

# 莺歌海盆地泥底辟热流体上侵活动与天然气 及 CO<sub>2</sub> 运聚规律剖析

何家雄<sup>1,2</sup>, 夏 斌<sup>1</sup>, 刘宝明<sup>1</sup>, 张树林<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 边缘海地质与矿产资源重点实验室, 广东 广州 510640;

2. 中海石油 南海西部研究院, 广东 湛江 524057)

**摘要:** 莺歌海盆地属南海北部被动大陆边缘新生代高热盆地, 其高地温场及高大地热流主要集中于盆地中部莺歌海坳陷泥底辟构造带, 因此泥底辟热流体上侵活动, 尤其是晚期泥底辟热流体活动控制了天然气及 CO<sub>2</sub> 的运聚富集规律。同时, 由于热流体分区、分块与分层的局部性侵入, 导致了壳源型 CO<sub>2</sub> 及烃类气运聚富集的差异性和分区、分块与分层的局部富集特点。总之, 泥底辟热流体上侵活动是控制天然气及 CO<sub>2</sub> 运聚成藏的主控因素。根据 CO<sub>2</sub> 与烃类气的地化特征及其控制因素, 可以分析和预测其运聚规律, 为天然气勘探提供决策依据。

**关键词:** 泥底辟热流体; 盆地热场特征; 天然气运聚特点; 控制因素分析; 莺歌海盆地

中图分类号: TE122.1

文献标识码: A

莺歌海盆地属古红河断裂带之上发育起来的新生代走滑伸展盆地, 快速沉降和沉积的构造充填背景、高温高压及巨厚的沉积体系、泥底辟及热流体上侵活动频繁、下断上坳以坳为主的双层结构、天然气及 CO<sub>2</sub> 资源丰富是该盆地最主要、最具特色、最基本的天然气地质特征与资源分布特点。为了深入地分析和研究该区泥底辟的热流体活动与天然气运聚富集的规律、指导有利天然气富集区带及勘探目标的评价与选择并为天然气勘探决策及部署提供依据, 本文拟就该区地温场及大地热流的基本特征及控制因素、浅部地层中热流体的上侵活动与天然气运聚富集的规律及对天然气运聚的控制作用等进行深入的剖析与探讨。

## 1 盆地热流场基本特征及主要特点

### 1.1 区域上高热流区集中于泥底辟构造带

莺歌海盆地是南海北部大陆架西区边缘盆地中典型的高地温及高热流值的高热盆地, 这已为中国科学院地质研究所“九五”攻关研究项目“莺-琼盆地地温场特征与天然气成藏关系”所进一步确认和证实。研究表明, 该区地温场及大地热流区域分布

特征具有盆地或坳陷中部区高而向盆地斜坡边缘区逐渐递减且与地壳及沉积厚度密切相关的规律。从通过莺歌海盆地中部坳陷泥底辟带沿盆地长轴 NW 方向的 4508 大地热流剖面以及沿盆地短轴 NE 方向通过泥底辟带中部的 3485, 3591 大地热流剖面和横穿莺-琼盆地的 C-79-58 大地热流剖面等可以明显看出, 其大地热流高值区均展布于盆地中部坳陷区的泥底辟构造带, 且由该带向 NW-SE 长轴两侧和 NE-SW 短轴两侧逐渐递减。沿 NW-SE 盆地长轴方向通过泥底辟带中部的 4508 剖面的大地热流峰值高达 90 mW/m<sup>2</sup> 以上, 而向其两侧逐渐递减为 70~80 mW/m<sup>2</sup> 左右, 沿 NE-SW 盆地短轴方向横切泥底辟带中部的 3485, 3591 剖面的大地热流峰值亦高达 80~86 mW/m<sup>2</sup> 左右, 而向其两侧则逐渐递减为 60~74 mW/m<sup>2</sup> 左右。

进一步的盆地大地热流计算结果表明, 莺-琼盆地平均大地热流值(地表热流)为 78.7 mW/m<sup>2</sup>, 其中莺歌海盆地平均大地热流值为 84.1 mW/m<sup>2</sup>, 与莺歌海盆地东南部相邻的琼东南盆地平均大地热流值为 74.7 mW/m<sup>2</sup>(表 1)。由表 1 所示尚可看出, 莺歌海盆地地温场及大地热流值除比琼东南盆地普遍偏高外, 其盆地内部则尤以中部坳陷区的泥

表 1 莺-琼盆地不同构造单元及区带地温梯度、大地热流分布特征

Table 1 Distribution characters of geothermal gradient and geothermal flux in the different structural units and zones of the Ying-Qiong Basin

构造单元及区带	数据量	地温梯度/ ( $^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ )	地表温度/ $^{\circ}\text{C}$	岩石热导率/( $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ )		大地热流值/( $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$ )			
				干样	湿样	干样	湿样		
莺-琼盆地	89	39.35	20	1.5	2.0	59.0	78.7		
莺歌海盆地	50	42.07	20	1.5	2.0	63.1	84.1		
琼东南盆地	39	37.37	20	1.5	2.0	56.0	74.7		
莺歌海盆地	DF- 1	39	43.22	20	1.5	2.0	64.8	86.4	
	DF29- 1	10	44.25	20	1.5	2.0	66.4	88.5	
	泥底辟带	LD8- 1	18	36.28	20	1.5	2.0	54.4	72.6
	LD15- 1	9	31.15	20	1.5	2.0	46.7	62.3	
	LD20- 1	8	42.56	20	1.5	2.0	63.8	85.1	
	LD22- 1	9	43.06	20	1.5	2.0	64.5	86.1	
	LD28- 1	3	41.73	20	1.5	2.0	62.6	83.5	
	北部	LT13- 1	1	36.00	20	1.5	2.0	54.0	72.0
	边缘区	LT1- 1	2	36.90	20	1.5	2.0	55.4	73.8
	LT34- 1	1	35.00	20	1.5	2.0	52.5	70.0	
	YIN1	1	35.00	20	1.5	2.0	52.5	70.0	
琼东南盆地	崖南	YC13- 1	25	39.37	20	1.5	2.0	59.0	78.7
	YC14- 1	3	35.38	20	1.5	2.0	53.0	70.8	
	崖北	YC8- 1	13	36.90	20	1.5	2.0	55.4	72.2
	YC8- 2	7	36.10	20	1.5	2.0	54.2	72.2	

注: 地表温度统一取  $20^{\circ}\text{C}$ ; 大地热流值及地温梯度据中科院地质所(1998)计算, 并补充修正。

底辟构造带最高。泥底辟带上的 DF29- 1, LD20- 1, LD22- 1 等构造的大地热流值平均多在  $85 \text{ mW}/\text{m}^2$  以上, 最高可达  $88.5 \text{ mW}/\text{m}^2$ 。须强调指出的是, 泥底辟带上的 LD8- 1, LD15- 1 属特强能量型泥底辟构造, 由于泥底辟发育演化及上侵刺穿活动相当强烈, 纵向上底辟或断裂通道已达超浅层或海底, 故部分热流体已散失消耗, 因此目前尚残存保留的大地热流值偏低, 分别平均为  $72.6 \text{ mW}/\text{m}^2$  和  $62.3 \text{ mW}/\text{m}^2$ , 比该带上的其它泥底辟构造的大地热流值要低得多(表 1)。泥底辟带以外的其它区域即盆地边缘斜坡或坳陷周缘区, 如盆地西北部的 XX 隆起区和盆地东北边缘的莺东斜坡区, 其大地热流值均较低, 平均多在  $70\sim 73.8 \text{ mW}/\text{m}^2$  之间, 大大低于泥底辟带的大地热流值。与莺歌海盆地东南部相邻的琼东南盆地大地热流值相对较低, 平均为  $74.7 \text{ mW}/\text{m}^2$ , 仅与莺歌海盆地边缘区莺东斜坡带的大地热流值接近, 亦大大低于泥底辟带的大地热流值。总之, 莺歌海盆地区域上大地热流高值区及高地温场主要集中于盆地中部坳陷区的泥底辟构造带, 在该带其地温梯度平均达  $4.30 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ , 最高可达  $4.62 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ , 大地热流值最高达  $92.5 \text{ mW}/\text{m}^2$ ; 而由该带向盆地两侧及周缘区, 大地热流值大幅度降低而逐渐递减为  $70 \text{ mW}/\text{m}^2$  左右。再者, 该区大地热流的时空分布尚具有凹陷沉积最厚处大地热流值高、凸起上沉积最薄处大地

热流值低的特点。这主要是由于盆地基底凹陷处上地幔抬升高、地壳减薄、热对流及热传导作用强, 使其不仅有高的基底热流, 而且亦有良好的保热条件和巨厚沉积层的放射性生热所提供的热流, 而该放射性生热所提供的热流值约占地表热流的 20% 左右(据中科院地质所测试结果, 1998), 因此盆地基底凹陷处大地热流值最高。

### 1.2 时间上盆地基底最大热流形成于上新世后

莺歌海盆地始新世以来的 3 次走滑伸展(拉张)活动, 控制了地温场及基底热流的时空展布。从通过莺歌海盆地泥底辟带 NE 向的 3485, 3591 剖面及 NW 向的 4508 剖面可以看出, 其 3 期拉张(伸展)活动所产生的最大基底热流均随时代变新而逐渐递增, 且一期比一期更强烈, 即由第一期(始新-渐新世)拉张(伸展)的最高基底热流值  $60 \text{ mW}/\text{m}^2$  左右向第二期(渐新-中新世)、第三期(上新世至今)拉张逐渐递增为  $70 \text{ mW}/\text{m}^2$  左右, 3 期基底热流峰值及时间分别为  $55\sim 63 \text{ mW}/\text{m}^2$  (46 Ma) 和  $60\sim 65 \text{ mW}/\text{m}^2$  (23Ma) 和  $70 \text{ mW}/\text{m}^2$  左右 (1.9 Ma), 表明上新世尤其是第四纪 (1.9 Ma) 基底热流及大地热流值最高, 进而导致该区第四纪乃至现今, 在深部尤其是浅部地层中沿热流体上侵活动路径及通道产生了一系列热异常现象, 并残留了诸多热流体活动的痕迹和证据, 为研究该区热流体活动提供了珍贵的

信息,同时亦控制了中深层尤其是浅层天然气及 CO<sub>2</sub> 的运聚富集乃至成藏分布规律。

## 2 盆地结构与大地热流分布特征

前已论及,莺歌海盆地属新生代发育起来的走滑伸展盆地,在其盆地形成演化过程中,自始新世以来曾经历了3期强烈的走滑伸展活动,且上新世后的右旋走滑伸展活动表现尤为强烈,其结果最终导致岩石圈(地壳)减薄而产生大幅度沉降和沉积,充填了巨厚沉积盖层,同时地幔上隆而热软流圈上涌,莫霍面抬升,使得莫霍面埋深最浅达22 km,而盆地沉积密度基底最大埋深为17 km左右,故其盆地中心地壳厚度仅5 km左右。很显然,莫霍面隆升的幅度大小以及地壳减薄的程度和沉积盖层的厚度,均直接控制和制约了大地热流及地温场的分布。由图1所示可以明显看出,盆地结构与大地热流场分布特征密切相关。莺歌海盆地莫霍面最浅为22 km,虽比邻区琼东南盆地莫霍面深2 km,但由于盆地沉积密度基底埋藏深(17 km)、地壳薄,其地壳厚度仅5 km,且沉积盖层厚度大,故其沉积物放射性生热量亦大。据中科院地质所的测定结果,该区沉积物放射性生热量约占大地热流的20%左右,因而其大地热流值亦高,盆地平均大地热流值高达84.1 mW/m<sup>2</sup>以上,其中泥底辟构造带的大地热流值(地壳厚度最薄处)则高达92.5 mW/m<sup>2</sup>以上,表明该区大地热流主要受控于盆地结构即莫霍面埋深、地壳厚薄及沉积盖层厚度等。与莺歌海盆地东南部紧邻的琼东南盆地,由于其盆地结构、地壳厚度及沉积充填等均与莺歌海盆地存在较大的差异,故大地热流分布特征明显不同。琼东南盆地莫霍面深度(莫霍面埋深最浅20 km左右)虽比莺歌海盆地莫霍面浅2 km,但盆地沉积密度基底埋深(盆地密度基底深度12 km左右)比莺歌海盆地沉积密度基底埋深浅5 km,故地壳厚度为8 km左右,比莺歌海盆地地壳厚度约厚3 km左右,而充填的沉积盖层则比莺歌海盆地薄得多,约厚12 km,比莺歌海盆地沉积盖层厚度薄5 km左右(图1)。因此,虽其莫霍面深度比莺歌海盆地稍浅,但其总的地壳厚度比莺歌海盆地的地壳厚度大,因而热软流圈上涌的热量对其上覆沉积盖层影响小;而充填的沉积盖层薄则沉积物放射性生热量小,故其大地热流值大大低于莺歌海盆地,其平均大地热流值约为74.7 mW/m<sup>2</sup>,最高可达80.1 mW/m<sup>2</sup>,因而,该区地温场及盆地热演化史亦明显不同于莺歌海盆地。由图1尚可看出,大地热

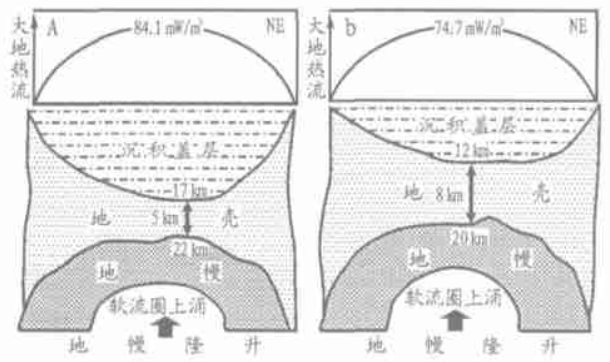


图1 莺-琼盆地盆地结构与大地热流分布特征  
a. 莺歌海盆地; b. 琼东南盆地

Fig. 1 Basin structures and the distribution characters of geothermal flux in the Ying-Qing Basin

流分布在盆地结构基本类似的前提下(地壳厚度、莫霍面埋深等)一般与基底埋深及充填的沉积盖层厚度大小成正比。莫霍面最浅处,盆地或坳陷最深处沉积最厚(热软流圈上涌供热量大,沉积盖层放射性生热量大),其大地热流值亦最大;而由此向盆地或坳陷边缘区及周缘区沉积盖层明显变薄,其大地热流值也逐渐递减变小。

## 3 浅部地层中泥底辟热流体活动特点

### 3.1 流体包裹体均一温度分布特征

莺歌海盆地高地温场和极强的大地热流背景,导致深部、更主要的是浅部地层中的热流体活动较为强烈和频繁,其中尤以坳陷中部泥底辟构造带的热流体活动最为突出、最典型,且其热流体上侵活动特征非常明显、颇具代表性。泥底辟及热流体上侵活动的最终结果,不仅携带了大量的烃类气和 CO<sub>2</sub> 等非烃气,而且其极强的热力作用往往导致所侵入的浅部地层砂泥岩中粘土矿物演化、储层中流体包裹体均一温度以及有机质镜质体反射率等诸多表征热作用效果的敏感指标和参数均发生一系列独特的热异常变化,并产生一些非常典型的、明显区别于其它正常区域(无热流体上侵活动)的独特地质现象<sup>[1-3]</sup>。这即为热流体上侵活动的证据和所遗留的痕迹,亦是研究该区热流体上侵活动的珍贵信息。

莺歌海盆地泥底辟带浅层气藏储层中,流体包裹体均一温度所表征的地史期古地温与现今储层温度差异甚大,储层中流体包裹体均一温度所表征的地史期古地温均大大高于现今储层温度(图2)。东方1-1浅层气藏1287~2058 m储层流体包裹体均一温度主值为120~200℃,占所测定样品点数的88.9%以上(频数),表明其地史期所经历的古地温

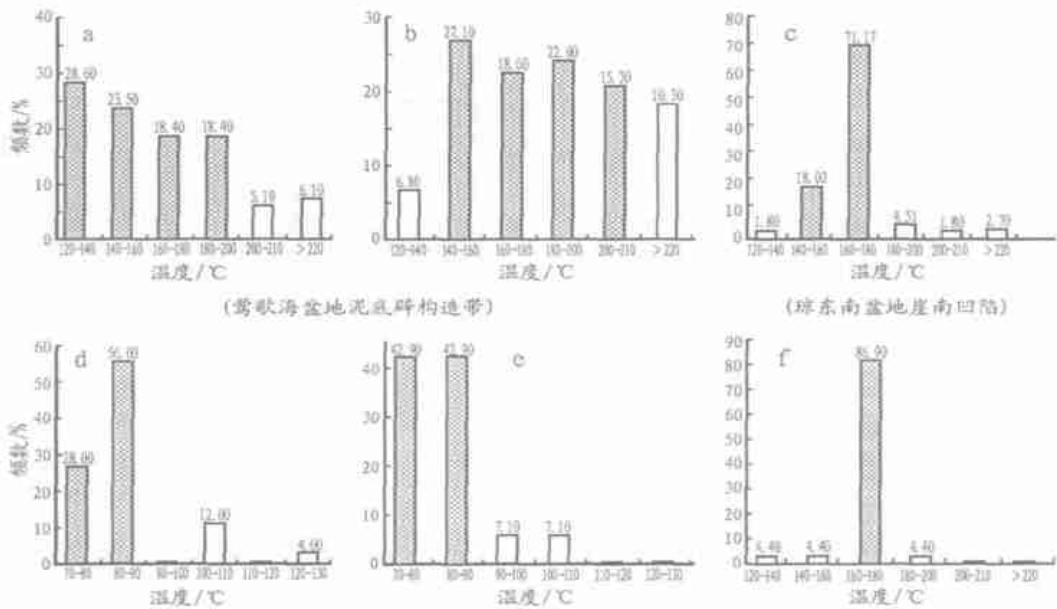


图 2 莺-琼盆地主要气藏地史期包体古地温与现今储层温度对比(中国地质科学院矿床所分析, 1996)

a. DF1-1 浅层气藏地史期古地温(包体均一温度) 1 287~ 2 058 m; b. LD15-1 浅层气藏地史期古地温(包体均一温度) 1 385~ 1 901 m; c. YC13-1 气藏地史期古地温(包体均一温度) 3 205.5~ 3 929 m; d. DF1-1 浅层气藏现今储层温度 1 225~ 2 664 m; e. LD15-1 浅层气藏现今储层温度 1 243~ 2 340 m; f. YC13-1 气藏现今储层温度 3 302~ 3 981 m

Fig. 2 Comparison between the paleogeotemperature of fluid inclusions in geohistory and the temperature of present reservoirs for the major oil pools in the Ying-Qiong Basin

为 120~ 200 °C, 而相应深度的现今储层温度为 70~ 90 °C(频数为 84%), 远远低于其古地温。乐东 15-1 浅层气藏 1 385~ 1 901 m 储层包裹体均一温度主值范围为 140~ 220 °C, 其频数为 84%, 表明地史期热流体上侵作用所经历的古地温为 140~ 220 °C, 而相应深度的现今储层温度亦为 70~ 90 °C, 频数为 85.8%, 亦大大低于地史期热流体上侵活动所导致的局部高温(140~ 220 °C)。乐东 8-1 浅层气藏与东方 1-1 和乐东 15-1 浅层气藏类似, 1 642~ 1 646 m 储层流体包裹体均一温度出现的两高峰值分别为 120~ 140 °C 和 180~ 200 °C, 而相应深度的现今储层温度为 60~ 100 °C。两者的差异无疑表明, 该区地史期经历了强烈的热流体上侵活动, 最终导致局部古储层流体温度剧增而与现今储层温度相差甚远, 而其储层矿物裂隙中的流体包裹体均一温度则是真实记载热流体活动强弱的尺度<sup>[4]</sup>。

为了进一步剖析和佐证热流体上侵活动, 判识和确定热流体活动的区域及范围, 对莺歌海盆地泥底辟带与相邻的琼东南盆地崖南凹陷 YC13-1 井区储层流体包裹体进行了分析测定, 并进行了综合分析与对比。从莺歌海盆地泥底辟带与其相邻的琼东南盆地 YC13-1 井区的类比(图 2)可以明显看出, 莺歌海盆地泥底辟带东方 1-1 和乐东 15-1 浅层气藏储层流体包裹体均一温度均大大高于现今储层

温度, 其温度差值均在 100 °C 左右; 而相邻的琼东南盆地 YC13-1 气藏, 其 3 305~ 3 929 m 储层流体包裹体均一温度(140~ 180 °C) 与相应深度的现今储层温度(160~ 180 °C) 基本一致, 或储层流体包裹体均一温度略低于现今地层温度, 表明其未曾经历过强烈的热流体活动或无外源热流体的侵入, 故古今地温均比较接近, 属于正常的热作用及热演化区, 故其烃类与非烃气的生运聚乃至富集成藏明显不同于莺歌海盆地泥底辟带。

### 3.2 有机质镜质体反射率纵向分布特征

泥岩中有机质的镜质体反射率是判识与确定有机质热演化程度的重要标尺和参数, 亦是判识与确定热作用和热流体活动及成岩演化阶段的重要依据和指标。由图 3 所示莺-琼盆地第三系不同区带有机质热演化特征( $R_o$ )的剖面对比可明显看出, 泥底辟带上的东方 1-1 和乐东 15-1 构造区, 有机质镜质体反射率( $R_o$ )达到成熟门限值( $R_o=0.6\%$ )的深度, 分别为 2 178 m 和 2 290 m; 而处于非泥底辟区的盆地西北部的 X20-1 构造区和盆地边缘莺东斜坡的岭头 1-1 构造区以及盆地东南部的乐东 30-1 构造区, 虽其层位相当或略偏老, 但其镜质体反射率达到成熟门限( $R_o=0.6\%$ )的深度要深得多, 分别为 2 780, 2 500 和 3 260 m, 比泥底辟带的东方 1-1 和乐东 15-1 构造区要深 300~ 1 000 m 左右。很显然, 泥底辟带有

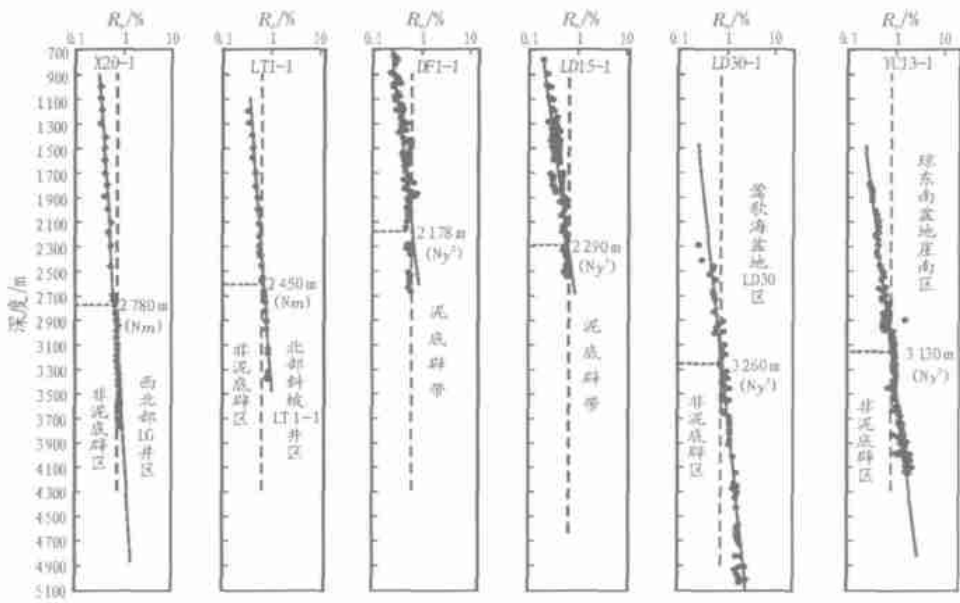


图3 莺-琼盆地上第三系不同区带有机质热演化特征( $R_o$ )剖面对比

Fig. 3 Comparison of vitrinite reflectance ( $R_o$ ) for organic matter in different structural zones of the Neogene in the Ying-Qiong Basin

机质热演化成熟门限偏浅, 烃源岩偏新; 而非泥底辟区有机质热演化成熟门限偏深, 且烃源岩相对较老。这一事实无疑表明和充分证实了泥底辟带存在强烈的热流体上侵活动, 由此导致了其浅部生烃岩超前成熟, 正常热演化的成熟门限深度偏浅, 从而提前进入成熟演化阶段。由图3尚可看出, 莺歌海盆地不同区带的有机质热演化( $R_o$ )特征与琼东南盆地典型构造区带YC13-1井区的有机质热演化存在巨大的差异。莺歌海盆地不同区带有机质成熟生烃门限( $R_o=0.6\%$ )普遍偏浅, 其中尤以泥底辟带最浅, 虽其烃源岩偏新, 属上新统莺歌海组( $Ny^2$ ), 但成熟门限偏浅, 成熟门限深度( $R_o=0.6\%$ )为2100~2300m左右; 而该盆地西北部的X20-1区和莺东斜坡带的岭头1-1井区, 虽然烃源岩相对较老, 为中统梅山—三亚组( $Nm+s$ ), 但有机质成熟门限较深, 为2500~2800m左右; 该盆地东南部的乐东30-1井区, 由于与琼东南盆地毗邻, 其有机质成熟门限亦偏深, 可达3260m, 与琼东南盆地崖南、崖北及乐东凹陷等主要区带的有机质成熟门限深度相当或接近。琼东南盆地YC13-1区有机质成熟门限偏深, 虽其层位与莺歌海盆地泥底辟带相当, 亦为莺歌海组二段( $Ny^2$ ), 但有机质成熟门限深度( $R_o=0.6\%$ )在3100~3200m左右, 比莺歌海泥底辟带成熟门限约深2000m左右, 表明该区亦为无热流体强烈活动的正常热演化区域。

### 3.3 粘土矿物纵向演化特征

粘土矿物演化对热作用相当敏感, 亦是判识与

确定热流体活动、成岩演化阶段和有机质成熟演化程度的重要依据及标志。从莺-琼盆地不同区带的粘土矿物演化、热流体侵入与CO<sub>2</sub>分布特征(图4)不难看出, 莺歌海盆地泥底辟带上不同构造及区块(DF1-1, LD15-1等), 不论是强能量底辟还是弱能量底辟, 均由于受泥底辟发育演化及强烈的热流体上侵活动的影响, 导致其粘土矿物演化在浅部地层中出现独特的异常, 即在1290~1550m深度处, 粘土矿物演化程度急剧增高, 提前进入晚成岩阶段B期, 粘土矿物伊蒙混层(I/S)中蒙脱石含量即混层比由60%~80%降至10%~20%, 其成岩演化程度已达有序混层带( $R_2$ )或超点阵有序混层带( $R_3$ ), 相当镜质体反射率( $R_o$ )为1.3%~1.8%, 地温约130~170℃, 与根据共生矿物对白云石-方解石氧同位素所计算的相应层段的温度180℃基本一致, 而且在该浅部地层中亦见到了大量表征晚成岩阶段B期的含铁碳酸盐矿物等成岩标志, 表明该区热流体上侵活动所导致的局部高温和成岩演化阶段的提前是相当明显的。莺歌海盆地其它区带(LT1-1, LD30-1等非泥底辟区)及相邻的琼东南盆地崖南YC13-1井区的粘土矿物演化特征由图4可明显看出。由于这些区域均无泥底辟热流体活动的侵入, 粘土矿物演化呈现正常演化趋势, 其相应层段的粘土矿物混层比均在3000m左右方降至8%~20%, 部分为20%~30%, 即在该深度处方可进入晚成岩阶段的A期或B期; 换言之, 其相应层段的岩石进入或达到晚成岩阶段的深度(混层比降至20%

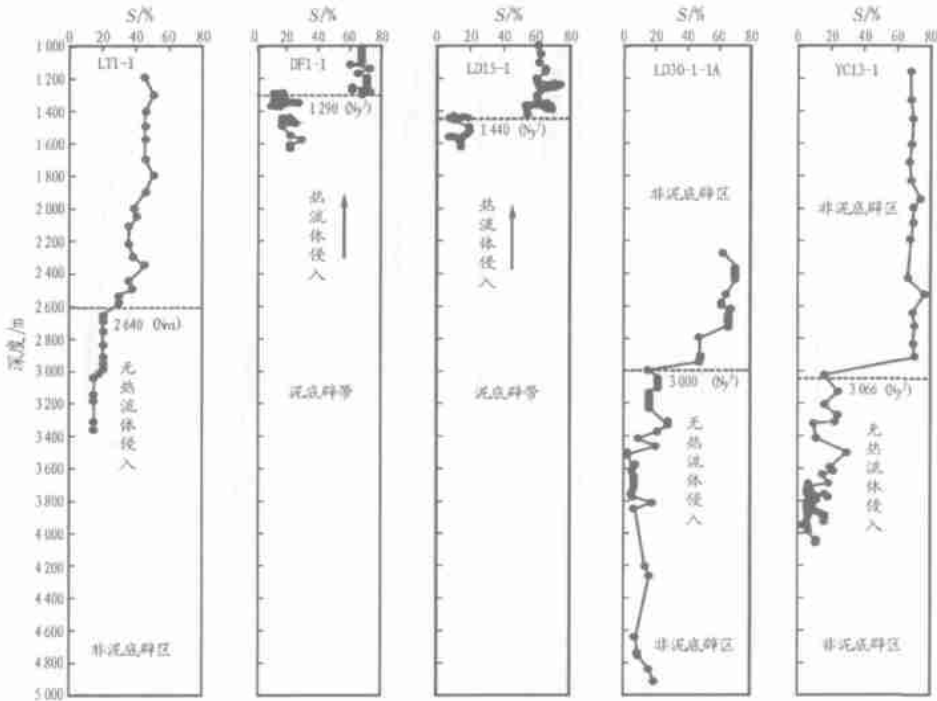


图 4 莺-琼盆地上第三系不同区带热流体侵入与粘土矿物演化及 CO<sub>2</sub> 富集特征

Fig. 4 Characteristics of thermal fluid intrusion, clay mineral evolution and CO<sub>2</sub> enrichment for different structural zones of the Neogene in the Ying-Qion Basin

的深度)要比莺歌海盆地泥底辟带深 1 400~ 1 700 m 左右。这亦进一步表明和确证了有无泥底辟发育演化及热流体侵入,对有机质热演化、粘土矿物转化及成岩演化程度等均存在直接的控制和影响作用<sup>[5-7]</sup>。

### 4 泥底辟热流体活动与天然气及 CO<sub>2</sub> 运聚规律剖析

#### 4.1 大地热流背景控制不同盆地及区域烃类气的成熟度

前已论及,莺歌海盆地是一个高热盆地,且尤以盆地中部泥底辟带的地温最高、大地热流最强。正是由于这种高地温场及高大地热流背景,控制了该区烃类气的成熟度,导致该区烃类气成熟度具有典型成熟—高成熟的特点而区别于其它盆地或不同区带的烃类气。由 5 所示可以看出,莺歌海盆地泥底辟带 DF 和 LD 区天然气藏烃类气的成熟度明显比邻区琼东南盆地崖南凹陷 YC13-1 气藏烃类气的成熟度高。泥底辟构造带 DF 和 LD 区浅层天然气藏烃类气属成熟—高熟的偏腐殖型或煤型气,混有少部分低熟气 ( $R_o = 0.4\% \sim 0.6\%$ ),但大部分偏腐殖型或煤型气的  $R_o$  值多在  $0.8\% \sim 1.43\%$  之间,属于有机质在凝析油湿气窗范围内(成熟—高熟阶段)的热演化产物;而琼东南盆地 YC13-1 气藏的烃类气成熟度属正常成熟

腐殖型(煤型)气,其  $R_o$  值仅达  $0.82\% \sim 1.13\%$ ,即为有机质在正常成熟油气窗内的热演化产物。显而易见,地温场及大地热流背景之差异严格控制和制约了不同区域天然气藏烃类气的成熟度高低及成熟度分布特征,同时亦导致了不同区域有机质热演化成熟生烃门限的差异。莺歌海盆地泥底辟带热流体上侵活动强烈,其有机质热演化成熟生烃门限非常浅,约

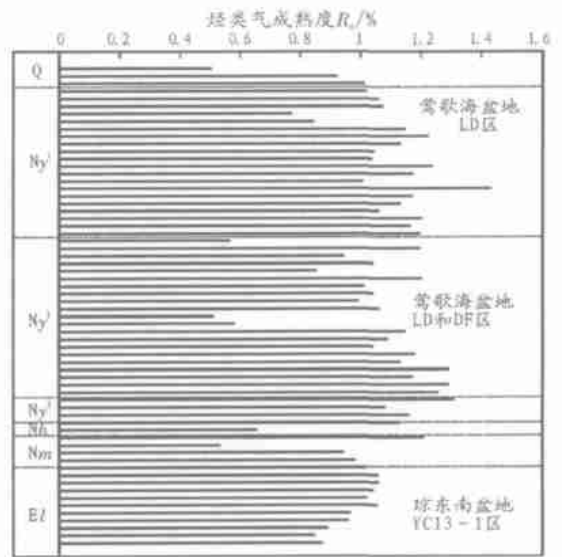


图 5 莺-琼盆地不同区带烃类气成熟度对比

Fig. 5 Comparison of maturity for hydrocarbon gases in different structural zones of the Ying-Qiong Basin

为2 100~2 300 m左右;而琼东南盆地主要区带基本属正常地温场区,有机质热演化成成熟生烃门限明显偏深,均在3 100 m以下。

#### 4.2 地温场及大地热流背景控制天然气总体组成的差异

莺歌海盆地高地温场及高大地热流背景与天然气运聚成藏的关系,不仅表现在对烃类气成熟度的控制和影响,而且更主要、更为突出的是对天然气总体组成、CO<sub>2</sub>等非烃气形成及分布乃至运聚富集成藏的控制作用<sup>[8-10]</sup>。由图6所示不难看出,莺歌海盆地天然气总体组成特征与邻区琼东南盆地天然气总体组成特征是截然不同的。莺歌海盆地高地温场及高大地热流背景所形成的极强热力作用,导致其天然气总体组成中CO<sub>2</sub>等非烃气含量甚高,CO<sub>2</sub>和N<sub>2</sub>含量总平均分别为31.98%和16.54%,总烃类气含量平均为51.48%,略高于总的非烃气含量(48.52%)。高的非烃气含量尤其是高的CO<sub>2</sub>含量,很显然与该盆地的高地温场及高大地热流背景有着直接的成因联系。众所周知,CO<sub>2</sub>等非烃气的大量形成及富集与高地温场及高大地热流环境所产生的强热力作用密切相关。理论及实验均表明,碳酸盐物质(碳酸盐岩或富含碳酸盐的砂泥岩)在强热力作用下,其CO<sub>2</sub>产率均随温度增加而增大,热力作用越强、温度越高,则CO<sub>2</sub>产率和生成CO<sub>2</sub>的数量越大<sup>[11]</sup>。因此,盆地高地温场及高大地热流背景直接控制和制约了天然气的总体组成及CO<sub>2</sub>等非烃气的分布富集。莺歌海盆地由于具典型高地温及高大地热流所形成的极强高温热力场,故其对CO<sub>2</sub>等非烃气而言,必然比其它低大地热流值的低温盆地富集,尤其对CO<sub>2</sub>等非烃气运聚富集的控制作用则显得尤为明显。与莺歌海盆地相邻的琼东南盆地,其地温场及大地热流值均大大低于莺歌海盆地(表1)。由于其地壳厚度比莺歌海盆地厚3 km,沉

积盖层厚度比莺歌海盆地薄5 km左右,因而大地热流值比莺歌海盆地低10 mW/m<sup>2</sup>左右,故其天然气的总体组成尤其是CO<sub>2</sub>等非烃气的分布富集均存在显著差异。由图6可见,琼东南盆地天然气总体组成中,总烃类气居绝对优势,总体平均高达77.44%,而CO<sub>2</sub>和N<sub>2</sub>分别平均仅18.62%和3.94%,非烃气总含量为22%左右,明显表征出地温及大地热流之高低所形成热力场的强弱对非烃气尤其是CO<sub>2</sub>形成及分布的控制作用。

#### 4.3 晚期热流体活动导致天然气尤其是CO<sub>2</sub>的大量形成

前已论及,该区自始新世以来,盆地3期走滑伸展活动产生了一期比一期更强烈的热流体活动,且以晚期(上新世后1.9 Ma左右)的基底热流最大,泥底辟热流体的上侵活动亦最为强烈。而热流体活动所产生强热力作用之最终结果,均导致了大量天然气尤其是CO<sub>2</sub>等非烃气的大量形成,同时亦控制了天然气及CO<sub>2</sub>的运聚分布与富集成藏。莺歌海盆地泥底辟带浅层天然气氩年龄测定表明,其天然气氩年龄分布特征与该区3期基底热流体活动时间基本吻合,且浅层天然气大量形成与该区晚期(1.9 Ma后)泥底辟热流体活动匹配甚佳;即该区浅层天然气无论是富烃类气还是富CO<sub>2</sub>等非烃气,其大量形成时间多在1.9 Ma后的第四纪。诚然,在上新世一晚中新世莺黄组(Ny+h)时期(1.9~10.5 Ma)及中新世梅山一三亚组时期(10.5~21 Ma)和渐新世一始新世时期(21~50 Ma),亦有部分天然气形成,但与第四纪(0~1.9 Ma)形成的大量天然气相比毕竟要少得多。因此,天然气大量形成且与该区晚期(1.9 Ma后)热流体活动相匹配的事实,充分地表明和证实了该区浅层天然气大量形成与上新世后的第三期最强烈的基底热流及晚期的泥底辟热流体上侵活动存在必然的、内在的成因联系,由此不难确定和判识该区上新世后(1.9 Ma后)第三次晚期最强烈的热流体活动是控制和制约该区浅层天然气尤其是CO<sub>2</sub>大量形成及运聚富集的关键所在;而晚期泥底辟热流体分区、分块和分层及有选择性的局部侵入活动,则是浅部地层中烃类气与富CO<sub>2</sub>等非烃气分块、分层性之差异运聚富集的主控因素。正是由于这种晚期分区、分块和分层性的热流体侵入作用,最终导致在浅部地层中不同区块及层段形成了富烃类气气藏或局部性富集的富CO<sub>2</sub>气藏,进而造成了CO<sub>2</sub>分布具有明显的分区、分块和分带、分层性的运聚富集特征及纵向上总体分布富集于浅部地层的特点。

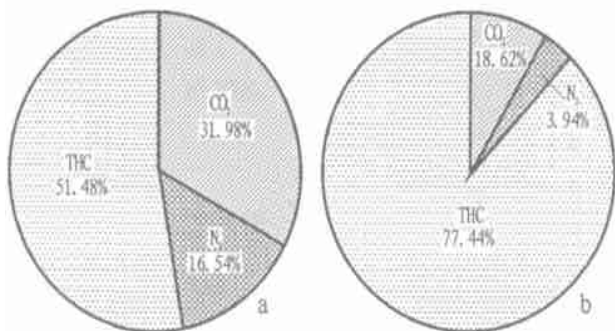


图6 莺-琼盆地天然气总体组成特征对比

a. 莺歌海盆地天然气; b. 琼东南盆地天然气

Fig. 6 Comparison of bulk compositional characters for natural gas in the Ying-Qiong Basin

#### 4.4 热流体分块、分层侵入控制浅层 CO<sub>2</sub> 的运聚规律

莺歌海盆地泥底辟带浅层天然气的勘探及研究表明,浅层天然气无论是富烃低 CO<sub>2</sub> 天然气还是富 CO<sub>2</sub> 等非烃气,其生、运、聚分布乃至富集成藏,均与泥底辟发育演化及热流体上侵活动、断裂发育展布、底辟伴生构造形成等密切相关;而富 CO<sub>2</sub> 等非烃气的富集成藏,则与泥底辟及热流体分块、分层性的上侵活动关系更为密切,更具直接的成因联系<sup>[12~17]</sup>。换言之,热流体上侵活动的分块、分层性,直接控制和制约该区浅层 CO<sub>2</sub> 分布富集亦具分区、分层性规律,而泥底辟热流体上侵活动和影响的范围和热流体侵入的区块及层段,CO<sub>2</sub> 必然富集。反之亦然。由上述图 4 所示尚可看出,莺-琼盆地不同区带,中新统一上新统粘土矿物演化与 CO<sub>2</sub> 分布富集特征存在明显差异。莺歌海盆地泥底辟带上绝大部分构造及区块,无论是强能量底辟还是弱能量底辟所伴生的构造,不管其底辟上拱侵入程度如何或刺穿幅度大小,只要存在热流体上侵活动且运聚通道畅通,则处在热流体上侵活动范围内的区块及层段 CO<sub>2</sub> 就必然富集成藏,且 CO<sub>2</sub> 富集的层段及区块,粘土矿物演化程度急剧增高,伊蒙混层比由其正常区的 50%~80% 剧降为 8%~20%,成岩演化程度达到了晚成岩阶段的 B 期即超点阵有序混层带(R<sub>3</sub>),表明其强大的高温热流体上侵作用不仅携带了深部部分烃气与非烃气运聚到浅层,而且更重要的是极大地促进了浅层局部气源岩超前成熟或高熟,并促使砂泥岩中碳酸盐物质发生岩石化学反应等一系列物理化学综合作用,最终形成大量非烃气和烃类气并与深部气源混合,一起运聚于附近具良好圈闭和储层条件的区块及层段富集成藏。无热流体侵入活动的非泥底辟区带,即莺歌海盆地莺东斜坡带的 LT1-1 区、东南部的 LD30-1 井区以及 X20-1 区和琼东南盆地崖南凹陷的 YC13-1 区等,由于无热流体上侵活动,粘土矿物演化为正常演化特征,粘土矿物伊蒙混层比在 3 000 m 以上均为 50%~90%,处于早成岩阶段 A 期或 B 期即无序混层带(R<sub>0</sub>);储层岩石矿物组成无表征晚成岩阶段 B 期的含铁碳酸盐矿物;流体包体均一温度与现今储层温度相当或基本一致,亦无表征热流体强烈活动的异常高温流体包体;镜质体反射率达到成熟门限深度(R<sub>0</sub>=0.6%)亦未提前,属正常热演化特征,均在 3 100 m 左右方可进入成熟门限。以上这些无热流体强烈活动的正常区带,均以富集烃类气为主,未见高 CO<sub>2</sub> 等非烃气产出,典型的实例是琼东南盆地 YC13-1 井

区、莺歌海盆地莺东斜坡带的 LT1-1 井区和 X20-1 井区等。这些区带由于无热流体上侵活动,其主要储集层段均富集以 CH<sub>4</sub> 为主的烃类气。

须强调指出的是,该区热流体活动并非铺天盖地,即使在莺歌海盆地泥底辟带,其不同构造及区块热流体上侵活动亦具局部性和不均一性,即分区和分层性特点,并非“漫天飞雪,铺天盖地”。换言之,由于热流体上侵活动的局限性和分块、分层性,控制和制约了泥底辟带不同构造及区块的 CO<sub>2</sub> 等非烃气的分区、分层性富集特征,进而导致 CO<sub>2</sub> 等非烃气的运聚分布亦具局部性和不均一性。典型的实例是泥底辟带的 DF1-1 浅层气藏,其热流体侵入、粘土矿物演化与 CO<sub>2</sub> 分布富集的特征,均具明显分块性和分层性。该气藏在东块和北块的 3 井和 7 井区以及紧邻断层的 2 井区,由于热流体上侵活动强烈,导致其粘土矿物伊蒙混层比剧降,出现异常低的混层比特征,CO<sub>2</sub> 等非烃气则在热流体侵入的主要层段 ⑦<sub>下</sub>, ④<sub>上</sub> 及 ⑥<sub>气</sub> 组富集成藏,CO<sub>2</sub> 高达 60% 以上。在气藏西块的 4, 5, 8, 9 井区,由于无热流体侵入,粘土矿物演化为正常特征,未出现异常低的伊蒙混层比,其主要储层段 iv, ⑤<sub>上</sub>, ⑦<sub>下</sub> 气组均富集 CH<sub>4</sub> 为主的烃类气,CH<sub>4</sub> 高达 67%~81% 以上,CO<sub>2</sub> 小于 8%。

此外,烃类气与富 CO<sub>2</sub> 等非烃气在同一地温场及大地热流背景的热力作用下,其大量形成时期及运聚时间、运聚通道均存在巨大差异。气源岩生成烃类气与非烃气的热演化特征表明,有机质生成烃类气的温度及热动力条件大大低于富碳酸盐砂泥岩或纯碳酸盐岩发生岩石化学反应形成大量 CO<sub>2</sub> 等非烃气所需的温度及热动力条件。气源岩有机质热演化生烃气的烃气窗范围的温度,一般多为 140~250℃,而碳酸盐物质热变质(岩化反应)形成大量 CO<sub>2</sub> 等非烃气所需的热力条件及温度要求高得多,根据实验结果至少需 250℃ 以上温度,故而气源岩有机质热演化生成烃类气所需温度相对碳酸盐物质大量形成 CO<sub>2</sub> 等非烃气所要求的温度要低得多,且烃类气生成及运聚时间均早于 CO<sub>2</sub> 等非烃气的形成及运聚时间。因此,从气源岩生成烃类气与非烃气热演化进程(生成时间、热力条件)之差异,可以确定和判识烃类气生成及运聚成藏时间均大大早于 CO<sub>2</sub> 等非烃气,亦即 CO<sub>2</sub> 等非烃气的大量形成及运聚富集成藏均大大晚于或滞后于烃类气的生成及运聚成藏时间;而处在相同的地温场及大地热流背景的热力作用下,则更是如此。很显然,烃类气与非烃气在生成及运聚成藏时间上的巨大差异,必然控制



和制约了其各自的运聚及分布富集规律。

综上所述可以确认, 烃类气与富CO<sub>2</sub>等非烃气分区、分块与分带、分层性的差异运聚富集, 正是由于在该区这种特定的高地温场的地质背景之下, 泥底辟热流体上侵活动导致气源岩中烃类气与富CO<sub>2</sub>等非烃气在不同时期大量形成, 并在不同时间通过不同运聚通道及载体向邻近具良好圈闭条件的不同区块及层段差异运聚而最终富集成藏的结果。

## 5 结论与认识

1) 莺歌海盆地是南海北部大陆边缘一个新生代走滑伸展(拉张)盆地, 高地温及高大地热流是其最基本的地质特征之一。区域上高地温场及高大地热流值主要集中于盆地中部拗陷区的泥底辟构造带, 由该带向盆地斜坡边缘和周缘区地温及大地热流逐渐递减。时间上自始新世以来, 盆地形成演化过程中区域上的3期走滑伸展(拉张)活动所产生的基底热流一期比一期更强, 且尤以上新世后的基底热流和泥底辟热流体上侵活动最强烈, 因而其对泥底辟带浅层气藏烃类气成熟度及天然气总体组成尤其是CO<sub>2</sub>形成及运聚成藏的控制作用均非常明显。

2) 不同的盆地结构控制了大地热流的分布, 亦控制和制约了天然气运聚及富集成藏的特征和纵向上油气窗展布的范围。莺歌海盆地地壳薄、沉积密度基底埋藏深、沉积物厚度大, 大地热流值高, 天然气总体组成中CO<sub>2</sub>富集, 伴生烃类气成熟度高, 属成熟—高熟阶段凝析油湿气窗之产物; 琼东南盆地地壳厚、沉积密度基底埋藏浅、沉积物厚度小, 大地热流值相对较低, 天然气总体组成中烃类气居绝对优势, CO<sub>2</sub>含量低(局部存在高含量幔源型CO<sub>2</sub>), 烃类气成熟度相对较低, 属正常成熟演化阶段之产物。

3) 热流体上侵活动导致浅部地层中产生了一系列典型的热异常现象, 并残留和保存了诸多热流体活动的痕迹, 据此可判识和追踪热流体活动的轨迹和特征, 同时亦为进一步研究油气的生、运、聚成藏特征以及CO<sub>2</sub>等非烃气的形成和运聚规律提供了重要的依据和线索。

4) 热流体上侵活动的途径或影响的区块及层段可形成局部的CO<sub>2</sub>气源, 进而导致了CO<sub>2</sub>气源的复

杂性, 但热流体上侵活动是一种局部性的热作用行为, 其上侵活动及影响的范围有限, 仅局限于运聚通道特别畅通的区块及层段。正是由于这种局部性热流体侵入的特点, 控制了壳源型CO<sub>2</sub>分布的局限性和复杂性。

5) 高含CO<sub>2</sub>的天然气主要富集于具高地温场的泥底辟带浅层部分区块及层段, 其它区域CO<sub>2</sub>含量低。须强调指出的是, 泥底辟带不仅局部区块及层段CO<sub>2</sub>富集, 而且亦是烃类气生成及运聚富集的有利区带。因此, 该区天然气勘探既有钻遇高CO<sub>2</sub>的风险, 更有钻获优质烃类气的机遇。

### 参考文献:

- 何家雄, 钟启祥, 陈伟煌等. 莺歌海盆地浅层天然气成因及烃源探讨[J]. 天然气地球科学, 1994, 5(6): 15~ 27
- 何家雄. 莺歌海盆地东方1-1构造天然气地质地化特征及成因探讨[J]. 天然气地球科学, 1994, 5(3): 1~ 8
- 何家雄. 再论莺歌海盆地CO<sub>2</sub>成因问题[J]. 天然气地球科学, 2003, 14(5): 412~ 415
- 卢焕章译. 流体包裹体[M]. 长沙: 中南工业大学出版社, 1985: 115~ 128
- 何家雄. 莺歌海盆地CO<sub>2</sub>天然气的初步研究[J]. 天然气地球科学, 1995, 6(3): 1~ 12
- 何家雄, 曾立声, 陈龙操等. 莺歌海盆地泥底辟发育演化与油气运聚机制[J]. 沉积学报, 1994, 12(3): 120~ 129
- 何家雄, 陈红莲, 陈刚等. 莺歌海盆地泥底辟带天然气成藏条件及勘探方向[J]. 中国海上油气, 1995, 19(3): 57~ 163
- 何家雄, 张伟, 陈刚等. 莺歌海盆地CO<sub>2</sub>成因及运聚特征的初步研究[J]. 石油勘探与开发, 1995, 22(6): 8~ 15
- 何家雄, 陈刚. 莺歌海盆地CO<sub>2</sub>分布、富集特征及初步预测[J]. 天然气地球科学, 1997, 8(3): 9~ 17
- 何家雄, 陈刚. 莺歌海盆地CO<sub>2</sub>分布及预测方法研究[J]. 石油勘探与开发, 1998, 25(2): 20~ 23
- 胡英. 物理化学[M]. 北京: 人民教育出版社, 1979. 56~ 78
- 何家雄, 李明声, 陈伟煌等. 莺-琼盆地天然气中CO<sub>2</sub>成因及气源综合判识[J]. 天然气工业, 2001, 21(3): 15~ 21
- 何家雄. 莺歌海盆地莺-黄组浅层气藏烃源探讨及勘探方向[J]. 石油实验地质, 1996, 18(1): 78~ 87
- 何家雄, 刘全稳. 南海北部大陆架边缘盆地CO<sub>2</sub>成因和运聚规律的分析与预测[J]. 天然气地球科学, 2004, 15(1): 12~ 19
- 何家雄, 曾立声, 梁可明等. 莺-琼盆地泥岩压实演化与油气运移研究[J]. 石油实验地质, 1992, 14(3): 259~ 271
- 曾立声, 何家雄, 梁可明等. 莺歌海盆地泥丘的成因及其与油气的关系[J]. 石油实验地质, 1992, 14(3): 244~ 251
- 何将启, 王彦. 莺歌海盆地盆地结构与天然气成藏模式研究[J]. 石油实验地质, 2001, 23(4): 373~ 379

# ANALYSIS ON THE UPINTRUSION OF THERMAL FLUID AND THE MIGRATION AND ACCUMULATION RULES OF NATURAL GAS AND CO<sub>2</sub> IN THE MUD DIAPIRS OF THE YINGGEHAI BASIN

HE Jiā-xióng<sup>1,2</sup>, XIA Bīn<sup>1</sup>, LIU Bāo-míng<sup>1</sup>, ZHANG Shū-lín<sup>1</sup>

(1. *Keg Laboratory of Marginal Sea Geology and Resources, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, Guangdong 510640, China*; 2. *Nanhai West Research Institute, China offshore Oil Ltd. Co., Zhanjiang, Guangdong 524057, China*)

**Abstract:** The Yinggehai Basin is a Cenozoic high-heat basin developed on the passive continental margin of the northern part of the South China Sea. Its high geotemperature field and high geothermal flux are mainly concentrated in the mud-diapir structural zone of the Yinggehai Depression in the central part of the basin. So, the up-intrusion of thermal fluid in the mud diapirs, especially the thermal fluid action in the late stage controlled the migration, accumulation and enrichment rules of natural gas and CO<sub>2</sub>. Meanwhile, the local intrusion of thermal fluid by different layers, different blocks and different districts resulted in the migration, accumulation and enrichment differences of crust-sourced CO<sub>2</sub> and hydrocarbon gases and the characters of local enrichment by different layers, different blocks and different districts. In a word, the upintrusion of thermal fluid in the mud diapirs was the key factor controlling the migration and accumulation of natural gas and CO<sub>2</sub>. According to the geochemical characteristics of CO<sub>2</sub> and hydrocarbon gases and their controlling factors, the migration and accumulation rules of CO<sub>2</sub> and hydrocarbon gases can be analysed and predicted. This will provide decision basis for the exploration of natural gas.

**Key words:** thermal fluid in the mud diapir; heat field character of a basin; migration and accumulation characteristics of natural gas; controlling factor analysis; the Yinggehai Basin

(continued from page 348)

## PETROPHYSICS AND EVALUATION OF THE KALASHAYI FORMATION, TAHE OILFIELD

WEI Fēi-jūn<sup>1</sup>, HE Fā-qí<sup>1</sup>, PU Rén-hai<sup>2</sup>

(1. *Star Petroleum Corporation, SINOPEC, Beijing 100083, China*; 2. *Key Laboratory of Continental Dynamics, Ministry of Education, Northwest University, Xi'an, Shaanxi 710069, China*)

**Abstract:** Although the Carboniferous Kalashayi sandstone reservoirs of Tahe Oilfield in Tarim Basin are buried at the depth of 4 800-5 200 m, they have fairly good petrophysical property. The porosities range generally from 8% to 12%, with the maximum of 20%; and the permeabilities vary typically from  $10 \times 10^{-3}$  to  $100 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ , with the maximum of over  $1 000 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ . Mercury injection data indicate that, the reservoir is characterized by medium-pore coarse-throat structure with coarse skew in pore size distribution. Thin sections with blue epoxy impregnation and electron microscope scanning photograph show that the main pore types are intergranular and intragranular pores from dissolved feldspar and residual original intergranular pores, while the smaller part of porosity is contributed by interstitial microcrystalline to very fine crystalline limestone intercrystalline pores and fissure pores. It is obvious that the depositional facies and distance from the source area affect porosity and permeability which increase conspicuously approaching to source area along with the enhancement in quantity and thickness of channel sandstones. The present reservoir prediction is still mainly relied on sand bodies forecast by means of analysis of seismic data and depositional facies due to the lack of method for spatially predicting the dissolution of feldspars.

**Key words:** porosity; permeability; pore structure; pore types; pore evolution; reservoir evaluation; Kalashayi Formation; Tarim Basin