

中上扬子地区震旦纪灯影组沉积期碳酸盐岩台地古地理格局及有利储集相带分布规律

丁一^{1,2}, 刘树根^{1,3}, 文龙⁴, 文华国^{1,2}, 陈代钊⁵, 宋金民¹, 王瀚^{1,2},
王林康², 陈明思², 陈荣庆², 李智武^{1,2}

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. 成都理工大学沉积地质研究院, 成都 610059

3. 西华大学, 成都 610039

4. 中国石油西南油气田公司勘探开发研究院, 成都 610041

5. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029

摘要 【目的】中上扬子地区灯影组沉积期碳酸盐岩台地古地理格局及有利储集相带发育分布规律尚存争议, 阻碍了灯影组油气勘探领域由绵阳—长宁拉张槽两侧向其余广大地区拓展。【方法】通过中上扬子地区灯影组 30 余条剖面(钻井)开展岩石类型划分及沉积相分析, 【结果】进一步明确丘滩相以块状砂屑/鲕粒白云岩及柱状、穹窿状叠层石白云岩为特征, 呈环带状分布在中上扬子台地(或内缓坡)边缘, 向外过渡为中—外缓坡风暴岩或斜坡—盆地相区的滑塌角砾白云岩、泥质白云岩、硅质岩等。由于丘滩的阻挡作用, 其内侧以低能的潮坪及潟湖沉积环境为主; 其中潮坪相主要发育微生物纹层白云岩、穹窿—缓波状叠层石白云岩、凝块石白云岩夹砂屑白云岩、泥晶白云岩, 纵向上常常形成米级—厘米级旋回; 潟湖相主要由泥晶白云岩、含球粒/砂屑泥晶白云岩组成。相带时空分布表明灯影组在中上扬子地区总体呈现出进积的沉积趋势, 内部包含 2.5 个层序, 即三次进积(变浅)和两次退积(变深)旋回。【结论】由于灯影组在台地边缘—斜坡区域普遍遭到剥蚀, 以及灯影组沉积期上扬子台地范围远超目前的板块边界, 灯影组上部灯四段很少发现高能丘滩相带。在此背景下, 局部地区(如松林—岩孔地区、中扬子台地周缘)灯影组中下部灯一段—灯二段(或蛤蟆井段、石板滩段)发育的丘滩相, 是重要的有利储集相带。此外, 处于海退体系域的灯二段中下部和灯四段上部(或相当层位)在中上扬子台地(或内缓坡)内部广泛发育微生物白云岩, 也为储层发育有利相带。在中上扬子台地微生物白云岩广泛分布的背景下, 进一步分析优质储层发育机理与分布规律才是找到油气接替区的关键。

关键词 中上扬子地区; 灯影组; 碳酸盐岩台地; 古地理格局; 储集相带

第一作者简介 丁一, 男, 1987 年出生, 博士, 研究员, 碳酸盐岩沉积学、地球化学, E-mail: dingyi@cdut.edu.cn

通信作者 李智武, 男, 教授, 构造地质学、石油地质学, E-mail: lizhiwu06@mail.cdut.edu.cn

中图分类号 P512.2 P618.13 **文献标志码** A

0 引言

灯影组是四川盆地油气勘探和研究最重要的层位之一, 尤其是 2010 年以来绵阳—长宁拉张槽东侧的安岳气田和北斜坡含气区相继发现进一步证实了灯影组广阔的勘探前景^[1-2]。

目前,灯影组的勘探仍主要围绕拉张槽开展^[2],如何在拉张槽之外的广阔区域找到油气接替区是难点问题。过去的研究表明,灯影组优质储层的发育明显受岩相/沉积相控制,微生物白云岩(微生物纹层白云岩、叠层石白云岩、凝块石白云岩等)以及其打碎形成的砂屑白云岩储集性明显好于泥晶白云岩等其他岩石类型^[3-4]。因此,准确识别灯影组各种岩相的沉积环境,建立碳酸盐岩台地结构及演化过程,明确有利储集相带时空分布规律,将为灯影组油气勘探领域的拓展提供重要参考。

除了扬子东南缘的南华盆地及鄂西海槽等少数硅质岩、灰岩沉积区外,在整个中上扬子地区灯影组几乎都是以白云岩沉积为主^[5-6]。过去已有大量的沉积相、油气地质研究围绕四川盆地内部的勘探热点地区开展,揭示了微生物丘滩为储层发育有利相带^[2-4,7-10]。然而,放眼整个中上扬子地区,灯影组沉积期碳酸盐岩台地结构及有利储集相带发育分布规律尚不明确,制约了勘探领域由绵阳—长宁拉张槽两侧向其余广大地区拓展。最新的研究基本肯定了中上扬子地区两台(上扬子台地、中扬子台地)夹一槽(鄂西海槽)的沉积格局,但不同学者刻画古地理展布差异明显^[5-6,11-12],需要进一步的面上研究工作加以验证和完善。近年来的研究认为四川盆地灯影组丘滩相微生物岩为有利储集岩^[3,7]。目前,中上扬子地区灯影组相带发育及迁移规律尚不明确,以至于不同学者在有利储集相带平面分布上难以形成统一认识^[7,11-12]。此外,灯影组台内和台缘的岩相特征及差异仍然存在争议:(1)经典的碳酸盐岩台地模式及灯影组同期的碳酸盐岩台地研究表明台缘带以高能的砂屑、鲕粒白云岩为特征^[5,13-16],而四川盆地及周缘地区灯影组以微生物白云岩、泥晶白云岩为主,缺少典型台缘相标志。(2)越来越多的证据表明绵阳—长宁拉张槽中段—南段主要为侵蚀成因^[10]。拉张槽的侵蚀成因并不支持台缘丘滩相在四川盆地内部广泛发育。为了解决上述问题,本文基于团队近十年来积累的数十条灯影组剖面及钻井^[5-6](图1),重点解析横穿台内—盆地方向上的岩相纵横向变化,以重建灯影组沉积期中上扬子台地相带结构及迁移过程,并进一步明确有利储集相带的时空分布规律。

1 区域地质背景

研究区位于扬子地块西部和中部的中上扬子地区(图1)。通常认为扬子地块在新元古代早期与华夏地块碰撞,形成了统一的华南板块^[17]。此后,伴随着Rodinia超大陆的裂解,华南板块内部经历了强烈的裂谷作用,呈现出地堑地垒格局^[18-20]。经过成冰纪—早震旦世的填平补齐,中上扬子地区地貌高差减小,为碳酸盐岩台地的建立打下基础^[19-21]。到了晚震旦世灯影组沉积期,中上扬子地区总体上继承了裂谷期形成的北西高、南东低沉积面貌:西部

和东部分别发育有上扬子台地和中扬子台地，两台地间被鄂西海槽分隔；台地东南缘为南华盆地，以硅质岩沉积为特征^[5-6]（图 1）。上扬子台地具有明显的陆表海镶边碳酸盐岩台地特征，高能丘滩相带环台地边缘发育^[6,12]。中扬子台地表现为非对称的孤立台地，西缘宜昌地区呈现缓坡形态，南缘张家界地区表现为镶边台地，高能丘滩相带沿台地（内缓坡）边缘带状发育^[5]。研究区北西高、南东低的沉积古地貌进一步控制了岩石地层的发育（图 2）。在南华盆地中，下震旦统陡山沱组常与成冰系冰碛岩整合接触，岩性以页岩与碳酸盐岩互层为主，朝台地方向碳酸盐岩比例增加，并在台地边缘发育富磷夹层^[19,22]。在上扬子地区的古陆周缘，陡山沱组通常超覆到基底之上，并相变为一套以砂岩、泥岩为主的地层，称为观音崖组^[22]。灯影组与下伏陡山沱组整合接触，在中上扬子台地上以碳酸盐岩为主，往古陆方向碎屑岩夹层增加，向南华盆地转变为留茶坡组硅质岩^[5-6,22]。

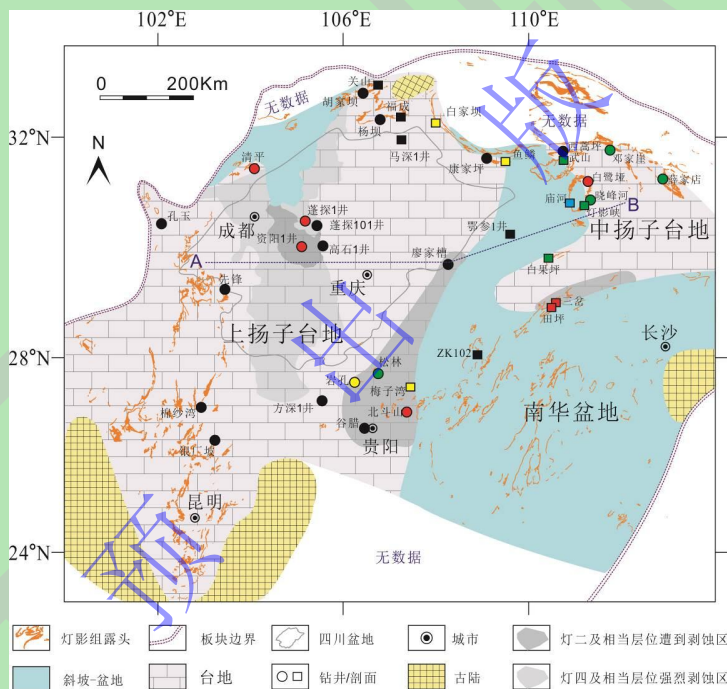


图 1 中上扬子地区灯影组沉积期古地理图及重要露头（钻井）（据文献[6]修改）

露头（钻井）标识：颜色指示丘滩相出现位置，红色代表其仅出现在灯影组下部灯一段或蛤蟆井段，黄色代表其仅出现在灯二段，蓝色代表其仅出现在灯影组上部白马沱段，绿色代表在灯影组不同部位多次出现，黑色代表灯影组全段未见；圆代表灯影组中下部发育葡萄状白云岩，方框代表灯影组中下部未发育葡萄状白云岩

Fig.1 Paleogeographic map of the Middle-Upper Yangtze area during the deposition of the Dengying Formation and distribution of main sections (well) (modified from reference [6])

在上扬子台地相区，灯影组自下而上可进一步划分为四个岩相段：灯一段以泥晶白云岩为主，偶见砂屑、鲕粒白云岩；灯二段中下部发育多种微生物白云岩并伴生葡萄状构造，之上以泥晶白云岩夹微生物白云岩为特征；灯三段以富含陆源碎屑为特征；灯四段下部以泥晶白云岩为主，上部微生物白云岩增加^[6,22]。中扬子三峡地区，灯影组自下而上可以划分为蛤

蟆井段、石板滩段和白马沱段，总体表现为两套白云岩夹一套灰岩^[5,22]。其中，蛤蟆井段、白马沱段岩性主要为颗粒白云岩及微生物白云岩；石板滩段发育薄板状灰岩，偶夹颗粒白云岩及微生物白云岩，与蛤蟆井段、白马沱段呈楔状展布，具有向台内方向尖灭，朝鄂西海槽方向厚度比例增加的趋势^[5]。灯影组可以划分为 2.5 个层序：上扬子地区灯一段—灯二段中下部构成层序 1 海退体系域，灯二段上部发育微生物白云岩—泥晶白云岩—微生物白云岩的海侵—海退旋回组成层序 2，灯三段碎屑岩和灯四段泥晶白云岩—微生物白云岩序列分别构成层序 3 海侵体系域和海退体系域^[6]；中扬子三峡地区层序 1 海退体系域以蛤蟆井段颗粒白云岩、微生物白云岩为代表，石板滩段的灰岩及其中颗粒白云岩夹层构成层序 2 海侵—海退体系域及层序 3 海侵体系域，白马沱段的颗粒白云岩及微生物白云岩构成层序 3 海退体系域^[5]。受桐湾运动及全球海平面下降影响，在整个中上扬子地区灯影组顶部普遍发育不整合面，其上的寒武纪纽芬兰统地层（如麦地坪组、岩家河组等）在台地上缺失严重，以灰岩、白云岩及磷块岩沉积为主，在周缘的盆地相区转换为连续的留茶坡组硅质岩沉积^[5-6,22-23]。在随后的大幅海侵背景下，中上扬子地区广泛发育黑色页岩（如牛蹄塘组、水井沱组），该套页岩向古陆方向砂质含量增加^[17,22-23]。

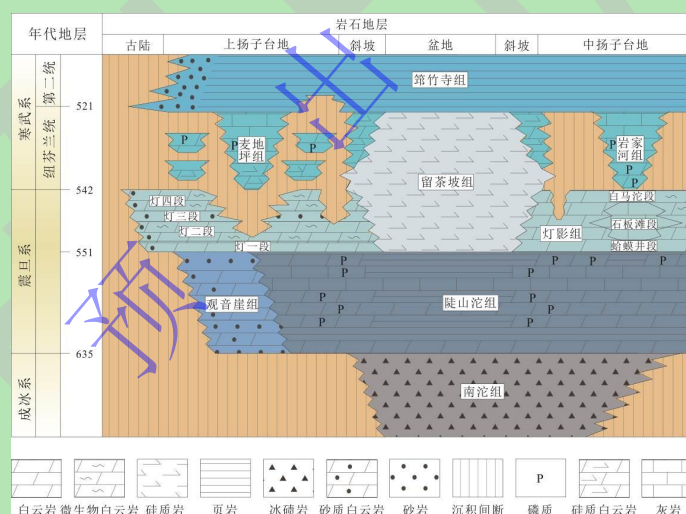


图 2 中上扬子地区成冰系上部—寒武系下部地层格架图（据文献[6]修改）

Fig.2 Stratigraphic framework of the upper Cryogenian to Lower Cambrian at the Middle-Upper Yangtze area (modified from reference [6])

2 灯影组浅水台地沉积相类型及分布

除了上扬子地区灯三段可见混合沉积，中扬子三峡地区石板滩段可见灰岩之外，灯影组在中上扬子台地相区几乎都发育白云岩。鉴于石板滩段灰岩为风暴影响的中—外缓坡沉积，留茶坡组硅质岩属于斜坡—盆地相沉积已经得到学界广泛认同，前人据此分别在中、上扬子

地区建立了缓坡台地和陆表海碳酸盐岩台地沉积模式^[5-6,22-23]，本文着重解析灯影组沉积期碳酸盐岩台地相（或内缓坡）的白云岩岩相组合变化。通过综合分析研究区 30 余条剖面（钻井），发现灯影组沉积期上扬子台地和中扬子台地具有类似的岩相组合（表 1），可以大体归纳为三种沉积相带：（1）丘滩相，以发育块状鲕粒白云岩、砂屑白云岩及丘状叠层石建造为标志；（2）潮坪相，以微生物纹层白云岩、穹窿—缓波状叠层石白云岩、凝块石白云岩等微生物岩形成的米级、分米级旋回为特征；（3）潟湖相，主要发育泥晶（泥质）白云岩、含球粒/砂屑泥晶白云岩及泥晶砂质白云岩（表 2）。丘滩相大致沿前人刻画的碳酸盐岩台地—斜坡（中—外缓坡）边界分布^[5-6,12]；在上扬子地区该种相带主要发育在灯影组下部灯一段（如蓬探 1、资阳 1 井、清平、北斗山剖面），在梅子湾、白家坝和鱼鳞剖面^[24]发育于灯二段，在岩孔—松林地区灯一段—灯二段均有发育；中扬子地区该种相带在部分剖面发育于灯影组下部的蛤蟆井段（如三岔、白鹭垭、田坪剖面）或上部的白马沱段（如庙河剖面），不少剖面可见该种相带反复进积—退积，多次出现在灯影组不同部位（如白果坪、晓峰河、灯影峡、武山、薛家店^[25]及邓家崖剖面^[26]）（图 1）。潮坪和潟湖相广泛分布在中上扬子碳酸盐岩台地上，在绝大部分剖面/钻井（除鱼鳞、庙河剖面、ZK102 井外）均有发育（图 1）。这两种相带的分布范围与葡萄状白云岩的分布范围大致一致，本次研究剖面/钻井灯二段中下部（或相应层段）发育这两种相带的层段基本伴生了葡萄状构造（图 1）。

表 1 中上扬子地区灯影组典型剖面（井）地层及沉积相概况（据文献[6]修改）

Table 1 Stratigraphy and depositional facies of typical sections (wells) of the Dengying Formation in the Middle-Upper Yangtze area (modified from reference [6])

剖面（井）	位置（坐标）	地层及沉积环境
杨坝	四川南江（32°28'35" N, 106°46'59" E）	灯一、灯二、灯四段均发育潮坪—潟湖相，灯二段发育葡萄状白云岩
关山	陕西勉县（33°11'8" N, 106°36'40" E）	灯影组零星出露，发育潮坪—潟湖相
胡家坝	陕西宁强（32°56'58" N, 106°28'20" E）	灯一、灯二、灯四段均发育潮坪—潟湖相，灯二段发育葡萄状白云岩
福成	四川南江（32°30'21" N, 107°15'24" E）	灯二、灯四段主要发育潮坪—潟湖相
白家坝	四川南江（32°24'52" N, 107°58'32" E）	灯二、灯四段主要发育潮坪—潟湖相
马深 1 井	四川通江（32°10'11" N, 107°10'57" E）	灯二、灯四段主要发育潮坪—潟湖相
康家坪	四川城口（31°43'26" N, 109°7'42" E）	灯一、灯二、灯四段均发育潮坪—潟湖相，灯二段发育葡萄状白云岩
鱼鳞	重庆巫溪（31°40'19" N, 109°28'47" E）	灯影组全段以斜坡—盆地相为主，仅在灯二段上部发育丘滩相
廖家槽	重庆彭水（29°44'14" N, 108°14'11" E）	剥蚀后仅残留灯一—灯二段，为潮坪—潟湖相，灯二段发育葡萄状白云岩
松林	贵州遵义（27°43'11" N, 106°42'13" E）	剥蚀后仅残留灯一—灯二段，发育潮坪—潟湖相为主，仅在灯一段下部发育斜坡相，中部和灯二段顶部发育丘滩相，灯二段发育葡萄状白云岩
岩孔	贵州金沙（27°34'14" N, 106°14'58" E）	剥蚀后仅残留灯二段，发育潮坪—潟湖相为主，仅在中上部发育丘滩相，灯二段发育葡萄状白云岩
北斗山	贵州瓮安（27°0'47" N, 107°23'10" E）	剥蚀后仅残留灯一—灯二段，灯一段下部为斜坡相，上部发育丘滩相，灯二段发育潮坪—潟湖相，灯二段发育葡萄状白云岩
梅子湾	贵州金沙（27°27'22" N, 107°26'29" E）	剥蚀后仅残留灯一—灯二段相应层位，以斜坡相为主，仅在剖面上部发育丘滩相

谷腊	贵州清镇 (26°42'26" N, 106°28'55" E)	剥蚀后仅残留灯一—灯二段, 为潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
方深 1 井	贵州大方 (27°15'35" N, 105°38'51" E)	灯一、灯二、灯四段主要发育潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
银厂坡	云南会泽 (26°30'55" N, 103°12'45" E)	灯影组零星出露, 发育潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
棉沙湾	四川巧家 (27°7'39" N, 102°55'59" E)	灯一、灯二、灯四段均发育潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
先锋	四川峨边 (29°18'28" N, 103°27'48" E)	灯一、灯二、灯四段均发育潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
孔玉	四川康定 (30°30'58" N, 102°5'5" E)	剥蚀后仅残留灯一—灯二段, 为潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
清平	四川绵竹 (31°36'3" N, 104°5'12" E)	灯一段下部为斜坡相, 上部发育丘滩相, 灯二、灯四段均潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
资阳 1 井	四川资阳 (30°2'11" N, 105°0'5" E)	剥蚀后仅残留灯一段, 以潮坪—潟湖相为主, 下部发育丘滩相
高石 1 井	四川安岳 (30°2'39" N, 105°28'15" E)	灯一、灯二、灯四段均发育潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
蓬探 1 井	四川大英 (30°27'55" N, 105°16'23" E)	剥蚀后仅残留灯一—灯二段, 以潮坪—潟湖相为主, 灯一段下部发育丘滩相, 灯二段发育葡萄状白云岩
蓬探 101 井	四川遂宁 (30°26'43" N, 105°19'26" E)	剥蚀后仅残留灯一—灯二段, 为潮坪—潟湖相, 灯二段发育葡萄状白云岩
三岔	湖南张家界 (29°4'28" N, 110°33'53" E)	剥蚀后仅残留蛤蟆井段, 以丘滩相为主, 上部发育潮坪—潟湖相
田坪	湖南张家界 (28°58'21" N, 110°24'31" E)	剥蚀后仅残留蛤蟆井段, 以丘滩相和斜坡相交替发育为特征
ZK102	贵州松桃 (28°7'48" N, 108°52'48" E)	灯影组全段以斜坡—盆地相为主
白果坪	湖北鹤峰 (29°53'40" N, 110°27'47" E)	灯影组全段以潮坪—潟湖相为主, 石板滩段中部见中—外缓坡相, 上部见丘滩相
灯影峡	湖北宜昌 (30°47'40" N, 111°9'22" E)	蛤蟆井段发育丘滩相, 石板滩段发育中—外缓坡相、丘滩相、潮坪—潟湖、中—外缓坡相序列, 白马沱段下部发育丘滩相, 上部发育潮坪—潟湖相
庙河	湖北宜昌 (30°53'54" N, 110°52'34" E)	灯影组以中—外缓坡相为主, 仅白马沱段发育丘滩相
晓峰河	湖北宜昌 (30°56'16" N, 111°17'47" E)	灯影组全段以潮坪—潟湖相为主, 底部, 中下部, 中部发育三套丘滩相, 灯影组中下部发育葡萄状白云岩
白鹭垭	湖北宜昌 (31°18'37" N, 111°12'36" E)	灯影组全段以潮坪—潟湖相为主, 底部, 中下部, 中部发育三套丘滩相, 灯影组中下部发育葡萄状白云岩
武山	湖北神农架 (31°40'5" N, 110°47'4" E)	灯影组中下部以丘滩相为主, 上部发育潮坪—潟湖相
鄂参 1	湖北恩施 (30°14'58" N, 109°20'20" E)	灯影组发育中—外缓坡相
西蒿坪	湖北房县 (31°52'8" N, 110°39'48" E)	灯影组零星出露, 发育潮坪—潟湖相, 灯影组中下部发育葡萄状白云岩

表 2 中上扬子地区灯影组岩相类型及沉积相带划分

Table 2 Lithofacies types and depositional facies of the Dengying Formation in the Middle-Upper Yangtze area

相带	岩相类型	沉积特征	沉积环境	组合方式
丘滩相	鲕粒白云岩	冲刷面、交错层理	台地边缘/内缓坡浅水潮下	三种岩相类型交替叠置产出
	砂屑白云岩	冲刷面、交错层理	台地边缘/内缓坡浅水潮下	
	丘状叠层石白云岩	呈块状—丘状	台地边缘/内缓坡浅水潮下	
潮坪相	微生物纹层白云岩	鸟眼、帐篷、干缩角砾	局限台地/内缓坡潮间—潮上	凝块石白云岩→穹窿—缓波状叠层石白云岩→微生物纹层白云岩
	穹窿—缓波状叠层石白云岩	鸟眼、帐篷、干缩角砾	局限台地/内缓坡潮间—潮上	
	凝块石白云岩	斑块状结构, 中层状或透镜状	局限台地/内缓坡潮下	
潟湖相	砂屑白云岩	冲刷面、滞留沉积	局限台地/内缓坡潮道	切入微生物白云岩及泥晶白云岩之中 与潮坪相微生物白云岩在垂向上叠置出现, 向上过渡为潮坪相微生物白云岩形成米级旋回
	泥晶(泥质)白云岩	水平层理	局限台地/内缓坡潮下	
	含球粒/砂屑泥晶白云岩	水平层理	局限台地/内缓坡潮下	
	泥晶砂质白云岩	粒序层序、丘状交错层理	局限台地/内缓坡潮下	

2.1 丘滩相岩相类型及组合

丘滩相主要出现在内缓坡及台地边缘（图 1），发育三种岩石类型：鲕粒白云岩、砂屑白云岩及叠层石白云岩。这三种岩相均是以块状产出为主，最大单层厚度可达十米（图 3a、3b）。相对于鲕粒白云岩和砂屑白云岩，叠层石白云岩的分布更为局限且更靠近斜坡方向，仅见于北斗山、田坪等少数剖面。纵向上，在北斗山剖面可见颗粒白云岩与叠层石白云岩呈交替式叠置产出。鲕粒白云岩及砂屑白云岩的颗粒直径通常集中在 0.5~2 mm，局部可达细砾级（>2 mm），分选和圆度均较好，颗粒支撑为主，颗粒间发育栉壳状白云石、粒状白云石两世代胶结物（图 3c~e）。栉壳状白云石呈等厚环边状沿缝壁生长（图 3e），为典型的海底胶结物；粒状白云石在栉壳状白云石基础上进一步向孔洞中心充填，为埋藏期孔隙水沉淀产物^[5]。底部和层间都常发育冲刷面，其上伴生滞留砾石（图 3f）。层内可发育板状、槽状、楔状等多种交错层理（图 3g）。块状叠层石白云岩总体呈现出块状—丘状建造，核心由破碎的，相互交织的柱状、穹窿状叠层石组成（图 3h），其内部结构与潮坪相的微生物纹层白云岩、叠层石白云岩类似，镜下可见丝状纹层结构。

2.2 潮坪相岩相类型及组合

潮坪相在整个中上扬子台地广泛发育，以微生物纹层白云岩、穹窿—缓波状叠层石白云岩、凝块石白云岩三种岩相为特征，局部夹砂屑白云岩、泥晶白云岩。与丘滩相的叠层石白云岩相比，潮坪相的微生物白云岩单层厚度通常较薄，因此纵向上常形成米级—分米级旋回。其中，微生物纹层白云岩出现在旋回顶部，局部发育鸟眼、帐篷、干缩角砾化等暴露构造（图 4a），镜下见丝状，微球粒状的纹层（图 4b）。穹窿—缓波状叠层石白云岩表现为纹层具有更大的起伏（图 4c），与微生物纹层白云岩发育类似的微观结构，通常向上过渡为微生物纹层白云岩。凝块石白云岩宏观发育斑块状结构（图 4d），显微镜下见暗色凝块及丝状，微球粒状结构，其间也发育亮晶胶结物（图 4e）。凝块石白云岩通常以中层状或透镜状产出，向上过渡为叠层石白云岩。砂屑白云岩通常以中层状—厚层状产出于各种上述微生物白云岩及泥晶白云岩之中，底部和内部常常发育有冲刷面及伴生的滞留沉积（图 4f），砂屑内部具有明显的微生物/泥晶结构（图 4g）。此外，上扬子地区灯影组二段微生物白云岩通常与葡萄状白云岩伴生。本次研究发现中扬子地区晓峰河、白鹭垭等剖面也具有类似的特征（图 4h），说明葡萄状白云岩不仅具有地层对比意义^[6]，可能还是内缓坡（或局限台地）潮坪相的指示标志（见下文讨论）。

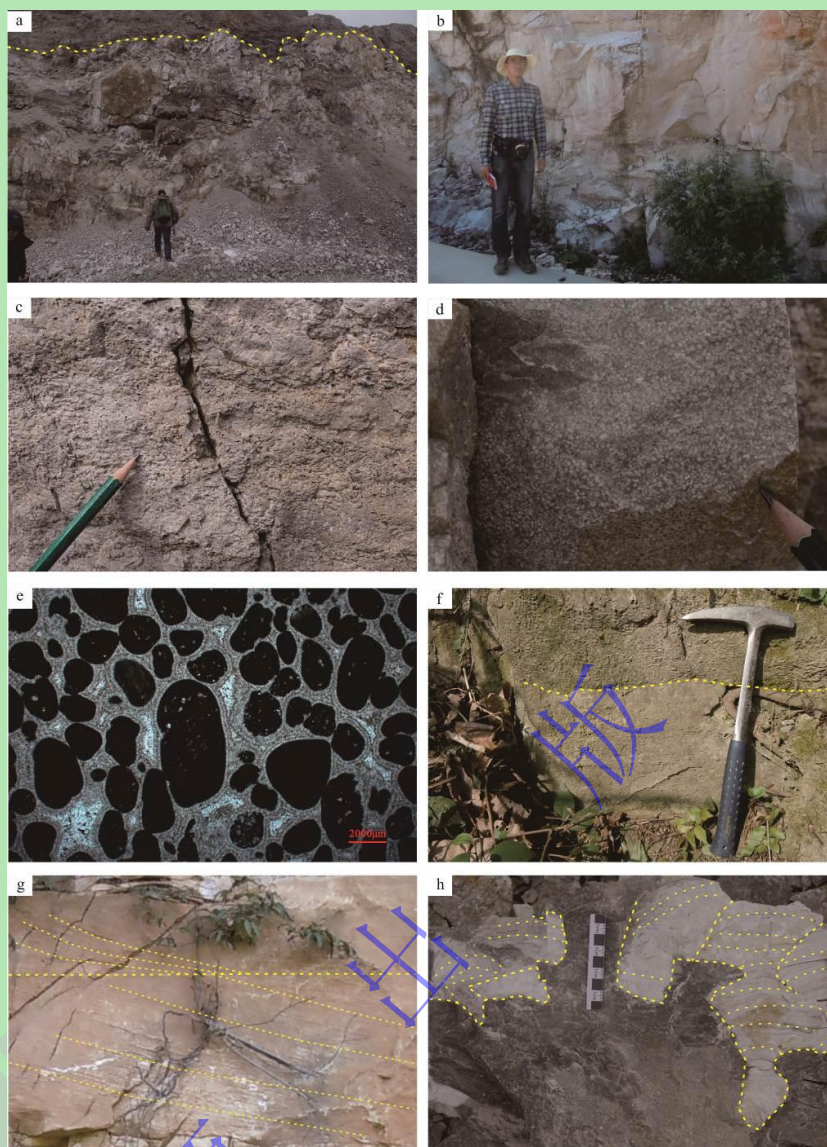


图3 中土扬子地区灯影组丘滩相岩相类型图版

(a) 微生物礁呈现宏观的块状隆起形态，纵向单层厚度可达10 m，横向延伸较广，站立者高170 cm，北斗山；(b) 块状砂屑白云岩，站立者高180 cm，灯影峡；(c) 鲕粒白云岩，铅笔长14 cm，武山；(d) 砂屑白云岩，铅笔直径0.5 cm，北斗山；(e) 砂屑白云岩，颗粒间发育积壳状白云石和粒状白云石胶结物，单偏光，晓峰河；(f) 冲刷面及滞留砾石，地质锤长28 cm，三岔；(g) 砂屑白云岩见板状交错层理，地质锤长28 cm，灯影峡；(h) 微生物礁（图a）的近观照片，内部由不同生长方向的穹窿状—柱状叠层石组成，厘米级比例尺，北斗山

Fig.3 Representative photographs of lithofacies types for the Dengying mound-shoal facies in the Middle-Upper Yangtze area

2.3 潟湖相岩相类型及组合

潟湖相与潮坪相在垂向上叠置出现，主要由泥晶白云岩、含球粒/砂屑泥晶白云岩组成，在部分地区（如：川北）还发育有泥晶泥质白云岩、泥晶砂质白云岩及泥岩、砂岩夹层。局部层段也可夹有少量的微生物白云岩。其中，泥晶白云岩通常呈中层—块状层产出，部分层段连续厚度可达数十米（图5a），主要由均一的泥晶白云石组成（图5b），局部含有球粒、砂砾屑，过渡为含球粒/砂砾屑泥晶白云岩（图5c）。泥晶泥质白云岩因富含黏土质，常发育

水平层理（图 5d）。在砂质/砂屑泥晶白云岩中（图 5e），有时可见粒序层及丘状交错层理（图 5f）。

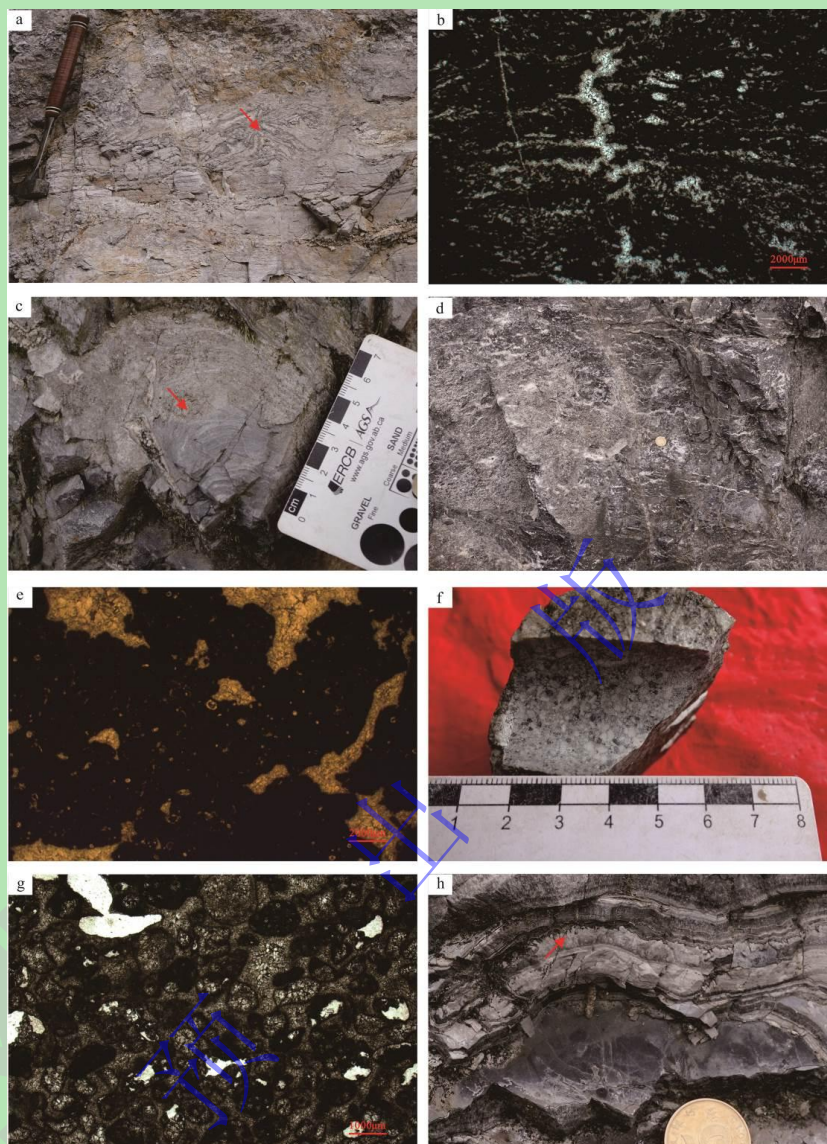


图 4 中上扬子地区灯影组潮坪相岩相类型图版

(a) 微生物纹层白云岩，见帐篷构造，地质锤长 35 cm，白鹭坪；(b) 微生物纹层白云岩，窗孔发育，单偏光，岩孔；(c) 穹窿—灯泡状叠层石，厘米级比例尺，谷腊；(d) 凝块白云岩，硬币直径 2 cm，西蒿坪；(e) 凝块石白云岩，斑块间为亮晶胶结物，单偏光，岩孔；(f) 砂砾屑白云岩，厘米级比例尺，蓬探 1 井；(g) 藻砂屑白云岩，砂屑内部见有微生物或泥晶结构，单偏光，岩孔；(h) 葡萄状白云岩及伴生的微型石笋构造，硬币直径 2 cm，白鹭坪

Fig.4 Representative photographs of lithofacies types for the Dengying tidal flat facies in the Middle-Upper Yangtze area

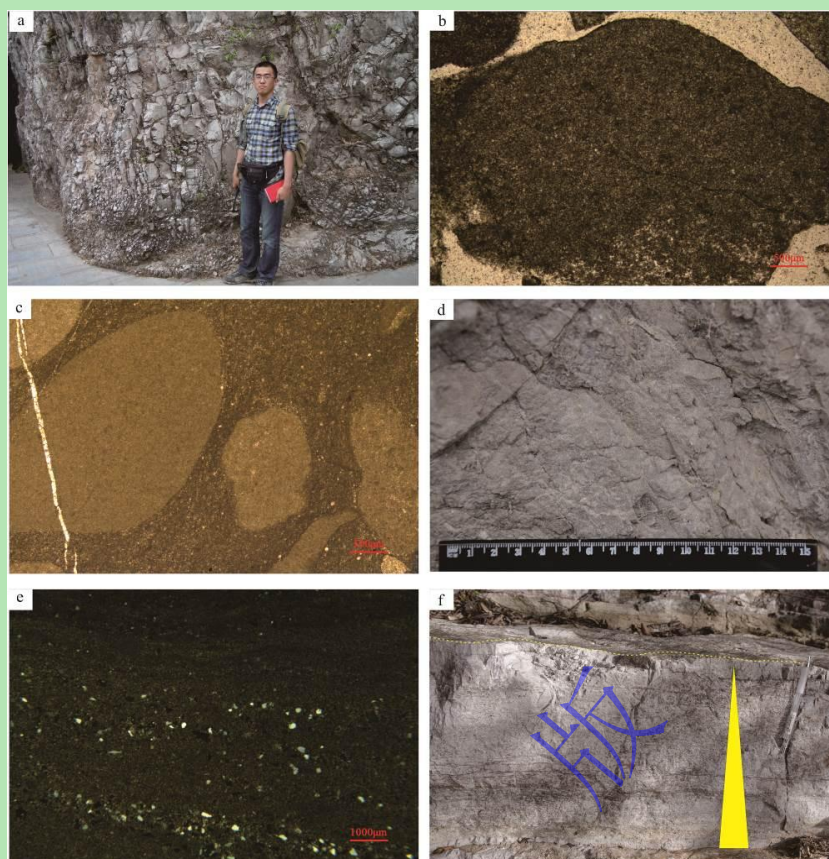


图5 中上扬子地区灯影组潟湖相岩相类型图版

(a) 泥晶白云岩, 以中层一块状连续产出, 站立者高 180 cm, 灯影峡; (b) 泥晶白云岩, 单偏光, 蓬探 1 井; (c) 含砂屑泥晶白云岩, 单偏光, 岩孔; (d) 泥晶泥质白云岩, 厘米级比例尺, 杨坝; (e) 泥晶粉砂质白云岩, 见泥质/石英纹层, 单偏光, 杨坝; (f) 砂砾屑泥晶白云岩, 见有粒序层, 顶部呈丘状起伏, 铅笔长 15 cm, 胡家坝

Fig.5 Representative photographs of lithofacies types for the Dengying lagoon facies in the Middle-Upper Yangtze area

3 讨论

3.1 碳酸盐岩台地结构及相带组合模式

碳酸盐岩台地根据坡折带位置及陡峭程度可以划分为镶边台地(陆棚)等斜缓坡及远端变陡缓坡三大类型: 镶边台地具有高耸的台地边缘和陡峭的台缘斜坡, 台地边缘发育高能丘滩沉积环境, 台前斜坡以滑塌及重力流沉积为主; 等斜缓坡则表现为宽缓的斜坡, 从滨外到深水盆地逐渐过渡没有明显坡折, 内缓坡边缘的高能丘滩带之外为中缓坡风暴岩沉积; 远端变陡缓坡的内缓坡—外缓坡与等斜缓坡类似, 斜坡坡折出现在外缓坡与深水盆地之间^[13-15]。值得注意的是无论镶边碳酸盐岩台地还是缓坡碳酸盐岩台地, 其台地(或内缓坡)边缘的波浪作用带均发育有高能颗粒滩沉积^[13-15]。本文报道的丘滩相鲕粒/砂屑白云岩具有单层厚度大、颗粒粗, 并伴生各种交错层理、冲刷侵蚀构造, 且产出于上扬子台地与斜坡(或中扬子台地内缓坡与中缓坡)过渡带(图1), 可对应现今巴哈马台地边缘及西澳大利亚鲨鱼湾内

缓坡边缘的颗粒滩沉积^[15]。丘滩相的叠层石白云岩具有丘状—块状产状，内部的叠层石起伏大，并伴有破碎的现象，加之其与颗粒滩伴生并更靠斜坡的产出位置，说明其为滩前高能环境形成的微生物丘。

由于台缘（内缓坡边缘）微生物丘和颗粒滩的遮挡，其内侧通常处于局限低能状态，发育潮坪及潟湖环境^[13-15]。微生物纹层白云岩、叠层石白云岩常发育各种暴露构造，充分说明其为潮间—潮上沉积环境。泥晶白云岩、砂屑白云岩、凝块石白云岩与上述两种岩相可以形成米级甚至分米级旋回，也印证了其浅水潮下的潟湖沉积环境^[5-6]。此外，在露头出露受限的情况下，米级旋回侧向延伸可达数十米（图 6a），进一步说明台内总体具有平坦的地形，没有明显的丘状建造，符合潮坪环境的地貌特征。值得一提的是潮坪环境也发育有砂屑白云岩，其单层厚度较薄，且底部常发育冲刷面，砂屑内部可见微生物结构，指示其为潮渠迁移的产物，并非真正的滩相沉积^[5-6,27-28]。潟湖环境主要发育中层—块状的泥晶白云岩为主，局部可见水平层理，部分层段连续厚度可达数十米，属于稳定的局限潮下低能沉积产物。偶见砂质混入，并伴生粒序层及丘状交错层理，说明有间歇性的风暴影响^[5-6,29]。从平面分布来看，中上扬子台地内部的灯影组剖面几乎只发育潮坪和潟湖环境的岩相（图 1），也进一步说明这两种沉积环境位于局限台内。在灯二段（或相应层段）潮坪相的多种微生物白云岩和潟湖相的泥晶白云岩还常与葡萄状构造伴生。该种构造主要由“微型”钟乳石状的核心以及附着其生长的多种“放射状或放射纤维状”胶结物组成，赋存于切割围岩的复杂洞穴系统中（图 4h）。这些孔洞及先期的钟乳石状核心与准同生期的岩溶作用有关^[30-31]。总体上，台内潮坪—潟湖沉积环境由于水体极浅，容易受到海平面波动影响，解释了整个中上扬子地区灯影组下部潮坪—潟湖相沉积普遍发育葡萄状白云岩等溶蚀暴露现象。此外，横切中扬子台地的连井剖面揭示葡萄状白云岩仅在以潮坪相微生物白云岩沉积为主的晓峰河剖面发育，而在以丘滩颗粒白云岩沉积为主的灯影峡剖面 and 以中缓坡风暴岩沉积为主的庙河剖面均没有发育，也支持葡萄状白云岩的形成与局限潮坪—潟湖环境的反复暴露有关。

野外露头横向对比及钻井勘探揭示不同剖面（钻井）相同地层位置的微生物岩丰度及岩相组合存在明显差异，说明潮坪和潟湖环境不光在垂向上叠置，其在横向上也呈现出交替出现的特征（图 7，8）。这种相带组合模式类似于 Pratt *et al.*^[32]1986 针对陆表海碳酸盐岩台地提出的潮坪岛模式，即台内总体为潟湖环境，潟湖内部广泛发育互不相连的潮坪呈岛屿状分布。该种模式与其他学者提出的台内丘滩—滩间模式比较类似^[4,7-9]。综上，我们认为上扬子和中扬子台地灯影组沉积期具有类似的相带结构：台地（或内缓坡）边缘发育高能的微生物丘和颗粒滩复合体，其内侧发育潮坪岛及潟湖沉积格局，外侧的斜坡具有较大的坡度变化，

在不同地区表现为受风暴浪影响的中—外缓坡或重力流影响的陡坡（图 1，图 6b、c，图 9）^[5-6]。此外，近年来越来越多的地层学证据（灯影组与下寒武统侧向削截、灯影组碳同位素偏移缺失、麦地坪组小壳生物发现）表明绵阳—长宁拉张槽中段—南段灯三段—灯四段普遍缺失，指示该区拉张槽为侵蚀成因（图 10）^[10,33-34]，而并非相变。因此，真正的深水沉积仅存在于绵阳—长宁拉张槽北段广元一带^[6]，对四川盆地内部灯影组沉积格局影响不大（图 1，9）。

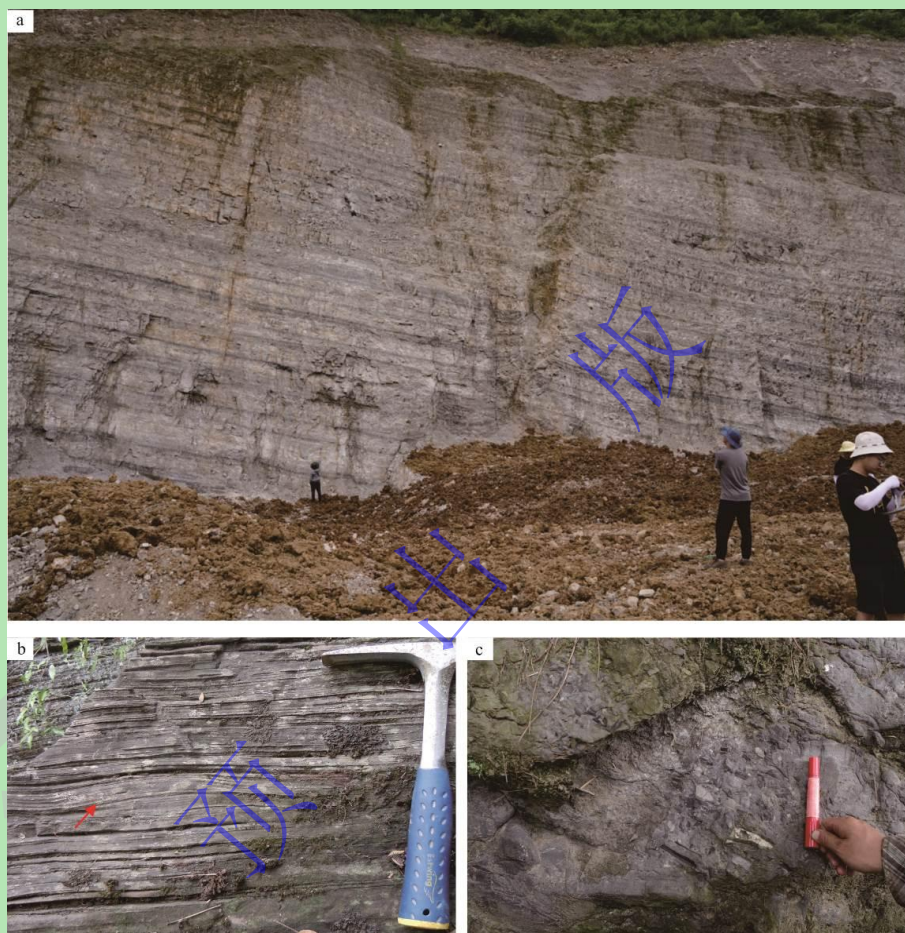


图 6 中上扬子地区潮缘旋回及中缓/坡斜坡岩相图版

(a) 先锋剖面灯二段发育的潮缘旋回，岩相/旋回在露头可见尺度横向延伸可达数十米，暗色部分主要发育凝块石白云岩，亮色部分包含砂屑白云岩、泥晶白云岩、微生物纹层白云岩多种类型，近露头站立者身高 170 cm；(b) 庙河剖面石板滩段的丘状交错层理，地质锤长 30 cm；(c) 梅子弯剖面灯影组下段的重力流沉积，记号笔长 15 cm

Fig.6 Representative photographs of the peritidal cycles and middle ramp/slope lithofacies in the Middle-Upper Yangtze area

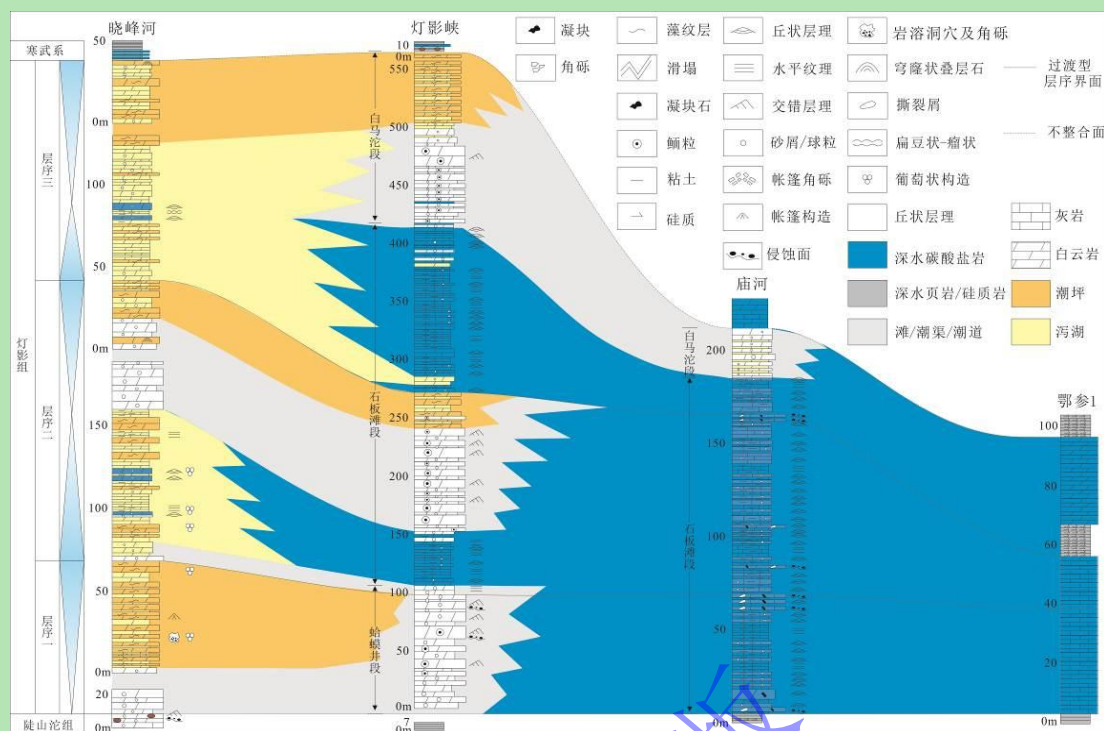


图 7 晓峰河—鄂参 1 沉积相连井对比图 (据文献[5]修改)

Fig.7 Correlations of depositional facies across the Xiaofenghe-Ecan1 (modified from reference [5])

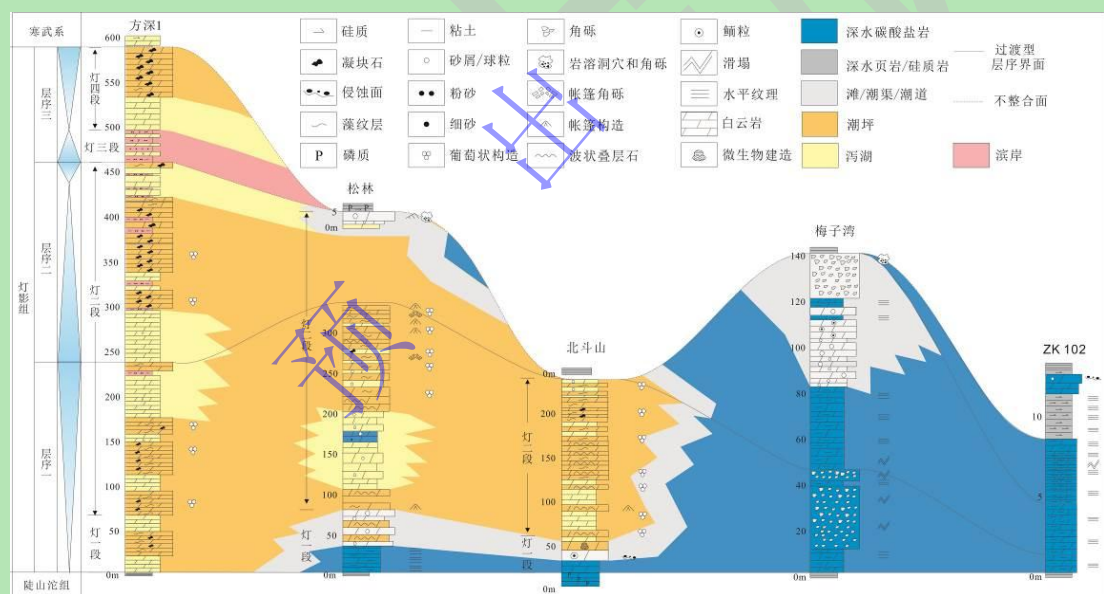


图 8 方深 1—ZK102 沉积相连井对比图 (据文献[6]修改)

Fig.8 Correlations of depositional facies across the Fangshen1- ZK102 (modified from reference [6])

3.2 碳酸盐岩台地演化及相带迁移规律

从时空分布上看, 丘滩相绝大部分出现在上扬子台地边缘灯影组下部的灯一段(如: 北斗山剖面)或中扬子台地西侧内缓坡边缘的蛤蟆井段(如: 白鹭埡剖面), 仅有少数剖面(如: 灯影峡剖面)丘滩相在石板滩段及白马沱段下部发育(图 1, 7, 8)。庙河剖面丘滩相的发育位置比较特殊, 出现在白马沱段上部(图 1, 7)。其中, 在灯一段或蛤蟆井段出现了丘滩

相的剖面（钻井），其灯影组顶部均演化为潮坪—泻湖相（图 1，7，8）。该特征说明灯影组沉积期尽管经历了多个次级的进积—退积旋回，但总体上表现出进积的沉积趋势，早期的台地（或内缓坡）边缘丘滩到末期均演变成了局限潮坪—泻湖沉积环境。反观丘滩相出现在灯影组顶部的庙河剖面，其灯影组中下部的石板滩段主要由风暴灰岩组成，表明丘滩相往中缓坡进积（图 1，7）。综上所述，中上扬子地区灯影组总体上表现出进积的沉积趋势。

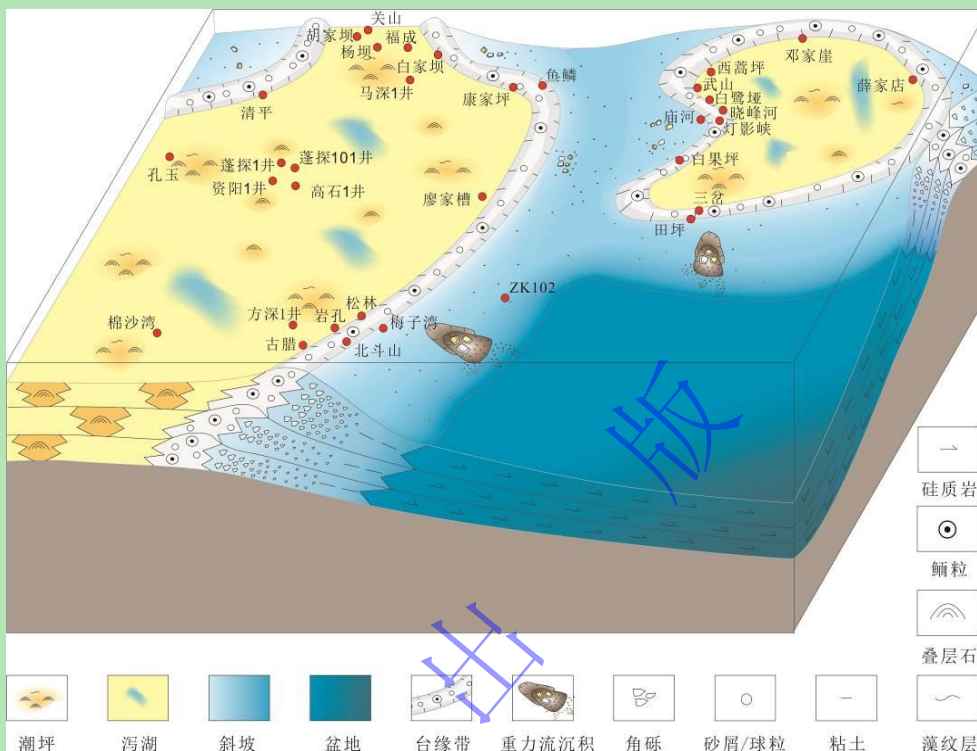


图 9 中上扬子地区灯影组沉积模式图

Fig.9 Depositional model of the Dengying Formation in the Middle-Upper Yangtze area

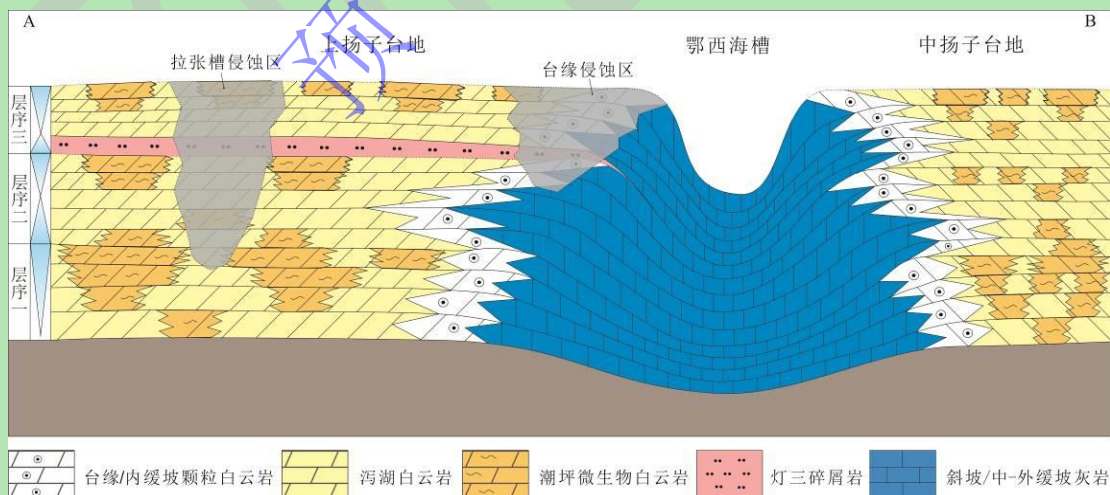


图 10 中上扬子地区灯影组碳酸盐岩台地演化及有利储集相带分布模式图（剖面 A—B 位置见图 1）

Fig.10 Model of carbonate platform evolution and favorable reservoir facies distribution of the Dengying Formation in the Middle-Upper Yangtze area (see Fig. 1 for location of the transect A-B)

上扬子地区的岩孔、松林、梅子湾剖面及中扬子的晓峰河、灯影峡等剖面进一步记录了

丘滩相的三次进积和两次退积^[5]。与此同时，上扬子台内的杨坝等剖面同样记录了三次变浅和两次加深的演化过程^[6]。因此，中上扬子台地灯影组可以划分为 2.5 个层序对应了碳酸盐岩台地的三次进积和两次退积，控制了相带的迁移和时空分布（图 10）。层序 1 海退体系域对应灯影组下部（灯一段—灯二段中部及蛤蟆井段），以潟湖及高能丘滩相向上演化为潮坪沉积为特征，代表第一次变浅及进积（图 1，7，8）。层序 2 在上扬子地区位于灯二段上部，与层序 1 之间未发育明显不整合，两者以沉积趋势的转变界线。层序 2 海侵体系域表现为丘滩的退积以及潟湖相泥晶白云岩增多；海退体系域由于灯二段/灯三段不整合面伴生的剥蚀作用保存较差（图 1，8），仅在川北地区可见潟湖相泥晶白云岩向上逐步过渡为潮坪相微生物岩的变浅序列^[6]。中扬子地区，层序 2 海侵体系域也表现为沉积趋势突然变深：灯影峡剖面可见石板滩段中缓坡灰岩直接覆盖于蛤蟆井段的鲕粒白云岩之上，内缓坡的晓峰河剖面由潮坪沉积向上变深为潟湖沉积，后演化为丘滩沉积，指示台地退积（图 1，7）。随后的海退体系域记录了丘滩和潮坪相的再次进积（图 1，7）。层序 3 在上扬子地区位于灯三段—灯四段中，由于震旦纪—寒武纪之交的暴露侵蚀作用常常发育不全（图 8）。其海侵体系域以灯三段碎屑岩为特征；海退体系域位于灯四段，通常呈现出潟湖相泥晶白云岩向上过渡为潮坪相微生物白云岩的趋势（图 1，8）。中扬子地区，层序 3 与层序 2 类似，同样表现为中缓坡灰岩沉积向内缓坡超覆，之后丘滩及潮坪相向中缓坡进积的完整海侵—海退旋回（图 1，7）。

另外一方面，由于震旦纪—寒武纪之交的暴露侵蚀作用，以及上扬子碳酸盐岩台地范围远远超出现今板块边界，导致现存的丘滩相带多发育于灯一段—灯二段下部（或相当层位）。在灯影组沉积初期，上扬子碳酸盐岩台地北缘的高能丘滩相带仅在绵阳—长宁拉张槽北部的深水区周缘发育（如：清平剖面），以及台地东缘的鱼鳞及松林—北斗山剖面一带零星可见（图 1）。理论上，在碳酸盐岩台地进积背景下，丘滩相带会进一步向上述地区外围迁移。然而上述地区及其外围正是桐湾运动造成灯影组缺失最为严重的地区，拉张槽内及松林—北斗山地区灯影组常常缺失至灯二段中部（图 1，8，10）^[6,33,35]。由此可见，上扬子地区灯影组上部（灯四段）尚未发现高能丘滩相带可能与桐湾运动造成的地层缺失有关。此外，在靠近板块边界的孔玉、关山等剖面，灯影组仍是以台内潟湖—潮坪沉积为特征（图 1），说明上扬子台地灯影组沉积期碳酸盐岩台地范围远远超出目前的板块边界，台缘丘滩相带由于板块间的碰撞挤压没能够保存下来。中扬子地区，灯影组蛤蟆井段的台缘（或内缓坡外缘）高能丘滩相带广泛沿孤立台地周缘广泛分布（图 1，7）。与上扬子台地边缘情况类似，中扬子南缘的三岔剖面一带也是灯影组上部剥蚀严重的地区^[5]，导致了灯影组白马沱段的高能丘滩

相带被剥蚀。相比之下,中扬子台地西缘,灯影组地层发育完整,庙河等剖面灯影组白马沱段发育颗粒白云岩,保留了高能丘滩相带进积的证据。

3.3 有利储集相带发育分布规律意义

考虑到微生物白云岩及其打碎形成的砂屑白云岩储集性明显好于泥晶白云岩等其他岩石类型^[3-4],理论上微生物岩及颗粒白云岩发育的相带都可以作为有利储集相带。在整个中上扬子台地内部,灯二段下部和灯四段上部或相当层位(即层序1上部,层序3上部)总体处于海退体系域,台地(或内缓坡)内部多以潮坪相微生物白云岩沉积为主^[5-6],为储层发育的有利层段(图1,10)。上扬子台地拉张槽两侧及台地东缘局部地区灯影组中下部(灯一段—灯二段)发育有台缘丘滩相,也是储层发育的有利相带(图1,10)。相比之下,中扬子地区灯影组中下部(大致相当于蛤蟆井段—石板滩段)的丘滩相分布较广且厚度相对较大,可以作为有利储集相带优先开展勘探研究。灯影组上部丘滩带(大致相当于白马沱段)零星发育于中扬子台地西缘,同样是相对有利储集相带发育的位置(图1,10)。无论是物性测试还是实际勘探效果均揭示灯影组微生物白云岩的储集性在不同地区不同层段具有巨大差异^[3-4]。由此可见,微生物白云岩仅仅是优质储层形成的物质基础,成岩作用是进一步控制优质储层能否形成的关键因素。前人针对不同地区的灯影组开展了大量的储层研究工作,已经明确同沉积岩溶、表生岩溶、埋藏溶蚀、烃类充注等作用灯影组优质储层的形成的主要建设性因素^[3-4]。但目前对各种建设性因素的时空分布以及优质储层分布规律尚缺乏深入了解,仅仅明确拉张槽两侧是埋藏溶蚀和烃类充注的有利区。因此,在中上扬子台地内部灯二段中下部和灯四段上部普遍发育微生物白云岩的背景下,进一步分析优质储层发育机理与分布规律才是找到油气接替区的关键。

4 结论

(1) 中上扬子地区灯影组沉积期碳酸盐岩台地主要发育丘滩、潮坪、潟湖三种相带。其中,丘滩相发育于台地(或内缓坡)边缘,以发育块状鲕粒白云岩、砂屑白云岩及丘状叠层石建造为标志。由于丘滩的遮挡,碳酸盐岩台地内部(或内缓坡)广泛发育潮坪及潟湖环境。潮坪相以微生物纹层白云岩、穹窿—缓波状叠层石白云岩、凝块石白云岩等微生物岩形成的米级、分米级旋回为特征。潟湖相主要发育泥晶(泥质)白云岩、含球粒/砂屑泥晶白云岩及泥晶砂质白云岩。

(2) 中上扬子地区灯影组总体上表现出进积的沉积趋势,早期的边缘丘滩相到末期均演变成了局限潮坪—潟湖沉积环境。进一步分析丘滩相的进积—退积以及台内的变深—变浅

序列表明灯影组可以划分为 2.5 个层序，对应了碳酸盐岩台地的三次进积和两次退积。由于灯二段上部—灯四段在台地边缘—斜坡（或内缓坡外缘—中缓坡）区域广泛缺失，以及灯影组沉积期上扬子碳酸盐岩台地范围远远超出现今板块边界，导致现存的台缘（或内缓坡边缘）丘滩相带多发育于上扬子地区灯一段—灯二段下部（或中扬子地区蛤蟆井段—石板滩段）。

（3）在整个中上扬子地区，灯二段中下部和灯四段上部（或相当层位）总体处于海退体系域，台地广泛发育潮坪相微生物白云岩，为储层发育的有利相带。此外，台地（或内缓坡）边缘灯影组下部灯一段—灯二段（或蛤蟆井段—石板滩段）发育的台缘丘滩相，尽管分布相对较少，也是重要的有利储集相带。在中上扬子台地内部灯二段中下部和灯四段上部普遍发育微生物白云岩的背景下，进一步分析优质储层发育机理与分布规律才是找到油气接替区的关键。

致谢 感谢编辑部老师及三位审稿专家给出的建设性意见。

参考文献（Reference）

- [1] 赵路子, 汪泽成, 杨雨, 等. 四川盆地蓬探 1 井灯影组灯二段油气勘探重大发现及意义[J]. 中国石油勘探, 2020, 25(3): 1-12. [Zhao Luzi, Wang Zecheng, Yang Yu, et al. Important discovery in the Second member of Dengying Formation in Well Pengtan1 and its significance, Sichuan Basin[J]. China Petroleum Exploration, 2020, 25(3): 1-12.]
- [2] 文龙, 罗冰, 钟原, 等. 四川盆地灯影期沉积特征及槽—台体系成因模式[J]. 成都理工大学学报（自然科学版）, 2021, 48(5): 513-524, 590. [Wen Long, Luo Bing, Zhong Yuan, et al. Sedimentary characteristics and genetic model of trough-platform system during the Dengying Period in Sichuan Basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2021, 48(5): 513-524, 590.]
- [3] 宋金民, 刘树根, 李智武, 等. 四川盆地上震旦统灯影组微生物碳酸盐岩储层特征与主控因素[J]. 石油与天然气地质, 2017, 38(4): 741-752. [Song Jinmin, Liu Shugen, Li Zhiwu, et al. Characteristics and controlling factors of microbial carbonate reservoirs in the Upper Sinian Dengying Formation in the Sichuan Basin, China[J]. Oil & Gas Geology, 2017, 38(4): 741-752.]
- [4] 田兴旺, 彭瀚霖, 王云龙, 等. 川中安岳气田震旦系灯影组四段台缘—台内区储层差异及控制因素[J]. 天然气地球科学, 2020, 31(9): 1225-1238. [Tian Xingwang, Peng Hanlin, Wang Yunlong, et al. Analysis of reservoir difference and controlling factors between the platform margin and the inner area of the Fourth member of Sinian Dengying Formation in Anyue Gas Field, central Sichuan[J]. Natural Gas Geoscience, 2020, 31(9): 1225-1238.]
- [5] Ding Y, Chen D Z, Zhou X Q, et al. Tectono-depositional pattern and evolution of the Middle Yangtze Platform (South China) during the Late Ediacaran[J]. Precambrian Research, 2019, 333: 105426.
- [6] Ding Y, Li Z W, Liu S G, et al. Sequence stratigraphy and tectono-depositional evolution of a Late Ediacaran epeiric platform in the Upper Yangtze area, South China[J]. Precambrian Research, 2021, 354: 106077.
- [7] 兰才俊, 徐哲航, 马肖琳, 等. 四川盆地震旦系灯影组丘滩体发育分布及对储层的控制[J]. 石油学报, 2019, 40(9): 1069-1084. [Lan Caijun, Xu Zhehang, Ma Xiaolin, et al. Development and distribution of mound-shoal complex in the Sinian Dengying Formation, Sichuan Basin and its control on reservoirs[J]. Acta Petrolei Sinica, 2019, 40(9): 1069-1084.]
- [8] 罗焱, 谭秀成, 赵东方, 等. 埃迪卡拉系微生物碳酸盐岩沉积特征及其地质意义: 以川中磨溪 8 井区灯影组四段为例[J]. 古地理学报, 2022, 24(2): 278-291. [Luo Yao, Tan Xiucheng, Zhao Dongfang, et al. Sedimentary characteristics of the Ediacaran microbial carbonates and their geological implications: A case study of the member 4 of Dengying Formation from Wellblock MX8 in central Sichuan Basin[J]. Journal of Palaeogeography, 2022, 24(2): 278-291.]
- [9] 李勇, 王兴志, 冯明友, 等. 四川盆地北部及周缘地区震旦系灯影组二段、四段储集层特征及成因差异[J]. 石油勘探与开

- 发, 2019, 46(1): 52-64. [Li Yong, Wang Xingzhi, Feng Mingyou, et al. Reservoir characteristics and genetic differences between the Second and Fourth members of Sinian Dengying Formation in northern Sichuan Basin and its surrounding areas[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2019, 46(1): 52-64.]
- [10] 马奎, 文龙, 张本健, 等. 四川盆地德阳: 安岳侵蚀裂陷槽分段性演化分析和油气勘探意义[J]. *石油勘探与开发*, 2022, 49(2): 274-284. [Ma Kui, Wen Long, Zhang Benjian, et al. Segmented evolution of Deyang-Anyue erosion rift trough in Sichuan Basin and its significance for oil and gas exploration, SW China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2022, 49(2): 274-284.]
- [11] 李文正, 张建勇, 李浩涵, 等. 鄂西—渝东地区克拉通内裂陷分布特征及油气勘探意义[J]. *天然气地球科学*, 2020, 31(5): 675-685. [Li Wenzheng, Zhang Jianyong, Li Haohan, et al. Distribution characteristics of intracratonic rift and its exploration significance in western Hubei and eastern Chongqing area[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2020, 31(5): 675-685.]
- [12] 汪泽成, 姜华, 陈志勇, 等. 中上扬子地区晚震旦世构造古地理及油气地质意义[J]. *石油勘探与开发*, 2020, 47(5): 884-897. [Wang Zecheng, Jiang Hua, Chen Zhiyong, et al. Tectonic paleogeography of Late Sinian and its significances for petroleum exploration in the Middle-Upper Yangtze region, South China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2020, 47(5): 884-897.]
- [13] 颜佳新, 孟琦, 王夏, 等. 碳酸盐工厂与浅水碳酸盐岩台地: 研究进展与展望[J]. *古地理学报*, 2019, 21(2): 232-253. [Yan Jiixin, Meng Qi, Wang Xia, et al. Carbonate factory and carbonate platform: Progress and prospects[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2019, 21(2): 232-253.]
- [14] 王龙, 吴海, 张瑞, 等. 碳酸盐台地的类型、特征和沉积模式: 兼论华北地台寒武纪陆表海—淹没台地的沉积样式[J]. *地质论评*, 2018, 64(1): 62-76. [Wang Long, Wu Hai, Zhang Rui, et al. The types, characteristics and depositional models of carbonate platform: Implications for Cambrian sedimentary patterns of Epeiric-drowned carbonate platform in North China[J]. *Geological Review*, 2018, 64(1): 62-76.]
- [15] Tucker M E, Wright V P, Dickson J A D. *Carbonate sedimentology*[M]. Oxford: Blackwell Science, 1990: 1-421.
- [16] Jiang G Q, Christie-Blick N, Kaufman A J, et al. Carbonate platform growth and cyclicity at a terminal Proterozoic passive margin, Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India[J]. *Sedimentology*, 2003, 50(5): 921-952.
- [17] Charvet J. The Neoproterozoic—Early Paleozoic tectonic evolution of the South China Block: An overview[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 74: 198-209.
- [18] Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodinia break-up[J]. *Precambrian Research*, 2003, 122(1/2/3/4): 141-158.
- [19] Jiang G Q, Shi X Y, Zhang S H, et al. Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635-551Ma) in South China[J]. *Gondwana Research*, 2011, 19(4): 831-849.
- [20] Liu S G, Yang Y, Deng B, et al. Tectonic evolution of the Sichuan Basin, Southwest China[J]. *Earth-Science Reviews*, 2021, 213: 103470.
- [21] Vernhet E, Reijmer J J G. Sedimentary evolution of the Ediacaran Yangtze platform shelf (Hubei and Hunan provinces, Central China)[J]. *Sedimentary Geology*, 2010, 225(3/4): 99-115.
- [22] Zhu M Y, Zhang J M, Steiner M, et al. Sinian-Cambrian stratigraphic framework for shallow- to deep-water environments of the Yangtze Platform: An integrated approach[J]. *Progress in Natural Science*, 2003, 13(12): 951-960.
- [23] Chen D Z, Zhou X Q, Fu Y, et al. New U-Pb zircon ages of the Ediacaran-Cambrian boundary strata in South China[J]. *Terra Nova*, 2015, 27(1): 62-68.
- [24] 赵东方, 胡广, 张文济, 等. 渝北巫溪鱼鳞剖面灯影组鲕粒沉积特征及其地质意义[J]. *地质论评*, 2018, 64(1): 191-202. [Zhao Dongfang, Hu Guang, Zhang Wenji, et al. Sedimentary characteristics of Ooids of Sinian (Ediacaran) Dengying Formation on the Yulin section in Wuxi, Chongqing, and geological implications [J]. *Geological Review*, 2018, 64(1): 191-202.]
- [25] 李忠雄, 陆永潮, 王剑, 等. 中扬子地区晚震旦世—早寒武世沉积特征及岩相古地理[J]. *古地理学报*, 2004, 6(2): 151-162. [Li Zhongxiong, Lu Yongchao, Wang Jian, et al. Sedimentary characteristics and lithofacies paleogeography of Late Sinian and Early Cambrian in Middle Yangtze region [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2004, 6(2): 151-162.]
- [26] 薛耀松, 周传明, 陈哲. 湖北南漳地区晚震旦世高家山期微化石的新发现: 兼论南江上升运动的地质意义[J]. *微体古生物*

- 学报, 2004, 21(1): 1-16. [Xue Yaosong, Zhou Chuanming, Chen Zhe. Discovery of microfossils of the Late Sinian Gaojiashanian age in Nanzhang, Hubei province, China with remarks on the geological significance of the Nanjiang uplift movement[J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2004, 21(1): 1-16.]
- [27] Harwood C L, Sumner D Y. Microbialites of the Neoproterozoic beek spring dolomite, southern California[J]. *Sedimentology*, 2011, 58(6): 1648-1673.
- [28] Chen D Z, Guo Z H, Jiang M S, et al. Dynamics of cyclic carbonate deposition and biotic recovery on platforms during the Famennian of Late Devonian in Guangxi, South China: Constraints from high-resolution cycle and sequence stratigraphy[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 448: 245-265.
- [29] Gil J, García-Hidalgo J F, Segura M, et al. Stratigraphic architecture, palaeogeography and sea-level changes of a third order depositional sequence: The Late Turonian-early Coniacian in the northern Iberian Ranges and Central System (Spain)[J]. *Sedimentary Geology*, 2006, 191(3/4): 191-225.
- [30] 郝毅, 周进高, 陈旭, 等. 四川盆地灯影组“葡萄花边”状白云岩成因及地质意义[J]. *海相油气地质*, 2015, 20(4): 57-64. [Hao Yi, Zhou Jinggao, Chen Xu, et al. Genesis and geological significance of Upper Sinian Dengying Dolostone with Grape-lace Shaped Cement, Sichuan Basin[J]. *Marine Origin Petroleum Geology*, 2015, 20(4): 57-64.]
- [31] 牟传龙, 王秀平, 梁薇, 等. 上扬子区灯影组白云岩葡萄体特征及成因初探: 以南江杨坝地区灯影组一段为例[J]. *沉积学报*, 2015, 33(6): 1097-1110. [Mou Chuanlong, Wang Xiuping, Liang Wei, et al. Characteristics and genesis of grape-like stone of dolomite in Sinian Dengying Formation in Yangtze region: A case from the first section of Dengying Formation in Yangba, Nanjiang, Sichuan province[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2015, 33(6): 1097-1110.]
- [32] Pratt B R, James N P. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: Tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas[J]. *Sedimentology*, 1986, 33(3): 313-343.
- [33] 刘静江, 刘慧荣, 李文皓, 等. 四川盆地裂陷槽研究新进展: 关于裂陷槽成因机制与形成时间的探讨[J]. *地质论评*, 2021, 67(3): 767-786. [Liu Jingjiang, Liu Huirong, Li Wenhao, et al. New progress in the study of aulacogen in Sichuan Basin: A discussion on the genetic mechanism and Formation time of the aulacogen[J]. *Geological Review*, 2021, 67(3): 767-786.]
- [34] 陈明思, 张本健, 李智武, 等. 四川盆地及周缘震旦系灯影组岩性: 碳同位素地层划分及意义[J]. *古地学报*, 2023, 25(6): 1347-1363. [Chen Mingsi, Zhang Benjian, Li Zhiwu, et al. Lithol and carbon isotopic stratigraphic division and its significance of the Sinian Dengying Formation in Sichuan Basin and surrounding area[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2023, 25(6): 1347-1363]
- [35] 周传明. 贵州瓮安地区上震旦统碳同位素特征[J]. *地层学杂志*, 1997, 21(2): 124-129. [Zhou Chuanming. Upper Sinian carbon isotope in Weng'an, Guizhou[J]. *Journal of Stratigraphy*, 1997, 21(2): 124-129.]

Paleogeographic Pattern of the Carbonate Platform in the Middle-Upper Yangtze Area during the Deposition of the Ediacaran Dengying Formation and Distribution Pattern of the Reservoir Facies

DING Yi^{1,2}, LIU ShuGen^{1,3}, WEN Long⁴, WEN HuaGuo^{1,2}, CHEN DaiZhao⁵, SONG JinMin¹, WANG Han^{1,2}, WANG LinKang², CHEN MingSi², CHEN RongQing², LI ZhiWu^{1,2},

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

2. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu 610059, China

3. Xihua University, Chengdu 610039, China

4. Research Institute of Exploration and Development, PetroChina Southwest Oil & Gasfield Company, Chengdu 610041, China

5. Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract: **[Objective]** The dispute in the paleogeographic pattern of the carbonate platform and distribution of reservoir facies during the deposition of the Dengying Formation in the middle-upper area, hinders the expansion of the exploration domain from the Mianyang-Changning intracratonic sag to other areas. **[Methods]** Detailed lithofacies and facies analysis was conducted on more than 30 sections (wells), **[Results]** further confirming that the mound-shoal is marked by massive peloidal/ooidal dolograins and columnar, domal dolostromatolite, which were deposited around the platform (or inner ramp) margin of the Middle-Upper Yangtze Platform gradually shifting outward into tempestite of the middle-outer ramp or slump dolobreccia, argillaceous dolomite and chert of slope-basin facies. Owing to the mound-shoal barrier, its back was dominated by tidal flat and lagoon. Of these, the tidal flat facies were marked by microbial dololaminite, domal dolostromatolite, dolothrombolite with minor peloidal dolograins, and dolomudstone, which are commonly arranged into meter-centimeter scale cycles. The lagoon facies were composed mainly of dolomudstone and peloidal dolowackestone. In general, the mound-shoal facies is present in the lower Dengying Formation along the platform to slope transition (or inner ramp to middle ramp transition). In the Upper Yangtze Platform, it occurs in the Deng 1 (e.g., wells Pengtan 1, Ziyang 1, and sections Qingping, Beidoushan) or Deng 2 members at the Baijiaba, Yulin, and Meiziwan sections, or in both the Deng 1 and Deng 2 members at the Songlin-Yankong areas. On Middle Yangtze Platform, it occurs in the Hamajing (e.g., sections Sancha, Bailuya, and Tianping) or Baimatuo members of the upper Dengying Formation at the Miaohe section. Specifically, the mound-shoal facies shows repeated transgressions and regressions and occurs in different stratigraphic position of the Dengying Formation at many sections (Baiguoping, Xiaofenghe, Dengyingxia, Wushan, Xuejiadian, and Dengjiaya). In contrast, the tidal flat and lagoon facies are widely present on the whole Middle-Upper Yangtze Platform, commonly associated with the grape-like dolomite at the lower-middle part of the Deng 2 member (or correlated stratigraphy). The spatiotemporal distributions of these facies show a progradational trend of the Dengying Formation on the Middle-Upper Yangtze Platform, which consists of 2.5 depositional sequences with three progradations (shallowing) and two retrogradations (deepening). The regressive system tract of Sequence 1 is formed by the lower Dengying Formation (the Deng 1 to middle Deng 2 or Hamajing members), characterized by the upward evolution of lagoon or mound-shoal facies into tidal flat facies. On the Upper Yangtze Platform, Sequence 2 occurs in the upper Deng 2 member, marked by the regression of mound-shoal facies and the presence of more lagoonal dolomudstone, followed by the reoccurrence of tidal flat facies. On the Middle Yangtze Platform, Sequence 2 is present in the Shibantan member, represented by the deepening into middle ramp limestone or lagoonal dolomudstone and then shallowing into mound-shoal or tidal flat facies. Sequence 3 on the Middle Yangtze Platform shows a similar deepening (transgression) and shallowing (regression) cycle. On the Upper Yangtze Platform, the transgressive systems tract of Sequence 3 is located in the siliciclastic rock of the Deng 3 member and the following transgressive systems tract is marked by the transition of lagoonal dolomudstone to tidal flat dolomicrobialite. **[Conclusion]** Owing to the denudation of the

Dengying Formation at the platform margin-slope area and Upper Yangtze Platform beyond the current plate boundary, the platform marginal mound-shoal facies are locally present in the Deng 4 member. In this case, certain areas (e.g., the Songlin-Yankong area and periphery of the Middle Yangtze Platform) with platform marginal mound-shoal facies in the lower-middle Dengying Formation (Deng 1 to 2 or Hamajing to Shibantan members) are important exploration targets. Moreover, the lower Deng 2 and upper Deng 4 members (or coeval strata) formed during progradations composed of microbial dolomite throughout the Middle-Upper Yangtze Platform (or inner ramp) interior are also important exploration targets. Because the microbial dolomite was widely developed throughout the Middle-Upper Yangtze Platform interior, decoding the formation mechanism and distribution pattern of high-quality reservoir is the key to finding new hydrocarbon provinces.

Key words: Middle-Upper Yangtze area; Dengying Formation; carbonate platform; paleogeographic pattern; reservoir facies