

引用格式: 巩恩普, 李骁, 王立芙, 张永利, 关长庆. 黔南早二叠世窝托珊瑚礁的微相类型、发展演化及控制因素[J/OL]. 沉积学报, 2025, 10.14027/j.issn.1000-0550.2025.028.[GONG Enpu, LI Xiao, WANG Lipu, ZHANG Yongli, GUAN Changqing. Microfacies, Development, and Controlling Factors of Wotuo Coral Reef during the Early Permian in Southern Guizhou[J/OL]. Acta Sedimentologica Sinica, 2025, 10.14027/j.issn.1000-0550.2025.028]

黔南早二叠世窝托珊瑚礁的微相类型、发展演化及控制因素

巩恩普¹, 李骁¹, 王立芙^{1,2}, 张永利¹, 关长庆¹

1. 东北大学资源与土木工程学院, 沈阳 110819

2. 辽宁石油化工大学绿色矿业与资源工程学院, 辽宁抚顺 113001

摘要 【目的】黔南紫云苗族布依族自治县宗地镇窝托村发育有早二叠世的珊瑚礁, 礁体出露厚度约 45 m, 延伸宽度达 100 m, 形态上具有明显的正向隆起, 对研究浅水海洋生物建造及其古环境背景具有重要意义。

【方法】以贵州省紫云苗族布依族自治县宗地镇窝托珊瑚礁为研究对象, 从古生物学和沉积岩石学等角度对研究区进行系统研究。【结果】礁相地层产出的蠕类化石组合指示了珊瑚礁发育的时代为早二叠世阿瑟尔期早期。珊瑚礁的造礁生物为笙丛状复体四射珊瑚 *Fomichevelia*, 附礁生物为非蠕有孔虫、蠕类、腕足类、腹足类和钙质藻类等。对珊瑚礁及其上下岩层的沉积微相分析, 划分出生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩、珊瑚障积岩、生物碎屑泥粒灰岩、生物碎屑颗粒灰岩、叶状藻—胶结物骨架岩、丛状珊瑚骨架岩、生物碎屑粒泥灰岩、含蠕有孔虫颗粒灰岩等类型。【结论】早二叠世时期的冰期—间冰期旋回是影响古海洋温度变化和全球海平面变化的主要因素, 本研究剖面的垂向微相序列记录了相对海平面的变化过程, 该时期冰川作用减弱导致的气候变暖和相对海平面升高对于研究区珊瑚礁发育和繁盛起到了至关重要的作用。

关键词 珊瑚礁; 阿瑟尔期; 造礁群落; 沉积微相; 黔南

第一作者简介 巩恩普, 男, 1958 年出生, 教授、博士生导师, 古生物学与地层学, E-mail: gongep@mail.neu.edu.cn

通信作者 王立芙, 女, 1991 年出生, 讲师、博士研究生, 古生物学与地层学, E-mail: wanglifu@lnpu.edu.cn

中国分类号: P534.46 Q915 文献标志码: A 文章编号 1000-0550 (2025) 00-0000-00

0 引言

生物礁为原地底栖造礁生物建造的具有隆起地貌特征的碳酸盐岩, 是特定地史时期海洋环境演化的产物, 造礁群落的演替能够反映礁相地层中生物的演化和环境的变迁, 为古地理、古气候和古环境变化提供了重要的证据 (范嘉松和张维, 1985; Wood, 1995, 1998, 2001; Stanley, 2001; 巩恩普等, 2021)。珊瑚礁是重要的生物礁类型之一 (Chappell, 1980; West, 1988; Webb, 2002; Yao *et al.*, 2016, 2020)。早二叠世, 全球生物礁主要类型为 *Palaeoaplysina*—叶状藻礁、*Tubiphytes*—苔藓虫礁、*Palaeoaplysina* 礁、叶状藻—海绵—*Tubiphytes* 礁和珊瑚礁等, 其中 *Palaeoaplysina* 是最常见的造礁生物 (范嘉松和吴亚生,

收稿日期: 2025-03-03; 收修改稿日: 2025-07-19

基金项目: 国家自然科学基金项目 (42272008, 41972002); 辽宁石油化工大学引进人才科研启动基金资助项目 (2024XJL-025)

2005)。受欧美大陆和冈瓦纳大陆拼合等古地理因素的影响,洋流循环及海洋表层温度发生改变,古特提斯洋和泛大洋的海洋生态系统具有一定的区域差异(Mii *et al.*, 1999; Stanley, 2001)。已报道的早二叠世珊瑚礁发育在中国黔南地区,出露时代为萨克马尔期^[14]。本文从古生物学和沉积岩石学角度出发,深入分析了贵州省安顺市紫云县宗地镇窝托村珊瑚礁的生长、发育和演化特征(古生物特征、礁体建造模式、碳酸盐岩微相分析等)。在前人研究的基础上,对黔南地区早二叠世珊瑚礁造礁群落的演替和礁相碳酸盐岩的构建方式进行讨论,为生物礁的发育和演化补充了重要信息,进而为研究低纬度地区二叠纪古海洋环境特征提供了重要证据。

1 地质背景

研究区位于贵州省安顺市紫云苗族布依族自治县宗地镇窝托村附近($25^{\circ} 35' 21''$ N, $106^{\circ} 19' 26''$ E)(图 1a, b),大地构造位置位于华南陆块南缘、黔桂盆地北缘,主要受古特提斯洋构造域的影响,以台地相碳酸盐岩沉积为主(冯增昭等, 1996)(图 1c)。宗地镇二叠系保存完好,出露连续,自下而上依次发育紫松阶、隆林阶和罗甸阶,下二叠统紫松阶相当于国际地层年代的阿瑟尔阶至萨克马尔阶(王立亭等, 1994; 沈树忠等, 2019)。岩石地层单位为马平组,沉积物主要为浅灰—深灰色中层—厚层生物碎屑灰岩,夹白云质灰岩或白云岩,生物化石丰富,主要为浅水底栖生物,如珊瑚、腕足类、有孔虫、蠕虫、海百合和藻类等(贵州省地矿局, 1987)。

早二叠世大规模海退事件使得华南板块海相碳酸盐台地沉积范围向南退缩,在扬子古陆南部边缘先前的碳酸盐岩台地上出现了大量的陆源碎屑沉积,再向南逐渐过渡为碳酸盐岩台地沉积,直至黔桂盆地(冯增昭等, 1996)(图 1c)。研究区珊瑚礁发育于扬子古陆的南缘和黔桂盆地北缘的浅水碳酸盐岩台地相区—台地边缘相区。

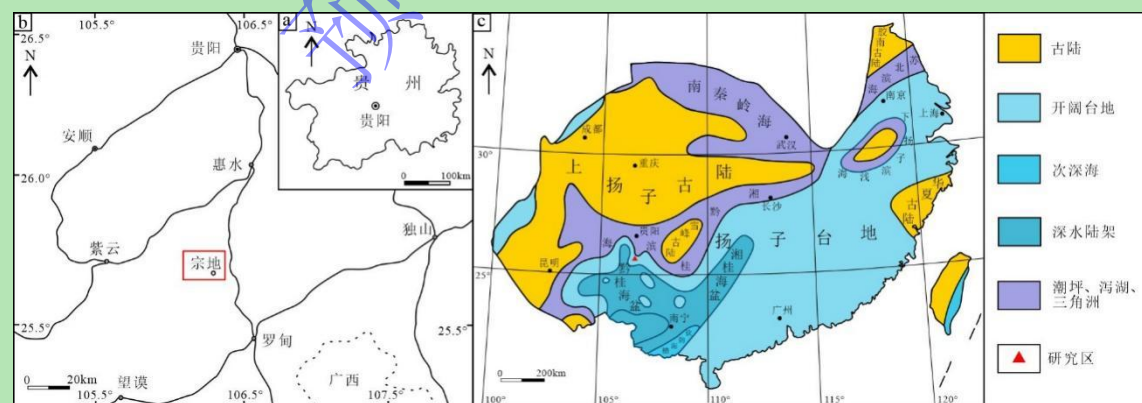


图 1 (a, b) 研究区的地理位置; (c) 华南地区早二叠世岩相古地理图及研究区古地理位置(据冯增昭等, 1996 修改)

Fig.1 (a, b) Geographic location of the study area; (c) Early Permian lithofacies palaeogeographical map of South China and location of the study area (modified from Feng *et al.*, 1996)

2 珊瑚礁的古生物特征

窝托村珊瑚礁礁体出露厚度约 45 m，延伸宽度达 100 m，形态上具有明显的正向隆起，礁体下部的部分位置受到后期道路修建或农田改造的影响（图 2a）。珊瑚礁下伏地层的岩性为灰色—深灰色生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩，含有大量的生物颗粒。珊瑚礁内由大量的丛状复体四射珊瑚组成，原位保存的珊瑚丛互相接触形成珊瑚骨架岩。珊瑚礁与上覆地层的沉积界线可以清晰识别，珊瑚礁盖层主要为一套灰色生物碎屑颗粒灰岩，生物颗粒包括非瓣有孔虫、瓣类、钙质藻类、腕足类和腹足类等（图 2~3）。

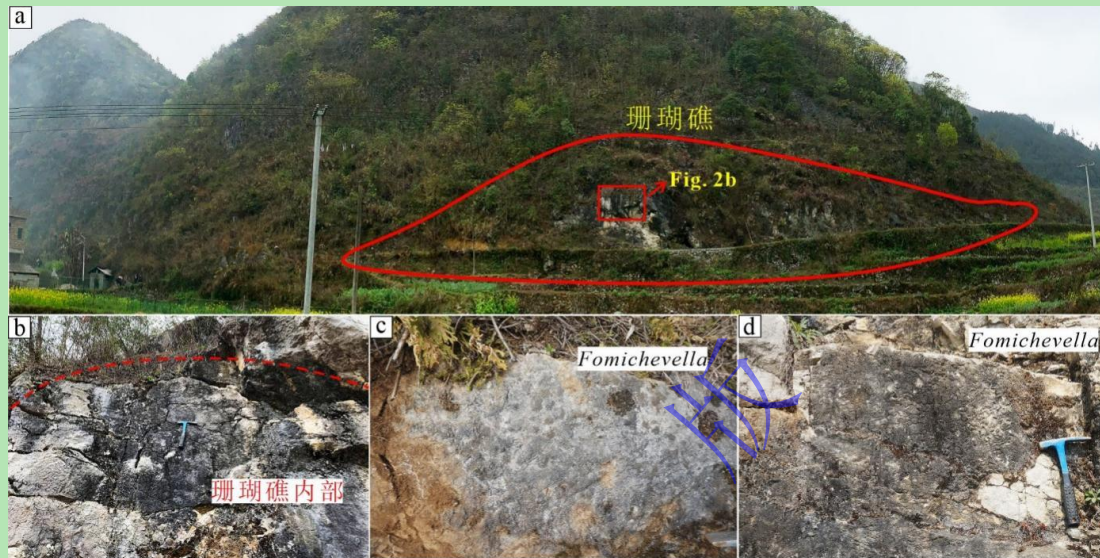


图 2 （a）窝托村珊瑚礁野外露头照片；（b~d）窝托村珊瑚礁野外照片

Fig.2 (a) Outcrop photograph of the Wotuo coral reef; (b~d) Field photographs of the Wotuo coral reef

珊瑚礁内发育有大量的瓣类化石，包括 *Pseudoschwagerina aktjubensis*, *P. beedei*, *P. cf. convexa*, *P. cf. texana*, *P. muongthensis*, *P. truncata*, *P. uddeni*, *P. zhongzanica*, *Quasifusulina arca*, *Q. deshengensis*, *Q. eleganta*, *Q. spatiosa*, *Q. tenuissima*, *Rauserites jucundus*, *R. noinskyi* subsp. *plicatus*, *Rugosofusulina hutienensis*, *Sphaeroschwagerina constans*, *S. subrotunda* 和 *S. sphaerica*（图 3）。*Pseudoschwagerina* 或 *Sphaeroschwagerina* 等膨胀型瓣类的出现作为二叠系底界的标志。在贵州西部地区，以 *Sphaeroschwagerina sphaerica* 或 *Pseudoschwagerina uddeni* 的始现面作为紫松阶的底界，即阿瑟尔阶下部（张遴信等，2010）。*Rauserites* 繁盛于格舍尔阶，部分属种延限至阿瑟尔阶下部。*Rauserites variabilis* 和 *Rauserites noinskyi* subsp. *plicatus* 在中国南方地区分布广泛，层位较为稳定，通常被认为是格舍尔阶上部的典型分子，并延限至阿瑟尔阶下部（陈旭和王建华，1983；肖伟民等，1986；周铁明等，1987；陈庚保等，1991；张遴信等，2010）。*Quasifusulina* 和 *Rugosofusulina* 广泛分布于中国南方地区格舍尔阶—阿瑟尔阶（张遴信等，2010；史宇坤等，2012）。综上所述，窝托村珊瑚礁出露的时代为阿瑟尔期早期，对应 *Pseudoschwagerina uddeni* 延限带（肖伟民等，1986）。

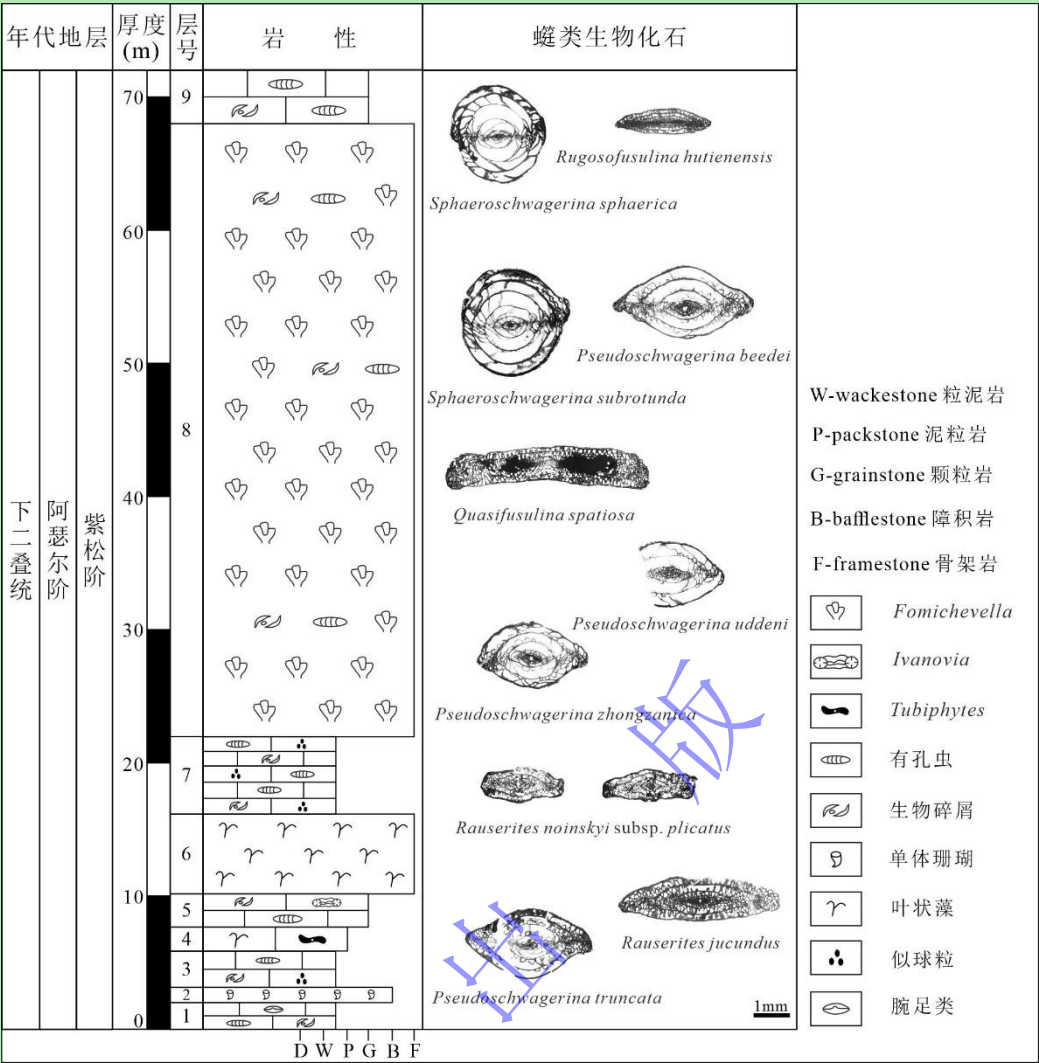


图3 窝托村珊瑚礁剖面柱状图

Fig.3 Stratigraphic column of the Wotuo coral reef

2.1 造礁生物类型

研究区珊瑚礁礁体内，造礁珊瑚为笙丛状复合四射珊瑚 *Fomichevella*，定殖于生物碎屑滩之上，基底中含有 *Tubiphytes* 和微生物丝状体等生物碎屑颗粒，*Tubiphytes* 和微生物丝状体具有粘结沉积颗粒的功能，能够增加造礁珊瑚 *Fomichevella* 定殖基底的稳固性（Wang *et al.*, 1994；Flügel, 2010）。礁体内部，珊瑚的含量占珊瑚礁体积的 60%~80%，*Fomichevella* 个体直径为 2~5 cm 不等。珊瑚礁建造过程中，*Fomichevella* 呈笙丛状排列并在原地直立或近直立生长，以出芽生殖方式增加珊瑚群体数量并扩大生存空间，搭建稳定的珊瑚骨架，形成较为坚固的抗浪屏障（图 4a，b）。群落中的其他生物依附于 *Fomichevella* 营造的礁体内部环境生存。珊瑚骨架内部发育有原生空隙，部分空隙在后期成岩过程中被方解石充填，形成栉壳结构（图 4c），礁体内方解石胶结物的含量为 20%~30%。珊瑚礁的上部和边部位置，*Fomichevella* 个体直径相对较小，大部分珊瑚体仍保持直立生长状态，但是倒伏生长的珊瑚体明显增加，在局部位置造礁珊瑚 *Fomichevella*

呈层状产出。

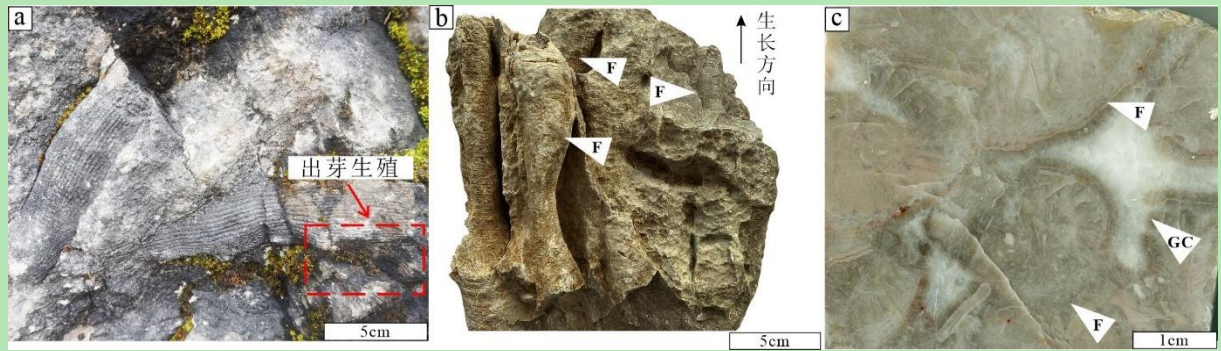


图4 (a, b) 窝托村珊瑚礁内的造礁珊瑚 *Fomichevella*; (c) *Fomichevella* 的光面照片

F. *Fomichevella*; GC. 原生栉壳

Fig.4 (a, b) photographs of the reef-builder *Fomichevella* in the Wotuo coral reef; (c) polished slabs of *Fomichevella*

F. *Fomichevella*; GC. growth cavities

2.2 附礁生物类型

窝托村珊瑚礁内附礁生物的丰度和多样性较高，主要含有非瓣有孔虫、瓣类、腕足类、腹足类和钙质藻类等（图5）。在礁体的不同位置，附礁生物的丰度和分异度不同。附礁生物的生长和发育是造礁生物生长、造礁群落演替和珊瑚礁礁体建造的保证，使得窝托村珊瑚礁生态系统稳定。

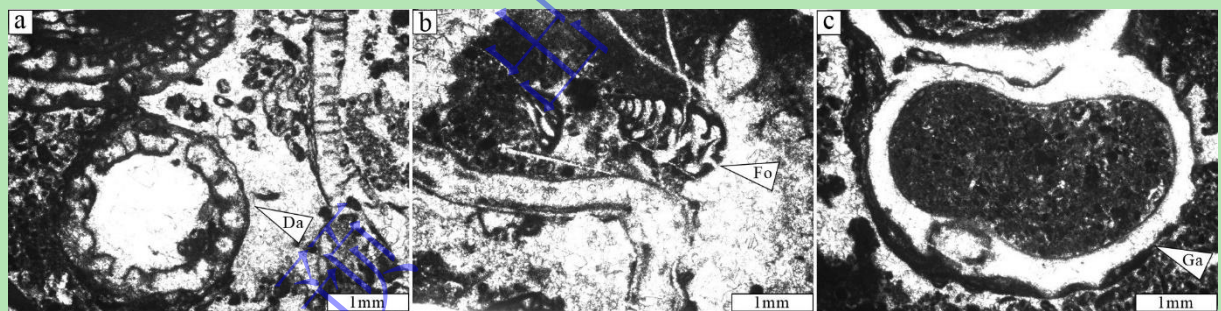


图5 窝托村珊瑚礁附礁生物的镜下照片

Da. 钙质藻类; Fo. 非瓣有孔虫; Ga. 腹足类

Fig.5 Thin-section micrographs of the reef dwellers in the Wotuo coral reef

Da. Dasyclad green algae; Fo. Foraminifers; Ga. Gastropods

3 珊瑚礁的岩相特征

对窝托村珊瑚礁剖面进行了系统的露头观测与采样。为进行微相分析，采集磨制了600余张岩石薄片，其中岩相样品共磨制薄片350余个。这些薄片系统采集自珊瑚礁体内部、礁下伏地层和礁上覆地层的不同岩性单元。其中礁核部位薄片40余块，礁翼部位薄片60余块，下伏地层薄片120块，上覆地层薄片20块，确保了样品的空间代表性和对不同岩相单元的覆盖。

通过对窝托村珊瑚礁及其上下岩层的微相研究发现，微相类型包括生物碎屑粒泥灰

岩—泥粒灰岩、珊瑚障积岩、*Tubiphytes*—藻屑泥粒灰岩、生物碎屑颗粒灰岩、叶状藻—胶结物骨架岩、丛状珊瑚骨架岩、生物碎屑粒泥灰岩和含蛭有孔虫颗粒灰岩。其中，珊瑚礁礁体内部主要发育有生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩、丛状珊瑚骨架岩和生物碎屑粒泥灰岩。珊瑚礁下伏地层微相类型为生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩、珊瑚障积岩、*Tubiphytes*—藻屑泥粒灰岩、生物碎屑颗粒灰岩和叶状藻—胶结物骨架岩，上覆地层的微相类型为含蛭有孔虫颗粒灰岩和生物碎屑颗粒灰岩（图6）。

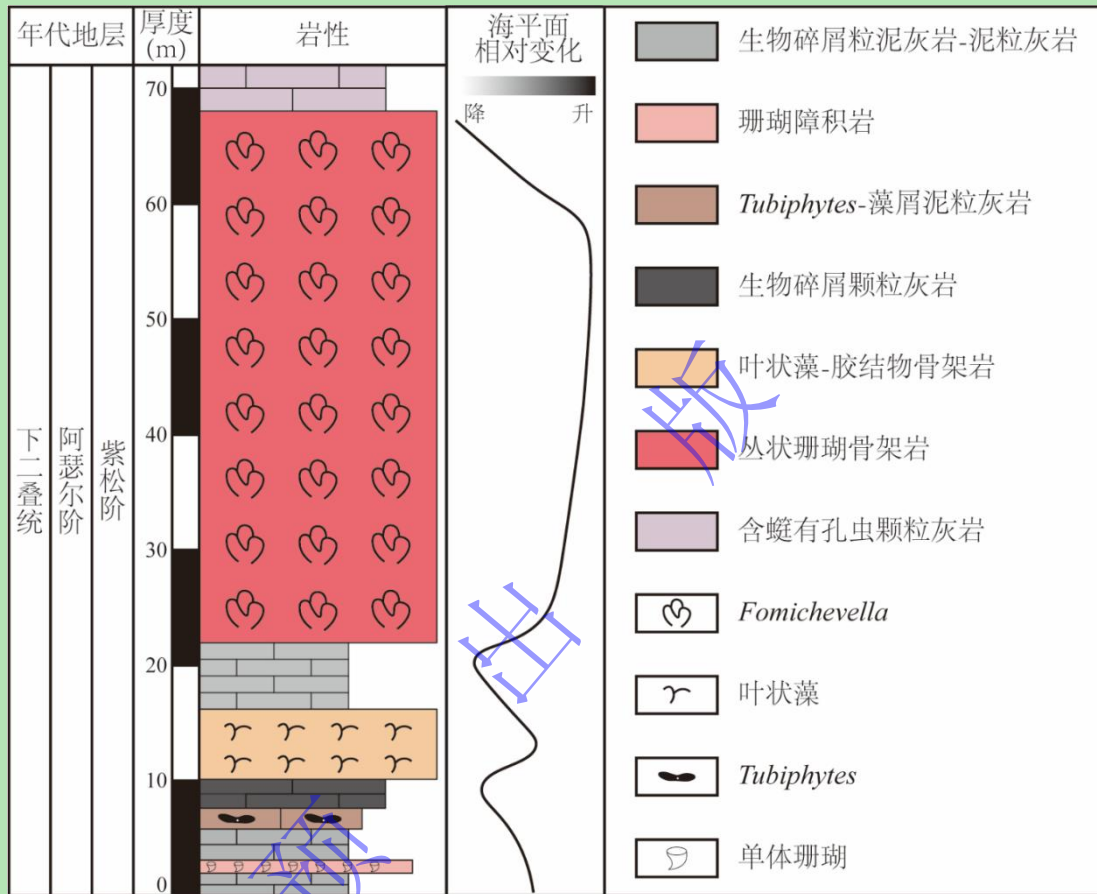


图6 窝托村珊瑚礁剖面微相特征及相对海平面变化

Fig.6 Microfacies types and relative sea-level changes of Wotuo village coral reef section

3.1 珊瑚礁礁相微相类型

珊瑚骨架岩

该微相类型由丛状复体四射珊瑚 *Fomichevella* 搭建骨架形成（图7a），为原地直立或近直立生长，并发育有明显的原生栉壳结构。珊瑚骨架内部主要由泥晶颗粒、似球粒和生物碎屑充填，主要的生物碎屑包括非蛭有孔虫、蛭类、腕足类碎片和钙质藻类等。珊瑚骨架岩内部分颗粒具有泥晶化，说明礁体建造时期有一定的微生物活动。

生物碎屑粒泥灰岩

生物碎屑粒泥岩中泥晶含量高，主要的生物颗粒包括非蛭有孔虫、蛭类、钙质藻类和 *Tubiphytes*，保存比较完好，含量为10%~20%（图7b）。颗粒之间的空隙被泥晶和泥粒充填，没有明显的亮晶方解石胶结作用。

生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩

该微相类型普遍发育有碳酸盐岩台地边缘的浅海生物，包括有孔虫、细小海百合茎、钙质藻类、微生物丝状体、腕足类碎片和 *Tubiphytes* 等（图 7c）。生物碎屑颗粒大小混杂，分选性差，没有明显的磨圆，部分生物碎屑颗粒具有泥晶化。生物碎屑颗粒之间的空隙主要被泥晶和泥粒充填，含有少量的亮晶方解石。

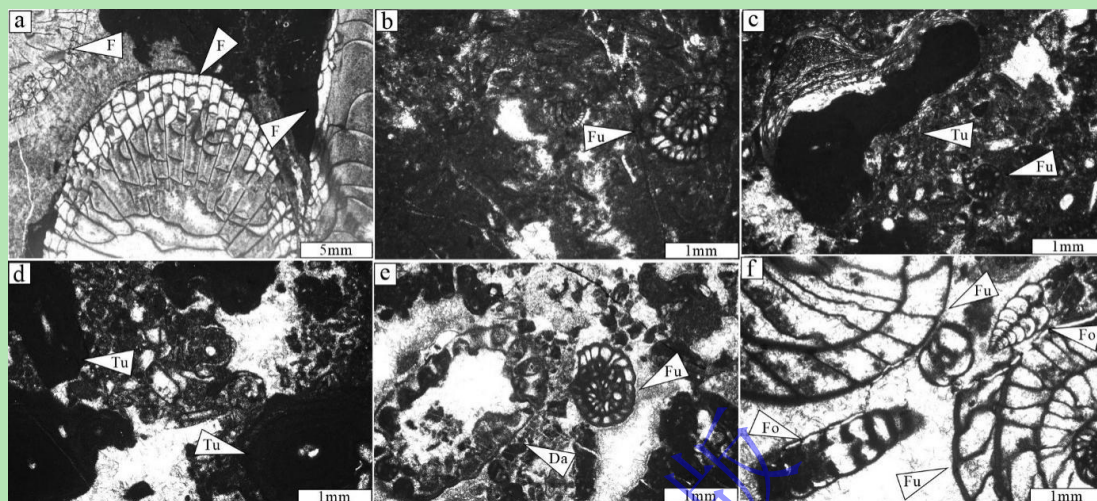


图 7 窝托村珊瑚礁剖面的沉积微相类型

(a) 珊瑚骨架岩；(b) 生物碎屑粒泥灰岩；(c) 生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩；(d) *Tubiphytes*—藻屑泥粒灰岩；(e) 生物碎屑颗粒灰岩；(f) 含蠕有孔虫颗粒灰岩

Fig.7 Microfacies of the Wotuo coral reef section

(a) coral framestone; (b) bioclastic wackestone; (c) bioclastic wackestone-packstone; (d) *Tubiphytes*-algae packstone; (e) bioclastic grainstone; (f) foraminifer-fusulinid grainstone

窝托村珊瑚礁礁核及礁前以丛状珊瑚骨架岩为主体，骨架间隙或生长构造内部充填物及邻近区域常发育生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩。礁体内部、礁后或礁体向台地方向的边缘部位，则以生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩及生物碎屑粒泥灰岩为主，代表礁相关但低能水动力条件的沉积环境。

3.2 珊瑚礁下伏地层和上覆地层微相类型

Tubiphytes—藻屑泥粒灰岩

该微相类型发育在窝托村珊瑚礁下伏地层中，以含有大量 *Tubiphytes* 和藻类碎屑为特征，主要的钙质藻类碎屑颗粒包括粗枝藻和叶状藻等，其他生物碎屑颗粒可见非蠕有孔虫、蠕类、苔藓虫、海百合和腕足类碎片等（图 7d）。非生物碎屑颗粒可见泥粒、似球粒、贝壳颗粒和泥晶团块等。颗粒分选较差，大小 0.2~10 mm 不等。颗粒之间由亮晶方解石、泥晶和泥粒充填。

珊瑚障积岩

该微相类型发育在珊瑚礁的下部位置，以小规模的珊瑚层形式出现（图 8a）。珊瑚个体均为单体珊瑚，均发育有轴部构造，个体直径为 0.5~3 cm 不等。珊瑚体保存完好，多为原位直立生长，个体间发育有原生栉壳结构（图 8b）。珊瑚体之间的泥晶物质和生物碎屑

等细小的颗粒通过珊瑚障积作用，在水动力减弱的地方沉积下来，且常见珊瑚体被钙质微生物丝状体缠绕和包裹（图 8c）。

叶状藻—胶结物骨架岩

叶状藻—胶结物骨架岩发育在珊瑚礁下伏地层之中，叶状藻发育良好，搭建起骨架，内部发育有原生栉壳（图 8d~e），为原地或近原地生长。叶状藻藻片宽大且厚，波状起伏，藻片局部可见叶状藻孢子囊（图 8f）。藻片之间多被泥晶和泥粒充填，可见少量的细小的非蠕有孔虫、蠕类和钙质藻类的碎片。

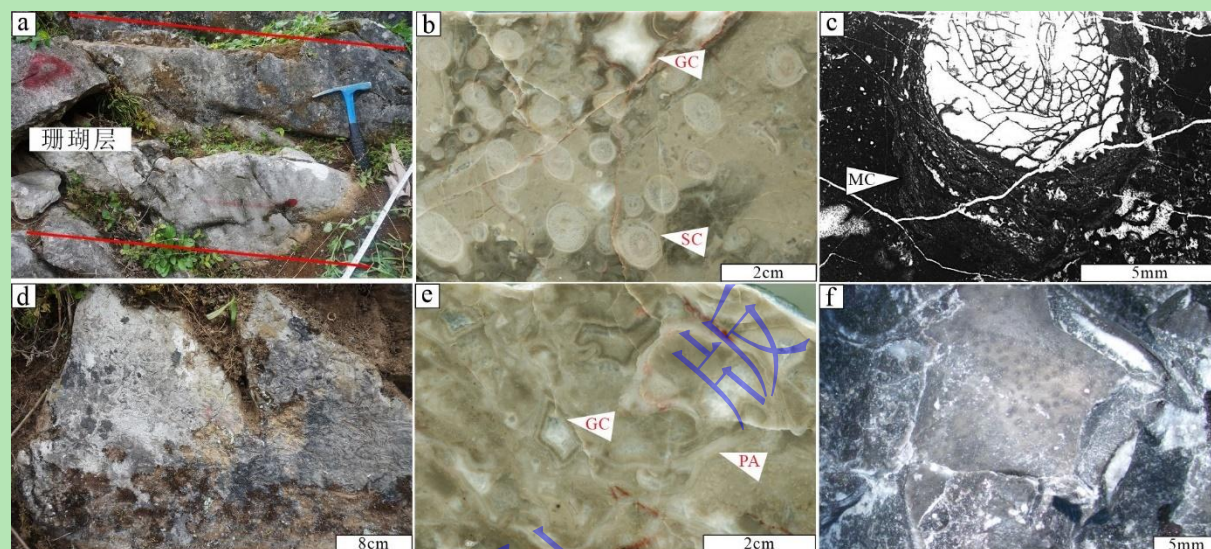


图 8 窝托村珊瑚礁剖面的沉积微相类型

(a) 珊瑚障积岩野外照片；(b) 珊瑚障积岩光面照片；(c) 珊瑚障积岩镜下照片；(d) 叶状藻—胶结物骨架岩野外照片；(e) 叶状藻—胶结物骨架岩光面照片；(f) 具有孢子囊的叶状藻藻片；GC. 原生栉壳；SC. 单体珊瑚；MC. 微生物丝状体；PA. 叶状藻

Fig.8 Microfacies of the Wotuo coral reef section

(a) field photograph of coral bafflestone; (b) polished slab of coral bafflestone; (c) thin-section micrograph of coral bafflestone; (d) field photograph of phylloid algae-cement framestone; (e) polished slab of phylloid algae-cement framestone; (f) photograph of phylloid algal thalli with sporangium; GC. growth cavities; SC. solitary coral; MC. microbial crust; PA. phylloid algae

生物碎屑颗粒灰岩

生物碎屑颗粒灰岩主要发育在珊瑚礁下伏地层和上覆地层之中，生物碎屑颗粒为非蠕有孔虫、蠕类、钙质藻类、海百合和少量的腕足类碎片等，含量约占岩石总体积的 50%~60%（图 7e）。生物碎屑颗粒大小 0.1~5 mm 不等，分选性差，磨圆性较差。生物碎屑颗粒多数具有泥晶包壳，部分被完全泥晶化。生物颗粒之间的空隙主要由亮晶方解石充填。

含蠕有孔虫颗粒灰岩

含蠕有孔虫颗粒灰岩发育在珊瑚礁上覆地层，主要的生物颗粒为非蠕有孔虫和蠕类，含量达到 50%~60%，伴生有集合颗粒（图 7f）。可见史塔夫蠕类和假内卷蠕类化石出现，史塔夫蠕具有明显的重结晶现象。颗粒无定向性，分选差，颗粒大小 1~10 mm 不等。生物

颗粒之间的空隙由亮晶方解石和少量的泥晶充填。

下伏地层底部通常发育生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩和及 *Tubiphytes*—藻屑泥粒灰岩，指示台地边缘的低到中等能量、适宜底栖生物（有孔虫、*Tubiphytes*、藻类）生存的沉积环境。向上靠近礁基底的位置，出现珊瑚障积岩（多以小的层状透镜体形式存在于剖面下部），以小规模单体珊瑚为主并发育障积构造。位于下伏地层之中的叶状藻—胶结物骨架岩代表另一种重要的生物建造类型，可能形成于台地边缘浪基面之下浅水透光带内具有中低能水动力条件的环境中。局部区域出现分选较好的生物碎屑颗粒灰岩，指示下伏地层在礁生长之前曾经历短暂的水体能量增高事件或处于更高能的砂质浅滩环境。

窝托村珊瑚礁剖面自下而上展示了从台地边缘中—低能台地边缘沉积环境到叶状藻/珊瑚障积岩，再到 *Fomichevella* 丛状珊瑚礁的完整序列。这种序列清晰地记录了礁体从基底形成、繁盛建造到消亡的演化过程。

4 珊瑚礁的发展演化及控制因素

宾夕法尼亚亚纪末期到早二叠世萨克马尔期，受到晚古生代冰期的影响，显著的冰期—间冰期变化导致相对海平面频繁变化（Ross and Ross, 1988; Haq and Schutter, 2008）。造礁群落的演替和碳酸盐岩沉积的变化是控制生物礁生长、发育和演化的直接因素（Copper, 1988; 王向东和沈建伟, 2004），与海水温度和相对海平面变化等因素密切相关（Wood, 1999; Yao and Wang, 2016）。

通过分析造礁群落中生物与生物之间和生物和环境之间的关系，能够反映礁体的建造过程、演化机制和沉积环境特征，为早二叠世古海洋环境特征提供了新认识。

4.1 珊瑚礁的生长发育特征

阿瑟尔期，本剖面珊瑚礁生长的初始阶段定殖于一套生物碎屑滩之上，主要为生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩微相类型，可见蠕类、有孔虫、海百合、钙质藻类、微生物丝状体和 *Tubiphytes* 等生物碎屑颗粒（图 9a）。*Tubiphytes* 和微生物丝状体具有粘结功能，增加了 *Fomichevella* 在基底定殖的稳固性。这为礁体的定殖提供了初始基底。丛状复体四射珊瑚 *Fomichevella* 是珊瑚礁主要的建造者，以无性出芽生殖方式搭建骨架，扩大个体占据有利的空间生态位，从而使珊瑚礁礁体结构更加致密和稳定，具有较强的抵抗风浪的能力。阿瑟尔期早期，晚古生代冰川作用加强，全球海平面频繁变化（Aretz, 2001; Isbell *et al.*, 2012; Yao *et al.*, 2016）。珊瑚礁下伏地层沉积微相类型多样（图 6），生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩、*Tubiphytes*—藻屑泥粒灰岩、生物碎屑颗粒灰岩的频繁变化出现指示了水动力条件及水深的频繁波动，仅发育有小规模层状或透镜状的珊瑚障积岩和叶状藻障积岩。当相对海平面上升到适宜造礁珊瑚 *Fomichevella* 生长的条件时，*Fomichevella* 开始定殖（图 9b）。珊瑚礁建造过程中，珊瑚骨架岩之间的泥晶含量显著增加，颗粒含量减少，反映了该时期水体加深，水动力条件较低（Flügel, 2010）（图 9c）。在礁体建造后期，由于相

对海平面下降，水动力条件变强，局部位置出现珊瑚障积岩与含蜓有孔虫颗粒灰岩互层的现象，最终珊瑚礁停止发育（图 9c）。珊瑚礁上覆岩层的沉积微相类型为生物碎屑颗粒灰岩，生物碎屑和亮晶方解石的含量显著增加，指示了相对海平面的大幅度降低和水动力作用的显著增强（Flügel, 2010）（图 9d）。萨克马尔期，黔南高寨地区发育珊瑚礁。虽然高寨珊瑚礁的造礁生物与窝托珊瑚礁略有不同，高寨造礁生物主要为复体四射珊瑚 *Fomichevella*，以及少量的单体四射珊瑚 *Bothrophyllum*、*Timania* 和复体珊瑚 *Kepingophyllum*（王立芙等，2025）。但高寨珊瑚礁的生长和发育模式与窝托珊瑚礁十分相似，主要受相对海平面变化的影响，相对海平面的升高和降低促进了珊瑚礁的生长和衰亡（王立芙等，2025）。

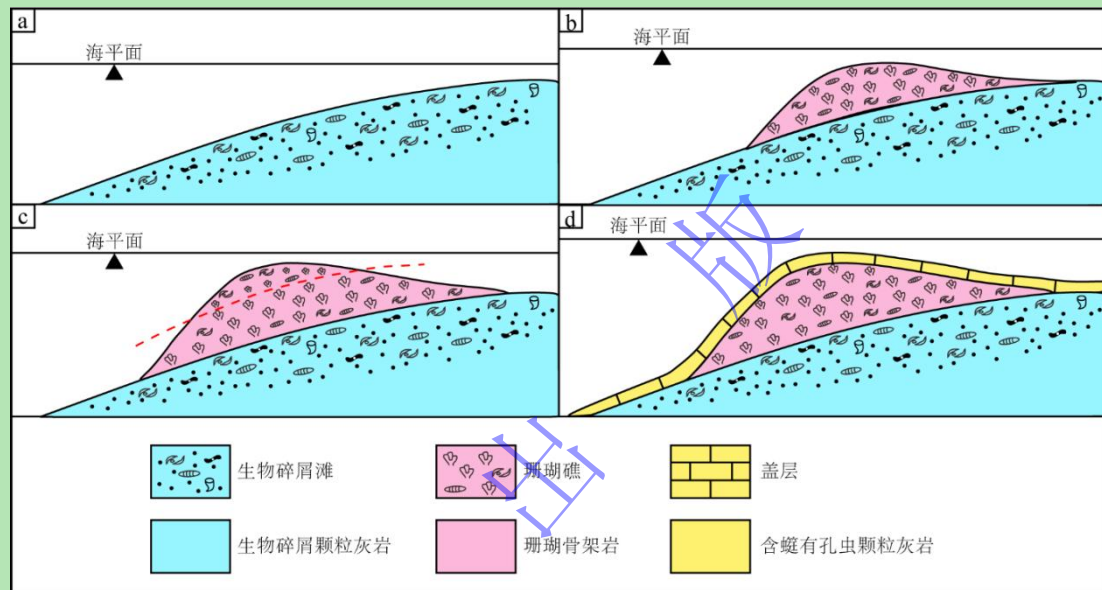


图 9 阿瑟尔期窝托村珊瑚礁演化模式图

（a）珊瑚礁的定植基底；（b）海平面上升，珊瑚礁开始形成；（c）随着珊瑚礁的生长，水动力条件增强，珊瑚体变小；（d）随着水动力条件增强，珊瑚礁停止发育

Fig.9 Modeled evolution of the Wotuo coral reef during the Asselian

(a) colonization substrate of the coral reef; (b) sea level rises and the coral reef begins to form; (c) with the growth of coral reefs, the hydrodynamic conditions are enhanced and the reef-building corals become smaller; (d) with the enhancement of hydrodynamic conditions, the coral reef stops developing

4.2 珊瑚礁形成的控制因素

前人研究表明，早石炭世杜内期—早二叠世亚丁斯克期生物礁的发育与晚古生代冰期之间表现出较好的耦合关系（巩恩普等，2021）（图 10），由此认为冰期—间冰期旋回是控制古海洋温度变化和全球海平面变化的主要因素，对中国南方地区晚古生代珊瑚礁演化起到至关重要的作用（Yao and Wang, 2016; 巩恩普等，2021）。

宾夕法尼亚亚纪末期至早二叠世早期被认为是晚古生代冰期的一段盛冰期（Fielding *et al.*, 2008a; Isbell *et al.*, 2012; Montañez and Poulsen, 2013），但是此次盛冰期并未对低纬度地区海洋环境和生物礁系造成致命的冲击。在格舍尔期末期—阿瑟尔期早期，发生了

一次短暂的全球变暖事件（Yang *et al.*, 2020），温暖的古气候条件和相对海平面的上升促进了黔南地区阿瑟尔期早期珊瑚礁的发育。地史时期造礁珊瑚的生长发育和珊瑚礁的建造与现代海洋珊瑚礁生长发育所需的水温基本一致，礁体生长最适宜的温度为 25 °C~29 °C（Yang *et al.*, 2020）。前人通过贵州地区早二叠世牙形刺氧同位素值计算古海洋海水温度，重建的古海洋温度约为 24 °C~30 °C（Chen *et al.*, 2016）。上述结果指示了早二叠世早期古海洋温度是适宜珊瑚礁生长和发育的，晚古生代冰期并未对古特提斯洋地区的古海洋温度造成巨大影响。阿瑟尔期冰川作用的发育对该时期相对海平面变化的影响较大，海平面频繁变化和水体动能增强（Aretz, 2001, 2010; Aretz and Herbig, 2003; Yao *et al.*, 2016）是影响黔南地区造礁珊瑚稳定生长和珊瑚礁持续发育的主要原因，导致了礁体稳定性较弱。当珊瑚骨架无法长时间抵御频繁的水动能变化时，珊瑚礁停止发育。在短暂的温暖事件之后，晚古生代冰川作用再次加强（Ross and Ross, 1988; Isbell *et al.*, 2003; Fielding *et al.*, 2008a, 2008b; Haq and Schutter, 2008; Buggisch *et al.*, 2011; Montañez and Poulsen, 2013; Chen *et al.*, 2018）。萨克马尔期的珊瑚礁规模小，珊瑚骨架稳定性较低，这可能与该时期复杂波动的冰期—间冰期转换有关。晚古生代冰川作用在阿瑟尔期—萨克马尔期早期达到顶峰，冈瓦纳大陆的各个地区均发育有冰川沉积物。随后，晚古生代冰期的主要冰盖开始消融（Isbell *et al.*, 2003; Fielding *et al.*, 2008a, 2008c; Montañez and Poulsen, 2013; Frank *et al.*, 2015; 王立英等, 2025）。

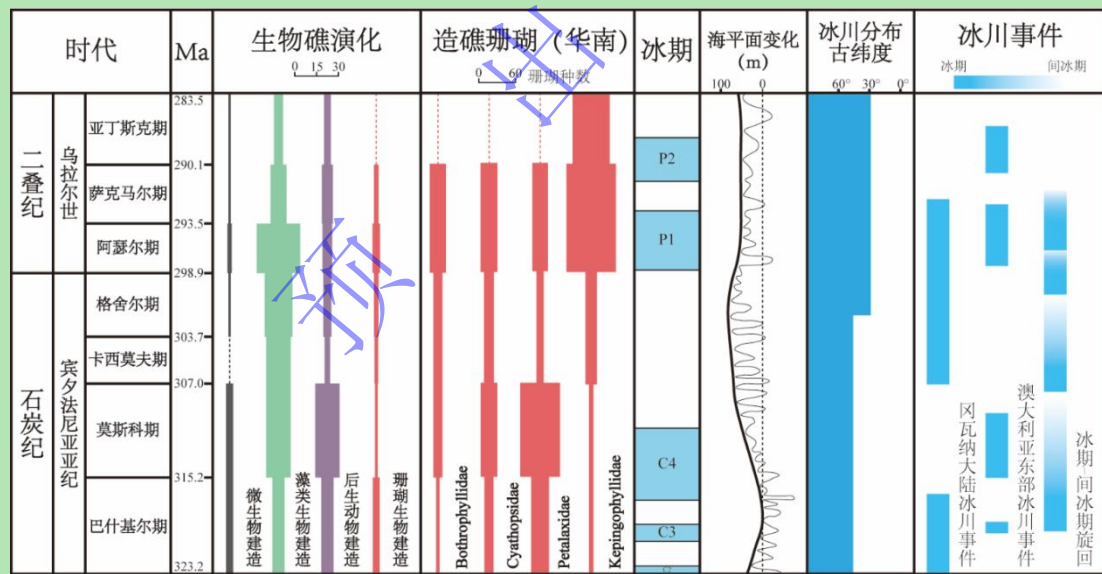


图 10 宾夕法尼亚纪—乌拉尔世生物礁演化与晚古生代冰期对比（据 Crowley and Baum, 1992; Wang *et al.*, 2006; Rygel *et al.*, 2008; Chen *et al.*, 2016; Kiessling and Krause, 2022）

Fig. 10 Coupling of the Pennsylvanian-Cisuralian reef evolution and the Late Palaeozoic ice age (After Crowley and Baum, 1992; Wang *et al.*, 2006; Rygel *et al.*, 2008; Chen *et al.*, 2016; Kiessling and Krause, 2022)

5 结论

（1）黔南紫云地区窝托村珊瑚礁发育于早二叠世阿瑟尔期，造礁生物为丛状复体四射

珊瑚 *Fomichevella*。 *Fomichevella* 以无性出芽生殖方式搭建骨架并占据有利的空间生态位，使珊瑚礁礁体结构更加致密和稳定，具有较强的抵抗风浪的能力。主要的附礁生物有非蠕有孔虫、蠕类、腕足类、苔藓虫类、海百合、钙质藻类和 *Tubiphytes* 等。

(2) 窝托村珊瑚礁礁相碳酸盐岩沉积微相类型多样，包括生物碎屑粒泥灰岩—泥粒灰岩、珊瑚障积岩、生物碎屑泥粒灰岩、生物碎屑颗粒灰岩、叶状藻—胶结物骨架岩、丛状珊瑚骨架岩、生物碎屑粒泥灰岩和含蠕有孔虫颗粒灰岩。沉积微相的变化可以反映出相对海平面变化，相对海平面变化导致的水动能强弱变化是控制珊瑚礁生长发育的主要原因。

(3) 早二叠世阿瑟尔期—萨克马尔期，晚古生代冰期引起多次冰期—间冰期的交替，导致相对海平面的频繁变化和古海洋温度变化。该时期黔南地区珊瑚礁的复苏和繁盛是造礁珊瑚的繁盛、晚古生代冰川作用减弱导致的古气候变暖和相对海平面升高共同作用的结果。

致谢 感谢三位审稿专家的宝贵意见和建议。

参考文献 (References)

- 陈庚保, 杨成芳, 王向东, 等. 1991. 云南石炭系顶界的研究及其蠕类化石[M]. 昆明: 云南科学技术出版社, 1-136. [Chen Gengbao, Yang Chengfang, Wang Xiangdong, et al. 1991. On the boundary between Carboniferous and Permian and the Fusulinids of the boundary stratigraphy in Yunnan[M]. Kunming: Yunnan Science and Technology Press, 1-136.]
- 陈旭, 王建华. 1983. 广西宜山地区晚石炭世马平组的蠕类[M]. 北京: 科学出版社, 1-139. [Chen Xu, Wang Jianhua. 1983. The fusulinids of the Maping limestone of the upper Carboniferous from Yishan, Guangxi. Beijing: Geological Publishing House, 1-139.]
- 范嘉松, 张维. 1985. 生物礁的基本概念、分类及识别特征[J]. 岩石学报, 1(3): 45-59. [Fan Jiasong, Zhang Wei. 1985. On the basic concept and classification of organic reefs and their main identifying criteria[J]. Acta Petrologica Sinica, 1(3): 45-59.]
- 范嘉松, 吴亚生. 2005. 世界二叠纪生物礁的基本特征及其古地理分布[J]. 古地理学报, 7(3): 287-304. [Fan Jiasong, Wu Yasheng. 2005. Main features of the Permian reefs of world and their palaeogeographic distribution[J]. Journal of Palaeogeography, 7(3): 287-304.]
- 冯增昭, 杨玉卿, 金振奎, 等. 1996. 中国南方二叠纪岩相古地理[J]. 沉积学报, 14(2): 3-12. [Feng Zengzhao, Yang Yuqing, Jin Zhenkui, et al. 1996. Lithofacies paleogeography of the Permian of south China[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 14(2): 3-12.]
- 巩恩普, 黄文韬, 关长庆, 等. 2021. 石炭纪生物礁与晚古生代冰期的耦合关系[J]. 地质学报, 95(6): 1671-1692. [Gong Enpu, Huang Wentao, Guan Changqing, et al. 2021. The coupled relationship between Carboniferous reefs and the Late Paleozoic ice age[J]. Acta Geologica Sinica, 95(6): 1671-1692.]
- 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1-698. [Guizhou provincial bureau of geology and mineral resources. Regional geology of Guizhou province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1-698.]
- 沈树忠, 张华, 张以春, 等. 2019. 中国二叠纪综合地层和时间框架[J]. 中国科学: 地球科学, 49(1): 160-193. [Shen Shuzhong, Zhang Hua, Zhang Yichun, et al. 2019. Permian integrative stratigraphy and timescale of China[J]. Science China Earth Sciences, 49(1): 160-193.]
- 史宇坤, 杨湘宁, 刘家润. 2012. 贵州南部宗地地区早石炭世-早二叠世的蠕类[M]. 北京: 科学出版社, 1-266. [Shi Yukun, Yang Xiangning, Liu Jiarun. 2012. Early carboniferous to early permian Fusulinids from Zongdi section in southern Guizhou[M]. Beijing: Science Press, 1-266.]
- 王立芙, 巩恩普, 杨臻元, 等. 2025. 黔南萨克马尔期珊瑚礁特征及其环境背景[J]. 沉积学报, 43(2): 1-18. [Wang Lifu, Gong

- Enpu, Yang Zhenyuan, et al. 2025. Basic characteristics and palaeoenvironmental background of a Sakmarian Coral Reef in Southern Guizhou[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 43(2): 1-18.]
- 王立亭, 陆彦邦, 赵时久, 等. 1994. 中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 1-147.[Wang Liting, Lu Yanbang, Zhao Shijiu, et al. 1994. Permian lithofacies, paleogeography and mineralization in South China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1-147]
- 王向东, 沈建伟. 2004. 华南晚泥盆世-早石炭世生物礁的灭绝和复苏[A]//戎嘉余, 方宗杰. 生物大灭绝与复苏-来自华南古生代和三叠纪的证据[M]. 合肥: 中国科技大学出版社, 367-380. [Wang Xiangdong, Shen Jianwei. 2004. Mass Extinction and Recovery: Evidences from the Palaeozoic and Triassic of South China[A]//Rong Jiayu, Fang Zongjie. Extinction and Recovery of Reefs During the Late Devonian and Early Carboniferous in South China[M]. Hefei: Press of University of Science and Technology of China, 367-380]
- 肖伟民, 王洪第, 张遵信, 等. 1986. 贵州南部早二叠世地层及其生物群[M]. 贵阳: 贵州人民出版社, 1-364.[Xiao Weiming, Wang Hongdi, Zhang Linxin, et al. 1986. Early Permian Stratigraphy Faunas in Southern Guizhou[M]. The People's Publishing House of Guizhou, 1-364]
- 张遵信, 周建平, 盛金章. 2010. 贵州西部晚石炭世和早二叠世的笔类[M]. 北京: 科学出版社, 1-296.[Zhang Linxin, Zhou Jianping, Sheng Jinzhang. 2010. Upper Carboniferous and Lower Permian Fusulinids from Western Guizhou[M]. Beijing: Science Press, 1-296.]
- 周铁明, 盛金章, 王玉净. 1987. 云南广南小独山石炭系-二叠系界线地层及笔类分带[J]. 微体古生物学报, 4(2): 123-157. [Zhou Tieming, Sheng Jinzhang, Wang Yujing, 1987. Carboniferous-Permian boundary beds and Fusulinid zone at Xiaoxdushan, Guangnan, Eastern Yunnan[J]. *Micropaleontology*, 4(2): 123-157.]
- Aretz M. 2001. The upper Viséan coral-horizons of Royseux—The development of an unusual facies in Belgian Early Carboniferous[J]. *Bulletin of the Tohoku University Museum*, (1): 86-95.
- Aretz M, Herbig H G. 2003. Coral-rich bioconstructions in the Viséan (late Mississippian) of Southern Wales (Gower Peninsula, UK)[J]. *Facies*, 49(1): 221-242.
- Aretz M. 2010. Habitats of colonial rugose corals: The Mississippian of western Europe as example for a general classification[J]. *Lethaia*, 43(4): 558-572, doi: 10.1111/j.1502-3931.2010.00218.x.
- Buggisch W, Wang X D, Alekseev A S, et al. 2011. Carboniferous-Permian carbon isotope stratigraphy of successions from China (Yangtze platform), USA (Kansas) and Russia (Moscow Basin and Urals)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 301(1/2/3/4): 18-38, doi: 10.1016/j.palaeo.2010.12.015.
- Chappell J. 1980. Coral morphology, diversity and reef growth[J]. *Nature*, 286(5770): 249-252.
- Chen B, Joachimski M M, Wang X D, et al. 2016. Ice volume and paleoclimate history of the Late Paleozoic Ice Age from conodont apatite oxygen isotopes from Naqing (Guizhou, China)[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 448: 151-161, doi: 10.1016/j.palaeo.2016.01.002.
- Chen J T, Montañez I P, Qi Y P, et al. 2018. Strontium and carbon isotopic evidence for decoupling of $p\text{CO}_2$ from continental weathering at the apex of the late Paleozoic glaciation[J]. *Geology*, 46(5): 395-398, doi: 10.1130/G40093.1.
- Copper P. 1988. Ecological succession in Phanerozoic reef ecosystems: Is it real?[J]. *Palaos*, 3(2): 136-151.
- Crowley T J, Baum S K. 1992. Modeling late Paleozoic glaciation[J]. *Geology*, 20(6): 507-510.
- Fielding C R, Frank T D, Birgenheier L P, et al. 2008a. Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: A record of alternating glacial and nonglacial climate regime[J]. *Journal of the Geological Society*, 165(1): 129-140, doi: 10.1144/0016-76492007-036.
- Fielding C R, Frank T D, Birgenheier L P, et al. 2008b. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (New South Wales and Queensland)[M]//Fielding C R, Frank T D, Isbell J L. Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. Boulder: Geological Society of America, 41-47, doi: 10.1130/2008.2441(03).
- Fielding C R, Frank T D, Isbell J L. 2008c. The late Paleozoic ice age-A review of current understanding and synthesis of global climate patterns[M]//Fielding C R, Frank T D, Isbell J L. resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. Boulder: Geological Society of America, 343-354, doi: 10.1130/2008.2441(24).

- Flügel E. 2010. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application[M]. 2nd ed. Berlin: Springer, 1-1006.
- Frank T D, Shultis A I, Fielding C R. 2015. Acme and demise of the late Palaeozoic ice age: A view from the southeastern margin of Gondwana[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 418: 176-192, doi: 10.1016/j.palaeo.2014.11.016.
- Haq B U, Schutter S R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes[J]. *Science*, 322(5898): 64-68, doi: 10.1126/science.1161648.
- Isbell J L, Miller M F, Wolfe K L, et al. 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclotheams?[M]//Chan M A, Archer A W. *Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time*. Boulder: Geological Society of America, 5-24, doi: 10.1130/0-8137-2370-1.5.
- Isbell J L, Henry L C, Gulbranson E L, et al. 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age: Evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation[J]. *Gondwana Research*, 22(1): 1-19, doi: 10.1016/j.gr.2011.11.005.
- Kiessling W, Krause M C. 2022. PARED - An online database of Phanerozoic reefs[EB/OL]. <https://www.paleo-reefs.pal.uni-erlangen.de>.
- Mii H S, Grossman E L, Yancey T E. 1999. Carboniferous isotope stratigraphies of North America: Implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 111(7): 960-973, doi: 10.1130/0016-7606(1999)111<0960:CISONA>2.3.CO;2.
- Montañez I P, Poulsen C J. 2013. The late Paleozoic ice age: An evolving paradigm[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41: 629-656.
- Ross C A, Ross J R P. 1988. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition[M]//Wilgus C K, Hastings B S, Posamentier H. *Sea-level changes: An integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 227-247.
- Rygel M C, Fielding C R, Frank T D, et al. 2008. The magnitude of late Paleozoic glacioeustatic fluctuations: A synthesis[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 78(8): 500-511, doi: 10.2110/jsr.2008.058.
- Stanley G D. 2001. The history and sedimentology of ancient reef systems[M]. New York: Springer, 1-458.
- Wang S H, Fan J S, Rigby J K. 1994. Archaeolithoporella and tubiphytes: Affinities and paleoecology in Permian reefs of South China[J]. *Science in China. Series B, Chemistry, Life Sciences & Earth Sciences*, 37(6): 723-743.
- Wang X D, Wang X J, Zhang F, et al. 2006. Diversity patterns of Carboniferous and Permian rugose corals in South China[J]. *Geological Journal*, 41(3/4): 329-343, doi: 10.1002/gj.1041.
- Webb G E. 2002. Latest Devonian and early carboniferous reefs: Depressed reef building after the middle Paleozoic collapse[A]//Kiessling W, Flügel E, Golonka J. 2002. *Phanerozoic reef patterns*[C]. SEPM Society for Sedimentary Geology, 239-269, doi: 10.2110/pec.02.72.0239.
- West R R. 1988. Temporal changes in Carboniferous reef mound communities[J]. *Palaaios*, 3(2): 152-169.
- Wood R. 1995. The changing biology of reef-building[J]. *Palaaios*, 10(6): 517-529.
- Wood R. 1998. The ecological evolution of reefs[J]. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 29(1): 179-206.
- Wood R. 1999. Reef evolution[M]. Oxford: Oxford University Press, 1-414.
- Wood R. 2001. Biodiversity and the history of reefs[J]. *Geological Journal*, 36(3/4): 251-263, doi: 10.1002/gj.898.
- Yang J H, Cawood P A, Montañez I P, et al. 2020. Enhanced continental weathering and large igneous province induced climate warming at the Permo-Carboniferous transition[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 534: 116074, doi: 10.1016/j.epsl.2020.116074.
- Yao L, Wang X D. 2016. Distribution and evolution of Carboniferous reefs in South China[J]. *Palaeoworld*, 25(3): 362-376, doi: 10.1016/j.palwor.2015.12.001.
- Yao L, Wang X D, Lin W, et al. 2016. Middle Viséan (Mississippian) coral biostrome in central Guizhou, southwestern China and its palaeoclimatological implications[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 448: 179-194, doi: 10.1016/j.palaeo.2015.08.031.
- Yao L, Aretz M, Wignall P B, et al. 2020. The longest delay: Re-emergence of coral reef ecosystems after the Late Devonian extinctions[J]. *Earth-Science Reviews*, 203: 103060, doi: 10.1016/j.earscirev.2019.103060.

Microfacies, Development, and Controlling Factors of Wotuo Coral Reef during the Early Permian in Southern

Guizhou

GONG EnPu¹, LI Xiao¹, WANG LiFu^{1,2}, ZHANG YongLi¹, GUAN ChangQing¹

1. School of Resources & Civil Engineering, Northeastern University, Shenyang 110819, China

2. School of Green Mining and Resource Engineering, Liaoning Petrochemical University, Fushun 113001, China

Abstract: [Objective] The Wuotuo village in Zongdi Town, Ziyun County, Southern Guizhou Province, developed an early Permian coral reef that is exposed with a thickness of approximately 45 m and lateral exposure of nearly 100 m. The reef displays a positive relief. It is of great importance to the study of the construction of shallow marine organisms and the paleoenvironment. [Methods] Paleontological and sedimentary petrological methods were systematically used to study the Gaozhai coral reef in Zongdi Town, Ziyun County, Guizhou Province. [Results] The fusulinids collected from the reef indicate an Early Asselian age. The primary reef-building organism is identified as the fasciculate colonial coral *Fomichevella*, whereas biotic compositions of the coral reef include foraminifers, brachiopods, gastropods, and calcareous algae. The Wuotuo coral reef and its underlying and overlying strata contain a broad variety of microfacies types, including bioclastic wackestone-packstone, coral bafflestone, bioclastic packstone, bioclastic grainstone, phylloid algae-cement framestone, fasciculate coral framestone, bioclastic wackestone, and foraminifer-fusulinid grainstone. [Conclusions] During the Early Permian, glacial-interglacial cycles were the primary factors influencing the variations in palaeocean temperature and global sea levels. The vertical microfacies succession in this study provides a record of relative sea-level change. The decline of Late Paleozoic glaciation, which resulted in global warming and a relative rise in sea level, played a pivotal role in the development and flourishing of the coral reefs in southern Guizhou Province.

Key words: coral reef; Asselian; reef community; microfacies; southern Guizhou



Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 42272008, 41972002; Talent scientific research fund of Liaoning Petrochemical University, No. 2024XJL-025

Corresponding author: WANG LiFu, E-mail: wanglifu@lnpu.edu.cn