文章编号:1009-3850(2019)03-0011-10

广西来宾二叠系瓜德鲁普统—乐平统界线蓬莱滩 剖面沉积微相演变及其对生物灭绝事件的响应

黄俊亚1、张 伟1、巴 燕1、周红智2,3、杜保军1、宁 勇1

(1. 河南省地质调查院,河南 郑州 450001; 2. 中国地质调查局武汉地质调查中心,湖北
武汉 430205; 3. 中国地质大学(武汉)资源学院,湖北 武汉 430074)

摘要:在中二叠世(瓜德鲁普世)末期发生了一次全球范围的生物灭绝事件,大约有 34% 的海洋无脊椎动物消失,同时发生了全球规模的海退事件。该事件在中国反应为东吴运动,致使华南大部分地区瓜德鲁普统—乐平统之交产 生不整合。广西来宾地区位于扬子地台南缘,在中—晚二叠世时期处于滇黔桂盆地的东部。由于其独特的古地理 位置,来宾地区发育了连续的中—晚二叠世海相沉积,是研究此次生物大灭绝和环境演变的绝佳位置。本文对广西 来宾蓬莱滩瓜德鲁普统—乐平统(G—L)界线剖面沉积微相和生物化石进行了综合研究。研究表明,该剖面 1~7 层 共发育 5 种主要的沉积微相组合,既礁基相组合、礁核相组合、覆礁相组合、礁滩相组合和深水斜坡相组合,生物礁发 育于一个海退序列中。生物碎屑的丰度和类型在 7a 层突然急剧降低,与该剖面碳同位素的负偏和汞异常的出现一 致,但实际上在这一层位只有个别牙形石和菊石消失,生物屑丰度的剧变并不能代表灭绝线,而是对海平面剧变的 沉积响应。

关 键 词:广西来宾;沉积微相;中—晚二叠世;沉积响应;生物灭绝事件 中图分类号:P512.2 文献标识码:A

引言

瓜德鲁普世末期发生的全球规模的大海退事件^[1-3],使得全球范围内缺失瓜德鲁普统到乐平统的连续沉积。在我国,该事件致使华南大部分地区 茅口组与合山组/长兴组/大隆组之间的不整合,缺 失连续的瓜德鲁普统—乐平统(G—L)沉积。而广 西来宾地区当时位于滇黔桂盆地的东侧,瓜德鲁普 世末的大海退并未使该地区暴露出水面,在华南其 它大部分地区接受剥蚀形成广泛的王坡页岩时,该 地区则接受了较完整的海相沉积,这就为研究该时 段的地质历史情况提供了良好的条件。

不同于二叠纪末生物大灭绝,瓜德鲁普世末生物大灭绝的时间、范围、机制、影响力和诱因等目前都没有定论。有学者研究了华南地区中—晚二叠之交的碳同位素记录,认为该事件发生在中卡匹顿期而非瓜德鲁普统—乐平统之交^[4]。但是也有文章认为该时期的碳同位素负偏可能只是区域性的成岩作用造成的,而非全球性的碳循环记录^[5]。对二叠纪海洋无脊椎生物多样性的统计显示,生物多样性从沃德期到长兴期是逐渐平稳下降的,在瓜德鲁普统—乐平统之交属一级的灭绝率只有24%^[6]。

收稿日期: 2019-07-17; 改回日期: 2019-08-12

作者简介: 黄俊亚(1961 –),男,工程师。E-mail;yunzi90h@ qq. com 资助项目: 中国地质调查局(DD20179182)项目资助

但是统计显示碳酸盐岩生产力在瓜德鲁普统—乐 平统之交却有着 89% 的降低^[7],在中二叠世十分繁 盛的后生动物礁突然在吴家坪期变得十分稀少^[8]。 华南地区的研究显示,不同类型的生物在这次事件 中的表现并不一致^[9],蜒类是受打击最大且最早的 类群^[10],但是非蜒有孔虫却没有受到明显的影 啊^[11]。珊瑚类在 Jinogondolella granti 牙形石带随 着生物礁一起灭绝^[12-13]。典型的瓜达鲁普世腕足 类在 Jinogondolella xuanhanensis 带即已灭绝,随后 被乐平世类型腕足所取代^[14]。牙形石类和菊石类 的灭绝较晚,都在瓜德鲁普统—乐平统界线附近被 乐平世的典型分子所取代^[15],可能指示营游泳生活 的动物较晚发生灭绝。对于苔藓动物,似乎在这次

乐平世的典型分子所取代^[15],可能指示营游泳生活 的动物较晚发生灭绝。对于苔藓动物,似乎在这次 大灭绝中没有受到严重打击,没有发现属一级的灭 绝,这可能与苔藓动物较强的环境适应能力和较为 广泛的分布有关。总之,瓜德鲁普统一乐平统之交 生物与环境事件还有待更多的研究,任何新的研究 都会为揭秘该时期生物与环境变化提供帮助。本 文对广西来宾蓬莱滩剖面沉积微相和生物化石进 行了详细研究,以期能够为深入理解该事件提供更 多的线索。

1 剖面介绍

中一晚二叠世之交,扬子台地位于古特提斯洋 东部的低纬度地区(图1A)。广西来宾市地处广西 中部,位于桂林与南宁的中间。中一晚二叠世之 交,来宾位于滇黔桂盆地的东部(图1B)。自泥盆 纪以来,滇黔桂盆地的断裂构造活动较强,逐渐形 成了台地与盆地相间的古地理格局,而来宾则正处 于深水盆地与台地斜坡的交界处。本文研究的蓬 莱滩剖面(GPS:N23°41′43″,E109°19′16″)位于广西 省来宾市以东约20km处,位于来宾向斜的东翼,沿 红水河南北两岸出露(图1C),蓬莱洲江心岛上亦 有较好的剖面出露。蓬莱滩剖面也是国际地层委 员会确定的瓜德鲁普统一乐平全球界线层型和点 (GSSP),以牙形石 Clarkina postbitteri postbitteri 的首 现作为乐平统的底界。





A. 晚二叠世全球古地理图; B. 华南晚二叠世古地理图, ELIP 指示峨眉山大火成岩省的位置; C. 来宾向斜地质图, 黄色五角星指示蓬莱滩剖面 位置 底图引自文献^[7]

Fig. 1 A. Global palaeogeographic map during the Late Permian; B. Palaeogeographic map of South China during the Late Permian;C. Geological map of the Laibin geosyncline, showing the location of the Penglaitan section (after Flugel et al., 2002)



图 2 蓬莱滩剖面综合柱状图(包括岩相、化石统计、海平面变化等)(层号及牙形石带引自文献^[15]) Fig. 2 Composite column through the Penglaitan section in Laibin (after Ehiro et al., 2008)

蓬莱滩剖面地层连续且出露良好,研究程度高,是全球范围内二叠系的代表性剖面,位于来宾向斜的东翼,向西10km左右的铁桥剖面作为辅助参考剖面(图1C)。本文研究的对象为蓬莱滩剖面 茅口组顶部的来宾灰岩和合山组底部的硅质岩,即 文献^[15]中的1~7层(图2)。来宾灰岩厚约11m, 下部主要由灰白色中 – 厚层状硅质灰岩组成,中部 主要为厚层状泥质灰岩,上部为中 - 薄层状生物碎 屑灰岩。生物礁主要发育在来宾灰岩的1~4层,5 ~6 层为海百合滩相沉积的生物碎屑灰岩,瓜德鲁 普统—乐平统界线位于6k层的底部。来宾灰岩中 的各类生物十分丰富,主要为苔藓虫、腕足、珊瑚、 藻类、海绵和有孔虫等底栖类型生物。合山组底部 则主要为层状硅质岩,偶夹灰岩结核,生物面貌较 为单一,以放射虫和海绵居多。

前人已经从古生物学、地球化学、地层学等方 面对蓬莱滩剖面开展了许多研究工作,如建立了详 细的牙形石生物带[16],详细研究和归纳了该剖面的 各类古生物^[8,13]。不同学者分析了该剖面的沉积 相、沉积环境^[3]以及生境型^[17],认为大规模的海退 事件是导致该时期生物大灭绝的重要原因。地球 化学方面,不同学者研究了无机碳同位素的变化, 均发现瓜德鲁普统—乐平界线层位的碳同位素负 偏^[5,18]。蓬莱滩和铁桥剖面的多硫同位素组成也得 到了深入研究,发现多次的硫化海水上涌是造成该 时期生物大灭绝的主要原因之一^[19]。蓬莱滩剖面 的草莓状黄铁矿粒径变化也得到了研究,同时发现 海洋缺氧是造成生物灭绝的重要原因[16]。在该剖 面瓜德鲁普统—乐平统界线上下也发现了汞含量 的异常升高,证实了峨眉山大火成岩省的爆发与该 次生物灭绝在时间上的一致性[13]。

2 样品采集与分析方法

岩石切片样品按照每层 5~10 件样品进行采 集,经过室内磨制垂向薄片,共得到岩石薄片 55 张,薄片制作采用的标准规格为 2.2 cm×2.2 cm。 镜下微相观察的重点是 区分岩石中的生物类型、磨 蚀程度、岩石组分、颗粒粒度及沉积组构。结合野 外观察的岩石宏观标志,对该剖面碳酸盐岩进行微 相分析。对所有生物碎屑按门类分别测取化石颗 粒长轴,统计各类化石长轴之和,最终计算出门类 化石单位面积含量^[20]。利用这种方法定量地分析 瓜德鲁普统—乐平统转折期各门类生物的丰度 变化。

3 沉积微相研究

3.1 沉积微相类型及相分析

根据野外岩石宏观沉积特征及镜下特征(化石 组合类型、颗粒类型及大小、胶结方式、磨蚀程度 等),在蓬莱滩剖面自下而上共识别出5种沉积微 相组合。

3.1.1 礁基相组合(第0~1层)

主要由生物碎屑粒泥灰岩和中层状硅质灰岩 微相组成。镜下观察,生物碎屑粒泥灰岩为泥晶充 填,生物屑含量约30%(图2)。硅质灰岩为泥晶基 质(占比约80%~95%),未见生物屑。该组合的岩 相学和古生态学特征指示了低能、安静和较为深水 的沉积环境,作为之后生物礁发育的平坦基底。

3.1.2 礁核相组合(第2~4层)

该组合包含4种微相类型,既腕足壳粒泥灰岩、 苔藓虫-Tubiphytes 粒泥灰岩/泥粒灰岩、珊瑚骨架岩 和苔藓虫障积岩微相。腕足壳粒泥灰岩微相(第 2a-2c 层)由深灰色中薄层状泥质灰岩组成,核心部 分呈穹隆状,向两翼逐渐减薄(图 3A)。镜下观察, 泥晶基质,生物屑含量相对较多(图2),以腕足壳和 腕足刺为主(图 3B-D)。苔藓虫-Tubiphytes 粒泥灰 岩微相主要由厚层状泥质灰岩组成,构成生物礁的 主体。生物碎屑含量在 30% ~ 50% 之间,种类丰 富,包含苔藓虫、古石孔藻、腕足、有孔虫(图 3F)、 Tubiphytes 和腹足,大多数化石保存较好,未见明显 磨蚀,无定向。以上特征指示了开阔、中等能量的 浅海沉积环境。珊瑚骨架岩微相见于第2c层和第 4 层,珊瑚保存完整,亮晶胶结。苔藓虫障积岩微相 主要由泥粒灰岩或粒泥灰岩组成,基质主要为泥 晶。生物碎屑丰富,据统计约占55%~88%的面 积。生物的主要类型为苔藓虫、海百合和腕足,次 要类型为藻类、海绵、有孔虫和非海百合的其它棘 皮类(图 3E),部分苔藓虫会缠绕在其它生物的外 围。部分生物屑的磨蚀程度较高,指示它们可能搬 运自浅水、高能的环境。

3.1.3 覆礁相组合(第5层)

该组合主要由硬底构造粒泥灰岩/颗粒灰岩微 相和交错层理(图4A)粒泥灰岩/颗粒灰岩微相组 成(图4B)。镜下观察,生物屑的类型和丰度都很 高,生物屑占比约为70%~80%,亮晶胶结。主要 生物类型为海百合(图4C)、苔藓虫和藻类,次要生 物类型为腹足(图4F)、有孔虫(图4D-E)、三叶虫和 其它非海百合的棘皮动物,另外可见较为丰富的实 心或空心状钙球。综合野外宏观和薄片下微观特 征,该相组合指示好天气风暴浪基面附近的浅海 环境。

3.1.4 浅滩相组合(第6层)

该组合包含3种沉积微相:海百合滩颗粒灰岩、 生物碎屑泥粒灰岩/颗粒灰岩和垂直钻孔颗粒灰 岩。该微相组合以颗粒灰岩为主,亮晶胶结,颗粒 基本由各种类型的生物碎屑组成,生物碎屑约占整 个薄片的80%~95%。与下部的沉积微相相比,其 生物碎屑的含量更高,但是生物的类型并未变得丰 富,主要包括海百合、藻类、苔藓虫(图5E)、非海百 合棘皮类、海绵、腹足类和三叶虫(图5D)。海百合 茎在本文中的大多数微相中都有出现,但是在浅滩 相组合中最为丰富。另外,苔藓虫也很多,但多数 保存并不太完整,难以进行种属鉴定。在浅滩相组 合中也发现了较为丰富的钙球。最后,在第6层顶 部发育很多垂直钻孔遗迹化石 Skolithos(图5A),直 径约1cm,深度约10cm。根据野外宏观和薄片下微 观特征,海百合滩颗粒灰岩(图5B)和生物碎屑颗 粒灰岩(图5C)相组合指示开阔、高能的沉积环境, 遗迹化石 Skolithos 指示间歇性暴露的环境如浅海潮 下带或者潮间带。因此,浅滩相组合自下而上指示 海水逐渐变浅的序列。

3.1.5 深水斜坡相组合(第7层)

该组合包含层状硅质岩微相和含灰岩结核层 状硅质岩两种微相。硅质岩单层厚度一般在5~ 10cm(图6A),层面上偶见菊石印痕,野外可见若干 层黄色粘土岩。镜下观察发现,水平纹层较为发 育,黄铁矿晶体常平行于纹层发育,生物较为稀少, 且硅质岩中仅见海绵骨针(图6B)和放射虫(图 6D)两种生物。灰岩结核为粒泥灰岩,生物碎屑较 少(图6C,E)。综合野外宏观和薄片下微观特征, 该相组合指示了一个水深在碳酸盐补偿深度附近 的深水、安静沉积环境。



图 3 蓬莱滩剖面化石特征

A. 蓬莱滩剖面第2层; B. 腕足壳粒泥灰岩; C. 腕足壳; D. 腕足刺; E. 棘皮动物刺; F. 有孔虫。红色比例尺为500μm, 白色比例尺为100μm Fig. 3 Fossil type in the reef core facies association in the Penglaitan section

A. Bed 2 in the Penglaitan section; B. brachiopod wackestone; C. brachiopod shells; D. brachiopod spines; E. echinoderm spines;F. foraminifera



A. 交错层理; B. 生物屑颗粒灰岩; C. 海百合茎; D-E. 有孔虫; F. 腹足类。红色比例尺为 500μm, 白色比例尺为 100μm Fig. 4 Fossil types in the reef cap facies association in the Penglaitan

A. cross beddings; B. bioclastic grainstone; C. crinoid stems; D-E. foraminifera; F. gastropods



图 5 野外露头及镜下的生物组合 A.垂直钻孔,顶面;B.海百合滩;C.生物碎屑颗粒灰岩;D.三叶虫;E.苔藓虫。红色比例尺为500µm,白色比例尺为100µm Fig. 5 Fossil types in the shoal facies association in the Penglaitan section A. vertical burrows; B. crinoid bank; C. bioclastic grainstone; D. trilobite; E. bryozoans



图 6 地层层理及生物组合

A. 层状硅质岩; B. 海绵骨针; C, E. 硅质岩镜下特征, 生物稀少; D. 黑色尖头指示放射虫。红色比例尺为 500μm, 白色比例尺为 100μm
 Fig. 6 Fossil types in the deep-water slope facies in the Penglaiton section

A. bedded siliceous rocks; B. sponge spicules; C and E. siliceous rocks with scarce organisms; D. radiolarians

3.2 生物颗粒变化

为了探究蓬莱滩剖面在瓜德鲁普统—乐平统 过渡期各门类生物组分的变化情况,在薄片观察 时,按照前文所述的方法,对其中的生物颗粒进行 了定量记录,分别统计并计算出每张薄片中各门类 化石颗粒单位面积的百分含量(图7)。

生物屑的丰度的类型在第1~2a 层较低,约占 5%到18%,生物碎屑主要来自海百合、苔藓虫、藻 类、有孔虫和海绵。向上生物碎屑的丰度开始上 升,除了第2c(26%)和第3c~1(30%)以外,第2b 到第3c 层生物屑约占总面积的41%到60%。主要 生物类型包括海百合、苔藓虫、腕足和藻类,次要生 物类型包括有孔虫、珊瑚、介形虫、腹足类和双壳 类。在第4~6 层,生物屑的含量逐渐从约60%升 高到约90%,总体上比第2~3 层高25%以上。生 物屑的类型主要为海百合、苔藓虫和藻类,次要类 型包括腕足类、有孔虫和珊瑚,其它生物如介形虫、 腹足类、三叶虫和海绵只偶尔在某些层位观察到。

从图7中明显可以看出生物碎屑在第1~6层

自下而上其丰度有逐渐上升的趋势,生物类型绝大 部分为浅海底栖生物,如海百合、腕足类、珊瑚、海 绵、有孔虫、藻类、苔藓虫、腹足类、双壳类、介形虫和三 叶虫。在整个瓜德鲁普世最末期的 Jinogondolella xuanhanensis 牙形石带到 Clarkina postbitteri hongshuiensis带,生物屑的丰度和类型都没有出现 明显的下降(图2,7)。瓜德鲁普统—乐平统界线位 于第6k 层的底部,6k 层为厚度不大的颗粒灰岩,薄 片下观察其化石碎屑类型和丰度与第6层下部其它 层位并无二致。也就是说,在瓜德鲁普统—乐平统 界线之上的吴家坪期最早期,沉积微相与瓜德鲁普 世最末期一致。沉积微相在第7层发生了明显的改 变,岩性由碳酸盐岩转变为硅质岩,生物碎屑的丰 度与类型也突然大幅降低。因此,从沉积学的角度 来看,蓬莱滩剖面瓜德鲁普统—乐平统之交的生态 系统变化发生于吴家坪早期。

3.3 海平面变化

海平面变化很大程度上控制着沉积微相的变 化。因此,可以通过沉积微相的变化来推测海平面



图 7 蓬莱滩剖面生物屑类型及丰度变化百分含量饼图

1=海百合;2=腕足;3=苔藓虫;4=藻类;5=有孔虫;6=珊瑚;7=海绵;8=放射虫;9=介形虫;10=腹足;11=三叶虫;12=双壳;13=泥晶; 14=空洞;15=其它碎屑

Fig. 7 Pie charts showing percentage contents of the abundance and diversity of fossil fragments 1 = crinoids; 2 = brachiopods; 3 = bryozoans; 4 = algae; 5 = fpraminifera; 6 = corals; 7 = sponges; 8 = radiolarians; 9 = ostracods; 10 = gastropods; 11 = trilobites; 12 = bivalves; 13 = micrite; 14 = cavity; 15 = other fragments

的变化。礁基相(第0~1层)的主要岩性为中-薄 层状硅质灰岩,生物组合以放射虫、海绵和菊石为 主,代表较为深水的沉积环境。来宾灰岩(第1~6 层)明显代表了一个海退序列[21-22],但是此处海平 面并非简单的持续下降,沉积微相研究显示海平面 经历了一定得波动才最终在第6k层达到最低点。 海平面在第2c层降到了第一个低点,第3a层是生 物礁的第一个生长阶段,海平面没有明显变化。一 般情况下,在海平面上升期灰泥沉积较多,在海平 面下降期颗粒沉积较多。相分析显示海平面在第 3c 层先升后降,代表生物礁的第二个生长阶段。在 第4~6层,海平面继续下降直到在第6k层达到最 低点,代表了本次海退序列的结束。沉积相在第7 层发生了明显的变化,指示沉积环境从浅水潮间带 迅速转变为深水斜坡,代表了一次极为快速的海侵 序列。

4 讨论

生物灭绝发生的时间和模式是生物大灭绝研 究中的基本问题,但是对于瓜德鲁普世末生物大灭 绝,学者们对于其灭绝时机还有一定的争议。一种 观点认为这次大灭绝发生在中卡匹顿期,对应 *Jinogondolella altudaensis*到*J. prexuanhanensis* 牙形 石带,因为蜓类在这一时期出现了明显的消亡,同 时期在华南部分剖面也检测出了约-6%。的碳同位素 显著负异常^[4,10]。但是,其它门类生物的危机并没 有发生得这么早,而且也有研究发现全球其它剖面 在中卡匹顿期并没有出现明显的碳同位素负异常。 华南个别剖面出现的显著负异常是局部地区成岩 作用造成的,该时期并不存在全球一致的碳同位素 负偏现象^[4]。另一种观点认为瓜德鲁普世末生物 灭绝具有选择性灭绝和不等时灭绝两大特征^[14,23]。 的确, 蜒类在这次事件中遭受的打击就远大于有孔 虫类^[24]。高时间精度的研究也显示底栖类型生物 (如蜓类、珊瑚、腕足)相对来说更早灭绝, 游泳类型 生物(如牙形石和菊石) 一般在瓜德鲁普统—乐平 统界线附近才灭绝。而且在中二叠世类型的属种 灭绝之后, 新的晚二叠世类型的属种会迅速出现, 由此造成瓜德鲁普统—乐平统之交的生物多样性 曲线并不会有显著的凹陷。

这种特殊的灭绝模式使得学者们很难去定义 一个精准的灭绝线或是灭绝期,虽然本文中发现生 物屑在 Clarkina postbitteri postbitteri 带有一个巨幅的 降低,与该剖面碳同位素的负偏和汞异常的出现一 致^[13,18],但实际上在这一层位只有个别牙形石和菊 石消失。生物屑丰度的剧变并不能代表灭绝线,而 是对海平面剧变的沉积响应。

对蓬莱滩剖面的海平面变化分析显示在瓜德 鲁普统—乐平统之交海平面的变化十分迅速,晚瓜 德鲁普世的全球规模大海退造成的栖息地丧失也 被认为是造成瓜德鲁普世末生物大灭绝的重要原 因^[22]。但是在该次事件中,并非所有的生物都是在 海退序列中灭绝的,说明海平面的下降至少不是该 时期生物灭绝的唯一原因^[17]。瓜德鲁普世末峨眉 山大火成岩省爆发造成的温度剧变^[25]、海洋缺 氧^[11,19]和大规模海退等因素可能共同作用造成了 古海洋生态系统的危机。

5 结语

(1)广西来宾蓬莱滩剖面第1~7层共包含五种沉积微相组合,既礁基相组合、礁核相组合、覆礁 相组合、礁滩相组合和深水斜坡相组合。

(2)来宾灰岩代表了一个海退序列,海平面在 这一时期波动降低,在第6k层达到最低,然后又迅 速上升。

(3)该剖面生物屑丰度和类型的变化主要受海 平面变化的影响,生物屑丰度截然降低的层位并不 一定指示灭绝线。

(4)峨眉山大火成岩省爆发造成的温度剧变、 海洋缺氧和大规模海退等因素可能共同作用造成 了古海洋生态系统的危机。

参考文献:

- Haq B U, Schutter S R. A chronology of Paleozoic sea-level changes [J]. Science, 2008, 322: 64-68.
- [2] Chen Z Q, George A D, Yang W R. Effects of Middle-Late Permian sea-level changes and mass extinction on the formation of the Tieqiao skeletal mound in the Laibin area, South China [J]. Australian Journal of Earth Sciences, 2009, 56: 745 - 763.
- [3] 邱振,孙枢,王清晨,等.瓜德鲁普统一乐平统全球界线层型剖 面沉积相和层序地层[J]. 沉积学报,2014,32(3):429-441.
- [4] Wignall P B, Sun Y D, Bond D P G, et al. Volcanism, Mass Extinction, and Carbon Isotope Fluctuations in the Middle Permian of China[J]. Science, 2009, 324: 1179-1182.
- [5] Jost A B, Mundil R, He B, et al. Constraining the cause of the end-Guadalupian extinction with coupled records of carbon and calcium isotopes[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2014, 396:201-212.
- [6] Clapham M E, Shen S Z, Bottjer D J. The double mass extinction revisited: reassessing the severity, selectivity, and causes of the end-Guadalupian biotic crisis (Late Permian) [J]. Paleobiology, 2009, 35:32-50.
- [7] Flügel E, Wolfgang K. Patterns of Phanerozoic reef crises [C].
 Tulsa: SEPM Special Publication, No. 72, 2002. 691 733.
- [8] Huang Y G, Chen Z Q, Zhao L S, et al. Restoration of reef ecosystems following the Guadalupian-Lopingian boundary mass extinction: Evidence from the Laibin area, South China [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2019, 519: 8 -22.
- [9] Shen S Z, Wang Y, Henderson C M, et al. Biostratigraphy and lithofacies of the Permian System in the Laibin-Heshan area of Guangxi, South China[J]. Palaeoworld, 2007, 16: 120 – 139.
- [10] Bond D P G, Hilton J, Wignall P B, et al. The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in the oceans [J]. Earth-Science Reviews, 2010, 102: 100-116.
- [11] Zhang G J, Zhang X L, Li D D, et al. Widespread shoaling of sulfidic waters linked to the end-Guadalupian (Permian) mass extinction[J]. Geology, 2015, 43:1091-1094.
- [12] Wang X D, Sugiyama T. Middle Permian rugose corals from Laibin, Guangxi, South China [J]. Journal of Paleontology, 2001, 75:758-782.
- [13] Huang Y G, Chen Z Q, Zhao L S. Biotic responses to volatile volcanism and environmental stresses over the Guadalupian-Lopingian (Permian) transition[J]. Geology, 2019, 47: 175 – 178.
- [14] Shen, S Z, Shi G R. Latest Guadalupian brachiopods from the Guadalupian/Lopingian boundary GSSP section at Penglaitan in Laibin, Guangxi, South China and implications for the timing of the pre-Lopingian crisis [J]. Palaeoworld, 2009, 18: 152 -161.
- [15] Ehiro M, Shen S Z. Permian ammonoid Kufengoceras from the uppermost Maokou Formation (earliest Wuchiapingian) at Penglaitan, Laibin Area, Guangxi Autonomous Region, South

China[J]. Paleontological Research, 2008, 12: 255-259.

- [16] Mei S L, Jin Y G, Wardlaw B R. Conodont succession of the Guadalupian-Lopingian boundary strata in Laibin of Guangxi, China and West Texas, USA [J]. Palaeoworld, 1998, 9: 53 -76.
- [17] 韦雪梅,江增光,白玛曲宗,韦恒叶.广西来宾蓬莱滩剖面瓜 德鲁普统一乐平统(G-L)界线生境型及其意义[J].东华理 工大学学报(自然科学版),2016,39(4):331-340.
- Wang W, Cao CQ, Wang Y. The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian-Guadalupian boundary[J].
 Earth and Planetary Science Letters, 2004, 220:57 - 67.
- [19] Wei H Y, Wei X M, Qiu Z, et al. Redox conditions across the G-L boundary in South China: Evidence from pyrite morphology and sulfur isotopic compositions [J]. Chemical Geology, 2016, 440: 1-14.
- [20] 王钦贤,童金南,宋海军,杨浩. 湖南慈利康家坪剖面二叠纪-三叠纪之交的生态系演变[J]. 中国科学(D辑:地球科学), 2009,39(9):1239-1247.

- [21] Jin Y G, Shen S Z, Henderson C M, et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the boundary between the Capitanian and Wuchiapingian stage (Permian) [J]. Episodes, 2006, 29: 253 - 262.
- [22] Qiu Z, Wang Q C, Zou C, et al. Transgressive-regressive sequences on the slope of an isolated carbonate platform (Middle-Late Permian, Laibin, South China) [J]. Facies, 2014, 60: 327 - 345.
- [23] 陈军,徐义刚. 二叠纪大火成岩省的环境与生物效应:进展与 前瞻[J]. 矿物岩石地球化学通报,2017,36:374-393.
- [24] Zhang Z, Wang Y, Zheng Q F. Middle Permian smaller foraminifers from the Maokou Formation at the Tieqiao section, Guangxi, South China[J]. Palaeoworld, 2015, 24: 263 - 276.
- [25] Chen B, Joachimski MM, Sun Y D, et al. Carbon and conodont apatite oxygen isotope records of Guadalupian-Lopingian boundary sections: Climatic or sea-level signal [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2011, 311: 145 – 153.

Sedimentary microfacies and sedimentary responses to the biotic extinction events within the Penglaitan section at the Guadalupian-Lepingian (Permian) boundary in Laibin, Guangxi

HUANG Junya¹, ZHANG Wei¹, BA Yan¹, ZHOU Hongzhi^{2, 3}, DU Baojun¹, NING Yong¹ (1. Henan Institute of Geological Survey, Zhengzhou 450001, Henan, China; 2. Wuhan Center, China Geological Survey, Wuhan 430205, Hubei, China; 3. School of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

Abstract: A global biotic extinction event once took place at the end of the Middle Permian (Guadalupian), and directly led to the disappearance of approximately 34% of marine invertebrates. The marine regression also occurred on a global scale during the periods. This event is responsible for the initiation of the Dongwu movement in China, which resulted in the widespread unconformities at the Guadalupian-Lepingian (Permian) boundary in most parts of China. Meanwhile, the Middle-Late Permian marine deposits were developed in the Laibin region located on the southern margin of the Yangtze platform. The emphasis in this study is placed on sedimentary microfacies and organic fossils in the Penglaitan section, a GSSP section in the eastern part of the Laibin geosyncline. Five types of sedimentary microfacies associations are recognized in the 1-7 beds of the section, including reef base, reef core, reef cap, shoal and deep-water slope microfacies associations. The abundance and diversity of fossil fragments suddenly decreased in Bed 7a, which agrees with the observations of negative carbon isotope excursion and large mercury content anomaly in the Penglaitan section. However, only a few of conodont and ammonoid species appear in this horizon. The authors contend that the sharp decrease of fossil fragments represent the sedimentary responses to sea-level changes rather than the biotic extinction horizon at the Guadalupian-Lepingian (Permian) boundary.

Key words: Laibin in Guangxi; sedimentary microfacies; Middle-Late Permian; sedimentary response; biotic extinction event