

江西萍乐拗陷西部中石炭统 黄龙组白云岩成因探讨

余志伟

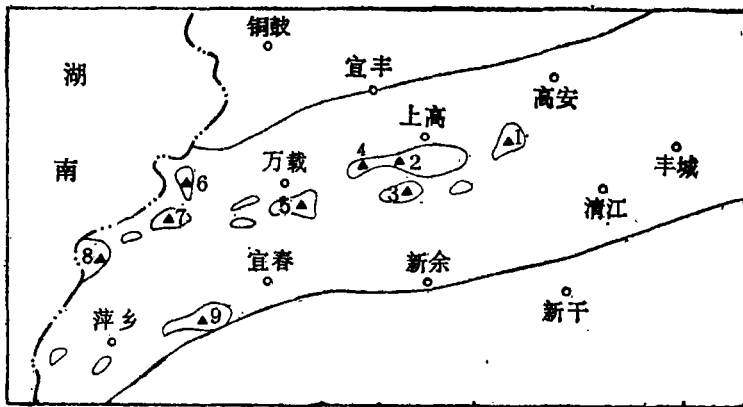
(赣西地质调查大队综合研究室)

内容提要 本文主要讨论了萍乐拗陷西部中石炭统黄龙组白云岩的成因,着重对白云岩的成因类型及成因模式进行探讨,不同类型白云岩的岩石结构,构造特征具有明显的不同,通过镜下鉴定、氧碳同位素值及微量元素——铈的变化特征的研究,得出的结论是:白云岩属交代成因的而不是原生白云岩;白云岩的成因类型可划分为准同生白云岩和成岩白云岩;白云岩的成因模式分别为超咸水白云岩模式和混合水白云岩模式。

主题词 白云岩 交代成因 氧、碳同位素 萍乐拗陷

作者简介 余志伟 男 29岁 地质

笔者在萍乐拗陷内之高安、上高、万载、宜春及萍乡等地共测制了近十条微相剖面(图1),经研究认为萍乐拗陷西部在中石炭世黄龙期早期为潮坪环境;晚期为潮坪泻湖环境;末期转变为开敞海台地环境。本文根据白云岩的野外观察与描述、室内岩石薄



- 1、鸡公岭 2、甘家 3、乌坑 4、新山上 5、石灰岭
- 6、牛头坳 7、龙王庙 8、榉溪 9、杨梅岭

图1 萍乡拗陷西部黄龙组剖面位置分布图

Fig. 1 Diagram showing the distribution of sections, Huanglong Group, West Pingling trough

片、扫描电镜的鉴定、氧、碳同位素测定及微量元素光谱半定量分析等工作所获取的资料，对黄龙组白云岩的结构、构造、成因类型及形成机理进行探讨，以求对白云岩的成因作出更切合实际的解释。

一、黄龙组地层简述

通过剖面的观察发现，黄龙组白云岩晶粒大小在纵向上呈现规律性变化，由上往下晶粒变细，显现出两个明显的自然岩性段，即上段的细—粗晶白云岩，下段的泥—粉晶白云岩。其岩性及沉积特征分述如下：

1. 上段细—粗晶白云岩

岩石以浅灰—灰色为主，次为深灰色，中—厚层状，风化表面呈刀砍纹，质坚硬，断面粗糙，由晶粒粗大的白云石组成。岩石中夹少量斑块状及蠕虫状灰岩残余（剖面顶部），其中生物较多。白云岩中生物化石稀少，含量1%左右。沉积特征亦少见，偶见由晶粒差异形成的水平层理及水平虫孔。见泥晶白云岩残块，并夹泥—粉晶白云岩及层纹石白云岩不规则薄层，其中干缩、干裂及鸟眼构造发育。沉积环境表现为以潮坪泻湖为特征。

2. 下段泥—粉晶白云岩

深灰—灰色，少数浅灰色，薄—厚层状，质纯，结构均一，成层性好，常伴生层纹石白云岩，生物化石较少，以藻类生物为主，偶见筴，海百合茎等碎屑。干缩、干裂及鸟眼构造发育，具虫孔，局部见石膏晶体，膏模孔及膏溶形成的花朵状构造。反映了气候炎热、蒸发浓缩强烈的较浅水潮坪沉积环境。

二、白云岩的结构特征

1. 泥—粉晶白云岩

此类白云岩主要分布在剖面下部。白云石晶粒一般在 $<0.01-0.1\text{mm}$ ，镜下呈混浊灰色，白云石含量 $>95\%$ ，在扫描电镜中，白云石呈它形粒状结构，晶粒小，结构差，为早期交代高镁卤水下沉积的文石质灰泥所形成的白云石，具有结晶速度快、晶粒小、自形程度差、不稳定、易溶解等特征。

2. 藻泥晶白云岩

此类白云岩见于剖面下部。其中包括层纹石白云岩、亮晶核形石白云岩、亮晶藻凝块白云岩及含藻泥晶白云岩。层纹石是由泥晶白云石组成，扫描电镜下层纹石的纹理结构清晰，纹层断续，微具弯曲，由富藻层与富屑层组成；亮晶核形石白云岩，核形石呈圆、椭圆形，核心色浅晶粒较粗，达粉晶级，边缘色暗富含有机质，为泥晶结构，均白云石化，粒间为亮晶白云石胶结；亮晶藻凝块白云岩，藻凝块呈蠕虫状，不规则状，大小不一，富含有机质，由 $<0.01\text{mm}$ 的泥晶白云石构成，粒间由亮晶白云石充填；含藻泥晶白云岩由藻与泥晶白云石组成，藻含量较少，5—30%不等，零星分布在泥晶白云岩中，局部富集形成藻丘。

3. 细—粗晶白云岩

分布于剖面上部, 此类岩石晶粒大小在0.1—1 mm, 局部见不等粒白云岩及泥晶(层纹石)白云岩不规则条带, 剖面顶部可见巨晶白云岩。镜下观察白云岩晶粒粗大, 晶形较好, 并见雾心亮边白云石和环带白云石, 尤其是细晶白云岩中雾心亮边白云石更为发育。扫描电镜下呈板状—菱面体型晶体, 具有从稀释的溶液中缓慢结晶, 形成较大的、有序度较高的白云石晶体的特点。

三、白云岩的成因类型

(一) 准同生白云岩

1. 这类白云岩常见的岩石类型有泥晶白云岩、粉晶白云岩、层纹石白云岩、藻泥晶白云岩、干缩、干裂溶蚀角砾白云岩等。主要分布在黄龙组下部, 上部也可见及残余。

2. 组成白云岩的白云石晶粒细, 泥—粉晶结构, 它形粒状, 结构均一, 具有超咸水环境中快速成岩的特点, 反映了海水蒸发、浓缩强烈的潮坪环境的特点。

3. 由于海水盐度偏高, 抑制了正常生物群的繁衍生长, 岩石中很少见及生物化石, 主要发育广盐度的藻类生物, 以层纹石、核形石、凝块石、藻席及藻丘等形态出现, 其中具较多由藻腐烂形成的鸟眼构造。

4. 在上高甘家、高安鸡公岭、万载牛头坳等地见较多的青模孔及花朵状构造, 偶见个别石膏晶体, 它们指示干燥炎热, 海水咸化的潮上带特征。

5. 白云石化过程表现为快速结晶成岩的特点, 对生物结构及沉积构造破坏不明显, 基本保持原始沉积的结构、构造特征。

(二) 成岩白云岩

1. 此类白云岩的主要岩石类型有细晶白云岩、中晶白云岩、粗晶白云岩, 局部地方可见巨晶白云岩及不等粒白云岩, 夹泥晶(层纹石)白云岩不规则条带。白云石晶粒粗大, 细—粗晶结构, 晶粒自形程度较好, 呈板状—菱面体型, 具结晶缓慢、结构稳定的混合水白云岩的特征。

2. 在白云岩中普遍发育的雾心亮边白云石及少数环带白云石, 是成岩白云岩的重要标志。Sibley认为在白云石晶体中常出现中心不清楚(雾心)和边缘清楚(亮边)的现象, 是由于成岩孔隙流体与淡水的混合作用影响有关。Folk也曾对白云石的雾心亮边现象进行了详细地研究, 认为原先在超咸水环境中形成的具有结晶速度快、结构差, 不稳定的准同生白云石在埋深成岩过程中, 进入淡水运移带, 岩石孔隙中的超咸水与地下淡水混合, 有利白云石的生成, 故围绕原先形成的白云石晶核四周生长, 形成比较干净明亮的白云石附晶, 即雾心亮边白云石。它们不仅是变盐(超咸环境向淡化环境变迁)环境中特有的产物, 而且反映了两个不同阶段(准同生、成岩)形成白云岩的组合特征。

3. 靠近剖面顶部的白云岩中, 则见灰岩残留斑块, 大小不等, 形状多为不规则状, 大致顺层分布, 白云岩与灰岩残留体接触关系为渐变过渡, 在鸡公岭、甘家、石灰

岭等剖面中的灰岩残留体中见较多的生物, 保存较好, 常见单个晶形完好的白云石菱形晶体或菱形环带白云石呈星散状分布在灰岩残留体中, 说明在成岩阶段镁质溶液在交代灰岩时, 由于镁质不足而导致交代不完全。据此认为形成这套白云岩的原岩是灰岩。

4. 形成这套细—粗晶白云岩的两种原岩区别在于: 原岩为准同生白云岩的特点是, 岩石中雾心亮边白云石发育, 可见环带白云石, 夹泥晶(层纹石)白云岩条带, 泥晶白云岩残块等, 但绝对见不到灰岩斑块。而原岩为灰岩的则可从白云岩中含有灰岩斑块, 菱形环带白云石, 但不存在雾心亮边白云石等特点加以证实。然而, 两者所形成的白云岩均具有混合水作用的特点。

5. 白云石化过程中, 由于淡水的混合, 溶液被稀释, 白云石结晶缓慢, 使得原岩中的生物结构及沉积构造均被破坏殆尽, 原始沉积特征基本消失, 对判断沉积相、恢复沉积环境增加一定的困难。

四、白云岩中锶含量变化特征

作为碳酸盐岩的环境指示元素锶, 在本区黄龙组白云岩中, 不同类型的岩石中锶的含量各不相同。根据上高新山上、高安鸡公岭等剖面中锶含量变化统计发现, 黄龙组剖面下部的泥—粉晶白云岩中锶的含量为 $<100\text{ppm}$; 上部细—粗晶白云岩中锶的含量为 $100-100\text{ppm}$; 剖面顶部灰岩中锶的含量则为 $150-500\text{ppm}$ 。明显看出, 灰岩中锶含量比白云岩的要高得多, 而且不同类型及不同成岩环境形成的白云岩锶的含量也不尽相同。

本区黄龙组下部的泥—粉晶白云岩具有超咸水特征的准同生白云岩, 上部的细—粗晶白云岩则是在混合水作用下形成的成岩白云岩。前者是白云石化发生在沉积物还未固结之前, 处于松散、淤泥状态, 沉积物中的锶处于离子状态, 未进入稳定的晶格位置, 在白云石化过程中锶离子很容易丢失, 故岩石中的锶离子较低。后者白云石化发生在沉积物基本处于半固结或固结状态, 锶离子已占据相应的晶格, 在混合水作用下发生白云石化, 岩石中的锶不易丢失。然而, 来自大气降水经过地表渗入地下, 在运移过程中流经老地层(前震旦及震旦系), 从中摄取大量的锶离子, 从而提高了混合溶液中的锶离子浓度。正如加拿大学者研究证明, 锶从液相向固相的分离与其在液相中的浓度成正比。这正是细—粗晶白云岩中锶的含量比泥—粉晶白云岩要高的原因所在。据此可作为判断白云岩成因的辅助标志。

五、白云岩氧、碳同位素特征

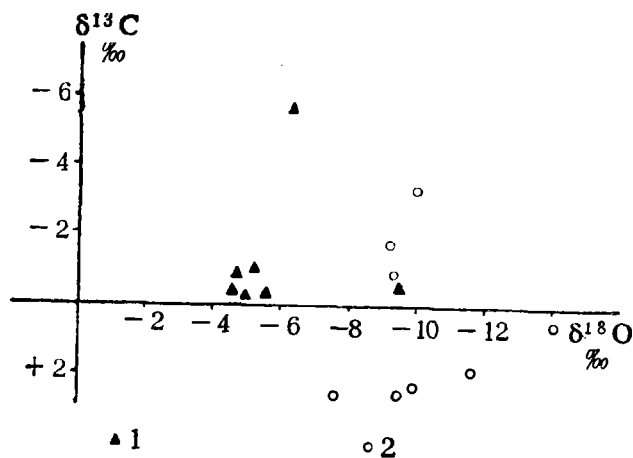
氧、碳同位素是研究白云岩成因的一种较新的方法。笔者在上高甘家、新山上、万载牛头坳、萍乡梓溪、杨梅岭等地黄龙组剖面中, 针对几种不同类型的白云岩进行氧、碳同位素全样测定, 得出本区黄龙组白云岩氧、碳同位素原始数据列表如下(表1)。

本区黄龙组白云岩主要富含氧和碳的重同位素, 而且不同类型的白云岩氧、碳同位素数值不同, 随着白云岩晶粒的增粗, $\delta^{18}\text{O}$ 数值减小, $\delta^{13}\text{C}$ 则增大; 反之, 则 $\delta^{18}\text{O}$ 增大, $\delta^{13}\text{C}$ 减小。这种规律性的变化体现在 $\delta^{18}\text{O}$ 上要比 $\delta^{13}\text{C}$ 明显得多。以 $\delta^{18}\text{O}$ 为横座

表1 氧、碳同位素原始数据表
Table 1 The data of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$

地层	顺序号	样品编号	岩石类型	$\delta^{13}\text{CPDB}$	$\delta^{18}\text{O}$		产地
					PDB	SMOW	
中 石 炭 统 黄 龙 组	1	CO ₁ -1	泥晶白云岩	-5.65	-6.27	24.40	樟溪
	2	-2	粉晶白云岩	-0.56	-9.48	21.09	樟溪
	3	-3	细一中晶白云岩	-0.91	-9.38	21.19	樟溪
	4	CO ₂ -1	粉晶白云岩	-0.30	-5.57	25.12	杨梅岭
	5	-2	中晶白云岩	2.60	-9.51	21.06	"
	6	-3	粗晶白云岩	-3.25	-9.98	20.57	"
	7	CO ₃ -1	粉晶白云岩	-0.90	-4.75	25.97	甘家
	8	-2	泥晶白云岩	-0.98	-5.20	25.50	"
	9	-3	中一粗晶白云岩	-1.75	-9.22	21.36	"
	10	CO ₄ -1	粗粉晶白云岩	-0.27	-4.93	25.78	牛头坳
	11	-2	粉晶白云岩	-0.34	-4.60	26.12	"
	12	-3	细晶白云岩	2.65	-7.52	23.11	"
	13	CO ₅ -1	粗晶白云岩	0.57	-14.13	16.29	新山上
	14	-2	中晶白云岩	1.97	-11.62	18.88	"
	15	-3	细晶白云岩	2.37	-9.88	20.57	"

标, $\delta^{13}\text{C}$ 为纵坐标, 将15个白云岩氧、碳同位素数值作图(图2)从图中可发现落点明显分为两个区, 泥-粉晶白云岩一般集中在图的左边; 细-粗晶白云岩散布在图的右



1. 泥-粉白云岩 2. 细-粗白云岩

图2 不同类型白云岩 $\delta^{18}\text{O}$ $\delta^{13}\text{C}$ 之间的关系图

Fig2 The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in Various types of dolomitite

边。从它们的分布特点分析,认为这两种白云岩具有不同的成岩环境和成因机理。

根据盐度计算公式和温度计算公式:

$$s(\text{盐度}) = \delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) + 21.2 / 0.61$$

$$t(\text{温度}) = 13.85 - 4.54\delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) + 0.04(\delta^{18}\text{O})^2(\text{PDB})$$

分别求得,泥—粉晶白云岩: s 为25—29‰,平均27‰, t 为32—42℃,平均为37℃,细—粗晶白云岩; S 为21—25‰,平均为23‰, t 为42—85℃,平均为63℃。显然以上述盐度和温度值作为当时沉积时的古盐度和温度,与实际偏差较大。因为所求的盐度和温度值是根据 $\delta^{18}\text{O}$ 换算得来, $\delta^{18}\text{O}$ 数值的大小是随盐度的增高而加大的正比关系,而随温度的增高而减小的反比关系。由于受到成岩作用的改造,盐度值具有普遍降低的特点,而随埋藏的加深,温度值升高。故不能用该盐度与温度值作为判断沉积、成岩时的定量值,仅可依据其值的大小并结合其他特征对白云岩的成岩环境及成岩阶段作定性解释。

泥—粉晶白云岩盐度值相对较大,温度低,更富含重的氧、碳同位素,反映具有超咸水环境中的氧、碳同位素特征;细—粗晶白云岩盐度低,温度高,氧的重同位素数值偏低,Land在总结白云岩稳定同位素($\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{16}\text{O}$)研究的情况时认为,在较高温度和大气水的稀释下,都对轻的 $\delta^{16}\text{O}$ 同位素进入固相有利,因此 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低的白云岩可能受地下高温或富含 ^{18}O 的地下水稀释的影响。

六、白云岩成因机理探讨

萍乐拗陷西部处于九岭(水下)隆起和武功(水下)隆起的障壁之中。黄龙期,在两个障壁的阻挡下,阻碍了拗陷内海水的正常循环,水体显浅,能量偏低,蒸发作用强烈,属于受封闭的超咸水的局限海台地环境,为本区黄龙组白云岩的形成创造了有利的环境。随着沉积的发展,海水进退的变迁,反映在各个时期的沉积环境、古地理面貌上的差异,从而各个时期的白云岩成因机理是不同的。

1. 黄龙早期白云岩成因机理

黄龙早期,本区主要表现为水体较浅,能量极低,藻类及层纹石发育的广阔潮坪沉积环境。受古地形的限制,在拗陷中线出现相对较深的潮坪洼地环境。气候炎热、干燥,环境间歇性的暴露,形成众多的干缩、干裂及鸟眼构造,强烈的蒸发作用促使潮坪地带的海水的含盐度增高,溶液中的钙离子大量丢失,而镁离子则不断富集,使浓盐水中的 Mg/Ca 比值大为提高,形成富镁的超咸卤水,这种富镁卤水由于密度增大而直接向潮坪环境中的沉积物渗透,并以镁离子置换沉积物中的钙离子,产生白云石化(图3),本区黄龙组下部的泥—粉晶白云岩用此机理解释比较合适。

2. 黄龙晚期白云岩成因机理

黄龙晚期形成的白云岩主要为细—粗晶白云岩间或夹泥晶(层纹石)白云岩。从白云岩的结构特征看,属混合水作用形成的白云岩。

从岩相古地理环境分析,黄龙晚期沉积环境是在早期的潮坪及潮坪洼地的基础上,发育为仍保持具有潮坪特色的潮坪泻湖沉积环境。然而,拗陷南北(水下)隆起继续起着障壁作用,拗陷内仍就处在受阻挡的封闭环境中。强烈的蒸发作用形成超咸卤水,卤

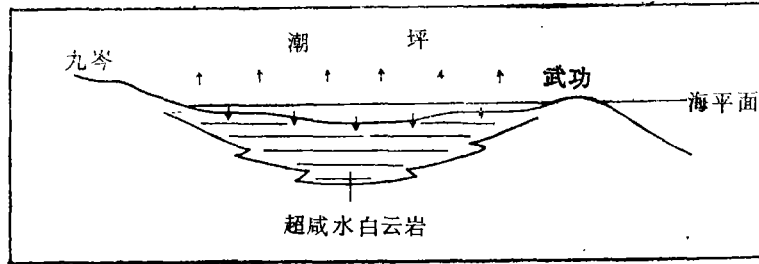


图3 超咸水白云岩成因模式图

Fig. 3 The Origin model of ultrasalty sea Water dolomitite

水下渗促使沉积物产生白云石化，属准同生阶段形成的超咸水白云岩。这种富含大量超咸孔隙水的白云岩，在深埋成岩过程中进入淡水运移带，淡水与超咸孔隙水发生混合，溶液被稀释，孔隙溶液的盐度急剧下降，然而， Mg/Ca 比却仍保持较高，结果大大降低了结晶速度，提高了白云石的自形程度与洁净度，形成晶粒粗大的白云石（图4）。换言之，这种白云岩可以认为是准同生白云岩的重结晶，但这里的重结晶主要不是受温

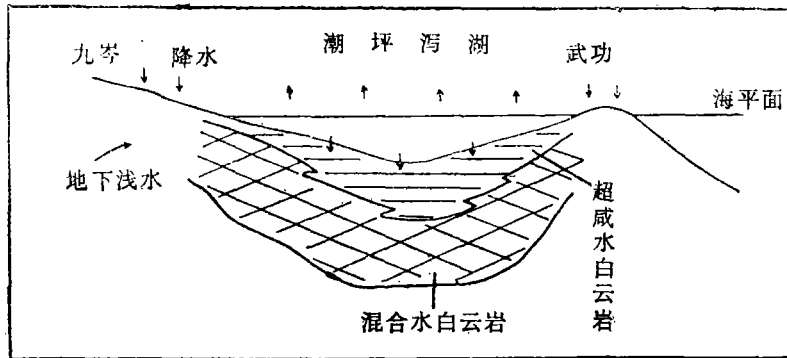


图4 淡水-超咸水混合白云岩成因模式图

Fig. 4 Fresh water-sea water mixing origin model of dolomitite

度与压力的影响，而是由超咸水与淡水混合作用形成的白云岩。白云石化是在溶解与结晶同时发生的情况下进行的，原岩还未被完全溶解就开始结晶，所以雾心亮边白云石普遍发育。原始超咸环境和后来淡化条件之间有一个长时间间断，即这种变化发生在主要的超咸水成岩作用已经完成的地下深部，其后来自深部淡水的溶液与岩石中的超咸孔隙水发生作用。

本区混合水白云石化主要发生在地下淡水运移带。地下淡水运移带之淡水来源有两个方面，其一是大气降水；其二是地下淡水。区内九岭（水下）隆起与武功（水下）隆起的存在，可作为两个淡水注入区；其次是拗陷内虽然以潮坪泻湖为主体，但其边缘仍为藻坪、藻泥坪环境，属潮坪沉积。区域性的海水退覆，临近隆起边缘地带即成为接受降雨的地区及淡水注入区。另外，地下淡水可以来自相邻台地或陆棚区，只要沉积物与淡水注入源连通。邓海姆（1978）对内华达陆棚碳酸盐岩沉积观察表明，淡水透镜体不仅下伏在出露地表的碳酸盐岩体之下，而且可以在侧向延伸相当大的距离，进入到相邻

的陆棚的海底沉积物中。

淡水运移带在地下处于一个相对稳定的位置，垂向位移很小。然而，混合水带在地下延伸的范围，主要受淡水供给的控制，降雨季节，有大量的淡水供给，淡水运移带也较宽，发生的淡化程度也较高，形成的白云石晶粒粗大；淡水供给量的减少，淡水运移带变窄，淡化程度相对较低，形成的白云岩晶体增加不大，甚至出现泥—粉晶白云岩残留斑块。淡水间歇性的补给，导致混合水白云石化间断性发生，从而对细—粗晶白云岩中出现的泥晶（层纹石）白云岩不规则条带得到了合理地解释。

3. 黄龙末期白云岩成因机理

笔者认为黄龙组顶部这套白云岩的形成是由于碳酸钙沉积物（灰岩）在地下埋深成岩过程中，岩石中的孔隙水与地下淡水混合的结果，从古地理环境分析，这时期赣北地区船山组（可能包括部分黄龙组）缺失，栖霞组直接覆于黄龙组之上，说明不仅九岭，还包括修水、永修等地在内的广大地区地壳抬升、隆起，另一方面，武功地区则没入海底。由此坳陷内长期封闭，隔持的盆地遭到破坏，与西南海域连为一体，环境开敞海水正常、水体变深，形成浅海潮下环境的灰岩沉积。淡水进入到海底沉积物是由于坳陷北部九岭隆起带广泛出露地表，成为淡水注入区。古气候的湿润为本区提供充分的淡水来源，由此渗入到地下，与岩石孔隙中的水混合，产生白云石化，这时期混合水中的镁质较少，故白云石结晶速度更为缓慢，形成的白云石晶体更为粗大。

本文所述资料属岩相组全体同志的劳动成果；成文后蒙胡功建主任工程师审阅及提出修改意见，谨致谢意。

收稿日期1986年7月15日

参 考 文 献

- [1] J. L. 威尔逊, 1981, 地质历史中的碳酸盐相, 地质出版社。
- [2] R. L. 福克、A. 塞特列卡, 1983, 天然气勘探与开发, 1期, 59—66页。
- [3] 武汉地质学院地球化学教研室, 1979, 地球化学, 科学出版社。
- [4] J. B. 邓海姆、E. R. 奥尔松, 1978, 地质地球化学, 1980, 5期, 58—61页。

A STUDY ON THE DOLOMITITE OF HUANGLONG GROUP, MID-CARBONIFEROUS IN REGION OF WESTERN JIANGXI PINGLE TROUGH

Yu Zhiwei

(The geological survey brigade of Western Jiangxi)

Abstract

Concerning the origin of dolomitite of Huanglong group of Mid-Carboniferous in Western Pingle trough, according to field geological research, determination under polarizing microscope, analysis of common elements and O, isotopes and so on, this article considers that dolomitite was not the result of primary sedimentation but of metasomatism.

However, the differences among textures, structures and the various genetic types of dolomitite represented different mechanisms of origin.

According to the size of crystal and the difference of textures and structures of dolomite, dolomitite can be sorted into two main genetic types.

1. Parasyngenetic dolomitite

Micritic dolomitite, powder crystal dolomitite, algal micritic dolomitite, algal laminated bedding dolomitite are the main rock types in which always can be seen such sedimentary characteristics as bird-eyes, contraction fissures, burrows and salt karst structures. The sedimentary environment showed to be a hot, dry and a high evaporation rate tidal flat.

Micro-silt crystalline, xenomorphic granular textures can be seen under electron-scanning and polarizing microscopes. This kind of dolomite stands for the feature of parasyngenetic dolomitite under fast diagenesis in the hypersaline seawater environment.

2. Diagenetic dolomitite

The main rock type is fine-coarse crystalline dolomitite intercalated by irregular thin beddings of micritic dolomitite and algal micritic, yet can be seen huge crystalline

dolomitite above the section. The sedimentary characteristics mainly horizontal burrows and beddings, bird-eyes and contraction fissures can be seen in micritic and algal laminated bedding dolomitite. Organisms are comparatively rare. The sedimentary environment is tidal flat lagoon.

The fine coarse crystalline texture, idiomorphic extent slab-rhombic crystalline, and the fogcentre ring-based, not only revealed a salty changing environment

but also important signs of diagenetic dolomitite. This kind of dolomite was of the feature of diagenetic dolomitite of sluggish crystallization.

Through the analysis and study, the author discovered that trace element-Sr and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopes values of micro silt crystalline and fine coarse crystalline dolomitite have evident discrepancy, especially $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopes values in this region. This reflected that dolomitites were formed in different sedimentary (diagenetic) environments and diagenetic stages, it is a supplementary sign to analysis the origin of dolomitite.

In this paper the author proposed two models of dolomitite origin which may be applied in this region.

1. The dolomitite model of hypersaline sea water

The Hypersaline sea water sink into sediment because of its solution weight. So the Ca cations was replaced by Mg cations and dolomitization have taken place in the carbonate sediments, followed that formed dolomitite of micro-silt crystalline.

2. The dolomitite model of the mixture water

The mixing of fresh water (underground water and precipitate water) and the sea water of hypersaline (or normal sea water), taken place in the flow zone of underground fresh water. These conditions favoured the replacement of dolomitite because the salinity dropped drastically and the Mg/C ratio changed less in the pore-water, formed dolomitite of coarse crystalline.