

莺歌海盆地热流体上侵活动与天然气运聚富集关系探讨

何家雄 李明兴 陈伟煌

(中国海洋石油研究中心南海西部勘探开发研究院, 广东湛江 524057)

摘要 指出:莺歌海盆地是新生代发育的一个高温盆地,其高地温场及高大地热流值主要集中于盆地中部坳陷区的泥底辟构造带;由于热流体活动的分区分块与分层的局部性侵入,导致了CO₂等非烃气及烃类气运聚富集亦具分区分块与分层性。认为泥底辟发育演化及热流体上侵活动是控制天然气尤其是CO₂等非烃气运聚乃至富集成藏的主导因素,而CO₂等非烃气与烃类气的运聚时间及运聚通道的差异,则是控制和制约烃类气与非烃气差异运聚及富集成藏的关键所在。

关键词 盆地结构 泥底辟演化 热流体活动 天然气运聚 控制因素分析

1 盆地大地热流基本特征

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典型的高地温及高大地热流值的高热盆地,这已为中国科学院地质所“九五”《莺—琼盆地地温场特征与天然气成藏关系》攻关研究^[1]所进一步确认。研究表明,本区地温场及大地热流区域分布,常常具有盆地或坳陷中部区高而向盆地边缘区逐渐递减且与地壳及沉积厚度密切相关的规律。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 and 沿盆地短轴NE方向也通过泥底辟带中部的3485、3591大地热流剖面以及横穿莺—琼盆地的C-79-58大地热流剖面等的大地热流的高值区均展布于中部坳陷泥底辟构造带,并由该带向NW—SE两侧(长轴)和NE—SW两侧(短轴)逐渐递减。4508剖面大地热流峰值高达90 mW/m²以上,而向其两侧逐渐递减为70~80 mW/m²左右,3485、3591剖面大地热流峰值高达80~86 mW/m²左右,向其两侧则逐渐递减为60~74 mW/m²左右。进一步的盆地大地热流计算结果表明(表1),莺—琼盆地平均大地热流值(地表热流)为78.7 mW/m²,其中莺歌海盆地平均大地热流值为84.1 mW/m²,与该盆地东南部相邻的琼东南盆地平均大地热流值为74.7 mW/m²。由表1所示还可看出,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底辟构造带最高,泥底辟带的DF1-1、LD20-1、LD22-1等构造的大地热流值平均多在85 mW/m²以上,最高可达86.4 mW/m²。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,因此目前残存的大地

第一作者简介:何家雄,男,1956年11月生,地质师,从事石油天然气勘探与综合研究。

收稿日期:2000-09-25

热流值偏低,其分别平均为 72.6 mW/m^2 和 62.3 mW/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或坳陷周缘区,如盆地西北部的临高隆起区和盆地北部边缘的北部斜坡区,其大地热流值均较低,平均多在 $70 \sim 73.8 \text{ mW/m}^2$ 之间,大大低于泥底辟带的大地热流值。琼东南盆地平均大地热流值仅与莺歌海盆地北部边缘区大地热流值接近,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可达 $4.30^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 以上,最高达 $4.62^\circ\text{C}/100 \text{ m}$,大地热流值最高达 92.5 mW/m^2 ,而由该带向其两侧及周缘区,大地热流值大幅度降低或逐渐递减为 70 mW/m^2 左右。再者,本区大地热流的时空分布尚具有凹陷沉积最厚处大地热流(地表热流)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,其不仅有高的基底热流,而且亦有良好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,盆地基底凹陷处热流值最高。

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

构造单元及区带	数据量	地温梯度 ($^\circ\text{C}/\text{km}$)	地表温度 ($^\circ\text{C}$)	岩石热导率		在地热流值			
				干样 ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{k})$)	湿样 ($\text{W}/(\text{m}\cdot\text{k})$)	干样 (mW/m^2)	湿样 (mW/m^2)		
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	DFA	39	43.22	20	1.5	2.0	64.8	86.4	
	泥底辟带	DFB	10	44.25	20	1.5	2.0	66.4	88.5
	LDA	18	36.28	20	1.5	2.0	54.4	72.6	
	LDB	9	31.15	20	1.5	2.0	46.7	62.3	
	LDC	8	42.56	20	1.5	2.0	63.8	85.1	
	LDD	9	43.06	20	1.5	2.0	64.5	86.1	
	LDE	3	41.73	20	1.5	2.0	62.6	83.5	
	LTA	1	36.00	20	1.5	2.0	54.0	72.0	
	盆地北部边缘区	LTB	2	36.90	20	1.5	2.0	55.4	73.8
	LTC	1	35.00	20	1.5	2.0	52.5	70.0	
	LTD	1	35.00	20	1.5	2.0	52.5	70.0	
	TIN1	1	35.00	20	1.5	2.0	52.5	70.0	
琼东南盆地	崖南	YCA	25	39.37	20	1.5	2.0	59.0	78.7
	崖	YCB	3	35.38	20	1.5	2.0	53.0	70.8
	北	YCC	13	36.90	20	1.5	2.0	55.4	72.2
		YCD	7	36.10	20	1.5	2.0	54.2	72.2

说明:地表温度统一取 20°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。

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三次走滑伸展(拉张)活动,控制了地温场及基底热流的时空展布,由图1所示的基底热流随时间演化特征不难看出,在3485、3591剖面及4508剖面上,三期拉张(伸展)活动所产生的最大基底热流(据中科院地质所计算,约占地表热流的80%左右,1998)均随时代变新而逐渐递增,且一期一期更强烈,即由第一期(始新世—渐新世)拉张(伸展)的最高基底热流值 60 mW/m^2 左右,向第二期(渐新世—中新世)、第三期(上新世

至今)拉张逐渐递增至 70 mW/m^2 左右,三期基底热流峰值及时间分别为 $55 \sim 63 \text{ mW/m}^2$ (46 Ma)、 $60 \sim 65 \text{ mW/m}^2$ (23 Ma)、 70 mW/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大,进而导致该区第四纪至今,在地层中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,为研究该区热流体活动提供了珍贵的信息,同时亦控制了地层中尤其是浅层的天然气运聚富集乃至成藏分布规律。由图 1 还可看出,通过莺歌海盆地东南部 LD30-1 区和琼东南盆地崖南、崖北凹陷的 C-79-58 剖面,其基底热流随时间演变特征与莺歌海盆地泥底辟带存在较大差异,其中,最明显、最突出的差异主要表现在第一、二拉张期的基底热流较低,其基底热流值及时间分别为 54 mW/m^2 (46 Ma) 和 52 mW/m^2 (23 Ma),第三期 (1.9 Ma) 基底热流峰值亦仅达 57 mW/m^2 ,显然比莺歌海盆地泥底辟带基底热流峰值要低得多,表明琼东南盆地基底热流与大地热流场及其热演化特征、热流体活动特点等,均明显不同于莺歌海盆地泥底辟构造带。

2 盆地结构控制大地热流分布

前已论及,莺歌海盆地是一个新生代发育起来的走滑伸展盆地,在盆地形成演化过程中,自始新世以来曾经历了三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 17 km 左右,故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厚度,均直接控制和制约了大地热流及地温场的分布。由图 2 可以看出,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 ,虽其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,

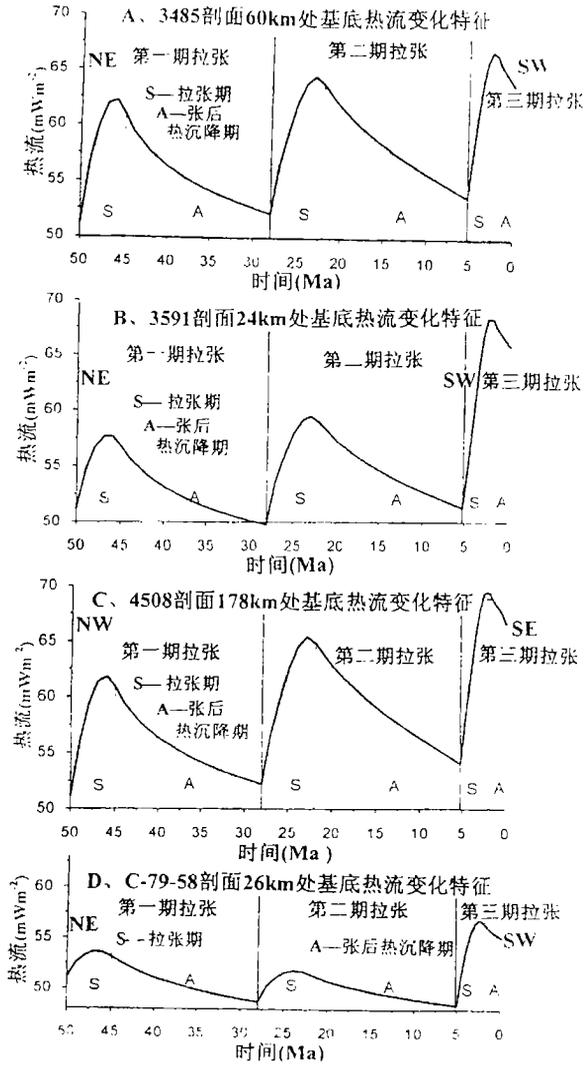


图 1 莺歌海盆地基底热流随时间演化特征

据中科院地质所的测定结果,本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^2 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^2 以上,表明三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与其在盆地结构、沉积充填及大地热流分布等均存在明显差异,琼东南盆地莫霍面深度(莫霍面埋深最浅 0 km 左右)比莺歌海盆地莫霍面浅 2 km ,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 ,地壳厚度为 8 km ,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,厚约 12 km ,比莺歌海盆地沉积盖层厚度薄 5 km 左右(参见图 2)。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地壳厚度大,则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 74.7 mW/m^2 ,最高可达 80.1 mW/m^2 ,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 2 尚可看出,大地热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。

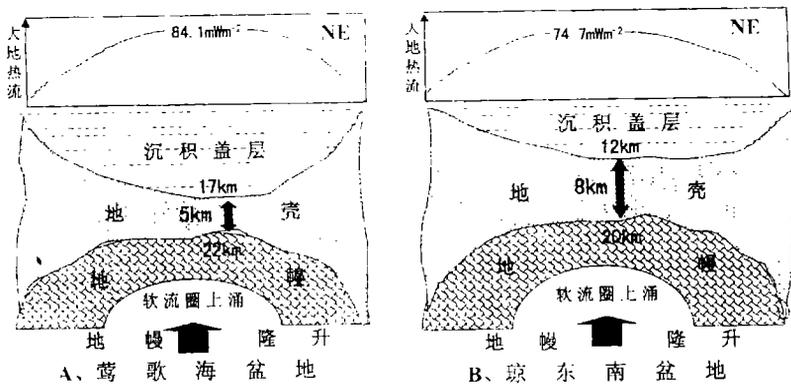


图 2 莺—琼盆地结构与大地热流分布特征

3 浅部地层中热流体上侵活动的证据

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,导致地层中更主要的是浅部地层中的热流体活动相当强烈,其中尤以坳陷中部泥底辟构造带的热流体活动最为突出,且其热流体上侵活动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_2 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岩石所含有有机质的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,这既是热流体上侵活动的证据,亦是研究本区热流体上侵活动的珍贵信息。

由图3所示,可以看出,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的对比结果,很显然,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,东方1-1浅层气藏1287~2058m储层流体包裹体均一温度主值为120~200℃,占所测定样品数的88.9%以上(频数),表明其地史期所经历的古地温为120~200℃,而相应深度的现今储层温度为70~90℃(频数为84%),远远低于其古地温。乐东15-1浅层气藏1385~1901m储层包裹体均一温度主值范围为140~220℃,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℃,而相应深度的现今储层温度亦为70~90℃,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℃)。乐东8-1浅层气藏与东方1-1浅层气藏和乐东15-1浅层气藏类似,1642~1646m储层流体包裹体均一温度出现的两高峰值分别为120~140℃和180~200℃,而相应深度的现今储层温度为60~100℃,两者的差异,无疑表明该区地史期曾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^[2]。

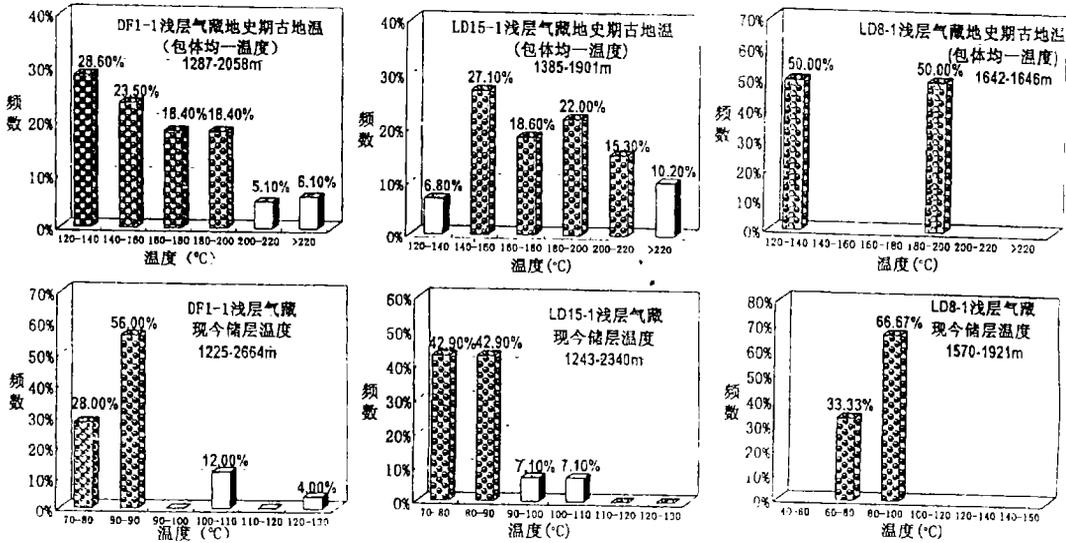


图3 莺歌海盆地泥底辟带浅层气藏地史期古地温与现今储层温度对比

为了进一步剖析热流体上侵活动,判识热流体活动的区域及范围,对莺歌海盆地内泥底辟带以外的其它区域及邻区琼东南盆地崖南凹陷和乐东凹陷相应段流体包裹体亦进行了分析测定,并与泥底辟带所获流体包裹体资料作了综合分析对比。泥底辟带上的乐东8-1构造与其相邻同处在盆地中部坳陷(东南部)的乐东30-1构造,其表征地史期古地温的储

层矿物中流体包裹体均一温度,与相应深度的现今储层或地层温度的差异及特点是截然不同的,泥底辟带的乐东 8-1 构造,1 642~1 646 m 储层流体包裹体均一温度为 120~200℃,大大高于相应深度的现今储层温度(60~100℃),表明其曾经历了强烈的热流体活动,导致古今地温差异甚大。而同处于中部坳陷与泥底辟带东南部相邻的乐东 30-1 构造,其 3 249~4 831.8 m 的流体包裹体均一温度为 120~180℃与相应深度的现今地层温度 160~220℃差异较小,且后者温度要高于前者,表征其地史期未曾经历过热流体活动,属于一种正常热演化区域。莺歌海盆地泥底辟带与其相邻的琼东南盆地崖南凹陷的类比,如图 4 所示,从该图可明显看出,莺歌海盆地泥底辟带的东方 1-1 浅层气藏、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℃左右,而相邻的琼东南盆地崖南凹陷的 YC13-1 气藏,其 3 305~3 929 m 储层流体包裹体均一温度(140~180℃)与相应深度的现今储层温度(160~180℃)或地层温度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的热流体活动或无外源热流体的侵入,故古今地温比较接近,亦属于正常的热作用及热演化区,而其烃类与非烃气的生运聚乃至富集成藏则明显不同于莺歌海盆地泥底辟带。

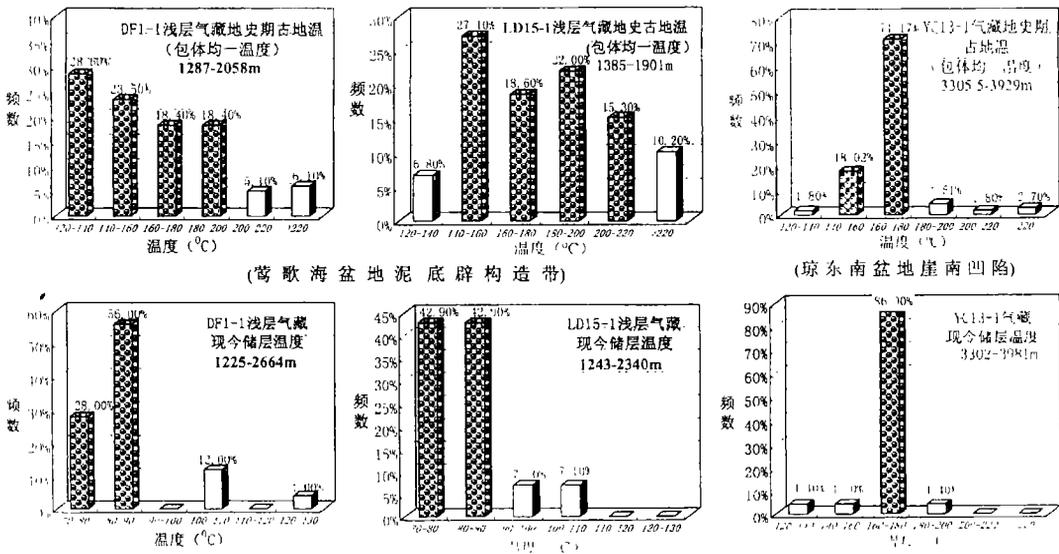


图 4 莺-琼盆地主要气藏地史期包体古地温与现今储层温度对比

3.2 有机质镜质体反射率分布特征

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。由图 5 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($R_o=0.6\%$)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临高 20-1 构造区和盆地北部边缘北部斜坡的岭头 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 m、2 450 m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,泥底辟带有有机质热演化成熟门限偏浅、烃源岩偏新,非泥底辟区有机质热演化成熟门限偏深,且烃源岩相对较老的这一事实,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

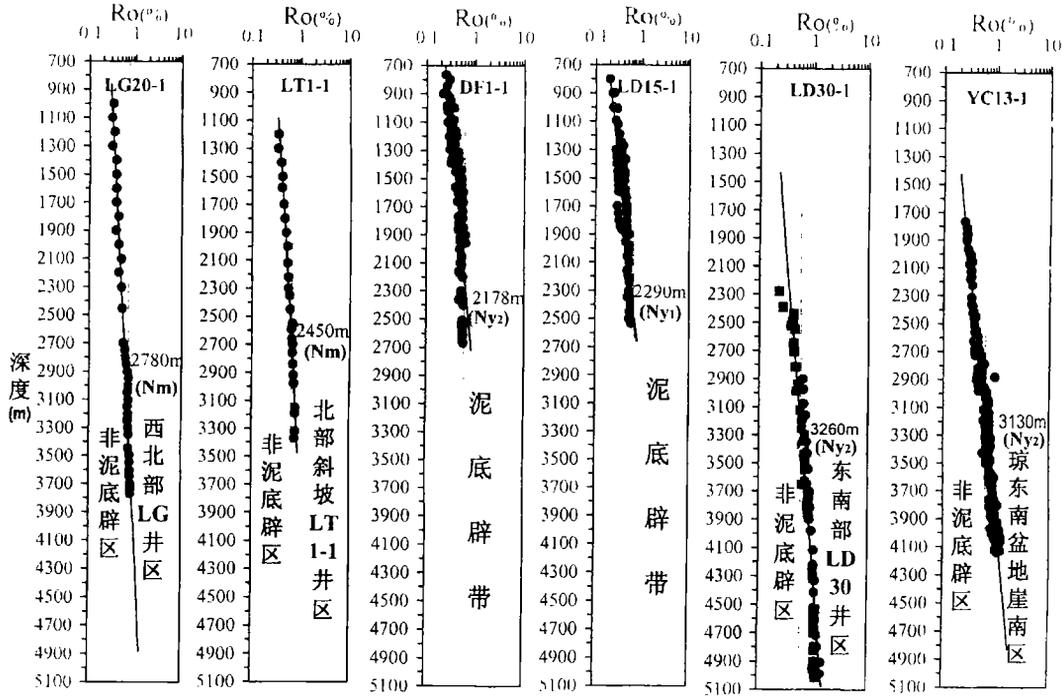


图5 莺—琼盆地第三系不同区带热演化特征(R_o)剖面对比图

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,而提前进入成熟演化阶段。为了进一步确证泥底辟带的热流体活动,笔者将莺歌海盆地不同区带的有机质热演化(R_o)特征剖面,与琼东南盆地典型构造区带YC13-1井区的有机质热演化特征剖面进行了对比(参见图5),由此不难看出,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2 100~2 300 m左右,而该盆地西北部临高区和北部斜坡岭头1-1井区,虽然烃源岩较老为中新统梅山—三亚组(N_{m+s}),但有机质成熟门限较深,为2 500~2 800 m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,其有机质成熟门限偏深,可达3 260 m,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。琼东南盆地不同区带有机质成熟门限普遍偏深,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($R_o=0.6\%$)均在3 100~3 200 m左右,比莺歌海泥底辟带成熟门限约深2 000 m左右,表明该区亦为无热流体强烈活动的正常热演化区。

3.3 粘土矿物演化特征

粘土矿物演化对热作用相当敏感,也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。从图 6 所展示的莺歌海盆地泥底辟带粘土矿物演化、热流体侵入和 CO_2 分布特征不难看出,泥底辟带上不同构造及区块(DF1-1、DF29-1、LD15-1、LD21-1、LD22-1、LD28-1 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异常,即在 1 290~1 550 m 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,粘土矿物伊蒙混层比(I/S)由 80%~60%降至 20%~10%,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($R=3$),相当于镜质体反射率为 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)及与其相邻的琼东南盆地崖南凹陷 YC13-1 井区的粘土矿物演化特征从图 7 亦可明显看出。由于这些区域均无泥底辟及热流体活动的侵入,粘土矿物演化呈现正常演化趋势,其相应层段粘土矿物混层比 I/S(%S)均在 3 000 m 左右降至 20%~8%,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,其相应层段岩石进行或达到晚成岩阶段深度(混层比降至 20%的深度),要比莺歌海盆地泥底辟带深 1 400~1 700 m 左右。这也进一步表明有无泥底辟发育演化及热流体的侵入,对有机质热演化、粘土矿物转化及成岩演化程度等均有直接的控制作用。

4 热流体上侵活动与天然气及 CO_2 运聚富集关系

4.1 地温场及大地热流背景控制不同区域烃类气成熟度

前文已从储层流体包裹体、镜质体反射率及粘土矿物演化等诸方面,判识和确证了莺歌海盆地泥底辟带浅部地层中热流体上侵活动的异常特征,以下将对热流体活动与天然气及 CO_2 运聚富集关系进行深入的剖析与探讨。

前已述之,莺歌海盆地是一个高地温场和高大地热流值的高热盆地,且尤以泥底辟带的地温最高、大地热流值最大,而正是这种高地温场及高大地热流背景导致本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区域的烃类气,由图 8 可以看出,莺歌海盆地泥底辟带 DF、LD 区天然气藏烃类气成熟度明显比邻区琼东南盆地(地温场及大地热流均低于莺歌海盆地泥底辟带)YC13-1 气藏烃类气成熟度高,泥底辟构造 DF、LD 区天然气藏烃类气,属成熟-高成熟的偏腐殖型(偏煤型)气,混有少部分低熟气($R_o=0.4\%~0.6\%$),大部分偏腐殖型(偏煤型)气的 R_o 值多在 0.8%~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;琼东南盆地 YC13-1 气藏类烃气成熟度属正常成熟腐殖型(煤型)气,其 R_o 值仅达 0.82%~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制约了不同区域天然气藏烃类气成熟度的高低,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有机质热演化成熟生烃门限为 2 100~2 300 m 左右,而琼东南盆地不同区带有机质热演化成熟生烃门限明显偏深,均在 3 100 m 以下。

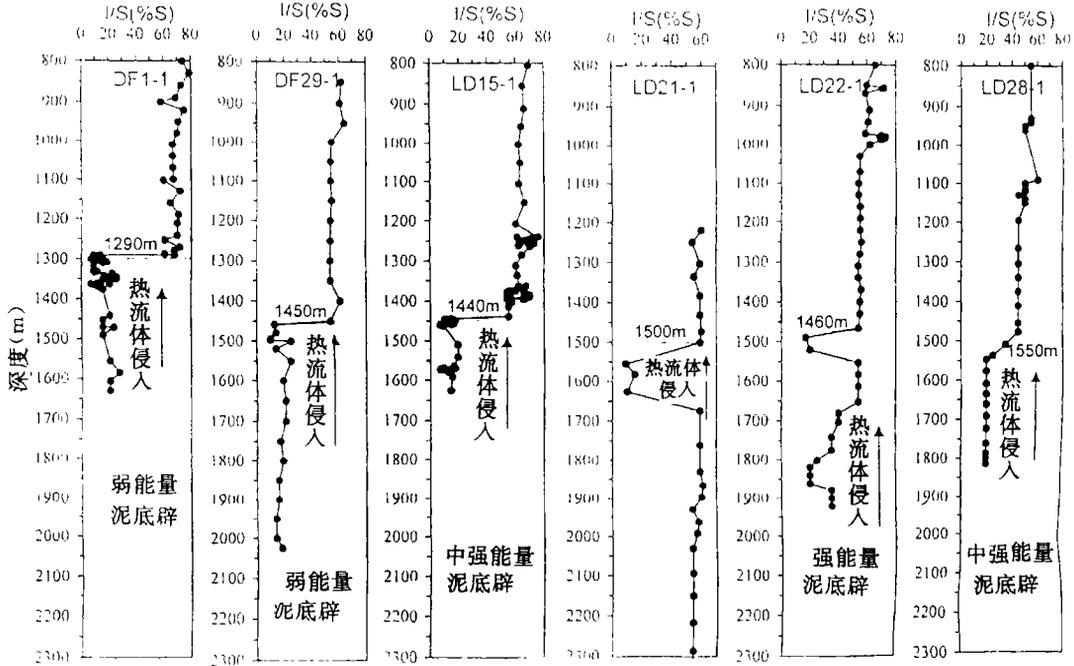


图6 莺歌海盆地泥底辟带不同构造及区块 Ny 热流体侵入与粘土矿物演化特征

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富集关系,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、非烃气形成及分布乃至运聚富集成藏的控制作用。由图9不难看出,莺歌海盆地天然气总体组成特征与其邻区琼东南盆地天然气总体组成特征是截然不同的。前者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_2 等非烃气含量甚高, CO_2 和 N_2 含量总平均分别为30.63%和13.95%,烃类气含量总平均为55.42%,略高于总的非烃气含量(44.58%)。高的非烃气含量尤其是高的 CO_2 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关系^[3]。众所周知, CO_2 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^[4],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_2 产率均随温度增加而增大,热力作用越强、温度越高, CO_2 产率和生成 CO_2 的数量越大,因此,盆地的高地温场及高大地热流背景直接控制和制约了天然气总体组成及 CO_2 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热力场,故其相对 CO_2 等非烃气而言,必然比其它低地温场低大地热流值的盆地富集,尤其对 CO_2 等非烃气运聚富集的控制作用显得尤为明显。与莺歌海盆地相邻的琼东南盆地的地温场及大地热流值,均大大低于莺歌海盆地(表1和图2),由于其地壳厚度比莺歌海盆地厚3 km,沉积盖层比莺歌海盆地薄5 km左右,因而大地热流值比莺歌海盆地低 10 mW/m^2 左右,故其天然气总体组成尤其是 CO_2 等非烃气的分布富集均存在显著差异。从图9可知,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

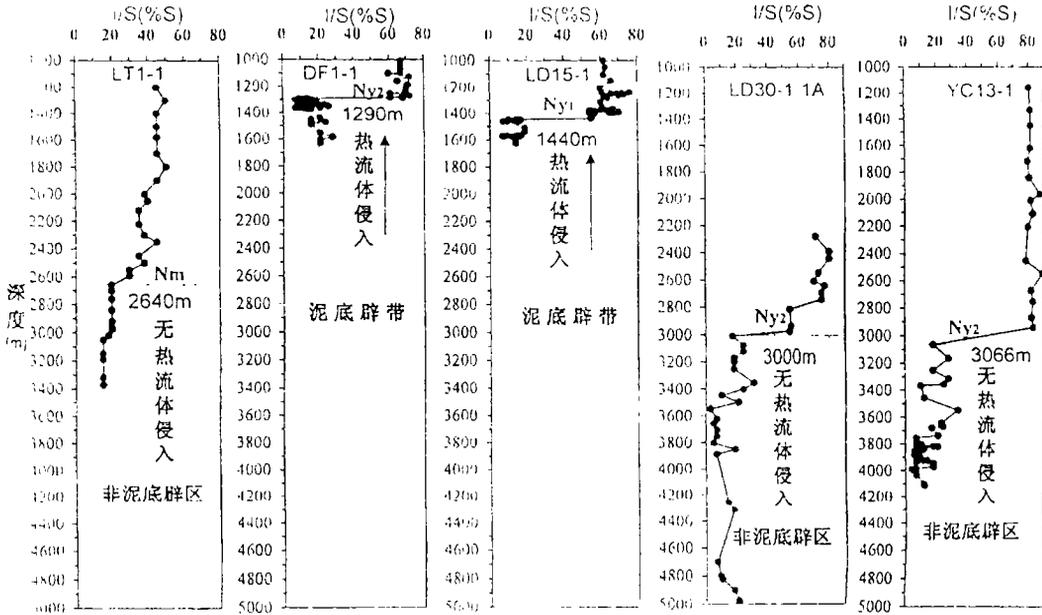


图7 莺—琼盆地不同区带第三系热流体侵入与粘土矿物演化特征对比

90.26%，而 CO₂ 和 N₂ 分别平均仅 8.44% 和 1.03%，非烃气总含量不足 10%，从目前该区最深的探井(井深 4 680 m，地层温度为 200℃)所获天然气组成表明，其非烃气含量亦不到 25%，明显表征出地温及大地热流高低所形成势力场的强弱，对非烃气尤其是 CO₂ 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非烃气大量形成

前已论及，本区自始新世以来，盆地经历三期走滑伸展活动，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、热流体活动最为强烈，而热流体活动所产生强热力作用之最终结果，均导致了天然气尤其是 CO₂ 等非烃气的大量形成，同时，亦控制了天然气及 CO₂ 等非烃气的分布富集。由图 10，可明显看出，莺歌海盆地浅层天然气形成的氦年龄分布特征与该区三期基底热流体活动时间基本吻合，即浅层天然气的大量形成与该区三期基底热流体活动尤其是晚期(1.9 Ma)热流体活动匹配甚佳。本区浅层天然气无论是富烃类气还是富 CO₂ 等非烃气，其大量形成时间多在 1.9 Ma 后的第四纪，诚然，在上新一晚中新世莺黄组(N_{y+h})时期(1.9~10.5 Ma)及中新世梅山—三亚组时期(10.5~21 Ma)和渐—始新世时期(21~50 Ma)，亦有部分天然气形成，但与第四纪(1.9 Ma)形成的大量天然气相比毕竟要少得多，因此，从天然气大量形成且与本区晚期(1.9 Ma)热流体活动相匹配的事实，充分表明了本区浅层天然气大量形成与上新世后的第三期最强烈的热流体活动存在内在的成因联系，由此不难确定该区上新世后(1.9 Ma)第三次晚期最强烈的热流体活动是制约本区浅层天然气尤其是 CO₂ 等非烃气大量形成及运聚富集的关键所在。而热流体分区分块和分层、有选择性的局部侵入活动，则是浅部地层烃类气与富 CO₂ 等非烃气分区分块分层性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 CO₂ 等非烃气气藏,进而造成了 CO₂ 等非烃气分布具有明显的分区分块和分带分层性运聚富集特征(图略)和纵向上总体分布富集于浅部地层的特点。

4.4 浅部热流体活动的分块分层性控制 CO₂ 分布富集

莺歌海盆地泥底辟带浅层天然气勘探及研究表明浅层天然气无论是富烃低 CO₂ 天然气还是富 CO₂ 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^[5],而富 CO₂ 等非烃气的分布富集则与底辟及热流体分块分层性的上侵活动更为密切,更具直接的成因联系,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 CO₂ 分布富集亦具分块分层性特征,而其热流体上侵活动和影响的范围,热流体侵入的区块及层段,CO₂ 必然富集,反之亦然。由上述图 6 所示,可以明显

看出,莺琼盆地不同区带上一中新统粘土矿物演化与 CO₂ 分布富集特征存在明显差异。该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范围内的区块及层段,CO₂ 必然富集成藏,且 CO₂ 富集的层段及区块,粘土矿物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=3),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,而且更重要的是其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构造圈闭条件的部分区块浅层储集层段而富集成藏。无热流体侵入活动的非泥底辟区带,即莺歌海盆地的北部斜坡 LT1-1 区、东南部的 LD30-1 井区以及临高区和琼东南盆地崖南凹陷 YC13-1 区等,由于无热流体上

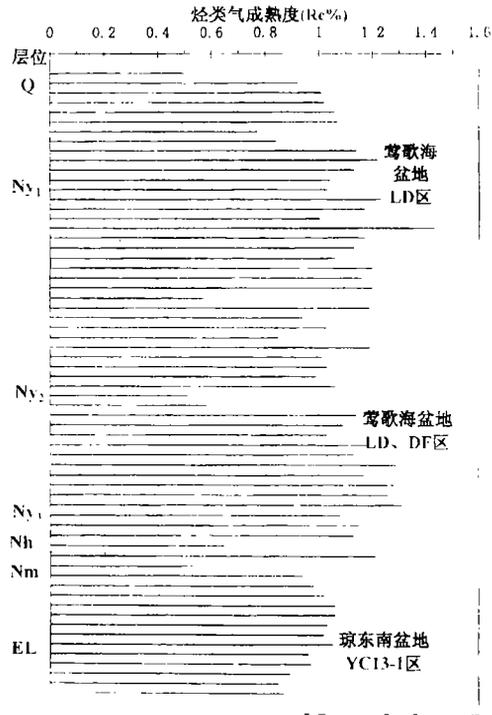


图 8 莺—琼盆地天然气藏烃类气成熟度分布特征

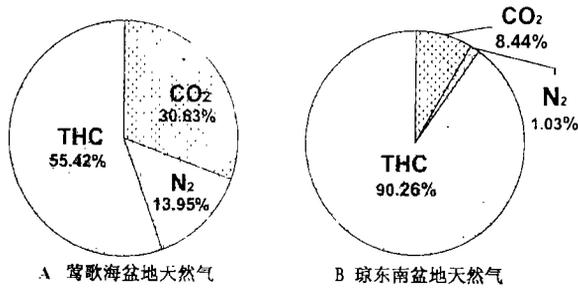


图 9 莺—琼盆地天然气总体组成特征对比

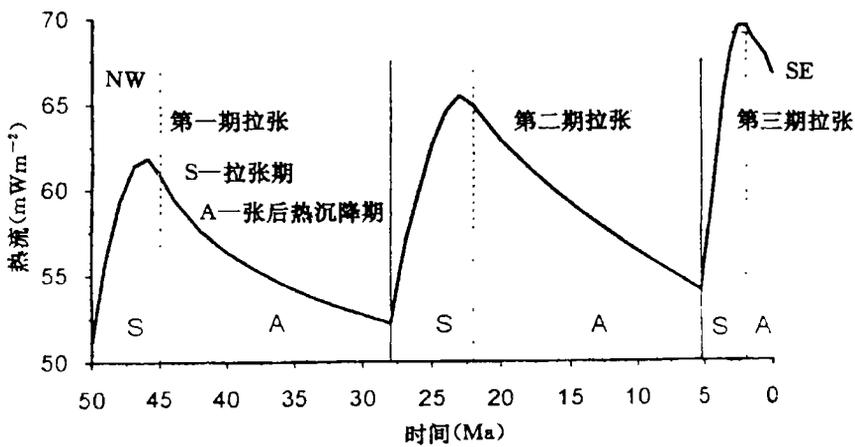
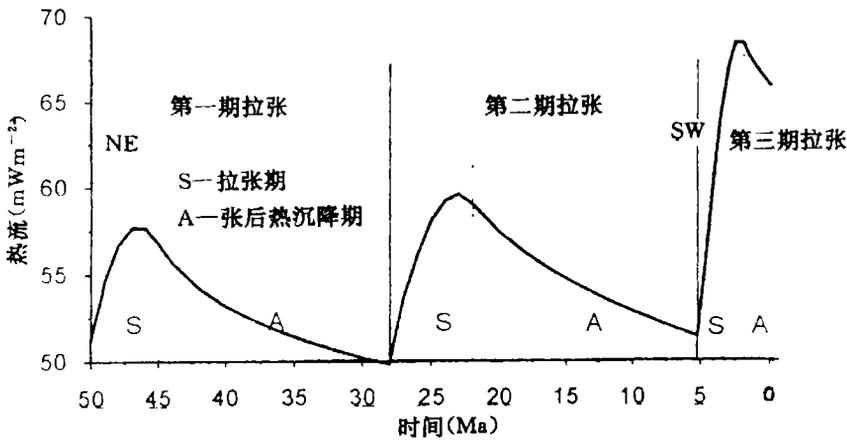
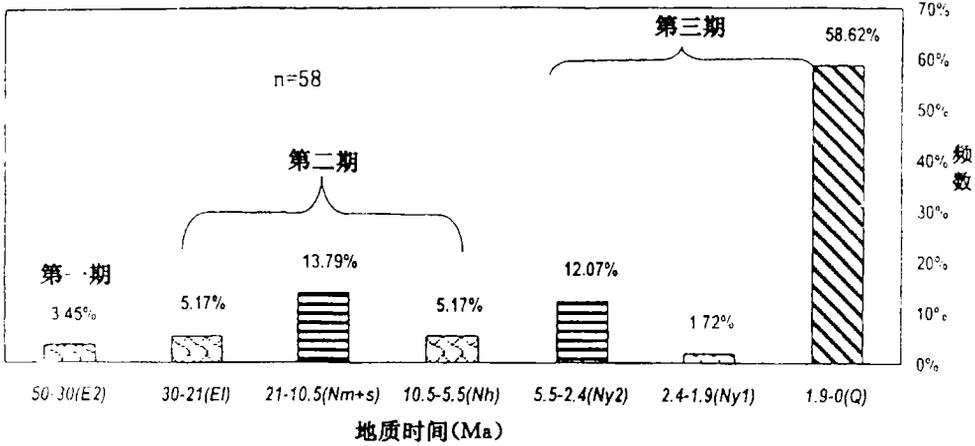


图 10 莺歌海盆地浅层气藏天然气形成时间与基底热流演化特征对比

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 I/S(%S)在 3 000 m 以上,均为 90%~50%,处于早成岩阶段 A 期或 B 期即无序混层带(R=0),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, 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 ($R_o=0.6\%$) 的深度亦未提前, 属正常热演化特征, 且均在 3 100 m 左右方进入成熟门限。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_2 等非烃气产出, 典型的实例是琼东南盆地 YC13-1 井区、莺歌海盆地北部斜坡 LT1-1 井区和临高井区等。以上区域由于无热流体上侵活动, 其主要储集层段均富含 CH_4 为主的烃类气。

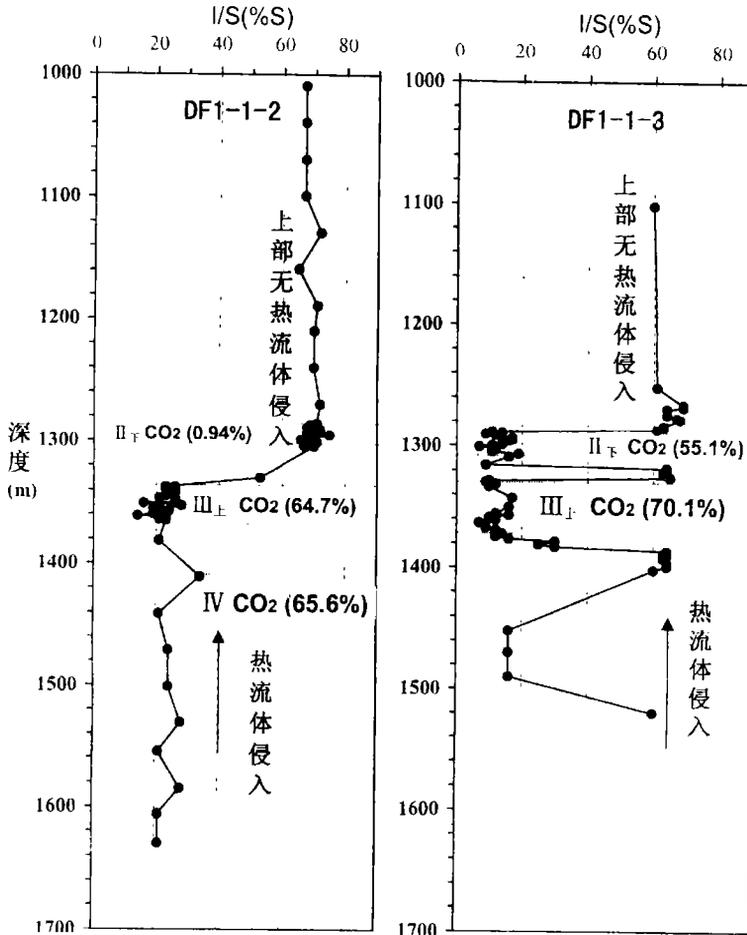


图 11 东方 1-1-2,3 井热流体分层侵入、粘土矿物演化与 CO_2 分布富集特征

须着重强调的是, 本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, 即分区分块和分层性特点。换言之, 泥底辟带上的不同构造及区块, 热流体上侵活动的局限性和分块分层性, 控制和制约了 CO_2 等非烃气的分块分层富集特征, 进而导致 CO_2 等非烃气运聚分布亦具局部性和不均一性特点^[6]。典型的实例(图略)是泥底辟带上的东方 1-1 浅层气藏, 其热流体侵入、粘土矿物演化与 CO_2 分布富集特征, 均具明显的分块性和分层性。在该气藏的东块和北块的 3 井和 7 井以

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 I/S(%S) 剧降,出现异常低的混层比特征,CO₂ 等非烃气则在热流体侵入的主要层段 II_下气组、III_上及 IV 气组富集成藏,CO₂ 高达 60% 以上。在该气藏西块的 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 I、II_上、II_下气组均富集 CH₄ 为主的烃类气,CH₄ 高达 67%~81% 以上,CO₂ 小于 1%。须指出的是由于热流体剖面上沿具良好运聚通道的层段侵入,导致了 CO₂ 分布的局限性和不均一性,控制和制约了 CO₂ 运聚分布乃至富集成藏亦具分层性,且沿热流体运聚通道畅通的路径所侵入的层段,其粘土矿物伊蒙混层比 I/S(%S) 剧降为 20% 或以下,CO₂ 则富集于此层段(CO₂>60%),而该层段的上下,由于热流体未侵入其中,粘土矿物为正常演化序列,伊蒙混层比 I/S(%S) 为 70%~50%,其储集层以富含烃类气为主,CH₄ 高达 70% 以上,CO₂ 均低于 1%(图 11),表明热流体上侵活动是否侵入该层段或区块是控制 CO₂ 分层分块差异运聚富集的主导因素。

诚然,烃类气与富 CO₂ 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、运聚通道方面均存在巨大差异。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 CO₂ 等非烃气所需温度及热动力条件,气源岩有机质热演化生成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 CO₂ 等非烃气所需热力条件及温度要求高得多,根据实验结果至少需 300℃ 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 CO₂ 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 CO₂ 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 CO₂ 等非烃气。处在相同的地温场及大地热流背景的热力作用下更是如此。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,必然控制和制约了各自的运聚及分布富集规律。综上所述,可以确认本区烃类气与富 CO₂ 等非烃气分区分块与分带分层性的差异运聚富集,正是由于在本区这种特定的高地温场及高大地热流的地质背景之下,热流体上侵活动导致气源岩中烃类气与富 CO₂ 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具良好圈闭条件的不同区块及层段差异运聚而富集成藏的最终结果。

5 结论与认识

(1) 莺歌海盆地是一个新生代走滑伸展(拉张)盆地,高地温及高大地热流是该盆地的基本地质特征之一,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,由该区带向盆地边缘和周缘区,地温逐渐降低、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三期走滑伸展(拉张)活动所产生的热流一期比一期强烈,且尤以上新世后的热流体活动最为强烈,因而,其对浅层气藏烃类气成熟度及天然气总体组成尤其是 CO₂ 等非烃气的形成及运聚富集的控制作用亦最大。

(2) 盆地结构控制了大地热流分布,亦控制和制约了天然气运聚富集乃至成藏特征。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 CO₂ 等非烃气较富集,CO₂ 总平均高达 44.58%,伴生烃类气成熟度高,属成熟—高热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,烃类气总平均高达 90.26%, CO_2 等非烃气含量甚低,总平均不到 10%,烃类气成熟度较低,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的热异常现象,并残留和保存了诸多的热流体活动的痕迹,据此可确认热流体活动的特征。热流体上侵活动的分区分块与分层性特点控制了浅层 CO_2 等非烃气的分区分块及分层性运聚富集,即浅层 CO_2 等非烃气分布富集,主要受控于热流体活动的强度和侵入范围。凡是热流体上侵活动的途径或影响的区块及层段,均可形成局部性 CO_2 气源,进而导致了其多源混合的特点。

(4) 热流体上侵活动的不均一性与 CO_2 等非烃气分区分层性局部富集的分布特征相吻合,亦具分区分块及分带分层性特点,但其上侵活动及影响范围有限,“并非漫天飞雪”,故其亦是一种局部性的热作用行为,且这种热流体上侵活动仅仅局限于沿运聚通道畅通的区块及层段侵入,正是由于这种分块及分层性的侵入活动特点,控制了 CO_2 等非烃气分布的局限性和近距离运聚富集的特征。

(5) 高 CO_2 等非烃气区域分布主要富集于具高地温场及高大地热流值的莺歌海盆地泥底辟带,莺歌海盆地其它区域及邻区琼东南盆地地温场及大地热流值相对较低,根据迄今为止的勘探所证实,尚无高 CO_2 等非烃气分布,不存在高 CO_2 风险。须强调的是,莺歌海盆地泥底辟带不仅是局部区块及层段 CO_2 等非烃气富集带,而且其亦是烃气生成及运聚富集带,且烃类气分布更为普遍和广泛。因此,本区天然气勘探既有钻遇高 CO_2 等非烃气风险,更有钻获优质烃类气的机遇。

(6) 不同结构盆地的大地热流背景及热流体活动的差异,控制了天然气运聚乃至富集成藏,直接影响和制约了天然气总体组成特征及烃类气的成熟度和纵向上的油气窗范围。

主要参考文献

- 1 罗晓容等. 莺琼盆地地温场特征与天然气成藏关系研究. “九五”国家重点科技攻关项目成果报告, 1995.
- 2 卢焕章等译. 流体包裹体. 长沙: 中南工业大学出版社, 1985. 25~105.
- 3 何家雄等. 莺歌海盆地泥底辟发育演化与油气运聚机制. 沉积学报, 1994, 12(3): 120~129.
- 4 胡英等. 物理化学(上册). 北京: 人民教育出版社, 1979. 56~78.
- 5 何家雄等. 莺歌海盆地泥底辟带天然气成藏条件及勘探方向. 中国海上油气(地质), 1995, 19(3): 157~163.
- 6 何家雄等. 莺歌海盆地 CO_2 分布及初步预测研究. 石油勘探与开发, 1998, 25(2): 20~23.

tively small, and make it difficult to explore. The exploration in recent years proves that this area is a beneficial place for oil & gas exploration.

Key words Mud cone; Mechanism; Deep migration; Oil and gas reservoir

GEOTEMPERATURE FIELD AND UPWELLING ACTION OF HOT FLOW BODY AND ITS RELATIONSHIP WITH NATURAL GAS MIGRATION AND ACCUMULATION IN YINGGEHAI BASIN

HE Jiaxiong, LI Mingxing, CHEN Weihuang
(China Offshore Oil Nanhai West Corporation, Zhanjiang 524057). *NATURAL GAS GEOSCIENCE*. Vol. 11, No. 6, pp 29~43.

Abstract Yinggehai basin is a high geotemperature basin that developed at Eogene, and its high geotemperature field and high value of terrestrial heat flow mainly concentrate in the shale piercement belt of central downwarp

area in basin. Development and evolution of shale piercement belt and especially upwelling action of hot flow body in late Pliocene epoch are close related with the migration and accumulation of natural gas and especially non-hydrocarbon(CO₂). The local invasion of hot flow body, which is characterized by different layer, block and district, leads the migration and accumulation of hydrocarbon and non-hydrocarbon (CO₂) to possess the same characteristics. And the development and evolution of shale piercement and upwelling action of hot flow body is the dominant factor which influence the migration, accumulation and reservoir forming of hydrocarbon and especially non hydrocarbon (CO₂). The difference between hydrocarbon and non-hydrocarbon(CO₂)on time and channel of migration and accumulation is the main factor which control and constraint the different migration, accumulation and reservoir forming of hydrocarbon and non-hydrocarbon.

Key words Structure of basin; Terrestrial heat flow; Action of hot flow body; Formation of natural gas; Control factor analyse.