

延吉盆地热史分析

陈昭年 陈发景 董 庸
(中国地质大学能源系, 北京100083)

延吉盆地的正演和反演热史分析表明, 该盆地裂隙期热流值随伸展程度的提高而增大, 在龙井期初时, 经历了 94 mW/m² 的高热流, 进入拗陷期热流呈指数函数衰减, 抬升剥蚀期热流逐渐减小。由于龙井组沉积末期盆地处于抬升剥蚀阶段, 正处于烃源岩的成熟期, 生成的油气因保存条件差而易于逸散和破坏, 所以该盆地油气勘探风险程度较高。

关键词 镜质体反射率 磷灰石 封闭径迹长度 热史 延吉盆地

第一作者简介 陈昭年 男 32岁 讲师 含油气盆地分析

延吉盆地位于东北裂谷系的东带, 它是在加里东、早海西、晚海西-印支褶皱基础上发育形成的中生代残留盆地。自晚侏罗世以来至白垩纪, 盆地演化经历了一个裂谷前隆起和裂拗旋回^[1]。延参1井和延参2井分别位于盆地朝阳川和清茶馆凹陷中。

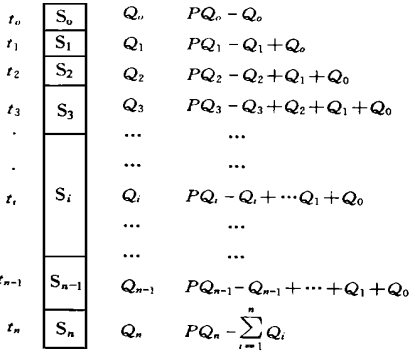
1 R₀ 多重回剥法反演地热史

1.1 多重回剥模型

有机质的成熟度可由 Lerche 的时温指数方程描述^[2]

$$TTI = \int_{t_0}^t e^{(T - T_e)/T_D} dt \tag{1}$$

式中 T 为绝对温度/K; T_e 为临界温度/ 295 ± 50 K; T_D 为反应加倍温度/ 200 ± 50K; t 为时间。假设盆地中的 N 个冲填沉积层经历了 N 次热流改变 $Q(n)$, 则地层剖面中任意一点所经历的热流值改变次数 t_{n-1} Q_i 要高于其上相邻分层 ($i-1$), 而低于其下相邻点 ($i+1$) (图1)。 t_n



如果已知现今热流值 Q_0 , 又知道各地层的温度和时间对有机质的综合作用的结果, 则可逐步解出各地层沉积时的古大地热流值

$$\begin{aligned} Q_1 &= PQ_1 - Q_0 \\ Q_2 &= PQ_2 - Q_1 - Q_0 \\ &\dots\dots \end{aligned}$$

图1 多重回剥模型图
 S_i —盆地地层层序, 第 i 层; t_i —第 i 层
沉积经历的时间; Q_i —第 i 层沉积时的盆地
热流值; PQ_i —第 i 层所经历的热过程

$Q_n = PQ_n - Q_{n-1} \dots\dots Q_1 - Q_0$ (2)

这就是以 R_0 实测数据为依据对盆地各地层进行一次从新到老的热史回剥模型。

1.2 实测 R_0 反演

有机质的综合时温指数 TTI 与镜质体反射率 R_0 存在如下关系*

收稿日期: 1996-12-11

* Guo Qianjin, Wang Xinwen, Chen zhen zhaonian. Multi-back stripping theory on hydrocarbon basin's thermal & mature history studies. International basin tectonic and hydrocarbon gather meeting. 1993

$$R_o=A\ln(TTI)+B$$

(3)

理论上, R_o 与 TTI 的关系应当是稳定的, 但由于认识程度的限制, A , B 值往往采用拟合的方法求得。建议 A 值取 0.15~0.5, 经验值为 0.2~0.25, 而 B 值一般取 0.2, 代表初始镜质体反射率值。

表1 R_o 实测数据表

井号	埋深/m	R_o /%
延参1井	1 344.0	0.43
	1 658.0	0.69
	1 714.0	0.84
	1 772.0	0.85
	1 820.0	0.91
延参2井	1 949.0	1.20
	845.0	0.40
	1 000.0	0.42
	1 452.0	0.45
	1 661.0	0.53
延参3井	1 897.8	0.86
	2 010.0	0.94
	2 050.0	0.90
	2 400.0	1.03
	2 406.0	1.05
延参4井	2 540.0	1.12

关于理论 R_o 值与实测值的比较, 首先, 假设各地层单元沉积时古热流均等于今热流, 即 $Q_i=Q_o$, ($i=1, 2\cdots, n$), 在该假设条件下通过回剥获得各地层单元的计算 $R_o(i)$ 值。从新到老将地层单元两种 R_o 值做一比较:

(1) 如果 $R_o(i)$ 大于实测值, 说明古热流 Q_i 小于 Q_{i-1} , 须逐步减小 Q_{i-1} , 直到 R_o 的计算值与实测值相等, 并令 $Q_j=Q_{i-1}$ ($j=i, i+1, i+2, \cdots, n$), 重复回剥;

(2) 如果计算 $R_o(i)$ 值等于实测值, 可认为 $Q_i=Q_{i-1}$, 不须调整古热流值, 直接进行下一层的有关数据比较;

(3) 如果计算值小于实测值则是由于古热流 Q_i 大于热流 Q_{i-1} , 须逐步加大 Q_{i-1} , 直到 $R_o(i)$ 的计算值与实测值相等, 并令 $Q_j=Q_{i-1}$, ($j=i, i+1, i+2, \cdots, n$), 继续回剥比较。

从 1 至 n , 反复回剥可逐步获得各地层单元沉积时的热流值 Q_i , ($i=1, 2, 3, \cdots, n$)。利用已获得的古热流值可进而恢复盆地的地温史和成熟度史。

根据盆地内延参 1 井和延参 2 井实测 R_o 值(表 1), 按上述模型进行了热史反演分析(图 2)。从古到今大地热流经历了由小渐大(裂陷阶段), 而后逐渐减小(拗陷阶段)的过程, 在裂陷阶段, 不同的样品热流值有高低的变化, 反映了热流过程的干扰, 进入拗陷阶段, 大约从 107~95 Ma 热流锐减, 当盆地

开始抬升遭受剥蚀后热流值逐渐减小。这种结果和理论分析有较好的一致性*。

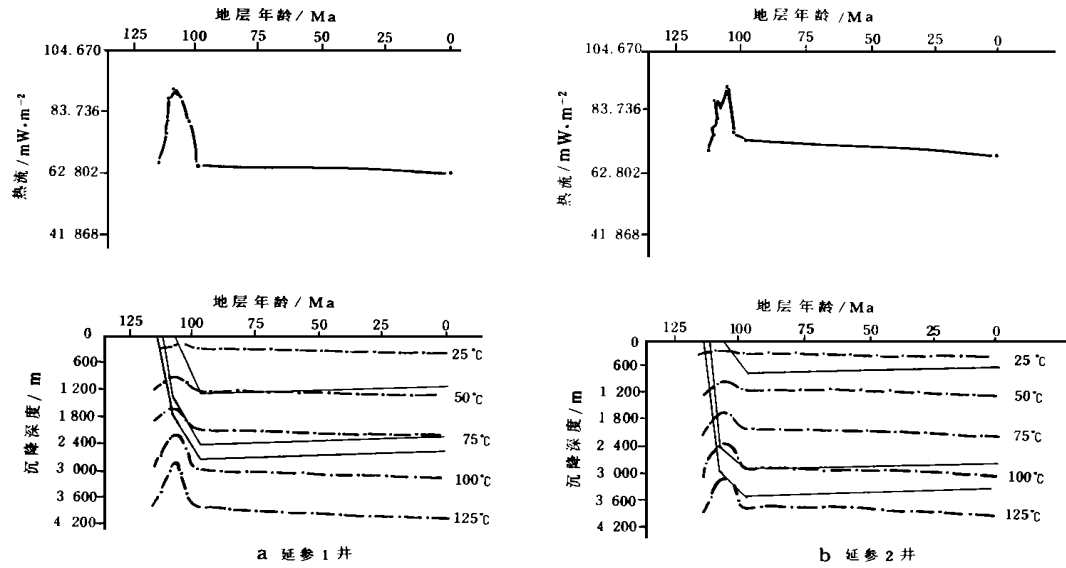


图2 R_o 多重回剥反演古热流和古地温史图

2 封闭径迹长度分布正演地热史

矿物中已形成的裂变径迹, 由于温度随时间变化, 封闭径迹的长度不断缩短。同时, 在地质历史时期, 不

* 汪新文, 陈昭年. 东北裂谷系构造地层层序、裂谷特征与构造区划. 中国地质大学(北京), 1995

断有新的裂变径迹生成。不同时期生成的裂变径迹其受热历史不同，导致其长度缩短程度不同。因此，裂变径迹长度分布图上，不同长度组的径迹代表着不同的受热历史，反映了热演化史的细节^[3]。

2.1 正演模型

具有一定退火率 γ 的封闭径迹，在进一步退火时其退火程度与引起当前退火率下的径迹长度缩短的退火路径无关，仅取决于已经达到的退火程度和当前的温度时间条件，即先前的退火率可以折算为当前温度下一段时间持续的结果^[9]。实验室研究结果向地质时间外推，形成了封闭径迹长度分布的正演模型。

模型假定单颗粒磷灰石经历一个热历史 $\{T(t) = T_i, (i-1)\Delta t < t \leq i\Delta t, (i = 1, 2, \cdots, n)\}$ ， Δt 取足够小的时间步长。

$$B(Y) = T_1 \ln t_1 - AT_1 \tag{4}$$

$$\ln(t_i^{eq}) = B(Y_i) / T_{i+1} + A \tag{5}$$

$$B(Y_{i+1}) = T_{i+1} \ln(t_i^{eq} + \Delta t) - AT_{i+1} \tag{6}$$

重复 (5)，(6) 式计算，最后退火率由下式给出：

$$\gamma = \{1 - b [C_1 B(Y_n) + C_0] a + 1\}^{\frac{1}{a}} \tag{7}$$

上列各式中， γ 代表封闭径迹退火率； a, b, C_0, C_1, A 为常数； $a = 0.35; b = 2.7; C_0 = -4.78; C_1 = 1.68 \times 10^{-4}; A = -28.12$ 。实验室观察 L_0 取值 $16.3 \mu\text{m}$ 。

封闭径迹的可蚀刻长度是一个正态分布函数

$$Y(L) = \frac{1}{SL} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(L - \bar{L})^2}{2SL^2} \right] \tag{8}$$

式中 $Y(L)$ 是具有长度值 L 的径迹函数； $\bar{L}$ 是平均封闭径迹长度； SL 是径迹长度分布的标准偏差。实验室退火数据的 SL 随 $\bar{L}$ 的减小而增大^[4]。计算过程中， $\bar{L}$ 与 SL 的关系我们采用周礼成的经验公式^[5]

$$SL = \frac{1}{0.098 \bar{L} - 0.22} \tag{9}$$

计算机程序设计是将模拟时间步长定为很小，例如取 1 Ma ，从样品所在地层沉积时间开始，每 1 Ma 生成的径迹视为一组径迹，初始长度平均值 $16.3 \mu\text{m}$ ，经过一定时间演化到现今的长度视为该组径迹长度分布的平均值，标准偏差由 (9) 式求得，根据 (8) 式可计算从样品受热开始到现今共有 $n \text{ Ma}$ ， n 组径迹现今的总分布为

$$Y_i(L) = \sum_{i=1}^n \frac{1}{SL_i} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(L - \bar{L}_i)^2}{2SL_i^2} \right] \tag{10}$$

上式即为模拟裂变径迹长度分布曲线。

为了与实测裂变径迹长度分布图进行比较，采用微分原理将裂变径迹长度分布范围 $0 \sim 17 \mu\text{m}$ ，划分为 n 个部分，如自变量 L 的增量 $\Delta L = 0.1 \mu\text{m}$ ，对于每一自变量取值 $L_i (= i\Delta L)$ ，函数式 (10) 必有一函数值 $F(L_i)$ 对应，再求函数值 $F(L_i)$ 与 ΔL 的乘积 $F(L_i) \cdot \Delta L$ ，其几何是函数曲线 $F(L)$ 与自变量轴从 $(i-1)\Delta L$ 到 $i\Delta L$ 段围成的面积 S_i ，每 10 段 (即每 $1 \mu\text{m}$ 段) 求面积和，则有 17 段面积和。这 17 段面积和与自变量 L 轴围成的总面积的比值乘以 100%，分别代表 $0 \sim 1, 1 \sim 2, \cdots, 16 \sim 17 \mu\text{m}$ 段径迹数占总径迹数的百分比。并求出总分布的平均长度 L 与标准偏差 SS ，与实测裂变径迹长度分别对比，若两者分布相符，则给定的温度演化史正确，否则修改热演化史重新模拟，直至两者基本吻合。

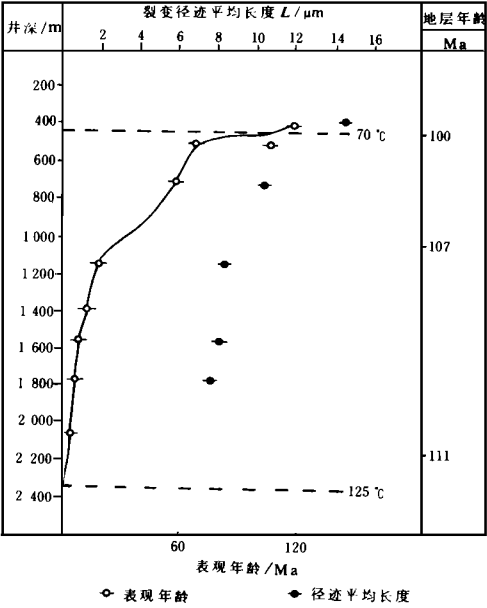


图3 磷灰石裂变径迹表现年龄和径迹平均长度叠加图

2.2 封闭径迹长度分布模拟

延吉盆地延参1井实测磷灰石裂变径迹视年龄随埋深的增加而逐渐减小,呈现一定的缩减率(图3,表2)。样品E-1的视年龄略大于地层年龄,说明基本未退火;自样品E-2以下,各样品的表现年龄均小于对应的地层年龄,表明已进入退火带。

表2 延参1井磷灰石裂变径迹分析结果

样号	井深/m	$\rho_s/10^{15}\text{ cm}^{-2}$	$\rho_i/10^5\text{ cm}^{-2}$	$\Phi/10^{16}\text{ n}\cdot\text{cm}^{-2}$	ρ_s/ρ_i	A/Ma	$\overline{L}/\mu\text{m}$	$t/^{\circ}\text{C}$
E-1	502	8.961 (1 517/40)	20.5 (3486/40)	0.463	0.437 1	118±6.9	14.4	63
E-2	923	3.49 (169/25)	15.52 (1 462/25)	0.463	0.253 8	69±5	10.68	92
E-3	1 035	2.80 (474/40)	13.13 (2 445/44)	0.463	0.213 3	58±4	10.33	97
E-4	1 343	0.992 (168/40)	15.93 (2 292/40)	0.463	0.073 3	20±2	8.32	115
E-5	1 555.2	0.785 (93/28)	16.533 (1 959/28)	0.463	0.047 48	12.9±1	—	119
E-6	1 712	0.812 8 (172/50)	23.1 (4 880/50)	0.463	0.035 2	9.6±1	8.02	120
E-7	1 849	0.590 7 (100/40)	21.4 (3 631/40)	0.463	0.027 55	7.5±1	7.68	121
E-8	2 078	0.456 8 (58/30)	23.74 (3 014/30)	0.463	0.019 24	5.3±0.3	—	123

注: ρ_s 为自发裂变径迹密度; ρ_i 为诱发裂变径迹密度; Φ 为中子通量; A 为裂变径迹年龄; $\overline{L}$ 为平均径迹长度; t 为古地温; 表中括号内数据为统计径迹数/统计粒数

以 R_0 多重回剥所得热史为基础模拟的封闭径迹长度分布与实测结果基本符合(图4),由此可知延参1

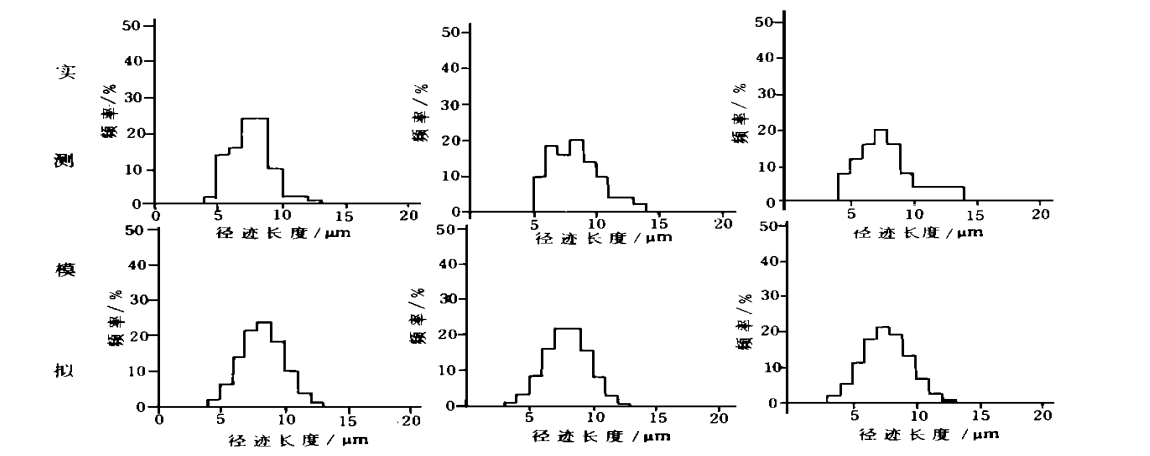


图4 实测与模拟磷灰石裂变径迹长度分布比较图

井龙井组底界经历了94 mW/m²的高热流(图5),所以取自大拉子组的样品E-4,E-5,E-6都因经受了较高的热流史和相对较长的有效受热时间而退火程度较高,相反取自龙井组的几个样品,则由于热流的逐渐衰减而经历了较低的古地温史,退火程度相对较低,样品E-1基本未退火。从成熟度图中可以知道,源岩在大拉子组

末期进入成熟期, 开始生烃(图5)。

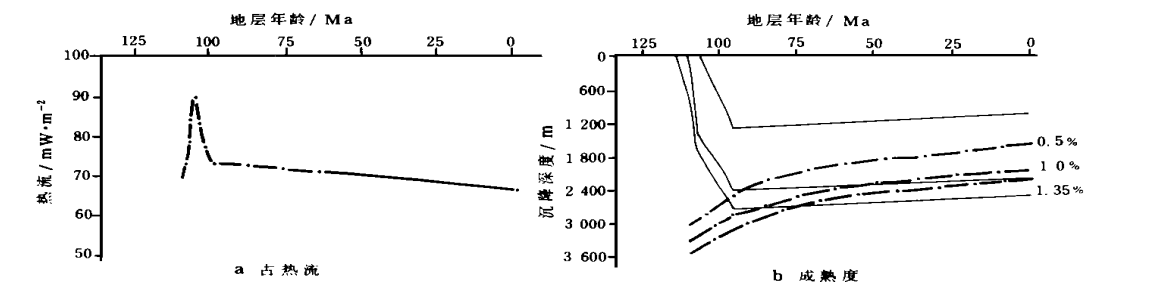


图5 延参1井裂变径迹长度分布模拟热史及成熟度图

3 结束语

利用延参1井磷灰石封闭径迹长度值和延参1井、延参2井实测镜质体反射率 R_0 值实测资料, 对盆地热史的正、反演研究表明, 其热流变化规律为裂陷期热流值随伸展程度的提高而增大, 在龙井组底界经历了 $94 \text{ mW}/\text{m}^2$ 的高热流, 进入拗陷期热流呈指数函数衰减, 抬升剥蚀期热流逐渐减小。根据所获得的热史研究成果重建的成熟度表表明: 延吉盆地大拉子组经历了 R_0 为 $0.5\% \sim 1.1\%$ 的成熟过程, 结合烃源岩地化资料综合评价*, 盆地内朝阳川和清茶馆凹陷大拉子组烃源岩在晚白垩世末进入成熟阶段, 该过程中断块的升降和掀斜导致一定幅度的圈闭形成, 在各凹陷远离控凹断层的斜坡或低幅隆起带可形成油气聚集, 但由于龙井组沉积末期盆地演化处于抬升剥蚀阶段, 正处于烃源岩的成熟期, 油气易于逸散和破坏, 缺乏有利的油气保存条件, 因而该盆地油气勘探风险程度较高。

参 考 文 献

- 1 陈发景, 赵海玲, 陈昭年等. 中国东部中、新生代伸展盆地构造特征及地球动力学背景. 地球科学, 1996, 21(1): 357~365
- 2 Lerche I, Yarzab R F, Kendall C G. Determination of paleoheat flux from vitrinite reflectance data. AAPG Bull, 1984, (68): 1 704~1 717
- 3 Green P F. Thermal annealing of fission tracks in apatite I: a quantitative description. Chem Geol, 1986, (59): 237~253
- 4 Duddy I R, Green P F, Laslett G M. Thermal annealing of fission tracks in apatite 3: variable temperature behaviour. Chem Geol, 1988, (73): 25~38
- 5 周礼成, 冯石, 王世诚等. 地质热史及地层剥蚀量恢复的 APTA 数值方法. 见: 中国地球物理学会编. 1992年中国地球物理学会年刊. 北京: 地震出版社, 304

* 杨振升. 吉林延吉盆地朝阳川拗陷地震详查成果. 大庆石油管理局, 1992

THERMAL HISTORY ANALYSIS OF YANJI BASIN

Chen Zhaonian Chen Fajing Dong Yong
(*China University of Geosciences, Beijing*)

Abstract

Thermal history analysis results indicate that the heat flux of Yanji Basin increased with the increase of extension degree during fracture stage, and the value even reached 94 m W/m² during early Longjing stage; the value delayed by index during the subsiding stage of the basin, and it decreased during denudation stage. During late Longjing stage, the basin was uplifted and eroded. This happened to be the maturation stage of the source rocks of the basin, hydrocarbon resources generated might be easily lost due to the poor preservation condition. Thus oil and gas exploration in this basin would run a high risk.

(上接135页)

with global identity of eustatic cycle, except the high frequency in low frequency in Gushan period. Tectonic movement was weakend during Early Ordovician, high-frequency sequences developed well. Late Ordovician contained 5-6 sequence periods. According to the analysis of organic geochemistry, the main source rocks are the condensed sections with dark limestones and shales in the Zhangxia Formation of Cambrian, the Majiagou and Wulalike Formations of Ordovician. Favorable reservoirs are paleo-karst related to regional unconformity, carbonate buildup and bioclastic limestone in TST and HST, turbidite in LST and dolostone or grain-stone in lower LST and higher HST.