

引用格式:孙振,张正红,郭智,等. 2026. 岩溶储层地层水地球化学特征及气水分布规律——苏里格气田南区马家沟组马五₅亚段[J]. 沉积学报, 44(3): 1096-1116.

SUN Zhen, ZHANG ZhengHong, GUO Zhi, et al. 2026. Geochemical Characteristics of Formation Water and Gas-Water Distribution in a Karst Reservoir: Ma₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 44(3): 1096-1116.

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2024.114

CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2024.114

岩溶储层地层水地球化学特征及气水分布规律 ——苏里格气田南区马家沟组马五₅亚段

孙振¹, 张正红², 郭智^{1,3}, 田国庆¹, 张云峰², 彭军², 万慈眩¹, 赵明睿¹

1. 中国石油长庆油田分公司第六采气厂, 陕西延安 716000

2. 西南石油大学地球科学与技术学院, 成都 610599

3. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

摘要 【目的】苏里格气田南区奥陶系马家沟组马五₅亚段主要为岩溶储层, 探明储量超千亿方, 开发生产过程中地层出水严重, 气水关系复杂, 气水分布规律及主控因素不明确, 很大程度上制约了该区的天然气产能释放。【方法】在地层水地球化学分析的基础上, 利用氯钠系数、脱硫系数、镁钙系数、钠钙系数和变质系数等化学参数对地层水的形成环境进行分析, 进而通过单井出水层位识别、连井气藏剖面对比以及不同地层水类型平面展布特征刻画研究了气水分布规律; 最后结合烃源岩、岩溶储层非均质性和构造等方面探讨了气水分布的主控因素。【结果】苏里格气田南部马五₅亚段地层水总矿化度分布较为集中, 平均值为83 598.7 mg/L, pH值显示弱酸性, 水型均表现为CaCl₂型。地层水整体表现为低氯钠系数、低脱硫系数、低镁钙系数、低钠钙系数和高变质系数的特征, 表明地层封闭性较好, 有利于气藏保存, 并且各参数平面特征相似, 受岩溶储层控制。根据成因差异、空间分布和储层特征将地层水分为I型构造低部位水、II型孤立透镜状水和III型低渗带滞留水, I型主要在岩溶区发育, 受岩溶残丘单元控制, 具有统一气水界面, 是高效井主要分布区; II型在平面零星分布, 受岩溶洼地和沟槽平面分布影响, 储层物性一般, 是潜在有利区; III型储层物性较差。【结论】地层水分布受烃源岩供烃能力、岩溶储层非均质性和同一岩溶单元局部构造等三个因素共同控制。烃源岩供烃能力不足是地层水水体发育的根本原因, 岩溶储层非均质性决定了气水分布模式, 局部构造导致气水分异, 同一岩溶单元具有统一气水界面。

关键词 地层水; 气水分布规律; 岩溶储层; 马家沟组; 苏里格气田; 鄂尔多斯盆地

第一作者 孙振, 男, 1982年出生, 博士研究生, 高级工程师, 油气田开发, E-mail: sunzhen_cq@petrochina.com.cn

通信作者 张正红, 男, 正高级工程师, E-mail: 38615293@qq.com

中图分类号: P618.13 文献标志码: A 文章编号: 1000-0550(2026)03-1096-21

0 引言

地层水(也称为油田水), 在地层中与石油和天然气伴生, 是一种主要的地质流体, 并且在油气运移、富集和保存中发挥了非常重要的作用(王运所等, 2010; 杨仁超等, 2022)。地层水来源于大气淡水、海水和内生的水, 以及上述物质在沉积盆地中的混合物。地层水运移是一种广泛的地球动力学过程, 可以促进油气在垂直和水平方向上在最近圈闭中的形成和积累。地层的水化学成分能够直接或间

接地反映沉积环境和油气的生烃环境特征。物理反应控制地层水的组成, 包括蒸发浓缩作用、盐矿物的溶解和沉积物的过滤等过程。此外, 水岩作用等化学反应也是影响地层水组成的重要过程, 其中包括方解石白云化和石英变质作用等。这些化学反应通常发生在封闭的高温高压环境中, 导致地层水成分在不同的地质时期发生显著的变化。同时, 活性含水层或深层热液的存在使这种变化变得更加复杂, 对流体的地球化学特性产生深远影响。

地层水的来源和演化以及与油气之间的关系一

收稿日期: 2024-08-14; 修回日期: 2024-10-29; 录用日期: 2024-12-02; 网络出版日期: 2024-12-02

基金项目: 国家自然科学基金项目(42272181)

直是过去一百年以来油田地质学家非常感兴趣的课题。地层水的地球化学成分分析被广泛应用于深层盆地的成藏条件评价和地层封闭性研究。地层水化学离子范围从浅层富集 SO_4^{2-} 到中层富集 HCO_3^- 至深层富集 Cl^- 。以往数据表明,高浓度的地层水指示地层密封良好,油气没有逸散,并得到保存。地层水的TDS、地层水离子浓度、化学特征参数等地球化学指标不仅可以用于推断地下水岩相互作用的过程、地层水的成因演化特征,同时对油气的运聚、成藏和保存具有重要的指示意义。

苏里格气田是中国第一特大型气田,位于鄂尔多斯盆地伊陕斜坡,由于其特殊的地理格局,被认为是潜在的天然气高产区(杨华等,2006,2011;窦伟坦等,2010;胡文瑞和翟光明,2010)。苏里格南区位于鄂尔多斯盆地西南部,研究区马五₅亚段白云岩岩溶储层气藏含气面积大,探明储量超千亿方(白晓亮等,2018;戴金星等,2019;张军涛等,2021)。随着后期开发,气藏整体普遍产水,气水关系复杂,严重影响气井产能和效益开发,亟需系统开展马五₅亚段地层水特征和气水分布规律研究(Yu *et al.*, 2016;郑小鹏等,2018;杨引弟等,2019;张凯笑等,2025)。虽然前人对已有地层水化学特征、分布及控制因素进行了研究,但是缺乏系统整体的认识,并未结合储层静态资料和开发生产动态资料综合研究,导致地层水对油气成藏的影响及有利区指示尚不清楚。为此,本文对鄂尔多斯盆地苏里格南区马五₅亚段岩溶储层地层水的地球化学组成进行了系统分析,结合岩溶储层特征和生产动态资料对不同地层水类型分布规律进行了研究,探讨了气水分布控制因素,指出了开发有利区,以期为岩溶储层勘探开发提供借鉴。

1 区域地质背景

鄂尔多斯盆地位于中国中部,在吕梁山脉西部,贺兰山脉的东部。根据地质历史时期构造演化结果,鄂尔多斯盆地被划分为6个主要的构造单元(赵振宇等,2012;杨仁超等,2022)。伊陕斜坡为西倾缓坡,面积约 $4 \times 10^4 \text{ km}^2$,斜坡及邻近的天环坳陷地区被认为是盆地的大型天然气储层,储量超万亿吨(杨华等,2006;窦伟坦等,2010;胡文瑞和翟光明,2010)。受加里东运动的影响,鄂尔多斯盆地整体隆升,经历了1.5亿年的风化侵蚀,造成了晚奥陶世至早石炭世的地层损失,直到晚石炭世才沉积了新的地层。鄂

尔多斯盆地下古生界马家沟组自下而上可划分为马一段—马六段6个层段,其中,马五段为典型的岩溶碳酸盐岩储层(何江等,2013;张添锦和王云,2017;曹红霞等,2020;张军涛等,2021;Peng *et al.*, 2023),根据岩性、沉积和储层特征把马五段自下而上进一步划分马五₁—马五₁₀共10个亚段,根据测井曲线和岩溶特征把马五₅亚段进一步细分马五₅²和马五₅³共2个小层(张凯笑等,2025)(图1)。

2 地层水地球化学特征

2.1 可信度判别

由于研究区马家沟组碳酸盐岩储层几乎均进行过酸化或酸压施工作业,地层水化学数据可能存在不可信的问题。在开展地层水地球化学特征研究之前,若不对地层水数据的可信度进行评估,其研究结果将缺乏价值和意义。本文选用的50个地层水分析数据均采集于测试求产日期之后365天,采样累计产液量大于 314 m^3 ,且返排率达到300%(表1),表明所选数据具有较高的可信度。

2.2 离子浓度

在气藏中,地层水的离子成分像油气一样,经历了复杂而漫长的演化过程,地层水类型和地球化学特征受到油气运移、聚集和保存影响而发生变化。在地层水中,相较于其他离子如 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 SO_4^{2-} 和 HCO_3^- 、 Cl^- 的含量最高的。地层水 Cl^- 的含量介于 $26\ 135.5 \sim 78\ 986.7 \text{ mg/L}$,平均值为 $52\ 086.4 \text{ mg/L}$,占总离子含量的63%。在主要阳离子中, Ca^{2+} 离子含量最高,介于 $5\ 894.2 \sim 27\ 517.3 \text{ mg/L}$,平均值为 $16\ 821.1 \text{ mg/L}$,占总离子含量的23%,其次是 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 离子,介于 $2\ 094.4 \sim 26\ 468.8 \text{ mg/L}$,平均值为 $13\ 380.6 \text{ mg/L}$,占总离子含量13%, Mg^{2+} 离子含量较低,介于 $297.9 \sim 2\ 085.4 \text{ mg/L}$,平均值为 811.5 mg/L , Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 离子最低, HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 含量极低,表明地层水处于封闭还原环境(Worden *et al.*, 2006;窦伟坦等,2010;王运所等,2010;代金友等,2012;梁积伟等,2013;方建龙等,2015;郑小鹏等,2018;杨引弟等,2019;杨仁超等,2022;Yang *et al.*, 2022;张凯笑等,2025)(表1、图2)。

值得注意的是, Ca^{2+} 离子浓度相比正常地层水要高,这主要归因于岩溶作用导致岩层中富含方解石的矿物溶解。然而 Mg^{2+} 离子浓度相对较低,表明发生了强烈的水岩反应,尤其是白云化作用(Xie *et al.*,

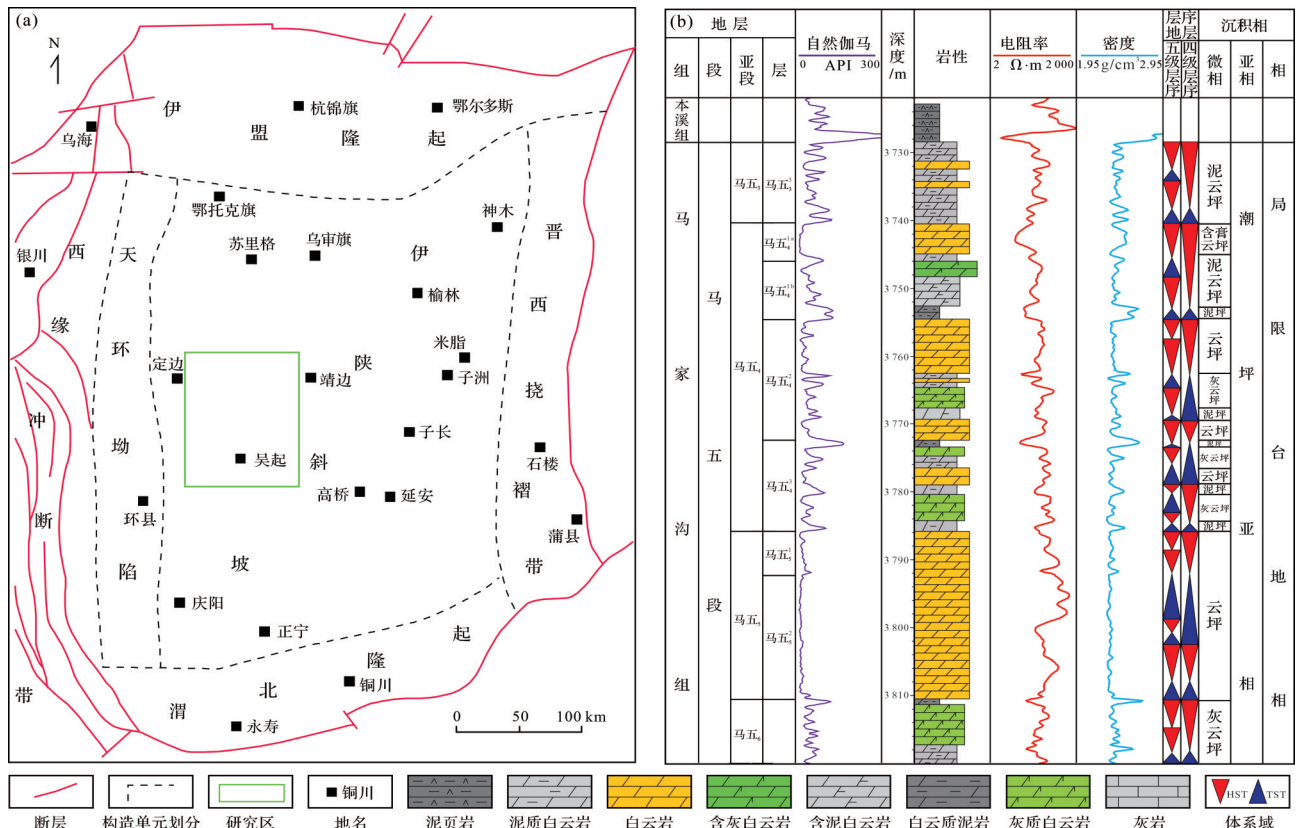


图1 (a)鄂尔多斯盆地苏里格南区构造位置图;(b)马家沟组马五段综合柱状图
 Fig.1 (a) Tectonic zones of the southern area, Sulige gas field, Ordos Basin;
 (b) stratigraphic column for 5th member of the Majiagou Formation

2003)。Cl⁻含量占比最高,说明Cl⁻来源与海洋环境中NaCl有关。地层水表现为完全孤立的地层水化学类型(以CaCl₂为主),表明其属于原始沉积水,并经历了强烈的变质作用(Yang *et al.*, 2022;张继伟等, 2023)。

2.3 pH值

地层水的pH值是衡量其酸碱性的指标,受到地下水的来源、流动路径、地质构造及土壤成分等多种因素的影响。不同的水型(如CaCl₂水型、MgCl₂水型、NaHCO₃水型以及Na₂SO₄水型)具有不同的酸碱特征。研究区马五₂亚段地层水pH值介于5.0~7.0,平均值为5.9,表现出弱酸性特征(王运所等, 2010;代金友等, 2012;梁积伟等, 2013;方建龙等, 2015;郑小鹏等, 2018;杨引弟等, 2019;杨仁超等, 2022;张凯笑等, 2025)。主要是油气生成过程产生的酸性流体(如普遍存在H₂S气体)所致,导致地层水pH值偏低,这一现象在鄂尔多斯盆地奥陶系岩溶储层中普遍存在。酸性流体的存在不仅降低了地层水的pH,还对白云岩岩溶储层的改造起到了重要作用,

有助于改善储层的孔隙度和渗透性。

2.4 地层水矿化度

地层水矿化度代表地层水中含有各种矿物元素含量的总和,是地层水重要的理化指标之一。地层水矿化度对研究地层水的性质、成因以及气水分布规律具有重要意义(Bolaji *et al.*, 2021)。地层水矿化度的大小主要与原始沉积环境、成岩过程中的浓缩变质、构造作用引起的地表水侵入等因素紧密相关。前人研究表明,苏里格南区马五段地层水矿化度介于86 620~206 720 mg/L,平均地层水矿化度大于100 000 mg/L,数据变化很大(王运所等, 2010;郑小鹏等, 2018;杨仁超等, 2022;张凯笑等, 2025),这种波动可能与测试过程中地层水样品混入酸液流体有关,导致矿化度结果可信度较低。在本研究中,通过对地层水样可信度的判识,统计分析了50口井马五₂亚段历年来不同时间段地层水样品,得出地层水矿化度介于41 835.0~125 730.7 mg/L。研究发现,岩溶储层地层水矿化度较为集中,主要介于80 000~90 000 mg/L,占总样品数的50%(图3),

表1 苏里格气田南部马家沟组马五_s亚段地层水地球化学特征
Table 1 Geochemical characteristics of formation water in Ma_{5s} submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

序号	井号	测试求产日期	地层水取样		pH	阳离子含量(mg/L)						阴离子(mg/L)			总矿化度(mg/L)	水型
			取样日期	累计产液量/m ³		Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻		
1	G1-018C1	2014/6/30	2017/7/18	1 726.3	6.2	12 944.9	23 801.9	1 255.4	0	0	65 674.3	0	0	75.1	103 751.6	CaCl ₂
2	G1-019	2014/6/19	2018/7/10	3 601.2	6.0	15 795.6	21 129.4	596.1	0	0	63 011.8	0	0	773.8	101 306.7	CaCl ₂
3	G1-020A	2014/5/14	2020/9/8	5 011.8	5.4	14 095.5	27 191.3	297.9	11.2	0	40 774.6	6.1	0	396.7	84 756.0	CaCl ₂
4	G1-022C4	2015/9/7	2022/1/15	16 589.7	5.3	2 094.4	23 358.6	602.9	0	0	46 172.7	0	0	231.0	72 459.7	CaCl ₂
5	G1-024	2012/8/24	2014/9/26	2 011.9	6.0	13 426.5	7 264.5	607.8	8.4	0	35 109.7	0	0	357.6	56 766.0	CaCl ₂
6	G2-017a	2014/5/7	2020/3/6	754.3	5.4	10 888.1	19 156	1 297.9	0	0	54 982.1	0	0	409.0	87 133.2	CaCl ₂
7	G2-020	2014/5/25	2018/6/19	2 853.5	5.8	4 722.8	22 603.5	596.1	0	0	48 812.0	0	0	327.9	77 062.2	CaCl ₂
8	G2-022a	2016/11/27	2020/4/3	4 053.6	5.9	4 035.6	24 067.8	2 085.4	645.7	0	54 504.9	3.8	0	641.2	85 335.0	CaCl ₂
9	G2-023C1	2016/9/28	2018/5/5	945.33	6.0	11 749.4	12 935.8	1 196.9	5.8	0	47 037.0	0	0	624.1	74 543.2	CaCl ₂
10	G2-024	2015/6/19	2023/5/24	61 669.7	7.0	18 927.6	11 430.8	602.9	16.7	0	50 950.2	0	0	347.7	82 259.1	CaCl ₂
11	G3-015	2014/10/24	2017/5/8	612.8	6.0	15 430.6	15 363.3	500.6	5.5	16.6	51 474.5	0	0	624.1	83 193.0	CaCl ₂
12	G3-018	2014/9/17	2018/9/17	689.7	6.7	22 169.6	17 355.0	554.0	127.3	5.1	66 349.1	12.4	0	236.1	106 663.8	CaCl ₂
13	G3-019	2014/8/5	2017/5/7	623.7	5.8	19 298.3	25 871.6	1 255.4	0	0	78 986.7	0	0	318.7	125 730.7	CaCl ₂
14	G3-022	2019/11/21	2023/12/5	9 094.9	6.0	16 328.1	9 709.4	310.0	28.5	0	43 044.1	0	0	347.7	69 739.2	CaCl ₂
15	G3-023a	2014/12/1	2018/6/13	9 366.7	5.9	10 807.2	8 208.4	933.5	0	0	33 706.6	0	0	333.2	53 988.9	CaCl ₂
16	G3-024	2013/1/16	2023/3/4	6 270.1	6.0	9 234.6	15 406.8	602.9	50.3	0	43 044.1	0	0	360.1	68 653.4	CaCl ₂
17	G33-024	2015/9/24	2018/6/11	95 725.8	6.2	14 942.2	14 741.4	596.1	0	0	50 587.0	0	0	445.9	81 312.6	CaCl ₂
18	G4-020	2015/7/16	2018/11/14	965.5	6.8	19 972.1	23 749.0	554.0	203.7	0	74 311.0	0	0	170.5	118 756.7	CaCl ₂
19	G4-020C4	2015/4/12	2018/8/16	1 710.2	5.9	20 513.1	10 961.1	1 108.1	0	0	53 963.9	5.6	0	472.1	87 018.3	CaCl ₂
20	G4-024C2	2014/10/29	2018/8/14	43 368.7	5.8	3 064.0	27 517.3	596.1	16.4	0	54 848.6	0	0	498.4	86 524.3	CaCl ₂
21	G4-025	2013/11/12	2015/5/20	5 550.5	6.1	2 540.5	23 230.4	1 306.3	39.4	0	51 710.9	0	0	614.5	82 402.6	CaCl ₂
22	G4-025a	2014/9/6	2023/11/4	73 719.3	6.5	16 555.1	10 933.8	301.4	44.3	0	45 679.5	0	0	99.3	73 569.2	CaCl ₂

续表

序号	井号	测试求产日期	地层水取样			pH	阳离子含量(mg/L)						阴离子(mg/L)				总矿化度(mg/L)	水型
			取样日期	累计产量/m ³	Na ⁺ +K ⁺		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻				
23	G5-019	2013/10/8	2020/4/7	3 134.2	5.5	26 468.8	5 894.2	595.8	32.9	0	52 774.6	0	0	320.6	86 054.0	CaCl ₂		
24	G5-020C3	2015/8/14	2023/1/7	5 929.4	5.0	13 230.5	18 388.7	904.3	134.0	11.2	55 342.4	0	0	372.2	88 238.1	CaCl ₂		
25	G5-020C4	2015/8/2	2020/9/10	1 318.4	5.5	23 667.1	8 841.3	595.8	33.5	0	53 639.8	0	0	371.9	87 115.9	CaCl ₂		
26	G5-021	2016/9/16	2022/4/8	2 720.2	5.6	12 386.1	13 915.8	602.9	0	0	45 301.6	0	0	282.3	72 488.7	CaCl ₂		
27	G5-021C1	2020/11/13	2023/12/5	441.0	6.0	12 598.5	18 907.7	619.9	34.2	0	54 464.0	17.5	0	360.1	86 950.2	CaCl ₂		
28	G5-023	2015/8/16	2019/4/15	44 455.3	5.7	14 344.4	15 390.7	933.5	0	0	51 856.3	0	0	346.0	82 870.9	CaCl ₂		
29	G5-024C2	2015/7/5	2016/7/18	2 061.8	5.5	14 306.7	16 416.8	622.3	0	0	52 720.5	0	0	320.4	84 386.7	CaCl ₂		
30	G5-026	2013/8/17	2019/11/5	6 016.0	5.9	2 171.6	26 032.6	893.8	54.8	0	51 792.5	0	0	364.8	81 255.2	CaCl ₂		
31	G6-018	2016/6/28	2018/8/17	408.6	6.3	8 754.2	27 517.3	596.1	0	0	63 695.1	2.1	0	367.2	100 930	CaCl ₂		
32	G6-019	2012/6/7	2023/11/4	4 390.1	5.8	17 165.3	12 424.8	602.9	11.1	0	50 071.7	0	0	211.1	80 475.8	CaCl ₂		
33	G7-016C2	2015/7/18	2017/4/8	789.9	5.2	6 503.5	21 034.0	611.2	0	0	47 856.8	0	0	486.9	76 192.4	CaCl ₂		
34	G7-016C3	2014/5/1	2022/12/5	314.8	5.5	5 660.0	9 442.9	301.4	33.5	0	26 135.5	0	0	295.2	41 835.0	CaCl ₂		
35	G7-016C4	2015/5/13	2022/5/13	3 020.4	5.7	11 258.9	23 358.6	602.9	0	0	60 111.7	0	0	551.9	95 884.0	CaCl ₂		
36	G7-018a	2017/7/9	2020/8/10	4 264.0	5.6	16 810.5	19 156.0	595.8	11.2	0	61 426.2	0	0	186.0	98 174.5	CaCl ₂		
37	G7-021C4	2015/11/21	2023/7/22	10 199.6	6.0	11 737.5	18 328.5	1 507.2	33.2	0	57 099.3	0	0	149.0	88 821.5	CaCl ₂		
38	G7-023	2012/8/12	2020/5/7	12 988.1	6.0	16 665.6	16 215.6	596.1	0	0	55 911.9	0	0	341.0	89 730.2	CaCl ₂		
39	G7-024C1	2015/7/23	2020/4/18	4 212.9	6.1	11 823.2	19 647.2	595.8	104.0	0	54 382.1	0	0	574.8	87 023.1	CaCl ₂		
40	G8-021	2013/10/23	2018/12/7	4 717.3	6.2	16 530.2	16 354.4	901.8	0	0	56 799.4	0	0	411.6	90 997.5	CaCl ₂		
41	G9-020C3	2014/8/2	2020/4/23	3 854.5	6.1	15 263.4	13 453.3	941.5	0	0	49 699.5	0	0	637.3	79 995.0	CaCl ₂		
42	G9-022	2012/11/23	2016/9/12	8 702.0	5.8	13 178.3	16 416.8	1 555.8	5.7	0	53 584.8	0	0	525.4	85 261.1	CaCl ₂		
43	G9-024	2014/11/14	2016/5/16	733.3	5.9	13 372.2	11 066.1	915.3	39.3	0	42 635.7	0	0	378.3	68 367.6	CaCl ₂		
44	G9-027	2014/5/25	2017/8/24	7 009.0	6.2	10 783.5	7 761.5	313.8	0	0	31 062.2	4.3	0	350.5	50 271.6	CaCl ₂		
45	L36	2013/4/3	2016/6/8	6 263.2	5.2	13 575.8	17 955.8	933.5	5.7	0	55 313.3	0	0	166.6	87 945	CaCl ₂		
46	S24-86	2019/6/17	2023/9/5	40 733.5	6.4	18 922.9	10 436.8	1 205.8	11.1	0	50 950.2	0	0	335.2	81 850.9	CaCl ₂		
47	S292	2013/8/19	2017/6/16	25 989.8	5.7	19 610.7	12 575.1	915.3	11.2	0	54 817.6	0	0	555.3	88 474.0	CaCl ₂		
48	S345	2011/10/5	2018/9/11	256 994.5	6.2	17 259.0	13 276.5	1 519.4	27.9	0	54 310.3	0	0	357.6	86 722.7	CaCl ₂		
49	S35-80	2012/6/19	2015/9/15	6711.6	5.9	11 045.1	15 593.1	915.3	11.2	0	46 986.5	0	0	499.8	75 039.7	CaCl ₂		
50	S381	2011/7/16	2013/7/11	493.5	6.5	14 404.0	19 266.5	922.6	22.6	0	58 843.5	0	0	223.3	93 659.8	CaCl ₂		

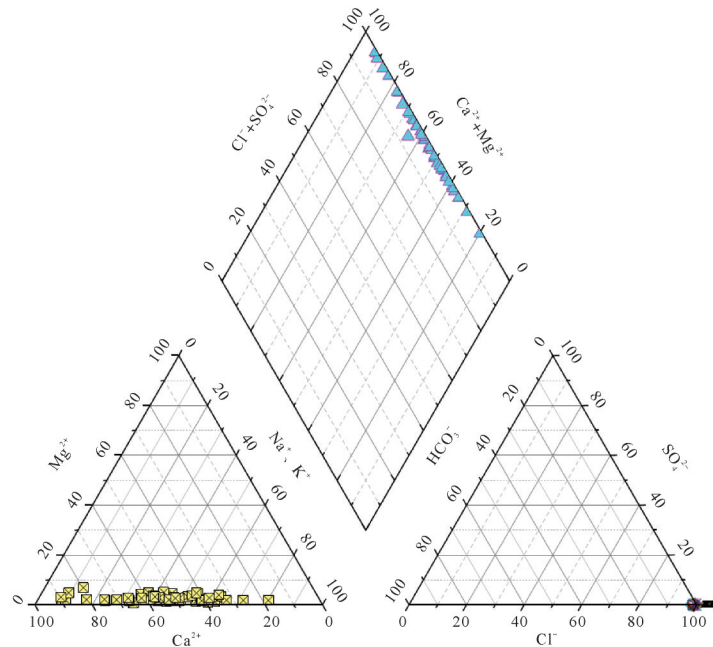


图2 苏南地区马家沟组马五₅亚段地层水的离子浓度 Piper 图

Fig.2 Piper map of ion concentrations of formation water in Ma₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

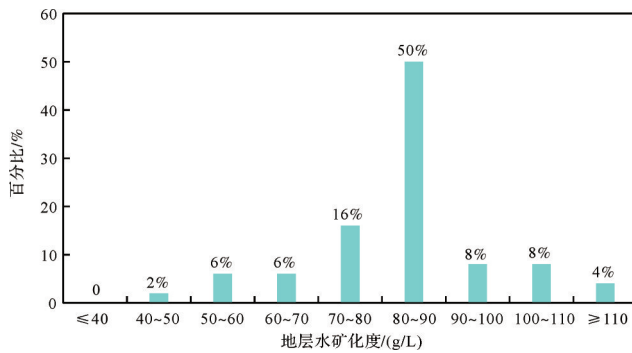


图3 地层水矿化度分布频率直方图

Fig.3 Frequency distribution of total dissolved solids (TDSs)

平均值为 83 598.7 mg/L,表明研究区内水岩作用强,地层水具有较大的水动力和较强流通性,这种特性与岩溶储层的储层均质性密切相关(徐国盛等, 2000; 郑小鹏等, 2018; 杨引弟等, 2019; Yu *et al.*, 2019; 曹红霞等, 2020; 杨仁超等, 2022)。

2.5 地层水水型

根据地球化学家苏林通过氯钠比等特征系数提出的地下水类型分类标准,认为马五₅亚段地层水的水型为 CaCl₂型,未见 Na₂SO₄与 MgCl₂型地层水。这表明储层具有较好的封闭性,为烃类的聚集与赋存创造了有利条件(徐国盛等, 2000; Bolaji *et al.*, 2021; 杨仁超等, 2022)。

3 地层水化学参数

除了上文中提到的离子浓度、pH和地层水矿化度等常规地球化学参数外,地层水中的离子比参数也被广泛用于反映地层水的环境特征。这些离子比参数主要包括钠氯系数、脱硫系数、镁钙系数、钠钙系数和变质系数,这些比值不仅有助于解释水环境的形成机制,还能够为油气的运移与保存提供指示信息,特别是在识别封闭性储层及油气藏的形成过程中具有重要意义(徐国盛等, 2000; Yu *et al.*, 2019)。

3.1 钠氯系数

钠氯系数(r_{Na^+}/r_{Cl^-}),又称水化学特征系数,是反映地层水的浓缩变质作用及其储层水文地球化学环境的重要指标。通常,钠氯系数的大小可以指示地层水的封闭性及其对油气保存的影响。当地层水的钠氯系数较小时,表明地层水浓缩程度较高,变质作用较强,同时储层的封闭性也更好,这对于油气的保存十分有利。相反,当钠氯系数较大时,可能意味着地层水受到了一定程度的外来淡水影响,如淡水的渗入。这种情况可能会削弱储层的封闭性,对油气的保存条件产生不利影响(杨仁超等, 2022)。对于油田地层水而言,在封闭状态下,钠氯系数一般小

于0.75。这一指标为评价储层封闭性和油气保存条件提供了重要参考依据。

研究区马五₅亚段地层水钠氯系数主要介于0.04~0.50,平均值为0.26(表2),反映了研究区沉积水体环境较为稳定,有利于天然气保存。从钠氯系数平面分布图(图4)中可以看出,马家沟组马五₅亚段地层水 rNa^+/rCl^- 值呈现西高东低的分布特征,靠近岩溶剥蚀区钠氯系数相对较高,并呈北西—南东向的团状分布,这一现象与岩溶剥蚀地貌较为吻合,表明在岩溶时期可能受到大气淡水的渗入影响。这种影响可能导致局部地区的地层水封闭性下降,但整体来看,研究区水文地质条件仍较有利于天然气的保存。

3.2 脱硫系数

地层水脱硫系数是一个关键指标,用于指示地下水氧化还原程度以及油气藏的保存条件。在地质环境中,地层水中的硫酸盐可以通过脱硫细菌与烃类发生氧化脱氢反应,生成重质组分、胶质和CO₂气体。这个过程中,硫酸盐(SO₄²⁻)被还原,其含量显著减少。通常情况下,当脱硫系数小于1时,地层封闭性最好,地层水还原程度彻底;当脱硫系数介于1~3,地层水还原程度不彻底,但地层仍具有较好的封闭性;当脱硫系数大于3时,地层封闭性较差,还原作用较弱(徐国盛等,2000)。

研究区马五₅亚段地层水SO₄²⁻含量极低(表1),几乎难以检测,脱硫系数均远小于1,表明研究区马五₅亚段地层水还原作用较为彻底,地层封闭性良好,为天然气的保存提供了有利条件。

3.3 镁钙系数

地层水镁钙系数是指地层水中镁离子(Mg²⁺)与钙离子(Ca²⁺)的离子当量比或毫克当量比值,与次生孔隙的形成与发育、地层水的封闭程度和油气的聚集与保存密切相关。通常情况下,当地层水镁钙系数值偏低时,说明其周围围岩的次生孔隙发育较好。这是因为白云岩化作用越强、持续时间越长,地层水中的镁离子含量会减少,从而导致镁钙系数降低。在这种条件下,地层水的封闭性较好,有利于油气的聚集与保存(代金友等,2012;杨仁超等,2022)。

研究区马五₅亚段地层水镁钙系数主要介于0.01~0.12,平均值为0.05(表2),表明该区域马五₅亚段地层水还原较为彻底,天然气保存条件较好。从镁钙系数平面分布图(图5)可以看出,马五₅亚段地层

表2 苏里格南区马家沟组马五₅亚段地层水化学参数表
Table 2 Formation water chemical parameters in Ma5₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

序号	井号	钠氯系数	镁钙系数	变质系数	钠钙系数
1	G1-018C1	0.20	0.05	42	0.54
2	G1-019A	0.25	0.03	79	0.75
3	G1-020A	0.35	0.01	90	0.52
4	G1-022C4	0.05	0.03	73	0.09
5	G1-024	0.38	0.08	36	1.85
6	G2-017a	0.20	0.07	34	0.57
7	G2-020	0.10	0.03	74	0.21
8	G2-022a	0.07	0.09	24	0.17
9	G2-023C1	0.25	0.09	29	0.91
10	G2-024	0.37	0.05	53	1.66
11	G3-015	0.30	0.03	72	1.00
12	G3-018	0.33	0.03	80	1.28
13	G3-019	0.24	0.05	48	0.75
14	G3-022	0.38	0.03	86	1.68
15	G3-023a	0.32	0.11	25	1.32
16	G3-024	0.21	0.04	56	0.60
17	G33-024	0.30	0.04	60	1.01
18	G4-020	0.27	0.02	98	0.84
19	G4-020C4	0.38	0.10	30	1.87
20	G4-024C2	0.06	0.02	87	0.11
21	G4-025	0.05	0.06	38	0.11
22	G4-025a	0.36	0.03	97	1.51
23	G5-019	0.50	0.10	44	4.49
24	G5-020C3	0.24	0.05	47	0.72
25	G5-020C4	0.44	0.07	50	2.68
26	G5-021	0.27	0.04	55	0.89
27	G5-021C1	0.23	0.03	68	0.67
28	G5-023	0.28	0.06	40	0.93
29	G5-024C2	0.27	0.04	62	0.87
30	G5-026	0.04	0.03	56	0.08
31	G6-018	0.14	0.02	92	0.32
32	G6-019	0.34	0.05	55	1.38
33	G7-016C2	0.14	0.03	68	0.31
34	G7-016C3	0.22	0.03	68	0.60
35	G7-016C4	0.19	0.03	81	0.48
36	G7-018a	0.27	0.03	75	0.88
37	G7-021C4	0.21	0.08	30	0.64
38	G7-023	0.30	0.04	66	1.03
39	G7-024C1	0.22	0.03	71	0.60
40	G8-021	0.29	0.06	45	1.01
41	G9-020C3	0.31	0.07	37	1.13
42	G9-022	0.25	0.09	26	0.80
43	G9-024	0.31	0.08	32	1.21
44	G9-027	0.35	0.04	65	1.39
45	L36	0.25	0.05	45	0.76
46	S24-86	0.37	0.12	27	1.81
47	S292	0.36	0.07	38	1.56
48	S345	0.32	0.11	24	1.30
49	S35-80	0.24	0.06	39	0.71
50	S381	0.24	0.05	48	0.75

水 rMg^{2+}/rCa^{2+} 值整体呈现与钠氯系数相似的分布特征,普遍小于0.10。在0.05~0.10范围内,镁钙系数呈现西高东低的趋势,且越靠近岩溶剥蚀区,镁钙系数越高。高值区主要分布在S345井、S24-86井和G3-23a井附近,其中镁钙系数大于0.10。

3.4 钠钙系数

地层水钠钙系数(rNa^+/rCa^{2+})是反映地层水变质程度、地层封闭性及储层的水化学环境的重要参数。其值分布范围受地层类型、埋藏深度、地质历史以及水化学过程等多种因素的影响。在地表水(如河流、淡水湖泊或大气降水)中,钠钙系数通常小于1,主要是由于这类环境中钠离子和钾离子含量相对较低。而在浅层地下水的钠钙系数多介于1~4。然而,深层地下水及油(气)田地层水的钠钙系数则可能大于5,甚至更高。

一般而言,地层水封闭性越好,浓缩变质作用越深,钠钙系数往往越小。这种特征有助于油气的聚集与保存(窦伟坦等,2010;王运所等,2010;代金友等,2012;杨仁超等,2022;Yang *et al.*, 2022)。研究区马五₅亚段地层水钠钙系数较低,主要介于0.08~4.49,平均值为0.98(表2)。这一结果表明研究区地层水封闭性较好,浓缩变质的程度较深,有利于油气成藏。从钠钙系数平面分布图(图6)可以看出,马家

沟组马五₅亚段地层水 rNa^+/rCa^{2+} 整体小于1.5,与钠氯系数和镁钙系数呈现相似的分布特征,高值区集中在S24-86井、G4-020C4和G5-020C4井附近,钠钙系数在这些区域大于1.5。

3.5 变质系数

地层水变质系数(rNa^++rCl^-/rMg^{2+})是一项用于定量表征岩石的变质作用程度及阳离子反应强弱的重要参数。变质系数的大小通常与地层的封闭性及油气的聚集和保存条件密切相关。变质系数越大,通常表明地层的封闭或保存条件越好,有利于油气的聚集及保存。如果变质系数呈现为负值,通常反映地层可能受到淋滤作用影响,封闭性较差。此外,变质系数还可以反映地层水的变质浓缩程度、水岩作用的强度以及离子交替置换的深度和程度(代金友等,2012;郑小鹏等,2018;杨引弟等,2019;杨仁超等,2022;Yang *et al.*, 2022)。在含油气沉积盆地中,不同的变质系数值域往往对应不同的油气聚集成藏和保存条件,因此在油气远景评价中具有重要的指导意义。统计国内外大量研究资料表明,与油气藏伴生的地层水变质系数通常大于1,研究区马五₅亚段变质系数介于24~98,平均值为55(表2)。其平面分布规律与钠氯系数、镁钙系数和钠钙系数等参数分布特征相似,高值区主要集中在岩溶剥蚀发育区

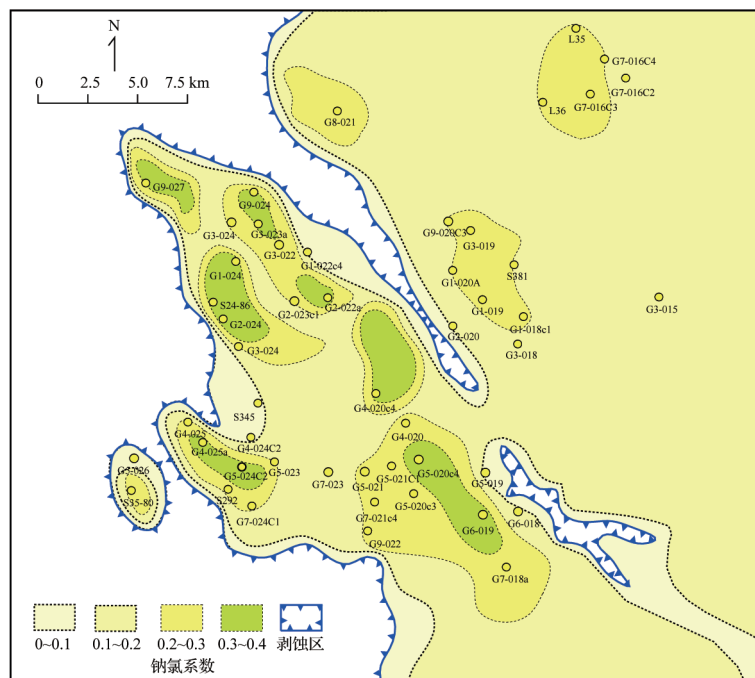


图4 苏南地区马家沟组马五₅亚段地层水钠氯系数平面图

Fig.4 Comparison of Na^+/Cl^- ratios of formation water in Ma5₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

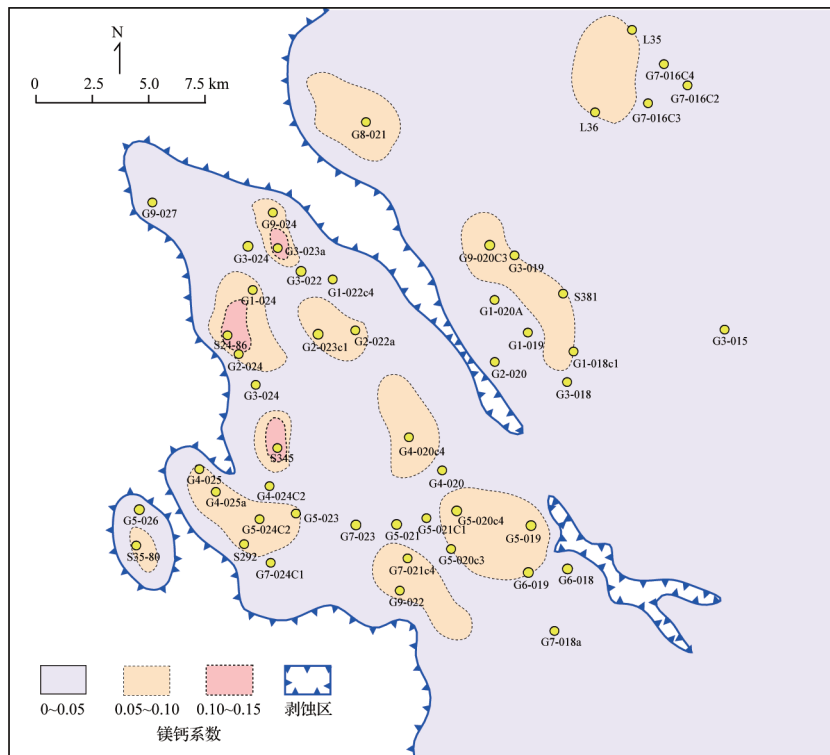


图5 苏南地区马家沟组马五₅亚段地层水镁钙系数平面图

Fig.5 Comparison of Mg²⁺/Ca²⁺ ratios of formation water in Ma₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

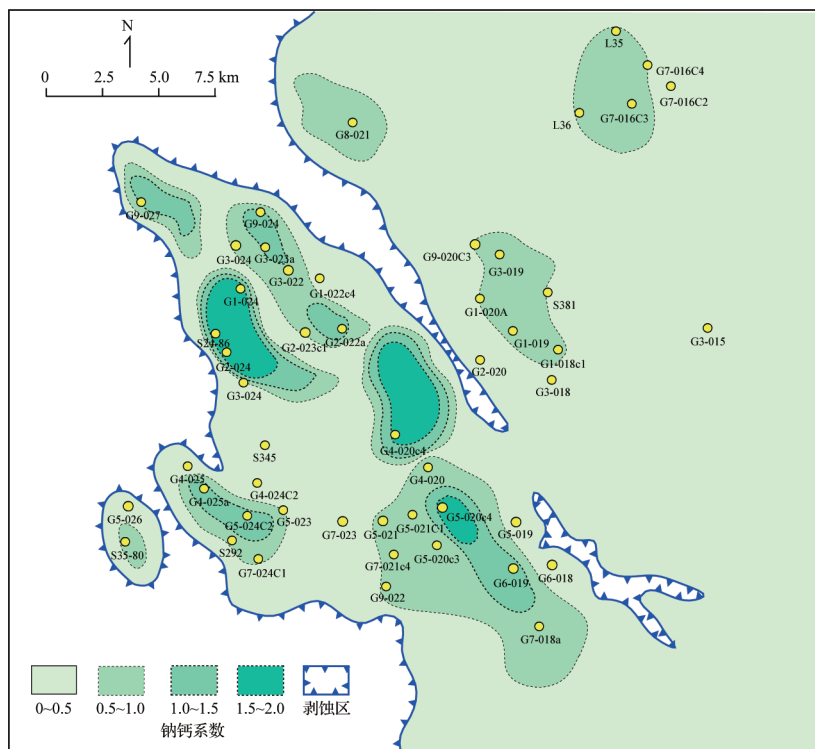


图6 苏南地区马家沟组马五₅亚段地层水钠钙系数平面图

Fig.6 Comparison of Na⁺/Ca²⁺ ratios of formation water in Ma₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

域以及北部的 G7-016C3 井—G7-016C2 井—G7-016C4 井区域(图 7),表明岩溶作用显著增强了水岩作用的强度,气藏封闭性好。

综合分析地层水的化学特征参数可知,苏南地区马五₃亚段地层水具有低氯钠系数、低脱硫系数、低镁钙系数、低钠钙系数和高变质系数的显著特征。这些特征共同指示研究区马五₃亚段地层封闭性较好,为气藏的保存提供了有利条件(表 2)。此外,各项化学参数平面展布特征与岩溶地貌的分布规律相似,表明相同岩溶地貌单元具有良好的连通性,从而使地层水表现出相似的化学特征。这种连通性不仅反映了水—岩作用的均一性,还进一步支持了气藏保存条件的可靠性。

4 气水分布规律

4.1 地层水分布类型

根据地层水成因差异、空间分布和储层特征,可以将地层水分为 I 型构造低部位水、II 型孤立透镜状水和 III 型低渗带滞留水(杨仁超等, 2022)。

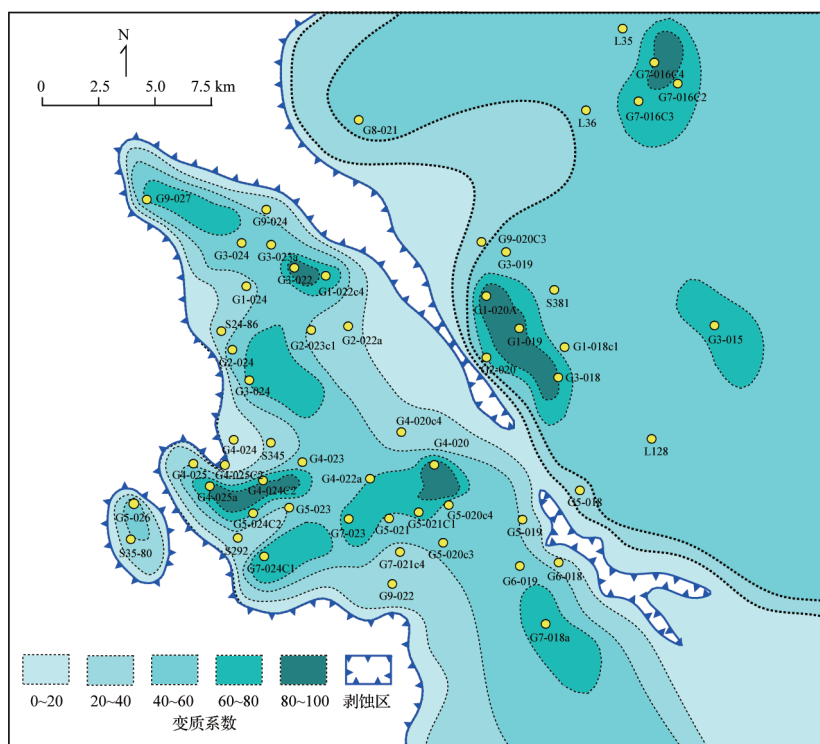
4.1.1 I 型构造低部位水

构造低部位水是一种常见的地层水类型。苏里

格气田整体具有“广覆式”生烃的特点,研究区位于生烃中心的边缘区域,生烃强度较弱,油气充注不足(Yu *et al.*, 2016; Li *et al.*, 2017)。由于气水驱替作用不彻底,加之重力作用,地层水向构造低洼处聚集,使得岩溶储层在构造低部位保留了残余地层水。研究区内岩溶储层孔隙、洞穴和裂缝发育,纵横向连通性较好。这类储层的地层水通常表现出相似的地层水化学参数特征,并具有统一的气水界面。在测井解释中,这类水体常被识别为气水层或含气水层,主要位于马五₃亚段中、下部(杨引弟等, 2019)。在平面分布上,构造低部位水主要发育于岩溶作用强且连通性较好的白云岩储层中。其生产特征表现为“大气大水”,即产气量和产水量均较高。这种特点与岩溶储层的储集空间特征密切相关,表明构造低部位水对气藏的形成和保存有显著影响(图 8)。

4.1.2 II 型孤立透镜状水

孤立透镜状水是一种特殊的地下水形态,其形成与岩溶作用密切相关。在地质历史时期,马家沟组马五₃亚段岩溶作用强烈,导致储层横向非均质性显著。一些透水性较好的岩溶储层在特定的地质环境下被周围的不透水或弱透水岩层所包围,形成了孤立的透镜状含水体。由于研究区内天然气充注



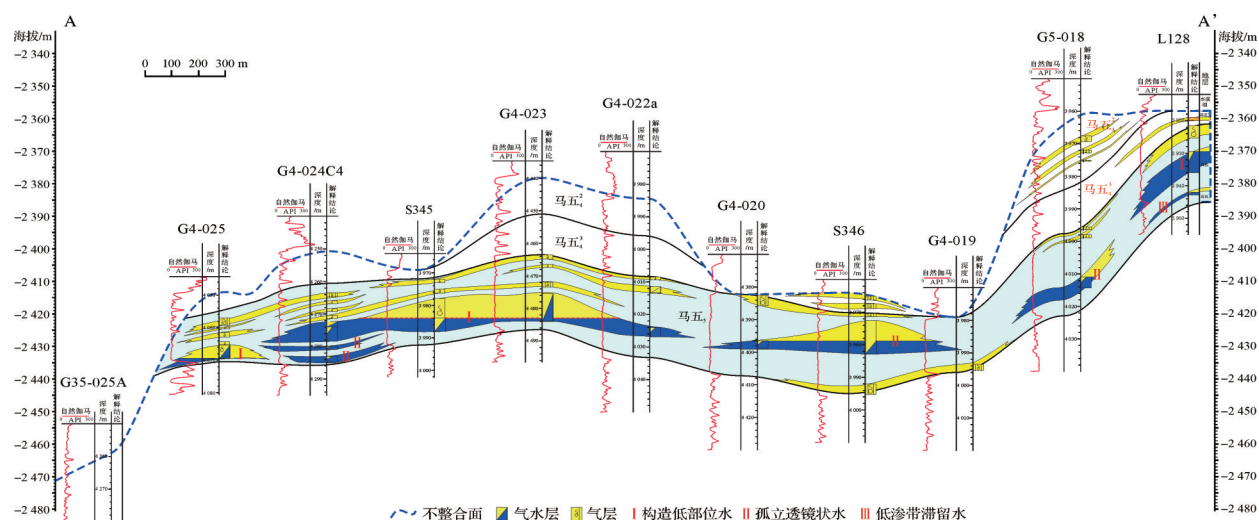


图8 苏里格气田南区马五₃亚段地层水分布模式

Fig.8 Distribution mode of formation water in Ma₅₃ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

强度较弱,原始地层水无法完全被驱替,部分地层水滞留于岩溶储层中,这类孤立水体往往横向连通性差,分布呈孤立状,在平面上不连续。这种特性使得在测井解释中经常表现为气层与水层颠倒的现象(图9)。孤立透镜状水的生产特征主要表现为“大气小水”或“小气小水”,即产气量较高但产水量有限,或气水产量均较低。这种特点反映了储层的岩溶规模有限及水体分布的孤立性,对储层开发及气藏评估具有重要意义(窦伟坦等,2010;郑小鹏等,2018)。

4.1.3 Ⅲ型低渗带滞留水

低渗带滞留水则主要受储层物性条件控制,通常位于物性较差、非均质性较强以及原始含水饱和度较高的区域。这类滞留水的形成与储层渗透性和气水驱替效率密切相关。在渗透率较高的储层中,地层水容易发生渗流,在气驱水过程中,天然气会优先占据渗流通道中孔隙和渗透性条件较好的储层,而将水体逐步运移到渗流通道尽头的低渗储层。这种过程导致原始物性较差的地层的渗流阻力增大,天然气充注困难,气水驱替效率低,最终形成滞留水,特别是在原始含水饱和度较高的储层中,这种现象更加明显(窦伟坦等,2010;郑小鹏等,2018)。低渗带滞留水在测试期间通常不产水,但在生产一段时间之后,由于井筒周围地层压力逐渐降低,邻近区块富含水区受到压力梯度驱动,克服毛细管力逐渐流向井筒。这种情况下,水的产量通常较小,但其持续时间较长。低渗带滞留水的存在对储层开发具有重要影响。其低渗透性导致气水驱替效率降低,会影响气藏的有效动用程度和储量评价。这类滞留水

的特性需要在开发过程中特别关注,以优化开采方案,提高气藏的开发效果。

4.2 气水纵向分布规律

研究区马家沟组马五段气水关系复杂,表现为气层与气水层纵向叠置,气水分异不明显且不受构造控制的特点。单井在测试期间表现为高产气流且无水,但生产一段时间出水严重,累计产水量较高。这种现象主要由岩溶储层的强非均质性引起(郑小鹏等,2018;张凯笑等,2025)。以G7-023井为例,该井的马五₃亚段气水关系复杂性尤为突出。测井解释显示,井段4 196.13~4 197.75 m和4 190.7~4 194.13 m解释为气层(图9),在气层之上井段4 188.7~4 190.7 m和4 180~4 186.6 m解释为含水气层和气水同层,然而在4 176.1~4 177.6 m解释为位于气水层之上的气层。上述气水关系特征表明气水分异不受构造控制,主要是岩溶储层纵向非均质性所致。含水气层和气水同层测井解释结果显示,平均孔隙度为3.2%,平均渗透率小于 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,物性较差,原始地层水难以排出,滞留在岩溶储层中,形成透镜状水体。相比之下,气水层上覆的气层(4 176.1~4 177.6 m)物性好,平均孔隙度为8.7%,平均渗透率为 $21 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,地层水已完全排出储层之外,因此不含水。G7-023井对气水同层之上气层进行测试,日产气 $21.9 \times 10^4 \text{ m}^3$,无阻流量 $110 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,无水。但是该井于2012年11月25日投产,生产初期平均日产水 11 m^3 ,截至2024年2月3日,累计产水量达 $14\,630 \text{ m}^3$ (图10),平均水气比为 $0.25 \text{ m}^3/10^4 \text{ m}^3$ 。该井测试期间不产水,而生产期间产水,主要原因是:(1)生烃强度不够导致岩溶储层中

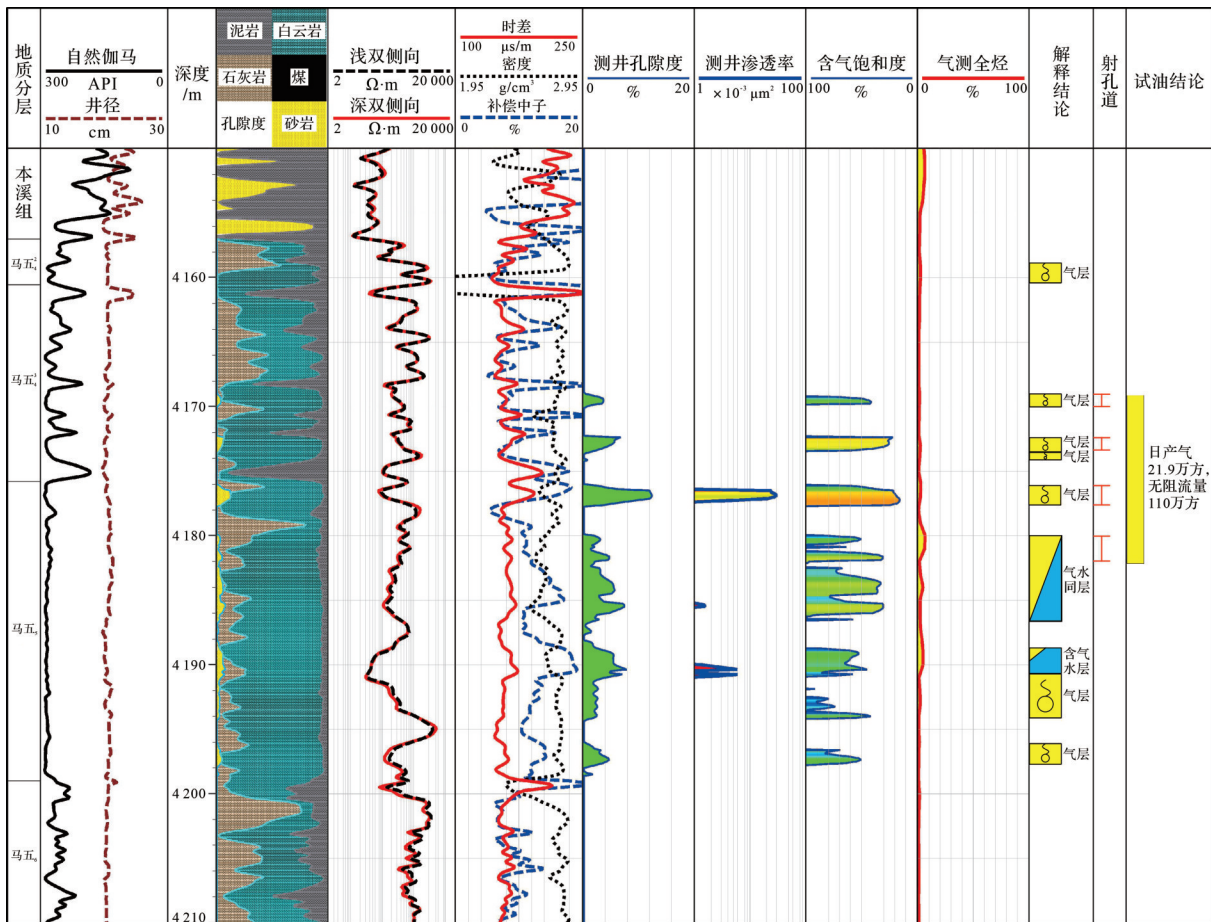


图9 G7-023井马家沟组马五段综合柱状图

Fig.9 Comprehensive column of 5th member of the Majiagou Formation in well G7-023

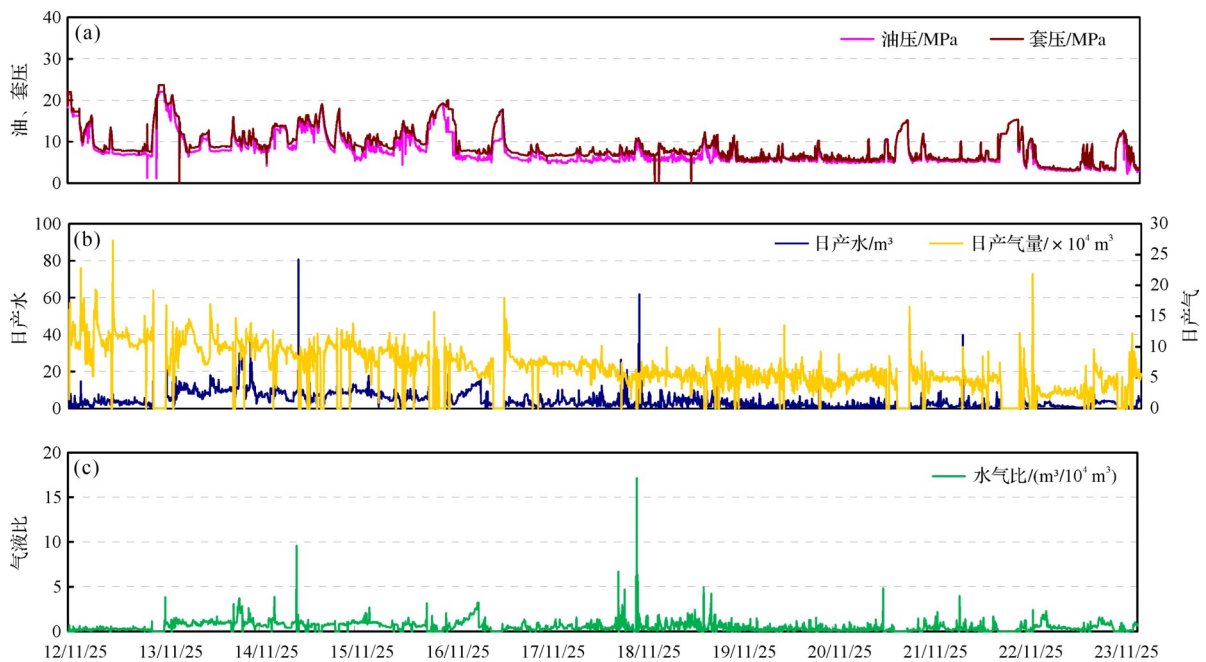


图10 G7-023井生产曲线图

Fig.10 Production curves of well G7-023

部分原始地层水未被气体驱替,滞留于储层中;(2)岩溶储层强非均质性。测试阶段井筒周边区域无水,测试期间表现为无水;(3)地层压力变化驱动。当原始地层被钻开生产一段时间后,井筒周围地层压力逐渐降低,在压力差驱动下,较远岩溶储层中的富含水区域与井筒逐步连通,地层水涌向井底,打破原始的气水动态平衡。最终,生产阶段表现为气水同出,并保持较为稳定的气水关系。

4.3 气水横向分布规律

为了进一步探索岩溶储层气水横向分布规律,在研究地层水钠氯系数、镁钙系数、钠钙系数以及变质系数平面分布特征(图4~7)的基础上,对G4-025井、G4-025A井、G5-024C3井、G5-024C2井、S292井和G7-024C1井等6口井进行解剖分析(图11)。分析结果显示,这6口井具有相似的岩性、地层水化学特征和H₂S含量(表3)。此外,G4-025井、G4-025A井、S292井和G7-024C1井等生产动态特征也表现出高度一致性(图12),均表现为生产初期高产气和大量水特征。随着生产压差的降低,在相同时间段内,这4口井的日产天然气和日产水产量均呈下降趋势。综合生产动态和静态资料可知,这6口井

在横向上具有良好的连通性,构成了一个统一的岩溶单元。

通过对G4-025井等7口井连井气藏剖面进行分析(图11、表3),可以看出岩溶单元内横向连通性较强,规模较大,并且具有统一的气水界面,气水界面位于-2 434 m。岩溶单元内气水分异明显,构造高部位油气更为富集且产水量较少,而构造低部位水体更为发育,产水量大。例如G4-025井位于岩溶单元构造高部位,射孔段距离气水界面4.8 m,有一定的避水高度,累计产水0.7×10⁴ m³,表现为出水量较低。G7-024C1井也位于岩溶单元构造高部位,射孔段距离气水界面12.1 m,具有较高的避水高度,表现为出水量低,累计产水0.4×10⁴ m³。G4-025A井位于岩溶单元构造低部位,射孔井段4 416.1~4 418.0 m位于气水界面-2 434 m之下,生产特征表现为大水,累计产水7.3×10⁴ m³。G5-024C3井和G5-024C2井射孔段位于气水界面附近,测试期间日产气量较小,日产水量较大,导致马五₅亚段无法投产,直接封堵出水层上返二叠系盒8层进行测试生产。S292井位于岩溶单元构造中部,射孔段距离气水界面2.6 m,距离气水界面较近,累计产水2.7×10⁴ m³。

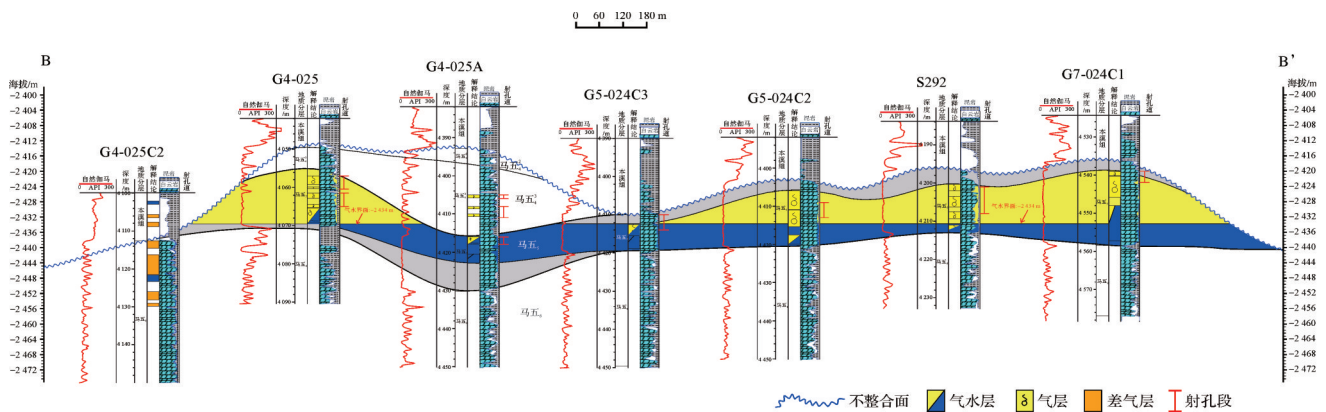


图11 G4-025C2井—G7-024C井连井气水分布剖面图

Fig.11 Gas and water distribution section in well G4-025C2-well G7-024C1

表3 岩溶单元内单井地层水、H₂S和生产特征统计表

Table 3 Formation water, H₂S and production characteristics of individual wells in the karst unit

井号	G4-025	G4-025A	G5-024C2	S292	G7-024C1	
地层水特征	矿化度/(mg/L)	82 402.6	73 569.2	84 386.7	88 474.0	87 023.1
	钠氯系数	0.05	0.36	0.27	0.22	0.36
	镁钙系数	0.06	0.03	0.04	0.03	0.07
	钠钙系数	0.11	1.51	0.87	0.60	1.56
	变质系数	38	97	62	38	71
H ₂ S含量/(mg/m ³)		33.3	74.1	31.4	47.0	35.7
	截至2024年2月3日累产					
	气/10 ⁴ m ³	3 855.0	8 418.0	/	1.3	2 849.0
	水/10 ⁴ m ³	0.7	7.3	/	2.7	0.4

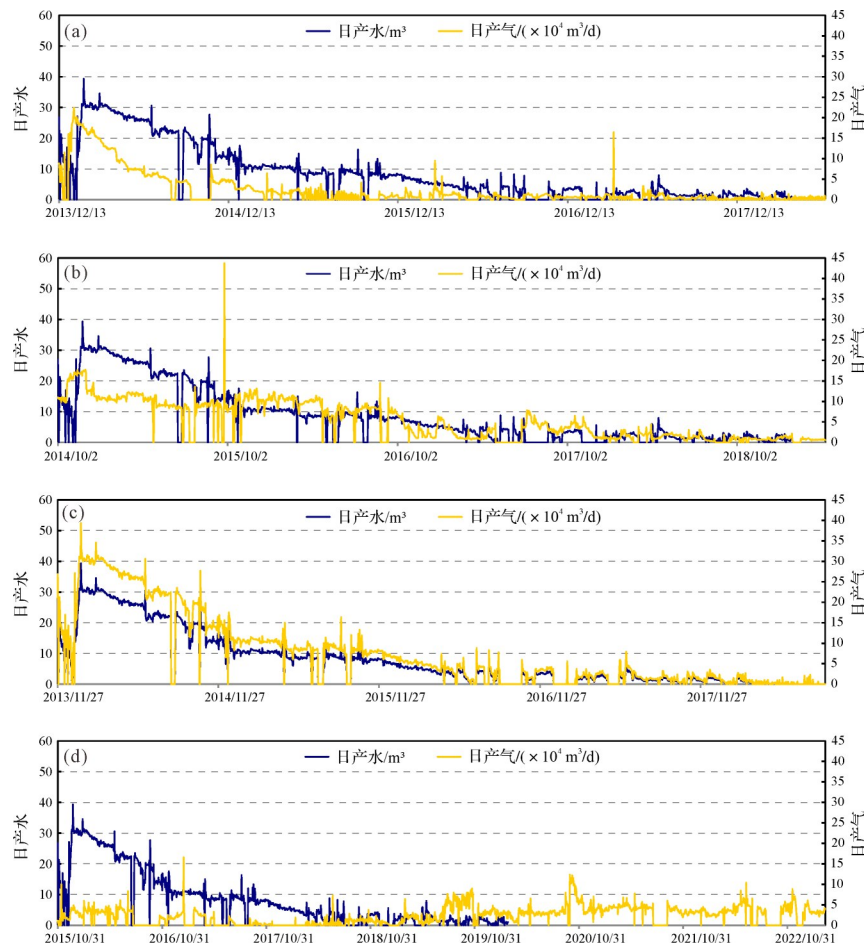


图 12 单井生产曲线图
(a)G4-025井;(b)G4-25A井;(c)S292井;(d)G7-24C1井
Fig.12 Production curves of individual wells

4.4 气水平面分布规律

在前文研究的基础上,通过解剖研究区 50 余口单井气水关系,编制了苏南地区马家沟组马五₂亚段气水平面分布图(图 13)。此外,为进一步分析岩溶储层物性与气水分布之间的关系,结合储层物性数据,编制了储层厚度、孔隙度和渗透率叠合不同地层水分布类型平面图(图 14)。

I型构造低部位水主要在岩溶区发育,平面分布受岩溶残丘单元控制,不受区域构造控制,集中分布于研究区东部剥蚀线附近。岩溶单元内常发育溶蚀孔、洞和缝,储层物性好(曹红霞等,2020;张军涛等,2021;马宁等,2022),具有较大的纵横向连通规模和统一的气水界面(如 G4-025 单元统一气水界面 -2 434 m)。该类水体的储层厚度普遍大于 5 m,局部较厚(如 S345 井达 12.9 m,图 14a)。孔隙度普遍大于 4%,局部超过 6%(图 14b)。渗透率普遍大于 $0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,局部更高(如 G9-027 井马五₂亚段平均

渗透率 $4.9 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,图 14c)。岩溶单元内构造低部位水体能量足,气水共生产,产气量大且产水量高,常为高产高效井区(张添锦和王云,2017)。例如,苏南地区下古马家沟组“王牌井”S345 井测试产气无阻流量达 $225.4 \times 10^4 \text{ m}^3$,生产期间累计产气 $2.35 \times 10^8 \text{ m}^3$,累计产水 $26.33 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。G4-025A 井测试产气无阻流量达 $158.1 \times 10^4 \text{ m}^3$,累计产气 $0.84 \times 10^8 \text{ m}^3$,累计产水 $7.3 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。S24-86 井累计产气 $1.44 \times 10^8 \text{ m}^3$,累计产水 $4.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

II型透镜状水在平面上呈零星分布,位于I型构造低部位水之间,受岩溶洼地和沟槽平面分布的影响。由于地层水未完全排出,形成局部孤立的透镜状水体,不具有统一的气水界面。该类水体的储层物性一般,储层厚度介于 5~10 m,孔隙度介于 2%~6%,渗透率在 $(0.1 \sim 1) \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。由于储层规模有限,产水量较小,气藏规模不大。例如 G4-020c4 井累计产水 $3\ 054 \text{ m}^3$,S381 井累计产水 $2\ 357 \text{ m}^3$ 。

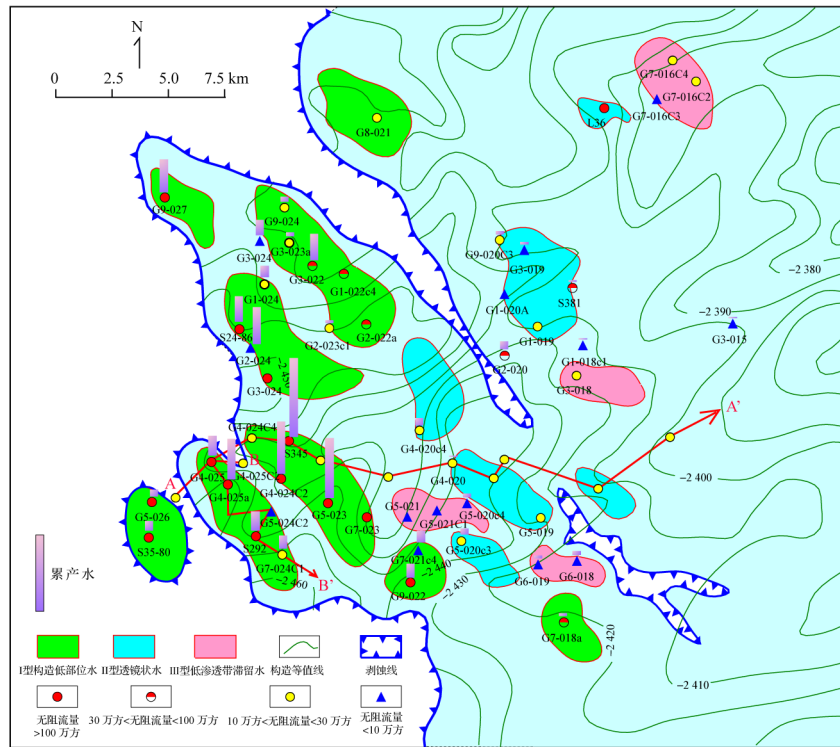


图 13 苏南地区马家沟组马五₂亚段气水分布平面

Fig.13 Map of gas and water distribution in Ma₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

Ⅲ型低渗透滞留水发育于物性较差、原始含水饱和度较高的区域。这类区域的储层厚度小于5 m,孔隙度小于4%,渗透率小于 $0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。目前,根据测井解释、测试结果和生产特征综合分析,G5-021井区、G6-019井区、G3-018井区和G7-016C2井区为典型的低渗透滞留水分布区域。生产特征表现为“小气小水”,初期不产水,生产一段时间后产水,累计产气和产水量均较低,常为低产低效井。例如,G3-018井累计产气 $1\ 243 \times 10^4 \text{m}^3$,累计产水 $1\ 060 \text{m}^3$ 。

5 地层水分布控制因素

5.1 烃源岩供烃能力不足是地层水水体发育的根本

研究区马五₂亚段的烃源岩为双源供烃,以上古煤型气为主(周进高等,2023),在早白垩世生排烃,通过奥陶系顶部风化壳储层向下运移进入马五₂亚段岩溶储层(杨华等,2006,2011;张添锦和王云,2017)。烃源岩的分布、生烃强度以及运移距离对地层水体的发育具有重要影响。

研究区位于苏里格生烃中心与吴起生烃中心的鞍部,属于生烃强度较弱的区域。距离两个生烃中心较远(图15),天然气的运移和充注强度较低,

导致气水驱替不完全,原始地层水无法有效排出,从而在岩溶储层中形成较为发育的地层水体。天然气充注强度不足使得含气饱和度相对较低,而低饱和度的储层更容易保存原始地层水,形成水体发育的特征(杨引弟等,2019)。苏南地区马五₂亚段累计投产69口单井中,累计产水大于 $1 \times 10^4 \text{m}^3$ 的井数达到13口,占总井数的18.8%,表明部分区域的地层水体能量较大,生产过程中表现为气水共生产的特征。

5.2 岩溶储层非均质性决定了气水分布模式

岩溶储层非均质性控制着天然气的运聚,决定了气水分布的模式。在前人通过“印模法”“残厚法”等分析岩溶古地貌格局的基础上(于春勇,2019;张凯笑等,2025),叠加不同类型地层水分布特征可以看出(图16):I型构造低部位水主要分布在岩溶高地残丘储层物性较好的区域。储层物性好,气水分异明显,为天然气优先聚集部位。Ⅱ型透镜状水体受岩溶斜坡和沟槽平面分布影响,主要分布在储层物性较一般的区域。由于储层规模有限且储层非均质性强,天然气驱替效率较低,地层水部分滞留,形成孤立的透镜状水体。Ⅲ型低渗透滞留水主要受储层物性差异控制,主要分布在岩溶储层物性较差的区

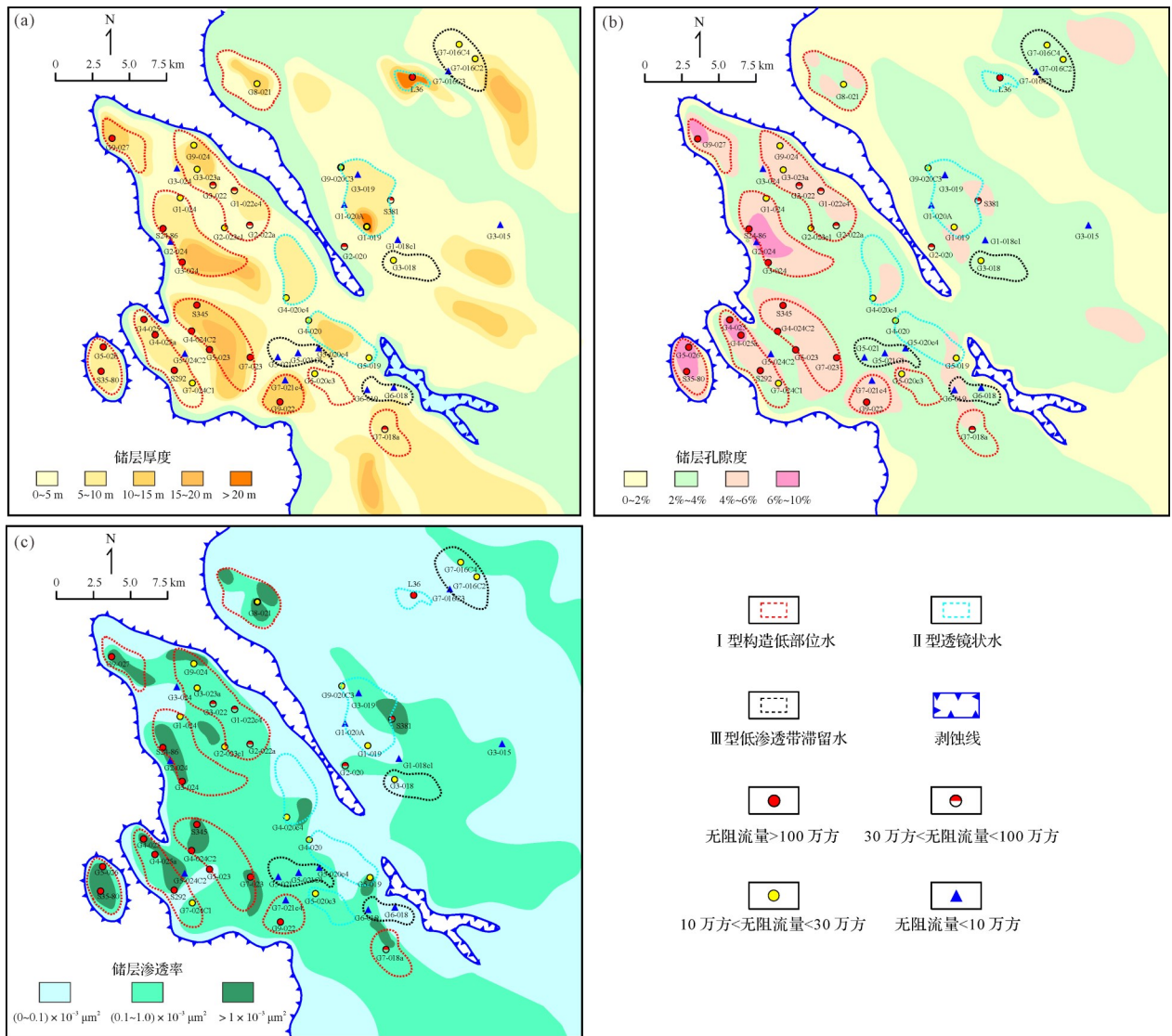


图 14 苏南地区马家沟组马五₅亚段储层物性与不同地层水分布类型叠合图

(a)储层厚度平面图;(b)储层孔隙度平面图;(c)储层渗透率平面图

Fig.14 Superimposed maps of reservoir physical properties and different water distribution type formations in Ma₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

域。在平面上,岩溶高地、斜坡和盆地均有发育,但由于储层渗透性较低,天然气充注时排水强度不足,地层水无法完全排出,形成残留地层水。

5.3 局部构造造成气水分异,同一岩溶单元具有统一气水界面

研究区构造总体呈现西南低,东南高的宽缓单斜特征,从宏观上看,构造对气水分布控制作用不明显。这体现在构造高部位和构造低部位均发育气水同出和出水特征,表明气水分布基本不受区域构造控制(图 17),原因有三:(1)构造宽缓导致浮力不足。区域构造宽缓,平均坡降为 2~5 m/km,地层倾角小

于 1°,马五₅亚段单个气柱高度平均为 10~15 m,由此所产生的浮力明显小于该地区排驱压力(大于 1.2 MPa)(窦伟坦等,2010;王运所等,2010),天然气的浮力很难克服毛细管阻力,难以驱替地层水,导致气水分异不明显,在区域上不具备统一的气水界面。(2)储层非均质性显著。受到岩溶洼地和沟槽的影响,研究区岩溶洼地和沟槽致密层较为发育,在储层物性较差的分割下,气水关系变得较为复杂,气水分布表现为局部性。(3)岩溶单元内部结构特性。岩溶单元内,由于储层孔、洞和缝发育,纵横向连通规模较大(白晓亮等,2018;曹红霞等,2020;张军涛等,2021;

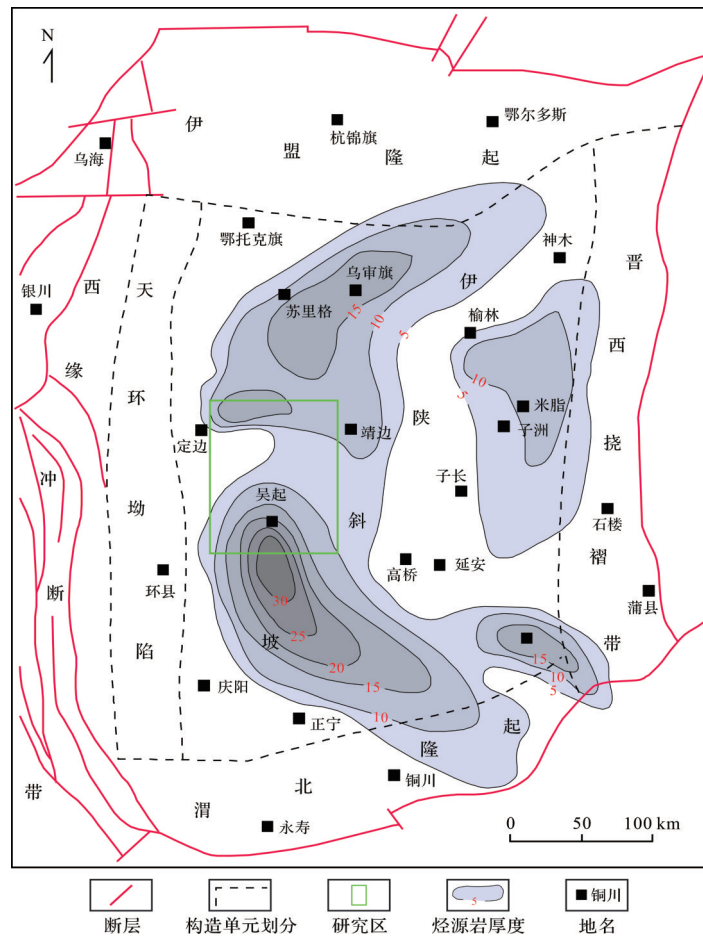


图15 马家沟组烃源岩厚度平面分布图(据周进高等, 2023)

Fig.15 Isopach map of source rock in the Majiagou Formation (after Zhou *et al.*, 2023)

马宁等, 2022), 形成了与区域构造背景不同的气水分布规律。岩溶储层中毛细管阻力较小, 局部可达管流特性, 使得天然气更易向上运移。同时, 在单一的岩溶单元内, 局部构造幅度相差 10 m 以上, 高孔隙度、高渗透率储层中的毛细管阻力更低。因此, 天然气向上的浮力较容易克服毛细管阻力向构造高处聚集, 而地层水则持续向岩溶单元构造低处汇聚, 同一岩溶单元内局部构造形成气水分异, 具有统一的气水界面。

6 结论

(1) 苏里格气田南部马五₂亚段地层水中 Cl⁻ 的含量最高, 其次是 Ca²⁺ 离子和 K⁺+Na⁺ 离子, 地层水矿化度较为集中, 平均值为 83 598.7 mg/L, pH 值显示弱酸性, 水型均为 CaCl₂ 型。地层水化学参数整体表现为低氯钠系数、低脱硫系数、低镁钙系数、低钠钙系数和高变质系数的特征, 表明地层封闭性较好, 有利

于气藏保存, 并且各参数的平面分布特征相似, 均受岩溶储层控制。

(2) 根据成因差异、空间分布和储层特征将地层水分分为 I 型构造低部位水、II 型孤立透镜状水和 III 型低渗带滞留水。I 型构造低部位水主要在岩溶区发育, 受岩溶残丘单元控制, 沿研究区东部剥蚀线附近分布, 储层物性好, 具有统一气水界面, 是高产高效井主要发育区; II 型透镜状水体在平面上零星分布, 受岩溶洼地和沟槽平面分布影响, 储层物性一般, 储层规模有限, 气水分布无统一气水界面, 是潜在有利区; III 型低渗透滞留水分布在储层物性较差地区, 气水同出, 产量较低。

(3) 地层水分布受烃源岩供烃能力、岩溶储层非均质性和局部构造等三个关键因素共同控制。烃源岩供烃能力不足是地层水水体发育的根本原因, 岩溶储层非均质性决定了气水分布模式, 局部构造导致气水分异, 同一岩溶单元具有统一气水界面。

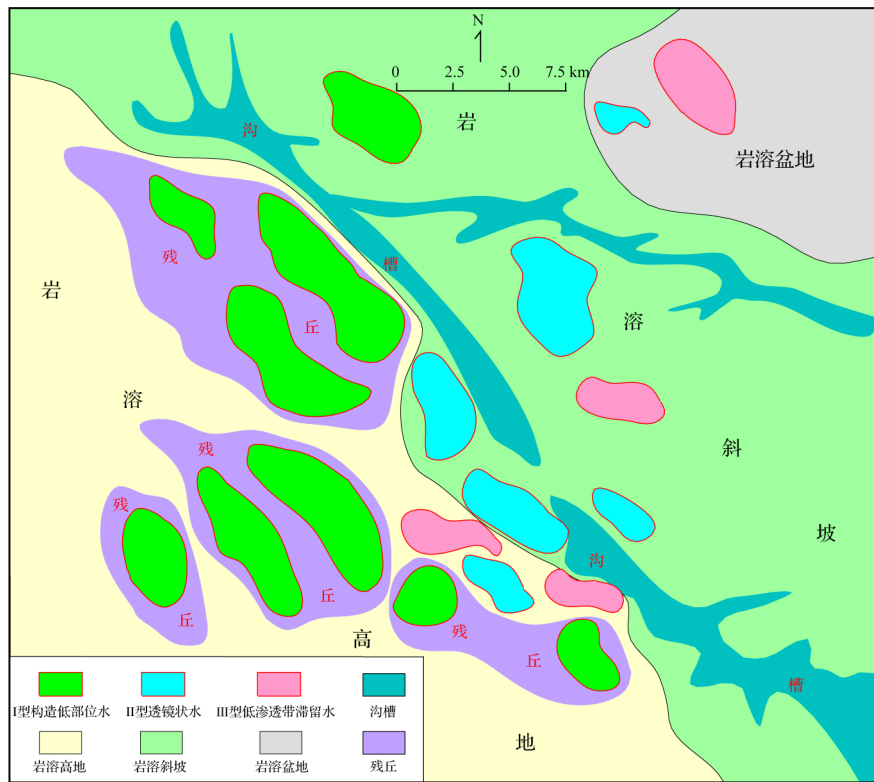


图 16 马家沟组岩溶古地貌叠合不同地层水类型平面分布图

Fig.16 Map of different types of formation water and karst paleogeomorphology of the Majiagou Formation

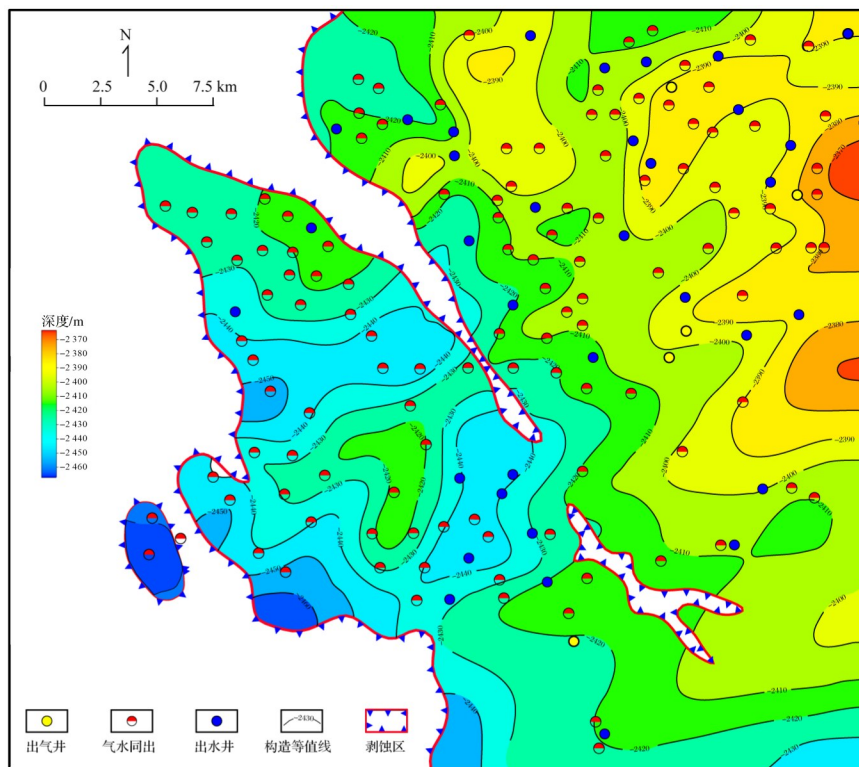


图 17 马家沟组马五₅亚段出水井与构造等值线叠合图

Fig.17 Map of water wells and karst structure contours in Ma₅₅ submember of the Majiagou Formation

致谢 感谢中石油长庆油田第六产气厂对本文地层水分析化验数据提供的帮助。感谢审稿专家以及编辑老师给本文提供诸多宝贵的修改意见及启发性的建议!

参考文献(References)

- 白晓亮,张哨楠,丁晓琪,等. 2018. 鄂尔多斯盆地奥陶系马五段低孔低渗岩溶白云岩储层特征及孔隙成因[J]. 沉积与特提斯地质, 38(3): 32-40. [Bai Xiaoliang, Zhang Shaonan, Ding Xiaoqi, et al. 2018. Characteristics and porosity development of the karst dolostone reservoirs in the Fifth member of the Ordovician Majiagou Formation in the Daniudi gas field, northern Ordos Basin, northern Shaanxi[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 38(3): 32-40.]
- 曹红霞,吴海燕,任星民,等. 2020. 鄂尔多斯盆地东南部奥陶系岩溶古地貌与储层分布规律[J]. 中国石油勘探, 25(3): 146-155. [Cao Hongxia, Wu Haiyan, Ren Xingmin, et al. 2020. Karst paleogeomorphology and reservoir distribution pattern of Ordovician in the southeastern Ordos Basin[J]. China Petroleum Exploration, 25(3): 146-155.]
- 戴金星,秦胜飞,胡国艺,等. 2019. 新中国天然气勘探开发70年来的重大进展[J]. 石油勘探与开发, 46(6): 1037-1046. [Dai Jinxing, Qin Shengfei, Hu Guoyi, et al. 2019. Major progress in the natural gas exploration and development in the past seven decades in China[J]. Petroleum Exploration and Development, 46(6): 1037-1046.]
- 代金友,李建霆,王宝刚,等. 2012. 苏里格气田西区气水分布规律及其形成机理[J]. 石油勘探与开发, 39(5): 524-529. [Dai Jinyou, Li Jianting, Wang Baogang, et al. 2012. Distribution regularity and formation mechanism of gas and water in the western area of Sulige gas field, NW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 39(5): 524-529.]
- 窦伟坦,刘新社,王涛. 2010. 鄂尔多斯盆地苏里格气田地层水成因及气水分布规律[J]. 石油学报, 31(5): 767-773. [Dou Weitan, Liu Xinshe, Wang Tao. 2010. The origin of formation water and the regularity of gas and water distribution for the Sulige gas field, Ordos Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 31(5): 767-773.]
- 方建龙,孟德伟,何东博,等. 2015. 鄂尔多斯盆地苏里格气田西区气水层识别及产水井排查[J]. 天然气地球科学, 26(12): 2343-2351. [Fang Jianlong, Meng Dewei, He Dongbo, et al. 2015. Gas and water formation recognition and water producing well investigation in the western Sulige gasfield, Ordos Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 26(12): 2343-2351.]
- 何江,方少仙,侯方浩,等. 2013. 风化壳古岩溶垂向分带与储集层评价预测:以鄂尔多斯盆地中部气田区马家沟组马五₅-马五₁亚段为例[J]. 石油勘探与开发, 40(5): 534-542. [He Jiang, Fang Shaoxian, Hou Fanghao, et al. 2013. Vertical zonation of weathered crust ancient karst and the reservoir evaluation and prediction: A case study of M₅⁵-M₅¹ sub-members of Majiagou Formation in gas fields, central Ordos Basin, NW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 40(5): 534-542.]
- 胡文瑞,翟光明. 2010. 鄂尔多斯盆地油气勘探开发的实践与可持续发展[J]. 中国工程科学, 12(5): 64-72. [Hu Wenrui, Zhai Guangming. 2010. Practice and sustainable development of oil and nature gas exploration and development in Ordos Basin[J]. Strategic Study of CAE, 12(5): 64-72.]
- 梁积伟,李荣西,陈玉良. 2013. 鄂尔多斯盆地苏里格气田西部盒8段地层水地球化学特征及成因[J]. 石油与天然气地质, 34(5): 625-630. [Liang Jiwei, Li Rongxi, Chen Yuliang. 2013. Geochemical behaviors and genesis of formation water in 8th member of Xiashihezi Formation in western Sulige gas field, Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 34(5): 625-630.]
- 马宁,丁晓琪,张威,等. 2022. 鄂尔多斯盆地富县中奥陶统风化壳古地貌特征[J]. 天然气勘探与开发, 45(2): 7-14. [Ma Ning, Ding Xiaoqi, Zhang Wei, et al. 2022. Paleogeomorphic features of Middle Ordovician weathering crust, Fuxian area, Ordos Basin[J]. Natural Gas Exploration and Development, 45(2): 7-14.]
- 王运所,许化政,王传刚,等. 2010. 鄂尔多斯盆地上古生界地层水分布与矿化度特征[J]. 石油学报, 31(5): 748-753, 761. [Wang Yunsuo, Xu Huazheng, Wang Chuangang, et al. 2010. Characteristics of the salinity and distribution of the Neopaleozoic formation water in Ordos Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 31(5): 748-753, 761.]
- 杨华,付金华,魏新善,等. 2011. 鄂尔多斯盆地奥陶系海相碳酸盐岩天然气勘探领域[J]. 石油学报, 32(5): 733-740. [Yang Hua, Fu Jinhua, Wei Xinshan, et al. 2011. Natural gas exploration domains in Ordovician marine carbonates, Ordos Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 32(5): 733-740.]
- 杨华,席胜利,魏新善,等. 2006. 鄂尔多斯多旋回叠合盆地演化与天然气富集[J]. 中国石油勘探, 11(1): 17-24. [Yang Hua, Xi Shengli, Wei Xinshan, et al. 2006. Evolution and natural gas enrichment of multicycle superimposed basin in Ordos Basin[J]. China Petroleum Exploration, 11(1): 17-24.]
- 杨仁超,董亮,张吉,等. 2022. 苏里格气田西区地层水成因、分布规律与控制因素[J]. 沉积学报, 40(1): 267-280. [Yang Renchao, Dong Liang, Zhang Ji, et al. 2022. Origin, distribution and controlling factors of stratigraphic water in the western Sulige gas field[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 40(1): 267-280.]
- 徐国盛,宋焕荣,周文. 2000. 鄂尔多斯盆地中部气田水化学条件与天然气聚集[J]. 石油实验地质, 22(4): 330-335. [Xu Guosheng, Song Huanrong, Zhou Wen. 2000. Hydrochemical conditions and natural gas accumulation in the middle part gasfield of the Ordos Basin[J]. Experimental Petroleum Geology, 22(4): 330-335.]
- 杨引弟,肖晖,许文壮,等. 2019. 苏里格气田南区下古生界气藏气水分布规律及成因[J]. 西安石油大学学报(自然科学版), 34(4): 8-14, 20. [Yang Yindi, Xiao Hui, Xu Wenzhuang, et al. 2019. Gas-water distribution law of Lower Paleozoic gas reservoirs in south of Sulige gasfield and its causes[J]. Journal of Xi'an Shiyou University (Natural Science Edition), 34(4): 8-14, 20.]
- 于春勇. 2019. 鄂尔多斯盆地伊陕斜坡吴起—甘泉奥陶系马家沟组

- 中下组合白云岩成因及其主控因素[D]. 西安:西北大学. [Yu Chunyong. 2019. Genesis and main controlling factors of the middle and lower dolomite of the Majiagou Formation in the Wuqi-Ganquan Ordovician, Yishan slope, Ordos Basin[D]. Xi'an: Northwest University.]
- 张继伟,王显东,王永超,等. 2023. 四川盆地营山地区上三叠统须家河组二段水化学特征及其成因[J]. 天然气勘探与开发, 46(1): 105-111. [Zhang Jiwei, Wang Xiandong, Wang Yongchao, et al. 2023. Hydrochemical characteristics and genesis of the Upper Triassic Xujiahe 2 member, Yingshan area, Sichuan Basin[J]. Natural Gas Exploration and Development, 46(1): 105-111.]
- 张军涛,金晓辉,谷宁,等. 2021. 鄂尔多斯盆地北部地区马家沟组岩溶储层的差异性和发育模式[J]. 石油与天然气地质, 42(5): 1159-1168, 1242. [Zhang Juntao, Jin Xiaohui, Gu Ning, et al. 2021. Differences and development patterns of karst reservoirs in Majiagou Formation, northern Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 42(5): 1159-1168, 1242.]
- 张凯笑,郭艳琴,暴文博,等. 2025. 鄂尔多斯盆地苏里格气田东南部马五段地层水分布规律、主控因素及其对油气开采量的影响[J]. 地质通报, 44(6): 1007-1020. [Zhang Kaixiao, Guo Yanqin, Bao Wenbo, et al. 2025. Distribution law and main controlling factors of formation water in the Fifth member of the Majiagou Formation in the southeastern part of Sulige gas field, Ordos Basin and its influence on oil and gas exploitation[J]. Geological Bulletin of China, 44(6): 1007-1020.]
- 张添锦,王云. 2017. 鄂尔多斯盆地岩溶古地貌恢复与天然气富集关系:以高桥地区奥陶系马家沟组马五段为例[J]. 西北地质, 50(2): 207-213. [Zhang Tianjin, Wang Yun. 2017. The relationship between karst palaeogeomorphology recovery and gas enrichment in Ordos Basin: Example from Mawu section of Ordovician Majiagou Formation in Gaoqiao area[J]. Northwestern Geology, 2017, 50(2): 207-213.]
- 赵振宇,郭彦如,王艳,等. 2012. 鄂尔多斯盆地构造演化及古地理特征研究进展[J]. 特种油气藏, 19(5): 15-20. [Zhao Zhenyu, Guo Yanru, Wang Yan, et al. 2012. Study progress in tectonic evolution and paleogeography of Ordos Basin[J]. Special Oil & Gas Reservoirs, 19(5): 15-20.]
- 郑小鹏,汪淑洁,郝龙,等. 2018. 苏里格气田南区马五₃亚段气水特征研究与判识[J]. 新疆石油地质, 39(2): 158-162. [Zheng Xiaopeng, Wang Shujie, Hao Long, et al. 2018. Research and identification of gas and water characteristics in Ma-5₃ submember in the southern district of Sulige gas field[J]. Xinjiang Petroleum Geology, 39(2): 158-162.]
- 周进高,李明瑞,吴东旭,等. 2023. 鄂尔多斯盆地东部下奥陶统马家沟组盐下含气系统特征与勘探潜力[J]. 天然气工业, 43(3): 34-45. [Zhou Jingao, Li Mingrui, Wu Dongxu, et al. 2023. Characteristics and exploration potential of subsalt gas-bearing system in Majiagou Formation of Middle Ordovician in the eastern Ordos Basin [J]. Natural Gas Industry, 43(3): 34-45.]
- Bolaji T A, Oti M N, Onyekonwu M O, et al. 2021. Preliminary geochemical characterization of saline formation water from Miocene reservoirs, offshore Niger delta[J]. Heliyon, 7(2): e06281.
- Li W, Tu J Q, Zhang J, et al. 2017. Accumulation and potential analysis of self-sourced natural gas in the Ordovician Majiagou Formation of Ordos Basin, NW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 44(4): 552-562.
- Peng X X, Li G B, Cheng X, et al. 2023. Karstification and its role in the formation of carbonate reservoirs: A case study from the Ordovician Majiagou Formation in Jingbian, Ordos Basin, North China [J]. Minerals, 13(11): 1425.
- Worden R H, Manning D A C, Bottrell S H. 2006. Multiple generations of high salinity formation water in the Triassic Sherwood sandstone: Wytch farm oilfield, onshore UK[J]. Applied Geochemistry, 21(3): 455-475.
- Xie X N, Jiu J J, Li S T, et al. 2003. Salinity variation of formation water and diagenesis reaction in abnormal pressure environments[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 46(3): 269-284.
- Yang Z, Chen J H, Wang S M, et al. 2022. Indication of formation water geochemistry for hydrocarbon preservation: New applications of machine learning in tight sandstone gas reservoirs[J]. ACS Omega, 7(41): 36263-36276.
- Yu H T, Ma T, Du Y, et al. 2019. Genesis of formation water in the northern sedimentary basin of South China Sea: Clues from hydrochemistry and stable isotopes (D, ¹⁸O, ³⁷Cl and ⁸¹Br)[J]. Journal of Geochemical Exploration, 96: 57-65.
- Yu H Y, Wei L, Qin X Y, et al. 2016. Gas and water distribution of Ordovician Majiagou Formation in northwest of Ordos Basin, NW China[J]. Petroleum Exploration and Development, 43(3): 435-442.

Geochemical Characteristics of Formation Water and Gas-Water Distribution in a Karst Reservoir: Ma₅ submember of the Majiagou Formation, southern area of Sulige gas field

SUN Zhen¹, ZHANG ZhengHong², GUO Zhi^{1,3}, TIAN GuoQing¹, ZHANG YunFeng², PENG Jun²,
WAN CiXuan¹, ZHAO MingRui¹

1. Sixth Gas Production Plant, PetroChina Changqing Oilfield Company, Yan'an Shaanxi 716000, China

2. School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610599, China

3. PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing 100083, China

Abstract: [Objective] The 5th member of the Ordovician Majiagou Formation in the southern Sulige gas field primarily consists of karst reservoirs, with proven reserves exceeding 100 billion cubic meters. However, during development, severe water production and complex gas-water relationships have been observed, and the distribution patterns and controlling factors of gas and water remain unclear, significantly constraining the release of the gas production potential of the region. [Methods] Based on formation water geochemical analysis, various chemical parameters (i.e., Na⁺/Cl⁻, desulfurization, Mg²⁺/Ca²⁺, Na⁺/Ca²⁺ and Na⁺ + Cl⁻/Mg²⁺ coefficients) were analyzed to determine the formation environment of the water. The distribution patterns of gas and water were then studied by identifying the water-bearing intervals in individual wells, and by cross-well gas reservoir profile comparisons and the planar distribution of different formation water types. Finally, the controlling factors of gas-water distribution were explored in relation to the hydrocarbon source rock, karst reservoir heterogeneity and structural features. [Results] The total salinity of formation water (total dissolved solids) in the 5th member of the southern Sulige gas field is relatively concentrated (mean 83 598.7 mg/L), with slightly acidic pH. The water type is predominantly CaCl₂, and exhibits low chloride-sodium coefficients, low desulfurization coefficients, low magnesium-calcium coefficients, low sodium-calcium coefficients and high metamorphism coefficients, all indicating good formation sealing favorable for gas reservoir preservation. These parameters show similar characteristics over the area, controlled by the karst reservoirs. The formation water is classified into three types, based on genetic differences, spatial distribution and reservoir properties: Type I (structural low-position water), Type II (isolated lenticular water) and Type III (low-permeability trapped water). Type I is mainly developed in karst areas, controlled by karst residual hill units, with a unified gas-water interface, and is the primary region for high-efficiency wells. Type II is sporadically distributed and influenced by the planar distribution of karst depressions and troughs, with moderate reservoir properties, representing a potentially favorable exploitation zone. Type III indicates poor reservoir properties. [Conclusions] The distribution of formation water is controlled by three factors: hydrocarbon source rock, karst reservoir heterogeneity and local structures within individual karst units. Insufficient hydrocarbon supply from the source rock is the fundamental reason for the development of formation water. The heterogeneity of the karst reservoir dictates the gas-water distribution pattern, and local structures have resulted in gas-water differentiation, with a unified gas-water interface within the same karst unit.

Key words: formation water; gas-water distribution law; karst reservoir; Majiagou Formation; Sulige gas field; Ordos Basin