

南堡凹陷东营组三段页岩特征及其 对古环境和有机质富集的启示*

孟令箭^{1,2} 雷 闯³ 张云峰¹ 邹 娟² 杨荣超² 高永亮²

1 东北石油大学地球科学学院, 黑龙江大庆 163318

2 中国石油冀东油田勘探开发研究院, 河北唐山 063004

3 华北理工大学矿业工程学院, 河北唐山 063210

摘 要 为查明南堡凹陷古近系东营组三段(东三段)页岩油勘探潜力, 基于 21 个页岩样品矿物学和地球化学研究, 剖析了古气候和古环境变化过程及其对有机质富集的影响。结果表明, 南堡凹陷东三段页岩非均质性较强, TOC 介于 0.30%~2.66% 之间, S_1+S_2 介于 0.44~11.41 mg/g 之间, HI 介于 57~466 mg/g TOC 之间, 以Ⅱ型干酪根为主, 处于低成熟至成熟演化阶段。根据多种特征参数的垂向变化趋势, 认为南堡凹陷东三段沉积时期, 半湿润至半干旱交替型古气候影响着古湖泊环境波动变化, 自下而上古水深经历了较浅水→较深水→较浅水、古盐度经历了半咸水→淡水→半咸水、古氧化还原条件经历了弱氧化→弱还原→弱氧化, 上述的波动变化影响着有机质差异富集。在偏湿润气候下, 水体古生产力高且以较深水的贫氧环境为主, 有机质埋藏率高, 导致沉积物中有机质富集程度高; 而在偏干旱气候下, 水体古生产力中等且以较浅水的富氧环境为主, 有机质埋藏率低, 导致沉积物中有机质富集程度低。由此建立的富有机质页岩发育模式, 可为湖相页岩油有利勘探层段选择提供依据。

关键词 页岩油 古气候 古环境 有机质富集 东营组 南堡凹陷 渤海湾盆地

第一作者简介 孟令箭, 男, 1980 年生, 高级工程师, 研究方向为油气勘探地质综合研究。E-mail: menglingjian2008@petrochina.com.cn。

通讯作者简介 雷闯, 男, 1985 年生, 讲师, 研究方向为油气地球化学、油气成藏机理。E-mail: leichuang119@163.com。

中图分类号: P531 文献标志码: A

Characterization of shale in the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag: implications for palaeoenvironment and organic matter accumulation mechanism

MENG Lingjian^{1,2} LEI Chuang³ ZHANG Yunfeng¹ ZOU Juan² YANG Rongchao² GAO Yongliang²

1 College of Geosciences, Northeast Petroleum University, Heilongjiang Daqing 163318, China

2 Research Institute for Exploration and Development, PetroChina Jidong Oilfield Company, Hebei Tangshan 063004, China

3 College of Mining Engineering, North China University of Science and Technology, Hebei Tangshan 063210, China

* 中国石油股份公司重大科技专项子课题(编号: 2023YQX20107), 唐山市科技计划项目(编号: 22130213H)和辽宁省矿产资源绿色开发重点实验室开放课题(编号: LNTU/GDMR-2316)联合资助。[Co-funded by the Major Science and Technology Project of China Petroleum Corporation (No. 2023YQX20107), the Science and Technology Planning Project of Tangshan City, China (No. 22130213H), and the Liaoning Key Laboratory of Green Development of Mineral Resources, China (No. LNTU/GDMR-2316)]

收稿日期: 2024-10-10 改回日期: 2024-12-17

Abstract To evaluate the shale oil exploration potential of the member 3 of the Paleogene Dongying Formation (Ed_3) in the Nanpu sag, this study investigates paleoclimate and paleoenvironmental variations and their impacts on organic matter accumulation through mineralogical and geochemical analyses of 21 shale samples. Results reveal strong heterogeneity in the Ed_3 shale, with TOC ranging from 0.30% to 2.66%, S_1+S_2 from 0.44 to 11.41 mg/g, and HI from 57 to 466 mg/g TOC, predominantly characterized by Type II kerogen at low to mature thermal maturity stages. Multiple geochemical proxies indicate that a semi-humid to semi-arid paleoclimate during the Ed_3 deposition influenced palaeoenvironmental fluctuations. From bottom to top, paleowater depth transitioned from shallow to deep and back to shallow, paleosalinity shifted from brackish to fresh and back to brackish, and redox conditions evolved from weakly oxidizing to weakly reducing and back to weakly oxidizing. These environmental fluctuations controlled differential organic matter accumulation. Under humid climates, high paleoproductivity and anoxic conditions in deeper waters promoted efficient organic matter burial and enrichment. Conversely, under arid climates, moderate paleoproductivity and oxic conditions in shallower waters resulted in lower organic matter burial and enrichment. The established model of organic-rich mudstone development provides a foundation for selecting favorable lacustrine shale oil exploration intervals.

Key words shale oil, palaeoclimate, palaeoenvironment, organic matter accumulation, Dongying Formation, Nanpu sag, Bohai Bay Basin

About the first author MENG Lingjian, born in 1980, is a senior engineer. He is mainly engaged in comprehensive research of hydrocarbon exploration geology. E-mail: menglingjian2008@petroChina.com.cn.

About the corresponding author LEI Chuang, born in 1985, is a lecturer. He is mainly engaged in hydrocarbon geochemistry and hydrocarbon accumulation mechanism. E-mail: leichuang119@163.com.

细粒沉积物有机质富集是一个复杂的地质过程,受到构造因素与气候因素协同演化所控制的古湖泊环境诸多因素影响 (Carroll and Bohacs, 2001; Quan *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2020; 何雁兵等, 2023; 雷闯等, 2024)。古湖泊环境包括古生产力、古水深、古盐度和古氧化还原条件,在一定程度上控制着有机质输入和保存。古生产力是影响有机质富集的重要因素 (段玮等, 2022),较高的古生产力不仅会增加沉积物中有机质含量,而且过剩有机质的氧化作用还会造成水体底部缺氧,有利于有机质的保存 (田杨等, 2016)。古水深是影响湖盆沉积充填的重要因素 (Carroll and Bohacs, 1999),水位较低时湖盆为过补偿充填,浮游藻类缺乏生存与保存的空间;反之,水位较高时湖盆为均衡补偿充填或欠补偿充填,可容纳空间大,有利于浮游藻类生存与保存。水体盐度通过影响浮游藻类种属与繁盛程度进而影响沉积有机质富集 (孙中良等, 2020)。在低盐度水环境中,诸多广盐性藻类 (如蓝藻、绿藻、硅藻等) 都可以生存;在高盐度水环境中,仅有少数耐盐性藻类可以生存。这

些浮游藻类能否埋藏下来主要取决于水体富氧程度 (Ocubalidet *et al.*, 2018)。受盐度或温度梯度影响的水体分层会导致底层水体处于缺氧环境,如深湖相,这是因为富氧表层水体与缺氧底层水体在分界面附近处于无循环的停滞状态,底层水体基本静止,沉积有机质埋藏率高。水体动荡且循环周期短的滨浅湖相却容易出现富氧环境 (Lei *et al.*, 2021),沉积有机质埋藏率低。显然,重建古湖泊环境有助于深化认识细粒沉积物有机质富集机理,对页岩油气勘探具有重要意义。细粒沉积物作为地质信息的载体,记录了地质历史时期的古气候和古环境的变化过程。目前,表征古气候和古环境的方法很多,包括古生物法、矿物学法、元素地球化学法、有机地球化学法、同位素法等。

新一轮资源评价表明,南堡凹陷蕴含丰富的常规和非常规油气资源 (姜福杰等, 2023)。传统观点认为埋深大且有机质丰度高、类型好的沙河街组泥岩是南堡凹陷的主力烃源岩,忽略了东营组页岩生烃潜力。随着全球页岩油气勘探的兴起,南堡凹陷在林雀和曹妃甸洼陷东三段获得页岩油发现,

2 口兼探井日产油均超过 20 m^3 ，展现出良好的勘探前景。然而，有关南堡凹陷东三段古气候和古环境及其对有机质富集影响方面的研究甚少，制约着页岩油勘探进程。作者从矿物学和地球化学角度对南堡凹陷东三段古气候和古环境进行系统研究，进而认识有机质富集机理，为页岩油勘探提供依据。

1 区域地质背景

南堡凹陷位于渤海湾盆地黄骅坳陷北部，平面上呈北北东走向展布，剖面上呈“北断南超”复式半地堑结构，面积 1932 km^2 。根据基底起伏及控凹、控带断裂的分布特征，可划分出 8 个次级构造带和 3 个洼陷(图 1)。南堡凹陷以新生代沉积为主，自下而上为古近系沙河街组、东营组，新近系馆陶组、明化镇组以及第四系平原组，最大沉积厚度逾 8000 m 。本次研究的目的层为东营组三段(东三段)，是南堡凹陷重要的烃源岩层，也是重要的含油气层。受基底沉降强烈增速作用(王华等，

2012)，这一时期沉积中心出现在高柳断层以南的林雀洼陷和曹妃甸洼陷，以半深湖—深湖沉积为主，北部陡坡发育扇三角洲体系，南部缓坡带发育辫状河三角洲体系。纵向上，东三段可细分为下段(Ed_3l)和上段(Ed_3u)2 个沉积旋回。东三下段厚度介于 $200\sim 550\text{ m}$ 之间，泥地比普遍高于 70%；东三上段厚度介于 $180\sim 450\text{ m}$ 之间，泥地比普遍高于 60%。其中，泥岩颜色以深灰色、黑灰色及灰黑色为主，发育块状、层状和纹层状 3 类沉积构造。

2 样品及实验方法

南堡凹陷 21 个页岩样品采集于曹妃甸洼陷 PG2 井 $3720.0\sim 4219.5\text{ m}$ (PG2 井位置见图 1-a)，其中东三下段 12 个样品，东三上段 9 个样品。样品送至中国石油大学(北京)油气资源与工程全国重点实验室，遵循国家标准完成多项矿物学和地球化学分析测试。有机碳含量(TOC)采用 CS-230 碳硫分析仪测定。岩石热解采用

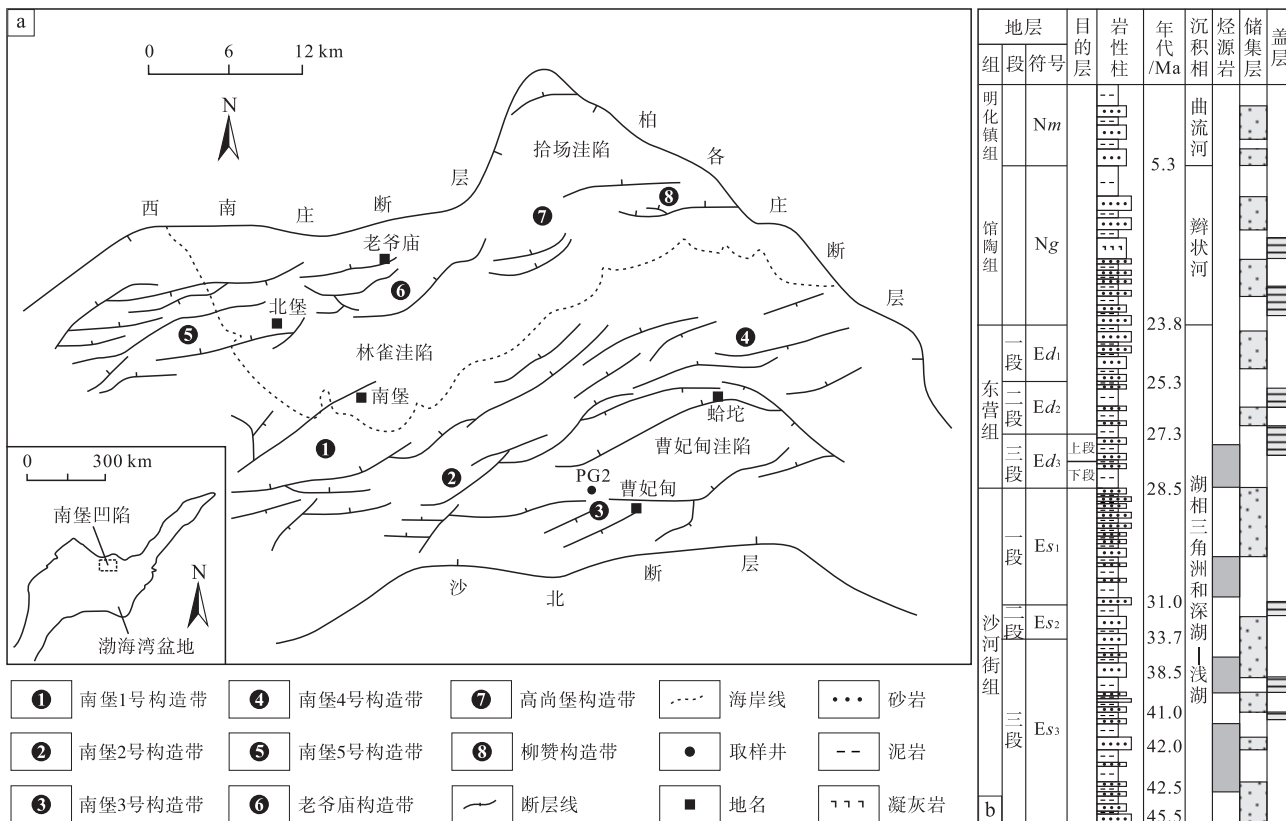


图 1 南堡凹陷区域构造及地层综合柱状图

Fig. 1 Regional structure and stratigraphic comprehensive histogram of Nanpu sag

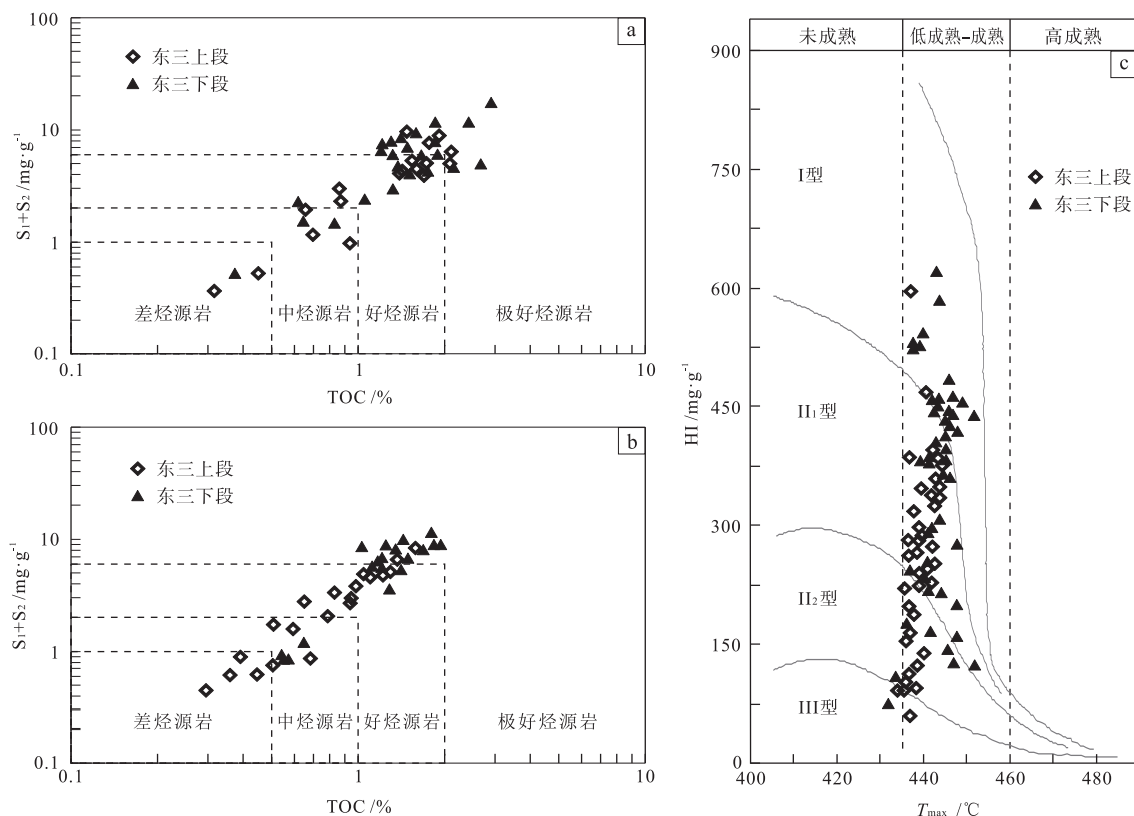
Rock-Eval II 岩石热解仪测定。矿物组分采用 X 射线衍射仪测定。主量元素采用 X 射线荧光光谱仪测定。微量元素采用 PE350X 电感耦合等离子体质谱仪测定：首先将粉末样品用高纯度 1 mL HF 和 1 mL HNO₃ 密封溶解，放置 145 ℃ 烘箱中加热 72 h；然后再 140 ℃ 加热至糊状，用去离子水冲洗后再用 1 mL HNO₃ 溶解，放置 130 ℃ 烘箱中加热 12 h；最后用 2% HNO₃ 稀释至 30 mL 进行测定。通过测量样和标准样进行校对，相对误差小于 5%。饱和烃色谱和色谱—质谱分别采用 Agilent 7890 色谱仪和 Agilent 7890A-GC/5975C-MS 色谱—质谱联动仪测定：首先将粉末样品进行 72 h 的索氏抽提，萃取出可溶有机质；利用柱层析法将脱出沥青质沉淀（用正己烷洗脱）的可溶有机质再依次用正己烷、体积比 3:1 二氯甲烷/正己烷洗脱和体积比 2:1 二氯甲烷/甲醇洗脱进而分离出饱和烃、芳烃和非烃。其中，炉温初始温度为 70 ℃，以 3 ℃/min 的升温速率加热至 300 ℃ 并恒温 30 min，以氦气为载气，获取的数据由 Agilent

Chemstation 模块进行处理分析。

3 分析结果

3.1 TOC 和岩石热解

地球化学数据揭示南堡凹陷东三段页岩非均质性较强(图 2-a)。东三下段 ω (TOC) 为 0.64%~2.66%，平均值 1.48%； $S_1 + S_2$ 为 1.40 ~ 11.41 mg/g，平均值 5.71 mg/g，属于中—好烃源岩；东三上段 ω (TOC) 为 0.30%~1.91%，平均值 1.08%， $S_1 + S_2$ 为 0.44 ~ 8.68 mg/g，平均值 3.78 mg/g，属于中烃源岩。通常认为，氢指数 HI 值大于 400 mg/g TOC 为倾油型 (I 型) 干酪根；150~400 mg/g TOC 为倾油/倾气型 (II 型) 干酪根；50~150 mg/g TOC 为倾气型 (III 型) 干酪根。东三下段和上段 HI 值分别变化在 156~461 mg/g TOC 之间和 57~466 mg/g TOC 之间，表明以 II 型干酪根为主，含少量 I 型和 III 型干酪根。对于 II 型干酪根，低成熟、成熟和高成熟有机质对应的 T_{max}



a—曹妃甸洼陷；b—林雀洼陷；c—干酪根类型识别。部分数据收集于冀东油田

图 2 南堡凹陷东营组三段有机质丰度和类型判别

Fig. 2 Organic matter abundance and type of the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

值分别为 435~445 ℃、445~460 ℃、460~490 ℃。东三下段和东三上段 $T_{\max}$ 值分布变化在 440~448 ℃之间和 436~444 ℃之间，总体上处于低成熟演化阶段。相比较，林雀洼陷与曹妃甸洼陷东三段页岩生烃潜力相当(图 2-a, 2-b)。

3.2 矿物组分

南堡凹陷样品矿物组分包括大量石英、长石、方解石、白云石、黏土矿物及少量黄铁矿和石盐(表 1)。石英和长石是主要矿物组分，前者质量分数介于 31.2%~50.5%之间，平均值 39.8%，后者质量分数介于 7.3%~24.5%之间，平均值 13.1%。方解石质量分数介于 5.0%~13.7%之间，平均值 9.2%。白云石质量分数介于 3.3%~10.6%之间，平均值 6.2%。黏土矿物质量分数介于 13.5%~41.0%之间，平均值 30.5%。黄铁矿仅出现在东三下段，质量分数介于 0%~3.6%之间，平均值 1.2%。石盐仅出现在东三上段，质量分数介于 0%~3.6%之间，平均值 1.0%。

3.3 主量元素和微量元素

南堡凹陷样品主量元素含量见表 2。主量元素 SiO_2 (53.94%~63.72%)、 Al_2O_3 (12.56%~14.98%)、 TFe_2O_3 (4.62%~8.06%)、 CaO (2.74%~9.23%)、 MgO (2.09%~3.74%)、 Na_2O (1.36%~4.43%)、 K_2O (2.01%~2.94%)、 TiO_2 (0.64%~2.26%) 在纵向上表现出显著的波动变化。湖泊沉积物中主量元素来源主要为碎屑成因、自生成因和热液成因 (Xu *et al.*, 2012; Tripathy *et al.*, 2014)。 Al_2O_3 化学性质稳定，受后期风化作用和成岩作用影响小，被广泛用于估算陆源碎屑输入量 (Tribouillard *et al.*, 2006)。南堡凹陷东三下段和上段 Al_2O_3 平均含量分别为 14.62% 和 13.39%，低于后太古宙澳大利亚页岩 (18.90%)，说明它们相对贫陆源碎屑组分、富自生组分或热液组分。 CaO 主要赋存于碳酸盐矿物，从东三下段至上段， CaO 含量呈现先减小后增大的趋势。

南堡凹陷样品微量元素含量见表 3。微量元素

表 1 南堡凹陷东营组三段矿物组分含量

Table 1 Mineralogical compositions of the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

样品编号	深度/m	层位	矿物组分/%						
			石英	长石	方解石	白云石	黏土矿物	黄铁矿	石盐
1	3720.0	Ed ₃ u	41.6	13.3	8.5	7.6	28.0	0	1.0
2	3747.0	Ed ₃ u	46.2	18.1	9.5	9.2	17.0	0	0
3	3760.0	Ed ₃ u	38.6	8.7	8.2	9.0	30.9	0	3.6
4	3785.0	Ed ₃ u	35.2	13.0	11.7	7.7	30.9	0	1.5
5	3867.0	Ed ₃ u	37.2	11.8	13.4	5.0	30.6	0	2
6	3880.0	Ed ₃ u	43.5	11.2	13.7	10.1	21.5	0	0
7	3920.0	Ed ₃ u	36.0	11.1	13.1	5.4	33.2	0	1.2
8	3965.0	Ed ₃ u	44.3	24.5	7.1	4.6	19.5	0	0
9	3975.0	Ed ₃ u	42.5	23.5	6.4	6.1	21.5	0	0
10	4060.0	Ed ₃ l	37.8	20.1	5.5	5.1	31.5	0	0
11	4070.0	Ed ₃ l	40.4	10.4	6.6	3.6	37.4	1.6	0
12	4083.0	Ed ₃ l	37.4	13.0	6.6	5.0	35.7	2.3	0
13	4090.2	Ed ₃ l	39.8	12.7	6.1	5.4	34.1	1.9	0
14	4092.5	Ed ₃ l	44.5	13.8	5.0	3.3	31.4	2.0	0
15	4100.0	Ed ₃ l	44.1	7.7	7.6	4.7	35.9	0	0
16	4120.0	Ed ₃ l	34.4	11.6	7.2	10.6	36.2	0	0
17	4170.0	Ed ₃ l	39.4	9.8	8.3	5.5	34.3	2.7	0
18	4215.5	Ed ₃ l	35.5	15.1	12.0	4.0	33.4	0	0
19	4216.3	Ed ₃ l	40.7	9.8	9.6	6.5	31.1	2.3	0
20	4218.7	Ed ₃ l	36.7	7.3	9.4	5.3	40.0	1.3	0
21	4219.5	Ed ₃ l	43.4	8.1	10.4	6.4	30.5	1.2	0

表 2 南堡凹陷东营组三段主量元素含量

Table 2 Major element concentrations of the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

样品 编号	深度 /m	层位	TOC /%	主量元素质量分数/%								C 值
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	
1	3720.0	Ed ₃ u	0.45	55.46	13.89	5.07	5.60	2.20	1.52	2.67	0.72	0.30
2	3747.0	Ed ₃ u	0.69	60.07	13.22	4.62	6.52	2.16	1.40	2.82	0.69	0.35
3	3760.0	Ed ₃ u	0.94	56.66	12.84	4.71	6.58	2.17	1.43	2.60	0.67	0.36
4	3785.0	Ed ₃ u	1.66	57.79	12.56	4.66	9.23	2.22	1.36	2.59	0.64	0.38
5	3867.0	Ed ₃ u	1.58	53.94	13.26	4.81	7.31	2.19	1.42	2.47	0.64	0.35
6	3880.0	Ed ₃ u	1.39	59.12	13.66	4.80	5.61	2.09	1.54	2.57	0.67	0.39
7	3920.0	Ed ₃ u	1.40	58.16	14.08	5.05	6.73	2.25	1.42	2.71	0.69	0.38
8	3965.0	Ed ₃ u	1.91	58.16	13.83	4.83	6.20	2.09	1.46	2.84	0.69	0.37
9	3975.0	Ed ₃ u	1.78	59.59	13.16	4.63	5.92	2.14	1.62	2.33	0.73	0.38
10	4060.0	Ed ₃ l	1.31	58.49	14.61	5.50	3.86	2.27	2.97	2.59	0.88	0.45
11	4070.0	Ed ₃ l	1.71	60.21	14.06	5.27	4.70	2.11	2.40	2.64	0.86	0.43
12	4083.0	Ed ₃ l	1.86	58.70	14.70	5.43	3.87	2.19	3.81	2.70	0.88	0.41
13	4090.2	Ed ₃ l	1.83	62.92	14.72	5.34	3.17	2.26	4.04	2.94	0.86	0.41
14	4092.5	Ed ₃ l	2.41	59.38	14.51	5.20	3.74	2.29	3.50	2.78	0.84	0.41
15	4100.0	Ed ₃ l	1.67	61.51	14.69	5.38	2.92	2.25	4.03	2.62	0.88	0.44
16	4120.0	Ed ₃ l	1.51	59.66	14.61	4.90	2.74	2.18	4.43	2.87	0.88	0.38
17	4170.0	Ed ₃ l	2.66	60.47	14.22	4.87	3.67	2.20	3.59	2.37	0.87	0.40
18	4215.5	Ed ₃ l	0.64	62.68	14.95	7.50	7.33	3.74	3.02	2.18	1.95	0.32
19	4216.3	Ed ₃ l	1.38	62.45	14.53	8.06	7.81	3.25	3.28	2.01	2.26	0.37
20	4218.7	Ed ₃ l	0.82	58.32	14.98	5.45	4.18	2.24	3.61	2.61	1.03	0.36
21	4219.5	Ed ₃ l	1.05	63.72	14.92	7.71	7.44	3.03	3.20	2.38	1.94	0.37
PAAS				62.80	18.90	7.22	1.30	2.20	1.20	2.20	1.00	

注：PAAS 为后太古宙澳大利亚页岩（Taylor and McLennan，1985）。

富集系数 $EF = (\text{元素}/Al)_{\text{样品}} / (\text{元素}/Al)_{\text{PAAS}}$ 可揭示母岩物质经过风化作用、沉积作用及成岩作用后微量元素含量的变化情况，大于 1 为富集状态，小于 1 为亏损状态。结果表明(图 3)，大部分样品微量元素 EF 大于 1 或接近于 1，几乎未发生亏损。成岩蚀变作用很容易引起沉积物中 Mn 元素富集和 Sr 元素亏损，且对应的 Mn/Sr 值大于 10（Kaufman and Knoll，1995）。南堡凹陷东三段 Mn/Sr 值变化在 1.2~2.0 之间，说明其微量元素含量变化未受到后期成岩蚀变作用的影响。热液活动会增加沉积物中 Fe 和 Mn 元素含量（Morford *et al.*，2005），进而影响氧化还原循环过程中某些微量元素（V、Mo、U）的含量。南堡凹陷 PG2 井区未发现渐新世同期及后期热液活动，且在 Al-Fe-Mn 判别图中所有样品落在未受热液改造区(图 4)，排除了微量元素含量变化受热液活动影响的可能。因

此，这些样品主量元素和微量元素所记录的古气候和古环境信息是可靠的。

3.4 生物标志化合物

3.4.1 正构烷烃和类异戊二烯烷烃

南堡凹陷东三段正构烷烃的碳数分布范围在 $nC_{12} \sim nC_{35}$ ，主峰碳 nC_{21} 或 nC_{23} 。低碳数正构烷烃 ($<nC_{20}$) 母质为水生浮游藻类和细菌，高碳数正构烷烃 ($>nC_{25}$) 母质为陆生高等植物（Sachsenshofer *et al.*，2017）。所有样品正构烷烃呈正态峰型分布(图 5)，低碳数和高碳数正构烷烃丰度相当，对应的 $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$ 值分布在 0.78~1.43 之间，表现为水生和陆生有机质的混合输入。由于样品处于低成熟阶段，CPI 和 OEP 值普遍较高，东三下段分别为 1.08~1.24 和 1.03~1.15，东三上段分别为 1.27~1.50 和 1.16~1.35（表 4）。姥鲨烷（Pr）

表 3 南堡凹陷东营组三段微量元素含量

Table 3 Trace element concentrations of the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

样品 编号	微量元素质量分数/ 10^{-6}											相关参数			
	Ba	Cd	Cr	Ga	Mn	Ni	Sr	V	Zn	Co	Pb	Ba _{生源}	Mn/Fe	Sr/Ba	V/V+Ni
1	2103.00	0.28	88.24	14.67	546.00	36.53	279.50	75.35	369.60	15.54	24.11	2103	196.2	0.28	0.67
2	1224.00	0.25	72.87	13.91	567.80	31.82	277.40	71.36	1857.00	20.83	21.59	1224	194.2	0.23	0.69
3	1377.00	0.26	75.12	14.69	542.90	33.08	297.80	70.52	2163.00	21.72	22.17	1377	187.9	0.22	0.68
4	1194.00	0.25	78.13	16.90	534.90	32.48	361.50	65.49	1082.00	15.34	21.84	1194	173.4	0.20	0.71
5	1664.00	0.27	76.51	14.93	536.00	34.61	333.60	64.92	408.50	17.00	22.76	1664	178.2	0.20	0.65
6	1856.00	0.27	77.69	13.21	502.70	34.25	273.10	67.61	535.20	15.05	22.65	1856	161.8	0.15	0.66
7	835.00	0.28	94.17	15.09	476.20	36.79	290.90	68.98	1279.00	21.84	23.87	835	185.7	0.29	0.65
8	785.00	0.27	73.86	14.40	496.90	35.09	274.20	68.76	516.90	14.65	22.72	785	173.5	0.24	0.66
9	1400.00	0.24	78.53	14.00	462.30	31.49	281.80	77.43	1098.00	19.11	21.67	1400	173.4	0.20	0.71
10	2132.00	0.31	89.75	10.61	639.30	40.15	319.30	94.30	675.00	19.25	25.19	2132	141.7	0.15	0.70
11	1897.00	0.30	87.70	12.29	600.20	37.07	308.90	91.41	623.90	18.91	23.95	1897	153.8	0.16	0.71
12	1837.00	0.31	85.31	10.48	584.00	38.48	320.00	94.56	818.10	21.62	24.77	1837	142.8	0.17	0.71
13	1775.00	0.30	91.37	10.54	656.60	38.16	294.00	91.65	816.50	16.44	25.49	1775	143.1	0.17	0.71
14	1735.00	0.29	85.84	11.32	586.30	36.45	290.20	89.05	643.00	15.58	24.74	1735	147.3	0.17	0.71
15	2102.00	0.30	89.20	10.18	780.80	38.62	286.20	93.67	537.50	16.59	25.80	2102	133.6	0.14	0.71
16	1856.00	0.28	80.27	9.63	562.30	35.22	257.90	94.27	2547.00	20.58	23.46	1856	138.8	0.14	0.73
17	1298.00	0.28	85.32	10.56	712.10	34.61	265.80	93.28	593.80	12.95	23.34	1298	154.6	0.20	0.73
18	1003.00	0.44	106.00	17.16	914.50	54.63	429.10	221.90	4911.00	42.14	36.57	1003	227.0	0.32	0.69
19	800.00	0.48	85.00	18.55	979.60	59.07	430.20	254.70	1023.00	32.42	39.56	801	172.9	0.24	0.67
20	2151.00	0.32	86.33	12.33	577.10	39.86	310.90	109.40	745.20	18.93	26.42	2151	188.5	0.27	0.65
21	1149.00	0.46	93.19	18.06	938.20	56.70	401.00	222.10	1285.00	29.61	37.74	1149	182.1	0.27	0.69
PAAS	650.00	/	110.00	17.00	847.00	55.00	200.00	1.00	150.00	23.00	20.00				

注：PAAS 为后太古宙澳大利亚页岩（Taylor and McLennan, 1985）。

和植烷（Ph）是最常见的类异戊二烯烷烃。所有样品 Pr 和 Ph 丰度偏低，低于相邻的正构烷烃，相应的 Pr/nC_{17} 值和 Ph/nC_{18} 值普遍小于 1（图 6-a）。Pr 优势明显，东三下段 Pr/Ph 值变化在 1.48 ~ 3.29 之间，东三上段 Pr/Ph 值变化在 1.92 ~ 4.41 之间。

3.4.2 甾类化合物

在 $m/z=217$ 质量色谱图上检测到丰富甾类化合物（图 5），包括孕甾烷、升孕甾烷、规则甾烷和重排甾烷。规则甾烷具有重要的生源意义，认为 C_{27} 规则甾烷源自水生生物， C_{28} 规则甾烷源自含叶绿素 c 的浮游植物， C_{29} 规则甾烷源自陆生高等植物（Peters *et al.*, 2005；Farhaduzzaman *et al.*, 2012）。南堡凹陷东三下段和上段 C_{27} - C_{28} - C_{29} 规则甾烷相对含量分别为 32.5%~44.4%、18.8%~31.4%、31.1%~46.3% 和 26.5%~38.3%、20.5%~30.0%、38.2%~51.1%，进一步证实了混合有机质来源特征。

规则甾烷化合物中常见 $\alpha\alpha\alpha-20R$ 、 $\alpha\beta\beta-20R$ 、 $\alpha\alpha\alpha-20S$ 和 $\alpha\beta\beta-20S$ 共 4 种构型。随着热演化程度增大，规则甾烷化合物由在热力学上不稳定的 R 构型向稳定的 S 构型转化、不稳定的 $\alpha\alpha$ 构型向稳定的 $\beta\beta$ 构型转化（Hanson *et al.*, 2000）。因此， $C_{29} 20S/(S+R)$ 和 $C_{29} \beta\beta/(\beta\beta+\alpha\alpha)$ 2 个值随着有机质成熟度增大而增大，并在 0.52~0.55 和 0.67~0.71 达到反应平衡终值。东三下段甾烷的异构化作用较强，上述 2 个参数值分别为 0.36~0.41 和 0.52~0.67（图 6-b），指示有机质处于成熟阶段。东三上段甾烷的异构化作用较弱，2 个参数值分别为 0.27~0.44 和 0.40~0.57（图 6-b），指示有机质处于低成熟阶段。

3.4.3 萜类化合物

在 $m/z=191$ 质量色谱图上检测到萜类化合物包括五环三萜类化合物 C_{27} 三降藿烷（Ts、Tm）、 C_{29} 降藿烷、 C_{29} 降新藿烷、 C_{30} 藿烷、伽马蜡烷、

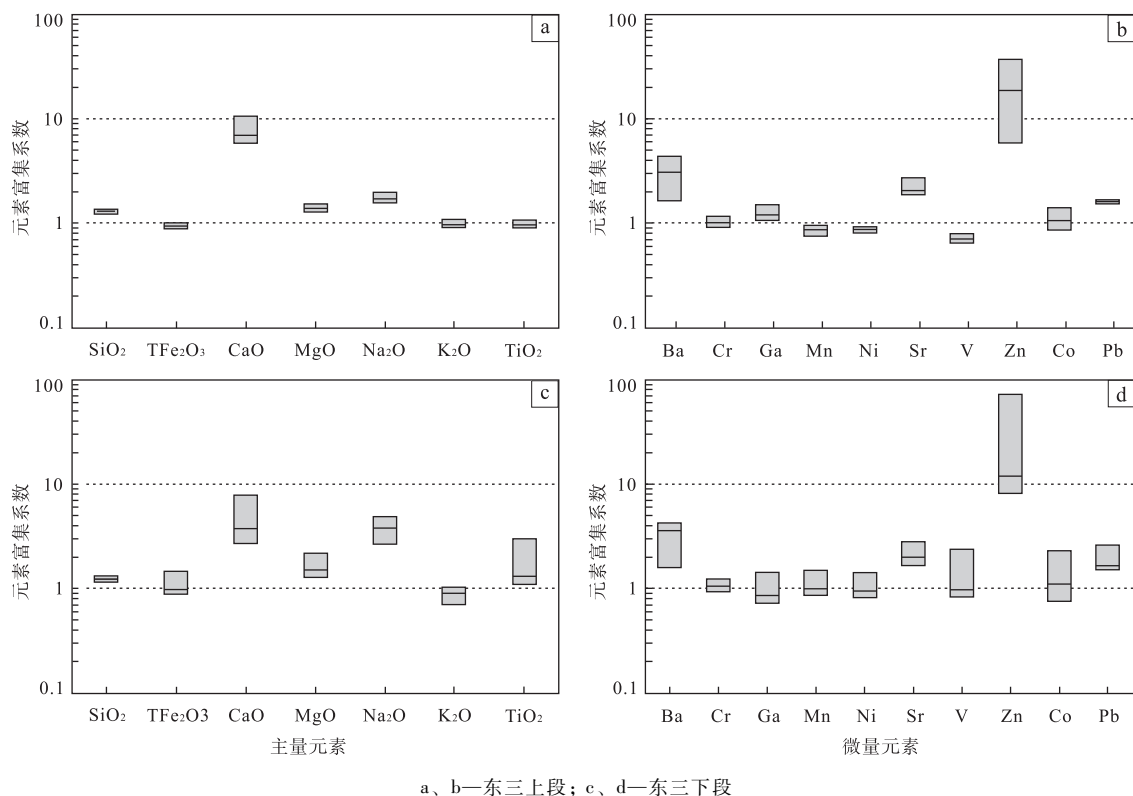


图 3 南堡凹陷东营组三段主要元素和微量元素富集系数

Fig. 3 Enrichment factors of major elements and trace elements for the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

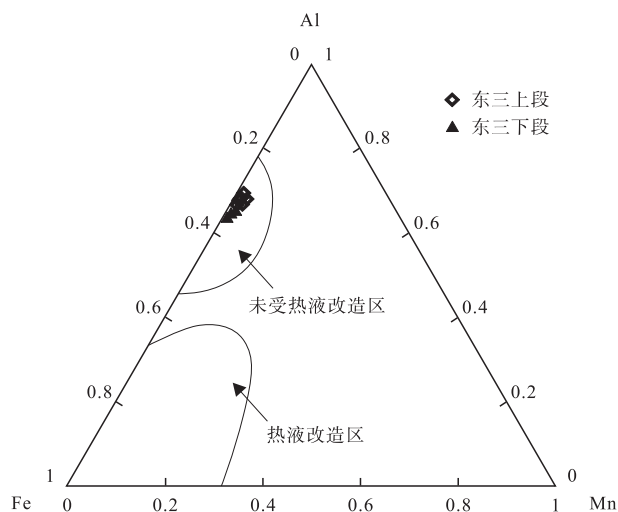


图 4 南堡凹陷东营组三段 Al-Fe-Mn 三角图
(据 Adachi *et al.*, 1986, 有修改)

Fig. 4 Al-Fe-Mn diagram of the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag (modified from Adachi *et al.*, 1986)

C_{31} – C_{35} 升藿烷及少量的三环萜烷和四环萜烷 (图 5)。东三下段和上段 T_s/T_m 值分别为 0.74~4.81 和 0.25~1.20 (图 6-c), 这一参数可有效区分 2 套烃源岩生烃产物。 C_{30} 藿烷丰度普遍高于 C_{29}

降藿烷, 东三下段和上段 C_{29}/C_{30} 藿烷值分别为 0.16~0.45 和 0.32~0.99 (图 6-d)。升藿烷表现为 $C_{31}>C_{32}>C_{33}>C_{34}>C_{35}$ 的正序特征, 尤其是 C_{34} 、 C_{35} 升藿烷丰度很低, 符合非强还原沉积环境的生标特征。

伽马蜡烷丰度较低, 伽马蜡烷指数 (伽马蜡烷/ C_{30} 藿烷) 均小于 0.2 (图 6-e)。 C_{19} 和 C_{20} 三环萜烷母质为陆生高等植物。 C_{19}/C_{23} 三环萜烷和 C_{20}/C_{23} 三环萜烷比值越高指示陆生有机质输入越高 (Hao *et al.*, 2011; Adegoke *et al.*, 2015)。这 2 个参数在东三下段和上段分布范围比较接近 (图 6-f), 前者分别为 0.09~2.07 和 0.28~1.63, 后者分别为 0.05~1.01 和 0.17~0.80, 说明陆源有机质输入量相当。

4 讨论

4.1 古环境分析

4.1.1 古气候分析

受气候因素的影响, 湿润气候型元素 (Fe、Mn、Cr、Ni、V、Co) 和干旱气候型元素 (Ca、

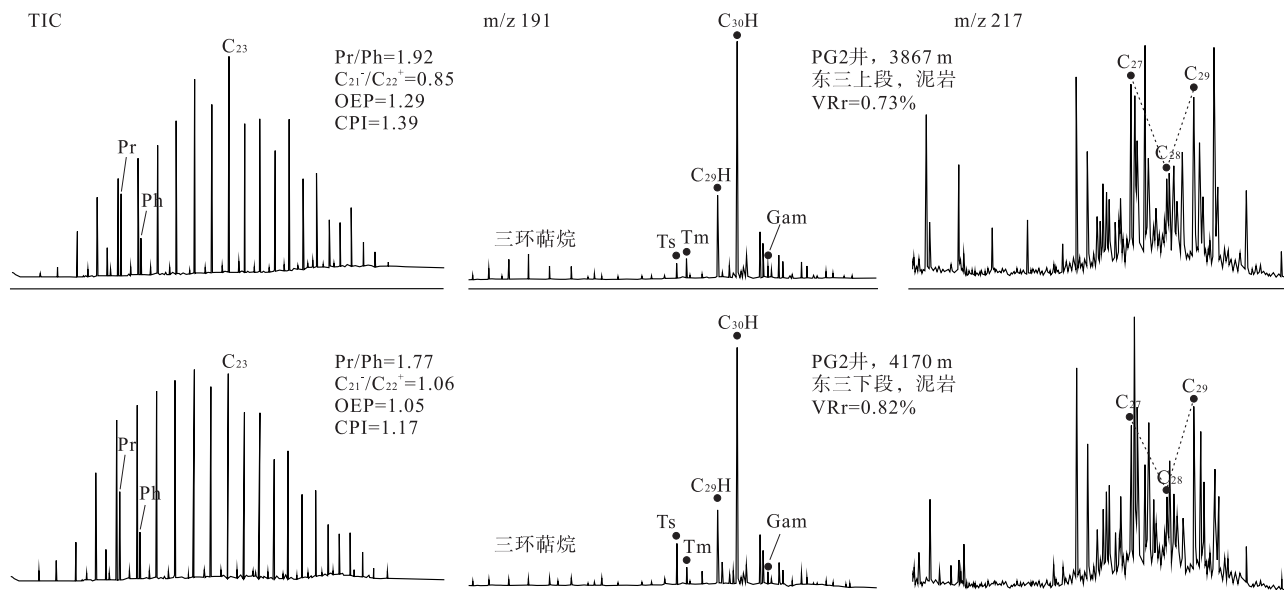


图 5 南堡凹陷东营组三段生物标志物谱图

Fig. 5 Biomarker fingerprints for the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

Mg、Sr、Ba、K、Na) 的迁移和分配规律有所不同,前者倾向在偏湿润气候下富集,而后者倾向在偏干旱气候下富集。利用这 2 类元素含量计算得出古气候指数 C 值可用于表征古气候的变化。其中, $C = \sum (Fe + Mn + Cr + Ni + V + Co) / \sum (Ca + Mg + Sr + Ba + K + Na)$ 。 $C > 0.6$ 指示温暖湿润气候; $0.2 < C < 0.6$ 指示半湿润—半干旱气候; $C < 0.2$ 指示干旱炎热的气候 (Fedo *et al.*, 1995; Qiu *et al.*, 2015)。结果表明(图 7),东三下段 C 值介于 0.32~0.45 之间,自下至上呈现增大趋势,表明古气候经历了半干旱→半湿润的变化。东三上段 C 值介于 0.30~0.39 之间,自下而上呈现减小趋势,表明古气候经历了半湿润→半干旱的变化。

沉积物中碳酸盐矿物(方解石、白云石、文石)含量常常作为古气候变化的替代性指标 (Gyawali *et al.*, 2019)。湖泊中碳酸盐矿物有原生和自生 2 种成因。沉积物中出现丰富的自生碳酸盐矿物往往标志着气候向干旱转变,反之向湿润转变 (兰敏文等, 2022)。南堡凹陷物源区母岩为北部燕山褶皱带地区燕山期发育的花岗岩 (静禹钱等, 2023), 不含碳酸盐岩。即样品中检测到的碳酸盐矿物均属于自生成因,具有古气候指示意义。X 射线衍射分析表明(表 1),东三下段碳酸盐矿物含量介于 8.3%~17.8% 之间,平均含量 13.3%,自下至上降低表明偏向湿润气候变化;东三上段碳酸盐

矿物含量介于 11.7%~23.8% 之间,平均含量 17.4%,自下而上增高表明偏向干旱气候变化。这一认识与古气候指数 C 值判别结果一致。

4.1.2 古生产力

古生产力是指地质历史时期生物在能量循环过程中固定能量的速率。生源 Ba 主要与浮游生物腐烂有关,已被证实是可靠的古海洋水体生产力指标。通常认为,生源 Ba 浓度为 200~1000 $\mu\text{g/g}$ 指示中等生产力,1000~5000 $\mu\text{g/g}$ 指示高生产力 (王鹏万等, 2021)。然而,利用生源 Ba 估算古湖泊水体生产力却少见报道。为了剔除陆源碎屑的影响,其计算公式为 $Ba_{\text{生源}} = Ba_{\text{总}} - Al_{\text{总}} \times (Ba/Al)_{\text{PASS}}$, 式中 $Ba_{\text{生源}}$ 为生源 Ba 浓度; $Ba_{\text{总}}$ 和 $Al_{\text{总}}$ 为沉积物中 Ba 和 Al 总浓度; $(Ba/Al)_{\text{PASS}}$ 为后太古代澳大利亚页岩 2 元素浓度的比值,取值 0.0075。结果表明,东三下段和上段生源 Ba 浓度分别为 800~2150 $\mu\text{g/g}$ 和 785~2103 $\mu\text{g/g}$, 具有高的生产力。这一认识与东三段观察到的丰富藻类化石相吻合。然而, $w(\text{TOC})$ 与 $w(Ba_{\text{生源}})$ 正相关性并不显著(图 8-b),说明除水生藻类外,陆生高等植物对南堡凹陷东三段有机质富集也有重要贡献。

4.1.3 古水深

根据金属元素的迁移能力及离岸分布规律可估算古水深。现代沉积研究表明, Mn 和 Fe 在沉积过

表 4 南堡凹陷东营组三段生物标志物参数
Table 4 Biomarker parameters for the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

样品 编号	深度 / m	层位	正构烷烃和类异戊二烯烷烃										甾烷 (m/z 191)										甾烷 (m/z 217)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
													三环甾烷					五环三甾烷					规则甾烷/%			C ₂₉ ββ /(20R+20S) / (αα+ββ)																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
			Pr/nC ₁₇	Ph/nC ₁₈	Pr/Ph	C ₂₁ ⁺ /C ₂₂ ⁺	CPI	OEP	MP	C ₁₉ /C ₂₃	C ₂₀ /C ₂₃	Ts/Tm	G/(G+C ₃₀)	C ₂₉ /C ₃₀	C ₂₉ Ts/C ₂₉	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉	C ₂₇	C ₂₈	C ₂₉																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
1	3720.0	Ed ₃ u	1.74	0.34	4.41	0.79	1.27	1.28	C ₂₃	0.21	0.65	0.26	0.02	0.99	0.16	28	26	46	0.28	0.41																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									

注: CPI 为碳优势指数 (CPI=2 [C₂₃+C₂₅+C₂₇+C₂₉] / [C₂₂+2 {C₂₄+C₂₆+C₂₈} +C₃₀]) ;

OEP 为奇偶优势比 (OEP= [C₂₅+C₂₇+C₂₉] /2 [C₂₆+C₂₈]) ;

MP 为主峰碳数;

G/ (G+C₃₀) = 伽马蜡烷/ (伽马蜡烷+C₃₀藿烷);

C₂₉/C₃₀ = C₂₉降藿烷/C₃₀藿烷;

C₂₉Ts/C₂₉ = C₂₉降新藿烷/C₂₉降藿烷。

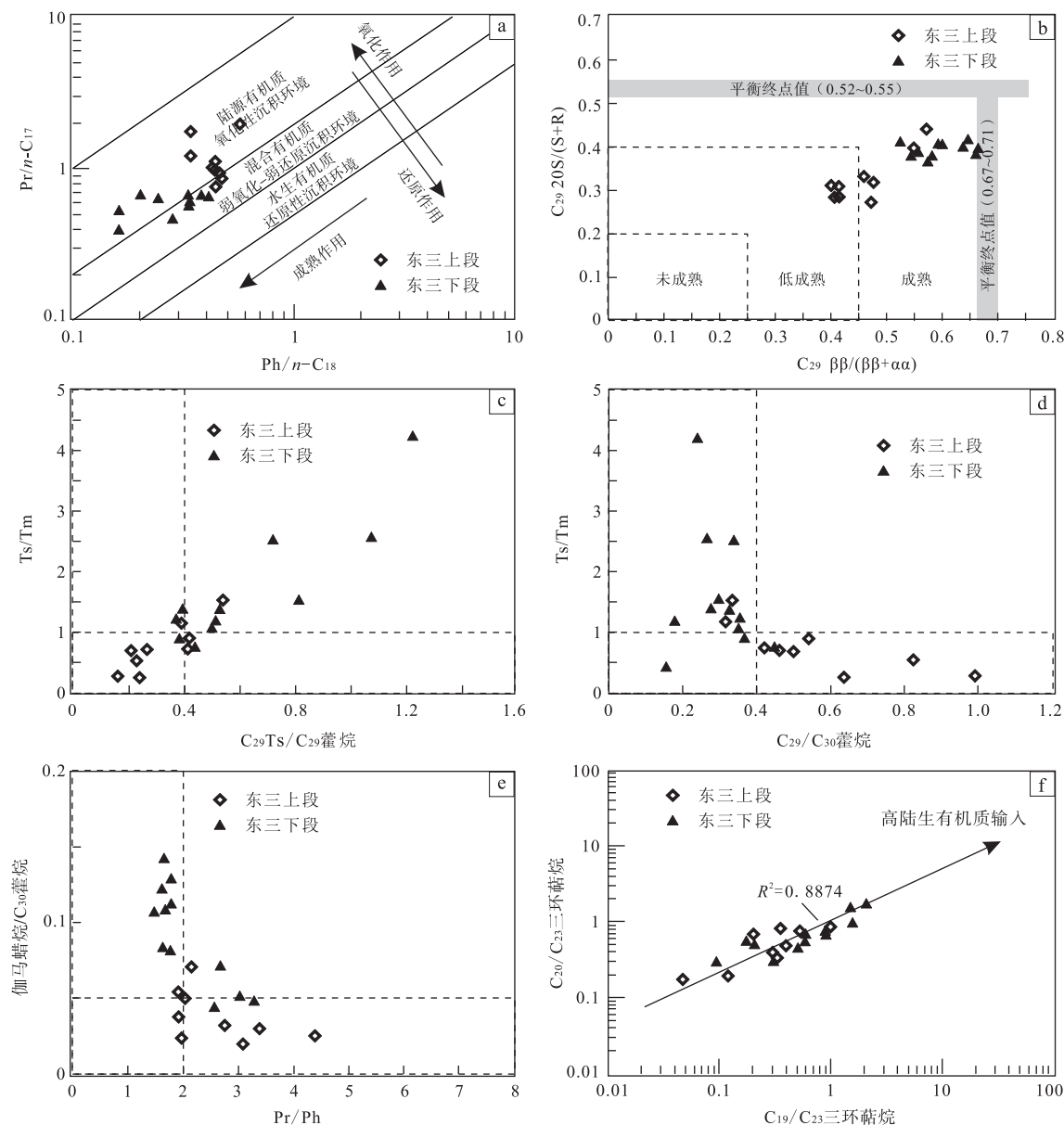


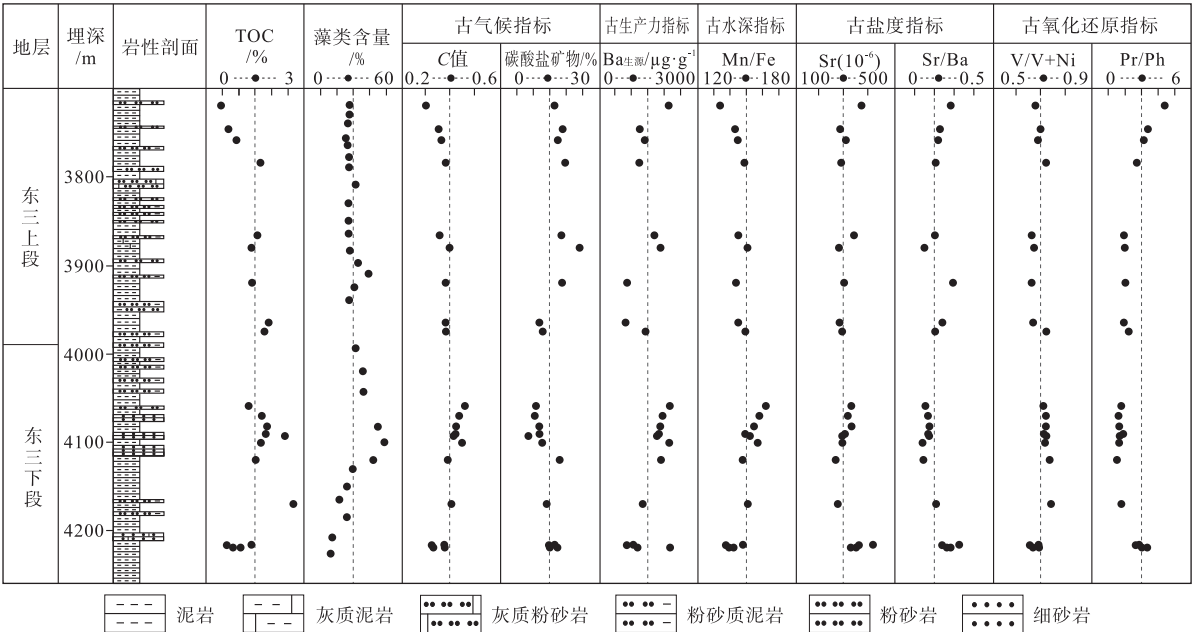
图 6 南堡凹陷东营组三段生物标志化合物参数交会图

Fig. 6 Cross-plots of various biomarker parameters for the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

程中分异作用明显。Mn 稳定性较强，在离岸远（长距离迁移）的深水环境趋于富集；Fe 稳定性较弱，仅在离岸近（短距离迁移）的浅水环境趋于富集（郑玉龙等，2015；李浩等，2017）。因此，Mn/Fe 值具有古水深指示意义，高值出现在深水区，低值出现在浅水区。东三下段 Mn/Fe 值介于 $136.6 \times 10^{-4} \sim 160.8 \times 10^{-4}$ 之间，平均值 148.9×10^{-4} ，自下至上呈现增大趋势，表明古水深经历了较浅水→较深水的变化。东三上段 Mn/Fe 值介于 $133.4 \times 10^{-4} \sim 149.5 \times 10^{-4}$ 之间，平均值 144.1×10^{-4} ，自下

而上呈现减小趋势，表明古水深经历了较深水→较浅水的变化。对比古气候指数 C 值垂向分布曲线发现，两者呈现同步变化趋势（图 7），说明南堡凹陷东三段沉积时期水体深度变化受到气候因素的控制，表现为由半湿润气候向半干旱气候，湖水蒸发量增大，大气降雨量减小，引起湖泊出现由偏深水向偏浅水环境的变化，反之亦然。

由于湖泊水位在较深水至较浅水之间波动，预示着南堡凹陷东三段沉积时期有机质埋藏率有所不同。已有研究表明，半封闭性—封闭性深水相很容



注：藻类含量数据收集于冀东油田

图 7 南堡凹陷 PG2 井东营组三段古气候和古环境参数纵向分布

Fig. 7 Vertical distribution of palaeoclimate and palaeoenvironmental parameters for the Member 3 of Dongying Formation of Well PG2, Nanpu sag

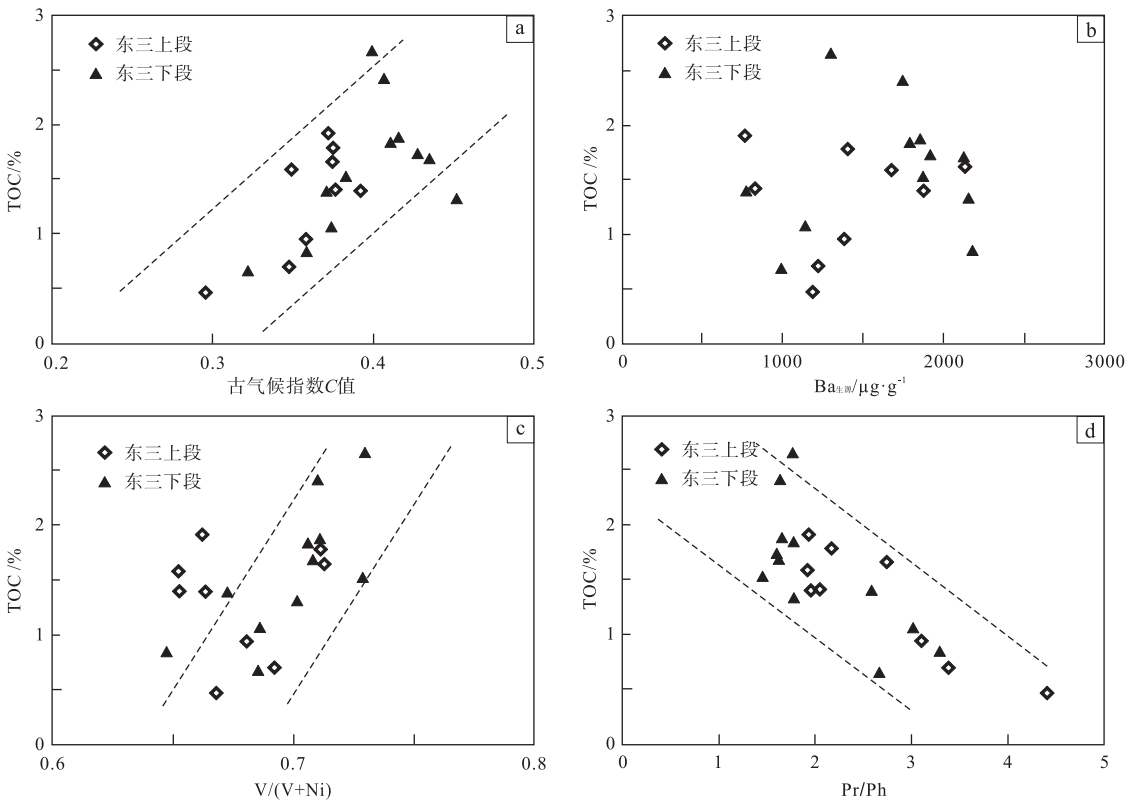


图 8 南堡凹陷东营组三段 TOC 与古气候和古环境参数关系图

Fig. 8 Relationship between TOC and palaeoclimate and palaeoenvironmental parameters for the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

易出现水体分层强的还原环境, 有机质埋藏率高; 而开放性浅水相水体动荡, 表层水和底层水频繁循环出现水体分层弱的氧化环境, 有机质埋藏率低 (高阳东等, 2022)。

4.1.4 古盐度

古盐度是衡量古湖泊水介质条件变化的重要标志。在自然界水体中, Sr 的迁移能力强于 Ba。当水体矿化度很低时, 它们以离子形式保留于水体中。当水体矿化度逐渐增加, Ba^{2+} 以 BaSO_4 的形式先析出, Sr^{2+} 以 SrSO_4 的形式后析出, 导致沉积物中 Sr 趋于富集。因此, 沉积物中 Sr 含量及 Sr/Ba 值往往与水体古盐度呈现正相关关系。根据前人所建立标准 (崔滔等, 2013), 认为 Sr 含量小于 300×10^{-6} 为淡水环境, $300 \times 10^{-6} \sim 800 \times 10^{-6}$ 为半咸水环境, $800 \times 10^{-6} \sim 1000 \times 10^{-6}$ 为咸水环境, 大于 1000×10^{-6} 为超咸水环境。Sr/Ba 值小于 0.2 为淡水环境, 0.2~0.5 为半咸水环境, 大于 0.5 为咸水环境 (Wei and Algeo, 2019)。东三下段和上段 Sr 含量分别为 $257.90 \times 10^{-6} \sim 405.20 \times 10^{-6}$ (平均值 313.30×10^{-6})、 $273.10 \times 10^{-6} \sim 361.50 \times 10^{-6}$ (平均值 296.90×10^{-6}), 相应的 Sr/Ba 值分别为 0.14~0.32 (平均值 0.20)、0.15~0.29 (平均值 0.22), 反映了这一沉积时期水体在淡水至半咸水环境之间波动变化。由于与古气候指数 C 值垂向分布曲线呈镜像变化 (图 7), 说明南堡凹陷东三段沉积时期水体含盐量变化亦受到气候因素的控制, 表现为由半湿润气候向半干旱气候, 湖水蒸发量增大, 大气降雨量减小, 水体中各离子浓度趋向浓缩, 引起湖泊出现由偏淡水向偏咸水环境的变化, 反之亦然。

大量的伽马蜡烷是高盐度水体分层的标志 (Ten Haven *et al.*, 1989), 认为伽马蜡烷指数小于 0.2 指示偏淡水环境, 大于 0.2 指示偏咸水环境 (Yuan *et al.*, 2017)。东三下段伽马蜡烷指数介于 0.04~0.14 之间, 平均值 0.09; 东三上段伽马蜡烷指数介于 0.02~0.07 之间, 平均值 0.04, 显然, 这一时期总体处于偏淡水环境。

南堡凹陷东三段沉积时期适宜的水体古盐度有利于多种类浮游藻类繁盛, 根据冀东油田古生物资料, 观察到的光面球藻、粒面球藻、网面球藻、皱面球藻、刺球藻、角凸藻等 10 余种藻类化石即是直接证据。

4.1.5 古氧化还原条件

铁族元素 V 和 Ni 在不同氧化—还原环境中离

子价态有所不同, 导致在沉积物中富集程度有所不同。在缺氧条件下, 这些元素从高价态离子被还原成低价态离子以氧化物和氢氧化物形式沉淀下来 (Tribovillard *et al.*, 2006)。相比较, V 更容易在缺氧条件下被有机质或黏土吸附而富集。更为重要的是, 它们不因后期成岩作用发生迁移 (Scheffler *et al.*, 2006; 张天福等, 2016)。Hatch and Leventhal (1992) 指出 $V/(V+Ni) > 0.84$ 为水体分层强且出现 H_2S 的还原环境; 0.60~0.84 为水体分层中等的弱还原—弱氧化, < 0.46 为水体分层弱的氧化环境。东三下段和上段 $V/(V+Ni)$ 值变化范围较窄 (图 7), 分别为 0.65~0.73 (平均值 0.70) 和 0.65~0.71 (平均值 0.68), 说明这一时期水体活动性较弱, 以弱还原—弱氧化环境为主。这一认识与岩心沉积构造描述吻合, 交互出现的纹层状、层状和块状沉积构造似乎是弱还原—弱氧化环境的表现。

Pr/Ph 值亦是表征水体氧化还原条件的重要参数 (Ten Haven *et al.*, 1987; Chandra *et al.*, 1994)。通常认为, Pr/Ph 值小于 1.0 倾向还原环境, 1.0~3.0 倾向弱还原—弱氧化环境, 大于 3.0 倾向氧化环境 (Didyk *et al.*, 1978)。Pr/Ph 值还可能受成熟因素的影响, 由于样品以低成熟为主, 认为其比值差异主要是水体氧化还原条件变化的体现。东三下段和上段 Pr/Ph 值分别为 1.48~3.29 (平均值 2.07) 和 1.92~4.41 (平均值 2.62), 进一步证实水体以弱还原—弱氧化环境为主。这一认识在 $\text{Pr}/n\text{C}_{17}$ 和 $\text{Ph}/n\text{C}_{18}$ 交会图中也得到了印证 (图 6-a)。

水体氧化还原条件是影响有机质埋藏率的重要因素。研究表明, 南堡凹陷东三段有机质富集明显受到水体氧化还原条件的影响, 表现为大部分样品 TOC 值与 $V/(V+Ni)$ 值存在正相关性 (图 8-c)、与 Pr/Ph 值存在负相关性 (图 8-d)。少部分样品偏离趋势线, 可能与丰富的耐降解陆源高等植物有机质有关。

4.2 富有机质页岩发育模式

前人研究表明, 构造因素与气候因素协同演化影响着古湖泊环境, 进而影响着有机质富集。受基底沉降强烈增速作用, 南堡凹陷东三段最大沉降速率达到 550 m/Ma (王华等, 2012), 高于渤海湾

盆地其他凹陷同期沉降速率,很容易形成较深湖—深湖水体环境,同时还形成较厚的细粒沉积。表层水体盐度适当,更益于广盐性浮游藻类生存与生长,水体生产力较高。由于半湿润至半干旱交替型气候,不稳定径流使得水体难以形成稳定分层,表现为低伽马蜡烷指数。与此同时,部分溶解氧进入水体,表层水和底层水发生交换,形成弱还原—弱氧化环境,表现为中等的 $V/(V+Ni)$ 和 Pr/Ph 值。南堡凹陷东三段有机质为水生和陆生混合来源,其中,水生有机物属于氧敏感物质,在富氧水体环境中被降解,而在贫氧水体环境中被保存。因此,良好的保存条件是南堡凹陷东三段有机质富集的重要因素。综上所述,南堡凹陷东三段半湿润至半干旱交替型古气候影响着古湖泊环境波动变化,进而影响着有机质差异富集(图 9),其中,在偏湿润气候下水体古生产力高且容易形成较深水的贫氧环境(有机质埋藏率高),有机质富集程度高(如 12~16 号样品点);在偏干旱气候下水体古生产力中等且容易形成较浅水的富氧环境(有机质埋藏率低),有机质富集程度低(如 1~3 号样品点)。

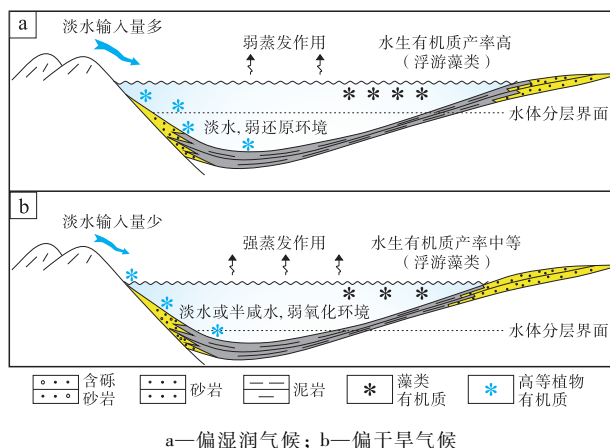


图 9 南堡凹陷东营组三段烃源岩发育模式

Fig. 9 Development model of source rock for the Member 3 of Dongying Formation of Nanpu sag

5 结论

1) 渤海湾盆地南堡凹陷古近系东营组三段沉积时期,古气候经历了半干旱→半湿润→半干旱、古水深经历了较浅水→较深水→较浅水、古盐度经历了半咸水→淡水→半咸水、古氧化还原条件经历了弱氧化→弱还原→弱氧化的变化过程。

2) 南堡凹陷东三段半湿润至半干旱交替型古

气候影响着古湖泊环境波动变化进而影响着有机质差异富集。在偏湿润气候下水体古生产力高且以较深水贫氧环境为主,有机质埋藏率高,沉积物中有机质富集程度高;而在偏干旱气候下水体古生产力中等且以较浅水富氧环境为主,有机质埋藏率低,沉积物中有机质富集程度低。

3) 从古气候和古环境角度理解有机质富集特征,可以有效指导页岩油勘探甜点段的选择。湿润气候下形成的富有机质页岩是南堡凹陷东三段页岩油最有利勘探对象。

参考文献 (References)

- 崔滔,焦养泉,杜远生,余文超,计波,雷志远,翁申富,金中国,和秀林. 2013. 黔北务正道地区铝土矿形成环境的古盐度识别. 地质科技情报, 32(1): 46–51. [Cui T, Jiao Y Q, Du Y S, Yu W C, Ji B, Lei Z Y, Weng S F, Jin Z G, He X L. 2013. Analysis on paleosalinity of sedimentary environment of bauxite in Wuchuan-Zheng'an- Daozhen area, northern Guizhou Province. Geological Science and Technology Information, 32(1): 46–51]
- 段玮,曾翔,蔡进功,李政,王长轩,林茹. 2022. 渤海湾盆地东营凹陷沉积环境和古生产力对优质烃源岩形成的控制: 以牛庄洼陷沙河街组为例. 天然气地球科学, 33(11): 1754–1767. [Duan W, Zeng X, Cai J G, Li Z, Wang C X, Lin R. 2022. Control of sedimentary environment and paleoproductivity on the formation of high-quality hydrocarbon source rocks in Dongying sag, Bohai Bay Basin: case study of the Shahejie Formation in Niuzhuang sag. Natural Gas Geoscience, 33(11): 1754–1767]
- 高阳东,林鹤鸣,汪旭东,邱欣卫,阙晓铭,李敏,赵泽颖,陈艳. 2022. 珠江口盆地陆丰凹陷文昌组沉积地球化学特征及古环境意义. 现代地质, 36(1): 118–129. [Gao Y D, Lin H M, Wang X D, Qiu X W, Que X M, Li M, Zhao Z Y, Chen Y. 2022. Geochemical constraints on the sedimentary environment of Wenchang Formation in Pearl River Mouth Basin and its paleoenvironmental implications. Geoscience, 36(1): 118–129]
- 何雁兵,雷永昌,邱欣卫,肖张波,郑仰帝,刘冬青. 2023. 珠江口盆地陆丰南地区文昌组沉积古环境及烃源岩有机质富集主控因素研究. 地学前缘, 31(2): 359–376. [He Y B, Lei Y C, Qiu X W, Xiao Z B, Zheng Y D, Liu D Q. 2023. Sedimentary paleoenvironment and main controlling factors of organic enrichment in source rocks of the Wenchang Formation in southern Lufeng. Pearl River Mouth Basin. Earth Science Frontiers, 31(2): 359–376]
- 姜福杰,郭婧,庞雄奇,陈迪,王建伟,汪英勋,李亚茜,陈雪,郭婷玮,房舟,王晓昊,齐振国,文嘉豪. 2023. 渤海湾盆地南堡凹陷全油气系统 3 类油气资源联合评价. 石油学报, 44(9): 1472–1486. [Jiang F J, Guo J, Pang X Q, Chen D, Wang J W, Wang Y X, Li Y Q, Chen X, Guo T W, Fang Z, Wang X H, Qi Z G, Wen J H. 2023. Joint evaluation of three types of oil-gas resources in whole petroleum system of Nanpu sag, Bohai Bay Basin. Acta Petrolei Sinica, 44(9):

- 1472–1486]
- 静禹钱,雷闯,刘克栋,李振华. 2023. 南堡凹陷古近系沙河街组沉积环境和物源: 来自微量和稀土元素地球化学的证据. 地质科技通报, 42(1): 350–359. [Jing Y Q, Lei C, Liu K D, Li Z H. 2023. Deposition environment and provenance of the Paleogene Shahejie Formation in Nanpu sag: evidences from trace and rare earth element geochemistry. Bulletin of Geological Science and Technology, 42(1): 350–359]
- 兰敏文,宋友桂,程良清. 2022. 湖泊碳酸盐矿物的形成过程及古气候环境指示意义. 地球科学与环境学报, 44(2): 156–170. [Lan M W, Song Y G, Cheng L Q. 2022. Review on formation of lacustrine carbonate minerals and their paleoclimate significance. Journal of Earth Sciences and Environment, 44(2): 156–170]
- 雷闯,叶加仁,殷世艳,吴景富,静禹钱. 2024. 东海盆地丽水凹陷古气候和古环境对有机质富集的约束: 来自古新统泥岩的元素地球化学证据. 地球科学, 49(7): 2359–2372. [Lei C, Ye J R, Yin S Y, Wu J F, Jing Y Q. 2024. Constraints of paleoclimate and paleo-environment on organic matter enrichment in Lishui sag, East China Sea Basin: evidence from element geochemistry of Paleocene mudstones. Earth Science, 49(7): 2359–2372]
- 李浩,陆建林,李瑞磊,王保华,徐文,左宗鑫,王苗,刘娅昭. 2017. 长岭断陷下白垩统湖相烃源岩形成古环境及主控因素. 地球科学, 42(10): 1774–1786. [Li H, Lu J L, Li R L, Wang B H, Xu W, Zuo Z X, Wang M, Liu Y Z. 2017. Generation paleoenvironment and its controlling factors of Lower Cretaceous lacustrine hydrocarbon source rocks in Changling Depression, South Songliao Basin. Earth Science, 42(10): 1774–1786]
- 孙中良,王芙蓉,侯宇光,罗京,郑有恒,吴世强,朱钢添. 2020. 盐湖页岩有机质富集主控因素及模式. 地球科学, 45(4): 1375–1387. [Sun Z L, Wang F R, Hou Y G, Luo J, Zheng Y H, Wu S Q, Zhu G T. 2020. Main controlling factors and modes of organic matter enrichment in salt lake shale. Earth Science, 45(4): 1375–1387]
- 田杨,叶加仁,雷闯,杨宝林,单超,何清吟,刘一茗. 2016. 东海陆架盆地丽水—椒江凹陷月桂峰组烃源岩发育控制因素及形成模式. 地球科学, 41(9): 1561–1571. [Tian Y, Ye J R, Lei C, Yang B L, Shan C, He Q Y, Liu Y M. 2016. Development controlling factors and forming model for source rock of Yueguifeng Formation in Lishui-Jiaojiang sag, the East China Sea continental shelf basin. Earth Science, 41(9): 1561–1571]
- 王华,赵淑娥,林正良,姜华,黄传炎,廖远涛,廖计华. 2012. 南堡凹陷东营组巨厚堆积的关键控制要素及其油气地质意义. 地学前缘, 19(1): 108–120. [Wang H, Zhao S E, Lin Z L, Jiang H, Huang C Y, Liao Y T, Liao J H. 2012. The key control factors and its petroleum and geological significance of extra-thick deposition in Dongying Formation, Nanpu sag. Earth Science Frontiers, 19(1): 108–120]
- 王鹏万,邹辰,李娟静,马立桥,蒋立伟,贾丹,梅珏,黄羚,陈向阳,李庆飞. 2021. 滇黔北地区筇竹寺组元素地球化学特征及古环境意义. 中国石油大学学报(自然科学版), 45(2): 51–62. [Wang P W, Zou C, Li X J, Ma L J, Jiang L W, Jia D, Mei Y, Huang L, Chen X Y, Li Q F. 2021. Geochemical characteristics of element Qiongzhusi Group in Dianqianbei Area and paleoenvironmental significance. Journal of China University of Petroleum (Edition of Natural Science), 45(2): 51–62]
- 张天福,孙立新,张云,程银行,李艳锋,马海林,鲁超,杨才,郭根万. 2016. 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. 地质学报, 90(12): 3454–3472. [Zhang T F, Sun L X, Zhang Y, Cheng Y H, Li Y F, Ma H L, Lu C, Yang C, Guo G W. 2016. Geochemical characteristics of the Jurassic Yan'an and Zhiluo Formations in the northern margin of Ordos Basin and their paleoenvironmental implications. Acta Geologica Sinica, 90(12): 3454–3472]
- 郑玉龙,马志强,王佰长,袁国礼,覃建勋. 2015. 黑龙江省柳树河盆地始新统八虎力组油页岩元素地球化学特征及沉积环境. 古地理学报, 17(5): 689–698. [Zheng Y L, Ma Z G, Wang B C, Yuan G L, Qin J X. 2015. Geochemistry characteristics and sedimentary environment of oil shale from the Eocene Bahuli Formation in Liushuhe Basin, Heilongjiang Province. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 17(5): 689–698]
- 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. Sedimentary Geology, 47: 125–148.
- Adegoke A K, Adegoke W H, Hakimi M H, Yandoka B S. 2015. Geochemical characterisation and organic matter enrichment of Upper Cretaceous Gongila shales from Chad (Bornu) Basin, Northeastern Nigeria: bioproductivity versus anoxia conditions. Journal of Petroleum Science and Engineering, 135: 73–87.
- Carroll A R, Bohacs K M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. Geology, 27(2): 99–102.
- Carroll A R, Bohacs K M. 2001. Lake-type controls on petroleum source rock potential in nonmarine basins. AAPG Bulletin, 85(6): 1033–1053.
- Chandra K, Mishra C S, Samanta U, Gupta A, Mehrotra K L. 1994. Correlation of different maturity parameters in the Ahmedabad-Mehsana block of the Cambay basin. Organic Geochemistry, 21: 313–321.
- Didyk B M, Simoneit B R T, Brassell S C, Eglinton G. 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. Nature, 272: 216–222.
- Farhaduzzaman M, Abdullah W H, Islam M A. 2012. Depositional environment and hydrocarbon source potential of the Permian Gondwana coals from the Barapukuria Basin, Northwest Bangladesh. International Journal of Coal Geology, 90–91: 162–179.
- Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology, 23(10): 921–924.

- Gyawali A R, Wang J B, Ma Q F, Wang Y, Xu T, Guo Y, Zhu L P. 2019. Paleo-environmental change since the Late Glacial inferred from lacustrine sediment in Selin Co, central Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 516: 101–112.
- Hanson A D, Zhang S C, Moldowan J M, Liang D G, Zhang B M. 2000. Molecular organic geochemistry of the Tarim Basin, Northwest China. *AAPG Bulletin*, 84(8): 1109–1128.
- Hao F, Zhou X H, Zhu Y M, Zhu Y M, Yang Y Y. 2011. Lacustrine source rock deposition in response to co-evolution of environments and organisms controlled by tectonic subsidence and climate, Bohai Bay Basin, China. *Organic Geochemistry*, 42: 323–339.
- Hatch J R, Leventhal J S. 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chemical Geology*, 99: 65–82.
- Kaufman A J, Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotope composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73: 27–49.
- Lei C, Yin S Y, Ye J R, Wu J F, Wang Z S, Gao B. 2021. Characteristics and deposition models of the Paleocene source rocks in the Lishui sag, East China Sea Shelf Basin: evidences from organic and inorganic geochemistry. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 200: 108342.
- Morford J L, Emerson S R, Breckel E J, Kim S H. 2005. Diagenesis of oxyanions (V, U, Re, and Mo) in pore waters and sediments from a continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 5021–5032.
- Ocubalidet S G, Rimmer S M, Conder J A. 2018. Redox conditions associated with organic carbon accumulation in the Late Devonian New Albany Shale, West-Central Kentucky, Illinois Basin. *International Journal of Coal Geology*, 190: 42–55.
- Peters K E, Walters, C C, Moldowan J M. 2005. *The Biomarker Guide Volume 1: Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History*. New York: Cambridge University Press.
- Qiu X W, Liu C Y, Wang F F, Deng Y, Mao G Z. 2015. Trace and rare earth element geochemistry of the upper Triassic mudstones in the southern Ordos Basin, central China. *Geological Journal*, 50(4): 399–413.
- Quan Y B, Hao F, Liu J Z, Zhao D J, Tian J Q, Wang Z F. 2017. Source rock deposition controlled by tectonic subsidence and climate in the western Pearl River Mouth Basin, China: Evidence from organic and inorganic geochemistry. *Marine and Petroleum Geology*, 79: 1–17.
- Scheffler K, Buehmann D, Schwark L. 2006. Analysis of Late Palaeozoic glacial to postglacial sedimentary successions in South Africa by geochemical proxies-Response to climate evolution and sedimentary environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240(1/2): 184–203.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Oxford London: Blackwell Scientific Publication.
- Ten Haven H L, De Leeuw J W, Rullkötter J, Sinninghe Damsté J S. 1987. Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator. *Nature*, 330: 641–643.
- Ten Haven H L, Rohmer M, Rullkötter J, Bissert P. 1989. Tetrahymanol, the most likely precursor of gammacerane, occurs ubiquitously in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 3073–3079.
- Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232: 12–32.
- Tripathy G R, Singh S K, Ramaswamy V. 2014. Major and trace element geochemistry of bay of bengal sediments: implications to provenances and their controlling factors. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 397: 20–30.
- Wang X Y, Jin Z K, Zhao J H, Zhu Y X, Hu Z Q, Liu G X, Jiang T, Wang H, Li S, Shi S. 2020. Depositional environment and organic matter accumulation of Lower Jurassic nonmarine fine-grained deposits in the Yuanba Area, Sichuan Basin, SW China. *Marine and Petroleum Geology*, 116: 1–18.
- Wei W, Algeo T J. 2019. Elemental proxies for paleosalinity analysis of ancient shales and mudrocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 287: 341–366.
- Xu G, Hannah J L, Bingen B, Georgiev S, Stein H J. 2012. Digestion methods for trace element measurements in shales: paleoredox proxies examined. *Chemical Geology*, 324–325: 132–147.
- Yuan W, Liu G D, Stebbins A, Xu L M, Niu X B, Luo W B, Li C Z. 2017. Reconstruction of redox conditions during deposition of organic-rich shales of the Upper Triassic Yanchang Formation, Ordos Basin, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 486: 158–170.

(责任编辑 王绍华; 英文审校 龚承林)