

鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩成岩相 碳、氧稳定同位素特征

王起琮,张阳,肖玲

(西安石油大学 油气资源学院,陕西 西安 710065)

摘要:根据岩石薄片及阴极发光图像,研究了鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩成岩相类型及岩相特征。据碳、氧稳定同位素($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)分析数据,研究了各类成岩相的地球化学特征。奥陶系海相碳酸盐岩台地在早古生代处于近地表成岩域,划分为正常海水、蒸发海水、早期大气淡水及热海水4类成岩环境及成岩相。正常海水、热海水及蒸发海水成岩相的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值普遍较高,随生物碎屑含量增加 $\delta^{18}\text{O}$ 及 $\delta^{13}\text{C}$ 值趋于减小;早期淡水成岩相的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值普遍较低。晚古生代,奥陶系顶部进入表生期成岩域,据目前残存地层的岩石类型,表生期成岩域可划分为峰峰组的灰岩风化成岩相和马家沟组的云岩风化成岩相,其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显低于早期淡水成岩相的值。晚古生代末期,奥陶系进入3 000~4 000 m的中-深埋藏成岩域,划分为封闭系统及开放系统成岩相。封闭系统成岩相的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要继承了其原岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值特征;而在开放系统中,由于同位素高温分馏作用,其成岩相的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值则大幅度降低。研究结果表明,碳酸盐岩岩相特征及碳、氧稳定同位素组成是追溯碳酸盐岩成岩环境及识别和划分成岩相的重要指标。

关键词:成岩相;碳、氧稳定同位素;海相碳酸盐岩;奥陶系;鄂尔多斯盆地

中图分类号:121.3

文献标识码:A

Carbon and oxygen stable isotopic features of diagenetic facies of Ordovician carbonate rocks in Ordos Basin

Wang Qicong, Zhang Yang, Xiao Ling

(College of Oil and Gas Resources, Xi'an Shiyu University, Xi'an, Shaanxi 710065, China)

Abstract: Based on thin section and cathodoluminescence imaging, this paper discussed the types of diagenetic facies and the characteristics of lithofacies of Ordovician carbonate rocks in Ordos Basin. In combination with carbon and oxygen stable isotopic characteristics, we also studied the geochemical characteristics of each diagenetic facies. During the early Paleozoic, the Ordovician carbonate platform was in a near-surface diagenetic tract and can be divided into four diagenetic environments and facies including normal seawater, evaporative seawater, early meteoric freshwater and hot seawater according to the diagenetic medium. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of diagenetic facies of normal seawater, hot seawater and evaporative seawater are generally high, but tend to decrease along with the increasing bioclastic content. In contrast, the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of the early freshwater diagenetic facies, are generally low. During the late Paleozoic, the top of the Ordovician was in the epidiagenetic tract. According to the rock types of the current residual strata, the epidiagenetic tract can be divided into limestone weathering diagenetic facies in the Fengfeng Formation and dolomite weathering diagenetic facies in the Majiagou Formation. Their $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values are significantly lower than that of the early freshwater diagenetic facies. At the end of the Late Paleozoic, the Ordovician Formation was in the moderate-deep burial diagenetic tract at a depth of 3 000–4 000 m, which can be divided into a closed system diagenetic facies and an open system diagenetic facies. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the closed system diagenetic facies are similar with their original rocks. In contrast, the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the open system diagenetic facies are much lower than their original rocks because of the isotope fractionation effect in the hot environment. These results indicate that the petrographic characteristics and the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of carbonate rocks are important indicators for identification of the diagenetic environment and classification of diagenetic facies of carbonate rocks.

收稿日期:2012-11-28;修订日期:2013-08-23。

第一作者简介:王起琮(1961—),女,储层地质学与油藏描述。E-mail:qicongwang@foxmail.com。

基金项目:国家油气重大专项(2011ZX05005-004-08HZ);国家自然科学基金项目(41173035)。

Key words: diagenetic facies; carbon and oxygen stable isotope; marine carbonate rock; Ordovician; Ordos Basin

鄂尔多斯盆地中东部奥陶系碳酸盐岩主要形成于蒸发台地及局限海台地,以泥晶白云岩夹蒸发岩及粉细晶白云岩为特征,盆地周缘的碳酸盐岩主要形成于开阔海台地及台地边缘,以厚层颗粒灰岩夹中-细晶白云岩为特征^[1-6]。笔者根据补充的大量的碳、氧稳定同位素数据以及岩石薄片鉴定数据,对碳酸盐岩成岩相及其地球化学特征进行了系统研究。

1 样品采集与实验

碳酸盐岩露头样品主要采自盆地东缘的河津、兴县、偏关,盆地南缘的韩城、岐山、泾阳,盆地西缘的平凉、青龙山及桌子山,岩心样品主要采自榆林、定边、富县及宜君的探井。样品制备采用0.5~1.0 mm小钻头对颗粒、胶结物、裂缝充填物、溶孔充填物等结构组分进行局部取样(约10 mg),对不同组分分别进行了碳、氧稳定同位素测试。

实验在70℃真空条件下进行,首先使100%正磷酸与样品发生反应,提取白云岩及石灰岩中的CO₂,同时用液氮冷阱收集CO₂,然后由仪器自动完成稳定同位素测试。石灰岩或方解石样品测试由KielⅢ碳酸盐样品处理装置与MAT252气体质谱仪联合组成的全自动在线测试系统进行;白云岩或白云石样品测试由MAT251气体质谱仪的离线测试系统进行。碳、氧稳定同位素比值(δ¹³C,δ¹⁸O)的表达式为:

$$\delta\text{‰} = (R_{\text{样品}}/R_{\text{标准}} - 1) \times 1\,000 \quad (1)$$

式中: $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ 或 ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ 。

分析结果以PDB为标准,测试误差小于0.1‰,精度符合国家标准TTB1(GBW04405),δ¹³C优于±0.06‰,δ¹⁸O优于±0.08‰。

实验结果显示,石灰岩及方解石胶结物δ¹⁸O值为-15.84‰~-3.40‰,平均-8.20‰,δ¹³C值为-8.28‰~1.87‰,平均-3.50‰(表1);白云岩及白云石胶结物的δ¹⁸O值为-12.62‰~-4.79‰,

表1 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩成岩相类型及碳、氧同位素(δ¹³C和δ¹⁸O)分析数据

Table 1 Types of diagenetic facies as well as δ ¹⁸ O and δ ¹³ C of the Ordovician carbonate rocks in Ordos Basin						
成岩域	成岩环境与成岩相	成岩亚环境与成岩亚相	岩石及胶结物样品	δ ¹⁸ O(PDB)/‰	δ ¹³ C(PDB)/‰	样品数/个
近地表	正常海水	开阔海	颗粒泥晶灰岩	-6.66~-3.42/-5.17	0.29~1.87/1.00	7
			生屑灰岩	-14.14~-9.84/-12.39	-2.95~-1.67/-2.44	4
		台地边缘	颗粒灰岩	-10.68~-6.81/-8.46	-0.26~0.77/0.21	9
	蒸发海水	蒸发台地	泥晶云岩	-8.86~-5.63/-7.74	-1.25~-0.33/-0.76	13
		局限海	生屑云岩和藻云岩	-7.08~-6.19/-6.59	-3.12~-2.19/-2.68	6
		浅埋藏	致密粉-细晶含灰云岩	-5.87	0.42	1
			豹斑含云灰岩	-8.59~-6.42/-7.24	-1.54~-0.56/-0.89	5
	早期淡水	蒸发台地	膏、盐溶角砾云岩	-9.23~-7.82/-8.67	-2.33~-1.43/-1.76	8
			去云、膏化次生灰岩	-13.89~-8.48/-11.47	-8.28~-2.91/-6.17	8
			淡水淋滤泥晶灰岩	-10.54~-8.35/-9.17	-2.36~-1.12/-1.82	6
			含晶间孔粉-细晶云岩	-10.19~-7.82/-9.38	-2.18~-0.45/-1.43	11
		高能台缘	淡水淋滤颗粒灰岩	-10.40~-7.87/-9.36	-1.46~-1.40/-1.43	3
	海水交代	高能台缘	残余鲕粒云岩	-7.14~-5.75/-6.37	-0.10~1.37/0.70	12
		低能台缘	残余球粒云岩	-7.88~-5.69/-6.81	-0.89~0.42/-0.12	10
表生	灰岩风化	坍塌溶洞	岩溶角砾灰岩	-10.79~-8.61/-9.66	-9.26~-4.45/-6.12	5
			淡水方解石胶结物	-10.57~-6.91/-9.08	-5.64~-1.73/-3.57	8
	云岩风化	坍塌溶洞	岩溶角砾云岩	-10.00~-8.11/-9.06	-3.77~-3.22/-3.49	4
			淡水白云石胶结物	-9.38~-8.87/-9.12	-6.33~-5.63/-5.98	2
中-深埋藏	地层水	封闭系统	重结晶云岩	-6.97~-5.91/-6.61	-2.66~-0.03/-0.94	3
		开放系统	热液方解石胶结物	-21.34~-14.05/-16.06	-8.09~-4.86/-6.23	7
			热液白云石胶结物	-17.12~-10.38/-14.10	-7.57~-2.97/-5.04	8

注:表中数据为最小值~最大值/平均值。

平均 -7.39% , $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-6.33\% \sim 1.37\%$, 平均 -1.02% ; 白云石有序度为 $0.49 \sim 1.00$, 平均 0.74 。数据显示, 碳酸盐岩岩相特征与其碳、氧稳定同位素组成密切相关。

2 实验结果与讨论

成岩环境是碳酸盐岩发生成岩变化的物理及化学环境, 成岩相是在成岩环境中形成的具有特定矿物组分、岩石结构及构造的岩相组合。黄思静(2010)据温度、压力及成岩介质等环境因素, 将碳酸盐岩成岩环境归纳为早期近地表、表生期淡水及晚期中-深埋藏和热液成岩环境^[7], 文中据此划分了成岩相及成岩亚相, 据主要成岩作用划分了成岩微相, 确定了各成岩相、亚相及微相的岩相组合与 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 特征。

2.1 近地表成岩域

近地表成岩环境是未脱离地表淡水及海水影响的成岩环境, 与沉积环境密切相关, 其底界深度介于 $600 \sim 1\,000\text{ m}$ ^[7]。相应的成岩相称为近地表成岩相, 据主要介质特征进一步划分为4个成岩相。

2.1.1 正常海水环境及成岩相

开阔海台地、台地前缘及深海盆地处于正常海水成岩环境(盐度 $\approx 3.5\%$), 成岩作用以浅水钙质胶结及文石溶解为主, 主要由泥晶灰岩、生屑泥晶灰岩(图1a)、亮晶颗粒灰岩(图1b)、礁灰岩构成。如果后期未受淡水溶蚀或海水及地层水交代, 此亚相可保存大量海水成岩环境的岩相及地化特征。

样品主要采自盆地西、南缘上奥陶统平凉组及寒武系馒头组。样品的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -7.02%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 0.55%) 普遍较高。这主要是开阔海碳同位素分馏作用的结果, 即 ^{12}C 主要富集于蒸汽及生物体, 而 ^{13}C 富集于海水及灰泥^[8], 浅埋阶段的早期胶结也阻断了岩石与介质间同位素的进一步交换作用。另一方面随生屑含量增加, 样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 则明显下降(表1)。

此类成岩相主要分布于中奥陶统马(马家沟组)二段、马四段、峰峰组及上奥陶统平凉组以及中寒武统张夏组。

2.1.2 蒸发海水环境及成岩相

蒸发台地盐坪及潟湖处于蒸发海水成岩环境(盐度 $> 3.5\%$)^[7]。成岩作用以准同生^[9-11]、微生物^[7]及渗透回流白云化^[12]及蒸发盐胶结作用为主, 岩相组合主要由蒸发台地泥晶云岩(图1c)、渗透回流粉-细晶云岩及纹层状膏、盐岩以及局限海泥晶藻云岩(图1d)

构成。未受溶蚀或交代作用的岩石保存了大量原始岩相及地球化学特征。

样品主要采自榆林大牛地马五段岩心。蒸发台地泥晶云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -7.74%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 -0.76%) 相对较高, 这是蒸发环境沉积物相对富集 ^{18}O 和 ^{13}C 的结果^[13-14]。局限海泥晶云岩由于富含有机质, 其 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -6.59%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 -2.68%) 较低。富 Mg^{2+} 环境的快速交代作用扼制了白云石晶体生长^[15], 导致准同生白云石的有序度普遍较低($0.57 \sim 0.76$, 平均 0.67); 另外由于 Fe^{2+} 等大量竞争离子影响了 Ca^{2+} , Mg^{2+} 有序排列, 使含铁或铁白云石的有序度也明显下降。

采自河津剖面马二段顶部的粉-细晶含灰云岩致密无孔, 其 $\delta^{18}\text{O}$ (-5.87%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (0.42%) 较高, 含大量自形-半自形白云石晶体。此类与蒸发岩互层, 并具结晶结构的云岩主要形成于泥晶灰岩浅埋藏期的卤水回流渗透白云化作用^[10-12]。由于继承了原岩的同位素组成, 并形成于卤水缓慢交代过程, 因此明显富集碳、氧重同位素, 且白云石自形程度高。如果云化作用不完全, 则形成具云斑构造的含云灰岩或云灰岩, 俗称豹皮灰岩, 其 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -7.24%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (-0.89%) 也相对较高(图2a)。

此类成岩相主要分布于下奥陶统亮甲山组、冶里组、中奥陶统马家沟组马一、马三、马五段, 是鄂尔多斯盆地早古生代大规模海退期的产物^[16]。

2.1.3 早期大气淡水环境及成岩相

早期淡水成岩环境形成于蒸发台地潮上淡水淋滤及潜流带^[17-18], 其原始岩相主要为泥晶云岩、粉-细晶云岩和蒸发岩。成岩作用以溶解、去膏化及去云化为特征, 岩相组合主要由膏、盐溶角砾云岩(图1e, f)、角砾灰岩、去云化或去膏化细-中晶灰岩(图1g)、含晶间孔粉-细晶云岩构成(图1h)。淡水溶蚀与交代作用改变了原岩的岩相及地球化学特征。淡水溶蚀与交代作用改变了原岩的岩相及地球化学特征。

样品主要采自马五段岩心。在淡水淋滤作用下, 膏、盐溶角砾云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -8.67%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 -1.76%) 明显降低; 去膏及去云化次生灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -11.47%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 -6.17%) 相对于原岩则大幅度下降; 经淡水淋滤的角砾泥晶灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -9.17%) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 -1.82%) 也明显下降。

马五⁵段的粉-细晶云岩普遍发育晶间孔隙, 夹于上下两套蒸发岩层系之间, 是浅埋藏阶段泥晶灰岩的卤水回流渗透白云化作用的结果。之后在近地表淡水及混合水的淋滤、溶蚀作用下, 晶间残余灰质被溶

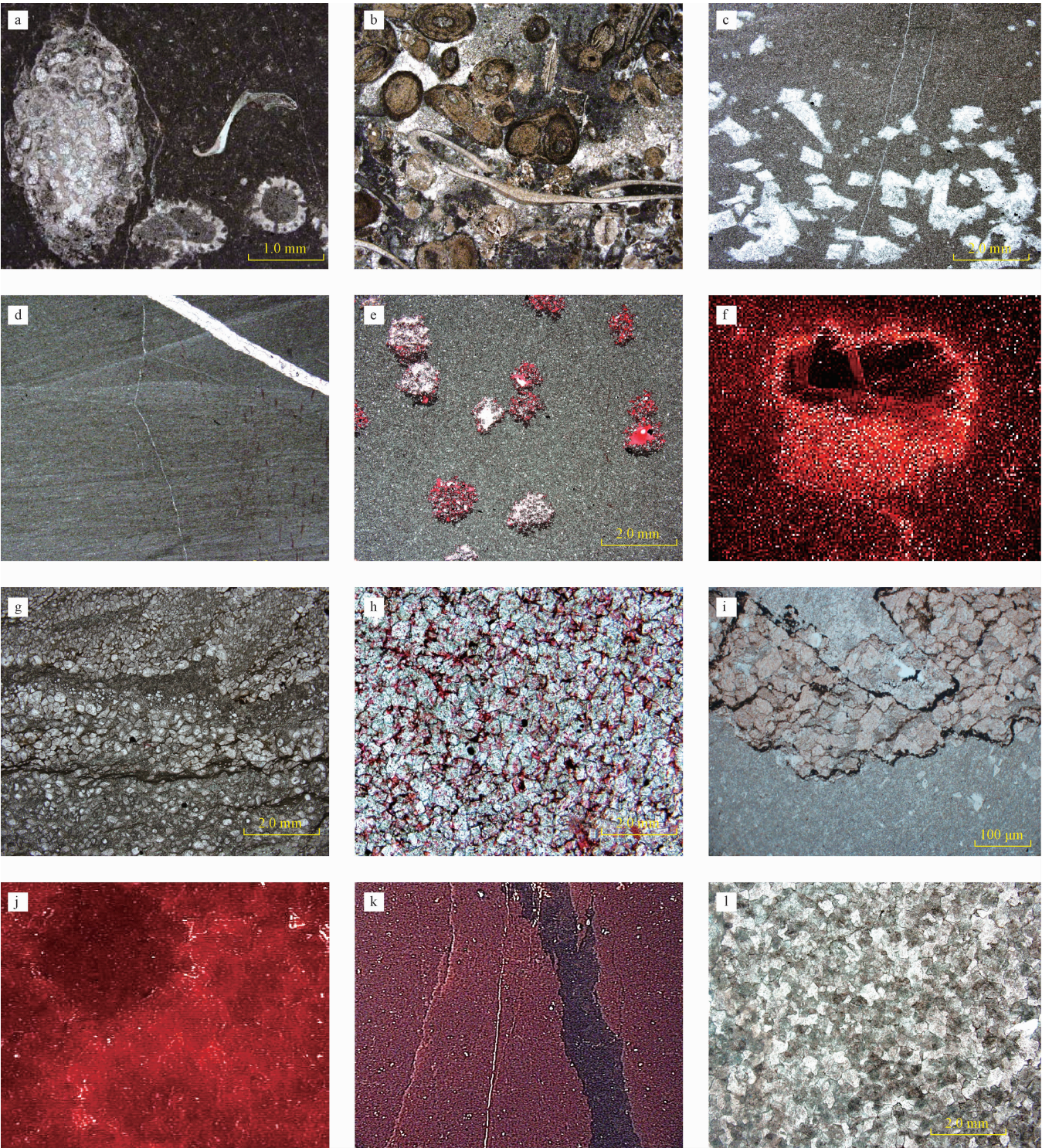


图 1 鄂尔多斯盆地下古生界碳酸盐岩岩相特征

Fig. 1 Petrographic characteristics of the Lower Paleozoic carbonate rocks in Ordos Basin

a. 生屑泥晶灰岩, 含球珊瑚及三叶虫碎片, 富平, 桃曲坡, O_3pl ; b. 鲕粒含云灰岩, 早期重力胶结结构, 乌海, 桌子山, C_2hlst ; c. 蒸发台地泥晶云岩, 早期灰质交代岩盐晶体形成假晶, 建 1, O_2m^5 , 3 053.00 m; d. 局限海泥晶云岩, 具藻纹层构造, 发育斜层理, 山西, 河津, O_2m^3 ; e. 膏、盐溶角砾云岩, 溶孔充填早期淡水方解石胶结物, 富古 7 井, O_2m^5 , 2 967.60 m; f. 膏、盐溶角砾云岩, 孔隙上部为不发光的淡水方解石, 富古 7 井, O_2m^5 , 2 962.60 m; g. 微-细晶次生泥质灰岩, 泥质呈隐晶条带状, 富古 7 井, O_2m^5 , 2 969.20 m; h. 含晶间孔粉-细晶白云岩, 淡水淋滤溶蚀形成大量晶间孔, 榆林, 大 30 井, O_2m^5 , 3 019.00 m; i. 豹斑含云灰岩, 云斑沿层面及缝线分布, 斑内白云石为自形晶, 榆林, 大 78 井, O_2m^5 , 2 885.90 m; j. 残余鲕粒白云岩, 鲕粒阴极发光暗淡, 粒间充填物发光明亮, 建 1 井, O_2m^4 , 3 305.00 m; k. 泥晶云岩, 早期淡水方解石不发光, 晚期热液方解石发亮光, 建 1 井, O_2m^5 , 3 161.20 m; l. 粗-中晶白云岩, 具重结晶镶嵌结构, 榆林, 鄂 4 井, O_1yl , 3 491.57 m

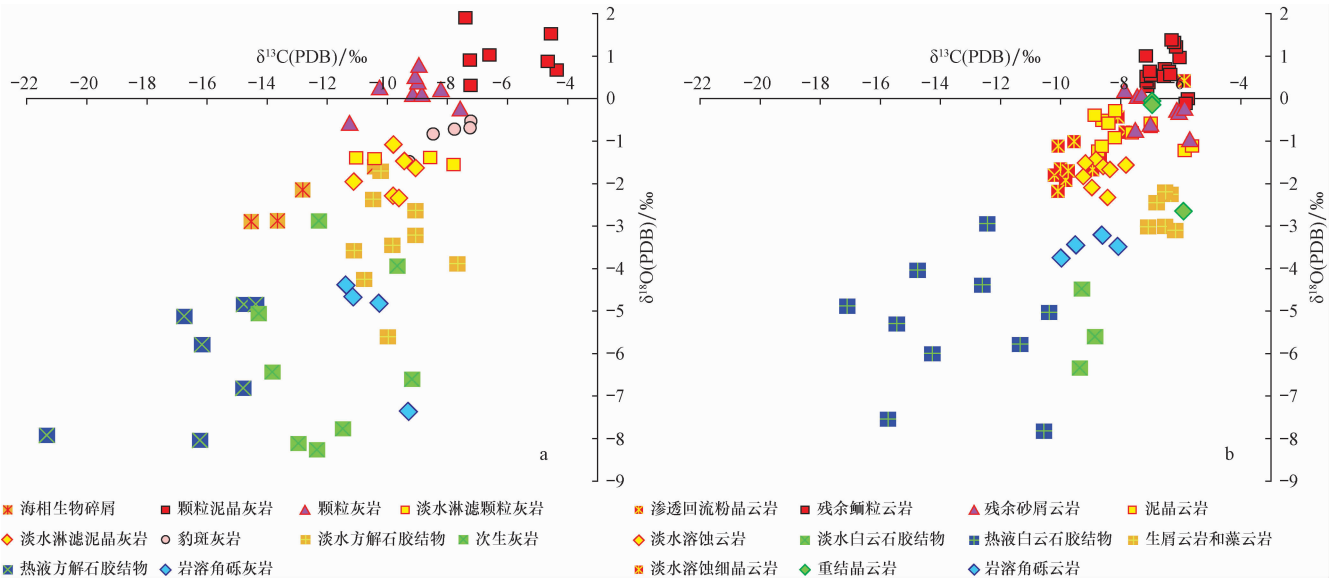


图 2 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩及方解石和白云石胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 交会图

Fig. 2 Cross-plot of $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ of the Ordovician carbonate, calcite, and dolomite cement in Ordos Basin

a. 石灰岩及方解石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 交会图; b. 白云岩及白云石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 交会图

解,形成众多晶间孔隙。与未经淡水淋滤作用的马二段粉-细晶云岩样品比较,其 $\delta^{18}\text{O}$ (- 9. 38‰) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (- 1. 43‰) 明显下降,呈现出淡水成岩环境的特征。

台地边缘的颗粒灰岩在早期淡水渗滤作用下,会形成明显的重力及新月形胶结结构,同时沉积物中的碳、氧稳定同位素也将发生明显的分馏作用,使其 $\delta^{18}\text{O}$ (- 9. 36‰) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (- 1. 43‰) 明显减小。

此类亚相主要分布于奥陶系马家沟组马一、马三及马五段。

2. 1. 4 海水交代环境及成岩相

海陆过渡带在地热驱动下,海水自下而上、自陆至海进行热对流,从而沿台地边缘形成了大规模海水交代成岩环境^[19]。成岩作用以海水交代白云化作用为主,岩相类型主要为具残余结构及结晶结构的厚层白云岩(图 1i,j),典型特征是无蒸发岩伴生^[20-22]。

样品主要采自盆地西、南部马四及马五段岩心。样品的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 - 6. 76‰) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 0. 03‰) 普遍较高,接近于正常海水泥晶及颗粒灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 - 7. 02‰) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 0. 55‰),具有海水成岩环境的特征(图 2)。据残余结构分析,马四段原岩主要为生屑泥晶灰岩,马五段原岩主要为鲕粒灰岩,因此前者的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 以及白云石有序度均低于后者。

此类成岩相主要分布于盆地西、南缘及庆阳古陆周边的中奥陶统马家沟组马二及马四段。

2. 2 表生淡水成岩域

表生期淡水成岩环境形成于长期裸露的风化壳,在大气淡水长期、持久淋滤与溶蚀作用下,碳酸盐岩发生大规模岩溶作用,形成溶洞等岩溶地貌,溶洞堆积的富含高岭石的岩溶角砾岩是其典型产物。

样品采自盆地马五段顶部风化壳,岩溶角砾灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 - 9. 66‰) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 - 6. 12‰) 与岩溶角砾云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 - 10. 31‰) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 - 5. 15‰) 接近。岩溶角砾云岩主要分布于盆地内中奥陶统马家沟组马五段顶部,而岩溶角砾灰岩主要分布于富县、延安等局部地区的峰峰组顶部。

表生淡水成岩域中的破裂及大规模岩溶作用是形成碳酸盐岩优质储层的重要机制^[23-25]。

裂缝及溶孔中有大量淡水环境中沉淀的方解石和白云石亮晶胶结物,在阴极射线不发光(图 1k),其 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 - 9. 10‰) 和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 - 4. 05‰) 明显偏低。这些淡水成因的胶结物有可能形成于表生期,也有可能形成于早期淡水环境。

2. 3 中-深埋藏成岩域

中-深埋藏环境不受地表淡水及海水影响,也未达到热变质作用的深度^[7]。盆地模拟结果表明,奥陶系在早古生代处于近地表成岩环境(埋深 < 1 000 m),随基底隆起奥陶系顶部在晚古生代进入表生淡水成岩环境,随基底快速持续沉降,奥陶系至中生代埋藏

① 任战利. 鄂尔多斯盆地构造演化与下古生界碳酸盐岩层系天然气成藏历史研究. 西安石油大学,2011.

至约 4 000 m,随基底隆起,奥陶系在晚中生代至今重新抬升至约 3 000 m,之后奥陶系始终处于中-深埋藏成岩环境,接受了程度不等的埋藏期成岩改造。

2.3.1 封闭环境及其成岩相

断裂不发育地区,埋藏环境处于封闭状态,成岩作用以重结晶为主。重结晶作用形成的中、粗晶云岩以富含异性白云石、镶嵌结构(图 11)及似斑状构造为特征^[26]。

样品主要采自下奥陶统冶里组、亮甲山组。冶里组白云岩杂质少,重结晶程度高,见残余颗粒结构,其 $\delta^{18}\text{O}$ (-6.96‰)和 $\delta^{13}\text{C}$ (-0.08‰)较高,继承了其原岩(颗粒灰岩)的同位素组成;亮甲山组白云岩含少量泥质组分,具残余球粒结构及似斑状构造,其 $\delta^{18}\text{O}$ (-5.91‰)和 $\delta^{13}\text{C}$ (-2.66‰)相对较低,其原岩有可能是藻球粒灰岩。

2.3.2 开放环境及其成岩相

断裂系统发育时期,埋藏环境处于开放或曾经开放状态,其间地下热液会沿断裂系统流动,碳酸盐溶解物在孔隙及裂缝中发生沉淀后,即形成热液方解石及热液白云石胶结物。

大部分样品中都可见到不同期次的裂缝,其中热液方解石及白云石在阴极发光下发亮光(图 1k),由于碳、氧重同位素在高温环境中大量流失^[27],其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 明显偏低,且热液方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -16.06‰)和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 -6.23‰)比热液白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ (平均 -14.10‰)和 $\delta^{13}\text{C}$ (平均 -5.04‰)更低(表 1)。

另外开放系统往往有明显的热液活动迹象,酸性地层水侵入会形成长、英质胶结的角砾云岩或灰岩,富含 Mg^{2+} 的碱性地下热液接触石灰岩即会形成沿断裂分布的热液白云岩。由于未能取到代表性样品,文中缺少相关实验数据,其特征有待开展进一步研究工作。

3 结论

碳酸盐岩薄片鉴定成果以及碳、氧稳定同位素分析数据表明,不同成岩环境及成岩相的碳酸盐岩具有明显不同的岩相特征及不同的碳、氧稳定同位素组成,因此是追溯碳酸盐岩成岩环境和划分成岩相的重要依据。

1) 近地表成岩域根据介质类型划分为正常海水、蒸发海水、早期淡水及海水交代 4 类成岩环境与成岩相。以颗粒灰岩及泥晶灰岩为主的正常海水成岩相和

以残余结构中-细晶白云岩为主的海水交代成岩相,具有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$;以泥晶和粉-细晶云岩为主的蒸发海水成岩相,由于淡水淋滤其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 低于正常海水成岩相的值;以膏、盐溶蚀角砾灰岩、云岩、次生灰岩及孔隙性粉-细晶云岩为主的早期淡水成岩相,具有相对低的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$,随淡水淋滤程度增加, $\delta^{13}\text{C}$ 明显减小。

2) 表生成岩域根据岩石类型划分为灰岩风化及云岩风化成岩相。前者以溶洞堆积的岩溶角砾灰岩为主,后者以岩溶角砾云岩为主。由于受长期风化及淡水淋滤作用,其 $\delta^{13}\text{C}$ 明显低于早期淡水成岩相的值。裂缝及溶孔中的淡水方解石及白云石胶结物也具有明显偏低的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

3) 中-深埋藏成岩域根据断裂发育以及地层水的活跃程度划分为封闭系统与开放系统成岩相。封闭系统成岩相主要由重结晶云岩或灰岩构成,由于与外界很少有物质交换,所以其同位素组成多继承了其原岩的特征;开放系统成岩相主要由长、英质胶结角砾云岩或灰岩及热液白云岩构成,热液活动在众多晚期裂缝中充填了热液方解石和白云石胶结物,由于同位素的高温分馏作用,其 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 呈现明显的最低值。

参 考 文 献

- [1] 张永生,金振奎,谭健. 鄂尔多斯地区奥陶系马四麦粒状白云石的发现及其成因探讨[J]. 岩石矿物学杂志,1999,18(1): 18-25.
Zhang Yongsheng, Jin Zhenkui, Tan Jian. The discovery and genetic study of wheat dolomite crystals in the Ordovician Majiagou 4th Formation, Ordos area[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 1999, 18(1): 18-25.
- [2] 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化机制[J]. 沉积学报,2000,18(3):424-430.
Zhang Yongsheng. Mechanisms underlying dolomitization of deeply buried massive Ordovician dolomite in central Majiagou in Ordos[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(3): 424-430.
- [3] 张传禄,张永生,康祺发,等. 鄂尔多斯南部奥陶系马家沟群马六组白云岩成因[J]. 石油学报,2001,22(3):22-27.
Zhang Chuanlu, Zhang Yongsheng, Kang Qifa, et al. Genesis of dolomite in the sixth member of Majiagou Formation in the southern Ordos Basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 2001, 22(3): 22-26.
- [4] 刘德良,孙先如,李振生. 鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩碳氧同位素分析[J]. 石油实验地质,2006,28(2):20-30.
Liu Deliang, Sun Xianru, Li Zhensheng. Analysis of carbon and oxygen isotope on the Ordovician dolostones in the Ordos Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2006, 28(2): 20-30.
- [5] 赵俊兴,陈洪德,张锦泉,等. 鄂尔多斯盆地中部马五段白云岩成因机理研究[J]. 石油学报,2005,26(5):38-47.
Zhao Junxing, Chen Hongde, Zhang Jinquan, et al. Genesis of dolomite in the fifth member of Majiagou Formation in the middle Ordos Basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 26(5): 38-47.

- [6] 陈荣坤. 稳定氧碳同位素在碳酸盐岩成岩环境研究中的应用[J]. 沉积学报, 1994, 12(4): 11–21.
Chen Rongkun. Application of stable carbon isotope in studies on diagenetic environment of carbonate[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1994, 12(4): 11–21.
- [7] 黄思静. 碳酸盐岩的成岩作用[M]. 北京: 地质出版社, 2010: 111–207.
Huang Sijing. Diagenesis of carbonates[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2010: 111–207.
- [8] 郑淑慧. 稳定同位素地球化学分析[M]. 北京: 北京大学出版社, 1986: 40–82.
Zhen Shuhui. The geochemical analysis of stable isotope[M]. Beijing: Peking University Press, 1986: 40–82.
- [9] Friedman G M, Sanders J E. Origin and occurrence of dolostones[C]// Chilingar G V, Bissell H J, Fairbridge R W. Carbonate rocks, origin, occurrence, and classification. Amsterdam: Elsevier, 1967.
- [10] Moore C H. Carbonate reservoirs: porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework[M]. New York: Elsevier, 2001: 74–235.
- [11] Moore C H. Carbonate diagnosis and porosity[M]. New York: Elsevier, 1989: 338.
- [12] Deffeyes K S, Lucia F J, Weyl P K. Dolomitization of recent and plio-pleistocene sediments by marine evaporite water on Bonaire, Netherlands Antilles[C]// Pray L C, Murray R C. Dolomitization and limestone diagenesis. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 1965, 13: 71–78.
- [13] 王大锐, 白玉雷. 碳酸盐岩中稳定同位素对古气候的表征[J]. 石油勘探与开发, 1999, 26(5): 30–32.
Wang Darui, Bai Yulei. An expression of palaeoclimate by stable isotopes in carbonate sedimentary rocks[J]. Petroleum Exploration and Development, 1999, 26(5): 30–32.
- [14] 桑树勋, 郑永飞, 张华, 等. 徐州地区奥陶系碳酸盐岩的碳、氧同位素研究[J]. 岩石学报, 2004, 20(3): 707–716.
Sang Shuxun, Zheng Yongfei, Zhang Hua, et al. Researches on Carbon and oxygen stable isotopes of lower Paleozoic carbonates in Xuzhou area[J]. Acta Petrologica Sinica, 2004, 20(3): 707–716.
- [15] 方少仙, 何江, 侯方浩, 等. 鄂尔多斯盆地中部气田区中奥陶统马家沟组马五₅–马五₁亚段储层孔隙类型和演化[J]. 岩石学报, 2009, 25(10): 2425–2441.
Fang Shaoxian, He Jiang, Hou Fanghao, et al. Reservoirs pore space types and evolution in M₅⁵ to M₅¹ submembers of Majiagou Formation of Middle Ordovician in central gasfield area of Ordos Basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(10): 2425–2441.
- [16] 刘池洋, 赵红格, 桂小军, 等. 鄂尔多斯盆地演化及改造的时空坐标及其成藏(矿)响应[J]. 地质学报, 2006, 80(5): 617–638.
Liu Chiyang, Zhao Hongge, Gui Xiaojun, et al. Space-time coordinate of the evolution and reformation and mineralization response in Ordos Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(5): 617–638.
- [17] Budd D A, Vacher H L. Predicting the thickness of fresh-water lenses in carbonate paleo-islands[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1991, 61: 43–53.
- [18] Palmer A N. Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks[C]// Budd D A, Saller A H, Harris P M. Unconformities and porosity in carbonate strata. AAPG Memoir, 1995, 63: 77–101.
- [19] Badiozamani K. The doral dolomitization model application to the middle ordovician of wisconsin[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1973, 43(4): 965–984.
- [20] Vahrenkamp V C, Swart P K. Late cenozoic dolomites of the bahamas: metastable analogues for the genesis of ancient platform dolomites[J]. Internation of Association of Sedimentologists special publication, 1994, 21: 133–153.
- [21] Wheeler C W, Aharon P. The geology and hydrogeology of Niue, South Pacific[C]// Vacher H L, Quinn T M. Geology and hydrogeology of carbonate islands. Amsterdam: Elsevier, 1997: 537–564.
- [22] Land L S. Dolomitization of the Hope Gate Formation(North Jamaica) by seawater: reassessment of mixing zone dolomite[J]. Geochemistry society special publication, 1991, 3: 121–133.
- [23] 何治亮, 魏修成, 钱一雄, 等. 海相碳酸盐岩优质储层形成机理与分布预测[J]. 石油与天然气地质, 2011, 32(4): 489–498.
He Zhiliang, Wei Xiucheng, Qian Yixiong, et al. Forming mechanism and distribution prediction of quality marine carbonate reservoirs[J]. Oil & Gas Geology, 2011, 32(4): 489–498.
- [24] 范明, 何治亮, 李志明, 等. 碳酸盐岩溶蚀窗的形成及地质意义[J]. 石油与天然气地质, 2011, 32(4): 499–505.
Fan Ming, He Zhiliang, Li Zhiming, et al. Dissolution window of carbonate rocks and its geological significance[J]. Oil & Gas Geology, 2011, 32(4): 499–505.
- [25] 韩敏强, 蒲仁海, 刘海娟, 等. 鄂尔多斯盆地延长探区奥陶纪末古地貌恢复与储层预测[J]. 石油与天然气地质, 2011, 32(5): 760–767.
Han Minqiang, Pu Renhai, Liu Haijuan, et al. Reconstruction of the Late Ordovician palaeogeomorphology and reservoir prediction in Yanchang exploration area, Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2011, 32(5): 760–767.
- [26] Wierzbicki R, Dravis J, A-Aasm I. Burial dolomitization and dissolution of upper Jurassic Abenaki Platform carbonates, deep panuke reservoir, Nova Scotia, Canada[J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(11): 1843–1861.
- [27] 王英华, 刘本立, 陈承业, 等. 氧、碳同位素组成与碳酸盐岩成岩作用[J]. 地质论评, 1983, 29(3): 278–284.
Wang Yinghua, Liu Benli, Chen Chengye, et al. Oxygen and carbon isotopic composition and diagenesis of carbonate rocks[J]. Geology Comment, 1983, 29(3): 278–284.

(编辑 高岩)