

孙海萱, 李磊, 丁晟, 等. 琼东南盆地 L 区中央峡谷沉积构型、演化及其主控因素[J]. 海洋地质前沿, 2022, 38(1): 61-71.

SUN Haixuan, LI Lei, DING Sheng, et al. Sedimentary architecture of the Central Canyon in L area of Qiongdongnan Basin and their evolution and controlling factors[J]. Marine Geology Frontiers, 2022, 38(1): 61-71.

# 琼东南盆地 L 区中央峡谷沉积构型、演化及其主控因素

孙海萱<sup>1,2</sup>, 李磊<sup>1,2\*</sup>, 丁晟<sup>1,2</sup>, 王鹏飞<sup>1,2</sup>, 龚广传<sup>1,2</sup>

(1 西安石油大学地球科学与工程学院, 西安 710065; 2 陕西省油气成藏地质学重点实验室, 西安 710065)

**摘要:**深水峡谷沉积构型及其演化是深水沉积研究的热点。基于琼东南盆地 L 区 300 km<sup>2</sup> 高分辨率三维地震资料, 综合区域地质资料, 利用地震相分析、地震属性技术, 对黄流组中央峡谷沉积构型三维表征进行了分析。研究表明: 研究区中央峡谷内部发育块体搬运沉积、重力流水道沉积、堤岸沉积、底部滞留沉积、朵体沉积、深海泥质披覆沉积 6 类沉积单元; 根据侵蚀作用和沉积作用的相对强弱, 可以将研究区重力流水道分为侵蚀型水道、加积型水道 2 种类型; 根据限制性的强弱, 可以识别出强限制水道、弱限制水道、非限制水道 3 种类型; 研究区峡谷可以划分为 3 期复合水道系列, 整个峡谷可以看作由 3 期复合水道系列组成的复合水道体系, 由于晚期水道侵蚀早期水道的部位不同, 研究区水道之间形成了垂向叠置、侧向叠置和复合叠置 3 种叠置样式。

**关键词:**深水峡谷; 沉积物重力流; 沉积构型; 琼东南盆地

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2021.154

## 0 引言

深水沉积物一直是海洋科学等重要科学问题进展的发源地。海底峡谷在海底呈现出长条形状、又窄又深的凹陷地形特征, 主要存在于主动和被动大陆边缘。深水峡谷体系起着连接海洋与陆地的作用, 是当今科学界广泛关注的热点<sup>[1]</sup>。LEWIS 等<sup>[2-3]</sup>认为, 从峡谷的顶部和侧面流向深海盆地的携带沉积物的重力流(如浊流)引起的侵蚀和沉积物再移动是海底峡谷形成的主要因素。AMBLAS 等<sup>[4]</sup>认为, 峡谷的演变由多种因素决定, 包括沉积物的供给以及沉积和侵蚀过程。此外, MICALLEF 等<sup>[5]</sup>还提出了构造控制的观点。中央峡谷体系发育于

南海西北部琼东南盆地, 该峡谷主体位于琼东南盆地中央拗陷深水区内, 是平行于陆坡发育的大型轴向峡谷。大多数研究者认为, 该峡谷是由浊流反复冲刷形成的, 以多期冲刷和充填为主。至今, 国内众多学者围绕琼东南盆地中央峡谷的形成演化作了大量研究。许怀智等<sup>[6]</sup>认为多个阶段的砂、泥岩在中央峡谷中相互叠置, 充填方式为溯源堆积; 苏明等<sup>[7]</sup>认为中央峡谷的演化存在“多期次性”的特点, 并分为孕育阶段、侵蚀-充填阶段、平静充填阶段和“回春”阶段 4 个阶段; 李冬等<sup>[8]</sup>将中央峡谷西段划分为 3 个演化阶段: 峡谷的轴向充填和水道沉积、低弯度水道、块状搬运沉积(MTDs); SHANG 等<sup>[9]</sup>认为由于浊流的侵蚀下切, 中央峡谷在 11.6~8.2 Ma 期间开始形成, 在 8.2~5.5 Ma 期间, 峡谷内以水道的垂向叠置、横向迁移为主, 在 5.5~3.8 Ma 期间, 浊流侵蚀和 MTDs 充填同时进行, 3.8 Ma 以后, 峡谷充填以 MTDs 为主; LIANG 等<sup>[10]</sup>认为中央峡谷是在晚中新世沿着阶梯状古地形的峡谷底线形成的, 阶梯状的坡度和延伸方向的变化导致峡谷切割深度和宽度的变化。

收稿日期: 2021-05-31

资助项目: 国家级大学生创新创业训练计划资助项目(S202010705002)

作者简介: 孙海萱(1999—), 女, 主要从事海洋地质方面的研究工作。

E-mail: 2472223896@qq.com

\* 通讯作者: 李磊(1979—), 男, 博士, 教授, 硕士生导师, 主要从事地震地质综合解释及海洋沉积方面的研究工作。E-mail: lilei@xssyu.edu.cn

迄今,大多数的研究集中于对中央峡谷的外部形态特征进行描述和对峡谷内部部分充填特征进行刻画。此外,对中央峡谷的成因、物源供给等方面也有了进一步的探索。但是,目前对中央峡谷的研究尚不成熟,如对中央峡谷的充填沉积物来源、形成演化和影响因素存在分歧,对峡谷沉积充填特征研究不甚深入。琼东南盆地中央峡谷内部构型及浊积岩储层非均质性问题是制约油气勘探开发核心问题,因此,亟须开展峡谷内部构型、峡谷内深水重力流沉积充填过程研究。本文通过对峡谷黄流组沉积体系及典型沉积单元三维地震精细解释、峡谷内部水道的类型识别和叠置样式分析、研究区位水道迁移的解释与刻画等3方面的研究,最终实现了对琼东南盆地中央峡谷构型三维空间的精细

表征和水道迁移的定性分析。

## 1 地质概况

琼东南盆地位于南海北部大陆边缘区域,是众多新生代含油气盆地之一<sup>[11]</sup>,为大型的新生代裂谷型大陆边缘盆地<sup>[12-14]</sup>。该盆地大致呈 NE-SW 向展布,西部与莺歌海盆地相邻,东部与西沙海槽盆地相邻,盆地面积约为  $4.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。整体来看,琼东南盆地呈“南北分带、东西分块”的构造格局<sup>[15]</sup>:由北向南有4个一级构造单元,依次为北部坳陷带、中部隆起带、中央坳陷带和南部隆起带(图1),大致形成了“两坳两陷”的特点;由西向东依次为峡谷头部、盆地西段和盆地东段3个区块。

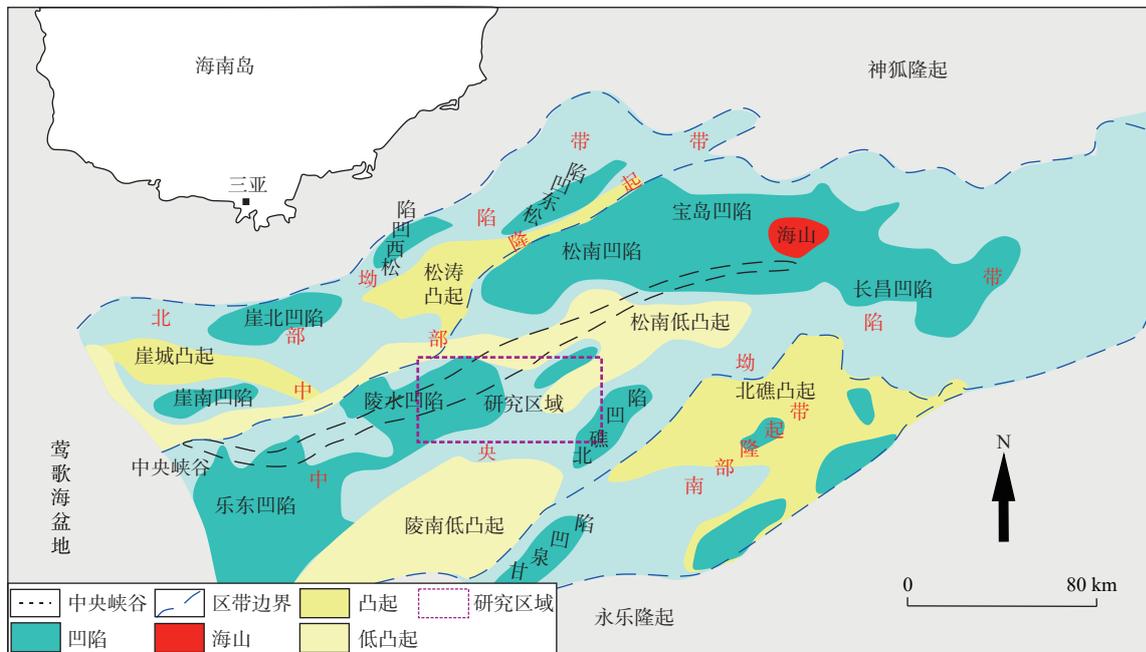


图1 研究区域位置图<sup>[16]</sup>

Fig.1 Location of the study area<sup>[16]</sup>

琼东南盆地经历了构造演化的3个阶段:第1阶段为古近纪的断陷、断拗阶段;第2阶段为新近纪早期的裂后早期热沉降阶段;第3阶段为新近纪中晚期的裂后晚期加速沉降阶段,且具有以“下断上拗”为特点的双层结构<sup>[17]</sup>。琼东南盆地进入裂后热沉降期后接受了新近系中新—上新统滨浅海相到浅海-半深海相的连续沉积<sup>[18]</sup>。琼东南盆地以新生代地层充填为主<sup>[19]</sup>,其中新近系的充填序列大致可分为中新统的三亚组、梅山组和黄流组,上新统的莺歌海组,研究的目标层为新近系黄流组(图2)。

琼东南盆地中央峡谷是一个大型轴向深海峡

谷系统。中央峡谷体系处于琼东南盆地的中央坳陷带区域,整体呈 NE 向展布<sup>[20]</sup>。峡谷自西向东,历经5个凹陷,依次为乐东凹陷、陵水凹陷、松南凹陷、宝岛凹陷和长昌凹陷<sup>[21]</sup>(图1),其中,西部乐东凹陷与莺歌海盆地中央凹陷带相连,东部沿长昌凹陷方向向东延伸,与西沙海槽盆地接壤。峡谷总长度约为425 km,一般宽度为3~16 km。

研究区位于琼东南盆地中央峡谷陵水凹陷黄流组,水深几百至几千米。研究区拥有高分辨率三维地震数据  $300 \text{ km}^2$ ,道间距  $12.5 \text{ m} \times 12.5 \text{ m}$ ,时间采样率 2 ms。所用地震数据的主频约为 40 Hz,垂

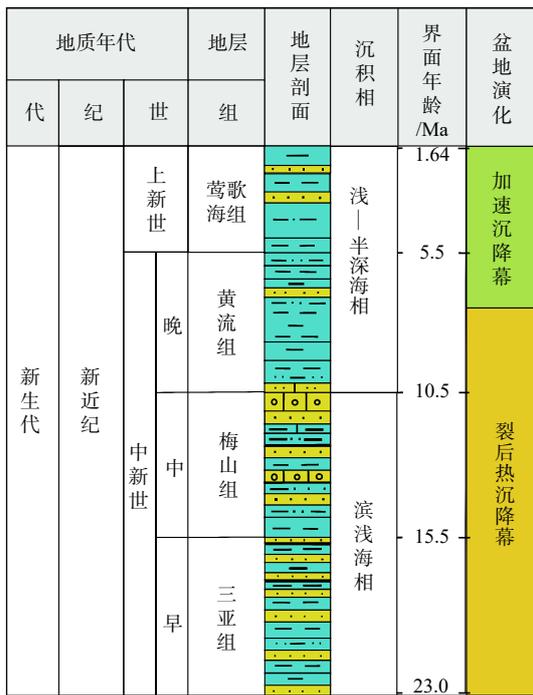


图 2 琼东南盆地地层综合柱状图<sup>[18]</sup>  
Fig.2 Integrated stratigraphic column of the Qiongdongnan Basin<sup>[18]</sup>

向分辨率约为 12.5 m。本研究基于 GeoFrame 软件开展研究。根据地震反射构型特征和同相轴终止关系(截断、上超和下超)对中央峡谷沉积构型进行表征。

## 2 中央峡谷沉积单元

基于研究区高品质三维地震资料, 根据观察到的地震反射变化, 共识别出了 6 种主要的沉积单元, 分别是块体搬运沉积(滑塌沉积、碎屑流沉积)、重力流水道沉积、底部滞留沉积、堤岸沉积、朵体沉积、深海泥质披覆沉积。

### 2.1 块体搬运沉积

地震相 A(图 3)呈现出弱振幅、杂乱、连续性差的特点, 形态从平行、逆冲到旋转, 下部呈斑点状杂乱反射到上部呈丘状起伏反射, 变化较大, 底部通常带有侵蚀擦痕, 综合解释为块体搬运沉积 (MTDs)。

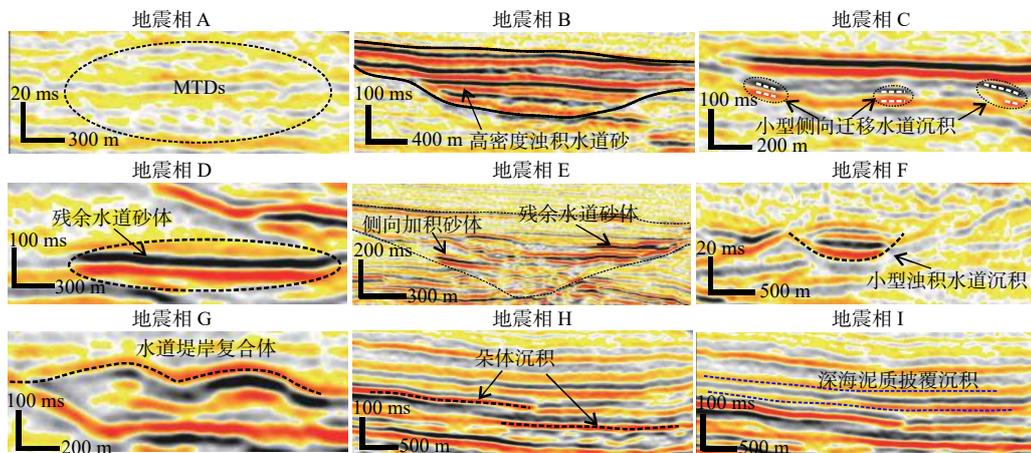


图 3 研究区典型地震相  
Fig.3 Typical seismic facies in the study area

MTDs 是由于重力作用诱发的大规模破坏作用, 从地形高点和斜坡向下移动到坡度较低区域的沉积体<sup>[22]</sup>, 主要分布在大陆边缘的外陆架—上陆坡、海底峡谷或深海局部隆起之上<sup>[23]</sup>。MTDs 内部逆冲变形导致的起伏不平地形进一步控制后期的浊积水道和朵体空间分布<sup>[24]</sup>。MTDs 通常包括所说的滑塌沉积、滑块沉积、碎屑流沉积和许多其他术语。富泥质的 MTDs 在深海油气储藏中可以充当良好的顶部盖层<sup>[25]</sup>; 富砂质的 MTDs 可成为潜在的油气储层<sup>[26]</sup>。

MTDs 通常覆盖于侵蚀基底之上, 表现为从略

微到显著向下的倾斜, 在无限制的盆地中可以绵延数千平方千米<sup>[27]</sup>。早期的海底地形会对 MTDs 有一定的控制作用, 且其表面地形的起伏也影响后期的深水沉积<sup>[28]</sup>, 浊流和底流对 MTDs 的表面有一定的影响, 水道和朵体经常在其上部形成发育。在水道内部主要识别出滑塌沉积和碎屑流沉积。

#### 2.1.1 滑塌沉积

低位体系域早期沉积物到达陆架边缘最远处, 上覆水超压载荷小于陆架的载荷导致陆坡失去稳定性, 出现滑塌沉积<sup>[29]</sup>。大规模的海底滑塌会影响海底地貌特征及海底稳定程度<sup>[30]</sup>。研究区发生多

次基底隆升和构造活动,使得峡谷两侧谷壁发生滑塌而形成滑塌沉积。在地震剖面上主要表现为弱

振幅、中低连续性、杂乱或空白反射特征(图4)。

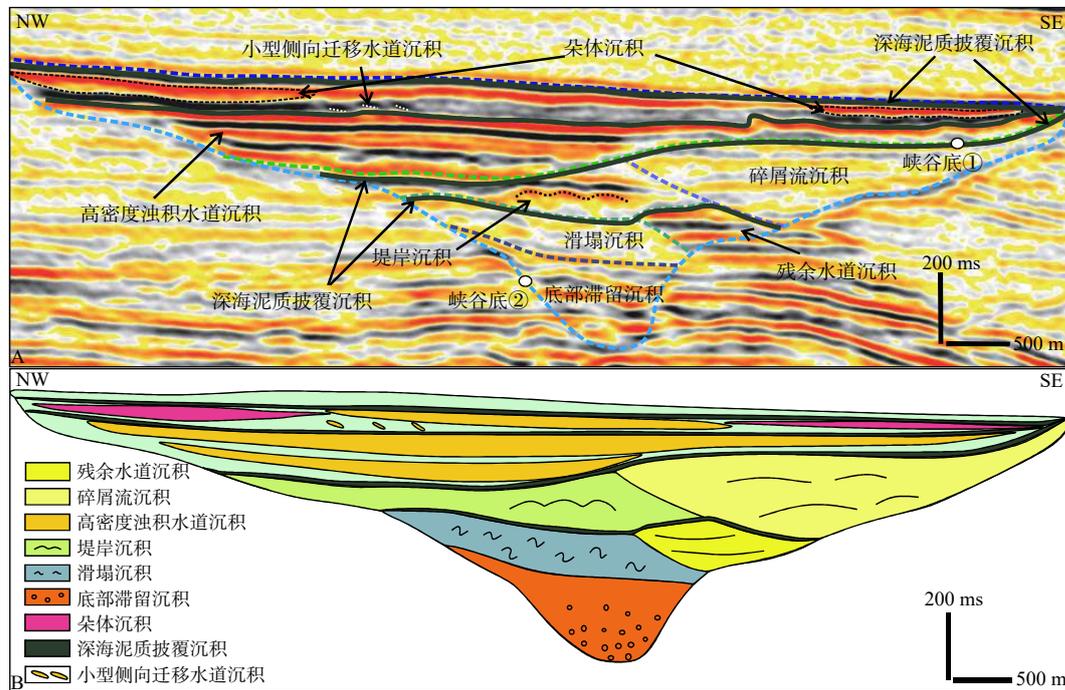


图4 峡谷沉积体系地震剖面解释

Fig.4 Seismic profile of a canyon sedimentary system

### 2.1.2 碎屑流沉积

大量碎屑物质在水流中以块状形态整体搬运,属于块体搬运体系。在地震剖面上主要表现为弱振幅、中低连续性、中低频反射的特征,平面上侧向迁移不明显(图4)。

## 2.2 重力流水道沉积

地震相B(图3)在垂直地震剖面中呈“U”形地震反射特征,里面被以高振幅、低频率、高连续性和平行-亚平行反射为特征的沉积物所充填,推断为浊积水道沉积。水道上部为平行席状相,揭示了一个沉积范围内稳定性较高的、水动力条件中等偏弱的沉积相组合;下部左侧部分带有前积特征,为亚平行席状,反映沉积水动力时有变化、沉积作用亦相对不够稳定的沉积相组合<sup>[31]</sup>。重力流能量减弱时,沉积作用占据主要地位,重力流在水道内进行沉积充填,表现为垂向叠置的富砂的浊积水道砂体。

地震相C(图3)在垂直地震剖面中表现为连续几个小型扁豆状地震反射同相轴,高振幅、零散状定向叠置排列,推断为重力流侧向侵蚀导致的高含砂率的小型侧向迁移水道沉积。

地震相D(图3)在垂直地震剖面中表现为强振

幅、中-高连续性、平行反射,分布范围狭小,综合解释为发育于峡谷充填晚期的残余水道砂体。

地震相E(图3)左侧呈强振幅、中低连续、平行前积充填状,地震反射同相轴与水道边缘夹角较小,可近似平行、向水道内部倾斜,综合解释为侧向加积砂体。岩性变化较大,由浊流、碎屑流等重力流作用形成。右侧为强振幅、中-高连续性、平行反射,综合解释为残余水道砂体。

地震相F(图3)同相轴弯曲呈U型,振幅向上由强变弱、规模小,解释为小型浊积水道沉积。

### 2.2.1 侵蚀型、加积型水道沉积

重力流水道的形成与发展主要受控于侵蚀作用和沉积作用。早期高能重力流侵蚀性强,以侵蚀型水道为主,流体的重力势能和流动速度较大;随着时间推移,流体流速和能量降低,水道侵蚀性减弱,沉积性增强,并且水道的宽深比逐渐变大<sup>[32]</sup>。故根据两作用的相对强弱,水道沉积可分为侵蚀型、加积型2种。

#### (1) 侵蚀型深水水道沉积

重力流利用侵蚀型水道来搬运粒度较粗的物质,少量的粗粒物质滞留在水道底部,大部分粗粒物质运输到了陆坡下部等平缓地带。研究区侵蚀

性水道以峡谷底②作为侵蚀基底面(图 4), 地震反射特征呈 V 型, 底部充填强振幅滞留沉积; 水道内部两侧充填着振幅较弱的、杂乱反射的块体搬运沉积物, 水道左侧可见滑塌形成的滑块, 右上为碎屑流沉积物; 水道外部为弱振幅平行反射的深海泥质披覆沉积。

(2) 加积型深水水道沉积

加积型深水水道既能做重力流沉积物的运输通道, 也能直接接受重力流的沉积。早期重力流搬运能力强, 将沉积物搬运到了下陆坡等平缓地带, 晚期重力流搬运能力减弱, 重力流沉积在水道内部。研究区加积型深水水道以峡谷底①作为侵蚀基底面(图 4), 加积型水道内部具有典型的 U 型地震反射特征, 内部为强振幅、低频率、高连续性和平行-亚平行地震反射特征, 周围为弱振幅反射。

2.2.2 强限制、弱限制、非限制水道沉积

根据峡谷内重力流供给量与峡谷可容空间大小, 峡谷充填由下至上可划分 3 个阶段: 峡谷底部强限制水道沉积(V 或 U 型峡谷底部宽度相对较窄, 重力流沉积受两侧峡谷壁限制)、峡谷中部弱限制水道沉积(峡谷中部宽度逐渐变宽, 重力流沉积受两侧峡谷壁限制减弱)和峡谷上部非限制水道沉积

(峡谷上部宽度大, 重力流不受峡谷壁影响, 在峡谷内部自由流动)。

(1) 强限制水道沉积

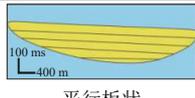
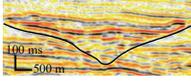
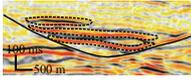
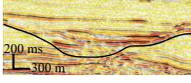
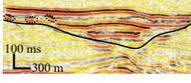
强限制水道沉积包括强限制垂向加积水道沉积、强限制峡谷多期迁移水道沉积、强限制峡谷单期沉积水道沉积。强限制垂向加积水道是在重力流初期有着高能量时, 以垂向加积沉积形成的水道<sup>[33]</sup>, 在地震剖面上呈强振幅、高连续性、平行反射的地震特征; 强限制峡谷多期迁移水道侵蚀性较弱, 侵蚀加积作用并存, 具有明显的叠置迁移现象, 在地震剖面上呈中强振幅、中差连续性的地震特征; 强限制峡谷单期沉积水道在地震剖面上呈中强振幅、中低连续性的地震特征, 底部杂乱反射, 侵蚀作用很强, 呈深 V 型(表 1)。

(2) 弱限制水道沉积

弱限制水道沉积包括弱限制峡谷多期迁移水道沉积、弱限制峡谷单期沉积水道沉积 2 种。弱限制峡谷多期迁移水道在地震剖面上表现出中强振幅、中差连续性的地震特征, 后期水道叠置于前期水道侧面, 以垂向叠置为主; 弱限制峡谷单期沉积水道在地震剖面上表现出中强振幅、中低连续性的地震特征, 内部杂乱反射, 侵蚀作用较强(表 1)。

表 1 研究区水道类型

Table 1 The types of channels in the study area

水道类型	地震特征	水道形态	特征描述
强限制垂向加积水道		 平行板状	强振幅、高连续性、平行反射的地震特征
强限制水道	强限制峡谷多期迁移水道		中强振幅、中差连续性的地震特征, 水道侵蚀性较弱, 侵蚀加积作用并存, 具有明显的叠置迁移现象
	强限制峡谷单期沉积水道		
弱限制水道	弱限制峡谷多期迁移水道		中强振幅、中差连续性的地震特征, 后期水道叠置于前期水道侧面, 以垂向叠置为主
	弱限制峡谷单期沉积水道		
非限制水道	非限制迁移水道		中强振幅、连续性差的地震特征, 侵蚀作用较弱, 水道出现侧向叠置迁移特征
	非限制孤立水道		

### (3) 非限制水道沉积

非限制水道沉积包括非限制孤立水道沉积、非限制迁移水道沉积2种。非限制孤立水道在地震剖面上呈中弱振幅、连续性差的地震特征,表现为加积现象;非限制迁移水道在地震剖面上呈中强振幅、连续性差的地震特征,侵蚀作用较弱,水道出现侧向叠置迁移特征(表1)。

## 2.3 底部滞留沉积

底部滞留沉积是在深水水道初步发育时,陆坡被高密度重力流侵蚀,在其上部发育“U”型或者“V”型水道,重力流中粗粒砂砾岩经历了沉积过程,在水道底部形成滞留沉积<sup>[34]</sup>。底部滞留沉积物结构混杂、变形明显,一般发育于峡谷底部,具有明显的强振幅、杂乱反射的特征(图4)。

## 2.4 堤岸沉积

地震相G(图3)在垂直地震剖面中表现为中部弱振幅U形反射,两侧强振幅楔状反射,低连续性,整体呈海鸥翼状,综合解释为堤岸沉积。

研究区见典型堤岸沉积。水道内部沉积过路,两侧由于溢流形成堤岸沉积。溢流促发因素有多种,主要有水道堵塞、重力流惯性作用与浊流海水的密度差。

水道堤岸复合体作为搬运粗粒物质的重要通道将其输送到深海地带,同时也可作为重要的沉积场所。地震相特征表现为中间弱振幅U形反射,两侧强振幅楔状反射,整体呈海鸥翼状,强振幅楔状反射解释为由重力流溢流形成的堤岸沉积<sup>[35]</sup>(图4)。楔形体的振幅是从里到外变弱的,这是因为横向上物质粒度的改变。受科氏力的作用,堤岸表现出不对称的形状,凸岸比凹岸更加发育<sup>[36]</sup>。中间弱振幅解释为泥质充填的侵蚀水道。早期重力流主要是侵蚀水道,较少沉积,只有一部分粗粒物质在水道底部形成滞留沉积。重力流不断侵蚀水道壁,导致其越来越陡,发生滑塌。重力流在水道内过路时会越过水道壁,在水道两侧形成堤岸沉积。

## 2.5 朵体沉积

地震相H(图3)在垂直地震剖面中表现为强振幅、中高连续性、平行-亚平行反射,厚度较薄,综合解释为朵体沉积。

朵体可以发育于陆坡和深海平原。在地形平

坦的峡谷出口处,峡谷内的重力流由限制性转化为非限制性,重力流搬运沉积物的能力减弱,在峡谷末端形成朵体沉积。朵体随着水道的迁移也会发生侧向和纵向的迁移。

## 2.6 深海泥质披覆沉积

地震相I(图3)在垂直地震剖面中表现为中—低振幅、高连续性、平行-亚平行反射的特点,综合解释为深海泥质披覆沉积。深海泥质披覆沉积属原地沉积,是深水沉积物中体积最多的部分,生物化石丰富。深海披覆泥成层性好,分布较广,顶部横向可超过中央峡谷宽度,反映大规模的均一性沉积作用。深海泥对油气主要起生烃和盖层的作用,可作为区域性良好盖层。

## 3 水道的叠置

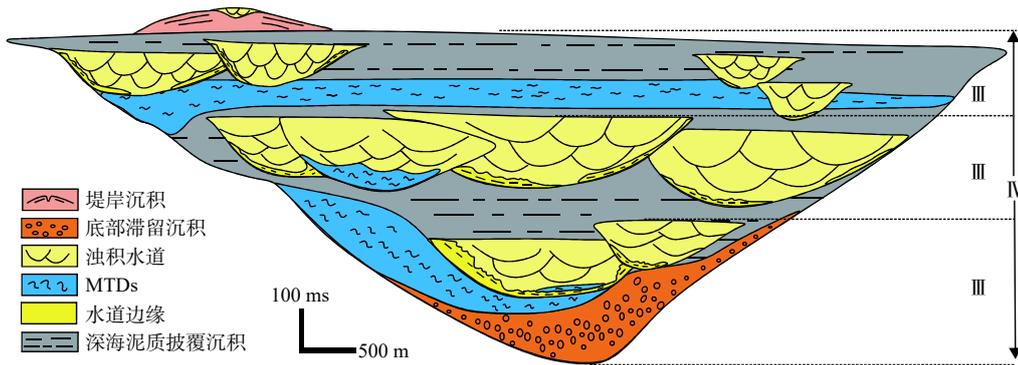
研究区峡谷可以划分为3期复合水道系列,整个峡谷可以看作由3期复合水道系列组成的复合水道体系(图5)。第1期复合水道系列由3部分组成,分别是底部滞留沉积形成的单一水道、左部MTDs形成的单一水道、右部复合水道;第2期复合水道系列由单一水道组成的复合水道构成,水道叠置现象明显,表现为垂向叠置与侧向叠置共存;第3期复合水道系列由MTDs形成的单一水道、复合水道和顶部的堤岸沉积组成,左部水道以侧向叠置为主、右部水道以垂向叠置为主,峡谷晚期的峡谷宽度最宽,重力流在峡谷内部基本不受限制,发育水道-堤岸复合体。

由于晚期水道侵蚀早期水道的部位不同,研究区水道之间形成了不同的叠置样式,概括起来主要有垂向、侧向和复合3种叠置样式<sup>[37]</sup>(图5)。通常一个复合水道体系(IV)由多个复合水道系列(III)构成;一个复合水道系列(III)又由多个复合水道(II)组成,不同期次的复合水道在横向上左右摆动,在垂向上相切叠置;一个复合水道(II)内部又包含多个的单一水道(I)(图6)。

## 4 研究区深水水道迁移

### 4.1 剖面迁移特征

陵水凹陷黄流组中央峡谷弯曲水道底部粗粒滞留沉积在三维地震资料上表现为强振幅反射,在



图中 III、IV 对应图 6 中 III、IV

图 5 峡谷沉积构型剖面

Fig.5 The seismic profile of canyon sedimentary architecture

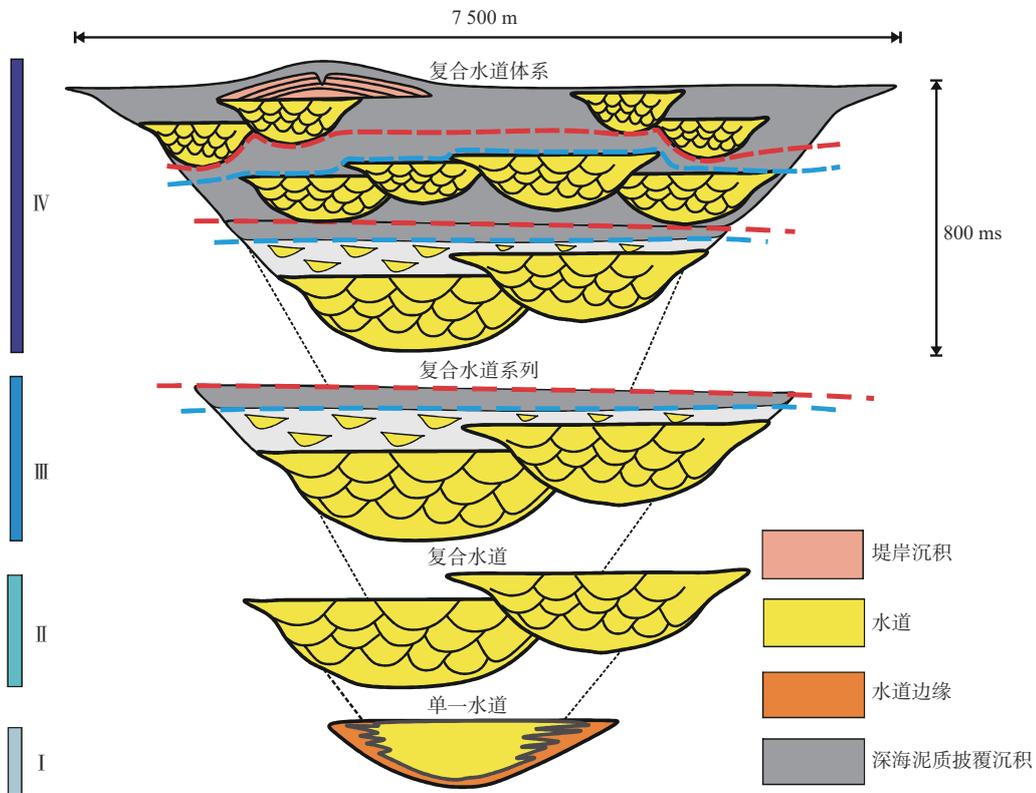


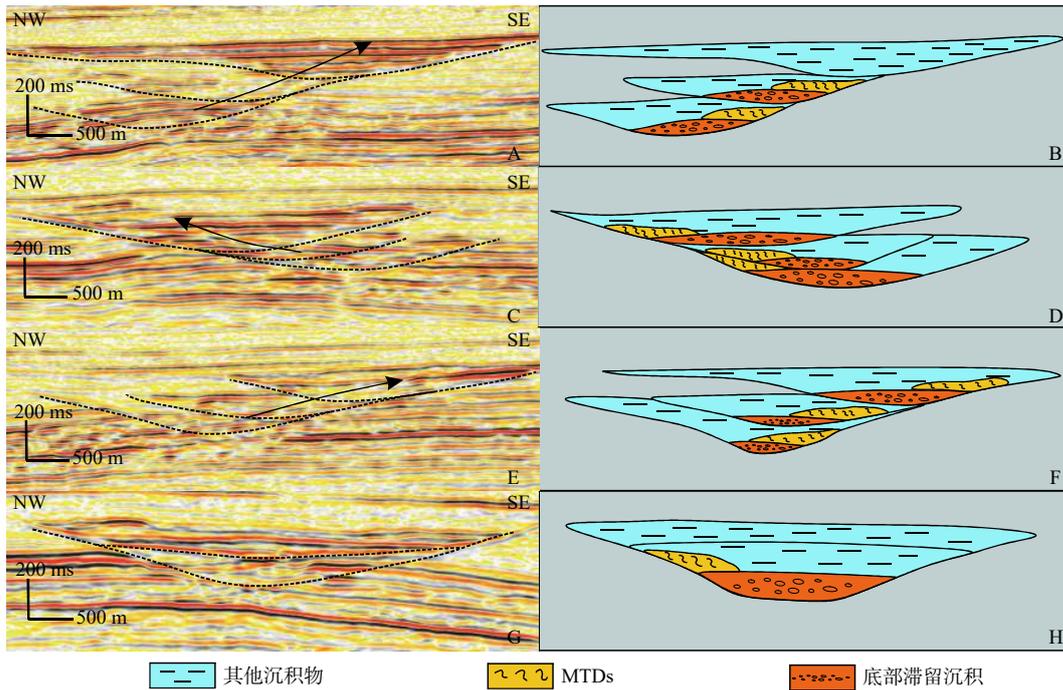
图 6 深水浊积水道不同层次构型单元间的构成关系<sup>[38]</sup>

Fig.6 The composited relationship between different levels of architecture elements for deep water turbidity channel deposits<sup>[38]</sup>

地震剖面上能较为直观地体现水道的侧向迁移和垂向加积的特征(图 7)。在弯曲带,此水道的侧向迁移特征显著,而水道的垂向加积特征主要体现在顺直带。在中央峡谷的弯曲带,重力流侵蚀水道对岸而产生迁移现象,沉积物堆积在弯曲带内侧(图 7A—F)。在平面上,中央峡谷水道可分为垂向加积带和侧向迁移带。在中央峡谷的顺直带时,水道受限制的程度决定了水道垂向沉积和横向迁移程度。重力流在水道的弯曲带以侵蚀作用为主<sup>[39]</sup>,在顺直水道带侵蚀作用和沉积作用并行(图 7G—H)。

#### 4.2 峡谷平面特征

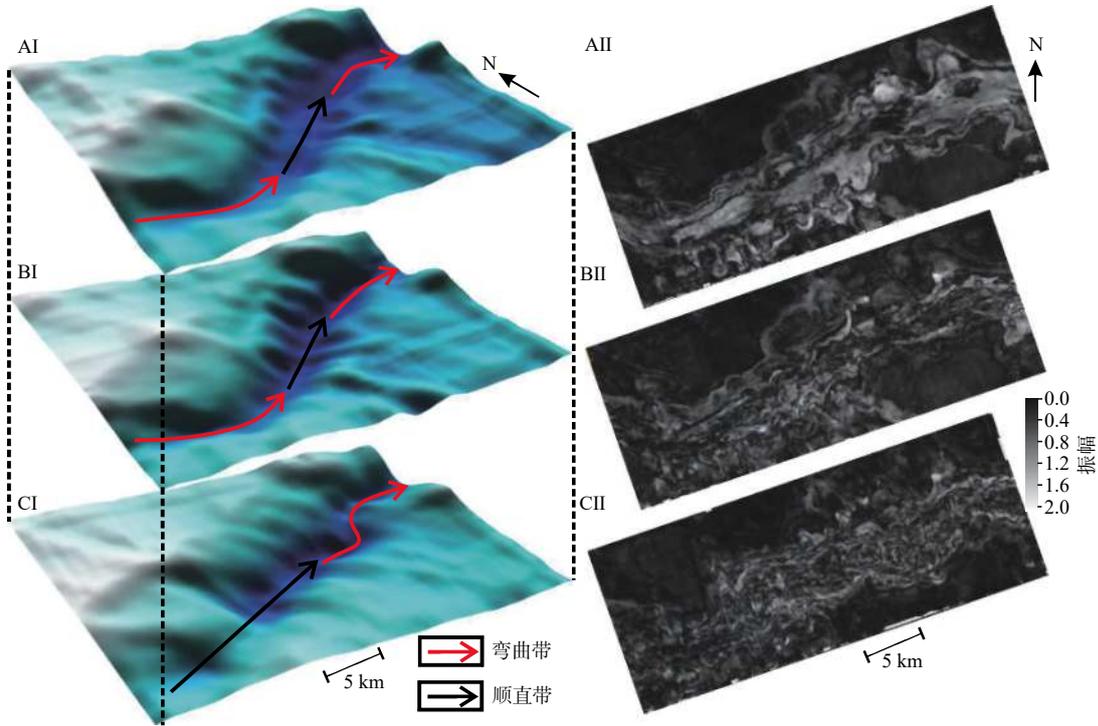
在这个中央峡谷弯曲水道的沉积序列中,重力流能量的变化决定水道体系类型和形态演化,早期重力流侵蚀能量强,形成“U”型或者“V”型的地貌,出现水道雏形,以侵蚀性水道为主,水道的弯曲度较低(图 8C);随着时间推移,中后期重力流能量减弱,水道下切深度大,内部以侵蚀和沉积作用为主<sup>[40]</sup>(图 8B),而后重力流的搬运能力进一步减弱,水道逐渐变宽,其弯曲度也比较高(图 8A)。



(A) 峡谷西部弯曲带地震剖面; (B) 峡谷西部水道迁移模式; (C) 峡谷中部弯曲带地震剖面; (D) 峡谷中部水道迁移模式; (E) 峡谷东部弯曲带地震剖面; (F) 峡谷东部水道迁移模式; (G) 峡谷水道顺直带地震剖面; (H) 峡谷水道顺直带模式

图7 峡谷典型演化剖面

Fig.7 Typical profiles indicating the evolution of the submarine canyon



AI: 晚期水道形态; BI: 中期水道形态; CI: 早期水道形态; AII: 晚期水道均方根属性图; BII: 中期水道均方根属性图; CII: 早期水道均方根属性图

图8 峡谷演化图

Fig.8 Evolution of the submarine canyon

### 4.3 影响因素分析

中央峡谷主体从晚中新世(10 Ma)开始发育,

到目前为止,成因研究主要有以下6类:①海平面变化;②物源供给;③构造变革、构造特征差异;④地貌特征;⑤深水沉积过程;⑥峡谷底部早期隐

伏断裂带。

除了重力流能量变化的直接影响外, 物源性质、科氏力的作用、海平面的升降、所处位置的地形及坡度起伏等因素对中央峡谷弯曲水道的形成有着一定程度的作用。目前研究认为, 其物源供给主要来源于红河和海南岛。本文认为, 中央峡谷的物源成分发生改变影响了重力流的密度和侵蚀能力, 应将中央峡谷物源对水道迁移的影响归为主要因素。

在北半球, 处于科氏力影响下的重力流在运动过程中具有向运动方向右侧偏移的趋势, 而在南半球, 处于科氏力的影响下的重力流则具有向运动方向左侧偏移的趋势<sup>[41]</sup>。由于物源为密度很大的重力流, 虽然赤道附近的科氏力作用相对较小, 但仍然能对重力流方向产生影响, 因此也将其归为主要因素。尽管海平面下降会导致陆架甚至上陆坡露出海平面, 遭受风化剥蚀, 在流体动力下在陆坡上形成侵蚀水道, 但是本文的研究区域位于深海下陆坡, 峡谷走向大致与陆坡方向平行, 因此, 海平面变化与中央峡谷位置的侵蚀作用关系并不紧密, 海平面下降在此研究区域中是次要因素。该地区地形总体呈现为南北隆起、中央区域凹陷的特征, 东西方向呈现为西边高、东边低的阶梯式地貌特征, 但是中央峡谷比较狭窄, 水道受限制程度有限, 此外, 坡度对水道的迁移也有影响<sup>[42]</sup>, 但研究区水道基本平行于陆架发育, 因此, 将地形影响归为次要因素。

## 5 讨论

### (1) 海平面变化

海平面下降导致陆架出露, 大陆架海域的容积变小, 同时大量的沉积物快速堆积, 导致重力失稳, 形成重力流进入深海。因为重力流有很强的侵蚀性, 在重力流搬运沉积物的过程中, 海底被侵蚀形成水道<sup>[43-44]</sup>, 但在使用 Dionisos 模拟水道的过程中发现, 海平面变化对水道发育的影响不明显。关于海平面变化对水道演化的影响将在后续的文章中讨论。

### (2) 构造变革

盆地从晚中新世到第四纪, 先后经历了慢速沉降和快速沉降。从中新世以来, 盆地除了继承裂陷期断裂发育外, 还在地幔活动过程中发育了其他新的断裂<sup>[45-46]</sup>。大约在 11.6 Ma 琼东南盆地不仅发生了强制性海退, 还至少存在一次构造活动事件<sup>[47]</sup>, 这次构造活动可能是黄流组发生重力失稳的重要

条件。

### (3) 地貌特征

从空间上看, 研究区域的地貌总体上表现为南高北低, 地形落差较大, 且处于深海环境。从物源上看, 沉积物源来自西北部红河和东北部珠江, 在盆地中央凹陷带的限制下, 重力流无法将沉积物搬运到处于较高地形的南部隆起北坡。因此, 研究区域浊积水道发育时, 具备将沉积物限制在中央凹陷, 侵蚀海底形成狭长中央水道并向深海输送的地貌条件。

## 6 结论

(1) 根据观察到的地震反射变化, 共识别出了块体搬运沉积、重力流水道沉积、堤岸沉积、底部滞留沉积、朵体沉积、深海泥质披覆沉积 6 类沉积单元。

(2) 研究区重力流水道沉积根据侵蚀作用和沉积作用的相对强弱, 可以识别出侵蚀型水道沉积、加积型水道沉积; 根据限制性的强弱, 可以识别出强限制水道沉积、弱限制水道沉积、非限制水道沉积。研究区峡谷可以划分为 3 期复合水道系列, 整个峡谷可以看作由 3 期复合水道系列组成的复合水道体系。由于晚期水道侵蚀早期水道的部位不同, 研究区水道之间形成了垂向、侧向和复合 3 种叠置样式。

(3) 通过对峡谷黄流组典型沉积单元三维地震精细解释与水道单向迁移的刻画, 实现了对琼东南盆地中央峡谷构型三维空间的精细表征和水道迁移的定性分析, 对中央峡谷的内部构型、峡谷内深水重力流沉积充填过程以及深水水道的迁移特征有了进一步的了解, 但对水道迁移的分析停留于定性方面, 没有定量研究。

### 参考文献:

- [1] 王长盛, 朱俊江, 赵冬冬, 等. 全球海底峡谷成因及演化研究[J]. 海洋地质前沿, 2021, 37(3): 1-15.
- [2] LEWIS K B, PANTIN H M. Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand[J]. Marine Geology, 2002, 192(1): 123-151.
- [3] LEWIS K B, BARNES P M. Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel[J]. Marine Geology, 1999, 62(1): 39-69.
- [4] AMBLAS D, GERBER T P, CANALS M, et al. Transient erosion in the Valencia Trough turbidite systems, NW Mediterranean

- Basin[J]. *Geomorphology*, 2011, 130(3/4): 173-184.
- [5] MICALLEF A, MOUNTJOY J J, BARNES P M, et al. Geomorphic response of submarine canyons to tectonic activity: insights from the Cook Strait canyon system, New Zealand[J]. *Geosphere*, 2014, 10: 905-929.
- [6] 许怀智, 蔡东升, 孙志鹏, 等. 琼东南盆地中央峡谷沉积充填特征及油气地质意义[J]. *地质学报*, 2012, 86(4): 641-650.
- [7] 苏明, 解习农, 王振峰, 等. 南海北部琼东南盆地中央峡谷体系沉积演化[J]. *石油学报*, 2013, 34(3): 467-478.
- [8] 李冬, 王英民, 王永凤, 等. 琼东南盆地中央峡谷深水天然堤-溢岸沉积[J]. *沉积学报*, 2011, 29(4): 689-694.
- [9] SHANG Z L, XIE X N, LI X S, et al. Difference in full-filled time and its controlling factors in the Central Canyon of the Qiongdongnan Basin[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2015, 34(10): 81-89.
- [10] LIANG C, XIE X, HE Y L, et al. Multiple sediment sources and topographic changes controlled the depositional architecture of a palaeoslope-parallel canyon in the Qiongdongnan Basin, South China Sea[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2020, 113(C): 104-161.
- [11] 李超, 陈国俊, 沈怀磊, 等. 琼东南盆地中央峡谷沉积充填特征与储层分布规律[J]. *石油学报*, 2013, 34(S2): 74-82.
- [12] 谭建财, 范彩伟, 任科英, 等. 琼东南盆地北部构造变换带及其油气地质意义[J]. *油气地质与采收率*, 2014, 21(2): 62-65, 115.
- [13] 雷超, 任建业, 裴健翔, 等. 琼东南盆地深水区构造格局和幕式演化过程[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 2011, 36(1): 151-162.
- [14] 任建业. 中国近海海域新生代成盆动力机制分析[J]. *地球科学*, 2018, 43(10): 3337-3361.
- [15] 汪新光, 张辉, 陈之贺, 等. 琼东南盆地陵水区中央峡谷水道沉积数值模拟[J]. *地质科技通报*, 2021, 40(5): 1-12.
- [16] 雷超, 任建业, 李绪深, 等. 琼东南盆地深水区结构构造特征与油气勘探潜力[J]. *石油勘探与开发*, 2011, 38(5): 560-569.
- [17] 左倩媚, 张道军, 何卫军, 等. 琼东南盆地深水区中央峡谷黄流组物源特征[J]. *海洋学报*, 2015, 37(5): 15-23.
- [18] 宋鹏. 琼东南盆地深水区浅层团聚系统及其对天然气水合物成藏的控制[J]. *海洋地质前沿*, 2021, 37(7): 11-21.
- [19] 苏明, 姜涛, 张翠梅, 等. 琼东南盆地中央峡谷体系东段形态-充填特征及其地质意义[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2014, 44(6): 1805-1815.
- [20] 雷振宇, 苏明, 张莉, 等. 南海北部陆坡琼东南盆地晚中新世以来沉积物来源及输送样式[J]. *海洋学研究*, 2016, 34(2): 35-42.
- [21] 刘见宝, 孙珍, 刘彦宾, 等. 琼东南盆地新生代构造研究现状及展望[J]. *海洋地质前沿*, 2012, 28(4): 1-9.
- [22] NWOKO J, KANE L, HUUSE M. Mass transport deposit MTDs relief as a control on post-MTDs sedimentation: insights from the Taranaki Basin, offshore New Zealand[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2020, 120: 104489.
- [23] MOSCARDELLI L, WOOD L, MANN P. Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela[J]. *AAPG Bulletin*, 2006, 90 (7): 1059-1088.
- [24] HUENE V, RANERO C R, WATTS P. Tsunamigenic slope failure along the Middle America Trench in two tectonic settings[J]. *Marine Geology*, 2004, 203(3): 303-317.
- [25] SUN Q L, ALVES T. Petrophysics of fine-grained mass-transport deposits: a critical review[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2020, 192: 104291.
- [26] WU N, JACKSON C A-L, JOHNSON H, et al. Lithological, petrophysical and seal properties of mass-transport complexes (MTCs), Northern Gulf of Mexico[J]. *AAPG Bulletin*, 2021, 105(7): 1461-1489.
- [27] NEWTON C S, SHIPP R C, MOSHER D C, et al. Importance of mass transport complexes in the Quaternary development of the Nile Fan, Egypt[C]//Proceedings of the Annual Offshore Technology, Houston, Texas, U.S.A, 2004: OTC16742.
- [28] ARMITAGE D A, ROMANS B W, COVAULT J A, et al. The influence of mass-transport-deposit surface topography on the evolution of turbidite architecture: the tierra contreras, Tres Pisos Formation (Cretaceous), Southern Chile[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2009, 79 (5): 287-301.
- [29] POSAMENTIER H W. Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2003, 20(6): 677-690.
- [30] 周川, 范奉鑫, 栾振东, 等. 南海北部陆架主要地貌特征及灾害地质因素[J]. *海洋地质前沿*, 2013, 29(1): 51-60.
- [31] 董艳蕾, 朱筱敏, 李德江, 等. 渤海湾盆地辽东湾地区古近系地震相研究[J]. *沉积学报*, 2007, 25(4): 554-563.
- [32] 李磊, 邹韵, 张鹏, 等. 深水弯曲水道几何形态定量分析: 以赤道几内亚Rio Muni盆地为例[J]. *海洋地质前沿*, 2019, 35(10): 23-35.
- [33] 王鹏伟, 李华, 陈诚, 等. 深水重力流沉积类型与储集性能研究: 以鄂尔多斯盆地西缘奥陶系拉什仲组为例[J]. *海洋地质前沿*, 2020, 36(1): 59-66.
- [34] 陈亮, 赵千慧, 王英民, 等. 深水水道沉积单元及演化分析[J]. *海洋地质前沿*, 2020, 36(3): 12-19.
- [35] 熊浩浩, 王振奇, 付欢, 等. 西非下刚果盆地刚果扇A区块中新统深水水道分类及演化[J]. *海相油气地质*, 2014, 19(2): 64-69.
- [36] 王振奇, 肖洁, 龙长俊, 等. 下刚果盆地A区块中新统深水水道沉积特征[J]. *海洋地质前沿*, 2013, 29(3): 5-12.
- [37] 袁圣强. 南海北部陆坡区深水水道沉积体系研究[D]. 青岛: 中国科学院研究生院(海洋研究所), 2009.
- [38] 赵晓明, 吴胜和, 刘丽. 尼日尔三角洲盆地Akpo油田新近系深水浊积水道储层构型表征[J]. *石油学报*, 2012, 33(6): 1049-1058.
- [39] 孙立春, 汪洪强, 何娟, 等. 尼日利亚海上区块近海底深水水道体系地震响应特征与沉积模式[J]. *沉积学报*, 2014, 32(6): 1140-1152.
- [40] 田洁. 南海西北陆坡区新生代碳酸盐台地周缘深水沉积体系研究[D]. 青岛: 中国科学院研究生院(海洋研究所), 2015.
- [41] 王亚辉, 张道军, 赵鹏肖, 等. 南海北部琼东南盆地中央峡谷成因新认识[J]. *海洋学报*, 2016, 38(11): 97-104.

- [42] 李华, 王英民, 徐强, 等. 深水单向迁移水道-堤岸沉积体系特征及形成过程[J]. *现代地质*, 2013, 27(3): 653-661.
- [43] 田冬梅, 姜涛, 张道军, 等. 海底水道特征及其成因机制: 以莺歌海盆地乐东区莺歌海组一段为例[J]. *地球科学*, 2017, 42(1): 130-141.
- [44] SHANMUGAN G. Deep-marine tidal bottom currents and their re-worked sands in modern and ancient submarine canyons[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2003, 20(5): 471-491.
- [45] 李俞峰. 南海西北部北礁凹陷中新统深水沉积体系及油气意义[D]. 西安: 西北大学, 2017.
- [46] SONG G Z, WANG H, GAN H J. Paleogene tectonic evolution controls on sequence stratigraphic patterns in the central Part of deepwater area of Qiongdongnan Basin, northern South China Sea[J]. *Journal of Earth Science*, 2014, 25(2): 275-288.
- [47] 熊鹏飞, 姜涛, 匡增桂, 等. 琼东南盆地南部梅山组丘状体沉积特征及成因机制[J]. *地质科技通报*, 2021, 40(4): 11-21.

## Sedimentary architecture of the Central Canyon in L area of Qiongdongnan Basin and their evolution and controlling factors

SUN Haixuan<sup>1,2</sup>, LI Lei<sup>1,2\*</sup>, DING Sheng<sup>1,2</sup>, WANG Pengfei<sup>1,2</sup>, GONG Guangchuan<sup>1,2</sup>

(1 School of Earth Sciences and Engineering, Xi'an Shiyou University, Xi'an 710065, China;

2 Shaanxi Key Lab of Petroleum Accumulation Geology, Xi'an 710065, China)

**Abstract:** The sedimentary architecture and evolution of submarine canyons have received considerable attention in the deep water research. Based on the high-resolution 3D seismic data around 300 km<sup>2</sup> from the L area of Qiongdongnan Basin and the regional geological data, using seismic facies analysis and seismic attribute technology as means, this paper analyzes the 3D characteristics of the sedimentary architecture of the central canyon during Huangliu Period. We reach the followings as conclusions: There are six kinds of sedimentary units in the Central Canyon, namely, mass transport deposits, gravity flow channel deposits, levee deposits, basal lag deposits, lobe deposits, hemipelagic drapes deposits; According to the relative strength of erosion and sedimentation, the gravity flow channel in the study area can be classified into erosional and accretional channels, and according to the restrictive strength, they can be classified into strongly restricted channels, weakly restricted channels and non-restricted channels; The whole canyon can be regarded as a channel complex system consisting of three-phase channel complex sets. Due to the later erosion of the early formed channel deposits by the late channels, there are three overlapping styles in the study area: the vertical overlapping, the lateral overlapping and the composite overlapping.

**Key words:** submarine canyon; gravity flow channel; sedimentary architecture; Qiongdongnan Basin