

文章编号: 1671-1505(2024)04-0895-16 DOI: 10.7605/gdxb.2024.04.036

白云岩-蒸发岩共生体系白云石化过程研究: 以鄂尔多斯盆地马家沟组为例*

吴宇婷^{1,2,3} 甯 濛^{1,2,3} 夏 攀^{1,2,3} 乔占峰^{4,5} 于 洲^{4,5} 文华国^{1,2,3}

1 油气藏地质及开发工程全国重点实验室(成都理工大学), 四川成都 610059

2 成都理工大学沉积地质研究院, 四川成都 610059

3 中国石油天然气集团有限公司碳酸盐岩储层重点实验室成都理工大学研究分室, 四川成都 610059

4 中国石油天然气股份有限公司杭州地质研究院, 浙江杭州 310023

5 中国石油天然气集团有限公司碳酸盐岩储层重点实验室, 浙江杭州 310023

摘 要 鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组典型的白云岩-蒸发岩共生体系中白云岩储集层发育, 前人围绕该白云岩储集层特征及形成机制开展了大量研究, 但缺乏从白云岩-蒸发岩共生体系角度来探索白云石化过程及演化特征的研究。文中选取鄂尔多斯盆地东南缘西河口剖面发育的 2 段白云岩-蒸发岩沉积序列(S1、S2)进行高精度连续采样, 以沉积学、岩石学分析为基础, 结合碳氧同位素、稀土元素及微量元素地球化学分析, 识别出 2 类白云岩-蒸发岩共生组合, 并对其白云石化流体性质、来源、演化及白云石化过程进行了详细研究。结果表明: (1) S1 采样段发育 I 型共生组合, 主要由内碎屑颗粒白云岩-膏溶角砾白云岩-泥晶白云岩(含石膏假晶)-泥岩组成, 代表强蒸发潮上带环境; S2 采样段发育 II 型共生组合, 主要由薄-中厚层细晶白云岩-中层(颗粒)白云岩-泥质白云岩(含石膏假晶)-泥岩构成, 代表潮间带-潮下带环境。(2) 2 种共生组合类型中白云岩的稀土配分模式与孔隙水的配分模式相似, 均表现为中稀土(MREE)富集、Ce 弱负异常-正常、Eu 弱负异常-正常、 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值无明显差别、 Fe_{carb} 和 Mn_{carb} 含量较高, 推测其白云石化流体来源相同, 为海水衍生的弱还原性孔隙水。(3) 研究剖面由下至上从 I 型共生组合到 II 型共生组合沉积序列的垂向演化, 反映了蒸发潮坪环境中共生体系的典型白云石化过程, 即随着海平面上升, 从 S1 段至 S2 段由潮上带准同生萨布哈白云石化演化为潮间带-潮下带渗透回流白云石化, I 型共生组合中白云岩的 MREE 和 Fe_{carb} 含量高于 II 型共生组合白云岩, 反映白云石化流体性质从富 Fe^{2+} - Mn^{2+} 、MREE 向贫 Fe^{2+} - Mn^{2+} 、MREE 的演化。研究认识丰富了共生体系下白云岩成因的基础理论, 可为马家沟组油气勘探提供理论指导。

关键词 白云岩-蒸发岩共生体系 白云石化过程 稀土元素 马家沟组 鄂尔多斯盆地

第一作者简介 吴宇婷, 女, 2000 年生, 硕士研究生, 从事碳酸盐岩沉积学研究。E-mail: wuyuting@stu.cdut.edu.cn。

通讯作者简介 文华国, 男, 1979 年生, 教授, 博士生导师, 从事碳酸盐岩沉积学的教学和科研。E-mail: wenhuaguo08@cdut.edu.cn。

中图分类号: P588.24 文献标志码: A

Research on dolomitization process in dolomite-evaporite syngenetic system of the Majiagou Formation in Ordos Basin

* 国家自然科学基金项目(编号: 42272133, 42102136), 中国石油天然气股份有限公司科学研究与技术开发项目(编号: 2021DJ0503) 共同资助。[Co-funded by the National Natural Science Foundation of China (Nos. 42272133, 42102136), the Scientific Research and Technology Development Project of PetroChina (No. 2021DJ0503)]

收稿日期: 2023-07-16 改回日期: 2023-12-13

WU Yuting^{1,2,3} NING Meng^{1,2,3} XIA Pan^{1,2,3} QIAO Zhanfeng^{4,5} YU Zhou^{4,5} WEN Huaguo^{1,2,3}

¹ State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

² Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

³ Chengdu University of Technology Research Branch, Key Laboratory of Carbonate Reservoir, CNPC, Chengdu 610059, China

⁴ PetroChina Hangzhou Research Institute of Geology, Hangzhou 310023, China

⁵ Key Laboratory of Carbonate Reservoir, CNPC, Hangzhou 310023, China

Abstract The dolomite reservoir is developed in the typical dolomite-evaporite paragenetic system (DEPS) of the Ordovician Majiagou Formation in the Ordos Basin. Many researchers have conducted numerous studies on the characteristics and formation mechanism of dolomite reservoirs in the Majiagou Formation. However, limited research has been done on the dolomitization process and evolution characteristics from the perspective of DEPS. In this study, two dolomite-evaporite sedimentary sequences (S1 and S2) from the Xiweikou section on the southeast margin of the Ordos Basin were selected for high-precision continuous sampling. Through sedimentology and petrology analysis, as well as carbon-oxygen isotopes, rare earth elements (REEs) and trace elements, two types of dolomite-evaporite paragenetic assemblages were identified. A detailed study was conducted on the properties, sources, evolution of dolomitization fluid, and the dolomitization process. The results show that: (1) in the S1 sampling interval, a Type I paragenetic assemblage is present, consisting mainly of intraclast grain dolomite-dissolved gypseous breccias dolomite-dolomiticrite bearing gypsum pseudocrystals-mudstone. This indicates a supratidal environment with strong evaporation. In the S2 sampling interval, a Type II paragenetic assemblage is observed, mainly composed of thin-medium thick layers of finely crystalline dolomite-medium (grain) dolomite-argillaceous dolomite bearing gypsum pseudocrystals-mudstone, representing an intertidal-subtidal environment. (2) The REE distribution patterns of dolomite in two types of paragenetic assemblages are similar to those of pore water, both showing enrichment of MREE, with slightly negative anomalies-normal of Ce and Eu. There is no significant difference between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, and the contents of Fe_{carb} and Mn_{carb} are relatively high. It is speculated that the sources of dolomitized fluid are the same, originating from weakly reducing pore water derived from seawater. (3) The sedimentary sequence in the studied geological section changes from type I to type II from bottom to top, reflecting the typical dolomitization process of paragenetic systems in evaporative tidal flat environments. As sea level rose from S1 to S2, penecontemporaneous sabkha dolomitization in the supratidal zone evolved into seepage reflux dolomitization in the intertidal-subtidal zone. The concentrations of MREE and Fe_{carb} in dolomite of the type I paragenetic assemblage are higher than those in type II, indicating the evolution of dolomitization fluid properties from rich Fe^{2+} - Mn^{2+} and MREE to poor Fe^{2+} - Mn^{2+} and MREE. The research has enriched the basic theory of dolomite genesis under paragenetic systems and provides theoretical guidance for oil and gas exploration in the Majiagou Formation in the Ordos Basin.

Key words dolomite-evaporite syngenetic system, dolomitization process, rare earth elements, Majiagou Formation, Ordos Basin

About the first author WU Yuting, born in 2000, is a master's degree candidate at Chengdu University of Technology. Her studies focus on carbonate sedimentology. E-mail: wuyuting@stu.cdut.edu.cn.

About the corresponding author WEN Huaguo, born in 1979, is a professor at Chengdu University of Technology. He is engaged in the teaching and research on carbonate sedimentology. E-mail: wenhuaguo08@cdut.edu.cn.

地质记录中白云岩和蒸发岩的共生现象较为普遍。该共生蕴藏着丰富的油气资源，据统计全球 206 个主要碳酸盐岩油气田中，约一半的油气资源蕴藏在白云岩-蒸发岩共生体系中（刘朝全和姜学峰，2016；穆龙新，2017）。中国的白云岩-蒸发岩共生体系主要发育于塔里木盆地中下寒武统、鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组及四川盆地寒武系、石炭系和中下三叠统（文华国等，2021），在这些共生体系的白云岩中均有规模不等的油气已被发现（魏水建等，2011；王淑丽和郑绵平，2012；孙玉景和周立发，2018）。前人对白云岩-蒸发岩共生体系已开展了许多相关的基础研究，内容包括共生体系中的白云岩成因及储集层特征（胡安平，2019；吴东旭等，2022）、蒸发岩形成过程（Warren, 2010）及蒸发岩对储集层的影响（付斯一等，2019）等，但该共生体系由于沉积-成岩期流体类型多样、化学性质复杂，故其时空分布、沉积特征、矿物组合、地球化学特征、微生物作用、流体来源、流体运移路径、流体驱动力、古气候记录等系列科学问题尚有待深入研究（文华国等，2021）。因此，开展白云岩-蒸发岩共生体系中的白云石化过程研究，不仅能够丰富共生体系中白云岩成因的基础理论，同时对海相碳酸盐岩油气勘探也具有重要的现实意义。

鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组发育典型的白云岩-蒸发岩共生组合，该共生组合蕴藏着丰富的油气资源，是鄂尔多斯盆地碳酸盐岩油气的主力产层。前人对马家沟组白云岩的分布（李春堂等，2023）、白云岩成因及储集层发育（任军峰等，2016；包洪平等，2017b；Xiang *et al.*, 2020）、孔隙演化（苏中堂等，2010；罗清清等，2020）等特征开展了大量研究。不同学者对于马家沟组不同层段和不同区域的白云岩成因认识不尽相同，准同生、混合水、渗透回流、埋藏、微生物和局部存在热液白云石化等典型的成因模式均被提及（赵俊兴等，2005；赵卫和王宝清，2011；王保全等，2009；黄正良等，2011；苏中堂等，2011），且绝大多数学者认为该套白云岩是由多机制、多期次的白云石化作用共同影响形成的。在这些成因模式中，准同生和埋藏白云石化作用是被多数学者认可的成因（黄擎宇等，2010；刘燕等，2011），但究竟以哪种模式为主，目前尚未达成共识。另外，前

人针对马家沟组白云岩成因的研究主要集中在储集层发育段，而对白云岩-蒸发岩共生体系背景下的白云石化过程研究较少。

前人的研究表明，根据白云石化流体性质可以判断不同白云岩成因模式，利用白云岩的微量元素（Fe, Mn, Sr）和稳定同位素（ $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ）可以示踪其白云石化过程（Vahrenkamp and Swart, 1990；Banner, 1995；Budd, 1997）。然而，微量元素及传统稳定同位素特征可能受到后期成岩作用改造和流体蚀变的影响而发生改变，因此地球化学数据往往具有多解性（Azmy *et al.*, 2001；Machel, 2004）。近几十年来，稀土元素（REE）被广泛应用于示踪白云石化过程和成岩流体性质（Banner *et al.*, 1988；Qing and Mountjoy, 1994a；Wang *et al.*, 2009, 2014；胡文焯等，2010；Liu *et al.*, 2017；Xiang *et al.*, 2020）。由于自然界中稀土元素的地球化学性质一般较稳定，不同成岩流体沉淀的矿物通常保留母体流体的 REE 模式，且其配分模式也不同（Lottermoser, 1992），另外，除在超高水岩比（ >104 ）条件下，白云岩的稀土元素配分模式在成岩过程中受影响很小（Banner *et al.*, 1988），因此白云岩的稀土元素特征可用于示踪白云石化流体来源，进而反映其白云石化过程。

文中以鄂尔多斯盆地东南缘西磴口剖面马家沟组白云岩-蒸发岩共生组合为研究对象，基于野外观察选取了 2 段白云岩-蒸发岩沉积序列（S1、S2）进行高精度连续采样，结合沉积学、岩石学特征和多参数综合（碳氧同位素、稀土元素及微量元素）的地球化学特征进行研究，深入探讨白云岩-蒸发岩共生体系中白云岩的形成过程和白云石化流体性质的演化。

1 区域地质背景

鄂尔多斯盆地位于华北克拉通西缘，是一个稳定沉降、拗陷迁移、扭动明显的近矩形多旋回叠合盆地，也是中国重要的大型含油气盆地之一（张福礼，2004；杨华等，2006）。奥陶系马家沟组在鄂尔多斯盆地分布广泛，最大厚度超过 1000 m，由下至上细分为马一段至马六段共 6 个岩性段，其中马五段沉积期由于“震荡式”海退又可进一步细分为 10 个亚段（杨华等，2011）。马家沟组沉

积时期,鄂尔多斯盆地一直处于南半球低纬度的副热带高压带边缘地带(颜茂都和张大文, 2014),盆地东南部主要发育浅海碳酸盐岩台地相及潮坪相,共经历了3次完整的海进—海退过程。在海平面频繁升降以及干燥炎热古气候背景的影响下,其沉积环境不断发生改变:马一、三段和马五₁₀、马五₈以及马五₆亚段为海退背景下沉积的膏盐岩及碳酸盐岩,岩性以膏盐岩、膏云岩、含膏云岩和微生物白云岩为主。马二、四段和马五₉、马五₇与马五₅亚段沉积于海侵阶段,水体加深,相对局限的沉积环境逐渐变得开放,水体盐度由于外来海水的进入而降低,以碳酸盐沉积为主,岩性以泥晶灰岩、泥晶白云岩、颗粒白云岩为主,膏云岩较少(李文厚等, 2012; 包洪平等, 2017a; 付金华等, 2022)。

2 样品采集及分析方法

采样剖面位于鄂尔多斯盆地东南缘河津西磴口(图 1-A),其发育完整的白云岩—蒸发岩沉积序列,地层出露良好。下采样段(S1)位于马家沟组三段顶部(图 1-B),主要发育膏溶角砾白云岩、内碎屑颗粒白云岩、泥晶白云岩和泥岩;上采样段(S2)位于马家沟组四段顶部—马五₁₀亚段底部,主要发育薄—中厚层细晶白云岩、中层(颗粒)白云岩、泥质白云岩和泥岩。2个采样段之间被植被覆盖,间隔约 10 m。

样品采集共计 62 块,将其切割为镜像对称的岩石薄片和抛光厚片,分别用于岩石学观察和微钻取样。显微镜下观察后,在与薄片对应的抛光厚片切面上利用微钻钻取岩石粉末约 50 mg。钻取样品时避开了脉体、裂隙以及风化严重的地方,以避免其他成分带来的污染。

样品的碳氧同位素分析在长江大学地球科学学院实验中心的 DELTA V Advantage SN09017D Thermo Fisher 同位素比值质谱仪(IRMS)进行测试。具体测试过程为:将约 0.2 mg 粉末样品置于样品瓶中并放于加热盘内,运行洗气程序,每个样品洗气 6 min,随后在 70 °C 下与无水 H₃PO₄ 反应 30 min 以释放 CO₂,再运行做样程序,每个粉末样品的分析时长为 12 min。数据处理采用 Workspace 软件完成,碳氧同位素比率均以 δ 表示,标准化为 PDB。 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析精度分别

优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 和 $\pm 0.3\text{‰}$ 。

稀土元素及其他主微量元素测试在中国石油杭州地质研究院采用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)完成,仪器型号为 Thermo Fisher iCAP RQ,自动进样器型号为 CETAC560。操作过程为:将约 15 mg 的粉末样品中加入 5 mL 浓度 0.5 mol/L 醋酸,充分溶解离心后用移液枪将上清液转移至新的离心管中,随后用移液枪取 600 μL 上清液(溶解的碳酸盐岩组分)至 6.5 mL 离心管中,加入 100 μL Spike 和 5 mL 浓度 2% 硝酸后上机测试。测试过程中使用 W-2a、BHVO-2、BCR-2 和 BIR-1a 共 4 种美国地质调查局(USGS)国际标样校验,测试精度 0.1×10^{-9} ,误差 $\pm 5\%$ 。

3 结果

3.1 岩石学特征

野外剖面观察表明,马家沟组三段(S1段)底部浅黄色厚层白云岩刀砍纹发育(图 2-A),岩性以浅黄色厚层膏溶角砾白云岩(图 2-B, 2-C)、黄色泥岩或白云质泥岩以及浅灰色泥微晶白云岩为主。根据显微薄片观察,在 S1 段共识别出 3 种白云岩类型,包括泥晶白云岩(含石膏假晶)、膏溶角砾白云岩和内碎屑颗粒白云岩。泥晶白云岩中白云石晶体多小于 50 μm ,形态难以识别,含少量陆源碎屑颗粒和黄铁矿,可见水平纹层构造(图 2-E),发育较多被方解石交代的针柱状石膏假晶(图 2-F),约占 S1 段的 83%。膏溶角砾白云岩中可见由泥晶白云石构成的“角砾状”构造,角砾中含后期被方解石交代的石膏假晶(图 2-G),约占 S1 段的 10%。内碎屑颗粒白云岩中的内碎屑(砂屑)颗粒含量约为 70%,主要由泥晶白云石构成,大小均一,形状不规则,以次圆为主,可见颗粒定向性排列(图 2-H),颗粒间被泥粉晶白云石胶结,胶结物部分溶蚀后又被方解石充填,约占 S1 段的 7%。

马家沟组四段—马五₁₀亚段(S2段)自下而上发育灰色薄层白云岩、浅灰色中层及厚层白云岩、黄色泥岩夹中层灰黄色泥质白云岩,顶部可见颗粒白云岩(图 2-D)。镜下鉴定后,S2 段白云岩可划分为泥晶白云岩、细晶白云岩和颗粒白云岩 3 种。泥晶白云岩的显微特征大致同 S1 段的

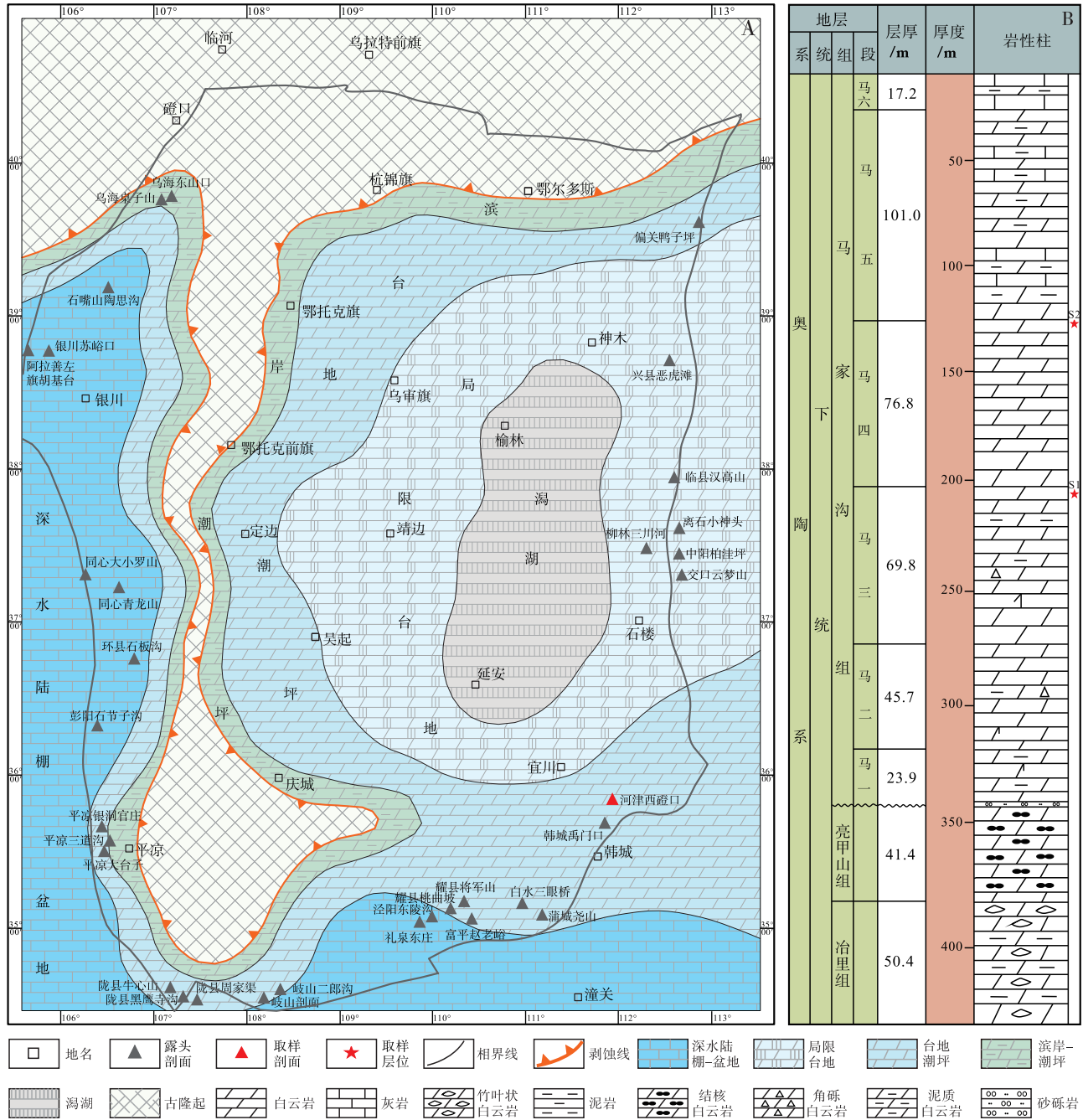
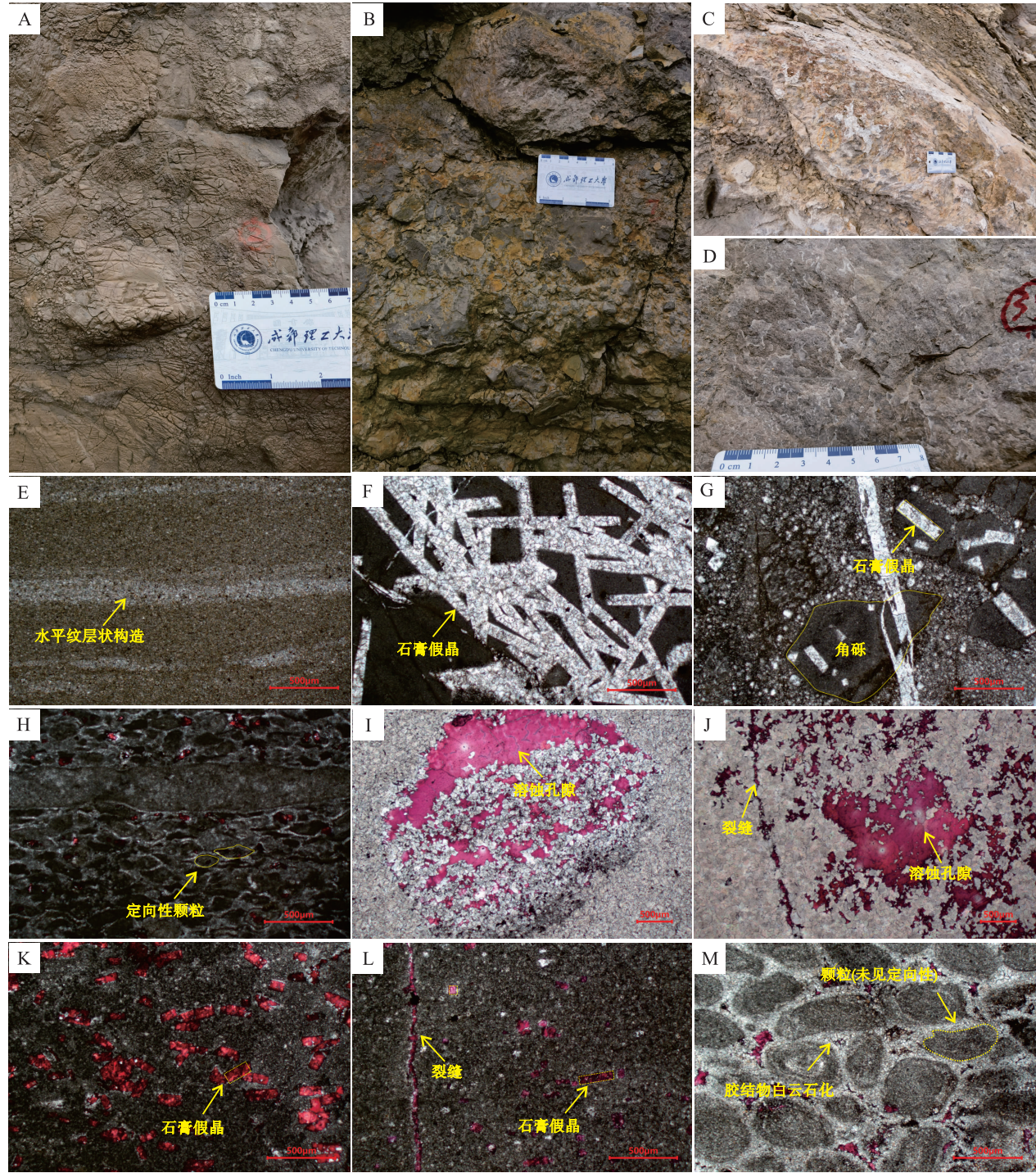


图 1 鄂尔多斯盆地马家沟组三段沉积期岩相古地理图及研究区地层柱状图 (据苏中堂等, 2012, 有修改)

Fig. 1 Lithofacies palaeogeographic map of the Member 3 of Majiagou Formation in Ordos Basin and stratigraphic column of study area (modified from Su et al., 2012)

泥晶白云岩, 但针柱状石膏假晶含量明显减少 (图 2-K, 2-L), 约占 S2 段的 30%。细晶白云岩中晶体大小均匀, 通常为 50~150 μm, 半自形—他形晶, 呈镶嵌状紧密堆积, 裂隙和溶蚀孔发育且后期被方解石充填 (图 2-I, 2-J), 溶孔内白云石晶体多为半自形—自形晶, 约占该段的

65%。颗粒白云岩的主要颗粒为砂屑, 颗粒含量约 70%, 大小不一, 最大者可达 0.5 mm×0.5 mm (图 2-M), 形状规则, 以圆一次圆为主, 未见颗粒定向性排列, 砂屑颗粒由泥晶白云石构成, 颗粒间的胶结物发生白云石化, 胶结物部分溶蚀后被方解石充填, 约占 S2 段的 5%。



A—浅黄色厚层白云岩，刀砍纹发育，S1 段底部；B—膏溶角砾白云岩，S1 段，1.2 m；C—膏溶角砾白云岩，S1 段，5.2 m；D—颗粒白云岩，S2 段，31.1 m；E—泥晶白云岩，可见水平纹层状构造，单偏光，S1 段，2.9 m；F—泥晶白云岩，发育大量石膏假晶，后期被方解石交代，单偏光，S1 段，1.4 m；G—膏溶角砾白云岩，可见由泥晶白云石构成的“角砾状”构造，发育石膏假晶，单偏光，S1 段，2.7 m；H—内碎屑颗粒白云岩，可见由泥晶白云石构成的砂屑颗粒，颗粒具有定向性，单偏光，S1 段，5.2 m；I—细晶白云岩，溶蚀孔隙发育，单偏光，S2 段，23.3 m；J—细晶白云岩，裂缝和溶蚀孔隙发育，单偏光，S2 段，27.8 m；K—泥晶白云岩，发育少量石膏假晶，单偏光，S2 段，29 m；L—泥晶白云岩，发育裂缝和少量石膏假晶，单偏光，S2 段，29.35 m；M—颗粒白云岩，可见由泥晶白云石构成的砂屑颗粒，颗粒间的胶结物发生白云石化，单偏光，S2 段，28.7 m

图 2 鄂尔多斯盆地西碛口剖面马家沟组白云岩宏观及微观特征

Fig. 2 Macroscopic and microscopic characteristics of dolostone of the Majiagou Formation in Xiweikou section, Ordos Basin

3.2 地球化学特征

3.2.1 碳氧同位素

样品的碳氧同位素值和 Fe、Mn、Sr 及稀土元素含量见附表 1。白云岩样品的碳氧同位素值随其深度的变化如图 3 所示。研究区碳、氧同位素有一定的正相关线性关系(图 4-A)，其中 S1 段 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-3.43\text{‰} \sim -0.46\text{‰}$ ，平均值为 -1.68‰ ，而 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-9.44\text{‰} \sim -7.08\text{‰}$ ，平均值为 -8.05‰ ；S2 段 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-4.35\text{‰} \sim 0.53\text{‰}$ ，平均值为 -1.48‰ ，而 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-10.43\text{‰} \sim -6.89\text{‰}$ ，平均值为 -8.07‰ 。S1 与 S2 段各类型白云岩的碳、氧同位素值分布范围基本重叠(图 4-A)：泥晶白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-4.35\text{‰} \sim 0.53\text{‰}$ ，平均值为 -1.88‰ ，而 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-10.43\text{‰} \sim -7.08\text{‰}$ ，平均值为 -8.16‰ ；膏溶角砾白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-4.86\text{‰} \sim -1.32\text{‰}$ ，平均值为 -2.75‰ ，而 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-10.85\text{‰} \sim -7.99\text{‰}$ ，平均值为 -9.27‰ ；颗粒白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-1.43\text{‰} \sim 0.09\text{‰}$ ，平均值为 -0.88‰ ，而 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-8.18\text{‰} \sim -7.34\text{‰}$ ，平均值为 -7.89‰ ；细晶白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-2.82\text{‰} \sim -0.63\text{‰}$ ，平均值为 -1.24‰ ，而 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-9.56\text{‰} \sim -6.89\text{‰}$ ，平均值为 -7.95‰ 。

3.2.2 微量元素

白云岩样品的 Fe、Mn、Sr 值随其深度的变化如图 3 所示。S1 和 S2 段均具有 Fe_{carb} 、 Mn_{carb} 含量高的特征(图 3)，其中 S1 段 Fe_{carb} 含量变化范围为 $1474 \sim 4679 \mu\text{g/g}$ ，平均值为 $3225 \mu\text{g/g}$ ($n = 30$)； Mn_{carb} 含量变化范围为 $59 \sim 122 \mu\text{g/g}$ ，平均值为 $85 \mu\text{g/g}$ ($n = 30$)； Sr_{carb} 含量变化范围为 $45 \sim 98 \mu\text{g/g}$ ，平均值为 $65 \mu\text{g/g}$ ($n = 30$)。S2 段 Fe_{carb} 含量为 $1015 \sim 5171 \mu\text{g/g}$ ，平均值为 $2305 \mu\text{g/g}$ ($n = 51$)； Mn_{carb} 含量为 $50 \sim 160 \mu\text{g/g}$ ，平均值为 $80 \mu\text{g/g}$ ($n = 51$)； Sr_{carb} 含量为 $36 \sim 107 \mu\text{g/g}$ ，平均值为 $61 \mu\text{g/g}$ ($n = 51$)。

3.2.3 稀土元素

笔者采用后太古代澳大利亚页岩 (Post-Archean Australian Shale, PAAS) 对稀土元素进行标准化处理，标准化后的 REE 配分模式如图 5 所示。白云岩样品的 ΣMREE 、 Ce/Ce^* 和 Eu/Eu^* 随深度的变化如图 3 所示。目前较常使用的稀土元素计算方法有多种，但总体来说，各种计算方法获得的结果差异小于 5% (Delpomdor *et al.*, 2013)。笔者采用以下公式分别来计算 La/La^* 、 Ce/Ce^* 、

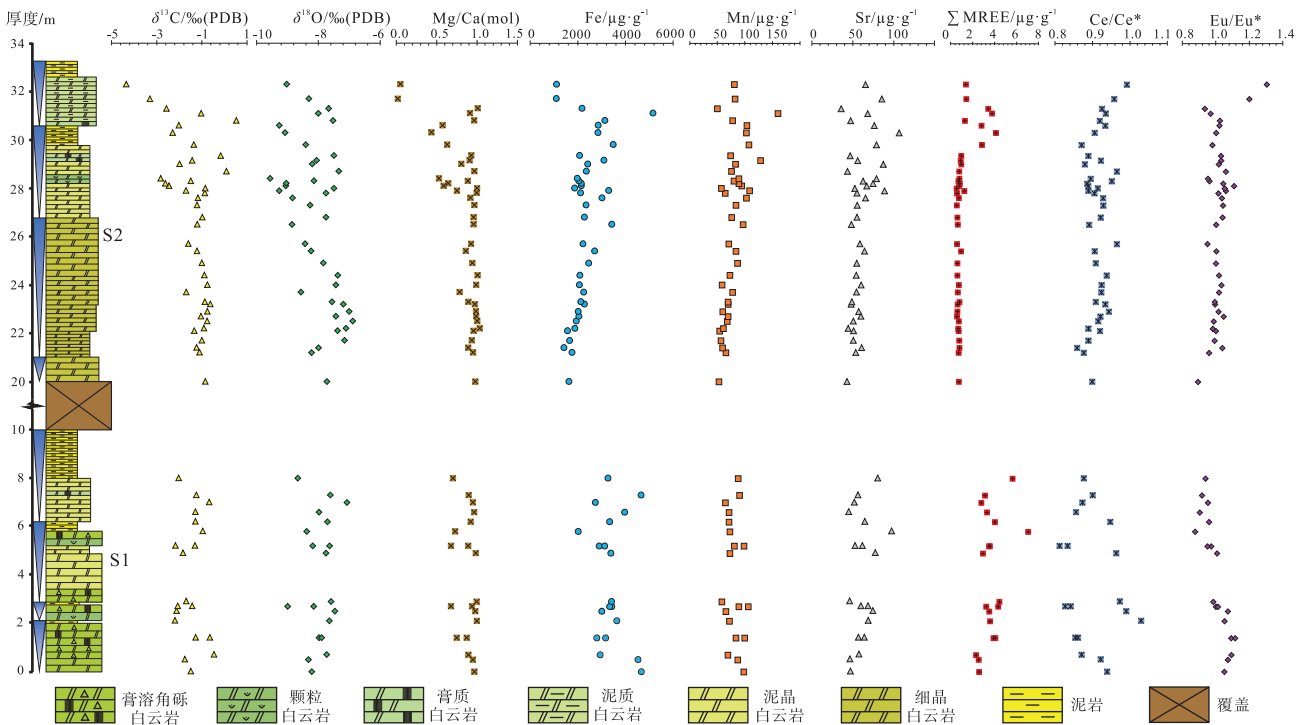
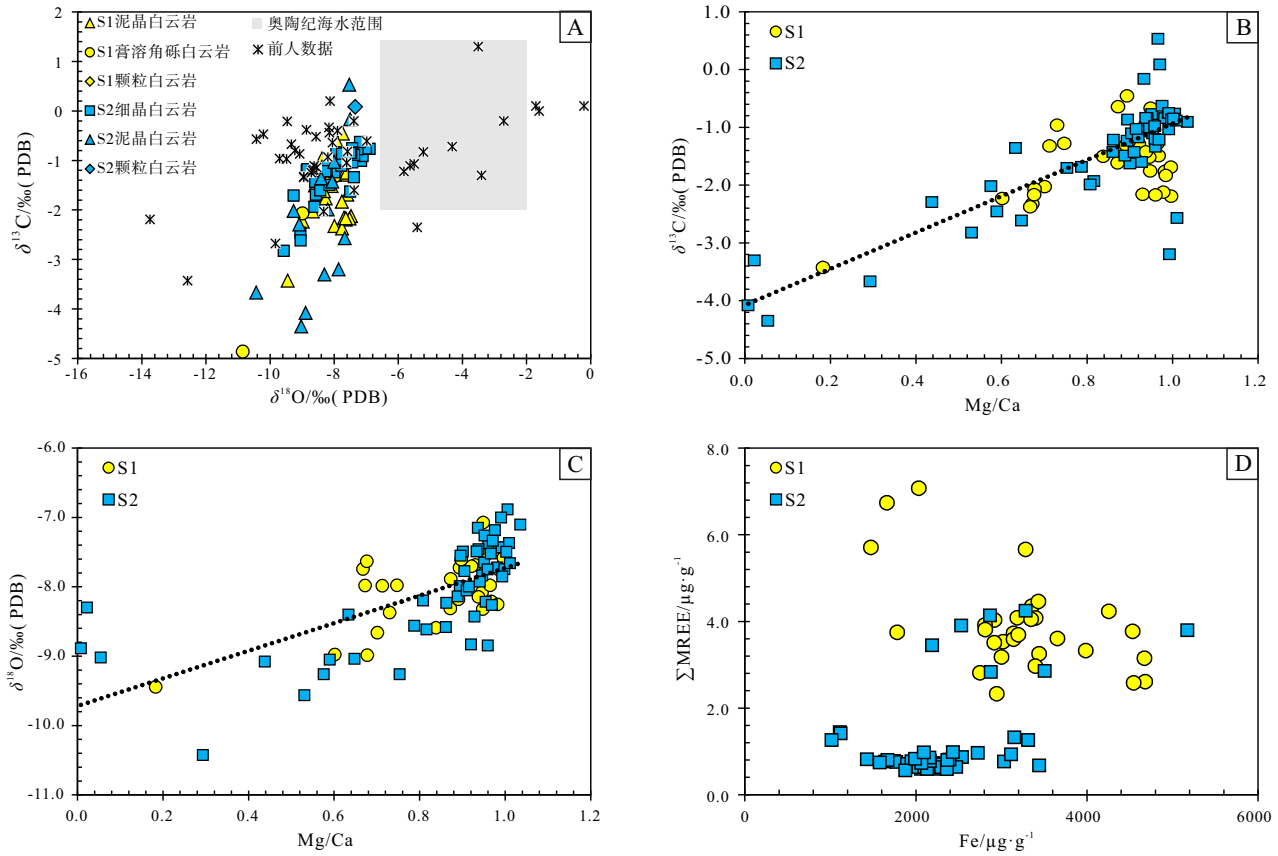


图 3 鄂尔多斯盆地西磧口剖面马家沟组 2 个采样层段 (S1、S2) 的地球化学测试结果垂向变化

Fig. 3 Vertical variation in geochemical test results of two sampling intervals (S1, S2) of the Majiagou Formation in Xiweikou section, Ordos Basin



A—各类型白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ 图解 (数据来自刘德良等, 2006; 刘燕等, 2011; 杨虎等, 2016; Xiang *et al.*, 2020);

B—Mg/Ca (摩尔比) vs. $\delta^{13}\text{C}$ 图解; C—Mg/Ca (摩尔比) vs. $\delta^{18}\text{O}$ 图解; D— Fe_{carb} vs. ΣMREE 图解

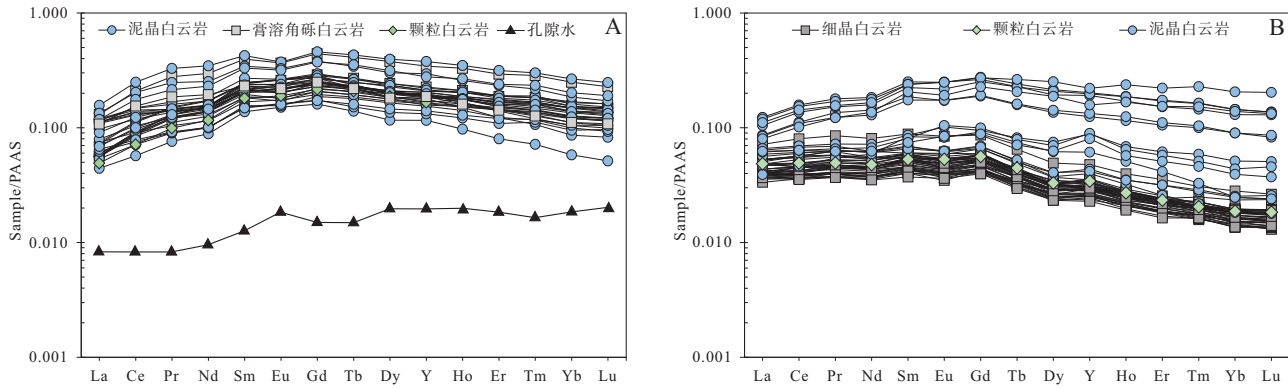
图 4 鄂尔多斯盆地西磴口剖面马家沟组白云岩碳氧同位素、稀土元素及 Mg、Ca 元素散点图解

Fig. 4 Crossplots of $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, rare earth elements, Mg and Ca of the dolostone samples from the Majiagou Formation in Xiweikou section, Ordos Basin

Eu/Eu^* 、 Gd/Gd^* 参数 (Lawrence *et al.*, 2006), 公式下标 N 指由 PAAS 标准化后的值: $\text{La}/\text{La}^* = \text{La}_N / [\text{Pr}_N \times (\text{Pr}_N/\text{Nd}_N)^2]$; $\text{Ce}/\text{Ce}^* = \text{Ce}_N / (\text{Pr}_N^2/\text{Nd}_N)$; $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N^2 \times \text{Tb}_N)^{1/3}$; $\text{Gd}/\text{Gd}^* = \text{Gd}_N / [\text{Tb}_N \times (\text{Tb}_N/\text{Dy}_N)]$ 。

S1 段白云岩样品 ΣREE 范围为 12.765~49.796 $\mu\text{g}/\text{g}$, 平均值为 24.661 $\mu\text{g}/\text{g}$; S2 段白云岩样品 ΣREE 范围为 6.412~30.418 $\mu\text{g}/\text{g}$, 平均值为 10.953 $\mu\text{g}/\text{g}$ 。S1 段白云岩样品的稀土元素配分模式主要表现为(图 5-A): (1) 中稀土 (MREE) 富集, LREE/MREE 值为 0.227~0.558, MREE/HREE 值为 1.361~2.796, ΣMREE 为 2.328~7.076 $\mu\text{g}/\text{g}$, 平均值为 3.911 $\mu\text{g}/\text{g}$; (2) La 负异常—弱负异常, La/La^* 为 0.528~0.950, 平均值为 0.727; (3) Ce 弱负异

常—正常, Ce/Ce^* 为 0.798~1.069, 平均值为 0.899; (4) Eu 弱负异常—正常, Eu/Eu^* 为 0.877~1.116, 平均值为 0.995; (5) Gd 弱负异常—正常, Gd/Gd^* 为 0.932~1.036, 平均值为 0.980。S2 段白云岩样品的稀土元素配分模式(图 5-B)主要表现为: (1) 中稀土富集, LREE/MREE 值为 0.391~1.093, MREE/HREE 值为 1.161~3.748, ΣMREE 为 0.562~4.246 $\mu\text{g}/\text{g}$, 平均值为 1.197 $\mu\text{g}/\text{g}$, 中稀土含量相较于 S1 段有所降低(图 4-D); (2) La 弱负异常—正常, La/La^* 为 0.708~1.014, 平均值为 0.847; (3) Ce 弱负异常—正常, Ce/Ce^* 为 0.859~1.027, 平均值为 0.922; (4) Eu 弱负异常—正常, Eu/Eu^* 为 0.894~1.304, 平均值为 1.020; (5) Gd 弱负异常—正常, Gd/Gd^* 为 0.884~1.146, 平均值为 1.026。



A—S1 段 I 型共生组合的稀土元素配分模式图；B—S2 段 II 型共生组合的稀土元素配分模式图

图 5 PAAS 标准化后鄂尔多斯盆地西磧口剖面马家沟组白云岩样品稀土元素配分模式（孔隙水稀土元素浓度扩大 10^5 倍，孔隙水数据来自 Haley *et al.*, 2004）

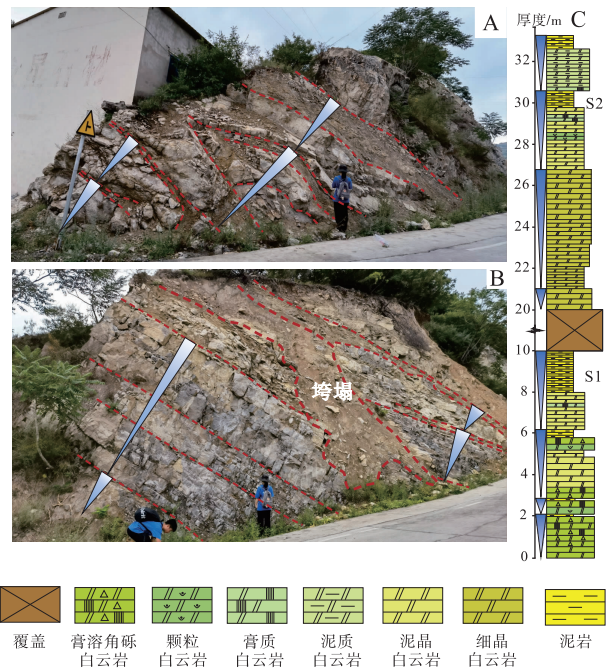
Fig. 5 PAAS-normalized REE distribution patterns of dolostone samples from the Majiagou Formation in Xiweikou section, Ordos Basin (REE concentration in pore water increases by 10^5 times, pore water data from Haley *et al.*, 2004)

4 讨论

4.1 共生组合类型与沉积环境

厘清白云岩-蒸发岩共生组合类型及其发育的沉积环境，是深入揭示共生体系背景下白云石化过程的基础。通过对鄂尔多斯盆地东南缘西磧口剖面马家沟组的详细研究，在白云岩-蒸发岩共生体系中识别出 2 种共生组合类型。研究区 S1 段识别出 I 型共生组合，由内碎屑颗粒白云岩—膏溶角砾白云岩—泥晶白云岩（含石膏假晶）—泥岩组成（图 6-A），但在大多数情况下，并非所有岩相都能观测到；根据不同岩相的叠置关系，依次发育膏溶角砾白云岩—泥岩、内碎屑颗粒白云岩—膏溶角砾白云岩—泥岩和泥晶白云岩（含石膏假晶）—泥岩；每个旋回均以白云岩开始，向上演变为泥岩，其中膏溶角砾白云岩的厚度约为 60 cm（图 6-C）。研究区 S2 段识别出 II 型共生组合，由薄-中厚层细晶白云岩—中层（颗粒）白云岩—泥质白云岩（含石膏假晶）—泥岩构成（图 6-B）。根据不同岩相的叠置关系，依次发育有薄-中厚层细晶白云岩和中层细晶白云岩—中层（颗粒）白云岩—泥岩和泥质白云岩（含石膏假晶）—泥岩，其中白云岩的厚度均超过 1 m（图 6-C）。

研究剖面从 I 型共生组合到 II 型共生组合的垂向演化代表了 1 个海侵沉积序列，指示沉积环境由潮上带向潮间—潮下带演化。鄂尔多斯盆地马家沟组三段沉积期气候干热，海平面急剧下降，海水含盐度高并不断浓缩（侯方浩等，2003）。研究剖面



A—I 型共生组合：白云岩—膏溶角砾白云岩—泥岩旋回；B—II 型共生组合：薄层-中厚层（颗粒）白云岩—泥质白云岩（含石膏假晶）—泥岩旋回；C—研究区采样层段地层柱状图

图 6 鄂尔多斯盆地西磧口剖面马家沟组野外照片及采样层段地层柱状图

Fig. 6 Field photographs of the Majiagou Formation in Xiweikou section of Ordos Basin and stratigraphic column of sampling intervals

马家沟组三段（S1 段）发育 I 型共生组合，以泥晶白云岩为主，泥晶白云岩结构致密均匀且晶体粒径小，镜下观察可见水平纹层状构造和大量后期被

方解石交代的针柱状石膏假晶,同时该段中由泥晶白云石构成的定向性内碎屑颗粒在潮上带也广泛发育(这被认为是潮汐作用对半固结的碳酸盐灰泥壳冲刷破坏的结构),以上特征均表明该段白云岩形成于强蒸发的潮上带环境。马四段沉积期发生大规模海侵,海水含盐度急剧降低(侯方浩等,2003)。研究剖面马家沟组四段—马五₁₀亚段(S2段)发育 II 型共生组合,主要以细晶白云岩和泥晶白云岩为主(分别占该段 65%和 30%),细晶白云岩晶体粒径大,常为半自形—他形晶且呈镶嵌状紧密堆积,泥晶白云岩中石膏假晶含量大幅度减少,内碎屑颗粒分选磨圆较好并由亮晶白云石胶结,表明该段白云岩沉积环境为潮间带—潮下带。

综上所述,马家沟组三段(S1段)和马家沟组四段—马五₁₀亚段(S2段)的共生组合类型与沉积环境的垂向演变表明,随着海平面逐渐上升,沉积环境由潮上带向潮间带—潮下带演化,沉积水体从强蒸发海水向弱蒸发—正常海水转变,共生组合由 I 型向 II 型演变。

4.2 白云石化过程

4.2.1 稀土元素数据可靠性分析

碳酸盐岩稀土元素组成易受到稀土元素含量较高的硅酸盐矿物、Fe-Mn 氧化物/氢氧化物矿物和磷酸盐矿物等非碳酸盐岩组分污染(Byrne *et al.*, 1996; Bayon *et al.*, 2004; Nothdurft *et al.*, 2004; Frimmel, 2009)。为了避免样品中非碳酸盐组分干扰原始沉积组分的稀土元素特征,笔者在研究过程中采用了以下方法来减少和排除非碳酸盐组分的污染:(1)偏光显微镜下观察,并在抛光厚片的对应点进行取样,确保取样位置几乎无陆源碎屑矿物;(2)采用微钻技术钻取白云岩粉末,钻取时避开脉体、裂隙、亮晶以及风化严重的地方;(3)采用体积比 5%的醋酸溶样,能够准确获取岩石中碳酸盐组分的 REE 信息(Zhang *et al.*, 2015)。

研究区 S1 和 S2 采样层段的 ΣREE 含量平均值分别为 24.505 $\mu\text{g/g}$ 和 10.953 $\mu\text{g/g}$,而在陆源碎屑沉积物中其含量通常大于 100 $\mu\text{g/g}$,因此表明样品总体上受陆源碎屑的污染较小(Banner and Hanson, 1990)。Al、Ti 和 Zr 是不溶性元素且常赋存于陆源碎屑组分的锆石和黏土矿物中,可近似代表硅酸盐矿物的含量,陆源碎屑物质混入越多,

Al、Ti 和 Zr 的含量就越高,因此 Al、Ti 和 Zr 与 ΣREE 的相关性可以判断碳酸盐岩受陆源碎屑的污染程度(Frimmel, 2009)。从图 7 可以看出,Al、Ti 和 Zr 与 ΣREE 含量不具有明显的线性关系,由此确定稀土元素几乎没有受到硅酸盐矿物的污染,或影响较小。

此外,由于 Fe-Mn 氧化物/氢氧化物具有亲稀土元素的特征,可能会影响碳酸盐岩的稀土元素组成(Bau, 1996; Bau and Alexander, 2009),因此实际分析过程中,可以通过 ΣREE 与 Fe-Mn 元素之间的相关性分析测试它们对此的影响(赵彦彦等, 2019)。分析结果表明,Fe、Mn 含量与 ΣREE 无明显相关性(图 7-D),这意味着碳酸盐组分的稀土元素含量几乎不受 Fe-Mn 氧化物/氢氧化物的影响。

综上,研究区样品具有较好的可靠性,可用于示踪白云石化流体来源。

4.2.2 白云石化流体性质及演化

微量元素(Fe、Mn、Sr)、稀土元素和稳定同位素($\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$)是约束白云石化流体性质和来源的常用手段(Warren, 2000; Machel, 2004)。常见的白云石化流体包括海水或海水衍生流体(Saller, 1984)、高盐卤水(Melim and Scholle, 2002)、混合水(Badiozamani, 1973; Ward and Halley, 1985)和热液流体(Qing and Mountjoy, 1994b; Davies and Smith, 2006)等。研究剖面各类型白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值无明显差异(图 4-A),说明 I 型共生组合与 II 型共生组合的白云石化流体来源相同。鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布于 $-13.14\text{‰} \sim -1.94\text{‰}$ 之间,均值为 -6.38‰ ,主要集中在 $-8\text{‰} \sim -4\text{‰}$ 的范围内(陈强等, 2012)。研究区 I 型共生组合中 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-9.44\text{‰} \sim -7.08\text{‰}$ (平均值 -8.05‰), II 型共生组合中 $\delta^{18}\text{O}$ 为 $-10.43\text{‰} \sim -6.89\text{‰}$ (平均值为 -8.07‰),总体比鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值更偏负,同时野外剖面观察中未见明显大气淡水淋滤形成的溶孔,显微薄片镜下也未见指示热液成因的矿物,因此可以基本排除大气水或热液的原因。研究区氧同位素偏负的样品所对应的 Mg/Ca 摩尔比偏小(图 4-B),说明方解石含量越高的样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值越低,但由于在相同条件下形成的白云石比方解石更富 ^{18}O (Land, 1980),因此笔者认为

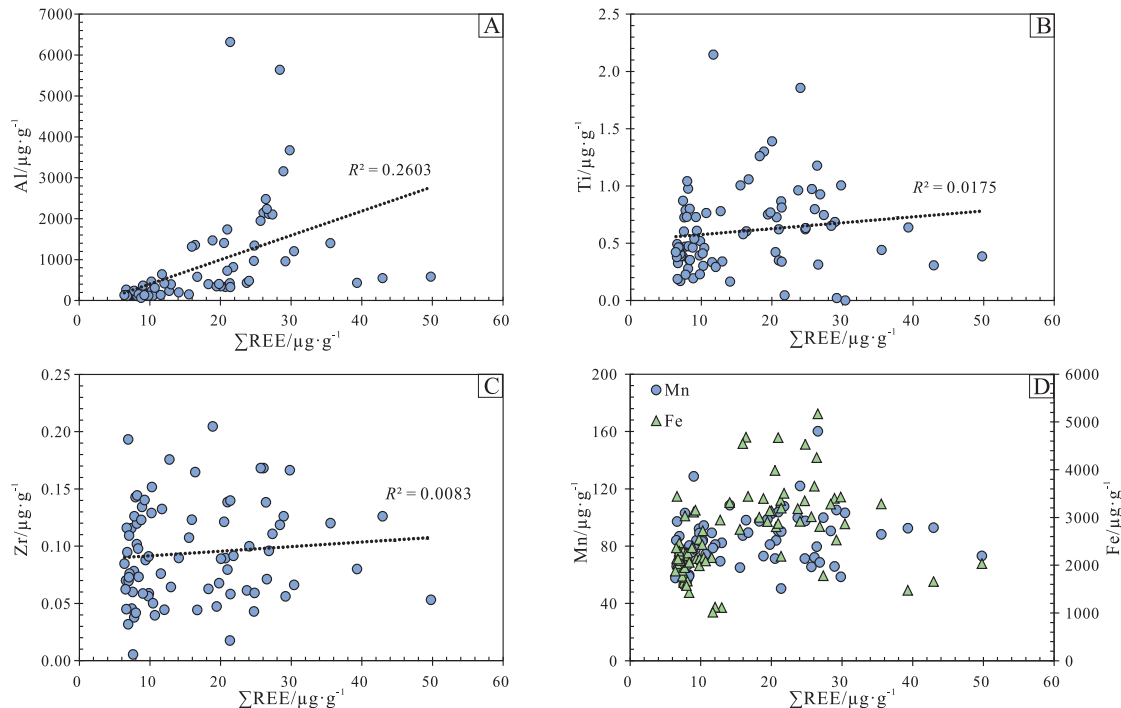


图 7 鄂尔多斯盆地西磧口剖面马家沟组 Al (A)、Ti (B)、Zr (C)、Mn 和 Fe (D) 含量与 Σ REE 相关性

Fig. 7 Crossplots of Σ REE with content of Al (A), Ti (B), Zr (C), Mn and Fe (D) values in the Majiagou Formation of Xiweikou section, Ordos Basin

偏负的氧同位素值可能是由于方解石（具有更轻的 $\delta^{18}\text{O}$ 值）的混合导致的，氧同位素组成受到矿物组成的影响。与同时期海水对比，白云岩中的碳氧同位素组成显示出沉积后成岩作用或非海相流体来源（Compton *et al.*, 2001），研究区 $\delta^{13}\text{C}$ 值大部分位于奥陶纪海水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围（ $-2.0\text{‰} \sim 0.5\text{‰}$ ）内，相反， $\delta^{18}\text{O}$ 值与奥陶纪海水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值（ $-6.6\text{‰} \sim -4\text{‰}$ ）相比呈现负偏移特征（Veizer *et al.*, 1999）（图 4-A）。此外，研究区 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值与 Mg/Ca 摩尔比存在一定线性关系（图 4-B, 4-C），这意味研究区 2 类共生组合中的白云岩碳氧同位素值记录的并非原始海水信号，而是反映白云石化过程中流体性质发生了演变。

对比由 PAAS 标准化后的稀土元素配分模式（图 5），I 型共生组合的稀土元素配分模式与 II 型共生组合的稀土元素配分模式具有相似的特征，且与孔隙水的配分模式类似，表明 S1 段与 S2 段具有相似的白云石化流体，推测其流体为海水衍生的孔隙水。研究区 2 类共生组合的白云岩均表现出中稀土（MREE）富集、 Fe_{carb} 和 Mn_{carb} 含量高、Ce 弱负异常—正常及 Eu 弱负异常—正常的特征，说明其

形成于无热液参与的弱还原海水衍生的孔隙水中。但总体来看，II 型共生组合白云岩样品的 MREE 和 Fe_{carb} 含量比 I 型共生组合低，同时 I 型共生组合白云岩样品的 MREE 含量与 Fe_{carb} 值存在一定的负相关线性关系（图 4-D），推测导致这一现象的原因与陆源输入的铁锰氧化物有关，因为铁锰氧化物在有氧环境中会优先吸附 MREE 元素（Haley *et al.*, 2004；赵思凡等，2020）进入潮上带浅埋藏缺氧环境中（Fe-Mn 还原带），铁锰氧化物被还原形成 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} ，同时吸附的 MREE 被释放，形成富 MREE 和 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 的孔隙流体。由于 I 型共生组合发育在更靠近陆源的潮上带环境，因此白云岩 MREE 富集且 Fe_{carb} 含量较高，而 S2 段沉积于水体相对较深的潮间带—潮下带环境，由于陆源输入的铁锰氧化物含量降低且 MREE 和 Fe^{2+} 已经进入到早期形成的白云岩中，导致 II 型共生组合的白云岩 MREE 和 Fe_{carb} 含量相对降低。综上所述，I 型共生组合白云石化流体为海水衍生的弱还原性孔隙水（富 Fe^{2+} - Mn^{2+} 和 MREE）， Mg^{2+} 来源可能为准同生期的蒸发海水；II 型共生组合白云石化流体为渗透回流的还原性孔隙水（贫 Fe^{2+} - Mn^{2+} 和

MREE), Mg 来源可能为渗透回流的蒸发海水。

4.2.3 白云岩形成模式

I 型和 II 型共生组合中的白云岩代表了蒸发背景下潮上带—潮下带的不同白云石化过程, 其由准同生萨布哈白云石化演化为渗透回流白云石化(图 8)。I 型共生组合形成于马家沟组三段海平面下降时期, 在气候干热、相对较高的古地形背景下, 潮上带表层钙质沉积物因急剧蒸发作用而脱水, 紧邻的海水通过松散沉积物的毛细作用不断向这里运移补充并被浓缩, 文石和石膏先后析出, Ca²⁺被大量消耗, 剩余孔隙水的 Mg/Ca 值随之增高, 使松散的碳酸盐沉积物发生白云石化, 形成 S1 段 I 型共生组合中以泥晶(含大量石膏假晶)为主的准同生型白云岩。随着海平面小幅度升高, 在潮间带—潮下带环境中沉积 S2 段的原始钙质碳酸盐沉积物, 而发育在同期潮上带沉积物中经蒸发作用调整后的高 Mg/Ca 值孔隙水在重力作用下通过渗透率较好的松散沉积物不断向下渗透, 使 S2 段原始钙质沉积物发生白云石化, 因此在相对较深的潮间带—潮下带环境下形成 S2 段 II 型共生组合中以细晶白云石为主的渗透回流型白云岩。频繁的海平面波动控制了 I 型和 II 型 2 种共生组合序列的

垂向叠置和横向迁移。

此外, 2 类共生组合的白云岩样品均具有高 Fe_{carb} 和 Mn_{carb} 含量、碳氧同位素值无明显差异(与外源交换的碳少)及 Ce 弱负异常—正常的特征, 指示了研究区各类型白云岩形成于相对封闭的准同生期浅埋藏成岩环境。Fe²⁺-Mn²⁺ 和 MREE 含量的变化揭示了白云石化流体为海水衍生的还原性孔隙水, 流体性质从富 Fe²⁺-Mn²⁺、MREE 向贫 Fe²⁺-Mn²⁺、MREE 演化。

5 结 论

1) 在鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组白云岩—蒸发岩共生体系中识别出 2 种共生组合, 其中在马家沟组三段(S1 段)识别出 I 型共生组合, 岩性为内碎屑颗粒白云岩—膏溶角砾白云岩—泥晶白云岩(含石膏假晶)—泥岩, 主要发育泥晶白云岩、膏溶角砾白云岩和内碎屑颗粒白云岩, 指示强蒸发潮上带环境; 马四段—马五₁₀亚段(S2 段)识别出 II 型共生组合, 岩性为薄—中厚层细晶白云岩—中层(颗粒)白云岩—泥质白云岩(含石膏假晶), 主要发育泥晶白云岩、细晶白云岩和颗粒白云岩 3

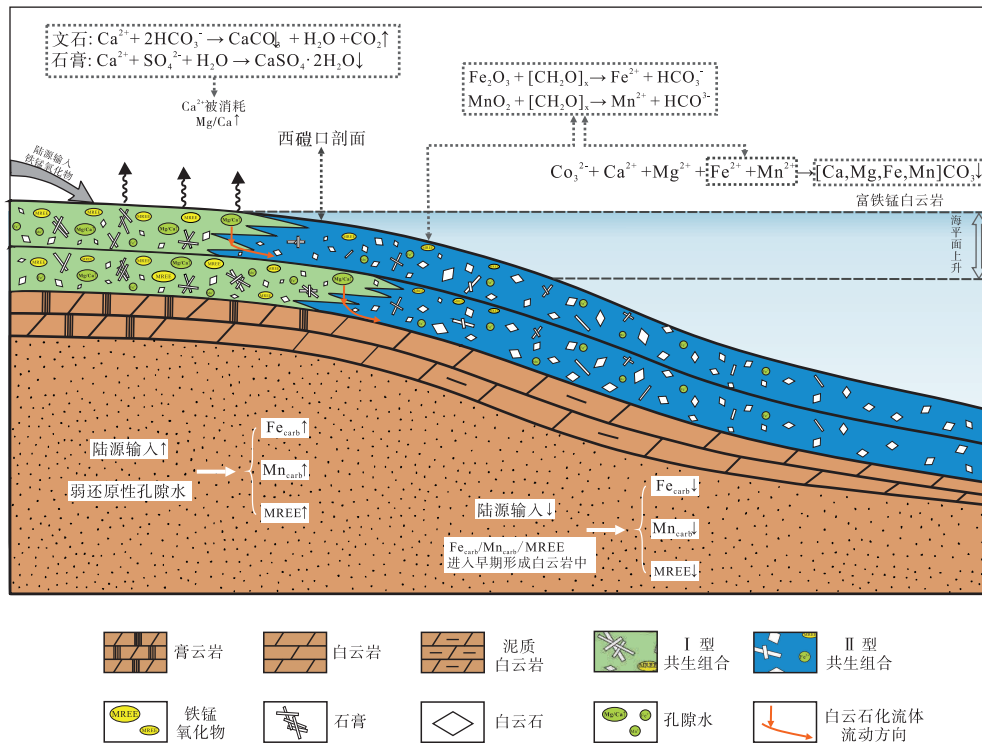


图 8 鄂尔多斯盆地西硯口剖面马家沟组白云石化模式

Fig. 8 Dolomitization model of the Majiagou Formation in Xiweikou section, Ordos Basin

种类型,指示潮间带—潮下带环境。

2) I型共生组合与II型共生组合中白云岩的稀土配分模式均与孔隙水的稀土配分模式相似,表现为中稀土富集、Ce弱负异常—正常和Eu弱负异常—正常。各类白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本没有明显的差异且与Mg/Ca摩尔比存在一定线性关系, Fe_{carb} 和 Mn_{carb} 含量较高。推测研究区的白云石化流体均为海水衍生的弱还原性孔隙水。

3) S1段I型共生组合的白云岩形成于强蒸发的潮上带环境,发生准同生期萨布哈白云石化过程,白云石化流体为Mg/Ca值高且富 Fe^{2+} - Mn^{2+} 和MREE的海水衍生孔隙水;S2段II型共生组合的白云岩形成于水体相对较深的潮间带—潮下带环境,由高Mg/Ca值且贫 Fe^{2+} - Mn^{2+} 和MREE的海水衍生孔隙水在重力作用下从潮上带向下渗透回流交代早期碳酸盐矿物沉积形成。频繁的海平面波动控制了I型和II型共生组合序列的垂向叠置和横向迁移。

参考文献 (References)

- 包洪平,杨帆,白海峰,武春英,王前平. 2017a. 细分小层岩相古地理编图的沉积学研究及油气勘探意义:以鄂尔多斯地区中东部奥陶系马家沟组马五段为例. 岩石学报, 33(4): 1094-1106. [Bao H P, Yang F, Bai H F, Wu C Y, Wang Q P. 2017a. Sedimentology study on sub-member lithofacies paleogeography mapping and its petroleum exploration significance: taking Ma5 member of Lower Ordovician Majiagou Formation in central-eastern Ordos Basin for example. *Acta Petrologica Sinica*, 33(4): 1094-1106]
- 包洪平,杨帆,蔡郑红,王前平,武春英. 2017b. 鄂尔多斯盆地奥陶系白云岩成因及白云岩储层发育特征. 天然气工业, 37(1): 32-45. [Bao H P, Yang F, Cai Z H, Wang Q P, Wu C Y. 2017b. Origin and reservoir characteristics of Ordovician dolostones in the Ordos Basin. *Natural Gas Industry*, 37(1): 32-45]
- 陈强,张慧元,李文厚,郝松立,刘卓. 2012. 鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩碳氧同位素特征及其意义. 古地理论, 14(1): 117-124. [Chen Q, Zhang H Y, Li W H, Hao S L, Liu Z. 2012. Characteristics of carbon and oxygen isotopes of the Ordovician carbonate rocks in Ordos and their implication. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 14(1): 117-124]
- 付斯一,张成弓,陈洪德,陈安清,赵俊兴,苏中堂,杨帅,王果,密文天. 2019. 鄂尔多斯盆地中东部奥陶系马家沟组五段盐下白云岩储集层特征及其形成演化. 石油勘探与开发, 46(6): 1087-1098. [Fu S Y, Zhang C G, Chen H D, Chen A Q, Zhao J X, Su Z T, Yang S, Wang G, Mi W T. 2019. Characteristics, formation and evolution of pre-salt dolomite reservoirs in the fifth member of the Ordovician Majiagou Formation, mid-east Ordos Basin, NW China. *Petroleum Exploration and Development*, 46(6): 1153-1164]
- 付金华,刘新社,魏柳斌,任军峰,古永红,王前平,师平平. 2022. 鄂尔多斯盆地奥陶系盐下马家沟组四段天然气勘探突破及意义. 中国石油勘探, 27(2): 47-58. [Fu J H, Liu X S, Wei L B, Ren J F, Gu Y H, Wang Q P, Shi P P. 2022. Breakthrough and significance of natural gas exploration in the fourth member of Majiagou Formation of subsalt Ordovician in Ordos Basin. *China Petroleum Exploration*, 27(2): 47-58]
- 侯方浩,方少仙,董兆雄,赵敬松,卢蜀秀,吴诒,陈娅娜. 2003. 鄂尔多斯盆地中奥陶统马家沟组沉积环境与岩相发育特征. 沉积学报, 21(1): 106-112. [Hou F H, Fang S X, Dong Z X, Zhao J S, Lu S X, Wu Y, Chen Y N. 2003. The developmental characters of sedimentary environments and lithofacies of Middle Ordovician Majiagou Formation in Ordos Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 21(1): 106-112]
- 胡文瑄,陈琪,王小林,曹剑. 2010. 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. 石油与天然气地质, 31(6): 810-818. [Hu W X, Chen Q, Wang X L, Cao J. 2010. REE models for the discrimination of fluids in the formation and evolution of dolomite reservoirs. *Oil and Gas Geology*, 31(6): 810-818]
- 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. 石油实验地质, 32(2): 147-153, 158. [Huang Q Y, Zhang S N, Ding X Q, Duan J, Xiang L. 2010. Origin of dolomite of Ordovician Majiagou Formation, western and southern margin of the Ordos Basin. *Petroleum Geology and Experiment*, 32(2): 147-153, 158]
- 黄正良,包洪平,任军峰,白海峰,武春英. 2011. 鄂尔多斯盆地南部奥陶系马家沟组白云岩特征及成因机理分析. 现代地质, 25(5): 925-930. [Huang Z L, Bao H P, Ren J F, Bai H F, Wu C Y. 2011. Characteristics and genesis of dolomite in Majiagou Formation of Ordovician, south of Ordos Basin. *Geoscience*, 25(5): 925-930]
- 胡安平,沈安江,杨翰轩,张杰,王鑫,杨柳,蒙绍兴. 2019. 碳酸盐岩—膏盐岩共生体系白云岩成因及储盖组合. 石油勘探与开发, 46(5): 916-928. [Hu A P, Shen A J, Yang H X, Zhang J, Wang X, Yang L, Meng S X. 2019. Dolomite genesis and reservoir-cap rock assemblage in carbonate-evaporite paragenesis system. *Petroleum Exploration and Development*, 46(5): 916-928]
- 李春堂,祁壮壮,丁晓琪,刘四洪,高景云,朱颖. 2023. 鄂尔多斯盆地大牛地气田马家沟组四段白云岩特征及分布规律. 天然气勘探与开发, 46(1): 32-41. [Li C T, Qi Z Z, Ding X Q, Liu S H, Gao J Y, Zhu Y. 2023. Characteristics and distribution regularity of dolomites in the fourth member of Majiagou Formation, Daniudi gas field, Ordos Basin. *Natural Gas Exploration and Development*, 46(1): 32-41]
- 李文厚,陈强,李智超,王若谷,王妍,马瑶. 2012. 鄂尔多斯地区早古生代岩相古地理. 古地理论, 14(1): 85-100. [Li W H, Chen Q, Li Z C, Wang R G, Wang Y, Ma Y. 2012. Lithofacies palaeogeography of the Early Paleozoic in Ordos area. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 14(1): 85-100]

- 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. 石油实验地质, 28(2): 155-161. [Liu D L, Sun X R, Li Z S, Tang N A, Tan Y, Liu B. 2006. Analysis of carbon and oxygen isotope on the Ordovician dolostones in the Ordos Basin. *Petroleum Geology and Experiment*, 28(2): 155-161]
- 刘燕,付金华,李建明. 2011. 鄂尔多斯盆地东部奥陶系马家沟组白云岩成因机理分析. 石油天然气学报, 33(11): 46-50. [Liu Y, Fu J H, Li J M. 2011. Dolomite genetic analysis on Ordovician Majiagou Formation in eastern Ordos Basin. *Journal of Oil and Gas Technology*, 33(11): 46-50]
- 刘朝全,姜学峰. 2016. 2016年国内外油气行业发展报告. 北京: 石油工业出版社. [Liu Z Q, Jiang X F. 2016. 2016 Domestic and Foreign Oil and Gas Industry Development Report. Beijing: Petroleum Industry Press]
- 罗清清,刘波,姜伟民,于进鑫,刘诗琦,王远翀,魏柳斌,蔡郑红. 2020. 鄂尔多斯盆地中部奥陶系马家沟组五段白云岩储层成岩作用及孔隙演化. 石油与天然气地质, 41(1): 102-115. [Luo Q Q, Liu B, Jiang W M, Yu J X, Liu S Q, Wang Y C, Wei L B, Cai Z H. 2020. Diagenesis and pore evolution of dolomite reservoir in the 5th member of the Ordovician Majiagou Formation, central Ordos Basin. *Oil and Gas Geology*, 41(1): 102-115]
- 穆龙新. 2017. 全球油气勘探开发形势及油公司动态(2017). 北京: 石油工业出版社. [Mu L X. 2017. Global Oil and Gas Exploration Situation and Oil Company Dynamics (2017). Beijing: Petroleum Industry Press]
- 任军峰,杨文敬,丁雪峰,赵伟波,黄正良,魏柳斌. 2016. 鄂尔多斯盆地马家沟组白云岩储层特征及成因机理. 成都理工大学学报(自然科学版), 43(3): 274-281. [Ren J F, Yang W J, Ding X F, Zhao W B, Huang Z L, Wei L B. 2016. Discussion on characteristics and origin of Majiagou Formation dolomite reservoir in Ordos Basin, China. *Journal of Chengdu University of Technology (Science Technology Edition)*, 43(3): 274-281]
- 苏中堂,陈洪德,朱平,赵俊兴,董少锋,郝雁. 2010. 鄂尔多斯盆地南部马家沟组孔隙类型及其演化. 海相油气地质, 15(4): 6-13. [Su Z T, Chen H D, Zhu P, Zhao J X, Dong S F, Hao Y. 2010. Pore types and evolution of Ordovician Majiagou Formation in the southern part of Ordos Basin. *Marine Origin Petroleum Geology*, 15(4): 6-13]
- 苏中堂,陈洪德,徐粉燕,魏柳斌,李洁. 2011. 鄂尔多斯盆地马家沟组白云岩地球化学特征及白云岩化机制分析. 岩石学报, 27(8): 2230-2238. [Su Z T, Chen H D, Xu F Y, Wei L B, Li J. 2011. Geochemistry and dolomitization mechanism of Majiagou dolomites in Ordovician, Ordos, China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(8): 2230-2238]
- 苏中堂,陈洪德,欧阳征健,金学强. 2012. 鄂尔多斯地区马家沟组层序岩相古地理特征. 中国地质, 39(3): 623-633. [Su Z T, Chen H D, Ouyang Z J, Jin X Q. 2012. Sequence-based lithofacies and paleogeography of Majiagou Formation in Ordos Basin. *Geology in China*, 39(3): 623-633]
- 孙玉景,周立发. 2018. 鄂尔多斯盆地马五段膏盐岩沉积对天然气成藏的影响. 岩性油气藏, 30(6): 67-75. [Sun Y J, Zhou L F. 2018. Influences of gypsum-salt deposition on gas accumulation of the fifth member of Majiagou Formation in Ordos Basin. *Lithologic Reservoirs*, 30(6): 67-75]
- 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. 地球化学, 38(5): 472-479. [Wang B Q, Qiang Z T, Zhang F, Wang X Z, Wang Y, Cao W. 2009. Isotope characteristics of dolomite from the fifth member of the Ordovician Majiagou Formation, the Ordos Basin. *Geochimica*, 38(5): 472-479]
- 魏水建,冯琼,冯寅,袁书坤. 2011. 川东北通南巴地区三叠系膏盐岩盖层预测. 石油实验地质, 33(1): 81-86. [Wei S J, Feng Q, Feng Y, Yuan S K. 2011. Prediction of Triassic gypsum cap rocks in Tongnanba region of Northeast Sichuan Basin. *Petroleum Geology and Experiment*, 33(1): 81-86]
- 王淑丽,郑绵平. 2012. 我国寒武系膏盐岩分布特征及其对找钾指示. 矿床地质, 31(S1): 487-488. [Wang S L, Zheng M P. 2012. Distribution characteristics of Cambrian gypsum salt rocks in China and its indication for potassium prospecting. *Mineral Deposits*, 31(S1): 487-488]
- 文华国,霍飞,郭佩,甯濛,梁金同,钟怡江,苏中堂,徐文礼,刘四兵,温龙彬,蒋华川. 2021. 白云岩-蒸发岩共生体系研究进展及展望. 沉积学报, 39(6): 1321-1343. [Wen H G, Huo F, Guo P, Ning M, Liang J T, Zhong Y J, Su Z T, Xu W L, Liu S B, Wen L B, Jiang H C. 2021. Advances and prospects of dolomite-evaporite paragenesis system. *Acta Sedimentologica Sinica*, 39(6): 1321-1343]
- 吴东旭,李昌,周进高,胡琮,黄正良,于洲,李维岭,郭玮. 2022. 鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组白云岩储层特征及成因机制. 高校地质学报, 28(4): 606-616. [Wu D X, Li C, Zhou J G, Hu C, Huang Z L, Yu Z, Li W L, Guo W. 2022. Characteristics and genesis mechanism of the dolomite reservoir in the Ordovician Majiagou Formation in the Ordos Basin. *Geological Journal of China Universities*, 28(4): 606-616]
- 颜茂都,张大文. 2014. 中国主要陆块特定时期的漂移演化历史及其对海相钾盐成矿作用的制约. 矿床地质, 33(5): 945-963. [Yan M D, Zhang D W. 2014. Drifting history of China's main blocks during specific periods and its tectonic constraints on marine potash formation. *Mineral Deposits*, 33(5): 945-963]
- 杨虎,石堃,刘佳玮. 2016. 鄂尔多斯奥陶系白云岩岩相学及其碳、氧稳定同位素特征. 西北大学学报(自然科学版), 46(3): 415-422. [Yang H, Shi K, Liu J W. 2016. The characteristics of Ordovician Dolomite petrography and its composition of Carbon and Oxygen stable isotope in Ordos Basin. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 46(3): 415-422]
- 杨华,席胜利,魏新善,李振宏. 2006. 鄂尔多斯多旋回叠合盆地演化与天然气富集. 中国石油勘探, 11(1): 17-24. [Yang H, Xi S L, Wei X S, Li Z H. 2006. Evolution and natural gas enrichment of multicycle superimposed basin in Ordos Basin. *China Petroleum Exploration*, 11(1): 17-24.6]
- 杨华,付金华,魏新善,任军峰. 2011. 鄂尔多斯盆地奥陶系海相碳酸

- 盐岩天然气勘探领域. 石油学报, 32(5): 733-740. [Yang H, Fu J H, Wei X S, Ren J F. 2011. Natural gas exploration domains in Ordovician marine carbonates, Ordos Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 32(5): 733-740]
- 张福礼. 2004. 多旋回与鄂尔多斯盆地石油天然气. 石油实验地质, 26(2): 138-142, 152. [Zhang F L. 2004. Relation of multicycles to oil and natural gas in the Ordos Basin. *Petroleum Geology and Experiment*, 26(2): 138-142, 152]
- 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. 石油学报, 26(5): 38-41. [Zhao J X, Chen H D, Zhang J Q, Liu X L, Fu S T. 2005. Genesis of dolomite in the fifth member of Majiagou Formation in the middle Ordos Basin. *Acta Petrolei Sinica*, 26(5): 38-41]
- 赵思凡, 顾尚义, 沈洪娟, 吴忠银, 冯永. 2020. 华南地区南沱冰期海洋氧化还原环境研究: 来自贵州松桃南沱组白云岩稀土元素地球化学的指示. 沉积学报, 38(6): 1140-1151. [Zhao S F, Gu S Y, Shen H J, Wu Z Y, Feng Y. 2020. Ocean Redox Environment in the Nantuo Ice Age of South China: an indication of the rare earth element geochemistry in the dolomites from the Nantuo Formation in Guizhou Province. *Acta Sedimentologica Sinica*, 38(6): 1140-1151]
- 赵卫卫, 王宝清. 2011. 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. 地球学报, 32(6): 681-690. [Zhao W W, Wang B Q. 2011. Geochemical characteristics of dolomite from 5th member of the Ordovician Majiagou Formation in Suli area, Ordos Basin. *Acta Geoscientia Sinica*, 32(6): 681-690]
- 赵彦彦, 李三忠, 李达, 郭玲莉, 戴黎明, 陶建丽. 2019. 碳酸盐(岩)的稀土元素特征及其古环境指示意义. 大地构造与成矿学, 43(1): 141-167. [Zhao Y Y, Li S Z, Li D, Guo L L, Dai L M, Tao J L. 2019. Rare earth element geochemistry of carbonate and its paleoenvironmental implications. *Geotectonica et Metallogenia*, 43(1): 141-167]
- Azmy K, Veizer J, Misi A, de Oliveira T F, Sanches A L, Dardenne M A. 2001. Dolomitization and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil. *Precambrian Research*, 112(3-4): 303-329.
- Badiozamani K. 1973. The dorag dolomitization model, application to the middle Ordovician of Wisconsin. *Journal of Sedimentary Research*, 43(4): 965-984.
- Banner J L. 1995. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*, 42(5): 805-824.
- Banner J L, Hanson G N, Meyers W J. 1988. Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): implications for REE mobility during carbonate diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, 58(3): 415-432.
- Banner J L, Hanson G N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(11): 3123-3137.
- Bau M. 1996. Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3): 323-333.
- Bau M, Alexander B W. 2009. Distribution of high field strength elements (Y, Zr, REE, Hf, Ta, Th, U) in adjacent magnetite and chert bands and in reference standards FeR-3 and FeR-4 from the Temagami iron-formation, Canada, and the redox level of the Neoproterozoic Ocean. *Precambrian Research*, 174(3-4): 337-346.
- Bayon G, German C R, Burton K W, Nesbitt R W, Rogers N. 2004. Sedimentary Fe-Mn oxyhydroxides as paleoceanographic archives and the role of aeolian flux in regulating oceanic dissolved REE. *Earth and Planetary Science Letters*, 224(3-4): 477-492.
- Budd D A. 1997. Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. *Earth-Science Reviews*, 42(1): 1-47.
- Byrne R H, Liu X W, Schijf J. 1996. The influence of phosphate coprecipitation on rare earth distributions in natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(17): 3341-3346.
- Compton J, Harris C, Thompson S. 2001. Pleistocene dolomite from the Namibian shelf: high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values indicate an evaporative, mixed-water origin. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5): 800-808.
- Davies G R, Smith L B. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG Bulletin*, 90(11): 1641-1690.
- Delpomdor F, Blanpied C, Virgone A, Pr  at A. 2013. Paleoenvironments in Meso-Neoproterozoic carbonates of the Mbuji-Mayi Supergroup (Democratic Republic of Congo) - Microfacies analysis combined with C-O-Sr isotopes, major-trace elements and REE+Y distributions. *Journal of African Earth Sciences*, 88: 72-100.
- Frimmel H E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, 258(3-4): 338-353.
- Haley B A, Klinkhammer G P, McManus J. 2004. Rare earth elements in pore waters of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(6): 1265-1279.
- Land L S. 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. *Concepts and Models of Dolomitization*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 28: 87-110.
- Lawrence M G, Greig A, Collerson K D, Kamber B S. 2006. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquatic Geochemistry*, 12(1): 39-72.
- Liu C, Xie Q B, Wang G W, He W G, Song Y F, Tang Y, Wang Y H. 2017. Rare earth element characteristics of the carboniferous Huanglong Formation dolomites in eastern Sichuan Basin, southwest China: implications for origins of dolomitizing and diagenetic fluids. *Marine and Petroleum Geology*, 81: 33-49.
- Lottermoser B G. 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore forma-

- tion processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25–41.
- Machel H G. 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. Geological Society, London, Special Publications, 235(1): 7–63.
- Melim L A, Scholle P A. 2002. Dolomitization of the Capitan Formation forereef facies (Permian, west Texas and New Mexico): seepage reflux revisited. *Sedimentology*, 49(6): 1207–1227.
- Nothdurft L D, Webb G E, Kamber B S. 2004. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(2): 263–283.
- Qing H, Mountjoy E W. 1994a. Rare earth element geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin: implications for fluid-rock ratios during dolomitization. *Sedimentology*, 41(4): 787–804.
- Qing H, Mountjoy E W. 1994b. Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île barrier, western Canada sedimentary basin. *AAPG Bulletin*, 78(1): 55–77.
- Saller A H. 1984. Petrologic and geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite, Enewetak Atoll: an example of dolomitization by normal seawater. *Geology*, 12(4): 217–220.
- Vahrenkamp V C, Swart P K. 1990. New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. *Geology*, 18(5): 387–391.
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden G A F, Diener A, Ebner S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha O G, Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1–3): 59–88.
- Wang L C, Hu W X, Wang X L, Cao J, Chen Q. 2014. Seawater normalized REE patterns of dolomites in Geshan and Panlongdong sections, China: implications for tracing dolomitization and diagenetic fluids. *Marine and Petroleum Geology*, 56: 63–73.
- Wang X L, Jin Z J, Hu W X, Zhang J T, Qian Y X, Zhu J Q, Li Q. 2009. Using in situ REE analysis to study the origin and diagenesis of dolomite of Lower Paleozoic, Tarim Basin. *Science in China (Earth Sciences)*, 52(5): 681–693.
- Ward W C, Halley R B. 1985. Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, late Pleistocene, northeastern Yucatan Peninsula. *Journal of Sedimentary Research*, 55(3): 407–420.
- Warren J K. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52(1–3): 1–81.
- Warren J K. 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98(3–4): 217–268.
- Xiang P F, Ji H C, Shi Y Q, Huang Y, Sun Y S, Xu X R, Zou S Q. 2020. Petrographic, rare earth elements and isotope constraints on the dolomite origin of Ordovician Majiagou Formation (Jizhong Depression, North China). *Marine and Petroleum Geology*, 117: 104374.
- Zhang K, Zhu X K, Yan B. 2015. A refined dissolution method for rare earth element studies of bulk carbonate rocks. *Chemical Geology*, 412: 82–91.

(责任编辑 张西娟; 英文审校 刘贺娟)