

# 塔里木盆地玉北地区奥陶系缝洞充填方解石 地球化学特征及其储层流体分析

李 淼<sup>1</sup>, 周雨双<sup>1</sup>, 赵永强<sup>1</sup>, 耿 锋<sup>2</sup>, 乔桂林<sup>1</sup>, 郝建龙<sup>2</sup>

1. 中国石化 石油勘探开发研究院 无锡石油地质研究所, 江苏 无锡 214126;

2. 中国石化 西北油田分公司 勘探开发研究院, 乌鲁木齐 830011

**摘要:**塔里木盆地玉北地区奥陶系碳酸盐岩储层的成因是该地区油气勘探研究的关键问题。通过分析玉北地区奥陶系碳酸盐岩缝洞方解石的充填特征和地球化学特征,并结合区域构造背景,探讨了影响储层发育的流体期次、性质和作用类型。该区奥陶系缝洞充填方解石样品的稀土配分曲线呈现淡水和海水 2 种流体特征,由东向西分布的井中样品锶同位素比值逐渐减小,且高角度缝方解石的锶同位素值明显高于孔洞和水平缝洞方解石中的,显示了不同区域、不同产状样品中流体性质的差异。因此,玉北地区奥陶系碳酸盐岩成岩系统具有一定开放性,由东向西淡水改造的程度逐渐减弱,这与加里东中期—海西早期东强西弱的构造活动特征相吻合,断裂活动强度影响了流体对储层的改造过程。

**关键词:** 锶同位素; 稀土元素; 方解石; 储层流体; 碳酸盐岩; 奥陶系; 玉北地区; 塔里木盆地

中图分类号: TE122.2

文献标识码: A

## Geochemical characteristics and fluid origins of fracture- and cave-filling calcites of Ordovician in Yubei area, Tarim Basin

LI Miao<sup>1</sup>, ZHOU Yushuang<sup>1</sup>, ZHAO Yongqiang<sup>1</sup>, GENG Feng<sup>2</sup>, QIAO Guilin<sup>1</sup>, HAO Jianlong<sup>2</sup>

1. Wuxi Research Institute of Petroleum Geology, SINOPEC, Wuxi, Jiangsu 214126, China;

2. Research Institute of Exploration and Production, Northwest Oilfield Company, SINOPEC, Urumqi, Xinjiang 830011, China

**Abstract:** The genesis of carbonate reservoirs of the Lower-Middle Ordovician strata has been an important topic for petroleum exploration in the Yubei area, Tarim Basin. To investigate the stages and properties of paleo-fluid and discuss the reservoir origin, the geochemical and cathodoluminescence features of the Ordovician fracture- and cave-filling calcites from wells in the Yubei area were analyzed combining with the regional tectonic background. Results show that the REE distribution patterns and occurrences of samples from different wells have the characteristics of seawater and fresh water, respectively. The average values of Sr isotopes gradually decrease from east to west. Moreover, the average value of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in high-angle fracture calcites is higher than those of cave-filling and horizontal-fracture calcites, suggesting obvious variations of fluid properties in different regions and sample occurrences. Therefore, the diagenetic environment of the Lower-Middle Ordovician carbonates in the Yubei area may be open. The decreases of meteoric alteration from east to west can be attributed to the Middle Caledonian and Early Hercynian tectonic setting. Moreover, the progress of reservoir modification by fluids is mainly affected by fault activity intensity.

**Key words:** strontium isotope; rare earth element; calcite; reservoir fluid; carbonate; Ordovician; Yubei area; Tarim Basin

塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩勘探领域近年来取得了大量突破与成果,尤其是位于麦盖提斜坡的玉北地区显示了良好的勘探前景。前人对玉北地区奥陶系碳酸盐岩储层的成岩作用、岩溶特征、地

震预测及主控因素等方面开展了大量的研究工作<sup>[1-4]</sup>,发现井间储层分布规律不明,溶蚀流体性质与来源不清,而不同流体改造作用是碳酸盐岩储层发育的重要控制因素。随着后续对玉北地区断

裂解释工作的开展,发现断裂活动存在分区分带差异性,断裂对不同区域的储层发育特征影响明显<sup>[5-7]</sup>。断裂及伴生裂缝作为流体运移的通道贯穿于储层成岩作用的各个地质阶段<sup>[8-11]</sup>。微量元素中的稀土元素和锆同位素地球化学性质稳定,被认为能够反映海相与非海相流体之间及沉积环境演化导致的物质交换关系<sup>[12]</sup>。

本文以玉北地区不同区域典型钻井岩心样品中的缝洞充填物为研究对象,基于岩心观察,根据充填产状将样品划分为高角度缝、孔洞、水平缝洞方解石;通过对不同产状的充填物进行薄片观察、阴极发光分析,对方解石脉体发育期次进行划分,进而结合其稀土元素及锆同位素特征,揭示成岩流体的性质,探究碳酸盐岩储层成因模式和流体类型差异。

### 1 区域地质概况

玉北地区位于塔里木盆地麦盖提斜坡东段,北部与巴楚隆起南缘的玛扎塔格构造带相接,南邻塔西南坳陷的叶城凹陷、和田凹陷,西接麦盖提斜坡西段,向东与塘古巴斯坳陷过渡<sup>[13]</sup>;内部发育多个走向的断裂带,东部断褶区断裂发育密集,发育 6 排 NE 向逆冲断裂带;中西部地区断裂发育程度相对较低,发育 EW、NW 向的逆冲断裂带,以及 NE 向的走滑断裂带(图 1)。这些构造带多由盖层滑脱型逆冲断裂构成,局部叠加走滑活动,主要形成时期为加里东中期—海西晚期。

玉北地区经历了多期构造运动和近地表的岩

溶作用,受和田古隆起演化的控制,不同地区的中—下奥陶统暴露地表遭受剥蚀,东部断褶区顶部缺失中上奥陶统及志留—泥盆系,断裂带之间的断洼区发育上奥陶统,而良里塔格组(O<sub>3</sub>l)和志留—泥盆系仅在中西部地区分布<sup>[3]</sup>。区内下奥陶统蓬莱坝组(O<sub>1p</sub>)为局限台地相沉积,岩性为灰色中—细晶白云岩;鹰山组(O<sub>1-2y</sub>)下部为局限台地相云质灰岩和灰质云岩,上部为一套开阔台地相泥晶灰岩和亮晶颗粒灰岩。良里塔格组为开阔台地相,岩性主要为黄灰色泥晶灰岩(图 1)。

### 2 样品处理与测试

本次研究主要对玉北地区奥陶系钻井岩心中的缝洞充填方解石进行系统采样和分析,取样位置见图 2。为了保证缝洞充填方解石样品能够反映流体性质,需要对方解石样品是否受到杂质污染进行检验。首先,在采集岩心标本时选取方解石洁净、颜色均匀一致的样品(图 2a-c);然后对薄片进行高清 2D 全景显微镜扫描确保进行微区测试的方解石矿物晶型完好、不混入杂质(图 2d)。此外,阴极发光特征通常可以用来判断碳酸盐矿物组成是否均一,期次是否一致。为了保证选定的样品测试点位能够对流体作用类型具有全面的反映,选择前还利用 CL8200 MK5 型阴极发光仪对不同产状的方解石样品拍摄了阴极发光图像(图 2e-f)。原位微区稀土元素通过 ICP-MS 进行分析,所用仪器为 Analytikjena PlasmaQuant MS Elite 型 ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 193 nm 准分子激光

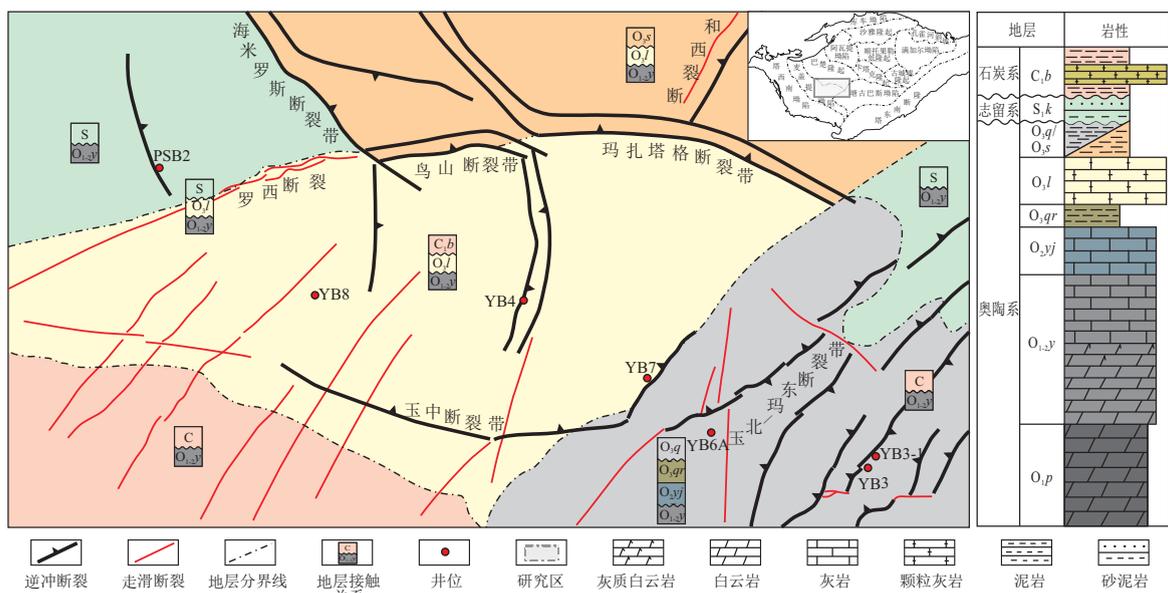


图 1 塔里木盆地玉北地区构造—沉积背景  
Fig.1 Structural and sedimentary background of Yubei area, Tarim Basin

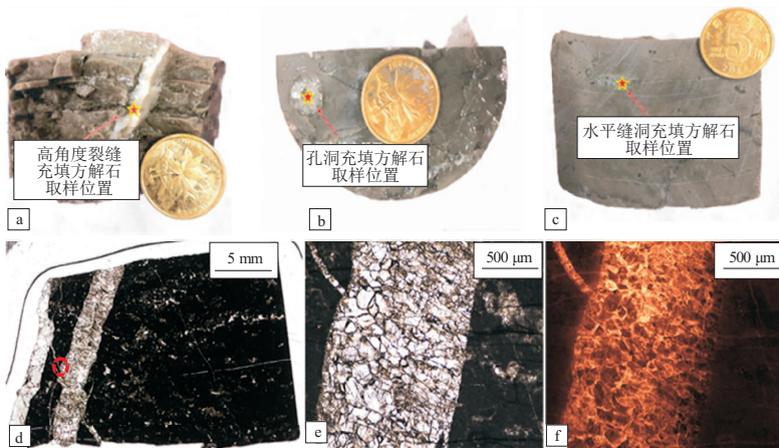


图2 塔里木盆地玉北地区缝洞充填方解石取样位置与镜下微观特征

a.泥晶灰岩高角度裂缝中充填的方解石, YB7井, 5 810.39 m, O<sub>1-2</sub>Y; b.泥晶灰岩孔洞中充填的方解石, YB8井, 6 969.80 m, O<sub>1-2</sub>Y; c.泥晶灰岩水平缝洞中充填的方解石, YB8井, 6 919.96 m, O<sub>1-2</sub>Y; d.高角度裂缝充填方解石, YB7井, 5 810.39 m, O<sub>1-2</sub>Y; e-f.图d红色圆圈处镜下与阴极发光特征

Fig.2 Positions and photomicrographs of fracture- and cave-filling calcite samples in Yubei area, Tarim Basin

剥蚀系统;原位锶同位素通过 Neptune Plus MC-ICP-MS 测试完成。

### 3 方解石形成期次和地球化学特征

#### 3.1 方解石充填期次与阴极发光特征

镜下观察研究区缝洞充填物样品发现,不同产状方解石阴极发光特征具有明显差异且存在相互交切关系。方解石充填物的阴极发光特征主要与

Fe/Mn 比值相关,而 Fe、Mn 元素含量主要受控于古流体来源与沉积环境<sup>[14]</sup>,因此方解石脉体阴极发光特征可作为划分古流体形成期次的依据。在岩心观察的基础上,根据样品的产状与阴极发光特征,认为该地区方解石充填物可分为3期:第一期(C1)为孔洞充填方解石,阴极发光颜色为不发光—暗红色,边缘可见溶蚀残余痕迹,脉体中可见溶蚀残留围岩颗粒(图3a-f);第二期(C2)为水平

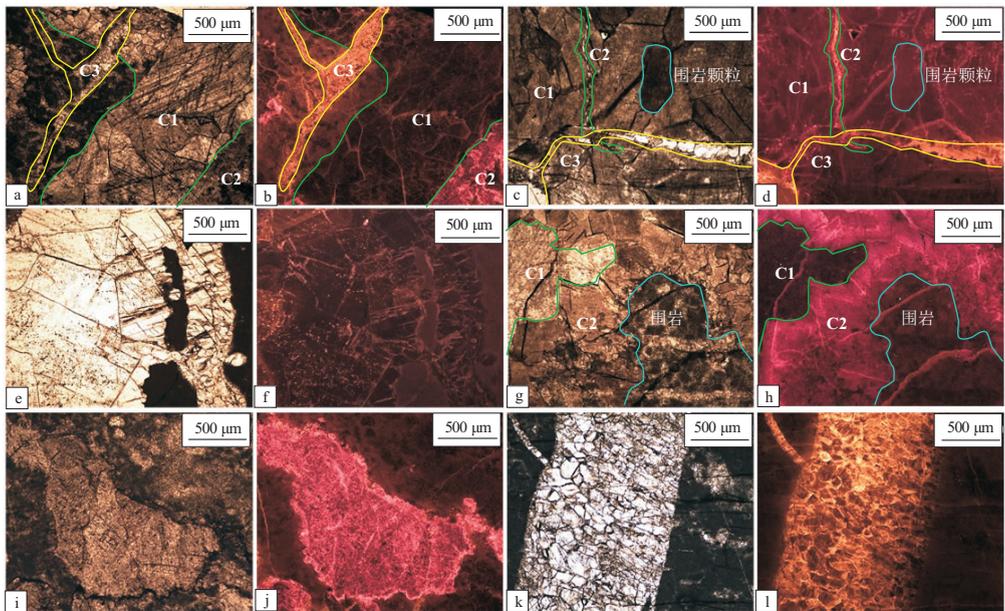


图3 塔里木盆地玉北地区缝洞充填方解石阴极发光特征

a-b.早期孔洞充填第一期方解石(C1),暗红色阴极发光,晚期高角度缝被第三期方解石(C3)充填,切穿C1方解石,C3发橙黄色阴极光,C1边缘可见少量第二期方解石(C2),玫瑰红色阴极发光, YB4井, 5 838.97 m, O<sub>3</sub>L; c-d.早期孔洞充填C1方解石,可见破碎围岩颗粒,暗红色阴极发光,晚期裂缝被C3方解石充填,切穿C2方解石,C2发玫瑰红色阴极光,C3发橙黄色阴极光, YB3井, 5 443.10 m, O<sub>1-2</sub>Y; e-f.孔洞中主要充填C1方解石,不发光—暗红色阴极发光, YB8井, 6 919.96 m, O<sub>1-2</sub>Y; g-h.孔洞中充填C1方解石,不发光—暗红色阴极发光,在围岩和C1颗粒边缘可见C2方解石充填,阴极发光颜色为玫瑰红色, YB6A井, 6 531.65 m, O<sub>1-2</sub>Y; i-j.孔洞中主要充填C2方解石,玫瑰红色阴极发光, YB8井, 6 918.66 m, O<sub>1-2</sub>Y; k-l.高角度裂缝中主要充填C3方解石,橙黄色阴极发光, YB7井, 5 810.39 m, O<sub>1-2</sub>Y

Fig.3 Characteristics of cathodoluminescence of fracture- and cave-filling calcite samples in Yubei area, Tarim Basin

缝洞充填方解石,切割 C1 方解石脉(图 3c-d),部分充填于 C1 充填后的残余空间中(图 3g-h),阴极发光颜色为玫瑰红色(图 3g-j);第三期(C3)为高角度缝充填方解石脉,切穿 C1、C2 方解石脉体,阴极发光颜色为橙黄色(图 3a-d,k-l)。

### 3.2 稀土元素与锶同位素地球化学特征

对相同期次的缝洞充填物样品进行稀土元素和锶同位素测试,结果表明:玉北地区方解石充填物的稀土含量( $\Sigma\text{REE}$ )、轻重稀土比值(LREE/HREE)、Eu/Eu\* 和 Ce/Ce\* 平均值分别为  $3.15 \times 10^{-6}$ 、0.90、1.23、0.87(表 1)。经澳大利亚后太古宙平均页岩(Post-Archean Australian Shale, PAAS)<sup>[15]</sup> 标准化后的玉北地区方解石充填物稀土元素配分模式表明,各井间稀土元素分布模式有着明显的规律性,稀土元素分布模式上主要分为两种类型:部分样品显示具有典型的海水稀土配分模式特点,表现为重稀土元素相对轻稀土元素富集的左倾特征,伴随明显的 La 的正异常和 Ce 的负异常;但样品主体具有淡水的稀土配分模式特点,具体表现为平坦的稀土元素配分曲线,无明显的元素异常(图 4)。

玉北地区样品的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.707 67~0.711 08,平均为 0.709 12;高角度缝方解石<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.708 60~0.711 08,平均为 0.709 40;水平缝洞方解石<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.708 62~0.709 86,平均为 0.709 15;孔洞方解石<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.708 62~0.711 77,平均值为 0.708 89(表 1)。玉北地区全部样品的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 平均值为 0.709 12,略高于 McARTHUR 等<sup>[16]</sup> 通过拟合曲线数据化获得的全球奥陶纪海水的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 背景值(0.707 96~0.709 10)。

## 4 讨论

### 4.1 稀土元素特征与流体性质变化的关系

前人研究认为,不同流体来源形成的碳酸盐矿物的稀土配分模式具有明显差别<sup>[17-20]</sup>。本文研究的样品中,不同钻井、不同产状的方解石充填物的稀土元素配分模式具有较大差异(图 4 和图 5),一方面反映了玉北地区成岩流体种类具有多样性和复杂性;另一方面也说明玉北地区碳酸盐岩在成岩过程中受到非海相流体的影响,反映了成岩系统具有一定的开放性。

铕(Eu)正异常通常与高温(>200℃)、还原性热液流体相关<sup>[21-25]</sup>,而低温热液则无明显的 Eu 正异常特征<sup>[26]</sup>。高角度裂缝充填方解石样品除 YB3-3-1(Eu/Eu\* = 2.09)外,其余样品的 Eu/Eu\* 的平均值为 1.00;孔洞方解石样品中除少数样品具

有 Eu 正异常外,其余样品的 Eu/Eu\* 的平均值为 0.99;大部分水平缝洞充填方解石样品中 Eu/Eu\* 的平均值为 1.05。结果表明,本文中大部分样品不具有明显的 Eu 正异常,与之相关的流体不具有明显的高温热液特征,表明该区域受热液流体影响的范围不大。

不同类型流体的 REE 的 PAAS 标准化配分模式存在明显差异<sup>[27]</sup>;海相自生碳酸盐岩 REE 配分模式具有富集重稀土元素的左倾特征<sup>[28-29]</sup>;淡水表现为无明显元素异常的平坦形态特征<sup>[30-31]</sup>;热液流体则表现为明显的 Eu 正异常特征<sup>[32-34]</sup>。对不同井位样品稀土元素测试结果进行 PAAS 标准化后可以发现,玉北地区主要存在 2 种不同稀土元素配分模式特征的流体类型(图 4)。玉北地区 7 口钻井均有部分样品呈现出轻稀土元素亏损、重稀土元素富集的左倾型以及 Ce 负异常的典型海水的稀土元素特征;但玉北地区大部分方解石充填物样品的稀土配分模式表现为相对平坦、无明显元素异常的淡水流体特征。

对不同产状的方解石样品的 REE 采用 PAAS 标准化(图 5)后,样品配分模式有如下特点:(1)高角度裂缝充填方解石总体具有典型淡水相对平坦的 REE 配分模式,LREE/HREE 的平均值为 0.98;(2)水平缝洞方解石 REE 配分模式表现为平坦型和左倾型两类稀土元素配分模式,反映了流体组成中淡水与海水混合的特征;(3)孔洞方解石中具有左倾型海水 REE 配分模式的样品在三种产状样品中占比最高。同时,由于大气淡水的淋滤作用会使岩石中的 REE 迁移析出,造成显著的 REE 亏损<sup>[35-36]</sup>,三种产状样品的  $\Sigma\text{REE}$  值(高角度裂缝、水平缝洞、孔洞方解石样品  $\Sigma\text{REE}$  平均值分别为  $2.31 \times 10^{-6}$ 、 $3.26 \times 10^{-6}$ 、 $3.55 \times 10^{-6}$ )呈现逐渐减低的趋势也印证了淡水流体改造的减弱(表 1)。

玉北地区缝洞充填方解石样品主体表现出了显著的淡水流体 REE 配分模式特征,表明研究区在整体的海相环境背景下受到了显著的淡水流体作用的改造。通过对不同产状的方解石样品进行分析表明,这类淡水流体主要集中在高角度缝和水平缝洞方解石样品中,孔洞方解石总体保留着正常海水的 REE 配分模式特征。

### 4.2 锶同位素组成与流体性质变化的关系

锶在海水中的居留时间远大于海水混合需要的时间,因此可以认为任意一个确定地质历史时期内全球范围内海水的锶同位素组成是统一的<sup>[37]</sup>。海洋中外源锶同位素输入主要有 2 个源区:具有较

表 1 塔里木盆地玉北地区奥陶系缝洞方解石稀土元素和锶同位素组成  
Table 1 Rare earth elements and strontium isotope compositions of fracture- and cave-filling calcites of Lower-Middle Ordovician in Yubei area, Tarim Basin

样品号	地层	产状	La/La*	Ce/Ce*	Eu/Eu*	$\Sigma$ REE/10 <sup>-6</sup>	LREE/HREE	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2 $\sigma$
YB3-1-2-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.55	1.06	2.36	0.27	0.43		
YB3-1-3-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	0.65	0.78	0.87	8.56	1.31	0.709 86	0.000 18
YB3-1-3-1 *	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>							0.709 81	0.000 15
YB3-1-3-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	0.68	1.65	1.05	8.17	1.29	0.709 17	0.000 22
YB3-2-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.80	0.87	1.07	2.37	1.71	0.709 35	0.000 19
YB3-2-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.86	0.95	0.80	3.11	0.91	0.711 08	0.000 24
YB3-3-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	2.51	0.90	2.09	1.24	1.10	0.708 60	0.000 18
YB3-3-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.91	0.80	1.28	0.80	0.69		
YB3-3-3	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.31	0.31	1.75	0.24	0.73		
YB3-5-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.75	0.74	1.46	1.58	1.10	0.709 26	0.000 20
YB3-5-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.33	0.75	0.54	1.29	0.78	0.709 61	0.000 25
YB3-5-2 *	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>							0.709 59	0.000 30
YB3-6-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.40	0.78	1.08	5.46	0.74		
YB3-6-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.51	0.67	0.68	0.29	0.49		
YB3-7-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.67	0.80	0.73	3.43	1.15	0.709 88	0.000 51
YB3-7-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.94	0.82	0.92	1.80	0.59		
YB3-9-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.78	0.98	0.61	1.44	0.91		
YB3-9-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.65	0.83	0.85	2.15	1.22		
YB3-9-3	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.81	0.78	0.63	2.16	0.88		
YB3-9-4	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.62	0.84	0.64	3.37	1.19		
YB3-11-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.48	1.01	1.23	6.06	0.54	0.708 75	0.000 28
YB3-11-1 *	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>							0.708 78	0.000 32
YB4-1-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.42	0.81	1.44	1.20	1.15	0.709 44	0.000 29
YB4-1-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.09	0.57	2.56	10.73	0.94		
YB4-2-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.61	0.77	0.83	2.62	1.22		
YB4-2-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	2.91	1.06	2.26	0.42	0.75		
YB4-2-3	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.78	0.83	1.19	6.42	1.63	0.707 67	0.000 47
YB4-2-4	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.26	0.36	1.83	0.34	0.61		
YB4-2-5	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.58	0.77	1.07	1.73	0.83		
YB4-3-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.67	0.77	1.61	1.43	0.90		
YB4-3-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.53	0.92	1.08	5.89	0.67	0.707 94	0.000 30
YB4-5-1	O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	孔洞方解石	49.81	1.21	1.57	2.26	1.15		
YB4-5-2	O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	孔洞方解石	0.78	0.84	1.15	6.92	1.81		
YB4-5-3	O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	孔洞方解石	1.02	0.85	0.67	3.65	1.17		
YB4-5-4	O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	孔洞方解石	1.44	0.70	0.67	7.32	1.62		
YB6A-5-34-1	O <sub>2</sub> <sup>yj</sup>	水平缝洞方解石	0.94	1.00	0.88	3.47	0.86	0.709 01	0.000 12
YB6A-7-66-1	O <sub>2</sub> <sup>yj</sup>	水平缝洞方解石	0.96	1.07	1.34	1.48	1.40	0.709 43	0.000 29
YB6A-8-6-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	0.74	0.91	1.01	2.67	0.84		
YB6A-9-19-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	1.08	1.03	1.70	1.92	0.55		
YB7-1-1	O <sub>1p</sub>	高角度缝方解石	0.64	0.69	1.52	1.08	0.26		
YB7-4-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.79	0.96	1.00	4.40	0.48	0.709 08	0.000 55
YB7-4-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	1.42	0.88	0.95	1.40	0.63	0.709 69	0.000 16
YB7-4-3	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	高角度缝方解石	0.81	0.93	1.04	1.91	0.86		
YB8-6-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	0.94	0.47	0.84	0.10	0.28		
YB8-7-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.29	0.92	0.61	1.07	0.48		
YB8-7-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.79	0.96	0.95	0.64	0.54	0.708 77	0.000 34
YB8-7-2 *	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>							0.708 71	0.000 20
YB8-8-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.72	0.96	0.71	0.81	0.65	0.708 83	0.000 41
YB8-8-1 *	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石						0.709 47	0.000 61
YB8-9-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	1.00	0.92	1.22	2.08	0.71	0.708 49	0.000 33
YB8-10-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	0.60	0.27	1.43	0.12	0.49		
YB8-10-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	1.11	0.45	1.25	0.21	0.31		
YB8-11A-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	0.65	0.94	1.66	4.78	1.51		
YB8-11A-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	1.71	0.34	1.50	2.71	0.67	0.708 68	0.000 21
YB8-11B-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	1.02	0.95	1.27	1.70	0.47	0.709 00	0.000 31
YB8-11B-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	0.90	0.99	0.61	2.10	0.61	0.708 62	0.000 35
YB8-12-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.63	1.07	0.94	1.74	0.91		
YB8-13-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	水平缝洞方解石	0.75	2.81	5.02	6.30	2.64	0.708 78	0.000 50
YB8-14A-1	O <sub>3</sub> <sup>l</sup>	孔洞方解石	0.64	0.76	0.96	7.55	0.31		
PSB2-4-55-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	1.68	0.84	1.58	0.42	0.77		
PSB2-4-55-2	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	1.22	0.80	0.90	14.42	0.54		
PSB2-3-38-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.46	0.70	1.48	0.85	0.89		
PSB2-5-50-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.85	0.90	1.17	5.10	1.18		
PSB2-5-3-1	O <sub>1-2</sub> <sup>y</sup>	孔洞方解石	0.82	0.92	0.77	10.00	1.31		

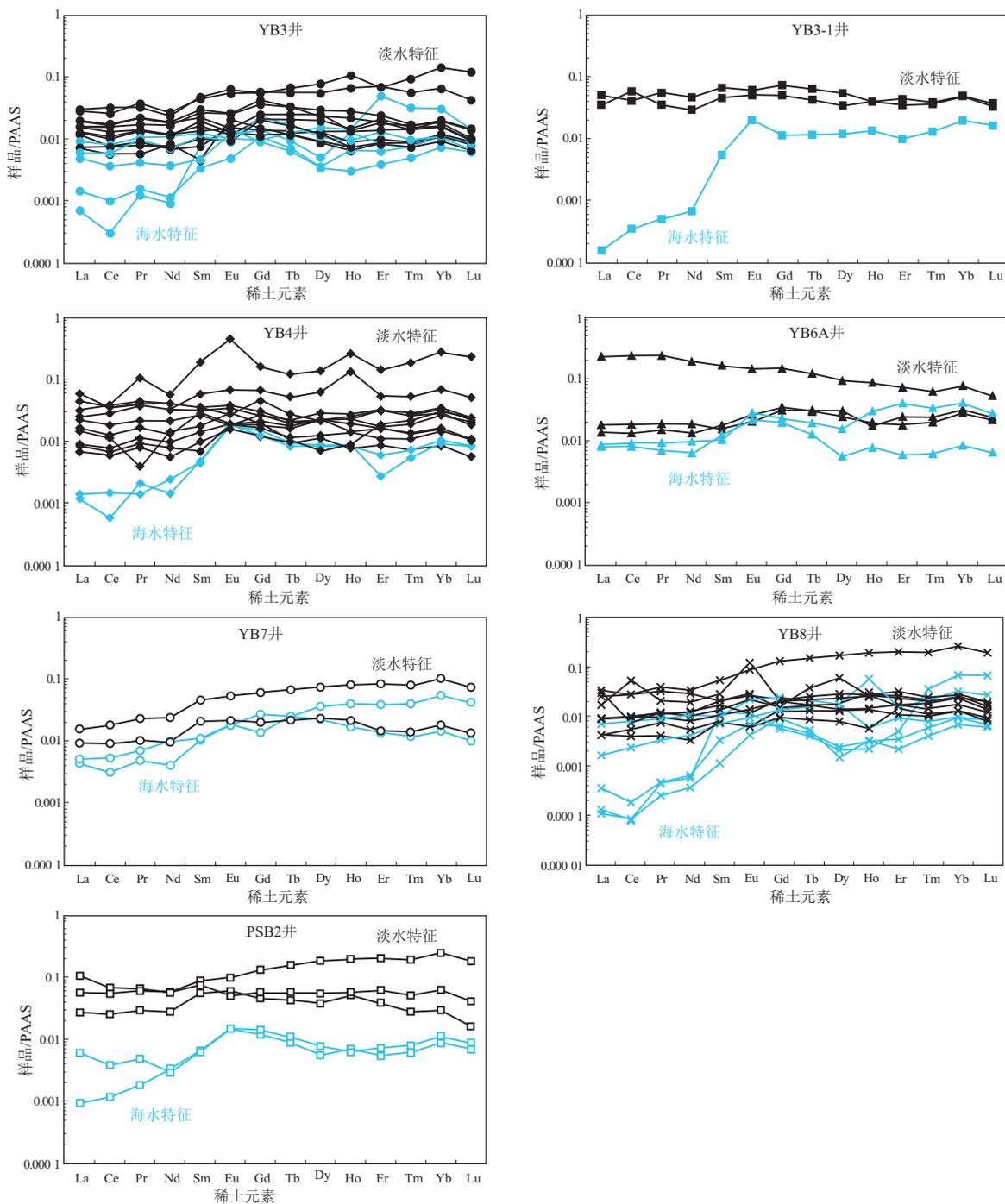


图 4 塔里木盆地玉北地区不同钻井方解石样品稀土元素配分模式

Fig.4 REE patterns for calcite samples from different wells in Yubei area, Tarim Basin

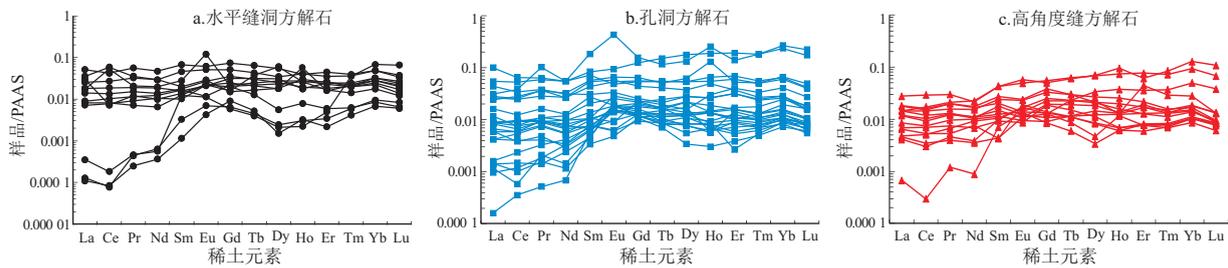


图 5 塔里木盆地玉北地区不同产状方解石样品稀土元素配分模式

Fig.5 REE patterns for calcite samples of different occurrence from Yubei area, Tarim Basin

高<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值的壳源锶 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值约为 0.711 9) 和较低<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值的深部热液锶 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值约为 0.703 5) [38-39]。因此, Sr 同位素组成变化是表征非海相物质输入的可靠指标。

根据采样钻井由东向西空间分布, 位于东部的 YB3、YB3-1、YB6A、YB7 井中方解石样品的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 平均值为 0.709 43, 明显高于 MCARTHUR 等 [16] 通过拟合曲线数据化获得的全球奥陶纪海水的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 背景值 (0.707 96~0.709 10); 中西部的 YB4、YB8 井中方解石样品的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值的平均值为 0.708 70, 基本处于同时期海水的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值变化范围内 (图 6)。

高角度裂缝方解石的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值的平均值为 0.709 40, 明显高于奥陶纪海水的锶同位素比值变化范围 [16] (图 7), 说明与这一类型方解石形成相关的流体中存在非海相流体输入。这一流体可能是外来地表淡水或正常埋藏地层流体。但从图 7 可见, 被认为反映地层流体的水平缝洞方解石的锶同位素组成 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 平均值为 0.709 15) 相对接近同时代海水的锶同位素组成, 因此推断高角度裂缝方解石中非海相流体应为陆源地表淡水而非层间流体。这表明大气淡水及壳源物质对玉北地区奥陶系水岩反应产生显著的影响。

综上, 玉北地区由东向西分布的钻井中方解石样品的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值整体下降的变化趋势反映了其形成流体中壳源物质输入的逐渐减少, 表明其形成流体的性质由海水—淡水混合流体向海水转化。结合不同产状样品 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值变化特征, 玉北地区奥陶系东强西弱的构造演化背景可能是造成这一现象的原因, 具有高 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值的陆源物质随着地表径流向深部下渗过程中, 由于构造活动产生的

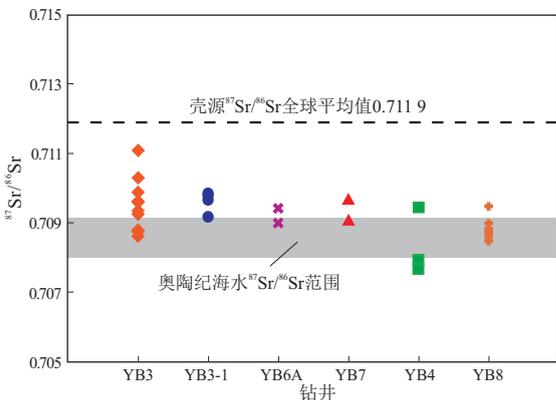


图 6 塔里木盆地玉北地区不同钻井方解石 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值散点图

Fig.6 Scattered diagram for <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr of fracture- and cave-filling calcite samples from different wells in Yubei area, Tarim Basin

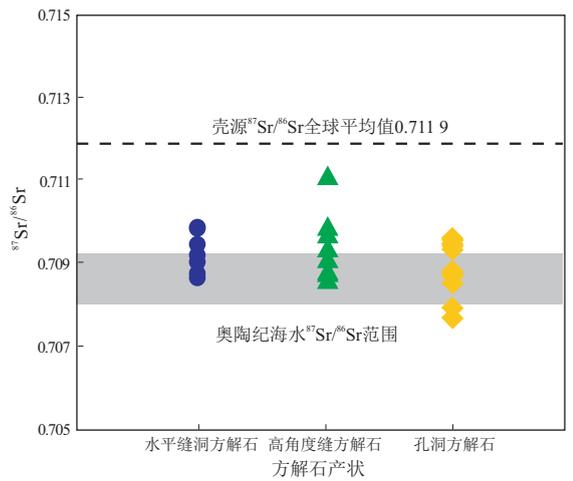


图 7 塔里木盆地玉北地区不同产状方解石 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值散点图

壳源 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 平均值引自 PALMER 和 EDMOND [39]; 奥陶纪海水 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 范围引自 MCARTHUR 等 [16]。

Fig.7 Scattered diagram for <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr of fracture- and cave-filling calcite samples of different occurrence from Yubei area, Tarim Basin

裂缝通道减少, 陆源流体输入逐渐变少, 并与碳酸盐岩围岩发生水岩作用或者与地层水发生混合, 沉淀形成的方解石 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值也随之减小。

### 4.3 玉北地区流体演化过程

玉北地区奥陶系孔洞和裂缝中所充填的方解石在稀土元素和 Sr 同位素组成方面的差异反映了流体作用的差异。玉北地区方解石样品的地球化学特征主要有 2 种类型, 分别与陆源淡水和海相流体相关。

从 LREE/HREE 和 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 关系图 (图 8) 上可以发现, 大部分稀土配分曲线相对左倾的样品的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值在同期海水范围内, 而稀土配分曲线相对平坦的样品的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值则集中在高于

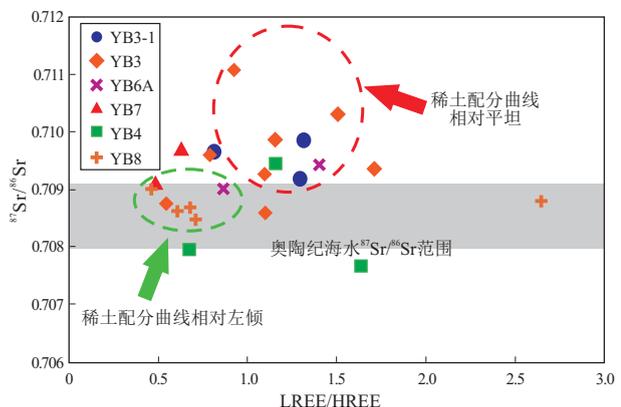


图 8 塔里木盆地玉北地区不同钻井方解石 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 和 LREE/HREE 关系

Fig.8 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr-LREE/HREE relationship of fracture- and cave-filling calcite samples from different wells in Yubei area, Tarim Basin

奥陶纪海水变化范围内,二者之间较好的相关性表明了样品的流体类型以淡水和海水为主。本次研究中的高角度裂缝方解石样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值明显高于奥陶纪海水值(图 5),说明重 Sr 同位素富集并超过了海水值,大量的大气淡水已经和岩石发生了相互作用,并克服了海相碳酸盐岩 Sr 的缓冲作用<sup>[40]</sup>,表明存在显著的壳源锶的加入。

根据钻井的空间位置,由东向西分布的钻井中方解石样品之间 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值表现为逐渐变小的趋势,表明流体组成中陆源物质输入的减少(图 6)。这与该地区的构造活动表现出早期强晚期弱、东部强中西部弱的特点相吻合<sup>[41-42]</sup>。总体上,玉北地区经历了加里东中期—海西晚期多次构造运动和海平面变化,和田古隆起的隆升及迁移导致不同地区断裂发育程度与地层暴露剥蚀存在差异<sup>[43]</sup>。玉北地区东部断垒带受加里东中期 I 幕—海西早期的构造活动影响,形成了奥陶系与上覆石炭系的多期不整合接触关系,奥陶系碳酸盐岩被抬升暴露至地表遭受强烈的大气淡水改造,紧闭型逆冲滑脱断裂形成大量高角度裂缝,为大气淡水的渗透提供了通道,导致沉淀形成的方解石也具有较重的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值;而玉北中西部地区构造活动相对较弱,仅存在加里东中期 III 幕—海西早期暴露剥蚀,断裂—裂缝欠发育,影响了玉北中西部地区大气淡水改造的强度。玉北地区各钻井之间主要流体作用类型的差异,是由该区构造演化和沉积环境的变化等因素综合作用导致的结果。

不同产状方解石样品的地球化学特征反映出玉北地区流体作用的主要机制(图 5 和图 7)。孔洞方解石样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值介于奥陶纪海水值变化范围内,稀土配分模式以海水具有的左倾型特征为主,推测这一期孔洞可能的形成机制为碳酸盐岩地层暴露地表发生短暂大气淡水溶蚀,开放环境下被海水胶结沉淀出的方解石充填,并继承了海相流体特征。随着流体沿古隆起抬升及断裂发育过程中产生的高角度裂缝逐渐向深部渗透,在相对封闭的体系下溶解围岩,水岩比的升高使得沉淀形成的方解石充填物保留了陆源物质混入特征。

综合以上分析可以看出,研究区缝洞充填方解石所表现出的稀土元素、Sr 同位素地球化学特征与其地质背景相吻合。玉北地区奥陶系碳酸盐岩中流体作用类型,主要受构造演化作用的影响。大气淡水首先在近地表环境下对碳酸盐岩围岩进行溶蚀,形成小规模孔洞,而由于这些孔洞是在一个相对开放的环境中形成的,不断供应的富 Ca 流

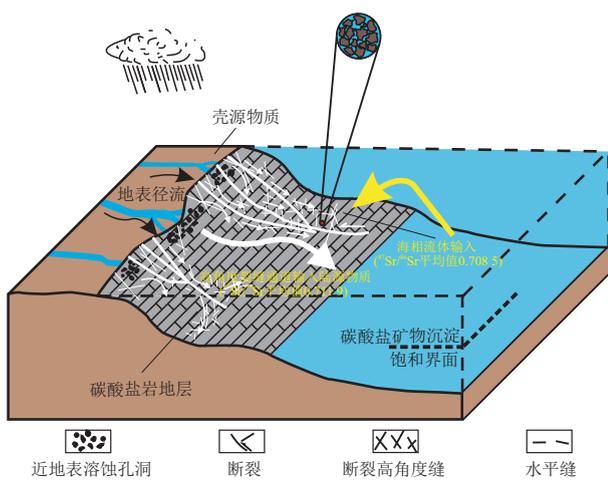


图 9 塔里木盆地玉北地区不同类型流体作用模式

Fig.9 Model of fluid of different types in Yubei area, Tarim Basin

体会使得这些空间很快被方解石沉淀充填,对研究区有效储层的形成贡献有限;另一部分流体在沿裂缝继续向下运移的过程中,体系封闭性增强,与海相流体的交换相对减弱,随着对碳酸盐岩围岩的不断溶解而逐渐达到饱和;再进一步向深部地层渗透,与层间海相流体之间不断混合,便会沉淀形成沿水平裂缝充填的方解石(图 9)。

## 5 结论

(1) 玉北地区奥陶系碳酸盐岩发育 3 期方解石充填物,不同产状的同期次方解石充填物的稀土元素和 Sr 同位素特征具有一定差异性,反映了地层在成岩过程中流体作用的多样性以及成岩系统的开放性。

(2) 玉北地区高角度缝方解石与孔洞方解石中淡水流体特征的差异,一方面表明构造活动产生的裂缝可作为地表径流运移的通道,影响着储层发育过程中流体次生改造作用的强度;另一方面表明溶蚀孔洞则主要形成于短期暴露溶蚀,海水胶结沉淀出的方解石表现出同期海水特征。这种机制下形成的小规模孔洞均被方解石充填,对研究区有效储层的形成贡献有限。

(3) 玉北地区由东向西表现出的流体作用差异,是由东西 2 个地区不同的构造活动背景决定的。东部断垒带奥陶系经历了加里东中期 I 幕—海西早期多期构造改造作用,由此产生高角度裂缝利于地表径流下渗,因此其所经历的淡水改造作用相对强于受构造活动影响较弱的中西部地区。

### 参考文献:

[1] 钱一雄,余腾孝,周凌方,等.麦盖提斜坡东部构造带奥陶系

- 岩相、成岩作用带与储层成因[J].石油与天然气地质,2014,35(6):870-882.
- QIAN Yixiong, YU Tengxiao, ZHOU Lingfang, et al. Lithofacies, diagenesis zone and reservoir origin of the Ordovician in eastern tectonic belt of the Maigaiti slope[J]. Oil & Gas Geology, 2014, 35(6):870-882.
- [2] 牛君, 黄文辉, 蒋文龙, 等. 玉北地区奥陶系碳酸盐岩风化壳岩溶储层特征及其主控因素[J]. 东北石油大学学报, 2016, 40(1):1-13.
- NIU Jun, HUANG Wenhui, JIANG Wenlong, et al. Reservoir characterization and controlling factors of Ordovician weathering crust reservoir in Yubei area, Tarim Basin[J]. Journal of Northeast Petroleum University, 2016, 40(1):1-13.
- [3] 刘忠宝, 高山林, 岳勇, 等. 塔里木盆地麦盖提斜坡奥陶系储层成因与分布[J]. 石油学报, 2014, 35(4):654-663.
- LIU Zhongbao, GAO Shanlin, YUE Yong, et al. Formation and distribution of the Ordovician reservoir in Maigaiti slope, Tarim Basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 35(4):654-663.
- [4] 张旭光. 玉北地区碳酸盐岩储层地震响应特征研究[J]. 石油物探, 2012, 51(5):493-501.
- ZHANG Xuguang. Study on seismic response characteristics of carbonate reservoir in Yubei area[J]. Geophysical Prospecting for Petroleum, 2012, 51(5):493-501.
- [5] 黄太柱. 塔里木盆地玉北地区断裂系统解析[J]. 石油与天然气地质, 2014, 35(1):98-106.
- HUANG Taizhu. Analysis on the fault system of Yubei region, Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2014, 35(1):98-106.
- [6] 陈刚, 汤良杰, 余腾孝, 等. 塔里木盆地玉北地区断裂构造差异变形及其控制因素[J]. 地球科学与环境学报, 2015, 37(3):42-54.
- CHEN Gang, TANG Liangjie, YU Tengxiao, et al. Differential deformation and control mechanism of fault structures in Yubei area of Tarim Basin[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2015, 37(3):42-54.
- [7] 李慧莉, 刘士林, 杨圣彬, 等. 塔中—巴麦地区构造沉积演化及其对奥陶系储层的控制[J]. 石油与天然气地质, 2014, 35(6):883-892.
- LI Huili, LIU Shilin, YANG Shengbin, et al. Tectonic-sedimentary evolution of Tazhong-Bachu-Maigaiti area and its control on the Ordovician reservoir[J]. Oil & Gas Geology, 2014, 35(6):883-892.
- [8] 马海陇, 王震, 邓光校, 等. 塔里木盆地和田河东地区断裂特征及其油气地质意义[J]. 断块油气田, 2021, 28(3):329-334.
- MA Hailong, WANG Zhen, DENG Guangxiao, et al. Fault features in eastern Hetianhe area, Tarim Basin and its petroleum geological significance[J]. Fault-Block Oil and Gas Field, 2021, 28(3):329-334.
- [9] 于浩雨, 于明德, 李洲, 等. 洛伊凹陷西南部边界大断裂发育特征及其对油气成藏的控制作用[J]. 油气地质与采收率, 2020, 27(5):13-24.
- YU Haoyu, YU Mingde, LI Zhou, et al. Development characteristics of large fault in southwest boundary of Luoyi Sag and its controlling effect on hydrocarbon accumulation[J]. Petroleum Geology and Recovery Efficiency, 2020, 27(5):13-24.
- [10] 于爱暄, 王有功, 刘世瑞, 等. 真武—汉留断裂带分段生长及其油气意义[J]. 特种油气藏, 2020, 27(3):27-33.
- YU Aixuan, WANG Yougong, LIU Shirui, et al. Segmented growth of Zhenwu-Hanliu fault zone and its hydrocarbon significance[J]. Special Oil & Gas Reservoirs, 2020, 27(3):27-33.
- [11] 吴梅莲, 刘永福, 彭鹏, 等. 轮南古潜山走滑断裂特征及其对油气成藏的影响[J]. 断块油气田, 2021, 28(4):456-462.
- WU Meilian, LIU Yongfu, PENG Peng, et al. Characteristics of strike-slip faults in Lunan buried hill and its influence on hydrocarbon accumulation[J]. Fault-Block Oil and Gas Field, 2021, 28(4):456-462.
- [12] 汤好书, 陈衍景, 武广, 等. 辽东辽河群大石桥组碳酸盐岩稀土元素地球化学及其对 Lomagundi 事件的指示[J]. 岩石学报, 2009, 25(11):3075-3093.
- TANG Haoshu, CHEN Yanjing, WU Guang, et al. Rare earth element geochemistry of carbonates of Dashiqiao Formation, Liaohoe Group, eastern Liaoning province: implications for Lomagundi Event[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(11):3075-3093.
- [13] 崔军文. 南阿尔金断裂的韧性剪切作用时代及其构造意义[J]. 岩石学报, 2011, 27(11):3422-3434.
- CUI Junwen. Ductile shearing age of the South Altun fault and its tectonic implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(11):3422-3434.
- [14] 黄思静, 卿海若, 胡作维, 等. 川东三叠系飞仙关组碳酸盐岩的阴极发光特征与成岩作用[J]. 地球科学(中国地质大学学报), 2008, 33(1):26-34.
- HUANG Sijing, QING Hairuo, HU Zuwei, et al. Cathodoluminescence and diagenesis of the carbonate rocks in Feixianguan Formation of Triassic, eastern Sichuan Basin of China[J]. Earth Science(Journal of China University of Geosciences), 2008, 33(1):26-34.
- [15] MCLENNAN S M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2001, 2(4):2000GC000109.
- [16] MCARTHUR J M, HOWARTH R J, BAILEY T R. Strontium isotope stratigraphy; LOWESS version 3; best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age[J]. The Journal of Geology, 2001, 109(2):155-170.
- [17] ELDERFIELD H, UPSTILL-GODDARD R, SHOLKOVITZ E R. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990, 54(4):971-991.
- [18] BANNER J L, HANSON G N, MEYERS W J. 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 Research, 1988, 58(3):415-432.
- [19] QING Hairuo, MOUNTJOY E W. Rare earth element geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin: implications for fluid-rock ratios during dolomitization[J]. Sedimentology, 1994, 41(4):787-804.

- [20] PALMER M R. Rare earth elements in foraminifera tests [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1985, 73(2/4): 285-298.
- [21] MICHARD A, ALBARÈDE F. The REE content of some hydrothermal fluids [J]. *Chemical Geology*, 1986, 55(1/2): 51-60.
- [22] OLIVAREZ A M, OWEN R M. The europium anomaly of seawater: implications for fluvial versus hydrothermal REE inputs to the oceans [J]. *Chemical Geology*, 1991, 92(4): 317-328.
- [23] ALEXANDER B W, BAU M, ANDERSSON P, et al. Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2008, 72(2): 378-394.
- [24] DEBRUYNE D, HULSBOSCH N, MUCHEZ P. Unraveling rare earth element signatures in hydrothermal carbonate minerals using a source-sink system [J]. *Ore Geology Reviews*, 2016, 72: 232-252.
- [25] ROBBINS L J, LALONDE S V, PLANAVSKY N J, et al. Trace elements at the intersection of marine biological and geochemical evolution [J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 163: 323-348.
- [26] BAU M, BALAN S, SCHMIDT K, et al. 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*, 2010, 299(3/4): 310-316.
- [27] 王宇航, 朱园园, 黄建东, 等. 海相碳酸盐岩稀土元素在古环境研究中的应用 [J]. *地球科学进展*, 2018, 33(9): 922-932. WANG Yuhang, ZHU Yuanyuan, HUANG Jiandong, et al. Application of rare earth elements of the marine carbonate rocks in paleo-environmental researches [J]. *Advances in Earth Science*, 2018, 33(9): 922-932.
- [28] BAU M, KOSCHINSKY A, DULSKI P, et al. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(10): 1709-1725.
- [29] SHIELDS G A, WEBB G E. Has the REE composition of seawater changed over geological time? [J]. *Chemical Geology*, 2004, 204(1/2): 103-107.
- [30] ZHANG Jing, NOZAKI Y. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji Basins of the western South Pacific Ocean [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(23): 4631-4644.
- [31] GARCÍA M G, LECOMTE K L, PASQUINI A I, et al. Sources of dissolved REE in mountainous streams draining granitic rocks, Sierras Pampeanas (Córdoba, Argentina) [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007, 71(22): 5355-5368.
- [32] BAU M, DULSKI P. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater [J]. *Chemical Geology*, 1999, 155(1/2): 77-90.
- [33] WHEAT C G, MOTT L M J, RUDNICKI M. Trace element and REE composition of a low-temperature ridge-flank hydrothermal spring [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(21): 3693-3705.
- [34] DOUVILLE E, BIENVENU P, CHARLOU J L, et al. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(5): 627-643.
- [35] SMEDLEY P L. The geochemistry of rare earth elements in groundwater from the Cammenellis area, southwest England [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55(10): 2767-2779.
- [36] 胡文瑄, 陈琪, 王小林, 等. 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 [J]. *石油与天然气地质*, 2010, 31(6): 810-818. HU Wenxuan, CHEN Qi, WANG Xiaolin, et al. REE models for the discrimination of fluids in the formation and evolution of dolomite reservoirs [J]. *Oil & Gas Geology*, 2010, 31(6): 810-818.
- [37] MCARTHUR J M, BURNETT J, HANCOCK J M. Strontium isotopes at K/T boundary [J]. *Nature*, 1992, 355(6355): 28.
- [38] PALMER M R, ELDERFIELD H. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr [J]. *Nature*, 1985, 314(6011): 526-528.
- [39] PALMER M R, EDMOND J M. The strontium isotope budget of the modern ocean [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, 92(1): 11-26.
- [40] MOORE C H, CHOWDHURY A, CHAN L. Upper Jurassic Smackover platform dolomitization, northwestern gulf of Mexico: a tale of two waters [M]//SHUKLA V, BAKER P A. *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*. Tulsa: SEPM, 1988: 175-189.
- [41] 游声刚. 塔里木盆地玉北地区古构造演化对奥陶系岩溶储层的控制作用 [D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2013. YOU Shenggang. Controlling effect of paleotectonic evolution on Ordovician karst reservoir in Yubei area of Tarim Basin [D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2013.
- [42] 陈刚, 汤良杰, 余腾孝, 等. 塔里木盆地玉北冲断带分期活动特征及其控油气作用 [J]. *中国矿业大学学报*, 2014, 43(5): 870-879. CHEN Gang, TANG Liangjie, YU Tengxiao, et al. Poly-phase fault activities and the control on hydrocarbon accumulation of Yubei thrust belt, Tarim Basin [J]. *Journal of China University of Mining & Technology*, 2014, 43(5): 870-879.
- [43] 丁文龙, 漆立新, 云露, 等. 塔里木盆地巴楚—麦盖提地区古构造演化及其对奥陶系储层发育的控制作用 [J]. *岩石学报*, 2012, 28(8): 2542-2556. DING Wenlong, QI Lixin, YUN Lu, et al. The tectonic evolution and its controlling effects on the development of ordovician reservoir in Bachu-Markit Tarim Basin [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(8): 2542-2556.