

张鹏飞, 王成军, 邱贻博, 等. 基于矿物溶解实验的砂岩次生孔隙定量计算模型及应用[J]. 岩矿测试, 2025, 44(2): 279–289. DOI: 10.15898/j.ykcs.202404200091.

ZHANG Pengfei, WANG Chengjun, QIU Yibo, et al. Quantitative Calculation Model for the Secondary Porosity of Sandstone Based on Mineral Dissolution Experiment and Its Application[J]. Rock and Mineral Analysis, 2025, 44(2): 279–289. DOI: 10.15898/j.ykcs.202404200091.

基于矿物溶解实验的砂岩次生孔隙定量计算模型及应用

张鹏飞¹, 王成军², 邱贻博¹, 倪蕊², 赵汇珍², 陈勇²

(1. 中国石化胜利油田勘探开发研究院, 山东 东营 257015;

2. 深层油气全国重点实验室(中国石油大学(华东)), 山东 青岛 266580)

摘要: 次生孔隙形成机制及定量评价是深层储层研究的核心内容。本文根据东营凹陷民丰洼陷沙四段储层的现今温压条件以及对应地层水特征, 利用高温高压地球化学实验模拟系统对储层地层水中矿物的溶解-沉淀行为进行了实验模拟。实验结果表明, 在现今地层水和温压条件下, 石英、斜长石可以发生溶蚀作用, 且溶解度随着温度的升高而增大; 而方解石发生胶结作用, 其沉淀量随着温度升高变化不大, 总体集中在 $70 \times 10^{-3} \text{g/L}$ 左右。基于实验模拟结果, 在充分考虑地层的渗流速率、沉淀速度、埋藏时间、孔隙度等因素下, 建立了砂岩储层溶蚀次生孔隙数学模型。依据数学模型计算得出, 丰 8 井中 CaCl_2 水型在 171°C 矿物溶蚀对储层孔隙度的贡献值最大, 为 2.5235%, 是模拟深度范围内最有利于次生孔隙带发育带。模型计算表明, 渗流速率是影响次生溶蚀孔隙发育的主要因素。实际储层的成岩现象与实验模拟结果具有良好的相关性, 存在明显的石英和长石溶解, 碳酸盐矿物以胶结物、交代物形式发育。本文建立的砂岩次生孔隙定量计算模型可以基于矿物溶解度、矿物含量、储层温压条件和地层水化学特征, 对深层次生孔隙发育带进行定量预测。

关键词: 砂岩; 矿物溶解度; 沉淀速度; 水岩作用; 溶蚀孔隙

要点:

- (1) 在实际储层温度、压力及地层水化学组成条件下开展了矿物溶解实验模拟。
- (2) 建立了基于矿物溶解度、渗流速率、埋藏时间等参数的砂岩溶蚀孔隙定量数学模型。
- (3) 砂岩次生孔隙定量计算模型预测结果与实际现象具有良好的相关性。

中图分类号: P618.13

文献标识码: B

深层是当前油气勘探重要的领域, 具有巨大的资源潜力, 但是目前关于深层油气成因、有效储层发育机制及油气成藏机理等问题还有待深入认识。对于深部储层而言, 溶蚀次生孔隙是否发育往往是能否形成有效储层的关键所在, 因此溶蚀次生孔隙的形成机制和定量评价是深部储层研究的核心内容之一。深部碎屑岩储层溶蚀次生孔隙的发育机制一直是储层地质学研究热点之一^[1], 而矿物的溶解-沉淀行为是影响溶蚀次生孔隙发育的先决条件, 因此,

了解矿物溶解行为是剖析溶蚀次生孔隙发育机理的关键所在。

近几十年来, 有许多学者通过地层条件下矿物与流体的水-岩作用实验模拟来研究溶蚀次生孔隙发育机理, 实验模拟流体涉及有机酸^[2-9]、 CO_2 流体^[10-12]、 NaCl 溶液^[13-15] 等对矿物的改造作用, 证实了流体对储层孔隙发育的影响。陈勇等^[1] 对矿物溶解度和溶蚀次生孔隙研究进展也进行了系统评述。Li 等^[16] 和 Meng 等^[17] 对长石的溶解动力学

收稿日期: 2024-04-20; 修回日期: 2024-12-03; 接受日期: 2024-12-06; 网络出版日期: 2025-01-14

基金项目: 国家自然科学基金项目 (U1762108, 41172111, 41873070)

作者简介: 张鹏飞, 博士, 教授级高级工程师, 主要从事石油地质研究与勘探部署工作。E-mail: zpf0725@126.com。

过程分别进行了实验模拟和热力学研究。Yuan等^[18]对埋藏砂岩中的碳酸盐溶蚀作用对储层物性影响进行了详细讨论。Cao等^[19]详细评述了长石溶蚀作用对深层富长石碎屑岩次生孔隙发育的重要性及其地质意义。尽管前人开展了大量的水岩反应实验,但是有关实际储层的温度、压力和地层流体等地质环境条件下流体对矿物改造作用的实验模拟相对较少,而且多集中在单一的体系中,对复杂地质条件下多元体系的研究也鲜有涉及。同时,不同矿物溶解行为对溶蚀次生孔隙形成的贡献也缺少相应的定量描述数学模型。东营凹陷民丰洼陷沙四段是胜利油田东营凹陷深部储层的典型代表,目前的勘探取得了一些重要突破,但关于其储层孔隙的发育机理还缺乏深入认识和实验证据。

本文依据东营凹陷民丰洼陷沙四段储层的现今温压条件和对应地层水特征,开展了矿物溶解-沉淀行为的实验模拟。由于储层现今地层水基本处于稳定状态,与储层矿物长期处于一种稳定接触状态,因此可以认为地层水与储层矿物之间达到了水岩化学反应的平衡状态。通过实验研究建立了储层温度、压力和地层水化学特征与储层物性之间的定量关系,以期对储层次生孔隙发育机理和有利储层预测提供依据。

1 实验部分

1.1 样品和实验溶液

为保证样品纯度,实验选用矿物单晶进行实验模拟,分别为石英、斜长石和方解石单晶,其中长石是钠长石含量为93%的斜长石。由于 CaCl_2 水型是东营凹陷储层最常见的水型,因此模拟实验流体组成根据东营凹陷民丰洼陷丰8井沙四段现今地层水数据来配制实验溶液。具体的配制过程为:在1L去离子水中加入19.2918g的 NaCl_2 、0.2390g的 MgCl_2 、19.4121g的 CaCl_2 、0.1914g的 NaHCO_3 。配制后的模拟溶液化学特征为: NaCl_2 含量为3.7522mol/L, MgCl_2 含量为0.0025mol/L, CaCl_2 含量为0.1749mol/L, NaHCO_3 含量为0.0114mol/L,总体矿化度为239.928g/L,pH值为5.5。

1.2 温度和压力条件的设定

根据民丰洼陷沙四段现有的温压和现今地层水资料,确定了丰深1、丰深3、丰深4和丰8的四个深度温度和压力作为模拟实验的温压条件,具体见表1。

1.3 实验仪器

本文采用高温高压地球化学实验模拟系统进行

表1 实验模拟的温度及压力

Table 1 Temperatures and pressures in simulation experiments.

井号	深度(m)	层位	温度(℃)	压力(MPa)
丰深1	4329.8	Es4	119	37.97
丰深3	4768.8	Es4	171	52.76
丰深4	4530.0	Es4	165	45.98
丰8	4080.6	Es4	138	39.64

实验。该设备为自主设计,由中国石油大学(华东)机械仪表总厂加工制备完成,最高允许温度为300℃,最大工作压力为70MPa,主要由反应釜、温度控制系统、压力控制系统、抽真空系统、在线取样系统、支架、安全报警装置组成(图1)。反应釜的材料为哈氏合金,釜体与釜盖之间用石墨封存,由连接螺旋连接。温度控制系统由数显控制仪、控制电路、电加热炉、温度传感器、水循环冷却系统组成。压力控制系统由手压泵、泵柜、流程管线组成,压力传感器和温度传感器实时显示的数值在控制面板上显示。抽真空流程由真空泵、缓冲容器、真空表、放空阀、放水阀组成,可以通过快速插头与反应釜体方便地连接。设有超温超压报警装置,当温度压力超出温度和压力的控制范围时,将进行声光报警。

1.4 实验方法

实验前,先粉碎样品,尽量使矿物颗粒的粒度接近实际储层中的粒度大小。为便于样品收集和避免丢失,挑选粒径为1~2mm的矿物颗粒作为模拟实验备用样品。因为小颗粒矿物具有更大的比表面积,更容易达到溶解和沉淀平衡,然后把矿物颗粒置于超声波洗涤器中清洗三遍,然后放入110℃干燥箱中干燥24h,再次挑选部分实验用的矿物并称重(表2),放入釜体里,抽取真空,注入模拟溶液。矿物与流体在设定温压条件下反应8天,使矿物-流体系统达到平衡。实验结束时,用冷却水循环系统快速降温以避免降温过程导致矿物沉淀或溶解,之后将反应矿物取出,反复用去离子水冲洗干净,放在110℃干燥箱中烘干,24h后称重。

2 实验结果

不同温度压力下矿物的溶解实验模拟结果列于表2。实验结果表明,石英有明显变化的溶蚀量,而且石英在119~171℃范围内(埋深4080.6~4768.8m)溶解度随着温度升高而增加(图2),意味着石英在 CaCl_2 水型的作用下发生了溶蚀作用。与石英相似,斜长石溶解度在119~171℃范围内随着温度升高

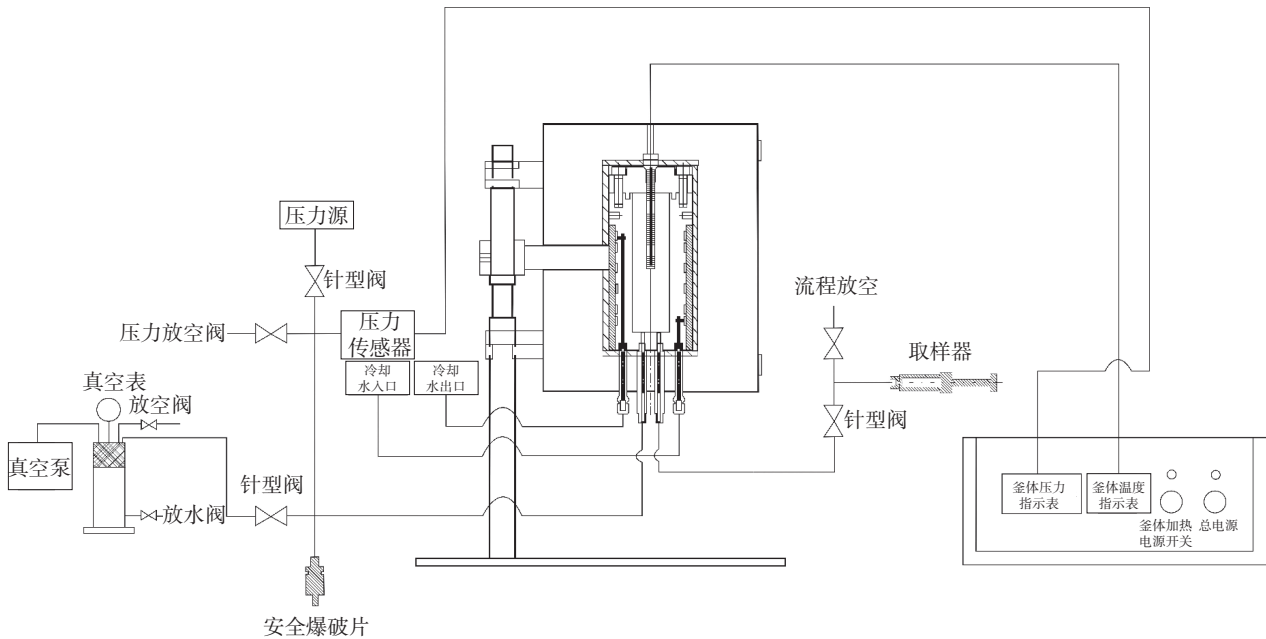


图1 高温高压地球化学实验模拟系统工作原理示意图

Fig. 1 Schematic diagram of high temperature and high pressure geochemical simulation system.

表 2 实验模拟结果

Table 2 Results of simulation experiments.

水型	矿物	埋藏深度 (m)	温度 (℃)	压力 (MPa)	实验前质量 (g)	实验后质量 (g)	溶蚀量 (g)	溶液体积 (L)	溶解度 ($\times 10^{-3}$, g/L)
CaCl ₂	石英	4329.8	119	37.97	2.2517	2.2498	0.0019	0.1220	15.5738
CaCl ₂	石英	4080.6	138	39.64	2.2508	2.2472	0.0036	0.1230	29.2683
CaCl ₂	石英	4530.0	165	45.98	4.4514	4.4348	0.0166	0.2070	80.1932
CaCl ₂	石英	4768.8	171	52.76	4.4523	4.4313	0.0210	0.2060	101.9417
CaCl ₂	斜长石	4329.8	119	37.97	2.2534	2.2526	0.0008	0.1230	6.50410
CaCl ₂	斜长石	4080.6	138	39.64	2.2527	2.2511	0.0016	0.1210	13.2231
CaCl ₂	斜长石	4530.0	165	45.98	4.4517	4.4358	0.0159	0.2070	76.8116
CaCl ₂	斜长石	4768.8	171	52.76	4.4520	4.4341	0.0179	0.2100	85.2381

水型	矿物	埋藏深度 (m)	温度 (℃)	压力 (MPa)	实验前质量 (g)	实验后质量 (g)	增量 (g)	溶液体积 (L)	沉淀量 ($\times 10^{-3}$, g/L)
CaCl ₂	方解石	4329.8	119	37.97	2.2524	2.2615	0.0091	0.1250	72.8000
CaCl ₂	方解石	4080.6	138	39.64	2.2539	2.2635	0.0096	0.1260	76.1905
CaCl ₂	方解石	4530.0	165	45.98	4.4564	4.4688	0.0124	0.2060	60.1942
CaCl ₂	方解石	4768.8	171	52.76	4.4564	4.4720	0.0156	0.2110	73.9336

而增加 (图 2)。然而方解石却出现胶结作用,但在 119 ~ 171℃ 范围内方解石胶结率随着温度的升高却变化不大 (图 2),胶结率整体集中在 70×10^{-3} g/L 附近,温度对方解石胶结作用的影响较小。方解石质量增大,说明矿物发生了明显的生长,也就意味着在实验模拟对应深度范围内发生方解石 (碳酸盐) 的胶结作用。

3 储层溶蚀孔隙定量计算模型

基于本次矿物溶解和沉淀实验结果,建立了砂

岩储层发育溶蚀孔隙的定量计算模型。由于矿物溶解度实验是在封闭静止的体系下,而实际储层中流体处于一个动态的过程,但地下储层中的流体流速很慢,矿物在流体中的溶解可以达到饱和状态,可近似认为流体与岩石之间基本达到平衡,所以,实验模拟结果可以用于实际储层中矿物溶解计算。在根据矿物溶解度或沉淀量计算次生孔隙度与胶结率时,还需要考虑地层的渗流速率、埋藏时间的宏观因素和孔隙度、矿物密度的微观因素,建立了定量的计算模型。具体表述如下。

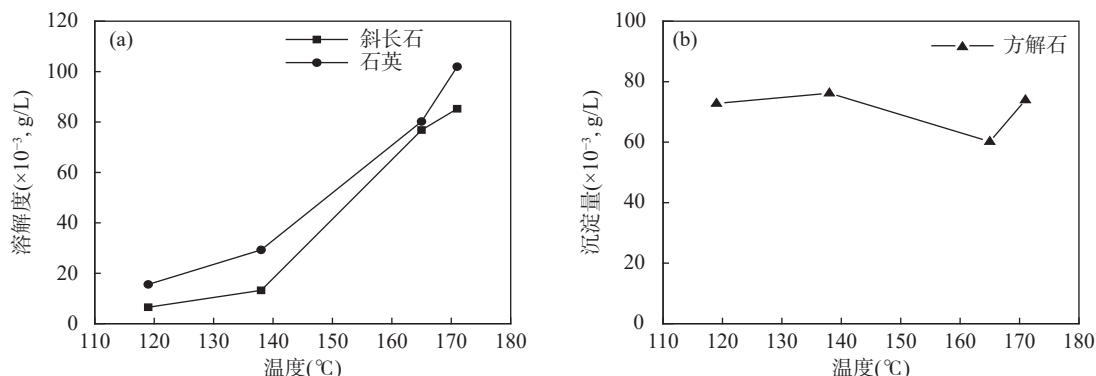


图2 不同温度下 (a) 石英和斜长石的溶解度及 (b) 方解石沉淀量

Fig. 2 (a) The solubility of quartz and plagioclase; (b) The growth rate of calcite under different temperatures.

$$\mu = 0.1 + 0.333S_c + (1.65 + 91.9S_c^3) \times \exp\{-[0.42(S_c^{0.8} - 0.17)^2 + 0.045]T^{0.8}\} \quad (1)$$

$$v_f = \frac{k}{\mu} \frac{\partial p}{\partial l} \quad (2)$$

$$V_f = S \cdot v_f \cdot t \cdot \phi \quad (3)$$

$$m = V_f \cdot s \cdot X \text{ 或 } m = V_f \cdot c \cdot X \quad (4)$$

$$V_m = \frac{m}{\rho} \quad (5)$$

$$\phi_s \text{ (或 } \phi_c) = \frac{V_m}{V_r} \quad (6)$$

公式 (1) 至 (6) 中: S_c —盐水溶液浓度 (ppm/10⁶); T —温度 (°C); μ —黏度 (MPa·s)(Batzle 等, 1992); k —渗透率 (μm^2); $\frac{\partial p}{\partial l}$ —压力梯度 (MPa/m); v_f —渗流速率 (m/s); S —截面积 (m^2); t —成岩作用时间 (s); ϕ —面孔率 (%); V_f —孔隙内流体的体积 (m^3); s —溶解度 (g/L); c —沉淀量 (g/L); X —矿物的百分含量 (%); m —溶蚀矿物的质量 (g); ρ —矿物的密度 (g/cm^3); V_m —溶蚀或胶结矿物的体积 (m^3); V_r —岩石的体积 (m^3); ϕ_s —溶蚀次生孔隙度 (%); ϕ_c —胶结率 (%).

综合以上公式, 可得:

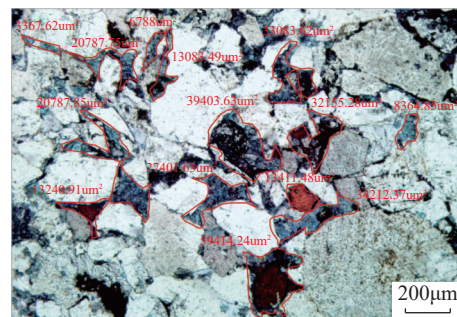
$$\phi_s = \frac{k \cdot S \cdot t \cdot \phi \cdot s \cdot X}{\mu \cdot \rho \cdot V_r} \cdot \frac{\partial p}{\partial l} \quad (7)$$

$$\phi_c = \frac{k \cdot S \cdot t \cdot \phi \cdot c \cdot X}{\mu \cdot \rho \cdot V_r} \cdot \frac{\partial p}{\partial l} \quad (8)$$

计算过程中, 黏度是有关盐水溶液浓度和温度的函数关系, 盐水溶液浓度采用模拟井段水型的矿化度, 温度是矿物溶解度与沉淀量的实验温度 (119°C、138°C、165°C、171°C); 选取模拟井段 1m³ 岩石体积作为标准进行计算, 假定其截面积为 1m², 水岩作用时间设定为 1 百万年 (Ma), 压力梯度选取

民丰洼陷沙四段的压力梯度 (10.7MPa/km)(据油田实测数据); 利用软件图像分析与镜下薄片圈定相结合的方法定量计算各胶结物和溶蚀孔隙的面积百分含量, 获取模拟井段的面孔率 (图 3)。丰 8 井模拟井段面孔率均值为 13.93%; 丰 8 井储层的矿物含量依据 X 射线衍射分析数据得到: 石英 18%, 斜长石 37%, 方解石 5%; 石英、斜长石和方解石的密度分别取 2.65g/cm³、2.62g/cm³ 和 2.7g/cm³。实验模拟井段次生孔隙度与胶结率的计算结果见表 3。

(a) 丰8井4057.15m粉细砂岩的孔隙特征



(b) 丰8井4057.15m粉细砂岩胶结物测算

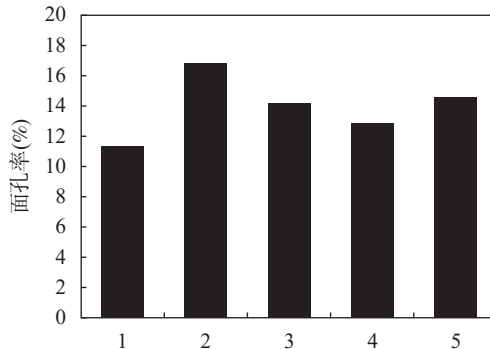


图3 模拟井储层溶蚀孔隙 (a) 及面孔率测算 (b)

Fig. 3 Microscopic measurement of solution pores (a) and areal porosity (b) in reservoir of simulated well.

表 3 丰 8 井次生孔隙度与胶结率的计算结果

Table 3 Calculation results of secondary porosity and cementation rate in Feng 8 well.

井段丰 8 矿物	μ (MPa·s)	k ($\times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)	$\frac{\partial P}{\partial l}$ (MPa/m)	v_i (m/s)	t (s)	S (m^2)	φ (%)	c ($\times 10^{-3}$, g/L)	X (%)	ρ (g/cm ³)	V_f (m^3)	V_i (m^3)	φ_s (%)
石英	0.3959	0.0083	0.0107	2.2432×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	15.5738	18	2.65	0.0058	1	0.1042
石英	0.3389	0.0083	0.0107	2.6204×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	29.2683	18	2.65	0.0127	1	0.2288
石英	0.2818	0.0083	0.0107	3.1510×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	80.1932	18	2.65	0.0419	1	0.7540
石英	0.2720	0.0083	0.0107	3.2653×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	101.9417	18	2.65	0.0552	1	0.9932
斜长石	0.3959	0.0083	0.0107	2.2432×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	6.5041	37	2.62	0.0024	1	0.0905
斜长石	0.3389	0.0083	0.0107	2.6204×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	13.2231	37	2.62	0.0058	1	0.2150
斜长石	0.2818	0.0083	0.0107	3.1510×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	76.8116	37	2.62	0.0406	1	1.5015
斜长石	0.2720	0.0083	0.0107	3.2653×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	85.2381	37	2.62	0.0467	1	1.7267
井段丰 8 矿物	μ (MPa·s)	k ($\times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)	$\frac{\partial P}{\partial l}$ (MPa/m)	v_i (m/s)	t (s)	S (m^2)	φ (%)	c ($\times 10^{-3}$, g/L)	X (%)	ρ (g/cm ³)	V_m (m^3)	V_i (m^3)	φ_c (%)
方解石	0.3959	0.0083	0.0107	2.2432×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	72.8000	5	2.7	0.0266	1	0.1328
方解石	0.3389	0.0083	0.0107	2.6204×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	76.1905	5	2.7	0.0325	1	0.1624
方解石	0.2818	0.0083	0.0107	3.1510×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	60.1942	5	2.7	0.0309	1	0.1543
方解石	0.2720	0.0083	0.0107	3.2653×10^{-10}	3.1536×10^{13}	1	13.93	73.9336	5	2.7	0.0393	1	0.1964

4 模型应用实例与讨论

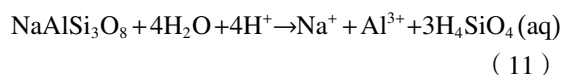
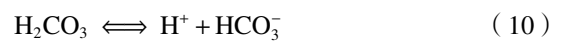
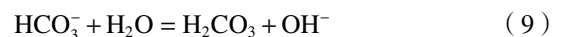
4.1 矿物溶解-沉淀机制

4.1.1 石英溶解

影响石英溶解度的因素有很多,如温度、压力、pH 值、溶液体系等。其中,温度和 pH 值是主要因素,通常表现在 SiO_2 在酸性条件下沉淀,在碱性条件下溶解;随着温度的升高,石英溶解度会增加。众多石英溶解度的实验研究主要是在碱性或弱碱性条件下进行的^[20-21]。本次实验溶液的 pH 值为 5.5,依据 Blatt 等^[22]的理论应出现 SiO_2 的沉淀。但实验结果表明石英有明显变化的溶蚀量(图 2),意味着石英在 CaCl_2 水型的作用下发生了溶蚀作用。石英在 pH=6 的 CaCl_2 水型中发生溶解作用的解释可能是因为 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 的存在,大大缩小了絮凝剂对石英絮凝能力和絮凝选择性的差异,不利于石英的絮凝分选,从而易发生溶解^[23]。 $\text{Si}-\text{O}-\text{Si}$ 键的几何构型与化学键的强度在 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 等阳离子的参与下会发生改变^[24]。Dove^[25]研究了石英在 175 ~ 295℃、pH=5.7 含 Ba^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 的盐溶液中的溶解动力学,发现增强石英速率效应的离子顺序为 $\text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} \approx \text{Na}^+ < \text{Ba}^{2+}$,由于 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 具有较大的表面相互作用力,对控制石英溶解速率有重要影响。当水中含有酸、碱和盐时,会发生盐效应,使石英的溶解速率要比在纯水中增大将近 100 倍^[26],实验模拟所用的高盐度流体可以促进石英溶解。总之,对于石英在酸性或弱酸性条件下的溶蚀机理还有待于进一步探讨。

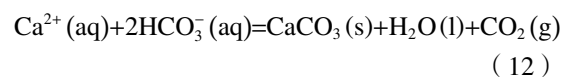
4.1.2 长石溶解

长石溶解度受到温度、压力、结构与组成、pH 值等因素的影响。其中,温度和 pH 值是影响长石溶蚀或沉淀的主要因素,体现在长石溶解度在酸性条件下随 pH 值的增大而减小,在弱碱性或碱性条件下随 pH 值的增大而略有增加^[7];长石的溶解度随着温度的升高(100 ~ 300℃)而增加^[11, 20, 27]。本次实验结果表明,斜长石在 119 ~ 171℃ 范围内有明显溶蚀作用(图 2)。在 CaCl_2 水型中, HCO_3^- 会解离出 H^+ , H^+ 与斜长石反应形成 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 、 H_4SiO_4 等形式溶于水而迁移^[28],使长石溶解。反应方程式如下:



4.1.3 方解石沉淀

实验结果表明,方解石在 119 ~ 171℃ 范围内有明显沉淀作用,但沉淀量随温度变化不大,也就意味着温度对方解石胶结作用的影响较小。方解石质量增大,说明矿物发生了明显的生长,也就意味着在实验模拟对应深度范围内发生方解石(碳酸盐)的胶结作用。原因在于,地层水中的 Ca^{2+} 与 HCO_3^- 易反应产生 CaCO_3 的沉淀物(反应式 12),导致方解石的生长。

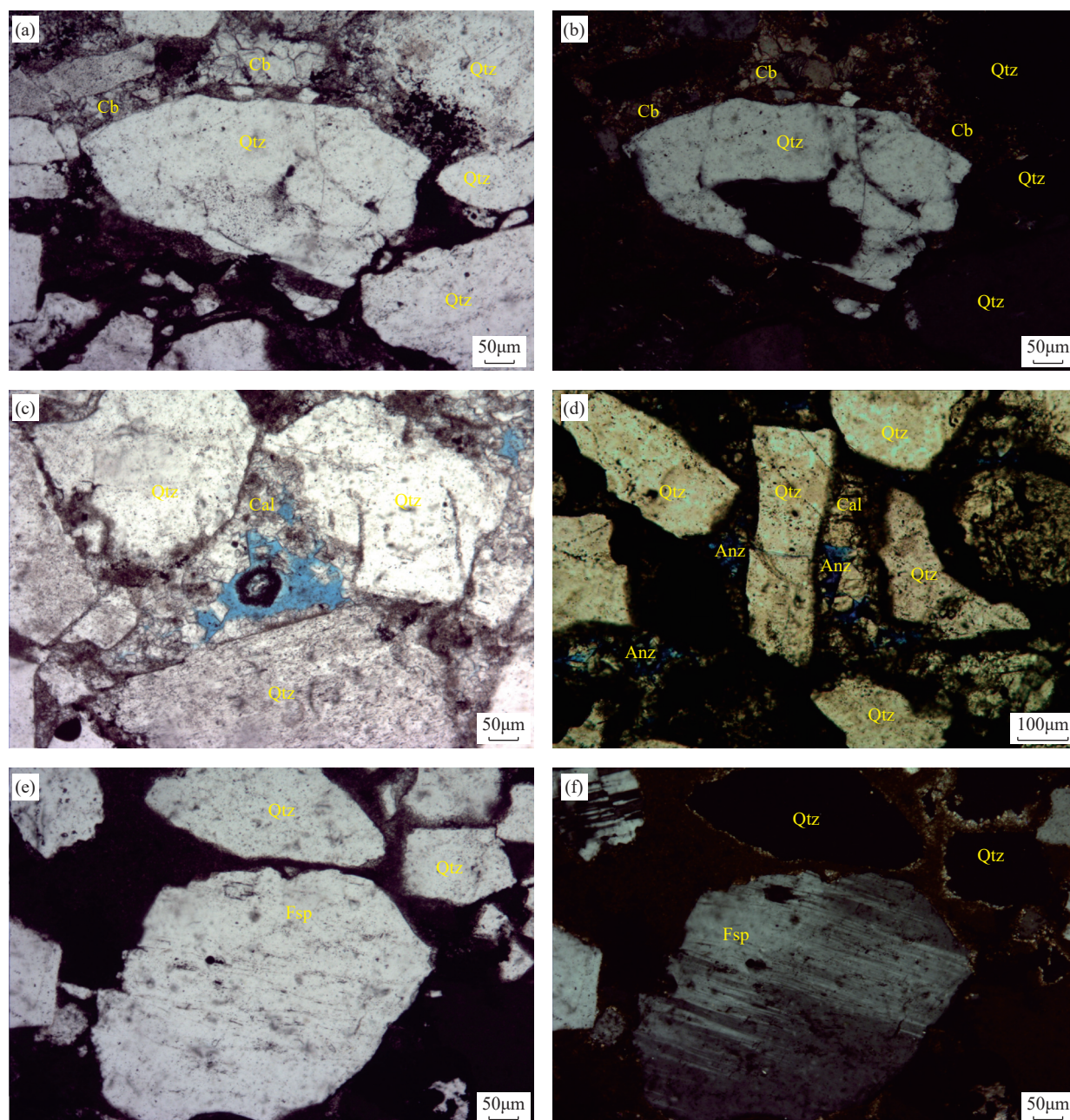


Mg^{2+} 对方解石溶解作用有重要的影响。Davis等^[29]利用原子力显微镜研究发现,在生长溶液中,一定量的 Mg^{2+} 进入方解石表面的晶格,会降低溶液的有效饱和度,增加方解石晶格的宽度,从而导致方解石溶解度增大。在丰8井 $CaCl_2$ 水型中, $Mg^{2+}/Ca^{2+} < 1$, 出现了方解石的胶结作用。也就是说,在有 Mg^{2+} 存在的水型中, Ca^{2+} 的含量大于 Mg^{2+} 的含

量,会出现方解石的胶结作用大于溶蚀作用。

4.2 矿物溶解-沉淀行为与储层成岩作用记录

本次矿物溶解-沉淀模拟实验的 pH 值为 5.5, 对应储层中的酸性成岩作用。通过对实验模拟层段范围储层铸体薄片的镜下观察,可以看到:石英发生轻度溶解,产生的溶孔被方解石、铁白云石交代或胶结(图 4a)以及黄铁矿交代(图 4f);长石发生溶解



a—石英发生溶解作用产生的粒内孔, 丰深 3-4787.2m(-); b—石英发生溶解作用产生的粒内孔, 丰深 3-4787.2m(+); c—方解石胶结物及其溶蚀孔, 丰深 4-4477.8(-); d—方解石胶结物中的溶孔被铁白云石充填, 丰深 4-4477.8m(-); e—长石颗粒内发生溶解作用产生的粒内孔, 丰深 3-4787.2m(-); f—长石颗粒内发生溶解作用产生的粒内孔, 丰深 3-4787.2m(+).

图4 储层矿物溶蚀作用

Fig. 4 The dissolution of minerals in reservoir.

(图 4 中 b, c) 和蚀变, 产生的溶孔被石膏、方解石、铁白云石交代或胶结; 碳酸盐矿物有些以颗粒状出现, 有些在粒间孔、粒内容孔中以胶结物、交代物形式发育, 且部分具有较好的晶型 (图 4a)。另外, 可见泥板岩岩屑溶解产生溶孔 (图 4e), 指示了酸性环境。石英颗粒的溶解、碳酸盐胶结物, 普遍被认为是碱性成岩作用的识别标志^[30-31]。通过实验发现, 在 pH=5.5 的酸性条件下, 会发生石英溶解和碳酸盐矿物沉淀, 同一种水型中多种离子的存在, 以及内在离子与矿物的交换, 是产生这种变化的主要原因。

4.3 深部储层次生孔隙发育带的预测

由于碎屑岩储层岩石是不同矿物的组合, 先根据数学模型计算获得单矿物的次生孔隙度贡献度和胶结率, 再计算 CaCl₂ 水型每个温度点石英、斜长石、方解石这三种矿物的次生孔隙度与胶结率之差, 获得对应深度段对储层次生孔隙的贡献值。选取模拟深度段贡献值最大值对应的水型、温度和压力, 作为次生孔隙发育带发育的最有利水型、温度和压力。

丰 8 井在模拟井段的深度范围内为 CaCl₂ 水型, 根据石英和斜长石次生孔隙度与方解石胶结率(胶结作用导致孔隙度减小, 所以为负值)之差的计算方法, 获得水型对储层的贡献值见表 4。可以看出, 对应 CaCl₂ 这种水型, 在实验模拟高温阶段矿物溶蚀对储层物性的贡献值最大 (2.5235%), 说明民丰洼陷沙四段对应于实验模拟高温深度段是次生孔隙带有利发育带。

表 4 丰 8 井 CaCl₂ 水型矿物对储层孔隙的贡献度 (%)

Table 4 The contribution value of CaCl₂-water type minerals to reservoir physical property in Feng 8 well (%)

温度 (℃)	石英孔隙的 贡献度	斜长石孔隙的 贡献度	方解石孔隙的 贡献度	三种矿物的 贡献度之和
119	0.1042	0.0905	-0.1328	0.0619
138	0.2288	0.2150	-0.1624	0.2814
165	0.7540	1.5015	-0.1543	2.1012
171	0.9932	1.7267	-0.1964	2.5235

为进一步验证实验模拟结果的可靠性, 对民丰地区 152 个岩石样品的孔隙度和渗透率进行了统计 (图 5)。结果表明, 岩石样品的孔隙度在埋深 4300 ~ 4500m 地层内最好, 渗透率在埋深 4250 ~ 4400m 地层内最好。更值得注意的是, 在 4700 ~ 4800m 高温深度带存在明显的高孔隙度和渗透率发育带, 而实验模拟结果显示在这个深度带石英和斜长石溶解度显著增大, 说明矿物溶蚀作用对深层次生孔隙发育有非常重要的贡献, 而 Wang 等^[32]的研究结果也表明在 4700 ~ 4900m 深度存在次生孔隙发育带。因此, 对于 4500m 以下的地层, 利用该数学模型可以预测同类地区深层有利次生孔隙发育带, 对油气勘探有一定指导意义。

4.4 模型的适用性

理论上, 本文建立的砂岩溶蚀次生孔隙理论计算模型 (公式 1 ~ 8) 适用于所有砂岩, 只需要知道岩石的矿物组成, 以及矿物在给定温度和压力条件下

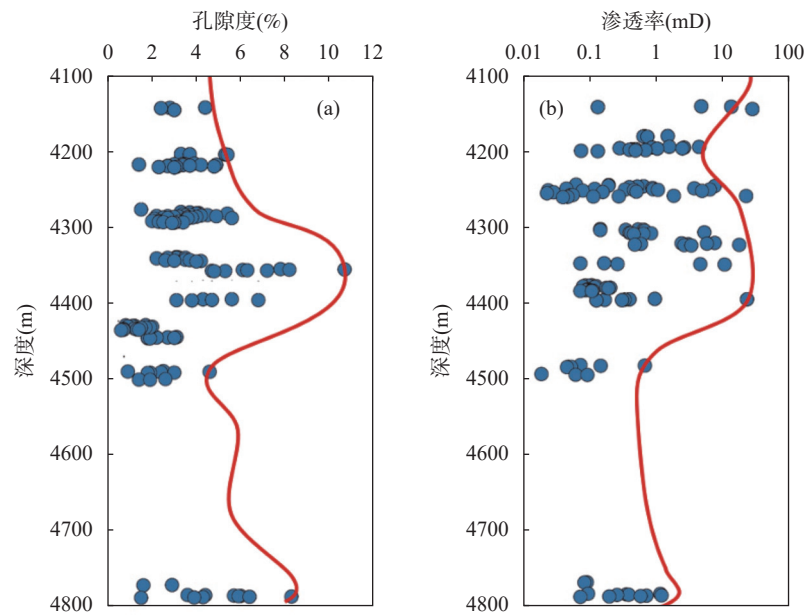


图5 民丰地区储层物性特征: (a)孔隙度; (b)渗透率

Fig. 5 Physical characteristics of reservoir in Minfeng area: (a) Porosity; (b) Penetration rate.

溶蚀量或胶结量,就可以定量计算不同矿物对溶蚀次生孔隙的贡献度。但是,实际上对缺少探井的地层相关参数往往难以获取,这样就只能依赖于实验模拟的结果。本文的实验模拟结果对于东营凹陷是完全适用的,对于其他盆地地层温度在 110 ~ 180℃ 范围内,可以对已知石英、斜长石或方解石含量的砂岩次生孔隙进行定量计算并预测有利孔隙发育带。对于砂岩而言,硅质胶结和钙质胶结是最常见的两种胶结作用,也是影响砂岩孔隙度的最重要因素之一,而本文实验模拟的石英和方解石的溶解和沉淀行为正好可以定量表征这两种胶结作用对孔隙度的影响。因此,本文建立的理论模型具有广泛的适用性。当然由于水型对矿物的溶解和沉淀也有重要的影响,将模型应用到其他工区时,务必关注地层水与本文研究的水型是否相近。

5 结论

在实际储层温度、压力和地层水条件下模拟实验表明,在 pH=5.5 的 CaCl₂ 水型中,石英和斜长石

发生了溶解作用,且溶解度随着温度升高而增加;而方解石发生了胶结作用,但胶结生长率很小且随着温度的升高变化不大。基于实验模拟结果和储层岩石物理性质,构建了砂岩储层溶蚀孔隙发育定量计算模型,矿物溶解度和渗流速率是控制次生孔隙发育的关键因素。依据溶蚀次生孔隙数学模型计算结果显示,高温条件下矿物溶蚀更有利于储层溶蚀次生孔隙发育,而渗流速率对于次生孔隙的发育具有重要的控制作用。结合实际储层物性数据统计结果分析,证实了实验模拟结果的可靠性,说明该模型可以用于同类深层储层次生孔隙发育带预测。

本次研究工作的意义主要体现在两个方面:一是物理化学条件接近储层实际环境;二是采用多种矿物组合条件下的定量计算模型。这为将来更加精确测定复杂条件下的矿物溶解度和深入了解储层次生孔隙发育机制提供一种有效途径。但是当前研究水型还比较单一,将来需要在多种水型及更高温压条件下开展实验模拟,以期对深层有效储层发育机制提供证据。

Quantitative Calculation Model for the Secondary Porosity of Sandstone Based on Mineral Dissolution Experiment and Its Application

ZHANG Pengfei¹, WANG Chengjun², QIU Yibo¹, NI Ru², ZHAO Huizhen², CHEN Yong²

(1. Research Institute of Exploration and Development Shengli Oilfield Company, SINOPEC, Dongying 257015, China;

2. State Key Laboratory of Deep Oil and Gas, China University of Petroleum (East China), Qingdao 266580, China)

HIGHLIGHTS

- (1) The experimental simulation of mineral dissolution was carried out under the conditions of actual reservoir temperature, pressure and formation water chemical composition.
- (2) A quantitative mathematical model of sandstone dissolution porosity based on mineral solubility, seepage rate and burial time was established.
- (3) The prediction results of the quantitative calculation model of sandstone secondary porosity had good correlation with the actual phenomena.

ABSTRACT: The formation mechanism and quantitative evaluation of secondary pore is the key problem for deep reservoirs. The experiments on dissolution-precipitation behavior of formation water and minerals in reservoirs were carried out by using a high temperature and pressure geochemical experimental simulation system based on the present temperature and pressure conditions of Minfeng sub-sag in the Dongying depression and the corresponding

formation water characteristics. The experimental results show that under the current formation water and temperature pressure conditions, quartz and plagioclase could undergo dissolution, and the solubility increased with the increase of temperature, while calcite underwent cementation, and its growth rate changed little with the increase of temperature, generally concentrated at around $70 \times 10^{-3} \text{ g/L}$. Based on the experimental simulation results and taking into account factors such as the permeability flow rate, precipitation velocity, burial time, and porosity of the formation, a mathematical model of secondary porosity in sandstone reservoirs due to dissolution was established. According to the mathematical model calculation, the CaCl_2 water type at 171°C in Feng 8 well had the maximum contribution value of 2.5235% to the physical properties of the reservoir, which was the most favorable water type and temperature for the development of a secondary porosity zone within the simulation depth range of this well. The model calculation shows that the seepage rate was the main factor affecting the development of secondary dissolution pores. Combined with the diagenetic phenomenon of actual reservoirs in Feng 8 well, it had good correlation and obvious dissolution of quartz and feldspar, development of carbonate minerals in the form of cementation and metasomatism, which was consistent with the experimental simulation results. Based on mineral solubility, mineral content, reservoir temperature and pressure conditions and formation water chemistry, the quantitative calculation model established here can be used to predict the deep secondary pore development zone.

KEY WORDS: sandstone; solubility of mineral; precipitation velocity; water-rock interaction; dissolution pore

参考文献

- [1] 陈勇, 王成军, 孙祥飞, 等. 碎屑岩储层矿物溶解度与溶蚀次生孔隙形成机理研究进展[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2015, 34(4): 830–836.
Chen Y, Wang C J, Sun X F, et al. Progress on mineral solubility and mechanism of dissolution secondary porosity forming in clastic reservoir[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2015, 34(4): 830–836.
- [2] Surdam R C, Crossey L J. Organic-inorganic reactions during progressive burial: Key to porosity and permeability enhancement and preservation[J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1985, 315(1531): 135–156.
- [3] 黄思静, 杨俊杰, 张文正, 等. 不同温度条件下乙酸对长石溶蚀过程的实验研究[J]. 沉积学报, 1995, 13(1): 7–17.
Huang S J, Yang J J, Zhang W Z, et al. Experimental study of feldspar dissolution by acetic acid at different burial temperatures[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1995, 13(1): 7–17.
- [4] Blake R E, Walter L M. Effects of organic acids on the dissolution of orthoclase at 80°C and pH 6[J]. *Chemical Geology*, 1996, 132(1–4): 91–102.
- [5] Welch S A, Ullman W J. Feldspar dissolution in acidic and organic solutions: Compositional and pH dependence of dissolution rate[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(16): 2939–2948.
- [6] Huang W L, Longo J M. The effect of organics on feldspar dissolution and the development of secondary porosity[J]. *Chemical Geology*, 1992, 98(3–4): 271–292.
- [7] 罗孝俊, 杨卫东. 有机酸对长石溶解度影响的热力学研究[J]. 矿物学报, 2001, 21(2): 183–188.
Luo X J, Yang W D. The effect of organic acid on feldspar solubility: A thermodynamic study[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2001, 21(2): 183–188.
- [8] 陈传平, 固旭, 周苏闽, 等. 不同有机酸对矿物溶解的动力学实验研究[J]. 地质学报, 2008, 82(7): 1007–1012.
Chen C P, Gu X, Zhou S M, et al. Experimental research on dissolution dynamics of main minerals in several aqueous organic acid solutions[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2008, 82(7): 1007–1012.
- [9] 曹正林, 袁剑英, 黄成刚, 等. 高温高压碎屑岩储层中石膏溶解对方解石沉淀的影响[J]. 石油学报, 2014, 35(3): 450–454.
Cao Z L, Yuan J Y, Huang C G, et al. Influence of

- plaster dissolution on calcite precipitation in clastic reservoirs under high-temperature and high-pressure conditions[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2014, 35(3): 450–454.
- [10] Shmulovich K, Graham C, Yardley B. Quartz, albite and diopside solubilities in H_2O -NaCl and H_2O - CO_2 fluids at 0.5–0.9 GPa[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, 141(1): 95–108.
- [11] 曲希玉, 刘立, 马瑞, 等. CO_2 流体对岩屑长石砂岩改造作用的实验[J]. *吉林大学学报 (地球科学版)*, 2008, 38(6): 959–964.
- Qu X Y, Liu L, Ma R, et al. Experiment on debris-arkosic sandstone reformation by CO_2 fluid[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2008, 38(6): 959–964.
- [12] 任拥军, 陈勇. 东营凹陷民丰洼陷深部天然气储层酸性溶蚀作用的流体包裹体证据[J]. *地质学报*, 2010, 84(2): 257–262.
- Ren Y J, Chen Y. Acid dissolution of deep natural gas reservoirs in the Minfeng Sag in the Dongying Depression: Evidence from fluid inclusions[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(2): 257–262.
- [13] Shiraki R, Rock P A, Casey W H. Dissolution kinetics of calcite in 0.1M NaCl solution at room temperature: An atomic force microscopic (AFM) study[J]. *Aquatic Geochemistry*, 2000, 6: 87–108.
- [14] Newton R C, Manning C E. Experimental determination of calcite solubility in H_2O -NaCl solutions at deep crust/upper mantle pressures and temperatures: Implications for metasomatic processes in shear zones[J]. *American Mineralogist*, 2002, 87(10): 1401–1409.
- [15] Shmulovich K I, Yardley B W D, Graham C M. Solubility of quartz in crustal fluids: Experiments and general equations for salt solutions and H_2O - CO_2 mixtures at 400–800°C and 0.1–0.9 GPa[J]. *Geofluids*, 2006, 6(2): 154–167.
- [16] Li M, Li C, Xing J, et al. An experimental study on dynamic coupling process of alkaline feldspar dissolution and secondary mineral precipitation[J]. *Acta Geochim*, 2019, 38: 872–882.
- [17] Meng W, Sui F, Hao X, et al. Thermodynamic characteristics and mineral dissolution model of the H_2O - CO_2 - CaCO_3 -albite- SiO_2 system in sedimentary basins[J]. *Fuel*, 2022, 308: 121992.
- [18] Yuan G H, Cao Y C, Gluyas J, et al. How important is carbonate dissolution in buried sandstones: Evidences from petrography, porosity, experiments, and geochemical calculations[J]. *Petroleum Science*, 2019, 16: 729–751.
- [19] Cao Y, Yuan G, Wang Y, et al. Successive formation of secondary pores *via* feldspar dissolution in deeply buried feldspar-rich clastic reservoirs in typical petroliferous basins and its petroleum geological significance[J]. *Science China Earth Sciences*, 2022, 65(9): 1673–1703.
- [20] 郭欣欣, 刘立, 曲希玉, 等. 碱性地层水对火山碎屑岩改造作用的实验研究[J]. *石油实验地质*, 2013, 35(3): 314–319.
- Guo X X, Liu L, Qu X Y, et al. Experimental study on reformation of volcanic clastic rocks by alkaline formation water[J]. *Petroleum Geology & Experiment*, 2013, 35(3): 314–319.
- [21] 徐梅桂, 张哨楠, 伏美燕, 等. 不同淡水成岩体系下长石溶蚀的对比实验[J]. *现代地质*, 2013, 27(4): 925–933.
- Xu M G, Zhang S N, Fu M Y, et al. Contrast experiments about dissolution of feldspar in different freshwater diagenetic systems[J]. *Geoscience*, 2013, 27(4): 925–933.
- [22] Blatt H, Middleton G, Murray R. Origin of sedimentary rocks (The second edition)[M]. New Jersey: Prentice Hall Inc, 1980: 332–362.
- [23] 孙致安, 卢寿慈. 钙、镁离子对石英、赤铁矿凝聚与絮凝的作用[J]. *矿冶工程*, 1992, 12(2): 19–22.
- Sun Z A, Lu S C. Effect of calcium and magnesium ions on aggregation and flocculation of quartz and hematite[J]. *Mining and Metallurgical Engineering*, 1992, 12(2): 19–22.
- [24] Strandh H, Pettersson L G M, Sjöberg L, et al. Quantum chemical studies of the effects on silicate mineral dissolution rates by adsorption of alkali metals[J].

- Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(13): 2577–2587.
- [25] Dove P M. The dissolution kinetics of quartz in aqueous mixed cation solutions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(22): 3715–3727.
- [26] 张思亭, 刘耘. 不同 pH 值条件下石英溶解的分子机理[J]. *地球化学*, 2009, 38(6): 549–557.
- Zhang S T, Liu Y. Molecular level dissolution mechanisms of quartz under different pH conditions[J]. *Geochimica*, 2009, 38(6): 549–557.
- [27] Arnorsson S, Stefansson A. Assessment of feldspar solubility constants in water in the range of 0 degrees to 350 degrees at vapor saturation pressures[J]. *American Journal of Science*, 1999, 299(3): 173–209.
- [28] Pokrovski G S, Schott J, Salvi S, et al. Structure and stability of aluminum-silica complexes in neutral to basic solutions experimental study and molecular orbital calculations[J]. *Mineralogical Magazine*, 1998, 62: 1194–1195.
- [29] Davis K J, Dove P M, de Yoreo J J. The role of Mg^{2+} as an impurity in calcite growth[J]. *Science*, 2000, 290(5494): 1134–1137.
- [30] 袁静, 张善文, 乔俊, 等. 东营凹陷深层溶蚀孔隙的多重介质成因机理和动力机制[J]. *沉积学报*, 2007, 25(6): 840–846.
- Yuan J, Zhang S W, Qiao J, et al. The genesis and dynamic mechanisms of multi-medium dissolution pores in the deep layers of the Dongying Depression[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2007, 25(6): 840–846.
- [31] 周瑶琪, 周振柱, 陈勇, 等. 东营凹陷民丰地区深部储层成岩环境变化研究[J]. *地学前缘*, 2011, 18(2): 268–276.
- Zhou Y Q, Zhou Z Z, Chen Y, et al. Research on diagenetic environmental changes of deep reservoir in Minfeng area, Dongying Depression[J]. *Earth Science Frontiers*, 2011, 18(2): 268–276.
- [32] Wang Y Z, Cao Y C, Zhang S M, et al. Genetic mechanisms of secondary pore development zones of Es_4^x in the north zone of the Minfeng Sag in the Dongying Depression, East China[J]. *Petroleum Science*, 2016, 13: 1–17.