

基于改进均质模型的深部咸水层 CO₂ 封存 热-流-力耦合效应研究

王新^{1,2}, 杨鹏飞¹, 梁冰^{2,3}, 孙维吉³, 徐军³, 王芳¹, 杨新乐¹

(1. 辽宁工程技术大学机械工程学院, 辽宁阜新 123000; 2. 辽宁工程技术大学力学博士后流动站, 辽宁阜新 123000; 3. 辽宁工程技术大学力学学院, 辽宁阜新 123000)

摘要: 深部咸水层 CO₂ 封存面临复杂的热-流-力耦合问题, 已有研究在均质模型中对孔隙度、渗透率变化的动态响应考虑不足, 且对超临界 CO₂ 的密度和黏度参数在实际储层条件下的适用性缺乏进一步的修正. 为弥补这些不足, 本文提出一种改进的均质模型, 在数学模型中添加动态孔隙度和渗透率, 结合 Peng-Robinson 状态方程与 Brokaw 模型校正超临界 CO₂ 在不同压力和温度条件下的密度和黏度特性. 基于此改进模型, 构建并验证了深部咸水层 CO₂ 封存的数学模型, 并在 15 a 模拟周期内探究了储层压力、温度、CO₂ 饱和度、孔隙度、渗透率及位移变化的变化规律. 结果表明: 改进模型能准确捕捉注入 CO₂ 带来的压力升高与热交换效应, 注入井周围及上方区域的压力、温度随时间呈现先下降后上升的趋势; CO₂ 饱和度呈梯度扩散分布, 盖层底部 CO₂ 累积导致孔隙度和渗透率减小; 封存期间, 储层垂向隆起的最大位移为 0.283 m, 主要受到压力引起的压实效应和温度导致的冷缩效应的共同作用, 其中压实效应引起的隆起大于冷缩效应带来的沉降, 使得整体位移表现为隆起, 明确了压力和温度对于储层垂向位移的耦合主导性. 与传统模型相比, 改进后的模型更贴近真实储层的多场耦合效应. 通过引入动态孔隙度和渗透率模型, 更准确地反映了 CO₂ 注入过程中压力的非线性变化、岩石热应力变化以及储层渗透性变化, 可为提升 CO₂ 封存效果提供理论支持.

关键词: 深部咸水层; CO₂ 封存; 动态孔隙度和渗透率; 数值模拟; 耦合效应

中图分类号: TU 45 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-1964(2025)02-0399-14

Study on thermo-hydro-mechanical coupling effects of CO₂ sequestration in deep saline aquifers based on an improved homogeneous model

WANG Xin^{1,2}, YANG Pengfei¹, LIANG Bing^{2,3}, SUN Weiji³,
XU Jun³, WANG Fang¹, YANG Xinle¹

(1. School of Mechanical Engineering, Liaoning Technical University, Fuxin, Liaoning 123000, China; 2. Post-doctoral Research Stations of Mechanics, Liaoning Technical University, Fuxin, Liaoning 123000, China; 3. School of Mechanics & Engineering Liaoning Technical University, Fuxin, Liaoning 123000, China)

收稿日期: 2024-09-18 修回日期: 2024-11-27 DOI: 10.13247/j.cnki.jcmt.20240453

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(52074143, 52474038)

通信作者: 梁冰(1962—), 女, 辽宁省盘锦市人, 教授, 博士生导师, 工学博士, 从事瓦斯渗流力学理论及应用方面的研究.

E-mail: lbwgx@163.com Tel: 13704181315

引用格式: 王新, 杨鹏飞, 梁冰, 等. 基于改进均质模型的深部咸水层 CO₂ 封存热-流-力耦合效应研究[J]. 中国矿业大学学报, 2025, 54(2): 399-412.

WANG Xin, YANG Pengfei, LIANG Bing, et al. Study on thermo-hydro-mechanical coupling effects of CO₂ sequestration in deep saline aquifers based on an improved homogeneous model[J]. Journal of China University of Mining & Technology, 2025, 54(2): 399-412.

Abstract: Complex thermo-hydro-mechanical coupling issues are faced in deep saline aquifers. Existing studies have insufficiently considered the dynamic response of porosity and permeability changes in homogeneous models, and lack further corrections to the applicability of supercritical CO₂ density and viscosity parameters under actual reservoir conditions. To make up for these deficiencies, this paper proposes an improved homogeneous model, adding dynamic porosity and permeability to the mathematical model, and combining the Peng-Robinson state equation with the Brokaw model to correct the density and viscosity characteristics of supercritical CO₂ under different pressure and temperature conditions. A mathematical model for CO₂ sequestration in deep saline aquifers is developed and validated based on the improved model. A mathematical model for CO₂ storage in deep saline layers is constructed and verified based on the improved model, and the changing laws of reservoir pressure, temperature, CO₂ saturation, porosity, permeability and displacement deformation are explored within a 15 years simulation period. The results indicate that the improved model accurately captures the pressure increase and thermal exchange effects caused by the injection of CO₂. The pressure and temperature in the regions surrounding and above the injection well initially decrease and then increase over time. The CO₂ saturation follows a gradient diffusion pattern, with the accumulation of CO₂ at the caprock leading to a reduction in both porosity and permeability. The maximum vertical displacement of the reservoir is 0.283 m during the storage period, which is mainly due to the combined effects of the compaction effect caused by pressure and the shrinkage effect caused by temperature. The uplift caused by the compaction effect is greater than the settlement caused by the shrinkage effect, making the overall displacement appear as an uplift, which clarifies the coupling dominance of pressure and temperature on the vertical displacement of the reservoir. Compared with the traditional model, the improved model is closer to the multi-field coupling effect of the real reservoir. By introducing the dynamic porosity and permeability model, the nonlinear changes in pressure, changes in rock thermal stress, and changes in reservoir permeability during CO₂ injection are more accurately reflected, which can provide theoretical support for improving the CO₂ sequestration effect.

Key words: deep saline aquifers; CO₂ storage; dynamic porosity and permeability; numerical simulation; coupling effect

传统化石能源的大规模开发、使用使得温室气体大量排放,在所有温室气体中 CO₂ 的含量最高^[1-5]. 因此,在全球范围内大规模地削减 CO₂ 等温室气体排放以应对温室效应及其所导致的全球气候变化已势在必行. 特别是在 2020 年,我国首次提出碳达峰、碳中和的目标(“双碳”目标),即 CO₂ 排放力争于 2030 年前达到峰值,努力争取 2060 年前实现碳中和^[6-8]. 面对如此巨大的减排压力,碳捕集与封存(Carbon Capture and Storage, CCS)技术作为一项重要的碳减排技术,无疑是我国实现“双碳”目标的有效手段之一^[9-10]. CCS 技术咸水层 CO₂ 封存具有最大的 CO₂ 封存能力,但是要长期、稳定、安全地将 CO₂ 封存在深部咸水层需要对

CO₂ 的多相运移规律展开大量的研究,进而对 CO₂ 封存项目的安全性、经济性带来可靠的理论支持和数据支撑^[11-13].

在适合 CO₂ 地质储存的压力(P)和温度(T)条件下,CO₂ 将保持在超临界(sc)状态(即 $P > 7.382$ MPa 和 $T > 31.04$ °C)^[14-16],如图 1 所示. 从热力学角度来看,当温度高于这个临界点时,CO₂ 将处于一种稳定的状态,且相态为气态和液态叠加在一起的状态,使得 sc-CO₂ 兼具了气体和液体的双重性质^[17],即密度远超气态的 CO₂,黏度相较于液态的 CO₂ 小了 2 个数量级,流动性极强,可将 sc-CO₂ 视为一种高密度流体. 因此,sc-CO₂ 可以大大提高封存效率及安全性能^[18-19].

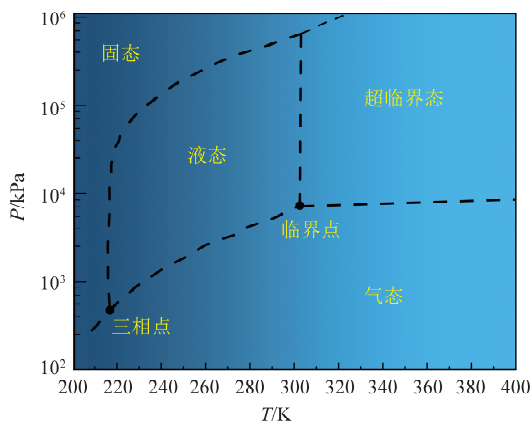
图1 CO₂ 相态图

Fig. 1 Phase diagram of carbon dioxide

CO₂ 深部咸水层封存是 CO₂-岩石-盐水三者之间的耦合过程,其中包括多相流体的渗流、力学响应、多孔介质传热等^[20-21].文献[22]研究了 CO₂ 注入 50 a 后的自然梯度流动,分析了平均渗透率、纵横渗透率比、残余气饱和度、矿化度、温度含水层倾角等参数对 CO₂ 封存的影响,但并未考虑封存过程中的力学响应以及热效应.文献[23]对 CO₂ 气态、液态、超临界态 3 种相态的注入过程进行了模拟分析,得出的结果表明,在 CO₂ 临界点和气液相平衡曲线附近注入压力变化最为明显.文献[24]探究了超临界 CO₂ 注入深部咸水层过程中毛细压力和饱和度之间的关系,重点考虑模型非均质性以及毛细压力对模拟结果的影响,揭示饱和度和毛细压力随 CO₂ 注入量、压力及温度的变化.文献[23-24]虽然考虑了储层中的热效应却未考虑到应力变化对储层物性参数的影响.文献[25]研究了液态 CO₂ 和 sc-CO₂ 注入储层的演化过程,并分析了储层和盖层的热-流-力耦合响应,然而该模型未考虑应力场和温度场对孔隙度和渗透率的影响.文献[26]重点研究了 sc-CO₂ 注入过程中注入井附近的传热问题和应力变化问题,却未考虑 sc-CO₂ 的密度和黏度随储层温度和压力变化所产生的差异.综上,CO₂ 咸水层封存不仅需要考虑到力学响应、热效应以及二者导致孔隙度和渗透率变化对 CO₂ 运移规律所产生的影响,另外 sc-CO₂ 密度和黏度的变化对 CO₂ 运移规律所产生的影响也需要进一步探究.

因此,针对上述问题,本文在数值模拟过程中考虑应力场和温度场对储层岩石孔隙度和渗透率的影响,sc-CO₂ 的密度和黏度随温度和压力变化的影响,并提出了一种新模型.新模型采用 Peng-Robinson 状态方程和 Brokaw 模型对 sc-CO₂ 的密度

和黏度进行实时修正,同时添加动态孔隙度和渗透率模型,并对提出的改进模型进行验证,详细阐述 CO₂ 咸水层封存过程中两相饱和度、压力、温度、孔隙度和渗透率的变化规律以及储层形变位移.研究结果可为提升 CO₂ 封存效果提供理论支持.

1 物理模型和数学模型

1.1 物理模型

物理模型及网格划分如图 2 所示.地下储层通常是由复杂的地质结构构成,包括不同的岩层和断层,这些结构在不同的尺度上影响 CO₂ 的迁移、扩散、封存.本文重点关注储层的宏观行为,因此,选择了较大尺度的封存区域,并考虑了封存区域内孔隙度和渗透率的动态变化,将封存区域简化为大尺度长方体.通过这种简化,可减少计算量,也可有效探究深部咸水层 CO₂ 封存热-流-力耦合效应问题.模型定义的地层深度在地下 3 000 m 处,涉及的储层体积为 2 000 m×1 000 m×400 m,其中,储层长和宽分别为 2 000 和 1 000 m,储层厚度为 400 m.上表面和下表面为不透水岩层,注入井位于模型的几何中心处,半径为 0.08 m,注入速率为 2.5 kg/s,时间尺度为 15 a.为了确保模型的收敛性,需要对注入井周围的域单独进行网格划分.因此,在注入井周围划分出一个 50 m×50 m×400 m 的域,对其进行极细化处理,对四周边界进行扫掠处理,固定单元数为 8,对剩余的域进行自由四面体网格划分,最终划分出 43 492 个域单元实体网格.

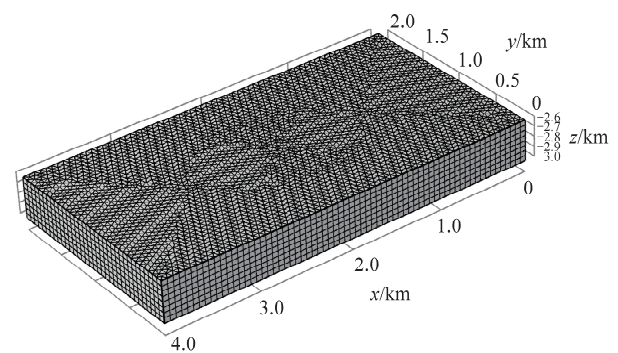


图2 物理模型及网格划分

Fig. 2 Physical model and grid division

基于以下假设对 CO₂ 注入咸水层过程进行数值模拟,同时对本文模型进行完善:

1) 将盐水视为可压缩流体,盐水密度随温度和压力变化,盐水密度 ρ 变化解析式^[27]为

$$\rho = \rho_0 - \rho_0 \cdot \alpha_1 \cdot (T - T_0) + \rho_0 \cdot \gamma (P - P_0), \quad (1)$$

式中: ρ_0 为盐水初始密度, kg/m³; α_1 为盐水热膨

胀系数, K^{-1} ; γ 为盐水压缩系数, Pa^{-1} ; T_0 为储层初始温度, K ; P_0 为储层初始压力, Pa .

2) 本文不考虑溶解封存和矿化封存机制. 深部咸水层封存 CO_2 热-流-固耦合过程中涉及到的科学问题之间的关系如图 3 所示. CO_2 注入储层导致储层两相饱和度和储层压力发生变化, 由于注入 CO_2 温度低于储层温度, 在热效应的作用下储层温度发生改变. 储层温度和压力改变引起储

层应力变化, 位移场 Z 分量随之改变, 储层发生垂向位移. 力学响应产生的岩石骨架体积应变是孔隙度和渗透率变化的决定性因素. 温度和压力的变化同样会驱使 sc-CO_2 的黏度和密度发生改变, 在整个封存周期中两相饱和度、 sc-CO_2 的黏度和密度、孔隙度和渗透率变化等因素共同作用于 CO_2 运移, 反之, CO_2 羽流运移又会促进 CO_2 在深部咸水层的封存.

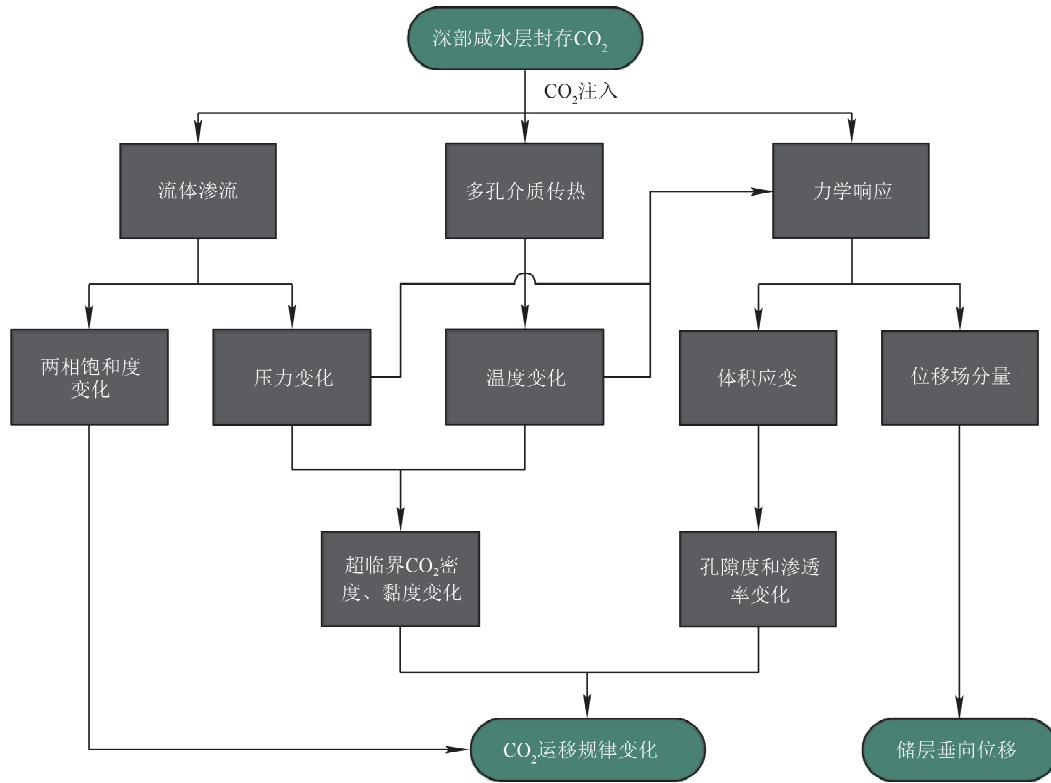


图 3 深部咸水层封存 CO_2 耦合关系
Fig. 3 Coupling relationship of CO_2 sequestration in deep saline aquifers

1.2 数学模型

1.2.1 多孔介质多相流和达西定律数学模型

基于上述科学问题之间的关系, sc-CO_2 相和盐水相的质量守恒方程可以表示为

$$\frac{\partial(\varphi S_\alpha \rho_\alpha)}{\partial t} + \nabla(\rho_\alpha u_\alpha) = Q_\alpha, \quad (2)$$

式中: φ 为孔隙度; S_α 为 α 相的饱和度; ρ_α 为 α 相的密度, kg/m^3 ; t 为时间, s ; Q_α 为相变项, 本文忽略 CO_2 和盐水的相变, 因此 $Q_\alpha = 0$; $\nabla(\rho_\alpha u_\alpha)$ 项描述的是流体在空间中流动的质量变化; u_α 为 α 相的达西速度.

流体流动方程由达西定律表示为

$$u_\alpha = -\frac{k k_{r\alpha}}{\mu_\alpha} \nabla [P_\alpha - \rho_\alpha g], \quad (3)$$

式中: k 为本征渗透率, m^2 ; $k_{r\alpha}$ 为 α 相的相对渗透

率; μ_α 为 α 相的黏度, $\text{Pa} \cdot \text{s}$; P_α 为压力梯度, Pa ; g 为重力加速度, m/s^2 .

将式(3)带入式(2)中可以得到

$$\frac{\partial(\varphi S_\alpha \rho_\alpha)}{\partial t} - \nabla \left[\rho_\alpha \frac{k k_{r\alpha}}{\mu_\alpha} \nabla (P_\alpha - \rho_\alpha g) \right] = 0. \quad (4)$$

储层的总饱和度方程可以写为

$$S_w + S_n = 1, \quad (5)$$

式中: S_w 为盐水饱和度; S_n 为 sc-CO_2 饱和度; 二者饱和度之和为 1.

毛细压力 P_c 可以定义为两相压力之差, 表达式为

$$P_c = P_n - P_w, \quad (6)$$

式中: P_n 为 sc-CO_2 相的压力, Pa ; P_w 为盐水相的压力, Pa .

将毛细压力公式代入两相流方程中^[28]可得

$$\varphi \rho_n \frac{\partial S_n}{\partial t} - \nabla \left[\frac{k_m}{\mu_n} \rho_n k \nabla P_w + \frac{k_m}{\mu_n} \rho_n k (\nabla P_c - \rho_n g) \right] = 0, \quad (7)$$

式中: k_m 为 CO₂ 相对渗透率; μ_n 为 sc-CO₂ 相的黏度, Pa·s; ρ_n 为 sc-CO₂ 相的密度, kg/m³.

毛细压力与饱和度关系采用 Brooks-Corey 模型^[29], 即

$$P_c S_w = P_{ec} S_{eff}^{-\frac{1}{\lambda}}, \quad (8)$$

$$S_{eff} = \frac{S_w - S_{w_res}}{1 - S_{w_res} - S_{v_res}}, \quad (9)$$

式中: P_{ec} 为毛细入口压力, Pa; S_{eff} 为有效饱和度; λ 为孔径分布指数; S_{w_res} 为盐水相残余饱和度; S_{v_res} 为 CO₂ 残余饱和度.

相对渗透率可表示为

$$k_{rw} = S_{eff}^{(2+3\lambda)/\lambda}, \quad (10)$$

$$k_m = (1 - S_{eff})^2 [1 - S_{eff}^{(2+\lambda)/\lambda}], \quad (11)$$

式中 k_{rw} 为盐水相对渗透率.

毛细压力梯度可推导为

$$\nabla P_c = \left(\frac{\partial P_c}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial S_n}{\partial S_n} \right) = \left(\frac{\partial P_c}{\partial S_n} \right) \nabla S_n, \quad (12)$$

其中 $\left(\frac{\partial P_c}{\partial S_n} \right)$ 展开后为

$$\left(\frac{\partial P_c}{\partial S_n} \right) = \left(\frac{1}{\lambda} \right) P_{ec} (1 - S_n)^{\left(\frac{-1}{\lambda} - 1 \right)}. \quad (13)$$

带入式(7)可得两相的平衡方程, 其中盐水相平衡方程为

$$-\frac{\partial(\varphi S_n \rho_w)}{\partial t} - \nabla \left[\rho_w \frac{k k_{rw}}{\mu_w} \nabla (P_w - \rho_w g) \right] = 0. \quad (14)$$

CO₂ 平衡方程为

$$\varphi \rho_n \frac{\partial S_n}{\partial t} - \nabla \left\{ \frac{k_m}{\mu_n} \rho_n k \nabla P_w + \frac{k_m}{\mu_n} \rho_n k \cdot \left[\left(\frac{\partial P_c}{\partial S_n} \right) \nabla S_n - \rho_n g \right] \right\} = 0. \quad (15)$$

平衡方程中主变量为饱和度和盐水相压力, 与模型中的多孔介质相传递和达西定律中的因变量一一对应.

1.2.2 固体力学模块数学模型

孔隙度数学表达式^[30-31]为

$$\varphi = 1 - (1 - \varphi_0) \exp(-\epsilon_v), \quad (16)$$

式中: φ_0 为初始孔隙度; ϵ_v 为体积应变; 可表示为

$$\epsilon_v = \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz}, \quad (17)$$

式中: u, v, w 分别为 x, y, z 方向上的位移分量. 渗透率模型采用立方定律表示为

$$\frac{k}{k_0} = \left(\frac{\varphi}{\varphi_0} \right)^3, \quad (18)$$

式中 k_0 为初始渗透率, m².

固体力学模块的因变量为 x, y, z 这 3 个方向的位移场分量 u, v, w , 线弹性材料的参数选取砂岩的物理参数. 应变分量用介质位移场分量^[30]表示为

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad (19)$$

$$\epsilon_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} = \tau_{xy}, \quad (20)$$

式中: τ_{xy} 为剪切分量, 根据上式可以推出 $\epsilon_{yz}, \epsilon_{xz}$ 等应变分量.

根据广义胡克定律可得有效应力张量方程为

$$\sigma_{ij} = \lambda_1 \delta_{ij} \epsilon_v + 2G \epsilon_{ij}, \quad (21)$$

式中: λ_1 为拉梅常数; G 为剪切模量, Pa; δ_{ij} 为 Kronecker 符号; 当 $i=j$ 时 $\delta_{ij}=1$, 当 $i \neq j$ 时 $\delta_{ij}=0$; 应变分量 ϵ_{ij} 可表示为

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} (u_{i,j} + u_{j,i}). \quad (22)$$

因此应力与温度和压力之间的关系可表示为

$$\sigma_{ij} = 2G \epsilon_{ij} + \lambda_1 \epsilon_v - \beta \Delta T - \alpha_p \cdot (\Delta P_1 + \Delta P_2), \quad (i=j), \quad (23)$$

$$\sigma_{ij} = G \epsilon_{ij}, \quad (i \neq j), \quad (24)$$

式中: β 为体积弹性模量, Pa; α_p 为 Bito 系数; $\Delta P_1, \Delta P_2$ 分别为盐水相与储层的压力差及 sc-CO₂ 相与储层的压力差.

其中剪切模量可以表示为

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu_1)}, \quad (25)$$

式中: E 为杨氏模量, Pa; ν_1 为泊松比.

拉梅常数 λ_1 可表示为

$$\lambda_1 = \frac{2\nu_1 G}{(1 - 2\nu_1)}. \quad (26)$$

应力张量 σ_{ij} 可表示为

$$\sigma_{ij} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}. \quad (27)$$

体积应变 ϵ_v 可表示为

$$\epsilon_v = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}. \quad (28)$$

体积弹性模量 $\beta^{[32]}$ 可表示为

$$\beta = \left(\lambda_1 + \frac{2}{3}G \right) \alpha_T, \quad (29)$$

式中 α_T 为介质热膨胀系数, K^{-1} .

介质应力场的平衡方程可表示为

$$\begin{cases} \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} + F_x = 0, \\ \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} + F_y = 0, \\ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + F_z = 0, \end{cases} \quad (30)$$

式中: σ_{ij} 为正应力; τ_{ij} 为剪应力; F_x, F_y, F_z 分别为沿 x, y, z 方向的体积力.

将位移场分量代入应变与温度的关系式中可得

$$\begin{cases} G \left(2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} \right) + \lambda_1 \frac{\partial \epsilon_v}{\partial x} - \frac{\partial [\alpha_p \cdot (\Delta P_1 + \Delta P_2)]}{\partial x} - \left[\left(\lambda_1 + \frac{2}{3}G \right) \alpha_T \right] \frac{\partial (\Delta T)}{\partial x} = 0, \\ G \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + 2 \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y \partial z} \right) + \lambda_1 \frac{\partial \epsilon_v}{\partial y} - \frac{\partial [\alpha_p \cdot (\Delta P_1 + \Delta P_2)]}{\partial y} - \left[\left(\lambda_1 + \frac{2}{3}G \right) \alpha_T \right] \frac{\partial (\Delta T)}{\partial y} = 0, \\ G \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 v}{\partial y \partial z} + \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + 2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) + \lambda_1 \frac{\partial \epsilon_v}{\partial z} - \frac{\partial [\alpha_p \cdot (\Delta P_1 + \Delta P_2)]}{\partial z} - \left[\left(\lambda_1 + \frac{2}{3}G \right) \alpha_T \right] \frac{\partial (\Delta T)}{\partial z} = 0. \end{cases} \quad (32)$$

1.2.3 温度场模块数学模型

温度场部分的能量守恒方程为

$$\frac{\partial [(1-\varphi)\rho_s h_s + \varphi \rho_w S_w h_w + \varphi \rho_n S_n h_n]}{\partial t} + \frac{\partial (\varphi S_w P_w)}{\partial t} - \frac{\partial (\varphi S_n P_n)}{\partial t} +$$

$$\nabla(-\omega \nabla T + \rho_w h_w u_w + \rho_n h_n u_n) = 0, \quad (33)$$

式中: ρ_s 为岩石相的密度, kg/m^3 ; h_s, h_w, h_n 分别为岩石相、盐水相、sc- CO_2 相的焓, J/kg ; ω 为热导率, $W/(m \cdot K)$.

达西速度 u_α 的表达式为

$$u_\alpha = -\frac{kk_r}{\mu_\alpha} \nabla [P_\alpha - \rho g], (\alpha = w, n), \quad (34)$$

式中: $(\alpha = w, n)$ 表示 α 相为盐水相或 sc- CO_2 相.

焓是温度的线性函数, 其表达式^[33]为

$$h_\alpha = C_\alpha T, (\alpha = s, w, n), \quad (35)$$

式中: C_α 为 α 相的比热容, $J/(kg \cdot K)$; $(\alpha = s, w, n)$ 表示 α 相为岩石相或盐水相或 sc- CO_2 相.

1.2.4 边界条件

在多孔介质多相流和达西定律中将上表面和

$$\begin{cases} \sigma_{xx} = 2G\epsilon_{xx} + \lambda_1\epsilon_v - \beta\Delta T - \alpha_p \cdot (\Delta P_1 + \Delta P_2), \\ \sigma_{yy} = 2G\epsilon_{yy} + \lambda_1\epsilon_v - \beta\Delta T - \alpha_p \cdot (\Delta P_1 + \Delta P_2), \\ \sigma_{zz} = 2G\epsilon_{zz} + \lambda_1\epsilon_v - \beta\Delta T - \alpha_p \cdot (\Delta P_1 + \Delta P_2), \\ \tau_{xy} = G\epsilon_{xy}, \tau_{xz} = G\epsilon_{xz}, \\ \tau_{yx} = G\epsilon_{yx}, \tau_{yz} = G\epsilon_{yz}, \\ \tau_{zx} = G\epsilon_{zx}, \tau_{zy} = G\epsilon_{zy}. \end{cases} \quad (31)$$

将式(31)带入式(30)中可得 x, y, z 方向上应力场平衡方程展开式(32).

方程因变量除了位移场分量 u, v, w 外, 还有温度 T 属于未知变量, 添加温度场模块求解储层介质温度, 介质温度反馈给固体力学模块可求得体积应变.

下表面设置为无流动边界, 模型四周边界 CO_2 体积分数为 0, 并将四周边界水头 h_0 设置为 0 m. 水头压力方程为

$$P = \rho g (h_0 - Z), \quad (36)$$

式中: ρ 为盐水密度, kg/m^3 ; Z 为储层深度, m.

在固体力学模块中对储层施加了固定约束(储层底部的位移场 $U=0$)以及辊支承(储层四周边界法向位移场 $U \cdot n=0$), 对储层顶部施加边界载荷, 载荷类型为压力, 其值为 27 MPa. 将注入井视为线热源, 其热源方程表达式为

$$Q = C_c \cdot \frac{M_0}{l} (T_{in} - T), \quad (37)$$

式中: C_c 为 CO_2 比热容, kg/m^3 ; M_0 为总的质量流率, kg/s ; 可表示为 $M_0 = r_{in} \cdot \text{rect}1$, 其中 r_{in} 为注入井注入速率; $\text{rect}1$ 为定义的矩形波函数, 用于控制 CO_2 的注入与停止, $0 \sim 7.5$ a 函数值为 1, $7.5 \sim 15$ a 函数值为 0. 整个封存周期的前 7.5 a 以恒定的速率注入 CO_2 , 7.5 a 时关闭注入井, 后 7.5 a CO_2 在毛细压力和重力的作用下自由扩散; l 为注入井长度; T_{in} 为 CO_2 注入温度; T 为储层当前温度. 用于模拟的具体的参数见表 1.

表 1 用于模拟深部咸水层 CO₂ 封存的参数
Table 1 Parameters for simulating carbon dioxide sequestration in deep saline aquifers

储层参数	参数值	单位
注入速率 r_{in}	2.5	kg/s
盐水初始密度 ρ_0	1 040	kg/m ³
盐水热膨胀系数 α_1	6×10^{-4}	K ⁻¹
盐水压缩系数 γ	4×10^{-10}	Pa ⁻¹
盐水初始压力 P_0	0.01	mPa
残余盐水饱和度 $S_{w,res}$	0.2	
残余 CO ₂ 饱和度 $S_{v,res}$	0	
入口毛细压力 P_{ec}	0.1	mPa
孔径分布指数 λ	2	
初始孔隙度 ϕ_0	0.1	
初始渗透率 k_0	2×10^{-15}	m ²
杨氏模量 E	2.5	GPa
泊松比 ν_1	0.3	
岩石密度 ρ_s	2 500	kg/m ³
介质热膨胀系数 α_T	1×10^{-5}	K ⁻¹
Bito 系数 α_p	1	
储层厚度	400	m
储层长度	400	m
储层宽度	2 000	m
岩石热导率 k_s	3	W/(m · K)
岩石热容 C_s	850	J/(kg · K)
盐水热容 C_w	3 820	J/(kg · K)
井半径	0.08	m
CO ₂ 注入温度 T_{in}	350	K
储层上表面温度	360	K
地热温度梯度	0.03	K/m

注：储层温度计算公式为 $(-2600 - Z) \times 0.03 + 360$, Z 为储层深度。

2 模型验证

为了验证提出模型的正确性,对文献[34]和[35]的研究作进一步探究,并与本研究做对比分析.文献[34]所建立的模型用于研究低渗咸水层中 sc-CO₂ 的运移规律,将动态孔隙度和渗透率定义为随岩石压缩系数和储层压力变化的非线性函数,和文献[34]建立的模型相比,未添加动态孔隙度和渗透率的模型所得 CO₂ 羽流纵向和横向饱和峰迁移增大.文献[35]建立了概念化非混相两相流数值模型,考虑相对渗透率滞后效应,并对近井压力进行了分析.本文通过对比文献[34]所得出的 CO₂ 饱和度锋面数据以及文献[35]所得压力数

据进行模型验证.文献[34]建立模型为二维模型,物理模型示意如图 4 所示.储层深度为 2 000 m,注入速率为 4.475×10^{-5} m/s,储层初始压力为 18 MPa,储层左边界考虑压力通量边界,右边界添加狄利克雷边界条件.添加动态孔隙度和渗透率所得饱和度锋面演化如图 5 所示,以注入井为中心,CO₂ 饱和度向四周呈衰减的趋势,中心处 CO₂ 饱和度达到了 0.73,在距离注入井 200 m 处,CO₂ 饱和度迅速下降至 0.本文模型所得饱和度剖面数据与文献[34]所得饱和度锋面数据变化趋势基本相同,一致性较好.二者存在细微差异是由于储层的温度和压力不同所导致的.

图 6 采用文献[35]建立模型中的边界条件,地层深度为 800 m;注入速率为 $1 \mu\text{m/s}$;储层温度为 323.15 K;储层初始压力为 9 MPa;持续注入 24 h 后观察压力变化,CO₂ 注入储层后,注入井处压力迅速增大,随着 CO₂ 运移扩散,注入井周围区域压力随之增大,在距离注入井 200 m 处压力开始接近储层初始压力,远离注入井的储层压力依旧呈梯度分布.本文模型与文献[34-35]的模型所得饱和度锋面数据和压力数据具有较好的一致性,验证了本文模型的可靠性.

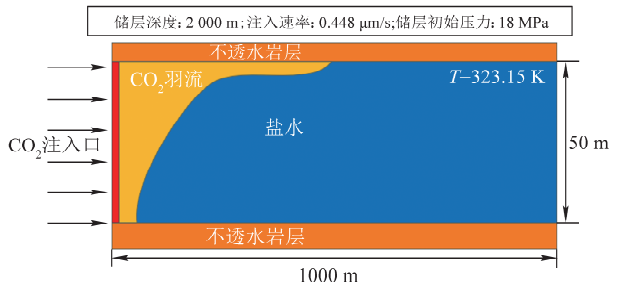


图 4 Tummuri Naga Venkata Pavan 物理模型示意
Fig. 4 Tummuri Naga Venkata Pavan physical model diagram

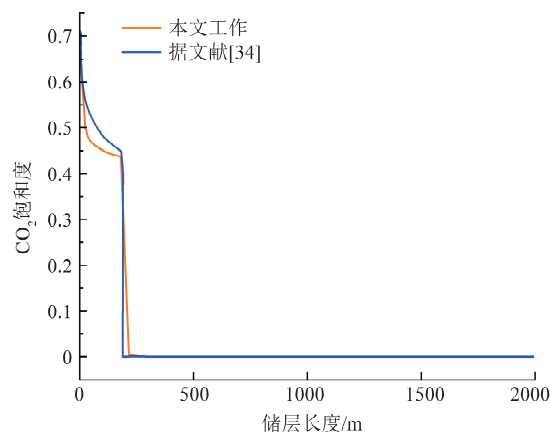
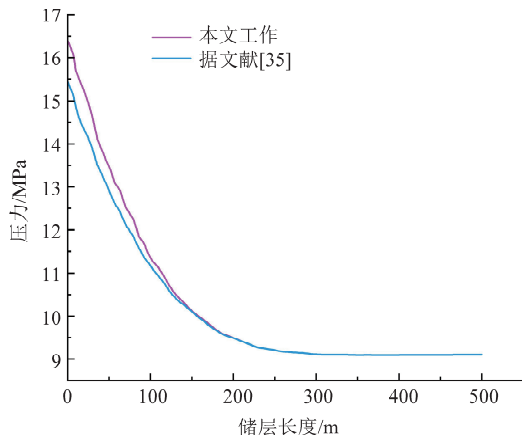


图 5 CO₂ 饱和度锋面验证
Fig. 5 CO₂ Saturation front verification

图 6 CO₂ 压力模型验证Fig. 6 CO₂ Pressure model validation

3 CO₂ 黏度和密度校正

基于 Peng-Robinson 状态方程^[36]和 Brokaw 模型^[37](含高压修正),对 sc-CO₂ 密度和黏度修正.对于纯物质,经典的 Peng-Robinson 状态方程可以写成

$$P = \frac{RT}{V-b} - \frac{a \cdot \theta}{V^2 + 2bV - b^2}, \quad (38)$$

式中: P 为压力, Pa; R 为摩尔质量, 通常取 44 g/mol; V 为摩尔体积, L/mol; b 为和硬球模型大小相关的函数; a 为关于温度的函数; θ 为关于离心因子和温度差的无量纲函数.

对于纯物质 i , 其关于温度的函数 a 可表示为

$$a = \Omega_A \frac{R^2 T^2}{P}, \quad (39)$$

$$\Omega_A = \frac{1}{3} + \frac{1}{3} \Omega_B (4 + 10\Omega_B), \quad (40)$$

式中: Ω_A 为硬球模型大小相关的函数 b 的系数; Ω_B 为温度函数 a 的系数.

硬球模型大小相关的函数可表示为

$$b = \Omega_B \frac{RT}{P}, \quad (41)$$

$$\Omega_B = \left(\psi - \frac{63}{1024\psi} - 0.03125 \right), \quad (42)$$

$$\psi = \left(\frac{351}{32768} + \frac{27}{2048} \sqrt{2} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (43)$$

式中 ψ 为计算 Ω_B 系数的中间参数, 为常数.

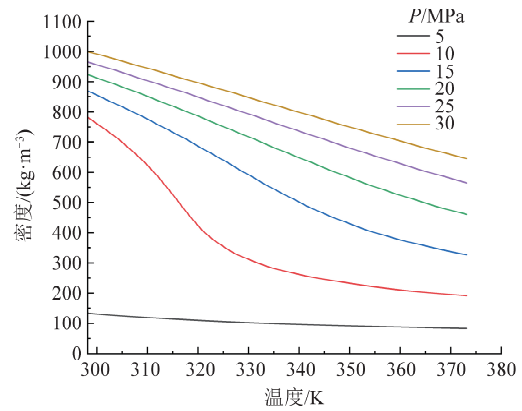
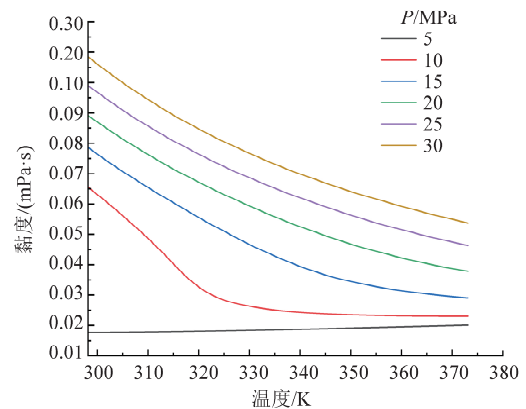
无量纲函数 θ 的表达式为

$$\theta = \left[1 + \left(\begin{array}{c} 0.37464 + 1.54226\eta_i \\ -0.26992\eta_i^2 \end{array} \right) (1 - \sqrt{T_r}) \right]^2, \quad (44)$$

式中: η_i 为物质 i 的离心因子, $\eta_i = 0.225$; T_r 为温

度差, K.

修正后的 CO₂ 密度和黏度如图 7、图 8 所示, 当温度不变时, CO₂ 的密度和黏度随着压力增大而增大, 在压力不变的条件下, 随着温度的增加, CO₂ 的密度和黏度呈现下降的趋势. 由于储层注入 CO₂ 后, 会对储层温度和压力产生扰动, 图 7 和图 8 较好地反映了 CO₂ 密度和黏度随着温度和压力的变化规律, 且在整个注入周期能对 CO₂ 的材料属性进行实时更新, 使得注入过程更加贴近实际工况.

图 7 CO₂ 密度变化Fig. 7 CO₂ density variation图 8 CO₂ 黏度变化Fig. 8 CO₂ viscosity change

4 结果与讨论

4.1 CO₂ 饱和度演化

CO₂ 在注入咸水层的过程中, 由于储层位于地下 3 000 m 处, 温度和压力均高于 CO₂ 临界点, 此时的 CO₂ 将始终处于超临界状态. 在浮力和密度差的作用下, CO₂ 羽流在储层中以垂向运移为主, 汇聚于盖层底部, 随着 CO₂ 的持续注入, 盖层底部的 CO₂ 羽流厚度达到阈值时, CO₂ 开始横向运移. 如图 9 中模型 A 所示, 注入第 1 a 时, 在注入

井附近区域 CO₂ 羽流向注入井两侧运移最远距离为 101 m；注入第 5 a 时，CO₂ 羽流已经抵至盖层下方，CO₂ 羽流开始大规模横向运移；第 10 和第 15 a 时，由于注入井在第 7.5 a 时关闭，此时的 CO₂ 以横向扩散为主，封存周期结束后 CO₂ 向两侧最远运移距离约为 430 m。封存周期越长，CO₂ 运移距离越远，以注入井及其正上方区域为中心，CO₂ 饱和度向四周呈递减的趋势，从 CO₂ 饱和度俯视图(图 10)可以很明显地看到盖层下方 CO₂

羽流的横向运移过程。图 9 中模型 B 为不考虑动态孔隙度和渗透率模型时储层中 CO₂ 饱和度变化过程。与考虑动态孔隙度和渗透率模型相比，其横向饱和峰和纵向饱和峰更大，原因为：考虑动态孔隙度和渗透率的模型，在由压力引起的压实效应及温度产生的热效应共同作用下孔隙度和渗透率变小，降低了 CO₂ 的运移能力，使得储层封存能力有所提升。

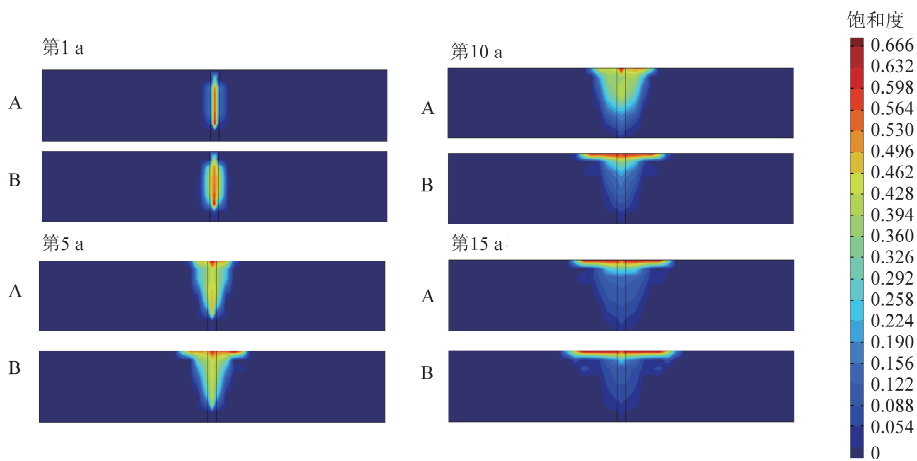


图 9 储层切面 CO₂ 饱和度分布包含孔隙度和渗透率模型(A)和不包含孔隙度和渗透率模型(B)
Fig. 9 CO₂ saturation distribution in reservoir section (A) with porosity and permeability model (A) and without porosity and permeability mode (B)

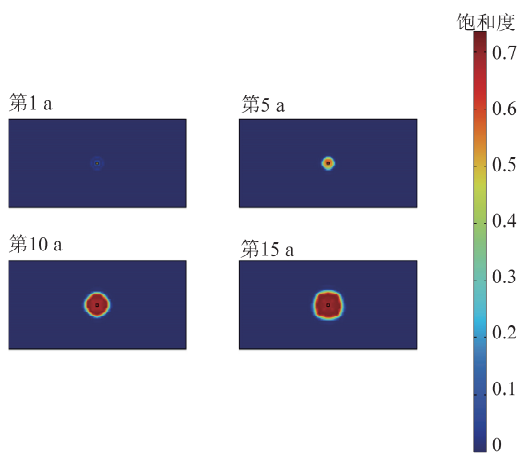


图 10 CO₂ 饱和度俯视图
Fig. 10 CO₂ saturation top view

4.2 储层压力演化

储层压力不仅会引起储层形变，作用于孔隙度和渗透率，同时还会对 CO₂ 运移造成显著的影响。通过对比 CO₂ 饱和度分布与储层压力切面分布可以发现储层压力在第 5~10 a 间积累最大，在压力差的驱动下第 5~10 a 间 CO₂ 羽流运移的最大距离比第 1~5 a 增加了 75 m。从图 11 可以看出，CO₂ 开始注入储层时，注入井周围压力迅速上升。随着 CO₂ 的注入，CO₂ 运移至盖层下方，此时

盖层下方压力持续积累，在压力差的驱使下 CO₂ 横向运移。当压力积累至峰值时，盖层下方的 CO₂ 运移速度远高于注入井附近区域，因此盖层下方的 CO₂ 羽流分布更加广泛，运移速度更快。第 10 a 时，注入井附近及正上方区域压力扩散，CO₂ 羽流的运移开始放缓。第 15 a 时，储层压力再次呈梯度分布，此时整个储层的压力相较于初始压力增大了 6 MPa 左右，从图 12 可以看出储层上表面压力分布与 CO₂ 饱和度分布基本一致，且以注入井正上方区域为中心，压力向四周递减。

如图 13 所示，与添加动态孔隙度和渗透率的模型进行对比，未添加动态孔隙度和渗透率的模型所计算出的储层压力累积整体偏小且呈线性变化，而实际工况中由于 CO₂ 注入过程中存在热传递，导致储层压力累积不可能是均匀变化的，且由于冷却效应导致岩石应力状态发生改变，孔隙度和渗透率降低导致流体渗流能力降低，累积压力应该更大。2 种模型的初始孔隙度均为 0.1，初始渗透率均为 $2 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ ，均质模型孔隙度和渗透率不发生变化，本文模型所计算出来的孔隙度和渗透率相较于初始值是更小的，更加符合实际工况。

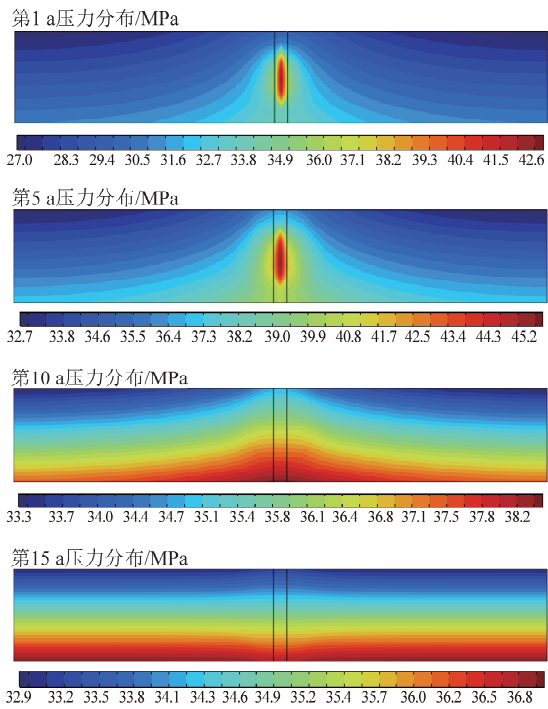


图 11 储层切面压力分布

Fig. 11 Distribution of reservoir section pressure

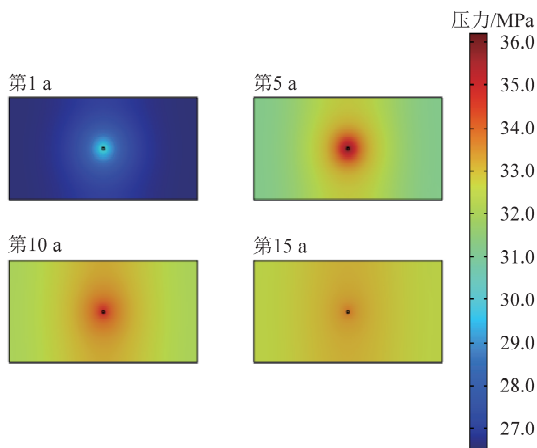


图 12 储层表面压力分布

Fig. 12 Surface pressure distribution of reservoir

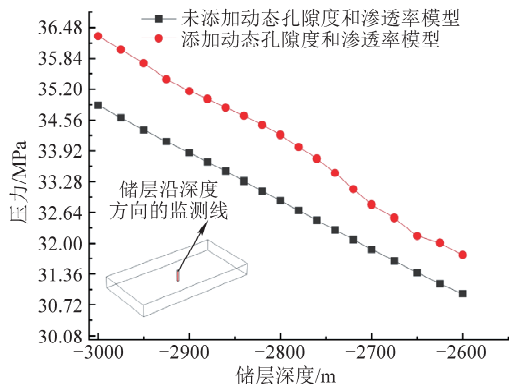


图 13 沿储层深度方向监测线压力分布对比

Fig. 13 Comparison of pressure distribution along the monitoring line in the reservoir depth direction

4.3 储层温度变化

储层温度变化如图 14 所示. 当温度较低的 CO₂ 注入储层后, 注入井附近区域温度明显降低, 在距离注入井较远距离的储层呈现出温度梯度分布. 随着 CO₂ 的注入, 储层温度受影响的范围逐渐增大, 但从储层 CO₂ 饱和度切面图可以发现储层中温度的传递速度远小于 CO₂ 羽流运移速度. 因此, CO₂ 羽流的分布与运移并非储层温度变化的决定性因素, 注入 CO₂ 与储层的温差对储层温度变化带来的影响更加直观. 储层 2 650 m 深处温度沿线分布如图 15 所示, 注入井附近的储层局部温度发生了明显突变. 导致温度突变的主要原因有 2 个方面: 1) 注入的 CO₂ 与储层温度之间的温差引发的热传导; 2) CO₂ 羽流与储层盐水之间的热对流. 在 CO₂ 注入的第 1 a, 注入井处的最低温度为 356.7 K. 到第 5 a, 由于长期注入低温 CO₂ 的累积效应, 导致较大范围的温度下降, 最低温度降至 354 K. 在第 10 和第 15 a 时, CO₂ 羽流与储层盐水之间的热对流加速了储层的热量传递, 缓解了注入井附近的局部冷却效应, 最低温度有所回升. 储层温度变化对多孔介质的有效应力会产生影响, 通常在 CO₂ 注入过程中会在注入井周围形成冷却效应, 从而增大周围岩层的有效应力. 在应力场平衡方程中, 储层温度变化越大产生的扰动就越大, 岩石的应变越明显.

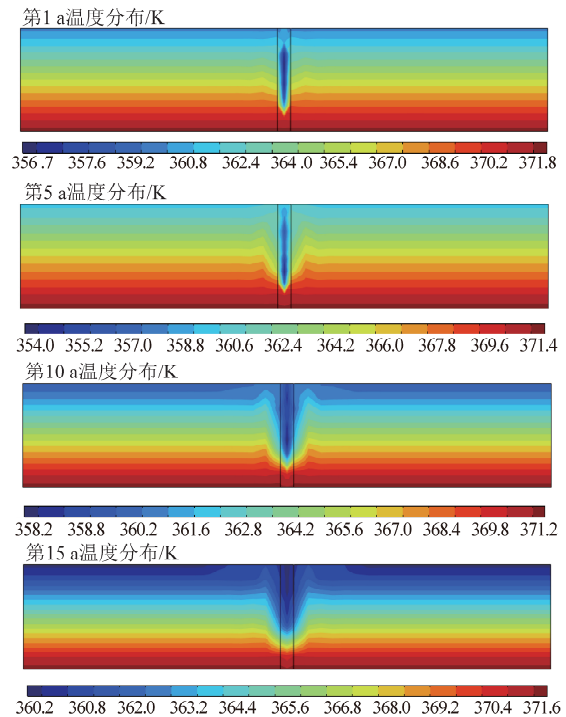


图 14 储层切面温度

Fig. 14 Reservoir section temperature

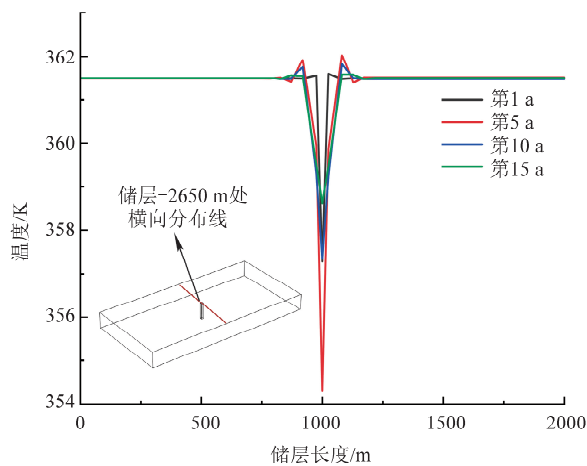


图 15 储层 2650 m 深处温度沿线分布
Fig. 15 The temperature distribution along the line at a reservoir depth of 2650 m

4.4 孔隙度和渗透率变化

孔隙度和渗透率的变化如图 16 所示. CO₂ 注入储层中会产生压实效应,此时储层压力增加,岩石骨架间的有效应力减小,导致岩石压缩,孔隙度和渗透率随之下降.同时,低温 CO₂ 与岩石骨架接触后在温度差的作用下产生热应力,由于岩石的热膨胀系数较低,温度降低会导致骨架部分收缩,从而在一定程度上压缩孔隙空间,使得孔隙度进一步减小.

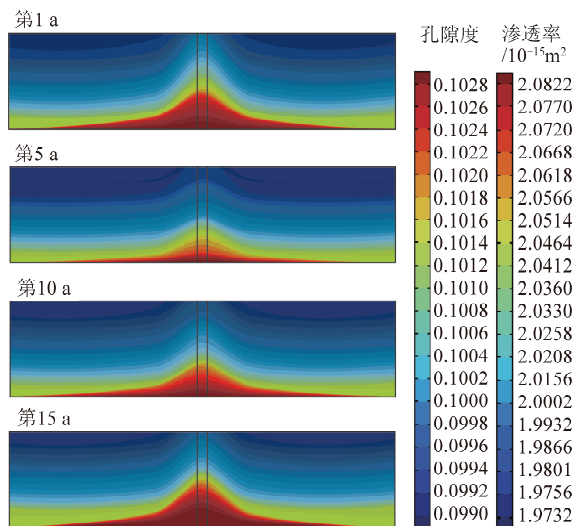


图 16 储层切面孔隙度和渗透率
Fig. 16 Porosity and permeability of reservoir cross-section

观察图 16 可以发现 CO₂ 注入的第 1 和第 5 a, 注入井附近及盖层下方由于压力累积最大导致此处孔隙度和渗透率减小最为明显,储层孔隙度和渗透率与上文所得储层压力分布相一致.第 10 和第 15 a 时,由于此阶段无外界压力扰动,CO₂ 注入井附近区域压力下降,储层压力向四周扩散,使原先因高压而发生的岩石压缩部分得到释放,从而导致孔隙度增

大.孔隙度和渗透率是影响 CO₂ 运移能力的关键因素,在前 7.5 a,由于 CO₂ 的注入,使得储层孔隙度和渗透率减小,降低了 CO₂ 的渗流能力,注入井及其上方区域 CO₂ 饱和度增大速率较小,减缓了 CO₂ 羽流的运移.停止注入 CO₂ 后,孔隙度和渗透率的增大加快了 CO₂ 羽流的运移速度.如图 17 所示为注入井正上方一点的孔隙度和渗透率变化,孔隙度和渗透率在整个注入期间呈下降的趋势,在第 7.5 a 达到最小,关闭注入井后随着储层压力的扩散,孔隙度和渗透率开始增大.

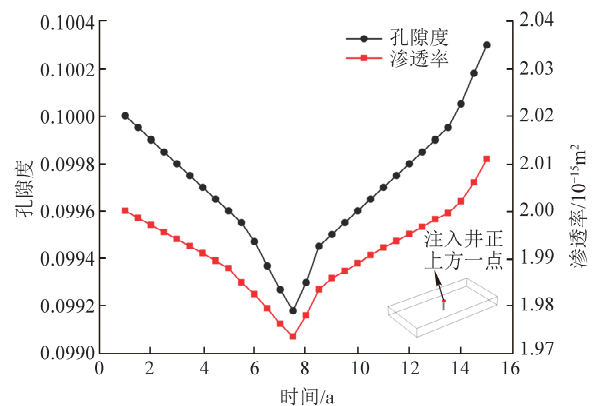


图 17 储层监测点孔隙度和渗透率变化
Fig. 17 Changes in porosity and permeability at reservoir monitoring points

4.5 储层位移形变

CO₂ 注入储层引起储层位移形变主要有两部分原因:1)注入的 CO₂ 温度低于储层温度,随着 CO₂ 运移,在一定区域内形成了冷却效应,增大了储层岩石的有效应力,导致储层岩石骨架收缩;2)盖层底部 CO₂ 聚集导致储层压力增加,对盖层产生托浮作用.2 种相反的作用力共同影响储层垂向位移,按照地质力学符号准则,隆起为负值,沉降为正值.如图 18 所示,黑色箭头为储层隆起方向,CO₂ 注入的第 1 a,盖层及盖层下方的形变区域较小,此时储层最大隆起位移为 0.254 m.在第 5 a 时随着 CO₂ 羽流持续运移并汇聚于盖层下方,此时盖层下方压力不断积累,相较于第 1 a,盖层及盖层下方的隆起区域显著增大,且储层骨架最大隆起位移为 0.283 m.在 CO₂ 注入期间,温度对储层所产生的冷缩效应远小于压力引起的储层隆起形变.因此,在前 7.5 a 储层的隆起位移持续增大.第 10 a 时,由于此时无 CO₂ 注入,储层压力扩散,孔隙度和渗透率增大,CO₂ 横向扩散加快,导致最大隆起位移相较于第 5 a 有所减小,但骨架隆起区域增大.第 15 a 时,骨架隆起区域持续减小并趋于稳定,此时储层骨架隆起最大处为注入井正上方区域.

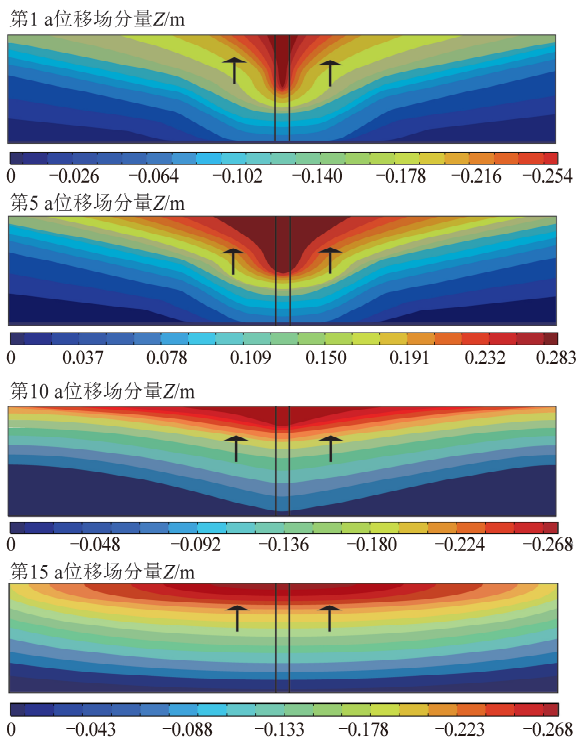


图 18 储层垂向位移
Fig. 18 Vertical displacement of reservoir

图 19 为储层中监测点的垂向位移。从图 19 可以看出,注入井正上方区域的隆起位移在 CO₂ 注入的第 1 a 内增速最大,注入的第 2 a 增速放缓,直到 CO₂ 停止注入后,由于压力扩散导致隆起位移开始有所减小并一直持续至封存结束。距注入井 500 m 处的监测点在整个注入期间隆起位移逐渐增大,并在第 7.5 a 达到最大值,但其隆起位移始终小于注入井正上方区域。总体而言,在整个 CO₂ 封存过程中,储层始终保持隆起状态,前期储层压力累积导致储层隆起远大于温度所引起的储层沉降,注入井关闭后由于储层压力扩散致使储层隆起区域减小。

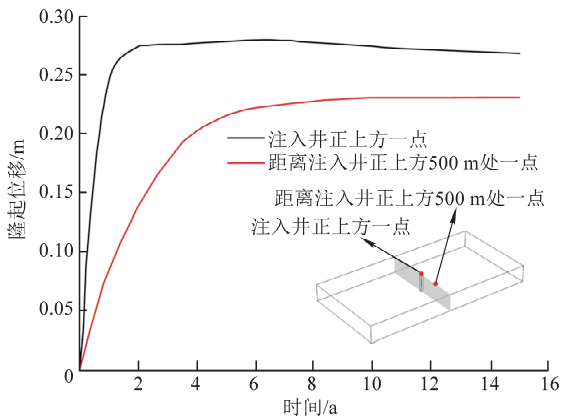


图 19 储层中监测点的垂向位移
Fig. 19 Vertical displacement of the monitoring point in the reservoir

5 结 论

1) CO₂ 注入过程中饱和度以注入井及注入井正上方区域为中心向四周逐渐递减. 与未添加动态孔隙度和渗透率的模型相比,在温度的影响下,CO₂ 运移减缓导致压力累积更大,储层的封存能力有所提升.

2) CO₂ 注入导致储层压力增大,CO₂ 在盖层底部及注入井附近区域聚集导致此处压力增大最为明显. 随着注入时间增加,CO₂ 横向运移,压力以峰值区域为中心持续向四周扩散.

3) 由于注入 CO₂, 储层压力增大产生的压实效应会导致储层孔隙空间被压缩,加之注入 CO₂ 的温度低于储层温度,产生冷却效应,导致孔隙空间进一步缩小,这一现象主要发生在注入井周围和正上方区域. 因此,该区域在压力和温度的共同作用下,储层孔隙度和渗透率减小,流体的渗流能力降低,CO₂ 的运移速度下降.

4) 封存期间储层最大隆起位移为 0.283 m,封存前期,储层的位移主要受压力影响,封存后期停止 CO₂ 注入后,由于储层压力扩散导致储层隆起位移减小,但隆起区域有所增大,由压力和温度共同主导. 总体而言,在整个 CO₂ 封存过程中,储层始终保持隆起状态.

参考文献:

[1] SUN H R, CHEN J, JI X, et al. Optimizing CO₂ hydrate storage: Dynamics and stability of hydrate caps in submarine sediments [J]. Applied Energy, 2024, 376:124309.

[2] 桑树勋, 华凯敏, 屠坤坤, 等. 生物质能高效利用与二氧化碳捕集利用封存耦合技术体系 (BECCS) 的发展方向与研究进展 [J]. 中国矿业大学学报, 2023, 52 (5): 845-867.

SANG Shuxun, HUA Kaimin, TU Kunkun, et al. Development direction and research progress of coupling technology system of biomass energy efficient utilization and carbon dioxide capture, utilization and storage (BECCS) [J]. Journal of China University of Mining & Technology, 2023, 52(5): 845-867.

[3] KUMAR S, FOROOZESH J, EDLMANN K, et al. A comprehensive review of value-added CO₂ sequestration in subsurface saline aquifers [J]. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 2020, 81:103437.

[4] CELIA M A, BACHU S, NORDBOTTEN J M, et al. Status of CO₂ storage in deep saline aquifers with emphasis on modeling approaches and practical simu-

- lations[J]. *Water Resources Research*, 2015, 51(9): 6846-6892.
- [5] 彭新晶,刘孟骐,夏祥斌,等. 储层砂岩-盐水-超临界 CO₂ 体系相互作用[J]. *中国矿业大学学报*, 2013, 42(2): 302-307.
PENG Xinjing, LIU Mengqi, XIA Xiangbin, et al. Interactions in the sandstone-saline water-supercritical CO₂ system in reservoirs [J]. *Journal of China University of Mining & Technology*, 2013, 42(2): 302-307.
- [6] ZHANG Y F, LI D X, XIN G M, et al. Molecular insights into CO₂-rich industrial waste gas enhanced shale gas recovery and sequestration in real shale gas reservoirs [J]. *Energy & Fuels*, 2023, 38(1): 285-313.
- [7] 许晓艺,李琦,刘桂臻,等. 基于多准则决策的 CO₂ 地质封存场地适宜性评价方法[J]. *第四纪研究*, 2023, 43(2): 551-559.
XU Xiaoyi, LI Qi, LIU Guizhen, et al. A multi-criteria decision-making-based method for evaluating the suitability of CO₂ geological sequestration sites[J]. *Quaternary Research*, 2023, 43(2): 551-559.
- [8] CHEN Z, FARHADIAN A, RIZI Z T, et al. Novel core-shell and recyclable gas hydrate promoter for efficient solidified natural gas storage[J]. *Energy Conversion and Management*, 2024, 301: 118059.
- [9] 薛园园,邵长奎,张伟,等. 沁水盆地沁源区块二氧化碳地质封存数值模拟[J]. *地质学刊*, 2022, 46(4): 381-388.
XUE Yuanyuan, SHAO Changkui, ZHANG Wei, et al. Numerical simulation of CO₂ geological sequestration in the Qinyuan Block of the Qinshui Basin[J]. *Journal of Geology*, 2022, 46(4): 381-388.
- [10] 韩思杰,桑树勋,段飘飘,等. 改进的深部煤层 CO₂ 地质封存潜力评价方法:以沁水盆地郑庄区块 3~# 煤层为例[J]. *中国矿业大学学报*, 2023, 52(4): 772-778.
HAN Sijie, SANG Shuxun, DUAN Piaopiao, et al. An improved method for assessing CO₂ geological sequestration potential in deep coal seams: A case study of the No. 3 coal seam in the Zhengzhuang Block of the Qinshui Basin[J]. *Journal of China University of Mining & Technology*, 2023, 52(4): 772-778.
- [11] DAI K, LI X, SONG X, et al. Monitoring of CO₂ geological storage based on the passive surface waves [J]. *International Journal of Mining Science and Technology*, 2014, 24(5): 707-711.
- [12] ZHANG L, CHEN L, HU R, et al. Subsurface multiphase reactive flow in geologic CO₂ storage: Key impact factors and characterization approaches[J]. *Advances in Geo-Energy Research*, 2022, 6(3): 179-180.
- [13] XU T, TIAN H, ZHU H, et al. China actively promotes CO₂ capture, utilization and storage research to achieve carbon peak and carbon neutrality [J]. *Advances in Geo-Energy Research*, 2022, 6(1): 1-3.
- [14] 马瑾,胥蕊娜,罗庶,等. 超临界压力 CO₂ 在深部咸水层中运移规律研究[J]. *工程热物理学报*, 2012, 33(11): 1971-1975.
MA Jin, XU Ruina, LUO Shu, et al. Study on the migration behavior of supercritical pressure CO₂ in deep saline aquifers [J]. *Journal of Engineering Thermophysics*, 2012, 33(11): 1971-1975.
- [15] 郑永香,刘建军,张伯虎. 枯竭油藏 CO₂ 地质封存对地表变形的影响 [J]. *河北地质大学学报*, 2019, 42(2): 1-6.
ZHENG Yongxiang, LIU Jianjun, ZHANG Bohu. The impact of CO₂ geological sequestration in depleted oil reservoirs on surface deformation [J]. *Journal of Hebei GEO University*, 2019, 42(2): 1-6.
- [16] 胡少斌,蔡余康,王恩元,等. 高温高压 CO₂ 反应流动相变致裂机理[J]. *中国矿业大学学报*, 2023, 52(6): 1203-1215.
HU Shaobin, CAI Yukang, WANG Enyuan, et al. Cracking mechanism of CO₂ reaction flow phase transition at high temperature and pressure [J]. *Journal of China University of Mining & Technology*, 2023, 52(6): 1203-1215.
- [17] ZAHID U, LIM Y, JUNG J, et al. CO₂ geological storage: A review on present and future prospects [J]. *Korean Journal of Chemical Engineering*, 2011, 28(3): 674-685.
- [18] 岳立新,孙可明,郝志勇. 超临界 CO₂ 提高煤层渗透性的增透规律研究 [J]. *中国矿业大学学报*, 2014, 43(2): 319-324.
YUE Lixin, SUN Keming, HAO Zhiyong. Study on the permeability enhancement pattern of coal seams by supercritical CO₂ [J]. *Journal of China University of Mining & Technology*, 2014, 43(2): 319-324.
- [19] 滕腾,王伟,师访,等. 温度-压力耦合下原煤中 CO₂ 渗流行为试验研究[J]. *中国矿业大学学报*, 2019, 48(4): 760-767.
TENG Teng, WANG Wei, SHI Fang, et al. Experimental study on CO₂ permeation behavior in raw coal under temperature-pressure coupling [J]. *Journal of China University of Mining & Technology*, 2019, 48(4): 760-767.

- [20] 舒娇娇. 深部咸水层封存二氧化碳迁移规律研究 [D]. 大连:大连海事大学,2020.
SHU Jiaojiao. Study on the migration behavior of CO₂ sequestration in deep saline aquifers [D]. Dalian:Dalian Maritime University,2020.
- [21] AMINU M D, NABAVI S A, ROCHELLE C A, et al. A review of developments in carbon dioxide storage[J]. *Applied Energy*, 2017, 208:1389-1419.
- [22] KUMAR A, OZAH R, NOH M, et al. Reservoir simulation of CO₂ storage in deep saline aquifers [J]. *SPE Journal*, 2005, 10(3):336-348.
- [23] SASAKI K, FUJII T, NIIBORI Y, et al. Numerical simulation of supercritical CO₂ injection into subsurface rock masses [J]. *Energy Conversion and Management*, 2008, 49(1):54-61.
- [24] KHUDAIDA K J, DAS D B. A numerical study of capillary pressure-saturation relationship for supercritical carbon dioxide (CO₂) injection in deep saline aquifer[J]. *Chemical Engineering Research and Design*, 2014, 92(12):3017-3030.
- [25] VILARRASA V, SILVA O, CARRERA J, et al. Liquid CO₂ injection for geological storage in deep saline aquifers [J]. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 2013, 14:84-96.
- [26] GOERKE U J, PARK, C H, WANG W, et al. Numerical simulation of multiphase hydromechanical processes induced by CO₂ injection into deep saline aquifers[J]. *Oil & Gas Science and Technology-Review d'IFP Energies Nouvelles*, 2011, 66(1):105-118.
- [27] CLASS H, EBIGBO A, HELMIG R, et al. A benchmark study on problems related to CO₂ storage in geologic formations; Summary and discussion of the results [J]. *Computational Geosciences*, 2009, 13:409-434.
- [28] TATOMIR A B, JYOTI A, SAUTER M. Monitoring of CO₂ plume migration in deep saline formations with kinetic interface sensitive tracers (a numerical modelling study for the laboratory) [M]// VISHAL V, SINGH T N. *Geologic Carbon Sequestration: Understanding Reservoir Behavior*. Berlin: Springer, 2016:59-80.
- [29] BROOKS R H, COREY A T. Hydraulic properties of porous media[J]. *Hydrol Pap*, 1964, 7(1):26-28.
- [30] TARON J, ELSWORTH D, MIN K B. Numerical simulation of thermal-hydrologic-mechanical-chemical processes in deformable, fractured porous media [J]. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 2009, 46(5):842-854.
- [31] CAPPALÀ F, RUTQVIST J. Modeling of coupled deformation and permeability evolution during fault reactivation induced by deep underground injection of CO₂ [J]. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 2011, 5(2):336-346.
- [32] BIOT M A. Thermoelasticity and irreversible thermodynamics[J]. *Journal of Applied Physics*, 1956, 27(3):240-253.
- [33] FAUST C R, MERCER J W. Geothermal reservoir simulation; 1. Mathematical models for liquid-and vapor-dominated hydrothermal systems [J]. *Water Resources Research*, 1979, 15(1):23-30.
- [34] PAVAN T N V, GOVINDARAJAN S K. Numerical investigations on performance of sc-CO₂ sequestration associated with the evolution of porosity and permeability in low permeable saline aquifers [J]. *Geenergy Science and Engineering*, 2023, 225:211681.
- [35] VIVEK R, KUMAR G S. Numerical investigation on effect of varying injection scenario and relative permeability hysteresis on CO₂ dissolution in saline aquifer [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2016, 75(16):1192.
- [36] PENG D Y, ROBINSON D B. A new two-constant equation of state [J]. *Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals*, 1976, 15(1):59-64.
- [37] BROKAW R S. Approximate formulas for the viscosity and thermal conductivity of gas mixtures [J]. *Journal of Chemical Physics*, 1958, 29(2):391-397.