

中国南方地区奥陶系 热液-岩溶改造型白云岩储层发育机理 ——以黔中地区下奥陶统为例

刘子豪¹, 朱东亚², 吴胜和¹, 张殿伟², 张荣强², 周末¹

(1 中国石油大学(北京)地球科学学院; 2 中国石化石油勘探开发研究院)

摘要 以黔中地区下奥陶统为例,通过野外剖面观测、实验分析等工作,揭示了白云岩的热液-岩溶改造特征,并探讨了其发育机理。研究区下奥陶统红花园组和桐梓组以白云岩为主,在白云岩构造裂缝和溶蚀孔洞中见白云石、方解石、沥青的充填,具有典型的斑马纹状构造。充填白云石为粗晶粒状的鞍形白云石,具有弯曲晶面和波状消光的特征,阴极发光呈现较强的红色。充填白云石的碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 在 -2.2‰ ~ -0.8‰ 之间,平均值为 -1.47‰ ,氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 在 -12.2‰ ~ -7.6‰ 之间,平均值为 -9.4‰ ,与围岩白云石相比明显偏轻。充填白云石的稀土元素具有典型的 Eu 正异常特征, δEu 最高达 91.9。根据地质演化背景和流体作用类型,奥陶系白云岩储层发育过程为:早奥陶世沉积过程中发生同生/准同生白云石化作用;中晚奥陶世至早志留世,受均匀运动影响,白云岩暴露至地表遭受岩溶作用,形成岩溶孔洞型白云岩储层;中泥盆世遭受构造热液进一步对白云岩进行的溶蚀改造,所形成的溶蚀孔洞为天然气的主要储集空间。

关键词 黔中隆起;奥陶系;白云岩;储层;热液;溶蚀

中图分类号: TE122.2*3

文献标识码: A

1 引言

奥陶系一直是全球油气勘探开发的重点层系。在我国,鄂尔多斯盆地和塔里木盆地都已经在奥陶系获得一定规模的油气产量,近年来在四川盆地奥陶系也获得了一定规模的天然气显示,如:在中奥陶统宝塔组(O_2b)中,河深1井获工业气流 $1.88 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$;在下奥陶统南津关组(O_1n)风化壳中,磨深1井获天然气 $4220 \text{ m}^3/\text{d}$,女基井获天然气 $3 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 、水 $1.95 \text{ m}^3/\text{d}$,安平1井见岩心冒气显示,高科1井发现残余气层。奥陶系(特别是下奥陶统)获得显示的这些钻井中的储层以白云岩、白云质灰岩为主,但目前对奥陶系白云岩储层的发育特征和形成机制尚没有系统的研究。

由于黔中地区缺少钻井岩心资料,故本文选取了该区的典型剖面(都匀市坝固镇坡脚剖面,位置见图1a)对奥陶系白云岩储层进行解剖和研究,通过野外剖面观察,岩石矿物学特征研究,碳氧同位素、稀土元素及流体包裹体等分析,以研究白云岩储层特征,识别流体改造类型,并探讨储层发育过程和机理。

2 地质背景

黔中地区(黔中隆起及其周缘)主要指黔西北及其东部相邻的麻江古油藏区,面积 $2.49 \times 10^4 \text{ km}^2$,它们均属于扬子地台的一部分。黔中隆起南部和北部分别与黔南拗陷和北部拗陷相邻,西南和东北方向则与滇东隆起和武陵拗陷相邻(图1a)。

在寒武纪,黔中地区处于浅海环境,尤其在晚寒武世,气候炎热,海水持续咸化,沉积了巨厚的白云岩。早奥陶世本区仍然继承晚寒武世沉积特征,为浅水碳酸盐岩台地,但此时多发育滩、坪沉积,主要岩性为同生/准同生白云岩^[1]。早奥陶世桐梓组沉积期开始,受郁南运动的控制,黔中隆起的雏形已经形成^[2],此时主要为潮坪—浅海陆棚沉积,北部白云岩富含砂泥质和燧石结核,南部则泥质减少、钙质成分增加。中奥陶世早期,本区上升为陆,直到早志留世,一直未接受沉积^[3]。晚奥陶世五峰期,黔中隆起大规模露出水面,地壳进一步隆升,陆地继续扩大,滇黔桂古陆形成^[4]。由于区域抬升,黔中隆起区奥陶纪地层遭受大

收稿日期: 2015-03-13; 改回日期: 2016-11-09

本文受国家自然科学基金项目“深层白云岩中硅质流体活动及其对储层发育的影响”(编号:41372149)资助

刘子豪: 1989年生,中国石油大学(北京)硕士在读,主要从事流体作用和碳酸盐岩油气成藏方面的研究。通讯地址: 102249 北京市昌平区府学路18号中国石油大学(北京)地球科学学院; E-mail: 278433581@qq.com

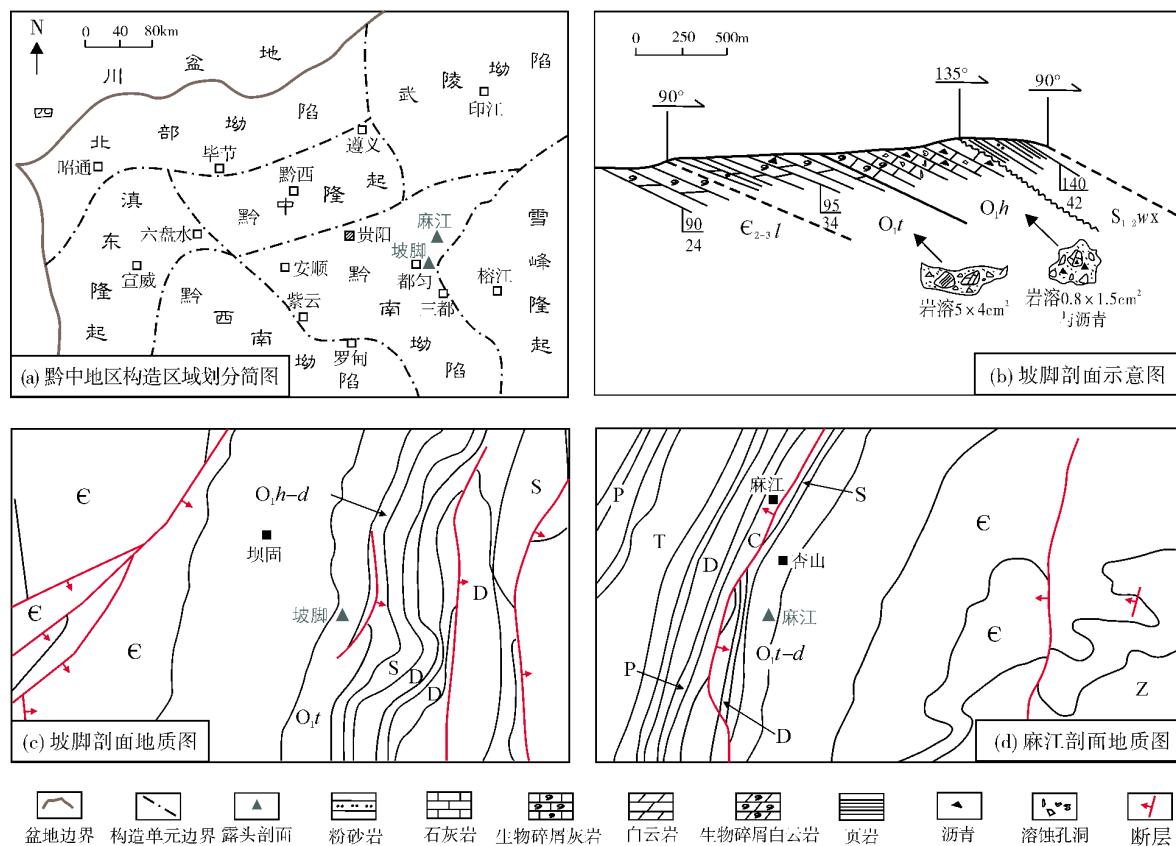


图1 黔中地区区域构造简图、剖面图及采样位置

ϵ_{2-3l} 娄山关组; O_t 桐梓组; O_h 红花园组; O_d 大湾组; S_{1-2wx} 翁项群

范围剥蚀,使得黔中地区的志留系与下奥陶统呈角度不整合接触,不整合面发育丰富的岩溶孔洞。

研究区主力烃源岩为下寒武统牛蹄塘组,生油高峰期为加里东中晚期,此时油气由东北部和南部向黔中隆起运移,在奥陶系岩溶孔洞中聚集成藏^[5-6]。印支期—燕山早期,由于油藏埋深加大,温度升高,致使储层中的原油最终演化成碳质沥青。

3 样品来源和分析方法

由于缺少岩心资料,故本次研究主要对黔中地区的野外剖面进行采样和分析,主要考察了2条野外剖面,分别是都匀市坝固镇坡脚剖面以及麻江剖面(图1c,1d)。在对剖面(图1b)进行详细解剖的基础上,针对下奥陶统红花园组和桐梓组采集样品共14块进行相关分析测试。通过围岩白云石及充填白云石的比较来揭示充填白云石的流体类型及形成改造过程,所做的比较研究包括薄片观察、流体包裹体测温、碳氧同位素组成对比及稀土元素组成分析等。

将围岩白云石和孔洞/裂缝中充填的白云石分开取样,均粉碎成几毫米大小的小碎块,并挑选出相对纯净的围岩白云石和充填白云石。将所选样品研磨成小于200目的粉末用于碳氧同位素以及稀土元素分析。碳氧同位素分析用100%磷酸法,在MAT252质谱仪上进行。稀土元素通过ICP-MS获得,所用仪器为Yokogawa PMS-200离子质谱仪。

4 白云岩储层岩石学特征和地球化学特征

4.1 岩石学特征

都匀市坝固镇坡脚剖面野外的观察发现,下奥陶统红花园组(O_h)白云岩与上覆中—下志留统翁项群(S_{1-2wx})呈角度不整合接触(图1b)。不整合面之上的翁项群主要是灰色或深灰色的泥岩、粉砂质泥岩和砂岩。不整合面之下的红花园组和桐梓组(O_t)以白云岩为主,夹少量的泥页岩层(图2a)。

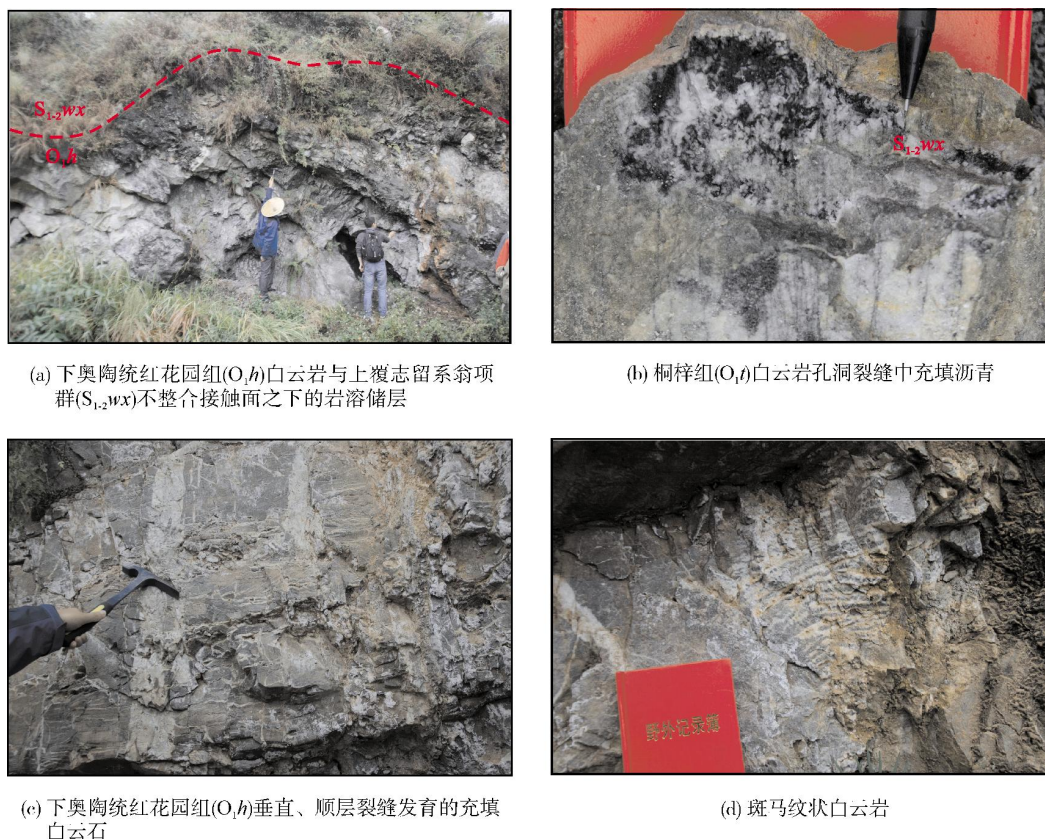


图2 黔中地区坡脚剖面下奥陶统白云岩野外特征

红花园组和桐梓组的白云岩一般为灰色、深灰色或褐灰色的泥—粉晶白云岩、细晶白云岩,此外还有部分藻纹层白云岩、鲕粒白云岩、砂屑白云岩等。受不整合面岩溶作用的影响,白云岩中发育丰富的溶蚀孔洞,孔洞大小一般几毫米至几厘米,也可见几十厘米的岩溶洞穴,溶蚀孔洞中常见有方解石和沥青的充填(图2b)。白云岩还发育有大量的构造裂缝,多为垂直或者顺层裂缝,呈斑马纹状构造(图2c,2d),其中可见浅灰色或白色条带状充填的白云石。

在单偏光下,可以发现围岩白云石(图3中用D1标出)晶体颗粒较小,结晶不充分,呈现他形;充填白云石(图3中用D2标出)的晶粒更为粗大,呈现较亮的菱形或者马鞍状,具有明显弯曲晶面的特征(图3a)。在正交偏光下,充填白云石具有明显的波状消光特征,而围岩白云石并不具备(图3b)。在阴极发光下,围岩白云石为弱的暗褐色发光,而充填白云石则为较强的红色发光(图3c—3f),呈条带状分布。对于粗晶的充填白云石而言,其中心因含有大量杂质而

呈现相对较暗的褐红色发光,而边缘较为纯净,呈现亮红色发光的环带特征(图3d)。

镜下观察还可以看到,黔中地区下奥陶统白云岩存在大量的岩溶作用形成的溶蚀孔洞(图3a,3b),孔洞中充填粗晶的白云石及方解石(图3g),并在粗晶白云石的晶间孔中可见沥青充填(图2b,图3a,3b),表明与沥青有关的充注要晚于白云石的充填作用。此外,晶间孔也是奥陶系白云岩的主要储集空间之一(图3h,3i),其中可见后期白云石及方解石充填。

4.2 流体包裹体

从黔中地区坡脚剖面(样品以PJ编号)下奥陶统桐梓组和红花园组白云岩孔洞中充填粗晶白云石流体包裹体的测试结果来看(表1),白云石流体包裹体的均一温度较高,平均值范围在141.7~152.1℃之间,最高的PJ-4样品的均一温度为221.4℃。盐度的平均值范围在10.98%~26.80% wt% NaCl之间。

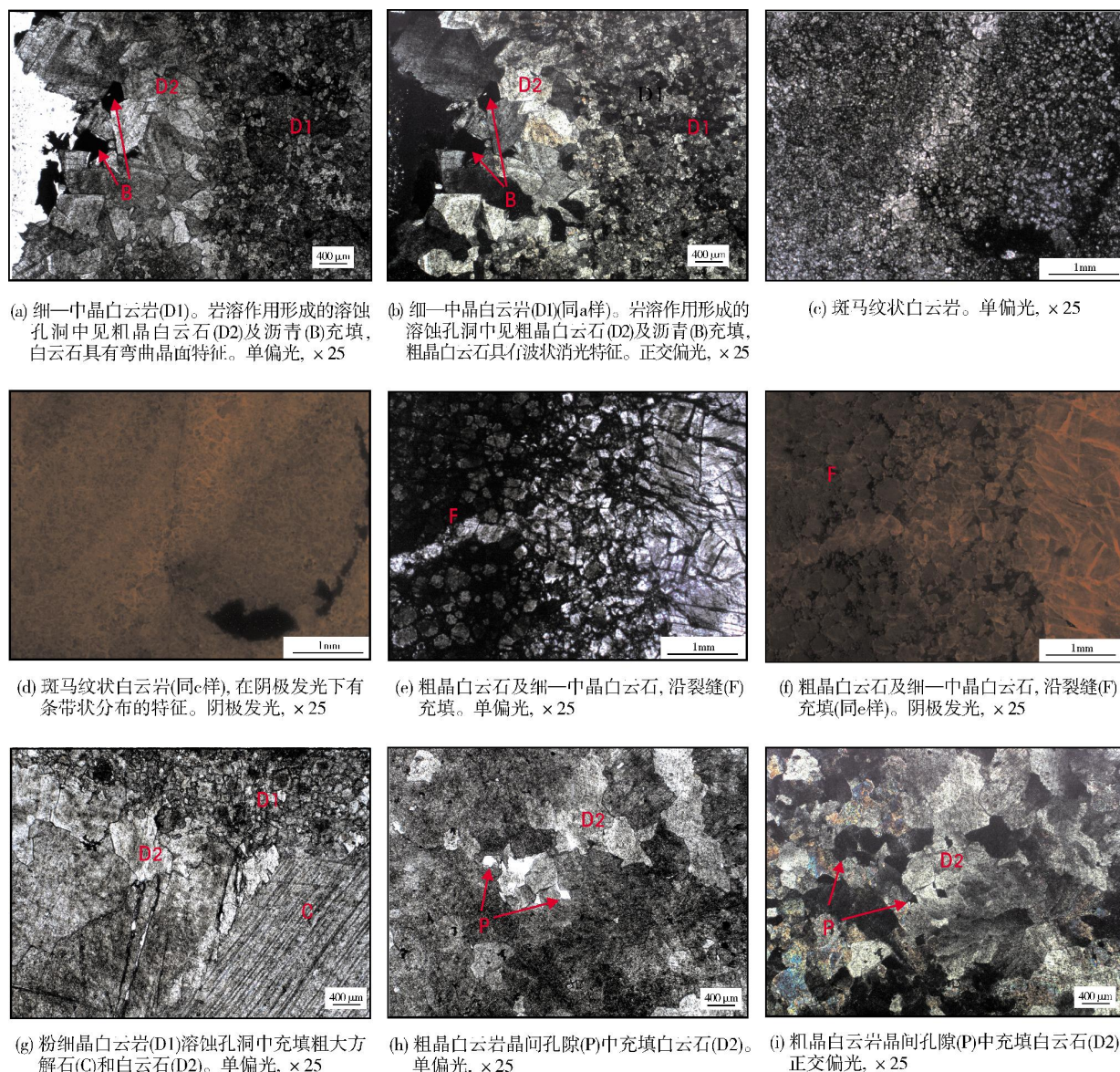


图3 黔中地区坡脚剖面下奥陶统热液白云岩显微镜下特征

表1 黔中地区下奥陶统充填粗晶白云石流体包裹体均一温度和盐度

样品编号	层位	均一温度($^{\circ}\text{C}$)		盐度平均值(wt% NaCl)
		范围值	平均值	
PJ-2	红花园组	102.7~167.5	141.7	23.05
PJ-4	桐梓组	126.1~221.4	152.1	26.80
PJ-5	桐梓组	105.2~187.4	143.9	10.98

4.3 碳氧同位素

从表2中可以看出,奥陶系围岩白云石碳同位素

$\delta^{13}\text{C}$ 范围在 -1.6‰ ~ -0.3‰ 之间,平均值为 -0.98‰ ;氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 范围在 -8.9‰ ~ -4.3‰ 之间,平均值为 -6.2‰ 。白云岩孔洞中所充填白云石的碳同位素组成范围在 -2.2‰ ~ -0.8‰ 之间,平均值为 -1.47‰ ;氧同位素组成在 -12.2‰ ~ -7.6‰ 之间,平均值为 -9.4‰ 。以上数据表明,孔缝中充填的白云石碳同位素与围岩中白云石的碳同位素相比略微偏轻,但是充填白云石的氧同位素与围岩中的相比则显著偏轻。在碳氧同位素分布图上(图4),可以看到围岩白云石和充填白云石有较为明显的差别。

表2 黔中地区下奥陶统围岩白云石和充填白云石碳氧同位素组成

白云石类型	剖面位置	样品编号	层位	岩石/矿物	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	
					实测值	平均值	实测值	平均值
围岩白云石	坡脚	PJ-3	桐梓组	灰色细晶白云岩	-1.6		-5.5	
	坡脚	PJ-4	桐梓组	浅灰色细晶白云岩	-0.3		-4.3	
	坡脚	PJ-5	桐梓组	灰色细中晶白云岩	-0.5	-0.98	-8.9	-6.2
	麻江	MJ-1	红花园组	褐灰色细中晶白云岩	-1.6		-5.2	
	麻江	MJ-3	红花园组	褐灰色细中晶白云岩	-0.9		-7.1	
充填白云石	坡脚	PJ-3d	桐梓组	孔洞中的粗晶白云石	-1.4		-10.9	
	坡脚	PJ-4d	桐梓组	孔洞中的粗晶白云石	-1.2		-12.2	
	坡脚	PJ-5d	桐梓组	孔洞中的粗晶白云石	-0.8		-7.9	
	坡脚	PJ-1d	红花园组	孔洞中的粗晶白云石	-1.7	-1.47	-9.9	-9.4
	坡脚	PJ-2d	红花园组	孔洞中的粗晶白云石	-2.2		-8.3	
	麻江	MJ-1d	红花园组	裂缝中的粗晶白云石	-1.6		-7.6	
	麻江	MJ-3d	红花园组	裂缝中的粗晶白云石	-1.4		-8.8	

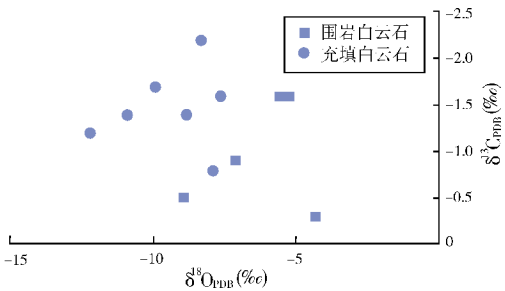


图4 黔中地区下奥陶统围岩白云石与孔洞充填白云石的碳氧同位素组成

4.4 稀土元素

通过对黔中地区下奥陶统白云岩稀土元素组成(表3)分析,围岩白云石总稀土含量 ΣREE 在11.5~67.7 $\mu\text{g/g}$ 之间,平均值为27.5 $\mu\text{g/g}$,孔缝中充填白云石 ΣREE 在15.8~82.0 $\mu\text{g/g}$ 之间,平均值为34.6 $\mu\text{g/g}$ 。从表3、图5、图6可以发现,白云岩中稀土元素含量总体偏低(澳大利亚后太古代页岩(PAAS)的 ΣREE 值为184.77 $\mu\text{g/g}$ ^[7-8]),但是孔缝中白云石稀土含量略高于围岩白云石中的稀土含量。

在轻、重稀土LREE/HREE值上,围岩白云石和充填白云石的平均值分别为7.2和10.0(充填白云石的比值更高些), $(\text{La/Yb})_N$ 值分别为1.3和2.3,同样也说明了充填白云石的轻稀土元素更加富集。

在 δCe 含量上(表3),充填白云石和围岩白云石具有相似的特点,平均值分别为0.8和0.7,均表现出具有一定程度的Ce负异常的特点(图5、图6)。另外,

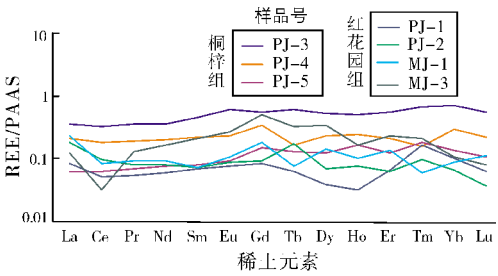


图5 黔中地区下奥陶统围岩白云石稀土元素配分模式(PASS标准化)

PAAS(Post-Archean Australian Shale): 后太古代澳大利亚页岩的稀土元素值

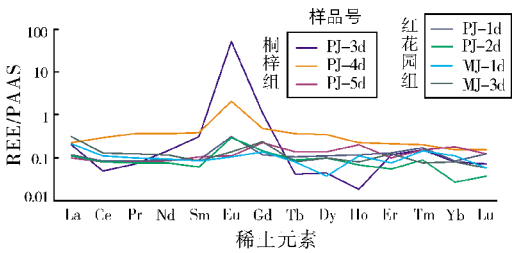


图6 黔中地区下奥陶统充填白云石稀土元素配分模式(PASS标准化)

PAAS(Post-Archean Australian Shale): 后太古代澳大利亚页岩的稀土元素值

充填白云石还具有显著的Eu正异常的特点(图6)。围岩白云石的 δEu 值位于0.8~1.2之间,平均值为1.0,不具有Eu正异常;而充填白云石的 δEu 值位于0.7~91.9之间,平均值为15.1,具有明显的Eu正异常。

表 3 黔中地区下奥陶统白云岩稀土元素组成

样品 类型	剖面	样品	层位	REE ($\mu\text{g/g}$)												ΣREE	LREE/ HREE	$(\text{La/Yb})_N^*$	δEu	δCe
				Ce	La	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu			
围岩白云石	坡脚	PJ-3	O ₄	0.320	0.353	0.352	0.360	0.461	0.621	0.552	0.603	0.534	0.503	0.554	0.680	0.716	0.544	67.7	5.7	0.5
		PJ-4	O ₄	0.180	0.213	0.193	0.202	0.218	0.227	0.335	0.165	0.229	0.240	0.215	0.154	0.295	0.223	37.0	7.0	0.7
		PJ-5	O ₄	0.063	0.061	0.070	0.077	0.082	0.093	0.147	0.130	0.125	0.162	0.124	0.183	0.133	0.107	13.5	4.7	0.5
		PJ-1	O ₄	0.052	0.083	0.055	0.060	0.068	0.075	0.083	0.064	0.038	0.032	0.067	0.168	0.103	0.063	11.5	8.4	0.8
		PJ-2	O ₄	0.095	0.179	0.080	0.081	0.073	0.088	0.093	0.169	0.069	0.078	0.061	0.095	0.065	0.037	19.8	13.4	2.7
充填白云石	麻江	MJ-1	O ₄	0.086	0.227	0.091	0.092	0.073	0.109	0.180	0.075	0.144	0.103	0.136	0.059	0.089	0.114	22.3	8.4	2.5
		MJ-3	O ₄	0.032	0.121	0.130	0.166	0.207	0.269	0.491	0.317	0.344	0.168	0.231	0.205	0.108	0.079	20.8	2.9	1.1
		平均值		0.118	0.177	0.139	0.148	0.169	0.212	0.269	0.217	0.212	0.184	0.198	0.221	0.216	0.167	27.5	7.2	1.3
		PJ-3d	O ₄	0.047	0.200	0.070	0.146	0.314	0.534	1.067	0.042	0.043	0.018	0.118	0.154	0.079	0.072	82.0	13.0	2.5
		PJ-4d	O ₄	0.293	0.222	0.356	0.369	0.393	0.204	0.487	0.369	0.350	0.223	0.205	0.198	0.149	0.149	57.4	9.3	1.5
充填白云石	坡脚	PJ-5d	O ₄	0.078	0.095	0.077	0.082	0.105	0.112	0.227	0.134	0.132	0.201	0.096	0.151	0.181	0.121	16.9	4.9	0.5
		PJ-1d	O ₄	0.085	0.114	0.084	0.088	0.089	0.316	0.115	0.103	0.110	0.118	0.130	0.168	0.083	0.123	17.7	8.0	1.4
		PJ-2d	O ₄	0.079	0.108	0.072	0.075	0.061	0.291	0.144	0.086	0.095	0.066	0.053	0.085	0.026	0.037	15.8	9.3	4.2
		MJ-1d	O ₄	0.109	0.211	0.096	0.094	0.081	0.103	0.138	0.081	0.036	0.111	0.073	0.144	0.111	0.056	22.9	13.4	1.9
		MJ-3d	O ₄	0.131	0.301	0.119	0.118	0.084	0.135	0.238	0.077	0.098	0.081	0.121	0.073	0.079	0.056	29.9	11.8	3.8
		平均值		0.117	0.179	0.125	0.139	0.161	0.206	0.345	0.127	0.123	0.117	0.114	0.139	0.101	0.088	34.6	10.0	2.3

* ($\text{La/Yb})_N$ 表示 La 和 Yb 值经过了 PAAS(后太古代澳大利亚页岩)标准化。O₄ 桐梓组; O₄ 红花洞组

5 讨论

5.1 碳氧同位素

通常白云石与流体之间存在着氧同位素的平衡分馏作用^[9]。白云石的氧同位素组成主要受两个因素控制,即形成温度和流体氧同位素组成^[10],如果形成温度越高,则白云石氧同位素的 $\delta^{18}\text{O}$ 值就越低。研究区围岩碳、氧同位素组成与全球范围内奥陶系碳、氧同位素组成基本一致^[11]。充填白云石氧同位素值明显偏轻,与Luczaj等^[12]所测试的热液白云岩结果较为一致,说明充填白云石形成于温度较高的热液流体。

氧同位素偏轻的另一可能原因是受地表/近地表大气降水的影响,但充填白云石的包裹体均一温度范围较高,这又排除了受地表/近地表大气降水的影响。

5.2 稀土元素

前人研究表明,自然界不同流体具有不同的稀土元素配分特征,而从水溶液中沉淀出的矿物中REE仍然继承原始流体的REE配分模式^[13-14]。海水REE浓度很低,显示Ce负异常,海相沉积形成的石灰岩及后期形成的白云岩基本继承了海水REE特征。泥页岩中稀土元素含量较高(PAAS中总稀土元素含量达184.77 $\mu\text{g/g}$),高温的深部热液与深部泥页岩作用会获得较多的稀土元素,相应形成的矿物也具有比较高的REE含量^[15]。

通常Eu含量的变化与温度和氧化还原条件有关。在较高温度的还原环境下,Eu³⁺被还原成为Eu²⁺^[15],流体Eu²⁺/Eu³⁺值强烈受控于温度的高低,并在250 $^{\circ}\text{C}$ 时Eu²⁺/Eu³⁺达到平衡^[16-17]。由于Eu²⁺比Eu³⁺的离子半径大(分别为0.117 nm和0.095 nm),Eu²⁺比Eu³⁺不但更不易于被吸附,而且通常情况下进入造岩矿物中也会比较难^[18]。因此,较高温下Eu能以Eu²⁺的形式在热液流体中相对富集。随着温度的逐渐降低,富集的Eu²⁺逐渐转化为Eu³⁺,热液流体中Eu的正异常在所沉淀的碳酸盐矿物中往往会被继承下来。

黔中地区奥陶系围岩白云石的REE总量低,并且具有一定Ce负异常的特征,这与正常海相沉积形成的白云岩基本一致。而充填白云石中REE总量明显偏高(平均值为34.6 $\mu\text{g/g}$)(表3),且具有显著Eu正异常的特征(图6),这表明充填白云石是热液成因的(朱东亚等^[19]、胡文瑄等^[20]也都认为正Eu异常是热液白云石的

一个重要判别依据),同时,充填白云石中较高的流体包裹体均一温度(表1)也反映了这一点。

5.3 储层发育机理

5.3.1 不整合岩溶作用

不整合岩溶作用通常是碳酸盐岩储层发育的主要影响因素。在南方地区震旦系到志留系沉积发育过程中,发生多期构造抬升运动,如桐湾运动、郁南运动、都匀运动、广西运动等,这些构造抬升作用形成了区域性的构造不整合,同时广泛伴有大气降水岩溶作用。目前发现的威远气田、资阳含气区及磨溪构造龙王庙组气区均存在不同程度的岩溶改造作用。

黔中地区在晚寒武世—早奥陶世期间为局限—开阔台地相沉积,此时发育大范围的厚层白云岩,主要发生同生/准同生白云石化作用。中晚奥陶世,受都匀运动影响,地壳隆升,黔中隆起形成,下奥陶统白云岩暴露至地表遭受岩溶作用(图7)。受岩溶作用影响,白云岩中形成丰富的岩溶孔洞,构成了主要的油气储集空间。

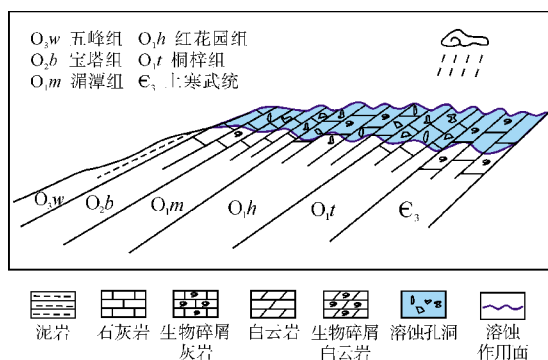


图7 黔中地区奥陶系岩溶作用示意图

早中志留世,海水由东北向西南方向海侵,黔中隆起区域再次接受沉积,从而整个地区具有明显的中—下志留统翁项群与下奥陶统红花园组呈角度不整合的特征。

在加里东晚期(志留期末),周边地区下寒武统烃源岩开始成熟生烃,生成的油气运移至白云岩储层中聚集成藏。

5.3.2 构造热液改造作用

在早中志留世之后的埋藏过程中,白云岩遭受构造作用影响,形成丰富的构造裂缝。构造裂缝及已有的岩溶孔洞中进一步被粗晶白云石所充填。岩石

学特征、地球化学特征及流体包裹体测试均表明这些充填的白云石为热液成因的白云石。

已有研究发现,四川盆地震旦系—古生界主要经历两次构造热液事件,即兴凯运动和峨眉运动^[21],兴凯运动发生在晚震旦世—早寒武世,峨眉运动发生在中泥盆世—中三叠世。根据时间先后关系判断,对奥陶系白云岩进行热液改造的热液活动应与峨眉运动有关(图8)。

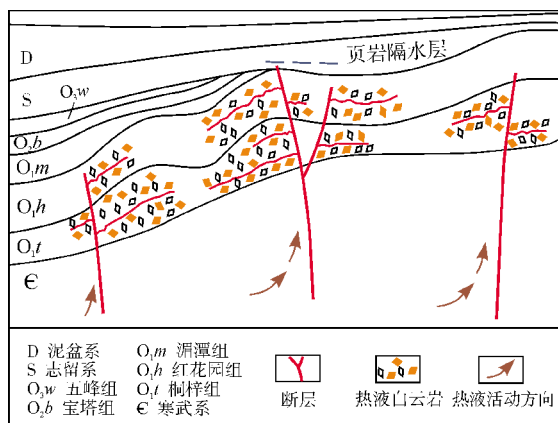


图8 黔中地区奥陶系构造热液改造作用示意图

热液活动在形成热液白云石的同时,也对围岩白云石进行溶蚀作用,在白云岩中产生大量毫米级的溶孔,这对于埋藏过程中白云岩储层的发育尤为重要^[21]。岩溶孔洞、构造裂缝和热液溶蚀孔隙共同构成了下奥陶统白云岩中的主要储集空间,对现今的天然聚集有着重要的意义。

6 结论

(1)黔中地区下奥陶统白云岩在都匀运动时期经历强烈的抬升作用,暴露至地表,形成区域性的不整合面,并发生广泛的岩溶作用。

(2)下奥陶统白云岩溶蚀孔洞中和构造裂缝中充填的粗晶白云石为热液白云石,具有偏轻的氧同位素组成和Eu正异常的特征。热液改造作用发生的时间为峨眉运动期间,时间在中泥盆世—中三叠世。

(3)下奥陶统白云岩储层形成过程包括三个阶段:一是原始沉积期,石灰岩发生同生/准同生的白云石化作用;二是都匀运动的构造抬升期,白云岩暴露地表,发生大范围的岩溶作用;三是中泥盆世—中三叠世的热液改造期,进一步受到构造裂缝和热液溶蚀改造作用,形成现今的热液改造型白云岩储层。

参考文献

- [1] 冯增昭,彭勇民,金振奎,等. 中国南方早奥陶世岩相古地理[J]. 古地理学报,2001,3(2): 11-22.
- [2] 牛新生,冯常茂,刘进. 黔中隆起的形成时间及形成机制探讨[J]. 海相油气地质,2007,12(2): 46-50.
- [3] 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: 570-571.
- [4] 邓新,杨坤光,刘彦良,等. 黔中隆起性质及其构造演化[J]. 地质前缘,2010,17(3): 79-89.
- [5] 高波,沃玉进,周雁,等. 贵州麻江古油藏成藏期次[J]. 石油与天然气地质,2012,33(3): 417-423.
- [6] 李双建,高波,沃玉进,等. 中国南方海相油气藏破坏类型及其时空分布[J]. 石油实验地质,2011,33(1): 43-49,55.
- [7] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications,1985: 312.
- [8] McLennan S M. Rare earth elements and sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes[J]. Reviews in Mineralogy,1989,21(8): 169-200.
- [9] Land L S. The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments[M]// SEPM. Stable Isotopes in Sedimentary Geology,1983,10: 4-1-4-22.
- [10] Vasconcelos C, McKenzie J A, Warthmann R, et al. Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments[J]. Geology,2005,33(4): 317-320.
- [11] 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(1/3): 59-88.
- [12] Luczaj J A, Harrison III W B, Williams N S. Fractured hydrothermal dolomite reservoirs in the Devonian Dundee Formation of the central Michigan Basin[J]. AAPG Bulletin,2006,90(11): 1787-1801.
- [13] Lottermoser B G. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes[J]. Ore Geology Reviews,1992,7(1): 25-41.
- [14] Banner J L, Hanson G N, Meyers W J. Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation(Mississippian): Implications for REE mobility during carbonate diagenesis[J]. Karnataka Journal of Agricultural Sciences,1988,58(3): 415-432.
- [15] Mills R A, Elderfield H. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound,26°N Mid-Atlantic Ridge[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta,1995,59(17): 3511-3524.
- [16] Sverjensky D A. Europium redox equilibria in aqueous solution[J]. Earth and Planetary Science Letters,1984,67(1): 70-78.
- [17] Bau M, Möller P. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite[J]. Mineralogy and Petrology,1992,45(3): 231-246.
- [18] Cai Chunfang, Li Kaikai, Li Hongtao, et al. Evidence for cross formational hot brine flow from integrated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REE and fluid inclusions of the Ordovician veins in Central Tarim, China[J]. Applied Geochemistry,2008,23(8): 2226-2235.
- [19] Zhu Dongya, Jin Zhijun, Hu Wenxuan. Hydrothermal recrystallization of the Lower Ordovician dolomite and its significance to reservoir in northern Tarim Basin[J]. Science China(Earth Sciences),2010,53(3): 368-381.
- [20] 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.
- [21] 刘树根,黄文明,陈翠华,等. 四川盆地震旦系—古生界热液作用及其成藏成矿效应初探[J]. 矿物岩石,2008,28(3): 41-50.

编辑:黄革萍

Developmental Mechanism of Ordovician Dolostone Reservoir Altered by Hydrothermal Karstification in Southern China: An Example from Qianzhong Uplift, Guizhou Province

Liu Zihao, Zhu Dongya, Wu Shenghe, Zhang Dianwei, Zhang Rongqiang, Zhou Mo

Abstract: Taking Qianzhong Uplift in Guizhou Province as an example, the characteristics and developmental mechanism of the dolostone reservoir altered by hydrothermal karstification were discussed based on the outcrops survey and experimental analysis. The main lithology of Honghuayuan Formation and Tongzi Formation is dolostone with zebra grain structure, in which some dolomites, calcites and bitumen were filled in dissolution caves or tectonic fractures. The hydrothermal coarse dolomites filled have the features of curved surface and wavy extinction, which also present red cathode luminescence apparently. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values of the filling dolomites distributed between -2.2‰ and -0.8‰ with an average of -1.47‰ ; the $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ values varied from -12.2‰ to -7.6‰ with an average of -9.4‰ , which are more lighter than the matrix dolomites. The filling dolomites have a typical feature of positive Eu anomaly in REE composition with a highest point of 91.9. According to the geological evolution and fluid types, the reservoir development process can be described as follows: In Early Ordovician, there appeared penecontemporaneous dolomitization; from Late Ordovician to Early Silurian, the dolostone reservoir with karst fissure was developed as a result of karstification with the dolostone exposure to surface environment due to the Duyun Movement; in Early Devonian, the dolostones were altered further by tectonic and hydrothermal activities; consequently, the porous dolostone associated with solutional processes became the main reservoir for natural gas.

Key words: Ordovician; Dolostone; Reservoir; Hydrothermal; Karstification; Qianzhong Uplift

Liu Zihao: Master degree candidate at College of Geoscience, China University of Petroleum(Beijing). Add: 18 Fuxue Rd., Changping District, Beijing, 102249, China