

文章编号: 0253-2697(2016)05-0572-15 DOI:10.7623/syxb201605002

四川盆地五峰组—龙马溪组页岩岩相类型与沉积环境

赵建华¹ 金之钧² 金振奎¹ 温馨¹ 耿一凯¹ 颜彩娜³ 聂海宽²

(1. 中国石油大学地球科学学院 北京 102249; 2. 中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院 北京 100083;
3. 中国地质大学能源学院 北京 100083)

摘要: 沉积物的搬运过程和环境条件控制着富有机质页岩的形成。根据矿物学、岩石组构、生物组成及沉积构造的不同,五峰组—龙马溪组页岩识别出 7 种岩相类型:硅质页岩、粉砂质页岩、黏土质页岩、灰质页岩、含介壳灰岩泥质/泥灰岩、粉砂岩—细砂岩和斑脱岩。五峰组—龙马溪组页岩并不是一直在低能的水动力条件下以悬浮的形式沉积,大量硅质生物化石、具粒序特征的生物碎屑、粉砂纹层、透镜状层理及沙纹交错层理等沉积构造表明,还存在生物沉积、风暴沉积和底流沉积作用。微量元素分析表明五峰组和龙马溪组下部硅质页岩形成于贫氧/缺氧环境,富含有机质;随后海平面逐渐下降,同时受到底流的影响,岩相类型向粉砂质页岩和黏土质页岩转变,贫氧/缺氧环境受到破坏,有机质的保存条件逐渐变差。

关键词: 沉积环境;富有机质页岩;岩相类型;沉积过程;缺氧环境

中图分类号: TE122.14 **文献标识码:** A

Lithofacies types and sedimentary environment of shale in Wufeng-Longmaxi Formation, Sichuan Basin

Zhao Jianhua¹ Jin Zhijun² Jin Zhenkui¹ Wen Xin¹ Geng Yikai¹ Yan Caina³ Nie Haikuan²

(1. College of Geosciences, China University of Petroleum, Beijing 102249, China; 2. Sinopec Petroleum Exploration and Production Research Institute, Beijing 100083, China; 3. School of Energy Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The formation of organic-rich shale was controlled by sediment transport and deposition processes as well as sedimentary environment conditions. Based on mineralogy as well as different rock fabrics, biotic components and sedimentary textures, seven types of shale lithofacies were identified in Wufeng-Longmaxi Formation; siliceous shale, silty shale, argillaceous shale, calcareous shale, shell-bearing lime mudstone/marl, siltstone-fine sandstone and bentonite. The shale in Wufeng-Longmaxi Formation was not always able to deposit in a suspending form under the low-energy hydrodynamic conditions. A large number of siliceous biological fossils, biological detritus with grading characteristics, silt laminations, lenticular bedding, ripple cross-bedding and other sedimentary textures indicate that biogenic deposition, storm deposition and bottom current deposition also existed. Trace element analysis suggests that the siliceous shale in the lower part of Wufeng-Longmaxi Formation was formed in the dysoxic/anoxic environment, which was rich in organic matters. Then, sea level gradually declined. Meanwhile, influenced by bottom current, lithofacies types were changed and shown as silty shale and argillaceous shale, while dysoxic/anoxic environment was damaged, resulting in the gradually worsening preservation conditions of organic matter.

Key words: sedimentary environment; organic-rich shale; lithofacies type; depositional process; anoxic environment

引用: 赵建华,金之钧,金振奎,温馨,耿一凯,颜彩娜,聂海宽. 四川盆地五峰组—龙马溪组页岩岩相类型与沉积环境[J]. 石油学报, 2016, 37(5): 572-586.

Cite: Zhao Jianhua, Jin Zhijun, Jin Zhenkui, Wen Xin, Geng Yikai, Yan Caina, Nie Haikuan. Lithofacies types and sedimentary environment of shale in Wufeng-Longmaxi Formation, Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2016, 37(5): 572-586.

沉积物的搬运过程及环境条件控制着富有机质页岩的形成。泥质通常被认为是在弱的水动力条件下形成的沉积物,在水中悬浮的黏土和粉砂颗粒沉到海底,

以水平的方式排列从而形成纹理,纹理得以保存是由于沉积之后没有受到底部水流及生物扰动的影响^[1-3]。页岩非均质性很强,根据岩石组构、结构及矿物组成的

基金项目: 中国博士后科学基金《富有机质页岩中自生石英成因机制及对页岩气勘探的意义》(No. 2016M591350)、国家自然科学基金项目《高热演化条件下页岩气聚集机理和评价方法研究》(No. 41202103)和中国石油化工股份有限公司科技攻关项目《川东地区龙马溪组页岩气富集规律与分布预测》(G5800-14-ZS-KJB158)资助。

第一作者及通信作者: 赵建华,男,1985年7月生,2008年获中国石油大学(华东)学士学位,2011年获中国地质大学(北京)博士学位,现为中国石油大学(北京)地球科学学院博士后,主要从事沉积学与非常规油气地质研究。Email:zhao_jh2013@163.com

变化,可划分出多种岩石类型,已被许多学者所证实^[4-7];同时黑色页岩内部许多证据表明其形成于多种沉积过程,例如页岩内部常存在薄的粉砂纹层、小型的沙纹层理以及生物碎屑等相对高能的水动力条件下的沉积构造^[8-10]。

页岩气是当今油气勘探的前沿领域,也是石油地质研究的热点,近年来,中国页岩气的勘探和开发已取得了实质性的进展。四川盆地作为页岩气勘探开发的主战场,上奥陶统五峰组一下志留统龙马溪组富有机质页岩是关键性的勘探目标,前人对这套地层发育的构造背景、成藏条件、成藏机理方面做了大量的研究工作^[11-14]。

四川盆地五峰组—龙马溪组富页岩的沉积背景为被隆起所围限的局限浅海域,低能、欠补偿、缺氧的深水陆棚环境^[15-18],但这套页岩沉积过程及相应的沉积环境变化方面的研究相对较少。随着研究的深入,在这套页岩中发现一些代表高能水动力条件的证据。笔者综合运用野外露头、岩心观察、薄片观察、扫描电镜

分析,TOC 及元素地球化学测试分析,对四川盆地五峰组—龙马溪组下段页岩进行岩石学的研究和元素地球化学指标的分析。主要目的是定义和描述页岩的岩相类型和相关沉积特征,并对五峰组—龙马溪组富有机质页岩的沉积过程及沉积环境进行深入剖析,进而为四川盆地五峰组—龙马溪组优质页岩的分布预测提供理论依据。

1 地质背景

四川盆地位于四川省东部及重庆市,西抵龙门山,东至齐岳山,北至米苍山—大巴山,南至大凉山—娄山。以现今残存陆相地层边界为界,盆地面积为 $18 \times 10^4 \text{ km}^2$,是一个在上扬子克拉通基础上发展起来的叠合盆地^[19]。以华蓥山和龙泉山两个背斜带为界,四川盆地划分为 3 个构造单元(图 1):华蓥山断裂带以东为川东南斜坡高陡构造区(包括川东高陡褶皱带和川南低陡褶皱带),龙泉山以西为川西拗陷低陡构造区,

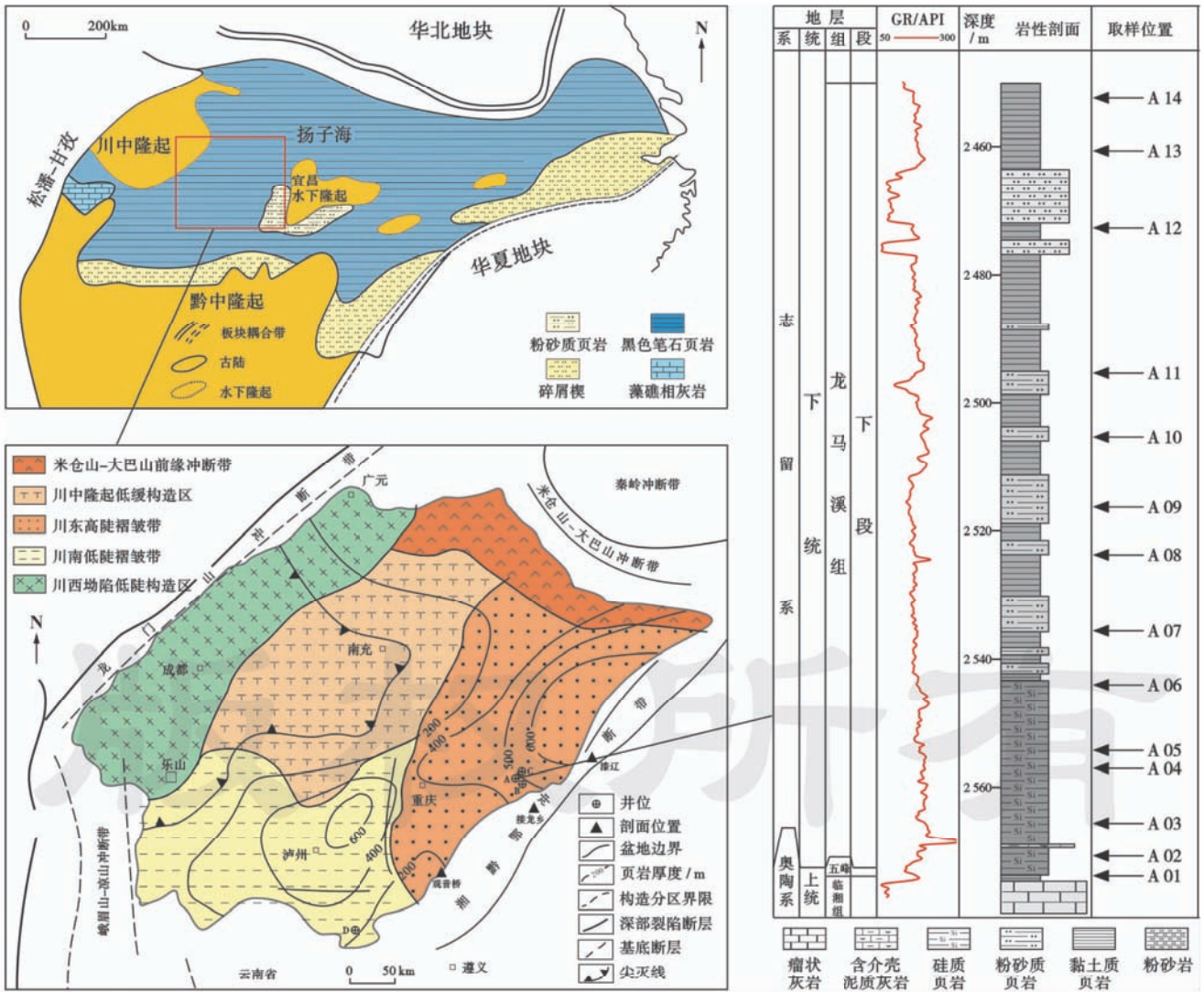


图 1 研究区构造、剖面位置及取样位置^[23,24]

Fig. 1 Tectonic and profile location of study area and sampling positions

介于华蓥山与龙泉山之间的川中隆起低缓构造区^[20]。四川盆地所在的上扬子地块受到多期构造运动的影响,在不同时期发育了多种盆地原型。在晚奥陶世时期,边缘古隆起已形成,特别是雪峰隆起、川中隆起和黔中隆起出露海平面之上,使早中奥陶世时期具有广海特征的海域转变为被隆起所围限的局限浅海域,形成大面积低能、欠补偿、缺氧的沉积环境^[16]。受构造运动及海侵影响,晚奥陶世五峰组沉积时期沉积了一套稳定的笔石相薄层黑色页岩^[21],主要为硅质页岩、硅质岩,分布范围广泛,厚度仅几米、个别地区达几十米^[22];五峰组顶部通常为富含介壳泥灰岩、灰质泥岩,厚度几十厘米,称为观音桥段。早志留世龙马溪期,在扬子克拉通上,构造—古地理表现为形成古隆起的高峰阶段,隆起边缘主要发育潮坪、泻湖相,向中部为局限浅海陆架^[16],岩性以灰至灰黑色泥页岩占绝对优势,局部夹粉砂岩;厚度分布介于 55~516 m^[23,24](图 1)。

2 样品与实验

本次研究基于四川盆地 3 条野外剖面和 4 口钻井岩心五峰组—龙马溪组页岩的观察描述,结合 120 余片薄片的观察,对五峰组—龙马溪组页岩进行岩石组构、结构、生物组成及矿物学分析,并对 A 井岩心上 6 块样品进行氩离子剥光处理并通过扫描电镜、阴极发光及能谱等手段进行分析。对 A 井 14 块样品进行了全岩和黏土矿物 X 衍射分析、主量和微量元素、TOC 含量分析(图 1)。全岩和黏土矿物 X 衍射分析由中石油勘探开发研究院完成;主量元素分析采用 X 射线荧光光谱仪(XRF),微量元素分析采用高分辨等离子体质谱仪(ICP-MS),分析误差小于 5%,由中国科学院地球化学所完成;TOC 含量测试采用 Leco CS-230 碳硫测定仪,由中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室完成。

3 岩相类型及地球化学特征

3.1 矿物组成

五峰组—龙马溪组页岩矿物组成以石英和黏土矿物为主(图 2),含钠长石、钾长石、方解石、白云石和黄铁矿等。石英含量介于 15.6%~55.0%,平均值为 36%;长石含量介于 3.3%~10.2%,平均值为 8.0%,以钠长石为主;碳酸盐矿物含量较少,含量介于 1.9%~11.2%,平均 3.2%;黏土矿物含量介于 22.9%~78.9%,平均值为 46.4%。黏土矿物以伊利石为主,含少量绿泥石和高岭石。伊利石相对含量为 67.0%~94.0%,高岭石相对含量变化较小,为 2.0%~4.0%,绿泥石相对含量为 4%~30%。

3.2 岩相类型

岩相对于沉积过程和沉积环境的分析至关重要^[25-27]。四川盆地五峰组—龙马溪组页岩包含多种岩相类型^[13,28,29],笔者通过岩心描述、薄片观察及扫描电镜分析,根据五峰组—龙马溪组页岩矿物组成、沉积构造和生物组成的特征,识别出 7 种岩相类型:硅质页岩、粉砂质页岩、黏土质页岩、灰质页岩、含介壳泥质灰岩/灰质泥岩、粉砂岩—细砂岩、斑脱岩。

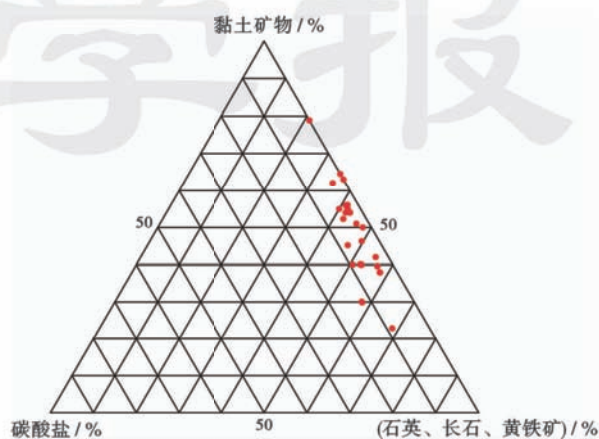


图 2 五峰组—龙马溪组页岩矿物组成

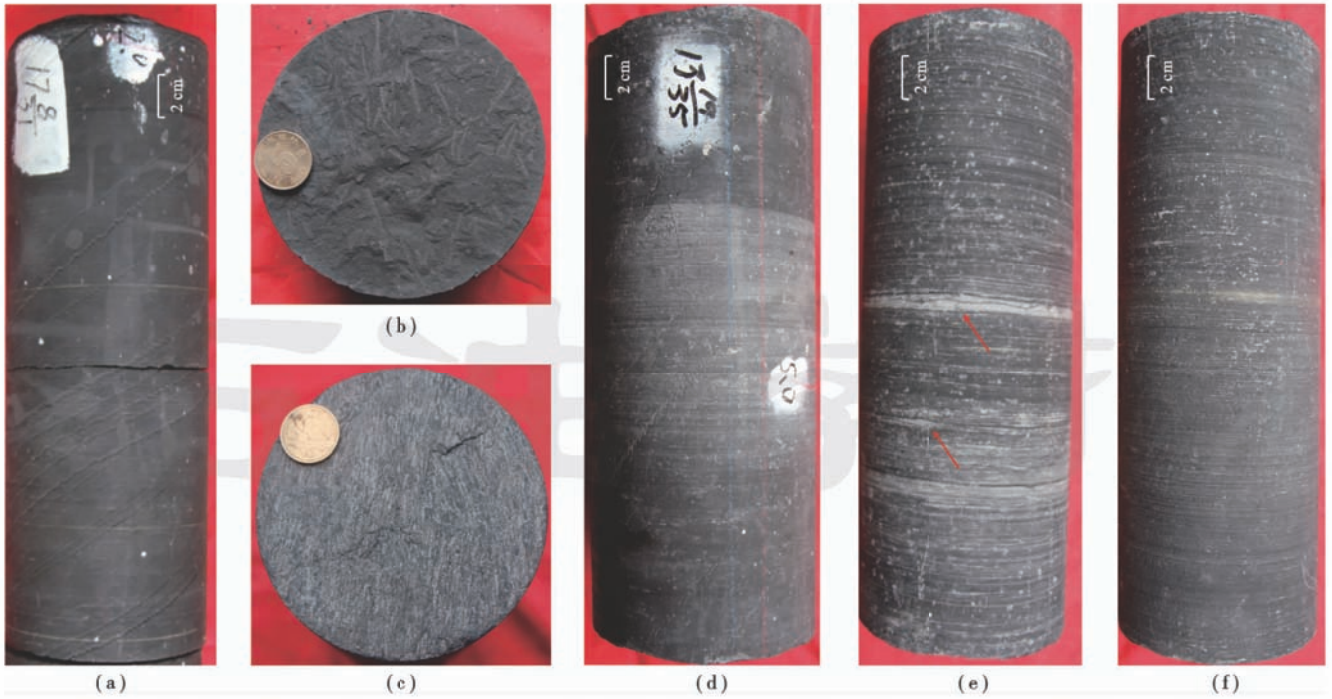
Fig. 2 Mineral composition of shale in Wufeng-Longmaxi Formation

3.2.1 硅质页岩

硅质页岩是五峰组—龙马溪组产气层段的主要岩相类型,内部笔石化石发育[图 3(a),图 3(b)],石英含量高,一般大于 45%。石英呈微晶、不定形结构,表现出似球粒结构[图 4(a)];椭圆状的石英可能为成岩早期硅质充填藻类的囊孢[图 4(b)],后期经压实形成椭球体^[30,31]。可见海绵骨针、放射虫等骨架物质残片[图 4(c)]。碎屑石英和长石在硅质页岩中含量相对少,这是与粉砂质页岩的区别。硅质页岩中微晶石英主要在成岩过程中形成,与巴奈特页岩类似^[32,33],这种类型石英在阴极光照射下表现为弱发光—不发光[图 4(d)—图 4(f)],与碎屑石英易于区分^[29]。硅质页岩有机质含量较高,一般介于 2.0%~5.0%,有机质主要呈团絮状赋存在微晶石英颗粒间。硅质页岩内部黄铁矿非常发育,主要呈莓球状,局部见自形黄铁矿,直径较小,介于 2~4 μm[图 4(d)]。

3.2.2 粉砂质页岩

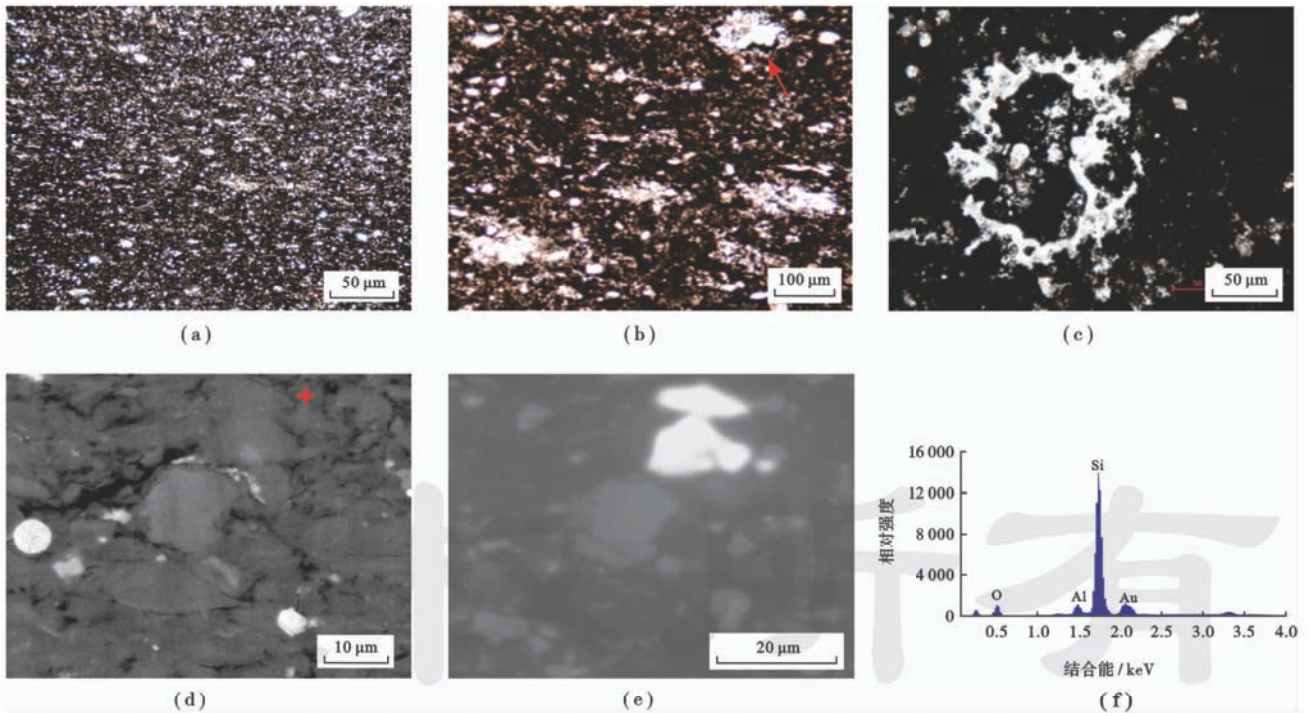
粉砂质页岩主要发育在龙马溪组中上部,发育平行层理、透镜状层理及韵律性层理[图 3(d)—图 3(f),图 5(a),图 5(b)]。石英含量相对硅质页岩低,介于 30%~40%,主要由陆源粉砂构成。薄片上可见亮色微弱的粉砂质纹层与暗色含有机质泥岩纹层相间[图 5(c),图 5(d)],陆源碎屑颗粒主要由石英构成,含有少量长



(a) 黑色硅质页岩,五峰组,B井 2613.7 m;(b) 硅质页岩内发育笔石,五峰组,B井 2614.1 m;(c) 粉砂质页岩内笔石化石定向排列,图 f 岩心断面,龙马溪组,B井 2568.0 m;(d) 粉砂质页岩,发育粉砂纹层,纹层厚 1 mm,顶界面突变接触,龙马溪组,B井 2579.4 m;(e) 粉砂质页岩,发育韵律性粉砂纹层,纹层厚 1 mm,见透镜状层理和波状层理,龙马溪组,B井 2568.2 m;(f) 粉砂质页岩,发育粉砂纹层,纹层厚 1 mm,龙马溪组,B井 2568.0 m。

图 3 硅质页岩与粉砂质页岩岩心

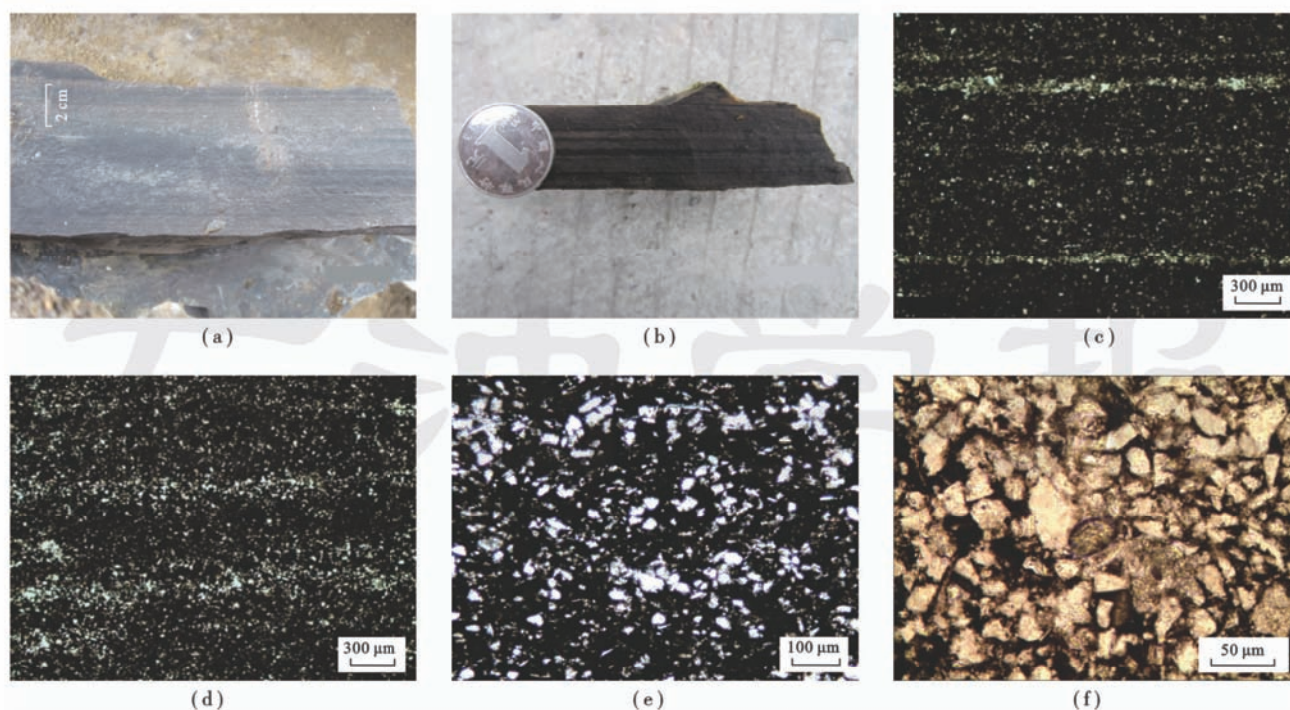
Fig. 3 Core characteristics of siliceous shale and silty shale



(a) 似球粒结构,包含生物化石,经压实形成椭球体,五峰组,A井 2570.9 m;(b) 椭球状的石英,可能为成岩早期硅质充填藻类的囊泡,可见藻的囊壁;五峰组,A井 2570.9 m;(c) 放射虫,龙马溪组,A井 2545.2 m;(d) 硅质页岩背散射图像,五峰组,A井 2570.9 m;(e) 成岩过程中形成石英在阴极光照射下表现为弱发光—不发光,与 d 对应的阴极发光图像;(f) 自生石英能谱,为图片(d)中标记的位置。

图 4 硅质页岩薄片

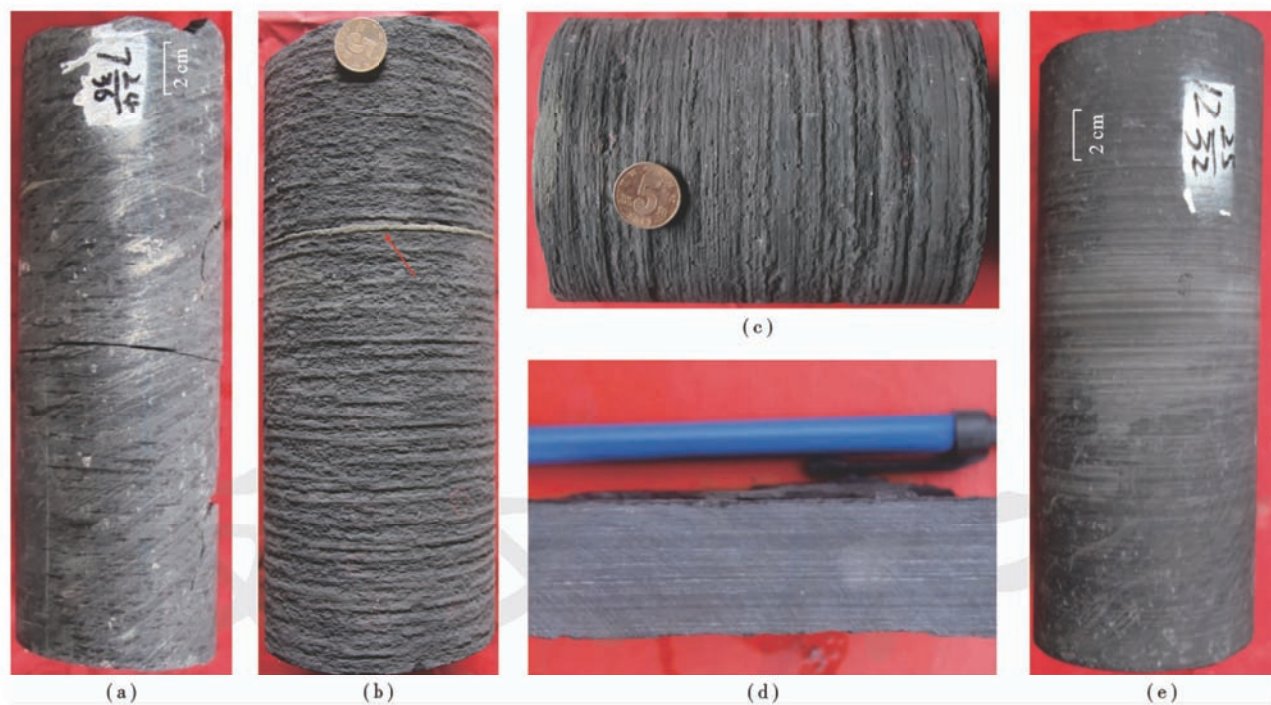
Fig. 4 Thin-section characteristics of siliceous shale



(a) 粉砂质页岩,发育粉砂纹层,龙马溪组,漆辽剖面;(b)粉砂质页岩,发育粉砂纹层,龙马溪组,接龙乡剖面;(c)微弱的纹层结构,龙马溪组,B井 2363.4 m;(d)微弱的纹层结构,龙马溪组,B井 2369.6 m;(e)粉砂质页岩,见大量陆源粉砂,石英颗粒呈漂浮状,龙马溪组,A井 2523.1 m;(f)粉砂质页岩,陆源粉砂颗粒分选较差,呈次棱角状,龙马溪组,C井 2540.4 m。

图5 粉砂质页岩露头 and 薄片

Fig. 5 Outcrop and thin-section characteristics of silty shale



(a) 黏土质页岩,龙马溪组,B井 2524.8 m;(b) 黏土质页岩,见黄铁矿条带,龙马溪组,A井 2528.9 m;(c) 黏土质页岩,龙马溪组,A井 2555.6 m;(d) 灰质页岩,发育纹层状方解石,龙马溪组,C井 2372.7 m;(e) 灰质页岩,发育纹层状方解石,龙马溪组,B井 2571.9 m。

图6 黏土质页岩和灰质页岩岩心

Fig. 6 Core characteristics of argillaceous shale and calcareous shale

石,呈漂浮状或连续纹层状产出,分选较差,磨圆中等,次棱角一次圆状[图 5(e),图 5(f)]。粉砂质页岩 TOC 含量相对低,一般介于 0.5%~2.0%。

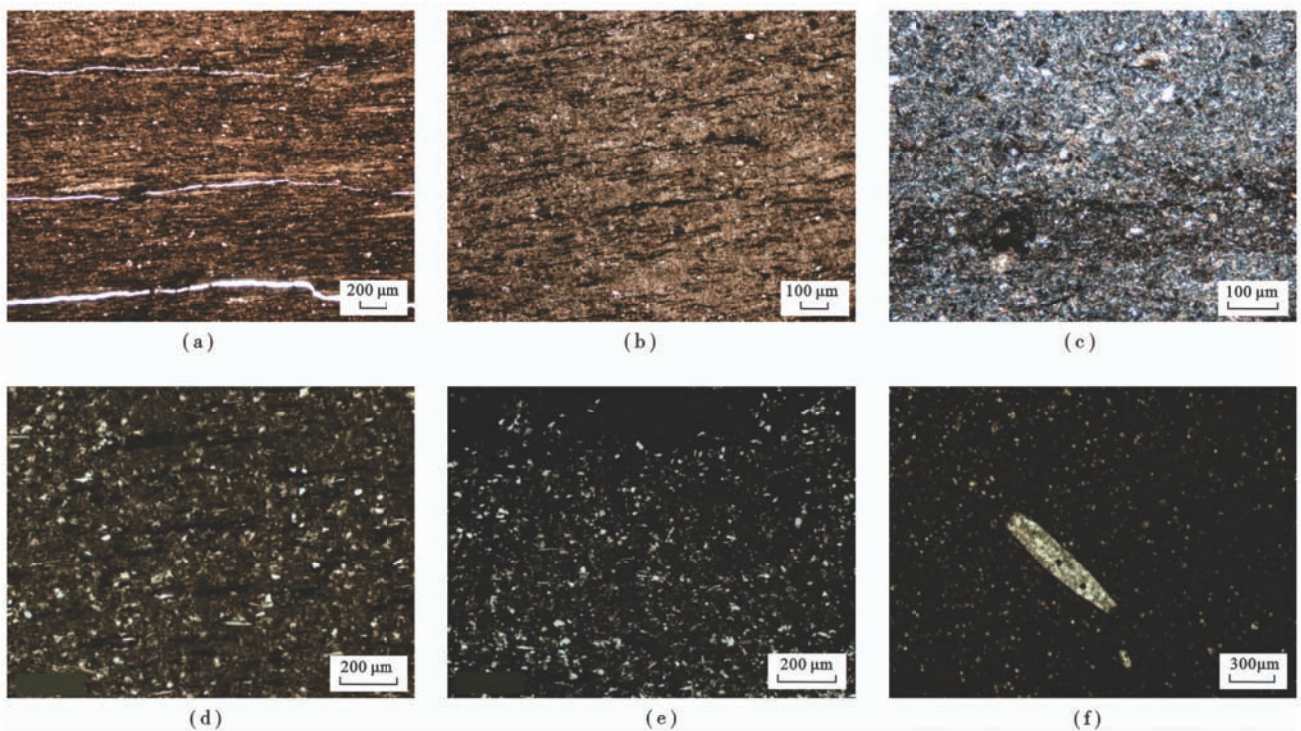
3.2.3 黏土质页岩

黏土质页岩是依据页岩黏土矿物含量较高提出的,主要分布在龙马溪组下段中上部及五峰组底部,黏土矿物含量大于 50%,发育水平层理、块状层理[图 6(a)—图 6(c)]。在黏土矿物中石英或长石颗粒粒度一般为粉砂级或黏土级。含有硅质海绵骨针生物化石及类似的粘附有孔虫目化石,内部被微晶石英充填,顺层分布,局部边缘被方解石交代(图 7)。黏土质页岩中黏土矿物主要为伊利石、伊蒙混层及少量绿泥石,成岩过

程中随着压实作用加强,表现出平行排列的特征,有机质常常富集在黏土矿物间,呈断续顺层分布的,TOC 含量相对高,一般为 1.0%~2.0%。

3.2.4 灰质页岩

灰质页岩主要分布在五峰组底部与临湘组灰岩接触的附近,表现为深灰色灰质页岩与灰黑色硅质页岩互层,厚度 3~5 cm,野外剖面,在五峰组内部见多层薄层灰质页岩夹层,厚度几厘米。另外在龙马溪组下段上部页岩中见纹层状灰质页岩,灰白色方解石纹层与灰黑色泥岩互层,滴酸剧烈起泡[图 6(d),图 6(e)]。灰质页岩碳酸盐含量大于 10%,主要为方解石,含少量白云石。灰质页岩 TOC 含量相对低,一般为 0.5%~2.0%。



(a) 黏土质页岩,黏土或粉砂顺层分布,见类似黏结有孔虫目,龙马溪组,A井 2471.0 m; (b) 黏土质页岩,黏土顺层分布,可见顺层分布的有机质,龙马溪组,A井 2452.0 m; (c) 黏土质页岩,黏土含量高,主要为绿泥石,五峰组,A井 2373.9 m; (d) 黏土质页岩,石英呈漂浮状,见顺层分布的有机质,龙马溪组,C井 2333.9 m; (e) 黏土质页岩,石英呈漂浮状,龙马溪组,C井 2347.5 m; (f) 黏土质页岩,见海绵骨针,龙马溪组,C井 2352.0 m。

图 7 黏土质页岩和灰质页岩的薄片特征

Fig. 7 Slice characteristics of argillaceous shale and calcareous shale

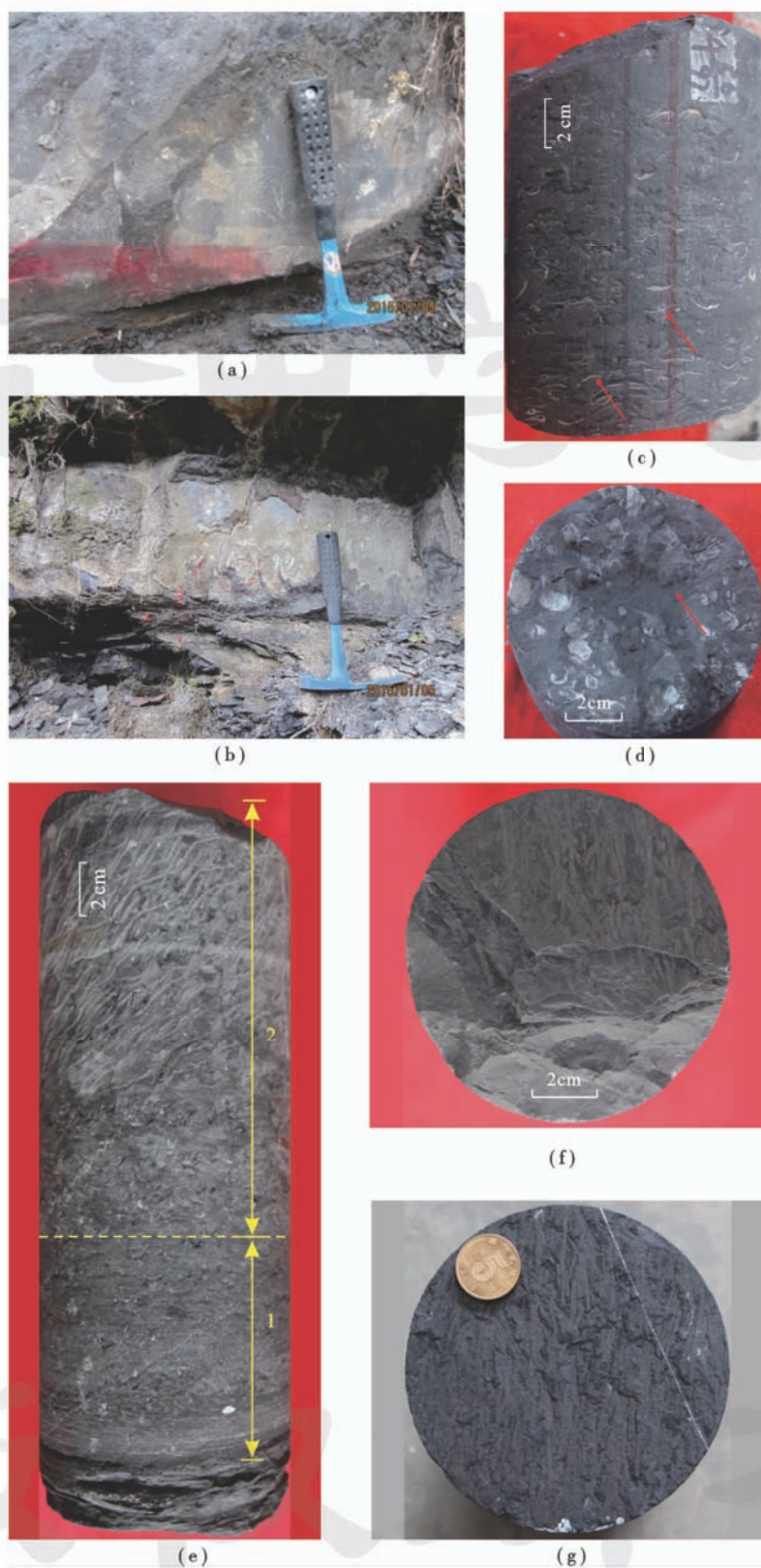
3.2.5 含介壳泥质灰岩/灰质泥岩

含介壳泥质灰岩/灰质泥岩主要分布在五峰组顶部观音桥段,岩心上厚度一般介于 20~40 cm。含介壳类生物化石,包括腕足类、瓣鳃类动物。部分介壳保存相对完好,破碎的介壳多平行层面排列,多数凹面向上,少数凹面向下。岩心上含介壳泥质灰岩顶界面和底界面通常为突变接触关系,介壳碎片与泥岩撕裂屑共生,并且岩心上含介壳泥质灰岩段的顶界面和底界面可见笔石化石定向排列(图 8),含介壳泥质灰岩/灰

质泥岩 TOC 含量相对低。

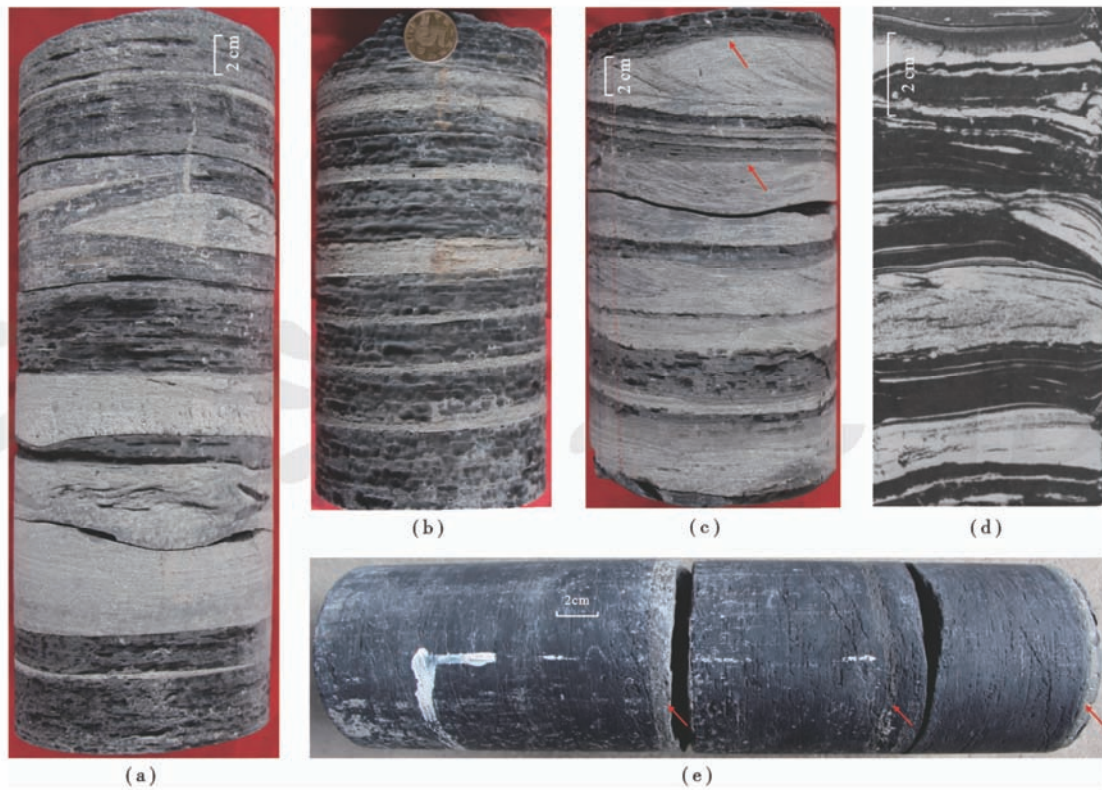
3.2.6 粉砂岩—细砂岩

粉砂岩—细砂岩主要分布在龙马溪组上段底部,由粉砂及少量细砂构成,分选好,单层厚度薄,通常小于 5 cm。发育交错层理、平行层理、韵律性层理及透镜状层理,与暗色泥岩互层。薄层砂岩顶部与泥岩常常呈突变接触关系,底部与泥岩有时突变、有时递变接触,沙纹交错层理砂岩内部可见侵蚀界面[图 9(a)—图 9(c)],粉砂岩—细砂岩内部生物化石极少发育。



(a,b) 含介壳泥质灰岩,厚 25 cm,观音桥段,观音桥剖面;(c,d)含介壳灰质泥岩,介壳保存相对完好,平行层面排列,观音桥段,D井 4048.5 m;(e)含介壳灰质泥岩,可识别出 2 个粒序段,每个段由下至上介屑逐渐减少,观音桥段,B井 2613.4 m;(f)笔石定向排列,图(e)岩心顶界面;(g)笔石定向排列,图(e)岩心底界面。

图 8 含介壳泥质灰岩/灰质泥岩岩心
Fig. 8 Core features of shell lime shale /marl



(a) 薄层粉砂岩,底界与泥岩呈突变接触,可见透镜层理,龙马溪组,B井 2499.8 m;(b) 韵律性层理粉砂岩,粉砂岩厚度 5~20 mm,龙马溪组,B井 2471.8 m;(c) 沙纹交错层理细砂岩,顶界与泥岩呈突变接触关系,龙马溪组,B井 2512.1 m;(d) 底流改造砂岩,砂岩层顶面与泥岩突变接触,可见透镜状层理和沙纹交错层理,更新统,乔治海岸;(e) 硅质页岩中斑脱岩薄夹层,单层厚 5~10 mm,内部发育黄铁矿,龙马溪组,B井 2617.5 m。

图 9 粉砂岩-细砂岩和斑脱岩岩心

Fig. 9 Core characteristics of siltstone-fine sandstone and bentonite

3. 2. 7 斑脱岩

在五峰组和龙马溪组下部黑色页岩中常常发育斑脱岩薄夹层,在野外剖面和岩心上易于识别[图 9(e)]。B 井岩心上识别出共 30 余层,厚度介于 0.5~20 mm,主要由伊利石、蒙脱石和伊/蒙混层物组成,含不等量微晶状长石、石英、黑云母等,表明源岩应属中酸性长英质岩浆成因,这些黏土岩属于由火山灰经水解而成的钾质斑脱岩,斑脱岩或沉斑脱岩往往源于大陆边缘或岛弧地区的火山喷发,与板块俯冲

及碰撞对接等过程相联系^[34]。斑脱岩内部黄铁矿极其发育,表现出多种形态,主要是星散状、结核状及条带状。

3.3 地球化学特征

A 井五峰组—龙马溪组 14 个页岩样品 TOC 分布在 0.30%~4.23%,平均 2.28%,整体上埋深由深到浅 TOC 逐渐降低。硅质页岩 TOC 最高,介于 3.35%~4.14%,平均 3.88%。主量元素和微量元素数据实测元素含量数据结果见表 1。

表 1 A 井五峰组—龙马溪组页岩地球化学元素分析结果

Table 1 Geochemical element analysis results of shale in Wufeng-Longmaxi Formation of Well A

样品号	深度 /m	TOC /%	主量元素/%										微量元素/10 ⁻⁶										
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO	K ₂ O	Al/(Fe+Al+Mn)	Si/(Si+Al+Fe)	Th	U	V	Ni	Cr	Co	Mo	Th/U	V/(V+Ni)	V/Cr	Ni/Co
A-14	2452.00	0.54	62.86	16.71	0.35	0.67	0.07	6.26	0.04	4.17	0.67	0.69	18.82	6.26	189	45.7	93.6	14.5	4.6	3.01	0.81	2.02	3.15
A-13	2460.27	1.46	61.84	17.42	0.22	0.65	0.07	5.76	0.03	4.37	0.69	0.69	22.54	8.82	203	63.7	102.0	17.0	7.7	2.55	0.76	1.99	3.75
A-12	2471.00	0.52	57.52	20.38	0.19	0.79	0.07	6.54	0.03	5.28	0.70	0.64	25.21	4.91	188	52.5	115.0	24.0	2.0	5.13	0.78	1.63	2.19
A-11	2495.35	1.55	70.85	12.07	1.81	0.45	0.07	3.38	0.02	3.00	0.73	0.79	15.57	6.49	221	45.6	77.5	8.1	11.2	2.40	0.83	2.85	5.66
A-10	2504.59	1.84	64.28	14.24	2.06	0.57	0.09	4.96	0.03	3.54	0.68	0.73	18.69	9.57	157	66.4	83.8	18.6	12.7	1.95	0.70	1.87	3.57
A-9	2516.00	1.73	63.51	12.38	2.87	0.62	0.10	6.85	0.03	3.11	0.58	0.72	16.51	6.91	147	89.1	71.9	21.8	11.3	2.39	0.62	2.04	4.09
A-8	2523.11	2.13	68.25	11.28	2.08	0.57	0.09	5.08	0.02	2.94	0.63	0.77	17.19	9.59	119	62.1	67.9	20.8	13.0	1.79	0.66	1.75	2.99
A-7	2535.31	2.46	64.55	12.36	2.67	0.66	0.09	5.30	0.03	3.19	0.64	0.75	17.52	8.47	163	68.8	76.6	23.5	13.9	2.07	0.70	2.13	2.93
A-6	2543.84	3.81	68.68	10.51	1.91	0.49	0.08	4.20	0.02	2.93	0.65	0.79	14.12	13.14	196	93.9	67.6	20.2	16.5	1.07	0.68	2.90	4.65
A-5	2554.03	3.35	68.55	9.62	3.92	0.53	0.08	3.14	0.02	2.65	0.70	0.81	13.73	15.31	208	78.2	59.6	17.6	23.2	0.90	0.73	3.49	4.44
A-4	2556.91	3.87	69.49	9.53	3.17	0.50	0.08	3.33	0.02	2.64	0.68	0.81	15.17	16.97	240	99.0	67.7	19.0	27.3	0.89	0.71	3.55	5.21
A-3	2565.85	4.23	72.61	8.53	2.45	0.44	0.10	2.37	0.02	2.20	0.73	0.85	13.28	25.10	279	101.0	86.8	13.2	35.9	0.53	0.73	3.21	7.65
A-2	2570.89	4.14	64.66	11.56	1.77	0.92	0.10	5.62	0.02	2.89	0.61	0.75	16.05	37.96	703	166.0	71.9	20.7	66.3	0.42	0.81	9.78	8.02
A-1	2573.99	0.30	68.19	14.54	1.20	0.74	0.07	3.41	0.02	3.68	0.76	0.76	21.91	3.29	105	39.4	94.3	9.7	0.4	6.67	0.73	1.11	4.07

4 沉积作用和沉积环境

4.1 沉积作用方式

泥质沉积物搬运至海底的方式多种多样^[35,36]。奥陶世末期四川盆地地质背景由广海特征的海域转变为被隆起所围限的局限浅海域,岩相类型及沉积构造分析,表明页岩的沉积过程并不是一直在低能的水动力条件下以悬浮的形式沉积,还存在生物沉积、风暴沉积和底流沉积过程。

4.1.1 悬浮沉积

五峰组—龙马溪组硅质页岩、黏土质页岩,发育薄纹层,颗粒粒度细,表明沉积水动力弱,主要为悬浮沉积形成。悬浮沉积物中黏土、细粉砂及粉砂颗粒的来源可能为河流、三角洲带入盆地的漂浮在水体中的细粒悬浮物质。漂浮在水中的黏土级物质单独个体难以沉到海底,常常会形成絮凝粒,使其加速沉积到海底,对现代泥质沉积物粒度分析表明,粒径小于 $10\ \mu\text{m}$ 的颗粒均以絮凝的方式沉积^[37]。

4.1.2 生物沉积

生物沉积在页岩形成过程中是不可忽视的,其中悬浮沉积物的另一重要组分是生物骨骼和遗壳。泥页岩中生物成因的矿物主要来自生活在透光带的浮游动物和浮游植物,以及生活在海底的底栖生物。浮游生物的有机残骸常常与黏土矿物通过生物化学作用结合成“海雪”沉到海底^[38]。在古生代浮游生物形成壳体常常为硅质,硅质页岩中的微晶石英可能是硅质生物在成岩过程中转化的产物,其含量可能远大于碎屑石英含量。研究表明 Barnett, Muskwa, Woodford 组的硅质页岩均与生物沉积过程有关^[5,31,39]。

主量元素含量对于硅质成分成因判别有重要意义,对 A 井 14 个页岩样品进行主量元素分析(表 1), SiO_2 含量为 43.34%~73.80%, Al_2O_3 含量为 3.5%~15.7%, CaO 含量为 0.51%~18.01%;主量元素三元图表明,该套页岩 SiO_2 含量大部分高于平均页岩^[40],相对于 Al_2O_3 和 CaO ,更富集 SiO_2 (图 10)。

A 井五峰组和龙马溪组页岩 SiO_2 含量明显高,具有较高 Si/Al 比值。五峰组和龙马溪组页岩与美国 Barnett 硅质富有机质页岩类似(图 11),在伊利石 Si/Al 线(根据 Barnett 黏土质页岩 Si 、 Al 含量拟合得出)上为过量硅部分,代表生物成因的硅质^[41]。生物成因硅质页岩具有高 SiO_2 、 P_2O_5 和 Fe_2O_3 ,低 Al_2O_3 、 TiO_2 、 FeO 和 MgO 特征。 Fe 和 Mn 元素的富集主要与热水有关,而 Al 与陆源碎屑相关, $\text{Al}/(\text{Fe} + \text{Al} + \text{Mn})$ 比值是判断硅质成因的重要指标,纯热水成因比值为 0.01,

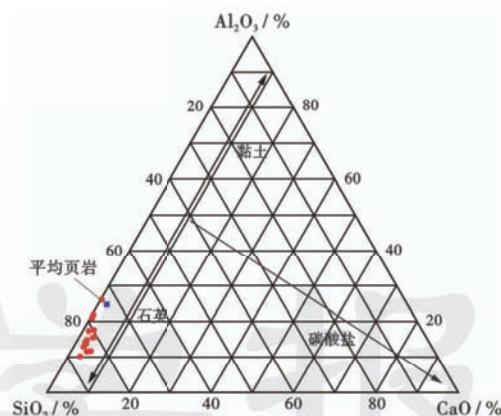


图 10 五峰组—龙马溪组页岩 SiO_2 - Al_2O_3 - CaO 含量 (平均页岩数据来自文献^[40])

Fig. 10 SiO_2 - Al_2O_3 - CaO content of shale in Wufeng-Longmaxi Formation (average shale data are sourced from Literature^[40])

纯生物成因比值大于 0.60^[42]。研究区硅质页岩主量元素分析,表明 $\text{Al}/(\text{Fe} + \text{Al} + \text{Mn})$ 比值介于 0.58~0.76,表明硅质成因与生物沉积过程有关。 $\text{Si}/(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe})$ 比值也是判断硅质成因的重要参数,生物成因比值较高^[43],A 井硅质页岩样品 $\text{Si}/(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe})$ 值大于 0.8,也证实硅质的成因与生物沉积有关。虽然在五峰组和龙马溪组页岩中不能忽视硅质的碎屑来源,但 Al_2O_3 与 TiO_2 呈正相关关系,而二者与 SiO_2 含量呈负相关关系(图 12),说明陆源物质对高的 SiO_2 含量贡献不大,该套页岩中约 40%~60% 的过量硅质部分是生物来源。

4.1.3 风暴沉积

Ager 和 Kelling 提出了“风暴岩”(Tempestitute)的概念,指受风暴流扰动后再沉积形成的一套沉积物组

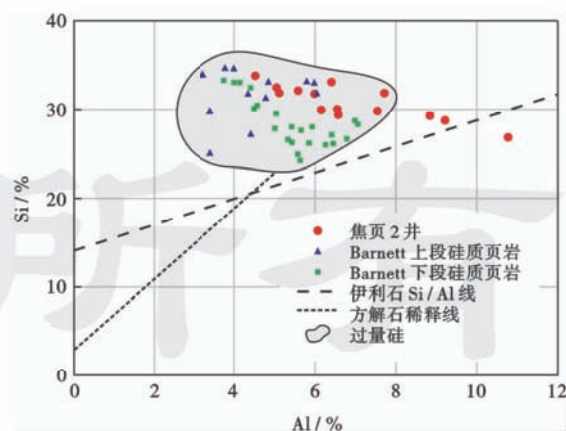
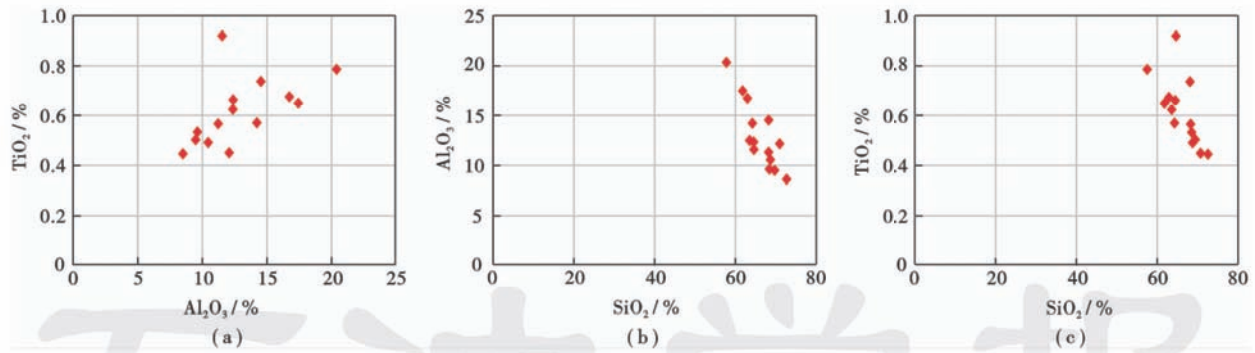


图 11 五峰组—龙马溪组页岩及 Barnett 页岩 Si - Al 含量相关性 (Barnett 页岩数据来自文献^[41])

Fig. 11 Si - Al content of shale in Wufeng-Longmaxi Formation and Barnett (Barnett shale data are sourced from Literature^[41])

图 12 五峰组—龙马溪组页岩 SiO_2 、 Al_2O_3 和 TiO_2 相关关系Fig. 12 Correlation between SiO_2 , Al_2O_3 and TiO_2 of shale in Wufeng-Longmaxi Formation

合^[44]; Kumar 和 Sanders 将其范围扩大为风暴沉积 (storm deposit), 泛指风暴作用形成的沉积物^[45]。Drummond 和 Sheets 在研究美国肯塔基州北部的奥陶系 Kope 组含生物贝壳风暴岩时发现, 风暴的强度和频率不同会引起壳化石埋藏、保存特征的变化, 壳化石越多, 说明风暴越强^[46]。位于盆地中部的观音桥段富含介壳, B 井岩心上介壳灰质泥岩段厚 22 cm, 顶底均与黑色页岩突变接触。可划分出 2 个粒序层段。第一段厚 7 cm, 介壳较为细碎, 自下而上介屑逐渐减少, 介屑间为灰黑色硅质泥岩充填, 同时发育长条状泥岩角砾, 沿水平方向定向排列, 中上部角砾呈不规则状, 杂乱排列。第二粒序段厚 15 cm, 底部 5 cm 层段内介壳较为完整, 介壳岩水平方向定向排列, 部分介壳出现翻转现象, 介壳间发育长条状泥岩角砾, 上部 10 cm 段内, 介壳含量略有减少, 介壳较为细碎; 介壳间发育不规则状灰黑色硅质泥岩角砾, 该段与下伏层段存在一个小型的冲刷面[图 8(e)]。观音桥段由南向北从潮缘带碳酸盐沉积[观音桥剖面, 图 8(a), 图 8(b)]向陆棚带泥岩过渡, 在陆架沉积背景上, 发育递变的沉积构造常与阵发的、逐渐减弱的、风暴起因的流动有关^[47], 具有侵蚀的特征以及牵引流的机制, 与浅海陆棚泥岩沉积序列中的远端“风暴岩”类似^[48]。该段上部岩心断面处笔石化石表现出定向性排列, 表明存在牵引流的机制[图 8(f)—图 8(g)]。通过对观音桥段岩相类型、垂向接触关系及平面分布规律的分析, 推测该岩性段具备风暴沉积特征, 在 D 井区介壳保存完整为原地沉积, 而在 B 井区生物介壳应为晴天浪底之上相对浅水地带的沉积物经风暴搬运而来。

4.1.4 底流沉积

“底流沉积”指由底流活动所改造沉积的、或受其重大影响的沉积物。“底流”的涵义比较宽泛, 包含温盐差异底流、风力驱动环流、海湾流、内波内潮汐等多

种成因的流体, Shanmugam 总结了许多学者的观点, 并认为底流改造的砂体可以用主要的原生沉积构造来识别, 牵引构造是唯一可靠的底流改造砂体的识别标志^[49]。与泥岩互层的粉砂岩—细砂岩中发育沙纹交错层理、韵律性层理、透镜状层理及平行层理, 以及粉砂质页岩发育纹层状粉砂或韵律性的纹层, 小型的冲刷面以及小规模透镜状层理均为牵引流改造的产物, 另外在岩心断面处可见定标排列的笔石化石也印证了牵引流的存在[图 3(c)—图 3(f), 图 9(a)—图 9(c)]。其与浊流沉积的不同表现为沙纹交错层理粉砂岩顶界面常常为突变接触关系, 以及内部发育的侵蚀界面。该套粉砂岩及粉砂质页岩表现出的沉积构造与更新统乔治海岸和古近系北海受底流改造砂岩的沉积构造, 以及波罗的海的现代深水的等深岩特征极为类似[图 9(d)]^[50], 据此推断为受底流改造的沉积物, 可能为底流改造的远端浊流沉积砂体。

4.2 氧化还原条件

富有机质页岩的形成取决于生烃母质生物的生存环境和有机质良好的保存条件。地球化学示踪是反映黑色页岩形成氧化还原条件的有效手段, Mo、U、V 被认为是氧化还原敏感元素^[51,52], 过渡金属含量及 Th/U 、 $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ 、 V/Cr 和 Ni/Co 比值可以作为古缺氧环境的判识标志, 通常 $\text{Th}/\text{U} < 2$ 、 $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni}) > 0.45$ 、 $\text{V}/\text{Cr} > 2$ 、 $\text{Ni}/\text{Co} > 5$ 时代表贫氧/缺氧环境^[53-55]。本次研究选取了 Th/U 、 $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ 、 V/Cr 、 Ni/Co 和 Mo 几个参数作为缺氧环境的判识指标来分析五峰—龙马组页岩形成时的氧化还原条件。

A 井岩心上样品测试结果表明 Th/U 介于 0.42~6.67, 平均值为 2.27; Ni/Co 介于 2.19~8.02, 平均值为 4.45; V/Cr 介于 1.11~9.78, 平均值 2.89; $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ 介于 0.62~0.83, 平均值为 0.73。综合各项反映氧化还原条件指标表明, 硅质页岩主要形成于贫氧/缺氧环境, 黏土质页岩和粉砂质页岩形成于氧化环境(图 13)。

另外 TOC 含量与 Th/U、V/(V + Ni)、V/Cr、Ni/Co 的变化具有非常明显的线性关系,由下至上随着缺氧条件的破坏,有机质的保存条件受到影响,导致 TOC 含量降低。

Mo 在氧化海水中相对稳定,比其他金属更易富集于缺氧沉积物中,所以 Mo 被认为是区分缺氧环境最好的指标^[36]。A 井五峰组—龙马溪组页岩 Mo 含量分布在 $(0.43 \sim 66.3) \times 10^{-6}$, 平均值 17.58×10^{-6} 。整体由下至上呈逐渐降低的趋势,底部硅质页岩段 Mo 含量高,分布在 $(16.5 \sim 66.3) \times 10^{-6}$, 平均值 33.8×10^{-6} , 略高于黑海沉积物 (28×10^{-6}) 中 Mo 含量^[41], 中上部粉砂质页岩和黏土质页岩段 Mo 质量浓度分布在 $(4.58 \sim 13.9) \times 10^{-6}$, 平均值 9.5×10^{-6} , 与下部差异

较大(图 13), 表明沉积环境由缺氧变为氧化环境, 与通过 Th/U、V/(V + Ni)、V/Cr、Ni/Co 判别的结果一致。

4.3 沉积模式

中奥陶世以后, 受加里东运动的影响, 四川盆地古地理格局表现为隆起区的扩大, 黔中隆起、川中隆起不断扩张, 导致相对海平面上升, 沉积水体加深, 早奥陶世碳酸盐台地被淹没而停止发育。在晚奥陶世边缘古隆起已经形成, 特别是雪峰隆起、川中隆起和黔中隆起露出水面, 四川盆地整体处于被隆起所围限的构造背景^[16]。五峰组—龙马溪组页岩沉积时, 水体与外海连通性较差, 沉积物以泥质为主, 缺乏生物扰动, 表明这套页岩主要形成于风暴浪基面之下, 相对深水的陆棚

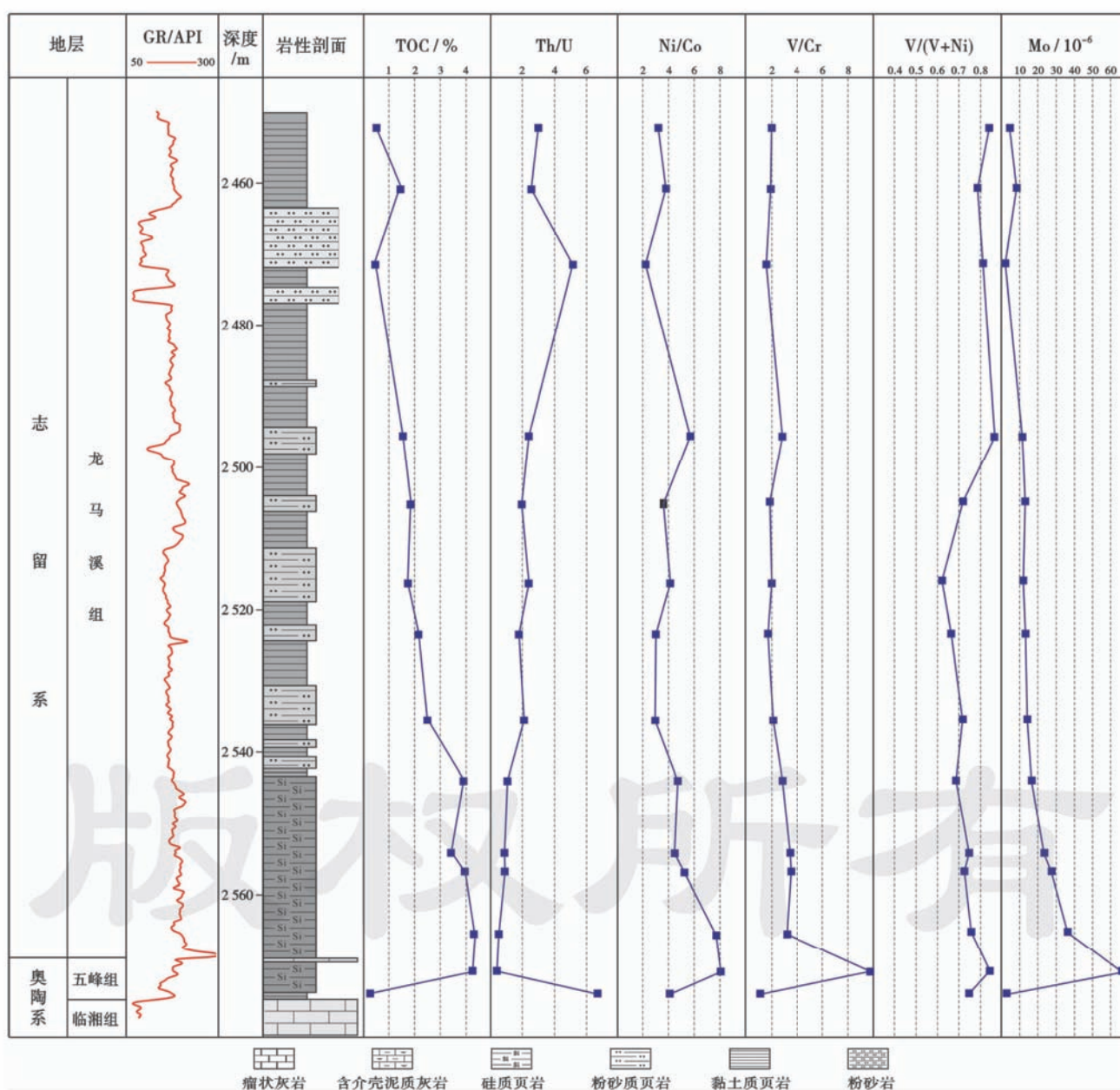


图 13 A 井五峰组—龙马溪组页岩氧化还原指标分布特征

Fig. 13 Distribution characteristics of redox proxies of shale in Wufeng-Longmaxi Formation of Well A

环境。沉积作用主要包括悬浮沉积、生物沉积、风暴沉积和底流沉积过程。五峰组沉积早期,随着海侵的发生^[22],沉积环境由氧化转为贫氧/缺氧,在悬浮沉积和生物沉积作用下形成一套富含放射虫的硅质页岩,此时水体闭塞,流动性差,缺氧的环境和低的沉积速率^[18],有利于有机质的保存[图 14(a)]。五峰组顶部观音桥段沉积时,受冈瓦纳古陆冰期开始的影响,海平面下降,水体相对较浅,沉积环境由南向北从潮缘带碳酸盐沉积向陆棚带泥岩过渡,在陆架沉积背景上,正常

浪基面与风暴浪基面之间发育风暴搬运的异地生物碎屑灰质泥岩沉积[图 14(b)]。龙马溪组沉积早期,冈瓦纳冰盖消融,海平面飙升^[57],在贫氧/缺氧的深水陆棚环境下同样发育了一套富含有机质的硅质页岩[图 14(c)]。随后海平面逐渐下降,同时受到深水底流和陆源碎屑供给的影响,贫氧/缺氧环境受到破坏,沉积物主要为粉砂质页岩和黏土质页岩。由于形成于氧化的沉积环境,加之相对较快的沉积速率,使得粉砂质页岩和黏土质页岩中有机质的保存较硅质页岩差[图 14(d)]。

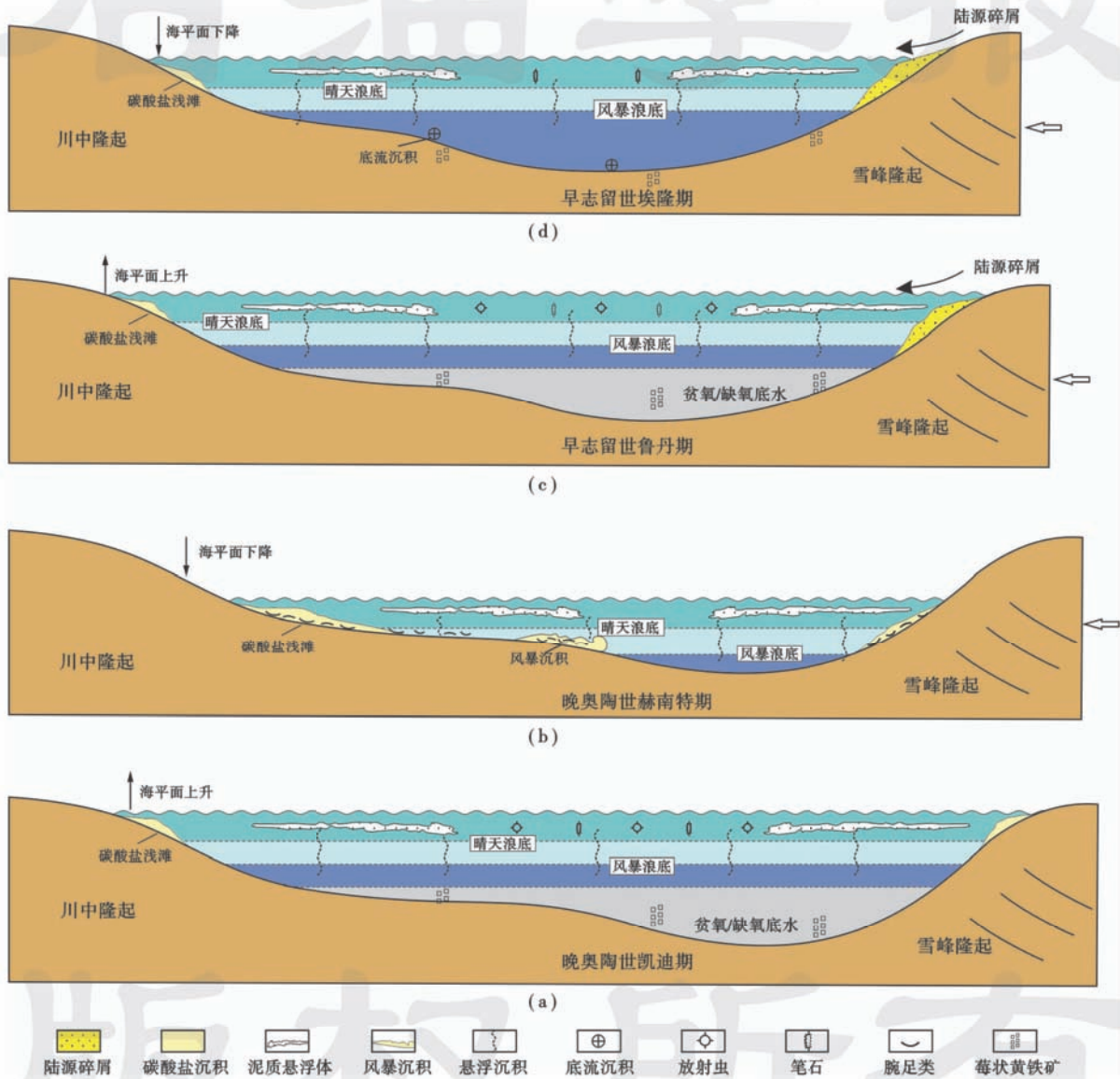


图 14 四川盆地五峰组—龙马溪组页岩沉积模式
Fig. 14 Depositional pattern of shale in Wufeng-Longmaxi Formation, Sichuan Basin

5 结 论

(1) 根据五峰组—龙马溪组页岩矿物组成、沉积构造及生物组成的特征,识别出 7 种岩相类型,硅质页岩、黏土质页岩、粉砂质页岩、灰质页岩、含介壳泥质灰

岩/灰质泥岩、粉砂岩—细砂岩和斑脱岩。通过岩相类型及沉积构造分析,表明页岩的沉积过程并不是一直在低能的水动力条件下以悬浮的形式沉积,还存在生物沉积、风暴沉积和底流沉积过程。

(2) 综合各项氧化还原微量元素指标分析表明,

五峰组和龙马溪组下部硅质页岩形成于贫氧/缺氧环境,而龙马溪组上部及五峰组底部黏土质页岩和粉砂质页岩主要形成于氧化环境,整体由下至上缺氧环境逐渐遭受破坏。另外 TOC 含量与 Th/U、V/(V+Ni)、V/Cr、Ni/Co、Mo 含量的变化具有非常明显的线性关系。

(3) 五峰组—龙马溪组沉积四川盆地整体处于被隆起所围限的构造背景,与外海连通性较差,沉积物以泥质为主,缺乏生物扰动,形成于相对深水的陆棚环境。在贫氧/缺氧环境下,五峰组和龙马溪组底部硅质页岩由悬浮沉积和生物沉积作用形成,富含有机质。随后海平面逐渐下降,同时受到底流的影响,缺氧环境受到破坏,沉积物主要为粉砂质页岩和黏土质页岩。由于形成于氧化的沉积环境,加之相对较快的沉积速率,使得粉砂质页岩和黏土质页岩中有机质的保存较硅质页岩差。

参 考 文 献

- [1] Sundborg Å. The River Klarälven; a study of fluvial processes [J]. *Geografiska Annaler*, 1956, 38(2): 125-237.
- [2] Pettijohn F J. Sedimentary rocks; Harper's geoscience series [M]. New York; Harper, 1957.
- [3] Potter P E, Maynard J B, Pryor W A. Sedimentology of shale; study guide and reference source [M]. New York; Springer-Verlag, 1980.
- [4] Macquaker J H S, Taylor K G, Gawthorpe R L. High-resolution facies analyses of mudstones; implications for paleoenvironmental and sequence stratigraphic interpretations of offshore ancient mud-dominated successions [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2007, 77(4): 324-339.
- [5] Ross D J K, Bustin R M. Characterizing the shale gas resource potential of Devonian-Mississippian strata in the Western Canada sedimentary basin; application of an integrated formation evaluation [J]. *AAPG Bulletin*, 2008, 92(1): 87-125.
- [6] Milliken K L, Day-Stirrat R J, Papazis P K, et al. Carbonate lithologies of the Mississippian Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas [C] // Breyer J. Shale reservoirs; Giant resources for the 21st century. *AAPG Memoir*, 2012, 97: 290-321.
- [7] Lazar O R, Bohacs K M, Macquaker J H S, et al. Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrop, cores, and thin sections; nomenclature and description guideline [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2015, 85(3): 230-246.
- [8] Shanmugam G. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2003, 20(5): 471-491.
- [9] Schieber J, Southard J B. Bedload transport of mud by floccule ripples-Direct observation of ripple migration processes and their implications [J]. *Geology*, 2009, 37(6): 483-486.
- [10] Macquaker J H S, Bentley S J, Bohacs K M. Wave-enhanced sediment gravity flows and mud dispersal across continental shelves; reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions [J]. *Geology*, 2010, 38(10): 947-950.
- [11] 张金川, 金之钧, 袁明生, 等. 页岩气成藏机理和分布 [J]. *天然气工业*, 2004, 24(7): 15-18.
- Zhang Jinchuan, Jin Zhijun, Yuan Mingsheng, et al. Reservoiring mechanism of shale gas and its distribution [J]. *Natural Gas Industry*, 2004, 24(7): 15-18.
- [12] 董大忠, 程克明, 王玉满, 等. 中国上扬子区下古生界页岩气形成条件及特征 [J]. *石油与天然气地质*, 2010, 31(3): 288-299.
- Dong Dazhong, Cheng Keming, Wang Yuman, et al. Forming conditions and characteristics of shale gas in the Lower Paleozoic of the Upper Yangtze region, China [J]. *Oil & Gas Geology*, 2010, 31(3): 288-299.
- [13] 曾祥亮, 刘树根, 黄文明, 等. 四川盆地志留系龙马溪组页岩与美国 Fort Worth 盆地石炭系 Barnett 组页岩地质特征对比 [J]. *地质通报*, 2011, 30(2/3): 372-384.
- Zeng Xiangliang, Liu Shugen, Huang Wenming, et al. Comparison of Silurian Longmaxi Formation shale of Sichuan basin in China and carboniferous Barnett Formation shale of Fort Worth basin in United States [J]. *Geological Bulletin of China*, 2011, 30(2/3): 372-384.
- [14] 郭彤楼, 张汉荣. 四川盆地焦石坝页岩气田形成与富集高产模式 [J]. *石油勘探与开发*, 2014, 41(1): 28-36.
- Guo Tonglou, Zhang Hanrong. Formation and enrichment mode of Jiaoshiba shale gas field, Sichuan Basin [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2014, 41(1): 28-36.
- [15] 李双建, 肖开华, 沃玉进, 等. 中上扬子地区上奥陶统-下志留统烃源岩发育的古环境恢复 [J]. *岩石矿物学杂志*, 2009, 28(5): 450-458.
- Li Shuangjian, Xiao Kaihua, Wo Yujin, et al. Palaeo-environment restoration of Upper Ordovician-Lower Silurian hydrocarbon source rock in Middle-Upper Yangtze area [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2009, 28(5): 450-458.
- [16] 牟传龙, 周昱昱, 梁薇, 等. 中上扬子地区早古生代烃源岩沉积环境与油气勘探 [J]. *地质学报*, 2011, 85(4): 526-532.
- Mou Chuanlong, Zhou Kenken, Liang Wei, et al. Early Paleozoic sedimentary environment of hydrocarbon source rocks in the Middle-Upper Yangtze Region and petroleum and gas exploration [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2011, 85(4): 526-532.
- [17] 黄福喜, 陈洪德, 侯明才, 等. 中上扬子克拉通加里东期(寒武-志留纪)沉积层序充填过程与演化模式 [J]. *岩石学报*, 2011, 27(8): 2299-2317.
- Huang Fuxi, Chen Hongde, Hou Mingcai, et al. Filling process and evolutionary model of sedimentary sequence of Middle-Upper Yangtze craton in Caledonian (Cambrian-Silurian) [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2011, 27(8): 2299-2317.
- [18] 张春明, 张维生, 郭英海. 川东南-黔北地区龙马溪组沉积环境及其对烃源岩的影响 [J]. *地学前缘*, 2012, 19(1): 136-145.
- Zhang Chunming, Zhang Weisheng, Guo Yinghai. Sedimentary environment and its effect on hydrocarbon source of Longmaxi Formation in southeast Sichuan and northern Guizhou [J]. *Earth*

- Science Frontiers, 2012, 19(1): 136-145.
- [19] 汪泽成, 赵文智, 张林, 等. 四川盆地构造层序与天然气勘探[M]. 北京: 地质出版社, 2002: 1-287.
Wang Zecheng, Zhao Wenzhi, Zhang Lin, et al. The structural sequence of the Sichuan Basin and the natural gas exploration [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002: 1-287.
- [20] 翟光明. 中国石油地质志: 卷十: 四川油气区[M]. 北京: 石油工业出版社, 1989: 28-109, 224-480.
Zhai Guangming. Petroleum geology of China: vol. 10: Sichuan oil and gas area [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1989: 28-109, 224-480.
- [21] Chen Xu, Rong Jiayu, Charles E M, et al. Late Ordovician to earliest Silurian graptolite and brachiopod biozonation from the Yangtze region, South China, with a global correlation[J]. Geological Magazine, 2000, 137(6): 623-650.
- [22] 苏文博, 李志明, Ettensohn F R, 等. 华南五峰组—龙马溪组黑色岩系时空展布的主控因素及其启示[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2007, 32(6): 819-827.
Su Wenbo, Li Zhiming, Ettensohn F R, et al. Distribution of black shale in the Wufeng-Longmaxi Formations (Ordovician-Silurian), South China: major controlling factors and implications [J]. Earth Science: Journal of China University of Geosciences, 2007, 32(6): 819-827.
- [23] Chen Xu, Rong Jiayu, Li Yue, et al. Facies patterns and geography of the Yangtze region, South China, through the Ordovician and Silurian transition [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 204(3/4): 353-372.
- [24] 王淑芳, 邹才能, 董大忠, 等. 四川盆地富有机质页岩硅质生物成因及对页岩气开发的意义[J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2014, 50(3): 476-486.
Wang Shufang, Zou Caineng, Dong Dazhong, et al. Biogenic silica of organic-rich shale in Sichuan Basin and its significance for shale gas [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 2014, 50(3): 476-486.
- [25] Singh P, Slatt R M, Borges G, et al. Reservoir characterization of unconventional gas shale reservoirs; example from the Barnett Shale, Texas, U. S. A [J]. Oklahoma City Geological Society Shale Shaker, 2009, 60(1): 15-31.
- [26] Abouelresh M O, Slatt R M. Lithofacies and sequence stratigraphy of the Barnett shale in east-central Fort Worth Basin, Texas [J]. AAPG Bulletin, 2012, 96(1): 1-22.
- [27] 姜在兴, 梁超, 吴靖, 等. 含油气细粒沉积岩研究的几个问题[J]. 石油学报, 2013, 34(6): 1031-1039.
Jiang Zaixing, Liang Chao, Wu Jing, et al. Several issues in sedimentological studies on hydrocarbon-bearing fine-grained sedimentary rocks [J]. Acta Petrolei Sinica, 2013, 34(6): 1031-1039.
- [28] 梁超, 姜在兴, 杨懿婷, 等. 四川盆地五峰组—龙马溪组页岩岩相及储集空间特征[J]. 石油勘探与开发, 2012, 39(6): 691-698.
Liang Chao, Jiang Zaixing, Yang Yiting, et al. Characteristics of shale lithofacies and reservoir space of the Wufeng-Longmaxi Formation, Sichuan Basin [J]. Petroleum Exploration and Development, 2012, 39(6): 691-698.
- [29] 王志峰, 张元福, 梁雪莉, 等. 四川盆地五峰组—龙马溪组不同水动力成因页岩岩相特征[J]. 石油学报, 2014, 35(4): 623-632.
Wang Zhifeng, Zhang Yuanfu, Liang Xueli, et al. Characteristics of shale lithofacies formed under different hydrodynamic conditions in the Wufeng-Longmaxi Formation, Sichuan Basin [J]. Acta Petrolei Sinica, 2014, 35(4): 623-632.
- [30] Schieber J, Kinsley D, Riciputi L. Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications for silica cycling [J]. Nature, 2000, 406(6799): 981-985.
- [31] Loucks R G, Ruppel S C. Mississippian Barnett Shale: lithofacies and depositional setting of a deep-water shale-gas succession in the Fort Worth Basin, Texas [J]. AAPG Bulletin, 2007, 91(4): 579-601.
- [32] Bowker K A. Recent developments of the Barnett Shale play, Fort Worth Basin [J]. West Texas Geological Society Bulletin, 2003, 42: 4-11.
- [33] Papazis P K. Petrographic characterization of the Barnett Shale, Fort Worth Basin, Texas [D]. Austin, Texas: University of Texas at Austin, 2005: 142.
- [34] 苏文博, 李志明, 史晓颖, 等. 华南五峰组—龙马溪组与华北下马岭组的钾质斑脱岩及黑色岩系: 两个地史转折期板块构造运动的沉积响应[J]. 地学前缘, 2006, 13(6): 82-95.
Su Wenbo, Li Zhiming, Shi Xiaoying, et al. K-bentonites and black shales from the Wufeng-Longmaxi formations (Early Paleozoic, South China) and Xiamaling formation (Early Neoproterozoic, North China): implications for tectonic processes during two important transitions [J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13(6): 82-95.
- [35] Stow D A V, Huc A Y, Bertrand P. Depositional processes of black shales in deep water [J]. Marine and Petroleum Geology, 2001, 18(4): 491-498.
- [36] Schieber J. Reverse engineering Mother Nature Shale sedimentology from an experimental perspective [J]. Sedimentary Geology, 2011, 238(1/2): 1-22.
- [37] Curran K J, Hill P S, Schell T M, et al. Inferring the mass fraction of flocc-deposited mud: application to fine-grained turbidites [J]. Sedimentology, 2004, 51(5): 927-944.
- [38] Alldredge A L, Silver M W. Characteristics, dynamics and significance of marine snow [J]. Progress in Oceanography, 1998, 20(1): 41-82.
- [39] Hart B S, Macquaker J H S, Taylor K G. Mudstone ("shale") depositional and diagenetic processes: implications for seismic analyses of source-rock reservoirs [J]. Interpretation, 2013, 1(1): B7-B26.
- [40] Wedepohl K H. The composition of the upper Earth's crust and the natural cycles of selected elements, Metals in natural raw materials. Natural resources [C] // Merian E. Metals and their compounds in the natural environment. Weinheim, Germany: VCH, 1991: 3-17.
- [41] 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

- tion[J]. *Chemical Geology*, 2008, 257(1/2): 16-25.
- [42] Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes[J]. *Sedimentary Geology*, 1987, 52(1/2): 65-108.
- [43] Harris N B. Mechanical anisotropy in the Woodford shale, Permian Basin: origin, magnitude, and scale[J]. *The Leading Edge*, 2011, 30(3): 284-291.
- [44] Ager D V. The nature of the stratigraphic record[M]. New York: MacMillan, 1973: 114.
- [45] Kumar N, Sanders J E. Characteristics of shoreface storm deposits; modern and ancient examples[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1976, 46(1): 145-162.
- [46] Drummond C, Sheets H. Taphonomic reworking and stratal organization of tempestite deposition; ordovician Kope Formation, northern Kentucky[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2001, 71(4): 621-627.
- [47] Plint A G, Tyagi A, Hay M J, et al. Clinofolds, paleobathymetry, and mud dispersal across the Western Canada Cretaceous Foreland Basin: evidence from the Cenomanian Dunvegan Formation and contiguous strata[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2009, 79(3): 144-161.
- [48] Dumas S, Arnott R W C, Southard J B. Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2005, 75(3): 501-513.
- [49] Shanmugam G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2000, 17(2): 285-342.
- [50] Shanmugam G. New perspectives on deep-water sandstones: origin, recognition, initiation and reservoir quality[M]. Burlington: Elsevier, 2012: 129-219.
- [51] Calvert S E, Pedersen T F. Geochemistry of recent oxic and anoxic sediments: implications for the geological record[J]. *Marine Geology*, 1993, 113(1/2): 67-88.
- [52] Algeo T J, Maynard J B. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems[J]. *Chemical Geology*, 2004, 206(3/4): 289-318.
- [53] Jones B, Manning D A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. *Chemical Geology*, 1994, 111(1/4): 111-129.
- [54] Wignall P B, Twitchett R J. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction[J]. *Science*, 1996, 272(5265): 1155-1158.
- [55] Rimmer S M. Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, central Appalachian Basin (U. S. A.) [J]. *Chemical Geology*, 2004, 206(3/4): 373-391.
- [56] Meyer E E, Burgreen B N, Lackey H, et al. Evidence for basin restriction during syn-collisional basin formation in the Silurian Ariesaig Group, Nova Scotia[J]. *Chemical Geology*, 2008, 256(1/2): 1-11.
- [57] 陈旭, 戎嘉余, 周志毅, 等. 上扬子区奥陶纪-志留纪之交的黔中隆起和宜昌上升[J]. *科学通报*, 2001, 46(12): 1052-1056.
Chen Xu, Rong Jiayu, Zhou Zhiyi, et al. The Central Guizhou and Yi-chang uplifts, Upper Yangtze region, between Ordovician and Silurian[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(18): 1580-1584.

(收稿日期 2015-11-06 改回日期 2016-03-06 责任编辑 张怡)

版权所有