

鄂尔多斯盆地地下古生界负压气藏及运移

华保钦 林锡祥 杨小梅

(中国科学院兰州地质研究所)

提 要 鄂尔多斯盆地中部奥陶系顶风化壳气藏是一负压气藏,气聚集在向东抬起大单斜的相对低部位。负压成因除与早白垩世后地壳抬升、生气速率减慢有关外,还主要由于储层饱含天然气,气藏中无自由水,上覆地层压力得不到有效地传递。流体势不仅与超压、浮力作用有关,还与地面高程密切相关。靖边—横山天然气藏的形成,为流体势所指示的气运移方向、风化壳孔洞发育带分布以及侧向古地貌隔挡诸因素的联合作用造成。

关键词 天然气藏 负压 风化壳 天然气运移

第一作者简介 华保钦 女 58 岁 研究员 石油地质

鉴于地层流体压力在油气初次运移及二次运移中的重要作用,异常高压的发育已成为油气运移研究中重要的内容之一。目前,国内外有不少实例说明了烃类储层尤其是气态烃储层压力可以有别于含水饱和度高的呈异常高压的气藏,而出现低于静水压的负压。我国鄂尔多斯盆地中部下古生界奥陶系风化壳中天然气主力气藏即为负压气藏。研究负压成因以及在这种条件下二次运移特点对于阐明鄂尔多斯中部地区下古生界奥陶系气藏形成机理有重要的意义。

1 负压气藏形成机理

迄今为止,已有不少有关负压气藏的报道,如加拿大阿尔伯塔埃姆斯区下白垩统和魔帽地区上白垩统,美国俄亥俄州东部志留系克林顿组砂岩中天然气藏均为负压气藏(图 1)。它们的共同特点是天然气产自饱含气体的厚层段,产水量极少或者根本不产水,而气藏上覆含水层压力呈静水压,与气藏属完全不同的压力系统。这些地区与发育负压气藏同时,也有不少气藏处于正常静水压,后者的产层特点是于气藏下面有底水。

资料还说明,并非所有饱含天然气的储层均呈负压,也有一些气藏仍然为超压,如美国怀俄明州绿河盆地第三系以及怀俄明州红沙漠盆地上白垩统砂岩于井深约 2000m 以下即可遇到超压,试气时也没有测试到地层水^①。

^① 张启明,1990,莺歌海盆地石油地质论文集,第 127~135 页,南海西部石油公司。

类似的低压气藏还可以从美国落基山区圣日安盆地的 Mesaverde 砂岩的煤成气藏中见到(图 2)。著名的负压气藏还有美国胡果顿(Hugoton)大气田。

负压气藏在前苏联境内也有分布,如罗斯托夫背斜气藏中地层压力系数随地层时代变老而变小,甚至出现低于静水压的负压。该处上白垩统压力系数为 1.2~1.23,下白垩统含水组合的压力系数为 1.0~1.15 之间,古生界压力系数大部分地区低于 1,为 0.8~1.0,个别的低达 0.65~0.70(Назаренко,1991)。

国内也有关于负压油气藏的报道,如松辽盆地梨树凹陷十层断陷,浅部地层为静水压,深部为低压,压力系数在 0.66~0.90 之间。

由上可见,存在负压的地区大多为饱含天然气的储层,地层中不含流动的水,或者产水量很低,而含底水的气藏则呈静水压,但也并不是所有饱含天然气的储层均呈静水压,如前述怀俄明州红沙漠盆地上白垩统砂岩储层即属这种类型。气体储层出现不同压力异常的机理,正如 Barker(1987)曾指出的,在岩石中具有自由气相时,其压力分布与充满液体的储层有很大区别。于充满液态烃的储层内,由于烃类生成作用、水热增压等原因,常导致高的地层压力,当因流体外泄而压力降低的速度小于压力的增长时,这种异常高压得以维持和保存。在充满气体的储层中,流体压力理论上受理想气体定律所控制,即随埋深增加,在隔离情况下,因气体体积不变,温度(绝对温度)增加与压力增加之比为常数。这时随埋深增加,压力增量常低于正常静水压力梯度下的压力增量,以致易于造成负压。但实际情况可以不同于这种理论模式,产气系统也可出现正常压力或异常高压。出现负压、正常压力还是异常高压受多种条件影响,主要取决于储层与周围的连通情况。Barker 将它分为三类:第一类为隔离的刚性体,压力系数随埋

藏过程而降低,可出现负压;第二类为开放系统,随埋深增加,压力仍然为静水压;第三类属于隔离的压实系统,压力有向着岩石静压力值趋近的趋势。与此同时,气体生成作用也能导致异常高压的形成。

国内也有一些石油地质学家对负压形成机理进行了讨论,如张毅刚(1991)等认为,其形成大致有下列原因,即:流体的冷却收缩,特别是气相冷凝为液相;部分流体排出封存箱外;由于地壳抬升而导致孔隙体积的膨胀。郝石生(1993)认为,除上述原因外,据天然气运聚动平衡原理,抬升作用抑制了生烃过程,往往造成散失量大于补给量,压力相应降低。

鄂尔多斯盆地中部靖边一横山下古生界气田是一个以奥陶系碳酸盐岩复合体为主要气源岩,顶部风化壳为储集岩,以石炭系本溪组铝土岩为盖层的负压气藏,气藏分布于区域性

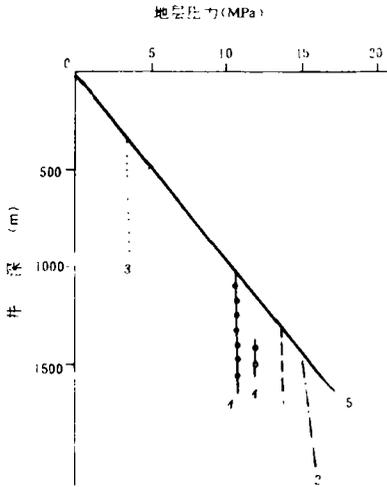


图 1 北美饱含天然气的储层低地层压力示意图①

1. 加拿大阿尔伯塔埃姆斯地区卡斗特组(K1)
2. 加拿大阿尔伯塔埃姆斯地区法尔荷 A 旋回(K1)
3. 加拿大阿尔伯塔魔帽地区牛奶河组(K2)
4. 美国俄亥俄州东部志留系克林顿组砂岩
5. 区域水压力

Fig. 1 Sketch map of low formational pressure of gas saturated reservoir in North America

向东抬起的大单斜的相对低部位,奥陶系碳酸盐岩风化壳最为发育的靖边古潜台上,缝洞发育厚 30~100m。该盆地从上到下发育有中生界、上古生界和下古生界三套含油气组合。压力系数有随时代变老而变小的趋势,中生界含油气组合呈超压,压力系数一般为 1.3 左右,上古生界含气(油)组合地层压力系数一般为 1.1 左右,而下古生界奥陶系风化壳天然气藏的主力气层压力系数为 0.9 左右。

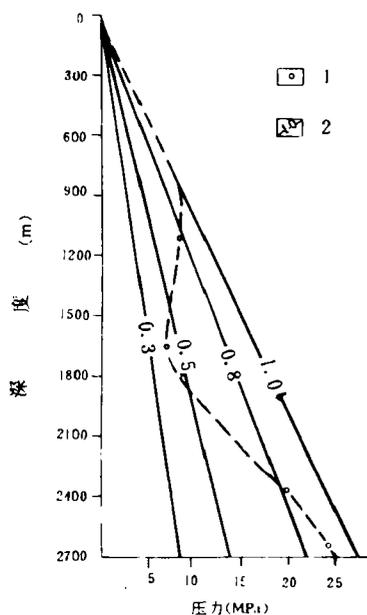


图 2 落基山圣日安盆地地层流体压力图

(引自 Meissner, 1987)

1. 储层测压值 2. 压力系数

Fig. 2 Formational pressure of Blanco Field Well, San Juan Basin, Rocky Mountain

(After Meissner, 1987)

该奥陶系气藏与负压相联系的特点是储层饱含天然气,地层水呈束缚水,所有试气井和试采井并未发现产层产出地层水,含水饱和度一般低于 30%,与北美负压气藏的含水饱和度低极为相似。

笔者认为,鄂尔多斯中部下古生界负压气藏的形成难于用单一的因素说明,而是多种因素的迭加。首先该负压气藏的形成与存在一个饱含天然气相态有关,而天然气是可以压缩的相态,这时因液柱不连续,上覆地层流体压力在储气层段得不到有效传递。

据前人气源研究认为,该气藏内天然气主要来自奥陶系碳酸盐岩中干酪根所形成的油型气,少部分为石炭系、二叠系中煤成气。据笔者等通过盆地模拟,恢复的下古生界奥陶系气源岩的生气史和压力史说明,成气高峰期应为 $R_0 > 1.3\%$ 以后,即中侏罗世到早白垩世。待早白垩世以后,由于地壳抬升并遭剥蚀,地温下降,产气速率变慢(图 3)。天然气处在运聚动平衡中,天然气一边生成、运移、聚集,一边散失,当天然气生成速率处于高峰期时,生成速率超过散失速率,异常高压得以形成,一旦天然气生成速率低于散失速率,地层压力释放速率大于增长速率,导致压力下降和产生负压。该盆地靖边一带风化壳孔洞缝发育层段由于不整合面连通性好,天然气易于散失,导致负压,而奥陶系碳酸盐岩具盐膏层作为盖层者,则因在早白垩世后压力散失速率慢,仍保存异常高压。这是负压气藏形成的另一个原因。

这是负压气藏形成的另一个原因。

笔者等利用 Ungerer(1987)盆地模拟技术,进行了地层古流体压力的恢复,从而动态地研究了流体压力的演化(图 3)。陕参 1 井奥陶系顶部风化壳马¹⁻³在 204 百万年前埋深小于 2600m,地层压力一直为静水压,204 百万年以后,随气源岩埋深快速加大、成熟度和生气量快速增长,很快出现超压,至早白垩世末期,压力系数最高达 1.4。之后随地层抬升和产气速率下降,地层压力又下降到静水压以下,形成目前的负压。盆地模拟结果证实了该气藏曾由一个静水压至超压,又由超压发展到负压的演化过程。

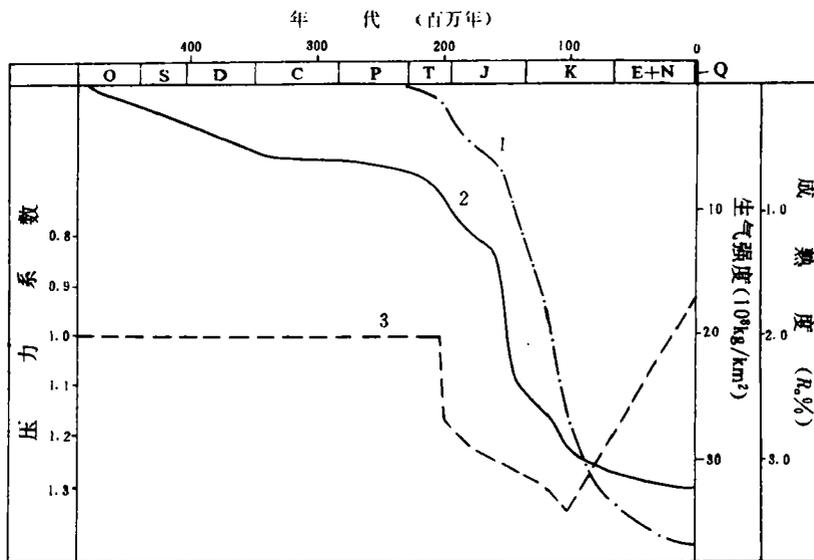


图3 陕参1井奥陶系气源岩底部生气史和压力史

1. 生气史 2. 成熟度史 3. 地层孔隙压力系数

Fig. 3 Gas generation and pressure evolution of the bottom of Ordovician, Shancan-1 Well

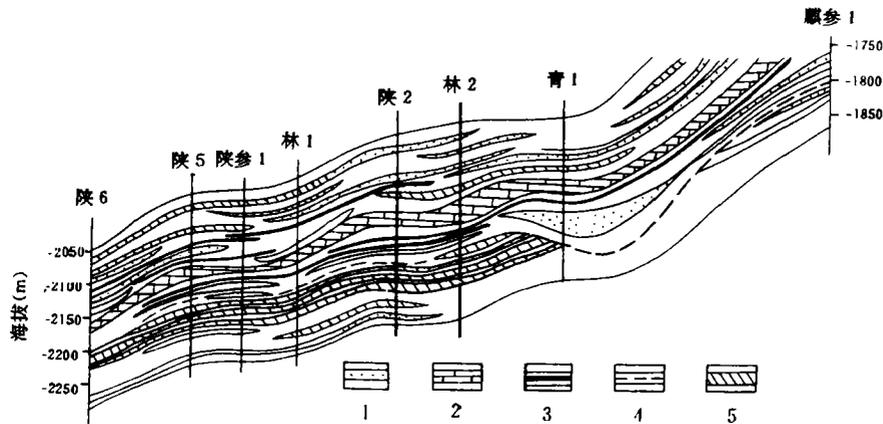


图4 鄂尔多斯盆地靖边下古生界气藏剖面图(引自杨梭杰,1992)

1. 砂岩 2. 灰岩 3. 煤 4. 侵蚀面 5. 气层

Fig. 4 Section map of Lower Paleozoic gas reservoir, Jingbian

2 奥陶系中天然气二次运移

天然气二次运移的机理主要呈分离烃相和混相运移,在断层发育区,天然气的运移主要

沿断层作垂向运移,以分离烃相渗流作用为主,构造泵驱动下的混相运移也是主要运移方式之一,而在地台型盆地地区,则以侧向运移为主,主要呈分离烃相,作二相或三相渗流,流体运动服从达西定律。同时,扩散作用对气态烃运移,尤其对已成藏的气态烃的破坏作用,不可忽视。

影响气态烃渗流作用形成的二次运移作用力主要由三部分组成,即地层水对烃类的浮力、毛细管阻力和水动力。水对烃类的浮力在静水条件为垂直向上,储层中气体在浮力驱动下向上运移过程中因受到盖层的限制,常向地层上倾方向运移。若有较明显的水动力作用,则气体二次运移方向为水动力和浮力的合力方向。于压实水压系统中,水动力由盆地中心指向盆地边部,由构造低部位指向构造高部位,这时储层内水动力方向与浮力方向一致,均指向地层上倾方向,而在盆地边部有露头出露地区,一定范围内为大气降水和地表径流渗入造成的重力水压系统,水动力方向和浮力方向相反,则易于造成水动力圈闭气藏。毛细管阻力为油气通过饱和水的孔隙时的阻力,烃类和水的界面张力越小,孔隙喉道越大,阻力越小。

鄂尔多斯盆地奥陶系顶部天然气分布在约 30~100m 厚的风化壳的孔洞中,孔、洞并为裂缝所连通,上为低渗透的石炭系本溪组铝土质页岩及奥陶系内部膏盐层所覆盖。储层构造为一区域性西倾大单斜,地面地形由陕参 1 井至榆 11 井总的由西向东逐渐变低(图 4)。该区断层不发育,天然气的二次运移以在风化壳中的侧向运移为主,是什么机理造成天然气聚集于大单斜的下方呢?

前已述及,目前本区马¹⁻³气藏中含水饱和度低于 30%,无自由水,因此似不应存在由于水和气密度差所引起的水对天然气的浮力,但在地史过程中由于它必然经历了气饱和度由低到高、水饱和度由高到低的过程,在二次运移前期,浮力肯定还是一个主要因素。本区地层水属 CaCl₂ 型,为水交潜停滞类型,地表水渗入影响极弱,但不排除压实水动力作用。毛细管阻力据孔喉大小和地下气密度计算,孔隙最发育的储层孔喉为 200 μ ,毛细管阻力接近零,在孔隙最小的储层,孔喉小于 0.25 μ ,毛细管阻力大于 3.6Mpa。

众所周知,决定油气二次运移方向的是油气势。油气从流体势大的地方指向流体势小的场所,并主要沿势梯度最大方向运移。油气势的公式为:

$$\varphi_h = g \cdot z + \frac{P}{\rho_h} + \frac{P_c}{\rho_h} \quad (1)$$

式中: g = 重力加速度

z = 测压点高程

P = 孔隙流体压力

ρ_h = 烃类密度

P_c = 毛细管阻力

φ_h = 烃势

人们习惯于在研究油气测向运移时,考虑到浮力的作用,常提出“天然气向地层上倾方

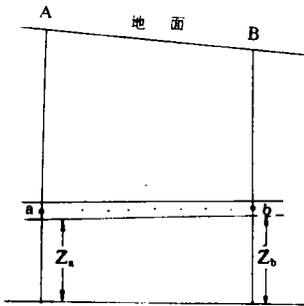


图 5 计算气势参数示意图

Fig. 5 Sketch map of Calculated parameters of gas potential

向运移”,还有一种提法为“由剩余压力高的地方向低的地方运移”。通过笔者等对鄂尔多斯地区气势的研究,认为这两种提法都有一定局限性。天然气是否向地层上倾方向运移取决于地层水动力的方向以及和浮力大小、方向的关系。当静水或者在压实水压系统条件下,如上所述,天然气向地层上倾方向运移,但是在重力水压系统中,天然气受浮力作用而向上倾方向的运移会受到向下倾方向流体水动力的阻挡,最终聚集在两种力处于平衡的场所。同时,在地面地形起伏不大时,用剩余流体压力大小来讨论油气运移方向,是可行的,但当高程起伏较大时,则剩余压力大的地方不一定流体势就大。现在设想有 A、B 两口井,其测压点分别为 a、b, A 点地面高程为 4500m, B 点为 4200m, 测压点 a 高程 Z_a 为 1500m, 井深 3000m, 压力系数为 1, 不具超压; 测压点 b 高程 Z_b 为 1600m, 井深 2600m, 压力系数为 1.1, 则其压力大致为 28.6Mpa。b 点剩余压力为 2.6Mpa, a 点剩余压力则为零。如果天然气由剩余压力高处向低处运移, 则其运移方向应由 b 点流向 a 点, 但据公式(1)进行计算, 则:

$$\varphi_{ga}(a \text{ 点气势}) = 161700m^2/s^2$$

$$\varphi_{gb}(b \text{ 点气势}) = 155820m^2/s^2$$

按流体势计算结果, 说明天然气应由 a 点流向 b 点。

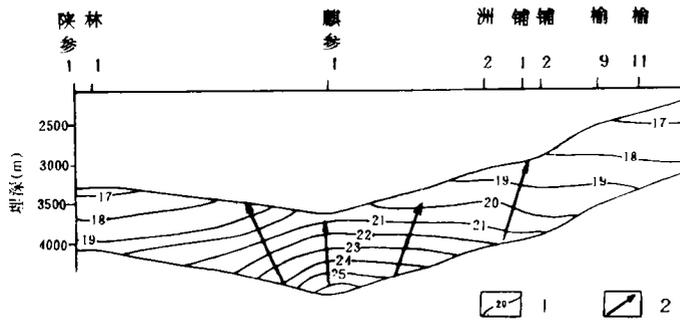


图 6 侏罗纪末奥陶系储层气势剖面图

1. 气热 ($10^4 m^2/s^2$) 2. 气运移方向

Fig. 6 Section map of gas potential of Ordovician reservoir at the end of Jurassic

据笔者对陕参 1 井到榆 11 井盆地模拟所得不同时期流体势演化看, 由于不同部位不同地史时期地壳升降不均一, 流体势和天然气运移方向不断变化。图 6 为鄂尔多斯盆地侏罗纪末(137 百万年前)该剖面奥陶系气势的分布。该时期气势以麒参 1 井为最高, 由此向西及向东均变低, 故这时天然气运移方向应为由中部麒参 1 井指向剖面西及东部, 并由奥陶系底部指向顶部。这时浮力应为天然气运移的主要动力。

现今鄂尔多斯盆地气势剖面图(图 7)说明, 奥陶系流体势的分布较为复杂, 它有多个高势区, 其中尤以陕参 1 井、林 1 井奥陶系底部气势为最高。奥陶系顶部马³⁻⁵呈现东部气势高, 剖面西端陕参 1 井附近气势低。同时, 在陕参 1 井和林 1 井一带纵向流体势梯度十分高, 天然气运移方向应该沿流体势梯度最大的方向, 即气体由高势的底部向低势的上部运移, 当遇到膏盐夹层或石炭系铝土岩盖层时, 就会顺风化壳或孔隙发育层段侧向运移。由于

状或板块交错层理及侵蚀充填构造。水下扇为陆源砂与碳酸盐混合沉积,有河口沙坝、改造砂坝,水下分流河道等,并包括一些浊流及小规模液化流沉积等。前三三角洲沉积由粉砂及泥晶碳酸盐组成,具水平层理。

表1 燕山长城纪沉积相基本类型

Table 1 General types of facies of Changchengian in Yanshan basin platform

环境	相	物源类型	分布层位	典型剖面位置	
陆地	冲积扇相	I	ch ¹	宽城南 宽城南	
	网状河相	I	ch ¹⁻²		
	曲流河相	I	ch ¹⁻²		
	* 湖泊相	I	ch ²		
	* 湖泊三角洲相	I	ch ²		
海—陆	* 扇三角洲	I	d	滦县桃园、青龙山	
海	浅水	陆屑潮坪相	I	ch ³ , d, cl	凌源雷神庙、宽城 迁西新集 青龙县东 蓟县、承德县大东营等 平谷黄松峪 平谷黄松峪
		碳酸盐潮坪相	IV	d ³ , g ¹	
		碳酸盐潮坪—泻湖相	IV	t	
		* 碳酸盐风暴沉积相	IV	t	
		浅水陆屑滩坝相	I	d, ch ³	
		碳酸盐滩坝相	IV	t, g ¹ , g ⁴	
		隐藻碳酸盐相(潮间)	IV	d ³ , g ¹ , g ⁴	
		* 细屑—泥晶韵律碳酸盐相	IV	g	
		* 粗碎屑—碳酸盐相	II	d	
		潮下改造沙滩相	I	ch ³ , d	
		隐藻碳酸盐相(潮下)	IV	g ¹⁻³	
		* 火山硅质—陆砂—碳酸盐混积相	III	d ¹⁻²	
		* 水下火山碎屑流相	III	d ¹⁻²	
		* 火山碎屑基浪沉积相	III	d ¹⁻²	
		条带状泥晶碳酸盐相	IV	g ²⁻³	
较深水	泻湖黑色页岩相	I	cl	建昌八家子 平泉城西 兴隆城东 平泉城西	
	* 陆源浊积相	I	cl, d		
	* 斜坡碳酸盐相	IV	g ²⁻⁴		
	* 碳酸盐滑塌沉积相	IV	g ⁴ , g ²		
	* 陆屑—碳酸盐颗粒流相	II	g ⁴		
	黑色页岩—泥晶碳酸盐相	IV	g ²⁻³		
	瘤状泥晶碳酸盐相	IV	g ²⁻³		
	含砂碳酸盐浊积相	IV	g ²⁻³		

*注: I 陆源; II 陆屑—碳酸盐混积; III 有火山物质混积; IV 碳酸盐。

1.2 陆源浊积相 沉积厚度>40m。相序中出现最多的为鲍马序列的递变层段(a)小型交错层理段(c)及上部平行纹理段(d)。a段厚10~30cm,粒序变化为细砾质粗砂→中细砂→粉砂或细砂。碎屑中长石占40~50%,火山碎屑及变质岩屑5~15%。发育同生褶曲、包卷层理及砂球等同生变形构造(图1-4)。

1.3 颗粒流沉积相 夹于高于庄组泥晶碳酸盐序列中,两者厚度比1:3—5,沉积厚度>80m。该相主要由块状砂质白云岩段(a,颗粒流块层段)、具交错纹理的含粉砂泥晶白云岩段(b)及泥晶白云岩段(c)组成(图2-1)。a段中颗粒组分占85~75%,其中陆源砂占

Migration of hydrocarbons in sedimentary basin, 2nd IFP Explor. Res. Conf. Carcans, June 15~19, Paris, 1987, 79~112.

- (7) Ungerer, P., Doligez, B. et al., 1987, A 2d model of basin petroleum migration by two-phase fluid flow application to some case studies, Migration of hydrocarbons in sedimentary basin, 2nd IFP Explor. Res. Conf. Carcans, June 15~19, Paris, 1987, 415~456.
- (8) Назаренко, В. С., Заячков, Г. М., Муравьев, А. Н., 1991, Давление пластовых флюидов в мезокайнозойских отложениях Ростовского свода, геол. журн., 1991, 5, с. 121~125.

The Underpressure Gas Reservoir and Gas Migration of Ordovician in Oerhtossu

Hua Baoqin Lin Xixiang Yang Xiaomei

(Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of sciences)

Abstract

The Lower Paleozoic Gas field in the central part of Oerhtossu Basin is of underpressure gas reservoir with the source rock and reservoir rock of carbonate complex of Ordovician, and its cap rock is alum clay of Middle Carboniferous. This gas field is located at the relatively low part of the regional monocline which inclines to west. The pressure coefficient of the top of Ordovician gas reservoir on Shancan—1 Well and Lin—1 Well is about 0.91.

This type of underpressure gas reservoir can be seen in USA, Canada and prior USSR. The characters of underpressure reservoir for Oerhtossu are similar to the underpressure reservoir of Lower Cretaceous of Elmworth and Upper Cretaceous of Medician Hat in Alberta of Canada, and the Clinton sandston of Silurian in Ohio of United States. Their common characters are reservoir being saturated with gas, and the water saturation being lower than 38%, no formation water being produced. However, the reservoir saturated with gas dose not always developed underpressure. In this type of gas reservoir, underpressure developed or not relates to the open degree of gas reservoir and the generation rate of hydrocarbon. The developing of underpressure gas reservoir of weathering crust in Oerhtossu Basin is not only due to it saturated with gas, so the fomational pressure of overlying strata can't be transmited efficiently, but also caused by it's gas generation rate decreased since Upper Cretaceous.

The natureal gas of studied area accumulates abundantly at the top of weathering crust with it's thickness being 30~80m, pores and miarolitics are developed strongly in the weathering crust of Jingbian—Hengshan and then composes a good reservoir. The flow potential calculation shows that simply used the buoyance or overpressure value to indicate the migration direction is unilateral. There is no free water in the reservoir today, and it is similar that buoyance isn't a driven force of gas secondary migration at present. In the end of Jurassic, however, the gas potentials at the section of Shancan—1 to Yu—1 Well were higher at east and west ends and lower at central part,

higher at the bottom and becoming lower at the top of Ordovician. So the migration directions of gas were from east and west ends to central and from bottom to top. The writers guess that the buoyance is a driven force of gas migration at that time. At present, there is no obvious potential difference between east and west at this section, and it is similar that there does not occur lateral migration of long distance. The gas migration paths at Shancan—1 and Lin—1 Wells are mainly along the direction of maximum potential gradient, from the bottom to the top of Ordovician. The low gas potential areas indicating migration direction combined with the reservoir of high pores, miarolitics and seams are the richly accumulated areas of gas.