

文章编号: 1000-0550(2008) 03-0469-10

准噶尔盆地腹部深埋储层次生孔隙成因机理研究¹

张福顺^{1,2} 朱允辉² 王芙蓉³

(1. 中国石油大学博士后流动站 北京 102249 2 中国石油化工股份有限公司勘探开发研究院西部分院 乌鲁木齐 830011
3 中国地质大学能源学院 武汉 430074)

摘要 准噶尔盆地腹部勘探目的层埋深大,一般在 5 500~6 000 m 左右,属于深埋储层。在对大量薄片分析鉴定的基础上,运用扫描电镜、阴极发光和 X 衍射粘土分析等手段,对研究目的层的孔隙类型和成因机理进行了研究。研究发现孔隙类型以次生溶蚀孔隙为主。中晚侏罗世发育的车莫古隆起导致非持续埋藏的成岩背景,由于中途开启地层抬升暴露,酸性大气淡水对粒间方解石胶结物淋滤溶蚀,产生次生溶孔;白垩系之后再度埋藏发生有机酸内幕溶蚀作用。由于地层抬升剥蚀导致成岩阶段滞后,勘探目的层现今处于晚成岩 A₁ 亚期是次生孔隙保存的重要条件。

关键词 准噶尔盆地 次生孔隙 成岩阶段 暴露溶蚀 埋藏溶蚀

第一作者简介 张福顺 男 1968 年出生 博士 高级工程师 沉积储层 E-mail: zhangf@pepris.com

中图分类号 TE122.2⁺3 **文献标识码** A

0 前言

随着地层埋深的增大和成岩作用的增强,深埋储层原生孔隙减少而次生孔隙发育导致储集物性严重偏离正常压实曲线^[1]。在中国东部碎屑岩盆地中这种现象非常明显,如松辽盆地、东濮凹陷^[2,3]、泌阳凹陷^[4]、东营凹陷^[5]、黄骅凹陷^[6-7]、苏北高邮凹陷^[8]等地区中深层储层都发育次生孔隙带,不同地区次生孔隙带发育程度和分布深度则存在明显差异。综合前人的研究成果看,产生次生孔隙的成因可以是多样的,大气淡水、粘土矿物转换释放的酸性水、成岩过程中有机质成熟释放的有机酸都可以导致次生孔隙的形成。与中国东部断陷盆地相比,笔者研究的准噶尔盆地属于中国西部多旋回叠加盆地,其构造运动更加复杂,对于其深埋储层次生孔隙的成因及保存机理问题的研究不仅要考虑古气候条件、原始沉积相带、成岩环境的地温、压力条件和流体介质条件的影响,还要考虑多期构造变动对沉积及成岩作用的影响。本文从成岩现象着手,基于铸体薄片、阴极发光、X 衍射、扫描电镜等分析化验手段,结合构造运动幕分析,探讨了准噶尔盆地深埋条件下次生孔隙成因机理。

1 地质背景

本文讨论的研究工区位于准噶尔盆地腹部达巴松凸起、中拐凸起、马桥凸起、昌吉凹陷、盆 1 井西凹

陷和东道海子北凹陷所包围的地区,现今构造面貌呈简单的单斜,在中晚侏罗世曾发育车莫古隆起,白垩纪之后消亡。由于受喜马拉雅构造运动的影响,在新近纪地层向北掀斜向南倾伏导致北部(中 1 区块)地层埋深较浅,南部(中 3 区块)地层埋深较大。主要勘探目的层中侏罗统头屯河组和下白垩统清水河组在研究区南部埋深可达 5 500 m 到 6 000 m 之间,储层物性差,孔隙度在 10% 左右,渗透率在 $1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 左右,属于特低孔超低渗储层。深埋条件下储层成因机理问题已经成为制约勘探生产的瓶颈问题。

中侏罗统头屯河组和下白垩统清水河组发育辫状河三角洲、滨浅湖等沉积相。岩性以含砾中粗砂岩、中细砂岩与灰色粉砂质泥岩、泥岩互层为主,头屯河组为一套杂色地层。通过岩石薄片分析鉴定结果,对重点目的层岩石类型按照石英、长石、岩屑进行三角图投点(图 1),结果显示西山窑组主要岩性为长石岩屑砂岩,清水河组为岩屑砂岩,表明其成分成熟度比较低。同时对其泥质含量、分选性和磨圆度统计分析发现分选磨圆好,泥质杂基和塑性矿物(变质板岩、干枚岩岩屑)含量低,其结构成熟度高。

2 孔隙特征

2.1 孔隙类型

前人对准噶尔盆地腹部侏罗系和白垩系储层孔隙类型进行过研究,认为孔隙类型以原生粒间残余孔

¹ 中国石油化工股份有限公司“十五”科技攻关项目(P03011)资助。

收稿日期: 2007-04-25 收修改稿日期: 2007-09-06

为主(胜利地质研究院、江苏地质研究院等内部研究资料)。也有研究认为孔隙类型以次生溶孔为主,国内学者大都认为次生溶孔的成因基本是酸性大气淡水和有机酸溶解作用导致^[9, 10]。我们从 2004 年开始研究该地区,通过镜下铸体薄片观察发现该区孔隙类型以次生孔隙为主,原生粒间残余孔是次要的孔隙类型。通过对 8 口井孔隙类型统计,次生孔隙占 73%,原生粒间孔占 27% (图 2)。次生孔隙主要以溶蚀孔隙为主,交代孔隙很少。次生溶蚀孔隙包括粒间溶孔、粒内溶孔、铸模溶孔、特大溶孔、晶间孔等,粒间溶孔表现为颗粒之间胶结物被溶蚀,镜下铸体薄片观察发现溶孔边界呈港湾状不规则(图版 iv-a),阴极发光和扫描电镜观察发现被溶蚀的胶结物为方解石,铸体薄片可见方解石的溶蚀残余(图版 iv-b);粒内溶孔主要发育于长石和岩屑颗粒内部(图版 iv-d);铸模溶孔(图版 iv-c)表现为整个颗粒被溶解所形成的孔隙空间,我们识别铸模溶孔则靠溶蚀颗粒残余轮廓的保存

来判断;特大溶孔是指溶孔粒径大于视域内平均颗粒粒径 1.5 倍以上的溶孔,该溶孔的形成是颗粒之间胶结物被溶解的同时把颗粒一并溶解形成的结果;还可见高岭石晶间孔(图版 iv-e)。这些次生溶蚀孔隙以粒间溶孔为主要类型,其含量最高,面孔率相对较大,孔隙连通性好,对储层物性的贡献最大。本区储层微裂缝不发育。

2.2 孔隙微观特征

头屯河组储层为一套红色为主的杂色地层,表明沉积时期处于干燥氧化的古气候背景,导致同生—早成岩期碱性水介质条件,大量碳酸盐于粒间孔隙内沉淀胶结,为后期的淋滤溶蚀提供基础。一部分的硬石膏胶结物的存在也证明这一点(图版 ⑦-c)。与此同时部分长石和石英颗粒表面被绿泥石胶结,早期绿泥石针状微晶呈栉壳状即垂直于颗粒表面生长(图版 ④-a),形成绿泥石包壳,在扫描电镜下可以发现叶片状绿泥石与次生加大石英共生(图版 ④-c)。通过铸

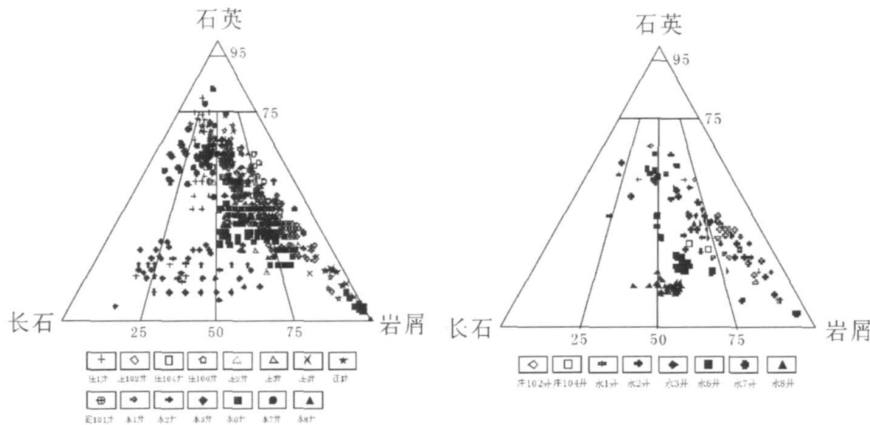


图 1 白垩系清水河组(左)和侏罗系头屯河组(右)砂岩成分散点图

Fig. 1 The diagram of Qingshuihe Formation in Cretaceous and Toutunhe Formation in Jurassic reservoir mineral and rock fragments

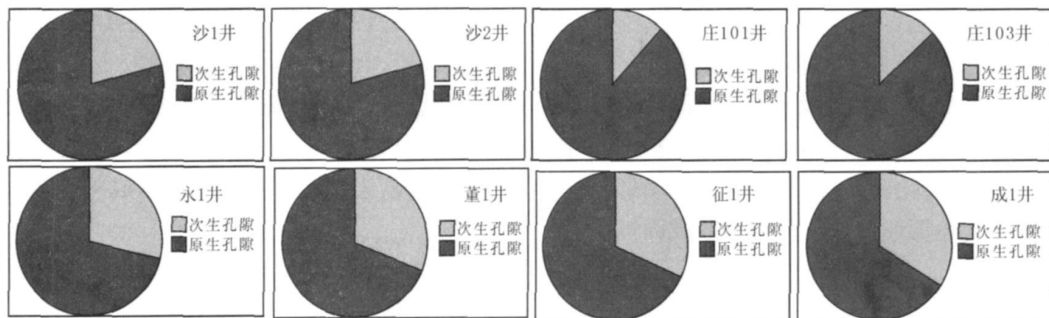


图 2 典型单井孔隙类型百分含量图

Fig. 2 Percentage of different types of pores in the wells

体薄片和扫描电镜观察发现石英(图版 ⑤-b ⑤-d)和长石次生加大(图版 ⑤-b)普遍发育, 石英加大边一般为 1~2 级, 在阴极发光照片下见方解石胶结物溶蚀残余, 说明石英等硅质胶结物是在后期的酸性水条件下沉淀的结果, 可能与方解石胶结物的溶解处于相同和接近阶段。在成岩后期(再埋藏)发育连晶方解石胶结物(图版 ⑥-a)和铁白云石胶结物(图版 ⑥-e, f)以及黄铁矿集合体(图版 ⑥-b)。在很多铸体薄片里有干沥青的存在(图版 iv-f)。干沥青的赋存状态多发育于次生溶孔内部, 并且大部分有后期再次被溶蚀的现象。这至少可以说明早期充填于孔隙内部的油气经历过降解和破坏, 残留形式为干沥青。从沥青的溶蚀外形轮廓可以判断, 后期充注的油气轻质组分对干沥青有所溶解, 产生一部分次生孔隙。

3 次生孔隙成因机理

研究发现, 准噶尔盆地腹部深埋储层次生孔隙成因以溶蚀作用为主。具体表现在早成岩阶段构造抬升造成地层剥蚀, 大气淡水淋滤溶解了早期粒间方解石胶结物, 形成次生溶孔; 后期再度埋藏过程中烃源岩成熟排烃形成的有机酸和酸性水与胶结物达到热动力平衡, 成岩阶段滞后保存了次生孔隙。

3.1 暴露淋滤作用

3.1.1 构造抬升与地层剥蚀

从区域构造演化看, 研究区在中晚侏罗世发育了车莫古隆起, 到白垩系沉积时消亡。在 seismic 剖面上可以见到明显的白垩系不整合面下地层削截现象(图 3)。该隆起形成在不同构造部位对不同年代的沉积地层有所剥蚀, 上侏罗统齐古组剥蚀殆尽, 中侏罗统

头屯河组普遍遭受剥蚀, 在构造高点附近下侏罗统三工河组也有部分剥蚀。经过与未剥蚀地区地层厚度对比及用趋势法恢复得出的剥蚀量, 大致判断地层剥蚀厚度在 800~900 m。车莫古隆起造成了沉积间断, 导致了中途开启的非持续演化成岩背景, 为暴露淋滤作用的发生提供可能。

3.1.2 大气淡水淋滤作用

已有的研究表明^[11]: 不整合面附近大气淡水淋滤作用能改善下伏地层的孔隙度和渗透率, 大气淡水的淋滤作用, 通常发育于地表和埋藏较浅的部位及不整合面处。由于车莫古隆起的影响, 头屯河组在晚侏罗世被抬升到地表或近地表, 大气酸性淡水直接或者沿着层内或层间小断层向下淋滤, 将早期沉淀的方解石胶结物溶解, 粒间溶孔表现为港湾状的不规则外形轮廓, 阴极发光下可见方解石溶蚀残余(图版 ⑥-e), 长石碎屑多发生高岭石化, 产生粒内溶孔(图版 ⑥-d)和铸膜孔, 早期形成的绿泥石包壳之间的微缝隙对于大气水的渗透起到了一定的通道作用。前人研究表明碳、氧同位素在研究区对于判别大气淡水溶解作用有很好的应用效果。通过对侏罗系和白垩系不整合面之下头屯河组 8 口井的碳、氧同位素测试分析(图 4)发现碳酸盐矿物具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值, $\delta^{18}\text{O}$ 值范围为 $-21.28\text{‰} \sim -9.76\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值的范围为 $-19.07\text{‰} \sim -0.83\text{‰}$, 而大气水成因的碳、氧同位素特征为 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围为 $-15.16\text{‰} \sim -12.06\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值的范围为 $-9.9\text{‰} \sim -2.6\text{‰}$, 分析数据完全落在大气水数值区之内, 证实了酸性大气淡水对研究区储层粒间胶结物发生过淋滤溶解作用。另外, 通过镜下观察发现次生溶孔发育段基本在 5 850~6 150 m

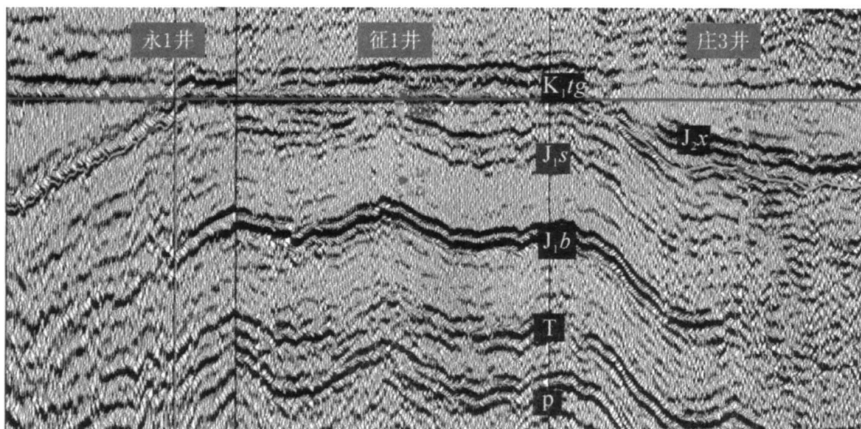


图 3 车莫古隆起发育导致地层剥蚀削截

Fig 3 Stratum was uplifted by Che-Mo ancient up lift

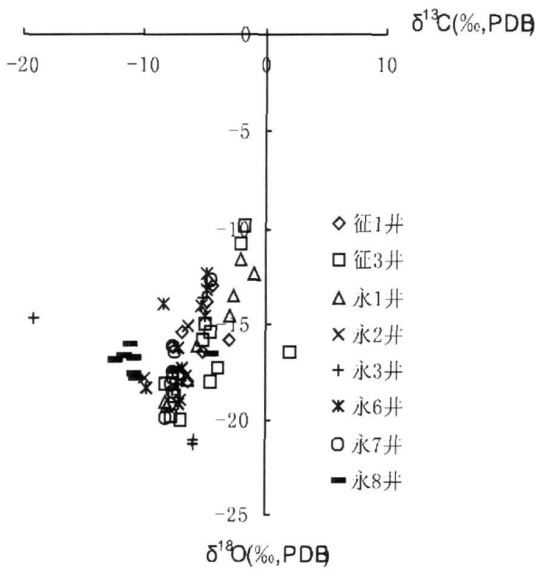


图 4 研究区碳酸盐碳、氧同位素散点图

Fig. 4 The diagram of carbon and oxygen isotope in carbonate

之间, 该深度区间的孔隙度和渗透率也表现为非线性降低的异常凸起, 对比 K/J 不整合面分布趋势图, 次生溶孔沿不整合面分布, 基本分布在不整合面之下 200~250 m 的深度区间, 说明次生孔隙为大气淡水淋滤溶解所致。

3.2 埋藏溶蚀作用

3.2.1 有机酸溶解作用

通过对盆地腹部埋藏史和热史的模拟 (图 5) 发现白垩纪早期, 中二叠统乌尔禾组烃源岩开始成熟, 释放出有机酸, 尤其是在古近纪后期, 早期沉积的下侏罗统八道湾组烃源岩也进入成熟排烃阶段, 随着烃类的排出产生大量的有机酸和 CO_2 。Surdan R C 通过系统的实验研究表明, 孔隙水中的羟酸是导致碳酸

盐、特别是硅酸盐溶解的重要物质, 有机酸能够降低孔隙水的 pH 值, 且提供 H^+ 的能力是碳酸的 6~350 倍^[12], 而有机酸钙的溶解度比碳酸钙高大约 3 个数量级, 会促使邻近储层铝硅酸盐颗粒和碳酸盐颗粒溶解度的增加并发生溶蚀作用, 同时对溶液 pH 值有缓冲作用, 使之保持在 5~6 有利于溶解作用的产生。在研究区包裹体测温分析石英加大边发育两期次生盐水包裹体, 一期盐水包裹体均一温度 95~108°C; 另一期盐水包裹体均一温度 130~137°C (图版 ④), 反映油气有过两期充注。油田水分析化验结果显示所含羟酸可达 $500 \times 10^{-6} \sim 1000 \times 10^{-6}$, 有机酸沿着层间小断层或连通砂体进入侏罗系和白垩系, 在地层埋藏高温条件下, 有机酸对硅酸盐矿物长石和岩屑内的不稳定组分溶蚀, 形成粒内溶孔和铸模孔, 在阴极发光薄片下溶蚀残余长石发蓝光 (图版 ④e)。在地表暴露条件下酸性大气水对铝硅酸盐矿物的溶解能力很低, 因此在镜下铸体薄片和阴极发光观察发现头屯河组和白垩系清水河组长石和岩屑的粒内溶孔应该是有机酸溶解的间接证据, 长石被溶蚀后形成高岭石的大量存在和石英矿物次生加大也是间接的证据。清水河组在白垩纪之后开始沉积, 没有经历过抬升剥蚀和大气淡水的淋滤作用, 其次生溶孔的存在也证实了内幕埋藏条件下有机酸的溶蚀作用。

3.2.2 成岩演化阶段与孔隙保存

对研究区砂岩样品分析化验的深度约为 5800~6120 m, 主要为头屯河组, 少量样品在三工河组。通过测得主要目的层 (埋深在 5800~6000 m) 镜质体反射率 (R_0) 0.73%~0.81%, 粘土矿物以伊蒙混层和伊利石为主, X 衍射蒙伊混层比 (S%) 25%~30%, 石英加大边内包裹体温度 100~120°C (图版

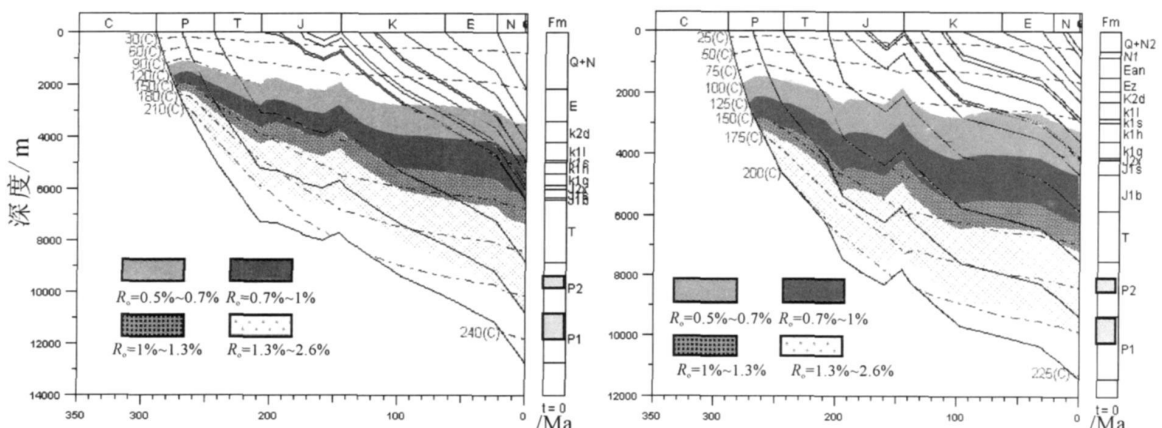


图 5 庄 1 井 (左) 和永 1 井 (右) 埋藏史和热史模拟图

Fig. 5 Model map of burial and thermal history in Zhuang 1 and Yong 1 wells

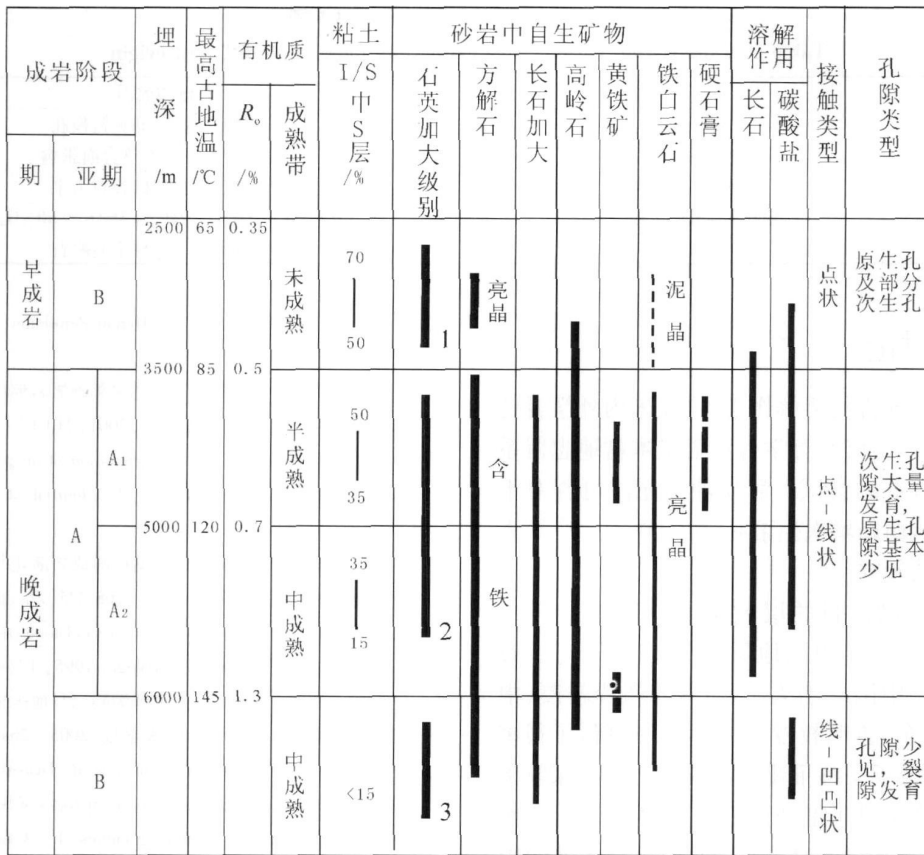


图 6 准噶尔盆地腹部成岩演化阶段划分

Fig. 6 Division of diagenetic stage in Junggar Basin

④-f), 石英发育两期次生加大边等成岩指标, 按照中国石油勘探开发研究院的成岩阶段划分标准, 综合各种成岩标志认为处于为晚成岩 A₁期 (图 6), 埋深大于 6 000 m 的层段处于为晚成岩 A₂期。该成岩阶段对应于粘土矿物第二迅速转化带, 该带也称为次生溶蚀孔隙发育带。

如果以准噶尔盆地古地温 2.3 °C /100m 换算, 在持续埋藏条件下埋深大于 6 000 m 的储层至少处于晚成岩 B 阶段, 该阶段再胶结和致密压实作用使次生孔隙难以保存。从前面叙述的区域构造演化角度证实了中途开启、二度埋藏的非持续成岩演化模式。地层剥蚀造成成岩过程中的地层剥蚀厚度补偿导致成岩演化阶段滞后, 持续埋藏条件的理论埋藏深度与剥蚀地层厚度补偿加起来大概达到 5 500 m 左右, 考虑到该地区的异常高压的影响, 在 6 000 m 埋深条件下现今处于完成岩 A₁-A₂阶段在理论上也是完全可能的, 在镜下发现的大量次生孔隙也证实了这一点。正因为成岩阶段滞后导致头屯河组和清水河组储层在现今仍然处于晚成岩阶段 A₁亚期, 该阶段活跃的

烃类排放形成的有机酸对于方解石胶结物特别是铝硅酸盐的溶解作用达到一种热化学平衡, 使次生溶蚀孔隙得到保存。

对比大气水和地层有机酸成因的次生孔隙发育特征 (表 1), 发现酸性大气淡水在地表近地表常温条件下对碳酸盐矿物主要是颗粒间的方解石胶结物进行溶解, 产生粒间溶孔, 其次生溶孔与 K/J 不整合面关系密切, 大致在不整合面之下 200 m 左右的区间分布, 该作用机理在碳、氧同位素分析数据上有所反映。地层有机酸在高温埋藏条件下主要对铝硅酸盐矿物主要是长石发生溶解, 次生孔隙以粒内溶孔为主, 少量的见铸模孔, 对方解石胶结物溶解作用相对较弱, 次生粒间溶孔不是主要孔隙类型; 该成因溶孔与不整合面关系没有相关性, 穿层分布, 尤其是没有经历过暴露作用的白垩系清水河组内部也发育大量长石粒内溶孔, 其成因显然不是大气水淋滤溶蚀所至, 有机酸溶解长石的产生硅质和高岭石; 其溶解的硅质重新沉淀可导致石英次生加大。

表 1 两种不同成因机理溶蚀孔隙区别对比表

Table 1 Comparison between two dissolution pores with different origin

鉴别依据	大气水成因	有机酸成因
孔隙类型	粒间溶孔为主	粒内溶孔为主, 偶见铸模孔
分布特点	不整合面之下一定深度	穿层分布, 不受不整合面影响
溶蚀矿物	以方解石胶结物为主	铝硅酸盐矿物, 以长石为主
作用原理	$\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	$\text{KA} \text{Si}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ = 3\text{SiO}_2 + \text{A} \text{K}_2\text{O}_4 + 4\text{H}_2\text{O} + \text{K}^+$
作用产物		次生加大石英, 自生高岭石

4 问题与讨论

关于油气对沥青的溶解作用, 现在国内外学者还有不同的看法, 但是已经有学者对塔里木盆地志留系沥青砂岩做了有益的尝试。后期油气充注可否对干沥青进行溶解从而新增次生溶孔, 可以作为一个探索领域值得深入的研究。

研究区主要勘探目的层地层压力系数 1.63~1.83 属于异常高压。中国地质大学(武汉)何生教授、陈红汉教授、中国石油大学(北京)郝芳教授、中国石油大学(华东)查明教授^[13]在这一领域做了很多很好的尝试, 取得了一些重要研究成果。但是深埋条件下地层异常高压对于抵消成岩埋藏过程中压实作用的数值模拟, 异常高压对于次生孔隙保存条件的影响等方面的研究还依然需要做深入的探索, 该研究不仅有重要的理论意义, 还有很重要的实践意义。

本文的一部分工作得益于蒋顺金先生的帮助, 本文的一些认识曾和朱国华教授、钱一雄教授作过有益的讨论, 在此对他们表示感谢。

参考文献 (References)

- 林壬子, 张金亮. 陆相储层沉积学进展 [M]. 北京: 石油工业出版社, 1998 [Lin Renzi Zhang Jinliang. The Development of Sedimentology in Terrigenous Formation [M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1998]
- 纪友亮, 赵澄林, 刘孟慧. 东濮凹陷沙河街组碎屑岩成岩作用与有机演化的关系 [J]. 石油与天然气地质, 1995, 16(2): 148-154 [Ji Youliang Zhao Chenglin Liu Menghui. Diagenesis of clastic rocks in Shahejie Formation, Dongpu depression and its relation to organic matter evolution [J]. Oil and Gas Geology, 1995, 16(2): 49-54]
- 王鹏, 赵澄林. 东濮凹陷杜桥白地区深部储层次生孔隙成因探讨 [J]. 石油勘探与开发, 2001, 28(4): 44-46 [Wang Peng, Zhao Chenglin. An approach to generating mechanism of secondary pores in Duqiaobai area of Dongpu depression [J]. Petroleum Exploration & Development, 2001, 28(4): 44-47]
- 赵追, 孙冲, 张本书. 碎屑岩储层次生孔隙形成机制和勘探意义 [J]. 河南石油, 2001, 15(2): 11-15 [Zhao Zhui Sun Chong Zhang Benshu. Genetic mechanism of secondary pores in classic reservoir and

- its exploration significance [J]. Henan Petroleum, 2001, 15(2): 11-14]
- 袁静, 王乾泽. 东营凹陷下第三系深部碎屑岩储层次生孔隙垂向分布及成因分析 [J]. 矿物岩石, 2001, 21(1): 43-47 [Yuan Jing Wang Qianze. Distribution and generation of deep reservoir secondary pores Paleogene, Dongying sag [J]. Journal of Mineral Petrology, 2001, 21(1): 43-47]
- 郑浚茂, 吴仁龙. 黄骅坳陷砂岩储层的成岩演化与孔隙分带性 [J]. 石油与天然气地质, 1996, 17(4): 268-275 [Zheng Junmao Wu Renlong. Diagenesis and pore zonation of sandstone reservoir in Huanghua Depression [J]. Oil and Gas Geology, 1996, 17(4): 268-275]
- 常兴浩, 张枝焕, 李艳霞, 等. 黄骅坳陷三马地区中深层储层孔隙发育及主控因素分析 [J]. 地球学报, 2005, 26(1): 75-82 [Chang Xinghao Zhang Zhifan Li Yanxia et al. Distribution characteristics of pores in medium-deep clastic reservoir rocks of Sanma Area Huanghua Depression and its controlling factors [J]. Acta Geoscientia Sinica, 2005, 26(1): 75-82]
- 施振飞, 张振城, 叶绍东, 等. 苏北盆地高邮凹陷阜宁组储层次生孔隙成因机制探讨 [J]. 沉积学报, 2005, 23(3): 429-436 [Shi Zhenfei Zhang Zhencheng Ye Shaodong et al. The mechanism of secondary pores in reservoir of Funing Formation in Gaoyou Depression of Subei Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2005, 23(3): 429-436]
- 穆曙光, 张以明. 成岩作用及阶段对碎屑岩储层孔隙演化的控制 [J]. 西南石油学院学报, 1994, 16(3): 22-27 [Mu Shuguang Zhang Yiming. Reservoirs pores evolution under the control of diagenesis and stage [J]. Journal of Southwest Petroleum Institute, 1994, 16(3): 22-27]
- 徐北煤, 卢冰. 硅质碎屑岩中碳酸盐胶结物及其对储层的控制作用的研究 [J]. 沉积学报, 1994, 12(3): 56-66 [Xu Beimei Lu Bing. The study of diagenetic carbonate in siliciclastic rock and its control on reservoir [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1994, 12(3): 56-66]
- 吴孔友, 查明. 准噶尔盆地不整合结构模式及半风化岩石的再成岩作用 [J]. 大地构造与成矿, 2003, 27(3): 270-276 [Wu Kongyou Zha Ming. Structural models of unconformity and recurrent diagenesis of semi-weathering rock in Junggar Basin [J]. Geotectonica et Metallogenia, 2003, 27(3): 270-276]
- Surdan R C, Crossley L J, Hagen E S et al. Organic-inorganic interaction and sandstone diagenesis [J]. AAPG Bulletin, 1989, 1-23
- 查明, 张卫海, 曲江秀. 准噶尔盆地异常高压特征、成因及勘探意义 [J]. 石油勘探与开发, 2000, 27(2): 31-35 [Zha Ming Zhang Weihai Qu Jiangxiu. The character and origin of overpressure and its

Forming Mechanism of Secondary Pores in Deep Buried Reservoirs of Junggar Basin

ZHANG Fu-shun^{1, 2} ZHU Yun-hui² WANG Fu-rong³

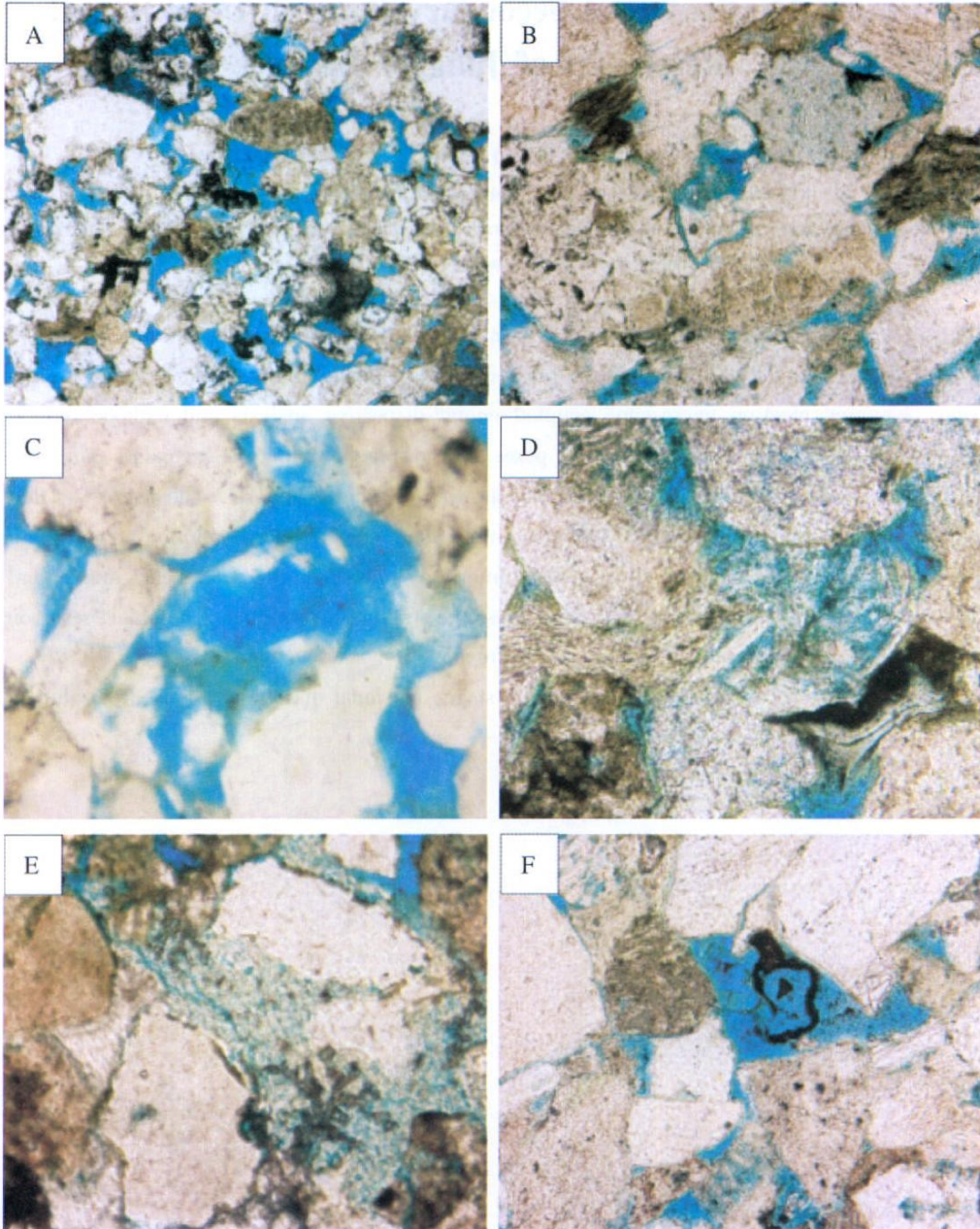
(1. Postdoctoral Programme, China University of Petroleum, Beijing 102249;

2. West Institute Research Institute of Petroleum Exploration and Development, SINOPEC, Urumqi 830011;

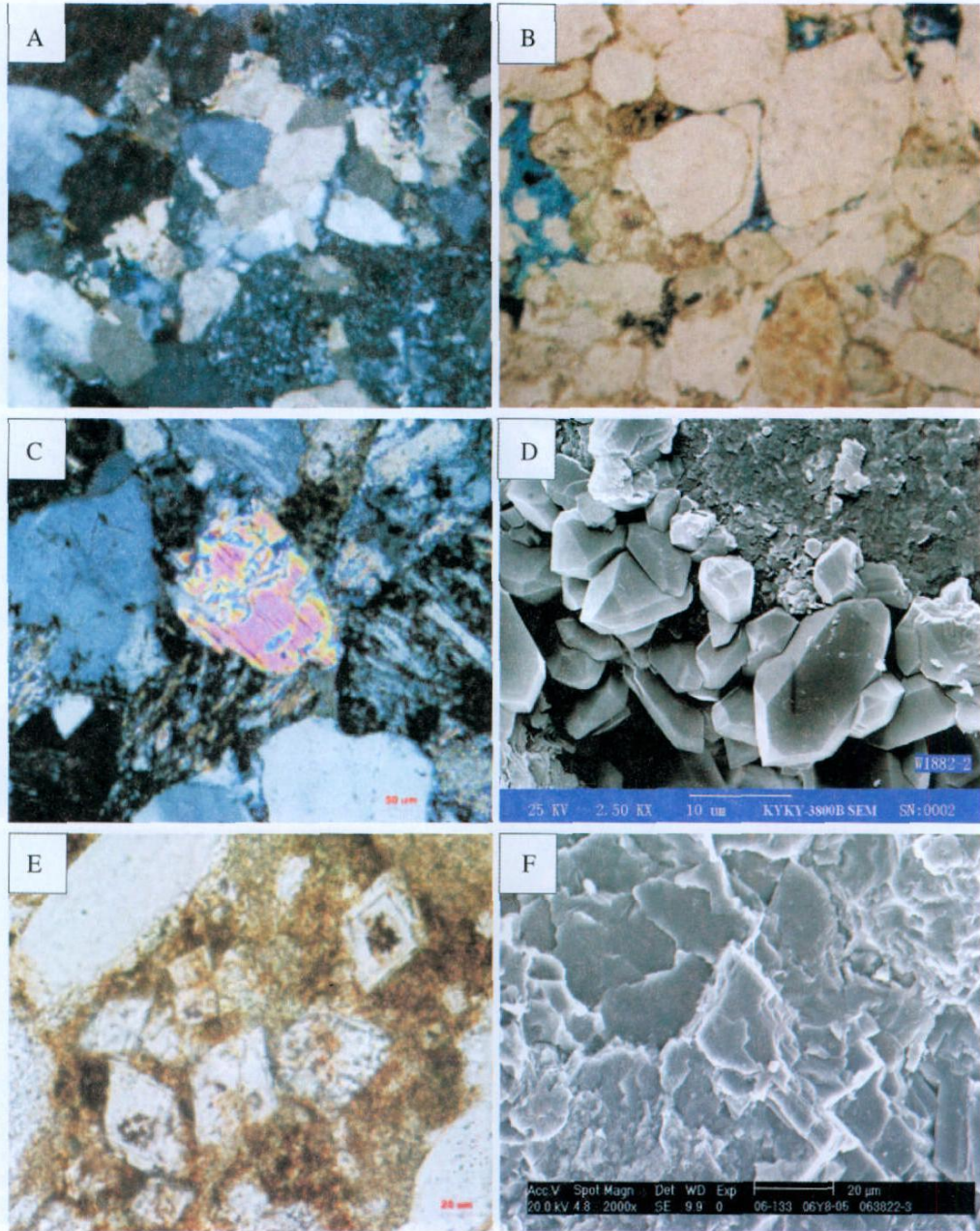
3. China University of Geosciences, Wuhan 430074)

Abstract The subject reservoir were deep buried reservoir rocks in the larger depth of the hinterland of Junggar Basin, with the depth from 5 500 to 6 000 m. A lot of thin sections were analyzed by standard petrographic microscope, X-ray diffraction, scanning electron microscope coupled energy-dispersive analysis and cathodoluminescence were used to analyze the types and mechanism of secondary pores. The result shows that the secondary pores are main types in deep-buried reservoirs. The CheM o ancient uplift was growing in Middle Jurassic. The result was that diagenesis was nonpersistent and the stratum was uplifted. Grain-to-grain calcite cement had dissolution action by acidic atmospheric water and it had a lot of secondary porosity. The stratum was embedded after Cretaceous system and had dissolution action by organic acid. Diagenesis was delayed because the stratum was uplifted. The object reservoir was in A1 of late diagenetic stage that had caused secondary porosity remained.

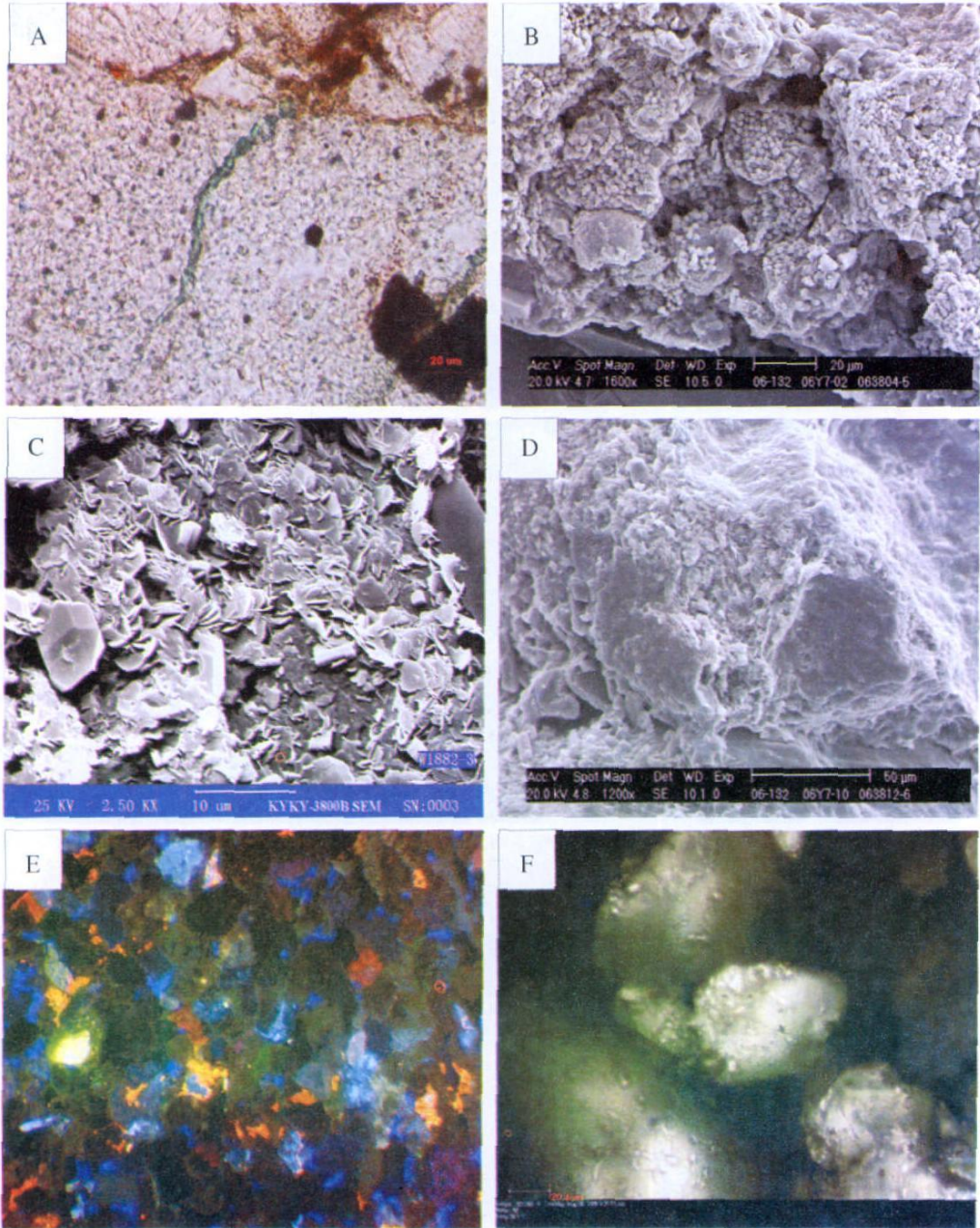
Key words Junggar Basin, secondary pores, diagenetic stage, erosional dissolution, buried dissolution



图版 I 说明: a. 永 1 井, 5877.34 m, 孔隙全貌, 粒间溶孔。黑色为干沥青残余。蓝色铸体, 单偏光 10×4 ; b. 永 1 井, 6115.67 m, 方解石溶蚀残余, 右侧为干沥青充填岩屑。蓝色铸体, 单偏光 10×10 ; c. 永 1 井, 5882 m, 长石溶蚀残余, 视域中心长石基本被溶蚀成铸模孔。蓝色铸体, 单偏光 10×20 ; d. 永 1 井, 6116.47 m, 岩屑溶蚀, 中性闪长岩岩屑, 内部被溶蚀, 可见残留的板条状长石微晶。蓝色铸体, 单偏光 10×10 ; e. 永 1 井, 5876 m, 高岭石晶间孔, 颗粒边缘见绿泥石包壳兰色铸体, 单偏光 10×10 ; f. 永 1 井, 6115.67 m, 沥青溶蚀, 不规则状干沥青后期被轻质烃溶解, 油气两期充注过程。蓝色铸体, 单偏光 10×10



图版 II 说明: a. 永 2 井, 5957.62 m, J2X, 连晶方解石, 10×10 正交偏光; b. 永 2 井, 6000.4 m, 石英、长石加大自由晶面, 加大边内侧见粘土膜。蓝色铸体, 单偏光 10×10 ; c. 永 6 井, 6084.5 m, 硬石膏胶结物, 10×10 正交偏光; d. 永 1 井, 5877 m, 自生石英颗粒, 扫描电镜片, $\times 2000$; e. 永 6 井, 6040.65 m, 铁白云石胶结颗粒, 铸体片, 10×20 ; f. 永 8 井, 6093.5 m, 铁白云石, 扫描电镜照片, $\times 2000$



图版 III 说明: a. 永 2 井, 5953.19 m, 绿泥石环边, 单偏光 10×10 ; b. 永 7 井, 6095.5 m, 集合体黄铁矿, 扫描电镜片, $\times 1600$; c. 永 1 井, 5877 m, 叶片状绿泥石, 扫描电镜, $\times 2500$; d. 永 7 井, 6101.6 m, J_2x , 长石溶蚀, 扫描电镜片, $\times 1200$; e. 永 3 井, 5867.97 m, 长石被碳酸盐胶结物交代发桔黄色光, 残余长石发蓝光, 可见少许长石具有溶蚀, 10×4 阴极发光; f. 永 1 井, 5877.65 m, 石英加大边发育两期次生盐水包裹体, 一期盐水包裹体均一温度 $95 \sim 108^\circ\text{C}$; 另一期盐水包裹体均一温度 $130 \sim 137^\circ\text{C}$ 。 10×50