

## 河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝沉积构型与形成机理\*

徐振华<sup>1,2</sup> 邓 航<sup>3</sup> 吴胜和<sup>1,2</sup> 岳大力<sup>1,2</sup> 刘钰铭<sup>1,2</sup> 李 庆<sup>1,2</sup>

1 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

2 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京 102249

3 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 102206

**摘要** 河控浅水三角洲前缘砂体可分为分流沙坝型和指状沙坝型 2 类河-坝组合类型, 前人多关注扇状的分流沙坝型与鸟足状的指状沙坝型的前缘砂体, 而对多个指状沙坝组成的树枝状沙坝关注不足, 其沉积构型与形成机理尚不清楚。以鄱阳湖日帽洲三角洲为例, 综合卫星地图、探地雷达、浅钻孔、沉积数值模拟数据, 揭示了河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝的沉积构型与形成机理。研究认为, 树枝状沙坝是由多个相互分叉、交汇的指状沙坝拼接而成, 呈现“河在坝上走”的河-坝组合关系, 其间发育分流间湾。根据规模差异, 树枝状沙坝内的分流河道可分为主支分流河道与侧支分流河道, 主支分流河道的宽度大、数量少, 多发育于近源端并延伸至沙坝末端, 分布于沙坝中部; 侧支分流河道的宽度小、数量多, 多分布于前缘两侧与末端。树枝状沙坝的形成与细粒、黏性、高排量河流供给相关, 细粒与黏性沉积物促进了稳定天然堤的加积与指状沙坝的形成, 高排量导致了分流河道的分流与决口, 从而形成树枝状的指状沙坝。河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝储集层的侧向连通性较差, 优势储集层位于指状沙坝中部, 为分流河道砂体与近岸河口坝砂体。

**关键词** 河控浅水三角洲 树枝状沙坝 鄱阳湖 日帽洲三角洲 沉积数值模拟 探地雷达 沉积构型 形成机理

**第一作者简介** 徐振华, 男, 1992 年生, 中国石油大学(北京)讲师、硕士生导师, 主要从事沉积学、储集层表征与建模研究。E-mail: xuzhenhua@cup.edu.cn。

中图分类号: P512.2 文献标志码: A

## Depositional architecture and formative mechanism of dendritic bars within river-dominated shallow-water delta front

XU Zhenhua<sup>1,2</sup> DENG Hang<sup>3</sup> WU Shenghe<sup>1,2</sup> YUE Dali<sup>1,2</sup> LIU Yuming<sup>1,2</sup> LI Qing<sup>1,2</sup>

1 National Key Laboratory of Petroleum Resources and Engineering, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

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

3 Petroleum Exploration and Production Research Institute, Sinopec, Beijing 102206, China

**Abstract** River-dominated shallow-water delta front sands can be categorized into distributary-bar and bar-finger types based on combination relationships between distributary channel and mouth bar. Scholars paid more attention to delta front sands of lobate distributary-bar type and bird-foot bar-finger type.

\* 国家自然科学基金青年科学基金项目(编号: 42202178)和中国石油大学(北京)科研基金资助(编号: 2462023YJRC034)联合资助。[Co-funded by the Young Scientists Fund of the National Natural Science Foundation of China (No. 42202178) and Science Foundation of China University of Petroleum (Beijing) (No. 2462023YJRC034)]

收稿日期: 2024-04-25 改回日期: 2024-05-28

However, the dendritic sand bars that composed of multiple bar fingers has been largely overlooked, and its depositional architecture and formative mechanism are still unclear. This paper focuses on the Rimaozhou deposits in Poyang Lake to explore the depositional architecture and formative mechanisms of the dendritic bars in river-dominated shallow-water deltas, utilizing satellite imagery, Ground Penetrating Radar (GPR) profiles, shallow core sampling, and sedimentary numerical simulations. The findings indicate that dendritic bars consist of a complex network of bifurcating and confluent bar fingers. Distributary channels incise mouth bars, as like walking on the bar. Distributary bays nestle among these bar fingers. According to width, distributary channels within dendritic bars can be divided into chief branches and side branches, where the formers are wide, cover a small number, and distributed at central sand bars; instead, the latter are narrow, cover a large number, and distributed at sides and terminal of sand bars. The development of dendritic bars is driven by the supply of fine-grained, cohesive sediments and high discharge levels. Fine-grained and cohesive sediments contribute to the growth of stable levees and the formation of bar fingers, while high discharge encourages the bifurcation and avulsion of distributary channels, facilitating the formation of dendritic bar fingers. Dendritic bars in river-dominated shallow-water delta reservoirs exhibit low lateral connectivity. The most promising reservoir locations are typically found at the central mouth bar, characterized by distributary channel sands and proximal mouth bar sands.

**Key words** river-dominated shallow-water delta, dendritic bars, Poyang Lake, Rimaozhou delta, sedimentary numerical simulation, ground penetrating radar, depositional architecture, formative mechanism

**About the first author** XU Zhenhua, born in 1992, is a lecture in China University of Petroleum (Beijing). He is mainly engaged in sedimentology, reservoir characterization and modeling research. E-mail: xuzhenhua@cup.edu.cn.

浅水三角洲是在水体较浅、构造稳定、地形相对平缓的海（湖）盆中形成的三角洲（Galloway, 1975; 邹才能等, 2008; 朱筱敏等, 2012; 于兴河等, 2013; 金振奎等, 2014）。浅水三角洲的形成会受到河流、波浪、潮汐等因素的影响, 前人据此分为河控、浪控和潮控浅水三角洲（Galloway, 1975）。河控浅水三角洲为典型的建设性三角洲, 是中国陆相含油气盆地重要的油气储集层类型, 业已在鄂尔多斯盆地、渤海湾盆地、四川盆地、松辽盆地等含油气盆地内发现大量的油气储集层（邹才能等, 2008; 孙雨等, 2010; 朱筱敏等, 2012; 曾洪流等, 2015; 赵汉卿等, 2024）。

在不考虑波浪与潮汐的情况下, 河控浅水三角洲前缘仍会受到湖盆水深、供源河流特征等因素的影响, 呈现不同的沉积特征。吴胜和等（2019）根据分流河道与河口坝的组合样式, 将河控浅水三角洲前缘砂体分为分流沙坝型和指状沙坝型, 其中, 分流沙坝型是扇状形态、多级分叉的分流河道—河口坝系统, 呈现“河在坝间”的河—坝组合样式; 指状沙坝型是指状沙坝与分流间湾相间分布系

统, 每个指状沙坝是由河口坝、坝上分流河道与天然堤组成, 呈现“河在坝内”的河—坝组合样式。美国沃克斯湖三角洲（Wax Lake Delta）与加拿大的莫西三角洲（Mossy Delta）前缘砂体属于分流沙坝型, 呈扇状（Olariu and Bhattacharya, 2006; Burpee *et al.*, 2015; Marfai *et al.*, 2016）; 美国瓜达卢普三角洲（Guadalupe delta）与鄱阳湖章田河三角洲前缘砂体属于指状沙坝型, 呈鸟足状（Donaldson, 1974; Xu *et al.*, 2022）。学者们指出, 粗粒、低黏性的沉积物供给, 导致河口坝的快速沉积与分流河道的多级分流, 易形成扇状的分流沙坝型前缘砂体; 反之, 促进稳定天然堤的加积, 提高分流河道的稳定性, 有利于形成鸟足状的指状沙坝型前缘砂体（Edmonds and Slingerland, 2010; Caldwell and Edmonds, 2014; Burpee *et al.*, 2015）。

赣江中支入湖形成的前缘砂体（日帽洲）由多级分叉的树枝状分流河道组成, 发育分流间湾沉积, 与上述 2 类前缘砂体有所差异（图 1-c）。前人多认为它是分流沙坝型（段冬平等, 2014; 金振奎等, 2014; 高志勇等, 2016）, 吴胜和等

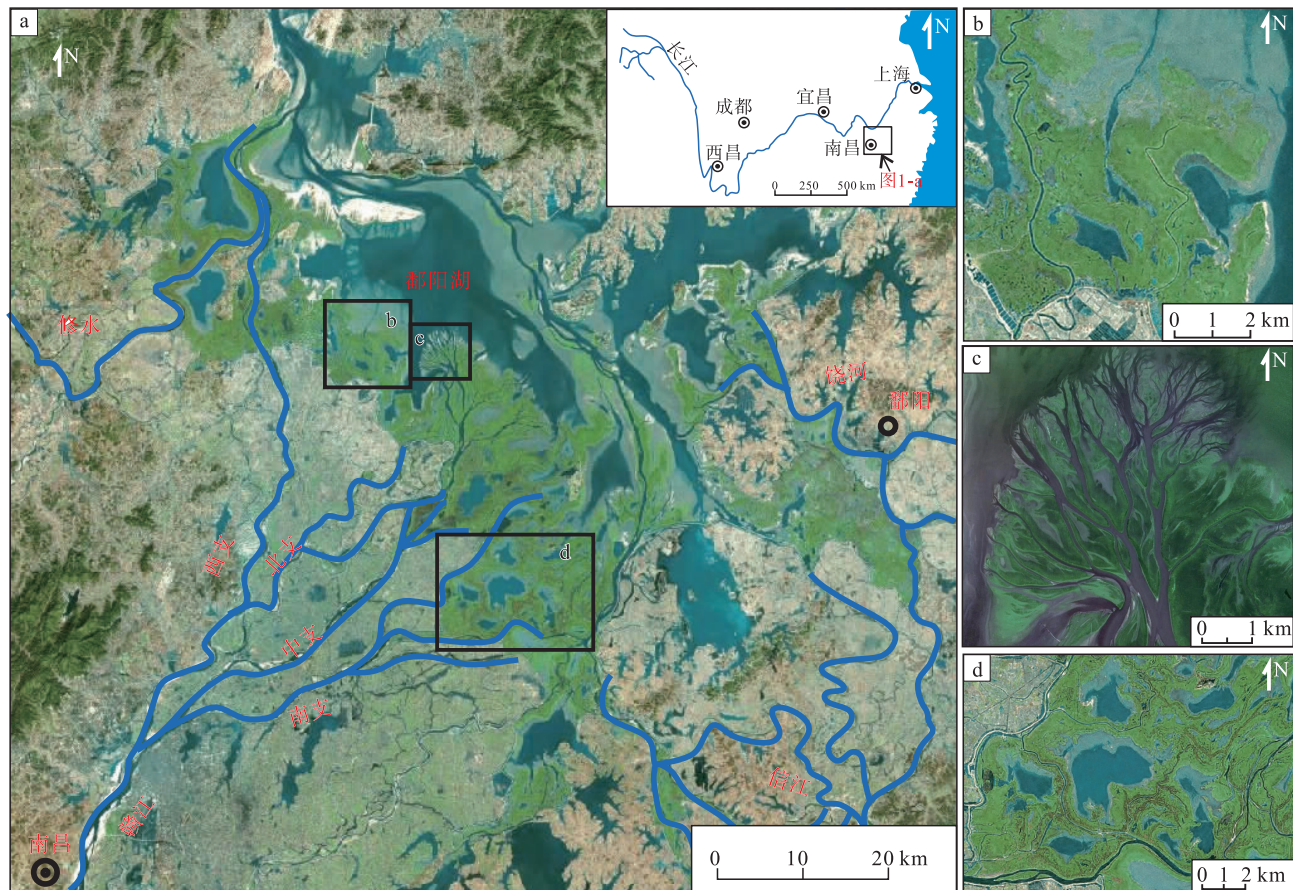
(2019) 推测它可能是由不断分支的指状沙坝组成, 并呈树枝状向盆地内延伸, 末端的指状沙坝可发生汇合, 称之为树枝状砂体, 但尚未被证实, 其沉积构型与形成机理尚不清楚。作者综合卫星地图分析、地质勘测与沉积数值模拟方法, 证实了日帽洲三角洲前缘砂体为指状沙坝成因的树枝状沙坝, 由此阐明了树枝状沙坝的沉积构型、形成条件与形成机理, 提出了沉积构型模式。

## 1 概况

鄱阳湖位于江西省北部, 为中国最大的淡水湖盆, 略似葫芦状, 南北长约 110 km, 东西宽约 60 km, 面积约为 4125 km<sup>2</sup> (图 1-a) (徐德龙等, 2001; Shankman *et al.*, 2006)。鄱阳湖为典型的季节性浅水湖盆, 底形坡度小于 0.05°, 平均水深约为 8.4 m, 洪水季节, 湖盆面积较大, 水体变深, 水位可达 22.6 m, 而枯水季节, 湖盆面积较小, 水体

变浅, 水位可低至 5.9 m (闵骞和占腊生, 2012; 金振奎等, 2014)。

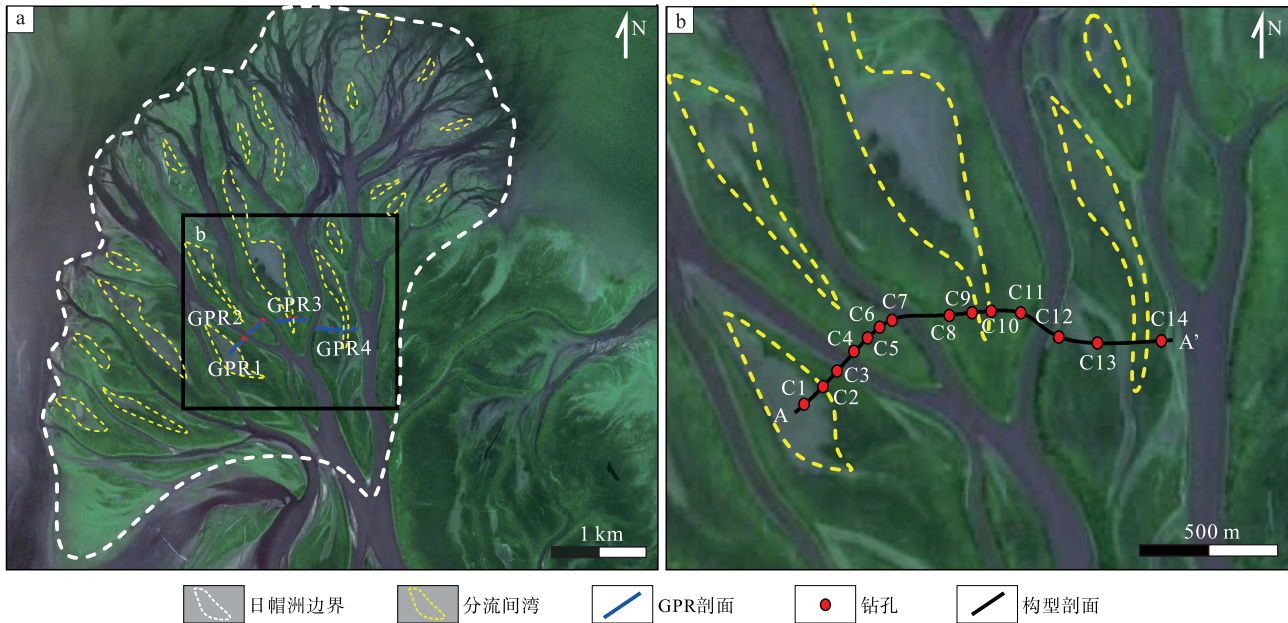
赣江、抚河、饶河、信江、修水 5 大供源河流汇入鄱阳湖 (谭其骧和张修桂, 1982), 在鄱阳湖周缘形成了大面积的河控三角洲沉积 (图 1-a)。其中, 赣江供给能力最大, 在鄱阳湖西侧沉积了面积最大的赣江三角洲沉积体系, 属于典型的河控浅水三角洲。在平原相带, 赣江分流形成 4 个分支河流, 包括赣江中支、南支、北支、西支, 不同分支河流入湖形成了不同类型的河控浅水三角洲前缘砂体 (图 1)。前人认为赣江南支与北支入湖形成的前缘砂体, 为指状沙坝型, 呈鸟足状 (吴胜和等, 2019; Xu *et al.*, 2022); 而赣江中支入湖形成的前缘砂体 (即日帽洲), 发育树枝状的分流河道, 其间发育分流间湾 (图 2-a), 前人多认为是分流沙坝型 (段冬平等, 2014; 金振奎等, 2014; 高志勇等, 2016), 而吴胜和等 (2019) 则推测为指状沙坝成因的树枝状沙坝。



a—赣江三角洲卫星地图; b—赣江北支入湖形成的前缘砂体; c—赣江中支入湖形成的前缘砂体 (日帽洲); d—赣江南支入湖形成的前缘砂体

图 1 赣江不同分支入湖形成的河控浅水三角洲前缘砂体的卫星地图

Fig. 1 Satellite maps showing river-dominated shallow-water delta front sands forming by different branches of Ganjiang River



a—分流间湾分布及 GPR 剖面勘测位置；b—浅钻孔与沉积构型剖面位置

图 2 鄱阳湖日帽洲沉积的地质勘测位置与分流间湾的分布

Fig. 2 Geological survey locations of Rimaozhou deposits of Poyang Lake and distribution of distributary bays

## 2 研究方法

综合采用了卫星地图分析、地质勘测（浅钻孔、探地雷达剖面）与沉积数值模拟相结合的方法，证实日帽洲的砂体成因类型、沉积构型，揭示其形成机理。

### 2.1 卫星地图分析方法

赣江三角洲一带具有高分辨率的卫星地图资料（图 1），可以直接观测日帽洲的地貌形态，定量测量日帽洲及内部分流河道的规模（长度、宽度、数量）、岸线糙度等参数。规模参数是基于枯水期卫星地图（图 2-a）的测量结果。此外，基于 1974—2023 年的历史卫星地图，可以定性分析日帽洲三角洲近 50 年的形成过程（图 3）。

### 2.2 地质勘测方法

通过对日帽洲的多次地质勘测，在日帽洲中部选取了 1 条切物源剖面，钻取了 14 个 3 m 左右的浅钻孔并取样分析（图 2-b 中 C1-C14），精细描述了沉积序列，明确了日帽洲三角洲内部不同构型单元的沉积特征；另一方面，利用加拿大 IDS 公司 200 MHz 的探地雷达（GPR）设备，获取了 4 条高分辨率的 GPR 剖面（图 2-a 中 GPR1-GPR4）。通过浅钻孔数据标定 GPR 剖面，建立了 1 条日帽洲

沉积构型剖面（位置如图 2-b 中 A-A' 所示），以阐明沉积构型特征。

### 2.3 沉积数值模拟方法

Delft3D (V.4.04.01) 软件能够有效模拟浅水环境下的三角洲形成过程。本次利用该软件，模拟河控浅水三角洲的沉积演化过程，阐明树枝状沙坝的沉积过程与形成条件。

Delft3D 软件是主要基于流体流动和泥沙运输的数值模型 (Marciano *et al.*, 2005)，通过解析深度平均的、非线性的浅水水动力方程式、沉积运移方程式和动量及质量守恒方程式来实现沉积数值模拟。其中，水流流速的计算是通过雷诺数平均的纳维—斯托克斯 (Navier-Stokes) 方程来求解的 (Caldwell and Edmonds, 2014)。如果不考虑蒸发、降水、科氏力、风浪的影响，深度平均的动量方程可表达为：

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{g \bar{u}}{C^2 h} \left| \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2} \right| - \mu \left( \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{g \bar{v}}{C^2 h} \left| \sqrt{\bar{v}^2 + \bar{u}^2} \right| -$$

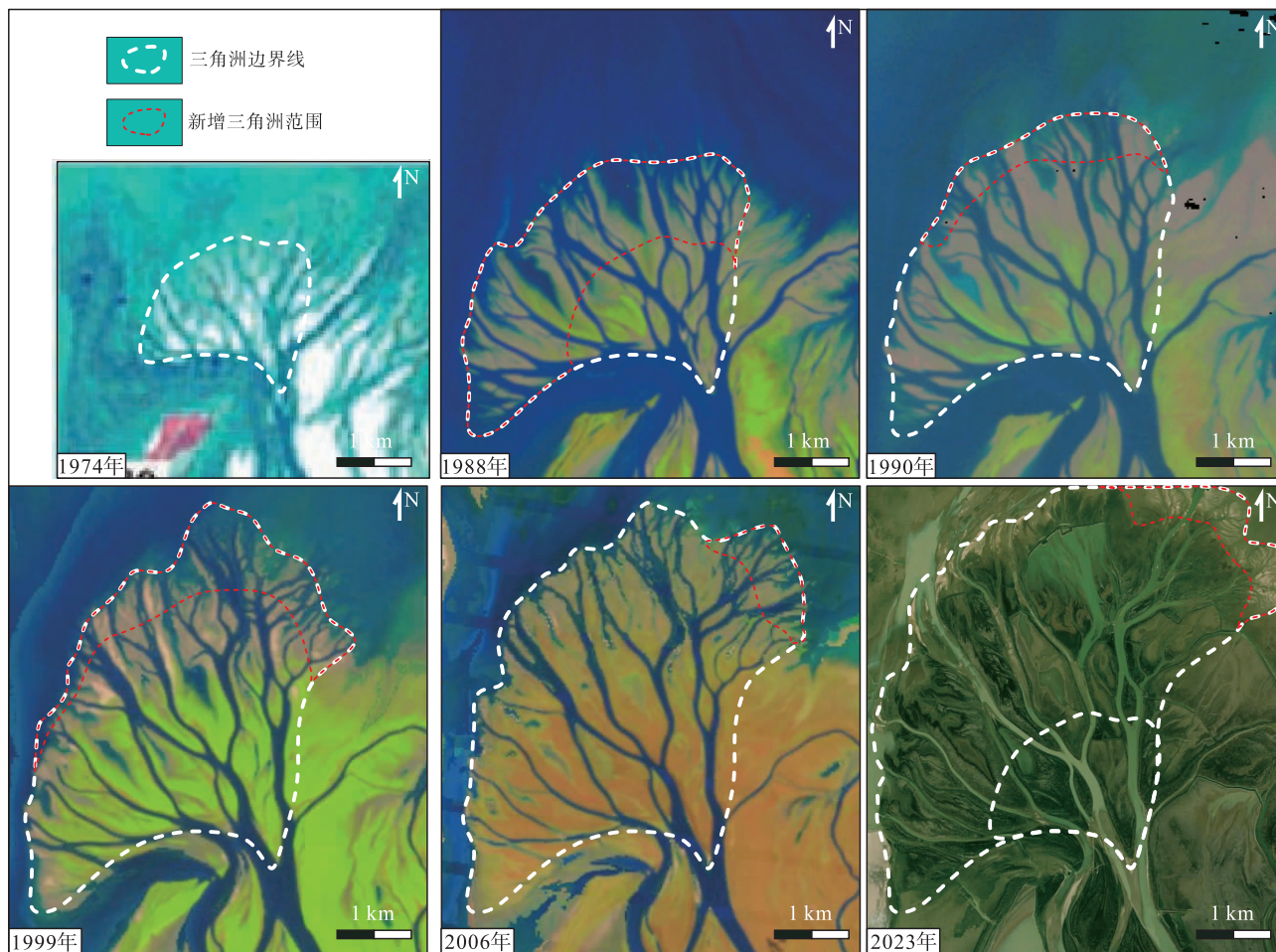


图 3 鄱阳湖日帽洲沉积历史卫星地图

Fig. 3 Historical satellite maps of Rimaozhou deposits of Poyang Lake

$$\mu \left( \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (2)$$

式中:  $\zeta$  为水面高度, m;  $h$  为水深, m;  $\bar{u}$  与  $\bar{v}$  分别为顺流  $x$  方向与沿岸  $y$  方向上的深度平均的流速, m/s;  $g$  为重力加速度,  $m/s^2$ ;  $t$  为流动时间, s;  $\mu$  为涡流黏度;  $C$  为 Chèzy 黏度系数,  $m^{1/2}/s$ 。

在 Delft3D 模型中, 细粒沉积物 (直径小于  $64 \mu m$ ) 被认为是黏性沉积物, 主要为悬移质; 而粗粒沉积物 (直径大于  $64 \mu m$ ) 被认为是非黏性沉积物, 可以为推移质或悬移质。

推移质输移的方向影响着分流河道和沙坝的前积、分流或决口, 并由局部水流条件决定, 而局部水流条件又与底床坡度效应有关 (Bagnold, 1966; Ikeda, 1982)。底床坡度效应可以选用 Van Rijn (1993) 的预测方法和 Ikeda (1982) 坡度参数化来预测 (Baar *et al.*, 2019)。横向坡度参数决定了

河道侧向输沙量, 并可能影响河道深度和沙坝规模 (Baar *et al.*, 2019)。本次已经测试了 1.5~100 之间的多个横向坡度参数值, 发现其对黏性指状沙坝弯曲度及河道下切深度等参数的影响不大, 故选用 1.5 这个软件默认值进行模拟。

参考日帽洲的规模与水动力条件 (冯文杰等, 2017; Xu *et al.*, 2021a), 设置沉积数值模拟参数, 模拟河控浅水三角洲树枝状沙坝的沉积过程, 模拟中不考虑波浪与潮汐作用。模拟的范围大小为  $10 km \times 8 km$ , 共包含  $250 \times 200$  个网格, 网格大小为  $40 m \times 40 m$ , 初始底形平坦, 坡度约为  $0.04^\circ$  (图 4)。模拟区域北部为沉积区, 水位高度保持为 0 m, 初始水深范围为 2~6 m, 底形糙度 (Chèzy 值) 为  $45 m^2/s$ ; 在区域南侧均设有 1 条供源河流, 宽度为 200 m, 长度为 1 km (图 4)。按照赣江中支的供给情况设置模拟参数 (Run1): 设定 6 种不同

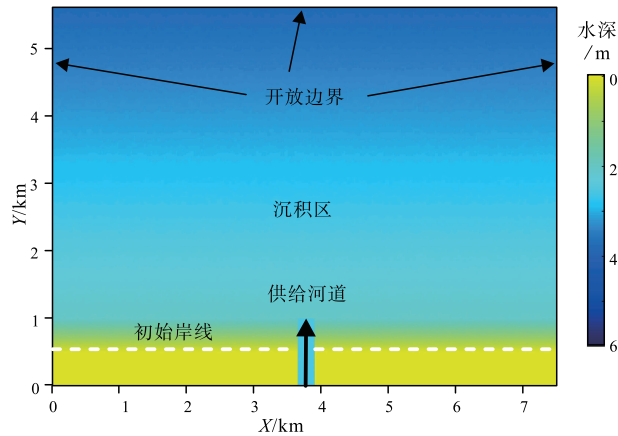


图 4 Delft3D 模拟区域初始水深分布

Fig. 4 View of initial water depth of Delft3D model

粒度的沉积物，包括 300、150、80、32、13 与 7.2  $\mu\text{m}$ ，其中，前 3 个组分为非黏性沙质沉积物，后 3 个组分为黏性泥质沉积物，在设置不同组分含量时，考虑其大体符合正态分布，设定沙泥比为 0.25，沉积物黏度约为 2  $\text{N}/\text{m}^2$ ，沉积物浓度为 0.1  $\text{kg}/\text{m}^3$ 。

同时，为了明确供给条件对河控浅水三角洲树枝状沙坝形成的影响，进行了 2 个对照模拟 (Run2 与 Run3)，分别改变了河流流量与沉积物供给条件。具体参数设置见表 1。

表 1 河控浅水三角洲树枝状沙坝的沉积模拟参数设置  
Table 1 Parameter settings of sedimentary simulations for dendric bars in river-dominated shallow-water deltas

| 模拟参数                                 | Run1 | Run2 | Run3 |
|--------------------------------------|------|------|------|
| 沙泥比                                  | 1:4  | 9:1  | 1:4  |
| 沉积物黏度/ $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$  | 2    | 0.35 | 2    |
| 河流流量/ $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ | 1000 | 1000 | 200  |
| 沉积物浓度/ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ | 0.1  | 0.1  | 0.1  |

为了保证模拟精度，模拟的时间步长为 0.2 min。为了加速模拟，可以增加形态尺度因子以加速沉积物的沉积，本次设定该因子为 175，Burpee 等 (2015) 测试过在该因子为 175 时仍能保证模拟结果的可信性。模拟结果反映的真实沉积时间应为模拟时长的 175 倍。假设每年平均经历 10 d 的满岸沉积期 (Caldwell and Edmonds, 2014)，模拟时间 240 h 实际上代表着自然界约 175 年 ((240 h)/(24 h/d)×175/(10 d/yr)) 的沉积时间。

### 3 日帽洲三角洲的沉积构型特征

#### 3.1 构型单元类型

日帽洲沙质沉积物以细—粉沙为主，根据沉积学与沉积地貌特征，可以识别出 4 种基本构型单元：

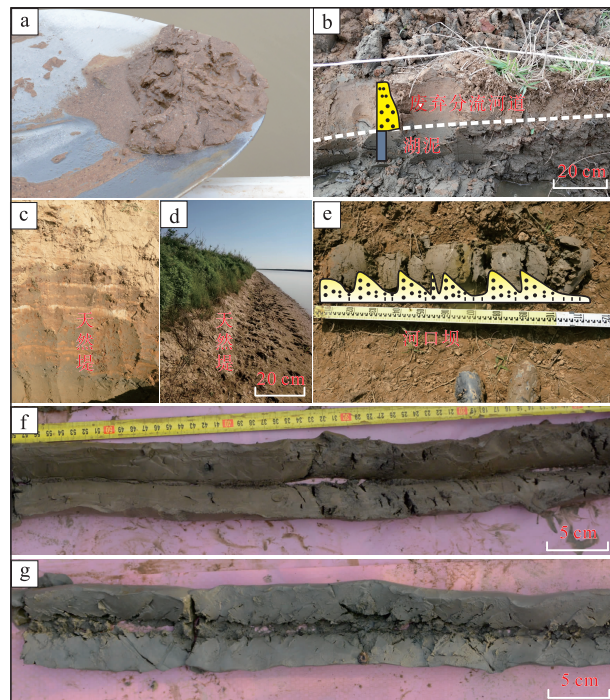
1) 分流河道：包括活动与废弃分流河道。活动分流河道表现为过水的下切地貌，分流河道底部以浅黄色细沙沉积为主，含少量小砾 (图 5-a)；废弃分流河道全部或部分被浅黄色细粉沙充填，呈正韵律，未被充填部分保留滞留水体 (图 5-b)。

2) 天然堤：浅黄色粉沙—灰色泥岩互层沉积 (图 5-c)，发育于分流河道两岸，呈现高地貌 (图 5-d)，沉积于河口坝之上。

3) 河口坝：以灰色细沙为主，由多期的反韵律增生体组成，单一反韵律增生体间发育泥质增生层 (图 5-e)，河口坝多发育于分流河道两侧。

4) 分流间湾：浅黄色—灰色泥质沉积，含少量粉沙 (图 5-f)，发育于河口坝之间的低洼处，洪水期被湖水淹没。

此外，日帽洲三角洲沉积之下发育 1 套厚层的



a—活动分流河道底部沉积；b—废弃分流河道与下部湖相泥质沉积；c—天然堤沉积；d—天然堤高地貌；e—河口坝；f—分流间湾；g—湖相泥质沉积

图 5 鄱阳湖日帽洲沉积内不同构型单元的典型照片

Fig. 5 Typical photos of different architecture units in Rimaozhou deposits of Poyang Lake

灰黑色质纯、色暗、高黏性湖泥沉积(图 5-g)。

### 3.2 构型单元平面分布特征

日帽洲的面积约为 28 km<sup>2</sup>, 顺源长度约为 5.8 km, 切源长度约为 8.6 km, 岸线长度约为 27.5 km, 岸线糙度约为 4.7 (图 6-a)。分流河道弯曲度较低、发育程度较高, 数量超过 30 个, 宽度为 10~260 m (图 6)。其中, 活动分流河道(末端分流河道除外)的数量少、宽度较大, 多介于 50~250 m 之间, 主要集中于日帽洲三角洲中部; 废弃分流河道的数量多、宽度较小, 多小于 50 m, 主要分布于日帽洲三角洲侧缘或活动分流河道之间。顺源方向上, 分流河道仅发生 3、4 级分流, 其中, 1、2 级分流河道数量少, 但占主体, 延伸长度与宽度大, 分流河道的总延伸长度仅占分流河道总长度的 2/3~3/4, 而 4 级分流河道多为末端的小型分流河道(图 6-b)。

分流河道之间低洼部位发育离散、透镜状的分流间湾, 共 22 个, 沿着顺源方向展布, 规模参差不齐, 日帽洲中部分流间湾的长度可达到 2 km, 面积约为 0.4 km<sup>2</sup> (图 6-a)。分流间湾的面积与分流河道间的面积呈正相关, 向下游方向, 随着分流级数增加, 分流间湾的面积逐渐减小(图 6)。

### 3.3 构型单元剖面分布特征

GPR 剖面与浅钻孔标定发现, 河口坝由多期反韵律中一细一粉沙组成, GPR 反射同相轴呈楔状, 同相轴向分流河道侧缘方向收敛, 河口坝厚度减薄, 可细分为多期增生层; 天然堤由多期粉沙质泥岩一泥质粉沙互层沉积组成, GPR 反射同相轴呈近水平状, 披覆于河口坝之上; 废弃河道充填由多期正韵律中一细一粉沙组成, GPR 反射同相轴呈下凸状, 反映下切形态, 规模较小(图 7)。

综合浅钻孔与探地雷达剖面, 在日帽洲中部绘制了 1 条切物源的构型剖面, 剖面长度达到 1.8 km, 跨越 3 条分流河道、4 个分流间湾(图 8), 剖面位置见图 2-b。从构型剖面图中可以看出, 分流河道两侧发育河口坝沉积, 天然堤披覆于河口坝之上。河口坝呈底平顶凸形态, 由多期上拱状的泥质增生层与沙质增生体组成。邻近分流河道的部位地势较高, 河口坝厚度较大(可达到 2 m)、粒度较粗(中一细沙), 而天然堤的厚度同样较厚(多为 0.3~1 m), 如 C11、C12 钻孔位置; 远离分流河道的部位地势较低, 河口坝厚度较薄、粒度较细(细一粉沙), 而天然堤的厚度可薄可厚, 如 C10、C13 钻孔位置; 在地势最低的部分, 对应于分流间湾沉积, 河口坝不发育, 浅钻孔仅主

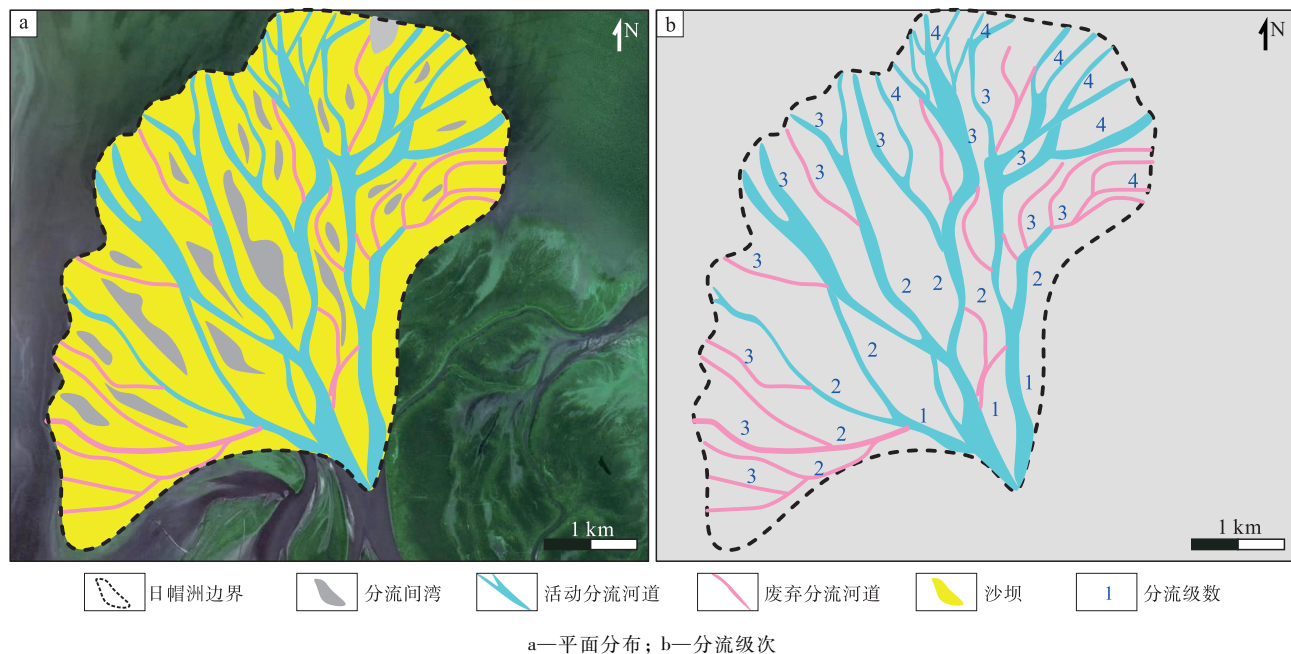
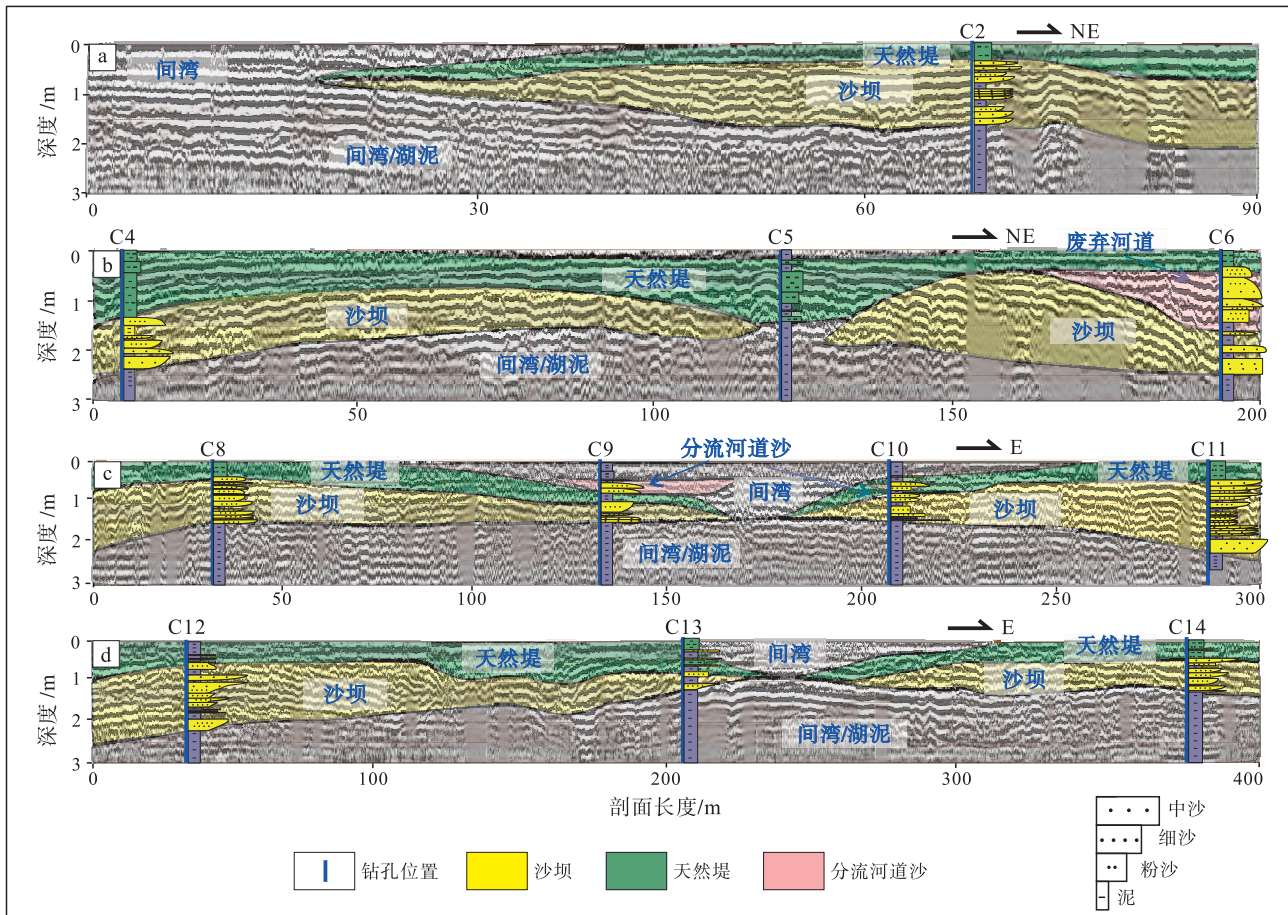


图 6 鄱阳湖日帽洲沉积内不同构型单元的平面分布与分流河道的分流级次

Fig. 6 Views of distribution of different architecture units and bifurcation order of distributary channels in Rimaozhou deposits of Poyang Lake



a—GPR1; b—GPR2; c—GPR3; d—GPR4

图 7 基于 GPR 与浅钻孔的日帽洲沉积构型横剖面 (地面拉平, 剖面位置见图 2-a)

Fig. 7 Cross sections of depositional architecture of the Rimaozhou deposits based on GPR and shallow cores (grounds are flattened, and the location is shown in Fig. 2-a)

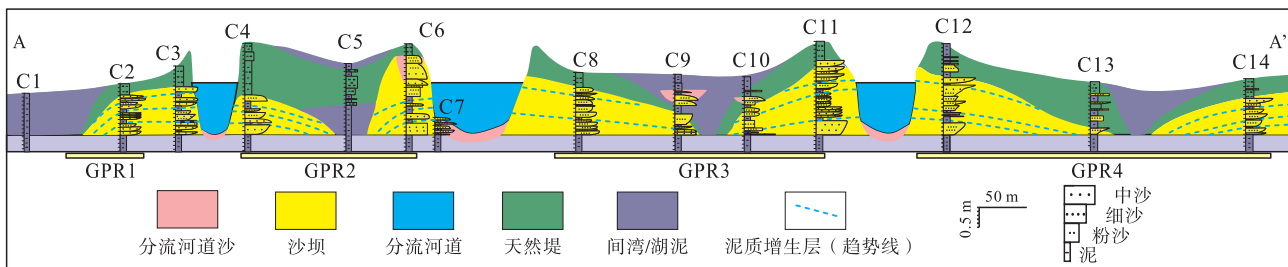


图 8 鄱阳湖日帽洲切物源沉积构型长剖面 (剖面位置见图 2-b)

Fig. 8 Long cross section of depositional architecture of Rimaozhou deposits of Poyang Lake (location is shown in Fig. 2-b)

要获取泥质沉积, 如 C1 钻孔位置, 探地雷达剖面也表现为河口坝尖灭, 局部可发育天然堤沉积 (两侧天然堤相接), 如 C5 钻孔位置, 在分流间湾内可见废弃的决口水道沉积, 如 C9 钻孔位置。

### 3.4 日帽洲成因类型分析

基于构型分析结果发现, 日帽洲砂体是由多个

指状 (条带状) 的砂体侧向拼接而成, 指状砂体由分流间湾相隔 (图 5)。在指状砂体内部, 分流河道下切于河口坝中部, 形成“河在坝上走”的剖面样式, 河口坝呈翼状, 天然堤披覆于河口坝之上, 河口坝之间由分流间湾相隔 (图 7)。根据前人的观点 (Fisk, 1955; Donaldson, 1974; 吴胜和等, 2019), 这种指状砂体应为典型的指状沙坝成

因,并非分流沙坝成因砂体(“河在坝间走”,河口坝连片分布,间湾发育程度低)。因此,日帽洲内部的分流河道形似树枝的主支与侧支一样,据此将其细分为主支分流河道与侧支分流河道。主支分流河道宽度较大、延伸长、数量少,发育于树枝状沙坝近源端并一直延伸至末端,顺源方向宽度变化不明显,形成期活动时间长,主要位于树枝状沙坝中部,形似主支,并携带沉积物形成主支沙坝;侧支分流河道的宽度较小、延伸较短、数量多,顺源方向宽度会随着分流明显减小,主要为主支指状沙坝侧向或末端的小型分流河道,形成期活动时间短,分布于树枝状沙坝两侧、主支指状沙坝之间,形似侧支,并携带沉积物形成侧支沙坝(图 5)。因此,日帽洲三角洲可称为树枝状三角洲,为指状沙坝成因类型。

## 4 树枝状沙坝的形成过程

### 4.1 基于历史地图的形成过程分析

基于历史卫星地图可以看出,日帽洲近几十年来快速生长,自 1974—2023 年,向湖盆延伸了 3.4 km,面积增加了 23 km<sup>2</sup>,面积增加速率平均为 0.5 km<sup>2</sup>/yr(图 3)。

1974 年,日帽洲的面积较小(5 km<sup>2</sup>),长度约为 2.6 km,发育 7 条主要的分流河道,应以分流作用成因为主,分流河道之间由河口坝相接,分流间湾发育程度低;1974—1990 年,日帽洲快速生长,分流河道快速向湖盆辐射延伸 2.0 km,分流河道数量略有增加(主要为 10 条),形成多个指状沙坝,其间发育分流间湾;1990—2023 年,日帽洲的生长速度减慢,主要在北东部位生长,向湖盆延伸仅约 1.4 km,末端可见大量的小型分流河道,但随后大多废弃(故常见废弃河道沉积),主要的分流河道留存并继续向湖盆延伸,形成多条指状沙坝,其间同样发育分流间湾(图 3)。因此,日帽洲形成早期,赣江中支刚开始入湖时,分流作用较强,形成多条分流河道;之后,分流河道的顺源延伸与指状沙坝的生长是日帽洲三角洲的主要沉积过程,伴随着少量的分流与决口作用。

### 4.2 基于沉积数值模拟的形成过程分析

基于日帽洲的沉积条件,利用 Delft3D 软件模拟出了树枝状沙坝的沉积过程(Run1),其形态与

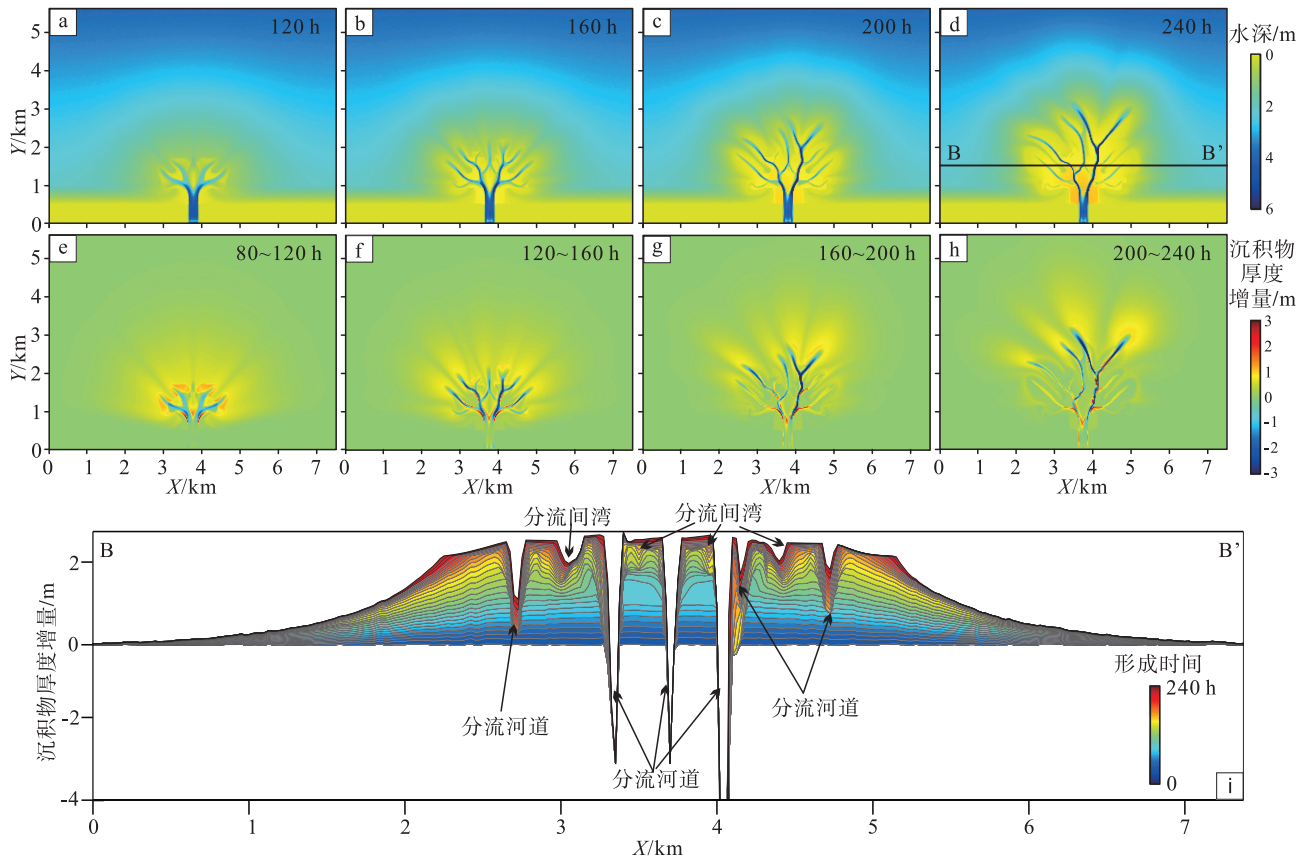
日帽洲较为相似,均表现出树枝状的形态,分流间湾发育程度较高(图 9)。从形成过程上来看,在沉积早期(模拟时间 0~120 h),河流入湖发生分流作用,形成 4 条分流河道(图 9-a),分流河道之间发育河口坝沉积(图 9-e);随后,主要的分流河道不断向湖盆延伸,伴随着少量的次级分流与废弃,最终形成 4 条延伸较远的分流河道与多条废弃的分流河道(图 9-b, 9-c, 9-d),在分流河道延伸过程中,其两侧发育窄带状的河口坝沉积(图 9-f, 9-g, 9-h),与分流河道组成了指状沙坝沉积,其间发育着分流间湾。从图 9 中 B-B' 横剖面图中可以看出,主要分流河道两侧沉积厚度较大,主要为河口坝沉积,而在河口坝之间均发育着分流间湾。

上述沉积数值模拟是在较高排量、低沙泥比、高黏度条件下完成的(Run1),总体上,分流河道的稳定性较高,主要在形成早期发生明显分流作用,随后以分流河道的顺源延伸与指状沙坝的形成为主。为考虑河流供给条件对河控浅水三角洲前缘沉积的影响,另外开展了 2 次模拟:Run2 与 Run3(图 10)。Run2 仅改变了供给沉积物,调整为高沙泥比、低黏度条件,河流排量与 Run1 相同,此时,分流河道发生明显的分流作用,形成了多级分流河道与扇状的分流沙坝沉积(图 10-a);Run3 仅改变了河流排量,调整为低排量,供给物质与 Run1 相同,此时,分流河道的稳定性提高,分流作用弱,形成指状沙坝沉积(图 10-b),在指状沙坝延伸到一定距离后,分流河道发生决口,形成新的指状沙坝沉积,最终形成了鸟足状沙坝(图 10-c)。

## 5 讨论

### 5.1 河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝的形成条件与机理

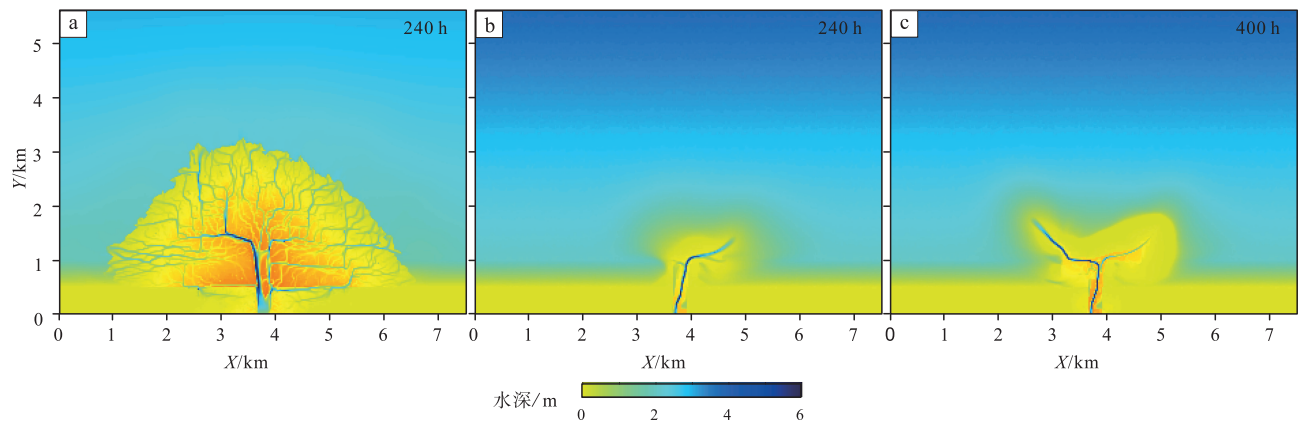
前人认为供给河流物质是影响河控三角洲前缘砂体的关键因素,细粒、高黏性的沉积物供给能够促进天然堤的加积,提升天然堤的黏聚力,有利于指状沙坝型的鸟足状三角洲形成;而粗粒、低黏性的沉积物则导致河口坝的快速沉积与分流河道的分流,促进分流沙坝型的朵状三角洲形成,以分流沙坝为主(Edmonds and Slingerland, 2010; Caldwell



a, b, c, d—不同模拟时间的沉积物分布图; e, f, g, h—不同模拟时间的沉积物厚度增量图;  
i—沉积地貌演化剖面图 (剖面位置见图 9-d)

图 9 树枝状沙坝沉积数值模拟结果 (Run1)

Fig. 9 Results of numerical simulation of dendritic bar (Run1)



a—Run2: 高排量、高沙泥比、低黏度供给条件; b, c—Run3: 低排量、低沙泥比、高黏度供给条件

图 10 不同河流供给条件下的沉积数值模拟结果

Fig. 10 Results of numerical simulation in the conditions of different river supplies

and Edmonds, 2014; Burpee *et al.*, 2015; 吴胜和等, 2019)。作为经典的指状沙坝型鸟足状三角洲, 现代密西西比河三角洲 (Mississippi River Delta) 与黄河三角洲的泥沙比分别为 11.2 与 2.8; 而

典型的分流沙坝型朵状三角洲为美国沃克斯湖三角洲 (Wax Lake Delta) 与莫西三角洲 (Mossy Delta), 其泥沙比小于 1 (Edmonds and Slingerland, 2010)。基于地质考察发现, 赣江 4 条主要分支河道流入鄱

阳湖后, 携带的沉积物均表现出粒度较细(细—粉沙为主)、沙泥比较低(0.2~1.5)、黏度较高(临界剪切应力大于 $1\text{ N/m}^2$ )的特点(冯文杰等, 2017; Xu *et al.*, 2021a)。因此, 赣江北支与南支流入鄱阳湖后形成指状沙坝成因的前缘砂体, 以鸟足状形态为主, 相对地, 赣江中支入湖后形成的日帽洲沉积也是指状沙坝成因, 但砂体形态表现为树枝状。

除了供给河流物质, 河流排量是影响树枝状沙坝形成的重要因素。Xu 等(2021b)基于沉积数值模拟研究发现, 在高河流排量下, 河控三角洲容易发育分流与决口并形成朵状砂体; 在低排量下, 河控三角洲内分流河道较稳定, 易形成指状砂体, 并指出了 $1000\text{ m}^3/\text{s}$ 的排量值是一个关键阈值。赣江北支与南支入湖处的流量均小于 $500\text{ m}^3/\text{s}$ , 而中支入湖处的河流排量在 $1000\text{ m}^3/\text{s}$ 左右, 相对较高。在较高河流排量的影响下, 中支入湖发生明显的分流作用, 形成多个分流河道, 随着天然堤的加积, 对分流河道的限制作用加强, 分流河道的分流作用较弱, 开始稳定向湖盆延伸(图9), 形成了多个分叉、交汇的指状沙坝(图10)。

基于沉积数值模拟结果也能看出, 在高排量、细粒度、低沙泥比、高黏度的供给背景下, 河流入湖形成树枝状沙坝沉积; 仅改变供给物质特征, 在粗粒度、高沙泥比、低黏度的背景下, 河流入湖形成分流沙坝沉积; 仅改变排量, 在低排量的情况下, 河流入湖则形成了鸟足状沙坝沉积(图10)。

综上, 可以看出, 树枝状沙坝的形成与高排量、细粒度、低沙泥比、高黏度的供给条件相关; 相对地, 分流沙坝与粗粒度、高沙泥比、低黏度的供给条件相关, 与排量的关系较弱, 鸟足状沙坝与低排量、细粒度、低沙泥比、高黏度的供给条件相关。

在高排量的作用, 河口坝快速堆积, 导致分流河道容易发生分流作用, 形成多个次级分流河道。这种较强的分流作用导致了多级分流河道的形成, 也是树枝状沙坝形成的必要条件。如日帽洲沉积(图3)与沉积数值模拟(图9-a)所见, 在河流入湖后, 初始分流作用形成的多个分流河道成为了树枝状沙坝的主支分流河道。相反地, 细粒度、低沙泥比、高黏度的沉积物供给, 黏滞力强、悬移组分多, 促进稳定天然堤的加积, 增加了分流河道的

稳定性, 不利于河道的分流, 大多数小型分流河道也会被悬移组分充填而废弃。因此, 在树枝状三角洲的沉积过程中, 单一的指状沙坝内部分流河道并非简单向前延伸的, 而是不断发生分流与充填废弃的过程, 导致仅有很少量的分流河道保留下来并向着湖盆延伸, 局部分叉、交汇, 形成树枝状的指状沙坝。树枝状沙坝内部常见小型废弃分流河道充填(图8), 也是分流与充填废弃的结果, 这类将成为树枝状沙坝的侧支。目前, 日帽洲树枝状沙坝末端发育的大量小型分流河道(图3), 也是高排量作用下发生分流的结果, 但是这些末端小型分流河道大多数会在将来被充填、废弃, 少量的分流河道保存并继续延伸。

在潮湿温暖的气候条件, 远源河流携带的沉积物往往粒度细、沙泥比低、黏度也较高, 植被茂盛, 在河流的排量较高的情况下, 容易形成树枝状沙坝。因此, 树枝状沙坝应是1种常见的河控浅水三角洲前缘沙坝类型。例如, 阿拉法拉亚河三角洲(Atchafalaya River Delta)、近代密西西比河三角洲、近代黄河三角洲, 供给河流均为远源河流, 河流排量较大、供给沉积物粒度细、沙泥比低、黏度高, 其前缘砂体均为树枝状沙坝。在含油气盆地内, 远源细粒河流供源形成的河控浅水三角洲储集层较为常见, 例如鄂尔多斯盆地庆城油田延长组长6油层组、渤海湾盆地冀中坳陷饶阳凹陷留西油田沙一段三角洲储集层、大庆长垣萨北油田北二区萨葡高油层组。其砂岩类型均以细砂岩、粉砂岩为主, 沙泥比较低, 从砂体规模上来看, 河流排量较高; 在该供给背景下, 三角洲前缘发育较多的分流河道, 河口坝之间常见透镜状的分流间湾, 呈“河在坝上走”的河-坝组合样式(张天佑, 2019; 周淋等, 2019; 刘宗堡等, 2022), 据此, 推测其前缘储集层类型应为树枝状沙坝。

## 5.2 河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝的沉积构型模式

前人系统研究过河控浅水三角洲前缘扇状分流沙坝与鸟足状沙坝的沉积构型, 认为分流沙坝是由众多的河口坝及分级分流河道组成, 两者相间分布, 呈现“河在坝间”的分布样式, 砂体连片分布(Dumars, 2002; Olariu and Bhattacharya, 2006; 吴胜和等, 2019); 鸟足状沙坝发育若干条弯曲条带状指状沙坝, 每条指状沙坝由河口坝、坝上分流河道

与天然堤组成，指状沙坝之间发育稳定的分流间湾（吴胜和等，2019）。针对赣江中支入湖形成的日帽洲沉积，学者多基于卫星地图的宏观地貌特征，将其定为扇状的分流沙坝沉积，忽略了分流间湾的存在（段冬平等，2014；金振奎等，2014；高志勇等，2016）。本次综合现代沉积、探地雷达、浅钻孔数据与沉积数值模拟，认为日帽洲三角洲为多个指状沙坝分叉、交汇形成的树枝状沙坝。基于日帽洲的沉积构型特征，结合形成条件与机理分析结果，建立了河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝的沉积构型模式（图 11）。

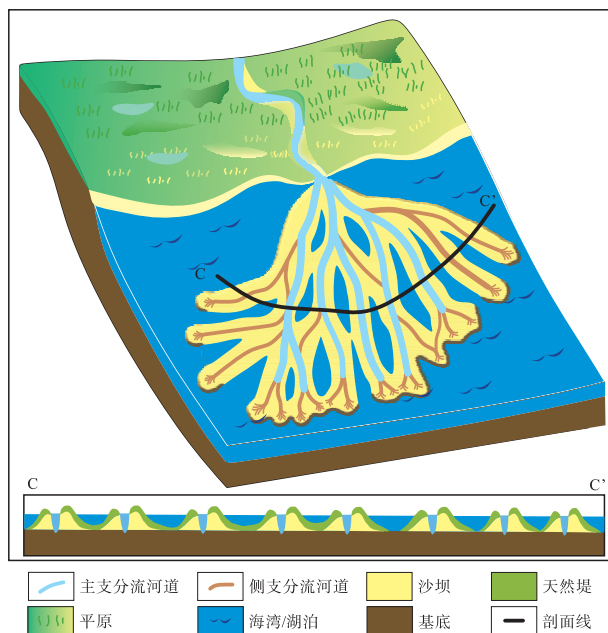


图 11 河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝沉积构型模式  
Fig. 11 Depositional architecture patterns of dendritic bar within river-dominated shallow-water delta front

### 5.2.1 构型单元类型

树枝状沙坝由多个分叉、交汇的指状沙坝侧向拼接而成，发育河口坝、坝上分流河道、天然堤沉积，指状沙坝之间发育分流间湾，天然堤与分流间湾的发育程度较高。

与树枝状沙坝相比，鸟足状沙坝的构型单元类型相似，均发育河口坝、坝上分流河道、天然堤，其间发育分流间湾，但是，扇状的分流沙坝主要发育河口坝与坝间分流河道，天然堤与分流间湾的发育程度低。

### 5.2.2 分流河道的构型特征

树枝状沙坝发育数量较多的分流河道，分流河

道的弯曲度较低，分流级次较少（日帽洲内分流河道级次多为 3~4 级），随着分流级次的增加，分流河道的宽度与分流长度具有减小趋势。根据宽度的差异，分流河道可细分为主支与侧支分流河道，主支分流河道的宽度大，稳定性高、活动时间长，其数量少、分流长度大，宽度顺源减小的程度低，这类分流河道多发育于树枝状沙坝中部，携带沉积物形成主支沙坝；而侧支分流河道的宽度小，稳定性低、活动时间短，其数量多、分流长度短，宽度顺源减小的程度高，这类分流河道多发育于树枝状沙坝的侧缘与末端，携带沉积物形成侧支沙坝，将主支分流河道与沙坝联络在一起。

与树枝状沙坝相比，鸟足状沙坝仅发育若干条分流河道，分流河道的弯曲度很高，仅发育 1~2 级分流，以主支分流河道为主；扇状的分流沙坝则发育多级分流河道，分流河道弯曲度同样较低，随着分流级次增加，分流河道宽度明显减小，但同级次的分流河道宽度差异较小，难以在侧向上划分主支与侧支分流河道。

### 5.2.3 河-坝组合关系

树枝状沙坝其实是由多个树枝状的指状沙坝组合而成的，其分流河道下切于河口坝中部，形成了“河在坝上走”的构型模式，近岸位置处河口坝厚度较大、粒度较粗，远岸位置处河口坝厚度较小、粒度较细。

与树枝状沙坝相比，鸟足状沙坝的河-坝组合关系与其相似，但分流沙坝的分流河道下切于河口坝边部，形成了“河在坝间走”的剖面样式，分流河道之间的远岸河口坝的厚度大、粒度最粗，多级的、近距离的分流河道—河口坝沉积侧向相接，形成连片砂体。

## 5.3 河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝构型模式的开发地质意义

河控浅水三角洲前缘分流沙坝呈扇状连片分布，为泛连通体，局部发育废弃河道泥岩，储集层的侧向连通性较好，河-坝之间表现出“河在坝间走”的样式（吴胜和等，2019）。与分流沙坝相比，树枝状沙坝并非连片分布，而是由多个指状沙坝侧向拼接而成，指状沙坝间的分流间湾发育程度较高，为典型的侧向隔挡体，降低了树枝状沙坝的侧向连通性。在每一个指状沙坝内部，侧向连通性较好，其中，位于指状沙坝中部的分流河道砂体与

近岸的河口坝砂体,厚度大、物性好,为优势储集层。前人指出,指状沙坝的宽度与物性非均质性影响着储集层开发过程中的地下油水运动规律,宽度小的窄条带状指状沙坝内剩余油富集,边部物性差的砂体剩余油富集,分流河道与河口坝的水淹特征差异明显(胡勇等,2019)。那么,在树枝状沙坝开发过程中,需要有效刻画树枝状沙坝及其内部分流河道的边界,识别分流间湾的分布,明确树枝状沙坝的侧向连通性与内部的河-坝组合特征,以指导储集层地下油水运动规律预测。

## 6 结论

1) 河控浅水三角洲前缘树枝状沙坝是由多个相互分叉、交汇的指状沙坝拼接而成,平面形态呈树枝状,指状沙坝间发育离散孤立状分流间湾。每个指状沙坝由河口坝、坝上分流河道与天然堤组成,呈现“河在坝上走”的河-坝组合关系。

2) 树枝状沙坝的分流河道数量较多,但分级次数少、规模差异大。其中,主支分流河道的数量少、宽度大,多发育于近源端并延伸至沙坝末端,分布于树枝状沙坝中部,携带沉积物形成主支沙坝;侧支分流河道的数量多、宽度小、延伸距离近,多发育于沙坝侧缘与末端,携带沉积物形成侧支沙坝。

3) 树枝状沙坝是在细粒、黏性、高排量河流供给下形成,与潮湿气候下的远源河流供给相关。细粒与黏性沉积物促进了稳定天然堤的加积与指状沙坝的形成,高排量供给导致了分流河道的分流与决口,从而形成树枝状的指状沙坝复合体。

### 参考文献 (References)

段冬平,侯加根,刘钰铭,王成刚,高建. 2014. 河控三角洲前缘沉积体系定量研究:以鄱阳湖三角洲为例. 沉积学报,32(2): 270-277. [Duan D P, Hou J G, Liu Y M, Wang C G, Gao J. 2014. Quantitative research of fluvial-dominated delta front sedimentary system: a case study of Poyang Lake delta. Acta Sedimentologica Sinica, 32(2): 270-277]

冯文杰,吴胜和,张可,赵文凯,贾凤娟. 2017. 曲流河浅水三角洲沉积过程与沉积模式探讨:沉积过程数值模拟与现代沉积分析的启示. 地质学报,91(9): 2047-2064. [Feng W J, Wu S H, Zhang K, Zhao W K, Jia F J. 2017. Depositional process and sedimentary model of meandering-river shallow delta: insights from numerical simulation and modern deposition. Acta Geologica Sinica, 91(9): 2047-2064]

高志勇,周川闽,董文彤,白斌,李雯. 2016. 浅水三角洲动态生长过程模型与有利砂体分布:以鄱阳湖赣江三角洲为例. 现代地质,30(2): 341-352. [Gao Z Y, Zhou C M, Dong W T, Bai B, Li W. 2016. Sedimentary processes, depositional model and sandbody prediction of lacustrine shallow water delta: a case study of Ganjiang River Delta in Poyang Lake. Geoscience, 30(2): 341-352]

胡勇,黄凯,徐振华,赵军寿,吴峻川. 2019. 渤海 BZ 油田鸟足状浅水三角洲指状砂坝储层剩余油分布特征. 地质科技情报,38(2): 189-198. [Hu Y, Huang K, Xu Z H, Zhao J S, Wu J C. 2019. Distribution character of remaining oil with finger bar of bird-foot shoal water delta reservoir in BZ Oilfield, Bohai Bay Basin. Geological Science and Technology Information, 38(2): 189-198]

金振奎,李燕,高白水,宋宝全,何宇航,石良,李桂仔. 2014. 现代缓坡三角洲沉积模式:以鄱阳湖赣江三角洲为例. 沉积学报,32(4): 710-723. [Jin Z K, Li Y, Gao B S, Song B Q, He Y H, Shi L, Li G Z. 2014. Depositional model of modern gentle-slope delta: a case study from Ganjiang Delta in Poyang Lake. Acta Sedimentologica Sinica, 32(4): 710-723]

刘宗堡,李雪,郑荣华,刘化清,杨占龙,曹松. 2022. 浅水三角洲前缘亚相储层沉积特征及沉积模式:以大庆长垣萨北油田北二区萨葡高油层为例. 岩性油气藏,34(1): 1-13. [Liu Z B, Li X, Zheng R H, Liu H Q, Yang Z L, Cao S. 2022. Sedimentary characteristics and models of shallow water delta front subfacies reservoirs: a case study of Sapugao oil layer in north-II block of Sabei oilfield, Daqing placanticline. Lithologic Reservoirs, 34(1): 1-13]

闵寿,占腊生. 2012. 1952—2011 年鄱阳湖枯水变化分析. 湖泊科学,24(5): 675-678. [Min Q, Zhan L S. 2012. Characteristics of low-water level changes in Lake Poyang during 1952-2011. Journal of Lake Sciences, 24(5): 675-678]

孙雨,马世忠,姜洪福,刘云燕,丛林,刘宗堡. 2010. 松辽盆地三肇凹陷葡萄花油层河控浅水三角洲沉积模式. 地质学报,84(10): 1502-1509. [Sun Y, Ma S Z, Jiang H F, Liu Y Y, Cong L, Liu Z B. 2010. Sedimentary mode of shallow lacustrine fluvial-dominated delta of Putaohua Reservoirs in the Sanzhao Depression, Songliao Basin. Acta Geologica Sinica, 84(10): 1502-1509]

谭其骧,张修桂. 1982. 鄱阳湖演变的历史过程. 复旦学报(社会科学版), (2): 42-51. [Tan Q X, Zhang X G. 1982. The historical process of the evolution of Poyang Lake. Fudan Journal of the Humanities and Social Sciences, (2): 42-51]

吴胜和,徐振华,刘钊. 2019. 河控浅水三角洲沉积构型. 古地理学报,21(2): 202-215. [Wu S H, Xu Z H, Liu Z. 2019. Depositional architecture of fluvial-dominated shoal water delta. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 21(2): 202-215]

徐德龙,熊明,张晶. 2001. 鄱阳湖水文特性分析. 人民长江,32(2): 21-22, 27-48. [Xu D L, Xiong M, Zhang J. 2001. Analysis on hydrologic characteristics of Poyang Lake. Yangtze River, 32(2): 21-22, 27-48]

于兴河,李胜利,李顺利. 2013. 三角洲沉积的结构:成因分类与编图方法. 沉积学报,31(5): 782-797. [Yu X H, Li S L, Li S L. 2013. Texture-genetic classifications and mapping methods for deltaic deposits. Acta Sedimentologica Sinica, 31(5): 782-797]

曾洪流,赵贤正,朱筱敏,金凤鸣,董艳蕾,王余泉,朱茂,郑荣华.

2015. 隐性前积浅水曲流河三角洲地震沉积学特征：以渤海湾盆地冀中拗陷饶阳凹陷肃宁地区为例. 石油勘探与开发, 42(5): 566-576. [Zeng H L, Zhao X Z, Zhu X M, Jin F M, Dong Y L, Wang Y Q, Zhu M, Zheng R H. 2015. Seismic sedimentology characteristics of sub-clinoformal shallow-water meandering river delta: a case from the Suning area of Raoyang sag in Jizhong depression, Bohai Bay Basin, NE China. *Petroleum Exploration and Development*, 42(5): 566-576]
- 张天佑. 2019. 华庆油田元 284 区块延长组长 6 油组沉积构型研究. 中国石油大学(北京)硕士学位论文: 1-50. [Zhang T Y. 2019. Depositional architecture research on Chang 6 oil formation in Yuan 284 Block, Huaqing Oilfield. Masteral dissertation of China University of Petroleum(Beijing): 1-50]
- 赵汉卿, 李超, 郭诚, 岳红林, 张正龙. 2024. 河控型浅水三角洲前缘河道砂体结构特征：以渤海湾盆地黄河口凹陷 BZ34 油区明下段 II 油组为例. 海洋地质前沿, 40(2): 20-27. [Zhao H Q, Li C, Guo C, Yue H L, Zhang Z L. 2024. Geomorphology of channel sandbodies in fluvially dominated shallow water delta front: taking the Lower Member of the Minghuazhen Formation in BZ34 Oilfield of the Huanghekou Sag, Bohai Bay Basin as an example. *Marine Geology Frontiers*, 40(2): 20-27]
- 周淋, 吕传炳, 纪友亮, 林铁林, 冉爱华, 卢轶伦, 刘天意, 谢琳璘, 魏伟. 2019. 远源浅水辫状河三角洲前缘储层构型模式研究：以冀中拗陷饶阳凹陷留西油田 L18 断块为例. 古地学报, 21(6): 959-970. [Zhou L, Lü C B, Ji Y L, Lin T L, Ran A H, Lu Y L, Liu T Y, Xie L L, Wei W. 2019. Reservoir architecture pattern analysis of distal shallow water braided delta front: A case study of L18 fault block, Liuxi Oilfield, Raoyang sag, Jizhong Depression. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 21(6): 959-970]
- 朱筱敏, 刘媛, 方庆, 李洋, 刘云燕, 王瑞, 宋静, 刘诗奇, 曹海涛, 刘相男. 2012. 大型拗陷湖盆浅水三角洲形成条件和沉积模式：以松辽盆地三肇凹陷扶余油层为例. 地学前缘, 19(1): 89-99. [Zhu X M, Liu Y, Fang Q, Li Y, Liu Y Y, Wang R, Song J, Liu S Q, Cao H T, Liu X N. 2012. Formation and sedimentary model of shallow delta in large-scale lake: example from Cretaceous Quantou Formation in Sanzhao Sag, Songliao Basin. *Earth Science Frontiers*, 19(1): 89-99]
- 邹才能, 赵文智, 张兴阳, 罗平, 王岚, 刘柳红, 薛叔浩, 袁选俊, 朱如凯, 陶士振. 2008. 大型敞流拗陷湖盆浅水三角洲与湖盆中心砂体的形成与分布. 地质学报, 82(6): 813-825. [Zou C N, Zhao W Z, Zhang X Y, Luo P, Wang L, Liu L H, Xue S H, Yuan X J, Zhu R K, Tao S Z. 2008. Formation and distribution of shallow-water deltas and central-basin sandbodies in large open depression lake basins. *Acta Geologica Sinica*, 82(6): 813-825]
- Baar A W, Albernaz M B, Van Dijk W M. 2019. Critical dependence of morphodynamic models of fluvial and tidal systems on empirical downslope sediment transport. *Nature Communication*, 10(1): 1-12.
- Bagnold R A. 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. USGS professional paper, Washington DC U.S. Government Printing Office, 422-1.
- Burpee A P, Slingerland R L, Edmonds D A, Parsons D, Best J, Cederberg J, McGuffin A, Caldwell R, Nijhuis A, Royce J. 2015. Grain-size controls on the morphology and internal geometry of river-dominated deltas. *Journal of Sedimentary Research*, 85(6): 699-714.
- Caldwell R L, Edmonds D A. 2014. The effects of sediment properties on deltaic processes and morphologies: a numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 119(5): 961-982.
- Donaldson A C. 1974. Pennsylvanian sedimentation of Central Appalachians. *Geological Society of America Special Papers*, 148(Special Paper): 47-48.
- Dumars A J. 2002. Distributary mouth bar formation and channel bifurcation in the Wax Lake Delta, Atchafalaya Bay, Louisiana. Louisiana: Louisiana State University-Baton Rouge, 10-50.
- Edmonds D A, Slingerland R L. 2010. Significant effect of sediment cohesion on delta morphology. *Nature Geoscience*, 3(2): 105-109.
- Fisk H N. 1955. Sand facies of recent Mississippi Delta deposits: 4th World Petroleum Congr.(Rome) Proc., Sec. 1c, 377-398.
- Galloway W E. 1975. Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems. In *Deltas: Models for Exploration*. Houston, US, Texas: Houston Geological Society, 87-98.
- Ikeda S. 1982. Lateral bed load transport on side slopes. *Journal of the Hydraulics Division*, 108(11): 1369-1373.
- Marciano R, Wang Z B, Hibma A, de Vriend H J, Defina A. 2005. Modeling of channel patterns in short tidal basins. *Journal of Geophysical Research*, 110: F01001.
- Marfai M A, Tyas D W, Nugraha I. 2016. The morphodynamics of Wulan delta and its impacts on the coastal community in Wedung Subdistrict, Demak Regency, Indonesia. *Journal of Environment Protection*, 7(1): 60-71.
- Olariu C, Bhattacharya J P, Leybourne M I, Boss S K, Stern R J. 2012. Interplay between river discharge and topography of the basin floor in a hyperpycnal lacustrine delta. *Sedimentology*, 59(2): 704-728.
- Shankman D, Keim B D, Jie S. 2010. Flood frequency in China's Poyang Lake region: trends and teleconnections. *International Journal of Climatology*, 26: 1255-1266.
- Van Rijn L C. 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Amsterdam: Aqua publications, 10-60.
- Xu Z H, Wu S H, Yue D L, Zhao J S, Deng M, Liu Z, Zhang J J, Liu M C, Feng W J. 2021a. Effects of upstream conditions on digitate shallow-water delta morphology. *Marine and Petroleum Geology*, 134: 105333.
- Xu Z H, Wu S H, Liu M C, Zhao J S, Chen Z H, Zhang K, Zhang J J, Liu Z. 2021b. Effects of water discharge on river-dominated delta growth. *Petroleum Science*, 18(6): 1630-1649.
- Xu Z H, Plink-Björklund P, Wu S H, Liu Z, Feng W J, Zhang K, Yang Z, Zhong Y C. 2022. Sinuous bar fingers of digitate shallow-water deltas: insights into their formative processes and deposits from integrating morphological and sedimentological studies with mathematical modelling. *Sedimentology*, 69(2): 724-749.

(责任编辑 王绍华)