鄂尔多斯盆地北部新召地区山西组砂岩储层压力演化与低压成因

景海杰[1]，王琳霖[2]，任克雄[3]，叶云飞[1]，刘宇坤[1]，陈芳[1]，马立元[2]，侯宇光[1*]

1. 中国地质大学（武汉）构造与油气资源教育部重点实验室，武汉 430074；
2. 中国石化石油勘探开发研究院，北京 100083；
3. 宜昌市夷陵区自然资源和规划局，湖北 宜昌 443100

第一作者，E-mail：jinghaijie@cug.edu.cn

* 通信作者，E-mail：sporthyg@126.com

2024-03-29 收稿；2024-07-23 修回；2024-07-31 接受

基金项目：中国石化科技部项目(P21088-2)；国家自然科学基金(41772143)

中图分类号：P618.13　　文章编号：2096-8523(2026)01-0081-14　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240130

摘　要：鄂尔多斯盆地北部新召地区上古生界砂岩储层富含天然气且普遍发育异常低压，对古压力演化以及现今异常低压形成机理认识尚不够深入，制约了致密砂岩气成藏规律的认识和增储上产。运用流体包裹体岩相学观察、显微测温和激光拉曼分析技术，综合分析山西组二段储层中油气充注历史，获取成藏关键时期的古压力；利用盆地模拟法恢复古压力演化史，建立古流体压力演化与油气充注的耦合关系，并进一步探讨异常低压成因与致密气成藏的成因联系。研究表明：(1)研究区山二段 CO_2 包裹体捕获于距今 180～170 Ma，此时烃源岩处于中–低成熟阶段，甲烷包裹体捕获于距今 138～121 Ma 的生烃高峰期；(2)山二段储层在早侏罗世开始发育超压，并在早白垩世末规模达到最大，古压力及古压力系数约为 50 MPa 和 1.31；(3)由于温度降低、孔隙反弹和气体扩散等因素造成山二段地层压力降低分别约占总地层压力下降幅度的 49%，14.5% 和 36.5%。山二段储层经历了常压–中等超压–常压–低压的演变过程，生烃增压与压力传导是古超压形成的主要原因，温度降低和天然气扩散是山二段异常低压形成的主控因素。

关键词：致密砂岩储层；古压力演化；低压成因；山二段；鄂尔多斯盆地

异常压力作为沉积盆地中常见现象，其形成和演化与油气生成、运移、聚集息息相关[1]。据不完全统计，全球 210 个大中型油气田中，绝大多数处于常压–高压状态，异常低压油气田仅占 15.7%[2]。前人[3]对异常高压在沉积盆地中的分布特征、成因机理及其对油气成藏的影响已有较多的研究。相较之下，对异常低压预测方法、形成机理、分布规律及其与油气成藏之间的成因联系等方面仍处于积极探索阶段[4]。在含油气盆地中异常低压的成因机制多样，主要包括：构造抬升过程中的剥蚀卸载、温度降低、天然气扩散、地层水–岩作用及流体密度差降压[5]。地层压力演化史的重建对油气成藏机理和成藏过程研究至关重要[6]。目前，关于古压力恢复的方法主要包括利用流体包裹体的 PVTx 模拟法(基于压力(pressure)、体积(volume)、温度(temperature)关系的模拟方法)、均一温度–盐度法和激光拉曼微区分析法，以及基于回剥原理的盆地模拟法，适用于泥岩欠压实的等效声波时差法，以及利用方解石双晶作为古压力计的差异古应力法等[7-8]。然而，含油气盆地和储层类型的不同，古超压成因机制、构造–埋藏–热演化史以及流体包裹体发育的差异性，均会使古压力恢复方法的选择与压力演化的结果有所区别，

著录信息：景海杰，王琳霖，任克雄，等. 鄂尔多斯盆地北部新召地区山西组砂岩储层压力演化与低压成因 [J]. 地质科技通报，2026，45(1)：81-94.
JING Haijie, WANG Linlin, REN Kexiong, et al. Pressure evolution and underpressure generation in the Shanxi Formation sandstone reservoirs of the Xinzhao area, northern Ordos Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2026, 45(1): 81-94.

© Editorial Office of Bulletin of Geological Science and Technology. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.　https://dzkjtb.cug.edu.cn

古压力演化规律及其对油气成藏作用亦会出现较大差异。

近年来勘探结果显示，鄂尔多斯盆地北部杭锦旗地区上古生界具有良好的生储盖条件，油气成藏配置优越，天然气探明储量超 1 926.74×10^8 m^3，展现出巨大的资源勘探开发潜力[9]。前人[10-11]对杭锦旗地区上古生界致密砂岩储层特征、成岩作用分析已有诸多研究成果：研究区储集层物性差，成岩作用较强，孔隙度主要分布在 4% ~ 12%，渗透率一般小于 1.0×10^{-3} μm^2，属于典型的低孔−低渗致密砂岩储层，但针对天然气成藏过程中储层流体与压力动态演化的研究还相对薄弱，对致密气储层异常低压成因机理研究有待进一步深入[12-13]。因此，笔者以鄂尔多斯盆地杭锦旗地区西部新召地区山西组二段的致密砂岩为主要研究对象，运用流体包裹体岩相学观察、显微测温和激光拉曼分析技术，综合分析了储层中油气充注历史，获取了成藏关键时期的古压力，利用盆地模拟法恢复了古压力演化史，建立了古流体压力演化与油气充注耦合关系；并进一步探讨了异常低压成因与致密气成藏的成因联系，为杭锦旗探区后续天然气勘探提供理论依据。

1　区域地质概况

鄂尔多斯盆地是一个多旋回、多沉积类型的大型克拉通盆地，位于我国东部稳定区与西部活动带的结合处，除盆缘区域断层较为发育外，内部变形构造极其微弱，整体表现为东翼宽缓、西翼陡窄且倾角小于 1°的不对称向斜[14-16]。根据区域构造特征可将其划分 6 个构造单元，杭锦旗探区地处鄂尔多斯盆地北部，横跨伊盟隆起、伊陕斜坡和天环坳陷三大构造单元(图 1a)，新召地区位于三大构造单元交汇部位，区内以三眼井断裂为界限，总体呈现东高西低、北高南低的构造格局(图 1b)。

研究区现今格局的形成与鄂尔多斯盆地北部伊盟隆起的构造演化息息相关。太古代−早、中、新元古代为研究区的基底和裂谷形成期，整个杭锦旗探区呈现北西高、南东低的构造格局。早古生代强烈的构造抬升剥蚀作用导致新元古代至早古生代地层的缺失，中石炭世−晚三叠世的印支运动使研究区进

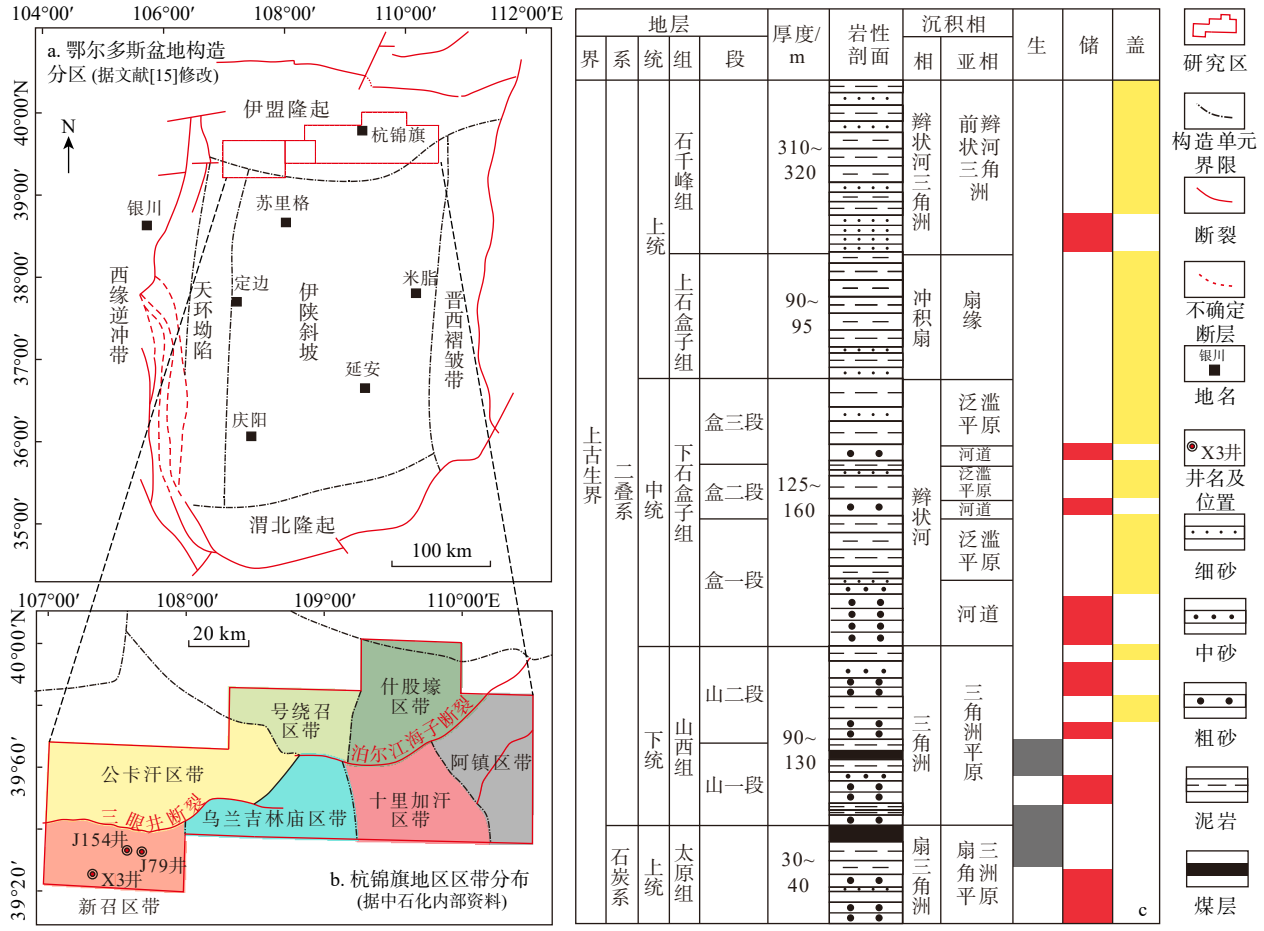


图 1　研究区构造位置 (a, b) 及上古生界地层综合柱状图 (c)（c 图据文献 [17] 修改）

Fig. 1　Comprehensive column chart of tectonic position (a, b) and Upper Paleozoic strata (c) in the study area

入稳定的沉积发育期。受晚侏罗世燕山运动的影响，地层构造形态发生倒转，由西高东低转变为东高西低，随后进入差异沉降阶段，在早白垩世末期沉降达到最大[11]。同时，在盆地深部软流圈物质上涌，岩石圈厚度减薄的作用下，早白垩世的构造热事件使地温梯度和大地热流明显增高，对上古生界油气的富集产生重要影响[18]。在燕山运动和喜山运动的影响下，地层自晚白垩世以来经历短期沉降和持续抬升剥蚀，形成现今“北东高，西南低”的构造格局[19]。

研究区上古生界自下而上为上石炭统太原组、下二叠统山西组、下石盒子组以及上石盒子组和石千峰组，是一套由滨浅海向内陆湖泊环境过渡的碎屑岩沉积。其中，上石炭统太原组主要发育扇三角洲平原相，下二叠统山西组以三角洲相为主，二者均发育有 8 ~ 20 m 不等厚的煤层和碳质泥岩，是研究区的主力烃源岩，有机质类型以Ⅲ型干酪根为主，且已进入高成熟演化阶段[20]。下石盒子组和山西组主要发育辫状河相和三角洲相，岩性主要以含砾的中–粗粒岩屑砂岩为主，局部夹少量的灰色泥岩。山西组分为山一段和山二段，本研究主要层位为山二段，其平均孔隙度为 7.02%，平均渗透率为 0.882×10^{-3} μm^2，属于典型的低孔–低渗致密砂岩储层[17]。上覆上石盒子组和石千峰组发育广泛分布且厚度稳定的棕褐色泥岩（图 1c），突破压力高，具备良好的封盖能力，圈闭类型以岩性圈闭为主。研究区天然气来自于太原组–山西组的煤系烃源岩，属于煤成气类型，甲烷平均含量为 90.43%，表现为湿气特征[21]。研究区山二段储层压力系数除个别井外在平面上具有北东高、西南低的分布特征。J154 井实测压力为 31.93 MPa，压力系数为 0.92；X3 井实测压力为 37.73 MPa，压力系数为 0.93，均处于异常低压状态。

2　样品信息与测试方法

2.1　样品信息

针对研究区中的重点勘探井，以包裹体类型多样且较为发育为原则，优选了 X3 井、J154 井和 J79 井等 3 口取心井山二段产气层位的致密砂岩样品，用于流体包裹体的系列分析测试。样品岩性以含砾粗粒石英砂岩、中粒岩屑石英砂岩为主，取样深度位于 3 570 ~ 3 800 m。

2.2　测试方法

将选定的致密砂岩样品磨制成厚度为 100 μm 且两面抛光的包裹体薄片。流体包裹体的岩相学观察包括普通光学观察和荧光特征观察，其测试仪器为 NIKON-LV100 双通道荧光–透射光显微镜，并配备 Maya2000 Pro 光谱记录仪。流体包裹体短长轴采用 Image-pro plus 软件测量所得，气液比采用气泡面积除以包裹体面积（Image-pro plus 软件测量所得）计算所得。

流体包裹体的显微测温使用的是 Axio Scope A1 型双通道荧光–透射光显微镜，并与 Linkam 公司生产的 THMS600G 冷热台及相应的冷热控制系统联用，冷热台经矫正后的测试误差为±1℃，温度变化速率控制在 5℃/min 以内，观察并记录气–液两相盐水包裹体的均一温度和冰点温度。

激光拉曼光谱分析测试采用 LabRAM HR800 型显微激光拉曼仪。实验环境温度控制在 20℃，光源选用波长为 523.06 nm 的 YAG 激光器，输出功率为 350 ~ 400 nW，线宽<0.1 nm，激光束照射在样品表面时功率为 2 ~ 10 mW，光谱仪的共聚焦空间分辨率：横向 0.1 μm、深度约为 0.3 μm。该仪器波数校正用的硅标样的拉曼峰波数为 520.70 cm^{-1}，单次数据采集间隔为 10 ~ 100 s。

激光拉曼光谱的数据采集首先使用光谱分辨率为 2.97 cm^{-1} 的 300 光栅对流体包裹体进行快速地多窗口数据采集，以获取 0 ~ 4 000 cm^{-1} 范围内的信号峰，用于定性判别流体包裹体的宿主矿物及组分。然后，选用分辨率为 0.35 cm^{-1} 的 1 800 光栅对包裹体中甲烷进行 1 250 ~ 1 650 cm^{-1} 和 2 739 ~ 3 094 cm^{-1} 范围内的单窗口数据采集，并分别使用 2 组校正氖灯的激光拉曼标准峰 Ne_1（2 835.835 2 cm^{-1}）、标准峰 Ne_3（3 007.058 8 cm^{-1}）和标准峰 Ne_1'（1 447.07 cm^{-1}）、标准峰 Ne_3'（1 613.20 cm^{-1}）进行校正，其校正关系如下[22-23]：

甲烷散射峰：

$$\frac{\upsilon_{corr}-\upsilon_{real}^{Ne_1}}{\upsilon_{meas}-\upsilon_{meas}^{Ne_1}}=\frac{\upsilon_{real}^{Ne_3}-\upsilon_{real}^{Ne_1}}{\upsilon_{meas}^{Ne_3}-\upsilon_{meas}^{Ne_1}},\tag{1}$$

二氧化碳费米双峰间距：

$$\Delta_{CO_2}^{corr}=\left(\frac{\Delta_{Ne}^{know}}{\Delta_{Ne}^{meas}}\right)\Delta_{CO_2}^{meas},\tag{2}$$

式中：$\upsilon_{real}^{Ne_1}$ 为校正氖灯的拉曼散射标准峰 Ne_1 的标准值（2 836.988 80 cm^{-1}）；$\upsilon_{real}^{Ne_3}$ 为校正氖灯的拉曼散射标准峰 Ne_3 的标准值（3 008.127 44 cm^{-1}）；$\upsilon_{meas}^{Ne_1}$ 为校正氖灯的拉曼散射标准峰 Ne_1 的采集值；$\upsilon_{meas}^{Ne_3}$ 为校正氖灯的拉曼散射标准峰 Ne_3 的采集值；$\upsilon_{CH_4}^{meas}$ 为甲烷的拉曼散射标准峰的采集值；$\upsilon_{CH_4}^{corr}$ 为经氖灯校正的甲烷拉曼峰的真实值。Δ_{Ne}^{know} 为标准的氖灯拉

曼散射峰间距(166.13 cm^{-1})；Δ_{Ne}^{meas} 为氖灯拉曼散射峰间距的测量值；$\Delta_{CO_2}^{meas}$ 为二氧化碳拉曼散射峰的采集值；$\Delta_{CO_2}^{corr}$ 经氖灯校正的二氧化碳拉曼峰的真实值。

二氧化碳包裹体和甲烷包裹体的密度根据甲烷包裹体激光拉曼峰位移和二氧化碳包裹体费米双峰间距与其密度的线性关系[24-25]进行计算，拟合关系如式(3)，(4)所示：

$$\rho_{CO_2}=0.312\,73H+0.111\,55H^2-0.018\,43H^3-0.004\,4H^4, \quad (3)$$

$$D=211.3\rho_{CH_4}^2-73.328\rho_{CH_4}^3+24.477\rho_{CH_4}^2-29.063\,2\rho_{CH_4}, \quad (4)$$

式中：ρ_{CO_2} 为二氧化碳包裹体密度，g/cm^3；ρ_{CH_4} 为甲烷包裹体密度，g/cm^3；H 为 CO_2 费米双峰间距变化值，$H=\Delta_{CO_2}-\Delta_{CO_2}^{*}$；$D$ 为 CH_4 拉曼散射峰位移值，$D=\upsilon_{CH_4}-\upsilon_{CH_4}^{*}$。其中，$\Delta_{CO_2}$、$\upsilon_{CH_4}$ 分别是经校正后真实的二氧化碳费米双峰间距和甲烷拉曼散射峰波数；$\Delta_{CO_2}^{*}$ 和 $\upsilon_{CH_4}^{*}$ 是在 25℃ 条件下，密度接近于 0 时的二氧化碳费米双峰间距和甲烷拉曼散射峰波数，分别采用中国地质大学(武汉)构造与油气资源教育部重点实验室的标定值 102.734 cm^{-1} 和 2 917.58 cm^{-1}。

本研究选用 DUAN 等[26]建立的纯气相体系下的状态方程来模拟计算包裹体的捕获压力，计算公式如下：

$$Z=\frac{PV}{RT}=\frac{P_rV_r}{T_r}=1+\frac{B}{V_r}+\frac{C}{V_r^2}+\frac{D}{V_r^4}+\frac{E}{V_r^5}+\frac{F}{V_r^2}\left(\beta+\frac{\gamma}{V_r^2}\right)\exp\left(-\frac{\gamma}{V_r^2}\right), \quad (5)$$

其中：

$$B=a_1+\frac{a_2}{T_r^2}+\frac{a_3}{T_r^3},\quad C=a_4+\frac{a_5}{T_r^2}+\frac{a_6}{T_r^3}$$

$$D=a_7+\frac{a_8}{T_r^2}+\frac{a_9}{T_r^3},\quad E=a_{10}+\frac{a_{11}}{T_r^2}+\frac{a_{12}}{T_r^3}$$

$$F=\frac{\alpha}{T_r^3},\quad P_r=\frac{P}{P_c},\quad T_r=\frac{T}{T_c},\quad V_r=\frac{V}{V_c},\quad V_c=\frac{RT_c}{P_c},$$

式中：B, C, D, E, F 为常数；P 为压力，bar；T 为温度，K；R 为气体常数(R=0.083 144 67 bar·dm^3·K^{-1}·mol^{-1})；V 为摩尔体积，V_c 为临界体积，dm^3/mol；Z 为压缩因子；V_r 为对比体积；P_r 为对比压力；T_r 为对比温度(量纲均为 1)；P_c 为临界压力；T_c 为临界温度。

气体组分不同，其参数值 P_c、T_c、a_1 ~ a_{12}、α、β 和 γ 均有所差异；其中，对于 CO_2 气体，P_c = 73.8 bar；T_c =304.2 K；a_1=0.089 928 849 7；a_2=−0.494 783 127；a_3=0.047 792 224 5；a_4=0.010 380 888 3；a_5=−0.028 251 686；a_6=0.094 988 756 3；a_7=0.000 520 600 88；a_8=−0.000 293 540 971；a_9=−0.001 772 651 12；a_{10}=−0.000 025 110 197 3；a_{11}=0.000 089 335 344 1；a_{12}=0.000 078 899 856 3；α =−0.016 672 702 2；β =1.398；γ =0.029 6。对于 CH_4 气体，P_c =46.4 bar；T_c =190.6 K；a_1=0.087 255 392 8；a_2=−0.752 599 476；a_3=0.375 419 887；a_4=0.010 729 134 2；a_5=0.005 496 263 6；a_6=−0.018 477 280 2；a_7=0.000 318 993 183；a_8=0.000 211 079 375；a_9=0.000 020 168 280 1；a_{10}=−0.000 016 560 618 9；a_{11}=0.000 119 614 546；a_{12}=−0.000 108 087 289；α =0.044 826 229 5；β =0.753 97；γ =0.077 167。

本研究利用 BasinMod 软件进行埋藏−热演化−生烃史数值模拟，成熟度模拟采用 Easy% R_o 模型，煤岩生烃率基于 PM_TⅢ_Tertiary-Coal_2C 化学动力学模型，热流值模型采用 Transient Heat Flow，压力模型选择 Fluid Flow。

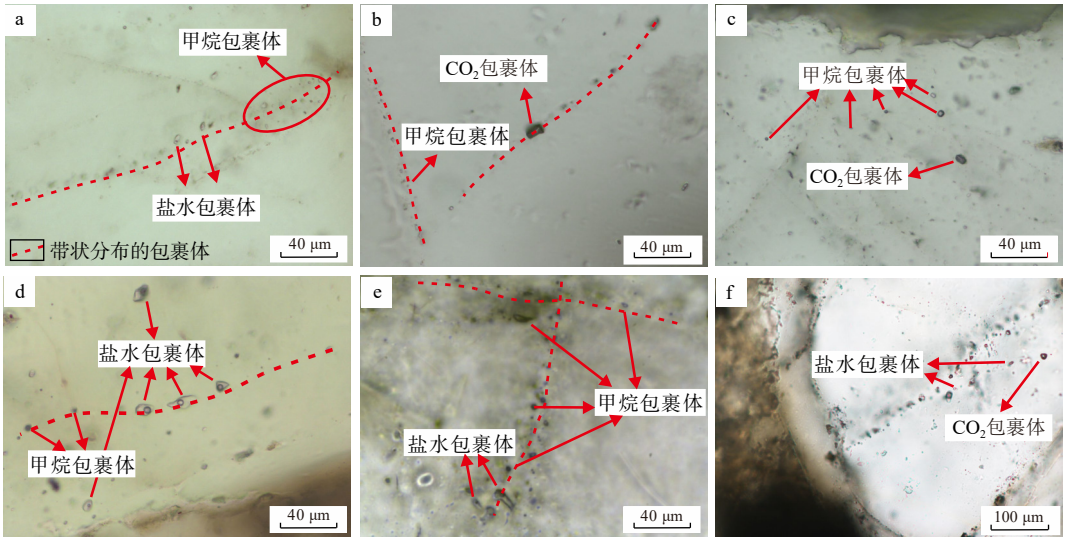
3　测试结果

3.1　流体包裹体岩相学特征

研究区流体包裹体主要包括与母岩矿物有关的继承性原生包裹体和能够反映捕获时油气的成分、温压等信息的次生包裹体，后者是本研究主要观察测试对象。研究区山二段中流体包裹体在储层物性较好的含砾粗粒石英砂岩、中粗砂岩中较为常见，主要分布于石英次生加大边或石英颗粒内部的愈合裂隙中(图 2)。

3.2　流体包裹体测温

通过对与甲烷包裹体和二氧化碳包裹体共生的次生气−液两相盐水包裹体进行显微测温，以获取不同赋存矿物类型和产状的流体包裹体的古地温和古盐度信息。其次，筛选掉一些可能变形或破碎的包裹体数据，并对均一温度数据进行了可靠性评价，评价结果显示相对标准误差均小于 10%，表明均一温度数据具有很好的精度(表 1)。测温结果显示，研究区内的 CO_2 包裹体主要发育于石英颗粒内或次生石英加大边中，CO_2 包裹体共生的气−液两相盐水包裹体均一温度较低，表现为单一峰值区间，J79 井和 J154 井的 CO_2 包裹体共生的气−液两相盐水包裹体均一温度峰值分别分布在 100 ~ 110 ℃ 和 100 ~ 120 ℃。CH_4 包裹体发育数量较多，与其共生的气−液两相盐水包裹体均一温度峰值较高，X3 井峰值温度分布在 130 ~ 150 ℃ 之间，J154 井的均一温度主



a. 愈合裂隙中串珠状分布 CH_4 包裹体和与其共生的盐水包裹体, X3 井 3 794.9 m, 山二段; b. 带状分布的 CH_4 包裹体和 CO_2 包裹体, X3 井 3 794.9 m, 山二段; c. 零散分布的 CH_4 包裹体和 CO_2 包裹体, X3 井 3 794.9 m, 山二段; d. 甲烷包裹体和与其共生的盐水包裹体, X3 井 3 796.7 m, 山二段; e. 带状分布的 CH_4 包裹体和与其共生的盐水包裹体, X3 井 3 796.7 m, 山二段; f. CO_2 包裹体和与其共生的盐水包裹体, J154 井 3 523.4 m, 山二段

图 2　新召地区致密砂岩石英颗粒流体包裹体发育及其形态特征（单偏光）

Fig. 2　Distribution and morphological characteristics of fluid inclusions in quartz particles of tight sandstone in the Xinzhao area (single polarized light)

表 1　均一温度数据可靠性分析

Table 1　Reliability analysis of homogeneous temperature data

包裹体类型	井号	置信区间/℃	中位数/℃	平均数/℃	相对标准偏差
CO_2包裹体	J79井	101.5 ~ 109.3	107.8	105.2	0.06
	J154井	105.8 ~ 119.5	111.0	111.9	0.07
CH_4包裹体	J154井	138.7 ~ 154.8	148.2	148.0	0.06
	X3井	141.9 ~ 148.3	148.3	144.7	0.03

要分布在 140 ~ 160 ℃ 之间(图 3a, c)。

考虑到研究区流体包裹体冰熔化温度较高, 本研究用 NaCl-H_2O 体系对包裹体流体的盐度体系进行近似, 并采用 HALL 等[27] 提出的 NaCl-H_2O 体系下冰点温度与盐度的换算关系式来确定的包裹体盐度。由研究区包裹体的均一温度和盐度的关系图(图 3b, d)可见: 与 CO_2 包裹体共生的气−液两相盐水包裹体的盐度分布在 0.35% ~ 5.86% 之间, 平均为 3.09%; CH_4 包裹体的盐度为 3.23% ~ 9.07%, 平均为 5.94%, 与 CH_4 包裹体共生的气−液两相盐水包裹体的盐度明显高于 CO_2 包裹体, 且随着流体包裹体均一温度的增加, 盐水包裹体的盐度总体呈上升趋势。

3.3　气相包裹体激光拉曼光谱特征及密度计算

激光拉曼光谱可用于定性分析宿主矿物及流体包裹体成分, 并利用其位移参数计算气相包裹体密度[28]。在大多数研究区致密砂岩中气相包裹体的激光拉曼谱图中, 可见宿主矿物石英的高强度拉曼散射特征峰(图 4a, b), 未见其他宿主矿物, 其拉曼散射特征峰波数为 456.973 3 cm^{-1}。在研究区致密砂岩中的气相包裹体可见 CH_4 的拉曼散射特征峰(波数为 2 913.946 5 cm^{-1})呈现出峰型窄、强度低的特点, 除此之外未见其他比较明显的拉曼散射谱峰(4c, d)。从图 4e, f 中可看出, 在 1 285 cm^{-1} 和 1 388 cm^{-1} 的拉曼峰附近出现明显的 CO_2 特征峰。

通过对杭锦旗地区新召地区山二段致密砂岩中的纯气相包裹体密度的计算和统计可知, 二氧化碳包裹体密度主要集中在 0.371 3 ~ 0.771 6 g/cm^3; 甲烷包裹体密度主要集中在 0.126 7 ~ 0.200 8 g/cm^3(表 2)。

4　古压力恢复

4.1　流体包裹体捕获压力恢复

通常均一温度峰值温度能减少单个异常值的影响, 可以更好的反映整体的热历史特征, 因此本研究选用均一温度峰值温度作为包裹体捕获温度计算捕获压力。据甲烷包裹体的激光拉曼散射峰参数计算得到的包裹体密度, 结合与其共生盐水包裹体均一温度峰值温度作为包裹体大量形成时的捕获温度, 应用气体状态方程, 计算得到山二段不同类型包裹体的捕获压力(表 2), 结果显示甲烷包裹体的捕获压力为 28.10 ~ 52.22 MPa, 压力系数为 0.7 ~ 1.44; 二氧化碳包裹体的捕获压力为 18.55 ~ 45.71 MPa, 压力系数为 0.69 ~ 1.70。

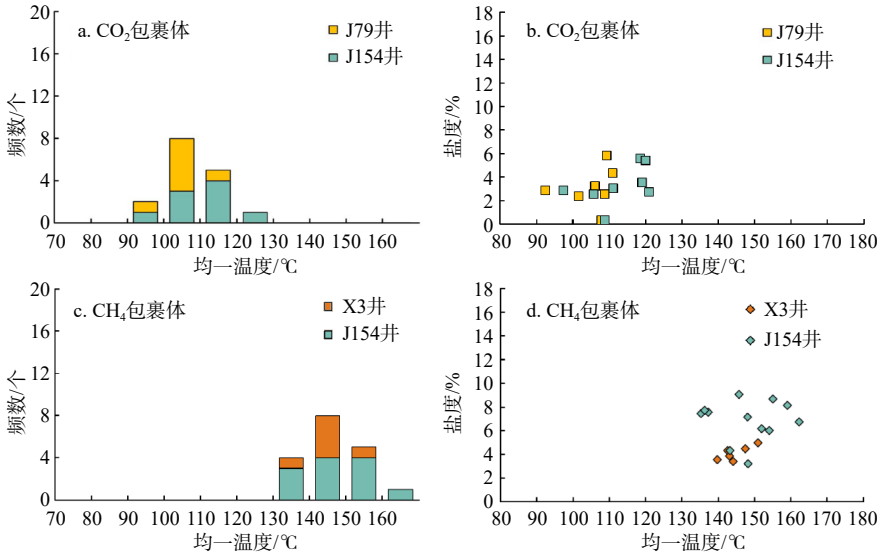


图 3　新召地区山二段流体包裹体均一温度分布直方图 (a, c) 和共生盐水包裹体盐度–均一温度交汇图 (b, d)

Fig. 3　Homogenization temperature distribution histogram of fluid inclusions (a, c) and the salinity-homogenization temperature intersection diagram of associated saline inclusions (b, d) in the second member of the Shanxi Formation in the Xinzhao area

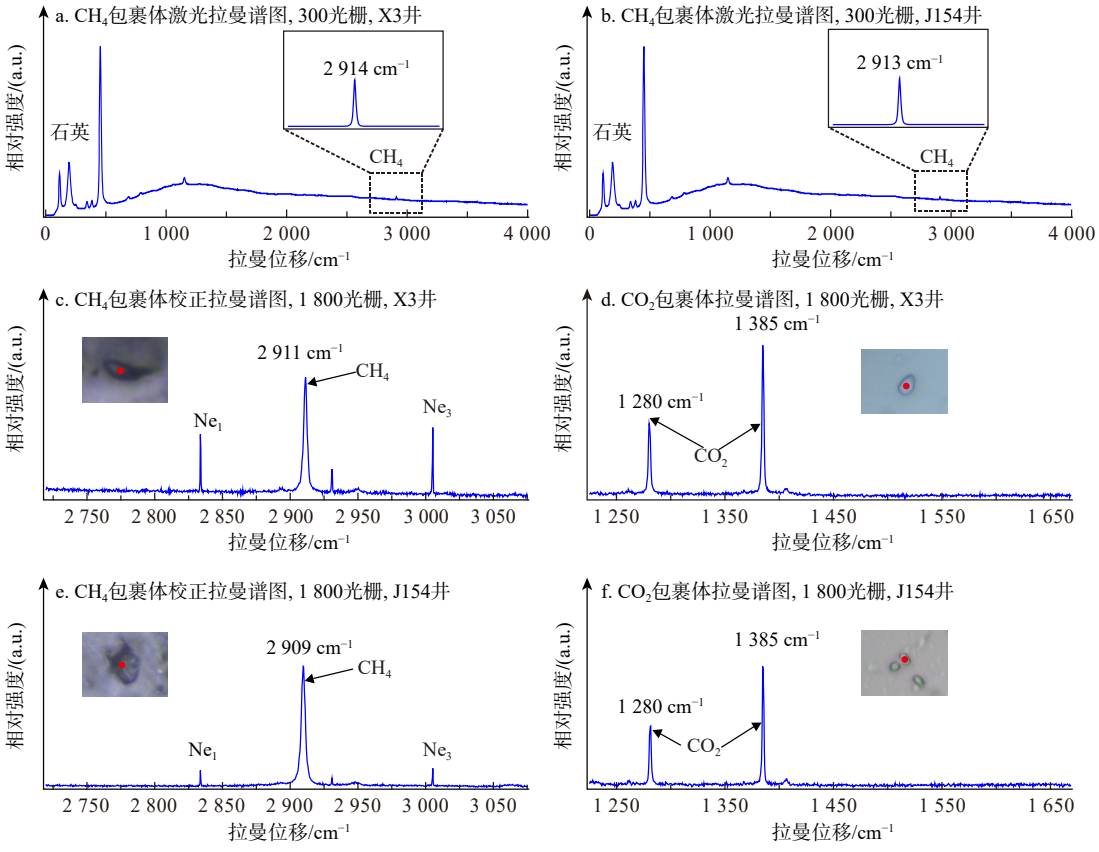


图 4　新召地区山二段气相包裹体激光拉曼谱图

Fig. 4　Laser Raman spectra of gas-phase inclusions in the second member of the Shanxi Formation in the Xinzhao area

4.2　盆地模拟法重建古压力演化史

新召地区石炭纪–新生代期间, 共经历了三叠世末期、中侏罗世、晚侏罗世末和晚白垩世 4 次构造抬升剥蚀事件, 地层剥蚀量分别为 150 ~ 200, 120 ~ 160, 120 ~ 200, 600 ~ 1 200 m[29]。采取表 3 等地质参数, 对研究区 X3 井和 J154 井 2 口井进行了埋藏史–热史–生烃史模拟。研究区成熟度和温度变化曲线与实测值吻合良好, 说明采用的模型合理可靠(图 5b)。

研究区 X3 井热演化史模拟结果表明(图 5a, c): 太原–山西组煤系烃源岩在晚三叠世开始进入低

表 2　新召地区山二段甲烷包裹体密度及捕获压力计算结果

Table 2　Calculation results of methane inclusion density and trapping pressure in the second member of the Shanxi Formation in the Xinzhao area

包裹体类型	井号	(Δ_{CO_2} / ν_{CH_4})/cm^{-1}	ρ/(g·cm^{-3})	捕获温度/℃	捕获压力/MPa	压力系数
CO_2包裹体	J79井	104.3136	0.6723	107.8	33.53	1.25
		104.5361	0.7716	107.8	45.71	1.70
		104.2346	0.6359	107.8	30.40	1.13
	J154井	103.6685	0.3713	118.5	18.55	0.69
		104.1024	0.5741	118.5	28.84	1.07
		103.6686	0.3713	118.5	18.55	0.69
CH_4包裹体	X3井	2921.9937	0.1703	143.6	40.86	1.02
		2922.3414	0.1854	143.6	46.17	1.15
		2920.9502	0.1267	143.6	28.10	0.70
		2922.6894	0.2008	143.6	52.22	1.31
		2921.6460	0.1555	143.6	36.15	0.90
	J154井	2922.4952	0.1923	150.1	50.02	1.44
		2922.1482	0.1767	150.1	44.10	1.27
		2921.8010	0.1615	150.1	38.94	1.12
		2921.4540	0.1469	150.1	34.42	0.99

注：压力计算测点数共计36个，此处省略包裹体密度相同的测点；Δ_{CO_2}，ν_{CH_4} 分别为经式(1)和式(2)校正后的CO_2包裹体的费米双峰间距和甲烷包裹体的拉曼散射峰波数

成熟生烃阶段(R_o=0.5%～0.7%)；在距今 130 Ma 左右，早白垩世热事件及其形成的热异常使地温梯度升高[30]，烃源岩快速达到中等成熟阶段(R_o=0.7%～1.3%)，生烃量及生烃速率明显增加；在距今 110 Ma 左右，烃源岩成熟度超过 1.3%，进入高成熟阶段；早白垩世晚期以来进入抬升降温阶段，烃源岩生烃热演化也趋于停止。

基于储层捕获的流体包裹体类型与煤系烃源岩生烃过程中产生气体组分的对应关系，将与甲烷包裹体共生的盐水包裹体均一温度的峰值投影到埋藏史–热演化史图上，确定了流体包裹体的充注时间。进而以前述的利用流体包裹体法恢复的地层压力作为过程约束，以现今实测的地层压力作为结果校正，采用盆地模拟法对新召地区山二段储层的古压力演化史进行了重建(图 6)。

模拟结果显示，研究区山二段在整个地质历史过程中的压力演化主要分为 2 个阶段，即埋藏阶段增压过程和抬升剥蚀阶段降压过程。距今 200～175 Ma，山二段地层压力逐渐升高并超过静水压力，中侏罗世晚期至晚侏罗世中期(距今约 170 Ma)，随着地层快速沉降，压力快速升高，此时地层压力为 25～35 MPa，压力系数为 1.00～1.15；受早期燕山运动的影响(距今约 150 Ma)，地层发生小规模的抬升剥蚀，地层压力出现了短暂的小幅度降低；随着埋藏的进一步增大，超压规模继续增加，并在早白垩世晚期达到最大，此时地层压力为 30～50 MPa，压力系数为 1.09～1.31。分析可知，储层流体压力在埋藏阶段的增加与烃源层的成熟–生烃史具有明显的相关性。晚白垩世以来，研究区持续遭受抬升和剥蚀，地层压力随之降低，在距今 10～7 Ma 时，开始从常压向异常低压过渡，最终形成现今地层压力为 30 MPa 左右、压力系数约 0.9 左右的弱低压状态。

表 3　盆地模拟中的相关地质参数

Table 3　Relevant geological parameters for basin simulation

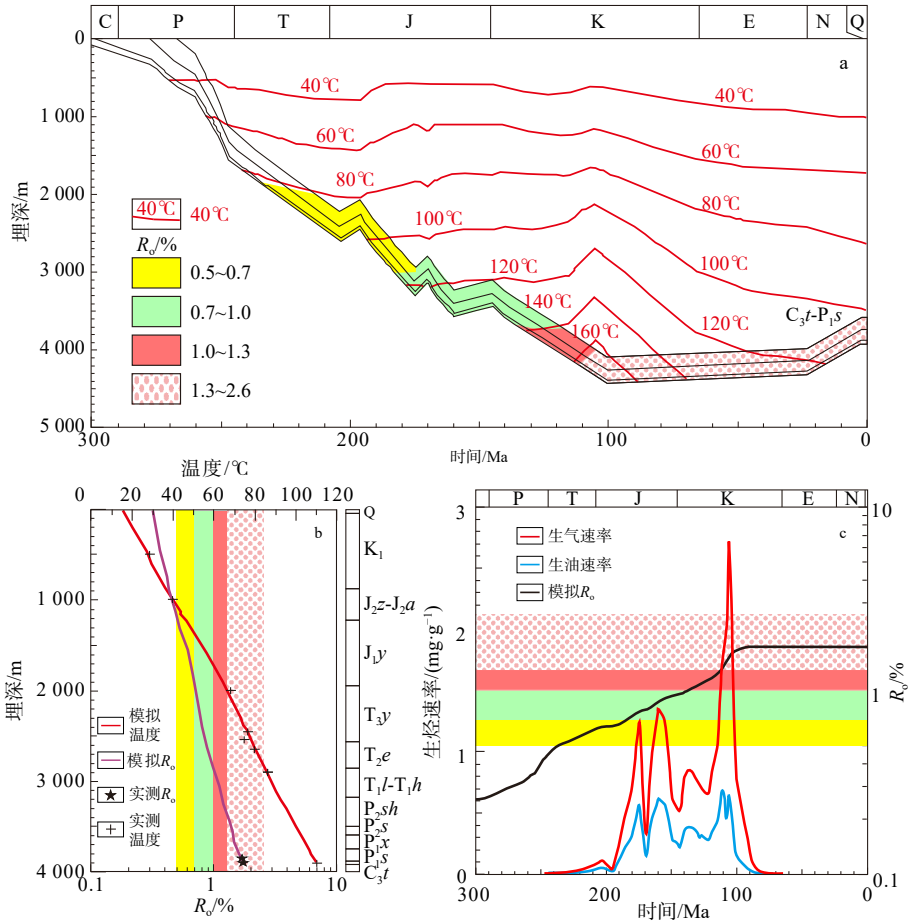
井号		X3井					J154井				
晚白垩世以来地层剥蚀厚度/m		525					540				
古地表温度/℃		15					15				
现今地表温度/℃		15					15				
古热流值	地质年代/Ma	225	170	120	85	50	230	180	125	95	50
	热流值/(mW·m^{-2})	53.86	55.43	61.99	59.85	50.76	55.00	57.57	71.91	58.32	49.93
现今热流值/(mW·m^{-2})		48.43					45.58				
现今实测压力/MPa		31.93					37.73				

5　讨　论

5.1　埋藏期储层古压力的形成机制

相关研究表明，优质烃源岩的生烃增压与压力传导是储层压力的重要来源[31]。研究区山二段地层紧邻下伏太原组和山一段煤系烃源岩，气–源对比分析成果也表明新召地区储层中的天然气主要来自原地下伏的煤系烃源岩[21]，储层异常压力的形成与烃源岩成烃演化过程息息相关[12]。

研究区生烃史模拟(图 7)表明，煤系烃源岩在晚三叠世达到生烃门限后(R_o=0.5%)，油气生成量逐渐增加。煤的生烃动力学实验表明，当 R_o 值小于 0.8% 时，生成的油气组分中 CO_2 的体积分数可达 60% 以上[32]。同时，煤系烃源岩生烃过程中产生的有机酸进入储层当中，可通过溶蚀火山碎屑物及长石等不稳定矿物的方式释放大量的 Si^{4+}，在为早期石英加大边的形成提供物质来源的同时，增加了孔隙空间[33]。烃源岩生烃早期阶段有机质成熟度低，生排烃强度较弱，源–储剩余压力差小；生烃量的有限和孔隙空间的增加导致压力传递的效果并不明显。基于石英次生加大边中捕获的纯 CO_2 包裹体确定的地层压力



C. 石炭系; P. 二叠系; T. 三叠系; J. 侏罗系; K. 白垩系; E. 古近系; N. 新近系; Q. 第四系; C_3t. 上石炭统太原组; P_1s. 下二叠统山西组; P_2s. 中二叠统石盒子组; P_1x. 中二叠统下石盒子组; P_2sh. 上二叠统石千峰组; T_1l-T_1h. 下三叠统刘家沟组–和尚沟组; T_2e. 中三叠统铜川组; T_3y. 上三叠统延长组; J_1y. 下侏罗统窑坡组; J_2z-J_2a. 上侏罗统张家口组–下侏罗统安定组; K_1. 下白垩统; 下同

图 5　新召地区 X3 井埋藏史 (a)–热史 (b)–生烃史 (c) 模拟

Fig. 5　Simulation of burial history(a)-thermal history(b)-hydrocarbon generation history (c) of Well J154 in the Xinzhao area

大约为 28 MPa, 指示储层在约 180 ~ 170 Ma 处于弱超压状态。受早期燕山运动的影响, 地层在 158 Ma 发生了短暂的抬升剥蚀, 地层压力出现小幅度的降低[34]。随后, 地层再次深埋, 煤系烃源岩进入中等成熟阶段, 生气速率明显提高; 随着燕山晚期构造热事件的发生, 其引起的热异常导致研究区早白垩世的地温梯度增加约 1.5 ℃/100 m[17], 显著促进了有机质的热演化程度, R_o 迅速增长并超过 1.3%, 煤系烃源岩进入大规模生气阶段, 提高了油气充注的动力。随着油气充注的加快, 源–储剩余压力差持续拉大, 山二段储层捕获了大量的甲烷包裹体, 山二段储层压力也随之增长到了中等超压状态, 此时压力分布在为 40 ~ 50 MPa 之间, 压力系数最高可达 1.31。

王欢等[12] 通过对研究区泥岩压实特征和盆地数值模拟分析, 认为欠压实作用是上覆泥岩盖层及盒 3 段超压发育的主要成因, 排除了欠压实作用对下部储层的影响。综合本研究可知, 埋藏期煤系烃源岩的生排烃过程、油气充注时期与储层压力演化三者形成了良好的时–空匹配关系, 进一步明确了山二段古超压主要来自于下伏烃源岩生烃作用下的压力传递。

5.2　异常低压成因分析

异常低压的形成主要受地层抬升–剥蚀卸载过程中的地温降低、孔隙反弹和气体扩散等因素影响[12, 35]。然而, 针对不同地质条件和演化过程, 各因素所占比例存在较大差异。

(1)地温降低: 鄂尔多斯盆地在白垩纪发生构造热事件导致异常高古地温, 最高古地温梯度可达 4.5℃/100 m[30]。随着燕山晚期, 研究区地层抬升埋深变浅, 加上构造热事件消散, 导致地层温度降低了约 62℃。在假设抬升剥蚀期储层无油气充注和逸散, 且忽略气体体积变化的前提下, 利用李军等[36] 提出的温度降低对古压力的影响计算模型, 研究区由于温度降低造成地层压力降低约 9.8 MPa, 约占总地层压力下降幅度的 49%。如此可见, 温度下降可能是

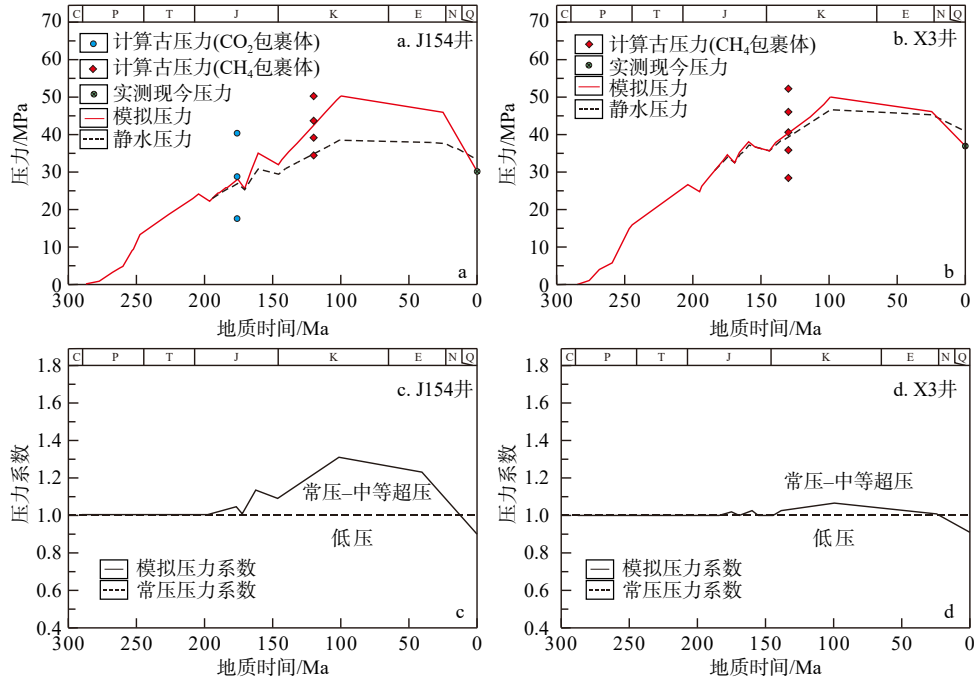


图 6　新召地区山二段储层古压力演化史

Fig. 6　History of reservoir paleopressure evolution in the second member of the Shanxi Formation, Xinzhao area

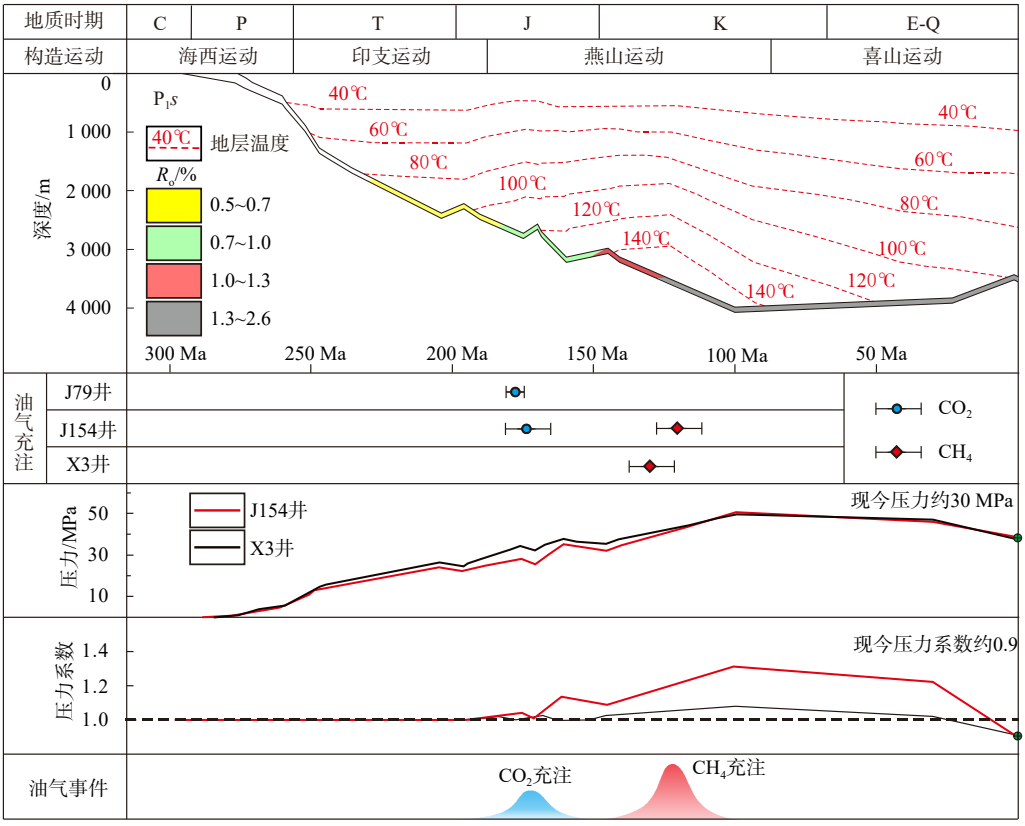
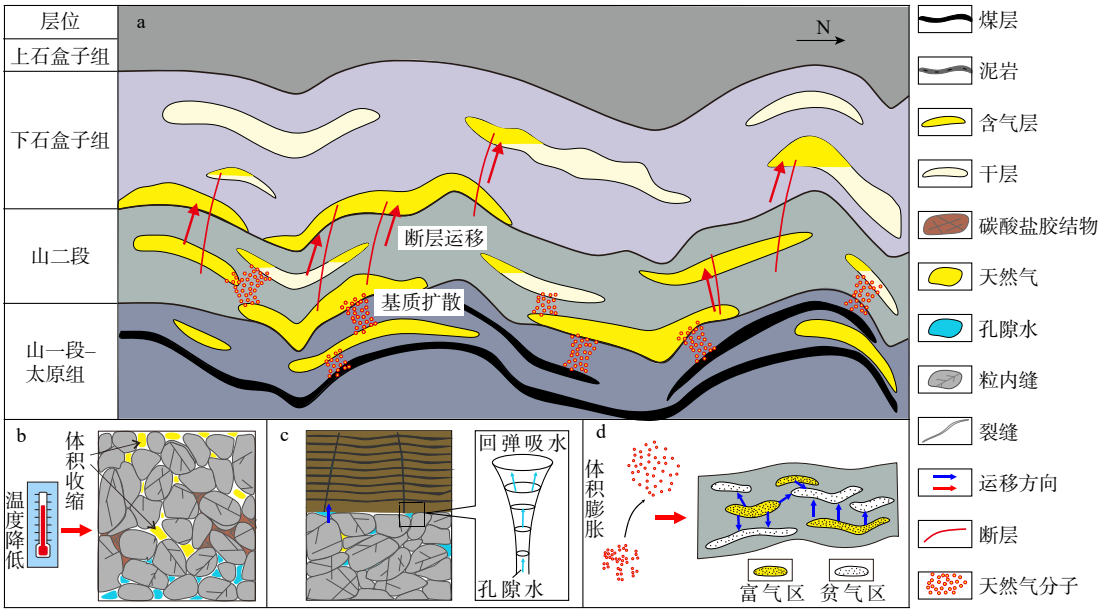


图 7　新召地区山二段储层油气充注与压力演化

Fig. 7　Petroleum charging and pressure evolution in the second member of the Shanxi Formation, Xinzhao area

导致研究区现今地层异常低压的最主要的因素之一(图 8b)。

(2)孔隙反弹：上覆地层在地层抬升剥蚀的过程中，岩石骨架的回弹体积大于其内部流体，导致孔隙流体压力降低[37]。新召地区山二段储层为砂岩储层，砂岩的压缩系数为 1×10^{-9} Pa^{-1}，水的压缩系数为 3×



a. 地层及油气运移模式; b. 温度降低低压成因模式; c. 孔隙回弹低压成因模式; d. 天然气体积膨胀模式

图 8　新召地区山二段异常低压成因模式图

Fig. 8　Model of overpressure generation in the second member of the Shanxi Formation, Xinzhao area

10^{-10} Pa^{-1}, 砂岩的压缩系数大于水的压缩系数, 说明在地层抬升剥蚀过程中, 砂岩骨架的扩容程度远大于骨架内地层水的扩容程度。除此之外, 前人[38]研究表明泥岩回弹吸水效应大于砂岩, 当构造抬升引起上覆岩层被剥蚀后, 砂岩储层中的部分水将在毛细管力驱动作用下向泥页岩渗透, 可能会导致低砂地比的上覆岩层对山二段砂岩储层抽吸部分地层水[39](图 8c)。所以, 在地层抬升之后, 必然会导致山二段储层孔隙体积增大, 从而导致地层压力降低。然而, 研究区剥蚀量普遍低于 800 m, 利用式(7)计算孔隙回弹导致的地层压力损失量仅占总体损失量的 14.5% 左右, 表明由剥蚀卸载引起的孔隙回弹对研究区异常低压形成贡献较小。

(3)气体扩散: 天然气散失导致的压力降低现无法进行精确计算, 只能通过总体的压力降低值减去除天然气散失外的各因素引起的压力降低值得到一个粗略的结果, 约占总地层压力下降幅度的 36.5%[40]。鄂尔多斯盆地天然气储层普遍致密, 储集物性较差, 天然气所受到的浮力可忽略不计。在晚期构造抬升过程中, 储层中天然气在垂向上主要受到天然气膨胀力、毛细管阻力和静水压力的控制[41]。可根据式(8)计算天然气膨胀力[36]:

$$\frac{V_{r3}}{V_{r1}}=\frac{Z_{r3}T_r^2P_{r1}}{Z_{r1}T_r^1(P_{r2}-\Delta P_r-P_{rc})},\tag{6}$$

$$\Delta P_r=\frac{(C_b-C_r)\Delta\bar{\sigma}}{\varphi C_g+[C_b-(1+\varphi)C_r]},\tag{7}$$

$$p_e=p_{r2}-\Delta p_r-p_j,\tag{8}$$

式中: V_{r1} 和 V_{r3} 分别为抬升前后天然气体积; Z_{r1} 和 Z_{r3} 分别为抬升前后天然气压缩因子; P_{r1} 为抬升前地层压力, MPa; P_{r2} 为温度降低引起压力降低之后的储集层孔隙流体压力; P_{rc} 为毛细管阻力; φ 为岩石孔隙度; C_g 为天然气压缩系数, 取地区经验值 0.008 9 MPa^{-1}; 岩石表观体积压缩系数 C_b 和岩石基质压缩系数 C_r, 分别取弹性模量和泊松比计算获取; $\Delta\bar{\sigma}$ 为有效应力的变化量; ΔP_r 为由剥蚀卸载导致孔隙回弹所引起地层压力的减小量; P_e 为天然气膨胀力; p_j 为抬升后的静水压力。

基于计算结果可知, 晚白垩世以来山二段储层因构造抬升导致的天然气体积膨胀增量可达到 9% 左右, 天然气膨胀力约为 2.03 MPa。同时, 认为上述方法计算得到的天然气体积膨胀量及膨胀力是抵消温度降低和孔隙回弹等效应后的净增量[36]。那么, 当地层抬升过程中引发的天然气膨胀力突破毛细管阻力时, 即可发生天然气的二次运移, 也可促使烃源岩内剩余天然气再次向储层运移。研究区储层物性非均质性强, 在天然气膨胀力的作用下, 储层内的天然气也可以由物性较好的富气区向物性较差的贫气区运移。此外, 受燕山晚期–喜山期(K_2-E_1)构造扭动应力作用的影响, 在山二段和下石盒子组形成不同规模的次级小断层, 并且在山二段储层内部伴生层理缝和缝合线[42-43], 使得储层连通性得到部分改善, 层内的次级小断层在膨胀力的推动下成为天然气局

部扩散、运移和聚集的渗流通道，地层压力和天然气富集得以重新调整（图 8a，d）。

研究区二叠系地层水主体为 $CaCl_2$ 型，指示了在自晚白垩世以来的抬升剥蚀过程中，研究区的保存条件良好，储层整体处于相对封闭且稳定系统中[44]。虽然不存在大规模逸散的情况，但层内的扩散也可能导致原始气藏的压力降低。相关研究[45-46]也表明，鄂尔多斯盆地北部盆缘区石盒子组中部分油气成藏的形成，很可能是源自南部的天然气于抬升期向北部扩散的结果（图 8a）。

综上所述，印支期地层快速沉降过程导致的压实和胶结作用使得储层致密化，晚燕山期的构造热事件促使有机质快速生烃，大量油气充注导致了山二段储层古超压的形成。晚白垩世以来构造抬升阶段，温度降低、孔隙反弹和天然气扩散等效应使得地层超压消散并逐渐演化为常压、弱低压。其中，温度降低导致孔隙流体体积收缩，从而导致地层压力降低，对研究区山二段储层现今异常低压的形成贡献最大。其次，山二段储层内富气区的天然气可通过水平层理缝向同层的贫气区运移，同时还可以通过次级小断层发生短距离的纵向运移，在下石盒子组的有利砂体中聚集成藏，从而造成山二段地层压力的进一步降低。相比之下，研究区剥蚀量普遍较低，故孔隙反弹对低压的形成影响最小。

6 结论

（1）新召地区山二段致密砂岩储层主要发育 CO_2 和 CH_4 2 类气包裹体，其中 CO_2 包裹体捕获于距今 180 ~ 170 Ma，压力计算显示储层处于弱超压状态；CH_4 包裹体捕获于距今 138 ~ 121 Ma，储层的古压力可达到 40 ~ 50 MPa，已达到中等超压状态。

（2）新召地区山二段储层压力经历了常压−中等超压−常压−低压的演变过程，古压力的发育与下伏煤系烃源岩的成烃热演化、油气充注时期具有良好的对应性；尤其是受燕山晚期构造热事件的影响，烃源岩生气效率快速增高，储层压力随之在早白垩世末达到最大；生烃流体膨胀导致的源−储剩余压力差是山二段天然气充注的主要动力。

（3）对于构造保存条件相对较好的新召地区，温度降低和主要层系内部的天然气扩散是山二段储层异常低压形成的主控因素，它们共同影响了致密气藏在抬升期的天然气的运移、调整与再富集；弱低压背景下的构造保存条件分析和优质储层发育区预测，是新召地区有利勘探甜点区的重要攻关方向。

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献：

[1] HUNT J M. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid Compartments(1)[J]. AAPG Bulletin, 1990, 74(1): 1-12.

[2] 杜栩, 郑洪印, 焦秀琼. 异常压力与油气分布 [J]. 地学前缘, 1995, 2(4): 137-148.
DU X, ZHENG H Y, JIAO X Q. Abnormal pressure and hydrocarbon accumulation[J]. Earth Science Frontiers, 1995, 2(4): 137-148. (in Chinese with English abstract)

[3] 赵靖舟, 付金华, 姚泾利, 等. 鄂尔多斯盆地准连续型致密砂岩大气田成藏模式 [J]. 石油学报, 2012, 33(增刊 1): 37-52.
ZHAO J Z, FU J H, YAO J L, et al. Q uasi-continuous accumulation model of large tight sandstone gas field in Ordos Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2012, 33(S1): 37-52. (in Chinese with English abstract)

[4] BIRCHALL T, SENGER K, SWARBRICK R. Naturally occurring underpressure: A global review[J]. Petroleum Geoscience, 2022, 28(2): 2021-2051.

[5] 李士祥, 施泽进, 刘显阳, 等. 鄂尔多斯盆地中生界异常低压成因定量分析 [J]. 石油勘探与开发, 2013, 40(5): 528-533.
LI S X, SHI Z J, LIU X Y, et al. Quantitative analysis of the Mesozoic abnormal low pressure in Ordos Basin[J]. Petroleum Exploration and Development, 2013, 40(5): 528-533. (in Chinese with English abstract)

[6] 邱楠生, 刘一锋, 刘雯, 等. 沉积盆地地层古压力定量重建方法与研究实例 [J]. 中国科学: 地球科学, 2020, 50(6): 793-806.
QIU N S, LIU Y F, LIU W, et al. Quantitative reconstruction of formation paleo-pressure in sedimentary basins and case studies[J]. Scientia Sinica (Terrae), 2020, 50(6): 793-806. (in Chinese with English abstract)

[7] 高键, 何生, 易积正. 焦石坝页岩气田中高密度甲烷包裹体的发现及其意义 [J]. 石油与天然气地质, 2015, 36(3): 472-480.
GAO J, HE S, YI J Z. Discovery of high density methane inclusions in Jiaoshiba shale gas field and its significance[J]. Oil & Gas Geology, 2015, 36(3): 472-480. (in Chinese with English abstract)

[8] BEAUDOIN N, LACOMBE O, KOEHN D, et al. Vertical stress history and paleoburial in foreland basins unravelled by stylolite roughness paleopiezometry: Insights from bedding-parallel stylolites in the Bighorn Basin, Wyoming, USA[J]. Journal of Structural Geology, 2020, 136: 104061.

[9] 何发岐, 王付斌, 王杰, 等. 鄂尔多斯盆地东胜气田氦气分布规律及特大型富氦气田的发现 [J]. 石油实验地质, 2022, 44(1): 1-10.
HE F Q, WANG F B, WANG J, et al. Helium distribution of Dongsheng gas field in Ordos Basin and discovery of a super large helium-rich gas field[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2022, 44(1): 1-10. (in Chinese with English abstract)

[10] 邱隆伟, 穆相骥, 李浩, 等. 鄂尔多斯盆地杭锦旗地区二叠系下石盒子组岩屑发育特征及其对储层物性的影响 [J]. 石油与天然气地质, 2019, 40(1): 24-33.

QIU L W, MU X J, LI H, et al. Characteristics of detritus development in the Permian Lower Shihezi Formation in Hangjinqi area and its influence on reservoir physical properties[J]. Oil & Gas Geology, 2019, 40(1): 24-33. (in Chinese with English abstract)

[11] 刘俞佐, 石万忠, 刘凯, 等. 鄂尔多斯盆地杭锦旗东部地区上古生界天然气成藏模式 [J]. 岩性油气藏, 2020, 32(3): 56-67.
LIU Y Z, SHI W Z, LIU K, et al. Natural gas accumulation patterns of Upper Paleozoic in eastern Hangjinqi area, Ordos Basin[J]. Lithologic Reservoirs, 2020, 32(3): 56-67. (in Chinese with English abstract)

[12] 王欢, 马立元, 罗清清, 等. 鄂尔多斯盆地杭锦旗地区上古生界地层压力演化研究 [J]. 现代地质, 2020, 34(6): 1166-1180.
WANG H, MA L Y, LUO Q Q, et al. Pressure evolution of Upper Paleozoic in Hangjinqi area, Ordos Basin[J]. Geoscience, 2020, 34(6): 1166-1180. (in Chinese with English abstract)

[13] WANG W L, ZHANG Y M, ZHAO J. Evolution of formation pressure and accumulation of natural gas in the Upper Palaeozoic, eastern-central Ordos Basin, Central China[J]. Geological Journal, 2018, 53(S2): 395-404.

[14] 李松, 马立元, 王濡岳, 等. 鄂尔多斯盆地石盒子组–山西组致密储层形成主控因素与发育模式: 以彬长地区为例 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(2): 28-40.
LI S, MA L Y, WANG R Y, et al. Main controlling factors and development model of tight reservoirs in the Shihezi Formation-Shanxi Formation in the Ordos Basin: Taking the Binchang area as an example[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(2): 28-40. (in Chinese with English abstract)

[15] 杨俊, 徐清海, 母彩霞, 等. 鄂尔多斯盆地西南缘侏罗系延安组油页岩发育特征及其古环境恢复 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(3): 182-196.
YANG J, XU Q H, MU C X, et al. Characteristics of oil shale development and paleoenvironment restoration of Jurassic Yan'an Formation in southwestern Ordos Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(3): 182-196. (in Chinese with English abstract)

[16] 樊宇洁, 孟祥振, 蒲仁海, 等. 鄂尔多斯盆地延长探区本溪组物源分析 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(3): 197-211.
FAN Y J, MENG X Z, PU R H, et al. Provenance analysis of Benxi Formation in the Yanchang exploration area of the Ordos Basin[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(3): 197-211.(in Chinese with English abstract)

[17] 任战利, 祁凯, 李进步, 等. 鄂尔多斯盆地热动力演化史及其对油气成藏与富集的控制作用 [J]. 石油与天然气地质, 2021, 42(5): 1030-1042.
REN Z L, QI K, LI J B, et al. Thermodynamic evolution and hydrocarbon accumulation in the Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2021, 42(5): 1030-1042. (in Chinese with English abstract)

[18] 薛会, 张金川, 王毅, 等. 鄂北杭锦旗探区构造演化与油气关系 [J]. 大地构造与成矿学, 2009, 33(2): 206-214.
XUE H, ZHANG J C, WANG Y, et al. Relationship between tectonic evolution and hydrocarbon in Hangjinqi Block of North Ordos Basin[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2009, 33(2): 206-214. (in Chinese with English abstract)

[19] 郝蜀民, 李良, 张威, 等. 鄂尔多斯盆地北缘石炭系–二叠系大型气田形成条件 [J]. 石油与天然气地质, 2016, 37(2): 149-154.
HAO S M, LI L, ZHANG W, et al. Forming conditions of large-scale gas fields in Permo-Carboniferous in the northern Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2016, 37(2): 149-154. (in Chinese with English abstract)

[20] 谢润成, 周文, 李良, 等. 鄂尔多斯盆地北部杭锦旗地区上古生界砂岩储层特征 [J]. 新疆地质, 2010, 28(1): 86-90.
XIE R C, ZHOU W, LI L, et al. Characteristics of upper Paleozoic sandstone reservoir in Hangjinqi area of Ordos Basin[J]. Xinjiang Geology, 2010, 28(1): 86-90. (in Chinese with English abstract)

[21] 倪春华, 刘光祥, 朱建辉, 等. 鄂尔多斯盆地杭锦旗地区上古生界天然气成因及来源 [J]. 石油实验地质, 2018, 40(2): 193-199.
NI C H, LIU G X, ZHU J H, et al. Origin and source of natural gas in the Upper Paleozoic in Hangjinqi area, Ordos Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2018, 40(2): 193-199. (in Chinese with English abstract)

[22] LIN F, BODNAR R J, BECKER S P. Experimental determination of the Raman CH_4 symmetric stretching (ν1) band position from 1–650 bar and 0.3–22℃: Application to fluid inclusion studies[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007, 71(15): 3746-3756.

[23] KIM S B, HAMMAKER R M, FATELEY W G. Calibrating Raman spectrometers using a neon lamp[J]. Applied Spectroscopy, 1986, 40(3): 412-415.

[24] LE V H, CAUMON M C, TARANTOLA A. FRAnCIs calculation program with universal Raman calibration data for the determination of PVX properties of CO_2-CH_4-N_2 and CH_4-H_2O-NaCl systems and their uncertainties[J]. Computers & Geosciences, 2021, 156: 104896.

[25] ZHANG J L, QIAO S H, LU W J, et al. An equation for determining methane densities in fluid inclusions with Raman shifts[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2016, 171: 20-28.

[26] DUAN Z H, MØLLER N, WEARE J H. An equation of state for the CH_4-CO_2-H_2O system: II. mixtures from 50 to 1 000 ℃ and 0 to 1 000 bar[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56(7): 2619-2631.

[27] HALL D L, STERNER S M, BODNAR R J. Freezing point depression of NaCl-KCl-H_2O solutions[J]. Economic Geology, 1988, 83(1): 197-202.

[28] 曾宇, 侯宇光, 胡东风, 等. 川东南盆缘常压区页岩裂缝脉体特征及古压力演化 [J]. 地球科学, 2022, 47(5): 1819-1833.
ZENG Y, HOU Y G, HU D F, et al. Characteristics of shale fracture veins and paleo-pressure evolution in normal pressure shale gas zone, Southeast Margin of Sichuan Basin[J]. Earth Science, 2022, 47(5): 1819-1833. (in Chinese with English abstract)

[29] 陈瑞银, 罗晓容, 陈占坤, 等. 鄂尔多斯盆地中生代地层剥蚀量估算及其地质意义 [J]. 地质学报, 2006, 80(5): 685-693.
CHEN R Y, LUO X R, CHEN Z K, et al. Estimation of denudation thickness of mesozoic stata in the Ordos Basin and its geological significance[J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(5): 685-693. (in Chinese with English abstract)

[30] 任战利, 张盛, 高胜利, 等. 鄂尔多斯盆地热演化程度异常分布区及形成时期探讨 [J]. 地质学报, 2006, 80(5): 674-684.

REN Z L, ZHANG S, GAO S L, et al. Research on region of maturation anomaly and formation time in Ordos Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(5): 674-684. (in Chinese with English abstract)

[31] 郭明强, 宋平, 张兵, 等. 鄂尔多斯盆地东缘临兴地区上古生界古超压成因及其演化 [J]. 西安石油大学学报(自然科学版), 2020, 35(4): 19-25.
GUO M Q, SONG P, ZHANG B, et al. Origin and evolution of paleo-overpressure in the upper Paleozoic in linxing area, the eastern margin of Ordos Basin, China[J]. Journal of Xi'an Shiyou University (Natural Science Edition), 2020, 35(4): 19-25. (in Chinese with English abstract)

[32] 李剑, 罗霞, 单秀琴, 等. 鄂尔多斯盆地上古生界天然气成藏特征 [J]. 石油勘探与开发, 2005, 32(4): 54-59.
LI J, LUO X, SHAN X Q, et al. Natural gas accumulation in the upper Paleozoic of Ordos Basin, China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2005, 32(4): 54-59. (in Chinese with English abstract)

[33] 李艳霞, 张华, 田毓峰. 煤系烃源岩与石英次生加大边的形成机理探讨: 以鄂尔多斯盆地东部山西组为例 [J]. 地质科技情报, 2015, 34(6): 65-69.
LI Y X, ZHANG H, TIAN Y F. Formation mechanism of coal source rocks and quartz overgrowths: An example of Shanxi Formation in eastern Ordos Basin[J]. Geological Science and Technology Information, 2015, 34(6): 65-69. (in Chinese with English abstract)

[34] LIU K, WANG R, SHI W Z, et al. Tectonic controls on Permian tight gas accumulation: Constrains from fluid inclusion and paleostructure reconstruction in the Hangjinqi area, northern Ordos Basin, China[J]. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 2020, 83: 103616.

[35] 许浩, 张君峰, 汤达祯, 等. 鄂尔多斯盆地苏里格气田低压形成的控制因素 [J]. 石油勘探与开发, 2012, 39(1): 64-68.
XU H, ZHANG J F, TANG D Z, et al. Controlling factors of underpressure reservoirs in the Sulige gas field, Ordos Basin[J]. Petroleum Exploration and Development, 2012, 39(1): 64-68. (in Chinese with English abstract)

[36] 李军, 赵靖舟, 魏新善, 等. 地层抬升引发的天然气膨胀及其聚集效应: 以鄂尔多斯盆地苏里格气田为例 [J]. 石油勘探与开发, 2022, 49(6): 1094-1106.
LI J, ZHAO J Z, WEI X S, et al. Gas expansion caused by formation uplifting and its effects on tight gas accumulation: A case study of Sulige gas field in Ordos Basin, SW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 2022, 49(6): 1094-1106. (in Chinese with English abstract)

[37] 熊伟, 陈冬霞, 王翘楚, 等. 含油气盆地异常低压成因及低压油气藏形成机理 [J]. 长江大学学报(自然科学版), 2019, 16(4): 1-7.
XIONG W, CHEN D X, WANG Q C, et al. Origin of abnormal low pressure and formation mechanism of low pressure oil and gas reservoirs in oil and gas-bearing basins[J]. Journal of Yangtze University (Natural Science Edition), 2019, 16(4): 1-7. (in Chinese with English abstract)

[38] FATT I. Compressibility of sandstones at low to moderate Pressures[J]. AAPG Bulletin, 1958, 42(8): 1924-1957.

[39] RUSSELL W L. Pressure-depth relations in Appalachian Region[J]. AAPG Bulletin, 1972, 56(3): 528-536.

[40] 李勇, 高爽, 吴鹏, 等. 深部煤层气游离气含量预测模型评价与校正: 以鄂尔多斯盆地东缘深部煤层为例 [J]. 石油学报, 2023, 44(11): 1892-1902.
LI Y, GAO S, WU P, et al. Evaluation and correction of prediction model for free gas content in deep coalbed methane: A case study of deep coal seams in the eastern margin of Ordos Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2023, 44(11): 1892-1902. (in Chinese with English abstract)

[41] JIANG F J, PANG X Q, GUO F T, et al. Critical conditions for natural gas charging and delineation of effective gas source rocks for tight sandstone reservoirs[J]. Geological Journal, 2016, 51(1): 113-124.

[42] 刘昭茜, 马立元, 何新月, 等. 鄂尔多斯盆地北部东胜气田构造变形时序及关键构造期构造特征 [J]. 地球科学, 2023, 48(2): 533-552.
LIU Z Q, MA L Y, HE X Y, et al. Tectonic deformation sequence, critical tectonic periods and characteristics in Dongsheng gas field, Ordos Basin, China[J]. Earth Science, 2023, 48(2): 533-552. (in Chinese with English abstract)

[43] 张君峰, 兰朝利. 鄂尔多斯盆地榆林–神木地区上古生界裂缝和断层分布及其对天然气富集区的影响 [J]. 石油勘探与开发, 2006, 33(2): 172-177.
ZHANG J F, LAN C L. Fractures and faults distribution and its effect on gas enrichment areas in Ordos Basin[J]. Petroleum Exploration and Development, 2006, 33(2): 172-177. (in Chinese with English abstract)

[44] 赵永强, 倪春华, 吴小奇, 等. 鄂尔多斯盆地杭锦旗地区二叠系地层水地球化学特征和来源 [J]. 石油实验地质, 2022, 44(2): 279-287.
ZHAO Y Q, NI C H, WU X Q, et al. Geochemical characteristics and source of Permian formation water in Hangjinqi area, Ordos Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2022, 44(2): 279-287. (in Chinese with English abstract)

[45] 王震亮, 张立宽, 孙明亮, 等. 鄂尔多斯盆地神木–榆林地区上石盒子组石千峰组天然气成藏机理 [J]. 石油学报, 2004, 25(3): 37-43.
WANG Z L, ZHANG L K, SUN M L, et al. Natural gas accumulation mechanism in Upper Shihezi and Shiqianfeng Formations of Shenmu-Yulin district in northeastern Ordos Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2004, 25(3): 37-43. (in Chinese with English abstract)

[46] 李艳霞, 赵靖舟, 李净红. 鄂尔多斯盆地东部二叠系流体包裹体与天然气成藏 [J]. 新疆石油地质, 2011, 32(5): 451-456.
LI Y X, ZHAO J Z, LI J H. Fluid inclusions and gas accumulation of Permian in eastern Ordos Basin[J]. Xinjiang Petroleum Geology, 2011, 32(5): 451-456. (in Chinese with English abstract)

Summary for “鄂尔多斯盆地北部新召地区山西组砂岩储层压力演化与低压成因”

Pressure evolution and underpressure generation in the Shanxi Formation sandstone reservoirs of the Xinzhao area, northern Ordos Basin

JING Haijie[1]，WANG Linlin[2]，REN Kexiong[3]，YE Yunfei[1]，LIU Yukun[1]，CHEN Fang[1]，MA Liyuan[2]，HOU Yuguang[1*]

1. Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resources, Ministry of Education, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China；
2. SINOPEC Petroleum Exploration and Production Research Institute, Beijing 100083, China；
3. The Natural Resources and Planning Bureau of Yiling District, Yichang Hubei 443100, China

First author，E-mail：jinghaijie@cug.edu.cn

* Corresponding author， E-mail：sporthyg@126.com

Abstract：[**Objective**] The Upper Paleozoic sandstone reservoirs in the Xinzhao area, northern Ordos Basin, are rich in natural gas and characterized by underpressure. The mechanisms of paleo-pressure evolution and underpressure generation are unclear, constraining the understanding of tight sandstone gas accumulation and the enhancement of natural gas production. [**Methods**] This study comprehensively analyzed the petroleum charging history in the second member of the Shanxi Formation using fluid inclusion petrographic, micrometry, and laser Raman analysis. Subsequently, we obtained the paleo-pressure during the key reservoir formation period. The paleo-pressure evolution history was established by the basin simulation methods, and the coupling between paleo-fluid pressure evolution and petroleum charging was established. The relationship between the causes of underpressure and tight gas accumulation is further discussed. [**Results**] The results indicate that: ①CO_2 was trapped in the second member of the Shanxi Formation in the Xinzhao area from 180 to 170 Ma, when the source rock was at a middle-low maturity stage, and the methane inclusion was captured at the peak of hydrocarbon generation from 138 to 121 Ma. ②Overpressure in the second member of the Shanxi Formation began developing in the Early Jurassic and reached a maximum paleo-pressure of 50 MPa and a paleo-pressure coefficient of 1.31 by the end of the Early Cretaceous. ③The formation pressure decrease in the second member of the Shanxi Formation, driven by temperature drop, pore rebound, and gas diffusion, accounted for 49%, 14.5%, and 36.5% of the total formation pressure decrease, respectively. [**Conclusion**] The tight gas reservoir in the second member of the Shanxi Formation experienced a pressure evolution from normal pressure to medium overpressure, back to normal pressure, and finally to underpressure. Hydrocarbon-generation-induced overpressure and pressure-conduction are the main factors contributing to ancient overpressure, while temperature decrease and natural-gas diffusion are the primary factors driving underpressure formation in the second member of the Shanxi Formation.

Key words: tight sandstone reservoir；paleo-pressure evolution；underpressure generation；second member of the Shanxi Formation；Ordos Basin

Received：2024-03-29；Revised：2024-07-23；Accepted：2024-07-31

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240130