

## 鄂尔多斯盆地中东部奥陶系风化壳储层 稀土元素配分特征及其油气地质意义

李泽敏<sup>1,2</sup>, 苗建宇<sup>1</sup>

(1 西北大学地质系; 2 西安地研石油科技开发有限公司)

**摘要** 对鄂尔多斯盆地中东部奥陶系马家沟组风化壳岩溶储层的碳酸盐岩、硫酸盐岩和碎屑岩类岩石样品以及上覆层本溪组碎屑岩样品所作的稀土元素含量与配分特征分析表明,稀土元素分馏特征与富集特征明显,非可溶岩的稀土元素总含量与富集程度高于可溶岩。轻、重稀土元素关系分析表明,可溶岩的轻稀土元素迁移大于重稀土元素的分馏效应,揭示了可溶岩经历了不同的岩溶环境,马家沟组碎屑岩中的稀土元素与上覆层本溪组底部砂泥岩中的稀土元素是同源的。 $\delta\text{Eu}$ 与 $\delta\text{Ce}$ 分析表明, $\delta\text{Eu}$ 的活化迁移,反映了表生期岩溶环境的存在,而 $\delta\text{Ce}$ 的相对富集,揭示了埋藏期岩溶的发育及其与天然气生成运聚的密切关系。

**关键词** 鄂尔多斯盆地; 马家沟组; 风化壳储层; 岩溶储层; 稀土元素; 元素分析; 沉积环境; 成岩环境

中图分类号: TE111.3; TE112.23

文献标识码: A

鄂尔多斯盆地是一个大型含油气盆地。该盆地在奥陶系沉积后,因加里东运动而整体抬升,缺失了志留系、泥盆系和下石炭统沉积,并且使奥陶系顶部经历了长达1.5亿年的风化淋滤,形成了厚达50多米的风化壳岩溶带。该带在盆地中东部奥陶系马家沟组五段异常发育,是著名靖边大气田的主要储层段。风化壳储层的发育与岩溶古环境密切相关,该储层的岩溶发育带在沉积相、古岩溶作用、储层特征、成藏控制因素等方面已取得大量的研究成果<sup>[1-5]</sup>。风化壳岩溶储层岩石的地球化学特征取决于岩溶水质质与生成的矿物相,并随古岩溶环境的变化而改变。因此,在把风化壳不同岩类的微量元素应用到判别古岩溶环境时,必须结合岩石学研究,这才是行之有效的方法<sup>[3]</sup>。

以往在运用微量元素研究风化壳储层地球化学方面,涉及稀土元素甚少。本文运用稀土元素的示踪作用,重点讨论鄂尔多斯盆地中东部风化壳不同岩溶岩中稀土元素的含量变化和分馏、富集特征及其对油气勘探的地质意义,为评价和预测此类储层,提供了新的地球化学信息。

### 1 样品采集与分析

稀土元素地球化学特征是岩石成因分析的重要证据之一,对于分析碳酸盐岩古岩溶环境以及预测储层分布具有特殊效果。鄂尔多斯盆地中东部岩溶洼地分布区中奥陶统马家沟组上部五<sub>1</sub>—五<sub>4</sub>亚段是典型的古岩溶型风化壳储层,曾经历了表生裸露期和埋藏成岩期岩溶作用<sup>[4-5]</sup>。笔者为了研究岩溶型储层的形成环境及其对不同充填岩类的影响,选取了马五<sub>1</sub>—马五<sub>4</sub>储层段碳酸盐岩、硫酸盐岩和洞穴充填碎屑岩样品为基础样本,以及上覆层本溪组底部碎屑岩样品为比照样本,进行稀土元素分析。

所有122块样品,采用GB/T14506-2010标准,在陕西省咸阳市核工业203研究所作了测试,分析仪器为Thermo Fisher制造的X Series 2型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)。测试结果如表1。样品按岩性分为可溶岩(以碳酸盐岩和硫酸盐岩为主)和非可溶岩(以碎屑岩为主)两类。可溶岩按岩石成因又分为表生期的和埋藏期的。

收稿日期: 2012-03-20; 改回日期: 2012-05-12

李泽敏: 女, 1978年生。现为西北大学地质系硕士研究生。通讯地址: 710069 陕西省西安市太白北路 西北大学地质系; 电话: (029)62679205

表1 鄂尔多斯盆地中东部奥陶系马家沟组五段风化壳储层不同岩类稀土元素含量与综合数据表

岩类	岩性	样品数	平均含量 ( $\mu\text{g/g}$ )								$\Sigma\text{REE}$ ( $\mu\text{g/g}$ )	异常系数	
			La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu		$\delta\text{Eu}$	$\delta\text{Ce}$
可溶岩	微晶灰岩	6	2.57	4.68	2.10	0.37	0.10	0.05	0.10	0.02	85.90	0.57	0.88
	表生岩溶白云岩	16	1.29	2.23	1.40	0.29	0.09	0.05	0.13	0.02	43.37	0.50	0.75
	埋藏岩溶白云岩	17	25.27	43.25	18.08	2.97	0.58	0.42	1.26	0.20	664.37	0.34	0.97
	准同生白云岩	12	4.22	9.22	5.18	1.13	0.27	0.16	0.34	0.05	164.96	0.46	0.87
	表生岩溶次生灰岩	3	0.92	1.41	0.78	0.19	0.11	0.05	0.10	0.02	27.39	0.36	0.87
	埋藏岩溶次生灰岩	2	28.95	53.62	24.23	3.18	0.57	0.37	1.35	0.23	486.33	0.86	0.87
	表生岩溶白云质角砾岩	3	0.81	1.55	0.96	0.23	0.08	0.04	0.09	0.01	48.14	0.40	0.85
	埋藏岩溶白云质角砾岩	3	51.52	88.57	27.97	3.79	0.76	0.55	1.98	0.36	841.73	0.40	1.27
	再沉积硬石膏	2	0.65	1.45	1.34	0.20	0.10	0.04	0.18	0.02	31.60	0.33	0.85
非可溶岩	原生硬石膏	1	11.92	21.86	11.17	1.55	0.33	0.31	0.62	0.11	331.54	0.66	0.93
	白云质泥岩	19	46.51	81.56	28.53	4.37	0.84	0.79	2.77	0.49	1120.22	0.29	0.89
	洞穴充填富有机质泥岩*	18	58.65	103.77	35.28	5.33	1.02	1.01	3.38	0.59	1409.13	0.30	0.86
	黏土化凝灰岩	11	25.09	48.94	20.28	3.68	1.14	0.88	3.66	0.62	869.12	0.28	0.83
	玻屑化凝灰岩*	4	47.25	84.04	28.74	4.24	0.78	1.10	4.09	0.62	879.31	0.28	0.93
	残积铝土岩*	4	117.96	194.89	93.17	13.93	2.28	1.88	4.26	0.66	2862.27	0.35	1.15
	砂岩*	1	16.02	25.60	11.80	1.94	0.39	0.34	1.04	0.21	395.52	0.32	0.77

\* 为来自本溪组底部的岩石碎屑。

稀土元素(REE)的分析,运用了稀土元素配分模式、轻稀土元素(LREE)与重稀土元素(HREE)关系、以及异常系数 $\delta\text{Eu}$ 和 $\delta\text{Ce}$ 与稀土元素总含量( $\Sigma\text{REE}$ )关系等方法。通过这些方法的分析,重点揭示了奥陶系碳酸盐岩储层在古岩溶环境中的形成和演化特征。

## 2 稀土元素总量分析

鄂尔多斯盆地中东部奥陶系风化壳储层不同岩类中稀土元素的含量变化,不仅与岩性有关,而且明显受古岩溶作用的影响。样品的测试结果(表1)表明,马家沟组可溶岩的稀土元素总量( $\Sigma\text{REE}$ )变化范围为27.39~841.73 $\mu\text{g/g}$ ,其中白云岩类的 $\Sigma\text{REE}$ 变化在43.37~664.37 $\mu\text{g/g}$ 之间,微晶灰岩为85.90 $\mu\text{g/g}$ ,次生灰岩类为27.39~486.33 $\mu\text{g/g}$ ,白云质角砾岩类的变化在48.14~841.73 $\mu\text{g/g}$ 之间,原生硬石膏与再沉积硬石膏的变化则在31.60~331.54 $\mu\text{g/g}$ 之间。非可溶岩 $\Sigma\text{REE}$ 的变化范围多为395.52~1409.13 $\mu\text{g/g}$ ,但风化壳残积铝土岩 $\Sigma\text{REE}$ 则高达2862.27 $\mu\text{g/g}$ 。由此可见,盆地中东部奥陶系风化壳可溶岩稀土元素总量变化范围较大,分馏与富集特征明显;而非可溶岩的稀土元素总量不仅普遍高于可溶岩,而且在原岩稀土含量的基础上略有富集。

## 3 稀土元素配分模式

稀土元素是一组原子序数接近的群体,它们在岩石中不仅具有化学行为的一致性,同时又有相互分馏的特点,因而可成为地球化学研究的“指示剂”。在岩溶储层研究中,根据稀土元素的配分模式特征,不仅对于区别岩石类型有一定的意义,而且还能用它来探讨岩石的成因。

稀土元素配分模式,主要依据岩石或样品中的稀土元素含量,经球粒陨石标准化后的稀土元素含量,取其对数作为纵坐标,以稀土元素作为横坐标所作的图解。稀土元素配分模式图(如图1)中,上曲线为稀土元素含量富集,下曲线为稀土元素含量亏损,中间线代表基本保持了原岩的稀土元素含量。这三条曲线分布的样式,即三种稀土元素曲线分布的集中或分散,代表了稀土元素在不同岩类中的配分特征以及沉积环境或成岩环境的变化。

稀土元素配分模式在金属矿产研究中应用较多,在古岩溶研究方面也有不少研究者取得了良好成果<sup>[6-8]</sup>。本文对10种可溶岩类样品和6种非可溶岩类样品作了稀土元素配分模式图,分析结果发现,即使是同一岩类的岩性,因受岩溶改造作用的不同,在稀土元素配分模式图中呈现出不同形式的分布差异

(图1)。以下在两种岩类各选取几例具代表性的配分模式予以特征描述。

**可溶岩(碳酸盐岩)配分模式** 在10种奥陶系马家沟组可溶岩(表1)的稀土元素配分模式中,以微晶灰岩的分布线最为集中(图1a),且三条分布线的变化趋势较为接近,即基本保持了原岩的稀土元素含量,这说明该石灰岩形成于潮坪环境,后期未经历强烈的岩溶改造。白云岩的三条分布线相对位置变化幅度较大(图1b),其范围可完全包容微晶灰岩的变化范围。这表明这两类碳酸盐岩在沉积后,经历了准同生白云石化作用及古岩溶作用的改造,从而对稀土元素的配分产生了强烈的影响。次生灰岩及白云质角砾岩的分布线均较为分散(图1c和1d),说明它们经历了岩溶作用的多次改造。

**非可溶岩(碎屑岩)配分模式** 在6种非可溶岩(表1)的稀土元素配分模式图中,曲线分布大都比较集中,说明稀土元素的含量变化较小,分布相对稳定。但其中有一个例外,即奥陶系马家沟组黏土化凝灰岩(图1e),与同为马家沟组的泥质岩相比,其稀土元素配分模式明显不同,其分布线在右侧相对收敛,而在左侧相对发散。如果把马家沟组黏土化凝灰岩(图1e)与本溪组底部玻屑化凝灰岩(图1f)的两个配分模式叠合起来,就不难看出,玻屑化凝灰岩的分布线不仅可被包容在黏土化凝灰岩的分布线范围内,而且两者的分布线在变化趋势上相当协调,说明黏土化凝灰岩与玻屑化凝灰岩在成因上有一定的联系。黏土化凝灰岩在受岩溶作用的强烈改造后,其稀土元素含量可在凝灰岩的基础上发生分馏<sup>[6]</sup>。

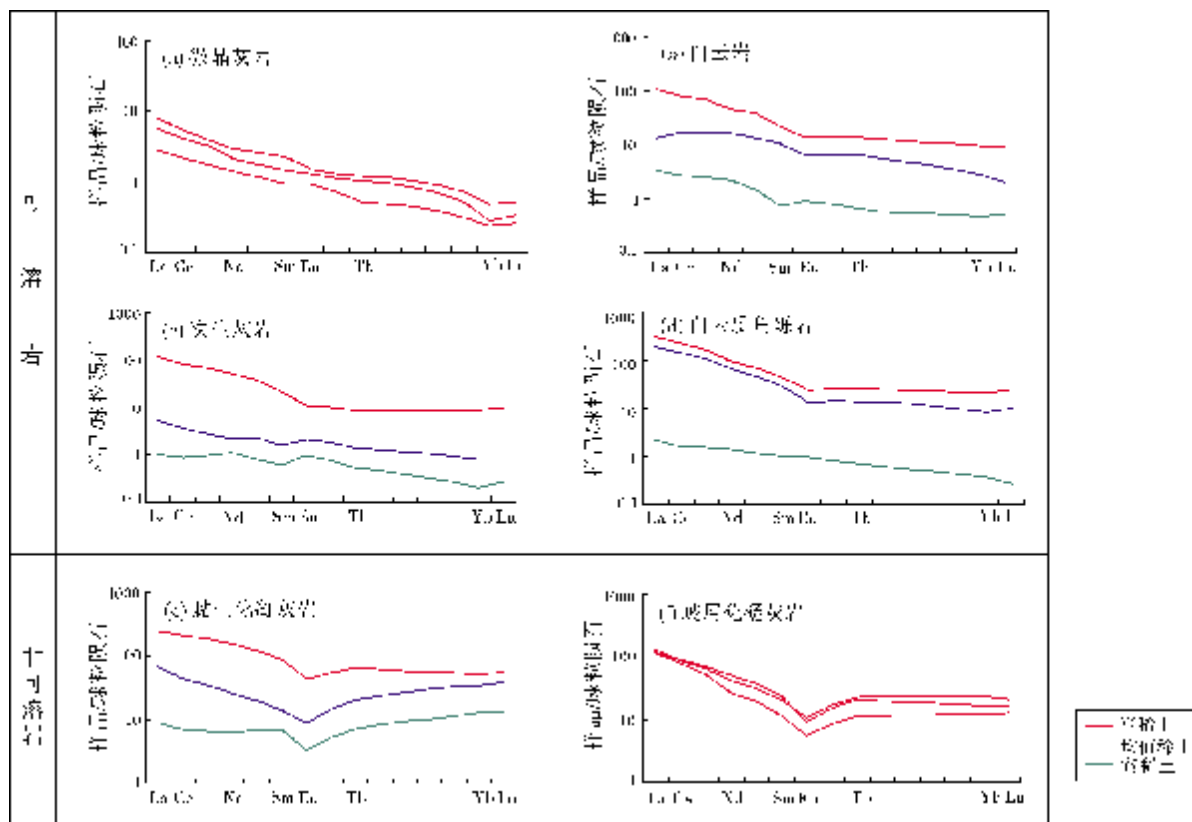


图1 鄂尔多斯盆地奥陶系风化壳储层不同岩类的稀土元素配分模式图

#### 4 轻稀土与重稀土元素分布特征

根据元素的原子序数和质量,镧系稀土元素一般可分为两个亚族,即从La到Eu划分为轻稀土,从

Gd到Lu划分为重稀土。鄂尔多斯盆地中东部岩溶洼地分布区各类岩石中,以碳酸盐岩和硫酸盐岩为主的可溶岩与以碎屑岩为主的非可溶岩,两者的轻、重稀土含量变化具有明显的不同。两类岩石均表现为

LREE 含量随着 HREE 含量增加亦随之增加的特征,但可溶岩的增加幅度次于非可溶岩(图2)。这表明可

溶岩和非可溶岩在岩石形成与发生岩溶作用的过程中,轻、重稀土的分布范围是有较大差异的。

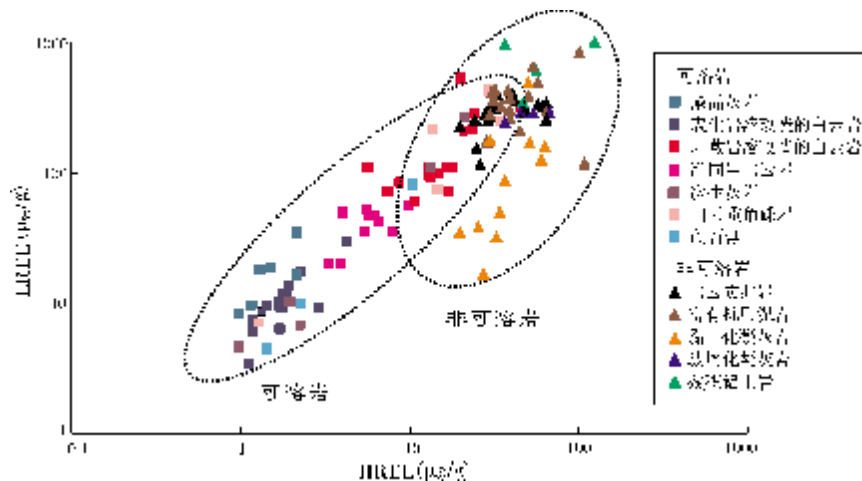


图2 鄂尔多斯盆地中东部奥陶系储层不同岩类HREE—LREE关系图

#### 4.1 可溶岩的重、轻稀土元素分布特征

可溶岩的重、轻稀土元素分布在HREE—LREE关系图中具有明显的线性关系(图3a)。如代表碳酸盐原始沉积的微晶灰岩,其稀土元素的分布范围,LREE分布在25~105 μg/g,相应的HREE在2~9 μg/g之间;而经过岩溶作用的白云岩,其LREE分布在10~1000 μg/g之间,相应的HREE分布在2~100 μg/g之间。由此可见,白云岩的稀土元素变化范围远大于石灰岩,这是白云岩在形成过程中经历了多期岩溶作用的结果。

根据稀土元素含量的贫富程度,图3a的可溶岩变化范围内还可以划分出三个区域(I、II、III区)。I区为贫稀土范围,III区为富稀土范围,图中白云岩、次生灰岩、白云质角砾岩和硬石膏岩在这两个区域均有分布,表明它们经历了不同的岩溶作用改造,从而出现贫、富稀土两种分布区域。

准同生白云岩主要分布于II区中,说明它基本保持了原岩稀土元素的含量,受岩溶改造相对较弱。同时,它的轻、重稀土含量较I区的白云岩略有增加,表明它是在准同生白云石化阶段受到富集稀土的高矿化晶间水反复作用的结果。

I区的白云岩(样品)包括有溶斑白云岩和孔洞白云岩中充填的淡水白云石,它们显然属于准同生时期岩溶的产物;而处于同一区域的次生灰岩,实际为风化壳岩溶水形成的钙质沉淀。由此可见,分布在I区的贫稀土元素的可溶岩(碳酸盐岩)均为大气

淡水改造的产物,而分布在III区内的多为采自储层下部的去白云石化次生灰岩,即为埋藏期深部流体交代的产物。分布于III区的富稀土元素的白云岩多为含方解石充填的孔洞、裂缝状白云岩,因此它们应是埋藏期压释水改造的产物。

#### 4.2 非可溶岩的轻、重稀土元素分布特征

非可溶岩的轻、重稀土元素分布特征,主要表现为轻稀土含量变化幅度大,重稀土含量变化幅度小(图3b)。这说明,这些岩石在成岩或岩溶改造中,轻稀土元素的分异现象特别明显。

(1)铝土岩 是非可溶岩中轻稀土元素含量最高的,其原因是铝土岩由风化壳残积层中的黏土矿物组成,有极强的吸附能力,轻稀土元素极易被粘土吸附而富集<sup>[6-7]</sup>。

(2)玻屑化凝灰岩与黏土化凝灰岩 前者由火山灰沉积成因,后者与铝土岩均为蚀变岩,只是蚀变的环境不同而已,其母岩都是玻屑化凝灰岩。玻屑化凝灰岩的轻稀土元素含量变化在HREE—LREE关系图(图3b)中处于铝土岩和黏土化凝灰岩的含量变化之间,且其LREE富集的一方指向铝土岩,而亏损的一方指向黏土化凝灰岩,这与上述稀土地球化学原理的分析是相吻合的。

(3)砂岩 来自奥陶系的上覆层本溪组底部,其稀土元素主要赋存于碎屑颗粒结晶矿物的内部,碎屑颗粒由本溪组沉积时的陆源区供给,它的成分综



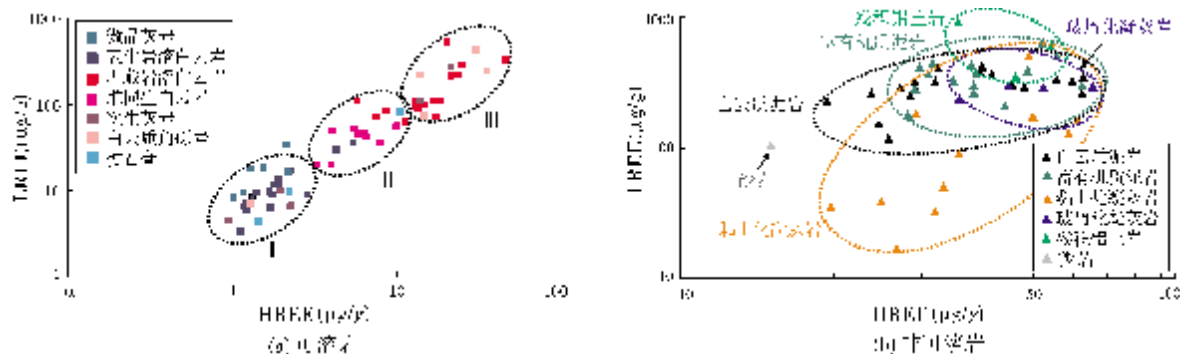


图3 鄂尔多斯盆地中东部奥陶系储层可溶岩(a)与非可溶岩(b) HREE—LREE关系图

合反映了陆源供给区出露岩石的特征。

(4) 岩溶洞穴充填的富有机质泥岩 其来源与砂岩相同,也是来自上覆地层本溪组底部,为陆源供给区岩石的风化产物(经充分混合后搬运而来)。它的轻稀土元素含量变化在HREE—LREE关系图(图3b)中表现为轻、重稀土元素均较富集,说明它的稀土元素的赋存形式以黏土矿物的表面吸附为主,因吸附量大而含量较富。

(5) 白云质泥岩 主要由马五段的海相沉积物组成,稀土元素主要赋存于黏土矿物中,而黏土矿物源于奥陶系沉积时的陆源供给区。奥陶纪至石炭纪时,华北地台及其周边的大地构造轮廓不存在巨大的构造变动,因而出露的岩石类型变化不大,除海西早期新生岩石影响外,马家沟组碎屑物中的稀土元素与本溪组底部砂岩和泥岩中的稀土元素是同源的,因此两者的稀土元素在HREE—LREE关系图(图3b)中具有相似的含量分布特征和变化规律。

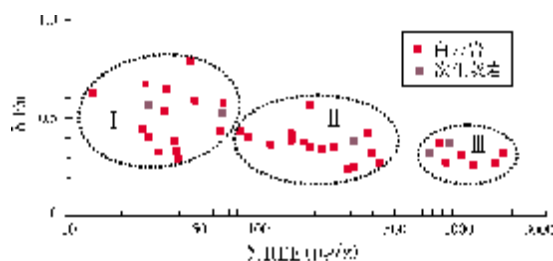
## 5 异常系数 $\delta\text{Eu}$ 和 $\delta\text{Ce}$ 及其与稀土元素总量的关系

$\delta\text{Eu}$ 与 $\delta\text{Ce}$ 在稀土元素中是一对变价突出的异常系数,主要用于判别碳酸盐岩沉积物的形成环境。例如,当 $\delta\text{Eu}$ 小于1时为负异常,反映为碱性低温流体环境;而当 $\delta\text{Ce}$ 向低值方向迁移时,则反映为氧化环境<sup>[8]</sup>。在岩溶风化壳不同的岩类中, $\delta\text{Eu}$ 和 $\delta\text{Ce}$ 与稀土元素总量( $\Sigma\text{REE}$ )之间的关系表现出较强的变化规律,其中尤以可溶岩最为突出。下文着重对可溶岩的 $\delta\text{Eu}$ 与 $\delta\text{Ce}$ 特征作一详细分析。

### 5.1 可溶岩 $\delta\text{Eu}$ 与稀土元素总量的关系

从可溶岩(白云岩及次生灰岩)的 $\delta\text{Eu}$ 与稀土元

素总量( $\Sigma\text{REE}$ )相关分析结果(图4)可知, $\delta\text{Eu}$ 随 $\Sigma\text{REE}$ 的升高而呈现下降的趋势。

图4 鄂尔多斯盆地中东部可溶岩 $\Sigma\text{REE}$ — $\delta\text{Eu}$ 关系图

此外,白云岩在分布特征上大体可划分出三个成岩区域:Ⅰ区为表生岩溶白云岩,Ⅱ区为准同生白云岩,Ⅲ区为埋藏岩溶白云岩。

在表生岩溶区域(Ⅰ区),白云岩的 $\delta\text{Eu}$ 分馏现象显著,其原因是在地表氧化环境下, $\text{Eu}$ 呈三价,与其它三价稀土元素一样难于从岩石中迁出,但是若遇局部还原而偏酸性的环境, $\text{Eu}$ 可呈二价,具有较强的碱性而发生迁移,并与其它三价稀土相分离。这时若又在碱性环境中共同沉淀,就会在沉淀物中出现与其它稀土元素分馏的特点。

在埋藏岩溶区域(Ⅲ区),白云岩的 $\delta\text{Eu}$ 变化范围较小。它的分布特征,与非可溶岩(碎屑岩)对照,不仅 $\Sigma\text{REE}$ 比较接近,而且在 $\delta\text{Eu}$ 系数变化的特征上也较为一致,这充分表明埋藏岩溶改造的白云岩中富集的稀土元素主要来自碎屑岩,且未发生明显的分馏。

### 5.2 可溶岩 $\delta\text{Ce}$ 与稀土元素总量的关系

从可溶岩的 $\delta\text{Ce}$ 与稀土元素总量( $\Sigma\text{REE}$ )的相关分析结果(图5)可以看出,微晶灰岩中 $\delta\text{Ce}$ 的平均值基本稳定在0.88;白云岩的 $\delta\text{Ce}$ 变化在0.57~1.32之

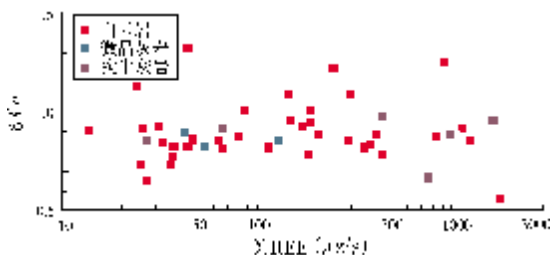


图5 鄂尔多斯盆地中东部可溶岩 $\Sigma$ REE— $\delta$ Ce关系图

间,其范围明显大于微晶灰岩;准同生白云岩平均值为0.865,说明表生岩溶改造的白云岩多向 $\delta$ Ce的亏损方向偏移,而埋藏岩溶改造的白云岩多向 $\delta$ Ce的富集方向偏移。在古岩溶作用过程中,尚未改造的原岩中Ce的分馏较弱。

在表生期的岩溶环境中,Ce易形成 $Ce^{4+}$ ,却因难以从岩石中迁出而残留于原岩之中,使得水介质中相对贫Ce,从而在表生期岩溶沉淀物中常常出现Ce的亏损。在埋藏期的还原环境中,Ce呈三价的形式,大体与其它三价稀土元素一样易活化迁移,从而导致埋藏岩溶沉淀物中Ce的富集。特别是富 $CO_2$ 的埋藏期岩溶水,有利于重稀土元素以及 $Ce^{4+}$ 的活化迁移,这也是导致沉淀物中富Ce的重要原因。

### 5.3 异常系数 $\delta$ Eu与 $\delta$ Ce的关系

利用异常系数 $\delta$ Eu与 $\delta$ Ce的相关特征(图6),可揭示可溶岩与非可溶岩所经历的不同岩溶环境。

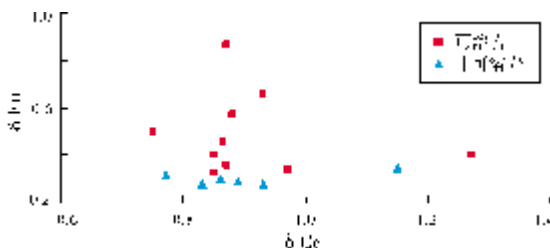


图6 鄂尔多斯盆地中东部可溶岩与非可溶岩 $\delta$ Ce— $\delta$ Eu关系图

可溶岩的 $\delta$ Ce和 $\delta$ Eu相关特征表明, $\delta$ Eu的变化范围在0.33~0.86, $\delta$ Ce的变化范围在0.75~1.27。 $\delta$ Eu值始终分布在小于1.0的负异常范围(图6),这指示了碱性低温流体作用的岩溶环境,即随着岩溶沉淀物的碱性增强, $\delta$ Eu也相应富集。可溶岩 $\delta$ Ce变化则与岩溶环境有关,当 $\delta$ Ce小于1.0时,处于碱性低温流体作用的岩溶环境,难以活化迁移,而随着岩溶环境向酸性还原环境变化, $\delta$ Ce值升高并向富集方向迁移。

非可溶岩的 $\delta$ Ce和 $\delta$ Eu变化特征显示, $\delta$ Ce的变化在0.77~1.15范围, $\delta$ Eu变化在0.28~0.35范围(图6)。从两者对比可以看出, $\delta$ Ce值的变化范围较大,表明非可溶岩中Ce的分馏现象比较明显,而Eu的分馏相应微弱。导致这一分馏现象发生的原因,与非可溶岩的地球化学环境有关。潘爱芳等<sup>[8]</sup>指出,在酸性还原流体中,三价稀土离子不能同 $CO_3^{2-}$ 、 $F^-$ 、 $NO_3^-$ 和 $SO_4^{2-}$ 离子等组成离子对;而四价Ce因具有较强的双重化学性质且与HREE离子相似,从而不仅因易于形成络合物而发生迁移,同时在富含 $CO_2$ 的溶液中会显得极强,这是Ce发生迁移并导致分馏的主要原因。起源于泥质岩的压释水溶液中富含 $CO_2$ ,正处于埋藏期岩溶作用环境,因此泥质岩中Ce元素从亏损到富集,反映了埋藏期岩溶水由酸性过渡为偏碱性、由偏氧化过渡为还原的地球化学环境的变化。这一变化特征符合埋藏期岩溶水活动形迹的地球化学特点<sup>[9]</sup>。

## 6 稀土元素的分馏富集与油气地质意义

上述研究表明,稀土元素在盆地中东部岩溶洼地分布区奥陶系马家沟组五<sub>4</sub>—五<sub>1</sub>储层段所记录的稀土配分模式及分布关系,是其沉淀流体稀土特征的瞬时反映<sup>[10]</sup>。各类可溶与非可溶的岩类中稀土元素的亏损与富集,不仅指示了不同岩溶环境的存在及演化,而且与天然气储层的形成具有密切关系。其中,表生期岩溶沉淀的流体因来自大气淡水,会导致稀土元素总量的降低和 $\delta$ Eu的亏损,从而奠定了碳酸盐岩次生孔隙发育的基础及规模;而埋藏期岩溶沉淀的流体来自富含有机质和 $CO_2$ 的泥岩酸性压释水,这不仅具有与泥质岩相同的稀土总量和 $\delta$ Ce的明显富集,而且与烃类的侵位相同步<sup>[11]</sup>。

由于鄂尔多斯盆地中东部处于古生界烃源中心,在有机质成熟及续发的烃类降解产生的有机酸性流体进入风化壳岩溶系统进行对流循环,不仅强化了岩溶水的溶蚀能力,使孔洞的储集性和输导性得以增加,而且也将烃类载入了岩溶孔洞。随着埋藏岩溶水动力的减弱以及抑致水化反应的发生,促进了溶蚀岩体和烃类运聚场所的形成,并在溶蚀岩体外围产生淀积交代外壳,由此构成了封闭的储集空间。这些构成封闭的岩溶沉淀物,具有稀土元素总量升高以及 $\delta$ Ce富集的特征<sup>[12]</sup>。因此,结合岩溶地貌形态,分析稀土元素分馏富集规律,追踪对比富 $\delta$ Ce的岩溶沉淀物充填层位及平面变化,对于预测有利岩

溶储层的分布以及寻找新的天然气富集区具有重要的示踪作用。

## 7 结 论

(1)由可溶岩与非可溶岩组成的奥陶系风化壳储层中,受表生期岩溶作用强烈改造的可溶岩,其稀土元素含量亏损明显,但经埋藏岩溶改造后,稀土元素含量则相对富集。而受岩溶改造微弱的可溶岩与非可溶岩,基本保持了原岩的稀土元素含量特征。

(2)可溶岩在岩溶化过程中,其轻稀土的迁移大于重稀土元素的分馏效应,从而轻、重稀土的分布呈现明显的分区及线性关系,这揭示了可溶岩经历了不同的岩溶环境及演化过程。非可溶岩轻、重稀土元素的分布以岩类不同而呈现出不同的变化趋势,但它们揭示了马家沟组的黏土化凝灰岩和岩溶洞穴充填的泥岩与风化壳上覆层的本溪组底部砂泥岩和玻屑化凝灰岩之间存在同源关系,从而具有相似的稀土元素变化规律。

(3)可溶岩中 $\delta\text{Eu}$ 具有随 $\Sigma\text{REE}$ 升高而呈现下降的趋势,且在分布特征上大体可划分三个不同成岩区。可溶岩中 $\delta\text{Ce}$ 对于 $\Sigma\text{REE}$ 的变化,因岩类不同而表现出较大的差异。 $\delta\text{Eu}$ 与 $\delta\text{Ce}$ 异常,在不同岩溶环境中具有不同的活化迁移规律,因而是判别岩溶环境的重要标志。 $\delta\text{Eu}$ 的活化迁移,反映了表生期岩溶环境的存在,而 $\delta\text{Ce}$ 的相对富集,则揭示了埋藏期岩溶的发育及其与天然气生成运聚的密切关系。

致谢:本文在研究与编写过程中,得到郑聪斌教授级高级工程师的亲切指导,在此深表感谢!

### 参 考 文 献

- [1] 何自新,郑聪斌,王彩丽,等. 中国海相油气田勘探实例之二:鄂尔多斯盆地靖边气田的发现与勘探[J]. 海相油气地质, 2005, 10(2):37-44.
- [2] 郑聪斌,张军. 鄂尔多斯盆地奥陶系天然气成藏特征及气藏分布规律[J]. 中国石油勘探, 2001, 6(4):5-12.
- [3] 郑聪斌,王飞雁,贾疏源,等. 陕甘宁盆地中部奥陶系风化壳岩溶岩及岩溶相模式[J]. 中国岩溶, 1997, 16(4):351-360.
- [4] 侯方浩,方少仙,何江,等. 鄂尔多斯盆地靖边气田区中奥陶统马家沟组五<sub>1</sub>-五<sub>4</sub>亚段古岩溶型储层分布特征及综合评价[J]. 海相油气地质, 2011, 16(1):1-13.
- [5] 侯方浩,方少仙,沈昭国,等. 白云岩表生成岩裸露期古风化壳岩溶的规模[J]. 海相油气地质, 2005, 10(1):19-30.
- [6] 廖志伟,陈洪德,陈安清,等. 鄂尔多斯盆地南部二叠系山西组二段泥岩稀土元素特征及地质意义[J]. 石油天然气学报, 2011, 33(9):7-12.
- [7] 中国科学院地球化学研究所《简明地球化学手册》编译组. 简明地球化学手册[M]. 北京:科学出版社, 1981.
- [8] 潘爱芳,赫英. 鄂尔多斯盆地石油的稀土元素地球化学特征[J]. 中国稀土学报, 2008, 26(3):374-378.
- [9] Bhatia M R, Crook K A W. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins[J]. Contrib. Mine. Petro., 1986, 92(2):181-193.
- [10] 丁振举,姚书振,刘丛强,等. 东沟坝多金属矿床喷流沉积成矿特征的稀土元素地球化学示踪[J]. 岩石学报, 2003, 19(4):792-798.
- [11] Surdam R C, Boese S W, Crossey L J. The chemistry of secondary porosity [C]//Mc Donald D A, Surdam R C. Clastic diagenesis. AAPG Memoir, 1984, 37:127-149.
- [12] 章贵松,郑聪斌. 压释水岩溶与天然气的运聚成藏[J]. 中国岩溶, 2000, 19(3):199-205.

编辑:赵国宪

## REE Pattern Features and Its Petroleum Geology Significance of Ordovician Majiagou Weathering Crust Reservoir in Central and Eastern Parts of Ordos Basin

Li Zemin, Miao Jianyu

**Abstract:** The total content, chemical attributes and pattern features of REE are analyzed for the soluble carbonate rock and sulfate rock and the insoluble clastic rock samples from the Ordovician Majiagou weathering crust reservoirs as well as the correlating clastic rock samples from the overlying Carboniferous Benxi Fm. in the middle and east parts of Ordos basin. It is shown that the REE is characteristic of obvious fractionation and enrichment and the total REE content and REE enrichment are higher in insoluble rock than in soluble rock. The correlationship between LREE and HREE and the rich or rare  $\delta\text{Eu}$  and  $\delta\text{Ce}$  in these rock reveal that they formed either in epidiagenetic or buried karst environments. It is proved that the REE in the Majiagou filling clastic rock was the same source as that in Benxi clastic rock. Development of the paleokarst during buried diagenesis was accompanies with the generation and migration of natural gas.

**Key words:** Ordovician; Majiagou Formation; Weathering crust reservoir; Karst reservoir; Rare earth element; Element analysis; Sedimentary environment; Diagenesis environment; Ordos Basin

Li Zemin; female, M.S. degree in progress at Geology Faculty of Northwest University. Add: Xi'an, Shaanxi, 710069, China