

文章编号: 1009-3850(2014)02-0079-07

黔北下志留统龙马溪组烃源岩有机地球化学特征 及其古环境意义

林家善^{1,2}, 刘建清^{1,2}, 冯伟明^{1,2}, 景小燕³

(1. 成都地质矿产研究所, 四川 成都 610081; 2. 国土资源部沉积盆地与油气资源重点实验室, 四川 成都 610081; 3. 中国石化西南油气分公司勘探开发研究院, 四川 成都 610813)

摘要: 通过对黔北地区下志留统龙马溪组烃源岩的有机碳、类异戊间二烯烃、萜烷及甾烷等有机地球化学的研究, 发现具有以下特征: ①正构烷烃分布以单峰分布为主, 主峰碳为 $nC_{18} \sim nC_{20}$; ②Pr/Ph 比值在 0.16 ~ 1.24 之间, 普遍具有植烷优势; ③伽马蜡烷指数 > 0.10 ; ④Ts/(Tm + Ts) 比值较高, 在 0.42 ~ 0.61 之间, 且分布十分稳定; ⑤ C_{27}/C_{29} 甾烷比值在 0.65 ~ 1.53 之间, 多数样品具 C_{29} 甾烷分布优势; ⑥有机碳含量普遍大于 0.5%, 且自下向上呈规律性递减; ⑦ $\delta^{13}C_{org} < -28\text{‰}$, 普遍偏轻。这些特征均指示研究区龙马溪组的有机物产率较高, 同时具有良好的有机质保存环境。通过对比岩性及有机地球化学剖面, 将龙马溪组烃源岩划分为 3 个发育阶段。

关键词: 龙马溪组; 有机地球化学; 古环境; 剖面对比

中图分类号: TE122.1⁺¹³

文献标识码: A

下志留统龙马溪组在上扬子黔北地区普遍发育, 上段主要为泥灰岩, 下段主要为炭质-粉砂质泥岩, 有机碳含量高, 是南方海相碳酸盐岩地区主要的烃源岩发育层段之一。近年来, 随着页岩气勘探工作的深入开展, 龙马溪组烃源岩越来越受到地质学家们的关注。前人主要从沉积学、岩石地球化学、构造学、微体古生物学等方面对龙马溪组烃源岩形成的古环境进行了分析^[1-5], 部分学者也从有机碳及其碳同位素组成角度在有机地球化学方面进行了有益的探讨^[2,5]。但有机地球化学方面的研究的比较薄弱, 有必要加强在此方面的研究。本文旨在通过分析典型剖面的有机地球化学特征, 从中选取合理的地化指标, 深入分析烃源岩形成的古环境。并在对比有机地球化学剖面的基础上讨论了古环境的差异性。这对于研究龙马溪组烃源岩的分布、指导页岩气勘探工作的开展具有现实意义。

1 地质背景

研究区位于云贵高原的东北部, 所处大地构造位置为扬子板块南部、黔中隆起北部, 受加里东构造运动的影响, 志留系地层发育不全, 仅残留中、下志留统地层。龙马溪组上段岩性主要为灰绿色泥质粉砂岩, 有机碳含量低; 龙马溪组下段地层有机碳含量普遍大于 0.5%, 是烃源岩主要发育层段。笔者在黔北地区选取了 3 条龙马溪组地层出露完整的典型剖面进行有机地球化学研究(图 1)。古蔺大坪剖面地层自下而上分别为上奥陶统观音桥组(O_{3g})、下志留统龙马溪组(S_1l)及中志留统石牛栏组(S_2s)。其中龙马溪组下段为烃源岩发育层段, 其岩性主要为黑色炭质页岩、粉砂质炭质页岩及泥质粉砂岩, 含大量笔石, 发育厚度 130.8m; 桐梓坡渡剖面龙马溪组下段的主要岩性为炭质页岩、页岩及粉

砂质炭质页岩,含大量笔石,发育厚度 66.5m。道真巴渔剖面龙马溪组下段岩性以粉砂质(含碳质)页岩的主要,底部为炭质页岩,亦含大量笔石,地层厚度 96.2m。

2 样品与实验

本次研究系统地对上述 3 条剖面的龙马溪组下段地层进行了样品采集,共 43 件。对所有样品的有机碳含量及有机碳同位素进行了测试分析,并对部分样品的生物标志化合物、饱和烃气相色谱进行了分析(实验数据见表 1)。有机碳含量用 CS-400 碳硫分析仪测量,有机碳同位素用 MAT252 气体同位素质谱仪测量,生物标志化合物用 DSQ II 色-质联用仪测定,饱和烃气相色谱用 HP-6890 气相色谱仪分析完成,以上分析项目分别在中国石油西南油气田公司勘探开发研究院地质实验室和中国科学院有机地球化学国家重点实验室完成。

3 结果与讨论

3.1 正构烷烃系列

一般认为,低碳数正构烷烃与低等浮游生物、藻类及细菌生物有关,而高碳数正构烷烃则与高等植物有关^[6,7]。龙马溪组烃源岩有机质中正构烷烃分布以单峰分布为主,主峰碳为 $nC_{18} \sim nC_{20}$; 双峰分布次之,前峰为 $nC_{16} \sim nC_{22}$,后峰为 $nC_{22} \sim nC_{30}$,此类样品的主峰分布不稳定,集中于道真巴渔地区(图 2)。 nC_{21}/nC_{22+} 比值在古蔺大坪-桐梓坡渡地区为 0.97 ~ 3.42(表 1),在道真巴渔地区该比值多小于 1(为 0.34 ~ 1.17)。可见,研究区正构烷烃以单峰、低碳数组分占绝对优势,显示有机质来源主要是菌藻类等低等水生生物。但在道真巴渔地区多数样品却显示了高碳数正构烷烃占优势、高主峰碳值特征,其 CPI 值为 1.03 ~ 1.44, OEP 值为 0.86 ~ 1.58,具奇碳数优势。然而在早古生代高等植物

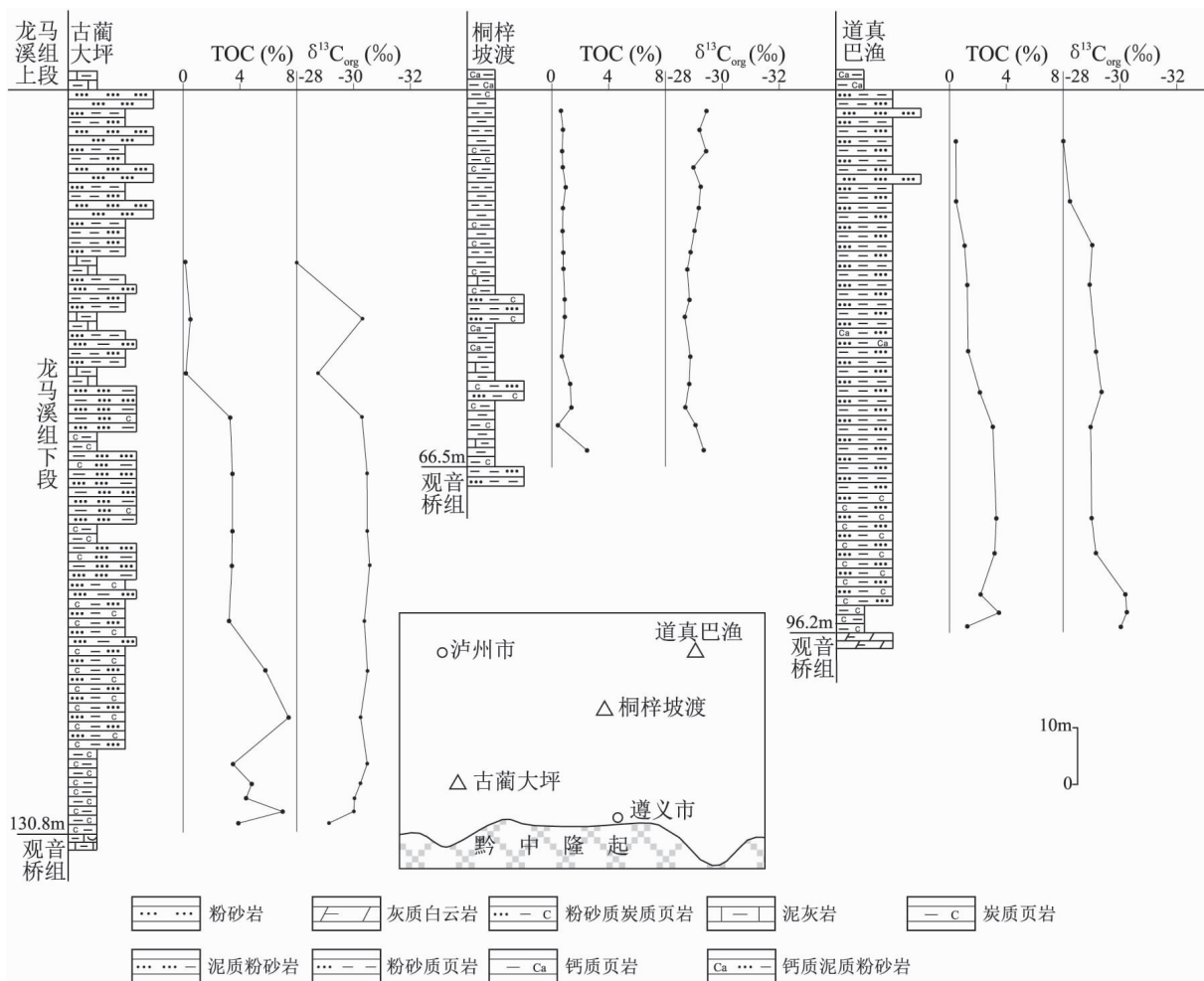


图 1 黔北地区龙马溪组有机地球化学剖面对比图

Fig. 1 Correlation of the organic geochemical profiles in the Longmaxi Formation, northern Guizhou

表 1 黔北地区下志留统龙马溪组部分有机地球化学数据

Table 1 Organic geochemical data for the Lower Silurian Longmaxi Formation in northern Guizhou

样品	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	TOC(%)	主峰碳	$n\text{C}_{21}/n\text{C}_{22} +$	Pr/Ph	γGa	Ts/(Ts + Tm)	$\text{C}_{27}/\text{C}_{29}$
Gy13	-28.8	0.16	$n\text{C}_{20}$	1.29	0.44	0.14	0.45	1.53
Gy10	-30.5	3.63	$n\text{C}_{20}$	1.53	0.50	0.15	0.49	1.37
Gy7	-30.53	5.85	$n\text{C}_{20}$	1.21	0.52	0.10	0.43	1.38
Gy3	-30.54	4.46	$n\text{C}_{20}$	2.75	0.55	1.21	0.61	1.41
Ty16	-29.44	0.66	$n\text{C}_{18}$	1.29	0.39	0.13	0.50	0.88
Ty15	-29.2	0.8	$n\text{C}_{18}$	0.99	0.37	0.12	0.54	0.82
Ty13	-28.99	0.79	$n\text{C}_{18}$	0.97	0.44	0.11	0.48	1.06
Ty12	-29.22	0.98	$n\text{C}_{18}$	1.02	0.43	0.11	0.52	0.85
Ty10	-29.01	0.75	$n\text{C}_{19}$	2.66	0.30	0.11	0.50	1.20
Ty9	-28.88	0.83	$n\text{C}_{20}$	1.20	0.22	0.15	0.48	1.36
Ty7	-28.84	0.95	$n\text{C}_{18}$	2.59	0.40	0.11	0.48	0.82
Ty6	-28.69	0.9	$n\text{C}_{18}$	2.75	0.42	0.13	0.48	0.76
Ty4	-28.84	1.3	$n\text{C}_{18}$	3.42	0.48	0.13	0.52	0.95
Ty3	-28.7	1.39	$n\text{C}_{20}$	1.05	0.16	0.12	0.48	0.85
Ty1	-29.33	2.47	$n\text{C}_{18}$	1.45	0.37	0.11	0.52	0.97
Dy11	-28.22	0.72	$n\text{C}_{22}, n\text{C}_{30}$	0.34	0.48	0.12	0.45	0.81
Dy10	-29.03	1.1	$n\text{C}_{24}$	0.53	1.24	0.22	0.46	0.84
Dy9	-28.97	1.25	$n\text{C}_{16}, n\text{C}_{25}$	0.76	1.12	0.20	0.48	0.71
Dy7	-29.36	2.08	$n\text{C}_{16}$	1.17	0.94	0.21	0.45	0.65
Dy6	-28.94	2.51	$n\text{C}_{22}$	0.52	0.53	0.16	0.42	0.84
Dy3	-30.18	2.12	$n\text{C}_{18}, n\text{C}_{29}$	0.35	0.64	0.11	0.48	1.09
Dy2	-30.25	3.49	$n\text{C}_{23}$	0.57	0.98	0.22	0.46	0.70
Dy1	-30.03	1.26	$n\text{C}_{18}$	1.14	0.91	0.21	0.52	0.75

注: Gy1 ~ Gy12 采自古蔺大坪; Ty1 ~ Ty16 采自桐梓坡渡; Dy1 ~ Dy12 采自道真巴渔; TOC-(残余)有机碳含量, %; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -有机碳碳同位素, PDB ‰; Pr/Ph-姥姢烷/植烷, 小数; γGa -伽马蜡烷指数(伽马蜡烷/ $\text{C}_{30}\alpha\beta$ 藿烷), 小数; Ts-三降新藿烷; Tm-三降藿烷; $\text{C}_{27}-\text{C}_{27}$ 规则甾烷; $\text{C}_{29}-\text{C}_{29}$ 规则甾烷

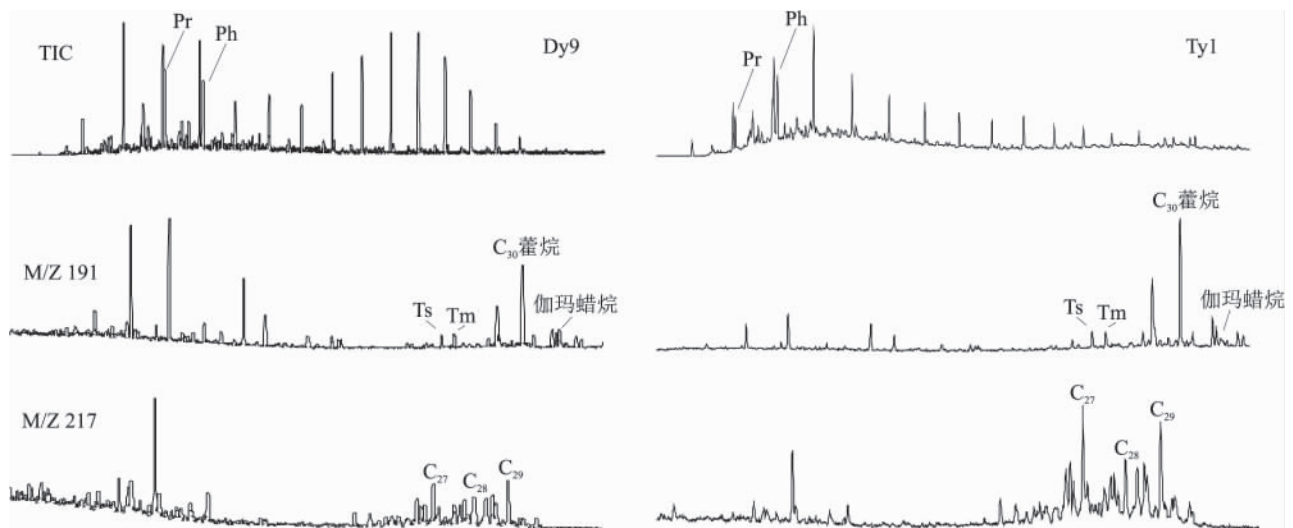


图 2 龙马溪组样品生物标志物色谱质谱图

Fig. 2 Mass chromatograms of the biomarkers in some samples from the Longmaxi Formation

并不发育 相反恰是海洋藻类的繁盛期。这种不寻常的正构烷烃分布在鄂尔多斯盆地中部气田、四川盆地威远气田及华北地区的早古生代及前寒武纪的烃源岩抽提物中均有类似的情况发现^[8] ,通过对蓟县震旦系低熟下马岭组灰质页岩干酪根^[9] 和现代浮游蓝藻(*Spirulina subsala*)^[10] 的热解生烃模拟实验均表明此类正构烷烃来源于藻类。

3.2 类异戊二烯烷烃系列

姥鲛烷(Pr) 与植烷(Ph) 比值常用于反映沉积环境的氧化还原状态。Tissot et al(1974) 等建立了姥鲛烷和植烷的生成模式: 姥鲛烷(Pr) 和植烷(Ph) 同源植醇, 在含氧条件植醇形成姥鲛烷, 在缺氧条件下植醇被还原成植烷^[11]。并较为统一的认为该比值 < 1 , 指示强还原环境; > 1 则表示偏氧化环境^[12, 13]。根据饱和烃色谱分析, 该地区龙马溪组的 Pr/Ph 比值在之间 $0.16 \sim 1.24$ (表 1)。平面上古蔺大坪-桐梓坡渡地区以植烷占绝对优势(Pr/Ph < 0.6) , 而在道真地区该值普遍大于 0.6 , 且垂向上变化大, 自下而上具植烷优势减弱的趋势。Volkman 和 Maxwell(1986) 的研究表明 Pr/Ph 比值并不适合描述低成熟度样品的古环境^[14]。研究区龙马溪组烃源岩沥青体反射率值在 2.0% 以上, 已经进入有机质热演化的高-过成熟阶段。因此 黔北地区 Pr/Ph 比值反映了烃源岩的沉积环境为强还原环境-弱氧化环境。而在道真区烃源岩层段顶部往往为弱氧化环境。

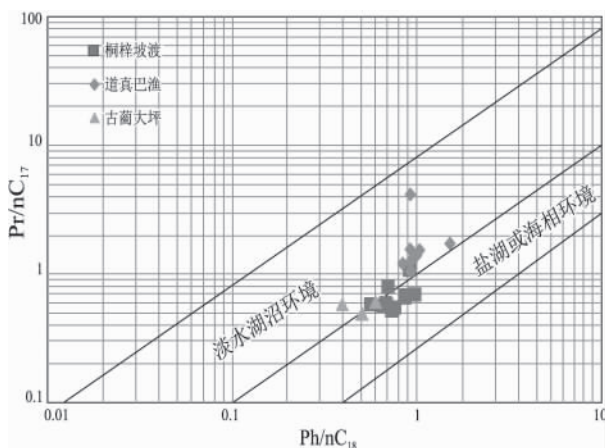


图 3 Pr/C₁₇与 Ph/C₁₈比值相关图

Fig. 3 Cross plots of Pr/C₁₇ and Ph/C₁₈ ratios

Pr/C₁₇与 Ph/C₁₈ 比值相关图, 通常用来研究原油及源岩的形成环境、母质类型和成熟度^[15, 16]。然而 如图 3 所示, 除个别样品(Dy11) 较明显地显示为淡水湖沼环境外, 并不能较好地表征出大多数样

品沉积环境的差异, 而此类样品多分布在剖面的中上部。笔者认为造成这种现象的原因是研究区烃源岩中上部沉积时, 黔中隆起北缘向研究区输入大量的陆源碎屑, 从而引起地化参数显示出海陆过渡的特征, 局部受严重影响显示陆相特征(如 Dy11 样品)。

3.3 萘烷系列

伽马蜡烷在多数原油及氯仿抽提物中至少以痕量存在, 但是大量的伽马蜡烷指示有机质沉积时的强还原超盐度环境^[17-20]。伽马蜡烷在研究区样品中普遍存在, 伽马蜡烷/C₃₀αβ 藿烷比值相对稳定, 主要分布在 $0.1 \sim 0.22$ 之间(表 1), 与代表水体分层和还原环境的塔里木盆地寒武系及上震旦统岩石中的伽马蜡烷指数相仿(伽马蜡烷/C₃₀αβ 藿烷比值 > 0.11)^[21] , 高于淡水成因的原油中伽马蜡烷/C₃₀αβ 藿烷比值(如鄂尔多斯西峰油田淡水成因的原油的伽马蜡烷/C₃₀αβ 藿烷比值为 $0.04 \sim 0.06$)^[22]。表明这些源岩的形成环境不同于典型的淡水环境, 而以微咸水为主, 水体具一定的分层。

通过对比剖面可以发现伽马蜡烷含量与有机碳含量存在正相关关系: 平面上, 在桐梓坡渡地区的伽马蜡烷指数为 $0.11 \sim 0.15$ 之间, 明显低于相邻的古蔺大坪及道真巴渔地区, 表现为该区的有机碳含量明显偏低(TOC $< 1\%$); 纵向上烃源岩层段下部伽马蜡烷指数普遍高于上部, 表明后期水体盐度趋于淡化, 造成水体分层趋势减弱, 有机碳含量表现为自下而上具下降趋势, 这种趋势在古蔺大坪剖面表现的最为明显。说明当水体分层明显时, 有助于形成底部的还原环境, 从而有利有机质的保存。

研究表明, $T_s/(T_m + T_s)$ (T_s 为三降新藿烷, T_m 为三降藿烷) 比值的变化也受沉积环境的影响^[12, 23]。当沉积的 Eh 较低时, $T_s/(T_s + T_m)$ 比值为高值; 相反, 则表现为低值。根据黔北地区龙马溪组有机质的饱和烃色-质分析(表 1), 认为 $T_s/(T_m + T_s)$ 比值较高, 在 $0.42 \sim 0.61$ 之间, 且分布十分稳定, 主要反映出较高的成熟度。并在一定程度上指示岩系形成于较低的 Eh 环境, 即还原环境。

3.4 甾烷系列

C₂₇、C₂₈、C₂₉ 甾烷在样品气相色谱-质谱分析鉴定中(m/z 217) 普遍存在。C₂₇/C₂₉ 甾烷比值在 $0.65 \sim 1.53$ 之间, 多数样品具 C₂₉ 甾烷分布优势(表 1), 显示陆源高等植物输入的特征。然而陆地维管植物在泥盆纪才开始繁盛^[24]。前人研究认为早古生代及其以前烃源岩的有机质输入只能来源于藻类,

而 C_{27} 、 C_{28} 、 C_{29} 甾烷分布差异是不同藻类的输入差异造成的^[25-27]。孟凡巍等人针对早古生代烃源岩生物来源的研究成果具有参考价值(图4)^[28],在 $\delta^{13}C_{org} < -30\text{‰}$ 条件下,具 C_{27} 甾烷分布优势时以甲藻输入为主;而具 C_{29} 甾烷分布优势时以浮游绿藻输入为主。考虑到研究区龙马溪组烃源岩 $\delta^{13}C_{org} < -28\text{‰}$,认为其母质输入中甲藻与浮游绿藻占优势。通过对比可以发现具高主峰碳值、低 nC_{21-}/nC_{22+} 比值时,往往也具 C_{29} 甾烷分布优势的特点(表1)。因此,笔者认为在正构烷烃系列中高主峰碳值、低 nC_{21-}/nC_{22+} 比值并不一定指示陆源有机质输入,也可能是浮游绿藻输入占优势造成的。

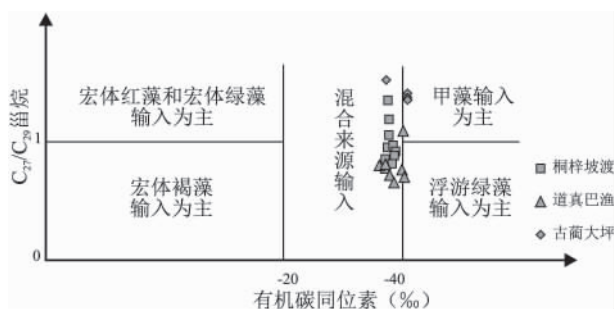


图4 利用 C_{27}/C_{29} 甾烷与有机碳同位素判断前寒武纪与早古生代石油与源岩的生物来源图解(据孟凡巍等,2006)
Fig.4 Diagram showing the organic matter origin in the Early Palaeozoic and Precambrian source rocks based on C_{27}/C_{29} sterane ratios and organic carbon isotopes (after Meng Fanwei et al., 2006)

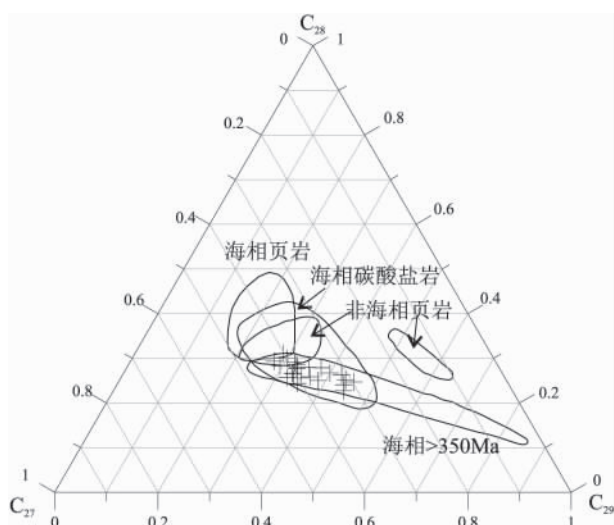


图5 C_{27} - C_{28} - C_{29} 规则甾烷相对含量三角图
Fig.5 C_{27} - C_{28} - C_{29} triangular diagram showing the relative contents of sterane compositions

C_{27} - C_{28} - C_{29} 规则甾烷组成三角图常应用于油源对比、判别有机相等^[12]。如图5所示,研究区烃源

岩为海相碳酸盐岩或者形成年龄在 350Ma 以上的海相烃源岩。而研究区烃源岩形成于早志留纪,由泥质、粉砂质组成,明显与后者相符。同时规则甾烷的分布特征再次表明了海相母质的特点,而与陆源有机质无关。

3.5 有机碳含量及其碳同位素组成

现在测试分析手段能得到的有机碳含量数据,均为烃源岩生排烃后的残余有机碳含量(TOC)。但其含量的多少仍能间接反映其原始烃源岩有机碳的相对含量,有机碳含量的多少是有机物产率高低的表现。由于有机碳常保存于还原环境中,因此高的有机碳含量往往也指示着原始的缺氧环境^[29,30]。龙马溪组的残余有机碳含量在 0.59%~7.45% 之间,平均高达 2.23%。主要反映了当时水体的高有机物产率,也在一定程度上反映出龙马溪期具有较强还原环境。

$\delta^{13}C_{org}$ 主要反映了光合作用、碳同化作用以及碳源的同位素组成^[31]。沉积有机质的 $\delta^{13}C_{org}$ 与原始有机质的来源及沉积环境有着密切关系,而热成熟作用并不会明显改变碳同位素的组成^[30],其变化在多数情况下反映了原始有机质母体 $\delta^{13}C_{org}$ 值的变化。Freudenthal T. et al 和 Lehmann M F et al 等研究认为缺氧环境的广泛分布会严重影响 $\delta^{13}C_{org}$ 的原始同位素平衡,当环境缺氧条件占优势时, $\delta^{13}C_{org}$ 有偏轻的趋势^[32,33]。龙马溪组烃源岩的母质输入中具有甲藻与浮游绿藻占优势的特点(图4)。而对于海洋藻类来说,其有机碳的 $\delta^{13}C$ 值通常是 $-20\text{‰} \sim -22\text{‰}$ ^[34,35],从表1可以看出,龙马溪组的 $\delta^{13}C_{org}$ 值普遍低于 -28‰ 。偏轻的 $\delta^{13}C_{org}$ 值反映出普遍缺氧的环境。

龙马溪组烃源岩有机质产率、氧化-还原环境的变化具有明显的阶段性。如图1所示,有机碳含量及其同位素曲线可以划分出3个阶段:底部高有机物产率、强还原环境阶段,TOC 最高可达 7.45%, $\delta^{13}C_{org}$ 达 -30.59‰ ;中部中等有机物产率、还原环境特点,发育厚度大;顶部低有机质产率,还原环境-弱氧化环境的特征,有机碳含量小于 1%, $\delta^{13}C_{org}$ 大于 -29‰ 。而在桐梓坡渡地区仅具第二阶段的特点,但其有机碳含量普遍低于 1% 反应出较低有机物产率,这可能是该地区在观音桥组潮坪环境的基础上至龙马溪组沉积时演化为陆棚环境造成的,而古蔺、道真地区龙马溪组沉积时则延续了陆棚环境。龙马溪组烃源岩的笔石产出方式与黄铁矿分布特征有力地支持了烃源岩发育阶段的划分:在中、下

部富含笔石化石为聚集式产出,表明生物繁盛、有机物产率高,大量的黄铁矿呈星点状分布,显示为还原环境;而上部笔石分散式产出,未见黄铁矿分布。另外,这也与黔中隆起活动的阶段性相吻合,龙马溪组烃源岩下部沉积时相对稳定,表现为碳泥质沉积物,发育水平层理;至中、上部黔中隆起开始活动,表现为陆源碎屑大量注入,致使有机物产率降低,并在局部形成弱氧化环境(Pr/Ph 略大于1)。而在龙马溪组上段沉积时水体动荡,表现为上段的泥灰岩呈瘤状,不发育烃源岩。

4 结论

(1) 生物标志物系列参数反映了下古生界海相高成熟度烃源岩的特点,龙马溪组母质输入中甲藻与浮游绿藻占优势。

(2) 低 Pr/Ph 比值、偏高的伽马蜡烷指数、高 $T_s/(T_s + T_m)$ 比值及偏轻的稳定碳同位素组成均表明龙马溪组属于较强的还原环境,沉积水体以微咸水为主。

(3) 龙马溪组烃源岩有机质产率、氧化-还原环境的变化具有明显的阶段性。可以划分出三个发育阶段:底部高有机物产率、强还原环境阶段;中部中等有机物产率、还原环境特点,发育厚度大;顶部低有机质产率,还原环境-弱氧化环境的特征。

参考文献:

- [1] 牟传龙,周恩恩,梁薇,等. 中上扬子地区早古生代烃源岩沉积环境与油气勘探[J]. 地质学报, 2011, 83(4): 526-532.
- [2] 王清晨,严德天,李双建. 中国南方志留系底部优质烃源岩发育的构造-环境模式[J]. 地质学报, 2008, 82(3): 289-297.
- [3] 张海全,许效松,余谦,等. 扬子板块西北缘晚奥陶-早志留世岩相古地理演化与烃源岩的关系[J]. 石油天然气学报(江汉石油学院学报), 2010, 32(2): 43-47.
- [4] 张廷山,陈晓慧,兰光志等. 川东南地区志留纪稀土元素分布及其地质意义[J]. 西南石油学院学报, 1998, 20(3): 26-30.
- [5] 李双建,肖开华,沃玉进,等. 湘西、黔北地区志留系稀土元素地球化学特征及其地质意义[J]. 现代地质, 2008, 22(2): 273-280.
- [6] Clark R C, BLUMER M. Distribution of n-paraffins in marine organisms and sediment [J]. *Limnology and Oceanography*, 1967, 12(12): 79-87.
- [7] HAN J, CALVININ M. Hydrocarbon distribution of algae and bacteria and microbiological activity in sediments [J]. *Nal. Acad. Sci. Pro.*, 1969, 64: 436-443.
- [8] 李景贵. 高过成熟海相碳酸盐岩抽提物不寻常的正构烷烃分布及其成因[J]. 石油勘探与开发, 2002, 29(4): 8-11.
- [9] 刘宝泉,蔡冰,方杰. 上元古界下马岭组页岩干酪根的油气生成模拟实验[J]. 石油实验地质, 1990, 12(2): 147-161.
- [10] 黄第藩,赵孟军. 下古生界海相原油之中蜡的成因分析—干酪根 PY-GC 分析提供的证据[J]. 沉积学报, 1996, 14(2): 12-19.
- [11] TISSOT B P et al. Influence of and diagenesis of organic matter in formation of petroleum [J]. *AAPG Bulletin*, 1974, 58(3): 499-506.
- [12] PETERS K E, MOLDOWAN J M. The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments [M]. New Jersey, Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1993. 120-159.
- [13] 腾格尔,刘文汇,徐永昌等. 缺氧环境及地球化学判别标志的探讨—以鄂尔多斯盆地为例[J]. 沉积学报, 2004, 22(2): 365-372.
- [14] VOLKMAN J K, MAXWELL J K. Acyclic isoprenoids as biological markers [A]. R. B. Johns. *Biological Marker in the Sedimentary Record* [C]. New York: Isevier, 1986. 1-42.
- [15] PETERS K E, FRASER T H, AMRIS W et al. Geochemistry of crude oil from Eastern Indonesia [J]. *AAPG Bulletin*, 1999, 83(11): 1927-1942.
- [16] HANSON A D, ZHANG S C, MOLDOWAN J M et al. Molecular organic geochemistry of the Tarim Basin, Northwest China [J]. *AAPG Bulletin*, 2000, 84(6): 1109-1128.
- [17] MOLDOWAN J M, SEIFERT W K, GALLEGOS E J. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks [J]. *AAPG Bulletin*, 1985, 69: 1255-1268.
- [18] 傅家谟,盛国英,江续刚. 膏盐沉积盆地形成的未成熟石油[J]. 石油与天然气地质, 1985, 6(2): 150-158.
- [19] TEN HAVEN H L, ROHMER M, RULLKOTER J, BISSERET P et al. Tetrahymanol, the most likely precursor of gammacerane occurs ubiquitously in marine sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 53: 3073-3079.
- [20] KLEEMANNLEEMANN G, PROALLA K, ENGLERT G et al. Tetrahymanol from the phototrophic bacterium *Rhodospseudomonas palustris*: first report of a gammacerane triterpene from a prokaryote [J]. *Journal of General Microbiology*, 1990, 136: 2551-2553.
- [21] 张水昌, J M Moldowan, Maowen Li, 等. 分子化石在寒武一前寒武纪地层中的异常分布及其生物学意义[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(4): 299-304.
- [22] 段毅, 吴保祥, 张辉, 等. 鄂尔多斯盆地西峰油田原油地球化学特征及成因[J]. 地质学报, 2006, 80(2): 301-310.
- [23] 黄燕, 林丽, 杨永军, 等. 湘西北张家界地区早寒武世牛蹄塘组黑色岩系镍钼矿层生物标志物的特征[J]. 地质通报, 2011, 30(1): 126-133.
- [24] GRAY J, BOUCOT A J. The advent of land plant life. *Geology*, 1978, 6: 489-492.
- [25] 陈世加, 沈昭国, 傅晓文等. 生物标志化合物在地层划分与对比中的应用[J]. 地层学杂志, 2001, 25(4): 288-291.
- [26] BROCK J J, LOGAN G A, BUICK R et al. Archean Molecular Fossils and the Early Rise of Eukaryotes [J]. *Science*, 1999, 285: 1033-1036.

- [27] 边立曾, 张水昌, 梁狄刚等. 塔里木盆地晚奥陶世古海藻果实状化石及塔中油田生物母质特征[J]. 微体古生物学报, 2003, 20(1): 89-96.
- [28] 孟凡巍, 周传明, 燕夔, 等. 通过 C_{27}/C_{29} 甾烷和有机碳同位素来判断早古生代和前寒武纪的烃源岩的生物来源[J]. 微体古生物学报, 2006, 23(1): 51-56.
- [29] 腾格尔, 刘文汇, 徐永昌, 等. 缺氧环境及地球化学判识标志的探讨——以鄂尔多斯盆地为例[J]. 沉积学报, 2004, 22(2): 365-372.
- [30] 李双建, 肖开华, 沃玉进, 等. 南方海相上奥陶统一志留统优质烃源岩发育的控制因素[J]. 沉积学报, 2008, 26(5): 872-880.
- [31] HAYES J M. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: principles and evidence[J]. Marine Geology, 1993, 113: 111-125.
- [32] FREUDENTAL T, WAGENER T, WENZHFER F et al. Early diagenesis of organic matter from sediments of the eastern subtropical Atlantic. Evidence from stable nitrogen and carbon isotopes[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2001, 65(11): 1795-1808.
- [33] LEHMANN M F, BEMASCONI S M, Barbieri A et al. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002, 66(20): 3573-3584.
- [34] 陈建芳. 古海洋研究中的地球化学新指标[J]. 地球科学进展, 2002, 17(3): 402-410.
- [35] O'LEARY M H. Carbon isotope in photosynthesis[J]. Bioscience, 1988, 38: 328-336.

Organic geochemical signatures and palaeo-environmental implications for the source rocks from the Lower Silurian Longmaxi Formation in northern Guizhou

LIN Jia-shan^{1,2}, LIU Jian-qing^{1,2}, FENG Wei-ming^{1,2}, JING Xiao-yan³

(1. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2. Key Laboratory for Sedimentary Basin and Oil and Gas Resources, Ministry of Land and Resources, Chengdu 610081, Sichuan, China; 3. Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Southwest Oil & Gas Field Company, SINOPEC, Chengdu 610813, Sichuan, China)

Abstract: The organic geochemical signatures such as organic carbon, isoprenoid alkanes, terpanes and steranes in the source rocks from the Lower Silurian Longmaxi Formation in northern Guizhou are generalized in the following, including (1) single-peak distribution of normal alkane, with the main peak carbon varying between nC_{18} and nC_{20} ; (2) Pr/Ph ratios ranging from 0.16 to 1.24, with a general advantage of phytane; (3) gammacerane index >0.10 ; (4) $Ts/(Tm + Ts)$ ratios ranging from 0.42 to 0.61; (5) C_{27}/C_{29} ratios ranging from 0.65 to 1.53; (6) organic carbon contents generally more than 0.5%, with a gradual decrease from bottom to top, and (7) $\delta^{13}C_{org} < -28\%$. The organic geochemical signatures outlined above indicate higher organic carbon productivity and reduction environments in the Longmaxi Formation. The source rocks in the Formation may have experienced three stages of evolution, including (1) higher organic carbon productivity and highly reduced environment in the basal part; (2) moderate organic carbon productivity and reduced environment in the middle part, and (3) lower organic carbon productivity and slight redox environment in the upper part.

Key words: Longmaxi Formation; organic geochemistry; palaeo-environment; profile correlation