论文

南盘江地区二叠纪-三叠纪之交浅水台地古氧相研究

宋虎跃^①, 童金南^{①*}, 田力^①, 宋海军^①, 邱海鸥^②, 朱园园^③, Thomas J ALGEO^{①④}^① 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 武汉 430074;^② 中国地质大学材料科学与化学工程学院, 武汉 430074;^③ 武汉地质调查中心, 武汉 430223;^④ University of Cincinnati, Cincinnati OH 45221-0013, USA

* 联系人, E-mail: jntong@cug.edu.cn

收稿日期: 2013-06-28; 接受日期: 2013-11-01; 网络发表日期: 2014-05-12

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2011CB808800)、国家自然科学基金项目(批准号: 41172312, 41272372, 41172036, 41240016, 41302271)、中央高校基本科研业务费专项资金项目和生物地质与环境地质国家重点实验室开放基金项目(编号: BGEG1016)资助

摘要 海洋缺氧被认为是导致二叠纪末生物大灭绝的重要原因之一, 但是缺氧时限和缺氧程度在不同地区的差异仍未得到很好的解决. 为深入探索二叠纪-三叠纪之交浅水相区海洋缺氧的演变过程和形成机理, 对位于“大贵州滩”台地内部打讲剖面的二叠系-三叠系界线地层中的生物组成和关键地球化学指标进行了系统研究. 大灭绝前的浅水碳酸盐岩台地表现出低硫(总硫, 黄铁矿硫), 低黄铁矿硫/有机碳比值(硫_{黄铁矿}/C_{有机}), 低黄铁矿化系数(DOP)的特征, 同时记录了碳同位素的负偏和硫化氢气体释放事件, 表明该时期以氧化环境为主; 大灭绝后的各种地球化学指标显示浅水台地开始向贫氧-缺氧环境转变, 但缺氧程度不高, 主要为贫氧-缺氧相. 以此为基础, 本文提出该时期南盘江盆地古氧相的基本演变模式, 即大灭绝前频繁的火山活动释放大量的 CO₂, SO₂ 等气体, 使得气温出现上升, 导致陆地生态系统开始瓦解, 陆地风化速率加快, 陆源输入的增加引发碳同位素负偏; 与此同时, 陆源物质输入的增加还导致海洋贫氧层(OMZ)扩张. 当 OMZ 间歇性入侵透光带时, 导致 H₂S 气体向浅水台地释放, 从而引发黄铁矿埋藏脉冲式上升的现象. 大灭绝后, 气温急剧上升, 陆地风化速率加剧, OMZ 急剧扩张, “大贵州滩”浅水台地开始向贫氧-缺氧环境转变. 由此可见, 二叠纪末的生物大灭绝是由火山活动增强, 升温事件和海洋缺氧等一系列环境因素引发的. 结合最新的研究结果, 笔者认为该时期的升温事件是引发生物大灭绝的主导因素, 同时也是导致海洋缺氧加剧的主要原因. 此外, 本文新的地球化学数据进一步证实了该地区的微生物岩形成于贫氧-缺氧环境.

关键词古氧相
生物灭绝
二叠纪-三叠纪
火山事件
浅水台地
微生物岩

中文引用格式: 宋虎跃, 童金南, 田力, 等. 2014. 南盘江地区二叠纪-三叠纪之交浅水台地古氧相研究. 中国科学: 地球科学, 44: 1273-1282

英文引用格式: Song H Y, Tong J N, Tian L, et al. 2014. Paleo-redox conditions across the Permian-Triassic boundary in shallow carbonate platform of the Nanpanjiang Basin, South China. Science China: Earth Sciences, 57: 1030-1038, doi: 10.1007/s11430-014-4843-2

二叠纪末生物大灭绝造成了 90% 以上的海洋生物消失, 是显生宙以来最大的一次生物灭绝事件(Jin 等, 2000; Erwin, 2006). 这次生物灭绝事件的起因至今仍是一个谜团, 目前提出的假说主要包括: 地外行星撞击(Becker 等, 2001; Kaiho 等, 2001)、海洋缺氧(Wingall 和 Twitchett, 1996; Isozaki, 1997; Algeo 等, 2010a)、海洋硫化(Nielsen 和 Shen, 2004; Grice 等, 2005; Kump 等, 2005)、火山作用(Kamo 等, 2003; Wignall, 2005; Shen 等, 2012)、动荡的化变层(Riccardi 等, 2006; 宋海军等, 2012)及上述多种地质事件叠加作用(Knoll 等, 2007; Yin 等, 2007). 海洋缺氧被认为是导致二叠纪末生物大灭绝的一个主要原因, Wignall 等(1996)和 Isozaki(1997)在 20 世纪 90 年代中期就指出晚二叠世长期的海洋缺氧引起二叠纪末的生物大灭绝. 随后国内外学者对全球范围内的二叠系-三叠系界线地层进行了精细研究, 证实了该时期海洋缺氧的普遍存在性(Wingall 和 Twitchett, 1996, 2002; Wingall 等, 2005; Isozaki, 1997; Nielsen 和 Shen, 2004; Grice 等, 2005; Kump 等, 2005; Kakuwa 和 Matsumoto, 2006; Shen 等, 2007; Algeo 等, 2010a, 2011; Bond 和 Wignall, 2010; Liao 等, 2010; Brenneka 等, 2011; Song 等, 2012). 但是, 海洋缺氧的时限(即缺氧的起始时间和持续时间), 程度(贫氧、缺氧和硫化)在不同地区和不同相区的具体特征仍没有得到很好的解决. 目前, 深水相的相关研究显示缺氧事件从晚二叠世已经开始, 并且缺氧程度相对严重(Wingall 和 Twitchett, 1996; Wingall 等, 2005; Isozaki, 1997; Nielsen 和 Shen, 2004; Grice 等, 2005; Kakuwa 和 Matsumoto, 2006; Algeo 等, 2010a; Bond 和 Wignall, 2010). 浅水相的缺氧相对比较复杂, 缺氧的起止时间以及缺氧程度在不同地区表现各不相同(Shen 等, 2007; Bond 和 Wignall, 2010; Liao 等, 2010; Algeo 等, 2011). 最近, Brenneka 等(2011)对大贵州滩二叠纪-三叠纪之交发育有微生物岩的界线地层进行了铀同位素研究, 结果显示海洋缺氧在浅水地区从生物灭绝线处才开始发展. 目前关于二叠纪-三叠纪之交有微生物岩发育的浅水台地的海洋氧化还原状态研究还比较少(Liao 等, 2010; Brenneka 等, 2011). 本文通过对位于“大贵州滩”浅水碳酸盐岩台地内部的打讲剖面二叠系-三叠系界线地层进行系统的生物结构组成和关键地球化学指标研究, 试图进一步探讨该浅水相区缺氧事件的发展过程及演变模式.

1 研究剖面的地质背景

打讲剖面位于贵州省罗甸县边阳镇东南约 15 km 处, 处于扬子台地南缘的南盘江地区“大贵州滩”孤立碳酸盐岩台地的内部(图 1). 在晚二叠世海侵过程中, “大贵州滩”开始快速沉积并很快成型, 在南盘江盆地中央形成了孤立的碳酸盐岩台地. 打讲剖面上二叠统为一套钙质生物碎屑灰岩, 此后伴随生物大灭绝在下三叠统底部发育一套典型的微生物岩(Lehrmann 等, 1998). 上二叠统吴家坪组顶部 15 m 厚的生物碎屑灰岩中含有丰富的筳类、非筳有孔虫、钙藻、苔藓虫和少量的钙质海绵化石. 生物碎屑灰岩上覆厚约 16 m 的钙质微生物岩. 微生物岩中含有少量的介形虫、腹足类、蠕虫管和微生物残留化石. 刘建波等(2007)对打讲剖面附近的大文剖面二叠系-三叠系界线地层进行了精细的牙形石生物地层研究, 在微生物岩的最底部发现了 *Hindeodus parvus* 分子, 将二叠系-三叠系界线定在微生物岩与生物碎屑灰岩接触界面, 并指出两者之间呈不整合接触, 可能有地层缺失. 但 Chen 等(2009)后来对大文剖面及大文北剖面的研究仍认为二叠系-三叠系的界线应位于微生物岩内部, 并且在微生物岩内部存在若干岩溶侵蚀面. 江海水等(个人通信)的研究发现 *Hindeodus parvus* 出现在打讲剖面微生物岩与生物碎屑灰岩界线之下 0.4 m 处的古喀斯特裂缝中, 表明二叠系-三叠系界线位于微生物岩和生物碎屑灰岩界线处. 本文依据刘建波等(2007)以及江海水等的研究结果, 将二叠系-三叠系界线初步划在微生物与生物碎屑灰岩的接触面. 与此同时, 打讲剖面二叠系-三叠系界线地层中也有许多其他研究工作, 包括有孔虫、钙藻和介形虫等化石及一些同位素地球化学等方面的研究(Payne 等, 2004, 2010; Tong 等, 2007; Song 等, 2009, 2011, 2013a; Forel 等, 2009; 肖加飞等, 2009; Song 等, 2013b), 为本文的研究提供了宝贵的资料.

2 研究方法

2.1 样品采集与准备

对打讲剖面二叠系-三叠系界线上厚 1 m 的地层以 5 cm 为单位进行连续采样, 共采集样品 20 个, 其中灭绝线之下共 15 个样品, 灭绝线之上 5 个样品. 室内首先用切割机切去样品表面的风化层, 然后切一

图 1 贵州打讲剖面古地理位置图

据 Song 等(2013b)修改

小块样品制作岩石和化石薄片. 将剩余样品粗碎至粒径为 1 cm 的小块, 除去含脉样品, 再用碎样机将样品碎至 200 目的粉末, 烘干待测.

2.2 生物门类统计方法

此次研究中对每块样品制作了对应的垂向岩石薄片, 薄片规格为 2.2 cm×2.2 cm. 镜下观察参照文献(余素玉, 1989; Flügel, 2004; 王钦贤等, 2009)对瓣类有孔虫、非瓣类有孔虫、钙藻、双壳类、腹足类和介形虫等不同门类的化石碎屑的形态结构特征进行区分, 由于微生物、蠕虫和其他不能辨别门类的生物碎屑含量很少, 因此将其统一归为其他类别. 定量统计方法参照文献(王钦贤等, 2009)所使用的方法, 对以上鉴别出的不同门类的化石碎屑含量和总含量分别进行了定量统计, 该统计方法可以较为客观的反映当时的生物量和生物群落组成.

2.3 碳同位素分析方法

碳同位素采用 Gasbench-MAT253 气体稳定同位素质谱仪联用方法进行测定. 称取 100~400 µg 粉末样品置于 10 mL 的顶空瓶中, 盖紧瓶盖, 放置于 72°C 反应器中. 由 Gasbench 完成加酸, CO₂ 气体的分离和

采集步骤, 最后将 CO₂ 气体输入 MAT-253 质谱仪进行碳、氧同位素测定. 分析结果表示为相对 V-PDB 的 $\delta^{13}\text{C}$. 采用 GBW04416 和 GBW04417 作为控制标样. 分析测试结果的误差小于 0.1‰. 碳同位素分析由笔者在中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室完成.

2.4 碳、硫形态分析方法

有机碳、总硫含量采用 Eltra 2000 C-S 分析仪测定(Algeo 等, 2011). 在坩埚中准确称取 0.1 g 样品, 直接通过分析仪高温燃烧测得总碳、总硫的含量. 另外称取 0.1 g 样品置于烧杯中, 加入 2 N HCl 在 50°C 温度下反应 12 h 除去样品中的无机碳. 之后由分析仪测得有机碳和非挥发性硫的含量. 采用 USGS SDO-1 标样作为控制标样, 分析方法的误差小于 2.5%(碳分析)和 5%(硫分析). 采用 Canfield 等(1986)提出的铬还原法对黄铁矿中的硫进行提取, 之后计算出硫的百分含量. 碳、硫形态分析由笔者在美国辛辛那提大学完成.

2.5 DOP 分析方法

DOP 分析测试由美国加州大学河畔分校生物地球化学实验室完成(Raiswell 等, 1994), 利用黄铁矿中

硫的含量来计算其中铁的含量, 采用浓盐酸提取样品中溶解态铁, 之后利用以下公式计算 DOP 的值:

$$\text{DOP} = \frac{\text{黄铁矿中铁含量}}{\text{黄铁矿中铁含量} + \text{盐酸溶解态铁}}$$

3 讨论与结果

3.1 生物(化石)变化情况

灭绝线之下除-40 cm 处的样品外, 其他层位的生物(化石)含量均较高, 总量保持 40%~60%(图 2). 化石门类极为丰富: 非瓣有孔虫和钙藻在 5%~20% 不等(图 2, 3(a)和(b)); 瓣类有孔虫在某些样品中有保存,

但是在界线下-10 cm 处急剧增多, 含量超过 40%(图 2 和 3(c)); 介形虫和腹足类碎屑在多数样品中有分布, 但是含量较少, 2%~10%; 双壳类仅有个别碎片在少量样品中有发现, 含量一般不超过 2%.

灭绝线之下-40 cm 处和界线之上 0~5 cm 处样品中化石含量很低, 总量不足 10%, 仅发现有少量蠕虫管、腹足类和介形虫等碎屑, 其他化石均未发现. 灭绝线之上 10~20 cm 区间样品中化石总量在 20%~30%, 主要为介形虫、腹足类和少量的微生物化石和蠕虫管(图 2 和 3(d)~(f)). 此次共发现 2 种不同类型的微生物化石: 束囊状(图 3(e))和小球状(图 3(f)), 呈不规则暗色集合体团块保存.

图2 贵州打讲剖面二叠系-三叠系界线地层生物含量与地球化学指标变化情况

牙形石带引自刘建波等(2007). a~d 代表氧化还原环境演变的 4 个阶段, 与图 5 中相应的 4 个阶段对应

图 3 贵州打讲剖面二叠系-三叠系界线样品微相特征

(a) DJ-3, 泥晶生物碎屑灰岩, 含有孔虫和介形虫化石; (b) DJ-11, 亮晶生物碎屑灰岩, 含大量钙藻化石; (c) DJ-14, 亮晶生物碎屑灰岩, 含大量瓣类有孔虫化石化石; (d) DJ-18, 微生物岩, 含束囊状微生物; (e) DJ-20, 微生物岩, 含小球状微生物; (f) DJ-20, 微生物岩, 含少量蠕虫管

3.2 地球化学数据

$\delta^{13}\text{C}$ 在灭绝线之下-75~-55 cm 范围内稳定在 1.7‰左右(图 2, 表 1), 之后从-55 cm 处的 1.7‰急剧下降到-50 cm 处的 0.8‰, 在-50~0 cm 区间内 $\delta^{13}\text{C}$ 在 0.4‰~0.8‰波动. 灭绝线之上 0~20 cm, $\delta^{13}\text{C}$ 在 0.5‰~0.8‰之间波动, 未出现较大的偏移.

有机碳含量在整个研究地层内都呈现较低值, 含量稳定在 0.10%左右, 最高不超过 0.15%. 总硫含量除在灭绝线之下-40 cm 处的一次峰值(0.27%)以外, 在灭绝线之下一直都稳定在 0.10%内. 总硫含量在微生物岩底部(0 cm 处)突然升高至 0.12%, 5 cm 处上升至 0.24%, 之后稳定在 0.14%~0.21%. 硫_{黄铁矿}含量表现出与总硫含量一致的变化趋势, 除-40 cm 处的一次高值(0.26%)以外, 在灭绝线之下维持较低的值. 硫_{黄铁矿}含量从 0 cm 处开始上升, 5 cm 处出现峰值(0.19%), 之后稳定在 0.14%~0.20%. 硫_{黄铁矿}/碳_{有机}比值变化与硫_{黄铁矿}含量变化趋势一致, 在-40 cm 和 5 cm 处显示两次峰值, 在微生物岩中的值明显高于生物碎屑灰岩的值. DOP 值在-80~0 cm 都一直保持在 0.40 以内, 在 5 cm 和 20 cm 处分别为 0.45 和 0.43, 在 15 cm 处为 0.32.

3.3 氧化还原环境变化及演变模式

综合打讲剖面硫, 碳含量及其比值, DOP 和生物量的变化, 我们恢复了该地区浅水台地生物大灭绝前后海洋氧化还原环境的变化情况. Raiswell 等(1988)提出 DOP 指标可以有效恢复海洋底层水的氧化还原状态: 当 $\text{DOP} < 0.42$ 时, 水体为氧化状态; 当 $\text{DOP} > 0.46$ 时, 水体为封闭的缺氧状态. 此外, 硫_{黄铁矿}/碳_{有机}比值也可以作为古氧化还原环境的指标, 正常海洋环境中, 硫_{黄铁矿}和有机碳埋藏成正比关系, 比值较低; 在缺氧甚至硫化的环境中, 硫_{黄铁矿}埋藏不受有机碳的控制, 主要受到 H_2S 含量的控制, 硫_{黄铁矿}/碳_{有机}比值较高(Berner, 1984). 打讲剖面灭绝线之下的 DOP 值均小于 0.40, 硫_{黄铁矿}/碳_{有机}比值较低(除-40 cm 处), 反映同时期的浅水环境主要以氧化环境为主. DOP 在灭绝线之上 5 cm 处增大至 0.45, 同时硫_{黄铁矿}含量和硫_{黄铁矿}/碳_{有机}比值也达到最大值, 有机碳含量未发生变化, 反映该时期的海水为开始转变为贫氧-缺氧状态. 之后, DOP 在 0.40 左右波动, 反映该时期的浅水环境在贫氧-缺氧之间波动, 呈现一种动荡的环境. Gorjan 等(2007)报道了意大利 Bulla 剖面 P-T 之交的碳, 硫含量变化情况并划分出两期海洋缺氧-硫化的环境(图 4):

表 1 贵州打讲剖面二叠系-三叠系界线地层地球化学数据综合表

样品编号	采样位置(cm)	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$	总硫(%)	硫 _{黄铁矿} (%)	TOC(%)	硫 _{黄铁矿} /碳 _{有机}	DOP	CaO(%)	Al ₂ O ₃ (%)
DJ-1	-75	1.67	0.14	0.06	0.13	0.48	0.23		
DJ-2	-70	1.74	0.06	0.06	0.15	0.40	0.07	55.58	0.05
DJ-3	-65	1.83	0.03	0.02	0.10	0.23		55.74	0.08
DJ-4	-60	1.58	0.04	0.04	0.11	0.39	0.09	55.65	0.09
DJ-5	-55	1.67	0.04	0.04	0.11	0.31	0.01	55.76	0.08
DJ-6	-50	0.79	0.06	0.05	0.09	0.58		55.16	0.21
DJ-7	-45	0.82	0.11	0.11	0.09	1.18	0.26	55.30	0.66
DJ-8	-40	0.89	0.27	0.26	0.10	2.76	0.16	43.57	2.68
DJ-9	-35	0.66	0.09	0.08	0.09	0.99	0.10	54.53	0.37
DJ-10	-30	0.54	0.06	0.06	0.07	0.86	0.17	54.93	0.29
DJ-11	-25	0.63	0.09	0.06	0.08	0.81	0.35	54.70	0.33
DJ-12	-20	0.41	0.07	0.07	0.11	0.65	0.34	54.45	0.39
DJ-13	-15	0.50	0.06	0.06	0.08	0.71	0.18	54.75	0.29
DJ-14	-10	0.66	0.07	0.06	0.11	0.61	0.39	55.24	0.27
DJ-15	-5	0.57	0.07	0.07	0.08	0.79		54.99	0.27
DJ-16	0	0.80	0.12	0.10	0.11	0.95	0.19	52.63	0.82
DJ-17	5	0.86	0.24	0.19	0.09	2.13	0.45	49.92	1.65
DJ-18	10	0.60	0.16	0.15	0.10	1.49		21.49	1.04
DJ-19	15	0.72	0.14	0.14	0.10	1.43	0.32	51.76	0.92
DJ-20	20	0.49	0.21	0.20	0.11	1.89	0.43	50.90	1.18

图 4 贵州打讲剖面与意大利 Bulla 剖面二叠纪-三叠纪之交碳、硫含量及比值大小对比

分别在灭绝线之下-20~-10 cm(缺氧)和灭绝线之上0~5 cm(硫化). 打讲剖面灭绝线之下并没有呈现 Bulla 剖面的缺氧事件, 灭绝线之上的缺氧环境与 Bulla 剖面的硫化环境相对应. 打讲剖面与 Bulla 剖面呈现出的差异可能是由于水深不同引起的: 大灭绝之前海洋 OMZ 入侵到与 Bulla 剖面相当的海水深度, 但是未到台地内部更浅的打讲剖面. 同时 OMZ 的间歇性入侵可能是导致打讲剖面黄铁矿埋藏突然增加的主要原因.

大灭绝后两个剖面上都反映出来的缺氧加剧表明海洋缺氧的全球化泛滥和向浅水区的进一步扩张.

结合本文的数据, 我们恢复了该时期南盘江盆地海洋缺氧发展的 4 个阶段(图 5(a)~(d)). 第一个阶段(灭绝线之下-75~-45 cm), 火山活动比较活跃, 释放的 CO_2 和 SO_2 气体使陆地生态系统遭到破坏, 同时温室气体的释放会造成大气温度的升高, 从而导致陆地风化速率开始加强, 陆源物质的输入引发海洋

图 5 南盘江盆地二叠纪-三叠纪之交氧化还原环境演变模式

无机碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$)的负偏。陆源物质的有氧分解和大气温度的上升造成海洋 OMZ 范围开始增大,但是 OMZ 在该时期没有扩张到透光带之上(图 2 和 5(a)). 该时期,浅水环境主要为氧化环境,总硫、硫_{黄铁矿}含量和硫_{黄铁矿}/碳_{有机}比值较低,存活有大量的生物,生物门类丰富。第二个阶段(灭绝线之下-45~-40 cm),海洋 OMZ 扩张至透光带,由于 OMZ 中发生的硫酸盐还原作用会形成大量的 H_2S , OMZ 入侵透光带会引发 H_2S 气体间歇性释放(Kump 等, 2005; Brennecka 等, 2011)。这种 H_2S 气体释放与-40 cm 处的硫_{黄铁矿}含量突然增加相吻合。由于只有-40 cm 处生物量出现骤降,而上下地层未出现明显变化,可见这次事件并没有导致生物的大量灭绝,因此可以被认为是主灭绝的前兆事件(图 2 和 5(b)). 第三个阶段(灭绝线之下-40~0 cm),存活有大量生物、硫_{黄铁矿}、有机碳含量、硫_{黄铁矿}/碳_{有机}比值较低, $\text{DOP} < 0.40$ 但比第一阶段偏高,说明该阶段的海洋环境与第一阶段相似, OMZ 较第一阶段稍有扩大,浅水仍为氧化环境(图 2 和图 5(c)). 第四个阶段(灭绝线之上 0~20 cm),该时期气温出现了急剧的上升(Joachimski 等, 2012),从而加剧了陆地风化速率(Al, Ti 陆源元素的含量明显增高,表 1 及未发表数据),此前研究表明该时期陆地风化速率增强 7 倍(Algeo 和 Twitchett, 2010b),引发 OMZ 扩张至浅水台地,硫酸盐还原作用的增强造成了总硫、硫_{黄铁矿}含量、硫_{黄铁矿}/碳_{有机}比值的明显增大, DOP 增大至 0.45,宏体生物量明显减少,微生物大量繁盛(Xie 等, 2005),反映该时期浅水台地为贫氧-缺氧环境(图 5(d)). 与此同时, Brennecka 等(2011)利用铀同位素对华南二叠纪-三叠纪之交微生物岩上下地层进行了研究,发现铀同位素在灭绝线处突然降低,同时 Th/U 比值升高,指出浅水的海洋环境在灭绝线处由氧化环境变为缺氧的环境。其数据与本文的研究结果相吻合,支持我们提出的海洋氧化还原环境变化模式。

目前,二叠纪-三叠纪之交微生物岩的成因是很多学者关注的科学问题(Kershaw 等, 1999, 2002, 2007; Lehrmann, 1999; 王永标等, 2005; 吴亚生等, 2007)。此前,研究人员在该时期的微生物岩中发现有莓状

黄铁矿颗粒存在,从而提出该时期的微生物岩是在缺氧的环境中形成的(Kershaw 等, 1999, 2007; 吴亚生等, 2007),这些文献中并没有系统地描述莓状黄铁矿的分布。最近, Liao 等(2010)对重庆老龙洞剖面微生物岩上下地层的莓状黄铁矿分布进行了系统地研究,结果显示莓状黄铁矿从微生物岩与生物碎屑灰岩的接触线之上开始出现,指示微生物岩形成的浅水区为贫氧-缺氧的环境。但是,目前报道的相关地球化学证据很少。本次研究结果进一步证实了微生物岩形成于贫氧-缺氧环境。

4 结论

通过对打讲剖面二叠系-三叠系界线地层进行的高分辨率样品的化石组成观察和部分关键地球化学标志研究,结果表明大贵州滩浅水台地在生物大灭绝之前主要以氧化环境为主,氧化环境伴随生物大灭绝向贫氧-缺氧环境转变。本文的研究结果显示“大贵州滩”浅水台地的古氧相变化是引发生物大灭绝的综合因素之一。结合该时期海洋温度的急剧上升及其与海洋缺氧的关系,可以推测该时期的升温事件可能是导致海洋缺氧的主导因素,温度的急剧上升也使得海洋缺氧进一步加剧,浅水台地随之转变为贫氧-缺氧的环境。目前,发育微生物岩的浅水台地的古氧相相关报道较少,因此需要进一步深入开展相关工作才能够准确地揭示浅水台地相海洋缺氧与生物灭绝之间的直接关系。与此同时,提出该时期南盘江盆地海水缺氧发展的 4 阶段过程: (1) 晚二叠世火山活动加强,释放大量的 CO_2 和 SO_2 气体使得陆地生态系统遭到破坏,引起陆源风化加强,最终导致生物大灭绝之前碳同位素的负偏和 OMZ 的扩张; (2) 该时期 OMZ 间歇性入侵透光带,造成 H_2S 的释放,导致黄铁矿埋藏脉冲式增加; (3) 二叠纪末期 OMZ 进一步扩张,但是浅水台地为以氧化环境为主; (4) 从生物大灭绝开始,由于陆源风化进一步加剧, OMZ 开始向浅水扩张,导致浅水台地转变为贫氧-缺氧的环境。此外,本文的地球化学指标也进一步证实了该地区的微生物岩形成于贫氧-缺氧的浅水环境。

致谢 感谢审稿人对本文提出的宝贵意见和建议。

参考文献

- 刘建波, 江崎洋一, 杨守仁, 等. 2007. 贵州罗甸二叠纪末生物大灭绝事件后沉积的微生物岩的时代和沉积学特征. 古地理学报, 9: 473–486
- 宋海军, 童金南, 熊炎林, 等. 2012. $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -深度梯度的剧增与二叠纪末生物大灭绝. 中国科学: 地球科学, 42: 1182–1191
- 王钦贤, 童金南, 宋海军, 等. 2009. 湖南慈利康家坪剖面二叠纪-三叠纪之交的生态系演变. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 1239–1247
- 王永标, 童金南, 王家生, 等. 2005. 华南二叠纪末大灭绝后的钙质微生物岩及古环境意义. 科学通报, 50: 552–558
- 吴亚生, 姜红霞, Yang W, 等. 2007. 二叠纪-三叠纪之交缺氧环境的微生物和微生物岩. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 618–628
- 肖加飞, 李荣西, 王兴理, 等. 2009. 大贵州滩二叠系-三叠系界线附近锇同位素组成特征. 地质论评, 55: 647–652
- 余素玉. 1989. 化石碳酸盐岩微相. 北京: 地质出版社
- Algeo T J, Hinnov L, Moser J, et al. 2010a. Changes in productivity and redox conditions in the panthalassic ocean during the latest Permian. *Geology*, 38: 187–190
- Algeo T J, Twitchett R J. 2010b. Anomalous Early Triassic sediment fluxes due to elevated weathering rates and their biological consequences. *Geology*, 38: 1023–1026
- Algeo T J, Kuwahara K, Sano H, et al. 2011. Spatial variation in sediment fluxes, redox conditions, and productivity in the Permian-Triassic ocean. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 308: 65–83
- Becker L, Poreda R J, Hunt A G, et al. 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science*, 291: 1530–1533
- Berner R A. 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim Cosmochim Acta*, 48: 605–615
- Bond D P G, Wignall P B. 2010. Pyrite framboid study of marine Permian-Triassic boundary sections: A complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction. *Geol Soc Am Bull*, 122: 1265–1279
- Brenneke G A, Herrmann A D, Algeo T J, et al. 2011. Rapid expansion of oceanic anoxia immediately before the end-Permian mass extinction. *Proc Nat Acad Sci USA*, 108: 17631–17634
- Canfield D E, Raiswell R, Westrich J T, et al. 1986. The use of chromium reduction in the analysis of reduced inorganic sulfur in sediments and shales. *Chem Geol*, 54: 149–155
- Chen J, Beatty T W, Henderson C M et al. 2009. Conodont biostratigraphy across the Permian-Triassic boundary at the Dawen section, Great Bank of Guizhou, Guizhou Province, South China: Implications for the Late Permian extinction and correlation with Meishan. *J Asian Earth Sci*, 36: 442–458
- Erwin D H. 2006. *Extinction: How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*. Princeton: Princeton University Press. 1–306
- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 1–976
- Forel M B, Crasquin S, Kershaw S, et al. 2009. Ostracods (Crustacea) and water oxygenation in the earliest Triassic of South China: Implications for oceanic events at the end-Permian mass extinction. *Aust J Earth Sci*, 56: 815–823
- Gorjan P, Kaiho K, Kakegawa T, et al. 2007. Paleoredox, biotic and sulfur-isotopic changes associated with the end-Permian mass extinction in the western Tethys. *Chem Geol*, 244: 483–492
- Grice K, Cao C Q, Love G D, et al. 2005. Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, 307: 706–709
- Isozaki Y. 1997. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. *Science*, 276: 235–238
- Jin Y G, Wang Y, Wang W, et al. 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, 289: 432–436
- Joachimski M M, Lai X L, Shen S Z, et al. 2012. Climate warming in the latest Permian and Permian-Triassic mass extinction. *Geology*, 40: 195–198
- Kaiho K, Kajiura Y, Nakano T, et al. 2001. End-Permian catastrophe by a bolide impact: Evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle. *Geology*, 29: 815–818
- Kakuwa Y, Matsumoto R. 2006. Cerium negative anomaly just before the Permian and Triassic boundary event-The upward expansion of anoxia in the water column. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 229: 335–344
- Kamo S L, Czamanske G K, Amelin Y, et al. 2003. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 75–91
- Kershaw S, Zhang T S, Lan G Z. 1999. A microbialite carbonate crust at the Permian-Triassic boundary in South China, and its palaeoenvironmental significance. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 146: 1–18
- Kershaw S, Guo L, Swift A, et al. 2002. Microbialites in the Permian-Triassic boundary interval in central China: Structure, age and distribution. *Facies*, 47: 83–90

- Kershaw S, Li Y, Soleau S C, et al. 2007. Earliest Triassic microbialites in the South China block and other areas: Controls on their growth and distribution. *Facies*, 53: 409–425
- Knoll A H, Bambach R K, Payne J L, et al. 2007. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 256: 295–313
- Kump L R, Pavlov A, Arthur M A. 2005. Massive release of hydrogen sulfide to the surface ocean and atmosphere during intervals of oceanic anoxia. *Geology*, 33: 397–400
- Lehrmann D J, Wei J Y, Enos P. 1998. Controls on facies architecture of a large Triassic carbonate platform: The Great Bank of Guizhou, Nanpanjiang Basin, South China. *J Sediment Res*, 68: 311–326
- Lehrmann D J. 1999. Early Triassic calcimicrobial mounds and biostromes of the Nanpanjiang Basin, South China. *Geology*, 27: 359–362
- Liao W, Wang Y B, Kershaw S, et al. 2010. Shallow-marine dysoxia across the Permian-Triassic boundary: Evidence from pyrite framboids in the microbialite in South China. *Sediment Geol*, 232: 77–83
- Nielsen J K, Shen Y A. 2004. Evidence for sulfidic deep water during the Late Permian in the East Greenland Basin. *Geology*, 32: 1037–1040
- Payne J L, Lehrmann D J, Wei J Y, et al. 2004. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. *Science*, 305: 506–509
- Payne J L, Turchyn A V, Paytan A, et al. 2010. Calcium isotope constraints on the end-Permian mass extinction. *Proc Nat Acad Sci USA*, 107: 8543–8548
- Raiswell R, Buckley F. 1988. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *J Sediment Petrol*, 58: 812–819
- Raiswell R, Canfield D E, Berner R A. 1994. A comparison of iron extraction methods for the determination of degree of pyritisation and the recognition of iron-limited pyrite formation. *Chem Geol*, 111: 101–110
- Riccardi A L, Arthur M A, Kump L R. 2006. Sulfur isotopic evidence for chemocline upward excursions during the end-Permian mass extinction. *Geochim Cosmochim Acta*, 70: 5740–5752
- Shen S Z, Crowley J L, Wang Y, et al. 2012. Calibrating the End-Permian mass extinction. *Science*, 334: 1367–1372
- Shen W J, Lin Y T, Xu L, et al. 2007. Pyrite framboids in the Permian-Triassic boundary section at Meishan, China: Evidence for dysoxic deposition. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 253: 323–331
- Song H J, Tong J N, Chen Z Q, et al. 2009. End-Permian mass extinction of foraminifers in the Nanpanjiang basin, South China. *J Paleont*, 83: 718–738
- Song H J, Wignall P B, Chen Z Q, et al. 2011. Recovery tempo and pattern of marine ecosystems after the end-Permian mass extinction. *Geology*, 39: 739–742
- Song H J, Wignall P B, Tong J N, et al. 2012. Geochemical evidence from bio-apatite for multiple oceanic anoxic events during Permian-Triassic transition and the link with end-Permian extinction and recovery. *Earth Planet Sci Lett*, 353: 12–21
- Song H J, Wignall P B, Tong J N, et al. 2013a. Two pulses of extinction during the Permian-Triassic crisis. *Nat Geosci*, 6: 52–56
- Song H Y, Tong J N, Algeo T J, et al. 2013b. Large vertical $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ gradients in Early Triassic seas of the South China craton: Implications for oceanographic changes related to Siberian Traps volcanism. *Glob Planet Change*, 105: 7–20
- Tong J N, Zuo J X, Chen Z Q. 2007. Early Triassic carbon isotope excursions from South China: Proxies for devastation and restoration of marine ecosystems following the end-Permian mass extinction. *Geol J*, 42: 371–389
- Wignall P B, Twitchett R J. 1996. Oceanic Anoxia and the End Permian Mass Extinction. *Science*, 272: 1155–1158
- Wignall P B, Twitchett R J. 2002. Extent, duration, and nature of the Permian-Triassic superanoxic event. In: Koeberl C, MacLeod K G, eds. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. *Geol Soc Am Spec Publ*, 356: 395–413
- Wignall P B. 2005. The link between large igneous province eruptions and mass extinction. *Elements*, 1: 293–297
- Wignall P B, Newton R, Brookfield M E. 2005. Pyrite framboid evidence for oxygen-poor deposition during the Permian-Triassic crisis in Kashmir. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 216: 183–188
- Xie S C, Pancost R D, Yin H F, et al. 2005. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature*, 434: 494–497
- Yin H F, Feng Q L, Lai X L, et al. 2007. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian-Triassic boundary. *Glob Planet Change*, 55: 1–20