

贵州六盘水地区石炭系打屋坝组页岩岩相特征及其对孔隙结构的影响

陈相霖^{1,2}, 苑坤¹, 覃英伦³, 林拓¹, 金春爽¹, 潘卫红¹, 郭军⁴, 曹沈厅²

1 中国地质调查局油气资源调查中心; 2 中国地质大学(武汉);
3 广西广投能源集团有限公司; 4 湖南省煤炭地质勘查院

摘要 以贵州六盘水地区QSD1井下石炭统打屋坝组为研究对象,通过薄片观察、全岩X射线衍射、场发射扫描电镜、低温氮气吸附实验、二氧化碳吸附实验和有机地球化学分析等实验方法,对不同岩相页岩岩相进行多尺度观察和分析,梳理岩相类型与微观孔隙结构之间的关系,探讨不同岩相类型页岩微观孔隙结构的主要影响因素。分析结果表明:①六盘水地区打屋坝组页岩岩相类型主要包括灰质页岩相、混合灰质页岩相和含黏土灰质页岩相,其中含黏土灰质页岩相为最有利岩相。②页岩孔隙可分为有机质孔、无机矿物孔和微裂缝等3种孔隙类型,含黏土灰质页岩相中发育的有机质孔与黏土矿物层间孔形成的复合孔隙最有利于页岩气赋存。③页岩孔隙直径为6.27~10.91 nm,平均值为8.41 nm;页岩孔隙体积为(10.04~24.26)×10⁻³ mL/g,平均值为17.93×10⁻³ mL/g;页岩比表面积为5.20~17.61 m²/g,平均值为12.17 m²/g。含黏土灰质页岩相的平均孔隙体积和比表面积最大,其次为混合灰质页岩相,灰质页岩相的最小。④有机碳含量和黏土矿物含量是影响页岩微观孔隙特征的最主要因素,碳酸盐矿物含量次之;有机碳和黏土矿物对页岩储层孔隙发育具有积极作用,碳酸盐矿物对页岩孔隙发育起到了抑制作用。

关键词 页岩气; 岩相类型; 孔隙结构; 打屋坝组; 石炭系; 六盘水地区

中图分类号:TE122.2³ 文献标识码:A

0 前言

近几年来,随着我国页岩气地质条件与资源研究程度的不断深入,页岩微-纳米级孔隙研究越来越受到众多学者的重视,已逐渐成为页岩气储层精细刻画的重要内容,而且被选为页岩气有利区优选的重要评价指标^[1-3]。上奥陶统五峰组一下志留统龙马溪组是我国上扬子区页岩气勘探的重点层系,国内众多学者已针对这套层系的页岩微观孔隙特征开展了大量研究工作,并在不同尺度、不同分辨率条件下对孔隙结构进行了表征,分析了不同岩相富含有机质页岩对页岩孔隙的形态、数量和大小等发育特征的影响^[4-7]。而我国南方海相不同层系的页岩矿物组成差异较大,页岩岩性的非均质性较强,相较于下古生界的五峰组—龙马溪组,上古生界的石炭系打屋坝组沉积环境不稳定,水体变化幅度较大,沉积相带变化较快,导致富含有机质页岩的岩相

类型与其他页岩层系有所不同。目前对上扬子区下石炭统打屋坝组页岩的研究相对薄弱,研究内容主要局限于构造演化^[8]、沉积环境^[9]和生烃潜力^[10]等方面,对页岩的岩相类型和微观孔隙特征方面的研究较少,因此有必要对该套层系的相关内容进行研究,并与渝东南地区龙马溪组进行对比,分析打屋坝组页岩岩相对孔隙结构的控制作用^[11-12]。

本文以贵州六盘水地区QSD1井打屋坝组为研究对象,选取22块样品,在岩相多尺度分析的基础上,开展了有机碳含量(TOC)、有机质成熟度(R_o)、全岩X射线衍射分析,通过场发射扫描电镜、低温氮气吸附实验、二氧化碳吸附实验等多种实验方法,对页岩微观孔隙特征进行表征,分析岩相类型对页岩孔隙结构的影响,讨论岩相类型与孔隙发育程度之间的定性或半定量关系,深化对该地区页岩储层微观孔隙特征的认识,以期对六盘水地区下石炭统打屋坝组页岩气勘探提供科学依据。

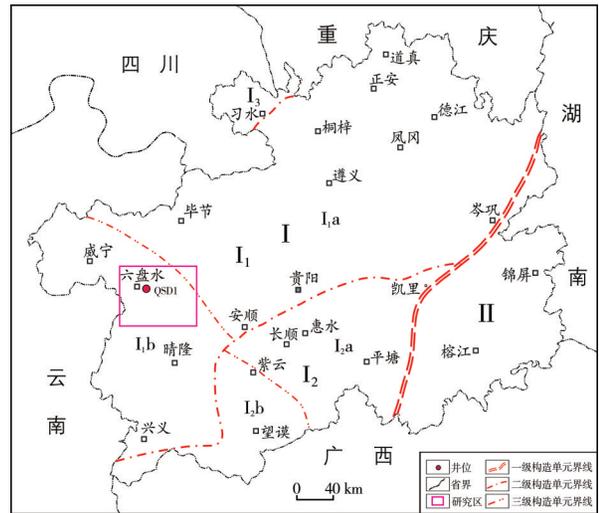
收稿日期:2020-08-03; 改回日期:2021-02-07; 网络出版日期:2021-09-14

本文受中国地质调查局项目“桂中—南盘江页岩气地质调查”(编号:DD20190088)及国家科技重大专项“大型油气田及煤层气开发”下设课题“不同类型页岩气资源评价方法和参数体系研究”(编号:2016ZX05034-002)联合资助

第一作者: 陈相霖,毕业于爱丁堡大学,硕士,工程师,从事页岩气地质研究与资源潜力评价工作。通信地址:100083北京市海淀区北四环中路267号奥运大厦; E-mail: 442620703@qq.com

1 地质背景

研究区位于六盘水断陷北缘,大地构造上属于上扬子地台的黔北台隆^[11](图1),自新元古代以来先后经历了加里东期、海西期、印支期、燕山期、喜马拉雅期等5个构造演化阶段,构造样式以紧闭背斜与开阔宽缓向斜组成的侏罗山隔档式褶皱为特征,同时后期存在平行走滑作用的叠加^[8]。其中,以泥盆纪—二叠纪的海西期裂陷作用对区内沉积演化格局的影响最为显著:泥盆纪早期伸展—张裂阶段,海水由南向北侵入,六盘水断陷开始发育;石炭纪伸展—断陷阶段,伸展作用增强,海侵范围扩大,断陷带内槽盆相泥岩发育;二叠纪伸展—裂谷阶段,大量峨眉山玄武岩喷发,伸展作用发展至陆内裂谷阶段^[11]。沉积作用整体受北西向断陷带的发展演化控制明显,断陷带内以深水槽盆相的泥灰岩、碳质泥岩沉积为主,两侧以浅水槽台相的碳酸盐岩沉积为主^[11-12]。



注: I—扬子地台; II—华南褶皱带; I₁—黔北台隆; I₂—黔南台坳; I₃—四川台坳; I_{1a}—遵义断拱; I_{1b}—六盘水断陷; I_{2a}—贵定SN向构造变形区; I_{2b}—望谟NW向构造变形区

图1 贵州省大地构造及QSD1井位置

Fig. 1 The geotectonics of Guizhou Province and position of Well QSD1

QSD1井完钻井深2 500 m,目的层石炭系打屋坝组钻厚1 009 m(图2,示中上部),其上覆和下伏

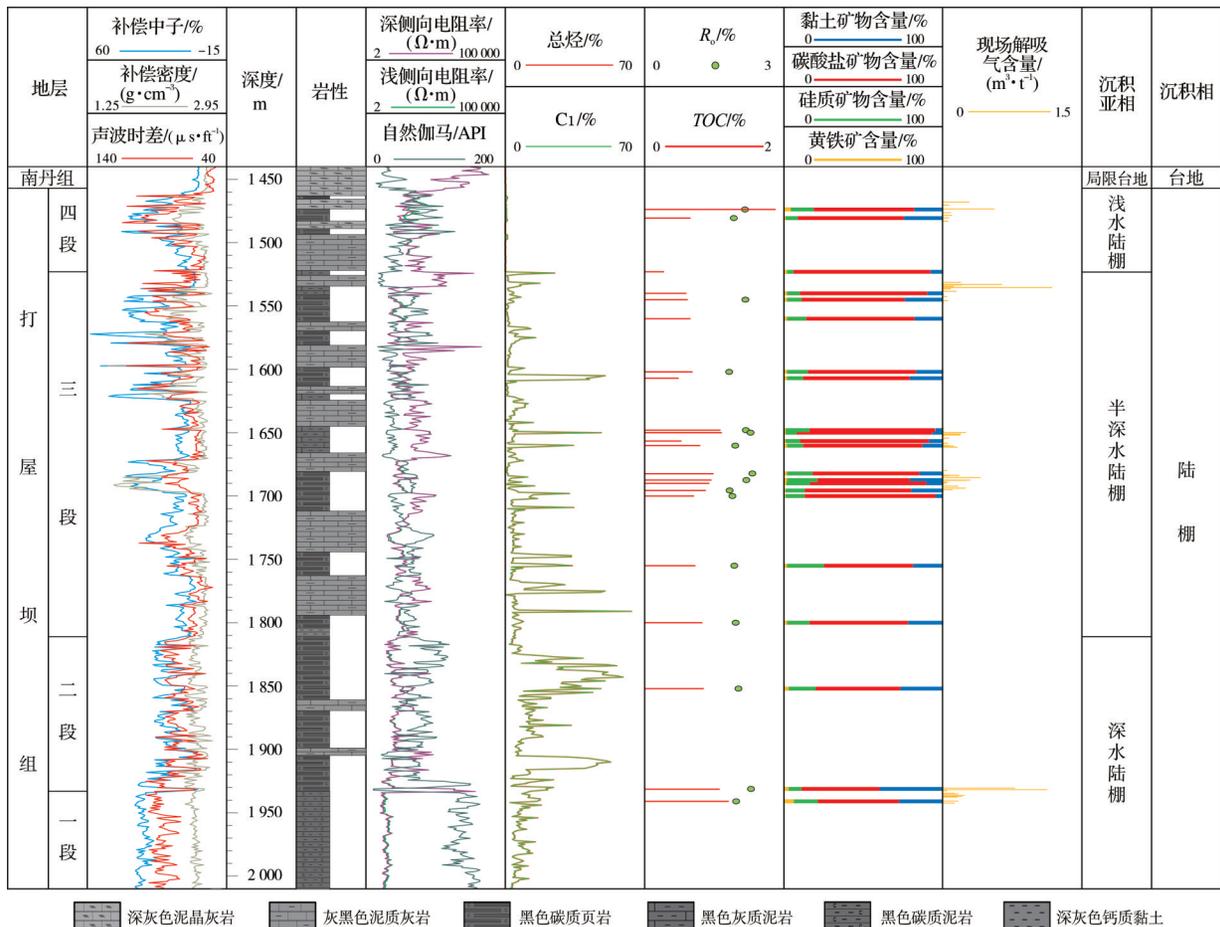


图2 六盘水地区QSD1井打屋坝组综合柱状图

Fig. 2 Comprehensive column of Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

地层分别为石炭系南丹组和睦化组,均为整合接触。依据岩性特征、测井响应特征及区域地质资料等,该组从下至上可分为4段:打一段(打屋坝组一段)厚度为533 m(图2显示了顶部),岩性以黑色碳质泥岩为主;打二段厚度为122 m,岩性以黑色碳质页岩夹灰黑色泥质灰岩为主,呈互层状;打三段厚度为288 m,岩性以灰黑色泥质灰岩夹黑色碳质页岩、灰质泥岩为主;打四段厚度为66 m,岩性以深灰色泥晶灰岩、灰黑色泥质灰岩夹薄层黑色碳质页岩为主。

2 页岩岩相与孔隙特征

2.1 岩石学特征

2.1.1 矿物组成

打屋坝组页岩矿物组分以脆性矿物为主(表1),含量为57%~94%,平均为80%。其中方解石含量最高,为12.0%~83.0%,平均为50.5%;其次为白云石,含量为2.0%~37.0%,平均为17.8%;石英和斜长石含量相对较低,平均值分别为11.8%和0.5%;普遍含有少量黄铁矿,平均含量为2.1%;黏土矿物含量

为5.0%~40.0%,平均为17.4%。

2.1.2 岩相类型

页岩岩相划分主要有3种方案:第1种根据岩石矿物组分划分岩相类型;第2种根据主要沉积特征划分岩相类型;第3种根据古生物类型划分岩相^[13-14]。本次研究主要以岩石矿物组分为基本岩相划分参数,依据石英+长石(硅质矿物)、碳酸盐矿物和黏土矿物三端元图解法建立划分模式图版。以矿物组分含量50%为界限,共划分出4大类岩相组合,分别为硅质页岩岩相组合、灰质页岩岩相组合、黏土质页岩岩相组合和混合质页岩岩相组合。依据矿物组分25%、50%和75%为界限,每一类岩相组合又可进一步细分为4类次级岩相,共16类页岩岩相(图3)。

依据上述岩相划分方案,将QSD1井样品投入三角图版中,分为3类:灰质页岩相、混合灰质页岩相和含黏土灰质页岩相。从图3可以看出,QSD1井样品整体碳酸盐矿物含量较高,均属于灰质页岩岩相组合。

表1 六盘水地区QSD1打屋坝组页岩矿物组成和有机地球化学参数

Table 1 Mineral composition and organic geochemical data of shale samples of Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

样品编号	深度/m	矿物组成/%						TOC/%	R _o /%	岩相类型
		石英	斜长石	方解石	白云石	黄铁矿	黏土矿物			
SD-1	1 473.8	14.5	0.0	38.9	24.1	4.3	18.2	1.88	2.16	混合灰质页岩相
SD-2	1 480.7	7.9	0.0	51.6	14.9	0.9	24.7	0.66	1.92	混合灰质页岩相
SD-3	1 523.0	4.0	0.0	81.0	5.0	2.0	8.0	0.28	—	灰质页岩相
SD-4	1 540.0	8.0	0.0	74.0	6.0	2.0	10.0	0.60	—	灰质页岩相
SD-5	1 545.0	9.0	0.0	55.0	10.0	2.0	24.0	0.62	2.17	混合灰质页岩相
SD-6	1 560.0	12.0	0.0	55.0	13.0	2.0	18.0	0.66	—	混合灰质页岩相
SD-7	1 602.0	13.0	0.0	59.0	9.0	2.0	17.0	0.69	1.82	混合灰质页岩相
SD-8	1 607.0	10.0	0.0	58.0	9.0	2.0	21.0	0.49	—	混合灰质页岩相
SD-9	1 648.1	12.0	3.0	76.0	3.0	1.0	5.0	1.09	2.18	灰质页岩相
SD-10	1 649.9	5.0	2.0	83.0	2.0	1.0	7.0	1.11	2.28	灰质页岩相
SD-11	1 656.5	9.0	0.0	74.0	7.0	1.0	9.0	0.53	—	灰质页岩相
SD-12	1 660.2	10.0	0.0	56.0	19.0	2.0	13.0	0.80	1.95	灰质页岩相
SD-13	1 682.3	16.0	0.0	37.0	30.0	2.0	15.0	0.99	2.32	混合灰质页岩相
SD-14	1 687.4	19.0	0.0	27.0	31.0	2.0	21.0	0.96	2.19	混合灰质页岩相
SD-15	1 690.1	14.6	0.0	48.4	24.9	1.6	10.5	0.93	—	灰质页岩相
SD-16	1 695.6	12.0	0.0	34.0	33.0	1.0	20.0	0.88	1.83	混合灰质页岩相
SD-17	1 700.0	12.0	0.0	62.0	20.0	1.0	5.0	0.71	1.89	混合灰质页岩相
SD-18	1 755.0	21.0	2.0	37.0	19.0	2.0	19.0	0.73	1.93	混合灰质页岩相
SD-19	1 800.0	12.0	2.0	29.0	33.0	2.0	22.0	0.83	1.96	混合灰质页岩相
SD-20	1 852.0	16.0	1.0	32.0	21.0	3.0	27.0	0.85	2.02	含黏土灰质页岩相
SD-21	1 931.3	8.0	0.0	12.0	37.0	3.0	40.0	1.08	2.29	含黏土灰质页岩相
SD-22	1 941.1	15.0	0.0	31.3	19.7	6.2	27.8	1.21	1.97	含黏土灰质页岩相

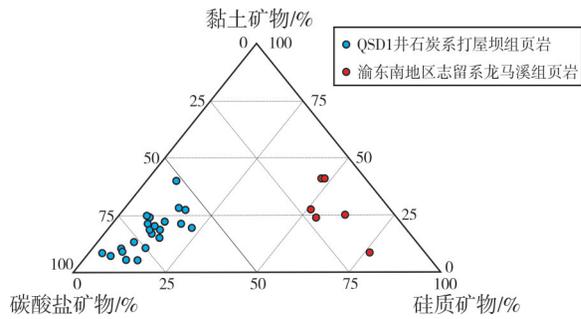


图3 六盘水地区打屋坝组与渝东南地区龙马溪组页岩岩相类型划分

Fig. 3 Types of shale lithofacies of Dawuba Formation in Liupanshui area and Longmaxi Formation in Southeastern Chongqing

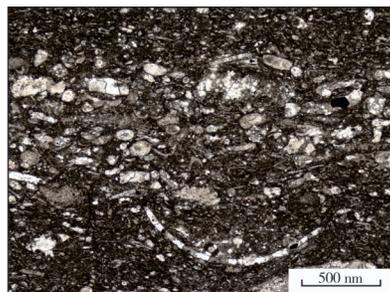
纵向上由深到浅,岩相类型从含黏土灰质页岩相逐渐过渡为混合灰质页岩相和灰质页岩相,碳酸

盐矿物含量呈增高趋势,黏土矿物含量呈下降趋势(图2)。而渝东南地区龙马溪组页岩硅质矿物含量普遍较高,主要以硅质页岩相和混合质页岩相为主,具体包括含黏土/硅混合质页岩相、含黏土硅质页岩相、混合硅质页岩相和硅质页岩相^[15](图3)。两套层系页岩黏土矿物含量均低于50%,差异较小,但碳酸盐矿物含量和硅质矿物含量差异较大,打屋坝组页岩的碳酸盐矿物含量绝大多数大于50%,而龙马溪组页岩的硅质矿物含量绝大多数大于50%。

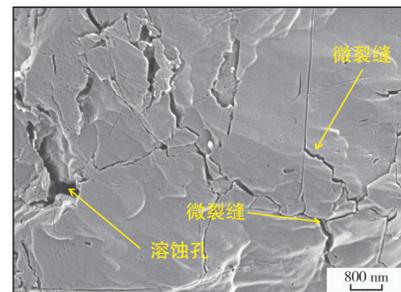
灰质页岩相 该类岩石的硅质矿物含量介于0%~25%,碳酸盐矿物含量大于75%,黏土矿物含量在0%~25%之间。岩性主要为深灰色泥晶灰岩(图4a)夹薄层碳质泥岩,具隐晶质结构,可见方解石脉



(a) 灰质页岩相,以深灰色泥晶灰岩为主,夹薄层碳质泥岩,裂缝中可见方解石脉。1 648.1 m, 岩心



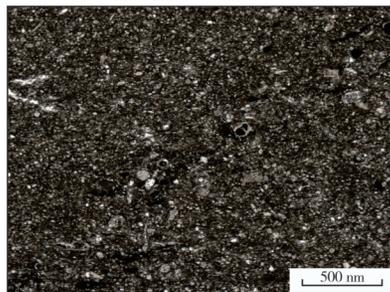
(b) 泥晶灰岩,具有生物碎屑结构,以双壳类碎片为主,可见少量有机质,呈黑色团块状混在泥晶方解石中。1 648.1 m, 样号SD-9。普通薄片,单偏光



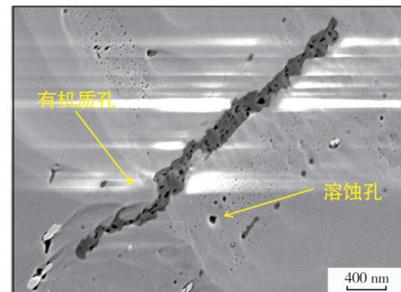
(c) 发育大量微裂缝及溶蚀孔。1 648.1 m, 样号SD-9。扫描电镜



(d) 混合灰质页岩相,灰黑色泥质灰岩与黑色碳质页岩呈互层状。1 682.3 m, 岩心



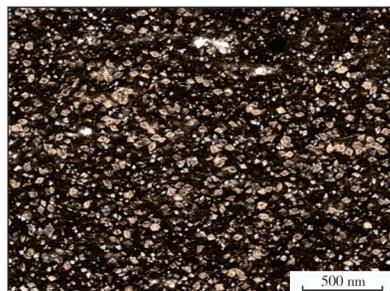
(e) 泥质灰岩,少量生物碎屑零星分散于泥晶方解石中,有机质呈黑色团块状混于岩石中。1 682.3 m, 样号SD-13。普通薄片,单偏光



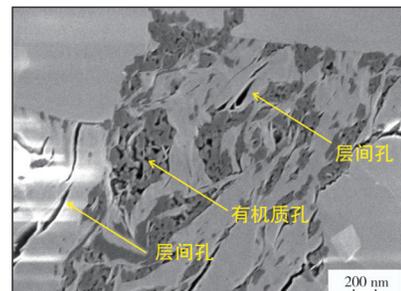
(f) 发育溶蚀孔及条带状有机质孔。1 682.3 m, 样号SD-13。扫描电镜



(g) 含黏土灰质页岩相,以黑色碳质页岩为主,层理缝发育。1 931.3 m, 岩心



(h) 碳质泥岩,以泥质为主,少量硅质呈粒状混于其中。1 931.3 m, 样号SD-21。普通薄片,单偏光



(i) 黏土矿物与有机质孔发育,且多呈复合体。1 931.3 m, 样号SD-21。扫描电镜

图4 六盘水地区QSD1井打屋坝组页岩不同类型岩相特征

Fig. 4 Characteristics of different shale lithofacies of Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

体。岩石主要由方解石组成,其次为白云石和石英。细小成岩微裂隙发育,多顺层展布,延伸较短,宽度小于0.01 mm,且多被有机质充填(图4b)。岩石孔隙以溶蚀孔和微裂缝为主,有机质孔和黏土矿物层间孔基本不发育(图4c)。

混合灰质页岩相 该类岩石的硅质矿物含量和黏土矿物含量均介于0%~25%,碳酸盐矿物含量在50%~75%之间。岩性主要为灰黑色泥质灰岩夹黑色碳质页岩、灰质泥岩(图4d),层理缝发育,可见方解石晶体充填。岩石主要由方解石组成,多呈泥晶结构,晶粒细小,多小于0.01 mm;其次为白云石,多呈自形粒状零星分布于泥晶方解石中;含少量泥质组分,多呈黄褐色混于泥晶方解石中,主要为黏土矿物的集合体;少量有机质呈黑色团块状混于岩石中(图4e)。岩石孔隙以溶蚀孔、矿物晶间孔及微裂缝为主,有机质孔多呈条带状分布(图4f)。

含黏土灰质页岩相 该类岩石的硅质矿物含量介于0%~25%,黏土矿物含量在25%~50%之间,碳酸盐矿物含量在50%~75%之间。岩性主要为黑色碳质泥岩、碳质页岩,层理缝发育(图4g)。岩石组成以泥质为主,呈微晶状黏土矿物集合体,有机质呈黑色团块状混在泥质中;其次为硅质,主要呈微晶石英集合体,少量呈粒状充填在岩石裂隙中(图4h)。扫描电镜下可见有机质孔较为发育,且多与黏土矿物呈复合体存在(图4i)。

2.2 有机地球化学特征

打屋坝组页岩(22块样品)有机碳含量(TOC)相对较低,介于0.28%~1.88%(表1),平均值为0.87%。约70%的样品TOC集中在0.5%~1%,以混合灰质页岩相为主;约12%的样品TOC大于1%,以含黏土灰质页岩相为主;剩余约18%的样品TOC小于0.5%,以灰质页岩相为主(图5)。打屋坝组页岩(16块样品)有机质成熟度(R_o)相对适中,介于1.82%~2.32%(表1),平均值为2.06%,处于过成熟阶段早期。

2.3 孔隙类型

根据场发射扫描电镜观察,六盘水地区打屋坝组页岩孔隙类型以无机矿物孔为主,该类型孔隙数量较多,分布较广,为页岩气提供了主要储集空间。其次为有机质孔和微裂缝,尽管其数量相对较少,但均有利于提高微观孔隙网缝连通性。

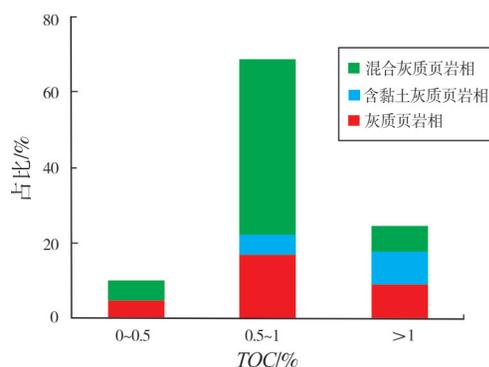


图5 六盘水地区QSD1井打屋坝组不同类型页岩有机碳含量分布

Fig. 5 The TOC distribution of different shale lithofacies of Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

无机矿物孔作为打屋坝组页岩的主要孔隙类型,主要包括粒间孔和粒内孔。粒间孔主要为碳酸盐矿物晶间孔、石英颗粒晶间孔、黄铁矿颗粒晶间孔及黏土矿物层间孔等,其中碳酸盐矿物晶间孔最为发育,孔径变化范围较大(从纳米级至微米级),形态以狭缝状为主,其次为三角状和不规则形状等,孔隙数量较多。粒内孔主要发育于方解石和石英等颗粒内,孔径最大可达微米级,多呈不规则形态,其中碳酸盐矿物溶蚀孔的孔径相对较大,孔隙数量相对较多,但连通性较差,不利于沟通和连接微观孔隙网缝^[16]。无机矿物孔普遍存在于灰质页岩相、混合灰质页岩相和含黏土灰质页岩相中(图4c, 4f, 4i)。而渝东南地区龙马溪组页岩碳酸盐矿物含量普遍较低,硅质矿物含量较高,无机矿物孔发育相对较少,且以黏土矿物层间孔为主,其次为石英颗粒晶间孔^[17-18]。

有机质孔在打屋坝组页岩中发育数量较少,主要以狭缝状、管柱状和填隙状不均匀分布于方解石晶间及晶内,发育规模较小,顺层方向分布,少量为蜂窝状孔隙,孔隙连通性较好,以纳米级孔隙为主,孔径介于10~100 nm,有利于页岩气的吸附与赋存。有机质孔主要见于混合灰质页岩相和含黏土灰质页岩相中(图4f, 4i)。而渝东南地区龙马溪组页岩有机质孔发育广泛,是重要的孔隙类型,为页岩气提供了主要的赋存空间^[17-18]。

打屋坝组页岩中微裂缝较为发育,通常是由构造应力作用形成的应力破裂缝,主要形成于矿物颗粒内部。其次为有机质与基质间形成的收缩缝,主要分布在矿物颗粒边缘和黏土矿物间,多呈不规则曲线和锯齿状,具有较好的延伸性,宽度普遍为

100~500 nm,最大可达1 μm 。裂缝发育有利于连通其他类型孔隙,形成页岩气渗流通道,对后期储层压裂改造起到积极作用^[19]。微裂缝主要见于灰质页岩相和混合灰质页岩相中(图4c)。而渝东南地区龙马溪组页岩中尽管也发育微裂缝,但数量较少,延伸长度较短^[17-18]。

2.4 孔径分布、比表面积及孔容特征

目前国内外学者对页岩微观孔隙类型的划分,主要依据国际理论和应用化学协会(IUPAC)的孔隙分类方案,分为微孔(孔径<2 nm)、介孔(孔径为2~50 nm)和宏孔(孔径>50 nm)^[20]。本文主要通过通过对每一种岩相类型选取典型样品,采用氮气吸附和二

氧化碳吸附联合测定法,分析对比不同岩相类型孔隙直径、比表面积和孔隙体积等参数的变化趋势,探讨不同岩相类型对页岩孔隙结构的影响。9块样品的测试结果(表2)表明:打屋坝组页岩孔隙直径为6.276~10.913 nm,平均值为8.413 nm;页岩总孔隙体积为(10.04~24.26) $\times 10^{-3}$ mL/g,平均值为17.93 $\times 10^{-3}$ mL/g,微孔、介孔和宏孔贡献比例分别为5.39%、78.22%、16.39%;页岩总比表面积为5.20~17.61 m^2/g ,平均值为12.17 m^2/g ,主要由介孔提供(占71.12%),其次为微孔和宏孔,分别占27.82%和1.06%。纵向上由深到浅,岩相类型从含黏土灰质页岩相逐渐过渡为混合灰质页岩相和灰质页岩相,孔隙体积和比表面积均呈降低趋势(图2)。

表2 六盘水地区 QSD1 井打屋坝组页岩孔隙结构参数

Table 2 The statistics of pore parameters of the shale samples within Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

样品 编号	井深/m	岩相类型	孔隙 直径/ nm	孔隙体积/(10^{-3} mL·g $^{-1}$)				比表面积/($\text{m}^2\cdot\text{g}^{-1}$)			
				总孔隙 体积	微孔孔隙 体积	介孔孔隙 体积	宏孔孔隙 体积	总比表 面积	微孔比表 面积	介孔比表 面积	宏孔比表 面积
SD-9	1 648.1	灰质页岩相	8.396	10.04	0.43	7.608	2.006	5.20	1.049	4.073	0.075
SD-10	1 649.9	灰质页岩相	10.144	11.57	0.69	8.702	2.181	6.65	1.530	5.040	0.078
SD-11	1 656.5	灰质页岩相	10.913	13.32	1.24	8.939	3.138	9.02	3.877	5.014	0.130
SD-12	1 660.2	灰质页岩相	8.926	15.68	1.34	11.204	3.143	11.25	4.435	6.687	0.130
SD-13	1 682.3	混合灰质页岩相	7.639	19.91	1.18	15.063	3.666	13.28	3.728	9.410	0.141
SD-14	1 687.4	混合灰质页岩相	8.003	23.44	1.74	17.366	4.335	15.66	5.498	10.016	0.148
SD-16	1 695.6	混合灰质页岩相	8.302	21.26	1.88	15.393	3.990	14.33	5.373	8.810	0.142
SD-21	1 931.3	含黏土灰质页岩相	7.115	21.92	0.71	17.915	3.293	16.53	2.067	14.328	0.130
SD-22	1 941.1	含黏土灰质页岩相	6.276	24.26	0.70	20.829	2.727	17.61	2.043	15.481	0.090

灰质页岩相孔隙直径为8.396~10.913 nm,平均值为9.594 nm;总孔隙体积为(10.04~15.68) $\times 10^{-3}$ mL/g,平均为12.65 $\times 10^{-3}$ mL/g,微孔、介孔和宏孔贡献比例分别为5.05%、78.56%和16.39%;总比表面积为5.20~11.25 m^2/g ,平均值为8.03 m^2/g ,主要由介孔提供(占67.30%),其次为微孔和宏孔,分别占31.40%和1.30%。

混合灰质页岩相孔隙直径为7.639~8.302 nm,平均7.981 nm;总孔隙体积为(19.91~23.44) $\times 10^{-3}$ mL/g,平均值21.54 $\times 10^{-3}$ mL/g,微孔、介孔和宏孔贡献比例分别为5.39%、72.39%和18.41%;总比表面积为13.28~15.66 m^2/g ,平均值为14.42 m^2/g ,主要由介孔提供(占65.44%),其次为微孔和宏孔,分别占33.56%和1.00%。

含黏土灰质页岩相孔隙直径为6.276~7.115 nm,平均值为6.696 nm;总孔隙体积为(21.92~24.26) $\times 10^{-3}$ mL/g,平均值为23.09 $\times 10^{-3}$ mL/g,微孔、介孔和宏孔贡献比例分别为3.06%、83.80%和13.13%;总比表面积为16.53~17.61 m^2/g ,平均值为17.07 m^2/g ,主要由介孔提供(占87.89%),其次为微孔和宏孔,分别占12.51%和0.79%。

研究区打屋坝组不同岩相孔隙结构对比分析结果表明(图6),介孔对3类岩相的孔隙体积贡献最大(图6a),而且在含黏土灰质页岩相中所占比例最高,其次为混合灰质页岩相和灰质页岩相。而渝东南地区龙马溪组页岩以硅质页岩相和混合质页岩相为主,其孔隙体积以介孔和宏孔为主^[17-18]。研究区打屋坝组3类岩相的比表面积均以微孔和介孔贡

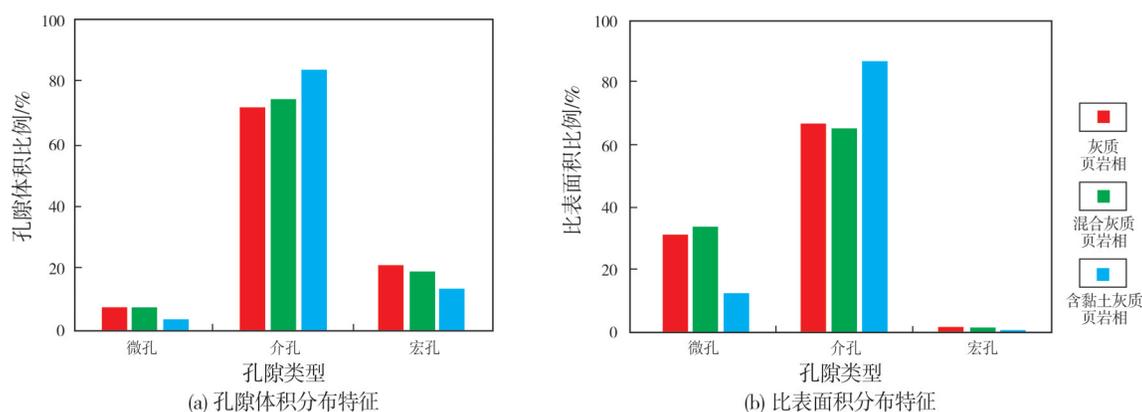


图6 六盘水地区QSD1井打屋坝组不同类型岩相页岩孔隙体积和比表面积分布特征
Fig. 6 Distributional characteristics of pore volume and specific surface areas of different shale lithofacies of Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

献为主(图6b),其中混合灰质页岩相和灰质页岩相的微孔贡献比例相对较高,而含黏土灰质页岩相的介孔贡献比例较高。渝东南地区龙马溪组页岩比表面积同样以微孔和介孔贡献为主,宏孔的贡献较小^[17-18]。

3 孔隙发育主控因素分析

3.1 有机碳含量

有机质中通常发育大量微纳米级孔隙,其对页岩的储集条件和孔隙结构有重要影响^[21]。研究区内页岩孔隙体积和比表面积均与TOC含量呈较明显的正相关关系(图7)。

灰质页岩相TOC含量变化范围较广(图5),平

均值为0.76%,但其孔隙体积和比表面积并未随TOC含量变化有明显改变(图7a,7b),主要以发育矿物溶蚀孔、矿物粒间孔和微裂缝为主(图4c),有机质孔极少发育。TOC对其孔隙结构影响较小,对页岩气储集空间的贡献有限。

混合灰质页岩相TOC含量主要集中在0.5%~1%区间内(图5),平均值为0.84%。孔隙体积和比表面积大于灰质页岩相(图7a,7b),有机质孔相对发育,且主要以狭缝状、管柱状充填在矿物颗粒间或层间缝中(图4f),因此在混合灰质页岩相中,随着TOC含量增大,有机质孔数量逐渐增多,对页岩孔隙结构的影响程度逐渐增大,有利于增加页岩气储集空间。

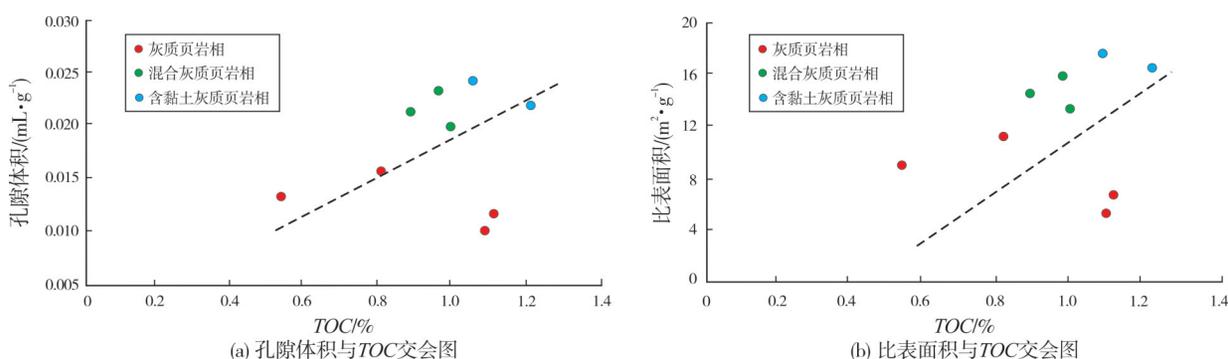


图7 六盘水地区QSD1井打屋坝组不同类型岩相页岩孔隙体积、比表面积与TOC的关系

Fig. 7 Relationship between pore volume, specific surface area and TOC of different shale lithofacies of Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

含黏土灰质页岩相TOC含量均大于0.5%,平均值为1.05%,(图5)。其孔隙体积和比表面积在3类岩相中整体最大(图7a,7b),表明随着页岩TOC含量进一步增大,易形成更多有机质孔。另一方面,在生烃过程中,二氧化碳溶于水形成的碳酸及有机酸可以溶解方解石、长石等矿物,可以形成更多无

机孔^[22-23],从而影响页岩孔隙结构,进一步改善页岩的储集空间。根据扫描电镜观察,含黏土灰质页岩相有机质孔较为发育,且常与黏土矿物形成复合体(图4i)。黄磊等^[24]认为和黏土矿物形成复合体的有机质通常比充填在颗粒间的呈条带状的有机质更发育孔隙,因此尽管含黏土灰质页岩相与混合灰

质页岩相 TOC 相近,但前者孔隙体积和比表面积整体大于后者。

3.2 黏土矿物含量

灰质页岩相、混合灰质页岩相和含黏土灰质页岩相三者的黏土矿物含量呈递增趋势,孔隙体积与比表面积随着黏土矿物含量增加呈明显增大趋势(图 8a, 8b),表明黏土矿物对提升页岩气储集条件起到积极作用。孙寅森等^[25]认为页岩中的黏土矿物可形成层间缝,有利于提高孔隙体积和比表面

积,同时黏土矿物中的蒙脱石在转化为伊利石的过程中形成层间孔,可以构成页岩气储集空间。有机质与矿物的赋存关系可以影响孔隙的发育形态,由于黏土矿物(特别是伊利石或伊蒙混层)的催化作用,导致与其相关的有机质孔极为发育^[25-26]。因此,在打屋坝组页岩碳酸盐矿物含量普遍较高的条件下,黏土矿物含量是影响页岩孔隙结构最主要的因素,这决定了含黏土灰质页岩相的储集条件最好,其中发育的有机质孔与黏土矿物层间孔形成的复合孔隙对页岩气赋存最为有利。

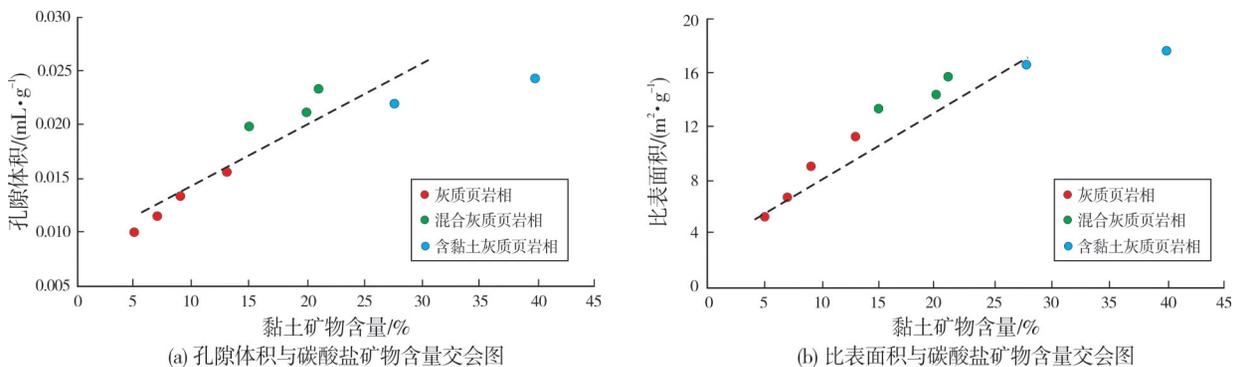


图8 六盘水地区 QSD1 井打屋坝组不同类型岩相页岩孔隙体积、比表面积与黏土矿物含量的关系
Fig. 8 Relationship between pore volume, specific surface area and clay mineral content of different shale lithofacies of Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

3.3 碳酸盐矿物含量

灰质页岩相、混合灰质页岩相和含黏土灰质页岩相三者的碳酸盐矿物含量呈递减趋势,且与孔隙体积和比表面积均呈明显的负相关(图 9a, 9b),表明碳酸盐矿物对页岩气储集条件起到抑制作用。碳酸盐矿物具有很强的化学胶结作用,抑制了纳米—微米级孔隙及微裂缝的发育^[27]。虽然溶蚀作

用可以导致碳酸盐矿物形成溶蚀孔,但通常碳酸盐胶结作用大于溶蚀作用,抑制了孔隙发育,降低了页岩储集空间^[23,28]。此外,尽管碳酸盐矿物脆性较强,受到应力时可产生矿物粒间孔和微裂缝,但在压实过程中,碳酸盐矿物颗粒形成的粒间纳米级孔隙骨架被黏土矿物、有机质和胶结物等进一步充填,导致碳酸盐矿物粒间孔隙减少,影响了孔隙形态和结构^[29-30],降低了页岩孔隙体积与比表面积。

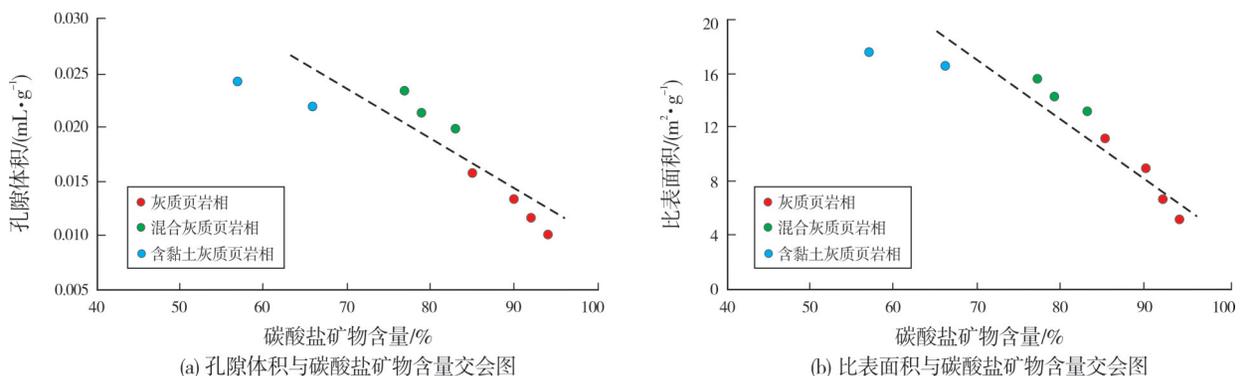


图9 六盘水地区 QSD1 井打屋坝组不同类型岩相页岩孔隙体积、比表面积与碳酸盐矿物含量的关系
Fig. 9 Relationship between pore volume, specific surface area and carbonate mineral content of different shale lithofacies of Dawuba Formation of Well QSD1 in Liupanshui area

4 结 论

(1) 贵州六盘水地区 QSD1 井下石炭统打屋坝组页岩的岩相类型主要包括灰质页岩相、混合灰质页岩相和含黏土灰质页岩相,页岩孔隙可分为有机质孔隙、无机矿物孔隙和微裂缝 3 种孔隙类型。含黏土灰质页岩相为最有利岩相,其平均孔隙体积和比表面积最大,所发育的黏土矿物层间孔和有机质孔对页岩气赋存最为有利。

(2) 打屋坝组页岩孔隙直径介于 6.276~10.913 nm,平均值为 8.413 nm;页岩总孔隙体积为 $(10.04\sim 24.26)\times 10^{-3}$ mL/g,平均值为 17.93×10^{-3} mL/g;页岩比表面积为 5.20~17.61 m²/g,平均值为 12.17 m²/g。介孔对孔隙体积和比表面积的贡献最大,其次为微孔和宏孔,这与渝东南地区龙马溪组的特征有所差别。

(3) 有机碳含量和黏土矿物含量是影响页岩微观孔隙特征的最主要因素,碳酸盐矿物含量次之;有机碳和黏土矿物对页岩储层孔隙发育具有积极作用,碳酸盐矿物对页岩孔隙发育起到了抑制作用。

参 考 文 献

- [1] 陈尚斌,秦勇,王阳,等.中上扬子区海相页岩气储层孔隙结构非均质性特征[J].天然气地球科学,2015,26(8):1455-1463.
- [2] 曾维特,丁文龙,张金川,等.渝东南—黔北地区牛蹄塘组页岩微—纳米级孔隙发育特征及主控因素分析[J].地学前缘,2019,26(3):220-235.
- [3] 郑宇龙,牟传龙,肖朝晖,等.复杂构造区页岩气储层特征及含气性控制因素:以湖北来凤—咸丰区块来地 1 井龙马溪组为例[J].海相油气地质,2020,25(2):108-120.
- [4] 杨巍,陈国俊,胡士骏,等.川南—黔北地区下古生界页岩孔隙发育特征[J].岩性油气藏,2015,27(4):47-52.
- [5] 张晓明,石万忠,徐清海,等.四川盆地焦石坝地区页岩气储层特征及控制因素[J].石油学报,2015,36(8):926-939,953.
- [6] 刘伟新,俞凌杰,张文涛,等.川东南龙马溪组页岩微观孔隙结构特征[J].海洋地质与第四纪地质,2016,36(3):127-134.
- [7] 吴聿元,张培先,何希鹏,等.渝东南地区五峰组—龙马溪组页岩岩相及与页岩气富集关系[J].海相油气地质,2020,25(4):335-343.
- [8] 汪新伟,郭彤楼,沃玉进,等.岷紫罗断裂带深部构造分段特征及构造变换作用[J].石油与天然气地质,2013,34(2):220-228.
- [9] 吴根耀,王伟锋,迟洪星.黔南坳陷及邻区盆地演化和海相沉积的后期改造[J].古地理学报,2012,14(4):507-521.
- [10] 杨振恒,李志明,沈宝剑,等.页岩气成藏条件及我国黔南坳陷页岩气勘探前景浅析[J].中国石油勘探,2009(3):24-30.
- [11] 王尚彦,张慧,王天华,等.黔西水城—紫云地区晚古生代裂陷槽盆充填和演化[J].地质通报,2006,25(3):402-407.
- [12] 田硕夫,杨瑞东.贵州早石炭世岩相古地理演化及页岩气成藏特征[J].成都理工大学学报(自然科学版),2016,43(3):291-299.
- [13] 吴蓝宇,胡东风,陆永潮,等.四川盆地涪陵气田五峰组—龙马溪组页岩优势岩相[J].石油勘探与开发,2016,43(2):189-197.
- [14] 王超,张柏桥,陆永潮,等.焦石坝地区五峰组—龙马溪组一段页岩岩相展布特征及发育主控因素[J].石油学报,2018,39(6):631-644.
- [15] 李卓,姜振学,唐相路,等.渝东南下志留统龙马溪组页岩岩相特征及其对孔隙结构的控制[J].地球科学,2017,42(7):1116-1123.
- [16] 刘宇,彭平安.不同矿物组分对泥页岩纳米孔隙发育影响因素研究[J].煤炭学报,2017,42(3):702-711.
- [17] 马勇,钟宁宁,程礼军,等.渝东南两套富有机质页岩的孔隙结构特征:来自 FIB-SEM 的新启示[J].石油实验地质,2015,37(1):109-116.
- [18] 孙寅森,郭少斌.渝东南彭水地区龙马溪组页岩孔隙结构特征及吸附性能控制因素[J].海相油气地质,2018,23(1):63-74.
- [19] 杨锐,何生,胡东风,等.焦石坝地区五峰组—龙马溪组页岩孔隙结构特征及其主控因素[J].地质科技情报,2015,34(5):105-113.
- [20] 罗超,刘树根,罗志立,等.贵州丹寨南皋下寒武统牛蹄塘组黑色页岩孔隙结构特征[J].地质科技情报,2014,33(3):93-104.
- [21] 李百强,邱雅洁,李洋,等.鄂尔多斯盆地华庆地区长 9 储层微观孔隙结构特征[J].西安石油大学学报(自然科学版),2015,30(5):10-15.
- [22] 袁野,赵靖舟,耳闻,等.鄂尔多斯盆地中生界及上古生界页岩孔隙类型及特征研究[J].西安石油大学学报(自然科学版),2014,29(2):14-19.
- [23] YANG Wei,ZUO Rusi,JIANG Zhenxue,et al.Effect of lithofacies on pore structure and new insights into pore-preserving mechanisms of the over-mature Qiongzhusi marine shales in Lower Cambrian of the southern Sichuan Basin,China[J].Marine and petroleum geology,2018,98:746-762.
- [24] 黄磊,申维.页岩气储层孔隙发育特征及主控因素分析:以上扬子地区龙马溪组为例[J].地学前缘,2015,22(1):374-385.
- [25] 孙寅森,郭少斌.湘鄂西地区上震旦统陡山沱组页岩微观孔隙特征及主控因素[J].地球科学与环境学报,2017,39(1):114-125.
- [26] GUO Xiaowen,QIN Zhejian,YANG Rui,et al.Comparison of pore systems of clay-rich and silica-rich gas shales in the lower Silurian Longmaxi Formation from the Jiaoshiba area in

- the eastern Sichuan Basin, China [J]. *Marine and petroleum geology*, 2019, 101: 265–280.
- [27] 袁青松, 张栋, 代磊, 等. 南华北二叠系太原组泥页岩孔隙特征及其影响因素分析[J]. *西安石油大学学报(自然科学版)*, 2019, 34(6): 1–7.
- [28] 刘忠宝, 高波, 胡宗全, 等. 高演化富有机质页岩储层特征及孔隙形成演化: 以黔南地区下寒武统九门冲组为例[J]. *石油学报*, 2017, 38(12): 1381–1389.
- [29] 吴忠锐, 何生, 何希鹏, 等. 湘中涟源凹陷上二叠统龙潭组和大隆组海陆过渡相泥页岩孔隙结构特征及对比[J]. *地球科学*, 2019, 44(11): 3757–3772.
- [30] WU Lanyu, LU Yangbo, JIANG Shu, et al. Pore structure characterization of different lithofacies in marine shale: a case study of the Upper Ordovician Wufeng–Lower Silurian Longmaxi Formation in the Sichuan Basin, SW China [J]. *Journal of natural gas science and engineering*, 2018, 57: 203–215.

编辑: 黄革萍

Shale lithofacies characteristics and its influence on pore structure of the Carboniferous Dawuba Formation in Liupanshui area, Guizhou Province

CHEN Xianglin, YUAN Kun, QIN Yinglun, LIN Tuo, JIN Chunshuang, PAN Weihong, GUO Jun, CAO Shenting

Abstract: In order to reveal the shale facies characteristics of Dawuba Formation of Lower Carboniferous in Liupanshui area and its influence on the shale micro-pore structure, a series of experimental testing techniques and methods have been used, including thin section observation, whole rock X-ray diffraction, field emission scanning electron microscopy, cryogenic nitrogen adsorption experiment, carbon dioxide adsorption experiment and organic geochemical analysis. In the process of analysis, different types of shale lithofacies were observed and analyzed at multiple scales, the relationship between lithofacies type and micro-pore structure was analyzed and the main influencing factors of micro-pore structure of different lithofacies types of shale were discussed. The results show that: (1) The shale facies types of Dawuba Formation in Liupanshui area mainly include calcareous shale lithofacies, argillaceous/siliceous mixed calcareous shale lithofacies and argillaceous-rich calcareous shale lithofacies. The argillaceous-rich calcareous shale lithofacies is most favorable lithofacies among them. (2) Shale pores are composed of organic pores, inorganic pores and micro-fractures. The combination of organic pores and clay mineral interlayer pores in the argillaceous-rich calcareous shale lithofacies is beneficial to shale gas enrichment. (3) The pore diameter of shale is 6.27–10.91 nm, with an average of 8.41 nm; the pore volume of shale is $(10.04–24.26) \times 10^{-3}$ mL/g, with an average of 17.93×10^{-3} mL/g; the specific surface area of shale is 5.20–17.61 m²/g, with an average of 12.17 m²/g. The average pore volume and specific surface area of argillaceous-rich calcareous shale lithofacies are the highest, followed by argillaceous/siliceous mixed calcareous shale lithofacies and calcareous shale lithofacies. (4) Organic carbon content and clay mineral content are the main factors affecting the micro pore characteristics of shale, followed by carbonate mineral content. Organic carbon and clay minerals play a positive role in the pore development of shale, and carbonate minerals inhibit the pore development of shale.

Key words: shale gas; lithofacies type; pore structure; Dawuba Formation; Carboniferous; Liupanshui area

CHEN Xianglin, First author: MSc, Engineer, mainly engaged in shale gas geological research and resource evaluation. Add: Olympic Building, No. 267 North Fourth Ring Middle Rd., Haidian District, Beijing 100083, China