

文章编号: 1001 - 6112(2006)02 - 0155 - 07

鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩碳氧同位素分析

刘德良¹, 孙先如², 李振生¹, 唐南安³, 谈迎¹, 刘波¹

(1. 中国科技大学 地球与空间科学院, 合肥 230026; 2. 安徽地质实验研究所, 合肥 230001; 3. 中国地质科学院 西安地质矿产研究所, 西安 710054)

摘要:对鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩成因类型与碳氧同位素的关系进行了研究。准同生白云岩碳氧同位素值重, ^{13}C 介于 $0.639\text{‰} \sim -2.2\text{‰}$ 之间, ^{18}O 值介于 $-0.2\text{‰} \sim -8.668\text{‰}$, 产生于咸化水体; 成岩白云岩的 ^{13}C 介于 $0.9\text{‰} \sim -3.2\text{‰}$, ^{18}O 介于 $-1.7\text{‰} \sim -7.607\text{‰}$, 产生于高镁咸化水体; 深埋白云岩碳氧同位素值轻, ^{13}C 介于 $0.580\text{‰} \sim -3.7\text{‰}$, ^{18}O 介于 $-6.88\text{‰} \sim -9.97\text{‰}$, 形成于温度较高、盐度较低、含镁亦较低的环境。白云岩中的碳酸盐脉 ^{13}C 集中在 $-1.00\text{‰} \sim -5.66\text{‰}$, 而灰岩中碳酸盐脉 ^{13}C 集中在 $-1.30\text{‰} \sim -8.65\text{‰}$; 碳酸盐脉氧同位素值较轻且变化较小, ^{18}O 介于 $-10.66\text{‰} \sim -18.91\text{‰}$, δ 峰值集中在 100 和 110, 表明碳酸盐脉形成受到淡水淋滤。

关键词:碳氧同位素; 白云岩; 奥陶系; 鄂尔多斯盆地

中图分类号: TE135

文献标识码: A

鄂尔多斯盆地是中国的大型含气盆地, 在盆地中部下古生界奥陶系碳酸盐岩风化壳中找到了目前中国陆上最大的天然气田, 探明天然气储量 $3\,000 \times 10^8 \text{ m}^3$; 自 1994 年盆地天然气勘探重点从下古生界转向上古生界以来, 对长庆气田北部的榆林区和乌审旗区上古生界天然气勘探获得了重大成果, 探明和控制天然气地质储量超过 $2\,000 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[1]。鄂尔多斯盆地通过近 50 年的油气勘查实践, 在油气地质条件、油气形成、分布特征及其富集因素等方面已取得大量的研究成果^[2~4]。

碳酸盐岩的碳氧同位素组成取决于介质性质和所生成的矿物相, 并随周围环境改变而有所变化, 因此把碳酸盐岩的碳氧同位素组成应用到判别成岩环境时必须结合岩石学的研究, 才是行之有效的办法^[5]。运用碳酸盐岩的 ^{13}C 、 ^{18}O 值来研究鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩的地层学和地球化学已取得了一些满意的成果^[6~8], 但甚少涉及溶蚀裂隙充填脉状碳酸盐岩碳氧同位素的研究报道。本文重点探讨白云岩中碳氧同位素的变化, 为油气地质研究提供依据。

1 地质概况

鄂尔多斯盆地奥陶系自下而上分为平凉组、马家沟组、冶里组, 为一套潮坪浅海相碳酸盐岩及蒸发岩; 其中马家沟组岩性主要为细晶—粉晶白云岩和颗粒灰岩, 共分为 6 段。马家沟组碳酸盐岩从成

因上可分为准同生白云岩、成岩白云岩及深埋白云岩。泥粉晶白云岩晶粒 $< 0.01 \sim 0.02 \text{ mm}$, 资料表明^[9~11] 其为刚沉积或沉积不久就被白云石交代形成的, 为准同生白云岩, 几乎见不到包裹体, 形成于潮坪相和蒸发潟湖环境。成岩白云岩为斑状白云岩、细晶—粗晶白云岩, 粒径 $0.05 \sim 0.2 \text{ mm}$, 是成岩期形成的白云岩; 具有良好的晶形, 为次生交代成因, 可见有 $1 \sim 2 \mu\text{m}$ 单液相包裹体。深埋白云岩为溶蚀裂隙充填的淡水白云石, 具有大量单相及二相包裹体。

实验样品采自鄂尔多斯盆地油气田中部钻井(图 1), 主要集中在马五段, 少量在马四段。样品粉碎为 200 目, 用磷酸法制成 CO_2 气体, 在中国科学院地质研究所 MAT252 质谱仪上测出 ^{13}C 、 ^{18}O 数值(采用 PDB 标准)。

2 碳酸盐岩碳氧同位素

2.1 基本特征

碳酸盐岩碳氧同位素值主要受介质的温度、盐度影响。在成岩作用中, 沉积物的埋深、温度、压力增加, 大气降水的淋滤溶解, 生物有机体降解等都对 ^{13}C 、 ^{18}O 产生一定的影响。一般来说, 盐度升高, ^{13}C 、 ^{18}O 值增大; 温度升高, ^{18}O 变轻; 此外, 在成岩作用中, 淡水淋滤和生物降解均可使 ^{13}C 、 ^{18}O 变轻。

从表 1 可看出: 准同生白云岩 ^{13}C 值为 $0.639\text{‰} \sim$

收稿日期: 2005 - 05 - 03; 修订日期: 2006 - 01 - 23。

作者简介: 刘德良(1938—), 男(汉族), 安徽凤阳人, 教授、博士生导师, 从事构造地质学、构造地球化学和天然气地质学的教学和科研。

基金项目: 国家自然科学基金(40472074)和国家重点基础研究规划项目(2001CB209133)。

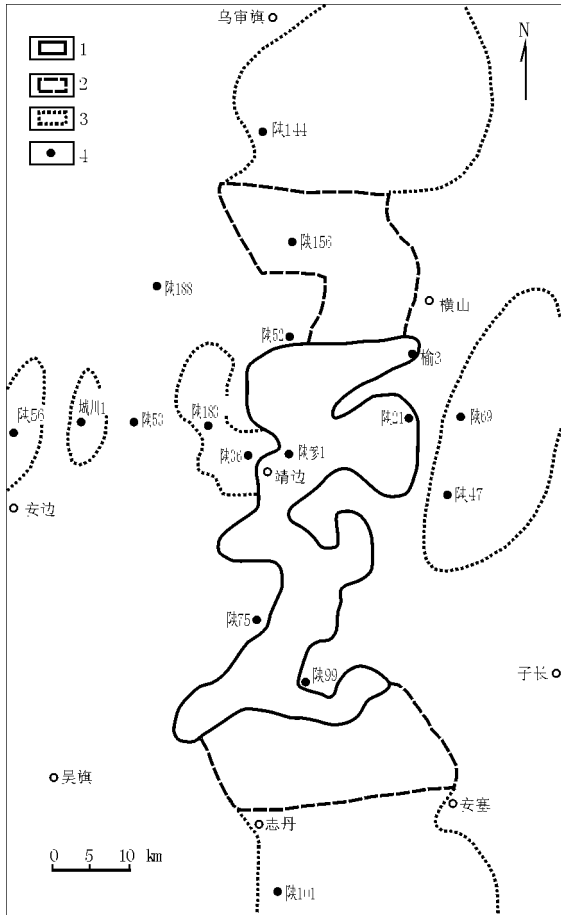


图 1 鄂尔多斯盆地中部勘探概况和采样井位
1. 探明储量区; 2. 控制储量区; 3. 预测储量区; 4. 采样井位
Fig. 1 Exploration sketch of the center of the Ordos Basin and the location of sampled well

- 2.2 ‰, ¹⁸O 值为 - 0.2 ‰ ~ - 8.668 ‰, 成岩白云岩的代表岩性为斑状白云岩和粗粉晶—细晶白云岩, ¹³C 值为 0.9 ‰ ~ 3.2 ‰, ¹⁸O 值为 - 1.7 ‰ ~ - 7.607 ‰, 含云斑状泥晶石灰岩的 ¹³C 值为 - 1.0 ‰ ~ - 2.6 ‰, ¹⁸O 值为 - 6.9 ‰ ~ - 11.5 ‰, 深埋白云岩的 ¹³C 值为 - 0.58 ‰ ~ - 3.78 ‰, ¹⁸O 值为 - 6.88 ‰ ~ - 9.97 ‰。

从 ¹³C, ¹⁸O 同位素值分布图(图 2)可得出: 泥粉晶白云岩、斑状白云岩和粗粉晶—细晶白云岩的 ¹³C, ¹⁸O 值为低中负值; 云斑状泥晶石灰岩、深埋白云岩的 ¹³C, ¹⁸O 值为高正值, 富集轻同位素, 与淡化水体形成条件有关。

2.2 盐度

前已述及 ¹³C, ¹⁸O 值都与盐度有关。Keith 和 Weber [12] 把 ¹³C, ¹⁸O 二者结合起来, 用以指示古盐度, 以 Z 值区分海相灰岩和淡水石灰岩。Z 值 > 120 为海相, < 120 为陆相, 其中 Z = 2.048 (¹³C + 50) + 0.498 (¹⁸O + 50), ¹³C 和 ¹⁸O 采用

PDB 标准。先前形成的碳酸盐由于碳同位素难以交换, 比较稳定, 故此公式仍有指示意义 [13]。从 Z 值的频数分布图(图 3)中可看出: 泥粉晶白云岩、斑状白云岩、粗粉晶—细晶白云岩的 Z 峰值均大于 120, 产于高镁咸水环境; 深埋白云岩 (Mg/Ca = 1) Z 峰值落在 115 ~ 120 之间, 显然与淡水淋滤有关。

2.3 温度

水体介质的温度对 ¹⁸O 影响较大, 而 ¹³C 随温度变化较小。在盐度不变的情况下, ¹⁸O 值随温度升高而降低。

许多学者提出了应用 ¹⁸O 值来测定其形成的温度。下面分别采用 3 个公式来计算白云石及方解石的形成温度 t () :

$$t = -258.4 - 5.41 \text{ }^{18}\text{O} \text{ ‰} \quad (1)$$

$$1000 \ln \alpha = 3.09 \times 10^6 \times (t + 273.2)^{-2} - 3.29 \quad (2)$$

其中 $1000 \ln \alpha = \text{ }^{18}\text{O}_{\text{样品}} - \text{ }^{18}\text{O}_{\text{海水}}$, ¹⁸O_{海水} 取 + 4 ‰ (SMOW 标准);

$$t = 16.9 - 4.38 (c - w) + 0.1 (c - w)^2 \quad (3)$$

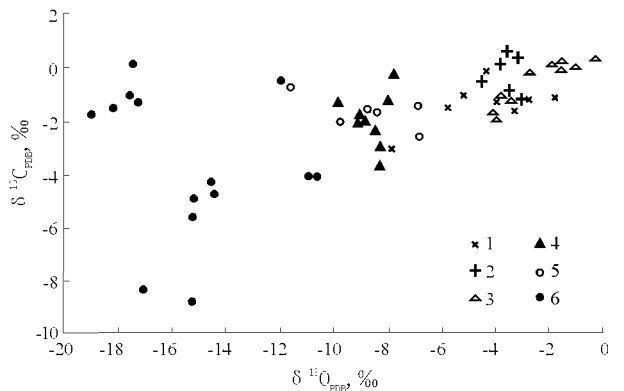


图 2 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩 ¹³C, ¹⁸O 同位素值分布
1. 粗粉晶—细晶白云岩; 2. 斑状白云岩; 3. 泥粉晶白云岩; 4. 淡水白云岩; 5. 含云斑状泥晶石灰岩; 6. 脉状白云岩方解石

Fig. 2 Scatter diagram of ¹³C and ¹⁸O in Ordovician carbonatite of the Ordos Basin

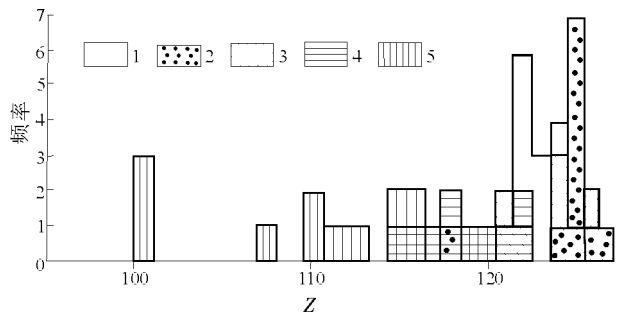


图 3 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩 Z 值频数分布
1. 粗粉晶—细晶白云岩; 2. 斑状白云岩; 3. 泥粉晶白云岩; 4. 淡水白云岩; 5. 脉状白云岩方解石

Fig. 3 Frequency histogram of Z value in Ordovician carbonatite of the Ordos Basin

表 1 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩碳氧同位素数据和成岩温度
Table 1 Carbon and oxygen isotope results and calculated diagenetic temperatures of Ordovician carbonatite in the Ordos Basin

序号	层位	岩性	¹³ C _{PDB} , ‰	¹⁸ O _{PDB} , ‰	Z	成岩温度/ °C ¹⁾			成因类型		
						1	2	3		平均	
1	马六段	泥粉晶白云岩	0.1	-1.7	126.60	23.99	56.58		40.28	准同生白云岩	
		泥粉晶白云岩	0.1	-0.2	127.40	15.88	47.96		32.00		
		泥粉晶白云岩	0	-1.6	126.50	23.45	55.90		39.67		
		泥粉晶白云岩	-0.2	-2.7	125.50	29.40	56.10		42.75		
	马二段	纹层状含泥晶白云岩	-2.2	-4.0	120.80	36.40	71.28		53.86		
	马三段	泥晶白云岩	-1.3	-3.4	122.90	33.20	60.21		46.70		
	马二段	纹层状泥质泥晶白云岩	-0.5	-3.7	124.90	34.81	69.25		52.03		
		纹层状泥粉晶白云岩	-0.5	-3.7	124.90	34.81	69.25		52.03		
	陕 2-23	马家沟组	泥晶白云岩	0.639	-8.049	124.59	58.34	102.63			80.49
	陕 2-25		微晶白云岩	-1.045	-7.602	121.36	55.92	69.37			62.65
陕 8-4	微晶白云岩		-1.204	-8.668	120.51	61.65	72.47		67.06		
2	马二段	含石英粉砂粉晶白云岩	-2.0	-4.1	121.20	36.98	71.90		54.44	成岩白云岩	
	马一段	粉晶白云岩	-1.8	-4.1	121.50	36.98	71.90		54.44		
		粉晶白云岩	0.9	-3.6	127.40	34.27	68.60		51.44		
	马六段	斑状白云岩	0.3	-3.2	125.10	32.11	65.92		49.01		
		云斑质泥晶石灰岩	-1.7	-8.5	119.60			61.35			
		含云斑泥晶石灰岩	-1.6	-8.7	119.70			62.57			
		含云斑泥晶砂屑石灰岩	-1.5	-6.9	120.80			51.88			
		含云斑泥晶石灰岩	-2.6	-6.9	118.50			51.88			
		含生屑砂屑泥晶石灰岩	-1.0	-11.5	119.50			80.49			
	3	马六段	斑状白云岩	0.3	-3.2	125.10	32.11	65.92			49.01
极细晶白云岩			0	-3.8	125.40	35.35	69.89		52.62		
细晶白云岩			-1.2	-3.0	125.40	31.03	64.67		47.85		
粗粉晶白云岩			0.1	-2.5	126.30	28.32	61.47		44.90		
砂屑白云岩			-0.2	-2.5	125.60	28.32	61.47		44.90		
细中晶白云岩			-0.4	-4.5	124.20	39.15	74.69		56.92		
粗粉晶白云岩			0	-3.5	125.60	33.74	67.89		50.81		
马六段		粗粉晶—细晶白云岩	-0.9	-5.1	122.90	42.39	78.99		60.69		
		细中晶白云岩	-0.4	-4.5	124.23	39.14	74.69		56.91		
		马四段	细晶白云岩	-1.6	-3.7	122.18	34.82	69.25		52.03	
4	马六段	粗粉晶—细晶白云岩	-0.4	-4.3	124.33	38.06	73.34		55.70		
		粗粉晶白云岩	-0.6	-3.2	124.47	32.11	65.92		49.01		
	马三段	粗粉晶白云岩	-3.2	-7.9	116.81	57.54	101.34		79.44		
		中晶白云岩	-1.7	-3.5	122.07	33.74	67.89		50.82		
		细晶白云岩	-0.4	-4.5	124.24	39.14	74.69		56.92		
		细晶白云岩	-1.5	-5.7	121.39	45.64	84.44		65.04		
		细晶白云岩	-1.4	-4.0	122.44	36.44	71.28		53.86		
		细晶白云岩	-1.4	-4.0	122.44	36.44	71.28		53.86		
		含生屑细晶白云岩	-1.2	-1.7	123.39	23.54	56.56		40.05		
		含生屑细—中晶白云岩	-1.2	-2.9	123.99	30.48	63.99		47.24		
陕参 1	马家沟组	粉—细晶白云岩	0.624	-7.607	124.78	55.95	69.44		62.70		
李华 1-26	单于山组	粉—细晶白云岩	0.300	-3.790	126.02	35.30	46.40		40.85		
李华 1-32		粉—细晶白云岩	-0.400	-5.930	123.52	46.88	58.72		52.80		
5	马五段	白云石	-3.78	-8.38	115.38	60.13	105.57		82.85	深埋白云岩	
		白云石	-3.01	-8.38	116.96	60.13	105.57		82.85		
		白云石	-1.22	-9.16	120.24	64.35	112.90		88.62		
		白云石	-0.56	-8.46	121.58	60.56	106.28		83.42		
		白云石	-0.23	-7.74	122.97	56.67	99.91		78.29		
		白云石	-0.24	-7.94	122.85	57.35	101.68		79.7		
		白云石	-2.37	-9.97	117.47	68.73	120.85		94.79		
		白云石	-2.09	-9.63	118.76	66.89	117.44		92.16		
		白云石	-2.43	-8.52	118.07	60.89	106.81		83.85		
		喻 3-1	中晶白云岩	细晶白云岩	-0.345	-9.636	121.79	66.93	83.88		
喻 3-7	中晶白云岩	-0.351		-9.818	121.69	67.92	85.29		76.61		
李华 1-13	中晶白云岩	0.580		-6.880	125.05	52.02	64.67		58.35		

1) 成岩温度 1 计算公式为: $t = -258.4 - 5.41 \times 10^6 \times (c - w) \times 10^6 \times (t + 273.2)^{-2} - 3.29$; 成岩温度 2 计算公式为: $t = 16.9 - 4.38(c - w) + 0.1(c - w)^2$ 。

式中: c 为所测样品 ¹⁸O 值 (PDB), w 为当时海水 ¹⁸O 值 (SMOW 标准) 其值 w 取 0 值。

上述公式是以原始沉积水体与碳酸盐之间同位素平衡为基础而建立的。碳酸盐岩中 ¹⁸O 值随

着地质历史的变迁发生较大变化。时代越老、成岩作用时间越长, 氧同位素交换愈强, ¹⁸O 值就愈低。所以上述方法的应用受到很大限制, 计算出来的温度已不代表原始沉积水体温度。虽然如此, 该

值仍然具有一定参考价值,特别对反映成岩作用强弱,具有定性意义。

计算结果列于表 1,从中可见,准同生白云岩产生在潮上坪,温度较低为 32~54 °C;斑状白云岩、粗粉晶—细晶白云岩的温度为 40~79 °C,反映在成岩作用中淋滤、重结晶导致轻同位素富集,¹⁸O 值减小;深埋白云岩形成温度较高,达 80~95 °C,白云石中包裹体的均一温度为 165 °C、盐度为 13.3wt%,反映形成深度较大,形成于成岩中晚期;含云斑状泥晶石灰岩的温度为 52~80 °C,由于沉积环境的不同,低于白云岩 ¹⁸O 值,用上述(1)、(2)公式计算已不合适,而用公式(3)计算较符合实际情况。

2.4 白云石化机理

从盐度、温度、碳氧同位素特征反映出白云石化基本上分为 3 种情况:

1) 泥粉晶白云岩形成于浅水潮上坪咸水环境,碳氧同位素偏重,为碳酸钙刚沉积被白云石交代形成的,几乎未见到包裹体。

2) 斑状白云岩、粗粉晶—细晶白云岩形成于潮下浅水环境,一些学者指出为沉积后埋藏经混合水作用形成^[8],可见到较多的单液相包裹体。

3) 深埋白云岩,斑晶 0.1~0.2 mm,经过重结晶,受上部淡水淋滤影响,产生再次白云石化,¹⁸O 很轻。具有大量的单相及气液二相包裹体,估算温度高达 80~95 °C。如取当时地表温度为 15 °C,地温梯度为 4.02×10^{-2} /m,那么白云石化的深度可达 1 600~2 000 m。从表 2 中得知:粉晶白云岩中白云石 Mg/Ca 为 0.926~1.028,表明深埋白云石化发生在镁含量受到大气降水稀释、盐度降低、温度较高的条件下。

此外,云斑状泥晶石灰岩,其云斑也是在深埋作用下形成的。在结构上白云石交代方解石(表 2),所以它的碳氧同位素特征反映了灰岩的沉积条件。 Z 值 < 120,咸度较低,¹³C、¹⁸O 很轻,形成温度亦较低(51~62 °C),为潮上坪环境。此交代成因的白云石(Mg/Ca 为 0.61~0.89),除受围岩压溶产生的溶液影响外,也受到淡水淋滤影响,产生于较低镁溶液和咸水环境。

3 碳酸盐脉碳氧同位素

分析的 15 个样品采自充填在次生构造裂隙中的碳酸盐脉,经茜素红染色鉴定,3 例为白云石,其余为方解石。根据薄片包裹体研究及构造裂隙分析,产生在成岩晚期或成岩期后,形成在晚侏罗世,埋深 3 000~4 000 m^[14,15](表 3)。所以,脉状碳酸盐碳氧同位素组成必然受到埋藏温度、雨水淋滤及生物降解等因素影响。

从测试数据(表 3)可以看出,¹³C 值变化较大,为 -8.65‰~0.34‰;而 ¹⁸O 值变化较小,为 -10.66‰~-18.91‰。同位素值分布图(图 2)反映脉状碳酸盐的碳氧同位素最轻;在 Z 值图(图 3)上, Z 峰值集中在 100,110,表明脉状碳酸盐的形成与淡水淋滤有关。从白云岩、灰岩的 ¹³C 直方图和 ¹³C 对 ¹⁸O 值的分布图(图 4)可见,白云岩中碳酸盐脉的 ¹³C 值相对较重,变化范围为 0.34‰~-8.31‰,主要集中在 -1‰~-5.66‰;石灰岩中碳酸盐脉的 ¹³C 值相对较轻,变化范围为 -1.3‰~-8.65‰,¹³C 值分布有向较轻范围集中趋势。¹³C 与 ¹⁸O 有一定相关性(图 4),随着 ¹⁸O 数值增大,¹³C 值相应增加。

综上所述可以认为:1) 白云岩、灰岩中碳氧同位素

表 2 灰岩、白云岩中方解石、白云石矿物的元素分析结果

单位:wt %

Table 2 Element compositions of calcite and dolomite minerals

样号	岩石名称	矿物名称	产状	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	总量	Mg/Ca
11	藻粒微晶灰岩	方解石	脉状	0.02		0.29		0.08		0.31	55.69	0.04	0.12	56.58	
12-1	粉晶灰岩	方解石	岩石	0.03		0.05		0.09	0.13	0.13	56.53	0.05		57.00	
12-2	粉晶灰岩	白云石	斑状	0.29	0.01	0.28	0.08	0.36		19.27	30.07	0.02		50.38	0.890
13-1	粉晶白云岩	方解石	充填		0.03	0.08	0.01			0.41	55.03	0.05		55.60	
13-2	粉晶白云岩	白云石	岩石	0.09		0.13	0.05	0.56		21.80	31.30	0.01		53.67	0.970
15-1	生物碎屑微晶灰岩	白云石	白云石化	0.36		0.37	0.08	0.19	0.11	16.24	36.90		0.14	54.39	0.610
15-2	生物碎屑微晶灰岩	方解石	交代	0.17			0.11	0.06		0.24	56.02	0.01		56.61	
2-1	粉晶白云岩	白云石	岩石		0.06	0.28	1.01	0.25	0.05	21.88	29.62		0.01	53.17	1.028
3-3	粉晶白云岩	白云石	岩石	0.08	0.08	0.17		0.31	0.07	20.78	29.48	0.04	0.14	51.14	0.980
7	粉晶灰质白云岩	白云石	岩石	0.57		0.17	0.07	0.53	0.09	19.87	29.82	0.04	0.21	51.16	0.926
23	纹层状粉晶白云岩	白云石	岩石			0.17	0.05		0.11	21.06	29.51	0.01		50.93	0.992
30-1	纹层状粉晶白云岩	方解石	脉状			0.04	0.43			0.61	54.54		0.22	55.85	
30-2	纹层状粉晶白云岩	方解石	脉状		0.01	0.09			0.04	0.36	55.10	0.07	0.47	56.26	

表 3 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩碳酸盐脉碳氧同位素组成

Table 3 Carbon and oxygen isotope results of carbonate veins in Ordovician carbonatite of the Ordos Basin

样品编号(原号)	深度/m	岩性	矿物	$^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰	偏差	$^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, ‰	偏差	均一温度/ 度/	盐度, wt %	有机包裹 体含量, %
陕 21 - 10 —(1)	3 315.33	中晶白云岩	白云石	- 1.05	0.03	- 17.69	0.10	165.0	13.30	20
陕 156 - 7 —(3)	3 266.32	粉晶白云岩	方解石	0.34	0.20	- 17.40	0.50	109.0	8.72	56
陕 144 - 8 —(8)		纹层状细晶灰岩	方解石	- 1.30	0.06	- 17.28	0.10	154.0	11.70	
陕参 1 - 16 —(12)	3 479.31	粉晶灰岩	方解石	- 8.65	0.04	- 16.94	0.10	128.5	1.79	
陕 53 - 11 —(15)	3 648.00	生物碎屑微晶灰岩	方解石	- 4.32	0.07	- 14.44	0.30	152.0	17.36	36
陕 53 - 11 —(16)	3 644.60	纹层状灰质粉屑白云岩	方解石	- 4.02	0.01	- 10.73	0.06	153.0	12.18	68
陕 101 - 5 —(27)	3 772.20	粉晶白云岩	方解石	- 0.53	0.03	- 11.81	0.06	160.0	20.70	52
陕参 1 - 19 —B(34)	3 775.20	灰质粉晶白云岩	白云石	- 4.64	0.05	- 14.39	0.08			
定探 1 - 22 —(35)	4 405.99	细晶白云岩	方解石	- 4.76	0.03	- 15.12	0.10	155.0	20.82	39
陕 21 - 8 —(36)	3 251.00	纹层状灰质微晶白云岩	方解石	- 5.66	0.02	- 15.12	0.02			
陕参 1 - 16 —B(37)	3 479.29	灰质粉晶白云岩	方解石	- 8.31	0.02	- 16.98	0.02	152.0	1.57	74
陕 75 - 4 —(38)	3 764.55	纹层状含白云细晶灰岩	方解石	- 8.65	0.07	- 15.23	0.30	140.0	3.06	54
定探 1 - 14 —(39)	3 930.92	中晶白云岩	方解石	- 1.56	0.02	- 18.07	0.05	153.0	19.83	44
定探 1 - 13 —(40)	3 920.00	细晶白云岩	方解石	- 1.80	0.03	- 18.91	0.05	160.0	20.82	60
陕 188 - 3 —(41)	3 505.20	微晶含灰质白云岩	白云石	- 4.07	0.03	- 10.66	0.05			44

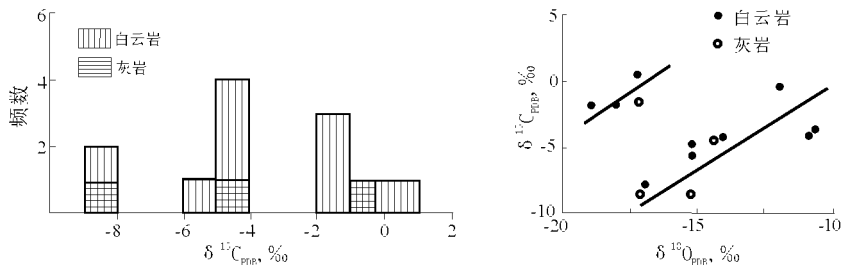


图 4 鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩、灰岩中碳酸盐脉的同位素特征

Fig. 4 Isotopic characters of carbonate vein in Ordovician dolostone and limestone of the Ordos Basin

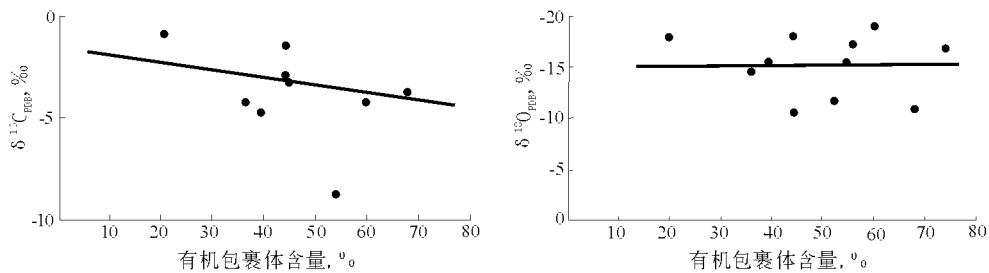


图 5 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩碳氧同位素值与碳酸盐脉有机包裹体关系

Fig. 5 The relationship between ^{13}C as well as ^{18}O in carbonatite and organic inclusions in carbonate vein in Ordovician formation of the Ordos Basin

对其中碳酸盐脉的碳氧同位素有一定的制约,碳酸盐脉来源于原岩压溶产生的溶液,其碳氧同位素值对原岩的碳氧同位素值具有一定继承性。灰岩的碳氧同位素因产于较淡化水体,原本就低于白云岩的碳氧同位素值^[13,16],这在本地区也是如此(表 1)。2)由于深埋作用,盐度、高温对碳氧同位素产生同步的影响。统计成岩作用中捕获的原生包裹体中有机包裹体的百分含量,分别与 ^{13}C 、 ^{18}O 数

值作出关系分布图(图 5),图中显示出有机包裹体百分含量与 ^{13}C 、 ^{18}O 值具有一定相关性,随着有机包裹体百分含量增高, ^{13}C 、 ^{18}O 值略有减小趋势。

有机包裹体含量反映了有机物质(干酪根)降解与温度的关系,温度愈高,分解有机体数量亦愈大。温度高低也直接反映成岩作用的强弱,故对 ^{13}C 、 ^{18}O 产生直接影响。

4 结论

1) 白云石中包裹体温度 (163) 比白云岩和方解石脉中方解石包裹体的温度 (109 ~ 151) 高, 表明白云岩化作用于较深层次或接近热源环境。

2) 白云岩化具有 3 种类型: a) 准同生白云岩, 形成温度较低为 32 ~ 54 , ^{13}C 介于 0.639‰ ~ -2.2‰ 之间, ^{18}O 值介于 -0.2‰ ~ -8.668‰, 产生于咸化水体, 极少包裹体。b) 成岩白云岩, 形成温度为 40 ~ 79 , ^{13}C 值为 0.9‰ ~ -3.2‰, ^{18}O 值为 -1.7‰ ~ -7.607‰, 产生于高镁咸化水体, 可见较多单液相包裹体。c) 深埋白云岩, 形成温度为 80 ~ 95 , 具有大量的单相及气液二相包裹体, 包裹体测温为 109 ~ 165 , 盐度 1.57wt% ~ 20.82wt% , ^{13}C 值为 0.58‰ ~ -3.7‰, ^{18}O 值为 -6.88‰ ~ -9.97‰, 形成于温度较高、盐度较低、含镁亦较低的环境。

3) 云斑状泥晶石灰岩, 形成温度为 51 ~ 62 , ^{13}C 值为 -1.50‰ ~ -2.6‰, ^{18}O 值为 -6.9‰ ~ -8.7‰, 方解石被交代形成白云石斑晶反映灰岩的沉积条件, 交代形成的白云石与伴生方解石的 ^{18}O 值相等或相近^[17], 所以白云岩化对灰岩碳氧同位素值没有多大的影响。该岩石 $Z < 120$, Mg/Ca 为 0.61 ~ 0.89, 产生于淡化水体。

4) 白云岩中碳酸盐脉 ^{13}C 偏重, 可能与奇林格等^[16] 所论述的后生白云岩富集重同位素的影响有关。灰岩被交代形成白云岩, 即是水体强烈蒸发转变为咸水的过程, 白云岩产生在比正常海水盐度高 5 ~ 8 倍水体中, 从而富集重同位素^[9]。白云岩中碳酸盐脉母液主要来自白云岩, 其压溶释放出 Ca^{2+} 及 ^{13}C , ^{18}O 同位素, 从而形成碳酸盐脉的同位素与周围白云岩的同位素值具有一定程度的继承性。

5) 灰岩、白云岩中碳酸盐脉产生在晚侏罗世^[15], 埋深约 3 000 ~ 4 000 m。灰岩和白云岩的有机包裹体百分含量与脉体碳酸盐岩 ^{13}C , ^{18}O 值

具有一定相关性, ^{13}C , ^{18}O 同位素值随有机包裹体含量增加呈减小趋势, 反映了深埋、增温和有机质降解所导致的轻同位素富集。

参考文献:

- 1 赵林, 夏新, 戴金星等. 鄂尔多斯盆地上古生界天然气富集的主要控制因素[J]. 石油实验地质, 2000, 22(2): 136 ~ 139
- 2 方国庆, 刘德良. 鄂尔多斯盆地中部东西向天然气聚集区带研究[J]. 石油实验地质, 2000, 22(2): 146 ~ 151
- 3 张福礼. 多旋回与鄂尔多斯盆地石油天然气[J]. 石油实验地质, 2004, 26(2): 138 ~ 142
- 4 席胜利, 刘新社, 王涛. 鄂尔多斯盆地中生界石油运移特征分析[J]. 石油实验地质, 2004, 26(3): 229 ~ 235
- 5 董福湘, 刘立, 马艳萍. 大港滩海地区沙一段下部砂岩储层中方解石胶结物碳、氧同位素研究[J]. 石油实验地质, 2004, 26(6): 590 ~ 593
- 6 张永生. 鄂尔多斯地区奥陶系马家沟群中部块状白云岩的深埋藏白云石化机制[J]. 沉积学报, 2000, 18(3): 424 ~ 430
- 7 周劲松, 赵澄林, 刘明梅. 陕甘宁盆地中部马五段上部成岩层序地层学研究及其意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2000, 19(2): 113 ~ 120
- 8 李安仁, 张锦泉, 郑荣才. 鄂尔多斯盆地下奥陶统白云岩成因类型及其地球化学特征[J]. 矿物岩石, 1993, 13(4): 41 ~ 49
- 9 刘宝珺. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1980. 211 ~ 219
- 10 郭建华, 沈昭国, 李建明. 塔北东段下奥陶统白云石化作用[J]. 石油与天然气地质, 1994, 15(1): 51 ~ 59
- 11 Morrow J W. 白云化模式和古代白云岩[J]. 国外地质科技, 1984, (6 ~ 7): 1 ~ 13
- 12 Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils[J]. Geochim et Cosmochim Acta, 1964, 28: 1 787 ~ 1 816
- 13 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 ~ 29
- 14 赵孟为, Hans Ahrendt, Klaas Wemmer. K-Ar 测年法在确定沉积岩成岩时代中的应用——以鄂尔多斯盆地为例[J]. 沉积学报, 1996, 14(3): 11 ~ 22
- 15 刘德良, 谈迎, 孙先如等. 鄂尔多斯古生界流体包裹体特征及其与油气演化关系[J]. 沉积学报, 2002, 20(4): 695 ~ 704
- 16 陈锦石, 陈文正. 碳同位素地质学概论[M]. 北京: 地质出版社, 1983
- 17 王兴涛, 张庆石, 张吉等. 青藏高原中生界白云岩特征研究及成因分析[J]. 沉积学报, 2000, 18(4): 544 ~ 559

ANALYSIS OF CARBON AND OXYGEN ISOTOPE ON THE ORDOVICIAN DOLOSTONES IN THE ORDOS BASIN

Liu Deliang¹, Sun Xianru², Li Zhensheng¹, Tang Nanan³, Tan Ying¹, Liu Bo¹

(1. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei, Anhui 230026, China; 2. Institute of Geological Experiment of Anhui Province, Hefei, Anhui 230001, China;

3. Xian Institute of Geology and Mineral Resources, Xian, Shannxi 710054, China)

Abstract : In order to know the formation surroundings of the Ordovician dolostone that is Lower Paleozoic reservoir of natural gas in the Ordos Basin , the relationship between its genetic type and carbon and oxygen isotope is studied. Carbon and oxygen isotope of penecontemporaneous dolostone is heavy , whose ^{13}C value varies from 0.639 ‰ to - 2.2 ‰ and ^{18}O value does from - 0.2 ‰ to - 8.668 ‰. The penecontemporaneous dolomite rock forms in saline water body. ^{13}C value of diagenetic dolostone varies from 0.9 ‰ to - 3.2 ‰ and ^{18}O does from - 1.7 ‰ to - 7.067 ‰. The diagenetic dolostone forms in high-magnesian saline water body. Carbon and oxygen isotope of immersed dolostone is light , whose ^{13}C value varies from 0.580 ‰ to - 3.7 ‰ and ^{18}O value does from - 6.88 ‰ to - 9.97 ‰. The formation surrounding of immersed dolostone is higher temperature , lower salinity and lower-magnesium. ^{13}C value of carbonate vein in dolostone most is from - 1.00 ‰ to - 5.66 ‰, while that in limestone most is from - 1.30 ‰ to - 8.65 ‰. Oxygen isotope of carbonate vein is lighter with narrow ranges , whose value varies from - 10.66 ‰ to - 18.91 ‰, and its Z value most is 100 and 110. Those indicate there was fresh-water leaching during formation of carbonate vein.

Key words : carbon and oxygen isotope ; dolostone ; Ordovician ; the Ordos Basin

(continued from page 154)

Abstract : The factors influencing gas migration are studied by simulating natural gas migration in natural core , using long-core experimental installation. Natural gas migration is related to the physical characteristics of rock and the pressure of gas source. Gas migrates first into large pores of migration formations after overcoming the influence of capillary pressure. If migration formations have good physical properties and much larger pores , much more gas will be accumulated , otherwise it will migrate far away. It does not depend on time because the rate of gas movement is fast. When the pressure of gas resource is large enough to overcome capillary pressure , gas can migrate forward transiently. The differences between migrating upwards and downwards are great because of the buoyancy force. It is easy and high efficient to migrate upwards. The distance of gas migration upwards is three times of that of downwards in the same conditions.

Key words : influential factors ; gas saturation ; simulation experiment ; natural gas migration