

文章编号: 1009-3850(2015)03-0094-08

贵州施秉云台山白云岩地球化学特征及成因探讨

譙文浪¹, 肖加飞², 陈武¹, 李艳桃², 刘凌云¹, 马义波¹

(1. 贵州省地质调查院, 贵州 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, 贵州 贵阳 550002)

摘要: 贵州省施秉县云台山景区喀斯特地貌主要由寒武纪白云岩组成, 其白云石含量多在 90% 以上, 无论是基底中的白云石, 还是内碎屑中的白云石均呈自形-半自形晶体。白云岩中 CaO 的平均含量为 30.4%, MgO 的平均含量为 21.7%, 与白云岩的理想含量相当。白云岩 Sr 的平均含量为 72.4×10^{-6} , Sr/Ba 比值大于 1, 反映其为海相沉积。白云岩的稀土总量低, 仅为 12.54×10^{-6} , Eu 具较弱负异常, Ce 基本无异常, 稀土配分模式为轻稀土富集的右倾型。白云岩的形成环境总体表现为局限台地上的泻湖潮下环境, 水体较浅, 水流不畅, 水动力弱-中等。成岩环境以弱还原-还原条件为主, 干燥炎热是其古气候条件的特点。在干燥炎热的气候条件下, 先期形成的碳酸钙沉积物, 经强烈蒸发而形成泻湖卤水, 通过向海方向的渗滤回流被交代而形成白云岩, 属准同生期-早成岩阶段近地表的交代白云岩。

关键词: 白云岩; 地球化学; 成因; 施秉云台山

中图分类号: P588.24+5

文献标识码: A

引言

贵州施秉云台山景区以其独特的白云岩喀斯特景观、优美的白云岩层状山岳地貌而闻名, 构成了全球热带-亚热带最为典型的喀斯特范例, 已获准列入世界自然遗产地名录。其位于贵州省东部的施秉县舞阳河流域的中上游地段, 总面积约 107 km², 平均海拔约 530 m, 属云贵高原向湘西丘陵过渡的斜坡地带。山脉走向与构造线一致, 多呈北东、北北东走向(图 1)。

云台山景区大地构造位置属扬子陆块^[1], 寒武纪地层区划属扬子地层区和江南地层区过渡区的江口-都匀小区^[2], 地层特征具典型的扬子区色彩。发育了一套以寒武系第三统高台组、石冷水组为主

的白云岩地层, 具产状平缓、厚度大和出露完好的特点(图 1)。组成景区地貌基础的白云岩蕴含着丰富的岩石学和地球化学信息, 已引起地学工作者的广泛关注。张乾柱等^[3]分析了景区岩石地球化学特征对喀斯特峡谷形态与分布的影响; 李世奇等^[4]阐述了景区喀斯特地貌特征及其演化; 李高聪等^[5]阐述了景区喀斯特地貌的世界自然遗产价值; 譙文浪等^[6]论述了景区白云岩类型、碳氧同位素组成及沉积环境。本文在阐述白云岩岩石学特征、元素地球化学特征及形成环境状态的基础上, 探讨了白云岩的成因。

1 岩石学特征

云台山白云岩主要由晶粒(结晶)白云岩及颗

收稿日期: 2014-07-08; 改回日期: 2014-08-09

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

通讯简介: 肖加飞, E-mail: xiaojiafei5@163.com

资助项目: 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(SKLODG-ZY125-08); 西南岩溶区重要地层剖面调查项目(121201140700001)

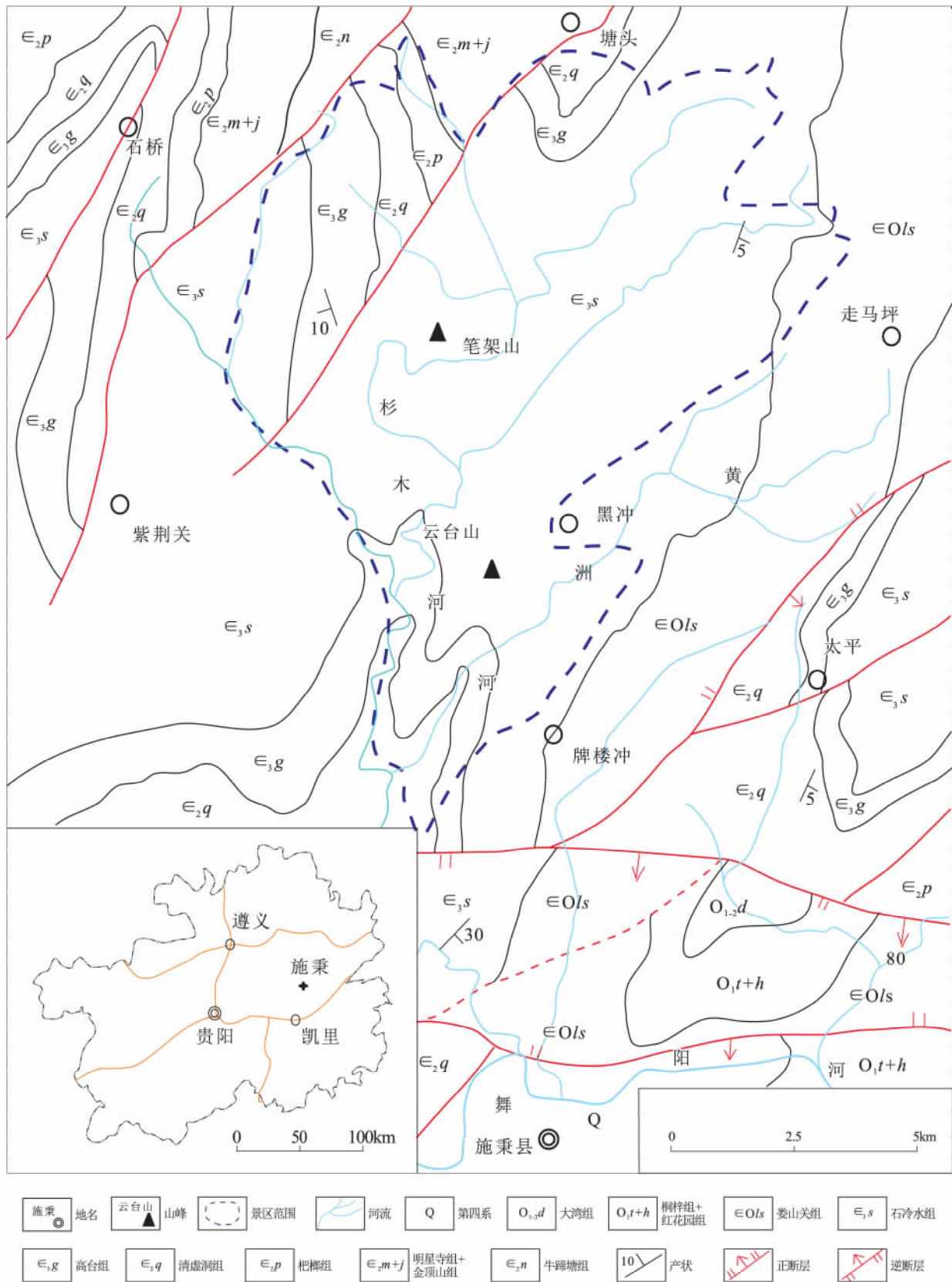


图1 施秉县云台山景区地质略图

Fig. 1 Simplified geological map of the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou

粒白云岩两大类组成,其岩石学特征明显、内容丰富。

1.1 晶粒白云岩

晶粒呈泥-微-粉-细晶级别产出,主要为泥-微晶,粉-细晶少见。白云石晶体结构发育良好,晶粒呈自形-半自形。接触关系以线接触或镶嵌接触为主;白云石含量高,达 90% ~ 98%。泥质通常小于 1%。岩石可据晶粒的大小不同,分别名为泥晶白云岩、泥-微晶白云岩、微晶-粉晶白云岩、不等晶白云岩等多种类型。

1.2 颗粒白云岩

按颗粒含量的多少,分为两类,即颗粒结晶白云岩和结晶颗粒白云岩。

1.2.1 颗粒结晶白云岩

颗粒为藻砂屑,占量 30% 左右,呈次圆状、圆状及浑圆状,磨圆度较好,但分选性较差。藻砂屑由呈自形-半自形的泥晶级晶体组成。白云岩基底构成岩石的主要成分,约占 65%,以泥晶级为主,微晶级次之,呈自形-半自形的粒状晶体。因此,岩石可名为藻砂屑泥-微晶白云岩。

1.2.2 结晶颗粒白云岩

根据颗粒的差异、填隙物结晶程度不同,又可分为两个亚类,即粉-细晶藻砂屑白云岩和泥晶藻砂屑白云岩。

(1) 粉-细晶藻砂屑白云岩的颗粒全为藻砂屑,占 75% 左右,呈次圆状、圆状及浑圆状,磨圆度较

好,分选性中等,砂屑颗粒由自形-半自形的微-细晶白云石组成。填隙物为粉-细晶白云石组成,占 20% 左右,呈自形-半自形的粒状晶体。

(2) 亮-泥晶藻砂屑白云岩中的藻砂屑占 50% 左右,分布不均匀,呈次圆状、圆状及浑圆状,磨圆度和分选性均较好,砂屑颗粒由自形-半自形的泥晶白云石组成。藻砂屑占 35% 左右,分布不均,呈次圆状-圆状,圆度和分选性较好。砂屑主要为薄皮砂、偏心砂、正常砂,见少量复砂。砂心由泥晶白云石组成,圈层由明、暗层相间构成,明层为粉-细晶白云石,暗层为蓝绿藻及其分泌物粘结的泥晶白云石。填隙物为晶粒白云石,以泥晶白云石为主,亮晶白云石次之,白云石呈自形-半自形。

云台山白云岩的共同特点是白云石含量高,都在 90% 以上,而泥质含量甚微,多小于 1%。无论是基底的白云石,还是内碎屑中的白云石,均呈自形-半自形晶粒。

2 地球化学特征

白云岩主量元素采用 X 射线荧光光谱法 (XRF) 测试,微量、稀土元素采用电感耦合等离子体质谱法 (ICP-MS) 测试,测试在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完成。

2.1 主量、微量元素特征

兹将白云岩的部分主、微量元素及相关比值列于表 1。

表 1 云台山景区白云岩部分常量元素 (%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 及元素比值

Table 1 Major (%) and trace ($\times 10^{-6}$) element contents and ratios for the dolostones from the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou

样号	岩性	MgO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	Sr	Ba	Mg/Ca	Sr/Ba
YT-1	白云岩	21.78	30.62	2.56	0.64	0.36	50.90	14.80	0.60	3.44
YT-2	白云岩	27.14	30.53	3.68	1.09	0.24	61.30	17.10	0.75	3.58
YT-3	白云岩	21.54	31.82	1.81	0.24	0.22	95.10	3.64	0.57	26.13
YT-4	白云岩	22.38	31.37	3.09	0.8	0.20	127	62.30	0.60	2.04
YT-5	白云岩	25.09	30.75	1.45	0.47	0.09	39.80	2.43	0.69	16.38
HC-2	白云岩	24.55	30.74	1.93	0.63	0.27	55.30	11.70	0.67	4.73
HC-3	白云岩	20.98	29.29	4.67	1.03	0.33	60.50	36.00	0.60	1.68
HC-4	白云岩	20.28	31.86	2.93	0.56	0.20	89.40	30.10	0.54	2.97
平均值		22.97	30.87	2.77	0.68	0.24	72.41	22.26	0.63	3.25
SM-1	灰岩		49.69	4.59	1.07	0.36	536	1260		0.43

注: SM-1 为下寒武统清虚洞组灰岩,为比较而列出

白云石的理想分子式为 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 其中, CaO 含量为 30.41%, MgO 含量为 21.86%。云台山白云岩中 CaO 含量为 29.29% ~ 31.86%, 平均值为

30.87%; MgO 含量为 20.28% ~ 27.15%, 平均值为 22.97%。可见白云岩的 CaO 含量与 MgO 含量均与理想含量相当,并且每件样品含量均较接近。白云

岩中 Fe 含量较低,为 0.09% ~ 0.36%,平均 0.24%,低于清虚洞组灰岩的 Fe 含量(0.36%)和世界碳酸盐岩的 Fe 含量(0.38%)。白云岩中尚含少量的 SiO₂和 Al₂O₃。

有关研究表明,控制白云岩结晶作用的主要因素为溶液的 Mg/Ca 比值、盐度和结晶速度。Mg/Ca 比值越高,说明白云石化流体盐度越高。云台山白云岩中 Mg/Ca 比值范围为 0.54 ~ 0.75,平均值为 0.63。

Sr 是碳酸盐岩中重要的微量元素之一,并把它作为碳酸盐沉积和成岩作用过程中的重要元素。从浅水到深水环境,Sr 含量逐渐增加,在局限台地相中含量为 105.3×10^{-6} ^[7]。埋藏型白云岩的 Sr 含量较低,一般在 100×10^{-6} 以下^[8-9]。云台山白云岩的 Sr 含量较低,且变化范围较大,为 $(39.8 \sim 127) \times 10^{-6}$,平均 72.4×10^{-6} 。Sr 的低含量反映了可能有 Sr 的流失,说明埋藏作用对 Sr 含量有影响。碳酸盐岩具有从浅水台地到深水台盆 Sr 含量和 1000Sr/Ca 比值呈增加趋势^[10]。云台山白云岩也具有这样的特点,与清虚洞组深水灰岩相比,白云岩 Sr 含量低了 7 倍多。

Ba 在白云岩中的含量一般较低,这是因为 Ba

的离子半径较大,一般较难进入白云石的晶格中,只有在较高温度条件下才有可能进入。Ba 也具有从浅水到深水环境含量增加的趋势^[7]。云台山地区的碳酸盐岩同样反映了这样的变化特征,白云岩的 Ba 含量为 $(3.64 \sim 62.3) \times 10^{-6}$,平均值 22.26×10^{-6} ,而清虚洞组深水灰岩 Ba 含量高达 1260×10^{-6} 。

Sr/Ba 比值可以反映介质的盐度,Sr/Ba > 1 为海水,Sr/Ba < 1 为淡水。云台山白云岩 Sr/Ba 比值为 1.68 ~ 26.13,平均值为 3.25,这与何宏研究塔里木巴楚地区局限台地相白云岩的 Sr/Ba 比值(3.6)接近^[11]。

2.2 稀土元素特征

兹将云台山白云岩的稀土元素含量及有关参数列于表 2。白云岩的 Σ REE 含量低,仅为 $(3.8 \sim 19.47) \times 10^{-6}$,平均 12.54×10^{-6} ,处于海水来源的白云岩含量(一般小于 20×10^{-6})范围内^[12]。轻稀土(LREE)含量为 $(3.4 \sim 17.25) \times 10^{-6}$,平均 11.21×10^{-6} ;重稀土(HREE)含量为 $(0.42 \sim 2.22) \times 10^{-6}$,平均 1.33×10^{-6} ;LREE/HREE 比值为 7.39 ~ 9.36,平均 8.4;(La/Sm)_N 为 3.47 ~ 6.03,平均 4.42;(Tb/Yb)_N 为 1.12 ~ 1.97,平均 1.49。总体显示轻稀土富集、重稀土亏损特点。 δ Ce 为 0.76 ~ 1.12,平均

表 2 云台山白云岩的稀土元素含量($\times 10^{-6}$)及参数

Table 2 REE contents ($\times 10^{-6}$) and relevant parameters for the dolostones from the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
YT-1H	1.97	4.23	0.47	1.76	0.32	0.08	0.36	0.06	0.29	0.06
YT-2H	2.59	4.78	0.54	2.01	0.39	0.10	0.38	0.06	0.29	0.08
YT-3H	2.28	3.81	0.39	1.42	0.24	0.06	0.29	0.04	0.24	0.04
YT-4H	4.04	7.88	0.79	3.10	0.56	0.13	0.55	0.09	0.47	0.10
YT-5H	0.79	1.65	0.16	0.63	0.11	0.03	0.13	0.01	0.11	0.03
HC-2H	2.45	3.65	0.48	1.89	0.32	0.08	0.35	0.05	0.32	0.07
HC-3H	3.97	8.19	0.91	3.33	0.72	0.14	0.66	0.10	0.57	0.12
HC-4H	3.52	8.16	0.82	3.03	0.57	0.12	0.61	0.08	0.44	0.10
平均值	2.70	5.29	0.57	2.15	0.40	0.09	0.42	0.06	0.34	0.07
SM-1H	2.76	5.23	0.57	2.16	0.38	0.08	0.48	0.05	0.32	0.06
样号	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	LR/HR	(La/Sm) _N	(Tb/Yb) _N	δ Ce	δ Eu
YT-1H	0.28	0.04	0.25	0.04	9.93	8.02	3.92	1.97	1.03	0.76
YT-2H	0.17	0.02	0.13	0.02	11.64	8.45	4.17	1.29	0.93	0.75
YT-3H	0.17	0.03	0.20	0.03	9.08	9.36	6.03	1.82	0.89	0.73
YT-4H	0.13	0.02	0.10	0.01	18.27	9.33	4.58	1.71	1.00	0.72
YT-5H	0.26	0.04	0.22	0.04	3.80	8.11	4.44	1.12	1.05	0.77
HC-2H	0.07	0.01	0.06	0.01	10.07	7.39	4.83	1.24	0.76	0.69
HC-3H	0.18	0.03	0.18	0.02	19.47	7.78	3.47	1.28	1.00	0.60
HC-4H	0.34	0.06	0.33	0.05	18.06	8.78	3.92	1.44	1.12	0.62
平均值	0.20	0.03	0.18	0.03	12.54	8.40	4.42	1.49	0.97	0.70
SM-1H	0.19	0.03	0.14	0.02	12.48	8.61	4.59	1.53	0.95	0.58

0.97,为弱的负异常至微弱正异常; δEu 为 0.6 ~ 0.77,平均 0.71,为较弱负异常。经球粒陨石标准化后的稀土配分模式为右倾型(图 2),轻稀土段较陡,重稀土段平坦,表现为轻稀土富集, Eu 显负异常。为了便于对比,选取了一件清虚洞组灰岩样品,其稀土总量为 12.54,轻稀土含量为 11.18,重稀土含量为 1.3, LREE/HREE 比值为 8.61, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 为 4.59, $(\text{Tb}/\text{Yb})_N$ 为 1.53, δCe 为 0.95, δEu 为 0.58。这件灰岩样品的稀土数据与白云岩稀土数据平均值非常相似。

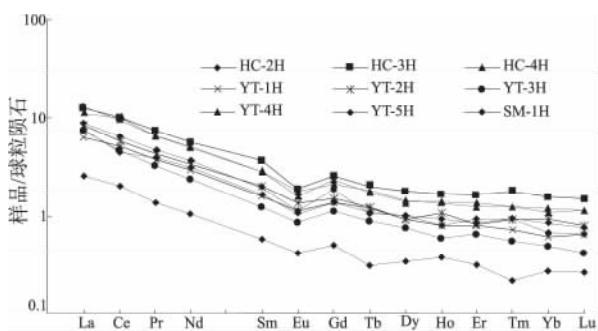


图 2 云台山景区白云岩稀土配分模式

Fig. 2 Chondrite-normalized REE distribution patterns for the dolostones from the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou

表 3 云台山景区白云岩特征元素比值及参数

Table 3 Ratios and parameters of the diagnostic elements in the dolostones from the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou

样号	U/Th	Ni/Co	V/(V + Ni)	Cu/Zn	Sr/Cu	δU	δCe	T(°C)	S(‰)
YT-1	2.07	1.32	0.41	0.14	15.01	1.72	-0.147	40.07	29.25
YT-2	0.88	0.88	0.55	0.17	21.06	1.45	-0.016	34.00	30.48
YT-3	3.17	1.02	0.41	0.14	49.92	1.81	0.032	33.90	30.50
YT-4	0.60	1.28	0.56	0.11	30.48	1.29	-0.007	41.02	29.06
YT-5	2.77	0.95	0.27	0.06	32.63	1.79	-0.055	49.64	27.36
HC-2	0.40	1.33	0.44	0.24	17.95	1.08	-0.074	37.15	29.84
HC-3	0.43	1.27	0.59	0.41	16.99	1.13	-0.029	36.55	29.96
HC-4	0.39	0.46	0.32	0.21	27.44	1.08	-0.005	33.17	30.65
平均值	0.87	0.94	0.47	0.15	24.66	1.44	-0.038	38.13	29.64

注: T(°C) 表示古温度; S(‰) 表示古盐度

3.2 氧化还原状态

3.2.1 U/Th 比值

当 U/Th 比值 > 1.25 时为氧化环境, 小于 0.75 为还原环境, 其间为贫氧环境^[14]。区内白云岩 U/Th 比值为 0.39 ~ 3.17, 平均 0.87(表 3), 既有反映氧化的也有显示还原的, 总体上为弱还原环境。

3.2.2 Ni/Co 比值

当 Ni/Co 比值 > 7 时为氧化环境, < 5 时为还原环境, 二者之间为贫氧环境^[14]。区内白云岩 Ni/Co

3 形成环境

云台山白云岩成分、结构、构造方面的特点总的表现为以白云石为主要矿物, 晶体呈自形-半自形; 结构上主要为泥-微晶结构; 沉积构造上, 岩层多呈薄层状, 以水平层理和水平条带层理为主, 偶见平行层理, 所见波痕均为小型波痕。

上述特征表明当时的环境条件是水体较浅、水流不畅、咸化程度高、水动力为弱-中等。总体上应为局限台地上的泻湖环境。

地球化学方法已广泛应用于沉积岩的研究中, 某些特征元素比值及参数(表 3) 能够较好地反映环境条件。

3.1 古盐度

Sr/Ba 比值可以判断古盐度, 大于 1 为海相沉积, 小于 1 为淡水沉积。区内白云岩的 Sr/Ba 比值(表 1) 皆大于 1, 说明为海相沉积。

区内白云岩的盐度指标(Z 值) 均大于 120^[6], 也反映出海相沉积的特点。

根据盐度计算的的经验公式($S = \delta^{18}\text{O} + 21.2 / 0.61$)^[13], 计算出区内白云岩的古盐度为 27.36‰ ~ 30.65‰, 平均 29.64‰(表 3)。

比值为 0.46 ~ 1.34, 平均 0.94(表 3), 反映为还原环境。

3.2.3 V/(V + Ni) 比值

当 V/(V + Ni) 比值 < 0.6 时表示古海洋水体呈弱分层的贫氧环境, > 0.84 时为静海相还原环境^[15]。区内白云岩 V/(V + Ni) 比值变化在 0.41 ~ 0.59 之间, 平均 0.47, 均小于 0.6(表 3), 表示为贫氧环境。

3.2.4 Cu/Zn 比值

当 Cu/Zn 比值 < 0.21 时为还原环境, > 0.63 时为氧化环境^[16]。区内白云岩 Cu/Zn 比值为 $0.06 \sim 0.41$, 平均 0.15 (表 3), 为弱还原-还原环境。

3.2.5 δU 值

$\delta U = 2U / (U + Th/3)$, 当 δU 值 > 1 时指示缺氧环境, < 1 时为正常海相环境。区内白云岩 δU 值均 > 1 (表 3), 反映为缺氧环境。

稀土元素在自然界中主要以 +3 价状态出现^[17], 其中, Eu 和 Ce 是变价元素, 对氧化还原条件的变化比较敏感而出现异常。因此, 其异常情况能够反映成岩环境的氧化还原状态。在低温碱性环境中, Eu^{3+} 被还原成易溶的 Eu^{2+} 而被迁移、贫化, 出现 Eu 的负异常 ($\delta Eu < 1$)^[18-21]。区内白云岩的 δEu 的平均值为 0.71 , 呈较弱负异常, 说明白云岩形成于偏碱性的还原环境。 $\delta Ce = \log [3Ce_N / (2La_N + Nd_N)]$, 以北美页岩为标准, 若 $\delta Ce > -0.1$ 为 Ce 的富集, 指示缺氧、还原的古水体环境; < -0.1 时为 Ce 的亏损或负异常, 指示氧化的古水体环境^[22]。区内白云岩的 δCe 值仅一件样品 < -0.1 , 其余均 > -0.1 , 且平均值为 -0.04 (表 3), 显示还原环境。

上述特征元素比值及参数表明云台山白云岩的形成环境具弱还原-还原状态。

3.3 古气候

3.3.1 Sr/Cu 比值

通常 Sr/Cu 比值介于 $1 \sim 10$ 之间指示温湿气候, 而大于 10 则指示干热气候^[23]。区内白云岩的 Sr/Cu 比值在 $15 \sim 50$ 之间, 平均值约 25 (表 3), 表明当时为干热气候条件。

根据经验公式 $T = 13.85 - 4.54\delta^{18}O + 0.04(\delta^{18}O)^2$, 通过白云岩 $\delta^{18}O$ 算出的古温度为 $33.14 \sim 49.64^\circ\text{C}$, 平均 38.14°C (表 3)。

3.3.2 古气候的岩石构造标志

云台山白云岩具有方形的膏盐溶蚀孔洞及膏盐流失造成的垮塌构造, 反映当时的气候条件为干燥炎热。

由此可见, 云台山白云岩形成时总的为温度较高的干燥炎热气候条件, 海水的蒸发量大。

综上所述, 云台山白云岩形成时的环境状态总体表现为局限台地上的泻湖环境; 水体较浅, 水流不畅, 盐度较高, 水动力弱-中等; 氧化还原状态以弱还原-还原条件为主; 古气候条件为温度较高的干热环境。

4 白云岩的成因

长期以来白云岩的成因一直是地学界研究的

难点, 同时也是研究的热点。许多学者通过世界各地现代和古代白云岩的大量研究对比, 提出了多种成因观点和成因模式。成因模式主要有“蒸发泵白云石化模式”、“渗滤回流白云石化模式”及“混合水白云石化模式”等。

云台山白云岩在岩石学、地球化学及形成环境方面, 有其自身的特点和内涵, 这是探寻其成因的基础与依据。云台山白云岩的主要矿物为白云石, 无论是内碎屑中的白云石, 还是基底(填隙物)白云石, 多为泥-微晶级的自形-半自形晶体, 显示了准同生白云岩的特点^[24]。

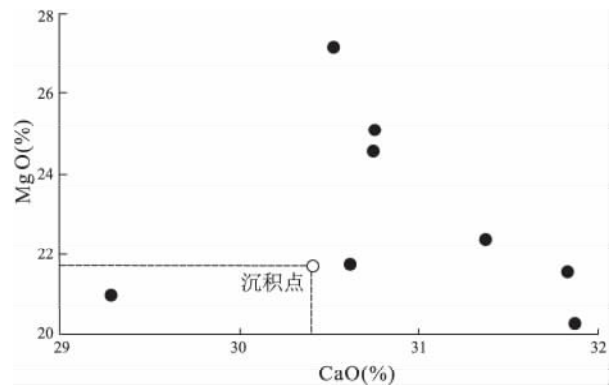


图3 MgO-CaO 交会图

Fig. 3 MgO-CaO diagram for the dolostones from the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou

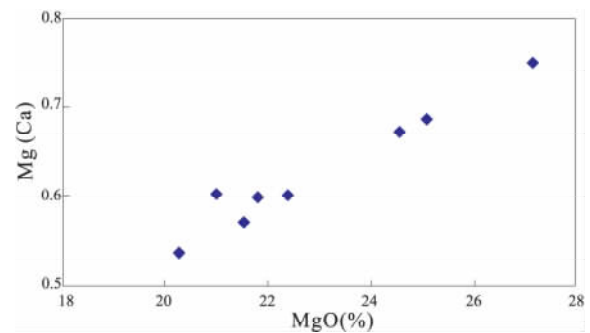


图4 MgO-Mg/Ca 交会图

Fig. 4 MgO-Mg/Ca diagram for the dolostones from the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou

据有关白云岩的研究^[25-27], 若白云岩的 MgO 与 CaO 呈线性正相关, 为沉积成因; 而若白云岩的 MgO 与 CaO 呈线性负相关, 且 MgO 与 Mg/Ca 比值呈正相关, 则说明为交代成因或重结晶成因。在 MgO-CaO 交会图解中(图 3), 云台山白云岩的分析数据总体显示负相关; 在 MgO-Mg/Ca 交会图解中(图 4), 总体显示正相关, 这反映云台山白云岩为交代成因, 而非沉积成因。

云台山白云岩的 Sr 含量平均值为 72×10^{-6} , 与一些埋藏型白云岩的 Sr 含量相近, 说明白云岩形成可能与埋藏成岩作用有关。

云台山白云岩的稀土配分模式与正常海相灰岩的稀土配分模式相似, 表明白云岩可能继承了碳酸盐沉积物的稀土组成, 由碳酸盐沉积物转变而来。

云台山白云岩所反映的形成环境状况是干旱炎热的气候、盐度较高的介质流体、弱还原-还原的相对封闭环境, 这些为白云岩的形成造就了良好的条件。

云台山白云岩在沉积作用期间, 不具有潮间或潮上环境标志, 其特点反映的是潮下环境, 沉积基面位于波基面附近。

云台山白云岩以细晶粒白云岩为主, 另具少量的颗粒白云岩。前者是由碳酸盐沉积物转变而来; 后者中的内碎屑是先期的碳酸盐沉积物, 在弱固结的情况下, 由于潮汐和波浪等作用, 在盆内被打碎而再沉积的碎屑。鲕粒是在较动荡的环境中, 藻纹层与粘结纹层交互组成。颗粒形成后, 粒间随即被碳酸盐沉积物所充填或胶结, 后在白云石化作用下成岩。

就贵州全境而言, 寒武系第三统在铜仁-玉屏-凯里-独山一带有起障壁作用的台地边缘高能带存在^[28], 云台山景区即位于高能带北西侧的局限台地内部。在此古地理背景下, 台地内部形成的碳酸盐沉积物之上的泻湖水体, 由于干燥炎热气候条件下强烈的蒸发作用, 海水浓缩, 盐度增大, 使得含钙盐先从海水中沉淀出来。这就导致了泻湖水体中 Ca^{2+} 含量不断减少, 而 Mg^{2+} 含量增加, 形成了超咸卤水。这样的富 Mg^{2+} 重盐水沿湖底向海方向朝下渗滤回流, 通过碳酸盐沉积物的渗透带, 其 Mg^{2+} 置换沉积物中的 Ca^{2+} , 使之发生白云石化。因此, 云台山白云岩可以认为是准同生-成岩早期近地表的渗滤回流交代白云石化成因。

5 结论

(1) 云台山白云岩主要由晶粒白云岩和少量颗粒白云岩组成, 主要矿物白云石含量都在 90% 以上, 泥质含量甚微。无论基底中的白云石, 还是内碎屑中的白云石均呈自形-半自形晶体。

(2) 云台山白云岩的主要化学组分 CaO 的平均含量为 30.4%, MgO 的平均含量为 21.7%, 与白云岩的理想含量相当, 每件样品的含量均较接近, 说明白云石化程度高。白云岩中 Sr 的平均含量为

72.4×10^{-6} , Sr/Ba 比值大于 1, 表明为海相沉积。白云岩的稀土总量低, 平均值仅为 12.54×10^{-6} 。 δCe 平均值为 0.97, 基本无异常。 δEu 平均值为 0.71, 表现较弱负异常, 经球粒陨石标准化的稀土配分模式为轻稀土富集的右倾型, 与海水来源的白云岩稀土模式相似。

(3) 云台山白云岩的形成环境总体表现为局限台地上的泻湖潮下环境, 水体较浅, 水流不畅, 水动力弱-中等。环境的氧化还原状态以弱还原-还原条件为主。古气候表现为干旱炎热的气候条件。

(4) 云台山白云岩的成因机理为, 先期形成的碳酸盐沉积物, 在干旱炎热的气候条件下, 经强烈蒸发的泻湖海水的浓缩形成超咸卤水, 通过向海方向的渗滤回流被交代而形成白云岩, 属准同生-早期成岩阶段近地表的交代白云岩成因。

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] 李世琦, 熊康宁, 苏孝良, 等. 世界自然遗产提名地施秉喀斯特地貌及其演化 [J]. 贵州师范大学学报(自然科学版), 2012, 30(3): 12-16.
- [4] 谯文浪, 肖加飞, 陈武, 等. 贵州施秉云台山白云岩类型、碳氧同位素组成及沉积环境 [J]. 地球与环境, 2014, 42(3): 347-354.
- [5] 张乾柱, 刘子琦, 罗井升, 等. 岩石地球化学特征对喀斯特峡谷形态与分布影响分析—以贵州施秉喀斯特世界自然遗产预选地为例 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2012, 34(6): 114-120.
- [6] 李高聪, 熊康宁, 肖时珍, 等. 施秉喀斯特地貌世界自然遗产价值研究 [J]. 热带地理, 2013, 33(5): 562-569.
- [7] 胡明毅, 塔北柯坪奥陶系碳酸盐岩地球化学特征及环境意义 [J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(2): 158-163.
- [8] 何莹, 鲍志东, 沈安江, 等. 塔里木盆地牙哈-英买力地区寒武系-下奥陶统白云岩形成机理 [J]. 沉积学报, 2006, 24(6): 806-818.
- [9] 马宏杰, 张世涛, 程先锋, 等. 云南会泽石炭系摆佐组白云岩地球化学特征及其成因分析 [J]. 沉积学报, 2014, 32(1): 118-125.
- [10] 汪明凯, 罗顺社. 碳酸盐岩地球化学特征与沉积环境判别意义——以冀北坳陷长城系高于庄组为例 [J]. 石油与天然气地质, 2009, 30(3): 343-349.
- [11] 何宏, 彭苏萍, 邵龙义. 巴楚寒武-奥陶系碳酸盐岩微量元素及沉积环境 [J]. 新疆石油地质, 2004, 25(6): 631-633.
- [12] 胡文瑄, 陈琪, 王小林, 等. 白云岩储层形成演化过程中不同流体作用的稀土元素判别模式 [J]. 石油与天然气地质, 2010, 31(6): 810-818.

- [13] 余志伟. 氧、碳同位素在白云岩成因研究中的应用[J]. 矿物岩石地球化学通报, 1999, 18(2): 103-105.
- [14] JONES B, MANNING D A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones [J]. *Chemical Geology*, 1994, 111(1-4): 111-129.
- [15] HATCH J R, LEVENTHAL J S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U. S. A. [J]. *Chemical Geology*, 1994, 99(1-3): 65-82.
- [16] 焦养泉, 吕新彪, 王正海, 等. 从沉积到成岩两种截然不同的地质环境-吐哈盆地砂岩型铀矿研究实例[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 2004, 29(5): 615-620.
- [17] 刘英俊, 曹励明主编. 元素地球化学导论[M]. 北京: 地质出版社, 1987. 60.
- [18] 胡中贵, 郑荣才, 胡九珍, 等. 川东-渝北地区黄龙组白云岩储层稀土元素地球化学特征[J]. 地质学报, 2009, 83(6): 782-790.
- [19] 郑荣才, 党录瑞, 郑超, 等. 川东-渝北黄龙组碳酸盐岩储层的成岩系统[J]. 石油学报, 2010, 31(2): 237-245.
- [20] 胡明毅, 胡忠贵, 李思田, 等. 塔中地区奥陶系白云岩岩石地球化学特征及成因机理分析[J]. 地质学报, 2011, 85(12): 2060-2069.
- [21] 苏中堂, 陈洪德, 徐粉燕, 等. 鄂尔多斯盆地马家沟组白云岩地球化学特征及白云化机制分析[J]. 岩石学报, 2011, 27(8): 2230-2238.
- [22] WRIGHT J, SCHRADER H, HOLSER W T. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51(3): 631-644.
- [23] 刘刚, 周东升. 微量元素分析在判别沉积环境中应用[J]. 石油实验地质, 2007, 29(3): 307-314.
- [24] 刘宝珺主编. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980. 219-220.
- [25] 陈永权, 周新源, 杨海军. 塔里木盆地塔中地区上寒武统三种截面特征白云岩的岩石地球化学特征与成因研究[J]. 沉积学报, 2010, 28(2): 209-208.
- [26] 赵文智, 沈安江, 胡素云, 等. 塔里木盆地寒武-奥陶系白云岩储层类型[J]. 岩石学报, 2012, 28(3): 758-768.
- [27] 贺训云, 寿建峰, 沈安江, 等. 白云岩地球化学特征及成因-以鄂尔多斯盆地靖西马五段中组合为例[J]. 石油勘探与开发, 2014, 41(3): 375-384.
- [28] 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.

Geochemistry and origin of the dolostones from the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou

QIAO Wen-lang¹, XIAO Jia-fei², CHEN Wu¹, LI Yan-tao², LIU Ling-yun¹, MA Yi-bo¹

(1. *Guizhou Institute of Geological Survey, Guiyang 550005, Guizhou, China*; 2. *State Key Laboratory of Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Guiyang 550002, Guizhou, China*)

Abstract: The karst landforms in the Yuntai Mountain area, Shibing, Guizhou are dominantly made up of the Cambrian dolostones in which the dolomite contents come up to 90%, and display euhedral-subhedral crystals. The dolostones in this area have the contents of 30.4% for CaO, 21.7% for MgO and 72.4×10^{-6} for the average of Sr contents with the Sr/Ba ratios of more than 1, and are characterized by low ΣREE (12.54×10^{-6}), slightly negative Eu anomaly, and right-leaning LREE-enriched distribution patterns. It is inferred that the dolostones were originated from the lagoon-subtidal environments within the restricted platforms with shallower water depths and weakly to moderate hydrodynamic environments, and xerothermic palaeoclimatic conditions. Influenced by the xerothermic climates, the pre-existing calcium carbonates were highly evaporated to give rise to the lagoon brines, and the seaward infiltration and seepage reflux of the brines finally resulted in the formation of the dolomites. It follows that the dolostones in the study area should be assigned to the near-surface replacement dolostones generated during the penecontemporaneous-early diagenetic stages.

Key words: dolostone; geochemistry; genesis; Yuntai Mountain area in Shibing