

从氧、碳同位素组成看蓟县 元古宙碳酸盐岩特征

赵震

(中国地质科学院天津地质矿产研究所,天津 300170)

提要 蓟县元古宙碳酸盐岩出露广袤,厚度巨大,产状稳定,化石丰富,沉积形象众多。其内赋含的氧、碳同位素组成及其数值变化对成岩机制及沉积环境仍然蕴含着较清楚的内涵关系。依据其数值演化,探讨了蓟县碳酸盐岩的成岩作用、古盐度,进而结合其沉积环境特征,阐释了碳酸盐岩,更主要是白云岩为原生沉积所成。

关键词 氧、碳同位素 碳酸盐岩 元古宙 蓟县

第一作者简介 赵震 男 62岁 研究员 沉积学及岩相古地理学

1 地质概况

天津市蓟县中、上元古宙地质剖面世界瞩目,不少中、外地质学者曾从不同角度进行了广泛的研究。本区地层一般划分为3个系11个组,共厚约9200m(图1)。在这一套厚近万米的岩石地层组合中,以微变质的沉积碳酸盐岩丰度最高,约占总厚度的3/4,从岩石整体系列看,其配置上也显示着差异,即它的中下部层位以大量原生沉积白云岩为主,而上部层位则以石灰岩趋居优势。

当今,有关白云岩的成因,根据野外宏观产状及室内实验资料,存在着两种意见:

一为交代说。其依据是常温、常压下目前尚不能人工合成白云石,而自然界又少见天然沉积的白云岩,于是推论自然界出露的白云岩均是石灰岩(或灰泥)被镁质交代转变而成^[1];一为原生说。主要是我国一些从事碳酸盐岩研究的学者,目睹国内前寒武纪的白云岩地层厚度巨大、展布广袤、产状稳定;因之,仅以次生解释其成因,颇感困惑,而多趋向归属原生沉积,认为它并没有经过镁质的交代、换转作用。

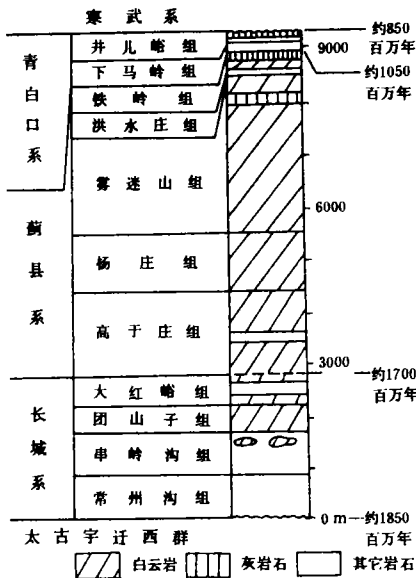


图1 蓟县中、上元古宙
地质剖面略图

Fig. 1 Geological column sketch of
the Middle—Upper Proterozoic in Jixian

天津市蓟县地区中、上元古宙的碳酸盐岩地层,是层型板状体,总厚超过 7000m,露布面积数千平方公里,蕴含着丰富的菌、藻类等化石,赋存有众多的机械沉积形象,显然应是一套开阔海域中的原生沉积产物。

为了探索本区白云岩的成因,笔者近年来作了一些蓟县碳酸盐岩的组成及其沉积相的工作,在整理资料过程中,见到本区中、上元古宙的碳酸盐岩,尽管经历了较长时期的地质变动,但其所含的氧、碳稳定同位素组成对成岩机制及沉积环境的阐释仍然蕴含着较清楚的内函关系,今将笔者所测该区碳酸盐岩的氧、碳稳定同位素的数值以及其他地质工作者对蓟县一带碳酸盐岩氧、碳稳定同位素报导的数值资料,结合起来尝试着就其特征、成岩作用及古盐度等予以分析,进而探索白云岩的成因。

2 氧、碳稳定同位素特征

近年来,在沉积岩石学领域,碳酸盐岩地区岩相古地理工作进展甚速,而以 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值来确定古盐度,古水温乃至成岩作用特征等方面^[2,3]中外学者均作了不少有益的探索,为恢复古地理沉积环境提供了令人信服的定量标志。本文所述,即是从测定分析碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 数值来研究它的变化规律及其所蕴示的地质信息。工作中采用的样品为白云岩中的白云石及石灰岩中的方解石。二者均取自蓟县中,上元古宙不同层位的白云岩和石灰岩石内。样品的选取首先是以宏观(包括稀盐酸及硒素红-S 的点滴)及偏光显微镜予以鉴定,进而以 X 光与热分析精测复核,最后择选纯净的白云石和方解石样品,进行氧、碳稳定同位素的测试。依 17 个样品数据(表 1)分析如下。

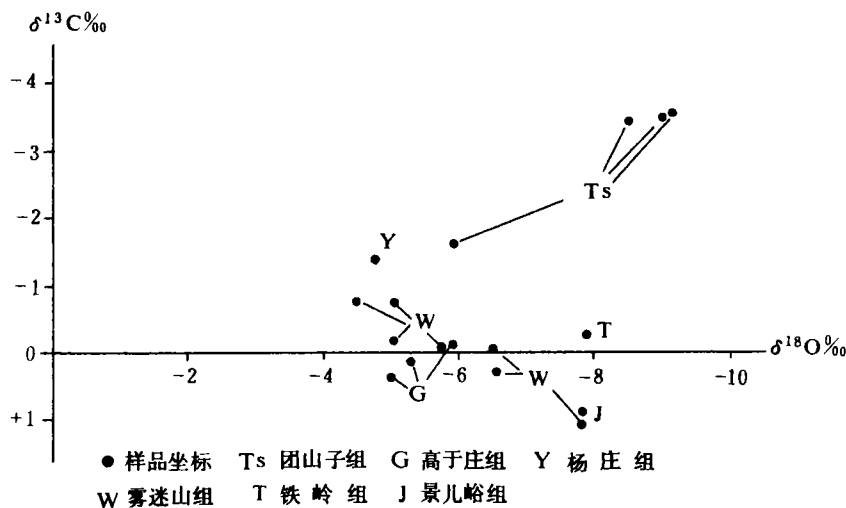
2.1 成岩作用

一般认为,雨水丰盈的地表,可促使多处的渗流汇集,当形成渗流带时,此中的地下水因其组成与雨水近似,故它赋含的¹⁶O 尤其是¹²C 就有着比较丰沛的含量,相应的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 则显示出了较大的负值。克莱顿(Clayton)和德吉斯(Degens)(1959)及基斯(Keith)和韦伯(J. N. Weber)^[4](1964)就曾指出:“海相和淡水相灰岩的碳、氧同位素组成都可作为环境标志”。这是因为淡水含有较多的有机 CO_2 ,故其 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 含量一般说就较海水低。在蓟县地区元古宙地层中碳酸盐岩表征如何?从表 1、图 2 中可以看出,具有前述特点的碳酸盐只是杨庄组及团山子组较明显,尤其是后者,它的组成物——白云石中所含的 $\delta^{13}\text{C}$ 就以负值最著,已经达到了 -3.53% 界值,而其它岩组的 $\delta^{13}\text{C}$ 值只波动在 $+1\%$ ~ -1% 之间。 $\delta^{18}\text{O}$ 值有着类似的变化。这两个组的地层,其碳酸盐岩的形成环境,根据沉积相的研究,是处于潮坪的沉积环境^[5],水体不深,且不时暴露于空气中,岩层中常常见到岩盐假晶、干裂及泥卷等,故可以推想此两个组的碳酸盐岩,都曾经历过暴露大气中的沉积环境,在此过程中,淡水不断地被大量蒸发,其结果本应导致 $\delta^{13}\text{C}$ 值比其它地层组的碳酸盐中存在着较高的数值,但实际上在这套碳酸盐岩系列中却都显示了较大的负值,这就促使我们想到此二组地层内部白云岩由于是生成于潮坪上,故应是在经受了长期的大气淡水淋滤后才再堆积,胶结而成。显然,大气成岩作用已是积极地参与了团山子组、杨庄组地层中碳酸盐的形成,故 $\delta^{13}\text{C}$ 相对贫乏。同样, $\delta^{18}\text{O}$ 数值也显示突出,具有极为显著的负值。这样,可以认为是间接地显示出了它们在成岩过程中经历过了明显的淡水胶结作用。

表1 蓟县中、上元古宇氧、碳同位素组成及其Z值

Table 1 Z values and O. C. isotope compositions in the Middle—Upper Proterozoic of Jixian

样品	矿物	层位	$\delta^{18}\text{O}$			Z值
			$\delta^{13}\text{C}$ PDB	SMOW	PDB	
1	石灰岩中方解石	景儿峪组	0.91	23.80	-7.86	125.25
2	叠层石中方解石	铁岭组	-0.28	22.72	-7.90	122.80
3	白云岩中白云石	雾迷山组	1.08	22.76	-7.86	125.60
4	白云岩中白云石	雾迷山组	-0.79	25.67	-5.03	123.18
5	白云岩中白云石	雾迷山组	-0.78	26.23	-4.49	123.46
6	生物白云岩中白云石	雾迷山组	-0.10	25.34	-5.35	124.41
7	沥青白云岩中白云石	雾迷山组	-0.01	24.13	-6.52	124.03
8	白云岩中白云石	雾迷山组	-0.05	24.93	-5.75	124.34
9	白云岩中白云石	雾迷山组	-0.19	25.65	-5.05	124.40
10	白云岩中白云石	杨庄组	-1.36	26.01	-4.71	122.16
11	白云质灰岩中方解石	高于庄组	-0.12	24.87	-5.96	124.08
12	白云岩中白云石	高于庄组	0.097	25.41	-5.29	124.87
13	白云岩中白云石	高于庄组	0.342	25.70	-5.00	125.51
14	白云岩中白云石	团山子组	-1.61	23.92	-5.94	121.04
15	白云岩中白云石	团山子组	-3.49	21.55	-9.03	115.65
16	白云岩中白云石	团山子组	-3.53	21.43	-9.13	115.51
17	白云岩中白云石	团山子组	-3.44	22.08	-8.52	116.01

图2 蓟县中、上元古宙碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 关系Fig 2 Relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the carbonate of the Middle—Upper Proterozoic in Jixian

有意思的是,典型潮坪环境中沉积的雾迷山组^[5],其氧同位素所显示的成岩作用饶有兴趣。它原本并没有明显地表征出大气参与成岩过程,但从其各沉积微相环境中的产物内,仍

可看到成岩作用的差异。该组地层是由厚 3000m 的白云岩所组成,也夹有少量的石灰岩,纵向序列上可分辨出是由几米厚的碳酸盐岩旋回性的韵律层组成,不同级次的韵律层互相套迭在一起,构成了旋律性的地层岩石组合^[5],一个理想的基本韵律层模式如图 3 所示,它是由 5 个基本单元构成,其沉积微环境在基本韵律层中由下向上是潮间带上部→潮间带→浅潮下带→浅潮下带至潮间带下部→潮间带至潮上带。此中氧、碳稳定同位素的组成如图 3 所示。从总体上看,它的 $\delta^{13}\text{C}$ 值已远不如杨庄组、团山子组所具有那样的高负值,只是在靠近零的负值处波动。显然大气参予的成岩作用已比之杨庄组、团山子组大为减弱,但当详审其沉积微相时,这些稳定同位素值的变动尽管极为孱弱,但依然可以鉴比出它们之间成岩作用的差异。此种沉积微相的变化可见于图 3。图中表示了一个基本韵律层,厚度达 8m 左右。起始形成的“底层”是处于潮间带上部的环境,成岩期的大部分时间是裸露于地表,自当是接受了大量天水的掺混,因之 $\delta^{13}\text{C}$ 在本韵律层中相对地呈现了较大的负值。当海水渐次加深,转入到“下层”的沉积环境时,该场所已然不时为海水淹没,所遭受的天水淋滤比之“底层”要少些,故生成的白云岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 值趋于升高,当水体进一步加深,进入了“中层”的浅潮下带沉积环境时,长期地为海水淹覆,此时形成的白云岩中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值极高。之后,海水复转向退却,转化为濒临浅潮下带的碎浪带,此时水体又复变浅,生物繁育,有机质大量富聚,加之水体循环强烈,激荡溅泼,所含富于 C^{12} 的转化物聚集,故相对的 $\delta^{13}\text{C}$ 值又趋降低。到了基本韵律层的“顶层”发育期,显示出了天水强烈掺混的成岩作用,遂呈现出了在该韵律层中 $\delta^{13}\text{C}$ 的最高负值。

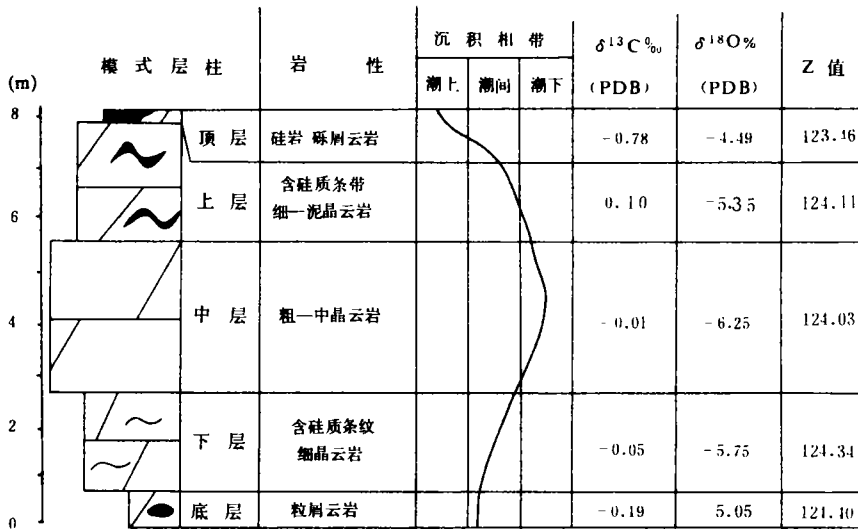


图 3 雾迷山组基本韵律层不同沉积相带的稳定同位素值

Fig. 3 Isotopic values in different sedimentary facies belts of the basic rhythm of Wumishan Formation

从米利曼(J. D. Milliman)的不同类型海相碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 分布图(图 4)中看到^[6],蓟县中、上元古宙的碳酸盐岩,除位于红藻成因,淡水成因及造礁四射珊瑚出现的一小

部分区域外,其余大部分是展布于该图的空白范围。在这样一个蓟县白云岩(及石灰岩)跨括的范围内,它各个时代的岩层又有什么异同?从图4中可以看出,淡水石灰岩部分的囊括区为团山子组的展布点区;杨庄组落于红藻的范围内;故前曾述及的此二组碳酸盐为海生淡水胶结的看法还是较为合适的。其余地层组(注意!包括了雾迷山组)均各自独立分布于该图中不同成因碳酸盐岩曲线围限的范围之外,显然应是另有成因之解。当考虑到国外学者一般不认为有原生的、大量的、厚层白云岩存在时,而该图中也没有见到原生白云岩的位置是完全可以理解的。那么我们圈出蓟县白云岩曲线围限区,是否可视为原生白云岩展布区呢?看来未尝不可为之。

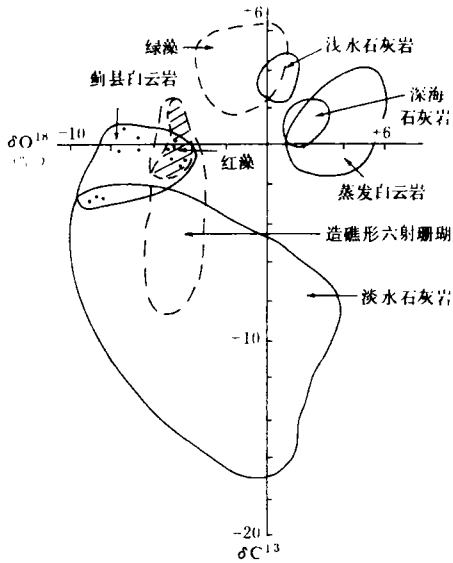


图4 不同类型海相碳酸盐中的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 分布图(据J. D. 米利曼 1974, 并修改)
Fig. 4 Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in carbonate rocks of different marine facies (modified from Milliman 1974)

2.2 古盐度

艾泼斯坦和麦伊达(Epstein and Mayeda)观测到了海水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值是随着盐度的升高而增加着,并于1953年提出了用 $\delta^{18}\text{O}$ 值计算古盐度的基本原理⁽⁷⁾。这一原理的依据是在海水蒸发过程中,轻的同位素最先逸失,而雨水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较海水中大约小千分之七。因此,假如一个地区温度是不变的话, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化就可以认为是因盐度变化而引起的。克莱顿和德吉斯(Clayton and Degens, 1959)也曾提出过:“碳酸盐岩中碳同位素是盐度的函数”。因之,此一变化规则就被某些人利用为区别动物群为海相抑或陆相所生的辨识标志。基斯和韦伯(Keith and Weber 1964)综合利用了 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 二者数值指示古盐度,并提出了方程式而用以区分侏罗纪和其以后时代的海相及淡水石灰岩。

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50)$$

(δ 标准为PDB)

$Z > 120$ 时为海相石灰岩;

$Z < 120$ 时为淡水石灰岩;

$Z = 120$ 时为未定型石灰岩。

将上述认识扩用于蓟县中、上元古宙的碳酸盐岩地层中时,其 $\delta^{13}\text{C}$ 数值是介于1.08至-3.53‰之间,而 $\delta^{18}\text{O}$ 值则波动于-9.15至-4.49‰范围,它的Z值多数居于120以上,但一般均不大,介于121至125之间,同时极少数是在115.51至116.01之间。假如转引前面公式的看法,碳酸盐岩Z值 >120 时即为海相成因的话,那么 <120 的仅只是团山子组的白云岩(根据野外观察,蓟县中、上元古宙的碳酸盐岩,均是陆表海浅潮下带以上的形成物)。从它的 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 值来看,比之其它组的地层有着较高的负值。尽管团山子组受到了大量天水的掺混,但 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 含量反而丰富,相对地显示出了 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 的高负值。也就是说成岩期的盐度并不太高,是属于一种“海相淡成白云岩”的样式,成岩过程应多是被淡水胶结而成,反映出盐度不高的成岩环境。而那些在蓟县地层中 $\delta^{13}\text{C}$ 及 $\delta^{18}\text{O}$ 数值较大的层位是属于于庄组及雾迷山组等。现仍以雾迷山组中一个厚近8m的基本韵律层(图3、图5)为例,予

以论述。

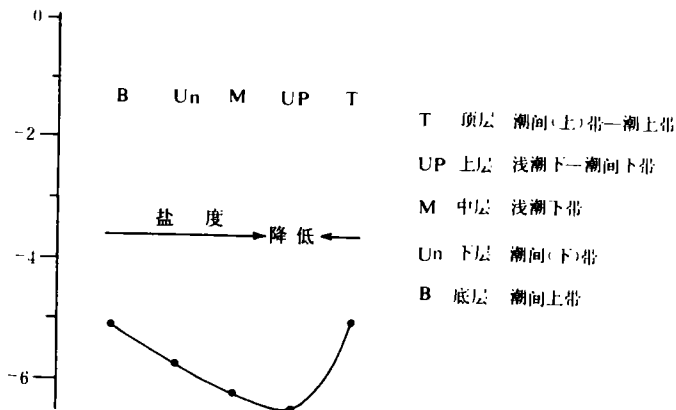


图5 不同沉积微相岩石中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

Fig. 5 $\delta^{18}\text{O}$ Values of rocks from different sedimentary microfacies

一般认为,氧同位素在沉积后的交换作用是很强的,沉积物中的 $\delta^{18}\text{O}$ 随着地质年代的变迁可发生强烈的同位素交换作用,遂使之古相碳酸盐岩沉积相的判定受到局限。但从雾迷山组来看,尽管经历了漫长的地质过程,受过较轻微的变质,但在一个基本韵律层中的测值,仍然显示出了沉积微相的明显差异(表1),这可能是由于一个基本韵律层的形成,其时距相对是比较短暂的。在此期间,可以认为气温变化并不太大。这样,由于 $\delta^{18}\text{O}$ 值升降所勾绘出的曲线(图5)形成了一个不对称的“U”字形,即反映了那个时期的微效应——沉积环境中盐度的变化。

(1) 最先形成的“底层”发育于潮间带上部,具有着较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 数值,反映了当时蒸发强烈,盐度较高的环境。而由潮间带上部至潮上带中形成的“顶层”是泥晶白云岩,其 $\delta^{18}\text{O}$ 数值是最高的,寓示着该时期的盐度是此一基本韵律层中各小层的成岩环境中蒸发最强烈,盐度最大者。故该地层中常有干裂,岩盐假晶的出现,也时见泥卷等。

(2) 潮间带下部形成的“下层”是细晶白云岩,其内 $\delta^{18}\text{O}$ 值与上述的底层、顶层相比略有降低,说明该时期海水受蒸发影响趋小,盐度自当相应有所下降。

(3) 浅潮下带是生物白云岩所组成的“上层”生成的场所,尤其是碎浪带中生成的“上层”——叠层云岩。它们的 $\delta^{18}\text{O}$ 值是基本韵律层中最小者,已达到了-6.52,反映出水体循环强烈,具有着盐度正常的沉积环境特征,岩层中所含的生物丰度极高。

从上述看出, $\delta^{18}\text{O}$ 数值的变化是随着它的增值而反映了盐度的增加及生物数量的减少,大体上显示了物质堆积的过程可能就是它的成岩过程,自然也就间接地说明了白云岩的原生属性。但这些差异,仅仅是由于沉积微相的交替所产生,故具 $\delta^{18}\text{O}$ 数值的变幅是很小的,基本上没有什么大起大落,只是波动于-4.49至-6.52之间,若是从蓟县中,上元古宙碳酸盐岩沉积相来看,这种变化的差异已然是微乎其微了,它的盐度变化亦是已不明显,只是迭加于雾迷山组较高盐度的成岩环境上一个微弱的变化而已。

3 结 语

利用氧、碳稳定同位素成分研究碳酸盐岩的沉积相是一种日臻完善的定量测试手段,仅根据我们对较微变质的不同碳酸盐岩中沉积物质,尤其是不同沉积微相的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 测定的数据来分析,这种方法犹尚可取。正如本文所述,碳酸盐岩的颗粒,填隙物及胶结物的氧、碳同位素组成,由于原岩经历的地质背景不同,故其成岩作用具有着多样性,伴随而生的碳酸盐岩中的氧、碳同位素组份则将明显不一,从而表征了沉积微相乃至沉积微相的变异。由于滨海地区地貌差异大,不同地带的沉积环境多变化,受到大气淋滤作用甚烈,天水影响作用较著。正是由于此诸作用,天水中因含有较多的有机 CO_2 ,故其 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 含量就其总体来看较海水为低,且 $\delta^{13}\text{C}$ 数值变化大。依此,原则上可藉以区分出海相,半咸水相和淡水相的白云岩。同时,我们也可以看出,白云岩的氧、碳稳定同位素的数值是可以反映出它成岩期的特征,至少可以看出古气候干燥特征的变化。也可以说,当白云岩是在与周围沉积环境呈平衡状态下沉淀的话,那么它既可从年代微效应中用以作为恢复古环境的有用标志,同时也可印证我们对蓟县中、上元古宇的碳酸盐岩,尤其是白云岩为原生沉积物的认识。当然,对这些资料的阐释,仅能是为一种初步尝试,自需尚待更多资料的完善、验证。

收稿日期:1994年6月16日

参 考 文 献

- [1] L. S. Land, 1985, Dolomitization, AAPG Education Course Note Series 24.
- [2] 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.
- [3] 王英华等, 1983, 氧、碳稳定同位素组成与碳酸盐岩成岩作用, 地质论评, 29(3): 278~284.
- [4] Keith, M. L. and Weber, J. N. 1964, *Geoch, et cosmoch*, V, 28, P. 1786~1816.
- [5] 赵震, 1988, 一个陆表海的潮坪沉积模式, 沉积学报, 6(2): 68~76.
- [6] J. D. 米利曼, 1978, 现代沉积碳酸盐, 第一卷, 海洋碳酸盐, 中国科学院地质研究所译, 地质出版社.
- [7] S. Epstein, T. K. Mayeda, 1953, *Geoch, Cosmoch, A cta*, 4, P. 213

Characteristics of Proterozoic Carbonate Rocks in Jixian by Means of the Oxygen and Carbon Isotope Composition

Zhao Zhen

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin 300170)

Abstract

The Middle-Upper Proterozoic Eon in Jixian County, Tianjin, is a sedimentary series measured for 3000m in thickness. The middle-lower part of which is mainly composed of primary sedimentary dolostone, while the upper part mostly of limestone. Seventeen dolostone and calcite

samples were selected to determine the oxygen and carbon isotope in order to analyse the diagenesis and paleosalinity, then to discuss the genesis of the dolomite accumulated there

1) Diagenesis

When plentiful rains are present on land-surface, a vadose zone, where the ^{18}O 、 ^{12}C Contents would be plentiful would appear. Yangzhuang Formation shows larger negative values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$. From these analytic data, it can be seen that the carbonate rocks of Yangzhuang Formation and Tuaneshanzi Formation have a $\delta^{13}\text{C}$ Value of -3.53‰ and the other $\delta^{13}\text{C}$ value of carbonate rocks of stratigraphic formations varies in the range from $+1\text{‰}$ to -1‰ . The $\delta^{18}\text{O}$ value has the similar changes. It is interesting in Wumishan Formation that the oxygen and carbon isotopes of carbonate rocks in sedimentary microfacies reflect that fresh water participated in the course of diagenesis, and from this point of view it can be seen that greater part of carbonate rocks of the Upper-Middle Proterozoic in Jixian is of primarily sedimentary origin.

2) Paleosalinity

The value of $\delta^{18}\text{O}$ in seawater is increasing with the increase of salinity, and the $\delta^{18}\text{O}$ value may be applied as an indicator for paleosalinity. The increase of its value may reflect the augment of paleosalinity. The carbonate rocks of Wumishan Formation may reflect such a change that indirectly shows the primary depositional properties of dolostone in situ, this may provide the quantitative signs for sedimentary facies.