



华北地区奥陶系白云岩晶体结构特征及成因分析

向鹏飞^{1,2,3},汪新伟^{1,2},刘睿⁴,冯双奇³,杨志波³,季汉成³

(1. 中石化新星(北京)新能源研究院有限公司,北京 100083;2. 深层地热富集机理与高效开发全国重点实验室,北京 100083;3. 中国石油大学(北京)地球科学学院,北京 102249;4. 中煤水文局集团有限公司,河北 雄安新区 070001)

摘要 基于沉积背景,综合岩石学和XRD分析研究华北地区下、中奥陶统白云岩的类型及特征,探讨其成因,揭示奥陶系白云石化机理。研究表明:①根据白云石的晶体形态及晶粒大小,下奥陶统亮甲山组发育5类白云岩(LD1~LD5),中奥陶统马家沟组发育3类白云岩(MD1~MD3);②白云石晶体粒径越大,白云石化越强,有序度越高,晶胞参数 c 值越大,而晶格越无序,白云石结晶速度越快;③LD1和MD1形成于潮上带蒸发泵白云石化,LD2和MD2为回流渗透白云石化成因,LD3~LD5及MD3形成于不同阶段埋藏白云石化;④在沉积阶段,持续的海平面下降控制了亮甲山组白云岩的原始分布,而中奥陶世3个海退阶段是马家沟组白云岩的主要形成期,随后以埋藏白云石化为主。研究结果为深入理解华北奥陶系白云石化过程提供了新视角。

关键词 奥陶系;亮甲山组;马家沟组;白云石化;有序度;晶胞参数

中图分类号:P581 **DOI**:10.16152/j.cnki.xdxbzr.2025-05-017

Crystal structure characteristics and genesis analysis of Ordovician dolomite in North China

XIANG Pengfei^{1,2,3}, WANG Xinwei^{1,2}, LIU Rui⁴, FENG Shuangqi³,
YANG Zhibo³, JI Hancheng³

(1. Sinopec Star (Beijing) New Energy Research Institute Co., Ltd., Beijing 100083, China;

2. State Key Laboratory of Deep Geothermal Resources, Sinopec (Beijing) Research Institute of New Energy Technology Co., Ltd. Beijing 100083, China;

3. College of Geosciences, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China;

4. China Coal Hydrology Bureau Group Co., Ltd, Xiong'an New Area 070001, China)

Abstract Based on the sedimentary background, this study combines petrology and XRD analysis to investigate the types and characteristics of Ordovician dolomite in North China, and discusses their origins, revealing the dolomitization mechanisms of the Ordovician. The results show: ① According to the crystal morphology and grain size of dolomite, five types of dolomite (LD1 ~ LD5) have been identified in the Lower Ordovician Liangjiashan Formation, while three types of dolomite (MD1 ~ MD3) have been recognized in the Middle Ordovician Majiagou Formation; ② The larger the dolomite crystal grain size, the stronger the degree of dolomiti-

收稿日期:2024-12-01

基金项目:国家重大研发计划项目(2018YFC0604301,2019YFB1504101);中国石油化工集团有限公司研发项目(KLJP24028)。

第一作者:向鹏飞,男,博士,从事地热地质、储层地质研究,dec.30th@outlook.com。

通信作者:季汉成,男,教授,博士,从事岩石学、沉积学及储层地质学研究,jhch@cup.edu.cn。

zation and the higher the structural order. Meanwhile, a larger cell parameter ($c/\text{\AA}$) value suggests a more disordered lattice and a faster dolomite crystallization rate; ③ LD1 and MD1 formed through supratidal evaporative pump dolomitization, while LD2 and MD2 resulted from reflux dolomitization. LD3 through LD5, along with MD3, formed during various stages of burial dolomitization; ④ During the sedimentation stage, a continuous sea-level decline influenced the initial distribution of the Liangjiashan Formation dolomite. Additionally, three regression stages in the Middle Ordovician were the primary periods for the formation of the Majiagou Formation dolomite, which was subsequently altered primarily by burial dolomitization. This study provides a new perspective on the dolomitization process of the Ordovician in North China.

Keywords Ordovician; Liangjiashan Formation; Majiagou Formation; dolomitization; order degree; unit-cell parameter

在全球范围内,超过 60% 的油气产自不同深度和地质时期的碳酸盐岩储层^[1],其中大约 50% 的碳酸盐储层是白云岩^[2]。白云岩作为中国重要的油气储层之一,主要分布于四川盆地、塔里木盆地、鄂尔多斯盆地及渤海湾盆地,且几乎每个地质时代都有分布,尤其在下古生界中最为普遍^[3-4]。华北地台冀中坳陷的石油探明储量中,奥陶系白云岩和石灰岩占总探明储量的 10.6%。从 2016 年起,在冀中坳陷北部地区的奥陶系马家沟组白云岩及亮甲山组白云岩的勘探中取得重大的油气突破^[5],证实了华北地区奥陶系深部白云岩储层的勘探潜力。白云岩/白云石的成因对深入理解白云岩储层的形成至关重要,一直是全球学术界关注的前沿科学问题。针对华北地区奥陶系白云岩的研究,现有文献少且研究时间跨度大。学者对其成因的研究最早可追溯到 20 世纪 70 年代,以常规的岩石学特征+地球化学手段为主,共有原生成因、准同生白云石化、蒸发泵白云石化、回流渗透白云石化、混合水白云石化、埋藏白云石化及热液白云石化作用等 7 类不同的认识^[6-16],认识上亦存在较大的分歧。

从矿物学角度来讲,白云石属于三方晶系,六方晶胞体,具有化学计量的白云石分子式为 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$;有序度反映了白云石晶体中离子的排列有序情况,其晶胞参数(a 、 b 、 c)直接反应晶体的特征(理想白云石的晶胞参数 $a=b=4.8069\text{ \AA}$, $c=16.0034\text{ \AA}$,轴角 $\alpha=\beta=90^\circ$, $\gamma=120^\circ$ ^[17])。白云石的化学计量数(MgCO_3)和有序度可以反应白云石化流体的化学性质和温度^[18],这两个参数的变化与海水性质、海平面变化或者洋壳等全球性变化无明显关联,但通常随着埋藏的地质时间增长而增大,晶胞参数也趋于理想参数,指示了由于埋藏条件下矿物稳定化驱动的进一步重结

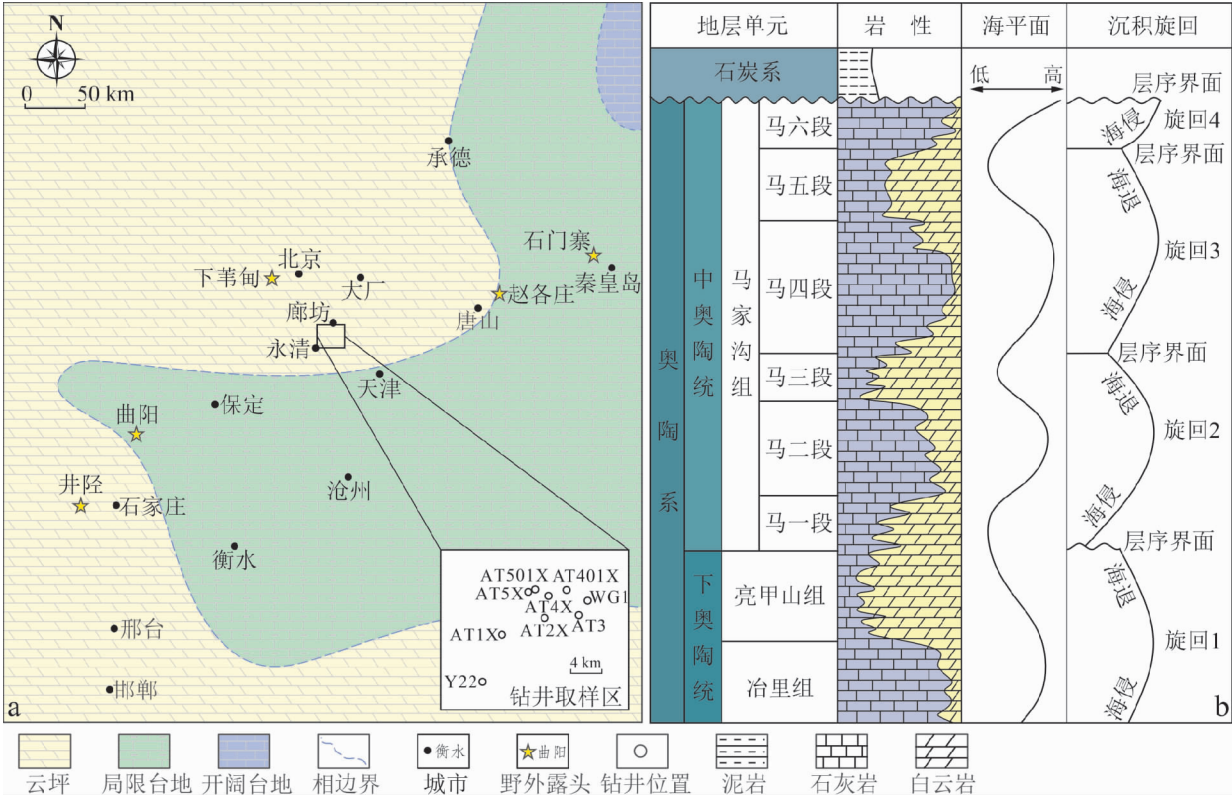
晶^[18-19]。不同温度、不同压力条件下的白云石化过程中,Fe、Sr 等大离子半径的微量元素的介入会导致晶胞参数发生显著变化,尤其是 c 值^[19]。因此,成岩环境中白云石化的时间、温度、流体性质等决定了白云石晶体的生长变化,从而形成不同的白云石形态^[20],进而构成不同的白云岩类型。综上所述,通过白云石晶体结构的研究可以推断白云石的形成环境、形成机理。雷怀彦等首次利用晶胞参数(a 、 c 值)和有序度来判别四川盆地白云岩的成因^[21];曾理等对川东地区不同时代白云石的有序度及化学计量数进行了对比研究,并分析了其成因^[22];张杰等综合白云石晶体结构的多个因素来研究其成因,包括有序度、晶胞参数、晶格条纹、晶格缺陷、晶面间距 5 个方面^[19]。随后,其他学者根据白云石的晶体结构参数对不同盆地、不同时代的白云岩成因进行了研究,例如羌塘盆地中侏罗统布曲组白云岩^[23],塔里木盆地地下奥陶统蓬莱坝组白云岩^[24]。本研究选取了奥陶系比较纯的结晶白云岩样品,从岩石学特征细分下奥陶统、中奥陶统白云岩的类型,结合白云石晶体的结构特征对奥陶系白云岩的成因进行探讨,以期为后续研究提供新思路。

1 地质背景

本研究的取样位置为河北—北京地区〔见图 1(a)〕,构造上属于华北地台冀中坳陷北部区域。冀中坳陷以太古宇—下元古界变质岩为基底,之上发育中新元古界、古生界、中生界和新生界沉积。其中,中元古界—奥陶系主要为海相碳酸盐岩沉积,因加里东构造运动抬升而缺失上奥陶统、志留系、泥盆系和下石炭统,上石炭统和二叠系分别为海陆交互相-陆相砂泥岩和煤沉积;中生界、

新生界分别以断陷、坳陷沉积的陆相碎屑岩为主^[25]。本研究的层位为奥陶系,由老至新包括下奥陶统冶里组(O_{1Y})和亮甲山组(O_{1L})、中奥陶统马家沟组(O_2m),其中马家沟组自下而上划分为马一段至马六段共 6 个段,其与上覆的石炭系呈不整合接触[见图 1(b)]。华北地台在奥陶纪为一宽广、水浅的陆表海^[26],下中奥陶统发育 3.5 个海侵—海退沉积旋回^[26-27]。下部旋回包括早奥陶世冶里组、亮甲山组,其中冶里组为海侵期,水体较深,以灰岩沉积为主;亮甲山组为海退期,在其沉积结束后,受怀远运动抬升的影响,遭受风

化剥蚀,形成了下、中奥陶统间的区域不整合面^[28]。中部旋回包括中奥陶世马家沟组马一至马三段,其中马一到马二段为海侵期,马三段为海退期;上部旋回是由海侵期的马四段和海退期的马五段组成;最上部的第四旋回仅保存马六段的海侵半旋回,沉积了一套灰岩,海退期因加里东构造运动抬升成陆,并遭受长期风化剥蚀,形成了奥陶系与石炭系间的区域不整合面^[26-27][见图 1(b)]。奥陶系岩性以灰岩为主,白云岩次之,灰岩段以冶里组及马二、四、六段为主,白云岩段以亮甲山组与马一、三、五段为主。



(a)亮甲山组沉积相图(修改自文献[29]) (b)奥陶系地层综合柱状图

图 1 研究区地质背景

Fig. 1 Geological background of the study area

2 实验样品及方法

2.1 样品选择及实验

本研究的岩石样品来源于奥陶系的钻井岩心及华北地区野外奥陶系露头[见图 1(a)],样品经过切割后磨制抛光成厚度 3 μm 的光学薄片,使用茜素红液染色 1/3 面积,以便直观地区分方解石和白云石^[30]。岩石薄片经过徕卡(Lecia)偏光显微镜观察后,结合阴极发光和扫描电镜特征,划分奥陶系的白云岩样品类型。其中:阴极发光

实验的仪器为 BII CLF - 1 CL 显微镜,束电压约为 15 kV,束电流约为 305 μA ;扫描电镜(SEM)仪器为 FEI Quanta 200F,工作电压为 0.2 ~ 30 kV,最大分辨率为 3.5 nm。在下奥陶统和中奥陶统样品中各挑选了 65 个和 75 个较纯的白云岩样品,将这些样品无污染粉碎至 74 μm 后,取粉末岩样 2 g 左右进行 X 衍射(XRD)分析实验。仪器为德国造 Bruker D2 PHASER 衍射仪,工作电流为 10 mA(30 kV)。使用 Cu $K\alpha$ 射线检测,2 θ 角度扫描范围为 4.5° ~ 50°,步长 0.02°连续扫描,每步扫描时间为 0.5 s,产生一系列特征峰用来半

定量检测样品中矿物的相对含量。以上实验分析均在中国石油大学(北京)实验室完成。

2.2 数据处理原理和方法

白云石晶体形态按照 Machel 总结归纳的划分标准进行划分^[20,31-32],分为平直晶面自形晶、平直晶面半自形晶、非平直晶面他形晶以及过渡类型(“平直晶面”在本文中简称“平面”)。根据岩石薄片、扫描电镜及阴极发光等观察,再结合白云石晶粒的尺寸(泥晶、粉晶、细晶、中晶、粗晶)和主要的晶粒分布,对研究区下、中奥陶统白云岩进行详细分类。

理想的白云石中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 $[\text{CO}_3]^{2-}$ 三种离子在晶格构成上完全有序排列,此时有序度为1;完全无序排列的晶体为0(见图2)。然而,自然界中绝大部分白云石并不是完美的,多呈部分有序,有序度在0到1变化。有序度是通过

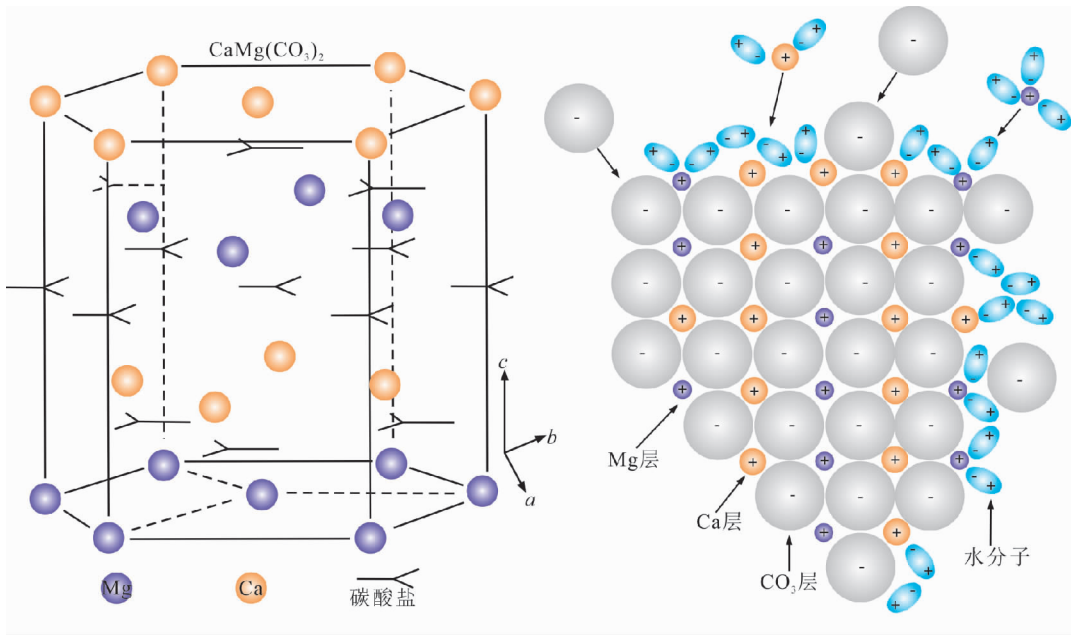
Füchtbauer 和 Goldschmidt 提出的白云石晶体(15)晶面反射($\text{CuK}\alpha 2\theta^\circ:353^\circ$)和(110)晶面反射($\text{CuK}\alpha 2\theta^\circ:373^\circ$)强度比值(δ)来反映^[33][如公式(1)所示]。同时,按照 Lummsden 和 Chimah-suky 提出的方法,分别计算 CaCO_3 的摩尔含量(mole %)[如公式(2)所示], MgCO_3 含量通过公式(3)计算,详见文献[33]。

$$\delta = I(015)/I(110) \tag{1}$$

$$N_{\text{CaCO}_3} = 333.33 \times d_{(104)} - 911.11 \tag{2}$$

$$N_{\text{MgCO}_3} = 100\% - N_{\text{CaCO}_3} \tag{3}$$

式(2)中: N 为摩尔分数含量(%), d 为(104)晶面簇的晶面间距,从XRD衍射图中(104)衍射峰的 2θ 值换算得出。本研究使用Jade 6.0软件处理X衍射图谱计算出白云石的有序度及化学计量数,并得到白云石晶体的晶胞参数。



(a)具化学计量的白云石理想结构

注:水分子优先键合微晶表面上的 Ca^{2+} 与 Mg^{2+} 。

(b)非理想状态的晶格

图2 白云石分子结构(修改自文献[34])

Fig.2 Molecular structure of dolomite

3 白云岩类型及特征

3.1 下奥陶统亮甲山组

下奥陶统亮甲山组结晶白云岩(Liangjiashan Dolomite, LD)被划分为5类:平面半自形—自形泥晶白云岩(LD1),平面自形—半自形粉晶白云岩(LD2),平面自形—半自形细晶白云岩(LD3),平面半自形—非平面他形粗—中晶白云岩

(LD4),平面半自形—非平面他形粗晶白云岩(LD5)。

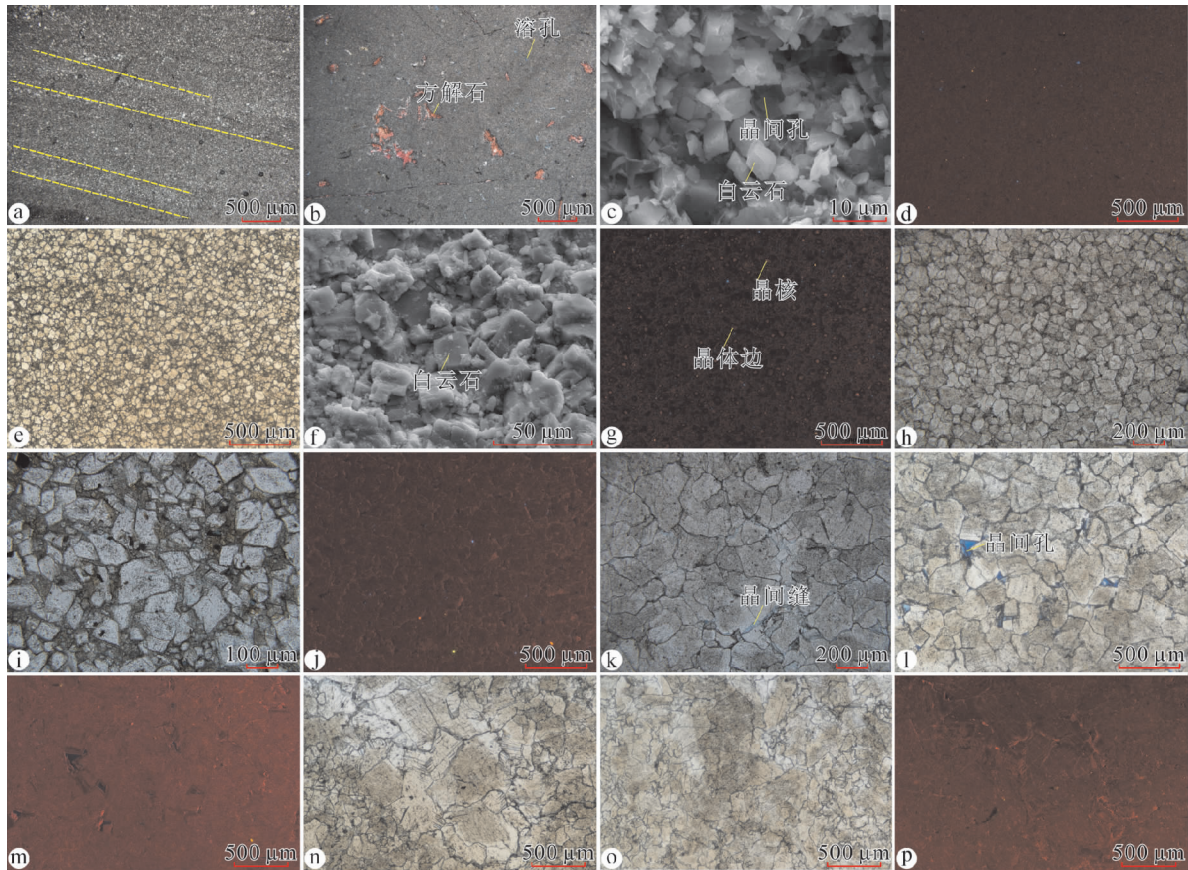
1)LD1由泥晶白云石组成($< 3 \mu\text{m}$),均质且致密,露头上厚度10~80 cm,发育水平纹层[见图3(a)],石膏晶体被选择性溶蚀后形成大小不等的膏溶孔(50~400 μm)[见图3(b)]。白云石晶体主要呈平面半自形到自形菱形,晶粒大小均匀,晶体间发育微米级晶间孔隙[见图3(c)],在阴极发光下呈暗红色或不发光[见图3(d)]。

2)LD2 由粉晶白云石构成(3 ~ 50 μm),大部分晶粒具有典型的“雾心亮边”特征[见图 3(e)],白云石晶体主要呈平面自形或半自形菱形,以半自形为主,晶粒大小均匀,发育晶间孔[见图 3(f)]。阴极发光整体上呈不发光或暗橘红色,具有“雾心亮边”的白云石晶核发光,比干净的晶体边缘更亮,核通常呈亮橘红(黄)色,边缘呈暗红色或不发光环带[见图 3(g)]。

3)LD3 主要以细晶白云石构成(50 ~ 250 μm),晶体呈平面自形或半自形菱形体,以半自形为主,晶面干净,晶粒大小较均匀,少量晶体呈镶嵌状,“雾心亮边”的白云石发育少[见图 3(h)];晶体间为泥粉晶白云石充填[见图 3(i)],在阴极发光下呈暗红色[见图 3(j)]。

4)LD4 以平面半自形中晶白云石为主(250 ~ 500 μm),包含少量的非平面他形粗晶白云石(500 ~ 1 000 μm)。白云石晶面较为干净,晶粒间接接触紧密[见图 3(k)],但仍发育少量的晶间孔[见图 3(l)]和一些晶面缝[见图 3(k)];阴极发光整体发暗红色光,在晶间孔附近的白云石晶体边缘与较大且干净的晶体边缘呈环带状发光,环带以“不发光—暗红色—不发光”为特征[见图 3(m)]。

5)LD5 主要由非平面他形的粗晶白云石构成(500 ~ 1 000 μm),相比前 4 种类型发育较差,白云石晶粒呈镶嵌状,粒径巨大,大小不一,基本不发育任何孔隙[见图 3(n)、(o)],阴极发光与 LD4 发光相似[见图 3(p)]。



平面半自形—自形泥晶白云岩(LD1):(a)发育水平胶结,单偏光,赵各庄;(b)发育方解石胶结的膏溶孔,单偏光,曲阳;(c)晶体大小均一,发育晶间孔,SEM,赵各庄;(d)阴极发光呈暗红色,单偏光,赵各庄。平面自形—半自形粉晶白云岩(LD2):(e)晶体自形较好,单偏光,石门寨;(f)呈自形的菱形晶体,SEM,井陘;(g)阴极发光呈不发光弱暗红色,单偏光,石门寨。平面自形—半自形细晶白云岩(LD3):(h)晶体干净且接触紧密,单偏光,石门寨;(i)晶体间充填污浊的白云石,单偏光,井陘;(j)暗红色阴极发光,单偏光,井陘。平面半自形—非平面他形粗晶白云岩(LD4):(k)发育晶间缝,单偏光,井陘;(l)发育晶间孔,单偏光,井陘;(m)暗红色阴极发光,单偏光,井陘。平面半自形—非平面他形粗晶白云岩(LD5):(n)晶体呈非平面他形,镶嵌状,单偏光,井陘;(o)非平面他形粗晶,单偏光,井陘;(p)暗红色阴极发光,干净且大的晶体边缘环带状发光,单偏光,井陘

图3 华北地区下奥陶统亮甲山组白云岩岩石学特征

Fig. 3 Petrologic characteristics of dolomites in the Lower Ordovician Liangjiashan Formation, North China

3.2 中奥陶统马家沟组

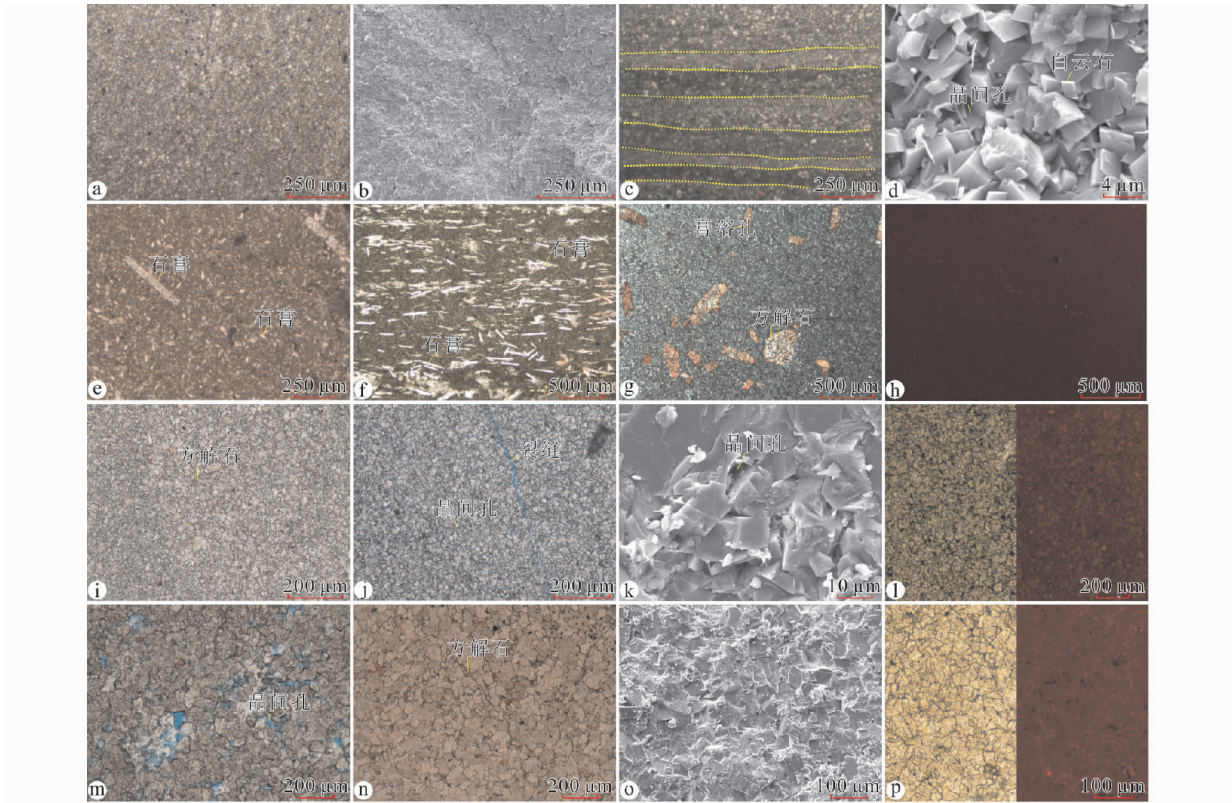
与亮甲山组相比,马家沟组中主要发育3种结晶白云岩类型(MajiagouDolomite, MD),分别为:平面半自形—非平面他形泥晶白云岩(MD1),平面半自形—自形泥粉晶白云岩(MD2),平面半自形—非平面他形粉细晶白云岩(MD3)。

1)MD1 由平面半自形—非平面他形泥晶白云石构成(<3 μm),质地致密[见图4(a)、(b)],发育泥质水平纹层[见图4(c)]、晶间微孔[见图4(d)],部分样品含有针状或板状石膏晶体[见图4(e)、(f)]、方解石胶结的石膏溶孔[见图4(g)],在阴极发光下表现出暗红色至不发光[见图4(h)]。

2)MD2 由平面半自形—平面自形的泥晶或

粉晶白云石不成比例地组成(3 ~ 50 μm)[见图4(i)],发育晶间孔隙或裂缝,部分被方解石充填[见图4(j)、(k)];一些粉晶白云石晶体具有“雾心亮边”的特征,污浊的晶核部分在阴极发光下呈现暗红色至红色,而干净的边缘则呈现相对较浅的红色发光[见图4(l)]。

3)MD3 主要由平面半自形—非平面他形粉晶—细晶白云石(50 ~ 250 μm)组成,粉晶白云石都具有明显的“雾心亮边”特征。另外,在该类白云岩中偶尔能观察到较大的晶间孔和溶蚀微孔[见图4(m)],大部分晶间孔被方解石胶结[见图4(n)],在SEM下孔隙较少[见图4(o)];其阴极发光与上述两类白云岩相似,但发光度相对更亮,显示出相对较亮的暗红色发光[见图4(p)]。



平面半自形—非平面他形泥晶白云岩(MD1):(a)晶粒小,均质且致密,单偏光,AT3井,4 807.78 m,马五段;(b)发育水平纹层,单偏光,WG4井,5 146 m,马四段;(c)SEM下均质致密,SEM,AT2X井,4 971.00 m,马五段;(d)SEM下的晶间孔,AT5X井5 381.9 m,马五段;(e)板状或米粒状石膏晶体,单偏光,AT4X井,5 233 m,马四段;(f)针状石膏晶体,单偏光,Y22井,3 140 m,马四段;(g)方解石胶结的石膏溶孔,单偏光,WG4井,5 403 m,马五段;(h)阴极发光呈弱暗红色,单偏光,WG1井,4 956.25 m,马四段。平面半自一到自形泥粉晶白云岩(MD2):(i)晶间孔发育,方解石胶结,单偏光,AT2X井,4 998 m,马五段;(j)发育裂缝及晶间孔,单偏光,AT4X井,4 945.00 m,马四段;(k)晶间孔发育,SEM,AT5X井,5 380.25 m,马五段;(l)阴极发光呈暗红色,单偏光,AT401X井,4 832.9 m,马五段。平面半自形—非平面他形粉细晶白云岩(MD3):(m)发育晶间孔及晶间溶孔,单偏光,AT501X井,4 949.0 m,马五段;(n)方解石胶结的晶间孔,单偏光,AT4X井,5 050.0 m,马四段;(o)晶体紧密接触,SEM,AT5X井,5 379.75 m,马五段;(p)阴极发光呈较亮的暗红色,单偏光,AT2X井,5 451.00 m,马二段

图4 华北中奥陶统马家沟组白云岩岩石学特征
Fig.4 Petrologic characteristics of dolomites in the Middle Ordovician Majiagou Formation, North China

4 实验结果与分析

4.1 实验结果

在下奥陶统亮甲山组白云岩中,LD1 的有序度为 0.63 ~ 0.91,平均值 0.72;LD2 的有序度为 0.49 ~ 0.90,平均值 0.69;LD3 的有序度为 0.49 ~ 0.94,平均值 0.74;LD4 的有序度为 0.71 ~ 0.89,平均值 0.79;两个 LD5 的有序度分别为 0.83 和 0.76〔见图 5(a)〕。在中奥陶统白云岩中,MD1 型的有序度 0.24 ~ 0.98,平均值 0.65;MD2 型的有序度 0.40 ~ 0.90,平均值 0.67;MD3 型的有序度 0.54 ~ 0.97,平均值 0.75〔见图 5(b)〕。

LD1 中白云石的晶胞参数 c 值为 15.971 0 ~ 16.042 6,平均值 15.998 3;LD2 的 c 值为 15.898 0 ~ 16.148 5,平均值 16.025 2;LD3 的 c 值为 15.904 5 ~ 16.090 1,平均值 16.016 1;LD4 的 c 值为 15.913 7 ~ 16.037 4,平均值 15.973 6;两个 LD5 晶胞参数 c 值分别为 15.968 6 和 15.987 7〔见图 5(c)〕。MD1 中白云石的晶胞参数 c 值为 15.952 3 ~ 16.054 8,平均值 16.005 4;MD2 的 c 值为 15.949 5 ~ 16.067 7,平均值 16.014 4;MD3 的 c 值为 16.006 7 ~ 16.041 1,平均值 16.018 1〔见图 5(d)〕。

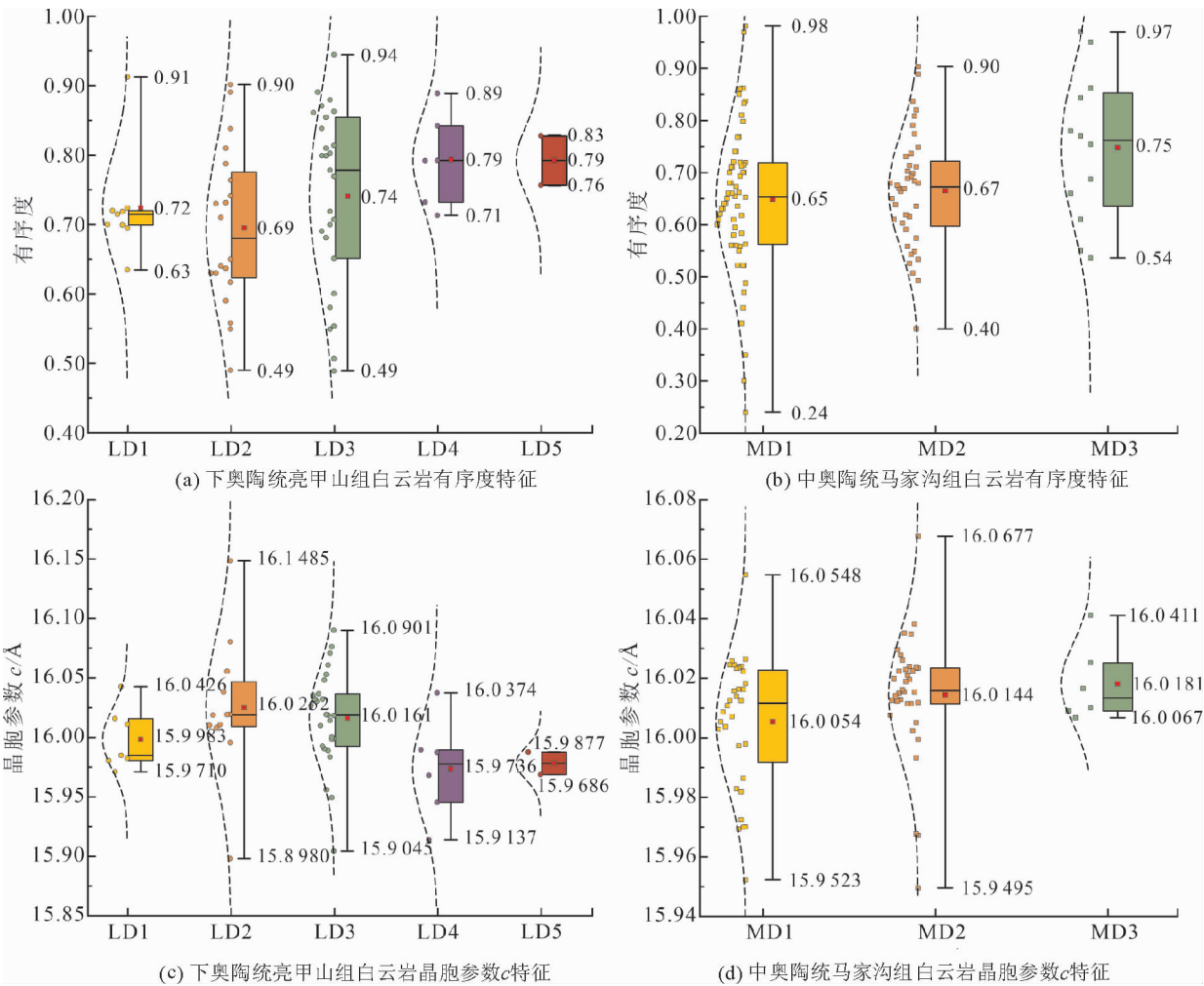


图 5 华北奥陶系白云岩有序度及晶胞参数统计
Fig. 5 Statistics of order degree and crystal cell parameters of the Ordovician dolomites, North China

4.2 有序度分析

在下奥陶统亮甲山组白云岩中,作为晶粒最小的 LD1,有序度与其他类型相差不大,岩性特征也显示该类型的白云石呈较好的自形晶。但是,

总体上讲,从 LD1 到 LD4 和 LD5,有序度的主要分布区间逐渐变大,平均值也逐渐变高,说明白云石化程度越强,白云石晶体变得越有序。LD1 到 LD5 的有序度随着 CaCO_3 的摩尔百分比质量分

数的增大,都具变小的趋势[见图 6(a)],且整体随着白云石质量分数增大而增大[见图 6(b)],说明下奥陶统白云岩的有序度变化与白云石化程度相关。中奥陶统马家沟组白云岩的有序度有一定的随着白云石晶粒变大而增大的趋势,MD1 和

MD2 的有序度主要分布区间相似。从 MD1 到 MD3,其有序度随着 CaCO_3 摩尔百分比质量分数的增大而略呈降低趋势[见图 6(c)],但与白云石含量无显著的关系[见图 6(d)]。

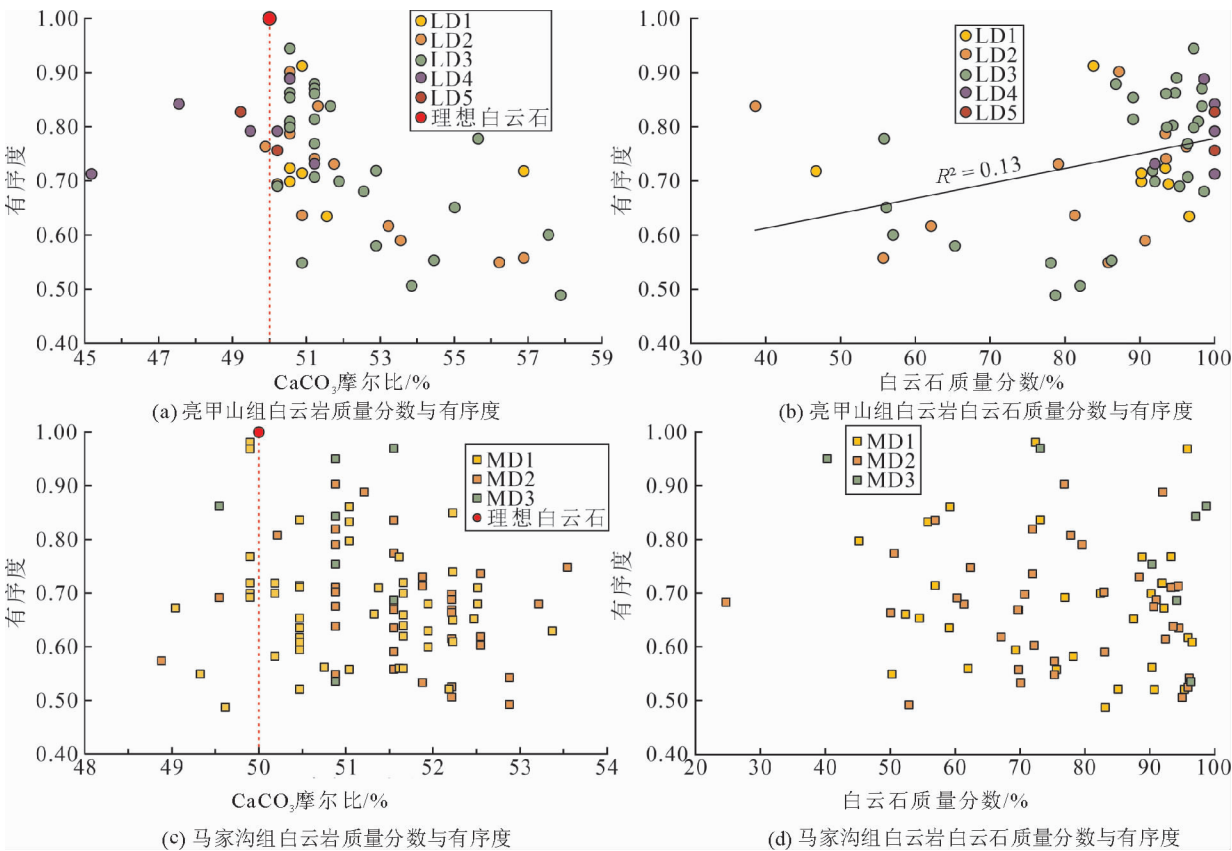


图 6 华北奥陶系白云岩有序度分析

Fig. 6 Order degree analysis of the Ordovician dolomites, North China

4.3 晶胞参数分析

下奥陶统亮甲山组白云岩中,从 LD1 到 LD5,平均晶胞参数 c 值分布有逐渐变大再变小的特征。晶胞参数 c 与 a 值具有强烈的正相关关系,从 LD1 到 LD4,正相关拟合度 (R^2) 分别为 0.86、0.70、0.74、0.96[见图 7(a)]。所有的 LD5 和大部分 LD4 的 c 与 a 值都小于理想白云石的值,而大部分 LD1 到 LD3 的 c 与 a 值都高于理想白云石,指示了晶胞参数小于理想值则白云石结晶更彻底,反之则结晶时间短,白云石晶体粒度小。LD1、LD2、LD3、LD5 的晶胞参数 c 值与其有序度呈一定的负相关关系,在 LD4 型中也具有微弱的负相关关系,说明晶胞参数 c 值越大,晶格越无序,白云石结晶速度越快[见图 7(b)]。在中

奥陶统马家沟组中,MD1 分布范围较大,其次为 MD3,从 MD1 到 MD3,平均的晶胞参数 c 值具有逐渐变大的趋势[见图 7(c)]。MD1 和 MD2 的晶胞参数 a 与 c 值具有明显的正相关性,相关拟合度 (R^2) 分别为 0.68 和 0.57,但在 MD3 中却呈负相关性,拟合度 $R^2 = 0.73$ [见图 7(c)]。另外,MD1 到 MD3 型的晶胞参数 c 值与其有序度都呈负相关关系,相关性不明显,拟合度 R^2 分别为 0.05、0.07 和 0.10[见图 7(d)]。与下奥陶统白云岩相比,以上特征可能是由 MD1 到 MD3 型经历了快速结晶且重结晶程度低所致,在不同的埋藏史下,温度、压力、流体性质间的差异性造成白云石结晶的过程不同。

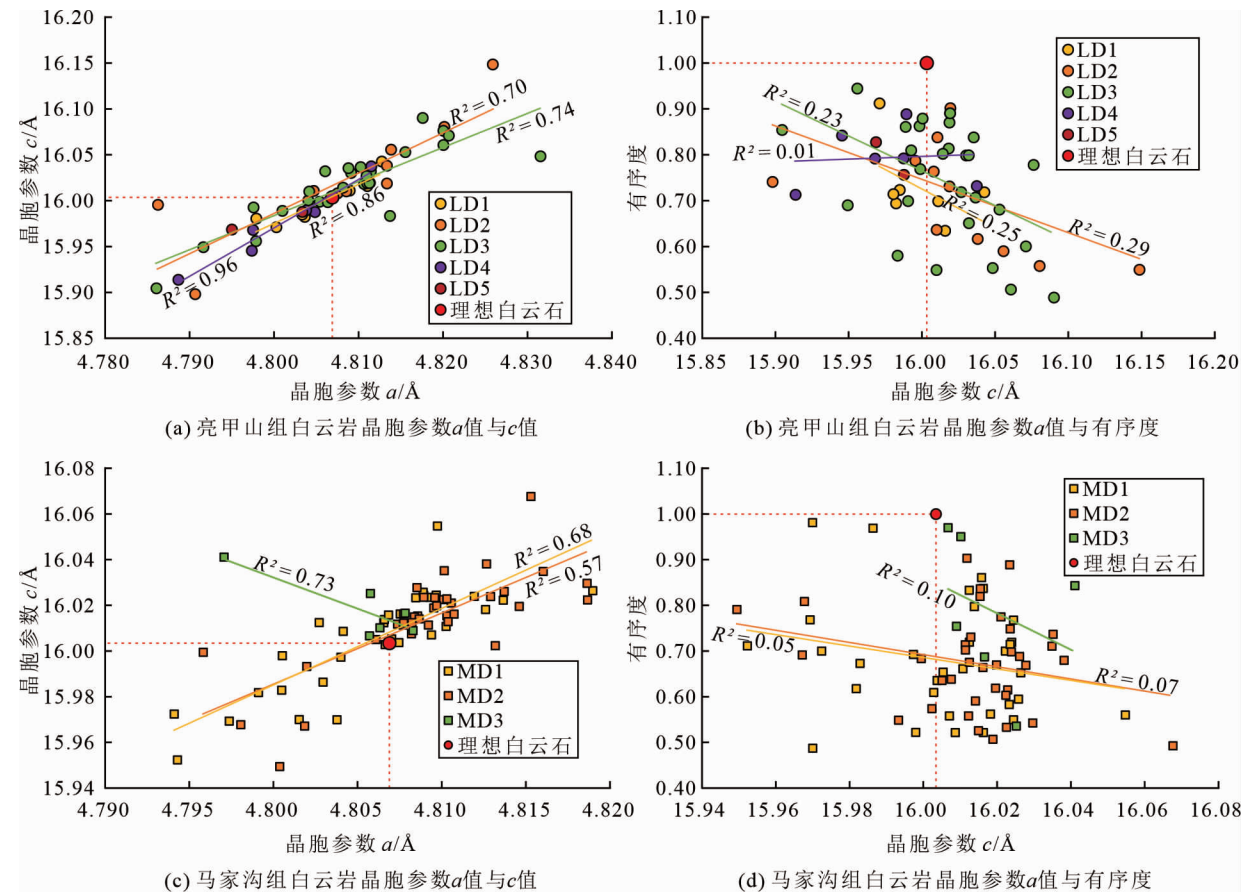


图 7 华北区奥陶系白云岩晶体数据分析

Fig. 7 Crystal cell parameters analysis of the Ordovician dolomites, North China

5 奥陶系白云岩晶体结构的差异及成因

5.1 白云石化成因

一般情况下,准同生白云石的有序度最低(因为快速生长的白云石晶体的阻挡作用,导致 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的排列不规则),而埋藏成因的白云石有序度最高^[22]。据统计,局限环境中形成的白云石(如局限潟湖、潮间潮上带)比开放的沉积环境(如潮下带)更具化学计量(见图 8)^[18]。因此,在稳定的沉积环境中白云石结晶速度慢,有序度高;而变化的环境中,白云石结晶速度快,有序度低。从岩石学角度讲,不同的白云石晶体形态结构能直接反映其形成的古环境信息,形成平面和非平面晶体的温度界线在 $50 \sim 60\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[20, 32]。典型实例为鞍状白云石,常作为热液流体作用的标志^[35]。白云石晶体越大,晶面越不平直,自形形

态越差,其形成的成岩环境温度越高,埋藏深度越大,导致晶体的有序度变高和晶胞参数 c 值的变化。同时,阴极发光颜色受 Fe 、 Mn 含量的控制, Mn^{2+} 是阴极发光活化剂,而 Fe^{2+} 是猝灭剂^[36]。在埋藏的还原环境中, Fe 和 Mn 常以 Fe^{2+} 及 Mn^{2+} 的形式存在,较容易进入白云石晶格,因此,这种条件下阴极发光呈暗色或不发光;在氧化环境中反之。研究区内,下中奥陶统中,白云岩呈不发光到暗红色发光,指示了不同程度的还原成岩环境。综合奥陶系白云岩的岩石学及晶体参数特征,认为下中奥陶统白云岩形成于潮上带蒸发泵白云石化、回流渗透白云石化及埋藏白云石化。

5.1.1 潮上带蒸发泵白云石化

LD1 和 MD1 白云岩(D1)都主要由泥晶白云石构成,两类都质地致密,常见纹层状结构,部分含有石膏晶体或充填方解石的石膏溶蚀孔,阴极发光较弱,表现出不发光至暗红色,区别在于前者中的白云石自形程度更好〔见图 3(a)~(d);图 4

(a) ~ (h)]。石膏的存在指示了炎热气候下的干旱蒸发作用,阴极发光暗说明成岩环境还原条件弱, Mn^{2+} 来不及进入晶体晶格就已经结晶。相比其他类型,LD1 与 MD1 型中,白云石的晶体有序度都最低,晶胞参数 c 值也较低(见图 5),说明它们形成于高 Mg^{2+} 的流体或高 Mg/Ca 比值的卤水,导致松散的碳酸盐沉积物迅速白云石化,其一般由潮上带平面蒸发抽吸效应引起^[37]。因此,此类白云岩形成于(准)同生沉积期蒸发条件下的近地表海洋环境,即潮上带蒸发泵白云石化。在周期性的潮汐作用中,海水间断性补给到潮上带,炎热的气候条件下,细管蒸发作用使得补给的海

水不断浓缩,导致 Mg/Ca 值相对增高,形成了海源性卤水,由此引起了石膏、白云石泥的快速沉淀结晶。当固结成岩后,偶发的短期大气淡水选择性地溶蚀掉石膏晶体,形成膏模孔,后被淡水方解石胶结。虽然两者都是快速结晶而成,但 LD1 相比 MD1 更有序,且白云石晶体形态更自形,推测是由于加里东运动导致的长期大气淡水成岩环境使孔隙中残余流体中的 Mg^{2+} 浓度降低,早期形成的 MD1 无法再次结晶生长而导致有序度低,晶形差;下奥陶统时期,白云石化流体更充足且埋藏时间更长,LD1 能结晶生长形成自形程度更好的白云石,且晶体结构更有序。

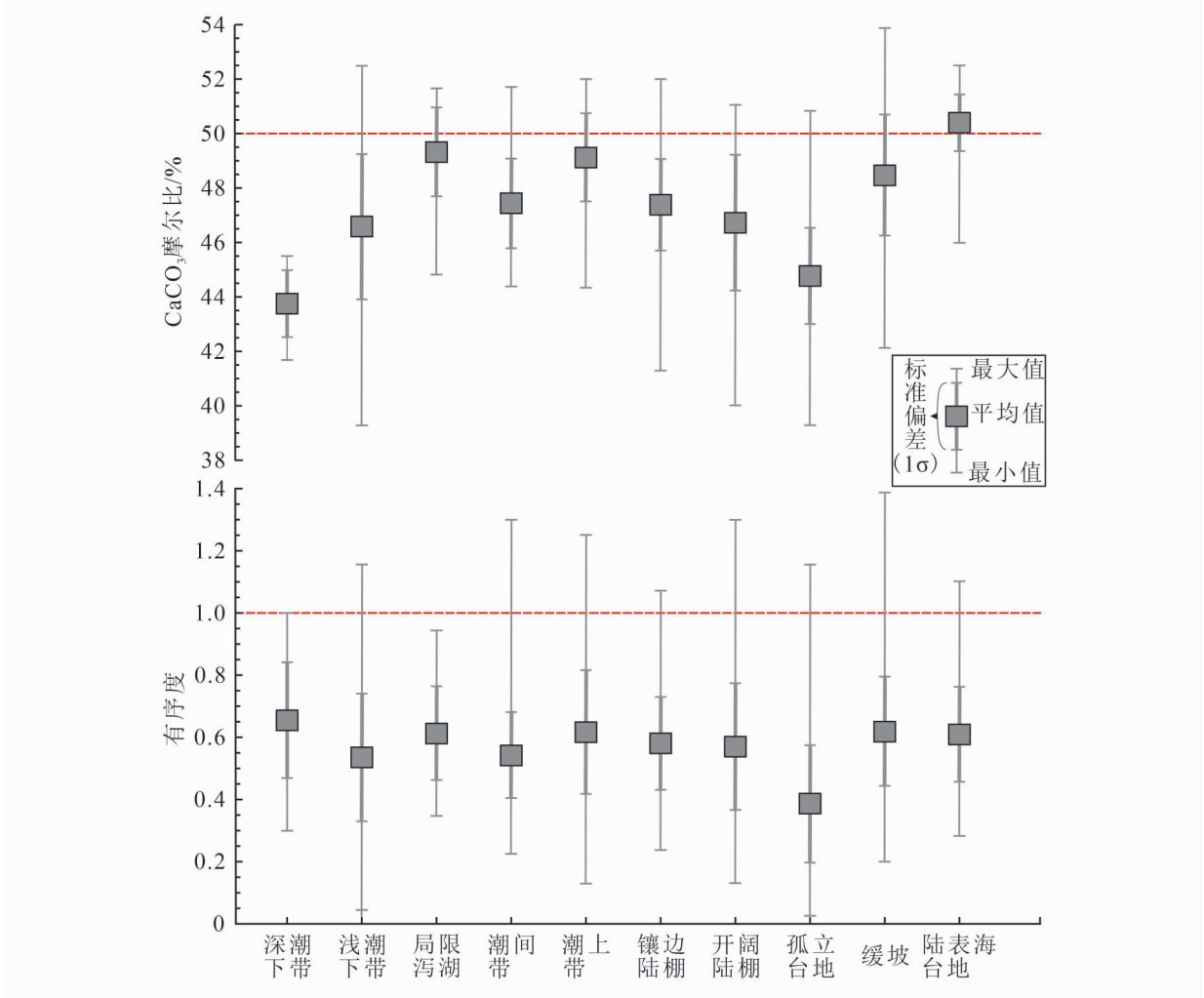


图 8 不同环境中白云石化学计量及有序度分布范围(据文献[18]修改)

Fig. 8 Range of dolomite stoichiometry and order degree in different environments

5.1.2 回流渗透白云石化

LD2 相比 MD2 以粉晶白云石为主(D2),两者中大部分白云石都有“雾心亮边”特征,阴极发光整体上呈暗红不发色或暗橘红色,晶核发光比干净的晶体边缘更亮[见图 3(e) ~ (g);图 4(i)

~ (1)]。白云石晶体有序度中等,晶胞参数 c 平均值分别为 16.025 2、16.014 4(见图 5)。相比 D1 白云岩,其白云石结晶有序度稍高,在早期的 D1 白云石上经过一定程度的再结晶形成“雾心亮边”,形成于相对更还原、温度稍高的环境,推断

为回流渗透白云石化作用形成。在准同生阶段,沉积物保留了大量有效的孔隙,潮上带持续的毛细管作用产生泵吸作用,在流体密度差及重力驱动下,泵吸使得海水通过沉积物孔隙向潮上带下部至侧翼回流,建立新的水岩交互化学平衡。因此,来自潮上带的高盐度卤水与回流的海水共同为下伏沉积物提供 Mg^{2+} ,促使进一步白云石化,形成 LD2 及 MD2 白云石。渗透回流过程会耗掉一部分流体中的 Mg^{2+} ,从而导致此类白云岩比 D1 交代速度慢,晶体形态好,有序度更高。

5.1.3 埋藏白云石化

从 D3(LD3、MD3)到 LD4、LD5 白云岩,白云石晶体粒径逐渐变大(分别以细晶、中晶、粗晶为主),晶体表面也变得更干净。阴极发光主要为暗红色光,有序度逐渐变高;D3 的晶胞参数 c 值相比前两类更大,但 LD4 到 LD5 的晶胞参数 c 值变小(见图 5)。上述特征说明 D3 白云岩经历了进一步重结晶,结晶温度进一步升高,白云石变得更有序,形成于更高的温度、更还原的环境,推断为浅至中埋藏环境中白云石化作用而形成。LD3 的白云石化流体为怀远运动后,大气淡水与亮甲山组岩石中孔隙残留的海水混合而成;而 MD3 的白云石化流体则为石炭—二叠纪海水与地层中的残余海水的混合物。上覆地层沉积导致埋藏过程中温度和压力逐步升高,使先存的白云石再结晶形成 MD3 型白云岩,所以部分白云石保留了“雾心亮边”特征。相比 D3,LD4 和 LD5 则形成于深度进一步增大、温度更高、还原条件更强的环境,白云石化流体为地层孔隙中早期残留的白云石化流体。由于逐渐埋深导致温度、压力升高,地层孔隙流体中的 Mg^{2+} 不断取代先前白云石晶格中的 Ca^{2+} ,使得白云石晶体结构不断调整,晶体粒径越来越大,有序度不断提高^[22]。

5.2 奥陶系白云石化机理

根据上述 3 类白云石的成因,结合沉积构造背景建立了研究区奥陶系白云石化机理(见图 9)。早奥陶世,区内基本继承了晚寒武世的古地理背景,垂向上发育一个海进—海退沉积旋回。冶里期,沉积水体较深,基本无富含高 Mg^{2+} 流体或海源性卤水的存在,岩性以灰泥灰岩为主;亮甲山期,怀远运动导致华北地台的海平面不断下降,水体变浅,为白云岩的形成提供了条件。在低海平面条件下,在暴露出海面的松散沉积物中,由于

蒸发导致的毛细管浓缩作用,形成高 Mg/Ca 值的海源性卤水,在潮上带区域形成准同生期蒸发泵泥晶白云岩(LD1)。同时,由于渗透回流作用,潮上带富 Mg^{2+} 的卤水与海水在潮上带下部至潮间带混合,这一区域的沉积物发生回流渗透白云石化,形成 LD2 白云岩。当海平面继续下降后,海岸线向盆内迁移,潮汐作用能波及到的潮上带区域向海迁移,因此,新一期的 LD1 及 LD2 白云岩分布也向盆内迁移;整个亮甲山期多次海平面下降后,形成了大面积的早期 LD1 及 LD2 白云岩[见图 9(a)]。因此,海平面变化驱动了亮甲山期 LD1 和 LD2 的原始分布。亮甲山组沉积后,由于怀远构造运动的影响,在短暂的沉积间断后进入中奥陶统沉积时期。马家沟早期的海水向亮甲山地层中渗透,向未胶结的孔隙中补充大量 Mg^{2+} ,亮甲山组逐渐进入埋藏环境。在埋藏条件下,温度升高,有利于克服分子动力学障碍并且使得 Mg/Ca 比值升高,促进白云石化作用继续进行;即使比较低的 Mg/Ca 比值下,温度升高也会形成白云石^[38]。在中生代之前,亮甲山组处于长时间的埋藏,在足够的富 Mg^{2+} 流体作用下,白云石化形成不同程度的 LD3、LD4 和 LD5 白云岩,其中以 LD3 为主。综上所述,亮甲山白云岩垂向及平面广泛分布是持续多期次海平面下降及埋藏后 Mg^{2+} 的大量补给下,白云石化的结果[见图 9(b)]。

中奥陶世,华北地台经历了 3 个明显的海侵—海退沉积旋回^[26-27]。在马一期、马三期、马五期海平面下降时,相对较高的地形以潮坪沉积为主,形成潮间带至潮上带沉积,通过蒸发泵作用及渗透回流作用分别形成 MD1 和 MD2 型白云岩;而马二期、马四期、马六期海侵,各自形成大套灰岩层[见图 9(b)]。因此,频繁的海平面升降沉积旋回控制了马家沟组 MD1 型和 MD2 型白云岩的形成。3 次大规模海侵—海退沉积后,形成了早期的沉积样式,随后加里东运动的抬升使得奥陶系顶部经历长期大气淡水的溶蚀作用。二叠纪—石炭纪海陆过渡沉积期,奥陶系逐渐被埋藏,形成高温封闭成岩体系。早期形成的白云岩开始经历大规模的埋藏白云石化,部分 MD1 及 MD2 白云岩在白云石化流体作用下,逐渐形成了晶体更大的 MD3 白云岩[见图 9(c)]。

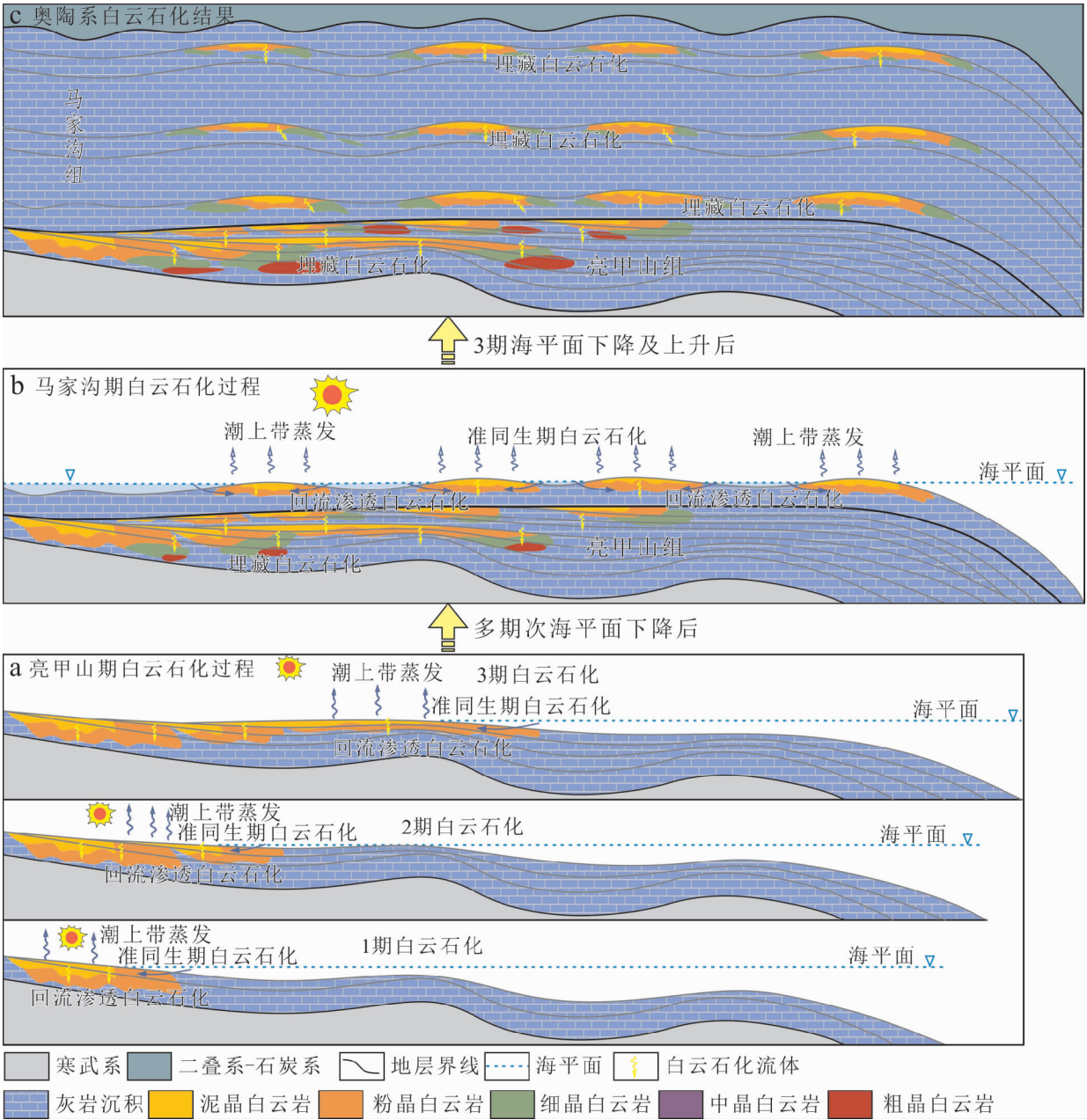


图 9 华北奥陶系白云石化机理

Fig. 9 Dolomitization mechanism of Ordovician dolomites in North China

6 结论

1) 根据研究区奥陶系结晶白云岩的晶体结构及晶粒大小, 将下奥陶统亮甲山组白云岩划分为 5 类, 中奥陶统马家沟组划分为 3 类。其中, 亮甲山组白云岩包括: 平面半自形—自形泥晶白云岩 (LD1), 均质、有纹层且含有膏溶孔; 平面自形—半自形粉晶白云岩 (LD2); 平面自形—半自形细晶白云岩 (LD3); 平面半自形—非平面他形粗中晶白云岩 (LD4), 非平面他形粗晶白云岩

(LD5)。马家沟组白云岩包括: 平面半自形—非平面他形泥晶白云岩 (MD1), 与 LD1 相似; 平面半自形—自形泥粉晶白云岩 (MD2), 平面半自形—非平面他形粉细晶白云岩 (MD3)。

2) 从 LD1 ~ LD5 及 MD1 ~ MD3, 白云石晶体粒径变大, 有序度逐渐升高, 晶胞参数 c 值先升高再降低, 说明随着白云石化加强, 晶体越有序, 晶胞参数 c 变化与埋藏环境亦有关。综合岩石学特征推断, D1 白云岩 (LD1、MD1) 形成于 (准) 同生沉积期蒸发条件下的近地表环境, 即潮上带准同生白云石化, 即蒸发泵模式; 白云石化流体为潮上

带蒸发作用下形成的高 Mg/Ca 卤水。D2 白云岩(LD2、MD2)形成于同生期回流渗透白云石化,白云石化流体为潮上带卤水与回流海水的混合,分布于潮间带。D3 白云岩(LD3、MD3)形成于早期成岩阶段在浅至中埋藏环境中的白云石化,白云石化流体为沉积间断后新一期的海水与地层中残留孔隙水的混合。因此,形成 LD3 的流体可能为马家沟期的海水与孔隙残留水混合,而 MD3 中的流体则是石炭—二叠纪海水与孔隙残留水的混合。LD4 与 LD5 型在 D3 型的基础上进一步发生埋藏白云石化重结晶而形成。

3)在沉积构造背景上,根据 3 类白云石化的成因,综合建立了研究区奥陶系白云石化的机理:在沉积阶段,持续海平面下降控制了奥陶统亮甲山组白云岩的初始分布,三期海退阶段是马家沟组白云岩形成和分布主因;后期埋藏作用使得早期白云岩不断重结晶形成晶粒更大的类型。

参考文献

- [1] BAGRINTSEVA K I. Carbonate reservoir rocks[M]. New Jersey: Wiley, 2015.
- [2] ZENGER D H, DUNHAM J B, ETHINGTON R L. Concepts and models of dolomitization[M]. Oklahoma: SEPM Society for Sedimentary Geology, 1980.
- [3] 马永生,何登发,蔡勋育,等. 中国海相碳酸盐岩的分布及油气地质基础问题[J]. 岩石学报, 2017, 33(4): 1007-1020.
MA Y S, HE D F, CAI X Y, et al. Distribution and fundamental science questions for petroleum geology of marine carbonate in China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2017, 33(4): 1007-1020.
- [4] 何治亮,马永生,张军涛,等. 中国的白云岩与白云岩储层: 分布、成因与控制因素[J]. 石油与天然气地质, 2020, 41(1): 1-14.
HE Z L, MA Y S, ZHANG J T, et al. Distribution, genetic mechanism and control factors of dolomite and dolomite reservoirs in China[J]. Oil & Gas Geology, 2020, 41(1): 1-14.
- [5] 杜金虎,何海清,赵贤正,等. 渤海湾盆地廊固凹陷杨税务超深超高温奥陶系潜山油气勘探重大突破实践与启示[J]. 中国石油勘探, 2017, 22(2): 1-12.
DU J H, HE H Q, ZHAO X Z, et al. Significant exploration breakthrough in Yangshuiwu ultra-deep and ultra-high temperature Ordovician buried-hill in Langgu Sag, Bohai Bay Basin[J]. China Petroleum Exploration, 2017, 22(2): 1-12.
- [6] 冯增昭. 华北下奥陶统岩相古地理新探[J]. 华东石油学院学报, 1977(3): 60-82.
FENG Z Z. New exploration of lithofacies paleogeography of the Lower Ordovician in North China[J]. Journal of China University of Petroleum, 1977(3): 60-82.
- [7] 管守锐. 华北北部下古生界沉积相发育特征[J]. 华东石油学院学报, 1977(3): 36-56.
GUAN S R. Development characteristics of Lower Paleozoic sedimentary facies in northern North China[J]. Journal of China University of Petroleum, 1977(3): 36-56.
- [8] 倪丙荣,狄明信. 华北下古生界若干问题的探讨[J]. 华东石油学院学报, 1977(3): 1-35.
NI B R, DI M X. Discussion on some problems of Lower Paleozoic in North China[J]. Journal of China University of Petroleum, 1977(3): 1-35.
- [9] 王英华. 华北地台早古生代碳酸盐岩岩石学[M]. 北京: 地震出版社, 1989.
- [10] 徐辉. 华北地区下古生界白云岩类型与储集性[J]. 石油实验地质, 1992, 14(1): 68-77.
XU H. Type and reservoir petrography of the Lower Proterozoic dolostones in the North China[J]. Experimental Petroleum Geology, 1992, 14(1): 68-77.
- [11] FENG Z Z, JIN Z K. Types and origin of dolostones in the Lower Palaeozoic of the North China Platform[J]. Sedimentary Geology, 1994, 93(3/4): 279-290.
- [12] 刘波,王英华,钱祥麟. 华北奥陶系两个不整合面的成因与相关区域性储层预测[J]. 沉积学报, 1997, 15(1): 26-31.
LIU B, WANG Y H, QIAN X L. The two Ordovician unconformities in N. China: Their origins and related regional reservoirs prediction[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1997, 15(1): 26-31, 37.
- [13] 杨振鸿. 唐山及邻区下奥陶统碳酸盐岩微相分析: 白云石化特征和碳氧同位素研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2013.
- [14] 薛辉. 廊固凹陷马家沟组潜山白云岩储层特征及成因[J]. 断块油气田, 2018, 25(5): 573-578.
XUE H. Characteristics and genesis of buried-hill dolomite reservoir in Majiagou Formation, Langgu Depression[J]. Fault-Block Oil & Gas Field, 2018, 25(5): 573-578.
- [15] 崔永谦,汪建国,田建章,等. 华北地台中北部寒武系—奥陶系白云岩储层特征及主控因素[J]. 石油学报, 2018, 39(8): 890-901.
CUI Y Q, WANG J G, TIAN J Z, et al. Reservoir

- characteristics and main controlling factors of Cambrian-Ordovician dolomite in the northeastern part of North China Platform [J]. *Acta Petrolei Sinica*, 2018, 39(8): 890-901.
- [16] 闫伟,金振奎,姚梦竹,等. 冀中坳陷下古生界热液白云岩的识别和形成机制[J]. *石油科学通报*, 2018, 3(4): 376-389.
- YAN W, JIN Z K, YAO M Z, et al. Identification and formation mechanisms of hydrothermal dolomite in the Lower Paleozoic, Jizhong Depression[J]. *Petroleum Science Bulletin*, 2018, 3(4): 376-389.
- [17] 刘集银,王自友. 白云石的晶体结构特征和X-射线研究[J]. *矿物岩石*, 1988, 7(1): 28-33.
- LIU J Y, WANG Z Y. Crystal structure characterization and X-ray study of dolomite [J]. *Minerals and Rocks*, 1988, 7(1): 28-33.
- [18] MANCHE C J, KACZMAREK S E. A global study of dolomite stoichiometry and cation ordering through the Phanerozoic [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2021, 91(5): 520-546.
- [19] 张杰,寿建峰,张天付,等. 白云石成因研究新方法:白云石晶体结构分析[J]. *沉积学报*, 2014, 32(3): 550-559.
- ZHANG J, SHOU J F, ZHANG T F, et al. New approach on the study of dolomite origin: The crystal structure analysis of dolomite [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2014, 32(3): 550-559.
- [20] SIBLEY D F, GREGG J M. Classification of dolomite rock textures [J]. *Journal of Sedimentary petrology*, 1987, 57(6): 967-975.
- [21] 雷怀彦,朱莲芳. 四川盆地震旦系白云岩成因研究[J]. *沉积学报*, 1992, 10(2): 69-78.
- LEI H Y, ZHU L F. Study of origin of the sinian algal and nonalgal dolomitites in Sichuan Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1992, 10(2): 69-78.
- [22] 曾理,万茂霞,彭英. 白云石有序度及其在石油地质中的应用[J]. *天然气勘探与开发*, 2004, 27(4): 64-66.
- ZENG L, WAN M X, PENG Y. Dolomite sequentiality and its application to petroleum geology [J]. *Natural Gas Exploration and Development*, 2004, 27(4): 64-66.
- [23] 万友利,赵瞻,胡志中,等. 羌塘盆地中侏罗统布曲组白云岩有序度与晶胞参数的影响因素及地质意义[J]. *沉积与特提斯地质*, 2021, 41(4): 512-523.
- WAN Y L, ZHAO Z, HU Z Z, et al. Controlling factors and their geological significances of order degrees and unit-cell parameters of dolomites in the Middle Jurassic Buqu Formation in Qiangtang Basin [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 2021, 41(4): 512-523.
- [24] 王泽宇,乔占峰,寿芳漪,等. 塔里木盆地永安坝剖面蓬莱坝组白云岩成因与形成过程:来自有序度和晶胞参数的证据[J]. *天然气地球科学*, 2020, 31(5): 602-611.
- WANG Z Y, QIAO Z F, SHOU F Y, et al. Origin and formation mechanism of dolomite in Penglaiba Formation of Yonganba outcrop, Tarim Basin: Evidence from ordering degree and unit cell parameters [J]. *Natural Gas Geoscience*, 2020, 31(5): 602-611.
- [25] 马锋,杨柳明,顾家裕,等. 世界白云岩油气田勘探综述[J]. *沉积学报*, 2011, 29(5): 1010-1021.
- MA F, YANG L M, GU J Y, et al. The summary on exploration of the dolomite oilfields in the world [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2011, 29(5): 1010-1021.
- [26] 冯增昭. 碳酸盐岩岩相古地理学[M]. 北京:石油工业出版社, 1989.
- [27] MENG X H, GE M, TUCKER M E. Sequence stratigraphy, sea-level changes and depositional systems in the Cambro-Ordovician of the North China carbonate platform[J]. *Sedimentary Geology*, 1997, 114(1/2/3/4): 189-222.
- [28] 杨承运. 碳酸盐岩实用分类及微相分析[M]. 北京:北京大学出版社, 1988.
- [29] 林玉祥,赵承锦,朱传真,等. 华北地台东部早奥陶世岩相古地理特征[J]. *地球科学与环境学报*, 2015, 37(6): 1-9.
- LIN Y X, ZHAO C J, ZHU C Z, et al. Lithfacies paleogeography characteristics of Early Ordovician in the eastern part of North China Platform [J]. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 2015, 37(6): 1-9.
- [30] FRIEDMAN G M. Identification of carbonate minerals by staining methods[J]. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 1959, 29(1): 87-97.
- [31] MACHEL H G. Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal [J]. *Geological Society Special Publication*, 2004, 235(1): 7-63.
- [32] GREGG J M, SIBLEY D F. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1984, 54(3): 908-931.
- [33] 黄思静. 碳酸盐岩实验室研究方法(一)[J]. *矿物岩石*, 1990, 30(1): 114-117.
- HUANG S J. Laboratory research methods of carbonate rock (one)[J]. *Minerals and Rocks*, 1990, 30(1): 114-117.

114-117.

[34] LIPPMANN F. Sedimentary carbonate minerals[M]. Berlin & Helderberg: Springer, 1973.

[35] DAVIES G R, SMITH L B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview[J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(11): 1641-1690.

[36] PIERSON B J. The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese[J]. Sedimentology, 1981, 28(5): 601-610.

[37] HSÜ K J, SCHNEIDER J. Progress report on dolomitization-hydrology of Abu Dhabi sabkhas, Arabian Gulf[M]. Berlin & Heidelberg: Springer, 1973.

[38] HARDIE L A. Dolomitization: A critical view of some current views[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1987, 57(1): 166-183.

(编 辑 雷雁林)