

文章编号: 1000-0550(1999)04-0638-06

# 鄂尔多斯盆地下奥陶统碳酸盐岩 有机相类型及生烃潜力

夏新宇<sup>1</sup> 洪峰<sup>1</sup> 赵林<sup>1</sup> 张文正<sup>2</sup>

1(石油勘探开发科学研究院 北京 100083) 2(长庆石油勘探局实验室 西安 710021)

**摘要** 对鄂尔多斯盆地下奥陶统马家沟组碳酸盐岩的各种沉积环境的有机相特征进行了研究, 结果表明平均有机碳丰度最高的是陆缘斜坡相碳酸盐岩(0.26%), 其次是膏盐湖(0.22%)、膏云坪(0.21%), 而开阔海、云坪和滩等环境的碳酸盐岩有机碳平均含量较低( $< 0.20\%$ ); 碳酸盐岩干酪根样品多数为富氧、贫氢, 显示其有机质类型较差; 岩石地球化学特征和生物化石特征反映出陆缘斜坡处于相对还原的环境, 而其他沉积环境则为氧化环境。鄂尔多斯盆地下奥陶统的大部分碳酸盐岩处于生烃潜力较差的C~D相。从有机质数量、有机相类型来判断, 鄂尔多斯盆地下奥陶统碳酸盐岩不是好烃源岩, 难以形成具有一定规模的气田。

**关键词** 碳酸盐岩 有机相 生烃潜力 鄂尔多斯盆地

**第一作者简介** 夏新宇 男 1970年出生 博士后 天然气地质学

**中图分类号** P618.130.1 **文献标识码** A

## 1 引言

鄂尔多斯盆地奥陶系风化壳气藏一般认为存在上古生界和下古生界两套源岩。由于下古生界海相碳酸盐岩热演化程度较高( $R_o$ 一般大于 $2.0\%$ ), 残余有机碳含量较低(TOC平均在 $0.20\%$ 左右), 所以对其生烃能力一直存在着不同的认识, 即这种较低的有机碳含量到底是由于沉积时有机质本身数量少、类型差还是归因于有机质类型好、热成熟度高、转化率高。这关系到对下古生界碳酸盐岩生烃能力的认识及该区的资源评价。本文结合沉积学及地球化学资料, 拟从有机相特征及划分的角度对这一问题进行探讨。

目前研究已经认识到沉积环境对原始有机质的性质有重要影响。Oehler提出具有良好生烃潜力的碳酸盐岩沉积环境需要满足四个基本条件<sup>[1]</sup>, 即陆源物质(包括有机质及淡水)流入量少; 原地藻类、细菌繁盛; 不应有捕食动物、潜穴生物存在; 底层水为闭塞环境。有机质沉积环境的优劣可以反映在有机相上。Jones对有机相的定义是“某个指定地层单位的一个可填图的部分, 该部分与相邻其他部分的区别在于有机质组成特征, 而不是沉积物的无机性质”, 并按物源、水体氧化程度等因素的不同划分出

表1 不同有机相的烃源岩地球化学特征

Table 1 Geochemical features of source rock in different organic facies

有机相	H/C	HI	TOC/%	对应的有机质类型
A	$\geq 1.45$	$\geq 850$	$5 \sim > 20$	I
AB	$1.45 \sim 1.35$	$850 \sim 650$	$3 \sim > 10$	I
B	$1.35 \sim 1.15$	$650 \sim 400$	$1 \sim 10$	I ~ II
BC	$1.15 \sim 0.95$	$400 \sim 250$	$1 \sim 3$	II
C	$0.95 \sim 0.75$	$250 \sim 125$	$1 \sim 3$	II ~ III
CD	$0.75 \sim 0.65$	$125 \sim 50$	—	III
D	$\leq 0.60$	$< 50$	$< 0.5$	III

注: 地化指标据 Jones<sup>[2]</sup>整理, 均指  $R_o \approx 0.5\%$  阶段的值。

七种类型的有机相<sup>[2]</sup>。所总结的划分指标主要依照H/C和热解参数( $R_o \approx 0.50\%$ 的情况下), 其次是有机碳等辅助指标(显然该指标不针对煤及碳质泥岩)(表1)。

上述指标适用于成熟度较低的情况; 鄂尔多斯盆地下古生界的烃源岩热演化程度普遍较高, 造成热解参数大大降低, HI(氢指数)显然已经不能用来判断有机质形成时的有机相; 另外热演化程度高也

会造成 H/C 和 TOC 降低。因此,研究该地区碳酸盐岩的有机相,必须结合其他一些指标,考虑各种可能的因素。

## 2 马家沟组不同沉积环境的有机相

鄂尔多斯盆地奥陶统除在盆地西部、南部存在冶里组、亮甲山组和马家沟组六段以外,在中部只存在马家沟一段到五段( $O_1 m^1 \sim O_1 m^5$ )。盆地总体为台地碳酸盐岩沉积,但也存在着不同的沉积环境,包括开阔海、云坪、膏云坪、膏盐湖、滩等。在马家沟一期到六期发生了马一一马二、马四、马六三次海进及马三、马五两次海退,使得上述环境的分布范围有所不同,但总体上盆地西部以开阔海为主,中、东部以云坪为主,含膏沉积主要位于陕北一带(图1)。而且在每一段的内部,沉积环境也有一些小的时空变化。

### 2.1 有机碳含量

本次研究对鄂尔多斯盆地奥陶统马家沟组一段一五段共 600 多个有机碳数据按不同沉积环境进

果剔除了奥陶系顶部风化壳中样品的数据,因为风化壳既是油气储层,又易混入上古生界有机质,其 TOC 明显高于风化壳之下的层段,不能代表奥陶系碳酸盐岩自身的性质。因此本文的 TOC 统计结果比以往的一些统计结果<sup>[4]</sup>要低。

行了统计,其结果见表2。需要说明的是,该统计结果由表2可见,沉积环境对于碳酸盐岩有机质含量有明显的控制作用。即马家沟六段的陆缘斜坡环境碳酸盐岩的有机碳平均含量最高,平均 TOC 达到 0.26%;其次是盐度较高的沉积环境(膏盐湖、膏云坪),平均 TOC > 0.20%;而盐度较低云坪以及浅水的开阔海台地有机碳平均含量较低,平均 TOC < 0.20%;滩这样的动荡水环境有机碳含量最低,平均小于 0.15%。对于各单层都存在着这样的统计结果;在单井(陕参1井)中也是如此。因此,从残余有机碳的优劣看,鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩所处的有机相相对优劣是:陆缘斜坡 > 膏盐湖、膏云坪 > 云坪、浅水开阔海台地 > 滩。这里未考虑演化程度对于上述残余有机碳含量次序造成的影响,原因是这种影响并不大(见下文)。

下一步的问题是,从有机碳丰度是否可以看出鄂尔多斯盆地奥陶系各种环境的碳酸盐岩各对应于哪种有机相呢?这就需要考虑其原始有机碳含量的高低。已有不同学者提出了高成熟烃源岩有机碳丰度的恢复方法<sup>[5,6]</sup>,如果将这些方法直接应用在处于高成熟—过成熟阶段鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩,则恢复系数一般在 2 倍以上。但我们研究发现这样高的恢复系数不合乎该地区实际情况。考虑到鄂尔多斯盆地奥陶统碳酸盐岩中并无大量的储层沥青,碳酸盐岩生成天然气应主要是原地裂解形成的,这点与液态烃能够排出反应体系之外的热模拟实验有所不同,实际的原始有机碳恢复系数并不高,我们研究表明,即使将下古生界碳酸盐岩看作 I 型有机质,其有机碳恢复系数也不会超过 1.6 倍<sup>[7]</sup>;而且即使考虑到这一系数,鄂尔多斯盆地奥陶统碳酸盐岩各种沉积环境的原始平均有机碳含量也都达不到 0.50%,对照表1可以看出,这部分碳酸盐岩只能是处于 CD 相或 D 相。

### 2.2 干酪根元素比

确定有机相的一个重要指标是干酪根的 H/C。鄂尔多斯盆地奥陶统碳酸盐岩 H/C 普遍较低,其原因也具有两种可能:一种是沉积—成岩时期原始有机质类型较差;另一种是演化程度较高造成的结

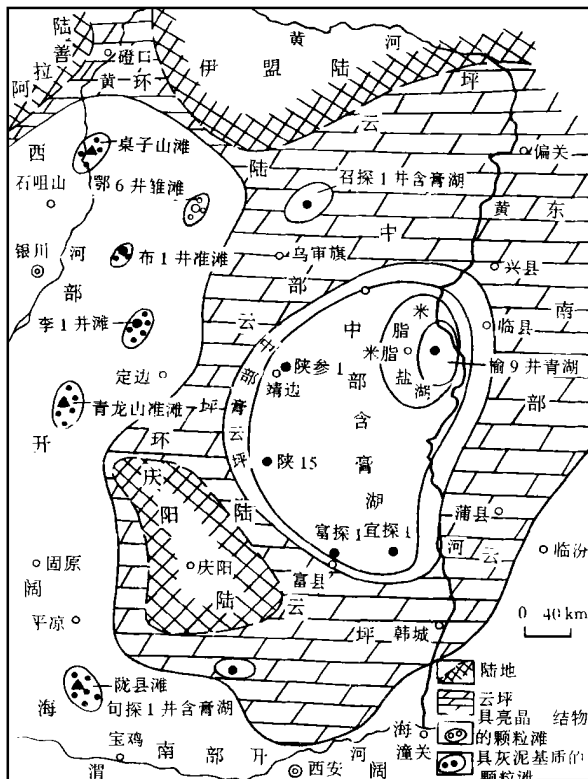


图1 鄂尔多斯盆地马家沟三期岩相古地理图(冯增昭等, 1998<sup>[3]</sup>, 有改动)

Fig.1 Lithofacies-paleogeographic map of Ordovician Majiagou-3 stage in Ordos basin

表 2 鄂尔多斯盆地马家沟组烃源岩残余有机碳与沉积环境的关系

Table 2 Relationship between TOC distribution and sedimentary environment of source rock in Majiagou Fm. in Ordos basin

	膏盐湖	膏云坪	云坪	开阔海	滩	陆缘斜坡
$O_1m^6$	—	—	—	—	4 $\frac{0.30}{0.08}$ 0.19	80 $\frac{0.85}{0.05}$ 0.26
$O_1m^5$	100 $\frac{0.90}{0.03}$ 0.22	66 $\frac{0.42}{0.07}$ 0.21	21 $\frac{0.35}{0.07}$ 0.17	38 $\frac{0.26}{0.05}$ 0.16	3 $\frac{0.16}{0.10}$ 0.14	—
$O_1m^4$	—	—	4 $\frac{0.16}{0.08}$ 0.12	173 $\frac{0.70}{0.05}$ 0.17	4 $\frac{0.18}{0.11}$ 0.14	—
$O_1m^3$	34 $\frac{0.64}{0.12}$ 0.24	8 $\frac{0.33}{0.15}$ 0.20	2 $\frac{0.19}{0.18}$ 0.18	14 $\frac{0.38}{0.05}$ 0.14	15 $\frac{0.25}{0.08}$ 0.13	—
$O_1m^2$	15 $\frac{0.57}{0.16}$ 0.25	—	2 $\frac{0.19}{0.08}$ 0.14	8 $\frac{0.16}{0.06}$ 0.10	11 $\frac{0.19}{0.07}$ 0.12	—
$O_1m^1$	5 $\frac{0.34}{0.12}$ 0.21	—	18 $\frac{0.22}{0.05}$ 0.14	3 $\frac{0.18}{0.16}$ 0.17	—	—
陕参 1 井	29 $\frac{0.64}{0.12}$ 0.24	42 $\frac{0.35}{0.10}$ 0.20	—	48 $\frac{0.30}{0.08}$ 0.17	—	—
全区平均	0.22	0.21	0.15	0.16	0.14	0.26

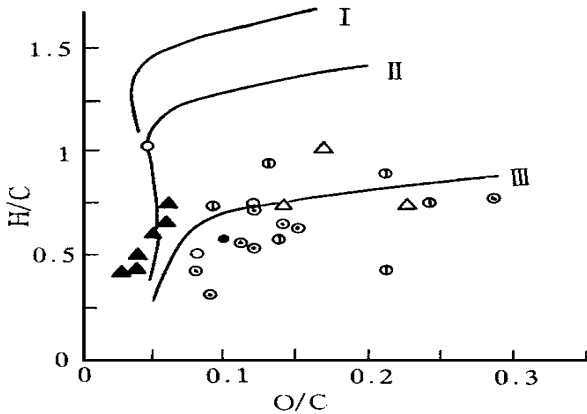


图 2 鄂尔多斯盆地奥陶系不同环境及石炭系碳酸盐岩有机质在类型图上的分布

●—膏盐湖; ○—膏云坪; ◇—云坪; ◆—开阔海;  
□—陆缘斜坡; △—风化壳; ▲—石炭系

Fig. 2 Distribution of organic matter in Ordovician carbonates of different depositional environments and Carboniferous carbonates in the Ordos basin on the Van Krevelen chart

果。结合大量 O/C 的数据,我们认为前一种原因是主要的。

图 2 为鄂尔多斯盆地不同层位的碳酸盐岩干酪根在类型图上的分布。从图 2 看,奥陶系碳酸盐岩部分干酪根样品  $H/C < 0.8$  且  $O/C < 0.1$ , 位于图的左下部,这是由于有机质演化程度相当高造成的,不能用来区分其原始有机质类型;但也有大量样品  $H/C < 1.0$  且  $O/C > 0.1$ , 位于图的下半部偏右,可排除

其原始有机质类型为 I 型的可能。碳酸盐岩干酪根存在较高的 O/C 比无疑是很重要的现象,那么,该现象是这部分碳酸盐岩所固有的吗?回答是肯定的,原因是:

(1) 现有实验规程并不存在能使 O/C 测定偏大的系统误差。按实验规程,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均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 ( $FeS_2$ ) 的存在对 O/C 的测定并无影响;按实验规程,氧元素的测定存在 6% 的相对误差,误差范围并不大。因此,鄂尔多斯盆地地下奥陶统碳酸盐岩干酪根存在较高的 O/C 比,难以用实验分析(包括前处理及仪器分析)中的误差来解释。

(2) O/C 高的样品不仅仅是存在于风化壳中,也存在于风化壳以下的层段,因此这不是风化作用造成的结果。

(3) 同样是热成熟度较高的碳酸盐岩,本区石炭系灰岩的 O/C 则较低,两个层位碳酸盐岩的有机质类型的差异在图 2 上一目了然,说明奥陶系碳酸盐岩干酪根 O/C 较高是沉积环境造成的。

由此看,鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩较高的 O/C 原子比能够说明其原始有机质类型较差;相应地,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,而非成烃转化率高造成的结果。

这里观察到的 O/C 比值存在一个比较费解的问题,那就是,在图 2 偏右的一些样品点,尽管其 O/C 很高,但其对应的热演化程度并不低。下古生界碳酸盐岩的折算镜质体反射率(由沥青体反射率折算而来)均在 1.0% 以上<sup>[4]</sup>,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,III 型干酪根样品的元素组成应当投影到类型图的左下部;但鄂尔多斯盆地古生界的碳酸盐岩并非如此。对这一现象的解释是,碳酸盐岩干酪根中不同的显微组分存在热演化程度的差异。在当地的热演化环境中沥青体的熟化较为明显,而干酪根的主要组分则表现得相当“惰性”,氢、氧原子脱去较慢。碳酸盐岩干酪根的元素比演化滞后于沥青体的热演化程度,可能有两方面的机制:其一与有机质的赋存状态有关,由于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矿物包裹束缚住了,因此其热演化过程可能相应缓慢;其二是,干酪根中在沉积、成岩期经氧化形成的富氧组分的化学结构可能很稳定。

从图 2 可见,除陆缘斜坡相的一个样品有机质类型较好外,其他各种沉积环境形成的有机质类型都属较差 III 型,而且差别不明显。这种高 O/C 比的干酪根其原始 H/C 不高(一般  $< 0.8$ ),对照表 1,只能划入有机相 C~D。

### 2.3 岩石地球化学特征

除了上述有机地球化学特征之外,鄂尔多斯盆地奥陶系的岩石地球化学特征也表明不同沉积环境氧化性的不同,表现在以下几点:

(1)云坪环境形成的不与膏盐共生的白云岩,具有氧化环境的一些特征,包括颜色为土黄色、碳同位素和氧同位素组成均为低负值、 $\delta C_e$  为负异常;而膏盐湖中与膏岩共生的白云岩则表现出还原环境的特征,颜色为灰色至深灰色,白云石以铁白云石为主<sup>[3]</sup>。这说明含膏环境的有机相优于云坪。

(2)中东部泥云坪环境形成的泥岩层也表现为氧化环境的特征,呈浅灰色至黄灰色;而西部马家沟六段深水环境的泥岩层表现出还原环境的特征,呈灰黑色和绿色,富黄铁矿<sup>[3]</sup>,这说明斜坡环境的有机相优于台地环境。

(3)盆地古生界不同地层、不同沉积环境岩石的  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  也有明显区别。从表 3 鄂尔多斯盆地古生界不同层位的  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  可以看出,滩环境形成的碳酸盐岩的  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  最高,达 8.55;而开阔海和

含膏环境沉积的碳酸盐岩  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  则低得多,为 0.78 和 0.36。但这些环境碳酸盐岩的  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  都高于奥陶系顶部风化壳层段( $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  为 0.07)以及上古生界下部地层( $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  为 0.05),也高于上古生界上部地层( $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  为 0.22)。这说明滩环境的有机相很差,又能够说明下奥陶统碳酸盐岩处于较差的有机相,原因是,沉积岩中的  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  既受沉积环境氧化性的影响,也受沉积后岩石中还原物质的影响。上述层段中上古生界下部的本溪组( $C_2b$ )、太原组( $C_2t$ )和山西组( $P_1s$ )含煤地层既是源岩层、又是储集层;风化壳地层是储集层,甚至能混入上古生界原始有机质;再次是上古生界的上、下石盒子组( $P_1x$  和  $P_2sh$ ),是储集层;而下奥陶统风化壳之下的层段只是可疑的源岩层,迄今也未发现油气聚集。 $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  按上述次序降低,有力地说明下奥陶统碳酸盐岩含烃性差、有机相差。由于煤系的有机相可确定为 C 相<sup>[2]</sup>,相比较而言,下古生界碳酸盐岩只能属于更差的有机相。

表 3 鄂尔多斯盆地古生界不同层位的  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  平均值

Table 3 Mean  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  value of different Paleozoic strata in the Ordos basin

层位	沉积环境	$Fe^{3+}/Fe^{2+}$	样品数	样品分布地区
$O_1m^3, O_1m^5$	膏盐湖、膏云坪	0.36	3	中部
$O_1m^6$	开阔海	0.78	5	西部
$O_1m^6$	滩	8.55	33	西部
$O_1m^5$	(风化壳)	0.07	15	东部
$C_2b, C_2t, P_1s$	海陆交互	0.05	12	全区
$P_1x, P_2sh$	陆相	0.22	8	全区

### 2.4 生物化石

如前所述,生物化石状况也是碳酸盐岩生烃潜力优劣的一个重要指标,具有良好生烃潜力的碳酸盐岩的沉积环境不应有捕食动物和洞穴动物的存在。西部深水斜坡的沉积岩富含钙球、放射虫、海绵骨针等生物化石,反映静水环境,利于有机质保存。开阔台地相碳酸盐岩中的生物化石则以双壳类和腕足类为主,云坪环境中的灰岩及白云岩常见爬痕、洞穴等生物扰动构造,说明不利于有机质保存。含膏环境沉积的白云岩中生物化石较少<sup>[3]</sup>,说明其中生物不繁盛。

根据以上讨论,本文认为,尽管奥陶系碳酸盐岩

表4 鄂尔多斯盆地不同沉积环境的特征及对应有机相

Table 4 Features of different sedimentary environments and their corresponding organic facies in Ordos basin

沉积环境	水动力环境	氧化—还原作用	生物量	动物对有机质消耗	有机相
膏盐湖	潮下低能	弱还原	较少	弱	BC~C
膏云坪	平均低潮面与大潮低潮面间, 高能	氧化	稀少	较弱	C~CD
云坪	平均高、低潮面间, 高能	强氧化	稀少	强	D
开阔海	低潮面与浪基面间, 能量较高	弱氧化 氧化	繁盛	强	C~D
滩	潮下高能	强氧化	较少	较弱	D
陆缘斜坡	浪基面下, 低能	弱还原—还原	繁盛	较弱	B~C

有机质从生源上讲为菌藻类形成的腐泥型, 但是大部分沉积环境不利于有机质的保存, 有机质类型较差, 有机相类型属于 Jones 划分的 C~D 相。各沉积环境对应的有机相特征见表 4。表 4 中膏盐湖环境可能存在的有机相 BC, 是综合各种因素推测的结果; 本文前面统计的数据尚不能表明膏盐湖环境达到有机相 BC。

### 3 下奥陶统碳酸盐岩生烃潜力

有机相的特征说明了不同沉积环境的有机质保存条件对有机质丰度和性质的共同影响。下奥陶统大部分碳酸盐岩处于较差的有机相, 其原始生烃潜力并不高。最主要的原因在于其处于浅水沉积环境, 一方面水体动荡, 充氧; 另一方面沉积物频繁地暴露在水面之上, 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, 使其生烃潜力进一步降低。这种有机质不具备生油能力, 只有当热演化程度达到干气阶段时才有一定的生气能力。

既然鄂尔多斯盆地地下奥陶统碳酸盐岩基本上都处于较差的有机相, 其原始生烃潜力并不高, 那么在进行资源评价时, 就不能将其按生烃潜力很高的 I 型和 IIa 有机质来看待。若按 I 型有机质看, 其生气潜力可达  $1\ 000\ \text{m}^3\ \text{气/t}$  残余 TOC, 按岩石平均 TOC 为 0.20% 计算, 相当于  $2\ \text{m}^3\ \text{气/t}$  岩石; 下奥陶统碳酸盐岩厚度在 100~900 m, 可计算出该地区下奥陶统生气强度在  $(5\sim50)\times 10^8\ \text{m}^3/\text{km}^2$ ; 而实际上, 若按 III 型有机质考虑, 其生气潜力不超过  $200\ \text{m}^3\ \text{气/t}$  残余 TOC, 生气强度只有  $(1\sim10)\times 10^8\ \text{m}^3/\text{km}^2$ 。可见, 若将碳酸盐岩有机质一概看作较好的 I 型, 将大大高估本地区的资源量。

生气潜力这样低, 并且有机碳丰度也相当低的

碳酸盐岩能否算作烃源岩呢? 理论上讲, III 型有机质的烃源岩原始有机碳只要达到 0.10% 就可以满足自身的残留、吸附, 如果说生烃之后能够排气的岩石就是气源岩, 本区的碳酸盐岩则几乎都是气源岩。但这显然未考虑聚集因素。由于本区大部分碳酸盐岩有机碳丰度低且有机质类型差, 排气量很少, 其聚集系数也将远低于有机碳含量高的烃源岩, 所释放的天然难以聚集到一起形成具有一定规模的气田。从商业聚集的角度考虑, 这部分碳酸盐岩甚至很难算作气源岩。

当然, 本文研究不排除在鄂尔多斯盆地地下奥陶统局部地区和局部层段有可能存在比较好的有机相, 即盆地西部的陆缘斜坡和盆地中东部的膏盐湖。但这些地区范围较为狭窄, 从样品统计上, 并未发现较厚的富含有机质的岩层; 并且盆地西部在奥陶纪之后属构造活动区, 对天然气成藏不利。近来研究者认识到, “大面积分布、有一定厚度、有机碳含量为 1%~2% 的泥质岩、泥质碳酸盐岩, 是海相大油气田形成的必要条件; 而有机碳含量很低的纯碳酸盐岩则形成不了大气田”<sup>[8]</sup>, 因此, 长庆气田奥陶系风化壳气藏的主要气源不大可能是奥陶系碳酸盐岩, 而应当是石炭系的煤系和海相源岩, 笔者最近对长庆气田奥陶系气藏地质地球化学特征的研究也证明了这一点<sup>[9~11]</sup>。而勘探的结果更具说服力: 在鄂尔多斯盆地诸多探井中, 有许多在奥陶系风化壳气藏底板之下钻遇孔洞层, 储层发育但没有气显示, 至今在下奥陶统内幕也未试出工业性气流, 说明这种处于有机相 C~D 的碳酸盐岩不足以形成具有一定规模的气田。

### 4 结论

1) 鄂尔多斯盆地地下奥陶统碳酸盐岩总体上形成于浅水氧化环境, 不利于有机质的保存, 造成有机碳

含量较低,并且有机质贫氢、富氧、类型差。从有机相角度考虑,该地区碳酸盐岩主要处于生烃潜力较差的C~D相。

2)在不同的沉积环境,有机质的类型和数量有所不同,陆缘斜坡和膏盐湖环境形成的碳酸盐岩生烃潜力优于云坪相、浅水开阔海台地和滩。

3)从有机相特征考虑,鄂尔多斯盆地奥陶统碳酸盐岩难以形成具有一定规模的气田。

#### 参 考 文 献

- 1 Oehler J H. Carbonate source rocks in the Jurassic Smackover Trend of Mississippi, Alabama, and Florida [A]. In: Palacas J G, ed. Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks [C]. AAPG, Tulsa, 1984. 63~70
- 2 Jones R W. Organic facies [A]. In: Brooks J, Welte D, eds. Advances in Petroleum Geochemistry, Vol. 2 [C]. London: Academic Press, 1987. 1~90
- 3 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

- 石岩相古地理 [M]. 北京: 地质出版社, 1998. 8~75
- 4 戴金星, 宋岩, 张厚福等. 中国天然气的聚集区带 [M]. 北京: 地质出版社, 1997. 61~63
- 5 程克明, 王兆云. 高成熟和过成熟海相碳酸盐岩生烃条件评价方法研究 [J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(6): 537~543
- 6 刘宝泉, 郭树芝. 恢复原始有机碳和生烃潜力的简便方法 [J]. 古潜山, 1997(1): 52~58
- 7 夏新宇, 洪峰, 赵林. 烃源岩生烃潜力的恢复探讨—以鄂尔多斯盆地奥陶统碳酸盐岩为例 [J]. 石油与天然气地质, 1998, 19(4): 307~312
- 8 邱中建, 张一伟, 梁狄刚等. 田吉兹、尤罗勃软碳酸盐岩油气田石油地质考察及对塔里木盆地寻找大油气田的启示和建议 [J]. 海相油气地质, 1998, 3(1): 49~56
- 9 戴金星, 夏新宇. 长庆气田奥陶系风化壳气藏气源研究回顾 [J]. 地质前缘, 1999, 6(增刊): 195~203
- 10 夏新宇, 赵林, 戴金星. 鄂尔多斯盆地奥陶系风化壳气藏中油型气成分的来源 [J]. 石油勘探与开发, 1999, 26(4): 23~25
- 11 夏新宇, 赵林, 李剑锋等. 长庆气田天然气地球化学特征及奥陶系气藏成因 [J]. 科学通报, 1999, 44(10): 1116~1119

## Organic Facies Type and Hydrocarbon Potential of Carbonates in Majiagou Fm. Lower Ordovician in Ordos Basin

XIA Xin-yu<sup>1</sup> HONG Feng<sup>1</sup> ZHAO Lin<sup>1</sup> ZHANG Wen-zheng<sup>2</sup>

1(Scientific Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing 100083)

2(Laboratory of Changqing Petroleum Exploration Bureau, Xi'an 710021)

### Abstract

Lower Ordovician carbonate in the Ordos basin is characterized by its low organic matter content and high maturity, and its low residual TOC (total organic carbon) value can be not only regarded as its own initial feature but also contributed to the high maturity and high hydrocarbon potential. So whether it can be regarded as main source rock of the weathering—crust gas reservoir beneath the Upper Carboniferous/ Lower Ordovician parallel unconformity is still debatable. In this paper, the authors studied the hydrocarbon potential of Ordovician carbonates from the view of organic facies. Geochemical feature of different depositional environments includes:

(1) Over 600 sample shows that carbonate formed in continental slope has a maximum average TOC value of 0.26%wt, then is that formed in gypsum lagoon (0.22%wt) and gypsodolomitic flat (0.21%); those deposited in dolomitic flat and open sea have lower TOC content (0.15%wt and 0.16%, respectively). TOC in carbonates formed in beach is minimum (<0.15%). Even if taking the decrease of organic matter during maturity into account, the initial TOC value in the carbonate in its low—mature stage is still as little as in organic C~D proposed by Jones.

(2) H/C and O/C atomic ratios of 20 kerogen samples all drop on the right part of the Van Krevelen chart. High O/C value indicates that the low H/C of organic matter in the carbonate is the feature during its

(Continued on page 650)

ponent series are alkylcyclohexane, isoalkane and carotane. Various geochemical indexes indicated that there are two peak stages in the process of the pollens pyrolysis, that is 150 °C ~ 250 °C stage and 300 °C ~ 400 °C stage. During the first evolutionary stage bleeding hydrocarbons probably come from the lipid in sporopollen cytoplasm and walls, whereas during the second evolutionary stage they might mainly be derived from sporopollenines in outer walls of sporopollens. More plentiful hydrocarbon was generated in second stage.

N-alkanes were identified from the original and all the simulation samples, the distribution is from  $nC_{14}$  to  $nC_{36}$  and the n-alkanes of high carbon number ( $> nC_{23}$ ) occurred more abundantly. The distribution of isoprenoid alkane is from  $C_{18}$  to  $C_{21}$ , and it is of sharp phytane superiority. Sterane series biomarkers were separated from the simulation samples below 550 °C. The relative contents of  $C_{28}$  and  $C_{29}$  steranes are the highest and  $C_{29} > C_{28}$  and  $\alpha\alpha\alpha 20R > \alpha\alpha\alpha 20S$  are the important characteristics. Tricyclic diterpane and pentacyclotriterpane were found from the samples below 300 °C and over 400 °C. They maybe originated separately from the cytoplasm and outer walls of sporopollens.  $C_{29}$ , dianorhopane and  $\gamma$ -lupane are important biomarkers of continental oils and source rocks. Both also were found in some thermal samples. Alkylcyclohexane and carotane mainly be derived from the products of pyrolysis and ruptures of  $\beta$ -carotene in sporopollenines of the outer walls.

**Key words** pine pollen thermal simulation remains extract saturated hydrocarbon biomarker

(Continued from page 643)

formation instead the result of hydrocarbon generation, low H/C ratio also indicate a poor organic facies.

(3) Mean  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  value is the highest of 33 carbonate samples formed in beach (8.55), then 5 open sea carbonate samples (0.78), 3 gypsum lagoon and gypsodolomitic plat carbonate samples (0.36). They are all higher than those in hydrocarbon generation or reservoir strata of Carboniferous—Permian (mean 0.05 of 12 samples) and Ordovician weathering crust (mean 0.07 of 15 samples), showing the lack of hydrocarbon and high oxidation potential.

(4) Lithology and fossil feature also show a bad condition for the preservation of organic matter (oxidation and consumption of fauna).

So most depositional environments of Lower Ordovician carbonate in the Ordos Basin (open sea, beach, dolomitic and gypsodolomitic flat) belong to organic facies C ~ D, with low hydrocarbon potential. Organic facies B can only exist in part of continental slope and part of gypsum lagoon, which is rather narrow. Organic facies study disproved the lower Ordovician carbonates to be good source rock in the Ordos Basin.

**Key words** carbonate organic facies hydrocarbon potential Ordos Basin