

西湖凹陷花港组储层致密化 及其与油气成藏的关系

钟 韬,李 键,曹 冰,高红艳

(中海石油(中国)有限公司上海分公司,上海 200335)

摘 要:西湖凹陷花港组储层在埋深 3 500 m 以下的深层普遍致密化且含气饱和度低。利用铸体薄片、扫描电镜、碳氧同位素、激光拉曼和流体包裹体等资料,探讨储层致密化过程及其与油气成藏的关系。结果表明,强烈压实作用是原生孔隙大量损失的主要原因,自生石英、碳酸盐及伊利石胶结是储层致密的关键因素。根据胶结矿物形成时间推算储层致密化发生在中成岩阶段 A 期末,对应距今约 17~13 Ma 的中新世中后期。由储层致密化过程与成藏期次匹配关系分析认为,花港组初次成藏期发生在中成岩阶段 A 期早期,储层尚未致密,但油气充注时间短且强度弱,不能大面积成藏,主成藏期发生在中成岩阶段 A 期末至中成岩阶段 B 期,成藏时间对应大致距今 15~5 Ma 的中新世晚期,但由于储层普遍致密化,油气充注程度低。花港组深层储层“先致密后成藏”是造成含气饱和度普遍较低的重要原因。

关键词:西湖凹陷;花港组;储层致密化;油气成藏;先致密后成藏

中图分类号:P618.13

文献标识码:A

DOI:10.16028/j.1009-2722.2018.01004

在 20 世纪 70 年代,美国将原地天然气渗透率 $\leq 0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 的气藏定义为致密砂岩气藏^[1]。国内关德师等^[2]在 1995 年提出了我国致密砂岩气藏在孔隙度、渗透率及含水含气饱和度等方面的限定标准。随后,国内学者逐渐探索出一套适合国内致密砂岩储层的评价标准,即有效渗透率 $\leq 0.1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 、绝对渗透率 $\leq 1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 、孔隙度 $\leq 10\%$ 的气藏为致密气藏。致密砂岩储层的形成受众多因素影响,物源类型和沉积环境决定了其沉积物组成、岩石结构和原生孔隙,埋藏后成岩演化又受流体性质、物质组成、温度和构造演化等多种因素影响,其中最重要的是岩石

矿物与孔隙流体之间的相互作用。姜振学等^[3]根据源岩排烃史和储层致密化过程的先后关系,将致密砂岩气藏分为“先致密后成藏型”和“先成藏后致密型”2 类;张梢楠^[4]根据致密成因将致密砂岩储层划分为 4 种类型,并认为沉积环境是控制致密砂岩储层形成的基本因素,成岩作用对储层致密化起决定作用。

西湖凹陷花港组致密砂岩储层成岩作用强烈,地面渗透率普遍 $< 1 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,含气饱和度普遍低于 55%。目前,储层为何致密、何时致密、是“先致密后成藏”还是“先成藏后致密”等问题是花港组油气勘探开发亟需解决的难题。笔者根据薄片鉴定、扫描电镜分析花港组致密储层特征,结合流体包裹体、碳氧同位素和激光拉曼分析,研究了储层致密成因,并探讨了储层致密化及其与油气成藏的时间匹配关系。

收稿日期:2017-06-29

基金项目:“十三五”国家重大专项“东海深层低渗一致密天然气勘探开发技术”(2016zx05027-003)

作者简介:钟 韬(1983—),男,硕士,工程师,主要从事石油地质综合研究方面的工作。E-mail:zhongtao@cnooc.com.cn

1 地质概况

西湖凹陷位于东海陆架盆地东部坳陷带,东邻钓鱼岛隆褶带,西邻海礁隆起和渔山东隆起,南北分别与钓北凹陷和福江凹陷相接,走向为 NE 向,为一狭长型的新生代沉积凹陷^[5]。西湖凹陷是在晚白垩世末期的构造背景下发育的沉积凹陷,凹陷内部总体呈“两洼夹一隆”的构造格局,且具有“东西分带、南北分块”的特征^[6](图 1)。新生代沉积地层自下而上由始新统,始新统平湖组,渐新统花港组,中新统龙井组、玉泉组和柳浪组,上新统三潭组及更新统东海群组成。花港组与下伏平湖组呈不整合接触,由下至上分为花港组下段和花港组上段。下段岩性以砂岩为主,夹少量泥岩;上段岩性为砂岩与粉砂岩、泥岩互层。

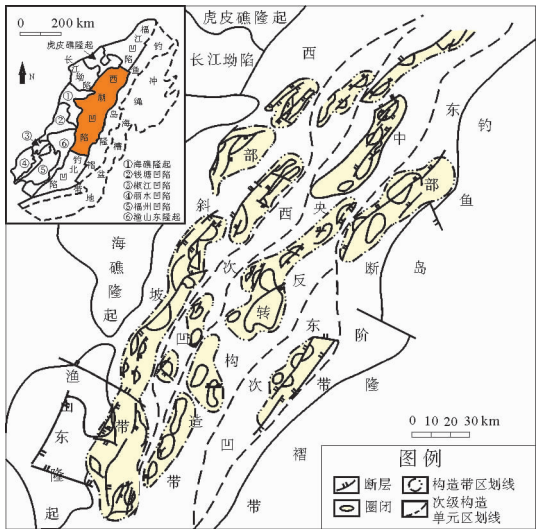


图 1 西湖凹陷构造区划简图
Fig. 1 Tectonic map of Xihu Sag

2 储层基本特征

花港组沉积时期,西湖凹陷为陆相湖盆环境,广泛发育湖泊三角洲^[5-11],储层沉积微相以三角洲平原分流河道、三角洲前缘水下分流河道为主。花港组致密储层埋深普遍 $>3\,500\text{ m}$,岩石学表现为“两中一低”特征,即中等成分成熟度、中等结构成熟度、低泥质杂基含量。储层岩石类型主要为长石岩屑质石英砂岩(图 2),石英含量 $50\%\sim 81\%$,平均 64.9% ;岩屑含量 $8\%\sim 36\%$,平均 17.6% ;长石含量 $10\%\sim 27\%$,平均 17.5% 。砂岩分选中等—较好,磨圆为次棱—次圆状,接触类型以线—凹凸接触为主,接触—压嵌式胶结。孔隙物含量 $2\%\sim 15\%$,平均 7.5% ,其中泥质杂基含量 $1\%\sim 8\%$,平均 2.8% ;胶结物含量 $1\%\sim 13.5\%$,平均 4.7% ,胶结物主要为自生黏土矿物、硅质和碳酸盐。储层孔隙度为 $6\%\sim 13.9\%$,平均 8.8% ,渗透率为 $(0.1\sim 22)\times 10^{-3}\,\mu\text{m}^2$,平均 $0.35\times 10^{-3}\,\mu\text{m}^2$ 。邻层泥岩镜质体反射率在 $1.4\%\sim 1.6\%$ 之间,黏土矿物 X 衍射分析(表 1)

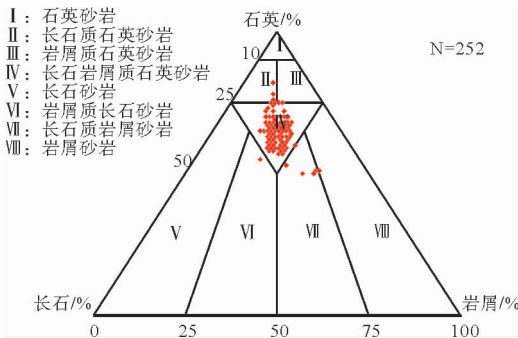


图 2 西湖凹陷花港组致密储层碎屑组分三角图
Fig. 2 Classification of tight sandstone reservoir in the Huagang Formation of Xihu Sag

表 1 西湖凹陷花港组致密储层 X 衍射黏土矿物分析

井号	深度/m	蒙脱石含量/%	I/S/%	I/%	K/%	C/%
H2-1	3 932~3 983	≤15	38.4	27.4	4.2	30
H1-3	3 958~3 968	≤15	30.7	27.8	4.0	37.5
HY1-3	4 183~4 196	≤15	41.7	43.2	1.6	13.5
N31-1	4 320~4 338	≤15	31.9	33.5	3.7	30.9
N31-2	4 183~4 200	≤15	43.5	41.3	1.7	13.5

伊蒙混层中蒙脱石含量 $\leq 15\%$,综合判断花港组致密储层现今已演化至中成岩阶段B期。

3 储层致密化成因

Pittman等^[12]通过对松散沉积物在压实过程中孔隙度变化的实验认为,在不考虑胶结作用影响情况下,即使埋深达到4 500 m,若碎屑组分中石英含量占75%,也有23%左右的孔隙保存下来,若碎屑组分中石英含量占50%,也能有9%左右的孔隙保存。西湖凹陷花港组储层碎屑石英含量50%~82%,平均64.9%,埋深虽然普遍超过3 500 m,但仅靠压实作用不会造成储层致密,压实作用是花港组储层致密的重要因素,但不是决定性因素,通过大量铸体薄片、扫描电镜分析,认为压实作用与胶结作用共同导致花港组储层致密。

3.1 强烈的压实作用是储层原生孔隙大量损失的主要因素

压实作用的强度取决于岩石本身的碎屑组成和上覆压力的大小以及胶结作用的发育程度。当胶结作用较早发育时,压实作用就不发育^[13],同时砂岩中碎屑石英含量高的石英砂岩,压实作用也不强。但花港组属于煤系地层,地层中煤的存在致使储层不发育早期碳酸盐等胶结物,使得储层在成岩早期便遭受了强烈的压实作用。负胶结孔隙度图显示(图3),绝大多数样品点都位于左下方,表明压实作用是原生孔隙大量损失的主要原因,经历强烈压实作用导致花港组砂岩原生

孔隙难以保存,仅见少量的粒间孔(图4a、b)。显微镜下碎屑颗粒多以线—凹凸接触为主(图4c),甚至可见石英颗粒缝合线接触(图4d),另外,常见云母压实弯曲变形以及断裂(图4e、f)。

3.2 胶结作用是储层致密的关键因素

花港组储层现今处于中成岩阶段B期,经历了复杂的成岩演化,随着埋深的增加,压实作用对砂岩物性的影响逐渐降低,成岩过程中各种胶结作用取代压实作用成为导致储层最终致密的关键因素,主要包括硅质胶结、碳酸盐胶结、自生伊利石胶结。

硅质胶结主要以石英次生加大边的形式出现(图4g、5a),其次为自生石英晶体充填孔隙(图5b、c),硅质胶结在花港组致密储层中普遍发育,尤其是在碎屑石英颗粒局部富集的部位,硅质胶结常以加大边的形式占据粒间孔隙并减小喉道宽度。碳酸盐胶结主要以方解石和白云石充填孔隙为主(图4h),局部发育连生方解石胶结(图4i),前者对储层孔隙起到一定的破坏作用,后者则完全固结砂岩,增加储层内部非均质性。另外,自生伊利石在扫描电镜下常呈丝缕状及片状充填于孔隙与喉道中(图5d、e、f),对储层渗透率破坏极大。

4 储层致密时间

胶结作用是储层致密化的关键因素,硅质、碳酸盐和伊利石胶结物形成到结束的成岩演化阶段为储层致密化阶段,形成时间即为储层致密时间。本文选取西湖凹陷几口典型井,分析引起储层致密的胶结物形成时间,进而探讨花港组储层致密时间。

4.1 硅质胶结形成时间

利用包裹体测温技术是确定硅质胶结形成温度最常用的间接方法^[14]。对花港组石英加大边及自生石英晶体的流体包裹体进行分析(表2),包裹体形态大多呈米粒状,大小以4~10 μm 为主,气液比普遍 $< 10\%$,均一温度普遍分布在120~145 $^{\circ}\text{C}$ 的区间内,根据成岩阶段划分标准判断,硅质胶结主要形成于中成岩阶段A期末。另外,西湖凹陷地温梯度约为3.5 $^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$,按照地表

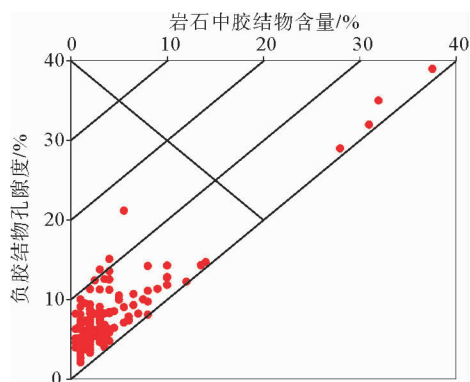
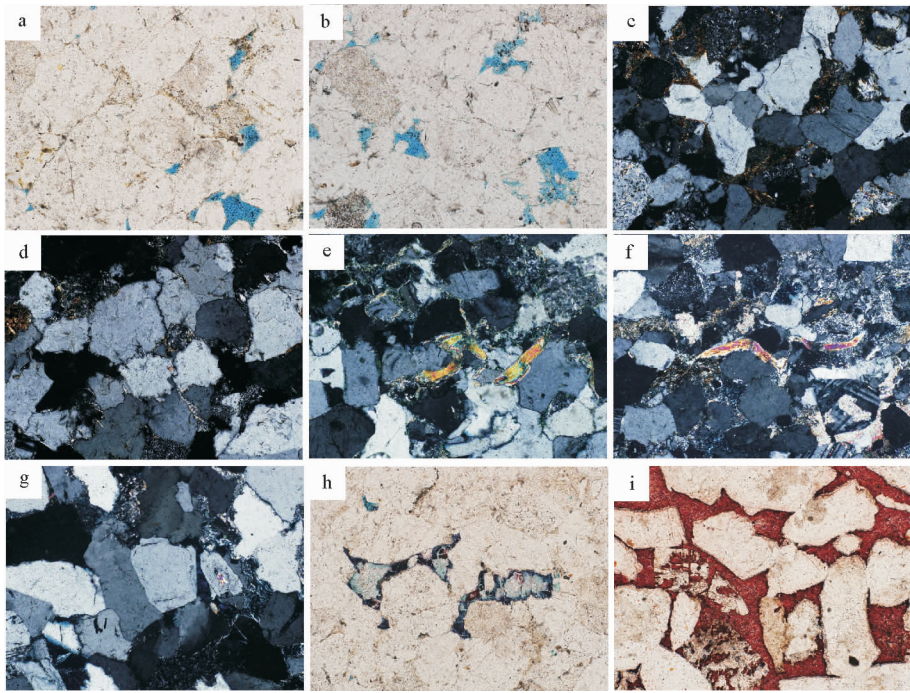


图3 西湖凹陷花港组致密储层负胶结孔隙度

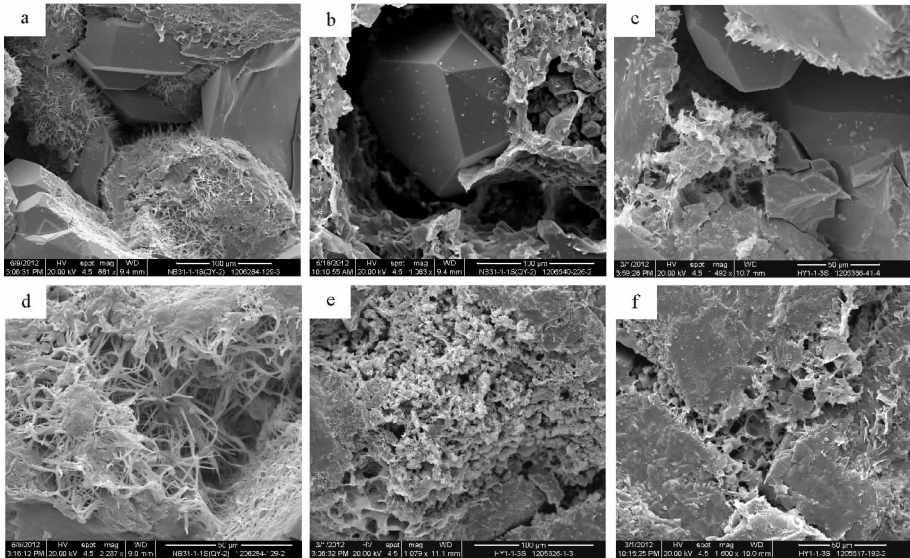
Fig. 3 Negative cement porosity of tight sandstone reservoir, Huagang Formation in Xihu Sag



(a)H2-1井,3 932.5 m,压实强烈,孔隙不发育, -10×10 ; (b)HY1-3井,4 111.2 m,压实强烈,孔隙不发育, -10×10 ; (c)H2-1井,3 911.4 m,颗粒线一凹凸接触, $+10\times 10$; (d)H2-1井,3 931.7 m,颗粒缝合线接触, $+10\times 10$; (e)H1-3井,4 348 m,云母弯曲变形呈S型, $+10\times 10$; (f)H1-3井,3 876 m,云母弯曲并断裂, $+10\times 10$; (g)N31-1井,3 876 m,石英自生加大边, $+10\times 10$; (h)N31-1井,3 979 m,铁白云石、方解石充填孔隙, -10×10 ; (i)H1-3井,3 886 m,连生方解石充填孔隙, -10×10

图4 西湖凹陷花港组致密储层显微特征图版

Fig. 4 Microscopic plates of tight sandstone reservoir of Huagang Formation in Xihu Sag



(a)N31-1井,3 991.4 m,石英加大边占据孔隙和喉道, $\times 861$; (b)N31-1井,4 324.4 m,自生石英晶体充填孔隙, $\times 1\,063$; (c)H1-3井,4 185.4 m,自生石英晶体充填孔隙, $\times 1\,492$; (d)N31-1井,3 991.4 m,丝缕状伊利石充填孔隙, $\times 2\,287$; (e)H1-3井,4 195.4 m,由高岭石转化而成的伊利石占据孔隙, $\times 1\,079$; (f)H1-3井,4 173.6 m,伊利石呈卷曲片状分布于孔隙及喉道中, $\times 980$

图5 西湖凹陷花港组致密储层扫描电镜图版

Fig. 5 SEM photos of tight sandstone reservoir of Huagang Formation in Xihu Sag

表 2 花港组致密砂岩储层自生石英流体包裹体特征

Table 2 Characteristics of fluid inclusion in authigenic quartz of tight sandstone reservoir of Huagang Formation in Xihu Sag

井号	深度/m	赋存矿物	气液比/%	大小/ μm	均一温度/ $^{\circ}\text{C}$
H1-2	3 541	石英加大边	<10	4~10	133.5~142.5
H1-2	3 526.4	石英加大边	<10	4~13	128.7~140.3
H2-1	3 940	石英加大边	<10	4~10	128.8~140.2
H2-1	3 932.9	石英加大边	<10	4~8	125.2~137.1
N7-1	3 852	石英加大边	<10	4~9	120.4~140.5
N7-1	4 307	石英加大边	<10	5~18	125.4~144.6

温度 20 ℃计算,硅质胶结大量形成时古埋深范围在 2 850~3 570 m。

4.2 碳酸盐胶结形成时间

碳酸盐胶结物碳氧同位素分析表明(图 6), $\delta\text{C}_{\text{PDB}}$ 主要介于 0~-8‰之间, $\delta\text{O}_{\text{PDB}}$ 介于-10‰~-25‰之间,主要分布在区间Ⅲ。根据前人的研究^[14,15],Ⅰ区为埋藏较浅时与硫酸盐还原作用有关的碳酸盐;Ⅱ区为与甲烷细菌活动生成生物气有关的碳酸盐;Ⅲ区的碳酸盐与有机酸脱羧作用有关。花港组碳酸盐胶结物碳氧同位素特征说明其成因主要与有机酸脱羧作用有关。根据 Keith 和 Weber^[16]提出的碳酸盐古盐度恢复公式计算碳酸盐胶结物形成时的古盐度,即: $Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 50)$,计算 Z 值为 105~130,平均为 114.9,表明碳酸盐胶结物形成时成岩流体具有较高的盐度。根据陈丽华等^[17]提出的温度计算公式: $t = 16.9 - 4.38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} - 1.2) + 0.13 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} - 1.2)^2$,计算出花

港组碳酸盐沉淀温度区间为 61~163 ℃,最大沉淀温度高于自生石英沉淀温度,主要沉淀温度区间为 100~140 ℃(图 7),也就是大量形成中成岩阶段 A 期后期。按照地温梯度推算,碳酸盐胶结物大量形成的古埋深在 2 300~3 500 m。

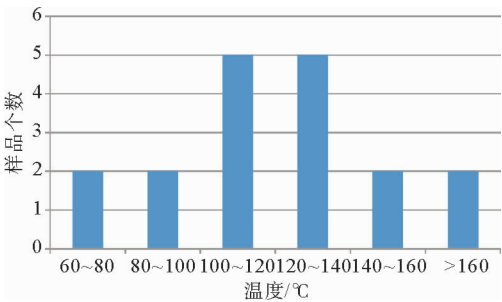


图 7 碳酸盐胶结物沉淀温度直方图(N=18)
Fig. 7 Precipitation temperature of carbonate cements(N=18)

4.3 自生伊利石形成时间

花港组致密砂岩储层具有贫高岭石、富伊利石的特征,而上部中深层常规储层富含高岭石、贫伊利石,而且高岭石主要是在成岩过程中因长石溶解而产生的自生高岭石^[18],说明随着成岩演化的深入,砂岩中先期形成的自生高岭石存在向伊利石转化的可能。温度是自生伊利石形成的重要条件,对于没有额外钾离子来源的相对封闭系统来说,砂岩中高岭石发生伊利石化的温度界线被认为在 120~140 ℃之间^[19,20]。花港组储层埋藏后长期处于封闭条件,且现今地温普遍在 140 ℃以上,具备高岭石向伊利石转化的条件。而镜下观察也显示,伊利石多呈卷曲片状形态,并不同程

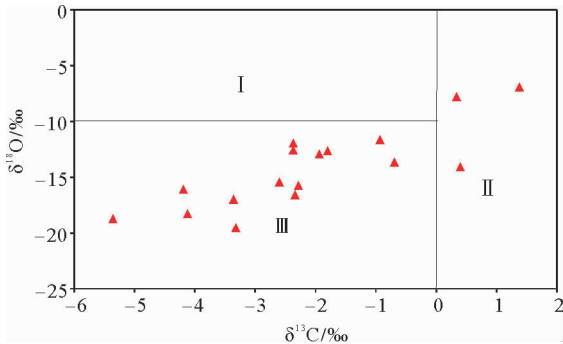


图 6 花港组碳酸盐胶结物碳氧同位素投点
Fig. 6 Carbon and oxygen isotope distribution of carbonate cement of Huagang Formation

度地具有假六方板状的晶体形态或书页状堆积方式(图 5e,f),这都能反映伊利石来自于高岭石的转化^[20]。也就是说,花港组致密砂岩储层内自生伊利石大量形成于 120~140 ℃ 的中成岩阶段 A 期后期,按照地温梯度推算,伊利石胶结物大量形成的古埋深在 2 800~3 500 m 之间。

4.4 储层致密时间探讨

通过对造成花港组储层致密的主要成岩矿物的形成时间分析得出,120~140 ℃ 是硅质、碳酸盐和自生伊利石大量形成的温度区间,对应中成岩阶段 A 期晚期,也就是花港组储层致密时间。根据西湖凹陷花港组埋藏史推断,储层致密时间大致是距今 17~13 Ma 的中新世玉泉组沉积晚期,而且根据致密时间与埋深关系推算,储层埋深超过 3 500 m 就应该普遍致密化,这与实际情况下现今埋深在 3 500 m 以下花港组储层已经整体致密相吻合。

5 储层致密化与油气成藏的时间匹配关系

5.1 油气成藏期次

根据储层中油气包裹体均一温度分析,花港组油气充注可分为 2 期(图 8),第 1 期油气充注强度弱,含烃包裹体丰度<1%,充注温度为 96~

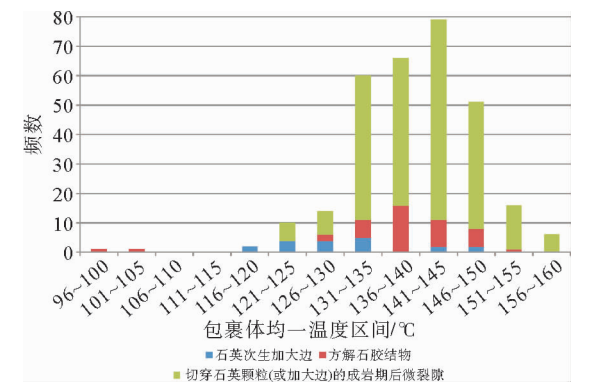
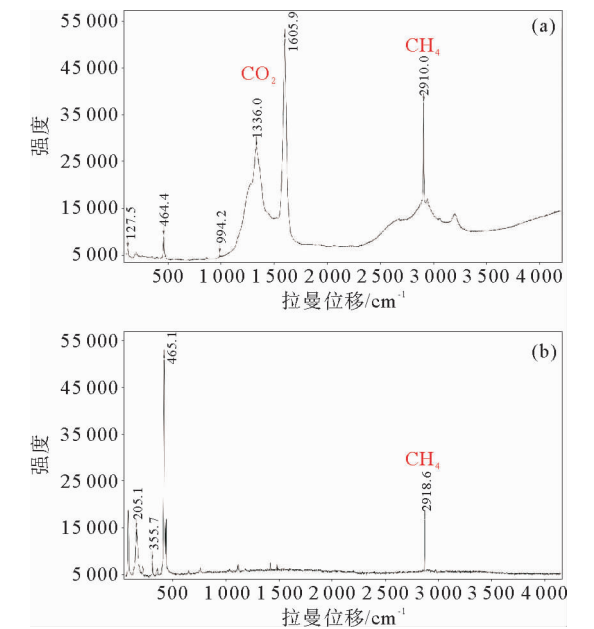


图 8 西湖凹陷花港组致密储层油气包裹体均一温度分布

Fig. 8 Homogenized temperature of oil and gas inclusions in tight reservoir of Huagang Formation in Xihu Sag

105 ℃,对应中成岩阶段 A 期早期,该时期石英次生加大和自生石英晶体还未形成,油气包裹体赋存矿物主要为方解石胶结物;第 2 期油气主充注期为花港组主成藏期,油气包裹体主要赋存在切穿石英颗粒(或加大边)的成岩后期微裂隙、石英次生加大边和方解石胶结物,含烃包裹体丰度>3%,充注温度为 116~160 ℃,集中分布在 130~150 ℃,对应成岩演化阶段为中成岩阶段 A 期末—中成岩阶段 B 期早期,包裹体激光拉曼光谱分析,均一温度 120~130 ℃ 的包裹体内既有 CH₄,又含有有机酸生成的 CO₂(图 9a),说明此时有机酸溶蚀仍在进行,而均一温度 140~150 ℃ 的含油气包裹体内只含有 CH₄ 而不含与有机酸有关的 CO₂(图 9b),说明此时有机酸的溶蚀作用已经停止,油气主成藏期发生在溶蚀作用之后。



(a)包裹体捕获温度 123 ℃,成分同时含有 CH₄ 和 CO₂;
(b)包裹体捕获温度 142 ℃,成分含 CH₄,不含 CO₂

图 9 流体包裹体激光拉曼光谱分析

Fig. 9 Laser Raman spectrum of fluid inclusions

5.2 储层致密化与油气成藏时间匹配关系

根据储层致密时间和油气成藏时间分析,建立了花港组致密储层成岩演化序列与油气成藏的关系,认为花港组致密储层为“先致密后成藏型”(图 10)。

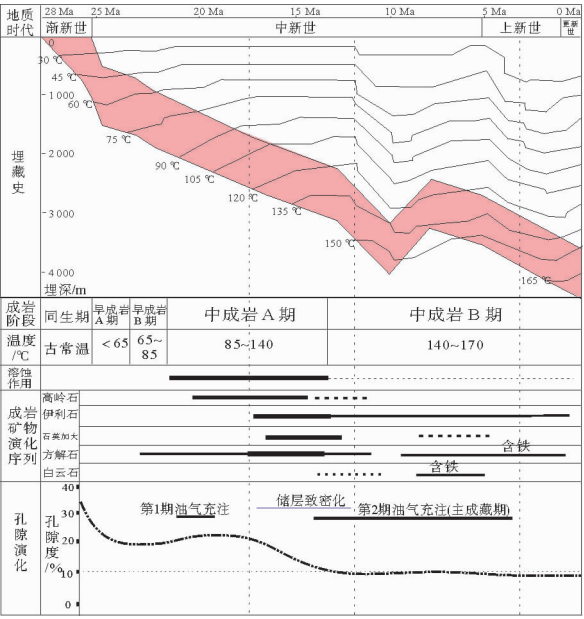


图 10 西湖凹陷花港组储层致密时间与
油气充注时间关系

Fig. 10 Time relation of densification and hydrocarbon injection in tight reservoir of Huangang Formation in Xihu Sag

砂岩沉积埋藏后至早成岩阶段,古地温<85℃,埋深<2 000 m,受压实作用控制,储层原生孔隙迅速减少。原生孔隙的保存主要受颗粒大小和颗粒类型影响。此阶段尚未发生油气充注。

储层演化至中成岩阶段早期,古地温 85~120℃,埋深 2 000~2 800 m。受有机酸控制,长石等铝硅酸盐矿物开始形成溶蚀孔隙并伴生高岭石,少量方解石开始沉淀。第 1 期油气成藏发生在古地温为 95~105℃的阶段,但充注时间段且强度很弱,不能大面积成藏。

储层演化至中成岩阶段 A 期后期,古地温 120~140℃,埋深 2 800~3 500 m。随着成岩演化的深入,次生石英加大、碳酸盐胶结和伊利石大量形成,到中成岩阶段 A 期末,埋深达到 3 500 m,储层逐步致密化,与此同时第 2 期油气开始充注。

当储层演化至中成岩阶段 B 期,古地温>140℃,埋深>3 500 m,碎屑颗粒以线—凹凸接触为主,孔隙度在 7%~12%之间,第 2 期油气充注主要发生在本阶段,花港组大面积成藏,但由于储层普遍已经致密,油气难以完全充注进入储层,

造成花港组储层含气饱和度普遍较低。

6 结论

(1)强烈的压实作用是花港组储层原生孔隙大量损失的主要因素,但胶结作用是储层致密的关键因素,胶结成岩矿物主要为硅质、碳酸盐、自生伊利石。

(2)通过对造成花港组储层致密的主要成岩矿物的形成时间分析得出,花港组储层致密化发生在中成岩阶段 A 期末,致密时间对应大致距今 17~13 Ma 的中新世中后期。

(3)花港组初次成藏期发生在中成岩阶段 A 期早期,储层尚未致密,但油气充注强度弱;主成藏期发生在中成岩阶段 A 期末至中成岩阶段 B 期,成藏时间对应大致距今 15~5 Ma 的中新世晚期,由于储层已普遍致密,天然气难以完全充注进入储层,造成花港组储层含气饱和度普遍较低。

参考文献:

[1] 谷江锐,刘 岩.国外致密砂岩气藏储层研究现状和发展趋势[J].国外油田工程,2009,25(7):1-5.
[2] 关德师,牛嘉玉.中国非常规油气地质[M].北京:石油工业出版社,1995:60-85.
[3] 姜振学,林世国,庞雄奇,等.两种类型致密砂岩气藏对比[J].石油实验地质,2006,28(3):210-219.
[4] 张哨楠.致密天然气砂岩储层:成因和讨论[J].石油与天然气地质,2008,29(1):1-10.
[5] 张建培,徐 发,钟 韬,等.东海陆架盆地西湖凹陷平湖组—花港组层序地层模式及沉积演化[J].海洋地质与第四纪地质,2012,32(1):35-41.
[6] 张银国.东海西湖凹陷花港组油气地质条件与油气分布规律[J].石油实验地质,2010,32(3):223-226.
[7] 刘金水,曹 冰,徐志星,等.西湖凹陷某构造花港组沉积相及致密砂岩储层特征[J].成都理工大学学报:自然科学版,2012,39(2):130-136.
[8] 徐艳霞,胡明毅,梁建设,等.东海盆地西湖凹陷渐新统花港组物源分析[J].石油天然气学报,2010,32(5):176-179.
[9] 陈琳琳,谢月芳.东海西湖凹陷花港组沉积模式初探[J].海洋石油,1998,98(4):15-21.
[10] 王果寿,周卓明.西湖凹陷春晓区带下第三系平湖组、花港组沉积特征[J].石油与天然气地质,2002,23(3):257-265.
[11] 胡明毅,柯 岭,梁建设,等.西湖凹陷花港组沉积相特征及相模式[J].石油天然气学报,2010,32(5):1-5.
[12] Pittman E D, Larese R E. Compaction of lithic sand: ex-

- perimental results and application[J]. AAPG, 1991, 75: 1279-1299.
- [13] 张峭楠. 四川盆地西部须家河组砂岩储层成岩作用及致密时间讨论[J]. 矿物岩石, 2009, 29(4): 33-38.
- [14] Irwin H, Curtis C, Coleman M L. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates for med during burial of organic-rich sediments[J]. Nature, 1977, 269(7): 209-213.
- [15] Hutcheon I, Abercrombie H J, Putnam P E, et al. Diagenesis and sedimentology of the Glearwater Formation at Tucker Lake[J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1989, 37(1): 83-97.
- [16] Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1964, 28(10): 1786-1816.
- [17] 陈丽华,姜在兴. 储层实验测试技术[M]. 东营:石油大学出版社, 1994: 161-162.
- [18] 梁建设,王 琪,郝乐伟,等. 西湖凹陷渐新统花港组储层砂岩成岩环境演化探讨[J]. 天然气地质学, 2012, 23(4): 673-680.
- [19] Chuhan F A, Bjørlykke K, Lowrey C. The role of provenance in illitization of deeply buried reservoir sand stones from Haltenbanken and north Viking Graben, off shore Norway [J]. Marine and Petroleum Geology, 2000, 17(6): 673-689.
- [20] 黄思静,孙 伟,黄培培,等. 鄂尔多斯盆地东部太原组碎屑岩中自生伊利石形成机制及其对储层形成的影响[J]. 矿物岩石, 2009, 29(4): 25-32.

DENSIFICATION TIMING OF RESERVOIR AND ITS BEARING ON HYDROCARBON ACCUMULATION IN THE HUAGANG FORMATION OF XIHU SAG

ZHONG Tao, LI Jian, CAO Bing, GAO Hongyan

(Shanghai Branch of CNOOC(China) Co Ltd, Shanghai 200335, China)

Abstract: The deep-buried sandstone reservoirs of the Huagang Formation in the Xihu Sag, which usually occur 3 500 m below sea bottom, are quite dense and low in gas saturation. The process of reservoir densification and its bearing on hydrocarbon accumulation are discussed in this paper based on the data from cast sections, SEM, C-O isotopes, laser Raman spectrum and fluid inclusions. The results indicate that strong compaction is the main reason for primary porosity loss and cementations by authigenic quartz, carbonates and illites are the key factors to reservoir densification. According to the time scale of cementation, reservoir densification occurred mainly in the stage A of the middle phase of diagenesis in Middle and Late Miocene about 17~13 Ma. Study of timing of reservoir densification and hydrocarbon accumulation suggests that primary hydrocarbon accumulation mainly occurred before the early stage A of the middle diagenesis phase, when the reservoir has not yet densified. Owing to the low hydrocarbon accumulation rate and short accumulation time; the reservoir could not fully infill. The majority of hydrocarbon accumulation occurred in the late stage A of the middle diagenesis phase up to the stage B of the middle diagenesis phase, about 15~5 Ma before present in late Miocene, when reservoir became densified. As the result, the reservoir of Huagang Formation is low in gas saturation since hydrocarbon is difficult to charge the reservoir completely. Reservoir densification before hydrocarbon accumulation is the main reason for low gas saturation.

Key words: Xihu Sag; Huagang Formation; reservoir densification; hydrocarbon accumulation; reservoir densification before hydrocarbon accumulation