

泥岩/页岩:中国元古宙—古生代 海相沉积盆地主要烃源岩

陈建平^{1, 2, 3)}, 梁狄刚^{1, 2, 3)}, 张水昌^{1, 2, 3)}, 边立曾⁴⁾, 钟宁宁⁵⁾, 赵喆²⁾,
龚福华⁶⁾, 邓春萍^{1, 2, 3)}, 张蒂嘉^{1, 2, 3)}, 张宝民^{1, 2)}, 梁英波²⁾, 涂建琪^{1, 2, 3)}

1) 提高石油采收率国家重点实验室, 北京, 100083; 2) 中国石油勘探开发研究院, 北京, 100083;
3) 中国石油天然气集团公司油气地球化学重点实验室, 北京, 100083; 4) 南京大学, 南京, 210093;
5) 中国石油大学(北京), 北京, 102249; 6) 长江大学, 湖北荆州, 434023

内容提要:在中国元古宙—古生代海相沉积体系中, 碳酸盐岩是最主要的沉积岩类型, 长期以来研究的重点也一直是碳酸盐岩, 对海相泥岩/页岩的关注比较少, 并且认为碳酸盐岩是海相沉积盆地中主要的烃源岩。对中国南方上、中、下扬子地区、滇黔桂地区、塔里木盆地、鄂尔多斯盆地、华北地区等 147 条剖面、289 口探井及浅井约 11200 余个样品有机碳含量的分析与统计表明, 泥岩/页岩有机质丰度高, 是中国元古宙—古生代海相沉积盆地中主要的烃源岩类型, 而碳酸盐岩有机质丰度普遍较低, 仅仅是次要的烃源岩类型。海相碳酸盐岩中有机质的含量与碳酸盐含量呈现弱的负相关性, 泥质输入有利于形成高有机质丰度的碳酸盐岩烃源岩, 但并不是高有机质丰度碳酸盐岩烃源岩发育的必要条件, 决定碳酸盐岩烃源岩有机质丰度的主要因素是有机质的生产率、有机质的沉积与保存环境。中国元古宙—古生代海相沉积盆地中并不缺乏高有机质丰度泥岩/页岩类好烃源岩, 上、中、下扬子地区主要发育于上震旦统陡山沱组、下寒武统、上奥陶统一志留统、上二叠统; 华南地区主要发育于中、下泥盆统; 塔里木盆地主要发育于下寒武统、下奥陶统及中上奥陶统; 华北地区为中新元古界洪水庄组、下马岭组。泥灰岩类碳酸盐岩烃源岩在塔里木盆地相对比较发育, 在中国南方地区只有下二叠统相对发育。

关键词:海相沉积; 泥岩/页岩; 碳酸盐岩; 有机碳; 烃源岩; 古生代

从元古宙到晚古生代我国海相沉积地层非常发育, 分布面积逾 $300 \times 10^4 \text{ km}^2$, 约占陆上国土面积的 $1/3$, 其中覆盖区海相地层(以古生界为主)面积约 $146 \times 10^4 \text{ km}^2$, 主要分布于塔里木盆地、华北克拉通盆地和扬子克拉通盆地(李晋超等, 1998)。海相无疑是发展我国油气工业的重要领域, 长期以来我国石油工作者对海相沉积盆地的油气资源寄予厚望(李晋超等, 1998; 李国玉, 1998, 2005)。然而, 多年勘探获得的发现主要在塔里木盆地、四川盆地与鄂尔多斯盆地, 而且发现的油气资源量似乎与盆地的规模也不相符, 中、下扬子地区还未获重大突破。

与国外海相富油气盆地相比, 我国海相沉积特点非常明显(傅家谟, 1982, 1989; 傅家谟等, 1984; 郝石生, 1984; 郝石生等, 1996; 刘宝泉, 1985; 程克明

等, 1996; 李晋超等, 1998), 即: 时代老, 从中新元古代到三叠纪均有分布, 而且碳酸盐岩沉积厚度巨大; 有机质丰度低, 碳酸盐岩中有机碳含量一般小于 0.2% , 每吨岩石的生烃潜力不足 0.2 kg ; 有机质热演化程度高, 大部分处于湿气—干气热演化阶段。中国海相沉积地层的这些特点, 更进一步加剧了正确认识与评价烃源岩类型及生烃潜力的困难。

海相沉积体系与陆相沉积体系的不同之处在于: 一是前者沉积水体范围一般较大, 后者相对较小; 二是前者可以大规模发育碎屑岩与碳酸盐岩两类沉积, 而后者一般仅发育碎屑岩沉积或者有少量小规模碳酸盐岩沉积。因此, 海相沉积体系中存在泥岩/页岩与碳酸盐岩两类潜在的烃源岩, 湖相沉积体系中通常只有泥岩/页岩类烃源岩。中国古生

注: 本文为国家“十五”重点科技公关课题(编号 2004BA616A020-01-01)、中国石油天然气股份公司科技项目(编号 04051-04)及中国石化股份有限公司科技项目(编号 2004-08)共同资助成果。

收稿日期: 2012-03-12; 改回日期: 2012-12-18; 责任编辑: 周健。

作者简介: 陈建平, 男, 1962 年生。教授级高级工程师, 主要从事油气地球化学研究工作。通讯地址: 北京市海淀区学院路 20 号, 石油地质实验研究中心; 电话: 010-83598619; Email: chenjp@petrochina.com.cn。

代海相沉积体系中,碳酸盐岩相当发育,其厚度占沉积地层厚度主导地位。因此,长期以来当人们谈到海相沉积盆地烃源岩时,在潜意识中首先想到的是碳酸盐岩,研究的重点也是碳酸盐岩,很少提及海相泥岩/页岩。

中国古生代海相沉积盆地中烃源岩的主要类型究竟是泥岩/页岩还是碳酸盐岩? 尽管国内很多学者对海相沉积烃源岩进行了大量的探讨研究,但许多学者将其重点放在了碳酸盐岩作为烃源岩的有机质丰度下限讨论上(傅家谟,1982,1989;郝石生,1984;郝石生等,1996;陈丕济,1985;刘宝泉,1985;程克明等,1996;夏新宇,2000;梁狄刚等,2000;张水昌等,2002;饶丹等,2003;王兰生等,2003;王兆云等,2004;秦建中等,2004;薛海涛等,2006;陈安定,2005;彭平安等,2008),并没有很好地对比海相泥岩/页岩与碳酸盐岩的有机质丰度与生烃潜力,也没有明确哪一类是主要的烃源岩。

随着海相油气勘探的不断深入,人们对海相沉积盆地烃源岩的认识也在逐步深入与改变(腾格尔,2011),对海相烃源岩的研究重点已不再聚焦在碳酸盐岩有机质丰度下限方面。尤其是近 5 年来,陈践发等(2006a,2006b)、张宝民等(2007)、梁狄刚等(2008,2009a,2009b)、秦建中等(2009,2010a,2010b)、许化政等(2010)对中国海相烃源岩的分布、形成环境、发育模式、有机组成与赋存形式、海相烃源岩生烃潜力评价标准等进行了比较深入的研究。殷鸿福等(2011)则采用地球生物学方法对南方中上扬子地区海相烃源岩有机质丰度进行了评价。陈建平等(2012)对中国古生界海相烃源岩有机质丰度及生烃潜力评价标准进行了探讨。这些研究成果使人们对我国海相烃源岩的分布、发育条件以及烃源岩的评价等有了进一步的认识。

本文通过作者近 10 年来积累的我国南方上、中、下扬子地区、滇黔桂地区、塔里木盆地和鄂尔多斯盆地等中元古界至古生界不同层系 147 条地面剖面和 289 口探井(包括浅井)约 11200 余个泥岩/页岩与碳酸盐岩(灰岩、泥灰岩、白云岩)样品有机碳资料的分析对比研究,结合以往文献资料,探讨我国元古宙—古生代海相沉积盆地主要烃源岩类型,明确海相烃源岩发育的时代与类型,以对我国海相油气生成研究及常规油气与页岩气勘探有所启示。

1 国外含油气盆地主要烃源岩类型

从全球主要海相含油气盆地烃源岩发育的情况

看,页岩/泥岩是最主要的烃源岩,约占全部烃源岩的 43%^①,其次是页岩/泥岩与泥灰岩,约占 20%,泥灰岩占 15%,碳酸盐岩占 13%,页岩与碳酸盐岩等其他类型占 9%左右(马永生等,2007;牟书令等,2009;金之钧,2011)。

例如,英国—丹麦—挪威的北海油田,主要烃源岩是海相沉积的上侏罗统—白垩统 Mandal 组(相当于英国陆上的启莫里阶)富含有机质的页岩(Cornford,1994);美国威利斯顿盆地—西加拿大盆地主要的烃源岩为上泥盆统—石炭统 Bakken 组黑色泥岩(Schmoker et al., 1983; Price et al., 1984; Simth et al., 2000; Stasiuk et al., 2004; Kreis et al., 2006);美国阿拉斯加北部盆地主要的烃源岩是上三叠统的 Shublik 组和侏罗系的 Kingak 组海相页岩(Bird,1994);俄罗斯的西西伯利亚盆地其主要的烃源岩为上侏罗统的 Bazhenov 组海相硅质页岩和钙质页岩(Kontorovich et al., 1997; Ulmishek, 2003)。

世界上也有一些大油气田的烃源岩既有页岩(泥岩),也有泥灰岩类等碳酸盐岩。例如:委内瑞拉的马拉开波(Maracaibo)盆地主要的烃源岩为上白垩统 La Luna 组含钙质的页岩与细晶灰岩;美国墨西哥湾盆地的烃源岩除上侏罗统、白垩系黑色页岩及始新世黑色泥岩外,还有侏罗系和白垩系的泥质灰岩(Stevens et al., 1956; McDade et al., 1993; Wagner et al., 1994; Mancini et al., 2001; Hood et al., 2002);加拿大阿尔伯达盆地(西加拿大盆地的次级盆地)主要的海相烃源岩中泥盆统 Elk Point 群(包括 Evie 组、Keg River 组、Winnipegosis 组等)为页岩和泥灰岩,上泥盆统 Duvernay 组烃源岩为深褐色沥青质灰岩、泥灰岩及页岩、深褐色、黑色钙质页岩和泥灰岩(Creaney et al., 1990, 1994; Allan et al., 1991; Fowler et al., 2001)。

世界上油气最丰富的波斯湾地区发育多套海相烃源岩,很多大型油气田的烃源岩由薄层状页岩、泥岩、泥灰岩和泥质灰岩组成,在不同区域呈现较大的变化(Ayres et al., 1982; Cole et al., 1994; Alsharhan et al., 1994, 2003)。例如:前寒武系—下寒武统侯格夫(Huqf)群(包括 Khufai/Shuram/Ara 组烃源岩),其中 Khufai 组是富含有机质的薄层状碳酸盐岩、钙质泥岩和含泥质叠层白云岩,Shuram 组则是黑色页岩;下志留统阔里巴赫(Qalibah)组丘赛巴(Qusaiba)段为层状的灰色—黑色高含硫页岩,厚 0~75 m。波斯湾地区最主要的烃源岩中、上侏罗统,岩

性多为薄层沥青灰岩、泥灰岩和页岩,厚度在 0~150 m,其中:中侏罗统萨金鲁(Sargelu)组在科威特、伊拉克地区为薄层灰岩夹纸状页岩;上侏罗统图韦克(Tuwaiq Mountain)组在沙特阿拉伯地区为薄层状层状泥质灰岩、灰质泥岩;上侏罗统哈尼费(Hanifa)组和 Jubaila 组为沥青质灰岩、泥灰岩、页岩;上侏罗统一下白垩统苏莱伊(Sulaiy)组为块状泥质隐晶灰岩、碎屑或鲕状砂屑灰岩;上白垩统 Kazhdumi 组为黑色页岩,而 Khatiyah 组则为泥岩、沥青质灰质泥岩及泥灰岩。此外,世界著名的油页岩——约旦灰岩也是典型的碳酸盐岩烃源岩,上白垩统 Qatrane 和 Maastrichtian Ghareb 组主要为沥青质白垩灰岩,有机碳含量在 0.19%~39.7%,平均达到 14.41%(Abed et al.,1983)。

2 中国海相盆地典型沉积剖面有机质丰度

中国元古宙—古生代海相沉积盆地发育烃源岩的主要时代有震旦纪、寒武纪、奥陶纪、志留纪、石炭纪—二叠纪,局部地区还有泥盆纪,其中震旦系烃源岩主要分布在中国南方,寒武系主要在中国南方和塔里木盆地,奥陶系在中国南方和北方沉积盆地均有分布,志留系主要在中国南方(马力等,2004;张永昌等,2004;梁狄刚等,2008;马永生等,2007;牟书令等,2009)^①,石炭系—二叠系在南方和北方均有大面积分布。在上述地层中,震旦系、寒武系泥岩/页岩与灰岩均非常发育;奥陶系以灰岩为主,只有少量的泥岩;志留系主要为泥岩;石炭系—二叠系在华北地区为海陆交互相沉积但以陆相沉积为主,泥岩/碳质泥岩与灰岩均比较发育;在南方地区石炭系则以海相灰岩为主,且地层厚度一般很薄。我国北方地区石炭系—二叠系煤系沉积中泥岩、碳质泥岩和煤是主要的烃源岩类型,这一点没有疑议。因此,本文不讨论北方的石炭系—二叠系及南方志留系,而主要以同时发育泥岩与碳酸盐岩沉积的震旦系、寒武系(包括部分下奥陶统)与二叠系一些典型探井或剖面泥岩与灰岩有机质丰度对比,揭示古生代海相沉积体系中主要烃源岩的类型。

2.1 震旦系

震旦系是我国南方地区第一套发育海相烃源岩的层系,上扬子、中扬子、下扬子地区均有分布,华北北部地区和塔里木盆地也有分布。其中南方扬子地区陡山沱组(Z_2ds)以泥岩为主,同时也发育少量泥灰岩、灰岩,不同地区有一定差异;灯影组(Z_2dy)以

白云岩和灰岩为主,夹少量泥岩或泥灰岩。无论是泥岩还是灰岩,其中的有机质均主要来源于水生藻类。从上、中、下扬子地区部分典型剖面看,泥岩有机碳含量一般明显高于灰岩或白云岩(图 1)。其中:上扬子四川盆地东南缘遵义松林剖面(图 1a 底部)陡山沱组厚约 50 m(未见底)的泥岩绝大多数样品有机碳含量在 1%以上,最高达 3%左右;四川盆地南部高科 1 井(图 1a)灯影组大套白云岩的有机碳含量均在 0.6%以下,个别大于 1%的样品是裂缝或晶洞中有固体沥青的缘故,而灯影组中的少量泥岩夹层的有机碳含量明显高于白云岩;中扬子地区的宜昌关庄坪剖面(图 1b)下部泥岩的有机碳含量在 1%以上,而上部泥灰岩基本上均在 1%以下;下扬子地区安徽休宁蓝田剖面陡山沱组泥岩有机质丰度很高,最高有机碳甚至达到 10%以上,而其上部紧邻的灯影组白云岩的有机碳含量小于 1%,上部皮园村组大套的硅质岩和硅质泥岩的有机碳也基本上 1%以下。中国南方地区很多震旦系地层剖面基本上均是类似的情形。

另据秦婧等(2010),冀北地区中新元古界蓟县系红水庄组厚约 100 m 地层中,灰岩与泥岩互层段有机碳基本上在 1%以下,而中部大套黑色页岩段有机碳含量在 1%以上,最高达 8%左右,明显高于上、下灰岩、白云岩及其中的泥岩。

2.2 寒武系—下奥陶统

寒武纪是我国海相沉积盆地普遍发育烃源岩的时代。南方上扬子地区烃源岩主要发育在下寒武统早期,在四川盆地称为筇竹寺组(ϵ_1q),在黔西北、黔北、黔中、湘西地区称为牛蹄塘组(ϵ_1n),在中扬子地区称为水井沱组(ϵ_1sh)/东坑组(ϵ_1d),在下扬子地区称为荷塘组(ϵ_1h)/幕府山组(ϵ_1m)。

下寒武统下部一般为黑色页岩或泥岩沉积,向上逐渐变为泥质粉砂岩、粉砂岩、砂岩或灰岩沉积(图 2)。从扬子地区众多剖面来看,下寒武统泥岩与灰岩的有机碳含量存在明显差异(图 2)。四川盆地南部高科 1 井下寒武统下部筇竹寺组(牛蹄塘组)下部泥岩的有机碳含量明显高于其下部的震旦系灯影组白云岩及其上部的洗象池组白云岩(图 2a);贵州北部遵义地区方深 1 井寒武系泥岩有机碳含量明显高于其上下的灰岩与白云岩(图 2b);四川盆地北部南江县桥亭镇寒武系剖面(图 2c),从下向上沉积地层由泥岩逐渐变为粉砂质泥岩、含灰质粉砂质泥岩或灰质粉砂岩,有机碳含量呈现明显降低趋势:底部约 30 m 左右泥岩 TOC 含量基本上在 3.0%~

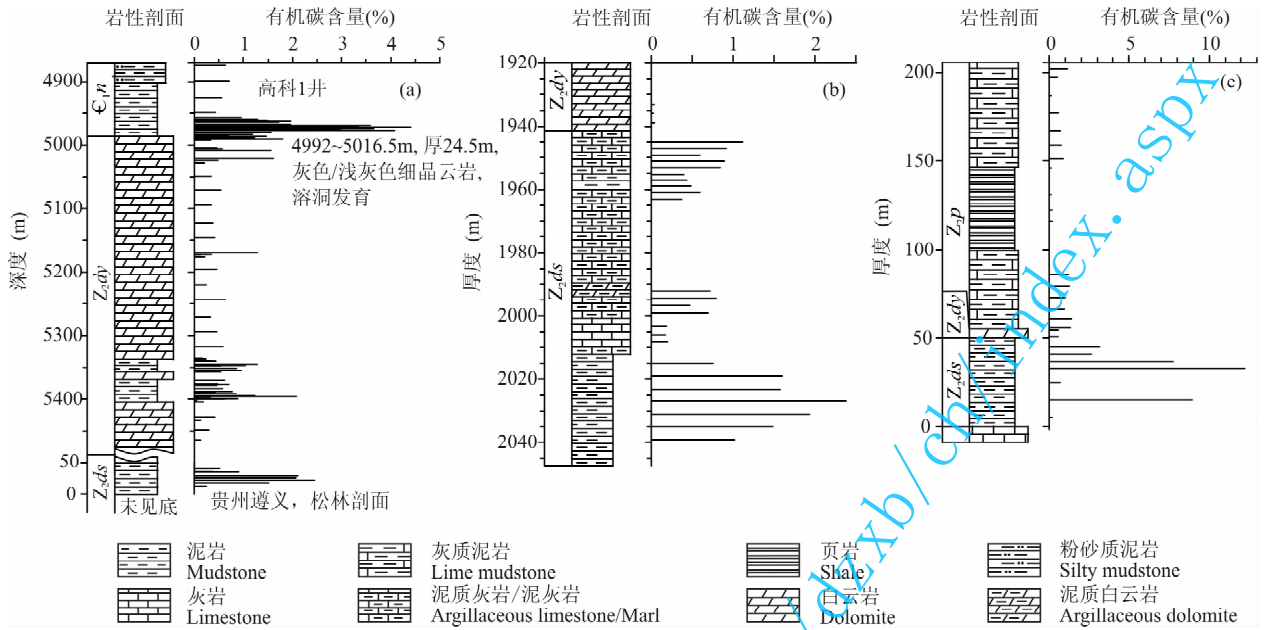


图 1 中国南方地区震旦系—寒武系典型剖面有机碳含量

Fig. 1 Variation of TOC with the lithology in some typical sections from the Proterozoic to the Paleozoic in the South China

(a)—上扬子高科 1 井与遵义松林剖面；(b)—中扬子宜昌关庄坪剖面；(c)—下扬子休宁蓝田剖面

(a)—Well GK1 in the southern Sichuan basin and Songling outcrop section in the Zunyi, Upper Yangtze; (b)—Guanzhuangping outcrop section in the Yichang, Middle Yangtze; (c)—Langtian outcrop section in the Xiuning, Lower Yangtze

5.0%之间,30~50 m 之间泥岩 TOC 含量在 1.0%~2.5%之间;50~90 m 之间层段粉砂质泥岩有机碳含量基本上在 0.5%~1.2%之间;90 m 以上含灰质粉砂质泥岩的有机碳含量基本上小于 0.5%,属于非烃源岩。中扬子地区宜昌晓峰剖面下寒武统水井沱泥岩(图 2d)及下扬子地区苏东 121 井下寒武统泥岩(图 2e)的有机碳含量明显高于相邻的泥灰岩、灰岩或白云岩。

此外,上、中、下扬子地区还有很多震旦系—寒武系—奥陶系地层剖面及钻揭寒武系地层的探井,如秀山溶溪剖面、三都剖面、吉首龙鼻嘴剖面、皖南休宁兰田剖面、皖宁 2 井、安吉叶坑坞等等^②,均具有相似的规律。

鄂尔多斯盆地西缘奥陶系马家沟组—平凉组也具有类似的情况,其中马家沟组灰岩的有机碳含量一般在 0.5%以下,而其上部平凉组页岩一般在 0.5%~1.0%,最高可达 2.17%(宁宁等,2007;许化政等,2010;马春生等,2011)。

塔里木盆地塔东 2 井揭示的寒武系一下奥陶统地层剖面中(图 2f),下寒武统以泥岩为主夹少量灰岩;中寒武统以泥灰岩为主夹少量泥岩,上寒武统以泥灰岩为主,下奥陶统黑土凹组为页岩。大量岩芯与岩屑样品有机碳分析显示,泥岩/页岩与泥灰岩的有机质丰度也存在较大差异,其中下寒武统泥岩与下奥陶统黑土凹组页岩有机碳含量明显高于中、上寒武统泥灰岩。

2.3 二叠系

二叠纪是我国南方地区海相沉积非常发育的时期,海相沉积地层分布非常广泛。下二叠统栖霞组(P_1q)与茅口组(P_1m)以碳酸盐岩(灰岩)沉积为主,孤峰组(下扬子, P_1g)以泥岩沉积为主;上二叠统龙潭组(P_2l)或吴家坪组(P_2w)为含煤沉积,灰岩和泥岩均比较发育,长兴组(P_2ch)以灰岩沉积为主,局部地区有少量泥岩沉积;在四川盆地北部及下扬子苏皖地区,上二叠统顶部发育大隆组(P_2d)海相灰岩、泥岩、硅质泥岩沉积。

在二叠纪时期,陆生高等植物发育,泥岩与灰岩中的有机质来源既有陆源高等植物,又有海洋水生生物。泥岩有机质含量也是明显高于灰岩。以四川盆地东部龙会 4 井龙潭组为例(图 3a),顶部 30 m 为灰岩段,有机碳含量基本上低于 0.5%;4390~4408 m 约 18 m 左右的泥岩段,有机碳含量基本上在 2.0%以上,4408~4510 m 约 100 m 灰岩段有机碳含量低于 0.5%;4510~4590 m 为泥岩、碳质泥岩夹少量薄层灰岩,其中泥岩、碳质泥岩的有机碳含量基本上在 2.0%以上,灰岩夹层段有机碳含量则

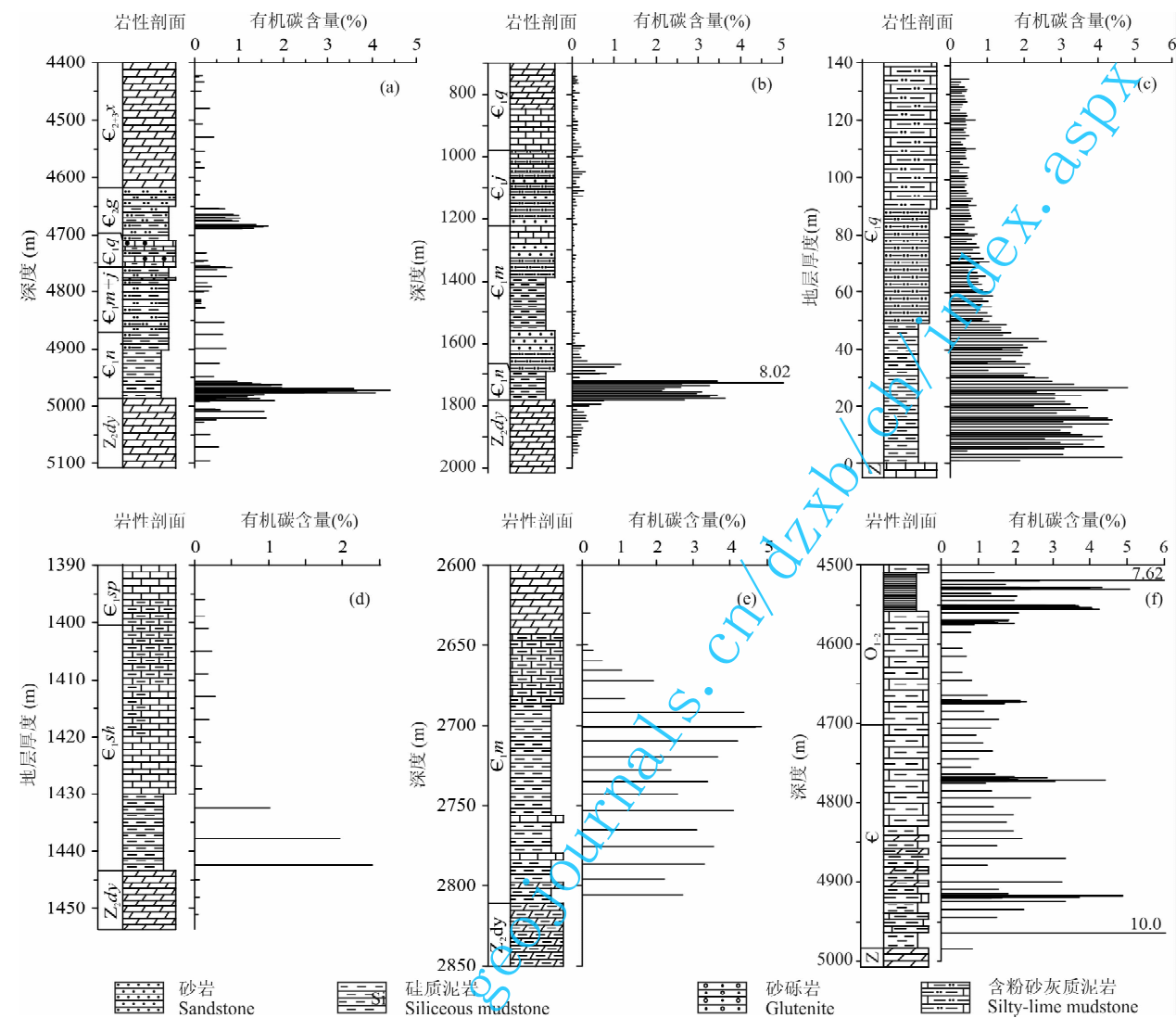


图 2 中国南方地区及塔里木盆地寒武系—下奥陶统典型剖面有机碳含量

Fig. 2 Variation of TOC with the lithology in some typical wells or sections from the Cambrian to the Lower Ordovician in the South China and the Tarim basin

(a)—四川盆地南部高科 1 井;(b)—贵州西北方深 1 井;(c)—四川盆地北部南江桥亭剖面;(d)—中扬子宜昌晓峰剖面;
(e)—下扬子苏北苏东 121 井;(f)—塔里木盆地塔东 2 井;其他图例见图 1

(a)—Well GK1 in the southern Sichuan basin, Upper Yangtze;(b)—well FS1 in the Northwest Guizhou, Upper Yangtze;
(c)—Qiaoting outcrop section in the Nanjiang, northern Sichuan basin;(d)—Xiaofeng outcrop section in the Yichang, Middle Yangtze;
(e)—well SD121 in the northern Jiangsu, Lower Yangtze;(f)—well TD2 in the Tarim basin; the other legends as in Fig. 1

低于 1.0%。四川盆地北部的河坝 1 井也同样清楚地表明龙潭组泥岩的有机碳含量明显高于其下的石炭系、下二叠统栖霞组、茅口组及其上的上二叠统长兴组灰岩(图 3b)。

川西北龙门山—川北米仓山—川东北大巴山山前地区,上二叠统顶部发育一套以泥岩、含硅泥岩为主、局部夹灰岩与泥灰岩薄层的大隆组地层,地层厚度一般在 20~30 m,而且目前其成熟度仅为镜质组反射率 0.6%~0.7%。该剖面也同样存在泥岩、硅质泥岩有机碳含量明显高于泥灰岩与灰岩的现象

(图 3c)。24 个泥岩、硅质泥岩有机碳含量绝大多数在 5% 以上,最高达到 21.2%,平均有机碳含量 8.42%,平均热解生烃潜力 22.89 mg/g,而其中的灰岩或泥灰岩夹层最高有机碳含量仅为 2.03%,9 个样品平均有机碳含量为 1.21%,远低于泥岩、硅质泥岩的平均值。殷鸿福等(2011)应用地球生物学方法获得的该剖面泥岩硅质泥岩的有机碳含量也远远高于相邻的灰岩。由此可见,大隆组泥岩为非常好的烃源岩,而碳酸盐岩发育环境并不利于高有机质丰度烃源岩的形成。

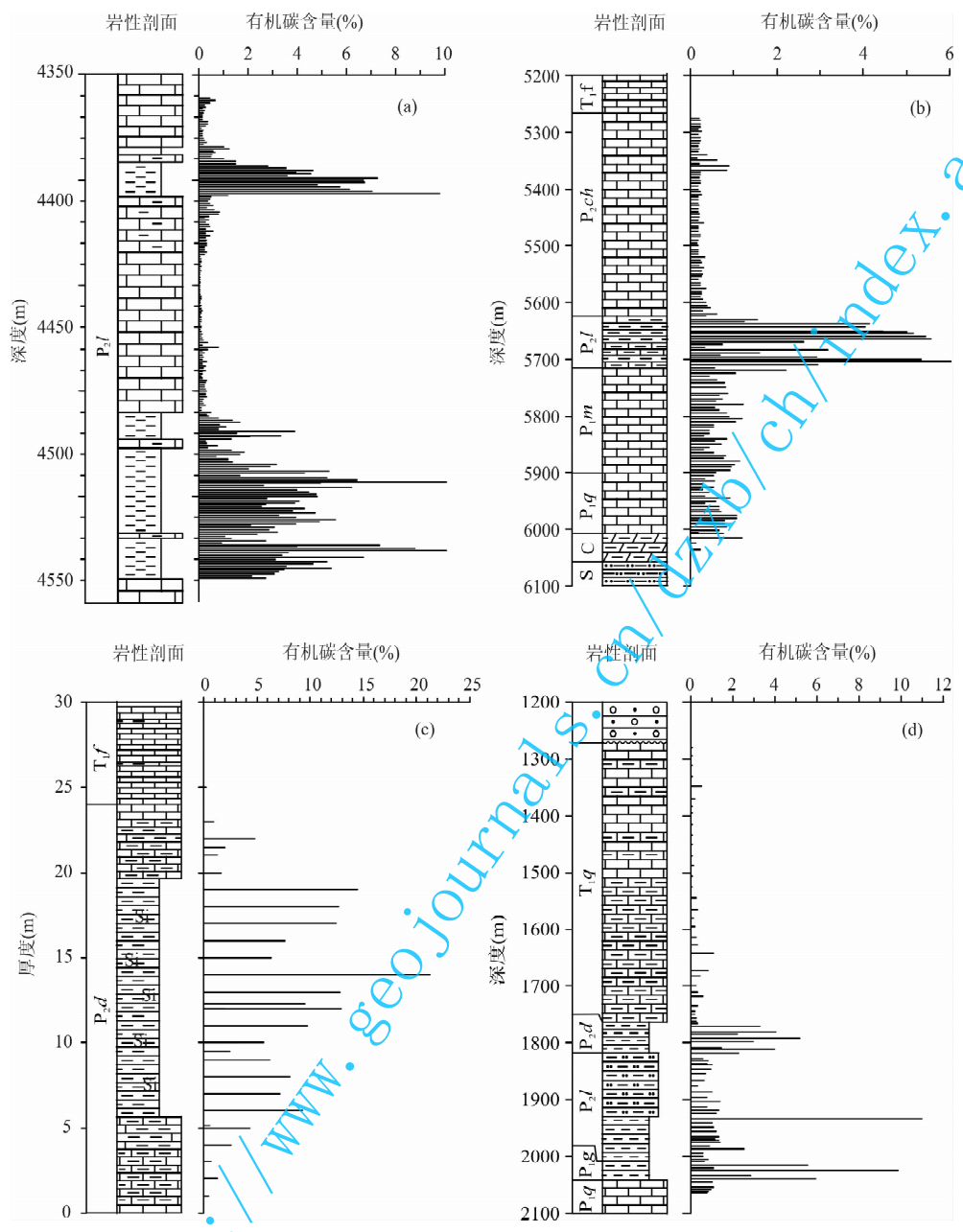


图 3 中国南方二叠系典型剖面有机碳含量

Fig. 3 Variation of TOC with the lithology in some typical wells or sections of the Permian in the South China
(a)—上扬子川东龙会 4 井; (b)—上扬子川东北河坝 1 井; (c)—上扬子川西北矿山梁剖面; (d)—下扬子地区苏北 N9 井; 图例见图 1, 图 2
(a)—Well LH4 in the eastern Sichuan basin, Upper Yangtze; (b)—well HB1 in the northeastern Sichuan basin, Upper Yangtze; (c)—Kuangshanliang outcrop section in the northwestern Sichuan basin, Upper Yangtze; (d)—well N9 in the northern Jiangsu, Lower Yangtze; the legends as in Fig. 1 and Fig. 2

此外,上、中、下扬子地区很多揭示二叠纪地层的探井以及大量的地面剖面^⑥,如云安 19 井、普光 5 井、圣科 1 井、句参 1 井、华句 1 井、苏 32 井、苏武 108 井、黄桥 N9 井、新苏泰 159 井以及黔北韩家店地面剖面等,均具有相似的规律,孤峰组、龙潭组、大隆组泥岩的有机碳含量远高于栖霞组、茅口组、长兴组灰岩以及龙潭组与大隆组中灰岩的有机碳含量。

3 中国主要海相沉积层系泥岩与碳酸盐岩有机质丰度

3.1 震旦系

震旦系在上扬子和下扬子局部地区有良好的烃源岩(梁狄刚等,2008)。据上扬子地区 18 个陡山沱组地层样品统计(表 1),其有机碳含量在 0.10%~

3.65%之间,多数泥岩在 1.0%~2.0%之间,平均 1.28%,其中在渝东—湘西—鄂西地区陡山沱组泥岩有机碳含量较高;灯影组白云岩的有机碳含量通常在 0.5%以下。另外,据唐泽尧(1980)对四川盆地灯影组 1143 个碳酸盐岩样品的统计,其平均有机碳含量仅为 0.12%。中扬子地区震旦系 40 个泥岩中最高有机碳含量达到 10.13%,其中 33 个有机碳大于 0.5%的泥岩平均为 1.72%(表 1);38 个灰岩/

白云岩样品中,绝大多数样品有机碳含量很低,其中有机碳含量大于 0.5% 11 个样品平均有机碳为 0.78%。下扬子地区休宁兰田上震旦统陡山沱组泥岩剖面 8 个样品有机碳含量在 0.22%~12.22%之间,平均 4.53%(表 1);95 个灯影组泥灰岩、灰岩及白云岩样品平均有机碳含量仅为 0.20%。塔里木盆地目前钻井揭示的震旦系以白云岩为主,有机碳含量均很低。

表 1 中国中新元古界—古生界海相层系源岩有机碳含量统计表(%)

Table 1 TOC (%) of the source rocks from the Proterozoic to the Paleozoic marine basins in China

时代	地区	泥岩			碳酸盐岩		
		样品数	分布范围	平均值 ^①	样品数	分布范围	平均值 ^①
二叠系	上扬子	495	0.05~21.2	3.10/469	534	0.05~2.11	0.88/179
		587 ^②	0.05~38.54	4.72/561			
	中扬子	12	0.48~5.10	2.02/10	230	0.05~4.38	1.22/60
	下扬子	655	0.04~16.48	2.71/595	228	0.01~4.73	0.99/59
	滇黔桂	512		1.05 ^③	2341		0.16 ^③
泥盆系	南盘江	156	0.15~3.63	1.76/132			
	十万大山 ^④	198	0.07~1.73	0.32 ^④	82	0.05~1.60	0.28 ^④
上奥陶统—下志留统	上扬子	582	0.07~8.28	2.40/429			
	中扬子	85	0.07~5.39	2.59/34			
	下扬子	626	0.01~3.95	1.28/68	119	0.01~3.85	1.37/26
奥陶系	塔里木(O ₂₊₃)	958	0.01~12.82	1.01/259	732	0.01~2.23	0.90/191
	塔里木(O ₁)	152	0.01~7.62	1.82/102	391	0.01~2.76	0.92/50
	鄂尔多斯 ^⑤	126	0.06~10.01	2.01/56	102	0.05~5.14	1.97/25
	华北盆地				1206 ^⑥	0.05~0.20	
寒武系	上扬子	443	0.12~22.15	4.48/327	132	0.0~1.80	0.12 ^⑦
	中扬子	163	0.09~9.31	2.03/87	9	0.09~1.97	1.15/5
	下扬子	180	0.26~23.44	4.22/177	218	0.02~1.98	0.26
	塔里木	104	0.03~10.00	2.16/87	201	0.02~4.42	1.37/104
震旦系	上扬子	18	0.10~3.65	1.28	1143 ^⑧		0.12 ^⑧
	中扬子	40	0.13~10.13	1.72/33	38	0.03~1.11	0.78/11
	下扬子	8	0.22~12.22	4.53 ^⑨	95	0.01~1.83	0.20 ^⑨
	塔里木				13	0.06~0.83	0.19 ^⑩

注:①为有机碳含量大于 0.5%样品的平均值与样品数量,如果没有样品数则为包括有机碳含量小于 0.5%的全部样品的平均值;②包括龙潭组有机碳在 6%~40%之间的碳质泥岩;③全部样品的平均值;④大于 0.5%的样品数据不多,泥岩和灰岩均以全部样品计算平均值;⑤本文作者采集的 228 个样品统计结果,其中泥岩主要为灰岩、白云岩中的薄夹层,126 个泥岩平均 TOC 为 1.02%;102 个白云岩和灰岩平均 TOC 为 0.60%。不同学者对该盆地奥陶系数据统计结果有一定差异。据陈安定(1996),305 个马家沟组灰岩和白云岩样品平均 TOC 含量为 0.24%,其中只有 6 个样品 TOC 大于 1.0%;据李贤庆等(2002)对马家沟组 600 余块样品的统计,TOC 含量小于 0.5%的样品占 97.6%;⑥据宁正伟(1992)和秦建中(2005);⑦全部 132 个样品包括下、中、上寒武统,包括灰岩与白云岩,其中有机碳含量大于 0.5%的样品仅 4 个,平均 1.30%;⑧据唐泽尧(1980)资料;⑨全部样品的平均值;⑩全部样品平均值,其中大于 0.5%的只有 1 个样品。

3.2 寒武系

寒武纪烃源岩广泛分布于我国南方上、中、下扬子地区和塔里木盆地,其中尤以下寒武统最为发育。大量样品分析显示下寒武统泥岩与灰岩的有机碳含量存在明显差异(表 1、图 4)。

上扬子地区下寒武统 443 个泥岩样品有机碳含量在 0.12%~22.15%,其中 327 个泥岩有机碳含量大于 0.5%,占 75%左右(图 4a),平均有机碳含

量达到 4.48%;有机碳含量小于 0.5%的样品主要来自川北南江桥亭寒武系剖面上部及川南丁山 1 井。川南—黔北地区高科 1 井、丁山 1 井、方深 1 井等探井及地面剖面寒武系灰岩、白云岩的有机碳含量基本上小于 0.5%(图 4b),132 个样品的平均值仅 0.12%。中扬子地区下寒武统 163 个泥岩的有机碳含量在 0.09%~9.31%,87 个有机碳含量大于 0.5%的样品平均为 2.03%,而 9 个灰岩有机碳含

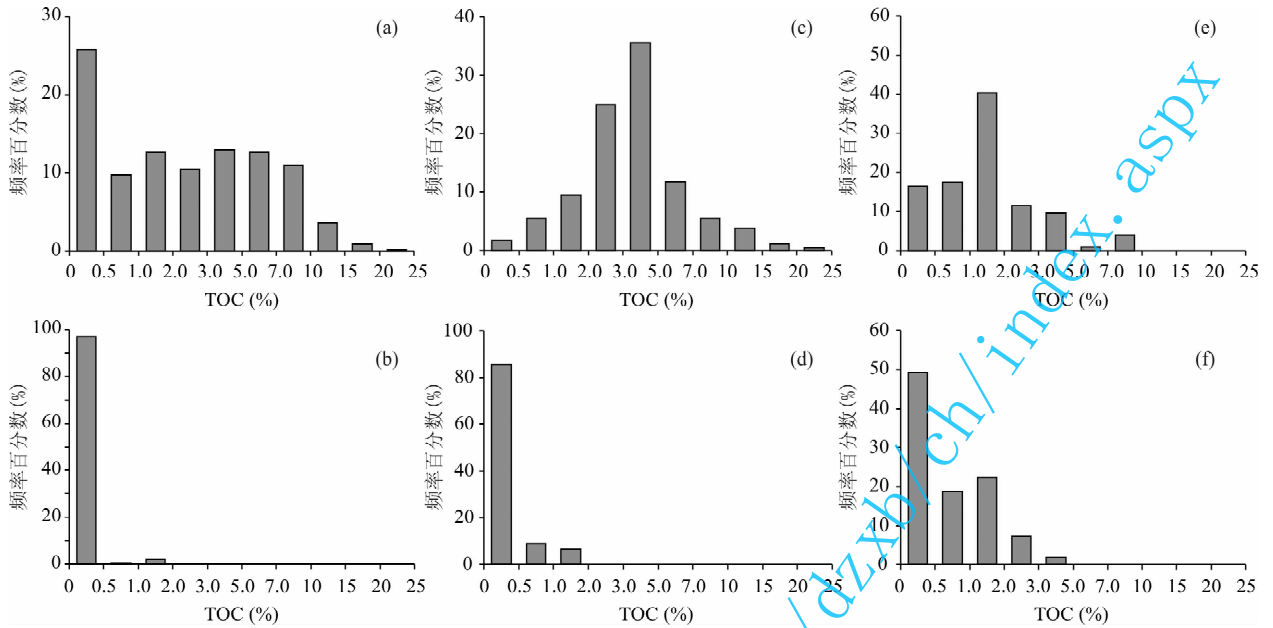


图 4 中国南方及塔里木盆地寒武系泥岩与碳酸盐岩有机碳含量对比图

Fig. 4 Distribution and comparison of TOC content between shales and carbonates in the Cambrian of the Yangtze area, South China and the Tarim basin, Northwest China

上扬子地区:(a)—443 个泥岩平均 TOC 3.38%;(b)—132 个碳酸盐岩平均 TOC 0.12%;下扬子地区:(c)—180 个泥岩平均 TOC 4.16%;(d)—218 个碳酸盐岩平均 TOC 0.26%;塔里木盆地:(e)—104 个泥岩平均 TOC 1.83%;(f)—201 个碳酸盐岩平均 TOC 0.79%
The Upper Yangtze: (a)—average TOC 3.38% of 443 shales; (b)—average TOC 0.12% of 132 carbonates; The Lower Yangtze: (c)—average TOC 4.16% of 180 shales; (d)—average TOC 0.26% of 218 carbonates; The Tarim basin: (e)—average TOC 1.83% of 104 shales; (f)—average TOC 0.79% of 201 carbonates

量在 0.09%~1.97%,只有 5 个样品有机碳含量大于 0.5%,平均为 1.15%。

下扬子地区下寒武统泥岩及灰岩样品的有机碳含量统计表明(图 4c),180 个泥岩样品,有机碳含量在 0~25%之间,小于 1.0%的样品很少,90%以上的样品有机碳含量大于 1.0%,50%以上的样品有机碳含量大于 3.0%。灰岩的有机碳含量明显低于泥岩(图 4d),218 个样品平均有机碳含量 0.26%,0.5%以下的样品占到 95%。

塔里木盆地寒武系泥岩及泥灰岩、灰岩有机碳含量统计表明(表 1),104 个泥岩有机碳含量在 0.01%~10.0%之间,大多数样品的有机碳含量在 1%~2%之间(图 4e),其中有 87 个样品(占全部样品的 83%)有机碳含量大于 0.5%,平均有机碳含量为 2.16%。201 个泥灰岩与灰岩有机碳含量在 0.01%~4.42%,其中只有 52%(图 4f)的样品有机碳大于 0.5%,平均有机碳含量为 1.37%。

3.3 奥陶系—志留系

中国南方扬子地区下、中奥陶统海相地层以陆棚相和开阔台地相碳酸盐岩为主,只有少量泥岩(马力等,2004;马永生等,2007),其中灰岩的有机质丰

度很低,一般不认为其属于烃源岩,而上奥陶统五峰组—下志留统龙马溪组则是一套分布非常广泛的海相泥岩、粉砂质泥岩沉积。在上扬子至中扬子西部地区,五峰组及下志留统下部为黑色泥岩沉积,有机质丰度一般比较高,向上逐渐转变粉砂质泥岩、粉砂岩沉积,有机质丰度一般由下至上逐渐降低(梁狄刚等,2008)。上扬子地区 582 个样品统计表明(表 1),其中 429 个样品(占 75%)有机碳含量大于 0.5%,平均为 2.4%;约 35%的样品有机碳大于 2.0%。中扬子大部分地区该套烃源岩的厚度明显小于上扬子地区,在所采集的 85 个样品中有 35 个有机碳含量大于 0.5%,平均有机碳含量 2.53%,与上扬子地区相当。下扬子地区该套地层(称为五峰组—高家边组)很发育,分布也很广,但烃源岩的厚度不大(梁狄刚等,2008),有机质丰度也不算高。在 626 个泥岩样品中只有 68 个有机碳含量大于 0.5%,平均有机碳含量为 1.28%,明显低于上扬子与中扬子地区。此外,下扬子地区奥陶系 90 个灰岩平均有机碳含量为 0.15%,其中大于 0.5%的样品仅有 3 个。

塔里木盆地奥陶系以灰岩、泥质灰岩、泥灰岩为

主,碳酸盐含量一般在 70%以上(张水昌等,2004),少量泥岩或页岩。下奥陶统 152 个泥岩样品统计,有机碳含量在 0.01%~7.62%,其中 67%的样品有机碳含量大于 0.5%,平均有机碳含量为 1.82%(表 1、图 5a)。下奥陶统 391 个泥灰岩、灰岩样品中,只有 13%的样品有机碳含量大于 0.5%(图 5b),平均为 0.92%,其有机碳含量明显低于泥岩。中、上奥陶统 958 个泥岩与 732 个泥灰岩、灰岩样品统计表明(图 5c、图 5d),泥岩与碳酸盐岩有机碳含量总体上差异不大,均只有 30%左右的样品有机碳含量大于 0.5%,平均有机碳含量分别为 1.01%和 0.90%,泥岩的有机碳含量略高于泥灰岩/灰岩。另外,据朴明植(1992)统计,塔里木盆地奥陶系 562 个碳酸盐岩样品平均有机碳含量仅为 0.14%。显然,奥陶系中有机碳含量高的应该是泥灰岩。

华北地区奥陶系灰岩分布非常广泛,其有机碳含量一般较低(宁正伟,1992;秦建中,2005;吴光华等,2008)。据宁正伟(1992)对华北地区寒武系—奥陶系 1206 个碳酸盐岩样品统计,有机碳含量主要分布在

0.05%~0.2%之间(最大不超过 0.6%),其中大于 0.2%的样品仅占 12.2%。鄂尔多斯盆地下奥陶统马家沟组灰岩的有机碳含量也比较低(张文正等,1992;戴金星等,1992b;陈安定,1996;夏新宇等,1999,2000;李贤庆等,2002;腾格尔等,2004;宁宁等,2007;许化政等,2010;马春生等,2011),有机碳含量一般在 0.4%以下,但灰岩中少量泥岩夹层的有机碳含量相对较高,个别最高可达 10.01%。TOC>0.5%的样品占到分析样品总数的 44%,其中 TOC>1.0%的样品占到分析样品总数的 27%^①。

3.4 泥盆系

我国泥盆系烃源岩主要发育于滇、黔、桂地区,以泥岩沉积为主,碳酸盐岩不是很发育。根据作者对十万大山盆地、南盘江盆地等 20 多条地面剖面及 11 口井大量样品的分析数据,结合刘培初等^②在全国第一次资源评价资料统计可见(图 6),下泥盆统和中泥盆统碳酸盐岩有机碳含量的平均值均小于 0.2%,而泥岩的有机碳含量明显高于同层系的碳酸盐岩。

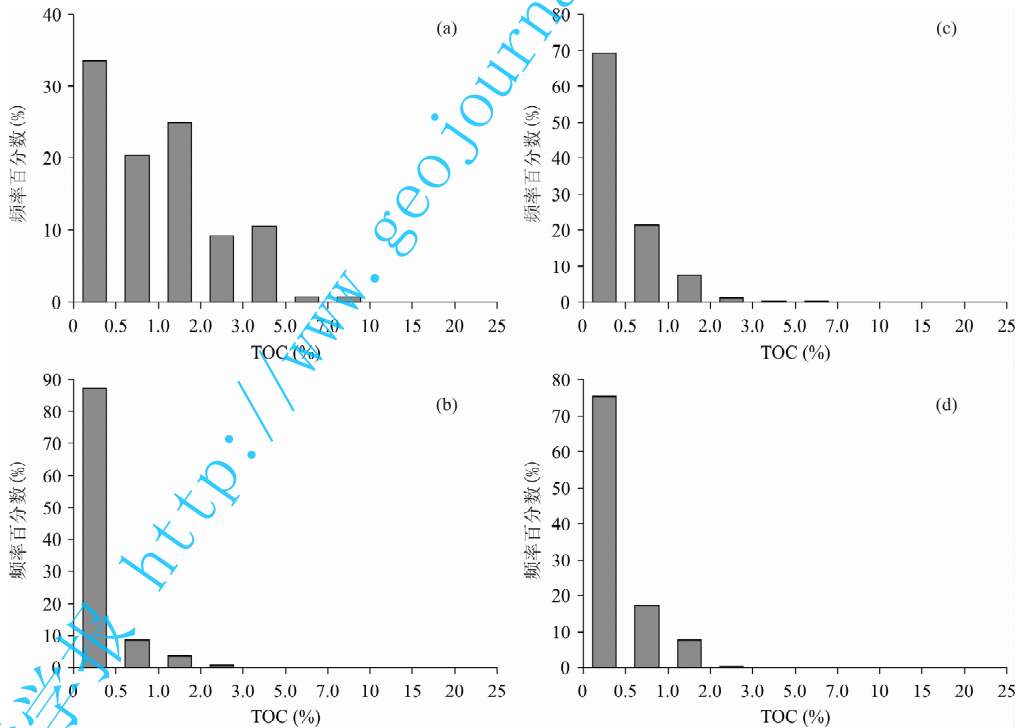


图 5 塔里木盆地奥陶系泥岩与碳酸盐岩有机碳含量对比图
Fig. 5 Distribution and comparison of TOC content between shales and carbonates
in the Ordovician of the Tarim basin, Northwest China

下奥陶统: (a)—152 个泥岩平均 TOC 1.28%; (b)—391 个碳酸盐岩平均 TOC 0.26%; 中上奥陶统:
(c)—958 个泥岩平均 TOC 0.44%; (d)—732 个碳酸盐岩平均 TOC 0.34%

The Lower Ordovician: (a)—average TOC 1.28% of 152 shales; (b)—average TOC 0.26% of 391 carbonates;

The Middle to Upper Ordovician: (c)—average TOC 0.44% of 958 shales; (d)—average TOC 0.34% of 732 carbonates

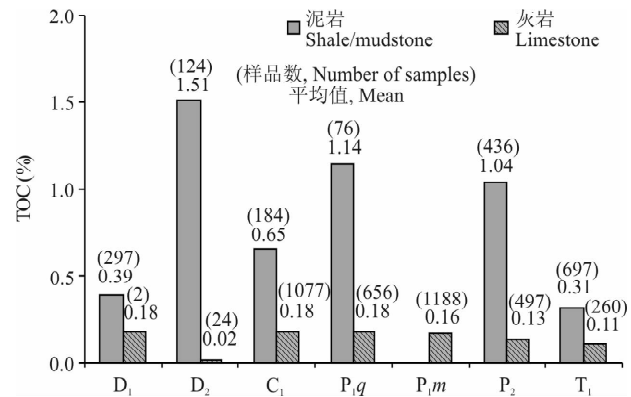


图 6 中国南方滇黔桂地区泥岩和碳酸盐岩平均有机碳含量比较

Fig. 6 Comparison of TOC content between shales and carbonates in the Devonian to the Triassic, the Yunnan, Guizhou and Guangxi provinces, South China

3.5 石炭系—二叠系

石炭系—二叠系在华北及西北地区非常发育，为海陆交互相含煤沉积，其中以泥岩、碳质泥岩、煤

及各类砂岩沉积为主，他们是鄂尔多斯盆地主要气源岩(杨华等, 2004, 2009)，也是准噶尔盆地东部克拉美丽气田的主要气源岩(王绪龙等, 2010)，而石炭系灰岩厚度薄、有机碳含量低(刘新社等, 2000)，不是主要的烃源岩。在柴达木盆地，石炭系 7 条剖面 200 多个灰岩样品有机碳含量均低于 0.5%，6 条剖面的平均值均小于 0.2%，只有柴达木盆地南缘大干沟剖面为 0.33%，而相同剖面上泥岩的评价有机碳含量均在 0.5% 以上，且多数在 1.0% 以上^⑥。

在我国南方地区，石炭系以海相碳酸盐沉积为主，厚度不大分布局限，而二叠系海相碳酸盐岩(灰岩)非常发育，厚度很大，分布也非常广泛，同时还发育大量海相泥岩及沼泽相碳质泥岩以及煤。但是，泥岩和灰岩有机碳含量差异非常明显(图 7)。

上扬子四川盆地及黔北地区二叠纪地层中 495 个泥岩(不包括碳质泥岩)统计平均有机碳含量达到了 2.96%，其中：有机碳低于 0.5% 的样品仅占 5% (图 7a)，有机碳 1.0%~5% 的样品占 85%。如果

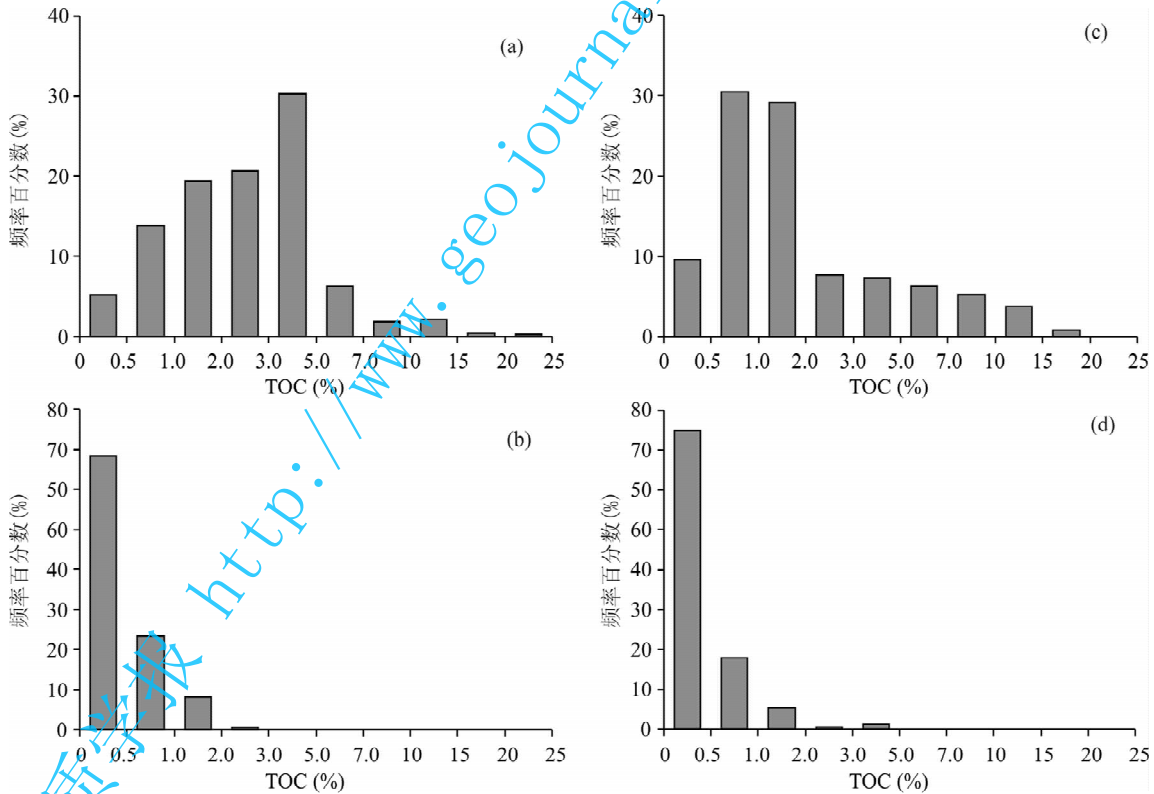


图 7 中国南方扬子地区二叠系泥岩和碳酸盐岩有机碳含量对比图

Fig. 7 Distribution and comparison of TOC content between shales and carbonates in the Permian of the Yangtze area, South China
上扬子地区：(a)—495 个泥岩平均 TOC 2.96%；(b)—554 个灰岩平均 TOC 0.42%；
(c)—655 个泥岩平均 TOC 2.49%；(d)—228 个灰岩平均 TOC 0.43%
The Upper Yangtze: (a)—average TOC 2.96% of 495 shales; (b)—average TOC 0.42% of 554 carbonates;
The Lower Yangtze: (c)—average TOC 2.49% of 655 shales; (d)—average TOC 0.43% of 228 carbonates

去除有机碳含量低于 0.5% 的非烃源岩,那么 469 个烃源岩样品平均有机碳含量为 3.10%。如果碳质泥岩也包括在内,587 个样品平均有机碳含量达到了 4.52%;去除有机碳含量低于 0.5% 的非烃源岩,561 个烃源岩样品平均有机碳含量为 4.72%。

上扬子四川盆地及黔北地区二叠系碳酸盐岩(灰岩和泥灰岩)中有机质的丰度则明显比泥岩低得多(图 7b)。554 个灰岩、泥灰岩样品平均有机碳含量仅为 0.42%,最高有机碳含量仅 2.11%,其中有机碳含量低于 0.5% 的样品占 68%,只有 32% 的样品有机碳含量大于 0.5%,显然以非烃源岩为主。有机碳含量大于 0.5% 的 179 个样品平均有机碳含量为 0.88%;有机碳含量大于 0.4% 的 205 个样品平均有机碳含量 0.84%,远远低于二叠系泥岩的有机碳含量。此外,滇黔桂地区二叠系灰岩的有机碳含量也明显低于泥岩(图 6)。

中扬子地区二叠系海相碳酸盐岩非常发育,而海相泥岩则明显不如上扬子和下扬子地区发育。230 个碳酸盐岩(灰岩)有机碳低于 0.5% 的样品占 74%,59 个有机碳含量大于 0.5% 的灰岩平均有机碳含量为 1.22%。12 个泥岩有机碳含量低于 0.5% 的样品仅占 8%,其他 10 个泥岩平均有机碳含量为 2.02%,高于灰岩的有机碳含量。

下扬子地区二叠系泥岩有机质丰度也明显高于灰岩(图 7),655 个泥岩样品平均有机碳含量 2.49%;有机碳含量大于 0.5% 的样品占 90%(图 7c),平均有机碳含量 2.71%。228 个灰岩及泥灰岩有机碳含量小于 0.5% 的占 75%(图 7d),只有 59 个样品有机碳含量大于 0.5%,平均为 0.99%。此外,在二叠系各组泥岩中,栖霞组灰岩夹层中泥岩的有机碳含量略高于相邻的灰岩,明显低于孤峰组、龙潭组和大隆组泥岩。

4 碳酸盐岩烃源岩形成条件与环境

4.1 有机碳含量与碳酸盐含量的关系

碳酸盐岩能否成为好的烃源岩,这一直是国内外石油地质学家、地球化学家争论的焦点问题之一。从前面的讨论可以看到,在国外许多海相沉积盆地中,除泥岩/页岩以外,碳酸盐岩确实也是很重要的一类烃源岩。一些学者认为,碳酸盐岩能否作为烃源岩在很大程度上取决于碳酸盐岩中泥质的含量,纯碳酸盐岩并不能作为烃源岩。梁狄刚等(2000)、张水昌等(2004)对塔里木盆地的研究表明,元古宙—下古生界震旦系、寒武系、奥陶系各类岩石中,

有机碳含量与碳酸盐含量呈负相关关系,碳酸盐含量高的岩石有机碳含量就低。以塔东 2 井为例(图 8),大多数泥岩的有机碳含量较高,22 个泥岩的平均有机碳含量达到 3.2%,最高达到 7.62%;含钙泥岩有机碳的含量有所降低,10 个样品平均为 2.53%;钙质泥岩更低一些;泥灰岩和泥质灰岩比钙质泥岩又低一些,16 个样品平均 1.15%,最高值仅 2.0% 左右;含泥灰岩和含泥云岩更低,12 个样品平均为 0.55%;灰岩和云岩的有机碳含量最低,14 个样品平均仅为 0.19%,没有达到作为烃源岩的最低下限。由此可见,塔里木盆地震旦系—奥陶系碳酸盐含量与有机碳含量的相关性似乎比较好。

但是,秦建中等(2010a)对南方海相优质烃源岩矿物组成特征、有机质与矿物组成关系、有机质赋存形式、成烃生物进行研究后认为,海相优质烃源岩中石英、方解石、白云石等矿物主要是生物成因或与生物成因有关,烃源岩残余有机碳含量与石英含量具有正相关性,而与粘土矿物含量呈负相关。这与梁狄刚等(2000)、张水昌等(2004)的结论并不一致。

关于碳酸盐岩烃源岩有机碳含量与碳酸盐含量的关系问题,国外许多学者(Palacas et al., 1984; Grabowski, 1984; Demaison et al., 1984;

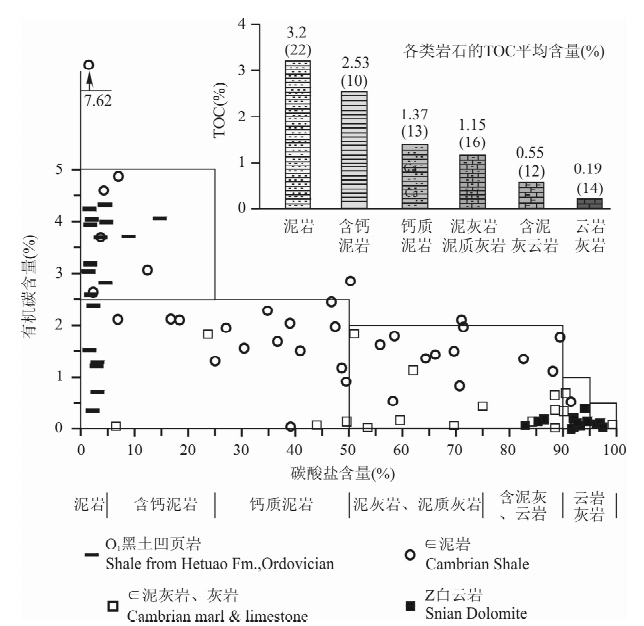


图 8 塔里木盆地塔东 2 井寒武系—下奥陶统岩石碳酸盐含量与 TOC 关系图(据张水昌等,2004)

Fig. 8 The relation between carbonate content and TOC of the source rocks in the Cambrian to the Lower Ordovician, well TD 2, Tarim basin, Northwest China (after Zhang et al., 2004)

Zumberge, 1984; Baric, 1988; Claypool et al., 1989)在 20 世纪 80 年代就进行了比较深入的研究。这些学者对年轻的、成熟度较低的中新生代碳酸盐岩的有机碳与碳酸盐含量分析表明,两者之间没有非常明显的线性关系(图 9),一些碳酸盐含量相对比较高的碳酸盐岩沉积也含有丰富的有机质,但是绝大多数样品仍然呈现随碳酸盐含量增加而有机碳含量降低的趋势。

对我国南方扬子地区震旦系一二叠系 550 个野外定名为灰岩或泥灰岩样品碳酸盐含量与有机碳含量对比分析表明(图 10),两者之间的相关关系不明显。在这些样品中有 15%左右的样品碳酸盐含量低于 50%,实际上属于泥岩、含灰泥岩或灰泥岩,不是纯粹的碳酸盐岩,它们的有机碳含量相对高一些;碳酸盐含量在 50%~90%之间的样品占了 45%,它们属于泥灰岩或含泥灰岩,有机碳含量变化比较大;碳酸盐含量在 90%以上的“纯”灰岩也占了 40%左右。在碳酸盐含量大于 50%的泥灰岩、含泥灰岩与

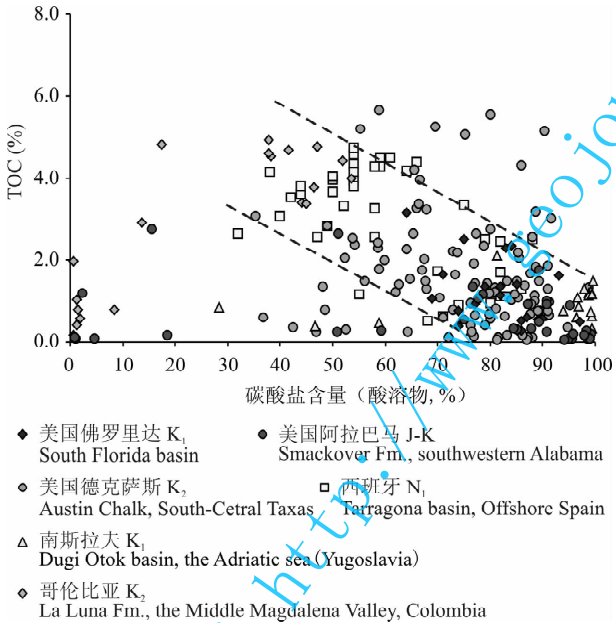


图 9 国外部分中新生代海相盆地碳酸盐岩烃源岩有机碳含量与碳酸盐含量关系图(图中数据来源于 Palacas 等, 1984; Grabowski 等, 1984; Demaison 等, 1984; Zumberge 等, 1984; Baric, 1988; Claypool 等, 1989)

Fig. 9 The relation between carbonate content and TOC of the source rocks from Mesozoic to Cenozoic marine basins in the world (the data in the figure is adopted from the papers of Palacas et al., 1984; Grabowski, 1984; Demaison et al., 1984; Zumberge, 1984; Baric, 1988; Claypool et al., 1989)

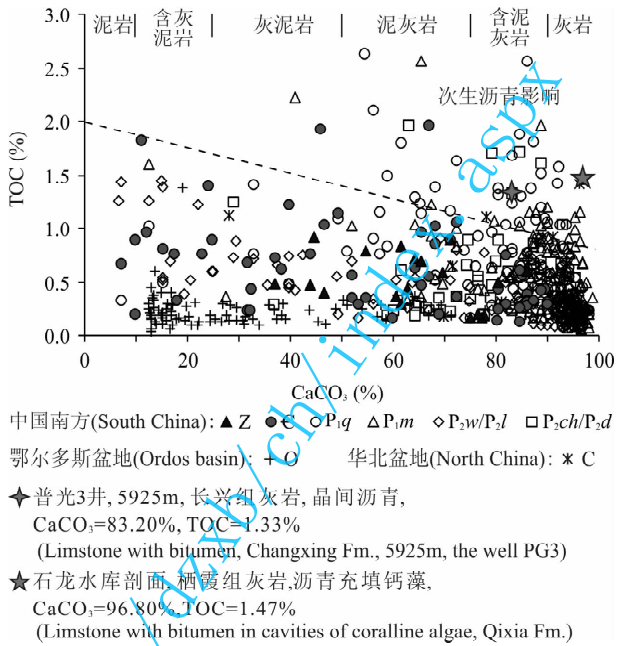


图 10 中国古生代海相沉积盆地“灰岩”碳酸盐含量与 TOC 关系图

Fig.10 The relation between carbonate content and TOC of the “limestones” in the Paleozoic marine basins of China

灰岩样品中,绝大多数样品的有机碳含量低于 1.0%,甚至多数在 0.5%以下,确实比泥岩、泥灰岩等低。但是,也有一部分碳酸盐含量高的二叠系样品,其有机碳含量也相对比较高,最高甚至达到 2.5%以上,这些碳酸盐岩是否是良好的烃源岩?

4.2 碳酸盐岩烃源岩形成条件与环境

有 3 种情况可能使泥灰岩、灰岩等碳酸盐岩具有高的有机碳含量:第一,特殊的沉积环境,如洋流上涌区,海水中营养丰富,有机生物具有很高的生产率,同时有机质保存条件良好。第二,海洋中有机生物的生产率不高,但有大量陆源有机物的输入;第三,由于灰岩容易溶蚀而产生孔洞,或者存在晶间微孔,外来次生有机质进入这些孔洞或微孔。显然,第一、第二种情况的碳酸盐岩可以成为富含有机质的烃源岩,而第三种情况则不是原生的烃源岩。

高含有机质的烃源岩形成主要取决于有机质的生产率(包括沉积水体内的自生生物有机质及外部输入的生物有机质)、有机沉积与保存环境及碎屑物质的输入量(Demaison et al., 1980; Parrish, 1982; Tyson, 1987; Tyson et al., 1991; Pederson et al., 1990; Huc, 1995; 张宝民等,2007;刘光鼎等,2011),其中高的生物产率与良好的保存环境是决定性因素。

Jones(1984)认为,高有机质含量的碳酸盐岩烃源岩主要形成于缺氧环境,如蒸发体系泻湖,或由水体盐度差异导致的大洋水体密度分层,从而使大洋底层形成缺氧的环境。波斯湾盆地侏罗系—白垩系碳酸盐岩烃源岩、约旦灰岩、墨西哥湾盆地、佛罗里达盆地等许多高有机质含量的碳酸盐岩烃源岩基本上均是在这样的条件下形成的烃源岩(Jones, 1984; Palacas et al., 1984; Alsharhan et al., 1994, 2003)。但是,到目前为止,中国古生界海相沉积盆地中似乎还没有发现类似的高有机质含量的碳酸盐岩烃源岩。

秦建中等(2009)认为中国南方海相优质烃源岩主要形成于台内盆地及近滨泻湖、台地斜坡、前缘斜坡及前礁等沉积相带,浮游生物发育,水体稳定且较深,处于还原—强还原环境。梁狄刚等(2008)认为具备 3 个条件的碳酸盐岩可以成为烃源岩:①富含生物席(藻席、线叶植物席等);②一般都含泥质,在 30%~50% 以上;③发育于深水陆棚相。张宝民等(2007)认为我国塔里木、南方等地区下古生界海相泥灰岩、灰质泥岩类有机质丰度较高的碳酸盐岩烃源岩主要发育于碳酸盐台地前缘缓斜坡与台地内缓坡,并非真正的纯碳酸盐岩沉积。

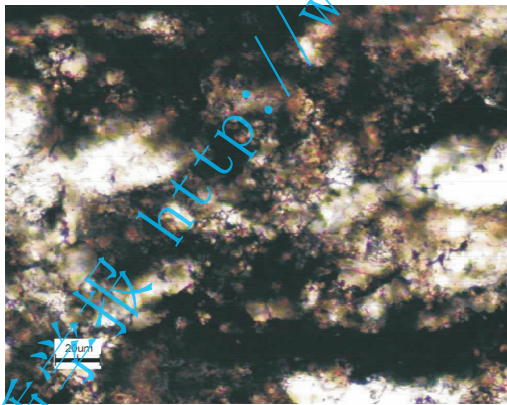
中国南方二叠系海相碳酸盐岩则是在有陆源有机碎屑输入作用下形成的碳酸盐岩沉积。二叠纪时期,陆生高等植物比较繁盛,陆源有机质通过地表河流与陆源无机碎屑一起被带入海中并与碳酸盐一起沉积,形成相对富含有机质的含泥质的碳酸盐岩烃

源岩。下古生界绝大多数碳酸盐岩沉积多数属于陆表海台地相碳酸盐岩,沉积水体浅,不利于有机质的保存,所以一般不发育良好的烃源岩,华北盆地奥陶系灰岩即是典型的例子。

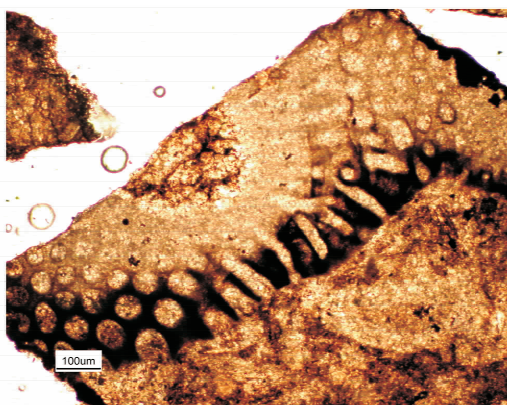
另一方面,中国南方海相碳酸盐岩中含次生沥青现象很普遍(刘德汉等,1994;林峰,1998;梁狄刚等,2008)。在作者采集的二叠系灰岩中有许多样品见到了次生沥青,有些甚至在有机颗粒的孔隙中也有次生沥青的污染(图 11)。正是这些局部富集的次生沥青导致灰岩有机碳含量偏高。图 10 中绝大多数灰岩有机碳含量相对较高是次生有机质导致的,它们不是良好的原生烃源岩。

如果不考虑特殊沉积环境下形成的碳酸盐岩以及煤系沉积体系中源于陆源有机质输入的碳酸盐岩,而仅仅考虑一般海相碳酸盐岩沉积环境,如图 10 中的震旦系与寒武系样品,随着碳酸盐含量的增加有机碳含量也只是略呈降低的趋势,两者只是呈现了相对较弱的相关关系。也就是说,泥质的存在可能确实有利于形成有机质相对丰富的碳酸盐岩烃源岩,泥质可能起到了吸附与固定有机质的作用。但是,如果考虑到一些特殊的沉积环境,那么碳酸盐岩是否高含有机质应该与泥质含量没有必然的联系。鄂尔多斯盆地奥陶系灰岩及华北盆地石炭系灰岩有机碳含量与碳酸盐含量也确实没有相关性(图 10)。

另外,必须指出的是,我国古生代海相盆地中发育的盆地相或斜坡相暗色泥岩也不是全部为高含有



★ 普光3井, 5925m, 长兴组, 晶间沥青
CaCO₃=83.20%, TOC=1.33%
(Limestone with bitumen from Changxing Fm., 5925m, the well PG3, Sichuan basin)



★ 石龙水库, 栖霞组, 钙藻被沥青污染
CaCO₃=96.80%, TOC=1.47%
(Limestone with bitumen in cavities of coralline algae from Qixia Fm., outcrop, at the Shilong Water Reservoir, Hubei)

图 11 中国南方扬子地区二叠系典型灰岩中次生沥青(样品有机碳含量与碳酸盐含量见图 10)

Fig. 11 The migrated bitumen in the typical limestone samples from the Yangtze area, South China
(for TOC and carbonate content of the photographed samples, to see the Fig. 10)

机质的烃源岩,这在扬子地区寒武系(如川北南江桥亭剖面、川南丁山 1 井等)、志留系很多剖面(梁狄刚等,2008)^①及塔里木盆地满加尔凹陷奥陶系(梁狄刚等,2000;张水昌等,2004)等表现得非常明显,大量陆源碎屑的输入稀释了有机质。

5 结论

通过对我国南方上、中、下扬子地区、滇黔桂地区、塔里木盆地、鄂尔多斯盆地及华北地区等 147 条剖面、289 口探井及浅井约 11200 余个样品有机碳含量的分析与统计可以明确地获得如下结论:

(1)中国元古宇—上古生界海相沉积体系中,泥岩/页岩和碳酸盐岩均非常发育,但是泥岩/页岩有机丰度明显高于相邻的碳酸盐岩(灰岩与白云岩),泥岩/页岩是主要的烃源岩,而碳酸盐岩是次要的烃源岩。

(2)我国元古宇—上古生界海相沉积盆地中并不缺乏高有机质丰度的泥岩/页岩类优质烃源岩,而且下古生界比上古生界更发育。南方扬子地区主要烃源岩层系为上震旦统陡山沱组、下寒武统、上奥陶统一志留统、上二叠统,局部有下二叠统;华南地区主要为中下泥盆统;塔里木盆地主要为下寒武统、下奥陶统及中上奥陶统,局部有上寒武统;华北地区为中元古界洪水庄组与下马岭组。泥灰岩类碳酸盐岩烃源岩在塔里木盆地相对比较发育,在中国南方地区只有下二叠统相对发育。

(3)中国元古宇—古生界海相碳酸盐岩中有机质的含量与碳酸盐含量呈现弱的负相关性,碳酸盐含量高的灰岩有机质丰度一般比较低,具有高有机质含量的碳酸盐岩一般有次生沥青的影响。泥质输入有利于形成高有机质丰度的碳酸盐岩烃源岩,但并不是高有机质丰度碳酸盐岩烃源岩发育的必要条件,决定碳酸盐岩烃源岩有机质丰度的主要因素是有机质的生产率、有机质的沉积与保存环境。

致谢:中国石油天然气集团公司科技管理部、西南油气田公司、塔里木油田公司、长庆油田公司、中国石油化工有限公司科技管理部、南方勘探开发公司、江苏油田公司、华东石油局等有关领导和专家对本文依托项目的完成提供了大力帮助,在此一并致以诚挚的感谢!

注 释

① C&C Reservoirs. 1998. 全球碳酸盐油气田数据库.

② 梁狄刚,陈建平,赵喆,边立曾,张水昌,钟宁宁,谢增业,徐志斌,

龚福华,徐耀辉,邓春萍,唐友军. 2007. 南方复杂构造区有效烃源岩评价. 中国石油化工股份有限公司南方勘探开发分公司,内部研究报告.

③ 涂建琪,黄第藩,陈建平,张斌,何忠华,唐黎平,李振西. 2008. 鄂尔多斯盆地地下古生界优质烃源岩的形成条件与有利分布区评价. 中国石油勘探开发研究院,内部研究报告.

④ 刘培初,李治本. 1983. 滇黔桂地区石炭、二叠、三叠系海相生油岩特征及评价专题研究报告. 滇黔桂生油勘探局石油地质科学研究所,内部研究报告.

⑤ 陈建平,牟录文,赵长毅,郭英海,李鹏举,杜美利. 1998. 柴达木盆地东部地区烃源岩地球化学特征与评价. 中国石油天然气集团公司勘探局新区勘探事业部,内部研究报告.

参 考 文 献

陈安定. 1996. 陕甘宁盆地奥陶系源岩及碳酸盐岩生烃的有关问题讨论. 沉积学报, 14(增刊): 90~99.

陈安定. 2005. 海相“有效烃源岩”定义及丰度下限问题讨论. 石油勘探与开发, 32(2): 23~25.

陈建平,梁狄刚,张水昌,邓春萍,赵喆,张蒂嘉. 2012. 中国古生界海相烃源岩生烃潜力评价标准与方法. 地质学报, 86(7): 1132~1142.

陈不济. 1985. 碳酸盐岩生油地球化学中的几个问题. 石油实验地质, 7(1): 3~12.

程克明,王兆云,钟宁宁,等. 1996. 碳酸盐岩油气生成理论与实践. 北京:石油工业出版社.

陈践发,张水昌,鲍志东,孙省利,吴庆余. 2006a. 海相优质烃源岩发育的主要影响因素及沉积环境. 海相油气地质, 11(3): 49~54.

陈践发,张水昌,孙省利,吴庆余. 2006b. 海相碳酸盐岩优质烃源岩发育的主要影响因素. 地质学报, 80(3): 467~472.

戴金星,裴锡古,戚厚发. 1992a. 中国天然气地质学(卷一). 北京:石油工业出版社.

戴金星,裴锡古,戚厚发. 1992b. 中国天然气地质学(卷四)—鄂尔多斯盆地. 北京:石油工业出版社.

傅家谟. 1982. 碳酸盐岩有机质演化特征与油气评价. 石油学报, (1): 1~8.

傅家谟. 1989. 碳酸盐岩有机地球化学. 北京:科学出版社, 1~50.

傅家谟,贾蓉芬. 1984. 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. 地球化学, 13(1): 1~9.

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): 67~70.

郝石生,高岗,王飞宇,等. 1996. 高过成熟海相烃源岩. 北京:石油工业出版社.

金之钧. 2011. 中国海相碳酸盐岩层系油气形成与富集规律. 中国科学:地球科学, 41(7): 910~926.

李国玉. 1998. 海相沉积是中国 21 世纪油气勘探新的主战场. 海相油气地质, 3(1): 1~5.

李国玉. 2005. 海相沉积岩是中国石油工业未来的希望. 海相油气地质, 10(1): 5~12.

李晋超,马永生,张大江,周坤,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.

李贤庆,侯读杰,胡国艺,唐友军,谢增业,张爱云. 2002. 鄂尔多斯盆

- 地中部地区下古生界碳酸盐岩生烃潜力探讨. 矿物岩石地球化学通报, 21(3): 152~157.
- 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.
- 梁狄刚, 郭彤楼, 陈建平, 边立曾, 赵喆. 2008. 中国南方海相生烃成藏研究的若干新进展(一), 南方四套区域性海相烃源岩的分布. 海相油气地质, 13(2): 1~16.
- 梁狄刚, 郭彤楼, 陈建平, 边立曾, 赵喆. 2009a. 中国南方海相生烃成藏研究的若干新进展(二), 南方四套区域性海相烃源岩的地球化学特征. 海相油气地质, 14(1): 1~15.
- 梁狄刚, 郭彤楼, 陈建平, 边立曾, 赵喆. 2009b. 中国南方海相生烃成藏研究的若干新进展(三), 南方四套区域性海相烃源岩的沉积相及发育的控制因素. 海相油气地质, 14(2): 1~19.
- 刘宝泉. 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, 14(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. 石油勘探与开发, 21(3): 113~115.
- 刘光鼎, 杨长春, 王清晨. 2011. 有利于海相烃源岩形成的物理作用. 地质科学, 46(1): 1~4.
- 刘新社, 席胜利, 付金华, 王涛, 王欣. 2000. 鄂尔多斯盆地上古生界天然气生成. 天然气工业, 20(6): 19~23.
- 马力, 陈焕江, 甘克文, 徐克定, 许校松, 吴根耀, 叶周, 梁兴, 吴少华, 邱蕴玉, 章平澜, 葛瓦芄. 2004. 中国南方大地构造和海相油气. 北京: 地质出版社, 1~867.
- 马永生, 田海芹, 蔡勋育, 等. 2007. 中国海相油气勘探. 北京: 地质出版社, 1~530.
- 马春生, 许化政, 宫长红, 孙联中. 2011. 鄂尔多斯盆地中央隆起带奥陶系风化壳古油藏与靖边大气田关系. 天然气地球科学, 22(2): 280~286.
- 牟书令, 等. 2009. 中国海相油气勘探理论与实践. 北京: 地质出版社.
- 宁宁, 陈孟晋, 孙粉锦, 许化政. 2007. 鄂尔多斯盆地奥陶系风化壳古油藏的确定及其意义. 石油与天然气地质, 28(2): 280~286.
- 宁正伟. 1992. 华北地区寒武—奥陶系碳酸盐岩有机质丰度及生油岩研究. 石油实验地质, 14(4): 344~351.
- 彭平安, 刘大永, 秦艳, 于赤灵, 张善文, 隋风贵, 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.
- 朴明植. 1992. 论塔里木盆地寒武—奥陶系生油岩热演化模式及其生油潜力. 塔里木盆地油气勘探论文集. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社.
- 秦建中. 2005. 中国烃源岩. 北京: 科学出版社, 1~618.
- 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. 石油地质实验, 26(3): 281~286.
- 秦建中, 腾格尔, 付小东. 2009. 海相优质烃源层评价与形成条件研究. 石油实验地质, 31(4): 366~372.
- 秦建中, 陶国亮, 腾格尔, 边立曾, 谢小敏, 付小东. 2010a. 南方海相优质页岩的成烃生物研究. 石油实验地质, 32(3): 262~269.
- 秦建中, 申宝剑, 付小东, 陶国亮, 腾格尔. 2010b. 中国南方海相优质烃源岩超显微有机岩石学与生排烃潜力. 石油与天然气地质, 31(6): 826~837.
- 秦靖, 钟宁宁, 齐雯, 张彦起, 罗情勇. 2010. 华北北部洪水庄组有机岩石学. 石油与天然气地质, 31(3): 367~374.
- 饶丹, 章平澜, 邱蕴玉. 2003. 有效烃源岩下限初探. 石油实验地质, 25(增刊): 578~581.
- 唐泽尧. 1980. 四川海相碳酸盐岩储层的类型和形成条件. 石油勘探与开发, 7(2): 21~31.
- 腾格尔. 2011. 中国海相烃源岩研究进展及面临的挑战. 天然气工业, 31(1): 20~25.
- 腾格尔, 刘文汇, 徐永昌, 陈践发. 2004. 鄂尔多斯盆地奥陶系海相沉积有效烃源岩的判识. 自然科学进展, 14(11): 1249~1256.
- 王兰生, 李子荣, 谢姚祥, 陈盛吉, 邹春燕, 张鉴, 谢邦华, 万茂霞. 2003. 川西南地区二叠系碳酸盐岩生烃下限研究. 天然气地球科学, 14(1): 39~46.
- 王绪龙, 赵孟军, 向宝力, 达江, 蒋宜勤, 刘翠敏. 2010. 准噶尔盆地陆东—五彩湾地区石炭系烃源岩. 石油勘探与开发, 37(5): 523~530.
- 王兆云, 赵文智, 王云鹏. 2004. 中国海相碳酸盐岩气源岩评价指标研究. 自然科学进展, 14(11): 1236~1243.
- 吴光华, 焦养泉, 郝运轻. 2008. 华北地区东部寒武系—奥陶系沉积相特征及其对烃源岩的控制作用. 油气地质与采收率, 15(4): 1~4.
- 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, 1~112.
- 夏新宇, 洪峰, 赵林, 张文正. 1999. 鄂尔多斯盆地奥陶统碳酸盐岩有机相类型及生烃潜力. 沉积学报, 17(4): 638~643.
- 夏新宇, 戴金星. 2000. 碳酸盐岩生烃指标及生烃量评价的新认识. 石油学报, 21(4): 36~41.
- 许化政, 王传刚. 2010. 海相烃源岩发育环境与岩石的沉积序列——以鄂尔多斯盆地为例. 石油学报, 31(1): 25~30.
- 薛海涛, 石涵, 卢双舫, 申家年. 2006. 碳酸盐岩气源岩有机质丰度分级评价标准研究. 天然气工业, 26(7): 25~27.
- 杨华, 张文正, 李剑锋, 咎川莉. 2004. 鄂尔多斯盆地北部上古生界天然气的地球化学研究. 沉积学报, 22(增刊): 39~44.
- 杨华, 张文正, 咎川莉, 马军. 2009. 鄂尔多斯盆地东部奥陶系盐下天然气地球化学特征及其对靖边气田气源再认识. 天然气地球科学, 20(1): 8~14.
- 殷鸿福, 谢树成, 颜佳新, 胡超涌, 黄俊华, 腾格尔, 郗文昆, 邱轩. 2011. 海相碳酸盐烃源岩评价的地球生物学方法. 中国科学: 地球科学, 41(7): 895~909.
- 张宝民, 张水昌, 边立曾, 金之钧, 王大锐. 2007. 浅析中国新元古—下古生界海相烃源岩发育模式. 科学通报, 52(增刊 I): 58~69.
- 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, 等. 2004. 塔里木盆地海相油气的生成. 北京: 石油工业出版社.
- 张文正, 裴戈, 关德师. 1992. 鄂尔多斯盆地中, 古生界原油轻烃单体系列碳同位素研究. 科学通报, 37(3): 248~251.
- Abed A M, Amireh B S. 1983. Petrography and geochemistry of some Jordanian oil shales from north Jordan. Journal of Petroleum Geology, 5(3): 261~274.
- Allan J, Creaney S. 1991. Oil families of the Western Canada Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 39: 107~122.
- Alsharhan A S, Magara K. 1994. The Jurassic of the Arabian Gulf Basin; facies, depositional setting and hydrocarbon habitat. In:

- Embry A F, Beauchamp B, Glass D J, eds. Pangea; Global Environments and Resources. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17, 397~412.
- Alsharhan A S, Nairn A E M. 2003. Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Amsterdam; Elsevier, 1~843.
- Ayres M, Bilal M, Jones R W, Slentz L W, Tartir M, Wilson A O. 1982. Hydrocarbon habitat in main producing areas, Saudi Arabia. AAPG Bulletin, 66: 1~9.
- Baric G, Maricic M, Radic J. 1988. Geochemical characterization of organic facies in the Dugi Otok basin, the Adriatic sea (Yugoslavia). Organic Geochemistry, 13(1~3): 343~349.
- Bird. 1994. Ellesmerian petroleum system, north slope of Alaska, U.S. A. In: Magoon L B, Dow W G, eds. The Petroleum System: From Source to Trap. AAPG Memoir 60. AAPG, Tulsa, Okla., 339~358.
- Claypool G E, Mancini E. A., 1989. Geochemical relationships of petroleum in Mesozoic reservoirs to carbonate source rocks of Jurassic Smackover Formation, Southwestern Alabama. AAPG Bulletin, 73(7): 904~924.
- Cole G A, Carrigan W J, Coiling E L, Halpern H I, Al-Khadhrawi M R, Jones P J. 1994. The organic geochemistry of the Jurassic petroleum system in eastern Saudi Arabia. In: Embry A F, Beauchamp B, Glass D J. eds. Pangea; Global Environments and Resources. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17, 413~438.
- Cornford C. 1994. Mandal-Ekofisk Petroleum System in the Central Graben of the North Sea. In: Magoon L B, Dow W G, eds. The Petroleum System: From Source to Trap. AAPG Memoir 60. AAPG, Tulsa, Okla., 537~571.
- Creaney S, Allan J. 1990. Hydrocarbon generation and migration in the Western Canada sedimentary basin. In: Brooks J, ed. Classic Petroleum Provinces. Geological Society of London Special Publication 50, 189~202.
- Creaney S, Allan J, Cole K S, Fowler M G, Brooks P W, Osadetz K G, Macqueen R W, Snowdon L R, Reidiger C L. 1994. Petroleum generation and migration in the Western Canadian Sedimentary Basin. In: Mossop G D, Shetsen I, comps. Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin. Canadian Society of Petroleum Geologists and Alberta Research Council, Calgary, 455~468.
- Demaison G, Bourgeois F T. 1984. Environment of deposition of middle Miocene (Alcanar) carbonate source beds, Casablanca field, Tarragona basin, Offshore Spain. In: Palacas J G, ed. Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks. AAPG Studies in Geology No. 18, 151~163.
- Demaison G J, Moore G T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. AAPG Bulletin, 64(8): 1179~1209.
- Fowler M G, Stasiuk L D, Hearn M, Obermajer M. 2001. Devonian hydrocarbon source rocks and their derived oils in the Western Canada Sedimentary Basin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 49(1): 117~148.
- Grabowski G J. 1984. Generation and migration of hydrocarbons in Upper Cretaceous Austin chalk, South-Central Texas. In: Palacas J G, ed. Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks. AAPG Studies in Geology No. 18, 97~115.
- Hood K C, Wenger L M, Gross O P, Harrison S C. 2002. Hydrocarbon systems analysis of the northern Gulf of Mexico: delineation of hydrocarbon migration pathways using seeps and seismic imaging. In: Schumacher D, LeSchack L A, eds. Surface Exploration Case Histories: Applications of geochemistry, Magnetics, and Remote Sensing. AAPG Studies in Geology No. 48 and SEG Geophysical References Series No. 11, 25~40.
- Huc A Y. 1995. Paleogeography, paleoclimate and source rocks. AAPG Studies in Geology No. 40, 1~355.
- Jones R W. 1984. Comparison of carbonate and shale source rocks. In: Palacas J G, ed. Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks. AAPG Studies in Geology No. 18, 163~180.
- Kontorovich A E, Moskvina V I, Bostikov O I, Danilova V P, Fomin A N, Fomichev A S, Kostyreva E A, Melenevsky V N. 1997. Main oil source formations of the West Siberian basin. Petroleum Geoscience, 3(4): 343~358.
- Kreis L K, Costa A L, Osadetz K G. 2006. Hydrocarbon potential of Bakken and Torquay formations, southeastern Saskatchewan. In: Gilboy C F, Whittaker S G, eds. Saskatchewan and Northern Plains Oil & Gas Symposium 2006. Saskatchewan Geological Society Special Publication 19, 118~137.
- Mancini E A, Badali M, Puckett T M, Llinas J C, Parcell W C. 2001. Mesozoic carbonate petroleum systems in the Northeastern Gulf of Mexico area. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference: Petroleum System of Deep-water Basins, December 2~5, 423~452.
- McDade E C, Sassen R, Wenger L M, Cole G A. 1993. Identification of organic-rich Lower Tertiary shales as petroleum source rocks, south Louisiana. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 43: 257~267.
- Palacas J G, Anders D E, King J D. 1984. South Florida basin; a prime example of carbonate source rocks of petroleum. In: Palacas J G, ed. Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks. AAPG Studies in Geology No. 18, 71~96.
- Parrish J T. 1982. Upwelling and petroleum source rock beds, with reference to the Paleozoic. AAPG Bulletin, 66(6): 750~774.
- Pedersen T F, Calvert S E. 1990. Anoxia versus productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rock. AAPG Bulletin, 74: 454~466.
- Price L C, Ging T, Daws T, Love A, Pawlewicz M, Anders D. 1984. Organic metamorphism in the Mississippian-Devonian Bakken shale, North Dakota portion of the Williston Basin. In: Woodward J, Meissner F F, Clayton J L, eds. Hydrocarbon Source Rocks of the Greater Rocky Mountain Region. Rock Mountain Association of Geologists, Denver, Colorado, 83~134.
- Schmoker J W, Hester T C. 1983. Organic carbon in Bakken Formation, United States portion of Williston Basin. AAPG Bulletin, 67(12): 2165~2174.
- Smith M G, Bustin R M. 2000. Late Devonian and Early Mississippian Bakken and Exshaw black shale source rocks, western Canada Sedimentary Basin: a sequence stratigraphic interpretation. AAPG Bulletin, 84(7): 940~960.
- Stasiuk L D, Fowler M G. 2004. Organic facies in Devonian and

- Mississippian strata of Western Canada Sedimentary Basin; relation to kerogen type, paleoenvironment, and paleogeography. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 52: 234~255.
- Stevens N P, Bray E E, Evans E D. 1956. Hydrocarbons in sediments of gulf of Mexico. *Bulletin of AAPG*, 40: 975~983.
- Tyson R V. 1987. The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In: Brooks J, Fleet A J, eds. *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication 26, 47~67.
- Tyson R V, Pearson T H. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In: Tyson R V, Pearson T H, eds. *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. Oxford: Geological Society Special Publication 58, 1~24.
- Ulmishek G F. 2003. Petroleum Geology and Resources of the West Siberian Basin, Russia. U. S. Geological Survey Bulletin 2201-G, 1~49.
- Wagner B E, Sofer Z, Claxton B L. 1994. Source rock in the Lower Tertiary and Cretaceous, deep-water Gulf of Mexico. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 44, 729~736.
- Zumberge J E. 1984. Source rocks of the La Luna Formation (Upper Cretaceous) in the Middle Magdalena Valley, Colombia. In: Palacas J G, ed. *Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks*. AAPG Studies in Geology No. 18, 127~133.

Shale and Mudstone: Essential Source Rocks in the Proterozoic to Paleozoic Marine Basins in China

CHEN Jianping^{1, 2, 3)}, LIANG Digang^{1, 2, 3)}, ZHANG Shuichang^{1, 2, 3)}, BIAN Lizeng⁴⁾,
ZHONG Ningning⁵⁾, ZHAO Zhe²⁾, GONG Fuhua⁶⁾, DENG Chunping^{1, 2, 3)},
ZHANG Dijia^{1, 2, 3)}, ZHANG Baomin^{1, 2)}, LIANG Yingbo²⁾, TU Jianqi^{1, 2, 3)}

1) *State Key Laboratory of Enhanced Oil Recovery, Beijing, 100083;*

2) *Research Institute of Petroleum Exploration and Development, PetroChina, Beijing, 100083;*

3) *Key Laboratory of Petroleum Geochemistry, CNPC, Beijing, 100083;*

4) *Nanjing University, Nanjing, 210093; 5) China University of Petroleum, Beijing, 102249;*

6) *Yangtze University, Jingzhou, Hubei, 434023*

Abstract

Carbonates are main sedimentary rock in the Proterozoic to the Paleozoic sedimentary basins of China and regarded as the main source rock for hydrocarbon, but less attention has been given to marine mudstone and shale. The statistics of organic carbon contents for more than 11200 samples from 147 outcrop sections and 289 wells in the Yangtze area, Yunnan, Guizhou and Guangxi provinces of the southern-western China, Tarim and Ordos basins of the northwestern-northern China, show that shales/mudstones are rich in organic matter and are the essential source rocks in the Proterozoic to the Paleozoic marine basins. The Carbonates are poor in organic matter and are secondary source rock for hydrocarbon. The TOC is in weak negative relation to carbonate content in marine carbonatic rock. Mud input is favorable for the formation of organic-rich carbonate source rock, but is not an essential condition. Major factors determining the concentration of organic matters are productivity, sedimentary and preservation environments. The Proterozoic to the Paleozoic marine basins of China are not lack of organic-rich shale or mudstone, which occur widely in the Doushantuo Formation of the Neoproterozoic, the Lower Cambrian, the Upper Ordovician-Lower Silurian and the Upper Permian in the Yangtze area, the Lower-Middle Devonian in the Yunnan, Guangxi and southern Guizhou provinces, the Lower Cambrian, the Lower Ordovician and the Middle-Upper Ordovician in the Tarim basin; the Hongshuizhuang and Xiamaling formations of the Mesoproterozoic to the Neoproterozoic in the Northern China. Carbonate source rocks, such as lime mudstone, marl and argillaceous limestone, occur locally in the Cambrian and Ordovician, Tarim basin, and in the Lower Permian, Southern China. Source rock of hydrocarbon argillaceous carbonatic rock is well developed within the Tarim basin and relatively enriched in the Lower Permian in southern China.

Key words: marine sediment; shale/mudstone; carbonate; organic carbon; source rock; Paleozoic