

# 鄂尔多斯盆地苏里格地区奥陶系马家沟组马五段白云岩的地球化学特征

赵卫卫, 王宝清

西安石油大学油气资源学院, 陕西西安 710065

**摘要:** 苏里格地区奥陶系马家沟组马五段白云岩是重要的油气储集层。多年来, 马家沟组白云岩的成因一直是地质研究者讨论的热点话题。对苏里格地区马家沟组马五段白云岩的微量元素及 C、O、Sr 同位素地球化学资料的分析表明, 微量元素表现为高铁、低锰、低镉、低钠; 白云石、白云质角砾和孔洞充填白云岩的  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值较为近似, 且白云岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值比奥陶纪海水  $\delta^{18}\text{O}$  值要偏负 0.81‰~5.68‰(平均为 3.442‰);  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值比奥陶纪海水比值要高。从微量元素分析, 马五段白云岩为埋藏条件下形成; 从 C、O 同位素数据上看, 形成白云岩和沉淀于孔洞中的白云石的流体为同源流体; 造成白云岩的值偏负的原因主要是埋藏条件的温度效应;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值偏高可能是交代流体来自或流经了富含放射成因的铝硅酸盐基底或硅质碎屑岩。这些特征表明马五段白云岩可能形成于埋藏环境。

**关键词:** 白云岩; 微量元素; C、O、Sr 同位素; 马家沟组; 苏里格地区

**中图分类号:** P597.2; P588.245; P534.42 **文献标志码:** A **doi:** 10.3975/cagsb.2011.06.05

## Geochemical Characteristics of Dolomite from 5th Member of the Ordovician Majiagou Formation in Sulige Area, Ordos Basin

ZHAO Wei-wei, WANG Bao-qing

Faculty of Petroleum Resource, Xi'an Shiyou University, Xi'an, Shaanxi 710065

**Abstract:** The dolomite in the 5th Member of the Ordovician Majiagou Formation is a significant reservoir in Sulige area. The origin of the Ordovician Majiagou Formation has been a hot topic for many years. The trace element and carbon, oxygen, strontium isotope compositions of dolomite developed in this deposit were determined in this study. The results show that the content of manganese, sodium and strontium is low. Meanwhile, the values of isotopes of  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in secondary void-filling dolomite are much similar to those of the dolomite and dolomitic breccia. The  $\delta^{18}\text{O}$  values of the dolomite are in the range of 0.81‰~5.68‰(averagely 3.442‰), lower than those of the Ordovician seawater. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio is higher than that of the Ordovician seawater. An analysis shows that the fluids that generated dolomite and void-filling dolomite might have come from the same fluid source. The negative values of  $\delta^{18}\text{O}$  of dolomite result probably from temperature effect of the burial process. The high values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  may be explained by the hypothesis that metasomatic fluids came from or flew through aluminosilicate basal rock or siliciclastic rock, which had rich radioactive strontium. Those characteristics of dolomite from 5th Member of Majiagou Formation were probably formed in a burial

本文由国家自然科学基金项目(编号: 41102083)、中国石油长庆油田分公司勘探开发研究院重点科技攻关项目(编号: H07155)、西安石油大学博士启动基金(编号: YS29030504)联合资助。

收稿日期: 2011-10-26; 改回日期: 2011-11-11。责任编辑: 魏乐军。

第一作者简介: 赵卫卫, 男, 1976年生。博士, 讲师。主要从事油气成藏地质学方面的研究。通讯地址: 710065, 西安市电子二路东段18号, 西安石油大学油气资源学院。电话: 029-88382786。E-mail: zhaowei3028@163.com。

environment.

**Key words:** dolomite; trace element; carbon, oxygen and strontium isotope; Majiagou Formation; Sulige region

苏里格地区位于鄂尔多斯盆地的中北部、中央古隆起东北侧,区域构造上属伊陕斜坡北部中带(图1),下古生界奥陶系马家沟组属于局限的陆表海沉积环境,形成了一套碳酸盐岩为主夹蒸发岩的地层,岩性主要是浅灰色泥晶白云岩、白云质岩溶角砾岩和角砾灰岩,溶孔溶洞及裂缝发育,且部分裂缝被泥晶白云岩或亮晶方解石充填或半充填,部分为泥质和黄铁矿充填,部分未充填,其基底为太古界和元古界结晶变质岩系。马家沟组地层自下而上可划分为六段,其中马五段主要为富含膏盐质的白云岩,白云岩层中间夹石灰岩和膏岩,纵向上岩性和厚度(0.5~147.6 m,平均20.9 m)变化大,具有东南厚西北薄的特点,是该区重要的油气储集层。多年来,马家沟组白云岩的成因问题一直是地质学家探讨的热点问题,众多学者对其成因做了卓有成效的研究,提出不同的白云化机制,如混合水白云岩化(赵俊兴等,2005;李振宏等,2005;陈致远等,1998),准同生白

云岩化、成岩白云岩化和埋藏白云岩化(黄擎宇等,2010;刘德良,2006;彭军等,1998;韩征等,1995),埋藏白云岩化(姚泾利等,2009;王保全等,2009;张传禄等,2001;张永生,2000)以及局部存在的热液白云岩化(黄擎宇等,2010;李振宏等,2005)。本次研究拟通过对苏里格地区奥陶系马家沟组马五段白云岩的C、O、Sr稳定同位素资料的分析,试图从同位素地球化学角度探讨该区白云岩化流体性质和白云岩化机制,增加人们对鄂尔多斯盆地马家沟组白云岩形成地质环境的认识,为该区进一步油气勘探提供地质依据。

## 1 样品采集及测试

本次研究选择28口井深度范围为3045.10~3732.5 m的67个含各类碳酸盐岩组分岩芯样品进行分析,其中29个全岩白云岩、15个泥晶白云质角砾、23个孔洞充填的白云岩,对应的层位均为奥陶系马家沟组马五段。同时选择27个马五段深度为3045.10~3732.50 m的样品进行Sr同位素分析。所采样品的C、O、Sr同位素测试工作在中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院地质实验室完成。其中C、O同位素分析采用100%磷酸法,在22℃时,样品与磷酸发生反应,将释放出来的CO<sub>2</sub>在Finnigan公司MAT-252EM型气体同位素质谱仪上进行C、O同位素组成测定,分析精密度的±0.2‰(1σ);所有分析结果以PDB为标准,并对部分样品做了流体包裹体分析测试。Sr同位素比值测试采用Finnigan MTA公司生产的MAT-261型固体质谱仪进行比值测定。微量元素用仪器中子活化分析法(INAA)测量,测量仪器采用美国CANBER公司生产的Ge(Li)半导体探测器,测量精度在5%以下。Mn元素采用X射线荧光法测量。测量仪器为Si-PIN半导体探测器,采用Pu-239激发源,分析精度为0.01%。

## 2 微量元素特征

微量元素Fe、Mn、Sr、Na在碳酸盐岩成岩作用和流体性质判别方面具有独特效用,Sr是海水及其派生流体最重要的示踪元素,Mn、Fe则是大气水成岩环境中强烈富集的元素,而Na往往反应成岩流体的盐度。苏里格地区马家沟组白云岩微量元素测

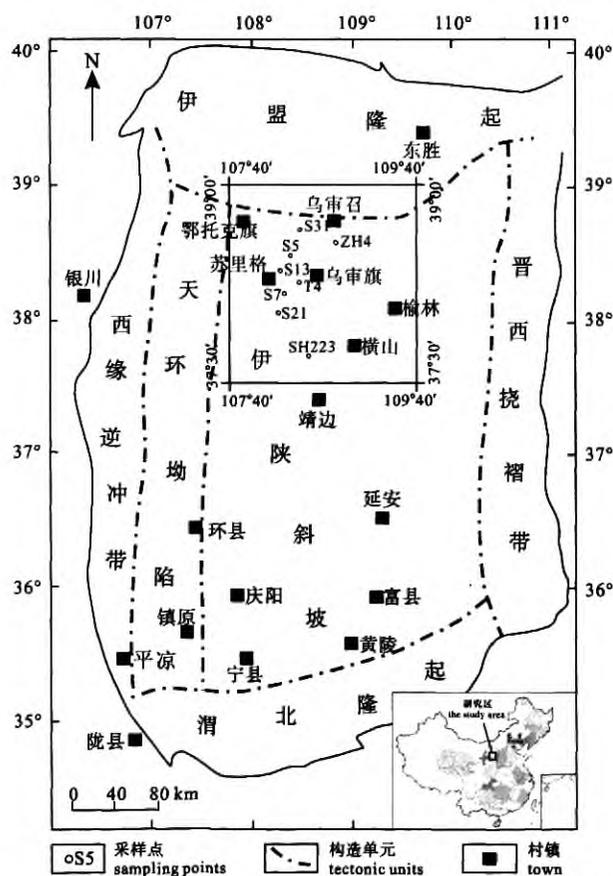


图1 研究区构造单元划分与部分采样点位置图

Fig. 1 Division of tectonic units and location of partial sampling sites in the study area

试结果见表 1, 以明显高的 Fe 含量和低的 Na、Sr 和 Mn 含量为特征。

现代海洋白云石以高的 Na、Sr 含量为特征, 加勒比、阿拉伯海湾、得克萨斯的现代海洋白云石 Na 含量达  $(3000\sim 10000) \times 10^{-6}$  (Land et al., 1973), 而古代白云石 Na 含量仅有  $(900\sim 1000) \times 10^{-6}$  (Warren, 2000)。研究区白云石的 Na 平均含量为  $147.4 \times 10^{-6}$ , 与大多数古代白云石 Na 含量的下限相当; 但最大值远高于大多数古代白云岩, 接近现代海洋白云石 Na 含量。研究区白云石 Na 含量变化较大(表 1), 说明白云石形成于盐度较高的海水中, 原始白云石具有高的 Na 含量; 在成岩作用过程中由于淡水淋滤和埋藏作用, Na 含量降低, 成岩作用对白云石的影响不

均匀, 现今白云石的 Na 含量表现出很大的变化。

在相对封闭的体系中, 水-岩石反应弱, 母体碳酸盐的矿物成分对微量元素的影响是重要的。具有  $(10000\sim 80000) \times 10^{-6}$  高的 Sr 含量的海相文石将形成  $(600\sim 5000) \times 10^{-6}$  的 Sr 含量的白云石。海相高镁方解石和低镁方解石 [Sr 含量  $(2000\sim 10000) \times 10^{-6}$ ] 将形成具有 Sr 含量  $(300\sim 2000) \times 10^{-6}$  的白云石, 但是具有很低的 Sr 含量的成岩低镁方解石母体将形成很低的 Sr 含量的白云石 (Warren, 2000)。所研究的白云石具有很低的 Sr 含量(表 1), 可能白云石化的母体是低镁方解石; 淡水淋滤也是造成 Sr 含量低的原因。

在成岩碳酸盐相中 Fe 和 Mn 的浓度取决于其来源和孔隙水的氧化-还原电位。随着成岩作用强度

表 1 苏里格地区马家沟组马五段白云岩微量元素含量  
Table 1 Trace element content of dolomite in 5th Member of Majiagou Formation

井号	样品深度/m	矿物成分	Na/ $10^{-6}$	Mn/ $10^{-6}$	Fe/ $10^{-6}$	Sr/ $10^{-6}$
召 2	3188	白云石	29.7	0.0	513.3	13.5
召 4	3243.2	白云石	0.0	27.9	427.8	22.0
桃 5	3418.7	白云石	0.0	31.0	2278.9	0.0
桃 6	3580.9	白云石	155.8	2.3	1656.7	8.5
苏 2	3594.22	白云石	14.8	3.1	3064.4	21.1
苏 5	3452.4	白云石	0.0	20.1	2745.6	24.5
桃 5	3424.7	白云石	66.8	12.4	1734.4	19.4
苏 13	3532.94	白云石	89.0	0.0	676.7	11.0
苏 1	3662.2	白云石	133.5	5.4	2862.2	27.1
桃 6	3570.32	白云石	66.8	21.7	7598.9	0.0
苏 23	3560.8	白云石	0.0	16.3	2652.2	22.0
陕 223	3411.7	白云石	2077.4	0.0	1213.3	13.5
苏 11	3498.25	白云石	445.2	28.7	8750.0	30.4
桃 4	3428.2	白云石	118.7	26.3	8757.8	14.4
苏 7	3498.3	白云石	133.5	4.6	910.0	8.5
陕 179	3304.29	白云石	111.3	7.0	808.9	0.0
苏 24	3555.51	白云石	29.7	16.3	3220.0	0.0
苏 12	3423.72	白云石	0.0	7.7	4052.2	0.0
苏 31	3523.82	白云石	126.1	16.3	2442.2	52.4
召 4	3181.6	白云石	44.5	12.4	7630.0	50.7
苏 21	3552	白云石	0.0	0.0	1050.0	6.8
召 4	3243.7	白云石	141.0	0.0	3220.0	42.3
苏 26	3361.5	白云石	0.0	0.0	1003.3	22.8
苏 15	3363.75	白云石	66.8	3.1	311.1	47.4
苏 10	3405.7	白云石	118.7	0.0	217.8	27.9
陕 82	3210.51	白云石	103.9	10.1	2870.0	20.3
陕 179	3304.29	白云石	118.7	2.3	964.4	34.7
苏 13	3531.54	白云石	74.2	2.3	482.2	1.7
苏 16	3520.12	白云石	7.4	24.0	2154.4	3.4
平均			147.4	10.4	2630.0	18.8

注: 由中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院地质实验室李忠、张中华分析完成。

的增加, Fe 和 Mn 的含量有增加的趋势(Tucker et al., 1990)。Fe 和 Mn 在海水中含量很低, 因海水处于氧化条件; 而在成岩孔隙水溶液中含量高, 因孔隙水处于还原条件。现代海洋环境中, 以文石为主的灰泥以低的 Fe 含量 $[(1800\sim 9730) \times 10^{-6}]$ , 平均  $4720 \times 10^{-6}$  和 Mn 含量(小于  $200 \times 10^{-6}$ )(Rao, 1990)为特征。而研究区白云石具有高的 Fe 含量(表 1), 则是埋藏作用所致; 低的 Mn 含量(表 1)是由于低的 Mn 地球化学背景所致。

### 3 碳、氧同位素特征

苏里格地区马家沟组马五段白云岩、白云质角砾及孔洞充填白云岩的 C、O 同位素组成测试分析结果见表 2 和图 2。从表中可知, 马五段白云岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-1.89\text{‰} \sim 0.87\text{‰}$ , 平均为  $-0.133\text{‰}$ , 中值为  $-0.03\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-10.98\text{‰} \sim -6.11\text{‰}$ , 平均为  $-8.742\text{‰}$ , 中值为  $-8.65\text{‰}$ 。白云质角砾的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-2.45\text{‰} \sim 1.9\text{‰}$ , 平均为  $-0.524\text{‰}$ , 中值为  $-0.46\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-11.49\text{‰} \sim -5.73\text{‰}$ , 平均为  $-8.361\text{‰}$ , 中值为  $-8.57\text{‰}$ 。孔缝充填白云岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-3.86\text{‰} \sim 1\text{‰}$ , 平均为  $-1.104\text{‰}$ , 中值为  $-0.68\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-12.81\text{‰} \sim -7.33\text{‰}$ , 平均为  $-10.074\text{‰}$ , 中值为  $-9.98\text{‰}$ 。

白云岩的稳定同位素 C、O 值的成因需要与海水的 C、O 同位素进行对比。海水的稳定同位素碳和氧值是解释白云岩成因的基础, 然而地质历史中海水的稳定同位素碳和氧值是有变化的, 这种变化是由于全球性造山运动引起的一级序的海平面变化和一级序全球性的气候变化造成的, 但是各个地质时期的海水的稳定同位素碳和氧相对是稳定的。地质历史中海水的碳和氧稳定同位素值一般是不能直接测定, 但是可以通过测定变化最小(成岩变化最好)海洋胶结物或无脊椎动物化石的碳、氧稳定同位素值来估算当时的海水的碳、氧稳定同位素值。白云石化作用时, 交代流体与碳酸盐沉积物之间要发生化学反应, 从同位素平衡条件看, 形成的白云岩的 C、O 同位素值较之沉积物必然要发生变化。海洋碳酸盐沉积物的沉积介质是海水, 反映的是海水 C、O 同位素的组成。因此, Allan 等(1993)认为海水的 C、O 同位素值是各种不同成因白云岩的 C、O 同位素值变化的基础。苏里格地区马家沟组白云岩的时代属于奥陶纪( $\text{O}_1\text{-O}_2$ )。地质历史中奥陶纪海水的稳定同位素值大约为  $\delta^{18}\text{O} = -6.6\text{‰} \sim -4.0\text{‰}$ ;  $\delta^{13}\text{C} = -2.0\text{‰} \sim +0.5\text{‰}$ 。根据表 2 和图 3 可以看出, 马

五段白云岩的同位素 C、O 值分布在 C、O 十字图的左侧, 明显比奥陶纪海水  $\delta^{18}\text{O}$  值要“偏负”  $0.81\text{‰} \sim 5.68\text{‰}$ (平均为  $3.442\text{‰}$ ),  $\delta^{13}\text{C}$  值在分布范围和平均值上较为接近。

引起白云岩的 C、O 稳定同位素值偏负的原因不外乎是“温度效应”、“淡水效应”以及准同生白云岩和渗透回流白云岩欠稳定白云石在埋藏条件的“转化作用”。其中转化作用(重结晶和新生变形)可以造成准同生和渗透回流白云岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值相对偏负。因为近地表环境下, 准同生白云石化和渗透回流白云石化作用形成的白云石是一种欠稳定的富钙的有序度低的白云石。从近地表成岩环境进入到埋藏环境之后, 这些欠稳定的富钙的有序度低的白云石要发生“转化作用”(重结晶和新生变形), 此过程中会造成它们在原来的  $\delta^{18}\text{O}$  值基础上产生一定程度的偏负。然而, 这种偏负绝不会使它们的  $\delta^{18}\text{O}$  值偏负到跨越海水白云石和海水的  $\delta^{18}\text{O}$  值达到埋藏白云石的  $\delta^{18}\text{O}$  值。马五段白云岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值比海水的  $\delta^{18}\text{O}$  值还要偏负  $0.81\text{‰} \sim 5.68\text{‰}$ (平均为  $3.442\text{‰}$ ), 不大可能是准同生和渗透回流白云岩的欠稳定富钙白云石在埋藏条件下的转化作用引起的。

从理论上讲, 淡水—海水混合白云石化作用也可以造成混合水白云岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值偏负。马家沟组马五段有蒸发岩的夹层, 说明当时处于干热古气候条件下(韩征等, 1995)。这种环境条件下缺少大规模白云石化所需的大气淡水, 不可能发生大规模的淡水—海水混合的白云石化作用。Allan 等(1993)及 Meyers 等(1997)曾对混合水白云岩的 C、O 同位素地球化学做过专门研究, 并得出结论:  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  值变化很大, 而且这种变化呈“正的线性相关性”, 即随着  $\delta^{13}\text{C}$  值的增加  $\delta^{18}\text{O}$  值增加, 或随着  $\delta^{13}\text{C}$  值的减小  $\delta^{18}\text{O}$  减小。但从图 2 中可以看出  $\delta^{13}\text{C}$  值和  $\delta^{18}\text{O}$  值缺少这种正的线性分布关系。

马家沟组马五段白云岩的  $\delta^{18}\text{O}$  值比奥陶纪海水的  $\delta^{18}\text{O}$  值偏负的原因, 看来是由于“温度效应”引起的。因为在埋藏条件下, 发生白云石化作用时, 有比近地表条件高的温度, 由于“热同位素分馏作用”, 相对较重稳定同位素氧进入到交代流体中, 相对较轻的稳定同位素氧进入到白云石晶格中。这样埋藏白云石化形成的白云岩必然会出现比奥陶纪海水要偏负的氧稳定同位素值。同时, Allan 等(1993)通过对全球不同成因类型的白云岩  $\delta^{18}\text{O}$  值分布与成岩环境温度的统计, 提出了高温白云石和低温白云石的概念(Allan et al., 1993)。从图 4 中可知, 所有样品

表2 苏里格地区马家沟组马五段白云岩、孔洞充填白云岩 C、O 同位素组成表  
Table 2 Carbon and oxygen isotope compositions of dolomite and void-filling dolomite from 5th Member of Majiagou Formation

序号	样品特征	井号	井深/m	层位	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) PDB	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) PDB
1	泥晶白云岩	桃 5	3424.7	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-8.17	-1.12
2	纹层状泥晶白云岩	苏 2	3594.22	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-6.13	0.14
3	泥-细晶白云岩	苏 10	3405.7	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-7.01	0.3
4	含砂屑泥粉晶白云岩	苏 32	3586.18	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-8.34	-1.27
5	细粉晶白云岩	苏 4	3457.5	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-7.56	0.7
6	泥晶白云岩	召 2	3182.4	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-7.47	0.85
7	粗粉晶白云岩	苏 11	3506.18	马五 <sub>2</sub> <sup>2</sup>	-7.84	0.7
8	粉晶白云岩	苏 32	3591.5	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-8.43	0.87
9	泥晶白云岩。	召 4	3241.2	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	-8.65	-1.33
10	泥晶白云岩。	陕 147	3217.15	马五 <sub>1</sub> <sup>3</sup>	-8.42	0.87
11	泥晶白云岩。	苏 17	3552.51	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-8.87	0.24
12	灰色细粉晶含灰白云岩	苏 5	3446.2	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	-8.7	-0.27
13	泥晶白云岩。	苏 25	3354.6	马五 <sub>2</sub> <sup>2</sup>	-8.06	-0.03
14	泥晶白云岩。	苏 22	3564.15	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-7.15	0.73
15	泥晶白云岩。	苏 17	3555.24	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-8.37	-0.34
16	泥晶白云岩	召 3	3045.1	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-9.93	-1.89
17	泥晶白云岩	陕 231	3311.44	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	-6.11	-0.03
18	槽状交错层白云岩	苏 4 井	3458.5	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-10.69	-0.79
19	纹层状白云岩	桃 7 井	3496.6	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-9.55	-0.44
20	砾屑白云岩	桃 5 井	3421	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-10.42	-0.42
21	鲕粒白云岩	桃 5 井	3430.2	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	-9.43	-1.08
22	砂屑白云岩	苏 2 井	3562.84	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-8.95	0.16
23	砂屑白云岩	苏 5 井	3448.1	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	-10.98	-0.94
24	巨晶白云石	桃 6 井	3537.82	马五 <sub>1</sub> <sup>2</sup>	-7.64	0.76
25	纹层状白云岩	桃 2 井	3378	马五 <sub>1</sub> <sup>4</sup>	-10.37	0.17
26	颗粒白云岩	桃 2 井	3386.31	马五 <sub>2</sub> <sup>1</sup>	-8.83	-1.24
27	颗粒白云岩	桃 2 井	3416.56	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	-10.04	0.45
28	颗粒白云岩	桃 3 井	3499.25	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-10.59	0.52
29	颗粒白云岩	桃 3 井	3500.45	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-10.82	-0.14
30	亮晶生物碎屑白云岩中的生物碎屑	陕 82	3210.51	马五 <sub>2</sub> <sup>1</sup>	-8.57	-0.22
31	砂、砾屑白云石	苏 13	3531.54	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-7.43	-0.53
32	泥晶白云石角砾	苏 13	3531.30	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-7.48	-0.48
33	泥晶白云石角砾	苏 12	3423.72	马五 <sub>6</sub>	-9.45	-2.33
34	泥晶白云石角砾	苏 31	3523.82	马五 <sub>4</sub>	-7.14	-0.29
35	泥晶白云石角砾	苏 13	3532.94	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-5.85	0.57
36	泥晶白云石角砾	苏 24	3555.51	马五 <sub>2</sub> <sup>1</sup>	-5.73	1.9
37	泥晶白云石角砾	苏 21	3552	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-11.49	-2.45
38	泥晶白云石角砾	苏 21	3552	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-5.75	-1.81
39	泥晶白云石角砾	召 4	3181.6	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-8.92	0.48
40	泥晶白云石角砾	苏 12	3423.72	马五 <sub>6</sub>	-11.48	-1.46
41	泥晶白云石角砾	苏 18	3732.5	马五 <sub>1</sub> <sup>4</sup>	-8.26	-0.46
42	泥晶白云石角砾	苏 12	3419.32	马五 <sub>6</sub>	-8.76	0.02
43	泥晶白云石角砾	苏 4 井	3462	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-9.92	-1.13
44	泥晶白云石角砾	苏 2 井	3588.24	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-9.19	0.33
45	粉晶白云岩溶孔充填嵌晶状白云石	苏 10	3403.5	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-7.33	1

续表 2

序号	样品特征	井号	井深/m	层位	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) PDB	$\delta^{13}\text{C}$ (‰) PDB
46	泥晶白云岩溶孔充填嵌晶状铁白云石	苏 11	3502.4	马五 <sub>2</sub> <sup>2</sup>	-7.39	-2.12
47	角砾间孔充填嵌晶状铁白云石	苏 31	3352.82	马五 <sub>4</sub>	-12.81	-2.23
48	白云岩溶孔中充填亮晶白云石	桃 6 井	3587.4	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-9.62	0.69
49	白云岩溶孔中充填粗-巨晶白云石	桃 6 井	3590.12	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-9.98	-1.16
50	溶孔白云岩溶孔中充填白云石	苏 5 井	3449.2	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	-9.31	-0.39
51	白云岩充填有粗-巨粗白云石	桃 5 井	3431.8	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	-10.6	-2.04
52	白云岩溶孔中充填粗晶白云石	苏 2 井	3577.87	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-10.43	-0.81
53	白云岩溶孔中充填较粗的白云石	苏 2 井	3573.37	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-9.72	-0.15
54	白云岩孔缝中充填巨晶白云石	桃 2 井	3420.16	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-11.76	-1.13
55	白云质角砾岩溶孔中充填黑色白云石	桃 2 井	3422.76	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-10.15	-0.15
56	白云岩溶孔充填白云石	桃 3 井	3469.61	马五 <sub>3</sub> <sup>1</sup>	-8.86	0.22
57	白云岩溶孔中充填粗晶白云石	桃 2 井	3385.4	马五 <sub>2</sub> <sup>1</sup>	-10.05	-0.12
58	溶孔充填白云石	苏 2 井	3560.7	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	-10	-3.75
59	膏模孔充填粒状白云石	苏 24	3555.51	马五 <sub>2</sub> <sup>2</sup>	-12.57	-2.59
60	角砾充填的泥晶白云石	苏 21	3552	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-8.48	-0.67
61	角砾间充填的粒状白云石	苏 12	3423.72	马五 <sub>6</sub>	-12.41	-2.95
62	溶蚀裂缝充填粒状白云石	苏 26	3361.5	马五 <sub>5</sub> <sup>2</sup>	-9.24	0.34
63	鸟眼孔充填嵌晶状白云石	苏 7	3498.3	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	-10.99	-3.77
64	溶孔充填细晶白云石	苏 10	3405.7	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	-11.75	-3.86
65	溶孔白云岩	桃 7 井	3353.3	马五 <sub>4</sub> <sup>4</sup>	-9.65	0.47
66	溶孔鲕粒白云岩	桃 7 井	3359.2	马五 <sub>4</sub> <sup>4</sup>	-9.37	-0.68
67	溶孔白云岩	桃 7 井	3487.95	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	-9.23	0.45

注：由中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院地质实验室李忠、张中华分析完成。

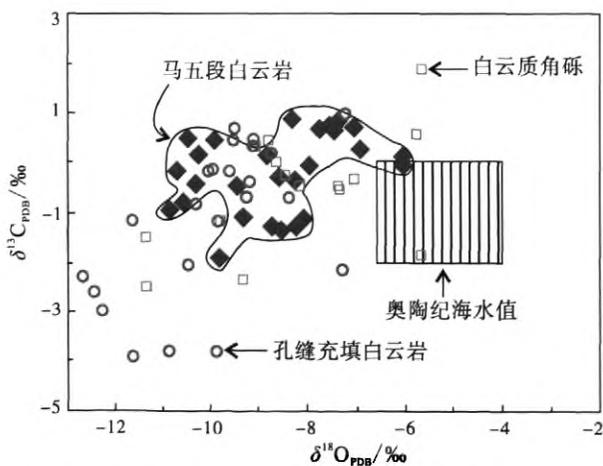


图 2 苏里格地区马家沟组马五段白云岩及孔洞充填白云岩 C、O 同位素分布图(底图据 Allan et al., 1993)  
Fig. 2 Carbon and oxygen isotope distributing of dolomite and void-filling dolomite from 5th Member of Majiagou Formation (base map after Allan et al., 1993)

除陕 231 和苏 2 井的碳、氧值外均在 Allan 和 Wiggins 的高温白云石区(据 Allan et al., 1993), 即埋藏白云岩分布区, 说明马家沟组白云石化是在埋藏(高温)环境中发生的。

白云岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值主要反映成岩流体是否有有机

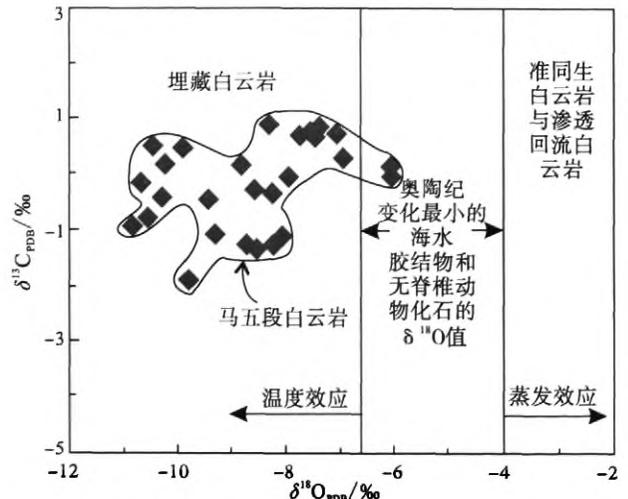


图 3 苏里格地区马家沟组马五段白云岩与奥陶纪海水  $\delta^{18}\text{O}$  值对比图(底图据 Allan et al., 1993)  
Fig. 3 Comparison of values of  $\delta^{18}\text{O}$  between Ordovician seawater and dolomite from 5th Member of Majiagou Formation (base map after Allan et al., 1993)

碳的影响。马五段白云岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值基本分布在奥陶纪海水  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化范围内(-2.0‰~0.5‰), 可见白云石化作用过程中没有受到有机碳的影响, 其原因与马五段乃至整个马家沟组贫有机质以及  $\delta^{13}\text{C}$  在

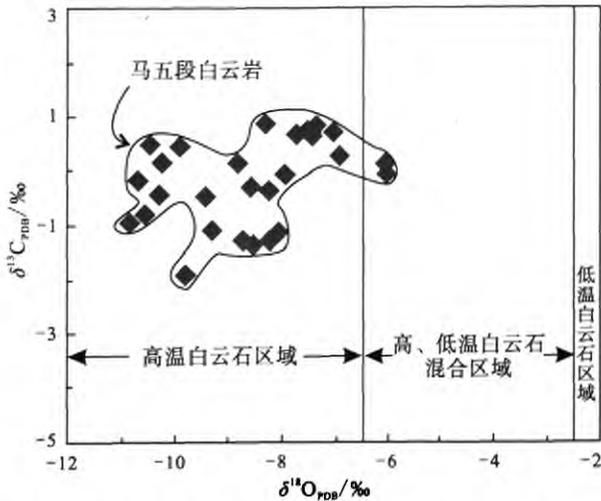


图4 苏里格地区马家沟组马五段白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值与统计的高低温白云石对比图(底图据 Allan et al., 1993)

Fig. 4  $\delta^{18}\text{O}$  comparison of dolomite from 5th Member of Majiagou Formation with the statistics of the high and low temperature dolomites (base map after Allan et al., 1993)

埋藏成岩作用过程中稳定性强有关。如果白云石化作用发生在油气生成时期, 油气中有机碳介入成岩环境, 有机碳的加入使得交代流体中富集 $^{12}\text{C}$ , 将导致马五段白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比奥陶纪海水值明显偏负; 如果白云石化作用发生在“生物化学气”阶段, 即细菌的发酵作用, 使得“生物化学气” $\text{CH}_4$ 富 $^{12}\text{C}$ , 在成岩过程中它的构成和逃逸必然引起碳酸盐岩相对富 $^{13}\text{C}$ , 这样马五段白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值要比奥陶纪海水值明显偏正。马五段白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与奥陶纪海水相当, 说明苏里格地区马家沟组碳酸盐岩在成岩作用过程中受有机质影响较小, 且非均质较弱, 表明白云岩化发生在生油窗前的浅-中等埋藏条件下。

#### 4 锶同位素特征

奥陶系马家沟组碳酸盐岩沉积时期海水锶 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值大约为0.7087。马家沟组碳酸盐岩是从海水中沉积的, 锶 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 应大致相当于这个海水的锶 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。而白云岩是一种成岩相, 它是马家沟组碳酸盐岩沉积物或岩石被白云石化流体交代形成的。若交代流体是海水、蒸发海水, 例如准同生白云岩和蒸发回流白云岩, 那白云岩的锶 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 应当与海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相当。如果交代流体是埋藏条件下地层卤水, 那么这种白云岩锶 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 应当比海水锶 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值要高, 因为地层卤水在地下通过硅质碎屑沉积层时, 有放射性锶 $^{87}\text{Sr}$ 进入到流体中。这种流体交代碳酸盐岩时,

当然就会有放射性 $^{87}\text{Sr}$ 的混入。所以白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值比海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高, 表明白云石化是在埋藏条件下进行的。

根据取自3045.10~3732.50 m的27个样品分析结果, 苏里格地区马五段白云岩的 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比值在0.708936~0.711791之间, 中值0.709592, 平均0.7098726(表3)。全球奥陶系海相碳酸盐锶同位素总体上表现为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的单调下降, 中、下奥陶统界线为465 Ma, 对应的比值为0.7088。苏里格地区马五段白云岩、白云质角砾及孔缝充填白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值明显大于同时期海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(图5), 这说明成岩流体中的Sr应该来自或流经富含放射性成因 $^{87}\text{Sr}$ 的外部地层。成岩过程中, 造成碳酸盐岩Sr同位素比值高于海水的主要原因有两种: ①地层水(或大气淡水)流经硅质碎屑沉积物时携带放射成因Sr, 对海相碳酸盐矿物发生作用从而改变其Sr同位素比值; ②受到铝硅酸盐矿物(岩浆岩、变质岩)影响的深盆地地层水可向碳酸盐矿物提供放射成因Sr, 并造成其Sr同位素比值的增加。

锶同位素与井深没有表现出明显的相关性, 原因可能是: (1)样品的深度范围太少; (2)尽管埋藏过程和岩溶作用过程都可能增加 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 但孔隙水的运移与岩石的孔隙发育情况和连通密切相关, 后者又受沉积环境和成岩作用等多种因素控制。

如上所述, 埋藏成岩过程中铝硅酸盐矿物的溶解可向海相碳酸盐矿物提供放射性成因的锶, 并造成其锶同位素比值的增加。马家沟组上覆地层为石炭-二叠系煤系地层, 孔隙水溶液为酸性, 可造成硅酸盐矿物的溶解, 最终使得 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值增加。再者, 奥陶系沉积后的鄂尔多斯盆地的整体抬升, 使得大气淡水对硅酸盐的溶解, 向海相碳酸盐提供了壳源锶,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值得以增加, 因此, 白云岩、白云质角砾岩及孔缝充填白云岩都以具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为特征。

#### 5 结论

对苏里格地区奥陶系马家沟组马五段白云岩的微量元素及C、O、Sr等稳定同位素的分析结果表明, 白云石微量元素中Fe含量高, Sr和Mn含量低, 马五段白云岩为还原条件的埋藏环境下形成的。白云岩、白云质角砾与孔洞充填的白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布范围较为相近, 说明成岩流体为同一流体源; 白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值比奥陶纪海水值偏负0.81‰~5.68‰(平均为3.442‰), 表明白云石化的流体为埋

表3 苏里格地区马五段白云岩 Sr 同位素分析结果

Table 3 Strontium isotope compositions of dolomite from 5th Member of Majiagou Formation

序号	井号	井深/m	层位	岩性特征	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> (±2σ)	奥陶纪海水 Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>
1	苏 21	3552.00	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	泥晶白云岩	0.709230±0.000226	0.70878(平均)(海水胶结物, Montanez et al., 1992) (0.7087~0.7086, Burke et al., 1982)
2	苏 15	3363.75	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	白云质石灰岩。	0.710314±0.000080	
3	召 2	3188.00	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	泥晶白云岩	0.711791±0.000064	
4	召 4	3181.60	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	白云质紊乱角砾岩	0.709874±0.000091	
5	召 4	3243.20	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	泥晶白云岩	0.711408±0.000045	
6	苏 13	3532.94	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	白云质岩溶角砾岩	0.709170±0.000110	
7	桃 5	3424.70	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	泥晶白云岩	0.709476±0.000132	
8	苏 23	3600.80	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	泥晶白云岩	0.711271±0.000095	
9	苏 32	3586.18	马五 <sub>5</sub> <sup>2</sup>	含砂屑泥粉晶白云岩	0.709645±0.000042	
10	陕 223	3411.70	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	泥晶含灰白云岩	0.711442±0.000109	
11	苏 11	3502.40	马五 <sub>5</sub> <sup>2</sup>	泥晶白云岩	0.709738±0.000185	
12	苏 4	3457.50	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	细粉晶白云岩	0.709334±0.000078	
13	召 2	3182.40	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	泥晶白云岩	0.709234±0.000110	
14	苏 11	3506.18	马五 <sub>5</sub> <sup>2</sup>	粗粉晶白云岩	0.708936±0.000128	
15	苏 32	3591.50	马五 <sub>6</sub>	粉晶白云岩	0.709372±0.000304	
16	召 4	3241.20	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	泥晶白云岩	0.709592±0.000073	
17	苏 18	3732.50	马五 <sub>4</sub> <sup>4</sup>	白云质紊乱岩溶角砾岩	0.709382±0.000190	
18	苏 12	3419.32	马五 <sub>6</sub>	白云质紊乱岩溶角砾岩	0.709706±0.000091	
19	陕 147	3417.15	马五 <sub>5</sub> <sup>1</sup>	泥晶白云岩	0.709554±0.000106	
20	苏 17	3552.51	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	泥晶白云岩	0.709370±0.000121	
21	苏 5	3446.20	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	灰色细粉晶白云岩	0.709566±0.000112	
22	苏 25	3354.60	马五 <sub>2</sub> <sup>2</sup>	泥晶白云岩	0.709425±0.000175	
23	苏 22	3696.44	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	泥晶白云岩	0.710271±0.000085	
24	苏 17	3555.24	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	泥晶白云岩	0.709745±0.000142	
25	召 3	3045.10	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	泥晶白云岩	0.710442±0.000119	
26	苏 10	3403.50	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	粉晶白云岩	0.709838±0.000125	
27	陕 231	3311.44	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	泥晶白云岩	0.709434±0.000108	

注: 由中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院地质实验室李忠、张中华分析完成

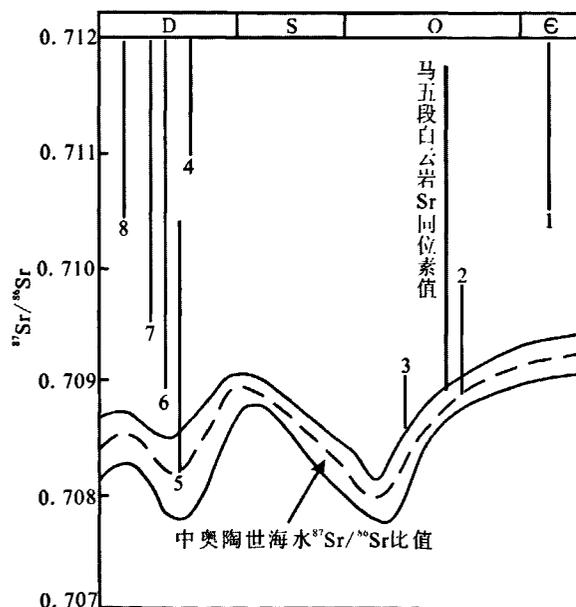


图5 苏里格地区马家沟组马五段白云岩<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr值分布图(1~8为全球埋藏白云岩, 据 Davies et al., 2006)

Fig. 5 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr distribution of dolomites from 5th Member of Majiagou Formation (1~8 indicating the global buried dolomite, after Davies et al., 2006)

藏环境下的地层水; 白云石  $\delta^{13}\text{C}$  值与奥陶纪海水相当, 说明白云石化的流体没有受到有机碳的影响。白云岩中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值比奥陶纪海水高, 说明成岩流体来自或流经了铝硅酸盐基底或硅质碎屑岩, 得到了放射成因 Sr 的注入。上述白云岩的岩石学和地球化学研究表明苏里格地区马家沟组马五段白云岩具有埋藏白云石化的特征, 是在不同深度埋藏环境下形成的。

### 参考文献:

- 陈志远, 马振芳, 张锦泉. 1998. 鄂尔多斯盆地中部奥陶系马五<sub>5</sub>亚段白云岩成因[J]. 石油勘探与开发, 25(6): 20-22.
- 韩征, 辛文杰. 1995. 准同生白云岩形成机理及其储集性——以鄂尔多斯地区下古生界主力气层白云岩为例[J]. 地学前缘, 2(3-4): 226-230, 247.
- 黄擎宇, 张哨楠, 丁晓琪, 段杰, 向雷. 2010. 鄂尔多斯盆地西南缘奥陶系马家沟组白云岩成因研究[J]. 石油实验地质, 32(2): 147-153.

- 李振宏, 杨永恒, 郑聪斌. 2005. 鄂尔多斯盆地天环北段白云岩体成因及储集性能[J]. 海相油气地质, 10(3): 19-24.
- 刘德良, 孙先如, 李振生, 唐南安, 谈迎, 刘波. 2006. 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, 28(2): 155-161.
- 彭军, 田景春. 1998. 陕甘宁盆地中部气田中区马五4段白云岩成因类型及其地球化学特征[J]. 矿物岩石, 18(2): 35-39.
- 王保全, 强子同, 张帆, 王兴志, 王一, 曹伟. 2009. 鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组马五段白云岩的同位素地球化学特征[J]. 地球化学, 38(5): 472-479.
- 姚泾利, 王保全, 王一, 黄道军, 文彩霞. 2009. 鄂尔多斯盆地奥陶统马家沟组马五段白云岩的地球化学特征[J]. 沉积学报, 27(3): 381-389.
- 张传禄, 张永生, 康祺发, 罗健, 祁连爽. 2001. 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, 22(3): 22-26.
- 张永生. 2000. 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, 18(3): 425-430.
- 赵俊兴, 陈洪德, 张锦泉, 刘小丽, 付锁堂. 2005. 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, 26(5): 38-41, 47.
- References:**
- ALLAN J R, WIGGINS W D. 1993. Dolomite reservoirs: Geochemical techniques for evaluating origin and distribution (AAPG Continuing Education Course Notes Series No. 36)[M]. Tulsa: AAPG, 36-129.
- BURKE W H, DENISON R E, HETHERINGTON E A, KOEPNICK R B, NELSON H F, OTTO J B. 1982. Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time[J]. Geology, 10(10): 516-519.
- CHEN Zhi-yuan, MA Zhen-fang, ZHANG Jin-quan. 1998. Genesis of the dolomite in Ma<sub>5</sub> subinterval, Ordovician in central Ordos basin[J]. Petroleum exploration and development, 25(6): 20-22(in Chinese with English abstract).
- DAVIES C R, SMITH L B JR. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview[J]. AAPG Bulletin, 90(11): 1641-1690.
- HAN Zheng, XIN Wen-jie. 1995. Genetic mechanism and reservoir property of penecon-temporary dolostones—The example of the major pay dolostones, Lower Paleozoic, Ordos region[J]. Earth Science Frontiers, 2(3-4): 226-230, 247(in Chinese with English abstract).
- HUANG Qing-yu, ZHANG Shao-nan, DING Xiao-qi, DUAN Jie, XIANG Lei. 2010. Origin of dolomite of Ordovician Majiagou formation, Western and Southern margin of the Ordos basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 32(2): 147-153(in Chinese with English abstract).
- LAND L S, HOOPS G K. 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions[J]. Journal of Sedimentary Research, 43(3): 614-617.
- LI Zhen-hong, YANG Yong-heng, ZHENG Cong-bin. 2005. Origin and Reservoir Characteristics of Dolostone in Northern Tianhuan Depression, Ordos Basin[J]. Marine Origin Petroleum Geology, 10(3): 19-24(in Chinese with English abstract).
- LIU De-liang, SUN Xian-ru, LI Zhen-sheng, TANG Nan-an, TAN Ying, LIU Bo. 2006. Analysis of carbon and oxygen isotope on the Ordovician dolostones in the Ordos basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 28(2): 155-161(in Chinese with English abstract).
- MEYERS W J, LU F H, ZACHARIAH J K. 1997. Dolomitization by mixed evaporative brines and freshwater, upper Miocene carbonates, Nijar, Spain[J]. Journal of Sedimentary Research, 67(5): 898-912.
- MONTANEZ I P, READ J F. 1992. Fluid-Rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians[J]. Journal of Sedimentary Research, 62(5): 753-778.
- PENG Jun, TIAN Jing-chun. 1998. Geochemical characteristics and origin types of dolostones in the Fourth Sub-member of fifth member of Majiagou Formation from the Middle Area of the middle part of gas field of SHAN-GAN-NING Basin[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 18(2): 35-39(in Chinese with English abstract).
- QIN Jian-xiong. 1994. Burial diagenetic events of Carbonate Rocks of Lower Ordovician in the Eastern Ordos Basin[J]. China Offshore Oil and Gas (Geology), 8(1): 45-54(in Chinese with English abstract).
- RAO C P. 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonates (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia[J]. Sedimentary Geology, 66(1-2): 83-97.
- TUCKER M E, WIRGHT V P. 1990. Carbonate Sedimentology[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications: 482.
- WANG Bao-quan, QIANG Zi-tong, ZHANG Fan, WANG Xing-zhi, WANG Yi, CAO Wei. 2009. Isotope characteristics of dolomite from the fifth member of the Ordovician Majiagou Formation, the Ordos Basin[J]. Geochimica, 38(5): 472-479(in Chinese with English abstract).
- WARREN J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations[J]. Earth-Science Reviews, 52(1-3): 1-81.

- YAO Jing-li, WANG Bao-quan, WANG Yi, HUANG Dao-jun, WEN Cai-xia. 2009. Geochemical characteristics of dolomites in Lower Ordovician Majiagou Formation, Ordos Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 27(3): 381-389(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Chuan-lu, ZHANG Yong-sheng, KANG Qi-fa, LUO Jian, QI Lian-shuang. 2001. Dolomite genesis of Ordovician system in Formation Maliu, Southern Ordos Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 22(3): 22-26(in Chinese with English abstract).
- ZHANG Yong-sheng. 2000. Mechanism of deep burial dolomitization of Massive dolostones in the Middle Majiagou group of the Ordovician, Ordos Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 18(3): 425-430(in Chinese with English abstract).
- ZHAO Jun-xing, CHEN Hong-de, ZHANG Jin-quan, LIU Xiao-li, FU Suo-tang. 2005. Genesis of dolomite in the fifth member of Majiagou Formation in the middle Ordos Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 26(5): 38-41, 47(in Chinese with English abstract).

## 国际地学计划项目 IGCP/SIDA-600 项目第一次工作会议 在京召开

2011年10月29日—30日,由联合国教科文组织和瑞典国际发展合作基金(SIDA)联合资助、中国地质科学院地质研究所侯增谦研究员担任第一国际负责人的国际地学计划项目“东特提斯碰撞造山成矿作用”(IGCP/SIDA-600)第一次工作会议在北京召开。国土资源部副部长汪民出席开幕式并致辞。

“东特提斯碰撞造山成矿作用”项目将以特提斯—喜马拉雅成矿域为研究地区,旨在通过造山带、矿集区、矿床矿田等三个不同尺度的综合对比研究,揭示碰撞造山过程与大型矿床形成的内在成因联系,建立大陆碰撞成矿作用的新概念、新理论和新体系;发展有效实用的成矿模型和勘查模型,以提升矿产资源的勘查评价水平。

“东特提斯碰撞造山成矿作用”项目执行期间,多国地质学家将广泛合作,探索研究特提斯构造演化和成矿作用,以及全新的成矿理论体系。对于加速西藏乃至整个东特提斯地区的勘查突破,具有重大的科学及现实意义。

项目负责人侯增谦做了开场报告,详细介绍了项目背景、目标任务及整体计划。与会各国专家交流了各自在特提斯-喜马拉雅成矿域的研究成果,并就项目的研究策略、研究计划和2012年工作安排进行了讨论。

国际地学计划(International Geoscience Programme, IGCP)是联合国教科文组织和国际地科联合作设立的地学计划,是地球科学领域内对各国科学家开放的一项富有成果的计划。

国际应用矿床地质学会前主席、美国地质调查局 David Leach 博士,国际经济地质学会前主席、美国地质调查局 Richard Goldfarb 博士,巴基斯坦地质调查局局长 Imran Ahmed Khan 博士,伊朗帕亚姆努尔大学 Mehraj 博士,李廷栋、肖序常、滕吉文、钟大赉、莫宣学等两院院士,中国地质学会秘书长、中国地质科学院常务副院长朱立新,中国地质大学校长邓军教授及来自8个国家的120余位中外科学家出席了会议。中国地质科学院副院长、IGCP中国委员会秘书长董树文,巴基斯坦地质调查局局长、IGCP项目负责人伊曼·艾哈迈德·可汗在开幕式上致辞。会前,中国地质科学院党委书记王小烈于10月28日设晚宴招待了参会的国内外来宾,并致了欢迎词。

本次会议由IGCP/SIDA600项目国际工作组、中国地质调查局、中国地质科学院、中国地质学会主办,由中国地质科学院地质研究所承办。

本刊编辑部 采编