

文章编号:1000-0550(2000)03-0414-05

龙虎泡地区高台子油层成岩作用 及其对储集岩孔隙演化的影响

王宝清¹ 张菽楠² 刘淑芹² 周永炳² 金曙光²

1(西安石油学院石油天然气地质研究所 西安 710065)

2(大庆石油管理局勘探开发研究院 黑龙江大庆 163712)

摘要 龙虎泡地区高台子油层储集岩基本上由岩屑长石粉砂岩组成。压实作用、胶结作用、溶蚀作用、粘土矿物的转化作用和交代作用对沉积岩(物)进行了改造。根据岩石的结构可以看出压实作用发育于早成岩阶段,方解石胶结物的结构和碳、氧稳定同位素组成说明方解石胶结作用发育于早成岩阶段。压实作用和方解石胶结作用对孔隙的减少起着决定性影响。长石和中基性火山岩岩屑的溶蚀作用使得孔隙有一定程度的增加。压实作用和胶结作用也阻止了自生石英的生长和次生孔隙带的形成。

关键词 储集岩 成岩作用 孔隙演化

第一作者简介 王宝清 1944年出生 教授 石油地质学与沉积学

中图分类号 P618.130.2¹ **文献标识码** A

随着成岩作用强度的增加,沉积物(岩)的孔隙将减少。孔隙的减少与埋藏深度、地温梯度、水文地质环境、有机质的来源等外部条件及原始沉积物的成分、结构等性质有关。不同地区、不同层位的储集岩影响孔隙发育的因素各有所异。龙虎泡地区高台子油层储集岩原始沉积物的成分和结构对成岩作用过程中孔隙演化有着极为重要的影响。

龙虎泡在构造上是一个轴向近于南北的,两翼倾角略大于1°的背斜构造,位于松辽盆地古龙凹陷西侧,泰康隆起向东倾没的斜坡上。

高台子油层属中生界白垩系下统青山口组二、三段地层。

龙虎泡油田高台子油层主要属于三角洲前缘亚相和前三三角洲亚相沉积,其中的储集岩主要沉积于河口砂坝和三角洲前缘席状砂。

高台子油层实测地层温度在65~90℃之间,平均地温梯度为3.9℃/100m。与国内其它盆地相比,有较高的地热场;与松辽盆地其它地区相比,则有低的地热场。松辽盆地的古地温梯度略高于现地温梯度^[1]。因此龙虎泡地区高台子油层的古地温应略高于65~90℃。

1 岩石学特征

高台子油层储集岩有低的石英含量和高的长石、

岩屑含量,成分成熟度和结构成熟度均低,具有典型的陆相沉积特点。

碎屑颗粒占岩石体积的80%~90%,绝大多数储集岩具颗粒支撑结构。

石英占碎屑颗粒的20%~37%,平均29%,单晶石英占绝对优势。

长石占碎屑颗粒的23%~41%。根据60个随机点电子探针波谱分析结果,斜长石和钾长石分别占70%和30%,斜长石均为钠长石和更长石,两者分别占斜长石的79%和21%。

表1 粒度分布特征及分选系数

Table 1 Grain size distribution and Trask sorting coefficient in reservoir rocks

| 粒度分布参数 | 粒度中值 | 粒度均值 | Trask |
|--------|-------|-------|-------|
| 统计值 | /mm | /mm | 分选系数 |
| 最小值 | 0.01 | 0.020 | 1.24 |
| 最大值 | 0.205 | 0.200 | 3.28 |
| 中值 | 0.058 | 0.066 | 2.22 |
| 均值 | 0.061 | 0.072 | 2.17 |
| 样品数(个) | 505 | 509 | 279 |

岩屑占碎屑颗粒的14%~35%,为中基性火山岩岩屑、酸性火山岩岩屑、泥岩岩屑、粉砂岩岩屑、燧石和石英岩岩屑,以火山岩岩屑和沉积岩岩屑常见。

储集岩含有一定量的碳酸盐颗粒,一般不超过5%,主要为介形虫骨粒。大部分介形虫骨粒为碎片,少数为完整个体。

所有碎屑颗粒均小于0.5 mm。粒度分布特征参数的统计值示于表1。储集岩为岩屑质长石粉砂岩,少数为长石质岩屑粉砂岩。大部分样品碎屑颗粒分选差。

根据160个样品X射线衍射分析结果,杂基总量在4.33%~19.76%范围,平均8.96%。

2 储集岩的成岩作用

2.1 压实作用

高台子油层储集岩中石英、长石和岩屑碎屑颗粒的线接触和凹凸接触普遍,点接触和缝合接触基本未见,原始粒间孔隙的缩小十分明显。此外,云母和介形虫碎屑的塑性形变也常见。压实作用的强度主要取决于沉积物埋藏的深度,而压实作用的影响除与其强度有关外,还与沉积物本身的性质有关,即与沉积物的粒度、分选、塑性、杂基含量等有关。在埋藏深度相同的情况下,沉积物越细,分选越差、塑性越高、杂基含量越高,压实作用对其影响越大。高台子油层储集岩埋藏深度中等,但沉积物细,分选差,且含有一定的杂基和较为塑性的碳酸盐颗粒,因此,压实作用对沉积物的影响已达到中-深的程度。

2.2 胶结作用

主要为方解石的胶结作用。方解石胶结物占岩石体积的0~40%。方解石呈嵌晶状,硅质碎屑常“漂浮”于其中,碎屑颗粒周围无其它类型胶结物,说明方解石胶结物形成于沉积物轻微压实,其它胶结物尚未析出的阶段^[2]。

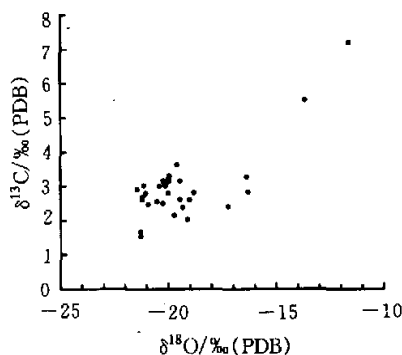


图1 方解石胶结物 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 关系

Fig. 1 Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ calcite cement

方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别在 -21.428‰ ~ -11.662‰ 与 1.538‰ ~ 7.165‰ (PDB)范围内。 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低,有较大的分布范围。 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高,其分布范围较小(图1)。

不同沉积环境和不同地质时代的方解石的碳、氧同位素值有所差异,并且在成岩作用过程中会有所变化。一般来说,海相方解石较淡水方解石有较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,随着埋藏的加深,介质温度的升高, $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,地质时代越老, $\delta^{18}\text{O}$ 值越低。淡水相方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般较海相的低,变化范围也较大,与地质年代之间的关系没有明显的规律性。其原因是淡水的同位素值一般比海水轻^[3~4]。

现代海洋碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大约在 4‰ ~ -2‰ 范围内,多数古代碳酸盐台地的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也在此范围内。在开启体系与大气 CO_2 进行地表环境中所沉淀的碳酸盐具有统一的碳同位素值,这种共同性反映出地表水与来自大气 CO_2 层的碳的平衡关系。因此同期沉淀的海相和大气碳酸盐,可能难以根据它们的碳同位素成分区分开。当水渗滤通过包含由有机质氧化形成的 CO_2 的沉积土壤带时,大气水的同位素成分会很快发生变化。有机来源的 CO_2 比大气碳成分的 $\delta^{13}\text{C}$ 低得多,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -16‰ ~ -25‰ ^[3~4]。

所研究的储集岩中的方解石 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低的,有较大的分布范围,具有明显的淡水沉积特征,说明方解石沉淀较早,成岩作用早期间隙水往往继承有湖相沉积物中淡水的特征。 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高,有较小的分布范围,说明碳来自于方解石,形成时间较早,在有机质成熟之前,而没有受到有机质改造。这与上述的,根据方解石胶结物的结构特征得出的其形成较早的结论一致。 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着深度的变化没有明显规律(图2),说明碳酸盐受埋藏作用的影响不大。这是因为经压实作用和碳酸盐的胶结作用使沉积岩(物)的孔隙明显减少,喉道变窄,有机质成熟时产生的酸性溶液无法与之接触、反应所致。

硅质胶结作用少见,硅质胶结物一般小于岩石体积的1%,基本上为石英,偶尔可见到玉髓。自生石英多呈加大边形式出现,加大边很窄,一般为不完全加大,且加大边宽度小于0.005 mm。石英加大仅达1~2级,且只见于少数样品的局部区域。充填于粒间孔隙的自生石英则更少,在扫描电镜下可见具有良好晶形的自生石英由孔壁向中心生长。

长石的胶结作用则远远少于硅质胶结作用。可以呈碎屑长石的加大边或小的自形晶体出现,自生长石晶体仅偶尔见到。

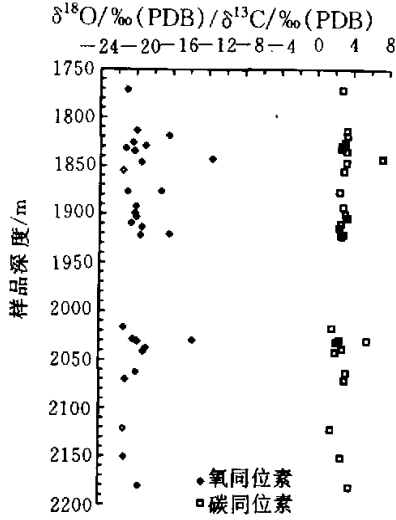


图 2 δ¹⁸O 和 δ¹³C 与深度关系

Fig. 2 Relationship between of δ¹⁸O and δ¹³C, Vs depth

自生粘土较自生石英常见,可占到岩石体积的 1%~2%。自生粘土有伊利石、蒙皂石、高岭石、绿泥石、伊蒙混层和绿蒙混层。自生粘土往往在碎屑颗粒表面形成薄膜,在孔隙中由孔壁向中心生长,晶形好,颗粒较粘土杂基粗。偏光显微镜与扫描电镜结合可以很好地将自生粘土和粘土杂基区别开。

2.3 溶蚀作用

最普遍的溶蚀作用是长石和中基性火山岩岩屑的溶蚀作用,几乎所有的长石和中基性火山岩岩屑颗粒都有不同程度的溶蚀。由于溶蚀作用的结果形成了粒内溶蚀孔或粒间溶蚀孔,或对原有的孔隙进一步改造、扩大。溶蚀最强的情况是整个颗粒基本上或完全被溶蚀,形成残余铸模孔或铸模孔。溶蚀作用可以开始于碎屑颗粒进入沉积盆地之前。成岩作用初期,方解石主要沉淀于粒间孔隙中,对长石的粒内溶蚀孔没有破坏。长石碎屑颗粒骨架抵抗了压实作用的影响,原来存在的粒内溶蚀孔得以保存。压实作用初期,具有大气淡水性质的酸性孔隙水,由下往上运动的过程中可进入业已存在的孔隙进一步对其溶蚀。随着埋藏深度的增加,干酪根成熟及蒙皂石和高岭石向伊利石转化产生的 CO₂ 将对长石和中基性火山岩岩屑进一步溶解。

石英的溶蚀尽管常见,但溶蚀程度很弱,仅发生在石英碎屑颗粒的边缘,使其呈锯齿状或港湾状。

方解石的溶蚀作用也很弱,仅介形虫体腔中的胶结物有溶蚀现象。介形虫碎片和硅质碎屑颗粒间的方解石胶结物很少被溶蚀。

2.4 交代作用

交代作用主要有长石的高岭石化、绢云母化、绿泥石化、方解石化和钠长石化,黑云母的绿泥石化和硅化。

3 粘土矿物的转化和有机质成熟度

3.1 粘土矿物的转化

根据 346 个样品 X 衍射分析结果,储集岩中的粘土矿物以伊利石为主,有一定量的绿泥石,高岭石基本上消失,蒙皂石已基本上转变为伊蒙混层(极少数绿蒙混层)(表 2)。应凤祥^[5]总结了我国陆相碎屑岩中蒙皂石经伊蒙混层演变为伊利石的规律,将该演变划分为六个阶段。本文所研究的碎屑岩中的粘土转化已进入第四阶段之间,即应凤祥所称的第二迅速转化带,相当于本文所划分的晚成岩阶段中期。

3.2 有机质成熟度

镜质体反射率 R_o 能很好地表明有机质成熟度。龙虎泡地区地区六口井,深度在 1 798~1 821.5 m 的 11 个样品的 R_o 为 0.61%~1.39%。全部储集岩的埋藏深度为 1 537~2 402 m,较上述的取样深度范围大,因此,其 R_o 分布范围较上述的大。说明有机质已成熟,处于应凤祥的第二迅速转化带^[5]。

表 2 粘土矿物相对含量
(样品深度:1 607.70~2 192.75 m)

| Table 2 Relative content for clay minerals | | 蒙皂石 | 伊利石 | 高岭石 | 绿泥石 | 伊蒙混层 | 绿蒙混层 | 伊蒙混层比 | 绿蒙混层比 |
|--|--|------|-----|-----|-----|------|------|-------|-------|
| 统计参数 | | /% | /% | /% | /% | 1/S | C/S | /% | /% |
| 最小值 | | 0 | 26 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 最大值 | | 2.00 | 99 | 15 | 59 | 38 | 44 | 30 | 39 |
| 均值 | | 0.14 | 71 | 0.7 | 18 | 8.97 | 1.55 | 18.5 | 3.49 |
| 中值 | | 0 | 73 | 0 | 16 | 8 | 0 | 20 | 0 |
| 样品数 | | 346 | 346 | 346 | 346 | 346 | 344 | 293 | 174 |

4 成岩共生序列

综合储集岩的结构、胶结物的性质、粘土矿物的转变状况、镜质体反射率和占地温等特征可以确定储集岩的成岩作用已进入到晚成岩阶段的中期。成岩作用序列(图 3)具有如下特征。

由于高台子油层储集岩现在埋藏深度为 1 537~2 402 m,成岩作用仅演化到晚成岩阶段的中期,尚未进入晚期。自生石英和方解石胶结物均发生于早成岩阶段。长石和中基性火山岩岩屑的溶蚀在成岩作用的各个阶段均有发育。

| 作用或 自生矿物类型 | 阶段 | 早成岩 | 晚成岩 |
|---------------|----|-------|-------|
| 压实作用 | | ————— | ————— |
| 方解石胶结作用 | | ————— | ————— |
| 自生石英 | | ————— | ————— |
| 自生长石 | | ————— | ————— |
| 球状黄铁矿集合体 | | ————— | ————— |
| 钠长石化 | | ————— | ————— |
| 蒙皂石 | | ————— | ————— |
| 高岭石 | | ————— | ————— |
| 伊利石 | | ————— | ————— |
| 绿泥石 | | ————— | ————— |
| 伊蒙混层 | | ————— | ————— |
| 绿蒙混层 | | ————— | ————— |
| 长石和中基性火山岩岩屑溶蚀 | | ————— | ————— |
| 石英溶蚀 | | ————— | ————— |
| 方解石溶蚀 | | ————— | ————— |

图 3 成岩作用共生序列

Fig. 3 Generalized diagenetic paragenesis

与松辽盆地其它地区或本区其它层位的储集岩⁽¹⁾最明显的区别是,龙虎泡地区高台子油层沉积物在早成岩阶段受压实作用和方解石的胶结作用影响很大,在晚成岩阶段胶结作用和溶蚀作用较弱。

5 成岩作用对孔隙演化的影响

5.1 压实作用对孔隙演化的影响

压实率根据下列公式计算:压实率 = 原始孔隙度 - (现存孔隙度 - 溶蚀孔隙度 + 胶结物含量)。其中原始孔隙度根据 Scherer⁽⁶⁾提出的湿砂在地表条件下的分选系数与孔隙度的关系:原始孔隙度 = 20.91 +

(22.9/Trask分选系数)计算。沉积物的原始孔隙度为 27.88% ~ 39.33%,岩石的现存孔隙度为 1.14% ~ 21.52%,溶蚀孔隙度为 0.37% ~ 7.1%,胶结物含量为 1% ~ 3%,压实率为 21.91% ~ 24.12%,原始孔隙度的 61.32% ~ 78.59% 经压实作用而丧失。计算中没有考虑含有碳酸盐胶结物的样品。

高台子油层储集岩沉积物粒度细、分选差,含有较多的杂基,因此,压实作用对其影响较大,其压实率较高。

5.2 胶结作用对孔隙演化的影响

胶结作用主要表现为方解石的胶结作用。高台子油层中方解石主要呈胶结物形式存在。一般来说,随着方解石含量的增加,岩石的孔隙度减少,但这两者并不呈严格的线性关系。如龙 23-08 井两者的负相关性明显,金 263 井两者无明显的相关性(图 4),孔隙度还受其它因素控制。自生粘土、石英、长石含量低,对孔隙演化影响不大。

5.3 溶蚀作用对孔隙演化的影响

溶蚀孔隙占孔隙总量的 1/3 左右,主要是长石和中基性火山岩岩屑溶蚀孔。其它碎屑的溶蚀意义不大。长石和中基性火山岩岩屑骨架抵抗了压实作用,后者对粒内溶蚀孔没有起到破坏作用。由于压实作用的结果,粒间孔隙大大缩小,喉道变得狭窄,储集岩的孔喉半径中值为 0.004 ~ 0.23 μm。小孔喉阻碍了酸性孔隙溶液的流动,没有形成次生孔隙带。同样的原因,方解石胶结物也很少溶蚀。对长石、中基性火山岩岩屑和石英等碎屑颗粒的溶蚀均可使经压实作用已缩小的粒间孔扩大,但其扩大的程度远远不如压实作用使其缩小的程度。

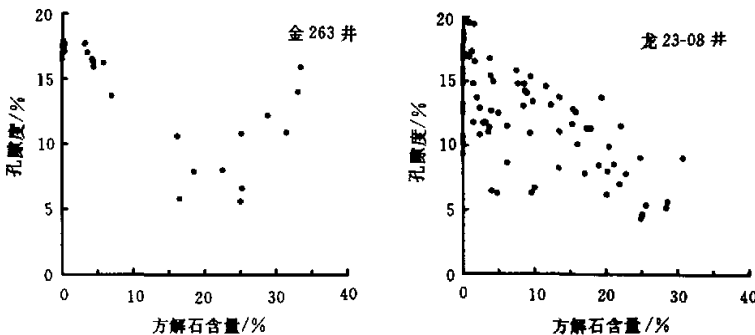


图 4 龙 23-08 井与金 263 井方解石含量与孔隙度关系

Fig. 4 Relationship between calcite contents and porosity for Wells L23-08 and J263

6 结论

高台子油层储集岩的成岩作用进入了晚成岩阶段

的中期。现存的孔隙特征主要是压实作用、胶结作用和溶蚀作用影响的结果。含有一定杂基的、分选差的细粒沉积物,由于压实作用和方解石的胶结作用,孔隙

减少得很多,喉道变得很窄,使得晚成岩阶段的胶结作用和溶蚀作用受到了抑制,石英加大没有进一步发育,没有形成长石和中基性火山岩岩屑和方解石胶结物的次生孔隙带。由于碎屑颗粒和方解石胶结物的早期沉淀所形成的骨架抵抗了压实作用的影响,原生粒间孔得到了一定程度保存,长石的溶蚀作用有一定程度的发育。

参 考 文 献

1 邢顺全,姜洪启. 松辽盆地陆相砂岩储集层性质与成岩作用[M].

哈尔滨:黑龙江科学技术出版社,1993. 61~108

2 刘宝瑞,张锦泉等. 沉积成岩作用[M]. 北京:科学出版社,1992. 65~92

3 Lohmann K C. 大气成岩作用体系的地球化学模式及其在古岩溶研究中的应用[A]. 见:詹姆斯 N P,肖凯 P W 编. 古岩溶[C]. 北京:石油工业出版社,1992. 59~82

4 王宝清. 湖北宜昌地区下奥陶统碳酸盐岩成岩作用[J]. 石油与天然气地质,1991,12 (3):300~307

5 袁梓楠,薛叔浩,应凤祥. 中国陆相油气储集层[M]. 北京:石油工业出版社,1997. 149~217

6 Scherer M. Parameters influencing porosity in sandstones: a model for sandstone porosity prediction[J]. AAPG Bulletin, 1987,71:485~491

Diagenesis of Reservoir Rocks of Gaotaizi Oil Bed (Cretaceous) and Its Influence on Porosity Modification in Longhupao Field Area

WANG Bao-qing¹ ZHANG Di-nan² LIU Shu-qin²
ZHOU Yong-bing² JIN Shu-guang²

1(Department of Petroleum Geology, Xi'an Petroleum Institute, Xi'an' 710065)

2(Research Institute of Exploration & Development, Daqing Petroleum Administrative Bureau Daqing Heilongjiang 163712)

Abstract

Longhupao Field Area is located in the Songliao Basin. The Gaotaizi Oil Bed belongs to the second and third sections of Lower Cretaceous Qingshanqou Formation in Longhupao Field Area. The reservoir rocks mainly deposited in distributary mouth bar and front thin sand sheet of lacustrine delta. The current geotemperature is 65 to 90 °C, and the geothermal gradient is 3.9 °C/100 m for Gaotaizi Oil Layer in Longhupao Field Area.

Most reservoir rocks are lithic arkosic siltstone. The framework grains consist of 80% to 90% of reservoir rocks by volume. The framework composition is 20%~37% quartz, 23%~41% feldspar, and 14%~35% lithic rock fragments. Most rock fragments are of sedimentary and volcanic rocks. Sometimes carbonate particles are present. The carbonate particles, which is mainly ostracodes skeletons, are present in minor to trace amount, making up usually less than 5% of reservoir rocks. All clastic grains are less than 0.5 mm in diam are believed to have.

Compaction, cementation, dissolution, change of clay minerals, and displacement modified the sediments.

The rocks are buried in 1 537~2 402 m. Compaction produced influence on sediments to a medium or high degree because of fine clastic grain, poor sorting, some content of matrix and plastic carbonate particles. As a result of compaction, grain contacts are dominantly of long and concavo-convex types, and reduction of original pores is obvious. Compaction caused loss of 61.32% to 78.59%. Calcite is the most abundant authigenic minerals. Authigenic clays are rarely present. Authigenic quartz is common, but present in trace amount. Authigenic feldspar is much less than authigenic quartz. Most calcite, among which clastic grains float, occurs in poikilotopic cement. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of calcite cement range from 1.358‰ to 7.165‰ and -21.428‰ to -11.662‰, and average 2.958‰ and -19.351‰ (PDB), respectively. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of calcite cement change irregularly with depth, suggesting that burial diagenesis only slightly effect on calcite cement. The low values and narrow range of $\delta^{13}\text{C}$ suggest that calcite cement formed early before maturation of organic material.

Feldspar and intermediate/basic volcanic rock fragments are dissolved in different degree, forming various types of pores. Dissolution of quartz is often present, but weak, and only small dissolution pits are present in rims

(Continued on page 423)

of quartz grains. Dissolution of calcite is also weak, and occurs only in cement of ostracoda coelomata. Illite is main clay mineral, and chlorite is present only in minor amount. Kaolinite basically disappeared. Smectite mostly changed to illite or mixed-layered illite/smectite. Vitrinite reflectance (R_o) ranges from 0.61% to 1.39%, suggesting that organic material has already matured.

Ancient geotemperature is higher than current geotemperature. Diagenesis proceeded to middle late stage. Compaction and cementation are the principle processes contributing to reduction of porosity. Dissolution of feldspar and intermediate/basic volcanic rock fragments made porosity increase to some degree. Compaction and calcite cementation prevented growth of authigenic quartz and formation of secondary porosity zones. Partial preservation of original pores and development of feldspar dissolution are due to framework consisting of clastic grains and calcite cement of early precipitation.

Key words reservoir rocks diagenesis porosity modification

万方数据