

文章编号:1000-0550(2017)04-0797-15

doi: 10.14027/j.cnki.cjxb.2017.04.014

# 四川盆地川中地区震旦系灯影组碳酸盐沉积物成岩作用与孔隙流体演化

强深涛<sup>1</sup>, 沈平<sup>2</sup>, 张健<sup>2</sup>, 夏茂龙<sup>2</sup>, 冯明友<sup>1</sup>, 夏青松<sup>1</sup>, 陶艳忠<sup>1</sup>, 夏自强<sup>1</sup>, 林怡<sup>2</sup>

1.西南石油大学,成都 610500

2.中国石油西南油气田分公司,成都 610041

**摘要** 以四川盆地川中高石梯—磨溪地区钻井岩芯和水样资料为主,盆地周边地面剖面露头资料为辅,采用微量元素、阴极发光、包裹体、同位素等分析手段进行岩石学和地球化学分析,在此基础上讨论了灯影组碳酸盐岩的成岩作用变化和成岩作用过程中孔隙流体的演化。研究结果表明:灯影组碳酸盐岩沉积物在沉积作用和成岩作用过程中广泛地受到孔隙流体和成岩作用变化的影响,发生过海水的胶结作用、早期大气水成岩作用(溶解作用和沉淀作用)、表生喀斯特化作用、构造控制的热液白云石化和密西西比谷型矿化作用、碳氢产生时的溶解作用、油热裂解时焦沥青的充填孔洞作用等,其中喀斯特化和热液白云石化对储层的发育起着重要的作用。然而,灯影组孔隙流体广泛地被白云石化作用和喀斯特化作用的修饰。现今地层水资料分析表明这些成岩作用明显地影响蒸发海水的的海水流体。地层水分析资料在Ca-Br及Mg-Br关系图上显示出蒸发海水的特征,Ca的浓度比蒸发海水分布曲线要高,Mg的浓度比蒸发海水曲线要低,为灯影组沉积物在成岩作用过程中发生过白云石化作用的结果。

**关键词** 成岩作用;喀斯特化作用;热液白云石化作用;孔隙流体演化

**第一作者简介** 强深涛,男,1975年出生,讲师,石油天然气勘探及开发,E-mail: qiangshentao@swpu.edu.cn

**通讯作者** 夏茂龙,男,高级工程师,E-mail: 29037904@qq.com

**中图分类号** P618.13 **文献标识码** A

## 0 引言

区域地质研究的资料表明四川盆地震旦系灯影组碳酸盐岩是重要的油气储集层,有丰富的天然气<sup>[1-2]</sup>,在川滇黔三省边界地区有密西西比谷型铅锌矿<sup>[3]</sup>,而在川南长宁地区还有厚的石盐和硬石膏层,灯影组赋存有丰富的矿产资源。

上世纪50—60年代发现威远大气田以来,灯影组的油气勘探经历一个漫长的波折之后,本世纪初,在川中高石梯—磨溪地区有了新的突破。然而,一些地区单井产量高达 $100 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ,而有的单井日产量只有几万立方米(甚至更低)。什么原因造成了这样的不均衡性不得而知。另外,一些勘探井中发现有密西西比谷型矿化作用的产物——方铅矿和闪锌矿,这种金属矿物的物质来源亦尚不明确。这些问题影响了进一步阐明四川盆地此种矿产的分布规律及其评价。明确灯影组碳酸盐岩的成岩作用和成岩作用过

程中孔隙流体来源和演化为其关键。

以川中高石梯—磨溪地区的钻井岩芯和水样资料为主,盆地周边的露头资料为辅,采用微量元素、阴极发光、包裹体、同位素等分析手段,并通过野外和室内,宏观和微观相结合进行系统的岩石学和地球化学分析,在此基础上讨论了灯影组碳酸盐岩的成岩作用变化和成岩作用过程中孔隙流体的演化。

## 1 灯影组成岩作用

### 1.1 海水胶结作用和海水胶结物

川中高石梯—磨溪地区,井下和川西南地区的地表露头通常可以见到灯影组碳酸盐层中有核形石颗粒岩和鲕粒颗粒岩(除了叠层石岩之外),它们是浅水碳酸盐台地上的高能滩。当相对海平面上升时,这些潮下高能带的核形石颗粒滩和鲕粒颗粒滩沉积物孔隙内部,以核形石和鲕粒为底质产生海水纤状胶结物的生长。这些纤状胶结物通常是文石或高镁方解

收稿日期:2016-06-20; 收修改稿日期:2016-12-14

基金项目:国家自然科学基金项目(41202109);四川省创新训练项目(201610615054);中石油西南油气田分公司勘探综合研究项目(XNS14JS2013-055)[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41202109; Sichuan Innovation Training Project, No. 201610615054; Exploration and Research Project of PetroChina Southwest Oil and Gas Field Branch, No. XNS14JS2013-055]

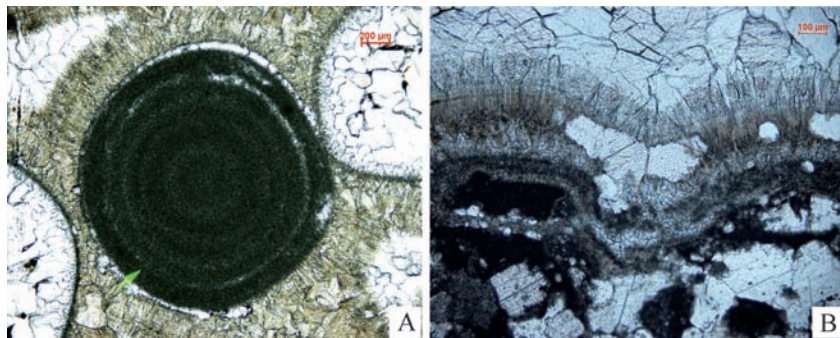


图1 鲕粒颗粒岩和核形石颗粒岩单偏光显微照片

A, B. 鲕粒颗粒岩、核形石颗粒岩, 在核形石和鲕粒间有纤状海水胶结物, 乐山沙湾范店乡剖面。

Fig.1 Oolite grainstone and thrombolite grainstone (A and B), isopachous fibrous cements (plain light) intraparticle

石(图1A, B)。

一些研究者在讨论现代海洋碳酸盐沉积物和古代碳酸盐岩的研究资料时指出, 在颗粒岩的粒间孔中有海水纤状胶结物。通常这种纤状胶结物是文石或镁方解石<sup>[4-10]</sup>。现代碳酸盐沉积研究已经知道, 在热带海洋环境背景下, 海水对  $\text{CaCO}_3$  来说是饱和或过饱和的, 通常有两种碳酸盐胶结物: 文石和  $\text{Mg}$  方解石。这些胶结物具有一定的结晶形态: 文石为等厚纤状胶结物(isopachous fibrous cement)、针状胶结物(acicular cements)、球文石状胶结物(bothyoidal cements)和八字形状胶结物(splays cement)。总的来说纤状是基本特征, 球文石状是特例; 高  $\text{Mg}$  方解石为等厚纤状, 也可以是叶片状(blades), 有时还有球粒泥晶(pleoidal micrite cement)。文石和高  $\text{Mg}$  方解石胶结物都可以是等厚纤状胶结物, 但前者为平头晶, 后者为尖头晶, 结晶形态上有差别, 但在古代岩石中却很难区别它们<sup>[11]</sup>。现代海滩岩这种纤状胶结物, 能在几周内快速生长形成<sup>[12]</sup>。以原生粒间孔隙壁为底质的这种纤状胶结, 通常被看成是近地表成岩环境中海

底成岩环境的鉴定标志, 它是从海水孔隙水中沉淀的, 一般称之为海水胶结物, 其通常出现在海底硬地中<sup>[13]</sup>。灯影组碳酸盐经历海水胶结之后, 相对海平面下降时, 会暴露在大气水成岩成岩环境, 受到近地表成岩环境中大气水的溶解作用和淡水方解石的胶结作用。

## 1.2 大气水成岩作用——溶解与沉淀

灯影组碳酸盐岩属于陆表海浅水碳酸盐沉积。当碳酸盐台地处于相对海平面上升期时, 在台地上高能带形成鲕粒滩或核形石颗粒滩。此时, 在海底高能滩的粒间孔中就会产生早期海水胶结作用形成等厚纤状胶结物。当相对海平面处下降时期台地上高能带形成的鲕粒滩和核形石颗粒滩, 就会暴露到近地表大气水作用的成岩环境。这时文石鲕粒和核形石就会发生溶解作用形成鲕模孔、粒内孔,  $\text{Mg}$  方解石海水胶结物在原来方解石晶体位置进行调整发生稳定化作用, 在溶解的铸模孔(鲕模)和粒内孔内有粒状方解石的沉淀(图2)。有关这方面的问题许多研究者在这个领域早已作过详细论述<sup>[14-16]</sup>。

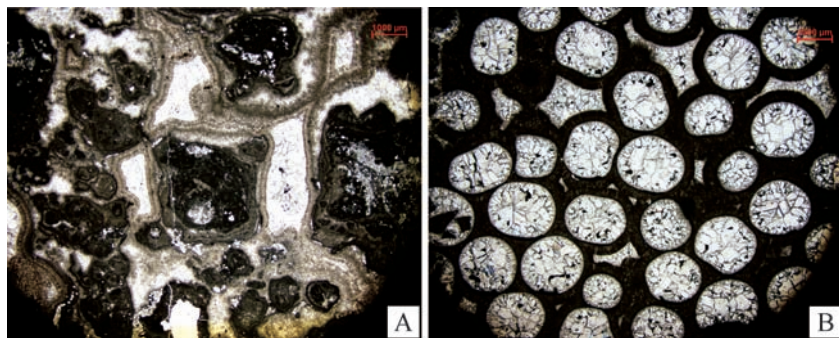


图2 颗粒岩单偏光显微照片

A, B. 核形石颗粒岩及鲕粒颗粒岩。鲕粒由于大气水成岩作用形成铸模孔, 淡水方解石充填铸模孔, 核形石颗粒由于大气水成岩作用形成粒内孔, 淡水方解石充填粒内孔, 乐山沙湾范店乡剖面。

Fig.2 Thrombolite grainstone and oolite grainstone, intraparticle and moldic pore, filling by meteoric calcite cements (plain light)

核形石颗粒岩和鲕粒颗粒岩(图 2A, B)中鲕粒铸模孔和核形石的粒内孔是大气水的溶解作用的结果。鲕粒铸模孔和核形石粒内孔充填的粒状方解石是大气水方解石沉淀的产物。正如一些研究者所指出一样,如果水/岩石体系中水的流量大,水相对文石和 Mg 方解石强烈地不饱和,文石质或 Mg 方解石质的颗粒将会全部溶解形成铸模孔。如果水/岩石体系域中水流量缓慢,相对文石或 Mg 方解石转为不饱和,这种条件下就会产生小规模的溶解作用和颗粒内部分文石溶解,部分产生稳定化作用,鲕粒和核形石颗粒产生粒内孔<sup>[5,10]</sup>。这样颗粒内一些残余的泥晶也得到合理的解释。核形石内部分泥晶保存下来,就是这种因素造成的。

部分研究者指出,如果欠稳定的矿物是 Mg 方解石,在镁方解石不饱和、方解石饱和的大气水体系中, Mg 方解石中欠稳定的  $MgCO_3$  被溶解,而现存的 Mg 方解石遗留  $CaCO_3$  就成为成核点沉淀<sup>[5,10,15]</sup>。这就是说灯影组鲕粒的纤状胶结物可能是 Mg 方解石。当鲕粒内文石同心层发生溶解作用时,鲕粒间的等厚纤状 Mg 方解石胶结物  $MgCO_3$  被淋漓溶解带走了,转变成方解石胶结物保存了原来的晶体形状。

应当注意的是近地表成岩环境大气水溶解作用与溶解物  $CaCO_3$  的沉淀作用是相伴的,它可以在溶解作用的次生孔隙中形成淡水方解石胶结物(图 2A, B)。淡水成岩作用在灯影沉积物中是局部的,当它们被上覆沉积物覆盖并进入到埋藏成岩作用时,主要还是海水性质孔隙流体。

### 1.3 近地表早期海水白云石化作用

震旦系灯影组碳酸盐沉积物在近地表成岩环境的海水胶结作用和大气水溶解作用之后的成岩作用

是近地表环境下的早期海水白云石化作用。其特征是保存极好的原生沉积组构、生物成因的叠层石构造以及纤状胶结物(图 3)。

震旦系灯影组在时代上属于晚前寒武纪白云岩层。世界各地前寒武系都有白云岩分布,与灯影组白云岩层一样,共同特征是厚度大、保存有极好的原生沉积组构、生物成因的叠层石构造,以及海水纤状胶结物。关于这些白云岩的成因有不同的解释。北美前寒武系 Beek Spring 白云岩被一些研究者解释为原生成因<sup>[17]</sup>,印度和苏格兰前寒武系白云岩被解释为同生交代白云岩<sup>[18-19]</sup>。北美前寒武系 Wyman 组白云岩被一些研究者解释为早期成岩交代成因,并指出其中还有晚期热液白云石化作用<sup>[12]</sup>。虽然 Tucker *et al.*<sup>[17]</sup> 把前寒武系 Beek Spring 白云岩看成为原生成因,但是 Zemploch *et al.*<sup>[20]</sup> 认为 Beek Spring 白云岩是混合水成因,因为它们 C、O 同位素呈“正相关性”分布。对于震旦系灯影组白云岩,一些研究者基于保存有很好的原生组构把它解释为原生成因<sup>[21-23]</sup>,而另一些研究者注意到白云岩中晶粒结构把它看成是交代成因<sup>[24-25]</sup>。

前寒武系白云岩的成因还存有争议,灯影组白云岩也存有争论:原生成因和交代成因。然而不论争论焦点如何,但从成岩作用和成岩作用环境研究上看它们有一个共同的观点,即灯影组白云岩是在沉积—近地表成岩环境中形成的,是早期白云岩。

保存原生沉积组构,生物成因的叠层石构造和纤状白云石胶结物这一特征,并不一定就可以确定它是原生成因,因为显生代也有保存极好原生组构白云岩,但是它们是交代成因。因此一些研究者认为保存原生组构的白云岩是按组构交代的结果<sup>[12,26]</sup>。早期

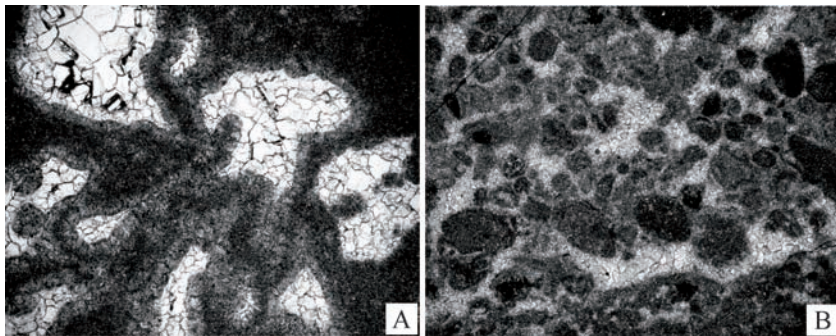


图3 震旦系灯影白云岩单偏光显微照片

A. 叠层石白云岩,隐晶—泥晶组构,具层状晶洞构造。晶洞边缘有海水纤状胶结物,资6井,3 698.4 m,单偏光;B. 亮晶砂屑白云岩,砂屑为隐晶—泥晶结构,孔隙中有早期纤状白云石胶结物残余,以及晚期粒状胶结物。磨溪22井,5 416.17 m,单偏光。A和B都保存有极好的原生组构,生物成因的叠层石构造以及海水纤状胶结物。

Fig.3 Stromatolitic dolomite micrite fabric and stromatactis, pore, filling by fibrous cements (plain light)

纤状海水白云石胶结物不可能从海水中沉淀,从结晶形态学的研究出发,它只能是 Mg 方解石或文石胶结物的白云石按组构交代的产物。正如 Ricketts<sup>[12]</sup> 所指出一样在现代热带海滩岩中这种纤状文石几周内快速生长形成纤状胶结物。从灯影白云岩地层横向分布来看,在川中地区大部分都是白云岩,但也可以见到石灰岩夹层或石灰岩透镜体。如果说白云岩是原生的,那么残余的这些灰岩透镜体应该怎么来解释?保存原生组构的灰岩是原生的,保存原生组构的白云岩是白云石按组构交代的结果。地球化学的资料可以进一步证实这一结论(见后文)。

#### 1.4 表生成岩作用 (epigenesis) — 喀斯特化作用

众所周知,灯影组碳酸盐岩层上有一个侵蚀面。这就表明,灯影组在经历沉积、成岩、埋藏之后又上升进入到表生成岩作用 (epigenesis) 的成岩作用环境,并受到侵蚀和喀斯特化作用。上部具不规则的界面,内部有大规模的大气水溶解和淋滤的构造:溶洞(大到数米直径)、溶孔、溶沟(沿构造裂缝溶解)、洞穴塌陷作用和塌陷角砾堆积(图 4A, B)。此外葡萄花边状的构造是一种特殊的洞穴胶结作用(图 4A, C, D)。

灯影组表生成岩作用时期留下的喀斯特化构造特征在四川盆地周边的地面露头中有广泛分布,在川中地区的地下岩芯中也有广泛分布。喀斯特化作用

形成溶洞、塌陷角砾孔是重要的油气储集空间。

#### 1.5 热液白云石化作用与密西西比谷型矿化作用

在研究灯影组白云岩的岩石学特征时,除了要注意白云岩保存好的原生沉积组构、生物成因的叠层石构造以及早期海水纤状胶结物外,还应该注意局部地区或一个层的局部地段有比原生组构(1~3 μm 泥晶,3~5 μm 微晶)要粗的晶粒结构,并且在这种晶粒结构白云岩中通常还保留原生组构的残余,甚至原生组构逐渐或全部消失的现象(图 5),这种现象即灯影组热液白云石化作用。在热液作用下,欠稳定富 Ca 的早期白云石要发生新生变形作用(Ca、Mg 化学成分调整—交代作用)和重结晶作用(晶体生长和晶粒粒度增加)。在这种晶粒白云岩中,有时可见到密西西比谷型的沉积低温热液的矿化作用(图 6)。在高石梯—磨溪地区方铅矿和闪锌矿交代晶粒白云岩或充填孔洞的现象并不少见,除了这种沉积低温热液的主要矿物—方铅矿和闪锌矿以外,还出现一些热液附属矿物—萤石、黄铁矿、鞍状白云石、石英等。高石梯—磨溪地区灯影组热液白云石化作用和热液白云岩在地球化学上有明显的标志。热液白云岩含有较高的 Mn,通常具有较强的阴极发光性(红色发光),早期白云岩因含较低的 Mn 通常不发光或发光暗淡。热液白云岩比早期白云岩具 δ<sup>18</sup>O 和 δ<sup>13</sup>C 负异常

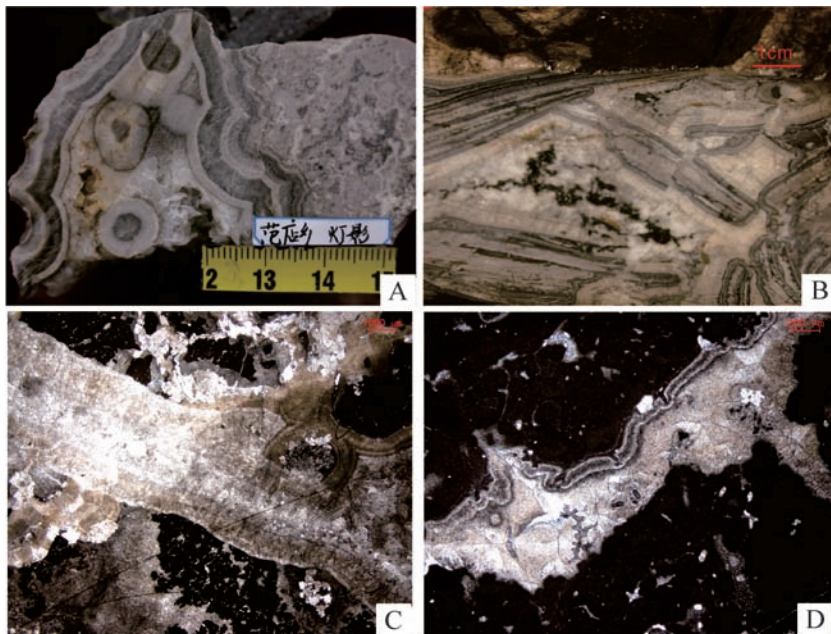


图 4 表生成岩作用和喀斯特化作用

A. 喀斯特化的溶洞和溶孔,注意灰白和灰暗相间的葡萄花边的胶结物的组构,乐山沙湾范店乡剖面; B. 洞穴角砾,溶解孔中洞穴角砾和角砾间叶片状等厚方解石胶结物,磨溪 9 井,灯二段,5 458.6 m,岩芯; C. 葡萄花边胶结物,资 6 井,3 773.4 m,单偏光; D. 悬垂状葡萄花边胶结物,资 6 井,3 693.4 m,单偏光。

Fig. 4 Karstified cavern and briccia (A, B), isopachous calcite cement in fracture and cavern (C, D)

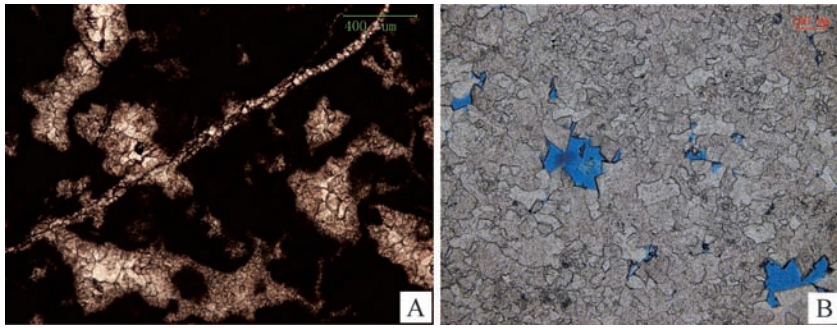


图 5 早期的白云岩和晚期的热液白云岩

A.保存有原生结构,基质为隐晶—泥晶层状晶间充填纤维状胶结物。单偏光显微照片。乐山沙湾范店乡剖面。B.晶粒结构白云岩,晶粒粒径大于 50~100 μm,原生结构和生物成因层叠石构造消失。单偏光显微照片。高石 1 井,4 972.8 m。

Fig.5 Early dolomite (A) and late hydrothermal dolomite(B)

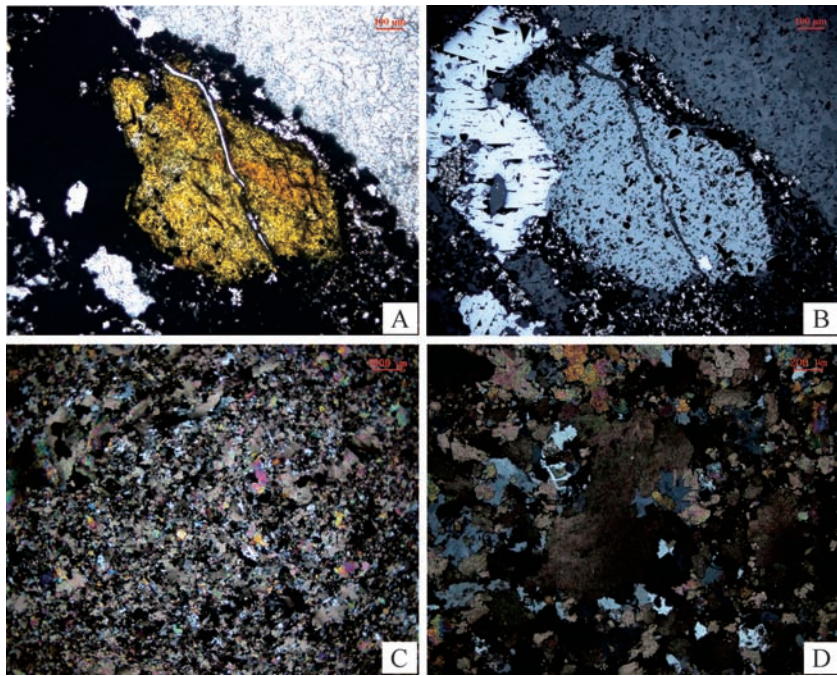


图 6 密西西比谷型的矿化作用(MVT)

A.晶粒白云岩(白色)被闪锌矿(橙黄色)和方铅矿(黑色)交代,单偏光显微照片;B.同一视域反射光显微照片,在反射光下,方铅矿呈现灰白色,闪锌矿呈现暗灰色,热液白云岩呈现暗灰色,磨溪 9 井,5 444.55 m;C,D.基质鞍状白云石。热液作用和密西西比谷型矿化作用使基质发生新生变形作用和重结晶作用形成基质鞍状白云石,注意波状消光和包裹的残余泥晶幻影,正交光,高石 1 井,4 956.67 m。

Fig.6 Mississipi Valley lead-zinc sulfide mineralization sphalerite

(图 10),并含有较高的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值。相对低 Mn 偏正的 δ<sup>18</sup>O 和 δ<sup>13</sup>C 以及低的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值表明,早期白云岩是在近地表条件下形成的;相对高 Mn 偏负的 δ<sup>18</sup>O 和 δ<sup>13</sup>C,以及高的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值表明热液白云岩是在埋藏条件下发生白云石化(上述地球化学特征见下文)。一些研究者认为这种深沉积盆地的沉积低温热液活动通常是与基底断裂活动有关<sup>[20]</sup>。在基底断层作用下热液沿着基底断面向上流动,在沉积物覆盖的界面附近的构造洼地(Sag)的膨胀角砾带

内产生热液白云石化作用。热液白云石化作用交代母岩可以是石灰岩也可以是欠稳定的早期白云岩<sup>[27]</sup>。在洼地的膨胀角砾内有时可以见到来自上覆正在沉积的内部沉积物。Packard *et al.*<sup>[28]</sup>通过对这些内部沉积物研究来确定基底断层活动时间和基底断层活动时上覆沉积物覆盖层的厚度,他通过研究阿尔伯达 Tangent 油田、Eaglesham 油田泥盆系 Wabamum 组、famennian 组热液白云岩膨胀角砾内部沉积物的微体化石所代表的时间来限制热液白云石化作用

时基底断层活动时间上限和上覆沉积物的厚度。根据北美地区热液白云岩研究,通常基底断层活动时上覆沉积物的厚度大约为 500~2 000 m 左右。在高石梯—磨溪地区,洼地的膨胀角砾的内部沉积物中有海绵骨针(图 7)。据研究,这些钙质海绵骨针所代表的时间是奥陶系以后<sup>[29-30]</sup>。这就是说基底断层引起的深沉积盆地的热液活动时间大约是在晚古生代沉积作用时期。

该区成岩作用研究表明,构造控制热液白云石化作用产生的晶间孔,溶孔,裂缝孔,它们叠加在喀斯特化的孔隙基础上,使储层的孔隙度和渗透率得到进一步改善。在热液白云石化作用地区多为高产井(百万立方米/日—数十万立方米/日),缺乏热液白云石化作用地区多为低产区(几万立方米/日,或更低)。看来热液白云石化作用是该地区高产的重要因素。

#### 1.6 埋藏成岩作用——碳氢生成、运移、聚集及热裂解

灯影组构造控制的热液白云石化作用发生在喀斯特化作用之后上覆晚古生代沉积物层的厚度不超过 2 000 m 的时期(见上文)。热液白云石化作用之后,由于上覆沉积物覆盖层不断加厚,当达到灯影组白云岩层的油源岩下寒武统筇竹寺组达到碳氢成熟阶段时,在油气生成、运移和聚集时期,孔隙流体具有酸性特征,会对孔隙底质的碳酸盐矿物、鞍状白云石胶结物、方解石胶结物以及基质白云石产生溶解作用和溶解扩大的孔隙(图 8)。最后在油热裂解阶段部分或大部分被焦沥青充填,剩余的孔隙就是灯影组白云岩热液储集相的有效空间。此阶段显示出碳酸盐矿物或白云岩基质的港湾形弯曲和和焦沥青之间的直接接触(图 8)。这种孔隙中的港湾形弯曲代表碳氢成熟时运移流体的酸性侵蚀作用。其后的焦沥青充填

代表油的热裂解作用和随后的天然气充填剩余孔隙。

## 2 灯影组成岩作用及其地球化学特征

从灯影组上述成岩变化不难看出,灯影组碳酸盐岩具有鲜明的岩石学特征。然而,从地球化学方面资料上看,这些成岩变化还显示出明显的地球化学标记。

### 2.1 灯影组海水胶结物和海水的碳、氧同位素值

地质历史中海水的碳和氧稳定同位素值是不能直接进行测定的,但可以通过对海水胶结物或通过成岩变化最小的无脊椎动物化石的碳和氧同位素值来估算当时海水稳定同位素碳和氧值。因为海洋胶结物是从海水中沉淀的,无脊椎动物是从海水中吸取  $\text{CaCO}_3$  的。因此它们在某种程度上反映海水的碳和氧稳定同位素值。然而,海水胶结物沉淀是一种化学反应,无脊椎动物生长是一种生物—化学反应,无机化学作用和生物化学作用发生时,海水的稳定同位素碳和氧值会有一些的同位素分馏作用。这样它们所代表的海水碳和氧稳定同位素值就会有一个差值,但是这个差值很小,可以忽略不计。然而,显生代有无脊椎动物,前寒武纪没有钙质生物存在,所以采用化石方式测定晚前寒武纪海水的稳定同位素碳和氧值是无法进行的,但是晚前寒武系碳酸盐岩有海水胶结物,可以通过测定海水胶结物方式对晚前寒武纪海水的氧和碳稳定同位素值进行测定。Fairchild *et al.*<sup>[31]</sup>、Zempolich<sup>[21]</sup>对北美晚前寒武纪海水进行测定后指出,晚前寒武纪海水的稳定同位素碳值为  $+5\text{‰} \sim +7\text{‰}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ ),稳定同位素氧值为  $-0.5\text{‰} \sim +0.9\text{‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ )。震旦系灯影组碳酸盐岩时代与该时代相当都属晚前寒武纪。所以,该值可以代表灯影组碳酸盐沉积时海水胶结物和海水的稳定同位素碳和氧值。

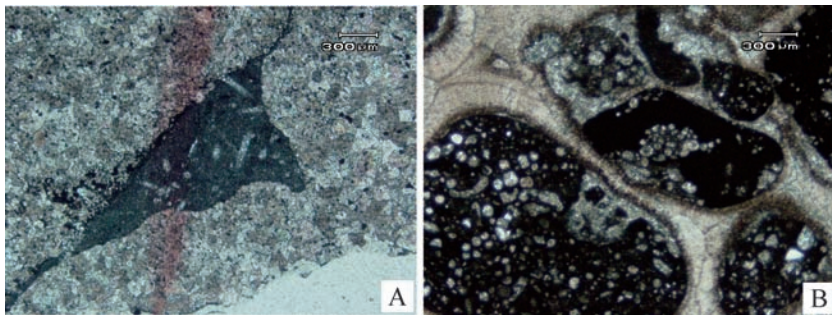


图 7 洼地内膨胀角砾带的内部沉积物

A.角砾为棱角状具有晶粒结构( $>50\ \mu\text{m}$ ),角砾间充填内部沉积物,有海绵骨针,分散在内部沉积物中。高石1井,4 956.0 m,单偏光显微照片;B.在一些铸模孔内,也有海绵骨针。乐山沙湾范店乡,单偏光显微照片。

Fig.7 Ordovician spongy needle in internal sediments (plain light)

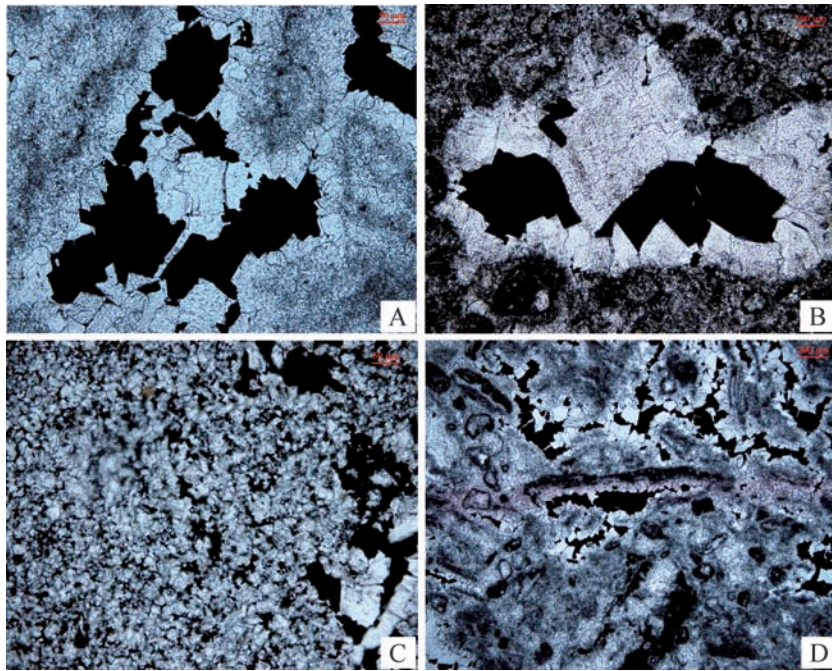


图8 碳氢产生、迁移和聚集时期的溶解作用和热裂解作用

A, B. 叠层石纹理白云岩。构造热液作用下, 隐晶(1~3 μm)—泥晶(3~5 μm) 基质发生新生变形作用和重结晶作用, 晶体的粒度增加 50~100 μm, 结构不均匀, 照片中还可见原生组构的残余(左上), 热液溶孔有鞍状白云石胶结物充填。由于碳氢演化阶段流体的溶解作用, 在溶孔中使鞍状白云石胶结物发生侵蚀呈港湾状弯曲, 随后被沥青充填, 磨溪 9 井, 灯四段, 井深 5 047.7 m, 单偏光显微照片; C, D. 叠层石纹理白云岩。白云岩基质中热液作用产生的新生变形作用和重结晶作用晶体变粗(隐晶泥晶 1~3 μm, 3~5 μm) 变成 50 μm 的粉晶白云石岩。孔隙中鞍状白云石有进一步溶解作用, 随后被沥青充填, 这是碳氢产生阶段的溶解作用, 焦沥青是油热裂解的产物; C. 高石 1 井, 灯四段, 5 078.98 m, 单偏光显微照片; D. 颗粒云岩, 磨溪 9 井 5 047.7 m, 单偏光显微照片。

Fig.8 Dissolution in production of C and H, pyrobitumen filling in oil pyrolysis

黄志诚等<sup>[24]</sup>对震旦纪灯影组海水碳和氧稳定同位素值进行过估算, 其值分别为+4.43‰(δ<sup>13</sup>C), -0.62‰(δ<sup>18</sup>O)。基于 Yang *et al.*<sup>[32]</sup>在三峡地区测定的资料估算的海水碳和氧稳定同位素值分别为: +5.08‰(δ<sup>13</sup>C)、-2.16‰(δ<sup>18</sup>O)。根据 Yang *et al.*<sup>[32]</sup>估计的海水的 C, O 同位素值比黄志诚测定的海水 C, O 同位素值要偏负, 黄志诚等<sup>[24]</sup>的海水的 C, O 同位素值比 Fairchild *et al.*<sup>[31]</sup>估计的海水的 C, O 同位素值要偏负。由于测定误差(灰岩→白云岩), 本研究利用 Fairchild *et al.*<sup>[31]</sup>估计的海水的 C, O 同位素作为灯影组海水的碳氧同位素值。

如果震旦纪(晚前寒武纪)海水和海水胶结物的稳定同位素值为 +5‰ ~ +7‰ (δ<sup>13</sup>C) 和 -0.5‰ ~ +0.9‰(δ<sup>18</sup>O)<sup>[21,31]</sup>, 那么估计的灯影组碳酸盐沉积物(文石和高 Mg 方解石), 应该在虚线分布范围内, 要比海水偏负一些(图 9)。因为无机或有机化学沉淀的同位素分馏, 所以它们略微要比海水的稳定同位素氧和碳略为要偏低一点。文石和 Mg 方解石沉积物的早期白云石化作用, 产生早期白云岩, 因为白云

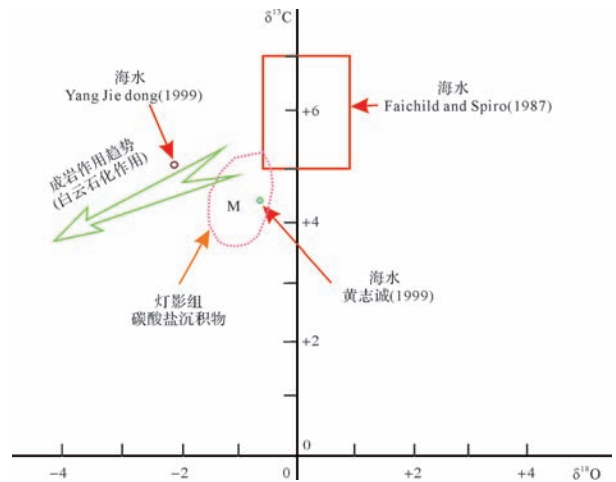


图9 晚前寒武纪(灯影组)海水的碳和氧稳定同位素  
方框为 Faichild *et al.*<sup>[31]</sup>(1987)测定海水碳和氧同位素变化范围+5~+7‰(δ<sup>13</sup>C); -0.5~+0.9(0.9)‰(δ<sup>18</sup>O)。黄志诚等<sup>[24]</sup>和 Yang *et al.*<sup>[32]</sup>资料测出灯影组海水的碳和氧同位素值, 接近 Faichild *et al.*<sup>[31]</sup>。黄志诚等<sup>[24]</sup>把灯影组白云岩看成是原生的, 没有校正文石+Mg 方解石交代白云岩的分馏作用, 所以他们的海水值略微偏负。浅绿色箭指向为灯影组碳酸盐岩成岩作用中 C, O 同位素变化方向(温度、大气水)。M 为灯影组海相碳酸盐沉积物(文石+Mg 方解石)的碳和氧同位素分布。

Fig.9 Isotopic composition for sea water in pre-cambrian Dengying Formation

石化作用结果,这些早期白云岩比文石和 Mg 方解石的稳定氧、碳同位素进一步偏负。然而早期白云岩的稳定同位素碳保持大致不变的条件下,稳定同位素氧的值发生较大变化——从接近 $-2‰$ 变化到 $-7.5‰$ (图 10)。这是埋藏成岩作用过程中温度的增加(地热增温率)、同位素热的分馏作用造成的,但热的同位素分馏作用对稳定同位素碳影响不大<sup>[33]</sup>。构造控制的热液白云石化作用形成的热液白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-6.5‰ \sim -12.43‰$ , $\delta^{13}\text{C}$ 从接近 $+2.5‰$ 变化到 $-2.64‰$ ,这是流体的成分变化(深沉积盆地热液流体—海水)造成 $\delta^{13}\text{C}$ 的偏负(图 10)。

## 2.2 早期白云石化和晚期热液白云石化碳、氧同位素地球化学特征

灯影组近地表成岩环境中的早期白云石化作用和埋藏成岩环境中的构造控制的热液白云石化作用在岩石学特征方面有较大差异(图 10)。这两种白云石化作用在地球化学上也有明显不同的特征。

近地表下海水孔隙流体交代文石和 Mg 方解石质的灯影组碳酸盐沉积物形成早期白云岩,其 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素值大约为 $-2‰$ 左右, $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围在 $+3‰$ 左右(变化范围为 $+1.8 \sim +3.8‰$ )(图 10)。早期白云岩在埋藏作用过程中,由于地热增温率的热作用下 $\delta^{18}\text{O}$

值由 $-2$ 变化到 $-6.15‰$ 。但这种热作用对 $\delta^{18}\text{O}$ 影响比较大,而对 $\delta^{13}\text{C}$ 影响比较小,其分布范围大致不变<sup>[33]</sup>。当经历过重结晶作用后的早期白云岩,在构造控制的热液流体作用下要发生热液白云石化(新生变形作用和重结晶作用),早期白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值由 $-7‰$ 变化到 $-12‰$ 。 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 $+3.8‰$ 变化到 $-0.5‰$ ,个别鞍状白云石达到 $-2.1‰$ 。在热液作用下,这种 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化不是热作用而是由于沉积的低温热液的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与早期白云岩的孔隙流体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值的差异造成的。

## 2.3 早期白云石化和晚期热液白云石化 Sr 同位素地球化学特征

灯影组碳酸盐岩锶稳定同位素值的变化不但可以反应海水的锶的稳定同位素值特征,与此同时,锶同位素值变化还可以反应灯影组碳酸盐沉积物的成岩作用(图 11)。

通常地球化学家把 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值用来表示稳定同位素锶的地球化学特征。 $^{87}\text{Sr}$ 和 $^{86}\text{Sr}$ 这两种锶在稳定同位素成因上是不一样的,也就是说不同来源的。 $^{87}\text{Sr}$ 是放射性成因,是 $^{87}\text{Rb}$ 放射性衰变形成的,其衰变期接近 500 亿年。相反, $^{86}\text{Sr}$ 为非放射性成因。天然的 $^{87}\text{Rb}$ 是放射性同位素,经过核裂变转变成稳

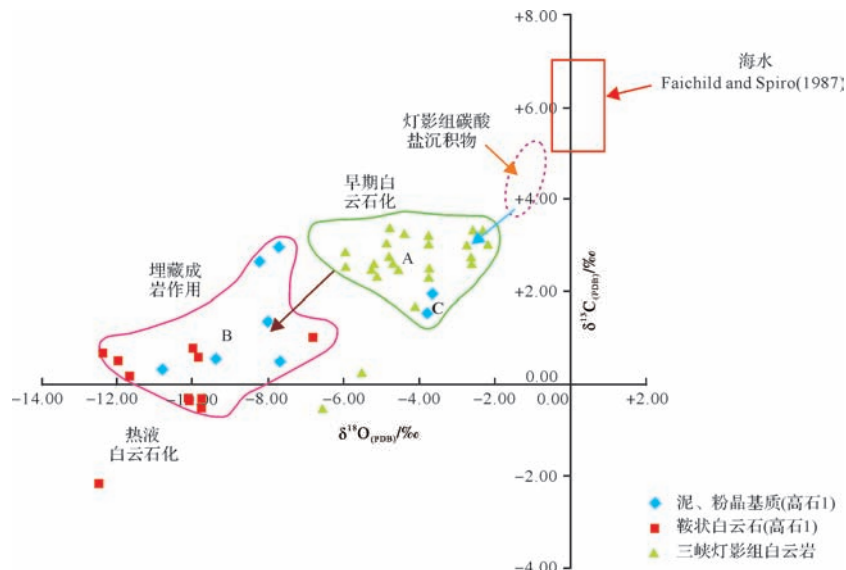


图 10 灯影组碳和氧同位素分布

海水分布来自 Faichild *et al.*<sup>[31]</sup>。橙色为扬子地区白云岩,蓝色为高石梯—磨溪地区白云岩。部分资料来自 Yang *et al.*<sup>[32]</sup>。早期白云岩是近地表条件下海水交代文石和镁方解石沉积物,由于白云石化作用产生的同位素分馏作用, $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 比碳酸盐沉积物偏负。早期白云岩在埋藏作用过程中,受地热增温率热的作用影响, $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围为 $-2‰ \sim -6.15‰$ 。但对 $\delta^{13}\text{C}$ 基本保持不变 $+1.8 \sim +3.8‰$ ,因为热作用对 $\delta^{13}\text{C}$ 影响不大<sup>[33]</sup>。埋藏条件进入到基底构造作用的热液白云石化阶段时,早期白云岩在热液作用下发生重结晶和新生变形作用,热液白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值由 $-7‰$ 变到 $-12‰$ 。 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 $+3.8‰$ 变化为 $-0.3‰$ 。

Fig.10 Isotopic composition inferred diagenetic setting for Dengying dolomite



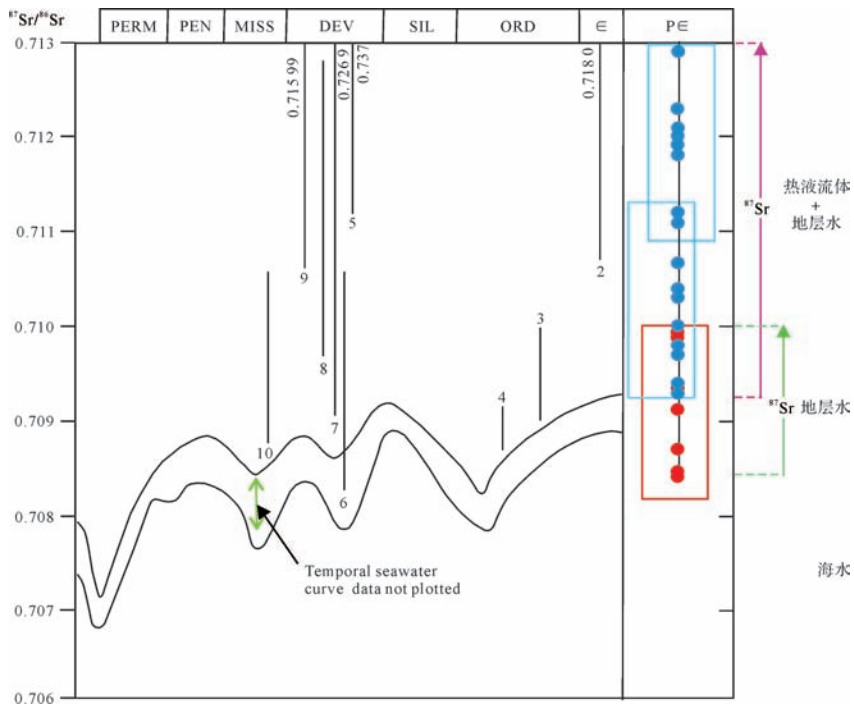


图 11 灯影组碳酸盐稳定同位素锶的分布

红色来自三峡地区的样品,蓝色来自川西南地区的样品。数字 2~10 为加拿大西部和美国东部古生代白云石的资料<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值。

Fig.11 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotopic composition of Dengying Dolomite

定同位素<sup>87</sup>Sr。地壳的结晶分异作用会造成高 Rb 的含量,它们很容易交代 K 长石和黏土矿物中的 K。这就造成花岗岩、闪长岩以及长石岩组成的老的硅铝酸盐岩地壳中富含 Rb。大陆壳富含 Rb 会造成地幔中 Rb 的相对减少。所以地幔硅铁岩中具有相对低的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值(0.05)。相反大陆壳有相对高的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值(0.76)<sup>[34]</sup>。

鉴于碳酸盐为海相沉积物,故其从海水中获得锶元素。海水中的锶稳定同位素有两种来源:大陆壳和中洋脊玄武岩和海底的裂开,海水同它们之间发生反应。大陆老地盾中的火成岩、变质岩、硅铝质岩侵蚀硅质碎屑岩的侵蚀作用提供放射性<sup>87</sup>Sr 进入到海水中。中洋脊玄武岩和海水发生反应把非放射性锶提供到海水中。在地质时期由于造山运动和海底扩张造成这两种供应来源的锶发生变化,这就造成海水锶同位素周期性变化。但在一个地质时期海水锶同位素<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值可以大致看成是相对恒定的。显生代各地质时期锶稳定同位素已经有人进行过测定。然而,前寒纪海水的锶变化还没有进行过系统测定<sup>[34]</sup>。

灯影组碳酸盐岩稳定同位素锶<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值变化很大(图 11)。这种变化是由于灯影组碳酸盐沉积

物的成岩变化引起的。灰岩的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值最低(0.708 4),虽然,它不能代表前寒武纪海水的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值,但接近海水的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值。海水的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值应当比这个值更低,但它是接近正常海水的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值。灯影组早期白云岩的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.708 4~0.708 9。早期白云岩锶同位素比值中有放射性 Sr,这种 Sr 同位素变化是由于埋藏作用过程中有放射性<sup>87</sup>Sr 进入有关,晚期热液白云石的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.709 7~0.713 2,比早期白云石有更高的放射性锶。这种高的放射性<sup>87</sup>Sr 和<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值变化是构造控制的沉积低温热液流体和地层水混合的结果。

#### 2.4 灯影组碳酸盐岩的阴极发光与成岩作用变化

虽然许多矿物在阴极射线下都具有不同的发光性,然而,碳酸盐矿物比其他矿物更具有特色,更容易识别。在许多情况下,方解石和白云石具有黄色—红色发光。但有时方解石和白云石也可以具有不发光性<sup>[35]</sup>。一些研究者认为这是由于 Mn<sup>2+</sup> 离子在碳酸盐矿物中富集的缘故,它们的含量可以从几个 μg/g 到整个碳酸盐矿物的 1%。然而在方解石和白云石中,还有另外一种阳离子 Fe<sup>2+</sup> 的存在。Fe<sup>2+</sup> 往往会使 Mn<sup>2+</sup> 存在的发光发生猝灭。在人工合成的方解石内,Fe<sup>2+</sup> 浓度可以达到 200 μg/g,但只要有 15 μg/g 的

$Mn^{2+}$ 就可以呈现发光性<sup>[36]</sup>。这就表明,虽然  $Fe^{2+}$  具有猝灭剂作用,但在某种条件下它并不能够使  $Mn^{2+}$  发光性完全猝灭。从碳酸盐矿物在阴极射线下的发光性来看,有微量元素  $Mn^{2+}$  存在,矿物具有发光性 (luminescence); 没有  $Mn^{2+}$  存在,矿物具有不发光性 (non-luminescence)。由于  $Fe^{2+}$  离子的存在,可以使  $Mn^{2+}$  发光性减弱,直至发光性变得极为微弱,一般称为暗淡发光 (dull-luminescence)。

震旦系灯影组碳酸盐岩的阴极发光测试资料显示在图 12 中。怎么正确地解释这些资料? 它们与灯影组碳酸盐岩的成岩作用有何关系?

一些研究者对碳酸盐沉积物和碳酸盐岩的矿物在阴极射线下的发光性的地球化学原理作过不同程度的解释<sup>[37-38]</sup>。浅海碳酸盐是在浅水中形成的,海水处于氧化条件。 $Mn$  离子处于高价状态,所以沉积作用过程中形成的碳酸盐矿物,高价  $Mn$  离子是不

能进入到碳酸盐晶格中。因此,沉积碳酸盐矿物多具有不发光的特征。然而,当碳酸盐沉积物被上覆沉积物覆盖进入到埋藏成岩环境中,这些岩石的沉积组构表现出的不同程度发光性,是沉积物成岩作用的表现 (图 12)。早期海水胶结物形成时,处于近地表早期成岩环境。孔隙水是海水并处于氧化环境。 $Mn$  离子处于高价状态,不能进入海水胶结物中,所以海水胶结物通常也是不发光的。但是埋藏环境下,孔隙水处于还原状态, $Mn$  处于二价状态,所以埋藏胶结物,可以有不同程度的阴极发光 (图 13)。

大规模的白云岩都是交代成因。近地表环境下早期成岩作用过程中有蒸发作用的准同生白云石化作用、蒸发回流白云石化作用以及混合水白云石化作用。由于氧化环境下  $Mn$  处于高价状态,不能进入到白云石化的白云石晶格中,所以这些早期白云石通常具有不发光的特征。然而,埋藏条件下孔隙流体处

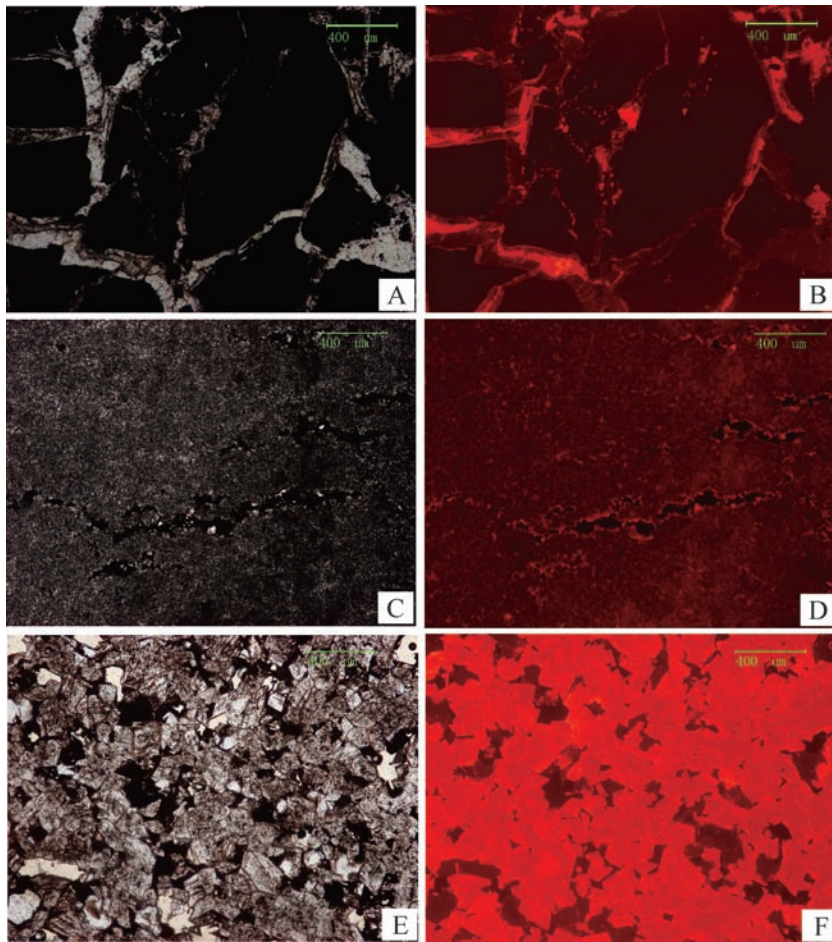


图 12 灯影组早期白云岩和晚期热液白云岩的阴极发光性

A. 隐晶白云岩, 单偏光显微照片; B. 阴极发光显微照片, 具有不发光性。这是早期白云岩特征; A, B. 安平 1 井, 5 034 m; C. 微晶白云岩, 单偏光显微照片; D. 阴极发光显微照片, 介于不发光与极强的红色发光性之间, 这是过渡白云岩特征, 高石 1 井, 4 978 m; E. 为晶粒白云岩 (>50  $\mu m$ ), 单偏光显微照片; F. 阴极发光显微照片, 极强的红色发光性。这是晚期热液白云岩特征, 高石 1 井, 4 959 m。

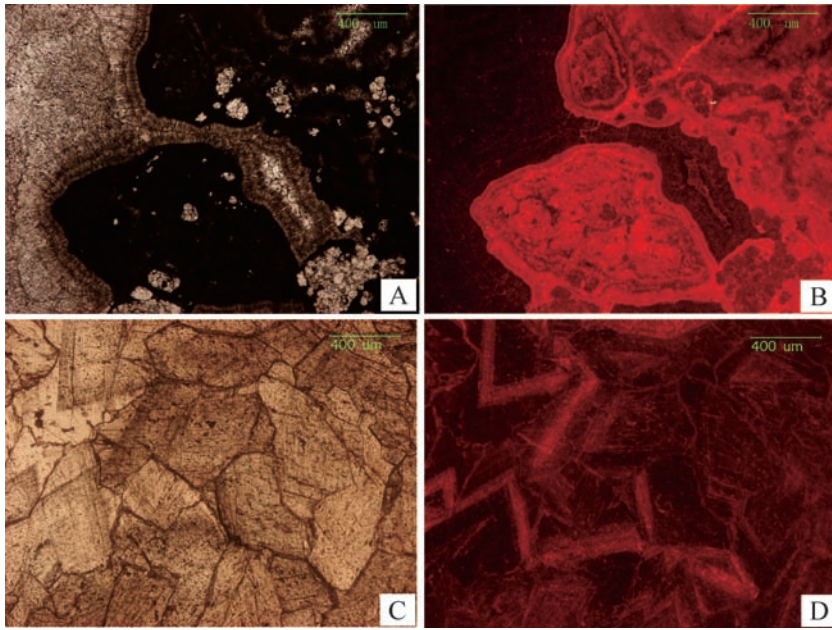


图 13 灯影组胶结作用的发光性

A, B. 海水纤状胶结物不具有发光性, 乐山沙湾范店乡剖面; C, D. 鞍状白云石具有带状发光性, 晶体生长过程中, 流体成分变化, 磨溪 9 井, 井深 5 444.55 m。

Fig.13 CL thin-section photomicrographs

于还原状态,  $Mn^{2+}$  离子通常处于二价状态, 埋藏白云石化作用时  $Mn^{2+}$  可以进入到埋藏白云石晶格中。所以埋藏白云岩具有不同的发光性。然而早期白云岩进入到埋藏条件下时要发生重结晶作用。因为孔隙流体处于还原状态,  $Mn$  离子处于二价状态, 它们可以进入到重结晶作用的早期白云岩中。这种类型的早期白云岩也可以具有一定的发光性。但是部分研究者认为, 这种白云岩往往残留有早期白云岩中不发光白云石的残余(图 12C, D)<sup>[39-40]</sup>。

灯影组的早期白云石化作用形成的隐晶白云石基质虽然经历埋藏成岩作用, 但是它的隐晶结构和不发光特征仍然存在(图 12A, B)。一些研究者认为, 保存早期白云岩不发光特征的残余是证明白云岩重结晶和新生变形作用的鉴定标志<sup>[40]</sup>。

埋藏环境中构造控制的热液作用下早期白云岩要发生新生变形作用和重结晶作用(图 12C, D), 此时白云岩的阴极发光性有重要变化, 由不发光一部分发红光—完全发红光, 晶体由隐晶或泥晶变成粉晶(1~3  $\mu m$  或 3~5  $\mu m$  变为大于 50~200  $\mu m$ )。灯影组热液白云岩的晶粒结构或者说热液白云石化作用是由于早期白云石在热液作用下的新生变形作用(物质组分调整—交代)和重结晶作用(晶粒变大)的结果。

灯影组碳酸盐岩的发光性不但可以反映早期白云石化作用和晚期热液白云石化作用交代的特征, 与此同时还可以反映灯影组成岩过程中胶结作用的特征。早期纤状海水胶结物, 仍然保持其海水胶结物的不发光特征(图 13)。然而, 沉积物颗粒在热液作用下已经发生不同程度上的新生变形作用和重结晶作用而具有不均匀的发光性(图 13A 颗粒中泥晶就具有发光的不均匀性)。

埋藏环境下, 热液白云石化使早期白云岩发生重结晶作用和新生变形作用, 与此同时也有胶结作用发生, 典型矿物即鞍状白云石、白云石、方解石胶结物。还原状态下  $Mn^{2+}$  离子可以进入到这些胶结物的晶格中, 这些矿物因此通常具有不同的发光性(通常发红光)。由于晶体生长过程中流体离子浓度变化, 许多鞍状白云石胶结物还具有带状发光性的特征(图 13C, D)。

灯影组碳酸盐岩上述地球化学标记与它的成岩变化的岩石学特征是完全一致的。地球化学的资料进一步论证了灯影组碳酸盐沉积物成岩变化的岩石学特征。

上文讨论灯影组碳酸盐沉积物和岩石主要成岩作用的岩石学特征和地球化学标志时已经注意到, 主要成岩作用反应取决于岩石(沉积物)/水(流体)互

相的作用。沉积物或岩石这一因素及其岩石学特征、地球化学特征业已做过讨论,现就成岩反应过程中的另一个重要因素——孔隙流体进行讨论。

### 3 灯影组碳酸盐成岩作用过程中孔隙流体的演化

灯影组碳酸盐沉积物的成岩作用变化和孔隙流体的演化如图 14 所示。从图中不难看出沉积物沉积时,孔隙流体是海水。沉积环境和相研究资料表明,该地区西南的长宁一带灯影组有很厚的蒸发盐沉积(石盐和硬石膏),显示出干燥气候沉积环境的特征。这就是说沉积物中孔隙流体是蒸发海水,在碳酸盐台地上,海水蒸发达到石盐的过饱和的程度。这种海水在近地表成岩环境下,在原生的粒间孔和层状晶洞孔中首先经历海水胶结作用,并形成纤状胶结物。当海平面处于低水位时期,高能带的鲕粒滩和核形石颗粒滩部分暴露在大气水成岩作用下,从而发生大气水的溶解作用和大气水方解石的胶结作用。随后进入到早期白云石化作用过程中,显然早期白云石化作用交代的流体是海水,这点从早期白云石的 C、O 同位素中得到证实。近地表条件下遗留下来的孔隙流体显然是海水或经过海水胶结作用、大气水溶解和沉淀作用以及早期白云石化作用后修饰过的含盐海水。

在灯影组碳酸盐地层进入到埋藏环境后整体上升,经历表生成岩作用,受到侵蚀和喀斯特化

作用。

在表生成岩 (tpigenesis) 作用阶段,在灯影组早期白云岩层中留下许多遗迹:溶孔、溶洞、洞穴角砾塌陷,以及大量葡萄花边胶结物。这些遗迹表明,受到过修饰含盐海水性质的地层水受到淡水的修饰(很有可能还有部分盐岩的溶解),是一种受到淡水修饰的海水演化的地层水。当上覆早古生代海水沉积物覆盖时,有早古生代海水侵入,使地层水又具有海水性质的地层水的基本特征。

在构造控制热液白云石化阶段,储层中孔隙流体有来自深沉积盆地的沉积低温热液流体,它们会对海水特性的地层水进行修饰。在鞍状白云石的碳和氧同位素资料中可以看出,除了氧同位素偏负外,还有碳的同位素也比早期白云石偏负。这种偏负不会是温度效应而是热液流体与早期白云岩碳同位素的差异引起的。这就表明,热液流体的进入,和热液流体白云石化对地层孔隙流体的修饰作用。

已经知道,灯影组的烃源岩来自下寒武统筇竹寺组。当上覆沉积物加厚,达到碳氢生成运移、以及聚集阶段时,将会对地层水流体产生修饰作用,灯影组孔隙流体变成一种偏酸性流体流体流过灯影组碳酸盐储层的孔洞层时,必然对白云岩有一个溶解作用。充填储层孔洞的焦沥青与白云石胶结物和基质间有港湾型弯曲接触,这就代表碳氢运移和聚集时期,地层流体的溶解作用。

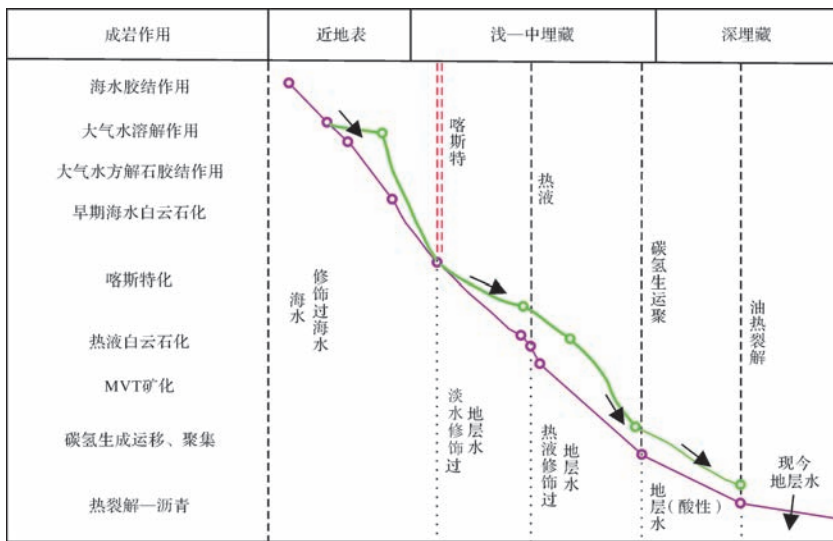


图 14 灯影组孔隙流体演化的概略图

灯影组碳酸盐沉积物在主要成岩作用过程中孔隙流体的变化:海水和修饰海水—淡水修饰过的地层水—热液修饰过的地层水—碳氢生成、运移、聚集修饰过地层水(酸性)—油热裂解期(沥青充填)地层水—现今地层水

Fig.14 The evolution of pore fluid in Dengying Formation

孔洞中充填的焦沥青是油的热裂解的产物。它显示出油气生成、运移、聚集之后,发生过热裂解到气藏的形成。钻井中提取的水样,即热裂解修饰过的地层水。

地层水样 Mg 和 Ca 大致分布在蒸发海水线的范围附近(图 15)。这就说明现今地层水是由蒸发海水演变过来的。该结论与沉积学资料,即灯影组含有石盐和硬石膏的资料是一致的。但地层水  $Ca^{2+}$  含量比蒸发海水线要高,而  $Mg^{2+}$  的含量却比蒸发海水线要低,这怎么来解释呢?据一些研究者指出,这是白云石化作用造成的<sup>[41]</sup>。这就是说灯影组碳酸盐沉积物和岩石在成岩作用过程中发生过白云石化作用。白

云石化作用时,蒸发海水孔隙流体中的  $Mg^{2+}$  进入到白云石晶格中,而沉积物或岩石中的  $Ca^{2+}$  被取代进入到蒸发海水孔隙流体中。这就会造成孔隙流体中  $Mg^{2+}$  的减少和  $Ca^{2+}$  的增加。所以,白云石化作用后的蒸发海水孔隙流体的 Br-Ca 分布图上,水的样品投影在海水蒸发线之上。而在 Br-Mg 关系图上,水的样品投影在海水蒸发线之下(图 15)。水的地球化学记录与灯影组的成岩作用特征是完全一致的,成岩作用过程中的确发生过白云石化作用。从图 16 中还可以看出,灯影组不但发生过白云石化作用,而且,地层水资料还证实现今的地层水是发生过白云石化的地层水,并且现在还具有白云石化的潜力<sup>[42]</sup>。

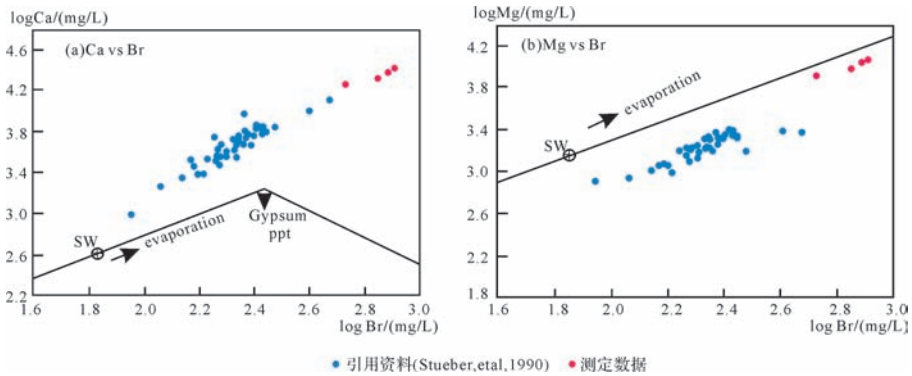


图 15 灯影组现今地层水 Br-Ca(a) 和 Br-Mg(b) 关系图

磨溪 22 井,51 井,高石 1 井(图中:蓝色的数据点来自 Stueber et al.<sup>[41]</sup>)

Fig.15 Ca-Br and Mg-Br relation in formation water from Dengying dolomite

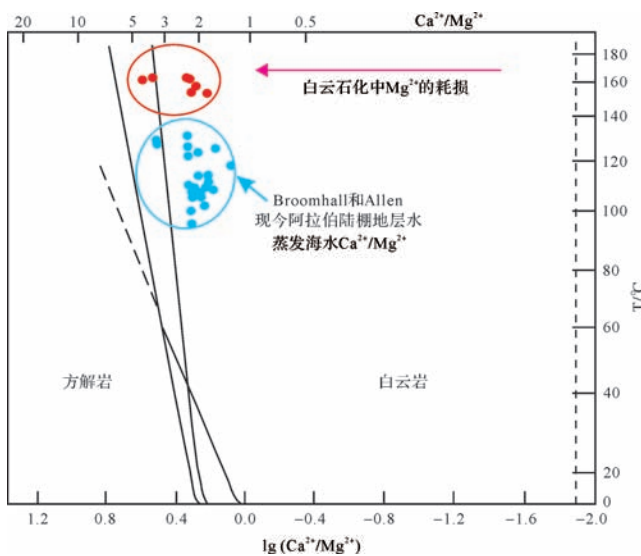


图 16 灯影组地层水的  $\log(Ca^{2+}/Mg^{2+})$  与温度关系图

磨溪 22 井,51 井,高石 1 井。(图中:蓝色区域内的数据点来源于 Broomhall et al.<sup>[42]</sup>)

Fig.16  $Ca/Mg$  and temperature plot for Dengying Formation water

现今地层水含有比蒸发海水相对高的  $Ca^{2+}$  和相对低  $Mg^{2+}$ ,这是成岩作用过程中白云石化作用留下的踪迹。

### 4 结论

川中高石梯—磨溪地区灯影组碳酸盐岩的成岩变化主要是:海水胶结作用、颗粒滩的大气水溶解和沉淀作用、早期白云石化作用、表生成岩环境的喀斯特化作用、热液白云石化作用和 MVT 矿化作用以及深埋过程中 C 和 H 生成产生的溶解作用和油热裂解产生的焦沥青充填作用。岩石学和地球化学资料显示出沉积物堆积时孔隙流体为蒸发到石盐饱和度的蒸发海水成分的流体,在沉积物的成岩作用过程中受到过大气水和深沉积盆地热液流体以及油气生成和聚集过程中偏酸性流体的影响。

### 参考文献 (References)

[1] 徐春春,沈平,杨跃明,等. 乐山—龙女寺古隆起震旦系—下寒

- 武统龙王庙组天然气成藏条件与富集规律[J]. 天然气工业, 2014, 34(3): 1-7. [Xu Chunchun, Shen Ping, Yang Yueming, et al. Accumulation conditions and enrichment patterns of natural gas in the Lower Cambrian Longwangmiao Fm. reservoirs of the Leshan-Longtisi Paleohigh, Sichuan Basin [J]. Natural Gas Industry, 2014, 34(3): 1-7.]
- [2] 冯明友, 强子同, 沈平, 等. 四川盆地高石梯—磨溪地区震旦系灯影组热液白云岩证据[J]. 石油学报, 2016, 37(5): 587-598. [Feng Mingyou, Qiang Zitong, Shen Ping, et al. Evidences for hydrothermal dolomite of Sinian Dengying Formation in Gaoshiti-Moxi area, Sichuan Basin [J]. Acta Petrolei Sinica, 2016, 37(5): 587-598.]
- [3] 张长青, 李向辉, 余金杰, 等. 四川大梁子铅锌矿床单颗粒闪锌矿铷—锶测年及地质意义[J]. 地质论评, 2008, 54(4): 532-538. [Zhang Changqing, Li Xianghui, Yu Jinjie, et al. Rb-Sr dating of single sphalerites from the Daliangzi Pb-Zn deposit, Sichuan, and its geological significances [J]. Geological Review, 2008, 54(4): 532-538.]
- [4] Schroeder J H. Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda reef rock [J]. Sedimentary Geology, 1973, 10(3): 179-204.
- [5] James N P, Choquette P W. Diagenesis No. 9. Limestones-The meteoric diagenetic environment [J]. Geoscience Canada, 1984, 11(4): 161-194.
- [6] Matthews R K. A process approach to diagenesis of reefs and reef associated limestones [C]//Laporte L F. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: Reefs in Time and Space. Special Publication, 1974, 18: 234-256.
- [7] Saller. Diagenesis of Cenozoic Limestone on Enewetak Atoll [M]. Baton Rouge, Louisiana: Louisiana State University, 1984: 363.
- [8] Moore C H. Regional patterns of diagenesis, porosity evolution, and hydrocarbon production, Upper Smackover of Gulf rim [J]. AAPG Bulletin, 1984, 68(9): 1217.
- [9] Moore C H. Carbonate Diagenesis and Porosity [M]. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 1989: 338.
- [10] Land L S. Limestone diagenesis-some geochemical considerations [M]//Mumpton F A. Studies in Diagenesis. U.S. Geological Survey Bulletin, 1986: 129-137.
- [11] Scoffin T P. An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks [M]. New York: Chapman and Hall, 1987.
- [12] Zenger D H. Comments and Reply on 'Precambrian dolomites: petrographic and isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites' [J]. Geology, 1982, 10(12): 662-666.
- [13] Shinn E A. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian gulf [J]. Sedimentology, 1969, 12(1/2): 109-144.
- [14] Halley R B, Harris P M. Fresh-water cementation of a 1, 000-year-old Oolite [J]. Journal of Sedimentary Research, 1979, 49(3): 969-987.
- [15] Budd D A. Dissolution of high-Mg calcite fossils and the formation of biomolds during mineralogical stabilization [J]. Carbonates and Evaporites, 1992, 7(1): 74-81.
- [16] Moore C H, Chowdhury A, Heydari E, et al. Variation of ooid mineralogy in Jurassic Smackover limestones as control of ultimate diagenetic potential [J]. AAPG Bulletin, 1986, 70(5): 622-628.
- [17] Tucker M E. Precambrian dolomites: petrographic and isotopic evidence that they differ from Phanerozoic dolomites [J]. Geology, 1982, 10(1): 7-12.
- [18] Bose P K. Penecontemporaneous dolomitization in the Precambrian Bhandar Limestone, Rajasthan, India—a petrographic attestation [J]. Geologische Rundschau, 1979, 68(2): 680-695.
- [19] Fairchild I J. Sedimentation and origin of a late Precambrian "dolomite" from Scotland [J]. Journal of Sedimentary Research, 1980, 50(2): 423-446.
- [20] Zempolich W G, Wilkinson B H, Lohmann K C. Diagenesis of late Proterozoic carbonates; the beck spring dolomite of eastern California [J]. Journal of Sedimentary Research, 1988, 58(4): 656-672.
- [21] 王士峰, 向芳. 资阳地区震旦系灯影组白云岩的成因研究 [J]. 岩相古地理, 1999, 19(3): 21-29. [Wang Shifeng, Xiang Fang. The origin of the dolostones from the Sinian Dengying Formation in the Ziyang area, Sichuan [J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 1999, 19(3): 21-29.]
- [22] 方少仙, 侯芳浩, 董兆雄. 上震旦统灯影组中非叠层石生态系兰细菌白云岩 [J]. 沉积学报, 2003, 21(1): 96-105. [Fang Shaoxian, Hou Fanghao, Dong Zhaoxiong. Non-stromatolite ecologic system cyanobacteria dolostone in Dengying Formation of Upper-Sinian [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2003, 21(1): 96-105.]
- [23] 黄志诚, 陈智娜, 杨守业, 等. 中国南方灯影峡期海洋碳酸盐岩原始  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  组成及海水温度 [J]. 古地学期刊, 1999, 1(3): 1-7. [Huang Zhicheng, Chen Zhina, Yang Shouye, et al. Primary  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values in marine carbonates and the sea water temperature of Dengyingxia age in South China [J]. Journal of Palaeogeography, 1999, 1(3): 1-7.]
- [24] 雷怀彦, 朱莲芳. 四川盆地震旦系白云岩成因研究 [J]. 沉积学报, 1992, 10(2): 69-78. [Lei Huaiyan, Zhu Lianfang. Study of origin of the Sinian algal and nonalgal dolomites in Sichuan Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1992, 10(2): 69-78.]
- [25] 朱同兴, 黄志英. 地质记录中的海水白云岩化作用 [J]. 岩相古地理, 1993, 13(5): 16-26. [Zhu Tongxing, Huang Zhiying. Sea-water dolomitization in geologic records [J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 1993, 13(5): 16-26.]
- [26] Feng Mingyou, Wu Pengcheng, Qiang Zitong, et al. Hydrothermal dolomite reservoir in the Precambrian Dengying Formation of central Sichuan Basin, southwestern China [J]. Marine and Petroleum Geology, 2017, 82: 206-219.
- [27] Smith L B Jr, Davies G R. Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs: introduction [J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(11): 1635-1640.
- [28] Packard J J, Jansonius J. An application of conventional biostratigraphy, biofacies analysis and clay mineralogy to the dating of mississippian-age hydrothermal dolomites, Wabamun formation, NW Alberta [M]//Western Canadian and International Expertise [Pro-

- gram book with expanded abstracts]. CSPG, 1994: 303-303.
- [29] 戴勇定. 生物矿物学[M]. 北京:石油工业出版社, 1994. [Dai Yongding. Biomineralogy[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1994.]
- [30] Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application[M]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2004.
- [31] Fairchild I J, Spiro B. Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian carbonates, NE Spitsbergen [J]. Sedimentology, 1987, 34(6): 973-989.
- [32] Yang Jiedong, Sun Weiguo, Wang Zongzhe, et al. Variations in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater[J]. Precambrian Research, 1999, 93(2/3): 215-233.
- [33] Allan J R, Wiggins W D. Dolomite Reservoirs-Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution[M]. AAPG Continuing Education Course Note Series. No. 36. Tulsa: AAPG, 1993.
- [34] Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1989, 17(1): 141-167.
- [35] Walker G, Burkey S D. The application of spectroscopic techniques to the study of CL in sedimentary carbonate and quartz: abstracts [C]//Annual Meeting GAC/MAC. Vancouver, 1990, 15: A136.
- [36] Mason R A, Mariano A N. Cathodoluminescence activation in manganese-bearing and rare earth-bearing synthetic calcites [J]. Chemical Geology, 1990, 88(1/2): 191-206.
- [37] Machel H G. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation[J]. Geoscience Canada, 1985, 12(4): 139-147.
- [38] Reeder R J, Prosky J L. Compositional sector zoning in dolomite [J]. Journal of Sedimentary Research, 1986, 56(2): 237-247.
- [39] Montanez I P, Read J F. Fluid-rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians[J]. Journal of Sedimentary Research, 1992, 62(5): 753-778.
- [40] Mazzullo S L. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review[J]. Carbonates and Evaporites, 1992, 7(1): 21-37.
- [41] Stueber A M, Walter L M. Origin and chemical evolution of formation waters from Silurian-Devonian strata in the Illinois basin, USA [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1991, 55(1): 309-325.
- [42] Broomhall R W, Allan J R. Regional caprock-destroying dolomite on the middle Jurassic to early cretaceous Arabian shelf[J]. SPE Formation Evaluation, 1987, 2(4): 435-441.

## The Evolution of Carbonate Sediment Diagenesis and Pore Fluid in Dengying Formation, Central Sichuan Basin

QIANG ShenTao<sup>1</sup>, SHEN Ping<sup>2</sup>, ZHANG Jian<sup>2</sup>, XIA MaoLong<sup>2</sup>, FENG MingYou<sup>1</sup>, XIA QingSong<sup>1</sup>, TAO YanZhong<sup>1</sup>, XIA ZiQiang<sup>1</sup>, LIN Yi<sup>2</sup>

1. Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

2. Exploration and Development Research Institute of Petrochina Southwest Oil & Gas Field Company, Chengdu 610041, China

**Abstracts:** Samples of core and formation water in Dengying Formation of central Sichuan Basin were studied for petrology and geochemistry in order to understand the evolution of carbonate sediment diagenesis and pore fluids. There are several shallow marine carbonate platforms in Precambrian Dengying Formation on the Yang zi mass. It is known that dolomite constitutes an important part of Dengying Formation, which is a major gas reservoir in Sichuan basin. The carbonate sediments in deposition and diagenesis of Dengying stratum were widely influenced by pore space water and diagenetic alteration. Seawater cementation, early meteoric diagenesis(dissolution and precipitation), epigenetic karstification, structurally controlled hydrothermal dolomitization and MVT(Missipi Valley-Type mineralization), dissolution in production of C and H, pyrobitumen filling in oil pyrolysis occur in the Dengying stratum, in which Karstification and hydrothermal dolomitization play an important role in development of reservoir. The pore space fluids of Dengying strata were widely modified by dolomitization and karstification. Analysed present formation water data suggest this diagenesis exert an influence on the formation fluids of evaporative seawater. Diagenesis has an influence on reservoir of Dengying Formation, in which karstification and hydrothermal dolomitization play an important role in increase of porosity and permeability.

Analyzed formation water data indicated the evaporated sea water in the Ca-Br and Mg-Br relation. Mg concentrations have been reduced on average compared with evaporated sea water. Ca concentrations have been increased on average compared with evaporated sea water. Some workers believe that this is dolomitization of limestone.

**Key words:** diagenesis; karstification; hydrothermal dolomite; evolution of pore space fluids