

鄂尔多斯碳酸盐岩去白云石化及其与 储集性的关系

覃建雄

杨作升

(成都理工学院沉积研究所, 四川成都 610059) (青岛海洋大学, 山东青岛 266003)

鄂尔多斯下奥陶统碳酸盐岩储层去白云石化主要有下列类型: 与不整合面有关去白云石化主要是大气淡水沿不整合面运移, 使其附近的铁白云石发生差异去白云石化, 产生大量溶蚀结构, 少量去白云石化方解石, 以低 Sr, Fe, Mn, 具低温包裹体等为特征; 埋藏环境中去白云石化是与缝合线、石膏结核、埋藏溶蚀孔隙缝和构造裂隙有关的类型, 主要与 Mg^{2+} 的不断消耗、 Ca^{2+} 含量增加, 及有机质热成熟作用和油气的运移聚集有关, 以富 Mg, Fe, Mn, Sr, 低 $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, 包裹体均一温度高, 可造成大量去白云石化方解石为特征。去白云石化白云岩孔隙度明显比其他类型白云岩和灰岩高, 不仅可以提高储层的孔渗性, 亦可使非渗透层变为高孔渗层。

关键词 去白云石化 碳酸盐岩 储集性 鄂尔多斯

第一作者简介 覃建雄 男 30 岁 副教授(博士) 储层沉积学

1 概况

鄂尔多斯盆地下奥陶统属典型的碳酸盐沉积体系, 自下而上由冶里-亮甲山组、下马家沟组和上马家沟组三个向上变浅层序构成。每一层序下部为开阔台地相颗粒泥晶灰岩(白云岩), 中部为泻湖-膏盐湖相微晶白云岩和蒸发岩, 上部为潮坪相粉晶颗粒白云岩, 代表三次二级周期海平面变化产物。储集岩主要为去白云石化的含灰白云岩、灰质白云岩和次生灰岩。

储层经历了长期而复杂的成岩后生变化。早奥陶世为储层沉积成岩演化阶段, 主要发生胶结、压实、压溶、白云石化和成岩期去白云石化作用; 早奥陶世末—早石炭世末期因地壳抬升, 岩层暴露地表, 经受 1.2 亿 a 的岩溶、风化和剥蚀作用, 为表生期近地表去白云石化作用提供了有利条件, 形成厚 20~100 m 的岩溶储层; 中石炭世—二叠纪, 储层发生再埋藏, 受到上覆沉积物孔隙水淋滤改造, 并发生成岩后生期去白云石化^[1]; 三叠纪—第四系, 储层持续下沉, 进入深埋成岩环境, 由于受到巨大埋深和构造热力(印支-燕山运动)的影响, 造成有机质热成熟作用、埋藏溶解作用、埋藏胶结作用和埋藏去白云石化^[2]等诸多埋藏成岩事件, 最终奠定了储层及油气藏的分布格局。

2 岩石学特征

2.1 与不整合面有关去白云石化

广泛分布于不整合面附近及其以下 100 m 范围内, 与白云质岩溶角砾岩共生, 有的已彻底

变为白云质灰岩甚至次生灰岩。区域上可识别出至少6个去白云石化带,最多达9个带。

风化壳表面的去白云石化主要表现为:(1)大量溶蚀组构——菱面体孔隙向下部地层逐渐减少,孔隙50~500 μm ,边缘呈锯齿状或不规则状,局部由方解石晶簇充填,偶见规则的菱面体孔隙和由复合方解石充填的孔隙局部溶蚀扩大成特大孔隙或溶洞;(2)去白云石化方解石与团块状褐铁矿和针铁矿环带或斑块共生;(3)菱面体孔隙与其它溶蚀孔洞一起构成彼此连通的溶蚀组构体系;(4)白云石菱面体溶蚀残余碎屑被晚期亮晶方解石共轴加大。

风化壳较深部的去白云石化很少见到与白云石溶解作用有关的各种溶蚀组构,而以大量去白云石化方解石的分布为特征,主要表现为:(1)含白云石交代残余的方解石菱面体常与复合方解石菱面体共生,并常含一至数粒具溶蚀残余的白云石晶体;(2)自形白云石菱面体被方解石菱面体所切穿;(3)粗晶方解石菱面体悬浮于微粉晶白云石基质中;(4)白云石菱面体核心由许多微晶方解石构成斑块;(5)复合方解石菱面体——由许多它形等晶方解石镶嵌而成的菱面体结构,大小40~100 μm ,少数复合方解石菱面体中部或周边具溶蚀淋滤现象;(6)白云石菱面体核心由许多微粉晶方解石集合体所包围。上述去白云石化方解石晶粒较粗,洁净透明,成分较纯,在阴极射线下不发光或发红光,代表岩溶带氧化淡水去白云石化作用的产物^[3]。

2.2 埋藏环境中的去白云石化

与缝合线有关去白云石化只局限于缝合线及附近,远离缝合线则逐渐消失。缝合线宽1~5 mm,常具“凝斑状”结构,即由“雾心亮边”的菱面体或准菱面体构成。“雾心”由许多微粉晶方解石构成,有时包含有白云石交代残余;亮边由许多中-粗晶它形方解石镶嵌而成,透明洁净,去白云石化方解石通常0.5~2 mm,有时可见具“凝斑状结构”外形的准菱面体孔隙。发生去白云石化的缝合线常被埋藏溶蚀孔洞缝和构造裂隙所切穿,表明其形成于成岩早-中期。

与石膏结核有关去白云石化局限于含结核状石膏的蒸发岩层中。在岩芯样品中,去白云石化结核由硬石膏、方解石和溶蚀残余白云石构成;在露头上,结核全为方解石和溶蚀白云石残余构成,硬石膏或石膏已彻底溶蚀或被方解石交代,甚至只残留下石膏结核模孔,并有黑色残余沥青堆积。

与埋藏溶蚀孔洞缝有关去白云石化方解石广泛分布于埋藏溶蚀孔洞缝中,常与黄铁矿、沥青或自生高岭石和伊利石共生,晶粒0.5~1 mm,富含烃类有机包裹体,主要出现于白云岩和灰岩的接触层位或地区,远离接触带其含量不断减少。

与构造裂隙有关去白云石化方解石分布于构造裂隙及其两侧,与沥青质密切共生,选择性去白云石化的白云石菱面体含有方解石质核心和环带,在阴极射线下呈复杂的环带结构,富集固态沥青残余,充填的裂隙切穿所有成岩组构,表明其形成时间最晚。

3 稳定同位素特征

与不整合面有关去白云石化方解石具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(平均值为 -0.906‰PDB),且弥散度大($-1.489\text{‰} \sim -0.322\text{‰PDB}$)(图1-B, C),表明其成因与大气淡水的参与有关。但其 $\delta^{13}\text{C}$ 值比淡水方解石偏正(平均值 -0.004‰PDB),并与未蚀变白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(平均值 -0.048‰PDB)呈过渡关系,表明该类去白云石化方解石与白云岩有成因联系,即可能是白云岩溶解方解石再沉淀过程的产物。

与缝合线有关去白云石化方解石具有较负的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值(平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值 -0.664‰PDB , $\delta^{18}\text{O}$ 值 -0.446‰PDB),表明其成因与较高温度有关,即可能形成于具有一定埋深的埋藏

环境。但通过与其他类型埋藏去白云石化方解石相比(图 1-D, E, F, G), 其 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值具相对低负偏特征, 表明其形成于白云石化阶段的衰竭期^[1]。

与埋藏溶蚀孔洞缝有关去白云石化方解石, 其 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏负($\delta^{18}\text{O}$ 值 $-1.91\text{‰} \sim -0.964\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值 $-2.295\text{‰} \sim -0.723\text{‰}$ PDB, 图 1-F), 表明其形成与高温深埋环境有关, 但若只有高温因素的影响不可能导致如此低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 过低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值反映除高温因素影响而外, 还与有机质热成熟和降解作用密切相关^[4], 即有机质中 C^{12} 和岩石中 C^{13} 的混合。

与石膏结核有关去白云石化方解石, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-2.195\text{‰} \sim -0.813\text{‰}$ PDB) 与埋藏溶蚀孔洞缝去白云石化方解石的相似(图 1-E, F), 说明形成于高温深埋环境, 并与有机质热成熟作用有关。但与所有其他去白云石化方解石的相比, 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值具最低负偏特征(平均值 -0.171‰ PDB, 最大值 0.175‰ PDB), 这似乎与其过低的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相矛盾。其实, 这是由于去白云石化过程中硬石膏不断溶解产生的 SO_4^{2-} 所释放的 O^{18} 大量进入孔隙水中, 使沉淀的去白云石化方解石富 O^{18} 所致^[1]。

与构造裂隙有关去白云石化方解石具较负的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-0.795\text{‰} \sim -0.025\text{‰}$ PDB) 和最低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($-2.489\text{‰} \sim -1.687\text{‰}$ PDB, 图 1-G), 表明其形成时间最晚, 并与深埋环境中富 Ca 热卤水或区域构造热液的运移有关。

4 微量元素特征

从表 1 可看出: (1) 所有去白云石化方解石与淡水方解石相比, 其最大的区别是前者明显富含 Mg, 而后者则异常低, 说明去白云石化方解石与白云岩有成因联系^[5]。(2) 与不整合面有关去白云石化方解石和埋藏环境去白云石化方解石相比, 前者平均 Fe, Mn 含量明显低于后者, 表明前者为地表或近地表氧化环境成岩产物, 而后者与具还原特征的较高温环境有关; 另外, 与不整合面有关去白云石化方解石明显贫 Sr, 而埋藏环境去白云石化方解石则明显富 Sr, 表明前者在形成过程中有淡水的影响, 而后者与淡水无关。(3) 与缝合线有关去白云石化方解石具有最低的 Fe, Mn 值, 表明其形成温压条件比其他埋藏环境去白云石化方解石的低, 推断形成于成岩早—中期。(4) 与石膏结核有关去白云石化方解石, 其 Fe, Mn 值含量较高, 形成于具一定埋深的成岩环境; 其异常高的 Sr 值说明, Sr^{2+} 可能与硬石膏共生的天青石和菱锶矿的成岩晚期溶解作用或与硬石膏的直接溶解有关^[1]。(5) 与埋藏溶蚀孔洞缝有关去白云石化方解石具有明显的高 Fe, Mn 含量, 表明其成因与强还原高温深埋成岩环境有关。(6) 与构造裂隙有关去白云石化方解石, 其异常高的 Fe, Mn 及 Sr 值证实, 该类去白云石化

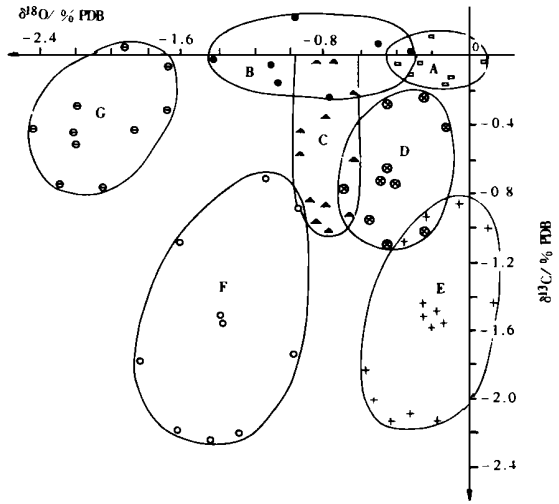


图 1 不同产状去白云石化方解石的氧、碳同位素特征

A—未蚀白云岩; B—与不整合面有关去白云石化方解石; C—淡水方解石; D—与缝合线有关去白云石化方解石; E—与石膏结核有关去白云石化方解石; F—与埋藏溶蚀孔洞缝有关去白云石化方解石; G—与构造裂隙有关去白云石化方解石

方解石与高温富 Ca 热卤水或区域构造热液有关。

表 1 不同产状去白云石化方解石有关组分的微量元素含量表

类 型(样品数)	$\omega(\text{Fe})/10^{-6}$		$\omega(\text{Mn})/10^{-6}$		$\omega(\text{Sr})/10^{-6}$		$\omega(\text{MgCO}_3)/\%$	
	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
与不整合面有关的去白云石化方解石(7)	135~ 150	142. 5	35~ 45	40	15~ 25	20	3. 83~ 4. 50	4. 165
与缝合线有关的去白云石化方解石(2)	340~ 400	4 507. 775	105~ 135	367. 125	73~ 103	350. 875	2. 85~ 3. 52	3. 744
与石膏结核有关的去白云石化方解石(2)	250~ 535		205~ 225		670~ 910		3. 73~ 4. 63	
与埋藏溶蚀孔洞缝有关的去白云石化方解石(2)	1 087~ 1 450		537~ 460		109~ 152		3. 50~ 4. 23	
与裂隙有关的去白云石化方解石(2)	4 500~ 17 500		525~ 745		270~ 520		2. 95~ 4. 54	
淡水方解石(2)	85~ 175	130	45~ 75	60	7. 5~ 10	8. 75	0. 5~ 1. 3	0. 9
未蚀变白云岩(2)	325~ 450	387. 5	140~ 173	156. 5	70~ 237	153. 5	47. 1~ 48. 2	47. 65

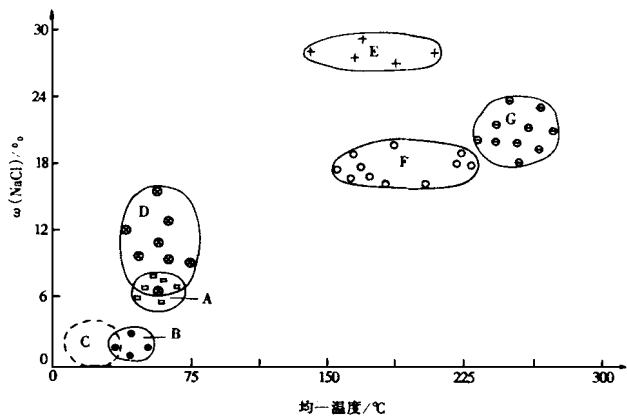


图 2 不同产状去白云石化方解石及有关组分包裹体均一温度-含盐质量分数关系图

A—未蚀变白云岩; B—与不整合面有关的去白云石化方解石; C—淡水方解石; D—与缝合线有关的去白云石化方解石; E—与石膏结核有关的去白云石化方解石; F—与埋藏溶蚀孔洞缝有关的去白云石化方解石; G—与构造裂隙有关的去白云石化方解石

5 流体包裹体特征

不同产状去白云石化方解石流体包裹体研究结果(图 2)表明:充填孔洞的亮晶淡水方解石未发现有流体包裹体;与不整合面有关的去白云石化方解石含少量(纯)液体包裹体,均一温度 35~ 60℃,平均 47.5℃,含盐质量分数小于 3‰(图 2-B),表明形成于(近)地表环境中或与淡水影响有关;与缝合线有关的去白云石化方解石以气体包裹体为主,均一温度较高(图 2-D),含盐质量分数 6‰~ 15‰,与碳酸盐岩地层水含盐度特征相似^[6],表明其成岩流体与地层水有关,形成于浅埋成岩环境;与石膏结核有关的去白云石化方解石具有很高的均一温度(图 2-E),含烃类气液两相

有机包裹体,说明形成于高温深埋环境,与烃类热成熟作用有关,异常高的含盐度(图 2-E)表明其成因与硬石膏的溶解密切相关;与埋藏溶蚀孔洞缝有关的去白云石化方解石富含烃类气相、气液两相和液相有机包裹体,同期盐水液体包裹体均一温度为 165~ 250℃,含盐质量分数 15‰~ 18‰(图 2-F),形成于高温还原深埋环境,并与有机质热成熟作用及油气大规模运聚过程有关;与构造裂隙有关的去白云石化方解石发育含沥青气体包裹体,均一温度最高,含盐质量分数 17‰~ 23‰(图 2-G),表明其成岩流体源于区域构造热液或高温富 Ca 热卤水,形成于后生-构造期,稍晚于油气大量运移聚集期。

6 去白云石化成因

6.1 与不整合面有关去白云石化

风化壳附近的去白云石化主要表现为大量溶蚀组构的产生和含铁质环带或针铁矿、褐铁矿薄壳的去白云石化方解石的出现。由于铁白云石为一准稳定矿物^[7], 在相同背景或条件下, 它比其他白云石较易溶解或交代, 因而在大气淡水沿不整合面发生运移时, 使不整合面及其附近的(铁)白云石发生差异去白云石化, 并造成各种溶蚀组构。

对于风化壳以下较深处不与针铁矿或褐铁矿共生或不含铁质环带或斑块的去白云石化方解石, 其形成为: 在区域性地下水环流过程中, 不断萃取碳酸盐岩地层中石膏、方解石及白云石的 Ca^{2+} , 使区域地下水中的 Ca^{2+} 浓度递增, 当其达到一定临界值时, 导致岩层中白云石直接溶解或被方解石交代。

6.2 与缝合线有关去白云石化

该类去白云石化方解石形成于成岩早-中期, 相当于白云石化阶段的衰竭期^[8]。在白云石化过程中, 成岩溶液开始相对于白云石过饱和, 由于 Mg^{2+} 的不断消耗, 转为对白云石和方解石饱和, 最终仅相对于方解石过饱和, 从而造成成岩期霏细白云石, 发生选择性或完全溶解并被方解石交代, 从而造成该类去白云石化方解石具“凝斑状结构”。该过程的 Ca^{2+} 来源于成岩流体本身, 并取决于成岩反应过程中的内部变化^[8]。缝合线的存在有利于去白云石化流体的不断补充^[3]。

6.3 与石膏结核有关去白云石化

由于石膏的溶解, 成岩孔隙流体中 Ca^{2+} 含量增加, 从而造成石膏结核中白云石的方解石化, 即所谓的石膏溶解驱动的去白云石化^[9]。

6.4 与埋藏溶蚀孔洞缝有关去白云石化

该去白云石化方解石仅局限于埋藏溶蚀孔洞缝中, 与沥青质密切共生, 富含烃类有机包裹体, 并具有最负的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 表明该类去白云石化与有机质热成熟作用及油气的运移聚集有关。在有机质热成熟和烃类降解过程中, 形成大量有机酸、 CO_2 和 H_2S ^[10]。其中, CO_2 和 H_2S 与孔隙水发生化学反应, 分别生成碳酸和硫酸, 从而增加了孔隙水的酸度, 改变了孔隙水中 CO_2 的分压 P_{CO_2} , 最终导致白云石的溶解和方解石的再沉淀, 并充填于附近先期形成的埋藏溶蚀孔洞缝中。

6.5 与构造裂隙有关去白云石化

在成岩后生-构造期, 由于印支-燕山期构造运动的影响^[11], 导致大规模富 Ca 热卤水或构造热液区域循环, 造成运移通道附近白云岩发生溶解和方解石化, 从而产生沿构造裂隙分布的高温富 O^{16} 的去白云石化方解石, 并造成各种溶蚀组构。

7 去白云石化与储集性关系

下奥陶统上马家沟组上部(含)气层中去白云石化白云岩、未蚀变白云岩或灰岩物性分析对比表明, 去白云石化白云岩平均孔隙度为 12.4%, 最大孔隙度 20%, 通常在 12%~16%, 标准偏差为 4.6%, 平均渗透率 $7.8 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$; 未蚀变白云岩孔隙度通常在 1%~3%, 最大孔隙度 5%, 平均孔隙度 2.5%, 标准偏差为 1.15%, 平均渗透率 $0.15 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$; 未蚀变灰岩最大孔隙度 4%, 通常为小于 2%, 平均孔隙度 1.5%, 标准偏差 1%, 平均渗透率为 $0.15 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$

(图 3)。上述数据说明,去白云石化白云岩的孔隙度明显比其他类型白云岩或灰岩的高 2~ 5 个数量级。可见,去白云石化不仅可提高储层孔渗性,而且使非渗透层转变为高孔渗气层。去白云石化提高储层孔渗性的原因主要有:(1)白云岩在富 Ca 流体持续补给条件下,可直接溶解并产生大量菱面体孔隙^[8];(2)去白云石化方解石是一种高镁方解石的变种^[12],它比其他类型方解石具有更大的溶解度,因而在相同环境条件下可先溶解形成各种菱面体孔隙体系;(3)去白云石化为一广泛而普遍的区域成岩事件^[8],故与之有关的孔隙体系在自然界分布广泛,而且通常具区域性意义。

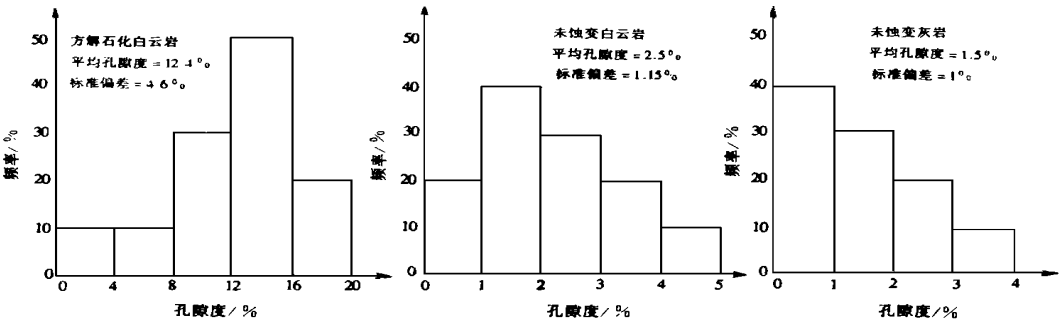


图 3 去白云石化白云岩、未蚀变白云岩和灰岩孔隙度分布特征

8 结论

(1) 去白云石化并非只是近地表作用的产物,它可在各种埋藏成岩环境中发生。去白云石化流体既可源于大气淡水及其与海水的混合,也可源于地层深部富 Ca 热卤水、区域构造热液以及富有机酸、CO₂ 和 H₂S 的具化学侵蚀特征的酸性流体,甚至可源于尚待发现的更复杂的流体。

(2) 与不整合面有关去白云石化受不整合面的严格控制,并以产生大量溶蚀组构和少量去白云石化方解石为特征,其中去白云石化方解石具低温、贫 Sr、Fe、Mn、O¹⁸等特点;埋藏环境中的去白云石化常与缝合线、石膏结核、埋藏溶蚀孔洞缝及构造裂隙有关,并以产生大量去白云石化方解石和少量溶蚀组构为特征,该类去白云石化方解石具高温、富 Sr、Fe、Mn、O¹⁶、C¹²和有机包裹体等特点。但无论是近地表去白云石化还是埋藏环境中的去白云石化,它们都具有比其他成因方解石明显高的 Mg 含量。

(3) 去白云石化白云岩的孔隙度明显比其他类型白云岩或灰岩高,去白云石化不仅可以提高储层孔渗性,而且使非渗透层转变为高孔渗气层。

参 考 文 献

1 Joyce BM, Kyger L C. Burial dedolomite in the Mississippian Madison limestone, Wyoming and Utah thrust belt. *Journal of sedimentary Petrology*, 1984, 54(1): 276~ 288

2 Choquette P W, James N P. Limestones the meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 1987, 54(2): 161~ 195

3 叶德胜. 碳酸盐岩中的一种储集空间——微孔隙. *石油与天然气地质*, 1992, 13(2): 125~ 134

4 Barker C E, Halley F B. Fluid inclusion, stable isotope, and vitrainite reflectance evidence for the thermal history of the Vone Spring limestone, southern Guadalupe Mountains, Texas. *SEPM Special Publication*, 1989, (43): 189~ 201

- 5 Holail H, Lohmann K C. Dolomitization and dedolomitization of upper Cretaceous carbonates, Baharia Oasis, Egypt. SEPM Special Publication, . 1990, (44): 191~ 206
- 6 刘方槐, 颜婉荪. 油气田水文地质学原理. 北京: 石油工业出版社, 1991. 55~ 91
- 7 Al-Hashim W S, Heningway J E. Recent dedolomitization and the origin of the rusty of Northumberland. Journal of Sedimentary Petrology, 1973, 43(1): 82~ 91
- 8 Theriault F, Hetchon I. Dolomitization and dedolomitization of the Devonian Grosmont formation, northern Alberta. Journal of Sedimentary Petrology, 1987, 54(1): 955~ 966
- 9 Bichoff J L, Posamentier H W. Karstification without carbonic acid: bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. Geology, 1994, 22(11): 95~ 998
- 10 Mazzullo S J, Harris P. Mesodiagenetic dissolution: Its role in porosity development in carbonate reservoirs. AAPG Bulletin, 1992, 76(5): 607~ 620
- 11 覃建雄, 曾允孚. 鄂尔多斯盆地东部下奥陶统碳酸盐岩成岩后生变化及孔隙演化. 石油勘探与开发, 1993, 20(3): 91~ 102
- 12 覃建雄. 鄂尔多斯盆地东部下奥陶统碳酸盐岩埋藏成岩事件研究. 中国海上油气(地质), 1994, 8(1): 45~ 54

DEDOLOMITIZATION OF CARBONATE ROCKS IN ORDOS AND ITS RELATION TO RESERVOIR PROPERTY

Qin Jianxiong

(*Institute of Sedimentology, Chengdu College of Technology, Chengdu, Sichuan*)

Yang Zuosheng

(*Qingdao Marine University, Qingdao, Shandong*)

Abstract

The dedolomitization of Lower Ordovician carbonate reservoirs in Ordos Basin could be divided into five types. Dedolomitization related to unconformity is characterized by producing lots of corrosion fabrics, small amounts of dedolomitized calcite with low contents of Sr, Fe, Mn and low homogenization temperature inclusions. Burial environment dedolomitization related to suture lines, gypsum nodules, burial dissolution caves and cracks, structure fissures are mainly resulted from the loss of Mg^{2+} , the increase of Ca^{2+} , the thermal maturation of organic matter and hydrocarbon migration and accumulation. The dedolomitization is characterized by rich Mg, Fe, Mn, Sr and low $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$, high homogenization temperature inclusions, thus forming large amounts of dedolomitized calcite. The porosity of the dedolomitized dolomite is clearly higher than that of other dolomites and limestones. This could not only improve reservoir permeability, but also change nonpermeable beds into permeable ones.