

试论我国天然气多源成因作用与 多种成气模式

熊寿生 张文达 卢培德 吴德源

(地质矿产部石油地质中心实验室)

天然气为产自自然地质体的烃类气和非烃气体的总称,为多种气体的混合物。不同组成的天然气,既反映特定的母质类型、来源及其演化、运移的历程,同时也反映特定的成因类型。深入探讨形成天然气的地球化学作用及其成因类型,是天然气普查评价的重要内容。

一、形成天然气的多种地化作用

我国天然气产出的层位甚多,分布也较广泛。从最新的第四系砂泥沉积到各个新老时代的海陆相层序中,都见有天然气。最浅的仅几米、几十米,最深的已达7175米。根据天然气产出的地质背景及气体组成特征,形成天然气的地化作用有下列几种:

(一) 厌氧细菌生化成气作用

在富含有机质沉积物的表层,虽亦可形成甲烷,但大部分逸散到水体或大气中。只有在缺氧、低 SO_4^{2-} 环境下,并具备阻隔层才能有大量甲烷形成和聚集^[1]。淡水湖泊沉积物表层, SO_4^{2-} 含量极少,甲烷生成菌在5—20厘米的表层极为活跃,甲烷生成速率可达最大峰值^[2]。但由于缺少阻隔层,无法聚集成藏;咸水湖泊和海水的沉积物表层, SO_4^{2-} 含量较高,抑制了甲烷生成菌的繁衍。随着埋深增加, SO_4^{2-} 含量渐次降低,甲烷生成菌才能大量存在,故甲烷生成高峰值的深度较大,逸散也相对较少。只有在厌氧性盆地中,因有温跃层(Thermocline)、密跃层(Pycnocline)和盐跃层(Halocline)阻隔^[3],水流循环微弱,能形成一个封闭性的缺氧环境。甲烷的生成在较大埋深处达到峰值,并被很好的保存下来(图1)。特别是当沉积物中铁质含量较少时,硫酸盐还原菌所释放的 H_2 、 HS^- 被甲烷生成菌吸收,能形成大量生化甲烷气。

生化气以甲烷为主,重烃含量甚低,常伴有少量 N_2 、 CO_2 、 H_2 、 O_2 等气体(表1)。个别含氮量可高达85—98%,成为含烃氮气藏。这类气藏仅局部见于富脂类生物软泥和介壳富集的沉积层序中^[4]。

(二) 有机质热降解成气作用

随着有机质埋藏深度的增加,厌氧细菌的生化成气作用逐渐被热降解成气作用所取

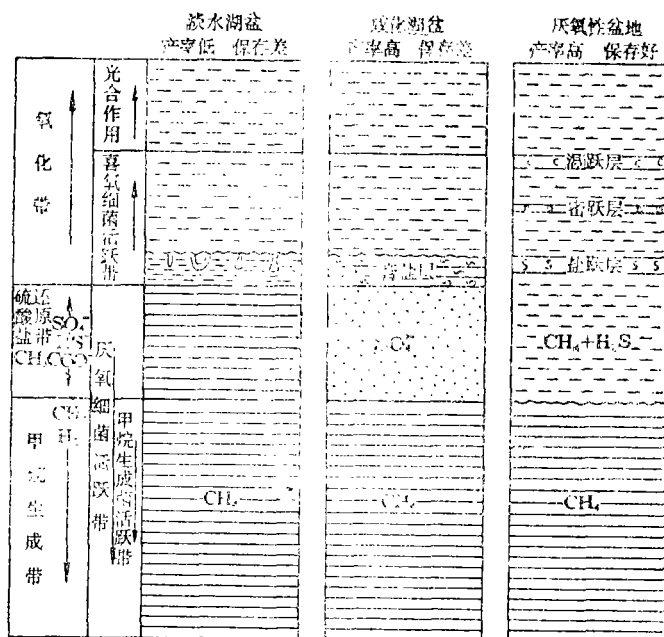


图1 不同沉积物甲烷形成示意图

我国生化气组成特征及气藏类型表

表 1

地区	层位	深度 米	气体组成 (%)						CH ₄ ΣC ₂ ⁺	非烃 /烃	酸/烷	ΣC ₁ (%)	备注
			CH ₄	ΣC ₂ ⁺	CO ₂	N ₂	H ₂	O ₂					
上海	Q	7—50	91.85	1.12	2.79	3.57	0.20	0.40	82	0.076	0.03	73.6	甲烷型
南通	Q	”	89.15	0.72	1.60	7.86	0.13	0.76	124	0.115	0.018		”
南京	Q	7—40	91.94	0.36	5.51	1.82	0.07	0.30	255	0.083	0.06		”
启东	Q	7—50	1.85	0.13	10.24	86.70	0.04	1.00	14	49.50	5.17		氮气型
嘉定	Q	”	42.07	0.92	0.81	54.75	0.25	1.22	46	1.37	0.019		混合型
溇溇湖	Q ₁₊₂	794— 1142	98.94	0.09		0.97			1099	0.01			甲烷型
苏北周庄	Ny	956	98.50	0.20	0.50	0.50			492	0.01	0.005		”
山东孤岛	N _m	770	99.33		0.09	0.59				0.007	0.001		”
吉林红岗	K _{3m}	390	93.68	0.21	0.41	5.63			446	0.065		56.3	”

(据王明义等编制)

代。有机质在热力作用下，各种基键相继断开，并逐步重新聚合成较稳定的残渣（干酪根）。

在热降解成气作用过程中，不同的母质类型都有相似的演化趋势和相类似的气体组

成(图2)。但所形成的烃类气与非烃气有先后、多少的不同¹⁾。腐泥型和过渡型有机质优先生成大量液态烃和部分烃类气与二氧化碳气。腐殖型有机质则优先生成大量二氧化碳与烃类气。因此可以认为成油环境可以形成天然气,成煤环境也可形成天然气。但在煤系地层所产生的烃类气中,常伴存一定量的二氧化碳和氮。氮与地层水和重金属氧化物作用可转化为氨,故煤系气中常含有一定数量的氮。高含氮的煤系气通常产在含油气盆地的红色地层中。我国已知的几个氮气藏(井)的分布,都与含油气盆地的红色地层有关。如鄂尔多斯盆地的华6、庆3井的中、下侏罗统。

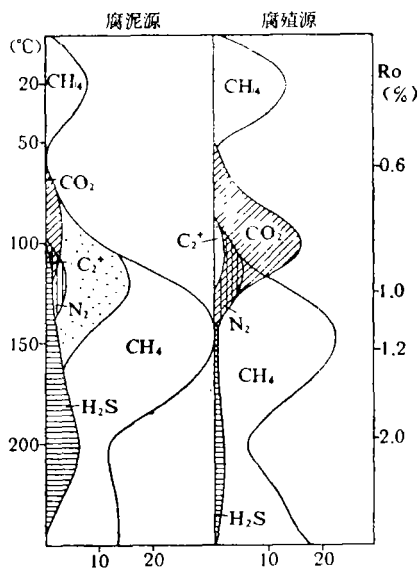


图2 不同类型有机质形成的天然气组成、数量对比示意图
(据J.M.Hunt编制)

1. 岩浆脱气成气作用

地球化学和宇宙化学研究表明,地球内部与碳质球粒陨石一样,存在较多的非生物成因的碳氢化合物。金伯利岩的金刚石及其晶包中禁锢的固态、液态碳氢化合物的存在,说明岩浆中含有大量的烃类化合物和非烃气体。A.A.Giardini等人(1982)据此认为⁶⁾,在过去30亿年从地球深部(400公里以内)所释放的烃类气体,估计可达 10^{16} 吨,进一步论证了地壳深部来源的天然气是大量存在的。构造活动和岩浆活动加速了岩浆的脱气作用,所脱附的气体随地热流沿岩石破碎带上升,在有储盖条件的岩层中聚集,形成天然气藏。别洛乌索夫曾形象地称岩浆脱气作用为“地球呼出的气息”。这种气息包括有 CO_2 、 CO 、 CH_4 、 H_2 、 He 、 Hg 、 H_2S 、 HF 等挥发性物质。

2. 火山喷气成气作用

(三) 有机质裂解成气作用

有机质在达到裂解阶段的地温后,高分子化合物裂解成较为稳定的低分子碳氢化合物,并渐次向稳定的碳质沥青和石墨发展。部分尚未发生解聚的有机质可直接裂解生成烃类气;在热解过程中形成的液态烃或重烃,也能重新裂解、重新缩合,形成化学键更为稳定的甲烷和碳沥青。浙江康山“沥青煤”和麻江古油藏⁵⁾就是裂解成气作用的残余物。而川南、黔东地区的一些天然气藏,则是由裂解成气作用所形成的烃类气聚集而成。

裂解成气作用所形成的气体,以甲烷为主,重烃含量甚低。其中含少量的 H_2S 、 N_2 ,非烃/烃、酸/烷比值均小于0.1。干燥系数一般大于400。

(四) 深源热分解成气作用

众所周知,在上地幔和岩石圈底部的高温熔融岩浆体内,存在巨大的热源和各种非金属(包括烃类气及非烃类气)、金属矿质。根据其形成特征可分出下列四种成气作用:

众所周知, 火山喷发时有大量气体喷出。诺顿和鲍里索夫 (J.J. Naughton, O.Г. Бопуцов, 1974) 等人认为火山喷气中除大量水蒸气外, 还含有 CO_2 、 CO 、 CH_4 、 H_2 、 SO_2 、 H_2S 、 HF 、 HCl 、 NH_3 、 CoS 、 SO_3 、 Cl_2 、 S_2 、 N_2 、 Ar 、 R_n 等气体。我国宁芜地区与火山岩有关的梅山、姑山、向阳山等铁矿中, 在矿石晶包中也存在有 H_2O 、 CO_2 、 CO 、 CH_4 和 H_2 等气体。李志鹤^[7]曾对各种火成岩用加热释放气体法测得的气体组成的均值作了比较 (表2), 认为浅成喷出岩富含 CO_2 , 而深成中酸性侵入岩富含烃类气体。

不同火成岩所含气体组成表

表 2

岩 样		气 样		气 体 组 成 (均 值 %)			
类 别	分析数	总体积均值 (%)	分析数	CO_2	CH_4	H_2O	CO
喷 出 岩	50	2.0	47	66.0	2.3	19.4	12.3
玄 武 岩	21	3.6	21	64.6	2.5	19.9	13.8
安 山 岩	21	1.9	17	74.6	2.2	13.6	10.6
流 纹 岩	8	0.5	9	57.1		30.6	12.3
侵 入 岩	38	3.8	38	25.5	2.5	67.5	4.5
辉 长 岩	8	2.3	9	16.6	2.3	77.4	3.7
闪 长 岩	8	3.0	7	12.0	4.3	80.6	3.2
花 岗 岩	22	5.2	22	33.4	2.3	59.5	5.2
辉 绿 岩	11	6.4	13	44.7	1.9	50.7	3.2
全 部 岩 石	99	3.2	98	47.5	2.5	42.0	8.0

(据李志鹤)

最近在太平洋加拉帕戈斯扩张中心热液喷发口所测定的气体成分, 主要为 CH_4 、 H_2 、 CO 和 N_2O 等气体。在探讨气体来源时, 大都认为系洋底地幔上隆和玄武岩所释放的气体^[8]。日本海沿岸的中新世火山岩中产出的天然气, 经同位素测定, 甲烷中的 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值很大 $[(6-13) \times 10^{-6}]$, 认为该气藏与称为黑矿的硫化矿床都是由火山喷发时所释放的气体及挥发物组成^[9]。

3. 围岩分解成气作用

国内外各科研单位都先后证实, 碳酸盐岩在加热到 $500-700^\circ\text{C}$ 高温下可分解出二氧化碳, 含镁碳酸盐岩的分解温度则更低。在碳酸盐岩层分布区, 当有岩浆侵入或岩浆热流侵染时, 碳酸盐岩即可发生分解成气作用。

在岩浆侵入活动的同时, 常伴有地幔氢上溢和岩浆脱气成气作用。围岩分解的二氧化碳与地幔氢作用, 可形成烃类气, 即 $\text{CO}_2 + 4\text{H}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ 。因此, 二氧化碳气常与烃类气伴生产出, 到目前为止, 还很少见有不含烃类气的二氧化碳气藏, 一般二氧化

碳气都混有一定组份之烃类气。这也是二者在成因上具内在联系的一个佐证。

4. 变质成气作用

各地史时期的泥质岩石,在区域热动力和岩浆热流作用下能发生变质作用。粘土矿物、白云石、方解石和钾云母等,在变质过程中都有二氧化碳气产生¹⁾。这些二氧化碳气与热动力作用下上溢的地幔氢及岩浆热流脱出之氢作用可生成烃类气。当岩浆侵入或顺层贯入煤系地层时,常可促使煤层发生变质作用,形成天然焦。变质过程中脱出的气体,遇到储层条件好的层位,即可形成天然气藏。

当变质成气作用在地壳深部发生时,由于上覆盖层厚度较大,又具备好的储盖组合,深部变质产生的气体可聚集形成天然气藏。

5. 深循环热液成气作用

大气降水或海水沿岩石裂隙破碎带渗入地层深部,经岩浆热流或其它地热流增温后,又沿构造破碎带返回地壳表面,构成含热卤水或温泉。地表水在渗入地壳岩层过程中,溶解了岩层中易溶物质;在深部增温过程中,吸附了岩浆热流的气体 and 易挥发性物质;在上升返回地壳的过程中,既可熔解(溶解)特定物质,更可将深源易熔(溶)易挥发的矿质携带到地壳浅部。所以在含热卤水或温泉中,除含有各种金属、非金属盐类矿产外,还含有各种烃类气和非烃气体。太平洋加拉帕戈斯扩张中心的热液喷发口即富含多种气体。

地壳深部的热卤水在高温高压及岩浆热流作用下可分解成氢。这种深源氢与地幔氢一起,在返回地表过程中与围岩分解的二氧化碳还原可生成甲烷。

综上所述,天然气的形成条件和控制因素是多种多样的。多种地化作用可形成天然气;有机母质可形成天然气;内生(深源)作用和表生作用也可形成天然气;低温、高温乃至变质阶段都可能形成天然气生成。

二、我国天然气成因模式及其前景

很多学者对我国天然气类型进行了研究^[10],并作了各自不同的类型划分。笔者认为天然气是多源成因的,可划分出低温浅生成成因气、有机质热力成因气和无机深源成因气。简称为生化气、热成气和深源气。根据其形成的地质条件及赋存状态可进一步分为10个成气模式。生化气、热成气的成气模式论述较多,本文只作一般介绍,重点对深源气的成气模式作些探讨。

(一) 低温浅生成成因气

按其形成地质条件可划分为三种成气模式(见表1)。

1. 长江式湖、海滨岸相生化气

发育于古长江口的牛轭湖、河口湾地带,因有充分陆源有机质补偿,水流循环微弱,海侵频繁,有利于生化气的形成。但由于气源层厚度较小,砂层和贝壳砂层多为不

1) L.J.马福特:美国加利福尼亚州东南赛尔顿海地热系统二氧化碳的起源《1968年第

八届国际地质会议文件汇编》中译本19卷

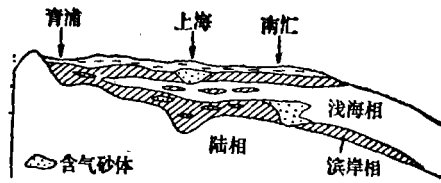


图3 长江式浅层生化气剖面示意图

相连续的透镜体^[4,11] (图3), 因此, 气产量较小。但这一模式生化气的分布, 远远超出长江入海三角洲及滨海平原, 举凡较大河湖三角洲和滨岸平原的砂泥间互层序中均有生化气出现。

2. 柴达木涩聂湖式咸湖相生化气

柴达木盆地东部的涩聂湖一带, 第四系更新统七个泉组, 厚达1800米, 属快速沉降、快速沉积与咸化淡化交替的内陆湖沼相沉积。暗色淤泥质和碳质页岩的有机碳含量约0.1—11.35%不等, 厚度占地层总厚的30%。含膏盐砂泥岩与纹层泥岩交互成层, 有利于生化气的形成和聚集。在近3万平方公里的七个泉组分布区, 从30—1400米的深度内, 已发现13个气层和4个气田^[13], 显然具有较大前景 (图4)。

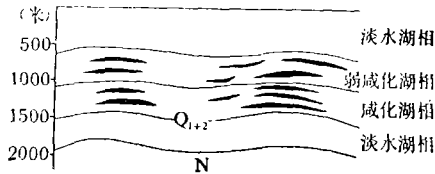


图4 涩聂湖气藏剖面示意图

3. 苏北周庄式浅湖—滨海相生化气

与西西伯利亚典型的生化气藏相类似, 为浅湖—滨岸相砂泥岩夹滨海相砂泥岩所组成, 在富含碳质碎屑和有孔虫的泥岩中, 有机碳含量为0.5—2.5%不等。在濒邻海域的半封闭湖盆和河网密布的海岸平原, 海水

频繁淹没, 甲烷生成菌在较大深度才大量繁殖, 水体循环微弱, 有利于生化气形成。周2井在954—956米的上第三系盐城组, 经射孔测试, 日产天然气达17万立方米。从气藏埋深、地层时代、气体组成等分析, 显然为生化成因气 (表1)。

我国东部各含油气盆地中, 第四系和上第三系湖相沉积中夹有多个海侵层序, 地层总厚1000—2500米, 先后都钻遇生化气。华北渤海盆地的渤35井、中10—11井在井深180—770米的明化钲组见有生化气。在松辽盆地的嫩江组和明水组中, 也钻遇生化气, 大部分单井的日产都在一万立方米以上, 显示有较好前景。

值得提出的是在东海海域龙井构造的上第三系中, 获得了工业气流。根据物探和钻井资料, 第四系和上第三系向海域有明显增厚趋势。在第三系陆相砂泥岩中, 碳质泥岩或煤层共计有102层, 其中41个层段, 累计厚度144米的地层中见有较好的油气显示 (图5)。显然, 在我国渤海、黄海、东海、南海海域的上部层序存在有生化气是大有可能的。

(二) 有机质热力成因气 (热成气)

我国目前生产的天然气主要是热成气。其组成和分布受热降解作用和地温梯度的控

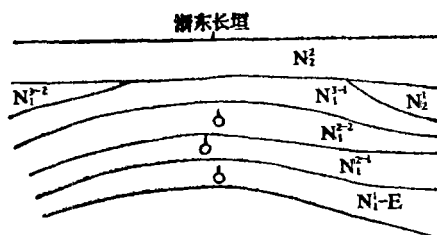


图5 东海海域生化气藏剖面示意图 (据阎秀刚)

制。可划分出三种成气模式：

1. 松辽式油田伴生气

气源母质与生成石油的有机质相同，常与石油相伴存。烃类组成中，重烃含量较高，干燥系数介于10—50之间。非烃组份较低，油田伴生气常随原油成熟度高低而增减。我国东部和西北地区多为中、低成熟度的原油，油田伴生气不占重要位置。

2. 文留式煤系气

东濮凹陷为一个多组段油气聚集区，在沙一、沙二上、沙三上、沙三下、沙四和石炭二叠系等层组都见有油气流和油气显示。文留地区所产天然气，根据其组成和碳同位素特征判断，其气源是不同的。沙三底部的巨厚膏盐层为良好的阻隔层。沙四和石炭二叠系的气藏属煤系气；沙三下以上各气藏分别为油田伴生气和混合气 (表3、图6) [12]。凹陷两侧的次级凹陷，分布有广泛范围的石炭、二叠纪煤系，随着埋深加大，地温增高，煤的炭化作用愈强，所释放的煤系气愈多。凹陷内沙三下的膏盐层可作为盖层，故在凹陷中部的断隆上富集有煤系气。相反在凹陷南部，沙三下的膏盐层相变为砂泥岩，因缺乏良好的盖层而未见煤系气。这一情况与西欧北海的巨大煤系气藏相类似。

文留凹陷两种不同成因气藏组成特征表

表 3

井号	层位	深度(米)	气体组成 (%)				CH ₄ / C ₂ ⁺	非烃 烃	酸 烷	δ ¹³ C (%)	备注
			CH ₄	ΣC ₂ ⁺	CO ₂	N ₂					
濮3井	Es ₂	2340	83.59	14.68	1.30	0.44	5.7	0.018	0.013	-38.9	伴生气
文9井	Es ₃	3348	93.20	4.57	0.96	1.37	20.4	0.024	0.010	-40.9	伴生气
文2井	Es ₃	3200	81.54	13.24	3.70	1.85	6.20	0.059	0.039	-35.0	伴生气
濮31井	Es ₃ ⁴		85.25	12.81	0.53	0.80	6.65	0.014	0.005	-34.24	混合气
白3井	Es ₃ ³		88.36	10.04		1.09	8.80	0.011		-35.0	混合气
文23井	Es ₄	3206	96.75	2.50	0.75	0.08	38.7	0.008	0.008	-28.5	煤系气
文103井	Es ₄	2831	94.51	3.60	0.87	1.03	26.3	0.019	0.008	-23.6	煤系气
濮深1井	C-P	4428	66.00							-24.9	煤系气

(据朱家蔚资料编制)

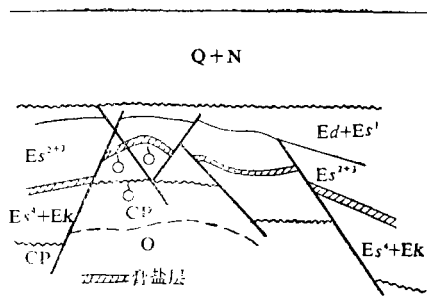


图6 文留煤系气剖面示意图
(据韩云生编)

3. 黔东式裂解气

在我国南方古生界和三叠系碳酸盐岩石中广泛存在有碳质沥青和油气显示,说明有过成油成气过程。由于强烈的构造运动和岩浆活动,早期形成的烃类都已进入裂解成气作用阶段。天然气中甲烷含量大于95%,重烃低于1%,干燥系数远大于80。川南阳新统天然气组成和碳同位素值与产自三叠系、侏罗系原油经热裂解模拟实验所产生的气体组成和碳同位素值极为接近,而且在储层中有机碳和含硫量均较高,说明是原油在热裂解过程中,原油的有机碳残渣和含硫重质物沉淀的结果,故可以认为川南天然气大部为原油裂解气。又如黔东麻江古油藏^[15]仅剩碳质沥青仍保留在翁项群三、四段粘土岩底部(图7)。奥陶志留系的抽提物及碳质沥青的热演化分析数据足以说明其裂解作用达到较高的程度(表4)。显然在高演化热裂解作用强烈地区,只能寻找这一模式气藏。

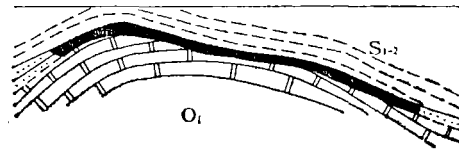


图7 麻江古油藏含沥青砂岩产出示意图(据韩世庆编)

黔东南下古生界抽提物热演化及碳同位数据表

表 4

地区	层位	类别	$\delta^{13}c$ (%)	$R_o \max$ (%)	H/C (%)	红外吸收光谱		相当煤阶
						$\frac{1450cm^{-1}}{730-860cm^{-1}}$	$\frac{1450cm^{-1}}{1600cm^{-1}}$	
麻江磨刀石	O1h	灰质抽提物	-24.30	2.74	0.73			无烟煤
都匀火把寨	O1h	固体沥青	-26.80	2.80— —3.91	0.47— —0.50	2.13—2.19	3.33—3.40	无烟煤
丹寨岩寨	S1-2wn ²	沥青砂岩抽提物	-27.20	2.0		5.20	5.20	贫煤
凯里落棉	S1-2wn ²	沥青砂岩抽提物	-27.70			5.50	7.33	贫煤

(据韩世庆编制)

(三) 深源成因气

随着油气勘探的深入发展和天然气资源日益多样化，深源成因气也渐次为地质工作者所重视。根据我国的地质条件，深源气藏的组成和赋存特征，可划分为下列几种成气模式。

威远震旦系气藏组成特征表

表5

地区	层位	气体组成 (%)								CH ₄ , C ₂ ⁺	非烃 酸/烷 烃	$\delta^{13}C$ (‰)	$\delta^{34}S$ (‰)	Ar ⁴⁰ Ar ³⁶	备注	
		CH ₄	ΣC_2^+	CO ₂	H ₂ S	N ₂	H ₂	He	Ar							
威14井	Zb	88.00	0.09	3.36	1.01	7.27	0.028	0.023		978	0.134	0.038	-30.3			深源气
威远	Zb	86.34	0.08	5.01	1.30	7.04		0.18	0.05	1079	0.157	0.058	-31.10	14.00	7009	深源气
威远	←	92.68	0.18	1.40	1.40	5.12				515	0.085	0.015	-32.50			混合气
威远	P	94.88	0.21	0.94	0.34	2.49		0.07	0.02	451	0.041	0.009	-32.10	24.10	5222	热成气
威远	T	98.36	0.40	1.12		0.40				246	0.015	0.011	-32.00	13.20	561	热成气

(据王先彬编制)

1. 威远式含氢烃类气藏

威远气田为一多层组的气田。在三叠系、二叠系、寒武系和震旦系的各组段均钻遇气藏，但震旦系灯影组及部分寒武系含气层的组成及有关特征与上覆气层有显著差异(表5)。据威远气田的同位素测试资料，灯影组含气层Ar⁴⁰/Ar³⁶比值为4440—9255，平均高达7000。用He—Ar(空)法及Ar⁴⁰—Ar³⁶法测得气藏年龄范围分别为13.0—31.6亿年和19.1—42.1亿年，超过震旦纪和基底岩浆岩的地质年龄范围^[16]。该气层的He/Ar⁴⁰(放)比值为5.39—0.14，低于古生代及其以后的沉积岩中的气层比值。N₂/Ar(空)比值为2485—5833，比大气成因的N₂/Ar(空)高两个数量级。愈接近花岗岩基底，其所含He、Ar等气体有渐次增大趋势，如威28井在钻至基底花岗岩风化壳时，He、Ar含量分别增至1.4%，0.263%。可以认为，这些数据都反映了气体是来自地球深部的深源气。

威远构造位于威远古隆起北侧，断裂较发育，大部分断层都切断震旦系而进入基底，震旦系含氢烃类气正处于多组断裂交汇附近。上地幔或深部岩浆脱气作用所形成的气体，通过断裂破碎带运移聚集而成。上部寒武系气藏则具有迭生矿床(Diplogenic)的特点，即热成气和深源气兼而有之。

在汾渭盆地的渭深13井和秦岭褶皱带的风县早石炭世浅变质片岩的深水井中，也钻遇含氢烃类气(表6)^[16]。

汾渭盆地内，在近6000米的新生界碎屑沉积物中还未见到较好的油气源岩，也未钻遇其它油气显示。在风县变质岩中亦见有类似气体，故可以认为是岩浆脱气作用所形成，应与威远震旦系气藏属同一成气模式。

2. 三水式含二氧化碳烃气藏

三水盆地为一中新代断陷盆地。近5000米厚的白垩下第三系河湖相碎屑岩和火山碎屑岩不整合于古生界—三叠系海相碳酸盐岩之上。其中夹有多旋回的中酸—中

汾渭含氮、烃、氮气藏组成特征表

表 6

地区	层位	深度(米)	气体组成 (%)							CH ₄ 非烃酸			氮同位素			
			CH ₄	ΣCO ₂	CO ₂	N ₂	H ₂	He	Ar	O ₂	C ₂ ⁺	烃	烷	N ¹⁵	N ¹⁴	
渭深井13	E	1974	22.97	0.18		58.94	15.9	2.13				128	3.33		0.33	99.68
渭深井13	E	2340	18.60	0.09		78.83		2.88	0.60			207	4.40		0.37	99.63
渭深井13	E	2366	20.82	0.11		75.03		4.04				189	3.78		0.32	99.68
风 县	C ₁	200	34.24	1.01	3.44	55.92	0.33	2.86	2.20			34	1.84	0.096		

(据何忠恒编制)

基性火山岩流。区内北北东—北东向和北西向断裂较为发育。宝月—沙头圩构造带被二组断裂切割为复杂的断鼻、断块。在该构造带的26个层段中，已有含量不等的二氧化碳烃类气藏(表7)^[15]。气藏的组成有如下几种：(1)纯CO₂气；(2)高含CO₂烃类湿气；(3)低含CO₂原油伴生气；(4)低含CO₂烃类湿气；(5)低含CO₂烃类干气。

三水盆地天然气组成特征表

表 7

井号	层位	深度(米)	气体组成 (%)					CH ₄ 非烃酸			δ ¹³ C(‰)
			CH ₄	ΣC ₂ ⁺	CO ₂	N ₂	He	C ₂ ⁺	烃	烷	
水深9井	Eb2	1429	0.19	0.13	99.55	0.26	0.013	1.46	312	311	-0.5 CO ₂
南7井	Eb3	1162	12.29	1.93	83.99	1.79	0.11	6.37	6.00	5.90	-0.8 CO ₂
水深3井	Eb3	1103	70.39	10.53	7.57	11.17	0.338	6.68	0.236	0.397	3.7 灰岩
水深11井	Eb3	1411	60.93	20.62	9.44			2.95	0.116	0.116	-26.0 油
宝1井	Eb3	754	94.20	1.35	1.62	2.84		69.80	0.047	0.017	CH ₄ -55.5
水深17井	Eb3	1171	56.96	39.80	1.09	2.17					-27.3 油

在同一构造圈闭中，烃类干气与烃类湿气、高含CO₂烃类气与低含CO₂烃类气、液态烃与不同组成气态烃相互伴存；非烃/烃、酸/烷比值相差达10⁶数量级的气体共存。这些特征除表明油气与火山喷气成气作用、碳酸盐岩分解成气作用有关外，还表明不同密度的气体有不同的扩散分异能力。樟山断块位于背斜构造顶部，为低含CO₂烃类干气；农场断块位于背斜翼部，为低含CO₂烃类湿气，并含原油及其伴生气；高岗断块最低，为高含CO₂烃类湿气(图8)。根据碳同位素分析，δ¹³c值变化较大，差异较明显，不属分馏性差异，应属成因上的差异。在CO₂烃类气中普遍含有少量N₂、H₂S、He、Ar、Rn、Ga、Tl、Li等气体组份，且愈接近火山岩体，含量有相对增大的趋势。因此，可以认为区内不同组成之气体与原油具有迭生气藏特征。既有火山喷气和围岩分解成气作用所形成的深源气，亦有有机质所形成的热成气。

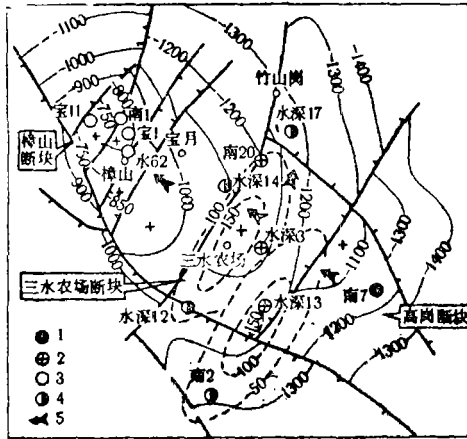


图8 三水含二氧化碳烃类气与火山岩关系示意图 (据唐忠取编制)

- 1. 高CO₂气井 2. 低CO₂湿气井 3. 低CO₂干气井
- 4. 低CO₂油井 5. 气体扩散方向

松辽万金塔等地区含烃二氧化碳气藏组成特征表 表 8

井号	层位	深度(米)	气体组成 (%)					CH ₄ ΣC ₂ ⁺	非烃 烃	酸 烷	δ ¹³ C (CO ₂) ‰	备注
			CH ₄	ΣC ₂ ⁺	CO ₂	N ₂	H ₂					
万2—2井	泉3	840	0.22		99.77		0.07		454	453		纯CO ₂
万4井	泉3	788	9.57	0.40	90.50			24.0	9.08	9.08	-8.8	高CO ₂ 湿气
万5井	泉3	944	36.58	3.60	28.19	31.20		10	1.48	0.70		低CO ₂ 湿气
孤6井	泉4	1686	4.30	0.07	90.02	5.62		61	21.89	20.60		高CO ₂ 湿气
乾深2井	青1—2	2115	10.59	1.36	82.09	5.94		8	7.37	6.87		高CO ₂ 湿气
红119井	青1—2	1536	57.08	0.96	34.78	6.98		60	0.72	0.60		低CO ₂ 湿气
红125井	姚2	1341	86.62	0.61	2.96	9.73		142	0.15	0.034		低CO ₂ 干气

(据吉林石油指挥所)

与伴生气有较大差异，含CO₂烃类气与中基性火山岩密切伴存，成气模式与三水含CO₂烃类气藏相类似(图9)。

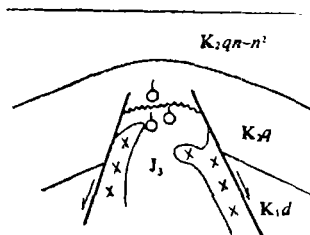


图9 万金塔含CO₂烃类气产出示意图

松辽盆地的农安—万金塔背斜带，亦曾钻遇CO₂烃类气藏。处在背斜带较高部位的农安构造，产烃类干气、轻质油和原油。构造带较低部位的万金塔构造顶部为高含CO₂烃气藏，而翼部渐次为高含CO₂湿气和低含CO₂湿气(表8)。与美国科罗拉多州麦卡伦油气田相类似，高含CO₂烃类气位于构造顶部；低含CO₂烃类气与液态烃处于构造翼部，呈环带状分布。万金塔所含烃类气

含二氧化碳烃类气在扶余、安广、乾安等地的一些钻井中也曾见到。在这些地区的下部，推测有火山岩和侏罗纪煤系存在。故气藏类型亦应类似于万金塔和三水含CO₂烃类气模式。

3. 东营平方王式含CO₂烃类气

平方王构造位于东营凹陷西北部，构造轴部为石炭二叠纪煤系和奥陶纪碳酸盐岩。其上有厚约2000米新生界砂泥岩。构造两翼新生界厚度较大，两翼的断层落差达800米。在古生界海相沉积层中有大量中性侵入体，喜山期也有中性火山活动。下第三系沙四段和奥陶系两个层位中都见含CO₂烃类气藏¹⁾，在160—170米的气层中，自上而下由低含CO₂烃类气渐次为高含CO₂烃类气(表9)。出现这种CO₂浓度变

平方王式含二氧化碳烃类气藏组成特征表 [16]

表 9

地 区	层 位	深度 (米)	气 体 组 成 (%)						CH ₄ ΣC ₂ ⁺	非 烃 烃	酸 烷	δ ¹³ C (CO ₂) ‰	备 注
			CH ₄	ΣC ₂ ⁺	CO ₂	N ₂	H ₂	H ₂ O					
平方王滨古11井	O	2310	1.31	1.06	97.32	0.30			1.24	41.19	41.06	-5.9	灰岩 -1.3‰
平方王滨古337井	Es ₄	1546	33.22	3.61	61.88	1.25			9.13	1.71	1.68	-19.0	灰岩 -0.9‰
苏北天长	e-O	2461	0.21		99.40		0.03	0.01	0.002	474.80	473.00		
苏北黄桥	S	2600	36.20	0.82	52.00	9.00			44.15	1.65	1.40	-5.14	-30.50‰ (CH ₄)
建南建38井	T	3815	49.04	0.51	38.97	9.01			96.20	0.97	0.79		
当阳当深3井	T	3453	1.64	0.04	89.55	8.81			41.00	58.50	53.30		
任丘Z-9井	Z	3458	45.88	11.62	29.16	4.90			3.90				
川西北流1井	T	791	62.78	3.83	30.83	2.00	0.28		16.40	0.50	0.46		
川南D11井	T	1753	67.48	1.94	29.61	0.37	0.57	0.028	34.80	0.44	0.43		

化，显然是后期分异扩散的结果。胜利油田科研所曾对该区产出的CO₂及其产层做过碳同位素测试。奥陶系灰岩及其CO₂的δ¹³C值分别为-1.3‰，-5.9‰，二者碳同位素值差异较小，显示有亲缘关系。它与W. Stalh的灰岩热分解脱气作用所形成的CO₂ δ¹³C值(-2.0‰+2.0‰)也相近似。沙四段藻礁灰岩及其CO₂的δ¹³C值分别为0.9‰、-19.0‰，二者相差较大，但与有机成因的CO₂ δ¹³C值(-9.0‰-22.0‰)相接近。因此，可以认为本区的CO₂烃类气有两种不同来源。前者为碳酸盐岩热分解脱气作用所形成，后者可能为有机质热降解与灰岩脱气作用兼而有之。根据前述围岩热分解成气作用的论述，在这一过程中常伴有地幔氢渗透或高温高压下岩浆水、晶格水、地下水裂解氢产出，二氧化碳被氢还原形成碳氢化合物。在形成二氧化碳的同时，伴生有烃类气或液态烃是完全可能的。大量地质现象也证明了这一论述，在二氧化碳气藏(井)内部或其邻近，常伴有烃类气产出(图10)。

1) 滨南地质工艺所：东营平方王油田沙四上礁灰岩气顶油藏开发总结，1979.2.

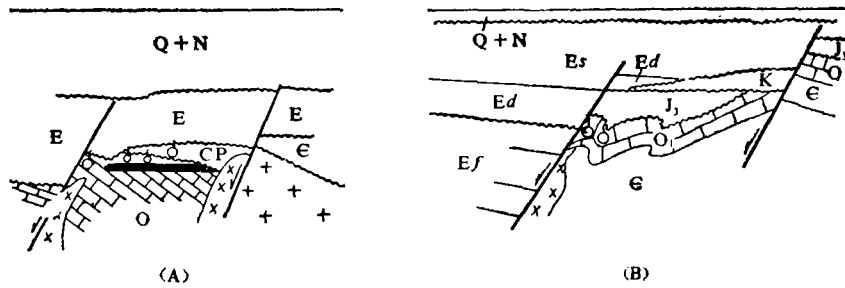


图10 平方王式含CO₂烃类气产出剖面示意图

A 平方王气藏 B 天长气藏

类似平方王含CO₂烃类气藏的成气模式，在我国几个主要含油气盆地中都先后见到。举凡在盆基底隆起或两侧被断裂夹持的次级隆起上，分布有海相碳酸盐岩，又经受晚期岩浆活动和火山喷发，并有中生代巨厚沉积盖层的地区，都可能赋存有含CO₂烃类气。苏北南黄海盆地金湖凹陷的杨村断裂带的天长凸起、高邮凹陷的黄桥凸起都先后钻遇了含CO₂烃类气藏。四川盆地的周边在三叠系灰岩中也先后钻遇这一模式的气藏。

4. 云南程海式甲烷气

程海位于云南楚雄盆地(T₃-K₂陆相沉积)的西北边缘，为一近南北向的构造湖盆。西岸为古生代至中三叠世海相碳酸盐岩分布区，广泛发育有二叠系海底玄武岩流及中基性火山碎屑岩，并有多期岩浆侵入喷发活动，东岸为晚三叠世至晚白垩世的厚达6000米的陆相砂泥岩夹煤系沉积。程海湖西深东浅，仅发育500—800米第三纪至第四纪砂泥层序。南北向的程海大断裂纵贯湖盆中央。湖盆内及四周先后见气显示近百处，尤以湖盆东南部气苗最多^[17]。所见气显示的组成特征如表10所示。可分为含氮甲烷气和含烃氮气二种。前者赋存于湖盆及其周边第四系和第三系砂泥岩沉积中。后者产于二叠系阳新统灰岩中，随温泉产出，为温泉溶解气。泉水温度为56—57℃，具有强烈的硫化氢味，点火不燃烧^[17]。从表10的气体组成与碳同位素值来看，它与生化气特征一致。但

程海式甲烷气组成特征表

表10

地区	层位	深度(米)	气体组成(%)						C ₁ C ₂ ⁺	非烃 烃	酸 烷	δ ¹³ C (‰)
			CH ₄	ΣC ₂ ⁺	N ₂	CO ₂ ⁺ H ₂ S	H ₂	O ₂				
程2井	T	309	18.98		78.27	2.64	0.11		4.268	0.139		
程3井	T	654	19.64		78.62	1.19	0.35		4.081	0.061		
程1井	Q-N	122— —343	99.46		0.54				0.005		-62.90	
程1井	N	736	97.01		2.56	0.22			0.029	0.002		
程海刘家	Q		94.33		5.67				0.060		-68.70	
洱海	Q	29	34.70	0.42	51.51		0.83	13.22	82.6	1.867	-67.00	

程海地区第四系第三系缺乏淤泥质粘土沉积物，没有充裕的气源岩作物质基础；所见气体显示只沿南北向大断裂展布，具明显的方向性，气量大，产气历史长。根据产出性状的不同，可能有两种成因。随温泉产出的含烃氮气属于深循环热液成气作用所形成；产于湖盆表层砂泥沉积物的甲烷，可能为温泉携带的地热氢经厌氧细菌的生化作用而形成。（图11下）。

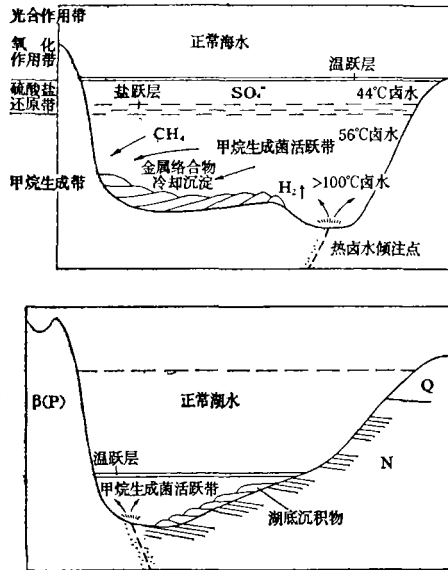


图11 地热氢成气模式

A 基伍湖成气模式 B 程海湖盆成气模式

基伍湖 (Kivu lake) 位于东非裂谷系的西南端，两侧为新生代巨厚而裂隙极为发育的中基性火山岩所围绕，含热卤水的温泉在湖盆中央呈近南北向断续分布。湖盆底部除分布有各种非金属和金属盐类矿产外，深部湖水中溶解有大量二氧化碳和甲烷气 [18,19]。据估计甲烷可达570万亿立方米，甲烷 $\delta^{13}C$ 值介于 $-45\sim-65\text{‰}$ 之间，变化幅度较大，很难定其为生化成因气。但 CO_2 的 $\delta^{13}C$ 为 -2‰ ，可肯定它不属大气或生化成因，应为深循环热液成气作用所形成。即大气降水经高温火山岩流分解成氢，伴随热卤水倾注湖盆底部，经厌氧细菌生化作用而形成（图11上）。

程海湖盆与非洲基伍湖盆的地质结构相似，甲烷气组成特征也相近似，其成气模式可类比。我国中新生代以来的构造湖盆甚多，其周边火山喷发活动亦较强烈，含热卤温泉环绕展布。显然，这些地区是寻找这类气藏的有利地带。如长白山的天池、松辽盆地北侧的五大连池都可能是较有前景的地区。另外，高地热流和温泉发育的藏北和三江地区，在有良好储盖条件的地带亦应重视。

本文在编写过程中曾得到张义纲、汪复林、何志高、鞠惠儒等同志大力支持，为作者提供资料、审议原稿和绘制图表；关士聪总工程师作了审查和修正。谨致谢意。

(收稿日期：1984年3月20日)

参 考 文 献

- [1] D.D.Rice, 1981, Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas, A.A.P.G., Vol.65, NO.1.
- [2] 张义纲, 论生物气的生成和聚集, 石油与天然气地质, 第4卷第2期, 1983年。
- [3] P.A.Trudinger, 与矿床成因有关的微生物作用, 层控矿床和层状矿床(第二卷), 地质出版社, 1980年。
- [4] 王明义, 长江三角洲浅层天然气, 天然气工业, 第2卷第3期, 1982年。
- [5] 韩世庆, 黔东麻江古油藏的发现及其地质意义, 石油与天然气地质, 第3卷第4期, 1982年。
- [6] A.A.Giardini, 1982, The nature of upper 400 km of the earth and its potential as the source for non-biogenic petroleum, Jour.Petroleum. Geo., No.5, P.173—190.
- [7] 李志鹤, 火山喷气热液的化学组成和铁在热液中的性状, 地质地球化学, 1980年第1期。
- [8] M.D.Lilley, 1982, CH₄, H₂, CO and N₂O in submarine hydrothermal vent waters, Nature, Vol.300, No.4.
- [9] 胁田宏, 关于地球深源气假说的报导, 天然气杂志(日本), 1982年第11期。
- [10] 胡朝元, 对我国天然气类型及资源潜力的初步分析, 石油勘探与开发, 1982年第2期。
- [11] 戚厚发, 浅谈我国生物成因的天然气, 天然气工业, 1982年第2期。
- [12] 朱家蔚, 文留煤成气藏的发现及其在华北盆地找气的意义, 石油勘探与开发, 1982年第1期。
- [13] 王先彬, 地球深部来源的天然气, 科学通报, 27卷17期, 1982年。
- [14] 姚志温, 汾渭盆地含氮天然气成因探讨, 石油地质文集(6)——油气, 地质出版社, 1982年。
- [15] 唐忠驭, 三水盆地二氧化碳气藏的分布及成因探讨, 石油实验地质, 1980年第3期。
- [16] 戚厚发, 我国高含二氧化碳气藏的分布及成因探讨, 石油勘探与开发, 1981年第2期。
- [17] 戴金星, 程海天然气的成因, 天然气工业, 3卷2期, 1983年。
- [18] K.Tietze, The genesis of the methane in Lake Kivu, Geologischen Rundschau, Vol.69, No.2.
- [19] E.T.Degens, 在活动裂谷中及其附近发现的层控金属矿床, 层控矿床与层状矿床(第4卷), 地质出版社, 1979年。

AN APPROACH TO THE MULTIPLE SOURCE AND MULTIPLE MODE OF GAS FORMING IN CHINA

Xiong Shousheng, Zhang Wenda, Lu Peide, Wu Deyuan

(Central Laboratory of Petroleum Geology,
Ministry of Geology and Minerals)

Abstract

This paper states that gas can be formed under multiple geochemical reaction. On this basis, it focus on discussing the modes of forming gas and the gas prospect in China. It is suggested that natural gas is of multiple origin and can be formed from both organic and inorganic matrix. Gas can also be formed endogenically or epigenetically. And gas can be formed both at low or high temperatures, and even at the stage of metamorphism. Gas may be divided into three types according to their origin; biogenic gas, thermal gas, deep-source gas of ten kinds of mode of gas forming. This article makes a preliminary approach to the characteristics of various modes of gas forming and the geological conditions under which gas is formed.