

文章编号: 1009-3850(2018)03-0106-07

川西甘孜—理塘结合带碳酸盐岩碳氧同位素特征

宁括步¹, 毛世东², 梁龙飞³, 刘伟¹, 马志鑫¹, 罗亮¹, 牛浩斌¹

(1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081; 2. 中国人民武装警察部队黄金第十二支队, 四川 成都 610036; 3. 湖北省地质局地球物理勘探大队, 湖北 武汉 430056)

摘要: 本文对甘孜—理塘结合带中段出露的碳酸盐岩进行了详细的野外地质调查, 按其产状可分为两类: 覆于玄武岩之上的碳酸盐岩构造岩片和包裹于玄武岩内的厘米—米级不规则棱角状碳酸盐岩砾岩块。经碳酸盐岩碳、氧同位素测试分析, 前者 $\delta^{13}\text{C}$ 值主体位于 $0.113\text{‰} \sim 1.625\text{‰}$ 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 数值为 $-10.263\text{‰} \sim -5.745\text{‰}$, 总体变化较小, 有小幅震荡; 而后者 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显较前者大, 为 $4.254\text{‰} \sim 3.786\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 数值则明显偏小, 为 $-13.471\text{‰} \sim -13.592\text{‰}$, 总体变化量较前者更小, 具明显的后期成岩作用改造特征。所有样品 Z 值均大于 123, 表明研究区内碳酸盐岩为正常海相碳酸盐岩; 结合玄武岩地球化学分析数据认为, 碳酸盐岩总体沉积于海山环境, 且包裹于其中的碳酸盐岩角砾岩块要早于上覆大套碳酸盐岩形成。

关键词: 碳、氧同位素; 玄武岩; 沉积环境; 残余海盆

中图分类号: **文献标识码:** A

近年来, 四川省地质调查院在开展凉山州 1:5 万固增乡幅、博科乡幅(2001)和甘孜州 1:25 万新龙县幅(2002)、石渠县幅(2004)区域地质调查时, 在甘孜—理塘构造带内陆续发现了中—晚侏罗世海相生物群落和海相碳酸盐岩沉积, 新建了瑞环山组。在此之前, 并未对该套地层的年代和成因属性开展深入研究, 长期认为该区缺乏侏罗系海相地层。随着研究的深入, 问题也是接踵而来, 主要表现为: (1) 该套侏罗系海相地层的区域对比^[1]; (2) 甘孜理塘洋的演化, 之前认为甘孜理塘在晚三叠世已经闭合, 既然出现侏罗纪海相地层, 那么有两种可能的解释, 一是甘孜理塘洋主体闭合后, 局部仍发育残留海, 二是认为侏罗纪时期该区在甘孜理塘洋闭合之后又开始拉伸, 形成裂谷盆地; (3) 甘孜—理塘带侏罗纪岩相古地理和海洋环境问题。

带着上述亟待解决的关键问题, 笔者在研究区开展工作, 针对甘孜—理塘结合带的北段所发现的大量的碳酸盐岩展开了碳、氧同位素研究工作。

碳、氧同位素在海洋中含量具有稳定性, 在同期海洋沉积物中基本保留了当时海洋中的同位素组成, 大气中 CO_2 和 O_2 的变化会导致重大气候变化, 稳定同位素也会随时间的推移而呈规律性变化, 这种变化规律的建立可能为研究区侏罗系碳酸盐岩提供地层划分和对比的新途径^[2-4]。本文在野外剖面调查的基础上, 分别对位于玄武岩之上的大套碳酸盐岩和包裹于玄武岩之间的紫红色碳酸盐岩分别对其胶结物进行了碳氧同位素组成的研究。根据碳氧同位素数据分析了该时期甘孜—理塘结合带的古地理环境特征, 为该时期地层碳、氧同位素数据库提供了新的补充。

收稿日期: 2017-02-09; **改回日期:** 2017-04-15

作者简介: 宁括步(1987—), 男, 工程师, 主要从事矿物学、岩石学、矿床学研究。E-mail: kuobuning@163.com

资助项目: 本文得到中国地质调查项目(编号: DD20160017)资助

1 地质概况及采样位置

甘孜-理塘结合带位于四川省西部,在大地构造位置上处于欧亚板块与印度板块结合部位的特提斯构造域的东段,自东向西横跨扬子陆块西缘雅江残余盆地、甘孜-理塘蛇绿混杂岩带和义敦-沙鲁里岛弧三个主要构造单元(图1)。

本次开展研究工作的碳酸盐岩出露于甘孜-理塘结合带中部,理塘县北侧。该套碳酸盐岩受后期构造叠加,多呈断裂构造接触。主要由泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、结晶灰岩等组成,常可见灰岩碎

块呈棱角状、透镜状与玄武岩呈构造混杂,周边被三叠系洋内岛弧岩片(Tva)所围,可见碳酸盐岩与下部玄武岩直接接触(图2a),碳酸盐岩多位于山顶,呈多点状孤立分布于玄武岩之上,本次研究自下向上等间距采集碳氧同位素样品16件。

三叠系洋内岛弧岩片中基性岩类根据稀土和微量元素特征识别出富铈玄武岩+高镁安山岩的岩石组合,并可能存在SSZ型蛇绿岩的组成部分,确定该岩组形成于洋内弧环境^[5],其主要岩性为灰绿色玄武岩、紫红色玄武安山岩、安山岩、玄武质角砾熔岩及少量泥质板岩等,局部可见大量灰岩呈角

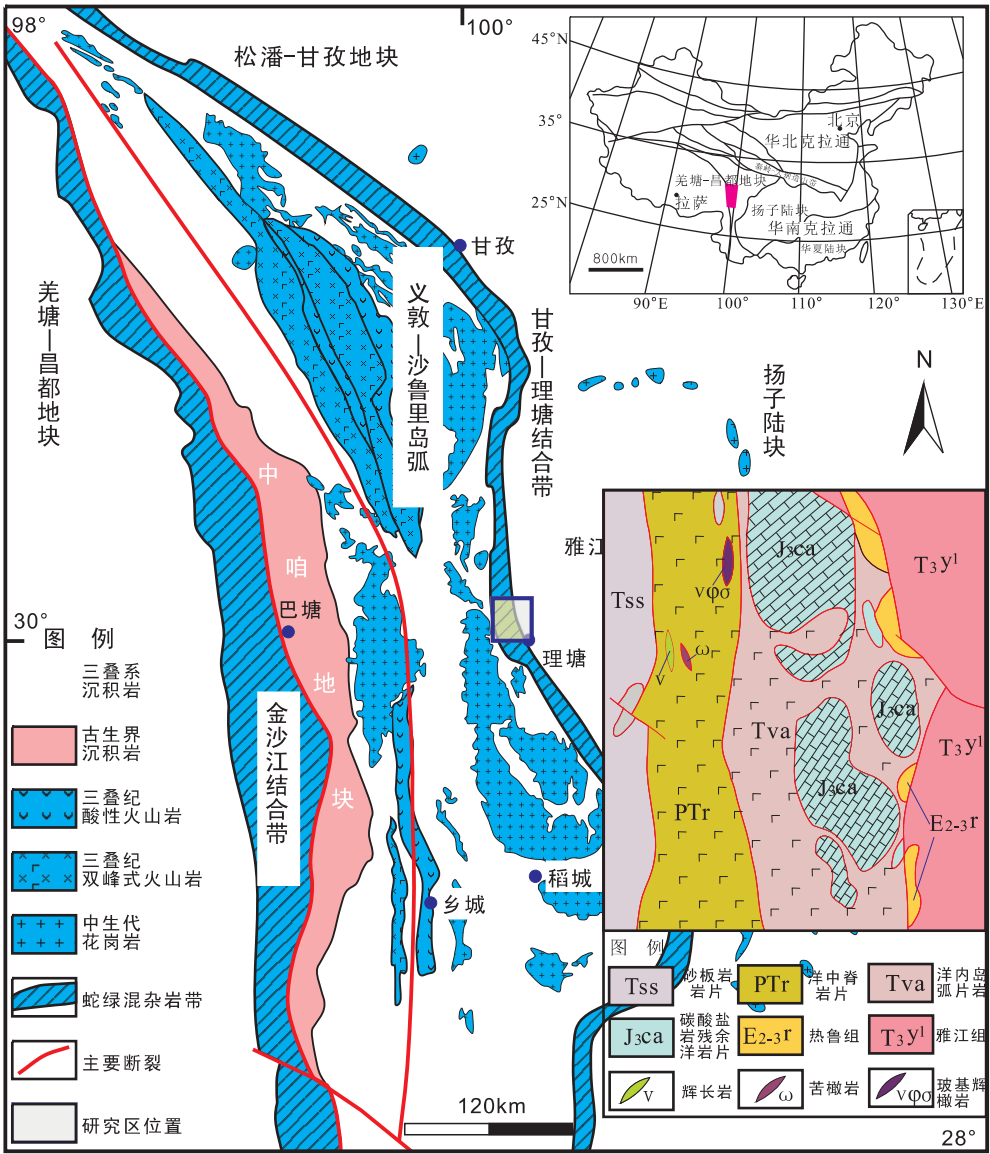


图1 甘孜-理塘带地质图
Fig. 1 Geological map of the Garze-Litang suture zone

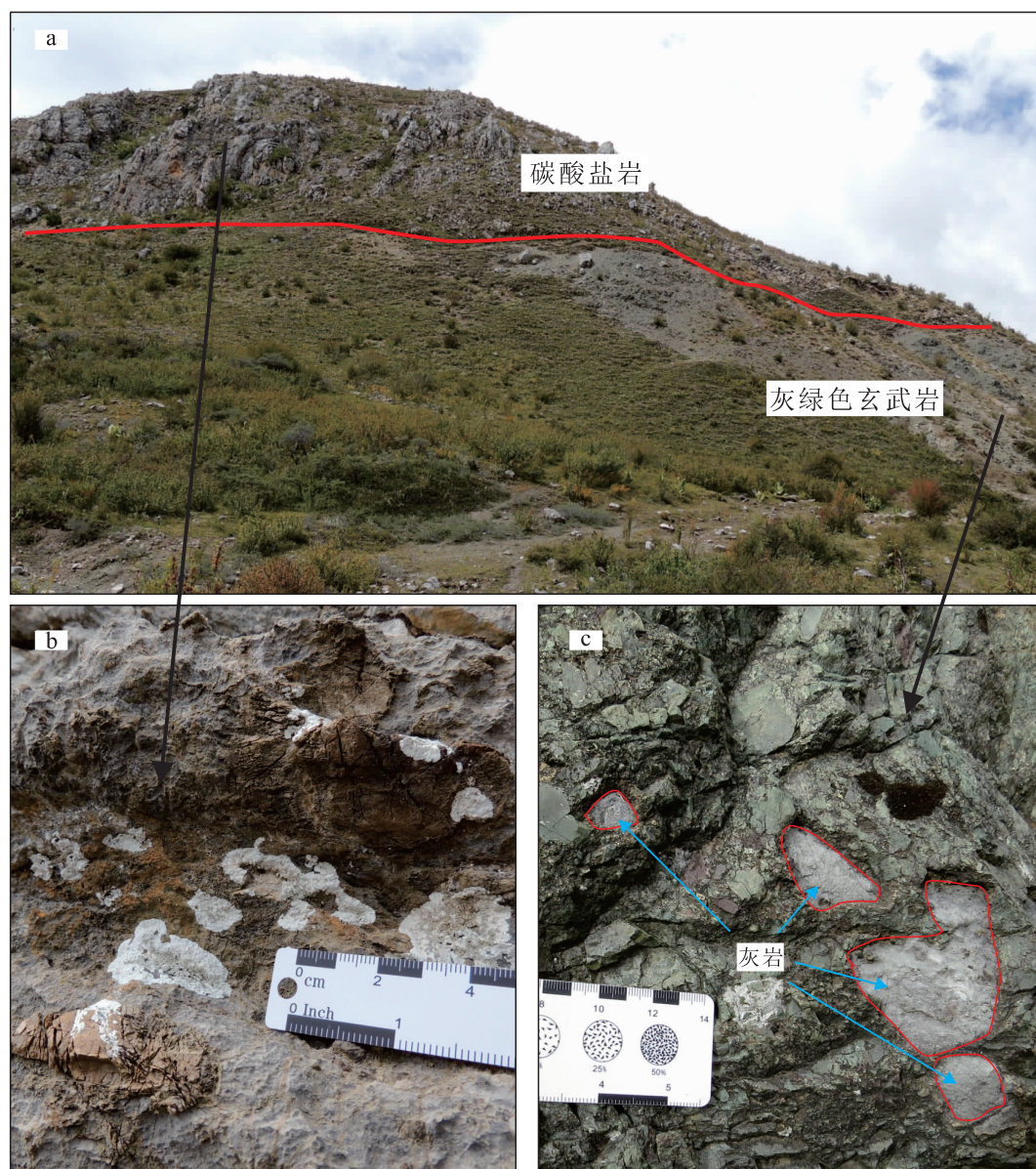


图2 甘孜-理塘带碳酸盐岩野外照片

a. 大套碳酸盐岩与玄武岩界面; b. 玄武岩上覆碳酸盐岩特征; c. 玄武岩内碳酸盐岩角砾特征

Fig. 2 Field pictures of the carbonate rocks in the Garze-Litang suture zone

砾状分布于灰绿色玄武岩之间,碳酸盐岩角砾大小1~200cm不等(图2b),碳酸盐岩呈紫红-肉红色,遇稀盐酸剧烈起泡。呈角砾状包裹于灰绿色玄武岩间的碳酸盐岩与位于玄武岩之上的碳酸盐岩从颜色和结构上均存在较大差异,共采集碳、氧同位素样品6件。

该套碳酸盐岩以东则属雅江地层小区,大面积出露上三叠统雅江组和两河口组,属浊积扇沉积,主体岩性为一套变质碎屑岩。三叠系洋内岛弧岩片(Tva)西侧为二叠系-三叠系洋中脊岩片,其中

变辉绿岩稀土和微量元素标准化曲线反映其形成于岛弧环境,该岩组应为晚三叠世弧陆碰撞造山阶段形成的一套构造混杂岩系^[5]。

2 样品处理方法和碳氧同位素特征

本次样品采集过程中,尽可能避免了次生裂隙、方解石脉以及后期次生作用改造的影响,在剖面上选择新鲜的碳酸盐岩样品,基本等间距采集了玄武岩内包裹的碳酸盐岩6块样品和玄武岩之上的16块样品,并进行碳、氧同位素测试。所有C、O同

位素数据均在中国科学院南京地质古生物研究所国家重点实验室测得,使用的仪器为同位素质谱仪,主机: MAT-253,制样系统: Kiel IV Carbonate Device,实验室控制室温: 22℃ ± 1℃;湿度: 50% RH ± 5%。分析精度要求为: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 标准偏差小于

0.040; $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 测定值标准偏差小于 0.080。并对其 中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值迅速变化的样品进行了二次测试,以保证数据的可靠性,测试数据见表 1。

表 1 甘孜 – 理塘带中段碳酸盐岩碳氧同位素值测试结果

Table 1 Carbon and oxygen isotopic data of the carbonate rocks in the middle part of the Garze-Litang suture zone					
分析编号	原编号	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	古盐度	备注
1	PM09-11H1	0.953	-6.417	126.06	玄武岩之 上的碳酸 盐岩
2	PM09-11H2	1.373	-8.748	125.76	
3	PM09-11H3	1.220	-10.263	124.69	
4	PM09-11H4	0.524	-7.477	124.65	
5	PM09-11H5	1.039	-8.179	125.36	
6	PM09-11H6	0.569	-9.566	123.70	
7	PM09-11H7	1.404	-7.038	126.67	
8	PM09-11H8	0.619	-8.726	124.22	
9	PM09-11H9	1.192	-8.792	125.36	
10	PM09-11H10	0.113	-10.001	122.55	
11	PM09-11H11	1.555	-7.204	126.90	
12	PM09-11H12	0.582	-7.787	124.61	
13	PM09-11H13	1.625	-7.208	127.04	
14	PM09-11H14	1.045	-8.143	125.38	
15	PM09-11H15	1.166	-5.745	126.83	
16	PM09-11H16	0.828	-7.510	125.26	
17	PM09-17H1	4.097	-13.508	128.96	玄武岩中 包裹的紫 红色碳酸 盐岩
18	PM09-17H2	4.157	-13.570	129.05	
19	PM09-17H3	4.254	-13.592	129.24	
20	PM09-17H4	4.056	-13.491	128.89	
21	PM09-17H5	3.891	-13.471	128.56	
22	PM09-17H6	3.786	-13.559	128.30	

岩石中碳酸盐岩的氧同位素组成对沉积期后的变化最为灵敏,它们若与大气和热水发生同位素交换,其 $\delta^{18}\text{O}$ 数值将明显减低,一般情况下,当碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O} < -5\text{‰}$ (VPDB) 时,表示已受蚀变作用影响,但不足以改变碳同位素的成分和含量;当 $\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰}$ 时,岩石已发生强烈的蚀变,样品的碳同位素可靠性较差^[6-11]。据 $\delta^{18}\text{O}$ 数值的变化,本次样品明显分为两组,被玄武岩包裹的碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值位于 -13.471‰ ~ 13.592‰ 之间,表明其碳氧同位素均受到后期的强烈改造。而玄武岩之上的碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值普遍大于 -10.001‰,说明其 $\delta^{13}\text{C}$ 值可能代表原始海洋的 $\delta^{13}\text{C}$ 同位素组成。一般认为,如果样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈正相关,则表明受到

成岩作用影响^[2,3,12]。通过建立碳、氧同位素相关性散点图(图 3),可以看出玄武岩之上的碳酸盐岩的碳、氧同位素数据线性相关性极差,据此可以说明样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值可以很好地反应原始海洋的环境变化。玄武岩包裹的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数值投点呈大致的直线状分布,表明受到后期的强烈改造。

3 碳氧同位素变化特征

本文共获测试数据 22 组,其中玄武岩之上的大套碳酸盐岩 16 组,玄武岩包裹的碳酸盐岩 6 组,测试数据见表 1。 $\delta^{13}\text{C}$ 数值自下向上规律性不太明显,总体变化不大,最大值为 1.625‰,最小值为 0.113‰,最大偏移量为 1.512‰,平均值为 0.99‰,

大于 $1.0‰$ 的样品有 9 个。根据野外剖面实测和测试数据绘制了 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 含量变化曲线(图 4),从图 4 可以看出, $\delta^{13}\text{C}$ 数值变化曲线呈锯齿状,但变化量不大,主体位于 $0.5‰ \sim 1.3‰$ 之间。 $\delta^{18}\text{O}$ 最大值为 $-5.745‰$,最小值为 $-10.263‰$,平均值为 $-8.05‰$ 。其中绝大部分样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-5‰$ 和 $-8‰$ 之间。氧同位素整体上变化不大,但有小幅波动,整体在 $-7‰ \sim -8‰$ 左右波动。

被玄武岩包裹的碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 数值整体较大,最大值为 $4.254‰$,最小值为 $3.786‰$,平均值为 $4.04‰$ 。 $\delta^{18}\text{O}$ 数值则明显偏小,最小值为 $-13.592‰$,最大值为 $-13.471‰$,平均值为 $-13.53‰$,整体较为稳定,变化量较小(图 4)。根据氧同位素偏低判断,该类碳酸盐岩明显受到后期成岩作用改造。

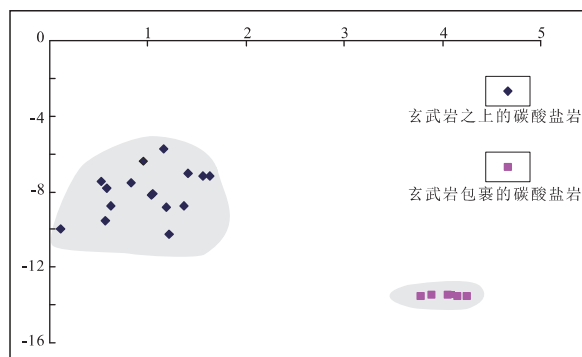


图 3 甘孜-理塘带碳氧同位素相关性

Fig. 3 Scatter diagram showing C/O isotope correlation in the carbonate rocks in the Garze-Litang suture zone

4 讨论

4.1 碳酸盐岩沉积环境

一般情况下, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 都会随介质盐度的升高而升高,其中 $\delta^{13}\text{C}$ 受温度的影响较小,其与古盐度关系密切。基思和韦伯把 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 结合起来用以指示侏罗纪及其以后石灰岩的古盐度,其公式为: $Z = 2.048 * (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 * (\delta^{18}\text{O} + 50)$ 其中 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 均为 PDB 标准,基思和韦伯的 Z 值计算公式是以侏罗纪以来碳酸盐岩所含 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 结合提出的,用 Z 值大小来区分海、陆相的标准, $Z > 120$ 时为海相碳酸盐岩, $Z < 120$ 时为淡水碳酸盐岩。刘文彬(1993)^[13] 认为考虑到成岩过程中同位素的交换作用,对中生代及其以后碳酸盐沉积物

的 Z 值用 120 作为区分海、陆的界限,大都符合实际,而对古生代碳酸盐岩的 Z 值则应取 123,即 $Z > 123$ 者为海相碳酸盐岩, $Z < 123$ 者则为淡水碳酸盐岩,这样更接近于综合分析研究的结果,符合实际情况。运用上面的公式对研究区的碳酸盐岩样品进行古盐度的计算(表 1),所有样品 Z 值均大于 123,主体位于 125 ~ 128 之间,平均值为 126.27,表明研究区碳酸盐岩为海相碳酸盐岩。

碳酸盐岩沉积之后,在后期成岩过程中,其碳同位素的组成基本保持不变,所以碳同位素能用来反映沉积环境变化和事件地层界线等^[14-16]。正常海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $0 \pm 2‰$,显生宙海相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化相当有限^[17-18]。影响海洋 $\delta^{13}\text{C}$ 的因素较多,主要包括海平面变化^[19]、气候变化^[20-22]、生物灭绝^[23]、火山喷发^[24-25]等,但多种因素之间又相互影响和制约,因而造成了对其解释的多解性和人为性。从根本上来说,对海水 $\delta^{13}\text{C}$ 的影响可以归结为有机物的埋藏速率变化和大气二氧化碳分压的变化。从图 4 可以看出,玄武岩之上的碳酸盐岩碳同位素数值全部位于 $0 \pm 2‰$ 之间,但有小幅震荡,可以说明该时期沉积环境主体较为稳定,有机碳埋藏变化不大。

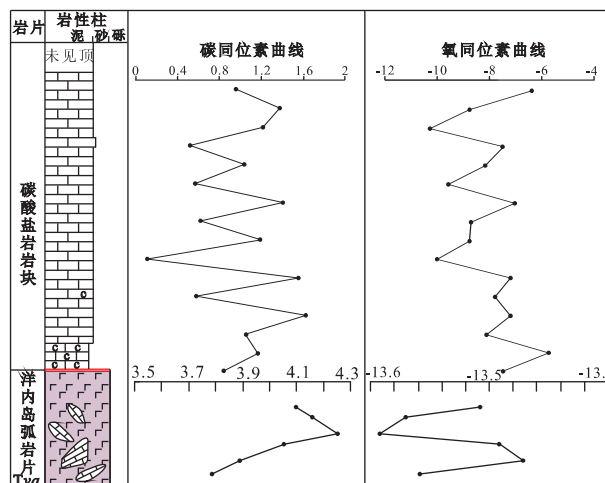


图 4 甘孜-理塘带碳酸盐岩碳氧同位素变化曲线

Fig. 4 Curves showing C/O isotope variations in the carbonate rocks in the Garze-Litang suture zone

4.2 碳酸盐岩构造属性

近年来随着 1:5 万填图的开展和综合研究的不断深入,已经在甘孜-理塘板块结合带带识别出了多种性质的岩片,依据已有的化学数据可以概括为

碳酸盐岩岩片、三叠纪洋内岛弧岩片、三叠纪裂谷岩片、二叠-三叠纪洋中脊岩片、奥陶纪裂解块体岩片等^[5]。本次研究工作分别选择了位于玄武岩之上的大套碳酸盐岩和包裹于玄武岩之内的碳酸盐岩开展碳氧同位素研究,发现二者在碳氧同位素组成上有较大差别。后者的碳同位素明显高于前者,而氧同位素组成则相反,反应了包裹于玄武岩之间的碳酸盐岩受到后期成岩作用的强烈改造。由此可以认为二者的形成时代和环境存在较大差异,为两套不同的碳酸盐岩。结合其下部的灰绿色玄武岩为岛弧型玄武岩推测,下部包裹于玄武岩之内的碳酸盐岩的形成早于上部大套碳酸盐岩,其可能形成于海山环境。

玄武岩之上的碳酸盐岩为海相沉积环境已无疑,其岩性和已发现的少量生物化石可与甘孜-理塘带南部的瑞环山组对比。对于该套碳酸盐岩沉积到底为甘孜-理塘洋闭合之后的残余海沉积还是甘孜-理塘洋盆闭合碰撞造山后伸展作用活动产物,目前尚存在争论。研究区海相侏罗纪地层的发现,揭开了本区晚三叠世甘孜-理塘洋闭合以后新特提斯地质历史演化研究的新篇章。以此新发现为契机,进一步开展该区海相侏罗纪地层、古生物、沉积、构造变形等研究,对于该区燕山期沉积盆地形成演化、盆-山转换、以及区域构造研究乃至甘孜-理塘结合带、松潘-甘孜造山带形成演化研究具有重大的地质意义。

5 结论

(1) 甘孜-理塘结合带中段碳酸盐岩主要有两类产出状态,主体位于玄武岩之上,分布于山顶,少部分包裹于灰绿色玄武岩之间。

(2) 本研究系统采集了 16 件玄武岩之上大套碳酸盐岩和 6 件玄武岩包裹的碳酸盐岩碳氧同位素样品,测试发现前者 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $0.113\text{‰} \sim 1.625\text{‰}$ 之间,后者 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $4.254\text{‰} \sim 3.786\text{‰}$ 之间,而 $\delta^{18}\text{O}$ 数值则明显偏小,该类碳酸盐岩明显受到后期成岩作用改造。但所有样品 Z 值均大于 123,表明研究区碳酸盐岩为正常海相碳酸盐岩。

(3) 玄武岩之上的碳酸盐岩和玄武岩之间包裹的碳酸盐岩从野外产出状态、岩性、地球化学特征等都存在较大差异,结合玄武岩地球化学资料,认为下部包裹于玄武岩之内的碳酸盐岩形成早于上

部大套碳酸盐岩,其可能形成于海山环境。对于上部大套碳酸盐岩到底为甘孜-理塘洋闭合之后的残余海沉积还是甘孜-理塘洋盆闭合碰撞造山后伸展作用活动产物,仍需进一步研究。

参考文献:

- [1] 王全伟,王康明,阚泽忠,等. 川西甘孜理塘构造带侏罗纪地层特征及其与邻区的对比[J]. 沉积与特提斯地质, 2009, 29(2): 86-92.
- [2] Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications [J]. *Precambrian Research*, 1995, 73: 27-49.
- [3] Alan J. Kaufman, Andrew H. Knoll, Guy M. Carbon Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic earth-history [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 1997, 94(13): 6600-6605.
- [4] 王自强,尹崇玉,高林志,等. 用化学地层学研究新元古代地层划分和对比[J]. 地质学前沿, 2006, 13: 268-279.
- [5] 中国人民武装警察部队黄金第十二支队. 1:5 万金沟幅区域地质调查报告[R]. 2015.
- [6] Derry L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. Sedimentary cycling and environmental changes in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56: 1317-1329.
- [7] Derry L A, Brasier M D, Corfield R M, et al. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: A paleoenvironmental record during the 'Cambrian explosion' [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 1994, 128(3-4): 671-681.
- [8] 储雪蕾,张同钢,张启锐,等. 蓟县元古界碳酸盐岩的碳同位素变化[J]. 中国科学(D辑), 2003, 33(10): 951-959.
- [9] Zhang T G, Chu X L, Zhang Q R, et al. 2003. Variations of sulfur and carbon isotopes in seawater during the Doushantuo stage in late Neoproterozoic [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(13): 1375-1380.
- [10] 张同钢,储雪蕾,张启锐,等. 扬子地台灯影组碳酸盐岩中的硫和碳同位素记录[J]. 岩石学报, 2004, 20(3): 717-724.
- [11] Mike M, James D, Schiffbauer, et al. Taphonomy of the Upper Ediacaran enigmatic ribbon-like fossil *Shaanxilithes* [J]. *Palaios*, 2012, 27: 354-372.
- [12] 张同钢,储雪蕾,张启锐,等. 陡山沱期海水的硫和碳同位素变化[J]. 科学通报, 2003, 48(8): 850-855.
- [13] 刘文彬. 新疆博格达山西南麓石炭-二叠纪碳酸盐岩的碳氧同位素与古环境研究[J]. 地层学杂志, 1993, 17(2): 141-144.
- [14] 李儒峰,刘本培. 碳氧同位素与碳酸盐岩层序地层学关系研究—以黔南马平组为例[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 1996, 31(3): 261-266.

- [15] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- [16] 黄思静. 上扬子二叠系—三叠系初海相碳酸盐岩的碳同位素组成与生物绝灭事件 [J]. 地球化学, 1994, (1): 60–68.
- [17] Lohmann K C, Walker J C G. The $\delta^{18}\text{O}$ record of Phanerozoic abiotic marine calcite cements [J]. Geophysical Research Letters, 1989, 16(4): 319–322.
- [18] Holmden C M K. The origin of oxygen isotope variations in Paleozoic carbonates [J]. Geol. Assoc. Can. Annu. Meet. Prog. Abstr, 1993.
- [19] 郭福生, 彭花明, 潘家永, 等. 浙江江山寒武系碳酸盐岩碳氧同位素特征及其古环境意义探讨 [J]. 地层学杂志, 2003, 27(4): 289–297.
- [20] Shields G A. Neoproterozoic cap carbonates: A critical appraisal of existing models and the Plume world hypothesis [J]. Terra Nova, 2005, 17: 299–310.
- [21] Fike D A, Grotzinger J P, Pratt L M, et al. Oxidation of the Ediacaran ocean [J]. Nature, 2006, 444: 744–747.
- [22] 赵彦彦, 2009. 皖南新元古界蓝田组碳酸盐岩沉积地球化学 [D]. 合肥: 中国科学技术大学, 2009. 1–212.
- [23] 曹长群, 王伟, 金玉珂. 浙江煤山二叠—三叠系界线附近碳同位素变化 [J]. 科学通报, 2002, 47: 302–306.
- [24] Korte C, Kozur H W. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary: A review [J]. Asian Earth Science, 2010, 39: 215–235.
- [25] Lai X, Yang F, Hallam A, et al. The Shangsi section candidate of the Global Stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary [A]. Yin H. The Paleozoic-Mesozoic Boundary Candidates of Global Stratotype Section and Point of the Permian-Triassic Boundary [C]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 113–124.

Carbon and oxygen isotopic analysis of the carbonate rocks in the Garze-Litang suture zone, western Sichuan

NING kuo-bu¹, MAO Shi-dong², LIANG Long-fei³, LIU Wei¹, MA Zhi-xin¹, LUO liang¹, NIU Hao-bin¹

(1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2. No. 12 Geological Party of CAPF, Chengdu 610036, Sichuan, China; 3. Geophysical exploration Party, Hubei Bureau of Geology and Mineral Resources, Wuhan 430056, Hubei, China)

Abstract: The detailed field geological survey and laboratory carbon and oxygen isotope analysis are made for the carbonate rocks developed in the middle part of the Garze-Litang suture zone, western Sichuan. According to the modes of occurrence, two types of carbonate rocks are recognized: carbonate rocks overlain upon the basalts and cm- to m-grade irregular basalt-coated carbonate breccias. The carbon and oxygen isotopic data of the carbonate samples collected from the study area have disclosed that the carbonate rocks overlain upon the basalts display the $\delta^{13}\text{C}$ values mostly ranging between 0.113‰ and 1.625‰, and $\delta^{18}\text{O}$ values ranging between -10.263‰ and 5.745‰. However, the basalt-coated carbonate rocks display the $\delta^{13}\text{C}$ values ranging between 4.254‰ and 3.786‰, which are higher than those of the carbonate rocks overlain upon the basalts, and the $\delta^{18}\text{O}$ values ranging between -13.471‰ and -13.592‰, which are lower than those of the carbonate rocks overlain upon the basalts. These differences imply that the basalt-coated carbonate rocks once suffered from the paulopost diagenetic reworking. The Z values of more than 123 for all the collected samples indicate that the carbonate rocks in the study area should belong to the normal marine carbonate rocks. It is inferred from the modes of occurrence, lithology and geochemical signatures that the basalt-coated carbonate rocks may be deposited in the seamount sedimentary environments, and their ages are generally earlier than those of the carbonate rocks overlain upon the basalts.

Key words: carbon and oxygen isotope; basalt; sedimentary environment; residual sea basin