

华北中部奥陶纪沉积特征及其 天然气生储条件

张国栋 朱静昌 王益友

(同济大学, 上海)

本文在分析奥陶纪沉积相类型与特征的基础上, 提出形成天然气生、储、盖层的有利岩相带时空展布规律; 并用 *TTI* 法恢复地层真厚度, 建立奥陶系埋藏-热演化模式, 从而探讨了有机质向油气转化的条件; 最后, 研究了天然气的主要储集空间类型以及成岩作用对它的影响, 特别是对天然气主要聚集场所——奥陶系顶部古岩溶发育特征进行了分析。

关键词 沉积相 天然气 生储条件 奥陶纪 华北

第一作者简介 张国栋 男 56岁 副教授 海洋地质

华北中部主要指东起濮阳、邯郸, 西至鄂尔多斯东部广大地区(图1)。区内奥陶纪地层在山西一带出露良好, 两端隐伏区濮阳和鄂尔多斯东部一带已进行了大量钻探, 是研究沉积相及其含天然气条件的理想地区。长期以来, 作者对该区沉积相进行过研究, “七五”期间作者又承担国家技术攻关课题“天然气聚集的地质条件研究”, 选择该区开展工作。本文拟将攻关课题中奥陶纪沉积特征及其天然气生储条件方面取得的认识, 作一总结。

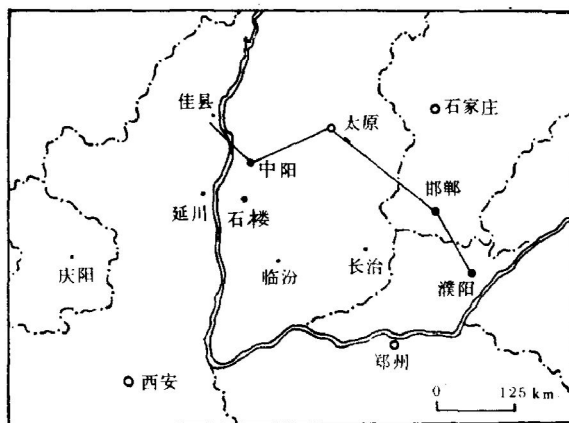


图1 研究区位置

一、沉积特征

根据作者所作的古地磁分析和前人的研究成果^[1], 早奥陶世沉积时华北地块处在 3—9°N 的赤道附近。当时在华北地块上形成的古海性质为一陆表海。它的西缘与贺兰-祁连海槽相连, 北缘与内蒙海槽相连, 南缘与秦岭-伏牛-大别海槽相连, 东缘“胶辽古陆”可能并不存在^[2], 是四周为深海槽所包围的陆表海。陆表海受次一级隆起和拗陷所控制, 形成各种滩、泻湖、局限海及开阔海等次一级古地理单元, 随

海平面升降形成不同的沉积分区或相带展布格局。研究区是华北陆表海的一部分,西邻庆阳鄂尔多斯古陆,各期主要沉积相特征及其演化简述如下:

(一) 沉积相特征

主要相的类型与环境为:潮上带(以泥云坪、萨巴哈型膏云坪、为代表),潮间带(潮间坪)和潮下带(泻湖-膏盐湖,局限海湾、开阔陆棚浅海,浅滩和风暴沉积等)(图2)。其中膏云坪和膏盐湖相的垂向序列发育比较典型,风暴沉积序列也比较突出。膏云坪沉积,主要由粉晶白云岩、石膏质白云岩夹石膏岩及石膏溶塌角砾岩组成,石膏多呈瘤状,纹层状、铁丝鸡笼状和角砾状(图版Ⅰ-4),在石膏白云岩和白云岩中干裂纹构造发育(图版Ⅰ-2,图3-A)。膏盐湖沉积,是在长期封闭的泻湖中受强烈的蒸发作用下形成的,据对东濮某井的观察,它与膏云坪沉积不同的是层状硬石膏岩和厚层块状的岩盐呈不等厚互层,并与潮下带——泻湖沉积的具纹层构造的微晶灰岩、白云岩共生(图3-B)。风暴沉积,主要出现在开阔陆棚浅海中,它的垂向沉积层序:底具冲刷面,下部以含砾屑微晶生物碎屑灰岩组成的粒序层发育;中部多见含生物碎屑灰岩组成的丘状交错层理或沙波纹层理;上部为纹层状的微晶灰岩层(图3-C)。风暴沉积层序的厚度,在研究区东部峰峰组二段约50—70 cm。

(二) 沉积相演化(图2)

1. 冶里期(O_{1y}) 全区除西部鄂尔多斯为古陆外,普遍接受沉积。东部濮阳、邯郸西至临汾-长治一带,处于潮上-潮间带环境,时受潮汐波浪影响形成竹叶状砾屑白云岩;西部于佳县-石楼一带与鄂尔多斯古陆为邻,向东中阳地区潮上-潮间带准同生白云岩发育;中部太原一带准同生白云岩减少,形成水体较深的潮下或海湾环境。

2. 亮甲山期(O_{1l}) 沉积相格局与冶里期十分相近。东部水体比冶里期变咸变浅,演变成潮上带蒸发膏云坪环境;西部随海水向鄂尔多斯古陆侵漫范围略有扩大,环绕古陆潮上-潮间带白云岩沉积面积也有所增长,并向东扩展至太原附近,使太原以东石家庄一带潮下或海湾环境的范围相对缩小。

3. 早马家沟期(O_{1x}) 亮甲山期末的怀远运动对本区古地理面貌有明显影响,继地壳短暂的抬升后,又开始广泛的海侵,使西部鄂尔多斯古陆开始解体,除庆阳和伊盟两地区仍保留古陆外,其它地区普遍接受沉积。早马家沟早期,佳县膏盐湖沉积发育,向东均处于潮上云坪和蒸发膏云坪环境;早马家沟中期,全区经受海侵,除佳县仍水体较浅外,其它地区水体加深处于开阔陆棚浅海环境;至马家沟晚期,全区随着海退又形成潮上云坪沉积,佳县又恢复膏盐湖沉积。

4. 晚马家沟期(O_{1s}) 该期海侵范围明显增大。晚马家沟早期,当东部濮阳至临汾一带仍为潮上云坪、膏云坪沉积和潮间灰质白云岩沉积时,西部水体则明显变深,使庆阳古陆沦为水下隆起,佳县形成泻湖沉积,居于东西部之间的太原一带却被海湾或陆棚浅海占据;至晚马家沟晚期,情况出现有趣的变化,即东部水体反而加深,形成以泻湖为主的沉积时,而西部正经历着水体变浅的过程,使佳县一带形成膏盐湖夹潮上云坪、膏盐坪沉积,这时介于东西之间的太原一带,与早期一样仍处于开阔陆棚浅海环境。

5. 峰峰期(O_{1f}) 该期又经历一次新的海退至海侵旋回。峰峰早期,全区处于海退过程,形成比较统一的潮上云坪、膏云坪沉积;晚期,全区已遭受严重剥蚀,特别西部被剥蚀殆尽,仅东部峰峰一带残留较厚。根据现有的资料推测,峰峰晚期出现早奥陶世以来的最大海侵,全区均被水淹没,形成开阔陆棚浅海,局部并出现浅滩和风暴沉积。

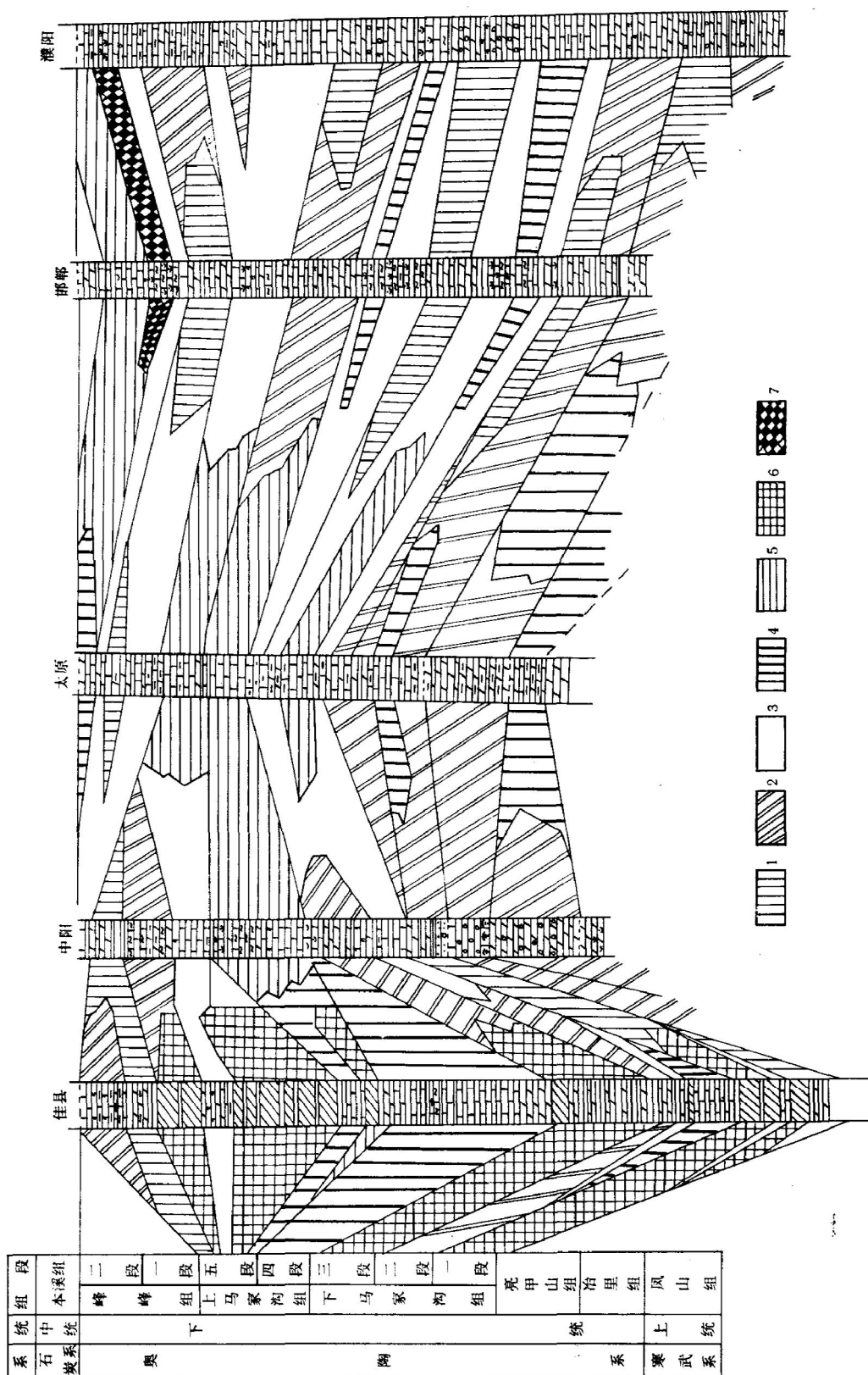


图2 奥陶系沉积相柱状对比图
1—潮上膏云坪, 2—潮上云坪, 3—潮间带 潮下带, 4—潮下 海湾相, 5—开阔陆棚浅海相, 6—泻湖 膏盐湖相, 7—浅海风暴相

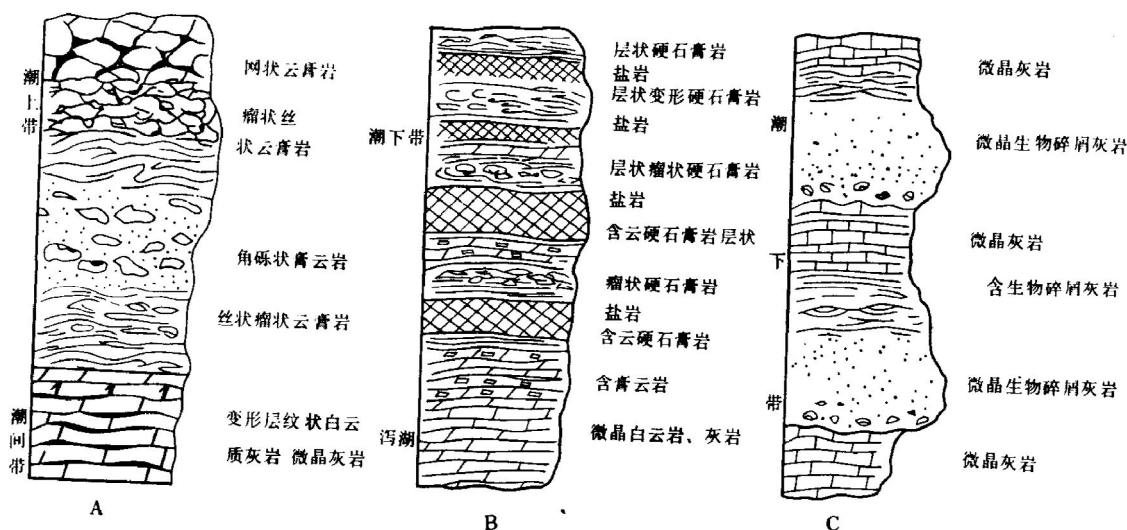


图3 典型沉积相的垂向序列

A—膏云坪沉积, B—膏盐湖沉积, C—风暴沉积

(三) 沉积相与环境控制气源岩的分布

有利的气源岩形成环境, 主要为适宜有机质保存, 较深水的还原环境, 如泻湖海湾、局限海或开阔陆棚海。纵观上述环境, 研究区中部太原一带, 由于水体自早奥陶世以来一直保持较深, 故形成的气源岩较厚, 但考虑到受后期构造破坏和长期暴露地表, 对气的转化与聚集并不利; 相反, 研究区的东部和西部长期埋藏地下, 形成气源岩的环境如东部早马家沟中期、晚马家沟晚期和峰峰晚期, 西部早马家沟中期和晚马家沟早期, 都相当发育, 对天然气的形成和聚集是有利的。但从气源岩形成的厚度与埋藏条件看东部比西部更为有利。

二、沉降埋藏历史

气源岩形成后, 有无使有机质向油气转化的可能条件, 分析其沉降埋藏历史或热演化历史很重要。因此, 作者在对上述两隐伏地区在恢复地层真厚度的基础上, 对奥陶系的沉降埋藏历史作如下分析。

(一) 恢复地层真厚度

确定地层真厚度有各种方法, 如泥岩压实法、 TTI 法、地层对比法等。鉴于古生代地层成岩作用比较强烈, 故尝试以 TTI 法推算地层真厚度。 TTI 法即洛帕廷-韦甫斯法^[3]。该法认为镜煤的变质程度是它在埋藏历史中热演化效应的累积, 这种累积效应可用时间-温度指数, 即 TTI 法表示, 并提出以下公式:

$$TTI = \sum_{i=\min}^{i=\max} 2^{n_i} \cdot \Delta t_i \quad (1)$$

式中 2^{n_i} 为某一温度区间的温度效应因子, 规定了各温度区间以 10°C 为间隔, 该因子底数取 2, 意味着温度每升高 10°C 煤的热演化速率将提高一倍。指数 n_i 取值范围为: 当区间温度为 100°C 时, $n_i=0$; 温度每升高 10°C , n_i 递加 1, 降低 10°C , 递减 1。公式中 Δt_i 为煤层在温度

区间 i 中的停留时间, 以 Ma 为单位。此公式既可以求出有机物从古至今的热演化效应, 又可以计算出任何一段地史时期中获得的 TTI 值。

韦甫斯还提供了 TTI 值与镜煤反射率(R^o)换算表, 根据上述方法的原理和数学运算的可逆性, 在取得某一地层点 R^o 值和埋藏史以后, 就可以反演出某一层系的厚度, 式(1)可改写为:

$$TTI = \sum_{i=\min}^{i=\max} 2^{0.1 \left[\left(\frac{H_i + H_{i+1}}{2} \cdot G_o + T_o \right) - 110 \right]} \cdot \Delta t_i \quad (2)$$

式(2)中 H_i, H_{i+1} 代表某一区间上、下限的深度, G_o, T_o 分别为当时的地温梯度和地表温度。

若原岩经历了若干发展阶段, 每个阶段以 10°C 为度, 划分出若干个区间, 由式(2)可导出式(3)

$$TTI = \sum_{j=\min}^{j=\max} \sum_{i=\min}^{i=\max} 2^{0.1 \left[\left(\frac{H_i + H_{i+1}}{2} \cdot G_o + T_o \right) - 110 \right]} \cdot \frac{\Delta t}{\Delta H} (H_i + H_{i+1}) \quad (3)$$

式(3)中 $\Delta t, \Delta H$ 是某阶段历经的时间和埋藏深度的增量, 在地热史和 TTI 已知的情况下, 通过一系列的拟合运算, 可以反演出某一时代原岩的埋藏深度, 从而推算出相应的地层厚度。

鉴于华北地块自奥陶纪以来经历了加里东、印支-燕山和喜山运动, 分别对奥陶纪、三叠纪和新生代地层厚度影响较大, 故作者选择上述三个地层单元恢复地层真厚度。经作者测定并选用的 R^o 值是: 鄂尔多斯东部地区冶里组为 2.75, 下马家沟组为 2.45, 山西组为 1.8; 濮阳地区下马家沟组为 7.05 (高部位龙王庄为 2.25), 山西组为 1.5, 沙河街组为 2.62。

这样, 根据上述测得的两地区有关层位的 R^o 值, 运用前述方法, 反演出早奥陶世、三叠纪和新生代地层组段的原始沉积厚度或地层真厚度 (表 1)。

表 1 鄂尔多斯东部和濮阳地区剥蚀地层厚度和真厚度推算值

地区 时代 项目	鄂尔多斯区东部			濮 阳 地 区		
	O ₁ l	O ₁ f	T ₃	O ₁	T	R-E
实测 R^o 值	O ₁ y: $R^o=2.75$	O ₁ x: $R^o=2.45$	P ₁ s: $R^o=1.80$	O ₁ y: $R^o=2.25$	P ₁ s: $R^o=0.85$	$R^o=2.62$
推算的 TTI	$TTI=4000$ O ₁ x: $R^o=2.45$ $TTI=2305$	$TTI=2305$ P ₁ s: $R^o=1.80$ $TTI=566$	$TTI=566$	$TTI=1660$	$TTI=40$	$TTI=3625$
图解计算 TTI	O ₁ x: $TTI=458.76$ O ₁ y: $TTI=884$	O ₁ x: $TTI=458.76$ P ₁ s: $TTI=219.18$	P ₁ s: $TTI=219.18$	O ₁ x: $TTI=165.84$	P ₁ s: $TTI=25.59$	$TTI=2293$
推算真厚度 (m)	O ₁ l: 84	O ₁ f: 158	T ₃ : 2741	O ₁ : 739	T: 1480	E: 5061
现有厚度 (m)	39	8	1871	664	1000	4771
剥蚀厚度 (m)	45	150	870	75	480	290

(二) 奥陶系埋藏—热演化历史

1. 建立埋藏—热演化史参数的选定

(1) 各地史阶段时限及其距今年代, 以全国地层会议通过的地层划分对比为准, 依 W. B. Harland 编著的最新地层年代 (Ma) 进行划定^[4]; (2) 地温梯度的选定, 鄂尔多斯区东部, 据费安琦依煤系不同深度上实测的镜质体反射率值与埋藏深度的对应关系^[5], 拟合出古地温梯度值 $3.8^\circ\text{C}/100\text{m}$, 可近似地看作本区地温梯度; 而濮阳地区, 依袁容等研究华北地区下古生界顶面埋深和上覆平均地温梯度的相关性^[6], 选用 $2.9^\circ\text{C}/100\text{m}$ 作为地温梯度; (3) 地表平均温度的选定, 鄂尔多斯区东部, 根据钻井测温资料地表以下约 20 m 即为常温层, 温度保持在年平均温度之上, 地表年平均温度选取 13.5°C ; 濮阳地区系参考古地理和气象资料选定的,

2500Ma 前取 20℃, 以后取 15℃; (4) 各时代地层厚度, 根据恢复的各时代地层原始厚度为依据。

根据上述选定的参数, 以横坐标为地质年代, 以纵坐标为深度先绘出两地区奥陶系埋深曲线, 并利用不同地史阶段的埋深及经历时间计算出 TTI 值。根据 $R^o - TTI$ 关系式转换成镜质体反射率, 完成两地区埋藏-热演化模式图 (图 4)。

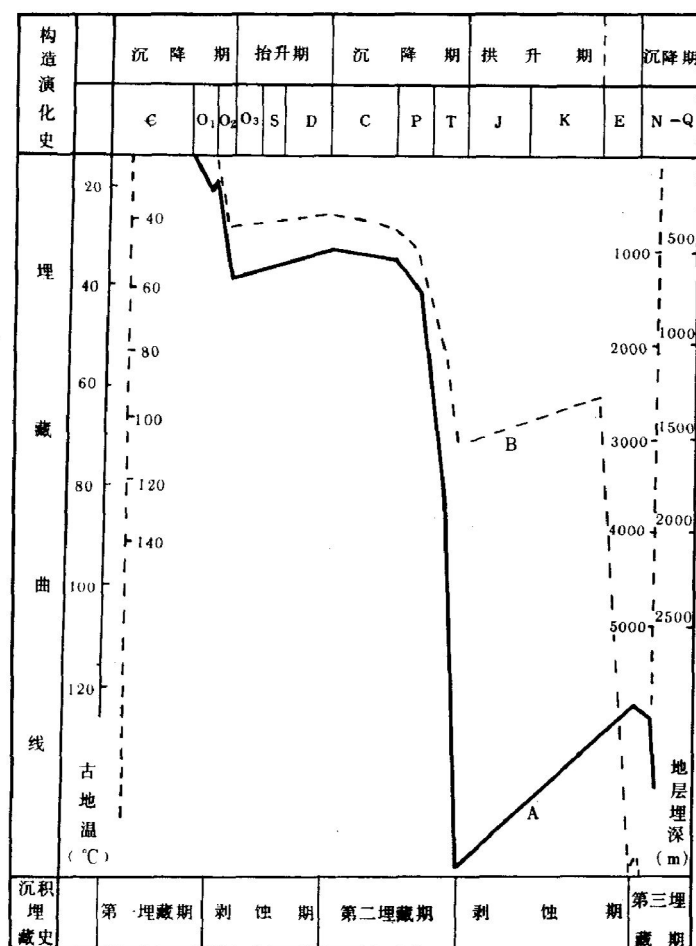


图 4 下奥陶统埋藏-热演化模式图

A—鄂尔多斯区东部, B—濮阳地区

2. 埋藏-热演化历史

鄂尔多斯地区东部奥陶系有两个主要埋藏期。第一埋藏期为早-中加里东期, 全区发生沉降, 在奥陶纪普遍接受沉积与埋藏, 但埋藏较浅 (最大埋深 700—800 m), 至中加里东末期, 全面抬升遭受长期剥蚀, 使碳酸盐岩经受风化淋滤, 古岩溶发育为天然气储集提供了有利条件; 第二埋藏期为海西-印支期, 全区又整体下降, 为奥陶系最主要埋藏期。经钻探与物探资料证实, 上覆三叠系分布广泛, 沉积较厚, 凹陷区残留厚度就有 1500—2600 m, 为促进奥陶系有机质向天然气转化创造了条件。关于奥陶纪生气问题, 假如参照王锡福等论及的马家沟组生油门限值温度为 55.35℃^[7], 推知本区奥陶系到中三叠世才开始生油, 但据作者对亮甲山组所作的牙形刺色变指数 > 4.5 分析, 实际上已达到烃裂解阶段, 开始形成甲烷气^[8]。

濮阳地区, 奥陶系有三个主要埋藏期。第一、二埋藏期与鄂尔多斯地区东部相似, 也是在中三叠世

达到生油门限, 同时在深凹处测得奥陶系 $R^o > 6.23$, 牙形刺色变指数 > 5.5, 推测该时期也已达到过成熟阶段, 开始生气。所不同的是, 濮阳地区还有第三埋藏期, 即燕山-喜山期, 由于早第三纪断陷深凹已堆积逾 5000 m, 使奥陶系埋深一般增加 3000—7000 m, 在该埋藏期, 可使前期残余的有机质在新生代深凹中第二次生气。

三、储集层特征

储层特征是评价天然气前景的重要条件。通过野外和室内薄片、铸体薄片、扫描电镜及

阴极射线观察，并结合气层物理和压汞资料分析，碳酸盐岩储层特征如下：

(一) 储集空间类型和发育特征

碳酸盐沉积后，经过漫长而复杂的成岩作用改造，因此保留的原生孔隙不多，主要为次生孔隙（表2），它们的主要类型为：由粒间孔或颗粒被溶蚀而成的粒间粒内溶孔；由重结晶作用形成的方解石、白云石晶间孔（图版Ⅰ-5，6）；由石膏或石盐溶蚀而成的铸模孔；由膏溶角砾所发育的角砾间孔；由原生孔隙和裂隙，经淋滤、溶蚀而成的溶孔、溶洞、溶缝（图版Ⅰ-3）以及由构造、成岩等作用形成的裂缝等。其中晶间溶孔、溶洞、溶缝，以及裂缝构成本区碳酸盐岩最主要的储集空间。

表2 下奥陶统碳酸盐岩在各成岩期中的孔隙类型

形成时期	孔隙类型	一般大小 (mm)	形成机理	岩 性
准同生期	体腔孔	0.5	生物软体腐烂残留孔	生物碎屑泥晶灰岩
	鸟眼孔	0.1—2	气泡逸出	纹层状泥晶白云岩
成岩期	粒间溶孔	0.1	粒间、粒内气泡逸出	含生物屑藻团粒灰岩
	粒内溶孔	0.03		藻团粒泥晶白云岩
	方解石晶间孔	0.05	去白云石化作用	云斑灰岩
	白云石晶间孔	<0.01	白云石化作用	云斑泥晶灰岩
	硬石膏晶间孔	0.03	膏化作用	纹层状白云岩
	膏模孔	0.06—0.4	选择性溶解作用	膏云岩
表生期	溶 洞	>2	溶解作用	泥晶灰岩（白云岩）
	角砾间孔	0.5—2		含膏白云岩
后生期	裂 缝		构造应力作用	云斑灰岩
				泥晶白云岩
	半充填裂缝		半充填沉淀作用	云斑泥晶灰岩
	缝合线		压溶作用	泥晶灰岩（白云岩）

(二) 成岩作用对储集层的影响

1. 古风化剥蚀期的表生作用 形成广泛分布的风化壳，发育了大量有效的孔、洞、缝系统，为天然气运移，聚集提供了有利场所。

2. 白云石化作用 比较普遍，不但可以增加孔隙度，而且较常见的是白云石化作用使岩石更易于受其他作用而增加孔隙度。本区白云岩可划作三种成因类型：一是准同生白云石化形成的准同生白云岩，其特征是同石膏白云岩共生或互层，并在岩层中常见藻层纹（图版Ⅰ-4），虫迹、鸟眼和干裂纹（图版Ⅰ-5，6）；二是成岩白云岩，主要包括粉晶白云岩、细晶白云岩和白云石斑灰岩，其特征为白云石较干净明亮，并具雾心亮边，结构较粗，晶形自形程度高，常呈自形-半自形菱形晶为主；三是后生白云岩，其特征为白云石多结晶粗大，自形程度高，具铁泥质环带和较强的波状消光，在产状上常呈不规则的条带状或填充于压溶缝合线中。

3. 去白云石化作用（图版Ⅰ-1，3） 该作用在奥陶系顶部，即风化壳层中比较普遍，它的形成直接与不整合面风化-大气水溶滤作用有关；另外，在马家沟组内的海退层序中，于

沉积间断面之下的淋滤带也多发生去白云石化。作用的结果形成次生结晶灰岩,出现晶间微孔,进一步溶解形成重要的储集空间。

4. 溶滤作用 溶滤作用的典型代表为奥陶系顶面岩层内形成的古岩溶。古岩溶是在富含 CO_2 水溶液作用下对碳酸盐的淋滤、溶解、垮塌、搬运再沉积等综合作用的结果。特别在上述岩层内由于膏盐岩发育,膏盐岩的溶解使渗透岩溶水中 SO_4^{2-} 增高,促使古岩溶尤为发育。另外,也有远离风化壳的深层溶解作用,它的形成可能由于酸性水循断层侵入,或者来自有机质成岩过程中产生 CO_2 ,使局部含水体系 pH 值降低,由此引起灰岩在有流体通过时发生局部或整体溶解。

5. 充填及胶结作用 成岩及后生期均发生碳酸盐岩的充填和胶结作用,形成不同类型的胶结物。此外,充填缝隙的矿物还有萤石、重晶石及天青石等。它们均因交代碳酸盐矿物或充填孔隙,对孔隙起破坏作用。

6. 构造破碎作用 该作用可形成不同等级、不同特征的裂隙,对提高储层的渗滤条件极为重要,中原石油勘探局对储层物性所作的压汞分析表明,大部分毛管压力曲线具有不连续的特征,也进一步说明构造成因为主的裂缝对储层性能所起的主导作用。

(三) 古侵蚀面^[1]溶特征

早奥陶世沉积之后,受加里东运动影响,华北地区被抬升暴露,经历长期风化剥蚀作用,形成了研究区广泛分布的古风化壳——岩溶发育带。

1. 古岩溶发育的深度 借鉴上覆中石炭统本溪组铝土质泥岩的沉积厚度推断,奥陶系顶面古侵蚀地形高差一般不超过 10—20 m;根据垂向剖面溶滤带向下截止的位置,次生结晶灰岩形成的深度,稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值所标定的水体古盐度,从淡化水过渡到正常盐度海水界线,以及标志性矿物如石膏转化成硬石膏深度等,可大致推断古岩溶发育的深度为 30—80 m。一般在碳酸盐岩溶高地上发育较厚,相反谷地区古岩溶则发育较薄。

2. 岩溶垂向成因分带及特征 岩溶垂向发育的特征主要受控于岩溶地下水动力分带^[9]。按现代岩溶发育自上而下可分四个垂直带:垂直渗流带、季节变动带(过渡带)、上潜流带(水平流动带)和下潜流带(深部缓流带)。根据作者对不同剖面观察,本区古岩溶各带的特征是:渗流带,由于岩溶水受重力作用向下流动,多形成垂直裂缝或垂直溶缝及洞穴;潜流带由于地下水主要呈水平运动,易发育顺层层间洞穴、溶缝、晶间孔、膏模孔也多被溶蚀扩大,形成层状分布的溶孔和溶洞;潜流带之下为停滞水带,岩溶作用大大减弱,显示为方解石胶结和沉淀作用为主(图 5)。另外古岩溶的发育,除奥陶系顶面外,作者在马家沟组内也发现多层,说明奥陶系在沉积过程中随着地壳频繁地上升下降,造成多次碳酸盐岩的暴露地表,经受风化淋滤,形成多个古岩溶层,亦称层间岩溶,只是由于它们暴露时间较短,发育程度远不如奥陶系顶面好。

3. 古岩溶发育的条件 研究区乃至全华北奥陶系顶面古岩溶之所以发育较好,具备的有利条件是:古岩溶是在热带炎热的古气候条件下发育的,暴露时间长(120—200Ma)为古岩溶的发育提供了充分的时间,发育古岩溶的原岩为极易溶解的白云岩和膏盐岩,为形成较厚的溶洞、溶缝或膏溶角砾岩带创造了条件。当然,中石炭世后奥陶系下沉埋藏,进入深埋成岩演化阶段,一方面可产生热水岩溶作用,另一方面也发生充填、胶结作用,使古岩溶又经历新的发展阶段。

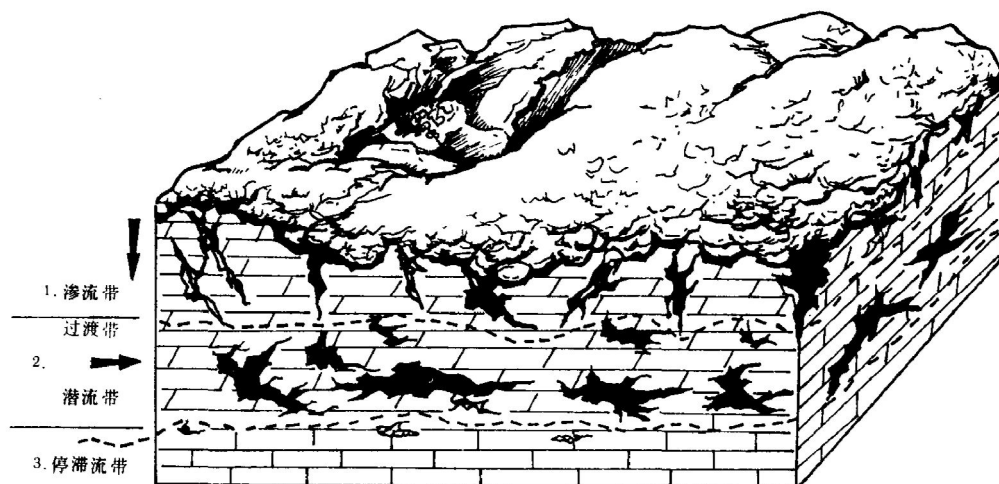


图5 奥陶系顶古岩溶发育分带图

1—渗流带, 2—潜流带, 3—停滞流带

结 语

东部濮阳地区和西部鄂尔多斯一带, 奥陶系较发育, 并全部隐伏地下, 有机质热演化程度较高, 为天然气形成与富集较有希望的地区。两地区共同特点是: (1) 泻湖-海湾或开阔陆棚浅海等为代表的沉积环境广泛分布, 为气源岩的形成提供了良好的远景; 两地区奥陶系埋藏-热演化历史均显示经历了2—3个主要埋藏期, 为有机质向油气转化创造了有利条件。但多种迹象表明, 除重视上述奥陶系自生气外, 也要注意潜力巨大的上覆石炭-二叠系煤成气运移到奥陶纪古侵蚀岩溶带内富集, 后者常是分析形成大、中天然气田不可忽视的重要条件; (2) 奥陶系顶部古侵蚀岩溶带分布广泛, 并发育有大量的孔、洞、缝储集空间, 为天然气运移和聚集提供了主要场所, 但除此外, 在奥陶系内部, 随着沉积过程中地壳振荡和潜水面活动, 也形成多层古侵蚀间断, 出现上述类似岩溶带, 它所提供的溶孔、溶洞等储集空间也不容忽视; (3) 以潮上云坪、膏云坪和膏盐湖为代表形成的岩石类型, 既可能形成好的储层, 也可形成较好的盖层。特别是作为盖层, 与上述生气层、储气层一起, 可组成有利的生、储、盖组合。

如果说研究区东部和西部在生、储、盖条件方面有差别的话, 主要表现在东部气源岩发育较厚, 在沉降-埋藏热演化历史中, 经历了三个主埋藏期, 生气条件较西部为好; 而西部储、盖层很发育, 则明显优于东部。

参 考 文 献

- [1] 翟永建、周兆秀, 地球物理学报, 1989; 32 (3)。
- [2] 冯增昭等, 华北地台早古生代岩相古地理, 地质出版社, 1990; 49—74。
- [3] Waples D. W., Bull. AAPG, 1980; 64 (6)。
- [4] Harland W. B.等著, 袁相同等译, 地质年代表, 地质出版社, 1982。

- [5] 费安琦、汤显明, 煤成气地质研究, 石油工业出版社, 1987, 194—202。
[6] 袁 容、周兴熙, 煤成气地质研究, 石油工业出版社, 1987, 249—261。
[7] 王锡福、宋国初, 石油学报, 1987, 8 (3)。
[8] 包德亮、王元顺, 石油实验地质, 1984, 5 (4)。
[9] 王英华等, 华北地台早古生代碳酸盐岩岩石学, 地震出版社, 1988, 98—101。

ORDOVICIAN SEDIMENTARY CHARACTERISTICS AND ITS GAS GENERATING AND RESERVOIRING CONDITIONS IN CENTRAL PART OF NORTH CHINA

Zhang Guodong Zhu Jingchang Wang Yiyu

(Tongji University, Shanghai)

Abstract

The main sedimentary facies types in Ordovician are supratidal zone subfacies (mainly mudstone-dolomite and gypsum-dolomite flats), intertidal and subtidal zone subfacies, lagoon-gypsum salt lake subfacies, restricted gulf and open shelf-shallow sea subfacies (includes storm deposit) and shoal subfacies, of which the gypsum-dolomite flat, lagoon-gypsum salt lake and open shelf-shallow sea storm deposits are more typical.

In order to discuss the conditions of transforming organic matter into oil and gas, the authors have set up burial-thermal evolution models of Ordovician in the east and west parts of the study area by restoring the original thickness of sedimentary strata with *TTI* method. Both of the models show that during Ordovician and after, there existed two or three major burial periods that have been confirmed by exploration in Ordos area and the west part of the study area, and have potentially favourable conditions for natural gas. Therefore, while paying attention to self-generated gas in Ordovician, it is worth to notice coal-formed gas from overlying Carboniferous-Permian which may migrate into Ordovician erosional karst zones to accumulate again.

It has been shown that karst zones with a lot of pores, vugs (or cavities) and fractures are widespread in top of Ordovician, and has provided the main pore spaces for gas migration and accumulation. Besides, multiple ancient erosional hiatus and karst zones were formed inside the Ordovician following the crustal vibration and the phreatic fluctuation during sedimentation, thus providing more reservoir spaces for natural gas.