

引用格式: 季少聪, 巴俊杰, 张庆玉, 等. 2026. 黔南坳陷下寒武统牛蹄塘组沉积环境与有机质富集机制——以贵都地 1 井为例[J/OL]. 沉积学报. doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.032.
JI ShaoCong, BA JunJie, ZHANG QingYu, et al. 2026. Depositional Environment and Organic Matter Enrichment Mechanism of the Lower Cambrian Niutitang Formation in the Southern Guizhou Depression: A case study of well Guidudi 1[J/OL]. Acta Sedimentologica Sinica. doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.032.
DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.032 CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2026.032

黔南坳陷下寒武统牛蹄塘组沉积环境与有机质富集机制

——以贵都地 1 井为例

季少聪^{1,2,3,4}, 巴俊杰^{1,2,3,4}, 张庆玉^{1,2,3,4}, 李振^{1,2,3,4}, 淡永⁵, 聂国权^{1,2,3,4}

1. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西桂林 541004
2. 自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室, 广西桂林 541004
3. 联合国教科文组织国际岩溶研究中心, 广西桂林 541004
4. 广西平果喀斯特生态系统国家野外科学观测研究站, 广西平果 531406
5. 中国地质调查局成都地质调查中心(西南地质科技创新中心), 成都 610081

摘要 【目的】研究黔南坳陷下寒武统牛蹄塘组沉积古环境特征, 分析有机质富集机制, 以支撑该区页岩气勘探开发。【方法】以贵都地 1 井岩心和测试分析资料为基础, 开展牛蹄塘组矿物组成、岩相特征和地球化学特征分析, 研究沉积作用方式和氧化还原条件、古生产力、陆源碎屑输入、水体滞留程度等古海洋环境特征, 探讨牛蹄塘组沉积演化过程与有机质富集机制。【结果】牛一段发育富有机质硅质页岩、富有机质含粉砂硅质页岩、含有机质混合质页岩, 以泥质悬浮沉积、硅质生物沉积为主; 牛二段发育贫有机质黏土质页岩, 以泥质絮凝沉积为主; 牛三段发育含有机质钙质混合质页岩, 以钙质化学沉积和泥质絮凝沉积为主。【结论】研究区牛蹄塘组沉积时期古海洋环境和有机质富集呈现出明显的阶段性。牛一段沉积时期, 受控于快速海侵作用形成的高生产力水平、强还原条件的古海洋环境, 有机质大量富集; 牛二段沉积时期, 受氧化环境和高陆源碎屑供给的稀释作用共同影响, 有机碳含量低; 牛三段沉积时期, 推测受水下古隆起的影响, 强滞留环境促进碳酸盐矿物沉积和有机质较富集。研究成果可为黔南坳陷牛蹄塘组页岩气资源潜力评价提供参考。

关键词 沉积环境; 有机质富集机制; 牛蹄塘组; 贵都地 1 井; 黔南坳陷

第一作者 季少聪, 男, 1994 年出生, 工程师, 岩溶区页岩气成藏地质, E-mail: jishaocong00@163.com

通信作者 巴俊杰, 男, 副研究员, 岩溶区页岩气成藏地质, E-mail: karstbajj@163.com

中图分类号: P512.2 P618.13 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0550 (2026) 00-0000-00

0 引言

下寒武统牛蹄塘组(筇竹寺组)具有良好的页岩气成藏物质基础, 是当前页岩气勘探的重点层位之一, 现有勘探工作已在四川威远—犍为、湖北宜昌等区域取得多项油气勘探成果(赵文智等, 2016; 王朋飞等, 2018; 罗胜元等, 2019)。随着资 201 井、资阳 2 井等一批

超深层高产工业气流井相继取得重大勘探突破,推动四川盆地德阳—安岳裂陷槽下寒武统筇竹寺组页岩气实现整装规模探明,正式进入规模化商业开发阶段(雍锐等, 2024; 郭彤楼等, 2026)。

伴随页岩油气勘探开发工作的不断深入,细粒沉积岩逐渐成为沉积学科的核心研究热点(姜在兴等, 2013)。针对页岩沉积环境与有机质富集机理的相关研究,属于非常规油气沉积学的重要研究范畴,对于推动非常规油气勘探工作具有重要意义(邱振和邹才能, 2020; 邹才能和邱振, 2021)。目前,主量、微量元素地球化学分析是恢复页岩沉积古环境的常用方法,国内外学者依托各类指标,对氧化还原条件、古生产力、古气候、陆源碎屑输入、水体滞留程度等古海洋环境进行恢复(冯连君等, 2003; Algeo and Maynard, 2004; Algeo and Lyons, 2006; Tribovillard *et al.*, 2006; 常华进等, 2009; 李艳芳等, 2015)。关于有机质富集机制研究,学界长期围绕“生产力模式”和“保存模式”两种模式展开讨论(Demaison and Moore, 1980; Pedersen and Calvert, 1990),但大量研究证实有机质富集受初始生产力与保存条件共同影响(张水昌等, 2005; 何庆等, 2021)。海洋沉积物在埋藏过程中经历了一系列生物、物理、化学变化,沉积物中的有机质经历降解、选择性保存和转化,受分子结构、沉积速率、氧化还原条件和生物活动等多重因素的控制(Inagaki *et al.*, 2015)。

在以往的研究中,对于下寒武统牛蹄塘组(筇竹寺组)的沉积地质研究主要集中在四川盆地、黔北和鄂西地区等,已有学者建立了相应的沉积演化序列与有机质富集模式(罗超, 2014; 张钰莹, 2017; 李进, 2018; 朱光有等, 2020; 何庆等, 2021)。近年来,中国地质调查局在黔南坳陷凯里—都匀地区实施了贵都地1井、贵丹地1井等地质调查井,于下寒武统牛蹄塘组见良好页岩气显示(淡永等, 2023; 季少聪等, 2026)。部分学者对这套富有机质页岩开展了一系列研究工作,研究内容包括页岩含气性特征、顶底板条件、资源潜力、有利区评价等方面(Ge *et al.*, 2020; 门玉澎等, 2020; 聂国权等, 2021; 马龙等, 2022; 季少聪等, 2026)。然而,目前对该地区牛蹄塘组富有机质页岩沉积特征认识不足,早寒武世古海洋环境演化和有机质差异富集规律尚不清楚,这一现状制约着黔南坳陷牛蹄塘组页岩气资源潜力评价与勘探开发进程。

因此,本文以贵都地1井为例,通过系统的岩心观察、样品采集与测试分析,在下寒武统牛蹄塘组矿物组成、岩相特征和地球化学特征分析基础上,研究牛蹄塘组沉积时期沉积作用方式和氧化还原条件、古生产力、陆源碎屑输入、水体滞留程度等古海洋环境特征,恢复研究区牛蹄塘组沉积演化过程,讨论不同沉积阶段有机质富集机制,为研究区下一步页岩气资源潜力评价提供参考。本文聚焦于沉积期有机质富集机制,埋藏成岩后期改造作用不作为

本次研究重点。

1 区域地质背景

黔南拗陷地处贵州省中南部，大地构造归属上扬子板块东南缘（梅廉夫等，2012；邓大飞等，2014），该拗陷东、东南、西南及西北方向依次毗邻雪峰山隆起、桂中拗陷、罗甸断拗和黔中隆起（徐政语等，2010；张江江，2011）。黔南拗陷整体被划分为安顺凹陷、贵定断阶、黄平凹陷、长顺凹陷及独山鼻状凸起五大构造单元，其中长顺凹陷内部结构更为复杂，可进一步细分出六个次级构造单元（图1）。

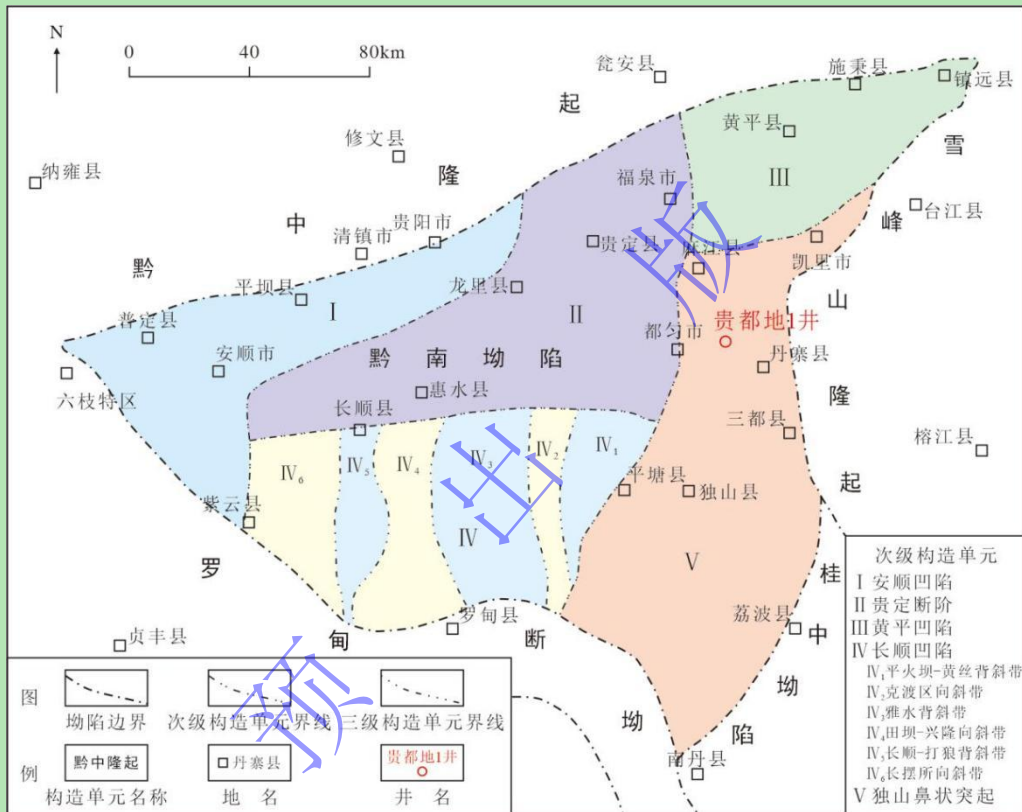


图1 黔南拗陷构造单元划分及贵都地1井位置

Fig. 1 Division of structural units in the Southern Guizhou Depression and the location of well Guidudi 1

以元古代板溪群结晶基底为基础，黔南拗陷逐步完成沉积建造与构造演化，可划分出五大演化时期：震旦纪至中奥陶世被动陆缘盆地、晚奥陶世至志留纪前陆盆地、泥盆纪至中三叠世扬子古陆西南陆缘裂陷盆地、晚三叠世至早侏罗世前陆盆地和晚侏罗世至今陆内改造盆地（张江江，2011；Yeasmin *et al.*, 2017）。黔南拗陷受武陵运动、雪峰运动、广西运动、印支运动、燕山—喜马拉雅运动等多期构造运动的叠加改造；印支运动与燕山—喜马拉雅运动是驱动拗陷产生显著构造变形、地层抬升及地表剥蚀的主控因素（金宠等，2012）。

贵都地1井位于贵州省都匀市羊列村，完钻井深1350.23 m，揭露了南华系南沱组—寒

武系石冷水组地层（季少聪等，2026）。贵都地 1 井牛蹄塘组具有明显“三分”特征，根据岩性、电性特征差异，自下向上可划分为牛蹄塘组一段、牛蹄塘组二段和牛蹄塘组三段（以下简称牛一段、牛二段和牛三段）。牛一段深度介于 1 175.74~1 236.65 m，主要发育灰黑色粉砂质炭质页岩、灰黑色炭质页岩，局部可见深灰色页岩、浅灰色灰岩夹层，整体表现为高自然伽马与高电阻率特征，部分井段测井曲线呈现锯齿形态；牛二段深度介于 1 145.81~1 175.74 m，主体岩性为深灰色页岩，自然伽马与电阻率数值偏低且变化平稳；牛三段深度介于 1 131.75~1 145.81 m，岩性以灰黑色炭质钙质页岩为主，夹深灰色灰岩，具备低自然伽马、高电阻率特点，测井曲线呈锯齿状（图 2）。

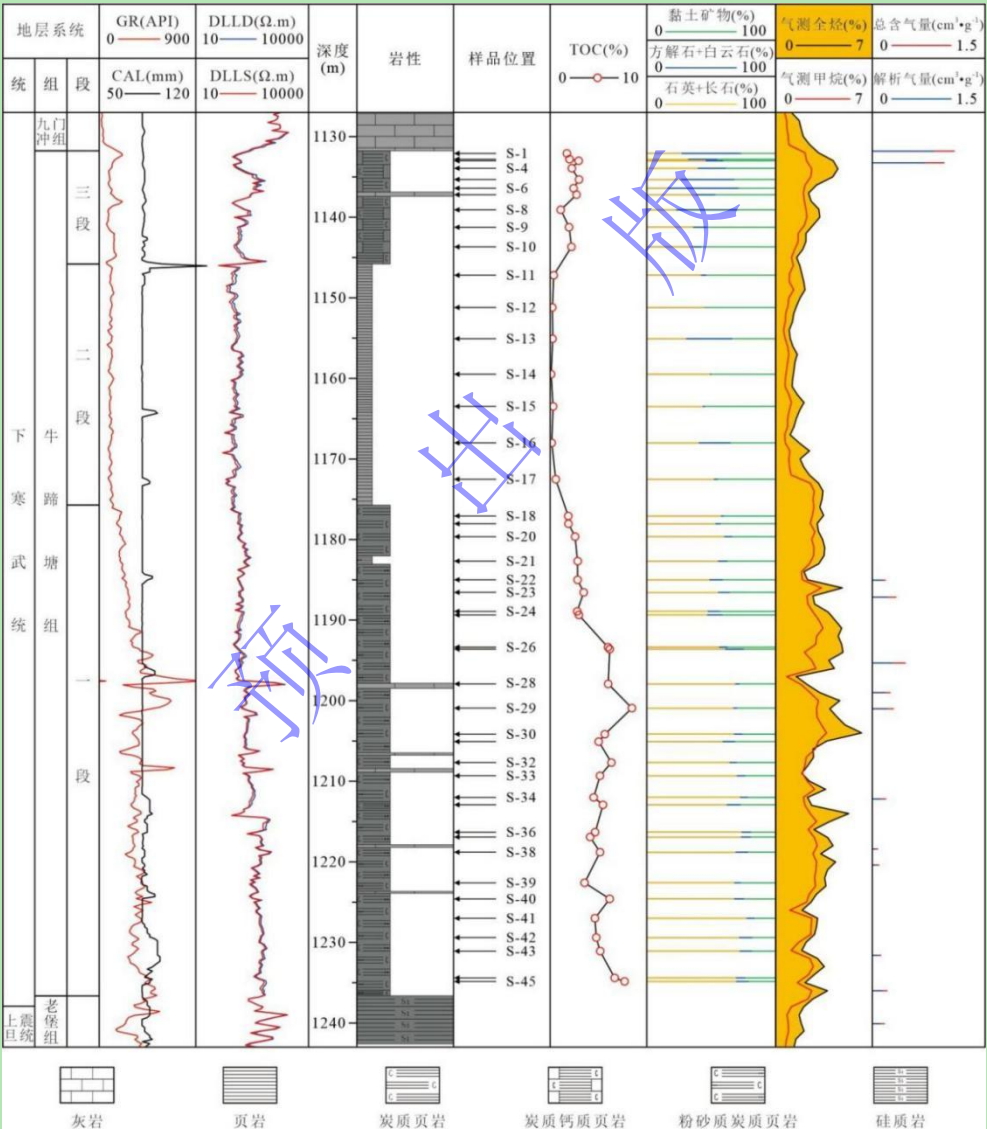


图 2 贵都地 1 井下寒武统牛蹄塘组地层综合柱状图

Fig. 2 Stratigraphic Column of the lower Cambrian Niutitang Formation in well Guidudi 1

2 样品与实验方法

本次研究共采集了贵都地 1 井牛蹄塘组 45 个岩心样品,全部进行了总有机碳含量(TOC 含量)和全岩 X 射线衍射测试,其中 27 个样品进行了薄片鉴定、主量元素和微量元素(稀土元素)测试。

采用 X'pert powder 型 X 射线衍射仪进行矿物成分测试,检测参照 SY/T 5163—2010《沉积岩中黏土矿物和常见非黏土矿物 X 射线衍射分析方法》;采用 CS744 型红外碳硫分析仪进行总有机碳(TOC)含量测定,严格遵循 GB/T 19145—2022《沉积岩中总有机碳的测定》执行。主量元素、微量元素分别由 XRF-1800 波长扫描 X 射线荧光光谱仪、ICP-MS(Agilent 7700X)进行测定。检测依据分别为 GB/T 14506.32—2019《硅酸盐岩石化学分析方法 第 32 部分》和 GB/T 14506.30—2010《硅酸盐岩石化学分析方法 第 30 部分》。

3 岩石学特征

3.1 矿物组成

基于全岩 X 射线衍射实验分析可知,贵都地 1 井牛蹄塘组页岩的矿物成分种类多样,主要由黏土矿物、石英、方解石、白云石、斜长石、钾长石及黄铁矿构成,不同层段的矿物含量占比差异显著。牛一段硅质矿物占比最高,整体含量介于 44.0%~71.0%,平均值为 58.96%,其中石英、斜长石、钾长石含量平均值分别为 44.86%、12.29%、1.82%;黏土矿物次之,含量介于 15.0%~41.0%,平均值为 26.68%;碳酸盐矿物含量整体最低,介于 2.0%~13.0%,平均值为 7.18%。牛二段矿物富集规律与牛一段存在显著区别,黏土矿物为该段优势矿物,含量介于 33.0%~54.0%,平均值为 45.43%;硅质矿物次之,含量介于 30.0%~50.0%,平均值为 41.86%,其中石英、斜长石含量平均值分别为 35.14%、6.71%;碳酸盐矿物含量依旧最低,介于 0~35.0%,平均值为 9.86%。牛三段黏土矿物、硅质矿物和碳酸盐矿物含量相当,黏土矿物含量介于 26.0%~55.0%,平均值为 38.30%;硅质矿物含量介于 16.0%~44.0%,平均值为 30.60%,其中石英、斜长石含量平均值分别为 24.20%、6.40%;与牛一段和牛二段相比,该段碳酸盐矿物含量明显增高,介于 7.0%~53.0%,平均值为 27.00%(图 3)。

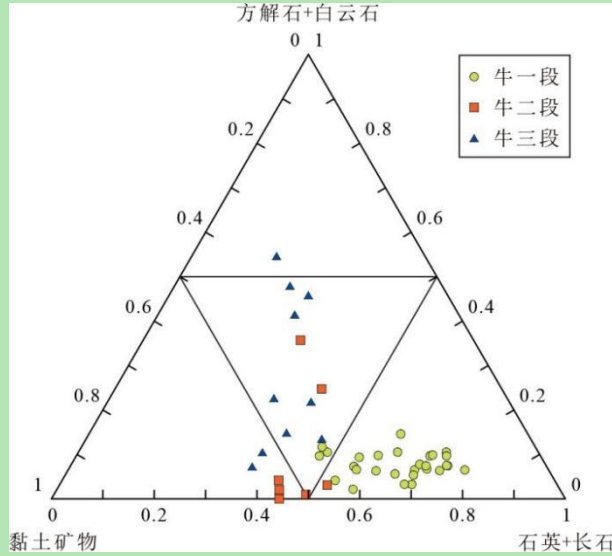


图3 贵都地1井牛蹄塘组全岩矿物组成三角图

Fig. 3 Triangle diagram of mineral composition of whole rock in the Niutitang Formation of well Guidudi 1

3.2 岩相特征

岩相是沉积环境在岩性上的综合表现,包括岩石的颜色、结构、沉积构造、内部成分等(梁超, 2015; 伍岳, 2016)。通过岩心观察、薄片鉴定及矿物组成分析,本文以页岩主体矿物类型为基础,同时参考 TOC 含量和粉砂含量,对贵都地1井牛蹄塘组页岩进行岩相类型划分。首先根据主体矿物类型分为硅质、黏土质和混合质,碳酸盐矿物含量分为含钙或含云(10%~25%)和钙质或云质(25%~50%),再根据 TOC 含量分为富有机质(>4%)、含有机质(2%~4%)和贫有机质(<2%),粉砂含量分为含粉砂(10%~25%)和粉砂质(25%~50%)。基于前述划分标准,贵都地1井牛蹄塘组页岩可划分为5种岩相类型,分别为富有机质硅质页岩、富有机质含粉砂硅质页岩、贫有机质黏土质页岩、含有机质混合质页岩和含有机质钙质混合质页岩。

1) 富有机质硅质页岩

富有机质硅质页岩主要分布在牛一段中上部。该类岩相矿物成分以石英、斜长石为主,总含量大于50%,黏土矿物次之,约占30%,碳酸盐矿物含量小于10%。有机碳含量较高,TOC 含量介于2%~6%。岩心呈灰黑色、黑色,局部可见黄铁矿斑、斜交岩层裂缝发育(图4a);镜下可见少量硅质海绵骨针,呈放射状、针状零散分布(图4b)。

2) 富有机质含粉砂硅质页岩

富有机质含粉砂硅质页岩主要分布在牛一段中下部。该类岩相矿物成分以石英、斜长石、钾长石为主,总含量大于60%,黏土矿物次之,约占20%,碳酸盐矿物含量小于10%。与富有机质硅质页岩相比,该类岩相粉砂级碎屑含量明显增高,粉砂含量大于10%,有机碳

含量较高，TOC 含量平均值约 5.5%。镜下可见碎屑石英、长石呈漂浮状产出，分选较差，磨圆次棱角一次圆状（图 4c）。

3) 贫有机质黏土质页岩

贫有机质黏土质页岩主要分布在牛二段中上部。该类岩相矿物成分以黏土矿物为主，含量占 50%以上，石英、斜长石次之，几乎不含碳酸盐矿物。有机碳含量低，TOC 含量平均值小于 1%。岩心以深灰色为主，呈泥质结构，可见水平层理（图 4d）；镜下显示泥质含量占 90%以上，呈浅黄褐色，主要是微晶、隐晶的黏土矿物，碎屑颗粒含量较少（图 4e）。

4) 含有机质混合质页岩

含有机质混合质页岩主要分布在牛一段上部和牛二段下部。该类岩相矿物成分以黏土矿物、石英为主，含量均小于 50%，碳酸盐矿物含量小于 10%。有机碳含量较低，TOC 含量在 2%左右。镜下可见少量石英、长石碎屑组分，呈棱角状零散分布（图 4f）。

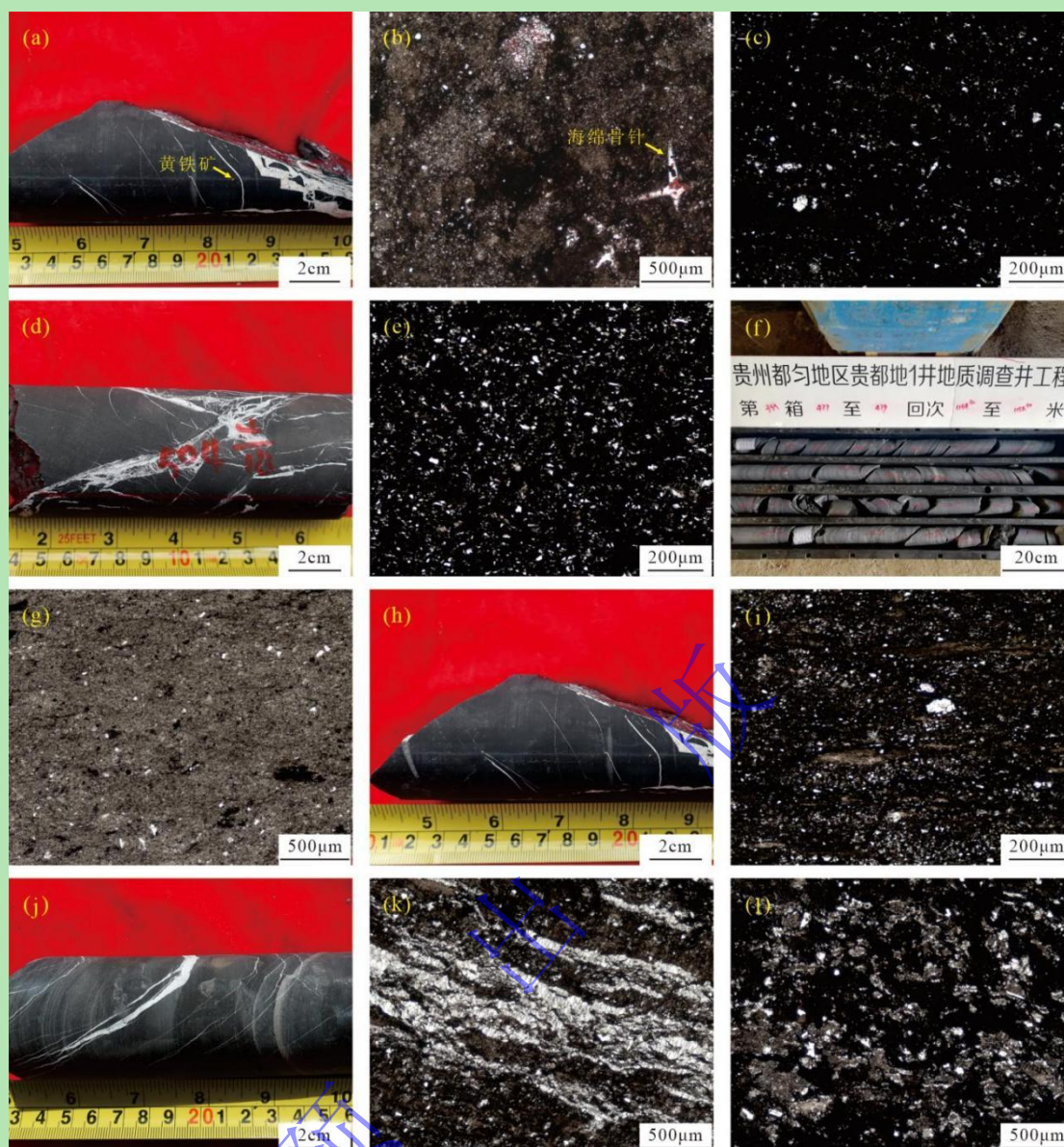


图4 贵都地1井牛蹄塘组不同岩相页岩岩心与显微照片

(a) 富有机质硅质页岩, 见黄铁矿斑, 1 185.8 m; (b) 富有机质硅质页岩, 海绵骨针, 呈放射状, 1 177.1 m, $5\times 10(-)$; (c) 富有机质硅质页岩, 1 193.6 m, $10\times 10(-)$; (d) 富有机质含粉砂硅质页岩, 1 217.5 m; (e) 富有机质含粉砂硅质页岩, 见碎屑石英、长石呈漂浮状, 1 222.6 m, $10\times 10(-)$; (f) 贫有机质黏土质页岩; (g) 贫有机质黏土质页岩, 以微晶、隐晶黏土矿物为主, 1 151.2 m, $5\times 10(-)$; (h) 含有机质混合质页岩, 1 185.8 m; (i) 含有机质混合质页岩, 见少量碎屑石英、长石, 1 185.0 m, $10\times 10(-)$; (j) 含有机质钙质混合质页岩, 见方解石脉, 1 132.0 m; (k) 含有机质钙质混合质页岩, 见方解石脉, 1 133.9 m, $5\times 10(-)$; (l) 含有机质钙质混合质页岩, 见方解石粒状集合体, 1 135.3 m, $5\times 10(-)$

Fig. 4 Core photos and micrographs of different lithologies of the Niutitang Formation in well Guidudi 1

(a) organic rich siliceous shale with pyrite spots visible, 1 185.8 m; (b) organic rich siliceous shale with sponge bone needles, radiating in shape, 1 177.1 m, $5\times 10(-)$; (c) organic rich siliceous shale, 1 193.6 m, $10\times 10(-)$; (d) organic rich silt-bearing siliceous shale, 1 217.5 m; (e) organic rich silt-bearing siliceous shale, clastic quartz and feldspar float in a floating state, 1 222.6 m, $10\times 10(-)$; (f) clay shale with poor organic matter; (g) clay shale with poor organic matter, mainly composed of microcrystalline and cryptocrystalline clay minerals, 1 151.2 m, $5\times 10(-)$; (h) organic mixed shale, 1 185.8 m; (i) organic mixed shale, containing a small amount of detrital quartz and feldspar, 1 185 m, $10\times 10(-)$; (j) organic calcareous mixed shale, containing calcite veins, 1 132 m; (k) organic calcareous mixed shale, containing calcite veins, 1 133.9 m, $5\times 10(-)$; (l) organic calcareous mixed shale, containing granular aggregates of calcite, 1 135.3 m, $5\times 10(-)$

5) 含有机质钙质混合质页岩

含有机质钙质混合质页岩主要分布在牛三段。与含有机质混合质页岩相比,该类岩相方解石、白云石等碳酸盐矿物含量较高,平均值超过 30%。岩心呈灰黑色、深灰色,局部方解石脉发育(图 4g);镜下显示碳酸盐矿物主要以方解石脉体、微晶方解石泥和粒状集合体团块等形式存在(图 4h, i)。有机碳含量较高,TOC 含量平均值大于 2%。

4 地球化学特征

4.1 有机地球化学特征

贵都地 1 井牛蹄塘组总有机碳(TOC)含量在不同深度之间存在明显差异,其中牛一段 TOC 含量较高,介于 1.87%~8.46%,平均值为 4.74%,TOC 含量大于 2%的比例达到 92.31%;牛二段 TOC 含量最低,介于 0.11%~0.58%,平均值为 0.29%;牛三段 TOC 含量较高,介于 1.09%~2.98%,平均值为 2.23%,TOC 含量大于 2%的比例达到 71.43%(表 1)。

干酪根碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)测试结果表明,牛蹄塘组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值介于-34.67‰~-30.27‰,平均值为-33.23‰。按照 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 小于 28‰为腐泥型的判别依据,牛蹄塘组有机质类型整体为 I 型(马龙等, 2022; 季少聪等, 2026)。

镜质体反射率(R_o)测试结果显示,牛蹄塘组 R_o 介于 3.10%~3.75%,平均值为 3.48%,整体超过 3.0%,反映牛蹄塘组页岩当前处于过成熟演化阶段。

4.2 无机地球化学特征

4.2.1 主量元素

测试结果表明,主量元素含量在不同深度之间存在明显差异,其中 SiO_2 含量牛一段最高、牛二段次之、牛三段最低,平均值分别为 58.47%、57.91%、52.34%; Al_2O_3 和 TiO_2 含量变化规律一致,牛二段最高、牛三段次之、牛一段最低, Al_2O_3 含量平均值分别为 17.99%、15.07%、11.58%, TiO_2 含量平均值分别为 0.85%、0.62%、0.57%; CaO 含量牛三段最高、牛一段次之、牛二段最低,平均值分别为 6.23%、4.02%、1.07%; P_2O_5 含量牛一段最高,牛二段、牛三段较低,平均值分别为 0.17%、0.11%、0.10%。

4.2.2 微量元素

微量元素富集系数计算公式为: $EF_{\text{元素}X} = (X/A1)_{\text{样品}} / (X/A1)_{\text{平均页岩}}$,若 $EF_{\text{元素}X} > 1$,代表该元素相较于平均页岩背景发生富集,若 $EF_{\text{元素}X} < 1$,则指示该元素相对平均页岩亏损。

计算结果表明,微量元素富集系数存在显著的垂向差异特征,其中 Ba、P、Ni、Cu、U、V 等元素展现出整体一致的变化趋势,表现为 $EF(\text{牛一段}) > EF(\text{牛三段}) > EF(\text{牛二段})$,

其中牛一段 Ba、P、Ni、Cu、U、V 元素富集系数平均值分别为 10.48、1.65、3.39、2.40、16.70、15.71；牛三段 Ba、P、Ni、Cu、U、V 元素富集系数平均值分别为 4.89、0.70、1.29、1.37、3.67、1.39；牛二段 Ba、P、Ni、Cu、U、V 元素富集系数平均值分别为 4.47、0.63、0.83、1.07、1.17、1.29（表 1）。

表 1 贵都地 1 井牛蹄塘组微量元素计算结果

Table 1 Calculation results of trace elements of the Niutitang Formation in well Guidudi 1													
编号	层位	深度/m	TOC/%	Ba _{EF}	P _{EF}	Ni _{EF}	Cu _{EF}	U _{EF}	V _{EF}	Ni/Co	V/Cr	U/Th	Eu/Eu*
S-1	牛三段	1 132.1	1.73	4.85	0.67	0.76	0.93	2.08	1.03	3.21	1.06	0.69	1.19
S-3	牛三段	1 133.0	2.95	4.89	0.57	0.98	1.55	2.98	1.26	3.40	2.09	0.83	0.79
S-4	牛三段	1 133.9	2.24	4.53	0.49	0.77	1.14	1.88	1.12	2.82	1.17	0.57	1.07
S-5	牛三段	1 135.3	2.98	6.46	0.79	3.07	2.04	9.15	2.06	7.71	1.57	1.85	0.71
S-7	牛三段	1 137.2	2.73	4.23	0.72	1.64	1.18	5.30	1.46	6.06	1.51	1.77	0.95
S-8	牛三段	1 139.1	1.09	4.60	1.05	0.90	1.25	1.67	1.40	3.08	1.30	0.56	0.92
S-10	牛三段	1 143.7	2.20	4.67	0.59	0.92	1.48	2.63	1.40	2.89	1.35	0.82	0.93
S-11	牛二段	1 147.2	0.37	4.20	0.79	0.89	1.12	1.34	1.25	2.79	1.14	0.40	0.95
S-12	牛二段	1 151.2	0.23	4.05	0.65	0.82	0.97	1.10	1.29	2.91	1.24	0.37	0.99
S-13	牛二段	1 155.1	0.25	4.53	0.66	0.94	1.09	1.13	1.37	2.75	1.80	0.35	1.04
S-14	牛二段	1 159.5	0.11	4.25	0.61	0.64	1.01	1.09	1.34	3.54	2.07	0.33	1.04
S-15	牛二段	1 163.5	0.31	4.41	0.51	0.91	1.23	1.16	1.35	2.93	1.22	0.34	1.04
S-16	牛二段	1 168.0	0.17	4.99	0.62	0.79	1.07	0.97	1.04	2.81	1.88	0.26	0.94
S-17	牛二段	1 172.5	0.58	4.89	0.58	0.85	1.00	1.40	1.36	2.85	2.35	0.43	1.03
S-18	牛一段	1 177.1	1.87	6.27	0.75	1.58	1.87	5.23	2.69	5.28	2.07	1.47	1.02
S-22	牛一段	1 185.0	2.84	5.95	1.04	2.89	2.08	9.61	4.07	8.46	3.39	2.72	1.00
S-24	牛一段	1 188.9	2.80	5.56	1.14	1.80	1.68	8.32	2.39	5.44	2.19	2.51	0.93
S-27	牛一段	1 193.6	6.16	4.81	2.14	2.28	4.13	22.12	5.58	3.26	4.11	5.61	0.93
S-29	牛一段	1 200.9	8.46	21.58	2.12	3.31	4.87	35.00	5.71	3.26	0.93	2.75	1.02
S-31	牛一段	1 205.1	5.02	6.22	1.55	0.95	1.13	10.40	1.41	3.52	1.24	2.98	0.98
S-33	牛一段	1 209.3	5.15	18.42	1.68	1.67	1.59	17.25	6.62	4.85	3.46	4.31	1.18
S-35	牛一段	1 212.9	5.46	13.25	1.89	5.30	3.35	19.41	46.76	14.86	12.24	5.25	1.09
S-37	牛一段	1 216.9	4.14	8.64	1.76	3.81	3.40	16.18	40.68	11.70	16.41	4.43	1.02
S-39	牛一段	1 222.6	3.56	16.10	1.86	5.11	1.35	18.17	11.67	13.82	7.21	4.49	1.22
S-41	牛一段	1 227.0	4.63	13.89	1.67	5.12	1.56	15.23	23.25	11.65	9.69	4.03	1.11
S-43	牛一段	1 231.1	5.18	7.98	1.63	4.89	2.13	15.61	30.02	11.87	11.92	3.99	0.99
S-45	牛一段	1 234.85	7.70	7.57	2.21	5.37	2.10	24.63	23.33	13.29	14.34	6.78	1.01

另外，微量元素 U/Th、Ni/Co 和 V/Cr 值的垂向变化特征，与 U、V 等元素富集系数的变化趋势基本一致，牛一段比值最高，牛三段次之，牛二段最低。其中牛一段 U/Th、Ni/Co 和 V/Cr 平均值分别为 3.95、8.56、6.86；牛三段 U/Th、Ni/Co 和 V/Cr 平均值分别为 1.01、4.17、1.43；牛二段 U/Th、Ni/Co 和 V/Cr 平均值分别为 0.35、2.94、1.67（表 1）。

4.2.3 稀土元素

测试结果表明， ΣREE （稀土元素总量）在不同深度之间存在明显差异，表现为 ΣREE （牛二段） $>\Sigma\text{REE}$ （牛三段） $>\Sigma\text{REE}$ （牛一段）， ΣREE 平均值分别为 183.19、145.78、133.86。

本文采用的 Eu 异常定量计算公式为（姚春彦，2009）： $Eu/Eu^* = 2Eu_N / (Sm_N + Gd_N)$ ，式中 N 指北美页岩标准化值（Haskin and Haskin, 1966）， $Eu/Eu^* > 1$ 指示 Eu 正异常， $Eu/Eu^* < 1$ 指示 Eu 负异常。计算结果表明，牛一段 Eu/Eu^* 介于 0.93~1.22，平均值为 1.04；牛二段 Eu/Eu^* 介于 0.94~1.04，平均值为 1.00；牛三段 Eu/Eu^* 介于 0.71~1.19，平均值为 0.94（表 1）。

5 讨论

5.1 沉积作用方式

通过矿物组成、岩相类型及特征分析，贵都地 1 井牛蹄塘组页岩中识别出泥质悬浮沉积、钙质化学沉积和硅质生物沉积 3 种沉积作用方式。

1) 泥质悬浮沉积

泥质和粉砂等细小陆源碎屑物质输入海洋后，在水体中呈悬浮状态，受重力作用缓慢沉降到底，这种过程为悬浮沉积，是物理沉积作用的一种（姜在兴等，2022）。泥质悬浮沉积在牛蹄塘组广泛存在，其中富有机质硅质页岩、富有机质含粉砂硅质页岩、贫有机质黏土质页岩岩相矿物成分以石英、黏土矿物为主，泥质含量高，镜下可见碎屑颗粒均匀分布、呈漂浮状产出（图 4c, e），主要由泥质悬浮沉积作用形成。

2) 钙质化学沉积

在浅海环境中，当海水对碳酸钙达到过饱和状态时，海水中的钙离子与碳酸根离子结合形成微晶方解石，经沉降堆积后形成方解石泥（朱筱敏，2008）。含有机质钙质混合质页岩碳酸盐矿物含量高，镜下可见微晶方解石泥、方解石粒状集合体等（图 4h, i），主要由钙质化学沉积作用形成。岩心中可见方解石脉（图 4g），可能形成于成岩作用阶段。

3) 硅质生物沉积

生物沉积作用是富有机质硅质页岩形成的重要方式，如美国 Fort Worth 盆地 Barnett 页岩和我国四川盆地龙马溪组页岩等（Loucks and Ruppel, 2007；梁超，2015）。贵都地 1 井牛蹄塘组富有机质硅质页岩中可见硅质海绵骨针化石（图 4b），为硅质生物沉积的直接证据。 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 值是判断热液输入强弱的重要指标之一（陈践发等，2004；韦恒叶等，2024），牛一段样品 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 值介于 0.48~0.68，平均值为 0.63，与纯海相生物硅质岩 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 值为 0.6 非常接近（Adachi *et al.*, 1986），表明生物硅是牛一段硅质的重要来源。同时，Al-Fe-Mn 三角图也证实了热液硅不是牛一段硅质的主要来源（图 5）。

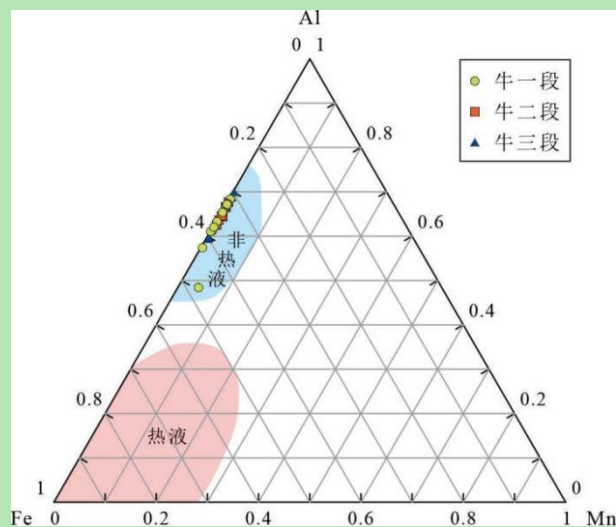


图5 贵都地1井牛蹄塘组 Al-Fe-Mn 三角图

Fig. 5 Triangular diagram of Al, Fe, and Mn of the Niutitang Formation in well Guidudi 1

5.2 古海洋环境

5.2.1 氧化还原条件

根据水体溶氧水平,可把沉积水体氧化还原环境划分为氧化、贫氧和缺氧三大类别。其中缺氧环境还可细分为富含 Fe^{2+} 的缺氧铁化环境和含游离 H_2S 的缺氧硫化环境 (Tyson and Pearson, 1991; 常华进等, 2009; Canfield and Thamdrup, 2009)。

自生微量元素是指沉积岩中自生矿物或铁、锰氢氧化物吸附和结合的微量元素,其丰度变化受控于沉积时水体氧化还原条件,其富集或亏损程度可作为反演古水体氧化还原环境的有效依据 (Tribovillard *et al.*, 2006; 常华进等, 2009)。学界通常参照平均页岩微量元素含量 (Wedepohl, 1971), 借助铝元素校正后的元素富集系数量化判别微量元素的富集或亏损程度。由于铝元素属于陆源输入组分,且成岩阶段性质稳定,以此开展数据标准化处理,能够有效剔除陆源物质混入影响,同时规避碳酸盐类矿物带来的沉积物稀释效应 (Tribovillard *et al.*, 2006; 常华进等, 2009)。

铀和钷元素具有多种化学价态,它们在水体中的溶解能力受水体氧化还原环境控制,在氧化水体环境中, +6 价的铀元素和 +5 价的钷元素可稳定留存于海水中; 反观还原环境下, 铀元素易转化为 +4 价形态, 钷元素则多转化为 +4 或 +3 价, 并快速沉降聚集于沉积物内 (Algeo and Maynard, 2004; 常华进等, 2009)。而且沉积物中铀和钷元素多为自生来源, 在成岩演化阶段性质稳定, 可作为反演古氧化还原环境的理想指标 (常华进等, 2009)。除单一元素指标外, U/Th、Ni/Co 和 V/Cr 等微量元素比值, 目前也已被广泛应用于古氧化还原条件的判别 (Jones and Manning, 1994), 具体划分标准见表 2。

表2 氧化还原环境的微量元素判别参数

Table 2 Trace element discrimination parameters for the redox environment

判别指标	沉积环境	氧化环境	贫氧环境	缺氧环境	
				缺氧铁化	缺氧硫化
游离 H ₂ S			无		有
U/Th		<0.75	0.75~1.25		>1.25
Ni/Co		<5	5~7		>7
V/Cr		<2	2~4.25		>4.25

由图 6 可知，贵都地 1 井牛蹄塘组 U、V 元素富集系数与微量元素比值 U/Th、Ni/Co 和 V/Cr 具有一致的变化趋势。其中牛一段下部样品（S-35~S-45）U、V 元素强烈富集， U_{EF} 介于 15.23~24.63，平均值为 18.20， V_{EF} 介于 11.67~46.76，平均值为 29.28，U/Th 值介于 3.99~6.78，Ni/Co 值介于 11.65~14.86，V/Cr 值介于 7.21~16.41，均指示缺氧环境；牛一段上部样品（S-18~S-33）U、V 元素富集， U_{EF} 介于 5.23~35.00，平均值为 15.42， V_{EF} 介于 1.41~6.62，平均值为 4.07，U/Th 值介于 1.47~5.61，指示缺氧环境，Ni/Co 值介于 3.26~8.46，指示贫氧—缺氧环境，V/Cr 值介于 0.93~4.11，指示贫氧环境；牛二段样品（S-11~S-17）U、V 元素无明显富集， U_{EF} 介于 0.97~1.40，平均值为 1.17， V_{EF} 介于 1.04~1.37，平均值为 1.29，U/Th 值介于 0.26~0.43，Ni/Co 值介于 2.75~3.54，V/Cr 值介于 1.14~2.35，均指示氧化环境；牛三段样品（S-1~S-10）U、V 元素轻微富集， U_{EF} 介于 1.67~9.15，平均值为 3.67， V_{EF} 介于 1.03~2.06，平均值为 1.39，U/Th 值介于 0.56~1.85，Ni/Co 值介于 2.82~7.71，V/Cr 值介于 1.06~2.09，均指示氧化—贫氧环境。

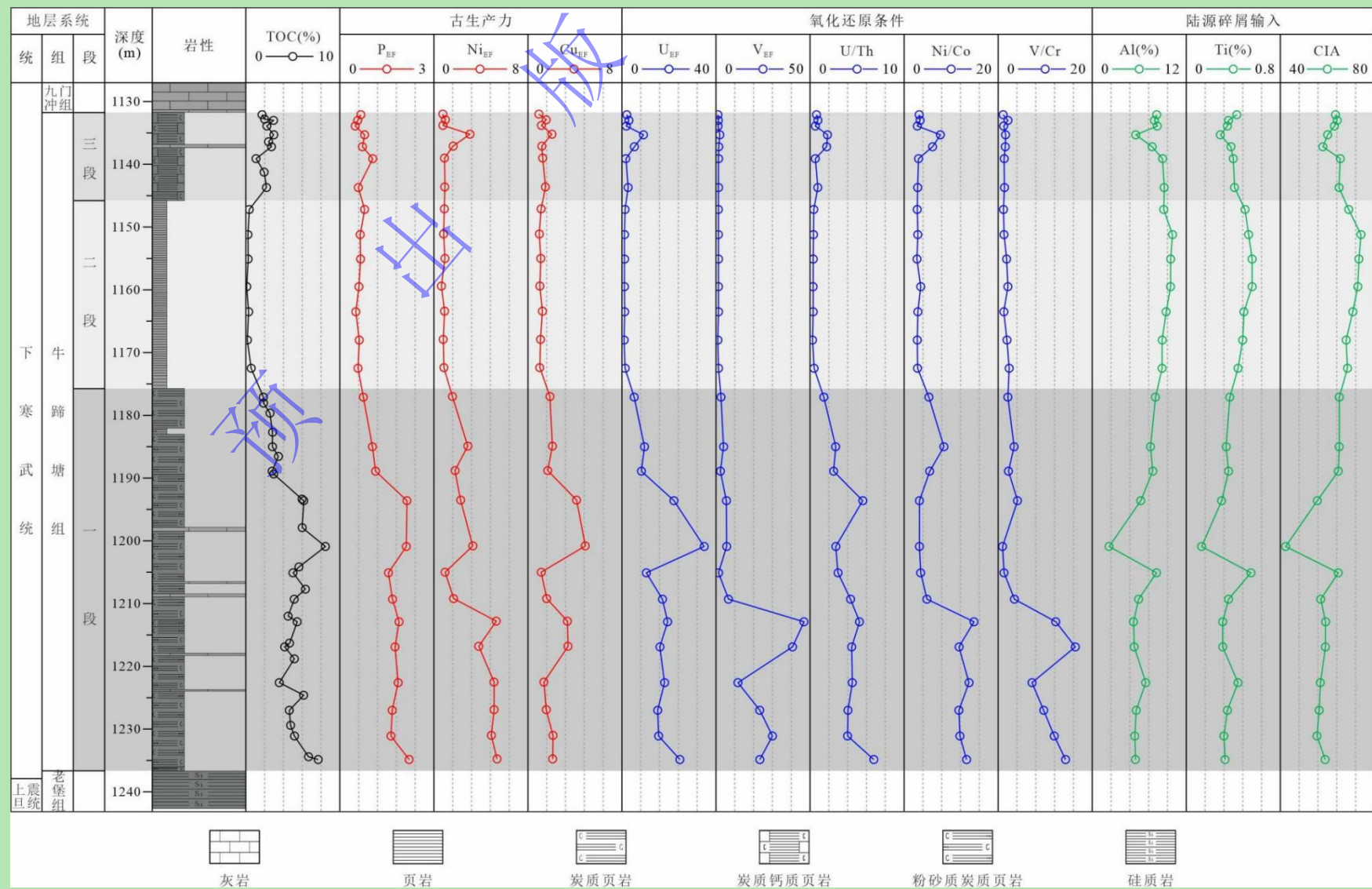


图 6 贵都地 1 井牛蹄塘组古海洋环境指标纵向变化特征

Fig. 6 Vertical variation characteristics of ancient marine environmental indicators of the Niutitang Formation in well Guidudi 1

由牛蹄塘组 Mo_{EF} - U_{EF} 协变图可知，牛一段下部样品（S-35~S-45）分布集中，主要位于缺氧硫化区域，牛一段上部样品（S-18~S-33）分布较分散，位于贫氧—缺氧区域，牛三段样品（S-1~S-10）主要位于贫氧区域（图 7）。

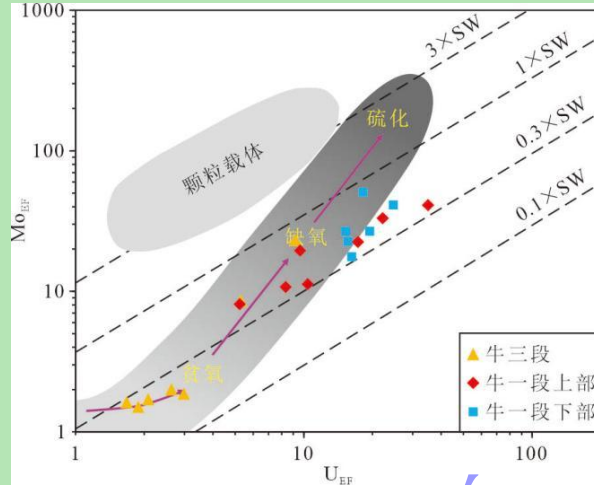


图 7 贵都地 1 井牛蹄塘组 Mo_{EF} - U_{EF} 协变图

Fig. 7 Mo_{EF} and U_{EF} relationship diagram of the Niutitang Formation in well Guidudi 1

综上所述，牛蹄塘组沉积时期古海洋水体氧化还原条件变化较大，牛一段下部沉积在缺氧硫化环境下，之后还原程度逐渐降低，牛二段沉积在稳定的氧化环境下，牛三段沉积时期还原程度微弱提高，沉积在氧化—贫氧环境下。

5.2.2 古生产力

磷元素是维系生物生长代谢不可或缺的元素之一，生物遗骸沉降过程中会携带大量磷元素进入沉积体系，同时微生物分解含磷有机物质，也会促使水体中磷元素发生迁移释放并最终完成沉积富集（李艳芳等，2015；季少聪，2019；季少聪等，2021）。镍和铜元素与有机质联系十分紧密，主要依托有机物质进入到沉积物中，二者可与有机质结合形成络合物，加快其从水体中脱离而在沉积物中富集，随着有机质的降解镍和铜元素被释放出来，能够精准反映沉积物中有机质通量（Algeo and Maynard, 2004; Nameroff *et al.*, 2004; Tribovillard *et al.*, 2006）。鉴于此，本次研究采用经铝元素校正得到的富集系数 P_{EF} 、 Ni_{EF} 、 Cu_{EF} ，作为指示古海洋生产力的判别指标。

由图 6 可知，贵都地 1 井牛蹄塘组 P、Ni 和 Cu 元素富集系数具有一致的变化趋势。其中牛一段中下部样品（S-27~S-45）P、Ni 和 Cu 元素强烈富集， P_{EF} 介于 1.55~2.21，平均值为 1.85， Ni_{EF} 介于 0.95~5.37，平均值为 3.78， Cu_{EF} 介于 1.13~4.87，平均值为 2.56，指示古海洋生产力水平高；牛一段上部样品（S-18~S-24）P、Ni 和 Cu 元素轻微富集， P_{EF} 介于 0.75~1.14，平均值为 0.98， Ni_{EF} 介于 1.58~2.89，平均值为 2.09， Cu_{EF} 介于 1.68~2.08，平均值为 1.88，

指示古海洋生产力水平较高；牛二段样品（S-11~S-17）P、Ni 元素轻微亏损，Cu 元素无明显富集， P_{EF} 介于 0.51~0.97，平均值为 0.63， Ni_{EF} 介于 0.64~0.94，平均值为 0.83， Cu_{EF} 介于 0.97~1.23，平均值为 1.07，指示古海洋生产力水平低；与牛二段相比，牛三段样品（S-1~S-10）P、Ni 和 Cu 元素富集程度增高， P_{EF} 介于 0.49~1.05，平均值为 0.70， Ni_{EF} 介于 0.76~3.07，平均值为 1.29， Cu_{EF} 介于 0.93~2.04，平均值为 1.37，指示古海洋生产力水平较牛二段沉积时期增高。

综上所述，牛蹄塘组沉积时期古海洋生产力水平变化较大，牛一段中下部沉积时期生产力水平较高，之后逐渐降低，牛三段沉积时期生产力水平微弱提高。

5.2.3 陆源碎屑输入

铝和钛元素化学性质稳定，在物质搬运、沉积堆积和后期成岩演化阶段均不易发生迁移变化，其含量高低可有效表征陆源碎屑物质的输入强度（Murray, 1994）。CIA（化学蚀变指数）被广泛用来指示大陆流域硅酸盐化学风化程度（冯连君等, 2003；邵菁清和杨守业, 2012），可作为间接指示陆源碎屑输入强弱的指标。

CIA 的计算方法为： $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO^*) \times 100$ ，式中氧化物为摩尔质量百分比， CaO^* 指硅酸盐矿物中的 CaO。本文采用 McLennan 提出的校正方法计算 CaO^* ，即如果 $CaO / Na_2O > 1$ ， $CaO^* = Na_2O$ ；如果 $CaO / Na_2O < 1$ ， $CaO^* = CaO$ 。

由图 6 可知，贵都地 1 井牛蹄塘组 Al、Ti 元素含量和 CIA 具有一致的变化趋势。其中牛一段 Al、Ti 元素含量和 CIA 值较低，自下向上具有逐渐增高的趋势。Al 元素含量介于 2.14%~8.20%，平均值为 6.13%，Ti 元素含量介于 0.13%~0.55%，平均值为 0.34%，CIA 值介于 42.25~65.07，平均值为 58.54；牛二段 Al、Ti 元素含量和 CIA 值总体较高，Al 元素含量介于 8.91%~10.24%，平均值为 9.52%，Ti 元素含量介于 0.44%~0.56%，平均值为 0.51%，CIA 值介于 68.01~74.28，平均值为 71.02；与牛二段相比，牛三段 Al、Ti 元素含量和 CIA 值微弱降低。Al 元素含量介于 5.55%~9.18%，平均值为 7.98%，Ti 元素含量介于 0.29%~0.43%，平均值为 0.37%，CIA 值介于 58.08~65.51，平均值为 62.76。

综上所述，牛蹄塘组沉积时期古海洋陆源碎屑输入变化较大，牛一段沉积时期陆源碎屑输入总体偏低且具有逐渐升高的趋势，至牛二段沉积时期陆源碎屑输入达到最高，牛三段沉积时期微弱降低。

5.2.4 水体滞留程度

Mo 元素和 TOC 比值是判断古海洋水体滞留程度的重要指标（Algeo and Lyons, 2006；Algeo and Rowe, 2012；何龙, 2020；沈均均等, 2023）。在开放的海洋环境中，海水流通

性好, Mo 元素可以不断得到补充, 海水中 Mo 元素浓度越高, 沉积物中 Mo/TOC 值也越高; 在滞留的海洋环境中, 海水流通性差, 海水中 Mo 元素补给缓慢, 使得沉积物中 Mo/TOC 值降低。在现代海洋缺氧还原水体环境下, 基于 Mo、U 元素在海底沉积物中的富集机制差异, 可划分出三类不同的 $Mo_{EF}-U_{EF}$ 协变模式, 分别对应非滞留、弱滞留和强滞留三种局限滞留程度的现代海洋沉积体系 (Algeo and Tribovillard, 2009)。

由图 8 可知, 贵都地 1 井牛一段 Mo/TOC 值变化较大, 介于 3.05~28.53, 平均值为 9.85, 除了两个样品分别落于弱滞留和强滞留区域外, 其余样品均为中等滞留环境; 牛二段 Mo/TOC 值介于 3.76~7.79, 平均值为 5.82, 除了一个样品落于强滞留区域外, 其余样品均为中等滞留环境; 牛三段 Mo/TOC 值整体较低, 介于 1.49~12.75, 平均值为 4.54, 除了两个样品落于中等滞留区域外, 其余样品均为强滞留环境。

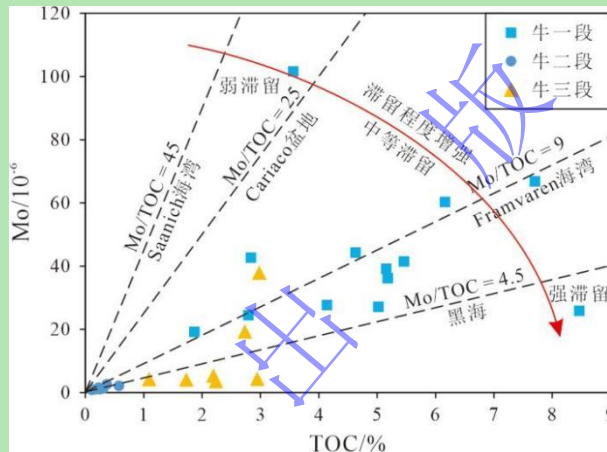


图 8 贵都地 1 井牛蹄塘组 Mo 和 TOC 关系图

Fig. 8 Mo and TOC relationship diagram of the Niutitang Formation in well Guidudi 1

随着富集系数的增加, 贵都地 1 井牛一段 Mo_{EF}/U_{EF} 值基本维持稳定, 始终处于正常海水 0.3~1 倍, 这与开放海盆随缺氧程度增加 Mo_{EF}/U_{EF} 值持续增加明显不同。牛一段下部样品 (S-35~S-45) Mo、U 富集系数均较高, 若处于强滞留环境, 缺氧硫化环境下 Mo 的吸收速率大于 U, Mo_{EF}/U_{EF} 值会显著降低 (图 7), 因此牛一段也不属于强滞留环境, 这与 Mo/TOC 值分析结果一致。

综上所述, 牛蹄塘组沉积时期为半局限—局限海洋环境, 水体滞留程度逐渐增强, 至牛三段沉积时期达到最高, 以强滞留环境为主。

5.3 沉积演化过程

综合分析岩相类型及特征、沉积作用方式、古海洋环境等, 结合研究区早寒武世构造古地貌背景, 恢复研究区牛蹄塘组沉积时期不同阶段沉积演化过程。受古海洋水体物理化学条件、物源补给规模与水动力环境的阶段性差异影响, 各阶段的沉积作用表现方式有所不同,

最终形成类型多样的岩相组合。

晚震旦世,黔南坳陷主要发育碳酸盐岩台地沉积,东南方向过渡为台缘斜坡—盆地相沉积(张江江,2011)。受桐湾运动影响,区内台地相碳酸盐岩隆升地表遭受风化剥蚀,形成隆坳相间的古地貌形态(李伟等,2015)。早寒武世,随着全球性海平面上升,早期碳酸盐岩台地基本被海水覆盖,局部地区形成水下古隆起(张江江,2011;门玉澎等,2020)。张培先通过对比不同钻井牛蹄塘组厚度,证实黔中隆起及邻区发育丁山、龙里两个水下古隆起(张培先,2017)。李进通过重建黔北地区牛蹄塘组沉积环境,认为早寒武世多个水下古隆起阻隔了水体循环过程,并最终导致了缺氧硫化环境的出现(李进,2018)。

前人研究表明,上扬子地区下寒武统牛蹄塘组(筇竹寺组)整体为一套水体变浅的沉积序列,经历了快速海侵—缓慢海退的沉积过程。其中四川中部—重庆—贵州—湖南西部地区为陆棚—斜坡相区,早寒武世海侵时期,存在富营养的上升流活动(张钰莹,2017)。已有学者针对华南地区早寒武世的热液活动进行了大量研究,普遍认为上扬子地区东南缘早寒武世早期经历了多期次的热液活动(Jiang *et al.*, 2007; Chen *et al.*, 2009; Pi *et al.*, 2013)。贵都地1井牛一段部分样品 Eu/Eu^* 值 >1 , 具有轻微正异常特征,而牛二段、牛三段大部分样品 Eu/Eu^* 值 <1 或者接近 1, 指示牛一段沉积时期,研究区可能受到热液活动的影响。

牛一段沉积时期,由于海侵作用,古海洋水体快速加深,研究区整体处于缺氧环境。上升流将海底富营养盐带入浅层水体,促使生物大量发育,提高了初级生产力(季少聪,2019)。同时接受古陆的陆源碎屑供给,沉积作用方式以泥质悬浮沉积、硅质生物沉积为主,发育富有机质硅质页岩、富有机质含粉砂硅质页岩、含有机质混合质页岩;牛二段沉积时期,海平面缓慢下降,研究区古海洋环境过渡到稳定的氧化环境。该阶段陆源碎屑输入达到顶峰,沉积作用方式以泥质絮凝沉积为主,贫有机质黏土质页岩、含有机质混合质页岩为主要岩相类型;牛三段沉积时期,随着海退过程持续进行,海平面继续降低。但研究区古海洋水体滞留程度明显增加,推测可能存在水下古隆起阻隔了海水循环,导致水体还原程度提高。与牛一段、牛二段相比,该阶段海平面最低,陆源碎屑输入相对较低,为碳酸盐矿物的沉积创造了条件,沉积作用方式以钙质化学沉积和泥质絮凝沉积为主,含有机质钙质混合质页岩为主要岩相类型。

5.4 有机质富集机制

综合分析牛蹄塘组氧化还原条件、古生产力、陆源碎屑输入和水体滞留程度,发现研究区早寒武世古海洋环境发生重大变化,沉积物中的有机质富集也呈现出明显的阶段性。

通过统计牛蹄塘组 TOC 含量与古海洋环境指标相关性,结果如图 9 所示:牛蹄塘组一、

二段 TOC 含量与 P_{EF} 、 Cu_{EF} 等古生产力指标呈强正相关关系, R^2 分别为 0.908 1、0.541 5; 与 U_{EF} 、 U/Th 等氧化还原条件呈强正相关关系, R^2 分别为 0.926 5、0.748 5; 与 $Al/\%$ 、 CIA 等陆源碎屑输入指标呈强负相关关系, R^2 分别为 0.835 4、0.804 0。而牛蹄塘组三段与牛蹄塘组一、二段具有显著差异, 其中牛三段 TOC 含量与 P_{EF} 、 Cu_{EF} 等古生产力无明显相关性, R^2 分别为 0.264 2、0.344 4; 与 U_{EF} 、 U/Th 等氧化还原条件呈弱正相关关系, R^2 分别为 0.450 3、0.46; 与 $Al/\%$ 、 CIA 等陆源碎屑输入指标呈弱负相关关系, R^2 分别为 0.445 4、0.373 5 (图 9)。

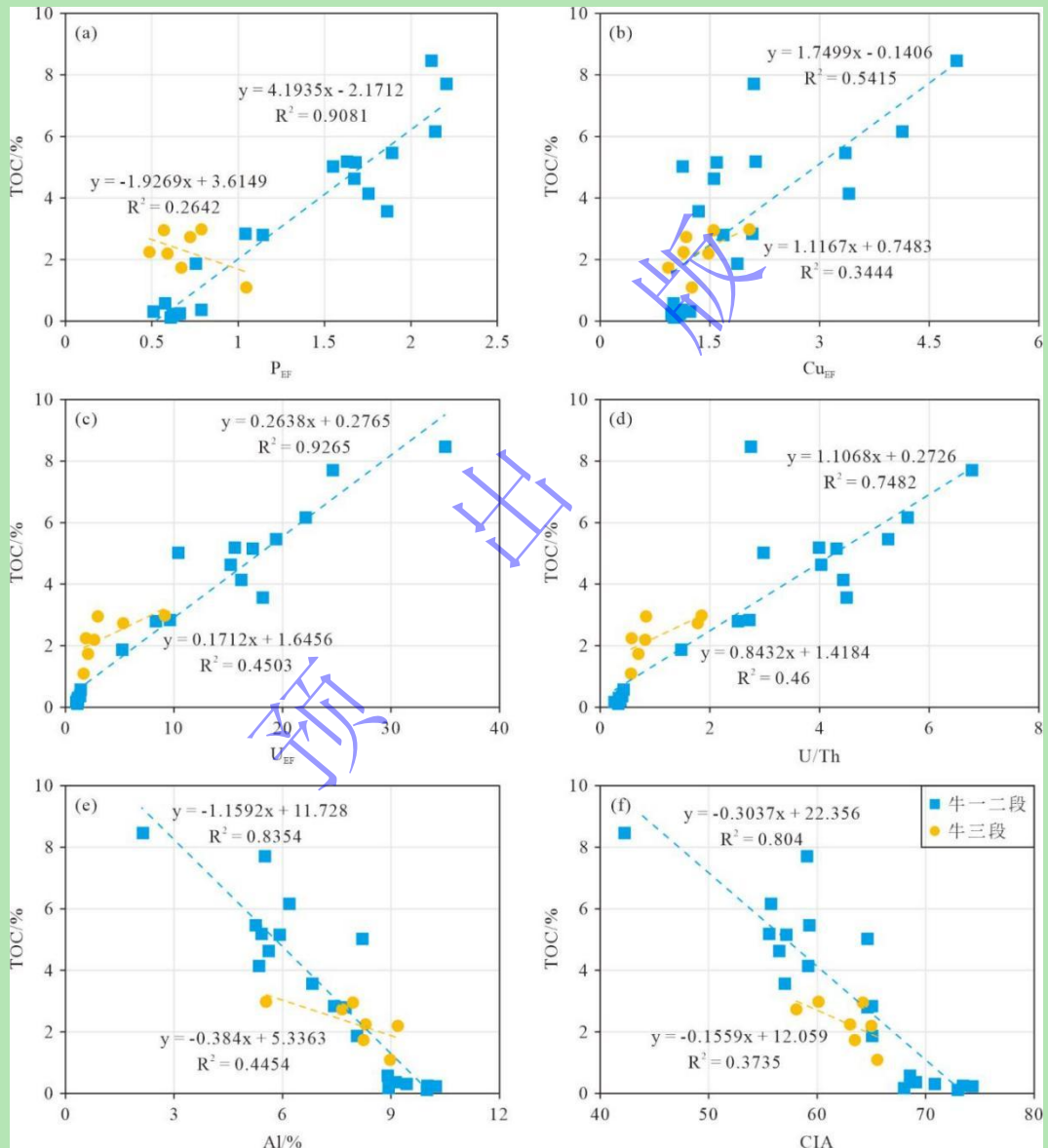


图 9 贵都地 1 井牛蹄塘组 TOC 含量与古海洋环境指标的相关性

Fig. 9 The correlation between TOC content and ancient marine environmental indicators of the Niutitang Formation in well Guidudi 1

综上所述, 牛一段沉积时期, 快速海侵作用, 以及伴生的上升洋流和热液活动等 (杨兴

莲等, 2008; 罗超, 2014; 李进, 2018), 造成古生产力的提高, 促进生物大量发育, 以及强还原环境的形成。陆源碎屑输入对有机质富集起到稀释作用, 但该阶段碎屑输入少, 稀释作用小, 牛一段有机质大量富集; 牛二段沉积时期, 受海退过程的影响, 古海洋水体以氧化环境为主, 不利于有机质保存。同时该阶段陆源碎屑输入高, 稀释作用强, 导致牛二段有机质含量最低; 牛三段沉积时期, 受水下古隆起的影响, 水体滞留程度增加, 相对安静水体、弱还原环境使得有机质较富集。该阶段陆源碎屑输入虽然很高, 但对有机质聚集的稀释作用减弱。

6 结论

(1) 贵都地 1 井牛蹄塘组页岩可划分为富有机质硅质页岩、富有机质含粉砂硅质页岩、贫有机质黏土质页岩、含有机质混合质页岩和含有机质钙质混合质页岩 5 类岩相, 识别出泥质悬浮沉积、钙质化学沉积和硅质生物沉积 3 种沉积作用方式。

(2) 研究区牛蹄塘组沉积早期具有强烈缺氧、生产力水平高、陆源碎屑输入低、水体滞留程度低的特征, 之后还原程度和生产力水平先逐渐降低后微弱升高, 陆源碎屑输入先逐渐升高后微弱降低, 水体滞留程度逐渐增强。

(3) 研究区牛一段沉积时期, 高生产力水平、强还原条件的古海洋环境, 促使有机质大量富集; 牛二段沉积时期整体以氧化环境为主, 同时陆源碎屑供给增加, 稀释作用强, 不利于有机质的富集; 牛三段沉积时期, 受水下古隆起的影响, 水体滞留程度增加, 相对安静水体、弱还原环境使得有机质较富集。

数据可用性声明

支撑本研究的科学数据已在中国科学院科学数据银行 (Science Data Bank, ScienceDB) 平台公开发布, 访问地址为 <https://doi.org/10.57760/sciencedb.cjxb.00035> 和 <https://cstr.cn/31253.11.sciencedb.cjxb.00035>。

参考文献 (References)

- 常华进, 储雪蕾, 冯连君, 等. 2009. 氧化还原敏感微量元素对古海洋沉积环境的指示意义[J]. 地质论评, 55(1): 91-99. [Chang Huajin, Chu Xuelei, Feng Lianjun, et al. 2009. Redox sensitive trace elements as paleoenvironments proxies[J]. Geological Review, 55(1): 91-99.]
- 陈践发, 孙省利, 刘文汇, 等. 2004. 塔里木盆地寒武统底部富有机质层段地球化学特征及成因探讨[J]. 中国科学: 地球科学, 34(增刊 1): 107-113.
- 淡永, 闫剑飞, 包书景, 等. 2023. 雪峰隆起西南缘(贵丹地 1 井)震旦—寒武系获多层系页岩气重大发现[J]. 中国地质, 50(1): 291-292. [Dan Yong, Yan Jianfei, Bao Shujing, et al. 2023. Discovery of Sinian-Cambrian multi-tier shale gas in Guidandi-1 well of southwest margin of Xuefeng uplift[J]. Geology in China, 50(1): 291-292.]

- 邓大飞, 梅廉夫, 沈传波, 等. 2014. 江南—雪峰隆起北缘海相油气富集主控因素和破坏机制[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 44(5): 1466-1477. [Deng Dafei, Mei Lianfu, Shen Chuanbo, et al. 2014. Major factors of accumulation and destruction mechanisms of marine strata-related hydrocarbon in the northern margin of the Jiangnan-Xuefeng uplift[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 44(5): 1466-1477.]
- 冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等. 2003. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用[J]. 地学前缘, 10(4): 539-544. [Feng Lianjun, Chu Xuelei, Zhang Qirui, et al. 2003. CIA (chemical index of alteration) and its applications in the Neoproterozoic clastic rocks[J]. Earth Science Frontiers, 10(4): 539-544.]
- 郭彤楼, 邓虎成, 吕正祥, 等. 2026. 四川盆地寒武系筇竹寺组页岩气成藏理论研究与勘探进展[J]. 石油勘探与开发, 53(3): 590-604. [Guo Tonglou, Deng Hucheng, Lü Zhengxiang, et al. 2026. Progress in shale gas accumulation theory and exploration of the Cambrian Qiongzhusi Formation in the Sichuan Basin, China[J]. Petroleum Exploration and Development, 53(3): 590-604.]
- 何龙. 2020. 四川盆地东南缘五峰组—龙马溪组页岩有机质富集机制及沉积环境演化[D]. 广州: 中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所). [He Long. 2020. Organic matter enrichment and evolution of sedimentary environment of the Wufeng-Longmaxi shale in southeastern margins of the Sichuan Basin[D]. Guangzhou: University of Chinese Academy of Sciences (Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences).]
- 何庆, 高键, 董田, 等. 2021. 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, 39(3): 686-703. [He Qing, Gao Jian, Dong Tian, et al. 2021. Elemental geochemistry and paleo-environmental conditions of the lower Cambrian Niutitang shale in western Hubei province[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 39(3): 686-703.]
- 季少聪, 杨香华, 朱红涛, 等. 2021. 下刚果盆地古近系 Madingo 组含磷泥岩元素地球化学特征及成因[J]. 地质学报, 95(4): 1128-1143. [Ji Shaocong, Yang Xianghua, Zhu Hongtao, et al. 2021. Element geochemistry and genesis of phosphorus-containing mudstone of the Paleogene Madingo Formation in the Lower Congo Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 95(4): 1128-1143.]
- 季少聪, 张庆玉, 淡永, 等. 2026. 黔南坳陷贵都地 1 井下寒武统牛蹄塘组页岩含气性及其影响因素研究[J]. 中国地质, 53(1): 77-92. [Ji Shaocong, Zhang Qingyu, Dan Yong, et al. 2026. Research on gas content and its influencing factors of shale gas of the lower Cambrian Niutitang Formation in well Guidudi 1, Southern Guizhou Depression[J]. Geology in China, 53(1): 77-92.]
- 季少聪. 2019. 下刚果盆地 Madingo 组含磷泥岩元素地球化学特征及其古海洋环境指示[D]. 武汉: 中国地质大学. [Ji Shaocong. 2019. Element geochemistry of the phosphorus mudstone in Madingo Formation, Lower Congo Basin: Implications for paleoceanic environment[D]. Wuhan: China University of Geosciences.]
- 姜在兴, 梁超, 吴靖, 等. 2013. 含油气细粒沉积岩研究的几个问题[J]. 石油学报, 34(6): 1031-1039. [Jiang Zaixing, Liang Chao, Wu Jing, et al. 2013. Several issues in sedimentological studies on hydrocarbon-bearing fine-grained sedimentary rocks[J]. Acta Petrolei Sinica, 34(6): 1031-1039.]
- 姜在兴, 王运增, 王力, 等. 2022. 陆相细粒沉积岩物质来源、搬运—沉积机制及多源油气甜点[J]. 石油与天然气地质, 43(5): 1039-1048. [Jiang Zaixing, Wang Yunzeng, Wang Li, et al. 2022. Review on provenance, transport-sedimentation dynamics and multi-source hydrocarbon sweet spots of continental fine-grained sedimentary rocks[J]. Oil & Gas Geology, 43(5): 1039-1048.]
- 金宠, 陈安清, 楼章华, 等. 2012. 黔南坳陷构造运动与流体响应及油气保存[J]. 浙江大学学报(工学版), 46(10): 1910-1922. [Jin Chong, Chen Anqing, Lou Zhanghua, et al. 2012. Tectonic movement, fluid response and hydrocarbon preservation of Southern Guizhou Depression[J]. Journal of Zhejiang University (Engineering Science), 46(10): 1910-1922.]
- 李进. 2018. 黔北下寒武统牛蹄塘组页岩古环境恢复与有机质富集研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京). [Li Jin. 2018. Study on paleo-environmental reconstruction and organic matter accumulation of the lower Cambrian Niutitang Formation in northern Guizhou[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing).]
- 李伟, 刘静江, 邓胜徽, 等. 2015. 四川盆地及邻区震旦纪末—寒武纪早期构造运动性质与作用[J]. 石油学报, 36(5): 546-556, 563. [Li Wei, Liu Jingjiang, Deng Shenghui, et al. 2015. The nature and role of Late Sinian-early Cambrian tectonic movement in Sichuan Basin and its adjacent areas[J]. Acta Petrolei Sinica, 36(5): 546-556, 563.]
- 李艳芳, 邵德勇, 吕海刚, 等. 2015. 四川盆地五峰组—龙马溪组海相页岩元素地球化学特征与有机质富集的关系[J]. 石油学报, 36(12): 1470-1483. [Li Yanfang, Shao Deyong, Lü Haigang, et al. 2015. A relationship between elemental geochemical characteristics and organic matter enrichment in marine shale of Wufeng Formation—Longmaxi Formation, Sichuan Basin[J]. Acta

- Petrolei Sinica, 36(12): 1470-1483.]
- 梁超. 2015. 含油气细粒沉积岩沉积作用与储层形成机理[D]. 北京: 中国地质大学(北京). [Liang Chao. 2015. The sedimentation and reservoir formation mechanism of hydrocarbon-bearing fine-grained sedimentary rocks[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing).]
- 罗超. 2014. 上扬子地区下寒武统牛蹄塘组页岩特征研究[D]. 成都: 成都理工大学. [Luo Chao. 2014. Geological characteristics of gas shale in the lower Cambrian Niutitang Formation of the Upper Yangtze Platform[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology.]
- 罗胜元, 陈孝红, 李海, 等. 2019. 鄂西宜昌下寒武统水井沱组页岩气聚集条件与含气特征[J]. 地球科学, 44(11): 3598-3615. [Luo Shengyuan, Chen Xiaohong, Li Hai, et al. 2019. Shale gas accumulation conditions and target optimization of lower Cambrian Shuijingtuo Formation in Yichang area, west Hubei[J]. Earth Science, 44(11): 3598-3615.]
- 马龙, 徐学金, 闫剑飞, 等. 2022. 古隆起边缘页岩气富集规律与选区: 以雪峰西南缘下寒武统牛蹄塘组为例[J]. 沉积与特提斯地质, 42(3): 426-443. [Ma Long, Xu Xuejin, Yan Jianfei, et al. 2022. Enrichment laws and regional selection of shale gas at the edge of palaeohigh: A case study on the lower Cambrian Niutitang Formation on the southwestern margin of Xuefeng uplift[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 42(3): 426-443.]
- 梅廉夫, 邓大飞, 沈传波, 等. 2012. 江南—雪峰隆起构造动力学与海相油气成藏演化[J]. 地质科技情报, 31(5): 85-93. [Mei Lianfu, Deng Dafei, Shen Chuanbo, et al. 2012. Tectonic dynamics and marine hydrocarbon accumulation of Jiangnan-Xuefeng uplift[J]. Geological Science and Technology Information, 31(5): 85-93.]
- 门玉澎, 闫剑飞, 戚明辉, 等. 2020. 黔南地区下寒武统牛蹄塘组页岩气顶底板特征研究[J]. 沉积与特提斯地质, 40(1): 53-59. [Men Yupeng, Yan Jianfei, Qi Minghui, et al. 2020. Effects of bottom and top layers of Niutitang Formation on preservation of shale gas in southern Guizhou[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 40(1): 53-59.]
- 聂国权, 李小盼, 谈永, 等. 2021. 黔南坳陷下寒武统牛蹄塘组泥页岩埋藏史与热史研究: 以贵都地 1 井为例[J]. 中国岩溶, 40(5): 760-767. [Nie Guoquan, Li Xiaopan, Tan Yong, et al. 2021. Burial and thermal history of mud shale in Niutitang Formation of lower Cambrian in Southern Guizhou Depression: A case study of Guidudi well 1[J]. Carsologica Sinica, 40(5): 760-767.]
- 邱振, 邹才能. 2020. 非常规油气沉积学: 内涵与展望[J]. 沉积学报, 38(1): 1-29. [Qiu Zhen, Zou Caineng. 2020. Unconventional petroleum sedimentology: Connotation and prospect[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 38(1): 1-29.]
- 邵菁清, 杨守业. 2012. 化学蚀变指数(CIA)反映长江流域的硅酸盐岩化学风化与季风气候[J]. 科学通报, 57(11): 933-942. [Shao Jingqing, Yang Shouye. 2012. Does Chemical Index of Alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River Basin?[J]. Chinese Science Bulletin, 57(11): 933-942.]
- 沈均均, 王玉满, 李辉, 等. 2023. 鄂西地区奥陶纪—志留纪之交海盆水体滞留程度与页岩有机质富集的关系[J]. 石油学报, 44(10): 1599-1611. [Shen Junjun, Wang Yuman, Li Hui, et al. 2023. Relationship between degree of water retention and enrichment of shale organic matter during the Ordovician-Silurian transition in western Hubei[J]. Acta Petrolei Sinica, 44(10): 1599-1611.]
- 王鹏飞, 姜振学, 韩波, 等. 2018. 中国南方下寒武统牛蹄塘组页岩气高效勘探开发储层地质参数[J]. 石油学报, 39(2): 152-162. [Wang Pengfei, Jiang Zhenxue, Han Bo, et al. 2018. Reservoir geological parameters for efficient exploration and development of lower Cambrian Niutitang Formation shale gas in South China[J]. Acta Petrolei Sinica, 39(2): 152-162.]
- 韦恒叶, 胡谋, 邱振, 等. 2024. 川北—鄂西上二叠统富有机岩沉积与地球化学特征[J]. 沉积学报, 42(3): 774-798. [Wei Hengye, Hu Die, Qiu Zhen, et al. 2024. Sedimentological and geochemical characteristics of Late Permian organic-rich rocks in north Sichuan and west Hubei provinces[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 42(3): 774-798.]
- 伍岳. 2016. 上扬子地区下寒武统牛蹄塘组页岩岩相特征及沉积演化[D]. 北京: 中国地质大学(北京). [Wu Yue. 2016. Lithofacies characteristics and sedimentary evolution of the lower Cambrian Niutitang shale in the Upper Yangtze Platform[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing).]
- 徐政语, 姚根顺, 郭庆新, 等. 2010. 黔南坳陷构造变形特征及其成因解析[J]. 大地构造与成矿学, 34(1): 20-31. [Xu Zhengyu, Yao Genshun, Guo Qingxin, et al. 2010. Genetic interpretation about geotectonics and structural transfiguration of the Southern Guizhou Depression[J]. Geotectonica et Metallogenia, 34(1): 20-31.]
- 杨兴莲, 朱茂炎, 赵元龙, 等. 2008. 黔东震旦系—下寒武统黑色岩系稀土元素地球化学特征[J]. 地质论评, 54(1): 3-15. [Yang

- Xinglian, Zhu Maoyan, Zhao Yuanlong, et al. 2008. REE geochemical characteristics of the Ediacaran—lower Cambrian black rock series in eastern Guizhou[J]. *Geological Review*, 54(1): 3-15.]
- 姚春彦. 2009. 新疆阿克苏—乌什地区晚埃迪卡拉纪~早寒武世地层地球化学研究：化学地层对比及古海洋环境重建[D]. 南京：南京大学. [Yao Chunyan. 2009. Stratigraphic geochemistry of the Late Ediacaran-early Cambrian in Akesu-Wushen area of Xinjiang: Stratigraphic correlation and paleo-environment reconstruction[D]. Nanjing: Nanjing University.]
- 雍锐, 吴建发, 吴伟, 等. 2024. 四川盆地寒武系筇竹寺组页岩气勘探发现及其意义[J]. *石油学报*, 45(9): 1309-1323. [Yong Rui, Wu Jianfa, Wu Wei, et al. 2024. Exploration discovery of shale gas in the Cambrian Qiongzhusi Formation of Sichuan Basin and its significance[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 45(9): 1309-1323.]
- 张江江. 2011. 黔南坳陷构造演化研究[D]. 青岛：中国石油大学. [Zhang Jiangjiang. 2011. The research of tectonic evolution in Southern Guizhou Depression[D]. Qingdao: China University of Petroleum (East China).]
- 张培先. 2017. 黔中隆起及邻区下寒武统页岩气成藏特殊性分析[J]. *石油实验地质*, 39(2): 162-168, 179. [Zhang Peixian. 2017. Peculiar accumulation conditions for shale gas in the lower Cambrian in Qianzhong uplift and its periphery[J]. *Petroleum Geology & Experiment*, 39(2): 162-168, 179.]
- 张水昌, 张宝民, 边立曾, 等. 2005. 中国海相烃源岩发育控制因素[J]. *地学前缘*, 12(3): 39-48. [Zhang Shuichang, Zhang Baomin, Bian Lizeng, et al. 2005. Development constraints of marine source rocks in China[J]. *Earth Science Frontiers*, 12(3): 39-48.]
- 张钰莹. 2017. 海相富有机质页岩古沉积环境判识与沉积模式：以上扬子区下寒武统页岩为例[D]. 北京：中国地质大学（北京）. [Zhang Yuying. 2017. Depositional paleo-environment and sedimentary model analysis of marine organic-rich shale: A case study of lower Cambrian shale in Upper Yangtze[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing).]
- 赵文智, 李建忠, 杨涛, 等. 2016. 中国南方海相页岩气成藏差异性比较与意义[J]. *石油勘探与开发*, 43(4): 499-510. [Zhao Wenzhi, Li Jianzhong, Yang Tao, et al. 2016. Geological difference and its significance of marine shale gases in South China[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 43(4): 499-510.]
- 朱光有, 赵坤, 李婷婷, 等. 2020. 中国华南地区下寒武统烃源岩沉积环境、发育模式与分布预测[J]. *石油学报*, 41(12): 1567-1586. [Zhu Guangyou, Zhao Kun, Li Tingting, et al. 2020. Sedimentary environment, development model and distribution prediction of lower Cambrian source rocks in South China[J]. *Acta Petrolei Sinica*, 41(12): 1567-1586.]
- 朱筱敏. 2008. 沉积岩石学[M]. 4版. 北京：石油工业出版社.
- 邹才能, 邱振. 2021. 中国非常规油气沉积学新进展：“非常规油气沉积学”专辑前言[J]. *沉积学报*, 39(1): 1-9. [Zou Caineng, Qiu Zhen. 2021. Preface: New advances in unconventional petroleum sedimentology in China[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 39(1): 1-9.]
- Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific their geological significance as indication of ocean ridge activity[J]. *Sedimentary Geology*, 47(1/2): 125-148.
- Algeo T J, Lyons T W. 2006. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions[J]. *Paleoceanography*, 21(1): PA1016.
- Algeo T J, Maynard J B. 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems[J]. *Chemical Geology*, 206(3/4): 289-318.
- Algeo T J, Rowe H. 2012. Paleoceanographic applications of trace-metal concentration data[J]. *Chemical Geology*, 324/325: 6-18.
- Algeo T J, Tribouillard N. 2009. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum-uranium covariation[J]. *Chemical Geology*, 268(3/4): 211-225.
- Canfield D E, Thamdrup B. 2009. Towards a consistent classification scheme for geochemical environments, or, why we wish the term 'suboxic' would go away[J]. *Geobiology*, 7(4): 385-392.
- Chen D Z, Wang J G, Qing H R, et al. 2009. Hydrothermal venting activities in the early Cambrian, South China: Petrological, geochronological and stable isotopic constraints[J]. *Chemical Geology*, 258(3/4): 168-181.
- Demaison G J, Moore G T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis[J]. *AAPG Bulletin*, 64(8): 1179-1209.
- Ge M N, Chen K, Chen X L, et al. 2020. The influence factors of gas-bearing and geological characteristics of Niutitang Formation shale in the southern margin of Xuefeng Mountain ancient uplift: A case of well Huangdi 1[J]. *China Geology*, 3(4): 533-544.

- Haskin M A, Haskin L A. 1966. Rare earths in European shales: A redetermination[J]. *Science*, 154(3748): 507-509.
- Inagaki F, Hinrichs K U, Kubo Y, et al. 2015. Exploring deep microbial life in coal-bearing sediment down to ~2.5 km below the ocean floor[J]. *Science*, 349(6246): 420-424.
- Jiang S Y, Yang J H, Ling H F, et al. 2007. Extreme enrichment of polymetallic Ni-Mo-PGE-Au in lower Cambrian black shales of South China: An Os isotope and PGE geochemical investigation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(1/2): 217-228.
- Jones B, Manning D A C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. *Chemical Geology*, 111(1/2/3/4): 111-129.
- Loucks R G, Ruppel S C. 2007. Mississippian Barnett Shale: Lithofacies and depositional setting of a deep-water shale-gas succession in the Fort Worth Basin, Texas[J]. *AAPG Bulletin*, 91(4): 579-601.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications[J]. *Sedimentary Geology*, 90(3/4): 213-232.
- Nameroff T J, Calvert S E, Murray J W. 2004. Glacial-interglacial Variability in the eastern tropical North Pacific oxygen minimum zone recorded by redox-sensitive trace metals[J]. *Paleoceanography*, 19(1): PA1010.
- Pedersen T F, Calvert S E. 1990. Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rock?[J]. *AAPG Bulletin*, 74(4): 454-466.
- Pi D H, Liu C Q, Shields-Zhou G A, et al. 2013. Trace and rare earth element geochemistry of black shale and kerogen in the early Cambrian Niutitang Formation in Guizhou province, South China: Constraints for redox environments and origin of metal enrichments[J]. *Precambrian Research*, 225: 218-229.
- Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update[J]. *Chemical Geology*, 232(1/2): 12-32.
- Tyson R V, Pearson T H. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: An overview[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 58(1): 1-24.
- Wedepohl K H. 1971. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 8: 307-333.
- Yeasmin R, Chen D Z, Fu Y, et al. 2017. Climatic-oceanic forcing on the organic accumulation across the shelf during the early Cambrian (Age 2 through 3) in the Mid-Upper Yangtze Block, NE Guizhou, South China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 134: 365-386.

Depositional Environment and Organic Matter Enrichment Mechanism of the Lower Cambrian Niutitang Formation in the Southern Guizhou Depression: A case study of well Guidudi 1

JI ShaoCong^{1,2,3,4}, BA JunJie^{1,2,3,4}, ZHANG QingYu^{1,2,3,4}, LI Zhen^{1,2,3,4}, DAN Yong⁵, NIE GuoQuan^{1,2,3,4}

1. Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin, Guangxi 541004, China

2. IKey Laboratory of Karst Dynamics, MNR & GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China

3. International Research Center on Karst under the Auspices of UNESCO, Guilin, Guangxi 541004, China

4. Pingguo Guangxi, Karst Ecosystem, National Observation and Research Station, Pingguo, Guangxi 531406, China

5. Chengdu Center, China Geological Survey (Geosciences Innovation Center of Southwest China), Chengdu, Sichuan 610081,

Foundation: Guangxi Natural Science Foundation, No. 2026GXNSFBA00640307; Guangxi Key Technologies R&D Program, No. FN2600640111, AB23026062; China Geological Survey Project, No. DD20221658, DD20240200707

Corresponding author: BA JunJie, E-mail: karstbajj@163.com

China

Abstract: [Objective] The sedimentary paleoenvironmental characteristics of the lower Cambrian Niutitang Formation in the Southern Guizhou Depression were studied, and the mechanism of organic matter enrichment was analyzed to support shale gas exploration and development in this area. [Methods] Based on the core and testing analysis data of well Guidudi 1, the mineral composition, lithofacies characteristics, and geochemical characteristics of the Niutitang Formation were analyzed to study the sedimentary processes and characteristics of ancient marine environments, such as redox conditions, paleoproductivity, input of terrestrial debris, and degree of water retention. The sedimentary evolution process and organic matter enrichment mechanism of the Niutitang Formation were explored. [Results] The results indicate that the first section of the Niutitang Formation developed organic-rich siliceous shale, organic-rich silty siliceous shale, and organic mixed shale, mainly involving suspended sedimentation of mud and biological sedimentation of siliceous matter. The second section of the Niutitang Formation was mainly composed of poor organic clayey shale, with the main sedimentary model being mud coagulation and sedimentation. The third section of the Niutitang Formation developed organic and calcareous mixed shale, with the main sedimentary model being calcium chemical deposition and mud flocculation deposition. [Conclusions] The ancient marine environment and organic matter enrichment during the sedimentation period of the Niutitang Formation in the study area showed obvious stages. During the first sedimentary period of the Niutitang Formation, the ancient marine environment was controlled by high productivity and strong reducing conditions formed by rapid marine invasion, resulting in significant organic matter enrichment. During the second sedimentary period of the Niutitang Formation, the organic carbon content was low due to the combined effects of an oxidative environment and dilution from high terrestrial debris supply. During the third sedimentary period of the Niutitang Formation, it is speculated that the strong retention environment promoted the deposition of carbonate minerals and the enrichment of organic matter due to the influence of underwater ancient uplift. The research results can provide a reference for evaluating shale gas resource potential in the Niutitang Formation of the Southern Guizhou Depression.

Key words: sedimentary environment; organic matter enrichment mechanism; Niutitang Formation; well Guidudi 1; Southern Guizhou Depression