

# 松辽盆地 G-12 井晚白垩世青山口组沉积 时期古湖泊学替代指标分析

尹秀珍, 万晓樵, 司家亮

中国地质大学, 北京, 100083

**内容提要:**总有机碳含量(TOC)、有机质碳稳定同位素( $\delta^{13}\text{C}$ )、氢指数(HI)和有机质类型是进行古湖泊学研究的良好替代性指标,本研究以岩石热解分析数据和总有机碳测试数据为替代指标来综合反映松辽盆地青山口组二—三段晚期集水盆地的气候、湖泊生产力和湖泊底部水体环境等古湖泊学特征。指标显示:青山口组二—三段晚期集水盆地的古气候经历了温暖-冷-暖湿-温暖而干燥-干冷的演化过程;1933~1932m 沉积时期,有机质以湖相为主,湖底为弱氧化环境,古湖泊初始生产力最高,其它阶段,有机质以陆源为主,虽然 TOC 含量高,但古湖泊初始生产力并不高;TOC 值随深度减小而降低, $\delta^{13}\text{C}$  值随深度变浅而偏正,而且  $\delta^{13}\text{C}$  值正向偏移量最大的时期晚于 TOC 值最高的时期;暖期时,TOC 值较高,HI 值较高, $\delta^{13}\text{C}$  值偏负;冷期时,TOC 值较低,HI 值较低, $\delta^{13}\text{C}$  值偏正。

**关键词:**松辽盆地;古湖泊学;总有机碳;有机质碳稳定同位素;氢指数

古湖泊学是研究湖泊系统历史演变的科学,而湖泊系统包括集水盆地的气候和地质条件、湖水的物理和化学性质、湖泊的生产力和有机质堆积等要素,系统要素之间有着“牵一发而动全身”的内在联系(汪品先,1991)。古湖泊学的研究对象是湖相沉积地层,研究方法是通过沉积物特征、化石特征和地球化学特征来反映物理古湖泊学、生物古湖泊学和化学古湖泊学及集水盆地的问题。湖泊沉积体系连续、敏感地记录了区域及全球环境变化(Williams 等,1997),是地幔岩石圈、水圈、生物圈同大气圈的连接点,对恢复古气候、古环境具有其它自然历史记录无法替代的优势。

在我国,陆相含油盆地的古湖泊学研究正在受到越来越多的学者们的重视,但主要集中于对新生代湖盆的研究(张平等,1995;吉磊等,1997;刘传联等,2002;李守军等,2004;郑绵平等,2006)。松辽盆地作为我国最大的陆相含油气盆地,保存着一套完整的白垩纪湖泊沉积地层。前人对松辽盆地的研究着重于地球动力学、构造学、地层学、沉积学、古生物学、古气候学以及石油地质学等方面(张立平等,1994;王璞珺等,1995;叶淑芬等,1996;黄清华等,1999;高瑞祺等,1999;

李娟等,2002;唐黎明,2002;冯子辉等,2004;万晓樵等,2005;王敢等,2005;张晓东等,2005;冯志强等,2006),而利用古湖泊学的多个替代性指标来恢复湖盆的沉积环境尚缺乏研究。本文拟基于有机地球化学手段,通过沉积物中总有机碳含量(TOC)、有机质碳稳定同位素( $\delta^{13}\text{C}$ )、氢指数(HI)和有机质类型分析的综合结果来推断松辽盆地 G-12 井青山口组二—三段晚期盆地的气候、湖泊生产力和湖泊底部水体环境等古湖泊学特征。

## 1 地质概况

松辽盆地属于大型的克拉通内转换型含油盆地(杨万里,1985),其形成演化具有断、拗双层结构。晚侏罗世到早白垩世早期,在晚古生代基底上形成了克拉通内裂谷盆地,产生了断陷盆地群;早白垩世晚期到新生代发育了大型拗陷盆地,拗陷阶段为盆地发育的全盛时期。

根据基底性质、岩浆活动特征、区域地质发展史和盖层特征,松辽盆地中浅层可划分为 6 个一级构造单元:中央拗陷区、东北隆起区、东南隆起区、西南隆起区、西部斜坡区和北部倾没区。中央拗陷区位于盆地中部,是盆地发展过程中沉降相对占优势的

注:本文为国家“973”项目(编号 G2006CB701403)、国家自然科学基金项目(编号 40672020,40472011)资助的成果。

收稿日期:2007-11-27;改回日期:2008-02-16;责任编辑:郝梓国。

作者简介:尹秀珍,女,1975 年生。在读博士,主要从事于海洋沉积学、沉积地球化学和中新生代海洋环境的研究。通讯地址:100083,北京市海淀区学院路 29 号中国地质大学;E-mail:yxiuzhen1975@126.com。

大型负向构造单元,长期为盆地的沉降、沉积中心,地层发育齐全。

拗陷期盆地内沉积了早白垩世晚期的泉头组和晚白垩世的青山口组、姚家组及嫩将组。泉头组至嫩江组沉积时期盆地发生了两次最大规模的湖侵,即青山口组沉积时期和嫩江组沉积时期。青山口组形成于 Cenomanian 期(万晓樵等,2005),最早于 1958 年由地质部第二石油普查大队根据吉林省农安县第二松花江的青山口、前郭旗、登娄库和宾县以西的松花江沿岸一带的露头所创建。该组在盆地内部广泛分布,但岩性、厚度和沉积相在盆地中部和周边地区不同。岩性主要为一套黑色、绿色泥岩和砂岩,下部以泥岩为主,上部夹砂质岩;沉积相在中央拗陷区的三肇地区、大同和古龙一带以深湖至半深湖相为主,在盆地北部、西部、西南部,由浅湖、滨浅湖相演变为三角洲相、冲泛平原相;从东到西,厚度不一,平均 300~500m。本组按岩性组合特征,自下而上分为青一段和青二—三段。青一段厚 60~164m,以黑色泥岩和页岩为主,含黄铁矿和菱铁矿。青二—三段一般厚 200~400m,最厚大于 500m,岩性变化大,在盆地中央为灰黑色泥岩,南、西、北部地区砂岩发育,东部见有红色泥岩和粉砂岩薄层。

本研究采用的 G-12 井位于盆地中央拗陷区的齐家-古龙凹陷。齐家-古龙凹陷为中央拗陷区的二级构造单元,属于长期发育的继承性凹陷。该凹陷在侏罗系一下白垩系登娄库组沉积时期主要为断陷式沉积,到泉头组沉积时期完全转化为拗陷式沉积。青山口组沉积时期,盆地表现为稳定的拗陷沉降,沉降中心位于古龙,沉降幅度较大,沉积厚度约为 900m。该井中青山口组与下伏泉头组和上覆姚家组为整合接触,青二—三段以深湖—半深湖相为主,岩性主要为灰黑色泥岩。

## 2 样品与试验

在大庆油田研究院叶得泉老师的协助下,对 G-12 井进行了泉头组上部—青山口组—姚家组下部的岩心样品采集,采样间距保持在 3~5m 左右,地层界线附近加密至 0.5~1m 左右。本研究采用该钻孔中青二—三段上部 1926~1934.8m 地层中 16 个岩心样品,测试样品的间距平均为 0.6m。样品的岩性为灰黑色泥岩,每个样品制备 6~7g。

测试工作在中国石油勘探开发研究院石油地质实验研究中心完成,对样品进行了总有机碳测定、岩石热解分析和有机碳分析采用 LECO CS-400 碳硫

分析仪,执行标准为 GB/T19145-2003;岩石热解分析使用 Rock-Eval 2plus(法国)仪,执行标准为 GB/T18602-2001。有机碳稳定同位素测试在气体质谱仪上进行。

## 3 古湖泊学的替代性指标

古湖泊学的替代性指标有很多,本研究主要利用总有机碳含量(TOC)、有机质碳稳定同位素( $\delta^{13}\text{C}$ )、氢指数(HI)及有机质类型等指标。

### 3.1 总有机碳含量(TOC)

碳元素在有机质乃至有机矿产中含量最多也最稳定,因此,有机质的丰度用有机碳含量来表示。总有机碳含量(TOC)是指单位岩石中有机碳的重量,用百分数表示(%)。湖泊沉积物中的有机碳是湖泊中浮游生物死后进入到沉积物中的部分经过生物化学分解或成岩作用后残留下来的产物,其含量多寡不仅取决于湖泊自身的初始生产力和陆源有机质输入量,而且一定程度上还反映了有机质的堆积速度及沉积后的保存条件(Kelts,1984)。湖泊生物特别是浮游植物的发育会使湖泊具有较高的初始生产力,而较高的生产力和陆源植物的注入都能使沉积物的 TOC 值增高。沉积物堆积埋没得越快,摆脱菌解越早,有机质保留下来的就越多。湖泊底部水体为还原环境有利于有机碳的堆积和保存。而造成底层水处于还原状态的因素通常包括大量的有机碳供给、有机碳通量大于有机质氧化速度及盆地中水体分层,水体分层即表层富氧的水与底层水缺少交换作用。

一般来说,总有机碳含量(TOC)高,则湖泊具有较高的初始生产力,浮游生物发育,同时也可能反映了陆源有机质的加入,并且湖泊底部为弱氧化环境,地层沉积速度较快,反之亦然。此外,TOC 高值对应于温湿气候,低值对应于干冷的气候(Nakai,1972; Stuiver,1975)。

### 3.2 有机质碳稳定同位素( $\delta^{13}\text{C}$ )

沉积物中有机质碳稳定同位素  $\delta^{13}\text{C}$  值的大小与有机质来源密不可分。湖泊沉积物中的有机质包括内源和外源有机质。内源为湖泊内自生的水生植物,如浮游生物、挺水植物和沉水植物等。外源来自被河流和风从周围陆地带入湖内的陆源植物,根据光合作用途径也即固碳方式,陆源植物被分为  $\text{C}_3$ 、 $\text{C}_4$  和 CAM( $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  的中间类型)。

挺水植物一般生于岸边或较浅水处,其根和地下茎生长在湖泊底质中,茎叶伸出水面,根和地下茎

通常有发达的通气组织,常见的有芦苇、蒲草、水葱等;沉水植物生长在湖水较深的地方,植物体长期沉没在水下,仅在开花时花朵、花柄才露出水面,其根部退化或者完全消失,叶片上没有气孔,通气组织发达,能适应水下缺氧的环境,如苦草、金鱼藻等。挺水植物在不同营养类型的湖泊沿岸带均有分布,沉水植物主要生活在低营养型到中—富营养型湖泊中,富营养湖泊中均无分布(王国安,2003;吴爱平等,2005)。

因为碳稳定同位素的分馏作用,内源的湖泊水生植物的  $\delta^{13}\text{C}$  值比较复杂且分布范围较大。在一个生产率高的淡水湖泊中,浮游生物主要利用大气  $\text{CO}_2$  作为光合作用的碳源(McKenzie,1982,1985),与陆地的  $\text{C}_3$  植物一样富集  $^{12}\text{C}$ ,其  $\delta^{13}\text{C}$  值最大可偏至  $-35.5\%$ ;在一个水体停留时间较长的湖泊中,浮游生物主要利用水中溶解的  $\text{HCO}_3^-$  (Talbot,1990),则  $\delta^{13}\text{C}$  富集  $^{13}\text{C}$ ,使比值偏正。挺水植物的  $\delta^{13}\text{C}$  值通常在  $-24\%$   $\sim -30\%$  之间(Aravena,1992),沉水植物直接利用水中的  $\text{HCO}_3^-$  作为碳源, $\delta^{13}\text{C}$  值偏重,范围在  $-12\%$   $\sim -20\%$  之间(Oana et al.,1960)。

陆源植物绝大部分为  $\text{C}_3$  植物, $\text{C}_4$  植物和 CAM 植物都很少,而且湖内的陆源植物主要为  $\text{C}_3$  植物和  $\text{C}_4$  植物(Sage et al.,1999)。CAM 植物生长在高温低湿、极为干旱的沙漠环境,代表性的植物如仙人掌科,其  $\delta^{13}\text{C}$  值介于  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的  $\delta^{13}\text{C}$  值之间(罗红艺,2001)。 $\text{C}_3$  植物属于温带植物,生活在温度较低、日照不强、高降雨量和高土壤湿度的环境,例如蕨类植物、裸子植物和木本被子植物; $\text{C}_4$  植物属于热带或亚热带植物,生活在温度高,日照强,偏干旱的低土壤湿度环境,仅见于被子植物(韩家懋等,2002;韩梅等,2006)。 $\text{C}_3$  植物出现于早古生代并且一直延续到现代;而  $\text{C}_4$  植物直到新生代晚期才出现在地球上(韩家懋等,2002)。 $\text{C}_3$  植物的  $\delta^{13}\text{C}$  值较低,在  $-21\%$   $\sim -33\%$  之间,但在特定的环境,如极为缺水、光照很强或者极为湿润、光照很低,其  $\delta^{13}\text{C}$  值会正向偏移到  $20\%$  (Ehleringer,1993)或偏负至  $-37\%$  (Medinae et al.,1986); $\text{C}_4$  植物的  $\delta^{13}\text{C}$  值偏重,为  $-9\%$   $\sim -21\%$  (Smith et al.,1971;韩家懋等,2002;旺罗等,2004)。

有机质碳稳定同位素与气候和生产率之间存在一定联系,但没有一个固定的模式。根据目前的资料,基本上有两种观点。一种观点认为: $\delta^{13}\text{C}$  值偏高,反映了 TOC 值较高,湖泊初始生产力较高,气候温暖; $\delta^{13}\text{C}$  值偏低,TOC 值较低,气候较冷

(Nakai,1972; Stuiver,1975;林瑞芬等,2004)。另一种观点认为: $\delta^{13}\text{C}$  值偏负,湖泊初始生产力增加,属于暖湿环境; $\delta^{13}\text{C}$  值偏正,代表较冷气候期(Talbot,1990;张平等,1995)。

如上所述,有机质碳稳定同位素可以反映不同来源的有机质组成、流域古植被面貌以及古气候和古生产力,但是在反映古气候时  $\delta^{13}\text{C}$  值具有多解性,因此必须结合其它替代性指标共同使用,才能取得良好效果。

### 3.3 有机质类型

目前用于有机质类型判别的指标很多,本研究采用 Rock-Eval 分析资料。按 Rock-Eval 测试的氢、氧指数及其它数据划分有机质类型为 I 型(腐泥型)、II<sub>1</sub> 型(含腐殖腐泥型)、II<sub>2</sub> 型(含腐泥腐殖型)、III 型(腐殖型)。还有一种有机质为 IV 型(腐殖型),它来源于再沉积或高度氧化的有机质,无生油能力,一般不做研究。腐泥型有机质代表贫氧闭塞的湖相或海相环境,腐殖型有机质来自陆地植物,并且指示一种氧化、潮湿的环境。

### 3.4 氢指数(HI)

氢指数是热解烃的量与岩石总有机碳的比值( $\text{S}_2/\text{TOC}$ ),表示单位有机质中可热降解烃的能力,反映有机质类型,现在已广泛用于湖泊沉积环境的研究(潘钟祥等,1986;张平等,1995;殷勇等,2001;Talbot et al.,1989;Gasse et al.,1991)。根据氢指数划分有机质类型, $\text{HI} \leq 100$ ,沉积有机质主要为 III 型; $100 < \text{HI} \leq 350$ ,有机质为 II<sub>2</sub> 型; $350 < \text{HI} \leq 500$ ,II<sub>1</sub> 型有机质; $500 < \text{HI}$  时,有机质为 I 型。同时,HI 还可以指示有机质沉积后的保存能力,也即湖泊底部贫氧或者充氧(Talbot et al.,1989;张平等,1995)。HI 的高值,代表有机质保存能力强,湖泊底部为还原环境;HI 的较低值,指示有机质沉积后保存条件变差,湖底为相对氧化的环境。张平等(1995)在研究青藏高原若尔盖盆地的 RH 孔时,指出 HI 的高值指示了较高的湖泊生产力,较高的湖面,反映了暖湿的气候;HI 的较低值,指示干冷气候。

## 4 青二—三段有机沉积地球化学记录

沉积地球化学特征对沉积环境有较好的响应(吴崇筠等,1992)。

### 4.1 氢指数(HI)、总有机碳(TOC)及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布

如表 1 所示,G-12 井中青二—三段 1926  $\sim$  1934.8m 地层中泥岩的 TOC 值在  $0.15\% \sim 1.15\%$

表 1 G-12 井青二—三段上部总有机碳值、岩石热解分析和有机质类型

| Table 1 Total organic carbon values, Rock-Eval and organic types from the upper 2nd and 3rd members of Qingshankou Formation in Well G-12 |                                      |        |     |               |                                 |                     |                     |                     |                                           |                   |                |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|--------|-----|---------------|---------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|-------------------------------------------|-------------------|----------------|
| 井号                                                                                                                                        | 层位                                   | 深度(m)  | 样品号 | 有机碳<br>TOC(%) | $\delta^{13}\text{C}(\text{‰})$ | 最高热解温<br>度 Tmax (℃) | 氢指数 HI<br>(mg/gTOC) | 氧指数 OI<br>(mg/gTOC) | 类型指数<br>(S <sub>2</sub> /S <sub>3</sub> ) | 降解率 PC/<br>TOC(%) | 有机质类型          |
| G-12                                                                                                                                      | 青<br>山<br>口<br>组<br>二<br>—<br>三<br>段 | 1926   | 9   | 0.26          | −23.1                           | 447                 | 31                  | 19                  | 1.60                                      | 5.75              | Ⅲ              |
|                                                                                                                                           |                                      | 1927   | 11  | 0.20          | −24.5                           | 444                 | 10                  | 35                  | 0.29                                      | 3.74              | Ⅲ              |
|                                                                                                                                           |                                      | 1928   | 13  | 0.15          | −23.6                           | 445                 | 7                   | 27                  | 0.25                                      | 5.53              | Ⅲ              |
|                                                                                                                                           |                                      | 1928.8 | 15  | 0.20          | −25                             | 448                 | 25                  | 10                  | 2.50                                      | 4.57              | Ⅲ              |
|                                                                                                                                           |                                      | 1929.2 | 17  | 0.33          | −26.1                           | 446                 | 48                  | 15                  | 3.20                                      | 6.29              | Ⅲ              |
|                                                                                                                                           |                                      | 1929.8 | 19  | 0.49          | −28.3                           | 441                 | 137                 | 16                  | 8.38                                      | 14.23             | Ⅱ <sub>2</sub> |
|                                                                                                                                           |                                      | 1930.3 | 21  | 0.59          | −29.5                           | 440                 | 142                 | 12                  | 12.00                                     | 14.63             | Ⅱ <sub>2</sub> |
|                                                                                                                                           |                                      | 1930.8 | 23  | 0.47          | −26.4                           | 442                 | 121                 | 23                  | 5.18                                      | 12.54             | Ⅱ <sub>2</sub> |
|                                                                                                                                           |                                      | 1931.3 | 25  | 1.15          | −27.0                           | 440                 | 221                 | 10                  | 21.17                                     | 31.68             | Ⅱ <sub>2</sub> |
|                                                                                                                                           |                                      | 1932   | 27  | 0.47          | −27.5                           | 439                 | 72                  | 45                  | 1.62                                      | 8.12              | Ⅲ              |
|                                                                                                                                           |                                      | 1932.3 | 29  | 0.47          | −25.3                           | 440                 | 306                 | 26                  | 12.00                                     | 32.49             | Ⅱ <sub>1</sub> |
|                                                                                                                                           |                                      | 1932.6 | 31  | 0.68          | −29.3                           | 438                 | 149                 | 24                  | 6.31                                      | 16.84             | Ⅱ <sub>2</sub> |
|                                                                                                                                           |                                      | 1933   | 33  | 0.51          | −29.4                           | 439                 | 529                 | 35                  | 15.00                                     | 60.22             | I              |
|                                                                                                                                           |                                      | 1933.6 | 35  | 0.89          | −27.5                           | 438                 | 115                 | 24                  | 4.86                                      | 12.96             | Ⅱ <sub>2</sub> |
|                                                                                                                                           |                                      | 1934.3 | 37  | 0.59          | −27.5                           | 438                 | 141                 | 53                  | 2.68                                      | 15.05             | Ⅱ <sub>2</sub> |
|                                                                                                                                           |                                      | 1934.8 | 39  | 0.49          | −28.3                           | 436                 | 88                  | 33                  | 2.69                                      | 8.13              | Ⅲ              |

之间,平均值为 0.50%; $\delta^{13}\text{C}$  值范围为 −29.5‰~−23.1‰,平均值为 −26.8‰;HI 值在 7~529 之间,平均值为 134。

如图 1 所示,该段地层中泥岩的 TOC 值、 $\delta^{13}\text{C}$  值和 HI 值的垂向分布特征为: TOC 值和 HI 值具

有很好的正相关性,垂向变化规律一致,随深度增加增值增高;而  $\delta^{13}\text{C}$  值垂向变化规律与其正相反,随深度增加增值降低。为了探讨古湖泊学演变特征,根据 TOC 值、 $\delta^{13}\text{C}$  值和 HI 值的垂向分布规律,将该段地层由下而上进一步划分为 5 个阶段。

第 1 阶段,1934.8~1933m,TOC 值较高,变化范围为 0.49%~0.89%;HI 值由 88 升高到最大值 529; $\delta^{13}\text{C}$  值由 −27.5‰降低到 −29.4‰。第 2 阶段,1933~1932m,TOC 值开始降低,在 0.47%~0.68%之间;HI 值开始减小,由 529 减小至 72; $\delta^{13}\text{C}$  值偏正,从 −29.4‰升高到 −25.3‰。第 3 阶段,1932~1930.8m,TOC 达到最大值 1.15%;HI 值较低,最高达 221; $\delta^{13}\text{C}$  值变化范围不大,在 −27.5‰~−26.4‰之间。第 4 阶段,1930.8~1929.2m,TOC 值和 HI 值均开始降低, $\delta^{13}\text{C}$  值达到最低。TOC 值在 0.47%~0.59%之间,HI 值的范围为 121~142, $\delta^{13}\text{C}$  值范围为 −29.5‰~−26.4‰。第 5 阶段,1929.2~1926m,TOC 值和 HI 值减小到最低, $\delta^{13}\text{C}$  值增加到最高。TOC 值在 0.15%~0.33%之间,HI 值的范围为 7~48, $\delta^{13}\text{C}$  值范围为 −26.1‰~−23.1‰。

4.2 泥岩沉积物中有机质类型

本研究中岩石热解分析的样品,最高热解温度  $T_{\text{max}}$ (℃) 在 436~448℃之间,孢粉颜色为棕黄色(杨学英等,2005),属于低成熟—中成熟阶段样品,因此用热解参数确定有机质类型是恰当的(潘钟祥

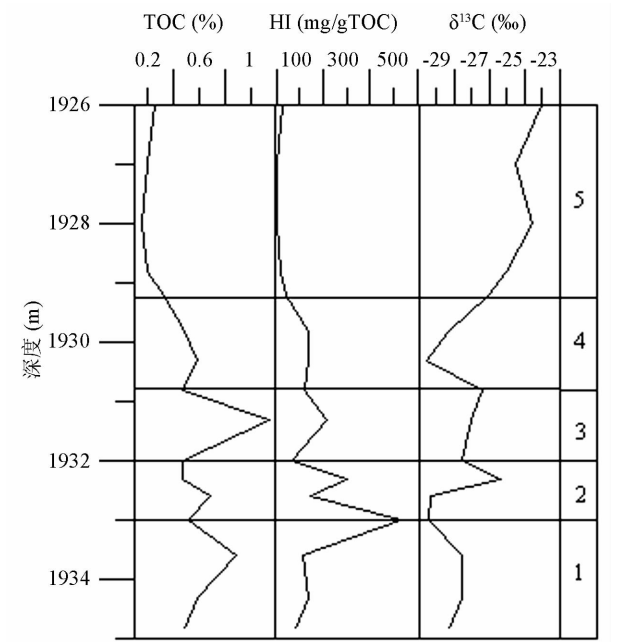


图 1 G-12 井青山口组二—三段上部 TOC 值、HI 值和  $\delta^{13}\text{C}$  值的垂向分布

Fig. 1 Vertical distribution of Total organic carbon, Hydrogen Index and organic carbon isotope

等,1986;许怀先等,2001)。用于评价有机质类型的热解参数主要有:氢指数(HI)、氧指数(OI)、降解潜率(PC/TOC)和类型指数( $S_2/S_3$ ),划分标准见表2。此外,考虑到热演化对岩石热解参数的影响,还根据HI和OI指数图版(邬立言等,1986)划分了有机质类型(图2)。

表 2 岩石热解划分有机质标准(据许怀先等,2001)  
Table 2 Criterion for classifying organic matter by Rock-Eval

| 类型<br>参数                       | I    | II <sub>1</sub> | II <sub>2</sub> | III  |
|--------------------------------|------|-----------------|-----------------|------|
| HI, mg(g)                      | >500 | 500~350         | 350~100         | <100 |
| PC/TOC(%)                      | >50  | 50~30           | 30~10           | <10  |
| S <sub>2</sub> /S <sub>3</sub> | >20  | 20~5            | 5~2.5           | <2.5 |

由表1和图2可知,G-12井青山口组二—三段1926~1934.8m地层沉积物中有机质类型以II<sub>2</sub>型—III型(腐殖腐泥型—腐殖型)为主,则有机质母质为混合源且以陆源生物为主。进一步划分,第1阶段有机质类型为III型—II<sub>2</sub>型,第2阶段为I型—II<sub>1</sub>型,第3阶段为III型—II<sub>2</sub>型,第4阶段有机质为II<sub>2</sub>型,第五阶段为III型。

4.3 青二—三段古湖泊学特征

第1阶段,沉积物中的有机质为混合源,即陆地植物和湖生的浮游生物,以陆地植物贡献为主。韩家懋等证实了C<sub>4</sub>植物出现于新生代晚期,所以青山

口组沉积物中的陆源有机质可能来自于C<sub>3</sub>植物,且 $\delta^{13}C$ 值为-27.5‰~-29.4‰,偏负,正好位于C<sub>3</sub>植物的 $\delta^{13}C$ 值范围内。那么,青山口组二—三段沉积时期集水盆地的气候温暖,日照不强,降雨量增多,流域内C<sub>3</sub>植物繁茂,地表径流携带大量的C<sub>3</sub>植物入湖,并且湖水底层为贫氧到弱氧化环境,利于有机质的保存,致使TOC值较高。内源有机质含量低,湖泊的浮游生物不发育,反映了湖泊初始生产力不高。

第2阶段,有机质主要来源于湖生生物。 $\delta^{13}C$ 值由-29.4‰升高到-25.3‰,表明湖水底部进一步贫氧,沉水植物发育,其利用水中溶解的HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>来固定碳源,富集<sup>13</sup>C,使 $\delta^{13}C$ 偏正。TOC含量呈现下降的趋势,意味着气候开始变冷,盆地沉降速度较慢,湖平面降低、湖水底部从弱氧化到氧化环境,湖泊周边的河流不发育,注入湖泊陆源有机质减少。但温度还是适宜的,浮游生物和挺水植物发育,湖泊初始生产力较高。

第3阶段,有机质主要为陆源C<sub>3</sub>植物。 $\delta^{13}C$ 值虽然较第2段上部偏负,但依然总体表现为由-27.5‰升高到-26.4‰的趋势。表明内源的沉水植物依然发育,湖泊底部依然弱氧化环境。此时盆地内气候变得暖湿,光照较强,冰雪开始融化,降雨量增加,湖面升高,入湖径流把大量陆源有机质源源不断地带入到湖泊中,并在有利的条件下保存下来,导致TOC含量达到最高,但湖泊内浮游植物不发育,生产力较低。

第4阶段,有机质依然为混合源,陆源C<sub>3</sub>植物占主导地位。气候仍然温暖,入湖径流把大量陆源C<sub>3</sub>植物带入到湖泊,使水体中<sup>12</sup>C富集,导致 $\delta^{13}C$ 达到最低值-29.5‰。此时TOC和HI值开始降低,说明湖水蒸发量可能大于降雨量,气候变得干燥,导致湖面下降,水体变浅,不易形成稳定的分层,致使有机质沉积后不能处于还原环境,很难保存下来。

第5阶段,内源的湖生生物基本不发育,陆源有机质含量也较低。这可能说明气候变得干冷,湖面快速降低甚至暴露地表,使得有机质保存条件变为氧化环境,再加上陆源C<sub>3</sub>植物的供给量大大减少,促使TOC值降到最低。而温度降低和氧化环境的存在,使有机碳稳定同位素发生分馏作用,<sup>12</sup>C优先被移去,导致 $\delta^{13}C$ 值偏正,由-26.1‰增加到-23.1‰。

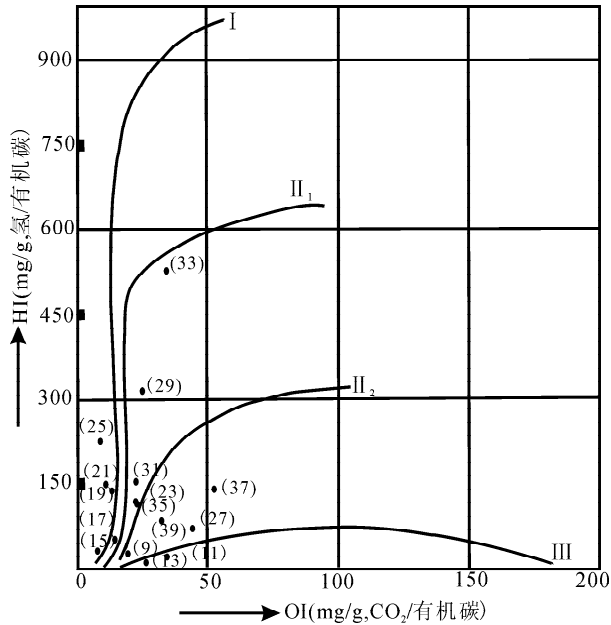


图 2 氢指数与氧指数划分烃源岩有机质类型  
Fig. 2 Organic matter types by Hydrogen Index and Oxygenic Index

5 结论

G-12井中青山口组二—三段1926~1934.8m

地层中泥岩的 TOC 值、 $\delta^{13}\text{C}$  值和 HI 值的垂向变化特征很好地反映了古气候、古生产力及有机质保存环境的演化特点,它们是研究古湖泊学的重要替代性指标。这些指标表明该段地层的古湖泊学特征如下:

(1) 集水盆地的古气候经历了温暖-冷-暖湿-温暖而干燥-干冷的演化过程;

(2) 1933~1932m 沉积时期,有机质以湖相为主,湖底为弱氧化环境,古湖泊初始生产力最高;其它阶段,有机质以陆源为主,虽然 TOC 含量高,但古湖泊初始生产力并不高;

(3) 有机质保存条件随盆地沉积深度变浅而变差,TOC 值随深度减小而降低, $\delta^{13}\text{C}$  值随深度变浅而偏正; $\delta^{13}\text{C}$  值正向偏移量最大的时期晚于 TOC 值最高的时期;

(4) 暖期时,TOC 值较高,HI 值较高, $\delta^{13}\text{C}$  值偏负;冷期时,TOC 值较低,HI 值较低, $\delta^{13}\text{C}$  值偏正。

**致谢:**大庆油田石油勘探开发研究院为本研究提供岩心样品,叶得泉和黄清华老师给予指导,在此表示感谢。

参 考 文 献

冯子辉,冯志强,刘伟,王雪,关秋华. 2004. 松辽盆地北部深层凝析油及油型气的成因研究. 沉积学报,22(增刊):46~49.

冯志强,张顺,解习农,安广柱,赵波,候艳萍. 2006. 松辽盆地嫩江组大型陆相拗陷湖盆湖底水道的发现及其石油地质意义. 地质学报,80(8):1226~1232.

高瑞祺,赵传本,乔秀云,郑玉龙,闫凤云,万传彪. 1999. 松辽盆地白垩纪石油地层孢粉学. 北京:地质出版社. 1~333.

黄清华,郑玉龙,杨明杰,李星军,韩敏欣,陈春瑞. 1999. 松辽盆地白垩纪古气候研究. 微体古生物学报,16(1):95~103.

韩家懋,王国安,刘东生. 2002. C4 植物的出现与全球环境变化. 地学前缘,9(1):234~243.

韩梅,杨利民,张永刚. 2006. 中国东北样带羊草群落 C<sub>3</sub> 植物和 C<sub>4</sub> 植物功能群生物量及其对环境变化的响应. 生态学报,26(6):1825~1832.

吉磊,朱语新,吴瑞金,项亮,钱君龙,潘红玺. 1997. 阳澄湖近代沉积物的古湖泊学研究. 湖泊科学,9(1):22~28.

罗红艺. 2001. C3 植物、C4 植物和 CAM 植物的比较. 高等函授学报(自然科学版),14(5):35~38.

李娟,舒良树. 2002. 松辽盆地中、新生代构造特征及其演化. 南京大学学报(自然科学版),38(4):525~531.

刘传联,徐金鲤. 2002. 生油古湖泊生产力的估算方法及应用实例. 沉积学报,20(1):144~150.

李守军,王纪存,郑德顺,焦叶红,王金香,李学艳. 2004. 东营凹陷沙河街组一段沉积时期的湖泊古生产力. 石油与天然气地质,25,(6):656~658.

林瑞芬,卫克勤. 2004. 草海 ZHJ 柱状样沉积物有机质的记录及其气候信息. 地球化学,29(4):390~396.

潘钟祥,高纪清,陈荣书. 1986. 石油地质学. 北京:地质出版社,109~155.

唐黎明. 2002. 松辽盆地十屋断陷沉积特征与油气前景. 吉林大学学报(地球科学版),32(4):345~348.

邬立言,顾信章,盛志伟,等. 1986. 生油岩热解快速定量评价. 科学出版社,23~24.

汪品先. 1991. 开展含油气盆地的古湖泊学研究-代序言,见:古湖泊学译文集. 海洋出版社,1~14.

王璞珺,杜小弟,王均,王东坡. 1995. 松辽盆地白垩纪年代地层研究及地层时代划分. 地质学报,69(4):372~381.

王国安. 稳定碳同位素在第四纪古环境研究中的应用. 第四纪研究,2003,23(5):471~484.

旺罗,吕厚远,吴乃琴,除多,韩家懋,吴玉虎,吴海斌,顾兆炎. 2004. 青藏高原高海拔地区 C4 植物的发现. 科学通报,49(13):1290~1293.

万晓樵,李罡,陈丕基,于涛,叶得泉. 2005. 松辽盆地白垩纪青山口阶的同位素地层标志及其与海相 Cenomanian 阶的对比. 地质学报,79(2):150~156.

王敢,王金权,刘金陵,William Y B. 1996. 太湖全新世沉积物有机碳同位素的分布及其古气候意义. 古生物学报,35(2):234~240.

王敢,章邦桐,王志成. 2005. 松辽盆地白垩系泉头组碎屑沉积岩 Nd、Pb 同位素组成及成岩物质来源初步探讨. 地质学报,79(5):653~660.

吴崇筠,薛叔浩. 1992. 中国含油气盆地沉积学. 北京:石油工业出版社. 1~27.

吴爱平,吴世凯,倪乐意. 2005. 长江中游浅水湖泊水生植物氮、磷含量与水柱营养的关系. 水生生物学报,29(4):406~411.

许怀先,陈丽华,万玉金,王大锐. 2001. 石油地质实验测试技术与应用. 石油工业出版社. 60~92.

杨万里,高瑞祺,郭庆福,刘耀光. 1985. 松辽盆地陆相油气生成、运移和聚集. 哈尔滨:黑龙江科学技术出版社,24~30.

叶淑芬,魏魁生. 1996. 松辽盆地白垩系的密集段及海水入侵的新证. 地球科学—中国地质大学学报,21(3):267~271.

殷勇,方念乔,胡超涌,聂浩刚,秦尊丽. 2001. 云南中甸纳帕海古环境演化的有机碳同位素记录. 湖泊科学,13(4):289~295.

杨学英,包德宪,丁涛,鲁东升,蔡宁. 2005. 利用井中油气化探资料和孢粉热变指数、有机质类型对松南盆地 DB-6 井烃源岩综合评价. 天然气地球科学,16(1):73~81.

张立平,王东坡. 1994. 松辽盆地白垩纪古气候特征及其变化机制. 岩相古地理,14(1):11~16.

张平中,王先彬,陈践发,王苏民. 1995. 湖相有机质的氢指数及碳同位素组成-湖面波动评价的指标-以 RH 孔为例. 科学通报,40:1682~1685.

张晓东,王颖,李桂荣. 2005. 北方侏罗、白垩系盆地形成、演化及地球动力学背景. 大庆石油地质与开发,24(5):6~12.

郑绵平,袁鹤然,赵希涛,刘喜方. 2006. 青藏高原第四纪泛湖期与古气候. 地质学报,80(2):169~179.

Aravena R. 1992. Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating. Quaternary

- Research, 37:333~345.
- Ehleringer J R. 1993. Carbon and water relations in desert plant: an isotope perspective. In: *Stable Isotopes and Plant Carbon*. San Diego: Academy Press. 155~172.
- Gasse F, Arnold M A. 1991. 13000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 353:742~745.
- Kelts K. 1984. Environments or deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. *Lacustrine Petroleum Source Rocks*, (40):3~26.
- McKenzie, J A. 1982. Carbon-13 cycle in Lake Greifen: A model for restricted ocean basins. In: S. O. Schlanger and M. B. Cita (eds.), *Nature and Origin of Cretaceous Carbon Rich Facies*. Academic Press, London, 197~207.
- McKenzie J A. 1985. Carbon isotope and productivity in the lacustrine and marine environment. In: W. Stumm (eds.), *Chemical Processes in Lakes*. Wiley, New York, 99~118.
- Medinae, Montes G, Cuevas E, et. al. 1986. Profiles of CO<sub>2</sub> concentration and  $\delta^{13}\text{C}$  values in tropical rain forests of the Upper Rio Negro Basin, Venezuela. *Tropical Ecol.* 2:207~217.
- Nakai N. 1972. Carbon isotope variation and the paleoclimate of sediments from Lake Biwa. *Proceeding of the Japan Academy*, 48:516~521.
- Oana S, Deevey E S. 1960. Carbon-13 in lake waters, and its possible bearing on paleolimnology, *American Journal of Science, Bradley Volume*, 258(A):253~272.
- Stuiver M. 1975. Climate versus change in  $^{13}\text{C}$  content of the organic component of lake sediments during the late Quaternary. *Quaternary Research*, 5:251~262.
- Sage R F, Meirong L, Monson R K. 1999. The taxonomic distribution of C<sub>4</sub> photosynthesis. In: Sage R F, Monson R K, eds. *C<sub>4</sub> Plant Biology*. San Diego: Academic Press, 551~584.
- Smith B N, Epstein S. 1971. Two categories of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  Ratio for higher plants. *Plant Physiology*, 47:380~384.
- Talbot M R, Livingstone D A. 1989. Hydrogen index and carbon isotope of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 70(1/3): 121~137.
- Talbot M R. 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology*, 80:261~279.
- Williams D F, Liu T S. 1997. The study of lake sediments for global change research. *Earth Sci. Frontiers*, 4(1-2):34~41.

## Paleolimnological Proxies of Late Cretaceous Qingshankou Sedimentary Period from Well G12 in Songliao Basin, NE China

YIN Xiuzhen, WAN Xiaoqiao, SI Jialiang

*China University of Geosciences, Beijing, 100083*

### Abstract

Total organic carbon (TOC), organic carbon stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ), hydrogen index (HI) and organic matter types are the effective proxies for the study of paleolimnology. This work discusses paleolacustrine characteristics (climate, paleoproductivity and the lacustrine bottom water environments) of the upper 2nd and 3rd members of Qingshankou Formation in Songliao Basin by analyzing rock pyrolysis parameters and the data of total organic carbon. The proxies indicated that the climate changed from warm, colder, wet warm, warm but dry to dry cold periods. Sedimentary period of 1933 to 1932 m is characterized by organic lacustrine facies and a high initial productivity of the lake, with a weak oxidation environment at the bottom of the lake. During other stages, the periods were dominated by organic matter with terrestrial origin; despite high content of TOC, the initial productivity of the lake is not high. TOC decreased with decreasing depth while  $\delta^{13}\text{C}$  showed a positive shift. The period of  $\delta^{13}\text{C}$  value reaching to its highest value is later than that in which TOC reached to the biggest value. During the warm stage, both TOC and HI value were higher, but  $\delta^{13}\text{C}$  value tended to be negative excursion; during the cold period, both HI and TOC value became lower, but  $\delta^{13}\text{C}$  values were positive. Therefore, these proxies can be employed to speculate paleolimnological condition and sedimentary environment.

**Key words:** Songliao basin; paleolimnology; total organic carbon; organic carbon isotope; hydrogen index