

# 塔里木盆地东北缘乌里格孜塔格中-下奥陶统巨斑状白云岩特征及成因研究

吴双林<sup>1,2</sup> 石开波<sup>1,2</sup> 刘红光<sup>1,2</sup> 刘建强<sup>1,2</sup> 王玉玺<sup>1,2</sup> 刘波<sup>2,†</sup>

1. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 2. 北京大学石油与天然气研究中心, 北京 100871;

† 通信作者, E-mail: boliu@pku.edu.cn

**摘要** 通过详细的野外观测, 结合岩石学和地球化学等方法, 对塔里木盆地东北缘乌里格孜塔格中-下奥陶统巨斑状白云岩特征及成因进行研究。野外观测表明, 黄灰色粉-细晶白云岩呈巨斑状(巨斑直径可超过10 m)发育于灰黑色薄层泥晶灰岩中, 界面形态不规则, 且不受沉积控制。显微镜下观察, 白云石粒径多在100  $\mu\text{m}$ 左右, 直面为主, 半自形-自形。巨斑状白云岩具有独特的地球化学特征: 碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ :  $-1.34\text{‰}$ ~ $-0.62\text{‰}$ )位于早奥陶世海水值范围内, 氧同位素( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ :  $-8.01\text{‰}$ ~ $-4.79\text{‰}$ )比同期海水值高;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(0.711000~0.711535,  $\text{AVG}=0.710863$ )远大于泥晶灰岩与同期海水比值; Fe (2001.32  $\mu\text{g/g}$ )和 Mn (601.73  $\mu\text{g/g}$ )含量高于泥晶灰岩, Sr (33.14  $\mu\text{g/g}$ )和 Ba (8.27  $\mu\text{g/g}$ )含量相对较低; 稀土元素组成及配分特征与泥晶灰岩相似, 弱的 Eu 负异常; 有序度( $\text{AVG}=0.6$ )较低。综合研究认为, 白云岩化发生于早-中奥陶世浅埋藏、较低温环境, 属于构造-断裂相关的局部白云岩化。白云岩化流体主要来源于巷古勒塔格组中下段及突尔沙克塔格群封存的地层流体, 准稳定碳酸盐矿物稳定化提供主要的  $\text{Mg}^{2+}$ , 灰岩地层中泥质沉积中的黏土矿物转化不仅提供少量  $\text{Mg}^{2+}$ , 更提供放射性  $^{87}\text{Sr}$ 。兴地同沉积断裂相关的伴生断裂富集自源白云岩化流体, 充当其运移通道, 使断裂系统附近灰岩优先白云岩化, 形成巨斑状构造。

**关键词** 乌里格孜塔格; 巷古勒塔格组; 巨斑状白云岩; 地球化学特征; 白云岩成因

**中图分类号** P581

## The Characteristics and Implication of Origin of the Giant Patch Dolomite of the Lower-Middle Ordovician in Wuligezitag Area NE Tarim Basin, China

WU Shuanglin<sup>1,2</sup>, SHI Kaibo<sup>1,2</sup>, LIU Hongguang<sup>1,2</sup>, LIU Jianqiang<sup>1,2</sup>, WANG Yuxi<sup>1,2</sup>, LIU Bo<sup>2,†</sup>

1. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; 2. Institute of Oil and Gas, Peking University, Beijing 100871; † Corresponding author, E-mail: boliu@pku.edu.cn

**Abstract** Based on comprehensive analysis of field work, petrological and geochemical characteristics, this paper studies the characteristics and origin of giant patch dolomite of the Lower-Middle Ordovician HangGuletag Formation in Wuligezitag area, NE Tarim Basin, China. It can be seen in the field that the grayish yellow giant patch dolomite partially develops in the black thin-bedded micritic limestone, with an irregular boundary not controlled by sedimentation. The giant patches are several meters in size (the largest >10 m) which is larger than and quite different from the several-centimeter (decimeter) burrow-related dolomite or leopard fur dolomite. Microscopically, it consists of micro-finely and planare(s) dolomite crystals with a size near 100  $\mu\text{m}$ . Besides, it is also characterized by its unique geochemical features: 1)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  ( $-1.34\text{‰}$ ~ $-0.62\text{‰}$ ) accords with the range of Early Ordovician seawater while  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  ( $-8.01\text{‰}$ ~ $-4.79\text{‰}$ ) is higher; 2)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.711000~0.711535,  $\text{AVG}=0.710863$ )

is much higher than that of limestone and contemporaneous seawater; 3) average high Fe and Mn content (2001.32 and 601.73  $\mu\text{g/g}$ , respectively) and low Sr and Ba (33.14 and 8.27  $\mu\text{g/g}$ , respectively) content versus that of limestone; 4) dolomite has slightly negative Eu anomaly and similar REE composition and distribution patterns compared with limestone; 5) low order degree value (AVG=0.6). This study reveals that the dolomitization was related to fault and occurred in low-temperature and shallow-burial environment in Early-Middle Ordovician. Dolomitizing fluid was generated from the concentrated formation fluid in lower-middle member of HangGuletag Formation and underlying Tursaktag Group. Most  $\text{Mg}^{2+}$  came from the stabilization of quasi-stable carbonate minerals, and the transformation of clay minerals of (calcareous) mud in the limestone strata not only provided a little  $\text{Mg}^{2+}$  but caused the rise of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Dolomitizing fluid was likely to be richened in Xingdi-related normal fault and fractures which also acted as the main fluid pathways, and it finally caused the partial dolomitization of nearby limestone strata.

**Key words** Wuligezitag; HangGuletag Formation; giant patch dolomite; geochemical characteristics; origin of dolomite

塔里木盆地东北缘乌里格孜塔格山区地处偏远, 研究程度不高。钱一雄等<sup>[1-2]</sup>曾研究过该区中-上寒武统白云岩, 认为大致经历了三期白云岩化过程, 并把粉-细晶白云岩成因归为成岩早期-浅埋藏白云岩化, 把沿裂隙或溶洞形成的粗-巨晶或鞍形白云石成因归为热液白云石化。粉-细晶白云岩成因解释的关键是白云岩化流体来源, 对此尚未见详细研究。

在中-下奥陶统巷古勒塔格组见黄灰色粉-细晶白云岩呈巨斑状产出于灰黑色薄层泥晶灰岩中, 野外十分醒目。与巨斑状白云岩现象类似的是外观独特的豹斑灰岩(云斑灰岩或斑状灰岩)和豹斑白云岩(灰斑云岩或斑状白云岩)。灰岩中发育的白云石斑块多被认为是生物化石附近、沉积层面或石化的生物潜穴附近选择性白云岩化(selective dolomitization)造成的<sup>[3-5]</sup>, 规模较小的斑块也可能是灰岩压溶条件下局部白云石化的结果<sup>[6]</sup>。Gingras 等<sup>[7]</sup>研究了生物潜穴相关的白云岩, 提出厌氧菌参与的潜穴选择性白云岩化模式, 并从物理、化学两方面论证了生物潜穴有利于  $\text{Mg}^{2+}$  富集。豹斑白云岩化模式也存在多种认识: 1) 混合水白云化<sup>[8-9]</sup>; 2) 渗透回流白云化<sup>[10]</sup>; 3) 埋藏白云化<sup>[11-13]</sup>, 包括埋藏较高温度的玄武岩淋滤白云化<sup>[14]</sup>; 4) 不彻底的热液白云化作用叠加倒退溶解和去白云化作用<sup>[15-16]</sup>; 5) 多种白云化作用叠加<sup>[17]</sup>。

本文研究的巨斑状白云岩外观独特, 形态特征上明显区别于厘米或分米级别的豹斑灰岩(白云岩), 更由于发育于深水陆棚沉积之中, 直接采用已有的白云岩化模式难以合理解释其成因。本文拟通过野

外观测, 结合岩石学、地球化学研究, 阐明该套巨斑状白云岩岩石学及地球化学特征, 为其成因解释提供新视角。

## 1 地质概况

### 1.1 研究区位置

本研究区位于塔里木盆地东北缘乌里格孜塔格地区, 行政区划上属于巴音郭楞蒙古自治州尉犁县和和硕县, 构造分区上位于库鲁克塔格断隆。库鲁克塔格断隆为塔里木盆地北缘基底逆冲推覆隆升带<sup>[18]</sup>, 西北邻接南天山造山带, 东邻中天山地块及北山构造带, 其南北分别以孔雀河断裂及辛格勒断裂为界。根据构造-沉积演化的巨大差异, 一般以兴地断裂为界, 分为南北两区。研究剖面位于北区乌里格孜塔格山区, 寒武-奥陶系碳酸盐岩地层连续发育, 出露良好。本次研究的巨斑状白云岩发育于乌里格孜塔格剖面(WP 剖面)(图 1)。

### 1.2 地层与沉积特征

按照库鲁克塔格北区寒武-奥陶系地层划分方案<sup>[20-21]</sup>, WP 剖面自下而上出露上寒武统-下奥陶统突尔沙克塔格群( $\in_3\text{-O}_1\text{t}$ )、中-下奥陶统巷古勒塔格组( $\text{O}_{1-2}\text{h}$ )及上奥陶统赛克力达坂组( $\text{O}_3\text{s}$ )(图 2)。 $\in_3\text{-O}_1\text{t}$  可划分为三段, 整体上为台缘斜坡环境下沉积的砾屑灰岩、砂屑灰岩、泥晶灰岩、瘤状灰岩及钙质泥岩。 $\text{O}_{1-2}\text{h}$  也可以划分为三段: 下段( $\text{O}_{1-2}\text{h}^1$ )主要为灰黑色薄层瘤状灰岩、泥晶灰岩与泥质灰岩, 夹有钙质泥岩及砂屑灰岩, 纵向上泥晶灰岩出现增加; 中段( $\text{O}_{1-2}\text{h}^2$ )主要为灰黑色薄层泥晶灰岩、瘤状灰岩与泥质灰岩, 其上部含硅质结核;

① 黄智斌, 王振华, 杨芝林, 等. 库鲁克塔格地区石油地质综合研究及库车地区野外地质考察基地建设(内部报告), 2009: 122-134

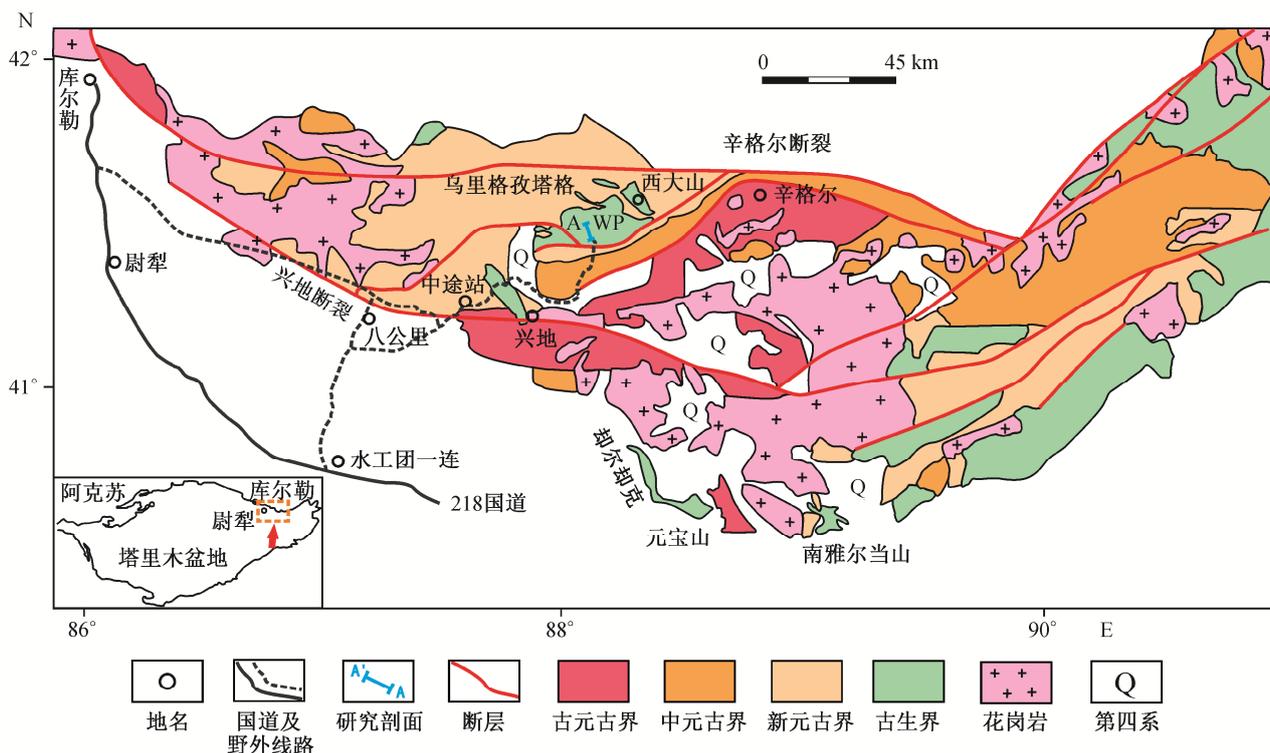


图 1 库鲁克塔格地区地质概况及北区(辛格尔断裂与兴地断裂之间)乌里格孜塔格中-下奥陶统巨斑状白云岩发育剖面(WP 剖面)位置(据文献[19]修改)

Fig. 1 General Geological map of Kuluketag area, NE Tarim Basin, NW China and location of the giant patch dolomite of the Lower-Middle Ordovician HangGuletag Formation in Wuligezitag Section (WP), northern Kuluketag (after Ref. [19])

上段(O<sub>1-2</sub>h<sup>3</sup>)为深灰(灰黑)色薄-中层瘤状灰岩与泥晶灰岩互层,夹少量砂屑灰岩及硅质结核。巷古勒塔格组内水平层理、小型波状层理、生物钻孔发育,含丰富的三叶虫、腕足、腹足、角石等化石,也常见海绵骨针、钙球等生物碎屑,整体上为一套深水陆棚相沉积。上覆 O<sub>3s</sub>,为台地边缘下的亮晶砂屑灰岩、亮晶生屑灰岩及亮晶棘屑灰岩沉积,WP 剖面附近也发现有凝灰质泥岩。整个 WP 剖面自下而上,沉积环境由台缘斜坡→陆棚→台地边缘转变,反映水体逐渐变浅的过程(图 2)。

## 2 地质特征及岩石学特征

### 2.1 地质特征

对研究剖面的野外观测表明,巨斑状白云岩主要发育于巷古勒塔格组中段(O<sub>1-2</sub>h<sup>2</sup>)下部(图 2),发育层段厚约 60 m。白云岩横向上分布较局限,顺层不可追索;纵向上集中分布于第 2~7 层,其上下未出现类似现象。剖面上巨斑状白云岩呈黄灰色,与灰黑色围岩形成明显对比,宏观特征如图 3 所示:

黄灰色粉-细晶白云岩呈斑块状、云朵状产于灰黑色薄层泥晶灰岩中,两者界限形态多为不规则线状,不受沉积控制,局部界限甚至可垂直于层理面(图 3(a)和(b))。白云岩斑块较大,直径几米至数十米,面积可达数十平方米,与薄片和手标本尺度(厘米或分米级)的“豹斑”或“斑状”明显不同,故谓之巨斑状白云岩。白云岩化程度较高部位,灰岩斑块占少数(图 3(c))。

针对 WP 剖面 O<sub>1-2</sub>h<sup>2</sup>下部巨斑状白云岩发育层段,分别选取白云岩斑块及同一层内距离分界处较远的灰岩(尽量排除白云岩化对灰岩的影响)进行取样,并在相邻的上下层段采集 WP-1, WP-13 泥晶灰岩样品(图 2)。系统采集新鲜岩样 13 件,其中白云岩样品 8 件,灰岩样品 5 件。所有样品均磨制普通岩石薄片(茜素红 1/3 染色)及电子探针片,以便进行显微鉴定及阴极发光分析。

### 2.2 岩石学特征

岩石学研究(图 4)表明,围岩及上下地层岩性为泥晶灰岩,晶粒粒径小于 10 μm,岩性致密,可见

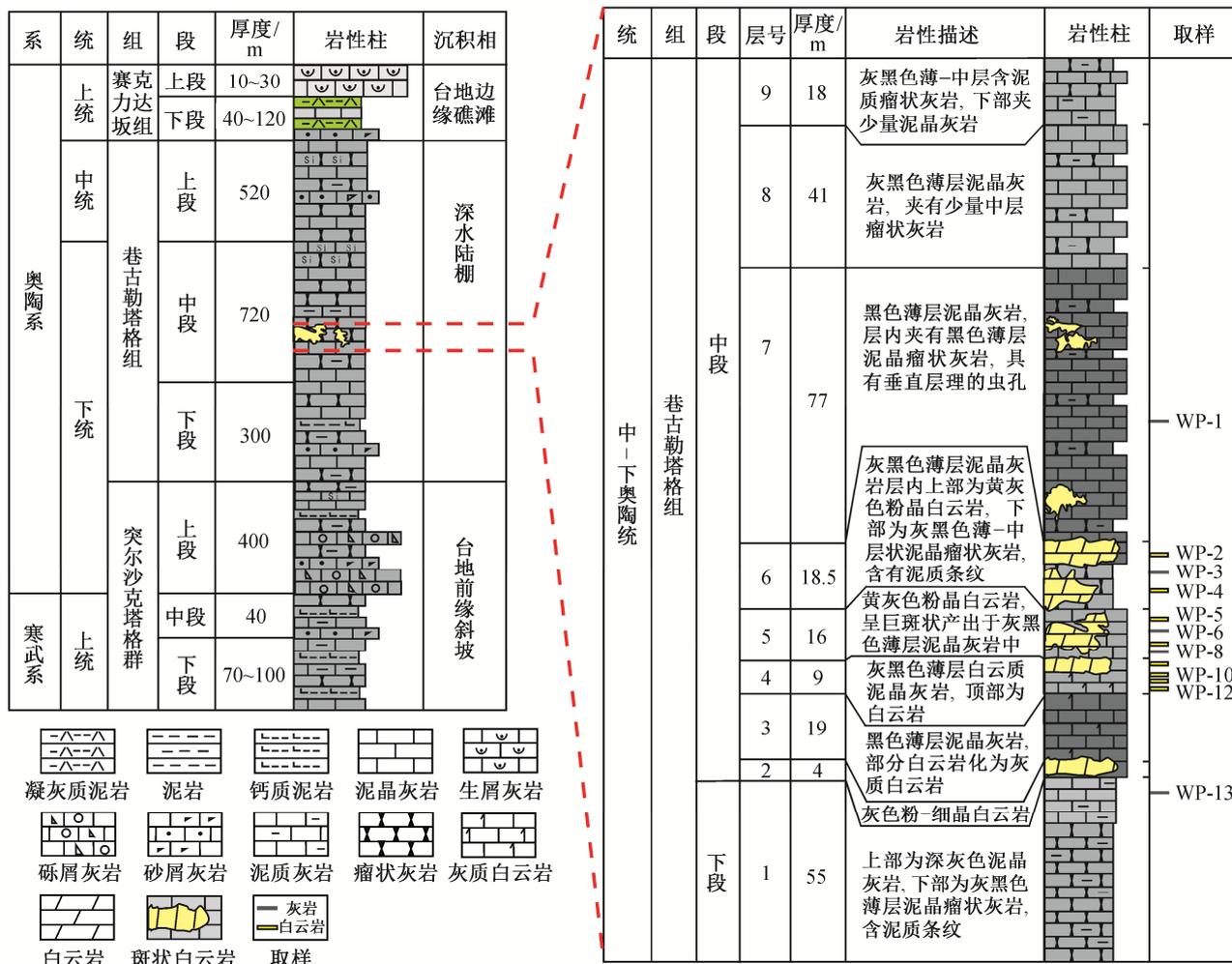


图 2 乌拉格孜塔格 WP 剖面地层综合柱状图(左)及巨斑状白云岩发育层段地层特征(右)

Fig. 2 Detailed stratigraphic column for the upper Cambrian and Ordovician succession in Wuligezitang Section (left) and the stratigraphic features of giant patch dolomite (right)

介壳、棘屑等, 也见极少量漂浮状粉晶白云石聚集成小斑块(图 3(a)~(c))。巨斑状白云岩为晶粒结构, 粉-细晶, 晶粒粒径大小多在 100 μm 左右。白云石晶体直面(也有少量曲面), 半自形-自形为主, 雾心亮边现象明显, 岩性致密(图 3(d)和(e))。巨斑状白云岩中可见少量裂缝充填中-粗晶白云石, 被缝合线切割(图 3(f))。

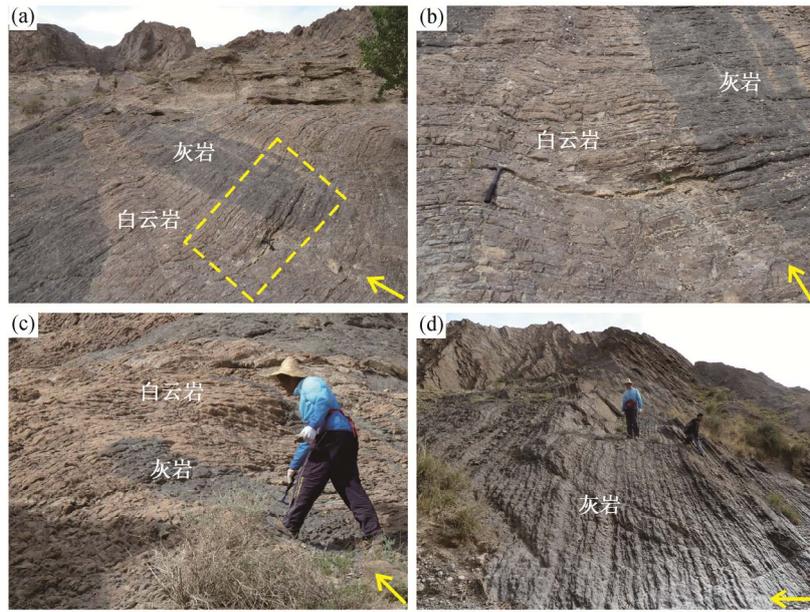
### 3 地球化学特征

#### 3.1 分析方法

将 13 件样品去掉表皮, 进行超声波清洗, 利用牙钻取样(避开裂缝、脉体、晶洞等), 并在玛瑙研钵内粉碎至 200 目以下。分别进行碳氧同位素分析、X 射线粉末衍射、微量元素(包括稀土元素)及

锶同位素分析。

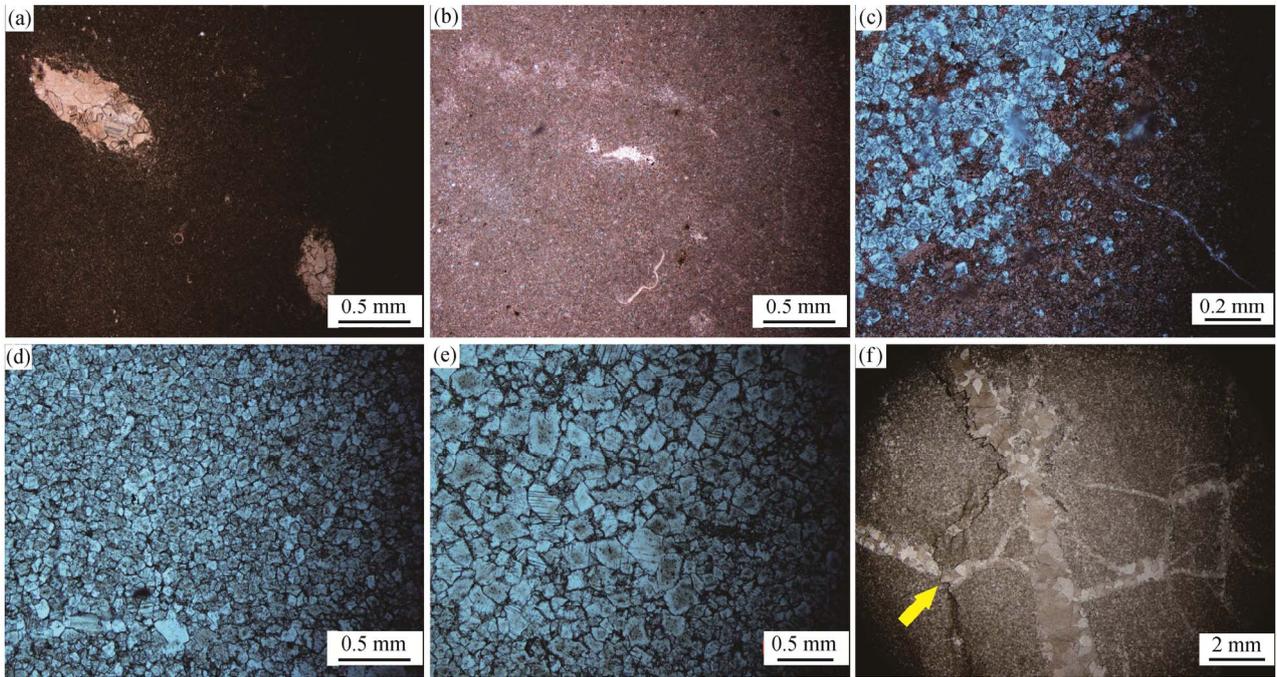
碳氧同位素分析在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室用 MULTIFLOW-ISOPRIME 型气体稳定同位素质谱仪完成, 依据 SY/T5238—2008 有机物和碳酸盐碳氧同位素分析方法(磷酸法)测定。所得碳氧同位素值的千分差以 PDB 标准计算, 分析精度优于±0.10‰。锶同位素前处理在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室超净分离实验室完成, 将制备的粉末样品用 1 mol/L HCl 溶解, 离心处理后取上层清液经离子交换树脂纯化。在天津地质矿产研究所 Triton T1 型热电离质谱仪(TIMS)上完成 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值测定, 标样为美国国家标准局的 NBS-987 Sr 标准溶液, 误差以 2σ(±)表示。微量元素量(含稀土元素)分析和 X 射线衍射分析



(a)白云岩呈不规则巨斑状产出,虚线框宽约 1.5 m,第 5 层;(b)为(a)的虚线框放大,灰岩与白云岩界限垂直层理面,第 5 层;  
(c)白云岩化强烈,仅残余灰岩小斑块,第 6 层;(d)原岩为灰黑色薄层泥晶灰岩与瘤状灰岩互层,第 7 层。箭头指向地层顶部

图 3 乌里格孜塔格 WP 剖面巨斑状白云岩化野外发育特征

Fig. 3 Photographs illustrating the characteristics of giant patch dolomite on the outcrop in Wuligezitag



(a)泥晶灰岩,晶粒粒径小于  $10\ \mu\text{m}$ ,可见介屑,岩性致密,WP-13;(b)泥晶灰岩,未知生屑,WP-3;(c)泥晶灰岩中的漂浮状白云石,细晶,自形,具雾心亮边,WP-6;(d)粉-细晶白云岩,白云石为半自形-自形,粒径  $100\ \mu\text{m}$  左右,WP-2;(e)细晶白云岩,主要为半自形-自形,雾心亮边现象明显,WP-4;(f)中-粗晶白云石胶充填裂缝,基质与脉均被缝合线切割(箭头所示),WP-11。均为单偏光

图 4 乌里格孜塔格 WP 剖面巷古勒塔格组巨斑状白云岩发育层段主要碳酸盐岩类型

Fig. 4 Thin-section photomicrographs (in plain polarized light, all stained with Alizarin Red-S) of limestone and dolomite from the Hangguletag Formation in Wuligezitag Section

均在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成。微量元素测试采用酸溶法(具体测试方法参考DZ/T0223—2001及文献[22]),在高精度电感耦合等离子体质谱仪Agilent ICP-MS 7500ce上完成,分析精度优于5%。X射线衍射分析采用XPRT-PROMPD分析仪,阳极为Cu靶,工作电压为40 kV,工作电流为40 mA,  $2\theta$  角度扫描范围选取为 $5^\circ\sim 65^\circ$ ,步长为 $0.017^\circ$ ,连续扫描。根据实验得到的图谱进行白云石有序度等分析。

### 3.2 碳氧同位素

研究目的层段灰岩 Mn/Sr 均值为 0.06 (远小于 2),表明泥晶灰岩成岩蚀变较弱,可以很好地反映原始海水信息<sup>[23-24]</sup>。研究层段的碳氧同位素测试结果见表 1 和图 5(a)。碳氧同位素组成分布不具有线性关系(图5(a)),可以说明碳酸盐岩样品成岩蚀变较弱<sup>[28]</sup>。泥晶灰岩  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  分布范围为 $-1.68\text{‰}\sim -1.26\text{‰}$ ,均值为 $-1.532\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  为 $-9\text{‰}\sim -8.22\text{‰}$ ,均值为 $-8.45\text{‰}$ 。白云岩  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  为 $-1.34\text{‰}\sim -0.62\text{‰}$ ,均值为 $-0.987\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  为 $-8.01\text{‰}\sim -4.79\text{‰}$ ,均值为 $-6.09\text{‰}$ 。除 WP-1 外,泥晶灰岩的碳氧同位素值均位于早奥陶世海水及海相方解石值范围内(早奥陶世海水  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  为 $-2.5\text{‰}\sim 0$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  为 $-11.1\text{‰}\sim -8.2\text{‰}$ <sup>[27,29]</sup>);成岩蚀变极其微弱的早奥陶世海相方解石  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  为 $-2.5\text{‰}\sim -0.7\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  为 $-8.9\text{‰}\sim$

$-8.4\text{‰}$ <sup>[28]</sup>),进一步指示灰岩遭受成岩蚀变微弱,可以代表海水的碳氧同位素信息。白云岩碳同位素值均位于早奥陶世海水及海相方解石值范围内,但其氧同位素值相对偏高(图 5(a)),均值相对于泥晶灰岩高出 2.36‰。

根据 Keith 等<sup>[25]</sup>提出的成岩流体盐度指数计算公式及流体温度计算公式,得出白云岩化流体盐度指数 Z 值为 121.5~123.2,平均为 122.2;白云岩化温度为 40~58°C,均值在 47.8°C 附近。

### 3.3 Sr 同位素

研究层段泥晶灰岩的 Sr 含量均值为 1031.10  $\mu\text{g/g}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为 0.708998~0.709253 (AVG=0.709094),除 WP-6 略微高出,其余均位于早奥陶世海水分布范围(0.7087~0.7092)<sup>[27,29]</sup>,显示同期全球海水的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值具有良好的可对比性,也指示对同期海水具有良好的继承性。白云岩 Sr 含量平均 33.14  $\mu\text{g/g}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为 0.711000~0.711535 (AVG=0.710863),远远大于泥晶灰岩与早奥陶世海水值(图 5(b))。

### 3.4 微量元素

目的层段灰岩 Sr 含量均值为 1031.10  $\mu\text{g/g}$  (大于 1000  $\mu\text{g/g}$ ), Mn/Sr 均值为 0.06 (远小于 2),表明泥晶灰岩成岩蚀变微弱<sup>[23-24]</sup>。白云岩 Fe 和 Mn 含量分别为 1435.54~2785.80  $\mu\text{g/g}$  (平均 2001.32  $\mu\text{g/g}$ )

表 1 乌里格孜塔格巷古勒塔格组巨斑状白云岩与泥晶灰岩地球化学特征  
Table 1 Carbon and oxygen isotopes, trace and rare earth elements data of limestone and dolomite from the Hangguletag Formation in Wuligezitag Section

样品号	岩性	碳氧同位素		Z	白云岩化温度/°C
		$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$		
WP-1	含生屑泥晶灰岩	-1.49	-7.89	120.3	-
WP-3	泥晶灰岩	-1.63	-8.56	119.7	-
WP-6	含生屑泥晶灰岩	-1.59	-8.22	119.9	-
WP-8	泥晶灰岩	-1.26	-9.00	120.2	-
WP-13	含生屑泥晶灰岩	-1.68	-8.58	119.6	-
WP-2	粉-细晶白云岩	-1.23	-6.52	121.5	50.05
WP-4	粉-细晶白云岩	-1.09	-4.79	122.7	40.70
WP-5	粉-细晶白云岩	-1.34	-5.25	121.9	43.21
WP-7	粉晶白云岩	-0.76	-8.01	121.7	58.14
WP-9	细晶白云岩	-0.62	-5.62	123.2	45.21
WP-10	粉晶白云岩	-0.89	-6.38	122.3	49.32
-----					
灰岩均值		-1.53	-8.45	-	-
白云岩均值		-6.09	-0.987	122.3	47.78

续表

样品号	岩性	特征元素含量/( $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ )						比值		
		Mn	Fe	Sr	Ba	Th	U	Sr/Ba	U/Th	Mn/Sr
WP-1	含生屑泥晶灰岩	33.99	1058.33	903.69	30.62	0.40	0.69	29.51	1.71	0.04
WP-3	泥晶灰岩	86.53	1596.48	1171.13	21.22	0.54	0.63	55.20	1.15	0.07
WP-6	含生屑泥晶灰岩	68.45	1950.47	1120.04	24.60	0.56	0.67	45.53	1.19	0.06
WP-8	泥晶灰岩	57.57	1052.05	833.18	13.18	0.43	0.51	63.24	1.20	0.07
WP-13	含生屑泥晶灰岩	68.52	1235.99	1127.47	19.62	0.46	0.77	57.46	1.66	0.06
WP-2	粉-细晶白云岩	398.79	1819.68	31.45	5.87	0.43	0.31	5.36	0.73	12.68
WP-4	粉-细晶白云岩	965.91	2353.01	38.03	9.03	0.50	0.31	4.21	0.61	25.40
WP-5	粉-细晶白云岩	971.87	2785.80	39.16	13.16	0.51	0.42	2.98	0.82	24.82
WP-7	粉晶白云岩	277.39	1435.54	32.62	5.99	0.37	0.25	5.45	0.68	8.51
WP-9	细晶白云岩	518.18	1950.03	30.82	7.84	0.36	0.21	3.93	0.56	16.82
WP-10	粉晶白云岩	478.22	1663.89	26.79	7.76	0.46	0.16	3.45	0.35	17.85
灰岩均值		63.01	1378.66	1031.10	21.85	0.48	0.65	50.19	1.38	0.06
白云岩均值		601.73	2001.32	33.14	8.27	0.44	0.27	4.23	0.62	17.68

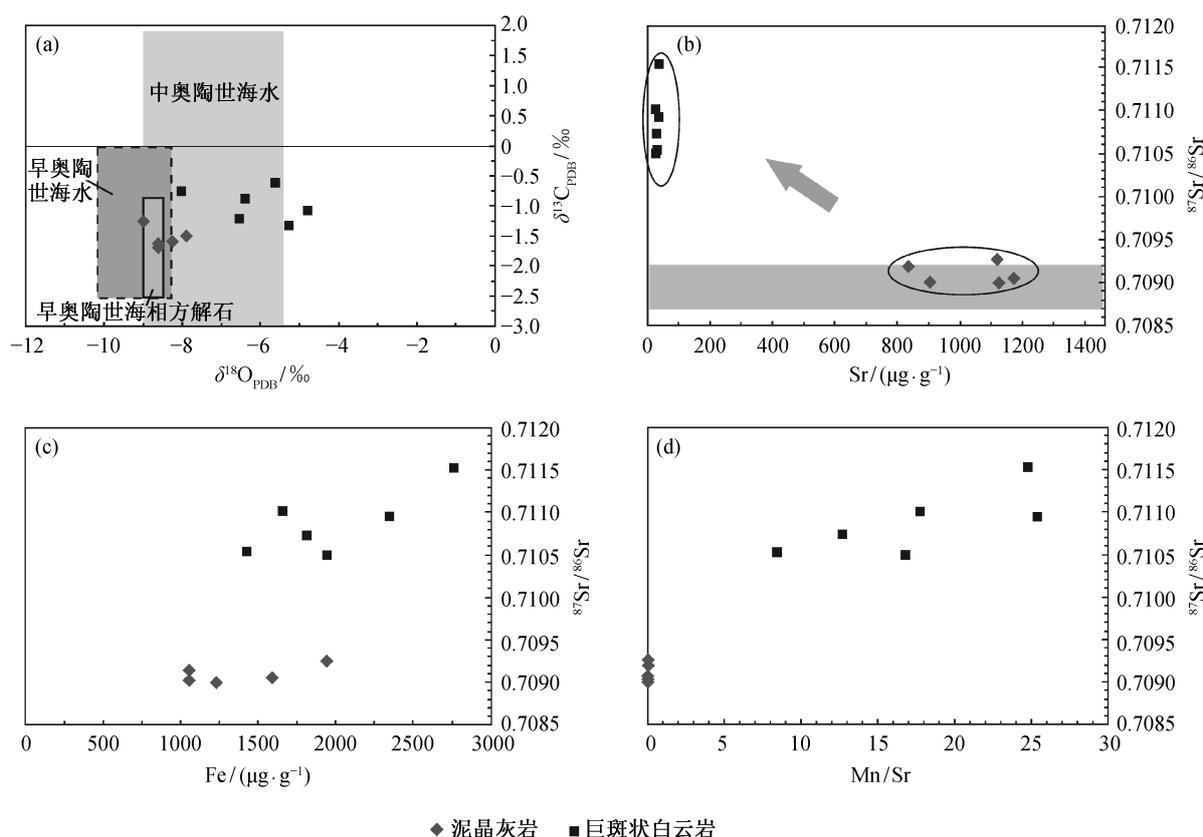
样品号	岩性	稀土元素含量/( $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$ )				比值		$\delta\text{Ce}$	$\delta\text{Eu}$
		$\Sigma\text{REE}$	$\Sigma\text{LREE}$	$\Sigma\text{HREE}$	$\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$	$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$			
WP-1	含生屑泥晶灰岩	9.96	8.99	0.97	9.29	1.31	0.90	0.91	
WP-3	泥晶灰岩	13.03	11.67	1.36	8.56	1.19	0.95	0.94	
WP-6	含生屑泥晶灰岩	16.08	14.59	1.50	9.74	1.40	0.90	0.90	
WP-8	泥晶灰岩	11.53	10.59	0.95	11.17	1.73	0.89	0.92	
WP-13	含生屑泥晶灰岩	12.73	11.60	1.13	10.25	1.57	0.91	0.98	
WP-2	粉-细晶白云岩	15.64	14.35	1.30	11.07	2.00	0.88	0.86	
WP-4	粉-细晶白云岩	17.67	16.18	1.49	10.85	1.68	0.95	0.88	
WP-5	粉-细晶白云岩	17.54	16.00	1.55	10.33	1.58	0.97	0.88	
WP-7	粉晶白云岩	11.84	10.71	1.14	9.44	1.44	0.91	0.87	
WP-9	细晶白云岩	6.40	5.58	0.82	6.79	0.78	1.00	0.91	
WP-10	粉晶白云岩	21.29	19.11	2.18	8.78	1.40	0.93	0.89	
灰岩均值		12.67	11.49	1.18	9.80	1.44	0.91	0.93	
白云岩均值		15.06	13.65	1.41	9.54	1.48	0.94	0.88	

说明: 盐度指数  $Z=2.048(\delta^{13}\text{C}+50)+0.498(\delta^{18}\text{O}+50)$ , 白云岩成岩温度  $T=-258.4-5.41\delta^{18}\text{O}+273.2(^{\circ}\text{C})^{[25]}$ ;  $\delta\text{Eu}=\text{Eu}_{\text{N}}/\text{Eu}^*$ ,  $\text{Eu}^*=\text{Eu}_{\text{N}}/(0.5\text{Sm}_{\text{N}}+0.5\text{Gd}_{\text{N}})$ ;  $\delta\text{Ce}=\text{Ce}_{\text{N}}/\text{Ce}^*=\text{Ce}_{\text{N}}/(0.5\text{La}_{\text{N}}+0.5\text{Pr}_{\text{N}})$ , 下角标 N 表示 PAAS 标准化<sup>[26]</sup>。

和 971.87~277.39  $\mu\text{g}/\text{g}$  (平均 601.73  $\mu\text{g}/\text{g}$ ), 明显高于泥晶灰岩的 Fe, Mn 含量。白云岩 Sr 和 Ba 含量分别为 26.79~39.16  $\mu\text{g}/\text{g}$  (平均 33.14  $\mu\text{g}/\text{g}$ )和 5.87~13.16  $\mu\text{g}/\text{g}$  (平均 8.27  $\mu\text{g}/\text{g}$ ), 明显低于泥晶灰岩的 Sr, Ba 含量。灰岩与白云岩 Th 含量没有明显差别, 白云岩 U 含量稍低(0.27  $\mu\text{g}/\text{g}$ )。Mn/Sr 比值由灰岩的 0.06 上升为白云岩的 17.68 (表 1)。

### 3.5 稀土元素

从表 1 可以看出, 白云岩与灰岩  $\Sigma\text{REE}$  接近(白云岩为 15.06  $\mu\text{g}/\text{g}$ , 灰岩为 12.67  $\mu\text{g}/\text{g}$ ), 且均低于 20  $\mu\text{g}/\text{g}$  (WP-10 除外), 说明样品未受黏土矿物等杂质影响, 测试数据比较可靠<sup>[30]</sup>。两者均呈现轻稀土相对富集、重稀土相对亏损的特征(灰岩  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$  比值为 9.8, 白云岩为 9.5)。白云岩  $\delta\text{Eu}$  均



(a) 碳氧同位素分布范围: 浅灰色区域代表中奥陶世海水( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ :  $-3\text{‰}$ ~ $-1.8\text{‰}$ , 负值为主;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ :  $-9.0\text{‰}$ ~ $-5.4\text{‰}$ <sup>[27]</sup>), 深灰色虚线框与灰色实线框分别代表早奥陶世海水及海相方解石范围; (b) 泥晶灰岩与白云岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值与 Sr 含量关系: 灰色区域代表早奥陶世海水  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值分布范围; (c) Sr 同位素比值与 Fe 含量关系; (d) Sr 同位素比值与 Mn/Sr 比值关系

图 5 乌里格孜塔格巷古勒塔格组巨斑状白云岩与泥晶灰岩碳氧同位素及 Sr 同位素特征  
Fig. 5  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values and characteristics of limestone and dolomite from the Hangguletag Formation in Wuligezitag Section

值为 0.88, 显示负异常,  $\delta\text{Ce}$  均值为 0.94, Ce 负异常不明显(表 1)。白云岩与灰岩的 REE 配分形态一致, 均表现为弱 Eu 负异常、Ce 几乎无异常的略右倾型分布(图 6)。

## 4 白云岩化成因探讨

### 4.1 白云岩化温度

白云岩化温度位于  $47.8^\circ\text{C}$  附近, 反映白云岩化发生于较低温、浅埋藏环境。白云石它形生长的临界温度(critical roughening temperature, 即平直晶面自形晶白云石向曲面接触的它形晶白云石转换温度)在  $50\sim 60^\circ\text{C}$  范围内<sup>[31]</sup>。显微镜下观察到基质白云石以直面、自形-半自形为主, 其形态特征大致说明基质白云石形成的主峰温度不会超过  $50\sim 60^\circ\text{C}$ 。WP-11 见到缝合线切割基质白云岩(图 4(f)), 显示基质白云岩化不会超过大量缝合线发育

的  $800\sim 1000\text{ m}$  深度范围<sup>[32]</sup>。Eu 负异常, 也指示较低温度的碱性环境<sup>[33]</sup>。

奥陶纪表层海水温度为  $22\sim 33^\circ\text{C}$ <sup>[34]</sup>, 塔东北孔雀河斜坡奥陶纪的地温梯度为  $35^\circ\text{C}/\text{km}$ <sup>[35]</sup>。利用以下公式: (白云岩化温度 - 奥陶纪表层海水温度)/研究区古地温, 计算得到白云岩化发生时地层埋深大致为  $423\sim 730\text{ m}$ 。 $\text{O}_{1-2}\text{h}$  底部至白云岩化层段厚度约为  $370\text{ m}$ , 可大致推出巨斑状白云岩化发生时  $\text{O}_{1-2}\text{h}$  厚度为  $800\sim 1100\text{ m}$ , 即为  $\text{O}_{1-2}\text{h}^2\text{-O}_{1-2}\text{h}^3$  同沉积的浅埋藏阶段。

### 4.2 白云岩化流体特征

白云岩与泥晶灰岩在特征微量元素含量上体现出截然的分异(表 1), 满足一般成岩作用中碳酸盐岩元素迁移的总趋势<sup>[36]</sup>: 白云岩流失 Sr 和 Ba, 富集 Fe 和 Mn。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值不仅高于灰岩中的地层流体和同期海水, 也与 Mn/Sr 比值及 Fe 含量呈现出良

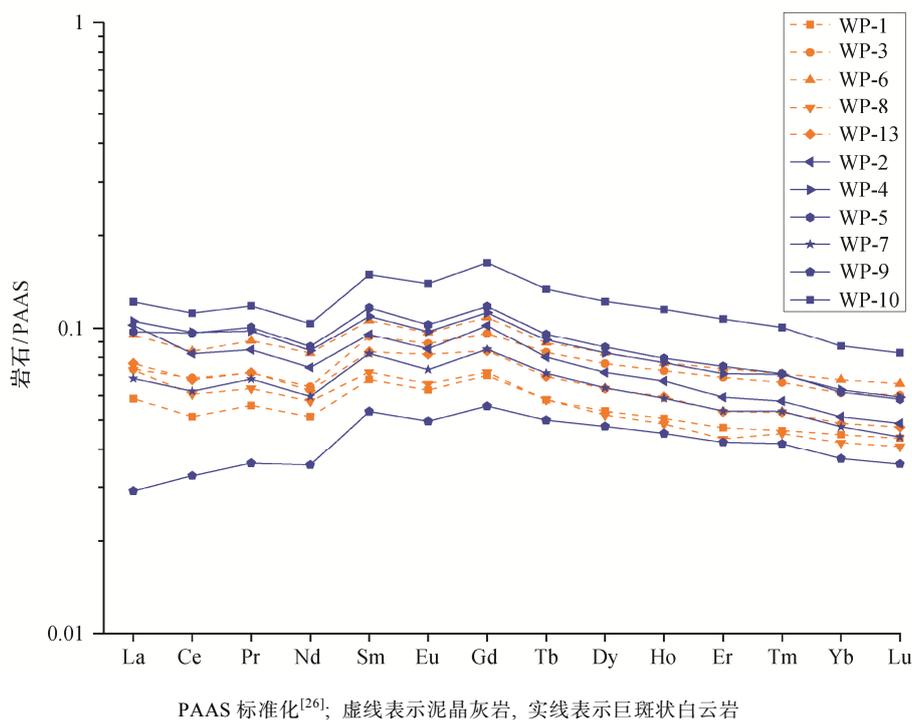


图 6 乌里格孜塔格巷古勒塔格组巨斑状白云岩与泥晶灰岩稀土元素配分模式  
 Fig. 6 PAAS normalized REE patterns for limestone (dashed lines) and dolomite (solid lines) from the Hangguletag Formation in Wuligezitag Section

好的正相关性(图 5(c)和(d)),一方面表明白云岩化有富  $^{87}\text{Sr}$  的流体加入,另一方面也反映富  $^{87}\text{Sr}$  流体与成岩作用密切相关(对应更高的  $\text{Mn}/\text{Sr}$ )。虽然影响碳酸盐岩中元素迁移的因素很多,但考虑到研究层段成岩作用序列简单,因此更可能是强烈的白云岩化或大气淡水的作用导致以上特征的出现<sup>[37]</sup>。

1) 无大气淡水加入。研究区寒武纪至奥陶纪为持续沉积时期<sup>[1]</sup>,没有抬升暴露。陆源碳的加入一般使碳同位素值降低<sup>[38]</sup>,但巨斑状白云岩与灰岩相比,碳同位素值升高。白云岩与灰岩稀土元素特征基本上相似,白云岩 HREE 并未表现出相对于灰岩的明显亏损,这与大气淡水作用使重稀土元素更易流失的观点相悖<sup>[33]</sup>。白云岩盐度指数可用来指示流体古盐度,小于 120 可能有淡水的影响<sup>[25]</sup>。巨斑状白云岩的  $Z$  值平均为 122.2,说明白云岩化流体具有咸化或浓缩海水特征,未受大气淡水影响。岩石薄片致密,未见示底构造、渗流黏土或粉砂、褐铁矿化、溶蚀孔洞等典型大气淡水作用的证据。因此,白云岩化没有大气淡水的加入,后期也没有大气淡水对白云岩进行改造。

2) 非热液成因。一般  $\text{Ba}^{2+}$  只有在偏热液或高

温的条件下,才更容易进入白云岩晶格,显示正异常<sup>[39]</sup>。在  $\text{Th}$ ,  $\text{K}$  含量正常的情况下,热液白云岩会显示明显的 U 正异常<sup>[40]</sup>。碳氧同位素偏负及 Eu 正异常更是热液白云岩的典型标志<sup>[22]</sup>。然而测试结果表明,与灰岩相比,巨斑状白云岩显示 U 和 Ba 负异常,碳氧同位素值比灰岩高,具有 Eu 负异常(图 6),白云岩化温度在  $47.8^\circ\text{C}$  附近,有序度值较低(0.6),这些均说明白云岩非热液成因。

3) 白云岩化流体的继承性。不同来源的流体具有不同的碳同位素。泥晶灰岩成岩蚀变微弱,间接证明交互产生的巨斑状白云岩形成之后遭受的成岩蚀变也较弱。前面已排除大气淡水、热液等流体的加入,故白云岩碳同位素值比灰岩略微偏高,两者均落在同期海水值范围内,说明白云岩化流体与灰岩中封存的海水相关。由于白云石、方解石的晶体差异,与同成因的方解石相比,白云石的  $\delta^{18}\text{O}$  值往往高出  $3\text{‰}\sim 4\text{‰}$ <sup>[41]</sup>, Qing 等<sup>[28]</sup>测得的下奥陶统白云石相对于方解石也具有较高的氧同位素。巨斑状白云岩的氧同位素比灰岩高出  $0.99\text{‰}\sim 3.43\text{‰}$  (均值高出  $2.36\text{‰}$ )(图 5(a)),也说明两者流体来源的相关性。白云岩与灰岩的 REE 配分形态一致(图 6),两

者的 $\Sigma\text{REE}$ ,  $\Sigma\text{LREE}$ ,  $\Sigma\text{HREE}$ ,  $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$  等参数值非常接近, 也说明白云岩化并未明显改变稀土元素组成, 白云岩化流体与灰岩中的地层流体具有同源性或继承性。白云岩的  $Z$  值大于 120, 进一步表明白云岩化流体也具有咸化或浓缩海水特征。

### 4.3 白云岩化流体来源及通道

1)  $\text{Mg}^{2+}$  及富  $^{87}\text{Sr}$  流体来源。已沉积灰岩地层中封存的海水或浓缩海水, 在压实压溶过程中排出大量孔隙水, 准稳定碳酸盐矿物稳定化过程中释放出的  $\text{Mg}^{2+}$  加入其中, 可以演变为白云岩化流体<sup>[42]</sup>。巷古勒塔格组下段及突尔沙克塔格群(钙质)泥岩发育(图2)。在成岩压实过程中, 泥质沉积中富含的铝硅酸盐黏土矿物的转化可产生大量  $\text{Mg}^{2+}$ , 形成压实排挤白云岩化流体<sup>[42-43]</sup>。例如, 蒙皂石在持续埋藏压实过程中, 随着温压升高, 不仅大量脱水, 更向蒙皂石-伊利石混层转化, 排出  $\text{Mg}^{2+}$ , 其转化深度在 1200~3500 m。

无论是埋藏过程中铝硅酸盐矿物的溶解, 还是表生成岩过程中的大气淡水作用, 均有可能造成碳酸盐岩  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值升高<sup>[44]</sup>。研究区寒武至奥陶纪为持续沉积时期<sup>[1]</sup>, 没有抬升暴露, 前面的论述中也排除了大气淡水的参与, 因此埋藏过程中铝硅酸盐矿物溶解提供的放射性成因 Sr 引起白云岩的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值升高。伊利石的风化以及蒙皂石向伊利石的转化等, 可以导致孔隙流体中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值升高<sup>[45]</sup>。前面已经得出, 白云岩化发生时, 白云岩层段埋深为 423~730 m,  $\text{O}_{1-2}\text{h}$  厚度为 800~1100 m, 即  $\text{O}_{1-2}\text{h}^1$  最大埋深为 800~1100 m;  $(\text{E}_3-\text{O}_1)\text{t}$  中下段最大埋深为 1310~1640 m, 已位于黏土矿物大量转化的深度范围(1200~3500 m)。所以, 白云岩下部地层黏土矿物转化可排出  $\text{Mg}^{2+}$ , 并引起孔隙流体中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值升高。

2) 白云岩化流体通道。巷古勒塔格组沉积环境为稳定的深水陆棚, 岩性以致密的泥晶灰岩为主。发生白云岩化时, 沉积物表层的海水难以渗透数百米致密层到达目的层段, 来自巨斑状白云岩下部(巷古勒塔格组中-下段和突尔沙克塔格群)的白云岩化流体亦不可能通过泥晶灰岩向上远距离疏导至目的层段。因此, 白云岩化流体向上运移的最可能通道为断裂。最直接的断裂证据是其特殊的野外特征: 巨斑状产出, 灰岩/白云岩界限形态不规则、可垂直层面, 指示为灰岩沉积之后的交代白云岩化, 白云岩化及白云岩分布受控于断裂通道。兴地

断裂是穿越库鲁克塔格地区的深大断裂, 在早寒武世至中奥陶世, 兴地断裂发生强烈拉张<sup>[46]</sup>, 库鲁克塔格处于裂陷盆地发展阶段。因此早-中奥陶世与兴地断裂相伴生的正断裂相当发育, 白云岩化流体通道最有可能为快速沉降所产生的伴生正断裂系统。特殊的巨斑状构造及局限的分布, 都直接说明是构造-断裂相关的白云岩化。

## 5 白云岩化模式讨论与结论

巷古勒塔格组沉积环境为稳定的深水陆棚, 下伏寒武系以及上覆上奥陶统均缺乏蒸发岩, 故可排除准同生、混合水及渗透回流白云岩化模式。以上分析表明, 巨斑状白云岩化发生于较低温度、浅埋藏环境, 白云岩化流体来源于宿主灰岩, 并有其中泥质沉积物转化流体的加入和影响。

早-中奥陶世, 研究区处于裂陷盆地发展阶段, 兴地同沉积断裂相伴生的断裂发育, 主要沉积泥晶灰岩、瘤状灰岩等。在  $\text{O}_{1-2}\text{h}$  和  $(\text{E}_3-\text{O}_1)\text{t}$  持续埋深、压实压溶作用下, 由于准稳定碳酸盐矿物稳定化过程中释放出  $\text{Mg}^{2+}$ , 灰岩中的地层流体富集  $\text{Mg}^{2+}$ 。灰岩中的铝硅酸盐黏土矿物转化不仅提供  $\text{Mg}^{2+}$ , 更提供了放射性的  $^{87}\text{Sr}$ 。兴地同沉积断裂相伴生的断裂不仅富集自源的白云岩化流体, 更充当其运移的通道。白云岩化流体沿着断裂及裂缝向上运移, 使断裂系统附近灰岩优先发生局部白云岩化, 形成特征的巨斑状构造。自源的  $\text{Mg}^{2+}$  含量有限, 随着白云岩化的不断进行, 白云岩化流体中  $\text{Mg}/\text{Ca}$  比值不断下降, 使白云岩化仅局限于通道附近, 不能发生区域性白云岩化。剖面中未见顺层产出的白云岩是个很好的例证。

巴哈马台地新生界白云岩<sup>[47]</sup>及加拿大阿尔伯特塔泥盆系白云岩<sup>[48-49]</sup>等, 就是这种发生于浅-中埋藏及相应温度条件, 成分轻微改变的海水或水-岩反应富集的地层水充当白云岩化流体并引起白云岩化作用造成的。Qing 等<sup>[50]</sup>的研究表明, 西地中海下侏罗统 Gibraltar 白云岩也是在无蒸发岩的情况下, 由半咸化的海水在约 500 m 埋深导致的白云岩化, 并进一步指出, 只要存在流体驱动机制, 海水或浓缩海水便可导致交代白云岩化。

通过对巨斑状白云岩沉积学和岩石学、地球化学等特征的研究和讨论, 得出以下结论。

1) 乌里格孜塔格中-下奥陶统巷古勒塔格组粉-细晶白云岩呈巨斑状产出于深水陆棚泥晶灰岩

之中,界面形态不规则(可垂直层理面),不受沉积控制。巨斑直径可超过 10 m,与厘米(分米)级别的豹斑白云岩明显不同。白云石粒径多在 100 μm 左右,直面为主(也有曲面),半自形-自形,原始岩性致密。

2) 泥晶灰岩成岩蚀变微弱,可代表早奥陶世海水信息。巨斑状粉-细晶白云岩具有特殊的地球化学特征:碳同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ :  $-1.34\text{‰}\sim-0.62\text{‰}$ )位于早奥陶世海水值范围内,但比灰岩稍高,氧同位素( $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ :  $-8.01\text{‰}\sim-4.79\text{‰}$ )比同期海水和灰岩高; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值(0.711000~0.711535,平均 0.710863)远大于同期海水比值;Fe (2001.32 μg/g)和 Mn (601.73 μg/g)含量高于泥晶灰岩,Sr(33.14μg/g)和 Ba (8.27 μg/g)含量相对较低;稀土元素组成及配分特征与泥晶灰岩相似,显示弱的 Eu 负异常,略右倾型分布;有序度偏低(均值 0.6)。

3) 乌里格孜塔格特殊的巨斑状白云岩化,并不是准同生、混合水、渗透回流或热液白云岩化的产物,也没有受到大气淡水的影响。经综合分析,我们认为,白云岩化发生于早中奥陶世浅埋藏(420~730 m)、较低温环境(47.8°C 左右),属于构造-断裂相关的局部白云岩化。在压实压溶作用下,白云岩化流体主要来源于巷古勒塔格组中下段及突尔沙克塔格群封存的地层流体,准稳定碳酸盐矿物稳定化提供了主要的  $\text{Mg}^{2+}$ ,灰岩地层中泥质沉积里的黏土矿物转化流体不仅提供少量  $\text{Mg}^{2+}$ ,更提供放射性的  $^{87}\text{Sr}$ 。兴地同沉积断裂相关的伴生断裂富集自源的白云岩化流体,充当其运移的通道,使断裂系统附近灰岩优先发生局部白云岩化,形成独特的巨斑状构造。

致谢 本文写作过程中与钱一雄、陈代钊、杨晓萍等老师进行了有益的讨论,在此表示感谢。

### 参考文献

- [1] 钱一雄, 尤东华, 陈代钊, 等. 塔东北库鲁克塔格中上寒武统白云岩岩石学、地球化学特征与成因探讨: 与加拿大西部盆地惠而浦(Whirlpool point)剖面对比. 岩石学报, 2012, 28(8): 2525-2541
- [2] 钱一雄, 陈代钊, 尤东华, 等. 塔东北库鲁克塔格地区中上寒武统白云岩类型与孔隙演化. 古地理学报, 2012, 14(4): 461-476
- [3] Morrow D W. Dolomitization of Lower Paleozoic burrow-fillings. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1978, 48: 295-306
- [4] Zenger D H. Dolomitization patterns in widespread "Bighorn Facies" (Upper Ordovician), Western Craton, USA. *Carbonates and Evaporites*, 1996, 11: 219-225
- [5] Gingras, M. K, MacMillan B, Balcom B J, et al. Visualizing the internal physical characteristics of carbonate sediments with magnetic resonance imaging and petrography. *Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin*, 2002, 50: 363-369
- [6] Wanless H R. Limestone response to stress: solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Research*, 1979, 49(2): 437-462
- [7] Gingras M K, Pemberton S G, Muehlenbachs K, et al. Conceptual models for burrow-related, selective dolomitization with textural and isotopic evidence from the Tyndall Stone, Canada. *Geobiology*, 2004, 2: 21-30
- [8] 蒋志斌, 王兴志, 曾德铭, 等. 川西北下二叠统栖霞组有利成岩作用与孔隙演化. *中国地质*, 2009, 36(1): 101-109
- [9] 魏国齐, 杨威, 朱永刚, 等. 川西地区中二叠统栖霞组沉积体系. *石油与天然气地质*, 2010, 31(4): 442-448
- [10] 邵龙义, 何宏, 彭苏萍, 等. 塔里木盆地巴楚隆起寒武系及奥陶系白云岩类型及形成机理. *古地理学报*, 2002, 4(2): 19-30
- [11] 何幼斌, 冯增昭. 四川盆地及其周缘下二叠统细-粗晶白云岩成因探讨. *江汉石油学院学报*, 1996, 18(4): 15-20
- [12] 吴仕强, 朱井泉, 王国学, 等. 塔里木盆地寒武-奥陶系白云岩结构构造类型及其形成机理. *岩石学报*, 2008, 24(6): 1390-1400
- [13] 王丹, 袁苗, 段文浩, 等. 川西北中二叠统栖霞组白云岩成因探讨. *石油天然气学报*, 2011, 27(6): 46-49
- [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
- [15] 黄思静, 吕杰, 兰叶芳, 等. 四川盆地西部中二叠统白云岩/石的主要结构类型: 兼论其与川东北上二叠统-三叠系白云岩/石的差异. *岩石学报*, 2011, 27(8): 2253-2262
- [16] 黄思静, 潘小强, 吕杰, 等. 川西栖霞组的热液白

- 云化作用及其后的倒退溶解: 不彻底的回头白云化作用. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2013, 40(3): 288-300
- [17] 李波, 颜佳新, 薛武强, 等. 四川广元地区中二叠世斑状白云岩成因及地质意义. 地球科学: 中国地质大学学报, 2012, 37(增刊 2): 136-146
- [18] 冯本智, 周裕文, 迟仕福, 等. 新疆库鲁克塔格地区前震旦纪地质与贵重、有色金属矿床. 北京: 地质出版社, 1995: 1-3
- [19] Long X P, Yuan C, Sun M, et al. Archean crustal evolution of the northern Tarim Craton, NW China: zircon U-Pb and Hf isotopic constraints. *Precambrian Research*, 2010, 180: 272-284
- [20] 钟端, 郝永祥. 塔里木盆地震旦纪至二叠纪地层古生物(I): 库鲁克塔格地区分册. 南京: 南京大学出版社, 1990: 41-104
- [21] 杜品德, 钟端, 黄智斌, 等. 塔里木乌里格孜塔格奥陶系及其与台地相区的对比 // 中国古生物学会第十一次全国会员代表大会暨第 27 届学术年会论文摘要集. 东阳, 2013: 39
- [22] 张学丰, 胡文瑄, 张军涛, 等. 塔里木盆地地下奥陶统白云岩化流体来源的地球化学分析. 地学前缘, 2008, 15(2): 80-89
- [23] Derry L A, Keto L S, Jacobsen S B, et al. Sr isotope variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53: 2331-2339
- [24] Kaufman A J, Knoll A H, Awramik S M. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Tindir Group, Northwestern Canada, as a test case. *Geology*, 1992, 20(2): 181-185
- [25] Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestone and fossils. *Geochim Cosmochim Acta*, 1964, 28: 1787-1876
- [26] McLennan S M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 1989, 21(1): 169-200
- [27] Shields G A, Carden G A F, Veizer J, et al. Sr, C, and O isotope geochemistry of Ordovician brachiopods: a major isotopic event around the Middle-Late Ordovician transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(11): 2005-2025
- [28] Qing H, Veizer J. Oxygen and carbon isotopes of the Ordovician articulate brachiopods: implication for the isotopic composition of Ordovician seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58: 4429-4442
- [29] Veizer J, Ala D, Azmy K, et al.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 1999, 161(1): 59-88
- [30] 王小林, 金之钧, 胡文瑄, 等. 塔里木盆地地下古生界白云石微区 REE 配分特征及其成因研究. 中国科学: 地球科学, 2009, 39(6): 721-733
- [31] Gregg J M, Sibley D F. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1984, 54: 908-931
- [32] Lonnee J, Machel H G. Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Clarke Lake gas field, Middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada. *AAPG Bulletin*, 2006, 90(11): 1739-1761
- [33] 亨德森. 稀土元素地球化学. 北京: 地质出版社, 1989: 195-213
- [34] Tobin K J, Bergstrom S M. Implications of Ordovician ( $\approx 460$  Myr) marine cement for constraining seawater temperature and atmospheric  $p\text{CO}_2$ . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 181(4): 399-417
- [35] 邱楠生, 汪集暘, 梅庆华, 等. (U-Th)/He 年龄约束下的塔里木盆地早古生代构造-热演化. 中国科学: 地球科学, 2010, 40(12): 1669-1683
- [36] 黄思静. 碳酸盐岩的成岩作用. 北京: 地质出版社, 2010: 40-44
- [37] 贺训云, 寿建峰, 沈安江, 等. 白云岩地球化学特征及成因: 以鄂尔多斯盆地靖西马五段中组合为例. 石油勘探与开发, 2014, 41(3): 375-384
- [38] Nelson C S, Smith, A M. Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1996, 39: 93-107
- [39] 王旭, 沈建伟, 陈代钊, 等. 塔里木盆地柯坪-巴楚地区早古生代白云岩类型及微量元素地球化学特征. 矿物岩石, 2011, 32(2): 23-32
- [40] 郑剑锋, 沈安江, 潘文庆, 等. 塔里木盆地地下古生

- 界热液白云岩储层的主控因素及识别特征. 海相油气地质, 2011, 19(4): 47-56
- [41] Land L S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. Concepts and Models of Dolomitization. Tulsa, OK: SEPM Special Publication, 1980, 28: 87-110
- [42] Warren J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. Earth Science Reviews, 2000, 52: 1-81
- [43] Middleton K, Coniglio M, Sherlock R et al. Dolomitization of Middle Ordovician carbonate reservoirs, southwestern Ontario. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1993, 41: 150-163
- [44] 黄思静, 刘树根, 李国蓉, 等. 奥陶系海相碳酸盐铍同位素组成及受成岩流体的影响. 成都理工大学学报: 自然科学版, 2004, 31(1): 1-7
- [45] Allan J R, Wiggins W D. Dolomite reservoirs: Geochemical techniques for evaluating origin and distribution. AAPG Bulletin, 1996, 80: 36-129
- [46] 孙晓猛, 王璞珺, 刘鹏举, 等. 兴地断裂构造特征及其演化历史. 新疆地质, 2006, 24(4): 348-352
- [47] Vahrenkamp V C, Swart P K. Late Cenozoic dolomites of the Bahamas: metastable analogues for the genesis of ancient platform dolomites // Dolomites: a volume in honor of dolomieu. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 1994, 21: 133-153
- [48] Mountjoy E W, Amthor J E. Has burial dolomitization come of age? Some answers from the Western Canada sedimentary basin // Dolomites: a volume in honour of dolomieu. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 1994, 21: 203-230
- [49] Mountjoy E W, Machel H G, Green D, et al. Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: a comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin of west-central Alberta. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1999, 47(4): 487-509
- [50] Qing H, Bosence D W J, Rose E P F. Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. Sedimentology, 2001, 48(1): 153-163