第 53 卷　第 3 期　　成都理工大学学报（自然科学版）　　Vol. 53　No. 3
2026 年 6 月　　JOURNAL OF CHENGDU UNIVERSITY OF TECHNOLOGY（Science & Technology Edition）　　Jun. 2026

DOI：10.12474/cdlgzrkx.2024112101　　**期刊主页**：https://xbzrkx.cdut.edu.cn/

四川盆地宝塔组古水深重建——沉积相与微生物组构证据

耿婉婷[1]，曾　敏[1*]，黄祥锐[1]，陈　思[2]，靳晓雨[3]

1. 云南大学 地球科学学院，昆明 650500；

2. 成都理工大学 地球与行星科学学院，成都 610059；

3. Dipartimento di Matematica, Informatica e Geoscienze, Università degli Studi di Trieste, Via Weiss 2, I-34128 Trieste, Italy

[**摘要**] 四川盆地上奥陶统宝塔组沉积期对应于由奥陶纪生物大辐射事件向奥陶纪末生物大灭绝事件转变的关键时期。关于宝塔组古水深演变过程的研究可为理解该时期区域和全球沉积环境演化提供重要线索，但目前对其古水深尤其是在定量估算方面尚存争议。基于对四川兴文海马、南江桥亭和重庆綦江安稳等剖面的宝塔组地层开展沉积学及微生物组构分析，本文重建了晚奥陶世早期古水深及其垂向演变特征。宝塔组及下伏地层沉积相自下而上可划为蒸发性局限台地相、混积开阔台地边缘浅滩相、混积局限台地相和碳酸盐缓坡相，记录了沉积环境由浅水演变为深水的海侵过程。在宝塔组灰岩底部识别出 *Girvanella* 菌、*Subtifloria* 菌和 *Proaulopora* 菌等 3 种钙化蓝细菌群及其组合，指示沉积于透光带上部（～50 m）的浅水环境。在宝塔组中上部灰岩钙化蓝细菌消失，但识别出绿藻相关网状钻孔、真菌相关的丝状和球状等微生物钻孔组构，指示水深达到透光带之下的弱光带（>100 m），进一步表明晚桑比期—早凯迪期扬子台地发生快速海侵的古水深变化过程。该认识对揭示晚奥陶世全球气候波动、生物多样性变化等事件成因具有重要意义。

[**关键词**] 宝塔组；碳酸盐岩微相；钙化蓝细菌；钻孔微生物

[**分类号**] P588.24+5　　[**文献标志码**] A

Palaeobathymetric reconstruction of the Pagoda Formation in the Sichuan Basin: evidence from sedimentary facies and microbial fabrics

GENG Wanting[1]，ZENG Min[1*]，HUANG Xiangrui[1]，CHEN Si[2]，JIN Xiaoyu[3]

1. *College of Earth Sciences, Yunnan University, Kunming　650500, China*;

2. *College of Earth and Planetary Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu　610059, China*;

3. *Dipartimento di Matematica, Informatica e Geoscienze, Università degli Studi di Trieste, Via Weiss 2, I-34128 Trieste, Italy*

Abstract: The deposition of the Upper Ordovician Pagoda Formation in the Sichuan Basin (South China) corresponds

收稿日期：2024-11-21；**改回日期**：2025-03-28。　　**责任编辑**：黄维婷。

基金项目：国家自然科学基金（41102065，41872110）；云南大学双一流建设项目（CZ21623201，C1762101030017）。

第一作者：耿婉婷（2003—），女，硕士研究生，研究方向：碳酸盐岩沉积学，E-mail：1595132164@qq.com。

***通信作者**：曾敏（1981—），男，教授，研究方向：沉积学，E-mail：zengmin.inter@gmail.com。

引用格式：耿婉婷，曾敏，黄祥锐，等，2026. 四川盆地宝塔组古水深重建——沉积相与微生物组构证据［J］. 成都理工大学学报（自然科学版），53（3）：494—511.

Geng W T, Zeng M, Huang X R, et al., 2026. Palaeobathymetric reconstruction of the Pagoda Formation in the Sichuan Basin: evidence from sedimentary facies and microbial fabrics[J]. Journal of Chengdu University of Technology（Science & Technology Edition），53（3）：494—511.

to a critical period of transition from the Great Ordovician Biodiversification Event to the Late Ordovician mass extinction. The study of the paleo-water depth and evolution during the deposition of the Pagoda Formation provides significant insights into the sedimentary environmental evolution of the Sichuan Basin and global environmental changes during this period. However, it remains a subject of debate. We conducted sedimentological and microbial fabric analyses of limestones from the Pagoda Formation at sections including Haima (Xingwen, Sichuan), Qiaoting (Nanjiang, Sichuan), and Anwen (Qijiang, Chongqing) to reconstruct the paleo-water depth. The sedimentary facies of the Pagoda Formation and its underlying strata can be subdivided ascendingly into evaporative restricted platform facies, mixed open platform margin shoal facies, mixed restricted platform facies, and carbonate ramp facies, which have collectively recorded a transgressive process from shallow-water to deep-water environments during the depositional period. In the basal limestone of the Pagoda Formation, the identification of calcified cyanobacterial communities, including *Girvanella*, *Subtifloria*, and *Proaulopora*, along with their assemblages, indicate deposition within the shallow-water environment of the upper photic zone (～ 50 m water depth). In the middle-to-upper limestone intervals of the Pagoda Formation, these calcified cyanobacteria disappeared, while microbial boring fabrics associated with green algae (reticulate borings) and fungi (filamentous and spherical borings) are recognized. This shift suggests a significant increase in water depth to the low-light zone below the photic zone (>100 m), further supporting a rapid transgression-induced water deepening process on the Yangtze Platform during the Late Sandbian to Early Katian stages. These findings provide critical insights into the mechanisms driving global climate fluctuations and biodiversity changes during the Late Ordovician, highlighting their indicative significance for understanding the origins of these paleoenvironmental and biotic events.

Key words：Pagoda Formation； carbonate microfacies； calcified cyanobacteria； endolithic micro-organisms

宝塔组是扬子板块奥陶系的代表性地层单元，因其普遍发育“龟裂纹”构造，且大面积分布引发了众多学者的关注（许效松等，2001；张琳娜等，2016；廖纪佳等，2017；钱红杉，2021）。经过多年的研究，对宝塔组“龟裂纹”构造的成因及其形成环境产生多种不同的解释：（1）形成于暴露环境的干裂纹构造（张文堂，1962；吴劲薇和夏树芳，1989）；（2）沉积物脱水凝缩裂纹构造（刘特民和陈学时，1981；姬再良，1985；陈旭和丘金玉，1986）；（3）生物遗迹构造（陈均远等，1991）；（4）成岩早期的准同生变形构造（类似于泄水构造）（周传明和薛耀松，2000）；（5）凝缩层中的硬底构造（王泽中，1996）。而进一步明确宝塔组沉积环境是解释其龟裂纹构造形成过程的重要前提。

当前，宝塔组相关研究工作在沉积相类型、沉积序列划分以及生物地层特征等方面取得了较为全面的进展（方少仙等，1994；谢尚克等，2010；钱红杉，2021；靳晓雨等，2022），但对于其古水深至今尚存争议，且古水深定量恢复研究也有所欠缺。其中，将其“龟裂纹”构造解释为干裂纹的研究工作认为其发育在阶段性暴露的浅水环境（张文堂，1962；吴劲薇和夏树芳，1989）。另有研究认为宝塔组灰岩应是沉积于正常浪基面以下，风暴浪基面之上的陆棚或台盆环境（周传明和薛耀松，2000）。还有研究表明宝塔组底部富鲕绿泥石灰岩标志着晚奥陶世海平面快速上升，宝塔组沉积环境由混积台地突变为开阔台地环境（陈思等，2021；孙汉骁等，2024）。值得一提的是，宝塔组形成于全球海平面上升时期（苏文博等，1999），目前对于该海侵过程在扬子台地的沉积响应尚缺乏系统探讨。因此，开展宝塔组古水深重建并厘清其垂向演化过程，不仅能够有效约束宝塔组灰岩沉积环境，并可为理解其中广泛发育的龟裂纹形成机制提供背景信息，还可为晚奥陶世扬子台地对全球海平面变化的沉积响应提供重要依据。

当前沉积地层古水深恢复的基本方法为合理量化浪基面深度，利用相和相带定量分析相对古水深（Immenhauser, 2009），还可在相带基础上通过地球化学、层序地层学、空间插值、地球物理学和构建沉积构型等方法进行估算（张琳娜等，2016；舒梁锋等，2022；吴天琦等，2022）。对于碳酸盐岩而言，特定岩石类型可以作为区分水深程度的标志，如准同生白云岩常分布在潮上和潮间带，鲕粒灰岩多发育于浅水环境，核形石的出现则多见于透光带–弱透光带的潮间–潮下带环境等（Flügel, 2010；陈思等，2021）。微生物群落

作为环境变化和生物事件的潜在指标(Shen et al., 2005),能够反映沉积环境和水深所对应的光强特征(Vogel et al., 1995)。其中,微生物内石和微生物钻孔对于解释古水深与古沉积环境有重要意义(Golubić et al., 1975, 2014, 2016; Günther, 1990)。宝塔组灰岩中广泛发育钙化蓝细菌等微生物化石(Chen et al., 2023),通过区分光合微生物和异养微生物钻孔遗迹,可为沉积古水深提供可靠的指示(Golubić et al., 1975, 2016)。本文从微生物组构角度入手,对上奥陶统宝塔组及下伏地层开展研究工作,利用钙化微生物、钻孔微生物等生物因素,进行微生物组构形态学观察与分类,结合野外调查宏观沉积信息恢复宝塔组古水深。探究该时期古环境及其演化,为宝塔组龟裂纹构造成因提供新的判断依据。

1 地质背景

奥陶纪(485~443 Ma)是地球生物、气候和环境系统发生重大变化的时期(Servais et al., 2010)。华南板块作为探究此类全球性变化事件成因的关键地区,为深入了解奥陶纪地层演变的影响因素提供了宝贵资料。华南板块在古生代时期位于冈瓦纳大陆周缘,根据其岩相和生物相的差异,自西北向东南可以划分为扬子台地、江南斜坡以及珠江盆地(图 1)。研究区位于上扬子区,属于华南板块奥陶纪主要的近岸浅水沉积区。自中奥陶世大坪期以来,扬子地区以碳酸盐岩沉积为主(汪啸风, 2016)。

研究剖面选取上扬子地区奥陶系出露较完整的典型剖面:四川兴文海马剖面(经纬度坐标:N28°14'35″, E105°14'37″)、四川南江桥亭剖面(经纬度坐标:N32°28'63″, E106°52'88″)和重庆綦江安稳剖面(经纬度坐标:N28°39'27″, E106°48'48″)。这些剖面出露的奥陶系地层从底到顶主要发育湄潭组、十字铺组(西乡组)、宝塔组、临湘组(涧草沟组)、五峰组和龙马溪组(牟传龙等, 2014; 靳晓雨等, 2022; 图 2、图 3)。本文研究的地层单元以宝塔组为主,包括十字铺组(桥亭剖面为西乡组; 靳晓雨等, 2022)及宝塔组(图 2)。

十字铺组是整合于湄潭组粉砂质泥页岩之上、宝塔组裂纹灰岩之下的一套黄灰、灰绿色粉砂质泥岩、泥质灰岩,底部常为数米厚灰岩或铁质鲕状灰岩。富产笔石、头足类等化石(梁艳和詹仁斌, 2012);西乡组岩性以层状白云岩和白云质泥岩为主,局部夹有薄层黑色页岩,整体缺少生物碎屑(汪啸风和陈孝红, 2005; 林良彪等, 2017; 靳晓雨等, 2022);宝塔组以发育网脉状的“龟裂纹”构造为基本特征,其中中华震旦角石(*Sinoceras chinense*)广泛发育,是扬子地区整个奥陶系的标志层位,典型岩性包含生屑晶灰岩、亮晶生屑灰岩、瘤状灰岩等(钱红杉, 2021; 龚方怡, 2021),生物碎屑种类丰富,包括头足类、腹足类和牙形刺等化石(靳晓雨等, 2022)。

2 研究方法

本研究针对各剖面开展了精细的野外地质剖面测量工作,根据沉积构造、岩性变化和生物化石等特征,解释沉积环境和沉积相及其垂向演化序列;分析沉积相对应的水动力条件及其与浪基面和潮汐作用[正常浪基面(20~40 m)和风暴

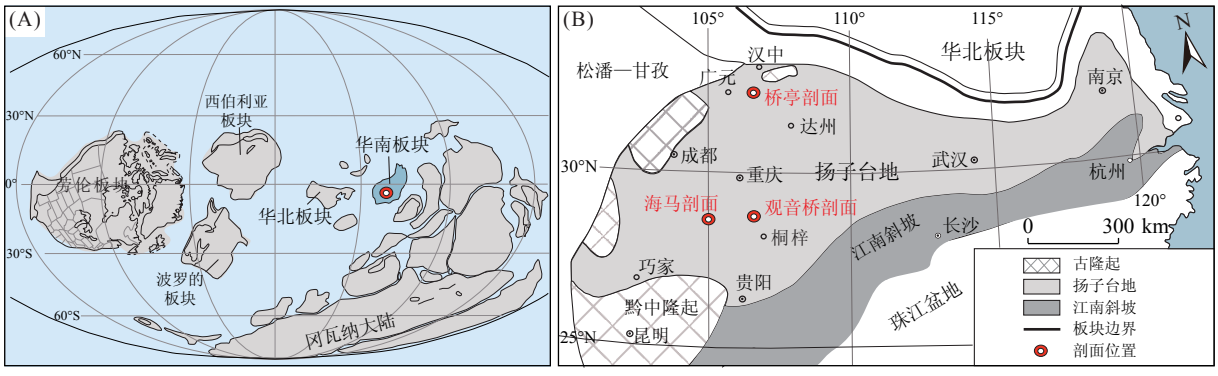


图 1 全球晚奥陶古地理框架及华南板块典型剖面位置

Fig. 1 Global palaeogeographical framework of the Late Ordovician and studied sections in South China

(A)全球晚奥陶古地理框架示意图(修改自 Chen et al., 2023);(B)华南板块晚奥陶古地理特征及典型剖面位置(修改自 Chen et al., 2010)

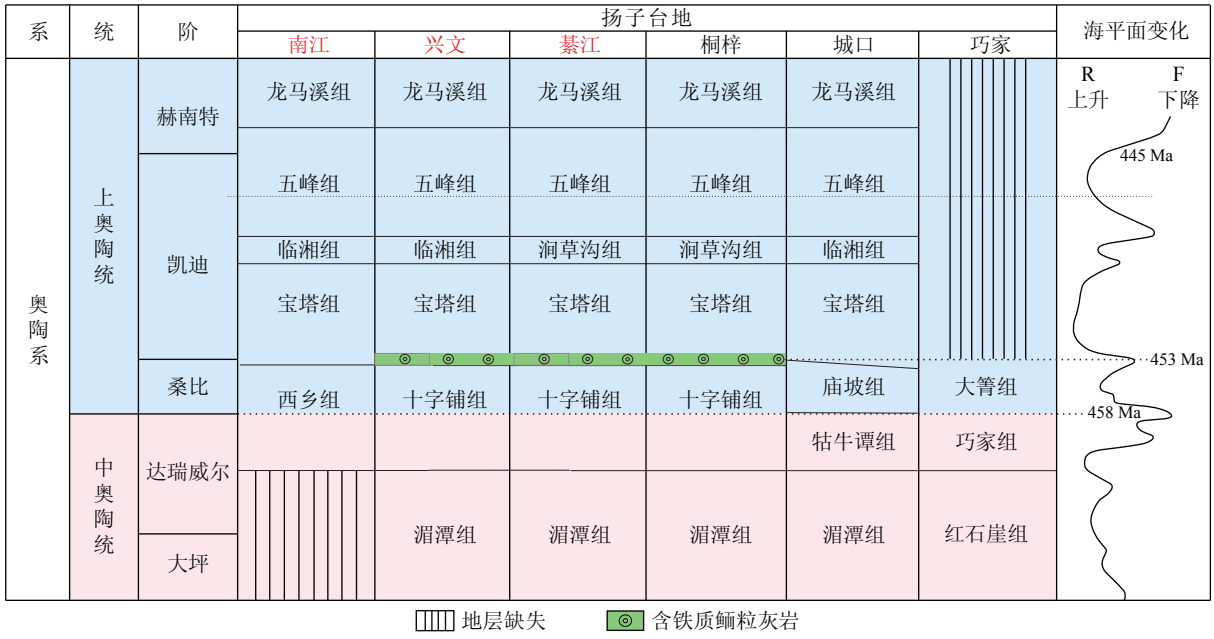


图 2　扬子台地奥陶系主要岩石地层划分对比图（修改自 Chen et al., 2023；汪啸风，2016）

Fig. 2　Correlation of Ordovician lithostratigraphic units in the Yangtze Platform

浪基面（70～120 m）；潮汐作用影响范围<25 m］之间关系，为重建古水深提供基本约束（Immenhauser, 2009；图 3）。野外样品采集共 103 件，制作样品薄片 77 件，扫描电镜样品 8 件。扫描电镜分析仪器为云南大学古生物研究院的 FEI Quattro S 环境扫描电镜。

室内工作主要利用偏光显微镜和扫描电镜（SEM）等设备对岩石薄片进行观察和鉴定，开展岩石定名、微生物组构分析、碳酸盐岩微相分析等工作。具体而言，针对含生物碎屑及其他异化颗粒的灰岩，采用基于沉积组构特征的邓哈姆分类方案进行分类（Dunham, 1962）；在此基础上，参考岩性、组构、化石组合和沉积结构，采用 Flügel（2010）方案进行碳酸盐岩微相的分类和定名，并对比标准微相（SMF）类型及标准缓坡微相（RMF）的解释推演古环境，并进一步明确古水深信息。

微生物的生存水深具有不同的分带特征（Glaub et al., 2007），不同的蓝细菌种属组合及占比与古沉积环境及沉积时间具有特殊关联性。Liu et al.（2016, 2017）依据各菌群的占比划分出 *Girvanella-Subtilfloria*、*Proaulopora-Girvanella* 和 *Girvanella-Proaulopora* 等组合（图 4），提出 *Girvanella-Proaulopora* 与 *Girvanella-Subtilfloria* 广泛沉积于开阔台地，潮坪等局限环境以 *Proaulopora-Girvanella* 为主。更重要的是，蓝细菌、红藻−绿藻组合、红藻−真菌组合及真菌 4 种微生物（组合）所主导的微生物环境通常与透光带（上部与下部）、弱光带、无光带相对应，且可在沉积记录中形成特征性微生物组构特征（图 5）（Glaub et al., 2007；Reolid and Nieto, 2010）。因而，分析微生物组构并反演其微生物成因类型，可重建古海水透光性分带，并基于透光性分带与水深的定量关系为古水深提供定量约束（图 5；Glaub et al., 2007；Reolid and Nieto, 2010）。

综上所述，本次研究将沉积相、碳酸盐岩微相及微生物组构与透光分带的对应关系等三方面研究内容所能提供的沉积环境、水动力条件及水深信息相结合，对宝塔组及其下伏地层开展定量古水深恢复，并定量反演该时期上扬子区古水深演变进程（图 3、图 5）。

3　研究结果

3.1　碳酸盐岩微相分析

基于对研究剖面开展精细的野外沉积学观察和描述，开展显微镜下薄片分析鉴定，重点对镜下组构特征进行碳酸盐岩微相分析，共识别出 12 种碳酸盐岩微相，相关特征描述如下。

3.1.1　灰黑色纹层状泥质白云岩夹黑色页岩（MF1）

微相分布在桥亭剖面西乡组上部，纹层构

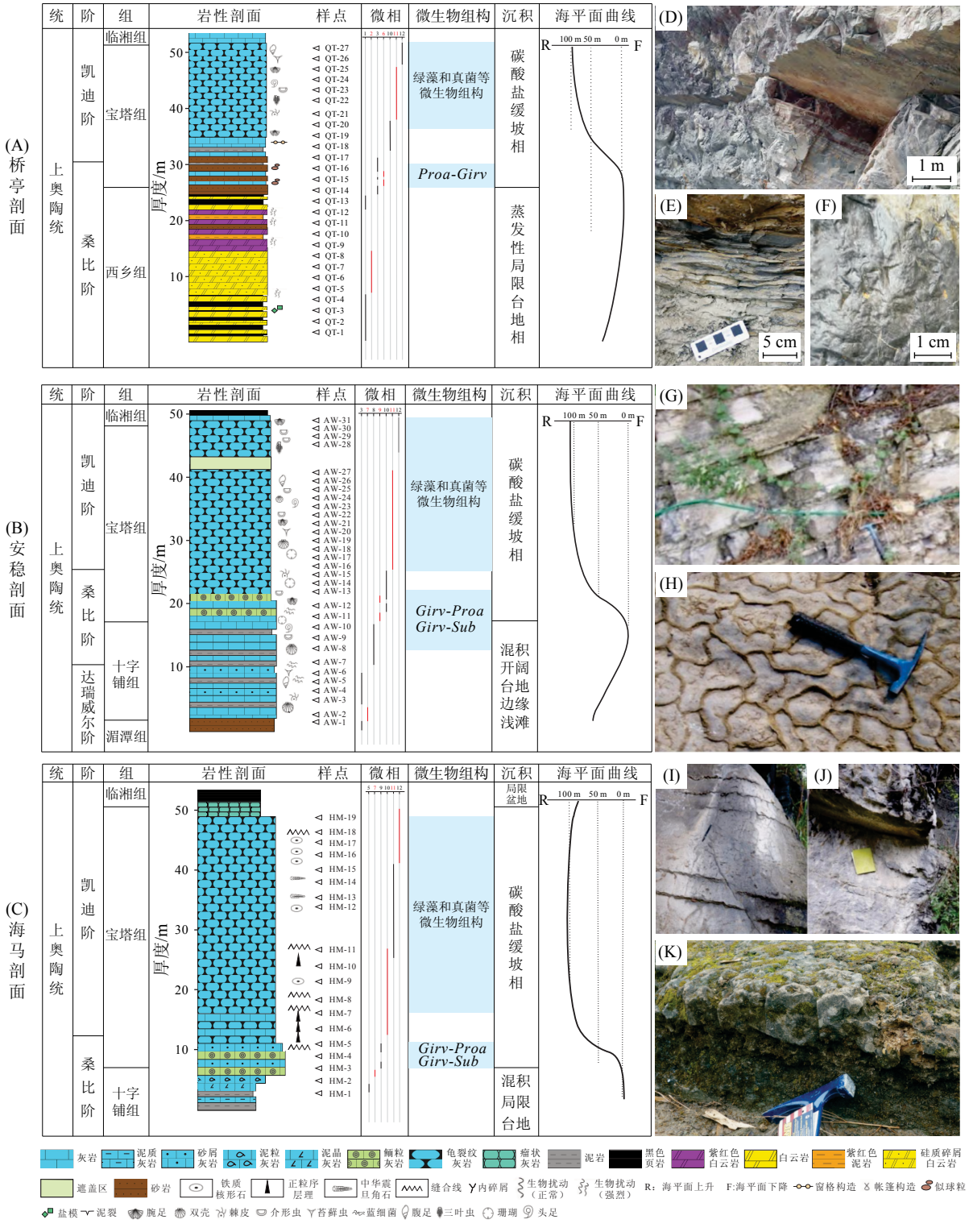


图 3 研究剖面地层柱状图及沉积相、古水深变化解释

Fig. 3 Stratigraphic columns of the studied sections, interpreted facies, and changes in the paleo-water depth

(A)桥亭剖面;(B)安稳剖面;(C)海马剖面;(D)桥亭西乡组灰白色层状白云岩;(E)桥亭西乡组灰色层状白云岩夹黑色页岩;(F)桥亭西乡组立方体结构的盐模;(G)安稳十字铺组野外岩性特征;(H)安稳宝塔组龟裂纹灰岩;(I)、(J)海马宝塔组野外岩性特征;(K)海马十字铺组硬底构造

(*Girv.* *Girvanella* 菌; *Proa.* *Proaulopora* 菌; *Sub.* *Subtilfloria* 菌)

蓝细菌类型 \ 组合	*Girvanella-Proaulopora*	*Girvanella-Subtilfloria*	*Proaulopora-Girvanella*
Girvanella	●	⬤	○
Proaulopora	⬤	○	○
Subtilfloria		⬤	

○ 少见　● 常见　⬤ 丰富

图 4　典型钙化蓝细菌组合及相对丰度
（修改自 Liu et al., 2017）

Fig. 4　Assemblages of calcified cyanobacteria in terms of richness of species

造，白云质组分为主，粒度较细，以粉晶−细晶级白云石为主，陆源碎屑较少（w<5%）；夹富有机质纹层。露头尺度发育盐模构造（图 3-F），零星出现黄铁矿（图 6-A）。

解释：细晶白云岩呈现毫米级波状、平行或平行细纹层，且受泥裂（图 6-B）、生物钻孔（靳晓雨等，2022）等早期沉积构造影响，指示准同生白云岩化作用，常发生在潮间带或潮上带（Zeng et al., 2018）；盐模发育指示受蒸发作用影响的局限性（潟湖）环境；有机质纹层及黄铁矿发育同样指示较局限的潟湖环境（Flügel, 2010）。

3.1.2　灰色具泥裂构造细晶白云岩（MF2）

微相主要分布在桥亭剖面西乡组中下部。岩性为层状白云岩夹白云质泥岩或钙质泥岩，含少量陆源碎屑（w=5%）。平行层理发育，可见相间的含陆源碎屑纹层和泥质纹层（潮汐束），生物碎屑少见。见微型泥裂构造，在镜下表现为层理的“V”字形裂口，向变窄收敛，并为上覆沉积物充填（图 6-B）。

解释：此微相表现有典型的潮汐束层理（图 6-B），指示潮汐作用影响（Flügel, 2010）。细晶白云岩指示准同生白云岩化作用，同样指示潮间带或潮上带；小型泥裂特征指示间歇性暴露条件，符合潮间带−潮上带特征。

3.1.3　钙质胶结石英砂岩（MF3）

微相分布在桥亭剖面西乡组及安稳剖面十字铺组顶部。中−粗砂粒度，碎屑以石英（w=65%）和硅质岩屑（w=25%）为主，含有部分碳酸盐岩岩

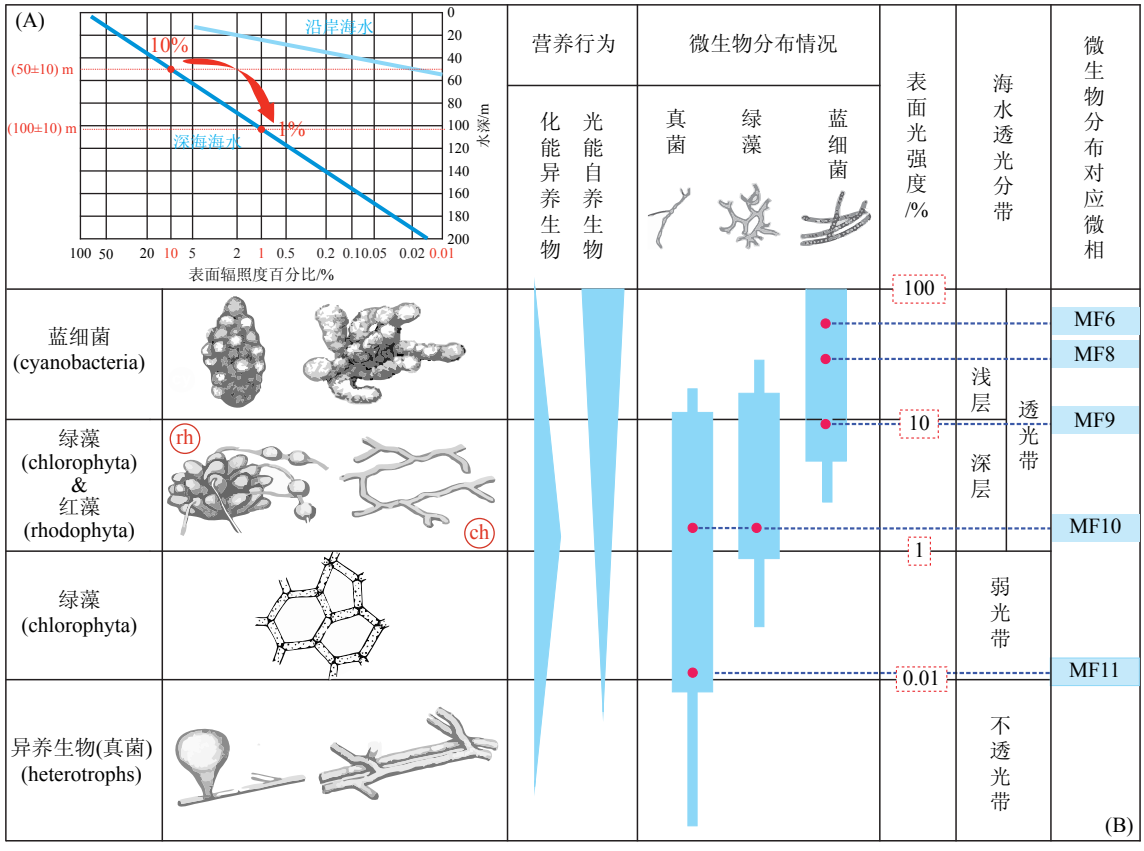


图 5　微生物光带分布图（修改自 Reolid and Nieto, 2010）

Fig. 5　Distribution of microbial light bands

（A）水深与光照辐射关系图（350～700 nm）；（B）微生物组构与光带分布关系图（rh.红藻；ch.绿藻）

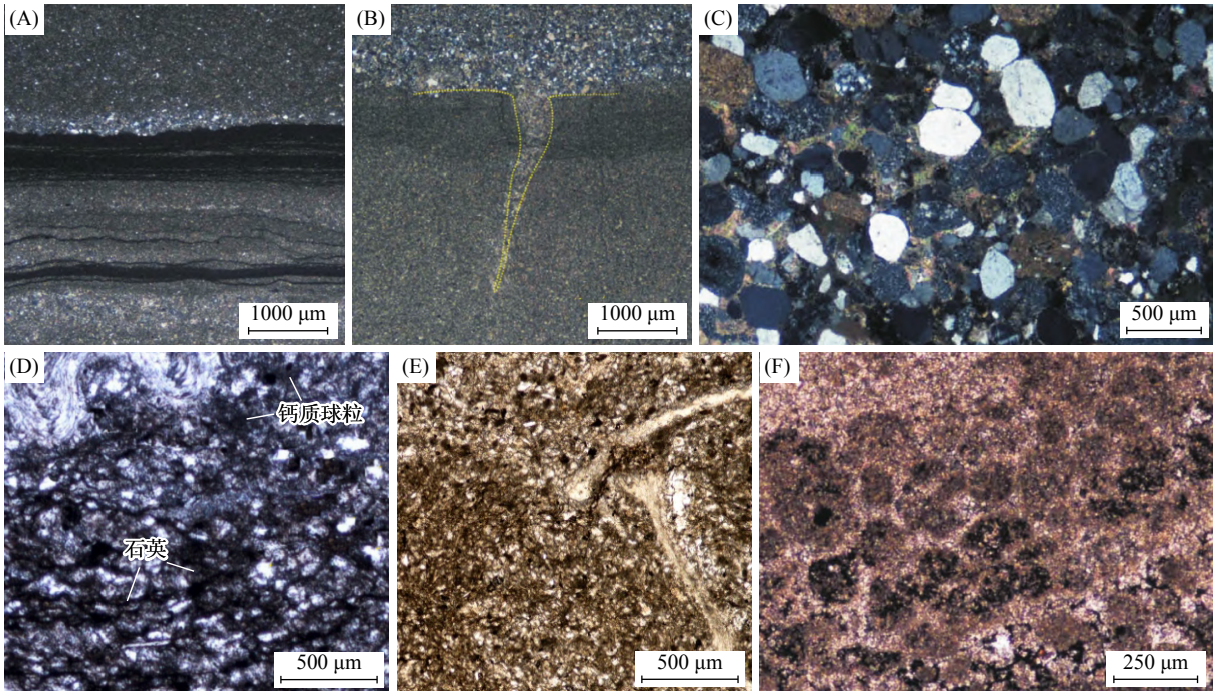


图 6 微相 MF1～MF6 特征图

Fig. 6 Microscopic characteristics of microfacies MF1～MF6

(A)灰黑色纹层状泥质白云岩夹黑色页岩;(B)灰色具泥裂构造细晶白云岩;(C)钙质胶结石英砂岩;(D)含陆源碎屑球粒泥粒灰岩;(E)含生物碎屑球粒粒泥灰岩;(F)似球粒黏结灰岩

屑(图 6-C);缺乏钙化微生物。填隙物以方解石胶结物为主。

解释:石英及硅质岩屑含量高,分选性、磨圆度好,成分成熟度较高。表明水动力强,处于正常浪基面之上的高能浅滩/砂坝。相较于其下伏地层,代表海侵初期由潮控向浪控转变,并由海侵带来陆源输入(靳晓雨等, 2022)。

3.1.4 含陆源碎屑球粒泥粒灰岩(MF4)

微相分布在海马剖面十字铺组中上部。异化颗粒以球粒为主,含腕足、海百合等生物碎屑;散布粉砂级石英碎屑(w≈10%)(图 6-D)。

解释:粒度整体较细,且以球粒为主,表明水动力弱。含有腕足类窄盐度生物,表明正常盐度,为与开阔海相邻的浅潟湖环境;但生物碎屑含量及多样性整体较低,可能表明海水相对局限(Flügel, 2010)。内部存在相对富泥质和富陆源碎屑纹层,为潮汐作用影响下的潮汐束(Chen et al., 2023)。

3.1.5 含生物碎屑球粒粒泥灰岩(MF5)

微相分布在海马剖面十字铺组中上部,与 MF4 互层出现。整体粒度较 MF4 更细,以泥粒和基质为主要成分,陆源碎屑相对含量更低(w<5%),零星分布腕足、三叶虫等底栖生物化石(图 6-E)。

解释:基质支撑及富集泥粒(可能为粪便粒)表明水动力条件弱,属于局限台地的低能浅水泥质潮坪环境。

3.1.6 似球粒黏结灰岩(MF6)

微相主要分布在桥亭剖面西乡组顶部。整体为灰黑色,以似球粒黏结状结构为典型特征(图 6-F),似球粒(粒度 20～200 μm)为泥晶方解石聚合而成,整体呈团簇状。似球粒之间有暗色有机质充填,陆源碎屑和生物碎屑均少见。

解释:似球粒团簇状结构符合凝块状微生物灰岩基本特征,其出现可能与标准微相 SMF-16 相对应,常见于浅潮坪和潮下台地碳酸盐中(Flügel, 2010)。此类似球粒的聚合与微生物(常为蓝细菌)的黏结作用相关。其与 MF3 钙质石英砂岩交替出现,可能代表海侵过程中无陆源输入阶段的微生物灰岩沉积。

3.1.7 生物碎屑颗粒灰岩(MF7)

微相分布在安稳剖面十字铺组中-上部。颗粒支撑,生物碎屑颗粒(海百合、腕足等)被亮晶方解石胶结,基本不含基质(图 7-A),分选性、磨

圆度较好，见少量钙化蓝细菌。

解释：分选性、磨圆度好的颗粒灰岩，指示水动力较强；指示正常浪基面之上的浪控环境，为陆源输入减弱时期的生物碎屑浅滩环境。

3.1.8　钙化蓝细菌泥粒灰岩（MF8）

微相主要分布在安稳剖面十字铺组顶部，富含生物碎屑（w=40%）和海绿石（w=10%）（图 7-B）。钙化蓝细菌以 *Girvanella* 菌为主，呈条状或黑色团块状聚集。

解释：海绿石通常指示海侵过程（Flügel, 2010），且指示浅海陆棚环境。钙化蓝细菌分布更广，多分布在潮间带或台地环境。生物碎屑保存较破碎，综合解释属于水动力较强的开阔台地–台缘滩环境。

3.1.9　鲕绿泥石泥粒灰岩（MF9）

微相分布在安稳和海马剖面宝塔组底部，颗粒支撑，含大量鲕绿泥石（w=55%）和生物碎屑颗粒（w=15%）（图 7-C、D）。生物碎屑包括海百合、腕足、三叶虫等。出现以 *Subtilloria* 菌为主的钙化蓝细菌（图 7-C）。

解释：鲕绿泥石的形成需相对阶段性静水条件下矿物胶体的下沉和聚集。结合此微相具有钙化蓝细菌，属于水动力条件阶段性动荡的浅海环境（陈思等, 2021）

3.1.10　生物碎屑泥粒灰岩（MF10）

微相分布在各剖面宝塔组底部。出现海百合、双壳、介形虫等生物碎屑（w=45%），壳体保存较相对破碎（图 7-E）；灰泥基质质量分数为 20%～30%。颗粒支撑，缺少陆源碎屑。钙化蓝细菌数量大幅减少。

解释：较破碎的生物碎屑与磨蚀现象指示阶段性强水动力体。生物多样性高，颗粒支撑，代表沉积环境动荡，蓝细菌数量的大幅降低表明海平面升高，推测属于内–中缓坡环境。

3.1.11　角石粒泥灰岩（MF11）

微相分布在各剖面宝塔组中上部。野外露头可见大量中华震旦角石分布。灰泥基质质量分数可达 60%～80%（图 7-F、G），生物碎屑（w=15%）除角石外，包含腕足、介形虫和三叶虫等，形态保存完好。

解释：中华震旦角石属游泳习性生物，活动水域深度为 100～150 m（陈均远等, 1991）。基质支撑且生物碎屑保留完整，指示较低能、深水沉积特征，属于中–外缓坡环境。

3.1.12　微叠层石粒泥灰岩（MF12）

微相分布在各剖面宝塔组中–上部。存在海百合、腕足、介形虫等生物碎屑（w=20%），暗红色铁质纹层和无色钙质纹层互层出现，包裹在生物碎屑外缘，为微叠层石组构典型特征（Reolid and Nieto, 2010；图 7-H）。

解释：铁质微叠层石被认为与底栖铁异养细菌的新陈代谢作用有关，且常出现在水深>100 m

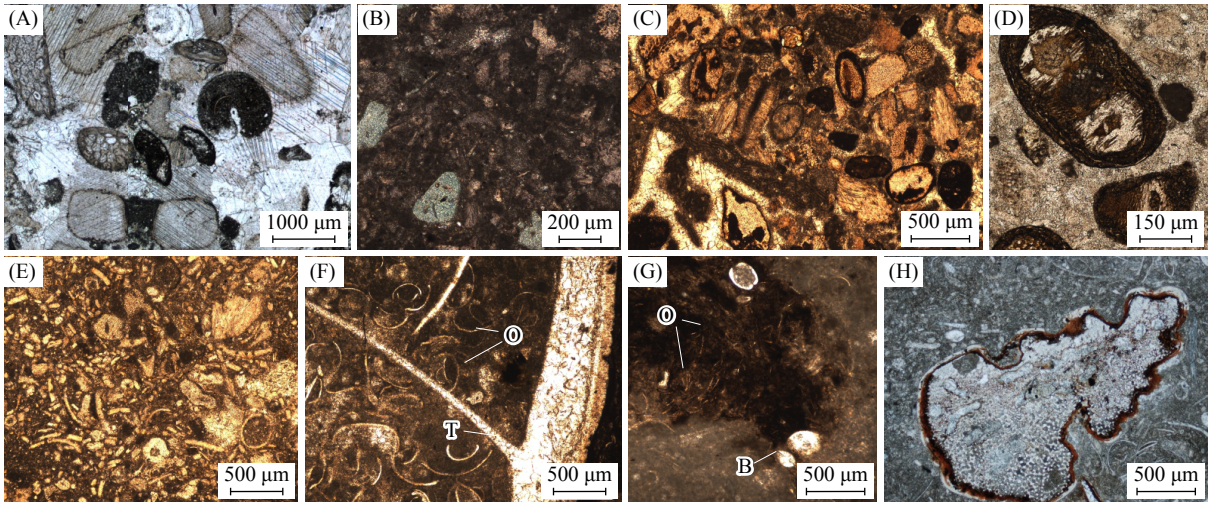


图 7　微相 MF7～MF12 特征图

Fig. 7　Microscopic characteristics of microfacies MF7～MF12

（A）生物碎屑颗粒灰岩；（B）钙化蓝细菌泥粒灰岩；（C）、（D）鲕绿泥石泥粒灰岩；（E）生物碎屑泥粒灰岩；（F）、（G）角石粒泥灰岩；（H）微叠层石粒泥灰岩

（O. 介形虫；T. 三叶虫；B. 小型腕足）

的弱光带(Reolid and Nieto, 2010),因而可指示风暴浪基面以下的外缓坡环境。

3.2 微生物组构

3.2.1 钙化蓝细菌

蓝细菌以太阳辐射作为生存的直接能量来源。海水透光带制约了水体光强,进而影响蓝细菌及其他微生物群落的水深分布,因而沉积物中保存的蓝细菌记录可为古水深提供定量约束(图 5)。通过对研究剖面样品开展精细的镜下鉴定工作,基于形态学特征可识别出 3 种主要的蓝细菌类群,现将种属特征描述如下。

(1)*Girvanella* 菌

种属鉴定为葛万菌科 *Girvanellaceae Luchinina*;葛万菌属 *Girvanella Nicholson and Etheridge*, *Girvanella*;菌种为:*Girvanella kasakiensis Maslov*(刘丽静等, 2011)。

Girvanella 菌镜下表现为弯曲状不规则缠结的钙质圆柱状长细丝,不分叉、无隔板,呈松散交错缠绕,菌群聚集产生更深的阴影,细丝长约 15 μm,丝体外径 5~10 μm,壁厚约 3 μm(图 8-A、B)。*Girvanella* 菌典型形态特征为松散缠绕聚集成团状,具有较大的外径变化。该菌种在生物碎屑丰富的浅水条件下最常见。

(2)*Subtifloria* 菌

种属鉴定为特尼菌科 *Bateneviaceae Korde*;细植菌属 *Subtif loria Maslov*;模式种 *Subtifloria delicata Maslov*;菌种 *Subtifloria* sp.(刘丽静等, 2011)

Subtifloria 菌镜下表现为近平行略微弯曲的管状细丝,紧密聚集成束,排列整齐,直径均匀。钙质管状细丝长 1~2 mm,外径约 20 μm,壁厚 5~6 μm(图 8-D、E)。通常保存在与棘皮动物、双壳类和类球粒有关的碎屑中。与 *Girvanella* 菌的管状形态相似,但 *Subtifloria* 菌管较细长,近似平行,丝束排列更整齐。

(3)*Proaulopora* 菌

种属鉴定为前管菌科 *Proauloporaceae Korde*;前管菌属 *Proaulopora Vologdin*;模式种 *Proaulopora rarissima Vologdin*,菌种 *Proaulopora* sp.(刘丽静等, 2011)。

Proaulopora 菌镜下具有明显分层的钙化管,形成短螺纹状轴环,管径较粗,泥晶质内壁,呈簇状生长。*Proaulopora* 的外径约 80 μm,壁厚约

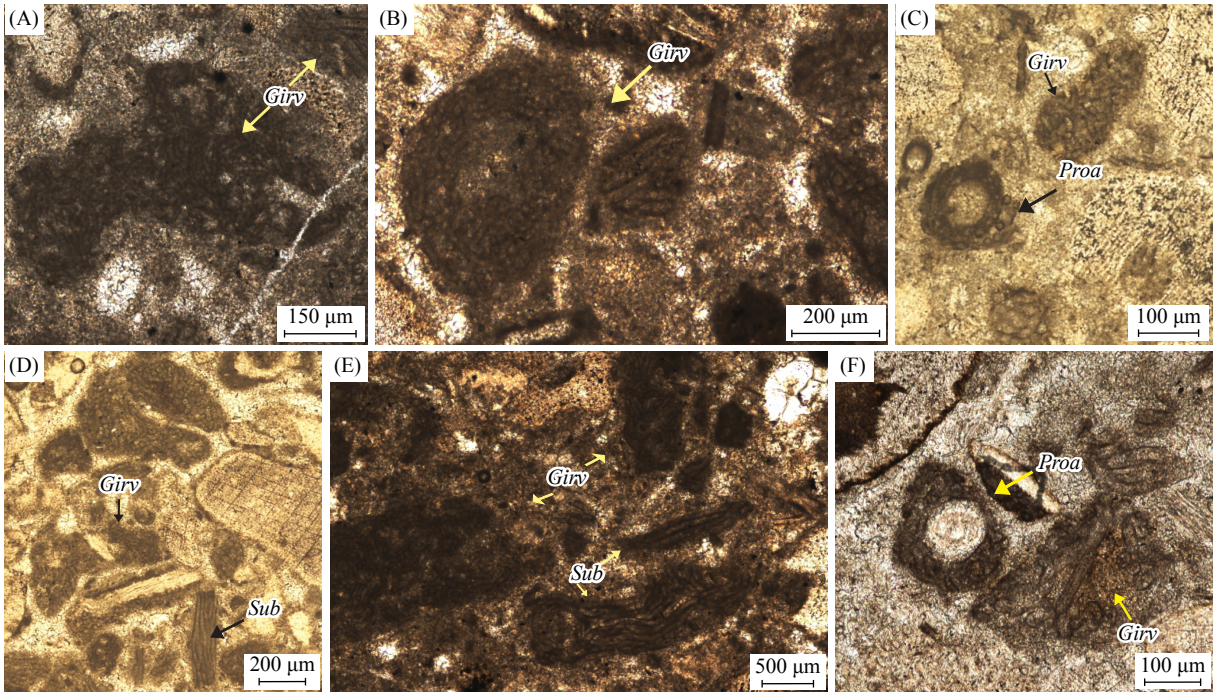


图 8 钙化蓝细菌镜下照片

Fig. 8 Microscope photos of calcified cyanobacteria

(A)*Girvanella* 菌;(B)团状 *Girvanella* 菌;(C)*Girvanella-Proaulopora* 组合;(D)、(E)*Girvanella-Subtilfloria* 组合;(F)*Proaulopora-Girvanella* 组合

(*Girv*. *Girvanella* 菌;*Proa*. *Proaulopora* 菌;*Sub*. *Subtilfloria* 菌)

70 μm，主要特征表现为在横截面上显示出同心的短螺纹状外部轴环（图 8-C、F）。研究区观察到的钙化蓝细菌种群中，*Proaulopora* 菌的数量较少，且常与 *Girvanella* 菌伴生出现。

钙化蓝细菌具备微生物钻孔能力，可依附于生物碎屑边缘进行包裹钻孔，对生物碎屑造成不同程度的钻孔侵蚀（图 9-A～C）。此类吸附于生物碎屑的蓝细菌（如 *Girvanella* 菌）个体较小，菌丝整体沿碎屑边缘延伸分布，厚度较薄（图 9-D），形成暗色圈体。

3.2.2　钻孔微生物

钻孔微生物会造成碳酸盐岩及化石的生物侵蚀，前人对于钻孔痕迹的水深光带分布做了大量实验研究，表明微生物钻孔及遗迹信息同样可用于古水深恢复（Vogel and Marincovich, 2004; Glaub et al., 2007）。本研究对宝塔组中上部灰岩中的钻孔微生物进行形态学观察，多数钻孔微生物具备异养微生物的典型特征，丝体直径较细，分支端元稍粗，可分为 3 类钻孔微生物，具体鉴定性特征如下。

（1）紧密附着于基质、呈网状结构的细丝微生物，具有间隔很近的双歧式分叉，角度近直角，圆柱状丝体中间细，末端较粗，直径 0.5～3.0 μm（图 10-A），据网状结构推测属于绿藻门。（2）呈簇状交错的多条圆柱长丝体，形态像植被根茎，弯曲延展分布于基质之上，中间细，分支端处粗大，长度变化较大，6～10 μm 不等，直径 0.5～2.0 μm（图 10-B、D），推测属于多细胞真菌菌丝。（3）球状个体，独立附着于基质表面，较为少见，直径 1.0～1.5 μm（图 10-C），推测属于真菌菌体（Reolid and Nieto, 2010）。此类铁细菌和真菌等钻孔微生物的生长在弱光和弱氧梯度的水深环境，通常深度位于风暴波基面以下（Mamet and Préat, 2003）。

3.3　碳酸盐岩微相组合

根据上述碳酸盐微相特征及其沉积学解释，桑比阶地层（桥亭剖面的西乡组、海马剖面和安稳剖面的十字铺组）在上扬子区表现出显著的岩性和沉积环境差异（图 3）。基于经典的威尔逊碳酸盐岩台地综合相模式（Wilson, 1975），桥亭、海马及安稳剖面桑比阶地层所表现的碳酸盐岩微相及其组合可分别被解释为蒸发性局限台地相、混积局限台地相和混积开阔台地边缘浅滩相（图 2; Flügel, 2010）。进入凯迪期宝塔组沉积阶段，各研究剖面转变为均一的岩性和碳酸盐岩微相特征；若参考威尔逊模式（Wilson, 1975），宝塔组主体表现出深水陆棚相沉积特征，缺乏台地边缘相关高能相带（颗粒滩及生物礁等）尤其是以重力流沉积为特征的台缘斜坡沉积特征，因而

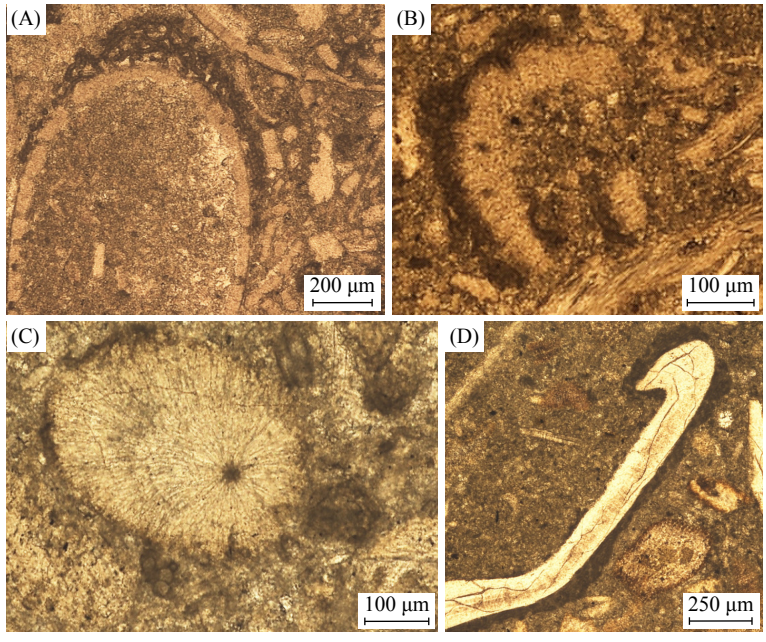


图 9　包裹寄生在生屑边缘的钙化蓝细菌

Fig. 9　Calcified cyanobacteria coating bioclasts

（A）生物碎屑被钙化蓝细菌 Girvanella 菌钻孔；（B）～（D）钙化蓝细菌附着于生物碎屑外围

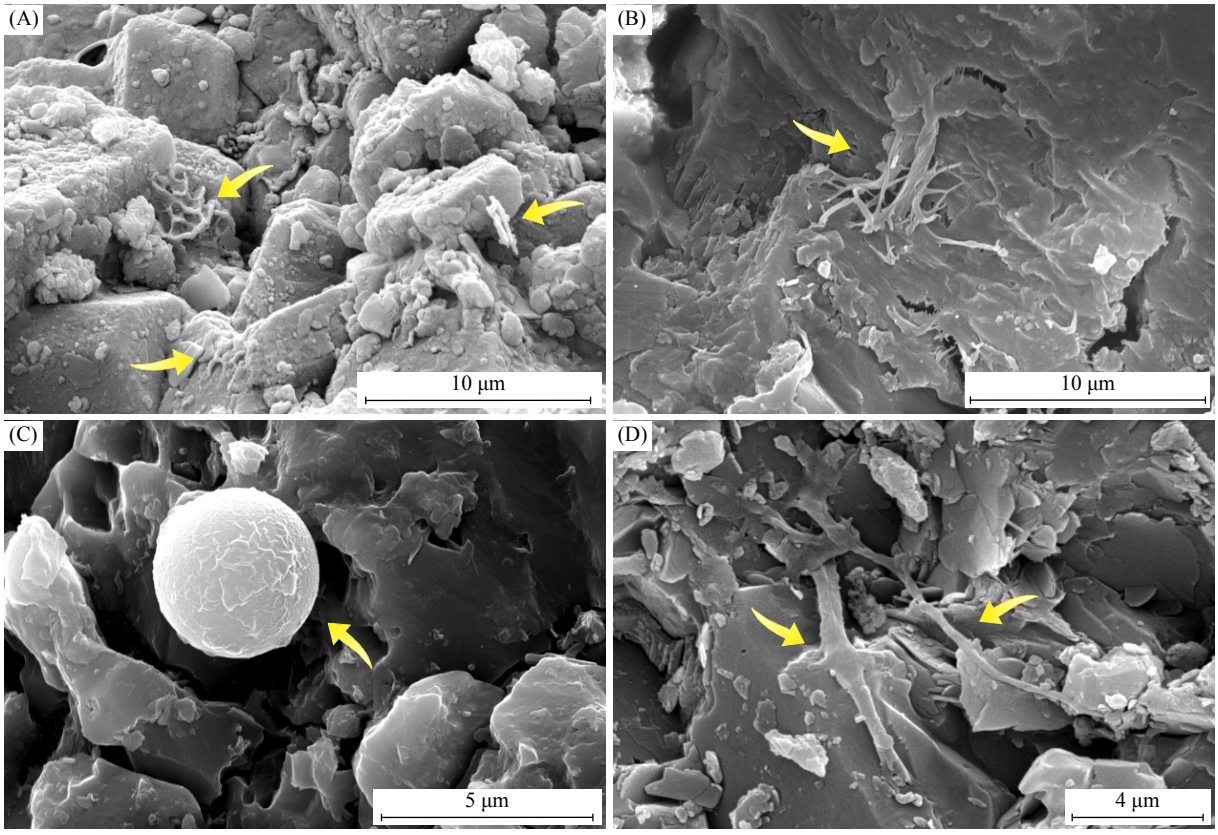


图 10 宝塔组中上部的钻孔微生物

Fig. 10 Microbial endolithic features in the middle and upper Pagoda Formation

(A)网格状绿藻;(B)圆柱分叉菌丝;(C)球状真菌菌体;(D)圆柱真菌丝体

(黄色箭头指示其位置)

本文采用碳酸盐岩缓坡沉积模式(Flügel, 2010; Zeng et al., 2013)来解释宝塔组碳酸盐岩微相组合特征。

3.3.1 蒸发性局限台地相(桥亭西乡组)

局限台地指海水循环受限制、盐度变化较大的浅海,水体能量较低(Flügel, 2010),且受潮汐作用影响显著。桥亭剖面西乡组出现的各碳酸盐岩微相(MF1、MF2、MF3、MF6)均符合此沉积相带特征。

具体而言,这些碳酸盐岩微相表现出盐模、泥裂、潮汐束等特征(图 6),表明浅潮坪环境中海水的蒸发浓缩及阶段性暴露。低生物碎屑含量(图 6)表明局限环境及增强的蒸发导致非正常的高盐度并引起生物多样性显著降低。准同生白云岩化同样可指示潮坪环境中高盐度海水进入地下水循环并参与早期成岩作用(Zeng et al., 2018)。似球粒黏结灰岩(MF6)也可指示盐度增加的浅水局限台地环境(Flügel, 2010)。从古水深角度上来看,桥亭西乡组沉积环境受潮控作用显著,且阶段性暴露,整体古水深在 0～10 m(Immenhauser, 2009)。

3.3.2 混积开阔台地边缘浅滩相(安稳剖面十字铺组)

混积台地相是指以台地碳酸盐岩沉积为主体的碎屑岩−碳酸盐岩混合沉积环境(孙娇鹏等, 2014),后文简称混积台地,按水动力及与开阔海连通性等条件可分为混积局限台地和混积开阔台地(靳晓雨等, 2022)。台地边缘水体浅、水动力强,一般位于海平面之上 5～10 m 水深范围内(Flügel, 2010)。发育在安稳剖面十字铺组的代表性碳酸盐岩微相(MF3、MF7、MF8)之组合可解释为台地边缘浅滩相。

其中,生物碎屑颗粒灰岩(MF7)代表高能浅水浪控条件下的生物碎屑滩(图 7-A);钙质石英砂岩(MF7; 图 6-D)成熟度高,在露头尺度表现出低角度斜层理,是典型的碎屑浅滩特征。二者水动力强度相似,互层出现,指示台地浅滩环境中交替出现的碳酸盐岩沉积和陆源输入对沉积物的控制。钙化蓝细菌泥粒灰岩(MF8;

图 7-B）可能代表滩间水动力相对减弱的区域（Flügel, 2010）；MF8 中出现 *Girvanella-Proaulopora*、*Girvanella-Subtilfloria* 2 种菌群组合（图 8-C、E），皆指示与开阔海相接、高能的台地边缘浅滩环境（Flügel, 2010）。

3.3.3　混积局限台地相（海马剖面十字铺组）

发育在海马剖面十字铺组的代表性碳酸盐岩微相为含陆源碎屑球粒泥粒灰岩（MF4）和含生物碎屑球粒粒泥灰岩（MF5）。二者均指示有陆源输入条件下的低能沉积环境，富球粒可能指示潟湖环境（Flügel, 2010），窄盐度生物碎屑（腕足、海百合等；图 6-C、F）的存在指示与正常海水连通较好。但是，其中生物碎屑含量及多样性相对于安稳剖面显著下降，表明水体相对局限。MF5 存在的潮汐束构造表明潮汐作用影响。钙化蓝细菌组合以 *Proaulopora-Girvanella* 为主（图 8-F），也可指示浅水局限台地环境（刘丽静等，2011）。综合上述特征，将海马剖面十字铺组解释为混积局限台地相（主体为受潮汐影响的潟湖环境）。其水动力受海浪影响相对较弱，表现出一定潮汐作用影响，因而海马剖面十字铺组的古水深变化范围估计为 0～25 m（Immenhauser, 2009）。

3.3.4　碳酸盐缓坡相（宝塔组）

碳酸盐缓坡相的主要沉积特征为倾斜度平缓变化，水体逐渐加深，其间没有明显斜坡转换带。桥亭剖面、海马剖面和安稳剖面 3 个剖面的宝塔组典型碳酸盐岩微相（MF9、MF10、MF11、MF12）及其组合符合缓坡沉积的基本特征。

海马和安稳剖面宝塔组底部发育鲕绿泥石灰岩（MF9），大量出现 *Girvanella-Proaulopora*、*Girvanella-Subtilfloria* 2 种菌群组合（图 8-C、D），指示开阔海条件；其中发育粒序层理（Chen et al., 2023）表明进入风暴浪影响范围。与 MF9 互层出现生物碎屑泥粒灰岩（MF10）未见潮汐层理，表明水动力条件震荡，表明海平面快速上升过程中向内–中缓坡环境转变。

宝塔组中上部以厚层龟裂纹灰岩为主，含有丰富的浮游中华震旦角石，基质支撑、薄壳生物碎屑保留完整，表明水动力弱，因而整体处于风暴浪基面影响范围以下，即外缓坡环境。宝塔组中下部缺乏蓝细菌，取而代之的是绿藻及异养微生物相关组构，进一步表明是由快速海平面上升所导致。

4　讨论

4.1　宝塔组及下伏地层古水深恢复

基于上述对微相、沉积相和微生物组构特征的分析，结合瓦尔特相律理论，可以对宝塔组及下伏地层的古水深演化过程进行探讨。研究剖面中十字铺组、西乡组与宝塔组呈整合接触，分别对应蒸发局限台地与混积开阔、局限台地，皆指示水深<20 m 的正常浪基面之上的浅水环境；进入宝塔组层位，宝塔组底部含鲕绿泥石灰岩具有正粒序的沉积旋回，代表间歇性风暴作用的产物，表明其过渡速度非常迅速，水体快速加深，处于正常浪基面至风暴浪基面以下的较为深水环境，可归属于中–外缓坡相。浪基面深度一般为波长的 1/2，正常浪基面深度为 20～40 m，风暴浪基面深度为 70～120 m。然而不同海岸大陆架结构等差异都会造成海浪影响深度的变化，相似沉积结构也会导致风暴浪基面的深度估算结果不同，例如在加利福尼亚大陆架利用交错层理和由浅水波形成的砾岩层来估算浪基面的深度不超过 10 m，而在里海的估算结果为 25～45 m（Brett et al., 1993）。因此利用浪基面深度恢复宝塔组古水深误差区间较大，需要进一步借助钙化微生物、微生物钻孔等微生物组构精准恢复古水深条件。

底栖微生物包括原核生物与真菌等真核生物（Riding, 1975; Glaub et al., 2007），寄居于海洋碳酸盐沉积物形成大量特征性的叠印痕迹和化石记录（Golubić et al., 1984）。其中，蓝细菌的分布水深范围较广，繁殖丰度与海水的浊度呈反比，因此一般生存于深度不大于 50 m 的热带海洋海水内（范嘉松和吴亚生，2004）。研究区的钙化蓝细菌包括 *Girvanella*、*Subtilfloria*、*Proaulopora* 等典型群落，分布最广、丰度最高的种属是 *Girvanella* 菌，它的原位出现是水深的可靠指示（Swinchatt, 1969; Lauritzen and Worsley, 1974; Günther, 1990）。钙化蓝细菌群大多数集中出现在西乡组、十字铺组顶部和宝塔组下部的似球粒黏结灰岩（MF6）、钙化蓝细菌泥粒灰岩（MF8）和鲕绿泥石灰岩（MF9）中，指示沉积环境属于 10～60 m 的浅水海洋，证明已具有一定的水深基础，宝塔组下部、十字铺组和西乡组处于海侵初始阶段。

利用蓝细菌及其菌落组合指示水深从而恢

复宝塔组时期海侵过程,仅限于水深处于透光带的范围。随着水深增加,太阳光线强度大幅度降低,导致光养的蓝细菌在弱光带至更深部的不透光带难以生存。本研究镜下的微相观察验证了这一理论,鲕绿泥石灰岩微相(MF9)的出现代表宝塔组沉积环境进入内-中缓坡,鲕绿泥石灰岩厚度约 3.5 m,自此微相开始,钙化蓝细菌数量急剧下降,直至角石粒泥灰岩微相(MF11)出现,宝塔组进入外缓坡沉积,钙化蓝细菌已经彻底消失。通过扫描电镜观察位于鲕绿泥石灰岩之上的宝塔组中部和上部灰岩,微生物钻孔以及网状绿藻、球状和丝状真菌等微生物随着地质时间的延续,此类微生物与钻孔痕迹的形态变化相对较小(Knoll and Golubić, 1992),通过有机物降解或有机碳沉降获得能量,主要生存于透光带深部和弱光带等深水环境(Reolid and Nieto, 2010),即表面光强 0.01%～10.00% 的水深层位。在海侵过程中钻孔微生物的生存水深远大于钙化蓝细菌,结合钙化蓝细菌的消失现象,可指示宝塔组中-上部地层沉积的水体环境进一步加深。

为进一步量化宝塔组中-上部地层水深范围,基于古海洋光学条件,采用光强指数衰减模型(公式 1)进行了估算。

$$I(d) = I_0 \cdot e^{-kd} \quad (1)$$

式中:I_0为初始光强(W/m^2);d 为深度(m);k 为介质(海水)的衰减系数(m^{-1})。可推算出表面光强为 0.01%～10.00% 的海水深度大约在 $\frac{2.3}{k}$ 到 $\frac{9.21}{k}$ 之间,在透明的深水中,极小值在波长 470～490 nm 处,其吸收系数 k 为 0.02～0.05/m(钟晓春和李源慧, 2010),从而计算出宝塔组中上部的水深环境为 92.10～153.51 m。因此推测出宝塔组中上部地层的沉积时期水深已超过了 100 m。

综上,上扬子区桑比晚期—凯迪早期的古水深由接近 0 m 快速上升至>100 m,海侵过程为宝塔组龟裂纹构造的形成机制提供了环境线索,随着海平面不断上升,龟裂纹构造可能是在半深海或深海宁静水体中由极低的沉积速率、逐渐增加的上覆压力和化学分异作用等因素的影响下脱水收缩形成(王安东等, 2012),而非暴露条件下的干裂纹或生物活动导致的遗迹构造。

4.2 宝塔组古环境

晚奥陶世桑比晚期—凯迪早期是全球沉积环境的重要转折期,是奥陶纪生物大辐射向奥陶纪末生物灭绝事件转换的关键时期(Fang et al., 2020),扬子台地作为华南奥陶纪主要的近岸浅水沉积区,是探究奥陶纪海洋环境、气候及生物演化成因联系的关键地区。

本文研究结果表明扬子台地在晚桑比期—凯迪期经历了明显的海侵过程。受全球海平面变化影响,上扬子地台自达瑞威尔阶末期开始发生大规模海退,至桑比期(十字铺组和西乡组沉积时期)海平面降至最低,导致扬子地台周缘部分水下隆起的暴露及陆表风化作用的广泛发育,研究区处于较为局限的混积台地环境(图 11-A),生物碎屑多样性整体较低,这也反映在了全球生物多样性统计结果上(Deng et al., 2021);表明了海平面变化可能是台地或陆棚区域生物生活环境和多样性的重要控制因素。

进入凯迪早期(宝塔组底部),海平面快速上升,将附近暴露于水面之上的古陆淹没,古陆表层残积的富铝、铁风化产物及营养盐被搬运至浅海陆棚区域,生产力迅速提高,风暴浪基面以上的区域正处于浅层透光带范围,光养型的蓝细菌底栖群落十分发育,同时开始在风暴浪基面-正常浪基面的区域,对应宝塔组底部,广泛沉积富微生物组构和含铁鲕粒沉积物(图 11-B;陈思等, 2021;Chen et al., 2023)。

凯迪阶中—晚期,气温有所下降,大气 CO_2 浓度回升,海平面持续上升至最高水位,水体加深至>100 m(图 11-C),底栖微生物群落由光能营养型的蓝藻菌类转变为绿藻、真菌等以化学能为主的异养钻孔微生物群落。同时伴随深海缺氧水体间歇性上涌,带来一定的 Fe 和营养元素,进一步促进底栖微生物钻孔菌落的发育,此时沉积环境具有深水基础,并且与大量浮游及深水生物共生(图 11-C)。

扬子台地海平面的快速上升可能对早—中凯迪期扬子区生物多样性上升(对应于奥陶纪生物大辐射事件晚期)的维持产生了重要影响。海侵后浅海面积扩大,形成了更为广泛的和开阔海连通的陆棚区域,因此提供了新的生态位,扩大了海洋中生物生存空间。同时,滨岸线的转移加强海陆与大气之间物质的交换,促进了多向营养物质循环,进而改变整个扬子台地海洋的生态环境,整体上为海洋生物多样性的维持和增长创造

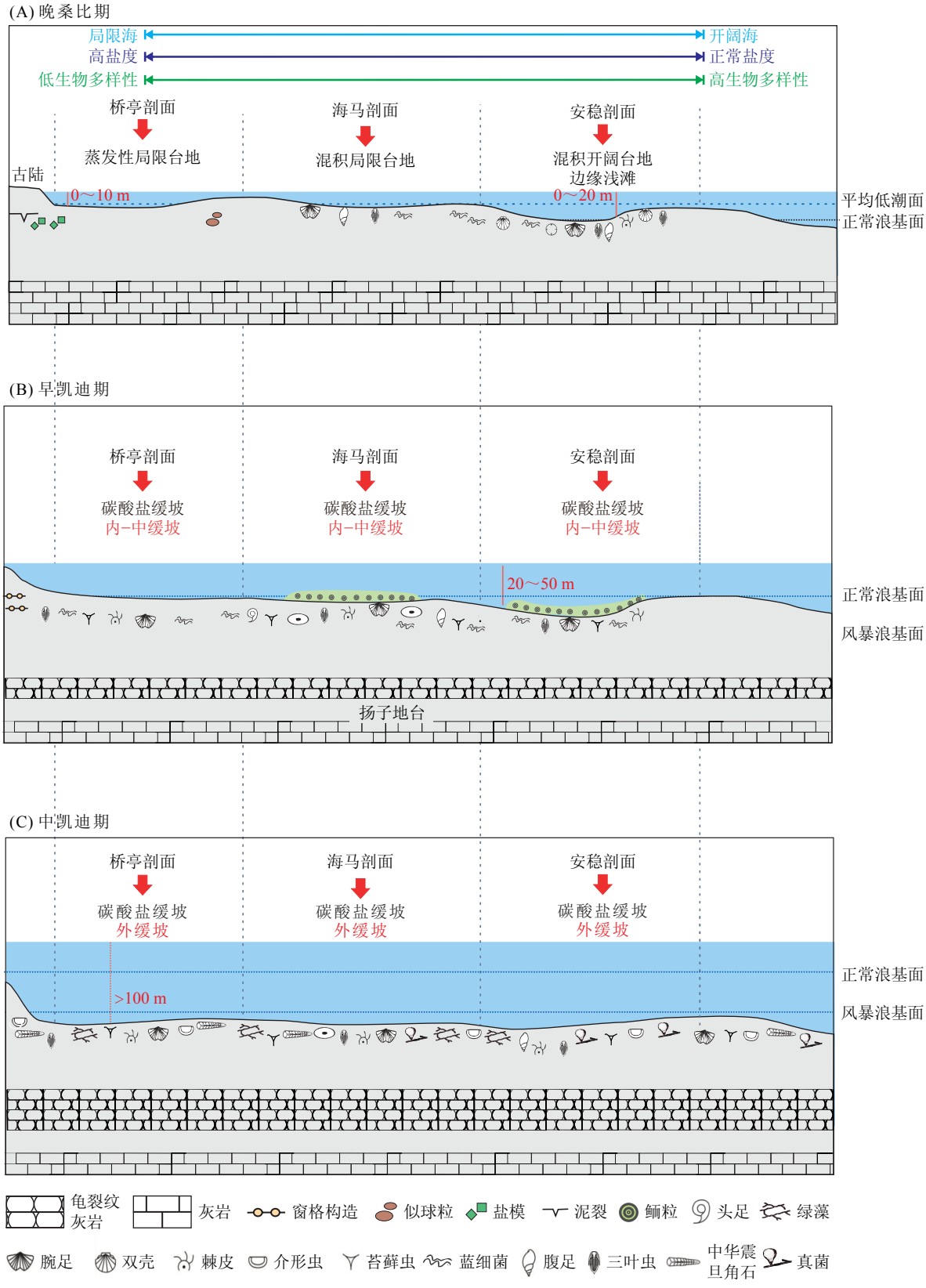


图 11　扬子地台晚桑比期—凯迪期海侵过程及沉积相带演化过程

Fig. 11　Late Sandbian–Katian transgression process of the Yangtze Platform and facies evolution

了有利条件。同时本文推测,海平面大幅上升对古登堡碳同位素正漂事件(GICE)的发生有重要促进作用。GICE是一个全球性的碳扰动事件(Algeo et al., 2016),该事件在扬子台地的宝塔组(桑比晚期—凯迪早期)中首次被确定出现(Bergström et al., 2009)。本文认为,在宝塔组海侵时期更多的有机物输入水体,促进蓝细菌等浮游生物的光合作用,吸收$\delta^{12}C$,使得沉积物中更多$\delta^{13}C$被保留导致$\delta^{13}C$值升高。并且随着水深增加,水下缺氧沉积面积也不断增加,使得有机碳不易被氧化,埋藏速率大大增加,提高了海洋碳酸盐中的$\delta^{13}C$比例,最终在沉积记录中留下了碳同位素正漂信号。

5 结论

(1)研究区共识别出12种微相,总结为蒸发性局限台地相(桥亭西乡组)、混积开阔台地边缘浅滩相(安稳剖面十字铺组)、混积局限台地相(海马剖面十字铺组)和碳酸盐缓坡相(宝塔组)4种碳酸盐岩微相组合,可初步恢复宝塔组及下伏地层古沉积环境快速由浅水变为深水的海侵过程。

(2)研究区发现的3类钙化蓝细菌*Girvanella*、*Subtilfloria*和*Proaulopora*可代表典型的蓝细菌群落,指示研究区沉积环境为深度10~50 m的海水环境;*Girvanella-Proaulopora*和*Girvanella-Subtilfloria*钙化蓝细菌组合指示研究区沉积环境为台地边缘浅滩和开阔台地,*Proaulopora-Girvanella*组合指示较局限的台地环境。

(3)宝塔组中上部灰岩中出现的丝状、球状真菌与网格状绿藻等钻孔微生物指示沉积环境处于水深92.10~153.51 m的不透光带-弱光带,代表研究区进入缺氧缺光条件下的深水环境。综上,四川盆地宝塔组由古水深<20 m的海洋环境,上涨至超过100 m水深的开阔海环境,经历了一次大规模的海侵过程。

利益冲突声明:本文所有作者声明本研究无任何利益冲突。

作者贡献声明:耿婉婷、曾敏负责论文构思、数据分析、研究方法和论文写作;耿婉婷、黄祥锐参与数据分析和技术手段的实践应用和绘图;陈思参与数据分析、研究方法和修改。所有作者均阅读并同意最终稿件的提交。

致谢:感谢论文匿名审稿专家为本文提出的宝贵修改意见,有效提升了文章质量。

[参 考 文 献]

陈均远, 林德斯冲, 张俊明, 1991. 宝塔相——"时尚"于奥陶纪的一种生物沉积作用类型[J]. 远古世界,(1): 28—29.

陈思, 曾敏, 田景春, 等, 2021. 扬子台地西南部奥陶系宝塔组底部含鲕绿泥石灰岩成因意义[J]. 地球科学, 46(9): 3107—3122.

Chen S, Zeng M, Tian J C, et al., 2021. Chamosite-ooidal limestones at the bottom of Ordovician Pagoda Formation in the southwestern Yangtze platform: genesis and paleoenvironmental implications[J]. Earth Science, 46(9): 3107—3122. (in Chinese)

陈旭, 丘金玉, 1986. 宜昌奥陶纪的古环境演变[J]. 地层学杂志, 10(1): 1—15.

范嘉松, 吴亚生, 2004. 从塔北隆起奥陶纪钙藻化石探讨奥陶纪的古环境[J]. 微体古生物学报, 21(3): 251—266.

Fan J S, Wu Y S, 2004. Palaeoenvironmental analyses of Ordovician rocks in the northern uplift of Tarim Basin in terms of calcareous algae and cyanobacteria[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 21(3): 251—266. (in Chinese)

方少仙, 侯方浩, 兰贵, 等, 1994. 川黔地区中奥陶统宝塔组灰岩中"马蹄纹"构造的成因及含油气性[J]. 南方油气地质,(1): 36—40.

Fang S X, Hou F H, Lan G, et al., 1994. Genesis of 'horseheely crack' texture and its hydrocarbon potential in Middle Ordevician Baota limestones in Sichuan and Guizhou[J]. Marine Origin Petroleum Geology,(1): 36—40. (in Chinese)

龚方怡, 2021. 华南扬子台地中、晚奥陶世牙形类与高精度综合地层学研究[D]. 合肥: 中国科学技术大学.

Gong F Y, 2021. Middle and Late Ordovician conodonts and high-resolution integrated stratigraphy in Yangtze region, South China[D]. Hefei: University of Science and Technology of China. (in Chinese)

姬再良, 1985. 华中、西南地区上奥陶统宝塔组的沉积环境初探[C]//中国地质科学院地层古生物论文集编委会. 地层古生物论文集: 第十二辑. 北京: 地质出版社.

靳晓雨, 曾敏, 陈思, 等, 2022. 上扬子台地北缘上奥陶统碳酸盐岩微相及古环境意义[J]. 西北地质, 55(4): 158—174.

Jin X Y, Zeng M, Chen S, et al., 2022. Microfacies and paleoenvironmental significance of Upper Ordovician carbonate rocks in northern margin of the Upper Yangtze Platform[J]. Northwestern Geology, 55(4): 158—174. (in Chinese)

梁艳, 詹仁斌, 2012. 华南上扬子区中奥陶统十字铺组的岩相与生物相[J]. 地层学杂志, 36(3): 558—568.

Liang Y, Zhan R B, 2012. Litho-and biofacies of the Middle

Ordovician Shihtzupu Formation of the upper Yangtze Region, South China[J]. Journal of Stratigraphy, 36(3): 558—568.（in Chinese）

廖纪佳，马思豪，廖明光，等，2017. 奥陶系宝塔灰岩网纹构造成因研究进展及新发现[J]. 沉积学报，35(2)：241—252.

Liao J J, Ma S H, Liao M G, et al., 2017. Research of the origin of network structure in the Ordovician Pagoda limestone: advances and new discovery[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 35(2): 241—252.（in Chinese）

林良彪，余瑜，黄棋琴，等，2017. 川北旺苍地区奥陶系地球化学特征及沉积环境分析[J]. 岩石学报，33(4)：1272—1284.

Lin L B, Yu Y, Huang Q C, et al., 2017. The geochemical characteristics and sedimentary environment analysis of Ordovician in Wangcang region, northern Sichuan Basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 33(4): 1272—1284.（in Chinese）

刘丽静，杨芝林，吴亚生，2011. 新疆塔里木盆地塔中地区上奥陶统良里塔格组钙化蓝细菌化石[J]. 古生物学报，50(4)：492—510.

Liu L J, Yang Z L, Wu Y S, 2011. Calcified cyanobacteria from the upper Ordovician Lianglitage Formation, central Tarim Basin, Xinjiang[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 50(4): 492—510.（in Chinese）

刘特民，陈学时，1981. 黔北宝塔灰岩“马蹄纹”的研究及其成因探讨[J]. 贵州地层古生物论文集，(1)：169—174.

牟传龙，葛祥英，许效松，等，2014. 中上扬子地区晚奥陶世岩相古地理及其油气地质意义[J]. 古地理学报，16(4)：427—440.

Mou C L, Ge X Y, Xu X S, et al., 2014. Lithofacies palaeogeography of the Late Ordovician and its petroleum geological significance in middle-upper Yangtze Region[J]. Journal of Palaeogeography, 16(4): 427—440.（in Chinese）

钱红杉，2021. 上扬子北缘宝塔组龟裂纹灰岩沉积特征及其时空分布[D]. 成都：成都理工大学.

Qian H S, 2021. Sedimentary characteristics and spatial and temporal distribution of turtle crack limestone of Pagoda Formation on the northern margin of the Upper Yangtze[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology.（in Chinese）

舒梁锋，代一丁，朱明，等，2022. 基于沉积构型半定量化恢复古水深：以珠江口盆地白云凹陷为例[J]. 海洋地质前沿，38(5)：51—59.

Shu L F, Dai Y D, Zhu M, et al., 2022. Semi-quantitative restoration of paleobathymetric of Baiyun Sag of Pearl River Mouth Basin based on depositional architecture[J]. Marine Geology Frontiers, 38(5): 51—59.（in Chinese）

苏文博，李志明，陈建强，等，1999. 海平面变化全球可比性的可靠例证——上扬子地台东南缘奥陶纪层序地层及海平面变化研究[J]. 沉积学报，17(3)：345—354.

Su W B, Li Z M, Chen J Q, et al., 1999. A reliable example for Eustacy Ordovician sequence stratigraphy on the southeastern margin of the upper Yangtze platform[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 17(3): 345—354.（in Chinese）

孙汉骁，邢凤存，谢武仁，等，2024. 四川盆地及周缘地区晚奥陶世岩相古地理演化[J]. 岩性油气藏，36(1)：121—135.

Sun H X, Xing F C, Xie W R, et al., 2024. Lithofacies paleogeography evolution of Late Ordovician in Sichuan Basin and its surrounding areas[J]. Lithologic Reservoirs, 36(1): 121—135.（in Chinese）

孙娇鹏，陈世悦，胡忠亚，等，2014. 柴东北缘古生代碎屑岩-碳酸盐岩混积相发育特征及组合模式研究[J]. 天然气地球科学，25(10)：1586—1593.

Sun J P, Chen S Y, Hu Z Y, et al., 2014. Research on the mixed model and developmental characteristic of the clastic-carbonate diamictite facies in the northern Qaidam[J]. Natural Gas Geoscience, 25(10): 1586—1593.（in Chinese）

王安东，周瑶琪，仲岩磊，等，2012. 陕南奥陶系宝塔组灰岩网状裂缝成因[J]. 地球科学——中国地质大学学报，37(4)：843—850.

Wang A D, Zhou Y Q, Zhong Y L, et al., 2012. Causes of reticular cracks in Ordovician Baota Formation limestone in southern Shaanxi[J]. Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 37(4): 843—850.（in Chinese）

汪啸风，2016. 中国南方奥陶纪构造古地理及年代与生物地层的划分与对比[J]. 地学前缘，23(6)：253—267.

Wang X F, 2016. Ordovician tectonic-paleogeography in South China and chrono-and bio-stratigraphic division and correlation[J]. Earth Science Frontiers, 23(6): 253—267.（in Chinese）

汪啸风，陈孝红，2005. 中国各地质时代地层划分与对比[M]. 北京：地质出版社：1—38.

Wang X F, Chen X H, 2005. Stratigraphic division and correlation of each geologic period in China[M]. Beijing: Geological Publishing House: 1—38.（in Chinese）

王泽中，1996. 宝塔灰岩——中奥陶统密集段[J]. 岩相古地理，16(5)：18—21.

Wang Z Z, 1996. Baota Formation: a Middle Ordovician condensed section[J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 16(5): 18—21.（in Chinese）

吴劲薇，夏树芳，1989. 关于“龟裂纹灰岩”成因的探讨[J]. 南京大学学报，25(1)：136—141.

Wu J W, Xia S F, 1989. Notes on the origin of the “polygonal marking” limestones[J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences Edition), 25(1): 136—141.（in Chinese）

吴天琦，何江，赵忠军，等，2022. 古水深确定及盆地地形方法研究——以环县—贺旗地区延长组 8 段为例[J]. 石化技术，29(6)：120—122.

Wu T Q, He J, Zhao Z J, et al., 2022. Determination of paleo water

depth and study of basin topography—taking member 8 of Yanchang Formation in Huanxian-Heqi area as an example[J]. Petrochemical Industry Technology, 29(6): 120—122. (in Chinese)

谢尚克, 汪正江, 王剑, 等, 2010. 綦江观音桥中上奥陶统微量元素地球化学特征[J]. 沉积与特提斯地质, 30(4): 60—65.

Xie S K, Wang Z J, Wang J, et al., 2010. Trace element geochemistry of the Middle and Upper Ordovician strata in the Guanyinqiao Section, Qijiang, Chongqing[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 30(4): 60—65. (in Chinese)

许效松, 万方, 尹福光, 等, 2001. 奥陶系宝塔组灰岩的环境相、生态相与成岩相[J]. 矿物岩石, 21(3): 64—68.

Xu X S, Wan F, Yin F G, et al., 2001. Environment facies, ecological facies and diagenetic facies of Baota Formation, of Late Ordovina[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 21(3): 64—68. (in Chinese)

张琳娜, 樊隽轩, 侯旭东, 等, 2016. 地层数据的常用空间插值方法介绍和比较分析——以上扬子区宝塔组厚度重建为例[J]. 地层学杂志, 40(4): 420—428.

Zhang L N, Fan J X, Hou X D, et al., 2016. Comparison of common spatial interpolation methods in stratigraphic data analysis: a case study of the stratigraphic thickness of the Ordovician Pagoda Formation in the upper Yangtze Region[J]. Journal of Stratigraphy, 40(4): 420—428. (in Chinese)

张文堂, 1962. 全国地层会议学术报告汇编: 中国的奥陶系[M]. 北京: 科学出版社.

钟晓春, 李源慧, 2010. 激光在海水中的衰减特性[J]. 电子科技大学学报, 39(4): 574—577.

Zhong X C, Li Y H, 2010. Attenuation characteristics of laser in the seawater[J]. Journal of University of Electronic Science and Technology of China, 39(4): 574—577. (in Chinese)

周传明, 薛耀松, 2000. 湘鄂西奥陶纪宝塔组灰岩网纹构造成因及沉积环境探讨[J]. 地层学杂志, 24(4): 307—309.

Zhou C M, Xue Y S, 2000. On polygonal reticulate structure of the Ordovician Pagoda Formation of the western Hunan Hubei Area[J]. Journal of Stratigraphy, 24(4): 307—309. (in Chinese)

Algeo T J, Marenco P J, Saltzman M R, 2016. Co-evolution of oceans, climate, and the biosphere during the 'Ordovician Revolution': a review[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 458: 1—11.

Bergström S M, Xu C, Schmitz B, et al., 2009. First documentation of the Ordovician Guttenberg $\delta^{13}C$ excursion (GICE) in Asia: chemostratigraphy of the Pagoda and Yanwashan formations in Southeastern China[J]. Geological Magazine, 146(1): 1—11.

Brett C E, Boucot A J, Jones B, 1993. Absolute depths of Silurian benthic assemblages[J]. Lethaia, 26(1): 25—40.

Chen S, Zeng M, Tian J C, et al., 2023. Microbe-mediated, marine authigenic formation of ooidal chamosite: insights from Upper Ordovician carbonates of the south-western Yangtze Platform (China)[J]. Sedimentology, 70(5): 1655—1678.

Chen X, Zhou Z Y, Fan J X, 2010. Ordovician paleogeography and tectonics of the major paleoplates of China[M]//Finney S C, Berry W B N. The Ordovician Earth system. Boulder: Geological Society of America: 85—104.

Deng Y Y, Fan J X, Zhang S H, et al., 2021. Timing and patterns of the Great Ordovician Biodiversification Event and Late Ordovician mass extinction: perspectives from South China[J]. Earth-Science Reviews, 220: 103743.

Dunham R J, 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture[M]//Ham W E. Classification of carbonate rocks—a symposium. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists: 108—120.

Fang X, Li W J, Zhang J P, et al., 2020. Paleo-environmental changes during the Middle–Late Ordovician transition on the Yangtze Platform, South China and their ecological implications[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 560: 109991.

Flügel E, 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application[M]. Heidelberg: Springer.

Glaub I, Golubić S, Gektidis M, et al., 2007. Chapter 21 - Microborings and microbial endoliths: geological implications[M]//Miller Ⅲ W. Trace fossils. Amsterdam: Elsevier: 368—381.

Golubić S, Campbell S E, Drobne K, et al., 1984. Microbial endoliths: a benthic overprint in the sedimentary record, and a paleobathymetric cross-reference with foraminifera[J]. Journal of Paleontology, 58(2): 351—361.

Golubić S, Campbell S E, Lee S J, et al., 2016. Depth distribution and convergent evolution of microboring organisms[J]. PalZ, 90(2): 315—326.

Golubić S, Perkins R D, Lukas K J, 1975. Boring microorganisms and microborings in carbonate substrates[M]. Heidelberg: Springer: 229—259.

Golubić S, Radtke G, Campbell S E, et al., 2014. The complex fungal microboring trace *Saccomorpha stereodiktyon* isp. nov. reveals growth strategy of its maker[J]. Ichnos, 21(2): 100—110.

Günther A, 1990. Distribution and bathymetric zonation of shell-boring endoliths in recent reef and shelf environments: Cozumel, Yucatan (Mexico)[J]. Facies, 22(1): 233—261.

Immenhauser A, 2009. Estimating palaeo-water depth from the physical rock record[J]. Earth-Science Reviews, 96(1/2): 107—139.

Knoll A H, Golubić S, 1992. Proterozoic and living cyanobac-

teria[M]//Schidlowski M, Golubić S, Kimberley M M, et al. Early organic evolution. Heidelberg: Springer: 450—462.

Lauritzen Ø, Worsley D, 1974. Algae as depth indicators in the Silurian of the Oslo region[J]. Lethaia, 7(2): 157—161.

Liu L J, Wu Y S, Jiang H X, et al., 2016. Calcified rivulariaceans from the Ordovician of the Tarim Basin, Northwest China, Phanerozoic lagoonal examples, and possible controlling factors[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 448: 371—381.

Liu L J, Wu Y S, Jiang H X, et al., 2017. Paleoenvironmental distribution of Ordovician calcimicrobial associations in the Tarim Basin, Northwest China[J]. Palaios, 32(7): 462—489.

Mamet B, Préat A, 2003. Sur l'origine bactérienne et fongique de la pigmentation de l'Ammonitico Rosso (Jurassique, région de Vérone, Italie du nord)[J]. Revue de Micropaléontologie, 46(1): 35—46.

Reolid M, Nieto L M, 2010. Jurassic Fe-Mn macro-oncoids from pelagic swells of the External Subbetic (Spain): evidences of microbial origin[J]. Geologica Acta, 8(2): 151—168.

Riding R, 1975. *Girvanella* and other algae as depth indicators[J]. Lethaia, 8(2): 173—179.

Servais T, Owen A W, Harper D A T, et al., 2010. The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): the palaeoecological dimension[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 294(3/4): 99—119.

Shen J W, Teng J B, Kevin P, 2005. Middle and Late Devonian microbial carbonates, reefs and mounds in Guilin, South China and their sequence stratigraphic, paleoenvironmental and paleoclimatic significance[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 48(11): 1900—1912.

Swinchatt J P, 1969. Algal boring: a possible depth indicator in carbonate rocks and sediments[J]. GSA Bulletin, 80(7): 1391—1396.

Vogel K, Bundschuh M, Glaub I, et al., 1995. Hard substrate ichnocoenoses and their relations to light intensity and marine bathymetry[J]. Neues Jahrbuch für Geologie und Palä ontologie - Abhandlungen, 195(1/2/3): 49—61.

Vogel K, Marincovich Jr L, 2004. Paleobathymetric implications of microborings in Tertiary strata of Alaska, USA[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 206(1/2): 1—20.

Wilson J L, 1975. Carbonate facies in geologic history[M]. New York: Springer.

Zeng M, Ettensohn F R, Spangenberg J E, 2018. Bedding-parallel lenticular soft-sediment deformation structures: a type of seismite in extensional settings?[J]. Tectonophysics, 747/748: 128—145.

Zeng M, Ettensohn F R, Wilhelm W B, 2013. Upper Mississippian (Lower Carboniferous) carbonate stratigraphy and syndepositional faulting reveal likely Ouachita flexural forebulge effects, eastern Kentucky, U. S. A.[J]. Sedimentary Geology, 289: 99—114.