

文章编号:1000-0550(2011)04-0665-12

珠江口盆地荔湾3-1气田珠江组深水扇沉积相分析^①

李云¹ 郑荣才¹ 朱国金² 高博禹² 胡晓庆²

(1. 成都理工大学“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室 成都 610059; 2. 中国海洋石油研究中心 北京 100027)

摘要 根据已钻井取芯段岩相分析,从荔湾3-1气田珠江组深水扇沉积体系中划分出巨厚层和厚层块状砂岩相、厚层正粒序砂岩相、厚层逆粒序砂岩相、平行一板状斜层理砂岩相、滑塌变形砂岩相、薄层砂岩夹层相、薄层(粉)砂岩与泥岩互层相、厚层粉砂岩相、厚层泥岩相和层状深水灰岩相等10种岩相类型和识别出砂岩相组合、泥岩相组合、(粉)砂岩与泥岩互层相组合、粉砂岩相组合和深水灰岩相组合等5种岩相组合类型,在此基础上,从珠江组深水扇沉积体系中进一步识别出内扇主水道、中扇分支水道、水道间、天然堤—溢岸、外扇和盆地等微相类型,将珠江组下部确定为以砂岩相组合为主的盆底扇内扇和斜坡扇内—中扇沉积组合,其中内扇主水道和中扇分支水道是最有利储层发育的沉积微相。中、上部确定为以泥岩相组合为主的外扇和盆地沉积组合,具有随海侵扩大,深水扇最终被远洋所取代的沉积演化特征。

关键词 珠江口盆地 白云凹陷 荔湾3-1气田 珠江组 深水扇

第一作者简介 李云 女 1983年出生 博士研究生 沉积学 E-mail: liyun_cdut@yahoo.cn

通讯作者 郑荣才 E-mail: zhengrc@cdut.edu.cn

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

与深水沉积有关的大型油气田已成为全球油气勘探的热点。我国当前关于深水沉积的研究程度较低,2006年珠江口盆地白云凹陷荔湾3-1气田在第三系珠江组大型深水扇气田的重大发现拉开了我国深水油气勘探的序幕,但围绕深水沉积的难题同样不可回避,特别是关于该组深水扇储层沉积过程、沉积模式及优质砂岩的成因和控制因素的研究更是亟待解决的科学问题。因此,对珠江组深水扇进行深入系统研究,对促进我国深水沉积研究和深水油气勘探具有极其重要的理论和实践意义。

层序地层学理论在珠江口盆地白云凹陷荔湾地区陆坡区深水扇的发现过程中起到了重要作用。围绕地震资料的地质地层学、层序地层学分析对该扇的发育背景及宏观特征进行了有效剖析^[1~6]。然而,随着勘探的进一步深入及下一步由勘探转入合理开发,对该扇沉积特征的研究变的至关重要。大尺度的地震地层学、层序地层学及地震相分析已经不能满足要求。本文根据已有井的取芯和测井资料,结合地震解析,旨在详细分析荔湾地区珠江组深水扇的岩相和沉积特征,并在此基础上总结该扇的沉积模式,以期对深水扇沉积研究起抛砖引玉的作用。

1 地质背景

位于南海北部大陆架的珠江口盆地是一个新生代被动大陆边缘的张性断陷盆地^[7]。盆地在中—新生代经历了早白垩世裂前阶段、晚白垩世—渐新世初裂谷阶段、晚渐新世—早中新世沉降阶段和中中新世—第四纪断块升降四个阶段^[8,9]。其中渐新统珠海组和中新统珠江组发育于沉降阶段。盆地包括5个北东向的构造单元,由北向南是北部断阶带、北部坳陷带、中央隆起带、南部坳陷带和南部隆起带(图1)。各构造单元又可分为若干次级凹陷和低隆起。白云凹陷位于珠Ⅱ坳陷东部,是盆地内最大和最深的凹陷,荔湾3-1气田位于该凹陷东南边缘(图1)。渐新世末(约23.8 Ma),南海乃至整个东亚地区发生大规模的“白云运动”。期间,位于白云凹陷南侧的陆架坡折带突变式地迁移到凹陷北侧,致使该凹陷由浅水陆架环境进入深水陆棚—陆坡环境^[10]。在海平面变化、沉积物供给、构造活动等因素的相互作用下形成了主体在白云主凹内,独特的珠江组深水扇沉积体系和与之相关的油气储集体^[5]。但目前对珠江组的沉积环境存在很大争议。该组沉积时的环境被解释

^①国家重大专项“南海深水油气勘探开发示范工程—荔湾3-1气田总体开发方案及基本设计技术”子项目“深水扇储层层序地层和沉积模式研究”(编号2008ZX05056-02-02)部分研究成果。

收稿日期:2010-03-30; 收修改稿日期:2010-08-30

为深水陆棚—陆坡环境、浅海、潮汐砂坝或潮坪环境。而越来越多的学者认同深水环境^[1~3,5,6]。笔者通过典型岩相和岩相组合类型分析,结合沉积构造与古生物特征,证实荔湾地区珠江组为陆架边缘三角洲前缘崩塌形成的,以碎屑流和浊流搬运、沉积为主的深水扇,非常有利于优质储层发育,因而深入分析该深水扇沉积特征对高效开发荔湾3-1气田珠江组油气资

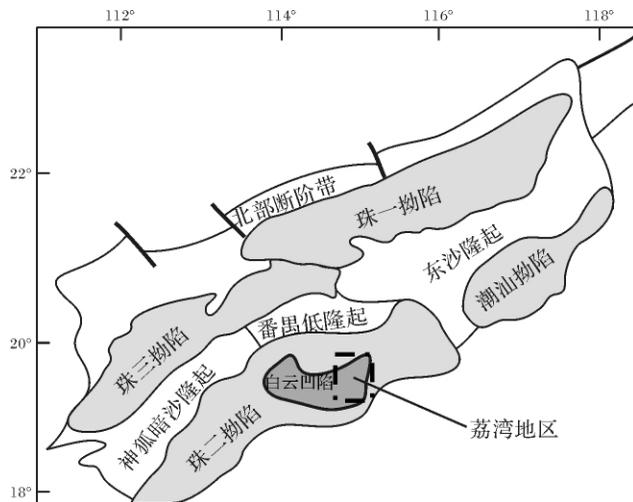


图1 珠江口盆地白云凹陷荔湾地区构造示意图^[5]

Fig. 1 Tectonic diagram in LW area, Baiyun sag, Pearl River Mouth basin^[5]

源具有极其重要的理论和实践意义。

2 岩相分析

白云凹陷荔湾3-1气田珠江组深水扇由306~403 m的砂岩、泥岩、粉砂岩、深水灰岩以及由内潮汐和等深流改造的砂岩、泥岩、粉砂岩和灰岩组成。据已钻井取芯段的岩芯描述、分析划分出10种岩相类型(图2、表1)。其中,砂岩类型主要为中—细粒和中—粗粒,部分为粗粒长石岩屑砂岩和岩屑长石砂岩,少量为岩屑砂岩,含较多的泥砾和生物碎屑。各种岩相,特别是深水灰岩中含有大量的超微化石和有孔虫。各岩相类型和成因特征描述如下。

2.1 巨厚层和厚层块状砂岩相

在深水沉积中,异常厚(>1 m)且无原生沉积构造的砂岩层普遍存在。因此,在深水沉积的文献中术语“块状砂岩”(massive sandstone)被大量使用。由于在深水沉积中也经常见到厚度<1 m但不具原生沉积构造的砂岩层,因此,本文将异常厚(>1 m)和缺乏原生沉积构造的砂岩层称为“巨厚层块状砂岩”,而将层厚<1 m且无原生沉积构造的砂岩称为“厚层块状砂岩”,以示区别。

表1 珠江口盆地白云凹陷荔湾3-1气田珠江组深水扇沉积的10种岩相类型

Table 1 A summary of the lithofacies recognized in the submarine fan of the Zhujiang Formation, LW3-1 gas field, Baiyun sag, Pearl River Mouth basin

序号	岩相	粒径及层厚	沉积构造	成因解释
1	巨厚层和厚层块状砂岩	中—粗粒。巨厚层 > 1 m, 1.01 ~ 7.35 m; 厚层 0.1 ~ 1.0 m	异常厚, 无粒序结构, 含较多泥砾和生物碎屑, 发育冲刷面、泄水构造和撕裂泥屑、坠石	巨厚层块状砂岩为砂质碎屑流沉积 ^[11] ; 厚层块状砂岩有砂质碎屑流 ^[11] 和浊流 ^[12] 两种成因
2	厚层正粒序砂岩	中—粗粒。厚层 0.1 ~ 1.0 m	向上变细的正粒序, 砾石长轴一般呈水平状	浊流 ^[13]
3	厚层逆粒序砂岩	中—粗粒。0.1 ~ 1.66 m	向上变粗的逆粒序, 顶部发育漂浮泥屑, 包含逆-正粒序, 含坠石	砂质碎屑流 ^[14, 15]
4	平行—板状斜层理砂岩相	细—中粒砂岩	富含炭质泥屑, 双泥岩层	低密度浊流(Tb) ^[12] 或内潮汐沉积 ^[13]
5	滑塌变形砂岩相	细—中粒	包卷层理, 呈“背斜”状	砂体的密度梯度重力上不稳定, 使砂层内产生液化 ^[16]
6	薄层砂岩夹层相	细—中粒。层厚 < 20 cm	常具块状层理、正粒序、平行层理和底冲刷	浊流 ^[17] 或浓密度流 ^[18]
7	薄层(粉)砂岩与泥岩互层相	(粉)砂岩与泥岩。层厚各 < 0.1 m	粉砂岩无构造, 顶、底与上覆、下伏地层接触明显	相当于Td-e段, 远源低密度浊流
8	厚层粉砂岩相	泥质或灰质粉砂岩。厚层, > 0.5 m	具泥屑纹层, 生物扰动、钻孔、脉状、波状和透镜状层理非常发育	远源低密度浊流或等深流沉积
9	深灰色泥岩	泥岩。厚层, > 0.5 m	水平层理、变形构造、条带状构造	相当于Te段, 远洋泥、泥质碎屑流或等深流沉积
10	层状深水灰岩相	生物灰岩。厚层	发育脉状、波状和透镜状层理, 含丰富的抱球虫化石和双壳类碎片	深水碳酸盐岩沉积, 并经内波内潮汐或等深流改列改造

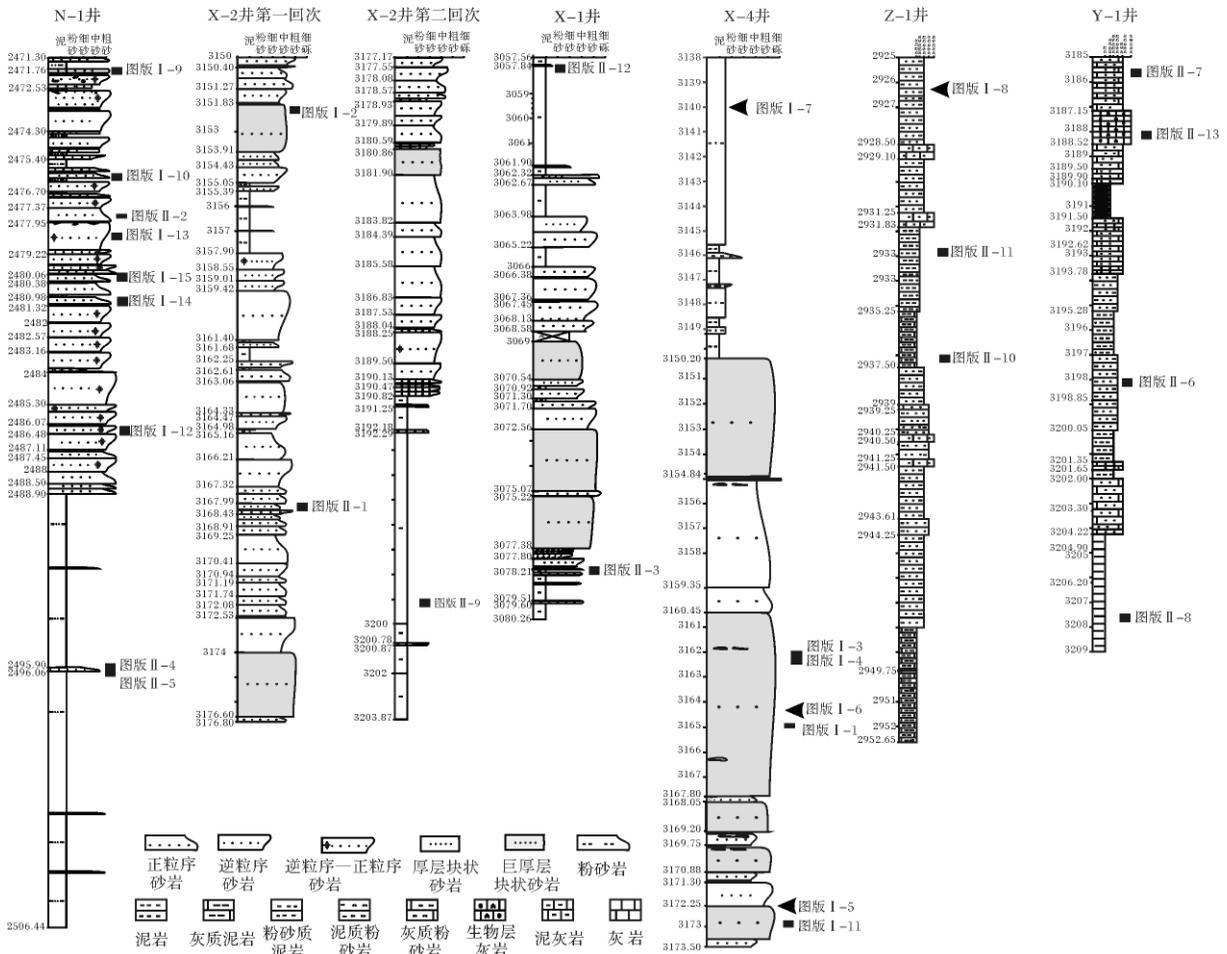


图 2 白云凹陷荔湾 3-1 气田珠江组深水扇取芯剖面及取芯段岩相及岩相组合类型。

Fig. 2 Cored wells completed in the submarine fan, Zhujiang Formation, Liwan 3-1 gas field showing lithofacies and their associations. Locations of photos illustrating facies are shown on the right side of the litho-columns

在研究区已钻井的取芯段中巨厚层块状砂岩普遍发育,除了异常厚和无原生沉积构造之外,还具如下几个特征:层厚范围在 1.01 ~ 7.35 m 之间,岩性都较粗,以中-粗粒为主,往往含有较多定向排列的双壳、腹足类碎屑和有孔虫化石,大者可达细砾级(图版 I-1、11),表明了它们曾被顺坡而下的高能流体所搬运;含有较多泥砾,部分为大块的撕裂状,撕裂泥屑呈棱角状(图版 I-2),表明它们未曾受到流水的颠选和磨蚀作用;碟状泄水构造(图版 I-3)和众多冲刷面(图版 I-4)非常发育,其中泄水构造指示了快速的堆积作用;偶尔发育滑塌变形构造。巨厚层块状砂岩层底部突变接触,顶部与上覆的逆粒序或正粒序砂岩过渡接触或以底冲刷面接触。测井曲线一般表现为箱状,底部突变。

关于深水巨厚层块状砂岩的成因自 20 世纪 60 年代早期以来始终存在争议,从而被称为块状砂岩问

题^[19],其成因解释多达 14 种。一般认为有两种完全不同的解释:其一为颗粒从浊流底部逐渐沉降的“浊流”成因^[17,19,20]。Amy 等^[21]认为块状砂岩中分选好-中等、泥质含量低的砂岩,可以解释为 Bouma 沉积的 T_a段;其二为“砂质碎屑流”成因^[11,14,19],如 Shanmugam 认为它们完全是砂质碎屑流整体冻结的结果^[11]。研究区巨厚层块状砂岩成分成熟度较低,分选好-较好,具有极低-低的泥质杂基含量,碎屑颗粒漂浮状分布于片状碳酸盐胶结物中(图版 I-5)或呈绝大多点接触、部分线接触的疏松分布,孔隙度高(图版 I-6),因此,巨厚层块状砂岩是砂质碎屑流成因。

厚层块状砂岩厚度一般在 0.10 ~ 1.00 m 之间,缺乏粒序结构和层理构造。在其顶部经常发育漂浮泥屑甚至是撕裂的棱角状泥屑(图版 I-13),或者含有呈近直立或倾斜的长条形的坠石(图版 I-10),为

砂质碎屑流整体冻结的结果^[11]。因为撕裂泥屑只有在块体搬运的碎屑流中才能保存完好的棱角状,若发育于牛顿流中,水流作用会将塑性泥砾磨蚀成次圆状—圆状。而坠石为砂质碎屑流块体整体冻结后,漂浮于顶部的较大泥屑在重力作用下缓慢下沉,使泥砾长轴呈直立状或略微倾斜。也有一些块状砂岩发育于平行层理砂岩的下部(图版 I-10、图版 II-4),相当于鲍马序列 Ta 段,且两者之间无侵蚀冲刷面,应为浊流沉积^[12]。

2.2 厚层正粒序砂岩相

厚层正粒序砂岩相最为常见,岩性一般为细—粗粒砂岩,由粒度向上逐渐变细或砾石含量减少而显示正粒序,通常厚 0.2~1 m。若正粒序层底部出现砾石,则其长轴方向一般呈水平状或倾斜状(图版 I-14)。正粒序层或单独发育,或多个粒序层叠加发育以轻微、平坦的冲刷面相互区分,或者与逆粒序砂岩伴生而无明显的分界面。在测井曲线上,正粒序砂岩层表现为钟形。

Kuenen 和 Migliorini^[20]引入的正粒序概念,指由一次短期的逐渐减弱的浊流沉积形成的浊积岩内一种特征的正向粒序构造。在流速逐渐减慢的浊流中,首先沉积粗粒物质,随后为细粒物质,从而产生正粒序。因此,正粒序被认为是浊流的可靠标志,是紊流搬运和沉积的结果^[11,13]。

2.3 厚层逆粒序砂岩相

岩性主要为细—中粒砂岩和中—粗粒砂岩,富含泥砾,逆粒序由粒度向上逐渐变粗或由泥砾含量增加和变大所显示(图版 I-12),厚度不等,通常在 0.5~1.66 m。厚层逆粒序层或单独出现,或由多个逆粒序砂岩层连续叠置组成大砂体,且粒序层以明显或不明显的冲刷面与其相邻层相分割,或与正粒序相伴出现构成逆—正粒序层,两者逐渐过渡,无明显的变化面。在靠近逆粒序顶部,砾石含量较多,但向上减少,逐渐演化为正粒序(图版 I-15)。在逆粒序层中,可能含有泥砾坠石,与正粒序层底部水平的长条状泥砾的特征迥然不同。测井曲线上,逆粒序砂岩表现为漏斗形。

探讨逆粒序层理成因的文献相对较少,成因一直没有定论。最为广泛接收的观点认为逆粒序是牵引毯或颗粒流内颗粒间相互作用造成的分散压力和搬运过程中的上举力的复合作用的结果^[17]。顶部具有漂浮泥屑的逆粒序层可能为砂质碎屑流成因^[14],在砂质碎屑流中,基质强度、分散压力和上浮力为流体

运动的动力,在这些力的作用下较大粒径的颗粒被上举而呈悬浮状态发育在沉积序列上部。逆—正粒序砂岩相也较常见,形成于砂质碎屑流由强粘性向中等或弱粘性变化的流体转换过程中^[15]。

2.4 平行—低角度板状斜层理砂岩相

岩性主要为细—中粒砂岩,平行层理常见,而板状斜层理偶见(图版 I-9、10, II-4),表现出牵引流沉积的特征。具平行层理和板状层理的砂岩段通常被等同于鲍马序列 Tb 段,从而将其解释为浊流沉积^[12]或者为颗粒流、碎屑流等高密度流运动过程中稀释衍生的浊流沉积^[17]。但本次观察描述表明,有时平行层理往往富含片状暗色炭质泥屑,且其常沿平行层理面密集分布而成泥质披覆(图版 II-4)。该特征无法用经典的浊流模式来解释,而应为海底峡谷或水道中内潮汐作用形成的双泥岩层^[22],与砂岩结合成为砂岩—泥岩的韵律层(图版 II-4),一般发育于块体流(如滑移、滑塌和碎屑流等)较弱的时期。此岩相或出现在块状砂岩相和正粒序砂岩相的上部,或单独出现。顶部有时由生物扰动而使层理构造破坏。

2.5 滑塌变形砂岩相

较为少见,岩性主要为细—中粒砂岩,发育有液化变形的包卷层理,包卷层理表现为“背斜褶皱”(图版 II-2)。其成因为沉积砂体的密度梯度在重力上不稳定使砂岩层内液化造成的^[16]。

2.6 薄层砂岩夹层相

薄层砂岩夹层相的厚度常小于 0.2 m,岩性以灰色细—中粒岩屑长石砂岩为主,常具正粒序、块状层理和底冲刷构造(图版 II-4、图版 II-5)。具正粒序的砂岩通常相当于鲍马序列 Ta 段,为高密度浊流^[17]或浓密度流(concentrated density flows)成因^[18]。具平行层理的砂岩相当于鲍马序列 Tb 段,为牵引流中的低密度浊流沉积^[17]或者为浓密度流沉积^[18]。

2.7 薄层(粉)砂岩与泥岩互层相

(粉)砂岩与泥岩的层厚一般都较薄,层厚小于 0.1 m,呈互层产出。(粉)砂岩层一般无构造,偶尔具有水平纹层,顶、底与上覆、下伏地层接触明显(图版 II-3)。薄层(粉)砂岩与泥岩相当于鲍马序列 Td-e 段,为远源低密度浊流沉积物,出现在深水陆棚—陆坡深水扇分支水道间、外扇和陆坡盆地沉积环境。

2.8 厚层粉砂岩相

岩性不纯,一般为灰泥质粉砂岩(图版 II-6)或灰质粉砂岩(图版 II-7),都含有大量的碎屑状海绿石。其中,灰泥质粉砂岩(图版 II-6)中具泥屑纹层,生物

扰动和钻孔构造非常发育。灰质粉砂岩(图版 II-7)发育丰富的脉状、波状和透镜状层理、生物扰动构造和水平、斜交虫管,虫管孔径 2~4 mm,含有大量生物,主要为抱球虫为远源低密度浊流沉积或被等深流改造的结果。

2.9 厚层泥岩相

厚度大于 0.5 m。岩性通常为质较纯的深灰色泥岩(图版 II-8)不发育生物扰动构造,或者为具有滑塌变形构造的泥岩(图版 II-9)或者为条带状泥岩(图版 II-10、11),发育丰富的生物扰动构造,多数情况下,泥岩不纯,为钙质泥岩(图版 II-10)或粉砂质泥岩(图版 II-11)或夹有条带状、纹层状粉砂岩,局部含有丰富的钙质超微化石(图版 I-7)和菱铁矿、黄铁矿结核。夹有等深流沉积的透镜状沙纹层理粉砂岩(图版 II-12),其顶与底都与上覆地层和下伏地层接触明显。

深灰色质纯、无生物扰动的泥岩相主要为远源低密度浊流的悬浮沉积,代表深水陆棚—陆坡背景中的宁静期沉积。条带状泥岩为为远洋泥沉积,由于沉积速率较慢,有充足的时间供生物扰动,并且活跃的等深流等流可携带大量的氧气和营养物质供给底栖掘穴生物,从而使条带状泥岩具有强烈的生物扰动构造。而具有滑移变形构造的泥岩可能为具有高沉积速率、顺斜坡而下的泥质碎屑流沉积。

2.10 层状深水灰岩相

浅黄色砂质生物层灰岩(图版 II-13)。块状,可见大量的脉状层理,含丰富的抱球虫(图版 I-8)和双壳类碎片,含少量细小海绿石碎屑。深水灰岩相沉积发育于携带大量陆源碎屑的碎屑流或浊流间歇期,通常受等深流的改造,代表外扇或盆地相环境。

3 岩相组合

通过对已钻井取芯层段的详细岩相和剖面结构分析,在上面描述的 10 种岩相中,可划分为砂岩相组合、泥岩相组合、(粉)砂岩与泥岩互层相组合、粉砂岩相组合及层状灰岩相组合 5 个岩相组合。其中砂岩相组合主要见于深水扇沉积体系中的水道微相,泥岩相组合为水道间和外扇等常见的岩相类型,粉砂岩与泥岩互层一般见于水道间和天然堤—溢岩微相,粉砂岩组合和层状灰岩相组合见于外扇微相。

3.1 砂岩相组合

包括块状砂岩相、厚层正粒序砂岩相、厚层逆粒序砂岩相、平行—板状层理砂岩相和滑塌变形砂岩相,

通常与正粒序层理、逆粒序层理、平行层理等组成砂岩相组合,该岩相组合的沉积过程是砂质碎屑流和浊流。在深水扇沉积体系中主要出现在内扇—中扇亚相,代表主水道和分支水道微相沉积。

3.2 (粉)砂、泥岩互层相组合

包括薄层粉砂岩与泥岩互层相,在深水扇沉积体系中主要出现在中扇分支水道和水道间交替发育的微相中。

3.3 泥岩相组合

包括厚层深灰色泥岩相,夹薄层砂岩夹层相,侵蚀特征较少,层理通常为水平层理、条带状构造,也含有滑塌变形构造。泥岩相组合表现了一种低能的沉积环境,以悬浮沉积为特征,内部夹有浊流和碎屑流的薄层砂岩夹层相沉积,后者表现了一种不稳定的坡内盆地边缘环境。因此,泥岩相组合代表了以悬浮和低密度浊流沉积为特征的、不稳定的盆地边缘低能沉积环境。外扇及盆地相沉积主要为此类岩相组合,局部可发育于分支水道间。

3.4 粉砂岩相组合

主要包括粉砂岩相,一般发育于外扇或盆地。

3.5 深水灰岩相组合

主要包括层状深水灰岩相,发育于陆源碎屑来源稀少的外扇或盆地,为碎屑流或浊流间歇期沉积的产物。

4 沉积相特征

4.1 沉积相类型

目前有关深水扇沉积亚相及微相划分的标准很不统一,但是深切谷和谷口开阔地的水道、天然堤—溢岸及叶状体被普遍认为是最重要的沉积单元,尤其是水道单元(包括分支水道)^[23]。依据岩相及岩相组合特征,可以从研究区珠江组深水扇沉积体系中识别出水道沉积(内扇水道和中扇分支水道)、水道间(中扇)、天然堤—溢岸、外扇和盆地等沉积单元(图 3)。

4.1.1 水道沉积

研究区深水扇水道系统非常发育,主要发育于珠江组下部,包括内扇主水道和中扇分支水道两种类型:①内扇主水道沉积普遍发育巨厚层和厚层块状砂岩相、厚层正粒序砂岩相、厚层逆粒序砂岩相、平行—板状层理砂岩相和滑塌变形砂岩相五种岩相,发育砂岩相组合类型,代表内扇水道砂质碎屑流和浊流沉积,岩性以灰色中—粗粒长石岩屑砂岩为主,是荔湾 3-1 气田珠江组最重要的储层。例如,在 N-1 井取芯

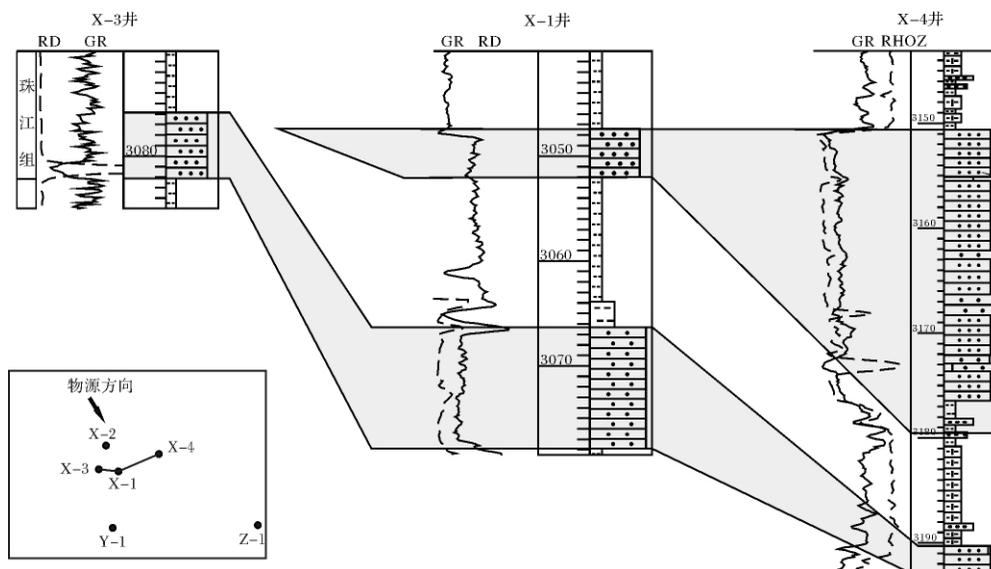


图4 荔湾地区珠江组垂直物源方向的水道对比图

Fig.4 Correlation of channel sands in a direction normal to the source direction of the Zhujiang Formation , Liwan area

些的 X-4 井仅发育一套厚砂体,其层位与 X-1 井第二套盆底扇砂体相当,岩性也相似,但粒度较细,以含有较多炭泥屑的中-粗粒、中粒岩屑砂岩为主,很少含硅质小砾石,为斜坡扇内扇水道砂体,代表海平面快速下降以后缓慢下降阶段的沉积。X-3 与其它二口井相比,砂岩厚度明显较薄,为天然堤—溢岸沉积而缺失水道砂体。X-1 井下部二套相继发育的内扇水道砂体,证明荔湾 3-1 气田深水扇存在盆底扇与斜坡扇,两套砂体组成珠江组底部的优质储层。

4.1.2 水道间沉积

水道间指内扇水道沉积之间细粒沉积部分,通常以远洋悬浮泥岩沉积为主,岩性为深灰色、暗色泥岩,偶夹粉砂岩纹层,具变形纹层。如 N-1 水道韵律层之上的薄层泥岩(图版 I-9、10、12、15)。水道间沉积较为发育,包括主水道间沉积和分支水道间沉积两种类型,分支水道间沉积厚度明显比主水道沉积厚度要大。在剖面上,水道间沉积位于水道砂质碎屑流或浊流之间,呈岩性突变关系。水道间微相由于沉积物较细,以泥质为主,常形成储集砂体之间的致密隔层。

4.1.3 天然堤—溢岸沉积

天然堤—溢岸沉积在 X-3 井比较发育,岩性主要为细粒薄层粉砂岩、砂岩与泥岩互层,总体上仍表现为以泥岩为主的岩相组合,厚度较薄。近端天然堤较厚稍粗,向天然堤下方逐渐减薄变细,向盆地地方逐渐相变为泥岩。过去通常认为天然堤—溢岸一般为

细粒泥质沉积而忽略了其作为油气储层的可能性,X-3 井的成功案例证明天然堤薄层砂岩也可作为良好的储层。

4.1.4 外扇及盆地沉积

主要发育于珠江组上部,以厚层的深灰色泥岩相、厚层粉砂岩相和层状深水灰岩相沉积为主,也发育薄层(粉)砂岩与泥岩互层相,是以泥岩相组合、粉砂岩相组合、粉砂岩和泥岩互层相组合以及深水灰岩相组合为主的相对较低能沉积环境(图版 II-9、10、11、12、13),被等深流改造(图版 II-10、11、12、13)。

4.2 沉积模式

深水扇沉积模式开始研究的时间较早,建立的模式也较多,但由于深水扇沉积的复杂性和认识的局限性,目前尚无统一认识。深水扇模式影响较大的有 Bouma 序列^[12]、Walker 浊积扇模式^[24]、Vail 盆底扇和斜坡扇模式^[25-26]、Reading 和 Richards 的 12 种模式^[27]以及 Shanmugam 与流行观点相反的砂质碎屑流沉积模式^[11],它们对深水扇的研究起了不可替代的作用。珠江口盆地白云凹陷与大多数世界著名深水油气盆地相似,也有不同^[28]:构造背景上位于被动陆缘,与大多数世界著名深水油气盆地相似,但其位于边缘海的被动陆缘而不是开阔大洋的被动陆缘,与墨西哥湾盆地相似;在地貌位置上位于珠江大河的出口下方。

渐新世末(约 23.8 Ma),ODP1148 孔 23.8 Ma 时

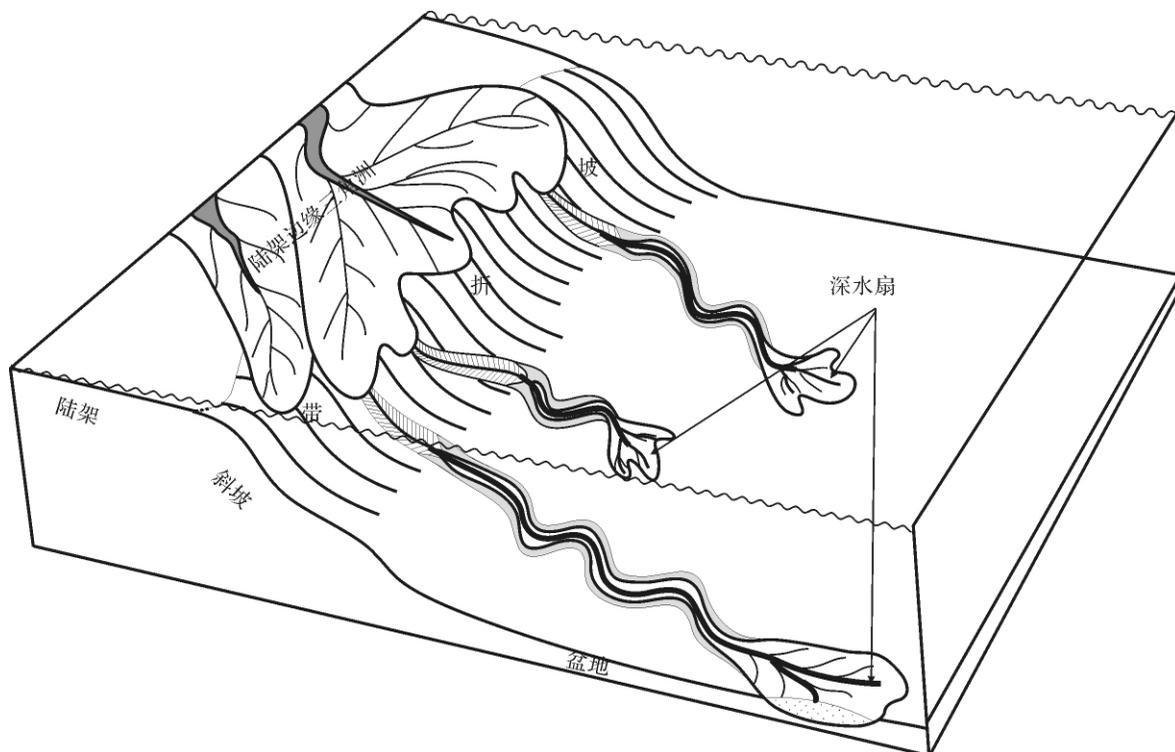


图5 荔湾3-1气田珠江组沉积模式图

Fig. 5 Depositional model for the deepwater fan in the Zhujiang Formation, Liwan 3-1 Gas Field

沉积速率和地球化学变化的突变^[9]以及南海北部地震资料、微体古生物资料建立的珠江口盆地相对海平面变化曲线^[29]表明,在大规模白云运动的作用下,南海扩张脊向南跃迁,珠江流域突然向西扩展,沉积物源区由东南沿海海西-燕山期花岗岩分布区延伸到云贵高原及青藏高原东麓一带,白云凹陷荔湾地区由珠海组发育的陆架边缘三角洲沉积体系突变为珠江组深水扇沉积^[10]。在相对海平面快速下降期间,大量沉积物由陆架边缘和发育于上斜坡的陆架边缘三角洲经海底峡谷以重力流的方式搬运到深海区,在盆地堆积形成盆底扇。该套盆底扇砂体即为珠江组底部第一套砂体,以X-1井最为发育,其底部直接超覆在珠海组顶部,含有大量硅质小砾石,该砂体向陆上超和向盆地下超尖灭。垂直于物源方向也呈侧向尖灭的透镜体状(图4)。随后,伴随着相对海平面上升,扇体逐渐退积,并在斜坡上堆积成斜坡扇,形成珠江组底部的第二套砂体。该砂体上超陆坡,超覆于盆底扇砂体之上,顺物源方向侧向尖灭于盆底。盆底扇与斜坡扇两套砂体一起构成了珠江组下部独具特色的低位体系域(图4),与南非Karoo盆地非常类似^[30]。两套砂体都受到了活跃的内潮汐底流的改造。之后,海侵开始,相对海平面快速上升,远洋沉积取代了深

水扇,局部夹低密度浊流沉积(图5)形成珠江组中、上部上百余米厚的厚层泥岩夹薄层粉砂岩相组合。珠江组深水扇以内扇主水道和中扇分支水道砂质碎屑流砂岩和浊流砂岩为优质的储层,天然堤-溢岸细粒沉积物也不可忽略。

5 结论

通过对荔湾3-1气田各段岩芯的详细观察与描述,总结出研究区主要存在厚层块状砂岩相、厚层粒序砂岩相、厚层逆粒序砂岩相、平行一板状斜层理砂岩相、滑塌变形砂岩相、薄层砂岩夹层相、薄层(粉)砂岩与泥岩互层相、厚层粉砂岩相、厚层泥岩相和层状深水灰岩相等共10种岩相类型。不同岩相形成于不同的流体性质和水动力条件下。通过对各岩石相的综合,划分为砂岩相组合、泥岩相组合、薄层(粉)砂岩和泥岩互层相组合、粉砂岩相组合和层状深水灰岩相组合等5种相组合。

根据岩石相组合特征以及测井、地震资料,本次研究表明研究区主要发育深水扇沉积。根据岩石相、相组合特征,进一步在该扇内识别出水道、水道间、天然堤-溢岸、外扇和盆地等沉积微相,各微相受到底流的不同程度的改造。

珠江组深水扇两套砂体分别相应地形成于相对海平面变化的不同阶段。之后随着海侵 被远洋沉积所取代。珠江组深水扇以内扇主水道和中扇分支水道砂质碎屑流砂岩和浊流砂岩为优质的储层,天然堤-溢岸细粒沉积物也不可忽略。

参考文献 (References)

- 1 彭大钧,陈长民,庞雄,等. 南海珠江口盆地深水扇系统的发现[J]. 石油学报,2004,25(5):17-23 [Peng Dajun, Chen Changmin, Pang Xiong, et al. Discovery of deep-water fan system in South China Sea[J]. Acta Petrolei Sinica, 2004, 25(5): 17-23]
- 2 彭大钧,庞雄,陈长民,等. 南海珠江深水扇系统的形成特征与控制因素[J]. 沉积学报,2006,24(1): 10-18 [Peng Dajun, Pang Xiong, Chen Changmin, et al. The characteristics and controlling factors for the formation of deep-water fan system in South China Sea[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24(1): 10-18]
- 3 彭大钧,庞雄,黄先律,等. 南海珠江深水扇系统的形成模式[J]. 石油学报,2007,28(5): 7-11 [Peng Dajun, Pang Xiong, Huang Xianlv, et al. Depositional model of Pearl River deep-water fan system in South China Sea[J]. Acta Petrolei Sinica, 2007, 28(5): 7-11]
- 4 庞雄,陈长民,施和生,等. 相对海平面变化与南海珠江深水扇系统的响应[J]. 地学前缘,2005,12(3): 167-177 [Pang Xiong, Chen Changmin, Shi Hesheng, et al. Response between relative sea-level change and the Pearl River deep-water fan system in the South China Sea[J]. Earth Science Frontiers, 2005, 12(3): 167-177]
- 5 庞雄,陈长民,彭大钧,等. 南海珠江深水扇系统及油气[M]. 北京: 科学出版社,2007 [Pang Xiong, Chen Changmin, Peng Dajun, et al. The Pearl River Deep-water Fan System and Petroleum in South China Sea[M]. Beijing: Science Press, 2007]
- 6 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]
- 7 钟建强. 珠江口盆地的构造特征与盆地演化[J]. 海洋湖沼通报,1994,1: 1-8 [Zhong Jianqiang. Characteristics of geological structure and basin evolution in Pearl River Mouth Basin[J]. Transactions of Oceanology and Limnology, 1994, 1: 1-8]
- 8 李前裕,郑洪波,钟广法,等. 南海晚渐新世滑塌沉积指示的地质构造事件[J]. 地球科学—中国地质大学学报,2005,30(1): 20-24 [Li Qianyu, Zheng Hongbo, Zhong Guangfa, et al. Tectonic events indicated by Late Oligocene slumped deposits from the South China Sea[J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 2005, 30(1): 20-24]
- 9 邵磊,李献华,汪品先,等. 南海渐新世以来构造演化的沉积记录—ODP1148 站深海沉积物中证据[J]. 地球科学进展,2004,19(4): 539-544 [Shao Lei, Li Xianhua, Wang Pinxian. Sedimentary record of the tectonic evolution of the South China Sea since Oligocene—Evidence from deep sea sediments of ODP Site 1148 [J]. Advances in Earth Science, 2004, 19(4): 539-544]
- 10 庞雄,陈长民,邵磊,等. 白云运动: 南海北部渐新统一中新统重大地质事件及其意义[J]. 地质论评,2007,53(2): 145-151 [Pang Xiong, Chen Changmin, Shao Lei, et al. Baiyun Movement: a great tectonic event on the Oligocene—Miocene Boundary in the Northern South China Sea and its implications [J]. Geological Review, 2007, 53(2): 145-151]
- 11 Shanmugam G. 50 Years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective [J]. Marine and Petroleum Geology, 2000, 17: 285-342
- 12 Bouma A H. Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation [D]. Ph. D Thesis. Elsevier, Amsterdam, 1962: 168
- 13 Shanmugam G. Ten turbidite myths [J]. Earth-Science Reviews, 2002, 58: 311-341
- 14 Shanmugam G. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? [J]. Journal of Sedimentary Research, 1996, 66(1): 2-10
- 15 Shanmugam G. Deepwater Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs [M]. Elsevier Science, 2006, 1-456
- 16 Allen J R L. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds [J]. Journal of the Geological Society, 1977, 134(1): 19-31
- 17 Lowe D R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1982, 52: 279-297
- 18 Mulder T, Alexander J. The physical character of subaqueous density flows and their deposits [J]. Sedimentology, 2001, 48: 269-299
- 19 Stow D A V, Johansson Melissa. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications [J]. Marine and Petroleum Geology, 2000, 17: 145-174
- 20 Kuenen H, Migliorini C. Turbidity currents as a cause of graded bedding [J]. The Journal of Geology, 1950, 58: 91-127
- 21 Amy L A, Talling P J, Peakall J, et al. Bed geometry used to test recognition criteria of turbidites and (sandy) debrites [J]. Sedimentary Geology, 2005, 179: 163-174
- 22 Shanmugam G. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons [J]. Marine and Petroleum Geology, 2003, 20: 471-491
- 23 李云,郑荣才,高博禹,等. 深水扇沉积研究现状和展望——以珠江口盆地白云凹陷珠江深水扇系统为例 [J]. 地质论评,2010,56(4): 549-560 [Li Yun, Zheng Rongcai, Gao Boyu, et al. Reviews and prospects on submarine fan deposition: A case study of Zhujiang submarine fan system in Baiyun Depression, Pearl River Mouth Basin [J]. Geological Review, 2010, 56(4): 549-560]
- 24 Walker R G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps [J]. AAPG Bulletin, 1978, 62: 932-966
- 25 Vail P R, Mitchum R M, Thompson S. Seismic stratigraphy and glob-

- al changes of sea level , Part 3 and Part 4 [C] // Payton C E ed. Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir, 1977, 26: 63-98
- 26 Vail P R. Seismic-stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy Pt. 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedures [C] // Bally A W, ed. Atlas of Seismic Stratigraphy. AAPG Studies in Geology, 1987, 27: 1-10
- 27 Reading H G, Richards M. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system [J]. AAPG Bulletin, 1994, 78: 792-822
- 28 周蒂, 孙珍, 陈汉宗. 世界著名深水油气盆地的构造特征及对我国南海北部深水油气勘探的启示 [J]. 地球科学进展, 2007, 22(6): 561-572 [Zhou Di, Sun Zhen, Chen Hanzong. Tectonic features of world's major deep-water oil/gas fields and their enlightenment to deep-water exploration in Northern South China Sea [J]. Advances in Earth Science, 2007, 22(6): 561-572]
- 29 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: 地质, 2002, 16(1): 1-10, 18 [Qin Guoquan. Late Cenozoic sequence stratigraphy and sea-level changes in Pearl River Mouth Basin, South China Sea [J]. China Offshore Oil and Gas, 2002, 16(1): 1-10, 18]
- 30 Flint S S, Hodgson D M, Sprague A R, et al. Depositional architecture and sequence stratigraphy of the Karoo basin floor to shelf edge succession, Laingsburg depocentre, South Africa [J]. Marine and Petroleum Geology, 2010, 27(1): 1-17

Facies and Depositional Model of A Deepwater Fan in the Zhujiang Formation, Liwan 3-1 Gasfield, Baiyun Sag, Pearl River Mouth Basin

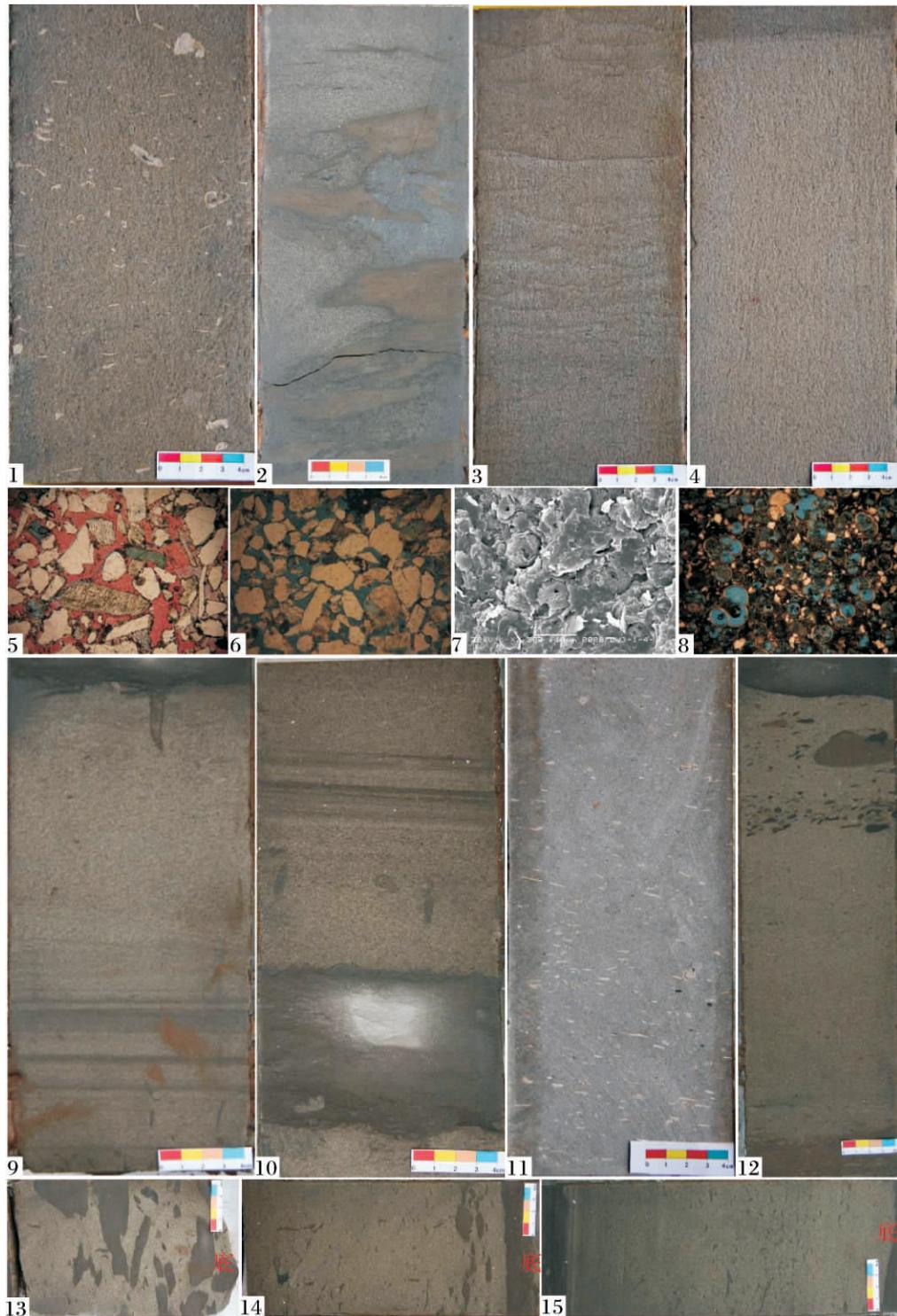
LI Yun¹ ZHENG Rong-cai¹ ZHU Guo-jin² GAO Bo-yu² HU Xiao-qing²

(1. State Key Laboratory of Oil & Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059;

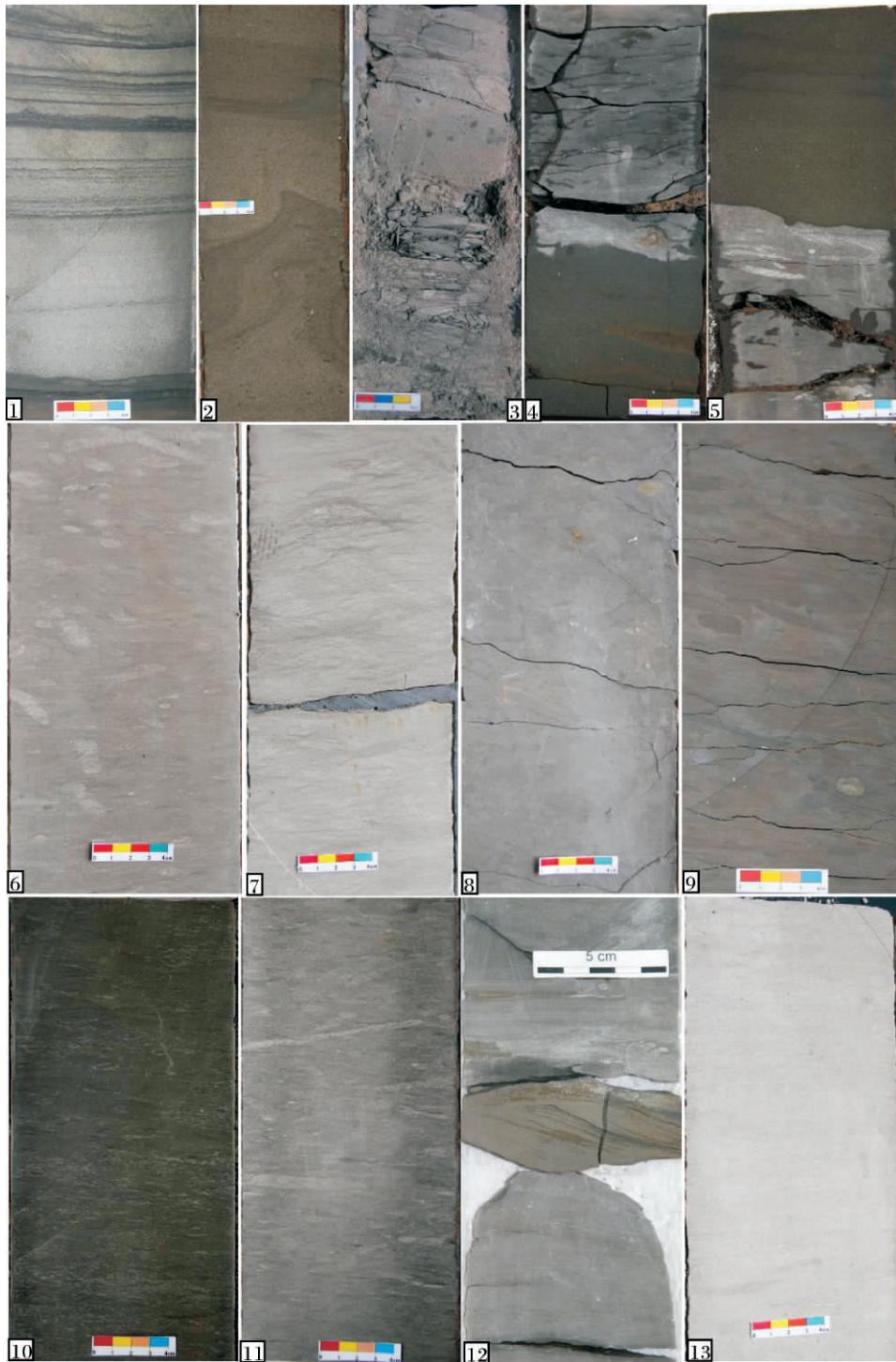
2. Research Center, CNOOC, Beijing 100027)

Abstract Based on detailed analysis of cores, logs, and seismic data, ten lithofacies were indentified, including mega-thick and thick massive sandstones, thick normal-graded sandstones, thick inverse-graded sandstones, parallel and tabular cross-stratified sandstones, slumped and deformed sandstones, thin sandstone interlayers, thin mudstone-sandstone interbeds, thick siltstones, thick mudstones, and deep-water limestones. They can be organized into five lithofacies associations. These are sandstone-dominated, mudstone-dominated, mudstone-sandstone interbed, siltstone and deep-water limestone associations. Based on the analyses of lithofacies and their associations, the depositional system of the reservoir in the Zhujiang Formation, Liwan 3-1 field is identified as submarine fan. Four microfacies are further recognized within the fan based on detailed analysis, including channels (including main channels in the inner fan and distributary channels in the middle fan), inter-channel, levee-overbank, outer fan and basin microfacies. Facies analysis allows to reconstruct the depositional model of the deepwater fan. During relative sea-level fall, a basin-floor fan formed as sediments from rivers or shelf margin deltas were further transported down slope and into the basin under gravity flows. During the ensuing relative sea-level rise, a slope fan was deposited as the system stepped back. The lower part of the Zhujiang Formation, mainly sandstone-dominated associations, is inner fan and middle-outer fan deposits of the basin-floor and the slope fan respectively. The upper part, mainly mudstone-dominated associations, siltstone associations, and deepwater associations are outer fan deposits of the slope fan and basin deposits. Along with the transgression, submarine fan was finally replaced by pelagic deposits.

Key words Pearl River Mouth Basin; Baiyun Sag; Liwan3-1 gas field; Zhujiang Formation; submarine fan



图版 I 说明: 1. 灰色—灰黄色块状中—粗粒岩屑砂岩, 含大量生物碎屑, 以腹足类和双壳类为主。3164.88 ~ 3165 m, X-4 井; 2. 灰—深灰色块状含泥砾中—粗粒砂岩。3152.00 ~ 3152.25 m, X-2 井; 3. 灰色块状中—粗粒岩屑砂岩, 含泥纹和具碟状泄水构造, 含较多的炭泥屑定向排列。3162.00 ~ 3162.25 m, X-4 井; 4. 黄灰色块状中—粗粒岩屑砂岩, 顶部见平直的冲刷面。3162.25 ~ 3162.50 m, X-4 井; 5. 中—粗粒钙质胶结长石岩屑砂岩, 分选较好。对角线长 0.88 mm。3172.35 m, X-4 井; 6. 中—粗粒长石岩屑砂岩, 分选较好。对角线长 0.88 mm。3164.36 m, X-4 井; 7. 泥岩中含大量的钙质藻类化石。3140.00 m, 放大 2300 倍, X-4 井; 8. 砂质相球虫灰岩。2926.30 m, 对角线长 0.88 mm, Z-1 井; 9. 下部 4 cm 厚具低角度板状斜层理的细砂岩和 9 cm 具平行层理的细砂岩。2471.75 ~ 2472.00 m, N-1 井; 10. 顶部 8 cm 具平行层理的细—中粒砂岩, 之下 7 cm 块状中粒砂岩, 含 2 颗坠石。突变面之下为灰褐色粉砂质泥岩。2476.00 ~ 2476.25 m, N-1 井; 11. 灰色中—粗粒灰质生物屑砂岩, 生物碎屑定向排列。3172.75 ~ 3173.00 m, X-4 井; 12. 逆序层理。2486.20 ~ 2486.50 m, N-1 井; 13. 厚层块状砂岩中的撕裂泥屑, 撕裂泥屑呈明显的棱角状。2478.40 ~ 2478.61 m, N-1 井; 14. 正粒序砂岩。2481.00 ~ 2481.25 m, N-1 井; 15. 逆—正粒序层理, 砾石含量由向上增多渐变为向上减少。N-1 井, 2480.05 ~ 2480.32 m



图版 II 说明:1. 上部灰色具平行层理细粒砂岩,中下部具块状层理灰白色砂岩,底部为深灰色泥岩。上部平行层理经内潮汐改造,含有双泥岩层。3168.00~3168.25 m,X-2 井;2. 滑塌变形砂岩,表现为包卷层理。2477.65~2477.75 m,N-1 井;3. 破碎的深灰色泥岩与疏松的灰黄色中-细粒杂砂岩互层。3078.11~3078.36 m,X-1 井;4. 深灰色泥岩夹薄层砂岩(上部)。2495.75~2496.00 m,N-1 井;5. 深灰色泥岩夹薄层砂岩(下部)。2495.00~2496.25 m,N-1 井;6. 黄灰色灰泥质粉砂岩。具泥屑-藻屑纹层,生物扰动和钻孔构造非常发育。3198.00~3198.25 m,Y-1 井;7. 浅黄灰色灰质粉砂岩。发育丰富的脉状层理、波状层理、透镜状层理、生物扰动构造和水平、斜交虫管。3185.50~3185.75 m,Y-1 井;8. 深灰色泥岩。中上部含较大黄铁矿结核,下部的黄铁矿结核较小。3207.50~3207.75 m,Y-1 井;9. 灰色含砂质和生物碎片(主要为有孔虫类)泥岩,见较多扁平状泥砾和变形构造。3199.00~3199.25 m,X-2 井;10. 深灰色纹层状含灰质泥岩,含大量密集成条纹状分布的有孔虫化石。发育少量水平虫管和潜穴构造。2937.00~2937.25 m,Z-1 井;11. 灰色含灰质粉砂质泥岩,含较多成条纹状分布的有孔虫化石。发育大量被水平和斜交生物钻孔和扰动构造强烈破坏的脉状层理、波状层理和透镜状层理。2932.75~2933.00 m,Z-1 井;12. 上、下都为具水平层理和变形层理的暗色泥岩,中部为具沙纹层理的透镜状粉砂岩。3057.90~3058.15 m,X-1 井;13. 浅黄色块状砂质生物层灰岩,见脉状层理、丰富的有孔虫化石和双壳类碎片以及少量细小海绿石碎屑。3188.00~3188.25 m,Y-1 井