

吴旭东. 下扬子地块宣城地区荷塘组富有机质页岩古环境恢复——以宣页 1 井为例[J]. 海洋地质前沿, 2023, 39(4): 46-56.

WU Xudong. Paleoenvironmental reconstruction of organic-rich shale in the Hetang Formation of the Lower Yangtze Block: a case study of Well XY1[J]. Marine Geology Frontiers, 2023, 39(4): 46-56.

下扬子地块宣城地区荷塘组富有机质页岩古环境恢复 ——以宣页 1 井为例

吴旭东^{1,2}

(1 中国地质大学(武汉)资源学院, 武汉 430074; 2 中国地质大学构造与油气资源教育部重点实验室, 武汉 430074)

摘要:元素地球化学特征可以有效地反映沉积物沉积背景与沉积环境。以宣城地区宣页 1 井(下称 XY1 井)下寒武统荷塘组富有机质页岩为例,利用元素地球化学指标,对下扬子地块宣城地区荷塘组富有机质页岩的构造背景与沉积环境进行了分析。结果显示,荷塘组富有机质页岩属于温暖潮湿气候背景下的稳定大陆边缘沉积,为缺氧-贫氧的海相环境,水体具有较高生产力。综合古环境参数恢复结果认为,荷塘组富有机质页岩为深水滞留沉积的产物,水体深度先加深后变浅。

关键词:元素地球化学;下扬子地块;荷塘组;富有机质页岩;古环境

中图分类号:P736.4;P618.13

文献标识码:A

DOI:10.16028/j.1009-2722.2022.171

0 引言

在页岩气革命的推动下,对油气生成具有重要意义富有机质页岩逐渐成为研究的热点^[1]。目前关于富有机质页岩的研究主要集中在岩石学^[2-4]、有机地球化学^[5-6]、层序地层学^[2-3]等方面,而沉积环境对富有机质页岩形成的控制因素,尚存在一定的争议^[7-8]。目前控制富有机质页岩形成因素的争论点主要集中在水体深度^[9]、水体缺氧强度与持续时间^[10]等方面。

当前,主流观点认为宣城地区荷塘组富有机质页岩形成于还原滞留型环境^[11-12],但针对荷塘组富有机质页岩形成的深度尚存在争议,主要观点有 2 种:①荷塘组富有机质页岩是深海盆地沉积物^[12-13];②荷塘组富有机质页岩是在浅海-斜坡区形成的^[14-15]。近几十年里,地球化学指标被广泛用于研究富有机质页岩的沉积环境^[16-18]。XY1 井钻遇了荷塘组富有机质页岩,岩芯采样丰富,为利用元素地球化学

指标研究荷塘组富有机质页岩古环境提供了研究基础。本文通过元素地球化学指标恢复 XY1 井荷塘组富有机质页岩形成的古环境,探究宣城荷塘组富有机质页岩沉积区域,以丰富下扬子地块荷塘组富有机质页岩的研究。

1 研究区概况

1.1 下扬子地块构造背景

下扬子地块位于长江下游,被华北板块和江南隆起以及华南板块所包围,由郯庐和江绍两大断裂分割并限制而形成(图 1)^[19]。板块内沉积了古生界、中生界和新生界 3 个构造阶内发育的地层。根据其沉积建造和构造特征上的差异,内部可划分为苏北斜坡、南京坳陷、江南隆起和钱塘坳陷 4 个不同的次级构造单元^[20-21]。

下扬子地块经过吕梁运动,其地层发生褶皱、变质,扬子板块的结晶基底逐渐形成;经过四堡运动,陆壳发生深度的变质,形成扬子地块褶皱基底的锥形;受晋宁运动影响,下扬子地块发生了强烈构造运动,并伴随有中酸性岩浆的侵入,陆壳进一步扩大与增生;加里东运动使扬子地区发生了地壳

收稿日期:2022-05-30

资助项目:国家自然科学基金青年基金“下扬子地区中二叠世晚期海洋缺氧硫化扩张过程及驱动机制”(42202130)

作者简介:吴旭东(1996—),男,在读硕士,主要从事石油地质方面的研究工作。E-mail:1964045786@qq.com

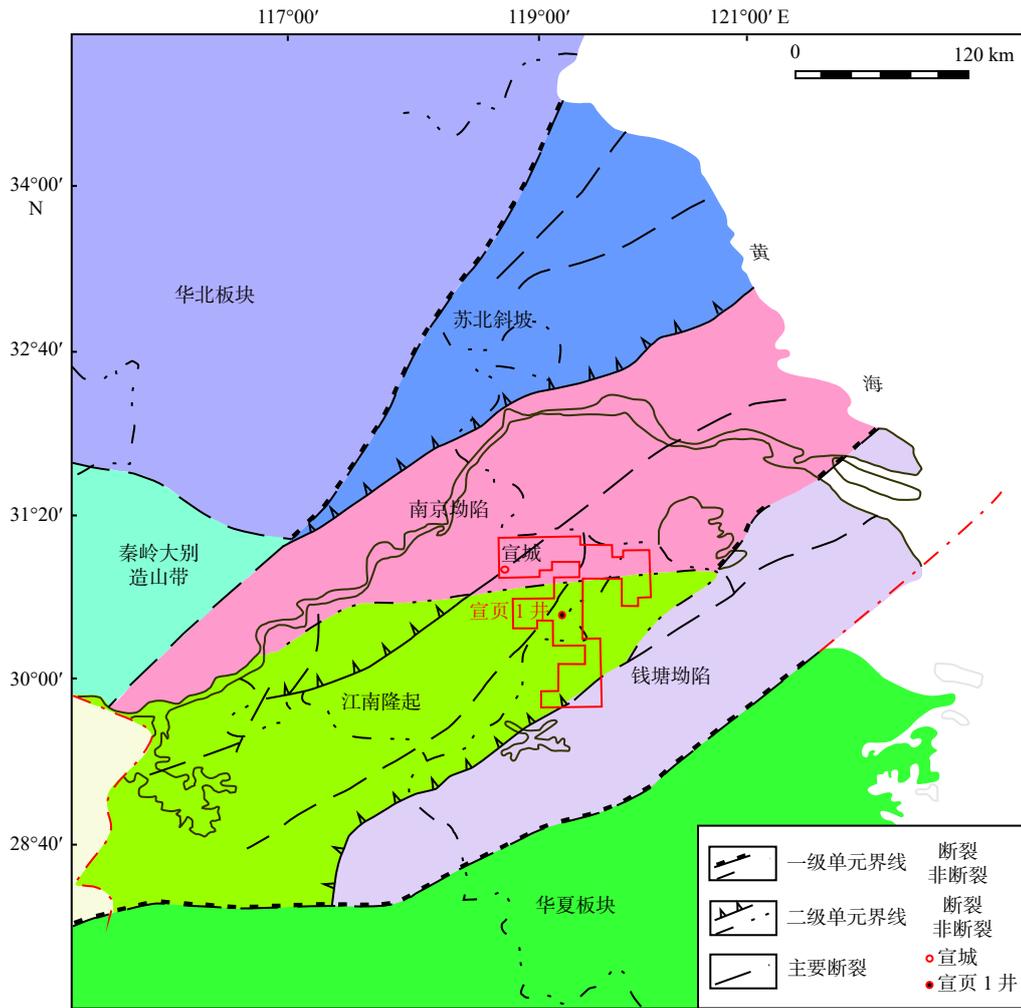


图 1 下扬子地块构造区划图

Fig.1 Tectonic setting of the Lower Yangtze Block

的抬升运动,造成江南隆起带的形成,并在江南隆起带周围形成了数量众多的断裂构造,寒武纪沉积区广泛发育台地沉积,北部是南秦岭深水区,南部发育斜坡带。自中生代开始至新生代,此地区经历了多期次的强烈构造活动,致使在海相的基础上发育了陆相沉积,从而形成了一批拗陷、断拗复合型盆地。

1.2 岩相古地理

研究区早寒武世的古地理格局为两盆(河盆地和江南盆地)夹一台(巢湖台地)(图 2)。早寒武世的古地理是在埃迪卡拉纪古地理景观上发展而来,随着海平面的逐渐上升,开始形成碳酸盐岩斜坡;早寒武世早期古地理景观发生显著的改变,海平面上升,沉积了以波浪作用为主的陆源碎屑陆棚沉积;早寒武世中期,陆棚沉积向碳酸盐岩台地过渡;早寒武世晚期,发展成为大规模的碳酸盐

岩台地。

研究区下寒武统位于斜坡相到盆地相的过渡区域,主要岩性为由白云质灰岩过渡为泥质硅岩;向北过渡为碳酸盐岩台地相,主要岩性为白云岩;向东南过渡为泥质灰岩和泥质硅岩为主的斜坡相,地势上总体呈北高南低的趋势。研究区内发育了优质的海相沉积地层,沉积物种类多样,可见大量保存完好的生物化石。

1.3 XY1 井层序地层特征

XY1 井钻遇埃迪卡拉纪皮园村组,下寒武统荷塘组和大陈岭组,中寒武统杨柳岗组,上寒武统华严寺组和西阳山组,下奥陶统印渚阜组和宁国组,中奥陶统牛上组、胡乐组和砚瓦山组,上奥陶统下黄泥岗组和于潜组(图 3),钻井总深度 2848.8 m^[22-23]。

本文主要研究宣城地区下寒武统荷塘组富有

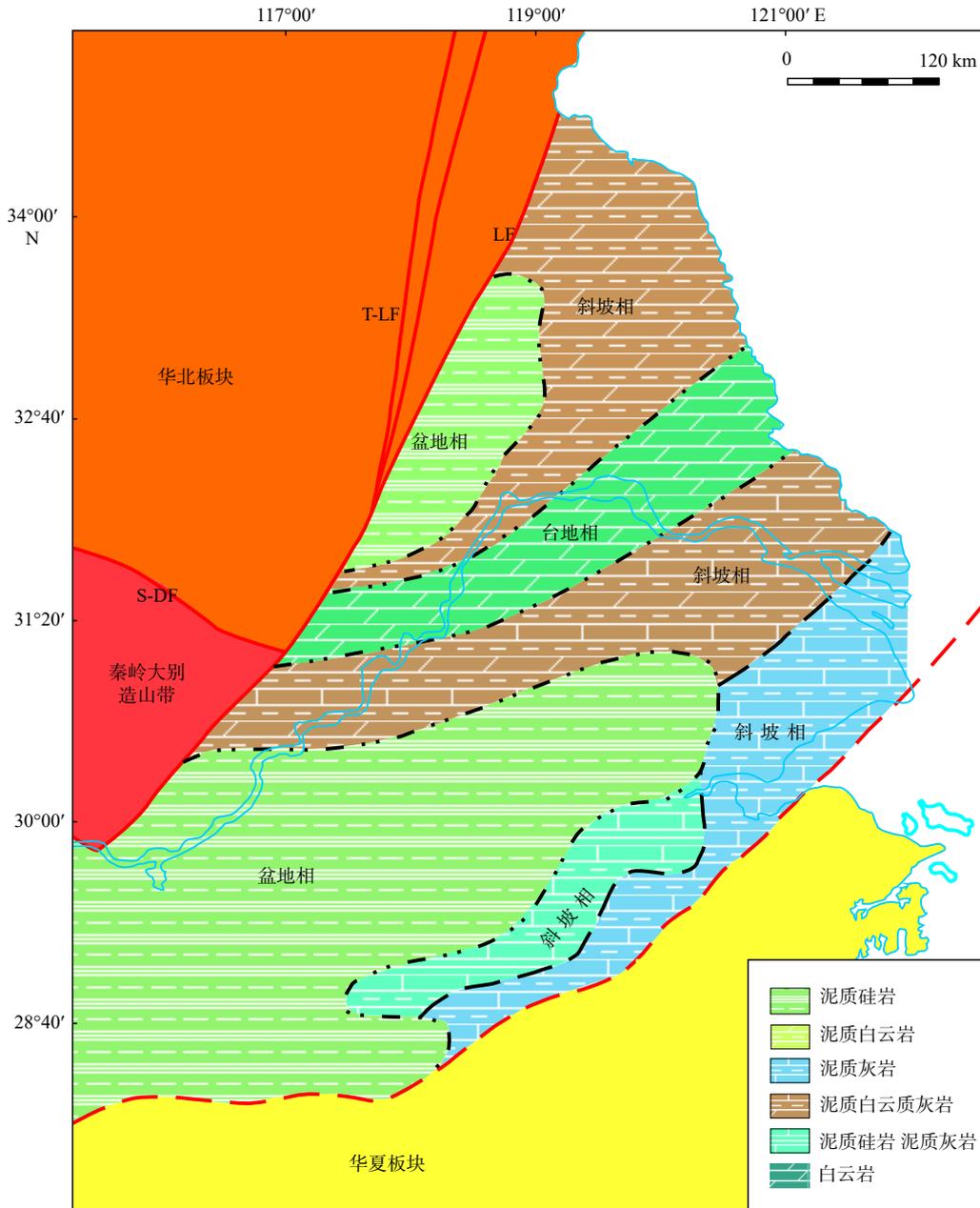


图 2 下扬子地块下寒武统岩相古地理图

Fig.2 Lithofacies paleogeography map of the Lower Cambrian Formation in Lower Yangtze Block

机质页岩。荷塘组与上部地层(大陈岭组)呈整合接触。荷塘组主要沉积了一套薄层炭质页岩和硅质页岩组合(图 3), 富产海绵骨针^[12]。荷塘组全区稳定存在, 并与下伏埃迪卡拉地层呈平行不整合接触。荷塘组早寒武世中期发生大规模海退, 形成高位体系域; 晚期海平面开始升高, 荷塘组由此超覆于下伏地层之上, 使海侵面与不整合面重合。海侵体系域主要由炭质、硅质页岩组成。荷塘组中部为凝缩段, 主要岩性为硅质页岩夹炭质页岩; 荷塘组上部为高位体系域, 有丰富的海绵骨针化石沉积。

2 样品与方法

2.1 采样

本次研究所采样品来自安徽省宁国市 XY1 井, 系统收集了用于分析下寒武统荷塘组元素地球化学的实验样品, 总计 12 个富有机质页岩样品(X-1 至 X-12), 荷塘组的上、中和下部均有样品采集。图 4、表 1 展示了所选样品数量、深度、岩性以及元素含量等信息。主、微量元素测试在中国地质大学

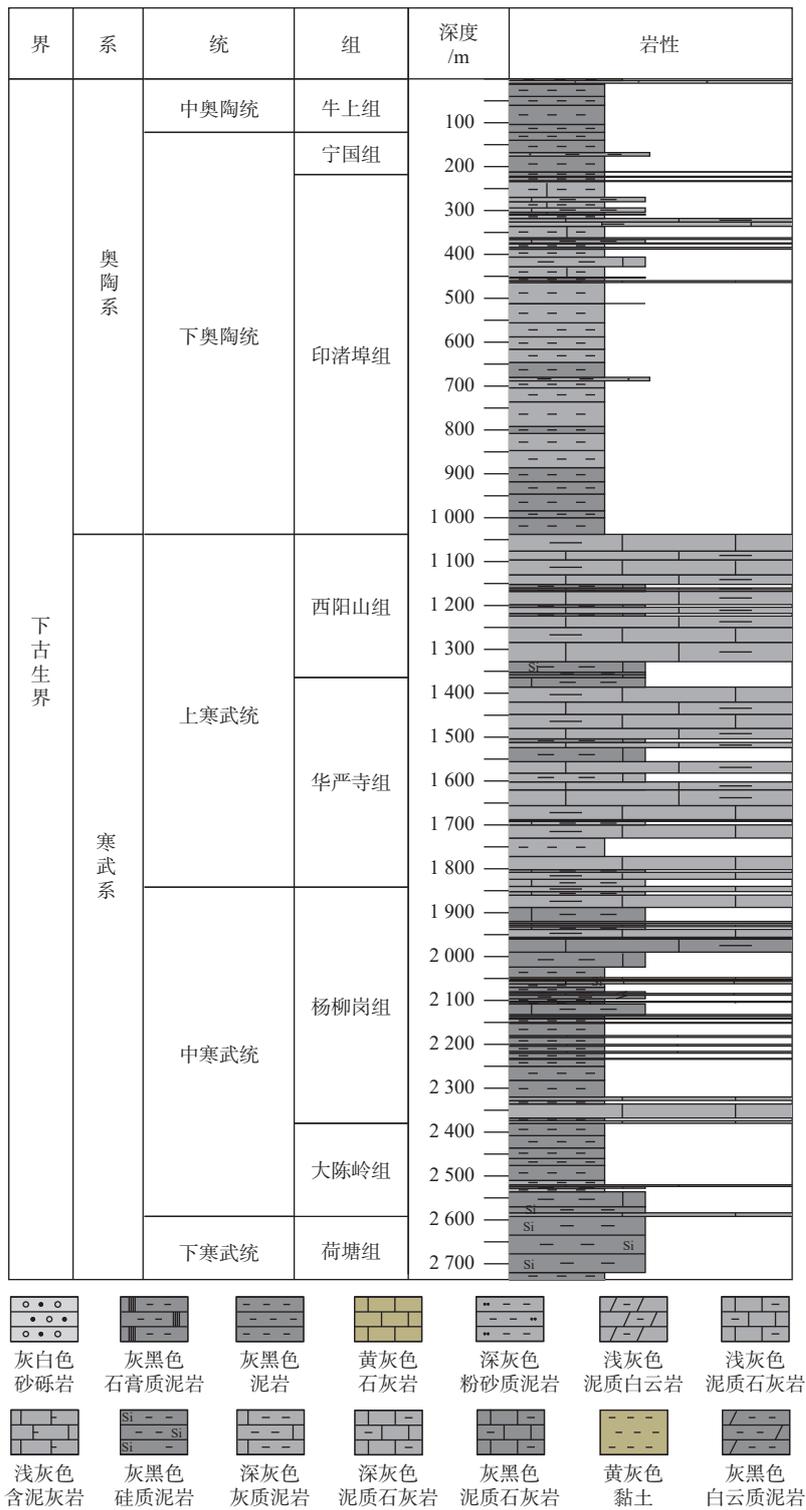


图 3 宣页 1 井钻遇地层综合柱状图

Fig.3 Comprehensive bar chart of stratigraphic units encountered in Well XY1

(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室中进行, 主量元素检测使用 X 射线荧光光谱仪(PW4400)完成; 微量元素测试使用 ICP-M14MS 仪器完成。

2.2 方法

测试样品制备流程如下: 粉末样品经烘干处理

后称取 50 mg 置于 Teflon 坩埚之中, 先后加入 1.5 mL 高纯硝酸及高纯氢氟酸处理; 将坩埚置于钢套中, 置于烘箱中于约 190 °C 加热 48 h, 溶液冷却后再置于电热板上蒸干, 随后加入 1 mL 硝酸再次蒸干; 加入 3 mL 体积分数为 30% 的硝酸于 190 °C 密封加热 12 h, 将溶液移入聚乙烯塑料瓶中, 加入

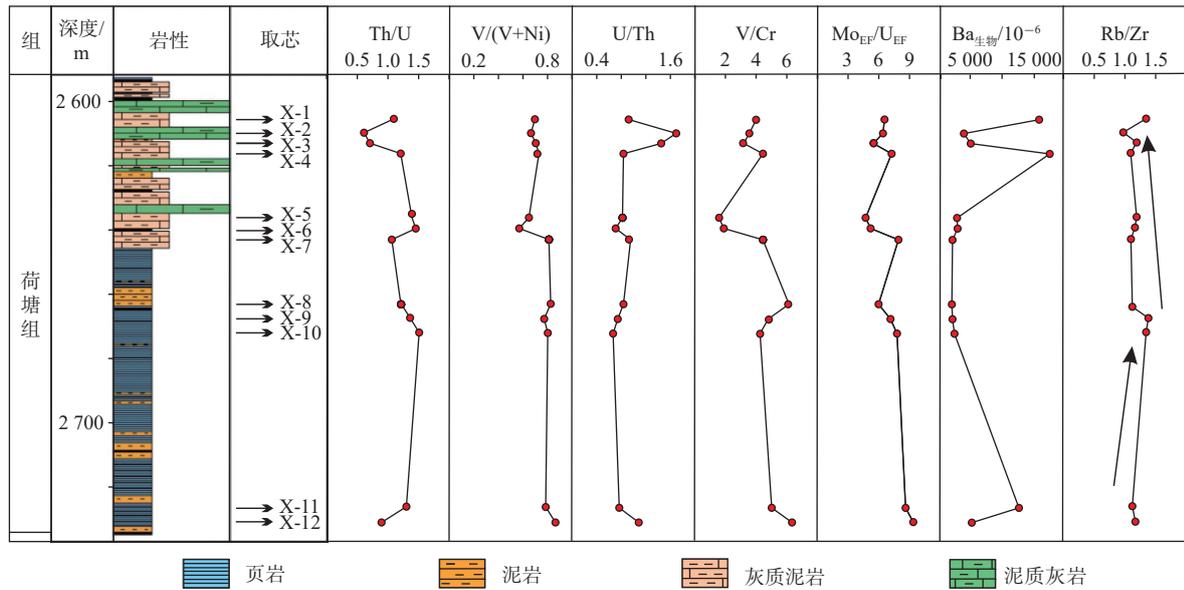


图4 XY-1井荷塘组柱状图及地球化学指标垂向演变

Fig.4 Histogram and vertical evolution of geochemical indexes of Hetang Formation in Well XY-1

表1 荷塘组富有机质页岩主量、微量元素分析结果

Table 1 Results of analyses of major and trace elements in organic-rich shale of Hetang Formation

编号	X-1	X-2	X-3	X-4	X-5	X-6	X-7	X-8	X-9	X-10	X-11	X-12	
主量元素	K ₂ O	5.23	4.96	5.00	6.17	5.50	5.46	4.47	5.44	5.44	6.28	6.42	5.26
	Na ₂ O	0.08	0.075	0.069	0.084	0.063	0.06	0.048	0.057	0.055	0.067	0.18	0.061
	SiO ₂	69.84	71.64	70.98	64.97	71.00	68.16	74.74	72.9	74.21	70.72	62.07	72.9
	Al ₂ O ₃	9.12	9.00	9.26	11.25	10.25	10.06	8.21	10.83	10.53	12.44	14.51	10.8
微量元素	Sr	21.1	16.4	22.8	19.8	31.1	40.9	32.9	30.3	25.8	24.5	43.0	19.2
	Cu	83.1	52.8	37.5	610	40.3	66.7	21.9	28.4	36.3	29.9	144	30.4
	Ni	90.4	81.7	61.0	104	41.6	68.4	44.4	77.7	81.3	71.4	102	68.1
	V	208	162	146	280	77.1	91.5	192	368	277	287	372	424
	Cr	51.4	45.1	45.1	62.4	47.3	47.2	42.7	59.5	57.4	66.8	73.6	66.4
	Th	9.58	10.6	8.71	12.5	10.27	10.6	8.39	10.39	10.24	11.7	14.3	9.31
	U	8.84	18.1	12.6	10.5	8.41	7.38	7.99	8.69	7.62	7.86	11.0	10.2
	Mo	31.1	62.2	36.9	40.7	21.2	20.6	33.9	27.8	29.2	32.8	50.9	51.1
	Ba	17825	5550	6722	19957	4679	4745	3561	3942	4042	4689	15573	6639
	Co	50.95	111.14	25.48	69.64	27.31	38.15	44.66	25.25	29.45	20.43	50.03	29.24
	La	25.10	31.69	20.16	50.85	26.87	27.30	15.36	13.16	21.02	22.31	22.94	26.55
	数据处理	V/Cr	0.28	0.29	0.34	0.26	0.40	0.36	0.24	0.31	0.26	0.24	0.22
Mo _{EF}		20.70	41.50	24.62	27.15	14.15	13.70	22.60	18.54	19.45	21.85	33.93	34.04
U _{EF}		0.10	0.10	0.12	0.09	0.14	0.13	0.08	0.11	0.09	0.09	0.08	0.07
V/(V+Ni)		0.22	0.23	0.25	0.20	0.28	0.26	0.19	0.24	0.21	0.19	0.18	0.17
K ₂ O/Na ₂ O		65.38	66.1	72.5	73.5	87.30	91.00	93.13	95.44	98.91	93.73	35.7	86.2
SiO ₂ /Al ₂ O ₃		7.66	7.96	7.67	5.78	6.93	6.78	9.10	6.73	7.05	5.68	4.28	6.75
Th/U		1.08	0.59	0.69	1.20	1.22	1.43	1.05	1.20	1.34	1.49	1.30	0.91
Ba _{生物}		16087	3835	4957	17813	2726	2828	1997	1878	2035	2318	12808	4581
t		0.64	0.81	0.52	1.30	0.69	0.70	0.39	0.34	0.54	0.57	0.59	0.68
H		125.18	55.90	260.14	94.44	249.18	172.04	140.12	253.46	222.80	337.99	126.91	230.30

注:主量元素单位为%;微量元素单位为10⁻⁶;H单位为m。

体积分数为 2% 的硝酸稀释至 100 g, 送至仪器中进行测试。

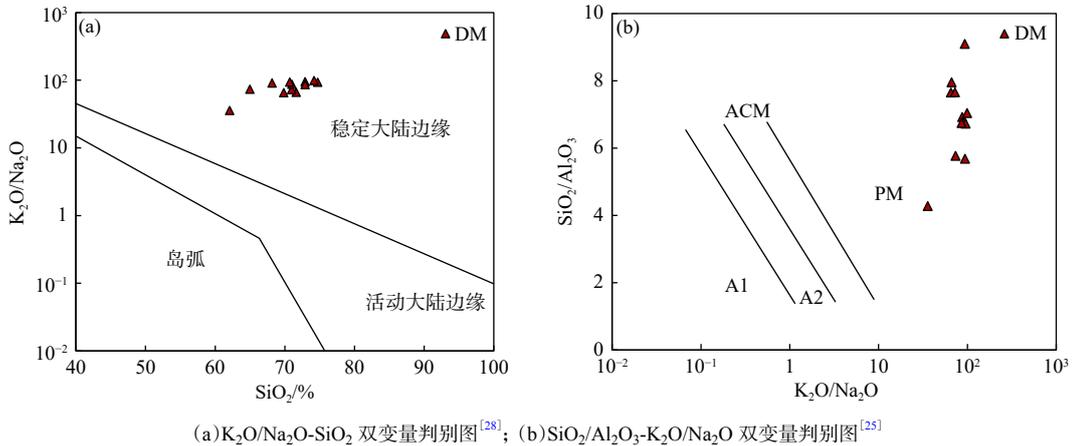
3 讨论

3.1 构造背景分析

构造背景对沉积盆地的格局具有重要的控制作用^[24]。盆地内的构造活动约束着沉积物在盆地内的发育, 进而控制着地层中化学元素的迁移与富集以及沉积相带的分布^[25]。碎屑岩的地球化学特征受控于沉积物源区性质, 不同构造背景下的碎屑岩地球化学特征不同, 因此, 地球化学特征对于沉积源区的构造环境有良好的指示意义。

碎屑岩的地球化学组成与沉积盆地的构造环境之间存在密切相关性, 大陆边缘和海洋盆地的性质可以根据碎屑岩的主要元素组成来指示。利用主量元素对构造背景识别的有效性已得到广泛的验证^[26-27]。常用的主量元素指标有 SiO₂、K₂O、Na₂O 和 Al₂O₃ 等, 本文以 K₂O/Na₂O-SiO₂ 双变量判别图^[28]和 SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O 双变量判别图^[25]为基础, 对荷塘组有机质页岩进行构造环境的判定。

研究结果显示, 在 K₂O/Na₂O-SiO₂(图 5)和 SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O(图 5)中; 宣页 1 井荷塘组样品均落于稳定大陆边缘区域, 说明宣城地区的下寒武统荷塘组富有机质页岩的大地构造背景为稳定大陆边缘。



(a) K₂O/Na₂O-SiO₂ 双变量判别图^[28]; (b) SiO₂/Al₂O₃-K₂O/Na₂O 双变量判别图^[25]

图 5 XY1 井荷塘组页岩构造环境判别图

Fig.5 Discrimination of structural environment of the shale in Hetang Formation in Well XY1

3.2 古盐度

盐度是沉积水体的基本属性, 不同盐度条件下沉积物的化学元素分配, 使得元素地球化学指标成为古盐度恢复的重要方法和手段。关于古盐度的判别方法较多, 常用的有沉积磷酸盐, 硼元素, 主、微量元素比值等方法, 本文采用 Th/U 元素比值法。

在微量元素中, 可以利用 Th/U 比值^[29]来对古水体介质进行盐度恢复。一般 Th/U 比值 > 7, 指示陆相淡水环境; Th/U 比值介于 2~7, 指示海陆过渡相半咸水环境; Th/U 比值 < 2, 指示海相咸水环境^[11]。

研究结果显示, 荷塘组富有机质页岩样品的 Th/U 散点图(图 6)均投点于海相咸水区域, Th/U 比值范围位于 0.59~1.49, 平均值为 1.12, 比值均 < 2; 通过 Th/U 垂深变化曲线(图 4), 在垂向上, 将

荷塘组盐度变化分为页岩段和页岩夹灰岩段 2 段。页岩段较为平缓, 基本无波动; 页岩夹灰岩段比值存在较为明显的波动, 推测可能是水体变浅导致水体盐度降低。综上所述, 荷塘组富有机质页岩的盐

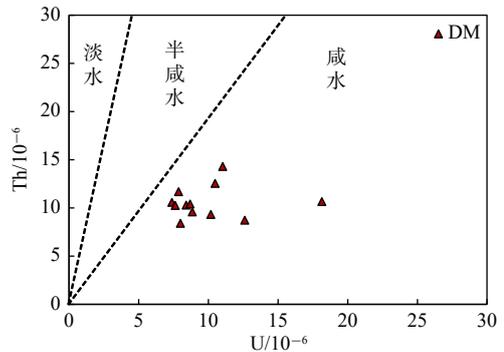


图 6 荷塘组富有机质页岩盐度判别图

Fig.6 Salinity discrimination of organic-rich shale in Hetang Formation

度较高,为典型的海相(咸水)沉积环境。

3.3 古气候

古气候控制着古生物种类、沉积岩的风化作用、恢复古气候常用沉积法、古生物法和地球化学元素法等方法。沉积法和古生物法常受控于井下所采岩芯,沉积物中化学元素含量受古气候影响,可通过化学元素对气候的响应来恢复古气候^[30]。

(1) Sr/Cu

Sr是喜干型元素,Cu是喜湿型元素,Sr/Cu比值低含量指示潮湿气候,高含量代表干旱气候^[31],因此,Sr/Cu比值可作为古气候判定的指标。Sr/Cu比值 <10 ,指示温暖潮湿的古气候;Sr/Cu比值 >10 ,指示干旱的古气候^[32]。

(2) $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3)$

古气候的变化会通过影响风化作用的强度,控制碎屑岩的化学成熟度^[33]。碎屑岩中主量元素含量变化对古气候变化具有良好响应,其中, SiO_2 抗风化能力强, K_2O 、 Na_2O 和 Al_2O_3 易风化,因此,可通过 SiO_2 含量与 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ 含量反映风化作用强弱进而反映沉积环境的古气候条件^[34]。

研究结果显示,样品中Sr处于低值,Cu含量较高,Sr/Cu平均值为0.63,范围为0.3~1.5,比值均 <10 ,指示温暖潮湿的环境;同时根据 $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3)$ 古气候判别图(图7)显示,12个样品均投点于潮湿一侧,同样指示温暖潮湿的气候,与Sr/Cu比值结果指示的环境一致。综上所述,荷塘组富有机质页岩在沉积时期为温暖潮湿环境。

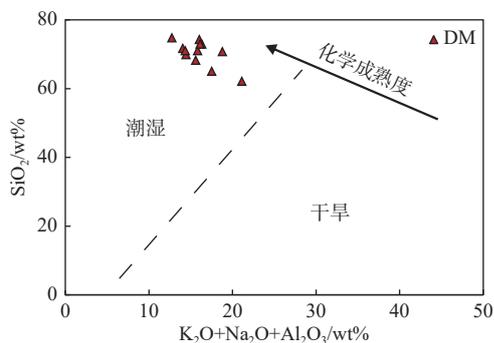


图7 荷塘组富有机质页岩古气候判定图

Fig.7 Paleo-climate determination map of organic-rich shale in Hetang Formation

3.4 氧化还原条件

沉积物的氧化还原状态是有机质形成的主控因素,恢复富有机质页岩氧化还原环境,对于研究

该区有机质形成机理具有重要意义。通过常规的岩石学指标和古生物指标判定沉积环境的氧化还原条件具有一定的局限性,所确定的沉积物氧化还原环境结果是粗略的。地层在沉积时期水体的含氧量会影响U、V、Mo、Fe、Mn等变价元素在水体中的赋存状态^[35],可利用这些敏感元素作为氧化还原环境的良好指标。本文将采用 $V/(V+Ni)$ 、 V/Cr 、 U/Th 、 $Mo_{EF}-U_{EF}$ 等指标来恢复研究区的氧化还原环境。

(1) $V/(V+Ni)$

在还原性水体中,Ni相对稳定,V容易被有机质和黏土所吸附富集^[36],因此, $V/(V+Ni)$ 比值随沉积水体的还原程度增大^[37]。利用这一特性, $V/(V+Ni)$ 可作为氧化还原的判别指标。 $V/(V+Ni)$ 比值 >0.54 ,指示缺氧环境; $V/(V+Ni)$ 比值介于0.46~0.54,指示贫氧环境; $V/(V+Ni)$ 比值 <0.46 ,指示氧化环境^[38]。

(2) V/Cr

在氧化性水体中,Cr元素以铬酸盐的形式赋存于水体中;在还原条件下,Cr元素以络合物的形式沉积^[38]。同时,水体中V在缺氧环境富集,可通过 V/Cr 比值来进行氧化还原条件的判定。 V/Cr 比值 >4.25 ,指示缺氧环境; V/Cr 比值介于2.0~4.0,指示贫氧环境; V/Cr 比值 <2 ,指示氧化环境^[39]。

(3) U/Th

U元素对沉积水体的氧化还原条件十分敏感。在还原性水体中,U易形成难溶络合物,沉淀下来;在氧化环境下,以可溶性的碳酸盐或硅酸盐的形式赋存于水体中^[35]。而Th的化学性质相对稳定,常与U的碳酸盐和硅酸盐矿物形成类质同象化合物,因此, U/Th 可作为判定氧化还原条件的有效指标,通常情况下, U/Th 比值 >1.25 指示缺氧环境; U/Th 比值介于0.75~1.25指示贫氧环境; U/Th 比值 <0.75 指示氧化环境^[37]。

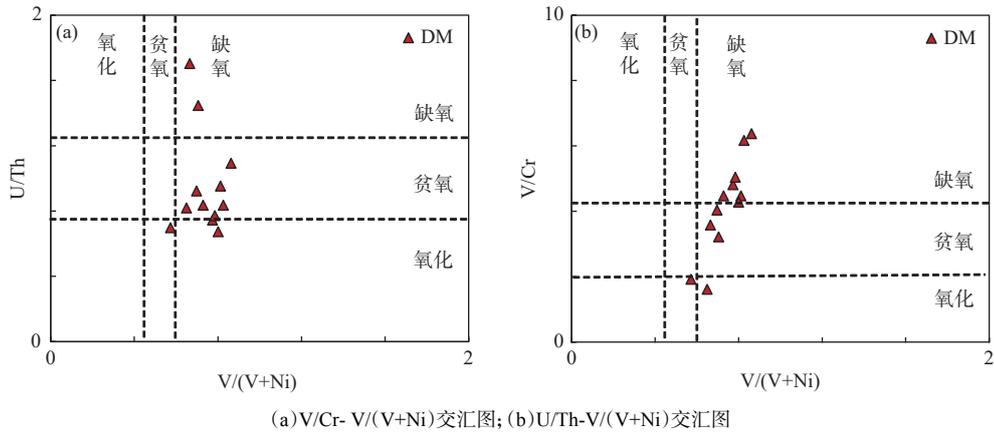
(4) $Mo_{EF}-U_{EF}$

在氧化环境下,Mo与U以高价离子态赋存于水体之中;在缺氧条件下,则被还原成低价态,与其他元素或有机质发生络合反应,沉积下来。U元素对还原环境敏感,在弱还原条件下就会被捕获;Mo元素强还原环境下才发生沉积,或以吸附态形式存在于Mn的氢氧化物表面,沉积下来^[39]。利用Mo和U对氧化还原水体的敏感性, Mo_{EF}/U_{EF} 能作为沉积水体氧化还原环境指标。当 $Mo_{EF}/U_{EF} \approx (0.1 \sim 0.3) \times SW$ (现代海水值),指示氧化-次氧化环境;当

$Mo_{EF}/U_{EF} > 1 \times SW$, 指示贫氧环境; 当 $Mo_{EF}/U_{EF} \approx (3 \sim 10) \times SW$, 指示缺氧环境^[40]。

研究结果显示, XY1 井荷塘组上段页岩的 $V/(V+Ni)$ 比值范围(图 8)为 0.57~0.86, 平均值为 0.74, 均 > 0.54 , 指示缺氧环境; V/Cr 比值范围(图 8)为 1.63~6.39, 平均值为 4.18, 比值大多 > 4.25 , 指示缺氧-贫氧环境; U/Th 比值范围(图 8)为 0.67~1.70, 平均值为 0.95, 比值大多位于 0.75~1.25 区间, 指示缺氧环境; Mo 的富集程度远高于 U , Mo_{EF}/U_{EF}

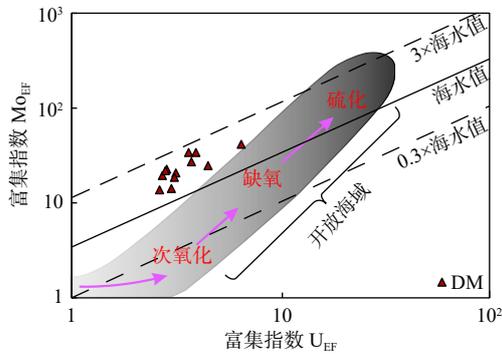
比值(图 9)均介于 $(1 \sim 3) \times SW$, 指示着缺氧-贫氧环境。垂向上, 曲线(图 4)指示的氧化还原条件的变化具有一致性, 表明此次氧化还原条件恢复结果合理。此外, 也可以分为上下两段, 下段为泥岩页岩组合, 上段为泥岩夹灰岩组合。下段平稳, 为缺氧区间; 上段氧化还原条件波动较大, 为缺氧-贫氧区间, 推测为水体变浅或导致的氧化还原条件改变。综上所述, 荷塘组富有机质页岩沉积时期水体为缺氧-贫氧环境。



(a) $V/Cr - V/(V+Ni)$ 交汇图; (b) $U/Th - V/(V+Ni)$ 交汇图

图 8 荷塘组富有机质页岩氧化还原条件判定图解

Fig.8 Diagram for determining redox conditions of organic-rich shale in Hetang formation



底图据文献 [41] 修改

图 9 $Mo_{EF} - U_{EF}$ 协变关系图

Fig.9 $Mo_{EF} - U_{EF}$ covariant diagram

3.5 古生产力

生产力是所有海洋生态系统的基本参数, 在生态动力学、氧化还原条件以及碳、氮、磷和其他营养元素的循环中起着举足轻重的作用, 高生产力水体有利于富有机质页岩的形成^[42]。本次采用的是生物 Ba 法。

目前生物 Ba 是评价生产力的有效指标, Ba 元素在沉积物中主要以 $BaSO_4$ 形式存在。对于这些

硫酸钡的成因, 大多数学者认为, 在硅藻细胞膜或其他颗粒的还原微环境中, 伴随着有机质的分解, 硫酸钡晶体发生沉淀^[43-44]。这些微还原环境是有机质分解造成的, 硫酸钡晶体沉淀的数量越多, 说明有机质输入就越大。因此, 富有机质沉积物中 Ba 的升高与生物生产力的提高有关, 微量元素生源 Ba 常用来估算海洋初级生产力的变化^[45-46]。生物 Ba 含量介于 $(1\ 000 \sim 5\ 000) \times 10^{-6}$ 时, 沉积环境具有高生产力^[11]。

$$Ba_{生物} = Ba_{样品} \cdot Ba_{PAAS} (Al_{样品} / Al_{PAAS}) \quad (1)$$

式中: $Ba_{样品}$ 和 $Al_{样品}$ 为该元素样品中的含量;

PAAS 为后太古宙澳大利亚页岩标准值^[47], 其中, Ba_{PAAS} 为 $3\ 220.39 \times 10^{-6}$, Al_{PAAS} 为 16.9×10^{-6} 。

通过计算, 荷塘组富有机质页岩的生物 Ba 含量为 $(1\ 996.86 \sim 1\ 7813.03) \times 10^{-6}$, 平均值为 $6\ 155.29 \times 10^{-6}$, 主要分布于 $(1\ 000 \sim 5\ 000) \times 10^{-6}$ 。垂向上(图 4) 生产力呈现先降低再升高的趋势, 存在 $Ba_{生物}$ 突变的点位, 可能是海平面下降, 深度降低, 生物发育; 同时, 受水体扰动影响, 碳酸盐岩台地的物源混入其中导致 Ba 值升高。综上所述, 荷塘组富有机质页岩为生产力高, 在荷塘组沉积后期存在水体生产

力上升的趋势。

3.6 古水深

古水深恢复是古环境研究和盆地分析的重要内容,也是确定古代海平面变化、古地貌恢复的关键内容^[48]。恢复古水深的方法有古生物法、元素地球化学法、测井曲线法、沉积构造法等方法。沉积物中的某些元素在沉积过程中发生分异作用,水体深度增加,海水咸度增加,还原程度增加,由此可用对其敏感的元素含量和相关比值反映水体深度^[49]。本文采用 Rb/Zr 比值表征荷塘组富有机质页岩水体深度的变化规律。

元素锆(Zr)化学性质稳定,其在自然界中的存在形式主要为锆石等重矿物,且在相对较浅的水域很容易直接沉积^[36-37],而元素铷(Rb)化学性质活泼、不稳定,易迁移,在云母、黏土矿物等的细粒岩土中较为常见,而在水体相对较深的低能量环境更易直接沉积下来。因此,判断古水深的变化也常使用 Rb/Zr 比值作为参数,Rb/Zr 值越高,水体越深,水动力条件越弱;其值越低则水体越浅,水动力条件越强。

根据 Rb/Zr 比值曲线(图4),得出荷塘组富有机质页岩沉积时期水体先变深再变浅,总体为变浅的序列,岩性也由页岩向泥岩,泥岩再向灰质泥岩过渡,这与古水深的恢复结果一致。此外,根据古盐度和古氧化还原环境分析结果显示,荷塘组富有机质页岩的盐度与还原状态与 Rb/Zr 比值曲线保持一致性。综上所述,荷塘组富有机质页岩水体先变深后变浅。

4 结论

(1) K_2O/Na_2O-SiO_2 双变量判别图和 $SiO_2/Al_2O_3-K_2O/Na_2O$ 双变量判别图显示,荷塘组页岩沉积时期的大地构造背景为稳定大陆边缘。

(2) 元素地球化学能有效还原沉积时期的古环境,根据古盐度(Th/U、Mg 和 Al(m 值))、古气候(Sr/Cu 、 $SiO_2-(K_2O+Na_2O+Al_2O_3)$)、古氧化还原($V/(V+Ni)$ 、 V/Cr 、 U/Th 、 $Mo_{EF}-U_{EF}$)、古生产力($Ba_{生物}$)、古水深(Rb/Zr)等指标,指示研究区富有机质页岩沉积环境为温暖潮湿气候、具有高生产力的缺氧-贫氧海相沉积水体。

(3) 荷塘组富有机质页岩岩性由页岩向泥岩,泥岩再向灰质泥岩过渡,高盐度、高还原性水体表

明其沉积环境为深海盆地。同时,垂向上,荷塘组富有机质页岩水体先变深再变浅,总体为变浅的序列,这一点在古盐度、古氧化还原条件、古生产力的恢复结果中均有响应。

参考文献:

- [1] WANG Q, CHEN X, JHA A N, et al. Natural gas from shale formation: the evolution, evidences and challenges of shale gas revolution in United States[J]. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 2014, 30: 1-28.
- [2] 崇璇. 渝东南地区五峰—龙马溪组高频层序地层及对页岩储层的控制研究[D]. 北京: 中国矿业大学, 2020.
- [3] 詹容若. 张家滩页岩沉积作用和层序发展过程[D]. 西安: 西北大学, 2021.
- [4] 张记刚, 杜猛, 陈超, 等. 吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组页岩储层孔隙结构定量表征[J]. *岩性油气藏*, 2022, 34(4): 89-102.
- [5] 姜振学, 梁志凯, 申颖浩, 等. 川南泸州地区页岩气甜点地质工程一体化关键要素耦合关系及攻关方向[J]. *地球科学*, 2023, 48(1): 110-129.
- [6] 徐银波, 毕彩芹, 李锋, 等. 三塘湖盆地石头梅地区巴油页1井二叠系芦草沟组有机相分析[J]. *煤炭学报*, 2022, 47(11): 4094-4104.
- [7] BRUMSACK H J. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: implications for Cretaceous black shale formation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 232(2): 344-361.
- [8] CAINENG Z, ZHI Y, JINGWEI C, et al. Formation mechanism, geological characteristics and development strategy of nonmarine shale oil in China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2013, 40(1): 15-27.
- [9] 王昌勇, 常玖, 李楠, 等. 四川盆地东部地区早侏罗世湖泊古水深恢复[J/OL]. *沉积学报*, 2022: 1-16. DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2022.036
- [10] 张俊鹏, 李超, 张元动. 早古生代海洋缺氧事件的地质记录与背景机制[J]. *科学通报*, 2022, 67(15): 1644-1659.
- [11] 姚红生, 何希鹏, 汪凯明. 下扬子皖南地区下寒武统荷塘组页岩地球化学特征及地质意义[J]. *海洋地质前沿*, 2022, 38(4): 32-41.
- [12] 曾子轩, 刘晓峰, 楼章华, 等. 古代深海硅质岩-粘土岩-碳酸盐岩系列(SAC)的岩石学分类[J]. *地球科学*, 2019, 44(2): 475-488.
- [13] 朱文博, 张训华, 曲中党, 等. 赣东—浙西下寒武统荷塘组稀土元素特征及其地质意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2021, 41(2): 88-99.
- [14] 樊佳莉. 下扬子地区下寒武统富有机质页岩的岩相与沉积环境[J]. *地质科技情报*, 2017, 36(5): 156-163.
- [15] 胡杰, 陈哲, 薛耀松, 等. 皖南早寒武世荷塘组海绵骨针化石[J]. *微体古生物学报*, 2002, 19(1): 55-64.
- [16] LIU B, SONG Y, ZHU K, et al. Mineralogy and element geochemistry of salinized lacustrine organic-rich shale in the Middle Permian Santanghu Basin: implications for paleoenvironment, provenance, tectonic setting and shale oil potential[J].

- Marine and Petroleum Geology*, 2020, 120: 104569.
- [17] DO NASCIMENTO C A, DE SOUZA E S, MARTINS L L, et al. Changes in depositional paleoenvironment of black shales in the Permian Irati Formation (Paraná Basin, Brazil): geochemical evidence and aromatic biomarkers[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2021, 126: 104917.
- [18] WANG S, SONG D, WANG Y, et al. Sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of organic-rich shale: a case study of the Lower Silurian Longmaxi Formation, southern Sichuan Basin, China[J]. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 2016, 28: 691-699.
- [19] 印峰, 杨风丽, 叶芳, 等. 晚震旦至中奥陶世下扬子被动大陆边缘原型盆地特征[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2013, 38(5): 1053-1064.
- [20] 郭念发. 下扬子盆地与区域地质构造演化特征及油气成藏分析[J]. *浙江地质*, 1996, 12(2): 19-27.
- [21] 吴浩, 姚素平, 焦堃, 等. 下扬子区上二叠统龙潭组页岩气勘探前景[J]. *煤炭学报*, 2013, 38(5): 870-876.
- [22] 骆学全, 孙建东, 班宜忠, 等. 华东片区IV级成矿单元划分及成矿地质特征[J]. *华东地质*, 2015, 36(3): 157-164.
- [23] 肖万峰, 洪大军, 雷丁尔, 等. 安徽宁国石口金矿地质特征及控矿因素[J]. *华东地质*, 2020, 41(3): 265-270.
- [24] 谢忱, 曾庆, 刘志坚, 等. 四川盆地基底断裂特征及对下二叠统沉积的控制作用初探[C]//2017全国沉积学与油气资源勘探开发利用技术研讨会论文集. 2017: 178-185.
- [25] BHATIA M R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones[J]. *The Journal of Geology*, 1983, 91(6): 611-627.
- [26] IBAD S M, PADMANABHAN E. Inorganic geochemical, mineralogical and methane sorption capacities of Paleozoic shale formations from Western Peninsular Malaysia: implication of shale gas potential[J]. *Applied Geochemistry*, 2022, 140: 105269.
- [27] ZHOU Y, LIU Z, MAND K, et al. Analysis of geochemical characteristics of Jurassic sandstones in southern margin of Junggar Basin: provenance and paleosedimentary environment recovery[J]. *Ore Geology Reviews*, 2022, 146: 104922.
- [28] ROSER B P, KORSCH R J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio[J]. *The Journal of Geology*, 1986, 94(5): 635-650.
- [29] ADAMS J A S, WEAVER C E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies[J]. *AAPG Bulletin*, 1958, 42(2): 387-430.
- [30] 王峰, 刘玄春, 邓秀芹, 等. 鄂尔多斯盆地纸坊组微量元素地球化学特征及沉积环境指示意义[J]. *沉积学报*, 2017, 35(6): 1265-1273.
- [31] 张天福, 孙立新, 张云, 等. 鄂尔多斯盆地北缘侏罗纪延安组、直罗组泥岩微量、稀土元素地球化学特征及其古沉积环境意义[J]. *地质学报*, 2016, 90(12): 3454-3472.
- [32] LERMAN A. 湖泊的化学地质学和物理学[M]. 王苏民, 等, 译. 北京: 地质出版社, 1989.
- [33] 李乐, 姚光庆, 刘永河, 等. 塘沽地区沙河街组下部含云质泥岩主微量元素地球化学特征及地质意义[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2015, 40(9): 1480-1496.
- [34] SUTTNER L J, DUTTA P K. Alluvial sandstone composition and paleoclimate; I. Framework mineralogy[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1986, 56(3): 329-345.
- [35] 樊秋爽, 夏国清, 李高杰, 等. 古海洋氧化还原条件分析方法与研究进展[J]. *沉积学报*, 2022, 40(5): 1151-1171.
- [36] 付金华, 李士祥, 徐黎明, 等. 鄂尔多斯盆地三叠系延长组长7段古沉积环境恢复及意义[J]. *石油勘探与开发*, 2018, 45(6): 936-946.
- [37] 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): 111-129.
- [38] 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.
- [39] ALGEO T J, TRIBOVILARD N. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation[J]. *Chemical Geology*, 2009, 268(3/4): 211-225.
- [40] 张晓潼, 袁华茂, 宋金明, 等. 海洋Re、Mo和U对氧化还原环境的指示作用[J]. *地球科学进展*, 2022, 37(4): 358-369.
- [41] TRIBOVILARD N, ALGEO T J, BAUDIN F, et al. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum-uranium covariation: applications to Mesozoic paleoceanography[J]. *Chemical Geology*, 2012, 324: 46-58.
- [42] SCHOEPFER S D, SHEN J, WEI H, et al. Total organic carbon, organic phosphorus, and biogenic barium fluxes as proxies for paleomarine productivity[J]. *Earth-Science Reviews*, 2015, 149: 23-52.
- [43] BISHOP J K B. The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter[J]. *Nature*, 1988, 332(6162): 341-343.
- [44] DEHAIRS F, CHESSELET R, JEDWAB J. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 49(2): 528-550.
- [45] DYMOND J, COLLIER R. Particulate barium fluxes and their relationships to biological productivity[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1996, 43(4/6): 1283-1308.
- [46] GINGELE F X, ZABEL M, KASTEN S, et al. Biogenic barium as a proxy for paleoproductivity: methods and limitations of application[M]//Use of Proxies in Paleoceanography. Berlin, Heidelberg: Springer, 1999: 345-364.
- [47] STEDMAN N J, MORRIS G M, ATKINSON P J. Bibliography of theoretical calculations in molecular pharmacology[J]. *Journal of Molecular Graphics*, 1987, 5(4): 211-222.
- [48] 万锦峰, 鲜本忠, 余源琦, 等. 基于伽马能谱测井信息的水深恢复方法: 以塔河油田4区巴楚组为例[J]. *石油天然气学报*, 2011, 33(6): 98-103.
- [49] 陆雨诗, 胡勇, 侯云东, 等. 鄂尔多斯盆地西缘羊虎沟组微量元素地球化学特征及沉积环境指示意义[J]. *科学技术与工程*, 2021, 21(28): 11999-12009.

Paleoenvironmental reconstruction of organic-rich shale in the Hetang Formation of the Lower Yangtze Block: a case study of Well XY1

WU Xudong^{1,2}

(1 School of Resources, China University of Geosciences(Wuhan), Wuhan 430074, China;

2 Key Laboratory of Tectonics and Petroleum Resources, Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: The sedimentary background and environment can be studied effectively through the element geochemical characteristics. Taking the organic-rich shale of the Lower Cambrian Hetang Formation in XY1 in Xuancheng Area as an example, the structural background and sedimentary environment of the organic-rich shale of the Hetang Formation in Xuancheng area of the Lower Yangtze block were analyzed by using the element geochemical indexes. The results show that: the organic-rich shales were deposited in a stable continental margin under warm and humid climate, and the marine environment was anoxic to oxygen poor. The water body was highly productive. The paleoenvironmental parameters indicate that organic-rich shale of Hetang Formation is of continental slope facies deposited in deep water, and the water depth deepened first and then shallowed.

Key words: element geochemistry; Lower Yangtze Block; Hetang Formation; organic-rich shale; paleoenvironment