8 珠江陆缘划分为“高 Q_s -中 δ_a 、高 Q_s -低 δ_a 和高 Q_s -高 δ_a ” 3 种类型的冰室陆架边缘，依据陆架边缘分类的深水沉积富砂性预测方法认为高 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘深水富砂程度较高。钻井结果显示，在 SQ13.8 珠江高 Q_s -低 δ_a -冰室陆架边缘深水区发育水道型海底扇砂岩，故该深水沉积富砂程度预测新方法有效且可靠。

参考文献 (References)

- 龚承林, 齐昆, 徐杰, 刘喜停, 王英民. 2021. 深水源-汇系统对多尺度气候变化的过程响应与反馈机制. 沉积学报, 39(1): 231-252. [Gong C L, Qi K, Xu J, Liu X T, Wang Y M. 2021. Process-product linkages and feedback mechanisms of deepwater source-to-sink responses to multi-scale climate changes. Acta Sedimentologica Sinica, 39(1): 231-252]
- 龚承林, Ronald J. Steel, 彭珏, 王英民, 李东伟. 2022. 深海碎屑岩层序地层学 50 年 (1970—2020) 重要进展. 沉积学报, 40(2): 292-318. [Gong C L, Steel R J, Peng Y, Wang Y M, Li D W. 2022. Major advances in deep-marine siliciclastic sequence stratigraphy, 1970 to 2020. Acta Sedimentologica Sinica, 40(2): 292-318]
- 林畅松, 夏庆龙, 施和生, 周心怀. 2015. 地貌演化、源-汇过程与盆地分析. 地学前缘, 22(1): 9-20. [Lin C S, Xia Q L, Shi H S, Zhou X H. 2015. Geomorphological evolution, source to sink system and basin analysis. Earth Science Frontiers, 22(1): 9-20]
- 徐长贵, 杜晓峰. 2017. 陆相断陷盆地源-汇理论工业化应用初探: 以渤海海域为例. 中国海上油气, 29(4): 9-18. [Xu C G, Du X F. 2017. Industrial application of source-to-sink theory in continental rift basin: a case study of Bohai Sea area. China Offshore Oil and Gas, 29(4): 9-18]
- 徐长贵, 龚承林. 2023. 从层序地层走向源-汇系统的储层预测之路. 石油与天然气地质, 44(3): 521-538. [Xu C G, Gong C L. 2023. Predictive stratigraphy: from sequence stratigraphy to source-to-sink system. Oil & Gas Geology, 44(3): 521-538]
- 朱红涛, 徐长贵, 朱筱敏, 曾洪流, 姜在兴, 刘可禹. 2017. 陆相盆地源-汇系统要素耦合研究进展. 地球科学, 42(11): 1851-1870.

- [Zhu H T, Xu C G, Zhu X M, Zeng H L, Jiang Z X, Liu K Y. 2017. Advances of the source-to-sink units and coupling model research in continental basin. *Earth Science*, 42(11): 1851-1870]
- Blum M, Rogers K, Gleason J, Najman Y, Cruz J, Fox L. 2018. Allogenic and autogenic signals in the stratigraphic record of the deep-sea Bengal fan. *Scientific Reports*, 8: 7973.
- Carvajal C R, Steel R J. 2006. Thick turbidite successions from supply-dominated shelves during sea-level highstand. *Geology*, 34: 665.
- Carvajal C, Steel R. 2009. Shelf-edge architecture and bypass of sand to deep water: influence of shelf-edge processes, sea level, and sediment supply. *Journal of Sedimentary Research*, 79: 652-672.
- Carvajal C, Steel R, Petter A. 2009. Sediment supply: the main driver of shelf-margin growth. *Earth-Science Reviews*, 96: 221-248.
- Catuneanu O. 2022. *Principles of Sequence Stratigraphy*. 2nd edition. San Diego: Elsevier Science, 93-115.
- Catuneanu O, Abreu V, Bhattacharya J P, Blum M D, Dalrymple R W, Eriksson P G, Fielding C R, Fisher W L, Galloway W E, Gibling M R, Giles K A, Holbrook J M, Jordan R, St C Kendall C G, Macurda B, Martinsen O J, Miall A D, Neal J E, Nummedal D, Pomar L, Posamentier H W, Pratt B R, Sarg J F, Shanley K W, Steel R J, Strasser A, Tucker M E, Winker C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.
- Chen S, Steel R J, Dixon J F, Osman A. 2014. Facies and architecture of a tide-dominated segment of the Late Pliocene Orinoco Delta (Morne L' Enfer Formation) SW Trinidad. *Marine and Petroleum Geology*, 57: 208-232.
- Doughty-Jones G, Mayall M, Lonergan L. 2017. Stratigraphy, facies, and evolution of deep-water lobe complexes within a salt-controlled intraslope minibasin. *AAPG Bulletin*, 101: 1879-1904.
- Fatoka O A, Bhattacharya J P. 2010. Controls on depositional systems and sequence stratigraphy of the Pliocene-Pleistocene strata of eastern Niger Delta Nigeria. *Search and Discovery Article*, 10220.
- Fisher W L, Galloway W E, Steel R J, Olariu C, Kerans C, Mohrig D. 2021. Deep-water depositional systems supplied by shelf-incising submarine canyons: recognition and significance in the geologic record. *Earth-Science Reviews*, 214: 103531.
- Fongngern R, Olariu C, Steel R J, Krézsek C. 2016. Clinoform growth in a Miocene, Para-Tethyan deep lake basin: thin topsets, irregular foresets and thick bottomsets. *Basin Research*, 28: 770-795.
- Gong C L, Wang Y M, Steel R J, Olariu C, Xu Q, Liu X, Zhao Q. 2015. Growth styles of shelf-margin clinoforms: Prediction of sand-and sediment-budget partitioning into and across the shelf. *Journal of Sedimentary Research*, 85: 209-229.
- Gong C L, Steel R J, Wang Y M, Lin C S, Olariu C. 2016. Shelf-margin architecture variability and its role in sediment-budget partitioning into deep-water areas. *Earth-Science Reviews*, 154: 72-101.
- Howlett D M, Gawthorpe R L, Ge Z Y, Rotevatn A, Jackson C A. 2021. Turbidites, topography and tectonics: Evolution of submarine channel-lobe systems in the salt-influenced Kwanza Basin, offshore Angola. *Basin Research*, 33: 1076-1110.
- Johannessen E P, Steel R J. 2005. Clinoforms and their exploration significance for deepwater sands. *Basin Research*, 17: 521-550.
- Kertzus V, Kneller B. 2009. Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development. *Basin Research*, 21: 738-758.
- Martinsen O J, Sømme T O, Thurmond J B, Helland-Hansen W, Lunt I. 2010. Source-to-sink systems on passive margins: Theory and practice with an example from the Norwegian continental margin. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series*, 7: 913-920.
- McHargue T R, Hodgson D M, Shelef E. 2021. Architectural diversity of submarine lobate deposits. *Frontiers in Earth Science*, 9: 697170.
- Muto T, Steel R J. 2002. In defense of shelf-edge delta development during falling and lowstand of relative sea level. *The Journal of Geology*, 110: 421-436.
- Nance R D, Murphy J B, Santosh M. 2014. The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Research*, 25: 4-29.
- Paumard V, Bourget J, Payenberg T, Ainsworth R B, George A D, Lang S, Posamentier H W, Peyrot D. 2018. Controls on shelf-margin architecture and sediment partitioning during a syn-rift to post-rift transition: Insights from the barrow group (northern carmarvon basin, north west shelf, Australia). *Earth-Science Reviews*, 177: 643-677.
- Pellegrini C, Patruno S, Helland-Hansen W, Steel R J, Trincardi F. 2020. Clinoforms and clinothems: fundamental elements of basin infill. *Basin Research*, 32: 187-205.
- Petter A L, Steel R J, Mohrig D, Kim W, Carvajal C. 2013. Estimation of the paleoflux of terrestrial-derived solids across ancient basin margins using the stratigraphic record. *Geological Society of America Bulletin*, 125: 578-593.
- Posamentier H W, Jervey M T, Vail P R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition i—Conceptual framework. *Sea-Level Changes—An Integrated Approach: SEPM (Society for Sedimentary Geology)*: 109-124.
- Romans B W, Castellort S, Covault J A, Fildani A, Walsh J P. 2016. Environmental signal propagation in sedimentary systems across timescales. *Earth-Science Reviews*, 153: 7-29.
- Sømme T O, Helland-Hansen W, Granjeon D. 2009. Impact of eustatic amplitude variations on shelf morphology, sediment dispersal, and sequence stratigraphic interpretation: icehouse versus greenhouse systems. *Geology*, 37: 587-590.
- Steel R, Olsen T. 2002. Clinoforms, clinoform trajectories and deepwater sands.
- Takashima R, Nishi H, Huber B, Leckie R M. 2006. Greenhouse world and the Mesozoic Ocean. *Oceanography*, 19: 82-92.
- Yoon S H, Park S J, Chough S K. 2002. Evolution of sedimentary basin in the southwestern ulleung basin margin: sequence stratigraphy and geologic structures. *Geosciences Journal*, 6: 149-159.

(责任编辑 李新坡; 英文审校 徐 杰)