

新疆准噶尔盆地克-乌大逆掩断裂带烃类热成熟作用

华保钦 林锡祥

(中国科学院兰州地质研究所)

内容提要 本文应用定量方法研究了逆掩断裂带在逆掩发生后,断层上下盘岩石由热传导作用导致的热效应,并将这种逆掩热效应和洛-韦 TTI 方法结合起来,利用镜煤反射率等成熟度指标,进行该带生油岩热模拟和古地温的恢复;介绍了简单的一次逆掩和较复杂的多次逆掩热效应定量研究方法;通过对逆冲盘厚度不同的克-乌逆掩大断裂、扎伊尔逆掩断裂带对比研究,探讨了逆掩热效应的主要影响因素,最后对上下盘烃类热成熟作用过程进行了讨论。

主题词 逆掩热效应 热演化 定量化研究 烃类成熟作用

第一作者简介 华保钦 女 51岁 副研究员 石油地质定量研究

近年来,越来越多的资料证实,由于冲断推覆带具有一系列对石油生成、运移和聚集的有利条件,它已成为石油勘探的主要领域。如北美落矶山山前、欧洲喀尔巴阡山、我国准噶尔盆地西北缘克-乌大逆掩断裂带以及酒泉西部盆地南缘祁连山前推覆带都属于推覆带含油区。因此,逆掩断裂带烃类热成熟作用的研究具有重要意义。

准噶尔盆地克-乌大断裂带为一由数条平行的逆掩断裂或逆冲断裂组成的冲断推覆带。它自车排子经红山咀、百碱滩、乌尔禾至夏子街,然后沿吐丝托依拉断层东行,长达400公里。现已证实它是一个大面积石油聚集区。石油在逆冲席和被其掩覆的下盘以及逆冲(逆掩)断层的断片中均有分布,而且还储集于超覆在推覆体上的侏罗-白垩系地层内。

油源对比的研究证明:克-乌大断裂带的原油主要来自夏子街-乌尔禾区的风成城组(P_2f)和玛湖凹陷的乌尔禾组以及 Ct_3 波组以下的佳木河组,其中尤以风成城组生油条件更佳。与世界上其它逆掩断裂带一样,风成城组及时代更老的 Ct_3 波组以下的层系沉积时,该区处于有利于生油的槽台过渡的凹陷带,沉积物呈楔形分布,其中富含有机质,为逆掩断裂带提供了丰富的生油母质。但对于含油区来说,不仅需要丰富的生油母质,还需生油岩处于适当的成熟阶段。

石油生成的过程是有机质不断成熟的历程。由于温度对成熟度的影响呈指数形式,即地温增加 10°C 反应速度大体增一倍,因此,要了解生油岩的成熟史,必须首先了解它的热历史。在沉积盆地中,地温随沉积物埋深的增加而增加。但在大的逆掩断层发育区,由逆冲引起的构造埋藏作用也会对热成熟作用产生一定的影响,即所谓逆掩热效应。因此,本文对样品点根据其所处构造位置不同,采用不同的热模型加以处理。对未通过逆掩断层的风1井,采用洛(Lopatin)-韦(Waples)模型探讨其生油岩热演

化,而对于通过逆掩断层上下盘的风6井样品,则将逆掩热效应结合到洛-韦模型之中,以研究推覆带烃类的热成熟作用。

据笔者以往对准噶尔盆地古地温的研究表明,准噶尔盆地地温梯度随时间和空间而异,故本文在研究有机质热演化时,还同时利用实测镜煤反射率和上述热模型反演恢复古地温。

一、逆掩断裂前缘带的热模拟

风1井处于克-乌大断裂前缘带,有较多镜煤反射率等有机成熟度测定值,地层保存较完整。该井区从古生代末期起一直为连续沉积,到白垩纪末期才抬升而不再接受沉积。

前已述及,对风1井进行热模拟时采用洛-韦模型,其简单原理是:受热反应速率与时间呈线性关系,与温度呈指数关系,温度每增加10℃反应速率增加一倍。因此,可将地质历史中有机质所经受的温度按10℃间隔划分为若干地温段,用TTI代表有机质受热反应效率的总和,即:

$$TTI = \sum_{n \text{ 极小}}^{n \text{ 极大}} (\Delta T_n)(r^n)$$

其中: n ——所经历的温度间隔的编号

ΔT_n ——第 n 个温度间隔的作用时间

r^n ——假定100—110℃温度间隔的反应速度为1的前提下,第 n 个温度间隔的相对反应速度。

TTI值可按照一定的对应关系(waples, 1980)换算为镜煤反射率值 R_o 。

先从今地温梯度作为初始值,在恢复了地层沉降史基础上,按洛-韦模型计算各取

表1 风1井理论值与实测值对照表

Table 1 Comparison of observed vs. estimated vitrinite reflectance of Feng-1 Well

样品号	层位	埋深(m)	R_o 测定值(%)	R_o 理论值(%)
1	P_3^1	3459	1.46	1.42
2	P_3^1	3255	1.28	1.36
3	P_3^1	2678	1.08	0.908
4	T_1	1833	0.59	0.563
5	T_2^2	1579	0.49	0.49
6	T_3^1	1391	0.47	0.471

样点到目前为止的 TTI 值，并换算成对应的 R_o 值，即 R_o 理论值。再与实测 R_o 值比较，若不符合，则修正地温梯度值，继续计算 R_o 理论值，直到它与 R_o 实测值最佳拟合时为止。此时的地温梯度即作为实际古地温梯度的近似值，表 1 为风 1 井 R_o 理论值与实测值最佳拟合对照表，标准偏差为 0.06。

计算时所用地面温度：P—T 时期为 20℃，J 时期及其后用 10℃。通过拟合法计算结果，古地温梯度是：P—T 时期为 3.2℃/百米，J—N 时期为 3.1℃/百米，Q 时期为 2.2℃/百米（即今地温梯度）。

在恢复了沉降史和地温史基础上进行热模拟的结果说明，风 1 井乌尔禾组下部（P₃）地层在中侏罗世早期（距今 165 百万年）进入生油门限，在早白垩世（距今 124 百万年）开始处于生油高峰期，目前已进入过成熟阶段。

二、克-乌逆掩断裂带二叠系烃类热成熟作用

1. 逆掩热效应

本文用安吉文等（Angevine et al., 1983），埃德曼等（Edman et al., 1984）带以及富尔朗等（Furlong et al., 1984）采用的逆掩热效应模式，模拟克-乌大逆掩断裂断层上、下盘热演化史和研究烃类成熟度。

该模式认为，逆掩断裂发生后，年轻而相对较冷的沉积物，当被地层时代较老、地温更高的岩体逆掩其上时，上盘底部的高热流会传导到下盘顶部，从而加速了下盘地层中有机质的成熟作用过程。同时，上盘岩石的冷却使其成熟作用减慢甚至接近停顿。

这个模式还认为，逆掩断层发生时的摩擦热可忽略不计。在推覆体侵位速度相对于岩石的热传导来说快得多的条件下，在漫长的地质历程中，可将逆掩断层上盘侵位看作是瞬时完成的，并假定热传导只发生在垂直方向上。由一维热传导得出逆掩断层的如下热分布：

$$T(z, t) = T_0 + \beta \cdot Z + \frac{1}{2} \beta \cdot H \left[\operatorname{erf} \left(\frac{H-Z}{2\sqrt{K \cdot t}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{H+Z}{2\sqrt{K \cdot t}} \right) \right] \quad \dots\dots (1)$$

其中：T——埋深为 Z 的测点处的地温；

t——由逆掩断层发生时开始算起的时间长；

β ——地温梯度；

T_0 ——地表温度；

H——推覆体厚度；

K——热扩散系数。对多孔沉积岩，K 值一般取 $5 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ ，花岗岩 K 值约等于 $1 \times 10^{-2} \text{ cm/sec}$ ；

erf——误差函数。

$$\operatorname{erf}(x) = (2/\sqrt{\pi}) \int_0^x \exp(-\xi^2) d\xi \quad \dots\dots (2)$$

公式 (1) 在地表温度为零时，可作如下变换：

$$T(x, t) = T_b \left\{ \frac{1}{2} \left[-\operatorname{erf} \left(\frac{2H - X}{\sqrt{2(K \cdot t)}} \right) + \operatorname{erf} \left(\frac{X}{\sqrt{2(K \cdot t)}} \right) \right] - \left[\frac{X}{H} - 1 \right] \right\} \dots\dots (3)$$

其中：H——推覆体厚度；
 X——研究点离开断层面的距离；
 K——热扩散系数；
 T(x,t)——X处的地温；
 T_b——深度为H处的地温（按正常地温梯度计算得）。

本文认为，当研究点位于上盘时，X值为正值，否则为负值。这与Edman和Surdam等的意见相反，本文认为他们对公式的文字叙述有误。

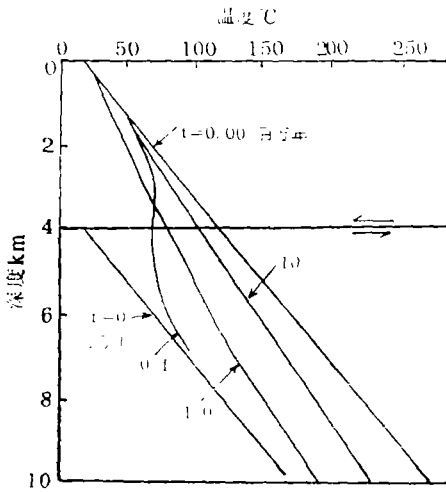


图1 逆掩断层上、下盘热分布曲线
 (引自Angevine, 1983)

Fig.1 Plot giving the temperature distribution of the upper and lower walls of overthrust fault in various time

图1所示为由公式(1)得出的逆掩断层上下盘在逆掩断层发生后不同时间的温度分布，这里假定地表温度为20℃，推覆体厚度为4000米，推覆体上再无新的沉积物。断层发生后，上下盘最初的温度分别代表逆掩之前所处深度的温度。由图1可见，当时温度分布不是随深度呈单调增的趋势，而且呈锯齿状，随着时间的推移，上下盘地温分布逐渐趋于一条倾斜的直线，但其地温梯度较正常为小。经过若干百万年，逆掩热效应消失，地温梯度才趋于正常。经计算，对于不同的推覆体厚度，其地温梯度恢复正常所需时间不同，厚度越大者，恢复到正常地温梯度所需时间也越长。

2.风6井地质、地化资料

风6井位于克-乌大逆掩断裂带东部，钻井及地震资料揭示了断层发育时间和上盘遭

表2 风6井地层分层数据表

Table 2 stratigraphic data of Feng-6 Well

地 层 时 代	埋 深 (m)
K	375
J	523.5
P ₁ (佳水河组)	1276
P _{2x}	3340
P _{2f}	3600(未见底)

受剥蚀的情况，在A、B、C三点有镜质体反射率测定值（见表5）。根据风6井井下地层分层数据（表2）及过风6井时深剖面图（图2），结合区域性构造横剖面图，可认为：（1）通过风6井的夏红北断裂主要逆掩发生时间是在印支运动期间。（2）逆掩断层发生时，上盘厚度达3250米左右，迅速侵位后，上盘浅层沉积层很快遭到剥蚀，直到上盘残存787米厚时，又复下沉接受侏罗系及白垩系沉积。（3）下盘风成城组点C逆掩断裂开始时（距今190百万年），埋深为2256.5米。后因上盘掩覆，埋深迅速增大

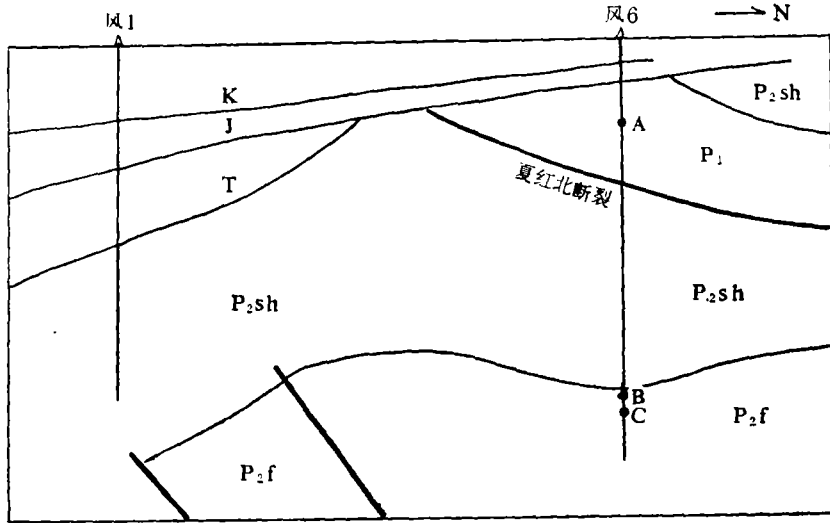


图2 过风6井时—深剖面图（引自“新疆石油地质”1984，第3期）

Fig. 2 Schematic cross section showing the location of Feng-6 Well

至5506.5米，在距今190—180百万年间，因上盘遭受剥蚀埋深又减至3007.5米，侏罗纪开始又复缓慢下沉接受新的沉积物（见图3和表3）。

表5所示为风6井镜质体反射率测定值。

表3 点C埋藏史数据表

Table 3 Data used to construct a burial history for Site C

地层时代	沉积作用时间间隔（距今百万年）	地层厚度（m）	埋深（m）
P ₂ f（风成城组）	250—240	2256.5	2256.5
P ₂ x（夏子街组）	240—230	2256.5	2256.5
P ₃ —T ₃	230—190	—	2256.5
T ₃	190俯冲，被掩覆	3250	5506.5
T ₃	190—180受剥蚀	-2499	3007.5
J	180—135	148.5	3156
K	135—70	375	3531
E—Q	70—0	—	3531

表4 点A埋藏史数据表

Table 4 Data used to construct a burial history for site A

地层时代	沉积作用时间间隔(距今百万年)	地层厚度(m)	埋深(m)
P ₁ ¹ (佳木河组)	270—260	770	770
P ₁ ² — P ₂ ¹	260—240	—	770
P ₂ x (夏子街组)	240—230	2069	2839
P ₃ —T ₃	230—190	—	2839
T ₃	190仰冲	—	2839
T ₃	190—180受剥蚀	-2497.5	341.5
J	180—135	148.5	490
K	135—70	373	863
E—Q	70—0	—	863

由表5可见,同一层位,因鉴定者不同,得出不同的 R_o 值。但由其它有机地化资料说明,风成城组井下样品的孢粉颜色指数为2.89—3.09,最高热解峰温 T_{max} 为433—440℃,OEP值、CPI值等均说明风成城组有机成熟度不很高,大体上处于生油高峰阶段,因此,C点 R_o 值取1.12%,B点为1.02%为宜。

表5 风6井镜煤反射率测定值

Table 5 vitrinite reflectance measured from Feng-6 Well

样品点	井深(米)	层位	R_o (%)
A	863—865	上盘P ₁	0.89
B	3403—3404	下盘P ₂ f	1.02, 1.16
C	3531	下盘P ₂ f	1.12, 1.52

引自杨斌等内部报告

3. 古地温的恢复

在恢复埋藏史基础上,利用上述逆掩热模型结合洛-韦模型,求得逆掩断层发生前后的正常古地温梯度以及断层发生后上盘A点和下盘B点、C点在不同时间的地温值。具体方法如下:

- (1) 确定古地温梯度初始值。
- (2) 在逆掩断裂发生前,按洛-韦模式计算TTI值。
- (3) 逆掩断裂发生后,利用逆掩热效应公式计算研究点在不同时间的地温值,然后计算出各时间间隔的TTI值,累加到逆冲前的TTI值上。
- (4) 按Waples的意见将TTI值换算成镜煤反射率 R_o 理论值,与 R_o 实测值比较,

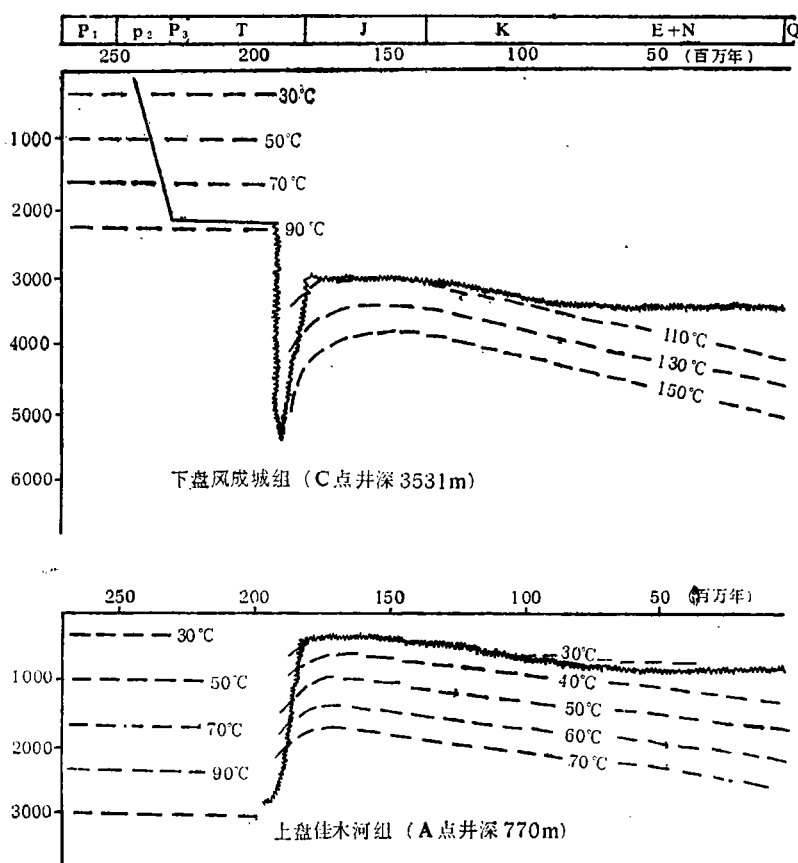


图3 风6井点A、点C埋藏史图

Fig. 3 Lopatin diagram for site A and C of Feng-6 Well

不断修改古地温梯度值,使 R_0 理论值最佳拟合实测值,从而确定不同地质时期的正常古地温梯度。

(5) 在埋藏史图(图3)上画温度等值线,它图解出研究点在逆掩前后的温度史。

通过对风6井三个研究点(A、B、C)的计算,得到该区的正常古地温梯度是:P—T时期为 $3.0^{\circ}\text{C}/\text{百米}$,J—N时期为 $2.3^{\circ}\text{C}/\text{百米}$,Q时期为 $2.0^{\circ}\text{C}/\text{百米}$ 。地表温度的取值同风1井。研究点A、B、C的镜煤反射率 R_0 理论值分别为 0.87% 、 1.09% 和 1.17% ,与实测值拟合较好。

逆掩断层上下盘A点及C点的温度史大体可由图3表示。下盘C点在断层发生前,最大埋深为 2256.5米 ,温度为 88°C 。三叠纪晚期(距今190百万年),逆掩断层发生后,埋深突增至 5506.5米 ,温度逐渐由 88°C 增至 138°C (距今187百万年),由于剥蚀作用,到三叠纪末期(距今180百万年),埋深变浅至 3007.5米 ,地温也减小至 108°C 。侏罗纪及其后因地表温度和地温梯度下降,C点地温也随之下降。

与之相对照的是上盘A点,在190万年前埋深为 2839米 ,当时地温为 105°C ,三叠纪晚期(距今190百万年)仰冲后温度迅速下降,加之其后不断遭到剥蚀,埋深变浅,更

加强了温度下降的趋势,致使A点在距今189百万年时温度为72.6℃,到184百万年前为59℃,三叠纪末期(距今180百万年)降至31℃。侏罗纪以后,随着地温梯度和地表温度的降低,虽然由于J—K时期有500多米的沉积物覆盖其上,埋深有所增加,但温度仍不超过35℃。

4. 风6井烃类热成熟作用

有机质的热历史决定了一定类型干酪根的生油窗位置和在某一时期的生油量。在上述热模拟基础上,用洛-韦模型可以得到烃类成熟作用过程——有机质成熟度演化史。

风6井夏红北逆掩断层下盘P₂f风成城组点C和上盘P₁佳木河组点A有机成熟度史由图4表示。关于R₀与成熟度的关系,因风成城组干酪根属I₁型为主,本文采用R₀=0.5%,作为生油窗顶界,生油窗范围也可由图3埋藏史曲线上的小锯齿状符号表示。

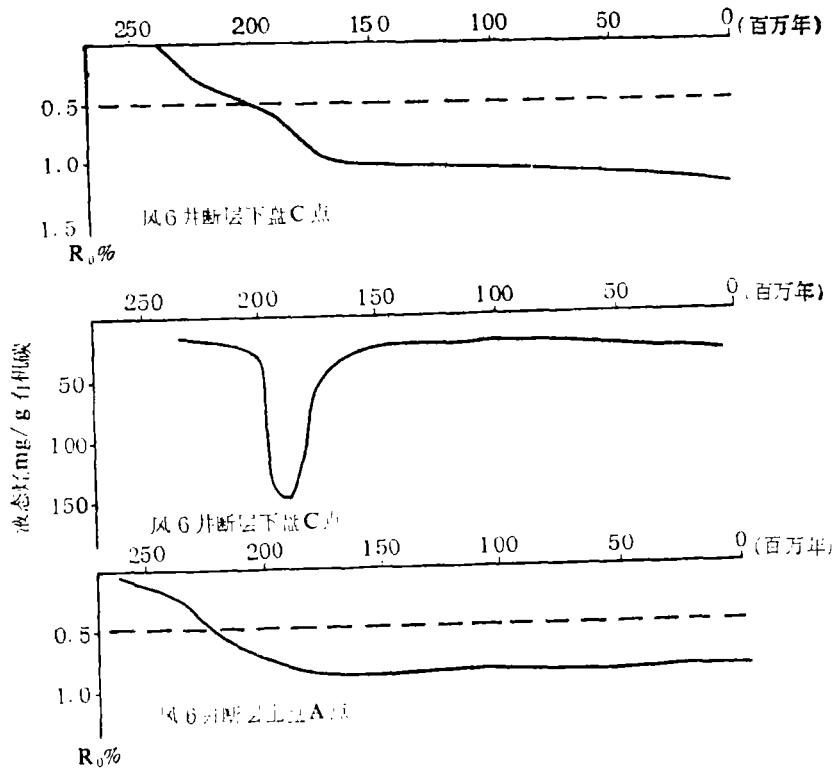


图4 风6井上、下盘成熟度史和石油生成曲线

Fig. 4 Idealized maturity evolution history and oil generation curves of samples from the upper and lower walls of overthrust fault of Feng-6 Well

由图3和图4可见,上盘A点和下盘C点均在印支运动前已进入生油窗。印支运动时,逆掩断层发生,上盘逆冲后因很快遭剥蚀及高地热的散失,地温迅速下降,致使A点在晚三叠世之后,有机成熟度几乎没有提高。下盘B点(图从略)及C点,由于俯冲后埋深突增和逆掩热效应的作用,促使地温迅速增高,于三叠纪晚期进入生油高峰期。三叠纪末上盘遇剥蚀,埋深变浅。J—K时期虽有沉积,但厚仅500多米,故此时热成熟

作用较三叠纪晚期大为减慢。总的讲，下盘B点和C点成熟度比层位较老的上盘A点为高。

根据上述有机质热成熟度曲线，可计算出每个时期的生油量。本文用 Welte et Yukler (1981) 关于Ⅲ型干酪根烃类形成曲线上镜煤反射率与液态烃类产量之间的关系曲线，将该井区风成城组点C热成熟度演化曲线换算成不同时刻的生油量。由图4可知，在三叠纪晚期至侏罗纪初期处于生油高峰阶段，风成城组的生油量达150mg/g有机碳，侏罗纪中期以后，生油量迅速减少。

三、扎伊尔山逆掩带 C_{1-2} 地层的热模拟

图5为处于克-乌大逆掩断裂带外围的扎伊尔山逆掩带剖面示意简图。从图中可看出，该逆掩带包括两期大的推覆过程。第一期发生于早石炭世晚期或中石炭世早期（距今325百万年），下石炭统褶皱带逆掩在O—S—D地层之上。第二期为早二叠世末期（距今250百万年），O—S—D地层及其上的 C_1 推覆体逆掩在 C_{1-2} 地层之上。

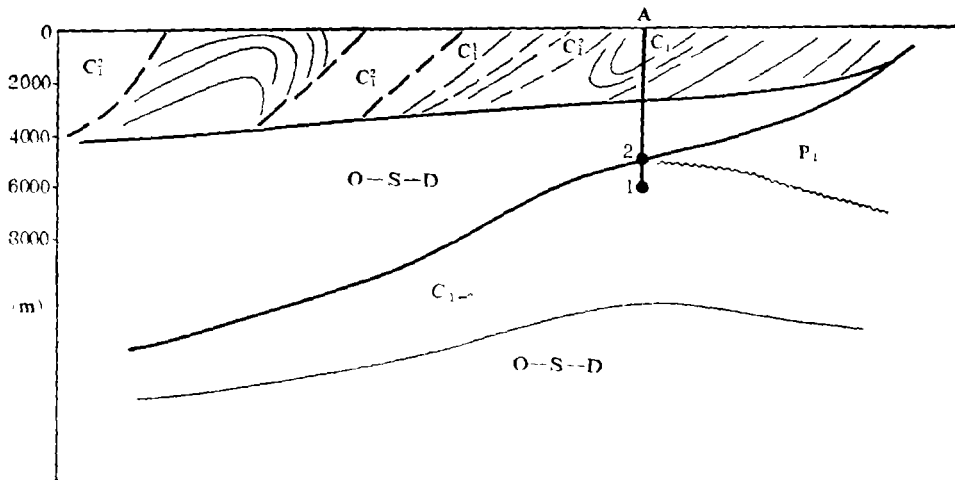


图5 扎伊尔山逆掩带剖面示意简图

Fig. 5 schematic cross section of the overthrust belt of the Zayier Mountain

根据新疆石油管理局勘探开发研究院，对盆地西北缘井下样品以及哈山、哈特阿拉特山和阿腊德伊克塞等地表样品分析， C_{1-2} 海相地层有机碳平均值为0.69%，氯仿沥青“A”平均为89ppm，总烃平均为49ppm，生油潜力 $S_1 + S_2$ 为260ppm，有机质类型属腐植型，但该地层热演化程度高， R_o 在1.5—3.1%，平均为2.27%，岩石热解色谱最高峰温在460—510℃，已达凝析油-湿气阶段。油源对比发现，岩石抽提物与克拉玛依原油有较密切的亲缘关系。因此，可以认为这套地层在地史时期曾具有一定的生油潜力。

扎伊尔山掩逆带下盘广泛发育有 C_{1-2} 地层。如上所述，该套地层被两期大的推覆过程形成的推覆体所掩覆，因此，用逆掩热效应公式和洛-韦模型研究其热演化历史时，

其温度史的计算必须考虑多重逆掩热效应的复合作用。利用风6井的古地温梯度对剖面上A-1点和A-2点进行热模拟计算结果如表6所示。

表6 扎伊尔山逆掩带下盘 C_{1-2} 地层热演化数据表(部分)
Table 6 Data of C_{1-2} layer evolution of the lower wall of the overthrust fault of Zayier Mountain (partly)

层位序号	埋深 (m)	推覆体厚度 (m)	时间 (距今 百万年)	正常地温梯度 ($^{\circ}\text{C}/100\text{米}$)	地表温度 ($^{\circ}\text{C}$)	地温 ($^{\circ}\text{C}$)	R_o 理论值 (%)
A-1	1000	/	250	3.0	20	50	0.394
"	6000	5000	247	"	"	131.1	0.572
"	"	"	245	"	"	142.1	0.754
"	"	"	242	"	"	151.3	1.044
"	"	"	239	"	"	157	1.32
"	"	"	236	"	"	160.9	1.506
"	"	"	233	"	"	163.8	1.716
"	"	"	226	"	"	168.5	2.00
"	"	"	185	"	"	179.2	3.00
"	"	"	179	2.3	10	132.7	3.062
"	"	"	124	2.3	10	136.1	3.10
"	"	"	目前	2.0	10	122.4	3.192
A-2	100	/	250	3.0	20	23	0.20
"	5100	5000	245	"	"	122.4	0.566
"	"	"	244	"	"	125.6	0.62
"	"	"	241	"	"	132.3	0.759
"	"	"	235	"	"	139.6	1.01
"	"	"	229	"	"	143.8	1.30
"	"	"	221	"	"	147.3	1.502
"	"	"	209	"	"	150.7	1.755
"	"	"	196	"	"	153.1	2.01
"	"	"	179	2.3	10	113.7	2.203
"	"	"	目前	2.0	10	105.2	2.31

表6说明,扎伊尔逆掩带下盘 C_{1-2} 地层上部由于逆掩热效应,加快了有机质成熟的过程,早在中二叠世时期(距今245百万年前)就进入生油窗,至晚二叠世(距今229百万年)处于凝析油-湿气阶段($R_o=1.3\%$),目前, R_o 值已超过2.3%,属过成熟阶段。因此,结合上述区域性地化分析数据,可以认为,紧靠盆地西北缘的外围逆掩带

下盘 C_{1-2} 地层上部在中、晚二叠世时期曾具有一定的生油潜力,经过运移而聚集。有可能是克-乌大逆掩断裂带油区的油源之一。

四、结 语

应用洛-韦模型进行热模拟,在一般地区是恢复古地温和研究有机成熟度演化的一种行之有效的办法,而将逆掩热效应模型结合到洛-韦模型之中,对逆掩断裂上下盘进行热模拟可取得较理想的结果,从而有效地恢复生油岩的成熟度历史。

本文不仅讨论了一次逆掩的简单地质模型的热效应问题,还将这种数学模型应用于多重逆掩的热效应计算。

本文的例子说明,逆掩断裂下盘掩覆体中生油岩由于受高地温逆冲席底部热传导影响,加快了生油岩的成熟过程,如风6井下盘生油岩成熟度较上盘层位更老的生油岩要高。计算还说明,逆掩带中生油岩热成熟度与受热时间固然有关,但主要受逆冲席厚度和古地温梯度所控制。过厚的逆冲席会导致较强逆掩热效应和较快的热成熟作用速度,使地层时代较老的生油岩,很快进入过成熟阶段,如扎伊尔山逆掩带下盘 C_{1-2} 地层那样。但对于上覆逆冲席厚度小于4000米的风6井下盘风成城组,由于逆掩热效应较弱,加之长期以来埋深不仅没有加大,反而因上升剥蚀,地温始终不高,以致至今生油岩仍处于生油窗范围。

本文所用镜煤反射率测定值引自周中毅等和杨斌等的报告,在此深表感谢!

收稿日期 1986年7月20日

参 考 文 献

- [1] 谢红等, 1984, 新疆石油地质, 第3期
- [2] Angevine, C.L. et al., 1983, Oil Generation in Overthrust Belts, Bull. AAPG, V.67, N.2, p.235-241.
- [3] Edman, J.D. et al., 1984, Influence of Overthrusting on Maturation of Hydrocarbons in phosphoria Formation, Wyoming-Idaho-Utah Overthrust Belt, Bull. AAPG, V.68, N.11, p.1803-1817.
- [4] Furlong, K.P. et al., 1984, Graphic Approach to Determination Of Hydrocarbon Maturation In Overthrust Terrains, Bull. AAPG, V.68, N.11, p.1818-1824.
- [5] Tissot, E.F. and Welte, D.H., 1978, Petroleum Formation and Occurrence, Springer-verlag, Berlin, p.538
- [6] Waples, D.W. 1980, Time and Temperature in Petroleum Formation: Application of Lopatin's Method to petroleum Exploration, Bull. AAPG, V.64, N.6, p.916-926.
- [7] Welte, D.H. and Yukler, M.A., 1981, Evolution of Sedimentary Basins from the Standpoint of Petroleum Origin and Accumulation-A Three-Dimensional Quantitative Basin Study, Bull. AAPG, V.65, N.8.

MATURATION OF HYDROCARBONS IN KLAMAI-ULH OVERTHRUST BELT

Hua Baoqing Lin Xixiang

(Lanzhou Institute of Geology, Academia Sinica)

abstract

This paper applies the mathematics model of the overthrust thermal effect described by Angevine, et al. (1983) to study the thermal history of the Permian source rocks in the Klamai-Ulh overthrust belt. Based on the thermal maturity indexes, such as the vitrinite reflectance of samples collected from different structure position, the paleotemperature is recovered and thermal maturity evolution of organic matters simulated.

The thermal modeling demonstrates that the maturation of the source rock located at the lower part of overthrust stage increased owing to the affection of thermal conduct deriving from high geotemperature of the overthrust-sheet bottom, so the source rock of Permian reached the stage of oil-generation peak at the beginning of Jurassic. However, the velocity of the source-rock maturation of the same age in the upper wall slowed up due to quickly cooling, and the maturity was almost not elevated in the post-overthrust stage.

This mold of the overthrust thermal effect canbe applied to not only simple overthrust, but also multiple thrust. In this paper Zayier Overthrust Belt is studied as an example of multiple thrust. As its overthrust sheet is very thick and the overthrust thermal effect rather strong, the velocity of thermal maturation becomes rather quick and source rocks come into overmaturation quickly.