

文章编号: 0253-9985(2005)04-0411-11

海相地层无机参数与烃源岩发育环境的相关研究 ——以鄂尔多斯盆地为例

腾格尔^{1,2}, 刘文汇³, 徐永昌⁴, 陈践发⁵, 胡 凯¹, 高长林²

(1 南京大学地球科学系, 江苏南京 210093 2 中国石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所, 江苏无锡 214151;

3 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083 4 中国科学院兰州地质所, 甘肃兰州 730000

5 中国石油大学, 北京 102249)

摘要: 运用无机与有机参数组合对鄂尔多斯盆地海相烃源岩发育环境的研究表明, 有机碳含量大于 0.2% 层段其 $V/(V+N)$ > 0.5, Zr/Rb < 2, Rb/K > 30×10^4 , 古盐度大于 122, Zn, Mo, Ba 等富集, $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 正向偏移, 指示低能、缺氧环境, 具有良好的有机质保存条件, 有较高的生物生产力和有机质埋藏量, 其 $\delta^{13}C_{\text{有机质}}$ < -28‰, 有机质类型好 (IV-Ⅲ型), 生烃潜力高, 可视为潜在有效烃源岩; 有机质碳含量大于等于 0.2% 层段的有机、无机地化特征均反映高能、氧化环境, 有机质保存条件差, 埋藏量低, $\delta^{13}C_{\text{有机质}}$ 值为 -28‰ ~ -24‰, 多属 Ⅲ-Ⅱ型母质, 生烃潜力差, 属非有效烃源岩。微量元素及碳氧同位素对烃源岩发育的主控因素具有良好的表征意义, 可作为烃源岩发育环境的判别指标, 结合必要的有机参数可以进一步识别有效烃源岩。

关键词: 发育环境; 判别指标; 无机参数; 海相烃源岩; 鄂尔多斯盆地

中图分类号: TE112.1 **文献标识码:** A

Study on relation between inorganic parameters in marine deposits and developmental environment of hydrocarbon source rocks taking Ordos basin as an example

Tenger^{1,2}, Liu Wenhui³, Xu Yongchang⁴, Chen Jianfa⁵, Hu Kai¹, Gao Changlin²

(1 Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu;

2 Wuxi Institute of Petroleum Geology, SINOPEC, Wuxi, Jiangsu;

3 Exploration & Production Research Institute, SINOPEC, Beijing;

4 Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu;

5 China Petroleum University, Beijing)

Abstract The paleoenvironment of Ordovician in southwestern Ordos basin are discussed by using both inorganic and organic parameters, trying to identify potential hydrocarbon source rocks. In the strata with $TOC > 0.2\%$, $V/(V+N) > 0.5$, $Zr/Rb < 2$, $Rb/K > 30 \times 10^4$, $Z > 122$, Zn, Mo and Ba are enriched, and the $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C_{\text{carb}}$ have positive excursion. These characteristics indicate a stagnant and anoxic sedimentary environment with higher organic matter productivity and better preservation condition. These strata have $\delta^{13}C_{\text{org}} < -28\%$ (IV-Ⅲ type kerogen), and high hydrocarbon-generating potential, so they can be regarded as potential hydrocarbon source rocks. The strata with $TOC \leq 0.2\%$ whose inorganic and organic parameters show a high energy, oxidic, littoral-neritic environment with $\delta^{13}C_{\text{org}}$ between -24‰ and -28‰ (Ⅲ-Ⅱ type kerogen) have low hydrocarbon-generating potential. Such environment is unfavorable for preservation of organic matters and development of hydrocarbon source rocks. The integration of inorganic parameters (trace element, stable isotope

基金项目: 国家重点基础研究发展规划 (973) 项目 (2001CB209102, G1999043306); 中国石化股份公司科技项目 (P04040)

第一作者简介: 腾格尔, 男, 37 岁, 高级工程师 (博士), 地球化学和油气地质

收稿日期: 2005-07-10

composition etc.) with general organic data can be regarded as important environmental factors for identifying development of effective marine hydrocarbon source rocks

Key words development environment; identification index; marine hydrocarbon source rock; inorganic parameter; Ordos basin

我国下古生界海相沉积分布广,因热演化程度高,致使有机质丰度、质量等都产生了不可逆转的变化,为烃源岩评价造成了极大困难。因此,探索高演化海相有效烃源岩的判识就成为我国油气领域重要研究任务之一。不少学者试图用各种地球化学方法讨论高演化烃源岩原始有机质丰度和质量的恢复方法^[1,2],但困难不少,分歧较大^[3,4]。

沉积环境是控制烃源岩发育的主要因素^[5~8]。微量元素和稳定同位素等无机参数在反映古环境性质和演化信息上较有机质稳定,具有较好地保存原始地球化学信息能力,以其反演烃源岩发育环境具较高的可信度^[9~12]。本文以鄂尔多斯盆地下古生界为例,从微量元素和碳氧稳定同位素等古环境指标入手,将其环境示踪原理综合引入烃源岩研究,结合必

要的有机参数来探讨烃源岩的发育环境及优劣,判断有效烃源岩及其时空分布,旨在探索高演化海相烃源岩的有效评价方法。

1 样品采集及测试

样品采自鄂尔多斯盆地桌子山、平凉、岐山剖面及旬探 1 井(XT1 井)。桌子山剖面出露桌子山组(O_1z)、克里摩里组(O_1k)和乌拉力克组(O_2w);平凉剖面见三道沟组(O_1s)和乌拉力克组(O_2w);岐山剖面出露马家沟组四至六段(O_1m^{4-6});南缘 XT1 井见马家沟组六段(O_1m^6)。共采岩样 78 个,分析了有机碳、热解、常量和微量元素以及碳氧同位素等。微量元素由西安矿产研究所测定,余者均由中国科学院兰州地质所完成。

表 1 鄂尔多斯盆地西南缘奥陶系有机地球化学特征一览表

Table 1 Organic geochemical characteristics of Ordovician in southwestern edge of Ordos basin

剖面	岩性	层位	有机碳含量 / %	沥青“A”含量 / 10^{-6}	生烃潜力 / ($\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$)	氢指数	$\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}} / \text{‰}$	$T_{\text{max}} / ^\circ\text{C}$
桌子山剖面	页岩	O_2w	$\frac{0.53 \sim 0.88}{0.70(7)}$	42.7(1)	$\frac{0.02 \sim 0.06}{0.04(3)}$	2~5(3)	$\frac{-30.4 \sim -29.6}{-30.1(3)}$	$\frac{507 \sim 514}{511(3)}$
		O_1k	$\frac{0.17 \sim 1.25}{0.71(2)}$	20.7(1)	$\frac{0.02 \sim 0.05}{0.035(2)}$	3~6(2)	-30.0(1)	$\frac{480 \sim 513}{497(2)}$
	碳酸盐岩	O_2w	$\frac{0.18 \sim 0.21}{0.195(2)}$	28.7(2)	0.09(1)	24(1)	-29.1(1)	500(1)
		O_1k	$\frac{0.11 \sim 0.74}{0.28(28)}$	$\frac{23.3 \sim 26.8}{25.1(2)}$	$\frac{0.02 \sim 0.16}{0.06(13)}$	2~50(13)	$\frac{-29.6 \sim -28.1}{-28.7(13)}$	$\frac{478 \sim 504}{488(9)}$
		O_1z	$\frac{0.13 \sim 0.17}{0.15(6)}$	$\frac{15.5 \sim 25.9}{20.9(3)}$	$\frac{0.01 \sim 0.05}{0.04(6)}$	6~31(6)	$\frac{-29.7 \sim -27.8}{-28.5(3)}$	$\frac{414 \sim 497}{471(6)}$
	页岩	O_2w	$\frac{0.45 \sim 0.85}{0.60(3)}$	$\frac{183 \sim 815}{499(2)}$	$\frac{0.67 \sim 3.07}{1.63(3)}$	140~342(3)	$\frac{-31.7 \sim -30.8}{-31.2(3)}$	$\frac{439 \sim 443}{440(3)}$
平凉剖面	碳酸盐岩	O_2w	$\frac{0.09 \sim 0.11}{0.10(3)}$		$\frac{0.06 \sim 0.12}{0.083(3)}$	10~91(3)	$\frac{-26.8 \sim -26.7}{-29.75(2)}$	$\frac{433 \sim 468}{447(3)}$
		O_1s	$\frac{0.1 \sim 0.15}{0.12(6)}$	48(1)	$\frac{0.05 \sim 0.09}{0.07(6)}$	31~60(6)	-29.4(1)	$\frac{452 \sim 483}{466(6)}$
岐山剖面	碳酸盐岩	O_1m^6	$\frac{0.1 \sim 0.18}{0.14(8)}$	8(1)	$\frac{0.05 \sim 0.07}{0.06(8)}$	28~55(8)	-24.2~4.1(2)	$\frac{480 \sim 498}{492(8)}$
		O_1m^5	$\frac{0.07 \sim 0.14}{0.11(3)}$		$\frac{0.05 \sim 0.07}{0.06(3)}$	29~43(3)	-25.1(1)	$\frac{478 \sim 485}{482(3)}$
		O_1m^4	$\frac{0.15 \sim 0.18}{0.17(2)}$	21.8(1)	$\frac{0.06 \sim 0.07}{0.065(2)}$	28~33(2)	-25.7(1)	$\frac{477 \sim 480}{479(2)}$
旬探 1 井	碳酸盐岩	O_1m^6	$\frac{0.14 \sim 0.58}{0.28(8)}$	$\frac{21.8 \sim 34}{26(4)}$	$\frac{0.02 \sim 0.17}{0.06(8)}$	6~15(8)	$\frac{-28.8 \sim -27.3}{-28.1(3)}$	$\frac{416 \sim 524}{500(8)}$

注:表中数值为 $\frac{\text{最小值} \sim \text{最大值}}{\text{平均值}}$;括号中为样品数

2 有机地球化学基本特征

如表 1 所示, O_1k 及 XT1 井 O_1m^6 的 65% 以上样品有机碳含量 (TOC) $> 0.2\%$, 平均为 0.28% (不含页岩样); O_2w 多数样品 $TOC \geq 0.45\%$; 而 O_1z , O_1s 和岐山 O_1m^{4-6} 的 $TOC < 0.2\%$ 。研究区 85% 样品的 $T_{max} > 460\text{ }^{\circ}\text{C}$, 指示热演化程度高; 沥青“ A ”含量, 生烃潜力 $S_1 + S_2$ 和氢指数 I_H 普遍较低 (除个别样品外), 已失去原有的指示意义, 这与前人研究结果相符^[2 3]。

3 无机参数及地质意义

3.1 锆/铷及水动力条件

水动力条件是水深、浪基面等的综合反映。含有机质的细碎屑及悬浮的微粒有机质常被高能水流带走, 直至低能环境沉淀, 有机质保存量一般由高能向低能的沉积物增加^[6]。锆 (Zr) 主要以锆石等重矿物形式沉淀于滨、浅海区, 常在砂中富集, 而泥沉积区是 Zr 的低值区^[13 14], 故 Zr 可作为重矿物或粗粒组分的替代指标。铷 (Rb) 在海水中主要赋存于粘土、云母等细粒或轻矿物中^[13 14], 并沉淀于低能环境。因此, 全岩 Zr/Rb 值可定量

反映水动力变化, 高能环境呈高值, 反之亦然。
表 2 图 1 中, 桌子山剖面 O_1k , O_2w 的 $Zr/Rb < 2$ 平均为 0.92 而 O_1z 的 Zr/Rb 平均达 6.02 暗示 O_1k , O_2w 较 O_1z 水体加深, 水动力弱。这与前者的纹层-薄层微晶灰岩、泥灰岩、笔石页岩发育及后者的厚-块状颗粒灰岩、具强烈的生物扰动等地质特征相吻合。 O_1k 纹层状灰岩内含“钙球”也是水体深、环境宁静的指示^[15]。 O_1k 局部出现的 Zr/Rb 高值带表明, 在 O_1k 时期曾有水动力强的阶段, 在剖面的相应层位上也见含砂砾屑灰岩, 印证了这一指标的可信度。

平凉剖面上, O_1s 较同期 O_1k 含较少的泥质沉积, 为厚层状灰岩, Zr/Rb 平均为 5.09 。岐山剖面上, O_1m^{4-6} 中 Zr/Rb 平均为 $5.25 \sim 6.47$, 总体高于西缘同期层位, 该区剖面及岩心的相应层位中亦见角砾化灰岩或白云岩, 均指示浅水动荡环境。XT1 井 O_1m^6 段 Zr/Rb 值平均为 0.45 与同期 O_1k 相似, 暗示南缘区局部存在水体较深、低能的局限盆地。冯增昭等^[15] 经岩相古地理研究已证实马家沟期旬邑-淳化一带次级凹陷的存在。

3.2 过渡元素及氧化还原条件

沉积有机质含量的关键因素之一是缺氧条件

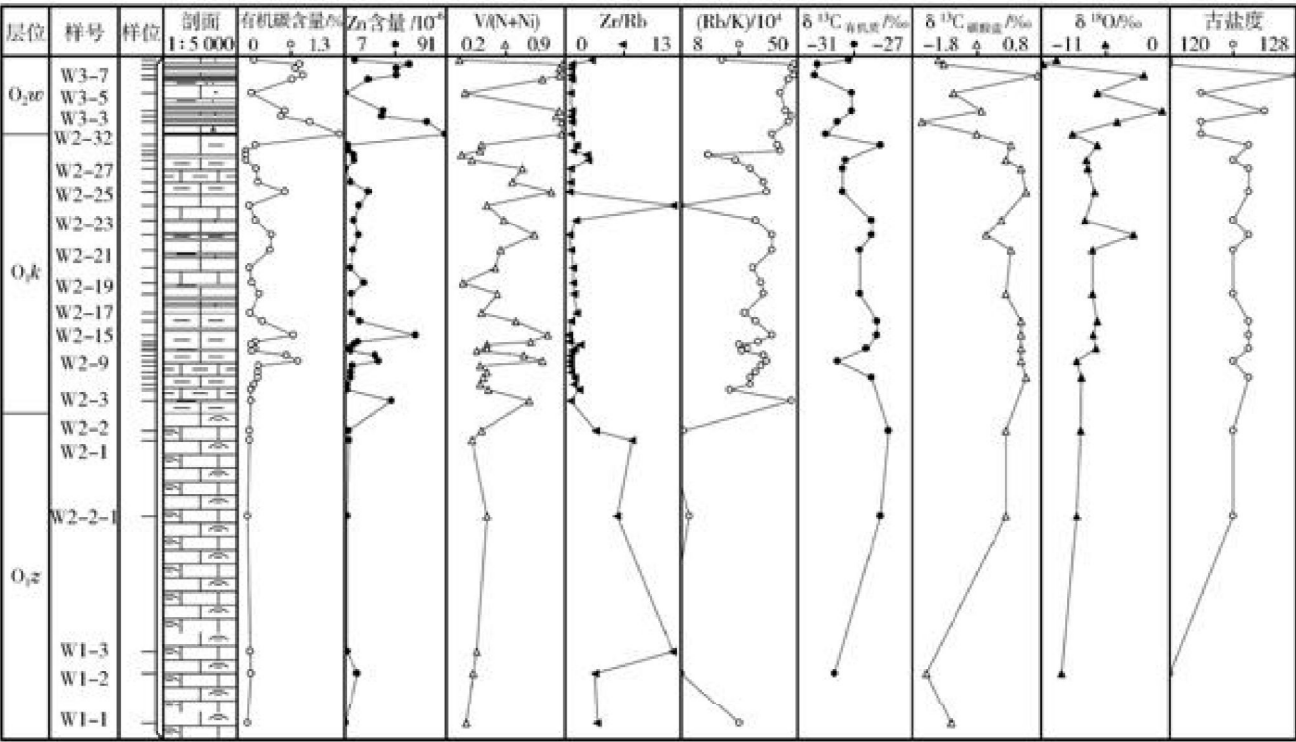


图 1 鄂尔多斯盆地桌子山剖面有机碳含量及部分无机参数的纵向变化趋势

Fig. 1 Vertical variation of organic carbon content and some inorganic parameters in Zhuozishan section, Ordos basin

表 2 碳酸盐岩样有机碳含量、相关无机参数一览表

Table 2 TOC and related inorganic parameters of carbonate rock samples

剖面	层位	样号	有机碳 含量%	含量 /10 ⁶			Zr/Rb	V/(V+N)	(Rb/K)/ 10 ⁴	Th/U	$\delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}} /$ ‰	$\delta^{18}\text{O} /$ ‰	古盐度
				Cu	Zn	Mo							
桌子山	O_{2w}	W 3- 10	0.21	3.4	15.7		3.00	0.28	23		- 1.3	- 9.6	120
		W 3- 5	0.18	5.6	7.9	0.8	0.68	0.31	44	0.87	- 1.0	- 6.2	122
	O_{1k}	W 2- 31	0.23	4.4	9.7		1.38	0.41	43		0.2	- 6.2	125
		W 2- 30	0.11	4.3	10.0		0.96	0.40	44				
		W 2- 29	0.11	4.3	14.7		2.50	0.29	18				
		W 2- 28	0.11	4.3	15.1	0.5	2.68	0.35	28	0.93	0.1	- 7.1	124
		W 2- 27	0.24	7.7	7.8		0.69	0.65	33		0.4	- 7.0	125
		W 2- 26	0.25	8.0	12.3		0.69	0.59	38				
		W 2- 25	0.58	16.8	26.6	2.7	0.57	0.82	39	1.50	0.5	- 6.4	125
		W 2- 24	0.15	5.4	19.1		12.20	0.44	8				
		W 2- 23	0.23	8.0	14.6		1.28	0.54	35		0.0	- 7.2	124
		W 2- 22	0.42	10.6	18.4		0.60	0.72	41		- 0.3	- 3.1	125
		W 2- 21	0.40	10.1	14.2	1.8	0.71	0.52	41	1.19	0.2	- 6.6	124
		W 2- 20	0.15	4.5	11.9		0.98	0.49	34				
		W 2- 19	0.19	7.8	23.3		0.93	0.30	37				
		W 2- 18	0.27	3.8	12.7	0.5	1.07	0.50	38	0.84	0.1	- 6.6	124
		W 2- 17	0.16	3.9	12.9		1.35	0.41	31				
		W 2- 16	0.31	8.4	19.5		0.75	0.61	35		0.4	- 6.2	125
		W 2- 15	0.68	19.4	65.7		0.48	0.80	41		0.4	- 6.5	125
		W 2- 14	0.23	7.0	18.3		0.58	0.70	36				
		W 2- 13	0.18	6.5	14.9		1.77	0.44	29				
		W 2- 12	0.22	6.5	10.7		1.14	0.44	32		0.4	- 6.3	125
		W 2- 11	0.19	8.4	12.2		0.82	0.38	30				
		W 2- 10	0.60	15.1	32.2		0.62	0.66	38				
		W 2- 9	0.74	19.3	35.2	1.4	0.66	0.77	39	1.61	0.4	- 7.9	124
		W 2- 8	0.26	8.4	13.6		0.68	0.40	37				
		W 2- 7	0.25	7.0	12.3		0.71	0.44	35				
		W 2- 6	0.25	6.0	12.3	0.5	1.08	0.42	33	0.82	0.5	- 7.5	125
		W 2- 5	0.21	6.5	9.1		1.01	0.40	33				
		W 2- 4	0.17	7.5	9.2		1.64	0.45	26				
平凉	O_{2w}	W 2- 2	0.15	4.3	10.1	2.6	3.50	0.41	9	0.61	0.1	- 7.6	124
		W 2- 1	0.15	4.5	10.5		7.60	0.35	4				
	O_{1z}	W 2- 2- 1	0.13	4.1	8.9		5.89	0.44	11		0.1	- 7.9	124
		W 1- 3	0.16	5.1	9.1		12.08	0.38	3				
		W 1- 2	0.17	4.5	17.3	0.9	3.43	0.36	8	0.41	- 1.5	- 9.2	120
		W 1- 1	0.13	3.7	7.7		3.63	0.32	29		- 1.0	- 10.3	120
	O_{1s}	P2- 8	0.11	2.2	6.4		2.41	0.35	28		- 0.3	- 57	124
		P2- 4	0.09	1.7	1.5	0.5	3.60	0.26	36	1.03	0.1	- 6.6	124
		P1- 2	0.12	2.6	1.8		6.04	0.32	19		- 0.2	- 7.5	123
		P1- 3	0.13	2.9	7.3		4.72	0.33	7		0.2	- 6.6	124
岐山	O_{1m}^6	P1- 4	0.15	2.4	8.1	0.5	4.51	0.47	10	0.89	- 0.1	- 6.4	124
		Q2- 12	0.13	1.2	12.1		0.40	0.39	31		- 0.6	- 3.8	124
		Q2- 11	0.10	1.5	5.9	0.4	9.40	0.37	25	0.48	- 0.1	- 7.6	123
	O_{1m}^5	Q2- 9	0.18	5.7	9.6	0.8	9.60	0.49	33	0.42	0.3	- 4.2	126
		Q1- 6	0.07	1.8	1.5	0.5	7.57	0.41	35	0.63	- 0.5	- 5.8	123
旬探 1 井	O_{1m}^4	Q1- 5	0.18	2.6	7.9	0.5	2.92	0.42	36	0.74	- 0.1	- 3.8	125
	O_{1m}^6	X1- 6	0.58	1.7	15.6		0.26	0.39	42		1.5	- 8.6	126
		X1- 9	0.30	3.4	15.1	1.4	0.66	0.34	31	1.51	2.1	- 5.8	129
		X1- 13	0.14	3.2	35.2	0.8	0.39	0.37	34	0.51	0.3	- 7.3	124

注: Cu Zn 和 Mo 在碳酸盐岩中的平均含量^[22]分别为 4×10^{-6} 、 20×10^{-6} 和 0.4×10^{-6}

的发育。在氧含量处于最低限度的水体中有机质保存最好^[5 6]; 氧化条件下则有机质含量降低, 生烃潜力较差^[1 2 5 6]。过渡元素如 V, Zn Mo U 等对氧化还原条件的变化敏感, 已成为研究环境、海洋演

化的重要指标。V, Mo U 为变价元素, 缺氧条件下呈低价沉淀; Cu Zn 等常呈二价沉淀于含 H₂S 的缺氧环境。它们在海洋中常作为生物所需的微量营养素 (如 Zn) 或被有机质吸附、络合 (如 V, Mo), 最

表 3 碳酸盐岩中部分过渡元素含量范围及其与有机碳含量的相关系数

Table 3 Range of some transition elements and their related coefficients with organic carbon content

元素名称		V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Cd	U
TOC>0.2%	含量范围 /10 ⁻⁶	2.5~ 77	1.5~ 66	6.7~ 37	3.6~ 20	3.4~ 19	7.8~ 66	0.5~ 2.7	0.1~ 0.2	0.7~ 3.6
	平均含量 /10 ⁻⁶	15.9	10.9	9.9	8.1	8.4	18.6	1.4	0.2	1.9
	相关系数	0.80	0.76	0.14	0.78	0.76	0.77	0.60	0.61	0.96
	样品数量 /个	23	23	23	23	23	23	6	6	6
TOC≤0.2%	含量范围 /10 ⁻⁶	2.5~ 5.4	1.5~ 3.6	1.5~ 30	2.0~ 8.7	1.5~ 8.4	1.5~ 35	0.4~ 2.6	0.1~ 0.3	0.7~ 1.8
	平均含量 /10 ⁻⁶	3.2	2.0	7.5	5.1	4.1	11.1	0.8	0.2	1.1
	相关系数	0.45	0.27	0.24	0.08	0.40	0.44	0.59	0.65	0.53
	样品数量 /个	31	31	31	31	31	31	10	10	10
碳酸盐岩中含量平均值 ^[22]		20	11	0.1	20	4	20	0.4	0.035	2.2

终随有机质在缺氧条件下聚集^[8]。一般认为,沉积岩中上述元素的高含量,如 $V/(V+Ni) \geq 0.46$ 指示缺氧环境^[16],并不受岩性限制^[17]。Jones等^[18]基于泥质岩提出 U/Th 随还原性的增强而增高, $U/Th > 0.75$ 指示缺氧环境;赵振华等^[10]则认为微体化石中 Th/U 可直接反映海水的氧化还原状况, Th/U 值增加,指示环境向还原转化。

桌子山剖面上(图 1),有机碳、过渡元素含量及相关元素比值分布明显分成高、低值两段,即 O_1k 、 O_2w 的 TOC 、 Zn 、 V 等元素含量普遍高于 O_1z 。碳酸盐岩过渡元素含量的变化及其与 TOC 相关性分析也显示类似特点(表 3)。 $TOC > 0.2\%$ 时,表 3 中各元素含量一般比 $TOC \leq 0.2\%$ 者大数倍或更多,与 TOC 均呈正相关(Co 除外),相关系数(r) ≥ 0.6 。 $TOC < 0.2\%$ 时,各元素含量偏低,与 TOC 相关性差。

海相沉积中元素的自生富集是海洋环境变化的响应^[8 13]。本文引用化探异常中元素“衬度”的概念,以 Turekian等^[19]的碳酸盐岩平均值为背景值,计算出碳酸盐岩样所测元素含量(经陆源组分- Al_2O_3 标准化后)的富集系数 [$EC = (\text{元素含量} / Al_2O_3)_{\text{实测值}} / (\text{Ba元素含量} / Al_2O_3)_{\text{背景值}}$, $EC > 1$ 指示该元素具自生富集]。其中, Mo 在 $TOC \geq 0.2\%$ 的层位 (O_1k 、 O_2w 和 $XT1$ 井 O_1m^6) 中强富集,70%的样品 $EC > 2$ 。 Cu 在 O_1k 组 70%样品中较强富集, EC 达 1.5~ 4.9。 Zn 在 O_1k 的 20%样品中富集, EC 为 1.2~ 3.3。 $XT1$ 井 O_1m^6 中有一 Zn 高值,富集约 2 倍。 $TOC < 0.2\%$ 的层位中,60%的样品 Mo 呈相近或弱富集, EC 为 1~ 1.25。 Cu 、 Zn 等元素均未富集。

图 1、表 2 所示,桌子山的 O_1k 、 O_2w 中,60%样品 $V/(V+Ni) > 0.46$ 。 $V/(V+Ni)$ 、 Zn 含量与 TOC

纵向上同步变化;碳酸盐岩样的 Th/U 均大于 0.80。高出 O_1z 的 Th/U 值两倍,且 Th/U 的高值基本上与 TOC 的高值对应。平凉剖面 O_2w 页岩样 $V/(V+Ni)$ 为 0.58~ 0.68。 Th/U 为 0.89。灰岩样的 Th/U 为 1.03。 $XT1$ 井 O_1m^6 中 Th/U 亦存在一高值 1.51。然而,平凉 O_1s 和岐山 O_1m^{4-6} 的 $V/(V+Ni) < 0.46$ 。 $Th/U < 0.80$ 。上述特征揭示了 O_1k 、 O_2w 及 $XT1$ 井 O_1m^6 沉积于缺氧条件, O_1k 、 O_2w 更具还原性。 O_1k 、 O_2w 富黄铁矿^[15],其碳酸盐岩 Fe^{3+}/Fe^{2+} 为 0.78^[3],结合岩性特征,皆验证了此类环境的存在。 O_1z 、 O_1s 和岐山 O_1m^{4-6} 形成于氧化环境,其岩石多呈浅灰色或土黄色,底栖生物发育^[15]等也证实了这一点。研究还表明,碳酸盐岩的 Th/U 可直接记录原始海洋环境的演化信息,研究区 $Th/U > 0.8$ 时表现为缺氧环境,归因于缺氧水体中 U^{6+} 被还原成 U^{4+} 沉淀,使得海水中 U 含量相应地减少, Th/U 值增高。

3.3 铷/钾、碳氧同位素及古盐度

盐度是烃源岩发育环境中的一个主要因素,在沉积物-水界面附近的高盐溶液利于有机质保存^[20]。铷/钾 (Rb/K) 是常用的盐度指标,与盐度呈正相关。 $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 随介质盐度升高其值增大^[21]。Weber等把 $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 二者结合起来用以指示古盐度,其公式为

$$Z = 2.048(\delta^{13}C + 50) + 0.498(\delta^{18}O + 50) \quad (1)$$

式中 Z 为古盐度。

Z 值作为古盐度的定量化指标被广泛引用^[18 21 22]。陈荣坤^[22]认为盐度较大的海水-咸化海水中, $Z > 122$ 。 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}} > 0$ 。 $\delta^{18}O$ 呈正偏移。实质上,盐度的增高可以形成盐跃层,使海水层化,底部水体缺氧,富 ^{12}C 的有机质埋藏量增加,引起碳酸盐岩的 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 、 $\delta^{18}O$ 正偏移。

由表 2 和图 1 可知, 桌子山剖面上, Rb/K , $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$, $\delta^{18}O$ 和 Z 值自下而上均呈持续上升趋势, O_1z 与 O_1k 界线上变化尤为显著, 这是对克里摩里初期海平面快速上升^[15]、海水循环受限 (西、北部被阿拉善和伊盟古陆、东部被水下中央古隆起阻隔而形成的半封闭性古地理环境) 使得盐度增加的响应, 结合过渡元素特征及地质实际, 可认为是克里摩里期及乌拉力克期盐跃层的形成, 海水的层化导致底部水体缺氧。

平凉剖面上, O_1s 与北段 O_1k 相比, Rb/K 较低, 平均为 12×10^4 , $\delta^{18}O$ 变化趋势相反, 自下而上由 -6.4‰ 降至 -7.5‰ , 暗示二者之间海水循环较差; 这也体现在明显的岩相差异上, 南段沉积一套中-厚层状灰岩层, 而北段主要发育微晶灰岩和笔石页岩相。 O_2w 的 Rb/K 为 $28 \times 10^4 \sim 45 \times 10^4$, 平均达 39×10^4 , $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 平均为 0.1‰ , Z 为 $124 \sim 125$, 均指示盐度较高。

岐山剖面上, O_1m^{4-6} 的 Rb/K 为 $25 \times 10^4 \sim 35 \times 10^4$; $\delta^{18}O$ 为 $-7.6\text{‰} \sim -3.8\text{‰}$; $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 为 $-0.6\text{‰} \sim 0.3\text{‰}$, 平均为 -0.4‰ ; Z 为 $123 \sim 126$ 。该剖面局部出现 Rb/K , Z 高值, 与白云石化相关。 $XT1$ 井 O_1m^6 的 Rb/K 平均为 36×10^4 ; $\delta^{18}O$ 平均为 -7.2‰ ; $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 值为 $0.3\text{‰} \sim 2.1\text{‰}$, 平均达 1.3‰ , 为研究区碳酸盐岩最富集 ^{13}C 的层段, 并与 TOC 高值相对应; Z 为 $124 \sim 129$, 平均达 126 都表明盐度较高, 进一步证实了该区处于局限、滞流环境。

3.4 钡、碳同位素及古生产力

高生物生产力是富有机质沉积的物质基础, 是有效烃源岩发育的主控因素之一^[5-8]。有机质的保存量是氧含量、有机质的供给速率和埋藏速率的函数^[11]。海洋学研究中常用钡 (Ba) 的丰度来表示生产力变化。Ba 在海水中具似营养元素的地球化学行为, Ba 积累率与有机碳通量、生物生产力呈正相关, Ba 富集指示上层水体的高生产力^[23-24]。大量的重晶石在地中海底部淤泥中富集是生产力提高的一个显著证据^[25]。叶连俊等^[26]提出表层海水的高生产率和底部的缺氧都是 Ba 富集的必要条件。显然, 海相沉积中 Ba 富集与烃源岩发育条件相似, 二者时空分布上有必然的联系, 利用 Ba 丰度对古生产力的表征可进一步反映有效烃源岩的发育。

由表 4 可知, 对碳酸盐岩样的 Ba 含量而言,

O_1k , O_2w 的 85% 以上样品中 Ba 呈富集, EC 达 $1.31 \sim 26.1$ 。 $XT1$ 井 O_1m^6 中 Ba 均富集, EC 为 $1.21 \sim 8.03$ 。其他层位中多数样品未见富集。 O_1k , O_2w 黑色页岩中 Ba 的 EC 为 $0.8 \sim 1.6$ 多数样品呈富集。

刘英俊等^[27]认为黑色页岩常比一般页岩富含 Ba, 表明 Ba 含量与有机质有成因上的联系。本文研

表 4 鄂尔多斯盆地奥陶系有机碳含量、Ba 含量、

$\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 及富集系数

Table 4 Ordovician organic carbon content, $\delta^{13}C_{\text{carb}}$, Ba content and enrichment coefficient in Ordos basin

剖面	层位	样号	岩性	有机碳含量 / %	$\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ / ‰	Ba 含量 / 10^6	富集系数
桌子山	O_2w	W3-10	灰岩	0.21	-1.3	15.5	1.40
		W3-9	页岩	0.76	-1.2	312.0	1.45
		W3-7	页岩	0.80	0.7	208.0	0.84
		W3-5	灰岩	0.18	-1.0	30.0	2.60
		W3-4	页岩	0.58	-0.4	199.0	1.04
		W3-2	灰岩	0.88	-1.6	248.0	1.62
	O_1k	W2-32	页岩	1.25	-0.5	238.0	0.90
		W3-31	灰岩	0.23	0.2	24.3	2.00
		W3-28	灰岩	0.11	0.1	6.1	0.52
		W3-27	灰岩	0.24	0.4	12.6	1.31
		W3-25	泥灰岩	0.58	0.5	88.9	12.60
		W3-23	灰岩	0.23	0.0	26.6	2.38
		W3-22	灰岩	0.48	-0.3	32.6	3.58
		W3-21	灰岩	0.40	0.2	30.0	3.04
		W3-18	灰岩	0.27	0.1	6.2	0.53
		W3-16	灰岩	0.31	0.4	3.8	3.11
		W3-15	泥灰岩	0.68	0.4	122.0	26.10
		W3-12	灰岩	0.21	0.4	42.0	3.62
平凉	O_1z	W3-9	泥灰岩	0.74	0.4	112.0	16.60
		W3-6	灰岩	0.25	0.5	34.1	3.00
		W3-2	灰岩	0.15	0.1	45.6	3.66
		W3-2-1	灰岩	0.13	0.1	6.7	0.67
		W1-2	灰岩	0.17	-1.5	12.0	1.24
		W1-1	灰岩	0.13	-1.0	3.6	0.37
	O_2w	P2-8	灰岩	0.11	-0.3	3.6	0.36
		P2-7	页岩	0.85	0.0	303.0	1.14
		P2-6	页岩	0.45	-0.2	291.0	1.10
		P2-4	灰岩	0.09	0.1	1.0	0.10
		P2-3	页岩	0.45	1.0	267.0	1.10
		P1-2	灰岩	0.12	-0.2	5.3	0.53
	O_1s	P1-3	灰岩	0.13	0.2	21.9	2.26
		P1-4	灰岩	0.15	-0.1	3.0	0.30
岐山	O_1m^6	Q2-12	白云岩	0.13	-0.6	1.0	0.13
		Q2-11	白云岩	0.10	-0.1	2.3	0.33
		Q2-9	白云岩	0.18	0.3	8.9	1.26
	O_1m^5	Q1-6	灰岩	0.07	-0.6	1.0	0.10
		Q1-5	灰岩	0.18	-0.1	15.7	1.59
	O_1m^4	X1-6	灰岩	0.58	1.5	84.6	8.03
		X1-9	白云岩	0.30	2.1	36.3	4.67
		X1-13	白云岩	0.14	0.3	8.8	1.21

注: 碳酸盐中 Ba 含量平均值为 10.0×10^6 ; 富集系数为 $1.00^{[22]}$; 页岩中 Ba 含量平均值为 580×10^6 ; 富集系数为 $1.00^{[22]}$

究表明: 研究区 Ba 与 TOC 间相关性良好, 相关系数达 0.85 与 Al_2O_3 间则相关系数为 0.65 桌子山剖面上 Ba 含量与 TOC 同步变化 (图 2)。这些均指示该区 Ba 的富集与生物有机质作用相关, 亦可认为是 $TOC \geq 0.2\%$ 的层段 (O_1k , O_2w 和 XT1 井 O_1m^6) 沉积时生物生产力和有机质埋藏量较高的一种旁证。为了进一步说明这一问题, 下面结合其他指标进行了综合分析。

碳酸盐岩碳同位素组成 ($\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$) 作为恢复古生产力的指标已被更多的研究所采用^[12 28 29]。缺氧条件下, 富¹²C 的有机质大量被埋藏, 引起 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 正偏移, 偏移程度受生物量和有机碳含量变化控制, 与有机碳的迅速埋藏量呈正相关, 故 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 正偏移可作为生产力增高的标志^[11 12 30]。与此不同的是, 在缺氧环境中, 当富氧水体混入时, 由于原先厌氧细菌活动生成的富¹²C 的 CO_2 , CH_4 等重新加入碳循环, 使得 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 负偏移^[31]。

由表 4 和图 2 可以看出, 研究区 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 未出现“事件性”碳同位素的正或负异常 (同一剖面上变化幅度达 3‰ 以上^[12]), 但同一剖面的不同层段、同一时期不同地区的层位间变化仍有规律可循。在桌子山剖面上, $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 值自下而上总体呈由轻变重的趋势。 O_1z 组下部最轻, 为 $-1.0\text{‰} \sim -1.5\text{‰}$, 向上渐次变重 (0.1‰); 至 O_1k 组, 即剖面

上 $TOC \geq 0.2\%$ 的层段, $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 值较明显地出现了正偏移, 基本为 $0.4\text{‰} \sim 0.5\text{‰}$ (除局部为低负值外), 较 O_1z 组下部增加了 2‰ 。剖面上部的 O_2w 组 TOC 丰度整体较高, 但变化较大, 其 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 的测定值相对又少, 无法逐点寻找其对应关系。但在趋势上, TOC 低值对应 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 负偏移。TOC 高值段与 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 正偏移的趋势上仍具有对应关系。另外, O_2w 组是页岩为主, $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 值是用页岩的碳酸盐岩胶结物测定的, 其指示意义与海相碳酸盐岩本身有一定差异也是可以理解的。XT1 井 O_1m^6 的 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 值为 $0.3\text{‰} \sim 2.1\text{‰}$, 平均达 1.3‰ , 为研究区碳酸盐岩最富集¹³C 的层段, 并与 TOC 高值相对应。总之可以认为, O_1k , O_2w 组及 XT1 井 O_1m^6 中 $\delta^{13}C_{\text{碳酸盐}}$ 值相对偏正, 归因于底部缺氧水体下有机质大量埋藏, 使有机碳与无机碳发生“储库效应”, 支持了 Ba 元素的指示意义。

加里莫夫等认为^[11], 缺氧环境的发育为腐泥型有机质的大量堆积创造了条件, 有机碳和碳酸盐岩碳同位素组成分别表现为富集轻、重同位素的趋势。缺氧条件下, 由于微生物引起的富¹²C 的生物量增加及硫酸盐还原菌优先降解富¹³C 的有机组分等原因, 沉积有机质将富集¹²C 组分^[31 32]。与其对应, Ba 含量的增加是硫酸盐还原作用加强的响应^[23 26]。由图 2 可知, 桌子山剖面

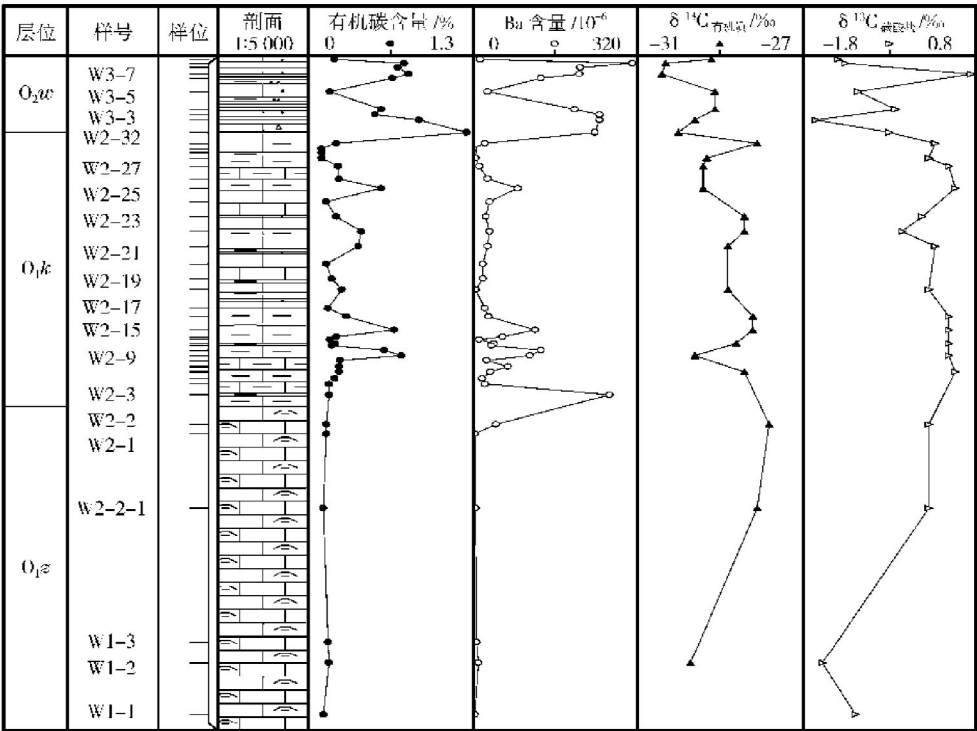


图 2 鄂尔多斯盆地桌子山剖面有机碳含量、Ba 含量和碳同位素组成纵向变化趋势

Fig. 2 Vertical variation of organic carbon and Ba contents and carbon isotopic composition in Zhuozishan section, Ordos basin

上 Ba 含量与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}}$ 值分布曲线总体呈镜像关系, 且 O_1k 、 O_2w 组 $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}}$ 值为 $-28.1\text{‰} \sim -30.4\text{‰}$, 具 iv 型母质的脂族性质^[33]。Ba 的高含量与 TOC 、 $V/(V+N)$ 等氧化还原指标的高值相对应, $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}}$ 与 $V/(V+N)$ 、 Rb/K 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 Z 值的变化趋势亦具镜像关系。上述均暗示了该剖面上随着由 O_1k 组下部向上缺氧程度的加强, 硫酸盐还原作用增强, 富 ^{12}C 的脂类组分相应地增加, 使沉积有机质的生烃潜力优化, $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}}$ 值则表现为偏轻。

4 潜在烃源岩发育环境的重建

上述讨论表明, Zr/Rb 、 $V/(V+N)$ 、 Rb/K 和过渡元素含量及碳氧同位素等无机参数良好地反映出研究区各层段沉积-早期成岩阶段的水动力、氧化还原条件和盐度等古环境因素, 与地质实际相符。而这些因素正是控制海相烃源岩发育的主要物理化学条件^[5~8]。

图 3 综合应用 Zr/Rb 、 $V/(V+N)$ 、 Rb/K 3 项指标反演了研究区碳酸盐岩样品在不同沉积条件下其沉积有机质数量和质量的分布规律。总体上, 随着还原性增强、盐度提高和水动力减弱, 沉积有机质的数量增加, 质量优化。更有意思的是, 图 3 中 $\text{TOC} > 0.2\%$ 和 $\text{TOC} \leq 0.2\%$ 两部分样品明显集中于不同区域。 $\text{TOC} > 0.2\%$ (O_1k 、 O_2w 及 XT1 井 O_1m^6) 时, 70% 以上的样品集中在 $\text{Zr/Rb} <$

1, $V/(V+N) > 0.5$ 和 $\text{Rb/K} > 30 \times 10^4$ 的区域内, 表明其水动力弱, 还原性强, 盐度较高, 益于有机质聚集、保存 (图 3a); $\text{TOC} < 0.2\%$ 的样品 (O_1z 、 O_1s 及 岐山 O_1m^{4-6}) 基本处于 $\text{Zr/Rb} > 1$, $V/(V+N) < 0.5$ 和 $\text{Rb/K} < 40 \times 10^4$ 的范围内, 为高能氧化沉积。

图 4 是综合应用碳酸盐岩样的碳同位素、Ba 含量及有机参数重塑研究区古生产力、有机碳埋藏量及有机质数量 (TOC)、质量 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}}$) 的变化趋势。与图 3 类似, 样品同样分布于两个不同的区域: $\text{TOC} > 0.2\%$ (O_1k 、 O_2w 组及 XT1 井 O_1m^6 段) 的样品集中在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}} > 0$, $\text{Ba} > 25 \times 10^6$ 的区域内, 且 TOC 高值与 Ba 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}}$ 的高值对应, 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}} < -28\text{‰}$ 表征了此类环境具备良好的有机质保存条件, 有较高的生物生产力和有机质埋藏量, 有机质类型好 (iv-④型^[33]), 生烃潜力较高, 结合其发育环境 (图 3) 考虑有利于有效烃源岩发育。 $\text{TOC} < 0.2\%$ (O_1z 、 O_1s 组及 岐山 O_1m^{4-6}) 的样品均落在 $\delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}} < 0$, $\text{Ba} < 25 \times 10^6$ 的区域内, $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}}$ 介于 $-29.7\text{‰} \sim -24.1\text{‰}$, 60% 的样品 $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}} > -28\text{‰}$ 最重达 -24.1‰ 多属 ④-④型母质^[33], 指示其为较差的烃源岩发育环境, 不利于有效烃源岩的生成。

上述碳酸盐岩样品无机参数的显著差异, 不仅是沉积环境的性质及其演化的响应, 也是烃源岩发育优劣的反映。

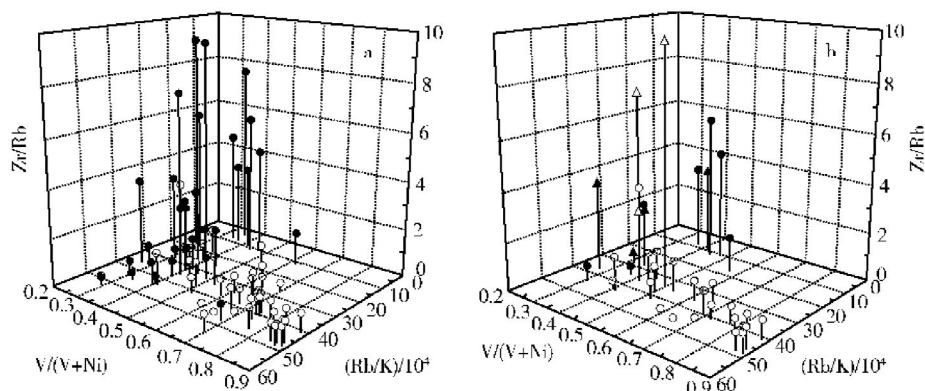


图 3 研究区碳酸盐岩在不同沉积条件下有机质数量 (a) 及质量 (b) 的变化趋势

Fig. 3 Variation trend of organic carbon content (a) and quality (b) in carbonates deposited in various sedimentary environments in the study area

a ○ TOC (有机碳含量) $> 0.2\%$ ● $\text{TOC} < 0.2\%$; b ○ $\text{TOC} > 0.2\%$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}} < -28\text{‰}$ ▲ $\text{TOC} < 0.2\%$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}}$ 为 $-26\text{‰} \sim -28\text{‰}$ (④型) ● $\text{TOC} < 0.2\%$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}} < -28\text{‰}$ (iv型) △ $\text{TOC} < 0.2\%$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}} > -26\text{‰}$ (④型)

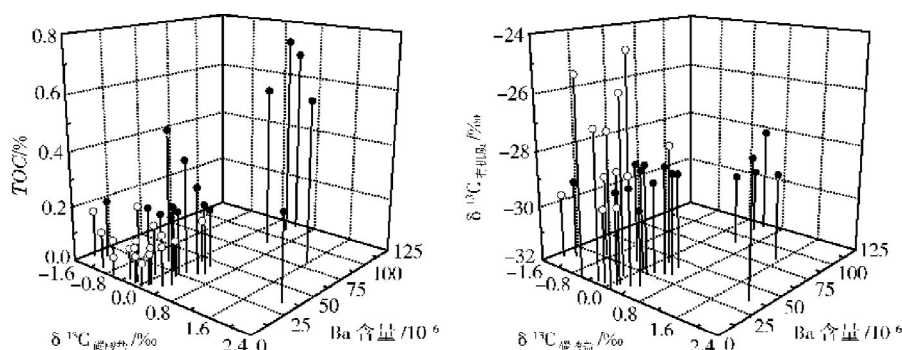


图4 鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}}$, Ba含量及有机碳含量(TOC), $\delta^{13}\text{C}_{\text{有机质}}$ 的综合变化趋势

● TOC > 0.2% ○ TOC < 0.2%

Fig. 4 Integral variation trend of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, Ba and organic carbon contents and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ in Ordovician carbonates in Ordos basin

对于该区碳酸盐岩是否为有效烃源岩一直存在分歧。一些学者^[34-37]提出 TOC 低到 0.1% ~ 0.2% 的纯碳酸盐岩, 不能成为有效烃源岩。鄂尔多斯盆地高演化海相沉积残余有机碳的平均值为 0.2% ~ 0.25% 的范围是比较低, 但多数学者^[234-37]承认中部大气田有下古生界的贡献。鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组碳酸盐烃源岩排烃模拟研究^[37]及其原生沥青的发现^[35-38]说明下古生界海相沉积发生过有效的生排烃过程。因此对鄂尔多斯盆地而言, 可以认为 TOC 为 0.2% 是个重要的界限值, TOC > 0.2% 的层段所沉积的环境很可能是该区有效烃源岩发育的有利环境。

5 结语

鄂尔多斯盆地西缘 O_1k , O_2w 组形成于水动力弱、盐度较高的缺氧环境, 北段的还原性强于南段, 属水体层化的半封闭环境。南缘 XT1 井区的 O_1m^6 段以高盐、缺氧的局限环境为特点。西缘的 O_1z , O_1s 及岐山 O_1m^{4-6} 段沉积于浅水、高能、氧化环境。综合无机、有机参数考虑, 对鄂尔多斯盆地而言, TOC 为 0.2% 是个重要的界限值, TOC > 0.2% 的层段的沉积环境很可能是该区有效烃源岩发育的有利环境。即 O_1k , O_2w 及 XT1 井区的 O_1m^6 的沉积环境利于有效烃源岩发育, 尤其桌子山地区 O_1k , O_2w 组可视为潜在有效烃源岩; 而 O_1z , O_1s 及岐山 O_1m^{4-6} 段不具备有效烃源岩的发育条件。

海相有效烃源岩的发育受控于沉积环境各项参数的综合作用, 并体现在无机地球化学特征上, 这是有机与无机相互作用的结果。利用微量元素、碳氧同位素等无机参数组合, 结合必要的有机

参数, 重塑烃源岩发育环境, 进而判识海相有效烃源岩是可行的, 为高演化海相碳酸盐岩有效烃源岩的评价提供了新途径, 对油气勘探开发有着特殊的意义。

参 考 文 献

- 程克明, 王铁冠, 钟宁宁, 等. 碳酸盐岩油气生成理论与实践 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1996 24~42
Cheng Ken ing Wang Tieguan, Zhong Ningning et al The theory and practice on oil and gas generation from carbonate rocks [M]. Beijing Petroleum Industry Press, 1996 24~42
- 郝石生, 高岗, 王飞宇, 等. 高过成熟海相烃源岩 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1996 7~133
Hao Shisheng Gao Gang Wang Feiyu et al High-overmature marine hydrocarbon source rocks [M]. Beijing Petroleum Industry Press, 1996 7~133
- 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
Xia Xinyu Hong Feng Zhao Lin Restoration on generating-hydrocarbon potentiality of source rocks a case of Lower Ordovician carbonates in Ordos basin [J]. Oil & Gas Geology, 1998, 19(4): 307~312
- 张水昌, 梁狄刚, 张大江. 关于古生界烃源岩有机质丰度的评价标准 [J]. 石油勘探与开发, 2002, 29(2): 8~12
Zhang Shuichang Liang Digang Zhang Dajiang Evaluation criteria for Paleozoic effective hydrocarbon source rocks [J]. Petroleum Exploration & Development, 2002, 29(2): 8~12
- Demailon G J Moor G T. Anoxic environments and oil source bed genesis [J]. AAPG, 1980, 64(8): 1179~1209
- Hunt J M. Petroleum geochemistry and geology [M]. New York: Freeman, 1979. 62~273
- 梁狄刚, 张水昌, 张宝民, 等. 从塔里木盆地看中国海相生油问题 [J]. 地学前缘, 2000, 7(4): 534~547
Liang Digang Zhang Shuichang Zhang Baomin et al Understanding on marine oil generation in China based on Tarim basin [J].

- Earth Science Frontiers 2000 7(4): 534–547
- 8 Chester R. Marine geochemistry [M]. London: Blackwell Publishing 2000. 373–378
 - 9 Alberdi Genot M. Trace metals and organic geochemistry of the Machiques Member (Aptian-Albian) and La Luna Formation (Cenomanian–Campanian), Venezuela [J]. Chemical Geology, 1999, 160: 19–38
 - 10 赵振华. 微量元素地球化学原理 [M]. 北京: 科学出版社, 1997. 56–206
Zhao Zhenhua. The rationale of the trace element geochemistry [M]. Beijing: Science Press 1997. 56–206
 - 11 加里莫夫 · · · 生物圈碳同位素组成全球变化特点 [J]. 李红光, 译. 天然气地球化学, 2002, 13(1–2): 1–17
Galimov E. M. Global changes of the carbon isotopic composition in biosphere [J]. Li Hongguang translated in Natural Gas Geoscience 2002, 13(1–2): 1–17
 - 12 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000. 203–218
Zheng Yongfei, Chen Jiangfeng. Geochemistry of stable isotopes [M]. Beijing: Science Press 2000. 203–218
 - 13 赵一阳, 鄢明才. 中国浅海沉积物地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1994. 15–22
Zhao Yiyang, Yan Mingcai. Geochemistry of sediments in China's shallow sea [M]. Beijing: Science Press 1994. 15–22
 - 14 刘昭蜀. 南海地质 [M]. 北京: 科学出版社, 2002. 343–368
Liu Zhaochu. Geology of South China Sea [M]. Beijing: Science Press 2002. 343–368
 - 15 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. 8–142
Feng Zengzhao, Bao Zhidong, Zhang Yongsheng, et al. Lithofacies and paleogeography of carbonate rocks in Ordovician of the Ordos basin [M]. Beijing: Geological Publishing House 1998. 8–142
 - 16 Hatch J. R. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA [J]. Chemical Geology, 1992, 99: 65–88
 - 17 颜佳新, 徐四平, 李方林. 湖北巴东栖霞组缺氧沉积环境地球化学特征 [J]. 岩相古地理, 1998, 18(6): 27–32
Yan Jiaxin, Xu Siping, Li Fanglin. Geochemistry of the dysaerobic sedimentary environments of the Qixia Formation in Badong, Hubei [J]. Lithofacies Paleogeography, 1998, 18(6): 27–32
 - 18 Manning J. B. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones [J]. Chemical Geology, 1994, 111: 111–129
 - 19 赵伦山. 地球化学 [M]. 北京: 地质出版社, 1988. 31–50
Zhao Lunshan. Geochemistry [M]. Beijing: Geological Publishing House 1998. 31–50
 - 20 李任伟. 蒸发盐环境沉积岩有机质和生油研究 [M]. 北京: 海洋出版社, 1993. 22–19
Li Renwei. Study for oil formation and sedimentary organic matters in evaporite environment [M]. Beijing: Oceanological Publishing House 1993. 22–119
 - 21 游海涛. 古盐度复原法综述 [J]. 世界地质, 2002, 21(2): 111–117
You Haitao. Review of paleosalinity recovering methods [J]. World Geology, 2002, 21(2): 111–117
 - 22 陈荣坤. 稳定氧碳同位素在碳酸盐岩成岩环境研究中的应用 [J]. 沉积学报, 1994, 12(4): 11–21
Chen Rongkun. The application of stable carbon and oxygen isotopes in the study on diagenetic environment of carbonate rocks [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1994, 12(4): 11–21
 - 23 Mazumdar Banerjee D. M., Schidlowski M., et al. Rare-earth elements and stable isotope geochemistry of early Cambrian chert-phosphorite assemblages from the Lower Tal Formation of the Krol Belt (Lesser Himalaya, India) [J]. Chemical Geology, 1999, 159: 275–297
 - 24 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): 402–409
Chen Jianfang. New geochemical indicators in paleo-oceanography studies [J]. Advance in Earth Science, 2002, 17(3): 402–409
 - 25 Passier H. F., Bosch H. J., Nijenhuis I. A., et al. Sulphidic Mediterranean surface waters during Pliocene sapropel formation [J]. Nature, 1999, 397: 146–149
 - 26 叶连俊. 生物有机质成矿作用和成矿背景 [M]. 北京: 海洋出版社, 1998. 335–352
Ye Lianjun. Bimetalization and its geologic background [M]. Beijing: Oceanological Publishing House 1998. 335–352
 - 27 刘英俊. 元素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1984. 194–372
Liu Yingjun. Element geochemistry [M]. Beijing: Science Press 1984. 194–372
 - 28 王大锐, 白玉雷, 贾承造. 塔里木盆地油区石炭系海相碳酸盐岩同位素地球化学研究 [J]. 石油勘探与开发, 2001, 28(6): 38–41
Wang Darui, Bai Yulei, Jia Chengzao. The study of isotope geochemistry of Carboniferous marine carbonate rocks in Tarim basin [J]. Petroleum Exploration & Development, 2001, 28(6): 38–41
 - 29 Kump L. R., Michael A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter [J]. Chemical Geology, 1999, 161: 181–198
 - 30 杨瑞东, 王世杰, 欧阳自远, 等. 元古宙—寒武纪疑源类的辐射演化、绝灭作用与海洋地球化学演变——兼论扬子区元古宙—奥陶纪疑源类的演化 [J]. 地质地球化学, 2001, 29(4): 65–72
Yang Ruidong, Wang Shijie, Ouyang Ziyuan, et al. Study on the relationship between radiation and extinction of Proterozoic and Cambrian *Phytoplanktons* (*Acritarchs*) and marine geochemical evolution [J]. Geology Geochemistry, 2001, 29(4): 65–72
 - 31 Hollander D. J., Smith M. A. Microbially mediated carbon cycling as a control on the $\delta^{13}\text{C}$ of sedimentary carbon in eutrophic Lake Mendota (USA): new models for interpreting isotopic excursions

- in the sedimentary record [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2001, 65(23): 4321–4337
- 32 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
- 33 黄第藩, 李晋超, 张大江. 干酪根的类型及其分类参数的有效性、局限性和相关性 [J]. *沉积学报*, 1984, 2(3): 18–33
Huang Difan, Li Jinchao, Zhang Dajiang Kerogen types and study on effectiveness limitation and interrelation of their identification [J]. *Acta Sedimentologica Sinica* 1984, 2(3): 18–33
- 34 杨俊杰, 裴锡古. 中国天然气地质学 (卷四: 鄂尔多斯盆地) [M]. 北京: 石油工业出版社, 1996 56–107
Yang Junjie, Pei Xigu The geology of natural gas in China (Vol 4 Ordos basin) [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1996 56–107
- 35 刘德汉, 肖贤明, 贾蓉芬, 等. 高成熟碳酸盐岩地层烃类生成和运移的激光诱导荧光显微镜观测与判识 [J]. *科学通报*, 2000, 45(S0): 2705–2709
Liu Dehan, Xiao Xianming, Jia Rongfen, et al The observation and identification using laser-inducement fluorescence microscope for the hydrocarbon generating and migration in high mature carbonate rocks [J]. *Science Bulletin of China* 2000, 45(S0): 2705–2709
- 36 李延钧, 陈义才, 杨远聪, 等. 鄂尔多斯下古生界碳酸盐烃源岩评价与生烃特征 [J]. *石油与天然气地质*, 1999, 20(4): 349–353
Li Yanjun, Chen Yicai, Yang Yuancong, et al Source rock evaluation and characteristics of hydrocarbon generation from Lower Paleozoic carbonates in ordos basin [J]. *Oil & Gas Geology*, 1999, 20(4): 349–353
- 37 陈义才, 沈忠民, 黄泽光, 等. 碳酸盐烃源岩排烃模拟模型及应用——以鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组为例 [J]. *石油与天然气地质*, 2002, 23(3): 203–206
Chen Yicai, Shen Zhongmin, Huang Zeguang, et al Modeling model for hydrocarbon expulsion in carbonate source rocks and its application in practice example from the Majiagou Formation of Ordovician in Ordos basin [J]. *Oil & Gas Geology*, 2002, 23(3): 203–206
- 38 谢增业, 胡国艺, 李剑, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶系烃源岩有效性判识 [J]. *石油勘探与开发*, 2002, 29(2): 29–32
Xie Zengye, Hu Guoyi, Li Jian, et al A study on validity identification of source rock by new experimental techniques for Ordovician in Ordos basin [J]. *Petroleum Exploration & Development* 2002, 29(2): 29–32

(编辑 李 军)

结晶基底油气勘探的重要性

在第 32 届国际地质大会上提交了结晶基底成藏机理探析、烃类靶区及作为 21 世纪潜在烃源的结晶基底及热力学与结晶基底关系研究等数篇论文。

在结晶基底成藏机理方面, 通过解剖越南白虎油田, 传统的观点认为: 该油田是大陆架基底花岗岩聚油、生油岩为相邻的渐新统地层。为检验这一成藏认识, 对渐新统生烃量进行计算。其结果表明, 渐新统只能生成 1.2×10^8 t 储量, 而基岩的石油储量却已达到 5.13×10^8 t 二者储量合计为 6.28×10^8 t 这项研究排除了渐新统的油气向基岩运移的可能性。花岗岩自身就是烃源岩。成藏机理是, 花岗岩体内的油气是交代作用生成的, 是由原始的沉积岩在低温作用下转换而形成的。此外也不排除油气来自地壳深部或地幔这种可能。

在结晶基底与热力学关系方面, 通过 300 个油田及含油构造的 1300 口油井的温度测量, 发现油气运移与温度梯度横向变化有关。这类温度场图可用来预测和识别含油气区。某些异常甚至显示出高度的含油特征。

在结晶基底作为 21 世纪潜在的烃源岩方面, 例举了俄罗斯乌拉尔富油气区带的实例。基底的生油作用机理为: 古生界的油与基底的沥青原油性质相一致。这表明, 原油是垂向运移的。上覆沉积岩油藏处在基岩的断层之上, 含油饱和度随着深度的增加而增加, 重烃含量也随之增加。

俄罗斯学者预测, 包括结晶基底在内的元古界等油气领域, 将是 21 世纪潜在的勘探开发区。

(侯鸿斌、钱基供稿)