

巴西桑托斯盆地下白垩统湖相碳酸盐岩沉积差异及其主控因素

程涛¹, 陶维祥¹, 李丹¹, 刘昕羽¹, 张成^{2*}

[1.中国海洋石油国际有限公司, 北京 100028]

[2.海洋地质资源湖北省重点实验室, 中国地质大学海洋学院, 湖北武汉 430074]

摘要: 巴西桑托斯盆地裂谷期(早白垩世巴雷姆期-阿普特期)发育世界级大型湖相碳酸盐岩, 目前已在该领域获得大量的油气发现, 是世界油气勘探的热点领域。碳酸盐岩发育程度是该盆地油气能否富集成藏的关键。钻井揭示该盆地裂谷期发育“两期两类”湖相碳酸盐岩: 早期断拗转换期(巴雷姆晚期-阿普特期) Itapema (ITP) 组贝壳灰岩和晚期拗陷期(阿普特中-晚期) Barra Velha (BV) 组微生物礁灰岩。这“两期两类”湖相碳酸盐岩虽均为生物灰岩, 但其成因机制和岩性组合差异较大, 为厘清“两期两类”湖相碳酸盐岩沉积差异及发育主控因素, 本文基于薄片、岩芯、测井、地震等数据资料, 对该盆地两类盐下湖相碳酸盐岩开展了系统的微观、宏观相结合的岩石学、沉积学研究。综合研究分析表明巴西桑托斯盆地下白垩统大型湖相碳酸盐岩发育主要受古地貌、古湖水盐度和古水体能量变化控制, 其中古地貌控制了湖相碳酸盐岩储层沉积微相展布和发育程度, 古水体盐度控制湖相碳酸盐岩岩石类型垂向演化, 古水体能量变化和水深控制湖相碳酸盐岩微相平面变化。最终明确迎浪高能淡水环境为 ITP 组贝壳灰岩储层发育有利背景, 而迎浪清浅的中-高能半咸水-咸水环境是 BV 组叠层石灰岩储层发育有利背景, 这为寻找有利储层发育区带指明了方向, 对巴西盐下湖相碳酸盐岩油气勘探具有实际指导意义。

关键词: 湖相碳酸盐岩; 沉积微相; 主控因素; 下白垩统; 桑托斯盆地

中图分类号: P618.13

收稿日期: 2025-02-19

Depositional Differences and Main Controlling Factors of Lacustrine Carbonate Sediments in the Lower Cretaceous of Santos Basin, Brazil

Cheng Tao¹, Tao Weixiang¹, Li Dan¹, Liu Xinyu¹, Zhang Cheng^{2*}

(1. CNOOC International Ltd., Beijing 100028, China)

(2. Hubei Key Laboratory of Marine Geological Resources, College of Marine Science and Technology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: The rift stage (Barremian-Aptian of the Early Cretaceous) of the Santos Basin in Brazil is characterized by the development of world-class large-scale lacustrine carbonates deposition. At present,

基金项目: 中海油“十四五”科技重大专项(编号: KJGG2022-0901)”

作者简介: 程涛(1978-), 男, 博士, 高级工程师, 主要从事海外油气勘探研究工作, E-mail:cjpu@sohu.com。

通讯作者: 张成(1977-), 男, 博士, 副教授, 主要从事海洋地质与资源研究, ORCID: 0000-0003-0610-5148, E-mail: zhangch@cug.edu.cn。

numerous oil and gas discoveries have been made in this field, making it a hot spot for global oil and gas exploration. The development degree of carbonate sediments is the key to the enrichment and accumulation of oil and gas in the basin. Drilling results reveal the development of "two phases and two types" of lacustrine carbonate sediments during the rift stage of the basin: shell limestone of Itapema (ITP) group in early fault-sag depression transition period (Late Barremian- Aptian) and microbial reef limestone of Barra Velha (BV) group in late sag depression period (Mid- Late Aptian). Although both of these "two phases and two types" lacustrine carbonate sediments are biogenic limestone, their genesis mechanisms and lithological combinations differ significantly. In order to clarify the sedimentary differences and main controlling factors of the " two phases and two types " lacustrine carbonate rocks, based on thin section, core, logging, seismic and other data, this paper conducts a systematic petrological and sedimentological study of two types of lacustrine carbonate sediments in the basin, combining micro and macro perspectives. Comprehensive research shows the development of large-scale lacustrine carbonate sediments in the Lower Cretaceous of the Santos Basin in Brazil is mainly controlled by paleogeomorphology, paleolake water salinity and paleowater energy changes. Paleogeomorphology controls the distribution and development of sedimentary microfacies of lacustrine carbonate reservoirs, paleowater salinity controls the vertical evolution of lacustrine carbonate sediments types, and paleowater energy and water depth control the microfacies variation of lacustrine carbonate sediments. Finally, it was confirmed that the high-energy freshwater environment in the face of waves is a favorable background for the development of shell limestone reservoir in Itapema Formation, and the shallow medium-high energy semi saline - saline water environment in the face of waves is a favorable background for the development of stromatolitic limestone reservoir in Barra Velha Formation. This points out the directions for finding favorable reservoir development zones and has practical guiding significance for the oil and gas exploration in lacustrine carbonate rocks of Brazil.

Keywords: Lacustrine Carbonate; Sedimentary microfacies; Main controlling factors; Lower Cretaceous; Santos Basin

湖相碳酸盐岩是最常见的陆相碳酸盐岩类型，不仅包含丰富的古环境、古生态和古地理信息，还是重要的油气储层，已成为沉积学研究的热点领域。近些年来，学者们对露头区湖相碳酸盐岩沉积开展了大量的研究，如苏格兰 Fife 地区 Asbian Sandy Craig 灰岩（Kirkham et al., 2018），英格兰 Bristol 地区下石炭统 Holkerian Concretionary 灰岩（Rogerson et al., 2017），苏格兰 Edinburgh 地区 Viséan East Kirkton 灰岩（Mercedes-Martín et al., 2017）等。在这些露头区建立的湖相碳酸盐岩沉积精细结构及积累的丰富分析测试数据为地下埋藏区湖相碳酸盐岩研究提供了借鉴，有些学者将其与巴西东海岸深水盆地湖相碳酸盐岩开展了类比研究（Mercedes-Martín et al., 2017; Chafetz et al., 2018; 康洪全等, 2018a），但由于其岩性多样、成因复杂，前人关于其成因机制、时空演化、发育主控因素等均尚未形成系统性认识。早白垩世，巴西桑托斯盆地经历了从裂陷期到过渡期的演变，与此同时，古湖盆也经历了从淡水环境向咸水环境，最终演变为盐、碱湖的过程。这一演变历程导致下白垩统裂陷晚期形成了 ITP 组和 BV 组独特的湖相碳酸盐岩，这一地质现象引起了学术界和工业界的广泛关注（刘深艳等, 2011; Thompson D et al., 2015; 康洪全等, 2016; 程涛等, 2018; Neves I et al., 2019）。基于油气勘探资料，国内外学者们对该盆地裂陷晚期 BV 组的沉积环境（康洪全等，

2018a; 朱奕璇等, 2022)、微生物岩成因 (Wright et al., 2020; Rebelo et al., 2023)、层序地层特征 (罗晓彤等, 2020; 何赛等, 2022)、埋藏期多期成岩作用 (Lima et al., 2019) 以及储层特性 (康洪全等, 2018b; 贾怀存等, 2021) 等方面开展了深入研究, 但对 ITP 组和 BV 组两期两类湖相碳酸盐岩的沉积差异性及其主控因素的研究较为有限。本文通过薄片、岩芯、钻井、测井、地震等资料, 围绕桑托斯盆地下白垩统 ITP 组和 BV 组湖相碳酸盐岩开展系统的沉积学分析, 对其岩石学特征、沉积微相类型、发育控制因素进行系统分析, 其成果对巴西东海岸深水盆地早白垩世古环境、古生态、古地理研究以及油气勘探实践具有重要的参考价值。

1 区域地质背景

桑托斯盆地位于巴西东南部海域, 北邻坎波斯盆地, 南邻佩洛塔斯盆地, 面积约 $32.7 \times 10^4 \text{ km}^2$, 水深 0~3200 米。该盆地发育演化与早白垩世冈瓦纳超大陆裂解和南大西洋扩张密切相关 (Chang et al., 1992; Moulin et al., 2009), 属于典型的被动大陆边缘盆地, 总体可划分三期沉积构造演化 (Moreira et al., 2007): 早白垩世裂陷期湖相沉积、过渡期 (阿普特期) 盐岩沉积和晚白垩世-新生代漂移期海相沉积。其中早白垩世裂陷期, 古大陆由南至北裂解, 早期张裂使得盆地内发育半地堑体系, 形成强烈断陷, 总体呈 NE-SW 走向、隆坳相间的构造格局 (图 1), 晚期断层活动减弱, 依次沉积了早期断坳转换期 (巴雷姆晚期-阿普特期) ITP 组贝壳灰岩和晚期坳陷期 (巴雷姆中-晚期) BV 组微生物礁灰岩 (Gomes et al., 2020), 钻井揭示“两期两类”湖相碳酸盐岩厚度大且在远离陆源碎屑影响的东部隆起带、中央坳陷带低凸起之上分布广泛, 其中 ITP 组贝壳灰岩厚度为 77~427m, 平均可达 282m, BV 组微生物礁灰岩厚度为 18~637m, 平均厚度可达 250m, 目前该领域已获得了大量的油气发现, 累计 2P 可采储量达 469 亿桶油当量, 占盆地油气发现的 93%。过渡期 (阿普特期), 热沉降开始, 因南部 Walvis 海岭阻隔, 形成局限且有较高盐度的海湾 (Embry et al., 1971), 至阿普特末期, 盆地内沉积一套厚层 (通常 >1km) 蒸发盐岩层系 (Wright et al., 1992), 为盐下湖相碳酸盐岩区域性盖层。漂移期 (晚白垩世-新生代) 伴随板块进一步裂解, 海水快速涌入, 巴西东南部被动陆缘盆地由浅水碳酸盐岩台地沉积环境演变为被动陆缘开阔海洋环境 (Moreira et al., 2007), 盆地在岩石圈均衡和热冷却作用下稳定沉降, 盐上发育大套碳酸盐岩-碎屑岩沉积。

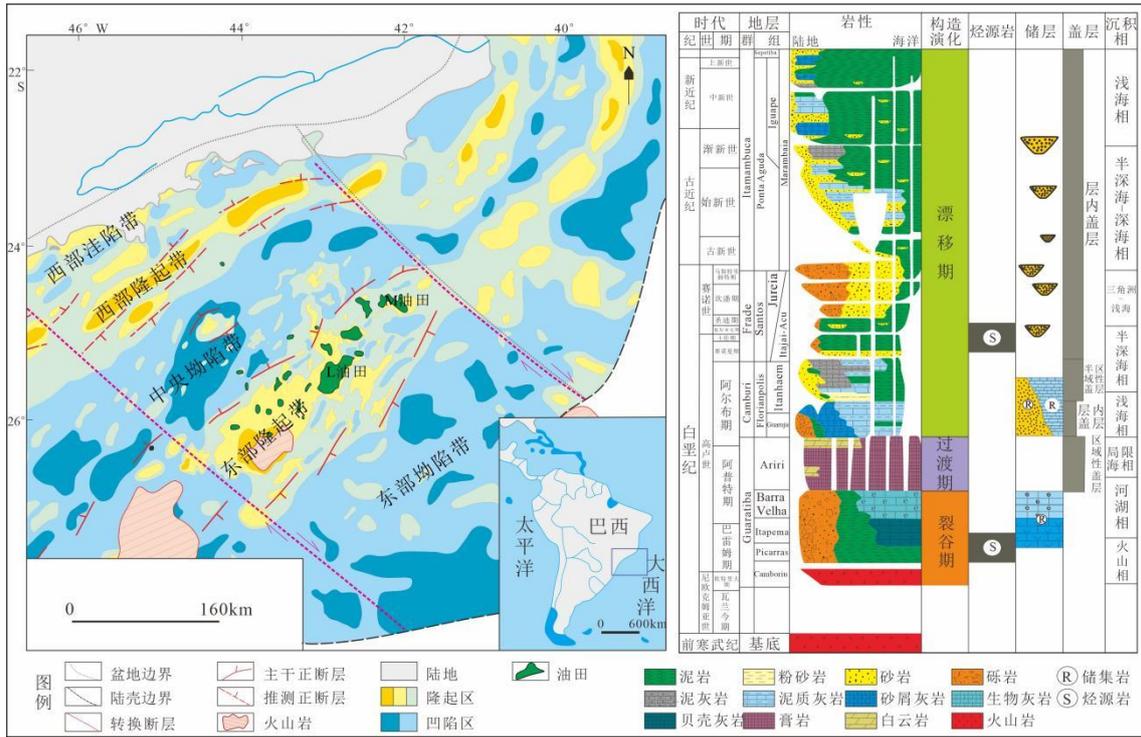


图1 桑托斯盆地裂陷期构造纲要图与下白垩统碳酸盐岩油气发现叠合图（左）和地层-构造演化综合柱状图（右）
 Fig.1 Rift tectonic framework with oil-gas discoveries in lower Cretaceous carbonate reservoir (left) and an integrated stratigraphic column showing tectonic evolution (right) of the Santos Basin.

2 岩石类型差异

桑托斯盆地盐下生物灰岩储层岩石类型较多，成因争议较大，为了更为直观、具体、简明地划分盆地盐下大型湖相生物灰岩岩石类型，本文基于对盆地 M 油田、L 油田下白垩统生物灰岩钻井取心、井壁取心、岩屑等宏观样品进行细致观察与总结，结合相应铸体薄片和普通薄片进行分析归纳，在宏-微观结构表征基础上，建立了基于生物-机械双重成因的湖相生物灰岩岩石学分类方案，将桑托斯盆地下白垩统湖相生物灰岩划分出 3 类成因和 12 种岩石类型（表 1）。

表 1 桑托斯盆地下白垩统湖相碳酸盐岩岩石类型划分

Table 1 Classification of Lower Cretaceous lacustrine carbonate rock in the Santos Basin

地层	成因机制	岩石类型	
BV 组	微生物成因	层纹石灰岩	Laminated limestone
		叠层石灰岩	Stromatolite
		核形石灰岩	Oncoids
		球状灰岩	Spherical limestone
ITP 组	机械-化学成因	内碎屑灰岩（砂屑、砾屑灰岩）	Dolostone
		鲕粒灰岩	Oolitic limestone/oid grainstone
		贝壳灰岩	Coquina
		微晶颗粒灰岩	Packstone
		含颗粒微晶灰岩	Wackstone
		微晶灰岩	Micrite
	颗粒灰岩	Grainstone	
交代成因	白云岩	Dolostone	

2.1 ITP 组岩石类型

ITP 组碳酸盐岩类型丰富，以机械-生物化学成因碳酸盐岩类为主，包括内碎屑灰岩（砂屑、砾屑灰岩）、鲕粒灰岩、贝壳灰岩、微晶颗粒灰岩、含颗粒微晶灰岩、微晶灰岩、颗粒灰岩等，其中，以贝壳灰岩和鲕粒灰岩最为常见（图 2）。

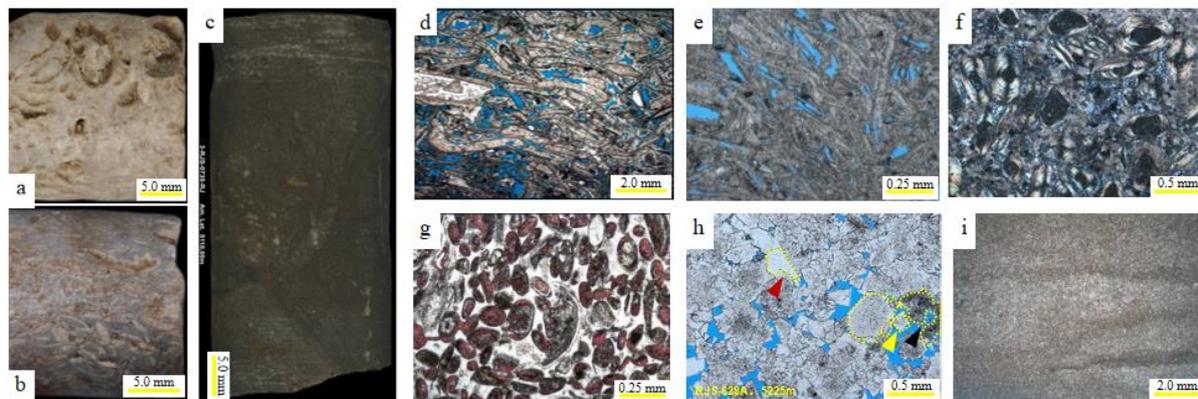


图 2 ITP 组典型岩石类型特征

Fig.2 Petrological characteristics of typical lithological type in the ITP Formation

a. 贝壳灰岩岩心照片；b. 含泥/泥质贝壳灰岩岩心照片；c. 泥灰岩岩心照片；d. 贝壳灰岩镜下照片，颗粒支撑，亮晶胶结，由于波浪的改造作用，未见完整双壳特征，多为贝壳碎片，内部被部分溶蚀，单偏光；e. 泥质贝壳灰岩镜下照片，泥晶胶结，发育铸膜孔，单偏光；f. 鲕粒灰岩镜下薄片，正交偏光；g. 鲕粒灰岩镜下薄片，单偏光；h. 白云岩镜下照片，黑色箭头指向它形白云石晶粒，内部为未完全云化灰岩，具残余结构；黄色箭头指向自形白云石晶粒，粒径约 0.25mm；红色箭头指向鞍状白云石晶粒；i. 泥灰岩镜下照片，见生物扰动，有效缝洞不发育，单偏光

(1) 贝壳灰岩

贝壳灰岩 (Coquina) 一词源自西班牙语，原意仅指生物壳体硬质组分组成的致密堆积体，但大西洋两岸裂陷晚期贝壳灰岩特指以双壳类硬质壳体为主，介形类和腹足类壳体为辅，并含有其他碳酸盐岩组分和硅质碎屑组分的岩性复合体的统称，是一种以生物壳体及碎屑为主的颗粒灰岩（生物碎屑灰岩）。岩石主要由双壳类生物的壳体组成，颜色以米黄色和棕色为主，壳体大小在 0.5cm 至 5cm 之间，在岩心尺度可以识别出明显的铸模孔和溶孔、溶洞等结构，其成因与原地堆积或近距离搬运有关。基于贝壳颗粒与灰泥基质含量，贝壳灰岩可进一步细分为两类：贝壳灰岩（图 2a、d）和含泥/泥质贝壳灰岩（图 2b、e）。以双壳为主、含少量灰泥基质的生物碎屑灰岩，结构多为颗粒支撑，贝壳壳体粗大，指示高能水体环境，形成于水动力强且营养富集的沉积环境。从井筒取心的尺度上（数十厘米级）观察（图 2a），贝壳灰岩表现为块状结构，颗粒粗大，孔隙非常发育，但存在分布上的差异，局部发育裂缝，但多被后期胶结物充填。在显微薄片的尺度上（毫米级），由于强烈的波浪改造作用，导致贝壳整体较为破碎，未见完整双壳形态，大小较为均一，质地较纯，灰泥含量少，整体孔隙发育，不仅发育溶蚀形成的铸模孔，还发育局部受到改造的原生粒间孔（图 2d）。

贝壳灰岩作为优质储层发育的基础，孔隙度在 15%-20%之间，渗透率平均 300mD。含泥/泥质贝壳灰岩以壳体较小的介形类壳体为主，灰泥含量较高，多为基质支撑，以灰泥含量较高、壳体较小且孔隙不发育为特征，铸模孔不发育，粒间孔经过溶蚀改造后可以具有一定的储集能力。基质支撑结构和较小的壳体表明水体相对低能且环境整体缺乏足够的营养物质供给。在显微薄片的尺度上（毫米级），泥质贝壳灰岩不仅以基质支撑为主，可以观察到一些颗粒定向排列与分层的趋势（图 2e），这指示了沉积期该部位较为安静的水动力条件。泥质贝壳灰岩物性相对较差，但仍能作为储层，孔隙度多为 5%-11%，渗透率多在 50mD 左右。

(2) 鲕粒灰岩

由于受到资料限制，目前掌握的鲕粒灰岩样品较少。整体上，鲕粒灰岩主要由方解石组成，常为椭圆形真鲕，鲕粒大小以 0.1-0.2mm 为主，圈层清楚，核心常为泥晶或生屑，并且含有较多的贝壳碎屑（图 2f、g）。鲕粒粒间常被石英等充填。与广泛发育的海相鲕粒灰岩相比，桑托斯盆地 ITP 组鲕粒灰岩具有时代较新（早白垩世），规模小、单层薄、横向连续性差，发育在干旱蒸发浅湖高能带，沉积上受控于湖平面变化和湖浪作用强度。

2.2 BV 组岩石类型

BV 组主要发育微生物礁灰岩类型，微生物礁灰岩是由底栖微生物群落通过捕获与粘结碎屑沉积物或经与微生物活动相关的作用在原地形成的沉积物，主要以叠层石灰岩、球粒灰岩、层纹岩最为常见（图 3、图 4）。

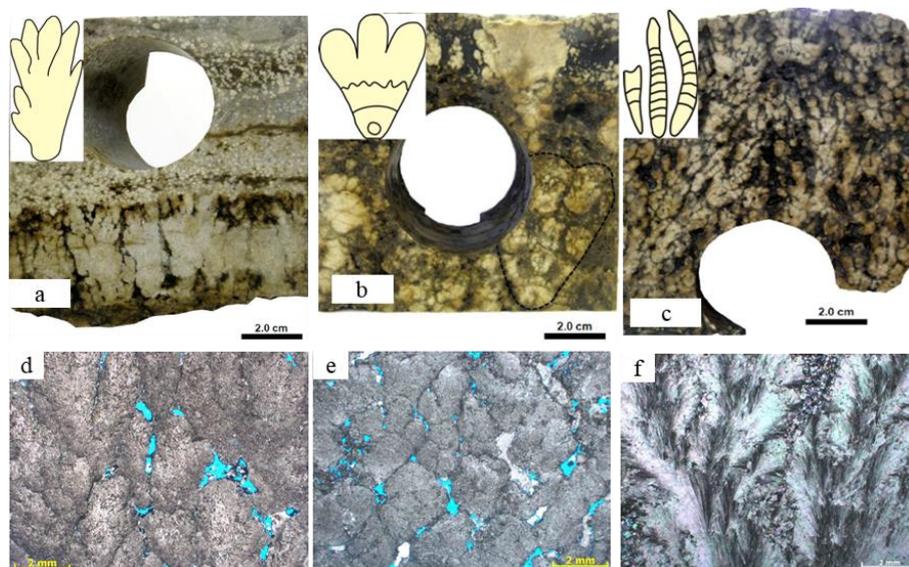


图 3 BV 组叠层石灰岩典型岩石类型特征

Fig.3 Petrological characteristics of stromatolitic limestone in the BV Formation

a. 假分支状叠层石岩心照片；b. 穹窿状叠层石岩心照片；c. 分支状叠层石岩心照片；d. 假分支状叠层石镜下照片，单偏光；e. 穹窿状叠层石镜下照片，单偏光；f. 分枝状叠层石镜下照片，具有放射状生长结构，正交偏光

(1) 叠层石灰岩

BV 组的叠层石灰岩的沉积过程以微生物的生长为主，由湖盆中的底栖微生物通过生物化学作用在原地形成，发育类型多样，有假分支状、穹隆状和分枝状（图 3）。其中假分支状叠层石灰岩底部窄，由于生长速度差异，向上逐渐出现假分支，分支结构不明显，连续沉积厚度可达米级，通常发育在微生物礁的迎风面，抗风浪能力强，代表高能水体沉积环境，单簇叠层石常见下窄上宽状，高 1-10 cm，宽 0.5-8 cm，高/宽比>1，镜下见单一方向堆叠的生长纹理结构（图 3d）。穹隆状叠层石灰岩通常比较高，从底部向上生长迅速，在横向上往往连片呈层状分布。单簇叠层石较假分支状小，高 0.8-6cm，宽 0.5-6 cm，高/宽约等于 1（图 3e）。分枝状叠层石灰岩往往比较细小，无主干，具有明显的细长状分支的丛生结构，单柱叠层石高 0.5-2 cm，宽 0.1-0.2 cm，高/宽比通常>1，镜下薄片可观察到晶体生长面弯曲的放射轴状纤维方解石产生的波状消光现象（图 3f）。

叠层石的上下连续与左右连片生长形成了多孔的生长格架结构，其原生格架孔发育，且格架孔保存较好，通常较少受到后期成岩改造而变差，局部见因溶蚀作用而扩大孔隙（图 3d、e），一般为优质储层。

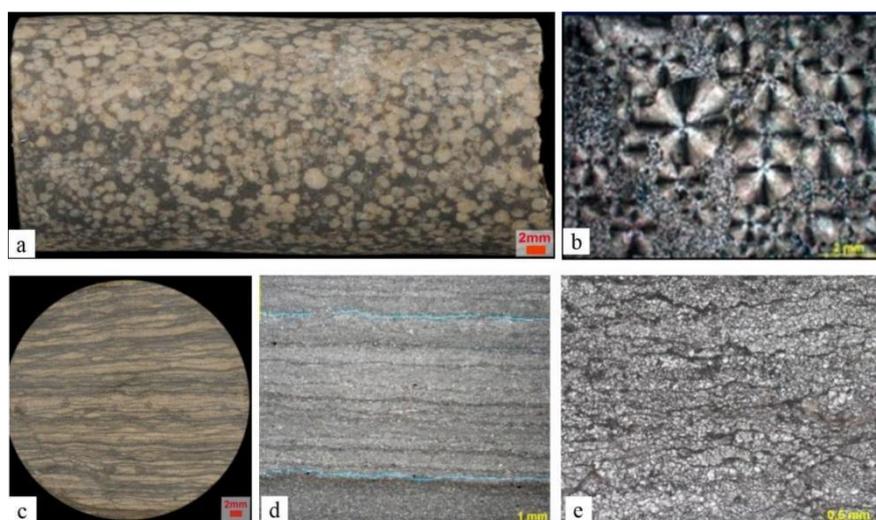


图 4 BV 组球粒微生物灰岩及层纹岩典型岩石学特征（来自于 L、M 油田钻井）

Fig.4 Petrological characteristics of spherulitic limestone and laminated limestone in the BV Formation

a, 球粒灰岩岩心照片；b, 球粒灰岩镜下照片，粒径 0.5mm-1cm，呈十字消光现象，正交偏光；c, 层纹岩岩心照片，见较平直纹层结构，单偏光；d、e, 层纹岩镜下照片，微齿状不规则纹层，单偏光

(2) 球粒灰岩

除了叠层石灰岩之外，研究区 BV 组还发育球粒灰岩，该类灰岩形成于能量较低且咸化的湖盆沿岸带，由微生物的生物化学作用形成，后续遭受湖浪的水动力搬运并堆积、埋藏成岩后成为球粒灰岩。球状灰岩常发育在两套叠层石灰岩之间。球粒大小从小于 0.5mm 到大于 2mm 不等，颜色以米黄色和浅棕色为主，多为点接触的颗粒支撑和“漂浮”在灰泥基质中的基质支撑（图 4），指示沉积环境水体能量相对较低。在显微镜下，并没有观察到典型鲕粒的核心—圈层结构，球粒灰岩一般由无明显圈层的球粒组成，在显微镜正交偏光下具十字消光特征（图 4b），球粒中显著的十字消光

的特征表明其均由放射轴状纤维方解石组成。前人对 BV 组球粒微生物灰岩成因尚有争论 (Claes et al., 2021; Rebelo et al., 2023; Altenhofen et al., 2024), 但可以肯定的是, 其形成于富有机质、粘土环境, 伴随微生物活动及半干旱环境下的相互作用。

这类球粒灰岩如未受溶蚀作用改造, 通常难以形成较为优质储层 (图 4a、b), 球粒通常形成于盐度较高的水体, 并且会与一些假分支状状叠层石伴生, 球粒灰岩经过成岩改造后可具有一定的储集能力。

(3) 层纹岩

层纹岩呈明暗相间纹层结构 (图 4c), 是研究区盐下湖相微生物灰岩的主要类型之一。根据纹层结构、形态、起伏幅度等因素, 将层纹岩分为齿状层纹岩和平滑状层纹岩。平滑状层纹岩起伏幅度较小, 纹层呈近水平状, 颜色较深, 伴生沉积构造较少 (图 4d)。微齿状层纹岩纹层具有一定的起伏, 剖面上呈微小齿状, 侧向与球状微生物结构相连 (图 4e)。层纹岩纹层之间裂缝常为石英充填, 除叠层构造之外, 常含有球粒构造。

3 沉积类型差异

综合钻井揭示岩性组合特征、测井响应特征、地震响应特征及沉积差异背景, 整体上, ITP 组可识别出了生屑滩和滨浅湖两种沉积亚相, 而生屑滩亚相可进一步划分为贝壳滩、滩间、滩缘、滩斜坡、滑塌体五种沉积微相, 其中贝壳滩微相为 ITP 组碳酸盐岩储层发育主力相带 (图 5)。BV 组可识别出微生物礁和滨浅湖两种沉积亚相, 而微生物礁亚相可进一步划分为礁坪、礁核、礁间、礁缘和礁斜坡五种沉积微相, 其中礁核微相为 BV 组碳酸盐岩储层发育主力相带 (图 6)。不同微相沉积时期的古水深存在差异, 自然伽马能谱法可一定程度上恢复古水深 (陈中红等, 2004), 同时类比现今沉积, 如澳大利亚大堡礁、巴哈马台地等 (Sam P et al., 2014; 肖海漪等, 2014), 参考古生物介形虫分异度从 ITP 组至 BV 组逐渐降低的特点, 认为自 ITP 组至 BV 组, 古水深整体变浅, 微生物礁沉积的水深总体较生屑滩沉积的水深浅, 且不同沉积微相受水深影响较大, 如贝壳滩、礁核微相水体相对较浅, 水动力相对较强, 多位于迎浪高能面。

3.1 ITP 组沉积类型

(1) 贝壳滩: 形成于湖平面之下, 正常浪基面以上, 水深较浅 (约 5 m-10 m) 且相对动荡, 具有强水体能量的环境。主要岩性为贝壳灰岩, 大量壳体杂乱堆积整体指示高能环境生屑颗粒近源快速堆积; 测井上曲线呈现“箱型”结构、低伽马特征。地震相上表现为丘状外形, 顶底界面清晰, 均为稳定连续的强反射同相轴, 其下具有明显基座, 通常以早期固结的地层或冷却后的岩浆岩为主, 内幕则具有多期次侧积生长结构, 中弱振幅、中低频杂乱反射, 垂直生长方向两侧双向下超, 平行

生长方向，向地貌高部位上超减薄，向翼部-低部位纵向叠加并下超增厚（图 5，7）。

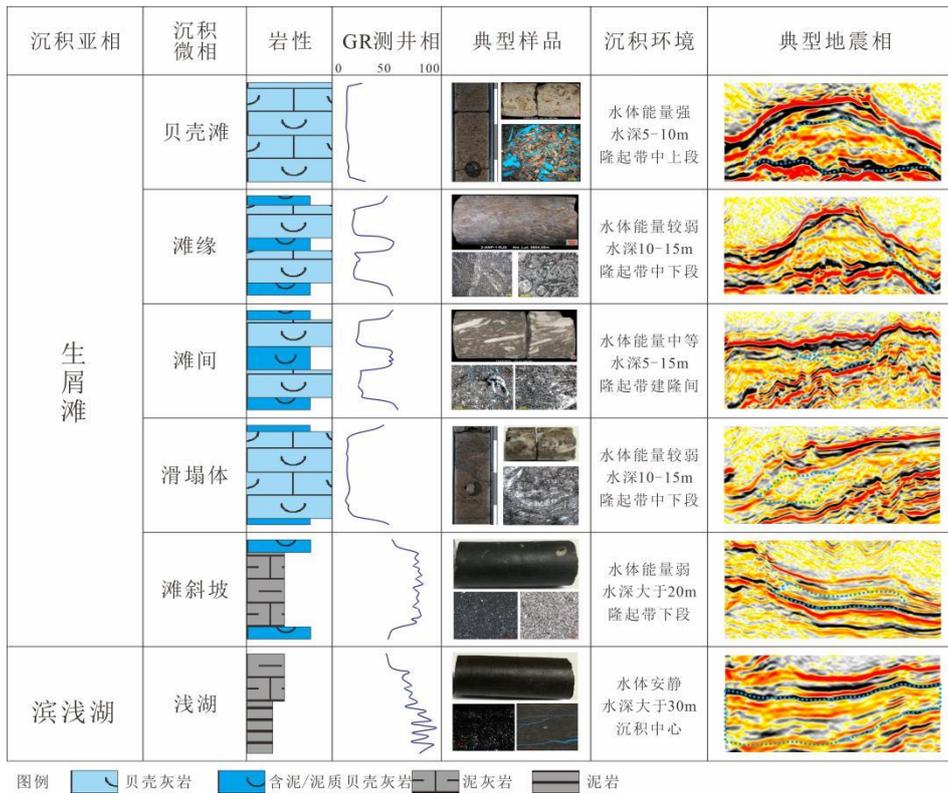


图 5 ITP 组碳酸盐岩沉积类型识别图版

Fig.5 Identification plate of carbonate sedimentary types in the ITP Formation

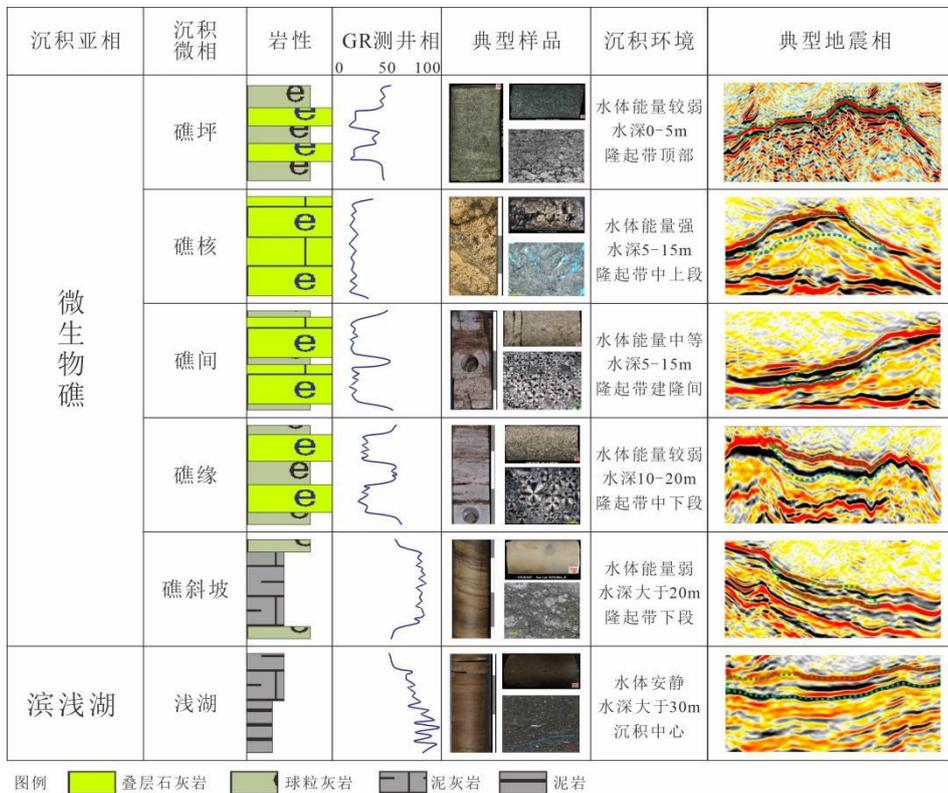


图 6 BV 组碳酸盐岩沉积类型识别图版

Fig.6 Identification plate of carbonate sedimentary types in the BV Formation

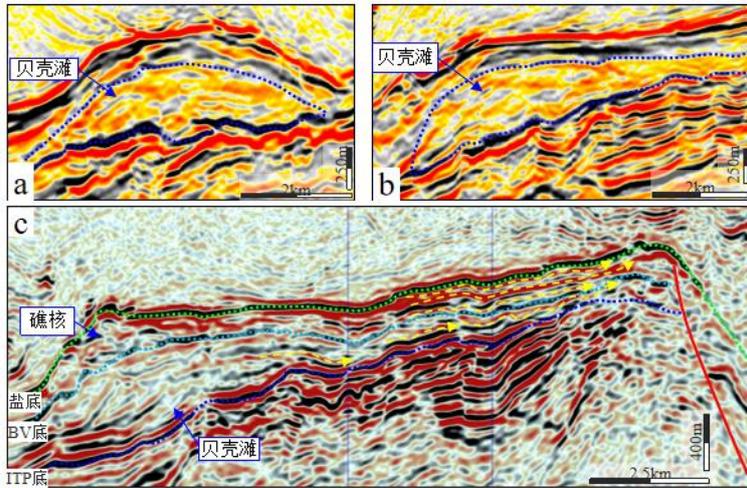


图 7 过 ITP 组贝壳滩微相典型地震剖面 (a,垂直生长方向; b-c,平行生长方向)

Fig.7 Seismic sections across coquina bank in the ITP Formation (a, vertical to the growth orientation; b-c, parallel to the growth orientation)

(2) 滩间: 沉积于贝壳滩体之间能量相对较低的低洼区, 水深 5~15m, 由于水动力相对于高能低凸起较弱, 沉积物中泥质含量增加, 岩性以含灰泥贝壳灰岩与贝壳灰岩的互层为主, 反映微相之间的过渡和变化。测井曲线中伽马呈“齿化箱型”的弱漏斗状结构。地震剖面上表现为楔状外形, 顶底界面均为稳定连续强反射同相轴, 内部连续平行-亚平行结构, 中强振幅、中低频反射, 两侧上超于贝壳滩体之上 (图 5, 8)。

(3) 滩缘: 位于高能低凸起向湖一侧周缘, 相对于贝壳滩微相, 水体略深, 约 10m~15m, 水体能量相对较弱, 泥质含量增加, 以含灰泥/灰泥质贝壳灰岩为主, 含有大量生物碎屑, 生屑颗粒较浅滩微相破碎且粒径变小, 整体指示经过一定程度搬运。测井曲线呈指状中低伽马特征。地震反射与滩间微相地震响应特征相似, 表现为透镜状, 外形边界清晰, 内幕断续亚平行结构, 中弱振幅反射 (图 5, 8)。

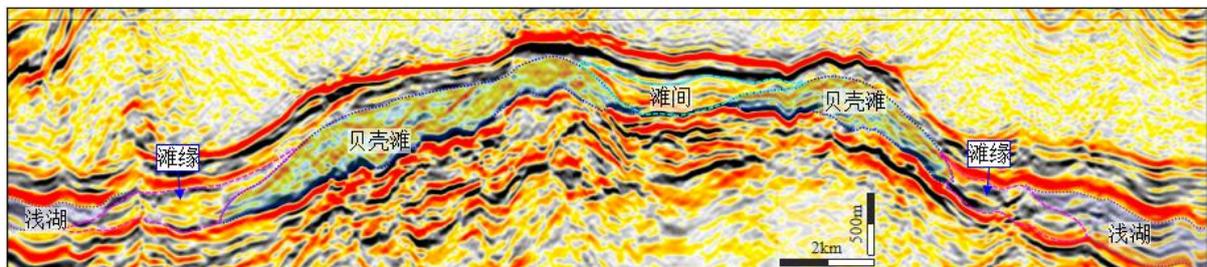


图 8 过 ITP 组滩缘、滩间微相典型地震剖面

Fig.8 Typical seismic section across bank edge and inter bank in the ITP Formation

(4) 滩斜坡: 形成于风暴浪基面之下, 水体一般大于 20 m, 存在一定程度扰动的较低水动力

条件。岩性以含贝壳碎屑的泥灰岩为主，整体为泥晶胶结背景，反映可能存在间歇性强水动力，将贝壳浅滩中的生屑搬运一定距离后沉积。测井曲线则呈齿状高伽马特征。地震剖面上表现为在滩体侧翼发育，呈楔状外形，内幕断续亚平行结构，中振幅、中频反射（图 5）。

3.2 BV 组沉积类型

(1) 礁坪：位于构造隆起顶部，水体整体较浅 (<5m)，长期处于湖平面附近，随着湖平面震荡波动，间歇性暴露于湖平面之上，由于受周缘生长的微生物礁遮挡作用，整体水体能量较弱。岩性上以球粒灰岩为主，局部夹薄层叠层石灰岩，原生孔隙整体不发育，但由于间歇性暴露遭受淋滤，溶蚀孔隙发育。测井上 GR 曲线多呈齿化漏斗形-钟形-箱形。由于可容纳空间有限，沉积地层较薄，地震上呈现单一同相轴低频连续强反射。

(2) 礁核：即具有抗浪骨架的微生物礁主体，多发育于凸起缓坡、高能低凸起区，长期处于湖平面之下，正常浪基面以上，水体约 5 m-15 m，形成于能量较强的水体环境。岩性以叠层石灰岩为主，局部发育球粒灰岩，叠层石灰岩发育多种类型，有次圆柱状、穹隆状和分枝状，不同类型的叠层石灰岩代表不同的沉积水体环境，次圆柱状通常抗浪能力较强，沉积时水体深度较大，穹隆状随着水体缓慢加深而生长，分支状通常发育在较浅水环境。叠层石灰岩易发育垂直裂缝，是微生物礁重要储层。测井上为低伽马值，曲线多成箱型（图 6）。地震相上表现为丘状外形，顶底界面清晰，均为强反射连续同相轴，底部同样具有明显基座，早期岩浆岩、ITP 组贝壳滩沉积均可为其提供沉积微古地貌背景，内幕为多期次建隆生长结构（图 9a），边缘向两侧下超，由于斜坡翼部沉积时期可容纳空间大，建隆特征最为明显，内部反射相对杂乱，向斜坡高部位，沉积时期可容纳空间小，微生物礁生长速率较低，成层性较好，地层厚度减薄，为中强振幅、中低频、较好连续反射（图 9a）。

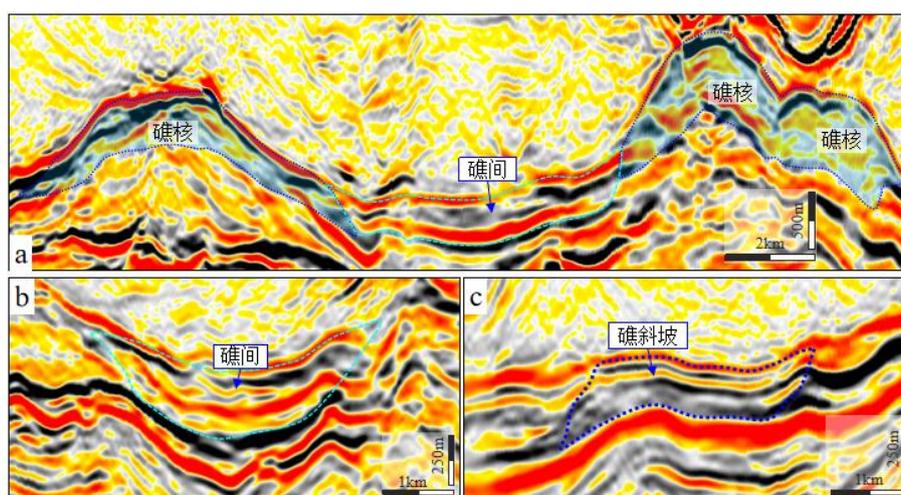


图 9 过 BV 组生物礁亚相典型地震剖面 (a,生物礁; b,礁间; c,礁斜坡)

Fig.9 Typical seismic facies across reef in the BV Formation (a. reef; b. inter reef; c. reef slope)

(3) 礁间：形成于正常浪基面之上，高能凸起之上相对低洼处，周缘为礁核，水体能量相对较

弱，水体相对较深。主要发育微晶灰岩、泥质球粒灰岩，灰泥含量增多，多为基质支撑，钻井揭示该相带储层依然发育，但相比礁核微相，储层质量、储地比均有所降低。测井上 GR 曲线多呈齿化漏斗形-钟形-箱形（图 6）。地震上表现为席状外形，顶底界面清晰，为连续稳定强反射同相轴，内幕为连续平行-亚平行结构，中强振幅、中低频反射，两侧上超于丘状建隆（图 9b）。

（4）礁缘：沉积于高能低凸起向湖一侧周缘较低部位，位于湖平面之下的正常浪基面至风暴浪基面之间，位于斜坡中-上段水深 10 m-20 m 较弱水体能量的环境中。岩性以含灰泥球粒灰岩为主局部可见发育程度降低的薄层叠层石灰岩（图 6）。地震上与礁间微相具有相似地震响应特征（图 9a）。

（5）礁斜坡：发育于凸起斜坡区，沉积于礁核以外向湖低部位，形成于风暴浪基面之下，水深大于 20 m，具有间歇搅动的弱水体能量沉积环境。由于水体相对较深，水体能量较低，层纹岩更为发育，含少量球粒，以基质支撑为主。测井曲线特征为齿化箱型、较高伽马值（图 6）。地震相上呈现为板状外形，内幕连续平行结构，中强振幅、中高频反射（图 9c）。

浅湖形成于风暴浪基面之下，水深大于 30 m 的安静水体环境中。沉积以泥岩、泥灰岩为主，生屑含量少，测井曲线呈低幅指状漏斗形，具有高伽马特征（图 5、图 6）。

4 沉积序列差异

桑托斯盆地下白垩统湖相碳酸盐岩发育区的碳酸盐岩沉积序列，从 ITP 组到 BV 组，在不同部位展现出显著的差异性，反映了碳酸盐岩沉积体生长、发育的时空差异性（图 10、图 11）。

4.1 ITP 组碳酸盐岩沉积序列

滩斜坡-滩缘-贝壳滩相序组合（图 10b），是生屑滩初期-早期发育的主要相组合，通常发育在生屑滩沉积序列的底部，指示伴生着生屑滩沉积，水体逐渐变浅，水体能量逐渐增强，向上贝壳含量增多，灰泥质含量减少，其下常为裂谷期的喷发岩冷却后形成的坚硬基座，也可能为裂谷期已固结成岩的河湖相陆源碎屑沉积。作为生屑滩亚相的初始阶段，识别该微相组合对划分生屑滩的沉积期次起到重要作用。

此后生屑滩持续沉积，发育最为重要的贝壳滩-滩间相组合（图 10c），该组合形成于生屑滩最为繁盛时期，也是优质储层发育的主体，岩性以贝壳灰岩和含少量灰泥的贝壳灰岩为主。在垂向上，相带的叠置程度不仅可以反映生物繁盛期持续的相对长度，还可以反映生物繁盛部位的迁移规律。此外，每个期次的贝壳滩微相的顶部总是发育有较多的铸模孔，而向下则出现越来越多的胶结作用和重结晶作用。最后一期生屑滩沉积结束后，湖盆遭受整体湖侵，沉积一套开阔湖相的泥岩、泥灰岩地层。

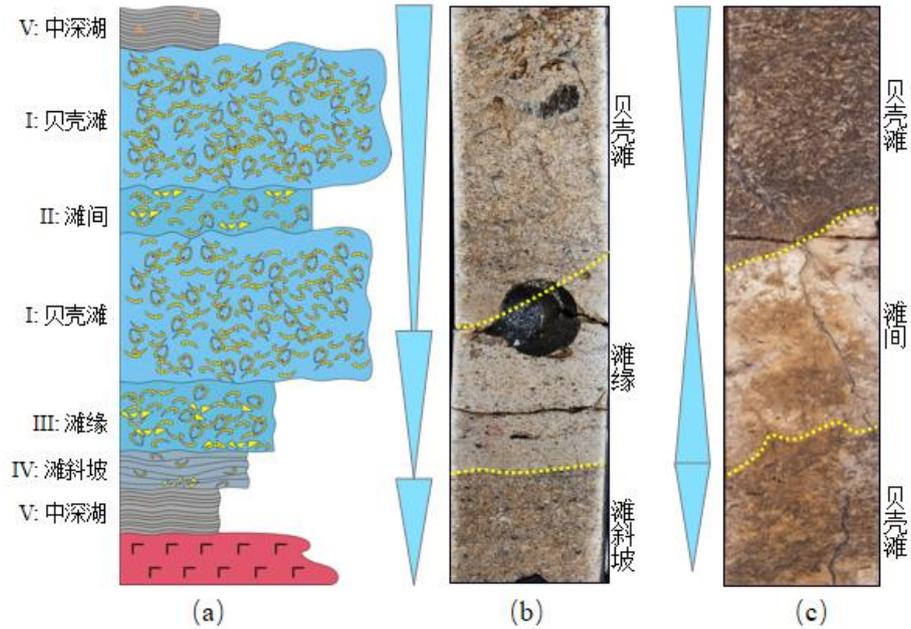


图 10 研究区 ITP 组沉积相类型及序列 (a: ITP 组典型沉积相序列; b: 滩斜坡-滩缘-贝壳滩相组合; c: 贝壳滩-滩间相组合)

Fig.10 Depositional Sequence of carbonate rocks in the ITP Formation (a. Typical depositional sequence of ITP formation; b. Sequence of bank slope- bank edge- coquina bank; c. Sequence of coquina bank -inter bank)

4.2 BV 组碳酸盐岩沉积序列

位于沉积序列下部的礁斜坡-礁缘组合(图 11b)是微生物礁发育初期-早期的主要微相组合,自下而上泥质含量逐渐减少,指示水体能量持续增强,结构上为灰泥-泥粒-球粒-发育较差的叠层石-发育中等的叠层石的特征,继续向上过渡为礁核微相。作为微生物礁亚相的初始阶段,识别该微相组合对划分微生物礁的生长期次起到重要作用。

此后微生物礁持续建隆,发育最为常见且重要的礁核-礁间(图 11c)组合,这是微生物礁繁盛时期的主要微相组合,该时期主要发育中等-松散排列的穹隆状叠层石,指示礁核微相发育程度较好,而两期发育较好的叠层石之间会夹杂若干发育较差的叠层石和球粒,局部还会见到叠层石碎屑,这是礁间微相的典型特征。最后一期礁核发育结束后,湖盆进入高盐度强蒸发主导的环境,微生物礁的发育也开始收缩,相带上也进入了封闭湖相沉积亚相,以礁缘-封闭湖相组合(图 11d)为主,自下而上表现为微生物结构发育变差,灰泥含量增加,局部可见炎热-干旱环境的沉积构造(干裂等)。

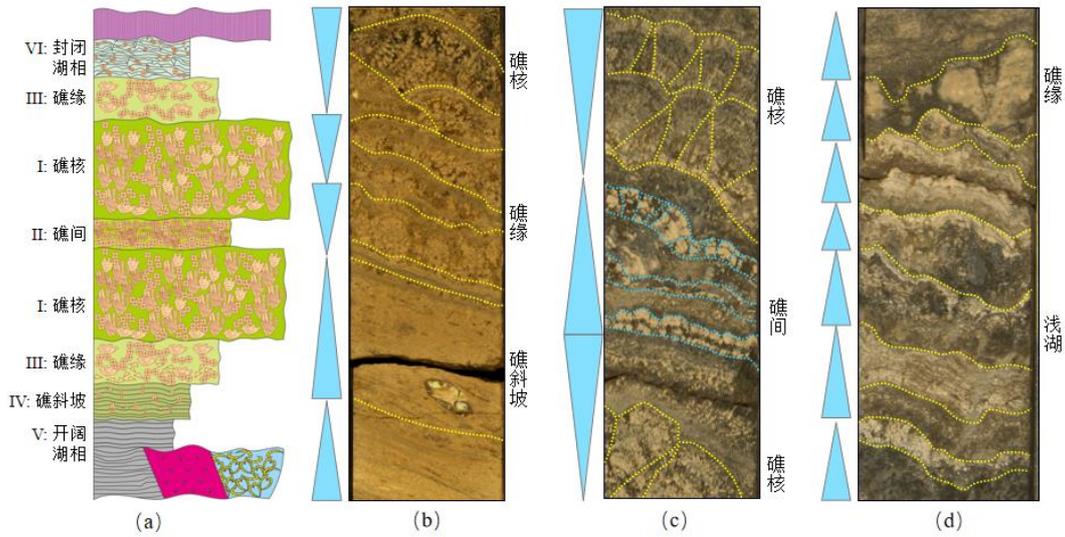


图 11 研究区 BV 组沉积相类型及序列 (a: BV 组典型沉积相序列; b: 礁核-礁缘-礁斜坡相组合; c: 礁核-礁间相组合; d: 礁缘-浅湖相组合)

Fig.11 Depositional Sequence of carbonate rocks in the BV Formation (a. Typical depositional sequence of BV formation; b. Sequence of reef slope - reef edge - reef core; c. Sequence of reef core-inter reef; d. Sequence of reef edge – shallow lake)

5 沉积差异主控因素分析

整体上，远离陆源碎屑影响的离岸隆起区，水体清澈、光照适宜，利于湖相碳酸盐岩发育（图 12）。而湖相碳酸盐岩发育规模、类型、以及储层发育程度则受多方面因素影响。在巴西桑托斯盆地，影响其盐下湖相碳酸盐岩沉积及储层发育的因素主要有六类。按照影响尺度，可进一步分为区域尺度沉积主控因素和区块/目标尺度沉积主控因素。其中区域尺度沉积主控因素影响区域沉积体系的发育与否，包括古气候、古水体条件和湖水盐度三类；而区块/目标尺度沉积主控因素则影响相带展布和储层的发育程度，包括古地貌、水动力条件和岩浆活动三类。其中古地貌、湖水盐度和古水体能量变化是控制研究区裂谷期湖相碳酸盐岩发育三大主控因素。

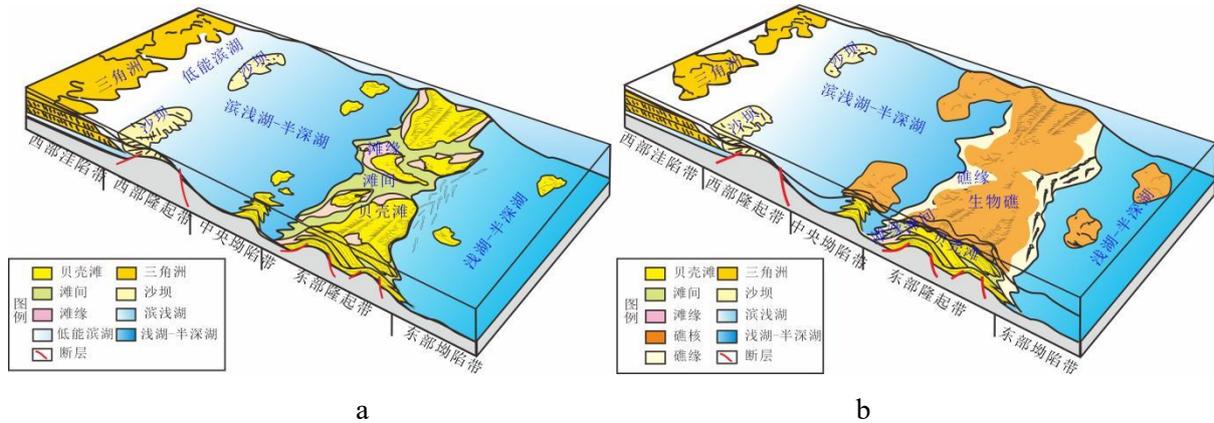


图 12 研究区裂谷期湖相碳酸盐岩沉积发育模式 (a. ITP 组贝壳滩沉积发育模式; b. BV 组微生物礁沉积发育模式)

Fig.12 Depositional model of lacustrine carbonate in study area (a. Depositional model of ITP coquina bank; b. Depositional model of BV microbial reef)

5.1 古地貌控制湖相碳酸盐岩宏观发育规模

古地貌对湖相碳酸盐岩，尤其是微生物礁及贝壳滩等优势储集相带展布具有明显控制作用。在湖相碳酸盐岩沉积期，不同的古地貌背景，水动力条件、透光性、湖平面变化频度、可容纳空间、乃至营养物质分布均存在差异，这些因素必然会导致沉积礁滩体厚度、岩性组合、储层发育程度存在一定程度差异。

例如古地貌较高的部位因水动力强、透光性好且营养物质充沛，微生物群落繁盛，从而礁体可快速生长建隆，而水动力弱、透光性差且营养物质寡淡的斜坡下部，仅有少量微生物种群可以生活且生产力不足，因此该部位仅能发育以泥灰岩为主的碳酸盐岩沉积。古地貌对于贝壳类生物的发育和后续壳体的堆积也有相似的影响。

为进一步明确古地貌对桑托斯盐下湖相碳酸盐岩沉积储层影响，可对隆起区古地貌进行次级构造单元划分，整体上隆起区可划分出凸起和凹陷两个次级构造单元，同时鉴于地形及构造位置差异，凸起区又可进一步划分出高地、次凸、低凸、高能洼地、缓坡带、陡坡带（图 13）。

不同微古地貌背景，水动力条件、透光性、湖平面变化频度、可容纳空间、乃至营养物质分布均存在差异，进而控制了礁滩体厚度、岩性组合、储层发育程度和沉积微相展布。高地为持续性古构造高，在早期生屑滩沉积时，往往出露水面之上，不接受沉积。而在后期微生物礁沉积时，由于湖平面上升，高部位没于水下，并开始接受沉积，但由于构造较高，水深偏浅，可容纳空间较小，且受周缘生长的微生物礁遮挡，整体水动力较弱，因此，主要沉积礁坪微相，岩性主要为球粒灰岩夹薄层叠层石灰岩为主。但伴随湖平面震荡，高地可短期暴露水面，沉积物遭受风化淋滤，一定程度上改善储层物性，如 L 油田高部位，仅沉积了 BV 组地层，泥质含量相对较高，但由于间接性暴露于湖平面之上，发育大量溶蚀孔隙，储地比可达 100%，平均孔隙度可达 16%。而环高地的翼部水体深度相对适宜，可容纳空间较大，水动力作用强，则普遍沉积礁核微相的叠层石灰岩和贝壳滩微相的贝壳灰岩。次凸水体深度整体适宜，位于正常浪基面附近，属于水体高能带，主要发育礁核微相和贝壳滩微相，储层沉积厚度大，储层物性好，其中微生物礁在地震剖面上具有明显生长建隆特征，贝壳滩则为滩状几何外形。低凸与次凸沉积相似，同样以发育礁核和贝壳滩微相为主，但由于水体相对加深，水动力相对减弱，整体泥质含量偏高。礁核微相的岩性以叠层石灰岩为主，局部夹杂薄层含泥叠层石灰岩，贝壳滩微相岩性以贝壳灰岩和薄层含泥贝壳灰岩为主，局部夹薄层泥岩。高地、次凸、低凸间高能洼地具有水深变化快、水体能量变化频繁特点，岩性组合中泥质含量明显增多，主要发育礁间、滩间微相。其中，礁间微相的岩性主要为球粒灰岩、含泥球粒灰岩和泥质叠层石灰岩，滩间微相岩性主要为泥质贝壳灰岩夹薄层贝壳灰岩。缓坡带由于水体较深，水动力较弱，

则主要发育礁前、礁斜坡、滩缘和滩斜坡微相，岩性主要为泥灰岩、含球粒纹层岩和含生物碎屑泥灰岩（图 13）。

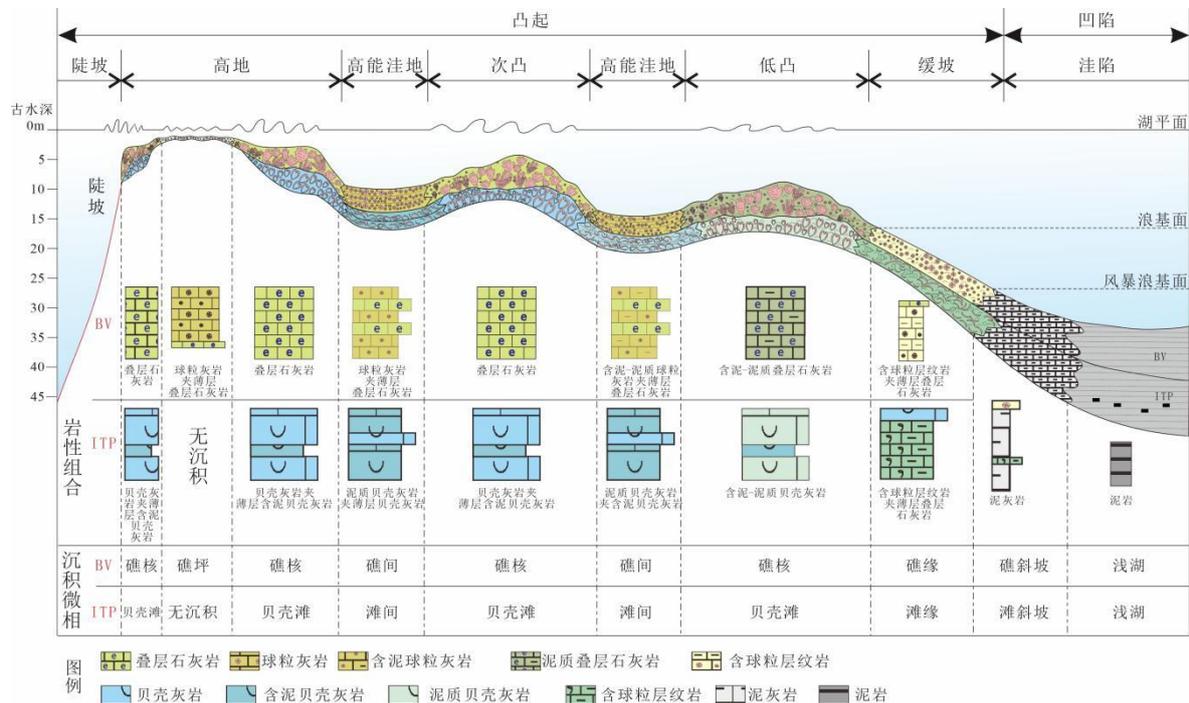


图 13 研究区隆起区微古地貌划分及其控制下碳酸盐岩沉积储层发育模式

Fig.13 Micro-paleogeomorphology division of uplift area and the carbonate reservoir depositional model under the controlling of micro-paleogeomorphology

5.2 古水体盐度控制湖相碳酸盐岩岩石类型

水体深浅、水动力条件、营养物质含量等因素均会影响生物群落的规模及分布（Whalen et al., 2002; Adams et al., 2005），在相对开阔水体环境中，因后生动物及真核生物等对生存空间的争夺，微生物难以大量生存；而处于超咸水水体环境中大量蒸发质矿物的析出同样不利于沉积微生物碳酸盐岩（魏柳斌等，2021），中等咸度为微生物适宜生长的水体环境，澳大利亚现代微生物碳酸盐岩沉积即为例证（Warren et al., 2011）。因此，湖水盐度可直接影响沉积期湖盆中造礁或成滩生物的繁盛程度，其中贝壳类等软体动物在低盐度淡水水体中较为繁盛，而各类造礁微生物在盐度相对较高的半咸水-咸水水体中更为繁盛。在湖泊环境中介形虫对盐度变化较为敏感，随着盐度升高，仅能在淡水和低盐度水体中生存的淡水种—微咸水种会快速消失，导致属种分异度降低，取而代之以半咸水种和咸水种。因此，介形虫属种组合特征可作为恢复古盐度的重要指标。通过国内外有关介形虫古盐度标志属种的类比研究，明确了研究区裂陷期湖相介形虫的盐度标志种（表 2），分为淡水种、微咸水种、半咸水种和咸水种 4 类。其中 *Cytheridea sp.308*、*Cytheridea sp.*等为咸水种，*Reconcovona camposensis*、*Reconcovona retrosculpturata* 等为半咸水种，*Limnocypridea*、*Subquadrata* 等为微咸水种，*Salvadoriella Pusilla*、*Hourcquia africana* 等为淡水种。

桑托斯盆地裂陷晚期湖相介形虫化石丰富，满足古盐度分析的需要。通过统计分析介形虫盐度标志种，发现 ITP 组贝壳灰岩沉积期介形虫属种分异度较高，且以淡水种—微咸水种占绝对优势；而 BV 组微生物灰岩沉积期分异度均较低，以半咸水种占明显优势（图 14），指示贝壳灰岩沉积期为微咸水环境，微生物灰岩沉积期为半咸水环境（贾建忠等，2021）。

表 2 研究区裂谷期介形虫盐度标志种

Tab.2 Ostracods marker species of syn-rift lacustrine salinity in study area

淡水种	微咸水种	半咸水种	咸水种
<i>Salvadoriella Pusilla</i>	<i>Limnocypridea</i>	<i>Reconcavona camposensis</i>	<i>Cytheridea</i> sp.308
<i>Hourcqia africana</i>	<i>Subquadrata</i>	<i>Reconcavona retrosculpturata</i>	<i>Cytheridea</i> sp.
<i>africana</i>	<i>Limnocypridea troelseni</i>	<i>Reconcavona</i> sp.	<i>Pattersoncypris angulata</i>
<i>Hourcqia africana</i>	<i>Reconcavona bateka</i>	<i>Pattersoncypris angulata sinuate</i>	<i>symmetrica</i>
<i>confluens</i>	<i>Petrobrasias vallata</i>	<i>Pattersoncypris micropapillosa</i>	
<i>Hourcqia</i> sp.	<i>Ostracode</i> sp.406	<i>Pattersoncypris angulata angulata</i>	
<i>Cypridea riojoanensis</i>		<i>Pattersoncypris</i> sp.	
		<i>Ostracode</i> sp.207	

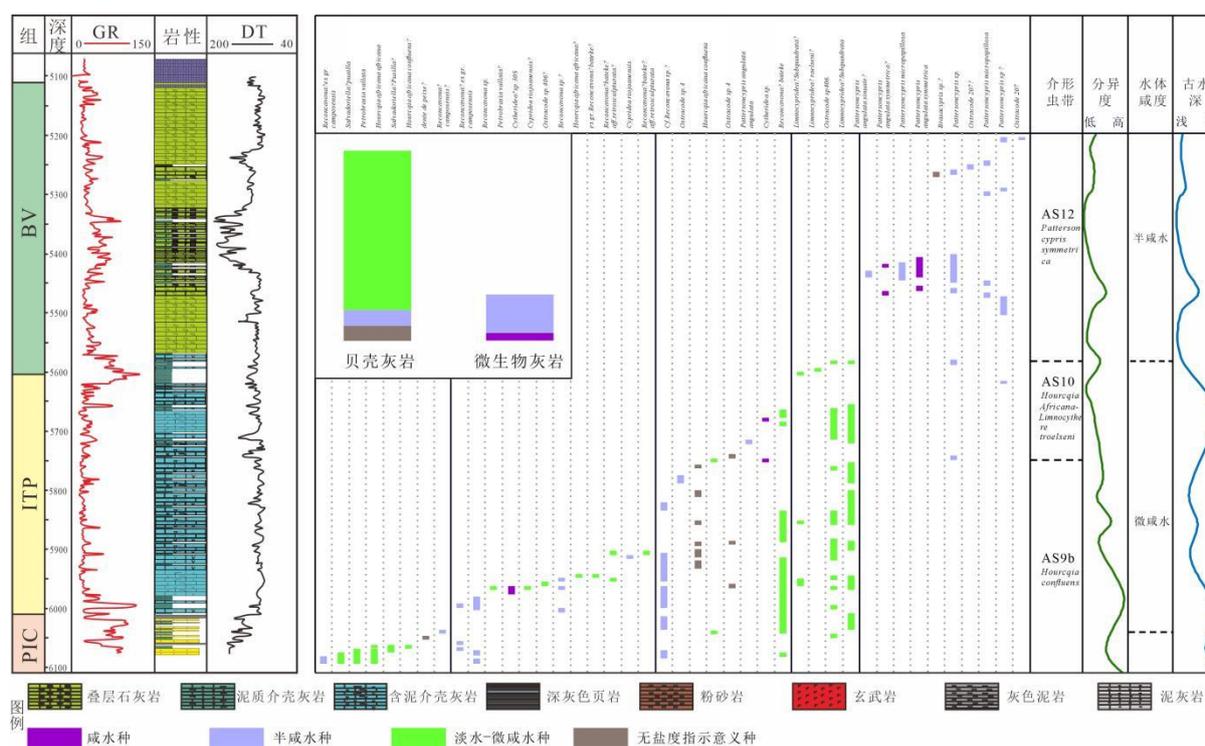


图 14 研究区典型井湖相介形虫属种分布及盐度、古水深变化图

Fig.14 Vertical changes in salinity and water depth indicated by the species and differentiation degree of ostracoda

此外，本文首次在 BV 组多个层位发现了海陆过渡相介形虫属种，包括 *Cytheridea* sp. 308, *Cytheridea* sp., *Pattersoncypris symmetrica*, *Pattersoncypris micropapillosa* 等，尤其是 *Pattersoncypris micropapillosa* 多生活在与海相通的高盐度湖泊，或局限海湾环境中。据此推测在 BV 组微生物灰岩沉积期，发生了多期规模不等的海侵事件，导致湖泊水体逐渐咸化。

在区域上也存在较多与之呼应的海侵证据。巴西东北部的阿拉里皮 (Araripe) 盆地发育早白垩

世阿普特期 *Pattersoncypris sp.* – *Reconconvona sp.* – *Cypridea araripensis* 半咸水介形虫组合，指示了与海连通的湖泊环境；普提瓜尔（Potiguar）盆地阿普特期湖相介形虫和海相浮游生物（沟鞭藻、有孔虫等）共生，也指示了海侵作用的存在；西非一侧的加蓬和下刚果盆地也在该时期分别发现了海相鱼化石、海相介形虫等，说明南大西洋中段的含盐盆地至少在阿普特期就已经有海水从北部灌入（Smith, 2000; Chaboureaux et al., 2013; Tome et al., 2014）。同时，南部坎波斯盆地出现了浮游有孔虫和海相低硫有机质、宽扎盆地发育的盐岩沉积以及在桑托斯盆地产出的海陆过渡相介形虫，足以说明在南大西洋中段含盐盆地南部也存在海侵通道。在晚巴雷姆期一早阿普特期，受构造活动和海平面上升等影响，南大西洋南部海水数次越过火山脊的阻挡，灌入裂谷期湖泊，形成了大范围的半咸水环境，导致双壳类等大型底栖生物无法生存，取而代之的是叠层石等菌藻类微生物的繁盛，使储层岩石类型由早期的贝壳灰岩转变为晚期的藻叠层石灰岩。

5.3 古水体能量和水深控制湖相碳酸盐岩微相垂向变化

储层发育的有利位置位于开阔湖盆中隆起带之上，隆起带可能是先存的基底高，也可能是火山喷发冷却后形成的局部高地。这些区域因为靠近迎浪面，水体较为动荡活跃，因此无论在早期生屑滩沉积时期或晚期微生物礁建隆时期，都有利于碳酸盐岩的发育。而部分区域受基底高及火山喷发高地的障壁作用，处于较为局限且低能的封闭湖湾环境，营养物质不足，不利于生物灰岩生长。

此外，生物灰岩常在一定水深范围内发育，以 BV 组微生物礁为例，其主要发育水深在 20~25m（康洪全等，2018；王颖等，2016）。同时，古水深在一定程度控制着生物灰岩储层微相垂向分布。通常，正常浪基面之上，为高能带，水动力强，高能低凸起区常发育礁核、贝壳滩微相，主要沉积叠层石灰岩、贝壳灰岩，而在低凸起之间高能洼地，由于水动力相对减弱，且水体略深，则主要发育礁间、滩间微相，主要沉积球粒灰岩、泥质贝壳灰岩；正常浪基面之下，风暴浪基面之上，为中等能量带，水动力中等，则主要发育礁缘、滩缘微相，沉积上以球粒灰岩、含泥贝壳灰岩为主；而在风暴浪基面之上，为低能带，水动力相对较弱，水体较深，生物灰岩在该区整体不发育，主要沉积浅湖泥岩。同时，随着湖平面震荡波动，微生物礁垂向相序易会随之发生变化，形成垂向叠置，如随着湖平面持续升高，原先适宜叠层石生长的凸起区，由于水深增大，水动力减弱，泥质含量增加，逐渐演变为礁间微相。

同时，对于不同类型叠层石灰岩，其代表不同水体环境。如穹隆状叠层石灰岩底部窄，向上逐渐出现分支，说明生长时水体缓慢加深，叠层石随着水深的增加，逐渐向上生长，接受最适宜的水深和光照；分支状叠层石灰岩往往比较细小，通常发育在较浅水环境；假分支状叠层石灰岩通常比较高，从底部向上生长迅速，由于生长速率差异，快速分支，在横向上往往连片呈层状分布，抗浪能力较强，水体深度较大。

6 结论

(1) 桑托斯盆地下白垩统盐下发育两期两类湖相碳酸盐岩，下部 ITP 组以机械-化学成因的生屑灰岩为主，上部 BV 组以微生物灰岩为特征；两类碳酸盐岩的沉积类型也不同，前者形成生屑滩，后者发育微生物礁；两类碳酸盐岩沉积体的测井响应略有差异，生屑滩 GR 曲线相对平滑，微生物礁 GR 曲线齿化明显，地震反射总体相似，常具丘状外形，边缘下超，顶底界面呈现稳定连续强反射特征，内部具中弱振幅、中低频率、杂乱反射的多期生长结构。

(2) 基于岩性岩相特征及其组合关系，识别与划分出 5 种典型的沉积序列，每种沉积序列发育的部位、层段和规模各不相同，分别代表了生屑滩和微生物礁的发育、繁盛以及衰亡过程，反映了碳酸盐岩沉积体生长、发育的时空差异性。

(3) 湖泊古盐度变化、古水体能量变化、古地貌等条件是控制桑托斯盆地盐下两期两类湖相碳酸盐岩差异发育的重要因素。古盐度增大控制了从淡水-微咸水的生屑滩相向半咸水的微生物礁相的转变；古水体能量和水深变化诱发湖平面变化从而控制碳酸盐岩多期垂向叠置，形成不同类型的沉积序列；古地貌控制湖相碳酸盐岩宏观发育规模，其中迎浪高能环境是礁滩储层发育有利背景。

References

- Adams E W, Grotzinger J P, Watters W A, et al. 2005. Digital Characterization of Thrombolite-Stromatolite Reef Distribution in a Carbonate Ramp System (Terminal Proterozoic, Nama Group, Namibia). *AAPG Bulletin*, 89(10):1293-1318. <https://doi.org/10.1306/06160505005>
- Altenhofen S D, Rodrigues A G, Borghi L, et al. 2024. Dynamic Re-sedimentation of Lacustrine Carbonates in the Búzios Field, Pre-salt Section of Santos Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 138. DOI:10.1016/j.jsames.104863.
- Chaboureau A C, Guillocheau F, Robin C, et al. 2013. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 604(5): 191-223.
- Chafetz H, Barth J, Cook M. 2018. Origins of Carbonate Spherulites: Implications for Brazilian Aptian Pre-salt Reservoir. *Sedimentary Geology*, 365:21-33. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.024>
- Chang H K, Kowsmann R O, Figueiredo A M F, et al. 1992. Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview. *Tectonophysics*, 213,97-138. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90253-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3)
- Cheng Z H, Zha M, Jin Q. 2004. Application of natural gamma ray logging and natural gamma spectrometry logging to recovering paleoenvironment of sedimentary basin. *Chinese Journal of Geophysics*, 47(6): 1145-1150 (in Chinese with English abstract) .
- Cheng T, Kang H Q, Bai B, et al. 2018. Key Techniques and Applications for Exploration of Subsalt Lacustrine Carbonate Rocks in Santos Basin, Brazil. *Offshore Oil and Gas in China*, 30(4):27-35 (in Chinese with English abstract) .

- Claes H, Miranda T, Falcao T C ,et al. 2021. Model for Calcite Spherulite Formation in Organic, Clay-rich, Lacustrine Carbonate Shales (Barbalha Formation, Aptian, Araripe Basin, NE Brazil). *Marine and Petroleum Geology*, 128. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104988>
- Embry A F, Klovan J E. 1971. A Late Devonian Reef Tract on Northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4): 730-781. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730>.
- Gomes J P, Bunevich R B, Tedeschi L R, et al. 2020. Facies Classification and Patterns of Lacustrine Carbonate Deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology*, 113. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>.
- He S, Li G R, Wu C R, et al. 2022. Sequence Sedimentary Characteristics and Controlling Factors of Lacustrine Microbial Carbonate Rocks in Santos Basin, Brazil. *Petroleum exploration and development*, (049-004). [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(22\)60310-0](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(22)60310-0). (in Chinese with English abstract) .
- Jia H C, Kang H Q, Liang J S, et al. 2021. Characteristics and Controlling Factors of Lacustrine Carbonate Reservoirs in Santos Basin. *Journal of Southwest Petroleum University (Natural Science Edition)*, 43(02):1-9. (in Chinese with English abstract) .
- Jia J Z, Kang H Q, Cai W J, et al. 2021. Characteristics of pre-salt lacustrine ostracods in the Great Campos Basin and its indicative significance of paleo sedimentary environment. *China Offshore Oil and Gas*, 33(6):52-61. (in Chinese with English abstract) .
- Kang H Q, Cheng T, Li M G, et al. 2016. Analysis of Hydrocarbon Accumulation Characteristics and Main Controlling Factors in Santos Basin, Brazil. *Offshore oil and gas in China*, 28(04):1-8. (in Chinese with English abstract) .
- Kang H Q, Lv J, Cheng T. 2018a. Study on Sedimentary Environment of Cretaceous Barra Velha Formation Stromatolite Limestone in Santos Basin. *Marine petroleum geology*, 23(1):29-36. (in Chinese with English abstract) .
- Kang H Q, Lu J, Cheng T, et al. 2018b. Characteristics of Subsalt Lacustrine Carbonate Reservoirs in Santos Basin, Brazil. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 38(4):170-178. (in Chinese with English abstract) .
- Kirkham A, Tucker M E. 2018. Thrombolites, Spherulites and Fibrous Crusts (Holkerian, Purbeckian, Aptian): Context, Fabrics and Origins. *Sedimentary Geology*, 374: 69-84. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.07.002>
- Lima B E M, De Ros L F. 2019. Deposition. Diagenetic and Hydrothermal Processes in the Aptian Pre-Salt Lacustrine Carbonate Reservoirs of the Northern Campos Basin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, 383, 55-81. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.006>.
- Liu S Y, Hu X L, Li J B. 2011. Great Discovery and Its Significance for Exploration in Subsalt Reservoir in Santos Basin, Brazil. *China Petroleum Exploration*, 16(4): 74-81. (in Chinese with English abstract) .

- Luo X T, Wen H G, Peng C, et al. 2020. Sedimentary Characteristics and High-precision Sequence Division of Lacustrine Carbonate Rocks in BV Formation of L Oilfield in Santos Basin, Brazil. *Lithologic reservoirs*, 32(3):14. (in Chinese with English abstract) .
- Mercedes-Martín R, Brasier AT, Rogerson M, et al. 2017. A Depositional Model for Spherulitic Carbonates Associated With Alkaline, Volcanic Lakes. *Marine and Petroleum Geology*, 86: 168-191. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.05.032>.
- Moreira J L P, Madeira C V, Gil J A. 2007. Bacia de Santos. Bol. *Geociencias Petrobras*, 15(2), 531–549.
- Moulin, Maryline, Aslanian, et al. 2009. A New Starting Point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98(1-2):1-37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.001>.
- Neves I, Lupinacci W M, Ferreira D, et al. 2019. Presalt reservoirs of the Santos Basin: Cyclicity, electrofacies, & tectonic-sedimentary evolution. *Interpretation*, 7(4): 1-37. <https://doi.org/10.1190/int-2018-0237.1>
- Rebello T B, Batezelli A, Mattos N H, et al. 2023. Sedimentary Processes and Paleoenvironment Reconstruction of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology*, 150: 106141. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106141>.
- Rogerson M, Mercedes-Martín R, Alexander T B. 2017. Are Spherulitic Lacustrine Carbonates an Expression of Large-scale Mineral Carbonation? A Case Study From the East Kirkton Limestone, Scotland. *Gondwana Research*, 48:101-109. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.04.007>.
- Sam P, Jeremy K, Philip R, et al. 2014. Large-scale carbonate platform development of Cay Sal Bank, Bahamas, and implications for associated reef geomorphology. *Geomorphology*, 222(10):25-38. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.004>.
- Smith R J. 2000. Morphology and ontogeny of Cretaceous ostracods with preserved appendages from Brazil. *Palaeontology*, 43(1): 63-98.
- Thompson D, Stilwell J D, Hall M. 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, 28: 26–51. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.005>
- Tome M E T R, Filho M F L, Neumann V H M L. 2014. Taxonomic studies of non-marine ostracods in the Lower Cretaceous (Aptian-lower Albian) of post-rift sequence from Jatoba and Araripe basins (Northeast Brazil): Stratigraphic implications. *Cretaceous Research*, 48(2): 153-176.
- WANG Y, WANG X, LIAO J, et al. 2016. Cretaceous lacustrine algal stromatolite reef characteristics and controlling factors, Santos basin, Brazil. *Acta Sedimentologica Sinica*, 34(5): 819-829. (in Chinese with English abstract) .
- Warren J K. 2011. Evaporitic Source Rocks: Mesohaline Responses to Cycles of “Famine or Feast” in Layered Brines. *New York: Wiley*. 43: 315-392. <https://doi.org/10.1002/9781444392326.ch16>

- Wei L B, Zhao J X, Su Z T, et al. 2021. The Distribution and Sedimentary Model of Microbial Carbonate Rocks in the Ordovician of the Ordos Basin. *Petroleum exploration and development*, 48(06): 1162-1174. (in Chinese with English abstract) .
- Whalen M T, Day J, Eberli G P, et al. 2002. Microbial Carbonates as Indicators of Environmental Change and Biotic Crises in Carbonate Systems: Examples from Upper Devonian, Alberta Basin, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181:127-151.
- Wright V P. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76: 177-185. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90082-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90082-3)
- Wright V P, Barnett A J. 2020. The Textural Evolution and Ghost Matrices of the Cretaceous Barra Velha Formation Carbonates from the Santos Basin, Offshore Brazil. *Springer Berlin Heidelberg*, (1). DOI:10.1007/s10347-019-0591-2.
- Xiao H Y, Liao L B, Ji J F, et al. 2014. Sedimentary records and paleoclimate evolution of the Great Barrier Reef, Australia during the past 150000 years. *Earth Science Frontiers*, 21(02): 323-330 (in Chinese with English abstract) .
- Zhu Y X, Zhang Z M, Zhang D M. 2022. Sedimentary Environment and Genesis of Early Cretaceous Microbial Carbonate Rocks in Santos Basin, Brazil. *ACTA PETROLOGICA SINICA*,38(9): 83-97 (in Chinese with English abstract) .

附中文参考文献

- 陈中红, 查明, 金强. 2004. 自然伽玛及自然伽玛能谱测井在沉积盆地古环境反演中的应用. *地球物理学报*, 47(6): 1145-1150.
- 程涛, 康洪全, 白博, 等. 2018. 巴西桑托斯盆地盐下湖相碳酸盐岩勘探关键技术及其应用. *中国海上油气*, 30(4):27-35
- 何赛, 李国蓉, 吴昌荣, 等. 2022. 巴西桑托斯盆地湖相微生物碳酸盐岩层序沉积特征及控制因素. *石油勘探与开发*, (049-004)
- 贾怀存, 康洪全, 梁建设, 等. 2021. 桑托斯盆地湖相碳酸盐岩储层特征及控制因素. *西南石油大学学报(自然科学版)*, 43(02):1-9.
- 贾建忠, 康洪全, 蔡文杰, 等. 2021. 大坎波斯盆地盐下湖相介形虫特征及其古环境指示意义. *中国海上油气*, 33(06):52-61.
- 康洪全, 程涛, 李明刚, 等. 2016. 巴西桑托斯盆地油气成藏特征及主控因素分析. *中国海上油气*, 28(04):1-8.
- 康洪全, 吕杰, 程涛. 2018a. 桑托斯盆地白垩系盐下 Barra Velha 组叠层石灰岩沉积环境探讨. *海相油气地质*, 23(1):29-36.
- 康洪全, 吕杰, 程涛, 等. 2018b. 巴西桑托斯盆地盐下湖相碳酸盐岩储层特征. *海洋地质与第四纪地质*, 38(4):170-178.

- 刘深艳, 胡孝林, 李进波. 2011. 巴西桑托斯盆地盐下大发现及其勘探意义. 中国石油勘探, 16(4): 74-81.
- 罗晓彤, 文华国, 彭才, 等. 2020. 巴西桑托斯盆地 L 油田 BV 组湖相碳酸盐岩沉积特征及高精度层序划分. 岩性油气藏, 32(3):14.
- 魏柳斌, 赵俊兴, 苏中堂, 等. 2021. 鄂尔多斯盆地奥陶系中组合微生物碳酸盐岩分布规律及沉积模式. 石油勘探与开发, 48(06):1162-1174.
- 王颖, 王晓州, 廖计华, 等. 2016. 巴西桑托斯盆地白垩系湖相藻叠层石礁特征及主控因素分析. 沉积学报, 034(5): 819-829.
- 肖海漪, 廖立兵, 季俊峰, 等. 2014. 澳大利亚大堡礁海域近 15 万年沉积记录及古气候演化. 地学前缘, 21(02): 323-330.
- 朱奕璇, 张忠民, 张德民. 2022. 巴西桑托斯盆地早白垩世微生物碳酸盐岩沉积环境与成因. 岩石学报, 38(9): 83-97.