

# 河北宽城地区中元古代高于庄组碳酸盐岩 碳氧同位素特征

罗顺社<sup>1,2)</sup>, 汪凯明<sup>1,2)</sup>

1) 长江大学油气资源与勘探技术教育部重点实验室, 湖北荆州, 434023;

2) 长江大学地球科学学院, 湖北荆州, 434023

**内容提要:**对河北宽城地区中元古代高于庄组碳酸盐岩的碳氧同位素进行了测定和原始性验证,表明其原始组分保存良好。 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布范围和平均值分别为 $-5.03\text{‰}\sim 0.07\text{‰}$ 、 $-9.92\text{‰}\sim -4.12\text{‰}$ 和 $-0.90\text{‰}$ 、 $-6.58\text{‰}$ ,整体上稍低于前人测定的天津蓟县剖面 and 北京十三陵剖面数据。分析认为:研究区 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要受有机碳氧化与有机碳的埋藏速率因素影响,有机碳的埋藏速率与蓝绿藻等生物数量关系密切,藻类繁盛的时期一般都具有较高的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,藻类稀少的时期则具有较低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。在浅水潮坪环境中, $\delta^{13}\text{C}$ 值与海平面的变化呈正相关关系;研究区 $\delta^{18}\text{O}$ 值则主要受海平面变化影响,与之呈负相关关系;研究区古盐度 $Z$ 值主要介于 $120\sim 125$ 之间,相关性分析表明 $Z$ 值不仅反映氧同位素组成,也反映了碳同位素组成, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 均与沉积介质的盐度有关,其变化趋势是盐度越大,其 $\delta$ 值越高。

**关键词:**中元古代;高于庄组;碳酸盐岩;碳氧同位素

近年来,地质工作者利用碳、氧、锶等稳定同位素在研究古海洋环境、古海平面变化和碳酸盐岩成岩作用以及地层的划分和对比等方面取得了重大进展,为恢复岩相古地理环境提供了令人信服的定量标志,有力地推动地球科学向量化、微观研究方向发展(Kaufman et al., 1993, 1995; Kump et al., 1999; Veizer et al., 1999; Korte et al., 2005; Pufahl et al., 2006; Payne et al., 2007)。位于天津蓟县和北京十三陵的两条中、新元古代地层剖面,以其层序完整,沉积稳定而备受关注,前人在地层、沉积、古生物和地球化学等方面进行了广泛而深入的研究,并取得许多重要的认识和成果(高振西等, 1934; 杜汝霖等, 1985, 1986; 钟华等, 1992; 赵震, 1995; 赵澄林等, 1997; Xiao et al., 1997; 陆松年, 1998, 2002; 阎玉忠等, 1998; 乔秀夫等, 1999; 李任伟等, 1999; 宋天锐等, 2000; 李超等, 2002; 张巧大等, 2002; 储雪蕾等, 2003; 孙淑芬等, 2004; 孟祥化等, 2004; 王自强等, 2006; 唐烽等, 2009)。

对于中元古界长城系高于庄组碳酸盐岩地层,有关碳氧同位素的数据资料和研究成果也有了一定

的积累和进展,已有的工作包括钟华等(1992, 蓟县剖面, 15个碳同位素数据; 十三陵剖面, 47个碳同位素数据), 赵震(1995, 蓟县剖面, 3个数据), 赵澄林等(1997, 十三陵剖面, 9个数据), Xiao等(1997, 蓟县剖面, 12个数据), 李超等(2002, 蓟县剖面, 5个数据), 储雪蕾等(2003, 蓟县剖面, 21个数据), 但总体上,这些已经研究和发表的数据仍然是有限的。本次笔者对前人关注较少的邻区——河北宽城地区中元古界高于庄组剖面进行了较为系统的碳氧同位素样品的采集和测试,以期通过其保存的原始同位素地质信息,了解古海洋碳氧同位素组成和演化特征及其古环境意义,同时也进一步丰富了我国或全球中元古代碳氧同位素数据资料。

## 1 区域地质背景

位于河北省宽城地区的中元古代地层前人研究相对较少,该区中元古代地层构造简单,出露良好,分布广泛,发育比较完整,顶底界线清晰,叠层石丰富,是一套基本未经变质的沉积岩系,可作为我国中元古代地层研究的重要剖面(图1)。

注:本文为中国石油化工股份有限公司海相油气勘探前瞻性项目(编号 GO800-06-ZS-350)和国家自然科学基金项目(编号 40772078)资助成果。

收稿日期:2009-09-27; 改回日期:2009-12-19; 责任编辑:周健。

作者简介:罗顺社,男,1961年生。博士,教授,主要从事沉积学的教学和研究工作。通讯地址:434023,湖北省荆州市南环路1号,长江大学地球科学学院; Email: kaiming214@126.com。

http://www.gsjournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

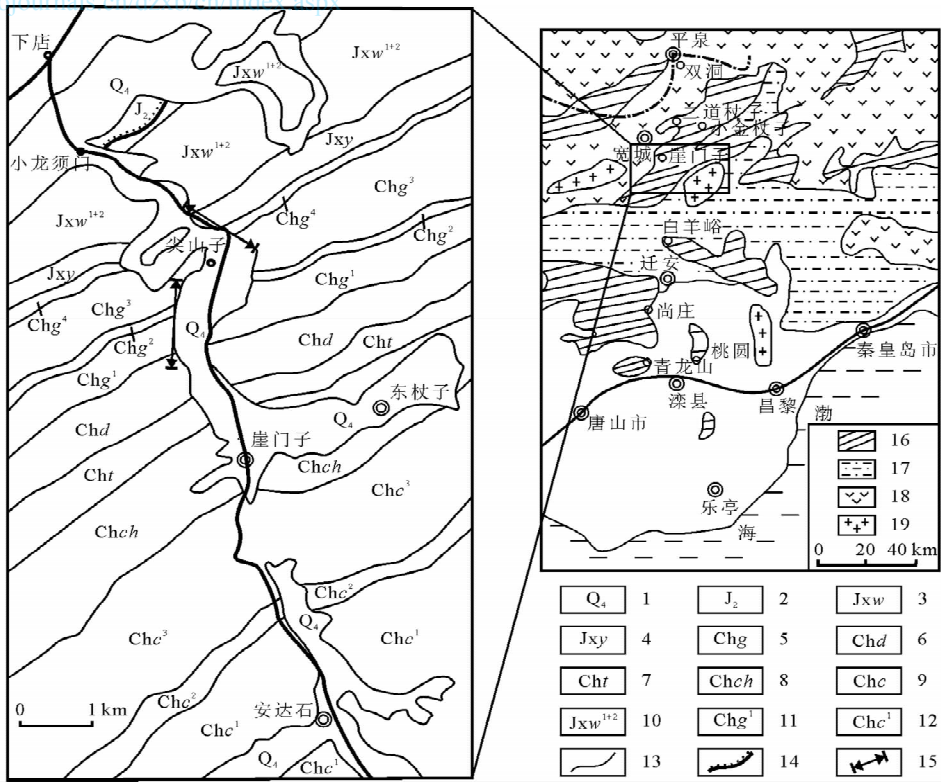


图 1 研究区位置及地层分布图(据赵澄林等,1997 修改)

Fig. 1 Location and stratigraphic distribution map of the study area (modified from Zhao Chenglin et al. ,1997)

1—全新统;2—中侏罗统;3—蓟县系雾迷山组;4—蓟县系杨庄组;5—长城系高于庄组;6—长城系大红峪组;7—长城系团山子组;8—长城系申岭沟组;9—长城系常州沟组;10—蓟县系雾迷山组一段和二段;11—长城系高于庄组一段;12—长城系常州沟组一段;13—地质界线;14—不整合界线;15—剖面及采样点;16—中、新元古界;17—太古宇;18—中生界;19—侵入岩

1—Holocene Series;2—Middle Jurassic;3—Jixian System Wumishang Formation;4—Jixian System Yangzhuang Formation;5—Changcheng System Gaoyuzhuang Formation;6—Changcheng System Dahongyu Formation;7—Changcheng System Tuanshanzi Formation;8—Changcheng System Chuanlinggou Formation;9—Changcheng System Changzhougou Formation;10—1st and 2nd Member of Wumishang Formation of Jixian System;11—1st Member of Gaoyuzhuang Formation of Changcheng System;12—1st Member of Changzhougou Formation of Changcheng System;13—geological boundary;14—unconformable boundary;15—location of section and sampling;16—Middle—Upper Proterozoic;17—Archean;18—Mesozoic;19—intrusive rock

中—新元古代华北地台进入了拗拉谷发展阶段,燕辽拗拉谷位于内蒙古古陆南侧,是华北地区强烈拗陷地带。研究区区域上位于燕辽拗拉裂谷盆地东北部,高于庄期为长城纪最大海侵期,此期间燕山裂谷盆地的海域面积大大扩展。初期基本上继承了大红峪期的浅水环境,为发育范围广泛的碳酸盐潮坪;中期受区域海平面上升的影响,盆地水域增大,在兴隆—宽城(研究区)一带水深达到最大,形成深水碳酸盐盆地相沉积;高于庄晚期水体有相对变浅的趋势,但局部地区(兴隆—宽城北)仍受裂谷断裂活动的影响,出现一系列大规模的水下滑塌角砾碳酸盐岩和碳酸盐岩重力流沉积(孟祥化等,2004)。

燕山地区中元古界自下而上分为长城系和蓟县系。高于庄组属长城系上部地层,在天津蓟县剖面

其与下伏长城系大红峪组为假整合接触,与上覆蓟县系杨庄组为整合或假整合接触。研究区高于庄组与上下地层均呈整合接触,实测厚度 938.62 m,主要为一套滨海潮坪相含砂含藻灰质白云岩及浅海页岩、泥质白云岩沉积,据岩性特征自下而上划分为 4 段,也可称为官地亚组、桑树鞍山组、张家峪亚组和环秀寺亚组 4 个亚组(天津市地质矿产局,1992)。第一段(Chg<sup>1</sup>)底部为厚约 13 m 的石英砂岩,向上为燧石条带、结核白云岩、叠层石白云岩夹泥质白云岩、石英砂岩薄层和条带,以含陆屑和含锰为特征,岩层中可见平行层理、单向和双向交错层理,局部发育柱状、波状及锥状叠层石;第二段(Chg<sup>2</sup>)下部为薄层泥质粉砂岩与含锰页岩为主,向上为含锰白云岩、含锰粉砂质白云岩及含锰细晶白云岩;第三段

<http://www.gsjournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

( $\text{Chg}^3$ )由深灰色灰质白云岩、白云质灰岩、灰色含瘤状灰岩的页岩,硅质岩、泥晶白云岩组成,岩层以中厚、薄层为特征;第四段( $\text{Chg}^4$ )深灰色白云质灰岩、藻席白云岩、含燧石结核泥晶白云岩、白云质页岩、硅结壳及岩溶角砾岩等。

## 2 样品采集与测试

本次用于碳氧同位素分析的碳酸盐岩样品采自宽城崖门子尖山子高于庄组实测剖面(图1),共计24

表1 河北高于庄组碳酸盐岩碳氧同位素和Mn、Sr含量分析数据

Table 1 Analytical data of carbon isotope, oxygen isotope, Mn and Sr in the carbonate of the Gaoyuzhuang Formation in Hebei

组	段	样号	岩性	$\delta^{13}\text{CPDB}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{OPDB}(\text{‰})$	Mn( $\times 10^{-6}$ )	Sr( $\times 10^{-6}$ )	Mn/Sr	Z值
高 于 庄 组	第四段	Gg171	角砾灰岩	-0.85	-12.54				119.31
		Gg170	藻纹层白云岩	-0.71	-9.92	45.57	114.90	0.40	120.91
	第三段	Gg147	角砾灰岩	0.07	-5.93				124.49
		Gg141	瘤状灰岩	-1.84	-9.89	284.10	60.94	4.66	118.61
		Gg140	白云岩	-0.90	-7.33	254.70	50.57	5.04	121.81
		Gg137	瘤状灰岩	-0.71	-12.86				119.44
		Gg135	石灰岩	-0.80	-12.86	281.10	34.45	8.16	119.26
		Gg134	硅质灰岩	-0.81	-7.98	172.50	56.66	3.04	121.67
		Gg133	泥质灰岩	-0.90	-6.40				122.27
		Gg126	灰质白云岩	-1.06	-7.38				121.45
		Gg125	石灰岩	-5.03	-9.02				112.51
		Gg122	瘤状灰岩	-1.27	-7.07				121.18
		Gg113	白云质灰岩	-1.21	-7.71				120.98
	第二段	Gg111	含锰白云岩	-0.69	-6.15				122.82
		Gg98	含锰细晶白云岩	0.01	-4.12				125.27
		Gg96	含锰泥质白云岩	-0.35	-4.76				124.21
	第一段	Gg91	含泥白云岩	-1.13	-4.76				122.62
		Gg89	锥状叠层石白云岩	-0.12	-4.30				124.91
		Gg88	泥质白云岩	-0.91	-5.12				122.89
		Gg83	锥状叠层石白云岩	-0.42	-6.06				123.42
		Gg72	叠层石白云岩	-0.23	-5.70				123.99
		Gg58	硅质白云岩	-0.07	-10.43				121.96
		Gg47	白云岩	-0.34	-6.19				123.52
		Gg35	白云岩	-0.22	-5.89				123.92

注:盐度  $Z=2.048 \times (\delta^{13}\text{CPDB}+50)+0.498 \times (\delta^{18}\text{OPDB}+50)$ (据 Keith et al., 1964)。

## 3 测试结果检验

碳酸盐岩对古海水原始信息保存性的评估至关重要,是探讨碳氧同位素地质意义的前提。碳酸盐样品是否能保存原始碳氧同位素组成尚存在许多争议,判别方法也不尽相同(李心清等,1999)。由于沉积期后特别是大气水循环的影响,碳酸盐岩将发生Sr的损失和Mn的加入(Brand et al., 1980),人们常将Mn/Sr<10(更严格的标准是Mn/Sr<2~3)作为碳酸盐岩保留了原始碳同位素组成的判别标准,它甚至被用于判断碳酸盐岩Sr同位素组成是否可代表原始的记录(Derry et al., 1992, 1994; Kaufman et al.,

1995); Kaufman等(1995)认为当 $\delta^{18}\text{O}$ 低于-10‰时,表明其氧同位素较原始组成可能发生明显改变; Derry等(1994)认为在-5‰~-10‰之间的样品,其氧同位素较原来组成可能稍有变化,但氧同位素组成的变化不大;还有许多学者用 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 数据不具有明显的相关性(即离散)来推断岩石是否受到成岩作用影响(Williams, 1988; Qing et al., 1994; Veizer et al., 1999; 王大锐等, 2002; 郭福生等, 2004)。

本次研究综合采用以上3种方法检验其原始性。从表1可以看出,已做分析的Mn/Sr值都小于10,说明它们保留了原始碳同位素组成;在24件样品中,只有Gg58、Gg135、Gg137和Gg171号4件样品的 $\delta^{18}\text{O}$



<http://www.gsjournals.cn/dzshx/index.aspx>

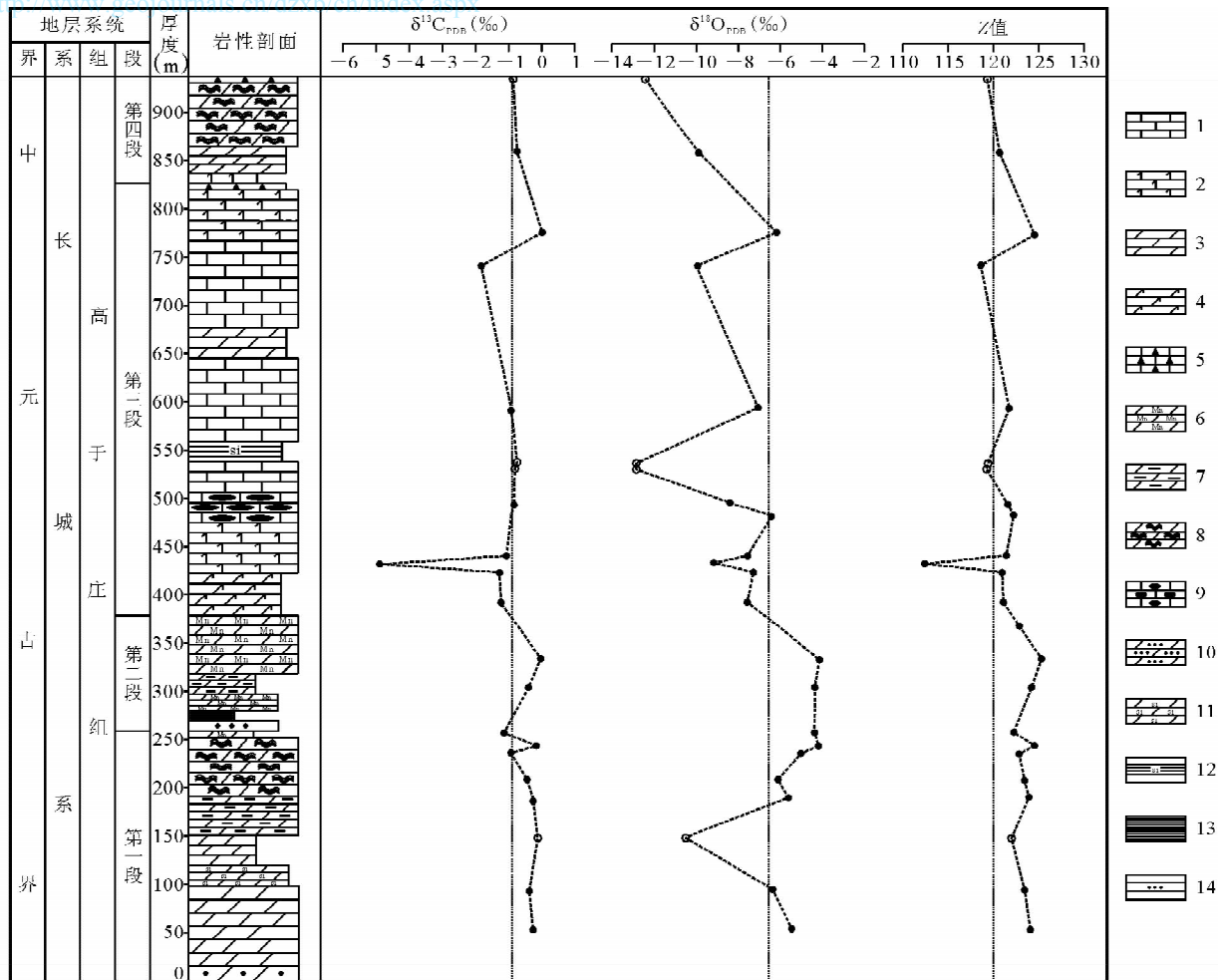


图3 高于庄组碳酸盐岩碳氧同位素曲线

Fig. 3 Carbon and oxygen isotopic curves in the carbonate of the Gaoyuzhuang Formation

1—石灰岩;2—白云质灰岩;3—白云岩;4—灰质白云岩;5—角砾灰岩;6—含锰白云岩;7—泥质白云岩;8—叠层石白云岩;9—瘤状灰岩;10—砂质白云岩;11—硅质白云岩;12—硅质岩;13—页岩;14—砂岩;实心圆表示未蚀变样品的数据;空心圆表示可能蚀变样品的数据  
 1—Limestone; 2—dolomitic limestone; 3—dolomite; 4—calcite dolomite; 5—breccia limestone; 6—manganese-containing dolomite; 7—argillaceous dolomite; 8—stromatolite dolomite; 9—nodular limestone; 10—sandy dolomite; 11—siliceous dolomite; 12—siliceous rock; 13—shale; 14—sandstone; the filled circle showing the credible data; the hollow cylindrical showing the suspected data

部,发育大量柱状、波状及锥状叠层石。叠层石是由蓝绿藻的生物作用形成的(黄学光,1985)。发育的叠层石说明此时藻类生物繁盛,在中元古代时期,以蓝绿藻为主的藻类是当时海洋最主要的生命形式之一,它对叠层石的形成起着重要作用,蓝绿藻适应各种水介质条件,其生存的必要条件是光合作用,因此叠层石主要分布于浪基面以上的潮间带及浅水透光环境,没有光照的深水环境一般不会有叠层石出现。高一段沉积后期,研究区处于海底地形十分平坦的陆表海潮间带环境,是藻类生活的理想环境,在此期间,藻类生长较快,因光合作用不断消耗海水中富含<sup>12</sup>C的CO<sub>2</sub>和HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>,沉积速率高,有机质与外界接触时间短,在未被氧化之前就被迅速埋藏。因此,

有机碳埋藏速率高,产率增加,造成了碳同位素垂向分布图上高一段具有相对较高的δ<sup>13</sup>C值。而有机碳的埋藏速率又受海平面变化的控制(田景春等,1995;王大锐等,1995;郑荣才等,1997)。海平面上升期,一方面导致有机碳的埋藏速率增加,另一方面使得古陆氧化面积减小,因剥蚀而带入海洋的有机碳数量也随之减少,从而导致溶于海水中的CO<sub>2</sub>富<sup>13</sup>C,与之平衡的碳酸盐岩的δ<sup>13</sup>C值也相应增高;反之,在海平面下降期,大陆面积增大,由于氧化剥蚀进入海洋的有机碳的数量增加,同时海洋中的有机质埋藏速率降低,结果造成大量的<sup>12</sup>C进入海水,与碳酸盐发生分馏作用,使得海相碳酸盐的δ<sup>13</sup>C值降低。高二段沉积期间伴随着小规模的海侵,区内

主要发育含锰页岩和含锰白云岩,含锰白云岩中多含陆源泥质和粉砂质,通常被解释为潮间—潮下环境。该段较之高一段海水有小幅加深,海平面呈缓慢上升态势,海平面上升有利于有机碳的埋藏,因此,沉积的碳酸盐岩有较高的  $\delta^{13}\text{C}$  值。高三段沉积早期受区域海平面上升的影响,开始了更大规模的海侵,形成于较深水盆地环境,瘤状灰岩发育。由于受周期性重力流作用造成的海底底流作用,不饱和的  $\text{CaCO}_3$  海底底流进入盆地,部分地溶解了已经沉积在海底的碳酸盐岩,并将剩余富含泥质物残留下来,从而形成该区的瘤状灰岩(夏丹等,2009)。在这种较深水环境中,水体闭塞滞流,生物稀少, $^{13}\text{C}$  与  $^{12}\text{C}$  的交换能力差,有机碳产率很低;同时不饱和的  $\text{CaCO}_3$  海底底流在溶解碳酸盐岩的同时也分解了其中的有机质,使得  $^{13}\text{C}$  进一步减少,因此,瘤状灰岩段对应的  $\delta^{13}\text{C}$  值极低。而高三段沉积期由于生物的缺少,以致有机碳产率低下,因此整体上具有较低的  $\delta^{13}\text{C}$  值。高于庄晚期海平面下降,高三段上部、高四段形成于潮下一潮间—潮上环境,由于此期间水体相对变浅,藻席白云岩发育,说明藻类等生物繁盛,有机碳产率逐渐恢复,因此,碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值逐渐回升。从研究区碳同位素的变化特征看来,在影响和控制区内海相碳酸盐岩碳同位素的众多因素中,沉积时有机碳氧化与有机碳的埋藏速率是最重要的,而有机碳的埋藏速率与蓝绿藻等生物数量的多少有着密切的关系,藻类繁盛的时期一般都具有较高的  $\delta^{13}\text{C}$  值,藻类稀少的时期则具有较低的  $\delta^{13}\text{C}$  值,而藻类的生长状况又在一定程度上受控于海水深度,可以看出,在浅水潮坪环境中, $\delta^{13}\text{C}$  值与海平面的变化存在正相关关系。

碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值被作为推测古盐度的一个重要指标。Keith 等(1964)综合利用  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  值建

立了区别侏罗纪及其后时代的海相灰岩和淡水灰岩的盐度公式: $Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 50)$ 。将该盐度公式扩用于计算研究区碳酸盐岩同位素的  $Z$  值(表 1),以期定量解释古盐度的相对长缓变化。为了评估  $Z$  值作为古盐度指标的可靠性,同时对  $Z$  值与  $\delta^{18}\text{O}$  以及  $\delta^{13}\text{C}$  作了相关性分析(图 4)。相关分析显示, $Z$  值与  $\delta^{18}\text{O}$  的相关系数为 0.68,与  $\delta^{13}\text{C}$  的相关系数为 0.88。相关分析表明,研究区碳酸盐岩的  $Z$  值不仅反映氧同位素组成,也反映了碳同位素组成, $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  均与沉积介质的盐度有关,其变化趋势是盐度越大,其  $\delta$  值越高。

Keith 等(1964)将  $Z > 120$  界定为海相石灰岩, $Z < 120$  为淡水石灰岩。区内  $Z$  值分布于 112.51~125.27 范围内,平均为 121.27,绝大部分居于 120 以上,一般均不大,介于 120~125 之间,其中 5 件样品的  $Z$  值小于 120,而根据野外露头沉积特征来看,高于庄组碳酸盐岩属于陆表海滨海潮坪及浅海台盆沉积,较低的  $Z$  值反映出成岩期间有较多的淡水参与胶结,为古盐度不高的沉积环境。从表 1 和图 3 可以看出,高一段上部和整个高二段具有相对较高的  $Z$  值,岩性以泥晶白云岩、叠层石白云岩和含锰白云岩为主,反映为相对强烈的潮上蒸发环境,古盐度较高, $Z$  值小于 120 的瘤状灰岩段则表明沉积期间盐度降低,可能有大量的降水和陆源淡水进入沉积区,伴随着广泛的海侵。

盐度的增加导致海水中  $\delta^{18}\text{O}$  值随之增加,是因为蒸发作用将轻的氧同位素优先蒸发的缘故,雨水中  $\delta^{18}\text{O}$  值较海水中大约小 7‰(张秀莲,1985)。相应地,由于雨水和淡水中  $\delta^{18}\text{O}$  为高负值,因此,大气降水和陆源淡水的注入降低了海洋中的  $\delta^{18}\text{O}$ ,以致碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值降低。海平面的升降主要控制着相对滞流封闭的盆地与外海的连通性,影响着沉积区与广

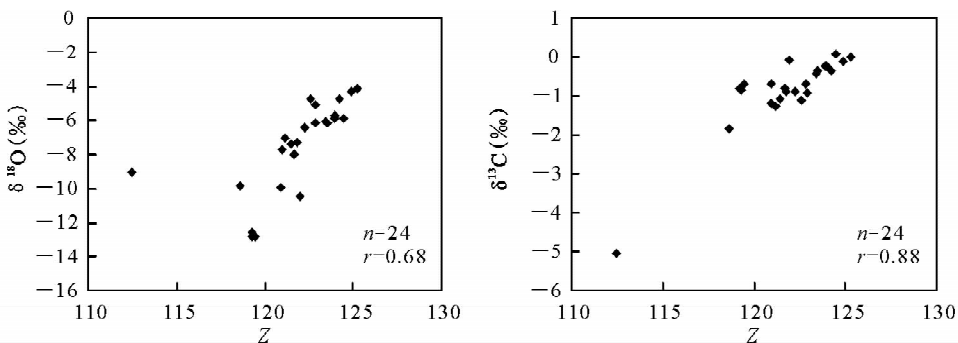


图 4 高于庄组碳酸盐岩  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$  与  $Z$  值的相关图

Fig. 4 Relationship of  $Z$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  and  $Z$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  values in the carbonate of the Gaoyuzhuang Formation

海区氧同位素的均一程度,从而导致所沉积的碳酸盐岩  $\delta^{18}\text{O}$  值的升降。海平面升高时,对流畅通,其  $\delta^{18}\text{O}$  值与广海相近;海平面降低时,环境相对闭塞  $\delta^{18}\text{O}$  值更易受温度、盐度以及大气降水和陆源淡水注入量的控制(谭富文等,2004)。从剖面氧同位素演化曲线来看,氧同位素波动期次较多,反映出高于庄组海平面升降频繁,可能伴随的大量的降水、广泛的海侵和海退。 $\delta^{18}\text{O}$  值与海平面变化存在负相关关系。从图3可以看出,高一段除 Gg58号样品外,其余  $\delta^{18}\text{O}$  值都高于区内碳同位素平均值,而在高二段  $\delta^{18}\text{O}$  值均高于均值,至高三段  $\delta^{18}\text{O}$  值则出现大规模负偏移,反映出海平面快速上升,大量淡水注入。高三段后期至高四段  $\delta^{18}\text{O}$  值逐渐回升,但整体上仍属于负向漂移,反映出海平面缓慢下降的趋势,而研究区整体较低的  $\delta^{18}\text{O}$  值可能与当时较高的古海洋温度有关(阎玉忠等,1998)。从区内氧同位素的变化特征看来,其主要受海平面变化的影响。

## 5 结论

(1)综合3种方法对研究区碳酸盐岩碳氧同位素样品进行原始性验证,除3件样品  $\delta^{18}\text{O}$  值小于-10‰,其他均符合要求,表明本次用于分析的碳氧同位素组成基本上保持了原始组成,所得数据可靠有效。 $\delta^{13}\text{C}$  值为-5.03‰~0.07‰、 $\delta^{18}\text{O}$  值为-9.92‰~-4.12‰。

(2)沉积时有机碳氧化与有机碳的埋藏速率是影响和控制研究区碳酸盐岩碳同位素最主要的因素,有机碳的埋藏速率与蓝绿藻等生物数量关系密切,藻类繁盛的时期一般都具有较高的  $\delta^{13}\text{C}$  值,藻类稀少的时期则具有较低的  $\delta^{13}\text{C}$  值,在浅水潮坪环境中, $\delta^{13}\text{C}$  值与海平面的变化呈正相关关系;而研究区  $\delta^{18}\text{O}$  值主要则受海平面变化影响,与之呈负相关关系。

(3)研究区碳酸盐岩的  $Z$  值主要介于120~125之间,相关性分析表明: $Z$  值不仅反映氧同位素组成,也反映了碳同位素组成, $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  均与沉积介质的盐度有关,其变化趋势是盐度越大,其  $\delta$  值越高。

## 参 考 文 献

储雪蕾,张同钢,张启锐,冯连君,张福松. 2003. 蓟县元古界碳酸盐岩的碳同位素变化. 中国科学(D辑), 33(10): 951~959.  
杜汝霖,田立富. 1985. 燕山青白口系宏观藻类龙凤山藻属的发现和初步研究. 地质学报, (3): 183~190.  
杜汝霖,田立富,李汉棒. 1986. 蓟县长城系高于庄组宏观生物化石的发现. 地质学报, (2): 115~120.

高振西,熊永先,高平. 1934. 中国北方震旦地层. 中国地质学会志, 13: 243~288.  
郭福生,潘家永,刘林清,杜杨松,郭国林. 2004. 浙江江山石炭—二叠系碳酸盐岩碳氧同位素特征研究. 地球化学, 33(1): 1~8.  
黄学光. 1985. 燕山中段高于庄组桑树鞍沉积期岩相古地理演化特征. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, (13): 1~13.  
李超,彭平安,盛国英,傅家谟,阎玉忠. 2002. 蓟县剖面中—新元古代沉积物的稳定碳同位素生物地球化学研究. 地质学报, 76(4): 433~440.  
李任伟,陈锦石,张淑坤. 1999. 中元古代雾迷山组碳酸盐岩碳和氧同位素组成及海平面变化. 科学通报, 44(16): 1697~1702.  
李儒峰,刘本培. 1996. 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. 地球科学, 31(3): 261~266.  
李心清,万国江. 1999. 碳酸盐岩氧、碳稳定同位素地球化学研究目前面临的几个问题. 地球科学进展, 14(3): 262~268.  
陆松年. 1998. 新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评. 地质论评, 44(5): 489~495.  
陆松年. 2002. 关于中国新元古界划分几个问题的讨论. 地质论评, 48(3): 242~248.  
孟祥化,葛铭. 2004. 中朝板块层序·事件·演化. 北京: 科学出版社, 60~100.  
乔秀夫,高林志. 1999. 华北中新元古代及早古生代地震灾变事件及与 Rodinia 的关系. 科学通报, 44(16): 1753~1758.  
宋天锐,和政军,丁孝忠,张巧大. 2000. 北京十三陵中元古代串岭沟期地质事件的探索. 地质论评, 46(4): 400~407.  
孙淑芬,朱士兴,黄学光,曹芳,辛后田. 2004. 燕山长城系串岭沟组 Parachuaria 化石的发现及其意义. 地质学报, 78(6): 721~725.  
谭富文,王剑,王小龙,杜佰伟. 2004. 羌塘盆地雁石坪地区中—晚侏罗世碳、氧同位素特征与沉积环境分析. 地球学报, 25(2): 119~126.  
唐烽,尹崇玉,高林志,刘鹏举,王自强,陈寿铭. 2009. 华北克拉通东部新元古代宏体化石生物地层序列. 地质论评, 55(3): 305~317.  
天津市地质矿产局. 1992. 天津市区域地质志. 北京: 地质出版社, 5~66.  
田景春,曾允孚. 1995. 贵州二叠纪海相碳酸盐岩碳、氧同位素地球化学演化规律. 成都理工大学学报, 22(1): 78~82.  
王大锐,白志强. 1995. 广西及邻区泥盆系碳酸盐岩碳、氧同位素组成特征及意义. 北京大学学报(自然科学版), 31(4): 60~467.  
王大锐,冯晓杰. 2002. 渤海湾地区下古生界碳、氧同位素地球化学研究. 地质学报, 76(3): 400~408.  
王自强,尹崇玉,高林志,柳永清,唐烽,张传恒. 2006. 用化学地层学研究新元古代地层划分和对比. 地学前缘, 13(6): 268~279.  
夏丹,汪凯明,罗顺社,王丽云,刘妮琴,余凤波. 2009. 燕山地区高于庄组张家峪亚组瘤状灰岩成因研究. 石油地质与工程, 23(1): 4~7.  
阎玉忠,刘志礼. 1998. 中国北方燕山盆地长城纪生物群落和古环境关系探讨. 微体古生物学报, 15: 249~266.  
张巧大,宋天锐,和政军,丁孝忠. 2002. 北京十三陵地区中—新元古界碳酸盐岩 Pb-Pb 年龄研究. 地质论评, 48(4): 416~423.  
张秀莲. 1985. 碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系. 沉积学报, 3(4): 17~28.  
赵澄林,李儒峰,周劲松. 1997. 华北中新元古界油气地质与沉积学. 北京: 地质出版社, 29~172.  
赵震. 1995. 从氧、碳同位素组成看蓟县元古宙碳酸盐岩特征. 沉积学报, 13(3): 46~53.  
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.

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

- 钟华,陈锦石. 1992. 距今 14 亿年低生物量的碳同位素证据. 地质科学, (2):160~168.
- Brand U, Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system—1: trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50(4):1219~1236.
- Deery L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. 1992. Seminary cycling and environmental change in Late Proterozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56:1317~1329.
- Derry L A, Brasier M D, Corfield R M, Rozanov A Y, Zhuravlev A Y. 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.
- Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. 1993. The Vendian record of Sr and C-isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, 120: 409~430.
- Kaufman A J, Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variations in the C— isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73: 27~49.
- Keith M L, Weber J N. 1964. Isotopic composition and environmental classification of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28:1786~1816.
- Korte C, Kozur H W, Veizer J. 2005.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226:287~306.
- Kump L R, Arthur M A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161:181~198.
- Payne J L, Kump L R. 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth and Planetary Science Letters*, 256: 264~277.
- Pufahl P K, James N P, Kyser T K, Lukasik J J, Bone Y. 2006. Brachiopods in Epeiric seas as monitors of secular changes in ocean chemistry: a miocene example from the Murray Basin, South Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 926~941.
- Qing H, Veizer J. 1994. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: implications for coeval seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (20):4429~4442.
- Veizer J, Demovic R. 1974. Strontium as a tool for facies analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(1):93~115.
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden G A F, Diener A, Ebnet 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.
- Williams D F. 1988. *Isotope Chronostratigraphy: Theory and Methods*. California: Academic Press, 39~68.
- Xiao S, Knoll A H, Kaufman A J, Yin L, Zhang Y. 1997. Neoproterozoic fossils in Mesoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform. *Precambrian Research*, 84:197~220.

## Carbon and Oxygen Isotope Composition of Carbonatic Rock from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation in the Kuancheng Area, Hebei Province

LUO Shunsheng<sup>1,2)</sup>, WANG Kaiming<sup>1,2)</sup>

1) *Key Laboratory of Exploration Technologies for Oil and Gas Resources, Ministry of Education Yangtze University, Jingzhou, Hubei, 434023;*

2) *College of Geoscience, Yangtze University, Jingzhou, Hubei, 434023*

### Abstract

C—O isotopic analysis of carbonate sampled from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation in the Kuancheng Area, Hebei Province, demonstrates that the original components of the carbonate have been well preserved.  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  ranges from  $-5.03\text{‰}$ ~ $0.07\text{‰}$  and  $-9.92\text{‰}$ ~ $-4.12\text{‰}$ , respectively, with averages of  $-0.90\text{‰}$  and  $-6.58\text{‰}$ , all of which are lower than those of Jixian section in Tianjin and Ming Tombs in Beijing by previous workers. The results show that the  $\delta^{13}\text{C}$  value in the studying area is mainly influenced by the oxidation degree and the buried rate of organic carbon, as well as the quantity of the blue green microalgae. During the peak period of blue green microalgae,  $\delta^{13}\text{C}$  value was high; during the scarcity period,  $\delta^{13}\text{C}$  was low. There is a positive correlation between the  $\delta^{13}\text{C}$  profile and sea level change in tidal flat environments. The  $\delta^{18}\text{O}$  values in the studying area are relevant to sea level change, and there is a negative correlation of them.  $Z$  value of salinity in the area ranges from 120 to 125. Correlation analysis suggests that the  $Z$  value can reflect not only O isotopic composition but also C. In addition,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  is closely related to the salinity of sedimentary medium, the bigger the salinity, the higher the  $\delta$  values.

**Key words:** Mesoproterozoic; Gaoyuzhuang Formation; carbonatic rock; carbon and oxygen isotopes