

# 新甘交界红柳河地区早二叠世火山作用的环境响应\*

潘金花 郭召杰\*\* 刘畅 张宇

PAN JinHua, GUO ZhaoJie, LIU Chang and ZHANG Yu

北京大学造山带和地壳演化教育部重点实验室, 地球与空间科学学院, 北京 100871

The Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

2007-03-28 收稿, 2007-06-28 改回.

Pan JH, Guo ZJ, Liu C and Zhang Y. 2007. Environmental response of Early Permian volcanism in Hongliuhe area on the border between Xinjiang and Gansu provinces. *Acta Petrologica Sinica*, 23(7): 1779-1784

**Abstract** The early Permian basalts in Hongliuhe area on the Border between Xinjiang and Gansu Provinces are interbedded with limestone, and a small amount of limestone are filled in the triangle gap of pillow basalts. The carbon and oxygen isotopic composition of carbonates in intermittent volcanic eruption period and rapid volcanic eruption period are significantly different, respectively,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  are 3.2‰ and -14.2‰ in average in interbedded limestone which is partially positive, -0.7‰ and -14.2‰ in average in limestone among pillow basalts which is partially negative. The research of carbon and oxygen stable isotope shows that environment variation in the marine basin is influenced greatly by volcanic eruption.

**Key words** Carbon and Oxygen isotope, Volcanism, Carbonate rock, Early Permian, Environmental Response

**摘要** 新甘交界红柳河地区早二叠世玄武岩与灰岩互层, 玄武岩局部发育为枕状, 枕间充填灰岩。通过对剖面碳酸盐岩样品的全岩无机碳氧同位素研究发现, 与玄武岩互层的层状灰岩的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  平均值分别为 3.2‰ 和 -14.2‰, 枕状玄武岩间的块状灰岩的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的平均值分别为 -0.7‰ 和 -18.2‰, 即碳酸盐岩的碳氧同位素组成在火山快速爆发时期相对于火山活动间隙时期明显偏负。通过对层状灰岩和枕间灰岩碳氧同位素研究发现, 海盆火山作用是环境变化的主要控制因素。

**关键词** 碳同位素; 火山作用; 碳酸盐岩; 早二叠世; 环境响应

**中图分类号** P588.145; P597.2

## 1 引言

目前关于大规模火山活动的环境响应, 尤其是与生物大灭绝关系的研究, 已经成为国内外关注的焦点 (Derry *et al.*, 1994; 李玉成, 1999; Wignall *et al.*, 2001; 曹长群等, 2002; Kamo *et al.*, 2003; 南君亚等, 2004; Galli *et al.*, 2005; 彭冰霞等, 2006; Hesselbo *et al.*, 2007)。越来越多的研究资料显

示, 地质历史时期重要地层界线附近的碳同位素扰动与火山活动事件有关 (Marzoli *et al.*, 1999), 火山活动事件是造成碳循环中可见扰动的主要根源。研究火山作用在海相碳酸盐岩中的响应, 碳氧同位素方法是主要的研究手段之一。

前人关于高密度采样的稳定同位素研究, 主要是在地层界线附近、火山活动结束后连续沉积的碳酸盐岩剖面上进行 (Derry *et al.*, 1994; 李玉成, 1999; Jyotiranjan *et al.*, 2003; 南君亚等, 2004; 彭冰霞等, 2006), 其碳酸盐岩稳定同位素

\* 本文得到国家重点基础研究规划项目课题 (2007CB411305 和 2001CB409804)、国家自然科学基金项目 (40572123) 的资助。

第一作者简介: 潘金花, 女, 1981 年生, 硕士研究生, 构造地质专业, E-mail: ivyda@tom.com

\*\* 通讯作者 (Corresponding Author): 郭召杰, 教授, E-mail: zjguo@pku.edu.cn

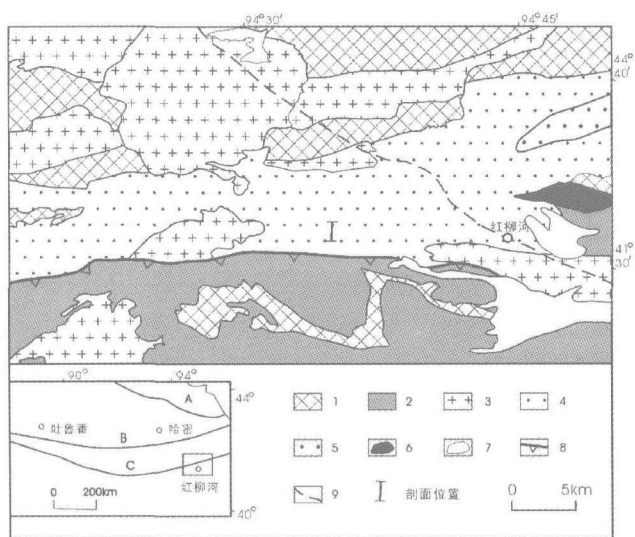


图1 红柳河地区构造地质简图

A-克拉美丽缝合带; B-中天山北缘缝合带; C-南天山缝合带; 1-元古宇; 2-古生界; 3-花岗岩; 4-下二叠统砂岩、灰岩和玄武岩; 5-下二叠统砾岩; 6-蛇绿岩块; 7-第四系; 8-断层; 9-铁路

Fig. 1 Sketch geologic map of the Hongliuhe area

研究结果间接地反映了火山活动对外生环境的影响。而本文所研究的新甘交界红柳河地区的碳酸盐岩则与火山岩互层,尤其是充填于枕状玄武岩之间的碳酸盐岩,其形成时间与火山活动事件几乎是同期的。因此红柳河地区碳酸盐岩稳定同位素组成能更直接地反映火山作用的环境响应。

## 2 地质背景及采样

新甘交界红柳河地区位于塔里木地块与中天山地块早

古生代汇聚缝合带附近(左国朝等, 2003; 赵泽辉等, 2004; 郭召杰等, 2006), 出露厚约 4000 ~ 6000m 的二叠系地层(李金宝, 2006)(图 1)。红柳河地区二叠系主要发育下二叠统红柳河群, 厚约 5023m, 角度不整合在早古生代地层之上(图 1)。李金宝等(2006)结合 1:5 万红柳河站幅、芦苇井幅和 1:20 万沙泉子幅区调报告, 把下二叠统红柳河群从下到上划分为河西组、红柳村组、芦苇井组和红柳井组。河西组以区域性角度不整合面为底, 底部岩性为花岗质砾岩、中上部岩性以杂色海相碎屑岩与碳酸盐岩为特征, 厚约 650m; 红柳村组位于河西组之上, 其底界为喷发不整合面, 以发育基性玄武岩、火山碎屑岩为主, 局部发育碳酸盐岩及火山碎屑岩与玄武岩、玄武质火山碎屑岩互层, 厚约 500m; 芦苇井组主要由一套灰-灰绿色砾岩组成, 见少量泥岩、页岩和泥晶灰岩, 厚约 3200m; 红柳井组主要由一套钙质含量较高的褐黄色钙质砾岩、钙质长石砂岩、钙质粉砂岩组成, 厚约 700m。结合前人的成果和地层对比, 河西组时代定为早二叠世早期; 红柳村组、芦苇井组和红柳井组目前还缺乏明确的年代学依据, 结合前人的研究成果和地层对比, 时代暂定为早二叠世晚期(李金宝等, 2005)。

本次研究的红柳河剖面属下二叠统红柳村组, 其厚度约为 500m, 岩石组合特征为: 0 ~ 8m 为一套灰黑色灰岩; 8 ~ 103m 为灰绿色层状玄武岩; 103 ~ 105m 为灰白色灰岩; 105 ~ 142m 为灰黑色层状玄武岩, 其中 112m 处发育厚约 2cm 的白色灰岩带; 142 ~ 158m 为灰白色灰岩; 158 ~ 198m 为大小不一的灰黑色枕状玄武岩, 枕状熔岩之间充填灰岩透镜体(图 2A), 部分灰岩透镜体具有清晰的圈层结构; 从外圈到内核由泥灰岩逐渐变为伟晶方解石层; 198 ~ 231m 为层状破碎灰黑色灰岩带; 231 ~ 450m 为灰白色或灰黑色灰岩与灰黑色凝灰岩互层, 灰岩层厚度由薄变厚(图 2B); 450 ~ 500m 为白云质大理岩(图 3)。

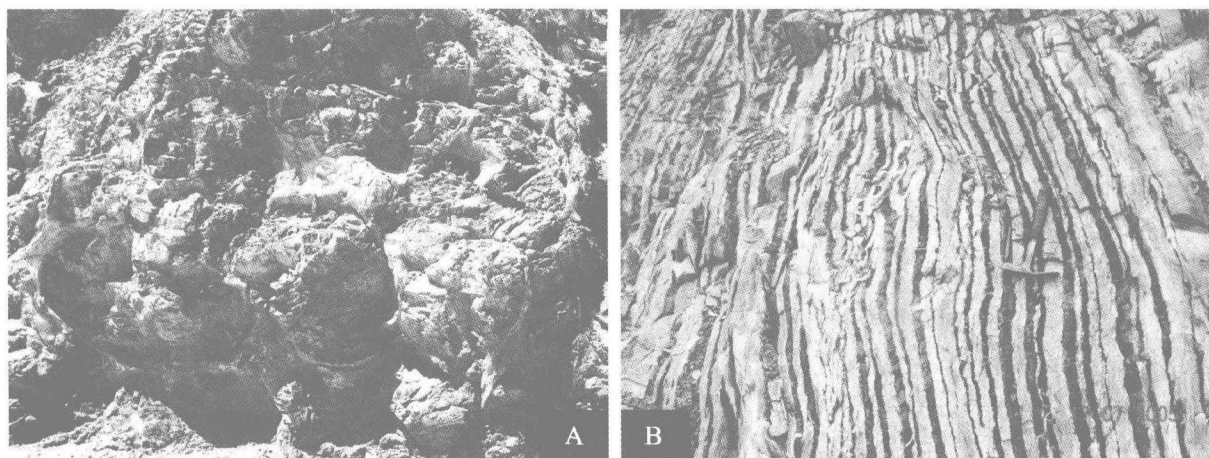


图2 红柳河剖面枕间碳酸盐岩和与凝灰岩互层的碳酸盐岩的野外照片

图 A 为充填于枕状玄武岩间的碳酸盐岩; B 为与凝灰岩互层的碳酸盐岩

Fig. 2 Field pictures of carbonates among the pillow basalts and carbonates interbedded with the tuffs in Hongliuhe section

A shows the carbonates among the pillow basalts; B shows the carbonates interbedded with the tuffs

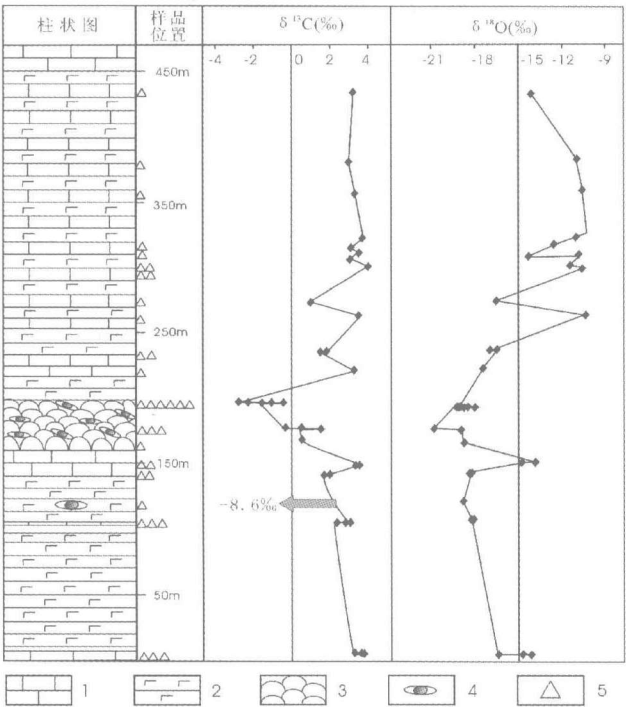


图3 红柳河剖面碳酸盐岩碳、氧同位素组成变化曲线  
1-灰岩；2-层状玄武岩；3-枕状玄武岩；4-碳酸盐岩透镜体；5-样品位置  
Fig.3 Carbon and oxygen isotope composition of carbonates in Hongliuhe section

表1 红柳河剖面碳酸盐岩碳、氧同位素测试结果

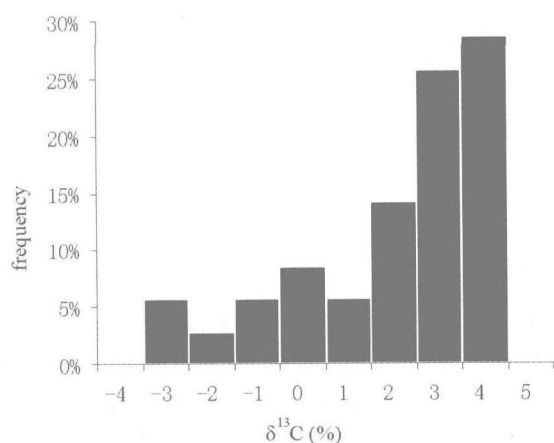
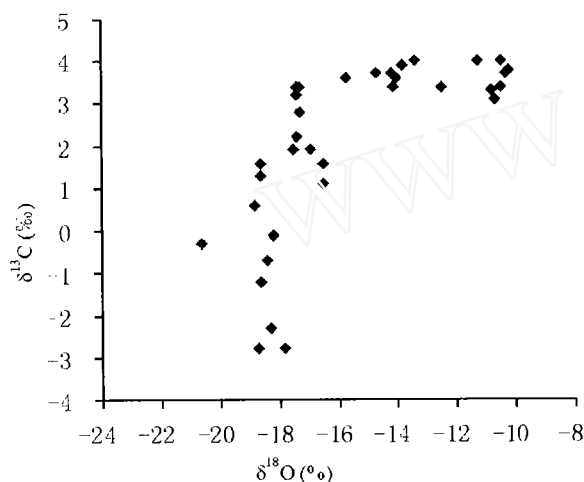
Table 1 the analytic results for carbon and oxygen stable isotope of carbonates in Hongliuhe section

| 样品号      | 位置(m) | 岩性  | δ <sup>13</sup> C<br>(‰) | δ <sup>18</sup> O<br>(‰) | 样品号        | 位置(m) | 岩性  | δ <sup>13</sup> C<br>(‰) | δ <sup>18</sup> O<br>(‰) |
|----------|-------|-----|--------------------------|--------------------------|------------|-------|-----|--------------------------|--------------------------|
| 06HL01   | 0     | 灰岩  | 3.9                      | -13.8                    | 06HL29 内   | 198   | 灰岩  | -2.8                     | -17.8                    |
| 06HL02   | 0     | 灰岩  | 4.0                      | -13.4                    | 06HL29 中   | 198   | 灰岩  | -2.8                     | -18.7                    |
| 06HL03   | 0     | 灰岩  | 3.6                      | -15.7                    | 06HL29 外   | 198   | 泥灰岩 | -0.1                     | -18.2                    |
| 06HL12   | 103   | 灰岩  | 3.2                      | -17.4                    | 06HL31     | 218   | 灰岩  | 3.4                      | -17.3                    |
| 06HL13   | 103   | 灰岩  | 2.8                      | -17.3                    | 06HL32     | 231   | 灰岩  | 1.6                      | -16.5                    |
| 06HL14   | 103   | 灰岩  | 3.4                      | -17.4                    | 06HL33     | 231   | 灰岩  | 1.9                      | -16.9                    |
| 06HL16   | 112   | 灰岩  | -8.6                     | -18.6                    | 06HL36     | 258.5 | 灰岩  | 3.7                      | -10.3                    |
| 06HL18   | 142   | 灰岩  | 1.9                      | -17.5                    | 06HL37     | 263   | 灰岩  | 1.1                      | -16.5                    |
| 06HL19   | 142   | 灰岩  | 2.2                      | -17.4                    | 06HL39 内   | 287   | 灰岩  | 4.0                      | -10.5                    |
| 06HL20   | 148   | 灰岩  | 3.7                      | -14.7                    | 06HL39 外   | 287   | 灰岩  | 4.0                      | -11.3                    |
| 06HL21   | 148   | 灰岩  | 3.6                      | -14.0                    | 05LY17-3-2 | 295   | 灰岩  | 3.3                      | -10.8                    |
| 06HL22   | 158   | 灰岩  | 1.3                      | -18.6                    | 05LY17-8   | 295   | 灰岩  | 3.7                      | -14.2                    |
| 06HL24   | 171   | 灰岩  | 0.6                      | -18.8                    | 06HL40     | 308   | 灰岩  | 3.4                      | -12.5                    |
| 06HL25   | 171   | 灰岩  | 1.6                      | -18.6                    | 06HL42     | 320.5 | 灰岩  | 3.8                      | -10.2                    |
| 06HL26   | 171   | 灰岩  | -0.3                     | -20.6                    | 06HL43     | 356   | 灰岩  | 3.4                      | -10.5                    |
| 06HL28 内 | 198   | 灰岩  | -1.2                     | -18.6                    | 06HL45     | 381   | 灰岩  | 3.1                      | -10.7                    |
| 06HL28 中 | 198   | 灰岩  | -2.3                     | -18.3                    | 06HL46     | 429   | 灰岩  | 3.4                      | -14.1                    |
| 06HL28 外 | 198   | 泥灰岩 | -0.7                     | -18.4                    | 06HL49     | 500   | 白云岩 | -1.7                     | -13.1                    |

在野外共采集了红柳河剖面新鲜碳酸盐岩样品 32 件,样品采集的具体位置附于碳氧同位素剖面的柱状图旁(图3)。其中于剖面下段(0~158m)和上段(198~450m)的灰岩层采样 26 件,于剖面中段(158~198m)的枕间灰岩透镜体采样 6 件。

3 样品测试及分析结果

从 32 件样品中选出 25 件无后生脉的新鲜灰岩样品,在室内将其碎成小块,选取外表洁净颗粒粉碎至 200 目;其余 7 件有后生脉或圈层结构的灰岩样品,用带金刚石钻头的电钻于相应部位钻磨成 200 目以上的粉末。样品粉末的 C 和 O 同位素组成采用磷酸法测定,在中国科学院兰州地质研究所稳定同位素实验室的 MAT-252 质谱仪上完成。实验中取 5mg 左右的样品与 100% 的磷酸反应制备 CO<sub>2</sub>,反应温度 90℃,时间 30min;然后抽真空净化取样 CO<sub>2</sub>,最后装入质谱仪测试 CO<sub>2</sub> 气体的碳氧同位素组成。所测碳、氧同位素组成数据均相对于国际标准 PDB 值,分别表示为 δ<sup>13</sup>C 和 δ<sup>18</sup>O,其分析误差均在 ±0.1‰ 以内。详细的测试分析方法参照郑淑蕙等(1986)。32 件灰岩样品中有两件灰岩透镜体样品(06HL28 和 06HL29)发育了内中外三层的圈层结构,粉碎时用带金刚石钻头的电钻对其分层钻取 6 份粉末样品,测试得到 6 组碳氧同位素值,因此 32 件样品共测出 36 组值(表 1)。

图4 红柳河剖面碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  直方图Fig. 4 Histogram plot of  $\delta^{13}\text{C}$  of carbonates in Hongliuhe section图5 红柳河剖面碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  值相关图Fig. 5 Correlation chart of  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  of carbonates in Hongliuhe section

新甘交界红柳河剖面全岩无机碳氧同位素的分析结果(图3,图4,表1): (1)  $\delta^{13}\text{C}$  值变化于  $-2.8\text{‰}$  ~  $4.0\text{‰}$  之间,  $\delta^{18}\text{O}$  值变化于  $-20.6\text{‰}$  ~  $-10.3\text{‰}$  之间,变化范围都很大; (2) 剖面下段(0 ~ 158m)和上段(198 ~ 450m)与火山岩互层的灰岩具有类似的  $\delta^{13}\text{C}$  值,变化于  $1.1\text{‰}$  ~  $4\text{‰}$  之间,大部份表现为高正值(图4),其平均值为  $3.2\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}$  值变化于  $-10.2\text{‰}$  ~  $-17.5\text{‰}$  之间,平均值为  $-14.2\text{‰}$ ; (3) 剖面中段(158 ~ 198m)枕间灰岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值变化于  $-2.8\text{‰}$  ~  $1.6\text{‰}$  之间,平均值为  $-0.7\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}$  值变化于  $-17.8\text{‰}$  ~  $-20.6\text{‰}$  之间,平均值为  $-18.2\text{‰}$ ; 此外,在剖面中段下46m处有一灰岩透镜体样品  $\delta^{13}\text{C}$  值偏负达  $-8.6\text{‰}$ ,因其与整体  $\delta^{13}\text{C}$  值差别太大,在图中只用箭头标示。

## 4 讨论

碳酸盐岩中的碳主要来源于沉积时的海洋溶解碳,除了后生的方解石脉外,后生作用对碳酸盐岩中无机碳的带入相对有限(桑树勋等,2004),因此碳酸盐岩碳同位素组成能反映其形成时的沉积环境。而氧同位素组成则容易受到后期成岩作用和后生作用等的影响,特别是大气降水、热液等流体对碳酸盐岩氧同位素组成有显著的改造作用(Kaufman *et al.*, 1995; 桑树勋等,2004)。为了尽可能获得初始的碳同位素组成,本次研究选取的都是新鲜的碳酸盐岩样品,取样时避开后生脉,并对实验结果作进一步的检验。

成岩作用会使  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  降低(Marshall, 1992),为了剔除了受成岩作用影响的样品,尽可能获得初始的碳同位素组成,本次研究通过  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  图(Marshall, 1992)和  $\delta^{13}\text{C}$  上限(Gröthsch *et al.*, 1998)来分析碳酸盐岩中原始碳同位素组成的保存程度(József *et al.*, 2001)。前人的研究成果表明,后期蚀变作用会使  $\delta^{13}\text{C}$  与  $\delta^{18}\text{O}$  值呈正相关变化:如果所测样品的  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  比值与  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比值显示正相关关系,表明受到后期蚀变作用的影响,反之则表明未受影响(Kaufman *et al.*, 1995)。红柳河剖面碳酸盐岩样品的  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  图呈现两个明显的特征(个别样品除外)(图5):在垂向上,除了个别样品外,当  $\delta^{18}\text{O}$  在  $-18.2\text{‰}$  左右时,  $\delta^{13}\text{C}$  从  $-3\text{‰}$  变化到  $+3\text{‰}$ ;在横向上,当  $\delta^{13}\text{C}$  在  $3.5\text{‰}$  左右时,  $\delta^{18}\text{O}$  值从  $-17.8\text{‰}$  变化到  $-10.2\text{‰}$ 。即在火山快速爆发时期  $\delta^{13}\text{C}$  值急剧下降,而  $\delta^{18}\text{O}$  的变化相对要小,这表明有低值碳加入到碳酸盐岩中;在火山活动间隙时期  $\delta^{13}\text{C}$  值几乎保持不变,而  $\delta^{18}\text{O}$  的变化范围却很大,这可能是受到了各种后生作用的影响。此外,红柳河剖面碳酸盐岩绝大多数  $\delta^{13}\text{C}$  值都在  $3.5\text{‰}$  左右(图4),因为  $\delta^{13}\text{C}$  值不易受后生作用的影响而保存了近似于初始的碳酸盐相的值(Jyotirajan *et al.*, 2003),因此这些值代表了初始碳同位素组成。通过  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  图和  $\delta^{13}\text{C}$  上限的分析剔除了受成岩作用影响的样品后,剖面上  $\delta^{13}\text{C}$  值仍然保持了明显的负漂特征,最大的负漂值仍然为  $-2.8\text{‰}$ (图3,图5)。

前人的研究成果表明,当生物繁盛时,有机碳从自然界中吸取过量的  $^{12}\text{C}$ ,因此同时期碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值出现正偏移;反之  $\delta^{13}\text{C}$  值出现负偏移(Kump *et al.*, 1986; Berner, 1987)。对于其它火山事件界线附近  $\delta^{13}\text{C}$  的负漂移,前人提出的模型包括火山事件引起生物生产力减少并造成  $^{12}\text{C}$  聚集(Kump *et al.*, 1999),气水化合物中甲烷气的释放和氧化(Dickens *et al.*, 1995),强烈的火山爆发使大量的  $\text{CO}_2$  注入到海水中(Kamo *et al.*, 2003),富含低值  $\text{CO}_2$  海底水的突然翻转(Knoll *et al.*, 1996)或有机物氧化释放的大量  $\text{CO}_2$ (Magaritz *et al.*, 1992)。

海底翻转模型揭示了普遍的缺氧沉积,这在红柳村组剖面没有记录,因此不是新甘交界红柳河下二叠统红柳村组剖

面出现负漂值的直接原因。在红柳河剖面下段(0~158m)和剖面上段(198~450m)与玄武岩互层的灰岩80%的 $\delta^{13}\text{C}$ 值都在2.8‰以上(表1,图4),而至今已获得的大量海相碳酸盐岩样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值都在零左右变化(Hugh *et al.*, 1993; Gunter *et al.*, 2005),因此下段和上段剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现了较强的正异常。这说明当时的气候应当非常适宜生物生长,生物繁盛,有机碳产量高,有机碳从自然界中吸取过量的 $^{12}\text{C}$ ,从而使海水中无机碳 $^{13}\text{C}$ 富集,相应的海水中沉淀出的碳酸盐岩中 $^{13}\text{C}$ 也相对富集, $^{12}\text{C}$ 强烈贫化,即 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现了正偏移(Kump *et al.*, 1986; Berner, 1987)。因此,在火山活动间隙沉积的碳酸盐岩的同位素组成主要体现了生物量的变化,而受到间歇性火山活动的影响比较弱。

红柳河剖面中段(158~198m)枕间灰岩透镜体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值主体变化处于-2.8‰~1.6‰之间,最低值为-2.8‰,出现了明显的负漂(图3)。这可能是由以下几种原因造成,(1)强烈快速的火山爆发产生的大量 $\text{CO}_2$ 充填到外生系统中(Kamo *et al.*, 2003),导致海水中融入了大量幔源 $\text{CO}_2$ ,使海水富含幔源低值碳 $\text{H}_2^{12}\text{CO}_3$ ,因此从海水中沉淀出来的碳酸盐岩出现碳同位素负异常;Kamo *et al.* (2003)对西伯利亚大火成岩省的研究发现,火山作用快速爆发产生的大量 $\text{CO}_2$ 使得P-T界线的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值低至-4‰,这个负偏值类似于红柳河地区的碳酸盐岩。(2)火山喷发所释放出的大量 $\text{CO}_2$ 使局部海水温度升高,导致海水中碳同位素分馏系数降低,随之沉积的海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低(彭冰霞等, 2006);(3)强烈快速的火山爆发产生高的 $\text{CO}_2$ 水平(超高碳酸)妨碍了生物的正常辐射(Kamo *et al.*, 2003),局部生物量急剧减少,微弱的生物作用造成碳同位素值的增加,远不能抵消火山作用导致的碳同位素值降低(彭冰霞等, 2006)。此外,(4)在剖面中段枕状玄武岩之下46m处也采集到一块类似的灰岩透镜体,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值低至-8.6‰,属于强烈的负异常(图3)。这可能是由强烈的玄武岩爆发导致局部海底甲烷气的释放,而甲烷冰的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-60‰(Kamo *et al.*, 2003),这可能是造成层状玄武岩中灰岩透镜体 $\delta^{13}\text{C}$ 值低至-8.6‰的原因。

通过以上分析,我们认为新甘交界红柳河下二叠统红柳村剖面出现负漂值的直接原因应该是:火山强烈爆发释放出大量的 $\text{CO}_2$ 、生物量的急剧减少、局部海水温度的升高和海底甲烷气的释放,这些原因都与新甘交界红柳河地区的局部强烈快速爆发的火山事件紧密相关,因此强烈快速的火山喷发事件是导致剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值出现负漂值的最根本原因,即碳氧同位素值的变化特征反映了海盆火山作用是本研究区环境变化的主要控制因素。

## 5 结论

(1) 在新甘交界红柳河下二叠统剖面中,与火山岩互层的碳酸盐岩具有较高的无机碳同位素正值,表明在平稳的火

山活动间歇时期,气候条件适宜,生物相对繁盛。

(2) 剖面中枕间灰岩透镜体的碳同位素值明显负漂,这可能是因为强烈快速的火山喷发所释放的大量 $\text{CO}_2$ 把幔源低值碳进入到碳酸盐岩中,使局部生物量急剧减少,并造成局部高温海水环境使碳同位素分馏系数降低。

(3) 碳氧同位素值的变化特征表明海盆火山作用是环境变化的主要控制因素。

**致谢** 碳氧稳定同位素的研究中得到北京大学地球与空间科学学院朱永峰教授和刘建波副教授的帮助,并与北京大学地球与空间科学学院王颖佳博士多次讨论。碳氧同位素的测定在中国科学院兰州地质研究所稳定同位素实验室完成,实验过程中得到了杨辉和张旭贤同志的热心帮助,在此表示衷心的感谢!

## References

- Berner RA. 1987. Models for carbon and sulfur cycles and atmospheric oxygen: Application to Paleozoic geologic history. *Amer. J. Sci.*, 287: 177-196
- Cao CQ, Wang W and Jin Y. 2002. Carbon isotope change on Permian-Triassic boundary in Meishan, Zhejiang. *Chinese Sci. Bull.*, 47 (4): 302-306 (in Chinese)
- Derry LA, Brasier MD, Corfield RM *et al.* 1994. Sr and C isotopes in lower cambrian carbonates from the Siberian craton: A paleoenvironmental record during the Cambrian explosion. *Earth and Planetary Science Letters*, 128: 671-681
- Dickens RG, O'Neil, Rea DK and Owen RM. 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 10: 965-971
- Galli, Maria Teresa, Jadoul Flavio, Bernasconi and Weissert Helmut. 2005. Anomalies in global carbon cycling and extinction at the Triassic/Jurassic boundary: Evidence from a marine C-isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216: 203-214
- Glötsch J, Billing I and Vahrenkamp V. 1998. Carbon-isotope stratigraphy in shallow-water carbonates: Implications for Cretaceous black shale deposition. *Sedimentology*, 45: 623-634
- Guo ZJ, Shi HY, Zhang ZC and Zhang JJ. 2006. The tectonic evolution of the south Tianshan Paleo-oceanic crust inferred from the spreading structures and Ar-Ar dating of the Hongliuhe ophiolite, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 95-102 (in Chinese with English abstract)
- Gunter Faure and Teresa M. Mensing. 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. John Wiley & Sons. Inc., 753pp
- Hesselbo SP, McRoberts CA and J zsef P lfy. 2007. Triassic Jurassic boundary events: Problems, progress, possibilities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 1-10
- Hugh R. 1993. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, 295pp
- József, Attila, J nos, Magdolna, Orchard MJ and István. 2001. Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology*, 29 (11): 1047-1050
- Jyotirnanjan SR, Veizer J and Davis WJ. 2003. C, O, Sr and Pb isotope systematics of carbonate sequences of the Vindhyan Supergroup, India: Age, diagenesis, correlations and implications for global

- events. *Precambrian Research*, 121: 103 – 140
- Kaufman AJ, Knoll AH and Narbonne GM. 1997. Isotopes, ice ages, and terminal proterozoic earth history. USA: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 94: 6600 – 6605
- Knoll AH, Bambach RK, Canfield DE and Grotzinger JP. 1996. Comparative earth history and late Permian mass extinction. *Science*, 273: 452 – 457
- Kump LR and Arthur MA. 1999. Interpreting Carbon-isotope excursions. *Chemical Geology*, 161: 181 – 198
- Kamo Sandra L, Czamanske Gerald K, Amelin Yuri, Fedorenko Valeri A, Davis DW and Trofimov VR. 2003. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 214: 75 – 91
- Kump LR and Garrels RM. 1986. Modeling atmospheric O<sub>2</sub> in the global sedimentary redox cycle. *Amer. J. Sci.*, 286: 337 – 360
- Li JB, Kang X, Wang T, Li WP and Tong Y. 2006. Establishment of the Early Permian Hongliuhe Group in the Beishan Area on the Border Region of Xinjiang and Gansu, China. *Geological Bulletin of China*, 25(4): 465 – 468 (in Chinese with English abstract)
- Li YC. 1999. Gradual and Abrupt Shifts in Carbon Isotope of Limestones During Permian-Triassic Transitional Period in South China. *Geochemica*, 28(4): 351 – 357 (in Chinese with English abstract)
- Magaritz M, Krishnamurthy RV and Holser WT. 1992. Parallel trends in organic and inorganic carbon isotopes across the Permian/Triassic boundary. *American Journal of Science*, 292: 727 – 739
- Marzoli A, Melluso L, Morra V, Renne PR, Sgroso I *et al.* 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Parana-Etendeka continental flood basalt province. *Journal of Geodynamics*, 28: 341 – 356
- Marshall JD. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129: 143 – 160
- Nan JY and Liu YY. 2004. Organic and Inorganic Carbon-isotope Shift and Paleoenvironment at the *P-T* Boundary Section in Meishan, Zhejiang Province. *Geochemica*, 33(1): 9 – 19 (in Chinese with English abstract)
- Peng BX, Fan WM, Wang YJ and Peng TP. 2006. The Carbon Isotopic Composition at the *P/T* boundary for the Lekang section and its environmental signatures. *Geotectonica et Metallogenia*, 30(2): 248 – 255 (in Chinese with English abstract)
- Peng BX, Wang YJ, Fan WM and Peng TP. 2006. Carbon isotope composition changes of Maokouan-Wuchiapingian and the environmental effect of Emeishan large igneous province at Lekang section, Guizhou Province. *Geochimica*, 35(2): 126 – 132 (in Chinese with English abstract)
- Shao LY, Dou JW and Zhang PF. 1996. Paleogeographic significances of carbon and oxygen isotopes in late Permian rocks of southwest China. *Geochemica*, 25(6): 575 – 581 (in Chinese with English abstract)
- Sang SX, Zheng YF, Zhang H, Xu L and Fan BH. 2004. Researches on carbon and oxygen stable isotopes of lower Paleozoic Carbonates in Xuzhou area. *Acta Petrologica Sinica*, 20(3): 707 – 716 (in Chinese with English abstract)
- Wignall PB. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, 53: 1 – 33
- Zhao ZH, Guo ZJ, Zhang ZC, Shi HY and TIAN J. 2004. The Geochemical Characteristics and Tectonic Setting of the Lower Permian Basalts in Hongliuhe Area at the Border between Xinjiang and Gansu Provinces. *Geological Journal of China Universities*, 10(4): 545 – 553 (in Chinese with English abstract)
- Zuo GC, Liu YK and Liu CY. 2003. Framework and evolution of the tectonic structure in Beishan area across Gansu province, Xinjiang Autonomous Region and Inner Mongolia Autonomous Region. *Acta Geologica Gansu*, 12(1): 1215 (in Chinese with English abstract)
- Zheng YF, Fu B and Zhang XH. 1996. Effects of magma degassing on the carbon and sulfur isotope compositions of igneous rocks. *Scientia Geologica Sinica*, 31(1): 43 – 53 (in Chinese with English abstract)
- Zheng SH, Cheng SC and Mo ZC. 1986. The geochemical analysis of Stable isotope. Beijing: Peking University Press, 186 – 189 (in Chinese)

### 附中文参考文献

- 曹长群, 王伟, 金玉. 2002. 浙江煤山二叠-三叠系界线附近碳同位素变化. *科学通报*, 47(4): 302 – 306
- 郭召杰, 史宏宇, 张志诚, 张进江. 2005. 新疆甘肃交界红柳河蛇绿岩中伸展构造与古洋盆演化过程. *岩石学报*, 22(1): 95 – 102
- 李金宝, 康旭, 王澍等. 2006. 新甘交界北山地区早二叠世红柳河群的建立. *地质通报*, 25(4): 465 – 468
- 李玉成. 1999. 中国南方二叠-三叠纪过渡时期的碳同位素旋回地层与突变事件. *地球化学*, 28(4): 351 – 358
- 南君亚, 刘育燕. 2004. 浙江煤山二叠-三叠系界线剖面有机和无机碳同位素变化与古环境. *地球化学*, 33(1): 9 – 19
- 彭冰霞, 范蔚茗, 王岳军, 彭头平. 2006. 贵州乐康 *P/T* 界线无机碳同位素特征及其意义. *大地构造与成矿学*, 30(2): 248 – 255
- 彭冰霞, 王岳军, 范蔚茗, 彭头平. 2006. 贵州乐康剖面茅口阶-吴家坪阶碳同位素组成变化及峨眉山大火成岩省的响应. *地球化学*, 35(2): 126 – 132
- 桑树勋, 郑永飞, 张华, 徐磊, 范炳恒. 2004. 徐州地区下古生界碳酸盐岩的碳、氧同位素研究. *岩石学报*, 20(3): 707 – 716
- 邵龙义, 窦建伟, 张鹏飞. 1996. 西南地区晚二叠世氧、碳稳定同位素的古地理意义. *地球化学*, 25(6): 575 – 581
- 左国朝, 刘义科, 刘春燕. 2003. 新甘蒙北山地区构造格局及演化. *甘肃地质学报*, 12(1): 1 – 15
- 赵泽辉, 郭召杰, 张志诚. 2004. 新甘交界红柳河地区下二叠统玄武岩地球化学特征及其形成的构造背景. *高校地质学报*, 10(4): 545 – 553
- 郑永飞, 傅斌, 张学华. 1996. 岩浆去气作用的碳硫同位素效应. *地质科学*, 31(1): 43 – 53
- 郑淑蕙, 郑斯成, 莫志超. 1986. 稳定同位素地球化学分析. 北京: 北京大学出版社, 186 – 189