

文章编号: 1000-0550(2006)06-0806-13

塔里木盆地牙哈—英买力地区寒武系—奥陶统白云岩形成机理

何莹^{1,2} 鲍志东² 沈安江³ 申银民⁴ 李明和⁴

(1. 中国石油化工股份公司西南分公司勘探开发研究院 成都 610084; 2. 中国石油大学资源与信息学院 北京昌平 102249; 3. 中国石油勘探开发研究院杭州地质研究所 杭州 310023; 4. 中国石油塔里木油田分公司勘探开发研究院 新疆库尔勒 841000)

摘要 根据铸体薄片鉴定、阴极发光显微镜观察、碳、氧稳定同位素测定、微量元素分析及包裹体测温等手段,对塔里木盆地牙哈—英买力地区寒武—奥陶统深埋热液白云岩类型及成因机理进行了详细的研究。认为研究区深埋白云岩主要由细晶或中晶白云石组成,白云石呈自形或半自形晶。 $\delta^{13}C_{PDB}$ 值为 $-1.63\% \sim -2.31\%$, 平均为 -1.25% , $\delta^{18}O_{PDB}$ 值为 $-11.49\% \sim -6.02\%$, 平均为 -8.72% ; 锶含量较低,在 $77 \times 10^{-6} \sim 107 \times 10^{-6}$ 之间,二价铁、锰含量较高,具有高的有序度和低的 $CaCO_3$ 摩尔含量的特点。

各种资料表明,该类白云岩是在深埋环境中较高温条件下形成的,白云岩的形成与海西期岩浆喷发活动有关,变质岩体的分布控制了白云岩的分布。白云化流体来自岩浆热液、变质热液、有机酸及区域地下热卤水的混合,白云化所需的 Mg^{2+} 来自岩浆岩中铁镁矿物的分解、埋藏压实过程中粘土矿物的脱水作用等。因此其白云化机制可称之为“深埋热液白云化”。

关键词 塔里木盆地 寒武系—奥陶统 深埋热液白云岩 白云化作用 地球化学特征 成因机理

第一作者简介 何莹 男 1979 年出生 硕士 碳酸盐岩沉积、储层

中图分类号 P588.24⁺5 **文献标识码** A

世界上有大约 40% 的油气资源赋存在碳酸盐岩中,其中又有近一半是在白云岩中^[1]。白云岩中的各类次生孔隙被认为是潜在的油气有效储集空间^[2,3]。塔里木盆地广泛发育的下古生界碳酸盐岩,其中寒武—奥陶系中白云岩厚度达 1500 m 以上,且主要分布在盆地中西部地区。许多专家学者对塔里木下古生界白云岩进行了详细的研究^[4,5],对白云岩成因和储集性提出了各种看法。笔者在对牙哈—英买力地区寒武—奥陶系白云岩储层研究中发现工区优质白云岩成因与前人提出的成因机理不完全一致,该类白云岩与海西期岩浆喷发活动在成因上有某种联系。进一步的研究工作(采用铸体薄片鉴定、阴极发光显微镜观察、碳氧稳定同位素测定、微量元素分析及包裹体测温等手段)证实了这一点。下面本文就对该区优质白云岩类型及形成机理进行详细的描述与探讨。

1 地质背景

塔里木盆地是我国最大的含油气盆地之一,面积

约 $5.6 \times 10^5 km^2$ 。牙哈—英买力地区位于塔北隆起西段,东邻牙哈断裂构造带,西接南喀—玉东构造带,北到秋里塔格山前,南至英买 2 号油气田(藏)。截止 2005 年研究区内钻遇寒武—奥陶系碳酸盐岩的井有 24 口(图 1)。

工区内寒武—奥陶系岩石类型主要为石灰岩及白云岩两大类,其次是这两类岩石之间的过渡类型及火成岩。其中白云岩主要产于寒武系—奥陶统下部。

区内晚震旦世时水体较浅,为局限台地的潮坪与泻湖,到早寒武世的玉尔吐斯期,水体突然上升,为开阔台地相沉积,此后水体逐渐下降,重新变为局限台地,并一直持续到早奥陶世。早奥陶世后,水体又开始上升,又开始了开阔台地相的沉积。因此来看,寒武系—奥陶统自下而上为一完整的海进—海退旋回。

本区自古生代以来构造演化大致经历了三大阶段^①:晚加里东—早海西期的稳定抬升剥蚀—晚海西—印支期的挤压抬升—燕山—喜山期的调整定型,工区内碳酸盐岩构造形成于晚海西期,定型于早印支期。

① 中国石油塔里木油田分公司勘探开发研究院. 塔北地区 2002 年勘探目标选择与评价(内部报告). 2002
收稿日期: 2005-11-19 收修改稿日期: 2006-02-28

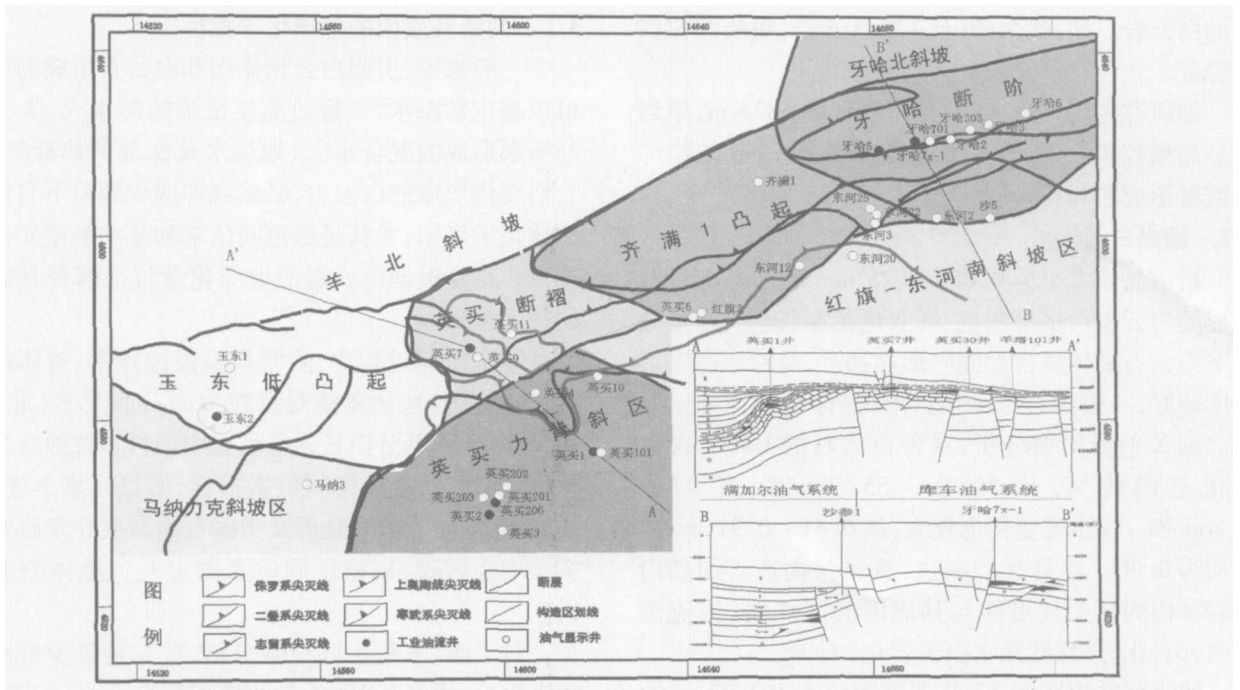


图 1 塔里木盆地牙哈—英买力地区构造及井位位置图

Fig 1 Location of structures and wells in Yaha Yingmali area of Tarim Basin

2 白云岩的结构类型与特征

组成研究区内白云岩的白云石, 其晶体大小不一, 自形程度差别较大, 结构特征各异^[6]。不同类型白云石晶体结构的差异, 必然导致由其组成的白云岩结构特征也各不相同。工区优质白云岩主要分布在上寒武统一下奥陶统, 以细—中晶白云岩结构类型为主, 属于准同生后成因。根据露头、岩心观察、薄片镜下鉴定及地化特征研究, 优质白云岩可以归纳为以下几种主要类型。这些白云岩的结构类型及特征对比见表 1。

2.1 粗粉晶白云岩

这类白云岩多呈浅灰色—深灰色, 主要由粗粉晶白云石构成, 白云石晶体大小为 0.01~0.05 mm, 常含 1%~10% 的细粉晶, 部分岩石中还含有微细晶。在显微镜下以它形—半自形晶粒状镶嵌接触为主, 多数晶体表面比较浑浊; 扫描电镜下可见少量晶间微孔, 晶体部分镶嵌; 据 X 射线衍射分析, 这种白云石的 CaCO₃ 含量平均为 55mol%, 有序度平均为 0.6; 阴极射线下多数发强弱不等的暗红光, 少数不发光。

研究区内粗粉晶白云岩的产状不止一种, 既可以单独由粗粉晶白云石构成, 也可以是具有残余颗粒结

表 1 研究区白云岩结构类型及特征对比

Table 1 Comparison of types and characteristics of dolostones in the study area

| 类型 | 晶体大小 /mm | 矿物成分 | 典型特征 | 代表井 |
|--------|-----------|---------|---|--------------------------|
| 粗粉晶白云岩 | 0.01~0.05 | 粗粉晶白云石 | 它形—半自形晶, 部分镶嵌; 多数晶体表面浑浊; CaCO ₃ 含量平均为 55mol%; 有序度平均为 0.6; 阴极射线下发强弱不等的暗红光, 少数不发光。 | 牙哈 5、 牙哈 7X-1 |
| 细晶白云岩 | 0.05~0.25 | 细晶白云石 | 自形—它形晶; 晶体表面浑浊—明亮; CaCO ₃ 含量 50.0~55.7mol%, 平均 52.4mol%; 有序度 0.41~0.91 不等, 平均 0.70; 阴极射线下发暗红光—橙黄光, 表明其成因具有多样性。 | 英买 4、 东河 12、 牙哈 5 |
| 中粗晶白云岩 | 0.25~2.0 | 中—粗晶白云石 | 它形—半自形晶, 凹凸接触; 晶体多数洁净明亮, 少数呈浑浊状; CaCO ₃ 含量为 50~55mol% 不等, 平均 52.1mol%; 有序度很高, 为 0.74~1.0 平均 0.86; 阴极射线下一般发均一的暗红色光。 | 英买 4、 牙哈 3、 牙哈 303 |

构的白云岩。如:残余砂(砾)屑白云岩、残余鲕粒白云岩等。

如研究区内牙哈 7X-1 井中寒武统 5833 m, 原岩为亮晶鲕粒灰岩, 鲕粒发生选择性白云化, 胶结物部分溶解形成粒间孔, 见图版 I-1。

2.2 细晶白云岩

指由晶体大小为 0.05~0.25 mm 的细晶白云石构成的白云岩。多呈灰色、褐灰色及深灰色。在显微镜下白云石晶体从自形到它形晶都有, 晶粒形态自形程度较好, 一般为自形一半自形, 晶体表面浑浊一明亮。据 X 射线衍射分析, 这种白云石的 CaCO_3 含量变化范围较宽, 从 50.0~55.7 mol%, 平均为 52.4 mol%; 有序度变化也较大, 从 0.41~0.91 不等, 平均为 0.70。常具雾心亮边, 具斑状构造。细晶白云岩结构的复杂性可能与其成因的多样性(回流渗透白云岩化、深埋藏热水白云岩化)有关。

如研究区内东河 12 井下奥陶统 5762.33 m 细晶白云岩, 储集空间为晶间溶孔, 见图版 I-2。

2.3 中一粗晶白云岩

这类白云岩主要由直径大于 0.25 mm 的白云石组成, 以晶体粗大为特征。其突出特点是厚度巨大, 主体部分连续厚度达数十米至数百米。显微镜下晶体多数比较洁净明亮, 少数呈浑浊状, 半自形粒状镶嵌结构为主, 晶体间多为凹凸接触; 据 X 射线衍射分析, 中、粗晶白云石的 CaCO_3 含量为 50.0~55.0 mol% 不等, 平均为 52.1 mol%; 有序度很高, 为 0.74~1.0 平均为 0.86 阴极射线下一般发均一的暗红色光。

中晶白云岩中也常见雾心亮边白云石和环带白云石(孔隙发育处)。这类白云岩一般不具有残余结构, 或残余结构不明显。

如研究区内英买 4 井下奥陶统 5120.80 m 的中粗晶白云岩, 见图版 I-3。

3 白云岩形成机理研究

白云岩的成因研究是沉积学中一个重要的理论和实际问题, 其成因研究对白云岩储集层的分布预测有重要的意义。

Allan 和 Wiggins^[7] 针对白云岩油气勘探中所遇到的一些难题, 提出了一种运用地球化学方法来评价白云岩的成因和分布, 这种技术在实践中证明是有经济价值的、行之有效的方法。本次研究中对白云岩的成因探讨也采用这种方法。

3.1 判断其成因的地球化学指标

一般来说, 引起白云化作用和白云石生成的流体可以是正常海水^[8]、经过蒸发浓缩的海水^[3]、大气水与海水形成的混合水^[9]、地层水及深部的热液等, 由它们交代形成的白云岩, 必然或多或少地留下它们的地球化学烙印, 尤其是稳定同位素和某些微量元素等指标。这是根据白云岩的地球化学特征解释其成因的理论基础。

本次研究过程中, 除常规显微镜观察、铸体薄片鉴定、阴极发光显微镜观察在中国石油大学(北京)完成外, 还将部分白云岩样品送中国科学院地质与地球物理研究所进行锶同位素指标、微量元素丰度、扫描电镜、X 射线衍射分析及中国石油勘探开发研究院实验中心做碳、氧稳定同位素测定及包裹体测温分析。

对于碳、氧稳定同位素分析, 首先是将少量样品磨成粉末, 使之与 100% 的浓磷酸反应。为了消除可能存在的方解石影响, 在收集 CO_2 气体之前, 先让反应进行 2~3 小时。分析结果相对 PDB 标准, 分析误差在 0.2% 以内。

微量元素是用原子吸收法分析的, 本次分析的微量元素主要是 Fe、Sr、Ba 及 Na。

我们这次采用的方法是利用多种地化指标, 结合白云岩岩石学特征, 将宏观观察和微观分析综合起来推测其成因。为配合这类白云岩的成因研究, 现将各类测试结果及其提供的成因信息分述如下。

3.1.1 碳、氧稳定同位素指标

碳、氧稳定同位素是解释白云岩成因的一种重要的地球化学标志^[10]。利用白云石碳、氧同位素特征可以判别白云石的成因类型、流体性质、形成的大致温度及白云化时间。氧、碳同位素组成取决于白云石化介质的氧、碳同位素组成, 并主要受介质的盐度和温度的控制和影响。前人研究认为塔里木盆地地下奥陶统海水胶结物中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $-1\text{‰} \sim -0.5\text{‰}$ ^[11]; 早奥陶世海水胶结物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -1.5\text{‰} \sim -0.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = -6.5\text{‰} \sim -4.5\text{‰}$ ^②。

由于碳、氧同位素数据可靠性相对较高, 而且不同类型白云岩碳、氧同位素组成具有比较明显的差异, 由此我们可以根据岩石的碳、氧同位素组成初步预测其成因(表 2)。

3.1.2 锶同位素指标

海洋中的锶主要有三种不同来源: 壳源物质化学风化形成; 原有的海相碳酸盐岩溶解析出; 海底火山

活动或海底扩张作用产生。一般来说, 当海平面下降, 陆地面积增大时, 陆壳物质风化并搬运到海洋中的壳源锶增加, 必然导致所形成的海相碳酸盐岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值升高; 反之亦然。因此, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的变化与海平面升降呈负相关。

表 2 深埋藏白云岩碳氧同位素指标比较

Table 2 Comparison of carbon and oxygen isotope compositions of deep buried dolostones

| 白云岩成因类型 | $\delta^{13}\text{C}_{\text{DB}}$ ‰ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ‰ |
|---------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| | +0.8‰ ~ +4.0‰ [1] | -9.1‰ ~ -6.4‰ |
| 深埋藏白云岩 | -2.25‰ ~ -0.37‰ [2] | -10.2‰ ~ -6.5‰ |
| | -3.02‰ ~ -0.37‰ [3] | -10.02‰ ~ -7.17‰ |
| | -1.63‰ ~ -2.31‰ [4] | -11.49‰ ~ -6.02‰ |

数据来源: [1] 金振奎等, 1993^[12]; [2] 陈景山等, 1998^[9]; [3] 顾家裕, 2000^[5]; [4] 本文采用

据陈景山等研究^②, 近地表蒸发海水成因白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化于 0.7073 ~ 0.7092 之间, 平均为 0.70827 与塔中地区下奥陶统碳酸盐岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 分析样品平均值 0.7087^[11] 大致相等, 充分体现其成因与海水的亲缘关系, 也说明了它们形成于奥陶纪平均海平面附近的环境中。近地表混合水成因白云岩, 以较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值 (0.7089) 为特征, 恰好反映了这类白云岩的形成是在相对低海平面时期受到了富含壳源放射性 ^{87}Sr 的陆上淡水的强烈影响。这与非海相碳酸盐岩一般比同期海相碳酸盐岩更富集放射性成因 ^{87}Sr 的结论是一致的。埋藏成因白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化范围较宽, 本次对牙哈 5 井中下寒武统 10 块白云岩样品分析的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值从 0.7098 ~ 0.7148 不等, 平均 0.7120 高于近地表海水蒸发成因。这可能与其在埋藏环境中受到放射性 ^{87}Sr 的污染有关。

3.1.3 微量元素丰度指标

由于引起白云化作用的流体性质与成分、温度、压力、被交代的灰岩类型等环境条件的不同, 必然造成所形成的不同成因类型白云岩具有可鉴别的微量元素丰度指标 (表 3)。

① 铁和锰

不同类型白云岩的 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 平均含量存在比较明显的差异, 对于全岩样品来说, 这两种微量元素

的丰度, 既与成岩环境的氧化还原电位有关, 也与白云岩的粘土矿物含量有关。

对于深埋藏成因白云岩来说, Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 含量会呈现出增加的趋势, 充分反映了它们形成于埋藏成岩环境的还原条件下, 可能与地层中高温热液水有关。 Fe^{2+} 和 Mn^{2+} 作为类质同象离子置换白云石晶格中钙、镁离子主要是低价离子, 因此, 只有在还原环境中生成的白云石, 才可能具有较高的 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 含量。

白云石中 Mn 、 Fe 质量分数往往反映成岩强度和埋藏深度, 埋藏越深, 成岩强度越高, Mn 、 Fe 的质量分数就越高, 相反 Mn 、 Fe 的质量分数就越低。

② 锶和钡

不同类型白云岩的 Sr^{2+} 含量差异不大^[13]。总的来说, 深埋藏成因白云岩锶含量相对较低。

滇东—川西下二叠统块状和斑状细—中晶白云岩为深埋藏成因, 其 Sr^{2+} 含量在 25×10^{-6} ~ 68×10^{-6} 之间^[14]; 本次研究测得深埋类型白云岩锶含量在 77×10^{-6} ~ 107×10^{-6} 之间。

白云岩的 Ba^{2+} 含量一般较低, 变化范围不大, 由于 Ba^{2+} 的离子半径较大, 一般很难进入白云石的晶格中, 只有在较高的温度条件下才有可能进入。因此, 深部成因白云岩含有较多的 Ba^{2+} 。

③ 钠和钾

白云岩的 Na^{+} 、 K^{+} 含量变化范围很宽, 尤其是 Na^{+} 含量, 可出现数量级的差异^[15]。影响它们丰度的变化因素很多, 有的至今尚不清楚。埋藏成因白云岩的 Na^{+} 含量很低, 只有几十 $\times 10^{-6}$, 其原因有待于研究, 也许与白云石重结晶造成的 Na^{+} 的丢失有关。

总的来说, 随着白云石晶体变大, 主要微量元素的含量表现出一定的变化趋势, Fe^{2+} 含量升高, Na^{+} 含量降低。

表 3 深埋藏白云岩微量元素丰度 ($\times 10^{-6}$) 比较Table 3 Comparison of trace element contents of deep buried dolostones ($\times 10^{-6}$)

| 成因类型 | Fe^{2+} | Mn^{2+} | Sr^{2+} | Ba^{2+} | Na^{+} |
|--------|------------------|------------------|------------------|------------------|-----------------|
| 深埋藏白云岩 | 8490 [1] | 8490 | 100 | 275 | 550 |
| 白云岩 | 1686 [2] | 1686 | 71 | | 233 |
| 89~170 | | 140~535 [3] | | 77~107 | 77~551 |

数据来源: [1] 叶得胜等, 1995^[16]; [2] 陈景山等, 1998^[9]; [3] 本文采用

② 陈景山, 王振宇, 代宗仰, 等. 塔中地区碳酸盐岩储层评价和有利储集空间预测. “九五”国家科技攻关项目研究成果报告 (编号: 99-111-01-02-03). 西南石油学院, 2000

③ 陈景山, 等. 塔里木盆地寒武、奥陶系储层特征与生物礁分布规律研究. “九五”国家科技攻关项目研究成果报告 (编号: 99-111-01-02-01). 西南石油学院, 1998

3.1.4 阴极发光、X 射线衍射及包裹体测温

① 阴极发光特征

Fe²⁺ 是阴极发光的猝灭剂, 而 Mn²⁺ 和 Sr²⁺ 等微量元素是阴极发光的激活剂, 因此, Fe²⁺、Mn²⁺ 的含量及其比率变化是控制白云石发光的主要因素。在阴极射线下, 白云石发光性受其自身 Fe²⁺、Mn²⁺ 微量元素含量控制^[17], 贫 Mn²⁺ 富 Fe²⁺ 带为暗带, 富 Mn²⁺ 贫 Fe²⁺ 带为亮带。

研究区优质白云岩在阴极显微镜下发均一的暗红光, 见图版 I-4

② X 射线衍射特征

X 衍射分析旨在确定白云石的有序度和 CaCO₃ 摩尔含量^[18]。

白云石的有序度是用白云石的 (015) 和 (110) 两个衍射峰的峰强比 I₀₁₅ / I₁₁₀ 近似地反映^[19]。白云石的 I₀₁₅ / I₁₁₀ 的比值越大, 表明有序度相对越高, 当比值为 1 时属理想状态下的完全有序。

CaCO₃ 摩尔含量是通过白云石的最强衍射的面网间距值 (d₁₀₄) 来确定的。CaCO₃ 摩尔含量可按下式计算:

$$N_{CaCO_3} = Md + B$$

式中 N_{CaCO₃} 为白云石晶格中的 CaCO₃ 摩尔含量, M = 333.33, B = -911.11, d 为样品的 d₁₀₄ 值^[19]。

X 衍射分析数据 (见表 4) 表明, 组成这套白云岩的有序度为 0.74 ~ 0.87, 平均为 0.82, CaCO₃ 摩尔含量为 50.85 ~ 52.11 g/mol, 平均为 51.42 g/mol。高的有序度和低的 CaCO₃ 摩尔含量, 说明近于理想的、化学计量的白云石形成于成核结晶速度较缓慢的、相对稳定的成岩环境中。

深埋藏成岩环境中, 成岩流体的运移远不如同生成岩环境中流体运动快, 其中的离子 (主要指金属阳离子) 可能也不如海水中的丰度高。流体运动缓慢、离子浓度低等势必降低矿物离子交换 (或晶出) 的速

度, 使白云石晶出时间长, 因而能从容晶出, 成为有序度较高的白云石晶体^[20]。

表 4 研究区深埋藏白云岩的 X 衍射分析数据

Table 4 X rays analysis of deep buried dolostones in the study area

| 岩石类型 | 有序度 | | N _{CaCO₃} / % | |
|-----------|-----|------|-----------------------------------|-------|
| | 样品数 | 平均值 | 样品数 | 平均值 |
| 细晶—中粗晶白云岩 | 6 | 0.82 | 6 | 51.42 |

③ 包裹体测温

包裹体是矿物形成过程中被捕获的成矿介质, 包裹体测温主要是用来解释成岩环境^[21], 本次研究采集 40 块英买 4、6 井的样品, 岩性主要为细—中粗晶白云岩; 加之前人已分析的牙哈 3、5、7X-1 井资料。包裹体测温仪器为德国产莱兹 1350 型热台, 测温对象为缝洞内充填的白云石及方解石。流体包裹体测温分析数据 (表 5) 显示: 方解石及白云石内盐水流体包裹体均一化温度在 97 ~ 129℃ 之间, 说明这些白云岩极有可能是在深部卤水作用下形成的。

3.2 白云岩成因机理研究

根据白云岩形成的沉积环境、沉积相之间的相互关系, 产状、成岩演化的程度、岩石类型特征、微量元素含量的差异和稳定同位素的情况, 可以把塔里木盆地牙哈—英买力地区寒武—奥陶系白云岩大致分为三种成因类型: 准同生白云岩、混合水白云岩、深埋藏成因白云岩。其中后两种属准同生后白云岩。

本次研究的深埋热液成因白云岩指一般埋藏深度大于 3500 m, 成岩温度为 97 ~ 129℃, 由于富 Mg²⁺ 成岩热液的渗入、白云石重结晶或有机酸的溶蚀作用等导致的白云石化而形成的一类白云岩。该白云化主要是通过“上部或侧部渗透来的重盐水, 或由下伏沉积物压榨出来的上升盐水与颗粒或基质发生交代作用”而形成。由于该类白云岩埋藏深、地下经历时

表 5 研究区深埋热液白云岩流体包裹体显微测温分析数据

Table 5 Fluid inclusion analysis of deep buried dolostones in the study area

| 井号 | 深度 / m | 层位 | 岩性 | 测试对象 | | 均一化温度 T / °C |
|------|-------------|----------------|------|--------------------|-------|----------------------|
| | | | | 寄主矿物 | 包裹体类型 | |
| 牙哈 3 | 5917 | ε ₃ | 粉晶云岩 | 白云石 | 盐水包裹体 | 129.104, 109.116 |
| | 5967 | | | 方解石 | 盐水包裹体 | 105.117, 128.97 |
| 牙哈 5 | 5802.90 | ε ₂ | 白云岩 | 方解石 | 盐水包裹体 | 115.116, 115.118, 97 |
| | | | | 牙哈 7X-1 | 5872 | ε ₂ |
| 英买 4 | 5038 ~ 5068 | 0 ₁ | 白云岩 | 镜下未发现可测定均一温度的气液包裹体 | | |
| 英买 6 | 5455 ~ 5476 | 0 ₁ | 白云岩 | 镜下未发现可测定均一温度的气液包裹体 | | |

间长、成岩温度高、成岩环境相对稳定, 因此其地球化学特征和结构特征与其他成因白云岩有较大差异。

晶体大小是区别早期和晚期(埋藏)白云石化的标准之一, 白云石晶体越粗, 表明白云石化作用越晚。Zenger(1983)、Gregg(1985)、Lee和Friedman(1987)等均用白云石的粗晶特征作为埋藏白云化的标准之一。当然粗结晶的白云石也可能由细的白云石多次重结晶而成, 但多次重结晶必然会破坏原始沉积组构并使之消失。

碳酸盐岩中的稳定碳氧同位素组成可以用来定量地恢复沉积环境的古盐度(S)和古水温($^{\circ}\text{C}$)^[22], 确定成岩环境, 查明沉积物形成后大气淡水参与成岩作用的强度以及研究白云岩的形成机理。白云石的碳氧同位素组成取决于引起白云岩化介质的碳氧同位素组成, 并主要受到介质盐度和温度的影响。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值取决于沉积成岩环境的介质, 海水和深埋藏环境中沉积的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 多为正值; 在深埋藏环境中, 因为有热水的加入, 并含大量的 Na^+ 离子, 增加了成岩溶液中的阳离子数量和浓度, 加之温度增高, 最终导致 ^{18}O 的降低, 即 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 随埋深增大、温度升高而负值增大。

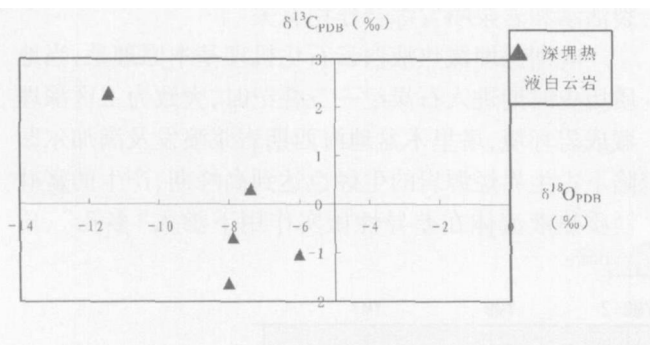


图 2 牙哈—英买力地区深埋热液白云岩碳氧同位素分布散点图

Fig 2 The scatter diagram of carbon and oxygen isotope of deep buried dolostones in Yaha Yingmali area

从图 2 可以看出, 研究区深埋热液白云岩 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值分布特征具有 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值相对稳定在零值附近或接近于零的正值, 而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值具有高负值。

研究区深埋热液白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 0.25‰ (PDB), 而海南岛儋县近代潮间礁坪上混合水白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-3.47\text{‰} \sim 5.54\text{‰}$ (PDB)^[23], 美国威斯康星米夫林(Mifflin)段混合水白云岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -2.00‰ (PDB)^[19], 可见本区云岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值比混

合水白云岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值要高得多。显然, 其成因与混合水白云石化相差较远, 而与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 一般为正值的深埋藏成岩环境相一致。

根据 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 可计算白云岩形成的温度及古盐度指数等。

M. L Keith和J. N. Weber(1964)把 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值结合起来用于指示古盐度, 即 $Z = 2.048(\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 50) + 0.498(\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 50)$ (PDB标准)

由于古碳酸盐岩形成后, 因碳同位素难以交换而使 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 较为稳定, 故仍可以用Z值表示其古盐度。利用根据白云石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 计算出的盐度指数Z值还可以区分出白云岩的成因类型及其叠加成岩作用的强度。白云岩中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 以及盐度指数Z, 因白云岩成因不同而不同。

利用氧同位素值还可以计算白云岩形成的环境温度, 从而确定白云岩的成因^[10], 其具体关系式为:

$$T = 13.85 - 4.54\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 0.04(\delta^{18}\text{O})^{2\text{PDB}} \text{ (PDB标准)}$$

由表 2 数据其计算结果见表 6。结果表明, 深埋热液白云岩的平均温度为 102°C , 平均盐度指数为 123。

表 6 深埋热液白云岩温度、盐度指数对比表

Table 6 Comparison of temperature and salinity index of deep buried dolostones

| 白云岩成因类型 | $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$ | $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \text{‰}$ | T / $^{\circ}\text{C}$ | Z |
|---------|---|---|------------------------|-------|
| 深埋白云岩 | -1.63‰ | -11.49‰ | 91 ~ | 120 ~ |
| 深埋白云岩 | -2.31‰ | -6.02‰ | 146 | 126 |

在白云石所含的微量元素中, Sr有比较特征的意义。正常海水条件下形成的白云石中Sr离子浓度的理论平衡值为 $470 \times 10^{-6} \sim 550 \times 10^{-6}$, 而本次工区内测得深埋成因白云岩锶含量在 $77 \times 10^{-6} \sim 107 \times 10^{-6}$ 之间, 远低于正常海水的理论值, 这是由于在埋藏条件下形成的白云石是白云化流体交代的结果, 在这种埋藏交代过程中Sr有明显的流失现象。由于Sr离子浓度的这种特征, 以及白云石晶体较高的形成温度和氧同位素偏负等特征, 说明这种白云岩的成因是与淡水无关的其他成因机理。二价铁、锰含量较高, 这种富铁、锰的情况可能与地层中高温热液水有关。

白云岩的形成, 受到其有序度及 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 CO_3^{2-} 水合习性等动力因素的制约, 目前人们普遍认为形成白云石的三个必备条件是^[24]: ①充足的 Mg^{2+} 和 CO_3^{2-} 来源; ②长期有效的输送这些离子的水流系

统;③有利于白云石生成的环境。本区深埋热液白云岩的形成在这三个条件方面都很充分:①具有源源不断的 Mg^{2+} 来源:深部地下热盐水;埋藏压实过程中粘土矿物的脱水作用;上部盐水向下渗透;部分来自岩浆的残余水;地层中的残余海水。②成岩晚期的深埋藏条件下产生的差异性压实作用使得地层富含 Mg^{2+} 水流系统从细粒碳酸盐沉积物和陆源泥质沉积物(高压)向台地、滩沉积物(低压)作侧向和垂向上的流动。③在地下高温条件下, Mg^{2+} 的水合作用减少,水合镁比率减少,因此对于白云石生成的热力学和动力学限制比较少,温度升高的同时加速了白云化的速度。此外在深埋藏环境下形成的白云石化溶液的化学性质可以长时间保持稳定使白云化的有效时间持续较长。

沈昭国等^[25]研究认为塔里木盆地深埋藏白云石化作用过程中存在如下两种白云石化机理:晚期深埋藏混合水白云石化机理、晚期深埋藏压实流白云石化机理。本文认为工区深埋藏白云岩可能为热液作用或部分受热液作用生成的白云岩,结合前面岩石学特征及地化指标分析,以沉积—成岩的时间为基本线索,沉积环境—成岩环境的变迁为依据,即从时空的广泛联系上作为一个连续的谱系,提出另外一种白云石化机理:晚期深埋藏热液白云石化机理。

对塔里木盆地内各地区寒武—奥陶系深埋藏白云石化形成的白云岩中的双相流体包裹体测温表明,塔中地区为 $134^{\circ}C$,塔北隆起东段轮南地区的均一温度平均为 $94^{\circ}C$,西段英买力地区为 $150^{\circ}C$ ^[29]。分析

认为,这种温度差异除受埋藏深度影响外,可能部分受到热液活动的作用的影响。从区域上看,英买力地区距海西期岩浆源较近。钻井已证实,在工区寒武—奥陶系碳酸盐岩地层中有侵入岩墙和岩脉存在,深埋藏白云石化发生的时期正好是海西期,与岩浆活动同时。

如图 3 所示,英买 7-9 井区岩浆活动剧烈,以喷发形式上侵地层或以岩墙和岩脉接触寒武—奥陶系碳酸盐岩地层。2004 年新完钻井英买 16 井钻遇前一种形式的火成岩而成为失利井;而如英买 7 井钻遇后一种类型的火成岩,则发育深埋热液白云岩储层。

由此推断,牙哈—英买力地区深埋藏白云石化过程中可能部分受到岩浆活动产生的热液影响,或由热液作用成因,特别是那些深大断裂(牙哈断裂)附近的白云岩或脉状白云岩更有可能为热液作用成因的(图 4)。罗志立^[26]认为塔里木牙哈潜山寒武系砂糖状白云岩油藏为“沿古断裂带地下热卤水交代作用”所致。同时在我国其他地区也存在这种类型的白云岩成因机理,如川、滇、黔下二叠统的似层状糖粒白云岩乃“深埋地下卤水上涌交代的产物,与当时的古断裂活动和岩浆喷发综合作用有关”。

晚期深埋藏热液白云石化机理基本原理是:当地质历史时期进入石炭纪—三叠纪时,大致为工区深埋藏成岩环境,塔里木盆地海西期岩浆喷发及满加尔凹陷下古生界烃源岩的生烃也达到高峰期,产生的富硅镁质热液流体在差异性压实作用下渗入“多孔”、质

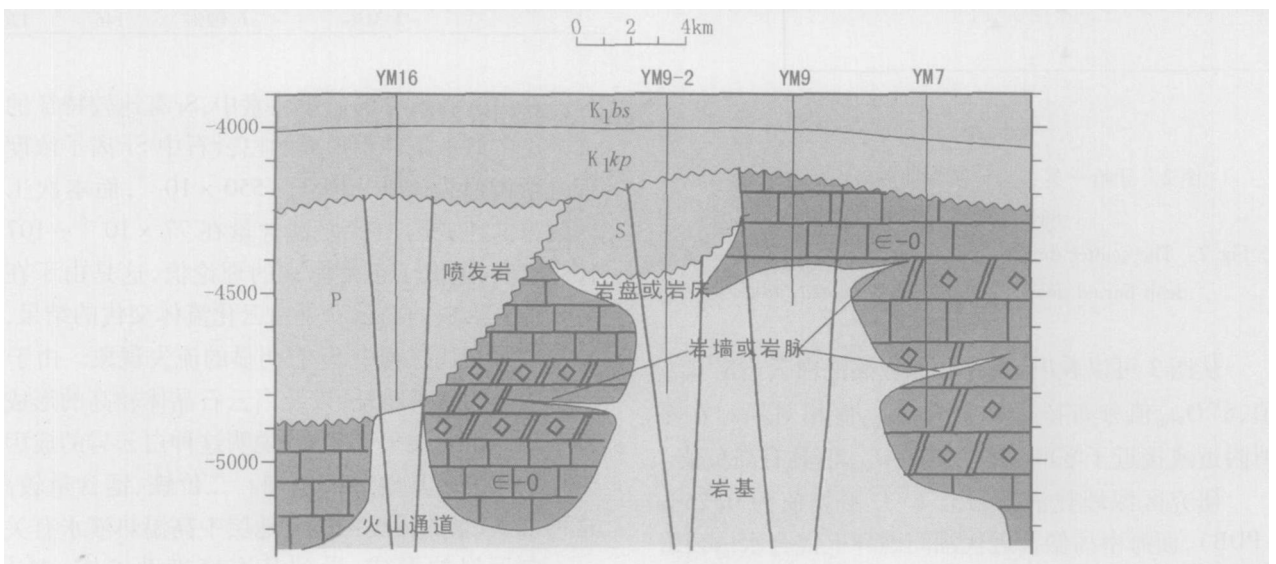


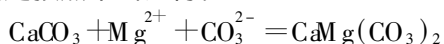
图 3 英买力地区火成岩发育与白云岩分布关系图

Fig 3 Relationship between development of igneous rock and distribution of dolostones in Yingnaili area

深埋藏热液^[28]的成分主要有以下三种:①硅质热液,主要由岩浆热液和变质热液组成,白云岩各种孔隙中有大量硅质的沉淀和交代是成岩介质富含硅质的有力证据(图版 I-7);②矿化度高的区域地下富含 Mg^{2+} 热卤水,扫描电镜下可见白云石晶间孔隙中有伊蒙混层粘土矿物存在(图版 I-8),是粘土矿物蒙脱石向伊利石转化^[15]的充分证据,而在这一过程中要释放出 Mg^{2+} ;③生烃过程中形成的有机酸。真正的成岩介质为以上各类成岩介质的混合体。

深埋藏热液渗入导致发生以下四种形式的作用:

①白云化作用:目前广泛接受的观点是白云石化可能是按照下式进行:



深埋藏成岩环境下灰岩白云化的实质是高温富 Mg^{2+} 成岩介质中的 Mg^{2+} 交代灰岩中的 Ca^{2+} 导致白云化,交代不完全时,会有未白云化的灰质残余(图版 II-1)。从理论上讲,白云石晶体相对方解石晶体,其比重较大、体积较小,所以,按分子对分子交代,从灰岩变成白云岩将会增加 12.5% 的孔隙(图版 II-2,3),以晶间孔、晶间溶孔为主。深埋藏成岩环境下白云化形成的白云石以自形、半自形细一中晶为主,甚至可出现粗晶白云石。

②粉晶白云石的重结晶作用:准同生期形成的粉晶白云岩在地热(或附近有高温岩体)、高温成岩介质的作用下发生重结晶,形成细一中晶甚至为粗晶白云岩,并形成白云石晶间孔、晶间溶孔(图版 II-4)。

③有机酸的溶蚀作用:深埋藏成岩环境下未被白云化的灰质残余经有机酸的溶蚀形成晶间溶孔(图版 II-5,6)。

④硅质热液作用:硅质热液的作用包括硅质交代和硅质充填两种类型。牙哈 3 井因硅质交代成为硅质岩储层(图版 II-7);而牙哈 5 井、英买 7 井则以硅质充填为特征。白云岩储层的晶间孔、晶间溶孔中往往有硅质充填,这是硅质热液充填作用的结果(图版 I-7)。

以上阐明的是深埋藏热液白云石化成因机理。当地质历史时期进入二叠纪末,牙哈—英买力地区发生整体的构造抬升,遭受剥蚀导致构造隆起区寒武—奥陶系碳酸盐岩直接被中生代陆相碎屑岩所覆盖,两者间呈区域性角度不整合接触,并导致古风化壳潜山型储层的形成。构造抬升过程中的裂隙作用和淡水淋溶规模大,对早期形成的深埋藏热液白云岩储层进行改造,形成改造型深埋藏热液白云岩储层(图版

II-8)。裂隙作用大大改善了储层渗透率。

搞清白云石化的成因机理,建立其相关的成因模式有助于了解、预测白云岩在时间和空间上的展布规律,从而指导油气勘探。

4 结论

通过本次研究,主要有如下几点结论:

(1)塔里木盆地牙哈—英买力地区寒武系—下奥陶统中优质白云岩为晚期深埋热液白云化作用形成。

(2)优质白云岩是在深埋藏环境中较高温条件下形成的,白云岩的形成与海西期岩浆喷发活动有关,变质岩体的分布控制了白云岩的分布。

(3)白云化流体来自岩浆热液、变质热液、有机酸及区域地下热卤水的混合。

(4)白云化所需的 Mg^{2+} 来自岩浆岩中铁镁矿物的分解、埋藏压实过程中粘土矿物的脱水作用等。

参考文献 (References)

- Zenger D H, Dunham J B, Ethington R L. Concepts and models of dolomitization. *SEPM Spec. Pub.* 1980 (28): 320
- 马永生, 田海芹. 碳酸盐岩油气勘探. 山东东营: 石油大学出版社, 1999 [Ma Yongsheng, Tian Haiqin. Carbonate Oil and Gas Exploration. Dongying: Shangdong University of Petroleum Press, 1999]
- Feng Zengzhao, Jin Zhenkui. Types and origin of dolostones in the Lower Paleozoic of the North China Platform. *Sedimentary Geology* 1994 93(3-4): 279-290
- 叶德胜. 塔里木盆地北部丘里塔格群(寒武至奥陶系)白云岩的成因. *沉积学报* 1992 10(4): 77-85 [Ye Desheng et al. The origin of the Quliitage Group dolomite (Cambrian to Ordovician) in Northern Tarim Basin. *Acta Sedimentologica Sinica* 1992 10(4): 77-85].
- 顾家裕. 塔里木盆地奥陶统白云岩特征及成因. *新疆石油地质*, 2000 21(2): 120-122 [Gu Jiayu. Characteristics and origin analysis of dolomite in Lower Ordovician of Tarim Basin. *Xinjiang Petroleum Geology* 2000 21(2): 120-122]
- 冯增昭主编. 沉积岩石学. 北京: 石油工业出版社, 1993 [Feng Zengzhao. *Sedimentology*. Beijing: Petroleum Industry Press, 1993]
- Allan J R and Wiggins W D. Dolomite reservoirs: geochemical techniques for evaluation origin and distribution. *AARC, Continuing Education Course Notes* 1993 36: 129
- Carball J D, Land L S, Miser D E. Holocene dolomitization of supratidal sediments by active Tidal Pumping. *Sugarloaf Key Florida Journal of Sedimentary Petrology* 1987 57(4): 153-165
- Badizvanani K. The domag dolomitization model application to the middle Ordovician of Wisconsin. *Sedimentary Petrology* 1973 43(4): 965-984
- 余志伟. 氧、碳同位素在白云岩成因研究中的应用. *矿物岩石地球*

- 化学通报, 1999 18(2): 103~105 [Yu Zhwei Application of oxygen and carbon isotope in petrogenesis of dolomite. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry 1999 18(2): 103~105]
- 11 鲍志东, 朱井泉, 江茂生, 等. 海平面升降中的元素地球化学响应—以塔中地区奥陶纪为例. 沉积学报, 1998 16(4): 32~36 [Bao Zhilong, Zhu Jingquan, Jiang Maosheng *et al*. Isotope and trace element evolution responding to sea level fluctuation: an example of Ordovician in Middle Tarin Basin. Acta Sedimentologica Sinica 1998 16(4): 32~36]
 - 12 金振奎, 冯增昭. 华北地台东部下古生界白云岩的类型及储集性. 沉积学报, 1993 11(2): 11~17 [Jin Zhenkui, Feng Zengzhao Types and reservoir performance of dolostones of the Lower Paleozoic in Eastern North China Platform. Acta Sedimentologica Sinica 1993 11(2): 11~17]
 - 13 Land L S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomites: the state of the art. In Zenger D H, Dunham J B, Ethington R L, eds. Concepts and Models of Dolomitization. SEPM Special Publication 1980 28: 11~30
 - 14 金振奎, 冯增昭. 滇东—川西下二叠统白云岩的形成机理—玄武岩淋滤白云化. 沉积学报, 1999 17(3): 383~389 [Jin Zhenkui, Feng Zengzhao. Origin of dolostones of the lower Permian in East Yunnan-West Sichuan dolomitization through leaching of basalts. Acta Sedimentologica Sinica 1999 17(3): 383~389]
 - 15 Mattes B W, Mountjoy E W. Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. In Zenger D H, Dunham J B, Ethington R L, eds. Concepts and Models of Dolomitization. SEPM Special Publication 1980 28: 259~297
 - 16 叶得胜, 等. 新疆塔里木盆地北部储层沉积、成岩特征及储层评价. 成都: 成都科技大学出版社, 1995 [Ye Desheng *et al*. Sedimentology of Reservoirs: Characteristics of Diagenesis and Reservoir Evaluation in the Northern Tarin Basin, Xinjiang Province. Chengdu: Chengdu Science & Technology University Press, 1995]
 - 17 覃建雄, 曾允孚, 杨俊杰. 鄂尔多斯盆地东部下奥陶统白云岩成因及储集特征. 石油与天然气地质, 1994 15(4): 275~285 [Qin Jianxiong, Zeng Yunfu, Yang Junjie. Origin of Lower Ordovician dolomite in Eastern Ordos Basin and its reservoir properties. Oil & Gas Geology 1994 15(4): 275~285]
 - 18 王尚彦, 杨家禄. 贵州松桃桃子坪娄山关组白云岩 X 射线特征及意义. 贵州地质, 1999 16(2): 141~147 [Wang Shangyan, Yang Jialu. X-ray characteristics and sense of Loushanguan Formation dolomite in Taoping Songtao Area of Guizhou Province. Guizhou Geology 1999 16(2): 141~147]
 - 19 张永生. 鄂尔多斯地区奥陶系马家沟群中部块状白云岩的深埋藏白云石化机制. 沉积学报, 2000 18(3): 424~430 [Zhang Yongsheng. Mechanism of deep burial dolomitization of massive dolostones in the Middle Majiagou Group of the Ordovician, Ordos Basin. Acta Sedimentologica Sinica 2000 18(3): 424~430]
 - 20 Folk R L. Land L S. Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. AAPG Bulletin 1975 59(2): 60~68
 - 21 张永生, 张传录, 康祺发. 鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟群块状白云岩的包体研究. 岩石矿物学杂志, 1997 16(3): 213~219 [Zhang Yongsheng, Zhang Chuanlu, Kang Qifa. Inclusion study of massive dolostones of Ordovician Majiagou Group in Ordos Basin. Acta Petrologica et Mineralogica 1997 16(3): 213~219]
 - 22 张秀莲. 碳酸盐岩中氧、碳同位素与古盐度、古水温的关系. 沉积学报, 1985 3(4): 17~19 [Zhang Xiulian. Relationship between paleosalinity, paleowater depth and carbon and oxygen isotope geochemistry of carbonate. Acta Sedimentologica Sinica 1985 3(4): 17~19]
 - 23 沙庆安. 西沙群岛和海南岛现代和全新世碳酸盐海相成岩作用—兼谈海相表成(海相淡成)灰岩及其意义. 沉积岩石学研究(论文集). 北京: 科学出版社, 1981. 226~242 [Sha Qing'an. Carbonate Diagenesis of Present Period and Holocene Epoch in Xishaqundao and Hainandao—discussion of marine deposit limestone and its significance. Sedimentology Research (collected papers). Beijing: Science Press, 1981. 226~242]
 - 24 穆曙光, 周茂, 华永川. 川东北地区下三叠统飞仙关组白云岩成因类型. 天然气工业, 1994 14(3): 23~27 [Mu Shuguang, Zhou Mao, Hua Yongchuan. Dolomite genetic types in Feixian Guan Formation of Lower Triassic series in Northeast area of Sichuan. Natural Gas Industry 1994 14(3): 23~27]
 - 25 沈昭国, 陈永武, 郭建华. 塔里木盆地古生界白云石化成因机理及模式探讨. 新疆石油地质, 1995 16(4): 319~323 [Shen Zhaoguo, Chen Yongwu, Guo Jianhua. Discussion on genetic mechanism and model for dolomitization, Lower Paleozoic Tarin Basin, Xinjiang Petroleum Geology 1995 16(4): 319~323]
 - 26 罗志立. 从华南板块构造演化探讨中国南方碳酸盐岩含油气远景. 海相油气地质, 2000 5(3-4): 1~20 [Luo Zhili. Tectonic evolution of South China Plate and approach to the hydrocarbon potential of carbonate rock in Southern China. Marine Origin Petroleum Geology 2000 5(3-4): 1~20]
 - 27 张景廉, 等. 从滨里海盆地上古生界油气探讨中国海相碳酸盐岩油气勘探的科学思路. 海相油气地质, 2002 7(3): 50~58 [Zhang Jinglian *et al*. Petroleum origin of Upper Paleozoic marine rocks in Pre-Caspian Basin: Enlightening on the petroleum prospect of marine carbonate rocks in China. Marine Origin Petroleum Geology 2002 7(3): 50~58]
 - 28 Guoqing Guo, Lynnton S Land and Robert L Folk. Meteoric modification of early dolomite and late dolomitization by basinal fluids, Upper Arbuckle Group, Slick Hills, Southeastern Oklahoma. AAPG Bulletin 1992 76: 1649~1664

The Genetic Mechanism of Dolostones of the Cambrian-Lower Ordovician in Yaha-Yingnaili Region Tarim Basin

dolomitization through deep buried hydrothermal fluid

HE Ying^{1, 2} BAO Zhi-dong² SHEN An-jiang³ SHEN Yin-min⁴ LIM ing-he⁴

(1 Research Institute of Exploration and Development Southwest Branch Sinopec Chengde 610084

2. School of Natural Resources & Information Technology University of Petroleum Beijing 102249

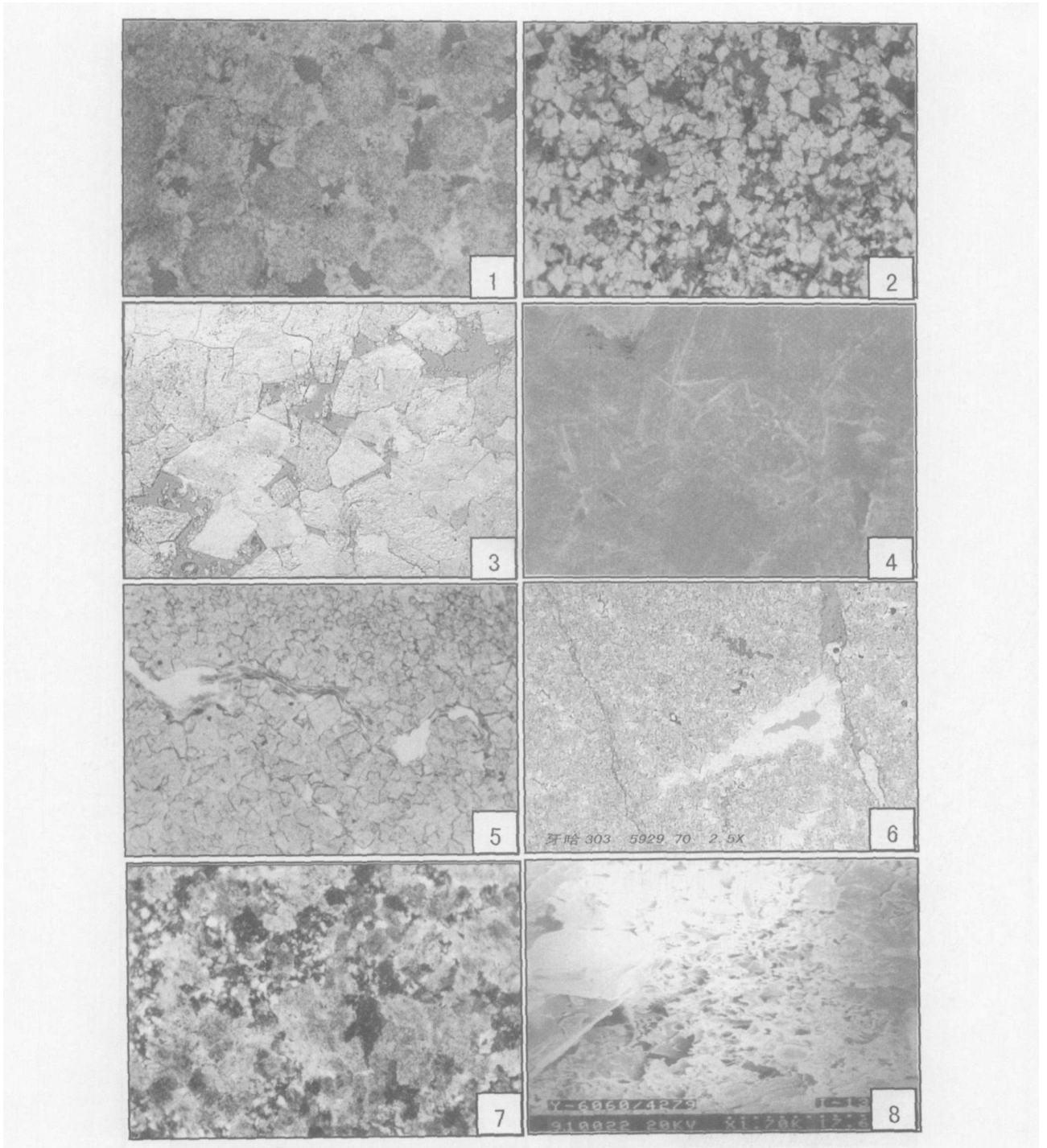
3 Hangzhou Institute of Petroleum Geology Hangzhou 310023

4 Exploration and Exploitation Institute of Tarim Oil Field Kuerle Xinjiang 841000)

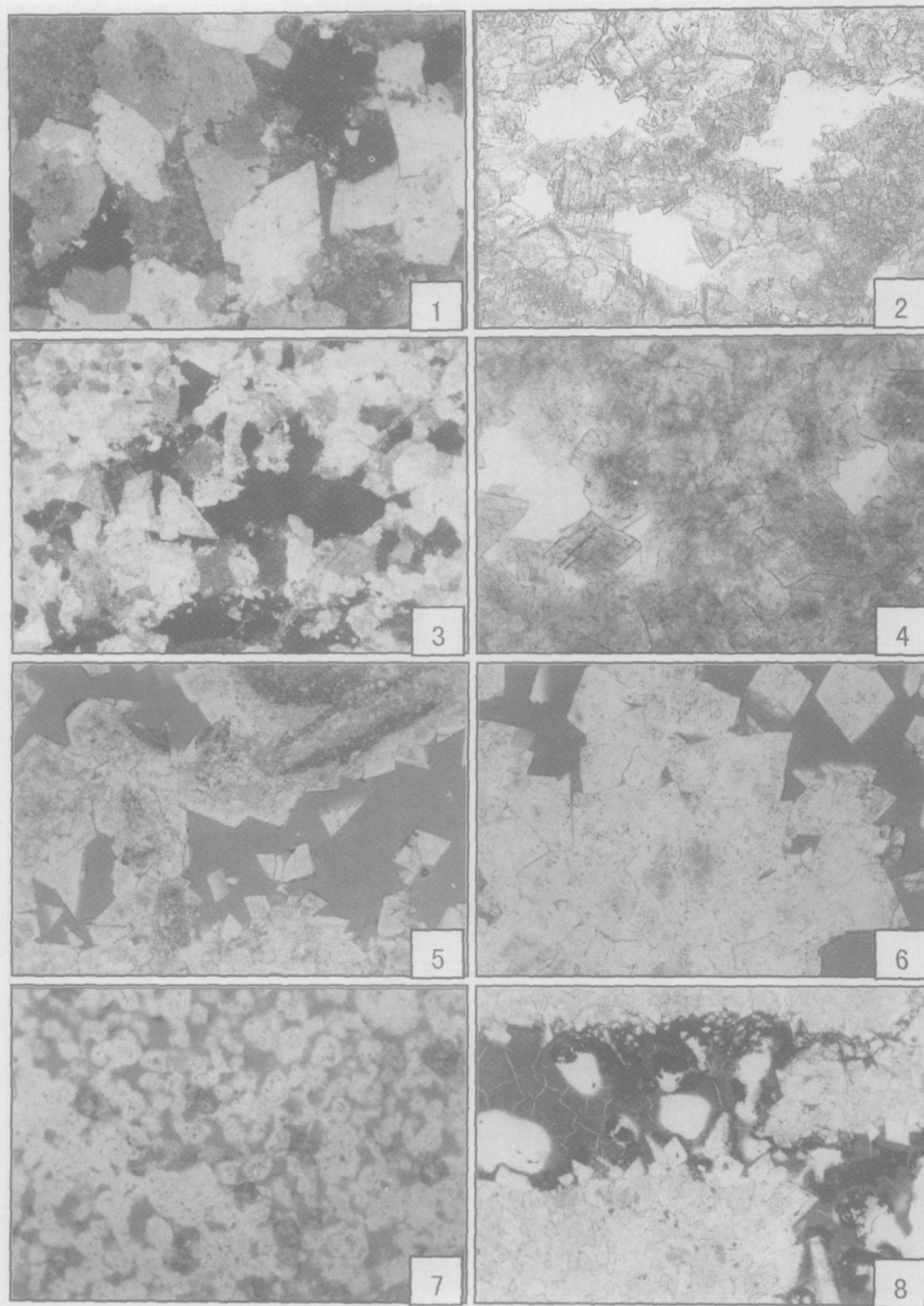
Abstract The types and genetic mechanism of the Cambrian-Lower Ordovician deep buried hydrothermal dolostones in Yaha-Yingnaili region, Tarim basin are investigated by means of stained thin section microscopic identification, cathodoluminescence microscopic observation, carbon and oxygen isotope geochemistry, trace element analysis and fluid inclusion analysis. Deep buried dolostones in study areas mainly consist of fine or medium dolomites, which crystals are euhedral or subhedral. The $\delta^{13}\text{C}$ is $-1.63\text{‰} \sim -2.31\text{‰}$ (PDB) and averages 0.25‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ is $-11.49\text{‰} \sim -6.02\text{‰}$ (PDB) and averages -8.72‰ . The content of Sr is low, $77 \times 10^{-6} \sim 107 \times 10^{-6}$, the content of Fe and Mn are high. The degree of order is high and the molar volume of CaCO_3 is low.

Various data show that these dolostones were formed under deep burial conditions related to magmatic exhalation of Hercynian age. The distribution of dolostones is controlled by the distribution of metamorphic rock. The dolomitizing fluid was a mixture of magmatic hydrothermal, metamorphic hydrothermal, organic acid and regional brine under the ground. The Mg^{2+} for dolomitization came from dissolution of magmatic rock, dehydration of clay mineral in the course of buried compaction. Thus, the dolomitization mechanism in this area may be called "dolomitization through deep buried hydrothermal".

Key words Tarim basin, Cambrian-Lower Ordovician, deep buried hydrothermal dolostones, dolomitization, geochemistry, character, genetic mechanism



图版 I 说明 1. 鲕粒白云岩,原岩为亮晶鲕粒灰岩,鲕粒发生选择性白云化,混合水白云化作用产物,未白云化的鲕粒发生溶解形成铸模孔,亮晶方解石胶结物被溶解形成粒间孔,未被溶解的亮晶方解石在埋藏期也发生白云化,牙哈 7X-1 井,5833.00m,铸体,单偏光,4×20; 2. 细晶白云岩,晶间溶孔,为灰岩白云化不完全时,残留的灰泥被溶解的结果,东河 12 井,5762.33m,铸体,单偏光,4×20; 3. 中粗晶白云岩,半自形-自形晶,白云石晶间溶孔,英买 4 井,5120.80m,铸体,单偏光,5×10; 4. 中-粗晶白云岩,发均一的暗红光,深埋藏成因,英买 4 井,5120.80m,阴极光 ×140; 5. 细晶白云岩,残留的缝合线构造及沿缝合线发育的扩大的次生溶孔,反映白云化发生在压溶作用之后,英买 4 井,5041.00m,单偏光,4×20; 6. 粉-细晶白云岩,微裂缝、溶蚀构造缝与半充填溶蚀孔,牙哈 303 井,5929.70m,铸体,单偏光 2.5×10; 7. 细晶白云岩,硅质充填白云石晶间孔、晶间溶孔,英买 7 井,5249.50m,正交光,4×10; 8. 晶间充填的似蜂巢状伊蒙混层粘土矿物与结晶程度好的白云石晶体,英买 7 井,5213.82m,1700×SEM



图版 II 说明 1 泥晶灰岩白云化, 中粗晶白云石呈自形晶, 残留未被云化的灰泥 (染成红色), 这部份灰泥如被溶解, 则形成晶间溶孔, 如进一步的白云化则形成晶间孔, 英买 4 井, 5060 20m, 正交光, 4×20 2 中细晶白云岩, 白云石呈自形晶, 具环带状构造, 白云石晶间孔、晶间溶孔, 英买 6 井, 5466 02m, 单偏光, 5×10 3 细中晶白云岩, 半自形-自形晶, 白云石晶间孔、晶间溶孔, 英买 7 井, 5220 50m, 正交光, 4×10 4 中粗晶白云岩, 高温热液和岩体烘烤重结晶共同作用所致, 白云石呈自形晶, 具环带状构造, 白云石晶间孔、晶间溶孔, 英买 7 井, 5239 34m, 单偏光, 4×10 5 中晶白云岩, 原岩为藻泥晶灰岩或泥晶灰岩, 晶间孔和晶间溶孔, 裂缝不发育, 孔隙相对孤立, 为灰岩白云化不完全时, 残留的灰泥被溶解的结果, 牙哈 303 井, 5924 50m, 铸体, 单偏光, 4×20 6 中粗晶白云岩, 晶间溶孔, 为灰岩白云化不完全时, 残留的灰泥被溶解的结果, 英买 4 井, 5129 20m, 铸体, 单偏光, 4×20 7 硅质岩, 原岩为亮晶球粒灰岩, 埋藏成岩环境受硅质热液的改造, 硅质交代球粒, 粒间孔和粒间溶孔, 牙哈 3 井, 5921 37m, 铸体, 单偏光, 4×10 8 细晶白云岩, 构造抬升过程中形成的裂缝使脆性的白云岩变得支离破碎, 导致白云岩角砾的形成, 牙哈 5 井, 5819 78m, 铸体, 单偏光, 4×20