

玉北地区下奥陶统白云岩岩石学、地球化学特征及成因

黄擎宇¹,张哨楠²,叶宁¹,李映涛¹

(1. 成都理工大学 能源学院,四川 成都,610059;2. 西南石油大学 资源与环境学院,四川 成都,610050)

摘要:通过岩心、薄片、扫描电镜、阴极发光、微量元素、同位素和包裹体测温等分析手段,对玉北地区下奥陶统白云岩岩石学特征、地球化学特征及成因进行研究。结果表明,该区白云岩主要由细晶、自形-半自形白云岩和细-粗晶、它形白云岩以及鞍形白云石充填物构成。白云岩的晶粒大小并不反映成因,反而是晶体结构特征(曲面-它形晶和平面-自形、半自形晶)与成因关系密切。细晶、自形-半自形白云岩具有高Sr、低Fe、Mn含量的特征以及与早奥陶世海水相似的O和C同位素组成,总体属于浅埋藏早期与海水有关的低温白云石化作用的产物。细-粗晶、它形白云岩的Sr含量较低而Fe和Mn含量相对较高,O同位素值明显偏负,包裹体测温结果显示部分样品具有较高的均一温度和盐度值,结合区域构造演化背景,认为该类白云岩以浅埋藏晚期到中埋藏阶段的高温白云石化为主,局部受热液改造,云化流体主要来自于地层中封存的海源卤水。鞍形白云石充填物有两期,一期与热液成因的基质白云岩形成时期相近,另一期则可能与二叠纪的岩浆期后热液有关。

关键词:岩石学特征;地球化学;白云岩;下奥陶统;玉北地区;塔里木盆地

中图分类号:TE121.3

文献标识码:A

Petrologic, geochemical characteristics and origin of the Lower Ordovician dolomite in Yubei area

Huang Qingyu¹, Zhang Shaonan², Ye Ning¹, Li Yingtao¹

(1. School of Energy Resources, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China;

2. School of Resources and Environment, Southwest Petroleum University, Chengdu, Sichuan 610050, China)

Abstract: The petrologic, geochemical characteristics and origin of the Lower Ordovician dolomite in Yubei area were investigated through the analysis of the cores, thin-sections, SEM, cathode luminescence, trace element, C-O isotope and microthermometry of fluid inclusions. The following results were obtained. Matrix dolomites are of two types: fine crystalline, euhedral-subhedral dolomite and fine to coarse crystalline, anhedral dolomite with saddle fillings. The origin of dolomite is closely related to crystal texture (nonplanar anhedral, planar euhedral/ subhedral) instead of crystal size. The fine crystalline, euhedral-subhedral dolomite has high Sr and low Fe-Mn content, and C and O isotope composition similar to that of seawater in Early Ordovician. So this type of dolomite was overall the product of low-temperature dolomitization associated with the Ordovician seawater during the early stage of shallow burial. In contrast, the fine to coarse crystalline, anhedral dolomite has low Sr, relatively high Fe and Mn content and more negative O isotope value. And its fluid inclusion microthermometry result suggests that it has high homogenization temperature and salinity. Combined with the regional tectonic background, it is believed that this type of dolomite was primarily the product of high-temperature dolomitization during late stage of shallow burial to moderate burial, and was locally transformed by hydrothermal fluids from marine-sourced saline water in formation. Moreover, there are two stages of saddle dolomite fillings: one is coeval with the matrix dolomite of hydrothermal dolomitization origin and the other may be associated with the thermal fluid post-magmatic activity during the Permian.

Key words: petrologic characteristics, geochemistry, dolomite, Lower Ordovician, Yubei area, Tarim Basin

下奥陶统白云岩作为塔里木盆地油气勘探的重要接替领域,近年来不断受到重视,前人对该层位进行了大量研究,但主要集中在塔北^[1-3]、塔中^[4-7]和巴楚^[8]地区,对于盆地西南部麦盖提斜坡的研究则鲜有涉及。

自2010年在麦盖提斜坡东部玉北地区获得油气突破以来,随后的多口钻井显示下奥陶统地层中发育有大量优质白云岩储层,如已获工业油气流的YB1-2井、YB1-4井鹰山组和具有良好油气显示的YB5井、YB7

收稿日期:2014-01-22;修订日期:2014-04-10。

第一作者简介:黄擎宇(1984—),男,博士研究生,碳酸盐岩储层地质学。E-mail:qingyuh08@163.com。

基金项目:中国石化西北油田分公司项目(KY-S-2010-013)。

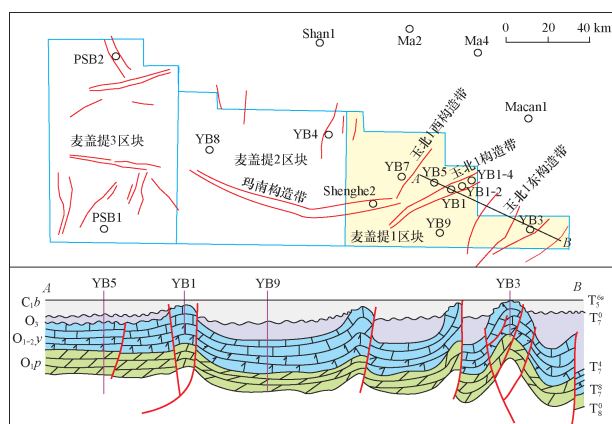


图1 玉北地区井位图及地层剖面(据文献[11]和[14]修编)

Fig.1 Schematic map of well locations and stratigraphic cross sections in Yubei area (modified after references [11] and [14])

井蓬莱坝组等,预示下奥陶统白云岩在该区域同样潜力巨大。由于白云石化作用对于理解白云岩储层成因具有重要意义,因此本文以玉北地区下奥陶统各类白云岩为研究对象,通过岩心、薄片、扫描电镜、阴极发光观察、微量元素、同位素和包裹体测温分析等手段,系统总结该区白云岩岩石学和地球化学特征,探讨各类白云岩形成及演化过程,为该区白云岩储层的深入研究提供依据。

1 地质背景

玉北地区位于塔里木盆地麦盖提斜坡东段,北临玛扎塔格断裂带,南接叶城-和田凹陷,东临塘古孜巴斯凹陷^[9-10]。该区自西向东发育近东西向的玛南构造带、北东向 YB1 井西构造带、YB1 井构造带和 YB1 井东构造带(图1),这些构造带多由盖层滑脱型逆冲断裂及伴生褶皱构成,主要形成时期为加里东中、晚期和海西晚期^[11-12],断褶顶部下奥陶统直接被石炭系覆盖,缺失中-上奥陶统、志留系-泥盆系;断褶之间的洼陷区发育有上奥陶统。玉北地区早奥陶世时为开阔台地相和局限台地相沉积^[13],主要岩石类型有泥晶灰岩、亮晶颗粒灰岩、云质灰岩、灰质云岩和晶粒白云岩等^[14]。

2 白云岩岩石学特征

下奥陶统白云岩主要以各种结晶白云岩为主,极少发育泥微晶白云岩和颗粒白云岩。根据产状将研究区白云岩分为基质白云岩和缝洞充填白云石两大类,其中基质白云岩可根据晶粒大小和晶体结构特征再分为细晶、自形-半自形白云岩和细-粗晶、它形白云岩,缝洞充填白云石以中-粗晶鞍形白云石为主。

2.1 细晶、自形-半自形白云岩

该类在岩心上呈灰白色、浅灰色或深灰色,多中-

厚层状产出,局部裂缝发育。显微镜下,组成这类白云岩的白云石以细晶(0.05~0.25 mm)为主,局部可见中晶(0.25~0.5 mm),晶体多为平面-自形或半自形晶,晶体之间点或线状接触,部分晶体中可见围绕核心或自形白云石的细环带(图2a);扫描电镜中可见这类白云石多具有平直的晶面结构特征,部分白云石呈典型的菱面体状生长,但由于晶体之间接触紧密,晶间孔发育程度低(图2b);阴极发光下,该类白云岩整体发中等亮度红色光或暗红色光,部分白云石具有明暗相间的发光环带(图2c),预示其生长过程的多期性。该类白云岩含量较少,占有白云岩的20%~30%。

2.2 细-粗晶、它形白云岩

细-粗晶、它形白云岩在研究区下奥陶统发育广泛,从鹰山组顶部不整合面附近到下部蓬莱坝组均有出现,但蓬莱坝组中的含量明显高于鹰山组。该类白云岩的主要特点是晶体自形程度差,多由曲面-它形晶组成,但晶粒大小分布范围较广,从细晶、中晶到粗晶(0.05~2 mm)均有出现(图2d-f)。这类白云岩中裂缝及溶蚀孔洞发育程度高,白云石常沿裂缝或溶缝交代已固结的灰岩(图2e);许多样品中还可见中-粗晶白云石包围或包裹细晶白云石的现象(图2f);此外,环带结构也较常见,环带厚度明显增大且形状不规则,多围绕早期自形/半自形白云石生长,导致晶体加粗、晶形变差、并堵塞孔隙空间(图2g)。少量样品中还可以见低幅度缝合线发育,预示部分中-粗晶白云岩形成于缝合线之前或是与缝合线形成时间相近(图2g)。正交偏光下这类白云岩具明显的波状消光特征,特别是晶粒较粗的样品(图2e,f)。扫描电镜下观察,白云石晶体形状极不规则,多具弯曲的或阶梯状的晶面特征,晶体之间呈镶嵌状或是缝合线状接触,晶间孔不发育;部分晶体边缘还可见多层生长环带(图2h)。阴极发光下显两种发光特征,一种是均匀的暗红色光,仅晶体边缘处可见一条极窄的、中等亮度的红色亮边;另一种则具有斑状发光特征,即整体发暗红色光,局部可见较亮的斑点分布其中,且裂缝或晶体边缘处的发光性更强(图2i),可能与该类白云岩经历了重结晶或后期改造有关^[15]。该类白云岩构成研究区下奥陶统白云岩的主体,占有白云岩的70%~80%。

2.3 鞍形白云石充填物

鞍形白云石充填物多为浅灰白色或乳白色,主要沿裂缝或溶蚀孔洞内壁生长,灰岩和基质白云岩中均有发育,可与嵌晶方解石或是皮壳状自生石英共生(图3a);部分鞍形白云石充填物与基质白云岩的界线并不十分明显,通常是在孔洞较发育部位或自由空间生长

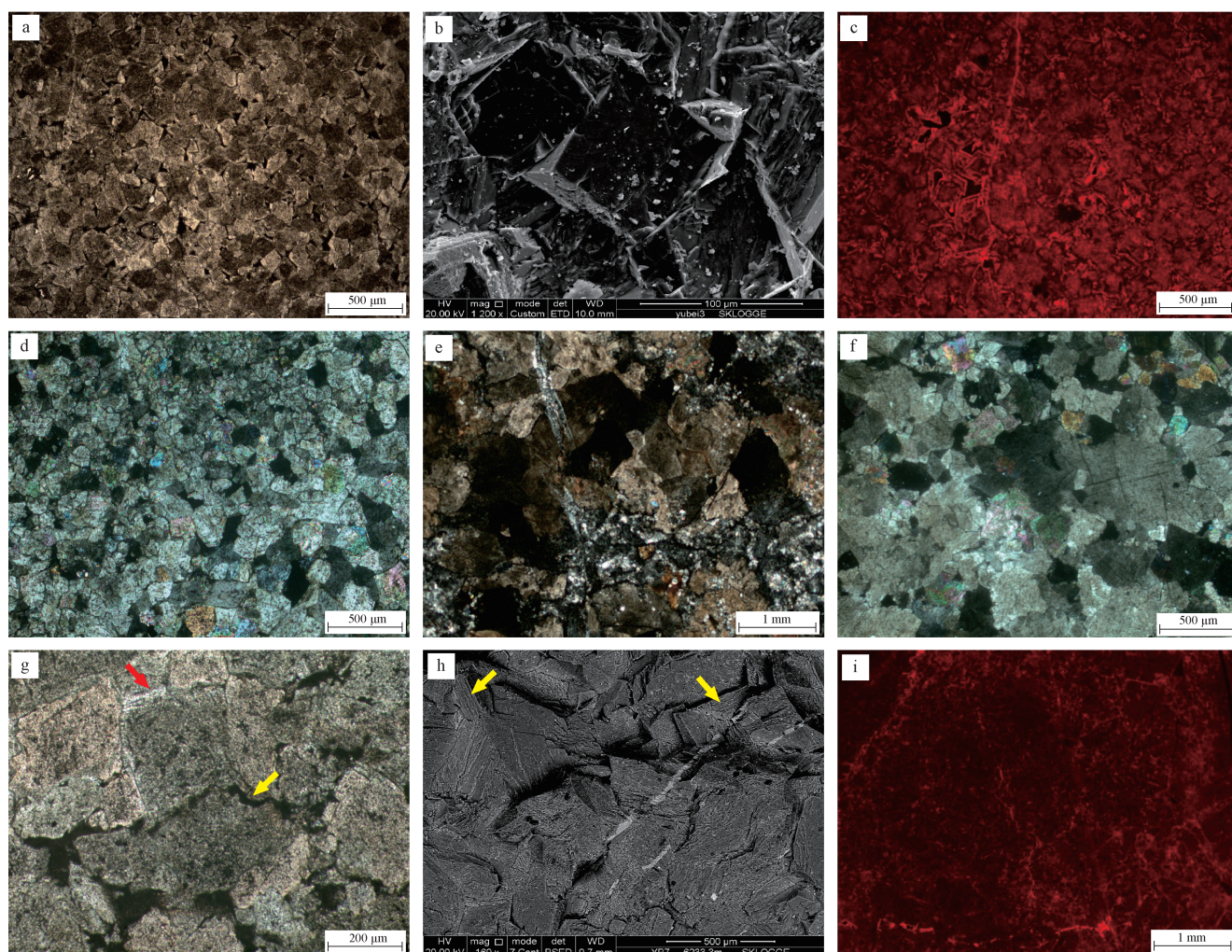


图2 玉北地区下奥陶统各类基质白云岩特征

Fig. 2 Characteristics of matrix dolomites in the Lower Ordovician of Yubei area

a. 细晶、自形-半自形白云岩,部分晶体发育环边,YB7井,6 233.5 m,单偏光;b. 细晶、自形-半自形白云岩,菱面体结构明显,玉北3井,5 260.93 m,SEM照片;c. 细晶、自形-半自形白云岩发红色光,部分白云石具有明暗相间的发光环带,YB7井,6 233.5 m,阴极发光照片;d. 细晶、它形白云岩,YB1-2井,5 444.7 m,正交偏光;e. 灰质中-粗晶、它形白云岩,中-粗晶白云石沿溶缝交代微亮晶砂屑灰岩,YB3井,5 367.85 m,正交偏光;f. 细-粗晶、它形白云岩,中-粗晶白云石包裹/包围细晶白云石,YB1-4井,5 074.95 m,正交偏光;g. 中-粗晶、它形白云岩中发育低幅度缝合线(黄色箭头),部分白云石发育不规则环带(红色箭头),YB5井,6 607.1 m,单偏光;h. 中-粗晶、它形白云岩,晶体之间紧密接触,部分晶粒发育纹层状加大边,YB7井,6 233.3 m,BSE照片;i. 中-粗晶、它形白云岩发斑状暗红色光,YB7井,6 229.58 m,阴极发光照片

时才显示出鞍形晶的特征(图3b),由于这部分鞍形白云石多发育于细-粗晶、它形白云岩中,因此其成因上可能具有很强的继承性。显微镜下观察,鞍形白云石晶体粗大(0.5 mm以上),多具明显的波状消光(图3c),晶体表面较脏,富含包裹体,面向孔隙中心方向可见明亮环带,部分鞍形白云石边缘被溶蚀成港湾状(图3c)。扫描电镜下可见鞍形白云石的晶面呈镰刀状或是阶梯状生长,断面还可见微细的生长纹层(图3d)。这类白云石的阴极发光性较弱,多为暗红色光。

3 地球化学特征

3.1 微量元素

白云岩中的微量元素特征反映了岩石在沉积时期

或者经历后生改造过程中流体的性质,因此微量元素的分布特征,尤其是一些能够反映成岩环境的微量元素的富集规律对于确定其成因具有重要作用。

3.1.1 Sr和Ba元素

研究区基质白云岩(平均 154.47×10^{-6})和鞍形白云石充填物(平均 189.03×10^{-6})的Sr含量明显低于灰岩中的Sr含量(平均 338.76×10^{-6})(表1),造成这种现象的原因主要与Sr元素的离子半径明显大于Mg离子而接近Ca离子,导致Sr元素在白云石中的分配系数低于其在方解石中的分配系数有关^[16],因此白云石交代方解石的过程是一个Sr消耗的过程^[17],造成白云岩中的Sr含量低于灰岩。

基质白云岩中,细晶、自形-半自形白云岩的Sr

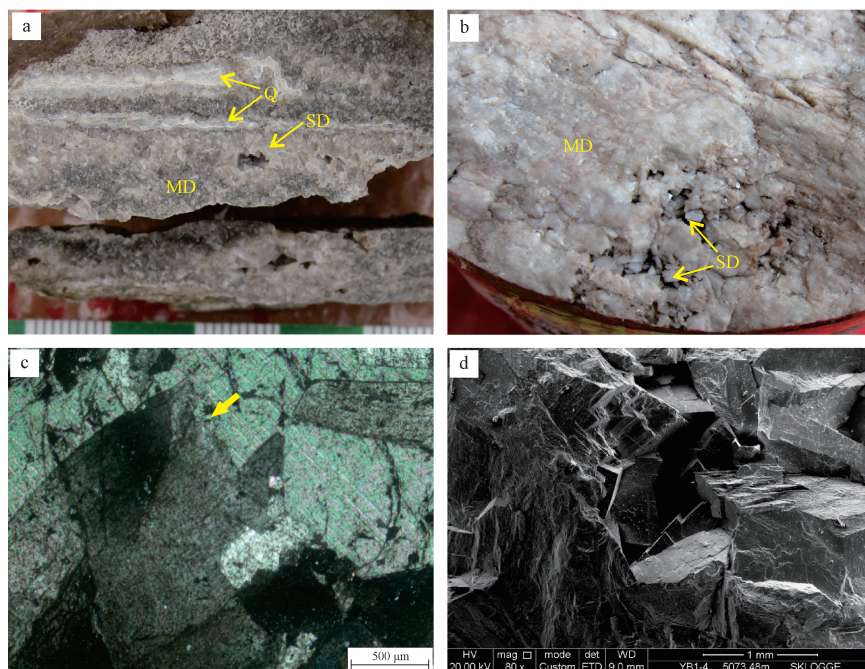


图3 玉北地区下奥陶统鞍形白云石充填物特征

Fig. 3 Characteristics of saddle dolomite filling in the Lower Ordovician of Yubei area

a. 鞍形白云石(SD)与皮壳状硅质(Q)充填于基质白云岩(MD)顺层状溶蚀孔洞中,YB5井,6 742.8 m;b. 鞍形白云石(SD)充填孔洞,鞍形白云石与基质白云岩(MD)界线并不明显,呈过渡关系,缝洞周围见红褐色矿物,YB1-2井,5 134.93 m;c. 鞍形白云石与嵌晶方解石共生,鞍形白云石显波状消光且局部被溶蚀(箭头),YB1-4井,5 073.4 m,正交偏光;d. 鞍形白云石充填物具镰刀状或阶梯状的晶面边界特征,YB1-4井,5 073.48 m,SEM照片

含量(平均 184.83×10^{-6} , $125.26 \sim 249.81 \times 10^{-6}$)略高于细-粗晶、它形白云岩的Sr含量(平均 146.87×10^{-6} , $80.62 \sim 281.46 \times 10^{-6}$),可能与前者形成时间较早(多交代文石、高镁方解石等富Sr的不稳定碳酸盐矿物^[18])而后者形成时间相对较晚(多交代已经稳定化的、贫Sr的低镁方解石)有关。另外,埋藏重结晶作用也可导致Sr含量的降低^[18-19]。鞍形白云石充填物的Sr含量与基质白云岩具有相似性,但鞍形白云石的Ba含量明显高于基质白云岩,可能与鞍形白云石形成温度较高、更有利于Ba离子进入白云石晶格有关^[1,20]。

3.1.2 Fe和Mn元素

碳酸盐岩的成岩过程总体上具有Sr和Na减少以及Fe和Mn增加的趋势^[18]。这主要是海水中Fe和Mn元素含量大大低于地层水以及这两种元素在白云石中的分配系数较大所致,加之还原环境有利于Fe和Mn作为类质同象离子置换白云石晶格中的Ca和Mg离子,因此埋藏阶段形成的白云岩往往具有较高的Fe和Mn含量。

研究区细晶、自形-半自形白云岩的Fe和Mn含量与灰岩差别不大(图4),说明其形成时间较早,成岩环境的还原性较弱,而细-粗晶、它形白云岩的Fe和Mn含量(特别是Fe含量)有所升高,预示其形成环境的还原性增强。鞍形白云石充填物具有和细-粗晶、它形白云岩相似的Fe和Mn含量,仅有一个样品的Fe

含量较高($1\,262.31 \times 10^{-6}$),说明大部分鞍形白云石与细-粗晶、它形白云岩的形成环境差别不明显。

3.2 包裹体

本次研究对赋存于细-粗晶、它形白云岩、鞍形白云石充填物和嵌晶方解石充填物中的气液两相包裹体进行了均一温度(76个)和冰点温度(12个)测试(图5),并根据Bodnar^[21]提供的NaCl等效溶液盐度换算公式对成岩流体的盐度进行估算。需要说明的是细-粗晶、它形白云岩中的包裹体主要赋存在粗晶白云石中,且多分布在晶体边缘部位,因此这些数据仅代表一部分基质白云石形成时的温度和盐度,也就是说许多细-粗晶、它形白云岩的形成温度可能会略低于该温度。

由包裹体均一温度分布直方图(图5a)可知,大部分粗晶、它形白云岩的均一温度(主要区间 $103.1 \sim 119.1\text{ }^{\circ}\text{C}$)与鞍形白云石充填物的均一温度(主要区间 $121.4 \sim 147.5\text{ }^{\circ}\text{C}$)具有明显的重叠,部分鞍形白云石的均一温度较粗晶、它形白云岩略高 $10 \sim 20\text{ }^{\circ}\text{C}$;另外,鞍形白云石中还存在少量更高温度的样品。

流体盐度方面,粗晶-它形白云岩和鞍形白云石充填物云化流体的盐度(NaCl平衡浓度分别为 $14.36\% \sim 17.26\%$ 和 $12.85\% \sim 23.61\%$)明显高于正常海水值,具有蒸发岩层间卤水的性质^[22]。根据均一温度和盐度交汇图(图5b)可知,至少有2期成岩流体

表 1 玉北地区下奥陶统灰岩、白云岩及各类缝洞充填物微量元素和氧、碳同位素值

Table 1 Trace element and isotopic values of limestone, dolomites and calcite cements in study area

序号	样号	深度/m	类型	岩性特征	微量元素含量/ 10^{-6}				同位素值(PDB)/‰	
					Sr	Ba	Fe	Mn	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
1	YB3 井-1	5 496.37	灰岩	泥晶灰岩	368.05	805.77	492.13	35.03	-1.4	-7.4
2	YB3 井-2	5 452.39		含生屑砂屑灰岩	490.24	31.24	379.11	31.15	-0.1	-8.1
3	YB5 井-15	6 000.23		微亮晶砂屑灰岩	261.05	18.52	219.41	14.60	-1.7	-8.8
4	YB7 井-10	5 829.99		微晶砂屑灰岩	235.71	12.44	415.82	16.01	-0.7	-7.0
5	YB3 井-7	5 258.10	细晶、自形-半自形白云岩	中-细晶、半自形白云岩	249.81	20.99	362.03	24.76	-0.3	-6.8
6	YB7 井-5	6 231.82		中-细晶、半自形白云岩	194.29	15.98	292.48	80.14	-1.2	-5.8
7	YB7 井-6	6 229.98		(环带)细-中晶、半自形-自形白云岩	193.07	47.41	319.00	61.98	-0.6	-4.9
12	YB7 井-3	6 233.50		(环带)中-细晶、自形-半自形白云石	125.26	15.80	642.85	194.19	-0.4	-6.1
13	YB7 井-4	6 233.30		中-细晶、自形-半自形白云石	161.74	15.86	271.50	86.47	-0.5	-6.8
8	YB1-4 井-4	5 046.70	细-粗晶、它形白云岩	硅质细-中晶、半自形-它形白云岩	118.21	42.89	245.16	23.63	-0.4	-8.7
9	YB5 井-4	6 744.65		硅质中-细晶、它形白云岩	218.10	60.42	612.16	39.70	-0.4	-7.8
10	YB5 井-13	6 606.35		细晶、它形-半自形白云岩	191.10	83.20	651.33	36.39	0.1	-8.6
11	YB5 井-14	6 605.80		细晶、半自形-它形白云岩	166.03	17.60	662.98	41.38	0.1	-8.5
14	YB1-4 井-2	5 075.50		中-粗晶、它形白云岩	156.53	59.76	513.62	41.30	-0.7	-9.7
15	YB1-4 井-3	5 074.95		中-粗晶、它形白云石	194.07	44.92	373.65	38.99	-0.4	-8.6
16	YB3 井-3	5 370.09		灰质中-粗晶、它形白云岩	194.65	72.02	365.62	27.01	0.0	-9.9
17	YB3 井-6	5 258.75		含灰中-粗晶、半自形-它形白云岩	281.46	8.77	495.82	30.49	-1.3	-7.7
18	YB5 井-1	6 840.20		硅质中晶、它形白云岩	126.69	97.21	650.14	28.50	0.3	-8.7
19	YB5 井-3	6 839.51		硅质中-粗晶、它形白云岩	115.52	122.23	614.84	75.66	0.1	-8.7
20	YB5 井-5	6 742.80		中晶它形白云岩皮壳状硅质充填孔洞	129.24	25.81	352.81	33.50	-0.1	-9.0
21	YB5 井-7	6 742.70		不等晶它形白云岩(中粗晶为主)	107.41	601.95	242.81	32.60	-0.2	-9.7
22	YB5 井-9	6 742.31		粗晶它形白云岩,皮壳状硅质充填	94.30	24.51	447.91	32.63	-0.2	-8.7
23	YB5 井-10	6 741.90		中-粗晶、它形白云岩	144.33	27.73	896.98	141.33	-0.2	-9.4
24	YB5 井-11	6 740.15		粗晶、它形白云岩	90.11	29.30	665.94	32.40	-0.4	-10.2
25	YB5 井-12	6 607.10		细-中晶、半自形-它形白云岩	96.04	17.74	419.32	36.69	0.1	-8.5
26	YB7 井-7	6 229.80		不等晶它形白云岩(中粗晶为主)	124.32	118.69	429.91	110.09	-0.9	-5.9
27	YB7 井-8	6 229.58		碎裂化不等晶它形白云岩(中粗晶为主)	80.62	39.54	382.68	73.87	-0.6	-6.9
28	YB1-4 井-1	5 075.50	缝洞鞍形白云石充填物	缝洞鞍形白云石充填物	213.14	729.74	490.34	53.57	-0.6	-8.0
29	YB5 井-2	6 840.20		缝洞鞍形白云石充填物	293.07	1 602.91	1 262.31	38.58	-0.8	-13.1
30	YB5 井-6	6 742.80		缝洞鞍形白云石充填物	128.41	189.16	543.52	42.60	-0.1	-9.4
31	YB5 井-8	6 742.70		缝洞鞍形白云石充填物	121.48	310.57	723.93	39.19	-0.3	-9.0
32	YB7 井-9	6 229.58	缝洞方解石充填物	缝洞方解石	133.10	67.57	1 183.86	142.78	-2.6	-13.6
33	YB7 井-1	6 372.02		缝洞方解石	224.39	16.33	201.94	34.51	-0.2	-10.1
34	YB7 井-2	6 371.40		缝洞方解石	187.24	14.04	193.44	27.48	-0.1	-10.3
35	YB1 井	5 714.50		缝洞方解石					-1.3	-11.3
36	YB1 井	5 714.55		缝洞方解石					-0.9	-10.2
	灰岩			平均值	338.76	216.99	376.62	24.20	-1.0	-7.8
	细晶白云岩			平均值	184.83	23.21	377.57	89.51	-0.60	-6.08
	中-粗晶白云岩			平均值	146.87	79.48	489.22	45.40	-0.29	-8.53
	缝洞鞍形白云石充填物			平均值	189.03	708.10	755.03	43.49	-0.5	-9.9
	缝洞方解石充填物			平均值	181.58	32.65	526.41	68.26	-1.0	-11.1

参与到了白云石化过程中:一期是均一温度在 110 ~ 120 ℃、盐度为 14% ~ 19% 的流体,形成粗晶、它形白云岩和一部分鞍形白云石充填物,另一期为温度在 130 ~ 140 ℃、盐度在 21% ~ 24% 的流体,温度和盐度均较前一种流体高,主要形成鞍形白云石,并有部分方解石充填物伴生。总体上,形成粗晶、它形白云岩与鞍

形白云石充填物的云化流体具有明显的相似性和较强的继承性。

3.3 C 和 O 同位素特征

本次研究中测试了 36 个灰岩和白云岩样品的碳、氧同位素值(表 1;图 6)。下奥陶统各类白云岩的

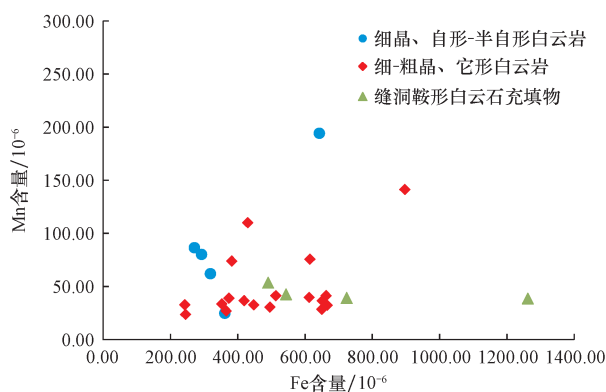


图4 玉北地区下奥陶统各类白云岩铁、锰含量交汇图

Fig. 4 Cross plot of Fe and Mn contents in Lower Ordovician dolomites of Yubei area

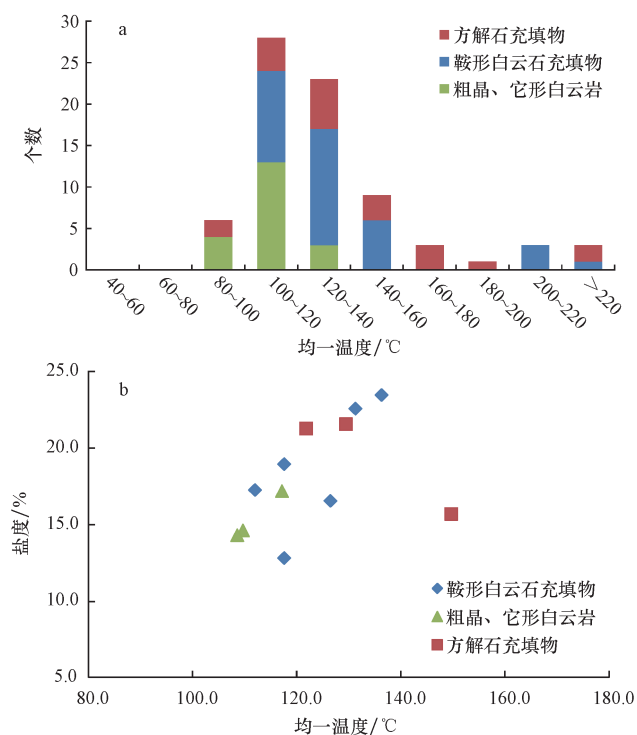


图5 玉北地区基质白云岩、鞍形白云石充填物和方解石充填物包裹体均一温度直方图a)和均一温度与盐度交汇图b)

Fig. 5 (a) Histogram of fluid inclusion homogenization temperatures of matrix dolomites, saddle dolomite fillings and calcite fillings and (b) cross plot of homogenization temperature and salinity in Yubei area

$\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 值变化不明显,基本与早奥陶世海相方解石的碳同位素组成($-1.5\text{‰} \sim 0.5\text{‰}$)一致^[23],一方面说明白云岩多为交代成因,大部分碳均继承自原始灰岩^[24],另一方面则说明白云岩形成过程中有机碳的参与不明显,即白云岩在油气大量充注之前就已经形成^[25-26]。

氧同位素方面,研究区灰岩的 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 值与Veizer等^[23]所确定的早奥陶世海相方解石的O同位素组成($-9.5\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$)类似,因此可以认为从当时海水中直接沉淀的方解石的 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 分布范围为 $-9.5\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$ 。Major等^[27]研究发现从相同流

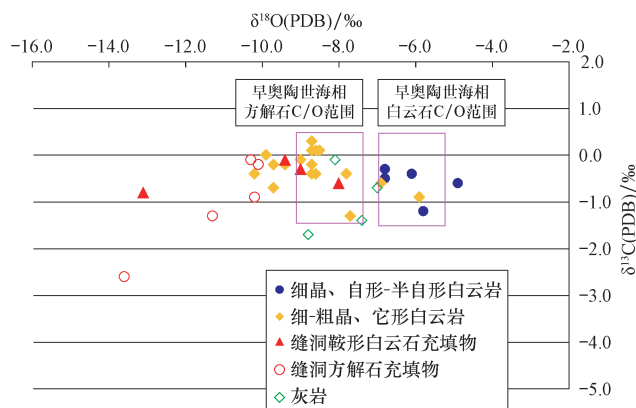


图6 玉北地区各类碳酸盐岩碳、氧同位素交汇图

Fig. 6 Cross plot of O and C isotope values for carbonates in Yubei area

体中形成的方解石和白云石的氧同位素之间存在 $1.5\text{‰} \sim 3.5\text{‰}(\text{PDB})$ 的分馏,取其平均值 $2.5\text{‰}(\text{PDB})$,可得出从早奥陶世海水中形成的白云石的 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 范围为 $-7.0\text{‰} \sim -5.0\text{‰}$,这也与研究区细晶、自形-半自形白云岩的 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 组成($-6.8\text{‰} \sim -4.9\text{‰}$,平均为 -6.1‰)相似(图6),说明形成这类白云岩的流体与海水关系密切。

细-粗晶、它形白云岩的 $\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 值($-10.2\text{‰} \sim -5.9\text{‰}$,平均为 -8.6‰)较分散,但总体具有负向漂移的趋势。较轻的氧同位素特征与较高的成岩温度或贫 $^{18}\text{O}(\text{PDB})$ 成岩流体(如大气淡水)的混入有关。通常,由大气淡水和海水混合而形成的白云岩多具较低的 $\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$ 值,同时其O和C同位素具明显的协变性^[28-29],但这种现象在研究区细-粗晶、它形白云岩中并未出现;另外,该类白云岩流体包裹体中较高的均一温度也表明氧同位素偏轻的原因主要与高温有关。

该区鞍形白云石充填物的氧同位素组成与细-粗晶、它形白云岩类似,仅一个样品较轻,亦说明两者的成岩流体具有亲缘性或继承性,这也与微量元素和包裹体数据所揭示的现象一致。

4 讨论

4.1 白云岩/石形成环境

研究区各类白云岩的Sr含量明显低于全新世蒸发环境中同生期白云岩的Sr含量($(500 \sim 700) \times 10^{-6}$)^[30],但高于晚期埋藏白云岩的Sr含量(50×10^{-6} 左右)^[31],说明这些白云岩既非同生期蒸发海水的产物,也不是晚成岩期的产物,更可能形成于早-中成岩阶段。另外,相比其他地区埋藏白云岩的Fe和Mn含量(通常 $\text{Fe} > 1000 \times 10^{-6}$, $\text{Mn} > 100 \times 10^{-6}$)^[32-33],玉北地区下奥陶统各类白云岩Fe和Mn含量的绝对值并

不高(Fe 平均为 515.99×10^{-6} , Mn 平均为 55.47×10^{-6}),而且 Fe 和 Mn 之间的相关性也不明显(图4),亦说明下奥陶统白云岩并非深埋藏环境、强还原条件下的产物,更可能形成于还原性不是很强的浅到中埋藏阶段^[34],这也与其中等强度红色到暗红色阴极发光的现象相符。具体地,由于细晶、自形-半自形白云岩的 Sr 含量较细-粗晶、它形白云岩高,而 Fe 和 Mn 含量低,因此前者多形成于弱氧化弱还原的浅埋藏早期,后者则形成于还原性逐渐增强的浅埋藏晚期到中埋藏阶段。

4.2 白云石化流体特征

细晶、自形-半自形白云岩的氧同位素表明其白云石化流体具有同时期海水特征(图6),但现代正常海水在没有微生物参与的情况下很难直接沉淀出白云石,因此这些具备白云石化能力的水很可能经历了一些变化,例如蒸发浓缩或是稍微升高的温度,从而打破白云石生成的动力学障碍。由于研究区下奥陶统缺乏大规模蒸发岩沉积,而且细晶、自形-半自形白云岩的氧同位素并未明显偏重,说明与高盐度海水有关的云化作用可能性不大,因此沉积物中保留的海源流体在浅埋藏阶段稍微增加的温度是导致其具备白云石化能力的主要原因。另外,浅埋藏阶段颗粒灰岩中粒间胶结物大量生成(如细小的等轴粒状方解石),这些方解石的形成势必消耗孔隙水中的 Ca 离子,可以在一定程度上导致孔隙水的 Mg/Ca 比升高,从而有利于云化作用的进行。

由于白云岩中的氧同位素组成受白云石化流体性质及温度共同控制,因而可以建立白云岩的氧同

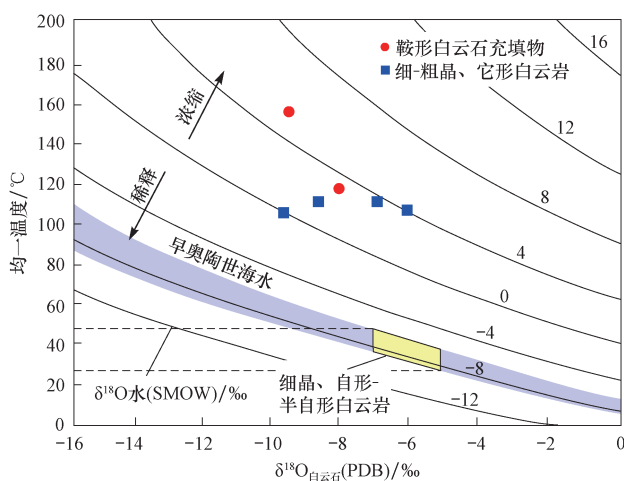


图7 玉北地区白云岩/石氧同位素-流体氧同位素和温度关系

Fig. 7 Cross plot showing the relationship between $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ values

of dolomite and $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values of dolomitizing fluids with

temperature respectively in Yubei area

(等值线是与白云石平衡的流体氧同位素组成,根据公式

$$1\,000 \ln \alpha_{(\text{白云石}-\text{水})} = 3.2 \times 10^6 T^{-2} - 1.5 \text{ 计算})$$

位素、流体的氧同位素值和温度之间的关系(图7)。将配对白云岩样品的氧同位素值和包裹体均一温度值投点在图7上可知:形成细-粗晶、它形白云岩和鞍形白云石的成岩流体的 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 值分别为 $0 \sim 4.0\text{‰}$ 和 $3.5\text{‰} \sim 5.5\text{‰}$,明显高于当时海水的 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 值($-6.5\text{‰} \sim -8.5\text{‰}$,假设当时海水温度 20°C ,按公式 $1\,000 \ln \alpha_{(\text{方解石}-\text{水})} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 2.89$ 计算),等于或略高于现今塔中地区下奥陶统地层水的 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 值($-1.5\text{‰} \sim 0.8\text{‰}$)^[35],低于岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 值($6.0\text{‰} \sim 10.0\text{‰}$)^[36]。因此,细-粗晶、它形白云岩和鞍形白云石充填物的形成与高温、高盐度的地层卤水关系密切,可能有少量岩浆水的混入。

另外,各类基质白云岩和鞍形白云石充填物的微量元素并未出现数量级的变化,也说明成岩过程中外部流体的混入有限,大部分白云石化流体均与海源流体有关,如沉积期的海水或是地层中封存的海源卤水,整体上具有很强的亲缘性和继承性特征。

4.3 晶体结构与成因的关系

Gregg 和 Sibley、Sibley 和 Gregg^[37-38]认为白云石的晶体结构与其形成温度有关:较高温度条件下形成的白云石多为非平直晶面的曲面-它形晶,而较低温度条件下形成的白云石则具有平直的晶面结构(平面-自形、半自形晶),两者之间的临界温度(晶体曲面化的临界温度)大致为 $50 \sim 60^\circ\text{C}$ 。

研究区细晶、自形-半自形白云岩以具有平直晶面的白云石为主,因此其形成温度应该在 50°C 之下,这也与根据该类白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) 范围和早奥陶世海水 $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 范围所计算出的形成温度($25 \sim 47^\circ\text{C}$)相一致(图7);而细-粗晶、它形白云岩则主要由非平直晶面(曲面-它形晶)的白云石组成,因此其形成温度至少在 60°C 之上,虽然高度过饱和白云石化流体以及白云石为争夺生长空间而产生的竞争性生长也会导致曲面-它形晶的出现^[39-40],但明显的波状消光、较轻的氧同位素组成和较高的均一温度均说明高温的影响更显著^[41]。

另外,它形白云岩无论晶粒大小如何,其微量元素和碳-氧同位素并未有明显差别,也就是说该区下奥陶统白云岩的晶粒大小并不反映其成因,反而是晶体结构特征(曲面-它形晶和平面-自形、半自形晶)与成因之间的关系更为密切。

4.4 白云石化机理

综合上述岩石学、地球化学分析认为:

1) 细晶、自形-半自形白云岩具有形成时间早、成岩温度低、成岩环境还原性不强、云化流体以海源流

体为主的特征,总体上属于浅埋藏早期与海水有关的低温白云石化作用的产物。根据这类白云岩的形成温度(25~47℃)以及该区的埋藏史和热史(假设地表温度20℃,地温梯度35℃/km)^[42],可得其形成时的深度大致为143~771 m,即在中奥陶世时已经大量形成。

2) 细-粗晶、它形白云岩则具有形成时间相对较晚,成岩温度高、成岩环境还原性增强的特点,云化流体仍以海源流体为主,但温度和盐度明显升高,因此其成因与浅埋藏晚期到中埋藏阶段的高温白云石化作用有关。

这种高温流体的存在一方面与持续增加的埋深有关,另一方面还可能与热液流体的侵入有关。如果由埋藏增温所致,那么根据细-粗晶、它形白云岩流体包裹体的均一温度(T_h 主要区间93.1~123.6℃)计算,对应的埋深为2 089~2 957 m,即二叠纪(图8),属中埋藏成岩环境。由于该均一温度范围很可能是这类白云岩形成的最高温度,因此还应该有一部分细-粗晶、它形白云岩在该温度之前就已形成;部分白云岩中发育的低幅度缝合线(图2g)以及并未大幅增加的Fe和Mn含量也表明其在进入中-深埋藏环境前已就位,因此细-粗晶、它形白云岩很可能在浅埋藏晚期、达到晶体曲面化临界温度(50~60℃左右)之后就开始形成,并持续到二叠纪的中埋藏成岩阶段(图8),薄片及扫描电镜下观察到的环带结构(图2g,h)亦表明这种云化过程的持续性。由于这类白云岩的形成温度与围岩相差不大,因此属于正常的埋藏白云石化作用范畴。

值得注意的是,玉北1井构造带鹰山组不整合面(C/O₁₋₂ys)附近的细-粗晶、它形白云岩可能与热液

有关。由于这些白云岩经历了明显的岩溶改造,因此其形成时间应与风化壳同时或是早于风化壳,最晚在石炭纪之前已经形成。根据该区埋藏史图可知(图8),石炭纪之前下奥陶统顶面地层的埋深最大不超过1 000 m、地层温度不超过52℃,而YB1-2井和YB1-4井不整合面附近粗晶、它形白云岩中流体包裹体均一温度的范围高达99.7~119.1℃,存在明显的地热异常,因而这部分白云岩的成因应该与热液活动关系密切。加里东中晚期及海西早期发育的断裂系统可能为深部热流体的上涌提供通道。由于该时期断层多为中寒武统盖层滑脱型逆冲断裂(图1),因此所带入的热液流体很可能是蒸发岩中的层间热卤水,即“地层热液”^[22],而非幔源或壳源流体,亦未有大量地球深部物质参与到水岩反应中,白云岩的微量元素变化并不明显,仅仅是流体的盐度、温度较高。虽然许多热液白云岩的形成被认为与张扭性断裂有关,但也有不少研究实例证实挤压背景下的断裂系统同样可以导致热液白云石化的发生^[43-46]。综上,细-粗晶、它形白云岩以埋藏白云石化为主,局部存在热液改造。

3) 鞍形白云石充填物的地化属性与基质白云岩既有很强的相似性又有一定的差异性,因此推测其形成过程有两期(图8):一期与热液成因的细-粗晶、它形白云岩形成时期相近(石炭纪之前),云化流体的温度和盐度与细-粗晶、它形白云岩相似或略有升高(也属于“地层热液”),该流体在导致基质白云岩形成之后,继而在孔洞中沉淀出鞍形白云石,由于生长空间充足,鞍形晶发育程度高(图3b)。另一期则可能与二叠

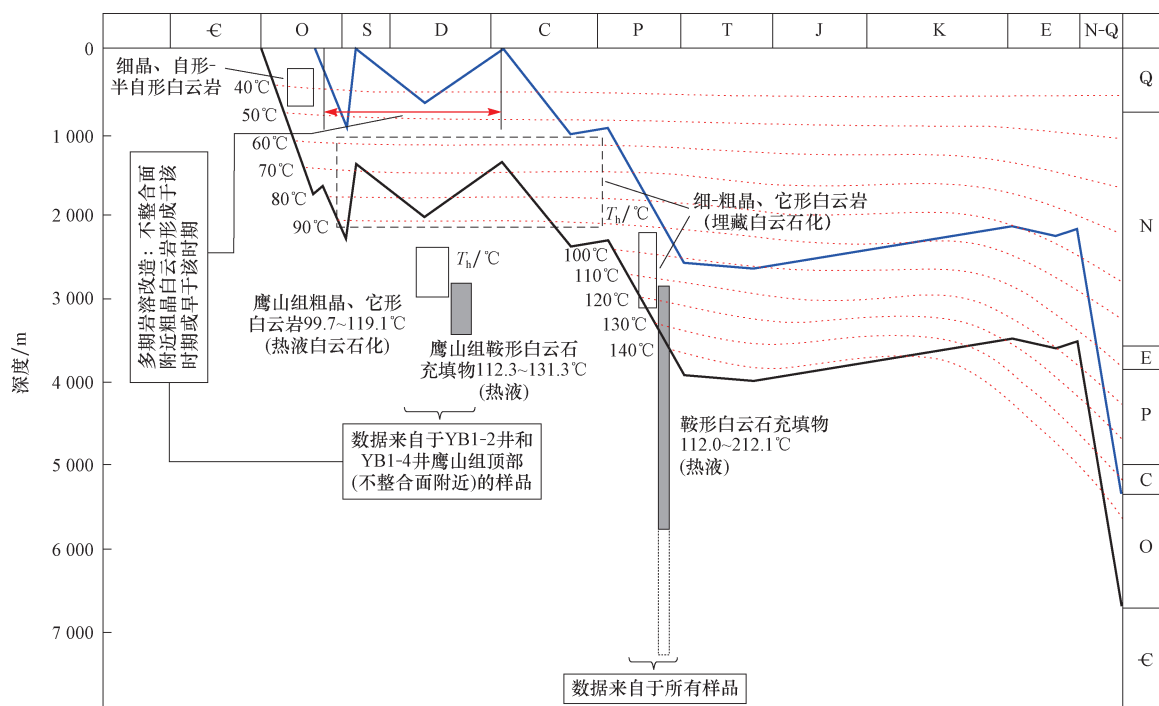


图8 玉北地区下奥陶统埋藏史及各类白云岩成因示意图(埋藏史图据文献[47]修编)

Fig. 8 Sketch map of burial history and origins of the Lower Ordovician dolomites in Yubei area(modified after reference[47])

纪的岩浆期后热液有关,导致少量鞍形白云石的云化流体具有接近岩浆水的氧同位素组成(图7)。由于这两期鞍形白云石充填物形成时的温度均高于当时的地层温度,因此属于热液白云石化作用范畴。

5 结论

1) 玉北地区下奥陶统白云岩主要由细晶、自形-半自形白云岩、细-粗晶、它形白云岩和鞍形白云石充填物组成,泥微晶白云岩和颗粒白云岩不发育。

2) 细晶、自形-半自形白云岩属浅埋藏早期、与海水有关的低温白云石化作用的产物;细-粗晶、它形白云岩则以浅埋藏晚期到中埋藏阶段的埋藏白云石化为主,云化流体多为地层中封存的海源流体,鹰山组顶部白云岩存在热液改造。白云岩的晶粒大小并不反映其成因,反而是晶体结构特征(曲面-它形晶和平面-自形、半自形晶)与成因之间的关系更为密切。

3) 鞍形白云石充填物有两期,一期与热液成因的细-粗晶、它形白云岩形成时期相近,具有和基质白云岩相似的地化组成;另一期则与二叠纪的岩浆期后热液有关。

参 考 文 献

- [1] 何莹,鲍志东,沈安江,等. 塔里木盆地牙哈-英买力地区寒武系-下奥陶统白云岩形成机理[J]. 沉积学报,2006,24(6):806-818.
He Ying, Bao Zhidong, Shen Anjiang, et al. The genetic mechanism of dolostones of the Cambrian-Lower Ordovician in Yaha-Yingmaili region, Tarim Basin: dolomitization through deep buried hydrothermal fluid[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2006, 24(6): 806-818.
- [2] 韩银学,李忠,韩登林,等. 塔里木盆地塔北东部下奥陶统基质白云岩的稀土元素特征及其成因[J]. 岩石学报,2009,25(10):2405-2416.
Han Xueyin, Li Zhong, Han Denglin, et al. REE characteristics of matrix dolomites and its origin of Lower Ordovician in eastern Tabeiarea, Tarim basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(10): 2405-2416.
- [3] 朱东亚,金之钧,胡文瑄. 塔北地区下奥陶统白云岩热液重结晶作用及其油气储集意义[J]. 中国科学(D辑),2010,40(2):156-170.
Zhu Dongya, Jin Zhijun, Hu Wenxuan. Hydrothermal recrystallization of the Lower Ordovician dolomite and its significance to reservoir in northern Tarim Basin[J]. Science in China(Earth Science), 2010, 40(2): 156-170.
- [4] 张军涛,胡文瑄,钱一雄,等. 塔里木盆地中央隆起区上寒武统一-下奥陶统白云岩储层中两类白云石充填物:特征与成因[J]. 沉积学报,2008,26(6):957-966.
Zhang Juntao, Hu Wenxuan, Qian Yixiong, et al. Feature and origin of dolomite filling in the Upper Cambrian-Lower Ordovician dolostone of the Central Uplift, Tarim Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2008, 26(6): 957-966.
- [5] 陈永权,周新源,赵葵东,等. 塔里木盆地塔中19井奥陶系蓬莱坝组云灰互层段的岩性旋回特征与“顶侵型”埋藏云化模式的建立[J]. 沉积学报,2009,27(2):202-211.
Chen Yongquan, Zhou Xinyuan, Zhao Kuidong, et al. The petrologic rhythm of Lower Ordovician Penglaiba Formation encountered by Well Tazhong 19 and new dolomitization model, Tarim Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2009, 27(2): 202-211.
- [6] 胡明毅,胡忠贵,李思田,等. 塔中地区奥陶系白云岩岩石地球化学特征及成因机理分析[J]. 地质学报,2011,85(12):2060-2069.
Hu Mingyi, Hu Zhonggui, Li Sitian, et al. Geochemical characteristics and genetic mechanism of the Ordovician dolostone in the Tazhong Area, Tarim Basin[J]. Acta Geologica Sinica, 2011, 85(12): 2060-2069.
- [7] 乔占峰,沈安江,郑剑锋,等. 塔里木盆地奥陶统白云岩类型及其成因[J]. 古地理学报,2012,14(1):21-32.
Qiao Zhanfeng, Shen Anjiang, Zheng Jianfeng, et al. Classification and origin of the Lower Ordovician dolostone in Tarim Basin[J]. Journal of Palaeogeography, 2012, 14(1): 21-32.
- [8] 郑剑锋,沈安江,乔占峰,等. 塔里木盆地奥陶统蓬莱坝组白云岩成因及储层主控因素分析——以巴楚大班塔格剖面为例[J]. 岩石学报,2013,29(9):3223-3232.
Zheng Jianfeng, Shen Anjiang, Qiao Zhanfeng, et al. Genesis of dolomite and main controlling factors of reservoir in Penglaiba Formation of Lower Ordovician, Tarim Basin: A case study of Dabantage outcrop in Bachu area[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29(9): 3223-3232.
- [9] 谭广辉,邱华标,余腾孝,等. 塔里木盆地玉北地区奥陶系鹰山组油藏成藏特征及主控因素[J]. 石油与天然气地质,2014,35(1):26-32.
Tan Guanghui, Qiu Huabiao, Yu Tengxiao, et al. Characteristics and main controlling factors of hydrocarbon accumulation in Ordovician Yingshan Formation in Yubei area, Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2014, 35(1): 26-32.
- [10] 黄太柱. 塔里木盆地玉北地区断裂系统解析[J]. 石油与天然气地质,2014,35(1):98-106.
Huang Taizhu. Analysis on the fault system of Yubei region, Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2014, 35(1): 98-106.
- [11] 张仲培,刘士林,杨子玉,等. 塔里木盆地麦盖提斜坡构造演化及油气地质意义[J]. 石油与天然气地质,2011,32(6):909-919.
Zhang Zhongpei, Liu Shilin, Yang Ziyu, et al. Tectonic evolution and its petroleum geological significances of the Maigaiti Slope, Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2011, 32(6): 909-919.
- [12] 云金表,周波,王书荣. 塔里木盆地玉北1井背斜带变形特征与形成机制[J]. 石油与天然气地质,2013,34(2):215-219.
Yun Jinbiao, Zhou Bo, Wang Shurong. Deformation characteristics and forming mechanism of the Well Yubei 1 anticline belt in the Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2013, 34(2): 215-219.
- [13] 吕海涛,张仲培,邵志兵,等. 塔里木盆地巴楚-麦盖提地区早古生代古隆起的演化及其勘探意义[J]. 石油与天然气地质,2010,31(1):76-83,90.
Lü Haitao, Zhang Zhongpei, Shao Zhibing, et al. Structural evolution and exploration significance of the Early Paleozoic palaeouplifts in Bachu-Maigaiti area, the Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2010, 31(1): 76-83, 90.
- [14] 刘忠宝,吴仕强,刘士林,等. 塔里木盆地玉北地区奥陶系储层类型及主控因素[J]. 石油学报,2013,34(4):638-646.
Liu Zhongbao, Wu Shiqiang, Liu Shilin, et al. Types and main controlling factors of Ordovician reservoirs in Yubei area, Tarim Basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 34(4): 638-646.
- [15] Reinhold C. Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany[J]. Sedimentary Geology, 1998, 121(1-2):71-95.
- [16] Vahrenkamp V C, Swart P K. New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites[J]. Geology, 1990, 18(5):387-391.
- [17] 黄思静, Qing Hairuo, 裴昌蓉,等. 川东三叠系飞仙关组白云岩

- 含量、锶同位素组成与白云石化流体[J]. 岩石学报, 2006, 22(8): 2123–2132.
- Huang Sijing, Qing Hairuo, Pei Changrong, et al. Strontium concentration, isotope composition and dolomitization fluids in the Feixianguan Formation of Triassic, Eastern Sichuan of China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(8): 2123–2132.
- [18] Tucker M E, Wright V P. Carbonate sedimentology[M]. Oxford: Wiley-Blackwell, 1990.
- [19] Dunham J B, Olson E R. Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek Formation (Ordovician-Silurian) of central Nevada[C] // Zenger D H, Dunham J B, Ethington, R L. Concepts and models of dolomitization, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 1980, 28: 139–161.
- [20] 张军涛, 胡文瑄, 王小林, 等. 塔里木盆地西北缘寒武系中热水白云石团块特征及成因研究[J]. 地质学报, 2011, 85(2): 234–245.
- Zhang Juntao, Hu Wenxuan, Wang Xiaolin, et al. Character and origin of Cambrian hydrothermal dolomite conglomeration in the Northwestern margin of Tarim Basin[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2011, 85(2): 234–245.
- [21] Bodnar R J. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $H_2O-NaCl$ solutions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, 57(3): 683–684.
- [22] 潘文庆, 胡秀芳, 刘亚雷, 等. 塔里木盆地西北缘奥陶系碳酸盐岩中两种来源热流体的地质与地球化学证据[J]. 岩石学报, 2012, 28(8): 2515–2524.
- Pan Wenqing, Hu Xiufang, Liu Yalei, et al. Geological and geochemical evidences for two sources of hydrothermal fluids found in Ordovician carbonate rocks in northwestern Tarim Basin[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2012, 28(8): 2515–2524.
- [23] Veizer J, Ala D, Azmy K, et al. $87Sr/86Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater[J]. *Chemical Geology*, 1999, 161(1): 59–88.
- [24] Land L S. The origin of massive dolomite[J]. *Journal of Geological Education*, 1985, 33(2): 112–125.
- [25] 罗平, 苏立萍, 罗忠, 等. 激光显微取样技术在川东北飞仙关组鲕粒白云岩碳氧同位素特征研究中的应用[J]. 地球化学, 2006, 35(3): 325–330.
- Luo Ping, Su Liping, Luo Zhong, et al. Application of laser micro-sampling technique to analysis of C and O isotopes of oolitic dolomites in Feixianguan Formation, Northeast Sichuan[J]. *Geochimica*, 2006, 35(3): 325–330.
- [26] 赵卫卫, 王宝清. 鄂尔多斯盆地苏里格地区奥陶系马家沟组马五段白云岩的地球化学特征[J]. 地球学报, 2011, 32(6): 681–690.
- Zhao Weiwei, Wang Baoqing. Geochemical characteristics of dolomite from 5th Member of the Ordovician Majiagou Formation in Sulige area, Ordos Basin[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 2011, 32(6): 681–690.
- [27] Major R P, Lloyd R M, Lucia F J. Oxygen isotope composition of Holocene dolomite formed in a humid hypersaline setting[J]. *Geology*, 1992, 20(7): 586–588.
- [28] Meyers W J, Lu F H, Zachariah J K. Dolomitization by mixed evaporative brines and freshwater, upper Miocene carbonates, Nijar, Spain[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1997, 67(5): 898–912.
- [29] Li Z, Goldstein R H, Franseen E K. Ascending freshwater-mesohaline mixing: a new scenario for dolomitization[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2013, 83(3): 277–283.
- [30] Bein A, Land L S. Carbonate sedimentation and diagenesis associated with Mg-Ca-chloride brines; the Permian San Andres Formation in the Texas Panhandle[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1983, 53(1): 243–260.
- [31] Gasparrini M, Bechstadt T, Boni M. Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2006, 23(5): 543–568.
- [32] Hood S D, Nelson C S, Kamp P J. Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir; the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand[J]. *Sedimentary Geology*, 2004, 172(1): 117–138.
- [33] Conliffe J, Azmy K, Greene M. Dolomitization of the lower Ordovician Catoche formation; implications for hydrocarbon exploration in western Newfoundland[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2012, 30(1): 161–173.
- [34] Budd D A. Cenozoic dolomites of carbonate islands; their attributes and origin[J]. *Earth-Science Reviews*, 1997, 42(1–2): 1–47.
- [35] Cai C, Franks S G, Aagaard P. Origin and migration of brines from Paleozoic strata in Central Tarim, China; constraints from $87Sr/86Sr$, δD , $\delta^{18}O$ and water chemistry[J]. *Applied Geochemistry*, 2001, 16(9): 1269–1284.
- [36] Hoefs J. Stable isotope geochemistry[M]. Springer, 2009.
- [37] Gregg J M, Sibley D F. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1984, 54(3): 908–931.
- [38] Sibley D F, Gregg J M. Classification of dolomite rock textures[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1987, 57(6): 967–975.
- [39] Shukla V. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture—discussion[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1986, 56: 733–734.
- [40] Jones B. Dolomite crystal architecture; genetic implications for the origin of the Tertiary dolostones of the Cayman Islands[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2005, 75(2): 177–189.
- [41] Wendte J, Qing H, Dravis J J, et al. High-temperature saline (thermo flux) dolomitization of Devonian Swan Hills platform and bank carbonates, Wild River area, west-central Alberta[J]. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 1998, 46(2): 210–265.
- [42] 李慧莉, 邱楠生, 金之钧, 等. 塔里木盆地的热史[J]. 石油与天然气地质, 2005, 40(5): 613–617.
- Li Huili, Qiu Nansheng, Jin Zhijun. Geothermal history of Tarim basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 2005, 40(5): 613–617.
- [43] Qing H, Mountjoy E. Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'île Barrier, Western Canada sedimentary basin[J]. *Geology*, 1992, 20(10): 903–906.
- [44] Qing H, Mountjoy E W. Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île barrier, Western Canada Sedimentary Basin[J]. *AAPG Bulletin*, 1994, 78(1): 55–77.
- [45] Ronchi P, Masetti D, Tassan S, et al. Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting: A hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian Southern Alps, Italy)[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2012, 29(1): 68–89.
- [46] Montanez I P. Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician, upper Knox carbonates: A record of the hydrodynamic evolution of the southern Appalachian Basin[J]. *AAPG Bulletin*, 1994, 78(8): 1210–1239.
- [47] 斯尚华, 陈红汉, 谭先锋, 等. 塔里木盆地麦盖提斜坡玉北地区奥陶系油气输导体系与成藏期[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2013, 38(6): 1271–1280.
- Si Shanghua, Chen Honghan, Tan Xianfeng, et al. Hydrocarbon accumulation period and its carrier systems in Ordovician reservoir of Yubei area, Markit slope Tarim Basin[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2013, 38(6): 1271–1280.