

上扬子地区下三叠统飞仙关组一段:大灭绝后 从停滞海洋到动荡海洋的沉积记录

时志强,伊海生,曾德勇,张华

成都理工大学沉积地质研究院,成都,610059

内容提要:在P—T界线生物大灭绝事件以后的早三叠世早期,上扬子地区广泛沉积了低能环境纹层状微晶灰岩、灰质页岩或条带状灰岩沉积,代表了P—T事件之后早三叠世最早期上扬子地区所处的古特提斯海海洋循环的近乎停滞;该套低能环境静水沉积广泛见于江油、广元、旺苍、重庆等地剖面中。上覆于停滞海洋沉积之上的是角砾状灰岩、扁平砾石灰岩、丘状交错层理颗粒灰岩、沙纹层理粉砂岩等和风暴作用有关的动荡海水沉积;低能环境沉积与动荡海水沉积之间常见冲刷、侵蚀界面,这都反映了上扬子地区从停滞海洋到动荡海洋的地质记录。川西北地区角砾状灰岩分布面积大、成因特殊,而扁平砾石灰岩是早三叠世典型的与风暴作用有关的错时相灰岩。沉积岩石显示的从静水条件到与风暴有关的动荡水条件的环境变化,预示着早三叠世早期生物大灭绝以后不同寻常的古海洋和古气候变化。P—T生物大灭绝可能对早三叠世早期古气候和大气循环起到了显著作用,P—T事件后生物对整个地球系统的调节作用减弱,地球系统向极端情况发展的趋势将得不到有效制约,全球古环境与古气候可能因此变得极端恶劣。

关键词:早三叠世;飞仙关组一段;错时相;上扬子地区;沉积相演变

二叠纪末发生的生物集群灭绝事件是显生宙以来地球上规模最大的一次,随之发生的(或成为生物灭绝事件成因之一的)是全球古环境、古气候的急剧变化(Stanley, 1988; Kozur, 1998; Jin et al., 2000),在二叠系、三叠系(P—T)界线处也发生了全球碳循环的强烈扰动,一系列的研究都表明P—T界线处发生了碳同位素显著的负偏(Horacek et al., 2007; Holser et al., 1989; Payne et al., 2004; Korte et al., 2004; 2007),这很可能与西伯利亚火山岩及同时期的火山岩活动以及深部缺氧水体间或到达浅海有关(Korte, et al., 2010);在P—T事件之后的早三叠世古气候、古生物和古环境发生了巨大变迁,其中仍有很多不清楚的地方,而且早三叠世是“高度异常的时间段(highly anomalous interval of time)”(Erwin, 2000);在这一时期,生物复苏的过程曲折而复杂,复苏的时限和形式受环境条件强烈的影响(Twitchett et al., 2004),P—T生物大灭绝后,自然界的残酷性在生物复苏的过程中扮演了重要角色(Erwin, 1993);在海洋和陆地出现的大量不利条件制约了生物复苏的速率,在这一过程里

环境因素的重要性明显(Hallam, 1991)。

近年来大量的科学工作都集中在对P—T生物大灭绝的研究上,大部分科学家兴趣也集中在探讨大灭绝的原因以及海洋和气候在这次事件中扮演的角色上,很少对生物灭绝后这段时间里的地质事实作直接讨论(Woods, 2005);早三叠世的古海洋和古气候条件也许是显生宙最独特、最极端的,并很有可能对P—T生物灭绝后生命复苏的时限有较大影响(Woods, 2005)。上扬子地区广泛发育上二叠统碳酸盐岩和下三叠统钙质泥页岩、碳酸盐岩,二者之间以岩性突变为显著特征,一般认为是整合接触关系,界线处可见凝灰岩成岩变化而来的粘土岩层,显示出P—T界线处古环境发生了显著变化。在川西北江油、广元,川北大巴山前,重庆北碚、中梁山,合川盐井溪等地的野外调查发现(图1),P—T事件后,上扬子地区广泛发育低能环境的纹层状泥质灰岩沉积,之上出现一套砾屑灰岩或沙纹层理粉砂岩,二者之间冲刷侵蚀面明显,在多数野外剖面的砾屑灰岩中可见明显的风暴沉积标志。从低能环境到风暴沉积的沉积序列,预示着P—T生物大灭绝发生之后

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号40872082,40972084)的成果。

收稿日期:2010-05-07;改回日期:2010-09-12;责任编辑:章雨旭。

作者简介:时志强,男,1972年生。2004年获得博士学位。现为成都理工大学副教授,主要从事沉积地质研究与教学工作。通讯地址:610059,四川成都成华区二仙桥东3路1号,成都理工大学沉积地质研究院;电话:028-84079807;Email: szqcdut@163.com。

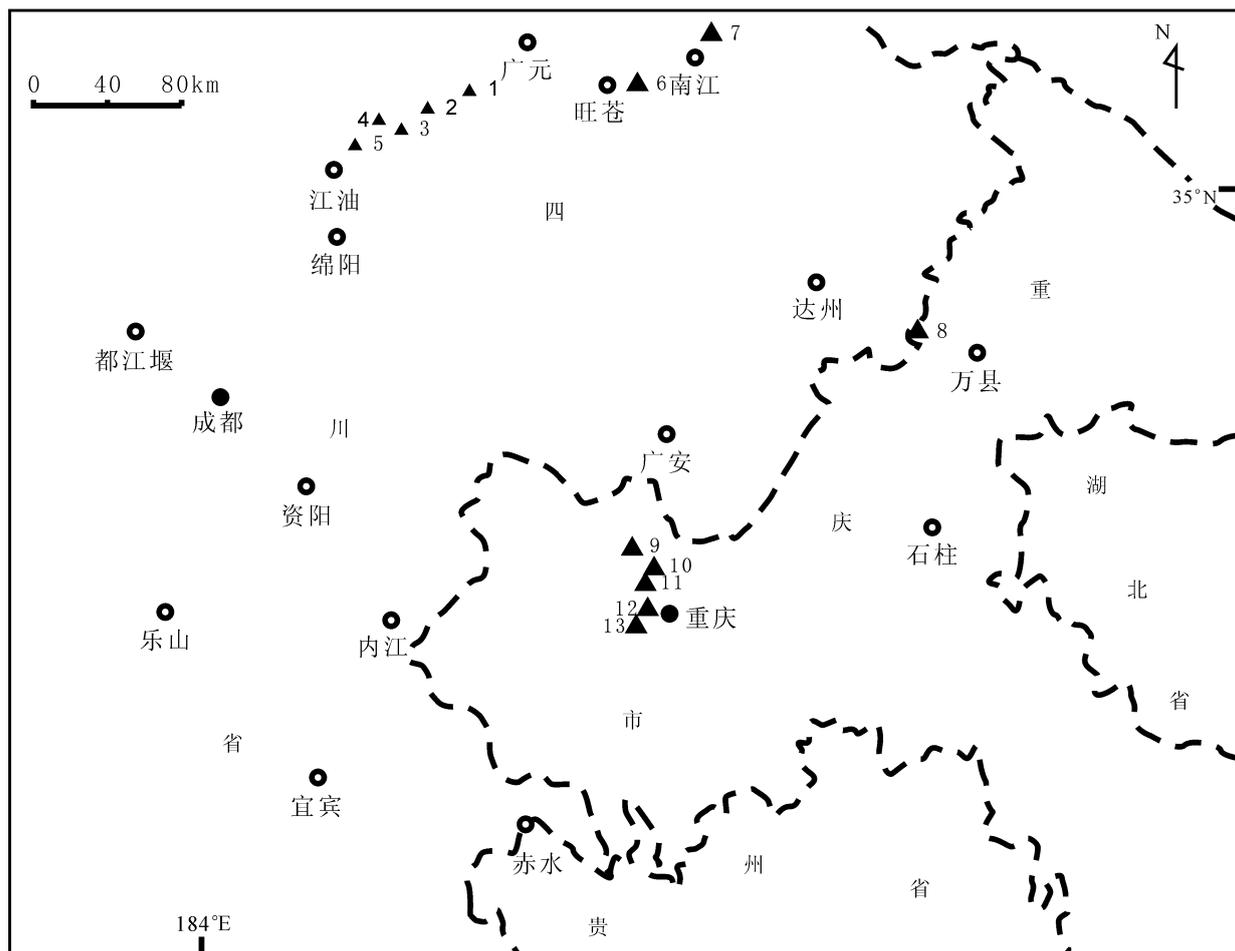


图1 本文涉及的剖面位置图

Fig. 1 Location map of the sections mentioned in this paper

- 1—广元上寺;2—青川建峰;3—青川竹园镇;4—青川大沟里;5—江油马角坝;6—旺苍天台;7—南充桥亭;8—五百梯;9—合川盐井溪;10—重庆(北碚)水井坪;11—重庆(北碚)白庙子;12—重庆(中梁山)凉风垭;13—重庆(中梁山)北风井
- 1—Shangsi,Guangyuan; 2—Jianfeng, Qingchuan; 3—Zhuoyuanzhen, Qingchuan; 4—Dadouli, Qingchuan; 5—Majiaoma, Jianguoyou; 6—Tiantai, Wangchang; 7—Qiaoting, Nanjiang; 8—Wubaiti; 9—Yanjingxi, Hechuan; 10—Shuijingping, Chongqing; 11—Baimiaozi, Chongqing; 12—Liangfengya, Chongqing; 13—Beifengjing, Chongqing

的早三叠世早期,古特提斯海水动力条件与古气候发生了显著变化,这其中的内在机制值得深入探讨。

1 地质背景

在上扬子地区,属于下三叠统印度阶(汪啸风等,2005)的飞仙关组,以一套海相紫红、暗紫色页岩、泥岩、砂岩为主,夹泥灰岩、灰岩,在川西北地区的层型剖面,飞仙关组与下伏上二叠统大隆组整合接触,自下而上所分四段中的第一段以灰紫、紫红、灰绿色砂泥质灰岩为主;飞仙关组浅海沉积广泛分布于康滇古陆以东的广大地区,由广元向南,碎屑岩比例明显增加,在川南地区则以碎屑岩为主(《中国地层典》编委会,2000)。有研究者将四川盆地乃至

中国南方的早三叠世飞仙关期看成台地—盆地环境中的产物(王英华,1991;冯增昭,1997);王一刚等(2009)认为早三叠世飞仙关期基本继承了长兴期的台、槽相间的沉积格局(在川西南地区表现为陆相—过渡相沉积),开江—梁平海槽存在于广元—旺苍—平昌—达州—开江一带,飞仙关期早期发生海退,晚二叠世即已存在的深水海槽区逐渐被充填,至飞仙关中后期成为浅水碳酸盐沉积区。

P—T事件之后,在上扬子地区的不同地区,下三叠统飞仙关组一段沉积时的古环境变化较大,许多研究者注意到飞一段广泛发育的砾屑灰岩,并将之作为斜坡带沉积相标志之一。四川油气区石油地质志编写组(1989)认为川西北地区在飞一段沉积时

位于潮坪—斜坡环境,冯仁蔚等(2007)认为飞一时期龙门山断裂西侧和广元—旺苍—南江一线的北部处于水体较深的海槽(盆地)之中,在此深水沉积环境,岩性为灰、深灰色薄—中层状泥晶灰岩为主,夹极薄层黄绿色泥页岩和数层不规则中—厚层状和透镜状砾屑灰岩,在广元—旺苍一带是陆棚—斜坡沉积环境,沉积厚度较大,可能与重力流沉积有关。魏国齐等(2004)认为飞仙关组开始沉积时,开江—梁平海槽分布范围最广,碎屑流沉积广泛分布于川北地区南江桥亭、旺苍天台、广元上寺一带的飞一段中。邓雁等(2004)依据地震资料划分的川东地区早三叠世海槽范围比钻井划分的范围更窄,在无沉积间断的前提下,下三叠统飞仙关组沉积早期是继承上二叠统沉积方式的欠补偿沉积,而非前人描述的快速充填沉积。

在四川盆地的多个剖面中,飞仙关组与下伏二叠系的界线表现为同期火山物质蚀变产生的粘土层,该粘土层是古、中生界之交的一重要等时面,同时华南地区的二叠系—三叠系界线(PTB)也是一容易识别的直观界线,实际上已是国际上承认的二叠系—三叠系界线(黄思静等,2009);在浙江长兴煤山和四川广元上寺等地 PTB 粘土层中锆石的 U—Pb 同位素年龄值为 $252.6 \pm 0.2\text{Ma}$ (Mundil et al., 2004)。根据牙形石鉴定结果,在重庆北碚地区所见的 PT 界线地层,早三叠世最早期的沉积出现于界线粘土层之下约 0.6m 处,岩性为树枝状微生物岩(Kershaw et al., 2002)、亮晶颗粒灰岩及薄板状泥质灰岩(吴亚生等,2006);在界线粘土层之上为间夹颗粒灰岩极薄层的纹层状泥质微晶灰岩。野外调查与前人资料均显示,P/T 界线粘土之上的飞一段纹层状沉积普遍发育于四川盆地北部和中、东部地区。

我们在野外工作中发现川西北的江油马角坝、青川大沟里、广元上寺以及重庆北碚等地均在 P—T 界线之上发育纹层状泥质微晶灰岩,上覆为不同类型的砾屑灰岩,这样的砾屑灰岩在川北地区亦发育广泛,曾被认为是台地斜坡的标志之一(魏国齐等,2004;王一刚等,2006)。我们在砾屑灰岩及颗粒灰岩中发现菊花状砾石、丘状交错层理等风暴沉积标志。作为一种早三叠世常见的“错时相灰岩”(赵小明等,2008;Baud et al., 2007),以扁平砾石灰岩为主的砾屑灰岩亦出现在远离开江—梁平“海槽”的台地沉积相区的重庆北碚白庙子剖面、重庆中梁山凉风垭剖面(童熙盛和唐勇,1990;Wignall and Twitchett,1999),均被解释为风暴沉积;厘清此砾

屑灰岩的特征、成因对研究 P—T 生物大灭绝以后古环境、古气候变化具有重要意义,所以在新近开展的野外工作中我们测制了川西北地区 and 重庆地区多个地质剖面,关注的焦点是 P—T 事件后较长一段时间内(飞一时期)沉积物的变化规律。

2 岩石学特征及其成因意义

2.1 停滞海洋沉积

在四川盆地北部、中—东部的广大地区,在 P—T 界线之上沉积的多数为薄板状、纹层状泥质灰岩为主的岩层,反映广泛的低能环境,这一时期,四川盆地所处的早三叠世特提斯海洋流活动趋于停滞,这一现象与全球缺氧环境及海洋循环的停滞(Isozaki,1997;Wignall et al.,2002)相一致。

2.1.1 薄板状、纹层状沉积

在青川建峰、广元上寺、合川盐井溪、重庆凉风垭、重庆北碚水井坪、重庆北碚白庙子等剖面所见 P—T 界线地层(图 2b)之上发育的纹层状沉积,岩性主要为泥质微晶灰岩(图 2c),当泥质含量较多时为灰质泥岩,部分地区含陆源粉砂较多(图 2d)。宏观上水平层理极为发育(图 2a),其颜色在不同剖面变化较大,变现为浅灰色(川西北广元上寺等地)、紫红色(重庆凉风垭、北碚水井坪)、青灰色(合川盐井溪)等。通过显微薄片观察,飞仙关组下部纹层状泥质(粉砂质)微晶灰岩每个纹层的宽度一般为 0.1~0.3mm(图 2c、d),粘土和粉砂的分布具有较为连续的定向性,显示静水环境;所含粉砂级颗粒一般为棱角状,磨圆较差(图 2d)。时志强等(2010)曾推测静水条件下的泥质纹层主要反映了季风发育时期从上扬子古陆地区吹来的悬浮物质,在季风停歇期,静水环境下的沉积以微晶碳酸盐化学沉积为主;纹层状泥质微晶灰岩的沉积速率相对较慢。

早三叠世早期纹层状沉积广泛发育于泛大陆西缘和特提斯地区(Woods et al.,1999;Horacek et al.,2007),显示其为全球古海洋特殊环境的产物,反映了 P—T 生物大灭绝后,全球范围的古海洋海水处于不寻常的水文条件中。Wignall et al.(2002)曾认为缺氧海水在 Griesbachian 期可能影响到了大陆架。近乎停滞的海洋循环(Sluggish oceanic circulation)曾被认为是早三叠世海洋缺氧环境产生的原因,这也许与极地—赤道的温度梯度减小有关(Isozaki,1997;Wignall et al.,1992;1996)。总体来说,早三叠世印度期(尤其是 Griesbachian 期至中 Dienerian 期),广泛的无氧和静海条件存在于深部

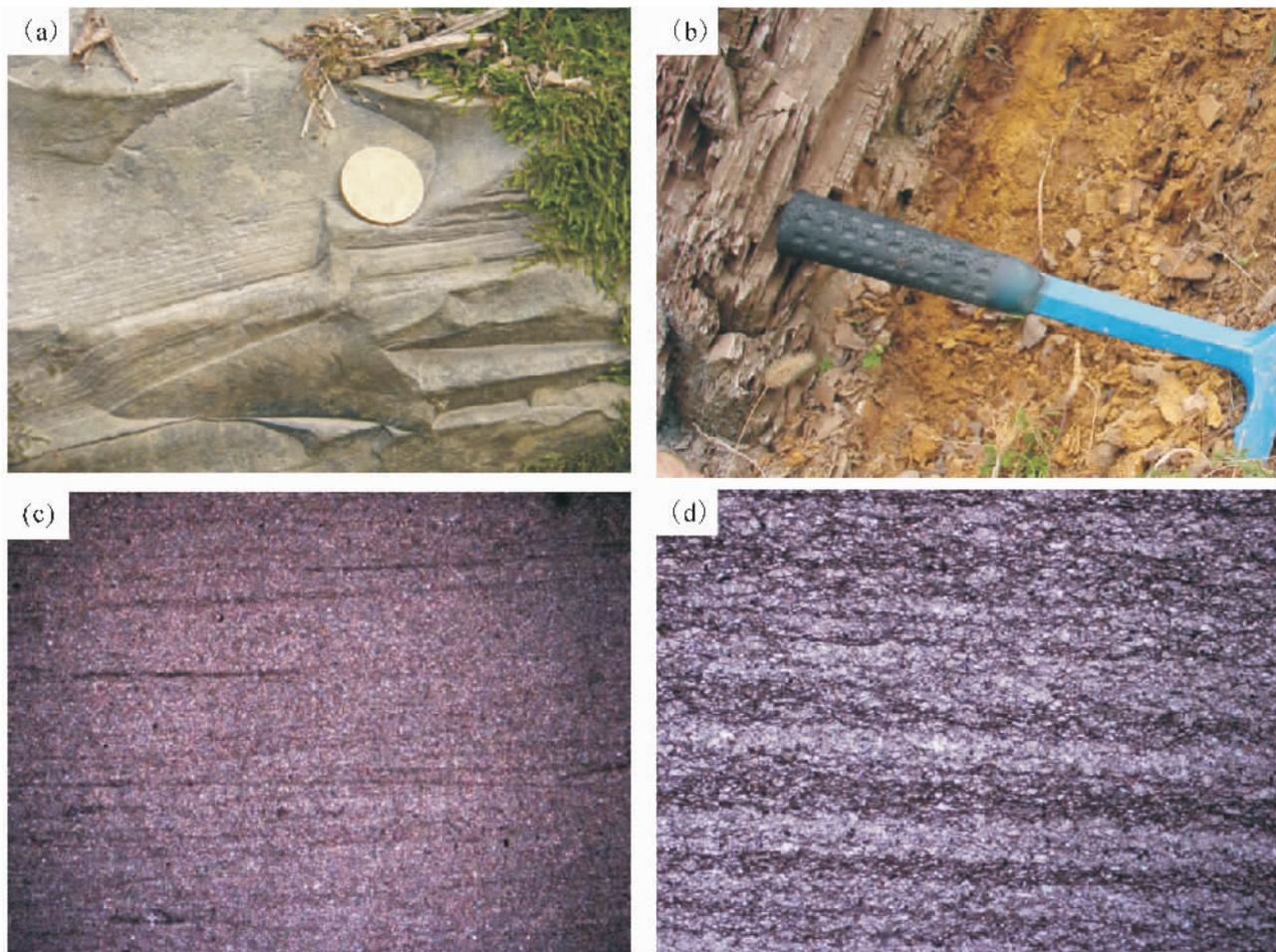


图2 上扬子地区飞仙关组一段纹层状沉积

Fig. 2 Lower Triassic Laminated sediments of the first member of Feixianguan Formation in Upper Yangtze Region

(a)水平层理极为发育的纹层状含粉砂泥质微晶灰岩,合川盐井溪剖面;(b)P—T界线粘土及之上发育的纹层状灰质泥岩,重庆北碚水井坪剖面;(c)广元上寺剖面显现纹层的泥质微晶灰岩,单偏光,对角线长8mm;(d)合川盐井溪剖面纹层状粉砂质泥质微晶灰岩,陆源粉砂的磨圆、分选较差,单偏光,对角线长4mm

(a) laminated silty pelmicrite with well-developed horizontal stratification, Yanjingxi Section, Hechuan; (b) the P—T boundary clays and the overlying laminated mudstone, Shuijingping Section, Chongqing; (c) pelmicrite showing laminate, Shangsi Section, Guangyuan, plane polarized light, the diagonal is 8mm; (d) laminated silty pelmicrite, the terrigenous silty with poor rounding and sorting, plane polarized light, the diagonal is 4mm

海洋之中,无氧和次氧水在P—T界线处延伸至浅海环境(Wignall et al., 2002; 1996; Woods, et al., 2005)。早三叠世早期的纹层状沉积是P—T事件后古海洋缺氧环境和停滞的海洋循环共同作用的结果,这一停滞海洋特征在早三叠世印度期的全球范围内广泛出现,值得关注。

2.1.2 条带状灰岩

条带状灰岩是早三叠世典型的错时相沉积之一(赵小明等, 2008)。在重庆地区多个剖面所见P—T界线之上的条带状灰岩呈夹层产出,厚度一般为0.5~2cm,夹于灰质泥岩、粉砂质泥岩中或与之成

为互层(图3a),基本没有生物扰动现象,条带状灰岩侧向延伸稳定,显示为低能环境化学沉积,是早三叠世异常化学条件下(Woods, 2005)直接沉淀于海底而形成。显微镜下观察条带为不规则灰质团块或较规则的灰质薄层(图3b);泥质纹层被压实后对碳酸盐团块的干扰现象(图3b)比较普遍,显示不规则的灰质团块是后期压实作用的结果,泥质层对碳酸盐重结晶作用具有干扰作用。

2.2 动荡海洋沉积

与停滞海洋环境纹层沉积不同的是,下三叠统下部出现大量厚度变化不等的砾屑灰岩夹层,该套

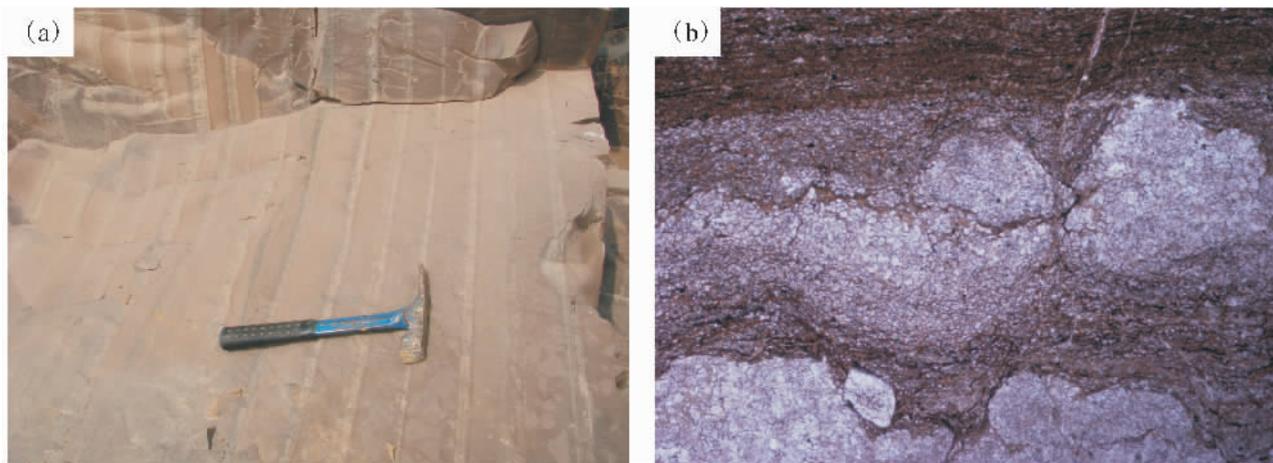


图 3 重庆中梁山北风井剖面飞仙关组一段条带状灰岩特征

Fig. 3 Characters of ribbon limestone seen in the lowest member of Feixianguan Formation of Beifengjing Section in Chongqing

(a) 条带状灰岩夹层成层性好;(b)条带状灰岩的微观特征,单偏光,对角线长 4mm

(a) interlayer of the ribbon limestone, stratification well-developed; (b) the micro-characteristic of the ribbon limestone, plane polarized light, the diagonal is 4mm

特殊类型的灰岩底部普遍发育冲刷充填构造,内部见丘状交错层理;在川东等地的部分剖面见沙纹层理粉砂岩沉积于 P—T 界线之上的纹层状沉积之上,粉砂岩底部亦发育冲刷构造,这反映了上扬子地区古海洋水动力条件从停滞到动荡的变化特征。

2.2.1 砾屑灰岩

四川盆地北部地区的多个剖面,如江油马角坝、青川大沟里、青川建峰、广元上寺、南江桥亭、旺苍天台等剖面的飞一段普遍存在的砾屑灰岩沉积,在前人研究中曾被识别为碳酸盐斜坡上发育的碎屑流、浊流等重力流沉积(赵永胜等,1995;魏国齐等,2004;冯仁蔚等,2007)。该套砾屑灰岩在剖面中表现为下三叠统飞仙关组下部均发育有厚层一块状砾屑灰岩(图 4a、b)。砾屑灰岩累积厚度为数米至十余米,夹砂屑灰岩及纹层状泥质微晶灰岩或灰质泥岩,向上砾屑灰岩的单层厚度减薄,逐渐过渡为纹层状沉积。显微镜下见砾屑与基质之间界线清晰,砾屑边缘常以因压实作用而呈现不规则的泥质条纹与基质分界(图 4e),显示砾屑沉积时还未固化,为同生砾屑。砾屑灰岩可大致分为角砾状灰岩和扁平砾石灰岩。角砾状灰岩出现于纹层状沉积之上,而扁平砾石灰岩上覆于角砾状灰岩之上,与丘状交错层理颗粒灰岩呈互层。

(1)角砾状灰岩:在川西北地区所见角砾状灰岩出现于下三叠统飞一段,属上格里斯巴赫(亚)阶

(Wignall and Twitchett,1999),其向下距离 P—T 界线粘土层厚度变化大,与下伏纹层状、薄板状微晶灰岩以不规则的侵蚀界面突变接触,侵蚀凹凸面高差可达 10cm。角砾状灰岩中的砾石棱角状明显,大小不一,最大可达 8×25 cm,形状各异,可见条状、块状砾石(图 4a),角砾状灰岩中见模糊的逆粒序层理。Wignall 和 Twitchett(1999)曾将广元上寺剖面在纹层状灰质泥页岩之上突然出现的角砾状灰岩命名为 Shangsi Breccia Bed(SBB),他们认为这套角砾状灰岩的出现很神秘,这主要反映在角砾和之上的扁平砾石同时出现,所以对其成因解释显得很困难。按他们的推断性观点,该套沉积是原地的角砾化作用,尽管没有叠瓦状结构和外来颗粒,他们仍认为 SBB 可能与海啸有关。除了用碎屑流(赵永胜等,1995)和海啸成因(Wignall and Twitchett,1999)解释这套广泛出现的角砾状灰岩的成因以外,我们认为突然的极强风暴作用于海底而诱发的重力流沉积可能是较为合理的解释,其主要证据在于沉积于其上的岩层见菊花状砾石和丘状交错层理。此外,研究者一般认为风暴作用引起的砾屑灰岩沉积一般是局部的,面积不大,而川西北地区的这套角砾状灰岩和扁平砾石灰岩分布面积大(在忽略地表褶皱影响条件下,仅地表出露部分就有上千平方千米),可见角砾的定向排列(图 4a),所以我们也不能排除这样的可能性:地外因素引起的瞬时的古特提

斯洋海啸, 然后是其引发的长时期的气候异常, 所以在该时期风暴沉积普遍。

(2) 扁平砾石灰岩: 扁平砾石灰岩是早三叠世普遍的错时相灰岩, 它在寒武纪—前寒武纪陆架环境中普遍发育, 形成于缺乏生物扰动的低能环境, 处于早期成岩阶段尚未固结的薄层灰泥, 在风暴或重力流作用下被撕裂, 而后以微晶灰岩砾屑的形式重新沉积成岩(章雨旭等, 1990, 1997; 章雨旭, 2001; 冯

增昭等, 1994; Wignall and Twitchett, 1999; 赵小明等, 2010); Sepkoski 等(1991)强调扁平状或板条状碳酸盐内碎屑曾遭受强烈的风暴侵蚀和改造。Wignall 和 Twitchett(1999)认为上寺剖面的扁平砾石灰岩就是属于错时相灰岩的扁平砾石灰岩。在川西北地区所见的扁平砾石灰岩(图 4b、c)出现于飞仙关组一段, 位于角砾状灰岩沉积层之上; 扁平砾石可分为两种: ① 长度一般 1~2 cm 长度的板条状



图 4 川西北地区飞一段同生砾屑灰岩与丘状交错层理颗粒灰岩特征

Fig. 4 Characters of syngenetic calcirudyte and hummocky cross-bedding grain limestone of the first member of Feixianguan Formation seen in Northwestern Sichuan Area

(a) 广元上寺剖面飞仙关组一段角砾状灰岩,砾石大小不一;(b) 青川大沟里剖面飞仙关组一段可见两种扁平砾石;(c) 青川大沟里剖面飞仙关组下部砾屑灰岩,砾屑局部呈菊花状;(d) 广元上寺剖面砾屑灰岩底部发育不规则的侵蚀冲刷面;(e) 显微镜下上寺剖面砾屑微观特征,砾屑边界明显,压实作用影响明显,单偏光,对角线长 4mm;(f) 广元上寺剖面飞仙关组一段丘状交错层理

(a) brecciform limestone seen in the lowest member of Feixianguan Formation in Shangsi Section, Guangyuan; (b) two types of flat pebble seen in the first member of Feixianguan Formation, Dagouli Section, Qingchuan; (c) calcirudyte and chrysanthemums-shaped rubble seen in lowest member of Feixianguan Formation, Dagouli Section, Qingchuan; (d) the irregular erosion surface developed at the base of calcirudyte, Shangsi Section, Guangyuan; (e) hummocky cross bedding seen in the first member of Feixianguan Formation, Shangsi Section, Guangyuan

砾石(图 4c),岩层内可见显示风暴成因的菊花状结构;② 长度厘米级至十余厘米的顺层排列的竹叶状砾石(图 4b),常位于 1~2 cm 长度的板条状砾石层之下,显示沉积水体能量有变化。扁平砾石灰岩底部常发育不规则的侵蚀冲刷面和侵蚀沟铸模(图 4d)。扁平砾石灰岩常与丘状交错层理颗粒灰岩呈互层,下伏(或间隔有纹层状低能沉积)为高能条件下沉积的角砾状灰岩,显示从角砾状灰岩到扁平砾石灰岩,水体能量有降低的趋势。

2.2.2 丘状交错层理颗粒灰岩沉积

与飞仙关组下部同生砾屑灰岩伴生的颗粒灰岩中见丘状交错层理(图 4f),丘状交错层理为风暴岩中最为独特的沉积构造,也是辨别风暴沉积最明显的标志;川西北地区飞仙关组下部的风暴沉积中发育的丘状交错层理发育,丘高 0.5~2cm,丘长 5~10cm,大多数是数个丘状层相互叠加、组合形成,表明风暴强烈且持续时间较长。丘状交错层理颗粒灰岩中的碳酸盐颗粒一般为砂屑和粉屑,颗粒灰岩底部常发育侵蚀界面(图 4f),丘状层理段常与扁平砾石灰岩呈互层,之下岩石常为泥质灰岩或微晶灰岩,或是数毫米—几厘米的纹层状灰质泥岩段,反映了一次风暴流中水动力由强变弱的特征。在川西北地区所见丘状交错层理颗粒灰岩与砾屑灰岩共生,反映了该套强水动力条件沉积与风暴流密切的关系。飞仙关组下部从纹层状泥质灰岩到角砾状灰岩、扁平砾石灰岩及丘状交错层理颗粒灰岩的岩性变化显示风暴为诱因的地质事件的突然出现;水动力条件的激烈变化,可能是古气候急剧变化的结果。

2.2.3 沙纹层理灰质粉砂岩

沙纹层理灰质粉砂岩主要见于合川盐井溪剖面,向下距离 P—T 界线有 30m 左右的厚度,沙纹层理灰质粉砂岩与下伏纹层状泥质灰岩之间可见冲刷、侵蚀界面(图 5a),反映水动力增强的过程。野

外露头所见沙纹层理粉砂岩的层理层系呈丘状(图 5a),推测层理的形成可能与风暴作用有关。显微镜下见粉砂级颗粒主要为磨圆、分选均较差的石英碎屑,从泥质粉砂质灰岩纹层到沙纹层理灰质粉砂岩向下收敛的细层之间,可见灰质泥岩薄纹层(图 5b);该套沙纹层理粉砂岩累积厚度小于 2m,每层厚度仅几厘米到十几厘米,可见 3~4 个由粉砂岩到纹层状泥质灰岩、泥页岩的旋回;沙纹层理粉砂岩刚出现时水动力变化最强,其冲刷侵蚀现象也最为明显,这与川西北地区砾屑灰岩有相似的特征。

3 讨论

3.1 P—T 事件后的全球古海洋与古气候

Woods(2005)对早三叠世古海洋及古气候众多研究成果的总结认为:① 早三叠世古海洋可能是缺氧的和静水的,缺氧海水在 Griebachian 期涌入浅海环境;② 海洋缺氧可能为近乎停滞的海洋循环所致;③ P—T 事件发生时大气中 O_2 含量降低而 CO_2 含量显著增加;④ 全球变暖导致了极地地区温暖、沙漠地带的扩张以及大气循环大范围的重组;⑤ 早三叠世古气候受季风条件控制(巨型季风),且风暴在强度和持续时间上都有所增加。

晚古生代冈瓦纳大陆和劳亚大陆的碰撞形成了一个单独的大陆—泛大陆和一个巨大的海洋—泛大洋,以及较小的特提斯海。对古海洋学的重建研究认为新特提斯可能向古大洋开口,而古特提斯却比较封闭(Scotese,1994);大气 CO_2 和 O_2 的重建表明 P—T 界线处大气 CO_2 含量极为丰富,而 O_2 含量却处于较低的水平(Berner,2006);相应地,这一时期的古海洋底层水的缺氧条件也非常明显(Isozaki,1997)。早三叠世早期,异常碳酸盐岩沉积广泛出现在全球范围,浅海碳酸盐陆棚普遍显示出大量的微生物建造,或以胶结岩扇和壳的形式形成海底无机

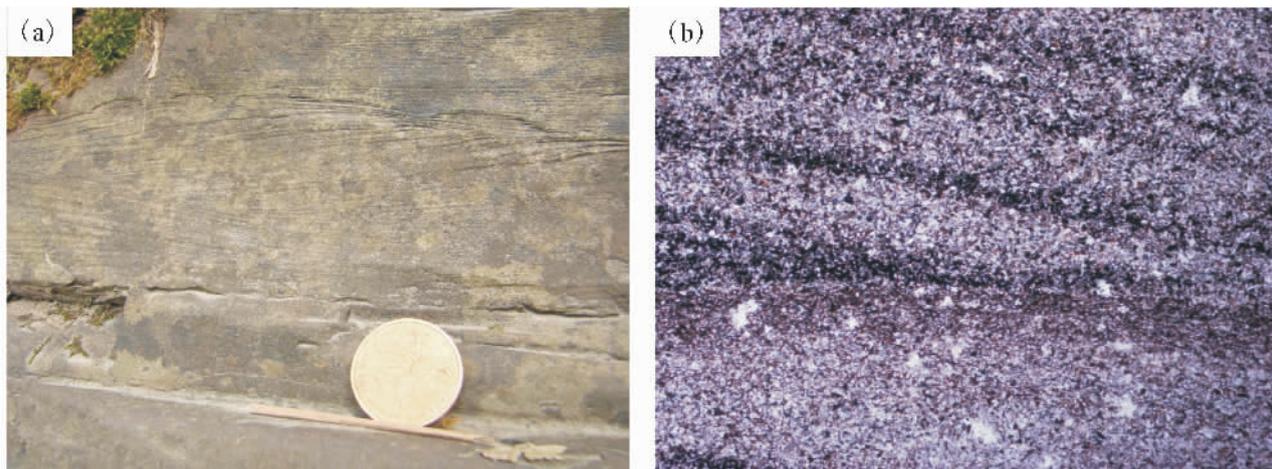


图5 合川盐井溪剖面飞一段沙纹层理粉砂岩特征

Fig. 5 Characters of ripple bedding siltstone of the first member of Lower Triassic Feixianguan Formation seen in Yanjingxi Section, Hechan

(a) 飞仙关组一段沙纹层理粉砂岩特征,层系顶部呈现丘状起伏;(b) 飞仙关组下部细层向下收敛的沙纹层理灰质粉砂岩(上)与水平层理灰质泥岩及粉砂质灰岩(下),单偏光,对角线长4mm

(a) the feature of ripple bedding in the lowest member of Feixianguan Formation, buninoid undulation seen in local bedding series;(b) limy siltstone with downward convergent ripple bedding (upper part) and limy mudstone and silty limestone with horizontal stratification (lower part), plane polarized light, the diagonal is 4mm

方解石沉积(Baud et al., 1997; Woods et al., 1999);大部分下三叠统微生物岩和无机方解石沉积物在P-T界线处发现,显示了微生物岩和其他无机沉积物具有共同的起源(Woods, 2005)。

早三叠世泛大陆面积巨大,几乎延伸贯穿到两极地区,并对这一时期古气候产生了重要影响。超级大陆以强烈的季节性变化为特征(Parrish, 1993),大陆内部可能十分干旱(Davies et al., 1997; Parrish et al., 1982)。气候模拟认为泛大陆被强烈的季节性降雨模式控制(Kutzbach et al., 1989; Wilson et al., 1994)。这种模式是泛大陆“巨型季风”发展的结果,季风得以发展主要因为泛大陆地形几乎关于赤道对称,半球间温度季节性的相反所造成的压力梯度使得气流越赤道而过,当气流从一个半球传至另一个半球的时候其会经过特提斯海,而特提斯海将会提供大量的湿气和潜热到气团之中(Kutzbach et al., 1989; Parrish, 1993)。其结果就会产生强烈的季节性降雨且气候被潮湿的夏季和干燥的冬季所控制。此外,早三叠世全球变暖可能导致飓风和冬季风暴发生的强度和频率增加(Barron, 1989; Ito et al., 1989; Kidder et al., 2004),晚二叠世和早三叠世海洋表层和底层都存在温暖海水,这可能使飓风达到比现在更大的强度,只要不登上陆地,这些飓风会在长时间内存在(Kidder et al.,

2004)。

早三叠世上扬子地区位于较为封闭的古特提斯海域,早三叠世早期(飞仙关期)纹层状灰质泥岩/泥质灰岩发育,反映了低能环境沉积;但局部的高能沉积夹层(例如风暴沉积)则反映了早三叠世早期紊乱的大气环流;从低能沉积到高能沉积的沉积物质的转变,同时从静水条件到动荡水条件的环境变化,似乎预示着早三叠世早期生物大灭绝以后不同寻常的古海洋和古气候变化。反映动荡水沉积的砾屑灰岩、微生物岩、沙纹层理粉砂岩广泛出现于上扬子地区。在同一时期,条带状灰岩、扁平砾石灰岩等“错时相”灰岩在扬子地区非常常见(赵小明等, 2008; 童金南等, 2009)。总体来看,关于下三叠统“错时相”的研究,无论在中国还是在海外,目前还处于起步阶段;这些沉积物的形成一方面与大灭绝导致的后生动物缺失有关,另一方面与当时的特殊海洋水化学条件有关,并不都与微生物作用直接联系(童金南等, 2009)。

3.2 飞仙关组一段时期上扬子地区古地理演化

在四川盆地的多个剖面中,飞仙关组与下伏二叠系的界线表现为同期火山物质蚀变产生的粘土层,该粘土层是古、中生界之交的一重要等时面,同时华南地区的二叠系—三叠系界线(PTB)也是一容易识别的直观界线,实际上已是国际上承认的二叠

系—三叠系界线(黄思静等,2009);在浙江长兴煤山和四川广元上寺等地 PTB 粘土层中锆石的 U-Pb 同位素年龄值为 $252.6 \pm 0.2\text{Ma}$ (Mundil et al., 2004)。野外调查与前人资料均显示,P—T 界线粘土沉积普遍发育于四川盆地北部和中、东部地区,以此作为研究区等时对比的标志层是可行的。

在有牙形石古生物数据的广元上寺和重庆凉风垭剖面(Wignall and Twitchett, 1999;金若谷和黄恒铨,1987),砾屑灰岩(包括角砾状灰岩和风暴成因的扁平砾石灰岩)都出现于上格里斯巴赫(亚)阶。在广元上寺剖面,P—T 界线粘土之上、角砾状灰岩之下的以灰岩为主的低能环境沉积厚度约 60m;在重庆凉风垭剖面,界线粘土之上、扁平砾石灰岩之下的纹层状为主的低能环境沉积为约 30m 厚度;在合川盐井溪剖面,界线粘土之上、沙纹层理粉砂岩之下的纹层状低能环境沉积厚度约为 30m。相似的厚度条件(广元上寺因为更靠近台地而灰岩厚度大、在纹层状沉积之下见厚层状灰岩)和相同的纹层状岩性特征,是否指示了之上发育的风暴成因的重力流沉积是等时启动的?需指出的是,在意大利 Dolomites 地区的格里斯巴赫(亚)阶发育相似的岩性段(Horacek et al., 2007):从 Mazzin 段粉砂质粘土岩、灰质泥岩(低能环境)夹内碎屑泥粒灰岩风暴沉积,到扁平砾石灰岩发育的 Seis—Siusi 段。相似的岩性变化在土耳其南部也有显示,为低能深水的碳酸盐海底胶结岩扇到风暴成因的扁平砾石灰岩的沉积(Pruss et al., 2006)。

P—T 转换时期的全球海平面升降问题一直以来有很大的争议,从扬子区这一时期广泛出现的干裂缝、蒸发盐假晶、溶解垮塌角砾岩等分析,P—T 转换时期的扬子地区应该有一次海平面下降事件(吴亚生等,2006a, b);从 P—T 界线以上的沉积物分析,飞一时期上扬子地区存在从康滇古陆到古秦岭洋的斜坡环境;在 P—T 界线海退背景条件下,飞一时期发生一定规模的海侵,从峨眉龙门洞剖面东川组底部陆相及过渡相陆源碎屑岩分析,这一时期海侵的幅度不足以在重庆、广元等地形成远洋泥质沉积。在考虑“开江—梁平海槽”(王一刚等,2006, 2009)的影响时,我们不得不注意这样的现实:①在远离“海槽”的重庆地区同样广泛发育上格里斯巴赫(亚)阶风暴沉积;②川西北地区扁平砾石灰岩中见菊花状构造、在颗粒灰岩中见到丘状交错层理,这指示着重庆地区和川北广大地区早三叠世早期沉积是发育在风暴浪基面之上的。

王一刚等(2009)认为四川盆地北部早三叠世古地理格局继承了晚二叠世特征;但依据地震资料划分的川东地区早三叠世“海槽”范围比钻井划分的范围更窄,在无沉积间断的前提下,下三叠统飞仙关组沉积早期是继承上二叠统沉积方式的欠补偿沉积,而非前人描述的快速充填沉积(邓雁等,2004);这一结论在晚二叠世长兴期生物礁发育的川东五百梯构造有明显的显示,台地边缘生物礁很快向南西方向相变为“海槽”沉积,台缘斜坡宽度窄。根据青川大沟里等剖面上二叠统“大隆组”上部的硅质岩为台地相生屑灰岩在成岩期被硅质交代所致,上二叠统上部硅质岩并不都反映“海槽”或斜坡深水环境。早三叠世早期,原晚二叠世碳酸盐台地范围发生因海平面升高而沉积的纹层状沉积,并不能全部代表以前认为的深水环境;若如此,则风暴成因的动荡水沉积之前发育的几乎遍及上扬子地区古特提斯海的纹层状、条带状静水沉积和条带状灰岩沉积就很可能反映了上扬子地区停滞海洋水体条件。从停滞海洋到动荡海洋的环境条件变化,反映了古气候、古海洋以及古地理的显著变化,这其中的内在机制值得深入探讨。

3.3 大灭绝事件后上扬子地区古气候变化:

Gaia 效应的影响?

Gaia 理论认为,生物对其生活的环境有巨大的影响作用,能调节包括气候、碳循环等在内的全球环境(Lovelock, 1972;孙枢等,2008)。Gaia 理论强调生物对整个地球系统的调节作用以及对全球环境的反馈作用,生物作用遏制了地球系统向极端情况发展,使得生物与环境协同进化与发展(孙枢等,2008)。依据这一理论我们可以推断,P—T 生物大灭绝事件之后,生物对整个地球系统的调节作用减弱,那么地球系统向极端情况发展的趋势将得不到有效制约,全球古气候将变得极端恶劣,我们称之为 Gaia 效应,它可能就是早三叠世早期风暴岩广泛发育的最重要影响因素之一。

起码在位于古特提斯海域的上扬子地区,晚二叠世长兴期碳酸盐岩沉积内很少有风暴沉积的报道,野外剖面很少看到典型的风暴岩;有关风暴沉积的报道集中于早三叠世。笔者等对国内公开发表的关于风暴沉积的学术论文的统计表明,三叠纪和寒武纪是显生宙风暴沉积最为发育的两个时期,三叠纪风暴沉积远远多于二叠纪(多集中于早二叠世,晚二叠世风暴岩的报道仅见 2 篇),已经识别的三叠纪风暴沉积也多出现于早三叠世。在上扬子地区,风

暴对长时期碳酸盐岩沉积的影响并不常见;当然这可以解释为长兴组碳酸盐岩常生长为抗浪的生物礁,但在礁间环境和生物礁不甚发育的碳酸盐台地,类似早三叠世典型的风暴沉积也非常少见。但是在上扬子地区早三叠世早期的风暴沉积普遍发育,不仅如此,沿皖南到苏南的广大区域内,早三叠世风暴沉积广泛分布于自殷坑组至扁担山组内(王文彬,1990)。在意大利 Dolomites 地区,下三叠统 Mazzin 段夹多层风暴岩(Horacek et al.,2007)。Pruss 等(2006)认为在土耳其南部、美国西部等地广泛分布的早三叠世扁平砾石砾岩形成于风暴盛行的潮下环境;相似的观点被 Wignall 和 Twitchett(1999)用以解释重庆凉风垭剖面的飞一段中、上部碳酸盐台地相扁平砾石灰岩。这都使我们有理由怀疑,P—T 生物灭绝事件和盛行于早三叠世的风暴之间或许存在着成因上的联系(Gaia 效应)。赵小明等(2008)指出早三叠世海洋环境强烈的不稳定性反映了当时生态系统对环境调配缓冲功能的丧失,这一观点和 Gaia 效应在本质上是如出一辙的;童金南和殷鸿福(2009)也指出早三叠世记录比较完整的几类化石类群如牙形石、菊石和双壳类等,都在早三叠世复苏期经历了多次的次级灭绝—残存—复苏过程,不仅体现了生物演化的阶段性,而且记录了生物与环境相互作用、相互制约、相互促进、共同发展的复杂历程。在这一过程里,生物对环境的反作用应引起重视。

如果这一推断成立,极端气候事件为什么不在生物大灭绝之后立刻发生、而是出现一定时期(相对静水沉积物沉积时期)的滞后?从上扬子地区地质实际观察:这其中可能存在两个方面的影响因素:① P—T 转换时期多幕式生物灭绝,反映了当时地球表层系统表现出不稳定性和长期性(谢树成等,2009),P—T 界线粘土之上,生屑灰岩或含生屑的微晶灰岩层并没有完全消失,而是表现为厚度减小,生物含量比例降低,反映了生物灭绝并不是突然发生的,而是显示出与环境的相互作用;② 川西北地区大面积分布的角砾状灰岩中角砾出现定向排列(图 4a),所以不能排除地外因素影响的可能性,在纹层状泥质灰岩沉积后的早三叠世早期,地外因素引发气候异常,所以在该时期风暴沉积普遍。相关问题的深入研究,将为我们揭开三叠纪生物复苏过程和三叠纪古环境变化特征提供重要线索。

4 结论

(1)在 P—T 界线生物大灭绝事件以后的早三

叠世早期,上扬子地区多个剖面呈现从纹层状微晶灰岩、灰质页岩或条带状灰岩等低能环境沉积到角砾状灰岩、扁平砾石灰岩、丘状交错层理颗粒灰岩、沙纹层理粉砂岩等高能沉积的岩性转换。

(2)低能环境纹层状沉积和条带状灰岩沉积反映了上扬子地区所处的古特提斯海海洋循环的近乎停滞。上覆于低能沉积之上的同生砾屑灰岩、丘状交错层理颗粒灰岩、沙纹层理粉砂岩等动荡水沉积与风暴作用有关;在低能环境纹层状沉积与动荡海水沉积之间常见冲刷、侵蚀界面。

(3)从低能环境停滞海洋沉积到高能环境沉积的岩性变化可能是等时的,反映了剧烈的古气候变化及从近乎停滞到极端紊乱的大气、海洋条件。

(4)P—T 生物大灭绝可能对早三叠世早期古气候和大气循环起到了显著作用,P—T 事件后生物对整个地球系统的调节作用减弱,地球系统向极端情况发展的趋势得不到有效制约,全球古环境与古气候变得极端恶劣。

参 考 文 献 / References

- 邓雁,张延充,李忠,王勤耕,曹明,巫芙蓉,张翠兰,王玉华. 2004. 川东下三叠统飞仙关组沉积相研究. 勘探地球物理进展,27(5):371~375.
- 冯仁蔚,王兴志,张帆,庞艳君. 2007. 川西北广旺地区飞仙关组沉积岩石学特征及沉积环境分析. 地质调查与研究,30(2):98~109.
- 冯增昭. 1997. 中国南方早中三叠世岩相古地理. 北京:石油工业出版社:121~142.
- 黄思静, Qing Hairuo, 黄培培, 胡作维, 王庆东, 邹明亮, 刘昊年. 2008. 晚二叠世—早三叠世海水的锶同位素组成与演化—基于重庆中梁山海相碳酸盐的研究结果. 中国科学(D辑),38(3):273~283.
- 金若谷, 黄恒铨. 1987. 四川广元上寺二叠系—三叠系界线剖面沉积特征及环境演变. 见:古生物论文集(第十八辑). 北京:地质出版社,32~75.
- 时志强,曾德勇,熊兆军,张华,赵安坤. 2010. 三叠纪巨型季风在上扬子地区的沉积记录. 矿物岩石地球化学通报,29(2):164~172.
- 四川油气区石油地质志编写组. 1989. 中国石油地质志. 北京:石油工业出版社,(10):158~234.
- 孙枢,王成善. 2008. Gaia 理论与地球科学系统. 地质学报,82(1):1~8.
- 童金南,殷鸿福. 2009. 早三叠世生物与环境研究进展. 古生物学报,48(3):497~508.
- 童熙盛,唐勇. 1990. 重庆凉风垭飞仙关组风暴流沉积. 沉积学报,8(3):121~126.
- 汪啸风,陈孝红. 2005. 中国各地质时代地层划分与对比. 北京:地质出版社,1~379.
- 王一刚,文应初,洪海涛,夏茂龙,范毅,文龙,孔令霞,武川红. 2009. 四川盆地北部晚二叠世—早三叠世碳酸盐岩斜坡相带沉积特征. 古地理学报,11(2):143~156.

- 王一刚,文应初,洪海涛,夏茂龙,张静,宋蜀筠,刘划一. 2006. 四川盆地及邻区上二叠统一下三叠统海槽的深水沉积特征. 石油与天然气地质, 27(5):702~714.
- 王英华. 1991. 中、下扬子区海相碳酸盐成岩作用研究. 北京:科学技术文献出版社, 58~67.
- 魏国齐,陈更生,杨威,杨雨,胡明毅,张林,吴世祥,金惠,沈珏红. 2004. 川北下三叠统飞仙关组“槽台”沉积体系及演化. 沉积学报, 22(20):254~260.
- 吴亚生,姜红霞,廖太平. 2006a. 重庆老龙洞二叠系—三叠系界线地层的海平面下降事件. 岩石学报, 22(9):2405~2412.
- 吴亚生, Yang W, 姜红霞, 范嘉松. 2006b. 江西修水二叠纪—三叠纪界线地层海平面下降的岩石学证据. 岩石学报, 22(12):3039~3046.
- 谢树成,殷鸿福,曹长群,王春江,赖旭龙. 2009. 二叠纪—三叠纪之交地球表层系统的多幕式变化:分子地球生物学记录. 古生物学报, 48(3):487~49.
- 章雨旭,万渝生. 1990. 北京西山竹叶状灰岩的成因. 见:中国地质科学院地质研究所所刊,第 22 号. 北京:地质出版社, 56~63.
- 章雨旭,彭阳,高林志. 1997. 北京西山寒武系—奥陶系主要副层序类型及其形成机制探讨. 地质论评, 43(2):148~154.
- 章雨旭. 2001. 试论华北地台寒武纪地层的穿时性. 沉积与特提斯地质, 21(1):78~87.
- 赵小明,童金南,姚华舟,张克信, Chen Zhongqiang. 2008. 华南早三叠世错时相沉积及其对复苏期生态系的启示. 中国科学(D 辑), 38(12):1564~1574.
- 赵永胜,王多义,胡志水. 1994. 四川盆地西缘早三叠世早期碳酸盐重力流沉积与环境. 沉积学报, 12(2):1~9.
- 《中国地层典》编委会. 2000. 中国地层典:三叠系. 北京:地质出版社, 1~48.
- Barron E J. 1989. Severe storms during Earth history. Geol. Soc. Am. Bull., 101:601~612.
- Baud A, Cirilli S, Marcoux J. 1997. Biotic response to mass extinction: The lowermost Triassic microbialites. Facies, 36:238~242.
- Baud A, Richoz S, Pruss S. 2007. The lower Triassic anachronistic carbonate facies in space and time. Global and Planetary Change, 55:81~89.
- Berner R A. 2006. GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O₂ and CO₂. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70:5653~5664.
- Davies G R, Moslow T F, Sherwin M D. 1997. The Lower Triassic Montney Formation, west-central Alberta. Bull. Can. Pet. Geol., 45:474~505.
- Erwin D H. 1993. The Great Paleozoic Crisis, Life and Death in the Permian. New York: Columbia University Press, 1~327.
- Erwin D H. 2000. The end-Permian mass extinction and Early Triassic recovery. Catastrophic events Conference abstract, vol. Lunar and Planetary Institute Contribution 105: 43~44.
- Hallam A. 1991. Why was there a delayed radiation after the end-Paleozoic extinctions? Hist. Biol., 5:257~262.
- Holser W T, Schönlaub H P, Attrep J M, Boeckelmann K, Klein P, Margaritz M, Orth C J, Fenninger A, Jenny C, Kralik M, Mauritsch H, Pak E, Schramm J M, Stattegger K, Schmöller R. 1989. A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary. Nature 337:39~44.
- Horacek M, Brandner R, Abart R. 2007. Carbon isotope record of the P—T boundary and the Lower Triassic in the Southern Alps: Evidence for rapid changes in storage of organic carbon. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 252:347~354.
- Horacek M, Richoz S, Brandner R, Krystyn L, Spötl C. 2007. Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: The $\delta^{13}\text{C}$ record from marine sections in Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 252:355~369.
- Isozaki, Y. 1997. Permo—Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from the lost deep sea. Science, 276:235~238.
- Ito M, Ishigaki A N T, Saito T. 2001. Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic. Geology, 29:87~89.
- Jin Yugan, Wang Yue, Wang Wei, Shang Qinghua, Cao Changqun, Erwin D H. 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian—Triassic boundary in South China. Science, 289, 432~436.
- Kidder D L, Worsley T R. 2004. Causes and consequences of extreme Permo—Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo—Triassic extinction and recovery. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 203:207~237.
- Korte C, Kozur H W. 2010. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian Triassic boundary: A review. Journal of Asian Earth Sciences. in press.
- Korte C, Kozur H W, Bachmann G H. 2007. Carbon isotope values of Triassic lacustrine and hypersaline playa-lake carbonates: lower Buntsandstein and middle Keuper (Germany). Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 29:1~10.
- Korte C, Kozur H W, Mohtat-Aghai P. 2004. Dzhulfian to lowermost Triassic $\delta^{13}\text{C}$ record at the Permian/Triassic boundary section at Shahreza, Central Iran. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B Beiheft, 18:73~78.
- Kozur H W. 1998. Some aspects of the Permian Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 143:227~272.
- Kutzbach J E, Gallimore R G. 1989. Pangaeon climates: Megamonsoons of the megacontinent. J. Geophys. Res., 94:3341~3357.
- Lovelock J E. 1972. Gaia as seen through the atmosphere. Atmospheric Environment, 6:579~580.
- Mundil R, Ludwig K R, Metcalfe L, Renne P R. 2004. Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed system Zircons. Science, 305:1760~1763.
- Parrish J T. 1993. Climate of the supercontinent Pangea. J. Geol., 101:215~233.
- Parrish J T, Ziegler A M, Scotese C R. 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 40:67~101.
- Payne J L, Lehrmann D J, Wei J, Orchard M J, Schrag D P, Knoll A H. 2004. Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. Science, 305:506~509.
- Pruss S B, Bottjer D J, Corsetti F A, Baud A. 2006. A global marine sedimentary response to the end-Permian mass extinction: Examples from southern Turkey and the western

- United States. *Earth-Science Reviews*, 78 : 193~206.
- Scotese C R. 1994. Early Triassic paleogeographic map. in: Klein G D. Ed. *Pangea; Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during Accretion, Zenith and Breakup of a Supercontinent*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. , 288; 7.
- Sepkoski J J, Bambach R K, Droser M L. 1991. Secular changes in Phanerozoic event bedding and the biological imprint. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A. eds. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Heidelberg: Springer-Verlag. 298~312.
- Stanley S M, 1988. Paleozoic mass extinctions: shared patterns suggest global cooling as a common cause. *American Journal of Science*, 288; 334-352.
- Twitchett R J, Krystyn L, Baud A, Wheelley J R, Richoz S. 2004. Rapid marine recovery after the end-Permian mass-extinction event in the absence of marine anoxia. *Geology*, 32 : 805~808.
- Wignall P B, Hallam A. 1992. Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93 : 21~46.
- 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. 1999. Unusual intraclastic limestones in Lower Triassic carbonates and their bearing on the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Sedimentology*, 46; 303~316.
- Wignall P B, Twitchett R J. 2002. Extent, duration, and nature of the Permian—Triassic superanoxic event. in: Koeberl C, MacLeod K C. Eds. *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. , 356; 395~413.
- Wilson K M, Pollard D, Hay W W, Thompson S L, Wold C N. 1994. General circulation model simulations of Triassic climates: preliminary results. in: Klein G D. ed. *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during Accretion, Zenith and Breakup of a Supercontinent*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. , 288; Boulder, CO; 91~116.
- Woods A D. 2005. Paleooceanographic and paleoclimatic context of Early Triassic time. *Comptes Rendus Palevol.* , 4; 463~472.
- Woods A D, Bottjer D J, Mutti M, Morrison J. 1999. Lower Triassic large sea-floor carbonate cements: Their origin and a mechanism for the prolonged biotic recovery from the end-Permian mass extinction. *Geology*, 27; 645~648.

The Lowest Member of Lower Triassic Feixianguan Formation in Upper Yangtze Region: Sedimentary Records from Sluggish Water to Turbulent Ocean after the Mass Extinction

SHI Zhiqiang, YI Haisheng, ZENG Deyong, ZHANG Hua

Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059

Abstract : In upper Yangtze Region, laminated microcrystalline limestone, calcareous shale or ribbon limestone widely developed during the earliest stage of Early Triassic time, just after the Permian Triassic boundary (PTB) mass extinction, which represented the Sluggish oceanic circulation. As seen at the sections in Jiangyou, Guangyuan, Wangcang County, Sichuan Province and Chongqing Municipality, the storm-related sediments such as brecciform limestone, flat-pebble conglomerate calcirudyte, hummocky cross-bedding grain limestone, ripple bedding siltstone overlapped on the laminated or ribbon deposits. Erosion surfaces were usually seen between the low-energy deposits and the storm-related turbulent oceanic deposits, which indicated the unusual paleo-oceanographical and paleoclimate changes during the earliest stage of Early Triassic interval. As a main type of Early Triassic anachronistic facies which showed the turbulent oceanic conditions, brecciform limestone and flat-pebble conglomerate calcirudyte were widely seen in the northwestern part of upper Yangtze Region. It was considered that the PTB event dramatically affected the Early Triassic paleoclimate and atmospheric circulation. After the PTB mass extinction, the moderating effect caused by creature fell off and extreme palaeoenvironment and paleoclimate reigned over the Earth.

Key words: Early Triassic; lowest member of Feixianguan Formation; anachronistic facies; upper Yangtze Region; evolution of sedimentary facies