

鄂尔多斯盆地西部平凉组烃源岩特征及其影响因素

陈孟晋 宁宁 胡国艺 李剑

(中国石油勘探开发研究院鄂尔多斯分院, 北京 100083; 中国石油勘探开发研究院廊坊分院, 廊坊 065007.
E-mail: chenmj@petrochina.com.cn)

摘要 采用有机地球化学和有机岩石学研究方法, 对鄂尔多斯盆地西缘平凉组烃源岩进行了系统评价. 该区平凉组烃源岩有机质丰度具有下段高于上段、泥岩高于泥灰岩和灰岩的分布特点, 有机质类型绝大多数属于腐泥型, 石板沟和桌子山剖面有少数样品为腐殖腐泥型特征, 为进一步评价鄂尔多斯盆地西缘油气资源潜力提供了基础. 另外, 采用碳酸盐碳氧同位素等多种方法和稀土元素分异程度的测定资料分别对该区古盐度和沉积速率进行了推算, 研究了水体和沉积速率对烃源岩有机质丰度和类型的控制作用, 认为水体盐度与有机质丰度之间具有正相关性, 而对有机质类型影响很弱; 沉积速率与烃源岩有机质的丰度和类型之间也有直接联系, 沉积速率慢, 有机质丰度较高, 类型较好; 相反沉积速率快, 有机质丰度较低, 类型较差, 这为预测有利烃源岩分布提供了科学依据.

关键词 鄂尔多斯盆地 平凉组 有机质丰度 有机质类型 古盐度 沉积速率

平凉组主要出露于鄂尔多斯盆地西缘和南缘, 大致呈“L”形分布(图 1). 本次研究南起甘肃平凉太统山一带, 北至内蒙古桌子山地区. 选择了有代表性的 5 条露头剖面: 南部平凉地区太统山山庄剖面和太统山桥头剖面、北部桌子山地区桌子山剖面、中南部环县石板沟涝池沟剖面和南井子剖面. 这 5 条实测剖面测量地层厚度共计 737.1 m, 其中平凉组或称乌拉力克组 693.6 m, 克里摩里组或称三道沟组 43.5 m, 采集烃源岩样品及化石样品共约 170 个.

上奥陶世鄂尔多斯盆地整体抬升, 大部分地区遭受剥蚀, 但盆地西缘没入贺兰海槽, 继续接受平凉组沉积^[1]. 这时盆地进入边缘裂陷作用和蒸发台地阶段, 内部隆起; 而西缘和南缘沉降迅速, 并具有拗拉槽性质^[2]. 如图 1 所示, 研究区平凉期陆坡向西倾斜, 反映的大致是“下平凉”沉积末“上平凉”沉积初的海岸线及沉积相带分布情况. 除石板沟剖面处于海岸线附近的石灰岩陆棚相带以外, 其余 3 条实测剖面和环 14 井、任-3 井均处于靠近斜坡带的海底扇分布区, 平凉剖面距古海岸线较远, 可能属于浅海至半深海沉积相带.

下平凉组沉积期, 海平面总体继续下降, 经过几次振荡性海平面急速升降之后, 西缘全区处于相对稳定的盆地相与斜坡相沉积, 形成了稳定分布的笔石页岩层. 该地层是平凉组烃源岩中的最佳层段, 有机质平均含量 0.35%~0.61%, 厚 20~30 m. 该层位在

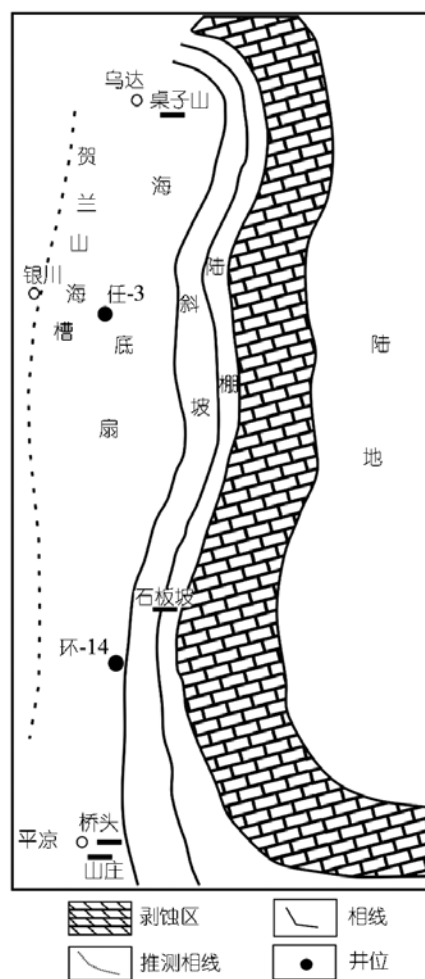


图 1 上奥陶世平凉期岩相古地理示意图

山庄剖面、桥头剖面及桌子山剖面中都见到凝灰岩或凝灰质岩石。陆源碎屑输入量总体上少,但石板沟和桌子山两地区相对较多,因为前者东边、后者东边和北边都靠近陆源区,可以有较多淡水注入。海绿石散见于多种类型岩石中。综合判断本段笔石页岩属于浅海至半深海滞流沉积环境。

平凉组是中国仅有的几个有机质丰度较高,成熟度较低的海相烃源岩之一^[3]。但是,对其发育环境、烃源岩特征及生烃潜力研究较薄弱。本文通过多种手段对平凉组烃源岩发育控制因素、生烃潜力研究,对进一步深化鄂尔多斯盆地奥陶系油气勘探潜力的再认识及勘探领域的优选具有重要的意义。

1 有机质丰度及生烃潜力

1.1 有机碳分布特征

平凉组烃源岩属典型的海相沉积,可能是鄂尔多斯盆地西部奥陶系重要的一套烃源岩(图 2)^[4]。本次主要对采自平凉组地表剖面样品和环 14 井、任-3 井分析资料共计 149 个有机碳数据进行了统计分析,结果如表 1 所示。从表 1 中可以看出: (1) 从岩性上看,不同类型岩石有机碳含量差异明显,由泥岩、泥灰岩至灰岩,有机碳含量有递减的趋势。如全区 106 件平凉组上段泥岩平均有机碳含量 0.32%; 14 件泥灰岩平均有机碳含量 0.23%; 29 件灰岩平均有机碳含量



图 2 鄂尔多斯盆地平凉组岩性、有机碳含量与沉积环境

0.11%。(2) 从层段上看,平凉组剖面上段有机质较贫,下段有机质较富。(3) 从采样位置看,深井样品总体上其有机碳含量都比邻近的地表露头样品高出

表 1 平凉组岩石有机碳含量统计表^{a)}

层位	地区及剖面	厚/m	泥 岩	泥灰岩	灰 岩	全剖面	备 注
平凉组上段	平凉	89.6	0.07~1.08 0.48 (26)	0.24~0.44 0.35 (6)	0.05~0.39 0.11 (16)	0.05~1.08 0.34 (48)	山庄与桥头两剖面
	环 14 井	38.9	0.19~0.93 0.63 (3)	0.31 (1)	0.08~0.15 0.11 (3)	0.08~0.93 0.36 (7)	据胡国艺等人 ¹⁾
	石板沟	366 (200.4)	0.05~0.82 0.17 (27)	0.07~0.09 0.08 (4)	0.05~0.21 0.09 (4)	0.05~0.82 0.15 (35)	南井子剖面并入
	桌子山	182.2 (143.5)	0.05~0.72 0.30 (50)	0.12~0.24 0.16 (3)	0.06~0.15 0.10 (6)	0.05~0.72 0.27 (59)	
	全区		0.05~1.08 0.32 (106)	0.07~0.44 0.23 (14)	0.05~0.39 0.11 (29)	0.05~1.08 0.29 (149)	
平凉组下段	平凉	41.3	0.07~1.08 0.56 (21)	0.24~0.44 0.35 (6)	0.03~0.33 0.19 (13)	0.03~1.08 0.41 (40)	含第一、二两段
	石板沟	26.4	0.09~0.82 0.31 (10)			0.09~0.82 0.31 (10)	只含第一段
	任 3 井	104	0.15~1.20 0.67 (6)	0.31 (1)	0.08~0.15 0.11 (3)	0.08~1.20 0.47 (10)	据胡国艺等人 ¹⁾
	桌子山	78.1	0.14~0.72 0.35 (38)			0.14~0.72 0.35 (38)	含第一、二两段
	全区		0.07~1.20 0.43 (75)	0.24~0.44 0.34 (7)	0.03~0.33 0.18 (16)	0.03~1.20 0.38 (98)	

a) 表格内数据上为范围值,之下为平均值;括号内数字为统计样品数

1) 胡国艺、李剑、罗霞,等. 碳酸盐岩油气成藏模拟研究. 中国石油天然气成藏与开发重点实验室,内部报告,2003

20%~30%以上,由此推测地表样品遭受风化部分有机碳可能流失,以致对烃源岩有机碳含量造成一定影响。(4)从相带上看,较深的海底扇相带中有机质丰度比较浅的斜坡相和陆棚相的有机质丰度高。

据前人研究碳酸盐岩有机碳生气下限一般 0.1%~0.5%^[5~8],通常气源岩有机碳下限根据胡国艺等¹⁾热模拟实验提出的有机碳 0.2%作为气源岩评价下限值,全部 157 个样品中达到烃源岩标准的 88 个,占 56%;其中属中等烃源岩标准的 32 个,占 20%;属好烃源岩的 56 个,占 36%。可见,研究区平凉组烃源岩有机碳含量达标率是比较高的,尤其是下段地层,可能是比较理想的海相沉积烃源岩。39 个泥灰岩和灰岩样品中,有机碳含量达标率只有 21%;而 118 个泥岩样品中达标率高达 65%,有机碳含量达 0.5%以上的好烃源岩全部属泥质岩。这表明,平凉组烃源岩在数量上以泥质岩为主,在质量上也以泥质岩为最佳。

1.2 生烃潜力

此次研究对平凉组 142 个地表剖面样品进行了热解分析,测定了表征生烃潜量的游离烃(S_1)和热解烃(S_2)等相关参数。统计数据表明,研究区不同剖面生烃潜力差异很大,以平凉地区最高,48 个岩石样品平均 0.69 mgHC/g。不同类型岩石生烃潜力变化有规律可循,以平凉地区为例,泥岩最高,泥灰岩次之,灰岩最低。全区而论,142 件样品总平均为 0.27 mgHC/g。

烃源岩生烃潜力是岩石中所含有机质热降(裂)解生烃量趋近于最大值的定量测定参数,在数值上与有机质或有机碳关系密切^[9]。平凉组下段岩石生烃潜力与对应有机碳含量相关性如图 3 所示。样点分布状况表明,不同地区烃源岩的生烃潜力与有机碳含量之间有不同的相关关系。平凉地区二者正相关性比较显著,相关系数达 0.8078,回归线斜率较大,表明生烃潜力对有机碳的比值较高。石板沟地区正相关关系也比较显著,相关系数达 0.9527,回归线斜率较小,反映生烃潜力对有机碳的比值较低;而桌子山地区无论有机碳含量多少,其生烃潜力始终保持在 0.03~0.04 mgHC/g 水平线上,其回归线是近平行于横坐标轴的一条直线,这表明二者不相关,其相关系数趋近于 0;此现象在地质上被认为由热演化阶段不同造成的。

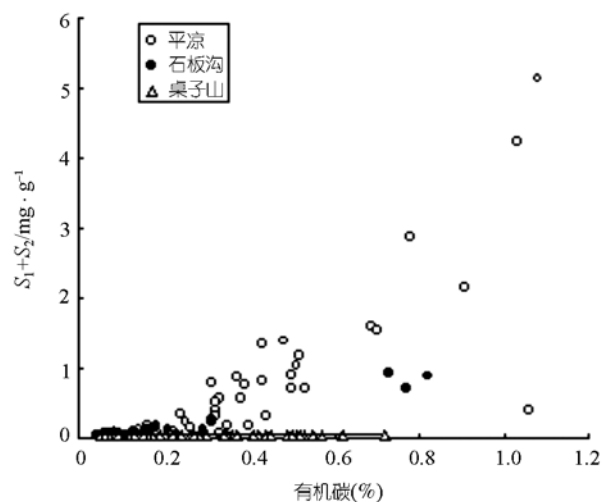


图 3 鄂尔多斯盆地烃源岩生烃潜力与有机质关系图

岩石热解分析的一些重要比值如类型指数(S_2/S_3)、氢指数(I_H)、氧指数(I_O)、降解率(P_c/TOC)和烃指数(S_1/TOC)等受有机碳丰度影响较大。5 个样品的原岩和干酪根热解分析结果表明:除氧指数二者相近以外,干酪根的其他比值比原岩都明显增高(氢指数增高 1~3 倍,类型指数增高 2~5 倍,降解率增高 2~3 倍,烃指数增高约 2 倍)。热演化程度愈高,增加幅度愈大。对这种现象作者认为:有机质含量低的样品其矿物组分含量偏高,二者互为消长关系。贫有机质岩样在加热釜生成的烃类气体量少,其中相当部分被矿物质(特别是黏土矿物)吸附,未能有效进入测试仪器,故使测试数值偏低。如果这种解释确实存在,那么有理由得出这样的认识,即热解参数应用于低丰度和/或中高演化阶段烃源岩评价时,会不同程度降低烃源岩的类型等级。本区烃源岩生烃潜力的评价可能就受到了这种影响,特别是桌子山地区,其有机质成熟度高,计算的生烃量潜力偏低。

2 有机质类型

2.1 笔石皮层体

平凉组以富含笔石的“平凉页岩”著称。本次研究所测各条剖面的底部页岩(第一段)都可以见到完整的笔石大化石,最长者达 10 cm 以上,以正笔石目为主,集中成层分布,显微镜观察表明整个平凉组(尤其“下平凉”)富含笔石(图 4);在灰岩和粉砂质岩石中多以碎屑状产出,肉眼无法识别。除笔石以外,

1) 见 79 页脚注

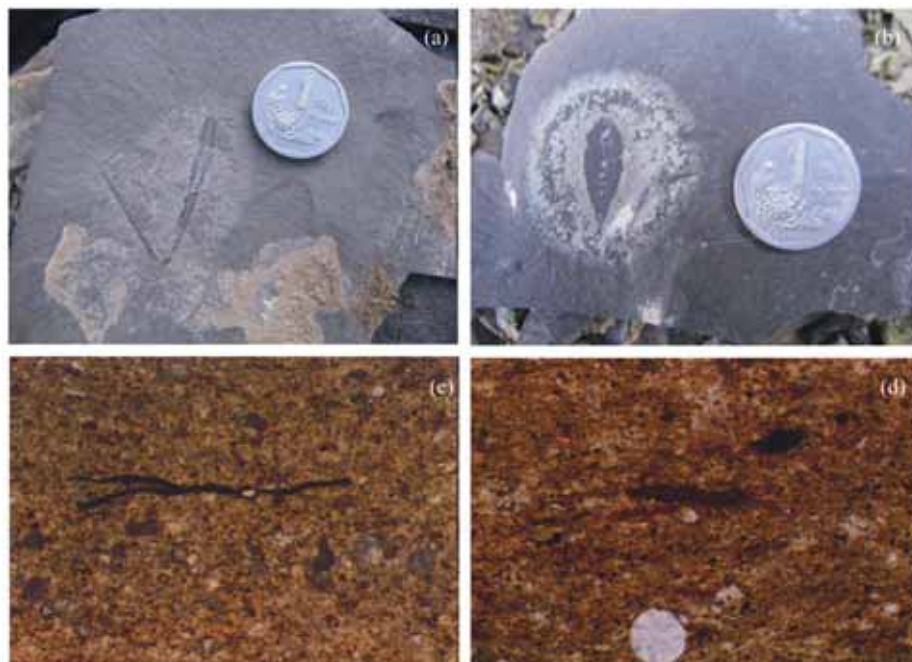


图 4 鄂尔多斯盆地平凉组笔石、动物皮层体图片
(a) 对笔石; (b) 双刺栅笔石; (c) 笔石外皮层体; (d) 动物有机碎屑

尚见其他动物碎屑, 难以肯定动物种属, 不过其量甚少, 不影响生烃评价。

笔石动物是一群已经灭绝的群体海生动物, 开始出现于中寒武世, 灭绝于早石炭世^[10], 其软体部分很难保存下来, 其幼虫分泌外骨骼形成胎管, 从胎管芽孔以出芽方式生出若干胞管, 胞管壳壁分纺锤层和表皮层, 它们作为实体化石保存下来; 本文将其命名为笔石皮层体, 可以更好地反映笔石解剖结构特征。较早的资料认为笔石外骨骼是几丁质的, 而最新的研究认为是由硬质蛋白质组成的。笔石皮层体常以压扁的炭质薄膜形式保存化石, 本文有一些证据可以证明这种化石炭质并非完全的“死炭”, 而是由硬质蛋白质转化而成的具有很好生烃潜力的富氢有机显微组分。

笔石皮层体在所研究的剖面中分布最广, 各种切片中以细长的条带状最为常见, 单层或压扁的双层, 或分叉, 或成不完整的胞管外形, 较完整的皮层体大小相近, 单层厚 0.005~0.01 mm, 长 0.3~0.5 mm, 个别长约 1 mm。在平凉山庄剖面第一段灰质泥岩中见到两个袋状封闭的皮层体, 推测为单个胞管的纵切面, 平凉地区和石板沟地区所见的笔石皮层体均保存完整的有机体形态(大化石深黑色), 而桌子山地区所见的笔石皮层体则部分被硅质沿两侧交代形成

无机质银边(大化石灰白色)。皮层体常显示微粒状及微孔状结构, 部分具垂直微裂隙。根据各种成熟阶段源岩中笔石皮层体的形态特征和光学性质, 可判断平凉地区的笔石皮层体属低成熟阶段, 石板沟地区的属成熟阶段, 桌子山地区的属高成熟阶段。

2.2 有机显微组分及类型指数

平凉组具有早古生代海相沉积烃源岩有机质组成的特殊性, 有机显微组分主要分为三大组, 即腐泥组、动物有机组和壳质组, 部分地区存在的热变沥青(碳沥青)含量微少, 依据其成因和性质合并到腐泥组中。平凉组 67 个样品(灰岩和泥灰岩 16 个, 泥岩 51 个)进行了有机组分(组)显微定量, 其相对含量绘于图 5。样点在三角图中的分布表明, 无论是灰岩或泥岩, 都有少数样品具有含某组分(组)特别优势, 单一组分(组)含量达 50%以上, 但是绝大多数样品分布在靠近腐泥组-动物有机组连线一侧, 表明总体上以腐泥组和动物有机组略占优势, 壳质组相对较少。

与常规烃源岩相比, 平凉组烃源岩属于一种特殊的非常规烃源岩, 最突出的特点是动物有机组分含量高。对比单样的地球化学数据也可以说明这一问题, 3 个含动物有机组分 50%以上的样品, 含有机碳平均 0.84%, 生烃潜量平均 2.83 mg/g, 氢指数(I_H)平均 280 mgHC/g, 这些数据远超过一般烃源岩样品。

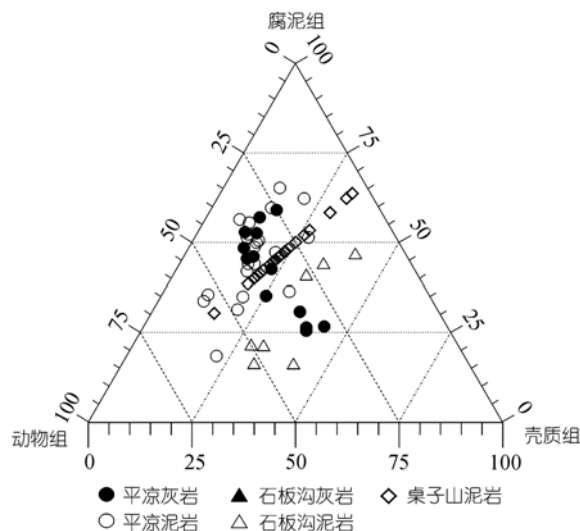


图5 鄂尔多斯盆地平凉组有机组分(组)关系图

据光学特征(含荧光)判断,这类组分的生烃潜力比较高。另外,最新研究成果认为,笔石的体壁主要是由硬质蛋白质构成的,而硬质蛋白质作为生物先质在高度还原环境中所形成的有机组分必定是富含氢的。鉴于上述理由,本文将动物有机组分等同腐泥组进行类型指数计算和生烃潜力评价,相应的类型指数计算公式如下:

$$\text{类型指数}(I_{\text{ty}}) = \frac{\text{腐泥组} \times 100 + \text{动物有机组} \times 100 + \text{壳质组} \times 50}{100}$$

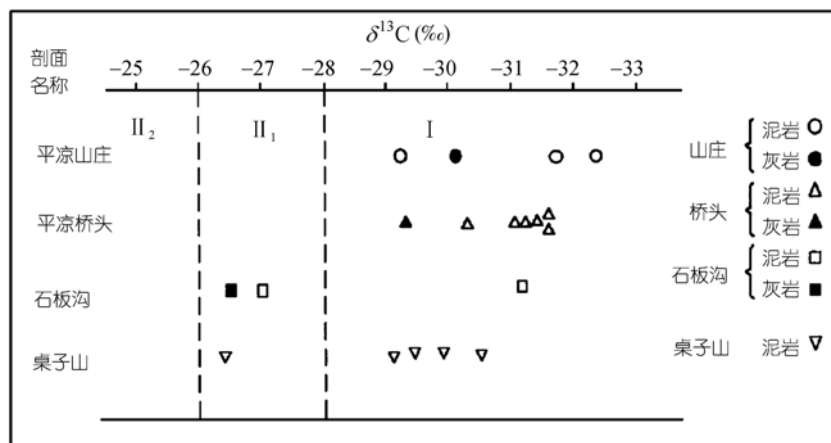
各地区有机组分(组)统计数据 and 类型指数计算结果可以看出,无论灰岩(含泥灰岩)或泥岩,腐泥组含量最高,平均40%以上,动物有机组次之,平均30%~35%;壳质组相对较少,平均20%~30%。按原油部颁标准,类型指数>80为Ⅰ型有机质,类型指数

<80~60为Ⅱ型有机质。以剖面平均计算,无论灰岩或泥岩全部达到Ⅱ型有机质标准。在单样中,16个灰岩样品中,类型指数<80的只有3个,不足20%,51个泥岩中,类型指数<80的只有6个,约占10%;虽然不够Ⅱ型有机质标准,但其类型指数多在75%以上,接近于Ⅱ型有机质。由此可见,用类型指数确定的平凉组有机组类型是非常好的,除少数样品为Ⅰ型以外,绝大部分样品均属Ⅱ型有机质,具有显著的生油倾向。

2.3 干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 值

本次测得干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 值20个,数值分布和所反映的有机质类型如图6所示。平凉地区13个样品, $\delta^{13}\text{C}$ 值介于-29.2‰~-32.3‰,全部属于Ⅱ型有机质。石板沟地区3个样品,其中剖面底部(第1段)的灰质泥岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-31.2‰,与平凉地区同层位可以对比,向上第2段的含粉砂灰质泥岩和第4段的粉砂质泥质灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为-27.0‰和-26.5‰,有机质类型属于Ⅰ型;桌子山地区5个样品,除剖面上部(第3段顶)的灰质泥岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-26.4‰,属于Ⅰ型有机质外,剖面其余部分的含粉砂质灰质泥岩、含灰质泥岩和泥岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比较稳定,为-29.1‰~-30.5‰,也属于Ⅱ型有机质。

总之,研究区平凉组烃源岩有机质类型除少数层段为Ⅰ型以外,其余绝大部分为Ⅱ型有机质。与中国许多地区上古生代及中、新生代烃源岩相比,平凉组的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对偏轻;与本地区下奥陶统马家沟组相比,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值也轻为1‰~4‰。可以认为,平凉组烃源岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值比其他常规烃源岩明显偏轻,此乃其重要特点之一。

图6 鄂尔多斯盆地干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布与有机质类型关系图

通过对比质谱仪分析的碳同位素值($\delta^{13}\text{C}$)与显微镜统计测算的类型指数(I_{ty}), 20 组数据的相关分析结果绘于图 7. 由图 7 可知, $\delta^{13}\text{C}$ 值和类型指数具有很好的相关性, 相关系数达 0.8840, 属较好相关性; 用这两种参数划分的有机质类型也完全相同, 即除少数样品属于值 I_1 型(腐殖腐泥型)以外, 其余绝大部分均属于 I 型(腐泥型).

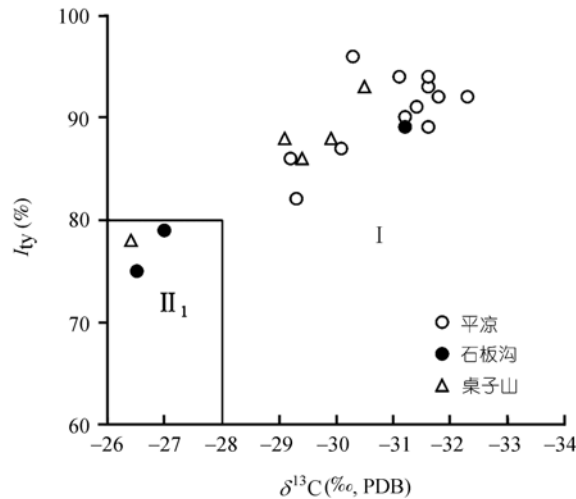


图 7 鄂尔多斯盆地干酪根 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 I_{ty} 相关图

2.4 有机质成熟度

平凉组在西缘断褶带和天环向斜南段平凉地区 R_o 为 0.57%~0.66%, 处于低熟阶段, 在西缘断褶带和

天环向斜中部石板沟一带 R_o 为 0.73%~0.78%, 而在西缘断褶带和天环向斜北段 R_o 为 1.33%~1.50%已进入高成熟阶段(表 2).

表 2 鄂尔多斯盆地西缘平凉组烃源岩 R_o (%)分布

剖面	区域位置	R_o (%)
平凉	盆地西缘南部	0.57~0.66
石板沟	盆地西缘中部	0.73~0.78
桌子山	盆地西缘北部	1.33~1.50

3 烃源岩发育的控制因素

3.1 古盐度

推测沉积环境古盐度的方法很多, 常用的有碳氧同位素法、硼法及元素比值法等. 这些方法在不同盆地中使用, 其评价效果不同. 本次用碳氧同位素计算的古盐度系数(Z)、相当硼方法推算的古盐度(Y)和 6 对元素比值分别推算的相对古盐度, 有些对应的较好, 有些对应不好, 需要结合岩相古地理特征进行综合分析.

为了进一步了解古盐度对各种参数之间的相关性及其有机质丰度和类型可能造成的影响, 将有机碳含量(C_{org} , %)和干酪根碳同位素($\delta^{13}\text{C}$, ‰, PDB)作为两个独立参数与各项古盐度参数一起进行相关分析, 所计算的相关系数矩阵如图 8 所示, 相关系数 K 值取绝对值, $K>0.4$ 称相关, $K<0.4$ 称不相关. 矩阵表明, Z

Z																		
0.1360	Y																	
0.6498	0.6210	$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$																
0.0714	0.4190	0.1789	$\frac{\text{Sr}}{\text{Ba}}$															
0.3288	0.1873	0.1241	0.0300	$\frac{\text{V}}{\text{V+Ni}}$														
0.1749	0.2324	0.1936	0.6219	0.6497	$\frac{\text{Fe}}{\text{Mn}}$													
0.4670	0.4344	0.5215	0.4244	0.6562	0.8383	$\frac{\text{V}}{\text{Zr}}$												
0.1965	0.2867	0.4118	0.1789	0.6725	0.7749	0.7488	$\frac{\text{Sr}}{\text{Ca}}$											
0.3376	0.2720	0.6409	0.3878	0.1439	0.2579	0.2621	0.4089	C_{org}										
0.2225	0.0970	0.2114	0.3043	0.1396	0.1241	0.1769	0.1706	0.3315	$\delta^{13}\text{C}$									

图 8 鄂尔多斯盆地各参数相关系数矩阵图

值和Y值这两个定量计算的参数相关性差,前者计算步骤简单,后者却比较复杂,并且假设条件太多,结合岩性古地理特点考虑,作者认为Z值可信度较大,Y值仅供参考.元素比值中,Th/U比值、V/Zr比值与Z值和Y值相关性较好,而且在剖面上的分布与岩相古地理分析资料吻合性强,可以作为研究区判识古盐度的较好指标;其余如V/Ni值、Sr/Ca值和Fe/Mn值等,也具有一定的参考价值.

综合全部资料可以认为;在平面上研究区南段平凉地区古盐度比北段桌子山地区古盐度略高,石板沟地区介于二者之间;在纵向上平凉早期(下平凉及乌拉力克组)沉积时海水盐度较高,而平凉晚期(上平凉及拉什仲组)沉积时海水盐度较低;桌子山剖面盐度变化比较稳定,而平凉剖面(尤其是下平凉)古盐度起伏变化较大,反映海水深浅变化频繁,但总体上古盐度具有由高变低变化趋势.

水体中较高的盐度有益于有机质的保存和转化.所研究的地层虽属海相咸水沉积,而不同地区和不同时期古盐度的变化较明显.在海相沉积环境的大前提下,不同盐度水介质条件下对沉积有机质的影响程度还很难给予定量评价.从相关矩阵判断,古盐度对有机质丰度有一定影响,盐度高,有机质丰度相对略高;但对有机质类型的影响似乎较小,因为所有表征古盐度的参数与 $\delta^{13}\text{C}$ 值之间的相关系数都很小.

3.2 沉积速率

沉积速率与烃源岩评价及预测有直接联系.一般来说,沉积速率与有机质生产量不相匹配时,产生无机物对有机物的稀释作用不利于形成有效烃源岩;然而沉积速率太慢,存在氧化和生物降解作用,容易引起有机质的过度消耗,也不利于形成有效烃源岩.

本节所讨论的沉积速率主要指沉积物的堆积速

度和与之相关的基底沉降速度,而对沉积物包括有机物在海水中的沉降速率问题没有进行评价,因为平凉组的有机质主要是以粗碎屑形式沉入海底的,它们在海水与沉积物界面附近停滞的时间长短应为最关键.准确的沉积速率应该由地层厚度和绝对年龄资料确定.但由于研究区平凉组厚度变化甚大,且各家测定的厚度不尽相同,而绝对年龄资料目前尚未测定,所以本文主要根据稀土元素的分异程度的测定资料对各地区沉积速率的相对大小进行讨论.

本次研究共测定20个样品的稀土元素分量,选择有代表性的球粒陨石标准化曲线(配分模式)绘成图.一般认为,分异弱的样品其稀土元素配分模式比较平缓,Ce呈正常型或弱负异常,曲线斜率(La/Yb)为 $1(\pm)$;分异强烈的样品,其配分模式发生显著变化,轻、重稀土出现亏损或富集,La/Yb比值明显大于或小于1,Ce也发生选择性分异^[11].本次研究发现分异程度也表现于稀土总量($\sum \text{REE}$);分异程度差的样品,其 $\sum \text{REE}$ 值相对较高,显然这与沉积物中稀土元素的损耗及与之相关的深埋藏速度有关.各地区样品的稀土总量($\sum \text{REE}$),轻、重稀土比值($\sum \text{Ce}/\sum \text{Yb}$)及La/Yb比值见表3(不含两个异常值).

与全球页岩及黏土稀土元素相比,所研究的样品稀土元素总量较低,而轻、重稀土比值较高表明,总体上平凉组稀土分异作用较强,沉积速率较慢.通过相关分析,拟采用La/Yb比值为主要判识标志,参考Ce和Eu两元素盈亏情况,对样品中稀土元素分异程度进行评估.为论述方便,按La/Yb比值大小分出相对分异程度级别:Ce/Yb=1.0~1.5为弱分异,Ce/Yb=1.5~2.0为中等分异,Ce/Yb>2.0为强分异,对应的沉积速率为快、中等和慢三级.

表3 稀土元素分异作用参数简表

地区 层位	平凉地区			石板沟地区			桌子山地区		
	$\sum \text{REE}$ / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$\frac{\sum \text{Ce}}{\sum \text{Yb}}$	$\frac{\text{La}}{\text{Yb}}$	$\sum \text{REE}$ / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$\frac{\sum \text{Ce}}{\sum \text{Yb}}$	$\frac{\text{La}}{\text{Yb}}$	$\sum \text{REE}$ / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$\frac{\sum \text{Ce}}{\sum \text{Yb}}$	$\frac{\text{La}}{\text{Yb}}$
上平凉(三、四段)	111.8~144.8 129.6 (3)	3.37~4.36 3.90 (3)	3.37~4.36 1.76 (3)	199.0 (1)	3.22 (1)	1.25 (1)	209.6 (1)	3.46 (1)	1.35 (1)
下平凉(一、二段)	55.6~174.5 99.1 (8)	2.13~4.74 4.06 (8)	1.25~2.57 1.89 (8)	114.6~179.7 147.2 (2)	3.41~3.75 3.58 (2)	1.55~1.57 1.56 (2)	104.4~204.1 151.0 (3)	3.43~4.13 3.88 (3)	1.35~1.86 1.58 (3)
全层	107.4 (11)	4.02 (11)	1.86 (11)	164.5 (3)	3.46 (3)	1.46 (3)	165.7 (4)	3.78 (4)	1.47 (4)

表 3 所列统计数据表明其规律明显. 在纵向上, 各条剖面下部(一、二段) $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Yb}$ 值和 La/Yb 比值都比其上部(三、四段)大, ΣREE 值比上部小, 表明下部分稀土元素分异较强, 比上部沉积速率较慢, 上部分特别是在石板沟地区和桌子山地区, 沉积速率是明显较快. 在横向上, 平凉地区 $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Yb}$ 值和 La/Yb 比值最大, ΣREE 比值最小, 沉积速率最慢; 石板沟与桌子山两地区情况大体相同, 沉积速率比平凉地区明显要快, 而石板沟地区沉降速度最快. 这与分层对比的结果相一致.

按所测定的 20 个样品统计, 属于较快速率沉积的岩石, 平均有机碳含量为 0.20%, $\delta^{13}\text{C} = -28.7\text{‰}$; 属于中等速度沉积的岩石, 平均有机碳含量为 0.49%, $\delta^{13}\text{C} = -31.0\text{‰}$; 属于较慢速度沉积的岩石, 平均有机碳含量为 0.74%, $\delta^{13}\text{C} = -31.0\text{‰}$. 沉积速率快, 表明同时沉积的矿物质也多, 有机质易被稀释; 同时伴随有淡水注入量多, 水动力条件较强, 水中含氧量相对多, 所以 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对较重, 有机质类型相对较差. 沉积速率中等和较慢, 表明进入盆地的矿物质相对较少, 有机质被稀释的程度低, 水动力条件弱, 水底缺氧, 还原程度高, 所以有机质丰度高, 类型好. 而桌子山剖面上段的一层含灰质泥岩(Z-58) La/Yb 比值高达 3.17, Ce 和 Eu 值均为负异常, 属于所研究样品中沉积速率最低的, 但该样含有有机碳仅 0.07%, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -26.4‰ , 均为最差. 推测这可能是因为其沉积速率太低, 有机质受氧化分解, 使得有机质的丰度和类型变差. 在研究区此种情况尚属少见.

4 结论

() 平凉组作为海相烃源岩, 其有机质丰度较高, 有机碳含量 0.05%~1.20%, 氯仿沥青“A”为 29~1259 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, 生烃潜力 0.02~5.15 mg/g . 总体上看, 有机质丰度在剖面中由上向下具有增加趋势, 在平面上由南北向中段减少, 且泥岩有机质丰度高于灰岩.

() 平凉组烃源岩有机质绝大部分属于 I 型(即腐泥型), 在石板沟和桌子山地区少数样品属 II 型

(即腐殖腐泥型), 有机质类型为生油烃源岩, 有机组分中动物有机组含量较多(25%~65%), 致使烃源岩具有早期生烃的特点.

() 利用碳酸盐碳氧同位素方法、硼法和元素比值法等多种方法对古盐度进行了估测, 结果表明: 有机质丰度与 Th/U 比值和 Sr/Ca 比值之间具有较强相关性, 前者为负相关, 后者为正相关; 反映了随水体盐度增高, 有机质丰度也增高; 而有机质类型与水体盐度关系不大, 而主要决定于原始有机质的种类及其组合.

() 沉积速率与有机质丰度和烃源岩类型具有明显相关性; 沉积速率慢, 有机质丰度较高, 类型较好, 相反沉积速率快, 则有机质丰度较低, 类型较差.

参 考 文 献

- 1 杨俊杰. 鄂尔多斯盆地构造演化与油气分布规律. 北京: 石油工业出版社, 2002
- 2 魏魁生, 徐怀大, 叶淑芬, 等. 碳酸盐岩层序地层学: 以鄂尔多斯盆地为例. 北京: 地质出版社, 2000
- 3 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. 北京: 地质出版社, 1998
- 4 夏新宇, 洪峰, 赵林, 等. 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, 1999, 17(4): 638—650
- 5 程克明, 王兆云. 高成熟和过成熟海相碳酸盐岩生烃条件评价方法研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1996, 26(6): 537—543
- 6 刘宝泉, 郭树芝. 矿物质对排烃的影响及碳酸盐岩生油岩下限值的确定. 古潜山, 1997, (2): 48—53
- 7 夏新宇, 戴金星. 碳酸盐岩生烃指标及生烃量评价的新认识. 石油学报, 2000, 21(4): 36—41
- 8 薛海涛, 卢双舫, 钟宁宁. 碳酸盐岩气源岩有机质丰度下限研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(增刊): 127—132
- 9 李延钧, 吕强. 鄂尔多斯下古生界碳酸盐烃源岩评价与成烃特征. 石油与天然气地质, 1999, 20(4): 349—353
- 10 何心一, 徐桂荣 主编. 古生物学教程. 北京: 地质出版社, 1993
- 11 腾格尔, 刘文汇, 徐永昌, 等. 高演化海相碳酸盐烃源岩地球化学综合判识——以鄂尔多斯盆地为例. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36(2): 167—176