

文章编号: 1000-0550(2002)03-0462-07

莺歌海盆地海相生物气特征及生化成气模式

黄保家 肖贤明

(中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640)

摘要 莺歌海盆地浅层第四系—上新统存在丰富的生物气资源,已发现生物气的组成以甲烷和氮为主,干燥系数高达0.99,甲烷碳同位素轻($-65.57\text{‰} \sim -63.14\text{‰}$)尤其是氢同位素偏重($-172.1\text{‰} \sim -108.5\text{‰}$)是该区生物气的重要特点。研究表明,该区第四系—上新统海相沉积有机质是生物气的基质,这套源岩的平均有机碳含量约0.4%,有机质中细菌可利用基质以粗纤维、半纤维素和蛋白质为主,特别是有机质生化代谢过程中的中间产物—氨基酸、乙酸含量异常高,揭示其正处在活跃的生化成气时期。根据模拟实验结果结合本区的地质条件,初步确定生物气生成的主带在35~65℃之间,生化成气下限深度约为85℃(对应井深约2 000 m,实际埋深1 900 m左右),进而建立了海相生物气的形成演化模式。

关键词 莺歌海盆地 海相生物气 主成气带 生物气模式

第一作者简介 黄保家 男 1960年出生 高级工程师 博士研究生 有机地球化学

中图分类号 P593 TE122.1⁺1 文献标识码 A

莺歌海盆地是一年青、快速沉降的新生代走滑拉张盆地,塑性流引起的泥一流底辟构造发育。钻井及地震资料揭示,在中央拗陷带,仅第四系—上新统地层厚度达1 800~2 700 m,沉积速率约为0.5~0.8 mm/a,这套海相地层中的泥岩生化成气作用非常活跃。近几年来,已先后在LE22-1、LE28-1和DF1-1气田浅部发现了高产生物气藏,由此拓宽了该区寻找优质天然气的勘探领域。本文旨在对已发现的生物气特征及其成因进行深入剖析,进而根据生化成气模拟实验结果并与地质条件相结合探讨莺歌海盆地海相生物气形成演化模式,展现生物气的勘探前景。

1 生物气的产状及其成因特征

1.1 生物气的产状和组分特征

迄今为止,莺歌海盆地已钻的探井或评价井中,在第四系—上新统或上中新统浅部地层普遍出现气测异常(图1),异常值一般为 $n \cdot 10^3 \sim n \cdot 10^4$ (10^{-6}),高者达 $n \cdot 10^5$ (10^{-6}),为背景值的几倍~数十倍,延续井段较长。如LE15-1-2井井深762~766 m第四系浅灰色泥质粉砂岩中,气测全烃7.5%, CH_4 占6.5%,无荧光显示,测井解释电阻率6Ω,声波时差曲线有周波跳跃,中子密度曲线相交,综合解释为气层。RFT取得气样分析, CH_4 占71.10%, C_2+ 微量,其余为 N_2 (28.36%)和 CO_2 (0.26%),干燥系数 $\text{C}_1/\Sigma\text{C}_n$ 高达0.999。气体组成特点与其下伏莺黄组浅层热成熟气明显不

同,后者含有较多的重烃组分(3%~5%)和 CO_2 含量。结合上述气显示井段的埋深,综合判定为生物气。

海相沉积物大量生物气可呈水溶状储存下来,例如LT34-1-1井第四系下部浅灰色含砾砂质,722~750 m井段气测录井总气为13%~20%,色谱组分仅有 CH_4 ,含量高达9%~12%,砂样无荧光。莺—黄组(上中新统—上新统)井深997~1 020 m地层录井为浅灰色泥质含砾砂岩,气测总气为10%~20.5%,为明显异常段,色谱分析亦只有甲烷(7.5%~18.1%) (表1),从天然气组成看与泥拱带浅层热成气差别较大,后者含 $\text{C}_2 \sim \text{C}_6$ 重烃达3%~7%。地化分析表明,上述井段镜煤反射率仅为0.3%,未成熟。显然,异常段的天然气应为生物气。测井解释,井深1 002~1 012 m为水层,由此暗示生物气可能主要以水溶状态存在。

令人高兴的是,在莺歌海盆地中央底辟带的一些气田(如LE22-1、LE28-1、DF1-1等气田)第四系—上新统发现典型生物气藏,日产量最高达 $43.56 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。从表1可见,这些生物气甲烷的含量为87.01%~92.06%,重烃含量甚微, C_2+ 为0.03%~0.06%,干燥系数大($\text{C}_1/\Sigma\text{C}_n > 0.99$);非烃组分中,含有较高的 N_2 和少量 CO_2 。

1.2 浅层生物气甲烷的碳、氢同位素组成

本区生物气以富集轻同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 为特征,其 $\delta^{13}\text{C}_1$ 介于 $-55.72\text{‰} \sim -65.57\text{‰}$ 之间,具有国内外一些

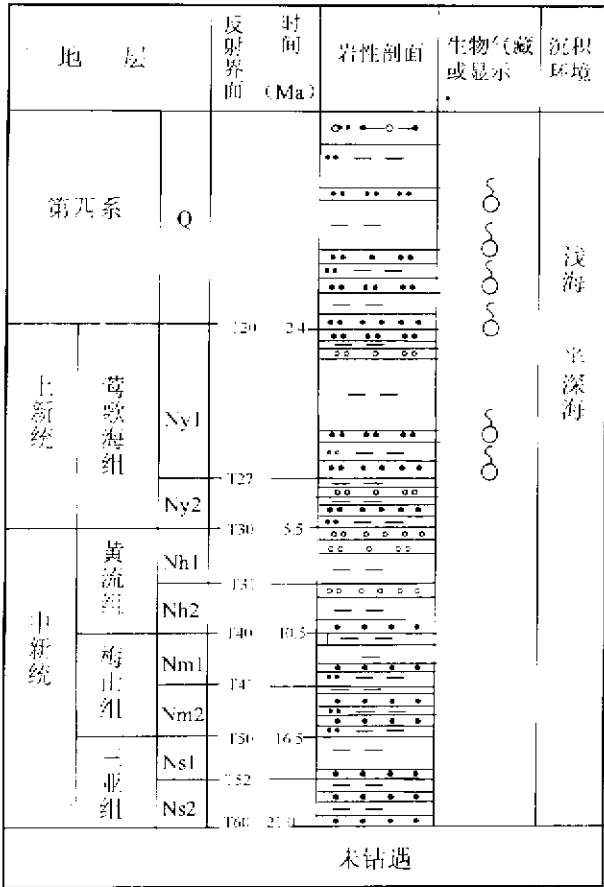


图 1 莺歌海盆地地层柱状图及生物气的纵向分布

Fig.1 Generalized stratigraphic column and vertical distribution of biogases in the Yinggehai basin

典型生物气田的 $\delta^{13}C_1$ ($< -55\%$) 特征, 如我国柴达木盆地涩北气田第四系生物气 $\delta^{13}C_1$ 为 -66% ^[1], 前苏联西伯利亚盆地乌连戈伊气田白垩系赤诺曼阶生物气 $\delta^{13}C_1$ 为 -59% , 意大利 P₀ 盆地第三系生物气 $\delta^{13}C_1$ 值介于 $-55\% \sim -71\%$ ^[2]。当有热解气混入或者来自生物—热催化过渡带气^[3]的贡献时可使甲烷碳同位素变重, 如 DF1-1 气田 8 井、9 井顶部气层其甲烷同位素组成有增大的趋势, 可能主要与由于底辟活动导致深部热解成因甲烷的混入有关^[4], 但生物—热催化气来源也不能排除, 作为一种新的资源类型应该引起注意。

甲烷的氢同位素偏重是莺歌海盆地生物气同位素组成的显著特点。从表 1 可见 δD 高达 $-108.5\% \sim -171.3\%$, 比柴达木盆地涩北一号、二号气田生物气

的 δD_{C_1} 值 ($-221.94\% \sim -227.55\%$) 高得多^[5]。研究认为氢同位素组成与沉积环境有关, 并提出由于环境的替变, 海相生物成因甲烷 (M): δD 为 $-150\% \sim -210\%$, 陆相生物成因甲烷 (t) δD 范围值: $-210\% \sim -280\%$ 。莺歌海盆地第四系—上新统生物气形成于开阔海沉积环境, 沉积有机质既有海洋生物, 又有河流及潮汐作用搬运而来的陆源有机质。按照 Schoell 的观点, 在海相半咸水环境下, 这种偏腐植型的沉积有机质经生化作用形成的生物气显然具有较重的氢同位素组成。关于生物气的氢同位素组成, Woltmate (1984) 的解释是既受水介质氢的同位素制约, 同时又与甲烷生成途径 (二氧化碳还原或乙酸分解) 有关。在相同的 δD 水条件下, 以 CO_2 还原为主要途径生成的甲烷比乙酸分解生成的甲烷富集重氢同位素。在海相环境中, 生物气主要通过 CO_2 还原方式形成^[6]。由此推测, 本研究区生物气具有重的氢同位素组成可能是由其生成环境及水介质、有机质性质 (海相环境发育陆源有机质) 和形成途径共同决定的。

1.3 浅层生物气的形成机制

生物气是未成熟的浅层沉积物中, 处于还原环境下的有机质为厌氧生物所分解的最终产物。

W. J. Whiticar 等^[6]根据对世界上产自不同环境中的 200 多个生物气样品及其伴生的 CO_2 和地层水的碳、氢同位素组成进行了系统分析研究, 发现不同成气途径形成的生物气其碳、氢同位素、 CO_2 同位素组成存在较大差异并提出了不同类型天然气的成因机制图解 (图 2)。从图中可以看出, 生物气的形成途径与沉积环境密切相关, 海相沉积环境中, 生物甲烷主要是通过 CO_2 还原方式形成的, 其甲烷碳同位素组成一般介于 $-110\% \sim -60\%$, 而氢同位素值相对较重 $-250\% \sim -150\%$, 陆相环境中, 生物甲烷形成主要通过乙酸酵解方式形成的, 其 $\delta^{13}C_1$: $-65\% \sim -50\%$, δD : $-400\% \sim -250\%$ 。上已述及, 本区生物气 $\delta^{13}C_1$ 介于 $-55.72\% \sim -65.57\%$, δD : $-108.5\% \sim -171.3\%$, 在 Whiticar 图版上, 落在海相环境 CO_2 还原途径生成的甲烷区域及右侧 (图 2)。鉴于本区上新统—第四系源岩有机质可降解物以粗纤维、蛋白质及半纤维素为主 (表 2), 因此, 有机质的生化代谢产甲烷过程可简单表示为:

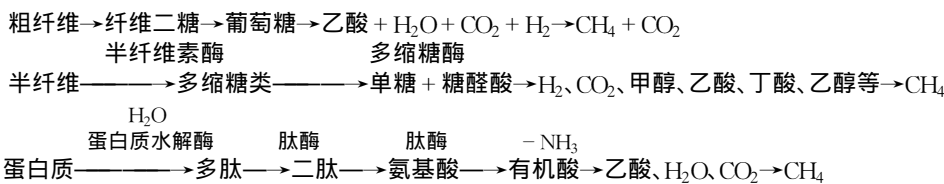


表1 莺歌海盆地生物气的产状及地球化学特征

Table 1 Occurrence and geochemical characteristics of gases in the Yinggehai basin

井号	井深 /m	层位	烃类气/%		非烃气/%		干燥系数 C ₁ /C ₁₋₅	碳同位素 δ ¹³ C/‰			δD _{C₁} /‰	产状
			C ₁	C ₂₋₅	CO ₂	N ₂		C ₁	C ₂	CO ₂		
LE28-1-2	560~562	Q	96.02	0.00	0.01	3.63	1.000	-65.57			-172.1	
LE22-1-3	395~410	Q	87.09	0.31	0.73	11.48	0.996	-63.14	-	-	108.5	
LE22-1-4	575~595	Q	87.01	3.35	0.06	9.30	0.963	-55.72	-22.29		-149.6	
LE22-1-1	851~858	Q	83.48	085	0.17	15.23	0.990	-54.11	-23.48	-10.94		气层气
	1342~1405		79.72	0.79	0.08	19.32	0.990	-54.32	-27.04	-		
DF1-1-8	1342~1358	Y ₂	79.64	0.79	0.35	18.63	0.990	-54.09	-26.86	-18.35	-135.9	
	1369~1405		82.44	1.51	0.37	15.04	0.982	-50.32	-25.90	-14.59	-128.7	
DF1-1-9	1318~1325	Y ₂	73.54	1.49	0.21	24.04	0.980	-51.04	-26.26	-	-140.5	
LE15-1-2	746.5	Q	71.10	Tr	0.26	28.36	0.996				RFT	
	512	Q	21.84	0.05	0.90	65.24	0.997	-74.7				气异常 (面气)
LE8-1-1	1006	Q	19.07	0.04	1.27	77.46	0.996	-63.2				
	1290	Y ₂	27.73	0.10	0.94	69.04	0.996	-55.3				
LT34-1-1	722-750	Q	总气13%~20%, 烃气全为甲烷, 占9%~12%				1.000					水溶气

本区上中新世—第四纪,为广海沉积环境,快速沉降与沉积是这个时期的一个重要地质特点。大量的陆源碎屑有机质被搬运到莺歌海盆地中来,因此,沉积物中含有较为丰富的多种生源(海生、陆源)的有机质,无疑为生物甲烷的形成提供了重要的物质条件和有利的环境条件。沉积因素和生态因素相互作用,导致三种不同生化环境,每一种环境以一种主要吸呼作用为特征,这三个带即喜氧带、厌氧硫酸盐还原带和碳酸还原带。海洋沉积物喜氧带通常发育在水体中和沉积物上部。当沉积物表面位于喜氧带时,大量有机质被氧化、消耗,不利于生物甲烷生成;当沉积物表面直接位于硫酸盐还原带时,甲烷过早地在水中生成散失掉,保存下来的比例亦较小;只有当沉积物表面位于过渡性硫酸盐还原带之下或碳酸盐还原带,并且该带具有一定厚度时,条件最有利(见图3)。本区自上中新世以来,持续快速沉积,未发生沉积间断,特别是第四纪以来,沉积速率加剧,平均0.8 mm/a,在这种地质背景下,源源不断的沉积物在水中快速堆积,生物气带不断地向上移动更替,致使新沉积物不断进入甲烷生成带,由于上覆水柱和沉积物造成的较高静水压力,早期形成的生物气溶解于孔隙水中,随着压实作用的进一步加强,水中溶解甲烷将向低压带运移,当遇上合适圈闭便形成水溶生物气藏(如LT34-1-1井),一旦水中溶解甲烷达到过饱和时(或由于地质营力影响,压力降低)就会有游离气体析出,形成生物气藏,如LE22-1气田。

2 生物气源岩特征及其生气演化模式

2.1 生物气源岩的地质—地球化学环境

在莺歌海盆地,生物气源岩主要发育于浅—半深海相的上新统一第四系,这个时期,受喜马拉雅山运动影响,盆地拗陷明显加剧,水体加深并发生快速沉降/沉积(上新统平均沉积速率为0.54 mm/a,第四系高达0.80~0.85 mm/a),造成了既利于有机质堆积和保存又利于有机质进行生化作用的地球化学环境。对于生物气来说,快速沉降与沉积具有双重意义。首先,在于它形成了一个水体较深、水中游离氧贫乏的还原环境,使得有机质快速堆积又得到迅速埋藏和保存,同时也削减了从上覆水体中不断补偿的硫酸盐,从而为微生物群落的生长和繁殖创造了有利的环境条件。快速沉降与沉积的重要意义还在于减少早期生成甲烷的扩散损耗。加拿大东南岸的大马南海盆浅层取心资料表明,相同埋深2 m的岩心,沉积速率为20 cm/ka的岩心中,甲烷含量仅 $30 \times 10^{-6} \sim 40 \times 10^{-6}$,而另一沉积速率为134 cm/ka的岩心中,甲烷的含量高达21 800 ppm,是前者的500倍。正是由于海底沉积物在水下快速堆积,并驱赶早期沉积物不断进入上述甲烷主气带,同时由于快速堆积,已生成的甲烷在上覆层沉积物和水柱压力作用下不易散失,较好地保存下来。在近代海洋沉积物中,生物气通常发现于沉积速率大于50 m/Ma地区(Claypool and Kaplan, 1974)。

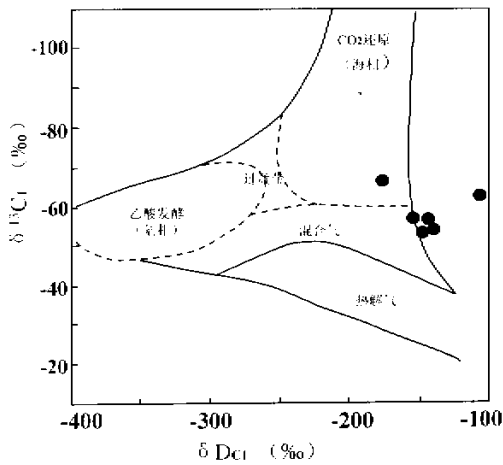


图 2 莺歌海盆地海相生物气的成因类型
(图版据 Whitichar, 1986)

Fig. 2 Genetic type of marine biogases from the Yinggehai basin
(The boundary lines were taken from Whitichar, 1986)

以 0.1% 作为还原环境与氧化环境的界限 ;在陆相盆地中 ,该界限值略为偏高一些(0.2% ~0.4%)。根据本区几口探井的碳、硫分析资料 ,上中新统一第四系浅海—半深海相灰色泥岩 ,甚至一些含粉砂质泥岩的 $S =$ 一般在 0.1% ~1.0% 之间 ,平均 >0.4% ,显然属于弱还原—还原环境。位于莺歌海盆地中央泥拱带的 DF1-1-1、2 井 S^{2-} 通常 >0.4% ,最高可达 2.70% ,显然处于相对强的还原环境。

莺歌海盆地上中新统一第四系泥岩抽提物饱和烃气相色谱资料表现出明显的植烷优势 , $Pr/Ph < 1$,少数样品达 1.5 左右 ,为姥/植均势 ,值得注意的是 ,在上述地层中还发现了指示还原环境的标志化石—黄铁矿。这些资料一致表明本区上中新统一第四系的地球化学环境利于厌氧微生物的活动和生化成气作用。

2.2 气源岩的地球化学特征

2.2.1 有机质丰度

莺歌海盆地上中新统一第四系有机质丰度不高 ,有机碳平均为 0.32% ,深灰色泥岩 TOC 略为偏高 ,可达 0.50% ~0.60%。由于有机质未成熟 ,热解生烃潜量 $S_1 + S_2$ 均显示出稳定的低值 ,平均 0.4 mg/g ,氯仿沥青“ A ”含量通常只有数十个 $\times 10^{-6} \sim 280 \times 10^{-6}$,总烃绝大多数样品只有几十个 $\times 10^{-6}$ 。从已钻探井样品(井深 <2 000 m)的统计资料分析 ,有机质的分布主要受沉积环境的制约 ,位于莺歌海盆地东北部斜坡带的探井 ,上新统一第四系主要为滨海—滨浅海沉积 ,有机碳普遍偏低 ,主频率(70%)介于 0.2% ~0.4% 之间 ,平均 0.29% ;而处于莺歌海盆地中部拗陷带的上新统一第四系大多为浅海—半深海相 ,有机碳介于 0.2% ~0.5% 范围的样品占 98% ,平均 0.34%。与我国柴达木盆地第四系生物气源岩比较 ,本区上新统一第四系浅海—半深海泥岩可划为好的生物气源岩(表 2)。

2.2.2 有机质类型

研究认为 ,甲烷的营养来源主要是有机质中的纤维素、半纤维素、糖、淀粉、果胶等碳水化合物。因此 ,沉积有机质的性质是决定生物气源岩产气能力的物质因素。

研究表明 ,莺歌海盆地第四系—上新统泥岩的有机质类型主要为含腐泥的腐植型^[7]。为了寻求细菌可利用基质与甲烷产率的关系 ,我们进行有机质生化组分指标分析。除木质素外的单元组分化合物属于可被细菌利用的基质 ,统称可降解物(蛋白质 + 粗纤维 + 半纤维素 + 可溶性糖 + 脂类) ;有机质生化代谢过程中的中间产物氨基酸、乙酸也都易于被细菌利用 ,是最终生产出 CH_4 和 CO_2 的重要成分。从表 2 中数据可看

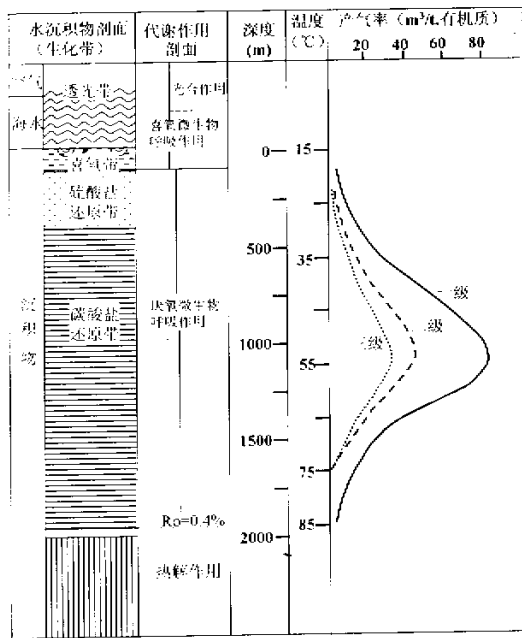


图 3 莺歌海盆地海相生物气演化模式

Fig. 3 Generation evolution model of marine biogases in the Yinggehai basin

气源岩的地球化学环境直接或间接地影响着甲烷菌的生长与繁殖 ,同时又是生物发育及有机质保存的重要因素。目前 ,普遍采用 S^{2-} 及 Pr/Ph 为衡量源岩的古环境。 S^{2-} 含量代表环境的还原程度 ,其值越大 ,说明环境还原程度越高。在海相地层中 ,国外通常

表2 莺歌海盆地生物气源岩有机质丰度与柴达木盆地比较

Table 2 Comparison of organic manic matter abundance and quality of biogases source rocks in Yinggehai basin with the Qaidam basin

盆地	层位	源岩	有机质丰度 TOC/%	有机质系列化组分指标				
				氨基酸 /($\mu\text{g/g}$)	粗纤维 /%	半纤维 /%	蛋白质 /%	乙酸 /($\mu\text{g/g}$)
柴达木盆地	第四系	湖相有利气源岩	0.18~0.35					
		湖相最有利气源岩	>0.35	1.03	0.16	未测	20	15
莺歌海盆地	上中新统	浅海—滨海相泥岩	0.30					
	—第四系	浅海—半深海相泥岩	0.40	0.93	0.205	0.61	657	207

表3 实验样品的特征及模拟实验产生生物气结果

Table 3 Data of modeling experiment on generating biogases and geochemical characteristics of samples for experiment

样品号	深度 /m	岩性	TOC /%	有机质 /%	产气率 /(m^3/t .有机质)	各温阶产气率占总产气量的比例/%				产甲烷 量级别
						35	55	65	75	
S9	1.3~3.5	海底淤泥	0.37	0.64	121.88	35.33	64.67			
S5	1508	泥岩	0.35	1.18	98.30	34.23	52.77	16.38		
S7	2008	泥岩	0.32	1.59	96.85	23.54	76.46			
S11	520	泥岩	0.77	2.14	95.32	24.94	73.51		1.55	一级
S4	1308	泥岩	0.41	1.28	92.19	27.1	51.78	21.11		
S8	2208	泥岩	0.64	2.04	91.66	38.72	61.28			
S10	420	泥岩	1.01	2.49	88.36	22.4	61.28		16.23	
S3	1108	泥岩	0.41	1.47	72.79	29.72	43.03	27.25		
S1	708	泥岩	0.63	1.96	69.36		64.44	32.56		二级
S6	1708	泥岩	0.32	1.26	65.88	38.23	61.77			
S2	908	泥岩	0.36	1.31	45.04		70.17	29.83		三级

出,本区第四系—上中新统浅层样品的可降解物均以粗纤维和蛋白质为主,平均占可降解物总量的44.2%和33.2%,其次是半纤维素占12.4%。就可降解物总量(1%~4.3%,平均2%)而言,与柴达木盆地东部第四系样品可降解物总量相比不相上下,值得注意的是,莺歌海盆地样品有机质生化代谢过程中的中间产物—氨基酸、乙酸含量高达207 $\mu\text{g/g}$ 和657 $\mu\text{g/g}$,暗示其目前正处在生化成气阶段。可见,本区海相生物气源岩含丰富蛋白质、脂类的草本型或腐泥—腐植型有机质利于生化甲烷的形成。

2.3 生物气的形成演化模式

2.3.1 生物气模拟实验

(1) 实验样品的来源及细菌调查

基于模拟实验的目的要求,在莺歌海盆地DF1-1井、莺井等选取了11个样品,这11个样品组成了海底—200 m埋深剖面。由于海上钻井浅层取心很

少,因此所采集的样品均为钻井岩屑。模拟实验原始菌种的培养基也是取自莺歌海盆地井场海底淤泥,用这种淤泥培养出的菌种进行生化成气实验,更能反映研究区气源岩的实际生气潜力。样品主要为软泥或泥岩,个别含粉砂泥岩。有机碳介于0.3%~1.0%之间,平均0.5%±。有机质以含草本腐植型为主,镜质体反射率 $R_o=0.3\% \sim 0.45\%$ (表3)。经泥岩浸泡 Cl^- 分析,含量在0.8%~3.5%,属咸水—半咸水介质。

地质样品中的细菌调查,与厌氧化酵产甲烷直接相关的主要有厌氧纤维素分解菌、发酵性细菌、产甲烷菌三大类菌群。测定结果表明,本区样品上述三大类菌群分布齐全,其中,发酵性细菌最为普遍, $2.5 \times 10^2 \sim 3.5 \times 10^4$ 个/g,纤维分解菌次之且含量变化较大, $2.5 \times 10^7 \sim 7.0 \times 10^8$ 个/g;甲烷菌未作定量,一次富集均出现。由此说明本区浅层沉积物发酵产甲烷过程尚

在进行中。

值得注意的是,海底—井深 1 708 m 的样品,发酵细菌数量较多而且没有减少的趋势($2.25 \times 10^3 \sim 4.75 \times 10^4$ 个/g),而 2 008 m 和 2 208 m 的样品却骤降为 $(2.5 \sim 3.5) \times 10^2$ 个/g。较上部样品少 1~2 个数量级,似乎暗示发酵细菌在超过一定的温度界限后将明显减少。本区样品产 CH_4 菌形态为典型球菌, H_2/CO_2 营养型。耐人寻味的是,在埋深约 2 108 m 样品仍出现产甲烷菌,该深度对应地层温度约 90~95℃,说明一些嗜热型产甲烷细菌有着比较高的生长温度。这些地层样品产甲烷菌的存在揭示了莺歌海盆地第四系—上新统生化成气的事实。

2.3.2 模拟实验结果及生化作用成气模式

将取自海底—井深 2 300 m 地质样品经历 35℃~55℃~65℃~75℃ 厌氧发酵过程,即发酵起始温度 35℃,待产终止时测定产气量、气体组分、同位素组成;然后在发酵容器中加入与 35℃ 等量的 55℃ 菌种,惰性气体置换发酵容器顶部空间气体,密封,升高 55℃,继续发酵。以后的升温程序、操作过程、检测指标、除补加的菌种有差别之外,均与前述相同,试验前后测定混合样(样品+菌种)中有机质的变化情况。

实验设计 35℃ 梯度试验周期为 98 天,55℃,65℃、75℃ 梯度试验分别为 47 天、56 天、28 天。实验结果表明,不同温度下,细菌与有机质的生化作用不同,导致生物气的产气过程及产气量各异(表 3)。35℃(低温)条件下,达到产气高峰所需时间长,一般在样品发酵至 40 天,产气量达到最大值,此后逐渐降低;55℃~65℃~75℃(中温—高温)条件下,产气量达到产气高峰所需时间短,一般在发酵至 30 天前达到最大值。随着温度升高(55℃→65℃→75℃),条件渐渐不适宜细菌的生化作用,产气量呈规律性变小(表 3)。主生气带在 35℃~65℃ 之间,生物气成气下限温度约在 75℃~85℃ 左右,突破了传统模式中微生物生气作用的温度区主要在 50℃ 以前的界线(Huant, 1979),这有助于正确认识本区生物气的形成和分布规律。根据上面所述的生物气源岩细菌调查资料和模拟实验结果,结合本区地温梯度,即可确定生物气形成的下限深度及主气带的深度范围,建立莺歌海盆地海相生物气的形成演化模式(图 3)。测井及测试资料显示,莺歌海盆地深层地温梯度较高,测温来自 >3 700 m 的上第三系的平均地温高达 4.56℃/100 m。根据地震层速度预测并已有钻井资料验证,莺歌海盆地深部普遍存在异常高压,高压顶界最浅深度约为 2 600 m。由于高压包的屏蔽作用,不易导热,因此高压通常与高温相伴生。而浅部地层由于沉积物成岩性较差及

高矿化度地层水的导热作用,地温梯度要比深层低一些,如 LE15-1-1 井深 2 200~2 225 m 地层测试温度 102℃,平均地温梯度 3.84℃/100 m,莺井 2 181.8 m 测井温梯度 94℃,平均地温梯度 3.42℃/100 m。取浅层平均地温梯度为 3.6℃/100 m,如果按 85℃ 左右来推算生物气的最大下限深度可达到井深 2 000 m 左右(实际埋深约 1 900 m),主生气带在 500~1 300 m 之间(图 3)。这与录井气测烃组分在纵向上变化规律不谋而合,井深浅于 2 000 m,几乎为纯甲烷, $C_1/\Sigma C_n = 0.99 \sim 1.000$,向下大约在 2 200 m 开始出现重烃 C_{2+} 约占 1~2%^[7]。由此看来,该模式比较逼近地下情况,对认识莺歌海盆地海相生物气的分布规律、进而确定生物气的勘探方向有重要指导意义。

3 结论与认识

(1) 莺歌海盆地第四系—上新统浅层生物气的组成以甲烷和氮为主,甲烷碳同位素轻($-65.57\% \sim -63.14\%$)尤其是氢同位素重($-172.1\% \sim -108.5\%$)是该区生物气的重要特点,其形成机制可能属于“ CO_2 还原(海相)”成因。

(2) 第四系—上新统浅层生物气源岩的平均有机碳含量约 0.4%,有机质中的细菌可利用基质以粗纤维、半纤维素和蛋白质为主,特别是有机质生化代谢过程中的中间产物—氨基酸、乙酸含量异常高,说明其正处在活跃的生化成气时期,进而揭示莺歌海盆地存在比较丰富的生物气资源。

(3) 根据模拟实验与钻井、地质资料的综合分析,确定本区海相源岩生物气生成的主带温度介于 35℃~65℃ 之间、下限温度为 85℃(对应井深约 2 000 m,实际埋深约 1 900 m),突破了传统模式中的生物气下限温度为 75℃ 的束缚,为探讨莺歌海盆地生物气的分布规律以及勘探部署提供了重要的依据。

感谢农业部成都沼气科学研究所 在莺歌海盆地海相生物气模拟实验中给予很大的帮助!

参考文献(References)

- 顾树松 编著. 柴达木盆地东部第四系气田形成条件及勘探实践 [M]. 北京:石油工业出版社,1993 [Gu S S. Formation conditions of Quaternary gas fields and exploration application in the east Tarim basin [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993]
- Mattavelli L. Geochemistry and Habit of Natural Gas in Po Basin, Northern Italy [J]. AAPG Bulletin, 1983, 67(12): 2 239~2 254
- 黄志龙, 柳广弟, 郝石生. 东方 1-1 气田天然气运移地球化学特征 [J]. 沉积学报, 1997, 15(2): 66~69 [Huang Zhilong, Liu Guangdi and Hao Shisheng. Geochemical characteristics of gas migration in Dongfang 1-1 gas field [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1997, 15(2): 66~69]

- 4 徐永昌,沈平,刘文汇,王万春.一种新的天然气成因类型——生物-热过度带气[J].中国科学通报 B 辑,1990,20(9):975~980[Xu Yongchang,Shen Ping,Liu Wenhui,et al. A new natural gas type—bio-thermogenic transitional gas. Chinese Science Bulletin (B),1990,20(9):975~980]
- 5 Schoell M. The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins[J]. Geochemica et Cosmochemica Acta,1980,44(5):649~661
- 6 Whiticar W J, Faber E, Schoell M. Biogenic Methane Formation in Marine and Freshwater Environments: CO₂ Reduction vs Acetate Fermentation-Isotope Evidence[J]. Geochemica et Cosmochemica Acta,1986,50:693~709
- 7 黄保家.莺—琼盆地生物气及其聚集条件[A].见:戚厚发,关德师,张详,黄保家,钱贻伯等.中国生物气的成藏条件[C].北京:石油工业出版社,1997. Huang Baojia, Biogenic gas and its accumulation condition in Yinggehai-Qiongdongnan basins[A]. In: Qi Haofa, Gan Desi, Zhang Xiang, et al. 1997, Biogenic gas formation and accumulation in Chinese basins[C]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1997]

Characteristics and Generation-Evolution Model of Marine Biogas in the Yinggehai Basin

HUANG Bao-jia XIAO Xian-ming

(State Key Laboratory of Organic Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

Abstract There is great biogas potential in the Quaternary and Pliocene of the Yinggehai Basin. The compositions of gases found in the Basin are mainly methane and nitrogen. These biogases are characterized by high dry coefficients (C_1/C_{1-5} ratio) of 0.99, light carbon isotopes of methane ($\delta^{13}C_1$) of $-65.57\text{‰} \sim -63.14\text{‰}$, especially heavy hydrogen isotopic values (δD_{C_1}) of $-172.1\text{‰} \sim -108.5\text{‰}$. Geochemical data show that the Quaternary and Pliocene mud has the mean TOC value of 0.4% and contains abundant organic matter which can be degraded by bacteria. The organic matter mainly consists of coarse-fiber, semi-fiber and protein. Noticeably, it contains a high content of amino acid that is an intermediate product during the formation process of biogas. This indicates that the mudstone in the Quaternary and Pliocene of the Basin is favourable to biogas formation and is good biogas source-rock. The data of modeling experiment, combined with the gas measurement log and geotemperature gradient data of the basin, can be used to predict that the main stage of bio-gas generation is between 35°C and 65°C and the death temperature of bio-gases is about 85°C (equivalent with the burial depth of around 1 900 m in the Basin). Finally, we suggest the generation-evolution model of marine biogas in the Yinggehai basin.

Key words Yinggehai, marine biogas, main stage of generating-biogas model of biogas generation