

珠江口盆地晚渐新世陆架边缘三角洲沉积层序结构及演化

张曼莉¹, 林畅松^{1,2}, 何敏³, 张忠涛³, 李浩¹

[1. 中国地质大学(北京)海洋学院, 北京 100083; 2. 中国地质大学(北京)能源学院, 北京 100083;
3. 中国海洋石油深圳分公司石油勘探开发研究院, 广东 深圳 518000]

摘要:南海北部上渐新统珠海组广泛发育外陆架-陆架边缘三角洲和深水斜坡扇体系, 它们构成了区内最为重要的油气储层。综合地震、测井、岩心等资料, 研究了珠海组陆架边缘三角洲及前三角洲斜坡扇的层序结构、沉积成因类型、沉积演化及控制作用。珠海组为一个复合层序, 其内可进一步分为4个层序。通过追踪坡折点变化建立了滨岸迁移轨迹, 划分了各层序内的沉积成因单元(水进、略上行正常水退、明显上行正常水退、局部下行强制性水退等)。外陆架三角洲以发育厚约100~150 m的前积层为特征, 地震上多表现为切线型反射结构; 而陆架边缘三角洲前缘-斜坡复合前积层厚达200~1 000 m, 具S型、切线斜交型等地震反射结构, 以发育厚层的三角洲前缘砂坝和大规模的滑塌变形堆积为特征, 并与前三角洲-斜坡扇共生。研究区可识别出6套三角洲前积体, 其面积具有逐渐变大、并沿走向扩展的趋势。区内晚渐新世层序的发育受到海平面变化的控制, 区域性沉积旋回还受到构造沉降作用叠加的影响。大量沉积物的供给和区域性海平面下降是导致陆架边缘三角洲和前三角洲斜坡扇广泛发育的主控因素。

关键词:层序结构; 构造沉降; 海平面变化; 沉积成因类型; 斜坡扇; 陆架边缘三角洲; 晚渐新世; 珠江口盆地

中图分类号: TE121.3

文献标识码: A

Sequence architecture and evolution of shelf-margin deltaic systems of the Late Oligocene in Pearl River Mouth Basin

Zhang Manli¹, Lin Changsong^{1,2}, He Min³, Zhang Zhongtao³, Li Hao¹

[1. School of Ocean Sciences, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

2. School of Energy Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

3. Research Institute of Petroleum Exploration and Development of Shenzhen Branch of CNOOC Ltd., Shenzhen, Guangdong 518000, China]

Abstract: Outer-shelf to shelf-margin delta and deep-water slope fan systems, the most important petroleum reservoirs in the Pearl River Mouth Basin (PRMB), were widely developed in the Upper Oligocene of the northern South China Sea. Sequence architecture, sedimentary genetic types, as well as sedimentary evolution and its controlling factors of the shelf-margin deltas and associated slope fans in the Upper Oligocene (Zhuhai Formation) in the southern PRMB were studied based on the integrated analysis of seismic, core and well logging data. The Zhuhai Formation is a composite sequence which can be further divided into four sequences. The shoreline trajectories were mapped by tracking the changes of shoreline breaks, and the depositional genetic units (transgression, slightly-ascending normal regression, apparently-ascending normal regression and locally-descending forced regression, etc.) were identified. The outer-shelf deltas are characterized by tangential reflections on seismic profiles with the thickness of foresets ranging from 100 m to 150 m. In contrast, the shelf-margin deltaic clinoforms, with a thickness of 200–1 000 m, display as S-shaped or sigmoid-tangential seismic reflections, and generally consist of thick beds of delta front bar deposits and large-scale slump and deformed sediments, which are associated with prodelta-slope fan systems. In addition, six deltaic clinoforms were identified in the study area, and their areas tend to extend along their strikes.

收稿日期: 2018-10-02; 修订日期: 2019-01-20。

第一作者简介: 张曼莉(1992—), 女, 博士研究生, 盆地分析和沉积学。E-mail: zml9203@126.com。

基金项目: 国家自然科学基金项目(91328201; 91528301); 中国地质大学(北京)优导基金项目(53200759417)。

The composite sequence (CS3) is controlled by both relative sea level changes and tectonic subsidence. The massive sediment supply and regional sea level fall are dominant factors controlling the wide-spread distribution of the shelf-margin delta and prodelta slope fan systems.

Key words: sequence architecture, tectonic subsidence, sea level change, sedimentary genetic type, slope fan, shelf-margin delta, Late Oligocene, Pearl River Mouth Basin

南海是分布于西太平洋的最大的边缘海盆地,地处欧亚板块、印度板块、太平洋板块的交汇处,被誉为地球上天然的动力学实验室,并含有丰富的油气等地质资源,备受国内外地质学界和石油工业界的高度关注^[1]。自晚渐新世以来,南海北部形成了广阔的陆架边缘,发育了一系列陆架边缘三角洲和前三角洲斜坡扇体系,其沉积演化和控制因素的研究,近年来引起了人们的广泛关注。这也一直是国际沉积地质学研究的一个热点课题。

前人对区内的三角洲体系开展过较多研究,然而对其内部的沉积-层序结构或地层叠置样式及三角洲朵体的时空分布等还缺乏研究^[2-7]。有关这些三角洲和斜坡扇体系的发育演化及构造、海平面、物源供给等的控制作用方面的研究也较少,有待于进一步探讨。本文基于研究区大量的三维地震和钻、测井资料,厘定了南海北部晚渐新世层序地层格架,识别和划分了各层序的沉积成因类型,阐明了陆架边缘三角洲-前三角洲斜坡扇体系的沉积结构、发育演化及控制作用,为有利油气储集体的分布预测提供理论基础。

1 地质背景

珠江口盆地位于中国南海北部大陆边缘,现今可分为5个北东向展布的构造单元,自北向南依次为北部断阶带、北部拗陷带、中央隆起带、南部拗陷带及南部隆起带(图1a)。这些构造带被一系列北西向断裂切割,使得珠江口盆地呈现“南北分带、东西分块”的构造格局^[8]。白云凹陷位于南部拗陷带内,分为白云主洼、东洼、西洼、南洼4个洼陷。本文研究区位于珠江口盆地南部,主要包括白云主洼的东南区域和白云南洼(图1a)。

南海自晚白垩世开始发生明显的裂陷作用,从始新世至晚渐新世为裂陷期。裂陷作用至晚渐新世基本停止,珠江口盆地总体从裂陷向拗陷转换,进入南海海底扩张阶段(图1b)。自渐新世以来,南海北部发育了广阔的被动大陆边缘,接受了巨厚的拗陷期充填^[8-9]。晚渐新世在白云凹陷南坡形成早期的大陆坡折带,随后向白云凹陷北坡跃迁,沉积环境由浅海陆架过渡为

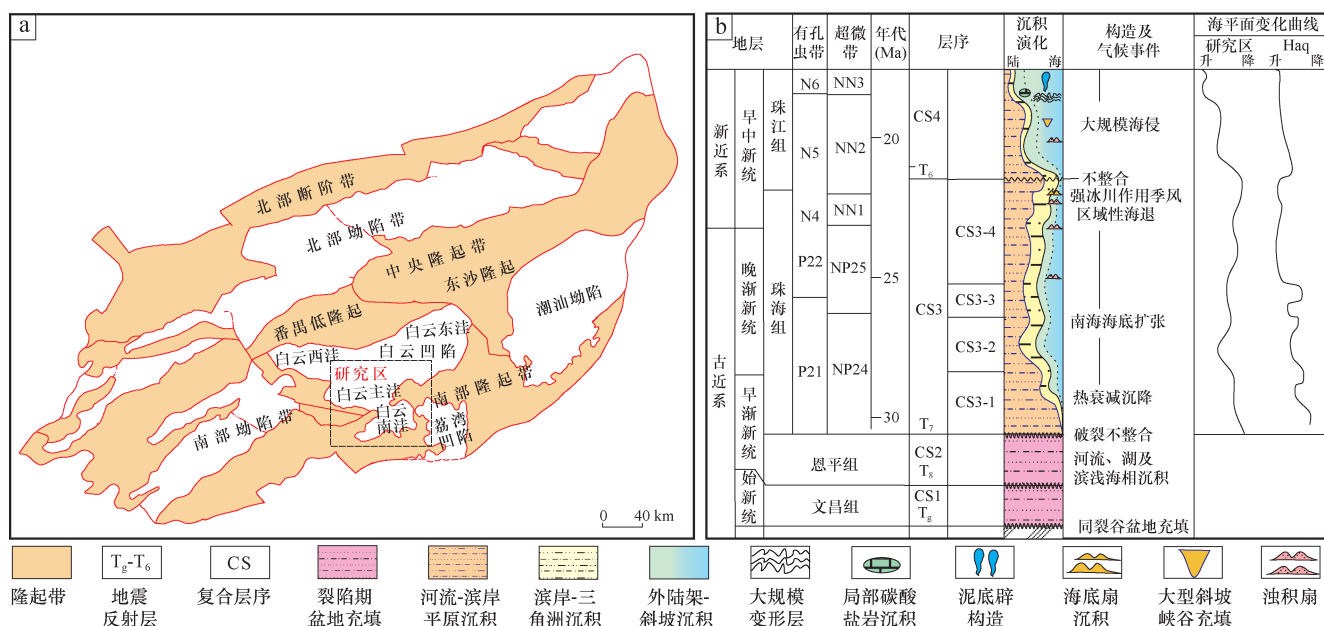


图1 珠江口盆地的分布、构造单元划分及研究区位置(a);珠江口盆地晚渐新世沉积演化、层序划分及构造演化(b)(据文献[10]修改)

Fig.1 Distribution and tectonic unit division of the PRMB and the location of the study area(a); depositional evolution, sequence stratigraphic division and tectonic evolution of the PRMB in the Late Oligocene(modified from reference[10])

深海陆坡环境,这可能与南海北部洋中脊向南跳跃有关^[11-14]。

研究区发育自始新世至第四纪各时代的地层,自下而上为始新世文昌组、恩平组,晚渐新世珠海组,中新世珠江组、韩江组、粤海组,上新世万山组,第四系。区域的地层年代主要是依据钙质超微化石、有孔虫组合、古地磁所确定的^[8,15-17]。文昌组、恩平组为裂陷期充填,主要岩性为灰黑色泥岩和砂岩,为滨浅湖、深湖沉积,与上覆珠海组不整合接触。珠海组为拗陷早期沉积,底界为 T_7 不整合(30 Ma),顶界为 T_6 不整合面;厚约 400 ~ 1 500 m,下部岩性为厚层砂质泥岩和砂岩,向上为砂岩和暗色泥岩,为河流、滨岸及陆架碎屑沉积^[2,18]。珠江组下部为三角洲及滨浅海砂岩沉积,上部为厚层浅海砂质泥岩。韩江组整体发育厚层泥岩或粉砂岩,中下部夹砂岩或砂质泥岩^[5-6,18]。

2 层序格架与沉积成因类型

2.1 层序划分与层序界面特征

层序是指由不整合及其对应的整合面所限定的一套成因上有联系的地层^[19]。前人对区内新近纪的层序做过较多工作并提出了很多划分方案。区内珠海组顶底由区域不整合分隔,大体可将其作为一个二级层序或复合层序^[18]。最近的研究表明,区内裂陷期沉积充填可划分为 2 个复合层序(CS1-2),而珠海组是上覆拗陷期底部的一个复合层序(CS3)^[10]。但是,珠海组内部层序的划分存在多种方案^[4,7]。通过井震结合的追踪对比,认为可划分为 4 个层序,层序内部还可划分出多个沉积成因类型和体系域(图 2)。

复合层序底界面(T_7)为区域性不整合面,分布广

泛,可全区追踪对比(图 2,图 3)。在研究区西北部可见明显的削蚀和角度不整合,下覆地层受到了较明显的剥蚀;而在白云南洼的西南或南侧可观察到明显的上超接触关系。同时,沿界面追踪可看到规模较大的下切谷或水道充填(图 3b)。该界面为一裂后不整合面,可观察到裂陷期的大多数断裂向上终止于不整合界面之下。复合层序顶部界面(T_6)也为一较广泛分布的不整合面。研究区西部可见明显的削蚀和微角度不整合;研究区西南部的白云南洼大范围发育下切水道,至白云南洼西南侧下斜坡区过渡为整合界面,可见明显上超(图 2,图 3)。

复合层序内的层序划分主要依据:①局部的削蚀不整合,各个层序界面在研究区均可观察到局部的不整合面(图 2,图 3a);②在测井曲线上一般都可观察到明显的突变,或表现为从水退向水进的叠置样式的变化;如 CS3-2 和 CS3-3 的顶界面在白云南洼表现为水退-水进转换面(图 4);CS3-3 顶界面之上也常观察到上超(图 2)。③层序界面在地震剖面上还常表现为高连续性的强振幅反射界面,代表一种明显的冲刷界面。同时一般都可观察到上超接触或其上后退的前积层的底超接触关系(图 2)。

2.2 沉积成因单元与滨岸轨迹

盆地中沉积旋回的变化多表现为“水进”、“水退”等地层叠置样式。一般可分为正常水退沉积(滨岸轨迹向盆迁移伴随垂向加积)、强制性水退沉积(滨岸下降式向盆迁移,缺少加积)、水进沉积(滨岸轨迹向陆迁移)及垂向加积(沉积体系在垂向上的叠置)等地层叠置样式或称沉积成因类型^[20-23]。因此,可根据这些地层叠置样式来划分层序内的沉积成因单元。该方

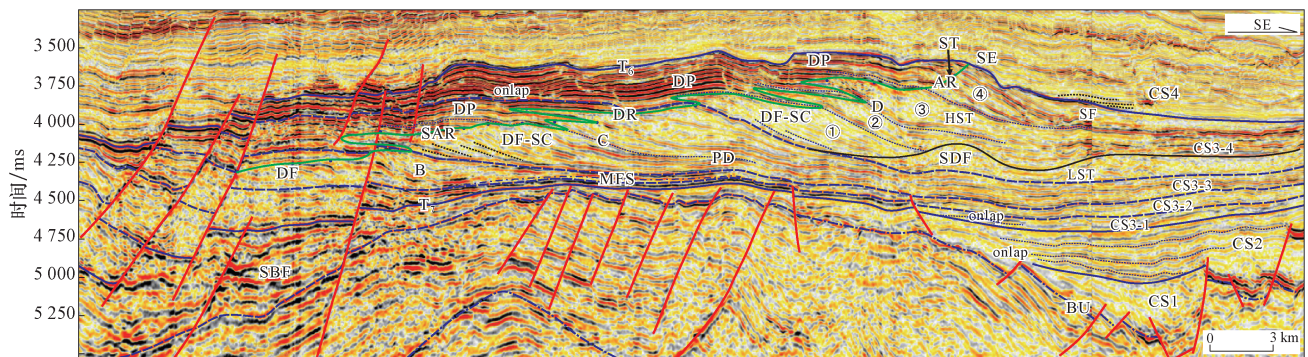


图 2 珠江口盆地南部晚渐新世层序地层格架(剖面位置见图 6)

Fig. 2 The sequence stratigraphic framework of the southern PRMB in the Late Oligocene(see Fig. 6 for the profile location)

DP. 三角洲平原沉积;DF. 三角洲前缘沉积;DF-SC. 三角洲前缘-斜坡沉积复合体;SDF. 滑塌-泥石流沉积;SF. 斜坡扇;SE. 陆架坡折;BU. 基底不整合;SBF. 裂陷期充填;ST. 滨岸轨迹;B, C, D. 三角洲前积体;①—④. 沉积成因单元;SAR. 略上行正常水退单元;AR. 明显上行正常水退单元;DR. 下行强制水退单元;onlap. 上超; T_6 . 不整合面; T_7 . 不整合面;MFS. 最大海泛面;PD. 前三角洲沉积;LST. 低位体系域;HST. 高位体系域;CS1—CS4. 层序

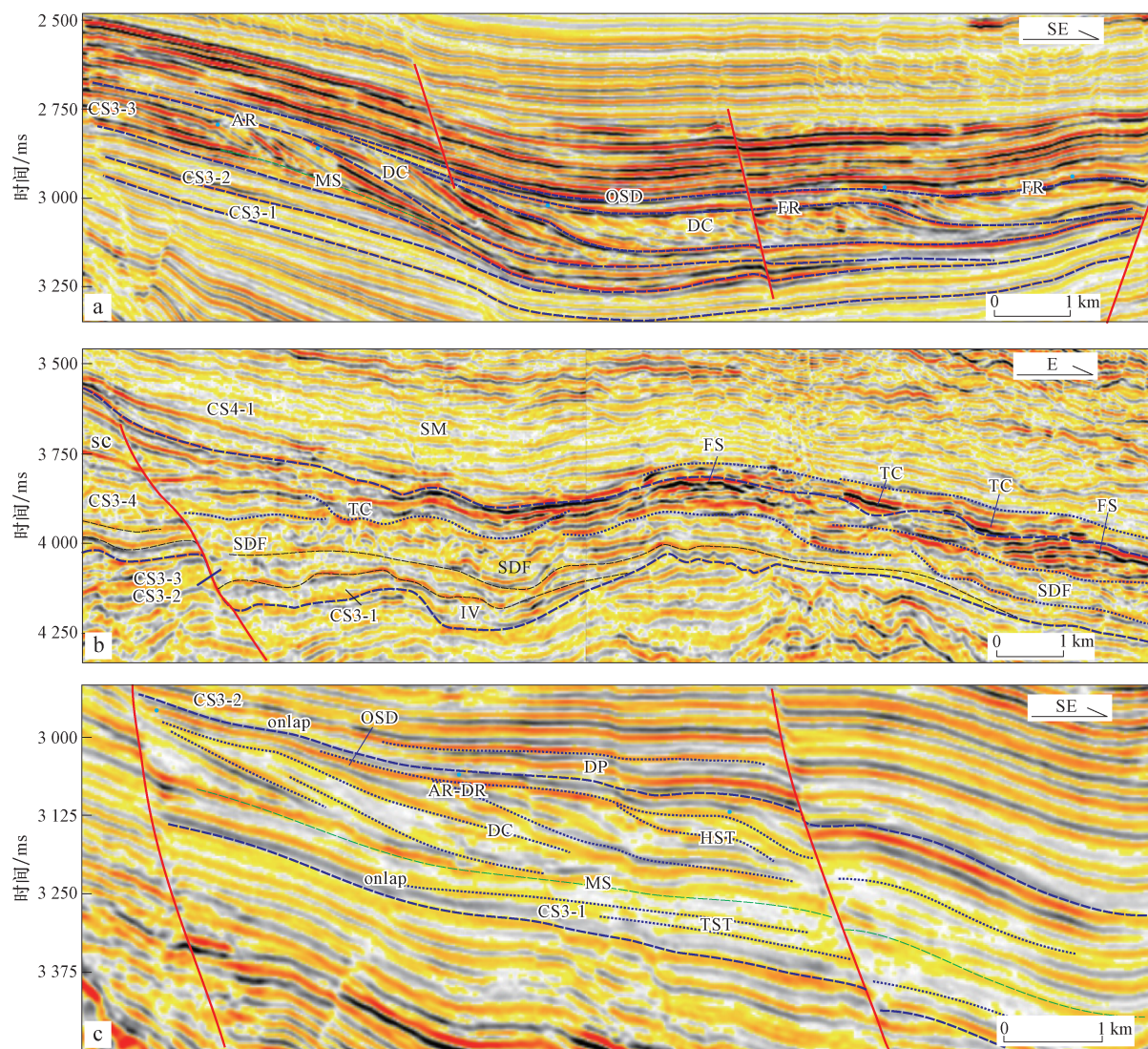


图3 珠江口盆地南部珠海组外陆架三角洲地震特征(a)、斜坡扇沉积体系地震特征(b)和西南部CS3-1层序结构特征(c)

Fig.3 3D seismic interpretation of the outer shelf delta in the Zhuhai Formation, southern PRMB(a), seismic characteristics of the slope fan systems in the Zhuhai Formation, southern PRMB(b), and sequence architecture of CS3-1, southwestern PRMB(c)

DC. 三角洲前积体; DP. 三角洲平原沉积; OSD. 外陆架三角洲沉积体系; AR. 上行正常水退沉积; FR. 水平强制水退; MS. 最大水泛面; SC. 斜坡前积体; TC. 重力水道充填; FS. 前缘扇; SDF. 滑塌-泥石流沉积; IV. 下切谷充填; SM. 深水泥岩沉积; AR-DR. 正常水退-强制性水退沉积; onlap. 上超; HST. 高位体系域; TST. 水进体系域; CS1—CS4. 层序

法着重于对沉积过程的分析,并被认为是划分和描述层序内沉积体系的相对客观的方法。同时,上述地层的叠置样式的一个重要的识别标志是坡折点变化轨迹,特别是滨岸和陆架边缘坡折点的轨迹变化与盆地中的沉积旋回变化密切相关^[24]。结合地层叠置样式和滨岸轨迹的变化,我们可以划分出“上行水退型”、“下行水退型”、“水进型”、“静止型”沉积单元^[24]。滨岸轨迹分析显然为层序提供了一个简单直接的描述性工具,扩充了传统层序地层学的分析方法。与体系域模式相比,滨岸和陆架边缘轨迹的分析并不以经典的体系域模式所暗示的沉积过程来进行层序解释,因而更具客观性。这样的解释可以同时进行沉积体系迁移

的精细的定性或定量分析。因此,对研究区晚渐新世各层序进行了沉积成因单元的划分。

1) CS3-1:是复合层序底部的第一个层序,在区内相对拗陷区发育完整,相对隆起区部分缺失。其底部可划分出一套明显上超的水进沉积,其上部或顶部较强的同向轴可能为最大水进期形成的凝缩段(图3c)。其上为一套轨迹点水平或略上行的正常水退沉积(前积层),常常以发育切线-斜交型前积反射结构为特征。这些前积体主要在研究区西南侧发育。前积层高度为100~150 m,主要发育于外陆架环境。

2) CS3-2:底部为近于水平的水进沉积,可观察

到向陆的边缘上超,其上为一套轨迹点略上行的正常水退沉积,以发育切线-斜交型地震前积反射结构为特征(图2)。前积层高度为150~200 m,发育于外陆架。这些前积层分布于白云南洼中南部,相对于CS3-1层序的前积层更向盆地方向推进。

3) CS3-3:整体由一套轨迹点略上行的正常水退的沉积成因单元构成(图2,图3a)。层序下部为一套发育薄顶积层的轨迹点持续上行的正常水退沉积,随后发生明显的水进,轨迹点后退;层序上部的前积体的顶积层非常薄,甚至不发育,为明显的切线型反射结构,为一套轨迹点先水平、后略微上行的正常水退-强制性水退沉积(图2)。据此可进一步分为两个次一级的沉积成因单元。前积层高度300~600 m,显然前积层已推进到陆架边缘上斜坡区,这些前积体相对于CS3-2更向海盆方向进积。

4) CS3-4:整体为一套轨迹点明显上行的正常水退沉积单元,根据轨迹点的变化,可进一步划分为4个次级成因单元(图2中①—④)。早期的成因单元的滨岸轨迹具有明显下行的特点,随后略向陆迁移后再向海方向略下行进积(图2中①和②)。从沉积单元①至沉积单元③具有相似的轨迹结构。但最后的沉积单元④的轨迹点以持续上行为特征。这些单元的前积层高度从500~600 m增加至1 000~1 200 m,表明前积体形成时的古水深不断的加大。CS3-4的沉积成因单元是区内向盆地方向推进最远的一套前积体。随后发生了大陆坡折向陆的大规模迁移,三角洲前积体

后退至番禺低隆起的东南斜坡。

显然,各层序的滨岸迁移轨迹和沉积成因类型有明显差异。在水进和水退的旋回中,滨岸轨迹和沉积成因类型的变化是复杂的,如区域性的水退过程中存在局部短暂的水进。且沉积成因类型的分布也不像一个理想的沉积基准面变化所预测的样式^[20]。这为研究沉积体系的组合和分布或体系域的内部结构提供了基础。

2.3 沉积体系域

沉积层序一般可划分为低位体系域、水进体系域、高位体系域和下降体系域^[20-21]。本文在滨岸轨迹分析划分沉积成因单元的基础上,对研究区晚渐新世各层序内的沉积体系域进行了划分。研究表明,各层序显示出特定的沉积体系域构成样式,其中CS3-1和CS3-2主要可划分出水进体系域和高位体系域,而CS3-3和CS3-4发育有规模较大的低位域斜坡扇或海底扇体系(图2—图4)。

CS3-1和CS3-2以水进沉积单元顶部的凝缩段或最大水进界面划分出水进体系域和高位体系域(图3c,图4)。水进体系域厚度较大,主要由一套水平上超的楔状体组成,缺乏前积的沉积成因单元,主要由波浪、潮汐改造的碎屑海岸或河口湾等沉积组成。高位体系域主要为外陆架三角洲沉积,前积层较薄,以切线型及切线-斜交复合型前积结构为特征。

CS3-3和CS3-4具有与下覆两个层序不同的体

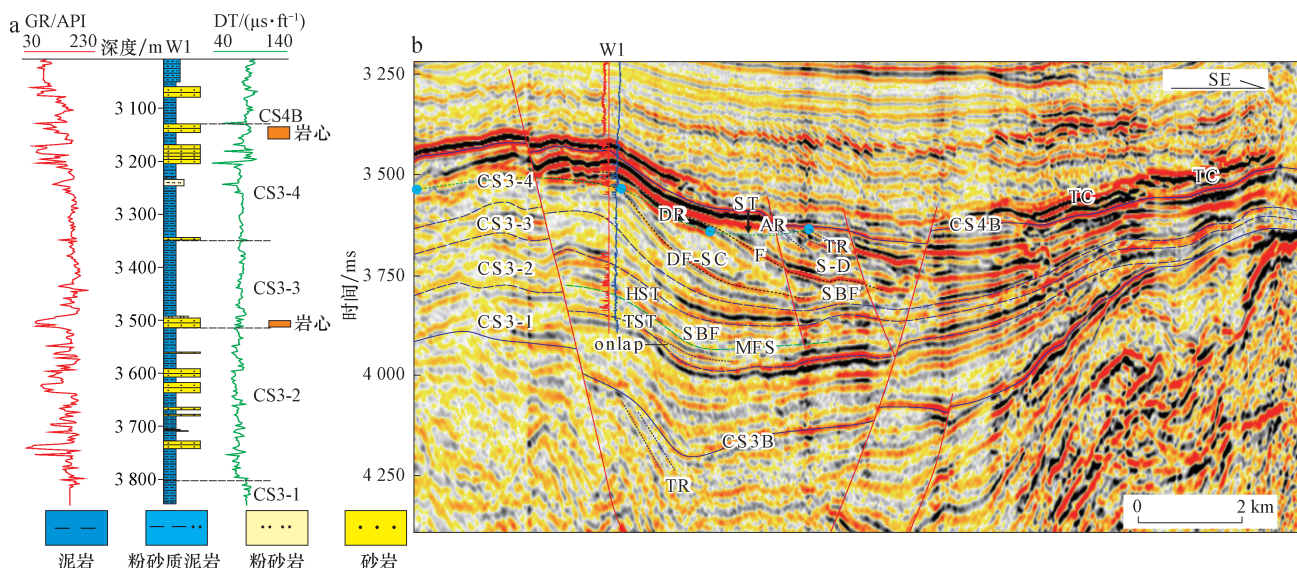


图4 珠江口盆地东北部过W1井地震剖面特征(剖面位置见图6)

Fig. 4 Characteristics of seismic profile across Well W1 in the northeastern PRMB(see Fig. 6 for the profile location)

DF-SC. 三角洲前缘-斜坡沉积复合体;SBF. 斜坡扇沉积;S-D. 滑塌-泥石流沉积;TC. 浊积水道充填;F. 三角洲前积体(图6);ST. 滨岸轨迹;

AR. 明显上行正常水退单元;DR. 下行强制水退单元;onlap. 上超;TR. 削截;MFS. 最大海泛面;TST. 水进体系域;HST. 高位体系域;

CS3-1—CS3-4. 层序;CS3B. 层序CS3的底界面;CS4B. 层序CS4的底面

系域结构,主要由水进-低位域和高位域组成,而水进沉积很薄或难以识别。底部的低位域发育大套斜坡扇或盆底扇以及厚层的重力流滑塌堆积;上部的高位域发育不断向东南方向推进的陆架边缘前积体(图2)。局部下行的滨岸轨迹可能为次级层序的下降体系域,不发育顶积层,以切线型反射结构为特征。

不难看出,不同层序的沉积体系域的发育程度和分布样式是不同的,如在复合层序的水进序列中的层序(CS3-1和CS3-2)发育较厚的水进体系域,而高位体系域的三角洲前积体较薄(图3c);在复合层序水退序列中的层序(CS3-3和CS3-4)以发育厚层的明显向海盆地推进的高角度陆架边缘前积体和低位域斜坡扇为特征,水进体系域很薄或难以识别(图2)。同时,同一体系域内的滨岸轨迹变化不完全是同一趋势的。如CS3-3和CS3-4层序的高位体系域内出现多次局部的次级水进和强制性水退,而最后出现上行的正常水退。这显然与一些经典的体系域模式不同。

3 沉积体系类型及其沉积构成

珠江口盆地晚渐新世陆架边缘三角洲的特征及沉积充填结构,前人已作过较多的工作^[2,5,7,10]。然而,由于缺少岩心资料,对岩相类型及组合的系统分析较少。依据岩心和测井资料,对研究区珠海组的岩相类型

和组合进行了系统的分析。研究表明,珠海组可识别出10种主要的岩相组合(FA1—FA10,表1)。其中,FA1—FA3解释为三角洲平原沉积,FA4—FA7解释为三角洲前缘-前三角洲沉积,FA8—FA10解释为斜坡浊积扇沉积。综合岩相组合和地震相特征确定了研究区晚渐新世主要发育外陆架三角洲、陆架边缘三角洲、斜坡等沉积体系。

3.1 三角洲沉积体系

3.1.1 岩相组合和地震相特征

岩相组合是指常常共生的、有序分布的岩相集合体,直接反映了沉积相或亚相的沉积构成及成因差异^[23]。岩相组合FA1由中厚层含砾砂岩、中粗粒砂岩、砂质泥岩组成,总体为向上变细的正粒序,具箱形测井曲线形态,为分流河道沉积^[10]。与泛滥平原、分流间湾(FA2—FA3,表1)的粉砂岩、泥岩互层或煤层共生。FA1—FA3为三角洲平原沉积,常常上覆于三角洲前缘沉积之上。从岩相组合FA6到FA4总体构成一个向上变粗的沉积序列,代表了三角洲前缘远砂坝-河口坝-水下分流河道的沉积组合(表1;图5a—d)。岩相组合FA6可由巨厚的细粉砂岩夹深灰色泥岩组成,发育大型的变形构造,共生有滑塌堆积,代表形成于陆架边缘深水的三角洲前缘远端沉积^[2,7,10]。

表1 珠江口盆地晚渐新世三角洲-斜坡扇沉积体系主要岩相组合及其沉积特征
Table 1 Lithofacies associations and depositional characteristics of the shelf-margin delta and slope fan systems in the PRMB in the Late Oligocene

岩相组合	沉积特征	沉积环境
FA1	中-厚层粗粒含砾砂岩,粗粒-细粒砂岩,薄层泥质砂岩;底部冲刷面明显,多个内部冲刷面;中下部可见大型交错层理和块状层理,上部可见小型交错层理;向上变细的正粒序;箱形测井曲线	分流河道
FA2	块状或互层的砂质泥岩、粉砂岩,发育水平层理和小型交错层理;薄层泥岩夹根结核,钙质泥岩和薄煤层;锯齿状测井曲线	泛滥平原
FA3	灰色含泥质条带粉砂岩和暗色泥岩互层;主要发育水平层理,波状层理;虫管、虫迹和生物扰动构造极其发育;局部发育中-小型交错层理、透镜状层理;测井曲线具中低幅指状特征(图5b)	分流间湾
FA4	中-厚层,浅灰色粗-细粒砂岩,含砾砂岩,夹泥质条带;块状层理,平行层理,板状或槽状交错层理;向上变细的正韵律;底部冲刷面非常发育;有时发育虫管、生物扰动构造;箱型-钟形测井曲线(图5a)	水下分流河道
FA5	中-厚层粗粒-中细粒砂岩,夹薄层深灰色粉砂岩、粉砂质泥岩;生物扰动、钻孔发育,滑塌包卷层理、砂球构造等变形构造非常发育,贝壳类化石;大型交错层理和平行层理,逆粒序层理;中幅漏斗型测井曲线(图5c)	河口坝
FA6	中-薄层细砂岩夹深灰色条带状泥质纹层;小型交错层理,波状层理,生物扰动构造,碟状泄水构造、砂球构造等变形构造;总体向上变粗,与前三角洲相邻发育;中低幅漏斗状测井曲线(图5d)	远端坝
FA7	厚层灰黑色泥岩,夹薄层粉砂岩;水平层理,块状层理;虫管、生物扰动构造、变形构造非常发育;高幅齿形	前三角洲泥
FA8	厚层无序砂质泥岩或泥质砂岩夹软变形粉砂岩和砂岩(图5e)	滑塌或泥石流
FA9	厚层中-粗粒砂岩,砾质砂岩,分选磨圆较差,其层厚至少为80~100 cm,有些高达10~20 m;平行层理,块状层理;底部发育冲刷面;泥质内碎屑或冲裂碎屑;箱型测井曲线	浊积水道
FA10	薄互层(5~30 cm)细粒砂岩和泥岩;递变层理,平行层理,小型波状或交错层理,砂岩底的火焰状构造和负荷构造;向上变细或向上变粗	越岸或前缘席状浊积

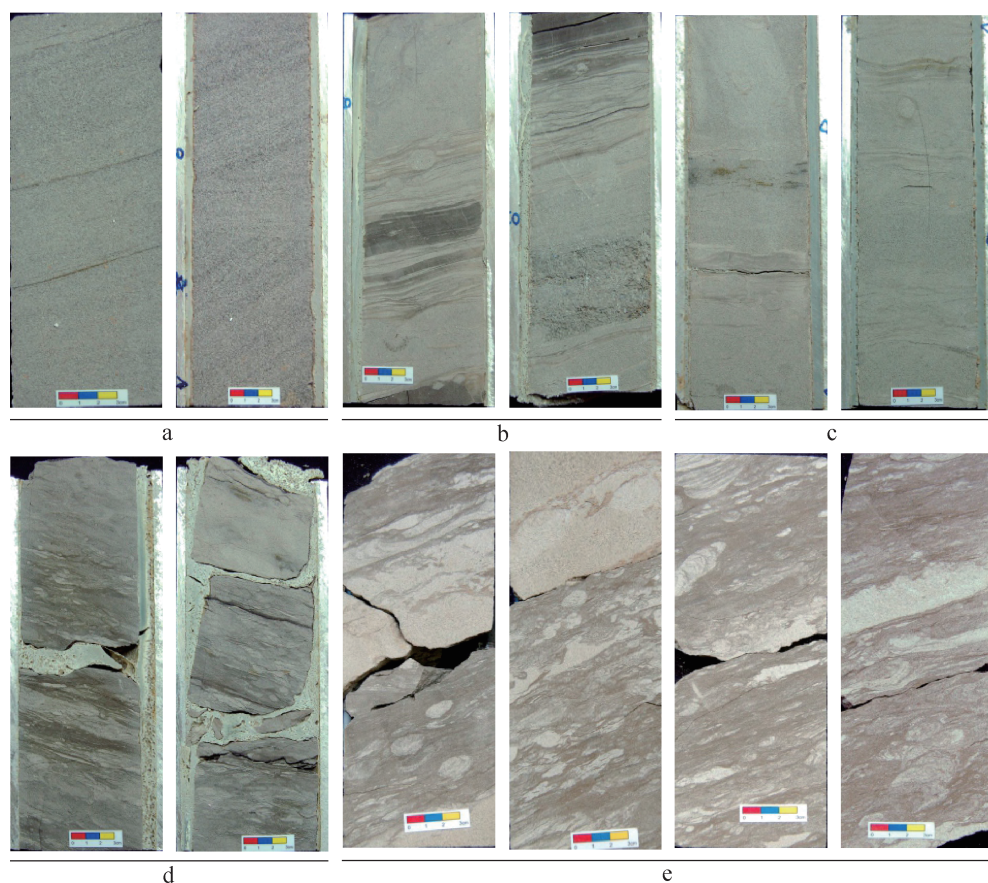


图5 珠江口盆地珠海组主要岩相组合及其特征

Fig. 5 The core photos showing the main lithofacies associations of the Zhuhai Formation and their features in the PRMB

a. 水下分流河道:灰色中细粒砂岩,具小型交错层理,正粒序,W1井,埋深3 138~3 140 m;b. 分流间湾:粉砂质泥岩和暗色泥岩,W1井,埋深3 136~3 137 m;c. 河口坝:浅灰色砂岩,夹波状、条带状粉砂质泥岩,发育生物扰动和生物钻孔构造,W1井,埋深3 145~3 147 m;d. 远沙坝:深灰色粉砂质泥岩、浅灰色泥质粉砂岩,发育密集的生物扰动、钻孔和轻微滑动形成的变形构造,反粒序,W1井,埋深3 157~3 158 m;e. 斜坡滑塌体或泥石流:泥岩与砂岩互层,可见大量虫管、生物钻孔和强烈生物扰动,变形构造极其发育,如砂球构造、碟状构造等,W1井,埋深3 506~3 508 m

上述各种岩相组合在地震上具有特定的反射结构和地震相特征。三角洲平原沉积在地震上通常表现为平行、亚平行的反射结构,具中-高连续性,强振幅。主要为分流水道充填沉积、砂泥岩互层的分流间湾沉积及向上变粗的近端坝沉积,通常分布在前积反射结构之上,局部的槽状或点状反射代表较大的分流河道或下切河道充填(图2,图3b,图4)^[18]。而三角洲前缘沉积具前积反射结构,如S型、切线型、S-斜交复合型、叠瓦型等(图2,图3a,图4)。前积体的厚度或高度反映了古水深,切线型前积体一般较薄,厚数十米至100余米,形成于相对浅水的环境,水动力条件较强导致顶积层被剥蚀;而S型、切线-斜交复合型前积体的厚度通常较大,代表向前推进至陆架边缘时形成的三角洲,有些可厚达上千米,这显然是陆架边缘三角洲前缘与陆架边缘斜坡复合的结果。

3.1.2 陆架与陆架边缘三角洲沉积体系

在一个沉积旋回中,三角洲体系是随着沉积基准

面或海平面的变化而发生变化的。因此,可根据相对海平面的变化将三角洲划分为湾头三角洲、内陆架三角洲、外陆架三角洲及陆架边缘三角洲,它们的时空分布、沉积相带及控制因素等多存在明显差异^[4,25]。

陆架到外陆架的三角洲体系发育的水深相对较浅,并未推进至斜坡区。区内识别出的珠海组外陆架三角洲的前积层的厚度多为100~150 m(经去压实校正的古水深在150~200 m),由于水动力较强,这些三角洲的前积层常表现为切线型或斜交型的前积反射结构(图3a)。主要发育在研究区西南侧CS3-1和CS3-2层序的高位体系域中。

与此不同的是,陆架边缘三角洲通常具有厚的三角洲前缘,这是由于陆架边缘和斜坡区的水深远大于陆架。研究区晚渐新世发育的陆架边缘三角洲-斜坡沉积复合体的厚度一般大于150 m,可至1 000余米,显然这些三角洲越过了陆架边缘,其三角洲前缘和前三三角洲沉积已与深水泥质斜坡沉积复合到了一起,且

继续沿斜坡延伸几百至上千米或更深^[10]。同时,当陆架边缘三角洲不断向海盆地推进、这类三角洲前缘沉积,特别是远端前缘沉积含有大量滑塌堆积和变形构造(图2,图3b)。前三角洲至陆架斜坡区,一般共生有相对富砂的斜坡扇体系,这无疑与陡的斜坡地貌和丰富的沉积物供给有关。因此,陆架边缘三角洲沉积体系明显区别于外陆架三角洲,其地震反射结构多为S型、S-斜交复合型、切线斜交型等,通常具有中-高等的振幅和连续性。以发育厚层的三角洲前缘近端和远端砂坝、前缘远端至前三角洲的大规模滑塌变形堆积为特征,三角洲平原沉积相对较薄或缺失。主要见于研究区CS3-3和CS3-4高位域,分布于研究区东南斜坡带,且各前积复合体具有向走向扩展的趋势(图6a),这可能与波浪和沿岸流的改造有关^[25-26]。

3.1.3 三角洲沉积的发育分布与演化

珠江口盆地晚渐新世发育外陆架-陆架边缘三角洲和深水斜坡扇沉积体系,是盆地内最重要的油气储层。通过追踪各层序内三角洲前积体的分布,揭示了研究区三角洲的分布和演化。

研究表明,研究区具有两个主物源供给河道或分流河道体系,分别在研究区西南和东北部形成三角洲复合体。在区西南部发育有CS3-1至CS3-4的4个三角洲前积复合体,各前积复合体具有面积逐渐扩大并向走向扩展的趋势,与越向盆地方向越受到波浪和沿岸流的改造有关^[25-26]。CS3-1的高位域发育有外陆架三角洲复合体,前积层高度约为100 m,面积约

385 km²(图6a,复合体A)。CS3-2早期发生海侵后,随后发育高位域的三角洲复合体,沉积时的水体相对CS3-1已明显加深,前积层厚度约150~200 m,反射结构主要为S-斜交复合型、切线型,分布面积约350 km²(图6a,复合体B)。CS3-3高位域中发育的三角洲明显已推进到陆架边缘,形成陆架边缘三角洲,前积体厚度高达300~600 m,面积约930 km²,分布范围较晚渐新世早期明显增加(图6a,复合体C)。其前积结构主要为S型,整体为正常水退沉积,发育时期水体整体较深,有利于S型前积结构的保存。最后在区内发育的CS3-4大套的高位域陆架边缘三角洲,其高度较CS3-3前积层更厚,古水深估算最大达1 000多米。这些前积体在向前推进时伴随着较明显的垂向加积,表明相对海平面高度有较明显的上升且沉积物供给量大,形成明显上行的正常海退沉积成因单元。CS3-4高位域的前积复合体分布面积约1 060 km²(图6a,复合体D)。均方根振幅属性切片分析表明,复合体中单一的三角洲朵体呈宽朵状或伸长朵状,可识别出三角洲平原、三角洲前缘、前缘远端等沉积相带(图6b)。

研究区东北部在CS3-3和CS3-4的高位域中发育有2个三角洲复合体,面积分布为约400 km²,规模较西南部明显较小,可能与古地貌和物源供给有很大关系,使得不同区域的陆架边缘三角洲具不同的规模和结构。研究区东北部位于白云凹陷内,坡度较缓,相对浅,发育的三角洲厚度及延伸范围均相对较小;而区内西南侧位于白云南洼,地形坡度陡,相对深,为区内的沉积中心,因而其三角洲复合体的期次多、分布范围大^[2]。

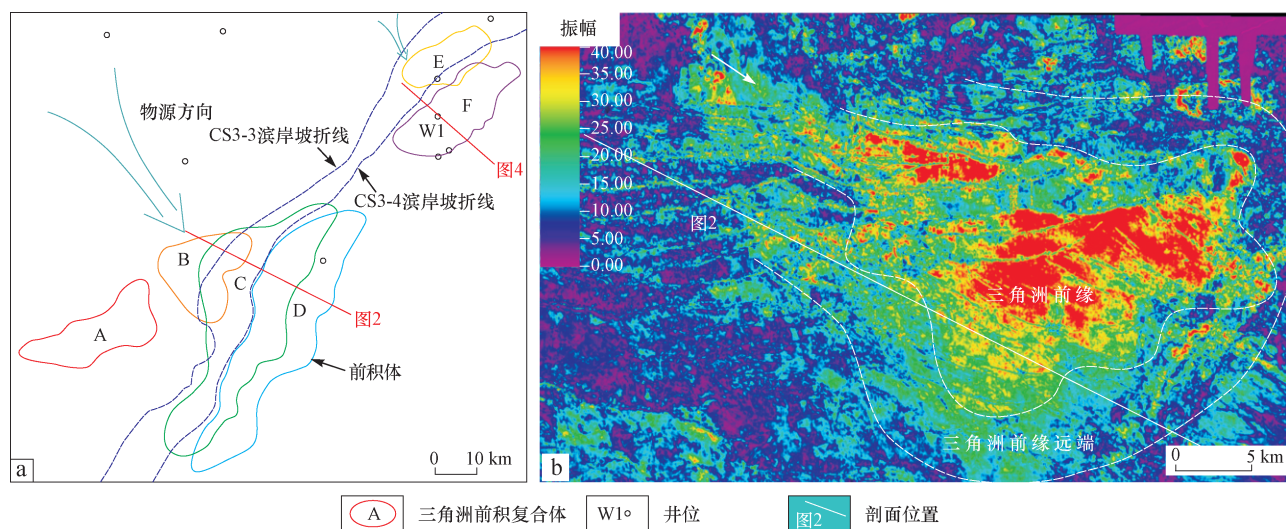


图6 珠江口盆地珠海组三角洲前积体分布(a)及陆架边缘三角洲体系均方根振幅切片(b)

Fig.6 Distribution of the deltaic progradation complexes of the Zhuhai Formation(a), and the root mean square(RMS) amplitude slice of the shelf-margin delta systems in the Zhuhai Formation(b), PRMB

3.2 斜坡扇沉积体系

陆架边缘斜坡或盆底由于滑塌、重力流再搬运或底流作用可形成围绕前三三角洲带分布的斜坡扇沉积^[23,27-28]。区内珠海组上部(CS3-3和CS3-4)可识别出一系列重力流和斜坡扇沉积,它们具有特定的岩相组合(表1)。主要的岩相组合包括:①厚层无序的砂质泥岩或泥质砂岩夹软变形粉砂岩和砂岩,主要为泥石流沉积;②厚层中细粒砂岩,块状或递变层理,以重力流水道充填为主;③薄层砂、泥岩互层,发育递变层理、平行层理,可见火焰构造,代表远端浊积扇朵、越岸席状浊积沉积。地震上,这些沉积单元显示出特定的地震相和地震反射结构。

泥石流沉积为厚层无序砂质泥岩或泥质砂岩夹软变形粉砂岩和砂岩,多发育在斜坡远端,其发育可能与断层活动有关,CS3-4底部可识别出一大规模的滑塌变形层(图2,图3b)。岩心中可观察到大量的虫管、生物钻孔和强烈生物扰动现象,变形构造极其发育(图5e)。地震上,内部以杂乱或空白的地震反射结构为特征,其连续性和振幅一般较弱,这种地震反射结构反映了相对动荡的不稳定环境下地层的剧烈变形。

重力流水道充填的岩性主要为厚层中-细粒砂岩,分选磨圆较差,一般厚约80~100 cm,有时甚至高达10~20 m;水道底部发育冲刷面,多为平行层理和块状层理构造,具箱型测井曲线特征。地震上水道多表现为下凹的形态,其内部充填多为强振幅、高连续性的平行反射及连续性较弱的杂乱地震反射结构(图3b)。

浊积扇朵沉积为薄互层(5~30 cm)的细粒砂岩和泥岩沉积,具递变层理、平行层理和小型交错层理,可观察到火焰状构造和负荷构造。地震上为向上突起的透镜状形态,具平行-亚平行反射及丘形地震反射结构,一般为中-强振幅,中等连续性,多与杂乱反射的斜坡滑塌或泥石流沉积伴生(图3b,图4)。

研究表明,区内斜坡扇的发育与陆架边缘三角洲密切相关,并与陆架边缘坡折的迁移方式有关系。相对陡的陆架三角洲-边缘斜坡利于触发滑动、滑塌和断裂作用,使得陆架坡折前沿的斜坡能形成大量富砂的浊流沉积,这一过程已得到广泛研究^[25,29-31]。另外,明显下行的快速前期可能更利于大套的滑塌和斜坡扇的发育(图3b)。这一时期横向较广泛的侵蚀作用导致高的沉积物供给,并通过斜坡峡谷和滑塌作用供给到下斜坡和盆地扇体系^[24,32]。

4 控制因素

晚渐新世发育的从海进到海退的区域性沉积旋回受到了海平面变化、构造沉降及沉积物供给的综合控制。滨岸轨迹的变化受控于相对海平面变化,因此通过分析滨岸轨迹可以反映海平面的变化^[23],轨迹点的上升代表着相对海平面的升高,轨迹点的下降则意味着相对海平面的降低。首先,研究表明复合层序和层序反映的海平面变化旋回结构与Haq的海平面变化曲线大体是可以对比的。CS3-1的底界面为分隔断、拗沉积的区域性裂后不整合面^[19,33],裂后的热衰减沉降(构造沉降速率100 m/Ma,总沉降约300 m/Ma)显然导致或加速了晚渐新世早期的海侵过程,这一时期的研究区海平面的上升趋势与全球海平面的变化也有较好的对应关系^[17,34]。从Haq的全球海平面变化曲线来看,21 Ma左右达到最大的海平面下降期,也是区内发育的陆架边缘三角洲向盆地方向推进至最远的时期。然而,复合层序中上部出现明显的海退,最大水进期分布于CS3-1和CS3-2沉积期。这与此时大量的沉积物供给和较低的构造沉降速率有关。物源区从裂后至渐新世末的持续隆起,明显提高了物源区的剥蚀速度,增加了沉积物供给量^[35]。渐新世末冰期导致的大规模海平面下降加强了这一过程。另外,一些学者的研究表明,24~21 Ma左右季风的增强加速了物源区的剥蚀作用^[36]。区域性的构造沉降速率的减小(构造沉降速度约50 m/Ma,总沉降约80 m/Ma)也是复合层序中上部区域性水退的重要原因之一。可以看出,海平面的下降和大规模的沉积物供给是形成陆架边缘三角洲和前三三角洲富砂斜坡扇的重要条件。

5 结论

1) 南海北部珠江口盆地晚渐新世珠海组为一个复合层序(CS3),由区域性的不整合面及其对应的整合面为界。复合层序内依据局部的不整合和整合面、水退-水进转换面等进一步分为4个层序(CS3-1至CS3-4)。依据层序内的地层叠置样式和坡折点轨迹变化划分了各层序的沉积成因单元。CS3-1和CS3-2底部为近于水平的水进沉积,其上为一套轨迹点水平或略上行的正常水退沉积。CS3-3由一套略上行的正常水退、局部强制性水退的沉积单元构成。CS3-4主要由一套轨迹点明显上行的正常水退的沉积单元构成,内部次级单元可观察到强制性水退沉积。

它们显示出特定的沉积体系域构成样式,CS3-3和CS3-4发育有规模较大的低位域斜坡扇或海底扇体系。

2) 研究区可识别出外陆架三角洲、陆架边缘三角洲、斜坡扇等体系。CS3-1和CS3-2发育外陆架三角洲,前积层厚度为100~150 m。CS3-3和CS3-4主要发育陆架边缘三角洲,三角洲-斜坡复合前积体的厚度为200~1 000 m,多为S型、S-斜交复合型和切线斜交型等地震反射结构,通常具有中-高等的振幅和连续性,岩相类型以发育厚层的三角洲前缘近端和远端砂坝、前缘远端至前三三角洲的大规模滑塌变形堆积为特征。斜坡扇在地震上显示为低幅的丘形反射或平行-亚平行结构,具中-强振幅;岩相以重力流水道充填、前缘浊积扇朵以及泥石流沉积为特征。较明显下行的水退沉积单元常伴生前三角洲-斜坡浊积扇,构成了区内的重要储层。晚渐新世经历了从滨岸到外陆架到陆架边缘的沉积演化。

3) 通过追踪各层序内的外陆架-陆架边缘三角洲前积体的分布,揭示出在研究区西南部发育有CS3-1至CS3-4的4个朵体,分布面积达350~1 000 km²;而研究区东北部发育有CS3-3和CS3-4的2个朵体,面积约400 km²。西南部的三角洲复合体具有面积逐渐扩大并向走向扩展的趋势,与越向盆地方向越受到波浪和沿岸流的改造有关。

4) 晚渐新世发育的复合层序CS3形成了一个从海进到海退的区域性沉积旋回,早期的区域性海侵是在全球海平面上升的同时叠加裂后热衰减沉降的结果,最大海侵期发生在晚渐新世中期(CS3-2),使得区内的沉积环境由滨岸过渡到半深海。随后发生明显的海退并发育大规模陆架边缘三角洲,这一时期物源区的隆起和渐新世末冰期的海退提供的大量的陆源碎屑沉积为CS3-3和CS3-4发育陆架边缘三角洲提供了充足的物源供给。

参 考 文 献

- [1] 李思田,林畅松.南海北部大陆边缘盆地幕式裂隙的动力过程及10 Ma以来的构造事件[J].科学通报,1998,43(8):797-810.
Li Sitian, Lin Changsong. Episodic rifting of continental marginal basins and tectonic events since 10 Ma in the South China Sea[J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(8): 797-810.
- [2] 曾清波,陈国俊,张功成,等.珠江口盆地深水珠海组陆架边缘三角洲特征及其意义[J].沉积学报,2015,33(3):595-606.
Zeng Qingbo, Chen Guojun, Zhang Gongcheng, et al. The shelf-margin delta feature and its significance in Zhuhai formation of deepwater area, Pearl River Mouth Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2015, 33(3): 595-606.
- [3] 吴景富,张功成,王璞珺,等.珠江口盆地深水23.8 Ma构造事件地质响应及其形成机制[J].地球科学-中国地质大学学报,2012,37(4):654-666.
Wu Jingfu, Zhang Gongcheng, Wang Pujun, et al. Geological Response and Forming Mechanisms of 23.8 Ma Tectonic Events in Deepwater Area of the Pearl River Mouth Basin in South China Sea[J]. Earth Science, 2012, 37(4): 654-666.
- [4] 朱筱敏,葛家旺,赵宏超,等.陆架边缘三角洲研究进展及实例分析[J].沉积学报,2017,35(5):945-957.
Zhu Xiaomin, Ge Jiawang, Zhao Hongchao, et al. Development of Shelf-edge Delta Researches and Typical Case Analyses[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2017, 35(5): 945-957.
- [5] 柳保军,庞雄,颜承志,等.珠江口盆地白云深水区渐新世-中新世陆架坡折带演化及油气勘探意义[J].石油学报,2011,32(2):234-242.
Liu Baojun, Pang Xiong, Yan Chengzhi, et al. Evolution of the Oligocene-Miocene shelf slope-break zone in the Baiyun deep-water area of the Pearl River Mouth Basin and its significance in oil-gas exploration[J]. Acta Petrolei Sinica, 2011, 32(2): 234-242.
- [6] 王永凤,王英民,李冬,等.陆架边缘三角洲沉积特征研究及其油气意义[J].海洋地质前沿,2011,27(7):28-33.
Wang Yongfeng, Wang Yingmin, Li Dong, et al. Depositional characteristics of shelf-margin deltas and their petroleum significance[J]. Marine Geology Frontiers, 2011, 27(7): 28-33.
- [7] 徐强,王英民,吕明,等.陆架边缘三角洲在层序地层格架中的识别及其意义——以南海白云凹陷为例[J].石油与天然气地质,2011,32(5):733-742.
Xu Qiang, Wang Yingmin, Lü Ming, et al. Identification of the shelf margin delta in sequence stratigraphic frameworks and its significance: A case study of the Baiyun sag, South China Sea[J]. Oil & Gas Geology, 2011, 32(5): 733-742.
- [8] 龚再升,李思田.南海北部大陆边缘盆地油气成藏动力学研究[M].北京:科学出版社,2004:339.
Gong Zaisheng, Li Sitian. Oil & Gas Pool-Forming Dynamics in North Marginal Basins of South China Sea[M]. Science Press, Beijing, 2004: 339.
- [9] Barckhausen U, Engels M, Franke D, et al. Evolution of the South China Sea: Revised ages for breakup and seafloor spreading[J]. Marine and Petroleum Geology, 2014, 59: 679-681.
- [10] Lin Changsong, He Min, Steel R J, et al. Changes in inner-to outer-shelf delta architecture, Oligocene to quaternary Pearl River shelf-margin prism, northern South China Sea[J]. Marine Geology, 2018, 404: 187-204.
- [11] Briaire A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of Southeast Asia[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1993, 98(B4): 6299-6328.
- [12] 董冬冬,王大伟,张功成,等.珠江口盆地深水新生代构造沉积演化[J].中国石油大学学报(自然科学版),2009,33(5):17-29.
Dong Dongdong, Wang Dawei, Zhang Gongcheng, et al. Cenozoic tectonic and sedimentary evolution of deepwater area, Pearl River Mouth Basin[J]. Journal of China University of Petroleum, 2009, 33(5):

- 17-29.
- [13] 邵磊,雷永昌,庞雄,等. 珠江口盆地构造演化及对沉积环境的控制作用[J]. 同济大学学报:自然科学版,2005,33(9):1177-1181.
- Shao Lei, Lei Yongchang, Pang Xiong, et al. Tectonic evolution and its controlling for sedimentary environment in Pearl River Mouth Basin[J]. Journal of Tongji University: Natural Science, 2005, 33(9): 1177-1181.
- [14] 庞雄,陈长民,彭大钧,等. 南海珠江深水扇系统的层序地层学研究[J]. 地学前缘,2007,14(1):220-229.
- Pang Xiong, Chen Changmin, Peng Dajun, et al. Sequence stratigraphy of Pearl River Deep-water Fan System in the South China Sea[J]. Earth Science Frontiers, 2007, 14(1): 220-229.
- [15] 秦国权. 珠江口盆地新生代晚期层序地层划分和海平面变化[J]. 中国海上油气,2002,16(1):1-10.
- Qin Guoquan. Late cenozoic sequence stratigraphy and sea-level changes in pearl river mouth basin, south china sea[J]. China Off-shore Oil and Gas (Geology), 2002, 16(1): 1-10.
- [16] 赵泉鸿,翦知湑,王吉良,等. 南海北部晚新生代氧同位素地层学[J]. 中国科学:地球科学,2001,31(10):800-807.
- Zhao Quanhong, Jian Zhimin, Wang Jiliang, et al. Late Cenozoic oxygen isotopic stratigraphy in the northern South China Sea[J]. Scientia Sinica Terrae, 2001, 31(10): 800-807.
- [17] Wu Huaichun, Zhao Xixi, Shi Meinan, et al. A 23 Myr magnetostratigraphic time framework for Site 1148, ODP Leg 184 in South China Sea and its geological implications[J]. Marine and Petroleum Geology, 2014, 58: 749-759.
- [18] Lin Changsong, Jiang Jing, Shi Hesheng, et al. Sequence architecture and depositional evolution of the northern continental slope of the South China Sea: responses to tectonic processes and changes in sea level[J]. Basin Research, 2017, 30(1): 568-595.
- [19] Vail P R. Seismic stratigraphy and global changes in sea level, Parts 1-11[J]. AAPG Memoir, 1977, 26: 51-212.
- [20] Catuneanu O. Principles of sequence stratigraphy[M]. Amsterdam: Elsevier, 2006: 1-375.
- [21] Catuneanu O, Abreu V, Bhattacharya J P, et al. Towards the standardization of sequence stratigraphy[J]. Earth-Science Reviews, 2009, 92: 1-33.
- [22] 林畅松. 沉积盆地的层序和沉积充填结构及过程响应[J]. 沉积学报, 2009, 27(5): 849-862.
- Lin Changsong. Sequence and depositional architecture of sedimentary basin and process responses[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2009, 27(5): 849-862.
- [23] 林畅松. 沉积盆地分析原理与应用[M]. 北京:石油工业出版社, 2016: 177-233.
- Lin Changsong. Principles and Application of Sedimentary Basin Analysis[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2016: 177-233.
- [24] Helland-Hansenn W, Hampson G J. Trajectory analysis: concepts and applications[J]. Basin Research, 2009, 21: 454-483.
- [25] Porebski S J, Steel R J. Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands[J]. Earth-Science Reviews, 2003, 62(3): 283-326.
- [26] Sydow J, Finneran J, Bowman A P. Stacked shelf-edge delta reservoirs of the Columbus Basin, Trinidad, West Indies[J]. GCSSEPM Proceedings, 2003, 23: 441-464.
- [27] Walker R G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration and stratigraphic traps[J]. AAPG Bulletin, 1978, 62(6): 932-966.
- [28] Petter A, Steel R J. Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen[J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(10): 1451-1472.
- [29] Mayall M J, Yeilding C A, Oldroyd J D, et al. Facies in a shelf-edge delta: an example from the subsurface of the Gulf of Mexico, middle Pliocene, Mississippi Canyon, Block 109[J]. AAPG Bulletin, 1992, 76(4): 435-448.
- [30] Johannessen E P, Steel R J. Clinoforms and their exploration significance for deepwater sands[J]. Basin Research, 2005, 17: 521-550.
- [31] Gong Chenglin, Steel R J, Wang Yingmin, et al. Shelf-margin architecture variability and its role in sediment-budget partitioning into deepwater areas[J]. Earth-Science Reviews, 2016, 154: 72-101.
- [32] Carvajal C, Steel R J, Petter A. Sediment supply: the main driver of shelf-margin growth[J]. Earth Science Review, 2009, 96: 221-248.
- [33] Morley C K. Major unconformities/termination of extension events and associated surfaces in the South China Seas: review and implications for tectonic development[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 120: 62-86.
- [34] Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic[J]. Science, 1987, 235: 1156-1167.
- [35] 黄维,汪品先. 渐新世以来的南海沉积量及其分布[J]. 中国科学(D辑):地球科学,2006,36(9):822-829.
- Huang Wei, Wang Pinxian. Sediment mass and distribution in the South China Sea since the Oligocene[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2006, 36(9): 822-829.
- [36] Clift P D, Blusztajn J, Duc N A. Large-scale drainage capture and surface uplift in eastern Tibet-SW China before 24 Ma inferred from sediments of the Hanoi Basin, Vietnam[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(19): 1-4.

(编辑 张亚雄)