

柴达木盆地三湖地区第四系地下水流场 与生物气藏成因分析

关洪军^{1,2)}, 朱大奎¹⁾

1) 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室, 南京, 210093

2) 解放军理工大学工程兵工程学院, 南京, 210007

内容提要: 本文论述了柴达木盆地三湖地区(西台吉乃尔湖、涩聂湖、达布逊湖)水系径流的主要特征及其地下水在山前基岩边界条件的制约下,形成了两个有显著差异的径流系统。其中,那陵格勒河流域的基岩裂隙水及其山前第四系洪积扇孔隙水构成了统一的高势地下水含水系统,其区域流场受到厚层湖相泥岩和高矿化度地层水的阻滞而向下绕流,在北斜坡区形成较为局限的泄流区,这种流场特征与化学场和温度场的资料相吻合。根据水文地质和油气钻探资料,建立了那陵格勒河—驼峰山地区地下水流动系统的简化模型,计算出区域流动系统的流速为13.14 m/a,循环周期为9361a,以水溶气方式运移的生物气在北斜坡的聚集资源量为 $129 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。这个聚集资源量主要集中分布在区域流场泄流区附近,有利于形成富集成藏优势。进而将生物气成藏条件归纳为:①长流程、深循环区域流场的存在,沿区域流线流程方向,其压力环境和温度环境变化满足了有机质热演化、生气、运移和脱气的要求。②区域流场有较高的循环速度和径流强度,能够携带足够量的生物气抵达北斜坡区,满足生物气聚集量大于散失量的动态成藏的基本条件。③区域流场的泄流区是生物气脱气、散失和聚集的主要场所,该泄流区附近的构造圈闭是生物气富集的最有利部位。

关键词: 第四系;地貌;地下水流场;生物气藏;泄流区

生物气是一种商业开发价值极高的天然气资源,主要分布在寒冷地区或高纬度地区的沉积盆地。世界生物气已探明储量主要分布在第四系至白垩系地层里,占世界天然气探明可采储量18%~23%,已被列为重点勘探的对象(王静等,2003)。我国已经发现28个生物气藏,其中,第四系生物气探明储量 $3000 \times 10^8 \text{ m}^3$,占全国生物气探明储量的97%(不包括我国东南沿海第四系生物气藏),这些探明储量都集中分布在柴达木盆地三湖地区(即西台吉乃尔湖、涩聂湖、达布逊湖)(关德师,1997),第四系将是我国寻找生物气资源的主要层系。三湖地区第四系生物气藏在世界天然气地质领域具有独特性,表现在气藏的地层新、埋藏浅、规模大、气层层组多^①、特殊的地理地貌环境及与地下水循环密切相关。其南面是平均海拔5000m的昆仑山,北面是平均海拔4500m的祁连山。在海拔5600m以上发育着现代冰川,海拔4200m以上为多年冻土,盆地腹部则为季节性冻土,冻结深度0.88~2.29m。从山前至湖

积平原,依次为山地、戈壁、风烛丘陵、细土平原、沼泽、盐湖等地貌类型。山前冲洪积扇倾斜平原海拔为2800~3850m,平均坡度为6‰~9‰。中部湖积平原区海拔为2675~2700m,平均坡度为0.5‰~1.5‰。湖积平原区内盐水湖泊发育,呈北西向串珠状分布,其中最低处的达布逊湖水面海拔为2675m。区内平均年降水量为84mm,平均年蒸发量为2500mm^②、地势高差悬殊、气候干旱严寒等特点(杨贵林等,1996)。三湖地区第四系的生物气资源量约 $2.94 \times 10^{11} \text{ m}^3$ 。已发现生物气藏5个,均为背斜构造圈闭,并且受到构造高点的控制(顾树松,1996)。这些生物气主要来源于南斜坡和中央洼地,成藏于北斜坡地带,显然与第四系地下水流场作用有密切的成因联系。

1 第四纪地质

三湖地区是柴达木盆地第四纪沉积凹陷的主体部位,湖泊发育,地表水系主要源于南侧的昆仑山。

收稿日期:2006-10-22;改回日期:2007-03-16;责任编辑:章雨旭。

作者简介:关洪军,男,副教授,南京大学第四纪地质专业博士研究生。电话:025-57919216; Email:ghjq@163.com。通讯作者:朱大奎,男,教授。南京大学第四纪地质专业。Email:dkzhu@nju.edu.cn。

第四系主要由半固结和未固结的砂泥岩组成。早更新世(Qp^1)以湖相沉积为主,岩性主要为泥岩、砂岩、泥灰岩、砂砾岩以及松散的细砂、粉砂、亚砂土、亚粘土等,埋藏深度1200~3000 m,最高出露点在海拔4700 m的昆仑山垭山口,反映了早更新世以来强烈的差异升降构造运动特点。中更新世(Qp^2)以湖相及河流冲洪积相为主,岩性为松散的亚砂土、亚粘土,在山前地带分布着冰积物和冰水相沉积物,埋藏深度400~1200 m。晚更新世(Qp^3)以湖相细砂、粉砂、亚粘土、盐类等沉积物为主,其次为冲洪积相沉积物。埋藏深度30~400 m。全新世(Qh)堆积物成因类型较多,有冲洪积、湖相、湖沼相、盐积物、残积坡积物、风积物^⑥等,盐积物和风积物分布最广泛,埋深下限为20~30 m。以湖相沉积为特征的 Qp^{1-2} 是生物气藏主要产气层位。三湖地区系列近东西走向的第四系局部背斜构造,是生物气藏的主要圈闭类型,这些构造为同沉积构造,构造幅度上小下大,浅层局部构造的形成受深部新近系古构造和古地形控制。第四纪以来的新构造运动对三湖地区的局部构造的形成也有控制作用,表现为“构造山”的地貌特征,并与新构造运动的阶段性相关(王桂宏,2000),晚更新世以来,北侧的盐湖断裂和南侧的格尔木断裂为主的走滑作用,产生了明显的帚状构造形迹,控制了第四系局部构造的分布及其构造样式。

柴达木盆地经过前第四纪数次构造变动后,祁连山和昆仑山隆起抬升,使盆地与共和盆地隔绝,封闭了盆地东部及西南部,此时唯有盆地西北部与塔里木盆地相连,呈现为柴达木—塔里木古淡水湖泊景观。在晚更新世阿尔金山持续隆升,使盆地与塔里木盆地分野,成为封闭的古湖盆,并使古湖水向东汇聚,沉积中心进一步向东迁移。在盆地逐渐封闭的同时,青藏高原整体不断上升,阻挡了来自印度洋的暖湿气流,使盆地气候逐渐转向干燥寒冷,古湖泊补给水量减少,蒸发量增加,古湖泊水趋向咸化(党玉琅等,2004)。接受快速沉积的第四系三湖拗陷,自北向南可分为北斜坡区、中央凹陷区和南斜坡区。大量第四系钻探岩心中所含的孢粉组合资料研究表明,三湖地区孢粉所反映的早更新世早期温暖水生生物达最高值,随后温暖水生生物减少,耐旱耐盐生物增加,中更新统晚期温暖水生生物极少,耐旱耐盐生物达最高值,也反映第四纪古气候由温暖潮湿变为干燥寒冷(景民昌等,2001)。根据察尔汗湖泊水体中盐类物质测算,晚更新世本区古湖泊仍然处于

淡水环境至少持续了100 ka左右,其后由西向东古湖水逐渐咸化,约距今在15 ka以后这段时间内完成了成盐过程^⑦。寒冷的气候和高矿化度水体是生物气形成的重要条件。

2 水文地质特征

三湖地区地表水系主要源于南部的昆仑山及其山前地带,北部祁连山雪山少,仅发育小河流。其中,鱼卡河西出祁连山后向北转入赛什腾凹陷的德尊马海湖,大柴旦河流入绿梁山以北的大柴旦湖,塔塔梭河流入锡铁山以北的小柴旦湖,偶有季节性间歇水向东南转入霍布逊湖地区(孙镇城等,2003),这些北部季节性小河流对生物气田的影响很小。而南部发育的地表河流水系以那陵格勒河、格尔木河和诺木洪河等山岳型河流为主要特征,其他河流均源于山前倾斜平原的泉集型河流(图版 I-1)。其中,那陵格勒河流入台吉乃尔湖,格尔木河和诺木洪河流入达布逊湖,形成了两个有显著差异的径流系统:① 那陵格勒河的水流量最大,而在山前冲洪积倾斜平原泉水少,且矿化度较高,标志着地下水混入较少。朝着格尔木河和诺木洪河方向,在冲洪积倾斜平原的泉水和泉集型河流逐渐增多,矿化度较低,显示着地下水补给地表水的水量增加。说明那陵格勒河在山前冲洪积倾斜平原,地表水以补给地下水为主,而地下水补给地表水的水量相对小。格尔木河和诺木洪河则反之。② 那陵格勒河在基岩山区的汇水面积约100 km²,年均流量 10.3×10^8 m³,山区河流段碳酸盐岩广泛分布,在有些地段(如在四角羊—神山一带)岩溶地下水位埋深大于158 m,多表现为地表水补给地下水现象。而格尔木河在基岩山区的汇水面积为18648 km²,年均流量 7.98×10^8 m³,山区河流段有较多的泉水和温泉水出露。诺木洪河在基岩山区与格尔木河情况类似,主要表现为地下水补给地表水。形成基岩山区地下水与地表水转换模式差异的原因,可能与基岩山区的地质构造以及岩石组合的差异性有关。③ 在南部山前洪积扇前缘的地下水溢流带也是单一型含水系统与多层型含水系统的分界处,前者主要为潜水含水系统,后者主要为承压水含水系统^⑧,这个界线也是地下水流动系统水势的下限。值得注意的是那陵格勒河山前洪积扇前缘地下水溢流带海拔高程为2880 m,比格尔木河的地下水溢流带海拔高出150 m,高水势有利于提高地下水系统的循环速度和加大循环深度。由于那陵格勒河山前第四系含水系

统的基岩边界是碳酸盐岩类和碎屑岩类,其空隙发育、透水性强,基岩裂隙水对第四系含水系统的侧向补给强烈,并起到提高水势的作用,使其洪积扇区地下水埋藏浅,潜水位与地形坡度接近。而格尔木河与诺木洪河的山前第四系含水系统基岩边界是花岗岩及岩浆侵入体,岩性致密,基岩边界几乎没有侧向补给量,使其洪积扇区地下水埋藏较深,形成大幅度水跌现象。上述差异表明那陵格勒河—驼峰山地区地下水系统(简称那一驼系统)具有相对高水势、深循环的特点。同位素资料也证实了这种差异。例如,那陵格勒河山前冲洪积扇区潜水中,氡(TU)为56.25‰~9.76‰,其含量向深部递减迅速,沿流线方向递减较慢,氢同位素(δD)为-59‰~-62‰,具有受大气降水和地表水补给相对弱、基岩裂隙水侧向补给强度大、有明显向深部循环的特点。格尔木河山前冲洪积扇区潜水中,氡(TU)为128‰~68.71‰,其含量向深部递减缓慢,沿流线方向递减迅速,氢同位素(δD)为-77‰~-71‰^①,表明受大气降水和地表水补给相对强、基岩裂隙水侧向补给相对弱。

那一驼系统的基岩边界透水性良好,构成了山区基岩裂隙水与山前第四系洪积扇孔隙水统一的水动力系统,有效地提高了深层地下水循环的水势和径流强度,使第四系承压水层的循环深度达3000m。在沉积相和构造地质条件约束下,形成了区域流场长流程的补—泄系统,其区域流线穿越地形洼地延伸到北斜坡地带的台吉乃尔构造—驼峰山构造轴部泄流出地表(Little et al., 1999),补—泄距离约123km。泄水区也是透水性相对好的 Q_p^{1-2} 出露区,其地面海拔高程与 Q_p^1 上部含水层水的折算水势面高程相当,约为2730m左右(孙镇城等,2003),折算水势随着含水层埋深增加而提高,形成越流效应和强烈毛细饱水带蒸发泄流的基本条件。位于涩北—驼峰构造轴部的驼峰1井和涩20井,所钻揭的地层 Q_p^{1-2} 中,碳酸盐含量自上而下逐渐降低,上部地层碳酸盐平均含量比下部地层碳酸盐平均含量高约40%~45%,显然是区流线近似垂直上升过程压力逐渐降低,产生显著的脱碳酸作用,使地层水中碳酸盐离子结晶析出积累。这种“天窗式”泄流方式,使生物气垂向运移分量增大,有利于生物气的脱气和聚集成藏。

3 沉积相控制下的流场特征分析

三湖地区主体部分地势较平坦,气候干旱,大气

降水量仅能补充包气带水分亏缺的一部分,不能够有效地补给地下水,致使北斜坡地下水局部流动系统不发育或局部流动系统的形成依赖区域流场的泄流补给。中间流动系统和区域流动系统的发育,受到湖泊沉积相带的制约。三湖地区第四纪湖泊演化经历了湖泛阶段、鼎盛阶段和萎缩阶段,深湖—半深湖相沉积范围较集中,在中央洼陷区第四纪形成了约3000m巨厚的深湖—半深湖相泥岩沉积^②。根据第四系沉积相研究成果,在早更新世,三湖地区至少有3个沉积中心,一个在涩聂湖一带,一个在西台吉乃尔湖西侧,均为半深湖沉积环境,另一个在伊克雅乌汝地区,为浅湖沉积环境。距今约1.95Ma,涩聂湖和西台吉乃尔湖两个沉积中心连成了一体,成为扩大的半深湖区。距今0.12Ma以来,由于构造的发展和气候的愈趋干旱,使湖泊进一步缩小、变浅,最终演化为盐湖和盐沼。现今这些沉积相带主要展布在涩北构造带以南的残留盐湖狭长分布区,大致反映了距今10ka以来的湖沼和滨湖相区范围^③。

深湖—半深湖相厚层泥岩的渗透率低,使流线受到阻滞而向下发生绕流,使得 Q_p^{1-2} 下部的席状砂体成为区域流动系统循环的主要通道。厚层泥岩相带分隔了不同水系的地下水流动系统,同时分隔了中间流动系统与区域流动系统。在高水势的作用下,区域流线从涩聂湖 Q_p^{1-2} 深湖—半深湖泥岩相带以南向下绕流到北侧,在伊克雅乌汝和涩聂湖两个 Q_p^{1-2} 沉积中心之间形成较为集中的泄水区域。此泄水区也是北斜坡的下倾段,主力生物气藏几乎都分布在泄流区附近,显示了厚层泥岩相带及区域流动系统泄流区与生物气藏形成有着密切的联系。

第四纪复杂的地质地貌演化过程,使该地区第四系深层地下水的泄流区分布及其水化学特征变化比较独特。探井水分析资料显示,由南部山前到北部山前,地层水矿化度呈现两头低中间高的特点。然而, Q_p^{1-2} 地层水矿化度最高区不是在湖泊洼地范围和深湖泥岩相带,却分布在北斜坡台南5井一带(图版I-2),且被下更新统深湖泥岩相圈围(图版I-2),说明此区 Q_p^{1-2} 地层水长期处于滞水状态或循环速度极为缓慢。这个水化学特点揭示了那一驼系统区域流线只能够通过下更新统深湖泥岩相下部的席状砂岩和 N_{2-3} 上部含水层绕流到北斜坡区。

表1 台吉乃尔气田水化学离子含量随时间变化表

Table 1 Hydronium content variety with time in the Taijier biogenic gas pool

井号	取样深度 (m)	分析时间 (年-月-日)	阴离子(mg/L)			阳离子(mg/L)		总矿化度 (mg/L)
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
台中2	744.0~747.4	1976-09-29	107261	9	67	2712	1476	175219
台中2	700.2~704.2	1976-10-09	97937	28	67	2473	799	160515
台中3	774.2~777.0	1976-10-26	107452	7	72	2778	1854	175191
台中3	620.8~623.4	1976-11-12	110307	6	64	2980	1736	179961
台吉1	710.4~717.4	1998-11-08	106053	2222	124	2845	2253	175853
台吉1	648.0~651.0	1998-11-19	113030	1315	124	3347	2638	185596
台吉1	501.0~504.4	1998-11-19	31630	2118	110	837	812	54576

注: 气田水化学资料由据青海油田公司研究院提供。

N₂₋₃上部地层高矿化度区向北偏移,分布在台吉乃尔构造与涩北二号盐湖构造一带(王明明,2003),进一步证实了这种区域流场特征。北斜坡区地层水矿化度普遍由地面向深处逐渐降低,水化学组分和水型变化也比较复杂,是区域流场泄流区水质混合的基本特点。在生物气藏初期开发过程中,同深度的地下水温度在10年左右的开发时间内普遍提高了3~4℃(图1),同深度地下水的SO₄²⁻含量提高了2~3个数量级,HCO₃⁻含量提高了1~2个数量级,Mg²⁺含量提高了50%以上,总矿化度略有提高(表1)。表明气田在初期开发过程就明显增加了深层地下水的越流效应,使开发井段地温梯度增高。地下水化学场与温度场的变化也明显地反映出区域地下水流场的这种循环规律。

地下水中间流动系统循环深度相对浅,流线主要穿越辫状河流、三角洲、滨湖、浅湖等高渗透沉积相带。这些相带可近视为透水性较好的层状均匀介

质,且层间渗透系数差异相对小,易形成统一的中间流动系统,其泄水区分布在地形最低处的湖泊洼地。中间流动系统对浅部地层的盐分积累有重要作用(王大纯等,1995),有利于提高泥质盐类的突破压力,形成良好盖层。根据本沉积相剖面估算,地下水区域流线穿越的深度约为2200~3000m,横向穿越距离约80~123km,取平均地温梯度值为2.6℃/100m,则区域流场水平流线段温度约57.2~78℃,此温度范围靠近本区生物气产气峰值的温度区间。这种大跨度区域流场,在流线沿程方向,其压力环境和温度环境变化满足了有机质热演化、生气、运移和脱气的基本条件(图2),而中央凹陷巨厚层泥岩沉积相带和高矿化度地层水的阻滞作用成为这种区域流场形成重要因素。

4 水动力模型计算与评价

由于三湖地区第四系的压实程度低,颗粒多为点式接触,原生孔隙发育,砂质岩类普遍有高孔隙(平均孔隙度20%~40%)、高渗透(平均渗透率 $100 \times 10^{-3} \sim 1000 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)的特点,泥质岩类则普遍表现为高孔隙(平均孔隙度18%~30%)、低渗透(平均渗透率 $0.01 \times 10^{-3} \sim 1.0 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$)的物性特征(张晓宝等,2003)。第四系砂泥岩沉积的频繁间互,构成了良好的生、储、盖组合,生储配置比一般为3:1~5:1,使生物气藏具有层数多、单层薄、埋藏浅、分布井段长、有多个气水系统等特点(顾树松,1996)。厚层湖相泥质岩层的大量发育,不仅为生物气的形成提供了充足的气源,同时也构成了生物气的有效封盖层。盖层分为直接盖层和区域盖层,区域盖层为一套约400m厚的区域泥质沉积,直接泥岩盖层厚度平均在5m~10m之间^⑥。根据上述水文地质条件和油气地质特征,可建立那一驼系统的

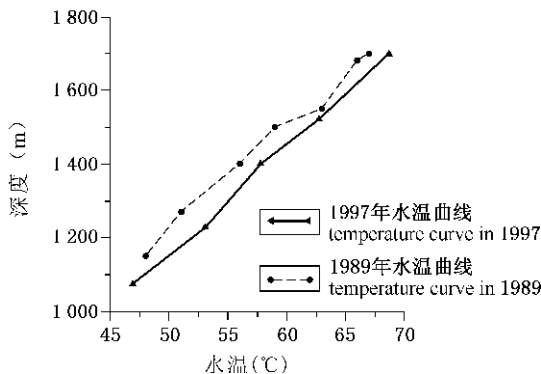


图1 柴达木盆地台南气田地下水温度曲线图

Fig. 1 Groundwater temperature graph in the Tainan biogenic gas pool, Qaidam basin

(水温资料由青海油田公司研究院提供)

(Data about water temperature are from the Company of Qinghai Oil-field)

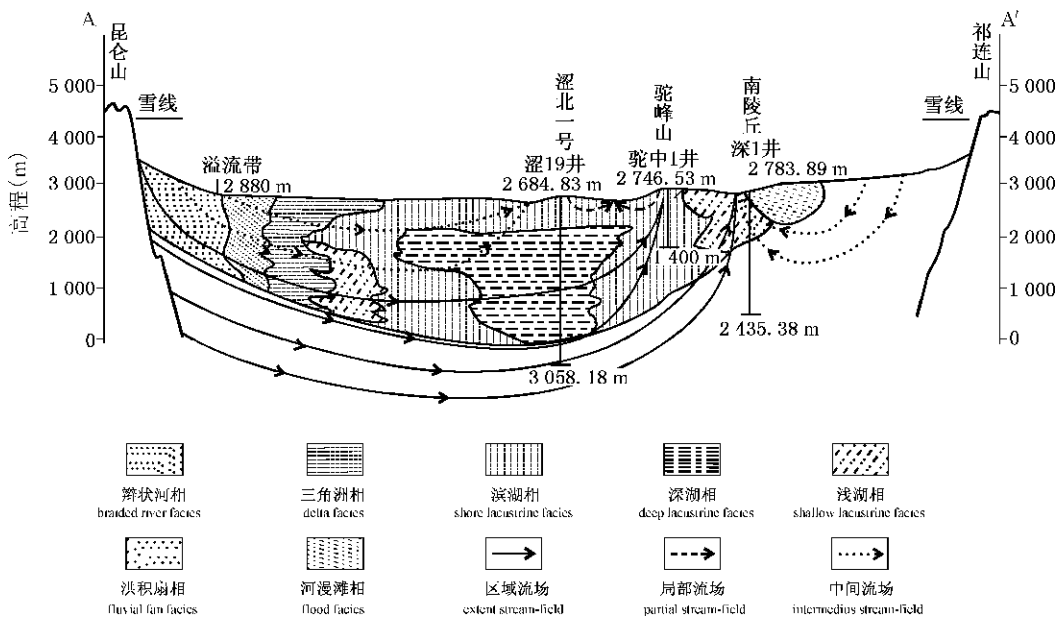


图 2 柴达木盆地三湖地区第四系沉积相与地下水流场示意图

Fig. 2 Quaternary sedimentary facies and flow field sketch map of the Sanhu area, Qaidam basin

(单一型含水系统及多层型含水系统)层状非均质含水系统简化模型(图 3),其中,过水断面 1 相当于南部山前洪积扇前缘溢流带(即单一型含水系统与多层型含水系统的过渡带),过水断面 2 相当于北斜坡带泄流区(即北斜坡带构造带 Qp^{1-2} 出露范围),两个过水断面的水头分别为 $H_1 = 2880m$, $H_2 = 2730m$ 。含水层厚度分别为: $M_1 = 2160m$, $M_2 = 720m$, $M_3 = 2880m$ 。由渗透系数 K 与渗透率 κ 的关系式: $K = \kappa \frac{\gamma}{\mu}$, 其中取: $\mu = 0.01$ 泊, $\gamma = 9.8$ kN/ m^3 , 由此式得平均渗透系数,湖相泥质岩的 $K_1 \approx 4.27 \times 10^{-5}$ (m/d), 湖相席状砂质岩的 $K_2 \approx 0.042$ (m/d), 洪积扇砂砾岩的 $K_3 \approx 1.55$ (m/d)。根据前苏联学者吉林斯基势函数方法(陈崇希等,1999),多层型含水系统的势函数为:

$$\Psi = \sum_{i=1}^n K_i M_i (H_i - z_i)$$

单一型含水系统的势函数为: $\Psi = KMH$

其中, K_i 为第 i 层的渗透系数, M_i 为第 i 层的厚度, z_i 为第 i 层含水层的中点高度, H_i 为第 i 过水断面的水头。层状非均质含水系统简化模型的 $z_1 = 1800m$, $z_2 = 360m$, $z_3 = 1440m$, 两个过水断面间距为 $l = 123$ km, 则得第一断面的平均势为:

$$\Psi_1 = \frac{1}{2} [K_1 M_1 (H_1 - z_1) + K_2 M_2 (H_1 - z_2) + K_3 M_3 (H_1 - z_3)] = 3252232.21 \text{ (m}^3/\text{d)}$$

则第二断面的势为:

$$\Psi_2 = K_1 M_1 (H_2 - z_1) + K_2 M_2 (H_2 - z_2) = 71754.57 \text{ (m}^3/\text{d)}$$

两过水断面间的单宽流量为:

$$q = \frac{\Psi_1 - \Psi_2}{l} = 25.85 \text{ (m}^2/\text{d)}$$

如果将湖相巨厚层泥岩视为绝对隔水层(即 $K_1 \approx 0$), 这样可以近似得出第 2 层含水层的渗流速度:

$$v = \frac{q}{M_2} \approx 0.036 \text{ (m/d)} = 13.14 \text{ (m/a)}$$

区域流动系统的循环周期:

$$T = \frac{l}{v} = 9361 \text{ (a)}$$

根据上述循环速度,按 30ka BP 以来形成现今的气候与地形(吴必豪等,1996)计算,把涩聂湖 Qp^{1-2} 下部的席状砂岩作为那一驼系统南北向渗流的主要通道,其东西向宽度取 70 km、平均孔隙率为 30%。则在这个期间通过这个主要通道的地下水区域流场循环量为

$$\frac{30000}{9361} \times 720 \times 70 \times 123 \times 10^6 \times 30\%$$

$= 5.96 \times 10^{12} \text{ (m}^3)$ 。如果每立方米区域流场地下水的脱气率为 1.3 m^3/m^3 , 那么在北斜坡地带以水溶气运移的生物气析出量为 $7.75 \times 10^{12} \text{ m}^3$ 。在北斜坡的区域流场泄流区,若以天然气聚集系数 12.9% 的概率为 5% (李本亮等,2003), 以水溶气方式横向运移的生物气可能在北斜坡聚集资源量为 129 ×

10^8 m^3 。同理可以计算出该区域流场每年循环的泄流量为 $1.99 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 生物气聚集资源量为 $1.67 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{a}$, 这个聚集资源量主要集中在区域流场的泄流区附近, 能够满足生物气聚集量大于散失量的动态成藏的要求。目前发现的第四系生物气藏都分布在那一驼系统区域流场的泄水区附近, 证明了这种动态成藏的控制条件。这个聚集资源量也可近似为生物气藏总体开采量的动态平衡点, 随着开采泄流量的增加, 区域流场的泄流范围更加集中, 动态平衡点也随之向正的方向偏移。总体开采量等于此动态平衡点, 则可以保持似永久性开采。总体开采量小于此动态平衡点, 则开采过程不会引起圈闭生物气控制储量的减少, 否则反之。这个动态变化过程应该是三湖地区生物气藏动态成藏的重要特征之一。

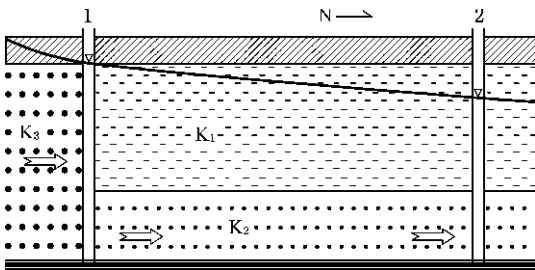


图3 柴达木盆地那陵格勒河—驼峰山含水系统简化模型

Fig. 3 Simplified model of the ground water bearing system in the Nalinggele—Tuofeng area, Qaidam basin

水文地质简化模型计算结果基本上反映了本区生物气运移的水动力成藏的特点, 应该属于偏保守的计算结果。因为, 以水溶相运移的生物气, 其运移速度还与气柱高度、气柱浮力、地层倾角、储集层厚度、运移方向与地层倾斜层面方向等因素有关。若考虑这些相关因素, 所计算的运移速度会更高。几乎所有的生物气都具有 CO_2 还原途径生成气的碳同位素特征, 必须在古气候干旱、古温度较低、沉积速率较高、水体中硫酸盐含量也较高的特殊条件下, 能够抑制甲烷菌的活动与繁殖, 使得甲烷菌大量保存 (Rice et al., 1992)。生物气初次运移高峰期确定在泥岩初次压实阶段末至稳定压实阶段, 相应埋藏深度为 $500 \sim 1600 \text{ m}$ (李明宅等, 1995)。二次运移和聚集需要更高的温度与压力环境, 而区域流场的长距离、大深度的横向渗流和短距离垂向渗流特点满足了这种环境要求。这种运移特点在地球化学资料

上有明显反映。例如, 涩北气田不同气层组生物气 $\delta^{13}\text{C}$ 与深度之间呈正相关关系, 这是生物气横向运移的标志, 应该是 CO_2 还原途径成气的必然结果。这种关系在许多生物气田的 CO_2 还原途径形成生物气中都能见到, 如美国科罗拉多和堪萨斯州的生物气田 (Rice et al., 1981) 和意大利波河谷地拉文纳地区气田 (Mattavelli et al., 1983) 等。

综上所述, 笔者将本区以水溶气运移的生物气成藏条件归纳为: ① 长流程、深循环区域流场的存在, 沿区域流线流程方向, 其压力环境和温度环境变化满足了有机质热演化、生气、运移和脱气的要求。② 区域流场有较高的循环速度和径流强度, 能够携带足够量的生物气抵达北斜坡区, 满足生物气聚集量大于散失量的动态成藏的基本条件。③ 区域流场泄流区是区域流线的温度、压力快速降低的部位, 成为生物气脱气、散失和聚集的主要场所, 该泄流区附近的构造圈闭是生物气富集的主要场所。

5 结论

(1) 三湖地区地表水系以那陵格勒河、格尔木河和诺木洪河等山岳型河流为主要特征, 由于河流在基岩山区地质条件差异和山前基岩边界条件差异, 形成了两个有显著差异径流系统: 那一驼含水系统的山区基岩裂隙水与山前第四系洪积孔隙水构成了统一的含水系统, 使地下水系统的补给区延伸到基岩山区, 有效地提高了第四系地下水区域流场的水势和径流强度, 形成了长流程、深循环径流系统。

(2) 那一驼系统在下更新统厚层湖相泥岩和高矿化度地层水的阻滞下, 区域流线向下穿越下更新统深湖泥岩相下部的席状砂岩和 N_{2-3} 上部含水层绕流到北斜坡区, 在北斜坡地带的台吉乃尔构造—驼峰山构造轴部形成泄流区, 反映了生物气由南向北运移、聚积的基本特征, 这种流场特征与化学场和温度场的资料相吻合。

(3) 根据水文地质资料和青海油田公司研究院提供的气田水化学和水温资料, 建立了那一驼地下水流动系统的简化模型, 计算出区域流场的流速为 13.14 m/a , 从补给区到泄水区的循环周期为 9361 a 。进而计算出以水溶气方式横向运移的生物气在北斜坡的聚集资源量为 $129 \times 10^8 \text{ m}^3$, 每年的聚集资源量为 $1.67 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{a}$ 。这个聚集资源量主要分布在区域流场泄流区附近, 有利于形成富集成藏优势。

(4) 本区以水溶气运移的生物气成藏条件归纳

为:①长流程、深循环区域流场的存在,沿区域流线流程方向,其压力环境和温度环境变化满足了有机质热演化、生气、运移和脱气的要求。②区域流场有较高的循环速度和径流强度,能够携带足够量的生物气抵达北斜坡区,满足生物气聚集量大于散失量的动态成藏的基本条件。③区域流场泄流区是生物气脱气、散失和聚集的主要场所,该泄流区附近的构造圈闭是生物气富集的最有利部位。

致谢:青海省油田公司研究院提供了大量的生物气田实测资料,在此深表感谢。

注 释

- ① 青海石油分公司. 2003. 柴达木盆地生物气成藏条件及勘探经验. 1~5.
- ② 青海省柴达木综合地质勘察大队. 1989. 柴达木盆地水文地质环境地质综合评价勘察报告. 2~19.
- ③ 南京师范大学. 1988. 青海柴达木盆地东部地区第四纪地层与沉积研究报告. 1~8.
- ④ 中国地质大学. 1986~1990. 柴达木盆地昆仑山前平原地下水水资源研究. 3~27.
- ⑤ 青海石油勘探开发研究院. 1997. 柴达木盆地晚新生代环境变迁过程补充研究报告. 5~22.
- ⑥ 高端祺,赵政璋. 2001. 中国油气新区勘探. 270~277.

参 考 文 献 / Reference

- 陈崇希,林敏. 1999. 地下水动力学. 武汉:中国地质大学出版社,48~57.
- 党玉琅,张道伟. 2004. 柴达木盆地三湖地区第四系沉积相与生物气成藏. 古地理学报, (6):110~118.
- 顾树松. 1996. 柴达木盆地第四系生物气藏的形成与模式. 天然气工业, 6~9.
- 关德师. 1997. 控制生物气富集成藏的基本地质因素. 天然气工业, 8~12.
- 景民昌,孙镇城,杨革联. 2001. 柴达木盆地达布逊湖地区3万年来

- 气候演化的微古生物记录. 海洋地质与第四纪地质, 55~58.
- 李本亮,王明明. 2003. 柴达木盆地三湖地区生物气横向运聚成藏研究. 地质论评, (49):93~99.
- 李明宅等. 1995. 生物气的生成演化模式和初次运移特征. 石油实验地质, 17:147~155.
- 孙镇城,党玉琪. 2003. 柴达木盆地第四系倾斜式气藏的形成机理. 中国石油勘探, (8): 41~44
- 王大纯,张人权,史毅虹. 1995. 水文地质学基础. 北京:地质出版社, 81~94.
- 王桂宏. 2000. 柴达木盆地东部第四系局部构造形成的控制因素及分布规律. 石油勘探与开发, 45~47.
- 王静,乔文龙. 2003. 生物气成藏条件分析及准噶尔盆地生物气探究. 新疆地质, (21):450~454.
- 王明明. 2003. 柴达木盆地东部第四纪水文地质条件与生物气成藏. 石油与天然气地质, (24):341~345.
- 吴必豪,等. 1996. 柴达木盆地盐湖的特征与形成机制. 见:盐湖资源环境与全球变化. 北京:地质出版社,28~36.
- 杨贵林,张静娴. 1996. 柴达木盆地水文特征. 干旱区研究, (2) 7~13.
- 张晓宝,徐自远. 2003. 柴达木盆地三湖地区第四系生物气的形成途径与运聚方式. 地质论评, (49):168~174.
- Little R, Cramer B. 1999. Gas generation and accumulation in the west Siberian basin. AAPG Bull., 83: 1642~1665.
- Mattavelli L, Ricchiuto T, Grignani D, Schoell M. 1983. Geochemistry and habitat of natural gases in the Po Basin, Northern Italy. AAPG Bull., 67:2239~2254.
- Rice D D, Claypool G E. 1981. Generation, accumulation, resource potential of biogenic gas. AAPG Bull., 65:5~25.
- Rice D D. 1992. Controls, habitat and resource potential of ancient bacterial gas. In: Vially R, ed. Bacterial Gas. Paris: Editions Technip, 91~118.

图 版 说 明 / Explanation of Photos

1. 柴达木盆地三湖地区综合平面图.
 2. 柴达木盆地三湖地区 Qp^{1-2} 沉积相图.
1. Comprehensive map of the Sanhu area, Qaidam basin.
2. Qp^{1-2} Sedimentary facies of the Sanhu area, Qaidam basin.

An Analysis on the Relation between Quaternary Groundwater Streamfield and the Genesis of Biogenic Gas Reservoir in the Sanhu Area, Qaidam Basin

GUAN Hongjun^{1,2)}, ZHU Dakui¹⁾

1) The Key Laboratory of Coast & Island Development of Ministry Education, Nanjing University, Nanjing, 210093

2) Engineering Institute of Engineering Corps, PLA Univ. & Tech., Nanjing, 210007

Abstract

This paper summarize the main characteristic of the runoff system in the Sanhu area (Sanhu means 3 lakes in Chinese, they are the West Taijnar Lake, the Suli Lake and the Dabsan Lake), Qaidam basin, and discourse upon the prominence differences of the two groundwater runoff systems, which are resulted from the qualification with the petrosal boundary conditions with Quaternary pluvial fan at the mountain fore side. Uniform groundwater system of the fissure water in mountain region and pores water of Quaternary pluvial fan at the mountain fore side were made in high hydraulic head thereinto Nalinggele drainage area,

the extent flow field circled to north slope zone which due to block action of Quaternary thick mud of lacustrine facies and high mineralization of stratal water so as to narrow discharge area were formed at the north slope, that is identical with the groundwater chemistry and the water temperatures. The simplified model of the ground water bearing system in Nalinggele—Tuofeng area is upbuild by the data of hydrogeology and oil—gas—drilling, and it is computed that the flow-velocity of extent flow field is 13.14 (m/a) and the cycle period of that is 9361 a and the resource volume of biogenic gas congregating at north slope zone is $129 \times 10^8 \text{ m}^3$. It is propitious to form biogenic gas field that the resource volume is distributing around the narrow discharge area. The forming condition of biogenic gas field is concluded as follows: ① The extent flow field is in existence with deep cycle system which have long flow that condition of thermal evolution and producing biogenic gas and travel and deaeration are accord with press and temperature along the flow. ② The extent flow field is of greater flow—velocity and high intensity runoff so as to carry enough biogenic gas get to north slope zone, which can content the condition to form biogenic gas field that is get together of biogenic gas greater than dissipates. ③ Because it is primary location of the discharge area where biogenic gas is deaeration and congregating and dissipates so that the tectonic trap turn into optimistical place to form biogenic gas field.

Key words: Quaternary; geomorphologic; groundwater flow field; biogenic gas fields; discharge area