

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2018055

柴达木盆地三湖坳陷诺北地区第四纪生物气形成及影响因素

林培贤¹, 张霞¹, 林春明¹, 王大华², 张奎华², 肖永军², 栾守亮²

1. 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023;

2. 中国石油化工股份有限公司胜利油田分公司, 东营 257000

摘要: 柴达木盆地三湖坳陷东部的诺北地区目前还处于勘探初级阶段, 根据岩性、古生物、元素地球化学及有机地球化学等资料, 对诺北地区第四纪七个泉组气源岩特征和产甲烷菌的生存环境进行了分析, 在此基础上讨论了沉积环境和地球化学条件对生物气形成的影响, 预测了勘探有利区。结果表明, 诺北地区七个泉组气源岩有机质丰度低, 干酪根类型以Ⅲ为主, 处于低成熟的热演化阶段。水体温度较低, 盐度高, 呈中性-弱碱性, 还原性较强, 有利于气源岩发育。地球化学环境影响了产甲烷菌的生长和繁育, 低温和高盐抑制了产甲烷菌的活性, 中性-弱碱性环境和较强还原性环境适宜产甲烷菌的生存。受地表径流影响, 盐度对产甲烷菌的抑制作用在研究区内由南向北逐渐加强。对比垂向和横向运移的条件, 认为诺北地区生物气以近源垂向运聚为主; 中央凹陷是区内最有利的生物气勘探区, 北斜坡次之。广泛发育的湖相泥岩为产甲烷菌提供了营养底物, 早期成岩阶段弱压实作用提供了大量储集空间, 巨厚的沉积地层和膏岩沉积增加了盖层的封闭能力。

关键词: 生物气; 影响因素; 七个泉组; 诺北地区; 三湖坳陷; 柴达木盆地

中图分类号: P618.13 **文献标志码:** A **文章编号:** 006-7493 (2018) 06-0810-12

Formation Mechanism and Factors on the Accumulations of the Quaternary Biogenic Gas in the Nuobei Area in the Sanhu Depression, Qaidam Basin

LIN Peixian¹, ZHANG Xia¹, LIN Chunming¹, WANG Dahua², ZHANG Kuihua²
XIAO Yongjun², LUAN Shouliang²

1. School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China;

2. China Petroleum & Chemical Corporation Shengli Oilfield Branch, Dongying 257000, China

Abstract: The Nuobei area is still in the initial stage of petroleum exploration in the east part of the Sanhu Depression, Qaidam Basin. In this paper, the characteristics of the gas source rocks and the living environments of the methanogens in the Quaternary Qigequan Formation from the Nuobei area have been studied, based on a vast amount of data for lithology paleontology, elemental geochemistry, organic geochemistry etc. We discussed the sedimentary environments and geochemical conditions that influenced the formation of biogenic gas, and then to predict the favorable exploration blocks. The results show that the gas source rocks in the Nuobei area contain low organic matter content which are dominated by type III kerogen and still at immature stage. The Qigequan Formation was deposited under the low temperature and alkalinity, high salinity, and strong anoxic conditions, which were favorable for the formation of the gas source rocks. The geochemical environment affected the flourish of the Methanogens, for instance, the low temperature and high salinity inhibited the activities of the Methanogens, and the neutral-alkaline and strong reducibility environment were suitable for Methanogens

收稿日期: 2018-05-16; 修回日期: 2018-07-03

基金项目: 国家自然科学基金项目(41572112; 41772097)

作者简介: 林培贤, 男, 1993年生, 硕士研究生, 主要从事沉积学和石油地质学研究; E-mail: linpeixian@126.com

*通讯作者: 林春明, 博士生导师, 主要从事沉积学教学与研究; E-mail: cmlin@nju.edu.cn

to flourish. The inhibition effect of salinity for the Methanogens is gradually strengthened from south to north as affected by surface runoff. The biogenic gas accumulations in the Nuobei area were dominated by vertical gas migration. According to the above analyses, we suggested that the Central Depression is the most favorable exploration area in the Nuobei area, followed by the North Slope. In these areas, the widely developed lacustrine mudstones supplied nutrient for Methanogens, the weak compaction during the early diagenetic stage provided large amounts of pores in reservoirs, and the thick sedimentary strata and gypsum deposition increased the sealing capacity of the cap rock.

Key words: biogenic gas; influence factor; Qigequan Formation; Nuobei area; Sanhu Depression; Qaidam Basin

Corresponding author: LIN Chunming, Professor; E-mail: cmlin@nju.edu.cn.

1 引言

生物气是指低温条件下通过厌氧微生物分解有机质而生成的，以甲烷为主，含部分二氧化碳、少量氮气和其他微量气体组分的天然气 (Rice and Claypool, 1981)。生物气属于高效、高能、清洁的绿色能源，主要分布在浅的、相当年轻的未成熟阶段沉积物中，其成藏条件相对独特，被列为一种非常规气藏 (Shur and Ridgley, 2002; Lin et al., 2004)。目前世界上生物气已探明储量主要分布在第四系至白垩系，占世界天然气探明储量 18%~23% (王静等, 2003)，甚至可达 25%~30% (Grunau, 1984)。柴达木盆地三湖坳陷是我国第四系生物气主要勘探开发地区，从 1958 年盐深 1 井钻探发现第一个生物气田—盐湖气田开始，经过 50 多年的勘探，发现了台南、涩北一号、涩北二号、驼峰山等多个生物气田 (图 1)。前人分别从沉积环境 (党玉琪等,

2004; 谢宗奎, 2009; 孙非非, 2012)、烃源岩发育情况 (丁安娜等, 2003; 张祥等, 2004; 宋娜娜, 2012) 及生物气运聚成藏 (李本亮等, 2003; 帅燕华等, 2007; 李明诚等, 2009) 等方面，对三湖坳陷西部生物气的形成与富集进行了系统研究，并取得了许多成果。然而，有关三湖坳陷东部第四纪生物气报道较少，有待进一步研究。

2007 年中石化在柴达木盆地三湖坳陷东部诺北地区开展了化探普查工作。2010 年又施工二维地震，并打了 5 口探井，其中，察地 5 井获得每天 175 m³ 低产气流 (图 1)；多口钾盐浅钻孔发生井喷与井涌，展示了诺北地区较好的生物气勘探潜力。2015 年胜利油田又在该区部署了风险探井诺 1 井 (图 1)，却未见到良好的生物气显示。为此，本文从气源岩特征及产甲烷菌生存环境这两个生物气形成的关键要素出发，根据岩性、古生物、

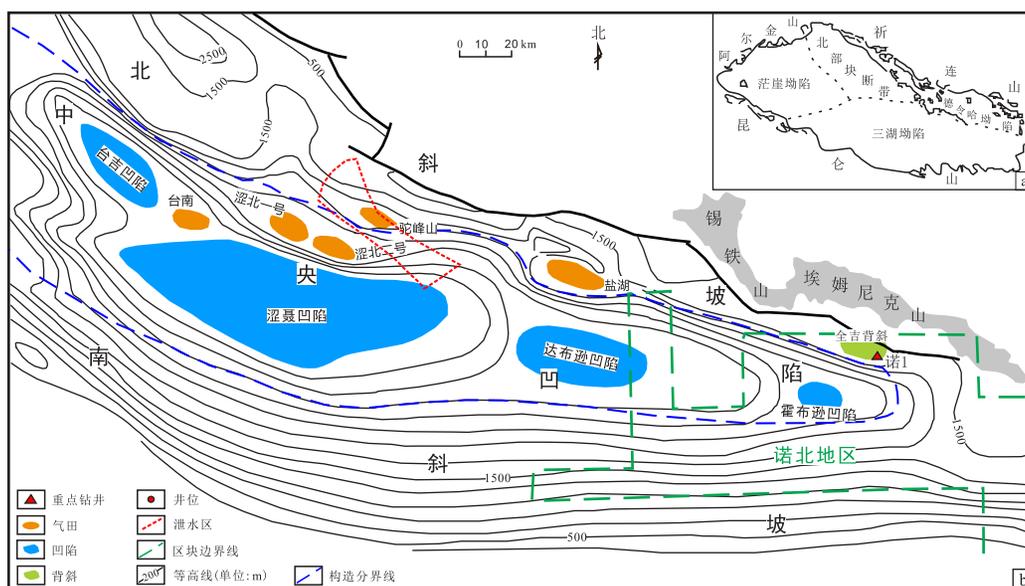


图 1 柴达木盆地三湖坳陷诺北地区地理位置图

Fig. 1 Geographic location of the Nuobei area in Sanhu Depression, Qaidam Basin

元素地球化学及有机地球化学等实验手段, 结合前人研究成果, 较为系统的研究了诺北地区第四系七个泉组气源岩有机质丰度、类型特征, 以及温度、盐度、酸碱性和氧化还原条件, 探讨了影响生物气形成的因素, 为诺北地区第四纪生物气进一步勘探提供可靠地质依据。

2 区域地质概况

诺北地区位于柴达木盆地三湖坳陷东部, 勘探面积约5463.7 km²。三湖坳陷划分为南斜坡、中央凹陷和北斜坡三个亚一级构造单元, 诺北地区主要发育第四系同沉积背斜, 全吉背斜是区内最主要的构造(图1)。

根据诺1井钻探情况, 诺北地区地层自下而上发育新近纪油砂组和狮子沟组, 第四纪七个泉组、盐桥组及达布逊组(表1)。生物气主要分布在七个泉组, 为本文重点研究层位。七个泉组岩性以灰色泥岩、灰黄色泥岩、灰色砂质泥岩和灰黄色砂质泥岩为主, 局部见有灰色砾质砂岩、灰色细砂岩, 自下而上可划分为五个段(表1; 图2)。一、二段主要沉积于扇三角洲平原环境, 三段为扇三角洲前缘环境, 四段为扇三角洲前缘和浅湖亚相, 五段为浅湖亚相(图2), 反映了沉积时水体逐渐加深。

3 样品与实验方法

本文对诺北地区诺1井和全吉背斜露头第四纪七个泉组进行较为系统地采样和分析。其中, 有机碳含量(TOC)测试53项次、岩石热解测试53项次、饱和烃气相色谱测试8项次、X射线衍射全岩矿物分析15项次、微量元素测试22项次、稀土元素测试15项次和介形虫鉴定分析6项次。

有机碳含量测试、岩石热解测试和饱和烃气相色谱实验在中国石油大学(北京)地球化学实验室

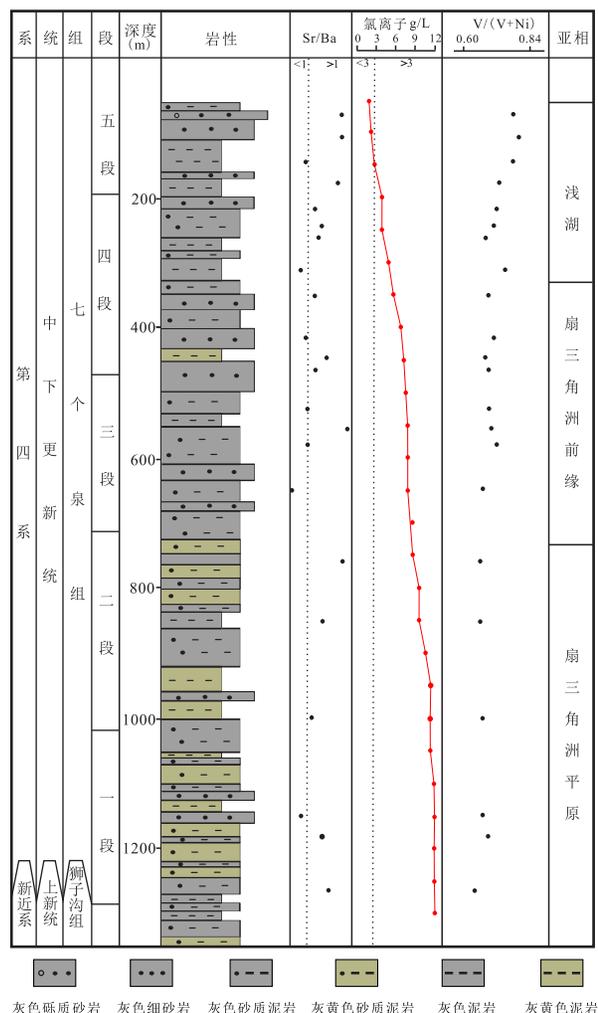


图2 柴达木盆地诺北地区诺1井地层综合柱状图
Fig. 2 Stratigraphic column of well Nuo 1 of the Nuobei area in Sanhu Depression, Qaidam Basin

完成, 测试仪器分别为碳硫分析仪LECO CS-230, OGE-II型油气评价仪和气相色谱仪Agilent 7890A; X射线衍射全岩矿物分析、微量-稀土元素分析在南京大学生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成, 测试仪器分别为Dmax-Rapid II型X-RAY全岩衍射分析仪、LEMENT2型高分辨率电

表1 柴达木盆地三湖坳陷诺北地区第四纪七个泉组地层简表

Table 1 Stratigraphic division of the Quaternary Qigequan Formation of Nuobei area in Sanhu Depression, Qaidam Basin

段	电性层	厚度/m	泥质岩厚度占比(%)	岩性描述
五段	K ₀ -K ₂	141	59.6	以灰色泥岩、灰色细砂岩为主, 见少量砾质砂岩
四段	K ₂ -K ₅	278	45.3	以灰色砂质泥岩、灰色细砂岩为主, 见少量灰黄色泥岩
三段	K ₅ -K ₇	239	41.0	以灰色砂质泥岩、灰色细砂岩为主, 见少量灰色泥岩
二段	K ₇ -K ₉	310	46.4	以灰色、灰黄色砂质泥岩为主, 见灰色细砂岩、灰色泥岩、灰黄色泥岩
一段	K ₉ -K ₁₃	271	58.3	以灰色砂质泥岩、灰黄色砂质泥岩为主, 见灰色细砂岩、灰色泥岩、灰黄色泥岩

感耦合等离子质谱 ICP-MS；介形虫鉴定分析在中石化胜利油田勘探开发研究院完成，测试仪器为 BXT-90B 双目实体显微镜。

4 诺北地区有机地球化学特征

三湖坳陷第四纪七个泉组发育两套生物气源岩，分别为湖相泥岩和湖沼相碳质泥岩，其中湖相泥岩的沉积规模远大于湖沼相碳质泥岩，是三湖坳陷主力生物气源岩（管志强等, 2001）。选取研究区内湖相泥岩样品，运用现代分析测试手段，分析诺北地区第四纪七个泉组气源岩特征。

4.1 有机质丰度

不同于常规天然气的热解成烃作用，生物气是在低温、厌氧条件下通过微生物的生物化学作用形成的（郑开富, 1998）。微生物生物化学作用过程中不仅可以利用干酪根中的营养底物，可溶有机质也是产甲烷菌可以直接或间接利用的母质，具有重要的油气地质意义（Meslé et al., 2013; Jones et al., 2010），因此对于生物气源岩有机质丰度的评价需要考虑可溶有机质的影响。有机碳实验样品预处理需要用盐酸和清水冲洗，该过程会损失具酸溶或水溶性的可溶有机质，测得的数据可视为不溶有机碳含量，因此 TOC 数据不能全面表征产甲烷菌可利用的有机质含量。张英等（2007）通过实验发现了柴达木盆地第四系生物气源岩可溶有机质含量约是不溶有机质的 2.6 倍，并据此综合考虑可溶有机质和不溶有机质的影响，提出了适用于柴达木盆地第四纪七个泉组气源岩评价的新标准，即当 TOC 大于 0.28% 属于好气源岩，TOC 在 0.17%~0.28% 之间为中等烃岩，TOC 在 0.11%~0.17% 之间属于较差的气源岩，TOC 在 0.11% 以下为非气源岩。

取诺 1 井暗色泥岩岩屑做七个泉组气源岩地化分析，其中有机碳丰度小于 0.11% 的样品有 5 个，介于 0.11%~0.17% 的样品有 20 个，介于 0.17%~0.28% 的样品有 26 个，大于 0.28% 的样品有 1 个（图 3），总体有机碳含量介于 0.10%~0.14%，平均 0.12%（表 2）。参照上述标准，诺 1 井气源岩有机质丰度为较低至中等，属较差、中等气源岩为主。从众多气显示来看，气源岩的体积可影响生物气的潜力和规模（赵省民等, 2015），诺北地区暗色泥质岩在地层中所占厚度

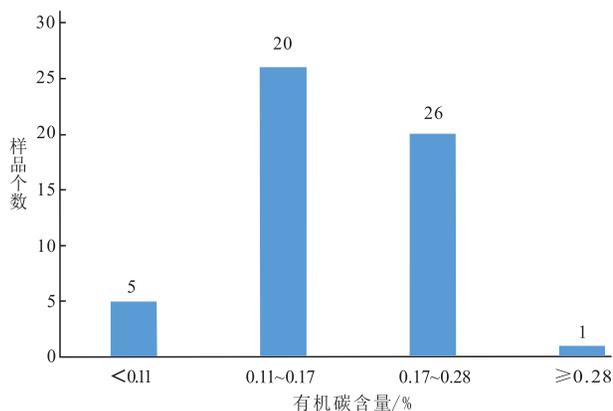


图 3 柴达木盆地诺北地区诺 1 井有机碳频数分布直方图
Fig. 3 The distribution histogram of organic carbon of Nuo 1 well in the Nuobei area, Qaidam Basin

的比例高达 45% 以上（表 1），一定程度上弥补有机质丰度的不足。

4.2 有机质类型和成熟度

4.2.1 气源岩热解特征

诺北地区七个泉组气源岩热解最大峰温 (T_{max}) 介于 395~486 °C 之间，平均 428 °C（表 2），除第五段少量样品外均落在未成熟区域，气源岩有机质整体处于未成熟阶段。五段埋深较浅导致产甲烷菌活性较高，气源岩有机质较早的被分解，使得成熟度较高。氢指数和最大热解峰温图版可以表征气源岩有机质类型，诺北地区气源岩有机质除第五段个别样品落在腐泥型（I 型）有机质区域外，普遍为腐殖型（III 型）（图 4），属于典型的倾气型有机质，有利于生物气的形成。

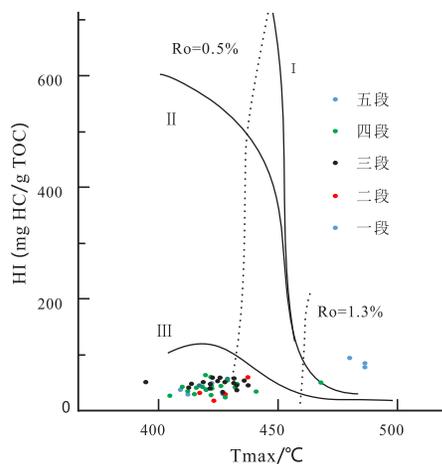


图 4 柴达木盆地诺北地区诺 1 井氢指数和最大热解峰温关系图

Fig. 4 Hydrogen index vs. peak temperature of the Nuo1 well in the Nuobei area, Qaidam Basin

表2 柴达木盆地诺北地区诺1井七个泉组气源岩有机地化分析

Table 2 The organic geochemical parameters of gas source rocks from the Quaternary Qigequan Formation in the Nuobei area, Qaidam Basin

段	井深	岩性	TOC/%	Tmax/°C	HI/($\times 10^{-3}$)	段	井深	岩性	TOC/%	Tmax/°C	HI/($\times 10^{-3}$)
五 段	56.00	灰色粉砂质泥岩	0.05	480	94	三 段	474.00	灰色泥岩	0.19	425	52
	76.00	灰色粉砂质泥岩	0.07	486	85		486.00	灰色粉砂质泥岩	0.28	395	50
	116.00	灰色粉砂质泥岩	0.18	412	28		498.00	浅灰色泥质粉砂岩	0.17	426	57
	148.00	灰色粉砂质泥岩	0.14	486	79		508.00	浅灰色泥质粉砂岩	0.12	438	43
	152.00	灰色粉砂质泥岩	0.06	485	144		524.00	灰色粉砂质泥岩	0.16	433	44
	158.00	灰色粉砂质泥岩	0.18	422	49		526.00	浅灰色泥岩	0.18	428	49
	160.00	灰色粉砂质泥岩	0.19	409	37		532.00	浅灰色粉砂质泥岩	0.11	422	44
四 段	196.00	灰色粉砂岩	0.13	468	53	536.00	灰色粉砂质泥岩	0.25	432	48	
	206.00	灰色粉砂质泥岩	0.14	441	36	550.00	灰色粉砂质泥岩	0.12	419	50	
	210.00	灰色粉砂质泥岩	0.24	413	34	556.00	灰色粉砂质泥岩	0.19	432	57	
	216.00	灰色粉砂质泥岩	0.15	420	40	578.00	灰色粉砂质泥岩	0.13	422	38	
	218.00	灰色泥岩	0.16	415	31	580.00	灰色粉砂质泥岩	0.16	427	31	
	228.00	灰色粉砂质泥岩	0.16	428	24	624.00	灰色粉砂质泥岩	0.18	423	57	
	242.00	灰色粉砂质泥岩	0.16	422	64	646.00	灰色粉砂质泥岩	0.14	436	52	
	256.00	灰色粉砂质泥岩	0.19	419	43	650.00	灰色粉砂质泥岩	0.17	413	41	
	260.00	灰色粉砂质泥岩	0.15	420	66	652.00	灰色泥岩	0.25	433	35	
	310.00	灰色粉砂质泥岩	0.17	422	29	668.00	灰色粉砂质泥岩	0.13	414	45	
	316.00	灰色粉砂质泥岩	0.15	411	34	760.00	灰黄色泥岩	0.11	428	36	
	318.00	灰色粉砂质泥岩	0.11	405	27	二 段	850.00	灰色泥岩	0.11	437	64
	322.00	灰色粉砂质泥岩	0.18	416	43		854.00	灰黄色粉砂质泥岩	0.10	417	38
326.00	灰色粉砂质泥岩	0.24	422	42	952.00		灰黄色泥岩	0.12	423	25	
436.00	灰、灰黄色泥岩	0.14	410	43	一 段	1030.00	浅灰色泥质粉砂岩	0.14	429	58	
438.00	灰色泥岩	0.18	432	45		1074.00	灰黄色泥岩	0.10	427	30	
444.00	灰色泥岩	0.17	426	46		1094.00	灰黄色粉砂质泥岩	0.11	417	45	
448.00	灰色泥岩	0.17	422	46		1266.00	灰色泥岩	0.11	420	37	
456.00	灰色粉砂质泥岩	0.19	429	57							
458.00	灰色泥岩	0.12	433	49							

4.2.2 温度饱和和烃气相色谱特征

柴达木盆地生物气气源岩镜质体反射率 R_o 值一般介于0.25%~0.45%之间,处于未成熟阶段(梅建森等,2007)。对于成熟度较低的有机质,其正构烷烃组成能较好指示沉积有机质生源组合特征(邓宏文和钱凯,1993)。

选取全吉背斜露头七个泉组8块泥岩样品做饱和和烃气相色谱分析,结果表明全吉背斜露头气源岩碳数分布范围大于 C_{23} ,主峰碳数以 C_{29} , C_{31} , C_{35} 为主。正烷烃分布曲线明显偏向高碳数的一侧,为后峰型奇碳优势分布特征(图5),表明陆源植物在其有机质组分中占有较高比例(李守军,1999)。在偏低气温条件下,Ⅲ型有机质富含陆源植物的木质素、纤维素和丹宁,是厌氧细菌容易利用的营养物

质,可以最大限度地生成生物气(党玉琪等,2003)。

5 产甲烷菌生存环境

水介质的温度、盐度、酸碱度(pH值)、氧化还原程度等是影响生物气生成的地球化学条件(林春明和钱奕中,1997;康晏等,2004;李先奇等,2005;朱炎铭等,2013),这些条件通过影响产甲烷菌的生长、发育进而间接影响生物气的生成(林小云等,2015)。通过介形虫分析、氯离子含量、元素地球化学等资料,对诺北地区第四系七个泉组地球化学条件进行系统研究,揭示诺北地区第四纪产甲烷菌的生存环境。

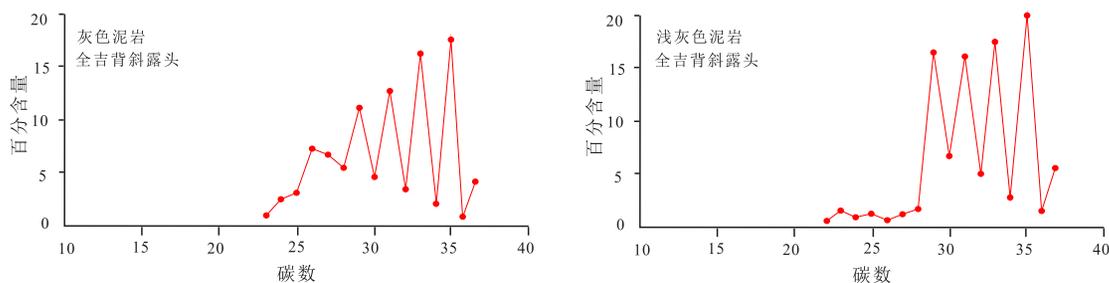


图5 柴达木盆地诺北地区全吉背斜露头七个泉组气源岩正构烷烃分布

Fig. 5 The distribution characteristics of the n-alkanes from the gas source rocks in the Qigequan Formation from the QuANJI anticline outcrop of the Nuobei area, Qaidam Basin

5.1 温度

5.1.1 沉积温度

生物分布及生态特点严格地受沉积环境的制约，也受沉积时期水体温度的影响，因此，古生物化石不但是确定地层地质年代的手段，还是判断沉积环境和水体温度的重要依据。前人研究表明，三湖坳陷介形虫属种中的玻璃介大多数种和无刺土星介指示寒冷水体，适于10℃以下温度生存；布氏土星介、大型窄星介和疑边栏介为喜热属种，适于10~20℃温度生存（青海石油管理局勘探开发研究院和中国科学院南京地质古生物研究所，1988）。

诺北地区第四系野外露头含有丰富微体介形类，为研究诺北地区第四纪古环境提供了条件。诺北地区介形虫的属种主要为玻璃介和土星介，前者主要为角玻璃介、纯净小玻璃介、疏忽玻璃介和盐湖玻璃介，后者包括布氏土星介与无刺土星介；此外，还有少量大型窄星介和疑边栏介（图6）。其中，喜冷的玻璃介和无刺土星介占整个样品的92%，喜热的布氏土星介、大型窄星介和疑边栏介占8%（图6），表明诺北地区第四系沉积时水体温度较低，这与现今柴达木盆地年平均气温较低，只有3.7℃相比较相似。

5.1.2 现今温度

现今地层温度主要受到地温梯度的影响，柴达木盆地目前年平均气温只有3.7℃，地温梯度平均值约为3℃/100m。通过统计涩北一号、涩北二号气田23口钻井的地层水温度与产气量的关系（图7），可知涩北一号、涩北二号气田产气量较高的地层水温度集中在30~65℃，处于产甲烷菌适宜生存的温度，对应的地层深度大概在1000~2000m，此深度层段也是目前主力生物气藏所在深度范围。

5.2 盐度

柴达木盆地氯离子含量与盐度有着较好的对应关系，当氯离子含量小于846 mg/L时为淡水，

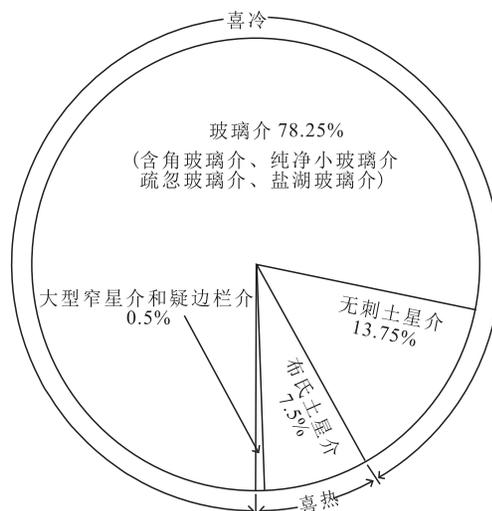


图6 柴达木盆地诺北地区第四系野外露头介形虫分类图
Fig. 6 Type of ostracods from the outcrop of the Quaternary Qigequan Formation in the Nuobei area, Qaidam Basin

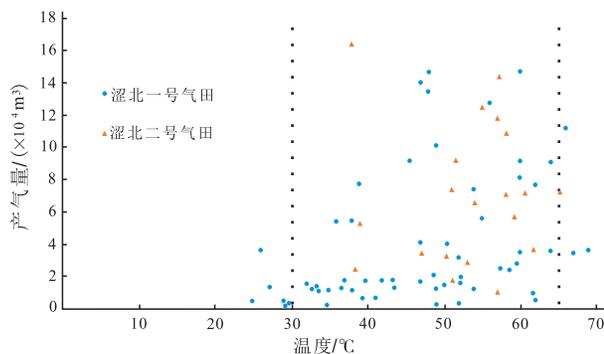


图7 三湖地区涩北一号、涩北二号气田地层水温度与产气量关系图

Fig. 7 The relationship between the temperature of formation water and gas production in the Sebei 1 and Sebei 2 gas field in the sanhu Depression, Qaidam Basin

当氯离子含量介于846~3000 mg/L时为微咸水, 当氯离子含量介于3000~5692 mg/L时半咸水, 当氯离子含量介于5692~19 154 mg/L时为咸水, 当氯离子含量大于19 154 mg/L时为盐湖(党玉琪等, 2004)。诺北地区氯离子含量随深度变浅而降低, 表明水体盐度逐渐淡化, 但普遍都大于3000 mg/L, 整体以微咸水—咸水环境为主(图2)。

Sr/Ba也常用来区分淡水和咸水沉积环境, 一般来讲, 淡水沉积的Sr/Ba<1, 咸水沉积的Sr/Ba>1(南京大学地质系, 1984)。诺北地区地层水Sr/Ba介于1.53~2.31, 平均值2.02(图2; 表3), 反映了七个泉组沉积时期以微咸水环境为主。

需要指出的是, 三湖坳陷地表水系主要来源于南部的昆仑山, 形成了地下水由南向北径流的特征, 运移过程中伴随着蒸发作用, 水体流量逐渐减少, 盐度逐渐升高。通过北斜坡驼西1井、盐14井、诺1井, 中央凹陷达西1井和南斜坡格参1井氯离子含量随深度的变化(图8)可知, 由

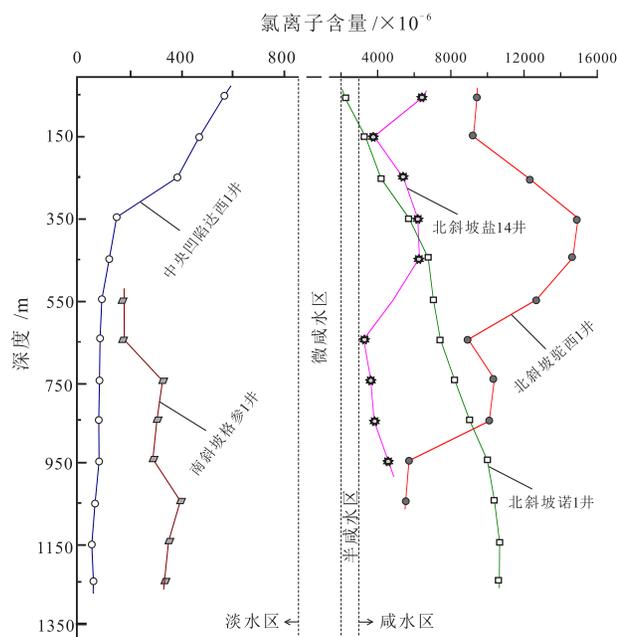


图8 柴达木盆地三湖坳陷第四纪七个泉组氯离子含量随深度变化图

Fig. 8 Cl⁻ ion content profiles of Quaternary Qigequan Formation in the Sanhu Depression, Qaidam Basin

表3 柴达木盆地诺北地区诺1井七个泉组元素地球化学分析数据表 ($\times 10^{-6}$)

Table 3 Elemental geochemical analysis of Nuo 1 well in the Qigequan Formation in the Nuobei area, Qaidam Basin

段	井深/m	岩性描述	Sr	Ba	V	Ni	Sr/Ba	V/(V+Ni)
五段	74.00	粉砂质泥岩	333.60	119.80	45.20	13.00	2.78	0.78
	108.00	泥质粉砂岩	204.90	73.30	44.30	11.40	2.80	0.80
	146.00		197.40	185.60	41.40	12.00	1.06	0.78
	178.00		208.60	80.50	42.70	15.80	2.59	0.73
四段	218.00	泥岩	246.20	162.80	97.90	37.40	1.51	0.72
	244.00	粉砂质泥岩	332.80	183.10	97.50	39.30	1.82	0.71
	262.00		346.80	207.80	85.60	40.40	1.67	0.68
	312.00		197.50	243.00	44.20	15.10	0.81	0.75
	352.00	泥岩	329.80	220.50	71.00	31.90	1.50	0.69
	416.00		293.00	271.90	96.00	39.20	1.08	0.71
	446.00		304.20	149.90	93.40	43.10	2.03	0.68
	466.00		263.60	171.50	89.40	40.30	1.54	0.69
三段	526.00	泥岩	270.50	241.80	75.10	33.80	1.12	0.69
	556.00	粉砂质泥岩	245.90	81.00	84.70	36.70	3.04	0.70
	580.00		258.10	224.20	85.10	32.60	1.15	0.72
	650.00		278.70	728.80	72.60	35.30	0.38	0.67
二段	760.00	泥岩	267.60	94.50	97.40	49.50	2.83	0.66
	852.00		310.10	166.00	71.20	36.70	1.87	0.66
	1000.00	粉砂质泥岩	257.70	194.60	88.30	43.50	1.32	0.67
一段	1150.00	粉砂质泥岩	261.80	314.10	83.60	41.60	0.83	0.67
	1182.00	泥岩	290.00	157.70	93.70	42.20	1.84	0.69
	1264.00		253.70	118.00	84.30	47.00	2.15	0.64
平均值			270.10	187.20	77.40	34.00	2.02	0.70

于沉积中心不断东移，处于北斜坡西部的驼西1井和盐14井氯离子含量有所波动但呈增加趋势，处于北斜坡东部的诺1井氯离子含量逐渐减小，但三者都大于 3000×10^{-6} ；达西1井和格参1井靠近供给水源，氯离子含量随深度变化不明显，都小于 800×10^{-6} 。因此，北斜坡盐度远大于中央凹陷带和南斜坡，由南向北盐度逐渐增加。

5.3 酸碱度与氧化还原性

微量元素比值在氧化还原性的研究中有广泛的运用，Hatch和Leventhal(1992)指出 $V/(V+Ni)$ 大于0.84指示了水体分层，并且底部水体中出现 H_2S 的厌氧环境； $V/(V+Ni)$ 介于0.60到0.82之间，指示了水体分层不强的厌氧环境； $V/(V+Ni)$ 介于0.46到0.60之间，指示了水体分层弱的贫氧环境。诺1井的 $V/(V+Ni)$ 介于0.64~0.79(图2;表3)，反映了诺1井在七个泉组沉积时期为水体分层不强的厌氧环境，且各段变化较小，环境稳定。 δCe 也可用于判断氧化还原性， $\delta Ce > 1$ 时，为正铈异常，即铈的富集代表氧化环境； $\delta Ce < 1$ 时，为负铈异常，即铈的亏损代表还原环境(鲁洪波和姜在兴, 1999)。研究区 δCe 介于0.30~0.32，平均0.31(表4)也指示了研究区较强的还原环境。此外，沉积环境中的黄铁矿通常被看做是还原环境的标志，诺1井黄铁矿平均含量6.95%(表4)，也指示了诺1井在七个泉组沉积时期为还原环境。

黄铁矿在缺氧、低温环境中较为稳定(Schoonen, 2004)，通常认为是在还原条件下、介质pH值大于7的环境中由厌氧细菌作用而形成；方解石、白云石等碳酸盐岩矿物发育于盐度较高、碱性环境之中，指示气候较为干旱。诺1井样品的X射线衍射全岩矿物分析(XRD)的检测结果表明，黄铁矿平均含量6.95%、白云石平均含量7.18%、方解石平均含量4.72%、碳酸盐岩矿物平均含量11.9%(表4)，也在一定程度上指示了研究区为中性-弱碱性的强还原环境。

6 讨论

生物气生成的根本因素不仅在于要有产甲烷菌可以利用的有机质，还必须具备适宜产甲烷菌生存和繁衍的地质条件(关德师, 1997; 刘建等, 2015)。气源岩发育受各种因素的制约，沉积环境是控制气源岩有机质丰度、质量及分布特征的最重要因素(腾格尔, 2004; 刘玉虎等, 2012)，间接影响了生物气的生成。产甲烷菌的生长和发育受水体温度、盐度、酸碱度和氧化还原条件等诸多因素的影响，进而影响生物气的产率。本文从沉积环境和地球化学条件出发，对诺北地区生物气形成的影响因素进行了讨论，在此基础上优选中央凹陷为生物气勘探突破的最有利区，北斜坡次之。

6.1 沉积环境的影响

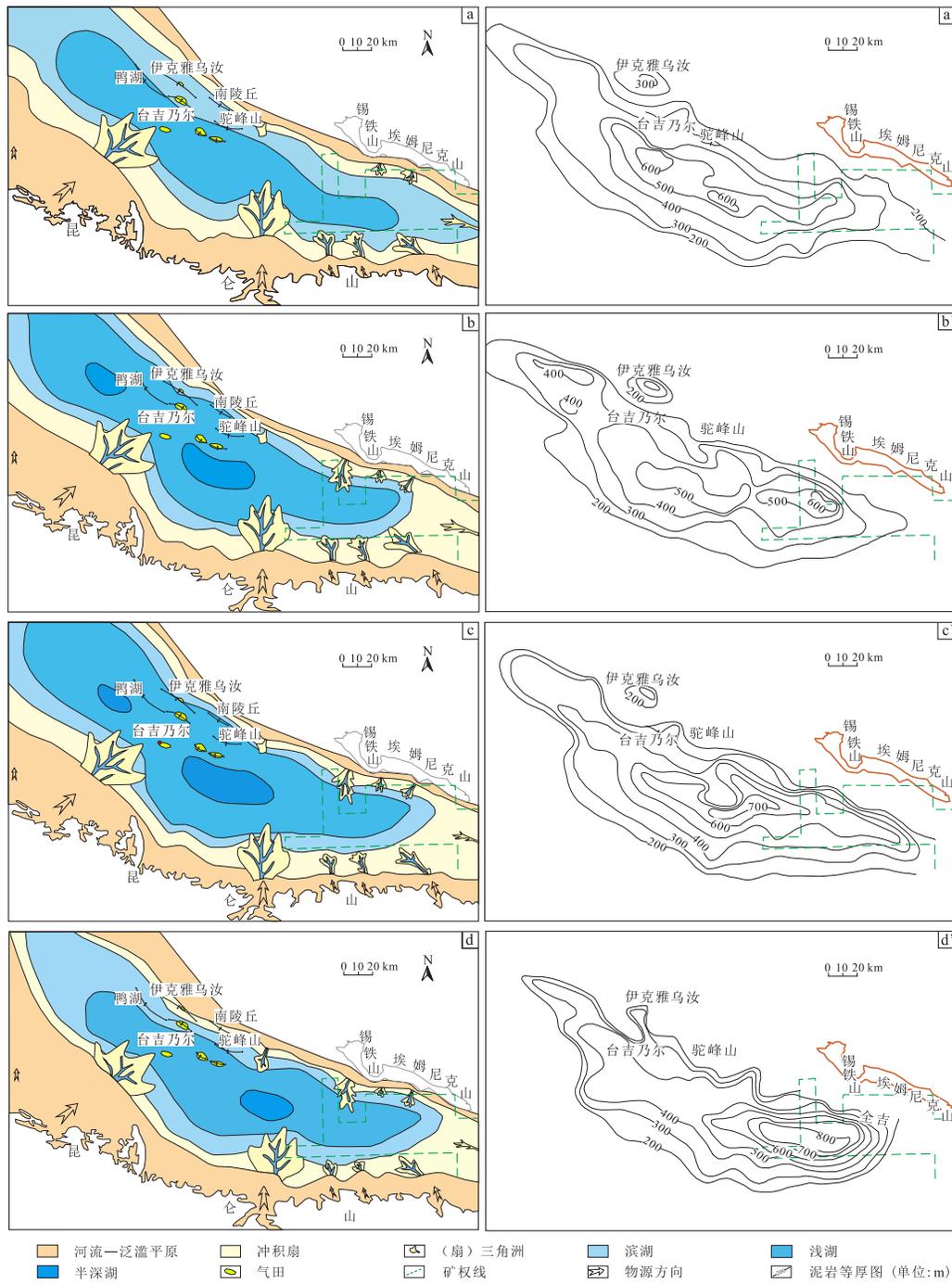
柴达木盆地自新生代以来，具有沉积中心与沉降中心叠合，并同步向东迁移的特征(顾树松, 1996)。柴达木盆地第四系七个泉组的沉积演化分为4个阶段(徐永昌, 1994; 邓津辉, 2002)，分别是更新世早期($K_9 \sim K_{13}$)的湖盆形成期、更新世中期($K_5 \sim K_9$)的湖盆鼎盛期、更新世中晚期($K_2 \sim K_5$)的湖盆稳定期和更新世晚期($K_0 \sim K_2$)的湖盆萎缩期。

上新世晚期是湖盆发育形成期，水体较浅，物源供给十分充足，在南斜坡、北斜坡发育有大量冲积扇、河流-泛滥平原，湖盆相分布范围较小(图9a)，此时诺北地区气源岩厚度在200~400 m之间(图9a')；更新世中期是湖盆发育的鼎盛期，随着湖平面逐渐上升，滨湖范围逐渐减少，浅湖、半深湖范围逐渐扩大，物源供给强度减小，相应的冲积扇、三角洲沉积相有所萎缩(图9b)，此时诺北地区气源岩变厚，厚度达到400~600 m(图9b')；更新世中晚期是湖盆发育的稳定期，湖平面上升到最大，滨湖范围进一步减小，浅湖范围进一步增大，半深湖不仅范围进一步增大还继续向东迁移，此时物源供给能力最弱，冲积扇、三角

表4 柴达木盆地诺北地区诺1井七个泉组泥岩X射线衍射及稀土元素分析表

Table 4 Geochemical features of mineral contents of mudstone samples from the Nuo 1 well in the Qiqequan Formation in Nuobei area, Qaidam Basin

深度	X射线衍射全岩矿物成分/%							稀土元素分析/($\times 10^{-6}$)
	黏土矿物	浊沸石	石英	斜长石	白云石	方解石	黄铁矿	δCe
760.0~1266.0	28.30~39.50 (33.85)	24.20~34.50 (25.31)	11.90~28.10 (17.00)	0.20~10.10 (4.53)	4.40~15.50 (7.18)	3.90~7.90 (4.72)	4.20~12.30 (6.95)	0.30~0.32 (0.31)



(a) 柴达木盆地第四纪更新世早期 $K_0\sim K_{13}$ 沉积相图；(a') 柴达木盆地第四纪更新世早期 $K_0\sim K_{13}$ 湖相泥岩等厚图；(b) 柴达木盆地第四纪更新世中期 $K_4\sim K_6$ 沉积相图；(b') 柴达木盆地第四纪更新世中期 $K_4\sim K_6$ 湖相泥岩等厚图；(c) 柴达木盆地第四纪更新世中晚期 $K_7\sim K_8$ 沉积相图；(c') 柴达木盆地第四纪更新世中晚期 $K_7\sim K_8$ 湖相泥岩等厚图；(d) 柴达木盆地第四纪更新世晚期 $K_9\sim K_{12}$ 沉积相图；(d') 柴达木盆地第四纪更新世晚期 $K_9\sim K_{12}$ 湖相泥岩等厚图

图9 柴达木盆地三湖坳陷第四纪七个泉组沉积演化与湖相泥岩等厚图

Fig. 9 Sedimentary evolution and isopach map of the lacustrine mudstone of the Quaternary Qigequan Formation in the Sanhu Depression, Qaidam Basin

洲沉积相进一步萎缩(图9c), 向东南方向地层厚度增加, 诺北地区气源岩进一步变厚, 主体大于600 m(图9c'); 更新世晚期是湖盆发育的萎缩

期, 浅湖、半深湖沉积相萎缩, 半深湖沉积范围和沉积中心继续向东迁移, 湖盆仍以浅湖相为主(图9d), 此时沉积中心最靠近三湖坳陷东部, 诺

北地区气源岩的厚度也达到了最大, 普遍大于 700 m (图 9d')。

湖泊相不仅发育有较厚的气源岩, 砂、泥岩频繁相间构成良好的储盖组合。气源岩生成的生物气, 短暂运移一段距离之后便进入储层, 而后被上覆直接盖层所封闭, 逐渐聚集成藏 (党玉琪等, 2003)。诺 1 井的钻探结果显示, 七个泉组 3~5 段见有少量生物气显示, 1~2 段未见生物气显示, 显然沉积后期湖泊相更为发育的 3~5 段生物气潜力优于 1~2 段。

6.2 地球化学条件

温度对产甲烷菌生化速率的影响十分显著, 不同类型的产甲烷菌群适宜在不同温度下生长发育, 一般认为产甲烷菌群能够适应的温度介于 0~45 °C, 最佳生长温度为 35~42 °C (林春明等, 2006)。诺北地区第四纪沉积时的较低温度不仅有利于沉积有机质的保存, 也抑制了产甲烷菌的活性, 避免了沉积有机质过早消耗。随着埋藏的加深, 温度逐渐升高, 产甲烷菌大量繁育, 有利于生物气生成。

咸化环境中产甲烷菌分解有机质的生物化学作用会受到明显的抑制 (周翥虹等, 1990), 三湖坳陷地下水主要来源于南部昆仑山, 形成了地下水由南向北径流的特征, 受此影响由南斜坡到中央凹陷再到北斜坡, 盐度逐渐增加, 有利于有机质的保存。然而这并不意味着盐度越高越有利生物气的形成, 只有当盐度处于一定范围内才有利生物气的形成, 左智峰等 (2009) 指出水介质盐度小于 4000 mg/L 的微咸水—咸水环境时产甲烷菌最活跃。诺北地区南斜坡、中央凹陷盐度低, 产甲烷菌活性较高; 北斜坡盐度高, 对产甲烷菌有抑制作用。生物气在地层水中的溶解度随着盐度的增高而降低 (郝石生等, 1994), 当地层水由南斜坡或中央凹陷向北斜坡运移时, 由于盐度的变化, 每立方米地层水可携带 1.0~1.5 m³ 生物气到北斜坡 (李本亮等, 2003)。因此, 对于高盐度地区是否能够形成生物气藏, 需要考虑区域流场的影响。

产甲烷菌是一种严格的厌氧细菌, 必须成长于还原环境中 (郭泽清等, 2006)。当环境中氧气含量达到 0.1%, 产甲烷菌的生化活动就会受到明显的抑制 (刘建等, 2015)。诺北地区具有较强的还原性, 有利于产甲烷菌繁育。

产甲烷菌的生长、发育对水体的酸碱性的有着较高的要求, 适合 pH 值介于 5.9~8.8, 最佳范围值为 6.8~7.8, 若高于或低于该值, 产甲烷菌的生长繁殖就会受到抑制 (关德师, 1997; 郭泽清等, 2006)。诺北地区为中性—偏碱性的环境, 水介质酸碱性的适合, 有利于产气。

总体上, 柴达木盆地诺北地区第四纪七个泉组处于低温、微咸水—咸水的还原环境, 加上适宜的酸碱度和生物气源岩条件, 有利于生物气的生成。

6.3 有利区块预测

柴达木盆地生物气存在不断聚集、不断突破、不断散失和不断再聚集的循环, 这种循环就是第四系气藏动态平衡成藏模式 (党玉琪等, 2003; 付锁堂, 2014), 但关于生物气运聚方式却有着不同的观点。李明诚等 (2009) 认为三湖地区第四系生物气的生成、运移和聚集属典型的自生自储, 以近源垂向运聚为主; 李本亮等 (2003) 根据地层水中生物气溶解度的变化, 认为生物气先以水溶气的方式发生远距离的横向运聚, 再以游离相进行垂向运聚。横向运聚受控于水文地质条件, 泄水区是生物气脱气、散失和聚集的主要场所 (关洪军等, 2007)。诺北地区并不处于那陵格勒河—驼峰山的区域流场的泄水区 (图 1), 故笔者倾向于认为诺北地区生物气以近源垂向运聚为主, 气源岩是生物气大规模生成的基础。三湖坳陷是柴达木盆地第四纪沉降和沉积中心, 快速沉积了超过 3100 m 厚的湖、沼相地层, 广泛发育的湖相泥岩为产甲烷菌提供了营养底物。

诺北地区第四系七个泉组为疏松砂泥岩互层, 主要发育滨浅湖沉积, 深浅层具有良好的继承性。沉积储层以湖相滩坝砂体为主, 储集岩类型主要为泥质粉砂岩、粉砂岩及少量砂质泥岩。储集岩储集物性较好, 平均孔隙度 32.3%, 平均渗透率 47.25 mD, 并且原生孔隙发育, 次生孔隙比例很少。受波动式湖泊沉积的影响, 第四系储层具有单层厚度小、发育层数多的特点 (朱筱敏和康安, 2005), 以察尔汗地区的新察地 5 井为例, 储集岩最大单层厚度 5.0 m, 总厚度 184.0 m, 占录井地层总厚度的 16.0%, 同涩北、台南气田储层比例相近, 储层条件较好。此外, 第四系湖相沉积碎屑岩横向分布稳定性好, 砂质岩约占地层厚度的

16%~28%，纵向上一般具有200~300 m的累计厚度，即使靠近湖泊中心的聂深1井砂质岩比例仍然可达16.74%，整个坳陷范围内绝大多数储层均具有较好的可对比性。

直接盖层的厚度对气藏具有明显的控制作用，盖层厚度较大可以弥补盖层质量的不足（童晓光和牛嘉玉，1989；王金鹏等，2007）。第四系湖相沉积韵律频繁的特点，导致直接盖层都比较薄、层数较多。以察7井为例，七个泉组四、五段泥岩隔层主要分布在2~20 m范围内，其中2~4 m占35%，小于2 m (1%)和大于20 m (2%)泥岩隔层较少；七个泉组一、二、三段泥岩隔层分布与四、五段基本一致，10~20 m厚层泥岩隔层有所减少，2~4 m薄层泥岩隔层有所增加。此外，中央凹陷处的察尔汗地区存在膏盐类沉积，累计厚度在60~70 m，盐层以NaCl和KCl为主，呈层状展布，可作为良好的区域性盖层。

由于广泛的波动式湖进和湖退，第四系地层沉积表现出泥—砂—泥多层重复叠置出现的特点，湖相泥岩不仅是气源岩，又是下伏储层的直接盖层，在第四系内部形成多套自生自储组合，有利于生物气的聚集成藏。广泛发育的湖相泥岩为产甲烷菌提供了大量的营养底物，早期成岩阶段弱压实作用提供的大量储集空间，巨厚的沉积厚度及膏岩沉积增加了盖层的封闭能力。对于诺北地区而言，中央凹陷气源岩条件最好，并发育大型第四系同沉积背斜，是形成生物气藏的最有利区块；北斜坡与现今发现的气田地质条件相似，可能存在生物气横向远距离运聚成藏，应作为下一步重点勘探区块；南斜坡水体盐度较低，对产甲烷菌缺乏抑制作用，生物气大量生成进而散失，形成生物气成藏的可能性较低。

7 结论

(1) 诺北地区第四纪七个泉组气源岩有机质丰度较低至中等，属中等、较差烃源岩，巨厚的源岩沉积可在一定程度上弥补有机质丰度的不足； T_{\max} 介于395~486 °C之间（均值428 °C），整体处于未成熟热演化阶段，有机质类型以Ⅲ型为主。

(2) 诺北地区第四纪沉积时期水体温度较低，现今温度主要受到地温梯度的影响。盐度以微咸水—咸水为主，受地表径流特点的影响，由

南斜坡到北斜坡盐度逐渐增高，为中性—偏碱的水体环境，具有较强的还原性。

(3) 诺北地区在七个泉组沉积后期的3~5段湖泊相分布范围最广，暗色泥岩的厚度也达到最大，3~5段生物气源岩好于1~2段。适中的酸碱度、较强还原性适宜产甲烷菌的繁育，有利于生物气聚集成藏。较低温度有利于沉积有机质的保存，抑制了产甲烷菌的活性，避免在浅埋藏阶段生物气大量生成而散失；随着埋藏加深，温度逐渐升高，有利于生物气的形成。较高的盐度在保存有机质的同时，也抑制了产甲烷菌的活性，对于高盐度地区是否能够形成生物气藏，需考虑区域流场的影响。

(4) 诺北地区生物气以近源垂向运聚为主，气源岩是生物气大规模生成的基础。其中，中央凹陷气源岩条件最好且广泛发育第四系同沉积背斜，是诺北地区生物气勘探的最有利区块；北斜坡与现今发现的气田地质条件相似，应作为下一步重点勘探区块；南斜坡水体盐度低，缺乏对产甲烷菌的抑制作用，生物气大量生成而散失，形成生物气藏的可能性较低。

致谢：本文得到了中国石油大学（北京）姜振学和季汉成教授、陆军工程大学关洪军教授的帮助，杨生超、袁悦和邓程文等人参与部分研究，研究过程中得到胜利油田勘探开发研究院有关人员的大力支持，成文后等得到中国地质大学（武汉）侯宇光副教授、李乐博士和南京大学江凯禧博士的热忱指导，在此一并致于衷心的感谢！

参考文献 (References):

- 党玉琪, 候泽生, 徐子远, 等. 2003. 柴达木盆地生物气成藏条件[J]. 新疆石油地质, 24(5): 374-378.
- 党玉琪, 张道伟, 徐子远, 等. 2004. 柴达木盆地三湖地区第四系沉积相与生物气成藏[J]. 古地理学报, 6(1): 110-118.
- 邓宏文, 钱凯. 1993. 沉积地球化学与环境分析[M]. 甘肃: 甘肃科学技术出版社: 1-146.
- 邓津辉. 2002. 柴达木盆地中东部地区新生代沉积相研究及生物气聚集条件分析[D]. 兰州: 中国科学院兰州地质研究所.
- 丁安娜, 王明明, 李本亮, 等. 2003. 生物气的形成机理及源岩的地球化学特征——以柴达木盆地生物气为例[J]. 天然气地球科学, 14(5): 402-407.
- 付锁堂. 2014. 柴达木盆地天然气勘探领域[J]. 中国石油勘探: 19(4): 1-10.
- 顾树松. 1996. 柴达木盆地第四系生物气的形成与模式[J]. 天然气工业, 16(5): 6-9.

- 关德师. 1997. 控制生物气富集成藏的基本地质要素[J]. 天然气工业, 17(5): 8-12.
- 关洪军, 朱大奎, 张道伟. 2007. 柴达木盆地三湖地区第四系地下水场与生物气藏成因分析[J]. 地质论评, 53(4): 491-498.
- 管志强, 徐子远, 周瑞年, 等. 2001. 柴达木盆地第四系生物气成藏条件及控制因素[J]. 天然气工业, 21(6): 1-5.
- 郭泽清, 李本亮, 曾富英, 等. 2006. 生物气分布特征和成藏条件[J]. 天然气地球科学, 17(3): 407-413.
- 郝石生, 黄志龙, 杨家琦. 1994. 天然气运聚动态平衡及其应用[M]. 北京: 石油工业出版社: 1-131.
- 康晏, 王万春, 仁军虎. 2004. 生物气生成的地球化学因素分析[J]. 矿物岩石地球化学通报, 23(4): 350-354.
- 李本亮, 王明明, 魏国齐, 等. 2003. 柴达木盆地三湖地区生物气横向运聚成藏研究[J]. 地质论评, 49(1): 93-100.
- 李明诚, 李剑, 张凤敏, 等. 2009. 柴达木盆地三湖地区第四系生物气运聚成藏的定量研究[J]. 石油学报, 30(6): 810-815.
- 李守军. 1999. 正烷烃、姥鲛烷和植烷对沉积环境的指示意义——以山东济阳坳陷下第三系为例[J]. 中国石油大学学报(自然科学版), 23(5): 14-16.
- 李先奇, 张水昌, 朱光有, 等. 2005. 中国生物成因气的类型划分与研究方向[J]. 天然气地球科学, 16(4): 477-483.
- 林春明, 李艳丽, 漆滨汶. 2006. 生物气研究现状与勘探前景[J]. 古地理学报, 8(3): 327-340.
- 林春明, 钱奕中. 1997. 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, 15(增刊): 75-80.
- 林小云, 高甘霖, 徐莹, 等. 2015. 生物成因气生成演化模式探讨[J]. 特种油气藏, 22(1): 1-7.
- 刘建, 徐莹, 赵智鹏, 等. 2015. 生物气源岩评价指标体系研究[J]. 海洋地质前沿, 31(1): 16-23.
- 刘玉虎, 赵丹丹, 刘兴旺, 等. 2012. 吐哈侏罗纪原型盆地演化对烃源岩分布的控制[J]. 西南石油大学学报(自然科学版), 34(4): 29-39.
- 鲁洪波, 姜在兴. 1999. 稀土元素地球化学分析在岩相古地理研究中的运用[J]. 石油大学学报(自然科学版), 23(1): 6-9.
- 梅建森, 康毅力, 张永高, 等. 2007. 柴达木盆地生物气源岩评价及勘探方向[J]. 天然气工业, 27(9): 17-20.
- 南京大学地质系. 1984. 地球化学[M]. 北京: 科学出版社: 357-358.
- 青海石油管理局勘探开发研究院与中国科学院南京地质古生物研究所. 1988. 柴达木盆地第三纪介形类动物群[M]. 南京: 南京大学出版社: 1-190.
- 帅燕华, 张水昌, 赵文智, 等. 2007. 陆相生物气纵向分布特征及形成机理研究——以柴达木盆地涩北一号为例[J]. 中国科学(D), 37(1): 46-51.
- 宋娜娜. 2012. 柴达木盆地三湖地区生物气生气模式与源岩评价[D]. 武汉: 长江大学.
- 孙非非. 2012. 柴达木盆地三湖坳陷台深1井单井沉积相研究[D]. 兰州: 兰州大学.
- 腾格尔. 2004. 海相地层元素、碳氧同位素分布与沉积环境和烃源岩发育关系——以鄂尔多斯盆地为例[D]. 兰州: 中国科学院兰州地质研究所.
- 童晓光, 牛嘉玉. 1989. 区域盖层在油气聚集中的作用[J]. 石油勘探与开发, 4: 1-8.
- 王金鹏, 彭仕宓, 管志强, 等. 2007. 柴达木盆地第四系生物气藏泥岩盖层封闭机理[J]. 西南石油大学学报, 29(6): 63-68.
- 王静, 乔文龙, 祖丽菲亚. 2003. 生物气成藏条件分析及准噶尔盆地生物气探究[J]. 新疆地质, 21(4): 450-454.
- 谢宗奎. 2009. 柴达木台南地区第四系细粒沉积岩相与沉积模式研究[J]. 地质前缘, 16(5): 245-250.
- 徐永昌. 1994. 天然气成因理论及运用[M]. 北京: 科学出版社: 110-111.
- 张祥, 纪宗兰, 杨银山, 等. 2004. 关于生物气源岩评价标准的讨论——以柴达木盆地第四系生物气为例[J]. 天然气地球科学, 15(5): 465-470.
- 张英, 李剑, 张奎, 等. 2007. 柴达木盆地三湖地区第四系生物气源岩中可溶有机质丰度及地质意义[J]. 地质学报, 81(12): 1716-1722.
- 赵省民, 邓坚, 饶竹, 等. 2015. 漠河盆地多年冻土带生物气的发现及对陆域天然气水合物勘查的重要意义[J]. 石油学报, 36(8): 954-965.
- 郑开富. 1998. 江苏地区第四系浅层天然气的分布与勘探前景[J]. 天然气工业, 18(3): 20-24.
- 周翥虹, 连莉文, 梁家源. 1990. 柴达木盆地东部第四系生物气模拟及其运用[J]. 天然气地球科学, 2: 13-18.
- 朱筱敏, 康安. 2005. 柴达木盆地第四系储层特征及评价[J]. 天然气工业, 25(3): 29-31.
- 朱炎铭, 周友, 司庆红, 等. 2013. 生物成因非常规天然气研究进展及展望[J]. 石油学报, 34(2): 405-411.
- 左智峰, 赵俊兴, 陈洪德, 等. 2009. 河套盆地呼和坳陷浅层生物气源条件分析[J]. 天然气工业, 29(3): 41-44.
- Grunan H R. 1984. Natural gas in major basins worldwide attributed to source type, thermal history and bacterial origin [J]. Proceeding of the the Eleventh World Petroleum Congress, Wiley (Chichester), 2: 293-302.
- Hatch J R and Leventhal J S. 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee Country, Kansas, USA [J]. Chemical Geology, 99: 65-82.
- Jones E J P, Voytek M A, Corum M D, et al. 2010. Stimulation of methane generation from nonproductive coal by addition of nutrients or a microbial consortium [J]. Applied Environmental Microbiology, 76(21): 7013-7022.
- Lin C M, Gu L X, Li G Y, et al. 2004. Geology and formation mechanism of late Quaternary shallow biogenic gas reservoirs in the Hangzhou Bay area, eastern China [J]. AAPG Bulletin, 88(5): 613-625.
- Meslé M, Dromart G and Oger P. 2013. Microbial methanogenesis in subsurface oil and coal [J]. Research in Microbiology, 164(9): 959-972.
- Rice D D and Claypool G E. 1981. Generation, accumulation, and resource potential of biogenic gas [J]. AAPG Bulletin, 65(1): 5-25.
- Shurr G W and Ridgley J L. 2002. Unconventional shallow biogenic gas systems [J]. AAPG Bulletin, 86(11): 1939-1969.
- Schoonen M A A. 2004. Mechanisms of sedimentary pyrite formation [J]. Geological Society of American, Special Paper, 379: 117-134.