

鄂尔多斯盆地奥陶系海相沉积有效烃源岩的判识<sup>\*</sup>腾格尔<sup>1,2</sup> 刘文汇<sup>3</sup> 徐永昌<sup>1</sup> 陈践发<sup>4</sup>

1. 中国科学院兰州地质研究所 气体地球化学重点实验室, 兰州 730000;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039; 3. 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083; 4. 石油大学, 北京 102249

**摘要** 利用无机参数, 结合必要的有机参数, 从沉积环境角度分析了鄂尔多斯盆地西、南缘奥陶系能否发育有效烃源岩. 研究区  $TOC > 0.2\%$  层段中,  $V/(V+Ni) > 0.5$ ,  $Zr/Rb < 2$ ,  $Rb/K (\times 10^4) > 30$ , 盐度  $Z > 122$ , Zn 及 Mo 等富集,  $\delta^{18}O$  及  $\delta^{13}C_{carb}$  正向偏移, 反映出水动力弱、盐度较高的缺氧环境, 其  $\delta^{13}C_{org} < -28\%$ , 生烃潜力高, 可视为潜在有效烃源岩.  $TOC \leq 0.2\%$  层段的有机、无机地化特征均反映出浅水、动荡的氧化环境,  $\delta^{13}C_{org}$  值介于  $-24\% \sim -28\%$ , 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良好的表征意义, 可作为高演化海相有效烃源岩的判识指标.

**关键词** 有效烃源岩 沉积环境 微量元素 稳定同位素 判识指标

我国下古生界海相沉积分布广泛, 由于热演化程度高, 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<sup>[1,2]</sup>, 但困难不少, 分歧较大<sup>[3,4]</sup>.

沉积环境是控制烃源岩发育的主要因素, 如古生产力、水动力、氧化还原条件和沉积速率等作为关键变量是被公认的<sup>[5~8]</sup>. 沉积环境的性质及演化信息可体现在岩石或生物介壳中的微量元素和稳定同位素等无机参数上<sup>[9]</sup>. 无机参数是追踪有机质沉积条件变化的良好工具<sup>[10]</sup>. 由于石油地质学只涉及交替作用阶段 ( $Ro < 4\%$ )<sup>[11]</sup>, 且我国高演化海相地层远未达到真正的变质(石墨化)阶段<sup>[9]</sup>, 加之烃源岩是一种细粒沉积岩<sup>[6]</sup>, 其大部分过渡族元素稳定, 即使含量发生一些变化, 但相关元素比值和分布形式仍保持平行<sup>[10,12,13]</sup>. 痕量金属分布与其有机质成熟度无关<sup>[10]</sup>. 碳同位素组成在成岩后生作用过程中基本保持不变<sup>[14,15]</sup>. 可见, 微量元素、稀土元

素和碳氧同位素等较有机质稳定, 具有较好地保存原始地球化学信息的能力, 以其反映古环境具有较高的可信度, 进而探讨高演化海相有效烃源岩的判识, 就具有特殊的优势.

## 1 样品采集及测试

样品采自鄂尔多斯盆地西、南缘奥陶系桌子山、平凉、岐山 3 个典型剖面及旬探 1 井(XT1 井)(图 1).

桌子山剖面自下而上出露桌子山组( $O_{1z}$ )、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 井见马六段( $O_{1m}^6$ ).

研究区共采新鲜岩样 78 个(页岩 12 个, 其余为碳酸盐岩). 为确保有机与无机资料的统一, 对同一样品进行了有机碳、热解分析、常量和微量元素和碳氧同位素等多项测试. 有机碳、热解分析用 CS-344 型碳硫测定仪和 Rock-Eval 热解分析仪测试, 精度为  $\pm 0.5\%$ . 常量、微量元素在 3080E3X 射线荧光光谱仪和全谱直读等离子光谱仪(ICP)上完成, 精度为  $\pm 10\%$ . 碳氧同位素用 MAT-252 测

2004-01-13 收稿, 2004-04-15 收修改稿

<sup>\*</sup> 国家重点基础研究发展规划资助项目(编号: 2001CB209102 和 G1999043306)



图1 鄂尔多斯盆地西南缘奥陶系采样剖面位置图

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<sup>a)</sup>

剖面	岩性	层位	TOC/%	"A" × 10 <sup>-6</sup>	S <sub>1</sub> +S <sub>2</sub> /(mg·g <sup>-1</sup> )	I <sub>H</sub>	δ <sup>13</sup> C <sub>org</sub> /‰	T <sub>max</sub> /°C
桌子山剖面	页岩	O <sub>2w</sub>	0.53~0.88 0.70(7)	42.7(1)	0.02~0.06 0.04(3)	2~5(3)	-29.6~-30.4 -30.1(3)	507~514 511(3)
		O <sub>1k</sub>	0.17~1.25 0.71(2)	20.7(1)	0.02~0.05 0.035(2)	3~6(2)	-30.0(1)	480~513 497(2)
	碳酸盐岩	O <sub>2w</sub>	0.18~0.21 0.195(2)	28.7(1)	0.09(1)	24(1)	-29.1(1)	500(1)
		O <sub>1k</sub>	0.11~0.74 0.28(28)	23.3~26.8 25.1(2)	0.02~0.16 0.06(13)	2~50(13)	-28.1~-29.6 -28.7(13)	478~504 488(9)
		O <sub>1z</sub>	0.13~0.17 0.15(6)	15.6~25.9 20.9(3)	0.01~0.05 0.04(6)	6~31(6)	-27.8~-29.7 -28.5(3)	414~497 471(6)
	平凉剖面	页岩	O <sub>2w</sub>	0.45~0.85 0.60(3)	183~815 499(2)	0.67~3.07 1.63(3)	140~342(3)	-30.8~-31.7 -31.2(3)
碳酸盐岩		O <sub>2w</sub>	0.09~0.11 0.10(3)		0.06~0.12 0.083(3)	10~91(3)	-26.7~-26.8 -29.75(2)	433~468 447(3)
		O <sub>1s</sub>	0.1~0.15 0.12(6)	48(1)	0.05~0.09 0.07(6)	31~60(6)	-29.4(1)	452~483 466(6)
岐山剖面	碳酸盐岩	O <sub>1m</sub> <sup>6</sup>	0.1~0.18 0.14(8)	8(1)	0.05~0.07 0.06(8)	28~55(8)	4.1~-24.2(2)	480~498 492(8)
		O <sub>1m</sub> <sup>5</sup>	0.07~0.14 0.11(3)		0.05~0.07 0.06(3)	29~43(3)	-25.1(1)	478~485 482(3)
		O <sub>1m</sub> <sup>4</sup>	0.15~0.18 0.17(2)	21.8(1)	0.06~0.07 0.065(2)	28~33(2)	-25.7(1)	477~480 479(2)
旬探1井	碳酸盐岩	O <sub>1m</sub> <sup>6</sup>	0.14~0.58 0.28(8)	21.8~34 26(4)	0.02~0.17 0.06(8)	6~15(8)	-27.3~-28.8 -28.1(3)	416~524 500(8)

a) 表内数据含义为最小值~最大值/平均值(样品数)

定, 采用 PDB 标准, 精度为 ±0.2‰。ICP 测定由地质科学院西安矿产研究所完成, 其余均由中国科学院兰州地质研究所完成。

## 2 有机地球化学基本特征

残余有机碳含量 (TOC)、有机碳同位素 (δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub>) 和热解分析结果见表 1。O<sub>1k</sub> 组及 XT1 井 O<sub>1m</sub><sup>6</sup> 段 65% 以上样品 TOC > 0.2%, 平均均为 0.28% (剔除页岩样)。O<sub>2w</sub> 组多数样品 TOC ≥ 0.45%, 而 O<sub>1z</sub>, O<sub>1s</sub> 组和岐山 O<sub>1m</sub><sup>4-6</sup> 段的 TOC < 0.2%。研究区 85% 的样品热解峰温 (T<sub>max</sub>) > 460°C, 指示其热演化程度较高, "A", S<sub>1</sub>+S<sub>2</sub> 和 I<sub>H</sub> 值普遍较低 (除平凉 O<sub>2w</sub> 组的部分样外), 已失去原有的指示意义, 这与前人研究结果相符<sup>2,3</sup>。

## 3 无机参数及地质意义

### 3.1 Zr/Rb 及水动力条件

水动力条件是水深、浪基面、水流速度等的综

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, 沉积物的有机质保存量一般随高能向低能方向有所增加<sup>[6]</sup>。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<sup>[16, 17]</sup>，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<sup>[16, 17]</sup>，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 2 中，桌子山剖面上，O<sub>1k</sub>、O<sub>2w</sub> 组 Zr/Rb 值 < 2 (除个别高值外)，平均为 0.92；O<sub>1z</sub> 组 Zr/Rb

Rb 值平均达 6.02，暗示着 O<sub>1k</sub>、O<sub>2w</sub> 组较 O<sub>1z</sub> 组水体加深，水动力弱。这与前者的纹层-薄层状微晶灰岩、泥(质)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<sub>1k</sub> 组纹层状灰岩内含“钙球”也是水体深、环境宁静的指示<sup>[18]</sup>。O<sub>1k</sub> 组局部出现的 Zr/Rb 高值带表明，在 O<sub>1k</sub> 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。

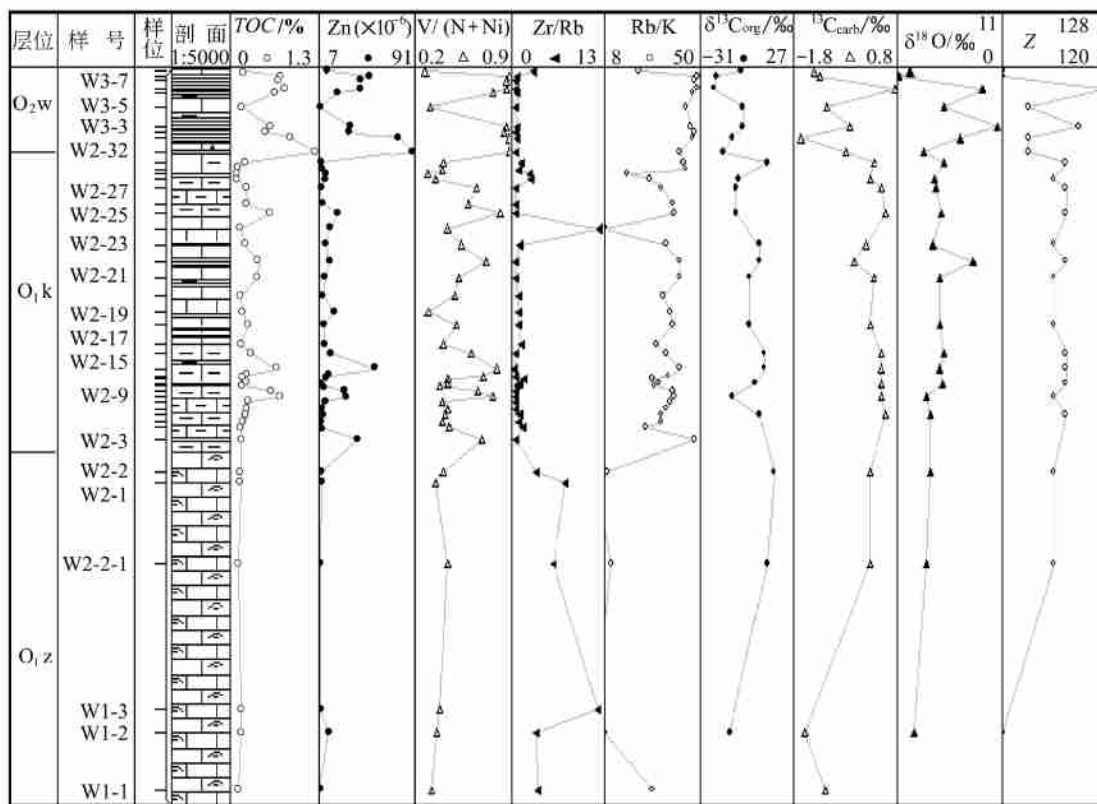


图 2 鄂尔多斯盆地桌子山剖面上有机碳含量及部分无机参数的纵向变化趋势

平凉剖面上，O<sub>1s</sub> 组与同期 O<sub>1k</sub> 组相比，含有较少的泥质沉积，为厚层状灰岩，Zr/Rb 值平均为 5.09。岐山剖面上，O<sub>1m</sub><sup>4-6</sup> 段 Zr/Rb 值平均为 5.25~6.47，总体高于西缘同期层位，该区剖面及岩芯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<sub>1m</sub><sup>6</sup> 段 Zr/Rb 值平均为 0.45，与同期 O<sub>1k</sub> 组相似，暗示南缘区局部存在水体较深，水动力弱的局限盆地。冯增昭等<sup>[18]</sup> 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的发育，在氧含量处于最低限度的水体中有机质保存最好<sup>[5, 6]</sup>。氧化条件下则有机质含量降低，生烃潜力较差<sup>[1, 2, 5, 6]</sup>。

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 H<sub>2</sub>S 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)，最终

随有机质在缺氧条件下聚集<sup>[8]</sup>。一般认为,沉积岩中上述元素的高含量,  $V/(V+Ni) \geq 0.46$ , 指示缺氧环境<sup>[19]</sup>, 并不受岩性限制<sup>[20]</sup>。Jones等<sup>[21]</sup>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<sup>[13]</sup>则认为微体化石中  $Th/U$  可直接反映海水氧化还原状况,  $Th/U$  值增加, 指示环境向还原转化。

图2中, 桌子山剖面上, 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  $O_{1k}$ ,  $O_{2w}$  组的  $TOC$ ,  $Zn$ ,  $V$  等元素含量普遍高于  $O_{1z}$  组。由表3可知, 研究区碳酸盐岩过渡元素含量的变化及与  $TOC$  相关性分析也显示类似特点。  $TOC > 0.2\%$  时, 表3中各元素含量一般比  $TOC \leq 0.2\%$  者大数倍或更多, 且与  $TOC$  均呈正相关( $Co$ 除外),  $r \geq 0.6$ 。而  $TOC < 0.2\%$  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<sup>[8, 16]</sup>。本文引用化探异常中元素“衬度”的概念, 以 Turekian 等<sup>[22]</sup>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的富集系数( $EC = \text{元素含量实测值} / \text{元素含量背景值}$ ,  $EC > 1$  指示该元素具自生富集)。其中,  $Mo$  在  $O_{1k}$ ,  $O_{2w}$  组和  $XT1$  井  $O_{1m}^6$  段, 即  $TOC \geq 0.2\%$  的层位中强富集, 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  $O_{1k}$  组 20% 样品中富集,  $EC$  为 1.2~3.3; 在  $XT1$  井  $O_{1m}^6$  中有一  $Zn$  高值, 富集约 2 倍。而  $TOC < 0.2\%$  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2、表2所示, 桌子山剖面  $O_{1k}$ ,  $O_{2w}$  组中, 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  $O_{1z}$  组的  $Th/U$  值两倍, 且  $Th/U$  的高值基本上与  $TOC$  的高值对应(除  $W2-28$  样)。平凉剖面  $O_{2w}$  组页岩样  $V/(V+Ni)$  为 0.58~0.68,  $Th/U$  为 0.89, 灰岩样的  $Th/U$  为 1.03。在  $XT1$  井  $O_{1m}^6$  中  $V/(V+Ni)$  为 0.34~0.39, 但  $Th/U$  存在一高值 1.51( $X1-9$  样)。然而, 平凉  $O_{1s}$  组和岐山  $O_{1m}^{4-6}$  段的  $V/(V+Ni) < 0.46$ ,  $Th/U < 0.80$ 。

上述特征揭示了  $O_{1k}$ ,  $O_{2w}$  组及  $XT1$  井  $O_{1m}^6$  段沉积于缺氧条件,  $O_{1k}$ ,  $O_{2w}$  组更具还原性。 $O_{1k}$ ,  $O_{2w}$  组富黄铁矿<sup>[18]</sup>, 其碳酸盐岩  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  为 0.78<sup>[3]</sup>, 结合岩性特征, 皆验证了此类环境的存在。而  $O_{1z}$ ,  $O_{1s}$  组和岐山  $O_{1m}^{4-6}$  段形成于氧化环境, 其岩石多呈浅灰色或土黄色, 底栖生物发育<sup>[18]</sup> 等特征也证实了这一点。有机质作为强还原剂, 其相对高含量本身就是环境的还原性强的有力证据。另外, 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, 缺氧水体中  $U^{VI}$  被还原成  $U^{IV}$  沉淀, 使得海水中  $U$  含量相应地减少,  $Th/U$  值增高。

### 3.3 Rb/K、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<sup>[23]</sup>。 $Rb/K$  是常用的盐度指标, 与盐度呈正相关。 $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C_{carb}$  随介质盐度升高其值增大<sup>[24, 25]</sup>。卢武长等<sup>[24]</sup>把  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C_{carb}$  两者结合起来用以指示古盐度, 其公式为

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

$Z > 120$  为海相,  $Z < 120$  为淡水相,  $Z = 120$  为未定型灰岩<sup>[24]</sup>。 $Z$  值作为古盐度的定量化指标被广泛引用<sup>[18, 24, 26]</sup>。陈荣坤<sup>[26]</sup>认为盐度较大的海水-咸化海水中,  $Z > 122$ ,  $\delta^{13}C_{carb} > 0$ ,  $\delta^{18}O$  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(富轻同位素的溶解氧被耗尽), 富<sup>12</sup>C 的有机质埋藏量增加, 引起碳酸盐岩的  $\delta^{13}C_{carb}$ 、 $\delta^{18}O$  正偏移。

由表2、图2可知, 桌子山剖面上,  $Rb/K$  ( $\times 10^4$ ),  $\delta^{13}C_{carb}$ ,  $\delta^{18}O$  和  $Z$  值自下而上均呈持续上升趋势,  $O_{1z}$  组与  $O_{1k}$  组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<sup>[18]</sup>、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)使得盐度增加响应, 结合过渡元素特征及地质实际, 可认为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。

表2 碳酸盐岩样 TOC、相关无机参数一览表

部面	层位	样号	TOC/%	Cu×10 <sup>6</sup>	Zn×10 <sup>6</sup>	Mo×10 <sup>6</sup>	Zr/Rb	V/(V+Ni)	Rb/K×10 <sup>4</sup>	Th/U	δ <sup>13</sup> C <sub>carb</sub> /‰	δ <sup>18</sup> O/‰	Z	
桌子山	O <sub>2w</sub>	w3-10	0.21	3.4	15.7		3.00	0.28	23		-1.3	-9.6	120	
		w3-5	0.18	5.6	7.9	0.8	0.68	0.31	44	0.87	-1.0	-6.2	122	
		w2-31	0.23	4.4	9.7		1.38	0.41	43		0.2	-6.2	125	
		w2-30	0.11	4.3	10.0		0.96	0.40	44					
		w2-29	0.11	4.3	14.7		2.50	0.29	18					
		w2-28	0.11	4.3	15.1	0.5	2.68	0.35	28	0.93	0.1	-7.1	124	
		w2-27	0.24	7.7	7.8		0.69	0.65	33		0.4	-7.0	125	
		w2-26	0.25	8.0	12.3		0.69	0.59	38					
		w2-25	0.58	16.8	26.6	2.7	0.57	0.82	39	1.50	0.5	-6.4	125	
		w2-24	0.15	5.4	19.1		12.20	0.44	8					
		w2-23	0.23	8.0	14.6		12.8	0.54	35			-7.2	124	
		w2-22	0.42	10.6	18.4		0.60	0.72	41		-0.3	-3.1	125	
		w2-21	0.40	10.1	14.2	1.8	0.71	0.52	41	1.19	0.2	-6.6	124	
		w2-20	0.15	4.5	11.9		0.98	0.49	34					
		w2-19	0.19	7.8	23.3		0.93	0.30	37					
		O <sub>1k</sub>	w2-18	0.27	3.8	12.7	0.5	1.07	0.50	38	0.84	0.1	-6.6	124
			w2-17	0.16	3.9	12.9		1.35	0.41	31				
			w2-16	0.31	8.4	19.5		0.75	0.61	35		0.4	-6.2	125
			w2-15	0.68	19.4	65.7		0.48	0.80	41		0.4	-6.5	125
			w2-14	0.23	7.0	18.3		0.58	0.70	36				
			w2-13	0.18	6.5	14.9		1.77	0.44	29				
			w2-12	0.22	6.5	10.7		1.14	0.44	32		0.4	-6.3	125
			w2-11	0.19	8.4	12.2		0.82	0.38	30				
			w2-10	0.60	15.1	32.2		0.62	0.66	38				
			w2-9	0.74	19.3	35.2	1.4	0.66	0.77	39	1.61	0.4	-7.9	124
			w2-8	0.26	8.4	13.6		0.68	0.40	37				
			w2-7	0.25	7.0	12.3		0.71	0.44	35				
			w2-6	0.25	6.0	12.3	0.5	1.08	0.42	33	0.82	0.5	-7.5	125
		w2-5	0.21	6.5	9.1		1.01	0.40	33					
		w2-4	0.17	7.5	9.2		1.64	0.45	26					
	O <sub>1z</sub>	w2-2	0.15	4.3	10.1	2.6	3.50	0.41	9	0.61	0.1	-7.6	124	
		w2-1	0.15	4.5	10.5		7.60	0.35	4					
		w2-2-1	0.13	4.1	8.9		5.89	0.44	11		0.1	-7.9	124	
		w1-3	0.16	5.1	9.1		12.08	0.38	3					
		w1-2	0.17	4.5	17.3	0.9	3.43	0.36	8	0.41	-1.5	-9.2	120	
	w1-1	0.13	3.7	7.7		3.63	0.32	29		-1.0	-10.3	120		
平凉	O <sub>2w</sub>	P2-8	0.11	2.2	6.4		2.41	0.35	28		-0.3	-5.7	124	
		P2-4	0.09	1.7	1.5	0.5	3.60	0.26	36	1.03	0.1	-6.6	124	
	O <sub>1s</sub>	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	
	P1-4	0.15	2.4	8.1	0.5	4.51	0.47	10	0.89	-0.1	-6.4	124		
岐山	O <sub>1m</sub> <sup>6</sup>	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	
		Q2-9	0.18	5.7	9.6	0.8	9.60	0.49	33	0.42	0.3	-4.2	126	
	O <sub>1m</sub> <sup>5</sup>	Q1-6	0.07	1.8	1.5	0.5	7.57	0.41	35	0.63	-0.5	-5.8	123	
	O <sub>1m</sub> <sup>4</sup>	Q1-5	0.18	2.6	7.9	0.5	2.92	0.42	36	0.74	-0.1	-3.8	125	
旬探井	O <sub>1m</sub> <sup>6</sup>	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	

碳酸盐岩平均值(Turekian 等, 1961)

表 3 碳酸盐岩部分过渡元素含量范围及其与 TOC 相关系数 (r)

TOC/%	元素名称	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Cd	U
TOC > 0.2	含量范围( $\times 10^6$ )	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( $\times 10^6$ )	15.9	10.9	9.9	8.1	8.4	18.6	1.4	0.2	1.9
	r	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 $\leq$ 0.2	含量范围( $\times 10^6$ )	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( $\times 10^6$ )	3.2	2.0	7.5	5.1	4.1	11.1	0.8	0.2	1.1
	r	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
碳酸盐岩平均值 (Turekian 等, 1961)		20	11	0.1	20	4	20	0.4	0.035	22

桌子山剖面上, 沉积有机质  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值自  $\text{O}_{1z}$  组上部 ( $-27.8\text{‰}$ ) 向上逐渐偏轻, 至  $\text{O}_{2w}$  组上部 ( $-30.4\text{‰}$ ) 变化幅度为  $2.6\text{‰}$ , 与  $V/(V+Ni)$ ,  $Rb/K$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值,  $Z$  值的变化趋势总体上呈镜像关系. 在缺氧条件下, 硫酸盐还原菌等通过优先降解富  $^{13}\text{C}$  的有机组分可形成富集轻同位素的有机质, 为腐泥型有机质的大量堆积创造了条件, 其  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  表现为偏轻的趋势<sup>[14, 27, 28]</sup>. 由此认为,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值的纵向变化暗示由  $\text{O}_{1k}$  组底部向上硫酸盐还原作用增强, 富  $^{12}\text{C}$  的脂类组分增加, 使沉积有机质的质量优化. 同时, 硫酸盐还原等厌氧细菌作用可生成大量的富  $^{12}\text{C}$  的  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  等, 当水体循环得以改善时, 缺氧与富氧水体混合,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  等重新参与碳循环, 导致由其形成的碳酸盐碳同位素偏轻<sup>[23, 26]</sup>,  $\text{O}_{1k}$ ,  $\text{O}_{2w}$  组局部出现  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  负偏移属此类情况. 而  $\text{O}_{1z}$  组  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  的高负值 ( $Z$  值为 120) 刚好分布在该剖面的底部, 相应部位见竹叶状灰岩, 可能与大气淡水加入有关.

平凉剖面上,  $\text{O}_{1s}$  组与北段  $\text{O}_{1k}$  组相比,  $Rb/K$  ( $\times 10^4$ ) 值较低, 平均为 12,  $\delta^{18}\text{O}$  变化趋势相反, 自下而上由  $-6.4\text{‰}$  降至  $-7.5\text{‰}$ , 暗示两者之间海水循环较差, 这也体现在较大的岩相差异上, 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.  $\text{O}_{2w}$  组的  $Rb/K$  ( $\times 10^4$ ) 值 (含页岩样) 为  $28 \sim 45$ , 平均达 39;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值平均为  $0.1\text{‰}$ ;  $Z$  值为  $124 \sim 125$ , 均反映出较高盐度特点.

岐山剖面上,  $\text{O}_{1m}^{4-6}$  段的  $Rb/K$  ( $\times 10^4$ ) 值为  $25 \sim 35$ ;  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-3.8\text{‰} \sim -7.6\text{‰}$ ;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值为  $-0.6\text{‰} \sim 0.3\text{‰}$ , 平均为  $-0.4\text{‰}$ ;  $Z$  值为  $123 \sim 126$ . 该剖面局部出现  $Rb/K$ ,  $Z$  高值与白云石化相

关.  $\text{XT1}$  井  $\text{O}_{1m}^6$  段的  $Rb/K$  值 ( $\times 10^4$ ) 平均为 36;  $\delta^{18}\text{O}$  平均为  $-7.2\text{‰}$ ;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值为  $0.3\text{‰} \sim 2.1\text{‰}$ , 平均达  $1.3\text{‰}$ , 为研究区碳酸盐岩最富集  $^{13}\text{C}$  的层段, 并与  $TOC$  高值相对应;  $Z$  值为  $124 \sim 129$ , 平均达 126, 都指示盐度较高, 进一步证实了该区处于局限、滞流环境.

#### 4 有效烃源岩发育环境的重建

上述讨论表明,  $Zr/Rb$ ,  $V/(V+Ni)$ ,  $Rb/K$ , 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有效烃源岩发育的主要物理化学条件<sup>[5-8]</sup>.

图 3 综合应用  $Zr/Rb$ ,  $V/(V+Ni)$ ,  $Rb/K$  三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变化的变化规律. 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  $TOC > 0.2\%$  和  $TOC \leq 0.2\%$  两部分样品明显集中于不同区域.  $TOC > 0.2\%$  ( $\text{O}_{1k}$ ,  $\text{O}_{2w}$  及  $\text{XT1}$  井  $\text{O}_{1m}^6$ ) 时, 70% 以上的样品集中在  $Zr/Rb < 1$ ,  $V/(V+Ni) > 0.5$ ,  $Rb/K > 30$  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 3(a)), 且  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} < -28\text{‰}$ , 指示有机质为 I-II 型<sup>[29]</sup>, 生烃潜力较高 (图 3(b)).  $TOC \leq 0.2\%$  的样品 ( $\text{O}_{1z}$ ,  $\text{O}_{1s}$  及岐山  $\text{O}_{1m}^{4-6}$ ) 基本处于  $Zr/Rb > 1$ ,  $V/(V+Ni) < 0.5$ ,  $Rb/K < 40$  范围内, 为高能氧化沉积,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值介于  $-24 \sim -28\text{‰}$ , 属 II-II 型<sup>[29]</sup>, 生烃潜力较差. 这些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。

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<sup>[3,4,7]</sup>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<sup>[2,30,31]</sup>承认中部大气田

有下古生界的贡献。下古生界原生沥青的发现<sup>[31,32]</sup>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。

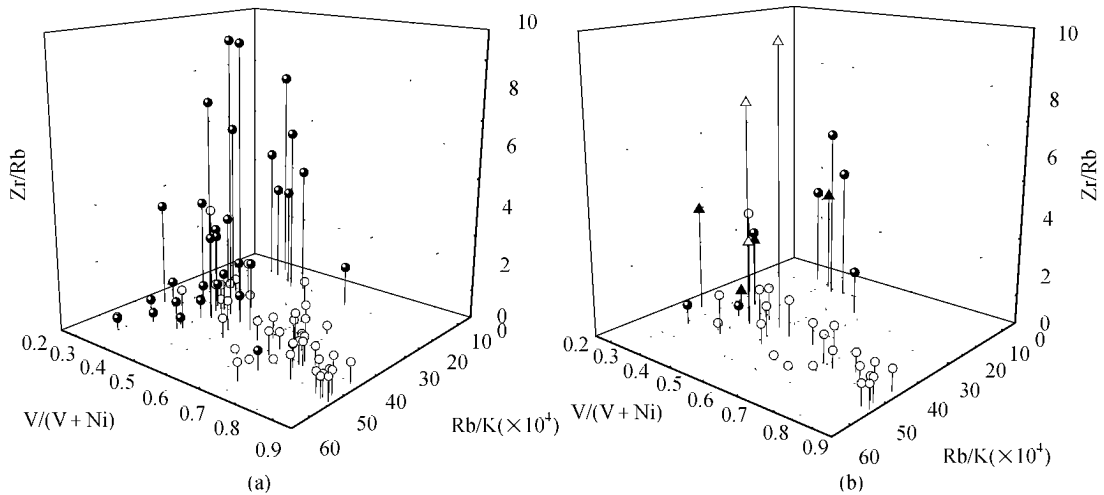


图 3 研究区碳酸盐岩在不同沉积条件下有机质数量(a)及质量(b)的变化趋势

(a): ○ TOC≥0.2%; ● TOC<0.2%;  
 (b): ○ TOC≥0.2%, δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub><-28‰; ▲ TOC<0.2%, δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub>为-26‰~-28‰ (II型)  
 ● TOC<0.2%, δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub><-28‰ (I型); △ TOC<0.2%, δ<sup>13</sup>C<sub>org</sub>>-26‰ (II型)

## 5 结论

(1) 鄂尔多斯盆地西缘 O<sub>1k</sub>, O<sub>2w</sub> 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<sub>1m</sub><sup>6</sup> 段以高盐、缺氧的局限环境为特点。西缘 O<sub>1z</sub>, O<sub>1s</sub> 及岐山 O<sub>1m</sub><sup>4-6</sup> 段沉积于浅水、高能、氧化环境。综合无机、有机参数考虑, O<sub>1k</sub>, O<sub>2w</sub> 组及 XT1 井区的 O<sub>1m</sub><sup>6</sup> 段的沉积环境利于有效烃源岩发育,尤其桌子山地区 O<sub>1k</sub>, O<sub>2w</sub> 组可视为潜在有效烃源岩。而 O<sub>1z</sub>, O<sub>1s</sub> 及岐山 O<sub>1m</sub><sup>4-6</sup> 段不具备有效烃源岩的发育条件。

(2) 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,等.碳酸盐岩油气生成理论与实践.北京:石油工业出版社,1996.24~42
- 郝石生,等.高过成熟海相烃源岩.北京:石油工业出版社,1996.7~9,85~133
- 夏新宇.碳酸盐岩生烃与长庆气田气源.北京:石油工业出版社,2000.28~59
- 张水昌,等.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,2002,29(2):8
- Demaison G J, et al. Environments and oil source bed genesis. AAPG, 1980, 64(8): 1179
- Hunt J M, Petroleum Geochemistry and Geology. New York: Freeman, 1979. 261~273
- 梁狄刚,等.从塔里木盆地看中国海相生油问题.地学前缘,2000,7(4):534
- Chester R. Marine Geochemistry(2nd ed.). Berlin: Blackwell Publishing, 2003. 373~378

- 9 曾允孚 等. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社, 1986. 47~50
- 10 Iberdi-Genolet M A, et al. Trace metals and organic geochemistry of the Machiques Member (Aptian-Albian) and La Luna Formation (Cenomanian-Campanian), Venezuela. *Chemical Geology*, 1999, 160: 19
- 11 Tissot B P, et al. *Petroleum Formation and Occurrence—A New Approach to Oil and Gas Exploration*. Berlin Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1978. 70~73
- 12 王中刚, 等. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1989. 247~278
- 13 赵振华. 微量元素地球化学原理. 北京: 科学出版社, 1997. 56~206
- 14 Galimov E M, 著. 李红光译. 生物圈碳同位素组成全球变化特点. *天然气地球化学*, 2002, 13(1~2): 1
- 15 郑永飞, 等. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 2000. 203~218
- 16 赵一阳, 等. 中国浅海沉积物地球化学. 北京: 科学出版社, 1994. 15~22
- 17 刘昭蜀, 等. 南海地质. 北京: 科学出版社, 2002. 343~368
- 18 冯增昭, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶纪碳酸盐岩地层岩石岩相古地理. 北京: 地质出版社, 1998. 8~142
- 19 Hatch J R, et al. 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, U. S. A. *Chemical Geology*, 1992, 99: 65
- 20 颜佳新, 等. 湖北巴东栖霞组缺氧沉积环境地球化学特征. *岩相古地理*, 1998, 18(6): 27
- 21 Jones B, et al. Manning. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 1994, 111: 111
- 22 赵伦山, 等. 地球化学. 北京: 地质出版社, 1988. 31~50
- 23 李任伟. 蒸发盐环境沉积岩有机质和生油研究. 北京: 海洋出版社, 1993. 22~60, 114~119
- 24 卢武长. 稳定同位素地球化学. 成都: 成都地质学院出版社, 1986. 166~189
- 25 游海涛, 等. 古盐度复原法综述. *世界地质*, 2002, 21(2): 111
- 26 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. *沉积学报*, 1994, 12(4): 11
- 27 Gong C R, et al. Differential contribution of bacteria to sedimentary organic matter in oxic and anoxic environments, Santa Monica Basin, California. *Organic Geochemistry*, 1997, 26: 545
- 28 Lehmann M F, et al. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(20): 3573
- 29 黄第藩, 等. 干酪根的类型及其分类参数的有效性、局限性和相关性. *沉积学报*, 1984, 2(3): 18
- 30 杨俊杰, 等. 中国天然气地质学(卷四). 北京: 石油工业出版社, 1996. 56~107
- 31 刘德汉, 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. *科学通报*, 2000, 45(增刊): 2705
- 32 谢增业, 等. 鄂尔多斯盆地奥陶系烃源岩有效性判识. *石油勘探与开发*, 2002, 29(2): 29