

贵州施秉云台山白云岩类型、碳氧同位素组成及沉积环境

谯文浪¹, 肖加飞^{2,*}, 陈武¹, 李艳桃², 唐佐其¹, 马义波¹

(1. 贵州省地质调查院, 贵阳 550005;

2. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002)

摘要:云台山景区位于贵州省东部的施秉县,是世界自然遗产提名地,发育白云岩喀斯特地貌。景区白云岩不仅是形成景观的物质基础,而且蕴含着丰富的岩石学、沉积学及地球化学信息。景区白云岩为准同生成因,岩石类型多样,主要有粉-微晶白云岩、不等晶白云岩、细-粉晶藻砂屑白云岩、层纹-条纹-条带-薄层状藻砂屑微-泥晶白云岩、亮-泥晶藻鲕粒藻砂屑白云岩及角砾状泥晶白云岩等6类。白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化在 -1.81% ~ 1.44% 之间,平均值 -0.78% ; $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 -7.39% ~ -4.1% 之间,平均值 -5.11% 。白云岩的沉积构造,既有层理构造,也有层面构造。层理构造主要有水平层理和水平条带层理,层面构造有对称波痕、不对称波痕及叠置波痕。景区白云岩的类型、结构、沉积构造及碳氧同位素组成特点所反映的沉积环境为局限碳酸盐台地,其水体较浅,但咸化程度高,水动力强度弱-中等。

关键词:白云岩;碳氧同位素;沉积构造;沉积环境;云台山

中图分类号:P597 文献标识码:A 文章编号:1672-9250(2014)03-0347-08

施秉云台山景区以白云岩喀斯特地貌发育、白云岩景观别具特色而闻名,是世界自然遗产提名地。其位于贵州省东部的施秉县,地理位置为 $108^{\circ}01'36.8''\sim 108^{\circ}10'52.6''\text{E}$, $27^{\circ}13'56.2''\sim 27^{\circ}04'51.3''\text{N}$ 之间。总面积约 107 km^2 ;平均海拔 530 m 左右;山脉走向与构造线一致,多呈北东、北北东走向(图1)。

施秉云台山景区所在区域在大地构造位置上属扬子陆块范畴^[1],寒武纪地层区划位于过渡区的江口-都匀小区^[2],岩石特征具典型的扬子地层区色彩。发育一套以薄层白云岩为主体的碳酸盐岩组合,含少量浅水底栖型生物(双壳类、腕足类及三叶虫等),地层厚约 $350\sim 400\text{ m}$ ^[3]。区内以寒武系第三统高台组、石冷水组最为发育,具产状平缓、厚度大及出露完好的特点(图1),景区白云岩不仅是形成景观地貌的物质基础,而且蕴含着丰富的岩石学、沉

积学及地球化学信息,是集基础地质和旅游地质研究的一个良好地区。

1 白云岩类型

区内成景白云岩类型多样,主要有以下6类(表1):①粉-微晶白云岩;②不等晶白云岩;③细-粉晶藻砂屑白云岩;④层纹-条纹-条带-薄层状藻砂屑微-泥晶白云岩;⑤亮-泥晶藻鲕粒藻屑白云岩;⑥角砾状泥晶白云岩。现分别叙述其特征。

1.1 粉-微晶白云岩

岩石具粉-微晶结构,基本上由白云石基底和微量陆源碎屑组成(图2)。

白云石基底:含量约 97% ,分布均匀;以微晶级白云石为主,粉晶级白云石次之,二者之比约为 $6/4$;呈自形-半自形粒状晶体。

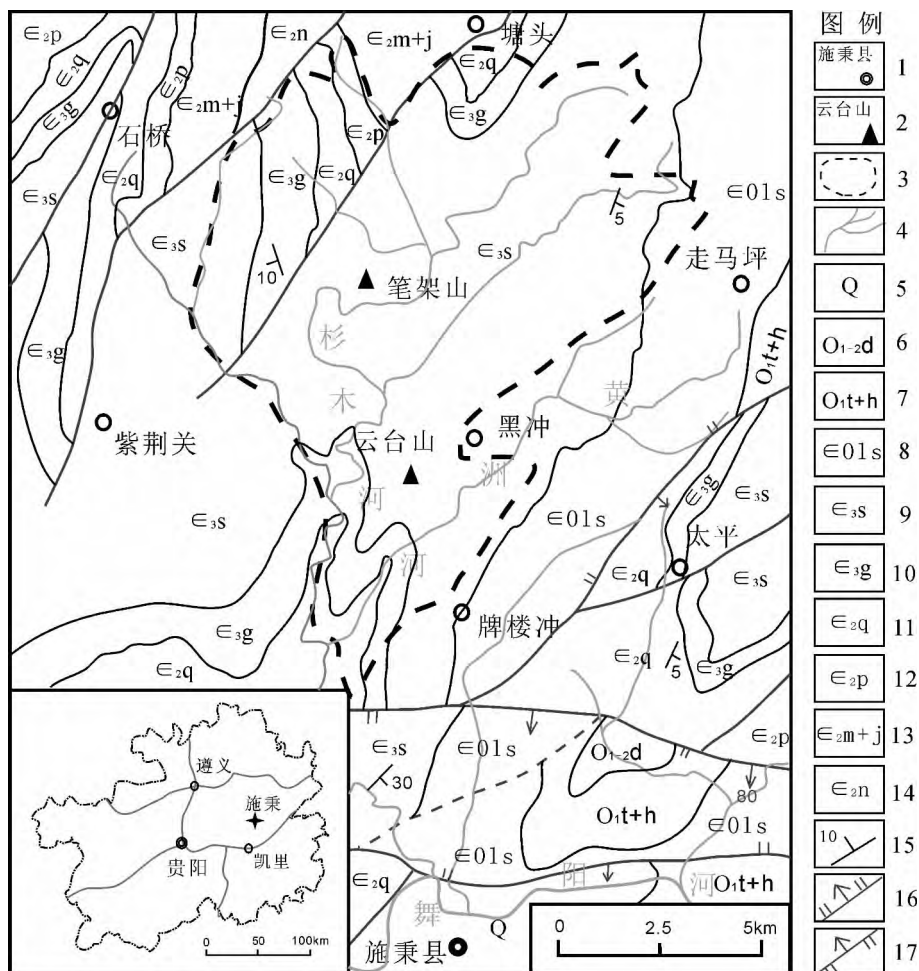
陆源碎屑:含量 $<1\%$,分布零星;以粉砂级为主,

收稿日期:2013-11-06; 改回日期:2014-01-08

基金项目:贵州省科技计划项目(黔合SY字(2012)161);矿床地球化学国家重点实验室项目群项目(SKLOGD-ZY125-08);西南岩溶区重要地层剖面调查项目(121201140700001)。

第一作者简介:谯文浪(1980-),男,地质高级工程师,从事区域地质调查工作。E-mail:qiaowenlang@163.com.

* 通讯作者:肖加飞。E-mail:xiaojiafei5@163.com.



1. 地名; 2. 山峰; 3. 景区范围; 4. 河流; 5. 第四系; 6. 大湾组; 7. 桐梓组+红花园组; 8. 娄山关组; 9. 石冷水组; 10. 高台组; 11. 清虚洞组; 12. 杷榔组; 13. 明星寺组+金顶山组; 14. 牛蹄塘组; 15. 产状; 16. 正断层; 17. 逆断层

图1 施秉县云台山景区地质略图

Fig. 1 The geological sketch map of the Yuntaishan scenic spot in Shibing County

表1 云台山景区白云岩类型

Table 1 Dolomite types in the Yuntaishan scenic spot, Shibing County

名称	结构	构造
粉-微晶白云岩	粉-微晶结构	层状构造
不等晶白云岩	不等晶结构	缝合线构造
细-粉晶藻砂屑白云岩	细-粉晶藻砂屑结构	缝合线构造
藻砾砂屑微-泥晶白云岩	藻砂屑微-泥晶结构	层纹-条纹-条带-薄层状构造
亮-泥晶藻鲕粒藻砂屑白云岩	亮-泥晶藻鲕粒藻砂屑结构	层状构造
角砾状泥晶白云岩	角砾状结构	层状构造

细砂级少见;碎屑呈次圆状、圆状,磨圆度和分选性均较好。

矿物成分:除白云石及陆源碎屑外,尚见石英、黄铁矿及铁质和泥质,含量非常低,均小于1%。

1.2 不等晶白云岩

具不等晶结构或残余藻砂屑结构,岩石基本上由白云石、藻内碎屑、粘土矿物和陆源碎屑等组分

成。

白云石:含量约90%,分布均匀;结晶粒度细-粉-微晶级均有,呈自形-半自形粒状晶体。

藻内碎屑:含量约3%,不均匀分布;粒度<2.00~0.06mm,属砾砂屑级,呈次圆状、圆状、极圆状,磨圆度好,但分选性较差;成分为白云石,具泥晶化现象。

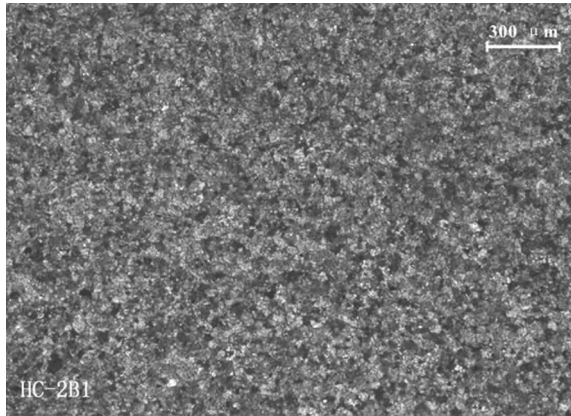


图 2 粉-微晶白云岩

Fig. 2 Powder-microcrystalline dolostone

粘土矿物: 含量约 2%, 偏集分布; 结晶粒度 < 0.1 mm, 呈半自形-自形的显微鳞片状晶体。

陆源碎屑: 含量约 2%, 偏集分布; 以粉砂级碎屑为主, 细砂级碎屑少见; 呈次圆状、圆状, 磨圆度和分选性均较好; 碎屑成分为石英、长石、岩屑、白云母及其它矿物屑。

矿物成分: 除白云石、粘土矿物、陆源碎屑外, 尚见极少量的石英、黄铁矿及铁质。

1.3 细-粉晶藻砂屑白云岩

岩石具细-粉晶藻砂屑结构, 基本上由藻内碎屑和填隙物等组分组成(图 3)。

藻内碎屑: 含量约 75%, 分布不甚均匀; 粒度 < 2.00~0.06 mm, 属砂屑级碎屑; 呈次圆状、圆状、极圆状, 磨圆度好, 但分选性中等; 成分为白云石, 碎屑粒表面见残余藻迹分布。

填隙物: 成分为白云石, 含量约 20%; 结晶粒度为细-粉砂级, 呈自形-半自形粒状晶体。对藻内碎屑起胶结作用。

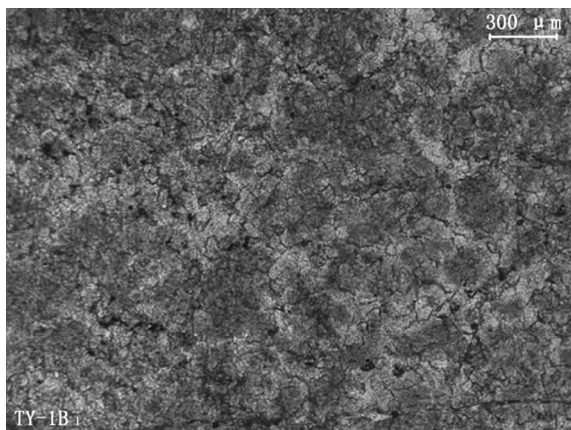


图 3 细-粉晶藻砂屑白云岩

Fig. 3 Fine-powder crystal alga arenitic dolostone

矿物成分: 除白云石外, 尚见极少量的方解石、重晶石、石英、黄铁矿及铁质和泥质。

1.4 层纹-条纹-条带-薄层状藻砂屑泥晶白云岩

岩石具砂屑泥晶结构, 基本上由白云石基底、藻内碎屑和陆源碎屑等组分组成。

白云石基底: 含量约 65%, 偏集成层分布; 结晶粒度 < 0.004 mm, 泥晶级; 呈自形-半自形粒状晶体。

藻内碎屑: 成分为白云石, 含量约占 30%, 偏集成层分布; 粒度 < 2.00~0.06 mm, 属砂屑级碎屑; 呈次圆状、圆状、极圆状, 磨圆度较好, 但分选性较差; 碎屑粒表面见残余藻迹分布。

陆源碎屑: 含量 < 1%, 零星分布; 以粉砂级碎屑为主, 细砂级碎屑少见; 呈次圆状、圆状、极圆状, 磨圆度分选性均较好; 碎屑成分为石英、长石、岩屑、白云母及其它矿物屑。

矿物成分: 除白云石、陆源碎屑外, 尚见少量方解石、石英、黄铁矿及铁质和泥质。

岩石基本组分(白云石基底、藻内碎屑、陆源碎屑)各自顺层偏集呈层纹-条纹-条带-薄层状间隔产出, 而显成层构造。

1.5 亮-泥晶藻鲕粒藻砂屑白云岩

岩石具亮-泥晶(重结晶)藻鲕粒藻砂屑结构, 基本上由藻内碎屑、藻鲕粒、陆源碎屑和填隙物等组分组成(图 4)。

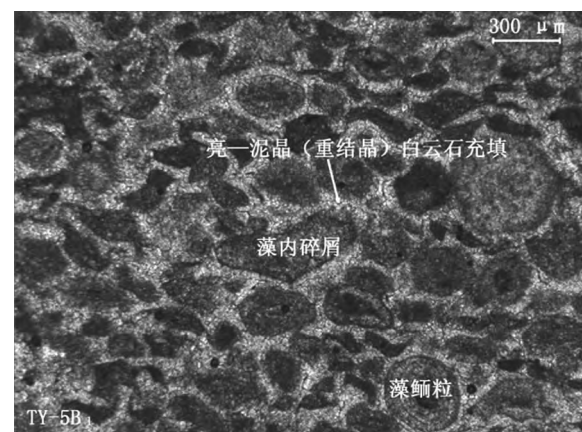


图 4 亮-泥晶藻鲕粒藻砂屑白云岩

Fig. 4 Bright-micrit alga ooid-arenitic dolostone

藻内碎屑: 含量约 50%, 分布不甚均匀; 粒度 < 2.00~0.06 mm, 属砂屑级碎屑; 呈次圆状、圆状、极圆状, 磨圆度和分选性均较好; 成分为蓝绿藻及分泌物所粘结的方解石灰泥, 现已完全白云石化, 并具泥晶化现象。

藻鲕粒:含量约为38%,分布不甚均匀;粒度 $< 0.50 \sim 0.06$ mm,呈次圆状、圆状,圆度和分选性均良好。多为薄皮鲕、正常鲕、偏心鲕,复鲕少见。核部由结晶粒度 < 0.004 mm 泥晶级白云石组成,圈层由明层(由结晶粒度 $< 0.06 \sim 0.004$ mm 粉—微晶白云石构成)和暗层(由蓝绿藻及其分泌物粘结晶粒度 < 0.004 mm 的泥晶白云石构成)相间组成。

陆源碎屑:含量 $< 1\%$ 。零星分布。以粒度 $< 0.06 \sim 0.004$ mm 粉砂级碎屑为主, $< 0.25 \sim 0.06$ mm 细砂级碎屑少见,粉砂级碎屑/细砂级碎屑大于9/1;呈次圆状、圆状,磨圆度和分选性均良好。碎屑成分为石英矿物屑等。

填隙物:含量约为10%,成分为晶粒白云石,以结晶粒度 < 0.004 mm 泥晶级白云石为主, $< 0.06 \sim 0.004$ mm 粉—微晶级亮晶白云石少见;呈自形一半自形粒状晶体。泥晶白云石具重结晶现象,重结晶后粒度可至细晶级;对藻内碎屑、藻鲕粒、陆源碎屑起胶结作用(相当于孔隙式胶结)。

矿物成分:除白云石、陆源碎屑外,尚见少量方解石、石英、黄铁矿及铁质和泥质。

1.6 角砾状泥晶白云岩

岩石具角砾状结构,由同生碎屑和填隙物组成。

同生碎屑:含量约为70%。以粒度 $< 30.00 \sim 2.00$ mm 砾级同生碎屑为主,其次为 $< 2.00 \sim 0.06$ mm 砂级同生碎屑;砾级同生碎屑/砂级同生碎屑约7/3;同生碎屑岩性为泥晶白云岩。呈棱角状、次棱角状;边缘不整齐,大小不一,相互之间具“短”距离位移,具可拼合性。展布不显方向性。

填隙物:含量约为30%,成分为白云石,结晶粒度 < 0.03 mm,微泥晶级,呈自形一半自形粒状晶体,对同生碎屑起胶结作用。

矿物成分:除白云石外,尚见陆源碎屑、石英、黄铁矿及泥质和铁质。

2 白云岩的碳氧同位素组成

本次采取碳、氧同位素组成样品为:寒武系第三统芙蓉统白云岩8件,为了便于对比,还选取了寒武系第二统上部的一件灰岩样品。

采用CF-IRMS仪分析 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数值。其步骤是:称取 $1\text{ mg} \pm 50\ \mu\text{g}$ 干燥好的碳酸盐岩粉末(200目)置于专用反应瓶中,滴加 $200\ \mu\text{L}$,100%磷酸,磷酸和碳酸盐岩反应,释放 CO_2 于反应瓶内,当反应完成后,通过自动进样器氦气流将反应瓶内顶

空气体吹出,经分离柱形成 CO_2 色谱峰,在氦气流中导入IRMS测定,获得 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定结果。现将分析结果及所计算的古盐度指标列于表2。

表2 云台山寒武纪碳酸盐岩碳氧同位素组成

Table 2 Carbon and oxygen isotopic compositions of Cambrian carbonate rocks in Yuntaishan PDB‰

样品号	岩石地层单位	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Z值
YT-1H	石冷水组	白云岩	-0.43	-5.5	123.68
YT-2H	石冷水组	白云岩	-0.94	-4.27	123.25
YT-3H	石冷水组	白云岩	-1.3	-4.25	122.52
YT-4H	石冷水组	白云岩	-1.81	-5.69	120.76
YT-5H	娄山关组	白云岩	-1.64	-7.39	120.26
HC-2H	石冷水组	白云岩	1.44	-4.91	127.8
HC-3H	石冷水组	白云岩	-0.83	-4.79	123.22
HC-4H	石冷水组	白云岩	-0.72	-4.1	123.78
平均值		白云岩	-0.78	-5.11	
SM-1H	清虚洞组	灰岩	0.26	-9.36	123.17

碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值会因受到成岩作用的影响而降低,Derry等(1992)认为 $\delta^{18}\text{O} > -10\%$ 的数据才能使用^[4]。有些学者用 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 是否具正相关来推断岩石是否受到成岩作用影响^[5-10],有正相关说明受到影响,反之,则未受到影响或影响很小。云台山高台组、石冷水组及娄山关组成景白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值都 $> -7.5\%$ (表2), $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 不具正相关关系(图5)。说明 $\delta^{18}\text{O}$ 值是能够使用的,并且岩石未受到成岩作用的影响或影响不大。此外,对于像石灰岩、白云岩这类较纯碳酸盐岩,只要未经较强的变质或其它变化,可以代表碳酸盐沉积时的同位素组成^[11]。因此,云台山白云岩碳、氧同位素值大致能够代表沉积时的碳、氧同位素组成。

从表2中可以看出,云台山白云岩样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化在 -1.81% ~ 1.44% 之间,平均值 -0.78% ; $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 -7.39% ~ -4.1% 之间,平均值 -5.11% 。正常海相石灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $0 \pm 2\%$ ^[12];据Veizer等(1986)资料^[13],整个寒武系的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均小于 0% ,变化范围为 -1.2% ~ 0% ,平均值为 -0.8% ; $\delta^{18}\text{O}$ 值在寒武系变化在 -6.5% ~ -4% 之间。湖北宜昌地区寒武系第三统下部白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化在 -1.51% ~ 0.34% 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 -6.92% ~ -6.33% ^[14]。新疆柯坪地区寒武系第三统白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -1.6% ~ 1.6% , $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -12.7% ~ -4.5% ^[15]。山东张夏寒武系第三统白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 1.25% 左右, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -12.1% ~ -8.51% ^[16]。塔里木盆地寒武系第三

统下部泥晶白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-1.1\text{‰} \sim 1.1\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-7\text{‰} \sim -4.4\text{‰}$ [17]。

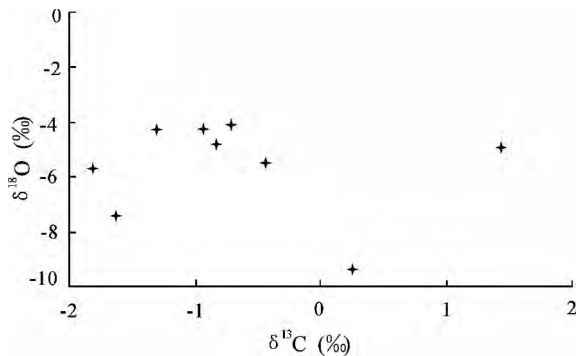


图5 云台山碳酸盐岩碳氧同位素的相关关系

Fig. 5 Correlations between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in carbonatite in the Yuntaishan area

综上,云台山寒武系第三统芙蓉统白云岩与其它地区同时代的白云岩及古海水的碳氧同位素值相比,其 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的数值是相近的。这也从另一个侧面说明云台山寒武纪成景白云岩的碳氧同位素组成大致能反映当时海水的碳氧同位素组成。

3 白云岩的构造

区内白云岩的构造,主要有两类,一类是沉积构造,另一类是成岩后生构造。

3.1 沉积构造

3.1.1 层理

沉积物沉积时因床沙几何形体迁移而在层内保留下的痕迹 [18]。在区内主要为水平层理、水平条带层理,另有少量的波状层理和平行层理。

(1)水平层理(图6):一般产在薄层白云岩中,层纹厚 $0.1 \sim 0.5$ cm 左右,延伸较远。它是由成分的差异造成,抗风化能力强的细层凸出,抗风化弱的细层凹进,从而形成清晰的不同细层相间的层理。

(2)水平条带层理(图7):由水平状的不同条带的相间组成,条带厚 $0.2 \sim 1$ cm 左右。其也是由不同成分差异显现出来。

(3)波状层理:层纹厚 $0.1 \sim 0.5$ cm 左右,细层呈连续的微波状起伏,也是成分偏集显现出来。

(4)平行层理:细层呈平行状,细层厚 $0.1 \sim 0.3$ cm 左右,侧向延伸较差,由粗细不同的颗粒相间偏集显示出来。一般产在中厚层白云岩中。

3.1.2 波痕

沉积物沉积时在层面上留下的床沙几何形体的痕迹 [18]。区内见有三种波痕:对称波痕、不对称波

痕及叠置波痕。

(1)对称波痕(图8):波痕形状对称,波脊较平直,且波脊之间相互平行;波脊较尖,波谷较圆滑;波长(L) 2.9 cm,波高(H) 0.6 cm,波痕指数(RI) $= L/H = 2.9/0.6 = 4.8$ 。

(2)不对称波痕(图9):波痕形状不对称,波脊呈弯曲状,所见的这组波脊相互平行;波脊较尖锐,波谷较圆滑;波长(L) 3 cm,波高(H) 0.7 cm,波痕指数(RI) $= L/H = 3/0.7 = 4.3$ 。

(3)叠置波痕(图10):波痕被叠置改造,一组早先形成的波痕(图中大致垂直火机),波峰较圆滑、波谷较尖,波脊线呈弯曲状。被另一组波痕(图中波脊线小角度斜交火机)叠置。



图6 云台山五指峰水平层理

Fig. 6 Horizontal bedding in Wuzhifeng, Yuntaishan



图7 云台山排云关水平条带层理

Fig. 7 Horizontal strip bedding in Paiyunguan, Yuntaishan

3.2 成岩后生构造

这里指沉积后所形成的构造特征,区内见有晶洞和垮塌变形构造。

(1)晶洞:呈方形状或不规则状,大小一般为 2



图8 云台山凉风洞对称波痕

Fig. 8 Para-ripples in Liangfengdong, Yuntaishan



图9 云台山野牛洞不对称波痕

Fig. 9 Asymmetrical ripple marks in Yeniudong, Yuntaishan



图10 云台山野牛洞叠置波痕

Fig. 10 Superimposed ripple marks in Yeniudong, Yuntaishan

×2 mm~2×2 mm, 大的晶洞洞径可达1×1 cm~2×2 cm。它们是膏盐晶体流失后留下的孔洞。

(2) 垮塌变形构造: 在沉积层尚未完全固结时, 因膏盐等的压实或流失, 导致纹层发生弯曲, 局部垮塌并形成角砾岩。

4 白云岩的沉积环境

沉积环境是“在物理上、化学上和生物上均有别于相邻地区的一块地球表面”。与灰岩相比, 白云岩是在不寻常的环境中形成的。因此, 其带有这种环境的特殊印记。通过白云岩的一些岩石学标志和地球化学信息来恢复其沉积环境, 是行之有效的途径。

4.1 沉积环境的岩石学特征

(1) 白云岩的矿物成分: 区内白云岩的主要矿物成分是白云石, 无论是内碎屑白云石, 还是填隙物白云石, 它们的晶体多呈自形-半自形, 多为泥晶-微晶级, 这是准同生白云岩的特点^[19]。结合其除含藻类外, 很少含海生化石。说明其形成于海水不流畅、温度较高、盐度较正常海水高数倍的特殊环境。

(2) 白云岩的结构: 区内白云岩的结构多为粉-微晶结构、层纹-条纹-条带-薄层状藻砂屑微-泥晶结构及细-粉晶藻砂屑结构, 而亮-泥晶藻砂屑结构少见。说明沉积水动力条件较复杂, 但总体上以弱-中等水动力条件为主, 少见较强的水动力条件。

(3) 白云岩的构造: 区内白云岩层次清楚, 多呈薄层状, 且多具水平层理和水平条带层理, 少见波状层理及平行层理; 所见的浪成波痕, 均为小型波痕。这些沉积构造特征反映沉积时的水体较浅, 除受水流的作用外, 还受到波浪的影响, 并且水动力强度为弱-中等。

此外, 成岩后生构造(晶洞、垮塌变形构造)也间接说明沉积时有膏盐存在, 反映水体咸化程度高, 应为局限的水流不畅的环境。

4.2 沉积环境的碳氧同位素组成效应

利用盐度指标的计算公式^[20]: $Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50)$, 得到所有样品的盐度指标(Z值)均>120(表2), 说明岩石为海相碳酸盐岩。海水成岩环境的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化在-0.1‰~1.8‰之间, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在-9.4‰~-4‰之间^[21], 云台山寒武纪成景白云岩碳氧同位素组成与其相近, 也说明它们是海相环境的产物。

有关的研究表明, 海洋植物的光合作用、有机质含量和保存条件的差异、海水循环条件等, 都会对碳酸盐岩碳同位素组成造成影响。云台山寒武纪成景白云岩样品中, 除HC-2H号样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值>0外, 其余样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均<0。而岩石鉴定结果表明前者不含藻类生物, 其余样品含藻类生物。由此可见, 藻类生物的生长发育, 在其生命活动中吸收海水中

的 ^{12}C 构成自己身体的组成部分,并保存于沉积物中,这势必导致 ^{12}C 的富集和 ^{13}C 的亏损,而未见藻类活动的岩石,则 $\delta^{13}\text{C}$ 值变大。

一般认为海水的蒸发作用会优先将海水中的轻氧同位素带至大气降水中^[16],因而白云岩具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,而其它碳酸盐岩则具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。所反映的海洋环境因素主要是古盐度, $\delta^{18}\text{O}$ 值随着古盐度的升高而增加。云台山的碳酸盐岩也具有这种变化特点,早寒武世晚期的灰岩具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,为 -9.36% ,而第三统、芙蓉统的白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高,平均值为 -5.11% 。由此可见, $\delta^{18}\text{O}$ 值确与古盐度呈正相关关系。

不同环境因循环条件不同,也会导致碳同位素组成的差异。总体上,寒武系第二统上部的灰岩和中寒武世的白云岩都含藻类生物,但二者 $\delta^{13}\text{C}$ 值却不同,前者 $\delta^{13}\text{C}$ 值高于后者,究其原因,前者的沉积环境为碳酸盐岩缓坡^[22-24],而后者则为局限碳酸盐岩台地。前者与广海相通,海水循环较畅通,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值(0.26%)接近于正常海相碳酸盐岩的中值(0%);后者处于较封闭状态,海水循环受到限制,有机质耗氧分解使大量有机碳转化为富轻碳同位素的 CO_2 ,从而导致其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的降低。

就贵州全境而言,寒武系第三统-芙蓉统时期在铜仁-玉屏-凯里-独山一带有台地边缘高能带存在^[25]。云台山景区位置处于台地边缘高能带的北西侧,即台地内部。综合前述的诸多特征,说明景区白云岩的沉积环境总体为局限碳酸盐岩台地,其沉积层序由多个潮下沉积层和潮上沉积层组成(图11),并以前者为主。

5 结 论

云台山景区白云岩不仅是形成白云岩地貌的物质基础,而且,其蕴含着丰富的岩石学、沉积学和地球化学信息。

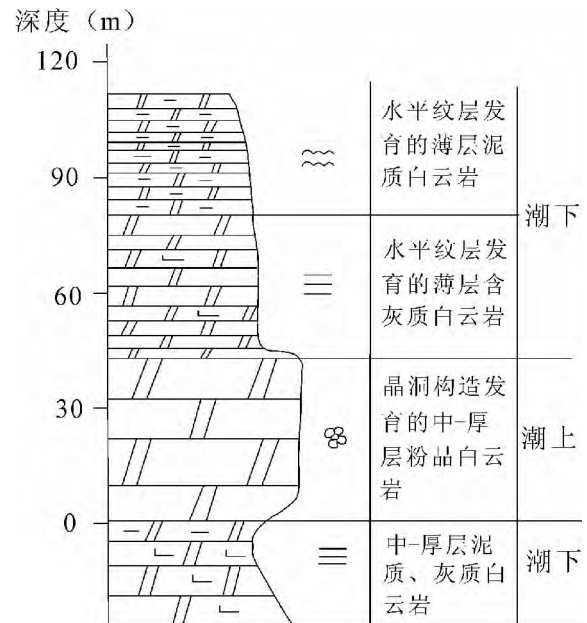


图 11 云台山大黑冲局限台地相沉积层序

Fig. 11 Depositional sequence of restricted platform-phase carbonates in Daheichong, Yuntaishan

1) 白云岩类型多样,主要有粉-微晶白云岩、不等晶白云岩、细-粉晶藻砂屑白云岩、层纹-条纹-条带-薄层状藻砂屑微-泥晶白云岩、亮-泥晶藻鲕粒藻屑白云岩及角砾状泥晶白云岩等 6 类白云岩。

2) 白云岩的构造:既有层内和层面构造,也有成岩后生构造。层内构造主要有水平层理和水平条带层理,层面构造有对称波痕、不对称波痕及叠置波痕。

3) 白云岩的碳氧同位素组成: $\delta^{13}\text{C}$ 值变化在 -1.81% ~ -1.44% 之间,平均值 -0.78% ; $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 -7.39% ~ -4.1% 之间,平均值 -5.11% 。 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要与环境的循环条件及藻类生物相关,而 $\delta^{18}\text{O}$ 值则与海水的盐度呈正相关。

4) 白云岩的沉积环境:白云岩类型、结构、沉积构造、碳氧同位素组成等特征,反映其沉积环境总体为水体咸化度高、水动力不强的局限碳酸盐岩台地。

参 考 文 献

- [1] 程裕淇主编. 中国区域地质概论[M]. 北京:地质出版社,1993:369-370.
- [2] 贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1987:49-66.
- [3] 地质部贵州省地质局. 区域地质调查报告书(1:200000 镇远幅)[R]. 内部报告,1965:24-30.
- [4] Derry L A, Kaufaman 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, 56:1317-1329.
- [5] Williams D F. Isotope Chronostratigraphy: Theory and methods[M]. California Academic Press, 1988:39-68.
- [6] Oing H R, Veizer J. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implications for coeval seawater[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(20):4429-4442.

- [7] Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater; Stratigraphic and biogeochemical implication[J]. *Precambrian Research*, 1995, 73(1-4): 27-49.
- [8] 王宗哲, 杨杰东, 孙卫国. 扬子地台震旦纪海水碳同位素的变化[J]. *高校地质学报*, 1996, 2(1): 112-120.
- [9] 周传明, 张俊明, 李国祥, 等. 云南永善肖滩早寒武世早期碳氧同位素记录[J]. *地质科学*, 1997, 32(2): 201-211.
- [10] 王大锐, 冯晓杰. 渤海湾地区下古生界碳、氧同位素地球化学研究[J]. *地质学报*, 2002, 76(3): 400-408.
- [11] 王可法. 海相碳酸盐岩碳同位素组成及其意义[J]. *地质地球化学*, 1994, 5: 50-54.
- [12] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 203.
- [13] Veizer J, Fritz P, Jones B. Geochemistry of brachiopods: oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1986, 50(8): 1679-1696.
- [14] 冯洪真, 刘家润, 施贵军. 湖北宜昌地区寒武系-下奥陶统的碳氧同位素记录[J]. *高校地质学报*, 2000, 6(1): 106-115.
- [15] 谢小敏, 胡文瑄, 王小林, 等. 新疆柯坪地区寒武纪-奥陶纪碳酸盐岩沉积旋回的碳氧同位素研究[J]. *地球化学*, 2009, 38(1): 75-88.
- [16] 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.
- [17] 陈永权, 周新源, 赵葵东, 等. 塔里木盆地中寒武统泥晶白云岩红层的地球化学特征与成因探讨[J]. *高校地质学报*, 2008, 14(4): 583-592.
- [18] 刘宝瑁, 曾允孚. 岩相古地理基础和工作方法[M]. 北京: 地质出版社, 1985: 38-39.
- [19] 刘宝瑁主编. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980: 219-220.
- [20] Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1964, 28(10-11): 1787-1816.
- [21] 陈荣坤. 稳定氧碳同位素在碳酸盐岩成岩环境中的应用[J]. *沉积学报*, 1994, 12(4): 11-21.
- [22] 刘宝瑁, 许效松, 潘杏南, 等. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1993: 60.
- [23] 蒲心纯, 周浩达, 王熙林, 等. 中国南方寒武纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 1993: 51-52.
- [24] 许效松, 徐强, 潘桂棠, 等. 中国南方大陆演化与全球古地理对比[M]. 北京: 地质出版社, 1996: 58-59.
- [25] 贵州省地质矿产局区域地质调查大队编著. 贵州岩相古地理图集(中元古代-三叠纪)[M]. 贵阳: 贵州科技出版社, 1992: 12.

The Type, Carbon and Oxygen Isotopic Composition, and Sedimentary Environment of Dolomites in Yuntaishan, Shibing County, Guizhou Province

QIAO Wen-lang¹, XIAO Jia-fei², CHEN Wu¹, LI Yan-tao²,
TANG Zuo-qi¹, MA Yi-bo¹

(1. Guizhou Academy of Geological Survey, Guiyang 550005, China; 2. State Key Laboratory of Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550005, China)

Abstract: The Yuntaishan scenery is situated in Shibing County, eastern Guizhou Province, where there is developed a karst landform of dolomite. Dolomites in the scenery area are not only the material basis for the formation of landscape, but also contains abundant information about petrology, sedimentology and geochemistry. The dolomites are penecontemporaneous, diverse in type, which are mainly powder-microcrystalline dolostone, unequal crystal dolostone, fine-powder crystal alga arenitic dolostone, laminated-striped-thin layered alga arenitic micro-micritic dolostone, bright-micrit alga ooid-arenitic dolostone and micritic dolomite breccia. The carbon and oxygen isotopic compositions of the dolomites were studied, and the results indicated that the $\delta^{13}\text{C}$ values vary from -1.81% to 1.44% , with an average value of -0.78% ; the $\delta^{18}\text{O}$ values vary between -7.3% and -4.1% , with an average value of -5.11% . The dolomites exhibit both intrastratal structure and bedding plane structure, with the former being mainly horizontal bedding and horizontal strip bedding and the later being para-ripple, asymmetrical ripple mark and superimposed ripple mark. The sedimentary environment of the dolomites was a restricted carbonate platform as shown by their types, textures, sedimentary structures, carbon and oxygen isotopic compositions. The sedimentary environment is characterized by shallow water, relatively high salinity and weak to moderate hydrodynamic intensity.

Key words: dolomite; carbon and oxygen isotopes; depositional structure; sedimentary environment; Yuntaishan, Shibing County; Guizhou Province