

文章编号: 1000-0550(2008) 01-0168-10

合肥盆地烃源岩有机质热演化历史分析

张 勇^{1,2} 曹雪晴^{1,2} 任凤楼³ 孟祥君^{1,2}

(1. 国土资源部海洋油气资源和环境地质重点实验室 山东青岛 266071;

2 青岛海洋地质研究所 山东青岛 266071;

3 中国石油化工股份有限公司胜利油田分公司地质科学研究院 山东东营 257015)

摘 要 利用镜质体反射率资料及其定量恢复的合肥盆地的古地温结合伊利石结晶度测定系统研究了盆地石炭—二叠系以来的热演化历史,在此基础上分析了石炭—二叠系、下侏罗系、中上侏罗系、白垩系、古近系的烃源岩有机质的热演化程度及热演化历史,结果表明合肥盆地 C—P 系呈现为高成熟阶段,并在下侏罗统沉积之后开始进入生油门限,在上侏罗统沉积后地温曾达 245℃,而在白垩纪中期(朱巷组沉积后)最大古地温达到过 305℃ 指示进入了过成熟阶段。下侏罗统防虎山组 R_o 值和伊利石结晶度也显示了较高的热演化程度,在中侏罗统沉积后开始进入生油门限,在早白垩统朱巷组沉积后达到了最高的热演化程度,最大古地温达 260℃。中—上侏罗统随着下白垩统朱巷组的沉积而进入生油门限,在下白垩统沉积之后达到了最大的古地温,分别为 225℃、230℃,指示开始进入过成熟阶段,朱巷组最大埋藏温度出现在早白垩世末,达到了 110~120℃,指示进入了成熟期。在上覆古近系沉积后曾达到最大古地温(110~160℃),显示进入了成熟阶段。古近系定远组未进入成熟阶段,最大古地温出现在定远组沉积之后,但小于 50℃。

关键词 镜质体反射率 合肥盆地 伊利石结晶度 古地温 热演化史 生油门限 烃源岩

第一作者简介 张勇 男 1970 年出生 博士 助理研究员 海洋地球化学 E-mail robot_zhang@263.net

中图分类号 TE121 **文献标识码** A

0 引言

合肥盆地处于华北地块的最南端,紧邻郯庐断裂带和大别—苏鲁造山带,其构造位置和勘探部署如图 1,合肥盆地的油气勘探已有 40 多年的历史,自 1999 年以来,又进行了新一轮的大规模勘探,至今仍没有取得突破,一重要的原因是没有发现有效的烃源岩。烃源岩的热演化程度是关键的限制因素,已有学者研究过这一问题;陈刚^[1,2]、薛爱民^[3]利用磷灰石裂变径迹研究了盆地的构造热演化,刘国生^[4]讨论了大桥凹陷朱巷组的 X 衍射及其意义,赵宗举^[5]论述了该区的构造演化及热演化。尽管如此,由于资料和方法的限制,前人的研究难免带有局部性和缺乏系统性,本文利用镜质体反射率资料及其定量恢复的合肥盆地的古地温结合伊利石结晶度测定系统研究了盆地石炭—二叠系以来的热演化历史,在此基础上分析了石炭—二叠系、下侏罗系、中上侏罗系、白垩系、古近系的烃源岩有机质的热演化程度及热演化历史。

1 盆地地层及主要烃源岩评价

1.1 盆地地层

合肥盆地的基底为前中生界。古生界和华北板块一样主要为寒武—奥陶系海相地层、石炭—二叠系海陆交互层。盆地内中生代界地层自下而上分别下侏罗统防虎山组、中侏罗统圆筒山组、上侏罗统周公山组、下白垩统朱巷组/毛坦组/黑石渡组、响导铺组、上白垩统张桥组、古近系定远组。盆地内中、新生界划分见表 1。

1.2 主要烃源岩评价

合肥盆地具有 4 套烃源岩,包括上古生界的石炭—二叠系煤系烃源岩、中生界的下侏罗统下部煤系烃源岩、下白垩统朱巷组泥质烃源岩及新生界的古近系泥质烃源岩。原先认为合深 6 井中响导铺组烃源岩,经本次钻井同位素测年工作,认为属于朱巷组烃源岩。

1.2.1 石炭—二叠系

合深 4 井所钻遇的华北型 C—P 系煤系烃源岩,

有机质丰度高, 有机质演化已进入成熟阶段, 有机质类型为 C₂型, 为较好烃源岩。石炭—二叠系有厚 400 ~ 500 m 暗色泥岩及 30~ 40 m 煤层, 煤有机碳平均

为 60%, 暗色泥岩有机碳 0.55% ~ 2.64%, 平均为 1.3%, 大都达到烃源岩标准; 有机地球化学研究表明, 华北型石炭—二叠系为较好的煤成烃源岩。

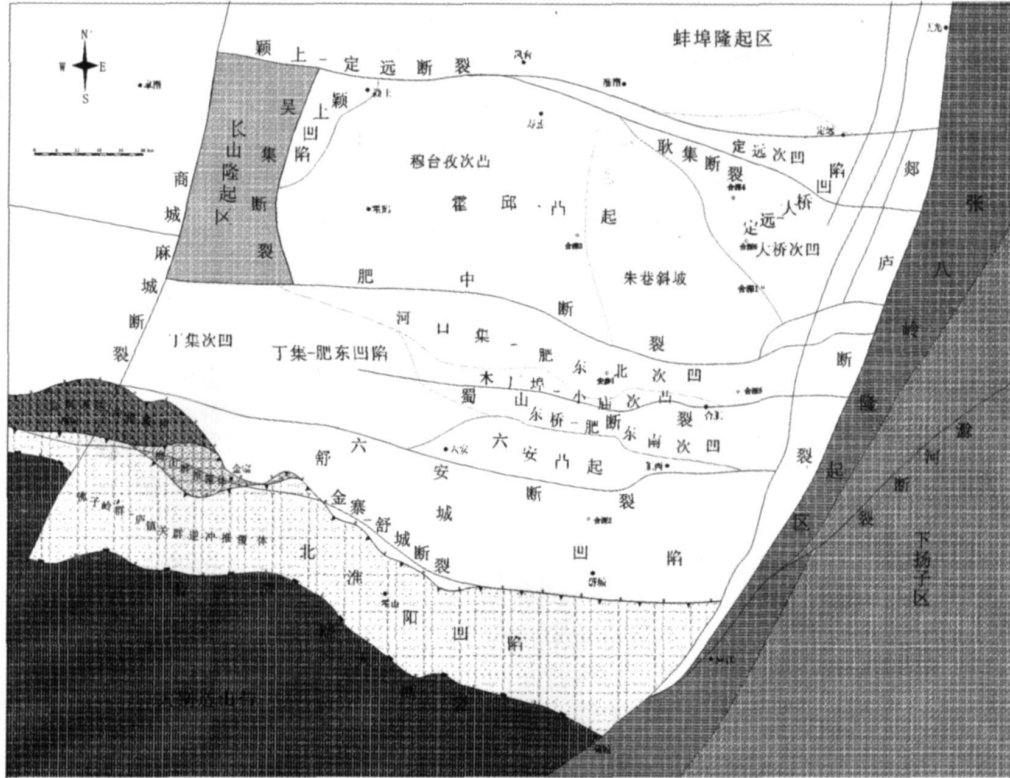


图 1 合肥盆地及临区构造位置及构造区划图

Fig 1 Structural location and structure units map of Hefei Basin and adjacent areas

表 1 合肥盆地中新生界划分对比表

Table 1 Stratigraphic Correlation in Mesozoic of Hefei Basin

地 层	合肥盆地主体	金寨—霍山地区
新近系	正阳关组	
古近系	定远组	戚家桥组
上统	张桥组 (K _{2z})	
下统	响导铺组 (K _{2x})	晓天组 (K _{1x}) 白大畈组 (K _{1b}) 黑石渡组 (K _{1h}) 毛坦厂组 (K _{1m})
白垩系	朱巷组 (K _{1z})	
上统	周公山组 (J _{3z})	凤凰台组 (J _{3f})
中统	圆筒山组 (J _{2y})	三尖铺组 (J _{2s})
下统	防虎山组 (J _{1f})	

对于过渡型 C—P 地层, 通过对安参 1 井 22 块岩芯样品的分析, 其有机碳含量为 0.03% ~ 0.13%, 平均为 0.078%; 生烃潜量 S₁ + S₂ 为 0.01 ~ 0.02 mg/g 按照烃源岩评价标准, 属于非烃源岩。其 T_{max} 都高于 490°C, 属过成熟阶段, 推测有机质含量低与浅变质有关, 其原始丰度应该更高。岩性组合完全不同于盆地

北部的海陆交互相石炭—二叠系, 也不同于盆地南部金寨地区出露的石炭系, 可能主要为滨、浅海相碎屑岩, 属于过渡型石炭—二叠纪地层。

1.2.2 下侏罗统

据盆地南部防虎山地区 ZK5 浅井中分析资料, 该地层中炭质泥岩有机质丰度较高, 有机碳含量高达 8.14%, 氯仿沥青“ A ”含量小于 0.065%, 总烃 542 × 10⁻⁶, 达到较好烃源岩标准。这与安参 1 井的分析结果存在较大的差异。

有机质丰度: 安参 1 井烃源岩地球化学分析数据表明有机碳含量 0.05% ~ 0.23%, 平均值为 0.13%。样品的氯仿沥青“ A ”为 0.001% ~ 0.0039%, 平均值为 0.0018%; S₁ + S₂ 为 0 ~ 0.2 mg/g 平均值为 0.023 mg/g 从有机质丰度来看, 按照传统的烃源岩评价标准, 该套暗色地层均达不到生油岩的下限标准, 但有机碳含量达到了气源岩标准 (0.1%) 的标准, 所以, 该套暗色泥岩可作为本区的气源岩。

有机质类型:干酪根显微组分分析表明,该套地层以④型干酪根为主,少量⑦₁型。但由于该套地层热演化程度高,使荧光显微镜下难以辨别不同组分,误差较大。所以,还进行了以生物标物为依据的色谱—质谱分析。生物标志物分析表明, C₂₇、C₂₈、C₂₉生物构型规则甾烷呈“V”字形分布,并以 C₂₇甾烷含量最高,一般为 40% 左右,而 C₂₉甾烷一般为 35% 左右,即 C₂₇甾烷 > C₂₉甾烷,说明有机质来源以水生浮游生物为主。同时,类异戊二烯烃化合物中植烷不是十分发育,五环三萜烷中含有少量 γ 蜡烷, γ 蜡烷指数为 0.2 左右,表明沉积环境为具有一定咸度的弱氧化—弱还原相水体。

安参 1 井所钻遇防虎山组烃源岩属于较差的生油岩,生油能力较弱,但仍具备一定的生气潜力。通过对不溶有机质干酪根和可溶有机质的分析表明,该套地层有过外部烃充填的过程,可能是成熟油气运移的痕迹。在盆地中心有可能存在有效烃源岩区。

1.2.3 下白垩统

合肥盆地内仅有盆缘合浅 8 井有朱巷组烃源岩地化分析数据。有机碳含量为 0.390% ~ 1.570%, 平均为 0.715%, 氯仿沥青“A”含量为 0.0026% ~ 0.0750%, 平均为 0.0184%。上述数据表明,下白垩统朱巷组暗色泥岩除有机碳含量达到较好生油岩标准外,其余均未达标,属较差烃源岩;母质

类型为④型干酪根,部分为混合型。已有的地化数据均来自盆缘,综合评价为较差烃源岩,但是凹陷内部可能会有品质较好的烃源岩。

1.2.4 古近系

定远凹陷、舒城凹陷合深 2 井古近系钻遇棕褐色泥岩,有机碳含量为 0.5% ~ 0.6%, 成熟度为 0.74%, 其中 18 块棕褐色泥岩样品的轻烃丰度 ($\Sigma(C_1 - C_4)$) 在 4.103 66 ~ 10.732 72 $\mu\text{l/l}$ 岩石之间,平均值为 7.807.7 $\mu\text{l/l}$ 岩石,根据济阳拗陷评价烃源岩的轻烃丰度标准,这些棕褐色泥岩属于中等生气岩或中等生油岩。

2 有机质 R_o 值分析

镜质体反射率 (R_o) 是表征生油岩成熟度的一个重要指标。一般情况下,可以按照镜质体反射率的变化将有机质的演化分为 3 个阶段。当 $R_o \leq 0.5\%$ 时,有机质处于未成熟阶段; $0.5\% < R_o < 1.2\%$ 时,处于生油窗阶段; R_o 处于 1.2% ~ 1.6% 时,处于湿气—凝析油阶段。当 $R_o \geq 1.6\%$ 时,属于干气阶段。

盆地内各套烃源的有机质成熟度直接关系到它们能否生成油气,因而是盆地内油气资源评价的关键因素之一。合肥盆地由于勘探程度仍较低,有机质成熟度的测试数据十分有限。以下将根据以往的有关

表 2 合肥盆地中生界地层 R_o 值汇总表

Table 2 The list of R_o value of Mesozoic-Cenozoic stratum of Hefei Basin

位置	深度 /m	时代	岩性	R_o 值 (%)	$T_{max}/^{\circ}\text{C}$	资料来源
合深 4 井	852~ 907	定远组	泥岩	0.64	464	安徽石油勘探开发公司
盐 13	447~ 448	定远组	泥岩	0.65	432	
合深 2 井	1140~ 1250	定远组	泥岩	0.74		易万霞等 (2003)
合浅 8 井	159.4~ 165.6	朱巷组	泥岩	0.82	596	
	190		泥岩	1.08	499	
	280.5~ 283.4		泥岩	0.97~ 1.57	508	
	381.8~ 386.8		泥岩	1.25	529	
	505		泥岩	1.32	560	
合深 6 井	1300~ 1866	响导铺组	暗色泥岩	0.473~ 0.565		安徽石油勘探开发公司
	1860~ 1866		暗色泥岩	0.565	486	
盆地中部		下侏罗统防虎山组	泥岩	1.0~ 2.0		~ 600
安参 1 井	2785~ 3015		暗色泥岩	2.2~ 3.52		
防 ZK3	178		含炭泥岩	3.04		
防 ZK5	183		炭质泥岩	2.46		
防 ZK5	262		含煤砂岩	2.32		
防 ZK6	170		炭质粉砂岩	2.21		
防 ZK6	244		炭质页岩			
防 ZK6	338		炭质页岩	2.66		
合深 4 井	2306~ 2501	二叠系		0.65~ 1.0	450	

数据对盆地内烃源岩的有机质成熟度进行分析(表 2)。合肥盆地内的烃源岩主要发育有石炭—二叠系煤系、下侏罗统防虎山组、下白垩系朱巷组和古近系定远组。

2.1 石炭—二叠系有机质成熟度

根据定远凹陷内合深 4 井 2 296 m 以下钻遇的二叠系下石盒子组测试, 其 R_o 为 0.65% ~ 1.0% (表 2)。英国壳牌公司采得三个煤屑样分析, 其 R_o 介于 0.81% ~ 0.90%。因而, 这套烃源岩已进入成熟期。合深 4 井下有几处气测异常, 指示其下的石炭—二叠系可能具备煤层气形成条件。

安参 1 井石炭—二叠系岩性原岩主要为灰色泥岩, 现已呈现为浅变质的板岩, 属于过成熟阶段。这反映在盆地深处 C—P 系地层有可能因较大的埋深而进入过成熟阶段。

2.2 下侏罗统防虎山组有机质成熟度

根据防虎山地区浅井中防虎山组碳质泥岩、劣质煤层地化分析, R_o 为 2.21% ~ 3.04%, T_{max} 达 600°C。因而所测试的样品有机质已进入过熟早期和晚期阶段。由于防虎山地区靠近大别造山带, 受逆冲推覆构造影响较大, 其有机质的高演化程度可能与较强的构造影响有关。据南方经理部对盆地的模拟结果, 盆地中部防虎山组热演化程度大致为 $R_o = 1.0\% \sim 2.0\%$, 属于干气演化阶段。

安参 1 井中防虎山组的镜质组反射率 (R_o 值) 为 2.2% ~ 3.52%, 平均值为 3.01%, 表明干酪根已经处于过成熟阶段, 已不再具备生油能力, 但在一些地区可成为气源岩。

2.3 下白垩统有机质成熟度

下白垩统朱巷组反映有机质成熟度的地化数据仅有大桥凹陷东缘合浅 8 井的资料(表 2)。合浅 8 井热解峰温介于 466 ~ 560°C 之间, 已达到高成熟阶段。而美国加州联合石油公司从合浅 8 井采样分析结果为 $R_o = 1.13\% \sim 1.57\%$, 仍处于中等成熟阶段。而无锡实验室从合浅 8 井 159.39 ~ 386.84 m 深处测试的 R_o 值分别 0.82%, 1.09%, 0.47%, 1.25%。合浅 8 井位于盆缘的郟庐断裂带上, 野外已发现断裂带新近纪以来的挤压活动使泥岩发现揉皱, 钻井下也出现了泥岩的揉皱。因而, 其较高的有机质成熟度可能部分是由于断裂带的强烈变形所致。

综合来看, 合肥盆地内的朱巷组都已进入成熟阶段, 局部深埋处和郟庐断裂带影响处会出现高成熟演化。

大桥凹陷的合深 6 井, 1 300 ~ 1 866 m 深度上响导铺组 $R_o = 0.473\% \sim 0.565\%$, T_{max} 范围为 432 ~ 486°C, 说明这些深度响导铺组上暗色泥岩已经达到了生油成熟阶段。

2.4 定远组有机质成熟度

定远凹陷合深 4 井下 852 ~ 907 m 的定远组, 实测 $T_{max} = 464^\circ\text{C}$, $R_o = 0.64\%$, 指示有机质已进入成熟阶段。定远凹陷盐 13 井 447 ~ 448 m 所钻遇的暗色泥岩, $R_o = 0.65\%$, 同样显示有机质进入了成熟阶段。在舒城凹陷合深 2 井 1 140 ~ 1 250 m 所钻遇的暗色泥岩, 实测 R_o 为 0.74%, 也已进入成熟期。

3 伊利石结晶度分析

合肥盆地内已有各深井所钻遇地层很多层段缺乏有机质, 这样限制了应用 R_o 分析确定其热演化程度。含泥质碎屑岩 X 射线衍射分析已成为目前国内成熟的热演化程度分析技术。通过 X 射线衍射分析, 可以确定自生伊利石的结晶度, 从而可以确定样品的热演化程度(表 3)

表 3 划分成岩作用至甚低级变质作用的指标与界线

Table 3 Index and sideline of diagenesis and the low est m e t a m o r p h i s m

成岩阶段	成 岩 作 用			埋藏 低级 变质 变质
	早期	中期	晚期	
温度 /°C	100	150	200	300
有机质成熟度	未成熟度	成熟	中—高成熟	过成熟
R_o /%	0.5	0.8	2.0	
伊利石结晶度	(单位: $\Delta^\circ 2\theta$)		0.42	0.25
I/S 混层比	50	25	10	
蒙脱石转化	蒙脱石 \rightarrow 伊 伊 蒙部分有序 \rightarrow 有序混层 伊利石阶段 蒙无序混层			

3.1 X 射线衍射分析仪器条件及伊利石结晶度测定

伊利石结晶度 (IC) 是伊利石锥晶厚度的度量, 反映的是其结晶程度^[6, 7]。伊利石结晶度的度量, 国际上广泛采用的是 Kubler 指数, 即 X 射线衍射图上伊利石 (001) 主衍射峰 ($10\text{\AA} = 1.0\text{nm}$) 的半高宽。在 X 射线衍射图上, 伊利石主衍射峰愈尖锐反映结晶程度愈大, 结晶度数值愈小, 反之亦然。伊利石结晶度主要受温度控制, 因而可以间接地指示热演化程度。粘土类沉积岩在成岩过程中自生形成的伊利石, 随着成岩程度的增加、温度的升高, 其结晶度不可逆地增大 (数值减小)。对于粘土类沉积岩, 伊利石结晶度的 Kubler 指数大小已广泛用于划分成岩程度和极低级变质等级^[6, 7]。从成岩阶段至低级变质可以划分

为三个等级阶段,即成岩阶段($< 200^{\circ}\text{C}$) \rightarrow 埋藏变质阶段(也称近地带[anchizone], $200\sim 300^{\circ}\text{C}$) \rightarrow 浅变质阶段(相当于低绿片岩相,也称浅变带[epizone], $> 300^{\circ}\text{C}$)。Kubler指数大于 0.42(单位: $^{\circ}\Delta 2\theta$)时为成岩阶段, 0.42~ 0.25为埋藏变质阶段^[8],而小于 0.2时指示浅变质阶段(低绿片岩相)。

晶体 X 射线衍射分析,是利用发射标识 X 射线照射晶体,产生晶格衍射,根据衍射特征,来研究晶体特征与矿物种类。本次衍射分析是在合肥工业大学理化中心进行的,使用的是日本产 D/max-RB型 X 射线衍射仪,仪器工作条件是阳极材料为铜靶,电压为 40 kV,电流为 80 mA,扫描速度 $2^{\circ}/\text{min}$,发射狭缝为 $1\ \mu\text{m}$,接收狭缝为 $0.3\ \mu\text{m}$,扫描方式为步进扫描,步长为 0.02° 。

本次 X 射线衍分析是为了确定伊利石结晶度,选择的扫描范围为 $5^{\circ}\sim 15^{\circ}$ 。

表 4 合肥盆地深井岩屑自生伊利石结晶度值

Table 4 Authigenic illite crystallinity of Heshen 1~ 6 Wells of Hefei Basin

井号	深度 /m	伊利石结晶度 ($^{\circ}\Delta 2\theta$)			热演化阶段	温度估计 / $^{\circ}\text{C}$
		1	2	平均值		
合深 1	2115~ 2124	0.38	0.38	0.38	埋藏变质阶段	200~ 250
	2833	0.37	0.36	0.37		
合深 2	879~ 884	0.43	0.40	0.42	成岩作用阶段	200
	1965~ 1994	0.39	0.37	0.38	埋藏变质阶段	200~ 250
	2607~ 2611	0.37	0.37	0.37		
合深 3	570	0.40	0.42	0.41	埋藏变质阶段	200~ 250
	2234	0.36	0.37	0.36		
	2298~ 2301	0.35	0.36	0.35		
合深 4	1996~ 2000	0.36	0.36	0.36	埋藏变质阶段	200~ 250
合深 5	998~ 1004	0.37	0.36	0.37	埋藏变质阶段	200~ 250
	1200	0.37	0.39	0.38		
	1550~ 1556	0.39	0.36	0.38		
	2297~ 2301	0.34	0.34	0.34		
合深 6	376	0.42	0.45	0.44	成岩作用阶段	180~ 200
	1163~ 1166	0.42	0.40	0.41	埋藏变质阶段	200
	2412~ 2417	0.40	0.40	0.40		

3.2 合深 1—合深 6 伊利石结晶度分析

通过对合盆内 6 口深井所分选出的 $1\sim 2\ \mu\text{m}$ 粒级伊利石样,取其悬浮液直接滴于载玻片上,自然定向沉淀,从而制成定向片。X 射线衍射分析就是在此定向片上进行的。在所获得的衍射图上,通过 $10\ \text{\AA}$ 峰半高宽的测量就得出了计算伊利石结晶度值(表 4)。为了获得较准确的测试值,工作对每一样品分析两次,取其平均值代表样品的伊利石结晶度。

合肥盆地以上 6 口深井的伊利石结晶度测试结果显示,1000 m 以上地层处于成岩阶段晚期,推测有机质进入了中—高成熟期。而 1000 m 以下地层已进入了埋藏变质阶段,推测有机质进入了过成熟期。合肥盆地这些深井过去因缺乏有机质而多没有 R 数据。本次通过岩屑中自生伊利石结晶度值测定,较充分地显示了盆地内的热演化程度,填补了过去这方面资料的空白,不但对于盆地的油气评价具有重要的意义。

3.3 安参 1 井伊利石结晶度及分析

15 处深度上所分选出的 $1\sim 2\ \mu\text{m}$ 粒级样品的伊利石结晶度值(见表 5)。由此表可见,这些样品总体上从上至下结晶度数值减小,指示结晶程度增加,热演化程度提高。在 1000 m 以上结晶度值都 > 0.42 ,

表 5 安参 1 井伊利石与绿泥石结晶度(N 片度量)

Table 5 Authigenic illite and chlorite crystallinity of Well Ancan 1 of Hefei Basin

粒级 / μm	深度 /m	岩性	伊利石结晶度	绿泥石结晶度
1~ 2	370 75	红色含砂泥岩	0.44	0.49
1~ 2	376	红色泥岩	0.53	0.48
1~ 2	384 4	红色泥质粉砂岩	0.79	0.45
1~ 2	395 75	红色含砂泥岩	0.63	0.48
1~ 2	746 1	红色含砂泥岩	0.65	0.48
1~ 2	750 95	红色泥岩	0.63	0.52
1~ 2	1340 2	红色含砂泥岩	0.38	0.32
1~ 2	1533 5	红粉砂质泥岩	0.37	0.29
1~ 2	2663 0	红色泥岩	0.34	0.31
1~ 2	2974 5	青灰板岩	0.33	0.27
1~ 2	3264 2	红色泥岩	0.29	0.30
1~ 2	3540 7	红色含砂泥岩	0.42	0.27
< 0.5	4006	红色含砂泥岩	0.42	0.43
0.5~ 1			0.36	0.38
1~ 2			0.38	0.34
2~ 5			0.32	0.33
< 1	4180	糜棱岩化泥岩	0.39	0.34
1~ 2			0.32	0.31
2~ 5			0.38	0.27
5~ 10			0.32	0.26
< 1	4300 7	青灰色泥灰岩	0.23	0.31
1~ 2			0.21	0.24
2~ 5			0.21	0.22
< 20	5047	青灰色泥灰岩	0.24	0.24
< 20	5048	青灰色泥灰岩	0.25	0.26

仍处于成岩阶段,所经历的温度 $< 200^{\circ}\text{C}$,其中自生伊利石可记录沉积年龄。而 1000~ 4180 m 区间,样品的结晶度值介于 $0.42\sim 0.29$ 之间,已进入埋藏变质阶段,所经历的温度介于 $200\sim 300^{\circ}\text{C}$ 。4180 m 以下

深度样品结晶度值介于 0.25~0.21, 已进入浅变质带 (即绿片岩相开始阶段), 指示温度略大于 300°C。

由图 2 可见, 安参 1 井从上至下, X 射线衍射图上伊利石底面 (001) 1 nm 衍射峰 (图上最左侧峰) 由宽缓而变得愈来愈尖锐, 明显指示了伊利石结晶程度的增强。而这一变化在 1000 m 上下最显著, 与成岩阶段进入埋藏变质阶段相吻合。

对于 4006 m、4180 m 和 4300.7 m 三个深度上

样品, 工作中对各个粒级样品都进行了结晶度分析。每一深度样品的不同粒级都呈现为同一变质阶段的数值。但是, 同一深度样品, 随着粒级减小而结晶程度变差, 这主要是由于随着伊利石化增强, 结晶程度变好而粒度加大的原因。

安参 1 井 2785~3015 m (防虎山组) 暗色地层的镜质体反射率 R_o 为 2.2%~3.5%, 平均为 3.01%, 表明干酪根已经处于过成熟阶段, 也相当于埋藏变质阶

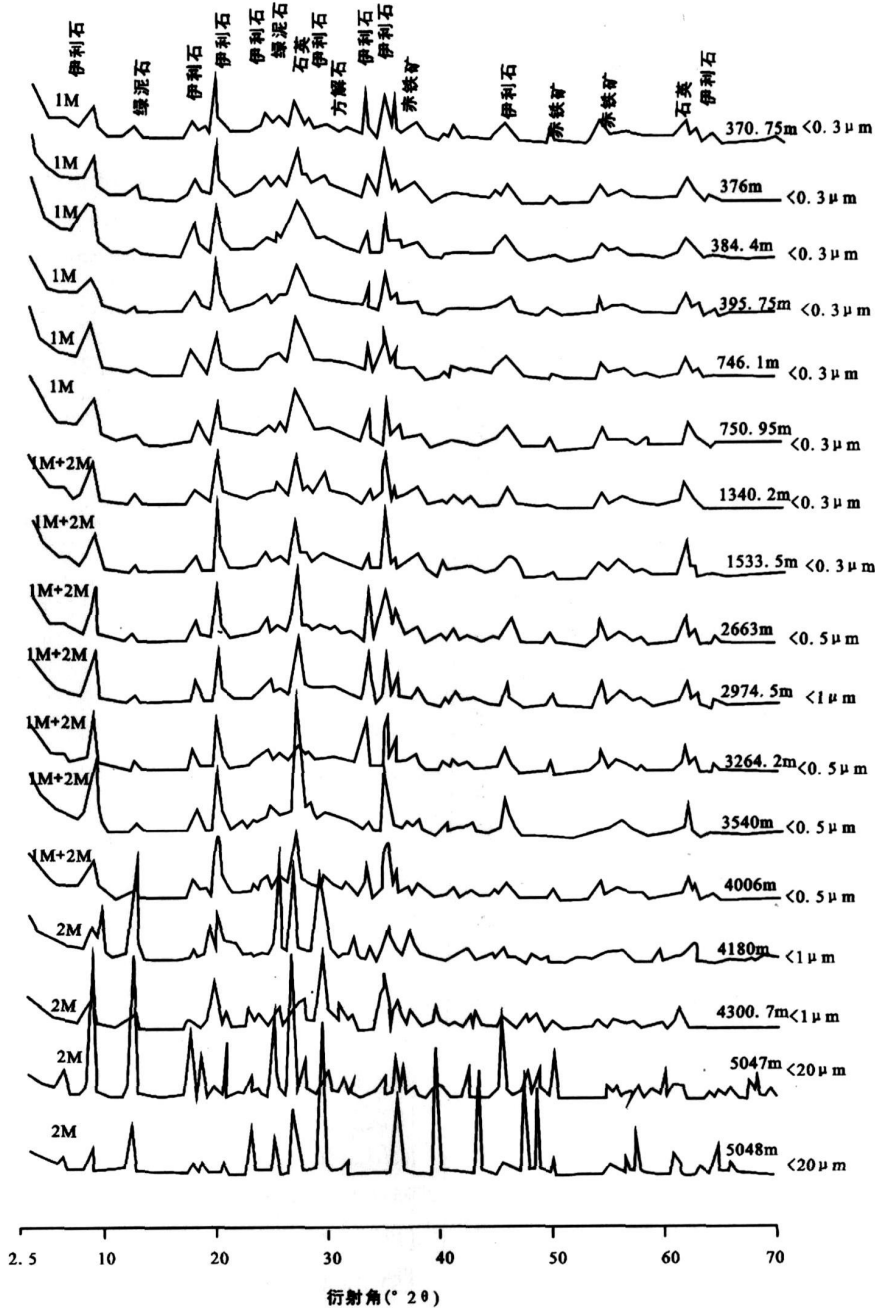


图 2 安参 1 井最细粒级伊利石样 X 射线衍射系列图 (2.5~70°2θ)

Fig 2 X-ray diffraction series diagrams (2.5~70°2θ) of the smallest granule illite sample in Well Anfan 1

段(表 2)。本次 2663~ 3264 2 m 区间伊利石结晶度介于 0.34~ 0.29, 也指示埋藏变质阶段中期, 与 R_o 值相吻合, 表明伊利石结晶度测试结果的可靠性。

伊利石结晶度除主要受温度影响外, 变形、岩性、流体活动等因素也影响结晶度。384 4 m 泥质粉砂岩与 3 540 7 m 含砂泥岩偏高的结晶度值可能是受砂岩岩性的影响。

安参 1 井地层自生的伊利石结晶度分析表明 1 000 m 以上处于成岩阶段, 而 1 000~ 4 200 m 区间进入了埋藏变质阶段, 4 200 m 以下进入了浅变质阶段。

在 1 000 m 以上, 安参 1 井地层自生的伊利石结晶度值大于 0.42, 绿泥石结晶度值大于 0.33, 指示 1 000 m 以上处于成岩演化阶段。1 000~ 4 006 m 范围内, 自生的伊利石结晶度值介于 0.42~ 0.29 之间, 绿泥石结晶度值介于 0.33~ 0.27 之间(仅 3 264 27 m 例外), 一致指示这一区间的地层进入了埋藏变质阶段(相当于有机质过成熟期)。从伊利石结晶度资料看(3 540 7 m 除外), 这一区间的地层随埋深增加, 结晶度值递减, 指示结晶程度增加, 热演化程度增强。4 180 m 深样品, 伊利石和绿泥石结晶度值一致指示为埋藏变质阶段, 但是单一的 2M1 型伊利石却指示为进入了浅变带, 结晶度分析与多型分析不吻合。4 300 7 m 及其以下的 5 047 m 和 5 048 m 深样品, 伊利石、绿泥石结晶度及单一的 2M1 型伊利石, 一致指示进入了浅变带, 属于浅变带(绿片岩相)的开始阶段。

总之, 根据详细的 X 射线衍射结果, 安参 1 井 1 000 m 以上热演化处于成岩阶段晚期(对应有机质的中—高成熟期), 估计温度为 150~ 200°C; 1000~ 4 250 m 进入了埋藏变质阶段(对应有机质的过熟期), 估计温度为 200~ 300°C; 而 4 250 m 以下则进入了浅变质阶段, 估计温度为 300~ 350°C。这些热演化程度与其现今的深度不对应, 指示曾有过较大的剥蚀。

合肥盆地这些深井过去因缺乏有机质而多没有 R_o 数据。本次通过岩屑中自生伊利石结晶度值测定, 较充分地显示了盆地内的热演化程度, 填补了过去这方面资料的空白, 对于盆地的油气评价具有重要的意义。

4 古地温场反演

盆地构造—热演化的恢复(古热场的获取)不仅

是研究盆地演化的必备参数, 也是研究盆地中烃源岩成烃和成藏的基础。目前, 关于盆地热历史恢复的方法总体上可以分为主要是利用各种古温标来恢复热历史, 主要包括有机质成熟度指标(如 R_o)、流体包裹体、粘土矿物的转化关系、矿物的裂变径迹等等; 邱楠生等^[9~12]用多种方法分别对准噶尔、塔里木、柴达木、辽河和莺歌海等盆地进行了热历史恢复。本次主要应用镜质组反射率模拟热历史的 EASY% R_o 模型^[13]。

样品采集于合肥盆地 6 口深井及安参 1 井(表 6)。

表 6 镜质体反射率反演古地温取样表

Table 6 Sample distribution of vitrinite reflectivity for inverse paleogeotherm

井号	深度 /m	R_o /%	井号	深度 /m	R_o /%
安参 1	746	1.84	合深 1	480	1.36
安参 1	755.2	1.84	合深 1	505	1.32
安参 1	2971.7	2.20	合深 2	1195	0.74
安参 1	2974	3.52	合深 4	879.5	0.64
安参 1	2976.4	3.48	合深 4	2309.5	0.91
安参 1	2977.8	3.07	合深 4	2349.5	0.91
安参 1	2979	2.89	合深 4	2379	0.92
安参 1	2982.3	2.97	合深 4	2411.5	0.97
安参 1	2982.8	2.97	合深 4	2499	1.01
合深 1	50	0.82	合深 6	1303	0.47
合深 1	190	1.08	合深 6	1489.5	0.49
合深 1	281.5	1.09	合深 6	1546.5	0.52
合深 1	320	1.25	合深 6	1601.5	0.54
合深 1	383	1.25	合深 6	1863	0.57

合肥盆地古地温场研究比较薄弱。薛爱民和毛小民利用 6 个磷灰石裂变径迹样品反演模拟了该盆地自侏罗纪晚期以来各时代地层古地温变化, 认为该盆地南北两地存在不同的构造变化和受热史, 反映了大别山构造发展对盆地南北两地区影响的差异。盆地南部靠近大别山地区的晚侏罗世地层在白垩纪早期埋藏温度曾大于 120°C; 早白垩世后期的构造抬升使温度下降; 自白垩纪后期始, 该地区一直处于动荡的但总体为持续抬升的构造环境中。盆地北部地区晚侏罗世与早白垩世早期地层在白垩纪期间埋藏温度曾达到最大值, 随后的大幅度构造抬升使其温度降低。古近纪早期, 局部区域的裂陷又使温度上升^[13]。陈刚等利用镜质体反射率—深度剖面方法研究了合肥盆地的热演化, 得到了在早白垩世古地温梯度超过 70°C/km 的认识, 但也认为地温梯度是逐渐降低

的^[2]。

本次研究利用镜质体反射率数据模拟计算了合深 1、合深 2、合深 4、合深 6 和安参 1 井的热演化历史。合深 6 和安参 1 井模拟结果 (如图 3、4)。总体上, 合肥盆地模拟井区的古地温是较高的, 在白垩纪时期为 5.5~4.5°C/100m, 在古近纪以来的地温梯度演化与济阳拗陷相当, 但地温梯度较低 (图 5)。

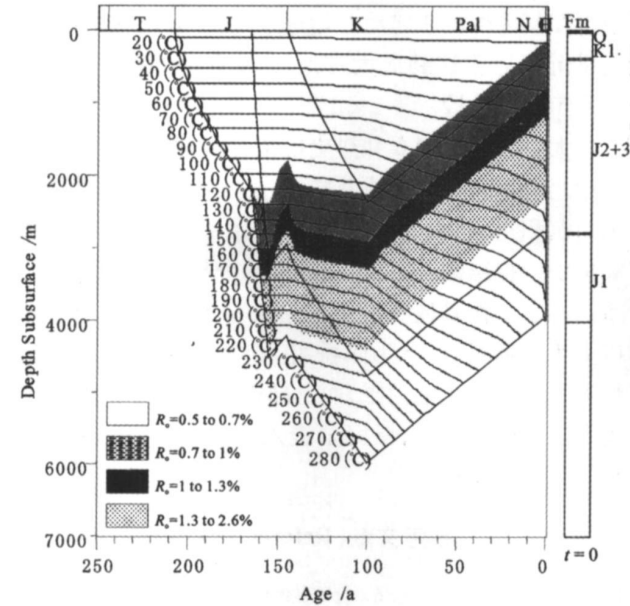


图 3 安参 1 井中生界热史模拟结果

Fig 3 Simulation result of paleogeotemperature and burial history of Well Ancan 1

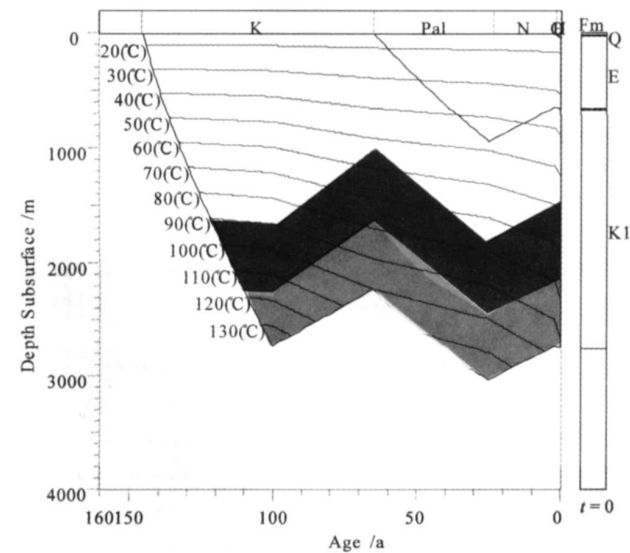


图 4 合深 6 井白垩系热史模拟结果

Fig 4 Simulation result of paleogeotemperature and burial history of Well Heshen 6

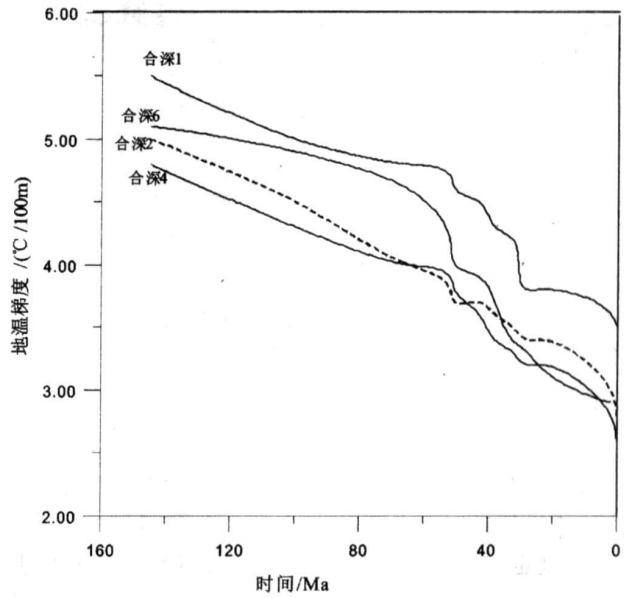


图 5 合肥盆地地温梯度随时间演化的定量模拟结果

Fig 5 Quantitative simulation result of relationship between paleogeothermal gradient and time of Hefei wells

5 烃源岩热演化史讨论

参考前人通过包裹体测温、磷灰石裂变径迹分析等手段得到的数值, 同时也考虑了与实测 R_m 的拟合程度, 合肥盆地各阶段古地温梯度值见表 7。合肥盆地历史上的古地温梯度变化于 20~40°C/km 之间, 早白垩世与晚侏罗世 (郟庐断裂带与岩浆活动期间) 具有最大的古地温梯度 (40°C/km), 而晚古生代以前古地温梯度最低 (20°C/km)。

表 7 合肥盆地古地温梯度参数

Table 7 Paleogeotemperature gradient parameters of Hefei Basin

地质时代	起始时间 / Ma	地温梯度 / (°C / km)
现今	0	28
晚白垩世以来	97	32
早白垩世	143	40
晚侏罗世	157	40
早-中侏罗世	208	32
三叠纪	250	30
石炭纪-二叠纪	355	25
寒武纪-泥盆纪	570	20
青白口纪-震旦纪	1000	20

印支运动之前的晚古生代, 合肥盆地属于陆表海盆地, 沉积了上古生界。在华北与华南板块印支期沿大别造山带的陆-陆碰撞中, 合肥盆地处于造山带北

侧的前陆变形带上,上古生界发生了显著的、以逆冲断层为主的前陆变形。前陆变形总体上是自北向南加强,相应的热影响也是如此。虽然合肥盆地北侧定远凹陷及两淮地区 C-P 系烃源岩呈现为高成熟阶段,但安参 1 井内的 C-P 烃源岩已变质成板岩(过成熟)。从赵宗举等^[5]利用 R_o 值模拟的合肥盆地中部 C-P 系热史中也可以看出,该套烃源岩在下侏罗统沉积之后开始进入生油门限,在上侏罗统沉积后曾达 245°C,而在白垩纪中期(朱巷组沉积后)最大古地温度达到过 305°C,指示进入了过成熟阶段。

合肥盆地下侏罗统防虎山组烃源岩具有较大的 R_o 值,盆地南部防虎山地区浅井中防虎山组碳质泥岩、劣质煤层的 R_o 实测值为 2.21% ~ 3.04%,伊利石结晶度也显示了较高的热演化程度,多指示进入了过成熟阶段。安参 1 井资料所做的热史模拟结果表明(图 3),防虎山组烃源岩在中侏罗统沉积后开始进入生油门限,在早白垩世朱巷组沉积后所达到的最大古地温达 280°C,指示进入了过成熟阶段。盆地南部由于较厚的中—上侏罗统及较活跃的构造环境,可能使防虎山组的热演化程度会更高。赵宗举等^[5]对盆地中部防虎山组热史模拟结果也显示这套地层在中侏罗世沉积后开始进入生油门限,在早白垩世朱巷组沉积后达到了最高的热演化程度,最大古地温达 260°C。

合肥盆地中部与安参 1 井热史模拟结果显示(图 3),中—上侏罗统随着下白垩统朱巷组的沉积而进入生油门限,在下白垩统沉积之后达到了最大的古地温,分别为 225°C、230°C,指示开始进入过成熟阶段。盆地其它地区埋深较浅处应有相对较低的热演化程度。朱巷组沉积之后由于构造抬升与剥蚀,中—上侏罗统的埋藏温度降低。

R_o 值以及本次工作中伊利石结晶度测量显示,朱巷组烃源岩经历的最高温度略高于 200°C。盆地中部的热史模拟结果显示,下白垩统底部在下白垩统沉积结束后就开始进入生油门限,下白垩统的最大埋藏温度出现在早白垩世末,达到了 110~120°C,指示进入了成熟期。合深 6 井下白垩统上部烃源岩目前测得的镜质体反射率为 0.47% ~ 0.57%,刚进入生油门限的范围。大桥凹陷合深 6 井的热史模拟结果表明(图 4),下白垩统烃源岩随着上白垩统沉积而开始进入生油门限,底部地层最大古地温曾达到了 130°C,指示进入了成熟阶段。上白垩统沉积后,由于抬升与剥蚀而使埋藏温度降低。在古近系定远组沉

积后,下白垩统地层再次出现古地温的峰值,最大温度又可达 130°C。

R_o 值和本次工作中伊利石结晶度的测量都显示响导铺组所经历的最高古地温为 200°C 左右,反映地层中的有机质处于成熟阶段。张桥组所经历的最高温度约为 200°C,也指示地层中的有机质处于成熟阶段。大桥凹陷的热史模拟结果显示(图 4),上白垩统地层在其上部沉积之后开始进入生油门限,在上覆古近系沉积后曾达到最大古地温(110~160°C),显示进入了成熟阶段。

大桥凹陷合深 6 井热史模拟显示(图 4),古近系定远组烃源岩未进入成熟阶段,最大古地温出现在定远组沉积之后,但小于 50°C。赵宗举等^[5]对舒城凹陷热史模拟结果,是将合深 2 井的全部沉积当作古近系。本次工作其他项目研究结果显示,其中 1885 m 以上为定远组,以下为张桥组。这样,定远组仅下部烃源岩进入了生油门限,而上部未进入成熟阶段。定远组之下的张桥组,已完全进入成熟阶段,最大热演化温度可达 200°C。

参考文献 (References)

- 1 陈刚,赵重远,李丕龙,等. 合肥盆地构造热演化的裂变径迹证据[J]. 地球物理学报, 2005, (48) 6: 1366-1371 [Chen Gang, Zhao Zhongyuan, Li Pibing, et al. Fission track evidence for the tectonothermal history of the Hefei Basin [J]. Chinese Journal of Geophysics, 2005 (48) 6: 1366-1371]
- 2 陈刚,赵重远,李丕龙,等. 合肥盆地热演化特征[J]. 石油与天然气地质, 2004, (6): 854-863 [Chen Gang, Zhao Zhongyuan, Li Pibing, Ren Zhanli, Li Xiangping, Li Zongliang. Analysis of characteristics of thermal evolution in Hefei Basin [J]. Oil & Gas Geology, 2004 (6): 854-863]
- 3 薛爱民,杨小毛. 利用磷灰石裂变径迹资料反演合肥盆地古地温和估计沉降率与剥蚀量[J]. 地球物理学报, 1994 (37) 6: 787-794 [Xue Aimin, Yang Xiaomao. Inversion of thermal history and evolution of subsidence and erosion rates using apatite fission track data in Hefei Basin [J]. Chinese Journal of Geophysics, 1994, 37(6): 787-794]
- 4 刘国生,朱光,王道轩,等. 合肥盆地东部朱巷组 X 射线衍射分析及其油气意义[J]. 合肥工业大学学报(自然科学版), 2003, (26) 1: 31-36 [Liu Guosheng, Zhu Guang, Wang Daoxuan, et al. Analysis of the Zhuxiang Formation in the eastern part of Hefei Basin by XRD and significance of the results in the light of oil and gas [J]. Journal of Hefei University of Technology (Natural Science), 2003 (26) 1: 31-36]
- 5 赵宗举,朱琰. 合肥盆地构造演化及油气系统分析[J]. 石油勘探与开发, 2001, 28(4): 8-13 [Zhao Zongju, Zhu Yan. The structure evolution and the petroleum system in Hefei Basin [J]. Petroleum Ex-

- ploration and Development 2001, 28(4): 8-13]
- 6 朱光, 徐嘉炜, Fletcher C J N, Fitches W R. 应用 X 射线衍射分析胶北蓬莱群板岩中的变质作用 [J]. 地质与勘探, 1994, 30(2): 42-49 [Zhu Guang Xu Jiawei Fletcher C J N, Fitches W R. Analyzing slate metamorphism of Penglai group in North Shandong by X ray diffraction [J]. Geology and Prospecting 1994, 30(2): 42-49]
 - 7 朱光. 用伊利石结晶度确定碎屑沉积岩甚低级变质等级 [J]. 石油勘探与开发, 1995, 22(1): 33-35 [Zhu Guang Grading the extremely metamorphic clastic sedimentary rocks by the crystallinity of the illite [J]. Petroleum Exploration and Development 1995 22(1): 33-35]
 - 8 K bler B. La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme [C] // Etages Tectoniques Colloque de Neuchâtel 1967: 105-122
 - 9 邱楠生, 蔡进功, 李善鹏, 等. 昌潍拗陷 淮北凹陷热历史和油气成藏期次 [J]. 地质科学, 2003, 38(3): 332-341 [Qiu Nansheng Cai Jingong Li Shanpeng *et al.* Thermal evolution and hydrocarbon Entrapment in the Weibei Sag Changweidepression [J]. Scientia Geologica Sinica 2003, 38(3): 332-341]
 - 10 邱楠生, 杨海波, 王绪龙. 准噶尔盆地构造-热演化特征 [J]. 地质科学, 2002, 37(4): 423-429 [Qiu Nansheng Yang Haibo Wang Xulong Tectono-thermal evolution in Junggar Basin [J]. Scientia Geologica Sinica 2002, 37(4): 423-429]
 - 11 邱楠生, 冯石, 廖兴明, 等. 辽河盆地东部凹陷构造-热演化研究 [J]. 石油学报, 1998, 19(2): 32-35 [Qiu Nansheng Feng Shi Liao Xingming. Analysis on the thermal history of eastern depression in Liaohhe Basin [J]. Acta Petroli Sinica, 1998, 19(2): 32-35]
 - 12 邱楠生, 金之钧, 王飞宇. 多期构造演化盆地的复杂地温场对油气生成的影响—以塔里木盆地塔中地区为例 [J]. 沉积学报, 1997, 15(2): 142-144 [Qiu Nansheng, Jin Zhijun, Wang Feiyu. The effect of complex geothermal field on the multi-structure evolution to hydrocarbon generation a case of Tazhong area in Tarim Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica 1997, 15(2): 142-144]
 - 13 Sweeney J J, Burnham A K. Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics [J]. AAPG Bulletin, 1990, 1559-1571

Thermal Evolution History Analysis of Source Rocks of Hefei Basin

ZHANG Yong^{1,2} CAO Xue-qing^{1,2} REN Feng-lou³ MENG Xiang-jun^{1,2}

(1 Key Laboratory of Marine Hydrocarbon Resources and Environment Geology, Ministry of Land and Resources, Qingdao Shandong 266071;

2 Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao Shandong 266071;

3 Institute of Geological Science, Shengli Oilfield, SINOPEC, Dongying Shandong 257015)

Abstract Based on vitrinite reflectivity analysis, paleogeotemperature inversion and X ray diffraction series of the smallest granule illite crystallinity, this paper has analyzed thermal evolution of source rock since Carboniferous-Permian. The result indicates that 1: Carboniferous-Permian source rock was in high maturity, entered threshold of oil generation after the lower Jurassic deposition. After the upper Jurassic, paleogeotemperature was up to 245°C. 2: Fanghushan Formation of the lower Jurassic was also in higher maturity, entered threshold of oil generation after the middle Jurassic; maximal paleogeotemperature up to 260°C after the middle Cretaceous. 3: Middle-upper Jurassic enter threshold of oil generation at lower Cretaceous. Its maximal paleogeotemperature up to 225°C and 230°C after Zhuxiang Formation. 4: Maximal paleogeotemperature of Zhuxiang Formation up to 110-120°C at the end of the early Cretaceous. 5: Dingyuan Formation of paleogene is immature; maximal paleogeotemperature less than 50°C after Dingyuan Formation deposition.

Key words vitrinite reflectivity, Hefei basin, illite crystallinity, paleogeotemperature, thermal evolution, source rock, threshold of oil generation