

文章编号: 1000-0550(2013)03-0527-09

鄂尔多斯盆地南部奥陶系碳酸盐储层的胶结作用

杨华^{1,2} 王宝清³ 孙六一^{2,4} 任军峰^{2,4} 黄正良^{2,4} 武春英^{2,4}

(1. 中国石油长庆油田分公司 西安 710018; 2. 低渗透油气田勘探开发国家工程实验室 西安 710018;

3. 西安石油大学地球科学与工程学院 西安 710065; 4. 中国石油长庆油田公司勘探开发研究院 西安 710018)

摘要 鄂尔多斯盆地南部奥陶系马家沟组主要由原始沉积的碳酸盐岩和岩溶角砾岩组成。储集空间以次生孔隙为主。中奥陶世沉积作用之后不久,即发生了溶解作用、白云石沉淀、干化脱水作用、机械压实作用、岩溶作用和胶结作用。胶结作用很普遍,主要发生在中石炭世之后的埋藏条件下,是对储层重要的破坏作用。充填于硬石膏结核溶模孔和非组构选择性溶蚀孔、洞、缝的方解石和白云石是最常见的胶结物。这些方解石和白云石胶结物具泥晶、嵌晶状或粒状晶粒结构。泥晶白云石基质的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $-10.98\text{‰} \sim -0.8\text{‰}$,平均 -5.54‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值 $-4.76\text{‰} \sim 5.77\text{‰}$,平均 1.51‰ 。充填于溶蚀孔、缝中的白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $-12.54\text{‰} \sim -2.67\text{‰}$,平均 -7.34‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值 $-5.56\text{‰} \sim 3.48\text{‰}$,平均 0.28‰ 。充填于溶蚀孔、缝方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $-15.42\text{‰} \sim -6.02\text{‰}$,平均 -9.51‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值 $-12.44\text{‰} \sim 1.33\text{‰}$,平均 -3.20‰ 。总的来说,白云石和方解石胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于泥晶白云石基质的,原因是形成晚,受淡水淋滤、埋藏作用和有机质影响较大。泥晶白云石基质的Na含量 $0 \sim 350 \mu\text{g/g}$,平均 $59 \mu\text{g/g}$; Sr含量 $0 \sim 380 \mu\text{g/g}$,平均 $10 \mu\text{g/g}$; Fe含量 $0 \sim 14\,570 \mu\text{g/g}$,平均 $1\,040 \mu\text{g/g}$; Mn含量 $0 \sim 4\,670 \mu\text{g/g}$,平均 $183 \mu\text{g/g}$ 。充填于次生孔隙中的胶结物的Na、Sr、Mn含量与泥晶白云石基质的差别不大,因这些元素含量均低。充填于次生孔隙的碳酸盐胶结物较泥晶白云石基质有明显高的Fe含量。胶结物包裹体的均一温度在 $90^\circ\text{C} \sim 140^\circ\text{C}$ 范围内。胶结物沉淀于埋藏较深,温度较高的还原条件下。流体包裹体的气相成分以 CH_4 最为普遍,液相成分以 H_2O 占绝大多数。早期胶结物形成于天然气形成前,晚期胶结物形成于天然气形成之后。岩溶洼地是胶结作用最发育的地带。

关键词 鄂尔多斯盆地南部 胶结作用 碳氧同位素 微量元素 流体包裹体

第一作者简介 杨华 男 1963年出生 博士 教授级高工 石油地质学 E-mail: yh-cq@petrochina.com.cn

中图分类号 P618.130.2⁺1 TE122.2⁺21 **文献标志码** A

由于化学性质活泼,碳酸盐在成岩作用过程中很容易发生变化。碳酸盐储层具有重要经济意义,其成岩作用极复杂,因而碳酸盐成岩作用一直是沉积学和石油地质学研究的重要课题。碳酸盐的成岩作用包括六种主要的作用:胶结作用、微生物泥晶化、新生变形、溶解作用、压实作用(包括压溶作用)和白云石化^[1]。当碳酸盐沉积物(岩)中孔隙流体对某一种矿物饱和时,即产生胶结物的沉淀。胶结作用对储层是一种重要的破坏性作用。

奥陶系马家沟组碳酸盐岩是鄂尔多斯盆地南部重要天然气储层,随着长庆油田勘探工作的进展,近年来鄂尔多斯盆地南部马家沟组中发现了一些商业气藏。马家沟组碳酸盐岩沉积于低能的陆表海环境,在这种局限的陆表海环境下,硫酸盐还原细菌大量繁殖, Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 离子浓度高,形成了大量晶核,白云石沉淀太快,过度白云石化(overdolomitised)^[2,3],

晶体无法长大,只能形成泥晶白云岩,缺少孔隙,后来经岩溶作用改造,才有可能成为储集岩。储集空间主要是经岩溶作用改造的次生孔隙。这些次生孔隙形成后又经历了强弱不同的胶结作用,次生孔隙的胶结作用是最重要的胶结作用,是对岩溶作用形成的次生孔隙的最大破坏作用,研究次生孔隙的胶结作用可以深入地了了解储集空间的分布规律。次生孔隙的胶结作用是本文研究的主要内容。

1 岩石学特征

鄂尔多斯盆地南部奥陶系马家沟组由原始沉积的碳酸盐岩及由岩溶作用改造而成的碳酸盐岩溶角砾岩组成,偶见凝灰岩和陆源碎屑岩,有少量蒸发岩。原始沉积的碳酸盐岩由石灰岩和白云岩,及它们的过渡类型岩石组成。

原始沉积的碳酸盐岩除主要自生矿物、方解石和

①国家重大专项—鄂尔多斯盆地海相碳酸盐岩油气资源潜力、有利勘探区带评价与目标优选研究(编号:2011ZX05004-006)资助
收稿日期:2012-03-16; 收修稿日期:2012-07-23

白云石外,含有少量的自生黏土和其它自生矿物,以及陆源碎屑矿物。其它自生矿物有石膏、硬石膏、硅质、黄铁矿、铁白云石、铁方解石、萤石、菱铁矿、胶磷矿、褐铁矿。陆源碎屑矿物有石英、黏土和云母。

碳酸盐岩具有颗粒结构、泥晶结构、晶粒结构和交代残余结构。以泥晶结构最多、晶粒结构和交代残余结构常见,颗粒结构者少。碳酸盐岩往往含有数量不等的石膏或硬石膏,最常见是呈结核状产出。

当石膏或硬石膏含量超过50%,即形成石膏岩或硬石膏岩。石膏岩的结构构造类型较多,有纹层状、条带状、块状、瘤状、肠状、叠层石状、鲕状、角砾状、云团状及脉状等。

岩溶角砾岩是表生岩溶作用对原有碳酸盐岩强烈改造的产物。按成因,岩溶角砾岩分为三类^[4-7],即裂缝岩溶角砾岩、紊乱岩溶角砾岩和洞穴沉积物充填三类。裂缝岩溶角砾岩(Crackle Breccia)是角砾化初期的产物,碳酸盐岩中的高度发育的,宽度不大的裂缝把岩石切割成碎屑,碎屑没有发生位移。随着碎屑的旋转和位移增加,依次出现镶嵌状岩溶角砾岩(Mosaic Breccia)和紊乱岩溶角砾岩(Chaotic Breccia)。镶嵌状岩溶角砾岩与裂缝岩溶角砾岩相似,但碎屑间的位移较大,一些碎屑的旋转明显;是裂缝岩溶角砾岩和紊乱岩溶角砾岩之间的过渡类型。紊乱岩溶角砾岩又称垮塌角砾岩(Collapse Breccia),以大量的碎屑旋转和位移为特征,碎屑可来自多个物源,可以是单成分或复成分的角砾岩。紊乱岩溶角砾岩可以由碎屑支撑的、无杂基的角砾岩过渡到杂基支撑的角砾岩。在紊乱岩溶角砾岩和洞穴沉积物充填之间,随着杂基的增加,依次出现富杂基碎屑支撑紊乱岩溶角砾岩、杂基支撑紊乱岩溶角砾岩和含碎屑和岩块的洞穴沉积物。研究区奥陶系中的角砾岩以杂基支撑的紊乱岩溶角砾岩为主,镶嵌状岩溶角砾岩和裂缝岩溶角砾岩少见。

2 储集空间类型

研究区奥陶系马家沟组储层的主要岩石类型是泥—粉晶白云岩和粉晶白云岩及岩溶角砾岩。储集空间主要由古岩溶成因的孔、洞、缝组成。

孔隙可分为晶间孔、晶间溶蚀孔、晶内溶蚀孔、硬石膏晶体铸模孔、硬石膏结核溶模孔、粒间溶蚀孔、粒内溶蚀孔、角砾间孔、非组构选择性溶蚀孔、各种孔隙被胶结物充填后的残余孔隙。其中以晶间溶蚀孔、硬石膏结核溶模孔、非组构选择性溶蚀孔常见。

溶蚀孔进一步发展形成溶洞。镜下观察溶洞一般2~5 mm大小,岩芯上观察到的溶洞较大,一般2~20 mm。溶洞主要由表生期岩溶作用和埋藏期岩溶作用形成。

裂缝在镜下宽0.01~1 mm,岩芯上观察到的裂缝宽度一般在1~5 mm之间,最宽可达1~2 cm。研究区储层中主要见构造缝、溶蚀缝和成岩缝三种类型。以溶蚀缝最为常见。

储集空间最显著的特点是以次生孔隙为主,且普遍被胶结物不同程度地充填。

3 成岩作用及其演化

成岩作用共生序列总结于图1。沉积作用发生于中奥陶世;沉积作用发生不久,溶解作用、白云石沉淀、干化脱水作用、机械压实作用、岩溶作用和胶结作用等即发生。

当潮间沉积物周期性地暴露于大气淡水中,溶解作用即开始,溶解作用主要发生在沉积期,浅埋藏的成岩作用早期和陆上暴露期,其中以加里东运动造成的陆上暴露期最为强烈。埋藏期溶蚀作用可持续下去,但溶解程度远不如沉积期和浅埋藏期。

白云石沉淀作用主要发生在沉积期,在微生物作用下从高盐度、富镁海水中沉淀的^[8,9]。埋藏期次生孔隙中也有白云石沉淀。

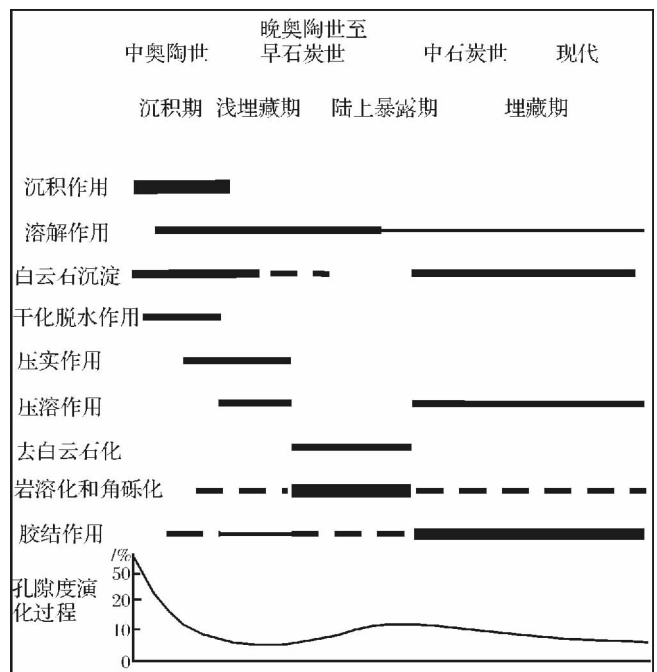


图1 鄂尔多斯盆地南部奥陶系碳酸盐岩成岩作用序列

Fig. 1 Paragenetic sequence of Ordovician carbonate in the south Ordos basin

干化脱水作用和压实作用主要发生于沉积物尚未固结成坚硬的岩石之前,压实作用较干化脱水作用持续得久一些。压溶作用是压实作用的继续,在深埋藏的条件下仍会发生。

去白云石主要发生在地表条件下。岩溶作用从沉积之后,到陆上暴露,一直到深埋藏都可以发生,但岩溶作用强度最大的是晚奥陶世至早石炭世的长期暴露期。角砾化是伴随岩溶作用而发生的一种现象。

胶结作用发生于成岩作用阶段的自始至终,主要发生在中石炭世之后的埋藏条件下,溶解了碳酸盐的孔隙水溶液,必将把其溶解的碳酸盐带至其它地方沉淀。胶结作用对储集空间是一种重要的破坏性作用,特别是是岩溶化和角砾化后的胶结作用对储层的破坏作用很大。岩溶作用和角砾化在马家沟组中十分普遍,所产生的溶蚀孔、洞、缝及角砾间孔普遍被胶结物充填。

白云石化作用、溶解作用、岩溶作用对储层的改造是建设性的,压实作用、胶结作用和去白云石作用对储层的改造是破坏性的。

现代碳酸盐的原始孔隙度在40%~78%之间^[10],经压实作用和胶结作用孔隙度大大降低,至10%以下。晚奥陶世至早石炭世的陆上暴露期由于淡水淋滤作用和岩溶作用,孔隙度得以较大增加。中石炭世至今由于埋藏作用又使孔隙减少,尽管埋藏作用期间也有溶蚀作用,但胶结作用的影响远大于溶蚀作用,所以现在的孔隙度很低,90%以上的样品孔隙度小于5.81%,平均孔隙度仅为2.86%。

4 胶结作用

4.1 胶结物的一般特征

主要表现为晶间孔、粒间孔、粒内孔、砾石间孔、硬石膏结核溶模孔和非组构选择性溶蚀孔、洞、缝中白云石和方解石的沉淀。也有少量自生黏土、硅质、黄铁矿和硫酸盐的沉淀。最普遍的胶结作用是硬石膏结核溶模孔和非组构选择性溶蚀孔、洞、缝中白云石和方解石的沉淀,是破坏岩溶作用所形成的次生孔隙的最重要的作用。

最早的胶结物出现于粒间孔中,包括砂屑、砾屑、鲕粒或生物碎屑的粒间孔中。粒间胶结物成分为方解石或白云石,具粒状结构(图2A)。粒状胶结物是孔隙充满淡水时的产物,沉淀于沉积作用之后不久的早期成岩作用阶段。由于颗粒碳酸盐岩少,这类胶结物也不常见。

当硬石膏晶体溶解后不久,即被碳酸盐胶结物充填,保存了硬石膏晶体形状,即形成硬石膏假晶,硬石膏假晶中的碳酸盐往往呈嵌晶状(图2B)。

充填于硬石膏结核溶模孔的胶结物较上述胶结物晚。由于沉积物在同生期或稍后接受了大气淡水的淋滤,形成了硬石膏结核溶模孔。溶模孔中的充填物以白云石、方解石常见,白云石和方解石可以是泥晶,也可以是粒状或嵌晶状胶结物(图2C、D、E),当泥晶与粒状或嵌晶状胶结物出现在同一溶模孔中时,形成成底构造(图2C)。也可以充填石膏、自生石英、或自生黏土,或陆源碎屑。

充填于角砾间孔、非组构选择溶蚀孔和溶蚀缝中的胶结物可以是泥晶,也可以是亮晶方解石或白云石,甚至可以是铁方解石或铁白云石(图2F、G、H)。这些胶结物可以部分或全部充填已形成的孔隙。这类胶结作用大部分发生得较晚,在裸露期风化壳岩溶作用之后的再埋藏条件下。当然也有少数发生得较早,在同生期层间岩溶作用形成了一些溶蚀孔隙之后的浅埋阶段,部分溶孔即可能被胶结物充填。铁方解石和铁白云石均发生在埋藏较深的条件下。这是因为同生期层间岩溶作用形成的溶孔不多,大量的溶孔形成于裸露期的风化壳岩溶作用阶段。砾石间孔的充填都发生在裸露期之后,岩溶角砾岩主要形成于风化壳岩溶作用之后。

中石炭世之后充填于溶孔或砾石间孔的胶结物可以形成浅埋藏条件下,也可以形成深埋藏条件下。

形成于埋藏条件下的胶结物方解石、白云石较为常见。白云石或方解石往往呈嵌晶状(图2C、D、F、G、H)。形成于弱还原,物理化学条件频繁改变条件的白云石或方解石胶结物,具有较鲜艳的阴极发光,有时具有环带状阴极发光(图2H)。

4.2 胶结物的碳、氧稳定同位素特征

本研究用全岩碳酸盐样品磷酸盐测定法和显微激光采样。后者对不同碳酸盐组分样品分别采样,进行碳、氧稳定同位素分析。

4.2.1 激光显微采样结果

各种碳酸盐组分的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 -15.42‰ ~ -0.80‰ 之间,平均 -6.83‰ ,中值 -6.74‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -12.44‰ ~ 5.77‰ 之间,平均 0.27‰ ,中值 1.06‰ (表1)。

泥晶白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 -10.98‰ ~ -0.8‰ 之间,平均 -5.54‰ ,中值 -5.55‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -4.76‰ ~ 5.77‰ 之间,平均 1.51‰ ,中值 1.99‰ (表1)。

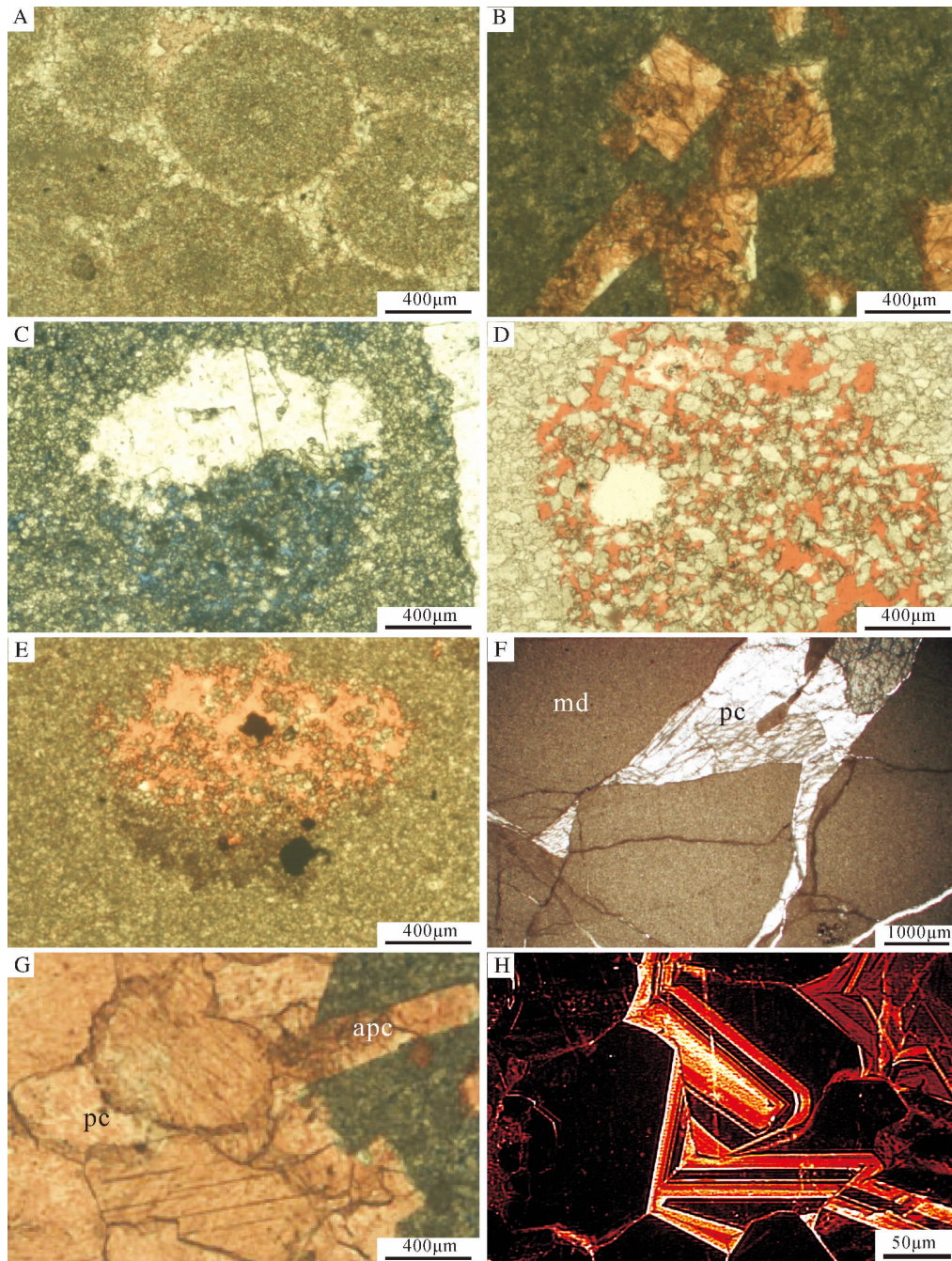


图2 具有不同类型胶结物岩石的显微照片

Fig. 2 Photomicrographs showing rocks with different cements

A. 亮晶鲕粒白云岩, 鲕粒结构模糊, 亮晶具粒状结构。亮晶中有方解石残余(红色)。茜素红染色薄片。S265井3 444.34 m, 马五₁。B. 泥晶白云岩, 由嵌晶状方解石组成硬石膏假晶发育。Y6井2 333.61 m, 马五₂。C. 泥晶白云岩, 一硬石膏结核溶模孔下部被泥晶白云石部分充填, 尚有较多的残余孔隙空间, 上部被嵌晶状白云石充填, 整个孔显示出底构造。蓝色铸体薄片。S96井3 288.35 m, 马五₂。D. 泥晶白云岩, 一硬石膏结核溶模孔被嵌晶状、粒状和泥晶白云石部分充填。红色铸体薄片。S134井3 572.35 m, 马五₄。E. 泥晶白云岩, 见一硬石膏溶模孔, 下部被泥晶白云石充填, 中、上部基本上未被充填。红色铸体薄片。S309井3 647.93 m, 马五₂。F. 白质紊乱岩角砾砾岩, 角砾由泥晶白云石(md)组成, 角砾间缝被嵌晶状方解石(pc)充填。较细的溶蚀缝被泥晶白云石充填。Y6井2 306.76 m, 马五₂。G. 泥晶白云岩溶蚀孔中充填的嵌晶状方解石(pc), 照片左上部有一由嵌晶状方解石组成的硬石膏假晶(apc)。茜素红染色薄片。Y6井2 333.61 m, 马五₂。H. 泥晶白云岩中的非结构选择性溶蚀孔被嵌晶状方解石充填, 充填方解石具有环带状阴极发光, 多数无或发光很暗。Y6井2 333.61 m, 马五₂。

表 1 不同碳酸盐结构组分 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值总结(单位: ‰)

Table 1 Summary of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values for different types of carbonate textural components(‰)

结构组分	激光显微采样								全岩碳酸盐磷酸法	
	泥晶白云石基质		孔隙充填白云石		孔隙充填方解石		各种碳酸盐组分		$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$
同位素类型	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$
最小值	-10.98	-4.76	-12.54	-5.56	-15.42	-12.44	-15.42	-12.44	-11.60	-6.40
最大值	-0.8	5.77	-2.67	3.48	-6.02	1.33	-0.80	5.77	-5.40	2.10
平均	-5.54	1.51	-7.34	0.28	-9.51	-3.20	-6.83	0.27	-8.00	-0.56
中值	-5.55	1.99	-7.28	1.02	-8.88	-2.45	-6.74	1.06	-7.90	-0.10
样品数	2525		1616		99		5050		40	

* 激光显微采样同位素分析由中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院张中华、郑平用 MAT252 气体同位素质谱仪完成。全岩碳氧同位素由核工业北京地质研究院分析测试中心刘汉彬用 MAT253 同位素质谱仪、碳、氧同位素组成磷酸盐法测定。

充填于溶蚀孔、缝和砾石间孔、缝中的白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-12.54\text{‰} \sim -2.67\text{‰}$ 之间, 平均 -7.34‰ , 中值 -7.28‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-5.56\text{‰} \sim 3.48\text{‰}$ 之间, 平均 0.28‰ , 中值 1.02‰ (表 1)。总的来说, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于泥晶白云石的(图 3), 原因是形成晚, 受淡水淋滤、埋藏作用和有机质影响较大。

充填于溶蚀孔、缝和砾石间孔、缝中的方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-15.42\text{‰} \sim -6.02\text{‰}$ 之间, 平均 -9.51‰ , 中值 -8.88‰ ; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-12.44\text{‰} \sim 1.33\text{‰}$ 之间, 平均 -3.20‰ , 中值 -2.45‰ (表 1)。

4.2.2 全岩样品结果

全岩碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-11.60\text{‰} \sim 5.40\text{‰}$ 之间, 平均 -8.00 , 中值 -7.90 ; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 $-6.40\text{‰} \sim 2.1\text{‰}$, 平均 -0.56‰ , 中值 -0.10‰ (表 1)。 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布范围均在激光显微采样的全部碳酸盐组分的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布范围内(图 3), 这两种采样方法分析结果的差异主要是采样的随机性造成。

4.2.3 激光显微采样与全岩碳酸盐磷酸法比较

根据强子同等研究, 激光显微采样是通过碳酸盐岩分解产生 CO_2 , 与磷酸溶解碳酸盐产生 CO_2 的常规分析结果会有差异, 存在一个分馏校正值, 此分馏值是一个常数^[11]。上述的激光显微采样结果是经过校正的值。本研究用得出的各种碳酸盐组分的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的平均值和中值与全岩碳酸盐磷酸法分析结果的相应值没有表现出明显的差别。笔者对鄂尔多斯盆地马家沟组 115 个激光显微采样和 443 个全岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行过比较, 没有表现出明显差别。

4.2.4 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值讨论

现代海洋碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大约在 $4\text{‰} \sim -2\text{‰}$ 之间^[12], 多数古代碳酸盐台地的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也在此范围内。除非水/岩比高达 10, 在成岩作用变化期间碳酸

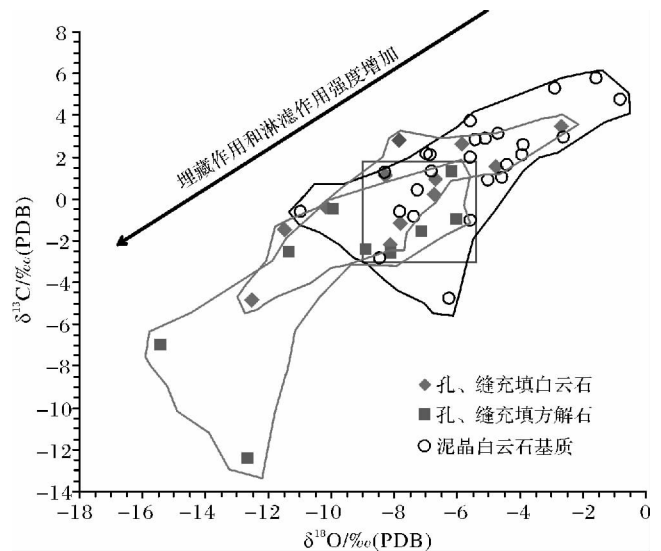


图 3 不同的碳酸盐结构组分的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值关系

Fig. 3 Relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values for different carbonate textural components

正方框为 Shields 等统计的全球中奥陶统碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围。

盐胶结物的碳同位素将保持不变, 当水/岩比在 10 与 10^3 之间碳同位素值将改变。如果水/岩比值大于 10^3 , 胶结物碳同位素将与成岩流体达到平衡。相反, 当水/岩比低至 0.1 时碳酸盐胶结物的氧同位素值即开始变化, 当水/岩比值近于 3 时, 氧同位素值与成岩流体达到平衡^[13, 14]。有机来源的 CO_2 比大气碳成分轻得多, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-16\text{‰} \sim -25\text{‰}$ ^[15]。当地层中的有机质成熟时释放出的 CO_2 溶解于孔隙水时, 也将使孔隙水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值大大降低。所研究的碳酸盐大部分样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在上述的现代海洋碳酸盐的范围内, 少数较低, 主要是受到淡水影响。但这些 $\delta^{13}\text{C}$ 值并不很低, 主要原因是受有机质影响不大。

成岩作用过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 值较 $\delta^{13}\text{C}$ 值更容易发生

变化^[16]随着淡水淋滤作用的加强,埋藏加深和温度升高, $\delta^{18}\text{O}$ 值降低。所研究的碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较很多学者研究的奥陶纪海相生物和非生物碳酸盐岩的^[17~20]偏低,主要是淡水淋滤和埋藏作用所致^[7, 21, 22]。

总的来说,孔隙充填的白云石和方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于泥晶白云石的(图3),原因是这些孔隙充填的碳酸盐在较晚的时候沉淀于温度较高的埋藏条件下,且过饱和碳酸盐的孔隙水部分与淡水有关。原始沉积碳酸盐,即泥晶碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的改变主要发生在早期成岩作用阶段,沉积物尚未固结,成岩孔隙水的温度或同位素成分与周围的海水差别很大的情况下,一般不发生在埋藏阶段^[23]。碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 值是沉淀时原始流体溶液同位素成分和周围温度的函数^[24]。沉淀于岩溶作用形成的溶蚀孔、洞、缝的碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要取决于孔隙水的成分和温度。存在这样的趋势,方解石胶结物的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值低于白云石胶结物的(图3)。根据实验资料,通常白云石较共生的方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 高2.6‰~9‰^[25~28]。

4.3 胶结物的微量元素特征

泥晶白云石基质的Na含量0~350 $\mu\text{g/g}$,平均59 $\mu\text{g/g}$,中值0; Sr含量0~380 $\mu\text{g/g}$,平均10 $\mu\text{g/g}$,中值0; Fe含量0~14 570 $\mu\text{g/g}$,平均1 686 $\mu\text{g/g}$,中值1 060 $\mu\text{g/g}$; Mn含量0~4 670 $\mu\text{g/g}$,平均186 $\mu\text{g/g}$,中值40 $\mu\text{g/g}$ (表2)。

充填于溶蚀孔、缝和砾石间孔、缝中的白云石的Na含量0~470 $\mu\text{g/g}$,平均74 $\mu\text{g/g}$,中值20 $\mu\text{g/g}$; 各样品的Sr含量均为0; Fe含量280 $\mu\text{g/g}$ ~96 320 $\mu\text{g/g}$,平均23 005 $\mu\text{g/g}$,中值16 035 $\mu\text{g/g}$; Mn含量0~1 480 $\mu\text{g/g}$,平均433 $\mu\text{g/g}$,中值250 $\mu\text{g/g}$ (表2)。

充填于溶蚀孔、缝和砾石间孔、缝中的方解石的Na含量0~580 $\mu\text{g/g}$,平均105 $\mu\text{g/g}$,中值0; Sr含量均为0; Fe含量0~3700 $\mu\text{g/g}$,平均546 $\mu\text{g/g}$,中值280 $\mu\text{g/g}$; Mn含量在0~560 $\mu\text{g/g}$,平均189 $\mu\text{g/g}$,中值120 $\mu\text{g/g}$ (表2)。

充填于溶蚀孔、洞、缝和砾石间孔、缝中的白云石与方解石在微量元素含量上无明显差别。与泥晶白云石基质比较,Na、Sr、Mn含量差别不大,因这些元素含量都低。充填于溶蚀孔、洞、缝和砾石间孔、缝中的白云石与方解石胶结物较泥晶白云石基质有明显高的Fe含量,说明胶结物生成于较还原的条件下。

表2 各种碳酸盐结构组分的主要元素和微量元素含量总结
Table 2 Summary of main and trace elements contents for different carbonate textural components

结构组分	统计参数	Mg	Ca	Na	Fe	Sr	Mn
		%			$\mu\text{g/g}$		
泥晶白云石基质	最小值	11.31	17.73	0	0	0	0
	最大值	14.18	21.04	350	14570	380	4670
	均值	13.39	20.36	59	1686	10	186
	中值	13.48	20.48	0	1060	0	40
	样品数	74					
孔隙充填白云石	最小值	7.61	19.26	0	280	0	0
	最大值	13.89	20.86	470	96320	0	1480
	均值	12.03	20.17	74	23005	0	433
	中值	12.27	20.33	20	16035	0	250
	样品数	26					
孔隙充填方解石	最小值	0.02	33.14	0	0	0	0
	最大值	0.68	40.15	580	3700	0	560
	均值	0.21	38.21	105	546	0	189
	中值	0.16	38.62	0	280	0	120
	样品数	21					

* 元素含量由西安地质矿产研究所实验测试中心刘亚菲用JXA-8100电子探针仪测定。

现代海洋环境中,由文石组成的灰泥以低的Fe含量(180 $\mu\text{g/g}$ ~973 $\mu\text{g/g}$,平均472 $\mu\text{g/g}$)为特征^[29]。现代热带文石沉积物具有低的Mn(<20 $\mu\text{g/g}$),中等Na(~2 500 $\mu\text{g/g}$)和高的Sr(~10 000 $\mu\text{g/g}$)含量为特征^[30, 31]。

Na在现代碳酸盐中的含量远大于1 000 $\mu\text{g/g}$, Na位于碳酸盐晶格的缺陷部位^[32]。随着成岩作用强度的增加,Na含量减少。

Sr在碳酸盐晶格中以类质同象方式交接仪式Ca。由于晶体结构的差异,从同一溶液中沉淀的文石和方解石具明显不同的Sr浓度。与配位数为六的三方晶系的方解石结构相比,配位数为九的文石结构的斜方晶系的Ca的晶位更大^[33],而含Sr高, Sr^{2+} 的离子半径大于 Ca^{2+} 。随着成岩作用强度增加,文石转变为方解石,Sr的含量大大降低。因此,本研究的泥晶白云石具有很低的Sr含量。孔隙中充填的白云石和方解石与淡水有关,其Sr含量也很低。

由于Fe和Mn仅在还原状态下才能进入碳酸盐晶格,它们的出现说明了还原条件下的沉淀,而不是在开放的海相条件下^[34]。本研究的泥晶白云石具有很高的Fe含量和不低的Mn含量,主要是埋藏成岩作用所致。充填于孔隙中的白云石和方解石一般来说具有更高的Fe含量,它们直接从还原条件下沉淀。泥晶白云石和碳酸盐胶结物的Mn含量均不是很高,

其差别也不大,主要是地球化学背景造成的。

4.4 胶结物流体包裹体特征

胶结物包裹体一般较小,形状多近圆形,少量为不规则形状。包裹体不以单一的形态存在,一般为2~3个亚类的组合体。主要以盐水包裹体和含液态烃包裹体为主,与少量气态烃包裹体共存大部分胶结物晶体小。

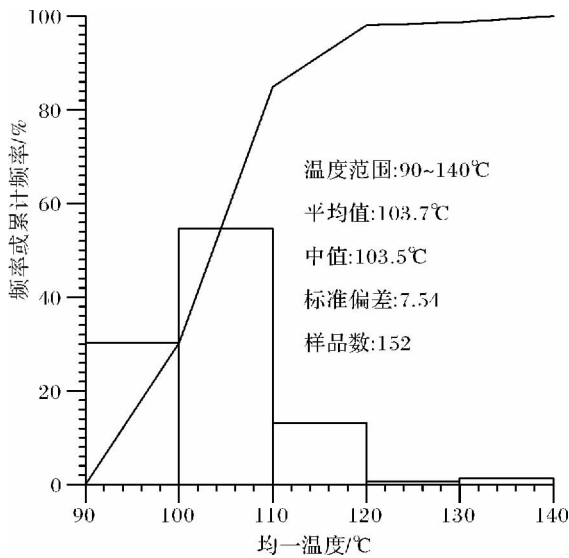


图4 碳酸盐胶结物包裹体的均一温度分布直方和累计频率曲线

Fig. 4 Histogram and cumulative percentage curve showing distribution for homogenization temperatures of fluid inclusions in the carbonate cements

* 包裹体温度由西安石油大学地球科学与工程学院曹青测定

16个样品的152个包裹体的均一温度在90°C~140°C范围内,绝大部分液体包裹体的均一温度在90~120°C范围内(图4)。说明大部分胶结物形成于埋藏较深的高温条件下^[35]。这与氧同位素分布特征与微量元素含量所得出的结论一致。

流体包裹体的气相成分有CH₄、CO₂、N₂、H₂、H₂S,以CH₄最为普遍。液相成分以H₂O占绝大多数,个别样品中有CH₄和CO₂(图5)。按胶结物形成的时间,可分为早期胶结物和晚期胶结物。早期胶结物含液相包裹体多;晚期胶结物形成于温度较高的条件下,包裹体含气态CH₄高。大部分为晚期胶结物,与上述的埋藏较深的高温条件吻合。

4.5 岩溶古地貌对胶结作用的影响

碳酸盐的溶解与沉淀,取决于孔隙水对碳酸盐的饱和与否。溶解有CO₂的大气淡水对碳酸盐有较强的溶解能力。随着孔隙水溶解碳酸盐的增加,孔隙

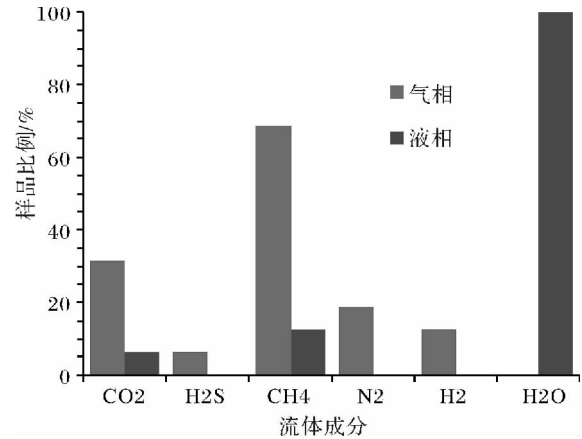


图5 碳酸盐胶结物流体包裹体成分分布直方图
Fig. 5 Histogram showing distribution of fluid inclusion components in the carbonate cements

* 包裹体成分分析由西安地质矿产研究所实验测试中心王志海用英国 Renshaw 公司 inVia 型激光拉曼探针完成。

水将对碳酸盐饱和,而产生沉淀。岩溶斜坡地带的孔隙水具有较高的势能,淡水不断往下渗透,长期保持对碳酸盐不饱和,岩溶斜坡地带以溶解作用为主。岩溶洼地为区域性岩溶水汇集区,渗流带、潜流带不发育,孔隙水流动性差,胶结作用最发育。根据对长庆气田不同古地貌单元产气井情况的统计,古岩溶高地、古岩溶斜坡和古岩溶盆地工业气井钻遇率分别是20%、52.9%和3.7%。工业气井钻遇率在古岩溶斜坡最高,古岩溶高地次之,古岩溶盆地最低,有92.3%的高产气井分布在古岩溶斜坡之上,岩溶洼地工业气流井钻遇率仅4.8%^[36]。

5 结论

鄂尔多斯盆地南部奥陶系碳酸盐岩中的胶结物主要由白云石和方解石组成,胶结物具有泥晶、粒状或镶嵌状结构。

碳酸盐胶结物具有低的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值。泥晶白云石、孔隙充填白云石和孔隙充填方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值有逐渐降低的均势。泥晶白云石和碳酸盐胶结物以低的Na和Sr含量,高的铁含量,中等Mn含量为特征。

胶结物的流体包裹体具有较高的均一温度,说明胶结物形成于温度较高的埋藏条件下。按形成时间可分为早期胶结物和晚期胶结物。大部分胶结物为晚期胶结物,形成于中石炭世之后的埋藏条件下。奥陶系沉积之后,长期岩溶作用形成了岩溶古地貌,其中的岩溶洼地是胶结作用最强的地带,有利于胶结物

的形成,而不利於次生孔隙的保存。

参考文献(References)

- 1 Tucker M, Wright V P. Carbonate Sedimentology [M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990: 482
- 2 Saller A H, Henderson N. Distribution of porosity and permeability in platform dolomites—insight from Permian of west Texas [J]. AAPG Bulletin, 1998, 82(8): 1528-1550
- 3 Warren J K. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations [J]. Earth-Science Reviews, 2000, 52(1): 1-81
- 4 Al-Shaieb Z, Lynch M. Paleokarst features and thermal overprints observed in some of the Arbuckle cores in Oklahoma Paleokarst related hydrocarbon reservoirs [C]//Fritz R D, Wilson J L and Yurewicz D A, eds. Paleokarst Related Hydrocarbon Reservoirs: SEPM Core Workshop, 1993: 11-59
- 5 Loucks R G. Paleocave carbonate reservoirs: burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications [J]. AAPG Bulletin, 1999, 83: 1795-1834
- 6 Loucks R G, Mescher P K, McMechan G A. Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, central Texas [J]. AAPG Bulletin, 2004, 88: 545-564
- 7 Wang B, Al-Aasm I S. Karst-controlled diagenesis and reservoir development: Example from the Ordovician main-reservoir carbonate rocks on the eastern margin of the Ordos basin, China [J]. AAPG Bulletin, 2002, 86: 1639-1658
- 8 杨华, 王宝清. 微生物白云石模式评述 [J]. 海相油气地质, 2012, 17(2): 1-7 [Yang Hua, Wang Baoqing. Microbial dolomite models: An overview [J]. Marine Origin Petroleum Geology, 2012, 17(2): 1-7]
- 9 付金华, 王宝清, 孙六一, 等. 鄂尔多斯盆地苏里格地区奥陶系马家沟组白云石化 [J]. 石油实验地质, 2011, 33(3): 266-273 [Fu Jinhua, Wang Baoqing, Sun Liuyi, et al. Dolomitization of Ordovician Majiagou Formation in Sulige area, the Ordos Basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2011, 33(3): 266-273]
- 10 Enos P, Sawatsky L H. Pore networks in Holocene carbonate sediments [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1981, 51: 155-161
- 11 强子同, 马德岩, 顾大镛, 等. 激光显微取样稳定同位素分析 [J]. 天然气工业, 1996, 16(6): 86-89 [Qiang Zitong, Ma Deyan, Gu Dayong, et al. Laser-microsampling carbonates for stable isotope analysis [J]. Natural Gas Industry, 1996, 16(6): 86-89]
- 12 Cross D F. Variations in the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of diagenetically altered limestones in the Bermuda Islands [J]. Journal of Geology, 1964, 72: 170-194
- 13 Banner J L, and Hanson G N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water rock interaction with application to carbonate diagenesis [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1990, 54: 3123-3137
- 14 Chafetz H S, Wu Z, Lapen T J, Milliken K L. Geochemistry of preserved Permian aragonitic cements in the tepees of the Guadalupe Mountains, West Texas and New Mexico, U. S. A. [J]. Journal of Sedimentary Research, 2008, 78: 187-198
- 15 Lohmann K C. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst [C]//James N P, Choquette P W, eds. Palaokarst. New York: Springer-Verlag, 1988: 58-80
- 16 Gomez F J, Ogle N, Astini R, et al. Paleoenvironmental and carbon-oxygen isotope record of middle Cambrian carbonates (La Laja formation) in the Argentine Precordillera [J]. Journal of Sedimentary Research, 2007, 77: 826-842
- 17 Given R K, Lohmann K C. Derivation of the original isotopic composition of Permian marine cements [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1985, 55: 430-439
- 18 Meyers W J, Lohmann K C. Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, New Mexico [C]//Schneidermann N, Harris P M, eds. Carbonate Cements. SEPM Special Publication 36, 1985: 222-239
- 19 Popp B N, Anderson T. F, Sandberg P A. Brachiopods as indicators of original compositions in some Paleozoic limestones [J]. Geological Society of America Bulletin, 1986, 97: 1262-1269
- 20 Qing H, Veizer J. Oxygen and carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: implication for coeval seawater [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58: 4429-4442
- 21 王宝清, 王凤琴, 魏新善, 等. 鄂尔多斯盆地东部太原组古岩溶特征 [J]. 地质学报, 2006, 80(5): 700-704 [Wang Baoqing, Wang Fengqin, Wei Xinshan, et al. Characteristics of paleokarst in the Taiyuan Formation from eastern Ordos basin [J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 85(5): 700-704]
- 22 王宝清, 章贵松. 鄂尔多斯盆地苏里格地区奥陶系古岩溶储层成岩作用 [J]. 石油实验地质, 2006, 28(6): 518-522 [Wang Baoqing, Zhang Guisong. Diagenesis of Ordovician paleo-karst reservoir in the Sulige area, the Ordos basin [J]. Petroleum Geology & Experiment, 2006, 28(6): 518-522]
- 23 Jaffrés J B D, Shields G A, Wallmann K. The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years [J]. Earth-Science Reviews, 2007, 83: 83-122
- 24 Given R K, Lohmann K C. Isotopic evidence for the early meteoric diagenesis of the reef facies, Permian reef complex of west Texas and New Mexico [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1985, 56(2): 183-193
- 25 Loyd S J, Corsetti F A. The origin of the millimeter-scale lamination in the neoproterozoic lower beek spring dolomite: implications for widespread, fine-scale, layer-parallel diagenesis in precambrian carbonates [J]. Journal of Sedimentary Research, 2010, 80: 678-687
- 26 O'Neil J R, Epstein S. Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide [J]. Science, 1966, 152: 198-201
- 27 Northrop D A, Clayton R N. Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite [J]. Journal of Geology, 1966, 74: 174-196
- 28 Vasconcelos C, McKenzie J A, Warthmann R, et al. Calibration of the ^{18}O paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments [J]. Geology, 2005, 33: 317-320

- 29 Milliman J D. Recent Sedimentary Carbonates 1: Marine Carbonates [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1974: 375
- 30 Rao C P. Geochemistry of temperate-water carbonates, Tasmania, Australia [J]. Marine Geology, 1986, 71: 363-370
- 31 Rao C P. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonates (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia [J]. Sedimentary Geology, 1990, 66: 83-97
- 32 Morse J W, Mackenzie F T. Geochemistry of Sedimentary Carbonates [M]. Amsterdam: Elsevier, 1990: 706
- 33 Banner J L. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis [J]. Sedimentology, 1995, 42: 805-824
- 34 Franciszek J H, Lohmann K C. Mississippian paleocean chemistry from biotic and abiotic carbonate, muleshoe mound, Lake Valley Formation, New Mexico, U. S. A. [J]. Journal of Sedimentary Research, 2008, 78: 147-160
- 35 王宝清. 山西省柳林奥陶系古岩溶顶部方解石充填物 [J]. 地质论评, 1995, 41(5): 473-479 [Wang Baoqing. Calcite fill on the top Ordovician paleokarst in Liulin, Shanxi [J]. Geological Review, 1995, 41(5): 473-479]
- 36 马振芳, 周树勋, 于忠平, 等. 鄂尔多斯盆地中东部前石炭纪古岩溶地貌与天然气富集研究 [C] // 杨华, 金贵孝, 荣春龙. 低渗透油气田研究与实践. 北京: 石油工业出版社, 2001: 24-27 [Ma Zhenfang, Zhou Shuxun, Yu Zhongping, et al. Research of paleokarst geomorphology and accumulation pattern of natural gas for pre-Carboniferous in the central and eastern Ordos basin [C] // Yang Hua, Jin Guixiao, Rong Chunlong, eds. Research and Practice for Low Permeability Oil and Gas Fields. Beijing: Petroleum Industry Press, 2001: 24-27]

Cementation of the Ordovician Carbonate Reservoirs in the South Ordos Basin, China

YANG Hua^{1 2} WANG Bao-qing³ SUN Liu-yi^{2 4} REN Jun-feng^{2 4}
HUANG Zheng-liang^{2 4} Wu Chun-ying^{2 4}

(1. Changqing Oilfield Company, PetroChina, Xi'an 710018;

2. National Engineering Laboratory of Exploration & Development of Low Permeability Oil/Gas Fields, Xi'an 710018;

3. School of Earth Sciences and Engineering, Xi'an Shiyou University, Xi'an 710065;

4. Research Institute of Exploration & Development, Changqing Oilfield Company, PetroChina, Xi'an 710018)

Abstract: The Ordovician Majiagou Formation mainly consists of carbonate rocks originally deposited and karst barecacia. The reservoir space is mainly secondary pores. After deposition dissolution, dolomitization, desiccation, physical compaction, karstification and cementation soon began. Cementation, which mainly occurred under the burial conditions after the middle Carboniferous, is common and important destructional diagenesis for reservoirs. The micritic, equant sparry and poikilotopic calcite and dolomite, infilling moldic pores of anhydrite concretion, and non-fabric selective dissolution pores and fractures, are common cements. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of micritic dolomite range from -10.98‰ to -0.8‰, averaging -5.54‰; and from -4.76‰ to 5.77‰, averaging 1.51‰, respectively. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of dolomite cements infilling dissolution pores range from -12.54‰ to -2.67‰, averaging -7.34‰; and from -5.56‰ to 3.48‰, averaging 0.28‰ respectively. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of calcite cements infilling dissolution pores range from -15.42‰ to -6.02‰, averaging -9.51‰; and from -12.44‰ to 1.33‰, averaging -3.20‰, respectively. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of dolomite and calcite cements are generally lower than of micritic dolomite, because of late formation, fresh water leaching, burial diagenesis and influence of organic materials. The Na, Sr, Fe and Mn content of micritic dolomite, dolomite cements and calcite cements ranges from 0 to 350 $\mu\text{g/g}$, averaging 59 $\mu\text{g/g}$; from 0 to 380 $\mu\text{g/g}$ averaging 10 $\mu\text{g/g}$; from 0 to 14 570 $\mu\text{g/g}$, averaging 1 040 $\mu\text{g/g}$; and from 0 to 4 670 $\mu\text{g/g}$, averaging 183 $\mu\text{g/g}$, respectively. The Na, Sr, and Mn content of dolomite and calcite cements is similar with that of micritic dolomite, because all trace elements content is low. Fe content of dolomite and calcite cements is higher than that of micritic dolomite. The homogenization temperatures of fluid inclusions in the cements range 90 ~ 140°C. All indicates that the cements formed under reduced conditions with high temperature in the deep burial environments. The most gaseous phase of the fluid inclusions consists of CH_4 , while the most liquid phase is H_2O . The early and late cements formed before and later formation of the natural gas respectively. The cementation developed extensively in the karst depressions.

Key words: south Ordos basin; cementation; carbon and oxygen isotopes; trace elements; fluid inclusions