



移动阅读

尚凯, 徐勤琪, 叶宁, 等, 2025. 塔里木盆地塔河地区上寒武统下丘里塔格组白云岩储层的热液改造效应[J]. 沉积与特提斯地质, 45(2): 268–281. doi: [10.19826/j.cnki.1009-3850.2024.10005](https://doi.org/10.19826/j.cnki.1009-3850.2024.10005)

SHANG K, XU Q Q, YE N, et al., 2025. Hydrothermal transformation of the Lower Qiulitage Formation dolomite reservoirs in the Upper Cambrian, Tahe area, Tarim Basin[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 45(2): 268–281. doi: [10.19826/j.cnki.1009-3850.2024.10005](https://doi.org/10.19826/j.cnki.1009-3850.2024.10005)

塔里木盆地塔河地区上寒武统下丘里塔格组白云岩储层的热液改造效应

尚 凯^{1,3}, 徐勤琪¹, 叶 宁^{2*}, 耿 锋¹, 刘明铭²

(1. 中国石化西北油田分公司勘探开发研究院, 新疆 乌鲁木齐 830011; 2. 西南石油大学地球科学与技术学院, 四川 成都 610050; 3. 成都理工大学沉积地质研究院, 四川 成都 610059)

摘要: 热液白云岩化作用对储层的形成和演化起着重要作用。本研究在岩心观察和薄片鉴定的基础上, 建立塔河地区下丘里塔格组白云岩的分类方案, 结合不同类型白云岩的元素地球化学和碳、氧、锶同位素地球化学分析, 研究不同类型白云岩的成因机制, 探讨热液作用对储集空间的影响。结果表明: (1) 塔河地区下丘里塔格组发育两类基质白云岩和两期白云石充填物, 包括: 平直晶面他形—半自形, 粉—细晶白云岩 (D1)、平直半自形—非平直晶面他形, 中—粗晶白云岩 (D2), 以及鞍形白云石充填物 (SD), 其中 SD-1 为鞍形白云石的内核、发暗红色阴极光, SD-2 为鞍形白云石边缘部分、发亮红色阴极光; (2) D1 白云岩可能为浅埋藏白云岩化作用的产物, 而 D2 白云岩可能形成于埋藏成岩阶段的重结晶作用; (3) 溶蚀缝洞中充填的鞍形白云石主体部分 (SD-1) 形成于埋藏条件下的自调节白云石化作用, 并在后期遭受了热液改造, 从而形成鞍形白云石的边缘环带 SD-2; (4) 热液流体对围岩的改造作用可能较为微弱, 主要集中在缝洞体系中。

关键词: 塔河地区; 下丘里塔格组; 白云岩; 热液流体; 地球化学特征

中图分类号: P618.13

文献标识码: A

Hydrothermal transformation of the Lower Qiulitage Formation dolomite reservoirs in the Upper Cambrian, Tahe area, Tarim Basin

SHANG Kai^{1,3}, XU Qinqi¹, YE Ning^{2*}, GENG Feng¹, LIU Mingming²

(1. Research Institute of Exploration and Development, Northwest Oilfield Company, SINOPEC, Urumqi 830011, China; 2. School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China; 3. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Hydrothermal dolomitization plays an important role on reservoir formation and evolution. Based on core and thin section examination, this study classifies the Upper Cambrian Lower Qiulitag dolostone in the Tahe area. Furthermore, elemental and isotopic geochemical analyses are employed to decipher the origins of various types of dolostones in the study area, aiming to evaluate the contribution of hydrothermal activity to reservoir evolution. Two types of matrix dolostones and dolomite cements of two stages are identified: very finely to finely crystalline matrix dolostone (D1), medium to coarsely crystalline matrix dolostone

收稿日期: 2023-06-01; 改回日期: 2024-06-03; 责任编辑: 周小琳; 科学编辑: 万友利

作者简介: 尚凯 (1982—), 博士, 副研究员, 从事沉积学与储层地质研究。E-mail: shangk.xbsj@sinopec.com

通信作者: 叶宁 (1987—), 博士, 助理研究员, 从事储层地质与储层地球化学研究和教学。E-mail: yn870104@foxmail.com

资助项目: 中石化科研项目塔北—塔中震旦—寒武系成藏条件与区带优选 (P22123)

(D2), saddle dolomite cements with dull luminescence in the core (SD-1), and saddle dolomite cements with bright luminescence in the rim (SD-2). D1 is interpreted to have formed during shallow burial diagenesis, while D2 is interpreted as resulting from recrystallization during burial diagenesis. SD-1 is likely formed by local redistribution during burial diagenesis, whereas the rim of saddle dolomites (SD-2) formed through alteration by subsequent hydrothermal fluids. Consequently, we propose that the contribution of hydrothermal alteration to porosity enhancement seems negligible, with hydrothermal fluids largely confined to fractures and vugs.

Key words: Tahe area; Lower Qiulitage Formation; dolostone; hydrothermal; geochemical characteristics

0 引言

陆上深层—超深层碳酸盐岩层系是当前最重要的油气勘探领域之一(何治亮等, 2016; 马永生等, 2019; 郭旭升等, 2023; 贾承造, 2023; 赵文智等, 2023), 其中, 深埋藏白云岩是深层—超深层碳酸盐岩油气勘探的重点目标。在深埋藏白云岩的成岩过程中, 热液流体活动是改造埋藏期碳酸盐岩的主要途径。通常, 热液活动以断裂作为流体通道, 而断裂活动可能沟通沉积盆地内的含水层, 在一定时期内形成开放体系, 使得流体在一定范围内完成循环, 将溶蚀的物质搬运出围岩(Qing and Mountjoy, 1992; Bjørlykke and Jahren, 2012; Wan et al., 2022)。在深层—超深层碳酸盐岩中, 岩石基本经历了复杂的成岩历史和多期的构造活动, 大量的学者用热液溶蚀来解释埋藏过程中次生孔隙的产生(Packard et al., 2001; Lavoie and Morin, 2004; Davies and Smith, 2006; 金之钧等, 2006; Zhu et al., 2015; Jiang et al., 2016; Ye et al., 2019; Ye et al., 2022), 但这些次生孔隙形成的机制和其在深层—超深层中被保存下来的条件一直存在争议(Ehrenberg and Nadeau, 2005; Ehrenberg et al., 2012; Ehrenberg and Bjørlykke, 2016; 马永生等, 2019)。其争议点主要集中在: (1) 热液活动是否广泛存在(Ehrenberg and Bjørlykke, 2016); (2) 热液流体是否显著地改善了储层的储集空间(Ehrenberg et al., 2012; Ehrenberg and Bjørlykke, 2016; Ye et al., 2022)。形成这种争议的一个重要原因在于如何准确地识别深埋藏白云岩中的热液流体活动, 以及如何有效地评价热液流体活动的范围。因此, 利用岩石学和地球化学手段查明不同期次的流体来源以及对白云岩的改造情况, 对于探究白云岩的成因和储层形成与演化具有重要意义。

塔里木盆地上寒武统下丘里塔格组碳酸盐岩以白云岩为主, 其平均埋深超过 6 000 米, 是近年来塔中隆起、巴楚隆起和沙雅隆起等地区主要的

风险勘探目的层(云露和翟晓先, 2008; 谢会文等, 2017; 彭军等, 2018)。多期的构造运动和成岩作用导致下丘里塔格组白云岩中发育了大量的缝洞, 且多数缝洞中充填或半充填了鞍形白云石、石英及方解石等矿物(彭军等, 2018; 李斌等, 2022)。前人针对塔河地区上寒武统下丘里塔格组白云岩及充填物进行了岩石学、流体包裹体、全岩碳、氧和锆同位素、全岩微量元素等研究(Guo et al., 2016; Du et al., 2018; 李斌等, 2019), 报道了不同组构的白云石晶体显示出变化的地球化学特征, 认为塔河地区上寒武统下丘里塔格组白云岩可能经历了多期次的白云岩化作用和热液流体改造(李斌等, 2022), 但并未探讨热液流体对白云岩的改造程度。

鉴于此, 本研究以塔河地区上寒武统下丘里塔格组白云岩为研究对象, 在岩石学观察的基础上, 利用碳、氧、锆同位素以及原位微量元素和稀土元素进行成岩流体活动的研究, 查明白云岩类型、成因及流体改造情况, 以期为后期研究提供新的思路。

1 区域地质背景

塔里木盆地位于我国西北地区(图 1a), 其中塔河地区主要指塔里木盆地北部塔河油田所在区域。整体上, 塔河地区属于沙雅隆起区(图 1b), 次级构造位置上, 塔河油田主体位于阿克库勒凸起, 北邻雅克拉断凸, 西接哈拉哈塘凹陷, 向南至满加尔坳陷、顺托果勒隆起, 向东至草湖凹陷(图 1b)。研究区位于塔河油田主体区的阿克库勒凸起, 寒武系地层发育完整(图 1c), 自下而上分为下统玉尔吐斯组(C_{1y})、肖尔布拉克组(C_{1x})、吾松格尔组(C_{1w}), 中统沙依里克组(C_{2s})、阿瓦塔格组(C_{2a})以及上统下丘里塔格组(C_{3xq})。研究区 A, B, C 井以及轮探 1 井等超深井测录井显示, 下丘里塔格组为一套巨厚的晶粒白云岩, 平均厚度可达 700 m。

上寒武统下丘里塔格组沉积阶段, 塔里木盆地

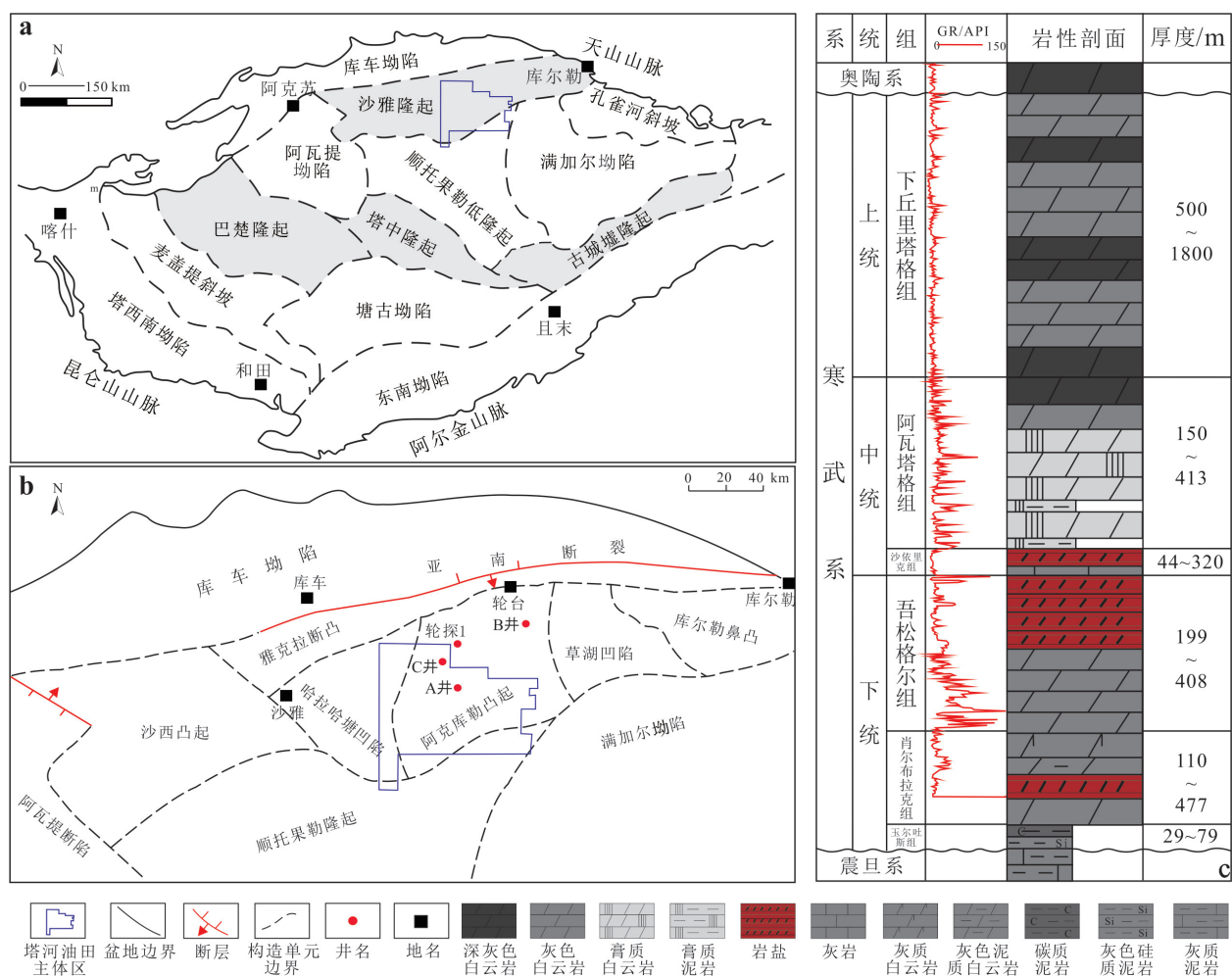


图1 a. 塔里木盆地构造单元划分; b. 塔里木盆地北部构造单元; c. 塔里木盆地台地相区寒武系地层划分综合柱状图 (据易士威等, 2022; 刘永立等, 2022; 杜德道等, 2023 修改)

Fig. 1 a. Tectonic units of the Tarim Basin; b. Tectonic units of the northern Tarim Basin; c. Stratigraphic column of the Cambrian platform facies strata in the Tarim Basin (modified after Yi et al., 2022; Liu et al., 2022; Du et al., 2023)

一直处于相对稳定的浅水碳酸盐岩台地(赵宗举等, 2011; 耿锋等, 2023), 此时在塔北地区主要呈现出局限台地—台地边缘沉积特征(赵宗举等, 2011)。上寒武统下丘里塔格组地层沉积后, 受南昆仑洋及阿尔金洋闭合的影响, 塔里木盆地经历了加里东、海西、印支—燕山及喜马拉雅多期构造运动(贾承造等, 1997), 其中加里东运动及海西运动对塔河地区寒武系及奥陶系地层影响较大, 形成了多套不整合面和多期断裂系统(吕海涛等, 2009; 何松林等, 2020; Tian et al., 2020)。

2 样品采集与实验方法

本研究观察并采集了 A 井、B 井取心段岩心样品 40 件, 以及 C 井的岩屑样品 5 件, 用以制备 30 μm 的标准薄片进行岩相学工作, 并在西南石油

大学天然气地质四川省重点实验室使用德国 Leica DM 4500P 偏光显微镜进行了 45 块薄片鉴定。此外对其中 30 块薄片进行了阴极发光分析, 阴极发光研究是在西南石油大学天然气地质四川省重点实验室的 CI8200 MK5 平台上进行, 工作电流约为 0.3~0.5 mA, 加速电压为 5~8 kV。

对 A 井粉—细晶白云岩(D1)、中—粗晶白云岩(D2)以及鞍形白云石(SD)等 5 件样品进行了碳、氧及锶同位素测试, 具体取样位置及部分样品特征见图 2。碳、氧及锶同位素分别在西南石油大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室的 MAT253 和 MAT262 质谱仪上进行。碳、氧同位素数据以相对于 Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) 的标准表示法记录, 并根据 NBS-18 和 NBS-19 标准进行了校准, 其分析精度均优于±0.1%。锶同位素数据测

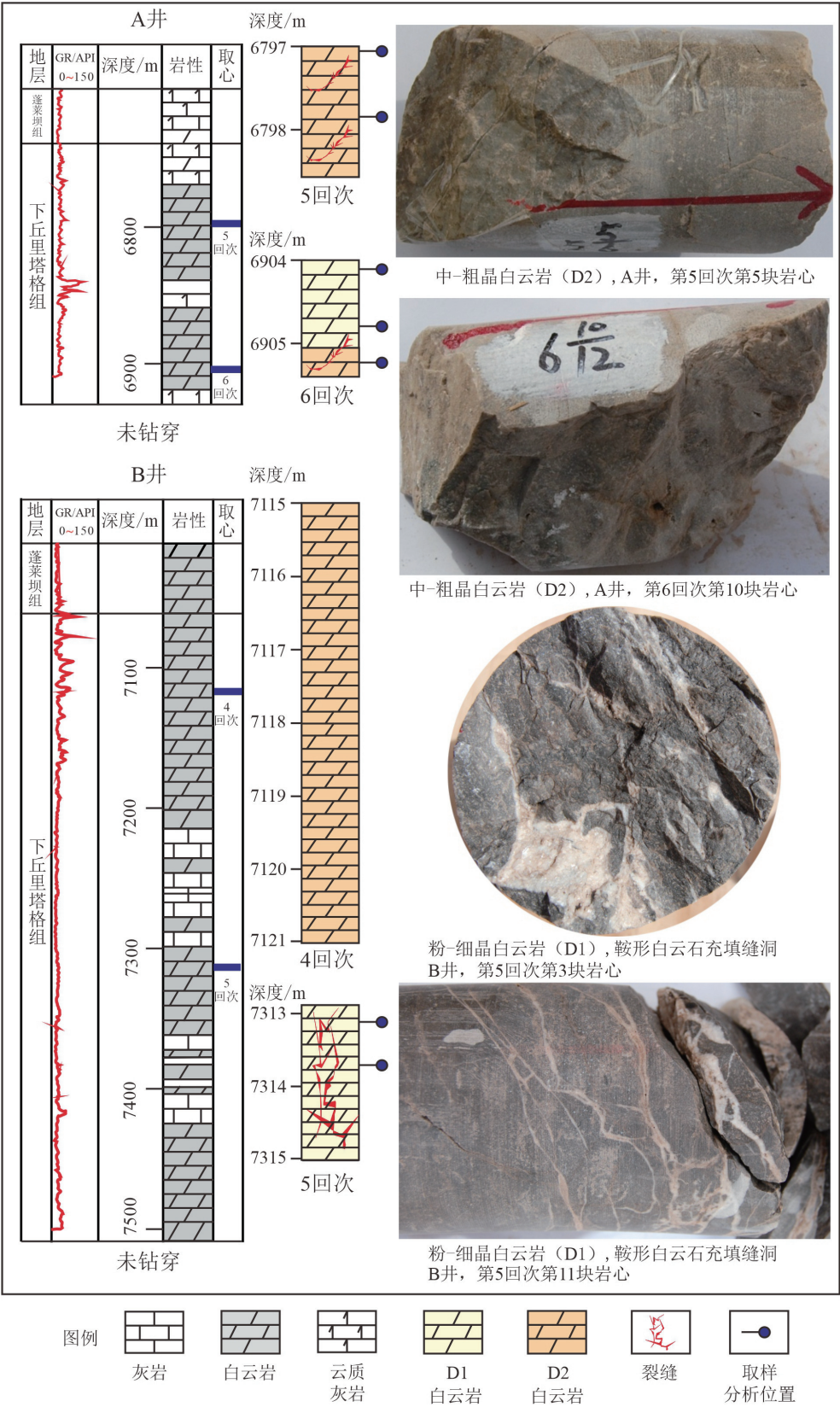


图 2 塔河地区下丘里塔格组白云岩取心段柱状图

Fig. 2 Core column of the dolostones in the Lower Qiulitage Formation, Tahe area

定标准化为 NBS987 标准, 平均标准误差为 $2\sigma \pm 12 \times 10^{-6}$ 。此外, 收集了 Guo et al. (2016) 和 Du et al. (2018)

的部分数据(共计 13 件),用于综合对比研究。

对中—粗晶白云岩(D2)、鞍形白云石核部(SD-1)、鞍形白云石边缘(SD-2)及方解石充填物(Cal)分别进行了原位微量元素测试(D1 晶体太小未测试),测试总数为 23 个,该分析在西南石油大学碳酸盐岩沉积与成岩地球化学实验室采用 ESL 193UC 激光剥蚀系统(ArF 193 nm 气体准分子激光器)和 Agilent 7800 ICP-MS 进行。激光束斑为 80 μm ,频率为 5 Hz。测试外标为 USGS MACS-3 粉末压饼,内标为测试组构中的 Ca,微量元素误差 <10%。在 Iolite 4 中进行数据处理和校准,流程参见 Paton et al. (2011)。对于稀土元素的配型分析,本次测试结果采用后太古代澳大利亚页岩(Post-Archean Australian Shale, PAAS)稀土元素含量进行标准化(McLennan, 1989)。

3 实验结果

3.1 岩石学特征

基于岩心观察并通过镜下薄片鉴定,根据晶体的大小、边界形态以及自形程度(Sibley and Gregg, 1987),将研究区目的层中的白云岩围岩和缝洞充填物进行了如下分类:

(1)平直晶面他形—半自形,粉—细晶白云岩(D1)

该类白云岩在岩心上呈灰色,在 A, B 两井取心段中均有分布(图 2)。镜下观察显示 D1 白云岩由半自形—他形的粉—细晶白云石晶体组成,其晶体大小通常在 50 μm ~200 μm (图 3a)。白云石的晶体边界较清晰,基本具有平直的晶面边界,多数晶体间呈线接触,部分呈镶嵌接触。在阴极发光下,白云石晶体发均匀暗红色光,部分晶体边缘发光性增强,呈薄层的红色环带(图 3b)。

(2)平直半自形—非平直晶面他形,中—粗晶白云岩(D2)

该类白云岩在岩心上呈黄灰色,在 A, B 两井取心段中均有分布(图 2)。D2 白云岩主要由半自形—他形的中—粗晶白云石组成,晶体大小通常大于 300 μm ,大多数晶体表现出非平直面他形的结构,而少量晶体具有平直面半自形结构,偶见少量的晶间孔(图 3c-d)。在局部区域,互相镶嵌的白云石晶体紧密堆积,具有不明确的边界。在阴极发光下,白云石整体发光性很弱,呈暗红色发光(图 3d),与 D1 白云岩发光性显著不同。

(3)缝洞充填物

在手标本和镜下薄片观察中,可见三类主要的缝洞充填物,分别为鞍形白云石(SD)、方解石(Cal)和少量的自生石英(Qz)(图 3e-i)。其中,鞍形白云石的大小一般为 300 μm ~1 mm,为平直面自形—半自形晶体。这些鞍形白云石通常有一个较为浑浊的核部(SD-1)和一个相当薄的清晰边缘(SD-2)(图 3g),具有波状消光特征(图 3i)。在阴极发光下,鞍形白云石核部呈暗红色,边缘则十分明亮(图 3h),有部分样品可见生长环带,在 SD-2 白云石边缘形成之后,缝洞中充填了发暗色阴极光的方解石(图 3h)或自生石英(图 3i)。

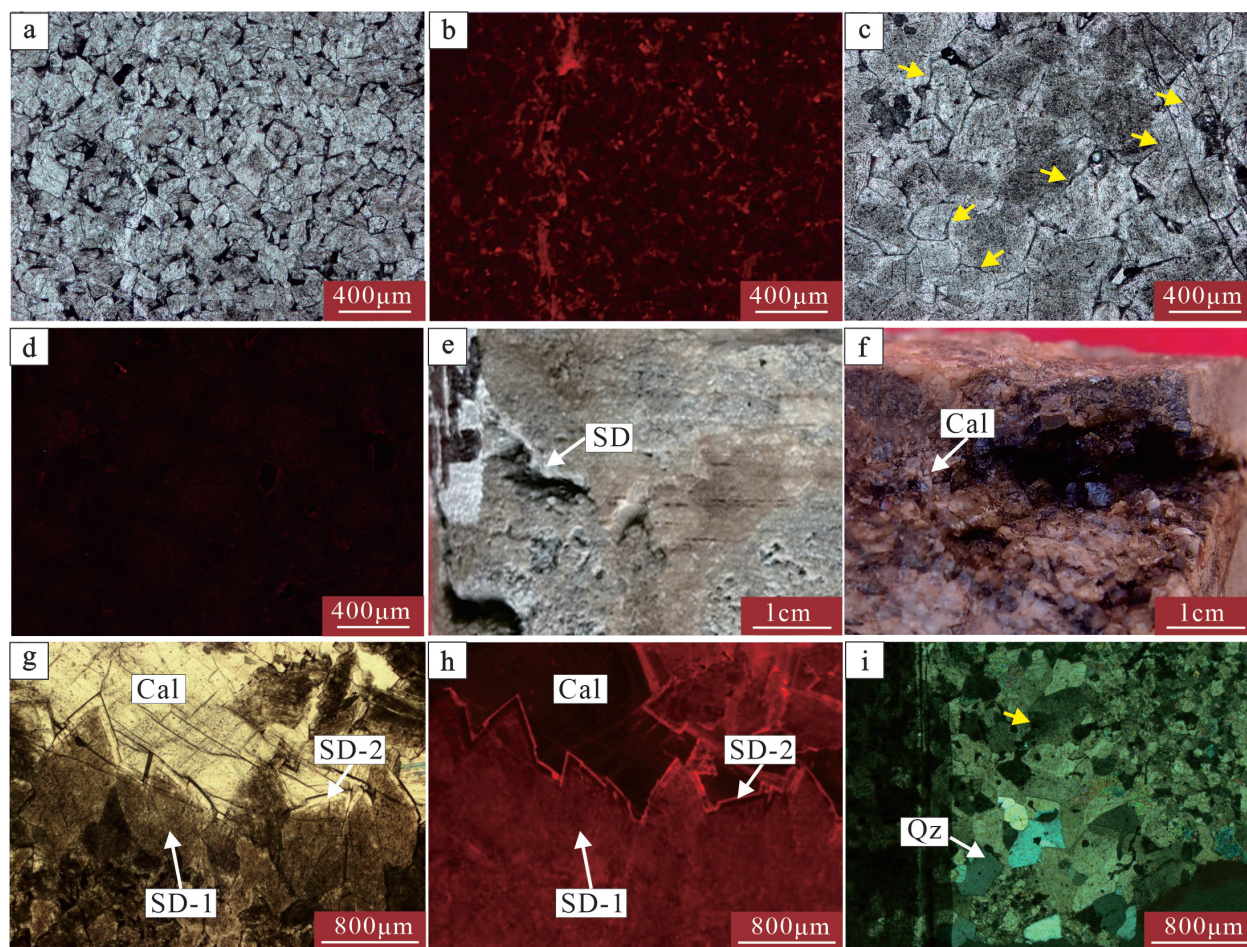
3.2 碳、氧同位素特征

本次研究中 D1 白云岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 值范围为 -1.9‰ ~ -0.4‰ (平均值为 -1.3‰), $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值范围为 -9.9‰ ~ -8.2‰ (平均值为 -9.0‰); D2 白云岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 值范围为 -2.1‰ ~ -0.7‰ (平均值为 -1.4‰), $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值范围为 -12.2‰ ~ -8.3‰ (平均值为 -10.2‰); SD 白云石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 值范围为 -1.8‰ ~ -0.2‰ (平均值为 -1.3‰), $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值范围为 -11.0‰ ~ -6.8‰ (平均值为 -8.8‰); Cal 方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 值范围为 -3.0‰ ~ -1.3‰ (平均值为 -2.2‰), $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值范围为 -13.4‰ ~ -11.4‰ (平均值为 -11.6‰),相关数据详见表 1。

前人的研究表明,海相碳酸盐岩沉积物可以反演海水的碳、氧和锶同位素组成(Qing and Veizer, 1994; Veizer et al., 1999),即可以通过晚寒武世海相碳酸盐岩的碳、氧与锶同位素值范围表征当时海水的同位素值范围。晚寒武世海相方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值的范围约为 -11.0‰ ~ -6.0‰ ,而 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 值的范围约为 -2.5‰ ~ -0.7‰ (Qing and Veizer, 1994; Veizer et al., 1999),理论上,直接从海水中沉淀的白云岩产生的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值比同期灰岩高约 3‰(Land, 1980; Land, 1985)。因此,晚寒武世海相白云石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值通常约在 -8‰ ~ -3‰ 之间(Veizer et al., 1999)。从碳、氧同位素值投点图(图 4)可以发现:所有样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 值都在同期海水 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 值范围内,但 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值略有不同,其中 D1、D2 及 SD 样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值都较同期海水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值轻微偏负,而 Cal 样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值则具有明显偏负的特征。

3.3 锶同位素特征

本次研究中, D1 白云岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围为



a. 平直晶面半自形—他形细晶白云岩, A 井, 6 905.35 m, C_3xq ; b. a 的阴极发光, 晶体内部发暗红色光, 部分晶体边缘发育薄层的亮红色环带; c. 平直—非平直晶面半自形—他形中—粗晶白云岩, 黄色箭头处可见晶面弯曲, A 井, 6 743.95 m, C_3xq ; d. c 的阴极发光, 局部可见斑状发光特征, 整体呈红色昏暗发光; e. SD 白云石半充填溶洞, B 井, 7 118.32 m, C_3xq ; f. 方解石 (Cal) 半充填溶洞, A 井, 6 797.11 m, C_3xq ; g. 鞍形白云石, 具有较为浑浊的核部 (SD-1) 和一个相当薄的清晰边缘 (SD-2), 并见方解石 (Cal) 在 SD 白云石形成之后充填残余储集空间, B 井, 7 315.50 m, C_3xq ; h. g 的阴极发光, 核部 (SD-1) 呈暗红色, 边缘 (SD-2) 呈亮红色, 方解石 (Cal) 呈暗色; i. SD 白云石具有明显的波状消光特征 (黄色箭头), 并见自生石英 (Qz) 在 SD 白云石形成之后充填晶间孔隙, C 井, 6 830 m, C_3xq

图 3 塔河地区下丘里塔格组白云岩及充填物的岩石学特征

Fig. 3 Petrographic features of dolostones and dolomite cements in the Lower Qiulitage Formation, Tahe area

0.709 11~0.709 34(平均值为 0.709 24); D2 白云岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围为 0.709 08~0.709 36(平均值为 0.709 18); SD 白云石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围为 0.708 89~0.709 96(平均值为 0.709 43); Cal 方解石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围为 0.708 84~0.709 21(平均值为 0.709 03)。

早古生代海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围为 0.708 6~0.709 4(Qing et al., 1998; Veizer et al., 1999), 从 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值投点图(图 5)可以发现, 绝大多数样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值均与早古生代海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围重叠, 只有极少量样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值略高于

同期海水。

3.4 原位稀土元素特征

本研究针对中—粗晶白云岩(D2)、鞍形白云石核部(SD-1)、鞍形白云石边缘(SD-2)和裂缝中充填的方解石(Cal)进行了原位微量元素分析(附表 1)。

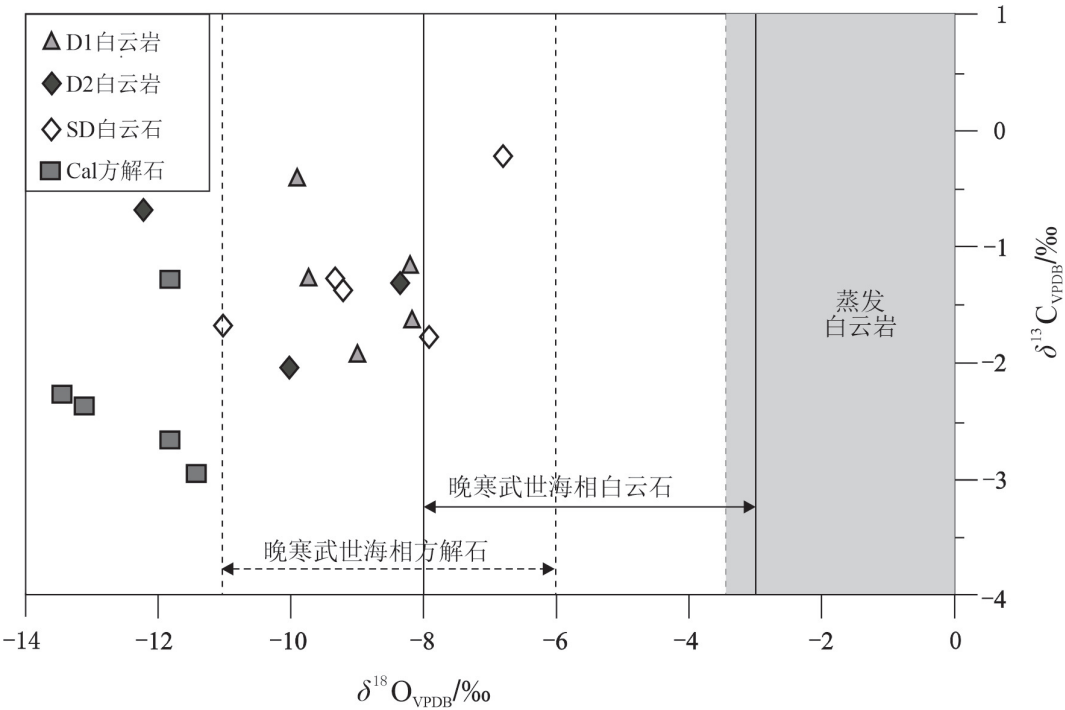
D2 表现出轻稀土元素(LREE)相对重稀土元素(HREE)的轻微亏损、中稀土元素(MREE)轻微富集(BSI 平均值为 1.18 ± 0.04)、轻微的 Ce 负异常(平均值为 0.96 ± 0.02)和 Eu 无明显异常(平均值为

*数据资料请联系编辑部或登录期刊官网 <https://www.cjytsdz.com.cn/> 获取。

表 1 塔河地区下丘里塔格组白云岩与缝洞充填白云石、方解石的 C-O-Sr 同位素数据
Table 1 C-O-Sr isotope compositions of dolostones and carbonate cements in the Lower Qiulitage Formation, Tahe area

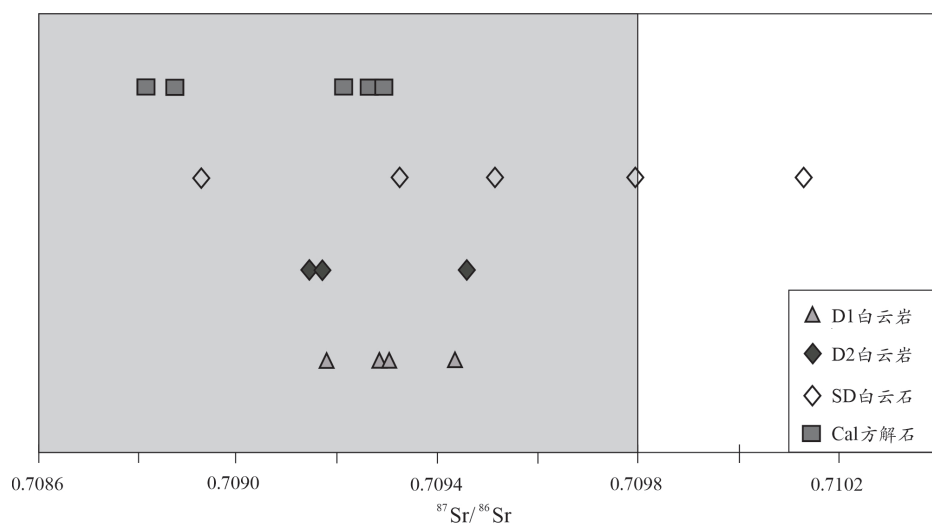
样品编号	井号与深度	类型	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}/\text{‰}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
A-1	A井 6 904.1 m	D1	-1.9	-9.0	0.709 22
A-3	A井 6 904.7 m	D1	-1.6	-8.2	0.709 21
/	*B井 7 315.2 m	D1	-1.3	-9.7	0.709 34
/	*B井 7 313.4 m	D1	-1.2	-8.2	0.709 11
/	*B井 7 119.2 m	D1	-0.4	-9.9	0.709 30
/	*B井 7 115.8 m	D2	-0.7	-12.2	0.709 08
A-3	A井 6 797.1 m	D2	-1.3	-8.3	0.709 10
A-5	A井 6 905.4 m	D2	-2.1	-10.0	0.709 36
/	#A井 6 905.3 m	SD	-0.2	-6.8	0.709 24
A-2	#A井 6 797.8 m	SD	-1.7	-11.0	0.709 96
/	#A井 6 744.0 m	SD	-1.3	-9.3	0.709 66
/	#A井 6 797.1 m	SD	-1.4	-9.2	0.708 89
/	#A井 6 905.4 m	SD	-1.8	-7.9	0.709 41
/	*B井 7 119.2 m	Cal	-2.4	-13.1	0.708 84
/	*B井 7 117.1 m	Cal	-2.7	-11.8	0.708 79
/	*B井 7 116.8 m	Cal	-2.3	-13.4	0.709 21
/	#A井 6 904.9 m	Cal	-3.0	-11.4	0.709 14
/	#A井 6 904.9 m	Cal	-1.3	-11.8	0.709 19

注：D1为粉—细晶白云岩、D2为中—粗晶白云岩、SD为鞍形白云石、Cal为方解石，带*的数据来源于Guo et al., 2016，带#号的数据来源于Du et al., 2018。



晚寒武世海相方解石同位素范围用虚线双箭头标出，数据来自 Qing and Veizer, 1994; Veizer et al., 1999; 晚寒武世海相白云石同位素范围基于氧同位素分馏方程 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB-dolomite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB-calcite}} = +3\text{‰}$ (Land, 1983); 蒸发白云岩同位素范围用灰色区域标记，数据来自 Appalachians 下奥陶统 Knox 群的白云岩 (Montañez and Read, 1992)

图 4 塔河地区下丘里塔格组碳酸盐矿物的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 交会图
Fig. 4 Cross-plot of $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ in the carbonate minerals of the Lower Qiulitage Formation, Tahe area



早古生代海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围用灰色区域标记

图5 塔河地区下丘里塔格组碳酸盐矿物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分布图

Fig. 5 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios of carbonate minerals in the Lower Qiulitage Formation, Tahe area

1.10±0.07)的特征(图6A;附表1^{*})。D2的总REE含量(ΣREE)为 $5.23\times 10^{-6}\sim 12.87\times 10^{-6}$ (平均值为 $7.82\times 10^{-6}\pm 3.59\times 10^{-6}$), Y/Ho值为21.46~30.96(平均值为 27.82 ± 4.43), Sr含量为 $114.19\times 10^{-6}\sim 178.92\times 10^{-6}$ (平均值为 $141.44\times 10^{-6}\pm 30.21\times 10^{-6}$), Mn含量为 $44.62\times 10^{-6}\sim 47.43\times 10^{-6}$ (平均值为 $45.92\times 10^{-6}\pm 1.20\times 10^{-6}$), Fe含量为 $285.61\times 10^{-6}\sim 617.80\times 10^{-6}$ (平均值为 $439.06\times 10^{-6}\pm 138.36\times 10^{-6}$)。

Cal表现出轻稀土元素(LREE)相对重稀土元素(HREE)的富集、中稀土元素(MREE)轻微亏损(BSI平均值为 0.87 ± 0.30)、Ce无明显异常(平均值为 0.99 ± 0.03)和Eu轻微正异常(平均值为 1.24 ± 0.20)的特征(图6B;附表1^{*})。Cal的总REE含量(ΣREE)为 $0.08\times 10^{-6}\sim 23.82\times 10^{-6}$ (平均值为 $6.58\times 10^{-6}\pm 8.74\times 10^{-6}$), Y/Ho值为7.11~40.34(平均值为 29.17 ± 13.58), Sr含量为 $15.71\times 10^{-6}\sim 51.87\times 10^{-6}$ (平均值为 $33.22\times 10^{-6}\pm 15.32\times 10^{-6}$), Mn含量为 $7.04\times 10^{-6}\sim 15.14\times 10^{-6}$ (平均值为 $11.61\times 10^{-6}\pm 3.19\times 10^{-6}$), Fe含量为 $133.86\times 10^{-6}\sim 312.55\times 10^{-6}$ (平均值为 $168.08\times 10^{-6}\pm 71.02\times 10^{-6}$)。

SD-1表现出轻稀土元素(LREE)相对重稀土元素(HREE)的无富集、中稀土元素(MREE)轻微富集(BSI平均值为 1.19 ± 0.04)、Ce无明显异常(平均值为 0.95 ± 0.07)和Eu轻微正异常(平均值为 1.25 ± 0.17)的特征(图6C;附表1^{*})。SD-1的总REE含量(ΣREE)为 $2.68\times 10^{-6}\sim 14.16\times 10^{-6}$ ($7.22\times 10^{-6}\pm 4.21\times 10^{-6}$), Y/Ho值为26.14~40.38(平均值为 $31.91\pm$

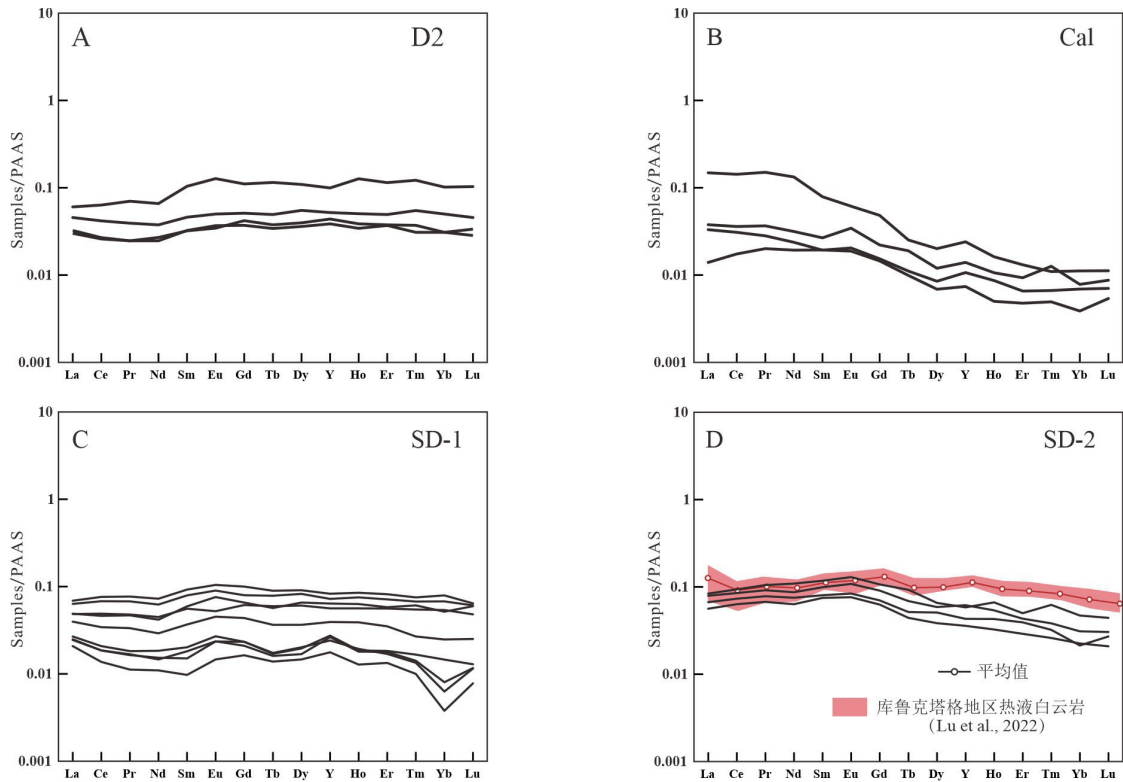
6.06), Sr含量为 $122.90\times 10^{-6}\sim 262.75\times 10^{-6}$ (平均值为 $175.56\times 10^{-6}\pm 45.50\times 10^{-6}$), Mn含量为 $38.45\times 10^{-6}\sim 52.07\times 10^{-6}$ (平均值为 $44.94\times 10^{-6}\pm 4.01\times 10^{-6}$), Fe含量为 $264.45\times 10^{-6}\sim 539.56\times 10^{-6}$ (平均值为 $333.10\times 10^{-6}\pm 91.21\times 10^{-6}$)。

SD-2表现出轻稀土元素(LREE)相对重稀土元素(HREE)的富集、中稀土元素(MREE)轻微富集(BSI平均值为 1.30 ± 0.04)、Ce无明显异常(平均值为 1.01 ± 0.01)和Eu轻微正异常(平均值为 1.19 ± 0.02)的特征(图6D;附表1^{*})。SD-2的总REE含量(ΣREE)为 $11.13\times 10^{-6}\sim 17.35\times 10^{-6}$ (平均值为 $14.19\times 10^{-6}\pm 2.70\times 10^{-6}$), Y/Ho值为23.93~31.31(平均值为 28.12 ± 3.25), Sr含量为 $193.46\times 10^{-6}\sim 303.90\times 10^{-6}$ (平均值为 $267.12\times 10^{-6}\pm 51.46\times 10^{-6}$), Mn含量为 $74.58\times 10^{-6}\sim 108.02\times 10^{-6}$ (平均值为 $88.80\times 10^{-6}\pm 14.28\times 10^{-6}$), Fe含量为 $1\,162.70\times 10^{-6}\sim 1\,862.47\times 10^{-6}$ ($1\,633.54\times 10^{-6}\pm 321.64\times 10^{-6}$)。

4 讨论

4.1 基质白云岩成因

D1白云岩中的白云石晶体多具有平直的晶面结构特征, 指示其形成温度较低, 未到达晶体曲面化的临界粗化温度(50~60°C, Gregg and Sibley, 1984; Sibley and Gregg, 1987), 说明D1白云岩为低温条件下白云岩化作用的产物。D1白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对于晚寒武世的海相白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围具有明显偏负的特征(图4)。通常, 较高的形成温



A. 中—粗晶白云岩 (D2) 的原位稀土元素配型; B. 裂缝充填方解石 (Cal) 的原位稀土元素配型; C. 鞍形白云石核部 (SD-1) 的原位稀土元素配型; D. 鞍形白云石边缘 (SD-2) 的原位稀土元素配型

图 6 塔河地区下丘里塔格组白云石与方解石原位稀土元素配型

Fig. 6 REE+Y profiles of dolomites and calcites in the Lower Qiulitage Formation, Tahe area

度或贫 ^{18}O 成岩流体(如大气淡水)的混入都可能造成氧同位素值降低。然而, D1 白云岩样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和铈同位素比值大多数落在寒武纪海相白云石同位素值范围内(图 4, 图 5), 说明形成 D1 白云岩的流体可能为海水或者受改造的海水, 而并非大气淡水。因此, D1 白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负的原因可能是埋藏深度的逐渐加大而导致地层温度升高, 造成了白云石化过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 值的偏负。因此, 基于 D1 白云岩的岩石学地质意义及其地球化学特征, 本研究认为 D1 白云岩为浅埋藏白云石化作用的产物, 这与前人对塔里木盆地寒武系—奥陶系碳酸盐岩地层中平直晶面他形—半自形, 粉—细晶白云岩的成因认识一致(Guo et al., 2016; Jiang et al., 2016; Ye et al., 2019)。

相对于 D1 白云岩而言, D2 白云岩具有更粗大的晶体, D2 白云岩中的白云石多具有非平直面的晶面结构特征, 暗示了它们可能是在较高温度下快速生长而形成, 达到了晶体曲面化的临界粗化温度(Gregg and Sibley, 1984; Gregg and Shelton, 1990)。但是 D2 白云岩中大部分 $\delta^{13}\text{C}$ 值和铈同位

素比值基本与 D1 和寒武纪海相白云石同位素值范围重叠(图 4, 图 5), 而部分 $\delta^{18}\text{O}$ 值有轻微偏负的特征(图 4)。这些现象说明形成 D2 白云岩的流体与 D1 相似, 但可能形成于更高的温度。

D2 白云岩的原位 REE 特征显示出相对低的 REE 含量、LREE 相对 HREE 轻微亏损、轻微的 Ce 负异常, 以及中稀土元素(MREE)轻微富集的特征。稀土元素中, LREE 相对 HREE 亏损和轻微的 Ce 负异常可能继承于海水信号(Li et al., 2019)。MREE 富集可能与成岩过程中的重结晶有关(Shields and Stille, 2001; Tostevin et al., 2016)。因此, D2 白云岩可能形成于埋藏成岩阶段的重结晶作用, 在这个过程中, 随着温度升高, 原有的白云石发生如下变化: (1) 白云石晶形变大(白璇等, 2022); (2) $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值负偏(Machel, 1997); (3) 海相的 Ce 负异常、LREE 相对 HREE 的亏损和高于球粒陨石的 Y/Ho 比值均降低(Shields and Stille, 2001)。

4.2 鞍形白云石成因

尽管 SD 白云石的碳、氧同位素值与围岩和寒武纪海相白云石范围相近, 但与围岩相比, SD 白云

石具有更粗大的晶体以及波状消光的特征(图 3g, 3i), 且部分 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高(图 5)。此外, 鞍形白云石主要发育在缝洞体系当中, 且其赋存的裂缝切割了围岩(图 2), 说明鞍形白云石形成的时间晚于围岩白云岩, 也说明了其形成在埋藏环境中。本研究综合分析认为, 塔河地区寒武系缝洞充填的鞍形白云石主体部分(SD-1)形成于埋藏条件下的自调节白云石化作用, 并在后期遭受了热液改造, 从而形成了极薄的白云石边缘环带(SD-2)。其主要推论如下:

前人的研究表明, 塔里木盆地寒武—奥陶系碳酸盐岩中热液成因的鞍形白云石具有较高的 REE 含量(Zhang et al., 2014; Liu et al., 2020; Lu et al., 2022), 而正常海水成因的碳酸盐矿物的 REE 含量通常小于 4×10^{-6} (Li et al., 2019), 并且页岩标准化后 LREE 相对 HREE 富集, 也同样是一种外源热液流体的典型特征(Bau, 1991; Bau et al., 2010)。在研究区, 鞍形白云石的边缘环带 SD-2(发亮红色阴极光)的 REE 含量和 Fe 含量均相对较高(SD-2 的 REE 和 Fe 含量分别为 $11.13 \times 10^{-6} \sim 17.35 \times 10^{-6}$ 和 $1162.7 \times 10^{-6} \sim 1862.5 \times 10^{-6}$), 且表现出 LREE 相对 HREE 富集的特征, 其 REE+Y 配型与前人在塔里木盆地报道的热液白云石的 REE+Y 配型一致(Zhang et al., 2014; Liu et al., 2020; Lu et al., 2022), 说明鞍形白云石的边缘环带 SD-2 为热液成因。

与鞍形白云石的边缘环带 SD-2 相比, 鞍形白云石的核部 SD-1 具有明显的不同, 其 Fe、Mn、Sr 和 REE 含量及 REE+Y 配分模式具有显著的差异。但 SD-1 与 D2 白云岩则具有相似的 Fe、Mn、Sr 和 REE 含量特征(图 7), 且两者具有相似的 REE+Y 配型特征(图 6A, 6C), 表现出 LREE 相对 HREE 无富集或者轻微亏损以及 MREE 轻微富集。由此可见, D2 白云岩和 SD-1 具有类似的微量地球化学特征, 暗示了形成它们的流体在地球化学性质上具有相似性, 与鞍形白云石边缘环带 SD-2 的成因明显具有差异性。所以, 鞍形白云石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值可能表现的是 SD-1 和 SD-2 的混合特征, 部分样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值偏高, 可能反映了更强烈的热液改造特征。因此, 本研究认为鞍形白云石的核心主体为非热液成因, 其形成于埋藏条件下的自调节白云石化作用(Machel and Lonne, 2002; 卿海若和陈代钊, 2010), 而边缘环带形成于热液环境。

4.3 热液对白云岩储集空间的影响

本研究发现, 塔河地区上寒武统下丘里塔格组白云岩围岩没有记录热液的地球化学信号, 大多数围岩中晶体边界平直, 没有明显的遭受溶蚀的证据, 而孔隙也以晶间孔为主, 暗示了热液流体没有对围岩造成广泛的溶蚀。此外, 岩心观察表明鞍形白云石主要发育在裂缝或溶洞当中, 而与这些储集空间相邻的围岩则较为致密(图 2)。基于此, 本研究认为白云岩围岩遭受的热液改造作用有限; 与围岩相对的是, 在缝洞体系中鞍形白云石的边缘 SD-2 记录了明显的热液信号, 包括较高的 REE、Fe 和 Mn 含量(附表 1*), 以及 LREE 相对 HREE 富集的 REE+Y 配型(图 6)。因此, 本研究认为热液流体进入了缝洞体系, 并对缝洞边界的围岩以及缝洞体系中存在的鞍形白云石进行了一定程度的改造。然而, 这种改造仅限于缝洞体系中, 这说明:

(1) 当热液流体活动时期, 塔河地区上寒武统下丘里塔格组白云岩已经处于埋深相对较大的状态, 大部分围岩的孔渗条件相对较差, 热液流体无法进入相对致密的围岩进行改造, 或是仅能对存在少量先存孔隙(如晶间孔)的部分区域进行改造。

(2) 热液的流体通量较少。稀土元素(REE)是一种十分稳定的示踪手段, 成岩过程中需要非常大的水-岩比才能改变原始碳酸盐岩的 REE 组成(Banner et al., 1988), 因此稀土元素对于指示碳酸盐岩流体来源具有重要意义(万友利等, 2020)。在研究区仅有鞍形白云石的边缘环带 SD-2 的 REE 含量以及 REE+Y 配分模式有显著的改变, 而相对于地层中大量的围岩和体积明显更大的鞍形白云石核部 SD-1 来说, SD-2 所占的比例极小, 说明热液流体的通量较少, 其影响能力仅仅作用于缝洞体系之中。从储集空间形成的角度来说, 在埋藏成岩阶段, 只有少量的固体可以保持在孔隙溶液中(Bjorlykke and Jahren, 2012), 表明矿物质溶解后释放的离子必须通过新的矿物沉淀而在其它地方消耗。这意味着除非溶解后的矿物质能从地层中移除, 否则似乎不可能造成围岩的净孔隙度增加。也就是说, 即使流体对碳酸盐岩不饱和, 尽管能够溶蚀一部分碳酸盐岩, 但如果流体的通量相对较小(即水-岩比例较低), 则溶蚀的碳酸盐岩规模也会相对较小。在这种情况下, 溶蚀的碳酸盐矿物仍然留存在孔隙水中, 当储层中的流体压力和温度再次发生变化时, 这些溶蚀的碳酸盐矿物仍可能沉淀

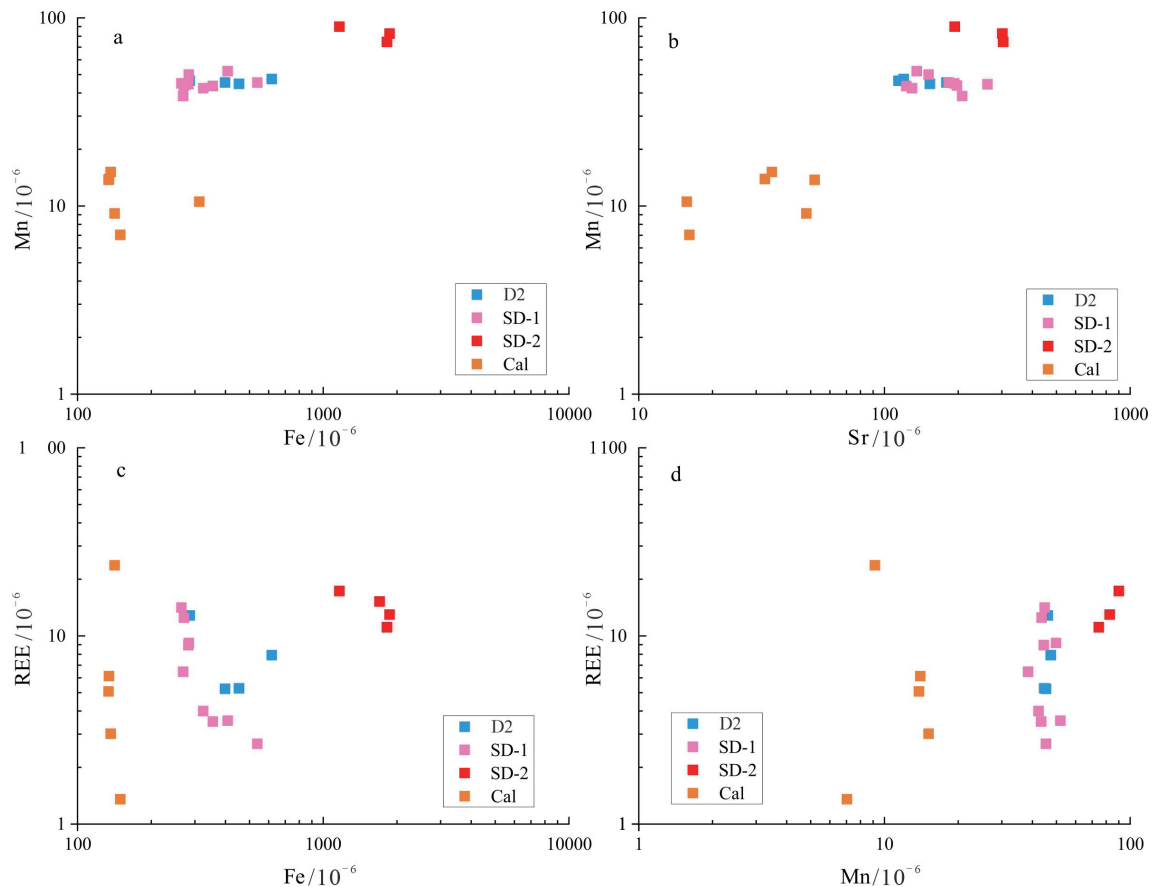


图7 各类碳酸盐矿物 Fe、Mn、Sr 和 Σ REE 含量交会图

Fig. 7 Cross-plots of Fe, Mn, Sr and Σ REE concentrations of carbonate minerals

下来。

(3)与前人已报道的热液溶蚀作用相比,本区围岩没有发生大量的热液蚀变(例如强烈硅化或灰岩热液白云岩化, Packard et al., 2001; Davies and Smith, 2006; Ye et al., 2022),也没有鞍形白云石充填物表现出显著的锶同位素比值或 REE 含量的升高(如 Zhu et al., 2015; Ye et al., 2019; Lu et al., 2022),这暗示了热液流体在区域内的活动有限。

综上所述,本研究认为塔河地区上寒武统下丘里塔格组白云岩中存在热液流体的活动,但是热液流体的活动仅仅局限在白云岩的缝洞体系中,对围岩区的改造可能较弱。并且由于侵入地层中的热液流体通量可能较小,其仅对原有的缝洞和先存的鞍形白云石起到部分的改造作用。

5 结论

(1)塔河地区下丘里塔格组主要发育平直晶面他形一半自形,粉—细晶白云岩(D1)和平直半自形—非平直晶面他形,中—粗晶白云岩(D2)两类

白云岩;岩石学特征及地球化学特征显示, D1 白云岩可能形成于浅埋藏白云岩化作用,而 D2 白云岩可能形成于埋藏成岩阶段的重结晶作用。

(2)塔河地区下丘里塔格组溶蚀缝洞中充填的鞍形白云石核心主体部分(SD-1)形成于埋藏条件下的自调节白云石化作用,并在后期遭受了热液改造,从而形成鞍形白云石的边缘环带(SD-2)。

(3)热液流体对围岩区的改造可能较弱,其主要改造区域集中在缝洞体系当中。由于侵入地层中的热液流体通量可能较小,热液流体仅对原有的缝洞和先存的鞍形白云石起到了部分的改造作用。

References

- Bai X., Zhong Y. J., Huang K. K., et al., 2022. Recrystallization of dolomite and its geological significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 41 (4): 804 – 817 (in Chinese with English abstract).
- Banner J., Hanson G., Meyers W., 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[J]. *Journal of Sedimentary Petroleum*, 58 (3): 415–432.
- Bau M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium[J]. *Chemical Geology*, 93 (3–4): 219–230.
- Bau M., Balan S., Schmidt K., et al., 2010. Rare earth elements in mussel shells of the Mytilidae family as tracers for hidden and fossil high-temperature hydrothermal systems[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 299 (3–4): 310–316.
- Bjørlykke K., Jahren J., 2012. Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraints on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoirs[J]. *AAPG Bulletin*, 96 (12): 2193–2214.
- Davies G R., Smith L B., 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview[J]. *AAPG Bulletin*, 90 (11): 1641–1690.
- Ding W L., Lin C S., Qi L X., et al., 2008. Structural framework and evolution of Bachu Uplift in Tarim Basin[J]. *Earth Science Frontiers*, 15 (2): 242–252 (in Chinese with English abstract).
- Du D D., Li H H., Yan L., et al., 2023. Deformation migration and three major geological events in Tarim Basin and their geological significance[J]. *Chinese Journal of Geology*, 58 (2): 379–397 (in Chinese with English abstract).
- Du Y., Fan T L., Machel H G., et al., 2018. Genesis of Upper Cambrian-Lower Ordovician dolomites in the Tahe Oilfield, Tarim Basin, NW China: Several limitations from petrology, geochemistry, and fluid inclusions[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 91: 43–70.
- Ehrenberg S N., Walderhaug O., Bjørlykke K., 2012. Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: Reality or illusion[J]. *AAPG Bulletin*, 96 (2): 217–233.
- Ehrenberg S N., Bjørlykke K., 2016. Comments regarding hydrothermal dolomitization and porosity development in the paper "Formation mechanism of deep Cambrian dolomite reservoirs in the Tarim basin, northwestern China" by Zhu et al. (2015) [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 76 (5): 480–481.
- Ehrenberg S N., Nadeau P H., 2005. Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships[J]. *AAPG Bulletin*, 89 (4): 435–445.
- Geng F., Su B R., Hao J L., et al., 2023. The Cambrian sedimentary sequences and paleogeographic evolution in the Bachu-Maigaiti area, southwestern Tarim Basin[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 43 (4): 856–870 (in Chinese with English abstract).
- Gregg J M., Shelton K L., 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formations (Cambrian), southeastern Missouri[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 (4): 549–562.
- Gregg J M., Sibley D F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (3): 908–931.
- Guo C., Chen D Z., Qing H R., et al., 2016. Multiple dolomitization and later hydrothermal alteration on the Upper Cambrian-Lower Ordovician carbonates in the northern Tarim Basin, China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 72: 295–316.
- Guo X S., Hu Z Q., Li S J., et al., 2023. Progress and prospect of natural gas exploration and research in deep and ultra-deep strata[J]. *Petroleum Science Bulletin*, 8 (4): 461–474 (in Chinese with English abstract).
- He S L., Zhang X B., Song M F., 2020. Ordovician top surface and its relationship with oil and gas in the Tabei area, Tarim Basin[J]. *Chinese Journal of Geology (Scientia Geologica Sinica)*, 55 (3): 829–851 (in Chinese with English abstract).
- He Z L., Jin X H., Wo Y J., et al., 2016. Hydrocarbon accumulation characteristics and exploration domains of ultra-deep marine carbonates in China[J]. *China Petroleum Exploration*, 21 (1): 3–14 (in Chinese with English abstract).
- Jia C Z., 1997. Tectonic characteristics and oil & gas of Tarim Basin, China[M]. Beijing: Petroleum Industry Press.
- Jia C Z., 2023. Key scientific and technological problems of petroleum exploration and development in deep and ultra-deep formation[J]. *Journal of China University of Petroleum (Edition of Natural Science)*, 47 (5): 1–12 (in Chinese with English abstract).
- Jiang L., Cai C F., Worden R H., 2016. Multiphase dolomitization of deeply buried Cambrian petroleum reservoirs, Tarim Basin, north-west China[J]. *Sedimentology*, 63 (7): 2130–2157.
- Jin Z J., Zhu D Y., Hu W X., et al., 2006. Geological and geochemical signatures of hydrothermal activity and their influence on carbonate reservoir beds in the Tarim Basin[J]. *Acta Geologica sinica*, 80 (2): 245–253 (in Chinese with English abstract).
- Land L S., 1980. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: The state of the art[M]. London, Bath: SEPM Special Publication, 28: 87–110.
- Land L S., 1983. The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments[J]. *SEPM Short Course*, 10: 411–422.
- Land L S., 1985. The origin of massive dolomite[J]. *Journal of Geological Education*, 33 (2): 112–125.
- Lavoie D., Morin C., 2004. Hydrothermal dolomitization in the Lower Silurian Sayabec Formation in northern Gaspé-Matapédia (Quebec): Constraint on timing of porosity and regional significance for hydrocarbon reservoirs[J]. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 52 (3): 256.
- Li B., Peng J., Xia Q S., et al., 2019. Dolomitization Model of Lower Quilitage Group in Tabei Area[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 49 (2): 310–322 (in Chinese with English abstract).
- Li B., Zhang X., Guo Q., et al., 2022. Basin modeling of Cambrian ultra-deep petroleum system in Tarim Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 43 (6): 804–815 (in Chinese with English abstract).
- Li F., Webb G E., Algeo T J., et al., 2019. Modern carbonate ooids preserve ambient aqueous REE signatures[J]. *Chemical Geology*, 509: 163–177.
- Liu P X., Deng S B., Guan P., et al., 2020. The nature, type, and

- origin of diagenetic fluids and their control on the evolving porosity of the Lower Cambrian Xiaerbulak Formation dolostone, northwestern Tarim Basin, China[J]. *Petroleum Science*, 17 (4): 873–895.
- Liu Y L, Li G R, He Z, et al., 2022. Sequence stratigraphic framework and platform margin belt distribution of Cambrian in northern Tarim Basin[J]. *Lithologic Reservoirs*, 34 (6): 80–91 (in Chinese with English abstract).
- Lu Z Y, Li Y T, Liu M M, et al., 2022. Non-hydrothermal saddle dolomite in Upper Cambrian dolostones of Tarim Basin: evidence from C-O-Sr isotopic and in-situ trace elemental studies[J]. *Carbonates and Evaporites*, 37 (3): 1–17.
- Lü H T, Zhang J D, Yang Y C, 2009. Stages of Paleokarstic Hypergenesis in Ordovician Reservoir, Tahe Oilfield[J]. *Geological Science and Technology Information*, 28 (6): 71–75+83 (in Chinese with English abstract).
- Ma Y S, He Y L, Zhao P R, et al., 2019. A new progress in formation mechanism of deep and ultra-deep carbonate reservoir[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 40 (12): 1415–1425 (in Chinese with English abstract).
- Machel H G, Lonner J, 2002. Hydrothermal dolomite—a product of poor definition and imagination[J]. *Sedimentary Geology*, 152 (3–4): 163–171.
- Machel H, 1997. Recrystallization versus neomorphism, and the concept of 'significant recrystallization' in dolomite research[J]. *Sedimentary Geology*, 113 (3–4): 161–168.
- McLennan S, 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes[J]. *Rev. Mineral. Geochem.*, 21 (1): 169–200.
- Montañez I P, J F Read, 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.
- Packard J J, Al-Aasm I, Samson I, et al., 2001. A Devonian hydrothermal chert reservoir: The 225 Bcf parkland field, British Columbia, Canada[J]. *AAPG Bulletin*, 85 (1): 51–84.
- Paton C, Hellstrom J, Paul B, et al., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data[J]. *J Anal Spectrom*, 26: 2508.
- Peng J, Cao J J, Li B, et al., 2018. Comparison of dolomite reservoir characteristics between the Northern Tarim Basin and Lower Qiluitahe Group of Bachu[J]. *Journal of Southwest Petroleum University (Science and Technology Edition)*, 40 (2): 1–14 (in Chinese with English abstract).
- Qing H R, Barnes C R, Buhl D, et al., 1998. The strontium isotopic composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts: relationships to geological events and implications for coeval seawater[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 1721–1733.
- Qing H R, Chen D Z, 2010. Non-hydrothermal saddle dolomite: Petrological and geochemical evidence from the Ordovician Yeoman Formation, southeastern Saskatchewan, Canada[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 28 (5): 980–986 (in Chinese with English abstract).
- Qing H R, Mountjoy E, 1992. Large-scale fluid-flow in the middle Devonian presqu coastal barrier, western Canada sedimentary basin[J]. *Geology*, 20 (10): 903–906.
- Qing H R, Veizer J, 1994. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implications for coeval seawater[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (20): 4429–4442.
- Shields G, Stille P, 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: An isotopic and REE study of Cambrian phosphorites[J]. *Chemical Geology*, 175: 29–48.
- Sibley D F, Gregg J M, 1987. Classification of dolomite rock textures[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 57: 967–975.
- Tian F, Jin Q, Lu X B, et al., 2016. Multi-layered Ordovician paleokarst reservoir detection and spatial delineation: A case study in the Tahe Oilfield, Tarim Basin, Western China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 69: 53–73.
- Tostevin R, Shields G, Tarbuck G, et al., 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings[J]. *Chemical Geology*, 438: 146–162.
- Veizer J, Ala D, Azmy K, et al., 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater[J]. *Chemical Geology*, 161: 59–88.
- Wan Y L, Lin J S, Zhao Z, et al., 2022. Origin of the dolomite in the Buqu Formation (Mid-Jurassic) in the Qiangtang Basin, Tibet: Evidence from the petrographic and geochemical constraints[J]. *Frontiers in Earth Science*, 10: 944701.
- Wan Y L, Wang J, Fu X G, et al., 2020. Geochemical tracing of isotopic fluid of dolomite reservoir in the Middle Jurassic Buqu Formation in southern depression of Qiangtang Basin[J]. *Oil and Gas Geology*, 41 (1): 189–200 (in Chinese with English abstract).
- Xie H W, Neng Y, Jing B, et al., 2017. New discovery in exploration of Cambrian–Ordovician dolomite buried hills in Tarim Basin and its significance[J]. *China Petroleum Exploration*, 22 (3): 1–11 (in Chinese with English abstract).
- Ye N, Li Y T, Huang B W, Xi B B, et al., 2022. Hydrothermal silicification and its impact on Lower–Middle Ordovician carbonates in Shunnan area, Tarim Basin, NW China[J]. *Geological Journal*, 57 (9): 3538–3557.
- Ye N, Zhang S N, Qing H R, et al., 2019. Dolomitization and its impact on porosity development and preservation in the deeply burial Lower Ordovician carbonate rocks of Tarim Basin, NW China[J]. *Journal of Petroleum Geology*, 182: 106303.
- Yi S W, Li M P, Guo X J, et al., 2022. Rift-uplift-depression reservoir-controlling model of large gas province in Cambrian pre-salt, Tarim Basin[J]. *Natural Gas Geoscience*, 33 (9): 1363–1383 (in Chinese with English abstract).
- Yun L, Zhai X X, 2008. Discussion on characteristics of the Cambrian reservoirs and hydrocarbon accumulation in Well Tashen-1, Tarim Basin[J]. *Oil and Gas Geology*, 29 (6): 726–732 (in Chinese with English abstract).
- Zhang W, Guan P, Jian X, et al., 2014. In situ geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the northwestern Tarim basin: Implications for

- the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15 (7): 2744–2764.
- Zhao W Z, Wang Z C, Huang F X, et al., 2023. Hydrocarbon accumulation conditions and exploration position of ultra-deep reservoirs in onshore superimposed basins of China[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 44 (12): 2020–2032 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Z J, Luo J H, Zhang Y B, et al., 2011. Lithofacies paleogeography of Cambrian sequences in the Tarim Basin[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 32 (6): 937–948 (in Chinese with English abstract).
- Zheng X Y, Zhang X, Li J, et al., 2022. Diagenesis and diagenetic evolution of tidal flat facies clastic rocks of Sinian Sugetbrak Formation in Northwest Tarim Basin[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 43 (3): 530–541 (in Chinese with English abstract).
- Zhu D Y, Meng Q Q, Jin Z J, et al., 2015. Formation mechanism of deep Cambrian dolomite reservoirs in the Tarim Basin, northwestern China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 59: 232–244.
- 白璇, 钟怡江, 黄可可, 等, 2022. 白云石重结晶作用及其地质意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 41 (4): 804–817.
- 丁文龙, 林畅松, 漆立新, 等, 2008. 塔里木盆地巴楚隆起构造格架及形成演化[J]. *地学前缘*, 15 (2): 242–252.
- 杜德道, 李洪辉, 闫磊, 等, 2023. 塔里木盆地构造变形迁移与三大地质事件的关系及其地质意义[J]. *地质科学*, 58 (2): 379–397.
- 耿锋, 苏炳春, 郝建龙, 等, 2023. 塔里木盆地巴楚–麦盖提地区寒武纪沉积序列与古地理演化[J]. *沉积与特提斯地质*, 43 (4): 856–870.
- 郭旭升, 胡宗全, 李双建, 等, 2023. 深层–超深层天然气勘探研究进展与展望[J]. *石油科学通报*, 8 (4): 461–474.
- 何松林, 张小兵, 宋猛飞, 2020. 塔里木盆地塔北地区中–下奥陶统顶面多期剥蚀过程与油气关系[J]. *地质科学*, 55 (3): 829–851.
- 何治亮, 金晓辉, 沃玉进, 等, 2016. 中国海相超深层碳酸盐岩油气成藏特点及勘探领域[J]. *中国石油勘探*, 21 (1): 3–14.
- 贾承造, 1997. 中国塔里木盆地构造特征与油气[M]. 北京: 石油工业出版社.
- 贾承造, 2023. 含油气盆地深层–超深层油气勘探开发的科学技术问题[J]. *中国石油大学学报: 自然科学版*, 47 (5): 1–12.
- 金之钧, 朱东亚, 胡文瑄, 等, 2006. 塔里木盆地热液活动地质地球化学特征及其对储层影响[J]. *地质学报*, 80 (2): 245–253.
- 李斌, 彭军, 夏青松, 等, 2019. 塔北地区寒武系下丘里塔格群白云石化模式[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 49 (2): 310–322.
- 李斌, 张欣, 郭强, 等, 2022. 塔里木盆地寒武系超深层含油气系统盆地模拟[J]. *石油学报*, 43 (6): 804–815.
- 刘永立, 李国蓉, 何钊, 等, 2022. 塔北地区寒武系层序地层格架与台缘带展布特征[J]. *岩性油气藏*, 34 (6): 80–91.
- 吕海涛, 张达景, 杨迎春, 2009. 塔河油田奥陶系油藏古岩溶表生作用期次划分[J]. *地质科技情报*, 28 (6): 71–75+83.
- 马永生, 何治亮, 赵培荣, 等, 2019. 深层–超深层碳酸盐岩储层形成机理新进展[J]. *石油学报*, 40 (12): 1415–1425.
- 彭军, 曹俊娇, 李斌, 等, 2018. 塔北与巴楚下丘里塔格群白云岩储层特征对比[J]. *西南石油大学学报: 自然科学版*, 40 (2): 1–14.
- 卿海若, 陈代钊, 2010. 非热液成因的鞍形白云石: 来自加拿大萨斯喀彻温省东南部奥陶系 Yeoman 组的岩石学和地球化学证据[J]. *沉积学报*, 28 (5): 980–986.
- 万友利, 王剑, 付修根, 等, 2020. 羌塘盆地南坳陷中侏罗统布曲组白云岩储层成因流体同位素地球化学示踪[J]. *石油与天然气地质*, 41 (1): 189–200.
- 谢会文, 能源, 敬兵, 等, 2017. 塔里木盆地寒武系–奥陶系白云岩潜山勘探新发现与勘探意义[J]. *中国石油勘探*, 22 (3): 1–11.
- 易士威, 李明鹏, 郭绪杰, 等, 2022. 塔里木盆地寒武系盐下大气区“裂–隆–坳”格架控藏模式[J]. *天然气地球科学*, 33 (9): 1363–1383.
- 云露, 翟晓先, 2008. 塔里木盆地塔深1井寒武系储层与成藏特征探讨[J]. *石油与天然气地质*, 29 (6): 726–732.
- 赵文智, 汪泽成, 黄福喜, 等, 2023. 中国陆上叠合盆地超深层油气成藏条件与勘探地位[J]. *石油学报*, 44 (12): 2020–2032.
- 赵宗举, 罗家洪, 张运波, 等, 2011. 塔里木盆地寒武纪层序岩相古地理[J]. *石油学报*, 32 (6): 937–948.
- 郑潇宇, 张翔, 李健, 等, 2022. 塔里木盆地西北地区震旦系苏盖特布拉克组潮坪相碎屑岩成岩作用与成岩演化研究[J]. *沉积与特提斯地质*, 43 (3): 530–541.

附中文参考文献