

蓟县中-新元古界剖面团山子组-景儿峪组 碳氧同位素演化特征及其沉积环境与构造意义

田辉^{1,3}, 李怀坤^{1*,3}, 相振群^{1,3}, 范昌福², 张健^{1,3}, 刘欢^{1,3}, 钟焱^{1,3}

(1. 中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170; 2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;

3. 中国地质调查局华北地质科技创新中心, 天津 300170)

摘要: 对华北克拉通北缘蓟县中-新元古界碳酸盐岩进行了系统的碳、氧同位素研究, 共获得有效碳、氧同位素数据 376 组。团山子-景儿峪组岩石学特征、碳氧同位素组成特征对沉积-构造环境具有良好的协同指示意义: $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 曲线变化幅度很小, $\delta^{13}\text{C}$ 多数介于 $-1\% \sim +1\%$, $\delta^{18}\text{O}$ 多数介于 $-4\% \sim -6\%$ 。显著的 $\delta^{13}\text{C}$ 负值出现于团山子组、高于庄组和铁岭组下部, 显著的 $\delta^{13}\text{C}$ 正值出现于杨庄组/雾迷山组界线以及景儿峪组。通过对比研究认为, 团山子期经历了大规模裂解事件, 与区内团山子期末-大红峪期强烈火山作用事件相吻合; 杨庄晚期-雾迷山早期经历了沉积环境突然变化, 导致生物爆发式发育; 景儿峪组碳同位素变化范围介于 $-0.90\% \sim +3.70\%$, 与扬子克拉通神农架群 1.4~1.0 Ga 碳同位素波动范围存在部分重合, 有可能填补待建系 (1.35~1.00 Ga) 的部分空白。

关键词: 蓟县; 中元古代; 碳酸盐岩; 碳、氧同位素; 沉积环境

中图分类号: P579

文献标识码: A

文章编号: 1672-4135(2021)01-0004-10

碳酸盐岩中保存有重要的同期海洋的碳、氧同位素信息, 是自然界最为重要的无机碳库, 地壳中约有 80% 的碳储存于碳酸盐岩中^[1], 海相碳酸盐岩对海水的碳同位素组成具有良好的指示意义^[2-4]。海洋沉积物的沉积环境主要受水深、温度、盐度、大气水等因素控制; 碳同位素可以指示海平面升降变化、氧化-还原条件以及有机质含量等; 氧同位素组成更容易受到同期海水的温度、盐度变化以及大陆冰川的形成和消融等因素的影响^[5-7], 因此碳、氧同位素在解释碳酸盐岩沉积环境方面发挥着重要作用, 被广泛用于古环境演化^[8-11]以及“全球冰期”等重大事件记录的研究^[12], 全球范围的 $\delta^{13}\text{C}$ 大幅度波动甚至可能是超大陆事件的响应^[13]。

蓟县剖面最早由高振西于 1934 年在天津蓟县(现已改称天津市蓟州区。本文为了尊重传统, 凡提到地层剖面名称, 仍称为“蓟县剖面”或“蓟县中上元古界剖面”)一带开展地质工作时发现, 其研究历史至今已有 80 余年, 自高振西发现后称之为震旦系蓟县剖面, 后改为蓟县震旦亚界剖面, 1982 年定名为蓟县中上元古界地质剖面。之后蓟县剖面长期以来一直作为我国中-新元古界的标准剖面^[14-19]与俄罗斯乌拉尔地区

RHIPHEAN 系、美国 BELT 超群等进行对比。

蓟县中上元古界标准剖面建立之初被认为保存了 1.8 ~ 0.8 Ga 的沉积记录, 是国际上所谓的地质历史中“无聊的十亿年”(The boring billion)的产物, 而其中的 1.6 ~ 1.0 Ga 由于 $\delta^{13}\text{C}$ 波动幅度很小等特征而被称为“最单调的时段”(The dullest time)^[20]。近年来, 蓟县剖面在生物地层、年代地层、化学地层等方面取得了许多突破性进展^[21-26], 尤其是年代地层方面: 重新厘定了蓟县剖面底界年龄, 大部分地层组/段获得了精确的年代学约束, 改变了许多传统认识。而蓟县剖面的碳氧同位素研究多为十年前所报道^[27-29], 所采用的年代地层格架尚未修正, 基于错误的年代地层格架进行碳氧同位素演化和全球对比难免产生时空脱节。另一方面前人在厚度近万米的蓟县剖面取样间距多较为宽泛^[28, 30-32], 同样在燕山地区周边剖面进行的碳氧同位素研究也存在类似问题, 导致该剖面的碳氧同位素演化不够精细。碳同位素取样密度不足^[33-35], 很大程度上限制了对该时期海洋环境的探索 and 解释。

因此, 本文作者基于新的年代地层格架, 对蓟县剖面团山子组-景儿峪组碳酸盐岩进行了加密采样

收稿日期: 2019-03-22

资助项目: 中国地质调查局项目“中国大地构造演化和国际亚洲大地构造图编制(DD20190359)”、“莫桑比克-坦桑尼亚钽铅钛资源调查(DD20190075)”

作者简介: 田辉(1985-), 男, 硕士, 工程师, 沉积学专业, 现主要从事前寒武纪地层研究工作, E-mail: 309702629@qq.com;

*通讯作者: 李怀坤(1963-), 男, 博士, 研究员, 主要从事前寒武纪地质年代学研究工作, E-mail: huaikunli@sina.com。

和碳氧同位素分析,以期获得更精细的碳氧同位素演化过程。

1 地质概况

蓟县剖面位于中国天津市蓟州城区以北,燕山山脉南缘。从剖面底部长城系常州沟组河流相的砂砾岩到青白口系景儿峪组滨海相泥质微晶灰岩,剖面总厚度9 197 m,几乎未遭受变质作用,变形微弱。

自“吕梁运动”华北克拉通结晶基底形成之后,作为哥伦比亚超大陆裂解事件在华北克拉通北缘的响应,沿燕山裂陷槽沉积了巨厚的中-新元古代地层,其中以天津蓟州地区发育相对最为完好。

自1934年高振西发现蓟县剖面(图1)以来,我国学者以此为基点,持续开展中-新元古界研究,总体而言,经历了“震旦系”、“震旦亚界”、“中、上(新)元古界”等几个研究阶段,最终确定为4系12组的划分方

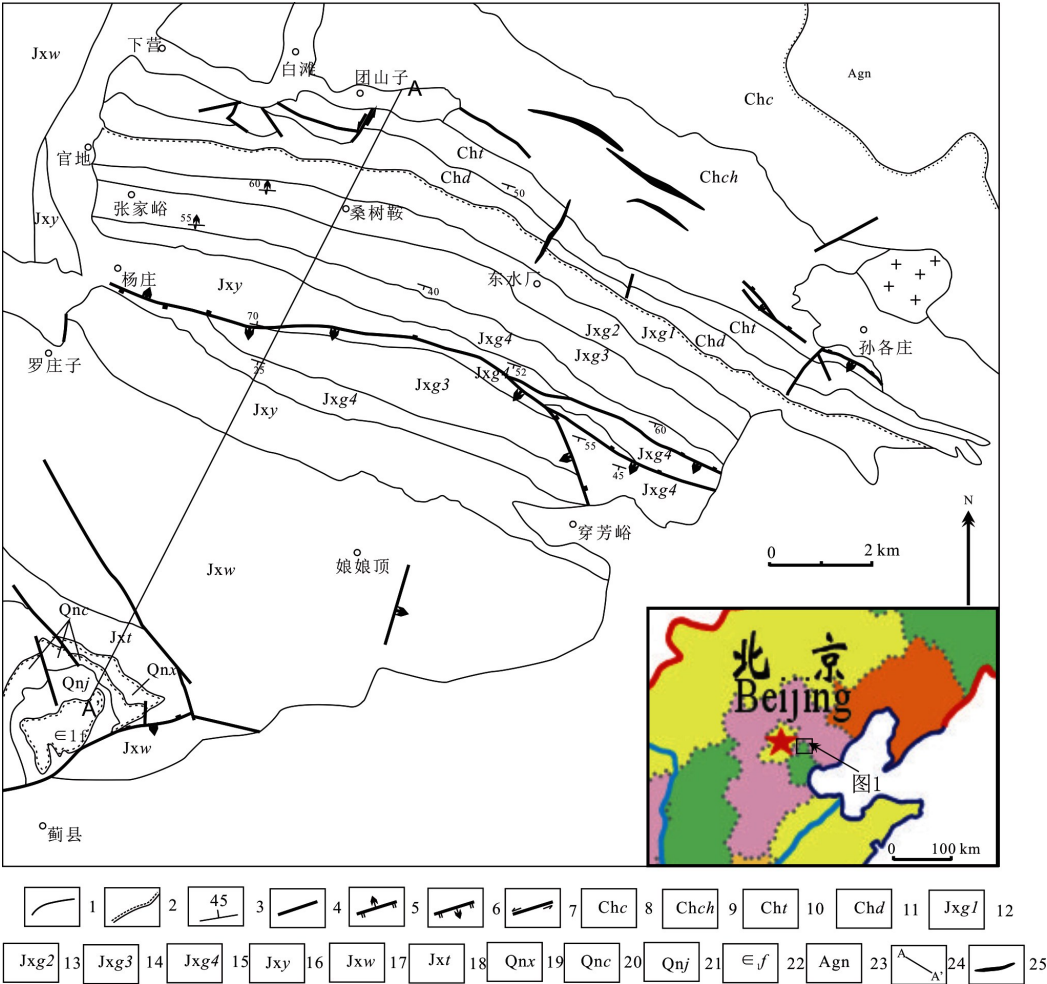


图1 研究区地质简图

Fig.1 Geological sketch of the studied area

1. 地层界线;2. 角度不整合界线;3. 地层产状;4. 断层;5. 逆断层;6. 正断层;7. 平移断层;8. 长城系常州沟组;9. 长城系串岭沟组;10. 长城系团山子组;11. 长城系大红峪组;12. 蓟县系高于庄组1段;13. 蓟县系高于庄组2段;14. 蓟县系高于庄组3段;15. 蓟县系高于庄组4段;16. 蓟县系杨庄组;17. 蓟县系雾迷山组;18. 蓟县系洪水庄组和铁岭组;19. 待建系下马岭组;20. 青白口系长龙山组;21. 青白口系景儿峪组;22. 下寒武统府君山组;23. 太古宙片麻岩;24. 采样剖面;25. 辉绿岩脉

案^[23-26, 36]:1)长城系,由常州沟组、串岭沟组、团山子组和大红峪组组成;2)蓟县系,由高于庄组、杨庄组、雾迷山组、洪水庄组和铁岭组组成;3)待建系,目前只有下马岭组,其上地层缺失;4)青白口系,包括骆驼岭组和景儿峪组。各组岩性特征见表1。

2 研究方法

2.1 样品采集

碳、氧同位素测试样品主要选取剖面露头中新鲜的砾屑白云岩、泥晶白云岩、硅质白云岩、叠层石

表1 蓟县中-新元古界标准剖面地层划分

Table 1 Subdivision of the Jixian Meso- to Neoproterozoic stratigraphic profile

界	系	组	厚度/m	岩性	时限 / Ma
新元古界	青白口系	景儿峪组	112	青灰色、灰白色白云质灰岩	800
		骆驼岭组	118	长石石英砂岩、海绿石砂岩和杂色页岩	900
		缺失			1 000
		缺失			1 350
中元古界	待建系	下马岭组	168	杂色砂岩、细砂岩、粉砂岩、上部黑色、绿色页岩	1 450
		铁岭组	325	含钙白云岩、杂色页岩和叠层石灰岩	
	蓟县系	洪水庄组	131	泥质白云岩和黑色、绿色页岩	
		雾迷山组	3 416	燧石条带白云岩和叠层石白云岩	
		杨庄组	408	紫红色、灰白色泥砂质白云岩和白云岩	
		高于庄组	1 543	燧石条带白云岩、含钙白云岩和白云质灰岩	1 600
		大红峪组	408	石英砂岩和富钾火山岩	
	长城系	团山子组	518	含铁白云岩	
		串岭沟组	889	灰绿色、黑色页岩	
		常州沟组	859	砾岩和砂岩	1 650

白云岩、叠层石灰岩和泥质白云岩等,取样时避开次生裂隙、方解石脉、黄铁矿等,对采集的样品首先在河北省廊坊区域地质矿产调查研究所实验室进行去除表皮和次生细脉的再处理。

样品分别采于蓟县中-新元古界剖面团山子组-景儿峪组(图1,下马岭组和骆驼岭组以陆源碎屑岩为主,未采样),自下而上垂向采样间距为10~20 m,根据部分层位岩性变化(陆源碎屑增加、岩脉、火山岩等出现)或采样难度不同而有所加密或加大间距采样。共采集碳酸盐岩样品379件,其中3件未获得碳、氧同位素数据或所测得的数据未通过有效性检验被排除,共得到376件有效数据,这些样品在各组分布见表2。

表2 团山子组-景儿峪组样品分布表

Table 2 C-O isotope sample distribution in the Tuanshanzi-Jingeryu Formations

系	组	有效样品/件
青白口系	景儿峪组	17
	铁岭组	38
蓟县系	洪水庄组	10
	雾迷山组	95
	杨庄组	48
	高于庄组	146
长城系	大红峪组	8
	团山子组	14

2.2 样品测试

样品的碳、氧同位素测试分析在中国地质科学院矿产资源研究所完成:所有岩石均采用新鲜的切块,粗碎后,再手工研磨至200目以下,采用无水正磷酸法,制备供质谱分析的CO₂气体。在50℃恒温水浴下反应24小时后提取CO₂气体,同位素分析在

MAT253质谱仪上完成,C、O同位素组成分别以δ¹³C和δ¹⁸O表示,并且均相对于国际PDB标准。C和O同位素组成的分析误差均优于±0.1‰。

3 测试结果

3.1 数据有效性检验

碳、氧同位素的数据结果的有效性通常采用3种方法进行检验^[37]:1)Mn/Sr值法,沉积之后受大气水循环的影响,碳酸盐岩会发生Sr的减少和Mn的加入,常将Mn/Sr<10(更严格的标准Mn/Sr<2~3)作为碳酸盐岩能够保留原始碳同位素组成的判别标准^[38-39];2)O同位素值法,碳酸盐岩的δ¹⁸O数值受沉积期后大气和热水流体的影响会明显降低,Derry et al. (1992)^[38]认为δ¹⁸O>-10.00‰的数据可以使用;3)碳、氧同位素的相关性判断,通常认为δ¹⁸O与δ¹³C相关性越差,碳、氧同位素受到成岩作用影响的程度越小^[37,40]。但对于上述第1和第3种方法,也有研究者提出质疑,认为该方法可能导致有效数据的过度排除。例如:微量元素可能受到碳酸盐岩中生物演化的影响^[41];碳、氧同位素值即使具有很好的相关性,也未必是由后期强烈的成岩作用造成^[42]。

本文结合上述第二和第三种检验法对379件样品进行数据有效性检验,排除δ¹⁸O≤-10.00‰样品3件,剩余376件有效样品。将上述有效样品按组进行相关性分析(图2),认为团山子组-景儿峪组δ¹³C-δ¹⁸O总体相关性不强(表3),受到水岩交互作用的影响较小,可以反映原始沉积环境信息。

3.2 测试结果

基于本次测试的376件有效样品的δ¹³C-δ¹⁸O数

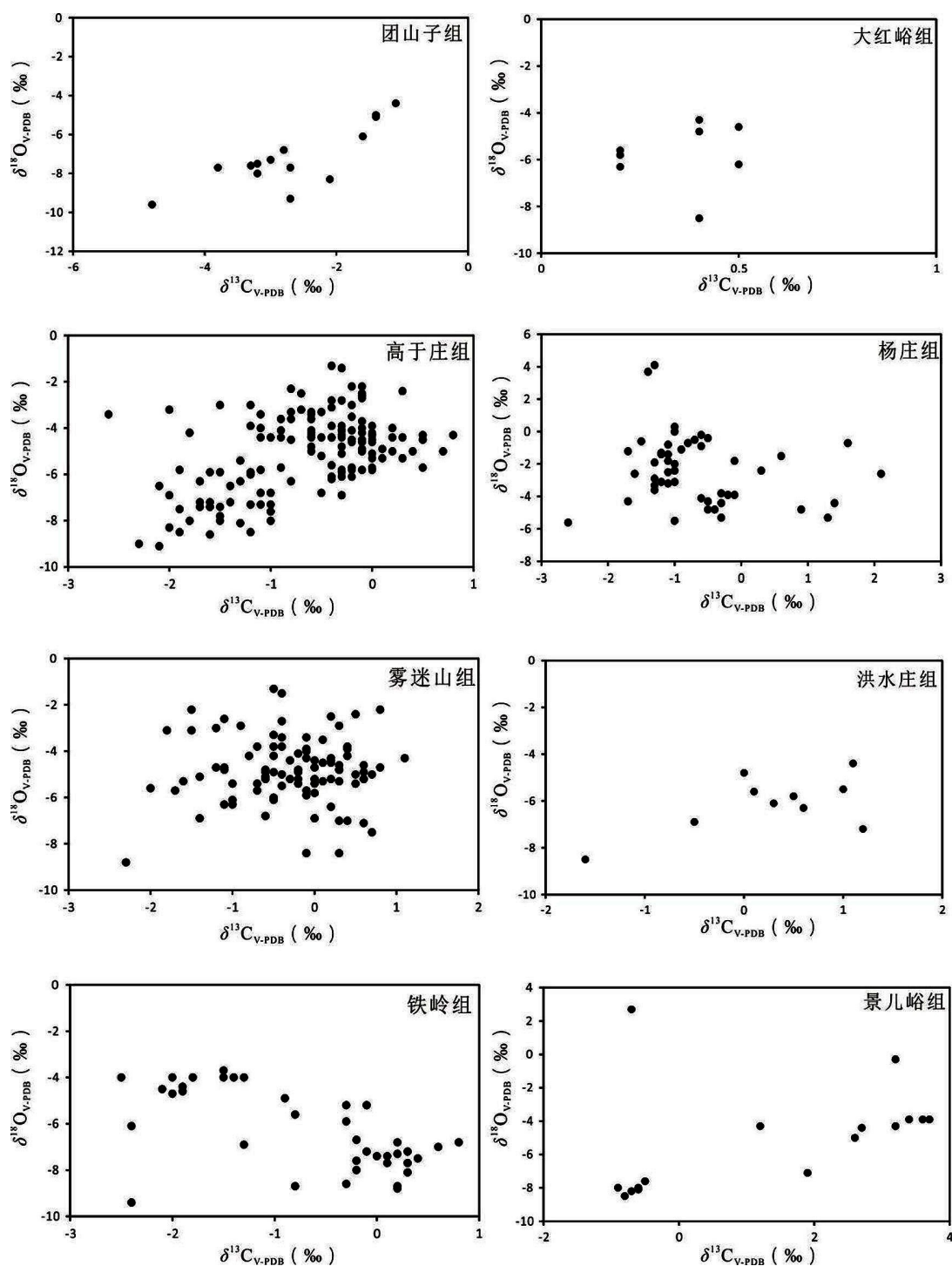


图2 团山子组-景儿峪组 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 相关性
Fig. 2 Correlation diagram of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of carbonates in the Tuanshanzi-Jingeryu Formations

据,发现中元古代长城系、蓟县系 $\delta^{13}\text{C}$ 值总体变化不大,主要介于 $-1\text{‰} \sim +1\text{‰}$ 小幅波动,只在团山子组下部和雾迷山组-杨庄组界面处有较明显波动。 $\delta^{18}\text{O}$ 在团山子组下部-高于庄组中部以及铁岭组负偏较明显,其他层位基本稳定; $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 在新元古代青白口系的波动范围及变化趋势都与下伏中元古代地层有

明显差别(表3)。
(1) 长城纪
 $\delta^{13}\text{C}$ 在长城纪变化范围较大,明显高于中元古代其它地层,整体呈迅速正偏移后保持稳定的过程:长城系上部团山子组的 $\delta^{13}\text{C}$ 呈现迅速正偏移过程,从 -4.80‰ 的最低值升高至 -1‰ 左右,大红峪组基本

表3 团山子组-景儿峪组 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 特征
Table 3 Variation range and trend for $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ isotope of the Tuanshanzi-Jingeryu Formations

系	组	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$		$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$		相关系数 $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$	变化趋势(自下向上)		海平面变化
		变化范围	平均值	变化范围	平均值		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
青白口系	景儿峪组	-0.90~+3.70	+1.18	-8.50~+2.70	-5.35	+0.46	负偏	负偏	降低
	铁岭组	-2.50~+0.80	-0.70	-9.40~-3.70	-6.32	-0.60	正偏-负偏	负偏	上升-下降
	洪水庄组	-1.60~+1.20	+0.27	-8.50~-4.40	-6.11	+0.60	负偏	正偏	下降
蓟县系	雾迷山组	-2.30~+1.10	-0.28	-8.80~-1.30	-4.82	+0.01	基本稳定	负偏-正偏-稳定-负偏	旋回性(稳定)
	杨庄组	-2.60~+2.10	-0.65	-5.60~+0.30	-2.63	-0.19	负偏-稳定-正偏	正偏	下降-稳定-上升
	高于庄组	-2.60~+0.80	-0.65	-9.10~-1.30	-5.02	+0.50	负偏-正偏-稳定	稳定-负偏-正偏-稳定	稳定-下降-上升-稳定
长城系	大红峪组	+0.20~+0.50	+0.35	-8.50~-4.30	-5.76	+0.12	稳定	负偏-正偏	稳定
	团山子组	-4.80~-1.10	-2.65	-9.60~-4.40	-7.17	+0.81	显著正偏	正偏	上升

保持在0‰左右。 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 类似,在团山子组表现为较快速的正偏移,在大红峪组呈现较稳定的反复波动状态,大概稳定在-5.50‰左右。

(2)蓟县纪

$\delta^{13}\text{C}$ 在蓟县系基本稳定在0‰附近,波动范围基本小于 $\pm 1\text{‰}$,在高于庄组、杨庄组以-1‰~0‰范围内的负值为主,在雾迷山组-铁岭组以0‰为中心,上下波动范围较小,在雾迷山组表现出较明显的旋回性特征。 $\delta^{18}\text{O}$ 在蓟县系大体稳定在-5‰左右,高于庄组-杨庄组变化较为频繁,在雾迷山组基本稳定在-5‰左右,在洪水庄组-铁岭组有较为明显的负偏移,达到低于-6‰。

(3)青白口纪

$\delta^{13}\text{C}$ 在青白口系景儿峪组变化范围明显变大,与中元古代长城纪-蓟县纪区别显著,高值达到+4‰左右,平均值亦显著高于之下地层,具有明显而较为迅速的负偏移趋势。 $\delta^{18}\text{O}$ 也与之下的中元古代地层明显不同,变化范围更广,高值达到+2.70‰,整体负偏移趋势显著。

4 讨论

前人对于蓟县中-新元古界剖面的研究程度已达到很高的水平,对于其岩石地层、年代地层、化学地层、生物地层、古地磁等方面都有了广泛的成果报道,这在世界范围内的中元古界剖面都是罕见的。

根据长城系团山子组-青白口系景儿峪组的 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 所反映的海平面升降及其古水温等因素变化,结合岩石组合特征,基本可以认为该时段发育的藻礁碳酸盐岩主要为浅海碳酸盐台地-台地边缘相,属温暖的潮坪(潮下带-潮间带-潮上带)沉积。前人对该套地层的沉积相-环境分析已有广泛共识,本文不再赘述。

本文相比前人的研究成果,主要在于具有更高

的采样密度,更能反映沉积环境的细微变化,加之采用了最新的地层年代格架,便于进行横向对比研究。

相比较而言,在成岩过程中可交换的碳原子比氧原子少得多,所以碳同位素演化曲线能够更加准确的反映沉积环境变化。因此,本文主要针对碳同位素演化曲线中的显著波动部分进行探讨,主要的波动体现在:1)青白口系景儿峪组中部的正偏;2)蓟县系雾迷山组与杨庄组界面的显著正偏和高于庄组第三亚组的负偏;3)团山子组底部向顶部的迅速正漂移趋势。

以上所反映的地层年代学意义、沉积环境意义以及构造意义陈述如下。

4.1 地层年代学意义

近年来,燕辽裂陷槽中元古代新的火山岩层位的陆续被发现及测年技术的发展导致蓟县剖面的中元古代地层-年代格架得到重新厘定,大部分层位得到了精确的年龄约束,但原青白口系骆驼岭组、景儿峪组迄今未获得可靠的年代学数据。在缺乏精确定年、标志性古生物化石的地层中碳同位素演化特征可作为重要技术手段进行地层划分对比^[28]。

据已有文献资料^[23-26,36,42-46],基本确定蓟县剖面长城系1 650~1 600 Ma、蓟县系1 600~1 400 Ma、待建系(1 400~1 000 Ma)下部下马岭组1 400~1 350 Ma的年代地层格架。但由于迄今未获得精确年龄标定,蓟县剖面乃至华北克拉通的青白口系尚存疑问:原青白口系骆驼岭组和景儿峪组能否下拉至待建系中-上部,以填补缺失地层? 亦或者其沉积时代仍为原定的900~800 Ma?

大量前人资料^[10,20,34,47]显示1 600~1 300 Ma全球碳同位素记录一直保持0.00‰附近的平坦态势,普遍在+2.00‰以下,1.3 Ga之后波动幅度明显增强,并出现了较高的正值, Bartley^[48]认为~1.3 Ga全球范围 $\delta^{13}\text{C}$ 波动幅度增加可能是超大陆事件的响应,甚至进一

步将该界线上升至1.25 Ga^[49],而且~1 300 Ma之前 $\delta^{13}\text{C}$ 在0.00‰左右保持 $\pm 1.00\text{‰}$ 以内小幅波动,1 300~1 250 Ma之间变化范围扩大至0.00‰~+2.00‰,1 250 Ma之后才开始出现+3.50‰以上数据。

最新的研究成果认为中元古代下马岭组沉积上限在1.32~1.35 Ga,划归待建系^[50]。尽管目前蓟县剖面的骆驼岭组和景儿峪组仍被置于新元古代,但该划分方案仍未获确凿的年代学证据支持。测试结果显示景儿峪组下部 $\delta^{13}\text{C}$ 迅速正漂移,中部至上部表现为明显的回落过程,中下部有较多+3‰~+3.7‰数据,与蓟县剖面下部中元古代地层迥异,而与扬子克拉通北缘神农架群(1.40~1.00 Ga)相似^[51]。由于景儿峪组在中-新元古代地层表中的时间跨度未知,与下伏下马岭组之间的沉积间断难以估计,故只能根据其碳同位素变化特征认为景儿峪组经历了较为迅速的海平面下降过程。而新元古代早期全球 $\delta^{13}\text{C}$ 演化曲线显示其波动明显大于中元古代,出现了较多+5.00‰以上的数据^[52-53],而景儿峪组却未见如此大幅的正漂移。因此据以上推测,景儿峪组尚有可能填补待建系(1.35~1.00 Ga)的部分空白,现有证据尚不足以支持将其全部划归新元古代。

4.2 沉积环境意义

(1) 雾迷山组/杨庄组界面

由 $\delta^{13}\text{C}$ 演化曲线中,蓟县系雾迷山组与杨庄组界面具有显著的正漂移现象:由杨庄组较稳定的-1‰左右迅速正漂移至+2‰以上,之前该正漂移受采样密度低的限制,或未被发现或只见端倪,而在本研究中可见杨庄组顶部样品YZ042($\delta^{13}\text{C}=-1.00\text{‰}$)和YZ043($\delta^{13}\text{C}=+1.30\text{‰}$)之间有一个明显界线,YZ042之下6个样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为-1.18‰,整个杨庄组中下部基本稳定在-1.00‰左右,之上6个样品平均值为+1.26‰,雾迷山组底部 $\delta^{13}\text{C}$ 又变化至0‰附近。

雾迷山组主要为潮坪燧石白云岩-沥青白云岩组合,厚度巨大,微生物碳酸盐岩占绝对优势,达到80%至90%;岩层中有机质极为丰富,串连成叠层石基本层;白云岩沉积韵律极为发育,整个雾迷山组都是由不同级别的沉积韵律和旋回所叠加而成;属于温暖浅海环境。杨庄组为一套特殊红色或红白相间的白云岩组合,以醒目的紫红色夹灰白色含砂泥质白云岩为特征;下部为灰白、灰紫色含砂、燧石条带粉晶泥质白云岩、鲕状硅质白云岩;中部为紫红色泥晶白云岩;上部为紫红、灰白色粉砂质泥质白云岩夹

含沥青白云质灰岩及硅质层;波痕、泥裂发育,并含岩盐假晶和石膏;属于滨浅海-蒸发环境。

对于碳同位素而言,海平面下降时期,古陆及其面积会有所增多和变大,古陆上的大量有机质被氧化而携入到相邻的海洋盆地中,使海水中的 ^{12}C 含量增加,与之相平衡的 $\delta^{13}\text{C}$ 降低。此外,地质历史中海平面的下降往往是由于冰川作用等造成的,此时,生物不甚发育,海洋中的生物作用也减弱。因此,海平面下降期形成的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值都较低。相反在海平面上升期,来自古陆的剥蚀有机质减少,生物作用强烈,生物的光合作用使碳同位素分馏, $\delta^{12}\text{C}$ 被消耗,生物有机碳的埋藏量也增加,使海水中富 ^{13}C ,此时与海水相平衡的碳酸盐岩也富含 ^{13}C , $\delta^{13}\text{C}$ 值增高。因此一般认为, $\delta^{13}\text{C}$ 的高值对应着海平面的上升期, $\delta^{13}\text{C}$ 的低值对应着海平面的下降期^[39,54]。

氧同位素的分馏作用与海水温度之间关系密切^[37],当碳酸盐与介质处于平衡状态时, $\delta^{18}\text{O}$ 随着温度的升高而下降。据此原理,前人^[55]总结公式如下:

$$t = 16.9 - 4.38\Delta + 0.1\Delta^2(1)$$

$$\Delta = \delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w + 0.27(2)$$

其中 $\delta^{18}\text{O}_c$ 为实测碳酸盐岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值(V-PDB标准), $\delta^{18}\text{O}_w$ 为古大洋海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(SMOW标准),由于无法确切知道古大洋海水的 $\delta^{18}\text{O}$,一般假定其与现代大洋海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 相同(="0"),由于以上公式应用条件较为严苛且氧同位素在成岩过程中相对碳同位素更容易受到干扰,以上公式对于中元古代的古水温计算并不完全适用,但该公式仍有一定的借鉴意义:温度降低时, $\delta^{18}\text{O}$ 增大,温度升高时, $\delta^{18}\text{O}$ 降低。

在蓟县剖面杨庄组, $\delta^{18}\text{O}$ 呈现升高趋势,在杨庄组顶部 $\delta^{18}\text{O}$ 迅速升高至0‰附近然后在杨庄组-雾迷山组界面附近迅速回落至-5.00‰左右,表明其温度有一个迅速降低后上升至正常的过程。

杨庄组顶部的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 明显波动的时间点尚无精确的年龄约束,根据雾迷山组1.48 Ga和高于庄组1.56 Ga/1.58 Ga^[24,36]年龄数据,推测杨庄组顶部年龄在1.50 Ga左右。~1.50 Ga的 $\delta^{13}\text{C}$ 正漂移(至+2.00‰以上)也发现于北美Belt超群中^[56]。结合杨庄组-雾迷山组界面处碳氧同位素变化趋势以及杨庄组出现的独特紫红色砂、泥质白云岩和干裂纹、石盐假晶等明显的干旱蒸发环境的岩性标志,雾迷山组则具有厚层、富含生物的特征,说明雾迷山期-杨庄期界面附近经历了较为迅速的海平面上升和温度

降低的过程,该突变过程为大规模的生物复苏提供了可能。

在发生全球性重大地质事件时沉积环境往往发生剧烈变动,从而导致该时期海相碳酸盐岩中碳同位素的组成发生较大幅度变化^[48],例如:二叠纪-三叠纪界线附近生物集群灭绝后生物恢复过程中,全球碳酸盐岩中的 $\delta^{13}\text{C}$ 从 -4.00‰ ~ -1.00‰ 明显升高至 $+3.00\text{‰}$ ~ $+7.00\text{‰}$ ^[57-58]。由以上可知,杨庄组 $\delta^{13}\text{C}$ 由 -1.00‰ 的较稳定值在雾迷山组/杨庄组界面附近快速正漂移至 $+2.00\text{‰}$ 以上(多样品均值 $+1.00\text{‰}$ 以上),加之 $\delta^{18}\text{O}$ 的整体正漂移标志着沉积环境由杨庄期的炎热干旱蒸发环境转变为雾迷山期海平面上升,温度降低,盐度正常的适合生物大量生长的正常浅海间或半深海环境,雾迷山组/杨庄组界面可能为一个全球性生物复苏事件界面。

(2) 高于庄组第三亚组

前人对高于庄组的碳同位素、铁同位素等进行了深入的研究,认为发生于 $\sim 1\,570\text{ Ma}$ 附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移期间对应一次大规模增氧事件^[22]。根据本文加密的数据结果发现:高于庄组第三亚组的 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移并非一次单一事件,而是 $1.58\sim 1.56\text{ Ga}$ 之间多期次反复负漂移,这在其他学者的研究中也有出现^[29]。该多期次反复负漂移是否代表 $1.58\sim 1.56\text{ Ga}$ 发生的增氧事件是多期次反复作用仍需进一步研究。

4.3 大地构造意义

从 $\delta^{13}\text{C}$ 演化曲线来看,长城系团山子组与大红峪组之上(即 $1\,600\text{ Ma}$ 之后)的地层有着显著区别:团山子组下部 $\delta^{13}\text{C}$ 存在显著的负偏,达到 -3.00‰ 以下,在整个团山子期, $\delta^{13}\text{C}$ 经历了一个明显的正漂移过程(图3),由 -3.00‰ 左右变为大红峪/团山子交界处的 0‰ 左右,该正漂移趋势在储雪蕾等^[28]报道的 $\delta^{13}\text{C}$ 演化图中也有所表现。

团山子组(Ch):为铁白云岩为主的泥质白云岩和含粉砂白云岩,局部夹火山岩。分为两段:下段以泻湖相灰黑色含铁白云岩为主,夹板状泥岩和泥质白云岩,白云岩中常见星散状或结核状黄铁矿,风化面呈特征性的褐红色,上段以含硅质层黑色含铁白云岩为主,并夹层厚不等的白云质砂岩和石英砂岩,常见岩盐假晶、干裂和浅水波痕,显然已是盐度增高的潮间-潮上带沉积。在上部钾质火山岩中测得锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 $1\,637\pm 15\text{ Ma}$ ^[46]。

长城纪($\sim 1.60\text{ Ga}$ 之前)蓟县剖面的 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本

为负值,由下向上 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -3‰ 上升至 0‰ 左右。翟明国等^[59]认为,中元古代早期海相陆源碎屑岩碳同位素变化特征响应于全球性超大陆裂解事件;储雪蕾等^[28]也认为,蓟州地区长城系串岭沟组至大红峪组白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值持续上升和其后振荡演化代表全球超大陆裂解的地球化学记录。李超等^[60]关于生物化学的研究则认为, $1.8\sim 1.6\text{ Ga}$ 时, $\delta^{13}\text{C}$ 变化规律是古海洋盐度变化导致微生物群落变化而引起的,从团山子组高温、高盐古环境到大红峪组沉积时期发生海侵而减弱,并导致生物群落改变,从而影响海洋环境 CO_2 的分馏和沉积岩中碳同位素组成的变化。

燕辽裂陷槽中元古代钾质火山活动主要分布于北京平谷-天津蓟州一带,大量产出大红峪组,少部分产出团山子组^[46,61]。而在团山子组下部层位中未有钾质火山岩产出的报道,即燕辽裂陷槽在拉张过程中首次火山活动发生于团山子晚期,结合该时段(1.64 Ga) $\delta^{13}\text{C}$ 迅速增高的趋势分析认为:团山子期可能是裂谷启动之初($1.65\sim 1.64\text{ Ga}$)的一个裂解高峰期,海水快速涌入裂陷槽,海平面迅速升高,火山作用开始启动。造就了华北克拉通早期海洋生物组合:*Stratifera* sp.、*Cryptozoon* sp.、*Eucapsiphora* sp.等。

5 结论

蓟县剖面团山子组-景儿峪组碳氧同位素研究对于中元古代古生物-环境协同演化、沉积时代制约以及大地构造背景演化(超大陆事件)具有重要意义,并获得认识如下:

(1)燕辽裂陷槽在裂谷启动之初($1.65\sim 1.60\text{ Ga}$)团山子期经历了快速拉张、火山作用启动、海水迅速涌入、古生物迅速发展等诸多重要地质事件,伴随 $\delta^{13}\text{C}$ 迅速增高的趋势。

(2)高于庄组三段($1.58\sim 1.56\text{ Ga}$)可能经历了多期次反复全球氧化作用,表现为 $1.58\sim 1.56\text{ Ga}$ 之间多期次反复 $\delta^{13}\text{C}$ 负漂移。

(3)杨庄组/雾迷山组界面($\sim 1.50\text{ Ga}$)处古水深、古水温发生了重大变化,可能为一生物复苏转折界面,具体表现为杨庄组 $\delta^{13}\text{C}$ 由 -1.00‰ 的较稳定值在雾迷山组/杨庄组界面附近快速正漂移至 $+2.00\text{‰}$ 以上。

(4)原青白口系骆驼岭组、景儿峪组有可能填补待建系($1.35\sim 1.00\text{ Ga}$)的部分空白。

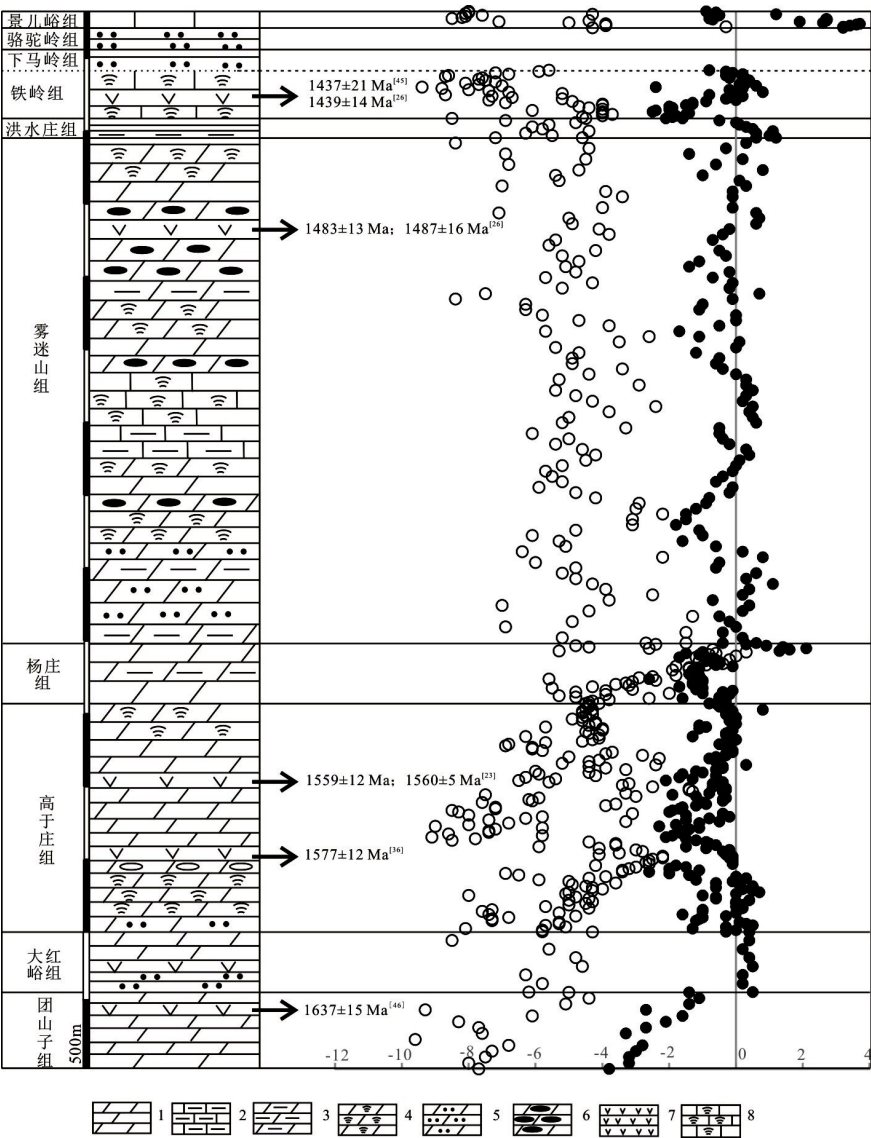


图3 团山子组-景儿峪组 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 综合柱状图
Fig.3 Comprehensive stratigraphic profile for C-O isotope of the Tuanshanzi-Jingeryu formations

1.白云岩; 2.泥质灰岩; 3.泥质白云岩; 4.叠层石白云岩;
5.砂质白云岩; 6.燧石团块/条带白云岩; 7.火山岩; 8.叠层石灰岩

参考文献:

[1] Kump L R, Arthur M A. Interpreting carbon- isotope excursions: Carbonates and organic matter[J]. Chemical Geology, 1999, 161(1): 181-198.
[2] Banner J L. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis [J]. Sedimentology, 1995, 42(5): 805-824.
[3] Banner J L, Hanson G N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water- rock interaction with application to carbonate diagenesis[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1990, 54(11): 3123-3138.
[4] Jacobsen S, Kaufman A J. The Sr, C and O evolution of Neoproterozoic seawater[J].Chemical Geology, 1999, 161

(1): 37-57.
[5] 张秀莲. 碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系[J]. 沉积学报, 1985, 3(4):17-30.
[6] 王大锐, 白志强. 广西及邻区泥盆系碳酸盐岩碳、氧同位素组成特征及意义[J]. 北京大学学报(自然科学版), 1995, 31(4):60-67.
[7] 谭富文, 王剑, 王小龙, 等. 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[J]. 地球学报, 2004, 25(2):119-126.
[8] Campbell I H, Allen C M. Formation of supercontinents linked to increases in atmospheric oxygen[J]. Nature Geoscience, 2008, 1: 554-558.
[9] Kah L C, Bartley J K, Teal D A. Chemostratigraphy of the Late Mesoproterozoic Atar Group, Taoudeni Basin, Mauritania: Muted isotopic variability, facies correlation, and global isotopic trends[J]. Precambrian Research, 2012, 200-203: 82-103.
[10] Gilleaudeau G J, Kah L C. Carbon isotope records in a Mesoproterozoic epicratonic sea: Carbon cycling in a low- oxygen world[J]. Precambrian Research, 2013, 228: 85-101.
[11] Piper J S A. A planetary perspective on Earth evolution: Lid Tectonics before Plate Tectonics[J]. Tectonophysics, 2013, 589 (2): 44-56.
[12] Giddings J A, Wallace M W. Facies- dependent $\delta^{13}\text{C}$ variation from a Cryogenian platform margin- South Australia: Evidence for stratified Neoproterozoic oceans? [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2009, 271(3):196-214.
[13] Bartley J K, Kah L C. Marine carbon reservoir, Corg-Ccarb coupling, and the evolution of the Proterozoic carbon cycle[J]. Geology, 2003, 32(2):129-132.
[14] 王曰伦, 陆宗斌, 邢裕盛, 等. 中国上前寒武系的划分和对比[C]. //中国地质科学院天津地质矿产研究所. 前寒武纪地质研究: 中国震旦亚界. 天津: 天津科学技术出版社, 1980, 1-30.
[15] 陈晋镛, 张惠民, 朱士兴, 等. 蓟县震旦亚界的研究 [C]. //中国地质科学院天津地质矿产研究所. 前寒武地质研究. 中国震旦亚界. 天津: 天津科学技术出版社, 1980, 56-114.

- [16] 陈晋鏊, 张鹏远, 高振家, 等. 中国地层典中元古界[M]. 北京: 地质出版社, 1999, 1-89.
- [17] 邢裕盛, 高振家, 王自强, 等. 中国地层典-新元古界[M]. 北京: 地质出版社, 1996, 1-117.
- [18] 全国地层委员会. 中国地层指南及中国地层指南说明书(修订版)[M]. 北京: 地质出版社, 2001, 1-59.
- [19] 全国地层委员会. 中国区域年代地层(地质年代)表说明书[M]. 北京: 地质出版社, 2002, 1-72.
- [20] Buick R, Des Marais D J, Knoll A H. Stable isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia[J]. Chemical Geology, 1995, 123(1-4): 153-171.
- [21] Shi Min, Feng Qinglai, Khan M Z, Zhu Shixing. An Eukaryote-Bearing Microbiota From The Early Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation, Tianjin, China And Its Significance[J]. Precambrian Research, 2017, 303: 709-726.
- [22] Zhang, Kan, Zhu, Xiangkun, Wood, Rachel A, et al. Oxygenation of the Mesoproterozoic ocean and the evolution of complex eukaryotes[J]. Nature Geoscience, 2018, 11, 345-350.
- [23] 李怀坤, 陆松年, 李惠民, 等. 侵入下马岭组的基性岩床的锆石和斜锆石 U-Pb 精确定年—对华北中元古界地层划分方案的制约[J]. 地质通报, 2009, 28(10): 1396-1404.
- [24] 李怀坤, 朱士兴, 相振群, 等. 北京延庆高于庄组凝灰岩的锆石 U-Pb 定年研究及其对华北北部中元古界划分新方案的进一步约束[J]. 岩石学报, 2010, 26(7): 2131-2141.
- [25] 李怀坤, 苏文博, 周红英, 等. 华北克拉通北部长城系底界年龄小于 1 670 Ma—来自北京密云花岗斑岩岩脉锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄的约束[J]. 地学前缘, 2011, 18(3): 112-124.
- [26] 李怀坤, 苏文博, 周红英, 等. 中-新元古界标准剖面蓟县系首获高精度年龄制约—蓟县剖面雾迷山组和铁岭组斑脱岩锆石 SHRIMP U-Pb 同位素定年研究[J]. 岩石学报, 2014, 30(10): 2999-3012.
- [27] 罗顺社, 汪凯明. 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[J]. 地质学报, 2010, 84(4): 492-499.
- [28] 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, 2003, 33(10): 951-959.
- [29] 旷红伟, 李家华, 彭楠, 等. 燕山地区 1.6 ~ 1.0 Ga 时期碳酸盐岩碳、氧同位素组成、演化及其地质意义[J]. 地学前缘, 2009, 16(5): 118-133.
- [30] 钟华, 陈锦石. 距今 14 亿年低生物量的碳同位素证据[J]. 地质科学, 1992, (2): 160-168.
- [31] 赵震. 一个陆表海的潮坪沉积模式[J]. 沉积学, 1988, 139(2): 72-80.
- [32] 李任伟, 陈锦石, 陈志明. 蓟县早寒武-新元古不整合界面处风化壳碳酸盐碳、氧同位素组成特征[J]. 地质科学, 2000, 35(1): 55-59.
- [33] Veizer J, Plumb K A, Clayton R N, Hinton RW, et al. Geochemistry of Precambrian carbonates, V. Late Palaeoproterozoic seawater[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56: 2487-2501.
- [34] Knoll A H, Kaufman A J, Semikhatov M A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) [J]. American Journal of Science, 1995, 295: 823-850.
- [35] Brasier M D, Lindsay J F. A billion years of environmental stability and the emergence of eukaryotes: new data from northern Australia[J]. Geology, 1998, 26(6): 555-558.
- [36] 田辉, 张健, 李怀坤, 等. 蓟县中元古代高于庄组凝灰岩锆石 LA-MC-ICPMS U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地球学报, 2015, (5): 647-658.
- [37] 严兆彬, 郭福生, 潘家永, 等. 碳酸盐岩 C, O, Sr 同位素组成在古气候、古海洋环境研究中的应用[J]. 地质找矿论丛, 2005, 20(1): 53-56.
- [38] Derry L A, Kaufman A J, Jacobsen S B. Sedimentary cycling and environmental change in the late proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56(3): 1317-1329.
- [39] 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.
- [40] 王大锐, 白志强. 广西及邻区泥盆系碳酸盐岩碳、氧同位素组成特征及意义[J]. 北京大学学报(自然科学版), 1995, 31(4): 60-67.
- [41] 李心清, 万国江. 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[J]. 地球科学进展, 1999, 14(3): 262-268.
- [42] Veizer J, Ala D, Azmy K, et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater[J]. Chemical Geology, 1999, 161: 59-88.
- [43] 高林志, 张传恒, 刘鹏举, 等. 华北—江南地区中、新元古代地层格架的再认识[J]. 地球学报, 2009, 30(4): 433-446.
- [44] 陆松年, 李惠民. 蓟县长城系大红峪组火山岩的单颗粒锆石 U-Pb 法准确定年[J]. 中国地质科学院院报, 1991, (22): 137-145.
- [45] 苏文博, 李怀坤, HUFF W D, 等. 铁岭组钾质斑脱岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究及其地质意义[J]. 科学通报, 2010, 55(22): 2197-2206.
- [46] 张拴宏, 赵越, 叶浩, 等. 燕辽地区长城系串岭沟组及团山子组沉积时代的新制约[J]. 岩石学报, 2013, 29(7): 2481-2490.
- [47] Lindsay J F, Brasier M D. A carbon isotope reference curve for ca. 1700-1575 Ma McArthur and Mount Isa basins, Northern Australia[J]. Precambrian Research, 2000, 99(3): 271-308.
- [48] Bartley J K, Kah L C. Marine carbon reservoir, Corg-Ccarb coupling, and the evolution of the Proterozoic

- carbon cycle[J]. *Geology*, 2003, 32(2): 129–132.
- [49] Bartley J K, Kah L C, McWilliams J L, et al. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzian Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold- and- thrust belt[J]. *Chemical Geology*, 2007, 237(1-2): 211–232.
- [50] 全国地层委员会. 中国地层表说明书[M]. 北京:地质出版社, 2014, 1–489.
- [51] 田辉, 李怀坤, 刘欢, 等. 扬子克拉通北缘神农架群碳、氧同位素特征及其对古环境和沉积时代的制约[J]. *地质学报*, 2018, 92(12):134–159.
- [52] Halverson G P, Hoffman P F, Schrag D P, et al. Toward a Neoproterozoic composite carbon–isotope record[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2005, 117(9):1181–1207.
- [53] Halverson G P, Wade, B P, Hurtgen M T, et al. Neoproterozoic chemostratigraphy[J]. *Precambrian Research*, 2010, 182(4):337–350.
- [54] 李玉成. 华南二叠/三叠纪过渡时期同位素旋回地层——碳酸盐岩地层对比及成因指标[M]. 合肥:中国科学技术大学出版社, 2003, 1–139.
- [55] Shackleton N J, Kennett J P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analysis in DSDP sites 277,279 and 281[M]. In: Kennett J P. et al. ed. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington D C: U.S. Government Printing Office:1975, 743–755.
- [56] Susan M H, Ján V. Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt supergroup, Montana and Idaho, USA [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(4):0–677.
- [57] Payne J L, Summers M, Rego B L. Early and Middle Triassic trends in diversity, evenness, and size of foraminifers on a carbonate platform in south China: Implications for tempo and mode of biotic recovery from the end-Permian mass extinction[J]. *Paleobiology*, 2011, 37(3):409–425.
- [58] Sun Y, Joachimski M, Wignall P B, et al. Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse[J]. *Science*, 2012, 338(6105):366–370.
- [59] 翟明国, 卞爱国. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末–中元古代裂解[J]. *中国科学:地球科学*, 2000, 30(s1):129–137.
- [60] 李超, 彭平安, 盛国英, 等. 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[J]. *地质学报*, 2002, 76(4):433–440.
- [61] 李怀坤, 李惠民, 陆松年. 长城系团山子组火山岩颗粒锆石 U–Pb 年龄及其地质意义[J]. *地球化学*, 1995, (1):43–48.

Characteristics of the carbon and oxygen isotopes of the Tuanshanzi Formation–Jingeryu Formation from the Meso–Neoproterozoic section in the Jixian County and constraints on depositional–tectonic environment

TIAN Hui^{1,3}, LI Huai-kun^{1,3}, XIANG Zhen-qun^{1,3}, FAN Chang-fu², ZHANG Jian^{1,3},
LIU Huan^{1,3}, ZHONG Yan^{1,3}

(1. Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China; 2. Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 300170, China; 3. North China Center for Geoscience Innovation, China Geological Survey, Tianjin 300170, China)

Abstract: A systematic study of C and O isotopic composition was conducted on the Tuanshanzi Formation to Jingeryu Formation (1.4–1.0 Ga) in The Jixian strata profile on the northern margin of the North China Craton. A total of 376 valid data of C and O isotopic composition were obtained. The lithological characteristics and C and O isotopic composition supplement each other for understanding the depositional- tectonic environment. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ mainly vary from -1‰ to +1‰ and -6‰ to -4‰ respectively. Apparent $\delta^{13}\text{C}$ negative values appeared in the Tuanshanzi Formation, the Gaozhuang Formation and the lower part of the Tieling Formation. Apparent $\delta^{13}\text{C}$ positive values appeared boundary of the Yangzhuang Formation and Wumishan Formation, and the Jingeryu Formation. Synthesizing every evidence including C and O isotope data, it is concluded that a large-scale breakup event occurred from the Tuanshanzi period, in coupling with the strong volcanic activities initiated from the end of the Tuanshanzi period, and depositional environment changes abruptly around the Yangzhuang-Wumishan boundary, leading to a bio-resuscitation event. The $\delta^{13}\text{C}$ variation range (0.90‰ ~ + 3.70‰) of the Jingeryu Formation partially overlaps with the $\delta^{13}\text{C}$ fluctuation range of the Shennongjia Group (1.4 ~ 1.0 Ga) from Yangtze Craton, which means the Jingeryu Formation may fill up part of the stratigraphic hiatus in the time range of 1.35–1.0 Ga.

Key words: Jixian County; Mesoproterozoic; carbonates; C and O isotope; sedimentary environment