

# 川东北地区埋藏史及热史分析

——以普光2井为例

吴群<sup>1,2</sup>, 彭金宁<sup>3</sup>

(1. 西北大学地质系, 西安 710069; 2. 中国石油化工股份有限公司华东分公司, 南京 210011;  
3. 中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所, 江苏无锡 214126)

**摘要:**基于前人研究资料,运用热成熟度指数法(TTI),以普光2井为例,恢复了川东北地区地热史和地层埋藏史,探讨了研究区烃源岩的热演化和生排烃过程。研究认为:各烃源层的成熟度演化主要定型于白垩纪末期,下寒武统烃源岩生烃期局限在晚二叠世—晚三叠世;上奥陶统至下志留统烃源岩的快速生烃期为中三叠世—晚三叠世和中侏罗世;二叠系烃源岩的快速生烃期为晚三叠世和中侏罗世。另外,各烃源岩都经历了至少2次生烃高峰期,包括成熟期的生油(液态烃)高峰期及高成熟期的尚未排除的残留液态烃进一步裂解生气高峰期。

**关键词:**热成熟度;时—温指数;埋藏史;热史;烃源岩;普光2井;川东北

中图分类号:TE122.1

文献标识码:A

## Burial and thermal histories of northeastern Sichuan Basin:

A case study of well Puguang 2

Wu Qun<sup>1,2</sup>, Peng Jinning<sup>3</sup>

(1. Department of Geology, Northwest University, Xi'an, Shaanxi 710069, China;

2. SINOPEC East China Company, Nanjing, Jiangsu 210011, China;

3. Wuxi Research Institute of Petroleum Geology, SINOPEC, Wuxi, Jiangsu 214126, China)

**Abstract:** The thermal maturity index (TTI) was applied in well Puguang 2 to recover the burial and thermal histories of the northeastern Sichuan Basin. In this way, the thermal evolution of source rocks and the hydrocarbon generation and migration processes in the study area were discussed. The maturity of source rocks evolved until the end of Cretaceous. Source rocks in the Lower Cambrian gave birth to hydrocarbon only from the Late Permian to the Late Triassic. Source rocks from the Upper Ordovician to the Lower Silurian gave birth to hydrocarbon rapidly from the Middle Triassic to the Late Triassic and also during the Middle Jurassic. Source rocks in Permian gave birth to hydrocarbon rapidly during the Late Triassic and the Middle Jurassic. All the above-mentioned source rocks experienced at least 2 hydrocarbon generation peaks, including the oil (liquid hydrocarbon) generation during the mature stage and the cracking of liquid hydrocarbon to gas during the high-mature stage.

**Key words:** thermal maturity; time-temperature index; burial history; thermal history; source rock; well Puguang 2; northeastern Sichuan Basin

## 1 地质概况

川东北地区面积约为  $2.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 范围包括广元—南江以南、广元—阆中以东、阆中—达州以北地区, 东边为盆地边界所限定(图1)。该区在震旦纪—中三叠世发育海相碳酸盐岩夹碎屑岩沉积, 晚三叠世—早白垩世发育陆相碎屑岩沉积, 晚白垩

世沉积盆地萎缩衰亡, 逐渐进入以抬升剥蚀为主的构造演化<sup>[1]</sup>。该区主要发育有志留系、二叠系及上三叠统烃源岩<sup>[2-3]</sup>。而现今高演化烃源岩在地史中曾发生过生排烃过程, 因此必须追溯烃源岩的埋藏史和受热史, 探索烃源岩的生排烃期, 这对研究区烃源条件的动态、综合分析及油气勘探的整体评价研究具有重要意义。本文利用热成熟度指数

收稿日期:2012-06-20;修订日期:2013-01-20。

作者简介:吴群(1963—),男,博士,高级工程师,从事油气勘探开发部署研究与管理。E-mail:cmpeeah@163.com。

基金项目:中国石化科技部项目“四川盆地二叠系烃源岩及其资源潜力研究”(P08007)资助。

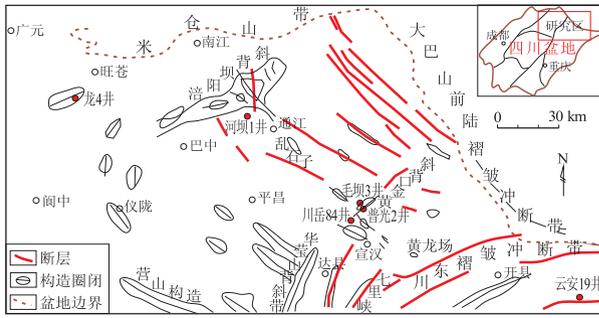


图1 川东北地区地质略图

Fig.1 Geological sketch map of northeastern Sichuan Basin

法(TTI)恢复研究区地热史和地层埋藏史,探讨了研究区烃源岩的热演化和生排烃过程。

## 2 方法选择和参数使用

利用镜质体反射率法研究地层的热历史及有机质成熟度是煤田、油田系统接受最早、应用最广且资料最为丰富的方法。该方法最早由 Lopatin (1971) 提出,称之为热成熟度指数法<sup>[4]</sup>。Waples (1980)对 Lopatin 的方法及其应用做了进一步的阐述,使得这一方法国内外广为接受<sup>[4-6]</sup>。因此,本文采用该方法恢复研究区地热史和地层埋藏史,探讨烃源岩的热演化和生排烃过程。

### 2.1 TTI 法计算公式

$$\sum TTI = \sum \gamma^n \cdot \Delta T$$

式中:TTI 为热碰撞量(时间—温度指数); $\gamma^n$  为温度因子( $\gamma$  选定为 2; $n$  为自然整数。在温度间隔 100 ~ 110 °C 时, $\gamma^n = 2^0 = 1$ ); $\Delta T$  为某一温度区间所经历的时间间隔(以 Ma 计)。

### 2.2 温度间隔的选取

采用 Лопатин(1971)计算 TTI 值确定的温度间隔为 10 °C,即有机质在埋藏过程中化学反应速度(干酪根降解速度)提高一倍,埋藏温度增加 10 °C。实际应用过程中,采用温度间隔 10 °C 进行计算。在埋藏较浅、埋藏温度不很高的条件下,计算的  $\sum TTI$  值相应的  $R_o$  值与实测  $R_o$  值吻合较好;埋藏深度超过 3 500 ~ 4 000 m,埋藏温度大于 150 °C 以后,随其埋藏温度不断增高,二者的吻合状况越来越差,出现演化快、演变高的现象。因此,如何调整温度间隔,在应用地史分析中是不可忽视的研究内容。Waples (1975) 对世界 31 口钻井 402 件样品系统研究后肯定 TTI 值应用是可信的,但温度间隔应在埋藏温度达 80 °C 以后取 15 °C,随其埋藏温度增加,温度间隔还应加大。根据活化能原理,不同热带中煤化作用反应速度的温度系数得到的温度间隔如表 1 所示。

表 1 随埋藏温度增大温度间隔取值的变化

Table 1 Geothermal gradient vs. burial temperature

| 埋藏温度/°C   | 温度间隔/°C |
|-----------|---------|
| 50 ~ 80   | 15      |
| 80 ~ 120  | 20      |
| 120 ~ 170 | 25      |
| 170 ~ 230 | 30      |

表 2 研究区埋藏温度与温度间隔关系

Table 2 Geothermal gradient vs. burial temperature in study area

| 埋藏温度/°C   | 温度间隔/°C |
|-----------|---------|
| 50 ~ 150  | 10      |
| 150 ~ 180 | 15      |
| 180 ~ 220 | 20      |
| 220 ~ 245 | 25      |
| >245      | 30      |

参考上述认识,在广泛应用地史分析法中结合本地区实际,得到表 2 所示的结果。

应用该组温度间隔数据计算结果比单一用 10 °C 有明显改进:(1)在埋藏深、地温高的地热带中显著遏制演化快、演变高的状况;(2)最终计算的  $\sum TTI$  值相应的  $R_o$  值与实测  $R_o$  值更为接近。

### 2.3 古地温梯度

古地温梯度的求取,采用 2 种方法,一种是相对稳定的沉积盆地,有白垩系—第三系地层覆盖。利用前人研究结论:早古生代古地温梯度相对较低,为 27 °C/km;晚古生代至中三叠世为 29 °C/km;晚三叠世至侏罗纪为 35 °C/km;白垩纪至现今取值 18 ~ 22 °C/km。使用过程中,根据各计算剖面点的实测  $R_o$  值,对上述各地史阶段的古地温梯度值做适当的调整。

另一种是盆地周缘白垩系至第三系缺失区。燕山运动十分剧烈,侏罗系以下地层不同程度暴露,古地温梯度的确定主要根据源岩镜质体反射率,并参考下伏地层的干酪根反射率或沥青等效镜质体反射率,采用拟合法推算,即在 TTI 值计算中,设定古地温梯度(必须高于今地温梯度)进行 TTI 计算,计算过程中反复调整古地温梯度,直到计算的 TTI 值相应的  $R_o$  值与实测  $R_o$  基本一致。

### 2.4 剥蚀量的估算

由于扬子地区在不同地质时期普遍存在多期抬升剥蚀的问题,在不同地区抬升剥蚀程度又不同,故剥蚀量的估算是否合理直接影响到上覆层的原始厚度,对烃源岩的热演化及烃类转化、运聚、保存等都有重要作用。因此,在地史分析中,剥蚀量

表3 川东北地区地温梯度和大地热流

Table 3 Geothermal gradient vs. heat flow in northeastern Sichuan Basin

| 井号   | 深度范围/m        | 地温梯度/<br>( $^{\circ}\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ ) | 相关系数  | 热导率/<br>( $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ) | 热流值/<br>( $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ) |
|------|---------------|--|-------|--|---|
| 川涪82 | 3 890 ~ 5 010 | 20±4.2   | 0.969 | 2.49   | 50  |
| 川复69 | 2 574 ~ 4 000 | 22±0.1   | 0.999 | 1.95   | 43  |
| 扁1   | 1 947 ~ 6 006 | 25±0.1   | 0.999 | 2.26   | 57  |
| 龙4   | 150 ~ 5 550   | 24±5.9   | 0.996 | 2.23   | 54  |
| 坡2   | 2 224 ~ 4 112 | 18±0.4   | 0.999 | 2.48   | 45  |
| 坡1   | 3 347 ~ 4 599 | 18±1.2   | 0.993 | 2.27   | 41  |
| 七里23 | 3 783 ~ 5 435 | 22±0.9   | 0.999 | 2.31   | 51  |
| 温泉2  | 2 381 ~ 3 861 | 20±10.3  | 0.980 | 2.23   | 45  |
| 黄龙4  | 3 618 ~ 4 323 | 21±0.3   | 0.997 | 2.19   | 46  |
| 渡4   | 3 488 ~ 5 243 | 23±6.6   | 0.985 | 2.33   | 54  |
| 渡1   | 4 147 ~ 4 744 | 21±2.1   | 0.975 | 2.26   | 47  |
| 渡5   | 1 521 ~ 4 678 | 22±0.6   | 0.999 | 2.31   | 51  |

注:表中数据来自文献[7-9]。

的合理恢复最为关键,也是最大难题。本文在充分利用前人成果资料的基础上,主要运用钻井和地表剖面涉及层位的成熟度  $R_o$  值,结合磷灰石裂变径迹数据,采用胡圣标<sup>[7-9]</sup>等(1999)提出的古温标法估算相关地层(或不整合面)的剥蚀量,为恢复研究区地热史和地层埋藏史提供合理数据。

### 3 川东北地区埋藏史和热史

#### 3.1 现今地温场特征

表3列出了川东北地区12口钻井的地温梯度、岩石热导率 and 大地热流值。其中,地温梯度是利用各井温度数据,通过线性回归法计算的,现今地温梯度为18~25  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ,平均21  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。川东北地区大地热流值介于41~57  $\text{mW}/\text{m}^2$ 之间,平均值为(49±5.4)  $\text{mW}/\text{m}^2$ 。根据郭正吾<sup>[11]</sup>、卢庆治<sup>[10]</sup>等人的研究,四川盆地现今大地热流值为50~80  $\text{mW}/\text{m}^2$ ,平均55.5  $\text{mW}/\text{m}^2$ ;现今地温梯度由东北部的15~25  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 向西南升高至30  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 以上,平均为24.5  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 。显然,川东北地区热流值较全盆地和川西南地区低,主要是由本区盆地性质、基底构造形态等因素决定的。如自新生代以来未受到岩浆活动影响,在晚三叠世—早白垩世由前陆盆地演化为陆内拗陷盆地,晚白垩世—始新世沉积盆地萎缩衰亡,开始以抬升剥蚀为主的构造改造。

#### 3.2 古温标分析

##### 3.2.1 $R_o$ 数据分析

川东北地区  $R_o$  值分布在0.4%~3.9%之间。总体上,随着埋藏深度增加、地层时代变老,  $R_o$  值增大(图2,3),这符合随深度增加  $R_o$  增大的一般规律。侏罗系  $R_o$  分布在0.4%~1.9%之间,处于成熟早期—高成熟阶段;三叠系  $R_o$  分布在1.3%~2.9%之间,处

于高成熟—过成熟阶段;上二叠统  $R_o$  分布在2.2%~2.9%之间,平均为2.5%;中二叠统为1.6%~3.4%,平均为2.1%,已进入过成熟阶段;下志留统下部  $R_o$  分布在1.25%~3.33%,平均为2.45%,已达到成熟晚期—过成熟阶段;上奥陶统  $R_o$  分布在2.22%~3.59%,平均为2.89%,处于过成熟阶段;下寒武统  $R_o$  分布在2.57%~3.90%,平均为3.04%,处于过成熟晚期阶段。

从上述镜质体反射率与深度、地层关系图中可以看出,部分数据偏离总体趋势,表现为异常,如普光2井上部( $J_2$ )实测  $R_o$  值偏高,而部分井如川付85井、河坝1井、普光2井下部地层实测  $R_o$  值偏低,可能是受到地层错断或地温异常等因素造成的。

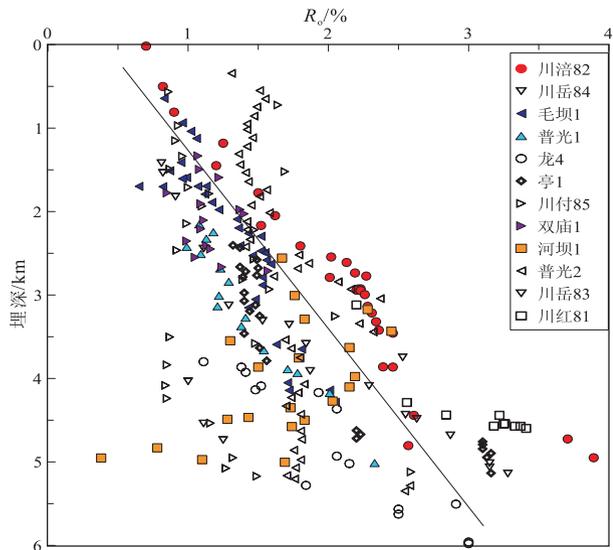


图2 川东北地区镜质体反射率与深度关系<sup>[10]</sup>

Fig.2 Vitrinite reflectance vs. depth in northeastern Sichuan Basin

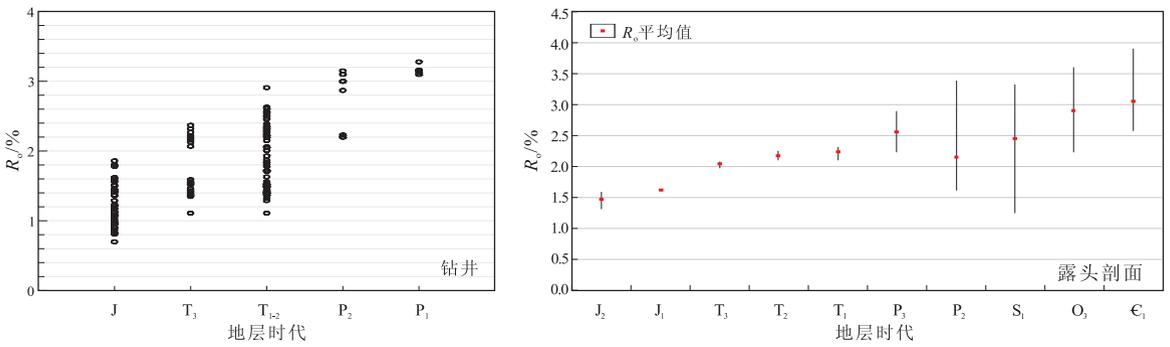


图3 川东北地区镜质体反射率与地层时代的关系

Fig.3 Vitrinite reflectance vs. formation age in northeastern Sichuan Basin

表4 川东北地区磷灰石裂变径迹测试结果

Table 4 Test results of apatite fission track, northeastern Sichuan Basin

| 样品号    | 颗粒数 | $\rho_s / (10^5 \cdot \text{cm}^{-1})$ | $\rho_f / (10^5 \cdot \text{cm}^{-1})$ | Chi-sq         | T/Ma               | L/ $\mu\text{m}$        | $T_o/\text{Ma}$ | 退火起始时间/Ma |
|--------|-----|--|--|----------------|--------------------|-------------------------|-----------------|-----------|
| MB-1-1 | 21  | 9.762<br>(812)                         | 21.194<br>(1763)                       | 29.5<br>(7.84) | 80.3<br>$\pm 4.7$  | 12.3 $\pm$ 1.5<br>(120) | 106.4           | 121.2     |
| XU-4   | 5   | 10.996<br>(191)                        | 25.043<br>(435)                        | 18.4<br>(0.1)  | 74.8<br>$\pm 12.7$ | 9.6 $\pm$ 1.3<br>(19)   | 126.9           |           |
| WD-44  | 28  | 1.618<br>(153)                         | 5.699<br>(539)                         | 58.7<br>(0.04) | 47.8<br>$\pm 7.1$  | 11.5 $\pm$ 1.7<br>(59)  | 67.7            | 79.5      |
| WD-2   | 7   | 7.519<br>(193)                         | 25.206<br>(647)                        | 60.5<br>(0)    | 66.5<br>$\pm 13.5$ |                         | 66.5            |           |
| SN-110 | 21  | 1.878<br>(552)                         | 5.103<br>(1500)                        | 37.1<br>(1.14) | 66.4<br>$\pm 5.5$  | 11.5 $\pm$ 1.8<br>(100) | 94.2            | 111.5     |
| SN-88  | 6   | 2.46<br>(75)                           | 9.74<br>(297)                          | 2.0<br>(85.3)  | 44.3<br>$\pm 5.9$  | 10.9 $\pm$ 2.8<br>(11)  | 66.2            |           |
| DT-55  | 24  | 3.967<br>(616)                         | 8.495<br>(1319)                        | 103.4<br>(0)   | 73.0<br>$\pm 7.8$  | 11.8 $\pm$ 1.8<br>(107) | 100.8           | 118.9     |
| DT-60  | 28  | 1.505<br>(176)                         | 3.625<br>(424)                         | 34.3<br>(15.9) | 71.8<br>$\pm 8.6$  | 11.9 $\pm$ 1.6<br>(112) | 98.3            | 123.1     |
| DT-61  | 23  | 1.508<br>(292)                         | 6.251<br>(1210)                        | 15.8<br>(82.7) | 42.4<br>$\pm 3.0$  | 12.3 $\pm$ 1.8<br>(109) | 56.1            | 65.8      |
| DT-65  | 26  | 2.022<br>(153)                         | 4.349<br>(329)                         | 19.7<br>(76.4) | 82.0<br>$\pm 8.7$  | 10.2 $\pm$ 2.1<br>(82)  | 131.0           |           |
| WD-34  | 17  | 5.245<br>(413)                         | 14.033<br>(1105)                       | 61.2<br>(0)    | 59.0<br>$\pm 7.5$  | 11.5 $\pm$ 2.0<br>(22)  | 83.6            | 101.2     |

注： $\rho_s$  和  $\rho_f$  分别表示矿物中自发径迹密度和云母外探测器记录的矿物中诱发裂变径迹密度，括号中数据表示所测径迹数量；Chi-sq 为统计检验值，括号内数值为 Chi-sq 检验概率(%)，T 为裂变径迹表观年龄；L 为平均径迹长度，括号内数据为所测径迹条数； $T_o$  为地层年龄。

### 3.2.2 裂变径迹数据分析

磷灰石裂变径迹表观年龄大致可以反映地层开始抬升剥蚀的最大年龄。根据前人研究成果<sup>[11-13]</sup>，对川东北地区部分地表剖面和钻井的磷灰石、锆石样品的裂变径迹参数进行了统计(表4)。

如表4所示，磷灰石样品的表观年龄均小于地层年龄，大致分布在42~82 Ma之间，反映磷灰石均在一定程度上经历了退火作用，暗示着川东北地区地层大致在晚白垩世期间开始隆升剥蚀，与晚白垩世—始新世时期的沉积—构造演化阶段是一致的。

### 3.3 重要不整合面剥蚀量限定

根据区域地质资料<sup>[11]</sup>，川东北地区自寒武纪以来，经历了加里东期、海西期、印支期、燕山期及喜马拉雅山期构造运动，形成了志留系—石炭系(二叠系)、石炭系一下(中)二叠统、中二叠统一上二叠统、中三叠统一上三叠统、上三叠统一侏罗系、侏罗系(白垩系)—第三系或中生界—新生界间的不整合面，造成多数层位不同程度的剥蚀，给本区地史分析带来了极大困难。

近年来，中国石化南方分公司利用毛坝1、普光1、普光2、川岳84、川付85、双庙1、川涪82、河

表5 川东北区钻井恢复中—新生界间剥蚀厚度及古热流

Table 5 Recovered denudation thickness and heat flow in Mesozoic and Cenozoic, northeastern Sichuan Basin

| 井号                           | 川涪82井 | 河坝1井  | 龙4井  | 毛坝1井  | 普光1井  | 普光2井  | 川岳84井 | 川付85井 | 双庙1井  |
|------------------------------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 剥蚀厚度/m                       | 2 200 | 2 300 | 500  | 2 200 | 1 500 | 2 750 | 1 500 | 2 100 | 2 300 |
| 古热流/<br>(mW/m <sup>2</sup> ) | 46.7  | 44.6  | 46.4 | 40.2  | 41.4  | 42    | 42.8  | 40.9  | 40.6  |

注:表中数据来自文献[7-13]。

坝1、龙4、亭1井等十几口钻井资料对川东地区进行了大量的热史恢复和剥蚀量估算等地史分析工作,积累了丰富的基础资料(表5)<sup>[7-13]</sup>。中—新生界不整合面的剥蚀厚度在1 500~2 750 m之间,平均约2 100 m(除龙4井外),而其它不整合面的剥蚀厚度为200 m左右(表5)。

### 4 普光2井分析

根据上述沉积—构造演化史、地温梯度和剥蚀量等参数,通过TTI法的计算,就可得到不同层位的地温史即地层埋藏过程中的 $T-t$ 轨迹,结合镜质体反射率与温度( $R_o-T$ )之间的关系( $R_o$ 动力学模型),可计算出某层位中有机质成熟度随时间( $R_o-t$ )的演化,即地层中有机质的热演化史。下面以普光2井为代表来说明该区3套海相烃源岩( $\epsilon_1$ 、 $O_3-S_1$ 、P)成熟度史及生烃史。

普光2井是川东北地区的代表性钻井。该井

位于宣汉—达县区块普光构造,钻揭地层由上至下依次为第四系、上侏罗统遂宁组、中下侏罗统、三叠系及上二叠统(缺失中侏罗统顶部—第三系)。普光2井中生界上部剥蚀地层厚度约2 750 m,而其它各不整合面剥蚀量不到200 m。从志留纪至早二叠世古热流逐渐增大,在晚二叠世初古热流达到最大,其后热流逐渐降低至现今,现今热流约为41.8 mW/m<sup>2</sup>(井底热流)。早古生代古地温梯度为27 °C/km,古地表温度取24 °C;晚古生代至三叠纪地温梯度为30 °C/km,古地表温度取20 °C;侏罗纪至现今古地温梯度取值18 °C/km,古地表温度取19 °C。

该区主要海相烃源岩的热演化史及生烃史(图4)可以表述如下:

(1)  $\epsilon_1$  烃源岩:在加里东晚期中志留世时开始进入生油门限温度,海西晚期—印支早期( $P_3-T_1$ )时已达到生油高峰期,由于三叠系的巨厚快速沉积,使 $\epsilon_1$  烃源岩的热演化和烃类生成、转化过程明

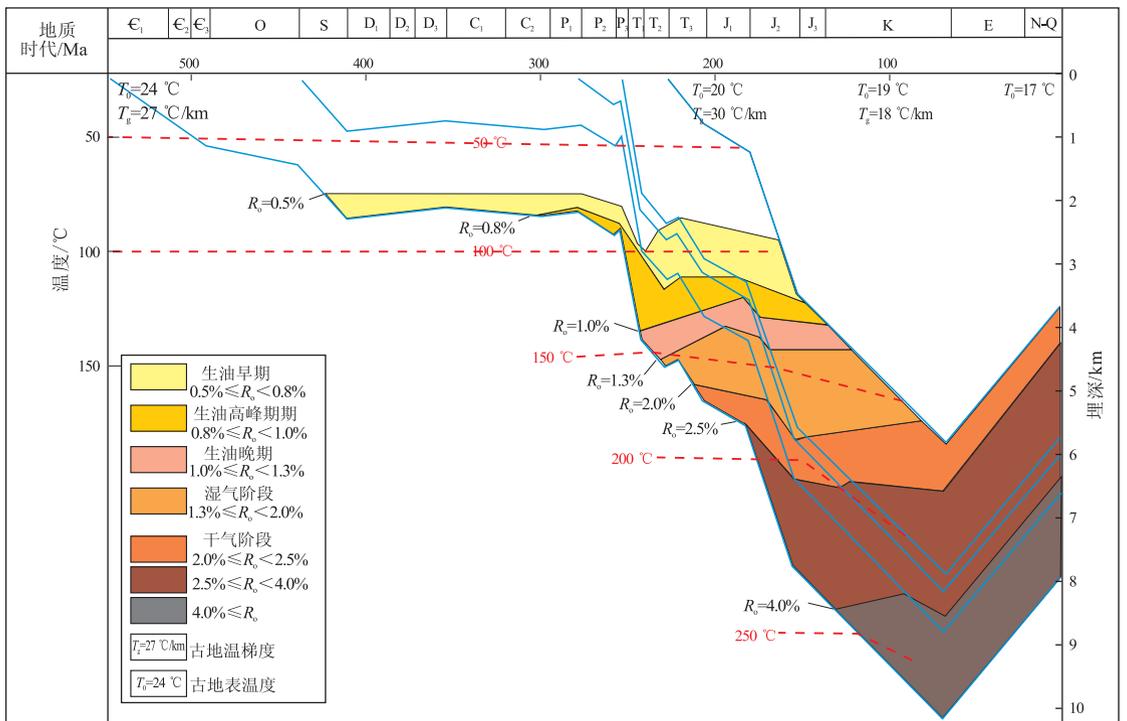


图4 川东北地区普光2井主要海相烃源岩热演化及生烃史分析

Fig.4 Thermal evolution and hydrocarbon generation histories of main marine source rocks from well Puguang 2, northeastern Sichuan Basin

显加速,中三叠世末时 $\epsilon_1$ 源岩中尚未排除的残留原油(或沥青)开始大量裂解,处于高成熟(湿气)阶段,晚三叠世晚期已达到了过成熟(干气)阶段,至燕山期晚侏罗世晚期,热演化程度处于生烃“死亡线”( $R_o=4\%$ )附近,生烃潜力枯竭。

(2)  $O_3-S_1$  烃源岩:海西晚期至晚二叠世末时进入生油门限温度,到印支中晚期( $T_2-T_3$ )处于生油高峰阶段,燕山早期( $J_1-J_2$ )进入高成熟(湿气)阶段,中侏罗世达到原油大量裂解生气高峰,中侏罗世晚期进入过成熟(干气)阶段。

(3)  $P_{1-2}$  烃源岩:中、上二叠统厚度不大,与 $P_{1-2}$  烃源岩成熟度演化相似,在早三叠世晚期进入生油门限,在印支期基本处于成熟早期,于燕山期早侏罗世晚期达到生油高峰,在中侏罗世处于残留原油大量裂解生气、高成熟(湿气)阶段,晚侏罗世—早白垩世处于过成熟(干气)早期阶段,之后进入过成熟晚期,生烃枯竭。

## 5 结论

综上所述,川东北地区各烃源层的成熟度演化主要定型于白垩纪末期。随后由于地层开始抬升剥蚀,温度降低,使有机质热演化处于停滞状态。在早三叠世及中、晚侏罗世2个时期,由于地层沉积厚度较大,各烃源层的热演化也明显变快,经历了快速生烃过程,致使 $\epsilon_1$  烃源岩的大量生烃局限在晚二叠世—晚三叠世; $O_3-S_1$  烃源岩的快速生烃期为中三叠世—晚三叠世和中侏罗世;二叠系烃源岩的快速生烃期为晚三叠世和中侏罗世。另外,各烃源岩都经历了至少2次生烃高峰期,包括成熟期的生油(液态烃)高峰期及高成熟期的尚未排除的残留液态烃进一步裂解生气高峰

期。与此相应, $\epsilon_1$  烃源岩的生烃高峰期是在晚二叠世—早三叠世和晚三叠世早中期; $O_3-S_1$  烃源岩的生烃高峰期是在晚三叠世晚期—早侏罗世早期及早侏罗世晚期—中侏罗世中期;二叠系烃源层的生烃高峰期是在早侏罗世晚期—中侏罗世早期及中侏罗世中晚期。

## 参考文献:

- [1] 郭正吾,邓康龄,韩永辉,等. 四川盆地形成与演化[M]. 北京:地质出版社,1996:48-88.
- [2] 龙胜祥,曾涛,李检龙. 川东北二叠、三叠系天然气勘探方向[J]. 石油与天然气地质,1996,17(2):134-139.
- [3] 姚雪根. 四川盆地天然气成藏条件及其勘探方向[J]. 海上油气地质,2002,7(1):13-28.
- [4] 邱楠生,胡圣标,何雨娟. 沉积盆地热体制研究的理论与应用[M]. 北京:石油工业出版社,2004:38-56.
- [5] 卢庆治,郭彤楼,胡圣标. 川东北地区热流史及成烃史研究[J]. 新疆石油地质,2006,27(5):549-551.
- [6] Sweeney J J, Burnham A K. Evaluation of simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics [J]. AAPG Bulletin, 1990,74(10):1559-1570.
- [7] 胡圣标. 沉积盆地地热体制的研究方法原理和进展[J]. 地学前缘,1995,2(4):171-179.
- [8] 胡圣标,张容燕,周礼成. 沉积盆地热史恢复方法[J]. 勘探家,1998,3(4):52-54.
- [9] 胡圣标. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第三版)[J]. 地球物理学报,2001,44(5):611-626.
- [10] 卢庆治,胡圣标,郭彤楼,等. 川东北地区异常高压形成的地温场背景[J]. 地球物理学报,2005,48(5):1110-1116.
- [11] 赵志东,王炯章,李载沃,等. 中国石油地质志第十一卷:滇黔桂油气区[M]. 北京:石油工业出版社,1987:81-116.
- [12] 沈传波,梅廉夫,郭彤楼,等. 川东北地区中、新生代热历史的裂变径迹分析[J]. 天然气工业,2007,27(7):24-26.
- [13] 韩永辉,吴春生. 四川盆地地温梯度及几个深井的热流值[J]. 石油与天然气地质,1993,14(1):80-84.

(编辑 叶德燎)