

四川盆地城口地区下寒武统水井沱组有机质富集控制因素

古恒,王剑,韦恒叶,付修根

引用本文:

古恒,王剑,韦恒叶,付修根.四川盆地城口地区下寒武统水井沱组有机质富集控制因素[J]. 沉积学报,2024,42(3):1073-1091.

GU Heng, WANG Jian, WEI HengYe, et al. Controlling Factors of Organic Enrichment in the Shuijingtuo Formation in the Lower Cambrian of the Chengkou Area, Sichuan Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2024, 42(3): 1073-1091.

相似文章推荐(请使用火狐或IE浏览器查看文章)

Similar articles recommended (Please use Firefox or IE to view the article)

四川盆地湄潭组生烃潜力分析及勘探意义

Hydrocarbon Potential Analysis and Exploration Significance of the Meitan Formation, Sichuan Basin

沉积学报. 2020, 38(3): 635-647 https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2020.019

中国华南渝东北城口地区下寒武统烃源岩发育环境与形成机制

Development Environment and Formation Mechanism of Lower Cambrian Source Rocks in the Chengkou Area, Northeast Chongqing, South China

沉积学报. 2020, 38(5): 1111-1122 https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2019.102

四川盆地及周缘五峰组一龙马溪组富有机质页岩沉积演化模式

Sedimentary Evolution Model of Upper Ordovician Wufeng-Lower Silurian Longmaxi Organic-rich Shale in the Sichuan Basin and Its Surrounding Area

沉积学报. 2019, 37(4): 847-857 https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2018.164

泌阳凹陷核桃园组三段富有机质泥页岩形成环境及发育模式

The Sedimentary Environment and Deposition Mode of Organic-Rich Mud-stone from the Third Member of Hetaoyuan Formation in the Biyang De-pression

沉积学报. 2018, 36(6): 1256-1266 https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2018.096

滇黔北坳陷五峰组—龙马溪组下段页岩岩相与沉积环境

Analysis of Shale Lithofacies and Sedimentary Environment on Wufeng For-mation-Lower Longmaxi Formation in Dianqianbei Depression

沉积学报. 2018, 36(4): 743-755 https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2018.066

文章编号:1000-0550(2024)03-1073-19

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2022.091

四川盆地城口地区下寒武统水井沱组有机质富集 控制因素

古恒^{1,2},王剑^{1,2,3},韦恒叶^{1,2},付修根^{1,2,3}

1.西南石油大学地球科学与技术学院,成都 610500

2. 西南石油大学羌塘盆地研究院,成都 610500

3.油气藏地质与开发工程国家重点实验室(西南石油大学),成都 610500

摘 要 【目的】四川盆地下寒武统水井沱组黑色页岩是四川盆地重要的烃源岩和页岩气勘探层位,但目前对该黑色页岩有机 质富集机理还存在不同的看法。【方法】通过对川东北城口地区下寒武统水井沱组下部黑色页岩的沉积相与沉积微相分析、环境 成因草莓状黄铁矿形态与粒径变化规律研究,结合黑色页岩总有机碳含量、主量元素、微量元素等地球化学数据分析,重建了四 川盆地东北部水井沱组沉积期古地理、古环境演化模式,探讨了有机质富集主控因素与形成机制。【结果】水井沱组黑色页岩可 以划分出与深水陆棚—斜坡环境有关的五个沉积微相。生产力指标Ba_{xs}、P/Ti及陆源碎屑输入指标Ti、Al表明,水井沱组黑色页岩可 岩沉积环境处于较低的古生产力水平,陆源碎屑输入较稳定且与TOC没有明显相关性。因此,古海洋初级生产力及陆源碎屑输 入不是水井沱组黑色页岩有机质富集的主控因素。氧化还原敏感元素指标U/Th、U_{FF}、Mo_{FF}及草莓状黄铁矿研究表明,有机质含 量与古水体氧化还原指标呈明显正相关,指示下寒武统水井坨组有机质富集主要受到水体氧化还原条件变化的控制。【结论】 基于底水氧化还原条件变化规律、沉积相及沉积充填演化序列等认识,认为寒武纪第二阶—第三阶(529~514 Ma)时期,水井沱组 黑色页岩有机质富集受大规模海侵事件导致的底水氧化还原条件波动控制,并提出了有机质富集模式。

关键词 水井沱组;下寒武统;黑色页岩;氧化还原条件;有机质富集;四川盆地

第一作者简介 古恒,男,1997年出生,硕士研究生,沉积学,E-mail: supertramp3216@163.com

通信作者 王剑,男,教授,E-mail: w1962jian@163.com;

韦恒叶,男,教授,E-mail: weihengye@163.com

中图分类号 P586 文献标志码 A

0 引言

四川盆地页岩气资源非常丰富,已有地质勘探资 料研究表明,我国约有58%的页岩气资源赋存于四 川盆地古生代页岩^[1-2],其中,四川盆地深层一超深层 下寒武统水井沱组(牛蹄塘组相当层位)富有机质黑 色页岩气远景资源量可能在2.2万亿立方米以上^[3-4]。 因此,四川盆地下寒武统水井沱组黑色页岩特征、沉 积环境、有机质富集机理及其分布规律,已成为四川 盆地页岩气"甜点"勘探预测中的重要研究内容。

扬子地台北缘的川东北城口地区寒武系—前寒 武系黑色页岩出露良好,下古生界富有机质页岩具 有地层埋藏浅、分布广、厚度大、有机碳含量高、成熟 度适中等典型特征,具有较大的勘探开发潜力。尽 管前人对扬子板块水井沱组沉积环境及有机质富集 进行了较好的研究^[5:8],但由于黑色页岩有机质富集 具有非常复杂的事件性及空间异质性特点,其主控 因素与形成机制目前还存在较大的分歧。一些学者 认为是生产模型为主导的富集机制,埃迪卡拉纪— 寒武纪期间的古生产力提高是控制有机质富集的最 重要因素^[9-10];另一些研究指出,在中国南方早寒武 世,海洋存在明显的水体分层,基于这种现象导致的 缺氧—硫化—铁质底水条件是有机质富集的主要因 素^[11-12]。事实上,有机质的富集是一个非常复杂的生

收稿日期:2022-06-09;修回日期:2022-07-22;录用日期:2022-08-23;网络出版日期:2022-08-23

基金项目:国家自然科学基金项目(41972121,41762003);中国石油一西南石油大学创新联合体(2020CX010100)[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41972121, 41762003; PetroChina and Southwest Petroleum University Innovation Consortium, No. 2020CX 010100]

物地球化学过程^[13-14]。一般来说,初级生产力和古氧 化还原环境是影响有机质富集的主控因素^[15]。此外, 古气候变化、构造活动、海平面变化、陆源碎屑输入、 沉积速率等因素也影响和制约了有机质的富集过 程^[15]。从原理上来讲,初级生产力是有机质富集的基 础,而氧化还原等保存条件则是有机质富集的 关键^[13,16]。

以扬子地台北缘川东北城口地区下寒武统水井 沱组下部黑色页岩为研究对象,以沉积相及沉积微 相研究为基础,通过水井沱组黑色页岩的总有机碳 (Total Organic Carbon, TOC)、主量元素、微量元素等 环境地球化学指标分析,结合环境成因草莓状黄铁 矿形态与粒径垂向变化规律,重建了川东北地区水 井沱组黑色页岩沉积期古地理格局与古环境模型, 探讨了水井沱组黑色页岩有机质富集的主控因素, 为四川盆地页岩气"甜点"预测与勘探提供新的理论 依据。

1 地质背景

城口研究区位于上扬子古大陆北缘的西北部大 巴山褶皱冲断带(图1a)。大巴山褶皱冲断带延伸 2000余千米,是中三叠世华北板块与华南板块碰撞 的结果[18]。大巴山褶皱冲断带南部以隐伏的铁溪— 巫溪断裂为界,北部以安康断裂为界,西部为米仓山 隆起,东部为神农架穹隆^[17]。由东北至西南,大巴山 褶皱冲断带被城口断裂分为北大巴山褶皱冲断带和 南大巴山褶皱冲断带(图1a,b)。北大巴山逆冲推覆 构造带和南大巴山前陆褶皱冲断带起源于两个不同 的板块,并导致城口断裂南北两侧在地层、构造、岩 浆作用和变质作用方面表现出明显差异。北大巴山 逆冲推覆构造带属于庆陵地块,印支一燕山期被勉 略洋与南大巴山前陆褶皱冲断带分开^[18]。南大巴山 前陆褶皱冲断带与四川盆地之间的基底和盖层具有 许多相似的特征。因此,南大巴山前陆褶皱冲断带 属于扬子板块北缘[19]。

埃迪卡拉纪一寒武纪过渡时期,扬子地台从裂谷盆地演化为被动大陆边缘盆地^[20-22],西北部为秦岭洋,东南部为南华洋。早寒武世大规模海侵淹没了扬子地台,并在寒武纪早期沉积了水井沱组富含有机质黑色页岩。水井沱组在扬子板块发育完整的沉积序列,沿古水深梯度由西北向东南大致呈现陆棚 一斜坡一盆地相^[5]。陆棚相主要由碳酸盐岩组成,而 页岩和碳酸盐岩发育在较深水区域,代表陆内凹陷。 斜坡相以黑色页岩为主,含有丰富的海绵和节肢动 物等化石,而深层盆地相则由缺乏化石的硅质岩组 成,在扬子板块北缘川东北地区,发育了狭窄的边缘 斜坡带^[523]。

研究区北侧以城口一巫溪断裂带为界,其北为秦 岭相区,南侧为扬子相区,区内广泛出露震旦纪、寒武 纪、奥陶纪地层。水井沱组(或与水井沱组相当层位 的牛蹄塘组)在研究区广泛出露,与下伏灯影组白云 岩整合接触,与上覆石牌组深灰色灰岩、黄褐色砂岩 呈整合接触。水井沱组总厚300~600 m,区内岩性以 黑色炭质页岩、硅质岩以及碳硅质岩、黑色粉砂质泥 岩为主,总体上有粒度向上变粗的特征,反应出水井 沱组沉积期以水体逐渐变浅的进积作用为主(图1c)。

重点解剖的剖面位于四川盆地东北部城口县修 齐镇城溪路至城观二路白果村附近,剖面起点位置 详细经纬度坐标为31°53′38.3″N,108°45′38.2″E。 出露的下寒武统水井沱组地层厚度超过200m,采集 的样品主要位于水井沱组下部的黑色页岩段 (图2)。

2 样品采集与测试分析

研究共采集了57个新鲜黑色页岩样品。所采集的样品均是未受风化作用影响的新鲜岩石,并避开 后期充填的方解石脉体。制作成岩石薄片用于草莓 状黄铁矿粒径统计,研磨成粉末用于古环境沉积地 球化学分析。

使用高频红外碳硫分析仪(TL851-6K)测定了样品的TOC含量,测定之前使用稀盐酸对无机碳进行完全消解,TOC值分析精度优于10%,该实验在西南石油大学羌塘盆地研究院完成。样品的主量、微量元素及稀土元素测试在核工业北京地质研究院分析测试中心进行,主量元素通过熔片法进行X射线荧光(XRF)分析,微量元素采用高分辨电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)进行测试分析,分析精度优于5%。

利用富集系数来评估元素的富集程度,富集系数公式计算如下^[24]:

 $X_{EF}=(X/AI)_{sample}/(X/AI)_{PAAS}$ (1) 式中:X表示样品中给定元素的浓度,而PAAS表示 后太古代澳大利亚页岩标准中该元素的平均浓度^[25]。 通常,当 $X_{EF}<1.0$ 时表示元素相对亏损;当 $X_{EF}>1.0$ 则

(d)



图 1 四川盆地东北部地质图及地层柱状图 (a)研究区所处构造位置图¹⁰⁷;(b)研究区及周缘区域地质简图;(c)城口地区早寒武世综合地层柱状图;(d)研究区沿A—B方向地层剖面图 Fig.1 Geological maps and lithology in the northeastern Sichuan Basin

表示元素的相对富集度;X_{EF}>3表示中等富集;X_{EF}>10 代表强富集^[26]。

元素的过量浓度,包括钡(Ba_{xs})、硅(Si_{xs})和磷 (P_{xs}),通常用作指示海洋初级生产力水平的相对指标。元素X的过量浓度(X_{xs})通过从元素X总量中减 去陆源输入的部分计算得出,公式如下^[27]:

$$X_{XS} = X_{sample} - (Al_{sample} \times [X/Al]_{PAAS})$$
(2)

式中:X和Al表示样品和PAAS标准化后元素X和Al的含量。

草莓状黄铁矿粒径观察在反射光学显微镜成像 下进行,使用微区形貌及原位多组分快速元素分析 系统(LIBS),型号为德国徕卡DM6M,最大放大倍数 约4000倍,镜下识别并观察黄铁矿形态并统计草莓 状黄铁矿直径。每个样品统计100个以上的草莓状 黄铁矿。复合草莓状黄铁矿不在统计范围之内^[28]。 另外,由于岩石薄片切面未必穿过草莓状黄铁矿中 心,其测量的粒径略小于其真实粒径。但当统计的 样本个数足够大时(*n*>100),平均粒径的偏差小于



Fig.2 Sedimentary microfacies stratigraphic column of the Shuijingtuo Formation at Xiuqi section

10%^[29]。该实验在西南石油大学羌塘盆地研究院 完成。

3 结果

3.1 剖面沉积相特征

野外露头沉积相分析表明,水井沱组与下伏灯 影组呈整合接触(图3a),主要以陆棚、斜坡及碳酸盐 台地相沉积为特征(图3b~f),期间沉积环境变化较 大,整体上经历了浅水陆棚—深水陆棚—斜坡—碳 酸盐台地的演化过程,沉积相及沉积充填演化序列 反映了研究区水体浅—深—浅的变化过程。结合实 验室薄片鉴定与岩矿分析,将水井沱组黑色页岩段 划分出以下5种沉积微相。

1) 浅水混积陆棚粉砂质灰岩和粉砂质白云岩微相(TOC介于0.3%~1.0%)

该沉积微相发育于水井沱组一段底部及水井沱 组一段顶部,厚约6m,水井沱组一段底部为黄褐色, 顶部为灰色。碳酸盐含量约55%,颗粒成分以石英 粉砂为主,含量约40%,含有少量长石,颗粒磨圆较 差,黄铁矿含量极低,这些颗粒在局部形成水平纹层 (图4a,b),指示台地与陆棚过渡的浅水环境。底部 粉砂质白云岩TOC介于0.3%~0.5%,顶部粉砂质灰 岩约为1.0%。

2) 浅水陆棚粉砂质泥岩或粉砂岩微相(TOC介 于0.89%~1.16%)

该沉积微相发育于水井沱组一段下部及上部, 厚约30m,发育明显韵律层(图4c,d),局部粉砂含量 较多,颜色为中一深灰色,纹层厚度一般介于2~ 5mm。镜下观察发现,亮纹层粉砂含量较多,较粗的 矿物向上逐渐减少,暗纹层以黏土矿物为主。该岩 相主要由黏土矿物、石英、黄铁矿和方解石组成,也 有少量长石和云母。泥质矿物中存在石英及长石颗 粒,粒径介于6~55μm(图4e~g),颗粒分选较好,矿 物边缘多不清晰,具有水动力较强、矿物颗粒分布均 匀、粒度较粗的特点。TOC含量介于0.89%~1.16%。



图3 修齐剖面水井沱组黑色页岩特征

(a)灯影组顶部与水井沱组底部整合接触;(b)砂泥质浅水陆棚;(c)钙质结核(砂泥质含结核深水陆棚相);(d)黑色硅质层面沿钙质结核弯曲(砂泥质含结核 深水陆棚相);(e)黑色硅质页岩(砂泥质含结核深水陆棚相);(f)砂泥韵律层(砂质深水陆棚)

Fig.3 Characteristics of black shales from the Shuijingtuo Formation at Xiuqi section

3) 深水陆棚含钙质结核泥岩和含钙质结核泥质 粉砂岩微相(TOC介于0.82%~1.21%)

该沉积微相发育于水井沱一段中部,深灰色薄 层含钙质结核泥岩与黑色薄层含钙质结核泥质粉砂 岩互层,指示水体的短暂波动,发育水平层理、微粒 序层理(图5a,b)、均质块状层理、钙质结核(图3c, d),厚约100 m,为深水垂向加积与低密度浊流沉积 环境,水动力条件较弱,单层厚度介于0.02~0.50 m, 纹层厚度一般小于2 mm。显微观察显示,粉砂质泥 岩中碎屑矿物主要由圆一次圆形、分选较好的石英 颗粒组成,局部可见云母碎片(图5c,d),黄铁矿和 TOC含量较高,TOC含量介于0.82%~1.21%。

4) 深水陆棚粉砂质泥岩与泥质粉砂岩微相(TOC介于1.5%~1.8%)

该沉积微相发育于水井沱组一段中上部,厚约50m,颜色为深灰色,纹层厚度一般小于2mm,粉砂质泥岩与泥质粉砂岩薄层互层,局部粉砂含量明显增多。石英含量介于10%~30%,云母含量约为1%(图6a,b),黄铁矿含量较砂泥质浅水陆棚相明显增多。有机质含量介于1.5%~1.8%。

5) 斜坡浊积砂泥岩微相(TOC介于 0.85%~ 1.06%)

该沉积微相发育于水井沱组一段上部,也发育 于中部黑色硅质页岩夹层中,单层厚度介于0.02~ 0.20 m,颜色为浅一中灰色。显微观察显示,细一粉 砂岩中碎屑颗粒占75%~90%,主要由圆一次圆形、分 选较好的石英颗粒组成,局部可见云母碎片。在泥 质岩块体上,可见由滑塌作用形成的变形层理;细一 粉砂岩底部发育正粒序微粒序层理(图6c~g),由底 部细一粉砂岩过渡到顶部泥岩。TOC含量介于 0.85%~1.06%。

为方便下文沉积地球化学化环境分析,根据岩相组合及TOC含量将水井沱组一段分为三个亚段:砂泥质浅水陆棚相(A亚段)、深水陆棚相(B亚段)及 浊积砂微相(C亚段)。

3.2 黄铁矿形态特征

野外及实验室研究表明,水井沱组一段黑色页 岩中黄铁矿形态主要为自形一半自形(图7g~i)以及 草莓状黄铁矿(图7a~g)。草莓状黄铁矿主要以分散 的正常草莓状形式存在(图7a,b),偶见多个草莓状 黄铁矿堆积在一起(图7c),部分草莓状黄铁矿发生 了后期的成岩二次生长,形成部分充填草莓状黄铁 矿(见残余微孔,图7d,e),但这种部分充填或充填的 草莓状黄铁矿粒径与正常草莓状黄铁矿相差小于



图 4 修齐剖面水井沱组浅水陆棚相镜下照片 (a,b)中一细粉砂质灰岩(浅水混积陆棚相);(c,d)黄色泥质粉砂岩层理,有机质充填在层面中(砂泥质浅水陆棚相);(e~g)黄色泥质粉砂岩矿物特征 (砂泥质浅水陆棚相)

Fig.4 Microscopic photos of the shallow water shelf facies of the Shuijingtuo Formation at Xiuqi section

10%,可以进行粒径的统计。同时,见少量不规则黄 铁矿微晶集合体(图7f,g),部分为填充型草莓状黄铁 矿(图7d,e)。从A亚段至C亚段,草莓状黄铁矿的形 态、大小都发生了显著变化。在A亚段中,草莓状黄 铁矿缺乏,黄铁矿以自形一半自形黄铁矿为主;在B 亚段中,草莓状黄铁矿数量大幅增多,且黄铁矿以草 莓状黄铁矿为主,黄铁矿颗粒中60%~70%为草莓状 黄铁矿;在C亚段中,草莓状黄铁矿数量少,且自形 一半自形黄铁矿碎片占主导地位,黄铁矿颗粒中约 20%为草莓状黄铁矿。

3.3 TOC分析

川东北地区城口修齐剖面水井沱组黑色岩系的 TOC含量介于0.17%~1.53%,平均值为0.99%。A亚 段有机碳含量相对较低,介于0.29%~0.54%;B亚段 有机碳含量相对较高,介于0.82%~1.53%;C亚段有 机碳含量中等,介于0.85%~1.05%。TOC分布特征 为,底部A亚段TOC值较低,中部B亚段TOC值升 高,顶部C亚段TOC逐渐下降。该剖面水井沱组一 段黑色页岩TOC特征总体上具有低一高一低的特征 (图2、表1),高TOC主要发育于B亚段。

3.4 元素地球化学特征

样品的主要元素含量如表2所示。页岩中的 Al₂O₃、SiO₂和CaO分别对应石英、黏土和碳酸盐岩,是 海相页岩的主要成分,三元图指示了这三种矿物主 要元素的相对含量^[27]。三元图显示,页岩中SiO₂与 CaO相对于Al₂O₃和更富集,SiO₂含量介于55.56%~ 70.22%;CaO含量介于0.53%~11.42%。表明页岩矿 物成分主要为石英和碳酸盐岩,缺少黏土矿物 (图8)。

从富集系数上来看,与上陆壳(UCC)成分相比,页 岩样品中的MnO₂显著亏损(图9)^[25],其他主要元素的 氧化物与PAAS页岩基本相同。样品的主量元素含 量变化基本一致,其中,B亚段更富集CaO、P₂O₅、MnO 等元素、A亚段则明显亏损CaO、MgO、MnO元素。

微量元素具体含量如表2所示,样品的微量元素 平均富集系数如图9所示,水井沱组一段页岩与UCC



图5 修齐剖面水井沱组深水陆棚相镜下照片

(a,b)黑色页岩纹层,(砂泥质含结核深水陆棚相);(c~e)黑色页岩中粉砂质页岩夹层矿物特征(砂泥质含结核深水陆棚相);(f,g)黑色页岩矿物特征(砂泥质含结核深水陆棚相)

Fig.5 Microscopic photos of the deep-water shelf facies of the Shuijingtuo Formation at Xiuqi section



图6 修齐剖面水井沱组深水陆棚相及斜坡相镜下照片

(a,b)黑色粉砂质页岩矿物特征(砂泥质深水陆棚);(c)正粒序微粒序层理(浊积砂微相);(d)灰色泥质粉砂岩矿物特征(浊积砂微相);(e~g)灰色泥质粉砂岩中的变形层理(浊积砂微相)

Fig.6 Microscopic photos of the deep-water shelf and slope facies of the Shuijingtuo Formation at Xiuqi section



图7 修齐剖面水井沱组黄铁矿形态

(a,b)LIBS镜下正常单一草莓状黄铁矿;(c)团簇状草莓状黄铁矿(B亚段);(d)填充型草莓状黄铁矿与正常草莓状黄铁矿(B亚段);(e)填充型草莓状黄铁矿(B亚段);(e)填充型草莓状黄铁矿(B亚段);(g)半自形黄铁矿与黄铁矿微晶集合体(C亚段);(h,i)自形黄铁矿(A亚段,C亚段)

Fig.7 Morphologies of sedimentary pyrite from the Shuijingtuo Formation at Xiuqi section

页岩相比, Mo、U、V、Sb元素明显富集, Cr、Co、Rb、 Th、Pb呈现明显亏损。一般来说, Mo、U、V与泥岩形 成过程中的氧化还原条件有关。样品呈现出大致相 同的变化趋势, 其中, B亚段较A亚段、C亚段更富集 V、U、Mo、Zn、Ni、Tl、Cd等元素, 氧化还原敏感元素明 显富集。

4 讨论

4.1 初级生产力

古生产力是指生物在能量循环中单位面积和单位时间所能产生的有机物质总量^[30]。目前,恢复古生产力的主要手段是地球化学指标。然而,由于这些指标容易受到氧化还原条件和成岩蚀变的影响,结果在一定程度上并不可靠^[31],因此,需要结合多个指标进行综合分析。

重晶石富集率通常与海洋初级生产力呈正相关,在还原条件下,重晶石以生物成因重晶石的形式集中在有机物颗粒上,因此,Ba_{xs}通常被广泛用作重

建古生产力的指标^[32];P是浮游生物生长所必需的营养素,可以用来估算古代的生物生产力,为避免陆源碎屑中P的影响,通常使用P/Ti值来判断生产力^[33]。研究认为,P/Ti高于0.79作为高生产率的标志;0.34< P/Ti<0.79代表中等生产力;P/Ti<0.34代表低生产力^[33]。

修齐剖面水井沱组一段P/Ti比值介于0.20~0.44, 平均值0.31,显示出整体较低的古生产力水平,属于 低古生产力沉积模式,但在B亚段(高TOC层段),古 生产力有升高的趋势。地球化学指标与TOC含量的 交会图显示了线性相关关系(图10),其中,R²值介于 0~0.2,表示极弱相关或无相关;0.2~0.4 为弱相关; 0.4~0.6 为中等程度相关;0.6~0.8 为强相关;0.8~1.0 极强相关^[34]。通过相关性分析,Ba_{xs}(R²=0.13)和P/Ti (R²=0.17)与TOC存在极弱相关性。水井沱组一段的 古生产力水平与TOC呈弱相关(图10),表明古生产 力对有机质富集造成了一定影响,但并不是影响水 井沱组页岩有机质富集的首要因素。

	Tabl	e 1 Trace	elemen	ts and	geochen	nical ind	lex of the	e Shuijingtu	o Formatio	n at Xi	uqi sectior	1
亚段	样品编号	w(TOC)/%	U/Th	Corg/P	$\mathrm{Mo}_{\mathrm{EF}}$	\mathbf{U}_{EF}	Ba _{xs}	P/Ti	CIA	Ga/Rb	Mo/TOC	Co×Mn
А	XQ67	0.290	0.40	17.77	2.89	4.40	1 349.6	0.24	51.72	0.20	19.90	0.62
亚	XQ74	0.541	0.59	26.89	5.17	5.95	1 893.4	0.26	64.82	0.19	15.62	0.04
段	XQ85	0.332	1.04	16.05	4.94	8.24	1 677.3	0.30	62.96	0.19	32.79	0.09
	XQ95	0.895	1.03	40.42	4.86	11.20	511.6	0.29	64.21	0.19	17.65	0.15
	XQ101	1.150	0.99	52.53	5.29	11.03	429.4	0.33	52.31	0.20	11.65	0.61
	XQ115	1.001	1.07	45.52	6.26	12.48	566.7	0.37	52.15	0.20	14.19	0.70
	XQ127	1.161	1.28	60.78	5.06	9.14	881.1	0.33	53.33	0.19	7.97	0.70
	XQ131	0.870	0.96	40.38	4.14	6.01	201.5	0.29	62.52	0.19	9.45	0.31
В	XQ135	1.212	0.85	49.59	7.91	14.49	232.6	0.32	60.09	0.21	17.00	0.54
	XQ139	0.909	1.59	42.52	6.09	13.02	514.7	0.30	55.95	0.19	19.02	0.78
亚	XQ145	0.950	1.20	45.29	6.19	13.77	1 100.7	0.31	53.11	0.19	18.32	0.78
段	XQ149	0.912	1.24	42.81	6.18	8.08	727.2	0.30	53.16	0.20	11.51	0.64
	XQ153	0.869	1.11	45.46	6.63	16.13	318.3	0.27	60.00	0.19	24.29	0.63
	XQ157	0.826	1.31	37.57	5.50	10.02	1 075.3	0.33	52.49	0.19	14.65	0.76
	XQ161	1.460	1.04	68.26	6.91	17.42	1 758.1	0.35	56.12	0.18	13.70	0.75
	XQ165	1.427	1.37	64.94	5.38	11.22	501.7	0.32	53.79	0.19	10.02	0.69
	XQ167	1.533	1.09	57.03	5.99	11.02	708.3	0.39	55.99	0.18	9.33	0.70
	XQ169	1.461	1.23	51.88	8.08	21.22	933.3	0.41	57.60	0.17	18.69	1.12
	XQ173	0.854	1.62	40.26	3.94	10.34	820.3	0.30	58.98	0.19	17.91	0.28
	XQ175	1.030	0.78	66.59	3.71	6.60	1 056.6	0.24	54.44	0.19	8.11	0.72
C	XQ177	0.969	0.75	31.92	5.51	10.74	637.3	0.44	57.97	0.18	14.66	0.78
业	XQ179	1.051	1.16	72.73	4.10	7.73	767.6	0.21	54.09	0.19	9.89	0.66
I X	XQ180	1.066	0.82	73.34	3.46	5.88	490.4	0.21	52.33	0.20	7.26	0.70

表1 修齐剖面水井沱组微量元素地球化学指标

4.2 陆源输入分析

XQ181

1.051

陆源碎屑输入会稀释有机质并减缓其沉降速 率,从而对有机质富集产生影响;同时,陆源输入作 为吸附剂使有机质吸附在铝硅酸盐上,控制有机质 的埋藏速率和细菌降解效率^[35]。陆源碎屑流入在有 机质富集中起着重要作用^[36]:一方面,适当的流入能 将营养物质带入水体,提高生产力,这有利于有机质 富集;另一方面,陆源输入会导致有机质稀释^[15]。

0.65

68.71

4.47

6.56

676.9

Ti和Al是陆源的稳定元素,铝通常来自铝硅酸盐黏土矿物,而钛通常以钛铁矿和二氧化钛的形式存在于沉积物^[37]。Ti和Al几乎不受成岩作用和风化作用的影响,在沉积过程中表现出良好的化学稳定性,因此,Ti和Al通常用于指示陆源输入强度指标^[24,38]。结果显示,Ti和Al的相关性较高(*R*²=0.81)且呈现相似的变化趋势(图11),水井沱组一段的陆源输入整体较低,除个别数据突变外,并没有明显的变化趋势,表明此剖面水井沱组一段沉积时期风化程度处在较低水平(与古气候相一致)且地理位置位于

远离海岸的区域,陆源输入相对稳定,且Ti(R²=0.07)</sub>和Al(R²=0.09)与TOC之间没有明显线性相关性,表明有机质富集过程基本不受陆源输入影响。

0.19

8.75

0.68

56.88

4.3 氧化还原环境

0.20

4.3.1 水体循环特征

沉积盆地中的水体限制对沉积物中有机质的积 累和保存起着积极的作用,受限的水体会导致水体 的缺氧条件而有利于有机质的保存^[39]。在停滞的深 水环境中,硫酸盐还原细菌导致硫化环境的形成,并 促进沉积物中Mo的富集。因此,停滞的底水循环和 硫化环境将导致Mo以大于外部Mo供应的速率进入 沉积物,这将导致沉积物中保持较低的Mo/TOC比 率^[39-40]。因此,Mo/TOC比率被认为是评估水体受限 程度的良好指标^[33,39]。停滞程度可分为三种类型:强 停滞环境(Mo/TOC<4.5)、半停滞环境(4.5<Mo/TOC< 45),以及弱停滞环境(Mo/TOC>45)^[40]。此外,自生U 优先富集于Fe²⁺与Fe³⁺氧化还原界面的贫氧环境中, 而自生Mo的富集相对较晚,需要H₂S的参与。与此

亚巴	样品	···(TOC)/0/-		主量元素/%											
11.12	编号	<i>w</i> (10C)/70	SiO_2	Al_2O_3	$\mathrm{Fe_2O_3}$	MgO	CaO	Na ₂ O	K_2O	MnO	${\rm TiO}_2$	P_2O_5	FeO	烧失量	
А	XQ67	0.290	63.20	13.25	4.58	1.75	3.91	2.92	2.55	0.047	0.799	0.193	0.96	6.76	
ШĔ.	XQ74	0.541	68.49	14.36	2.62	1.61	0.688	2.25	3.15	0.011	0.928	0.238	0.55	5.57	
段	XQ85	0.332	70.22	13.37	3.31	1.36	0.647	2.66	2.68	0.015	0.816	0.245	0.59	4.58	
	XQ95	0.895	67.69	14.27	3.68	1.69	0.528	2.64	3.03	0.018	0.892	0.262	1.55	5.20	
	XQ101	1.150	64.48	12.29	4.08	2.39	2.92	2.60	2.45	0.044	0.784	0.259	2.34	7.70	
	XQ115	1.001	61.47	11.51	3.72	2.11	6.27	2.45	2.31	0.055	0.705	0.260	2.02	9.13	
	XQ127	1.161	55.56	10.23	3.46	2.01	11.42	2.02	2.13	0.061	0.690	0.226	1.73	12.12	
	XQ131	0.870	66.45	13.86	4.32	2.11	0.746	2.69	2.90	0.025	0.889	0.255	2.33	5.66	
В	XQ135	1.212	63.65	14.38	4.54	2.28	1.18	3.02	2.89	0.033	0.906	0.289	1.93	6.81	
	XQ139	0.909	63.45	13.44	5.07	2.22	2.19	2.53	2.81	0.046	0.843	0.253	2.44	7.14	
ШĔ.	XQ145	0.950	62.68	12.78	4.61	2.54	3.32	2.58	2.58	0.054	0.795	0.248	2.40	7.77	
	XQ149	0.912	63.70	13.15	4.31	2.44	2.81	2.63	2.71	0.045	0.834	0.252	2.14	7.07	
段	XQ153	0.869	63.84	13.23	5.94	2.12	1.11	2.64	2.77	0.036	0.822	0.226	1.97	7.21	
	XQ157	0.826	61.83	12.21	4.08	2.49	4.65	2.53	2.52	0.060	0.782	0.260	2.33	8.50	
	XQ161	1.460	59.65	11.61	4.14	2.48	6.24	1.92	2.55	0.052	0.723	0.253	2.38	10.35	
	XQ165	1.427	63.19	12.89	4.54	2.64	2.78	2.49	2.66	0.045	0.802	0.260	2.31	7.65	
	XQ167	1.533	61.50	13.12	4.87	2.67	3.20	2.18	2.90	0.043	0.816	0.318	2.52	8.34	
	XQ169	1.461	57.97	13.01	5.64	3.11	4.32	1.94	2.95	0.055	0.804	0.333	2.76	9.87	
	XQ173	0.854	65.23	14.97	2.85	1.91	1.32	3.07	3.29	0.020	0.836	0.251	1.19	6.15	
C	XQ175	1.030	60.78	12.81	4.64	2.63	4.07	2.38	2.67	0.048	0.774	0.183	2.52	9.01	
्र जाह	XQ177	0.969	61.12	13.37	4.86	2.96	3.39	1.94	3.06	0.045	0.812	0.359	2.76	8.06	
<u>NV.</u> 1874	XQ179	1.051	62.23	13.61	4.27	2.32	3.30	2.56	2.89	0.041	0.818	0.171	1.90	7.72	
权	XQ180	1.066	61.14	13.31	4.49	2.53	3.55	2.82	2.63	0.045	0.825	0.172	1.95	8.38	
	XQ181	1.051	62.69	14.18	4.59	2.47	2.11	2.44	3.08	0.038	0.892	0.181	1.97	7.29	



Table 2 Test results of major elements in the Shuijingtuo Formation shale at Xiuqi section



CaO, and Al₂O₃ at Xiuqi section^[27]

同时,一定水动力条件下的颗粒搬运、沉积过程可以加速 Mo向沉积物的转移,而U不受这一过程的影响。在水体受限的环境中,Mo/U比值往往较低,通常小于海水值的一倍。由于需要消除陆源碎屑输入的

对元素富集的影响,通常采用富集系数计算微量元 素富集程度^[24]。因此,沉积物中的U_{EF}-Mo_{EF}交会模型 通常用于确定水体限制的程度^[26]。

研究剖面 Mo/TOC 比值介于 8.8~32.8,平均值为 15.1,其中,A 亚段 Mo/TOC 比值平均为 11.1;B 亚段 Mo/TOC 比值平均为 14.4;C 亚段 Mo/TOC 比值平均为 22.7(表1)。指示水井沱组一段页岩为弱一中等停 滞环境,在水井沱组A 亚段至C 亚段沉积时期,海水 停滞程度逐步减弱。U_{EF}-Mo_{EF}交会图也显示岩石由 老至新海水停滞程度逐步减弱的结果(图 12)。 4.3.2 氧化还原敏感元素指示氧化还原条件

水体氧化还原条件是影响有机物保存的重要因素^[35],在缺氧环境中,有机质能得到很好地保存和富 集^[41];并且,有机质富集的空间分布特点与古水体氧 化还原结构模式及其变化是密切相关的^[13]。沉积物 中存在的Ni、V、Co、U和Mo等氧化还原敏感微量元 素,可用于区分水体的古氧化还原条件,这些元素在 氧化/次氧化环境中不会大量沉积。因此,这些微量 元素在缺氧环境中显著富集,而在有氧状态下缺乏,



修齐剖面水井沱组元素富集系数特征[2]





图 10 修齐剖面水井坨组地球化学指标与 TOC 相关性图

Fig.10 Linear correlation between total organic carbon (TOC) and geochemical index in the Shuijingtuo Formation at Xiuqi section

氧化还原敏感元素已被广泛用作古氧化还原条件的 指标[42]。

一些研究认为,由于自生成分对评价氧化还原 的影响,传统指标如V/Cr、V/(V+Ni)、和Ni/Co不适用

于扬子地台的氧化还原条件评估[12]。传统氧化还原 敏感元素指标失效被归因于一次重大的上升流事 件,该事件使富含营养的深水与浅层硫化物池接触, 从而清除了水体中的 Mo、Ni 及 V 等元素^[43]。



Fig.11 Vertical variations of lithofacies, redox condition, primary productivity, sediment flux, and chemical index of alteration of studied samples





在还原性环境条件下,泥岩中U含量较高^[24];Th 在氧化环境中含量相对较高;Mo在缺氧件下形成钼 化合物而富集^[24]。本文使用U/Th、U_{EF}、Mo_{EF}作为评估 水井沱组一段古氧化还原条件指标,此前的研究已 经为U/Th比率确定了标准值^[44],U/Th<0.75代表氧化 环境;0.75<U/Th<1.25表示贫氧环境;U/Th>1.25代表 缺氧/硫化环境。有机碳与磷的比值(C_{org}/P)受到海底 氧化还原条件的强烈影响,因此,有机碳磷比(C_{org}/P) 可作为评价海洋氧化还原条件的地球化学指标。在 缺氧条件下,一些磷(P)可能从有机物中释放,导致 沉积物中的P亏损,从而增加C_{org}/P比率^[45]。C_{org}/P<50 表示氧化条件,C_{org}/P介于50~100表示贫氧条件, C_{org}/P>100表示硫化条件^[45]。

修齐剖面水井坨组U/Th比值(介于0.58~1.62,A 亚段平均值为0.88,B亚段平均值为1.21,C亚段平均 值为0.83)表明,水井沱组一段沉积期间,底水处于 氧化一贫氧一缺氧波动状态,由底至顶A亚段为氧 化一贫氧环境;B亚段为贫氧一缺氧环境;C亚段为 贫氧环境。U_{EF}、Mo_{EF}的变化也表明水井沱组一段页 岩由底至顶整体呈氧化一缺氧一贫氧的变化规律 (图11)。尽管一些样品在不同指标下的氧化还原状 态并不相同,所有指标都表明,水井沱组B亚段(高 TOC段)处在更还原的沉积环境,这与TOC的变化规 律相一致(图11)。

4.3.3 草莓状黄铁矿粒径指示氧化还原条件

研究表明,草莓状黄铁矿形态及粒径变化趋势 通常与氧化还原条件有关四。沉积地层中的草莓状 黄铁矿,即使受后期成岩蚀变作用的影响,原始草莓 状形态仍可以清晰辨别,且粒径不会受到明显影 响^[46]。地表风化作用虽然能破坏草莓状黄铁矿的成 分,但其形态大小没有受到影响。因此,草莓状黄铁 矿形态和粒径大小是古沉积水体环境研究的可靠指 标,已经广泛应用于古代沉积岩的研究[47-49]。在硫化 缺氧环境中,草莓状黄铁矿形成于硫化水中,当其生 长到一定体积和重量时沉入下覆沉积物并停止生 长,因而其直径大小往往比较小;而在非硫化的氧化 至贫氧环境中,草莓状黄铁矿一般形成于沉积物缺 氧的孔隙水,其生长时间较长,因而粒径也较大1291。 反过来,根据草莓状黄铁矿粒径大小来评估古沉积 水体的氧化还原条件。表3总结了部分黄铁矿粒径 与氧化还原环境的关系,但只适合进行定性的分析, 而半定量的分析还需要进行大量的统计,借助盒须 图(图13、表4)以及统计的平均粒径与标准偏差(图 14)进行定量分析。

在富氧条件下,草莓状黄铁矿很少甚至缺 失^[28,50],水井沱组一段A亚段及C亚段顶部的样品 中,未发现可统计数量的草莓状黄铁矿,可能指示A 亚段及C亚段顶部为氧化环境。水井沱组B亚段含 有较小的草莓状黄铁矿,其最大粒径大多小于 15μm,平均粒径小(4.84~5.8μm)且分布集中,这些 特征反映了水井沱组B亚段水体主体为缺氧甚至硫 化环境^[48]。平均粒径与标准偏差之和的曲线(图13) 表明其沉积古水体氧化还原条件发生了明显的周 期性变化,可分为三期由强硫化至弱硫化的变化 旋回^[51]。

通过草莓状黄铁矿粒径平均值一标准偏差(图 14)及平均值一偏态系数交汇图也能区分硫化水体 和贫氧一氧化水体环境^[28],据此标准,对修齐剖面水 井沱组一段的古氧化还原条件进行了半定量评估, 结果表明水井沱组一段沉积时期的古氧化还原条件 从底部A亚段的氧化条件突变为B亚段的缺氧硫化 环境,且在顶部C亚段逐渐演变为氧化一贫氧条件 (图13)。

4.4 有机质富集模式

根据以上沉积学、矿物学及沉积地球化学研究, 结合岩相组合及地球化学数据指标,认为水井沱组 下部处于远岸的低能深水环境,而氧化还原指标 C_{org}/P、U/Th、U_{EF}、Mo_{EF}与TOC之间存在良好的正相关 关系,反映底水氧化还原条件对有机质保存具有重 要的控制作用。

水井沱组一段页岩的古生产力水平整体较低, 与TOC呈弱相关(图10),表明古生产力对水井沱组 一段黑色页岩的有机质富集可能影响较小。由于水 井沱组一段沉积时期风化程度处在较低水平且处于 远离海岸的沉积环境,陆源输入相对稳定,且Ti和Al 与TOC之间没有明显相关性(图10),指示有机质富 集过程基本不受陆源输入影响。

基于上述地球化学参数、相关分析及有机质富 集因素综合分析,认为水井沱组黑色页岩有机质富 集主要受氧化还原条件控制。扬子北缘早寒武世水 井沱组富有机质页岩的形成演化模式(图15,16)可 以表述为三个演化阶段。

第一阶段(A亚段):沉积初期水深较浅,古气候 寒冷干旱,这种气候条件不利于藻类等水生生物的 繁殖,古生产力相对较低,沉积底部黄色泥质粉砂 岩。在此阶段,沉积物底水处于氧化一次氧化环境,

表3 不同氧化还原条件下草莓状黄铁矿粒径特征[48]

Table 3 Particle size characteristics of pyrite framboids under different redox conditions^[48]

氧化还原条件	平均粒径/μm	粒径特征	沉积特征
氧化环境		无草莓状黄铁矿,自形黄铁矿晶体少	细水平纹层发育
上贫氧环境		极少草莓状黄铁矿,且粒径范围极大,几乎没有粒径<5μm的分子出现	细水平纹层发育
下贫氧环境	6~10	少数粒径较大,并有少量自形晶黄铁矿出现	细水平纹层发育,出现少量生物扰动
缺氧环境	4~6	数量较多,少数个体较大(>10 μm),且以草莓状黄铁矿为主	可见小潜穴,纹层被生物扰动破坏
硫化环境	3~5	数量丰富,粒径分布很窄,且以草莓状黄铁矿为主	潜穴发育,或块状构造



图 13 水井沱组草莓状黄铁矿粒径分布盒须图 Fig.13 Box and whisker plots showing framboid size distributions in the Shuiijngtuo Formation

表4 水井沱组一段草莓状黄铁矿粒径分布特征

Table 4	Distribution	of	the	framboidal	pyrite	size	in	the	First	member	of	Shuijingtuo	Formation
		~									~	Surge av	

岩性分段	样品号	数量	平均值	最大值	四分之一分位值	中值	标准差	偏态系数	平均粒径+标准偏差
	XQ179	154	5.80	13.91	4.58	5.59	1.77	1.52	7.58
с T	XQ177	186	5.69	9.05	3.97	4.83	1.38	0.57	7.07
<u>NV.</u> FAL	XQ175	296	5.32	11.82	4.19	5.01	1.58	0.85	6.90
权	XQ173	253	5.79	15.24	4.18	5.21	1.83	1.30	7.62
	XQ171	338	5.39	11.07	4.28	5.21	1.56	0.56	6.94
	XQ169	311	5.37	10.70	4.21	5.19	1.53	0.46	6.90
	XQ167	239	5.14	11.48	4.08	4.96	1.51	0.94	6.65
	XQ165	358	4.99	11.11	3.76	4.65	1.59	0.89	6.59
	XQ163	321	5.36	11.11	4.21	5.20	1.58	0.81	6.94
	XQ161	323	5.62	11.63	4.54	5.64	1.43	0.39	7.05
В	XQ157	327	5.07	13.87	3.89	4.79	1.56	1.34	6.63
	XQ153	351	4.93	9.39	4.03	4.81	1.34	0.58	6.27
ШŽ.	XQ149	205	5.68	10.15	4.56	5.44	1.46	0.68	7.14
	XQ145	185	5.75	9.66	4.89	5.62	1.29	0.63	7.04
段	XQ139	233	5.19	13.91	4.06	4.90	1.61	1.46	6.79
	XQ135	336	5.47	12.77	4.25	5.26	1.66	1.01	7.13
	XQ131	571	4.84	9.67	3.84	4.65	1.35	0.58	6.18
	XQ127	315	4.84	9.22	3.83	4.63	1.33	0.62	6.17
	XQ115	349	4.69	10.12	3.61	4.48	1.47	0.69	6.17
	X0101	244	5.19	10.03	4.25	5.08	1.38	0.60	6.57
	XQ95	147	5.53	13.70	4.30	5.55	1.63	0.95	7.16



图 14 修齐剖面草莓状黄铁矿平均粒径—标准偏差及平均粒径—偏态系数图解^[28-29] Fig.14 Plots of the mean versus the standard deviation and skewness of the framboid size distributions at Xiuqi section^[28-29]





这对有机质的生产及保存都极为不利,对应下部黄 色泥质粉砂岩的低TOC层段(图15a)。

第二阶段(B亚段):由于海侵事件导致海平面上 升,水体加深导致氧化还原状态改变,底水在缺氧条 件下有利于有机质保存,沉积了较厚的黑色页岩,页 岩TOC含量显著升高(图15b)。

第三阶段(C亚段):海平面降低水体再次变浅, 沉积灰色粉砂质页岩,生产力水平增加,但水体氧 含量增加,不利于有机质富集,TOC略低于B亚段 (图15c)。

5 结论

(1)水井沱组一段黑色页岩可以划分出五个沉 积微相:粉砂质灰岩和粉砂质白云岩微相、粉砂质泥 岩或粉砂岩微相、含钙质结核泥岩和含钙质结核泥 质粉砂岩微相、粉砂质泥岩与泥质粉砂岩微相及浊 积砂泥岩微相。

(2) 生产力指标 Baxs、P/Ti 及陆源碎屑输入指标 Ti、Al表明,水井沱组黑色页岩沉积环境处于较低的 古生产力水平,陆源碎屑输入较稳定且与TOC没有 明显相关性。因此,古海洋初级生产力及陆源碎屑 输入不是水井沱组黑色页岩有机质富集的主控因 素。氧化还原敏感元素指标U/Th、U_{EF}、Mo_{EF}及草莓状 黄铁矿形态、粒径统计结果研究表明,有机质含量与 古水体氧化还原指标呈明显正相关,反映下寒武统 水井坨组有机质富集主要受到水体氧化还原条件变 化的控制。

(3) 基于底水氧化还原条件变化规律、沉积相及 沉积充填演化序列,认为寒武纪第二阶一第三阶 (529~514 Ma)时期,水井沱组黑色页岩有机质富集受 大规模海侵事件导致的底水氧化还原条件波动控制。



沙滩剖面数据引自文献[52];SND-1井数据引自文献[8];SNY-1井数据引自文献[53] Fig.16 Well correlation diagram for the Shuijingtuo Formation in the Upper Yangtze area

致谢 感谢评审专家提出的建设性修改意见, 使得稿件质量得以提升。感谢西南石油大学王忠伟 老师、西南石油大学吴建鑫、肖洒、罗青云等同学 对本文的撰写提供了诸多指导和帮助,在此一并 感谢。

参考文献(References)

- [1] 邹才能,潘松圻,荆振华,等.页岩油气革命及影响[J].石油学报,2020,41(1):1-12. [Zou Caineng, Pan Songqi, Jing Zhenhua, et al. Shale oil and gas revolution and its impact[J]. Acta Petrolei Sinica, 2020, 41(1): 1-12.]
- [2] 邱振,邹才能.非常规油气沉积学:内涵与展望[J].沉积学报, 2020, 38 (1): 1-29. [Qiu Zhen, Zou Caineng. Unconventional petroleum sedimentology: Connotation and prospect[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2020, 38(1): 1-29.]
- [3] 王志刚. 涪陵焦石坝地区页岩气水平井压裂改造实践与认识 [J]. 石油与天然气地质,2014,35(3):425-430. [Wang Zhigang.

Practice and cognition of shale gas horizontal well fracturing stimulation in Jiaoshiba of Fuling area[J]. Oil & Gas Geology, 2014, 35(3): 425-430.]

- [4] 邹才能,赵群,董大忠,等.页岩气基本特征、主要挑战与未来 前景[J].天然气地球科学,2017,28(12):1781-1796.[Zou Caineng, Zhao Qun, Dong Dazhong, et al. Geological characteristics, main challenges and future prospect of shale gas[J]. Natural Gas Geoscience, 2017, 28(12): 1781-1796.]
- [5] Steiner M, Wallis E, Erdtmann B D, et al. Submarine-hydrothermal exhalative ore layers in black shales from South China and associated fossils-insights into a Lower Cambrian facies and bioevolution[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 169(3/4): 165-191.
- [6] 何庆,高键,董田,等.鄂西地区下寒武统牛蹄塘组页岩元素地 球化学特征及沉积古环境恢复[J]. 沉积学报,2021,39(3):686-703. [He Qing, Gao Jian, Dong Tian, et al. Elemental geochemistry and paleo-environmental conditions of the Lower Cambrian Niutitang shale in western Hubei province[J]. Acta Sedimentologica

Sinica, 2021, 39(3): 686-703.

- [7] 刘建清,何利,何平,等.康滇古陆东缘筇竹寺组地球化学特征 及意义:以云南省昭通市昭阳区锌厂沟剖面为例[J]. 沉积学报, 2021, 39 (5): 1305-1319. [Liu Jianqing, He Li, He Ping, et al. Geochemical characteristics and significance of the Qiongzhusi Formation on the eastern margin of the ancient Kangding-Yunnan Land: Taking the Xinchanggou section of Zhaoyang district, Zhaotong city, Yunnan province as an example[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2021, 39(5): 1305-1319.]
- [8] Liu Z X, Yan D T, Du X B, et al. Organic matter accumulation of the Early Cambrian black shales on the flank of Micangshan-Hannan uplift, northern Upper Yangtze Block, South China[J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 2021, 200: 108378.
- [9] Xiang L, Schoepfer S D, Zhang H, et al. Evolution of primary producers and productivity across the Ediacaran-Cambrian transition[J]. Precambrian Research, 2018, 313: 68-77.
- [10] Zheng S C, Feng Q L, Tribovillard N, et al. New insight into factors controlling organic matter distribution in Lower Cambrian source rocks: A study from the Qiongzhusi Formation in South China[J]. Journal of Earth Science, 2020, 31(1): 181-194.
- [11] Canfield D E, Poulton S W, Knoll A H, et al. Ferruginous conditions dominated Later Neoproterozoic deep-water chemistry[J]. Science, 2008, 321(5891): 949-952.
- Chang H J, Chu X L, Feng L J, et al. Marine redox stratification on the earliest Cambrian (ca. 542-529 Ma) Yangtze Platform[J].
 Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2018, 504: 75-85.
- [13] 邱振,韦恒叶,刘翰林,等.异常高有机质沉积富集过程与元素地球化学特征[J].石油与天然气地质,2021,42(4):931-948. [Qiu Zhen, Wei Hengye, Liu Hanlin, et al. Accumulation of sediments with extraordinary high organic matter content: Insight gained through geochemical characterization of indicative elements[J]. Oil & Gas Geology, 2021, 42(4): 931-948.]
- [14] Nie Y, Fu X G, Xu W L, et al. Redox conditions and climate control on organic matter accumulation and depletion during the Toarcian in the Qiangtang Basin, eastern Tethys[J]. International Journal of Earth Sciences, 2020, 109(6): 1977-1990.
- [15] Wei H Y, Jiang X C. Early Cretaceous ferruginous and its control on the lacustrine organic matter accumulation: Constrained by multiple proxies from the Bayingebi Formation in the Bayingebi Basin, Inner Mongolia, NW China[J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 2019, 178: 162-179.
- [16] Cheng M, Li C, Jin C S, et al. Evidence for high organic carbon export to the Early Cambrian seafloor[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2020, 287: 125-140.
- [17] 李智武.中—新生代大巴山前陆盆地—冲断带的形成演化
 [D].成都:成都理工大学,2006:186-202.[Li Zhiwu. Meso-Cenozoic evolution of Dabashan Foreland Basin-thrust belt, central China[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology,

2006: 186-202.]

- [18] 张国伟,张本仁,肖庆辉,等. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京:科学出版社,2001:1-855. [Zhang Guowei, Zhang Benren, Xiao Qinghui, et al. Qinling orogenic beit and continental dynamics[M]. Beijing: Science Press, 2001: 1-855.]
- [19] 郭正吾,邓康龄,韩永辉,等.四川盆地形成与演化[M].北京: 地质出版社,1996:100-162. [Guo Zhengwu, Deng Kangling, Han Yonghui, et al. The formation and development of Sichuan Basin[M]. Beijing: Geological Publish House, 1996: 100-162.]
- [20] 王剑,刘宝珺,潘桂棠.华南新元古代裂谷盆地演化:Rodinia 超大陆解体的前奏[J]. 矿物岩石,2001,21(3):135-145.
 [Wang Jian, Liu Baojun, Pan Guitang. Neoproterozoic rifting history of South China significance to Rodinia breakup[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2001, 21(3):135-145.
- [21] Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implications for Rodinia break-up[J]. Precambrian Research, 2003, 122(1/2/3/4): 141-158.
- [22] 王剑,潘桂棠.中国南方古大陆研究进展与问题评述[J]. 沉积 学报,2009,27(5):818-825. [Wang Jian, Pan Guitang. Neoproterozoic South China palaeocontinents: An overview[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2009, 27(5): 818-825.]
- [23] Zhang J P, Fan T L, Algeo T J, et al. Paleo-marine environments of the Early Cambrian Yangtze Platform[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 443: 66-79.
- [24] Tribovillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update[J]. Chemical Geology, 2006, 232(1/2): 12-32.
- [25] McLennan S M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2001, 2(4): 2000GC00 0109.
- [26] Algeo T J, Tribovillard N. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation[J]. Chemical Geology, 2009, 268(3/4): 211-225.
- [27] Ross D J K, Bustin R M. The importance of shale composition and pore structure upon gas storage potential of shale gas reservoirs[J]. Marine and Petroleum Geology, 2009, 26(6): 916-927.
- [28] Wei H Y, Wei X M, Qiu Z, et al. Redox conditions across the G– L boundary in South China: Evidence from pyrite morphology and sulfur isotopic compositions[J]. Chemical Geology, 2016, 440: 1-14.
- [29] Wilkin R T, Barnes H L, Brantley S L. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1996, 60(20): 3897-3912.
- [30] Berner R A, Kothavala Z. Geocarb III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time[J]. American Journal of Science, 2001, 301(2): 182-204.
- [31] Eldrett J S, Ma C, Bergman S C, et al. Origin of limestonemarlstone cycles: Astronomic forcing of organic-rich sedimentary

rocks from the Cenomanian to early Coniacian of the Cretaceous western interior seaway, USA[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2015, 423: 98-113.

- [32] 赵建华,金之钧,金振奎,等.四川盆地五峰组—龙马溪组含 气页岩中石英成因研究[J]. 天然气地球科学,2016,27(2): 377-386. [Zhao Jianhua, Jin Zhijun, Jin Zhenkui, et al. The genesis of quartz in Wufeng-Longmaxi gas shales, Sichuan Basin [J]. Natural Gas Geoscience, 2016, 27(2): 377-386.]
- [33] Algeo T J, Kuwahara K, Sano H, et al. Spatial variation in sediment fluxes, redox conditions, and productivity in the Permian-Triassic Panthalassic Ocean[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2011, 308(1/2): 65-83.
- [34] McGinn A P, Evenson K R, Herring A H, et al. The relationship between leisure, walking, and transportation activity with the natural environment[J]. Health & Place, 2007, 13(3): 588-602.
- [35] Rimmer S M. Geochemical paleoredox indicators in Devonian– Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA)
 [J]. Chemical Geology, 2004, 206(3/4): 373-391.
- [36] Chen Z P, Cui J P, Ren Z L, et al. Geochemistry, paleoenvironment and mechanism of organic-matter enrichment in the Lower Silurian Longmaxi Formation shale in the Sichuan Basin, China
 [J]. Acta Geologica Sinica, 2019, 93(3): 505-519.
- [37] Walker W J, Cronan C S, Patterson H H. A kinetic study of aluminum adsorption by aluminosilicate clay minerals[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1988, 52(1): 55-62.
- [38] Murphy J B. Geochemistry of the Neoproterozoic metasedimentary Gamble Brook Formation, Avalon terrane, Nova Scotia: Evidence for a rifted-arc environment along the west gondwanan margin of rodinia[J]. The Journal of Geology, 2002, 110(4): 407-419.
- [39] Rowe H D, Loucks R G, Ruppel S C, et al. Mississippian Barnett Formation, Fort Worth Basin, Texas: Bulk geochemical inferences and Mo-TOC constraints on the severity of hydrographic restriction[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1/2): 16-25.
- [40] Algeo T J, Lyons T W. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions[J]. Paleoceanography, 2006, 21(1): PA1016.
- [41] Mohialdeen I M J, Hakimi M H. Geochemical characterisation of Tithonian-Berriasian chia Gara organic-rich rocks in northern Iraq with an emphasis on organic matter enrichment and the relationship to the bioproductivity and anoxia conditions[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 116: 181-197.
- [42] 韦恒叶.古海洋生产力与氧化还原指标:元素地球化学综述
 [J]. 沉积与特提斯地质,2012,32(2):76-88. [Wei Hengye. Productivity and redox proxies of palaeo-oceans: An overview of elementary geochemistry[J]. Sedimentary Geology and Tethyan

Geology, 2012, 32(2): 76-88.]

- [43] Lehmann B, Nägler T F, Holland H D, et al. Highly metalliferous carbonaceous shale and Early Cambrian seawater[J]. Geology, 2007, 35(5): 403-406.
- [44] Calvert S E, Pedersen T F. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record [J]. Marine Geology, 1993, 113(1/2): 67-88.
- [45] Algeo T J, Ingall E. Sedimentary C_{org}: P ratios, paleocean ventilation, and Phanerozoic atmospheric pO₂[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 256(3/4): 130-155.
- [46] 常晓琳,黄元耕,陈中强,等. 沉积地层中草莓状黄铁矿分析 方法及其在古海洋学上的应用[J]. 沉积学报,2020,38(1): 150-165. [Chang Xiaolin, Huang Yuangeng, Chen Zhongqiang, et al. The microscopic analysis of pyrite framboids and application in paleo-oceanography[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2020, 38(1): 150-165.]
- [47] Wignall P B, Newton R, Brookfield M E. Pyrite framboid evidence for oxygen-poor deposition during the Permian-Triassic crisis in Kashmir[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2005, 216(3/4): 183-188.
- [48] Bond D P G, Wignall P B. Pyrite framboid study of marine Permian-Triassic boundary sections: A complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction[J]. GSA Bulletin, 2010, 122(7/8): 1265-1279.
- [49] Wei H Y, Tang W, Gu H, et al. Chemostratigraphy and pyrite morphology across the Wuchiapingian-Changhsingian boundary in the Middle Yangtze Platform, South China[J]. Geological Journal, 2021, 56(12): 6102-6116.
- [50] Takahashi S, Yamasaki S I, Ogawa K, et al. Redox conditions in the end-early Triassic Panthalassa[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, 432: 15-28.
- [51] Wei H Y, Zhang X, Qiu Z. Millennial-scale ocean redox and δ^{13} C changes across the Permian-Triassic transition at Meishan and implications for the biocrisis[J]. International Journal of Earth Sciences, 2020, 109(5): 1753-1766.
- [52] Goldberg T, Strauss H, Guo Q J, et al. Reconstructing marine redox conditions for the Early Cambrian Yangtze Platform: Evidence from biogenic sulphur and organic carbon isotopes[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 254 (1/2): 175-193.
- [53] 卢正伟,唐玄,张同伟,等.上扬子地区下寒武统牛蹄塘组页 岩中黄铁矿特征及其地质意义[J].石油实验地质,2021,43
 (4):599-610. [Lu Zhengwei, Tang Xuan, Zhang Tongwei, et al. Existence and geological significance of pyrite in the organicrich shale of Lower Cambrian Niutitang Formation in Upper Yangtze region[J]. Petroleum Geology and Experiment, 2021, 43
 (4): 599-610.]

Controlling Factors of Organic Enrichment in the Shuijingtuo Formation in the Lower Cambrian of the Chengkou Area, Sichuan Basin

GU Heng^{1,2}, WANG Jian^{1,2,3}, WEI HengYe^{1,2}, FU XiuGen^{1,2,3}

1. School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

2. Qiangtang Institute of Sedimentary Basin, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

3. State Key Laboratory of oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation (Southwest Petroleum University), Chengdu 610050, China

Abstract: [Objective] The Lower Cambrian Shuijingtuo Formation black shale is an important source rock and shale gas exploration target in the Sichuan Basin. However, the enrichment mechanism of organic matter in this series of black shale is still unclear. [Methods] Here, we reported total organic carbon (TOC) contents, sedimentary microfacies, major and trace elements, and pyritic framboid size distributions in the lower part of Shuijingtuo Formation in the Chengkou area, northeastern Sichuan Basin on the Upper Yangtze Platform, providing new evidence for reconstructing the paleogeography, paleoenvironment, and main controlling factors of organic matter enrichment. The results show that the black shale succession in the Shuijingtuo Formation developed five sedimentary microfacies which related to the deep-water shelf slope environment. Productivity index (Ba_{xs} , P/Ti) and continental input index Ti, Al indicate that the sedimentary environment of black shale in the Shuijingtuo Formation is at a low level of paleoproductivity, and the continental input is relatively stable and has no obvious correlation with TOC. Therefore, paleoproductivity and continental input are not the main controlling factors of organic matter enrichment in the black shale of the Shuijingtuo Formation. The redox-sensitive element index (U/Th, U_{FF}, Mo_{FF}) and pyrite framboid size distributions show that the organic matter content is positively correlated with the redox index, indicating that the organic matter enrichment in Shuijingtuo Formation is mainly controlled by the change of redox conditions of the water column. [Conclusions] Based on the above understanding, it can be inferred that the organic matter enrichment of the black shale of the Shuijingtuo Formation was controlled by the fluctuation of redox conditions of the bottom water caused by the large-scale transgression event during the stage 2 to stage 3 Cambrian (529-514 Ma), and the organic matter enrichment model was proposed here.

Key words: Shuijingtuo Formation; Lower Cambrian; black shale; redox conditions; organic matter enrichment; Sichuan Basin