

# 松辽盆地姚家车站剖面嫩江组一段下部湖相 有机质组成及其沉积环境特征

童晓宁<sup>1,2</sup>, 胡建芳<sup>1,\*</sup>, 祝孟博<sup>1,2</sup>,  
席党鹏<sup>3</sup>, 宋建中<sup>1</sup>, 彭平安<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所 有机地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 中国地质大学(北京) 生物地质与环境地质国家重点实验室, 北京 100083)

**摘要:** 姚家车站剖面位于松辽盆地东南部, 是研究嫩江组一段烃源岩发育时湖泊沉积环境的一个典型露头剖面。通过测定和分析总有机碳(TOC)含量及其稳定碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )、特征分子标志物(Pr/Ph、伽玛蜡烷、 $\text{C}_{30}$ 甾烷、芳基类异戊二烯、脱羧基维生素 E 和 GDGTs)的剖面变化, 讨论了嫩江组一段下部湖泊有机质组成及沉积环境特征。根据剖面各参数的变化特征, 可将其沉积划分为 2 个阶段。剖面 TOC 含量为 0.06%~3.98%, 具有阶段 I 高, 阶段 II 低的特征, 主要受初级生产力水平和保存条件的控制。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值揭示出沉积有机质主要来源于湖泊内源。特征生物标志物的剖面变化表明: 嫩江组一段沉积期湖泊水体分层, 下部水体缺氧, 且阶段 I 和阶段 II 的上部湖泊水体缺氧已上升至透光带; 湖泊下层水体盐度相对较高, 存在短期快速变化。24-正丙基胆甾烷和 24-异丙基胆甾烷含量的剖面变化揭示出嫩江组一段时期松辽古湖盆发生了海侵, 但海侵是间歇性的, 而不是持续的。分析认为: 松辽海侵的发生与高盐、缺氧、分层的水体环境及油页岩的形成密切相关。尝试利用  $\text{TEX}_{86}$  指标定量重建了嫩江组一段下部古湖泊水体温度, 结果表明松辽盆地在白垩纪基本处在亚热带气候区。

**关键词:** 嫩江组一段; 分子标志物; 沉积环境; 松辽盆地

中图分类号: P595 文献标识码: A 文章编号: 0379-1726(2019)02-0149-12

DOI: 10.19700/j.0379-1726.2019.02.005

## Paleoenvironmental changes during the deposition of the lower Member 1 of the Nenjiang Formation in the Songliao Basin, Northeastern China

TONG Xiao-ning<sup>1,2</sup>, HU Jian-fang<sup>1,\*</sup>, ZHU Meng-bo<sup>1,2</sup>, XI Dang-peng<sup>3</sup>,  
SONG Jian-zhong<sup>1</sup> and PENG Ping-an<sup>1</sup>

1. State Key Laboratory of Organic Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

**Abstract:** The Yaojia Station section, on the southeastern side of the Songliao Basin, is a typical outcrop to investigate the paleoenvironment of Member 1 of the Cretaceous Nenjiang Formation. Here, we present the total organic carbon (TOC),  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , and biomarker data from the 31 outcrop samples collected from this section. According to the variation in these parameters, the whole profile can be divided into two depositional stages. The TOC content is higher during stage I and lower during stage II. These results indicate that the primary productivity and sedimentary environment mainly controlled the enrichment of the deposited organic matter (OM) in the paleo-lake. The depleted  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  in the whole profile indicates that the OM was mainly derived from lake algae and aquatic macrophytes. The Pr/Ph ratios, as well as the occurrence of aryl-isoprenoids, gammacerane, and methyltri-

收稿日期(Received): 2018-01-23; 改回日期(Revised): 2018-04-08; 接受日期(Accepted): 2018-04-10

基金项目: 国家自然科学基金(41790452, 41621062)

作者简介: 童晓宁(1988-), 女, 博士研究生, 地球化学专业。E-mail: xntong@gig.ac.cn

\* 通讯作者(Corresponding author): HU Jian-fang, E-mail: hujf@gig.ac.cn; Tel: +86-20-85290163

thyltridecyl chromans indices, indicate that the water column was stratified and the bottom water column was anaerobic with high salinity in the Songliao Basin. Marine transgression, indicated by the presence of 24-*n*-propyl-cholestanes and 24-*iso*-propyl-cholestanes, occurred during deposition of the lower Member 1 of the Nenjiang Formation. The seawater incursions caused a stratified water column with high salinity and anoxicity, favoring the formation of the OM-rich source rocks in this basin. The paleo-lake water temperatures were reconstructed based on the TEX<sub>86</sub> index. The estimated temperatures suggest that a subtropical climate prevailed during the deposition of Member 1 of the Nenjiang Formation.

**Key words:** Member 1 of the Nenjiang Formation; biomarker; sedimentary environment; Songliao Basin

## 0 引言

松辽盆地是我国最大的白垩纪陆相含油气盆地,在嫩江组一段发育富含有机质的暗色油页岩和泥岩<sup>[1]</sup>,其沉积环境引起学者们广泛关注。嫩江组一段油页岩沉积时湖泊缺氧<sup>[2-7]</sup>、湖泊水体分层<sup>[4,8]</sup>,且咸化<sup>[4,9]</sup>。Bechtel *et al.*<sup>[4]</sup>在 ZK3389 钻孔嫩江组一段样品中检测出芳基类异戊二烯化合物及其前身化合物(isorenieratane),推测嫩江组一段油页岩沉积时不仅存在较强的水体分层,且透光带缺氧。此外,嫩江组一段沉积时发生了海侵事件,相关证据有:浮游有孔虫化石<sup>[10]</sup>、海相生物标志物<sup>[11]</sup>、硫同位素<sup>[12]</sup>和钙质超微化石<sup>[13]</sup>等。Hu *et al.*<sup>[11]</sup>认为海侵与油页岩的形成密切相关,但 Jia *et al.*<sup>[14]</sup>研究发现高盐缺氧条件下的稳定水体分层是嫩一段油页岩形成的控制因素, Pedersen *et al.*<sup>[15]</sup>却强调高生物生产力对富有机质沉积形成的作用。Chamberlain 等<sup>[16]</sup>通过 SK1 井介形虫壳体  $\delta^{18}\text{O}$  值讨论了松辽盆地 Turonian-Maastrichtian 的古气候,发现嫩一段介形虫  $\delta^{18}\text{O}$  值显著正偏,可能与水体来源的变化有关<sup>[17]</sup>,因为海水的  $\delta^{18}\text{O}$  值重于淡水的  $\delta^{18}\text{O}$  值。但这些油页岩形成时的具体温度条件如何?目前还未见报道。

近年来基于微生物细胞膜四醚类脂物(GDGTs)建立的古温度代用指标(如 MBT/CBT 和 TEX<sub>86</sub>)得到广泛应用<sup>[18]</sup>。其中,甲基化指数(methylation index of branched tetraethers, MBT)和环化指数(cyclisation ratio of branched tetraethers, CBT)用于重建年平均大气温度(annual mean air temperature, MAT)。TEX<sub>86</sub> 指标(TetraEther index of tetraethers consisting of 86 carbon atoms)主要用于重建海洋表层水体温度<sup>[18]</sup>。一些研究发现 TEX<sub>86</sub> 可以重建大型湖泊的水体温度<sup>[19]</sup>,但在古老地质体中,TEX<sub>86</sub> 指标显著受有机质成熟度影响<sup>[20]</sup>。对于有机质成熟度不高的样品,TEX<sub>86</sub>

指标仍然可以用来进行古温度的定量重建<sup>[20]</sup>。因此,本研究尝试选取有机质成熟度相对低的露头剖面样品尝试用 TEX<sub>86</sub> 指标来定量重建松辽古湖泊的水体温度。

姚家车站剖面位于松辽盆地的东南部,是研究嫩江组一段地层发育时期的沉积环境的典型露头剖面。席党鹏等<sup>[21]</sup>通过对姚家车站剖面的岩石地层、古生物地层的系统研究,在姚家组-嫩江组界线首次发现了叶肢介化石 *Halyssetheria yui*,并将其作为嫩江阶底界的标志化石。俞志强<sup>[22]</sup>获得姚家车站剖面的嫩江组底界凝灰岩 U-Pb 年龄为 85.3 Ma,为深入研究姚家车站剖面嫩一段时期古气候/环境提供了年龄数据。童晓宁等<sup>[23]</sup>分析了姚家车站剖面有机质的来源,发现湖泊缺氧且发生海侵事件,但没有交代水柱是否缺氧、古湖泊水体盐度及温度等水体状态。因此,本文在前人研究的基础上,利用生物标志物参数,详细地分析嫩江组一段下部沉积时期松辽古湖泊水体缺氧状况、水体的盐度和温度,以期更全面地了解嫩江组一段下部优质烃源岩形成时期的古气候/环境。

## 1 地质背景和样品

松辽盆地位于中国的东北部,覆盖面积  $2.6 \times 10^5 \text{ km}^2$ ,长约 750 km,宽约 330~370 km,属于中-新生代大型陆相沉积盆地<sup>[24]</sup>。松辽盆地白垩纪地层自下而上依次为:火石岭组、沙河子组、营城组、登娄库组、泉头组、姚家组、嫩江组、四方台组和明水组<sup>[25]</sup>。松辽盆地可划分为北部倾没区、中央拗陷区、东北隆起区、东南隆起区、西南隆起区和西部斜坡区 6 个一级构造单元<sup>[25]</sup>(图 1)。嫩江组一段沉积时期,湖泊沉降速度加快,湖盆迅速扩张,并近乎覆盖全盆地,盆地中部发育半深湖-深湖相沉积,覆盖面积达  $7.3 \times 10^4 \text{ km}^2$ <sup>[26]</sup>。

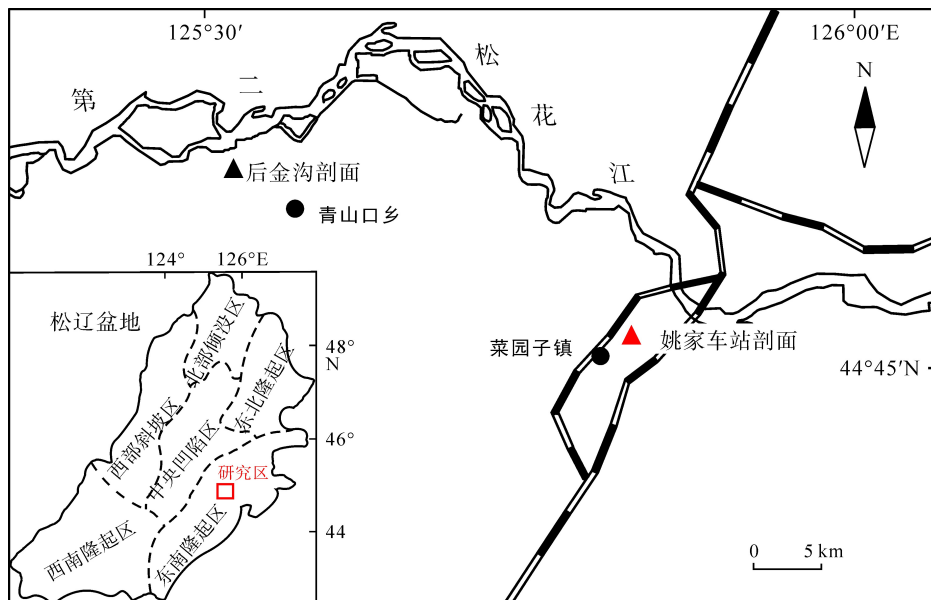


图 1 姚家车站剖面地理位置

Fig.1 Location of Yaojia Station section

姚家车站剖面位于松辽盆地的东南部, 吉林省德惠市菜园子镇姚家车站附近 (125°53'13.5"E, 44°47'4.8"N) (图 1)。剖面厚 34.8 m, 采集样品 31 个,

采样地点仅出露嫩江组一段下部地层, 参照席党鹏等<sup>[21]</sup>分层结果, 结合野外考察, 本研究剖面的具体岩性描述见图 2。

阶	段	层号	深度 (m)	岩性描述
晚三冬期	嫩江组一段下部		0	
		51~55		深灰色粉砂质泥岩, 产介形类化石
		50		黄绿色页岩夹粉砂岩
		49	10	灰绿色泥岩, 夹薄层粉砂质泥岩
		48		深灰色泥岩, 顶部为 7 cm 厚钙质结核
		47	20	灰绿色含钙粉砂质泥岩, 水平层理发育, 含丰富介形类化石
		46		灰绿色泥岩, 夹薄层钙质泥岩结核
		45		黄绿色粉砂岩和灰绿色泥岩
		44		灰色油页岩, 产丰富介形类
		43		黄绿色钙质粉砂岩, 含丰富介形类
		39~42	30	深灰色油页岩, 页理较发育, 产丰富介形类, 少量叶肢介, 及少量鱼类碎片

图 2 姚家车站剖面岩石地层及岩性描述

Fig.2 Lithostratigraphy of the Yaojia Station section from Member 1 of the Nenjiang Formation

## 2 实验方法

### 2.1 有机碳含量、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值分析及热解分析

岩石样品表面用纯净水清洗干净, 50 °C 烘干, 研磨至粒径约为 0.18 mm (80 目)。称取 150 mg 样品与过量浓度约为 4 mol/L 的盐酸进行反应 24 h, 以去除碳酸盐, 再用去离子水多次清洗至中性, 后冷冻干燥并磨匀。去除碳酸盐后的样品利用 Vario EL cube 元素分析仪联 GV-Isoprime 气体稳定同位素质谱仪进行全岩有机碳含量(OC)和稳定碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )分析, 所用样品均测试两次, 最终结果为其平均值。有机碳含量结果表示为 OC (%), 精度优于 5%。稳定碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ )结果以相对于 PDB 标准的千分比(‰)表示, 分析精度优于 $\pm 0.3\text{‰}$ 。

$$\text{TOC}(\%) = \text{OC} \times m/M$$

式中:  $m$  为除去  $\text{CaCO}_3$  后的样品质量,  $M$  为原始样品质量。

热解分析仪为 Vinci Rock-Eval VI 型。分析方法参见文献[25]。热解炉升温程序: 初始温度 300 °C, 恒温 1 min, 以 25 °C/min 的速率升温到 650 °C, 恒温 3 min; 氧化炉升温程序: 初始温度 300 °C, 恒温 1 min, 以 20 °C/min 的速率升温到 850 °C, 恒温 5 min。分析的参数包括 TOC (%), 游离液态烃( $S_1$ , mg/g)、裂解烃( $S_2$ , mg/g), 热解烃( $S_3$ , mg/g)和  $t_{\text{max}}$  ( $S_2$  峰最高对应的温度, °C)。 $t_{\text{max}}$  的偏差优于 2 °C (当  $t_{\text{max}} < 450$  °C 时)。

### 2.2 生物标志物

取 60~80 g 粉末样品用二氯甲烷-甲醇(体积比为 9:1)混合溶剂索氏抽提 72 h。总抽提物先用正己烷-二氯甲烷(体积比为 40:1)沉淀分离沥青质, 除去沥青质的可溶有机质用硅胶和氧化铝填充层析柱进行族组分分离, 分别用正己烷、正己烷-二氯甲烷(体积比为 1:1)和二氯甲烷-甲醇(体积比为 3:1)混合溶剂淋洗层析柱, 依次获得饱和烃、芳烃和极性组分。

烷烃的分析: 使用 Agilent7890B 气相色谱仪, 氢火焰离子检测器(FID), 对饱和烃组分进行分析。进样口温度为 290 °C, 检测器温度为 290 °C。色谱柱为 HP-1MS 硅熔融毛细柱(60 m 长 $\times$ 0.25 mm 内径 $\times$ 0.25  $\mu\text{m}$  涂层)。无分流进样。升温程序为: 初始温度 70 °C, 保留 2 min, 以 15 °C/min 的速率升至 120 °C, 再以 4 °C/min 的速率升到 300 °C, 保留 40 min。载

气为氮气, 流速: 1.2 mL/min。

伽玛蜡烷、芳基类异戊二烯和脱羟基维生素 E 的分析: 使用气相色谱质谱联用仪(GC-MS)在饱和和烃组分检测伽玛蜡烷, 在芳烃组分检测芳基类异戊二烯和脱羟基维生素 E。分析仪器采用 Thermo TRACE GC ULTRA/DSQII 气相色谱质谱仪, 色谱柱为 DB-5MS 熔融硅胶毛细管柱(60 m 长 $\times$ 0.32 mm 内径 $\times$ 0.25  $\mu\text{m}$  涂层)。使用全扫描和选择离子扫描(SIM)模式, 其中 SIM 模式选择接收  $m/z = 133$ 、191、217 的离子; 样品使用无分流进样, 离子源的温度 250 °C, 进样口温度 290 °C, 无分流进样, 载气为氮气; 升温程序: 色谱柱箱初始温度 80 °C, 恒温 2 min 后以 15 °C/min 的速率升至 120 °C, 再以 4 °C/min 的速率升至 295 °C, 恒温 30 min。

$\text{C}_{30}$  甾烷的分析: 在饱和烃组分中加入内标( $d_4 \text{C}_{27} \alpha\alpha\alpha$  (20R)-Cholestane), 然后使用 Thermo Scientific Trace GC ULTRA-TSQ XLS 三重四级杆串联气相色谱质谱联用仪进行分析测试。仪器条件如下: 离子源温度 250 °C, 碰撞能 10 V, 扫描时间 0.25 s, 半峰宽 0.70, SRM 扫描模式, 母离子  $m/z$  414、376(标样), 子离子  $m/z$  98、217、231、221(标样)。进样口温度 300 °C, 载气流速 1.5 mL/min, 无分流进样; 色谱柱为 DB-5MS 熔融硅胶毛细管柱(50 m 长 $\times$ 0.32 mm 内径 $\times$ 0.25  $\mu\text{m}$  涂层), 升温程序: 初始温度 110 °C 保留 2 min, 然后以 10 °C/min 的速率升至 240 °C 保留 10 min, 接着以 2 °C/min 的速率升至 305 °C 保留 20 min。

GDGTs 的分析: 将分离出的极性组分在氮气流下吹干, 重新溶于乙酸乙酯/正己烷(体积比为 16:84)混合溶剂中, 用 0.22  $\mu\text{m}$  PTFE 过滤膜进行过滤, 过滤后的极性组分使用高效液相色谱质谱联用仪(HPLC-MS)分析 GDGTs 化合物。高效液相色谱质谱联用仪器型号为 Agilent 1200 HPLC 串联 6410 三重四级杆质谱。离子源为 APCI 源, 正离子模式, 选择性离子扫描 ( $m/z = 744$ 、1292、1296、1298、1300、1302、1018、1020、1022、1032、1034、1036、1046、1048 和 1050)。雾化气压 414 kPa (60 psi),  $\text{N}_2$  流速 5 mL/min, 温度 200 °C, 雾化温度 300 °C, 毛细管电压 2500 V, 电晕电流 5  $\mu\text{A}$ 。液相色谱柱为 Alltima 硅胶柱 (2.1 mm  $\times$  150 mm, 3  $\mu\text{m}$ ; Grace)。流动相 A 相: 乙酸乙酯, B 相: 正己烷。在 0~5 min, 流动相保持 18%A:82%B; 在 5~25 min 线性变化至 26%A:74%B; 在 25~50 min 内线性变化至 44%A:56%B; 在 50~55 min 内线性变化至 70%A:30%B; 在 55~56 min 内线性变化至

18 %A : 82 %B; 在 56~70 min 内流动相比例保持 18 %A : 82 %B。流速 0.2 mL/min。数据处理使用 MassHunter 3.0 工作站。

### 3 结果与讨论

#### 3.1 嫩江组一段下部沉积环境特征

##### 3.1.1 氧化/还原条件

根据岩性、TOC 含量及生物标志物变化特征, 本文将姚家车站剖面划分为 2 个阶段进行讨论, 其中阶段 I 为剖面下部 34.8~25.3 m, 阶段 II 为剖面上部 25.3~0.0 m。

剖面所有样品均检测出了姥鲨烷(Pr)和植烷(Ph) (图 3)。姥/植比值(Pr/Ph)的变化范围是 0.15~0.90 (图 3)。整体上看, 阶段 I 的 Pr/Ph 比值基本小于 0.3 (除 3 点外), 阶段 II 的 Pr/Ph 比值相对较高, 在 0.32~0.86 之间变化。Pr/Ph < 0.8, 反映典型的缺氧环境, 通常是高盐的沉积环境<sup>[27]</sup>。大量的研究表明 Pr/Ph 在受沉积时氧化/还原控制的同时也受其他因素的影响, 如生物来源<sup>[28]</sup>和成熟度<sup>[29]</sup>等。剖面样品  $t_{\max}$

值在 430~443 °C 之间变化, 显示有机质处于未熟至低熟阶段, 成熟度对 Pr/Ph 比值影响较弱; 且松辽盆地嫩一段姥鲨烷和植烷具有相似的来源<sup>[7]</sup>。因此, Pr/Ph 比值可以指示沉积界面的氧化还原条件。姚家车站剖面 Pr/Ph 比值基本小于 0.8, 表明嫩一段下部沉积界面基本处于缺氧环境。阶段 I 的 Pr/Ph 比值小于阶段 II, 表明阶段 I 比阶段 II 更加缺氧。同时 Xi *et al.*<sup>[8]</sup>对本剖面的介形虫壳体形态、大小等进行研究, 也显示出一致的结果。

芳基类异戊二烯化合物(A-i)来源于绿硫细菌体内类胡萝卜素<sup>[30]</sup>, 绿硫细菌主要生活在缺氧的透光带, 因此芳基类异戊二烯可以指示水体透光带缺氧。阶段 I (34.8~25.9 m)和阶段 II (25.3~23.9 m 和 8.8~0.0 m)的样品中检测出了芳基类异戊二烯化合物, 检测出的芳基类异戊二烯化合物与菲的比值(A-i/P)在 0.01~0.42 之间变化 (图 3)。A-i/P 比值越高, 水柱越缺氧。剖面中 A-i/P 比值与 Pr/Ph 比值的变化趋势基本相反(图 3)。两者共同显示出阶段 I 阶段沉积时水体缺氧已上升到透光带; 阶段 II 部分时期水体缺氧, 但沉积界面一直都处于缺氧状态。

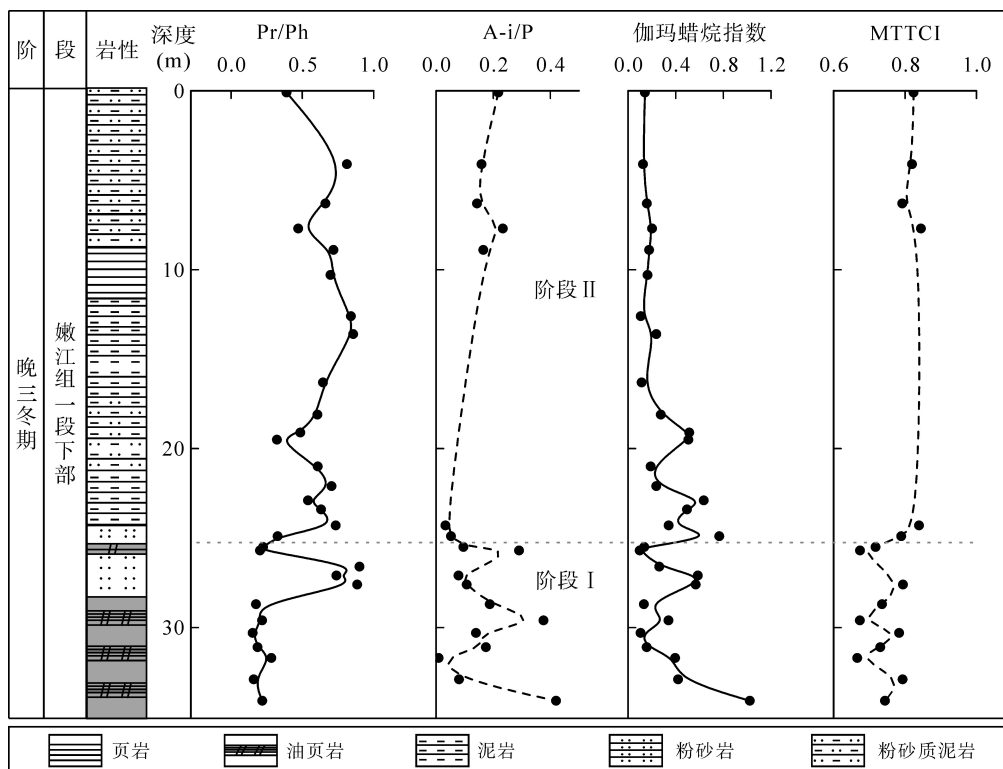


图 3 姚家车站剖面姥植比值(Pr/Ph)、芳基类异戊二烯/菲比值(A-i/P)、伽玛蜡烷指数(Ga/C<sub>30</sub>Hop)和脱羟基维生素 E 的比值(MTTCI)变化曲线

Fig.3 Depth variation in the pristane/phytane ratio (Pr/Ph), ratio of aryl isoprenoids relative to phenanthrene (A-i/P), Gammacerane/C<sub>30</sub> αβ hopane (Ga/C<sub>30</sub>Hop) and Methytrimethyltridecyl chromans (MTTCs) Index (MTTCI, a ratio of α-MTTC relative to the total MTTCs) values from the Yaojia station section

### 3.1.2 盐度与水体分层

剖面所有样品均检测出了伽玛蜡烷(Ga), 伽玛蜡烷指数(Ga/C<sub>30</sub> Hop)的变化范围是 0.10~1.02 (图 3)。伽玛蜡烷(Ga)是一种来源于四膜虫醇的 C<sub>30</sub> 带环烷烃, 可以作为水体分层的分子标志物<sup>[31]</sup>。伽玛蜡烷的检出表明松辽古湖泊在嫩一段下部发育时期湖泊水体分层 (图 3)。伽玛蜡烷指数越高, 水体分层越显著。阶段 I 伽玛蜡烷指数为 0.10~1.02, 最高值出现在底部, 显示出阶段 I 最下部水体分层最显著。水体分层阻碍了上层氧气进入到下层, 湖泊下层水体缺氧, 有利于有机质的保存, 在阶段 I 形成富有机质烃源岩沉积。阶段 II 伽玛蜡烷指数为 0.11~0.77, 在 18.1~0.0 m 处伽玛蜡烷指数较低(< 0.3), 无明显波动变化, 显示出较弱水体分层。

脱羟基维生素 E (Methyltrimethyltridecyl chromans, MTTCs) 是一类具有水体盐度指示的化合物, 主要包括  $\alpha$ -MTTC、 $\beta$ -MTTC、 $\gamma$ -MTTC、 $\delta$ -MTTC、 $\zeta$ -MTTC 和  $\eta$ -MTTC 等 6 个同系物<sup>[9]</sup>。目前尽管脱羟基维生素 E 的母源还不明确, 但仍可以用 MTTCs 的各种相对比值(MTTCI、 $\alpha/\gamma$  和  $\alpha/\delta$ ) 来确定水体盐度<sup>[9,32]</sup>。其中,  $MTTCI = \alpha\text{-MTTC}/\text{总 MTTCs}$ ;  $\alpha/\gamma = \alpha\text{-MTTC}/\gamma\text{-MTTC}$ ;  $\alpha/\delta = \alpha\text{-MTTC}/\delta\text{-MTTC}$ 。MTTCI 值越小指示水体盐度越高。阶段 I (34.8~25.9 m) 和阶段 II (25.3~23.9 m 和 8.8~0.0 m) 处的样品中检测出了 MTTCs, 包括  $\alpha$ -MTTC、 $\beta$ -MTTC、 $\gamma$ -MTTC、 $\delta$ -MTTC 和  $\zeta$ -MTTC 5 种同系物。检出 MTTCs 层位 MTTCI 的变化范围是 0.68~0.87 (图 3)。阶段 I 的 MTTCI 值 (0.67~0.79) 低于阶段 II (0.79~0.89), 说明阶段 I 盐度更高, 水体盐度分层更加显著(图 3)。阶段 II (8.9~23.9 m) 缺失 MTTCs, 水体盐度较低。MTTCI 的变化特征反映出短时期水体环境的快速变化。Pr/Ph 和 MTTCI 交叉图显示阶段 I 和阶段 II 上部水体为中盐环境和咸水环境(图 4)。

甲藻甾烷是咸水-半咸水环境的指示性标志化合物, 其在地层中的含量与沉积时水体盐度有一定的正相关关系, 甲藻甾烷含量越高其沉积水体盐度越高, 反之则表明沉积水体盐度较低或为淡水环境<sup>[34]</sup>。样品中检测出的甲藻甾烷含量分别在 0.00~2.62  $\mu\text{g/g}$  之间变化, 阶段 I 显著高于阶段 II (图 5), 说明阶段 I 沉积期水体盐度较高。与 MTTCI 重建的盐度结果一致。

伽玛蜡烷、脱羟基维生素 E 化合物比值及甲藻甾烷的含量的变化共同显示出姚家车站剖面下部阶

段 I 存在稳定的水体盐度分层, 阶段 II 水体盐度分层减弱。

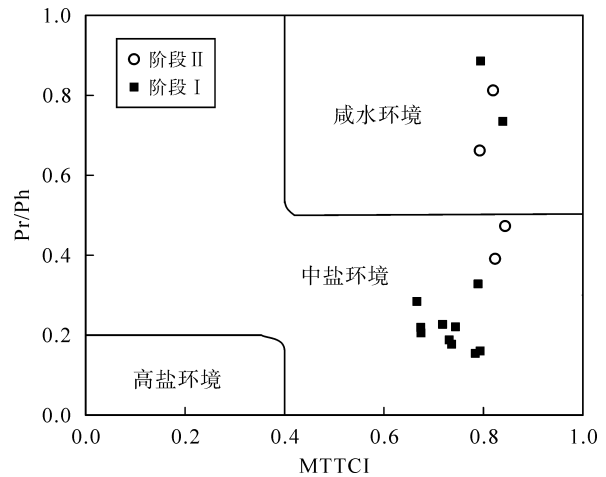


图 4 Pr/Ph 与 MTTCI 的关系图及沉积环境盐度划分 (据 Schwark *et al.*<sup>[33]</sup>)

Fig.4 Pr/Ph vs. MTTCI correlation and salinity for the lower member I of the Nenjiang Formation (after Schwark *et al.*<sup>[33]</sup>)

### 3.1.3 湖泊水体温度

GDGTs 化合物包括古菌来源的类异戊二烯 GDGTs (iGDGTs) 和细菌来源的支链 GDGTs (brGDGTs)。在分析的 31 个样品中, 有 6 个样品能够检测出 iGDGTs, 缺失 brGDGTs (图 6)。iGDGTs 包括 GDGT-0~GDGT-4、Crenarchaeol (Cren) 和 isomer Crenarchaeol (cren'), 且以 GDGT-0 和 Crenarchaeol 为主。计算得到的  $TEX_{86}$  值为 0.46~0.58 (表 1)。其中,  $TEX_{86} = (GDGT-2+GDGT-3+cren') / (GDGT-1+GDGT-2+GDGT-3+cren')$ 。

Powers *et al.*<sup>[35]</sup>和 Blaga *et al.*<sup>[36]</sup>通过对大量湖泊中 GDGTs 分布的研究发现,  $TEX_{86}$  指标可以用来定量重建大型湖泊的水体温度, 但是产甲烷古菌来源的 iGDGTs 的输入可能使  $TEX_{86}$  值产生一定的偏差<sup>[36-38]</sup>。GDGT-0 是常见的古菌膜脂, 而 Crenarchaeol 是氨氧化奇古菌的特征标志物<sup>[39]</sup>。在海洋环境中, GDGT-0 与 Crenarchaeol 的比值(GDGT-0/cren)通常为 0.2~2.0<sup>[40]</sup>。因此, Blaga *et al.*<sup>[36]</sup>指出当 GDGT-0/Cren 大于 2 时, 可能会有产甲烷古菌对 GDGT-0 的贡献。Powers *et al.*<sup>[37]</sup>发现全球 46 个湖泊中 GDGT-0/Cren 的比值基本小于 2.0, 指出在湖泊生态系统中产甲烷古菌对  $TEX_{86}$  指标的影响非常小。姚家车站剖面样品 GDGT-0/Cren 比值为 0.15~0.98 (表 1), 因此可以排除产甲烷古菌对  $TEX_{86}$  指标的影响。此外, 在样品中未检测到 bGDGTs, 因此, 也不存在土壤古菌对  $TEX_{86}$  指标的影响。

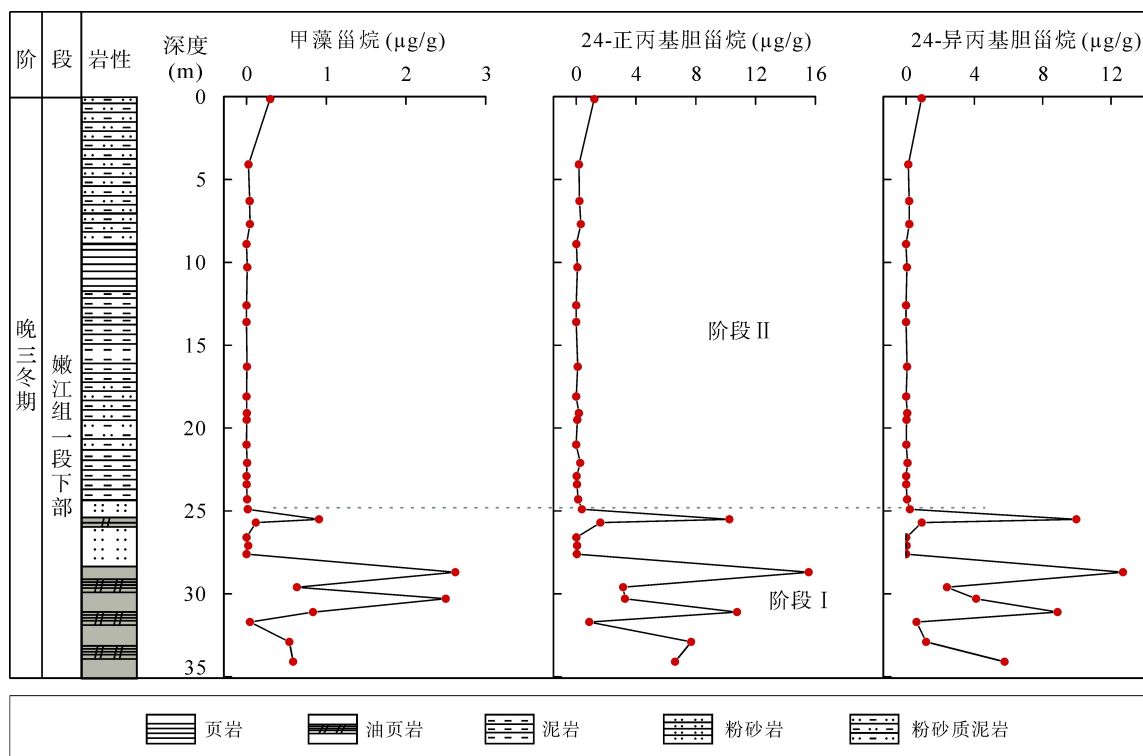


图 5 姚家车站剖面甲藻甾烷、24-正丙基胆甾烷和 24 异丙基胆甾烷含量变化曲线

Fig.5 Concentration of dinosteranes, 24-*n*-propyl, and 24-*iso*-propyl cholestanes from the Yaojia Station section during the late Santonian

最新的研究发现, 可以利用 $|\Delta RI|$ 来判断  $TEX_{86}$  在古温度重建中的适用性<sup>[41]</sup>, 指出当 $|\Delta RI|$ 值大于 0.6 时,  $TEX_{86}$  指标可能包含了一些非温度的信号。 $|\Delta RI|$ 涉及的公式包括:

$$RI = (0 \times [GDGT-0] + 1 \times [GDGT-1] + 2 \times [GDGT-2] + 3 \times [GDGT-3] + 4 \times [Cren]) / (\sum [iGDGTs]) \times 100;$$

$$|\Delta RI| = |RI - RI_{TEX}|, \text{ 其中, } RI_{TEX} = -0.77 \times TEX_{86} + 3.32 \times (TEX_{86})^2 + 1.59.$$

检出的 6 个样品的 $|\Delta RI|$ 值均小于 0.6, 因此尝试用  $TEX_{86}$  指标可以用来重建嫩江组一段下部湖泊水体温度。

根据 Tierney *et al.*<sup>[42]</sup>的经验计算式, 计算出的嫩江组一段下部湖泊水体温度为 14.2~19.0 °C, 平均值为 17.3 °C, 这与申家年等<sup>[43]</sup>根据水库温度、古纬度及古水深计算得出的松辽盆地嫩江组一段古湖盆水体表层温度(19 °C)基本一致, 反映出松辽盆地在白垩纪基本处在亚热带气候区。本文的温度数据高于松辽盆地介形虫氧同位素温度 (约 13 °C), 这可能是由于介形虫氧同位素包含了海水氧同位的信号造成的<sup>[17]</sup>。

### 3.2 海侵事件

海侵是松辽盆地白垩纪演化过程中重要的地质

事件之一, 对于松辽盆地是否发生海侵, 一直存在争议。近年来, 松辽盆地嫩江组地层中浮游有孔虫化石<sup>[10]</sup>和特征海相生物标志化合物(24-正丙基、异丙基胆甾烷)的发现<sup>[11]</sup>都直接证明了松辽盆地海侵事件的发生。海侵的发生与构造活动、湖平面及海平面的变化密切相关<sup>[11]</sup>。

24-正丙基胆甾烷和 24-异丙基胆甾烷分别来源于海相金藻<sup>[44]</sup>和海绵<sup>[45]</sup>, 是特征海相生物标志物。姚家车站剖面检测到的 24-正丙基胆甾烷和 24-异丙基胆甾烷含量分别在 0.01~15.6 µg/g 和 0.01~12.7 µg/g 之间变化(图 5), 其含量的高低可以反映海侵规模的相对大小<sup>[11]</sup>。剖面 24-正丙基、异丙基胆甾烷含量的变化趋势表明嫩一段海侵是间歇性的, 而不是持续的。Xi *et al.*<sup>[10]</sup>报道的嫩一段地层海相有孔虫在间断分布特征也支持这一观点。从图 4 中可以看出, 嫩江组一段下部明显发生了 4 期大规模的海水入侵, 与 SK-1 海侵记录一致<sup>[11]</sup>。本研究中 24-正丙基胆甾烷和 24-异丙基胆甾烷含量略高于同期 SK-I 检出的 24-正丙基胆甾烷和 24-异丙基胆甾烷含量, 可能与本研究剖面位置靠近盆地边缘, 相对于盆地中心输入的海洋有机质更高引起的。

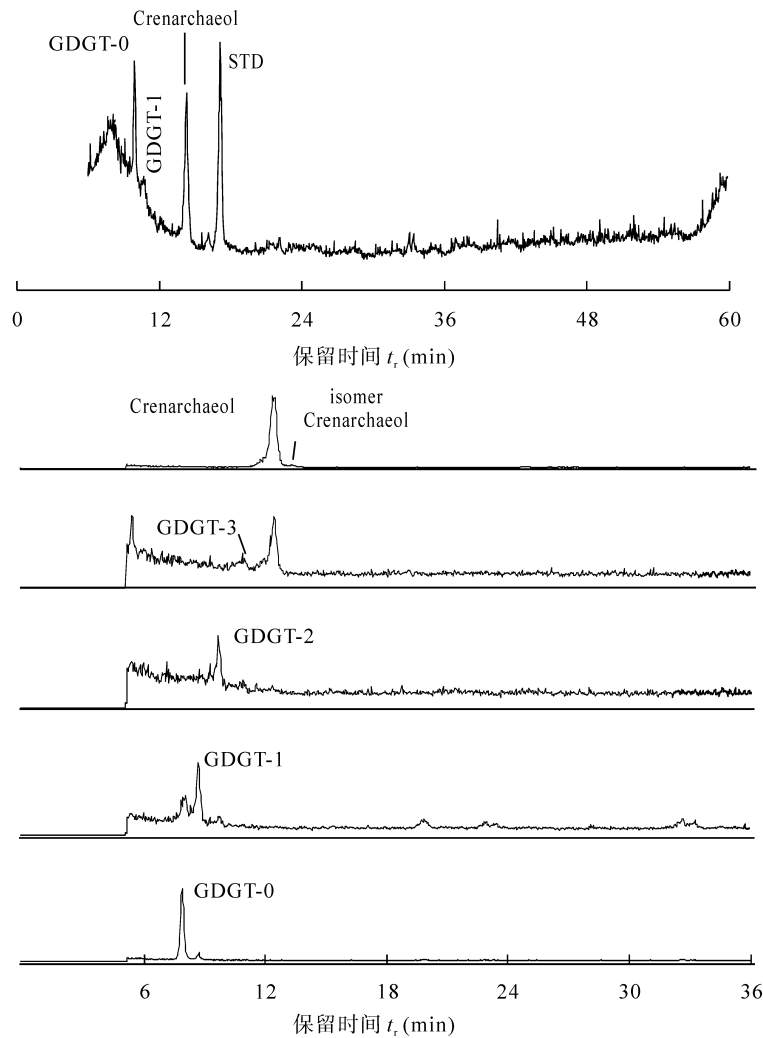


图 6 姚家车站剖面样品 GDGTs 的总离子流色谱图和选择性离子色谱图

Fig.6 Total ion chromatogram (TIC) and extracted ion chromatogram (EIC) of a sample from the Yaojia Station section showing the detection of isoprenoid GDGTs

表 1 姚家车站剖面 GDGTs 相关指标

Table 1  $TEX_{86}$ , GDGT-0/Crenarchaeol (Cren),  $|\Delta RI|$  and lake water temperature (T) of the Yaojia station section

样品编号	深度 (m)	$TEX_{86}$	GDGT-0/Cren	$ \Delta RI $	$t$ ( $^{\circ}C$ )
15YJ-51-01	7.70	0.46	0.57	0.1	14.2
15YJ-49-01	12.6	0.58	0.44	0.1	19.0
15YJ-49-02	13.6	0.58	0.35	0.2	19.0
15YJ-43-03	26.6	0.51	0.54	0.0	16.4
15YJ-43-02	27.1	0.51	0.98	0.5	16.4
12YJ-43-01	27.6	0.58	0.54	0.0	19.0

### 3.3 有机质的含量与 $\delta^{13}C_{org}$ 的指示意义

TOC 含量的变化范围是 0.06%~3.98% (图 7)。一般而言, 湖泊有机碳含量的高低主要取决于湖泊初级生产力和有机质的保存条件<sup>[46]</sup>。阶段 I TOC 含量在 0.07%~3.98% 之间变化, TOC 含量整体较高, 表明阶段 I 湖泊初级生产力高。阶段 I 海水大规模

进入湖盆, 带来了丰富的营养物质, 引起湖泊藻类的勃发。同时海水的进入使得湖泊上下水体分层, 下部缺氧的水体有利于有机质的保存。阶段 I 中较低的 Pr/Ph 比值及芳基类异戊二烯化合物的检出都直接指示出阶段 I 为缺氧的环境。阶段 II TOC 含量介于 0.06%~1.58% 之间, 低于阶段 I, 可能与湖泊初级生产力降低和有机质的保存环境的改变有关。



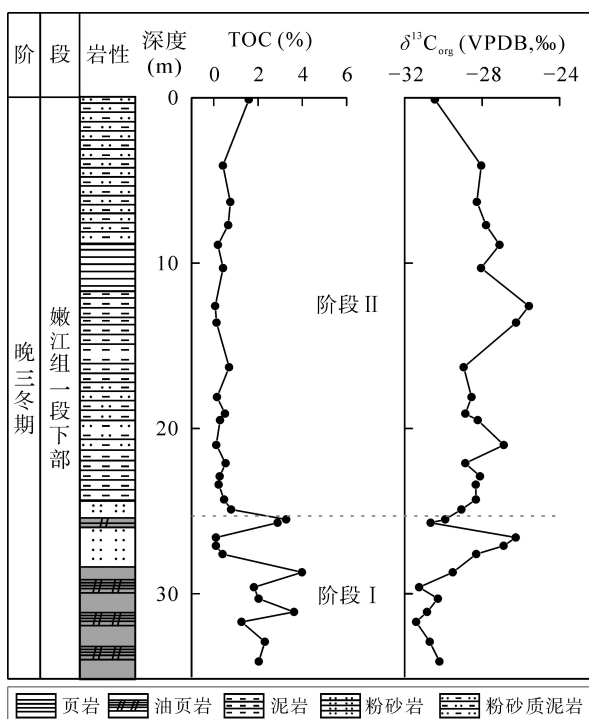


图 7 姚家车站剖面 TOC 含量和  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值随深度变化曲线

Fig. 7 Depth variation in total organic carbon (TOC) and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values from the Yaojia station section

此阶段,海侵减弱,初级生产力降低。相对较高的 Pr/Ph、水体盐度分层的减弱都表明阶段 II 有机质保存条件弱与阶段 I。

古气候是影响有机质发育的关键因素<sup>[15]</sup>。通过  $\text{TEX}_{86}$  指标重建的古水体温度显示嫩一段时期松辽盆地处于亚热带气候区。温暖湿润的气候有利于陆源营养物质进入湖泊,引起湖泊水生生物的繁盛。此时湖泊藻类、水生植物繁盛<sup>[4]</sup>,且微体生物广泛发育,包括有介形虫、叶肢介、双壳类、轮藻和沟鞭藻等<sup>[47]</sup>。海水的侵入,使得湖泊水体产生盐度分层,同时湖泊内藻类的勃发加快了湖泊水体氧化/还原分层,这样的沉积环境有利于有机质的保存。剖面中 TOC 含量与水体盐度分层、缺氧的沉积环境具有一定的相关关系,表明湖泊初级生产力的提高及缺氧分层的水体环境,为优质烃源岩的形成提供了良好的物质条件及保存条件。因此,海侵的发生与高盐、缺氧、分层的水体环境及油页岩的形成密切相关。

剖面  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值的变化范围是  $-31.4\%$  ~  $-25.6\%$ , 其呈现出与 TOC 相反的变化趋势(图 7)。目前已报道白垩纪陆地有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-25.8\%$  ~  $-21.8\%$ <sup>[48-51]</sup>, 白垩纪湖泊有机质  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-21.9\%$  ~  $-28\%$ <sup>[52-53]</sup>。与陆源有机质的  $\delta^{13}\text{C}$  值相比,本研究中的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值

明显偏负,表明松辽盆地有机质主要来源于湖泊内源(包括菌藻类和大型的水生植物),陆地高等植物的贡献相对较少。前人的研究发现白垩纪海洋有机质  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-28.3\%$  ~  $-22.5\%$ <sup>[54-55]</sup>, 与其相比,研究剖面的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值也相对偏负,这表明松辽盆地  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值的变化具有区域性特征。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  表现出阶段 I ( $-31.4\%$  ~  $-26.3\%$ ) 偏负于阶段 II ( $-30.4\%$  ~  $-25.6\%$ ) 的特征,推测是由于海侵发生时,碱性海水进入到弱酸性湖泊中<sup>[8]</sup>,导致湖泊水体中溶解  $\text{CO}_2$  含量的增加,从而引起湖泊水生藻类产生的有机质  $\delta^{13}\text{C}$  值偏负<sup>[11]</sup>。

## 4 结 论

(1) 剖面 TOC 含量的变化主要受湖泊初级生产力和沉积环境控制;剖面  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  组成特征,表明沉积有机质主要来源于湖泊内源。

(2) 根据各参数的变化特征,将沉积剖面划分为 2 个阶段:阶段 I 的 TOC 含量相对高, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值相对偏负;阶段 II 的 TOC 含量相对较低, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值相对偏正。

(3) 24 正丙基胆甾烷和 24-异丙基胆甾烷含量的波动性变化,显示嫩江组一段沉积时期发生了间歇性的海侵。海水侵入导致湖泊水体盐度分层,上层水体富氧,有利于水生藻类生长,下层水体缺氧,有利于有机质的保存。阶段 I 和阶段 II 上部湖泊水体严重缺氧,且已上升至透光带。嫩江组一段沉积同期湖泊水体盐度波动变化显著,其中阶段 I 和阶段 II 上部为中盐环境和半咸水-咸水沉积环境。高 TOC 值沉积时期正好与海侵、湖泊水体高盐、缺氧出现时期吻合,表明海侵的发生与高盐、缺氧、分层的水体环境及油页岩的形成密切相关。

(4) 由  $\text{TEX}_{86}$  指标重建的嫩江组一段下部古湖泊水体温度为  $14.2\sim 19.0\text{ }^\circ\text{C}$ ,反映出松辽盆地在白垩纪基本处在亚热带气候区。

## 参考文献(References):

- [1] Wang C S, Feng Z Q, Zhang L M, Huang Y J, Cao K, Wang P J, Zhao B. Cretaceous paleogeography and paleoclimate and the setting of SKI borehole sites in Songliao Basin, northeast China [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2013, 385: 17-30.
- [2] 侯读杰, 冯子辉, 黄清华. 松辽盆地白垩纪缺氧地质事件的地质地球化学特征[J]. *现代地质*, 2003, 17(3): 311-317. Hou Du-jie, Feng Zi-hui, Huang Qing-hua. Geological and

- geochemical evidences of anoxic event in the Songliao Basin, China [J]. *Geoscience*, 2003, 17(3): 311–317 (in Chinese with English abstract).
- [3] 冯子辉, 霍秋立, 王雪, 方伟, 宋之光. 松辽盆地松科 1 井晚白垩世沉积地层有机地球化学研究[J]. *地学前缘*, 2009, 16(5): 181–191.  
Feng Zi-hui, Huo Li-qiu, Wang Xue, Fang Wei, Song Zhi-guang. Geochemical research on the Late Cretaceous strata of Well SK1 in Songliao Basin [J]. *Earth Sci Front*, 2009, 16(5): 181–191 (in Chinese with English abstract).
- [4] Bechtel A, Jia J L, Strobl S A I, Sachsenhofer R F, Liu Z J, Gratzner R, Püttmann W. Palaeoenvironmental conditions during deposition of the Upper Cretaceous oil shale sequences in the Songliao Basin (NE China): Implications from geochemical analysis [J]. *Org Geochem*, 2012, 46: 76–95.
- [5] 刘美羽, 胡建芳, 万晓樵. 松辽盆地嫩江组下部水体分层的有机地球化学证据[J]. *湖泊科学*, 2015, 27(1): 190–194.  
Liu Mei-yu, Hu Jian-fang, Wan Xiao-qiao. The organic geochemical evidences for the lake water stratification in Lower Nenjiang Formation, Songliao Basin [J]. *J Lake Sci*, 2015, 27(1): 190–194 (in Chinese with English abstract).
- [6] Song Z G, Qin Y, George S C, Wang L, Guo J T, Feng Z H. A biomarker study of depositional paleoenvironments and source inputs for the massive formation of Upper Cretaceous lacustrine source rocks in the Songliao Basin, China [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2013, 385: 137–151.
- [7] Wang L, Song Z G, Cao X X, Li Y. Compound specific carbon isotope study on the hydrocarbon biomarkers in lacustrine source rocks from Songliao Basin [J]. *Org Geochem*, 2015, 87: 68–77.
- [8] Xi D P, Wan X Q, Jansa L, Zhang Y Y. Late Cretaceous paleoenvironment and lake level fluctuation in the Songliao Basin, northeastern China [J]. *Island Arc*, 2011, 20: 6–22.
- [9] Wang L, Song Z G, Yin Q, George S C. Paleosalinity significance of occurrence and distribution of methyltrimethyltridecyl chromans in the Upper Cretaceous Nenjiang Formation, Songliao Basin, China [J]. *Org Geochem*, 2011, 42(11): 1411–1419.
- [10] Xi D P, Cao W X, Huang Q H, Do Carmo D A, Li S, Jing X, Tu Y J, Jia J Z, Qu H Y, Zhao J, Wan X Q. Late Cretaceous marine fossils and seawater incursion events in the Songliao Basin, NE China [J]. *Cretaceous Research*, 2016, 62: 172–182.
- [11] Hu J F, Peng P A, Liu M Y, Xi D P, Song J Z, Wan X Q, Wang C S. Seawater incursion events in a Cretaceous paleo-lake revealed by specific marine biological markers [J]. *Sci Rep*, 2015, 5: 9508. DOI: 10.1038/srep09508
- [12] Cao H S, Kaufman A J, Shan X L, Cui H, Zhang G J. Sulfur isotope constraints on marine transgression in the lacustrine Upper Cretaceous Songliao Basin, northeastern China [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2016, 451: 152–163.
- [13] 曹文心, 席党鹏, 黄清华, 程祎, 屈海英, 高蓬凤, 万晓樵. 松辽盆地海侵事件——松科 1 井钙质超微化石新证据[J]. *地质通报*, 2016, 35(6): 866–871.  
Cao Wen-xin, Xi Dang-peng, Huang Qing-hua, Cheng Yi, Qu Hai-ying, Gao Lian-feng, Wan Xiao-qiao. Seawater incursion event in Songliao Basin: New evidence from calcareous nannofossils of SK-1 [J]. *Geol Bull China*, 2016, 35(6): 866–871.
- [14] Jia J L, Bechtel A, Liu Z J, Strobl S A I, Sun P C, Sachsenhofer R F. Oil shale formation in the Upper Cretaceous Nenjiang Formation of the Songliao Basin (NE China): Implications from organic and inorganic geochemical analyses [J]. *Int J Coal Geol*, 2013, 113: 11–26.
- [15] Pedersen T F, Calvert S E. Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? [J]. *AAPG Bulletin*, 1990, 74(4): 454–466.
- [16] Chamberlain C P, Wan X Q, Graham S A, Carroll A R, Doeberbert A C, Sageman, B B, Blisniuk P, Kent-Corson M L, Zhou W, Wang C S. Stable isotopic evidence for climate and basin evolution of the Late Cretaceous Songliao basin, China [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2013, 385: 106–124.
- [17] Wang C S, Scott R W, Wan X Q, Graham S A, Huang Y J, Wang P J, Wu H C, Dean Walter E, Zhang L M. Late Cretaceous climate changes recorded in Eastern Asian lacustrine deposits and North American Epiherc sea strata [J]. *Earth Sci Rev*, 2013, 126: 275–299.
- [18] Schouten S, Hopmans E C, Sinninghe Damsté J S. The organic geochemistry of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids: A review [J]. *Org Geochem*, 2013, 54: 19–61.
- [19] Powers L, Werne J P, Vanderwoude A J, Sinninghe Damsté J S, Hopmans E C, Schouten S. Applicability and calibration of the TEX<sub>86</sub> paleothermometer in lakes [J]. *Org Geochem*, 2010, 41(4): 404–413.
- [20] Schouten S, Hopmans E C, Sinninghe Damsté J S. The effect of maturity and depositional redox conditions on archaeal tetraether lipid palaeothermometry [J]. *Org Geochem*, 2004, 35(5): 567–571.
- [21] 席党鹏, 李罡, 万晓樵, 荆夏, 李顺. 松辽盆地东南区姚家组—嫩江组一段地层特征与湖泊演变[J]. *古生物学报*, 2009, 48(3): 556–568.  
Xi Dang-peng, Li Gang, Wan Xiao-qiao, Jing Xia, Li Shun. Yaojia-lower Nenjiang Formations and lake evolution of southern Songliao Basin, NE China [J]. *Acta Palaeontol Sinica*, 48(3): 556–568 (in Chinese with English abstract).
- [22] 俞志强. 松辽盆地白垩系营城组—嫩江组离子探针锆石 U-Pb 定年[D]. 中国地质大学(北京), 2017.  
Yu Zhi-qing. Zircon U-Pb chronology of Cretaceous Yingcheng Formation and Nenjiang Formation in the Songliao Basin [D]. China University of Geosciences (Beijing), 2017 (in Chinese with English abstract).
- [23] 童晓宁, 胡建芳, 祝孟博, 彭平安, 席党鹏, 宋建中. 分子标志物揭示的松辽盆地晚三冬期气候环境[J]. *地学前缘*, 2017, 24(1): 154–165.  
Tong Xiao-ning, Hu Jian-fang, Zhu Meng-bo, Peng Ping-an, Xi Dang-peng, Song Jian-zhong. Late Santonian paleoenvironment reconstruction based on molecular markers in Songliao Basin, Northeast China [J]. *Earth Sci Front*, 2017, 24(1): 154–165.
- [24] 侯启军, 冯志强, 冯子辉. 松辽盆地陆相石油地质学[M].

- 石油工业出版社, 2009: 1–654.
- Hou Qi-jun, Feng Zhi-qiang, Feng Zi-Hui. Continental Petroleum Geology of Songliao Basin [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2009: 1–654 (in Chinese).
- [25] Lafargue E, Marquis F, Pillot D. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies [J]. *Oil Gas Sci Technol Rev IFP*, 1998, 53(4): 421–437.
- [26] Feng Z Q, Jia C Z, Xie X N, Zhang S, Feng Z H, Cross T A. Tectonostratigraphic units and stratigraphic sequences of the nonmarine Songliao basin, northeast China [J]. *Basin Res*, 2010, 22(1): 79–95.
- [27] Peters K E, Walters C C, Moldowan J M. The Biomarker Guide. Biomarkers and Isotopes in Petroleum Exploration and Earth History (Vol. 2) [M]. New York: Cambridge University Press, 2005: 1–500.
- [28] Goossens H, Leeuw J W D, Schenck P A, Brassell S C. Tocopherols as likely precursors of pristane in ancient sediments and crude oils [J]. *Nature*, 1984, 312(5993): 440–442.
- [29] Ten Haven H L, Leeuw J W D, Rullkötter J, Sinninghe Damaté J S. Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator [J]. *Nature*, 1987, 330(6149): 641–643.
- [30] Summons R E, Powell T G. Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: Biological markers for the green sulphur bacteria [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51: 557–566.
- [31] Sinninghe Damaté J S, Van Duin A C T, Hollander D, Kohonen M E L, Leeuw J W D. Early diagenesis of bacteriohopanepolyol derivatives: Formation of fossil homohopanooids [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59(24): 5141–5157.
- [32] Sinninghe Damaté J S, Keely B J, Betts S E, Baas M, Maxwell J R, de Leeuw J W. Variations in abundances and distributions of isoprenoid chromans and long-chain alkylbenzenes in sediments of the Mulhouse Basin: a molecular sedimentary record of palaeosalinity [J]. *Org Geochem*, 1993, 20: 1201–1215.
- [33] Schwark L, Vliex M, Schaeffer P. Geochemical characterization of Malm Zeta laminated carbonates from the Franconian Alb, SW-Germany (II) [J]. *Org Geochem*, 1998, 29(8): 1921–1952.
- [34] 侯读杰, 黄清华, 黄福堂, 孔庆云. 松辽盆地海侵地层的分子地球化学特征[J]. *石油学报*, 1999, 20(2): 30–34.
- Hou Du-jie, Huang Qing-hua, Huang Fu-tang, Kong Qing-yun. The characteristics of molecular geochemistry of marine transgression start in Songliao Basin [J]. *Acta Pet Sinica*, 1999, 20(2): 30–34.
- [35] Powers L A, Werne Josef P, Johnson Thomas C, Hopmans E C, Sinninghe Damaté J S, Schouten S. Crenarchaeotal membrane lipids in lake sediments: A new paleotemperature proxy for continental paleoclimate reconstruction? [J]. *Geology*, 2004, 32(7): 613–616.
- [36] Blaga C I, Reichart G J, Heiri O, Sinninghe Damaté J S. Tetraether membrane lipid distributions in water-column particulate matter and sediments: A study of 47 European lakes along a north–south transect [J]. *J Paleolimnol*, 2009, 41(3): 523–540.
- [37] Powers L, Werne J P, Vanderwoude A J, Sinninghe Damaté J S, Hopmans E C, Schouten S. Applicability and calibration of the TEX<sub>86</sub> paleothermometer in lakes [J]. *Org Geochem*, 2010, 41(4): 404–413.
- [38] Pearson E J, Juggins S, Talbot H M, Weckström J, Rosén P, Ryves D B, Roberts S J, Schmidt R. A lacustrine GDGT-temperature calibration from the Scandinavian Arctic to Antarctic: Renewed potential for the application of GDGT-paleothermometry in lakes [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2011, 75(20): 6225–6238.
- [39] Brochier A C, Boussau B, Gribaldo S, Forterre P. Mesophilic crenarchaeota: Proposal for a third archaeal phylum, the Thaumarchaeota [J]. *Nat Rev Micro*, 2008, 6(3): 245–252.
- [40] Schouten S, Hopmans E C, Schefuß E, Damsté J S S. Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: a new tool for reconstructing ancient sea water temperatures? [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 204(1/2): 265–274.
- [41] Zhang Y G, Pagani M, Wang Z. Ring Index: A new strategy to evaluate the integrity of TEX<sub>86</sub> paleothermometry [J]. *Paleoceanography*, 2015, 31(2): 220–232.
- [42] Tierney J E, Russell J M, Eggermont H, Hopmans E C, Verschuren D, Sinninghe Damaté J S. Environmental controls on branched tetraether lipid distributions in tropical East African lake sediments [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2010, 74(17): 4902–4918.
- [43] 申家年, 王庆红, 何江林, 卢双舫. 松辽盆地白垩纪湖泊水体温度与古气候温度估算[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2008, 38(6): 946–952.
- Shen Jia-nian, Wang Qing-hong, He Jiang-lin, Lu Shuang-fang. Estimation of the ancient lake temperature and paleoclimate of the Cretaceous Period in the Songliao Basin [J]. *J Jilin Univ (Earth Sci Ed)*, 2008, 38(6): 946–952 (in Chinese with English abstract).
- [44] Moldowan J M, Fago F J, Lee C Y, Jacobson S R, Watt D S, Slougui N E, Jeganathan A, Young D C. Sedimentary 24-*n*-propylcholestanes, molecular fossils diagnostic of marine algae [J]. *Science*, 1990, 247(4940): 309–312.
- [45] Love G D, Grosjean E, Stalviés C, Fike D A, Grotzinger J P, Bradley A S, Kelly A E, Bhatia M, Meredith W, Snape C E. Fossil steroids record the appearance of demospongiae during the Cryogenian period [J]. *Nature*, 2009, 457(7230): 718–722.
- [46] Tyson R V. The “productivity versus preservation” controversy: Cause, flaws, and resolution [M]//Harris N. The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences. SEPM Special Publication, No.82. 2005: 17–33.
- [47] Wan X Q, Zhao J, Scott Robert W, Wang P J, Feng Z H, Huang Q H, Xi D P. Late Cretaceous stratigraphy, Songliao Basin, NE China: SK1 cores [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2013, 385: 31–43.
- [48] Uramoto G I, Tomotaka F, Akinori T, Hirano H. Cenomanian (Upper Cretaceous) carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter for the Yezo Group, Hokkaido, Japan [J].

- Island Arc, 2007, 16(3): 465–478.
- [49] Uramoto G I, Tahara R, Sekiya T, Hirano H. Carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter for the Turonian (Upper Cretaceous) in northern Japan: Implications for ocean-atmosphere,  $^{13}\text{C}$  trends during the mid-Cretaceous climatic optimum [J]. *Geosphere*, 2013, 9(2): 355–366.
- [50] Ando A, Kakegawa T, Takashima R, Saito T. Stratigraphic carbon isotope fluctuations of detrital woody materials during the Aptian Stage in Hokkaido, Japan: Comprehensive  $\delta^{13}\text{C}$  data from four sections of the Ashibetsu area [J]. *J Asian Earth Sci*, 2003, 21(8): 835–847.
- [51] Yazykova E, Zonova T. Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: a proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric  $\text{CO}_2$ , by T. Hasegawa *et al.*— Discussion [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 215(1/2): 173–177.
- [52] Hong S K, Yong I L. Contributions of soot to  $\delta^{13}\text{C}$  of organic matter in Cretaceous lacustrine deposits, Gyeongsang Basin, Korea: Implication for paleoenvironmental reconstructions [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2013, 371: 54–61.
- [53] Schnyder J, Dejax J, Keppens E, Nguyen T T T, Spagna P, Boulila S, Galbrun B, Riboulleau A, Tshibangu J P, Yans J. An Early Cretaceous lacustrine record: Organic matter and organic carbon isotopes at Bernissart (Mons Basin, Belgium) [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2009, 281(1/2): 79–91.
- [54] Sinninghe Damsté J S, Bentum E C V, Reichert G J, Pross Jörg, Schouten S. A  $\text{CO}_2$  decrease-driven cooling and increased latitudinal temperature gradient during the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 [J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2010, 293(1/2): 97–103.
- [55] Hu G, Hu W, Cao J, Yao S P, Liu W H, Zhou Z Y. Fluctuation of organic carbon isotopes of the Lower Cretaceous in coastal southeastern China: Terrestrial response to the Oceanic Anoxic Events (OAE1b) [J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2014, 399: 352–362.