

中国大陆表海碳酸盐岩有机质的生烃潜力*

夏新宇¹, 曾凡刚², 洪峰¹

(1. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083; 2. 中国人民大学, 北京 100872)

摘要: 有机质类型指标中反映母质来源的指标并不能完全代表生烃能力的大小。目前积累的大量分析数据表明, 许多地区沉积的贫有机质海相碳酸盐岩 O/C 原子比-H/C 原子比落在干酪根类型图上的 II 型区域, 同一套地层中碳酸盐岩干酪根 H/C 明显低于泥岩, 碳酸盐岩干酪根镜检可发现无定形组微粒化、藻类体出现黑心结构、存在大量类似镜质组的显微组分, 均表明其有机质生烃降解率很低(只相当于 II 型干酪根), 这是氧化的沉积环境对有机质改造的结果, 符合有机相的分布规律。在研究其生烃数量与机制时, 不宜采用有机碳丰度很高、原始降解率很高的低成熟泥灰岩的模拟实验结果。

关键词: 碳酸盐岩; 有机质类型; 有机相; 有机碳; 生烃潜力

第一作者简介: 夏新宇, 男, 31 岁, 高级工程师(博士), 天然气地质

中图分类号: TE122.1⁺ 15

文献标识码: A

烃源岩有机质类型划分的多种指标^[1]中, 有些指示母质来源, 有些指示生烃能力。腐泥型、腐殖型和混合型的分类显然侧重于母质来源。多数情况下, 低成熟有机质成烃降解率从腐泥型、混合型到腐殖型应当依次降低, 原因在于水生生物比陆生高等植物的有机体更加富氢贫氧; 还应该考虑的因素是, 多数情况下前者的保存环境比后者的还原性更强。如果不具备后一个因素, 有机质类型指标中反映母质来源的指标并不能完全代表生烃能力的大小。

早期的碳酸盐岩生烃研究多数未考虑沉积环境对有机质组成的改造作用, 认为碳酸盐岩中的有机质主要为腐泥型, 因此在“质”的方面不成问题^[2~5], 部分研究认为海相碳酸盐岩有机质“原始”成烃降解率为 50%~70%, 相当于 I_H (氢指数, 每克有机碳的生烃量) 为 600~850 mg; 在高过成熟阶段其“有机碳恢复系数”可达 2.0~3.3。但是近年研究结果开始认识到, 碳酸盐岩的有机质质量不能一概而论, 前泥盆纪生源虽然只能是菌藻类, 但部分干酪根的生烃能力可能只相当于腐殖型干酪根。

1 元素比

1.1 O/C

正常的生烃过程实际就是干酪根降解的过程, 干酪根的化学组成是决定成烃降解率大小的最重

要的因素。从这点考虑, 干酪根在 H/C 原子比-O/C 原子比图(van Krevelen 图)上的分布是确定烃源岩有机质类型最为确切的方法。这种方法能够有效地确定成熟度较低的有机质的成烃降解率, 但是当 H/C 原子比 < 0.8 且 O/C 原子比 < 0.1 时, 有机质演化程度相当高, H 和 O 原子大量消耗, 不同类型的干酪根在 van Krevelen 图上都集中于左下角, 这时无法判断有机质在主要生烃阶段之前的 H/C 原子比、O/C 原子比及成烃降解率。不过研究表明大量海相碳酸盐岩干酪根 H/C 原子比 < 1.0 且 O/C 原子比 > 0.1, 干酪根样品在 van Krevelen 图上位于下半部偏右(图 1)。

碳酸盐岩有机质具有较高的 O/C 原子比和较低的 H/C 原子比, 对其原因存在各种各样的解释, 例如实验误差、风化氧化、干酪根对 CO₂ 气的吸附、有机质成熟度较高造成 O/C 原子比增加等等, 只有个别研究者强调, 这些碳酸盐岩沉积于陆表海环境, 沉积期水体氧化是造成有机质贫氢富氧的重要原因。研究表明后一种情况确实存在: (1) 现有实验规程并不能使 O/C 原子比测定结果严重偏大。尽管碳酸盐岩是富氧的岩石, 但干酪根分离过程中碳酸盐矿物已在盐酸中多次煮沸除去了; 干酪根的纯度主要取决于黄铁矿是否充分除去, 但黄铁矿(FeS₂)的存在对 O/C 原子比的测定在理论上并无影响; 按实验规程, 氧元素测定的相对误差在 0.6% 左右, 当 O/C 原子比测定结果为 0.1 时, 实际值可能为 0.09~0.11, 当 O/C 原子比测定结果为 0.3

* 九五国家科技攻关项目(96-110)资助

收稿日期: 2001-08-31

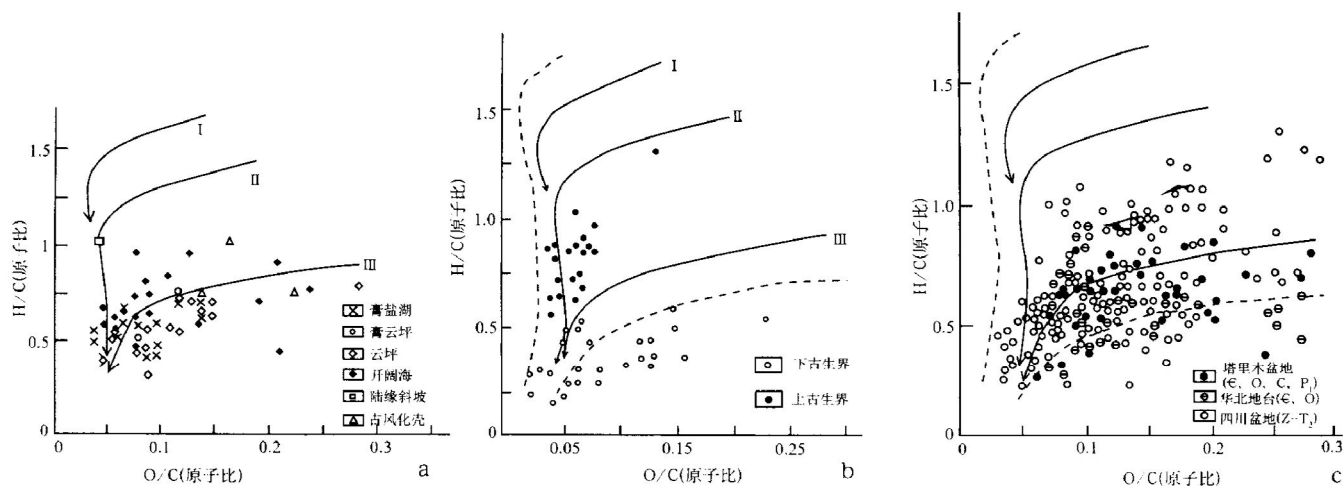


图1 海相碳酸盐岩干酪根元素比在 van Krevelen 图上的分布

Fig. 1 Distribution of element ratios of kerogen from marine carbonate rocks in van Krevelen chart

a—鄂尔多斯盆地奥陶系; b—下扬子地区古生界(含部分泥页岩样品)^[6], c—其他地区^[7]

时,实际值可能为 0.28~0.32,误差范围并不大。因此,碳酸盐岩干酪根存在较高的 O/C 原子比,不能完全用实验分析(包括前处理及仪器分析)中的误差来解释。(2)实验表明贫有机质的碳酸盐岩干酪根确实富氧。徐正球等*将四川盆地下二叠统的灰岩($TOC=1.58\%$, $R_o=0.87\%$)及鄂尔多斯盆地环 14 井中奥陶统车道组的灰岩($TOC=0.20\%$, $R_o=1.02\%$, R_o 由沥青反射率计算而得)用盐酸除尽碳酸盐矿物,再用氯仿抽提除去可溶有机质,然后进行对比热模拟实验(表 1),结果表明二者单位有

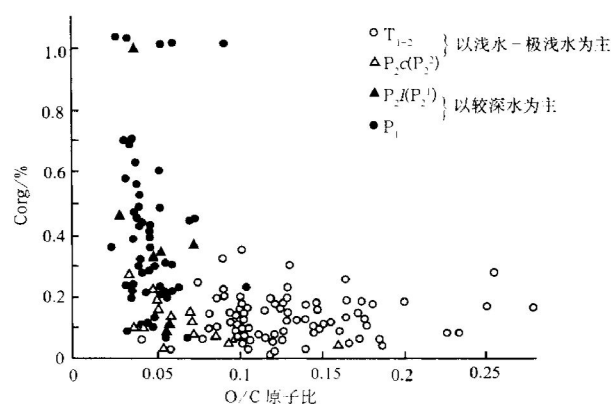
表 1 两种碳酸盐岩干酪根热模拟结果中的 CO_2 生成量对比*Table 1 Comparison of CO_2 amounts generated from two kinds of carbonate rock Kerogens in thermal simulation results

温度/℃	生炷量/ $g\ L^{-1}$	
	SC-P	环 14
350	0.50	7.77
400	0.52	7.59
450	0.72	8.21
500	0.90	6.87

注:SC-P:四川盆地下二叠统灰岩;环 14:鄂尔多斯盆地环 14 井奥陶系灰岩; CO_2 生成量为 CO_2 中的碳与有机碳的比。

机碳产出的 CO_2 量确实相差很大(500℃下后者是前者的 9 倍);并且碳同位素分析结果表明,热模拟实验产出的 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 为 -2.36‰,为有机成因,而不是碳酸盐岩矿物分解产生的,也不是干酪根吸附的无机成因的 CO_2 。而四川盆地二叠系干酪根样品的 O/C 原子比为 0.076,环 14 井样品

的 O/C 原子比为 0.19,说明元素分析的结果确实能够反映这类碳酸盐岩干酪根富氧的特征。(3)表生期氧化作用可能造成古风化壳层段以及露头碳酸盐岩样品具有较高的 O/C 原子比,但图 1(a)中许多样品是风化壳之下层段的,也具有较高的 O/C 原子比,说明这种特征形成于沉积、成岩期之前。(4)郇建军等^[7]研究表明,碳酸盐岩沉积环境、有机碳及 O/C 原子比之间存在极好的相关性(图 2):深水—较深水碳酸盐岩样品即使 TOC 较低($<0.4\%$),也仍然不会出现较高的干酪根 O/C 原子比值,说明“ TOC 较低的碳酸盐岩样品干酪根 O/C 原子比往往较高”这一现象并不都是由实验分析造成的,而是反映了这部分碳酸盐岩的实际情况;四川盆地三叠系碳酸盐岩的干酪根 O/C 原

图2 四川盆地海相碳酸盐岩 TOC 与 O/C 原子比的关系^[7]Fig. 2 Relation between TOC and O/C atomic ratios in marine carbonate rocks in Sichuan Basin

1— T_{1-2} (以浅水-极浅水为主); 2— P_2^2 (以浅水-极浅水为主);
3— P_2^1 (以较深水为主); 4— P_1 (以较深水为主)

* 徐正球. 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩天然气形成机制. 1993

子比远高于下二叠统, 因此成熟度较高也不是造成碳酸盐岩干酪根高 O/C 原子比的主要原因。

综上所述, 大量碳酸盐岩有机质具有较高的 O/C 原子比, 应该反映了其沉积、成岩早期的情况。

这里存在一个比较费解的问题, 那就是, 在图 1 各图下方偏右处的一些样品点, 尽管其 O/C 原子比很高, 但其对应的热演化程度并不低。按通常泥页岩的演化规律, 当 R_o 达到 1.0% 时, 由于氧原子的大量脱去, II 型干酪根样品的元素组成应当投影到 van Krevelen 图的左下角; 但情况并非如此, 这一现象的产生主要是因为: (1) 纯碳酸盐岩中缺乏粘土矿物的催化作用, 并且这些低含量的有机质很可能被碳酸盐岩矿物包裹束缚住了, 因此其热演化过程可能相对缓慢; (2) 干酪根中的富氧组分是沉积、成岩期演化作用的结果, 其产物的化学结构在通常的热演化条件下比直接由腐泥化作用形成的有机质可能稳定, 与通常的、直接来源于高等植物的腐殖型有机质相比, 水生生物有机质氧化后形成的干酪根更难降解。

1.2 H/C

同一套地层、热演化程度相近的纯碳酸盐岩和泥页岩、泥质碳酸盐岩之间 H/C 原子比存在明显差异。陈安定研究发现鄂尔多斯盆地西缘热演化程度较低的样品中泥岩和泥灰岩干酪根 H/C 原子比高于石灰岩^[8]。例如任 3 井中奥陶统泥页岩 H/C 原子比为 0.92, 相邻石灰岩干酪根的 H/C 原子比为 0.54~0.62; 环 14 井奥陶系泥灰岩 H/C 原子比为 1.41, 相邻石灰岩干酪根 H/C 原子比为 0.9~1.11(更有低至 0.69 者——引者注), 平均 0.98; 浅褐色灰岩干酪根 H/C 原子比为 0.83; 绿灰色泥岩 H/C 原子比为 0.69。不同岩类的这种差异主要是由沉积时的氧化-还原程度不同造成的。因此, 尽管海相碳酸盐岩和海相泥页岩原始母质来源一致, 但沉积时还原程度的不同可以造成干酪根元素组成的不同, 氧化环境不仅使有机质遭受损失, 同时还使原始干酪根向着成烃能力降低的方向转变^[8]。

由于实验中 H/C 原子比不像 O/C 原子比那样易受干酪根纯度的影响, H/C 原子比更直接地反映了干酪根的生烃能力。上述统计(包含了各种岩性)充分说明浅水台地环境沉积的碳酸盐岩中的原始有机质贫氢富氧。

2 干酪根镜鉴

2.1 无定形有机质的微粒化

古老碳酸盐岩中的无定形有机质为藻类转化而来, 并且经常出现微粒化的特征。这一特征有可能是热演化造成的, 也可能是在沉积阶段藻类被细菌以及动物消耗、破坏而形成的^[9]。后一种情况下无定形有机质的原始成烃降解率远远低于前一种情况。事实上, 无定形有机质并非是最富氢的有机质, Durand^[10]的数据表明, 来自藻类的无定形有机质中有一半的元素比分布在 van Krevelen 图的 II 型平均演化轨迹上, 另一半则分布在 II 型平均演化轨迹上。

2.2 腐泥组的黑心结构

腐泥组中的藻类残体在高演化阶段呈褐色、深褐色或褐黑色。鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩藻类体以密集群体或单个藻类形式出现, 形态有圆形、带刺的球形和棱形以及残片形状, 从中可以发现圆形黑心, 郜建军等^[7]还观察到塔里木盆地和鄂尔多斯盆地碳酸盐岩中藻类的细胞腔中充填无机矿物, 这些现象均可能是藻类死亡后被氧化分解并充填矿物质所造成的, 是氧化环境的一种标志。鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩中经常发现藻壁破碎, 有的藻类体甚至成为无定形的基质腐泥体, 反映了水体动荡的氧化环境。

2.3 类似“镜质组”的显微组分

前泥盆纪碳酸盐岩中不应该存在高等植物有机质的输入, 但是研究中观察到其中存在大量类似高等植物镜质组的成分。一些研究者^[11]认为这类组分是贫氢富氧的, 将这些类似“镜质组”的显微组分称为“海相镜质组”, 提出海洋浮游生物来源的有机质可以沿两种途径(腐泥化作用和腐殖化作用)分别形成两种类型组分(图 3): 在低能缺氧的条件下, 沉积物顶部不存在氧化带, 没有喜氧细菌活动, 孔隙水也不含游离氧, 这时有有机质主要经历腐泥化作用, 形成富氢贫氧的腐泥型组分; 而在水循环中等的低能带, 藻类和浮游动物的有机质产率较高, 有机质将进行缓慢的氧化分解-缩聚反应, 形成富氧贫氢的腐殖型组分(海相镜质组); 在过度充氧的高能环境, 有机质的分解作用始终占据优势, 腐殖化作用不能进行。这可以部分地解释碳酸盐岩干酪根富氧贫氢的现象。塔里木盆地奥陶纪不同环境显微组分中“海相镜质组”从深水相到斜坡-盆地相和台地相依次

增高,充分说明了这一点(表 2)^[11]。

表 2 塔里木盆地奥陶纪不同环境的内源显微组分

Table 2 Internal source macerals of different environments from Ordovician in Tarim Basin			
地理位置	岩相古地理	生物相	内源显微组分
QK1	深水相	笔石相	缺乏海相镜质组;笔石表皮体+ 几丁虫壳皮体> 75%;藻类体+ 无结构腐泥体≈20%
TD1	深水相	笔石相	海相镜质组罕见;笔石表皮体+ 几丁虫壳皮体> 65%;藻类体+ 无结构腐泥体≈30%
KN1	斜坡- 盆地相	混合相	海相镜质组≈10%;笔石表皮体+ 几丁虫壳皮体< 10%;藻类体+ 无结构腐泥体> 80%
阿克苏建化采石场	台地相	壳相	海相镜质组≈40%;笔石表皮体+ 几丁虫壳皮体罕见;藻类体+ 无结构腐泥体> 60%
TZ3	台地相	壳相	海相镜质组 10%~ 15%;笔石表皮体+ 几丁虫壳皮体罕见;藻类体+ 无结构腐泥体> 85%
LN5	台地相	壳相	海相镜质组≈30%;偶见笔石表皮体;藻类体+ 无结构腐泥体> 70%

据文献[11],稍有改动

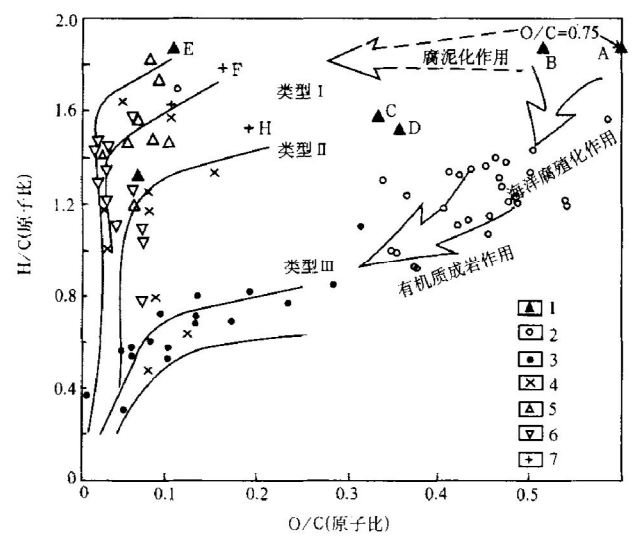


图 3 海洋腐殖酸与海相镜质组的 C,H,O 元素组成^[11]
Fig. 3 Composition of C,H and O in marine humic acid and marine vitrinite

1—现代生物物质;A—藻类,B—细菌,C—蛋白质,D—孢粉,E—脂肪;2—海洋沉积物中的腐殖酸;3—华北石炭系碳酸盐岩系列海相镜质组;4—腐泥煤系列;5—松辽盆地 I 型干酪根;6—泌阳盆地 I 型干酪根;7—国外著名腐泥褐煤;
F—巴西马拉克煤,G—俄罗斯莫斯科早石炭世藻类体,H—中亚胶泥煤

赵孟军等^[12]则指出塔里木盆地中奥陶统类似镜质组的有机质来自宏观藻类,宏观藻类的残片具有镜质组的特征,但不具有高等植物形成的镜质体的内部结构,荧光弱或无荧光($R_o=0.8\% \sim 1.0\%$ 时)。这种组分的成烃降解率及烃产物特征与腐殖型有机质非常类似。

3 有机相

有机相的比较也说明浅水台地环境沉积的碳酸盐岩中的有机质应当富氧贫氢。那些在 van

Krevelen 图上沿 I 型轨迹演化的有机质对应于 Jones^[7]提出的有机相 A,只能形成于较长时期存在缺氧底水的环境。某些湖相的沉积中心具备这样的条件,例如松辽盆地的白垩系、著名的绿河页岩等。海相环境只有当水体非常局限时才能发育有机相 A,例如国内研究者曾经用来进行模拟实验的爱沙尼亚奥陶系油页岩和约旦上白垩统—下第三系泥灰岩。广海环境下形成的大片分布的沉积岩,有机相 A 至多只占一小部分。即使前泥盆纪海相烃源岩中的有机质,也并非一概沿 I 型轨迹演化。

大量海相烃源岩实际上属于有机相 AB—有机相 B,有机质元素组成位于 van Krevelen 图 II 型演化轨迹上(图 4)。有机相 AB—B 也存在于底水缺氧的海相或湖相,要求的条件是气候温暖、风速很小、波浪不兴;缺乏生物扰动;并且很少有高等植物有机质的输入。有机相 AB 的实例包括阿拉伯半岛的侏罗系烃源岩(未成熟条件下 TOC 为 10% 左右,H/C 原子比为 1.4)。前泥盆纪的一些样品,例如 McKirdy^[13]等提到两口井中寒武纪陆缘海环境沉积的碳酸盐岩,有机质也位于 II 型演化轨迹上。另外,黄第藩等^[14]也指出,塔里木盆地中下寒武统欠补偿盆地环境沉积的泥岩(TOC 平均 1.75%)的原始有机相相当于 Jones 的 B 相。

水体浅、氧化性强、有机质保存条件差的碳酸盐岩台地,其有机相处于比一般海相泥页岩烃源岩所处的 B 相还要差的 C—D 相,这是自然而然的事情。McKirdy 等^[13]还给出了这样的实例,澳大利亚 Marla—1 井的寒武系碳酸盐岩形成于盐沼—潟湖的海相环境,抽提物的生物标记化合物为藻源特征,但在沉积期和成岩作用早期,其环境氧化,干酪根投

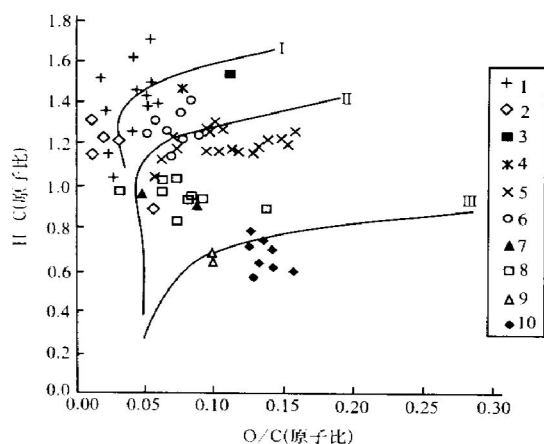


图4 国外一些烃源岩在 van Krevelen 图上的位置

Fig. 4 Position of some source rocks at abroad on van Krevelen chart

- 1—绿河页岩, 湖相; 2—澳大利亚奥菲瑟盆地 Byilkaoora—1 井寒武系白云质泥岩, 湖相; 3—爱沙尼亚库克油页岩, 潟湖相; 4—约旦晚白垩世—早第三纪泥灰岩 ($TOC=16.8\%$), 可能为局限台地; 5—巴黎盆地下侏罗统泥灰岩, 海相; 6—北海上侏罗系统, 海相; 7—同2盆地, Wallira West—1 井, 碳酸盐岩, 陆缘海相; 8—同2盆地, Wilkinson—1, 碳酸盐岩, 陆缘海相; 9—同2盆地, Marta—1 井, 碳酸盐岩, 蒸发环境; 10—北海白垩纪, 开阔海相

数据来源: 1, 5 来自文献[10]; 2, 7, 8, 9 来自文献[13];

3, 4 来自文献[15]; 6, 10 来自文献[9]

影在 van Krevelen 图上 III 型轨迹上。Jones^[9] 也指出, 碳酸盐岩层系中藻类被高度氧化, 就会形成有机相 CD—D。同样地, 台地为极浅水台地, 以鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩为例, 岩石结构中存在大量浅水波浪痕^[16], 最近研究又大量发现风暴沉积的特征*, 说明水体动荡、充氧; 另外, 大量膏质沉积、泥裂、鸟眼等的存在说明水体经常蒸干, 沉积物反复暴露在水面之上, 这样的环境非常不利于有机质的保存, 结果既使得有机质丰度降低, 又使得有机质类型变差; 含量较低的有机质又受到成岩环境中的氧化剂(溶解氧、膏盐、三价铁)的作用, 使其成烃降解率进一步降低。因此这类碳酸盐岩只能列入有机相 C—D。

4 结语

从有机质类型的讨论中可以看出, 下古生界碳酸盐岩有机质类型表现出两重性: 尽管生源指标(包括干酪根镜检、干酪根碳同位素组成、轻烃组成、可溶有机质的族组成、生物标志化合物等)表明

其属于腐泥型母质, 但是一些反映生烃能力的指标(主要是干酪根的元素比)均反映有机质曾遭到氧化, 比较富氧, 原始成烃降解率不会太高。

承认腐泥型的有机质成烃降解率不总是很高, 这对于我们客观地认识浅水台地环境沉积的碳酸盐岩的生烃潜力非常重要。以往国内研究中一般将 van Krevelen 图上投影到 I 型、II 型和 III 型演化轨迹附近的干酪根分别对应于腐泥型、混合型和腐殖型干酪根, 这在陆相沉积中可能比较适用, 因为总体而言, 陆相水体由湖沼—滨浅湖相、半深湖相到深湖相, 不但有机质保存条件变好, 有机质也逐渐由高等植物来源为主过渡到高等植物来源与菌藻类来源比例相当、最后到以菌藻类来源为主, 因此有机质母质类型的优劣、保存条件的优劣、形成的干酪根的成烃降解率的高低三者变化是一致的; 但是在多数海相环境(尤其在前泥盆纪), 由于缺乏陆生高等植物的输入, 即使在强氧化环境下, 母质类型也是腐泥型, 这时显然不能忽略沉积环境的作用。不利的沉积环境将大大降低有机质成烃降解率, 不能机械地以生源优劣来直接代替有机质生烃能力。浅水台地相贫有机质纯碳酸盐岩中的有机质与未受氧化改造的腐泥型有机质的成烃降解率并不一样, 笼统地用后者来代替前者, 是高估碳酸盐岩生烃量的重要原因之一。事实上, 从沉积期到现今演化阶段, 我国浅水台地碳酸盐岩中的有机质并未大量生烃, 至少远不像未受演化改造的腐泥型有机质那样具有较高的原始成烃降解率。这部分碳酸盐岩有机质丰度较低, 应视为其在沉积、成岩过程所造成的, 而并非成烃转化率高的结果。

参 考 文 献

- 1 傅家谟, 秦匡宗. 干酪根地球化学[M]. 广州: 广东科技出版社, 1995. 619~ 628
- 2 周中毅, 贾蓉芬. 碳酸盐岩生油岩的有机地球化学、岩石学特征[J]. 地球化学, 1974, (4): 278~ 298
- 3 傅家谟, 汪本善, 史继扬, 等. 有机质演化与沉积矿床成因(I)——油气成因与评价[J]. 沉积学报, 1983, 1(3): 50~ 57
- 4 傅家谟, 贾蓉芬. 碳酸岩分散有机质的基本存在形式、演化特征与碳酸岩地层油气评价[J]. 地球化学, 1984, (1): 1~ 9
- 5 刘宝泉, 梁狄刚, 方杰, 等. 华北地区中上元古界、下古生界碳酸盐岩有机质成熟度与找油远景[J]. 地球化学, 1985, (2): 150~ 162
- 6 包建平, 王铁冠, 王金渝, 等. 下扬子地区海相中、古生界有机地球化学[M]. 重庆: 重庆大学出版社, 1996. 17~ 18
- 7 邵建军, 李明宅. 我国海相碳酸盐岩的有机相及其生油气潜力

* 郑聪斌, 章贵松, 王飞雁, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶系古岩溶特征及圈闭条件研究. 2000

- [A]. 见: 地质矿产部石油地质研究所. 石油与天然气地质文集 (第四集)[C]. 北京: 地质出版社, 1995. 65~ 77
- 8 杨俊杰, 裴锡古. 中国天然气地质学(卷四)[M]. 北京: 石油工业出版社, 1996. 101~ 102
- 9 Jones R W. Organic facies [A]. In: Brooks J, Welte D. Advances in petroleum geochemistry (Vol. 2) [C]. London: Academic Press, 1987. 1~ 90
- 10 Durand B. Kerogen[M]. Paris: Edition Technip, 1980. 123~ 138
- 11 钟宁宁, 秦勇. 碳酸盐岩有机岩石学[M]. 北京: 科学出版社, 1995. 58~ 65
- 12 赵孟军, 张宝民, 肖中尧, 等. 塔里木盆地奥陶系偏腐殖型烃源岩的发现[J]. 天然气工业, 1998, 18(5): 32~ 36
- 13 McKirdy D M, Kantsler A J, Emmett J K, et al. Hydrocarbon genesis and organic facies in cambrian carbonates of the Eastern Offices Basin, South Australia [A]. In: Palacas J G. Petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks [C]. Tulsa: AAPG, 1984. 1~ 90
- 14 黄第藩, 赵孟军, 张水昌. 塔里木盆地油气资源及勘探方向[J]. 新疆石油地质, 1999, 20(3): 189~ 192
- 15 郝石生, 高岗, 王飞宇, 等. 高过成熟海相烃源岩[M]. 北京: 石油工业出版社, 1996. 16~ 17
- 16 冯增昭, 鲍志东, 张永生, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶纪碳酸盐岩地层岩石相古地理[M]. 北京: 地质出版社, 1998. 62~ 73

HYDROCARBON-GENERATING POTENTIAL OF ORGANIC MATTER IN EPICONTINENTAL SEA CARBONATE ROCKS IN CHINA

Xia Xinyu¹ Zeng Fangang² Hong Feng¹

(1. Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Petro-China, Beijing; 2. Renmin University of China, Beijing)

Abstract: The indices reflecting the origin of parent materials in organic matter types can not completely represent hydrocarbon generation ability. However, many geochemical indices indicate that the hydrocarbon potential of the epicontinental marine carbonate rocks is rather low. The ratios of H/C and O/C of kerogens in these carbonate rocks are plotted in the area of type-III kerogens in the van Krevelen chart. The H/C ratio of kerogen in carbonate rocks is much lower than that in the neighboring mudstone. Maceral observation also indicates the poor hydrocarbon generation potential of OM in epicontinental carbonate rocks, including the converting of amorphous liptinite to micrinite, the occurrence of black structures in the center of algalinite and large amount of maceral alike to vitrinite. The distribution of organic facies can explain the transformation of the OM in these carbonate rocks by oxidizing condition. The hydrocarbon generation potential of the sapropelic OM in the epicontinental carbonates is only equivalent to that of type-III kerogen. When studying the hydrocarbon-generating amount of this type of carbonate rocks in basin simulation, they should not be represented by the low-mature marls with high TOC and high hydrocarbon index.

Key words: carbonate rock; organic facies; type of organic matter; organic carbon, hydrocarbon generation potential