

doi: 10.13745/j.esf.2017.01.009

分子标志物揭示的松辽盆地晚三叠期气候环境

童晓宁^{1,2}, 胡建芳^{1,*}, 祝孟博^{1,2}, 彭平安¹, 席党鹏³, 宋建中¹

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 生物地质与环境地质国家重点实验室, 北京 100083

TONG Xiaoning^{1,2}, HU Jianfang^{1,*}, ZHU Mengbo^{1,2}, PENG Ping'an¹, XI Dangpeng³, SONG Jianzhong¹

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

TONG Xiaoning, HU Jianfang, ZHU Mengbo, et al. Late Santonian paleoenvironment reconstruction based on molecular markers in Songliao Basin, Northeast China. *Earth Science Frontiers*, 2017, 24(1): 154-165

Abstract: The Late Cretaceous period was characterized by greenhouse climate, however, much of what we know about geological records came from marine sediments, few studies of terrestrial sediments. The Songliao Rift Basin is located in Northeast China developing a continuous Upper Cretaceous lacustrine stratigraphy, which offers a unique opportunity to understand Late Cretaceous terrestrial paleoenvironment. In the study, the samples were collected from outcrops of Yaojia Station section, Houjingou section and Yuewangcheng section. The total organic carbon (TOC) content, stable carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) and the distribution of molecular markers (aliphatic hydrocarbons, regular steranes, C_{30} steranes, hopanes) of these samples were characterized to reconstruct the paleoenvironment of late Santonian lacustrine deposits (Member 1 and 2 of Nenjiang Formation) in the southeastern side of Songliao Basin. The results show: (1) the TOC values ranged from 0.06%–6.86%, showing higher TOC values at stage I and III and lower TOC values at stage II and IV. Higher TOC values, depleted $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values and molecular marker distribution (n-alkanes, C_{30} steranes, hopanes) at stage I and III indicated that organic matter (OM) sourced from algae, bacteria and land plants. Relatively heavier $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values and abundant mid-chain n-alkanes indicated the OM at stage II originated mainly from aquatic macrophytes and land plants. At stage III and IV the OM sourced from a mixture of algae, bacteria and higher land plants. The increasing heavier $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ at stage IV demonstrated that increasing land plant input. (2) Higher TOC values and lower Pr/Ph values at stage I and III showed that the deposition environment was anoxic and conducive to the preservation of OM. Higher Ga/Hop- $\alpha\beta\text{C}_{30}$ values at stage I and II indicated that the water column was stratified during this time. (3) Dinostanes, 24-n-propyl-cholestanes and 24-iso-propyl-cholestanes were detected in Member 1 and 2 of Nenjiang Formation implied that marine incursion were occurred in Songliao Paleolake during the Late Santonian period. All of these obvious variation happened at the boundary or internal of Member 1 and 2 of Nenjiang Formation demonstrated that abrupt environment changes in Songliao Paleolake during the Late Cretaceous.

Key words: Songliao Basin; late Santonian; molecular markers; marine incursion events

收稿日期: 2016-07-11; 修回日期: 2016-10-23

基金项目: 国家重点基础研究发展计划“973”项目(2012CB822002); 国家自然科学基金项目(41372110, 41321002)

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

* 通讯作者简介: 胡建芳(1972—), 女, 研究员, 主要从事生物/环境有机地球化学的研究。E-mail: hujf@gig.ac.cn

摘要:松辽盆地发育了一套连续的晚白垩世陆相沉积地层,是研究古气候/环境的理想场所。本研究以松辽盆地露头剖面为研究材料,通过测定总有机碳(TOC)含量、稳定碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)组成和一些分子标志物,并分析它们在整个剖面的分布和变化特征,重建了松辽盆地晚三冬期的气候环境变化。结果显示:(1)松辽盆地晚三冬期湖泊沉积物有机质丰度表现出阶段Ⅰ和Ⅲ高,阶段Ⅱ和Ⅳ相对较低的特征,主要受水生生物繁盛程度和保存条件的控制。阶段Ⅰ和Ⅲ,较高 TOC 值、相对偏负 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值和分子标志物(正构烷烃、 C_{30} 甾烷系列化合物和藿烷)组成和分布显示有机质来源于藻类、细菌和陆地植物;阶段Ⅱ高丰度中碳数正烷烃分布特征表明有机质主要来源于水生生物;阶段Ⅳ持续偏正 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值显示来源于陆地有机质输入逐渐增加。(2)Pr/Ph 值的变化显示松辽古湖泊晚三冬期水体从还原变到氧化,再到还原,再逐渐变为氧化的环境变化过程;阶段Ⅰ和Ⅱ高 Ga/ C_{30} Hop 值显示嫩江组一段存在显著的水体分层。(3) C_{30} 甾烷系列化合物(24-正丙基胆甾烷、24-异丙基胆甾烷和甲藻甾烷)的检出表明松辽盆地晚三冬期发生了海侵事件。阶段Ⅲ C_{30} 甾烷含量显著高于阶段Ⅰ表明嫩江组二段下部的海侵程度显著强于嫩江组一段。此外,高 C_{30} 甾烷含量对应于高 TOC 值,显示出海侵发生的层位与烃源岩发育的层位吻合。

关键词:松辽盆地;晚三冬期;分子标志物;海侵事件

中图分类号:P588.145 **文献标志码:**A **文章编号:**1005-2321(2017)01-0154-12

0 引言

湖泊沉积由于其保存信息完整、较高的沉积速率、可提供区域环境、气候和事件的高分辨率连续记录,从而成为全球气候环境变化研究的重要载体^[1]。松辽盆地松科 1 井(SK-1)的实施不仅为古环境研究提供了物质基础,而且建立了连续的陆相白垩纪年代地层,可为陆相白垩纪重大地质事件的研究与全球对比提供年代基础^[2-5]。目前研究发现松辽盆地在整个白垩纪处于温暖湿润的气候条件,并且存在 4 次降温事件(如晚三冬期降温)、3 个气候变暖事件和 3 次半干旱事件^[6],其变化既具有全球性,又具有区域性^[7-8]。晚三冬期至早坎潘期偏正的氧同位素值指示气候的突变^[7],Wang 等^[9]认为海侵在一定程度上造成此时氧同位素的正偏,但也有可能是由于早三冬期温度升高造成此时氧同位素的相对正偏。Wan 等^[10]报道了黑龙江嘉荫的植物化石记录的三冬期 CO_2 含量,发现从早三冬期至晚三冬期大气 CO_2 含量下降。以上这些研究由于受分辨率的制约,都不能详尽地反演晚三冬期的气候变化,因此重建松辽盆地高分辨率的晚三冬期气候环境记录尤为重要。

松辽盆地在嫩江组一、二段时期发育了优质烃源岩。关于陆相烃源岩形成的控制因素和沉积环境已有大量的报道^[11-13],Carroll 等^[14]观察大量的陆相湖盆地层,提出陆相烃源岩主要形成于 3 种沉积环境,并且认为松辽盆地烃源岩形成于河流-湖泊相环境,但是目前对烃源岩地球化学特征

的研究^[15-16]与 Carroll 的描述有些差异。已有研究表明嫩江组一段烃源岩形成于高盐缺氧的水体环境,嫩江组二段烃源岩发育于微咸水-淡水含氧湖泊环境^[13,17]。越来越多的研究表明,松辽盆地曾发生过大规模的海侵事件^[18-24],而同期优质烃源岩的形成与海侵之间的关系不是很明确。因此,对嫩江组烃源岩形成时的沉积环境进行深入研究具有重要意义。

烃源岩中有机质的丰度和类型与沉积时水体的盐度和深度、氧化还原条件、水生生物和陆源的贡献及区域气候条件密切相关^[25-27]。由于分子标志物种类众多、分子结构多样、普遍具有抗风化和生物降解的能力,能够提供烃源岩有机质的来源和沉积时的环境条件等诸多方面的信息,因此被广泛地应用于古气候、古环境研究中。如用无环类异戊二烯化合物(姥鲛烷和植烷)、伽马蜡烷、脱羟基维生素 E (MTTC)等分子标志物研究湖泊沉积时的水体环境^[26];用正构烷烃、规则甾烷和藿烷等分子标志物研究有机质的来源^[28]。

本文以松辽盆地 3 个露头剖面(姚家车站剖面、后金沟剖面和岳王城剖面)为研究对象,对松辽盆地晚三冬期(嫩江组一、二段)与有机质来源及沉积环境有关的分子标志物的组成和分布特征进行研究,重建松辽盆地晚三冬期高分辨率的气候环境记录。

1 地质背景和样品

松辽盆地位于中国东北部,覆盖面积为 $26 \times$

10⁴ km²,是中国典型的白垩系陆相盆地^[29]。盆地内的白垩系分为 10 个组,自下而上依次为下白垩统的火石岭组、沙河子组、营城组、登娄库组、泉头组和上白垩统的青山口组、姚家组、嫩江组、四方台组和明水组。纵向序列上,营城组和嫩江组两个不整合界面把松辽盆地分成 3 个构造层:同裂谷期火山-沉积序列(火石岭组—营城组)、后裂谷期沉积层序(登娄库组—嫩江组)和挤压反转期向上变粗层序(四方台组—依安组),前者属于火山裂谷盆地,后两者属于陆内拗陷盆地。其中后裂谷期(110~79.1 Ma)的沉降机制是火山期后热沉降与区域走滑拉分沉降的叠加,沉降和沉积速率约 103 m/Ma,该期的青山口组和嫩江组形成了大规模的烃源岩沉积^[30]。松辽盆地被划分为北部倾没区、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^[31](图 1a)。

嫩江组沉积于盆地的凹陷发展阶段,其中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^[32],盆地中部发育半深湖-深湖相沉积,覆盖面积达 7.3×10⁴ km²^[33]。嫩江组二段沉积早期,湖盆面积进一步扩大,盆地内几乎全部为半深湖-深湖区^[34],覆盖面积高达 20×10⁴ km²。

本文研究的嫩江组一、二段沉积样品采自松辽盆地东南部的 3 个露头剖面,分别为姚家车站剖面、后金沟剖面和岳王城剖面。姚家车站剖面位于吉林省德惠市青山口乡菜园子镇姚家村东北旧兵营附

近,坐标为 125°53′13.5″E,44°47′4.8″N(图 1b)。早期研究报道姚家车站剖面出露有完整的姚家组上部和嫩江组下部地层^[35]。由于后期风化作用,目前姚家车站剖面仅出露嫩江组一段下部地层。剖面下部地层以油页岩为主,夹薄层白云岩;剖面上部地层以泥岩为主,含粉砂岩层,夹白云岩结核,详细岩性描述见参考文献^[35]。后金沟剖面位于吉林省农安县青山口乡后金家沟村第二松花江沿岸,剖面位置为北纬 44°52′29.4″,东经 125°30′34.85″(图 1b)。该剖面发育了一套连续的嫩江组一段至二段地层^[36],但嫩江组一段顶部和嫩江组二段下部风化严重,未采样。该剖面嫩江组一段上部地层厚 16.53 m,以灰绿色泥岩为主,夹 0.2 m 厚的介形虫灰岩。岳王城剖面位于吉林省农安县黄鱼圈乡八里营子村第二松花江岸边,与后金沟剖面的直线距离<1 km,剖面位置为 44°52′17″N,125°30′17.41″E(图 1b)。剖面地层厚 31.535 m,主要为嫩江组二段下部地层,与下伏嫩江组一段地层整合接触。剖面下部地层以页岩为主,夹油页岩层,并且含薄层磷灰岩,火山灰夹层;剖面上部地层以深灰色泥岩为主。

最新的高精度 U-Pb 锆石年龄显示嫩江组一段顶部年龄为 83.269 Ma,三冬期和坎潘期的界线年龄为(83.07±0.1) Ma^[37],姚家车站剖面底部嫩江组一段的年龄约为 85 Ma(私下交流,未发表),因此本研究中 3 个剖面的地层年龄限定为晚三冬期。



(a)松辽盆地地理位置;(b)研究剖面地理位置。

图 1 研究区位置
(据文献[16-17]略改)

Fig. 1 Location of the study area

2 实验方法

2.1 有机碳含量和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值分析

样品表面用纯净水清洗干净, 50 °C 烘干, 研磨至 80 目。称取 150 mg 样品与过量浓度约为 4 mol/L 的盐酸进行反应去除无机碳酸盐, 再用去离子水多次清洗至中性 (pH=7), 然后冷冻干燥并磨匀。总有机碳 (TOC) 含量和稳定碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) 的测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成, 测试使用的仪器为 Vario EL cube 元素分析仪联 GV-Isoprime 气体稳定同位素质谱仪, 总有机碳含量结果精度 < 5%。稳定碳同位素 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) 结果以相对于 PDB 标准的千分比 (‰) 表示, 分析精度 < $\pm 0.13\text{‰}$ 。所有样品均测定平行双样, 最终结果为其平均值。

2.2 分子标志物分析

称取 80 g 左右的粉末样品, 加入少量的铜片, 用二氯甲烷/甲醇 (9 : 1, V/V) 混合溶剂索氏抽提 72 h。总抽提物先用正己烷/二氯甲烷 (40 : 1, V/V) 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 (1 : 1, V/V) 和二氯甲烷/甲醇 (3 : 1, V/V) 混合溶剂淋洗填充柱, 依次获得饱和烃、芳烃和非烃组分。对饱和烃组分进行 GC-MS 和 GC-MS/MS 的定性和定量分析。

仪器分析测试在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完成。GC-MS 的分析仪器采用 Thermo TRACE GC ULTRA/DSQII 气相色谱质谱仪, 仪器条件如下: 使用全扫描 (Full Scan) 和选择离子扫描 (SIM) 模式, 其中 SIM 模式选择接收 $m/z=191$ 、 217 的离子; 离子源的温度 250 °C, 进样口温度 290 °C, 无分流进样, 载气为氦气; 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 μm 涂层), 升温程序为 80 °C 保留 2 min, 然后以 15 °C/min 的速率升至 120 °C, 再以 4 °C/min 的速率升至 295 °C, 保留 30 min。GC-MS/MS 使用 Thermo Scientific Trace GC ULTRA-TSQ XLS 三重四级杆串联气质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, 峰宽 0.70 FWHM, 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 μm 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。

3 结果

3.1 TOC 含量和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

松辽盆地晚三冬期露头剖面样品 TOC 含量和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的分析结果如图 2。根据 TOC 含量和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的变化, 本文将晚三冬期划分为 4 个阶段: 阶段 I, 嫩江组一段下部, 姚家车站剖面 0~11.8 m; 阶段 II, 嫩江组一段上部, 姚家车站剖面 11.8~37.1 m 和后金沟剖面 0~16.53 m; 阶段 III, 嫩江组二段下部, 岳王城剖面 0~5.525 m; 阶段 IV, 嫩江组二段下部, 岳王城剖面 5.53~31.535 m。

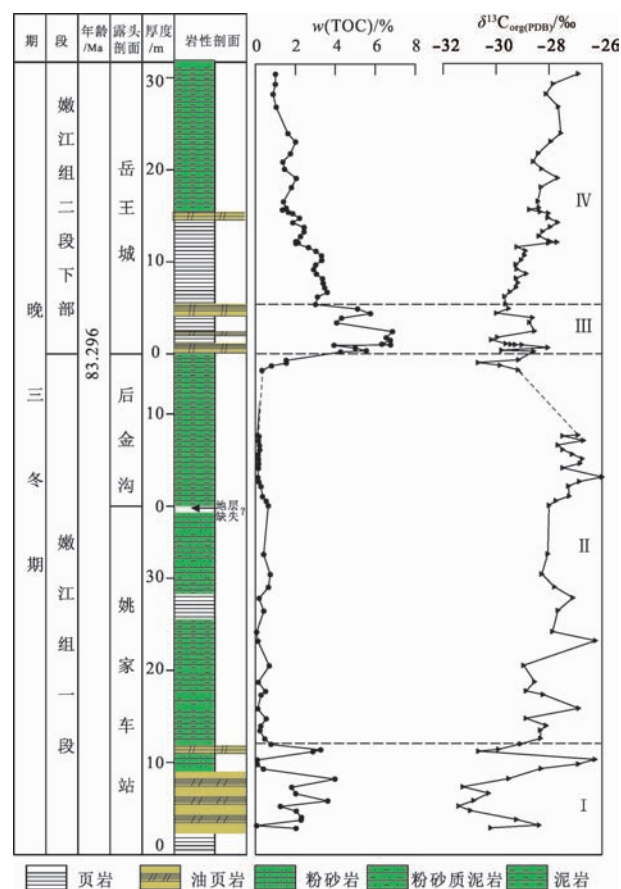


图2 姚家车站、后金沟、岳王城剖面总有机碳 (TOC) 含量和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 随深度的变化曲线

Fig. 2 Variations of TOC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ with the change of depth in Yaojia Station, Houjingou and Yuewangcheng sections

总有机碳(TOC)含量的变化范围是 0.06%~6.86%,存在显著的波动变化(图 2)。其中,阶段 I 的 TOC 含量在 0.07%~3.98%之间变化,除 3.3 m 处白云岩样品和 9.5~10.5 m 处粉砂岩样品具有较低的 TOC 值,其余的油页岩、页岩样品均具有较高的 TOC 值。阶段 II 的 TOC 含量低,在 0.06%~1.55%之间变化,稍有小波动变化,显著低于阶段 I。阶段 III 的 TOC 含量高(3.01%~6.86%),波动明显,显著高于阶段 I 和阶段 II。阶段 IV 的 TOC 变化范围是 0.88%~3.59%,在波动中保持 TOC 值逐渐减小的趋势(图 2)。

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的变化范围为 $-31.4\text{‰} \sim -26.0\text{‰}$ 。整体来看, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的变化趋势与 TOC 的变化趋势正好相反(图 2)。其中,阶段 I 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值和 TOC 含量一样,表现出剧烈变化;3~5.4 m $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值逐渐偏负,在 5.4 m 处达到最低值(-31.4‰);5.4~10.5 m $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值逐渐偏正,在 10.5 m 处达到最大值(-26.3‰);紧接着 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值再次偏负,达到极小值(-30.7‰)。阶段 II 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在波动变化中达到 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值最正阶段,本阶段末的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏负。阶段 III 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值再次偏负,在 $-30.2\text{‰} \sim -28.1\text{‰}$ 之间变化,波动幅度弱于阶段 I 和阶段 II。阶段 IV

的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的变化范围是 $-29.7\text{‰} \sim -26.9\text{‰}$,在 小幅波动变化中呈逐渐偏正的趋势(图 2)。

3.2 正构烷烃和 Pr/Ph

松辽盆地晚三冬期嫩江组一、二段样品中正构烷烃的组成分布地层分段具有显著变化。在饱和烃色谱图上,正构烷烃多为前、中、后 3 个群峰分布,其三峰群相对丰度及主峰碳数变化差异较为明显。嫩一段底部(阶段 I)中碳数和高碳数丰度较高,以 nC_{25} 为主峰;嫩一段上部(阶段 II)显示单峰态,中间碳数占绝对优势,以 n-C_{21} 、 n-C_{22} 或 n-C_{23} 为主峰,高碳数丰度很低,低碳数次之。嫩二段底部(阶段 III)中碳数仍占绝对优势,以 n-C_{23} 为主峰碳,但高碳数丰度也较高,低碳数丰度很低。嫩二段中下部(阶段 IV)呈后峰型,以 n-C_{27} 为主峰,低碳数和中碳数丰度较低(图 3)。碳优势指数(CPI)值在 1.09~7.93 之间变化,奇偶优势明显。其中,阶段 I 和 II 的 CPI 值在 1.09~3.75 之间波动变化;阶段 III 和 IV 的 CPI 值基本上 >4.0 (图 4)。

姥孺比(Pr/Ph)的变化范围是 0.03~2.19(图 4),整体上表现出阶段 I 和 III Pr/Ph 值低,阶段 II 和 IV 高的特征。其中阶段 I 的 Pr/Ph 值在 0.04~0.97 之间小幅波动变化;阶段 II 的 Pr/Ph 值为 0.24~

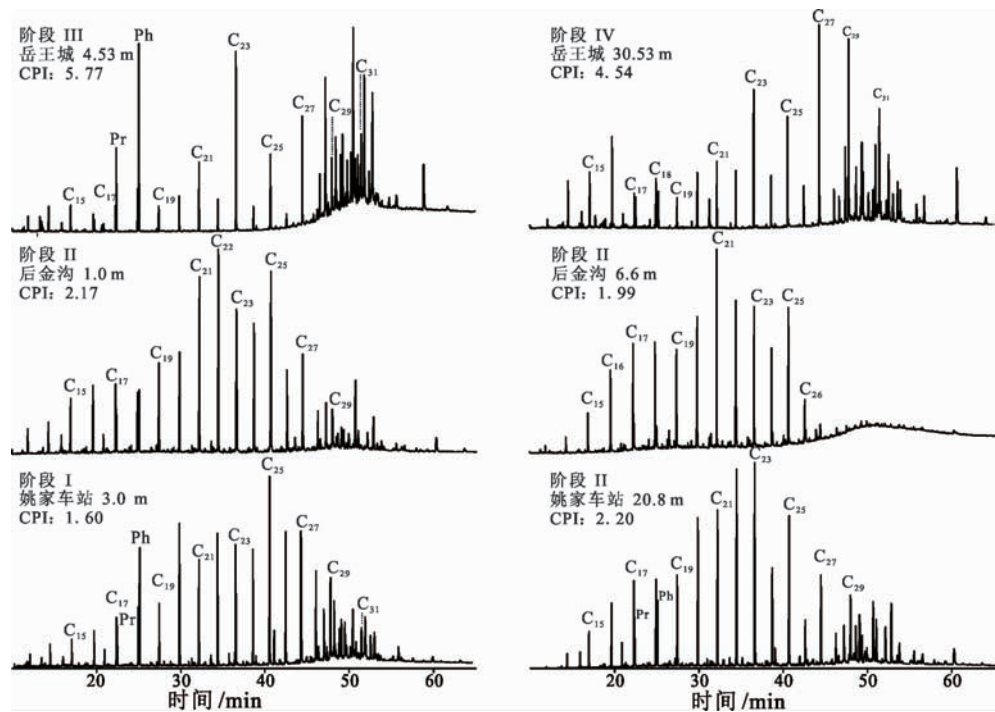


图 3 姚家车站、后金沟和岳王城剖面典型饱和烃气相色谱图

Fig. 3 Representative gas chromatograms of the aliphatic hydrocarbons showing the n-alkane distribution within the Yaojia Station, Houjingou and Yuewangcheng sections

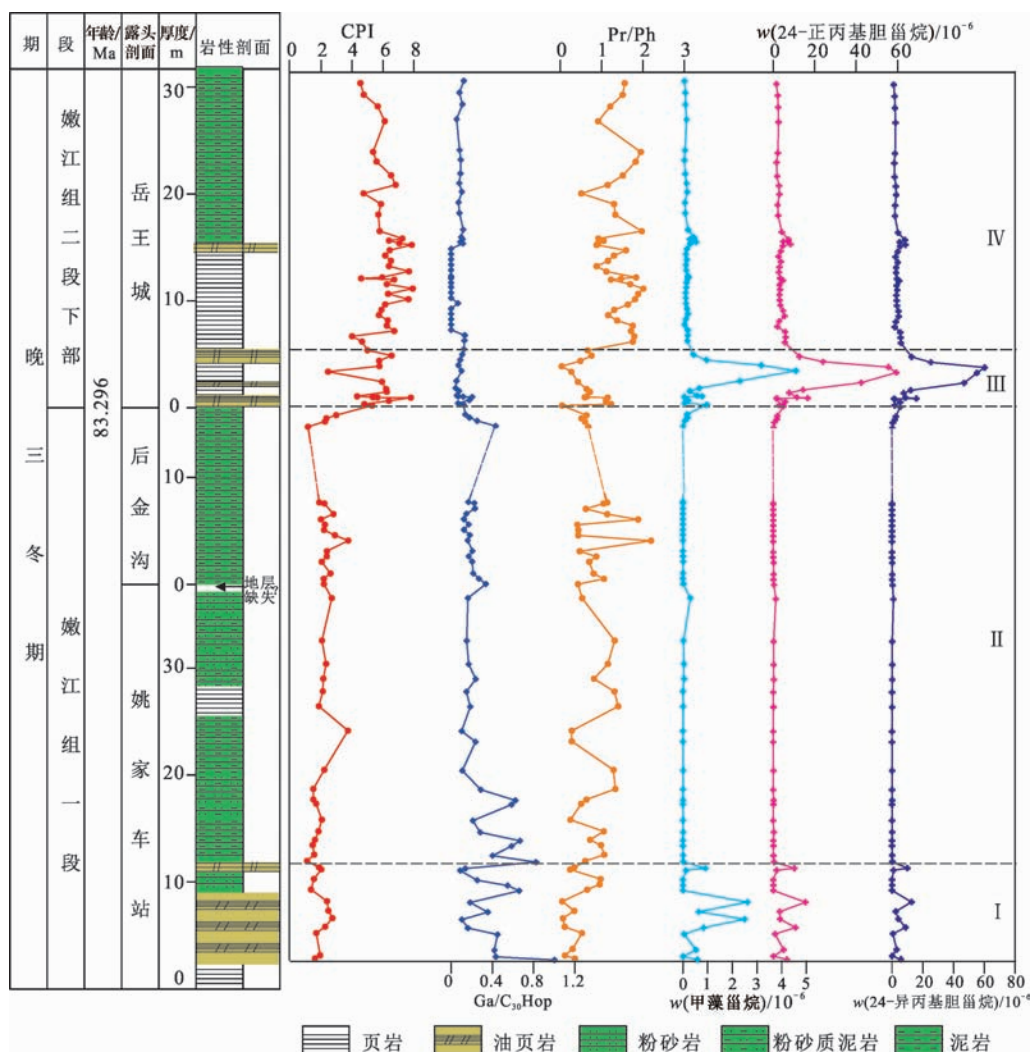


图4 CPI、 Ga/C_{30} Hop、 Pr/Ph 、甲藻甾烷、24-正丙基胆甾烷和24异丙基胆甾烷在剖面上的变化

Fig. 4 Variations of CPI, Pr/Ph , Ga/C_{30} Hop, concentrations of dinosteranes, 24-n-propyl-cholestanes, and 24-isopropyl-cholestanes with the change of depth in the Yaojia Station, Houjingou and Yuewangcheng sections

2.19,波动变化明显,高于阶段I;阶段III的 Pr/Ph 值减小,在0.03~1.23之间变化,多数样品低于1.0;阶段IV的 Pr/Ph 值在0.50~2.01之间波动变化,多数样品 Pr/Ph 值高于1.0。

3.3 甾烷

晚三冬期(嫩江组一段和二段下部)样品中检测出的甾烷类化合物主要包括规则甾烷和4-甲基甾烷和甲藻甾烷。其中规则甾烷的含量最高,在大多数样品中比较相似,以(20R)5 α (H), 14 α (H), 17 α (H)构型为主(图5)。 C_{27} — C_{29} 甾烷的相对丰度为 C_{28} 最低,大多数样品表现出 $C_{29} > C_{27} > C_{28}$ 的特征,极少数样品表现出 $C_{27} > C_{29} > C_{28}$ 的特征。同时发现, C_{28} — C_{30} 4-甲基甾烷的含量都比较高,分布特征为 $C_{30} > C_{28} > C_{29}$ 。样品中检测出 C_{30} 甾烷包括甲藻

甾烷(4 α , 23, 24-三甲基胆甾烷)、24-正丙基胆甾烷和24异丙基胆甾烷,含量分别在0.00~4.57 $\mu\text{g/g}$ 、0.00~59.36 $\mu\text{g/g}$ 和0.00~60.27 $\mu\text{g/g}$ 之间变化,其中阶段III和阶段I含量高(图4)。

3.4 藿烷

松辽盆地晚三冬期(嫩江组一段和二段下部)样品中检测出 C_{27} — C_{32} 系列的藿烷类化合物(除 C_{28} 藿烷),其中17 α , 21 β - C_{30} 藿烷相对丰度最高(图5)。阶段I至III检测出伽马蜡烷,其中阶段I Ga/C_{30} Hop值的变化范围是0.09~1.00,波动变化显著,与 Pr/Ph 有明显的对应关系。阶段II Ga/C_{30} Hop值的变化范围是0.10~0.82,在波动变化中呈逐渐降低的趋势(除个别层位);阶段III Ga/C_{30} Hop值为0.04~0.21,无明显波动,显著低于阶段I和II(图4)。

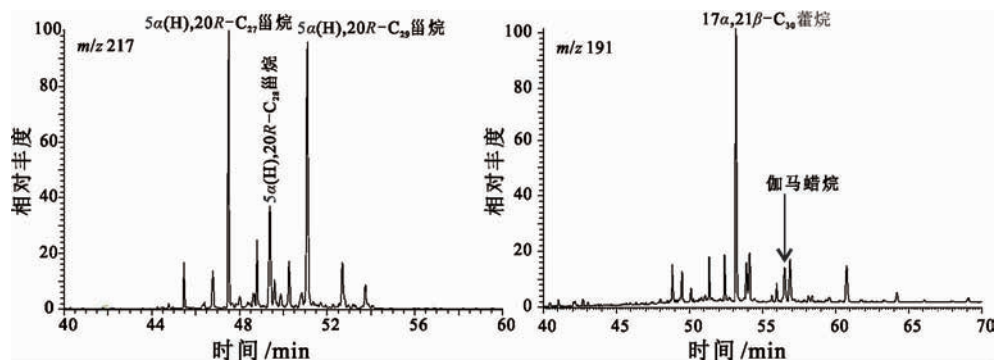


图5 松辽盆地露头剖面样品饱和烃质量色谱图
Fig. 5 Mass chromatograms of samples from outcrops

4 讨论

4.1 有机质的丰度及来源

4.1.1 有机质丰度

总有机碳(TOC)含量一般作为研究有机质丰度的指标,受多种因素影响,如生物生产力、风化作用、沉积速率、沉积速率、氧化-还原条件、海平面变化和沉积环境等^[38-39]。一般而言,主要取决于初级生产力和有机质的保存条件。从图2中可以看出,晚三冬期 TOC 值在 0.06%~6.86%之间变化,此含量低于 SK-I 嫩江组一二段时期有机碳含量^[13],可能是由研究点地理位置不同造成。本论文研究剖面位于松辽盆地东南缘,SK-I 位于松辽盆地中心(图1),盆地中心相对盆地边缘具有更高的有机碳含量^[9]。整体上,TOC 值的变化表现出阶段 I 和 III 高,阶段 II 和 IV 低的特征(图2),表明嫩江组油页岩、页岩沉积时期有机质富集。此研究结果与 Song 等^[13]和 Jia 等^[11]的研究结果一致。具体地,阶段 I 的 TOC 值波动显著(图2),表明湖泊初级生产力或沉积环境发生明显的波动变化。首先,高 TOC 值指示出湖泊初级生产力高,表明当时处于温暖湿润的气候条件^[11],因为温暖湿润的气候有利于陆源营养物质输入湖泊,导致水生藻类的繁盛^[40];高 TOC 值层位也检测出 C₃₀甾烷,因此推测出海水向湖泊输入大量的营养物质,引起湖泊的富营养化,造成高生物生产力和湖泊缺氧的产生;同时海侵也可以带来海洋有机质,造成有机质丰度的增加。其次,高 TOC 值显示出沉积环境有利于有机质的保存,因为嫩江组一段沉积初期,盆地沉降,湖水迅速加深,湖泊处于半深湖、深湖环境^[35],水体显著分层^[26,41],下

层还原环境有利于有机质保存^[13]。再者,在 9.5~10.5 m 沉积的一层粉砂岩具有较低的 TOC 值,表明湖泊初级生产力的暂时降低或沉积环境暂时转变,同时也指示出粉砂岩是湖水暂时变浅下的沉积产物^[35]。阶段 II TOC 含量低于阶段 I,表明湖泊初级生产力的降低,可能与气候逐渐向干冷转变有关^[11],有机质的保存环境也不及阶段 I。阶段 III 的 TOC 含量高(3.01%~6.86%),显著高于阶段 I 和阶段 II(图2)。显著增高的 TOC 含量表明湖泊藻类的短期勃发造成初级生产力的极大提高。相比阶段 I,气候更加温暖湿润^[11],水生生物更加繁盛。在嫩二段沉积初期,湖盆快速沉降,发生了松辽盆地最大一次湖侵,湖泊面积达到最大,带来丰富的营养物质,也有利于水生生物的繁盛。同时,也指示出与阶段 II 沉积环境明显不同。由于大量淡水注入湖泊^[28],使湖泊含氧量增加,其保存条件弱于阶段 I。相对阶段 I,较低的 Ga/C₃₀Hop 和较高的 Pr/Ph 也印证了这一点。因此阶段 III 高的有机质丰度主要受生物生产力控制,与 Jia 等^[11]研究结果一致。阶段 IV 的 TOC 含量相对阶段 III 降低,呈逐渐减小趋势(图2),表明湖泊初级生产力逐渐下降,气候逐渐变得干凉。可以推测出沉积环境不利于有机质的保存^[13]。

4.1.2 有机质的来源

松辽盆地晚三冬期 $\delta^{13}C_{org}$ 的变化范围是-31.4‰~-26.0‰(图2),偏负于远东地区(日本和俄罗斯)陆地有机质的 $\delta^{13}C_{org}$ 值(-25‰~-21‰)^[42-43],表明松辽盆地 $\delta^{13}C_{org}$ 值的变化具有一定的区域性。阶段 I $\delta^{13}C_{org}$ 值在-31.4‰~-26.3‰之间剧烈变化,表明有机质来源发生明显的波动变化。Aurthur 等^[44]研究发现在白垩纪的岩石样品中,来源于海洋有机质的 $\delta^{13}C_{org}$ 值比来源于陆地有机质更加偏轻,

建议将 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在 $-29\text{‰} \sim -27\text{‰}$ 的有机质划分为海洋来源, 将 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在 $-25\text{‰} \sim -24\text{‰}$ 划分为陆地来源。因此阶段 I 有机质主要来源于藻类等水生生物。正构烷烃中低碳数丰度占优势也支持这一结果(图 3)。该阶段样品中检出 C_{30} 甾烷, 指示部分有机质来源于海洋藻类(图 4)。此外, 正构烷烃高碳数峰群的丰度也较高, 指示高等植物或葡萄藻(A 种)^[45]对有机质的贡献。阶段 II 中碳数正构烷烃占绝对优势, 以 $n\text{-C}_{21}$ 、 $n\text{-C}_{22}$ 或 $n\text{-C}_{23}$ 为主峰, 指示出该阶段有机质主要来源于水生生物。相比阶段 I, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏正。Pr/Ph 显示此阶段水体处于氧化条件, 而氧化条件下有机质的降解也会造成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏正^[13]。阶段 III 相对偏负 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值($-30.2\text{‰} \sim -28.1\text{‰}$)和中高碳数正烷烃占优势的特征, 说明有机质来源于藻类、细菌和高等植物。阶段 IV $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的变化范围是 $-29.7\text{‰} \sim -26.9\text{‰}$, 表明水生生物仍是主要来源, 但高碳数正构烷烃丰度占绝对优势及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值整体呈逐渐偏正趋势, 显示来自于陆源高等植物的贡献逐渐增加。此研究结果与 Song 等^[13]研究结果一致。阶段 I 和 III 相对偏负 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与高 TOC 值、高含量 C_{30} 甾烷吻合, 可能是由于碱性海水能容纳更多的 CO_2 , 为光合作用提供了充足的碳源, 加大了碳同位素的分馏, 从而导致 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏负^[23]。通常高的 CPI 值意味着低成熟度及陆地植被的输入, 阶段 III 和 IV (嫩江组二段下部) 的 CPI 值(4.0)显著高于阶段 I 和 II (嫩江组一段), 由于成熟度在嫩江组一二段露头剖面样品中无显著变化^[46], 因此显著增高的 CPI 值, 指示出阶段 III 和 IV 陆地高等植物对有机质来源的贡献。此外, 样品中也检测出藿烷类化合物, 指示出细菌有机质的输入。Wang 等^[47]也提出在嫩江组一、二段沉积时期存在丰富的化能自养菌和甲烷氧化菌。 $\text{C}_{27}/\text{C}_{29}$ 甾烷也可以判断有机质的来源, 高含量的规则甾烷 C_{27} 表明有机质中藻类占优势; 而高含量的规则甾烷 C_{29} 说明高的陆源植被输入^[48]。本研究中 $\text{C}_{27}/\text{C}_{29}$ 甾烷在 $0.18 \sim 1.01$ 之间变化, 由于来源于陆地植被的贡献有限, 因此样品中检测到的 C_{29} 甾烷可能主要为藻类的贡献^[49], 如布朗葡萄藻。

4.2 水体环境的变化

松辽盆地晚三冬期露头剖面样品中检测出丰富的姥鲛烷(Pr)和植烷(Ph)(图 3)。Pr/Ph < 1, 指示还原条件; Pr/Ph 在 $1.0 \sim 3.0$ 之间可以指示一种贫氧的沉积环境^[50]。然而, 不同的生物来源和成熟度

对指标的应用有影响^[51-53]。由于样品未成熟^[46], 成熟度对 Pr/Ph 的比值影响较弱; Pr 和 Ph 碳同位素研究发现它们在嫩江组一二段具有相似的来源^[13], 因此 Pr/Ph 可以指示氧化-还原环境。阶段 I Pr/Ph 值在 $0.04 \sim 0.97$ 之间变化, 表明该阶段处于还原环境, 与前人研究结果一致^[54]。阶段 II 的 Pr/Ph 值在 $0.24 \sim 2.19$ 之间变化, 整体呈逐渐增加的趋势, 表明该阶段逐渐由还原环境转化为氧化环境; Xi 等^[54]根据保存完整的介形虫壳体的形态指示浅湖、高能环境, 间接指示出氧化的水体环境。阶段 III 的大部分样品 Pr/Ph 值低于 1.0, 指示出还原的水体环境。此研究结果与 Cao 等研究结果一致^[46]。阶段 IV 的 Pr/Ph 值比阶段 III 显著增高, 指示出水体含氧量的增加。阶段 I 和 III 低 Pr/Ph 对应高 TOC 含量, 表明还原的条件有利于有机质的保存。由于大量水生生物的繁盛, 在下沉的过程中消耗水中的溶解氧, 造成水柱缺氧。样品中某些层位检测出丰富的伽马蜡烷(图 4)。伽马蜡烷(Ga)是一种来源于四膜虫醇的 C_{30} 带环烷烃, 可以作为沉积水体分层的分子标志物^[41, 55-56]。本研究中, 嫩江组一段和嫩江组二段底部(阶段 I 至 III)检测出伽马蜡烷表明松辽古湖泊在这一时段存在水体分层。阶段 I 较高 Ga/ C_{30} Hop 值和低 Pr/Ph 值表明嫩江组一段油页岩沉积于盐度分层且缺氧的水体条件。与前人对 SK-I 的研究结果一致^[41]。脱羟基维生素 E 的研究结果也表明水体存在盐度分层^[57]。本阶段, Ga/ C_{30} Hop 值是波动式的, 反映出水体分层是波动或间歇式的。由于松辽古湖泊在历史演化中一直是大型的淡水湖泊, 因此根据高 Ga/ C_{30} Hop 值对应高 C_{30} 甾烷, 推测出海侵的发生使得湖泊水体上部和下部存在显著的盐度差异, 从而导致水体盐度分层。阶段 II 略低的 Ga/ C_{30} Hop 值和增加的 Pr/Ph 值表明嫩江组一段上部泥岩沉积时水体依然存在盐度分层, 还原性减弱。此时的盐度分层可能由气候干燥促使盐度增加引起。阶段 III Ga/ C_{30} Hop 比值明显降低($0.04 \sim 0.21$), 说明嫩江组二段底部油页岩、页岩沉积时水体盐度分层减弱。与前人水体盐度降低且盐度稳定的研究结果吻合^[11, 57]。此阶段检测出高含量的 C_{30} 甾烷, 说明海侵可以造成湖泊水体盐度增加, 但是由于大量淡水的注入^[46], 致使湖泊盐度降低, 水体分层减弱。阶段 IV 多数样品中没有检测出伽马蜡烷, 表明不存在水体分层。

4.3 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,长期以来存在极大的关注和争议^[18-24,58]。Hu等^[23]报道了SK-I中检出海相生物的分子标志物(C_{30} 甾烷),为松辽盆地发生海侵提供了最直接的分子标志物证据。 C_{30} 甾烷系列化合物包括甲藻甾烷、24-正丙基胆甾烷和24-异丙基胆甾烷,其中甲藻甾烷来源于甲藻甾醇或甲藻甾烷醇,认为其来自于海相的沟鞭藻类^[59],由于陆相半咸水和咸水环境中甲藻类可以产生甲藻甾烷,因此其生物专属性不强;24-正丙基胆甾烷由于它的前身物24-正丙基胆甾烯醇来源于海相的金藻生物合成^[60],并且普遍存在于海相无脊椎动物体内,因此可以作为海相生物标志物;24-异丙基胆甾烷是海绵的分子标志物^[61]。本研究在松辽盆地3个露头剖面部分层位中检测出此类化合物。其中,阶段Ⅰ甲藻甾烷、24-正丙基胆甾烷和24-异丙基胆甾烷含量分别在0.00~2.62、0.01~15.6和0.01~12.7 $\mu\text{g/g}$ 之间变化,存在几次明显波动;阶段Ⅱ甲藻甾烷、24-正丙基胆甾烷和24-异丙基胆甾烷含量分别为0~0.30、0.00~0.95和0.00~2.50 $\mu\text{g/g}$,显著低于阶段Ⅰ;阶段Ⅲ甲藻甾烷、24-正丙基胆甾烷和24-异丙基胆甾烷含量先增加后降低,变化范围分别是0.06~4.57、1.51~59.36和1.32~60.27 $\mu\text{g/g}$,显著高于阶段Ⅰ和Ⅱ。阶段Ⅳ甲藻甾烷、24-正丙基胆甾烷和24-异丙基胆甾烷含量分别在0.06~0.54、1.53~8.35和1.10~8.77 $\mu\text{g/g}$ 之间变化,与阶段Ⅲ相比含量低,且呈逐渐降低的趋势。剖面中检测出丰富的 C_{30} 甾烷,表明松辽盆地晚三冬期发生了海侵事件; C_{30} 甾烷含量的波动性变化,进一步说明海侵不是持续发生的,具有一定的阶段性。与Hu等研究结果一致^[23]。尹琴^[62]报道的松辽盆地松科1井(SK-I)嫩江组一段上部样品极其偏负的正构烷烃 δD 值也支持这一结果。从图4中可以看出,晚三冬期发生了7期海水入侵,且嫩江组二段底部发生了一期最为强烈的海水入侵,其程度显著强于嫩江组一段的几期海水入侵。本研究中嫩江组一、二段检出的 C_{30} 甾烷含量高于同期SK-I检出的 C_{30} 甾烷含量^[23],尤其是嫩江组二段底部,这可能由于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。但是,本研究中嫩江组一、二段海侵的相对强弱程度,与Hu等对SK-I的研究结果存在一定的差异^[23],具体原因还有

待于进一步研究。此外,本研究剖面中高TOC值对应于高的 C_{30} 甾烷,说明海侵发生的层位与优质烃源岩发育层位吻合。造成这种现象的一个可能原因就是海洋有机质的输入造成有机质丰富的增加,但是嫩江组二段底部相对于嫩江组一段下部偏正的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值,说明海洋藻类的输入不是导致高TOC值的主要因素,Hu等对SK-I的研究也得出相同的结论^[23];正如前文提到的湖泊初级生产力的极大提高,才是造成高TOC值的主要原因。

5 结论

本研究以松辽盆地东南部3个露头剖面为研究对象,通过分析TOC含量、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 及分子标志物在整个剖面的分布和变化特征,探讨松辽盆地晚三冬期湖泊有机质的丰度和来源、水体环境及海侵事件。

(1)松辽盆地晚三冬期湖泊沉积物有机质丰度表现出阶段Ⅰ和阶段Ⅲ高,阶段Ⅱ和阶段Ⅳ相对较低的特征,主要受水生生物繁盛程度和保存条件的控制。阶段Ⅰ高TOC值、偏负 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值和分子标志物(正构烷烃、 C_{30} 甾烷系列化合物和藿烷)组成和分布显示有机质来源于藻类、细菌和陆地植物;阶段Ⅱ低TOC值、相对偏正的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值和高丰度中碳数正烷烃分布特征表明有机质来源于水生生物和陆地植物;阶段Ⅲ显著增加的TOC值、负偏 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值和分子标志物分布特征显示有机质来源于藻类、细菌和陆地植物;阶段Ⅳ逐渐降低的TOC值、持续偏正的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值和高碳数正烷烃占优势显示有机质来源于水生生物和陆地高等植物,且陆地植物的贡献逐渐增加。

(2)Pr/Ph值的波动变化显示松辽古湖泊晚三冬期时水体环境经历还原到氧化,再到还原,再逐渐变为氧化的过程;阶段Ⅰ和Ⅱ高Ga/ C_{30} Hop值显示嫩江组一段存在显著的水体分层。

(3) C_{30} 甾烷系列化合物(24-正丙基胆甾烷、24-异丙基胆甾烷和甲藻甾烷)的检出表明松辽盆地晚三冬期发生了海侵事件。 C_{30} 甾烷的波动性变化显示出海侵不是持续的,具有一定的阶段性特征。阶段Ⅲ C_{30} 甾烷含量显著高于阶段Ⅰ表明嫩江组二段下部的海侵程度显著强于嫩江组一段。此外,高 C_{30} 甾烷含量对应于高TOC值,显示出海侵发生的层位与烃源岩发育的层位吻合。

参考文献

- [1] 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展[J]. 科学通报, 1999, 44(6): 579-587.
- [2] WANG C. Environmental/climate change in the Cretaceous greenhouse world: records from terrestrial scientific drilling of Songliao Basin and adjacent areas of China Preface[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385(7): 1-5.
- [3] WAN X, ZHAO J, SCOTT R W, et al. Late Cretaceous stratigraphy, Songliao Basin, NE China: SK1 cores [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385(3): 31-43.
- [4] WU H, ZHANG S, JIANG G, et al. Astrochronology of the Early Turonian – Early Campanian terrestrial succession in the Songliao Basin, northeastern China and its implication for long-period behavior of the Solar System[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385(3): 55-70.
- [5] HE H, DENG C, WANG P, et al. Toward age determination of the termination of the Cretaceous Normal Superchron [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2012, 13: 259-262.
- [6] WANG C, FENG Z, ZHANG L, et al. Cretaceous paleogeography and paleoclimate and the setting of SK1 borehole sites in Songliao Basin, northeast China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 17-30.
- [7] CHAMBERLAIN C P, WAN X, GRAHAM S A, et al. Stable isotopic evidence for climate and basin evolution of the Late Cretaceous Songliao Basin, China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 106-124.
- [8] JI L, ZHANG M, SONG Z. The palynological record from Coniacian to lower Campanian continental sequences in the Songliao Basin, northeastern China and its implications for palaeoclimate[J]. Cretaceous Research, 2015, 56: 226-236.
- [9] WANG C, SCOTT R W, WAN X, et al. Late Cretaceous climate changes recorded in Eastern Asian lacustrine deposits and North American Epiherc sea strata[J]. Earth-Science Reviews, 2013, 126: 275-299.
- [10] WAN C B, WANG D H, ZHU Z P, et al. Trend of Santonian (Late Cretaceous) atmospheric CO₂ and global mean land surface temperature: evidence from plant fossils[J]. Science China; Earth Sciences, 2011, 54(9): 1338-1345.
- [11] JIA J, BECHTEL A, LIU Z, et al. Oil shale formation in the Upper Cretaceous Nenjiang Formation of the Songliao Basin (NE China): implications from organic and inorganic geochemical analyses[J]. International Journal of Coal Geology, 2013, 113: 11-26.
- [12] CARROLL A R, BOHACS K M. Lake-type controls on petroleum source rock potential in nonmarine basins[J]. AAPG Bull, 2001, 85: 1033-1053.
- [13] SONG Z, QIN Y, GEORGE S C, et al. 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]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 137-151.
- [14] CARROLL A R, BOHACS K M. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls[J]. Geology, 1999, 27: 99-102.
- [15] GUO J, SONG Z, WANG L. Biomarker study of depositional environment during the formation of organic rich source rocks of Nenjiang Formation, Songliao Basin of China[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2010, 74(12): 364.
- [16] 冯子辉, 方伟, 王雪, 等. 松辽盆地海侵制约油页岩形成的微体古生物和分子化石证据[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009(10): 1375-1386.
- [17] BECHTEL A, JIA J, STROBL S A I, et al. Palaeoenvironmental conditions during deposition of the Upper Cretaceous oil shale sequences in the Songliao Basin (NE China): implications from geochemical analysis[J]. Organic Geochemistry, 2012, 46: 76-95.
- [18] 高瑞祺, 何承全. 松辽盆地白垩纪两次海侵的沟鞭藻类新属种[J]. 古生物学报, 1992(1): 17-29.
- [19] 叶淑芬, 魏魁生. 松辽盆地白垩系的密集段及海水进侵的新证[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 1996(3): 267-271.
- [20] XI D, WAN X, FENG Z, et al. Discovery of Late Cretaceous foraminifera in the Songliao Basin: evidence from SK-1 and implications for identifying seawater incursions[J]. Chinese Science Bulletin, 2011, 56: 253-256.
- [21] XI D, CAO W, HUANG Q, et al. Late Cretaceous marine fossils and seawater incursion events in the Songliao Basin, NE China[J]. Cretaceous Research, 2016, 62: 172-182.
- [22] HOU D, LI M, HUANG Q. Marine transgressive events in the gigantic freshwater lake Songliao: paleontological and geochemical evidence[J]. Organic Geochemistry, 2000, 31: 763-768.
- [23] HU J F, PENG P A, LIU M Y, et al. Seawater incursion events in a Cretaceous paleo-lake revealed by specific marine biological markers[J]. Scientific Reports, 2015, 5: 9508.
- [24] CAO H, KAUFMAN A J, SHAN X, et al. Sulfur isotope constraints on marine transgression in the lacustrine Upper Cretaceous Songliao Basin, northeastern China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, 451: 152-163.
- [25] 聂志阳, 黄清华, 席党鹏, 等. 松辽盆地松科 1 井烃源岩生物标志化合物特征[J]. 地学前缘, 2014, 21(2): 265-274.
- [26] WANG L, SONG Z, YIN Q, et al. Paleosalinity significance

- of occurrence and distribution of methyltrimethyltridecyl chromans in the Upper Cretaceous Nenjiang Formation, Songliao Basin, China[J]. *Organic Geochemistry*, 2011, 42: 1411-1419.
- [27] 冯子辉, 霍秋立, 王雪, 等. 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.
- [28] 王丽. 松辽盆地晚白垩系嫩江组古沉积环境分子标志物研究[D]. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所, 2012.
- [29] 高瑞祺, 蔡希源. 松辽盆地油气田形成条件与分布规律[M]. 北京: 石油工业出版社, 1997.
- [30] WANG P, MATTERN F, DIDENKO N A, et al. Tectonics and cycle system of the Cretaceous Songliao Basin; an inverted active continental margin basin [J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 159: 82-102.
- [31] GAO R, ZHAO C, ZHENG Y, et al. Palynological assemblage in the deep strata of Cretaceous Songliao Basin[J]. *Acta Paleontologica Sinica*, 1994, 33: 659-675.
- [32] 冯志强, 张顺, 付秀丽. 松辽盆地姚家组—嫩江组沉积演化与成藏响应[J]. *地学前缘*, 2012, 19(1): 78-88.
- [33] FENG Z Q, FANG W, WANG X. et al. Tectonostratigraphic units and stratigraphic sequences of the nonmarine Songliao Basin, Northeast China[J]. *Basin Research*, 2010, 22(1): 79-95.
- [34] 嵇喜准, 王琪, 朱筱敏, 等. 松辽盆地南部拗陷期湖盆底形演化及充填序列[J]. *石油学报*, 2009, 30(4): 536-541.
- [35] 席党鹏, 李罡, 万晓樵, 等. 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.
- [36] 闫晶晶, 席党鹏, 于涛, 等. 松辽盆地青山口地区嫩江组下部生物地层及环境变化[J]. *地层学杂志*, 2007, 31(3): 296-302.
- [37] WANG T, RAMEZANI J, WANG C, et al. High-precision U-Pb geochronologic constraints on the Late Cretaceous terrestrial cyclostratigraphy and geomagnetic polarity from the Songliao Basin, Northeast China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 446: 37-44.
- [38] MAYER L M. Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58: 1271-1284.
- [39] 贾建亮, 刘招君, ACHIM B, 等. 松辽盆地嫩江组油页岩发育控制因素[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2014, 39(2): 174-186.
- [40] 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(6): 29-43.
- [41] 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(1): 190-194.
- [42] HASEGAWA T. Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 130: 251-273.
- [43] HASEGAWA T, Pratt L M, Maeda H, et al. Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin, Russian Far East: a proxy for the isotopic composition of paleoatmospheric CO₂ [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 189(1/2): 97-115.
- [44] ARTHUR M A, DEAN W E, PRATT L M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary [J]. *Nature*, 1988, 335: 714-717.
- [45] MEYERS P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes [J]. *Organic Geochemistry*, 2003, 34: 261-289.
- [46] CAO H, HU J, PENG P, et al. Paleoenvironmental reconstruction of the Late Santonian Songliao Paleo-lake[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 457: 290-303.
- [47] WANG L, SONG Z, CAO X, et al. Compound specific carbon isotope study on the hydrocarbon biomarkers in lacustrine source rocks from Songliao Basin[J]. *Organic Geochemistry*, 2015, 87: 68-77.
- [48] VOLKMAN J K. A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter[J]. *Organic Geochemistry*, 1986, 9: 83-99.
- [49] METZGER P, ALLARD B, CASADEVALL E, et al. Structure and chemistry of a new chemical race of *Botryococcus braunii* (chlorophyceae) that produces lycopadiene, a tetraterpenoid hydrocarbon[J]. *Journal of Phycology*, 2004, 26(2): 258-266.
- [50] DIDKY B M, SIMONEIT B R T, BRASSELL S C, et al. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation[J]. *Nature*, 1978, 272: 216-222.
- [51] GOOSSENS H, DE LEEUW J W, SCHENCK P A, et al. Tocopherols as likely precursors of pristane in ancient sediments and crude oils[J]. *Nature*, 1984, 312: 440-442.
- [52] RISATTI J B, ROWLAND S J, YON D A, et al. Stereochemical studies of acyclic isoprenoids: XII. Lipids of methanogenic bacteria and possible contributions to sediments[J]. *Organic Geochemistry*, 1984, 6: 93-104.
- [53] CONNON A F, MARTIN M. Modern management of the high risk foetus during pregnancy and labor[J]. *Australasian Nurses Journal*, 1974, 2: 5.
- [54] XI D, WAN X, JANSÁ L, et al. Late Cretaceous paleoenvironment and lake level fluctuation in the Songliao Basin, northeastern China[J]. *Island Arc*, 2011, 20: 6-22.
- [55] SINNINGHEDAMSTÉ 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: 1895-1900.
- [56] 张立平, 黄第藩, 廖志勤. 伽马蜡烷: 水体分层的地球化学标志[J]. *沉积学报*, 1999, 17(1): 136-140.
- [57] 王丽, 宋之光. 松辽盆地嫩江组脱羟基维生素 E 的分布及其地球化学意义[J]. *地球化学*, 2010, 39(5): 469-478.
- [58] 刘震华, 郑荣才, 郭璇. 对松辽盆地白垩纪海侵事件的质疑[J]. *新疆石油地质*, 2013, 34(3): 357-360.
- [59] WITHERS N. Dinoflagellate sterols[M] // *Marine natural products* 5. New York: Academic Press, 1983: 87-130.
- [60] MOLDOWAN J M, FAGO F J, LEE C Y, et al. Sedimentary 24-n-Propylcholestanes: molecular fossils diagnostic of marine algae[J]. *Science*, 1990, 247: 309-312.
- [61] MCCAFFREY M A, MOLDOWAN J M, LIPTON P A, et al. Paleoenvironmental implications of novel C₃₀ steranes in Precambrian to Cenozoic age petroleum and bitumen[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(1): 529-532.
- [62] 尹琴. 松辽盆地上白垩统有机质碳氢同位素组成及其古环境意义[D]. 北京: 中国科学院大学, 2013.

《地学前缘》荣获 2015 年中国百种杰出学术期刊

据中国科学技术信息研究所 2016 年 10 月 12 日发布的最新统计资料,《地学前缘》荣获“2015 年中国百种杰出学术期刊”:《地学前缘》在 2015 年 1985 种中国科技核心期刊综合评价总分排名中居第 62 位;在地球科学综合类期刊中,核心影响因子居第 1 位,核心总被引频次居第 2 位。

《地学前缘》荣获 2016 年度中国高校杰出科技期刊

据中国高校科技期刊研究会近期发布的信息,在 2016 年度中国高校杰出·百佳·优秀科技期刊的评选中,《地学前缘》荣获“2016 年度中国高校杰出科技期刊”。此次共评出中国高校中、英文杰出科技期刊各 10 种。