

廊固凹陷古近系沙河街组 古湖泊环境与有机质富集机制

刁帆¹, 金凤鸣², 郝芳³, 孙冶华², 邹华耀¹, 王元杰², 张金峰¹, 操义军¹

(1. 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京 102249; 2. 中国石油华北油田勘探开发研究院, 河北任丘 062552; 3. 中国地质大学(武汉), 武汉 430074)

摘要:通过对廊固凹陷古近系沙四—沙三下亚段泥岩样品的元素地球化学、有机地球化学和同位素地球化学分析,结合湖泊的发育演化和古气候变化特征,探讨湖泊演化过程中水体盐度、氧化还原条件和生产力变化及其有机质富集机制。廊固凹陷在湖泊形成期(沙四段)湖盆构造活动弱,气候干热,湖泊水体盐度高,易形成盐跃层,使底层水处于稳定的缺氧条件,表层水体古生产力较低,有机质富集程度低;在湖泊鼎盛阶段(沙三下亚段)盆地强烈下陷,气候暖湿,湖泊水体为淡水,底层水体为弱还原环境,由于地表径流带来大量营养物质,表层水古生产力较高。湖相沉积物中有机质的富集程度受古湖泊不同演化阶段生产力和氧化还原条件的控制。沙四段有机质富集主要受底层水缺氧环境控制,沙三下亚段有机质富集与表层水的高生产力密切相关。

关键词:氧化还原条件;古生产力;有机质富集;古湖泊;廊固凹陷;渤海湾盆地

中图分类号: TE121.3

文献标识码: A

Palaeolake environment and organic matter enrichment mechanism of Paleogene Shahejie Formation in Langgu Sag

Diao Fan¹, Jin Fengming², Hao Fang³, Sun Yehua², Zou Huayao¹, Wang Yuanjie², Zhang Jinfeng¹, Cao Yijun¹

(1. College of Geosciences, China University of Petroleum, Beijing 102249, China;

2. Exploration and Development Research Institute, PetroChina Huabei Oilfield Company, Renqiu, Hebei 062552, China;

3. China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China)

Abstract: According to the analyses of element geochemistry, organic geochemistry and isotope geochemistry of mudstone samples from the 4th member (Es^4) and the lower subsection of the 3rd member (Es^3) of the Shahejie Formation in the Langgu Sag, combined with the characteristics of lake evolution and climate change, it was discussed in this paper the changes of salinity, redox condition and productivity as well as the enrichment mechanisms of organic matter. During the formation stage (Es^4), the lake was deposited in an inactive tectonic activity with arid climate, brackish water, stable water column stratification, water bottom anoxia and lower enrichment of organic matter. When the lake developed to the peak stage (the lower subsection of Es^3), the basin subsided strongly with humid climate, fresh water and weak reducing environment in the bottom water. The productivity of surface water was high triggered by a great quantity of nutrients inflowed by direct runoff. The enrichment of organic matter in lacustrine sedimentation was controlled by the productivity and redox conditions during different lake evolution stages. In Es^4 , the enrichment of organic matter was mainly controlled by the anoxic environment in the bottom water, while in the lower subsection of Es^3 , it was closely related to the high productivity of surface water.

Key words: redox condition; paleoproductivity; enrichment of organic matter; palaeolake; Langgu Sag; Bohai Bay Basin

廊固凹陷位于渤海湾盆地冀中坳陷西北部,西邻大兴凸起,东邻武清凹陷,东南部为牛驼镇凸起,东南与西北两侧分别被河西务断层和大兴断层所夹持,是一个典型的西倾东翘的半地堑断块,具有

东高西低,北高南低的构造格局。古新世—早渐新世,廊固凹陷发生了强烈的拉张断陷构造运动,大体经历了初始裂陷期($Ek-Es^4$)、强烈裂陷期($Es^{3(中-下)}$)和裂陷萎缩期($Es^{3(上)}-Ed$) 3个阶段,其古近纪沉积厚

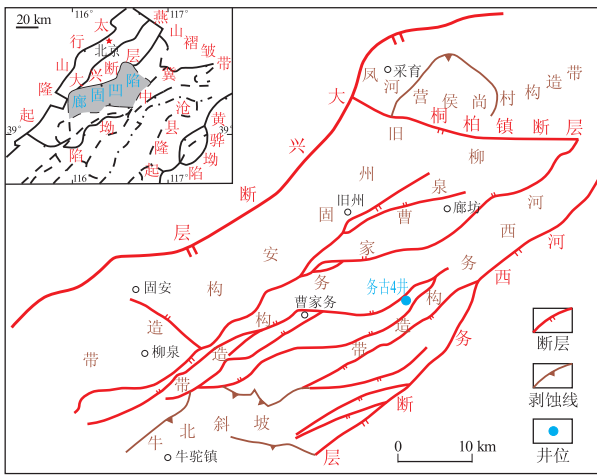


图1 廊固凹陷构造简图及研究井位

Fig.1 Regional tectonics of Langgu Sag and wells selected for analysis

度居整个冀中凹陷之首(达9 000 m)^[1-2]。廊固凹陷油气资源丰富,目前已发现了别古庄、永清、河西务、柳泉等多个油气田,沙四段和沙三中下亚段烃源岩是其主要的油气来源^[3]。本文以廊固凹陷沙四—沙三下亚段暗色泥岩连续沉积的务古4井为例(图1),利用微量元素、无机碳同位素和生物标志化合物等多参数耦合反映的古湖泊学信息^[4-14],探讨了廊固凹陷古湖泊学特征及其有机质富集机制。

1 古湖泊演化特征

1.1 构造沉积演化特征

陆相断陷盆地中,构造运动控制着盆地古地貌面貌,决定着盆地蓄水空间的形成和消亡,是影响湖盆及湖相烃源岩发育的决定性因素。廊固凹陷沙四—沙三下亚段沉积期主要经历了湖泊的形成期和鼎盛期。

燕山运动末期及始新世初期,由于NW向拉张应力使大兴古背斜轴部拉张破裂形成了大兴断层,基底东翘西断,造成凹陷沉降而接受沉积,Ek-E₅⁴地层覆盖于不同时代的基底地层之上,形成区域性不整合接触(图2)。此时廊固凹陷已具备湖泊雏形,大兴断层活动性较弱,断陷拉张活动有限,古地貌高差小,湖盆连通性好,水体浅,可容纳空间有限,发育一系列向盆地进积的辫状河三角洲。自沙四末开始,湖盆发展进入鼎盛时期,凹陷强烈下沉,形成了山高水深的地貌背景;气候湿润,湖水深度增大,可容纳空间迅速变大,以大面积的持续湖侵为特征,形成了沙三下亚段的巨厚沉积,湖盆中心沉积厚度超过2 000 m(图2)。

1.2 古气候演化

廊固凹陷沙四段沉积期为干旱炎热的南亚热

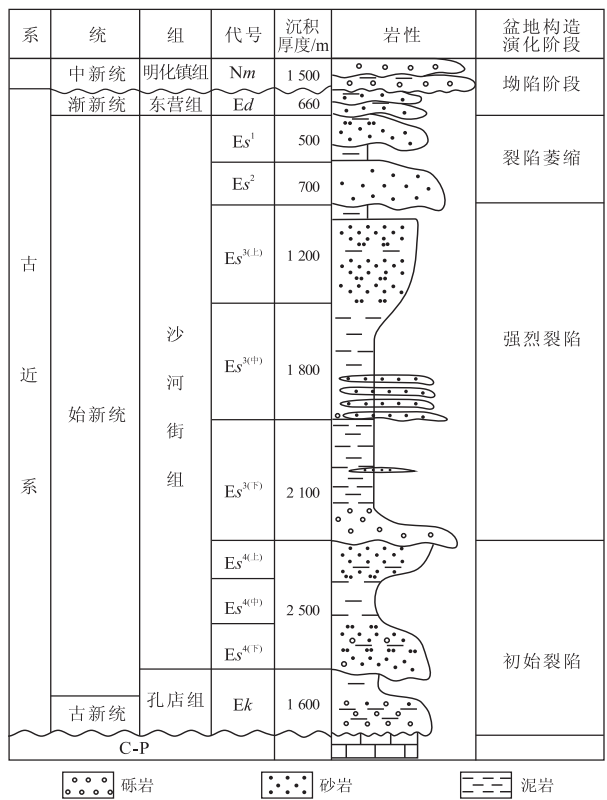


图2 廊固凹陷地层综合柱状

Fig.2 Generalized stratigraphic column in Langgu Sag

带型气候,植被面貌以喜热的漆树科、大戟科、椴科、椴科等常绿叶被子植物和喜温的栎树科为主;喜热耐旱的麻黄粉属普遍发育(*Ephedripites*),含量高达10%~30%,是干热气候的典型标志;林间坡地和河谷地带瘤纹四孢属(*Verrutetraspora*)、希指蕨孢属(*Schizaeoisporites*)和凤尾蕨孢属(*Pterisporites*)等喜热植物生长繁盛(图3),湖泊有机质生产力低下。沙三下亚段沉积时期,气候开始转向湿润,栎粉属(*Quercoidites*)、胡桃粉属(*Juglanspollenites*)和拟榛粉属(*Momipites*)等喜温成分大量连续出现,典型热带亚热带成分明显下降^[15],麻黄粉含量显著下降,一般在5%之下(图3),说明当时气候湿润,雨量充沛,湖泊生产力高。

2 古湖泊环境

2.1 古盐度分析

硼(B)是恢复古盐度最常用的方法,研究表明B含量与水体盐度存在明显的正相关关系。一般而言,海相环境中w(B)为(60~125)×10⁻⁶,而淡水环境下w(B)多小于60×10⁻⁶^[16]。以务古4井为例,沙四段w(B)在(26.1~134)×10⁻⁶之间,平均值为84.7×10⁻⁶(图4),普遍高于淡水环境中B的含量,尤其是在沙四中下段以及沙四上亚段下部B含量

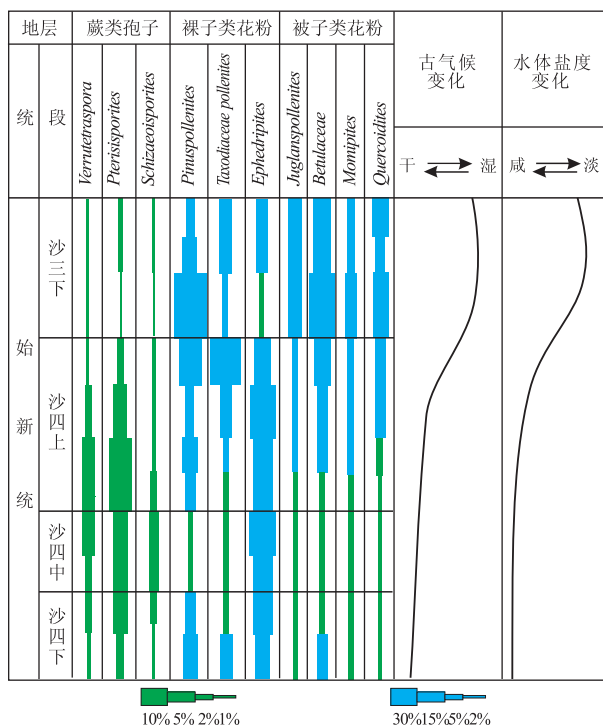


图 3 冀中拗陷沙河街组孢粉化石分布及古气候变化
据文献[15]修改。

Fig.3 Sporo-pollen distribution of Shahejie Formation and palaeontologic change in Jizhong Depression

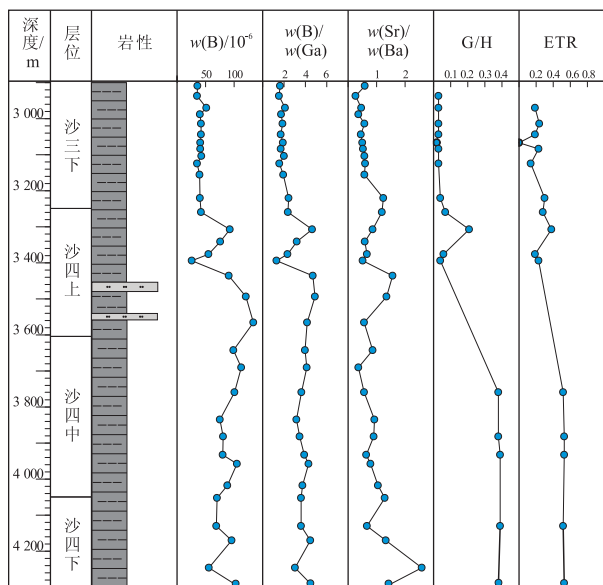


图 4 廊固凹陷古 4 井沙四段—
沙三下亚段古盐度变化特征

Fig.4 Variation of palaeosalinity from Es⁴ to lower subsection of Es³ in well Wugu4, Langgu Sag

明显高于上覆地层,已接近或达到海水盐度。沙三下亚段 B 含量明显降低,主要分布在(22.1~54)×10⁻⁶之间,平均值为 40.9×10⁻⁶,为典型淡水沉积环境。

由于 B 的含量随盐度增加而增加,镓(Ga)在淡水成因的泥岩中明显富集,因此 $w(B)/w(Ga)$

的大小可指示古盐度的高低。王益友等人^[17]提出,陆相环境的 $w(B)/w(Ga)$ 一般小于 3.0~3.3,而正常海相一般大于 4.5~5.0,介于它们之间的为过渡相。实际上更确切地说,该比值应是古盐度的指标^[18]。研究层段 $w(B)/w(Ga)$ 与 $w(B)$ 的变化趋势相一致,沙四段 $w(B)/w(Ga) = 1.32 \sim 4.9$,平均值为 3.7,其指示的古盐度接近或已经达到海水的盐度;沙三下亚段 $w(B)/w(Ga) = 0.85 \sim 2.45$,平均值为 1.83,为淡水湖泊环境(图 4)。

除了 $w(B)$ 和 $w(B)/w(Ga)$ 之外,锶/钡含量比 [$w(Sr)/w(Ba)$] 也对古盐度有敏感的反应。在自然界水体中,Sr 的迁移能力比 Ba 强,水体盐度很低时,Sr 和 Ba 均以重碳酸盐的形式出现;当水体盐度增大时,Ba 以 BaSO₄ 的形式首先沉淀,留在水体中的 Sr 相对于 Ba 富集,当盐度增大到一定程度时,Sr 也以 SrSO₄ 的形式沉淀。因此,记录在沉积物中的 Sr/Ba 与古盐度呈明显正相关性,可作为古盐度判别的灵敏标志。廊固凹陷沙四段 $w(Sr)/w(Ba) = 0.37 \sim 2.6$,平均值为 0.99;沙三下亚段为 0.27~1.25,平均值为 0.52,反映沙四段古盐度明显高于沙三下亚段(图 4)。

除了微量元素及其比值外,生物标志物中的伽马蜡烷指数 ($G/H = \text{伽马蜡烷}/\alpha\text{B}_{30}\text{藿烷}$) 和长链三环萜烷指数 [$ETR = (C_{28} + C_{29}) / (C_{28} + C_{29} + Ts)$] 也是盐度的良好指示^[19]。沙四段伽马蜡烷指数和 ETR 值明显高于沙三下亚段,其变化趋势与 B、B/Ga 和 Sr/Ba 较为相似(图 4),反映的古湖泊水体盐度由咸水—半咸水变为淡水。此外,伽马蜡烷的前驱物四膜虫醇主要来源于生长在分层水体氧化还原界面的食细菌纤毛虫类。所以,丰富的伽马蜡烷通常也被认为是水体分层标志。因此,沙四段的缺氧环境很可能是由于盐度分层、上下水体之间缺乏充分交换而形成的。

上述各参数都较好地反映了古湖泊在不同构造气候环境下的盐度变化特征,即随着古气候由干热转为暖湿,大气降水增多,古湖泊水体盐度由沙四段明显的高盐度咸水—半咸水环境演化为沙三下亚段的淡水环境。

2.2 古水体氧化还原性

湖泊底层水的缺氧,对有机质的堆积、保存和富集起着至关重要的作用。沉积物中微量元素 Mo 和 Cd 的丰度对地层水体的氧化还原特征极为敏感。对于 Mo 来说,只有当其浓度达到一定程度, H₂S 才能发生沉淀或吸附作用^[20];而对于 Cd 来说,在成岩作用的早期, H₂S 的固定对 Cd 的浓度没

有要求,但在 H_2S 浓度低于可测试范围时, Cd 就已经会发生沉淀了^[21]。在成岩作用阶段, 细菌在依次消耗完沉积物中的 O_2 、 NO_3^- 、 MnO_2 和 Fe_2O_3 以后, 会用 SO_4^{2-} 作为氧化剂。因此, H_2S 的产生指示了沉积物沉积时期的缺氧条件, 而大量的自生 Mo 和自生 Cd 的出现意味着 H_2S 的出现^[22]。Piper 和 Crusius 等人认为 Mo 的含量在 $(5\sim 40)\times 10^{-6}$ 之间即可指示沉积物形成于静海条件^[19, 23]。以廊固凹陷务古 4 井为例, 沙四中下段泥岩中的 Mo 含量接近或已经达到 5×10^{-6} , Cd 含量最大为 0.12×10^{-6} (图 5), 其含量明显高于沙三下亚段, 指示着沙四段沉积环境为静水停滞环境, 较为还原; 沙三下亚段的 Mo 和 Cd 含量较低, 平均仅为 0.8×10^{-6} 和 0.04×10^{-6} , 说明当时水体有所动荡, 为弱还原环境。

Pr/Ph 和 C_{35}/C_{34} 藿烷是水体氧化还原的敏感参数。沙四段 Pr/Ph 较低, C_{35}/C_{34} 藿烷较高, 表明该沉积时期底层水为缺氧环境; 与此相反, 沙三下亚段 Pr/Ph 较高, C_{35}/C_{34} 藿烷较低, 反映了沙三下亚段水体环境为弱还原环境, 这与前文通过微量元素的分析结果相一致。

总体来说, 廊固凹陷沙四段—沙三下亚段沉积期, 湖泊水体环境发生了明显的变化。沙四中下亚段—沙四上亚段上部湖泊由于高盐度而产生水体分层, 导致底层水体缺氧, 随着湖泊稳定水体分层消失, 底层水相对沙四中下段还原性变差, 为弱还原环境。

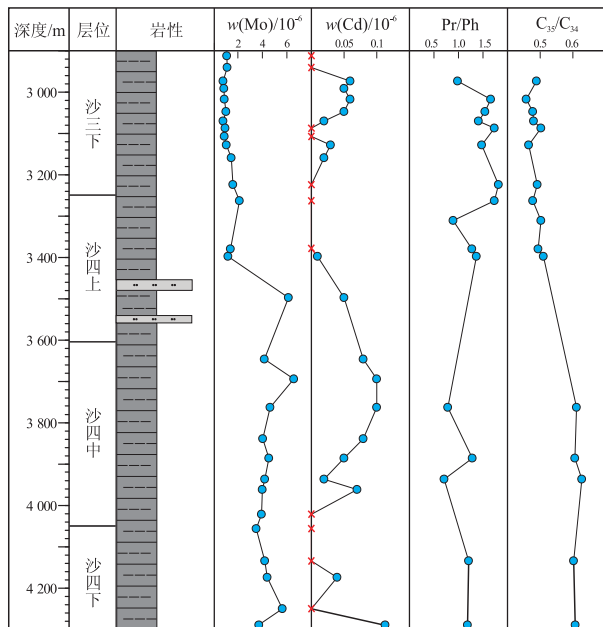


图 5 廊固凹陷务古 4 井沙四—沙三下亚段氧化还原条件变化特征

Fig.5 Variation of redox conditions from Es⁴ to lower subsection of Es³ in well Wugu4, Langgu Sag

2.3 古湖泊生产力

古生产力是指古生物在能量循环过程中固定能量的速率, 即单位面积、单位时间内所生产出有机物的总量^[20]。衡量古湖泊生产力的方法主要包括营养元素丰度、藻类化石丰度和无机碳同位素等。

营养元素 P 的输入是限制湖泊生产力的重要因素之一。David 通过全湖实验证实, P 是藻华等勃发的限制性营养元素^[21], 几乎所有的 P 元素都来源于母岩的化学风化^[9]。由于自生矿物的绝对含量可能会受到陆源碎屑供给量变化的影响, 因此, 为了避免这种影响, 一般不直接用 P 的绝对含量反映古生产力, 而应用 $w(P)/w(Ti)$ 或 $w(P)/w(Al)$ 来表征古生产力状况^[24-25]。务古 4 井 $w(P)/w(Ti)$ 和 $w(P)/w(Al)$ 表现出相同的变化特征, 自下而上呈增大趋势。沙四段 $w(P)/w(Ti)$ 和 $w(P)/w(Al)$ 分别为 0.15~0.24 和 85~134, 平均为 0.19 和 110; 沙三下亚段 $w(P)/w(Ti)$ 和 $w(P)/w(Al)$ 分别为 0.19~0.27 和 109~152, 平均为 0.22 和 125 (图 6), 反映了沙四段—沙三下亚段古湖泊生产力逐渐增高。

一般而言, 湖水中营养元素的丰度决定了水体中藻类的繁盛程度, 水体中浮游藻类化石的丰度也是古湖泊水体生产力的直接证据, 其数量的多少可以直接反映古湖泊生产力的大小^[10]。以位于凹陷中心部位的曹 11 井为例, 由于古湖泊水体环境的变化, 其沙四上—沙三下亚段浮游藻类丰度和种属

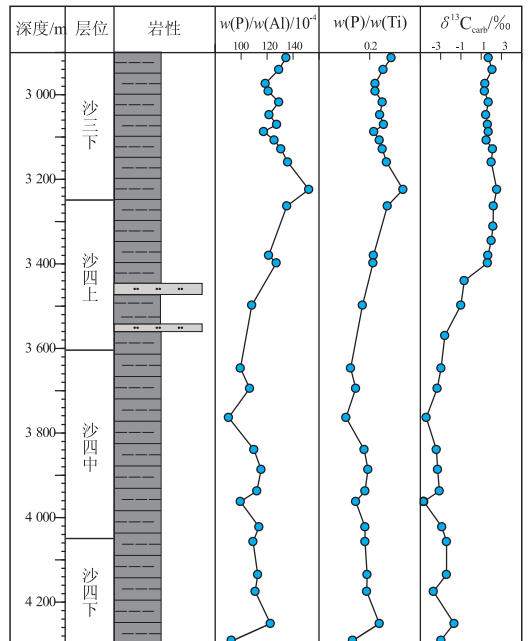


图 6 廊固凹陷务古 4 井沙四—沙三下亚段古生产力变化特征

Fig.6 Variation of paleoproductivity from Es⁴ to lower subsection of Es³ in well Wugu4, Langgu Sag

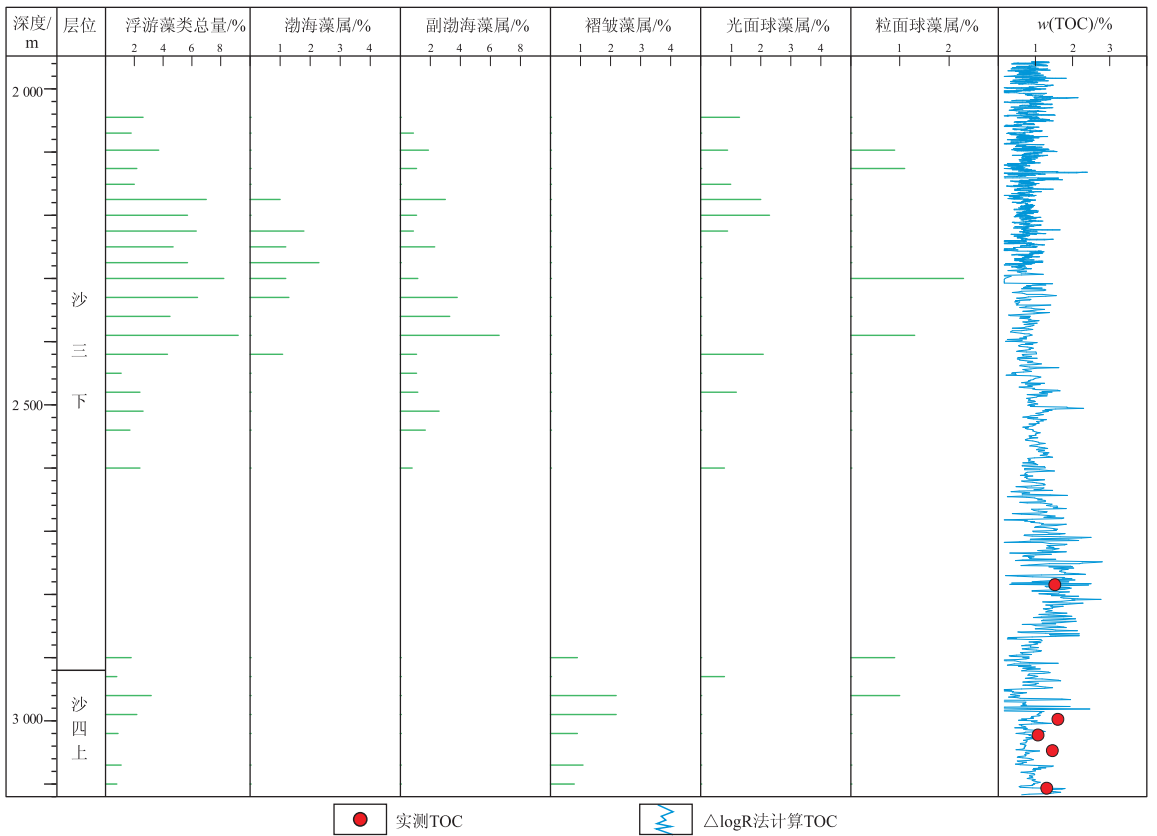


图 7 廊固凹陷曹 11 井沙四上一沙三下亚段浮游藻类化石与 TOC 变化特征

Fig.7 Variation of algae fossils and TOC from upper subsection of Es⁴ to lower subsection of Es³ in well Cao11, Langgu Sag

都发生了明显变化。沙四上亚段浮游藻类总量较低,以褶皱藻等浅水藻类为主,浮游藻类最大丰度仅为 3.2%,平均值为 1.5%;沙三下亚段浮游藻类丰度明显升高,主要分布在 2%~8%之间,最大达 9.2%,以深水环境下的渤海藻和副渤海藻为主,光面球藻和粒面球藻相比沙四上亚段也略有增高(图 7)。因此,藻类化石丰度统计分析也表明,沙四段古生产力水平明显低于沙三下亚段,这与前文分析结果相一致。

利用湖相碳酸盐岩中的碳同位素来恢复古湖泊生产力在第四纪和古近纪古湖泊研究中广泛应用^[6,9-10]。原生碳酸盐岩的碳同位素与湖水中溶解无机碳的碳同位素变化一致,而湖水中溶解无机碳的碳同位素与湖泊表层水的生产力大小密切相关。当表层水生产力较高时,生物通过光合作用吸收较多的¹²C,使得表层水体碳库中的¹³C升高,最终造成湖相原生碳酸盐岩中¹³C相对富集。以廊固凹陷务古 4 井为例,碳酸盐岩碳同位素变化与 P/Ti 和 P/Al 变化较为一致。沙四中下段—沙四上亚段下部碳酸盐岩碳同位素($\delta^{13}C_{carb}$)分布在-4.63‰~-0.65‰之间,平均值仅为-2.83‰;沙四上亚段上部—沙三下亚段碳酸盐岩碳同位素显著增大,分布在 1.37‰~2.56‰之

间,平均值为 1.84‰,表明其生产力较下部沙四段沉积时有明显增大。

4 有机质富集特征

如前所述,廊固凹陷沙四段—沙三下亚段沉积期,控制湖泊演化的构造、气候条件均发生了明显变化,造成了不同时期古湖泊环境的差异,其有机质富集程度也产生了明显的差异。务古 4 井沙四段有机质丰度较低,TOC 主要分布在 0.5%~1.49%,平均值 0.74%;生烃潜力(S_1+S_2)主要分布在 1.2~7.5 mg/g,平均值 2.6 mg/g;氢指数(I_H)主要分布在 129~472 mg/g,平均值 280 mg/g(图 8),仅达到有效烃源岩的级别。与此相反,沙三下亚段有机质丰度相对较高,TOC、生烃潜力和氢指数明显高于沙四段(图 8),达到了中等—好烃源岩的级别。

5 有机质富集机制

5.1 古生产力与有机质富集

湖泊自身的高生产力是有机质富集的必要条件。以务古 4 井为例,无论是沙四段还是沙三下亚段,其有机质丰度的高低与湖泊中营养元素 P 的相对丰度 $[w(P)/w(Al)]$ 以及 $\delta^{13}C_{carb}$ 之间存在

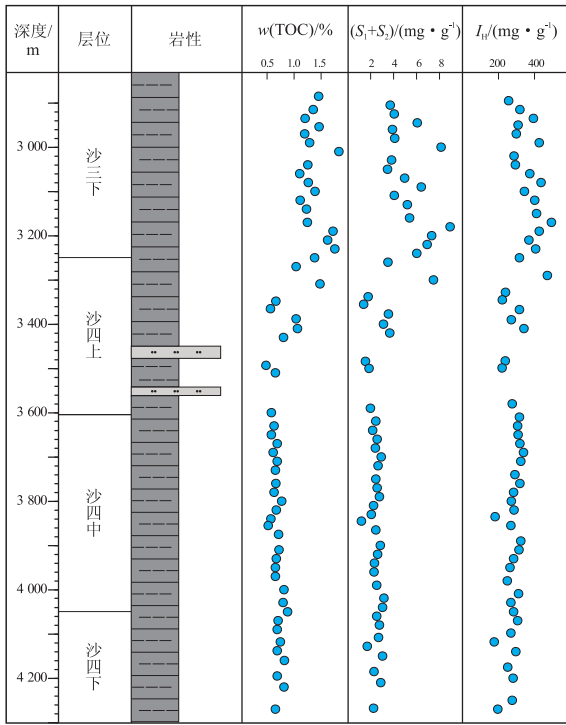


图8 廊固凹陷务古4井沙四—沙三下亚段烃源岩特征

Fig.8 Geochemical features of source rocks from Es⁴ to lower subsection of Es³ in well Wugu4, Langgu Sag

明显的正相关性(图9a,b),表明有机质的富集程度受湖泊生产力大小的控制。沙四段沉积期,Mo、Cd含量及Pr/Ph、C₃₅/C₃₄藿烷等一系列氧化还原参数均表明其处于水体分层的缺氧环境,尽管大部分有机质可能被保存下来,但由于当时湖泊生产力较低,古湖泊固定碳的能力有限,因而有机质丰度始终较低。而沙三下亚段沉积期,其水体还原程度明显不如沙四中下亚段,保存下来的有机质比例小于沙四中下亚段。但是由于气候转为暖湿,地表径流增加,输送了相对较多的营养物质,其表层水生产力明显升高,导致有机质丰度明显高于沙四中下亚段。因此,湖泊生产力是控制有机质丰度的首要因素。

与海洋不同,湖泊在能够维持高生产力水平之前必须使其自身达到一定的营养化水平^[26]。通常古湖泊的生产力不能靠外来的营养物质来维持,随着湖泊的发展演化,湖盆自身营养物质含量对表层水的生产力水平变得尤其重要,因此,有机质的大量富集是湖泊发展至一定阶段的产物。在廊固凹陷古湖泊形成初期,气候干热,地表径流较少,携带的营养物质有限;而至湖泊鼎盛时期,湖盆面积大,降水多,地表径流携带大量营养物质进入湖盆。务古4井w(P)/w(Al)和w(P)/w(Ti)的变化较好地反映了这一特征(图6),w(P)/w(Al)和w(P)/w(Ti)尽管短期内有所反复,在湖泊物源相对稳定的情况下,可能与短期气候变化造成地表径流的变化相关,但是整体上仍随着古湖泊的形成发展至鼎盛阶段不断增大。

不少学者在对Kimmeridge Clay组烃源岩的研究中发现,随着气候不断湿润,源区化学风化程度增强,大量的营养物质随地表径流被输入湖盆,w(Al)/w(K)与TOC之间存在明显的正相关关系^[27]。廊固凹陷沙四上—沙三下亚段TOC与w(Al)/w(K)之间正相关性明显,相关系数达到0.87(图9c),说明了在湖泊演化的不同阶段,气候变化造成的风化程度和地表径流的变化深刻地影响了古湖泊生产力的变化,进而造成了有机质富集程度的差异。

5.2 氧化还原条件与有机质富集

浮游植物“勃发”产生的大量有机质,大部分被浮游动物捕食或被微生物分解,剩余部分可以通过絮凝作用形成大的絮凝团,快速下沉。沉降到水底的有机质,若在充氧的湖泊中,继续被分解直至完全消失;若在分层湖泊中,由于底层水缺氧,限制了底栖生物和微生物的活动,可以完好地保存下来,因此,长期稳定的湖水分层,意味着底层水的缺

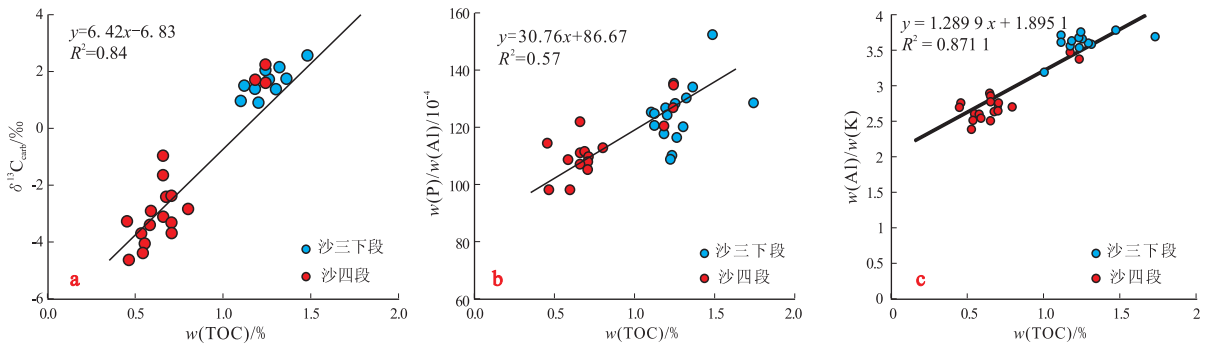


图9 廊固凹陷务古4井沙四上—沙三下亚段TOC与 $\delta^{13}C_{carb}$ 、 $w(P)/w(Al)$ 及 $w(Al)/w(K)$ 关系

Fig.9 Correlation between TOC and $\delta^{13}C_{carb}$, $w(P)/w(Al)$, $w(Al)/w(K)$ from upper subsection of Es⁴ to lower subsection of Es³ in well Wugu4, Langgu Sag

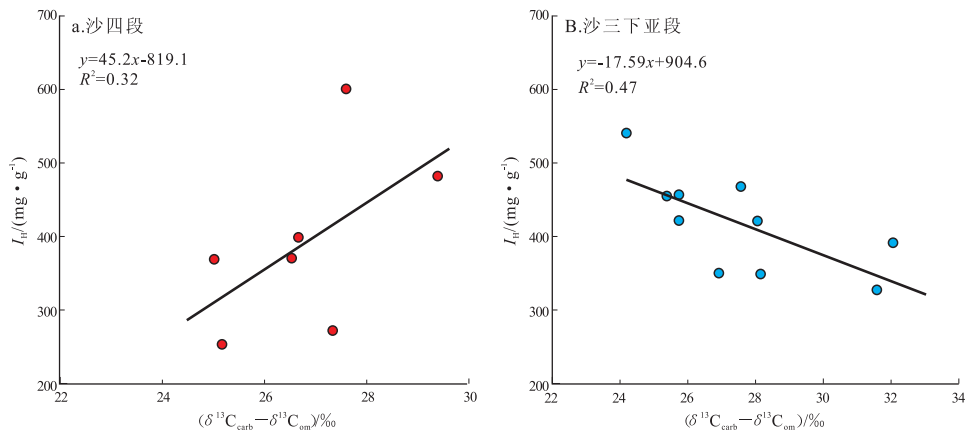


图 10 廊固凹陷沙四—沙三下亚段 $\delta^{13}C_{carb}-\delta^{13}C_{om}$ 与氢指数的关系

Fig.10 Cross-plot of correlation between $\Delta\delta^{13}C$ vs. hydrogen index (I_H) for the Es⁴ and the bottom of Es³ in Langgu Sag

氧,对有机质的堆积、保存和湖相优质烃源岩的形成至关重要^[3]。虽然廊固凹陷沙四—沙三下亚段有机质的富集与富藻层在分布上明显相关,但二者在地层分布范围上并不完全对应(图7)。曹11井沙三下亚段2 200~2 400 m 浮游藻类化石丰度出现明显高峰,但其对应的 TOC 丰度与上下地层相比处于较低的水平,说明单有丰富的有机质物源是不够的,有机质的富集还需要强还原的保存环境。

5.3 有机质富集的控制因素

前已述及,有机质的富集与湖泊表层水的高生产力和底层水的缺氧环境密切相关。但是两者之间孰轻孰重,长久以来一直争论不休^[28-30]。大量研究发现,在现代 Greifen 湖沉积物和古代沉积物中,高生产力阶段富氢的沉积物中无机碳酸盐矿物与有机质的碳同位素差值 $\Delta\delta^{13}C$ ($\delta^{13}C_{carb}-\delta^{13}C_{om}$) 和 I_H 之间表现出明显的负相关关系,而在缺氧环境下沉积的富氢有机质 $\Delta\delta^{13}C$ 和 I_H 之间具有正相关性^[31-32]。廊固凹陷深湖相泥岩分析表明,沙四段 $\Delta\delta^{13}C$ 和 I_H 之间为正相关关系,表明该段有机质的富集与缺氧环境关系密切;而沙三下亚段 $\Delta\delta^{13}C$ 和 I_H 之间存在明显的负相关关系(图10),说明沙三下亚段相对高的生产力条件是有机质富集的重要因素,这与前文关于廊固凹陷古湖泊环境特征分析相一致。

6 结论

(1)廊固凹陷沙四—沙三下亚段沉积期构造和气候条件发生了巨大变化,湖盆形成期(沙四段)构造活动弱,气候干热,湖泊水体较浅;湖盆鼎盛时期(沙三下亚段)边界断层强烈活动,气候湿润,湖泊水体较深。

(2)廊固凹陷沙四—沙三下亚段沉积期具有完全不同的古湖泊特征。沙四段沉积时湖盆水体盐度较高,具有稳定的盐度分层,底层水体缺氧,表层水体生产力较低;沙三下亚段沉积期为淡水湖盆,底层水体为弱还原状态,表层水体生产力较高。

(3)湖泊自身的高生产力和良好的保存条件是有机质富集的重要条件。在湖盆形成期(沙四段),古生产力较低,湖盆底层水体的缺氧环境是控制有机质富集的主要因素;在湖盆鼎盛时期(沙三下亚段),古生产力相对较高,湖泊表层水的高生产力是有机质大量富集的重要因素。

参考文献:

[1] 张文朝,杨德相,陈彦均,等.冀中坳陷古近系沉积构造特征与油气分布规律[J].地质学报,2008,82(8):1103-1112.
Zhang Wenchao, Yang Dexiang, Chen Yanjun, et al. Sedimentary structural characteristics and hydrocarbon distributed rules of Jizhong Depression [J]. Acta Geologica Sinica, 2008, 82(8): 1103-1112.

[2] 张文朝,崔周旗,韩春元,等.冀中坳陷老第三纪湖盆演化与油气[J].古地理学报,2001,3(1):45-54.
Zhang Wenchao, Cui Zhouqi, Han Chunyuan, et al. Evolution of Palaeogene lacustrine basins and oil and gas potentials in the central Hebei depression [J]. Journal of Palaeogeography, 2001, 3(1): 45-54.

[3] 吴小洲.冀中廊固凹陷含油气系统[J].勘探家,2000,5(3):71-74.
Wu Xiaozhou. Petroleum systems of Langgu sag [J]. Petroleum Explorationist, 2000, 5(3): 71-74.

[4] 蔡观强,郭锋,刘显太,等.沾化凹陷新近系沉积物的 C、O、Sr、Nd 同位素组成变化对古环境变迁的记录[J].地球化学,2007,36(6):569-577.
Cai Guanqiang, Guo Feng, Liu Xiantai, et al. C, O, Sr and Nd isotopic records for Neogene sedimentary environmental changes of Zhanhua Sag [J]. Geochimica, 2007, 36(6): 569-577.

- [5] 刘传联,赵泉鸿,汪品先.湖相碳酸盐氧碳同位素的相关性与生油古湖泊类型[J].地球化学,2001,30(4):363-367.
Liu Chuanlian,Zhao Quanhong,Wang Pinxian.Correlation between carbon and oxygen isotopic ratios of lacustrine carbonates and types of oil-producing paleolakes [J]. Geochimica, 2001, 30 (4): 363-367.
- [6] 刘传联.东营凹陷沙河街组湖相碳酸盐岩碳氧同位素组分及其古湖泊学意义[J].沉积学报,1998,16(3):109-114.
Liu Chuanlian.Carbon and oxygen isotopic compositions of lacustrine carbonates of the Shahejie Formation in the Dongying Depression and their paleolimnological significance [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1998, 16(3): 109-114.
- [7] 赵莉莉,郑恒科,万维,等.南堡凹陷古近纪古湖泊学研究[J].特种油气藏,2013,20(5):57-61.
Zhao Lili,Zheng Hengke,Wan Wei, et al. Research on Paleogene paleolimnology in Nanpu sag [J]. Special Oil & Gas Reservoirs, 2012, 20(5): 57-61.
- [8] Hao F,Zhou X H,Zhu Y M, et al. Lacustrine source rock deposition in response to co-evolution of environments and organisms controlled by tectonic subsidence and climate, Bohai Bay Basin, China [J]. Organic Geochemistry, 2011, 42(4): 323-339.
- [9] Harris N B, Freeman K H, Pancost R D, et al. The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa [J]. AAPG Bulletin, 2004, 88(8): 1163-1184.
- [10] Goncalves F T T. Organic and isotope geochemistry of the Early Cretaceous rift sequence in the Camamu Basin, Brazil: paleolimnological inferences and source rock models [J]. Organic Geochemistry, 2002, 33(1): 67-80.
- [11] Tyson R V. Sequence-stratigraphical interpretation of organic facies variations in marine siliciclastic systems: general principles and application to the onshore Kimmeridge Clay Formation, UK [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1996, 103(1): 75-96.
- [12] Talbot M R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates [J]. Chemical Geology: Isotope Geoscience Section, 1990, 80(4): 261-279.
- [13] 郑仰帝,蔡进功.南黄海盆地碳酸盐岩碳氧同位素特征及意义[J].石油实验地质,2013,35(5):307-313.
Zheng Yangdi,Cai Jingong.Characteristics of carbon and oxygen isotopes of carbonate rocks in South Yellow Sea Basin and their implication [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2013, 35(3): 307-313.
- [14] 邓南涛,张枝焕,任来义,等.鄂尔多斯盆地南部延长组油页岩地球化学特征及分布规律[J].石油实验地质,2013,35(4):432-437.
Deng Nantao,Zhang Zhihuan, Ren Laiyi, et al. Geochemical characteristics and distribution rules of oil shale from Yanchang Formation, Southern Ordos Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2013, 35(4): 432-437.
- [15] 陶明华,王开发,郑国光,等.冀中拗陷早第三纪孢粉组合及地质时代讨论[J].微体古生物学报,2001,18(3):274-292.
Tao Minghua,Wang Kaifa,Zheng Guoguang, et al. Early Tertiary sporopollen assemblages from Jizhong Depression and their stratigraphic implication [J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 2001, 18(3): 274-292.
- [16] 刘俊田,梁浩,侯全政,等.三塘湖盆地晚石炭世沉积环境中的古盐度恢复[J].新疆石油天然气,2011,7(1):1-5.
Liu Juntian,Liang Hao,Hou Quanzheng, et al. Paleosalinity recovering of environment deposition in Late Carboniferous of Santanghu Basin [J]. Xinjiang Oil & Gas, 2011, 7(1): 1-5.
- [17] 王益友,郭文莹,张国栋.几种地球化学标志在金湖凹陷阜宁组沉积环境中的应用[J].同济大学学报,1979(2):51-60.
Wang Yiyu,Guo Wenying,Zhang Guodong. Application of some geochemical indicators in determining of sedimentary environment of the Funing Group, Jin-Hu Depression, Jiangsu Province [J]. Journal of Tongji University, 1979(2): 51-60.
- [18] 邓宏文,钱凯.沉积地球化学与环境分析[M].兰州:甘肃科学技术出版社,1993:22-25.
Deng Hongwen,Qian Kai. Sedimentary geochemistry and paleo-environmental analysis [M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press, 1993: 22-25.
- [19] Piper D Z. Seawater as the source of minor elements in black shales, phosphorites and other sedimentary rocks [J]. Chemical Geology, 1994, 114(1): 95-114.
- [20] 刘传联,徐金鲤.生油古湖泊生产力的估算方法及应用实例[J].沉积学报,2002,20(1):144-150.
Liu Chuanlian,Xu Jinli. Estimation method on productivity of oil producing lake and a case study [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2002, 20(1): 144-150.
- [21] Schindler D W. Biogeochemical evolution of phosphorus limitation in nutrient-enriched lakes of the Precambrian Shield [M]. [S.l.]: Ann Arbor Science Publishers, 1976.
- [22] Ivanochko T S, Pedersen T F. Determining the influences of Late Quaternary ventilation and productivity variations on Santa Barbara Basin sedimentary oxygenation: A multi-proxy approach [J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(3/4): 467-480.
- [23] Crusius J, Calvert S, Pedersen T, et al. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1996, 145(1/4): 65-78.
- [24] 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): 289-318.
- [25] Latimer J C, Filippelli G M. Eocene to Miocene terrigenous inputs and export production: Geochemical evidence from ODP Leg 177, Site 1090 [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2002, 182(3/4): 151-164.
- [26] Dean W E. Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes [C]//Ehrlich F, Flores R. Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for Exploration. [S.l.]: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1981.
- [27] Bertrand P, Lallier-Verges E, Boussafir M. Enhancement of accumulation and anoxic degradation of organic matter controlled by cyclic productivity: a model [J]. Organic Geochemistry, 1994, 22(3/5): 511-520.

Zhang Ling, Wei Ping, Xiao Xizhen. Characteristics and their influential factors of SEC reserve evaluation[J]. Oil and Gas Geology, 2011, 32(2): 293-301.

[15] 魏萍, 张玲, 翟中喜, 等. SEC 石油储量替代率预测方法探讨[J]. 石油实验地质, 2013(6): 702-706.

Wei Ping, Zhang Ling, Zhai Zhongxi, et al. Forecasting methods of SEC reserves replacement rate [J]. Experimental Petroleum Geology, 2013(6): 702-706.

[16] 徐腾, 邓景澜. 石油公司上游投资结构与储量替代率关系实证分析[J]. 中外能源, 2012, 15(12): 17-22.

Xu Teng, Deng Jinglan. Relation between upstream investment proportion and reserve replacement ratio of oil companies [J]. Chinese and Foreign Energy, 2012, 15(12): 17-22.

[17] 张玲, 魏萍. SEC 储量替代率与国内储量替代率差异探讨[J]. 当代石油化工, 2013, 21(5): 10-16.

Zhang Ling, Wei Ping. Probing into the difference between SEC reserve replacement ratio and domestic reserve replacement ratio [J]. Petroleum & Petrochemical Today, 2013, 21(5): 10-16.

[18] 张付兴. SEC 剩余经济可采储量影响因素分析[J]. 油气地

质与采收率, 2013, 20(3): 96-99.

Zhang Fuxing. SEC remaining economic analysis of influence factors of mining reserves [J]. Petroleum Geology and Recovery, 2013, 20(3): 96-99.

[19] 何蓉霞. 储量替代率和储采比的研究现状[J]. 石油科技论坛, 2009, 28(3): 54-56.

He Rongxia. Research on reserve replacement ratio and reserve/production ratio [J]. Oil Forum, 2009, 28(3): 54-56.

[20] 凡哲元. 油田储量替代率与稳产的关系[J]. 油气地质与采收率, 2008, 15(4): 78-80.

Fan Zheyuan. Relationship of reserve replacement ratio and stabilized production in oilfields [J]. Petroleum Geology and Recovery, 2008, 15(4): 78-80.

[21] 李婷, 刘延庆, 王超. 天然气开发成本测算方法探讨[J]. 商场现代化, 2012(5): 74-75.

Li Ting, Liu Yanqing, Wang Chao. Discussion on natural gas development cost calculation method [J]. Market Modernization, 2012(5): 74-75.

(编辑 韩 彧)

(上接第 486 页)

[28] Pedersen T F, Calvert S E. Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? (1) [J]. AAPG Bulletin, 1990, 74(4): 454-466.

[29] Talbot M R. The origins of lacustrine oil source rocks: evidence from the lakes of tropical Africa [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1988, 40(1): 29-43.

[30] Katz B J. Controls on distribution of lacustrine source rocks through time and space [M] // Katz B J. Lacustrine basin exploration;

case studies and modern analogs. Tulsa: AAPG, 1990: 61-76.

[31] Hollander D J, Mckenzie J A, Haven H L T. A 200-year sedimentary record of progressive eutrophication in Lake Greifen (Switzerland); implications for the origin of organic-carbon-rich sediments [J]. Geology, 1992, 20(9): 825-828.

[32] Hollander D J, Mckenzie J A, Hsu K J, et al. Application of an eutrophic lake model to the origin of ancient organic-carbon-rich sediments [J]. Global Biogeochemical Cycles, 1993, 7(1): 157-179.

(编辑 徐文明)

(上接第 494 页)

[20] 杨克明, 朱宏权, 叶军, 等. 川西致密砂岩气藏地质特征 [M]. 北京: 科学出版社, 2012.

Yang Keming, Zhu Hongquan, Ye Jun, et al. The geological characteristics of tight sandstone gas reservoirs in West Sichuan Basin [M]. Beijing: Science Press, 2012.

[21] 李伟, 赵克斌, 刘崇禧. 含油气盆地水文地质研究 [M]. 北京: 地质出版社, 2008: 179-183.

Li Wei, Zhao Kebin, Liu Chongxi. Hydrogeology study of petroliferous basin [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 179-183.

[22] 楼章华, 金爱民, 朱蓉, 等. 松辽盆地油田地下水化学场的垂直分带性与平面分区性 [J]. 地质科学, 2006, 41(3): 392-403.

Lou Zhanghua, Jin Aimin, Zhu Rong, et al. Vertical zonation and planar division of oilfield groundwater chemistry fields in the Songliao Basin, China [J]. Chinese Journal of Geology, 2006, 41(3): 392-403.

[23] 李梅, 金爱民, 楼章华, 等. 高邮凹陷南部真武地区地层水化学特征与油气运聚的关系 [J]. 中国石油大学学报, 2010, 34(5): 50-56.

Li Mei, Jin Aimin, Lou Zhanghua, et al. Hydrochemical properties of formation water and its relationship with oil and gas migration and

accumulation in Zhenwu area of southern Gaoyou sag [J]. Journal of China University of Petroleum, 2010, 34(5): 50-56.

[24] 谭开俊, 张帆, 尹路, 等. 准噶尔盆地乌夏地区地层水与油气保存条件 [J]. 石油实验地质, 2012, 34(1): 36-39.

Tan Kaijun, Zhang Fan, Yin Lu, et al. Preservation conditions for formation water and hydrocarbon in Wuxia area, Junggar Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2012, 34(1): 36-39.

[25] 王运所, 许化政, 王传刚, 等. 鄂尔多斯盆地上古生界地层水分布与矿化度特征 [J]. 石油学报, 2010, 31(5): 748-753, 761.

Wang Yunsuo, Xu Huazheng, Wang Chuangang, et al. Characteristics of the salinity and distribution of the Neopaleozoic formation water in Ordos Basin [J]. Acta Petrolei Sinica, 2010, 31(5): 748-753, 761.

[26] 窦伟坦, 刘新社, 王涛. 鄂尔多斯盆地苏里格气田地层水成因及气水分布规律 [J]. 石油学报, 2010, 31(5): 767-773.

Dou Weitan, Liu Xinshe, Wang Tao. The origin of formation water and the regularity of gas and water distribution for the Sulige gas field, Ordos Basin [J]. Acta Petrolei Sinica, 2010, 31(5): 767-773.

(编辑 黄 娟)