

贵州松桃县盘石镇中寒武统清虚洞组微生物岩 沉积微相及模式

唐杰¹, 王琳霖², 任静¹, 孙珮婕¹, 马慧¹, 罗振峰¹, 苏中堂^{1,3}

1. 成都理工大学 沉积地质研究院, 成都 610059;

2. 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083;

3. 自然资源部深时地理环境重建与应用重点实验室(成都理工大学), 成都 610059

[摘要] 贵州松桃地区清虚洞组地层记录下了早寒武时期古杯生物灭绝后, 微生物岩从逐渐繁盛到再灭亡这一完整的微生物演化序列。本文在实测盘石剖面, 逐层采样磨制薄片鉴定分析的基础上对清虚洞组的沉积微相类型进行了研究, 明确了含泥质条带微晶灰岩、葛万藻黏结灰岩、附枝藻藻格架灰岩、细小附枝藻灰岩、凯内拉藻藻格架灰岩、含凯内拉藻灰岩、上射小波托麦藻—尼科尔森藻藻格架灰岩、肾形藻灰岩、藻屑灰岩、砂屑灰岩、微晶灰岩、钙质泥岩 12 类沉积微相; 建立了 3 类向上变浅的沉积序列: 泥岩—灰岩—藻灰岩、云质灰岩—白云岩及礁基—礁核—礁盖; 构建了该地区钙藻受同沉积断层控制在盆地边缘成礁的碳酸盐岩镶边台地模式。

[关键词] 钙藻; 附枝藻; 沉积模式; 碳酸盐岩台地; 清虚洞组

[分类号] P58

[文献标志码] A

Investigation of sedimentary microfacies and microbial rock in the Middle Cambrian Qingxiudong Formation in Panshi Town in Songtao County of Guizhou Province

TANG Jie¹, WANG Linlin², REN Jing¹, SUN Peijie¹, MA Hui¹,
LUO Zhenfeng¹, SU Zhongtang^{1,3}

1. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China;

2. SINOPEC Petroleum Exploration and Production Research Institute, Beijing 100083, China;

3. Key Laboratory of Deep-time Geography and Environment Reconstruction and Applications of Ministry of Natural Resource, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

Abstract: The stratigraphy of the Qingxiudong Formation in Songtao County in Guizhou Province of

[收稿日期] 2023-08-01。

[基金项目] 国家自然科学基金项目(41972104)。

[第一作者] 唐杰(1998—), 男, 硕士研究生, 研究方向: 地质学, E-mail: 1924697878@qq.com。

[通信作者] 苏中堂(1981—), 男, 教授, 研究方向: 碳酸盐岩, E-mail: suzhogntang2012@cdut.cn。

[引用格式] 唐杰, 王琳霖, 任静, 等, 2024. 贵州松桃县盘石镇中寒武统清虚洞组微生物岩沉积微相及模式[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 51(2): 181-192+209.

Tang J, Wang L L, Ren J, et al., 2024. Investigation of sedimentary microfacies and microbial rock in the Middle Cambrian Qingxiudong Formation in Panshi Town in Songtao County of Guizhou Province[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 51(2): 181-192+209.

China reflects a complete microbial evolutionary sequence in which microbial rocks gradually flourished and then died-out after the extinction of Archaeocyatha in the Early Cambrian period. In this study, we examined the sedimentary microfacies of the Qingxudong Formation based on the measured Panshi section, layer-by-layer sampling, and identification and analysis of thinly ground sections. We identified 12 types of sedimentary microfacies: muddy striped microcrystalline limestone, Girvanella boundstone, epiphytic algal limestone, epiphytic pusillnm Korde algal limestone, Kenella algal limestone, Kenella algal containing limestone, Botomaella anabatica Voronova and Nicholsomia algal limestone, Renalcis chabakoviaformis Voronova algal limestone, algal arenne limestone, arenne limestone, microcrystal limestone, and calcareous mudstone. We also identified three types of upward-shallowing sedimentary sequences: mudstone-limestone-algal limestone, limestone-dolomitic limestone, and reef base-reef core-reef cover. We used these results to construct a model of the rimmed carbonate platform in the region where the Coralline algae were controlled by syn-sedimentary faults to reef at the margin of the basin.

Key words: calcium algae; epiphytic; sedimentary mode; carbonate platform; Qingxudong Formation

前寒武纪与寒武纪之间发生的大氧化事件促成了寒武纪早期的“生命大爆发”,也导致环境发生了变化,气候逐渐炎热,海水由“文石海/白云石海”转变为“方解石海”为主(Tucker, 1992; Wood et al., 2017)。在寒武纪早期(纽芬兰世和第二代)以古杯为代表的后生动物具有完全钙化的骨骼结构,能够抵抗较强的水体能量,形成大量生物礁。寒武纪早期古杯生物灭绝,微生物建造逐渐占据统治地位(李杨凡和李飞, 2022)。地质历史时期一共经历了 5 次较大的微生物—后生生物交替转换的事件(Chen et al., 2019),在全球范围内,微生物岩发育广泛,记录了生物演化历程,可用微生物岩重建古气候与古环境。微生物岩既是良好的油气储层,也是铅锌矿容矿体,具有重要的经济意义(王月等, 2011)。

典型的碳酸盐岩沉积模式主要考虑水动力强弱、水体深浅、岩性组合等因素,而对微生物作用类型的考虑较少,微生物对碳酸盐岩台地建造的作用有待研究(杨孝群和李忠, 2018)。松桃地区清虚洞组发育了古杯灭绝之后最好微生物岩,钙质藻类微生物大量发育,其中盘石剖面出露良好,微生物种类多,剖面记录了微生物岩从无到繁盛至最终消亡的完整序列。微生物岩为良好的铅锌矿容矿体,盘石耙耙寨铅锌矿即赋存于清虚洞组微生物岩内,矿体受微生物岩控制。前人对该地区的研究多集中于矿产与微生物岩之间的关系(汤朝阳等, 2012; 付胜云等, 2018),而微生物岩沉积模式受关注较少。本文通过盘石剖面微相分

析,研究清虚洞组微生物岩的沉积特征,尝试建立该地区微生物岩沉积模式,以期为微生物岩模式建立提供一个典型实例。

1 区域地质背景

湘西—黔东地区位于扬子地块与南华活动带的过渡区,横跨上扬子地块和江南地块 2 个二级大地构造单元(杨绍祥和劳可通, 2007)。研究区位于江南大断裂的上盘,扬子陆块东南缘,整体处于加里东期边缘褶皱带上。寒武纪时期,扬子地块处于被动大陆边缘阶段,拉张阶段形成的裂谷地势低洼,随着海平面上升,裂谷成为深海盆地,裂谷间地势相对较高,则为碳酸盐岩台地(王剑等, 2012; 潘桂棠等, 2016)。寒武纪早期湘黔地区为深水盆地,到早寒武世清虚洞晚期呈现西北高东南低的古地理面貌。湘黔地区形成碳酸盐岩台地边缘区,其西边为碳酸盐岩台地,东边为斜坡和深海盆地。随后台地边缘不断沿东南方向推进,直至加里东运动开始才停止(刘文均和卢家烂, 2000)。加里东期研究区内发生了频繁的升降运动,发育周期性的海侵和海退沉积旋回,在早寒武世金顶山末期发生了较大规模的沉降运动,在广海陆棚的基础上发育形成了川滇黔碳酸盐台地和湘黔广海盆地,最终形成如图 1 所示地质背景(曾允孚和郑荣才, 1984)。在研究区内,松桃西北方向为局限、开阔台地相;以花垣、铜仁为界限,为台地边缘相,其间发育有台地边缘浅滩相、台地边缘生物礁相、礁后潟湖

相;以麻栗场、雅桥为界限该区域为斜坡相;再向东南则为盆地边缘相。

研究区内寒武系和奥陶系地层出露良好。寒武系出露的地层有杷榔组、清虚洞组、高台组、石冷水组、娄山关组、毛田组(林焕令等,1966)。清虚洞组为 1 套碳酸盐岩沉积地层(刘建锋等,

2012),地层可以划分为清一段、清二段和清三段:清一段岩性为灰—深灰色块状厚层灰岩;清二段岩性为灰色厚层豹皮状条带白云质灰岩、钙质白云岩夹条带状灰岩;清三段岩性为薄—厚层白云岩、泥质白云岩夹叶片状白云岩及钙质、泥质含云母粉砂岩。

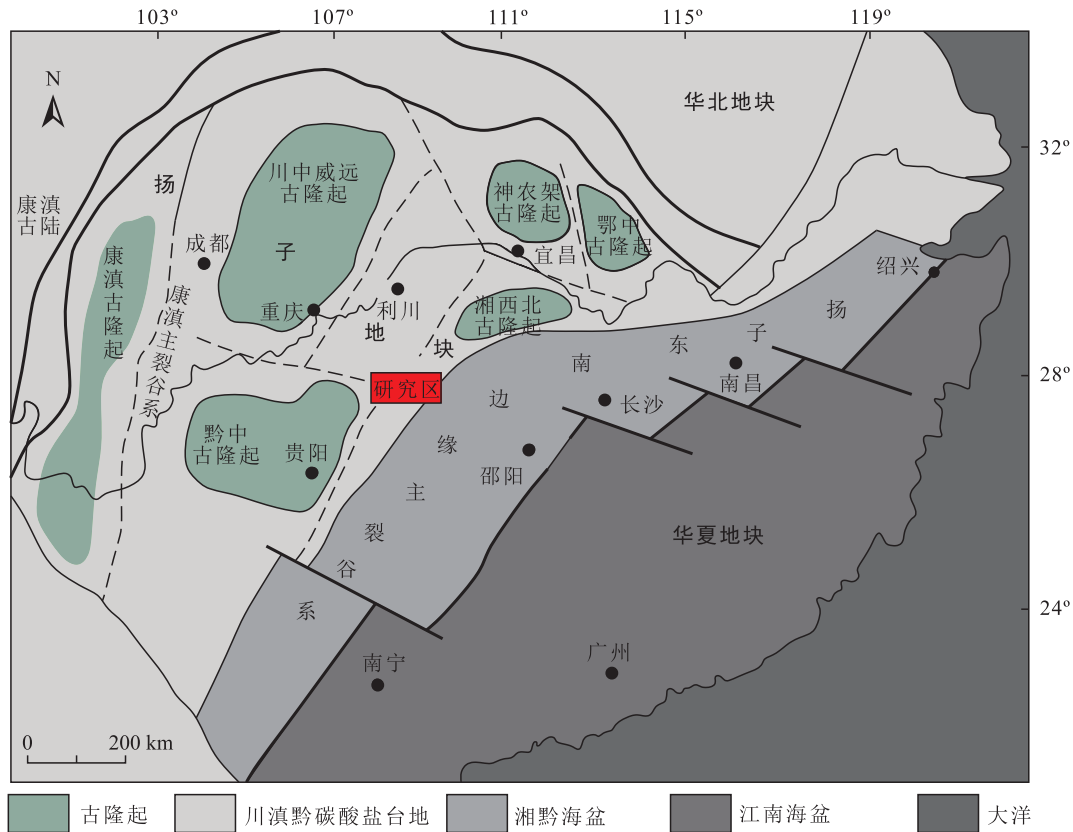


图 1 地质构造与沉积背景图(底图据高振中和段太忠,1983;Yu et al., 2021 修改)

Fig. 1 Division of the geological structure and sedimentary background

2 研究方法 with 剖面列述

2.1 研究方法

研究区位于贵州省松桃盘石镇。在该地区对盘石剖面进行了详细实测,取样并磨制薄片 50 余片;在藻礁发育的地区进行了详细的取样,以便更详细地识别环境变化对藻类的影响。

根据野外和岩相学的分析,对清虚洞组进行了沉积相的划分和古环境的分析。在室内通过薄片提供的信息,利用微相方法对岩石组成、结构及形貌特征的分析(如颗粒组成、胶结结构、分选、磨圆及显微构造等)(包洪平和杨承运,1999)确定其微相特征。由于碳酸盐岩在相同沉积环境下沉积,其微相特征具有极高的相似

性,因此可以将观察的微相特征与标准微相对应。标准微相类型(SMF)是将微观的沉积微相和宏观的沉积相带联系起来的一种方法。本文以 Flügel(2010)提出的现代碳酸盐岩沉积特征为基础,在 Wilson(1975)提出的碳酸盐镶边台地标准相模式的相带框架内,按照沉积学及古生物学特征识别出 26 个标准微相类型(SMF)对比参照,分析其沉积环境,最后建立相应的沉积模式。

2.2 实测剖面列述

该剖面位于贵州松桃县盘石镇黄连村,测剖面出露地层为中寒武统清虚洞组。岩层沿松桃—盘石镇公路在黄连村新开剖面出露清楚。

实测剖面地层描述如下:

上覆地层:高台组,浅灰色细晶白云岩。 8.4 m

—————整合接触—————

清虚洞组地层:

19. 灰色—深灰色中层微晶灰岩,层厚20~30 cm,岩石较坚硬,露头零星,裂隙发育,被白色方解石充填。该层大部分被臭脑村覆盖。 56.8 m
18. 灰色—深灰色厚层块状岩屑灰岩。层厚30~80 cm,岩石性脆,发育较多裂隙,被白色方解石充填,该层露头零星经过村庄。 65.8 m
17. 灰色—深灰色厚层块状微晶灰岩,层厚40~80 cm,岩石较坚硬,岩石破碎,上部出露不佳。 14.5 m
16. 浅灰色—灰色中层鲕粒灰岩,层厚30~40 cm,风化表面隐约可见鲕粒。 6.3 m
15. 灰色—深灰色中—厚层微晶灰岩,层厚30~80 cm,岩石较坚硬,断面贝壳状,岩石较破碎,上部由于被覆盖,出露不佳。 31.1 m
14. 浅灰色—灰色厚层鲕粒灰岩,层厚40~50 cm,岩石巨型孔洞,内充填晶形解理极好的方解石。 4.4 m
13. 灰色—深灰色中—厚层微晶灰岩,层厚15~40 cm,岩石性脆,新鲜面贝壳状。 15.0 m
12. 浅灰色—灰色厚层块状鲕粒灰岩,厚层约80~150 cm,岩石破碎层特征不明显。 10.7 m
11. 灰色—深灰色厚层块状微晶藻灰岩,层厚80~200 cm,岩石性脆,风化表面蠕虫状。 13.9 m
10. 浅灰色—灰色厚层块状微晶灰岩。层厚40~150 cm,岩石性脆,断面贝壳状,风化表面偶见“花斑”,质量分数为5%~8%。 11.0 m
9. 浅肉红色—灰色厚层块状微晶灰岩,岩石断面贝壳状,呈浅肉红色至灰色,向上肉红色变淡,性脆,厚度50~80 cm。该层顶部发育溶孔,被白色方解石充填。块状灰

岩发育,部分为粉晶灰岩。 5.5 m

8. 浅灰色—灰色厚层块状含藻微晶灰岩,层厚30~80 cm,岩石性脆,风化表面见“花斑”状构造,质量分数为10%~35%。 35.3 m
7. 灰色—深灰色薄—中层微晶灰岩,层厚6~30 cm,夹薄泥质层(层厚0.1~0.3 cm)。 35.2 m
6. 灰色—深灰色厚层块状微晶藻灰岩,层厚120~150 cm,岩石性脆,岩石风化表面现“斑”状构造,质量分数为50%~60%。岩石内裂隙发育,被白色方解石充填。 23.3 m
5. 灰色—深灰色厚层块状微晶灰岩,层厚50~120 cm,岩石性脆,风化表面略含“斑”,质量分数约为5%~10%。 9.5 m
4. 灰色—深灰色厚层块状藻灰岩,可见藻纹层。层厚150~200 cm,岩石性脆,风化表面多显示不规则“花斑”,质量分数为30%~50%。 43.3 m
3. 灰色—深灰色厚层块状含藻微晶灰岩,可见藻纹层。层厚30~200 cm,岩石性脆,风化表面有不规则“花斑”,质量分数为15%~20%。 11.9 m
2. 灰色—深灰色中—厚层含泥质条带微晶灰岩,层厚10~45 cm,泥质薄层厚0.1~0.2 cm,岩石较坚硬。该层向顶部层厚增厚,泥质含量减少。微晶灰岩被白色方解石充填。 17.6 m
1. 浅灰色—灰色薄层微晶灰岩,层厚1~3 cm,岩石较坚硬。 6.5 m

—————整合接触—————

下伏地层:灰绿色—黄绿色薄层钙质泥岩。

层厚0.1~0.5 cm,岩石沿松桃—盘石镇公路在黄连村新开剖面出露新鲜特征清楚。该层为 ϵ_{1s} (石牌组)地层。 10.0 m

根据实测地层数据绘制剖面地层柱状图(图2)。



图 2 贵州松桃盘石剖面地层柱状图

Fig. 2 Stratigraphic column chart of the Panshi profile in Guizhou Province

3 微相(MF)类型及特征

确定沉积微相的依据通常为:(1)沉积构造;(2)沉积组分及其含量;(3)岩石结构类型;(4)礁灰岩中的不同生物种类;(5)基质与胶结物的结构等。本文对微相的分类主要参照 Dunham(1962)、曾允孚和夏文杰(1986)以及 Flügel

(2010)修订的 Wilson(1975)标准微相类型来确定微相的类型。通过对贵州省松桃县盘石镇盘石剖面进行野外露头实测工作以及室内通过显微镜详细观察薄片,在盘石剖面共识别出 3 种岩石结构类型,即晶粒结构的灰岩、粒屑灰岩、藻灰岩,其中粒屑灰岩又可细分为藻屑灰岩和砂屑灰岩。该地区清虚洞组微生物岩极典型,

结合前人研究资料(孙玉娟等,1985;王剑等,1990),对剖面中出现的藻类一一对照并分类,在该剖面中共发现 6 种形态不同的藻类,如表 1 所示。

表 1 盘石剖面藻类特征

Table 1 Algal characteristics of the Panshi profile

名称	形态特征	盐度	水动力条件
尼科尔森藻	圆管形叶状体,圆管杂乱地绕曲在一起,形成串珠状	正常	低能
葛万藻	直径大小一致的弯曲管状,互相缠绕,形成长条团块状	正常	低能—相对高能
附枝藻	附枝藻单体呈分叉状,整体呈树枝状,呈灌丛状生长	正常	低能—相对高能
上射小波托麦藻	弯曲或直管状,小管二歧分枝,具明显生长周期	正常	低能—相对高能
肾形藻	房室膨大且内部空心的集合体	正常	低能—相对高能
凯内拉藻	由纵向排列的丝状体组成,小管直径几乎相等	正常	相对高能

因为生物礁各个部分对应的沉积环境有所差别,不同形态的藻类往往对应着特定的沉积环境(郑荣才和曾允孚,1988),可以根据藻类的形态特征和数量的多少以及岩石的结构组分特征等方面来进行详细的微相划分。

含泥质条带微晶云灰岩(MF1):该岩相(图 3-A)出现在剖面顶部 2 和 19~20 层中。岩石野外颜色为灰黑色,岩石矿物组成为方解石、白云石(10%),粉晶,他形一半自形,石英粉砂,分散分布在泥质条带中。在 19~20 层岩石局部发生白云石化,向顶部过渡岩石中白云石含量逐渐变高,可见部分条带状的泥质充填,见虫孔,溶缝中亮晶方解石充填。

解释:石英粉砂与白云石粉砂分散分布在泥质条带中,指示离陆源较近,岩石整体结构均一;局部发生白云石化,指示水体较浅,水体较为局限的沉积环境;可见虫孔,指示该地区适宜生物生存;该地区为水体较浅,水动力较弱,且离陆源区域较近,推测为局限台地沉积环境。该微相类似于 Flügel 微相的 SMF23。

含凯内拉藻灰岩(MF2):该岩相(图 3-B)出现在剖面层位 18 中。岩石野外颜色为灰白色。该微相与 MF3 的区别在于该岩相凯内拉藻(20%)的数量减少,藻格架间充填的亮晶方解石含量增加。

解释:亮晶胶结物增多指示水体进一步变浅,水动力增强,因此环境不适宜藻类生存导致藻类数量减少,但是仍有部分藻类发育,推测为水动力较强,水体循环良好的开阔沉积环境。该微相类似于 Flügel 微相 SMF7。

砂屑含云灰岩(MF3):该岩相(图 3-C)常出

现在剖面层位 7 中。砂屑质量分数为 60%,磨圆较好,圆状为主,分选好,可见少量鲕粒(5%),鲕粒多呈放射状(图 3-D)。岩石中可见亮晶方解石胶结物(8%)和较多基质灰泥(25%),还可见少量生物碎屑如三叶虫(图 3-E)、海百合(图 3-F)等。

解释:砂屑分选、磨圆较好说明此处水动力较强,其亮晶胶结物也印证了这一点,其中还有较多的基质灰泥则说明此处为高能—低能过渡带,也可能是水动力正在由高能向低能转变的产物,代表了水动力的变化。解释为台地边缘浅滩沉积环境。该微相类似于 Flügel 微相 SMF11。

藻内碎屑灰岩(MF4):该岩相(图 3-G,H)常出现在剖面层位 5 中。岩石整体呈颗粒结构,可见藻砾屑(藻类集合体),质量分数为 10%,形状不规则;藻砂屑,质量分数为 50%,分选中等,少数圆状多为不规则状;鲕粒发育,呈放射状。颗粒之间为亮晶方解石胶结。可见少量海百合和三叶虫碎屑。

解释:藻内碎屑常见于内斜坡和平台碳酸盐,岩石整体呈颗粒结构指示该地区水动力较强,而藻内碎屑分选、磨圆都较差说明其搬运距离短,碎屑被冲刷后被地形阻挡,就近沉积下来,放射鲕的发育恰巧印证了这一点,指示局部较为低能的沉积环境;可见少量生物碎屑,则指示此处水体循环较好,适宜生物生存。该微相类似于 Flügel 微相 SMF11。

凯内拉藻藻格架灰岩(MF5):该岩相(图 4-A)常出现在剖面层位 13,17 中。可见纵向排列的丝状体凯内拉藻(60%)互相缠绕呈网状生长形成格架,该藻类单管直径几乎一致,格架之间为细—粗晶以粒状为主的亮晶方解石(35%)充填,部分细晶形成放射状集合体。

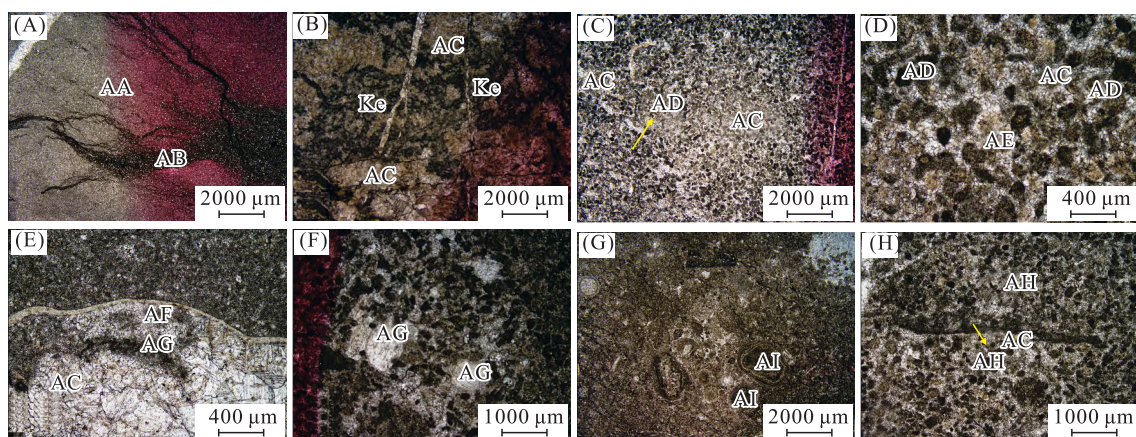


图 3 贵州松桃盘石剖面清虚洞组沉积微相(结构)

Fig. 3 Sedimentary microfacies of the Qingxudong Formation in Panshi Town in Songtao County of Guizhou Province(structure)

(A)泥质条带含云灰岩;(B)含凯内拉藻灰岩;(C)砂屑含云灰岩;(D)含放射鲕砂屑灰岩;(E)含生屑砂屑灰岩;
(F)含生屑藻屑灰岩;(G)含核形石藻屑;(H)藻屑灰岩。AA.泥微晶灰岩;AB.含白云石粉砂泥质条带;
AC.亮晶方解石胶结物;AD.砂屑;AE.放射鲕;AF.三叶虫碎屑;AG.海百合碎屑;AH.藻屑;AI.核形石;Ke.凯内拉藻

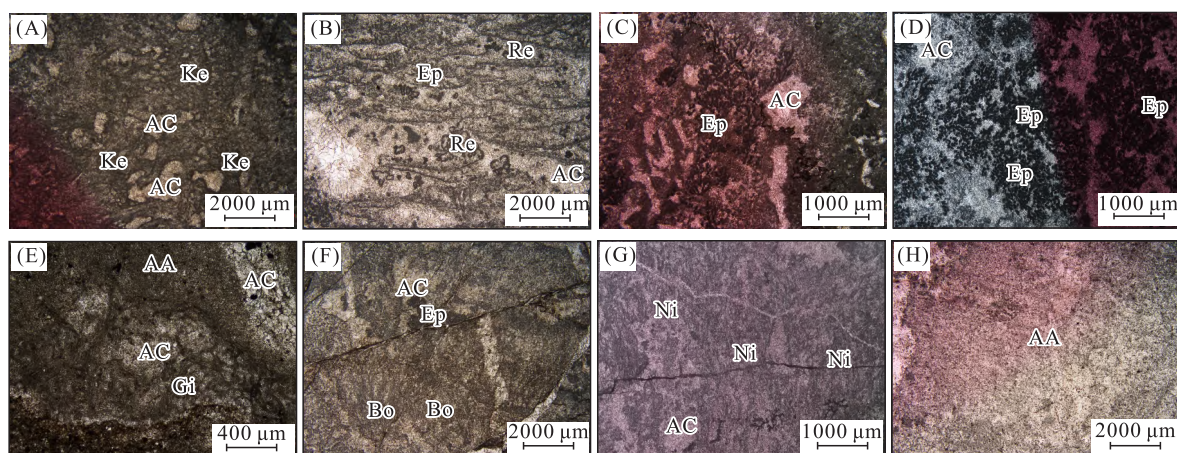


图 4 贵州松桃盘石剖面清虚洞组沉积微相(藻类)

Fig. 4 Sedimentary microfacies of Qingxudong Formation in Panshi Town of Songtao County in Guizhou Province(algae)

(A)凯内拉藻藻格架灰岩;(B)肾形藻藻格架灰岩;(C)细小附枝藻藻格架灰岩;(D)附枝藻藻格架灰岩;
(E)葛万藻藻黏结灰岩;(F)上射小波托麦藻藻灰岩;(G)尼科尔森藻藻格架灰岩;(H)微晶灰岩。AA.泥微晶灰岩;
AC.亮晶方解石胶结物;Ke.凯内拉藻;Re.肾形藻;Ep.附枝藻;Gi.葛万藻;Bo.上射小波托麦藻;Ni.尼科尔森藻

解释:凯内拉藻形成藻格架,藻格架间为细—粗晶亮晶方解石,指示此处位于高能带,此处水体较浅,水动力较强。生物礁发育末期,藻的形态常由竖直向上生长转变为藤蔓状、网架状生长,并且藻的种类较为单一。该微相类似于 Flügel 微相 SMF7。

肾形藻灰岩(MF6):该岩相(图 4-B)常出现在层位 10,14~15 中,肾形藻推测为似古节球肾形藻(20%),由房室膨大且内部空心的群体集合

而成,肾形藻不能单独形成藻格架,常常分布在附枝藻与凯内拉藻的藻格架中。格架间为亮晶方解石充填,可见少量上射小波托麦藻。

解释:凯内拉藻与附枝藻的生存环境为相对较高能的水动力下,肾形藻分布其藻格架之间,且藻格架间充填的亮晶方解石,证明此处沉积环境相对较高能,推测为生物礁上部,靠近波浪作用较强处的沉积环境。该微相类似于 Flügel 微相 SMF7。

细小附枝藻藻格架灰岩(MF7):该岩相通常出现在剖面层位 10,14,16 中。在该剖面中可见一种枝状形态不明显、枝状较为细小的附枝藻(40%),推测为多云或细小的附枝藻(图 4-C)。细小附枝藻难以单独形成藻格架,因此在其藻体之间还可见小管直径几乎相等。藻体互相缠绕的丝状凯内拉藻(20%),以及圆管形的叶状体,呈串珠状排列的尼科尔森藻(10%),以及部分似古节球肾形藻(10%)共同构成藻格架。该类附枝藻藻格架灰岩的格架中可见粉一中晶,粒状一栉壳状亮晶方解石胶结物、肾形藻、上射小波托麦藻。在格架中偶尔可见一些分选较差,磨圆差的藻屑。

解释:该种类的附枝藻藻枝体较为细小,枝状形态不明显,指示其抗浪能力较弱,通常出现在水动力相对较弱的区域,藻格架间充填的灰泥和磨圆、分选差的藻屑也印证了这个观点。但藻格架间充填较多的亮晶方解石,说明此处水动力条件处于高能到低能之间的过渡带,指示该地区整体水动力较为震荡,因此推测该微相沉积环境为生物礁体后形成的礁坪沉积环境。该微相类似于 Flügel 微相 SMF7。

附枝藻藻格架灰岩(MF8):该岩相(图 4-D)主要出现在层位 12~15 中,岩石矿物全为方解石,附枝藻(50%)单枝呈分叉状,整体呈树枝状,呈灌状丛状生长,小灌木高约 5 mm,具有原地生长的特征。附枝藻藻体互相连接,形成格架,格架内部充填亮晶粉一中晶、粒状方解石。

解释:附枝藻的形态呈树枝分叉状,藻体之间互相连接能抵抗较强的水动力冲击,形成生物礁的抗浪主体,其内部充填的亮晶方解石同时指示该微相处于高能的沉积环境中,而附枝藻常常出现在台地边缘环境中,因此该微相类似于 Flügel 微相的 SMF7。

葛万藻黏结灰岩(MF9):该岩相(图 4-E)主要出现在剖面中下部 3~9 层中。在显微镜下可见单体呈弯曲管状的葛万藻(50%),这些直径一致的小圆管杂乱缠绕生长形成长条形团块,部分葛万藻成层形成“黏结灰泥—葛万藻层—亮晶斑块”的韵律。葛万藻黏结较多灰泥,藻体之间充填泥晶基质,部分形成包卷状集合体形态。岩石中偶尔可见管状分枝生长的上射小波托麦藻(图 4-F),质量分数约为 5%;可见少量棘屑、双壳和三叶虫等生物碎屑。

解释:呈弯曲管状的葛万藻,杂乱缠绕生长,这种生长形态往往不能抵抗较强的水动力冲击,因此葛万藻通常出现于潮下低能带或者生物礁后的潟湖沉积环境。岩石中可见种类较多的生物碎屑,指示该地区水体循环良好,透光性好,适宜生物生存,考虑为潮下带或礁后潟湖等水动力条件较弱的沉积环境。该微相类似于 Flügel 微相 SMF7。

尼科尔森藻藻格架灰岩(MF10):杂乱缠绕尼科尔森藻(60%)形成格架(图 4-G),局部可见环状,串球状,质量分数为 65%;格架之间充填亮晶方解石与灰泥,可见少量葛万藻,可见三叶虫、双壳等生物碎屑分布在格架之间。

解释:尼科尔森藻常与葛万藻一起出现在水动力条件相对较弱的地方,藻格架间充填的灰泥也印证了这一点,可见较多生物碎屑说明此处环境适宜生物生存,推测考虑为潮下带或礁后潟湖环境。该微相类似于 Flügel 微相 SMF7。

微晶灰岩(MF11):该岩相(图 4-H)出现在剖面 9 和 11 层,岩石成分为方解石,微晶—粉晶为主,可见部分细—粗晶(10%),偶见残余藻纹层与藻类。岩石重结晶明显。

解释:微晶方解石为主指示该岩相位于水动力较弱的沉积环境,而较厚的岩层厚度也指示了其水动力条件较弱,岩石中可见部分残余的藻屑和藻纹层,推测原岩为藻屑砂岩,指示为生物礁复合体内的礁间沉积环境。该微相类似于 Flügel 微相 SMF7。

钙质泥岩(MF12):该岩相出现在清一段层位 0 中。岩石主要由黏土矿物组成及部分碳酸钙混入物,岩石整体结构极为均一且十分细腻,该微相主要特征为泥质结构,泥岩沉积于极为安静的深水区域。在剖面中出现在剖面底部 0 层位置中。

解释:该微相出现于深水盆地中,极为低能的水动力环境下沉淀的钙质泥岩。该微相类似于 Flügel 微相 SMF3。

4 沉积序列及旋回

4.1 沉积序列

沉积序列可以用来分析相组合及其变化,可以降低单一微相解释的片面性,从而使演化过程更为清晰客观。贵州松桃县盘石剖面中共可识别出 3 类沉积序列(图 5);在剖面下部为泥岩—灰

岩—藻灰岩;上部为云质灰岩—白云质岩;在生物礁中还可识别出礁基—礁核—礁盖的沉积序列。

(1) MA1: MF12—MF11—MF1。该沉积序列下部为钙质泥岩(MF12),向上中部逐渐演变为微晶灰岩(MF11),上部为含泥质条带微晶白云灰岩(MF1)。该序列代表了沉积水体向上变浅的一个沉积微相组合,主要见于剖面 0~3 层。

(2) MA2: MF3—MF10—MF9—MF8。在生物礁中还可以识别出礁基—礁核—礁盖的沉积序

列,该沉积序列下部为砂屑含云灰岩(MF3),向上逐渐演变为尼科尔森藻藻格架灰岩(MF10),随后发育葛万藻黏结灰岩(MF9),上部为附枝藻灰岩(MF8)。该序列代表了沉积水体由浅到深再变浅的一个沉积微相组合,主要见于剖面中 7~8 层。

(3) MA3: 该沉积序列由云质灰岩(MF1)向上白云石含量逐渐增加过渡为白云岩,代表水体进一步变浅,主要见于剖面中 19~20 层。

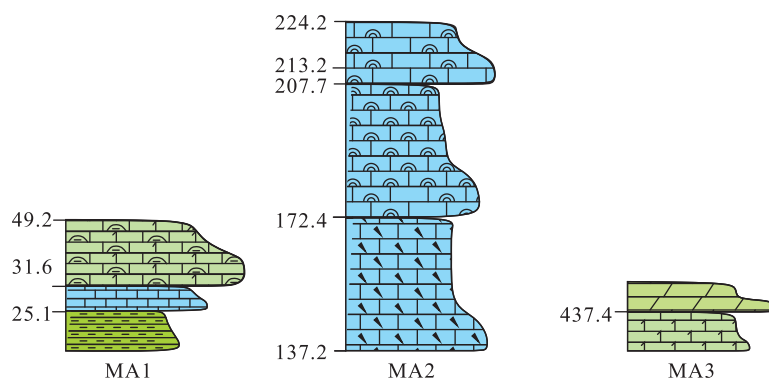


图 5 贵州松桃盘石剖面清虚洞组沉积序列图

Fig. 5 Sedimentary sequence of the Qingxudong Formation in Panshi Town of Songtao County in Guizhou Province

4.2 沉积旋回

藻礁中的礁基—礁核—礁盖沉积序列,为生物礁内部的一种序列,在剖面中可以多次观察到这种沉积序列的出现,一共有 3 个旋回。这些旋回是根据生物礁的出现以及消亡来判别的。在剖面中,取了完整一段生物礁从出现到消亡的样品,磨制薄片。观察发现生物礁的发育可以分为 4 个阶段:①定殖阶段;②拓殖阶段;③泛殖阶段;④统殖阶段。在定殖阶段,水体较深,首先微晶灰岩发育,随后发生海退,水深变浅,水动力增强,碳酸盐颗粒被水流冲刷至前缘快速堆积形成砂坝,在砂坝的保护下,水动力变弱,微晶灰岩沉积形成坚硬的基底,葛万藻首先在隆起的礁基上定殖生长。在拓殖阶段,附枝藻等造礁生物固定在隆起的生物丘上向上向外扩展生长,使生物建造的范围扩大,隆起的幅度增高,逐渐接近波浪作用带;之后便是泛殖阶段,藻类形成抗浪礁核后,各种藻类开始大量繁殖,并且通过礁体之间的通道提供藻类生长繁殖所需要的营养物质,最终形成生物礁。随着海平面进一步下降,水动力增强,生物礁突变进入统殖阶段,生物群落突然减少至个别种属的生物群体,生物的数量也大大地减少,碎屑充填物

增加,直至最后再次成为浅滩沉积环境,生物礁结束发育,随后礁体下沉,浅滩沉积的碎屑又形成新的基底和保护砂坝,藻类再次发育。这是一个完整的生物礁演化旋回,在剖面中这样的旋回一共有 3 次(图 6)。这些造礁旋回受湘黔海盆的裂隙—微扩张运动引起断裂下盘的多次沉降—暂时稳定—抬升—再沉降影响。

5 沉积模式

寒武纪早期扬子陆块为被动大陆边缘,之前形成的裂谷内部地势高低不平,有较多隆起,在寒武纪早期前,发生大规模海侵,裂谷内部较深的地区为深海沉积,而裂谷内地势较高的一些隆起则成为孤立的小型碳酸盐台地,碳酸盐发育较快,向外不停扩张,台地间较为低洼的地区也逐渐被充填,台地之间互相连通,至早寒武世末期形成统一的巨大碳酸盐台地。整个碳酸盐台地受波浪作用影响水动力较强,微生物没有坚硬的骨架来抵抗波浪作用,因此并未大范围成礁,而是在局部较低能地区形成一些微生物丘。

随后海侵向海退转换,海退大背景下碳酸盐台地浅滩相发育,强烈的波浪冲刷形成大量颗粒

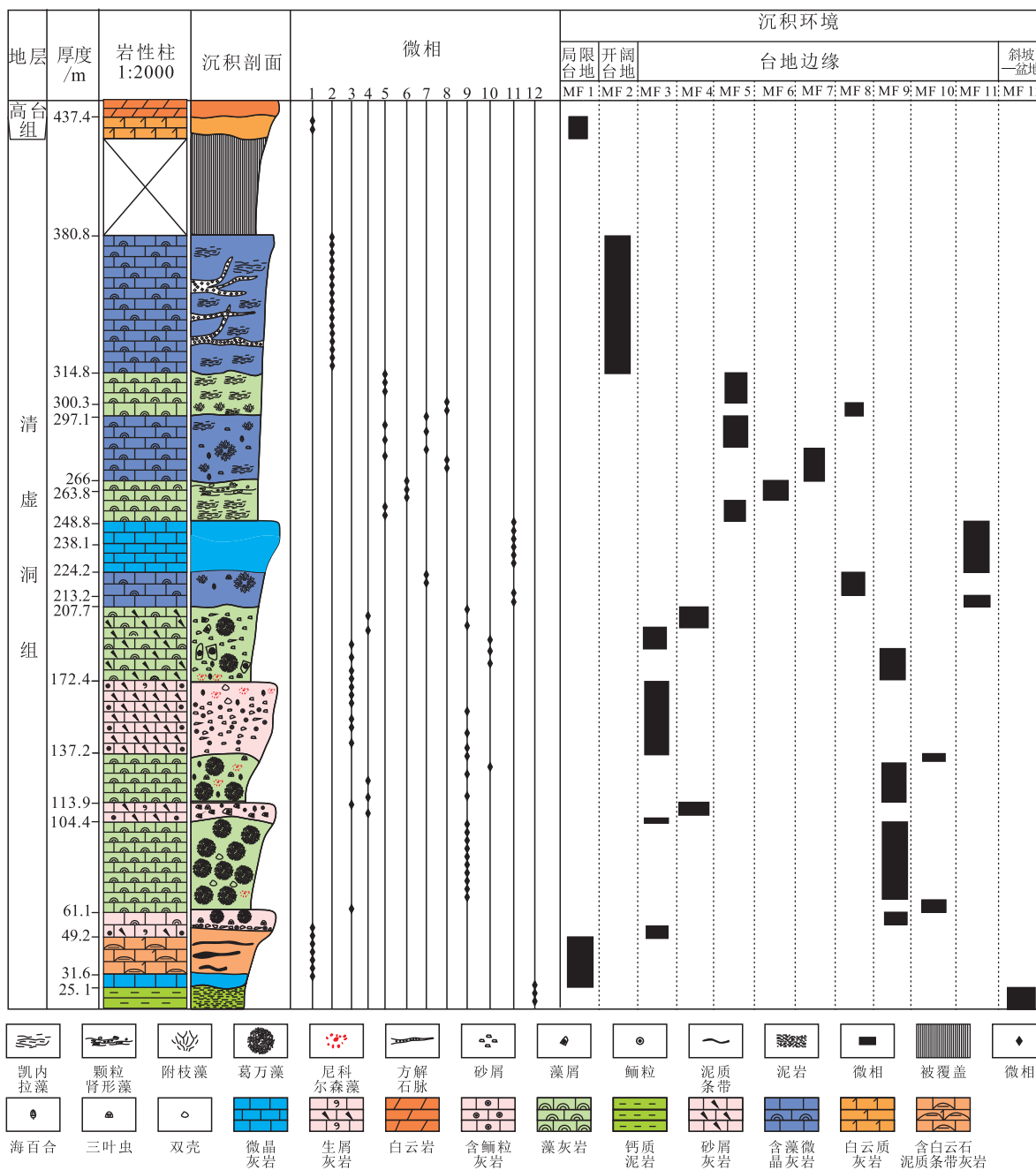


图 6 贵州松桃盘石剖面清虚洞组沉积微相柱状图

Fig. 6 Microfacies column of the Qingxudong Formation in Panshi Town of Songtao County in Guizhou Province

碎屑,这些碎屑被海浪携带至台地边缘快速堆积形成能抵抗波浪的砂坝,在砂坝后方水动力变弱,环境适宜微生物发育,整个微生物建造快速增高扩大,在台地边缘形成微生物礁复合体,后因海平面不断下降,生物礁停止发育。受同沉积断层控制,台地边缘发生多次沉降—暂时稳定—抬升—再沉降,并且由于海退,海水不断向东南方向退

去,使微生物礁不断迁移。

在生物礁近陆一侧被局部隆起划分开,向台地边缘一侧为水动力循环较好,发育部分点礁的开阔台地相,而隆起近陆一侧则受地形的影响,整体水动力较为局限,盐度异常为局限台地相。同沉积断层与微生物在适宜条件下繁盛共同作用,在该地区形成镶边台地,沉积模式如图 7 所示。

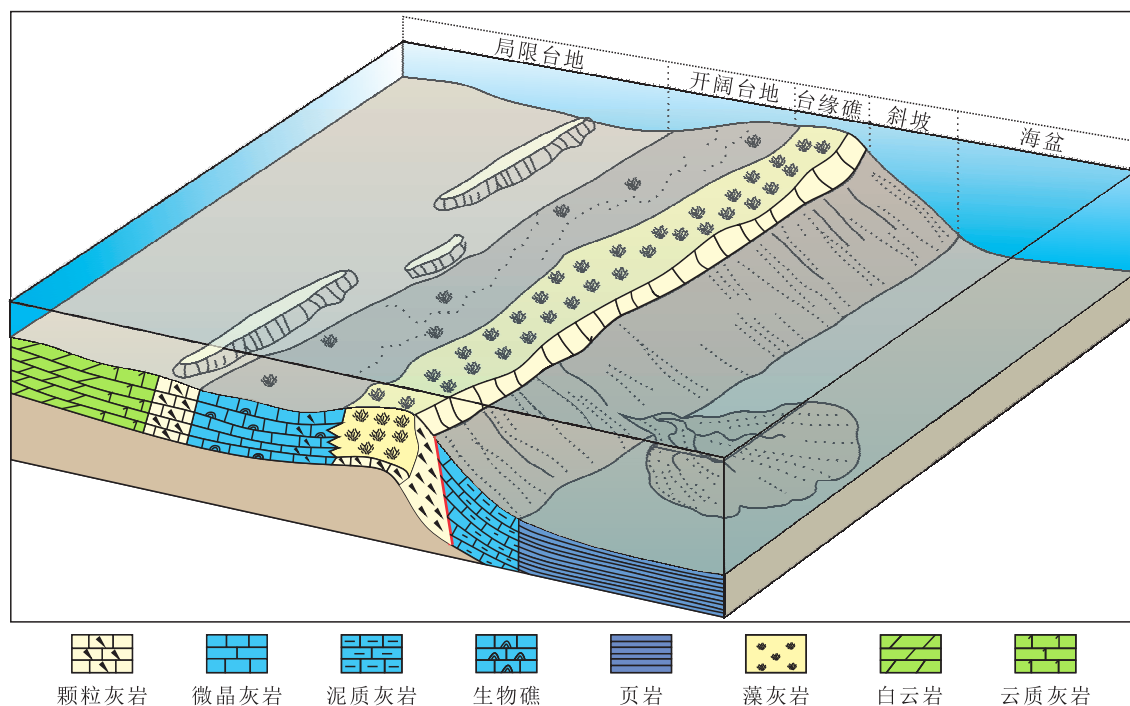


图7 贵州松桃盘石剖面清虚洞组微生物岩沉积模式图

Fig. 7 Microbial sedimentary model of the Qingxudong Formation in Panshi Town of Songtao County in Guizhou Province

6 结论

研究发现,在贵州松桃盘石镇清虚洞组剖面碳酸盐岩可划分出12类微相:含泥质条带微晶灰岩、葛万藻黏结灰岩、附枝藻藻格架灰岩、细小附枝藻灰岩、凯内拉藻藻格架灰岩、含凯内拉藻灰岩、上射小波托麦藻—尼科尔森藻藻格架灰岩、肾形藻灰岩、藻屑灰岩、砂屑灰岩、微晶灰岩、钙质泥岩。对比识别出的微相与标准微相,判断该地区为整体较为开阔、局部较局限、水动力较弱的沉积环境,结合该地区地质背景,建立了该地区微生物岩镶边台地沉积模式。

[参 考 文 献]

- 包洪平,杨承运,1999. 碳酸盐岩微相分析及其在岩相古地理研究中的意义[J]. 岩相古地理,19(6):59-64.
- 付胜云,张丰,曾健康,等,2018. 湘西—黔东下寒武统清虚洞组藻灰岩沉积特征及其找矿意义[J]. 中国地质调查,5(3):56-65.
- Fu S Y, Zhang F, Zeng J K, *et al.*, 2018. Sedimentary characteristics and prospecting significance of algal limestone in Qingxudong Formation of the Lower Cambrian in Western Hunan-Eastern Guizhou [J]. Geological Survey of China, 5(3): 56-65. (in Chinese)
- 高振中,段太忠,1983. 湘西黔东寒武纪深水碳酸盐重力沉积[J]. 江汉石油学院学报,(2):33-63.
- 李杨凡,李飞,2022. 前寒武—寒武纪重大转折期生物礁是如何演化的? [J]. 地球科学,47(10):3853-3855.
- Li Y F, Li F, 2022. How did reefs evolve during the Precambrian-Cambrian transition? [J]. Earth Science, 47(10): 3853-3855. (in Chinese)
- 刘文均,卢家烂,2000. 湘西下寒武统有机地化特征——MVT 铅锌矿床有机成矿作用研究(Ⅲ)[J]. 沉积学报,18(2):290-296.
- Liu W J, Lu J L, 2000. Characteristics of organic geochemistry of Lower Cambrian in western Hunan—organic-mineralization study on MVT lead-zinc ore deposits [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 18(2): 290-296. (in Chinese)
- 刘建锋,彭军,魏志红,等,2012. 川东南清虚洞组沉积特征及其对储层的控制[J]. 地学前缘,19(4):239-246.
- Liu J F, Peng J, Wei Z H, *et al.*, 2012. Sedimentary features of Qingxudong Formation in southeast Sichuan

- and their control on reservoirs [J]. *Earth Science Frontiers*, 19(4): 239–246. (in Chinese)
- 林焕令, 王俊庚, 刘义仁, 1966. 贵州松桃、铜仁及湖南泸溪一带寒武纪地层[J]. *地层学杂志*, (1): 4–23.
- 潘桂棠, 陆松年, 肖庆辉, 等, 2016. 中国大地构造阶段划分和演化[J]. *地学前缘*, 23(6): 1–23.
- Pan G T, Lu S N, Xiao Q H, *et al.*, 2016. Division of tectonic stages and tectonic evolution in China [J]. *Earth Science Frontiers*, 23(6): 1–23. (in Chinese)
- 孙玉娴, 林文球, 周振冬, 1985. 湖南花垣早寒武世清虚洞期的藻化石、沉积环境及与成矿的关系[J]. *成都地质学院学报*, (1): 52–60.
- Sun Y X, Lin W Q, Zhou Z D, 1985. Algal fossils assemblage, sedimentary environment and mineralization of Lower Cambrian Qingxudong Formation, Yutang, Huayuan, Hunan [J]. *Journal of Chengdu College of Geology*, (1): 52–60. (in Chinese)
- 汤朝阳, 邓峰, 李堃, 等, 2012. 湘西—黔东南地区寒武系清虚洞组地层特征与铅锌成矿关系[J]. *中国地质*, 39(4): 1034–1041.
- Tang C Y, Deng F, Li K, *et al.*, 2012. Stratigraphic characteristics of the Cambrian Qingxudong Formation in relation to lead-zinc mineralization in western Hunan-eastern Guizhou area [J]. *Geology in China*, 39(4): 1034–1041. (in Chinese)
- 王剑, 段太忠, 谢渊, 等, 2012. 扬子地块东南缘大地构造演化及其油气地质意义[J]. *地质通报*, 31(11): 1739–1749.
- Wang J, Duan T Z, Xie Y, *et al.*, 2012. The tectonic evolution and its oil and gas prospect of southeast margin of Yangtze Block [J]. *Geological Bulletin of China*, 31(11): 1739–1749. (in Chinese)
- 王剑, 庄汝礼, 劳可通, 等, 1990. 湘西花垣地区下寒武统清虚洞组生物丘钙藻形态群与环境群带的划分及意义[J]. *沉积与特提斯地质*, 10(3): 9–19.
- Wang J, Zhuang R L, Lao K T, *et al.*, 1990. Division and geological implications of calcareous aigal morphological groups and environmental zones in the Lower Cambrian Qingxudong Formation, Huayuan district, western Hunan [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 10(3): 9–19. (in Chinese)
- 王月, 沈建伟, 杨红强, 等, 2011. 微生物碳酸盐沉积及其研究意义[J]. *地球科学进展*, 26(10): 1038–1049.
- Wang Y, Shen J W, Yang H Q, *et al.*, 2011. Microbial carbonates and its research significance [J]. *Advances in Earth Science*, 26(10): 1038–1049. (in Chinese)
- 杨孝群, 李忠, 2018. 微生物碳酸盐岩沉积学研究进展——基于第 33 届国际沉积学会议的综述[J]. *沉积学报*, 36(4): 639–650.
- Yang X Q, Li Z, 2018. Research progress in sedimentology of microbial carbonate rocks: A review based on the 33rd International Sedimentological Congress [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 36(4): 639–650. (in Chinese)
- 杨绍祥, 劳可通, 2007. 湘西北铅锌矿床的地质特征及找矿标志[J]. *地质通报*, 26(7): 899–908.
- Yang S X, Lao K T, 2007. Geological characteristics and ore indicators of lead-zinc deposits in northwestern Hunan, China [J]. *Geological Bulletin of China*, 26(7): 899–908. (in Chinese)
- 曾允孚, 郑荣才, 1984. 湘西凤凰长坪清虚洞期碳酸盐重力流沉积及深水蒸发岩[J]. *成都地质学院学报*, (4): 13–21.
- Zeng Y F, Zheng R C, 1984. The carbonate gravity flow sediments and deep-water evaporites in the Qingxudong Formation (Lower Cambrian) from Zhangping Town, Fenghuang County, western Hunan [J]. *Journal of Chengdu College of Geology*, (4): 13–21. (in Chinese)
- 曾允孚, 夏文杰, 1986. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社: 158–189.
- Zeng Y F, Xia W J, 1986. *Sedimentary Petrology* [M]. Beijing: Geological Publishing House: 158–189. (in Chinese)
- 郑荣才, 曾允孚, 1988. 湘西渔塘早寒武世生物礁沉积相特征[J]. *沉积学报*, 6(2): 61–67+134.
- Zheng R C, Zeng Y F, 1988. Sedimentary characteristics of early Cambrian Yutang organic reefs in western Hunan [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 6(2): 61–67+134. (in Chinese)
- Chen Z Q, Tu C Y, Pei Y, *et al.*, 2019. Biosedimentological features of major microbe-metazoan transitions (MMTs) from Precambrian to Cenozoic [J]. *Earth Science Reviews*, 189: 21–50.
- Dunham R J, 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture [J]. *Classification of carbonate rocks*, 1: 108–121.

- Jones T D, Lunt D J, Schmidt D N, *et al.*, 2013. Climate model and proxy data constraints on ocean warming across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum[J]. *Earth-Science Reviews*, 125:123–145.
- Keigwin Jr L D. 1980. Palaeoceanographic change in the Pacific at the Eocene-Oligocene boundary[J]. *Nature*, 287(5784):722–725.
- Kennett J P, Stott L D, 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene[J]. *Nature*, 353(6341):225–229.
- McInerney F A, Wing S L, 2011. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum; A perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1):489–516.
- Nicolo M J, Dickens G R, Hollis C J, 2010. South Pacific intermediate water oxygen depletion at the onset of the Paleocene-Eocene thermal maximum as depicted in New Zealand margin sections[J]. *Paleoceanography*, 25(4):1–12.
- Nwojiji C, Marret F, Caswell B, *et al.*, 2023. Benthic foraminiferal turnover and trait changes across the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) at ODP site 1265A, Walvis Ridge, SE Atlantic Ocean [J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 16(5):1–17.
- Sluijs A, Schouten S, Pagani M, *et al.*, 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum [J]. *Nature*, 441(7093):610–613.
- Smith T, Rose K D, Gingerich P D, 2006. Rapid Asia-Europe-North America geographic dispersal of earliest Eocene primate *Teilhardina* during the Paleocene-Eocene thermal maximum[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(30):11223–11227.
- Traverse A, 2007. *Paleopalynology, Second Edition (Topics in Geobiology)* [M]. Pennsylvania: Springer Science & Business Media.
- Wang D, Lu S, Han S, *et al.*, 2013. Eocene prevalence of monsoon-like climate over eastern China reflected by hydrological dynamics[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62:776–787.
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, *et al.*, 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present[J]. *Science*, 292(5517):686–693.

(责任编辑:魏 威)

(上接第 192 页)

- Flügel E, 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application (2nd edition)* [M]. London: Springer.
- Tucker M E, 1992. The Precambrian-Cambrian boundary: Seawater chemistry, ocean circulation and nutrient supply in metazoan evolution, extinction and biomineralization [J]. *Journal of the Geological Society*, 149(4):655–668.
- Wilson J L, 1975. *Carbonate Facies in Geological History* [M]. New York: Springer.
- Wood R A, Zhuravlev A Y, Sukhov S S, *et al.*, 2017. Demise of Ediacaran dolomitic seas marks widespread biomineralization on the Siberian Platform[J]. *Geology*, 45(1):27–30.
- Yu X T, Xiang F, Su Z T, *et al.*, 2021. Miniaturized trace fossils in microbialites from the Cambrian Series 2 Qingxudong Formation in the Panhsi area, eastern Guizhou, China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (2):110514.

(责任编辑:黄维婷)