

# 松辽盆地北部基底浅变质岩热模拟实验及其 气态产物地球化学特征

杨春<sup>①\*</sup> 罗霞<sup>②</sup> 李剑<sup>②</sup> 李志生<sup>②</sup> 刘全有<sup>③</sup> 王宇林<sup>④</sup>

(① 浙江大学地球科学系, 杭州 310027; ② 中国石油勘探开发研究院廊坊分院, 廊坊 065007; ③ 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083; ④ 辽宁工程技术大学资源与环境工程学院, 阜新 123000)

**摘要** 松辽盆地北部徐深气田探明储量已超过  $1000 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 是中国潜在的一个大气田区. 但是, 关于深层天然气的成因和来源仍存在较多争议. 盆地北部基底浅变质岩分布广泛, 是深层天然气的可能气源岩. 主要通过松辽盆地北部基底浅变质岩的热模拟实验, 对其生烃潜力及其气态产物地球化学特征进行研究. 将取自盆地基底石炭-二叠系浅变质岩在半封闭体系下从  $300^\circ\text{C}$  加热到  $550^\circ\text{C}$  进行生烃模拟, 温度间隔为  $50^\circ\text{C}$ , 并对每个温度点气态产物进行定量与地球化学分析. 实验结果表明: 热模拟生成气体烷烃碳同位素组成  $\delta^{13}\text{C}_1 < 20\text{‰}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_1 < \delta^{13}\text{C}_2 < \delta^{13}\text{C}_3$  或  $\delta^{13}\text{C}_1 < \delta^{13}\text{C}_2 > \delta^{13}\text{C}_3$ , 表现为高过成熟煤成气的特征; 均不具有无机气反序的特征(即  $\delta^{13}\text{C}_1 > \delta^{13}\text{C}_2 > \delta^{13}\text{C}_3$ ), 与兴城气藏烷烃气碳同位素特征不符, 而与取自盆地基底的天然气样碳同位素相近; 模拟气体与高过成熟煤成气或油型气混合均不能使烷烃气碳同位素系列反序. 浅变质岩具有一定的生烃潜力, 相当于烃源岩  $R_o$  在  $2.0\% \sim 3.5\%$  范围内, 生烃强度为  $3.0 \times 10^8 \sim 23.8 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{km}^2$ .

**关键词** 松辽盆地北部 浅变质岩 热模拟实验 生烃潜力 碳同位素

松辽盆地北部深层一般指下白垩统泉头组二段以下地层 [1-3]. 徐家围子断陷是松辽盆地北部深层的一个主要断陷. 断陷内徐深大气田目前探明储量为  $1018 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 主要包括兴城、升平、昌德等气藏. 深层天然气藏由于特殊的地球化学特征(无机成因烷烃气)和储层条件(火山岩和砾岩储层)受到众多研究者的普遍关注和重视. 昌德气藏(表 1 中芳深 1 井、芳深 2 井)是发现唯一有充分地球化学依据的以产烷烃气为主的无机成因气藏 [3-7], 升平、兴城气藏(表 1 中徐深 1 井、徐深 6 井)天然气亦具有无机成因天然气的特征, 对于来源更是存在争议. 气藏的可能气源岩主要认为是以煤系沉积为主的暗色泥岩和煤层(包括火石岭组、沙河子组、营城组、登娄库组)以及盆地基

底的石炭-二叠系的浅变质泥、板岩.

目前, 对于盆地北部深层天然气的成因主要有 4 种观点: (i) 煤成气. 以往的研究认为深层烃源岩主要生成煤成气 [8], 兼有一定其他来源的气体, 目前产业部门主要持此观点; (ii) 混合气. 煤成气和油型气混合成因, 冯子辉等 [9] 认为不同类型天然气的混合是碳同位素系列发生变化的主要原因; 另据黄海平等 [10] 研究, 徐家围子沙河子组除煤及煤系泥岩较发育外, 湖相泥岩厚度也相当大, II 型有机质所占比例高达 40%, 认为原生混合可能是天然气同位素倒转的一个重要原因; (iii) 无机气. 国内著名学者戴金星等 [3,7]、郭占谦等 [4,5]、王先彬等 [6] 多有论述, 认为主要来源于地球深部或通过  $F-T$  反应 [11] 合成; (iv) 后生变化成因.

认为成藏后的盖层微渗漏是造成天然气分馏的一个主要原因或重要原因<sup>[12]</sup>。塔里木盆地库车坳陷大宛齐油气田大宛1井,在2391~2394 m康村组含气水层烷烃气碳同位素序列具有反序特征,被认为是典型的无机成因烷烃气特征<sup>[13]</sup>,而秦胜飞<sup>[14]</sup>则认为该气层的负碳同位素系列与天然气扩散分馏有关;美国中阿帕拉契盆地烷烃气碳同位素序列反序,同样认为是由于天然气扩散分馏作用所致<sup>[15]</sup>。

表1 松辽盆地北部深层气藏烷烃气碳同位素系列

井号	层位	碳同位素/PDB, ‰				文献
		$\delta^{13}\text{C}_1$	$\delta^{13}\text{C}_2$	$\delta^{13}\text{C}_3$	$\delta^{13}\text{C}_4$	
芳深1井	K <sub>1</sub> d	-18.70	-22.4	-24.1	-28.2	文献[5]
芳深2井	K <sub>1</sub> d	-16.70	-19.2	-24.3		文献[5]
徐深6	K <sub>1</sub> yc	-28.0	-32.6	-33.1	-33.0	
徐深1	K <sub>1</sub> yc	-28.0	-32.2	-33.4	-33.7	
肇深1	基底	-25.6	-31.4	-28.7	-31.3	
汪902	基底	-26.6	-23.3	25.5	26.4	

然而,以上各种成因观点都未找到确信的证据或者对碳同位素反序现象难以给出圆满的解释。因此,只能对各个因素进行逐一求证。已有的勘探成果表明,盆地深层基岩风化壳、基岩裂缝和上部储层中发现天然气,肇深1井在基底风化壳获日产 $1\times 10^4\text{ m}^3$ 工业性气流,芳深1井在对登三段砂砾岩压裂后,获日产 $4\times 10^4\text{ m}^3$ 工业气流,汪902井、任5井在基底岩层内均钻遇气层,可能来源于石炭-二叠系浅变质岩(表1中肇深1井和汪902井)。基底浅变质岩在热力作用下所生成天然气的地球化学特征尚且未知,因此研究基底变质岩的生烃潜力和气体地球化学特征具有科学意义。

## 1 盆地基底构成与石炭-二叠系分布

松辽盆地基底主要由浅变质-未变质的古生代地层、花岗岩和片麻岩组成。通过对钻至基底岩芯的观察,并结合地震剖面的追踪表明,松辽盆地基底岩性具有南北分带的特征,大致以白城-乾安-扶余-榆树一线为界,北带以火成岩为主,南带多为变质岩。基底岩石的锆石U-Pb同位素年龄绝大多数分布在360~165 Ma,研究者普遍认为盆地北部可能不存在前寒武纪结晶基底<sup>[16-19]</sup>,基底为海西期褶皱。王颖等<sup>[18]</sup>在松辽盆地南部南带基底的变质闪长岩样品中获得了(1839±7) Ma锆石SHRIMP U-Pb同位素年龄(图1),是盆地南部存在前寒武纪结晶基底的直接证据,说明盆地具有古生代建造与早前寒武纪建造拼合的复

合基底<sup>[19]</sup>。

基底石炭-二叠系岩性主要包括泥板岩、板岩、千枚状板岩和碳酸盐岩等<sup>[20]</sup>。根据岩石矿物及其结构组成以及 $R_o$ 对岩石成岩-变质作用阶段的指示<sup>[20-22]</sup>,松辽盆地基底石炭-二叠系处于浅变质作用阶段,为极低级(或甚低级)浅变质岩<sup>[20]</sup>。

石炭-二叠系分布与厚度的预测难度较大,不同的研究者得出的结果差别也较大<sup>[23-25]</sup>。结合前人研究成果并根据最新钻孔资料,绘制石炭-二叠系分布如图1所示。松辽盆地北部基底石炭-二叠系分布广泛,厚度变化较大(1~7 km),一般为3~5 km。主要分布在东部和西北的3个地区(图1):林甸地区最厚,达到7 km;其次为三肇地区,肇东最厚达到6 km;东北隆起区最厚为5 km。东南隆起区保存相对较完整,黑鱼泡-大庆一带厚度大且分布广。

## 2 样品采集与实验分析

实验样品取自松辽盆地北部深层探井。在前人研究成果的基础上<sup>[20]</sup>,结合本次对于盆地基底浅变质岩有机地球化学研究表明:松辽盆地基底石炭-二叠系浅变质岩有机碳含量较高,范围值0.05%~2.87%,平均值达1.21%;有机质类型为II<sub>2</sub>-III型;有机质成熟度高, $R_o>2.0\%$ ,达到高-过成熟阶段。实验样品选取自新鲜岩芯,样品的基本地球化学参数在表2中列出。肇深6井样品成熟度相对较低;鱼深1井样品有机碳含量高,同时成熟度也略高( $R_o$ 为3.44%),样品中含有占重量1.1%的方解石胶结物。

实验过程如下:

样品处理:将样品粉碎至20目以下( $<0.9\text{ mm}$ ),低温烘干12 h。

进样量:200 g(板岩)。

实验温度:300~550℃,每个温度点间隔50℃,恒温24 h。

实验方式:将准备好的样品装入反应釜内,在密闭条件下充入 $\text{N}_2$ ,抽真空,重复2~3次。快速升温到设定的实验温度,在每个温度点恒温24 h。恒温时间结束时,在不降温的条件下,收集其气态产物。此时,釜内剩余的产物充入 $\text{N}_2$ 驱排,并抽真空,尽量除去残留的气体与重烃。这部分气体的体积通过计算记入到产物当中。部分样品因成熟度高,产物较少,故在升温之前充入常压的 $\text{N}_2$ 。产物体积计量之后用排水法收集。

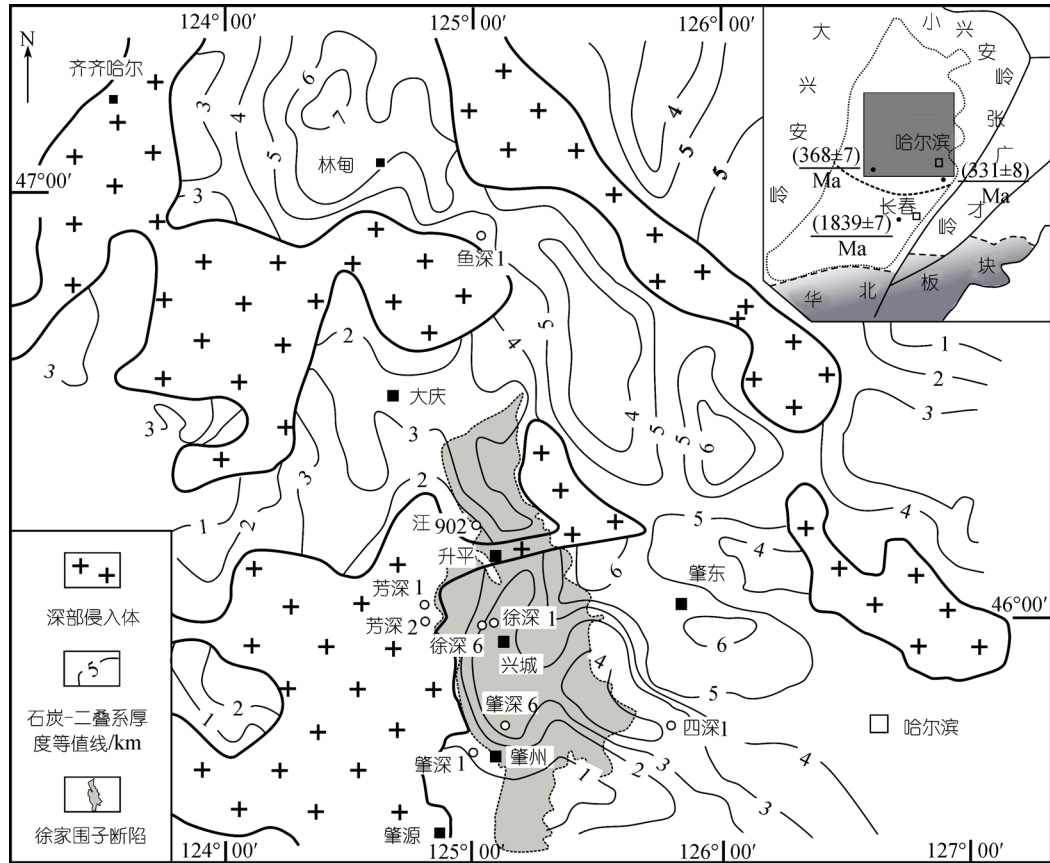


图 1 松辽盆地北部基底石炭-二叠系分布图

综合文献[18], [19], [23], [25]与钻井资料绘制

表 2 模拟实验样品基本地球化学参数

井号	深度/m	岩性	层位	TOC/%	$R_o$ /%	$S_1$	$S_2$	$T_{max}/^{\circ}C$	$I_H/mg \cdot (g \cdot toc)^{-1}$	H/C	O/C	类型指数	类型
鱼深 1	3078.6	板岩	C-P	2.87	3.44	0.02	0.03	541	1.0	0.26	0.04	39.0	II <sub>2</sub>
肇深 6	4115.5	板岩	C-P	1.28	2.97	0.01	0.03	568	2.3	0.32	0.06	34.3	II <sub>2</sub>

分析测试: 天然气组分分析采用 HP 6890 型气相色谱仪在中国石油勘探开发研究院廊坊分院测定. 天然气碳同位素分析采用 Delta S GC/C/IRMS 同位素质谱仪, 色谱柱 Plot Q 30m, 进样口温度 150°C, 柱前压 15 psi (Pounds per square inch), 分流比 1:20; 色谱柱升温过程 30~50°C (升温速率 8°C/min)、50~170°C (升温速率 5°C/min)、170~270°C (升温速率 6°C/min).

### 3 结果与讨论

#### 3.1 生烃潜力

为了研究石炭-二叠系的生烃能力, 首先须了解石炭-二叠系再次沉降前的成熟度. 朱德丰等<sup>1)</sup>将四

深 1 井石炭-二叠系  $R_o$ (%)——深度曲线的斜率应用于整个研究区范围内的石炭-二叠纪地层, 计算了其他大部分井石炭-二叠系在上覆地层沉积前的镜质体反射率. 盆地东部石炭-二叠系在上覆地层沉积之前热演化程度相对较低, 大部分镜质体反射率值为 2.0% 左右(四深 1 井和任 5 井等少数井例外), 盆地形成以后到现今,  $R_o$  值的增加幅度相对较大, 生烃量对盆地深层天然气资源有所贡献. 盆地西部和滨北地区石炭-二叠系热演化程度已经很高, 镜质体反射率大于 3.5%, 生烃潜力已经很小, 而且由于上覆地层较薄, 盆地形成以后  $R_o$  值几乎没有增加, 生烃量不大.

生烃热模拟实验表明<sup>[26,27]</sup>, 在  $R_o$  约为 4% 左右, 烃

1) 朱德丰, 任延广, 杨永斌, 等. 松辽盆地北部深层天然气勘探突破方向研究. 大庆油田有限责任公司勘探开发研究院, 2003

源岩生气过程基本结束. 泥质烃源岩在  $R_o$  达 3% 左右时, 产气速率减缓;  $R_o$  为 4% 时, 基本不生气. 煤在  $R_o$  为 3.5% 时, 产气速率减缓. 模拟实验同时求取了各种类型源岩气态烃的产率, II, III 型干酪根的泥岩  $R_o$  在 2.0%~4.0% 之间的产气率在  $70\sim 160\text{ m}^3/\text{t}\cdot\text{TOC}$  之间.

据上所述, 石炭-二叠系浅变质岩现今  $R_o$  范围值在 2.05%~5.08% 之间, 平均成熟度  $R_o$  为 3.46%, 已进入过成熟阶段, 再次埋深过程中具有一定的生烃潜力. 肇深 6 井板岩样品最终产烃率为  $86.4\text{ m}^3/\text{t}\cdot\text{TOC}$  ( $1.1\text{ m}^3/\text{t}$  岩石), 加上样品本身成熟度已经较高 ( $R_o$  为 2.97%), 如果有机质成熟度  $R_o$  从 2.0% 开始演化, 产烃率则要达到更高水平; 鱼深 1 井板岩样品的最终产烃率仅有  $3.2\text{ m}^3/\text{t}\cdot\text{TOC}$  ( $0.11\text{ m}^3/\text{t}$  岩石) (图 2), 说明此样品  $R_o$  达到 3.5% 时, 已接近生烃极限.

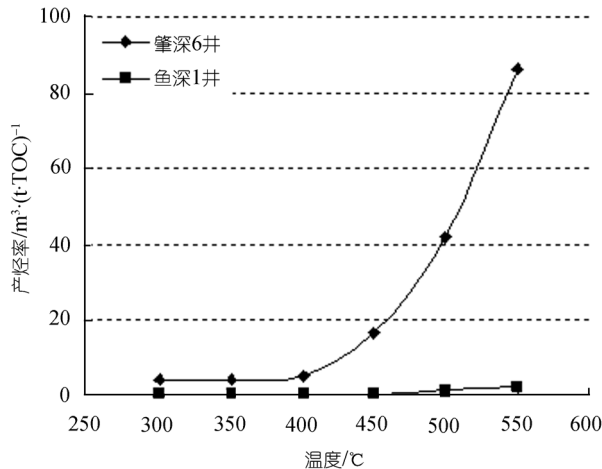


图 2 热模拟气态烃产率与温度的关系

在计算石炭-二叠系气源岩生烃强度时, 肇深 6 井样品有机碳含量 (1.28%) 与石炭-二叠系气源岩的平均有机碳含量 (1.21%) 相当. 选取肇深 6 井样品的产烃率计算生烃强度; 浅变质岩较为致密, 肇深 6 井样品岩石密度为  $2.7\times 10^3\text{ kg}/\text{m}^3$ ; 同时; 预测的烃源岩厚度为  $100\sim 800\text{ m}$  [24]. 依据上述参数, 计算盆地北部地区石炭-二叠系生烃强度达到  $(3.0\sim 23.8)\times 10^8\text{ m}^3/\text{km}^2$ , 这一结果与余中和等 [24] 计算的结果相比较偏小. 但如前所述, 肇深 6 样品成熟偏高, 实际生烃强度应大于此计算值.

从气态烃产率与温度的关系图 (图 2) 上可以看出, 成熟度较低的肇深 6 井板岩样品在  $400\text{ }^\circ\text{C}$  时开始缓慢生烃,  $400\text{ }^\circ\text{C}$  以前的二个温度点收集的烃类主要为吸附气, 而鱼深 1 井由于成熟度过高 ( $R_o = 3.44\%$ ), 没有

明显的生烃高峰, 在  $400\text{ }^\circ\text{C}$  时亦开始少量生烃, 之前的产物主要为吸附烃, 生烃量基本可以忽略不计.

国内其他盆地石炭-二叠系以及其他层位高-过成熟阶段的源岩残余生烃潜力差异较大, 范围值  $0.1\sim 2.4\text{ m}^3/\text{t}$  岩石. 因此, 与国内其他盆地石炭-二叠系以及其他层位高-过成熟阶段的源岩残余生烃潜力相比, 同时考虑到模拟样品成熟度略高, 松辽盆地基底石炭-二叠系浅变质板岩生烃潜力处于中等水平. 松辽盆地石炭-二叠系的生烃过程属于二次生烃的范畴. 我国西部塔里木盆地寒武-奥陶系高成熟源岩、川东志留系以及石炭-二叠系、西伯利亚地台拜基特盆地 [28]、中欧-北海盆地 [29] 都具有多次沉降隆升的复杂构造演化史, 松辽盆地的研究对于其他盆地具有借鉴意义.

另外, 根据冯子辉等 [9] 通过数值模拟计算徐家围子断陷石炭-二叠系对深层天然气的贡献大小, 平均贡献比例 13.27%, 张居和等 [30] 计算结果石炭-二叠系源岩平均贡献为 9.7%.

### 3.2 模拟气体组分和碳同位素特征

无机成因天然气判别主要是通过甲烷及其同系物的碳同位素组成以及稀有气体同位素组成来判断. 主要判别标志包括: (i) 烷烃碳同位素序列反序排列  $\delta^{13}\text{C}_1 > \delta^{13}\text{C}_2 > \delta^{13}\text{C}_3 > \delta^{13}\text{C}_4$  [4,6,7,31]; (ii) 甲烷  $\delta^{13}\text{C} > -25\text{ }^\circ\text{‰}$  [31], 国内一些学者 [32-35] 认为是  $\delta^{13}\text{C} > -20\text{ }^\circ\text{‰}$ , 戴金星等 [3,7,36] 认为  $\delta^{13}\text{C}_1 > -30\text{ }^\circ\text{‰}$ , 同时认为在  $-20\text{ }^\circ\text{‰} < \delta^{13}\text{C}_1 < -30\text{ }^\circ\text{‰}$  的甲烷部分成因为高过成熟煤成气; (iii)  $^3\text{He}/^4\text{He} > 0.1 R_a$  [31] ( $R_a$  为大气氦同位素比值), 表明有幔源氦的存在.

肇深 6 井样品在  $400\text{ }^\circ\text{C}$  缓慢生烃 (图 2),  $400\text{ }^\circ\text{C}$  之前主要为吸附气,  $450\text{ }^\circ\text{C}$  及其后生成的气体成分以甲烷为主, 干燥系数 ( $C_1/C_1^+$ )  $> 0.95$ , 为典型的干气 (表 3、图 3), 与演化阶段相对应.  $\text{CO}_2$  含量  $\leq 30.28\%$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  变化范围在  $-16.4\text{ }^\circ\text{‰}\sim -12.4\text{ }^\circ\text{‰}$ , 为有机成因  $\text{CO}_2$  [36-38] (表 3). 鱼深 1 样品在热模拟过程中没有明显的生烃阶段,  $300\text{ }^\circ\text{C}$  主要为吸附气体, 重烃气含量较多; 在  $450\text{ }^\circ\text{C}$  时方解石开始分解, 所生成气体主要为二氧化碳, 含量  $> 97.87\%$  (表 3), 同时  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} > -10\text{ }^\circ\text{‰}$ , 根据这两个地球化学指标可以判断其为无机成因 [36-38]. 气体样品干燥系数为  $0.44\sim 0.82$ ,  $450\text{ }^\circ\text{C}$  之后干燥系数变化范围很小 ( $0.81\sim 0.82$ ), 不具备过成熟干

气特征.

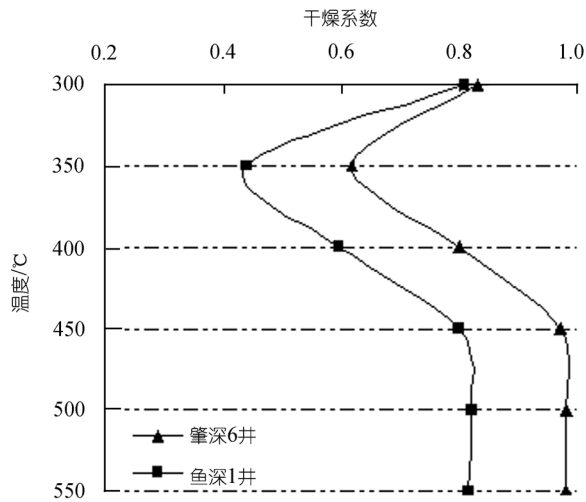


图 3 热模拟气态烃干燥系数随模拟温度的变化

在实验过程中, 因为每一温阶恒温 24 h 之后收集所有气体产物, 故实验过程并不能反映每一温阶以前所有产物的整体特征, 与实际情况不符. 因此, 通过每一温阶产物的组分及其碳同位素进行累计混合计算(计算结果见表 4), 反应产物的演化特征. 在进行累计计算时, 根据各温阶不同组分的产率, 依据文献[39]所推导的混合计算公式进行各组分累计碳同

位素值的计算. 根据前述肇深 6 与鱼深 1 井样品产物特征, 气体烷烃组分碳同位素计算 400 °C 及其以后的  $C_1 \sim C_3$  碳同位素值(结果见表 4).

表 4 中, 肇深 6 井样品最终累计结果(550 °C)烷烃碳同位素系列为  $\delta^{13}C_1 < \delta^{13}C_2 > \delta^{13}C_3$ ; 鱼深 1 样品累计最终结果(550 °C)烷烃碳同位素系列为  $\delta^{13}C_1 < \delta^{13}C_2 < \delta^{13}C_3$ , 均未出现无机成因特征序列, 共同特点是  $\delta^{13}C_1 < \delta^{13}C_2$ . 400 °C 以前的温度为吸附气主要排出阶段, 因而出现  $\delta^{13}C_1 > \delta^{13}C_2$ , 这可能是  $^{13}CH_4$  扩散速率比  $^{12}CH_4$  小所致.

成熟度相对较低的肇深 6 样品, 甲烷碳同位素不同温阶最重为 -22.3‰(500 °C), 累计甲烷碳同位素最重为 -24.6‰, 不同温阶和累计甲烷碳同位素均表现出分馏特征(图 4, 5), 累计甲烷碳同位素分馏程度较不同温阶甲烷碳同位素为小, 最大分馏差值为 6.8‰. 模拟产物甲烷碳同位素以及烷烃气碳同位素系列数据表明, 浅变质岩在热成因作用下生成的烷烃气为有机成因特征. 根据  $\delta^{13}C-R_o$  关系 [40] 判断为高过成熟度的煤成气. 模拟气样的最终累计烷烃碳同位素系列与表 1 中汪 902 井基底气样相近, 判断是基底气藏的主要来源; 肇深 1 井中则有其他来源气体的混入而有差别.

表 3 模拟气体不同温阶产物主要化学组成及其碳同位素

样品	模拟温度/°C	残渣 $R_o$ /%	模拟气体组分/%					$C_1/C_1^+$	组分碳同位素/PDB,‰			
			CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>		CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	CO <sub>2</sub>
肇深 6 井板岩	300		5.62	0.90	0.21	8.62	84.62	0.83	-25.7	-29.9	-25.6	-16.4
	350		2.27	0.80	0.30	0.71	95.58	0.62	-24.9	-25.9	-24.9	-15.5
	400 <sup>a)</sup>		na	na	na	na	na	0.80	-31.4	-26.3	-25.2	-16.4
	450		59.29	1.36	0.21	30.28	8.77	0.97	-30.1	-23.2	-24.6	-12.4
	500		92.65	1.72	0.06	3.27	2.25	0.98	-22.3	-18.1	-25.3	-17.3
	550	3.47	98.17	1.83	0.00	0.00	0.00	0.98	-24.4	-15.2		
鱼深 1 井板岩	300		0.73	0.11	0.03	23.50	75.60	0.81	-22.5	-22.6	-27.9	-12.2
	350		2.92	1.70	1.19	21.55	71.76	0.44	-29.5	-25.0	-28.0	-13.2
	400		17.15	5.72	3.44	2.44	68.57	0.60	-28.7	-24.0	-22.2	-13.3
	450		0.41	0.08	0.03	97.87	1.62	0.80	-26.2		-23.0	-9.5
	500		0.53	0.07	0.03	99.02	0.11	0.82	-24.1			-8.7
	550	3.52	0.42	0.06	0.03	99.49	0.00	0.81	-24.0			-7.1

a) 400 °C 时由于收集的气量少未对其进行组分测定, 干燥系数为前后两个温度点的平均值

表 4 模拟气体不同温度累计烷烃碳同位素

样品	模拟温度/°C	组分碳同位素/PDB,‰			样品	模拟温度/°C	组分碳同位素/PDB,‰		
		CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>			CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>
肇深 6 井板岩	400	-31.4	-26.3	-25.2	鱼深 1 井板岩	400	-28.7	-24.0	-22.2
	450	-30.2	-23.6	-24.7		450	-28.4	-24.0	-22.2
	500	-24.9	-20.2	-24.9		500	-26.5	-24.0	-22.2
	550	-24.6	-17.6	-24.9		550	-25.7	-24.0	-22.2

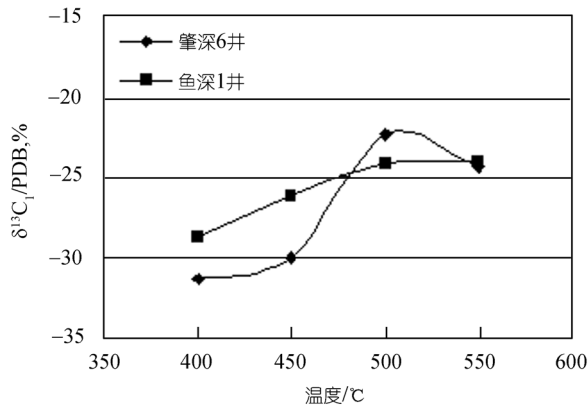


图4 不同温阶甲烷碳同位素随模拟温度变化

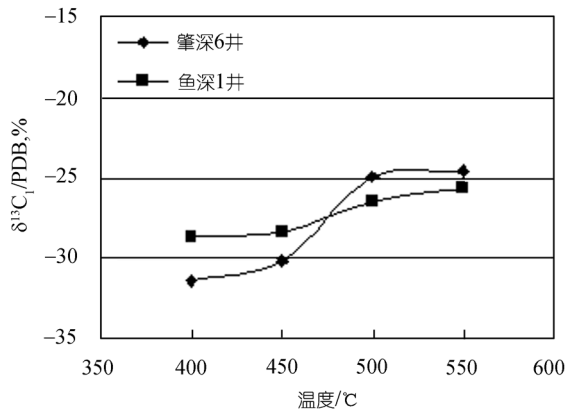


图5 不同温度累计甲烷碳同位素随模拟温度的变化

### 3.3 混合特征

兴城气藏(目前断陷内最主要的一个气藏)天然气 $\text{CH}_4$ 碳同位素值主频分布在 $-28.0\text{‰} \sim -25.0\text{‰}$ , 如果以正常的天然气而言,  $\delta^{13}\text{C}_1$  是高过成熟度煤成气具有的特征;  $\text{C}_4\text{H}_{10}$  碳同位素值主频分布在 $-33.0\text{‰} \sim -31.0\text{‰}$ , 具有此特征的正常天然气应为成熟度较低的油型气, 而目前尚未找到此种特征类型天然气在深层存在的证据或(有机)物质基础. 数值模拟计算表明<sup>[39]</sup>, 只有两种端元气体混合才能出现烷烃碳同位素序列反序. 浅变质岩热模拟烷烃气与高过成熟度的煤成气相当, 与高过成熟度的煤成气混合, 只能出现相同或相似于高过成熟度煤成气的特征. 如果深层存在油型气, 则业已达到高成熟阶段, 而高成熟度的油型气通常 $\delta^{13}\text{C}_4 < -30\text{‰}$ , 无论以何比例与其他来源(高过成熟度煤成气或浅变质岩热解气)天然气混合, 均不能出现目前兴城气藏 $\text{C}_4\text{H}_{10}$  碳同位素数值. 因此, 基底浅变质岩生成的烷烃气与原生高过成熟的煤成气或油型气混合均不能产生现今气藏烷烃气碳同位

素组成特征.

## 4 主要认识与结论

松辽盆地北部基底石炭-二叠系浅变质岩分布广泛, 再次深埋之后二次生烃. 基底浅变质岩具有一定的生烃潜力, 相当于烃源岩演化  $R_0$  在  $2.0\% \sim 3.5\%$  范围内, 生烃强度为  $3.0 \times 10^8 \sim 23.8 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{km}^2$ .

松辽盆地北部基底浅变质岩热模拟实验表明, 在热成因演化过程中, 浅变质岩生成烷烃气碳同位素组成不具无机成因特征,  $\delta^{13}\text{C}_1-R_0$  关系与煤成气相类似; 区内浅变质岩生成天然气与高过成熟煤成气或油型气混合均不能使烷烃气碳同位素系列反序. 这一结果为徐深气田的无机成因来源增添了一份间接的证据, 为下一步的研究工作奠定了基础.

## 参 考 文 献

- 1 谯汉生, 方朝亮, 牛嘉玉, 等. 中国东部深层石油地质(第一卷). 北京: 石油工业出版社, 2002
- 2 萧德铭, 迟元林, 蒙启安, 等. 松辽盆地北部深层天然气地质特征研究. 见: 谯汉生, 罗汉斌, 李先奇, 等编. 中国东部深层石油勘探论文集. 北京: 石油工业出版社, 2001. 1—27
- 3 戴金星, 丁巍伟, 侯路, 等. 松辽盆地深层气勘探和研究. 见: 贾承造, 编. 松辽盆地深层天然气勘探研讨会报告集. 2004. 27—44
- 4 郭占谦, 王先彬. 松辽盆地非生物成因气的探讨. 中国科学 B 辑, 1994, 24(3): 303—309
- 5 郭占谦, 王先彬, 刘文龙. 松辽盆地非生物成因的成藏特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27(2): 143—148
- 6 王先彬, 李春园, 陈践发, 等. 论非生物成因天然气. 科学通报, 1997, 42(12): 1233—1241
- 7 戴金星, 石昕, 卫延召. 无机成因油气论和无机成因的气田(藏)概略. 石油学报, 2001, 22(6): 5—10
- 8 高瑞祺, 蔡希源, 迟元林, 等. 松辽盆地油气田形成条件与分布规律. 北京: 石油工业出版社, 1997. 164—173
- 9 冯子辉, 刘伟. 徐家围子断陷深层天然气的成因类型研究. 天然气工业, 2006, 26(6): 18—20
- 10 黄海平, 杨玉峰, 陈发景, 等. 徐家围子断陷深层天然气的形成. 地质前缘, 2000, 7(4): 515—522
- 11 胡桂兴, 欧阳自远, 王先彬, 等. 原始太阳星云条件下 Fischer-Tropsch 反应中的碳同位素分馏. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27(5): 395—400
- 12 黄海平. 松辽盆地徐家围子断陷深层天然气同位素倒转现象研究. 地球科学, 2000, 25(6): 617—623
- 13 周兴熙. 塔里木盆地发现深成无机气的踪迹. 天然气地球科学, 1998, 9(6): 40—45
- 14 秦胜飞. 塔里木盆地库车坳陷异常天然气的成因. 勘探家, 1999, 4(3): 21—23

- 15 Laughrey C, Baldassare F. Geochemistry and origin of some natural gases in the Plateau Province, Central Appalachia Basin, Pennsylvania and Ohio. AAPG, Bull, 1998, 82(2): 317—335
- 16 吴福元, 孙德有, 李惠民, 等. 松辽盆地基底岩石的锆石 U-Pb 年龄. 科学通报, 2000, 45(6): 656—660
- 17 高福红, 许文良, 杨德彬, 等. 松辽盆地南部基底花岗岩质岩石锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年: 对盆地基底形成时代的制约. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37(3): 331—335
- 18 王颖, 张福勤, 张大伟, 等. 松辽盆地南部变闪长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报, 2006, 51(15): 1811—1816
- 19 王兴光, 王颖. 松辽盆地南部北带基底岩浆岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地质科技情报, 2007, 26(1): 23—27
- 20 冯子辉, 孙春林, 刘伟, 等. 松辽盆地基底浅变质岩的有机地球化学特征. 地球化学, 2005, 34(1): 73—78
- 21 张继军, 毕先梅. 成岩—极低级变质作用及油气勘探意义. 地学前缘, 1999, 6(2): 251—258
- 22 燕守勋, 田庆久, 吴昭昭. 极低级变质作用及其研究方法. 现代地质, 2002, 16(1): 37—44
- 23 余和中和, 蔡希源, 韩守华, 等. 松辽盆地石炭-二叠系分布与构造特征. 大地构造与成矿学, 2003, 27(3): 277—281
- 24 余和中和, 蔡希源, 韩守华, 等. 松辽盆地石炭-二叠系烃源岩研究. 沉积与特提斯地质, 2003, 23(2): 62—66
- 25 庞庆山, 方德庆, 翟培民, 等. 松辽盆地北部基底石炭-二叠系的分布. 大庆石油学院学报, 2002, 26(3): 92—94
- 26 姜正龙, 罗霞, 李剑, 等. 不同地质条件下各种类型气源岩气态烃产率的求取. 沉积学报, 2004, 22(增刊): 84—90
- 27 胡国辉, 李志生, 罗霞, 等. 两种热模拟体系下有机质生气特征对比. 沉积学报, 2004, 22(4): 718—723
- 28 李国都, 金之钧, 康托罗维奇 A Э. 西伯利亚地台尤鲁布钦-托霍莫油气聚集带多期成藏模式探讨. 石油勘探与开发, 2000, (4): 87—91
- 29 Stahl W J, Carey Jr B D. Source rock identification by isotope analyses of natural gases from fields in the Vol Verde and Delaware Basins, West Texas. Chem Geol, 1975, 16(4): 257—267
- 30 张居和, 冯子辉, 霍秋立, 等. 混源天然气源岩贡献定量测试轻烃指纹技术. 石油学报, 2006, 27(增刊): 71—75
- 31 Jenden P D, Hilton D R, Kaplan I R, et al. Abiogenic hydrocarbons and mantle helium in oil and gas fields. In: David G H, ed. The Future of Energy Gases. Washington: United State Government Printing Office, 1993. 31—56
- 32 张义纲, 张抗, 胡惕麟. 天然气的生成聚集和保存. 南京: 河海大学出版社, 1991. 78
- 33 陈荣书. 天然气地质学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1989. 264—265
- 34 徐永昌, 沈平, 刘文汇, 等. 天然气成因理论及应用. 北京: 科学出版社, 1994. 97—101
- 35 沈平, 徐永昌, 王先彬, 等. 气源岩和天然气地球化学特征及成气机理研究. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1991. 115—122
- 36 戴金星, 裴锡古, 戚厚发. 中国天然气地质学(卷一). 北京: 石油工业出版社, 1992
- 37 戴金星. 各类烷烃气的鉴别. 中国科学 B 辑, 1992, 22(2): 185—193
- 38 戴金星. 中国含油气盆地的无机成因气及其气藏. 天然气工业, 1995, 15(3): 22—27
- 39 李春园, 王先彬, 夏新宇. 甲烷及其同系物  $\delta^{13}\text{C}$  值反序排列特征的数值模拟与非生物成因天然气藏探讨. 沉积学报, 1999, 17(2): 306—311
- 40 戴金星, 戚厚发. 我国煤成烃气的  $\delta^{13}\text{C}-R_o$  关系. 中国科学 B 辑, 1989, 19(9): 690—692