

渤海湾盆地廊固凹陷烃源岩特征及其发育模式

刁帆¹,邹华耀¹,郝芳²,金凤鸣³,孙冶华³,罗强³,师玉雷³,梁小娟³

[1. 中国石油大学 地球科学学院,北京 102249; 2. 中国地质大学,湖北 武汉 430074;

3. 中国石油 华北油田分公司 勘探开发研究院,河北 任丘 062552]

摘要:通过对廊固凹陷古近系沙河街组四段-沙河街组三段下亚段烃源岩热解数据、碳氧同位素和分子地球化学参数的深入分析,探讨了不同构造气候条件下低丰度湖相烃源岩的发育机理。岩石热解和干酪根显微组分分析表明沙河街组四段-沙河街组三段下亚段有机质类型主要为Ⅱ型,有机质丰度存在明显差异。结合区域构造-气候背景以及碳氧同位素和分子地球化学参数,建立了沙河街组四段-沙河街组三段下亚段的烃源岩发育模式。沉积于裂陷初始阶段的沙河街组四段烃源岩,其湖盆宽/深比小,气候干热,水体为咸水-半咸水,发育稳定的盐度分层。有机-无机碳同位素的负偏移与较低的Pr/Ph值反映了相对低的古生产力和较好的保存条件。沙河街组三段下亚段烃源岩沉积于强烈裂陷阶段,湖盆宽/深大,气候温暖湿润,水体为淡水,上、下水体交换相对频繁,发育不稳定的温度分层,碳同位素正偏移以及C₂₇/C₂₉甾烷的变化反映了生产力增高和陆源有机质输入增多。

关键词:碳同位素;氧同位素;生物标志物;发育模式;湖相烃源岩;廊固凹陷;渤海湾盆地

中图分类号:TE122.1

文献标识码:A

Characteristics and depositional models of source rocks in Langgu Sag, Bohai Bay Basin

Diao Fan¹, Zou Huayao¹, Hao Fang², Jin Fengming³, Sun Yehua³, Luo Qing³, Shi Yulei³, Liang Xiaojuan³

[1. School of Geosciences, China University of Petroleum, Beijing 102240, China; 2. China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074, China; 3. Exploration and Development Research Institute, Petrochina Huabei Oilfield Company, Renqiu, Hebei 062552, China]

Abstract: Rock-Eval data, carbon and oxygen isotopes and molecular geochemical parameters of the source rocks in Es⁴ (the 4th member of Paleogene Shahejie Fm) - the lower Es³ (the 3rd member of Paleogene Shahejie Fm) in Langgu Sag were integrated to study the formation mechanism of lacustrine source rocks with low abundance under different tectonic and climatic conditions. Rock pyrolysis and kerogens' maceral composition analysis revealed that the Es⁴ and the lower Es³ are the similar in the major kerogen type of Ⅱ, but are quite different in organic matter abundance. Based on analyses of carbon and oxygen isotopes in the context of regional tectonic and palaeo-climate settings, we established depositional models for the source rocks in Es⁴-lower Es³. The source rock in the Es⁴ was deposited in a lake basin at the initial stage of rifting, with low width/depth ratio, arid climate, and brackish water or saline water with stable salinity stratification. Its ¹³C-depleted of the inorganic and organic matter and lower Pr/Ph might reflect relatively low primary productivity and better organic preservation. In contrast, the source rock in the lower Es³ was deposited in a lake basin in the intense rifting stage, with a high width/depth ratio, warm and humid climate, fresh water, and frequent water-column overturning with unstable temperature stratification. Its ¹³C enrichment of the inorganic and organic matter and C₂₇/C₂₉ sterane ratios were interpreted to be caused by higher primary productivity and more terrigenous organic matter input.

Key words: carbon isotope, oxygen isotope, biomarker, depositional model, lacustrine source rock, Langgu Sag, Bohai Bay Basin

湖相烃源岩的发育机理一直是石油地球化学和沉积学领域的研究重点。尤其在中国、印度尼西亚、巴西等以湖相烃源岩为油气来源的油气富集区,其烃源岩的成因机理和分布预测显得尤为重要。近年来,伴随着国内外现代湖泊研究资料和数据日益丰富,使古代湖相

烃源岩发育机理的研究进入一个全新的阶段,学术界纷纷重新审视湖相烃源岩的沉积环境及其成因机理^[1-12]。

渤海湾盆地发育了多个富烃凹陷,其中优质烃源岩(TOC>2%)对油气成藏起到了至关重要的作用,众多学者对优质烃源岩的发育分布和形成机理进行了深

收稿日期:2014-03-26;修订日期:2014-04-10。

第一作者简介:刁帆(1984—),男,博士研究生,石油地质。E-mail:diaofan821@126.com。

基金项目:国家自然科学基金项目(41272165);国家科技重大专项(2011ZX05006)。

入的研究^[9-12],而忽视了低丰度烃源岩的贡献。随着勘探开发的深入,低丰度烃源岩的发育模式和成藏贡献等问题亟待解决。位于渤海湾盆地山前地区的廊固凹陷是冀中坳陷三大富油气凹陷之一,发育了巨厚连续沉积的暗色泥岩,其有机质丰度普遍较低,极少达到优质烃源岩级别。为避免受有机质演化对同位素和分子地球化学参数的影响,本次研究通过廊固凹陷务古4井古近系沙河街组沙四段-三段下亚段42个未熟-低熟样品系统分析,主要包括岩石热解、碳酸盐含量、碳酸盐岩碳氧同位素、有机碳同位素和生物标志化合物等,阐释了不同构造、气候背景下低丰度湖相烃源岩的发育模式。

1 区域地质背景

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,东北与西南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,是冀中坳陷主要的富油气凹陷之一。凹陷主要发育北东向和北西向两组断裂,并在断层的分别作用下形成了旧州-固安构造带、柳泉构造带、凤河营-侯尚村构造带、河西务构造带和牛北斜坡5个构造带,其中务古4井位于河西务构造带中部西

侧的凹陷带内(图1),沙四段-沙三段下亚段沉积了巨厚的暗色泥岩。

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,大体经历了初始断陷期($E_k - E_s^4$)、强烈断陷期($E_s^{3(中-下)}$)和断陷回返期($E_s^{3(上)} - E_d$)三个阶段,其古近系沉积厚度居整个冀中坳陷之首(达9 000 m)^[13]。古近系沙四段湖盆进入初始裂陷阶段,廊固凹陷位于冀中坳陷的沉积中心,沉积厚度400~1 600 m,由于强烈的蒸发作用,湖水盐度偏高,主要为半咸水-咸水。与整个渤海湾盆地相似,沙三段湖盆进入了扩展深陷的稳定沉积期,廊固凹陷仍是冀中坳陷的沉积中心。由于边界同沉积断层的强烈活动,形成了山高水深的古地貌特征,湖盆快速沉降,湖域面积大,是廊固凹陷重要的成湖期和最重要烃源岩发育期。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,沙四段和沙三下亚段烃源岩是其主要的油气来源^[14]。

2 古气候演化

古生物资料研究表明,廊固凹陷古近系沙四段-沙三下亚段气候由于干旱炎热变为温暖潮湿。沙四段时期为干旱炎热的亚热带型气候,湖泊水体盐度较高,

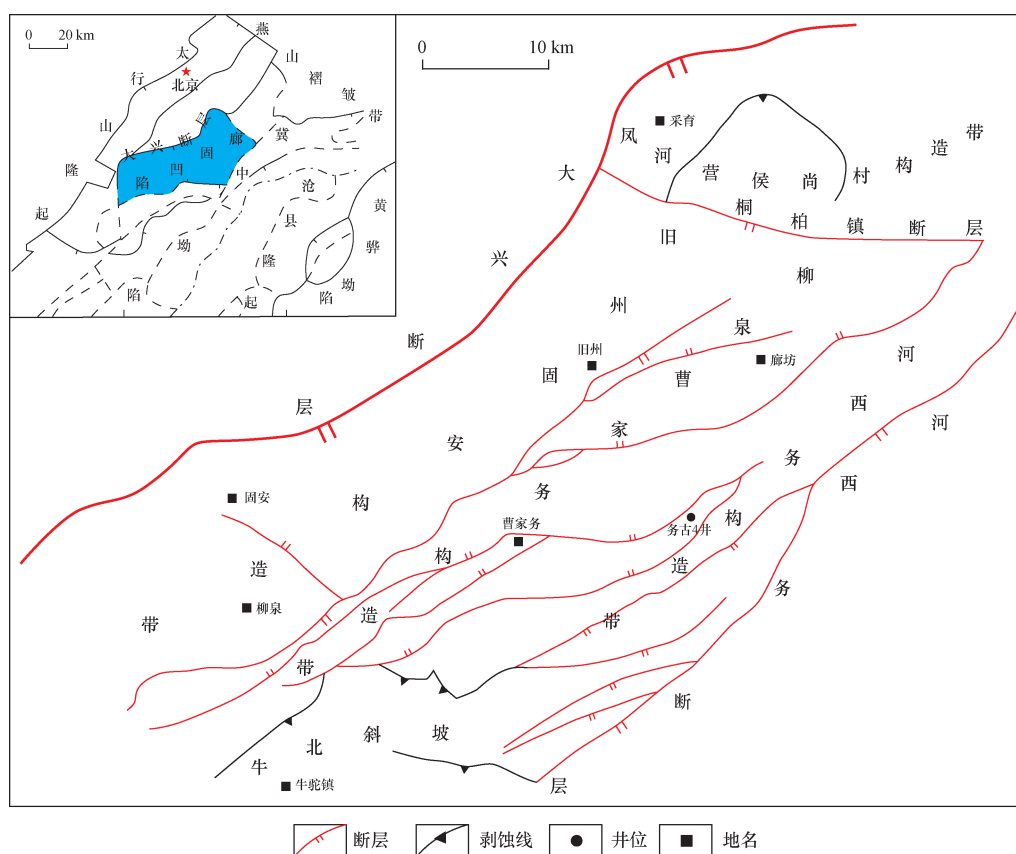


图1 廊固凹陷区域地质构造简图及研究井位

Fig. 1 Sketch map of regional tectonic evolution and well positions in the Langgu Sag

植被以裸子植物与被子植物占主导,蕨类植物较少。裸子植物以松科和喜温的栎树科为主;喜热的漆树科、大戟科、楝科、椴科等常绿被子植物普遍发育;喜热耐旱的麻黄粉属普遍发育(*Ephedripites*),含量高达10%~30%,在现今我国西北各省和川滇地区最多,常生长于干旱沙漠地区,是干热气候的典型标志。林间坡地和河谷地带瘤纹四孢属(*Verrutetrastoma*)、希指蕨孢属(*Schizaeoisporites*)和凤尾蕨孢属(*Pterisisporites*)等喜热植物生长繁盛(图2)。沙三段下亚段沉积时期,气候开始转向湿润,水体盐度降低,为淡水湖泊沉积。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,且纵向上极为不连续^[15],麻黄粉含量显著下降,一般在5%之下(图2)。该时期内,代表浅湖亚相的渤海藻和副渤海藻相当繁盛,以近梯形的玻璃介属为特色的较深湖亚相生物群快速繁殖。这些都说明当时气候湿润,雨量充沛,为温暖湿润的亚热带气候。

3 同位素特征

廊固凹陷古近系烃源岩中碳酸盐岩含量变化幅度较大,主要分布在11%~38.1%(图3),沙四段含量

(23%~38%,平均值为23.1%)比沙三下亚段(11%~29%,平均值为21.9%)略高。碳酸盐岩含量最大值对应沙四段与沙三段分界面附近(高达38.1%)。在显微镜下,样品中碳酸盐呈棱角状或磨圆状,边界极少发生溶蚀现象,与同沉积碎屑颗粒胶结良好,未见其切割内部碎屑颗粒。基于以上几点,认为烃源岩中碳酸盐岩为自生碳酸盐,记录了当时的气候、水文信息,能够提供全面的古湖泊环境信息^[2,6,16-17]。本文通过对廊固凹陷古近系沙四段-沙三下亚段碳酸盐氧、碳同位素的分析,探讨其古湖泊学环境及其对烃源岩发育的影响。

3.1 氧、碳同位素特征

Drummond等统计了世界上不同地理环境和构造背景下的非海相碳酸盐岩的氧同位素数据,认为它们主要分布在-15‰~5‰。^[18-19]廊固凹陷沙四段碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{CARB}}$ 为-10.1‰~-5.9‰,平均值为-8.2‰,沙三段碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{CARB}}$ 为-11.1‰~-8.5‰,平均值为-9.8‰,与世界其他地区并无明显差别。受短期低幅度偏离变化的影响,碳酸盐岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{CARB}}$ 表现出明显的长周期性变化(图3)。长周期趋势表现为以3400m为界自沙四下亚段至沙四上亚段的中部逐渐增大,向上至沙三下亚段又逐渐降低,最大幅度差值达4.4‰。

研究层段碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 分布在-4.64‰~-2.56‰,平均值为-0.61‰。其中,3400m以下 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 整体偏负,由底部的-4.06‰逐步增大,至3400m时 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 达到1.61‰,3400m以上 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 整体偏正,变化趋于稳定,主要在1.85‰左右微小变化(图3)。Kelts和Talbot通过对大量湖相原生碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 统计认为其主要分布在-2‰~6‰^[18],廊固凹陷碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 整体上与全球湖相碳酸盐岩背景值较为一致,个别样品表现出偏轻的特征。研究层段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 变化趋势同样明显,整体上 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 分布在-28.5‰~-25.5‰,平均值为-26.6‰。其中,3400m以下 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 由底部的-25.5‰逐步降低,至3400m $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 降至-28.5‰,3400m以上 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 又逐步升高,至沙三下亚段顶部达到-25.7‰。

3.2 湖平面变化特征

湖平面的升降是湖泊环境的重要研究内容之一,同位素地球化学可以提供湖平面变化旋回的重要依据。根据沉积学研究显示,务古4井处于较深水的沉积环境,纵向上连续发育了近1000m厚的暗色泥岩。尽管依据岩性变化难以划分沉积旋回,但是结合氧、碳同位素数据,在纵向上识别出了湖平面的变化(图3)。

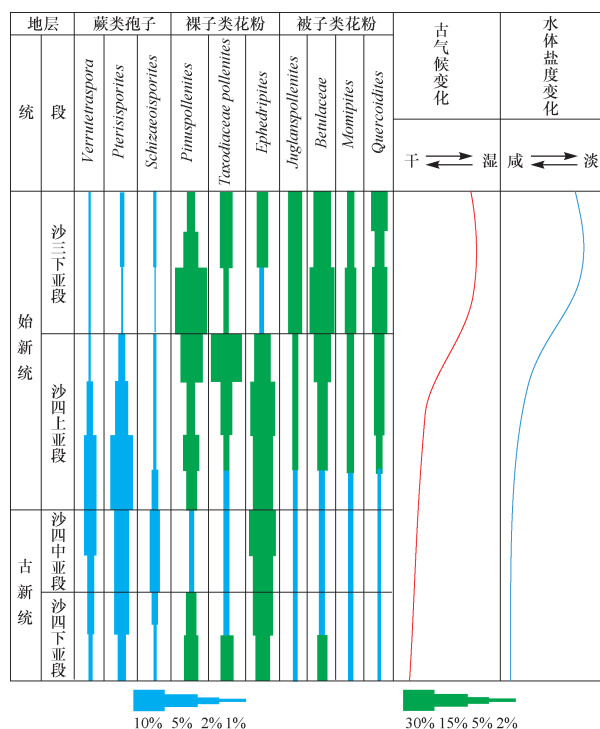


图2 冀中凹陷沙河街组孢粉化石分布及古气候变化
(据文献[12]修改)

Fig. 2 Spore-pollen fossil distribution and palaeo-climate change of the Shahejie Formation in Jizhong Sag
(modified after reference[12])

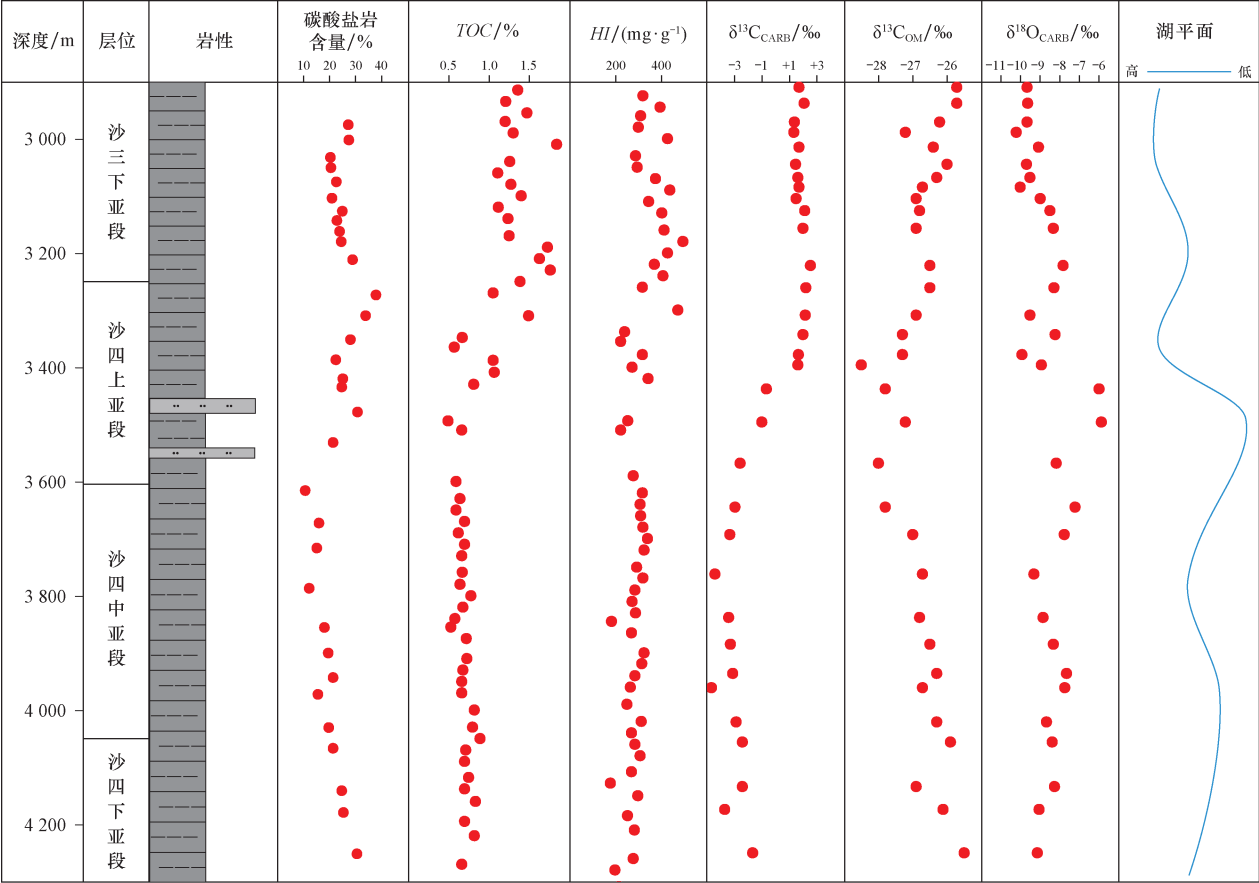


图 3 廊固凹陷务古 4 井沙河街组四段 - 沙河街组三段下亚段 TOC , HI , $\delta^{13}C_{OM}$, $\delta^{13}C_{CARB}$ 和 $\delta^{18}O_{CARB}$ 和湖平面变化特征
Fig. 3 Variations of TOC , HI , $\delta^{13}C_{OM}$, $\delta^{13}C_{CARB}$ and $\delta^{18}O_{CARB}$ and lake level change of Es^4 - lower Es^3 in Well Wugu4 in Langgu Sag

在陆相湖泊沉积体系中碳酸盐岩氧同位素更多的反映湖泊的水文状态,即注入量与蒸发量之间的相对变化。在湿润气候下,湖泊流域湖水的注入量往往大于蒸发量,湖水的 $\delta^{18}O$ 接近湖泊流域的大气降水的同位素组成。相反,在干旱气候条件下,湖泊流域降水较少,湖水注入量较小,湖平面较低,蒸发量较大,较轻的氧同位素 $\delta^{16}O$ 分子优先从湖水表面逸出,此时较重的氧同位素 $\delta^{18}O_{CARB}$ 随碳酸盐岩沉淀^[6,19]。纵观廊固凹陷沙四段 - 沙三下亚段碳酸盐岩氧同位素的变化,自沙四下开始逐渐正偏移,至沙四上亚段中部,达到最大,之后又开始逐渐负偏移。结合古气候的变化特征,认为古湖平面的变化趋势如下:沙四中、下亚段时期,气候干热,降水稀少,湖平面逐渐降低,在沙四上亚段中部达到最低,古盐度较高,之后由于气候逐渐暖湿,降雨增多,湖平面逐渐升高,湖水盐度降低(图 3)。氧同位素反映的湖平面的这种变化趋势和气候变化以及伽马蜡烷指数的变化一致,即由于干旱炎热、强蒸发的咸水湖泊环境向温暖湿润、降水增多的淡水湖泊环境的转变。

同样,碳酸盐岩碳同位素的变化同样能够反映湖平面的变化。众多研究者认为在海(湖)平面上升时期,生物的产率明显增加,大量有机质迅速埋藏,暗色泥(页)岩对富含¹²C 的有机质的束缚作用,造成水体

中 $\delta^{13}C$ 的富集^[20]。沙四中、下亚段碳酸盐岩 $\delta^{13}C$ 表现为负偏移的趋势,说明湖平面不断下降的过程;之后碳酸盐岩 $\delta^{13}C$ 开始逐渐正偏移,表明湖平面不断升高(图 3)。整体而言,碳酸盐岩氧、碳同位素的变化表现出了一致的湖平面变化趋势。但就单个旋回而言,氧同位素呈现出更加显著的变化趋势,特别是在沙四中、下亚段,其变化幅度较为明显(图 3)。在沙三下亚段, $\delta^{18}O_{CARB}$ 持续稳定,变化幅度较小,反映了湖泊高水位时期较长的湖水滞留时间。

3.3 湖泊初级生产力和保存条件的变化

烃源岩的性质和发育水平由是湖泊表层水的初始生产力和底层水的氧化还原条件共同决定的,有机、无机碳同位素是初始生产力和保存条件的敏感参数。由于湖泊碳循环的复杂性、外部输入碳之间复杂的相互作用以及湖泊内部溶解碳与颗粒碳之间的相互作用^[16,21-22],碳酸盐岩和有机碳的碳同位素往往具有多解性,甚至是相反的结论。由于碳酸盐岩碳同位素对温度变化不敏感,温度每升高 1℃, $\delta^{13}C_{CARB}$ 仅增加 0.035‰,因此,沙四段 - 沙三下亚段烃源岩中 $\delta^{13}C_{OM}$ 和 $\delta^{13}C_{CARB}$ 变化难以通过单独的二氧化碳逸散和温度的分馏效应来解释。实际上,碳同位素 ($\delta^{13}C_{OM}$ 和

$\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$)、有机碳含量(TOC)和氢指数(HI)之间存在明显的相关性,表明碳同位素特征更可能与湖平面变化造成的湖泊新陈代谢(生产力水平和保存条件)相关。

沙四中、下亚段低的 TOC 、中等的 HI (图3)和相对负偏移的碳同位素特征表明相对低的湖平面和初始生产力条件以及相对较好的保存条件。如前所述,沙四中、下亚段湖平面较低,沉积环境较为闭塞还原^[20]。尽管当时古湖泊水体较浅,但是由于其盐度较高(氧同位素正偏移和伽马蜡烷指数较高)容易形成盐跃层,导致底层水体处于缺氧环境,这与当时较低的 Pr/Ph 值的分析是一致的。碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 的变化除了受湖平面变化和沉积环境的还原程度影响之外,还被广泛用来衡量古湖泊生产力的高低。当表层湖水藻类大量繁育时,生物光合作用优先吸收较轻的 $\delta^{12}\text{C}$,使表层水中 $\delta^{13}\text{C}$ 增大,从而使原生碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 升高。在沙四中、下亚段,随着气候的持续干热($\delta^{18}\text{O}_{\text{CARB}}$ 逐渐增高),湖平面逐渐降低,随地表径流输入的陆源高等植物较少, $\text{C}_{27}/\text{C}_{29}$ 甾烷, $\text{C}_{28}/\text{C}_{29}$ 甾烷以及甾烷/藿烷(S/H)等参数表明有机质来源主要以藻类等浮游生物为主,类脂物比例增大,烃源岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 逐渐变轻。同时,由于降水减少,地表径流携带营养物质的减少, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 逐渐降低,表明其古生产力水平不断降低。

沙四上亚段-沙三下亚段相对高的 TOC 、略高的 HI (图3)和相对正偏移的碳同位素特征表明相对高的湖平面和初始生产力条件以及中等的保存条件。沙四上亚段开始,气候转向暖湿,湖平面逐渐升高($\delta^{18}\text{O}_{\text{CARB}}$ 逐渐降低, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 逐渐升高),较多的高等植物随地表径流被带入,类脂物比例降低,烃源岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 逐渐变重。这与下文关于 $\text{C}_{27}/\text{C}_{29}$ 甾烷, $\text{C}_{28}/\text{C}_{29}$ 甾烷以及甾烷/藿烷(S/H)等反映有机质来源的分析相一致。此时,由于大量淡水注入,湖泊水体盐度降低,氧同位素逐渐负偏移,湖泊水体稳定的盐度分层消失。但是由

于此时湖泊水体深度较沙四中、下亚段增加,在一定程度上弥补了盐跃层消失的影响。因此该沉积时期水体的氧化还原条件与沙四中、下亚段稳定的水体分层环境相比,其还原程度略差于沙四中、下亚段。此外,高生产力条件下大量二氧化碳的消耗,限制了同位素的分馏效应并引起碳同位素的变重,导致原生碳酸盐岩中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 和有机质中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 均增重^[23-26]。沙四上亚段开始 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 均表现出正偏移的趋势,说明其古生产力水平相对沙四中、下亚段明显提高。

陆相盆地可能发育两类不同成因的优质源岩:还原条件控制的优质源岩和生产率控制的优质源岩^[2-3]。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 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$) 和 HI 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 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 和 HI 之间具有正相关性^[24](图4)。通过廊固凹陷深湖相泥岩的 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 和 HI 的相关性分析表明,沙四上亚段 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 和 HI 之间表现为正相关关系,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 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 和 HI 之间存在明显的负相关关系(图4),说明沙三下亚段相对高的生产力条件是有机质的富集的重要因素,这与前文关于廊固凹陷沙四中下段生产力水平较低、保存条件较好而沙三下亚段生产力水平较高、中等保存环境的古湖泊特征分析相一致。

4 烃源岩特征

如前所述,廊固凹陷沙四段-沙三下亚段由于湖平面的变化,引起了水进、水退不同时期烃源岩发育的古湖泊环境的改变,造成了不同时期烃源岩特征的差异。整体而言,廊固凹陷烃源岩有机质丰度整体较低,有机碳含量普遍分布在 1%~1.5%,远低于渤海湾盆

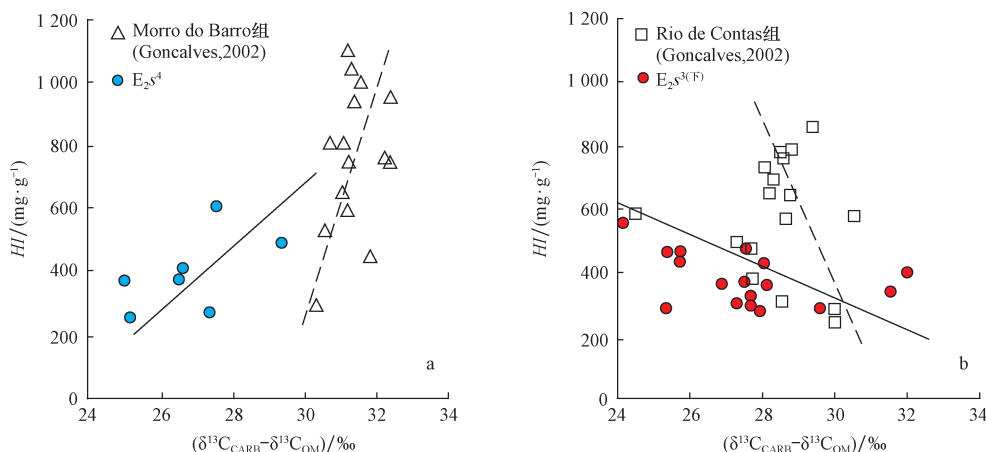


图4 廊固凹陷沙河街组四段上亚段-沙河街组三段下亚段 $\Delta\delta^{13}\text{C}$ 与氢指数(HI)关系

Fig. 4 Cross plot of $\Delta\delta^{13}\text{C}$ vs. hydrogen index(HI) of the upper Es^4 -lower Es^3 in Langgu Sag

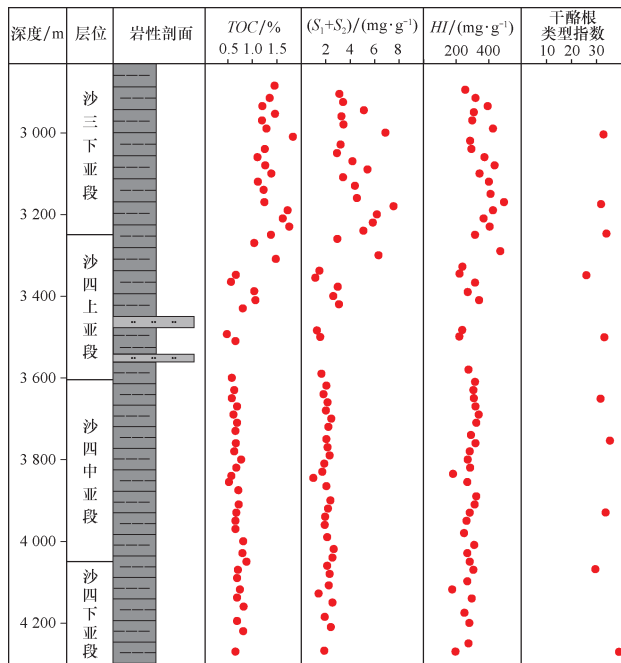


图5 廊固凹陷务古4井地球化学剖面

Fig. 5 Geochemical profile of Well Wugu4 in Langgu Sag

地富烃凹陷的烃源岩有机质丰度。以务古4井为例,系统说明烃源岩的纵向上的差异。务古4井有机碳含量分布在0.5%~1.8%(图5),其分布变化特征与湖平面变化相一致,以3400 m为界,沙四段-沙三下亚段有机碳丰度差别较大。沙四段水退时期,有机碳含量整体较为稳定,主要分布在0.5%~0.7%。在沙四上亚段随湖平面的逐渐升高,有机碳丰度迅速变为1.5%左右;沙三下亚段烃源岩有机碳含量主要分布在1.1%~1.8%,其峰值出现在沙三下亚段3010 m处,明显高于沙四段烃源岩有机质丰度。

岩石热解分析表明,沙四段和沙三下亚段生烃潜力($S_1 + S_2$)与有机质丰度变化特征类似,其平均值分别为2.61 mg/g和5.46 mg/g。沙四段HI主要分布在179~473 mg/g,沙四中、下亚段HI分布稳定,在沙四上亚段随湖平面升高,HI迅速变大,达到最大值473 mg/g。沙三下亚段HI分布稳定,主要分布在260~495 mg/g,平均值为370 mg/g。HI与TOC之间关系密切,沙四上亚段至沙三下亚段HI高值区对应于有机质富集层段(图5)。如前所述,该段沉积时期正是湖平面较高,持续时间较长的时期。

有机质显微组分分析表明,沙四段-沙三下亚段腐泥组中无定形含量普遍在60%以上,其中沙四中、下亚段略高,平均含量67%,沙四上亚段-沙三下亚段略有降低,平均含量为61%。壳质组含量极少,镜质组和惰质组总含量可达30%~45%。有机质类型主要为Ⅱ₂型(图5),干酪根类型指数主要分布在25~38.8,整体上,在水退时期,由于陆源碎屑的供给减少,有机质类型有变好的趋势,类型指数略微增大;在水进

时期,干酪根类型指数增大,表明陆源碎屑增多。

与烃源岩热解参数特征类似,廊固凹陷沙四段-沙三下亚段烃源岩的主要生物标志化合物特征同样存在明显的差异,表明其在湖泊发育过程中湖平面变化造成了有机质来源和沉积环境的差异。

通常认为C₂₇甾烷主要来自浮游植物和复细胞动物,C₂₉甾烷主要来自陆源高等植物。沙四中、下亚段至沙四上亚段下部C₂₇/C₂₉甾烷比值相对较高(0.64~0.92,平均值为0.83),沙四上亚段顶部至沙三下亚段C₂₇/C₂₉甾烷比值略有降低(0.54~0.80,平均值为0.65)(图6)。C₂₇/C₂₉甾烷变化表明在沙四中、下亚段至沙四上亚段由于气候干热,降雨稀少,流域内植被不甚发育,河流携带的高等植物碎屑较少,藻类等低等生物相对较多;随着气候转向暖湿,流域内植被发育,高等植物碎屑输入增多,有机质以藻类和高等植物混源为特征。

C₂₈甾烷与一些含有叶绿素-C的特定浮游植物有关^[27-28],C₂₈/C₂₉甾烷比值具有随C₂₇/C₂₉甾烷的增加而增加的趋势(图6)。沙四中、下亚段C₂₇/C₂₉甾烷分布稳定(0.79~0.82,平均值为0.80),在沙四上亚段顶部至沙三下亚段烃源岩中变化范围较大(0.36~0.60,平均值为0.45),反映了沙四中、下亚段含有稍强的叶绿素-C的浮游植物的贡献,沙四上亚段至沙三下亚段的这种含叶绿素-C的浮游植物贡献量少于沙四中、下亚段。

甾烷/藿烷(S/H)反映了真核生物(主要是藻类和高等植物)与浮游植物(细菌)的相对贡献量^[29]。沙四中、下亚段的甾烷/藿烷值较为稳定,分布在0.36~0.37(图6),反映沙四段陆源有机质较少、藻类贡献较多。沙四上亚段至沙三下亚段甾烷/藿烷分布在0.15~0.28,平均为0.22(图6),反映出该段烃源岩可能具有相对多的细菌贡献,可能与烃源岩相对较多的陆源有机质输入并遭受一定的细菌改造有关^[30],这也解释了在沙三下亚段陆源有机质输入增多的情况下,其HI普遍高于浮游植物贡献相对较多的沙四段。

Pr/Ph值与沉积环境条件有关,较低的Pr/Ph值指示偏还原的沉积环境,较高的Pr/Ph值指示偏氧化的环境。实验结果显示沙四段-沙三下亚段烃源岩的Pr/Ph值总体都不高,但各套烃源岩之间存在一定差别:沙四段具有较低的Pr/Ph值,大多数小于1,平均为0.63;沙三下亚段具有相对高的Pr/Ph值,大多在0.6~2.77,平均为1.25(图6)。这反映了在沙四中、下亚段沉积期间水底较缺氧,还原性较强,而在沙四上亚段至沙三下亚段沉积期间底水的氧化还原环境有一定范围的变化,为弱还原环境。Pr/Ph值的变化趋势与伽马蜡烷指数呈镜像关系,说明水体盐度与氧化还

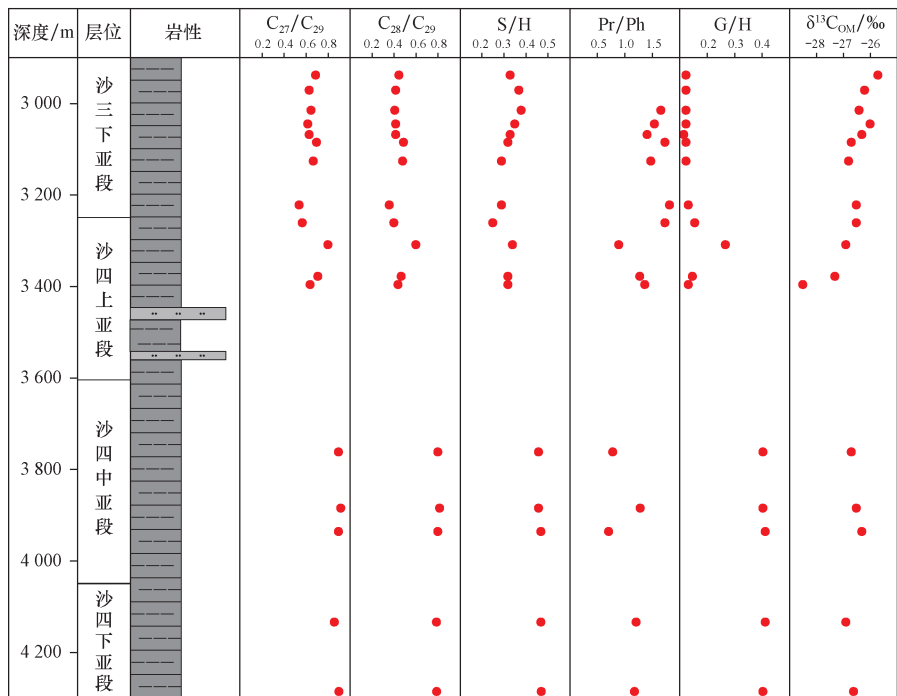


图 6 廊固凹陷务古 4 井沙河街组四段 - 沙河街组三段下亚段 C_{27}/C_{29} , C_{28}/C_{29} , S/H , Pr/Ph 和 G/H 变化特征

Fig. 6 Variations of C_{27}/C_{29} , C_{28}/C_{29} , S/H , Pr/Ph and G/H of the Es^4 -lower Es^3 in Well Wugu 4 in Langgu Sag

(C_{27}/C_{29} = C_{27} 甾烷/ C_{29} 甾烷; C_{28}/C_{29} = C_{27} 甾烷/ C_{29} 甾烷; S/H = (C_{27} - C_{29} 甾烷)/ C_{27} - C_{35} 藿烷; G/H = 伽马蜡烷/ C_{30} 藿烷; Pr/Ph = 姥鲛烷/植烷。)

原程度之间关系密切,高盐度形成的水体分层可能是造成水体缺氧的重要原因。这与关于前文 $\delta^{13}C_{CARR}$ 和 $\delta^{18}O$ 的分析相一致。

伽马蜡烷指数(伽马蜡烷/ $\alpha\beta$ - C_{30} 藿烷)常用来反映水体盐度的变化。伽马蜡烷通常来源于还原环境下的四膜虫醇。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^[31]。所以,丰富的伽马蜡烷通常被认为是水体分层或蒸发环境下的高盐度标志^[32-35]。沙四中、下亚段伽马蜡烷指数相对较高(图 6),表明其当时沉积时期气候干热,湖盆水体蒸发作用较强,尽管当时湖平面较低,但是由于水体盐度较高,易出现盐跃层,导致底部水体产生缺氧环境;而沙四上亚段至沙三下亚段气候转向暖湿,大量淡水注入,湖平面升高,伽马蜡烷指数相对较低,表明水体环境由咸水 - 半咸水转向淡水,盐跃层消失,加上水体深度不大,难以出现稳定的温跃层,底部水体处于间歇性的充氧,其还原性不如沙四中下亚段,这与前文关于 Pr/Ph 的分析相一致。

尽管上述表征有机质来源和沉积环境的参数指标均表明缺氧环境下的沙四中、下亚段藻类贡献相对较高,但是作为衡量古生产力的直接指标 TOC 在该段却非常低,说明尽管当时为缺氧环境,但是由于气候干热,降水稀少,地表径流所携带的营养物质有限,湖泊表层水生产力水平较低,仅发育少量藻类,陆源高等植物碎屑也较少,因此其有机质丰度较低。而沙四上亚段至沙三下亚段气候暖湿,湖域面积增大,湖平面升

高,河流带入较多营养物质,表层水生产力提高,但同时也带来大量的高等植物碎屑,这也造成了 C_{27}/C_{29} 甾烷等表征有机质来源的参数降低,湖平面的升高在一定程度上弥补了盐跃层消失的影响,尽管底层水还原性不如沙四中、下亚段,处于弱还原环境,但是仍有相当一部分有机质被保存下来。

5 古湖泊环境与烃源岩发育模式

与海洋沉积相比,湖泊沉积尽管仅记录了小范围内的气候环境变化,但是在诸如中国、印度和巴西等以湖相烃源岩为主的含油气系统中占据重要地位。随着陆相地层油气资源的勘探的深入,大量的研究者关注现代和古代湖泊,探讨适合湖相烃源岩发育的最佳条件,并建立了一系列烃源岩模型:干盐湖复合体^[36]、大型深而缺氧湖盆^[37]、超盐湖盆^[38]、贫养沼泽部分分层湖泊^[39]、大型中等盐度碱性湖泊^[22]、分层/单循环热带湿润湖泊^[40]和中等深度热带湖泊^[41]等。大量的研究表明,湖相烃源岩主要受控于有机质产率和保存的外部条件(气候、构造演化等)和内部环境(湖泊水体介质变化、生产力、保存条件)的平衡。水体的分层是影响有机质生产和保存的关键因素,它影响了内部营养物质的循环和沉积物和水体中氧的含量^[22,41]。其中水体分层的频率和分层的深度主要取决于气候、湖泊深度和风区长度,水体盐度等^[40,42]。

区域气候演化和湖盆的构造活动控制了湖泊的沉

积样式、地球化学演化以及古地貌特征。湖泊水体条件的变化与构造和气候的变化相一致。更为重要的是,反映有机质输入和初始生产力水平的参数的变化与反应沉积环境变化的参数之间协同变化,这充分说明了湖泊生态系统和区域环境之间的协同演化。换言之,构造和气候的变化造成了区域环境的改变,而湖泊沉积较好的响应并记录了这些变化。基于氧碳同位素以及分子地球化学参数对古湖泊水体环境变化的恢复,建立了不同构造气候条件下的烃源岩发育模型。

前人研究表明沙四中、下亚段尚处于初始裂陷阶段,构造活动较弱,构造沉降缓慢,气候干热,降雨稀少,湖域面积小,湖泊水体相对较浅,水体蒸发作用较强,发育稳定的盐跃层;沙四段沉积末期至沙三段沉积开始进入强烈裂陷活动阶段,大型断层强烈活动,盆地快速深陷,同时气候转向暖湿,降雨量增多,在山高水深的古地貌背景上塑造出广湖盆、深水体的沉积特征。与之相对应,廊固凹陷自沙四中、下亚段至沙三段,由宽/深小的湖盆快速演化为宽/深大的湖泊,较小宽/深的湖泊能够有效阻止湖水的相互交换。沙四段沉积时,气候干热,湖平面不断降低,水和沉积物供给较少,所携带的营养物质和陆源有机质有限,湖泊蒸发作用较强,水体盐度较高,有利于形成稳定的湖水分层(图7a),稳定的

水体分层可以形成稳定的缺氧环境,极利于有机质的保存。沙四段烃源岩相对较低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARRB}}$ 和Pr/Ph值较高的伽马蜡烷指数较好的反映了当时的古湖泊水体环境,这种较好的保存环境对有机质的保存极为重要(图6)。但是由于湖泊上下水体之间缺乏有效的交换,底层富营养物质的水体难以进入表层,因而湖泊的生产力条件相对较差,仅发育少量的藻类,表现为较低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARRB}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$,相对高的 $\text{C}_{27}/\text{C}_{29}$ 甾烷、 $\text{C}_{28}/\text{C}_{29}$ 甾烷和S/H。在该模式中,由于湖平面的不断降低,湖泊以进积式充填为主(图7a),由于此时湖泊水域面积狭小,沉积相变较快,基于沉积有机相的划分标准^[43],无论是陡坡带还是缓坡带,有机相E和有机相C难以明确界定,整体发育低丰度烃源岩,有机碳含量普遍低于1.5%,HI较低,大部分低于300,陆源碎屑组分较高;仅在湖盆中心地带发育有机相B,由于该时期湖泊表层水生产力较低,因此即使有机相B的有机碳含量也仅在1.5%~2.0%,大于2.0%的极少(图7a)。

沙四段沉积末期至沙三下亚段沉积时期,由于湖泊宽/深大,湖水的交换能力和交换频率较相对沙四中、下亚段较强,随着气候转为暖湿,水和沉积物的供给增多,随着大量淡水注入水体盐度降低,盐跃层消失,水体仅能出现不稳定的温度分层,该分层界面相对较深且不稳

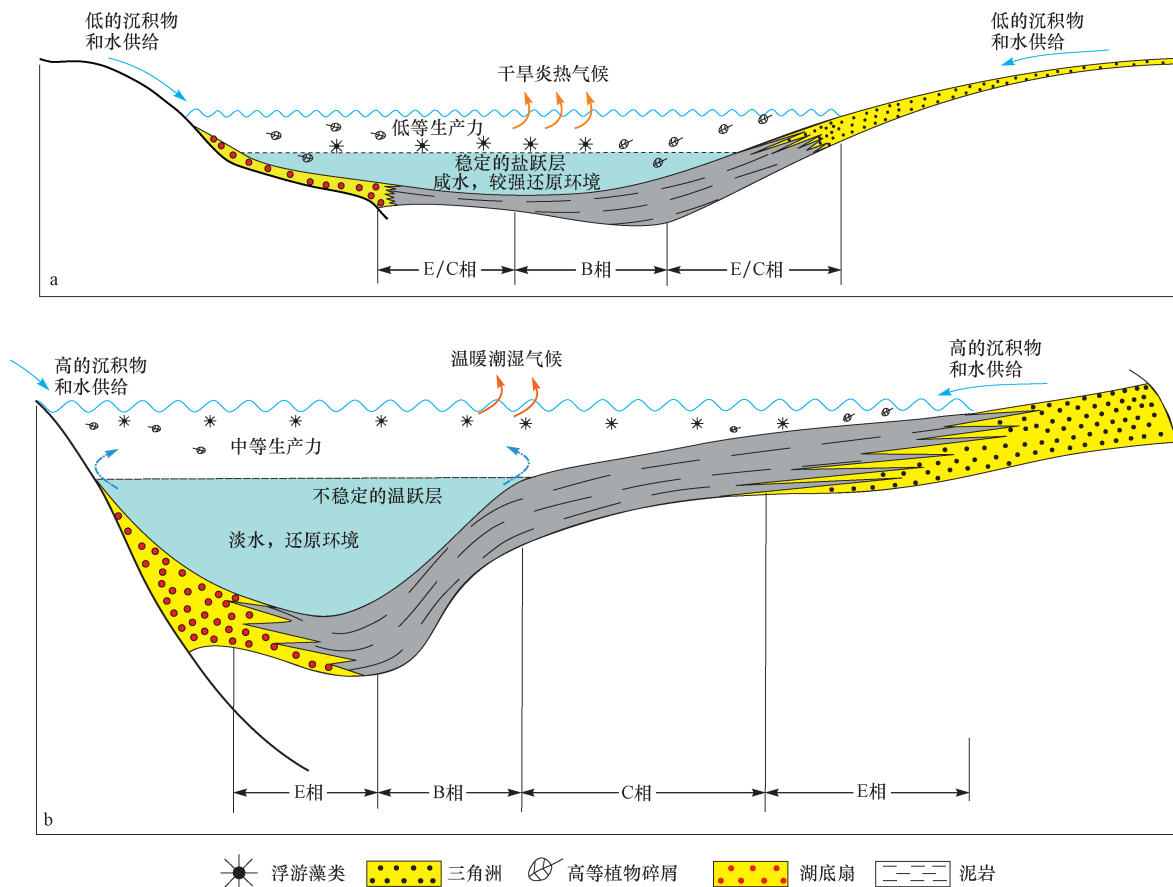


图7 廊固凹陷不同构造-气候条件下烃源岩发育模式

Fig. 7 Diagrammatic model in different tectonic settings and palaeo-climate conditions of the Langgu Sag

a. 沙四段烃源岩; b. 沙三下亚段烃源岩

定,因此湖盆缺氧环境分布面积较小,大部分处于弱还原环境,但湖泊营养物质循环更为有效(图7b)。这种环境下,大量湖水的注入($\delta^{18}\text{O}$ 同位素正偏移)带来了丰富的营养盐类和大量高等植物碎屑,湖泊的生产力水平相对较高,造成了沙四段至沙三下亚段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 的正偏移, $\text{C}_{27}/\text{C}_{29}$ 甾烷、 $\text{C}_{28}/\text{C}_{29}$ 甾烷和S/H相对较低。相对较高生产力在沙三下亚段富有机质烃源岩的形成中起到了关键的作用(图6)。在该模式中,由于湖平面的不断升高,湖泊以退积式充填为主(图7b),此时湖泊水域面积扩大,横向上沉积相带分布相对稳定,基于沉积有机相的划分标准^[43],在缓坡带的三角洲前缘相带以及陡坡带的扇三角洲前缘和前三角洲相带发育有机相E,有机质丰度普遍较低,主要分布在0.3%~0.8%;在缓坡带前三角洲和滨湖相带以有机相C为主,有机质丰度主要分布在0.7%~1.5%;由于陡坡带扇三角洲的不断扰动,在湖盆中心靠近坡折带一侧发育有机相B,该时期湖泊表层水生产力相对较高,有机质丰度相对较高,主要分布在1.5%~3%(图7b)。

6 结论

1) 地球化学和干酪根组分分析数据表明,廊固凹陷沙四段-沙三下亚段有机质丰度差异较大,沙四段有机质丰度刚刚达到有效烃源岩下限,沙三下亚段有机质丰度相对较高,达到了好烃源岩的级别。有机质来源具有混源特征,沙四段藻类贡献较多,而沙三下亚段陆源有机质增多,并遭受一定的细菌改造,有机质成熟度不高,处于未熟-低熟阶段。

2) 在廊固凹陷裂陷早期,湖泊宽/深较小,气候干热,河流所携带的营养物质和陆源有机质有限,湖水盐度较高,底层水体由于盐度分层而缺氧,湖泊表层水生产力较低,表层水生产力的大小限制了有机质丰度大小;强烈裂陷阶段,湖泊宽/深变大,气候转向暖湿,地表径流带来大量的营养物质和陆源有机质,湖水盐度降低,表层水生产力增大,底层水体由于分层不稳定而处于弱还原状态,表层水的高生产水平对富有机质烃源岩的形成起到了关键作用。

参 考 文 献

- [1] Carroll A R, Bohacs K M. Lake-type controls on petroleum source rock potential in nonmarine basins[J]. AAPG Bulletin, 2001, 85(6): 1033-1053.
- [2] 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.
- [3] Harris N B, Freeman K H, Pancost R D, et al. The character and ori-

- gin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, west Africa[J]. AAPG Bulletin, 2004, 88(8): 1163-1184.
- [4] Katz B J. Lacustrine basin hydrocarbon exploration-current thoughts[J]. Journal of Paleolimnology, 2001, 26(2): 161-179.
- [5] Meyers P A, Lallier-Vergès E. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates[J]. Journal of Paleolimnology, 1999, 21(3): 345-372.
- [6] Talbot M R, Kelts K. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments[J]. AAPG Memoir, 1990, 50: 99-112.
- [7] Tănăsescu Milkeviciene K, Frederick Sarg J. Evolution of an organic-rich lake basin-stratigraphy, climate and tectonics: Piceance Creek basin, Eocene Green River Formation[J]. Sedimentology, 2012, 59(6): 1735-1768.
- [8] 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 SsdimentoLogica Sinica, 1998, 16(3): 109-114.
- [9] 张善文. 准噶尔盆地哈拉阿拉特山地区风城组烃源岩的发现及石油地质意义[J]. 石油与天然气地质, 2013, 34(2): 145-152.
- Zhang Shanwen. Identification and its petroleum geologic significance of the Fengcheng Formation source rocks in Hala'alt area, the northern margin of Junggar Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2013, 34(2): 145-152.
- [10] 白玉彬, 赵靖舟, 赵子龙, 等. 鄂尔多斯盆地志丹地区延长组7致密油成藏条件与成藏特征[J]. 石油与天然气地质, 2013, 34(5): 631-639.
- Bai Yubin, Zhao Jingzhou, Zhao Zilong, et al. Accumulation conditions and characteristics of the Chang 7 tight oil reservoir of the Yan-chang Formation in Zhidan area, Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2013, 34(5): 631-639.
- [11] 蔡希源. 湖相烃源岩生排烃机制及生排烃效率差异性——以渤海湾盆地东营凹陷为例[J]. 石油与天然气地质, 2012, 33(3): 329-334.
- Cai Xiyuan. Hydrocarbon generation-expulsion mechanisms and efficiencies of lacustrine source rocks: a case study from the Dongying sag, Bohai Bay Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2012, 33(3): 329-334.
- [12] 朱晓军, 蔡进功. 泥质烃源岩的比表面与有机质关系研究进展及意义[J]. 石油与天然气地质, 2012, 33(3): 375-384.
- Zhu Xiaojun, Cai Jingong. Progress and significance of research on relation between specific surface area and organic matter in argillaceous source rocks[J]. Oil & Gas Geology, 2012, 33(3): 375-384.
- [13] 张文朝, 崔周旗, 韩春元, 等. 冀中拗陷老第三纪湖盆演化与油气[J]. 古地理论, 2001, 3(1): 45-54.
- Zhang Wenchao, Cui Zhouqi, Han Chunyuan, et al. Sedimentary structural characteristics and hydrocarbon distributed rules of Jizhong Depression[J]. Acta Geologica Sinica, 2008, 82(8): 1103-1112.
- [14] 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.
- [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, Zhen Guoguang. Early Tertiary sporopollen assemblages from Jizhong Depression and their stratigraphic implication[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 2001, 18(3): 274–292.
- [16] 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.
- [17] 王起琮, 张阳, 肖玲. 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩成岩相碳、氧稳定同位素特征[J]. 石油与天然气地质, 2013, 34(5): 652–658.
- Wang Qicong, Zhang Yang, Xiao Ling. Carbon and oxygen stable isotopic features of diagenetic facies of Ordovician carbonate rocks in Ordos Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2013, 34(5): 652–658.
- [18] Kelts K, Talbot M. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions[C]//Tilzer M M, Serruya C. Large Lakes. Wisconsin: Madison, 1990: 288–315.
- [19] Drummond C N, Wilkinson B H, Lohmann K C, et al. Effect of regional topography and hydrology on the lacustrine isotopic record of Miocene paleoclimate in the Rocky Mountains[J]. Palaeogeography, 1993, 101(1–2): 67–79.
- [20] 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.
- Deng Hongwen, Qian Kai. Sedimentary geochemistry and paleoenvironmental analysis[M]. Lanzhou: Gansu Science and Technology Press, 1993: 22–25.
- [21] Hayes J M, Popp B N, Takigiku R, et al. An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1989, 53: 2961–2972.
- [22] Kelts K. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks; an introduction[J]. Geological Society, 1988, 40(1): 3–26.
- [23] Curiale J A, Gibling M R. Productivity control on oil shale formation-Mae Sot Basin, Thailand[J]. Organic geochemistry, 1994, 21(1): 67–89.
- [24] 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: 825–828.
- [25] Wong W W, Sackett W M. Fractionation of stable carbon isotopes by marine phytoplankton[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta. 1978, 42(12): 1809–1815.
- [26] Deuser W G. Isotopic evidence for diminishing supply of available carbon during diatom bloom in the Black Sea[J]. Nature, 1970, 225(5237): 1069–1071.
- [27] Knoll A H, Summons R E, Waldbauer J R, et al. The geological succession of primary producers in the oceans[J]. Evolution of Primary Producers in the Sea, 2007: 133–163.
- [28] Volkman J K, Barrett S M, Blackburn S I, et al. Microalgal biomarkers; a review of recent research developments[J]. Organic Geochemistry, 1998, 29(5): 1163–1179.
- [29] Sepúlveda J, Wendler J, Leider A, et al. Molecular isotopic evidence of environmental and ecological changes across the Cenomanian-Turonian boundary in the Levant Platform of central Jordan[J]. Organic Geochemistry, 2009, 40(5): 553–568.
- [30] Frimmel A, Oschmann W, Schwark L. Chemostratigraphy of the Posidonia Black Shale, SW Germany: I. Influence of sea-level variation on organic facies evolution[J]. Chemical Geology, 2004, 206(3): 199–230.
- [31] Sinninghe Damsté J S, Kenig F, Koopmans M P, et al. Evidence for gammacerane as an indicator of water column stratification[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59(9): 1895–1900.
- [32] Sepúlveda J, Wendler J, Leider A, et al. Molecular isotopic evidence of environmental and ecological changes across the Cenomanian-Turonian boundary in the Levant platform of central Jordan[J]. Organic Geochemistry, 2009, 40(5): 553–568.
- [33] Summons R E, Hope J M, Swart R, et al. Origin of Nama Basin bitumen seeps: Petroleum derived from a Permian lacustrine source rock traversing southwestern Gondwana[J]. Organic Geochemistry, 2008, 39(5): 589–607.
- [34] Ritts B D, Hanson A D, Zinniker D, et al. Lower-Middle Jurassic non-marine source rocks and petroleum systems of the northern Qaidam basin, northwest China[J]. AAPG Bulletin, 1999, 83(12): 1980–2005.
- [35] Jiamo F, Guoying S, Jiayou X, et al. Application of biological markers in the assessment of paleoenvironments of Chinese non-marine sediments[J]. Organic Geochemistry, 1990, 16(4): 769–779.
- [36] Eugster H P, Hardie L A. Sedimentation in an ancient playa-lake complex; the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming[J]. Geological Society of America Bulletin, 1975, 86(3): 319–334.
- [37] Demaison G J, Moore G T. Anoxic environments and oil source bed genesis[J]. Organic Geochemistry, 1980, 2(1): 9–31.
- [38] Kirkland D W, Evans R. Source-rock potential of evaporitic environment[J]. AAPG Bulletin, 1981, 65.
- [39] Powell T G. Petroleum geochemistry and depositional setting of lacustrine source rocks[J]. Marine and Petroleum Geology, 1986, 3(3): 200–219.
- [40] Talbot M R. The origins of lacustrine oil source rocks; evidence from the lakes of tropical Africa[J]. Geological Society, 1988, 40(1): 29–43.
- [41] Katz B J. Controls on distribution of lacustrine source rocks through time and space[C]//Lacustrine basin exploration; case studies and modern analogs, AAPG Memoir. 1990, 61–76.
- [42] Olsen P E. Tectonic, climatic, and biotic modulation of lacustrine ecosystems-examples from Newark Supergroup of eastern North America[C]//Lacustrine basin exploration; Case studies and modern analogs, AAPG Memoir. 1990, 50: 209–224.
- [43] Jones R W. Organic facies[M]. London: Academic Press, 1987, 1–90.

(编辑 董立)