

文章编号: 0253-9985(2005)06-0823-08

杭州湾地区浅层生物气资源量计算及其地质意义

林春明¹, 卓弘春¹, 李广月^{1, 2}, 陈海云³

(1 成矿作用国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 江苏南京 210093)

(2 中国石油化工股份有限公司油田勘探开发事业部, 北京 100083)

摘要: 杭州湾地区晚第四纪气源岩主要为河漫滩相和浅海相。经计算, 河漫滩相源岩总生气量为 $1\,032.52 \times 10^8 \text{ m}^3$, 总吸附气量为 $274.66 \times 10^8 \text{ m}^3$, 总溶解气量为 $693.10 \times 10^8 \text{ m}^3$, 总扩散气量为 $4.29 \times 10^8 \text{ m}^3$, 总游离气量为 $60.47 \times 10^8 \text{ m}^3$; 而浅海相源岩相应为 $1\,412.75 \times 10^8$, 556.68×10^8 , 749.83×10^8 , 10.28×10^8 和 $95.96 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。这一计算结果显示了研究区浅层形成的生物气体首先受地层水的溶解和粘土的吸附, 大部分溶解在粘土层水中呈水溶气相态发生运移, 当甲烷气在地层水中溶解达到饱和后才会出现游离态。游离气主要赋存于沉积物颗粒间隙中, 浅地层的游离气运移量远小于溶解气运移量, 河漫滩相游离气量小于浅海相游离气量。浅海相沉积物总吸附气量为河漫滩相沉积物总吸附气量的 2 倍多, 泥岩层的吸附气量是砂岩层吸附气量的 18 倍多, 说明浅层沉积物颗粒大小与甲烷的保存有关, 沉积物颗粒小、比表面积大有利于吸附甲烷。计算结果还表明, 杭州湾地区浅层天然气具有广泛的勘探开发前景。

关键词: 浅层生物气; 资源量; 评价; 杭州湾

中图分类号: TE122.1 **文献标识码:** A

Estimates of shallow biogas resources in Hangzhou Bay area and its geological implications

Lin Chunming¹, Zhuo Hongchun¹, Li Guangyue^{1, 2}, Chen Haiyun¹

(1 Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing)

(2 Division of Oilfield Exploration and Development, SINOPEC, Beijing)

Abstract Late Quaternary gas source rocks in Hangzhou Bay are mainly of flood-plain and shallow marine facies. The total amount of gas generated from the source rocks in flood-plain facies is estimated to be $1\,032.52 \text{ BCM}$, with the total adsorbed gas 274.66 BCM , total dissolved gas 693.10 BCM , total diffused gas 4.29 BCM , and total free gas 60.47 BCM . While those from the source rocks in shallow marine facies are $1\,412.75 \text{ BCM}$, 556.68 BCM , 749.83 BCM , 10.28 BCM and 95.96 BCM , respectively. These estimations show that the biogas generated in shallow layers in the study area would have first been dissolved in formation water and adsorbed by clays, and most of the gas dissolved in water in clay layers would migrate in the form of dissolved gas. Free methane can appear only when it has been saturated in the formation water. Free gas mainly occurs in the intergranular spaces of sediments. The amount of free gas migration in shallow layers is much smaller than that of dissolved gas. The amount of free gas in flood-plain facies is less than that in shallow marine facies. The total amount of adsorbed gas in shallow marine facies sediments is over twice as large as that in flood-plain facies sediments, while the amount of adsorbed gas in mudstone is over 18 times of that in sandstone. All these indicate that preservation of methane is related to the grain sizes of sediments in shallow layers, and small grain size and large specific surface area are favorable for adsorption of methane. These estimates also indicate that Hangzhou Bay has large potentials for exploration and development of shallow biogas.

Key words shallow biogas; resources; evaluation; Hangzhou Bay

基金项目: 国家自然科学基金项目 (40272063)

第一作者简介: 林春明, 男, 41 岁, 教授, 石油地质

收稿日期: 2005-09-20

浅层生物气是指沉积物中有机质在还原环境下经厌氧微生物作用所形成的富甲烷气体, 约占全世界天然气资源量的 20%^[1]。过去人们认为这种气体虽然易于在浅层沉积物中生成, 但也易于散失, 难以大量聚集成藏。而近年来生物气勘探实践和理论研究表明, 在有利地质条件下, 生物气不仅可以大量生成, 还可以大规模地聚集成藏^[2~5]。从地质历史来看, 地下天然气的聚集往往是气体不断散失和源岩不断补充达到某种程度上相对平衡所造成的结果^[6~7]。生物气的散失更为突出, 全世界每年由沼泽和稻田向大气释放生物甲烷气约 $6\,000 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[8]。气源岩生成的总生气量, 除散失掉的以外, 一般将被地层吸附、溶解于地层水中和以游离态存于储层中。

1990年以来, 在杭州湾地区先后发现数个 35~70 m 深的浅层生物气田, 并在杭州湾地区晚第四纪地层、岩相古地理和生物气藏特征等方面取得了新认识^[5, 9~11]。但就该区浅层生物气资源量、勘探前景、封闭机制等方面的认识尚嫌不足。在生物气研究中, 对生物甲烷气的形成研究表明, 从聚合有机物到生物甲烷的形成过程十分复杂, 主要是通过乙酸盐发酵和 CO_2 还原作用; 温度、有机物的性质和沉积环境对生物甲烷的形成起控制作用, 沉积物中有机质的类型及数量除对初始微生物群落起支撑外, 对其他影响不大^[12]。但鉴于目前尚无更完善的方法, 为了对该区生物气的前景有一个半定量的认识, 本文在计算研究区浅层气源岩的生气量时, 只能暂以区内第四系泥质岩的有机碳, 采用王川等人^[13]的计算模型, 计算浅层地层的生气量、吸附气量、溶解气量和扩散气量。本文所选定的一些参数因实际资料等因素而影响其精度, 使计算结果显得有些粗糙, 但这些相对准确的数值使我们对生物气生成的丰富程度、扩散散失情况等有了一个直观而定量的了解, 从而对判断生物气运移的主要相态和深入探讨其成藏的

主要机理有了重要的理论和实际依据; 同时对本区及邻区第四系浅层气的勘探前景有了较为深入的认识。

1 总生气量

1.1 计算模型

生物气的生气量计算, 可采用如下计算模型^[13]

$$Q_{\text{生}} = 1\,400SHDCR$$

式中 $Q_{\text{生}}$ 为生物气量, m^3 ; S 为泥岩层的面积, m^2 ; H 为泥岩层的厚度, m ; D 为泥岩的密度, t/m^3 ; C 为泥岩的有机碳含量, %; R 为累积生气量与有机碳的重量比。根据王川等人研究结果^[13], 对腐泥-腐殖型有机质 R 取 4.84%, 对腐殖型有机质 R 取 4.70%。

1.2 参数的选取与确定

据揭穿海相地层的 184 口钻井计算, 海相地层平均厚度为 17.1 m, 分布范围相对最大 (图 1), 达 $13\,825.52 \text{ km}^2$, 其沉积量也最大 (表 1)。这样根据本区海相层的面积、厚度、体积的计算 (表 2) 和海相源岩的地球化学参数^[14] 可得, $SH = 1\,909.28 \times 10^8 \text{ m}^3$, $D = 2.73 \text{ t}/\text{m}^3$, $C = 0.4\%$, $R = 4.84\%$ 。

据揭穿河漫滩相地层的 134 口钻井计算, 河漫滩相地层平均厚度为 13.0 m (表 1)。对河漫滩相沉积物来说, 由于河漫滩相所夹的透镜状砂体相对厚且分布广 (图 2), 理应扣除砂体的厚度才能正确计算源岩的厚度。根据夹灶和雷甸浅气田河漫滩相砂体厚一般为 3.8~10 m^[5, 15], 取其平均厚为 5.0 m; 又因砂体分布的不连续, 可取其在分布范围内的平均厚的 50% 进行计算, 即砂体在河漫滩相沉积物分布范围内平均厚为 2.5 m。结合河漫滩相沉积物的面积、体积的计算 (表 3) 及源岩的地球化学参数^[14], 可得 $H = 10.5 \text{ m}$, $S = 8\,491.23 \times 10^6 \text{ m}^2$, $D = 2.75 \text{ t}/\text{m}^3$, $C = 0.64\%$, $R = 4.70\%$ 。

表 1 杭州湾地区末次冰期以来各沉积相展布范围和沉积量统计

Table 1 Volume of sedimentation and distribution areas of various sedimentary facies in Hangzhou Bay area since the last glacial period

沉积相	平均厚度 /m	面积 / km^2	面积百分比 /%	沉积量 / 10^8 m^3	体积百分比 /%
河床相	12.9 (67)	6 992.08	19.41	591.63	12.40
河漫滩相	13.0 (134)	8 491.23	23.57	1 741.54	36.48
浅海相	17.1 (184)	13 825.52	38.38	1 909.28	40.00
河口湾相	16.4 (128)	6 714.41	18.64	531.13	11.12

注: 括号内为钻井数。

表 2 杭州湾地区晚第四纪浅海相分布面积和沉积量

Table 2 Volume of sedimentation and distribution area of shallow marine facies during Late Quaternary

in Hangzhou Bay area			
等厚线区间 /m	平均厚度 /m	面 积 / km ²	沉 积 量 / 10 ⁸ m ³
0~ 10	5	3 379. 24	168. 96
10~ 20	15	8 932. 95	1 339. 94
20~ 30	25	1 292. 94	323. 24
> 30	35	220. 39	77. 14

表 3 杭州湾地区晚第四纪河漫滩相分布面积和沉积量

Table 3 Volume of sedimentation and distribution area of flood-plain facies during Late Quaternary

in Hangzhou Bay area			
等厚线区间 /m	平均厚度 /m	面 积 / km ²	沉 积 量 / 10 ⁸ m ³
0~ 10	5	1 381. 90	69. 10
10~ 20	15	2 763. 81	414. 57
20~ 30	25	2 630. 62	657. 65
> 30	35	1 714. 90	600. 22

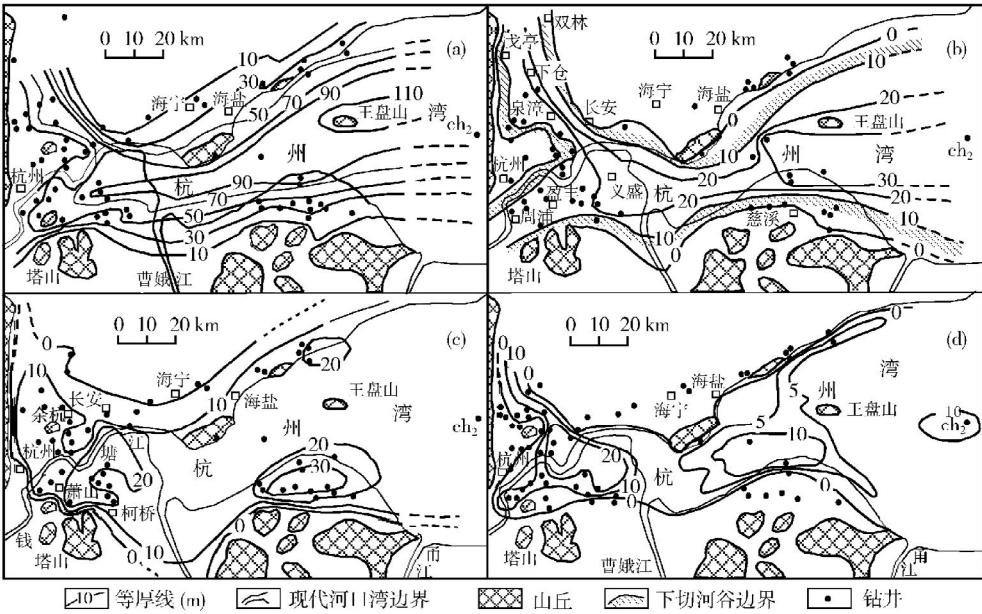


图 1 杭州湾晚第四纪基底埋深及其各沉积层等值线

Fig. 1 Burial depth of the basenent and isopach maps of various sedimentary facies in the Upper Quaternary in Hangzhou Bay area

(a) 冰后期沉积层基底埋深图; (b) 冰后期河漫滩沉积等厚图; (c) 冰后期浅海沉积等厚图; (d) 冰后期河口湾沉积等厚图

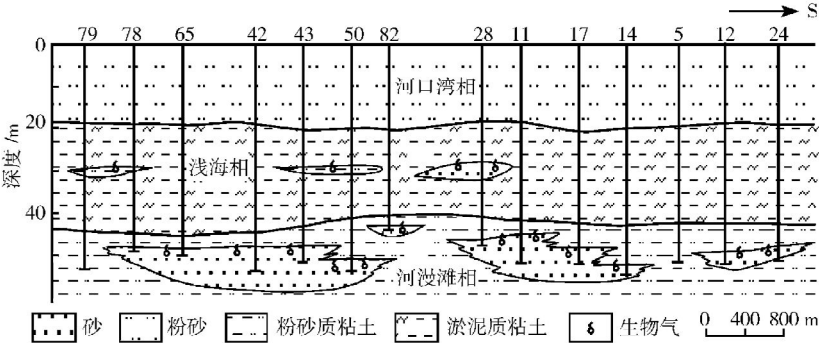


图 2 萧山义盛浅气藏静力触探井剖面

Fig. 2 Profile of exploration wells based on static sounding in Yisheng shallow gas reservoirs in Xiaoshan area

1.3 计算结果

海相沉积物总生气量为

$$\begin{aligned} Q_{\text{生海}} &= 1\,400SHDCR \\ &= 1\,400 \times (1\,909.28 \times 10^8) \times \\ &\quad 2.73 \times 0.4\% \times 4.84\% \\ &= 1\,412.75 \times 10^8 (\text{m}^3) \end{aligned}$$

河漫滩相沉积物总生气量为

$$\begin{aligned} Q_{\text{生漫}} &= 1\,400SHDCR \\ &= 1\,400 \times (8\,491.23 \times 10^6) \times \\ &\quad 10.5 \times 2.75 \times 0.64\% \times 4.70\% \\ &= 1\,032.52 \times 10^8 (\text{m}^3) \end{aligned}$$

2 总吸附气量

2.1 计算模型

气源岩生成的总生气量,除散失掉以外,将被地层吸附、溶解于地层水中并以游离态存在于储层中^[13]。生物气在砂泥岩层中的吸附气量可采用如下计算模型^[13]

$$Q_{\text{吸}} = S_1 H_1 D_1 X_1 + S_2 H_2 D_2 X_2$$

式中 $Q_{\text{吸}}$ 为砂泥岩层的吸附气量, m^3 ; S_1 为泥岩层的面积, m^2 ; H_1 为泥岩层的厚度, m ; D_1 为泥岩的密度, t/m^3 ; X_1 为泥岩层的吸附值,岩石可吸附的气量取 $0.1068 \text{ m}^3/\text{t}$ ^[13]; S_2 为砂岩层的面积, m^2 ; H_2 为砂岩层的厚度, m ; D_2 为砂岩的密度, t/m^3 ; X_2 为砂岩层的吸附值,岩石可吸附的气量取 $0.024 \text{ m}^3/\text{t}$

根据杭州湾南、北两岸各一口 60 m 井深、每间隔 2 m 取样,对不同沉积物颗粒的物性及力学性质进行测试(表 4)。结果表明,全新世地层为大孔隙高含水松散沉积物,孔隙度为 40.7%~62.6%、天然含水量为 21.8%~57.1%。孔隙度、天然含水量及密度值与岩性、岩相有关。沉积颗粒的粒径越小,比表面积越大,其值越大,即粉细砂、粉砂、粉砂质粘土、含粉砂淤泥质粘土和粘土的孔隙度、天然含水量和密度依次增大。随着埋深的增加,同一岩性的沉积物,其孔隙度、天然含水量值略有减少。其中粘土层变化最大,孔隙度由 62.6%减小到 42.2%。

2.2 参数的选取与确定

对浅海相沉积物来说,泥层的 $S_1 H_1 = 1909.28 \times 10^8 \text{ m}^3$, $D_1 = 2.73 \text{ t}/\text{m}^3$, $X_1 = 0.1068 \text{ m}^3$;砂层不发育,其吸附气量可忽略不计,

即 $S_2 H_2 D_2 X_2 = 0.0$

对河漫滩相沉积物来说,泥层 $S_1 = 8491.23 \times 10^6 \text{ m}^2$, $D_1 = 2.74 \text{ t}/\text{m}^3$, $H_1 = 10.5 \text{ m}$, $X_1 = 0.1068 \text{ m}^3$;砂岩的 S_2 按等于泥岩的面积计算,即 $S_1 = 8491.23 \times 10^6 \text{ m}^2$, $H_2 = 2.5 \text{ m}$, $D_1 = 2.70 \text{ t}/\text{m}^3$, $X_1 = 0.024 \text{ m}^3$ 。

2.3 计算结果

浅海相沉积物总吸附气量为

$$\begin{aligned} Q_{\text{吸海}} &= S_1 H_1 D_1 X_1 + S_2 H_2 D_2 X_2 = S_1 H_1 D_1 X_1 \\ &= 1909.28 \times 10^8 \times 2.73 \times 0.1068 \\ &= 556.68 \times 10^8 (\text{m}^3) \end{aligned}$$

河漫滩相沉积物总吸附气量为

$$\begin{aligned} Q_{\text{吸漫}} &= S_1 H_1 D_1 X_1 + S_2 H_2 D_2 X_2 \\ &= 8491.23 \times 10^6 \times 10.5 \times 2.74 \times \\ &\quad 0.1068 + 8491.23 \times 10^6 \times 2.5 \times \\ &\quad 2.70 \times 0.024 \\ &= 260.90 \times 10^8 + 13.76 \times 10^8 \\ &= 274.66 \times 10^8 (\text{m}^3) \end{aligned}$$

3 总溶解气量

3.1 计算模型

天然气在地层水中的溶解度,采用如下计算模型^[6]

$$\begin{aligned} S(T, M, P) &= -3.1670 \times 10^{-10} T^2 M + 1.1997 \times \\ &\quad 10^{-8} T M + 1.0635 \times 10^{-10} P^2 M - \\ &\quad 9.7764 \times 10^{-8} P M + 2.9745 \times \\ &\quad 10^{-10} T P M + 1.6230 \times 10^{-4} T^2 - \\ &\quad 2.7879 \times 10^{-2} T - 2.0587 \times 10^{-5} P^2 + \\ &\quad 1.7323 \times 10^{-2} P + 9.5233 \times 10^{-6} T P \\ &\quad + 1.1937 \\ R &= 0.9962 \end{aligned}$$

表 4 杭州湾两岸 ZK1 井、ZK2 井晚第四纪地层物性特征及力学性质

Table 4 Poropem and dynamic characteristics of the Upper Quaternary strata encountered in ZK1 and ZK2 wells drilled on both sides of Hangzhou Bay

深度 /m	岩性	孔隙度 /%	天然含水量 /%	压缩系数	塑性指数	液性指数	凝聚力 /kPa	密度 /(g·cm ⁻³)
12~16	粉细砂	40.7~47.1 43.4(6)	22.5~27.8 25.1(6)	0.07~0.09 0.08(2)	6.7(1)	1.32(1)	3.0~5.0 4(5)	2.69
2~56	粉砂	44.4~54.0 47.9(16)	26.7~36.6 31.2(16)	0.11~0.52 0.23(14)	8.6(2)	1.17(2)	3.0~15 6.4(12)	2.70
2~58	粉砂质粘土	45.0~51.1 48.1(13)	26.6~36.6 31.5(13)	0.21~0.51 0.37(9)	7.6~17.2 12.1(11)	0.61~1.23 0.96(11)	6.0~40 16.6(10)	2.71~2.74
35~40	含粉砂 淤泥质粘土	50.6~53.9 52.7(9)	33.3~39.4 37.9(9)	0.40~0.80 0.57(8)	10.1~16.7 13.4(8)	1.02~1.81 1.41(9)	10.0~20 13.7(9)	2.72~2.73
26~42	粘土	42.2~62.6 53.0(15)	21.8~57.1 39.9(15)	0.25~1.08 0.695(15)	17.5~31.7 22.0(15)	0.13~1.09 0.822(15)	10.0~40 18.9(14)	2.74~2.76

注:分子为区间值,分母为平均值,括号内为样品数。

式中 S 为天然气在地层水中的溶解度, m^3/m^3 ; T 为水的温度, $^{\circ}\text{C}$; P 为水的压力, 10MPa ; M 为地层水的矿化度, mg/L ; R 为相关系数。

通过近 289 个溶解度实验数据得到的回归方程, R 为 0.996 2, 说明此方程拟合度非常好, 从而能够更准确地计算不同深度天然气在地层水中的溶解度。

3.2 参数的选取与确定

3.2.1 水的压力 (P)

一般正常水压梯度条件下, 延伸到地表的游离静止淡水柱的压力/深度梯度是 9.79 kPa/m (0.43 psi/ft), 对含盐饱和溶液来说是 11.9 kPa/m (0.52 psi/ft)^[16]。本区为海陆过渡地带, 水压梯度可取 10 kPa/m , 地表地层压力为 0.1MPa 。河漫滩相沉积物埋深平均取为 45 m , 近岸浅海相沉积物埋深平均取为 30 m 。那么河漫滩相沉积物中水柱的压力为

$$\begin{aligned} P_{\text{漫}} &= P_{\text{地表}} + 10 \times 10^{-3} \text{MPa/m} \times 45\text{ m} \\ &= 0.1\text{MPa} + 0.045 \times 10\text{MPa} \\ &= 0.01 \times 10\text{MPa} + 0.045 \times 10\text{MPa} \\ &= 0.055 \times 10\text{MPa} \\ &= 0.55\text{MPa} \end{aligned}$$

近岸浅海相沉积物中水柱的压力为

$$\begin{aligned} P_{\text{海}} &= P_{\text{地表}} + 10 \times 10^{-3} \text{MPa/m} \times 30\text{ m} \\ &= 0.1\text{MPa} + 0.03 \times 10\text{MPa} \\ &= 0.04 \times 10\text{MPa} \\ &= 0.4\text{MPa} \end{aligned}$$

3.2.2 水的温度 (T)

河漫滩相沉积物沉积时水体的年平均温度约为 15°C , 即 $T = 15^{\circ}\text{C}$; 近岸浅海相沉积物沉积时水的年平均温度约为 18°C ^[14]。

3.2.3 地层水的矿化度 (M)

研究区地表水的矿化度为 298.1 mg/L 。河漫滩相沉积物地层水的矿化度变化大, 气藏底水平均值高达 $10\,884.0\text{ mg/L}$, 而非气田区 7 个样平均值为 $3\,101.6\text{ mg/L}$ ^[14]。因此, 可将 $3\,101.6\text{ mg/L}$ 作为河漫滩相和近岸浅海相沉积物地层水的矿化度。

3.3 计算结果

3.3.1 河漫滩相

河漫滩相沉积物地层水的溶解度按气田区和非气田区分别计算。

气田区地层水的溶解度为

$$S_{\text{漫气}}(T, M, P) = 0.814\,1\text{ m}^3/\text{m}^3$$

非气田区地层水的溶解度为

$$S_{\text{漫非}}(T, M, P) = 0.813\,3\text{ m}^3/\text{m}^3$$

由于气田区和非气田区地层水的溶解度相差不多, 即地层水的矿化度对地层水的溶解度影响不大 (这与前人研究结果一致^[6]), 故取其平均值 $S_{\text{漫}} = 0.813\,7\text{ m}^3/\text{m}^3$ 作为河漫滩相沉积物地层水的溶解度来计算溶解气量。

河漫滩相沉积物地层水总溶解气量为

$$Q_{\text{溶漫}} = S_{\text{漫}} (V_{\text{漫}} \times \text{孔隙度})$$

河漫滩相沉积物的岩性主要为粘土、粉砂质粘土、粉砂和粉细砂, 取它们孔隙度的平均值作为河漫滩相地层孔隙度。据杭州湾两岸 ZK1 井、ZK2 井中 50 个样 (表 4) 计算为 48.91%, 故

$$\begin{aligned} Q_{\text{溶漫}} &= S_{\text{漫}} (V_{\text{漫}} \times \text{孔隙度}) \\ &= 0.813\,7 (1\,741.54 \times 10^8 \times \\ &\quad 48.91\%) \\ &= 693.10 \times 10^8 (\text{m}^3) \end{aligned}$$

3.3.2 近岸浅海相

近岸浅海相沉积物地层水的溶解度由计算可得

$$S_{\text{海}}(T, M, P) = 0.745\,5\text{ m}^3/\text{m}^3$$

总溶解气量为

$$Q_{\text{溶海}} = S_{\text{海}} (V_{\text{海}} \times \text{孔隙度})$$

近岸浅海相沉积物岩性主要为含粉砂淤泥质粘土, 孔隙度据杭州湾两岸 ZK1 井、ZK2 井中 9 个样计算为 52.68% (表 4), 故

$$\begin{aligned} Q_{\text{溶海}} &= S_{\text{海}} (V_{\text{海}} \times \text{孔隙度}) \\ &= 0.745\,5 (1\,909.28 \times 10^8 \times \\ &\quad 52.68\%) \\ &= 749.83 \times 10^8 (\text{m}^3) \end{aligned}$$

4 总扩散气量

分子扩散是一种很普遍的自然现象, 它是指在静止系统中由于浓度梯度的存在而发生的质量传递现象, 即分子从高浓度区向低浓度区转移以达到浓度区平衡的一种传递过程。分子扩散作用既可以视为聚集烃类的分散机理, 又可作为对烃类起着初期迁移和初期聚集的作用。本文主要研究的是前一种情况。

4.1 计算模型

分子扩散过程可用 Fick 第一定律来描述^[17],

即

$$dQ/dt = -D(dc/dx)$$

式中 dQ/dt 为天然气的扩散速度, m^3/s ; D 为天然气的扩散系数, m^2/s ; dc/dx 为天然气的浓度梯度, $(m^3/m^3)/m$ 。

由上式可知, 天然气的扩散速度主要取决于天然气的扩散系数和浓度梯度。而影响天然气扩散系数的因素有扩散物质的性质、扩散介质的特征、扩散系统的温度和孔隙结构形态等^[16-17]。在地下对确定的泥岩盖层来说, 天然气扩散系数是确定不变的, 即此种情况下, 天然气的扩散速度主要取决于烃浓度梯度的大小。由上式积分, 便可得到天然气在 t 时间内通过面积为 S 的上覆盖层到达地表的扩散损失量

$$Q = -D[(C_1 - C_0)/Z]st$$

式中 C_1 为气层水中的天然气浓度, m^3/m^3 ; C_0 为地表条件下水中的天然气浓度, m^3/m^3 ; Z 为气层埋藏深度(上覆盖层厚度), m ; s 为天然气的扩散面积, m^2 ; t 为天然气的扩散时间, s 。

4.2 参数的选取与确定

4.2.1 天然气的扩散系数

天然气在由气层向地表扩散的过程中, 首先穿过上覆直接泥岩盖层, 然后再穿过上方砂、泥层才能扩散到地表。由于本区具工业或商业性储气层是河漫滩相气藏, 本文仅计算河漫滩相气藏的散失量; 而河漫滩相气藏之上的浅海相砂质透镜体很薄且极不连续, 可忽略不计天然气通过其的扩散过程。实验表明, 随着碳原子数的增加, 烃类气体的扩散系数减小^[6-18]。烃类气体的扩散作用以轻烃最为显著。本区天然气组分甲烷含量均大于 90% 以上, 重烃气含量极少, 因此计算时可不考虑乙烷以上重烃气的扩散作用。

Leythaeuser 等人^[19]根据西格陵兰近地表上白垩统页岩中观察到的烃浓度-深度趋势, 用回归方程计算了正烷烃在页岩中的扩散系数, 其中甲烷是 $2.21 \times 10^{-6} m^2/s$ Krooss 等人^[18]用同一地点、同一层系和同一岩性样品进行实验测定的结果是, 在 30℃ 时甲烷的扩散系数为 $2.35 \times 10^{-8} m^2/s$ 且甲烷在砂岩、粉砂岩和粘土岩中的扩散系数值在 $1 \times 10^{-8} \sim 7 \times 10^{-6} m^2/s$ 范围内; 郝石生等人^[6]的实验结果是, 甲烷通过泥岩的扩散系数在 30℃ 时为 $5.01 \times 10^{-7} m^2/s$ 本文采用此数据作为

甲烷通过泥岩的扩散系数, 即 $D = 5.01 \times 10^{-7} m^2/s = 5.01 \times 10^{-11} m^2/s$

4.2.2 气层水中的天然气浓度 (C_1)

甲烷气在地下通过盖层的扩散途径有两个: 一是甲烷气通过盖层岩石孔隙水介质的扩散; 另一个是甲烷气通过岩石矿物颗粒的扩散。由于后者的扩散速度远小于前者, 故计算时可忽略甲烷气通过岩石矿物颗粒的扩散量。气层中的甲烷只有满足了水中溶解和围岩吸附后, 方可聚集成藏。这也就表明, 气层水中总是被天然气饱和的, 扩散损失的气量会因游离气的存在和气源不断补充而弥补。故可用各地史时期中甲烷在单位体积孔隙水中的最大溶解气量, 近似作为气层中甲烷扩散作用的初始浓度。

根据上述计算, 甲烷在河漫滩相沉积物中的最大溶解度是 $0.814 m^3/m^3$, 此即为河漫滩相气层水中的天然气浓度 ($C_{\text{漫}}$); 甲烷在浅海相沉积物中的最大溶解度是 $0.745 m^3/m^3$, 此即为浅海相气层水中的天然气浓度 ($C_{\text{海}}$)。

4.2.3 地表条件下水中的天然气浓度 (C_0)

该浓度值为地表条件下甲烷水中的浓度。根据研究, 西太平洋表层海水 (0 m) 的甲烷浓度为 $13 \sim 169 nmol/L$ ^[20]。而平原区, 根据 Ronald 等人^[21]对密西西比河三角洲平原 3 m 厚的泥炭层研究, 沉积物表层的甲烷含量通常在春夏两季较高, 可能是由于温度增高所致; 但在表层 0.5 m 以下水中的甲烷含量几乎不受季节性变化的影响。甲烷的年平均浓度为 $8.8 mg/L$, 在埋深 40 cm 以下间隙水中甲烷的含量是 $0.58 mmol/L$, 在沉积物表面甲烷的浓度约为 $0.35 mmol/L (= 0.35 \times 10^{-3} \times 22.4 = 0.00784 \times 10^{-3} m^3/m^3)$, 本文采用此数据作为地表条件下水中的天然气浓度 (C_0)。

4.2.4 天然气的扩散面积 (s)

由上可知, 甲烷气主要是通过盖层岩石孔隙水介质扩散的, 故其扩散面积可由气源岩分布面积乘以孔隙度得到。孔隙度按杭州湾两岸 ZK1 和 ZK2 两口系统取样井 (表 4) 24 个粘土、含粉砂淤泥质粘土样的孔隙度平均值 (52.89%) 计算, 则甲烷气通过河漫滩相气源岩的扩散面积为

$$\begin{aligned} S_{\text{漫}} &= (8491.23 \times 10^6) \times 52.89\% \\ &= 4491.01 \times 10^6 (m^2) \end{aligned}$$

甲烷气通过浅海相地层的总扩散面积为

$$S_{\text{海}} = (13\,825.52 \times 10^6) \times 52.68\% \\ = 7\,272.22 \times 10^6 (\text{m}^3)$$

4.2.5 天然气的扩散时间 (t)

一旦上覆盖层沉积开始以后,以源岩运移进入气层中的甲烷便在气层与上覆盖层之间气体浓度差的作用下发生扩散散失。

河漫滩相气源岩沉积不久生成的甲烷气由于与上覆海相地层之间存在气体浓度差而通过海相地层,直至地表而逸散。但这种扩散损失一直延续到海相地层沉积具有一定的厚度和规模时,由于上覆海相气源岩生烃作用(成为良好的区域烃源岩盖层),就减弱直至阻止河漫滩相甲烷气通过海相地层、进而向地表逸散这一物理过程(盖层具烃浓度封闭机理已证实这种现象)。因此,河漫滩相甲烷气的扩散过程应考虑这一因素。根据¹⁴C测年资料^[22],本文以近岸浅海相沉积物最早开始沉积的时间(9 600 a前)作为计算河漫滩相气层甲烷气通过上覆盖层的起始扩散时间,以最大海侵时间(7 000 a前)作为计算河漫滩相气层甲烷气通过上覆盖层的终止扩散时间,即

$$t_{\text{漫}} = (9\,600 - 7\,000) \times 365 \times 24 \times 3\,600 \\ = 0.819\,936 \times 10^{11} (\text{s})$$

浅海相地层中甲烷通过上覆盖层的扩散时间以3 000 a计算,即

$$t_{\text{海}} = 3\,000 \times 365 \times 24 \times 3\,600 \\ = 0.946\,08 \times 10^{11} (\text{s})$$

4.2.6 气层埋藏深度 (Z)

河漫滩相气层埋藏深度(上覆盖层厚度)取平均值 35 m 计算;浅海相气源岩顶界距地表的深度即地层埋藏深度,取 20 m 计算。

4.3 计算结果

河漫滩相气藏中甲烷通过上覆盖层的扩散气量计算的结果为

$$Q_{\text{散漫}} = -D[(C_{\text{漫}} - C_0)/Z_{\text{漫}}]s_{\text{漫}}t_{\text{漫}} \\ = -(5.01 \times 10^{11}) \times [(0.814\,1 - \\ 0.007\,84 \times 10^{-3})/35] \times (4\,491.01 \times \\ 10^6) \times (0.819\,936 \times 10^{11}) \\ = -4.29 \times 10^8 (\text{m}^3)$$

浅海相地层甲烷通过上覆盖层的扩散气量计算的结果为

$$Q_{\text{散海}} = -D[(C_{\text{海}} - C_0)/Z_{\text{海}}]s_{\text{海}}t_{\text{海}} \\ = -(5.01 \times 10^{11}) \times [(0.745\,5 -$$

$$0.007\,84 \times 10^{-3})/25] \times (7\,272.22 \times \\ 10^6) \times (0.946\,08 \times 10^{11}) \\ = -10.28 \times 10^8 (\text{m}^3)$$

5 游离气量

地层中游离气量的计算模型为

$$\text{游离气量} = \text{总生气量} - \text{总扩散气量} - \\ \text{总吸附气量} - \text{总溶解气量}$$

因此,河漫滩相地层中总游离气量为

$$Q_{\text{游漫}} = 1\,032.52 \times 10^8 - 4.29 \times 10^8 - 274.66 \times \\ 10^8 - 693.10 \times 10^8 \\ = 60.47 \times 10^8 (\text{m}^3)$$

而浅海相地层中总游离气量为

$$Q_{\text{游海}} = 1\,412.75 \times 10^8 - 10.28 \times 10^8 - 556.68 \times \\ 10^8 - 749.83 \times 10^8 \\ = 95.96 \times 10^8 (\text{m}^3)$$

6 资源量计算的地质意义

本文是在杭州湾地区晚第四纪地层、岩相古地理和生物气藏特征等方面有一定认识的基础上,分别计算了不同气源岩的生气量、扩散气量、吸附气量、溶解气量和游离气量(表 5)。该结果与前人估算相差不大(表 6),说明本文尽管各参数的选取因实际资料及其他因素而影响其精度,但这些参数的选取相对还是准确的,结果是可信的。2000 年以来在杭州湾水域发现了三北浅滩(SBS)生物气藏^[5],有 35 口钻井拔钻后发生井喷,生物气喷出井口高度为 10~20 m,最高达 30 m,海水持续翻涌 20 多天,时隔 3 个月钻孔处仍有气泡冒出,这说明研究区浅层生物气量较大,具有广泛的勘探开发前景。

从表 5 中可看到,杭州湾地区晚第四纪地层总生气量为 $2\,445.27 \times 10^8 \text{ m}^3$,漫滩源岩总溶解气量、总吸附气量、总游离气量的比例为 11.5:4.5:1,

表 5 杭州湾地区浅层生物气资源量计算结果(单位: 10^8 m^3)
Table 5 Estimates of shallow biogas resources in Hangzhou Bay area (in 100 MCM)

项 目	河漫滩相气源岩	浅海相气源岩	总 和
总生气量	1 032.52	1 412.75	2 445.27
总吸附气量	274.66	556.68	831.34
总溶解气量	693.10	749.83	1 442.93
总扩散气量	4.29	10.28	14.57
总游离气量	60.47	95.96	156.43

表 6 中国东南沿海晚第四纪浅层生物气资源量的测算

Table 6 Estimates of shallow biogas resources in Upper Quaternary in the coastal area of Southeast China

地 区	生 气 量 / 10^8m^3	资 源 量 / 10^8m^3	计 算 方 法	单 位	时 间
浙江省	未测	108	圈闭体积法	杭州石油地质所	1993
杭州市区	未测	33	生气量 $\times$ 聚集系数	浙江石油勘探处	1995
苏浙沪	未测	270	与已知区类比法	浙江石油勘探处	1997
江苏省	未测	103.8	面积丰度法	江苏石油勘探局	1998
长江口海湾地区	3 336~4 449	166.8~222.45	面积丰度法	浙江石油勘探处	2000
杭州湾地区	1 081.84~1 442.7	54.1~72.14	面积丰度法	浙江石油勘探处	2000

注: 根据蒋维三等 (2000) 科研报告《东南沿海浅层气分布规律及勘探技术方法》整理。

浅海源岩则为 7.8:5.8:1, 表明浅层气除了一部分被岩石吸附和扩散到地表外, 主要以水溶气量和游离气量存在, 游离气 (孔隙气) 主要赋存于沉积物颗粒间隙中, 游离气运移量远小于溶解气运移量, 河漫滩相游离气量小于浅海相游离气量。上述特征反映了晚第四纪泥质沉积物中有机质经厌氧微生物作用所形成的富甲烷气体首先受地层水的溶解和粘土的吸附, 大部分溶解在粘土层水中呈水溶气相态发生运移; 当甲烷气在地层水中溶解达到饱和后, 才会出现游离态^[5, 15, 23]。当埋深加大后, 粘土层的水被逐渐排出, 尤以 0~100m 排出水量最多, 水溶气随之被排出。流体 (含水溶气) 流向是由粘土层到砂层, 既有向上又有向下的, 因下部粘土比上部粘土的压实程度略高些, 故流体向上运移量要大些, 这样流体遇上、下储层得以聚集。随着埋深继续增加, 甲烷气的溶解度减小, 同时生气量持续进行并向高产率接近, 使得水溶气从水体分离, 并聚集在砂体顶部。对游离气而言, 其动力主要是浮力, 随埋深和甲烷不断生成, 进而突破粘土层毛细管阻力束缚, 呈气泡或气团向上运移, 遇储层而聚集, 这可能就是超浅层生物气运移和聚集成藏的过程。

从吸附气量计算的结果看, 浅海相沉积物总吸附气量为河漫滩相沉积物总吸附气量的 2 倍多, 泥岩层的吸附气量是砂岩层吸附气量的 18 倍多 ($260.90 \times 10^8 / (13.76 \times 10^8) = 18.96$), 说明浅层沉积物颗粒大小与甲烷的保存有关, 沉积物颗粒小, 比表面积大, 有利于吸附甲烷。

总之, 尽管上述各参数的选取因实际资料及其他因素而影响了其精度, 但这些相对精确的数值使我们对生物气的丰富程度、扩散散失、运移相态等有了一个直观而定量的了解, 进而对分析生物气的成藏机制有重要的理论和实际意义。

参 考 文 献

- 1 Rice D D, Claypool G E. Generation, accumulation, and resource potential of biogenic gas [J]. AAPG Bull 1981, 65 (1): 5-25
- 2 冯福闯, 王庭斌, 张士亚, 等. 中国天然气地质 [M]. 北京: 地质出版社, 1995 237~335
Feng Fukai, Wang Tingbin, Zhang Shiya et al. Geology of natural gas in China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995 237-335
- 3 王庭斌. 中国天然气地质理论进展与勘探战略 [J]. 石油与天然气地质, 2002, 23 (1): 1~7
Wang Tingbin. Theory progress of natural gas geology and strategy of gas exploration [J]. Oil & Gas Geology, 2002, 23 (1): 1-7
- 4 张顺, 冯志强, 林春明, 等. 松辽盆地新生界生物气聚集及成藏条件 [J]. 石油学报, 2004, 25 (3): 18~22
Zhang Shun, Feng Zhiqiang, Lin Chunming et al. Biogenic gas accumulation conditions in the Cenozoic of Songliao basin [J]. Acta Petrolei Sinica, 2004, 25 (3): 18-22
- 5 Lin C M, Gu L X, Li G Y, et al. Geology and formation mechanism of Late Quaternary shallow biogenic gas reservoirs in the Hangzhou Bay area, eastern China [J]. AAPG Bull 2004, 98 (5): 613-625
- 6 郝石生, 黄志龙, 高耀斌. 天然气运聚平衡及其应用 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1994 1~131
Hao Shisheng, Huang Zhilong, Gao Yaobin. Application and dynamic balance of natural gas migration and accumulation [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1994 1-131
- 7 Nelson J S, Simmons E C. Diffusion of methane and ethane through the reservoir cap rock: implications for the timing and duration of catagenesis: reply [J]. AAPG Bull 1998, 82 (9): 1756-1757
- 8 张义纲. 天然气动态平衡成藏的 4 个基本条件 [J]. 石油实验地质, 1991, 13 (3): 210~221
Zhang Yigang. On principal factors for the formation of natural gas pools under a dynamic balance regime [J]. Petroleum Geology & Experiment, 1991, 13 (3): 210-221
- 9 李从先, 陈刚, 钟和贤, 等. 冰后期钱塘江口沉积层序和环境演变 [J]. 第四纪研究, 1993, 12 (1): 16~24

(下转第 839 页)

- Chinese mainland [A]. In: Li Desheng, ed. *Tectonics of petroliferous basins in China* [C]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2002. 223–237
- 12 贾承造. 塔里木盆地中生代构造特征与油气 [M]. 北京: 石油工业出版社, 2004. 1~223
Jia Chengzao. Meso-Cenozoic tectonic characteristics and hydrocarbons in Tarim basin [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2004. 1–223
- 13 Graham S, Hendrix M, Wang Z, et al. Collisional successor basins of western China: impact of tectonic inheritance on sand composition [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1993, 105: 323–344
- 14 赵文智, 靳久强, 薛良清, 等. 中国西北地区侏罗纪原型盆地形成与演化 [M]. 北京: 地质出版社, 2000. 1~100
Zhao Wenzhi, Jin Jiuqiang, Xue Liangqing, et al. Formation and evolution of Jurassic basins in Northwest China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000. 1–100
- 15 陈发景, 汪新文. 中国西北地区早一中侏罗世盆地原型分析 [J]. *地学前缘*, 2000, 7(4): 459~469
Chen Fajing, Wang Xinwen. Analysis of proto-type basin during Early to Middle Jurassic period in Northwest China [J]. *Earth Science Frontier*, 2000, 7(4): 459–469

(编辑 李 军)

(上接第 830 页)

- Li Congxian, Chen Gang, Zhong Hexian, et al. Sedimentary sequence and environmental evolution of Qiantang estuary during postglacial period [J]. *Quaternary Sciences*, 1993, 12(1): 16–24
- 10 林春明, 蒋维三. 钱塘江口超浅层生物气成藏的有利地质条件 [J]. *天然气地球科学*, 1996, 7(3): 23~27
Lin Chunming, Jiang Weisan. Favorable geological condition of out-shallow biogenic gas in Qiantangjiang river mouth region [J]. *Natural Gas Geoscience*, 1996, 7(3): 23–27
- 11 Lin C M, Zhuo H C, Gao S. Sedimentary facies and evolution of the Qiantang River incised valley, East China [J]. *Marine Geology*, 2005, 219(4): 235–259
- 12 张水昌, 赵文治, 李先奇, 等. 生物气研究新进展与勘探策略 [J]. *石油勘探与开发*, 2005, 32(4): 90~96
Zhang Shuichang, Zhao Wenzhi, Li Xianqi, et al. New progress in research and exploration strategy of biogas [J]. *Petroleum Exploration & Development*, 2005, 32(4): 90–96
- 13 王川, 黄铮, 樊民星, 等. 天然气资源成藏模型评价系统的建立 [J]. *石油与天然气地质*, 1996, 17(2): 102~109
Wang Chuan, Huang Zheng, Fan Minxing, et al. Establishment of accumulation model evaluation system in gas resources [J]. *Oil & Gas Geology*, 1996, 17(2): 102–109
- 14 林春明, 钱奕中. 浙江沿海平原全新统气源岩特征及生物气形成的控制因素 [J]. *沉积学报*, 1997, 15(增刊): 70~75
Lin Chunming, Qian Yizhong. Gas source rock features and controlling factors for biogenic gas formation in Holocene series in Zhejiang coastal plain [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1997, 15(S0): 70–75
- 15 林春明, 蒋维三, 李从先. 杭州湾地区全新世典型生物气藏特征分析 [J]. *石油学报*, 1997, 18(3): 44~50
Lin Chunming, Jiang Weisan, Li Congxian. Analysis on the feature of the typical Holocene biogenic gas pool at Hangzhou Bay area [J]. *Acta Petrolei Sinica*, 1997, 18(3): 44–50
- 16 Hunt J M. Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments [J]. *AAPG Bull*, 1990, 74(1): 1–12
- 17 付广, 姜振学. 松辽盆地三肇凹陷扶余油层天然气扩散量及其地质意义 [J]. *石油与天然气地质*, 1994, 15(1): 94~99
Fu Guang, Jiang Zhenxue. Gas diffusive flux of Fuyu oil layer in Sanzhao depression of Songliao basin and its geological significance [J]. *Oil & Gas Geology*, 1994, 15(1): 94–99
- 18 Krooss B M, Leythaeuser D, Schaefer R G. Experimental determination of diffusion parameters for light hydrocarbons in water-saturated rocks: some selected results [J]. *Organic Geochemistry*, 1986, 10(5): 291–297
- 19 Leythaeuser D, Schaefer R G, Yukler A. Role of diffusion in primary migration of hydrocarbons [J]. *AAPG Bull*, 1982, 66(4): 408–429
- 20 夏新宇, 王先彬. 西太平洋上层海水溶解甲烷浓度及碳同位素特征研究 [J]. *沉积学报*, 1996, 14(4): 45~48
Xia Xinyu, Wang Xianbin. Study on the concentration and carbon isotopic composition of methane dissolved in the upper seawater of West Pacific Ocean [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1996, 14(4): 45–48
- 21 Ronald D D, Christopher J S, William H P J. Methane production in Mississippi river deltaic plain peat [J]. *Organic Geochemistry*, 1986, 10(4): 193–197
- 22 林春明, 黄志诚, 朱嗣昭, 等. 杭州湾沿岸平原晚第四纪沉积特征和沉积过程 [J]. *地质学报*, 1999, 73(2): 120~130
Lin Chunming, Huang Zhicheng, Zhu Sizhao, et al. Sedimentary characteristics and processes of Late Quaternary in the Hangzhou Bay coastal plain [J]. *Acta Geologica Sinica*, 1999, 73: 120–130
- 23 林春明, 李从先, 蒋维三. 钱塘江口地区冰后期沉积特征与生物气聚集 [J]. *石油与天然气地质*, 1997, 18(4): 335~342
Lin Chunming, Li Congxian, Jiang Weisan. Sedimentary characters and biogas accumulation in postglacial strata of Qiantangjiang river mouth region [J]. *Oil & Gas Geology*, 1997, 18(4): 335–342

(编辑 李 军)