

大贵州滩二叠系—三叠系界线附近 锶同位素组成特征

肖加飞¹⁾, 李荣西²⁾, 王兴理¹⁾, 魏家庸²⁾

- 1) 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳, 550002;
2) 长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 西安, 710054

内容提要: 位于贵州南部的“大贵州滩”上, 二叠系—三叠系界线附近地层为一套连续的发育完整的碳酸盐岩。二叠系顶部主要为厚层生物屑泥粒灰岩, 而三叠系底部则主要为钙质微生物骨架灰岩及厚层粒泥灰岩。穿过二叠系—三叠系界线的取样累计厚度 81m, 二叠系和三叠系大致各占一半的厚度, 共取样品 91 件, $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 值变化在 0.707269~0.707409 之间, 平均为 0.707327, 低于现代海水的锶同位素比值的平均值(0.7090737)。锶同位素比值变化曲线表明从晚二叠世末期到早三叠世初期, 同位素比值虽小幅度的起伏波动频繁, 但总体上没有明显变化, 三叠系底部的平均值(0.707330)略高于二叠系顶部的平均值(0.707323)。大贵州滩晚二叠世末至早三叠世初锶同位素组成的总体演化趋势与扬子台地及世界其它地方同时期的锶同位素组成的演化趋势(呈急剧的上升)不同, 造成这种状况的原因可能是在全球事件控制的大背景下, 由于大贵州滩特殊的环境条件, 陆源物质对其影响小, 导致了壳源锶对锶同位素组成的制约作用减弱, 因而锶同位素组成未发生明显变化。

关键词: 锶同位素; 二叠系—三叠系界线; 碳酸盐岩; 大贵州滩

“大贵州滩”是三叠纪南盘江盆地中位置最靠北、发育较好的一个孤立碳酸盐岩台地。主要位于贵州南部的罗甸县、平塘县境, 向南尚延入广西北部(图 1)。研究剖面位于台地中部罗甸县边阳镇打将村东侧, 二叠系—三叠系界线附近地层为一套连续的发育完整的碳酸盐岩, 是研究该时期海相碳酸盐岩锶同位素组成的良好场所。

用锶同位素的比值 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 来研究海平面变化和地层对比及定年, 已成了近年来地层学研究的热点之一。有关研究表明: Sr 是示踪海平面变化的灵敏指标之一 (Burke et al., 1982; Veizet et al., 1974), Burke 等早在 1982 年就建立了显生宙以来全球海水 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 变化曲线。一些研究成果表明, 古生代高分辨率的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 变化曲线与 3 级海平面升降旋回对应 (Diener et al., 1996; Cummins et al., 1994), Koepnick 等 (1990) 补充所建立的三叠纪海水的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 变化曲线, 由于 P—T 界线附近存在沉积间断, 因而曲线不连续。我国南方很多地方 P—T 界线附近沉积连续, 是弥补欧洲、北美地区不足的理想之地。国内自上世纪

90 年代以来, 已开始了一些锶同位素组成在海平面变化、沉积环境分析和地层定年方面的应用研究工作 (黄思静等, 1997, 2001, 2002, 2004a, 2004b, 2005, 2006a, 2006b, 2006c; 石和等, 2002, 2003a, 2003b; 李华芹等, 1994; 张自超等, 1995; 杨杰东等, 1994, 2001; 李荣西等, 2000; 谢渊等, 2000; 田景春等, 1995; 刘燕学等, 2006; 向芳等, 2001; 史忠生等, 2003; 韦刚健, 1995; 崔秉荃等, 1993; 郑荣才等, 1997), 但涉及到三叠纪锶同位素研究较少 (黄思静等, 2005; 2006a; 2006b; 2006c), 特别是 P—T 界线附近锶同位素组成资料更少, 不过最近得到了补充 (黄思静等, 2008)。

1 剖面地质背景

研究剖面所在的大贵州滩 (图 1), 其大地构造位置属扬子陆块边缘 (程裕淇, 1994)。大贵州滩在晚二叠世已具雏形, 在早三叠世具有边缘鲕滩和轻微的盆地边缘斜坡, 其地貌高差大约为 50~100m; 至中三叠世滩边缘的 *Tubi phytes* 礁开始发育, 从而构筑了一个具有 400 多米高差的地貌景观, 并且盆

注: 本文为国家重点基础研究发展计划项目 (2007CB411408) 和国家自然科学基金项目 (40173005) 的成果。

收稿日期: 2008-07-18; 改回日期: 2009-04-04; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 肖加飞, 男, 1961 年生。博士, 高级工程师。主要从事沉积学和地球化学研究。通讯地址: 550002, 贵州省贵阳市观水路 46 号, 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室; Email: xiaojiafei5@163.com。

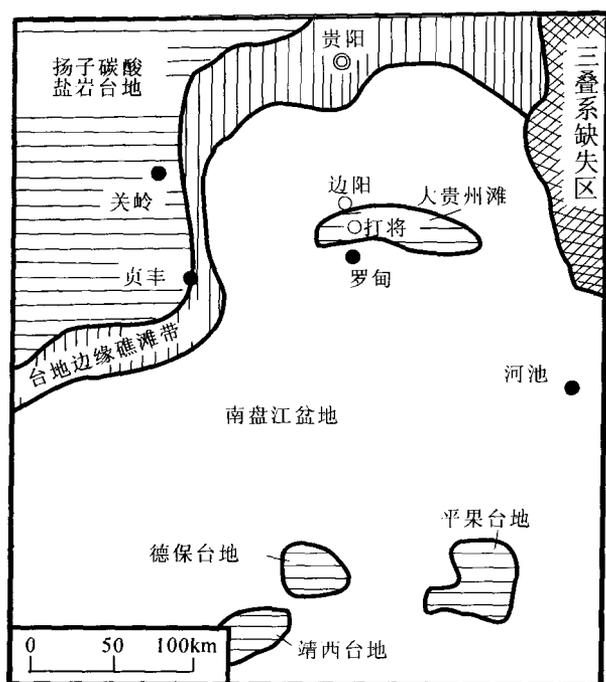


图1 大贵州滩位置图

Fig. 1 Location of the Great Bank of Guizhou

地边缘斜坡变陡,到中三叠世晚期,大贵州滩演变成了一个高起伏的具侵蚀断崖的孤立碳酸盐岩台地(Lehrmann et al., 1998)。大贵州滩最终被晚三叠世的硅质碎屑沉积掩埋,而结束了其漫长的发展演化历史。地处大贵州滩中部的罗甸县边阳镇打将剖面露头良好,为一套浅水碳酸盐岩台地连续沉积,缺失扬子大台地常见的界线粘土层,以及其上的页岩和其下的薄层硅质岩与玻屑凝灰岩。早三叠世藻类微生物层(丘)直接覆盖在晚二叠世的生物碎屑灰岩和礁灰岩之上,没有沉积间断,但岩石类型和生物面貌却截然不同(Lehrmann et al., 1998, 1999, 2001, 2003; Payne et al., 2004)。藻类微生物层为钙质微生物骨架灰岩,骨架由呈不规则状及树枝状分布的黑色球状化石组成,其间的规则孔洞被灰泥和骨骼残片充填,岩石外形呈波状至叠层状。

2 样品分析测试条件

野外采集无脉体、无变形、无蚀变的新鲜碳酸盐岩样品,在南京大学现代分析测试中心用HAc方法进行分析。首先将样品破碎混合均匀,称取0.2 g样品,用0.5M HAc浸泡并搅拌15min,后用离心机分离取出上层部分清液,上离子交换柱进行Rb、Sr分离。再用超纯水提取分离纯化后的Sr进质谱计

测定 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 同位素丰度比值。质谱仪为VG354型同位素质谱仪, $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 同位素丰度比值用美国NBS987标准值(0.710225)。从这些样品相应的微量元素的分析结果来看,Sr含量都在 250×10^{-6} 以上,最低的 278×10^{-6} ,最高的 1266×10^{-6} ,平均 445×10^{-6} ,样品含量都大于Derry(1989)建议的锶同位素地层学研究样品所需的Sr含量的最小值(200×10^{-6}),且Mn/Sr比值,除两件样品的比值大于2外,其余样品的比值都小于2(锶同位素地层学研究样品的Mn/Sr比值,一般应小于2)。可见该剖面样品受成岩作用的影响小,进行锶的同位素分析是可行的,得出的分析结果能够较好地反映海水的锶同位素组成。

3 打将剖面P—T界线附近锶同位素组成

打将剖面P—T界线附近地层的采样位置及锶同位素组成列于表1。P—T界线附近地层层序见图2,二叠系顶部主要为厚层生物屑泥灰岩,而三叠系底部则主要为钙质微生物骨架灰岩及厚层粒泥灰岩。取样的累计厚度81m,P—T界线位于取样累计厚度的41.6m处,可见界线上、下的取样厚度大致各占一半,共取样品91件。在剖面中有3个极值点,它们分别位于P—T界线之上30.4m(累计厚度72m)处($n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 为0.707096)和界线之下0.5m(累计厚度41.1m)处($n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 为0.707520)及界线之下37.2m(累计厚度4.4m)处($n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 为0.707490)。它们与上、下层间均为突变关系,是异常值,应当剔除。剔除后,锶同位素组成的演化趋势如图2所示。锶同位素比值变化在0.707269~0.707407之间,平均为0.707327,比现代海水的锶同位素比值的平均值(0.709073)(Denison, 1994)低。二叠系顶部的锶同位素比值的平均值为0.707323,而三叠系底部的锶同位素比值的平均值为0.707330,略高于二叠系顶部的平均值。

从图2可看出,P—T界线附近锶同位素组成曲线的演化趋势从晚二叠世末期到早三叠世初期,总体上并未发生明显变化,仅在P—T界线上、下10m左右的范围内比值发生小幅度的频繁波动。然而,扬子台地和世界上其它一些地方P—T界线附近锶同位素组成的演化是呈明显上升趋势的(Veizer et al., 1999; Korte et al., 2003, 2006; 黄思静等, 2008)。由此可见,该区P—T界线附近锶

表1 采样位置和锶同位素组成

Table 1 The location of sampling and Sr-isotopes composition

累计厚度(m)	$\frac{n(^{87}\text{Sr})}{n(^{86}\text{Sr})}$										
2.8	0.707338	25.5	0.707318	36.7	0.707343	42.3	0.707329	47.9	0.707273	60.8	0.70728
4.4	0.70749	26.3	0.70732	37.2	0.707294	42.6	0.707358	48.4	0.707269	62.5	0.707346
6	0.707328	27.1	0.707316	37.9	0.707285	42.9	0.707361	48.9	0.707383	63.5	0.707371
6.8	0.707339	27.8	0.707313	38.6	0.707298	43.2	0.707369	49.6	0.707407	64.5	0.707364
8.6	0.707352	28.4	0.707308	39.3	0.707331	43.5	0.707374	50.2	0.707278	65.5	0.707337
10.2	0.707363	29	0.707303	39.8	0.707359	43.8	0.707371	51.2	0.707282	66.5	0.707341
11.7	0.707378	30	0.707297	40.3	0.707301	44.2	0.707376	52.2	0.707289	67.5	0.707296
13	0.707359	31	0.70736	40.7	0.707278	44.5	0.707287	53.2	0.707293	68.5	0.707289
14.8	0.707301	31.7	0.707344	40.9	0.707275	44.9	0.707298	54.2	0.707301	69.5	0.707302
16.4	0.707345	32.4	0.707308	41.1	0.70752	45.3	0.707329	55.2	0.707347	70.5	0.707298
17.6	0.707337	33.2	0.707317	41.3	0.707308	45.7	0.707365	56.4	0.707381	72	0.707096
19.3	0.707326	34	0.707295	41.5	0.707286	46.2	0.707382	57	0.707363	73.5	0.707324
20.9	0.707321	34.8	0.707307	41.7	0.707299	46.7	0.707321	57.4	0.707351	75	0.707357
22.3	0.707314	35.6	0.707381	41.9	0.707357	47.1	0.707292	58.3	0.707347	77	0.707389
23.9	0.707309	36.2	0.707362	42.1	0.707332	47.5	0.707284	59.5	0.707296	78.7	0.707316
										81	0.707291

同位素组成的演化趋势是与众不同的。

4 影响 P—T 界线附近锶同位素组成变化的控制因素

锶在海水中存留的时间(1 Ma 以上)大大地超出了其混合时间(约 1ka),因而锶同位素组成在海水中是均一的(McArthur et al., 1992)。海水中的锶同位素组成主要受壳源锶(相对富放射性成因的锶, $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值较高)和幔源锶(相对贫放射性成因的锶, $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值较低)制约(Palmer et al., 1985, 1989)。

有关研究表明,海水的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值变化与海平面变化呈负相关关系,海平面上升,陆地面积减小,经古老岩石风化剥蚀而带入海水的富放射性成因的锶也相应减少,因而 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值就会降低。此外,海平面的上升常对应于海底扩张的加剧期,进入海水的贫放射性成因的幔源锶也就相应增多,这也会造成 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值的降低,前述二者共同作用的结果,导致 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值变小。反之,当海平面下降,则 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值增大。总之,海水的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值变化受控于海平面的升降变化(李荣西等, 2000)。从 Haq (1987) 的全球海平面变化曲线可以看出,从晚二叠世末期到早三叠世初期,海平面总体处于上升阶段。然而,从已报道的很多地方这一时期的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值,不但没有下降,反而急剧上升(Veizer

et al., 1999; Korte et al., 2003, 2006; McArthur et al., 2001; 黄思静等, 2008), 上升速率居显生宙之首(黄思静等, 2006)。在全球海平面上升的大背景下,造成这种状况的原因被解释为,二叠纪末期生物大绝灭后,处于生态空白期,古陆缺乏植被的保护,风化剥蚀加剧,不断增加的碎屑物质的供给和放射性成因锶进到同时代的海洋中;潮湿气候带陆地的扩张带来的放射性成因锶通量的增加(Korte et al., 2003; 黄思静等, 2006, 2008)。

大贵州滩晚二叠世末至早三叠世初锶同位素组成的演化趋势与其它地方同时期锶同位素组成的演化趋势不同,究其原因,除了受全球性事件的控制外,可能与打将剖面所处的位置有关,其处于大贵州滩内部,这是一个特殊的地貌单元(远离陆地,四周为深水盆地的孤立碳酸盐岩台地,类似于现代的巴哈马滩),长期处于一种水浅、清洁、循环良好的环境,受陆源物质的影响小,而有别于其它与陆相连的台地。P—T 界线附近没有发现陆源碎屑岩和火山碎屑岩,为一套连续的浅水碳酸盐沉积。早三叠世初藻类微生物层(丘)的反复出现(Lehrmann et al., 2001),也显示了大贵州滩特殊的沉积环境。锶同位素组成的演化趋势,可能既受全球性事件的影响,又受地方性条件的制约,因而显示了其独特的色彩。

由于陆源物质对大贵州滩碳酸盐沉积的影响小,导致了壳源锶对锶同位素组成的制约作用减弱,因而 P—T 界线附近锶同位素组成总体上未发生明

显变化,而不同于其它地方同时期的锶同位素组成的演化趋势(呈急剧上升)。

当然,大贵州滩 P—T 界线附近锶同位素组成是否真正反映了当时海水的锶同位素组成特点,还有待于在南盘江盆地中其它孤立碳酸盐岩台地上进一步研究验证。

5 结论

(1)大贵州滩 P—T 界线附近锶同位素 $n(^{87}\text{Sr})/$

$n(^{86}\text{Sr})$ 比值变化于 0.707269~0.707407 之间,平均 0.707327,低于现代海水锶同位素比值的平均值(0.709073)。

(2)大贵州滩 P—T 界线附近锶同位素 $n(^{87}\text{Sr})/$ $n(^{86}\text{Sr})$ 比值变化曲线表明,从晚二叠世末期—早三叠世初期,锶同位素比值虽小幅度起伏波动频繁,特别是界线上、下 10m 左右范围内,但总体上没有发生明显变化,下三叠统底部的平均值(0.707330)略高于上二叠统顶部的平均值(0.707323),与同时期扬

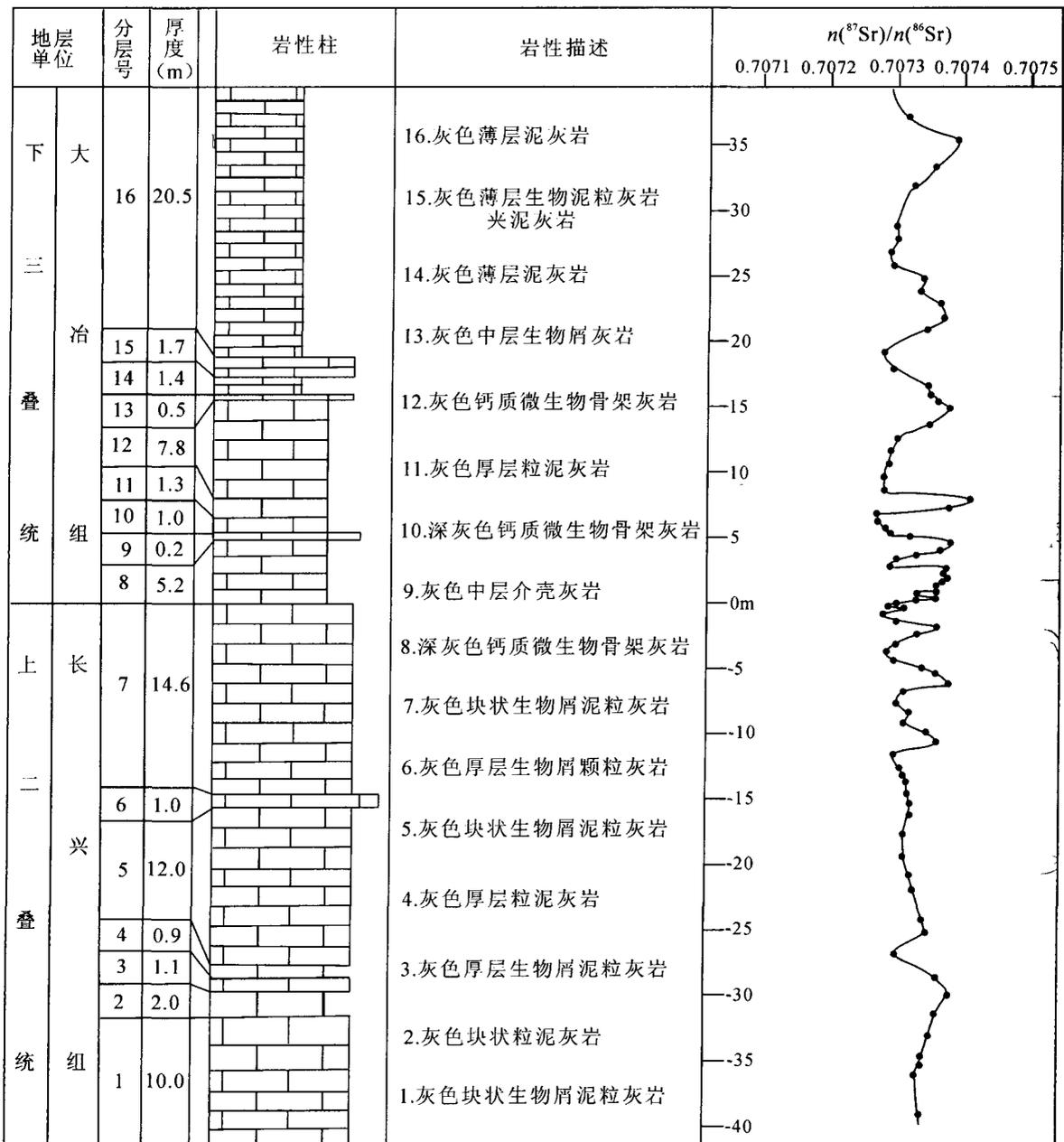


图2 大贵州滩二叠系—三叠系界线附近的地层层序和锶同位素组成的演化曲线

Fig. 2 The stratigraphic sequence and the evolution curve of Sr-isotopes composition about Permian—Triassic boundary in the Great Bank of Guizhou

子台地和世界上其它地方的锶同位素组成的演化趋势(呈急剧上升)不同。

(3)造成大贵州滩 P—T 界线附近锶同位素组成状况的原因可能是在全球事件控制的大背景下,由于大贵州滩特殊的环境条件,陆源物质对其影响小,导致了壳源锶对锶同位素组成的制约作用减弱,因而锶同位素组成未发生明显变化。

致谢:感谢审稿专家和编委会提出的宝贵意见。

参 考 文 献 / References

- 程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京:地质出版社,369~370.
- 崔秉荃,卢武长,杨绍全. 1993. 上扬子石炭纪锶同位素和微量元素铝与海平面变化的关系. 成都地质学院学报,20(3):33~38.
- 黄思静. 1997. 上扬子台地区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究. 地质学报,71(1):45~53.
- 黄思静,石和,张萌,沈立成,刘洁,武文慧. 2001. 上扬子石炭—二叠纪海相碳酸盐的锶同位素演化与全球海平面变化. 沉积学报,19(4):481~487.
- 黄思静,石和,毛晓冬,张萌,沈立成,武文慧. 2002. 重庆秀山寒武系锶同位素演化曲线及全球对比. 地质论评,48(5):509~516.
- 黄思静,石和,张萌,武文慧,沈立成. 2004. 锶同位素地层学在奥陶系海相地层定年中的应用——以塔里木盆地塔中12井为例. 沉积学报,22(1):1~5.
- 黄思静,石和,沈立成,张萌,武文慧. 2004. 西藏晚白垩世锶同位素曲线的全球对比及海相地层的定年. 中国科学(D辑),34(4):335~344.
- 黄思静,吴素娟,孙治雷,裴昌蓉,胡作维. 2005. 中生代海水锶同位素演化和古海洋事件. 地学前缘,12(2):133~141.
- 黄思静,孙治雷,吴素娟,张萌,裴昌蓉,胡作维. 2006. 三叠纪全球海水的锶同位素组成及主要控制因素. 矿物岩石,26(1):43~48.
- 黄思静, Qing Hairuo, 裴昌蓉, 胡作维, 吴素娟, 孙治雷. 2006. 川东三叠系飞仙关组白云岩锶含量、锶同位素组成与白云石化流体. 岩石学报,22(8):2123~2132.
- 黄思静,裴昌蓉,卿海若,胡作维,吴素娟,孙治雷. 2006. 四川盆地东部海相下—中三叠统界线的锶同位素年龄标点. 地质学报,80(11):1691~1698.
- 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.
- 李华芹,蔡红,秦正永,刘波. 1994. 蓟县中上元古界典型剖面锶同位素组成特征及其地层意义. 地球学报,(1~2):232~244.
- 李荣西,魏家庸,杨卫东,郭庆军. 2000. 用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 研究海平面变化与全球对比问题. 地球科学进展,15(6):729~733.
- 刘燕学,旷红伟,孟祥化,葛铭. 2006. 锶、碳同位素演化在新元古代地层定年中的应用——以胶辽徐淮地层分区为例. 岩石矿物学杂志,25(4):229~304.
- 石和,黄思静,沈立成,张萌. 2002. 川黔上古生界锶同位素演化曲线的地层学意义. 地层学杂志,26(2):106~110.
- 石和,黄思静,沈立成,张萌. 2003. 重庆秀山寒武纪海相碳酸盐的锶同位素组成及其地层学意义. 地层学杂志,27(1):71~76.
- 石和,黄思静,赵鹏肖. 2003. 贵州惠水石炭纪锶同位素曲线及年代地层对比. 中国地质,30(2):138~143.
- 史忠生,陈开远,何明军,史军,刘保军,刘刚. 2003. 锶同位素在沉积环境分析方面的应用. 石油与天然气,24(2):187~190.
- 田景春,曾允乎. 1995. 中国南方二叠纪古海洋锶同位素演化. 沉积学报,4:125~130.
- 韦刚健. 1995. 海水中 Sr 同位素组成变化的环境意义与 Sr 同位素地层学. 海洋科学,1:23~25.
- 向芳,王成善. 2001. 锶同位素在沉积学中的应用新进展. 地质地球化学,29(1):79~82.
- 谢渊,罗建宁,张哨楠,杨保星,刘家铎,李永铁. 2000. 羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世碳酸盐岩碳、氧、锶同位素与古海洋沉积环境. 矿物岩石,20(1):80~86.
- 杨杰东,王宗哲. 1994. 新疆柯坪地区早古生代地层的碳、氧和锶同位素组成. 地质论评,40(4):377~385.
- 杨杰东,郑文武,王宗哲,陶仙聪. 2001. Sr、C 同位素对苏皖北部上—前寒武系时代的界定. 地层学杂志,25(1):44~47.
- 张自超. 1995. 我国某些元古宙及早寒武世碳酸盐岩石的锶同位素组成. 地质论评,41(4):349~354.
- 郑荣才,刘文均. 1997. 龙门山泥盆纪层序地层的碳、锶同位素效应. 地质论评,43(3):264~272.
- Burke W H, Denison R E, Hetherington E A, Koepnick R B, Nelson H F, Otto J B. 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516~519.
- Chaudhuri S and Clauer N. 1986. Fluctuation of isotopic composition of Strontium in seawater during the Phanerozoic Eon. *Chemical Geology*, 59(4): 293~303.
- Cummins D J, Elderfield H. 1994. The Strontium isotopic composition of Brigantian (late Dinantian) seawater. *Chemical Geology*, 118(1~4): 255~270.
- Denison R E, Koepnick R B, Burke W H, Hetherington E A, Fletcher A. 1994. Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chemical Geology*, 112: 145~167.
- Derry L A, Keto L S, Jacobsen S B, Knoll A H, Swett K. 1989. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(9): 2331~2339.
- Diener A, Eloneth S, Veizer J, Veizer J, Buhl D. 1996. Strontium isotopic Stratigraphy of the Middle Devonian; Brachiopods and conodonts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4): 639~652.
- Haq B U, Handenbol J, Vail P R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156~1167.
- Koepnick R B, Denison R E, Burke W H, Hetherington E A, Dahl D A. 1990. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Chemical Geology*, 80(2): 327~349.
- Korte C, Kozur H W, Bruckschen P and Veizer J. 2003. Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic Seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(1): 47~62.
- Korte C, Jasper T, Kozur H W, Veizer J. 2006. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of Permian seawater. *Paleogeography Paleoclimatology Paleocology*, 240: 89~107.
- Lehrmann D J, Wei J Y, and Enos P. 1998. Controls on facies architecture of a large Triassic carbonate platform: the Bank of Guizhou, Nanpanjiang Basin, South China. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 311~326.
- Lehrmann, D J, 1999. Early Triassic calcimicrobial mounds and biostromes of the Nanpanjiang Basin, south China; *Geology*, 27(4): 359~362.
- Lehrmann, D J, Yang W, Wei J Y, Yu Y Y and Xiao J F. 2001,

- Lower Triassic peritidal cyclic limestone: an example of anachronistic carbonate facies from the Great Bank of Guizhou, Nanpanjiang Basin, Guizhou province, South China; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173 (3~4):103~123.
- Lehrmann, D L, Payne J L, Felix S V, Dillett P M, Wang Hongmei, Yu Youyi, and Wei Jiayong. 2003. Permian—Triassic boundary sections from shallow-marine carbonate platforms of the Nanpanjiang Basin, south China; Implications for oceanic conditions associated with the end-Permian extinction and its aftermath; *Palaios*, 18(2):138~152.
- McArthur J M, Burnett J, Hancock J M. 1992. Strontium isotopes at K/T boundary, discussion. *Nature*, 355(6355): 28.
- McArthur J M, Howarth R J, and Bailey T R. 2001. Strontium isotope stratigraphy; LOWESS Version 3; best fit to the marine Sr-isotope curve for 0~509Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *Journal of Geology*, 109(2):155~170.
- Payne J L, Lehrmann D J, Wei Jiayong, 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.
- Palmer M R, Edmond J M. 1985. Sr isotopic composition of sea water over the past 75Ma. *Nature*, 314:526~528.
- Palmer M R, Edmond J M. 1989. The Strontium isotopic budget of modern ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1):11~26.
- Veizer J, Compton W. 1974. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1461~1484.
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden G A F, Diener A, Ebner S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha O G, Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic Seawater. *Chemical Geology*, 161: 59~88.

The Characteristics of Strontium Isotopes Composition about Permian—Triassic Boundary in the Great Bank of Guizhou

XIAO Jiafei¹⁾, LI Rongxi²⁾, WANG Xinli¹⁾, WEI Jiayong²⁾

1) State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guiyang, 550002;

2) Key Laboratory of Mineral Resource & Geology Engineering, Education Ministry of China, Changan University, Xi'an, 710054

Abstract: The strata about Permian—Triassic boundary are carbonates continuously developed on the Great Bank of Guizhou in Southern Guizhou Province. The top of the Upper Permian is massive bioclastic packstone, while the bottom of the Lower Triassic is calcimicrobial framestone and wackestone. 91 marine carbonate samples were sampled from the profile across the Permian—Triassic boundary, with a thickness of 81 meters. $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ ratios vary from 0.707269 to 0.707409; average value of $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ is 0.7073287, less than the average value (0.709073) of the modern seawater. The Sr-isotope curve of this profile indicates that the $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ ratios did not vary distinctly from the top Permian to bottom Triassic as a whole; whereas the curve waves continually in a small extent from Latest Permian to the beginning of the Triassic. The average value (0.707330) of the bottom Triassic is appreciably higher than that (0.707323) of the top Permian. The evolution trend of $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ ratios in the Great Bank of Guizhou, i. e. , the Sr-isotope composition has not obvious change from top Permian to bottom Triassic, is different from those (remarkable rise from the Latest Permian to the beginning of the Triassic) in the Yangtze platform and other places of the world, which may be resulted from that the Great Bank of Guizhou, even though being controlled by global events, has a special environmental condition, being less influenced by terrigenous matter, the crustal strontium action on Sr-isotope composition being very weak.

Key words: strontium isotopes; Permian—Triassic boundary; carbonate; Great Bank of Guizhou