

低丰度碳酸盐岩有效烃源岩存在的 证据及其 TOC 下限

霍志鹏^{1,2)}, 庞雄奇^{1,2)}, 张宝收³⁾, 陈践发^{1,2)}, 范柏江⁴⁾, 李素梅^{1,2)}

1) 中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室, 北京, 102249;

2) 中国石油大学(北京)盆地与油藏研究中心, 北京, 102249;

3) 中国石油塔里木油田勘探开发研究院, 新疆库尔勒, 841000;

4) 陕西延长石油(集团)有限责任公司研究院, 西安, 710075

内容提要:中国碳酸盐岩分布面积广、热演化程度高、有机质丰度普遍较低,研究低丰度碳酸盐岩能否成为有效烃源岩对评价碳酸盐岩油气潜力和勘探前景具有重要意义。多方面研究表明,随着深度增大或热演化程度的提高,碳酸盐岩烃源岩 TOC 降低、生烃潜力和残留烃量均表现出先增大后减小的趋势,生烃热模拟实验结果等都表明低丰度碳酸盐岩烃源岩可以发生生排烃作用,国外勘探实践亦发现低丰度碳酸盐岩作为烃源岩的油气田,这些都表明低丰度碳酸盐岩可以成为有效烃源岩。确定碳酸盐岩烃源岩 TOC 下限需要考虑多个因素,研究认为碳酸盐岩烃源岩的 TOC 下限应该比泥页岩的 0.5% 低一些。根据排烃门限,利用生烃潜力法和物质平衡数值模拟计算法确定了不同成熟阶段有效烃源岩 TOC 下限,结合前人研究成果和勘探实践,综合确定低成熟阶段、成熟阶段和高过成熟阶段碳酸盐岩有效烃源岩的 TOC 下限分别为 $\text{TOC} \geq 1.4\%$ 、 $\text{TOC} = 0.1\% \sim 1.4\%$ 和 $\text{TOC} < 0.1\%$ 。

关键词: TOC 下限;碳酸盐岩烃源岩;低丰度有效烃源岩;塔里木盆地

中国的海相碳酸盐岩分布面积为 $344 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占陆地沉积岩总面积的 40%, 具有巨大的油气勘探潜力(马永生, 2000)。中国碳酸盐具有时代老(以古生界主)、有机质丰度低(TOC 一般小于 0.2%)、热演化程度高、埋藏深和受多旋回构造运动影响强烈等特点(李晋超等, 1998; 秦建中, 2005)。关于有机质丰度普遍偏低、处于高一过成熟阶段的碳酸盐岩能否成为有效烃源岩一直是许多石油地质学者争论的焦点。早期中国学者认为碳酸盐岩烃源岩有机质丰度(TOC)下限比泥页岩低, 一般为 0.1% ~ 0.2% (周中毅和贾蓉芬, 1974; 傅家谟和史继扬, 1977; 陈丕济, 1985; 刘德汉和史继扬, 1994), 国外学者确定的有机碳下限一般为 0.3% (Tissot and Welte, 1978; Hunt, 1979)。而近些年来中国一些学者研究认为碳酸盐岩烃源岩的 TOC 下限和泥页岩没有根本的差别, 也应该是 0.5% (邱中

建等, 1998; 梁狄刚等, 2000; 夏新宇, 2000; 张水昌等, 2002, 2004), 并认为如果碳酸盐岩烃源岩有机碳下限很低, 会导致烃源岩无处不在, 不应成为勘探过程中的主要限定因素, 但是我国碳酸盐岩的油气勘探效果却并不理想(张水昌等, 2004)。TOC = 0.5% 作为碳酸盐岩烃源岩有机碳下限的观点提出后影响较大, 得到一些学者的倡导。但是近年来碳酸盐岩油气勘探获得重大突破, 油气储量大幅增加。例如, 塔里木盆地截止 2011 年底, 塔中和塔北两个地区已发现油气三级储量超 $40 \times 10^8 \text{ t}$ 油当量, 已超过塔中和塔北地区三次资源评价 $38 \times 10^8 \text{ t}$ 油当量的结果。资源评价和实际勘探储量的巨大反差, 说明根据有机质丰度较大的优质烃源岩而开展的资源评价可能面临着巨大挑战, 而 2004 年以前我国碳酸盐岩的油气勘探效果并不理想的传统认识也成为历史。因此, 低丰度碳酸盐岩能否成为有效烃源岩值得重新

注: 本文为国家重点基础研究规划“973”项目(编号 2011CB201102)资助的成果。

收稿日期: 2013-05-23; 改回日期: 2013-08-16; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 霍志鹏, 男, 1983 年生。中国石油大学(北京)在读博士研究生。主要从事烃源岩生排烃机制、油气形成与分布规律研究。地址: 102249, 中国石油大学(北京)地球科学学院盆地与油藏研究中心; Email: huozhipeng521@163.com。通讯作者: 庞雄奇, 男, 1961 年生。教授, 博士生导师。主要从事油气藏形成与分布、盆地定量分析和油气资源评价研究。地址: 102249, 中国石油大学(北京)地球科学学院盆地与油藏研究中心; Email: pangxq@cup.edu.cn。

深入思考和研究,这将对深入认识碳酸盐岩的生烃机制、重新评价碳酸盐岩油气潜力和勘探前景具有重要的战略意义。本文将系统论述低丰度烃源岩的有关概念、低丰度碳酸盐岩烃源岩有效的证据,并确定有效的 TOC 下限。文中所有图件,尤其是散点图,如果没有特殊说明,均只利用的是 $\text{TOC} \leq 0.5\%$ 的低丰度碳酸盐岩烃源岩数据,而不包括 $\text{TOC} > 0.5\%$ 的数据。

1 低丰度烃源岩的有关概念

有机质丰度一般用有机碳含量(TOC)、氯仿沥青“A”、总烃(HC)和生烃潜力($S_1 + S_2$)来表示。其中 TOC 是被利用最广泛、也最方便的一个,本文也用 TOC 来表征烃源岩有机质丰度。大量学者已对碳酸盐岩烃源岩评价标准进行了研究(表 1),其中 $\text{TOC} = 0.5\%$ 作为碳酸盐岩烃源岩下限的观点近年来影响较大,根据研究目的,笔者等把 $\text{TOC} \leq 0.5\%$ 的烃源岩称为低丰度烃源岩。

有效烃源岩是指细粒的沉积岩,在其自然条件下已产生并释放出烃类,这些烃类足以形成商业油气聚集(Hunt, 1979)。根据有效烃源岩的定义,结合排烃门限概念(庞雄奇, 1995),笔者等把生烃量满足了烃源岩各种形式的残留烃量,开始以游离相态向外大量排烃的低丰度烃源岩称为低丰度有效烃源岩。由于以游离相态排出的烃占低丰度烃源岩排出烃量的 76% 以上、对油气成藏有实质贡献,因此笔者等的定义和前人并没有本质区别,但文中定义给笔者等另一研究的角度。

2 低丰度有效烃源岩存在的地质地化证据

2.1 热演化过程中 TOC 的变化特征表明低丰度有效烃源岩的存在

烃源岩中的有机质在地质历史演化过程中会遭受破坏而大量损失(Gehman, 1962; Tissot and Welte, 1978; Hunt, 1979; 傅家谟和史继杨, 1977; 傅家谟和刘德汉, 1982; 曾凡刚和程克明, 1998)。影响有机质损失的因素主要有成岩作用、水洗作用、生排烃作用、对碳酸盐岩还有晶析作用(傅家谟和刘德汉, 1982)。其中水洗作用和晶析作用对有机质损失影响较小,且和成岩作用都有一定的关系(Tissot and Welte, 1978),而成岩作用会造成有机质的大量损失。据统计,成岩作用可使泥岩原始有机质损失 15% ~ 50% (Bordovsiky, 1965; Hartmann et al., 1973),碳酸盐岩原始有机质损失 80% ~ 90% 以上(Gehman, 1962)。有机质的成岩作用和生物甲烷气阶段相对应,即主要发生于 $R_o < 0.5\%$ 阶段(Tissot and Welte, 1978),此时还没有进入生烃门限,烃源岩还没有开始大量生烃。只有进入生烃门限($R_o = 0.5\%$)时烃源岩剩余的有机质才对油气藏有贡献,而成岩作用、水动力作用、晶析作用损失的有机质对油气藏的形成贡献很小。这就意味着有机质成熟后,有机质的损失主要是由烃源岩大量生烃和排烃造成的,表现为随着生排烃或热演化,烃源岩的 TOC 一般呈下降趋势。一般把 $R_o = 0.5\%$ 时烃源岩 TOC 称为原始 TOC 或初始 TOC。

表 1 不同单位及学者提出的碳酸盐岩烃源岩 TOC 下限

Table 1 Lower limit of TOC of carbonate source rocks from different units and scholars

TOC (%)	单位或学者	TOC (%)	单位或学者
0.03, 0.08	程克明等(1996)	0.2	Ronov(1958), 刘德汉和史继扬(1994), 挪威大陆架研究所(程克明等, 1996)
0.05 ~ 0.10	刘宝泉等(1985)	0.24	法国石油研究所(程克明等, 1996)
0.08 ~ 0.10	周中毅和贾蓉芬(1974)	0.2, 0.3	郝石生和贾振远(1989), 郝石生等(1996)
0.1	陈丕济(1985), 秦建中等(2004)	0.3	Hunt(1967, 1979), Tissot and Welte(1978)
0.12	陈建平等(1996), 美国地化公司(程克明等, 1996)	0.4	Palacas(1984), 彭平安等(2008)
0.1 ~ 0.2	傅家谟和史继杨(1977); 傅家谟和刘德汉(1982)	0.5	戴金星(2000), 梁狄刚等(2000), 夏新宇(2000), 张水昌等(2002, 2004)

众多学者利用了不同方法对烃源岩有机质丰度的演化规律做了研究。Tissot and Welte(1978)在他们的著作《Petroleum Formation and Occurrence》中曾有如下重要论述:“作为生油岩标准的最小有机碳值不能再应用到较高变质阶段的岩石中,在较高变质阶段的岩石中,0.3 或 0.5 的有机碳值只能反映有机质的残余数量,而原始数量可能曾是它的两倍以上”。自然演化剖面、热模拟实验(郝石生,1984;秦建中等,2005)和数值模拟计算(陈丕济,1985;卢双舫等,2003;钟宁宁等,2004)都表明碳酸盐岩烃源岩 TOC 随着热演化或者生排烃而下降,对低丰度烃源岩也是如此(图 1)。一般有机质丰度越大、有机质类型越好、有机质成熟度越高、排烃效率越大,TOC 下降的幅度也越大。虽然不同学者由于研究方法不同、采取样品的差异或其他原因研究的 TOC 下降幅度有所不同,甚至在成熟早期,TOC 还可能出现短暂的升高后再降低,但是毫无疑问,碳酸盐岩低丰度烃源岩 TOC 随着生排烃作用而下降的特征是存在的。对于中国一般处于高一过成熟、当前有机质丰度较低、有机质类型多为 I 型和 II₁ 型的碳酸盐岩烃源岩,TOC 降低意味着已发生大量生排烃作用,可以认为是有效的烃源岩。

2.2 生烃潜力变化表明低丰度有效烃源岩的存在

生烃潜力法是一种有效的计算生排烃量的方

法,可以确定排烃门限和排烃量(周杰和庞雄奇,2002;马中振等,2009)。在热解参数中, S_1 和 S_2 分别代表游离烃、热解烃, $S_1 + S_2$ 反映烃源岩内部残留的生烃潜力,包含残存于烃源岩中的烃以及尚未生成的烃。 $(S_1 + S_2)/TOC$ 为生烃潜力指数,反应单位质量有机碳的生烃潜力。理论上,对有效烃源岩来说, $(S_1 + S_2)/TOC$ 表现出随埋深增大或 R_o 增大先增加,达到某一极大值后再降低的趋势,呈近似抛物线的“大肚子”曲线(周杰和庞雄奇,2002;庞雄奇等,2004)。早期增大的原因是有机质在成岩作用阶段主要经历脱氧过程,生成 CO_2 ,使烃源岩的总有机碳相对减少,而减小的原因就是烃源岩向外排出油气。虽然对不同岩性有效烃源岩该曲线的形状可能存在一些差异,但随埋深增加先增加后减小的趋势是不变的。 $(S_1 + S_2)/TOC$ 由大变小的转折点对应的深度或 R_o 为排烃门限。排烃门限之后生烃潜力的降低表明油气的大量生成和排出,这说明早期的生烃岩已转变为有效烃源岩。

为了提高研究的针对性和可靠性,我们尽力选择同一层位、岩性和沉积相类似、成熟—高成熟的烃源岩进行研究。图 2 是塔里木盆地不同地区中上奥陶统低丰度碳酸盐岩烃源岩生烃潜力变化特征(数据来自油田收集),虽然不同地区的 $(S_1 + S_2)/TOC$ 曲线变化形状有差异,但均呈现出先增大后减小的

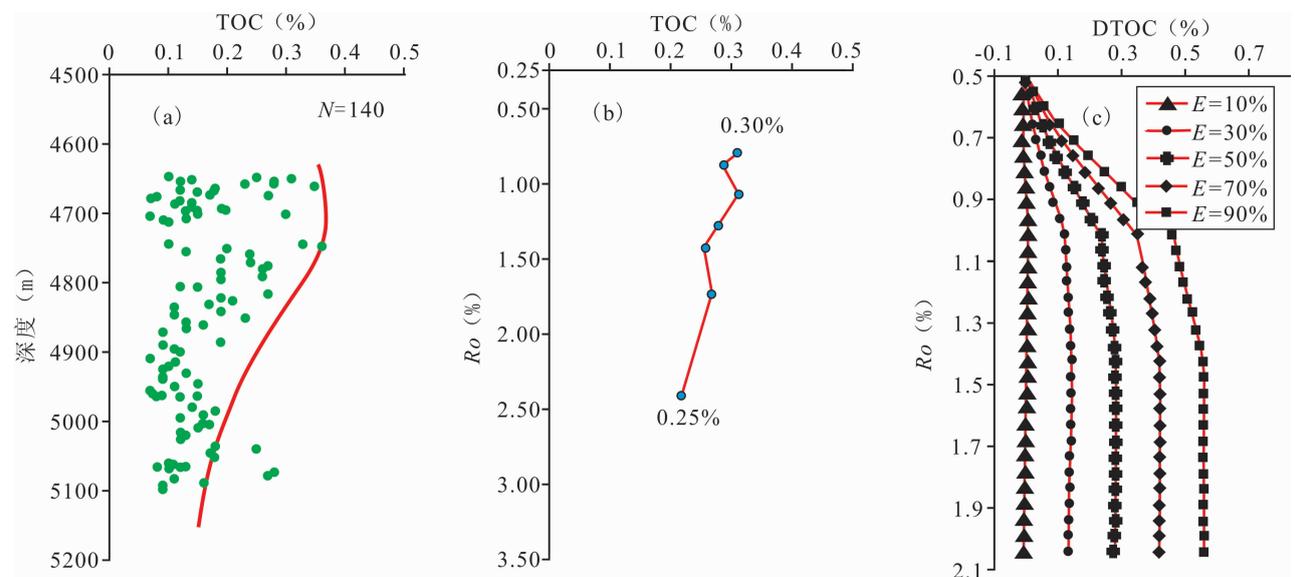


图 1 碳酸盐岩烃源岩 TOC 随着生排烃作用而降低 (a) 塔中 12 井 O_{2+3} 泥灰岩自然演化剖面; (b) 羌塘盆地侏罗系泥灰岩热模拟实验结果(秦建中等,2005); (c) 数值模拟计算结果(钟宁宁等,2004)

Fig. 1 TOC reducing of carbonate source rocks with hydrocarbon generation and expulsion (a) natural development of O_{2+3} marlite in well TZ12; (b) thermal simulation experiment of Jurassic marlite in Qiangtang Basin(Qin Jianzhong, 2005); (c) simulative calculation(Zhong Ningning et al., 2004)

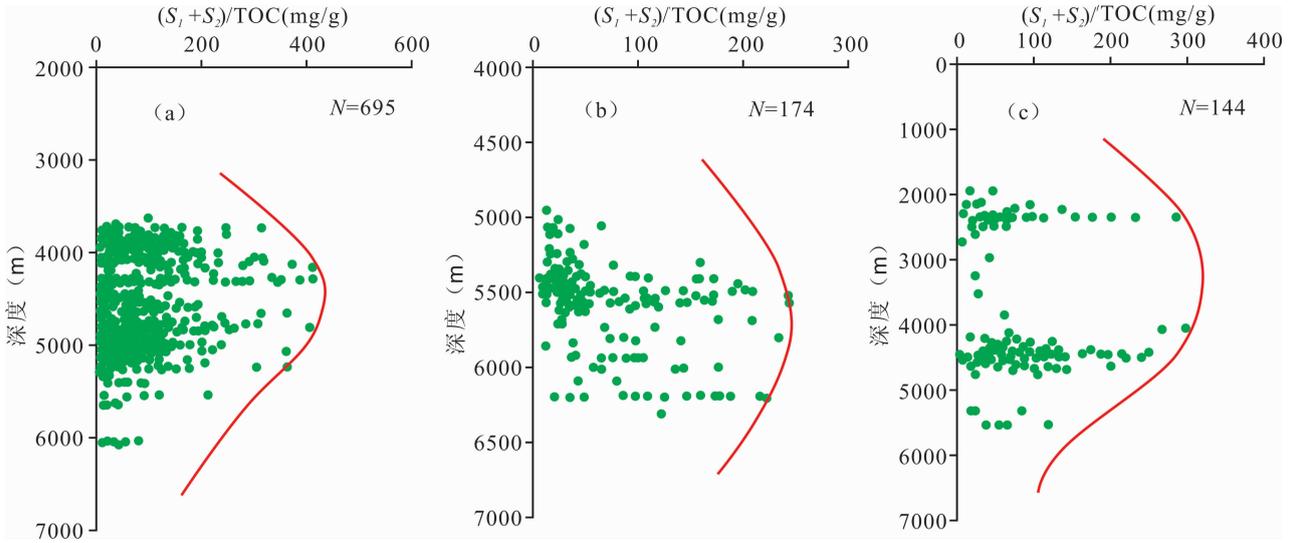


图 2 塔里木盆地不同地区 O_{2+3} 低丰度碳酸盐岩烃源岩生烃潜力变化:

(a) 塔中地区; (b) 轮南地区; (c) 巴楚地区

Fig. 2 Variation of hydrocarbon generation potential of O_{2+3} carbonate source rocks of low organic matter abundance in different areas, Tarim Basin: (a) Tazhong area; (b) Lunnan area; (c) Bachu area

趋势(图 2c 中间数据较少,但从浅部和深部的数值都相对较小推断,仍然符合先增大后减小的变化规律)。此外, $S_1 + S_2$ 、氢指数 HI 也能表示生烃潜力,

在烃源岩成熟阶段以后,它们的减少也和排烃有很大关系。图 3 是塔中 12 井 O_{2+3} 低丰度碳酸盐岩烃源岩 $S_1 + S_2$ 和 HI 变化图(数据来自项目实验)。其

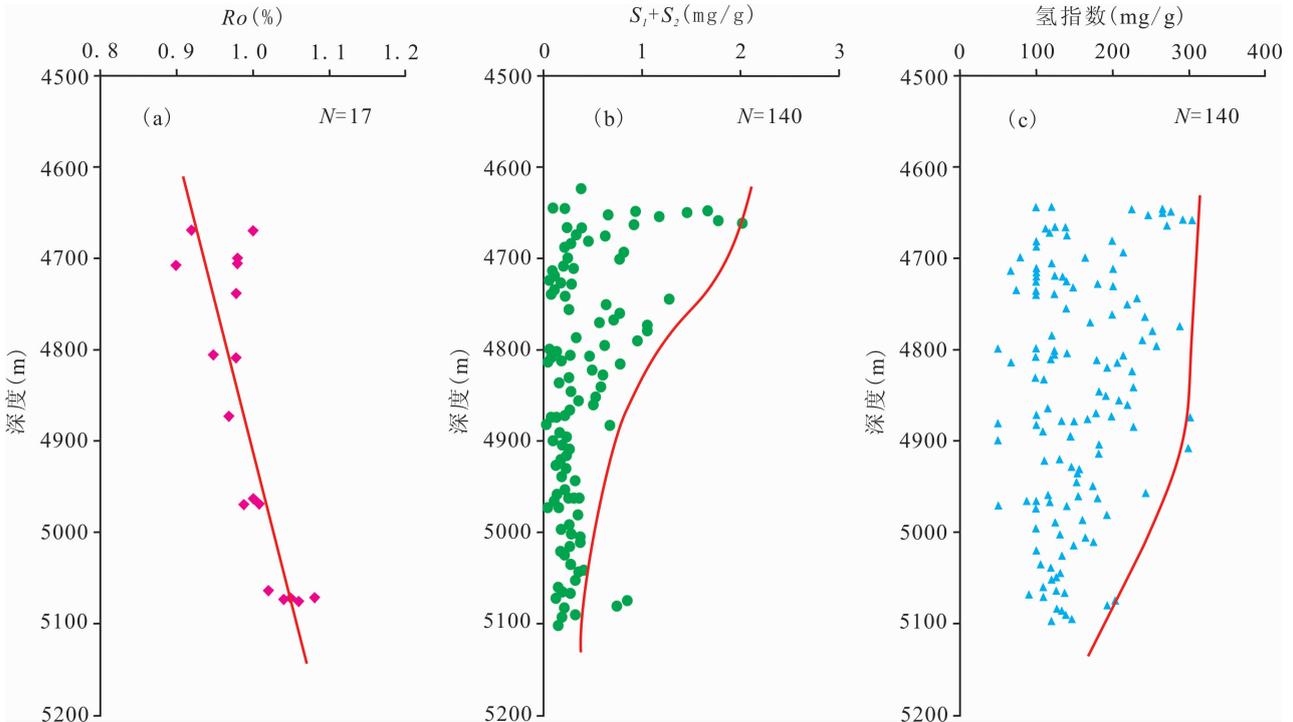


图 3 塔中 12 井 O_{2+3} 低丰度碳酸盐岩烃源岩生烃潜力的变化

Fig. 3 Variation of hydrocarbon generation potential of O_{2+3} carbonate source rocks of low organic matter abundance in well TZ12

中岩性主要为含泥灰岩和泥质灰岩, $R_o = 0.90\% \sim 1.08\%$, 并删除了含油斑、荧光等含油样品的数据。由于 R_o 已达 0.90% 以上, 除了下部的个别点, $S_1 + S_2$ 和 HI 一直都呈减小趋势, 说明烃源岩正在进行生烃和排烃过程, 为有效烃源岩。

2.3 残留烃量变化特征表明低丰度有效烃源岩的存在

氯仿沥青“ A ”和热解值 S_1 反映烃源岩中的实际残留烃量, 这里用单位质量有机碳残留的烃量表示烃源岩残留烃能力, 即“ A ”/TOC、 S_1 /TOC。理论上, 在烃源岩类型和 TOC 相近的条件下, 随深度或 R_o 的增加, 烃源岩残留烃量也呈现先增大后减小趋势 (郝石生等, 1996; 庞雄奇, 1995; 庞雄奇等, 2004)。这是由于烃源岩可以通过吸附作用、溶解作用和游离相态滞留一部分油气, 生成油气只有满足烃源岩滞留需要才能排出, 即存在一个残留烃临界饱和量 (Dickey, 1975; Durand, 1988; 庞雄奇, 1995), 到达烃源岩残留烃临界饱和量之前, 生成的烃绝大部分都残留在烃源岩中, 残留烃量随生烃量的增加而增大; 而满足残留烃临界饱和量之后, 生成烃绝大部分都排出, 且残留烃临界饱和量由于受 TOC、孔隙度、温压的影响, 随深度增加而减小, 因而早期的残留烃量也在减小。图 4 是塔里木盆地低丰度碳酸盐岩烃源岩残留烃量 S_1 /TOC 和“ A ”/TOC 变化图, 塔中 12 单井和塔里木台盆区的残留烃量也

都呈现先增大后减小的趋势。因此, 它们已开始大量生排烃, 为有效的烃源岩。

2.4 生排烃热模拟实验结果表明低丰度有效烃源岩的存在

许多学者对碳酸盐岩烃源岩的生排烃特征、产油气率进行了大量的热模拟实验研究, 其中包括很多低丰度碳酸盐岩烃源岩 (秦建中, 2005; 郝石生等, 1993; 程克明等, 1995; 范善发等, 1997; 谢增业等, 2002; 胡国艺, 2005; 刘全有等, 2010), 见表 2。尽管各个学者实验的样品产地、岩性、TOC、有机质类型、 R_o 有所差异, 实验条件也有所不同, 烃源岩都生排出了大量的油气, 最大产油率为 $40.45 \sim 482.6 \text{ kg/tTOC}$, 最大产气率 $115 \sim 4226 \text{ m}^3/\text{tTOC}$ 。按此产油气率计算, 厚度为 100 m 、面积为 1 km^2 的碳酸盐岩最大产油量为 $5.27 \times 10^4 \sim 51.34 \times 10^4 \text{ t}$, 最大产气量为 $3.06 \times 10^4 \sim 528.33 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。低丰度碳酸盐岩面积很广, 厚度更大, 因此生成的油气量是非常巨大的。虽然热模拟实验的结果与实际地质条件有所差异, 但依然能反映出低丰度碳酸盐岩能够生排出油气。生排烃热模拟实验分为无水 and 加水两种, 其中加水热模拟实验结果更接近自然演化的结果 (Lewan et al., 1979; Lewan, 1983)。实验装置系统可分为开放系统、半封闭系统和封闭系统, 而全岩热模拟新方法类似半封闭系统, 比较符合实际地质条件下有机质生油气过程 (谢增业等, 2002), 因为

表 2 不同学者低丰度碳酸盐岩烃源岩生排烃热模拟实验产油气率

Table 2 Oil and gas production rate of thermal simulation experiment of carbonate source rocks of low organic matter abundance from different scholars

实验者	样品产地	岩性	TOC (%)	碳酸盐含量 (%)	类型	R_o (%)	实验条件	最大产油率 (kg/t TOC)	最大产气率 ($\text{m}^3/\text{t TOC}$)	总产烃量 (kg/t TOC)	样品类别
谢增业等 (2002)	鄂尔多斯	泥质云岩	0.1			2.43	全岩模拟 (半封闭)		115		岩样
范善发等 (1997)	河北平泉	灰岩	0.17			0.84	封闭高压	140	294		岩样
郝石生等 (1993)	冀北下花园	白云质泥晶灰岩	0.24	80.92	I—II ₁	0.7	封闭干加热	175	411	331	干酪根
郝石生等 (1993)	冀北下花园	白云质泥晶灰岩	0.24	80.92	I—II ₁	0.7	封闭干加热	291	524	443	岩样
郝石生等 (1993)	苏南句容盆地 句 13 井	泥晶灰岩	0.28	95.3	II ₁	0.57	封闭干加热	134	370	304	干酪根
秦建中 (2005)	措勤盆地	泥灰岩	0.31	49.1	II ₁	0.8	封闭加水	106.83	1071	136.36	岩样
秦建中 (2005)	羌塘东湖	灰岩	0.39	84.5	II ₂	0.99	封闭加水	110.64	2393.58	307.53	岩样
胡国艺 (2005) ^①	威廉斯顿	泥灰岩	0.4		I	0.61	开放体系	482.6	269		岩样
刘全有等 (2010)	北川通口	泥质灰岩	0.47		I	0.59	封闭加水		4226		岩样
程克明等 (1995)	鄂尔多斯环 14 井	灰岩	0.49		I	0.6	封闭加水	40.45	966.3		岩样

注: ①胡国艺, 2005. 塔里木盆地烃源岩产烃率求取与分析. 塔里木油田分公司, 中国石油勘探开发研究院廊坊分院, 37~44.

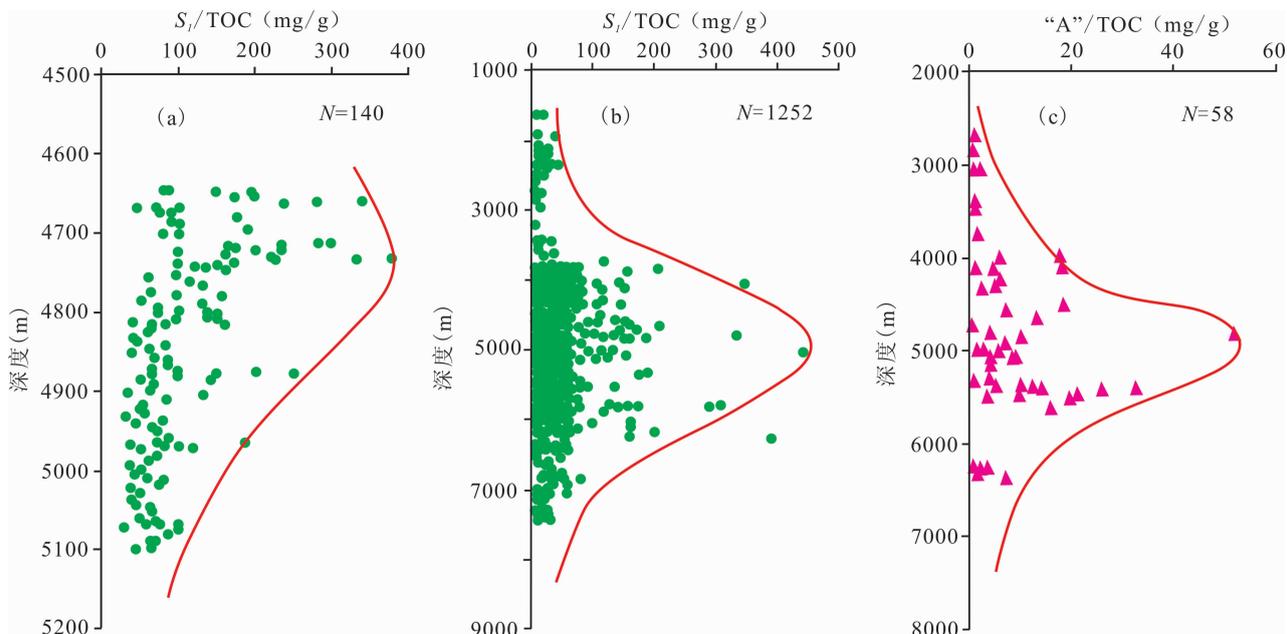


图4 塔里木盆地低丰度碳酸盐岩烃源岩残留烃量变化:(a)塔中12井 O_{2+3} ;
(b)塔里木盆地 $O—\epsilon$;(c)塔里木盆地 $O—\epsilon$

Fig. 4 Variation of residual amount of hydrocarbons of carbonate source rocks of low organic matter abundance, Tarim Basin; (a) O_{2+3} in well TZ12; (b) $O—\epsilon$ in Tarim Basin; (c) $O—\epsilon$ in Tarim Basin

生烃时受岩石中矿物质的催化作用;烃类在排出时,受孔隙、裂隙及岩石矿物表面的吸附等作用,相当于地层中油气初次运移的作用。如表2所示,谢增业等(2002)利用全岩热模拟新方法模拟了泥质云岩生排烃特征,虽然样品的有机质丰度很低($TOC = 0.1\%$)、成熟度高($Ro = 2.43\%$),但是其最大产气率仍可达到 $115m^3/tTOC$,意味着对于 TOC 更大、成熟度更低的低丰度碳酸盐岩烃源岩,产气量可能更

大,能够对油气成藏具有一定的贡献,可以成为有效的烃源岩。

2.5 国外勘探实例表明低丰度有效烃源岩的存在

中东、北美、欧洲等国外油气勘探发现了众多大型、超大型碳酸盐岩油气田,其中很多油气田的油气源为碳酸盐岩烃源岩(Owen, 1964; Hunt, 1967; Palacas, 1984; George, 1989; 邱中建等, 1998)。一般国外的碳酸盐岩烃源岩年代较新、成熟度较低和有

表3 国外含油气区碳酸盐岩有机质丰度

Table 3 Organic matter abundance of carbonate rocks in oil and gas fields abroad

含油气区	层位	岩性	最大值 (%)	最小值 (%)	平均值 (%)	样品数	油气性质	数据来源
美国密执安盆地尼亚拉加礁体	S	白云岩	0.6		0.28	50	商业油藏	Palacas, 1984
美国 Smackover 走向带	J ₃	泥灰岩	2.52	0.05	0.48	22	商业油藏	Palacas, 1984
美国亚拉巴马西南部	J ₃	泥灰岩	1.74	0.04	0.51	30	商业油藏	George et al., 1989
美国南佛罗里达盆地	K ₁	泥灰岩	12.3	0.26	2.35	32	商业油藏	Palacas, 1984
美国奥斯汀	K ₁	含生物碎屑灰泥	7.36	0.05	1.73	101	商业油藏	Palacas, 1984
西班牙卡萨布兰卡	E	泥灰岩	4.73	0.5	2.93	42	商业油藏	Palacas, 1984
俄罗斯东西伯利亚尤罗勃钦	Z	泥灰岩、泥岩	4		0.7		商业油藏	邱中建等, 1998
哈萨克斯坦滨里海田吉兹	C ₃ —P ₁	泥灰岩		1.20 ~ 4.00			商业油藏	邱中建等, 1998

机质丰度较高,而国外学者通常确定碳酸盐岩烃源岩有机质丰度下限也较大,一般 TOC 大于 0.3% 或 0.5%,甚至 TOC > 1.0%。而已发现的许多油气藏的碳酸盐岩烃源岩的 TOC 在 0.5% 以上,但也不乏 TOC < 0.5% 的实例(表 3)。一个典型实例是美国密执安盆地尼亚加拉礁体志留系白云岩(Gardner and Bray, 1984),地质分析、油源对比都表明,志留系撒利那群 A-1 组碳酸盐岩为主要的烃源岩,TOC 最大值才为 0.6%,平均值为 0.28%;撒利那群 A-1 组“褐色尼亚加拉相”为次要烃源岩,TOC 平均值为 0.27%。密执安盆地中志留统塔礁油气田藏储量巨大,而这规模巨大的油气均来自低丰度的碳酸盐岩,这说明低丰度碳酸盐岩是能够生成并且排出大量油气的,能成为有效的烃源岩。毫无疑问,有机质丰度高的碳酸盐岩是有效和优质的烃源岩,也许正是由于国外的碳酸盐岩有机质丰度较高,国外石油地质学者们认为只有高 TOC 的碳酸盐岩才能作为有效烃源岩,把关注的重点放在了高 TOC 的碳酸盐岩上,而忽略了低 TOC 的碳酸盐岩研究的重要性,但这并不意味着低 TOC 的碳酸盐岩就不能成为有效的烃源岩。

3 低丰度碳酸盐岩有效烃源岩 TOC 下限的确定

3.1 确定碳酸盐岩烃源岩 TOC 下限

需考虑的几点因素

关于烃源岩 TOC 下限众多学者已做过大量的研究,其中泥页岩烃源岩的下限认识比较一致,大都采用 TOC = 0.4% ~ 0.5% 作为下限值;而碳酸盐岩烃源岩 TOC 下限值很不统一,从 0.05% ~ 0.5% 不等(表 1)。这主要是研究地区、研究方法、烃源岩岩性、类型、地质时代和成熟度不同造成的,对有效烃源岩下限理解的差异也是一个重要因素。此外要确定碳酸盐岩烃源岩的 TOC 下限,还应该深入分析和认识碳酸盐岩和泥页岩烃源岩的差异。

何为有效烃源岩?除了前文的定义,中国学者夏新宇(2000)和张水昌等(2002)把有效烃源岩强调为生排烃量足以保证经过运移、散失后仍能聚集成商业性油气藏的“商业性烃源岩”。实际上,Hunt(1995)在第二版《石油地球化学与地质学》中对第一版的有效烃源岩的定义做了修正,不再强调“商业性”的聚集。而且,烃源岩非均质性很强,高丰度和低丰度烃源岩常常交替混合,两者生成的油气有可能一起沿运移通道向外运移,高丰度烃源岩对商

业性油气藏有较大的贡献,低丰度烃源岩对商业性油气藏贡献应该较小,而不能说没有(当然 TOC 低到某一数值时,不能排出油气,就对油气藏没有贡献)。一个工业性油气藏的烃源岩通常不是一种岩性或一个层位,而是多套烃源岩构成的一个烃源岩体系,假如一套低丰度烃源岩对油气藏贡献较小,那么多套烃源岩对油气藏就可能具有较大的贡献。在高丰度和低丰度烃源岩混合的地区,它们各自贡献的大小视它们的排出烃量在研究区总排烃量中所占比例的大小而定。虽然有些低丰度烃源岩早期排出的烃量较少,甚至在运移途中全部损耗了,但它们为后期烃源岩排出烃量的运移和聚集起到了铺路的作用,在油气成藏中具有不可或缺的作用。因此,在原理上低丰度碳酸盐岩是可以成为有效烃源岩的。

其次,不能“一刀切”地把 TOC \leq 0.5% 的碳酸盐岩排除在有效烃源岩之外,因为烃源岩下限不是一个定值,而是一个变化范围,它随着有机质成熟度变高、有机类型变好、烃源岩厚度变大而逐渐降低(庞雄奇等, 1993; 庞雄奇, 1995)。因此, TOC = 0.5% 作为有效烃源岩的唯一下限是有失科学的。我国碳酸盐岩一般处于高一过成熟阶段,当前低 TOC 可能是它们在地史过程中大量排出烃后的表现结果,因此比国外学者确定的成熟度更低的烃源岩 TOC 下限低一些也是合理的。

碳酸盐岩烃源岩的 TOC 下限和泥页岩 TOC 下限应该不同的根本原因是它们的生排烃机制存在差异。与泥页岩相比,碳酸盐岩具有一些特性:①碳酸盐岩对烃的吸附作用比泥页岩小很多(邬立言, 1986; 秦建中, 2005),因此碳酸盐更容易排烃;②碳酸盐岩既可以作烃源岩,又可以作为储层,是生储共生的,这意味着油气运移的距离可以更短,油气在运移的过程中散失量也可能更低,尤其对低丰度的碳酸盐岩出现这种情况的概率更大(秦建中, 2005);③碳酸盐岩层多与膏盐层接触,膏盐层是比泥页岩更好的盖层,碳酸盐岩油气藏被破坏逸散的油气可能更少,更容易形成油气藏(Hunt, 1967; Hunt and McNichol, 1984);④碳酸盐岩生烃效率比泥页岩高,虽然可能不像 Gehman(1962)统计的那样高出 4 倍,但生烃模拟实验证明碳酸盐岩生烃效率的确比泥页岩高,且 TOC 越大,高的越多(秦建中, 2005)。碳酸盐岩这些特性说明碳酸盐岩更容易发生排烃作用,对油气藏更容易形成贡献,因此碳酸盐岩烃源岩的 TOC 下限应该比泥页岩的 0.5% 低一些,而不是没有差别。

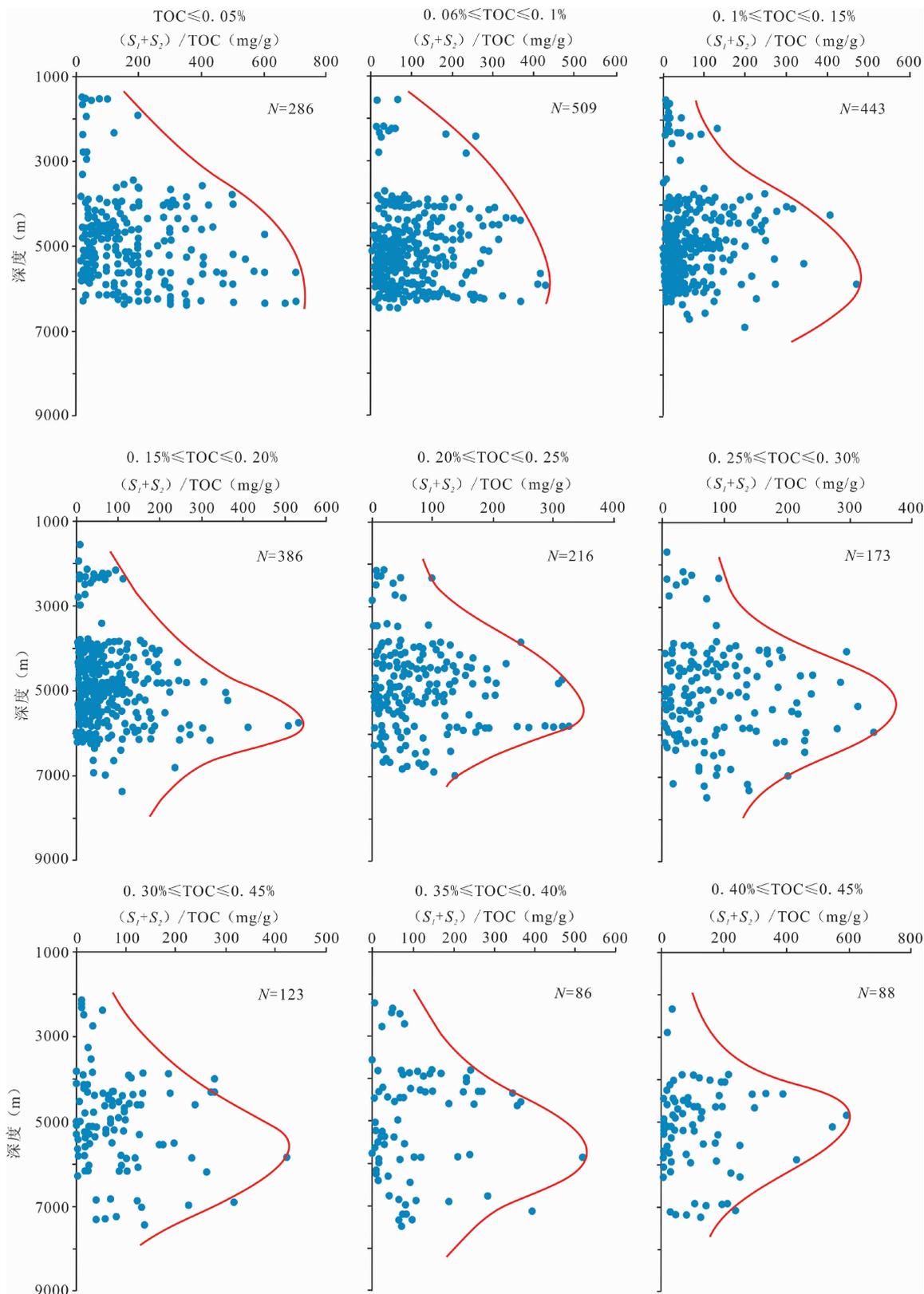


图5 塔里木盆地不同范围 TOC 低丰度碳酸盐岩烃源岩生烃潜力变化

Fig. 5 Variation of hydrocarbon generation potential of carbonate source rocks of low organic matter abundance with different range TOC, Tarim Basin

3.2 依据不同 TOC 生烃潜力变化与排烃门限

确定有效烃源岩 TOC 下限

根据前文论述,有效烃源岩的生烃潜力随深度呈先增大后减小的“大肚子”特征。生烃潜力减小的原因是烃源岩开始向外排烃,由大变小的转折点对应的深度或 R_o 即为排烃门限。开始向外大量排烃就意味着该烃源岩开始成为了有效烃源岩,而非有效烃源岩由于没有向外发生过大量排烃作用,生烃潜力随深度是一直增大的,没有排烃门限。理论上,在 R_o 相同或同等深度下,随着 TOC 的逐渐增大,烃源岩生成的烃量也会逐渐增加,生烃量从原来的不能满足烃源岩最大残留烃量需要而滞留其中到满足了最大残留烃量需要而开始向外排烃,即随 TOC 的增大,排烃门限会有一个从无到有的过程,开始出现排烃门限时对应的 TOC 值或范围即为有效烃源岩的 TOC 下限值。为了确定低丰度碳酸盐岩有效烃源岩的 TOC 下限,我们以 0.05% 相同间隔,把 TOC = 0 ~ 0.5% 分为 10 个区间,分别绘制不同范围 TOC 烃源岩生烃潜力随深度或 R_o 的演化剖面。图 5 为塔里木盆地不同范围 TOC 低丰度碳酸盐岩烃源岩生烃潜力变化图。可以看出,在 TOC 较小时, $(S_1 + S_2)/TOC$ 随深度一直增大,而在 0.11% \leq TOC \leq 0.15% 区间首次减小,出现明显的排烃门限。结合 0.06% \leq TOC \leq 0.10% 时, $(S_1 + S_2)/TOC$ 在最深处在开始变小的趋势,因此把低丰度碳酸盐岩有效烃源岩的 TOC 下限确定为 0.11% 是相对准确的。需要说明的 TOC \leq 0.05%、0.06% \leq TOC \leq 0.1% 区间的热解数据最深只有 6400m,缺少更深的数,而其他 TOC 区间的热解数据最深均达到 7000m 以上。根据统计观察,TOC \leq 0.05% 的烃源岩在大于 6400m 的更深处也可能出现排烃门限,也可能不出现;0.06% \leq TOC \leq 0.10% 的在更深处可能出现排烃门限,此时烃源岩热演化程度更高。但不管数据有无,随着 TOC 的增大,排烃门限总体上呈现从无到有、由深变浅的规律,符合上述生烃潜力随 TOC 变化原理。另外,低丰度碳酸盐岩由于生烃较少,排烃也较晚,这时烃源岩可能已达到成熟后期,甚至高成熟阶段;并且图 5 中所用数据反映的塔里木盆地低丰度碳酸盐岩多处于高成熟阶段,因此这里确定的 TOC 下限是对成熟—高成熟阶段烃源岩而言的。

3.3 依据排烃门限的数值模拟计算

确定有效烃源岩 TOC 下限

根据物质平衡原理,可以数值模拟计算烃源岩

层埋深过程中的生烃量、残留烃临界饱和量、排烃量,依据生烃量与残留烃量大至相等确定烃源岩层排烃门限(庞雄奇等,1993;庞雄奇,1995)。烃源岩的生烃、残留烃以及排烃过程是一个物质平衡过程,研究烃源岩的排烃必须把生烃研究与残留烃研究相结合。气态烃的残留作用比液态烃相对复杂,包括油溶、水溶、吸附 3 种相态,气态烃的排出相态包括油溶、水溶、扩散以及游离 4 种。通过分别模拟计算烃源岩生烃量、不同相态烃的残留量,依据生烃量和残留烃量相减即可得到烃源岩的排烃量,结合不同相态的排出烃量,从而获得游离相态的有效排烃量(庞雄奇,1995)。在排烃门限处,有效排烃量大于或等于 0,此时对应的 TOC 值即为有效烃源岩的 TOC 下限(图 6)。

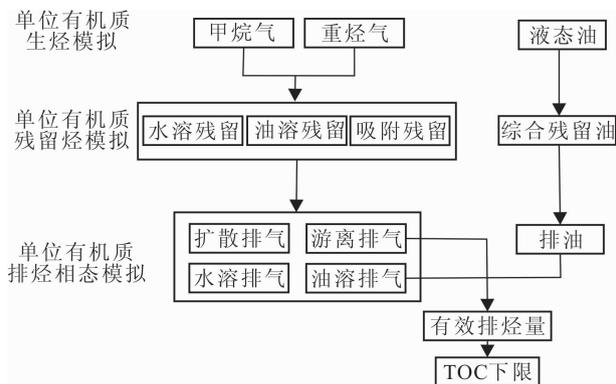


图 6 数值模拟计算确定有效烃源岩 TOC 下限原理
Fig. 6 Principle of determining lower limit of TOC of effective source rocks by simulative calculation

对于塔里木盆地而言,寒武系和奥陶系海相碳酸盐岩主要为 I 型和 II₁ 型有机质,以生排液态烃为主,因此笔者等以烃源岩排油门限的 TOC 值作为有效烃源岩 TOC 下限。图 7a 是利用生烃物质平衡优化模拟方法(庞雄奇和周永炳,1995)计算的单位有机碳生成的液态烃量,即产油率,图 7b 是塔里木盆地碳酸盐岩有效烃源岩 TOC 下限随 R_o 的变化。可以看出,碳酸盐岩烃源岩处于不同成熟阶段的 TOC 下限判别标准不同: $R_o < 0.5\%$ 的未成熟阶段,TOC $\geq 1.85\%$; $R_o = 0.5\% \sim 0.75\%$ 的低成熟阶段,TOC = 1.41% ~ 1.85%; $R_o = 0.75\% \sim 1.3\%$ 的成熟阶段,TOC = 0.015% ~ 1.41%; $R_o \geq 1.3\%$ 的高过成熟阶段,TOC $\leq 0.015\%$ 。这说明成熟度较低时,有效烃源岩 TOC 下限较大,而成熟度较高时,TOC 下限迅速减低。同样,薛海涛(2010)利用数值模拟计算法系统评价了碳酸盐岩烃源岩 TOC 下限,确定塔里

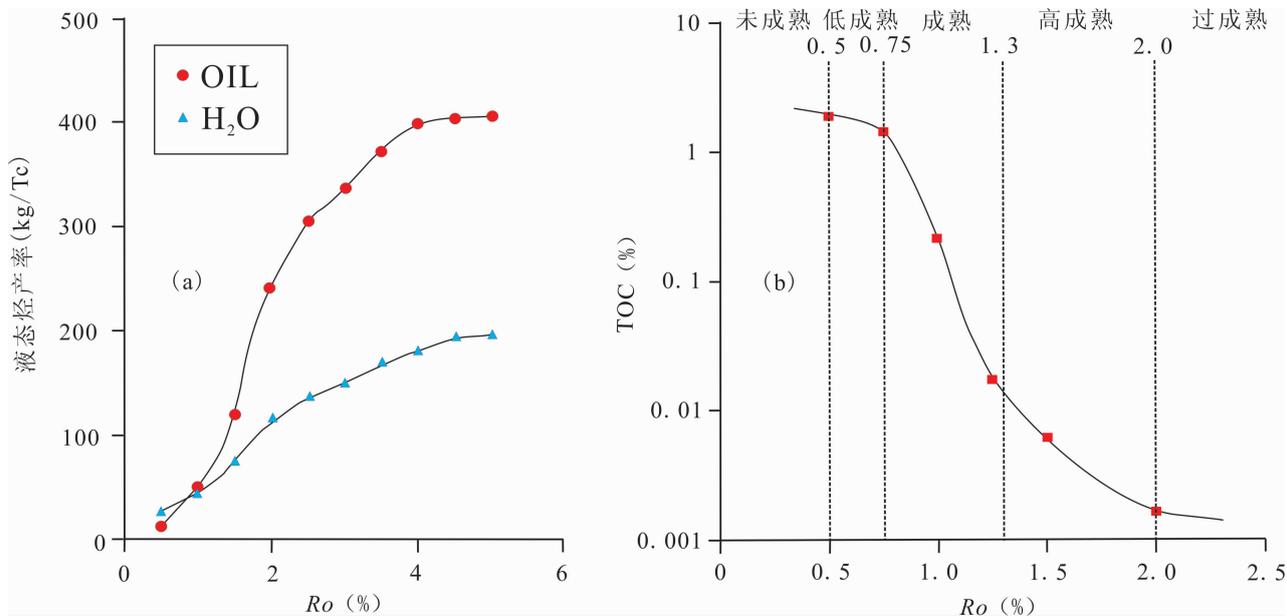


图7 塔里木盆地碳酸盐岩有效烃源岩 TOC 下限: (a)塔里木盆地碳酸盐岩生烃优化模拟结果; (b)有效烃源岩 TOC 下限随 R_o 的变化

Fig. 7 lower limit of TOC of the effective carbonate source rocks, Tarim Basin: (a) Result of hydrocarbon generation optimizing simulation of carbonate rocks, Tarim Basin; (b) Variation of lower limit of TOC of the effective source rocks with R_o

木盆地和渤海湾盆地碳酸盐岩有效烃源岩 TOC 下限分别为 0.15% 和 0.12%。上述研究说明碳酸盐岩烃源岩 TOC 下限是随着 R_o 的增大而逐渐降低的。根据前面生烃潜力法确定的塔里木盆地寒武系—奥陶系有效烃源岩 TOC 下限、物质平衡模拟计算法确定的碳酸盐岩排油门限的 TOC 下限以及前人关于有效烃源岩 TOC 下限的研究成果,本文综合给出的 I—II₁ 型碳酸盐岩有效烃源岩 TOC 下限为:低成熟阶段, $TOC \geq 1.4\%$;成熟阶段, $TOC = 0.1\% \sim 1.4\%$;高过成熟阶段, $TOC < 0.1\%$ 。这说明,处于高过成熟阶段和部分成熟阶段的低丰度碳酸盐岩可以成为有效烃源岩。

4 结语

4.1 结论

(1)低丰度烃源岩指 $TOC \leq 0.5\%$ 的烃源岩,而把生烃量满足了烃源岩各种形式的残留烃量,开始以游离相态向外大量排烃的低丰度烃源岩称为低丰度有效烃源岩。低丰度碳酸盐岩烃源岩到底能否成为有效烃源岩争议较大,研究低丰度碳酸盐岩烃源岩的有效性仍具有重要的理论意义和实际意义。

(2)自然条件下烃源岩随埋深或 R_o 增大, TOC 降低生烃潜力和残留烃量先增大后减小,再加上生

烃热模拟实验结果和国外勘探实例等多方面综合研究都表明低丰度碳酸盐岩能够进入排烃门限并发生大量排油气作用,构成有效烃源岩。

(3)确定碳酸盐岩烃源岩 TOC 下限需要考虑多个因素,碳酸盐岩的特性表明碳酸盐岩烃源岩的 TOC 下限应该与泥页岩的 0.5% 低一些。本文依据排烃门限 TOC 临界条件变化特征模拟结果,结合自然条件下的烃源岩排烃特征、前人研究结果和勘探实践,综合确定低成熟阶段、成熟阶段和高过成熟阶段碳酸盐岩有效烃源岩的 TOC 下限分别为 $TOC \geq 1.4\%$ 、 $TOC = 0.1\% \sim 1.4\%$ 和 $TOC < 0.1\%$ 。

4.2 相关问题讨论

其实烃源岩的生排烃作用不仅取决于 TOC 的大小,还取决于烃源岩中氢(H)含量的多少(热解参数 S_2 在一定程度上能反映 H 含量),即烃源岩 TOC 相同或相近时, H 含量多的生排烃也越大。文中前面求取的碳酸盐岩烃源岩 TOC 下限只考虑了有机碳,而没有反映 H 含量对 TOC 下限以及生排烃的影响。而对于 TOC 下限以上的低丰度烃源岩,它们的 H 含量也有大有小(S_2 有大有小),这意味着并非所有的当前 TOC 下限以上的低丰度烃源岩都发生过大量生排油气作用,可能存在以下三种类型:一是烃源岩发生过大量排烃作用,原始 TOC 大于 0.5%;二

是发生过较大的生排烃作用,原始 TOC 小于 0.5%;三是仅发生生烃作用,而排烃很少或没有发生排烃作用,原始 TOC 也小于 0.5%。如何识别这三种低 TOC 烃源岩及其评价各自对油气藏的相对贡献有待下一步深入研究。

参 考 文 献 / References

- 陈建平,黄第藩,陈建军,张大江,程克明,王铁冠. 1996. 酒东盆地油气生成与运移. 北京:石油工业出版社,1~313.
- 陈丕济. 1985. 碳酸盐岩生油地化中几个问题的评述. 石油实验地质,7(1):3~12.
- 程克明,王铁冠,钟宁宁. 1995. 烃源岩地球化学. 北京:石油工业出版社,203~232.
- 程克明,王兆云,钟宁宁,郝石生,汪本善,张爱云. 1996. 碳酸盐岩油气生成理论与实践. 北京:石油工业出版社,290~303.
- 戴金星. 2000. 99 海相碳酸盐岩与油气国际讨论会闭幕词. 海相油气地质,5(1~2):3~4.
- 范善发,周中毅,解启东. 1997. 深部碳酸盐岩油气生成和保存的特征及其模拟实验研究. 沉积学报,15(2):114~117.
- 傅家谟,史继扬. 1977. 石油演化理论与实践(II)——石油演化的实践模型和石油演化的实践意义. 地球化学,2:87~104.
- 傅家谟,刘德汉. 1982. 碳酸盐岩有机质演化特征与油气评价. 石油学报,1:1~10.
- 郝石生. 1984. 对碳酸盐生油岩的有机质丰度及其演化特征的讨论. 石油实验地质,6(1):67~71.
- 郝石生,贾振远. 1989. 碳酸盐岩油气形成与分布. 北京:石油工业出版社,138~141.
- 郝石生,张有生,刚文哲,林玉祥,陈增智,高耀斌,朱雷. 1993. 碳酸盐岩油气生成. 北京:石油工业出版社,27~37.
- 郝石生,高岗,王飞宇,刚文哲. 1996. 高过成熟海相烃源岩. 北京:石油工业出版社,134~150.
- 李晋超,马永生,张大江,黄第藩,张水昌,程克明,徐志川,李小地. 1998. 中国海相油气勘探若干重大科学问题. 石油勘探与开发,25(5):1~2.
- 梁狄刚,张水昌,张宝民,王飞宇. 2000. 从塔里木盆地看中国海相生油问题. 地学前缘,7(4):534~547.
- 刘宝泉,梁狄刚,方杰,贾蓉芬,傅家谟. 1985. 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. 地球化学,(2):150~162.
- 刘德汉,史继扬. 1994. 高演化碳酸盐烃源岩非常规评价方法探讨. 石油勘探与开发,21(3):113~115.
- 刘全有,金之钧,高波,张殿伟,陶冶. 2010. 四川盆地二叠系不同类型烃源岩生烃热模拟实验. 天然气地球科学,21(5):700~703.
- 卢双舫,薛海涛,钟宁宁. 2003. 地史过程中烃源岩有机质丰度和生烃潜力变化的模拟计算. 地质论评,49(3):292~297.
- 马永生. 2000. 中国海相碳酸盐岩油气资源、勘探重大科技问题及对策(摘要). 海相油气地质,5(1~2):12.
- 马中振,庞雄奇,孙俊科,戴国威. 2009. 生烃潜力法在排烃研究中应注意的几个问题. 西南石油大学学报(自然科学版),31(1):14~18.
- 庞雄奇,陈章明,陈发景. 1993. 含油气盆地地史、热史、生留排烃史数值模拟研究与烃源岩定量评价. 北京:地质出版社,99~112.
- 庞雄奇. 1995. 排烃门限控油气理论与应用. 北京:石油工业出版社,8~147.
- 庞雄奇,周永炳. 1995. 煤岩有机质演化过程中产油气物质平衡优化模拟计算. 地质地球化学,(3):50~56.
- 庞雄奇,李素梅,金之钧,黎茂稳. 2004. 排烃门限存在的地质地球化学证据及其应用. 地球科学,29(4):384~389.
- 彭平安,刘大永,秦艳,于赤灵,张善文,隋凤贵,李钜源. 2008. 海相碳酸盐岩烃源岩评价的有机碳下限问题. 地球化学,37(4):415~422.
- 秦建中,刘宝泉,国建英,刘井旺,于国营,郭树芝. 2004. 关于碳酸盐烃源岩的评价标准. 石油实验地质,26(3):281~286.
- 秦建中. 2005. 中国烃源岩. 北京:科学出版社,111,138~174.
- 秦建中,金聚畅,刘宝泉. 2005. 海相不同类型烃源岩有机质丰度热演化规律. 石油与天然气地质,26(2):177~184.
- 邱中建,张一伟,李国玉,梁狄刚,吴奇之,王招明,刘军. 1998. 田吉兹,尤罗勃钦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. 海相油气地质,3(1):49~56.
- 邹立言. 1986. 生油岩热解快速定量评价. 北京:科学出版社,94~109.
- 夏新宇. 2000. 碳酸盐岩生烃与长庆气田气源. 北京:石油工业出版社,78~87.
- 谢增业,蒋助生,张英,李剑,胡国艺,王春怡,李志生,罗霞. 2002. 全岩热模拟新方法及其在气源岩评价中的应用. 沉积学报,20(3):510~514.
- 薛海涛. 2010. 碳酸盐岩烃源岩有机质丰度评价标准. 北京:石油工业出版社,1~134.
- 曾凡刚,程克明. 1998. 下古生界海相碳酸盐岩烃源岩地球化学的研究现状. 地质地球化学,26(3):1~8.
- 张水昌,梁狄刚,张大江. 2002. 关于古生界烃源岩有机质丰度的评价标准. 石油勘探与开发,29(2):8~12.
- 张水昌,梁狄刚,张宝民,王飞宇,边立曾,赵孟军. 2004. 塔里木盆地海相油气的生成. 北京:石油工业出版社,19~26.
- 钟宁宁,卢双舫,黄志龙,张有生,薛海涛,潘长春. 2004. 烃源岩生烃演化过程 TOC 值的演化及其控制因素. 中国科学 D 辑,(增刊 I):120~126.
- 周杰,庞雄奇. 2002. 一种生、排烃量计算方法探讨与应用. 石油勘探与开发,29(1):24~27.
- 周中毅,贾蓉芬. 1974. 碳酸盐岩生油岩的有机地球化学、岩石学特征. 地球化学,4:278~295.
- Bordovskiy O K. 1965. Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. Marine Geology, 3:3~114.
- Dickey P A. 1975. Possible primary migration of oil from source rock in oil phase. AAPG bulletin, 59(2):337~345.
- Durand B. 1988. Understanding of HC migration in sedimentary basins (Present state of knowledge). Organic Geochemistry, 13(1~3):445~459.
- Gardner W C, Bray E E. 1984. Oils and source rocks of Niagara Reefs (Silurian) in the Michigan Basin. In Palacas J G. Petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks. AAPG Studies in Geology, 33~44.
- Gehman H M. 1962. Organic matter in limestone. Geochim et Cosmochim Acta, 26:885~897.
- George E C, Ernest A M. 1989. Geochemical relationships of petroleum in Mesozoic reservoirs to carbonate source rocks of Jurassic Smackover Formation, southwestern Alabama. AAPG Bulletin, 73(7):904~924.
- Hartmann M, Muller P, Suess E, Van der Weijden C H. 1973. Oxidation of organic matter in recent marine sediments. Meteor Forsch - Ergebn Ser. C, 12:74~86.
- Hunt J M. 1967. The origin of petroleum in carbonate rocks. In:

- Chilingar G V, Bissell H J, Fairbridge RW. eds. Carbonate rocks. New York; Elsevier, 225 ~ 251.
- Hunt J M. 1979. Petroleum Geochemistry and Geology. New York; Freeman, 261 ~ 273.
- Hunt J M and Menichol A P. 1984. The Cretaceous Austin chalk of south Texas—a petroleum source rock. In Palacas J G. Petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks. AAPG Studies in Geology, 117 ~ 125.
- Hunt J M. 1995. Petroleum Geochemistry and Geology (2nd edition). New York; Freeman, 323, 641.
- Lewan M D, Winters J C, MacDonald J H. 1979. Generation of oil-like pyrolyzates from organic-rich shales. Science, 203:897 ~ 899.
- Lewan M D. 1983. Effects of thermal maturation on stable organic isotopes as determined by hydrous pyrolysis of woodford shale. Geochim. Cosmochim. Acta, 47:1471 ~ 1479.
- Owen E W. 1964. Petroleum in carbonate rocks. AAPG bulletin, 48: 1727 ~ 1730.
- Palacas J G. 1984. Petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks. AAPG Studies in Geology, 1 ~ 208.
- Ronov A B. 1958. Organica carbon in sedimentary rocks (in relation to the presence of petroleum). Geochemistry, 5:497 ~ 509.
- Tissot B P, Welte D H. 1978. Petroleum Formation and Occurrence. Berlin; Springer-Verlag, 1 ~ 554.

Evidences on Effective Carbonate Source Rock of Low Organic Matter Abundance and its Lower Limit of TOC

HUO Zhipeng^{1,2)}, PANG Xiongqi^{1,2)}, Chen Jianfa^{1,2)}, ZHANG Baoshou³⁾, FAN Bojiang⁴⁾, LI Sumei^{1,2)}

1) State Key Laboratory of Petroleum Resources and Prospecting, China University of Petroleum, Beijing, 102249;

2) Basin & Reservoir Research Center, China University of Petroleum, Beijing, 102249;

3) Research Institute of Exploration and Development, Petrochina Tarim Oilfield Company, Korla, Xinjiang, 84100;

4) Research Institute of Shaanxi Yanchang Petroleum (Group) Co. Ltd., Xi'an, 710075

Abstract: The carbonate rocks are widely distributed, whose thermal evolution is generally high and organic matter abundance are lower in China. Whether or not they can be effective source rocks has great significance for the evaluation of hydrocarbon generation potential and exploration prospect of carbonate rocks. Many studies show that as the depth or thermal evolution degree increase, TOC of source rocks decreases, and hydrocarbon generation potential and residual amount increase and then decrease, besides the results of thermal simulation experiment, which indicate the source rocks of low organic matter abundance could generate and expulse a great number of hydrocarbon. Hydrocarbon sources of some typical oil and gas fields are the carbonate rocks of low organic matter abundance in the world. A few factors could be considered to determine the lower limit of TOC of carbonate source rocks. The analysis suggests the lower limit of TOC of carbonate source rocks is less than 0.5% of mud rocks. The lower limit of TOC of the effective source rocks with different maturity was gained by the method of hydrocarbon generation potential and simulative calculation based on material balance principle according to the hydrocarbon expulsion threshold. Referring to the study results of predecessors and exploration practice, The lower limit of TOC of the effective carbonate source rocks with low maturity, maturity and high—over maturity stages respectively are $TOC \geq 1.4\%$, $TOC = 0.1\% \sim 1.4\%$ and $TOC < 0.1\%$.

Key words: lower limit of TOC; carbonate source rocks; effective source rocks of low organic matter abundance; Tarim Basin