

深埋条件下微生物碳酸盐岩成岩作用与孔隙演化

——以四川盆地西部中三叠统雷口坡组为例

钱一雄¹, 武恒志², 周凌方¹, 董少峰³, 王琼仙⁴, 宋晓波⁴, 邓美洲⁴, 李勇⁴

(1. 中国石化石油勘探开发研究院 无锡石油地质研究所, 江苏 无锡 214151; 2. 中国石化国际石油勘探开发有限公司, 北京 100029; 3. 西南石油大学 油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 四川 成都 610500; 4. 中国石化西南分公司 石油勘探开发研究院, 四川 成都 610081)

摘要:四川盆地西部(简称川西)中三叠统雷口坡组白云岩是埋深超过5 000 m的油气勘探目的层之一。通过对10余口钻井以及多条实测露头剖面的研究,采用了包括薄片、铸体片、阴极发光、环境扫描电镜及能谱分析(SEM-EDS)、流体包裹体、微区碳-氧同位素、碳酸盐岩 $\Delta 47$ 团簇同位素温度计、方解石U-Pb定年以及FIB-CT等技术方法,探讨了深埋条件下微生物碳酸盐岩成岩流体与孔隙演化的机理。研究表明,研究区存在开放、封闭和半开放等3种早期成岩体系,分别对应于潮湿气候条件下的潮间带-潮下浅水带的藻(灰)云岩中的强大气淡水作用(带),干旱条件下的潮上-潮间带膏盐岩-含藻纹层泥晶云岩的弱大气淡水作用以及早期表生-浅埋藏下的细菌微生物-灰泥相互作用。大规模白云岩化作用,以及埋藏-构造期的去云化作用分别发生于晚三叠世的卡尼阶(226.50 Ma $\pm$ 9.68 Ma)与诺利阶(211.50 Ma $\pm$ 1.50 Ma),地层温度分别为43~54℃和50℃。在白云石($\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}=-0.83\text{‰}\sim 9.70\text{‰}$)与方解石($\delta^{18}\text{O}_{\text{f}}=-1.16\text{‰}\sim 12.94\text{‰}$)的胶结过程中,随着胶结晶体增大, $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ 总体逐渐降低,指示了温度升高与盐度升降变化。统计结果表明,微生物碳酸盐岩的主要孔隙类型包括格架孔(占比32.38%)、扩溶缝洞(占比43.69%)和微孔隙。微孔隙连通性好,富有机酸的孔隙流体抑制了规模性的胶结作用,导致部分孔隙得以保存。向上变浅的浅水潮下带-潮间带“米氏(级)微生物岩沉积旋回”,以及开放-半开放早期成岩体系是孔隙发育的基础。埋藏成岩流体迭加改造作用导致了储层孔隙度在一定程度上减少。

关键词:孔隙演化;成岩流体;微生物碳酸盐岩;雷口坡组;中三叠统;四川盆地西部

中图分类号:TE122.1

文献标识码:A

Diagenesis and porosity evolution of microbial carbonate rocks undergone a deep burial history: Taking the Leikoupo Formation of Middle Triassic in western Sichuan Basin as an example

QIAN Yixiong¹, WU Hengzhi², ZHOU Lingfang¹, DONG Shaofeng³, WANG Qiongxian⁴,
SONG Xiaobo⁴, DENG Meizhou⁴, LI Yong⁴

(1. Wuxi Branch, Petroleum Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Wuxi, Jiangsu 214126, China; 2. International Petroleum Exploration and Production Corporation, SINOPEC, Beijing 100029, China; 3. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploration, Southwest Petroleum University, Chengdu, Sichuan 610500, China; 4. Institute of Exploration and Development, Southwest Oil and Gas Company, SINOPEC, Chengdu, Sichuan 610081, China)

Abstract: The microbial dolomite reservoir in the Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin, has been one of the exploration targets with a buried depth exceeding 5 000 m and it serves as an excellent object of study for diagenetic fluids and pore evolution that are probably accountable for the formation of deeply-buried microbial carbonate reservoirs. Samples and data from more than 10 wells and several outcrops and seismic sections were studied with multi-technical methods, such as cast thin section observation, cathodoluminescence microscopy (CL), scanning electron microscopy+energy-dispersive X-ray spectroscopy (SEM-EDS), fluid inclusion microthermometry, carbon and oxygen isotope analysis via microsampling, carbonate clumped isotopes thermometer ($\Delta 47$), U-Pb dating of calcite, FIB-SEM and so on. The results show that there are three early diagenetic subsystems: open, closed and semi-open (transition),

收稿日期:2022-05-11;修订日期:2022-08-15。

第一作者简介:钱一雄(1962—),男,博士、教授级高级工程师,碳酸盐岩沉积与储层。E-mail: qyx9167@vip.sina.com。

基金项目:国家重点研发项目(2017YFC0603103);中国科学院A类战略性先导科技专项(XDAXX010201-3)。

which respectively correspond to the intensive meteoric water influx in algal dolostone in intertidal-subtidal zones under humid climate, the weak meteoric water influx in evaporate rock-algal lamellated micritic dolostone in supratidal-intertidal zones under arid climate and the interaction between bacteria & microbial and carbonate mud during an early supergene-shallow burial period. Large-scale dolomitization and de-dolomitization during the burial-tectonic epochs are believed to take place repeatedly in the Carnian (226.50 ± 9.68 Ma) and Norian (211.50 ± 1.50 Ma) stages of Late Triassic, with temperatures of $43\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $54\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $50\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectively. Four to five successive dolomitization and calcite cementation stages have been identified, showing that the $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ (PDB‰) of parent fluids varies between $-0.83\text{ }^{\circ}\text{‰}$ and $9.70\text{ }^{\circ}\text{‰}$ for dolomite, and between $-1.16\text{ }^{\circ}\text{‰}$ and $12.94\text{ }^{\circ}\text{‰}$ for calcites, while with the enlargement of cement crystalline, the overall $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ slowly reduces, indicating an increase in temperature and fluctuating salinity. Statistics reveal that vugs and solution-enlarged fractures ($43.69\text{ }^{\circ}\text{‰}$), framework pores ($32.38\text{ }^{\circ}\text{‰}$) and micro-pores are the major pore types of microbial carbonate rocks. The micropores are well connected as organic acid-rich pore fluid inhibiting large-scale cementation and result in the partial preservation of pores with a good connectivity. Thereby, the shallow subtidal to supratidal zones with a development of shallow-up Mirokovich sedimentary cycle for microbial carbonate rocks, combined with the open to semi-open early diagenetic system, are the basis of reservoir porosity development and preservation, and the superposition and transformation of burial diagenetic fluids leads to the overall reduction of porosity.

Key words: pore evolution, diagenetic fluid, microbial carbonate rocks, Leikoupo Formation, Middle Triassic, western Sichuan Basin

引用格式:钱一雄,武恒志,周凌方,等.深埋条件下微生物碳酸盐岩成岩作用与孔隙演化——以四川盆地西部中三叠统雷口坡组为例[J].石油与天然气地质,2023,44(1):55-74. DOI:10.11743/ogg20230105.

QIAN Yixiong, WU Hengzhi, ZHOU Lingfang, et al. Diagenesis and porosity evolution of microbial carbonate rocks undergone a deep burial history: Taking the Leikoupo Formation of Middle Triassic in western Sichuan Basin as an example[J]. Oil & Gas Geology, 2023, 44(1): 55-74. DOI: 10.11743/ogg20230105.

四川盆地中三叠统雷口坡组是主要含油气层段之一。前人对其地层层序、沉积相、岩相古地理、白云岩模式、岩溶作用、埋藏溶蚀、孔隙类型及其演化、储层成因及分布等方面均开展大量的研究工作,取得一系列认识及成果^[1-12]。四川盆地西部(简称川西)中三叠统雷口坡组是一套潮坪-潟湖环境为主的巨厚膏云岩^[4],上部发育了海侵体系的泥晶灰岩。雷口坡组主要受控于干旱气候条件——强蒸发作用,海水补给受限逐渐咸化,形成相对高盐度的沉积环境,发生了大规模白云岩化及膏盐岩沉积。在台缘、环潮缘带或潮坪,微生物岩的主要类型有凝块石、核形石、叠层石、凝块石叠层石、枝状石、泡沫绵层、包覆等7种^[6]。它们主要发育于局限环境中微生物席、微生物礁滩相建造中,其组合为:①潮下浅水的凝块岩与穹窿状-柱状叠层石微生物礁滩;②潮间的藻屑滩-丘席;③潮间-潮上带的微生物席、膏岩、膏云岩和含泥泥晶云岩。其主要储集空间有格架孔、溶孔、溶蚀孔洞、晶间(溶)孔、粒内(溶)孔和溶蚀裂缝等6类。微生物礁滩相、白云岩化、埋藏溶蚀作用在储层形成过程中起着重要的作用^[3]。

近20年来,学者们对雷口坡组沉积、成岩作用及

储层成因的共识仍存在一些分歧:①沉积环境或模式是以潮坪-潟湖相为主,还是发育弱镶边台地,其关键在于对钙质微生物的“礁滩、丘席”属性的认识不同;②如何厘定不同成岩流体的性质与作用时限,如大规模去云化作用的环境与时限;③如何深入阐明微生物岩、白云石化、不同流体作用对孔隙发育与保存的贡献,换言之,经历过深埋藏过程的多种流体作用迭加改造的微生物白云岩的孔隙如何发育与保存?针对上述问题②与③,本文在实测剖面及钻井岩心详细观察描述基础上,研究了微生物碳酸盐岩岩相、主要成岩作用及其与孔隙演化的关系;聚焦早期大气淡水作用(去云化作用)、不同成岩矿物的物理化学条件、孔隙类型及其胶结-充填作用,阐明了微生物碳酸盐岩孔隙的发育与保存机制。

1 分析方法

本项研究工作历时6年,先后采用了川西中三叠统雷口坡组的15口探井、4条实测剖面等资料(图1)。探井包括新深1井(XS1)、龙深1井(LS1)、回龙1井(HL1)、潼深1井(TS1)、孝深1井(XQS1)、彭州1井区

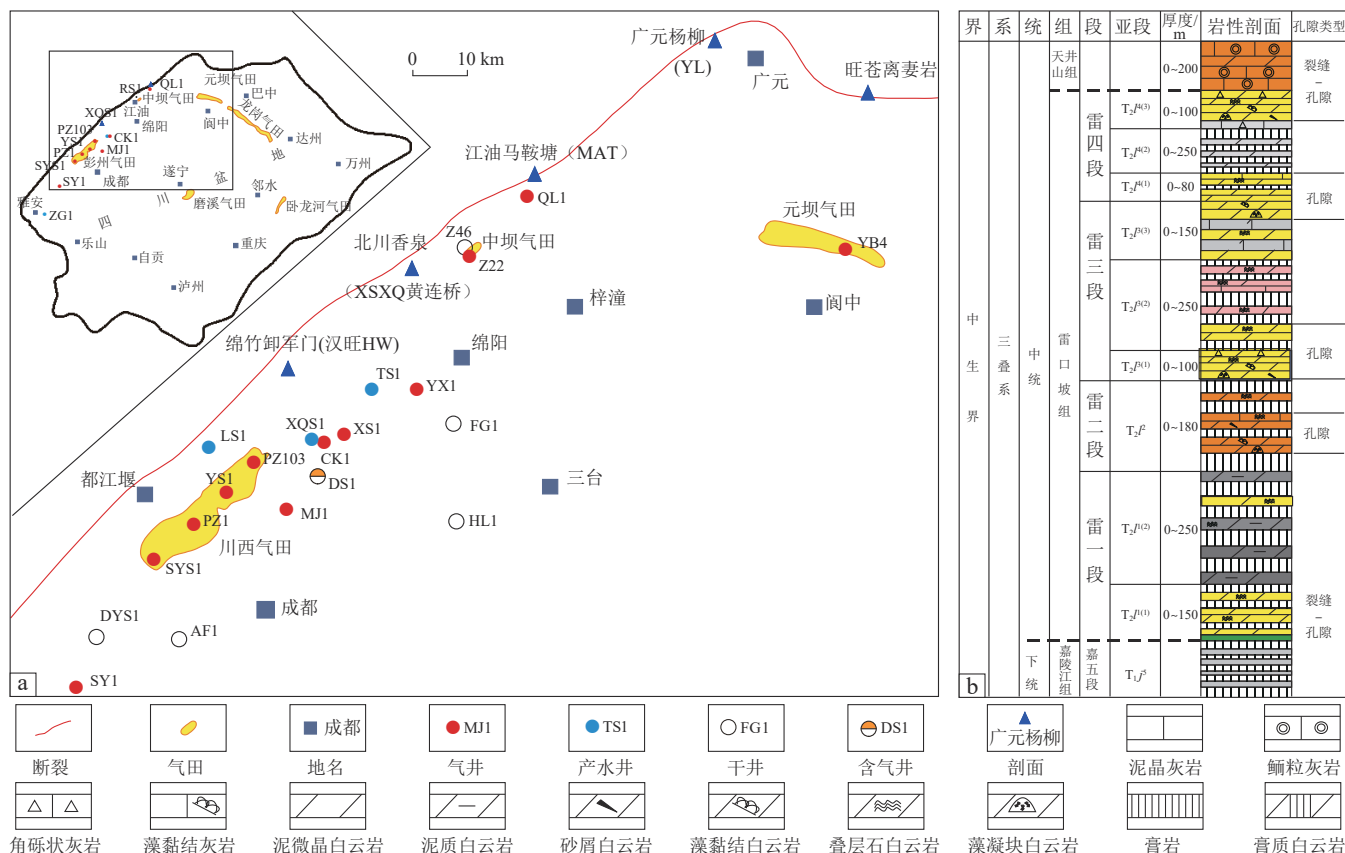


图1 川西中三叠统雷口坡组采样位置(a)及地层柱状图(b)

Fig. 1 Sampling locations(a) and stratigraphic column(b) of the Middle Triassic Leikoupo Formation in western Sichuan Basin

(PZ1/PZ103/PZ115)、都深1井(DS1)、鸭深1井(YS1)、羊深1井(SYS1)、马井1(MJ1)和永兴1井(YX1)等;剖面有绵竹汉旺(HW)、北川香水-香泉(XSXQ 黄连桥)、江油马鞍塘(MAT)和广元杨柳(YL)。采用了薄片、阴极发光(CL)、微区碳-氧同位素、流体包裹体以及环境扫描电镜与能谱SEM-EDS、铸体、氩离子抛光和FIB-CT等孔隙表征技术,并新增了碳酸盐 Δ_{47} 团簇同位素测温、方解石激光原位U-Pb定年等分析,较为可靠地厘定了早期胶结物、白云石(化)的温度及地质年代。

研究中采用的主要分析方法如下。①阴极发光鉴定,在中国石化石油勘探开发研究院构造与沉积储层实验室完成,所用仪器为BLM-3RX型阴极发光仪,电压为10~20 kV,电流为0.5~1 mA,湿度小于70%,真空度3 Pa。②扫描电镜分析,在中国地质大学(北京)的生物地质与环境地质国家重点实验室完成,工作电流为20 mA,时间为150 s, Oxford的FEIQuanta200F型场发射环境扫描电镜,电压为200 kV,能谱仪为EDAX三元一体化系统。③微区碳-氧同位素,采用直径为1 mm的牙钻钻头,同时标定原位阴极发光图像,研磨样品小于200目,采用McCrea(1950)100%正磷酸法

和 Finnigan-MAT252 气体质谱仪,分析精度 $\pm 0.2\%$; CO_2 气体的碳、氧同位素测定由质谱仪 MAT251EM 完成,分析采用国际标准 V-SMOW,分析精度 $\pm 0.2\%$,在中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素地球化学实验室测试完成。④碳酸盐岩矿物的 Δ_{47} 团簇同位素测温分析,在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室完成。选取不同类型的碳酸盐岩,取样与研磨同微区碳-氧同位素,同时进行XRD、薄片鉴定或SEM-EDS能谱扫描确定矿物组成;用超声清洗、过氧化氢清洗除去其中有机质,再酸解、样品纯化,进入质谱仪(同③),采用ETH-1/-2/-3/-4等标样以及数据标准化的Easotope软件,获得测点的 Δ_{47} 值及换算的 $T-\Delta_{47}$ 温度值, Δ_{47} 值误差小于0.010‰,换算的温度误差小于 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。⑤方解石微区激光原位U-Pb定年测试,在澳大利亚昆士兰大学放射性同位素实验室完成,制样、分析仪器及分析流程、标样、数据采集与处理、图像结果等请参见文献[13-14]。

其中, Δ_{47} 是一种碳酸盐岩耦合同位素温度计,是基于均质或同相中结合于 CO_2 中的同位素交换达到平衡, $^{13}\text{C}^{18}\text{O}_2^-$ 阳离子团的 Δ_{47} 与 $1/T^2$ 成正比, Δ_{47} 温度

值与碳酸盐岩沉淀水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 值不相关,仅与沉积或成岩流体的温度有关^[13,15-21]。碳酸盐岩矿物的簇群同位素中存在统一的校验方程^[16-19]。当地层温度小于100℃时,可用于沉淀古温度、成岩流体演化史等恢复,若与流体包裹体分析相结合,可作为压力计;两者误差小于5℃[60~100℃,盐度(NaCl)为0~15%]^[19];利用沉积古温度、碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 可换算沉积古流体的 $\delta^{18}\text{O}$ ^[22-23],进而推断成岩序列及流体性质的演化^[18,21]。

碳酸盐岩激光原位U-Pb定年最早见于南非太古宙Mushandike叠层石(2 839 Ma $\pm$ 33 Ma)^[24]。随后在喀斯特^[33,38]、岩溶景观学、古气候、动物群、各种化石年代学^[26-27]、成岩作用、陆屑方解石以及地质年代表^[27-28]、多幕次脆性构造年代厘定^[29]、碳酸盐岩微孔隙发育与保存机制^[30-31]以及烃类充注及成藏年代学^[14]等均有成功的应用实例;该技术显著地提高了地质年代的精度。LA-MC-ICP-MS(激光原位剥蚀-等离子质谱)可对直径100 μm 、小于1 mg样量、一定含量U($>0.01 \times 10^{-6}$)、Pb($>0.004 \times 10^{-6}$)或 $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (代表放射强度)样品进行测试。随着对Pb多来源、运移、U/Pb非均质变化等认识的深化,低丰度信号增益及干扰信号的压制、从溶液中取Pb、U“堆积树脂”提纯等技术进步^[28,32],将会进一步向超低的Pb、U含量的碳酸盐岩定年拓展。

2 分析结果

2.1 成岩作用特征

前人对川西中三叠统雷口坡组碳酸盐岩孔隙中的胶结物类型与期次曾进行了详细研究,划分出海底胶结、浅埋藏白云石与石膏、中深埋藏的粗粒状方解石和白云石以及晚期的硅化,并认为存在白云石与石膏、白云石—(渗流粉砂)—方解石或石膏等6种成岩矿物组合^[1-2];近期研究者还强调了多期硅化、去膏化、去云化、埋藏期的硫酸盐细菌还原作用(BSR)和硫酸盐热化学还原作用(TSR)^[10-11];本次研究划分了4个成岩阶段,并重点分析了早期成岩作用中的微生物作用、去云化作用,划分了开放、封闭及半开放过渡性的3个成岩子体系;分别对应于潮湿气候条件下的潮间带—潮下浅水带的藻(灰)云岩中的强大气淡水作用(带);干旱条件下的潮上—潮间带膏盐岩—含藻纹层泥晶云岩的弱大气淡水作用;早期表生—浅埋藏下的细菌微生物—灰泥相互作用。

2.1.1 成岩阶段划分

综合研究表明,中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩主要经历了以下4个成岩阶段。

1) 早期成岩作用。包括了大规模的海底胶结作用、早期大气淡水作用及准同生期白云岩化作用等,温度范围为25~54℃(中值为43℃,图2)。特征主要有:①海水胶结作用,以纤状、葡萄状、纤柱状、犬牙或刀刃状等文石、高镁方解石为主(后快速转变为方解石,并发生白云石化)(图2b—d);②大气淡水胶结与溶解作用,前者有悬垂、渗流砂、等轴粒状、共轴增生等现象(图2i),后者包括了去云化、去膏化、燧石和石英的硅化等,产生窗格孔、鸟眼孔、铸模孔、膏模孔、粒间(内)孔等扩大的生物格架、遮蔽孔、体腔孔等组构—非组构孔隙等(图2j—n);③萨布哈,发育于潟湖—潮坪环境中含膏层段,在浓缩卤水中,白云石与硬石膏、天青石、萤石、黄铁矿、重晶石甚至菱镁矿等矿物共生沉淀(图2a),发育了藻纹层、球粒或凝块石结构(图2b, m—o),多为泥微晶、黏粉晶白云石、晶面较脏;④藻类、细菌等微生物、黏土有机—无机作用,常见泥晶套、生屑、藻球粒等泥晶化(藻球粒、藻鲕)、有机酸溶蚀孔隙(图2b, c)。

2) 浅埋藏成岩作用。埋深小于1 km,压实压溶较强,发育缝合线及重结晶作用,各种胶结作用较强,温度范围为45~75℃(按地温梯度25℃/km估算)。发育了似层状、波浪状、锯齿状、斜列纹层状、扩溶状、马尾状缝合线(图2p),发生渗透回流白云石化,在粉晶、少量粉—细晶云岩中(D_I, D_{II}),残留了藻结构;沿缝合线发生白云石化、重结晶作用(图2l—n, p),阴极下发中等紫红、橙紫红或亮边的橙红色光(图2r),烃类充注及生物矿化作用(BCM),即微生物、黏土矿物或有机酸有机—无机作用(图2c, d)。

3) 与不整合面、断裂有关的大气淡水作用。因扩溶产生的角砾化、非组构溶蚀及充填等现象,与早期的低温大气淡水作用有所区别(图2o),有明显穿层、切割缝合线、绕过颗粒或沿裂隙分布等现象;成岩序列中晚于中(粗)晶白云石、石英等成岩矿物,他形方解石中(C_{IV})的均一温度为90~160℃、盐度相对较低($<6\%$);并可见伴有烃类水洗降解、氧化等现象, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏负(图2o, p, v)。

4) 中—深埋藏的成岩作用。埋深介于1~6 km,温度范围为65~150℃(局部热事件,大于地温梯度值);白云石为粉—细晶或中—粗晶、半自形—他形镶嵌胶结,液态烃转变为(干)沥青,溶蚀孔洞、扩溶缝中出

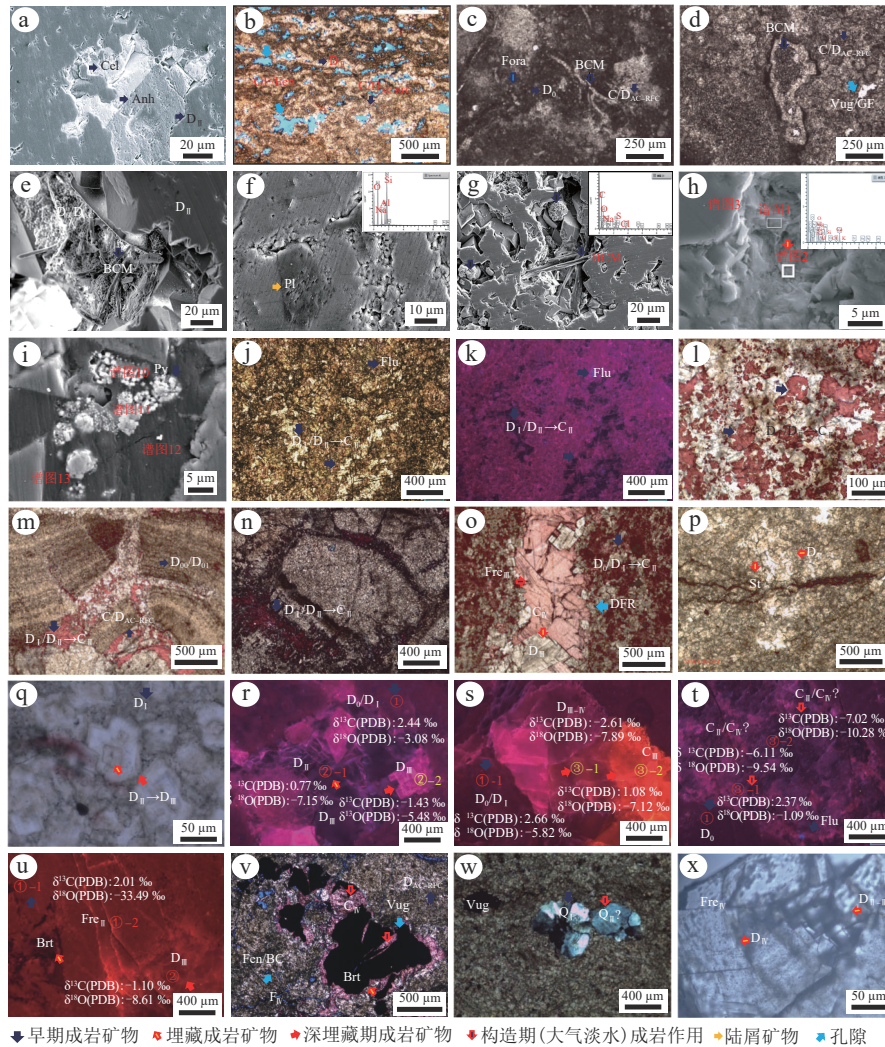


图2 川西中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩中主要成岩作用特征显微照片

Fig. 2 Micrographs showing the major diagenesis of microbial carbonate rocks in the Leikoupo Formation of the Middle Triassic in western Sichuan Basin

a. 含膏粉晶云岩,膏溶孔中天青石(Cel),硬石膏(Anh)共生,样品TS1-020,埋深5 843. 20 m, $T_2L^{(2)}$; b. 藻纹层-泡沫绵层状泥-粉晶云岩,格架孔(GF)、窗格孔洞(Fen),纤状(AC)+泥-微晶(D_0)及粉晶白云石(D_1)胶结,YS1井,埋深5 793. 95 m, $T_2L^{(3)}$; c. 有孔虫(Fora)藻黏结灰岩,微生物钻孔、分支状钙质藻管(蓝藻)等微生物矿化作用(BCM),样品SYS1-177,埋深6 214. 36 m, $T_2L^{(3)}$; d. 藻球粒-团粒泥-微晶灰岩,泥晶套, AC、RFC胶结, BCM,样品SYS1-164,埋深6 208. 72 m; e. 藻球粒泥-微晶云岩,溶孔洞(Vug)中杆状、树枝状微生物细菌及藻迹(BCM),样品SYS1-173,埋深6 213. 92 m, $T_2L^{(3)}$; f. 白云石化生屑泥晶灰岩,板状钠长石(Na-pl,陆屑)中次生溶孔,样品XS1-006,埋深6 136. 30 m, $T_2L^{(3)}$; g. 粉-细晶云岩,丝状黏土有机质,样品XQS1-078,埋深5 717. 60 m, $T_2L^{(3)}$; h. 含腕足的藻球粒-藻黏结灰岩,丝状体、粒状复合体黏土(Si, Al)、有机质(C)、黄铁矿(Py)及盐岩(Hal),样品YS1-070,埋深5 776. 67 m, $T_2L^{(3)}$; i. 泥-粉晶白云岩,晶间孔(BC)中的有机质、草莓状黄铁矿,样品XQS1-025,埋深5 737. 50 m, $T_2L^{(3)}$; j, k. 去云化的藻球粒粉晶云岩, D_1 为中等紫红,沿窗格去云化(粒状方解石 C_{II} 不发光),萤石Flu(蓝光CL),样品SYS1-099,埋深6 194. 03 m; l. 斑状去云化粉晶云岩, D_1 、粉-细晶(D_{II})为半自形或他形,去云化 C_{II} 呈蝇翅状,样品SYS1,埋深6 186. 80 m, $T_2L^{(3)}$; m. 叠层石泥-微晶云岩,半球形(SH)、明暗纹层(暗色富有机质泥晶白云石 D_{00} /微-亮晶泥-粉晶白云石 D_{01}),沿“渗流带”的去云化作用(D_1 或 D_{II} $\rightarrow C_{II}$),呈不规则蝇翅状、粒状或分枝状,向低位(下游)增强, SYS1井,埋深6 189. 32 m, $T_2L^{(3)}$; n. 核形石、凝块石云岩,去云化(C_{II})沿核形石边缘或裂隙发育,样品SYS1-076,埋深6 188. 56 m, $T_2L^{(3)}$; o. 灰质藻球粒粉晶云岩,二期去云化,早期类似于d,后期沿溶裂隙(DFR)发育,中-粗晶白云石(D_{III-IV}) $\rightarrow$ 中-粗晶方解石(C_{IV}), SYS1井,埋深6 168. 53 m, $T_2L^{(3)}$; p. 白云石化藻球粒灰岩,纹层状-马尾状缝合线,晚于窗格溶孔(粒状微晶方解石 C_0/D_0), SYS1井,埋深6 182. 37 m, $T_2L^{(3)}$; q. 不等晶云岩,三期白云石化,分别为藻球粒(暗核(D_0-D_1))、环带菱形晶体(D_{II})和次生加大-镶嵌状连晶(D_{III}), PZ103井,埋深6 043. 47 m, $T_2L^{(3)}$; r. 藻球粒粉晶云岩, D_1 为中暗紫红色, D_{II} 发中亮紫红色, Vug(D_1)呈暗紫红至不发光;样品YS1-108,埋深5 788. 08 m, $T_2L^{(3)}$; s. 藻球粒-藻纹层-凝块石云岩, D_1 发中等至暗紫红色-暗橙红, D_{III} 发暗-中等紫红或橙紫红,他形 C_{III} 发亮橙黄红色;样品YS1-113,埋深5 789. 12 m, $T_2L^{(3)}$; t. 含膏的藻球粒纹层泥晶云岩,硬石膏(Anh)不发光, D_{00} 呈暗紫红色;去膏化 $\rightarrow$ 去云化 C_{II} (不发光),少量萤石(Flu),样品LS1-065,埋深5 985. 20 m, $T_2L^{(2)}$; u. 含膏团块藻纹层泥晶云岩,孔洞中-粗晶白云石 D_{III} ,中-亮橙红,斑状沥青(Brt),样品LS1-100,埋深5 971. 40 m, $T_2L^{(2)}$; v. 藻黏结微粉晶云岩, Fen、Vug、BC, 大气淡水再溶蚀(去云化 C_{II} $\rightarrow$ 液相烃油 $\rightarrow$ 沥青 Brt), PZ103井,埋深6 040. 88 m, $T_2L^{(3)}$; w. 凝块石-核形石云岩,燧石Q,放射环带状,热水或大气淡水,样品DSY1-516,埋深5 891. 80 m, $T_2L^{(3)}$; x. 藻纹层-球粒泥-粉晶云岩,溶孔洞中鞍形白云石 D_{IV} ,串珠状、雨点状液相及气液两相流体包裹体,样品YS1-134-03,埋深5 793. 52 m, $T_2L^{(3)}$

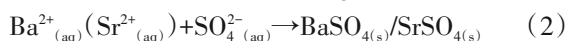
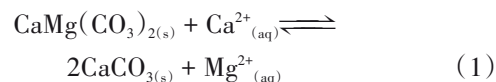
现了部分鞍形白云石^[9]、中-粗晶白云石(加大边)、石英、黏土矿物(伊利石)等胶结与充填(图2n,u—x)。

2.1.2 早期成岩作用

1) 去云化作用。一般是在渗流大气淡水作用中或埋藏条件下发生。实验表明,去云化作用需要溶液中有较高的 $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ 含量比、50℃及溶液快速流动等基本条件^[33]。类似于去云化作用,去膏化作用也主要发生于大气淡水环境,与含硫酸盐的孔隙水、潮解作用、细菌作用等有关。两者常出现于不整合面、裂隙带、石膏结核、缝合线等附近,受原始白云岩或膏盐岩的组构、流体性质、水动力、水-岩比、温度变化(降低促进)以及 p_{CO_2} 等多因素影响,含铁白云石、孔隙水中的硫酸根离子、细菌活动均有利于去云化作用的发生。

去云化作用有6个识别标志:①呈褐色、微红方解石;②松散砂粒状(图2l—n);③他形方解石假晶(图2n);④共轴白云石环边;⑤溶解残余物(图2m,o)和⑥呈“蝇翅状”方解石(图2l)(菱形体边缘未彻底的白云石化)。通过下述化学反应进行[化学式(1)和(2)],其

中, SO_4^{2-} 迁移、沉淀(石膏、天青石或重晶石)导致部分白云石沉淀。低温、大气淡水中膏(盐)岩的溶解是早期成岩中大规模的去云化作用产生的主要原因。



早期成岩的大气淡水作用发生于海底胶结作用之后,常见于藻球粒-藻纹层、叠层石、藻团粒(凝块石)微生物碳酸盐岩、含膏(假晶)藻纹层白云岩中。其中,格架孔洞、窗格溶孔洞、粒间孔(洞)等大多被白云石外形或不规则粒状他形方解石部分或全充填。呈“蝇翅状”结构(残余的白云石边缘), $\delta^{13}\text{C}$ 值与 $\delta^{18}\text{O}$ 值负偏(表1;图3a)。在藻纹层、叠层石云岩中,窗格孔、气室或纵向收缩微缝(或气体逃逸)去云化作用较常见,不发光(图2b,m,k),具有向“下游”增强的趋势,一般指示了潮湿气候条件;而在香水-香泉(黄连桥)等剖面常见呈土黄色略带红方解石(脉),代表了高频层序界面干旱气候下暴露的标志。根据去云化的方解石流体包裹体的均一温度($T_h < 50.2 \sim 66.0^\circ\text{C}$)以及实验结

表1 川西中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩及缝洞多期多种胶结物(方解石、白云石和石英)特征

Table 1 Characteristics of cements (calcites, dolomites and quartzes) in microbial carbonate rocks and their vugs and fractures in the Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

胶结物/阴极发光	样品 数量/个	$\delta^{18}\text{C}_{\text{carb}}$ (PDB)/‰			样品数 量/个	均一温度 $T_h/^\circ\text{C}$			$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ $\delta^{18}\text{O}_{\text{cement-Water}}$ (PDB)/‰			样品数 量/个	盐度 $\text{Wt}_{\text{NaCl}}/\%$ 平均值(及范围)
		平均值	最大值	最小值		平均值	最小值	最大值	平均值	最大值	最小值		
$\text{D}_0/\text{Anh}/\text{暗紫-浅紫红}$ ^[6]	42	1.95	3.10	0.30	—	—	—	—	-1.67	-1.10	-6.60	—	—
$\text{D}_0/\text{中橙紫红-浅紫红}$ ^[6]	21	2.08	2.80	0.40	—	—	—	—	-2.28	-1.00	-5.80	—	—
$\text{D}_0-\text{D}_1/\text{中橙红-橙紫红}$ ^[6]	24	2.46	2.90	1.90	—	—	—	—	-4.00	-2.70	-6.80	—	—
$\text{C}_{\text{AC/RFC}}/\text{暗紫/不发光/橙黄红}$ ^[6]	14	2.12	2.69	1.70	—	—	—	—	-3.22	1.20	-6.63	—	—
$\text{C}_1/\text{灰紫-浅黄粉红-橙黄粉红}$	15	-4.75	-3.46	-6.68	10	61.8	50.2	68.0	-2.32	-1.16	-3.70	8	21.9(19.21~22.78)
$\text{C}_{\text{II-1}}/\text{暗紫-不发光}$	26	-8.13	-6.20	-10.60	48	78.9	66.0	91.0	-5.25	-3.31	-7.65	21	1.7(0.71~5.56)
$\text{C}_{\text{II-2}}/\text{不发光}$		-6.62	-4.30	-11.70		—	—	—	—	—	—		—
$\text{C}_{\text{III-1}}/\text{暗紫-橙黄红-亮粉红}$	18	-7.70	-6.80	-12.29	347	111.1	86.5	129.8	-6.21	-4.73	-10.52	65	15.2(8.58~23.50)
$\text{C}_{\text{III-2}}/\text{暗紫-橙黄红-亮粉红}$		-7.70	-6.80	-12.29	176	116.6	76.0	165.9	-6.34	-4.24	-11.21	130	11.3(6.45~23.18)
$\text{C}_{\text{IV-1}}/\text{浅紫红-不发光}$	11	-9.75	-7.20	-13.30	91	118.8	91.3	161.2	-8.08	-5.21	-12.06	77	2.2(0.35~5.71)
$\text{C}_{\text{IV-2}}/\text{浅紫红-不发光}$	8	-11.40	-9.40	-14.18	167	140.5	121.8	166.2	-10.00	-7.87	-12.94	58	12.4(6.74~19.29)
$\text{CD}_{\text{AC/RFC}}/\text{暗紫-紫(橙)红}$	27	2.11	2.98	1.90	—	—	—	—	-3.17	0.84	-5.84	—	—
$\text{D}_1/\text{中亮粉红-中粉紫红}$	12	-4.51	-3.94	-5.91	1	43.0	—	—	-0.83	—	—	—	—
$\text{D}_{\text{II}}/\text{暗紫红-粉红/玫瑰-紫红}$	11	-6.02	-4.41	-7.22	75	100.7	62.3	124.7	-4.46	-1.98	-5.96	13	5.0(0.35~9.73)
$\text{D}_{\text{III}}/\text{玫瑰红-紫红/亮橙红}$	4	-5.97	-5.69	-6.77	156	115.6	92.5	143.1	-4.77	-3.98	-5.87	30	13.8(10.01~18.63)
$\text{D}_{\text{III-IV}}/\text{玫瑰红-亮橙红}$	2	—	—	—	36	116.4	78.0	149.0	—	—	—	36	11.6(1.40~23.18)
$\text{D}_{\text{IV-1}}/\text{浅紫红-玫瑰红/亮橙红}$	4	-8.55	-7.44	-10.45	94	138.9	124.6	164.2	-7.34	-6.14	-9.39	15	9.2(1.40~10.73)
$\text{D}_{\text{IV-2}}/\text{浅紫红-玫瑰红/亮橙红}$	4	-8.55	-7.44	-10.45	138	148.4	125.7	192.5	-7.49	-6.16	-9.70	25	16.9(11.22~21.68)
$\text{Q}/\text{不发光}$	8	—	—	—	—	156.8	140.0	168.0	—	—	—	—	11.9(9.60~15.76)

注:—,无数据

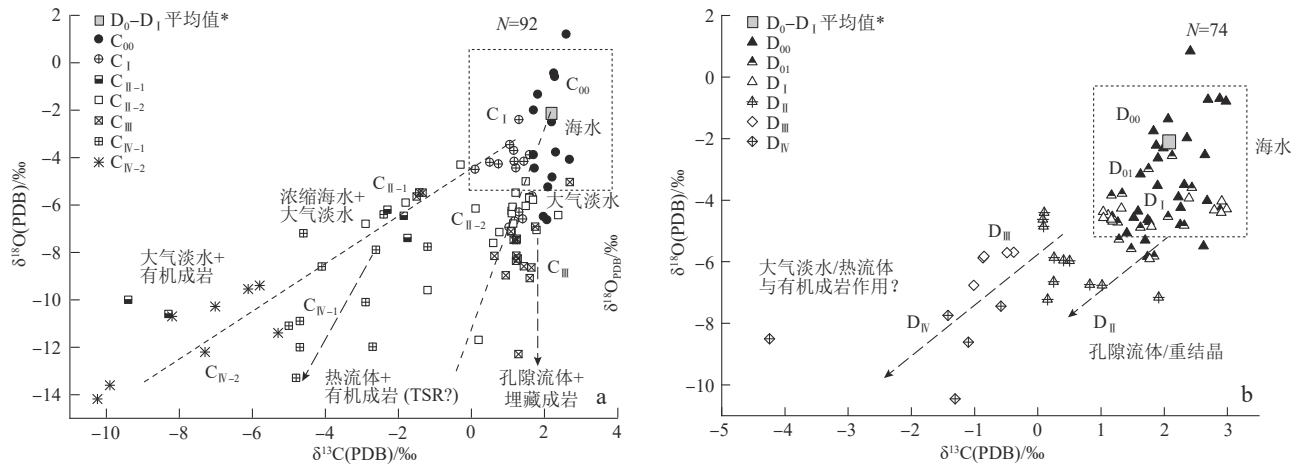


图3 川西中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩及缝洞中方解石(a)、白云石(b)碳氧同位素成因划分

Fig. 3 Genesis identified according to stable oxygen and carbon isotopes of calcite (a) and dolomite (b) in microbial carbonate rocks and vugs and fractures in the Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

果 $\geq 50\text{ }^{\circ}\text{C}$ [33] 等综合判断,早期去云化作用发生的温度应为 $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右,与大规模白云石化发生的温度 ($43\sim 54\text{ }^{\circ}\text{C}$) 基本相似或稍高,原因是石膏溶解中的放热、硫酸根离子的增加、溶蚀出的 Mg^{2+} 迁出 [化学反应式(1)或(2)],残余海水中 $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ 比增加,导致温度稍有升高。

埋藏期构造大气淡水的渗流作用沿扩溶断裂或裂隙带发育,与不同期次的构造断裂、褶皱隆升暴露不整合面有关,晶体粗大、不发光(图2k);与早期成岩的大气淡水作用往往难于区分。但在成岩序列中,缝洞中的方解石晚于埋藏胶结矿物(如中-粗晶白云石、石英等),依据不混溶的盐水气液两相、富含 CO_2 低温包裹体、 $\delta^{13}\text{C}$ 强烈负偏 ($< -11\text{ }_{\text{‰}}$, 盐质分开 Schizohaline 或与微生物有氧呼吸和硫酸盐还原相关) [33] 或 $\delta^{18}\text{O}$ 值负偏等可以进行区分(图2o)。所谓盐质分开是介于高盐度海水与大气淡水间波动的地层流体,前者是依据膏结核、萤石、燧石、泥晶白云石组合来判断(图2a,k);后者是依据干净、自形白云石、方解石嵌晶等特征来判断(图2o,q);还可见到自形环带的白云石及石英交代硫酸盐岩等现象(图2l,w)。

埋藏期孔隙流体作用沿裂隙-溶蚀孔洞发生;方解石发亮橙黄色、橙黄红色光, $\delta^{13}\text{C}$ 值负偏, $\delta^{18}\text{O}$ 值明显负偏(图2n),指示了较高的温度或盐度,并可见到烃类气-液两相包裹体等特征。

2) 微生物成岩作用。微生物(细菌、真菌、藻类和原生动动物)参与成岩作用,主要表现为有机组织体内的矿物沉淀和生物或沉积表面的无机矿化作用。需氧蓝藻细菌的钙化和光合吸收 CO_2 、 HCO_3^- ,使得碱性升高导致粘液外壳的钙化,其他厌氧细菌通过氧化还原将有机物分解为无机物获得能量,是加氨、脱氨、减硫酸盐、减

厌氧硫化和甲烷生成的主要原因 [34]。微生物作用可简单地分为沉积、沉积-早期成岩过渡以及成岩3个阶段。沉积阶段,发育明暗纹层韵律的叠层石 [35],包裹式、胶囊状鞘、气泡形成斑状结构,为凝块石中的粘附和生长提供界面或孵化器 [36-37]。沉积-早期成岩过渡阶段,毫米级沉积水柱的氧蓝细菌、耗氧异养细菌、厌氧硫化物氧化的紫色细菌及硫酸盐和硫还原菌依次分布,这种垂向地球化学梯度及新陈代谢引起矿物沉淀或溶解 [38]。蓝细菌无氧光合作用、含氮固化及硫酸盐还原促进了碳酸盐岩的沉淀;氧化、硫酸氧化、发酵(乙醇等)、反硝化或糖原降解等导致了其溶解 [39]。成岩阶段,在低温浅埋藏条件下的孔隙流体-岩石界面附近,由富有机质及营养元素的“气泡或泡沫状”粘质体、大量高镁/钙比的海水、孔隙流体组成的混合体中,发生藻类生、排烃,释放 CO_2 、有机酸直至有机体的腐烂死亡形成有机孔隙。

在中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩中微生物参与的化学作用主要有两类。①泥晶套、完全泥晶化颗粒、微晶球粒、斑点状-丝状体、层状和波状结构、藻鲕(粒)等典型微生物参与的作用;发育了由表附藻、肾形藻、海绵状至泡沫状蓝藻构成的微格架礁丘相灰岩或灰云岩 [6]。②前人已发现了球状、链状、薄膜状等微生物诱导的白云石化(EPS)等证据 [3];本次研究发现了分支状生物钻孔-钙质细管、丝状有机质-黏土复合体,富含陆屑组分、硅酸盐岩自生矿物(钠长石、钾长石、石英等)(图2f),含有机质(C,S)的微生物矿化物、伴有黄铁矿(Fe,S)、硫酸盐(SO_4^{2-})、盐岩(NaCl)、萤石(F^-)等(图2e,g,h,k);指示了碱性、咸水的弱氧化-弱还原条件下微生物广泛参与的成岩作用。依次有硫酸盐、碳酸盐、氟化物、盐岩、有机(络合)矿物、硫化物、伊利

石-黏土(层状硅酸盐)、石英相继沉淀,并可能产生以脂类、溶酶体、羧基^[38,40]为代表的有机酸和烃类等,有别于非微生物碳酸盐岩,上述微生物影响下的矿化作用在早期成岩至浅埋藏成岩阶段占重要地位。

2.1.3 胶结物碳、氧同位素

根据显微镜下观察、阴极发光以及微区碳、氧同位素等资料,将海底胶结物、孔缝洞中的胶结物或充填物(方解石、白云石、石英)进行了依次划分(表1)。

表1中的 $D_0(\text{Anh})$, D_0 和 D_0-D_1 分别代表含膏泥晶、泥晶、泥粉晶云岩等基岩值^[6]。早期成岩胶结物种类较多。其中:① C/D_{AC} , $C/D_{RFC/Fas}$ -海水胶结产物(纤状、纤柱状及束状文石或高镁方解石,快速白云石化)。② C_0 -早期大气淡水胶结物(方解石)。③ D_0 -萨布哈中的泥晶白云石。④ D_1 -渗透回流中的粉晶白云石。⑤ C_1 由文石、低、高镁方解石转化的稳定方解石。⑥ C_{II} 为稍晚于准同生期白云石化或去云化作用形成的方解石,又划分出 C_{II-1} 与 C_{II-2} ,前者与土壤气、细菌硫酸盐还原(BSR)、有机质分解、膏盐岩还原条件下有机碳参与($\delta^{13}\text{C}_{OM}$)有关, $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)负偏明显伴随着碳酸盐灰泥—脱水—应力释放—微裂隙;孔隙中的 SO_4^{2-} —溶解Fe—硫酸盐还原细菌—球丛状 Fe_2S —甲基细菌(甲烷生成)—低氧量($\text{pH} \downarrow$ 还原)— CaCO_3 溶解(BSR);后者主要受干旱气候影响、蒸发作用较强, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)负偏较弱。⑦ C_{IV} - $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 负偏明显,总体指示了潮湿气候下或构造裂隙带的大气淡水渗、潜流带基本特征。部分 C_{IV} 成因较为复杂,可分为二类。一是 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)、 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)负偏移明显且两者无相关性(C_{IV-1}),与上述 C_{II-1} 相似,但部分样品与有机质降解—热还原作用有关(TSR);雷口坡组为干旱、高盐度或超盐度沉积环境,膏盐岩下缺氧的薄层黏土质页岩和钙质页岩,部分已达生烃条件($\text{TOC}=0.58\% \sim 1.08\%$, $R_o=2.36\% \sim 2.40\%$),受与埋藏中晚期生、排烃有关的方解石沉淀中的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)(-24%)和氧化形式的碳源影响 $[\text{CO}_2: \delta^{13}\text{C}(\text{PDB}) = -7\%]$ ^[11]; C_{IV-1} 应属于热化学有机氧化—胶结物 $[\delta^{13}\text{C}(\text{PDB}) < -10.25\%]$ 。这也佐证了膏盐岩下泥质碳酸盐岩生烃的可能性,进一步推断当液态烃类遭受破坏时,产生的大量 CO_2 会导致方解石沉淀,同时促进白云石的溶解^[40]。二是 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)、 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)负偏移,两者线性相关(C_{IV-2}),主要与构造期大气淡水作用或叠加的有机质降解作用有关(表1;图3)。与膏岩共生的泥晶白云石 $D_0(\text{Anh})$ (暗紫色CL)之所以具有较高 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB),是因为受蒸发作用的影响^[40],而 D_{II} 、 D_{III} 、 D_{IV} 分别代表埋藏期孔隙流体、热

流体叠加作用下形成的粉细晶、中细晶或中粗晶(或鞍形)白云石; C_{III} 代表因埋藏成岩而形成的中粗晶方解石。⑧对比方解石、白云石 $\delta^{18}\text{O}$ 发现: $D_{AC,RFC}$ 或 $C_{AC,RFC}$ 十分接近; $D_1(1.94\%) > C_1(1.12\%)$,反应了准同生期的泥粉晶白云石比同结构的方解石更加富集 ^{18}O ,但两者之间的差异在 $0.7\% \sim 2.6\%$ ^[31];粒径为粉细晶(C_{II} 、 D_{II})以上的胶结物,两者无相关性,与成岩流体的盐度、温度等因素有关。

2.2 成岩流体性质、温度及时限

2.2.1 流体包裹体

镜下观察表明,雷口坡组胶结物中不同成岩矿物中的包裹体既有呈孤立状分布,也有呈串珠状分布,既有原生又有次生包裹体;在矿物解理、晶体缺陷、裂隙等部位相对发育,一般是以纯液相、盐水气液两相溶液包裹体为主,含烃类的两相盐水溶液包裹体次之,偶见含液态烃、 CO_2 低温不混溶盐水包裹体。可划分出7种类型,①单相盐水溶液包裹体(WL);②气液两相盐水溶液包裹体(WL+V);③含 CO_2 盐水溶液包裹体(WL+V+ CO_2);④液态烃类包裹体(OL);⑤气液两相烃类包裹体(OL+OV);⑥含烃类的气液两相盐水包裹体(OL+WL+V)和少量沥青质包体(OA)。矿物类型与期次的代号基本同2.3节,而且 D_{III} 、 D_{IV} 中的含烃包裹体合并为 D_{III-IV} 进行统计。

从表1和图4中可见,①除了正常温度下的海水或大气淡水两相包裹体较少外,埋藏过程中的孔隙流体及其产物中包裹体十分丰富,有海水、大气淡水、孔隙水及上升的热流体等;各期一般都有较宽的均一温度(Th)或盐度范围;②大气淡水为主的流体作用主要有2种:一是早期成岩低温、大气淡水溶解胶结或参与白云石化, $\text{Th} < (50.2 \sim 66.0^\circ\text{C})$ (C_{II} 、 D_{II});二是埋藏成岩中相对高Th($124.6 \sim 164.2^\circ\text{C}$)、低盐度($< 6\% \sim 8\%$)孔隙流体作用,为大气淡水沿断裂或渗透层下渗的结果(C_{IV-1} 、 D_{IV-1} 以及部分 D_{III-IV});导致Th升高的原因较多,主要与埋藏中地温升高、断裂活动、沉积放射性元素衰变等有关;③不同矿物中含烃类包裹体有较宽Th范围,均值介于 $115 \sim 120^\circ\text{C}$,指示了生烃、排烃及运移主要受热演化(温度)、热开裂等影响,即连通的微裂隙发育导致岩石渗透率增加;④白云石晶体愈大,其wt或盐度就相应增大;⑤ C/D_{IV} 部分样品中 $\text{Th} > (140 \sim 150^\circ\text{C})$,已满足了TSR反应所需的基本条件之一^[40],并与矿物的 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)强烈负偏移相吻合;⑥自生矿物中(C_1 、 C_{III} 、 C_{IV-2} ; D_{III} 、 D_{IV-2} 以及部分 D_{III-IV})中高盐度记

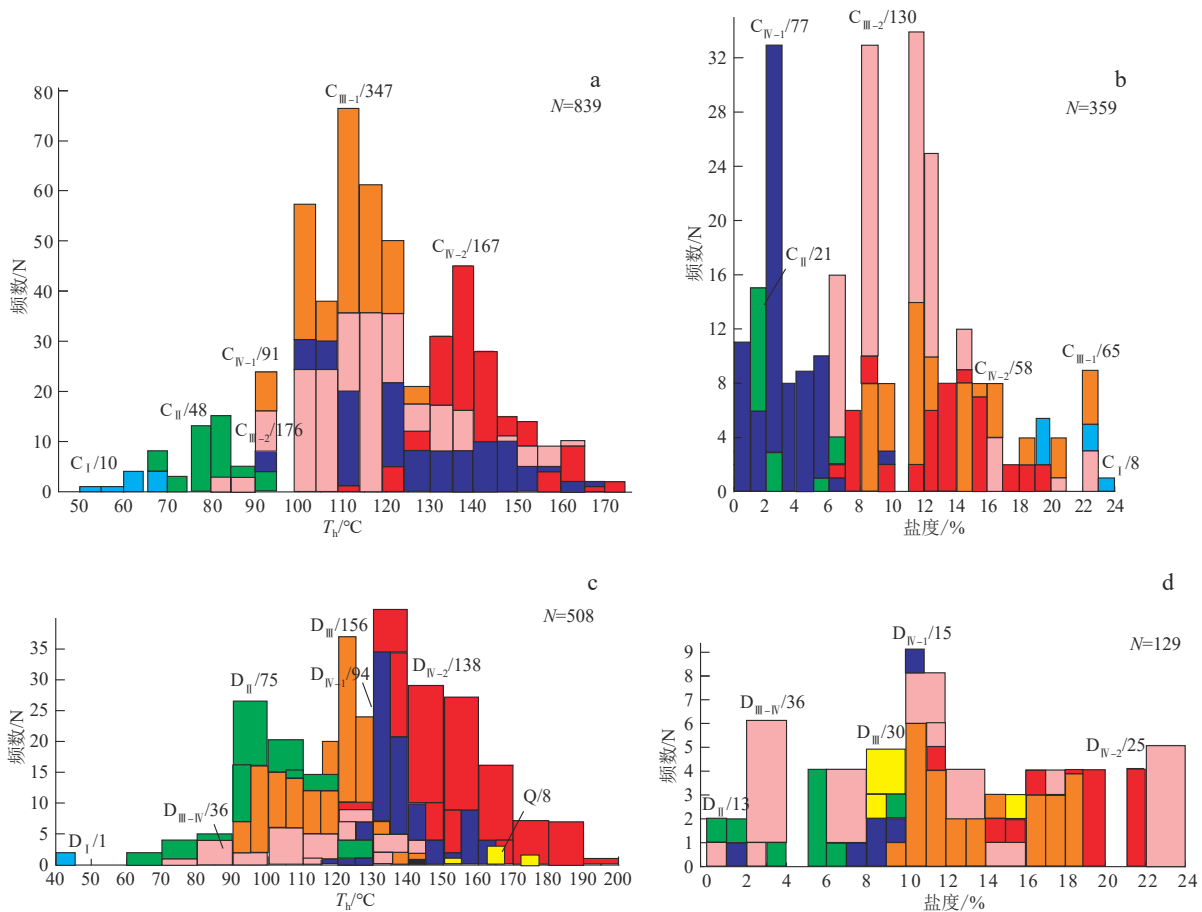


图4 川西中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩缝洞中多期胶结物(方解石、白云石、石英)均一温度(°C)及盐度频数直方图

Fig. 4 Histograms of homogenization temperatures (°C) and salinities (wt% NaCl eq) for multiple stages of calcite & dolomite cements in vugs and fractures of microbial carbonate rocks in the Middle Triassic Leikoupo Formation in western Sichuan Basin

a. 方解石均一温度; b. 方解石盐度; c. 白云石均一温度; d. 白云石盐度

录较多、指示了孔隙流体主要源于蒸发潟湖-潮坪中浓缩海水或循环的卤水,具有“继承性与层控性”。

2.2.2 团簇同位素($\Delta 47$)

本次研究共选送了14件碳酸盐岩样品(表2), $\Delta 47$ 温度值分析结果如下。①不同岩石类型的 $T-\Delta 47$ 值差异较大,若排除分析中误差(即制样-纯化中同位素分馏作用、进入离子源碎裂与重排效应、 $\Delta 47$ 计算参数不一致和计算经验函数的系统性误差^[13]),应是成岩过程中的不同成岩流体、热事件、晶体结构非均质变化等因素综合影响的结果(表2;图4)。②生物效应的影响十分明显^[13],生物灰岩或含生屑的泥晶灰岩无一例外, $T-\Delta 47$ 值达到极不合理的极高或最高值。③泥粉晶云岩的 $T-\Delta 47$ 值(94~99°C),十分接近于孔缝洞中的粉晶白云石 D_{II} (T_h 平均值为100.7°C),指示了白云石 $T-\Delta 47$ 值与白云石中 Ma/Ca 、有序度等无关,仅与成岩流体直接相关^[16-19]。④发生过去去化作用的样品其

$T-\Delta 47$ 值为106~145°C,明显偏高,指示了大气淡水作用下“晶体增大至粒状或糖粒状白云石”改变了 $\Delta 47$ 值^[15]。⑤较为真实地代表沉积温度的是含膏泥晶云岩, $T-\Delta 47=53.85^\circ\text{C}$ (40.0~65.07°C), $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)为0.02‰~2.65‰, $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)为-1.83‰~0.18‰,后者与原始海水组成一致(表1),代表了萨布哈中白云岩形成的平均温度;在一般情况下,泥晶碳酸盐岩的 $\Delta 47$ 非均质强,变化大^[15](较大的比表面积易受重结晶影响),由于膏(盐)岩、膏泥岩、含膏泥晶云岩等构成了相对封闭的成岩体系,即使遭受成岩改造,也能基本保持沉积环境中同位素值。⑥ $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)、 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)呈线性正相关,指示了原岩与胶结物成岩环境相似,均受到大气淡水的影响。

2.2.3 孔隙流体演化

根据表1中不同期次胶结物的温度、氧同位素值(平均值及变化范围)以及表2中不同基岩 $\Delta 47$ 值、

表2 川西中上三叠统马鞍塘组-雷口坡组碳酸盐岩(流体)碳、氧同位素、 $\Delta 47$ 和T- $\Delta 47$ 值Table 2 Stable carbon and oxygen isotopes, $\Delta 47$, T- $\Delta 47$ values of carbonate rocks (fluids) in the Maantang-Leikoupo Formations in the Middle and Upper Triassic, western Sichuan Basin

样号	埋深/m	层位	对象/CL发光	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (PDB)/ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (PDB)/ ‰	$\Delta 47$ (ARF)	$\Delta 47$ (STF)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (PDB)平 均值/‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (PDB)平 均值/‰	$\Delta 47$ 平均值	T- $\Delta 47$ (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ (PDB)/ ‰ ^[30-31]
XS1-21101	5 520.20	T_3m	粗枝藻-有孔虫凝块石灰岩/ 橙黄红- C_{0b}	2.01	-4.81	0.4802	0.470	2.02	-4.93	0.451	172	-4.53
				2.03	-5.05	0.4200	0.432					
XS1-21104	5 525.62	T_3m	去云化的泥粉晶云岩/ 紫红- D_0-D_1	2.05	-4.95	0.4570	0.447	2.02	-5.28	0.477	145	-4.60
				2.07	-5.29	0.4790	0.493					
				1.93	-5.60	0.4770	0.490					
XS1-21201	5 547.36	T_2^{f4}	藻纹层灰质粉晶云岩/暗紫红/ D_1	2.56	-1.22	0.5648	0.553	2.61	-1.28	0.535	99	-0.94
				2.67	-1.33	0.5020	0.517					
XQS1-21101	5 702.72	T_3m	弱白云石化生屑凝块石灰岩/ 暗橙红/ DC_{0T}	1.77	-6.87	0.4093	0.399	1.73	-6.95	0.404	239	-6.68
				1.69	-7.02	0.3970	0.409					
XQS1-21201	5 706.50	T_3m	含生屑藻纹层泥晶云岩/ 橘红色/ D_{0bs}	2.51	-2.55	0.4618	0.451	2.48	-2.68	0.449	175	-2.45
				2.45	-2.82	0.4340	0.446					
YX1-206	5 714.76	T_2^{f4}	去云化泥粉晶云岩/橙红/ $C(D_0-D_1)$	1.40	-2.84	0.5162	0.505	1.42	-2.91	0.489	134	-2.47
				1.45	-2.99	0.4600	0.473					
YX1-207	5 714.90	T_2^{f4}	去云化泥粉晶云岩/中橙红/ $C(D_0-D_1)$	0.87	-2.38	0.5412	0.530	1.09	-2.13	0.524	106	-1.63
				1.32	-1.88	0.5040	0.519					
YX1-214	5 716.78	T_2^{f4}	泥粉晶云岩/中等橙红/ D_0-D_1	0.91	-2.82	0.5578	0.546	0.93	-2.92	0.543	94	-2.06
				0.94	-3.03	0.5240	0.539					
				2.45	-0.95	0.5211	0.510	2.38	-1.27	0.540	95	-0.91
DYS1-010	5 874.23	$T_2^{f4(3下)}$	泥粉晶云岩、弱重结晶/中橙红/ D_0-D_1	2.35	-1.32	0.5370	0.552					
				2.33	-1.53	0.5430	0.558					
				2.39	-4.56	0.4976	0.487	2.44	-4.50	0.502	123	-3.69
MJ1-002	6 148.20	$T_2^{f4(3上)}$	去云化藻球粒粉晶云 岩/中橙红/ CD_{1P}	2.50	-4.44	0.5040	0.518					
				2.53	-4.24	0.4955	0.485	2.41	-4.54	0.476	146	-3.96
MJ1-003	6 148.32	$T_2^{f4(3上)}$	藻纹层-球粒泥粉晶云岩 (橙红) D_{1PS}	2.29	-4.84	0.4530	0.466					
				1.09	-5.94	0.4414	0.431	1.07	-6.11	0.423	209	-5.78
SYS1-029	6 177.41	T_2^{f4}	弱云化含生屑藻球粒灰岩/ 中暗紫/ DC_{0bp}	1.05	-6.28	0.4030	0.414					
				2.45	-2.34	0.5781	0.567	2.44	-2.44	0.557	85	-1.68
SYS1-046	6 180.10	T_2^{f4}	弱云化藻球粒灰岩/中等紫/ DC_{0p}	2.43	-2.55	0.5320	0.547					
				2.71	-1.50	0.6317	0.620	2.65	-1.83	0.641	43	-0.34
				2.61	-2.02	0.6480	0.667					
XSXQ-17076	T_2^{f2}	藻纹层泥晶云岩/暗紫/ D_{0s}		2.63	-1.97	0.6190	0.637					
				1.96	-0.18	0.5965	0.576	1.96	-0.18	0.594	64.7	-0.08
						0.6116	0.612					
XSXQ-070	T_2^{f2}	含膏泥晶云岩/中等紫/ D_0		-0.29	-8.07	0.6337	0.610	0.02	-0.33	0.610	56.5	-3.03
				-0.28	-8.14	0.5875	0.593					
				-0.28	-8.13	0.6225	0.628					

注: $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 计算:方解石-水(0~500 °C): $10^3\ln\alpha=2.78\times 10^6/T^2-3.39$ ^[30];白云石-水(80~350 °C): $10^3\ln\alpha=3.140(\pm 0.022)\times 10^6/T^2-3.14(\pm 0.022)$ ^[31]

平均氧同位素值计算得出不同成岩流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值(图6)。

①叠层石云岩、弱重结晶泥微晶云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 接近海水值($> -1.0\text{‰}$,指示了浓缩海水-卤水;海水为 $-1\text{‰} < \delta^{18}\text{O}_{\text{水}} < 1\text{‰}$)^[19];②微生物灰岩、云化微生物灰岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 负偏较明显($< -4.50\text{‰}$,咸水-淡水),藻

纹层或藻球粒粉晶云岩负的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 偏中等($< -3.50\text{‰}$,咸水),云化藻球粒泥晶灰岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 负偏不明显($> -1.8\text{‰}$,海水);③去云化泥粉晶云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 变化范围较大($-4.60\text{‰} \sim -1.63\text{‰}$,淡水-咸水-海水);不同类型胶结物总体呈有规律的变化,即随着胶结物结晶度增加,平均 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 负偏趋势明显,

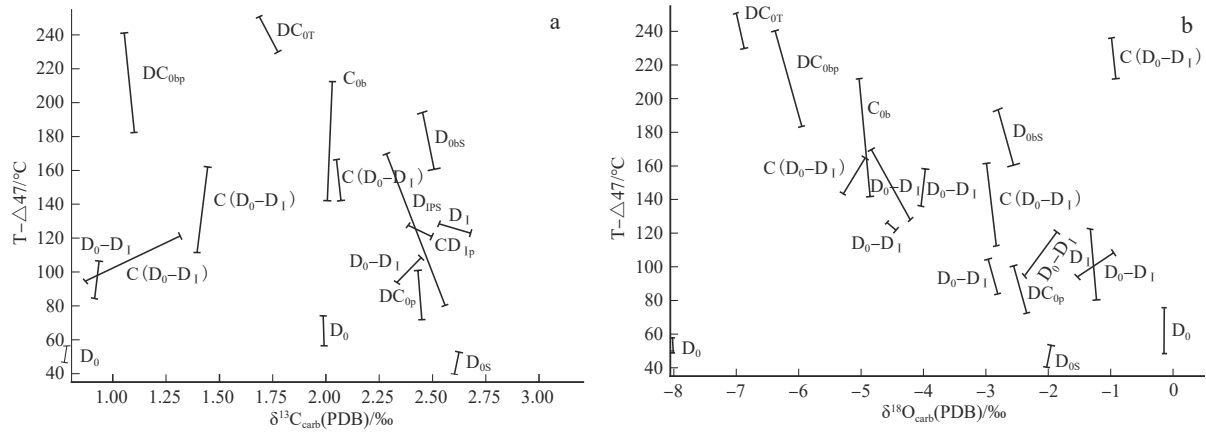


图5 川西中三叠统雷口坡组不同微生物碳酸盐岩及胶结物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (a) 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (b) 与 $T-\Delta 47(^{\circ}\text{C})$ 关系

Fig. 5 Carbonate precipitation temperatures ($T-\Delta 47$) versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (a) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (b) of different microbial carbonate rocks and cements, Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

p. 藻球粒; T. 凝块; S. 藻纹层或叠层石; b. 生屑; F. 有孔虫; CD. 去云化白云岩; DC. 白云石化的灰岩

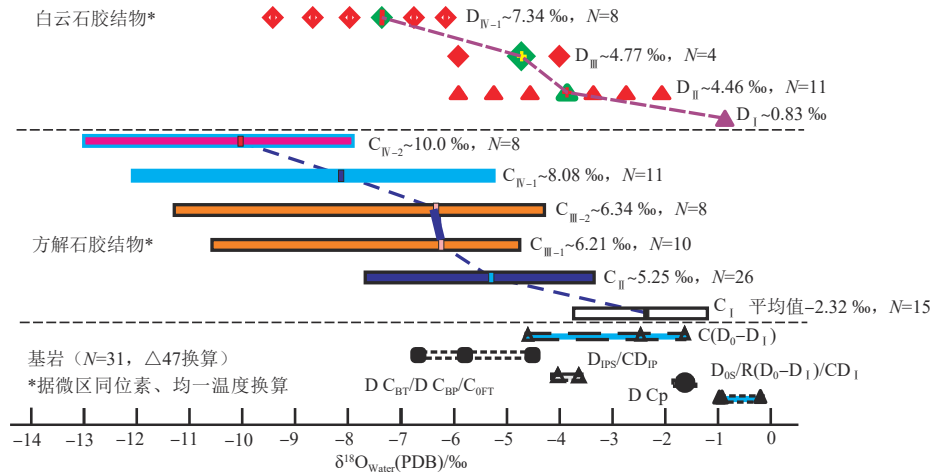


图6 川西中三叠统雷口坡组中不同类型碳酸盐岩及多期成岩胶结事件的沉积-成岩流体中的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 平均值及变化范围 (代号同图5; 表1)

Fig. 6 Averages and variation of oxygen isotope composition of the parent fluids ($\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$) for various carbonate rocks and cements for multiple cementation stages of the Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

相比白云石,方解石负偏更明显;④粉细晶白云石胶结物与基岩有相似的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 平均值或变化范围,指示了残留海水是主要成岩流体;⑤大气淡水方解石胶结物 C_{IV-1} 与 C_{II} 相比, $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 负偏明显,指示大气淡水混合程度高。

2.2.4 U-Pb 定年

本次选取藻球粒纹层云灰岩(8a)、凝块石云灰岩中(8b)孔洞方解石、藻纹层-粘结云岩中的孔洞白云石(8c)开展了碳酸盐岩激光原位 U-Pb 定年。U、Pb 含量及 U/Pb 分析表明,①MJ1-073, U 平均值为 1.42×10^{-6} ($0.0268 \times 10^{-6} \sim 3.26 \times 10^{-6}$, $N=73$), Pb 平均值为 0.0075×10^{-6} ($0.001 \times 10^{-6} \sim 0.404 \times 10^{-6}$, $N=73$),

U/Pb 平均值为 32.50 ($6.34 \sim 217.00$, $N=73$)。②SYS1-109, U 平均值为 0.90×10^{-6} ($0.0236 \times 10^{-6} \sim 2.74 \times 10^{-6}$, $N=49/51$), Pb 平均值为 0.0070×10^{-6} ($0.00062 \times 10^{-6} \sim 0.0665 \times 10^{-6}$, $N=49/51$), U/Pb 平均值为 423.06 ($0.44 \sim 4419.35$, $N=49/51$)。③YS1-199, U 平均值为 0.1923×10^{-6} ($0.00208 \times 10^{-6} \sim 1.995 \times 10^{-6}$, $N=41$), Pb 平均值为 0.0163×10^{-6} ($0.00156 \times 10^{-6} \sim 0.059 \times 10^{-6}$, $N=49/51$), U/Pb 平均值为 9.34 ($0.16 \sim 88.67$, $N=41$)。不难看出,3 件样品中的 U 含量依次降低,白云石中 U 含量最低, Pb 含量相对较高;由于早期去云化作用发生于暴露大气淡水中的氧化环境, U 含量相对较高,即 p_{CO_2} 升高,发生溶解, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2/(\text{CO}_3)^{2-}$ 增加^[25,30]。MJ1-073 谐和年龄精度高,代表了大气淡水作用的地质年

代(图7a)。SYS1-109样品中的U含量、Pb含量以及U/Pb变化较大,U和Pb含量平均值比前者稍低,谐和年龄较为可靠,误差稍大(图7b),指示了早期大气淡水作用不彻底或存在埋藏过程中放射性U元素和Pb元素加入或丢失。YS1-199样品白云石中的U含量最低,Pb含量较高,说明浅埋藏白云石化发生在相对封闭的弱氧化环境。

对14件白云岩(基岩)的岩石化学分析表明,U含量平均为 5.26×10^{-6} ($2.73 \times 10^{-6} \sim 9.97 \times 10^{-6}$),Pb含量平均为 0.12×10^{-6} ($0.026 \times 10^{-6} \sim 0.713 \times 10^{-6}$),Th含量平均为 0.04×10^{-6} ($0.015 \times 10^{-6} \sim 0.086 \times 10^{-6}$)。4件云灰岩、灰岩的U含量平均为 4.92×10^{-6} ($3.91 \times 10^{-6} \sim 6.36 \times 10^{-6}$),Pb含量平均为 0.033×10^{-6} ($0.02 \times 10^{-6} \sim 0.047 \times 10^{-6}$),Th含量平均为 0.02×10^{-6} ($0.016 \times 10^{-6} \sim 0.028 \times 10^{-6}$)。孔洞缝中胶结物与基岩U含量值

对比可知,白云石中U含量相对亏损,这可能与两者的晶体结构有关,即方解石晶胞参数更大,较大半径的离子更易以类质同像进入晶格缺陷;也可能与温度、氧化还原电位Eh、PH等介质条件有关。但与去云化的方解石相比,白云石的Th元素和Pb元素相对富集,主要指示了温度的影响,Th元素(或Pb)随温度的升高,其活性增强^[25]。

缝洞中的方解石(图8a—b)不发光(CL),弱负偏 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)、 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB),指示了其早期大气淡水去云化的产物(C_{II});孔洞中的中细晶白云石(D_{II})发粉红—玫瑰红(图8c),应为浅埋藏白云岩化的产物。缝洞中方解石U-Pb谐和年龄分别为 211.5 ± 1.5 Ma和 206.5 ± 4.6 Ma,对应于晚三叠世Norian(诺利阶)—Rhaetian(瑞替阶)($227.0 \sim 201.3 \pm 0.2$ Ma)。孔洞中的中细晶白云石U-Pb谐和年龄为 226.5 ± 9.68

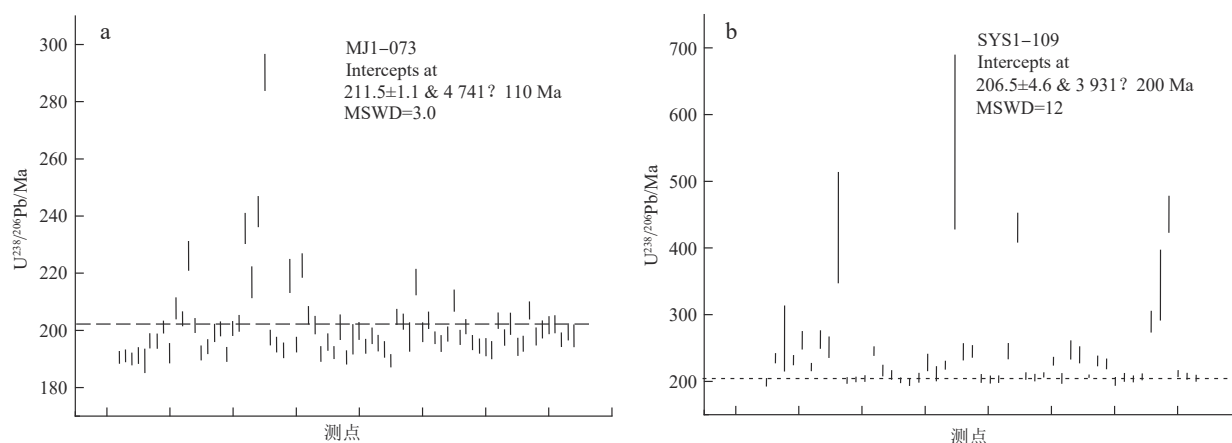


图7 川西中三叠统雷口坡组孔洞方解石的 $\text{U}^{238/206}\text{Pb}-\text{Pb}^{207/206}\text{Pb}$ 年龄图谱

Fig. 7 $\text{U}^{238/206}\text{Pb}-\text{Pb}^{207/206}\text{Pb}$ dating diagrams for calcites in vugs of the Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

a. MJ1-073, 埋深6 196.44 m; b. SYS1-109, 埋深6 195.62 m

(MSWD. 均方加权偏差; Intercepts at. 截位/协和年龄。)

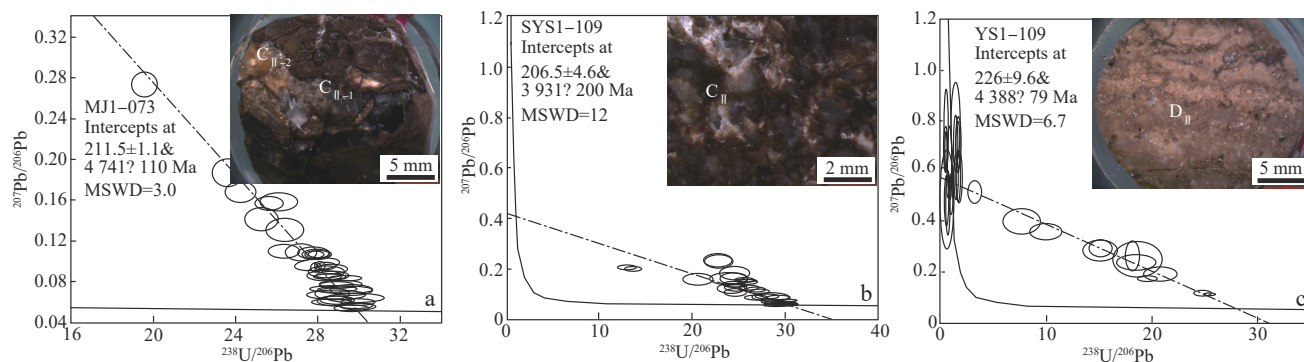


图8 川西中三叠统雷口坡组缝洞方解石和白云石 $\text{U}^{238/206}\text{Pb}-\text{Pb}^{207/206}\text{Pb}$ 谐和年龄(Ma)

Fig. 8 Tera-Wasserburg Concordia dating diagrams of $\text{U}^{238/206}\text{Pb}-\text{Pb}^{207/206}\text{Pb}$ of calcites and dolomite in vugs and fractures of the Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

a. 缝洞方解石, 样品MJ1-073, 埋深6 196.44 m; b. 缝洞方解石, 样品SYS1-109, 埋深6 195.62 m; c. 白云石, 样品SYS1-109, 埋深6 195.62 m

(MSWD. 均方加权偏差; Intercepts at. 截位/协和年龄。)

Ma, 对应于晚三叠世 Carnian(卡尼阶)–Norian(237.0 ~ 227.0 Ma)。结合中三叠统雷口坡组底的绿豆岩中火山碎屑锆石的U–Pb谐和年龄为 247.6 ± 1.1 Ma, 对应于 Anisian(安尼阶)底^[8], 推断胶结物 U–Pb 年龄数据揭示了粉(细)晶白云石化发生于卡尼阶, 去云化作用发生于诺利阶。这为白云石化、早期去云化作用提供了准确的年代格架。

2.3 孔隙类型、胶结及连通性

2.3.1 孔隙类型

为进一步研究成岩作用与孔隙演化的关系, 对孔隙类型占例、不同成岩矿物的胶结比例、残余孔隙等进行统计分析, 并结合成岩作用序列、埋藏史曲线恢复流体与孔隙演化史对其进行分类。按大小将孔隙划分为5小类: 洞(> 2.00 mm)、孔(2.00 ~ 0.50 mm)、中孔(0.50 ~ 0.05 mm)、小孔(0.05 ~ 0.01 mm)、微孔[< 0.01 mm (1/32 mm)]; 再依据形态与成因, 划分为3大类^[7](图9)。

①组构选择性溶蚀孔洞: 格架孔 GF、窗格孔 Fen、平底晶洞(SS-stromatactis structure)、晶(粒)间孔(BC/BP)、粒内孔 WP、遮蔽孔 SH、铸模孔 Mo(鲕模孔 Oo、膏模孔 MO 或生物体腔孔)等。②组构与非组构溶蚀孔洞: 扩大的组构孔洞、生物钻孔(BO)、遗迹、潜穴 BU、有机孔(OM)、缝合线(St)、角砾间孔 BRe、微孔隙(MP)等。③非组构溶蚀孔洞及裂隙: 裂隙(Fre), 包括张(扭)、压剪 X 共轭、剪切(雁行)、构造缝合线、扩溶缝洞(DFR)、溶孔洞(Vug)、溶沟(CH)、明(暗)河等(图9)。

2.3.2 孔隙连通性

不同类型孔隙的连通性分析对阐明流体运动、成岩序列及孔隙演化等十分重要。在此选取较低孔隙度(2% ~ 3%)微生物碳酸盐岩样品, 进行了薄片、环扫电镜 SEM、铸体和 CT–FIB 分析(图10)。其中, ①SYS1–083, 叠层石灰质粉晶云岩, 泥粉晶、粉(细)晶白云石(D_0 – D_I , D_I – D_{II})占20% ~ 30%, 局部达70% ~ 80%; 半自形直面镶嵌, 少量 GF、BP(大小为20 ~ 100 μ m)、BC(4 ~ 10 μ m)和多组微裂隙; 主要有 C/D_{AC–RFC}、C_{II}、C_{IV} 等胶结充填; 面孔率为1% ~ 2%(图10a–c), 局部为5% ~ 6%(图10d), 具有一定的连通性。②YS1–104, 有孔虫–藻球粒–藻黏结灰云岩; 纤柱状 C/D_{RFC} 胶结, GF、BP 和 MP, 实测孔隙度为3.03%; 在 CT–FIB 图像中, 孔隙直径介于0.2 ~ 0.9 μ m, 喉道介于50 ~ 80 nm; 在纳米尺度上, 连通性孔隙占总孔隙的53.76%, 有

4个连通孔隙子系统(图10g中不同颜色), 应与“树枝状”藻结构有关(图10e–g); 从微观角度来讲, 严格意义上的“孤立孔隙”较少或不存在。

2.3.3 孔隙及胶结物占比

选择 SYS1、PZ1 与 YS13 口井 700 件普通薄片和铸体薄片, 统计孔隙类型占比(图11a)和孔隙中不同类型胶结物、充填物占比。考虑到储层类型划分一致性, 按习惯分为孔洞、孔隙和裂隙3大类; 同时, 考虑到镜下不易区分方解石、白云石成因, 将其按晶体结构大小进行统计。结果表明, ①溶孔洞、格架孔洞和裂隙数量依次减少; ②纤状、纤柱状胶结物(文石、高镁方解石)占21.32%, ③粉细晶白云石(D_{II} , 部分重结晶)、方解石 C_{II} (多为异形、早期去云化产物)占比相对较高, 分别达27.47%和17.33%; ④中晶、中粗晶白云石($D_{III–IV}$)及方解石($C_{III–IV}$)分别占2.6%、5.46%; ⑤孔洞缝中含有一定量黏土(7.19%)、沥青(6.41%)和硬石膏(5.29%); ⑥少量渗流砂、钙结壳、萤石等(图11b)。

3 讨论

本次及前人研究均表明: ①粉晶、砂屑云岩、藻结构微–粉晶白云岩较易保持原始孔隙; ②藻纹层/藻黏结或叠层石比藻球粒、藻砂屑、藻凝块或藻团块更易形成与保存格架孔、溶蚀孔^[7]。富含微生物藻菌的泥晶灰泥沉积物的早期成岩作用导致了微孔隙形成^[41]。为推测孔隙在成岩演化过程中的变化, ①首先利用“将今论古”原理, 对微生物碳酸盐岩原始孔隙作出假设; ②再根据胶结物类型、占比、成因序列及年代学, 推测或恢复地质时期相继减少或消失的孔隙(图2, 图9); ③开展孔隙类型、孔隙结构、连通性及孔隙流体性质(及寿命)相关性分析, 进一步揭示孔隙演化过程; ④将成岩作用与孔隙演化史置于构造运动史、地层–沉积史、热演化史(生烃、排烃、运移及相态转化)等框架中, 通过详细刻画海底胶结、大气淡水、白云岩化以及埋藏成岩等作用的物理化学条件, 进而系统地总结孔隙发育与保存的机理。

3.1 原始孔隙发育的基础

中三叠统雷口坡组中的弱镶边、环潮缘的潮坪–潟湖沉积中普遍发育向上变浅的“米氏旋回”^[6], 其孔隙类型主要有格架孔、溶孔洞、粒间孔、晶间孔、微孔隙、裂隙等; 纵向上孔隙度及渗透率呈指状变化, 同样

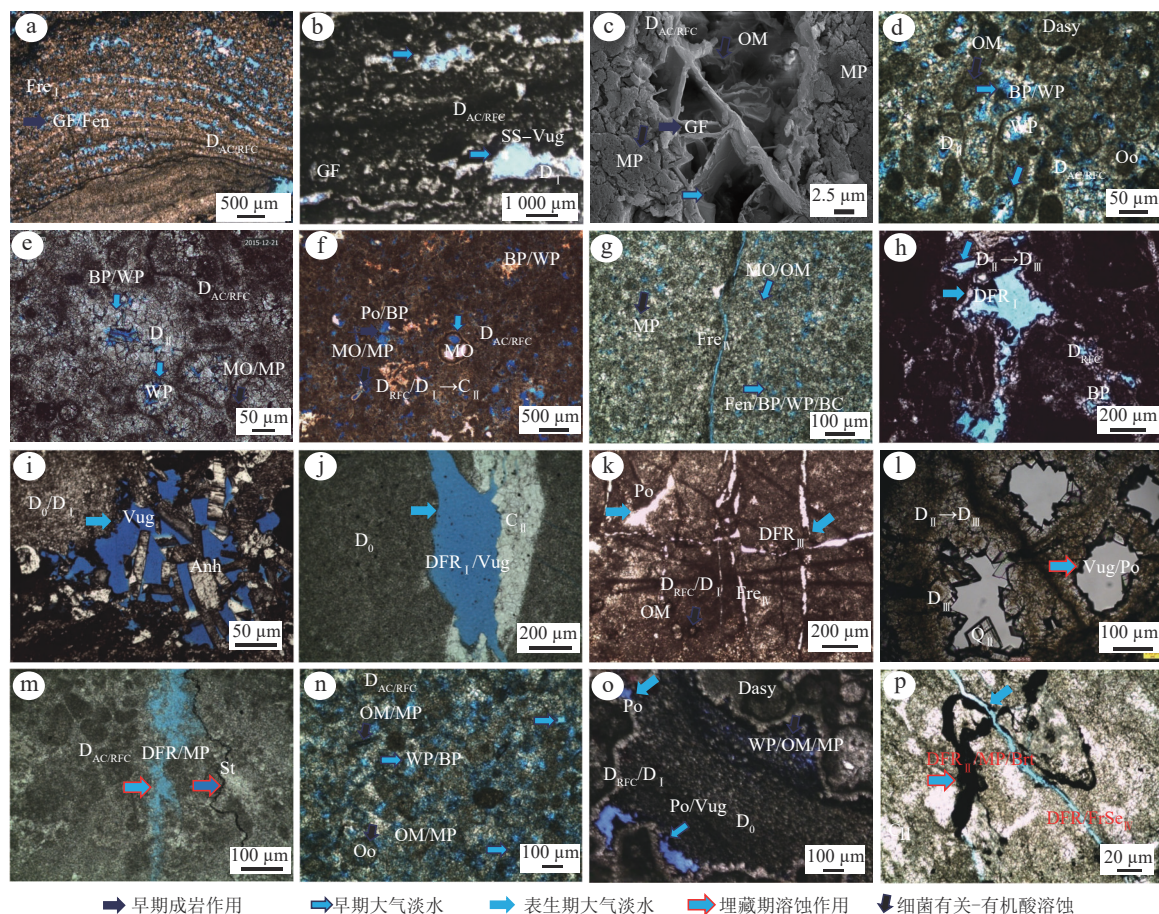


图9 川西中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩中的主要孔隙类型

Fig. 9 Major types of pores in microbial carbonate rocks of the Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

a. 叠层石微晶云岩,穹隆状(SH),格架礁,格架孔(GF),宽缓纹层中(LLH)不发育,YS1井,埋深6 220.39 m, $T_2^{J^{(3)}}$; b. 凝块石-藻球粒的黏结云灰岩,“平底晶洞”(SS)、窗格孔(Fen),晶洞上部为纤状-纤柱状(AC-RFC)或粒状微晶方解石(C_I)胶结,下为暗色微晶方解石胶结,YS1井,埋深5 779.93 m, $T_2^{J^{(3)}}$; c. 含生屑的藻砂屑-凝块石云岩,GF、黏土有机质OM(有机孔)、晶间孔(BC)及MP(微孔隙),样品YS1-036,埋深5 762.60 m, $T_2^{J^{(3)}}$; d. 藻鲕、骨屑、凝块石、粗枝藻灰云岩,格架礁,大量BP(粒间孔)、Oo(鲕模孔)、WP(粒内孔)、BC、OM等,样品XQS1-073,埋深5 718.30 m, $T_2^{J^{(3)}}$; e. 藻(骨)屑、凝块石灰云岩,格架礁,溶蚀孔洞(vug)、BP、WP、BC等,样品SYS1-145,埋深6 203.10 m, $T_2^{J^{(3)}}$; f. 有孔虫藻球粒-团粒泥微晶云岩,去云化、MO(铸模孔)、Po(溶孔)、BP、WP,样品MJ1-127,埋深6 212.65 m, $T_2^{J^{(3)}}$; g. 弱白云石化藻球粒灰岩,Fen、MO、BP、WP、OM和MP,样品XQS1-071,埋深5 718.70 m, $T_2^{J^{(3)}}$; h. 藻球粒-凝块石灰岩,DFR(扩溶孔)、BP、Po,样品SYS1-139,埋深6 201.08 m, $T_2^{J^{(3)}}$; i. 含膏质的藻球粒泥晶云岩,板状石膏中的膏模孔(Po-Anh),样品HL1-001,埋深4 694.20 m, $T_2^{J^{(2)}}$; j. 含膏质的藻球粒泥晶云岩,二组裂隙石膏脉(Gyp/Anh)一组再溶蚀,另一组被粒状方解石充填(C_{II}),DFR, Vug,样品TS1-003,埋深5 849.50 m, $T_2^{J^{(2)}}$; k. 藻纹层-凝块石泥微晶云岩,沿共轭“X”裂隙的扩溶(DFR)、网状开启裂隙Fre、Po、OM,样品SYS1-242,埋深6 227.50 m, $T_2^{J^{(3)}}$; l. 藻砂屑粉晶云岩,Vugs、Po,边部溶孔洞边缘近圆形, D_{III} 、 Q_{II} 部分充填,埋藏溶蚀与胶结,样品SYS1-200,埋深6 218.92 m, $T_2^{J^{(3)}}$; m. 藻球粒-凝块石灰岩,DFR、MP、缝合线(St),样品DS1-008,埋深6 177.80 m, $T_2^{J^{(3)}}$; n. 弱白云石化藻球粒-鲕灰岩,发育BP、WP、Po、Oo等,样品XQS1-076,埋深5 717.80 m, $T_2^{J^{(3)}}$; o. 粗枝藻、凝块石、微球粒灰岩,AC-RFC胶结,泥晶套, Po-Vug、WP、OM、MP等,YS1井,埋深5 780.18 m, $T_2^{J^{(3)}}$; p. 藻纹层灰质泥粉晶云岩,DFR,早期沥青Brt充填、后期开启,晚于早期的溶孔洞Po(C_{II}),样品LS1-100,埋深5 971.40 m, $T_2^{J^{(3)}}$.

具有“米氏旋回”的特征(图12a)。微生物诱发的沉积构造,诸如旋卷、帐篷、收缩裂缝、海绵状孔隙、气穹隆、席状碎片、多向变余波痕、剥蚀残余及坑穴、皱饰及振荡式裂缝为原始孔隙(微)提供了有利条件(图8)。早期至浅埋藏成岩阶段中,相当于“隔水层”的潮上带中的膏泥,含膏、泥的泥晶云岩,潮间至潮下浅水带的藻云岩等格架孔隙发育,流体可与围岩发生水-岩作用(图12b)。前人研究表明,早期成岩胶结和溶解最为

活跃的成岩作用带宽度一般小于1.5 m,集中分布在潜水面之上1 m范围岩层的粒间孔中^[34,39]。其中,最易溶解的是文石、高镁方解石、石膏,其次是低镁方解石、方解石、富钙白云石。从地表至地下,微生物分别发生了蓝细菌的光合作用、硝酸盐还原作用、硫酸盐的还原作用、氨化作用以及细菌甲烷氧化作用等,使孔隙流体逐渐从碱性向酸性转变,产生一定规模的沉淀与溶解作用^[34]。因此,米级沉积旋回中的孔隙发育与保

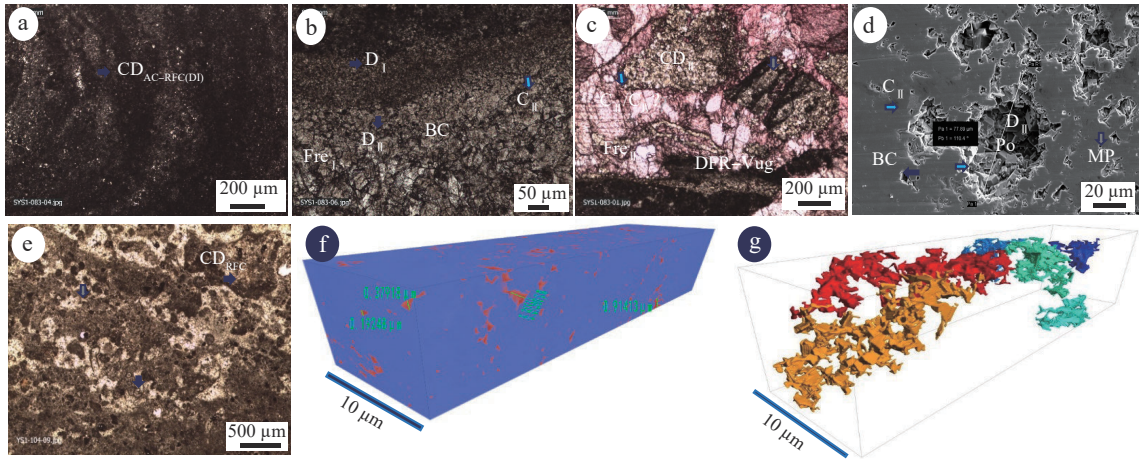


图10 川西中三叠统雷口坡组叠层石灰云岩(a-d)、有孔虫-藻黏结灰云岩(e-f)中的胶结物及孔隙分布

Fig. 10 Distribution of cements and pores in stromatolite calcareous dolomite (a-d) and foraminifera, pellet-bearing calcareous bounding dolomite (e-f) of the Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

a-d. 叠层石灰云岩,白云石大小为2~15 μm,以微孔隙2~10 μm为主,少量为20~30 μm, SYS1-083,埋深6 189.97 m; e-f. 有孔虫藻球粒黏结灰云岩,连通四个微孔隙体系(不同颜色),占总孔隙的53.76%, YS1-151691,埋深5 787.26 m.

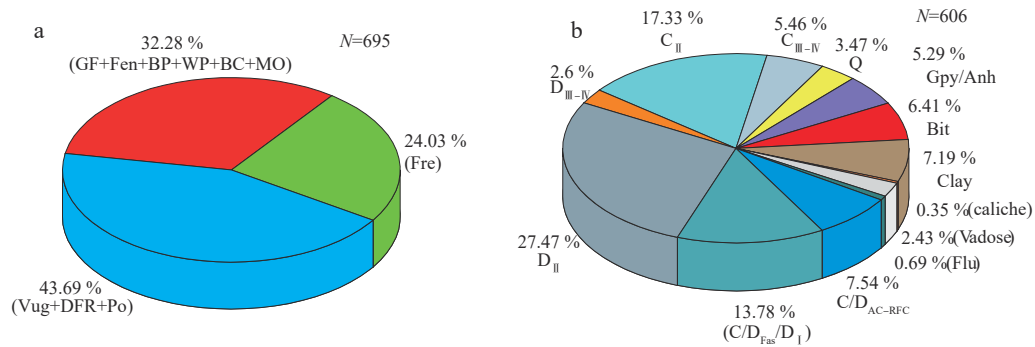


图11 川西YS1井、PZ1井和YS1井雷口坡组微生物碳酸盐岩不同孔隙类型(a)、胶结物(b)占比

Fig. 11 Piecharts showing the proportions of different types of pore (a) and cements (b) in the microbial carbonates rocks of Leikoupo Formation in three wells (YS1, PZ1 and YS1), western Sichuan Basin

存往往集中在潮间带—潮下浅水的藻纹层、泡沫绵层等叠层石及部分凝块石中。

理论上,在表层大气淡水中, CaCO_3 的溶解度相对于文石(1/2)、镁方解石(1/10)要低得多;若水中的文石接近于饱和,方解石过饱和发生沉淀,反之,若水中的方解石接近饱和、文石就会溶解;两者间巨大动力差异造成文石溶解产生的 CaCO_3 被搬运至下游发生沉淀,即较大水流量(动力)、不饱和水(较大的水/岩比)是溶解产生粒间溶孔、铸模孔的原因^[34](图2i,图14)。膏盐岩的溶解或相关的渗透回流促进了准同生期的大规模白云岩化;微生物诱导白云岩或文石海中原白云石直接沉淀、低镁方解石、文石的迅速拟晶化转变为微晶白云石,有利于格架孔、晶间孔、粒间溶孔等孔隙发育与保存^[6]。

如上所述,导致雷口坡组微生物碳酸盐岩原始孔隙变化最大的是海底胶结、早期大气淡水淋滤—胶结作

用(减小约为40%)。早期成岩作用可能存在以下3种情形。①潮上带为主,夹有潮间带的干旱、封闭的含膏盐岩云岩的成岩体系,水/岩比较小,从早期沉积的文石、高镁方解石灰泥转变为微晶结构(方解石、白云石)时会产生孔隙^[41-43],但氟磷灰石、石膏、天青石、菱镁矿、方解石、白云石和萤石等矿物共生组合,指示了残余孔隙(流体)中自生矿物的沉淀作用,导致孔隙不发育、减少或消失,这是大部分雷二段、雷三段和雷四段含膏层段白云岩中孔隙不发育的主要原因。②环潮缘带(潮下浅水至潮间带)水/岩比较高的开放成岩体系,位于水头(势)上游的大气淡水(或降雨)可溶解大量的不稳定矿物(如文石、低镁方解石、硫酸盐、岩盐等),导致大规模的去膏化、去云化,导致垮塌角砾形成,常会形成粒状的镶嵌结构(如糖粒状白云石、次生灰岩等);淡水沿藻纹层、帐篷构造、干裂、微裂隙等,顺层向下渗

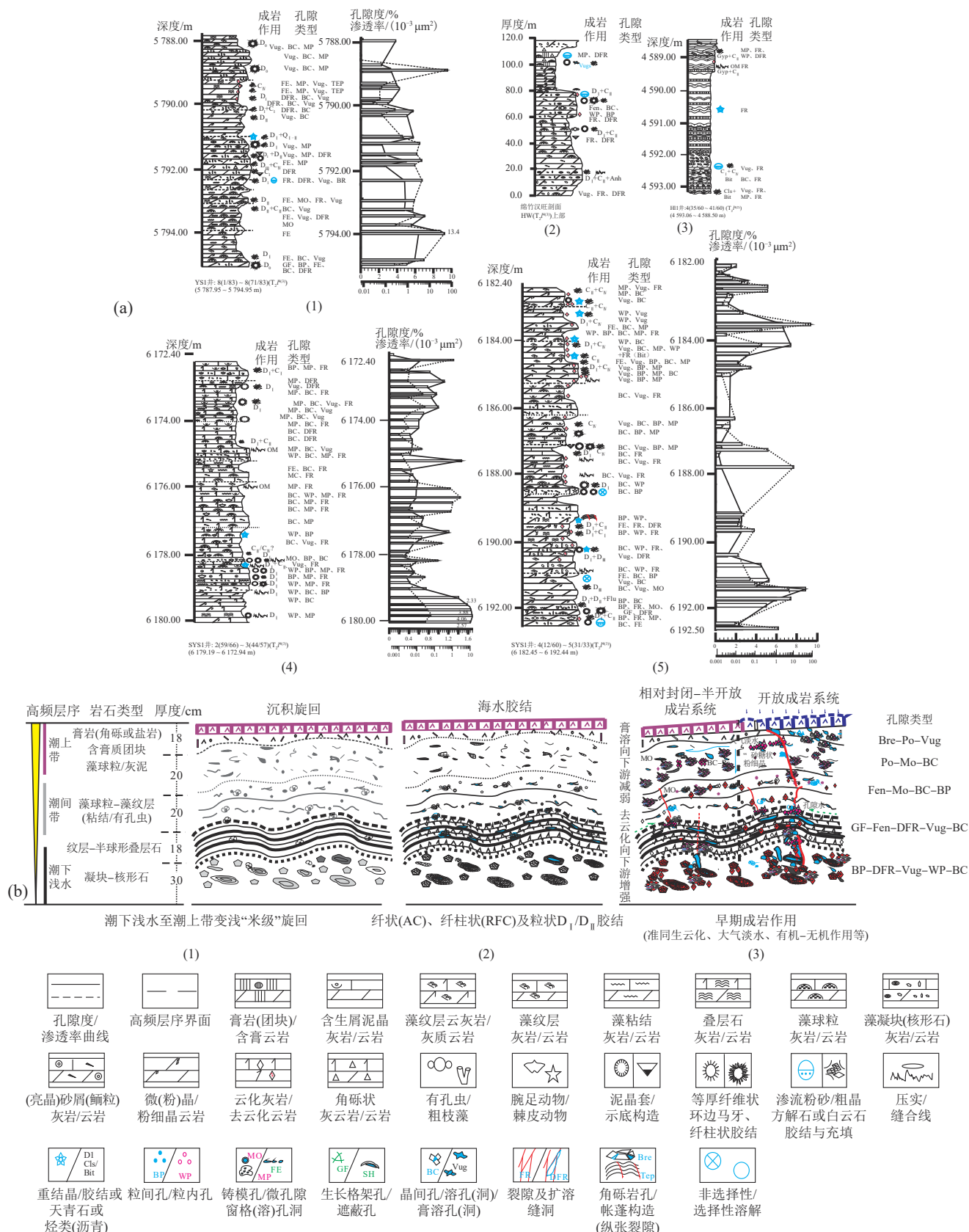


图 12 川西中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩向上变浅的“米氏”沉积旋回(a)和雷四上亚段的早期成岩作用示意图(b)

Fig. 12 Upward shallowing milankovitch cycle of the microbial carbonates in the Leikoupo Fm. (a) and schematic diagram (b) showing the early diagenesis of the 4th member of Leikoupo Fm on Hanwang outcrop in Mianzu County, Sichuan Province

透,导致了上游高(水)势区溶解、下游低势区沉淀的差异化成岩作用,这也是古构造高部位的格架孔-溶蚀孔洞等保存较好,方解石胶结较少,孔隙度可达6%~12%^[7]的主要原因,如大部分的雷一段中的膏溶孔洞相对发育。③以早期成岩-浅埋条件下的细菌藻类微生物-灰泥相互作用为特征,并逐渐由碱性向酸性演化的半封闭成岩体系(图12)。微生物诱导的碳酸盐矿物快速沉淀于细胞壁及周围,同时伴有自生亮晶胶结物。实验表明,在微生物藻菌参与的盐水孔隙中,可产生65%的文石,15%~25%的镁方解石,10%~20%的方解石(0.1~0.15 μm)和20%~40%微孔隙^[41]。大量不同形态的藻结构内部“气室”(图9b)、“格架空穴”的出现(图9c)以及微生物死亡腐烂,形成了大量微孔隙^[44];微生物藻菌有关的微孔隙不仅可承担“格架”功能,还具有一定的连通性(图10e—g),同时也是微生物诱导作用的主要场所。硫酸盐还原细菌、有机酸、酯酸、CO₂、有机质或烃类^[41]阻碍了广泛的胶结作用发生;在深埋条件下,较小喉道半径微孔隙是主要的孔隙类型之一^[45],“喉道大小对溶解程度的控制”(PCS)抑止了较小晶体胶结^[46]。

3.2 原生或残余孔隙总体减少的原因

通过对中三叠统雷口坡组中的大规模白云岩化^[6]、微生物诱导或影响下成岩作用、早期大规模去膏

化、去云化以及多种埋藏成岩作用的物理化学条件研究,厘定了成岩流体的基本性质及其演化,再结合区域构造-埋藏热史分析,初步建立了成岩流体演化中不同期次胶结序列的示意图(图13)。

在埋藏成岩作用中,总体是趋向于半开放至相对封闭成岩体系演化。根据前述4个成岩阶段中的成岩现象、成岩矿物形成的物理化学条件等分析,归纳总结并绘制了成岩序列示意图(图14a)。

孔隙的演化与微生物岩中原始孔隙、所经历的成岩作用及其序列紧密相关。其中,马尾状纤细、微层缝合线(不溶物残余堆积)的出现,标志压实压溶-溶解输运胶结作用使原始孔隙损失达20%~25%。因白云石晶体、“格架”结构、有机酸、烃类充注导致相对高的孔隙流体压力,阻止了进一步的化学压实;偶见埋藏溶蚀孔隙(图8l),指示了含氟热流体、烃类热降解等具有一定的溶蚀作用;均一温度>120℃,中低盐度的中粗晶白云石、方解石或石英等矿物的沉淀,导致了原始或溶蚀孔隙进一步减少(3%~5%);沿多期断裂-裂隙发生的大气淡水或孔隙流体的扩溶(温度高、盐度低),有助于孔隙发育与保存;与早期大气淡水溶蚀、去云化作用相似,位于褶皱构造区、断裂带上盘、断裂带等相对高部位或原始孔隙相对发育带,仍保存了“继承性”的孔渗发育层段;但从前述的

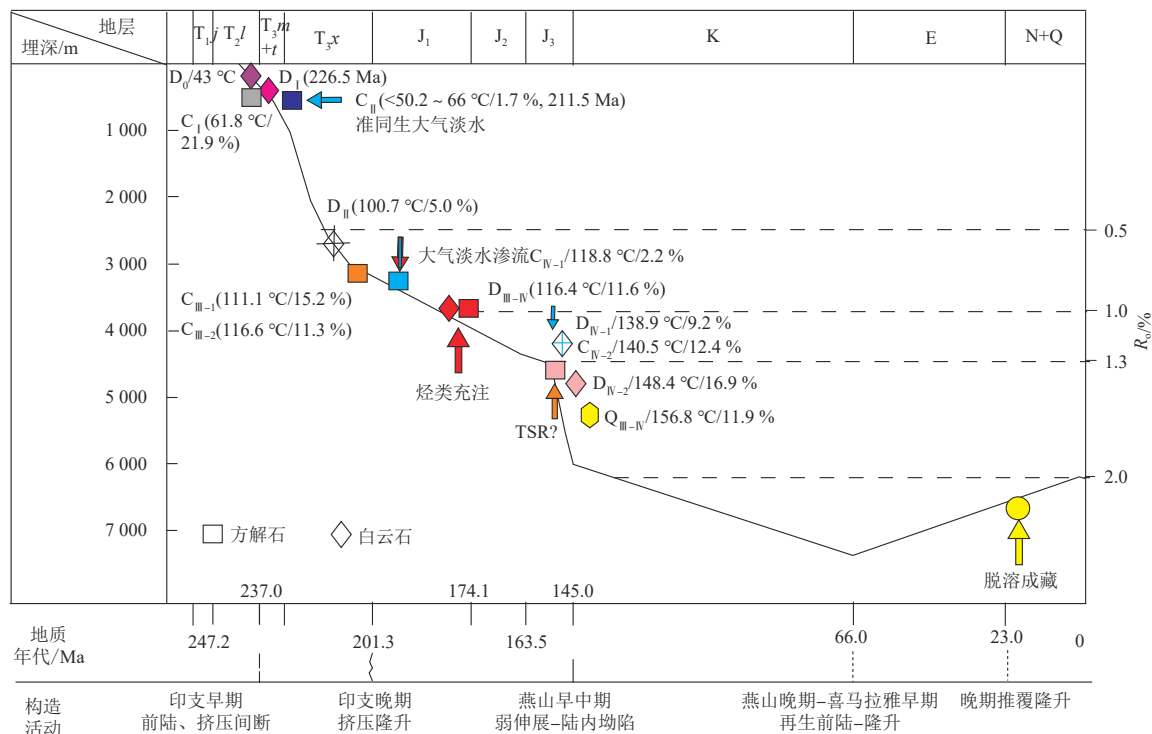


图13 川西中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩热演化-成岩流体作用示意图

Fig. 13 Sketch illustrating the succession of the thermal evolution-diagenesis fluid of the microbial carbonates, Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

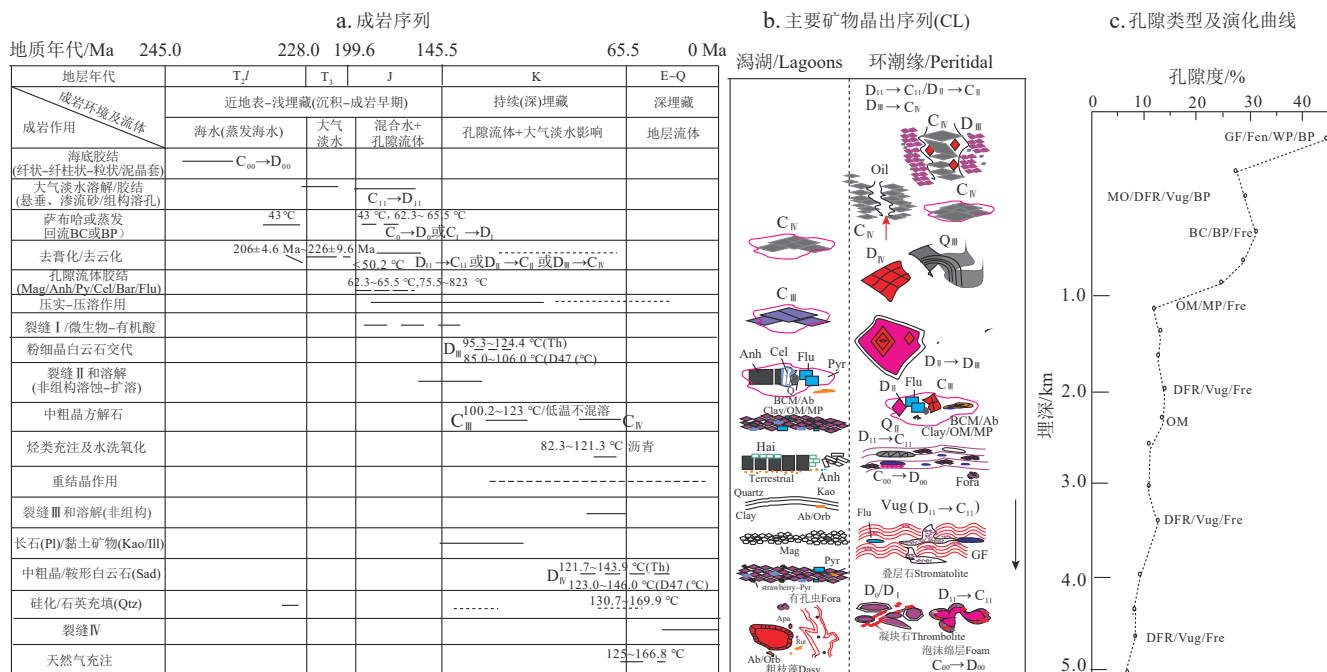


图14 川西中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩及胶结物阴极发光、温度与年代约束的成岩序列及孔隙演化

Fig. 14 Diagenetic sequence and pore evolution constrained by cathodoluminescence microscopy, temperature and dating of microbial carbonates with cements, Middle Triassic Leikoupo Formation, western Sichuan Basin

Ab. 钠长石; Ort. 钾长石; Rut. 金红石; Apa. 磷灰石; Pyr. 黄铁矿; Cel. 天青石; Anh. 硬石膏; Dol. 白云石; Mag. 菱镁矿($MgCO_3$); Q. 石英; Flu. 萤石; Hai. 石盐; Clay. 粘土; Kao. 高岭石; Ill. 伊利石; Org. 有机质; BCM. 生物矿化; GF. 格架孔; Fen. 窗格孔; MO. 铸模孔; MO. 有机孔; W(B)P. 粒(间)内孔; Vug. 溶孔洞; DFR. 扩溶孔; Fre. 裂隙; MP. 微孔隙
—— 较强或较重要 —— 中等或次要重要 - - - - - 较弱或推测

胶结物特征、非组构溶蚀(早期大气淡水除外)较少发生来推断,较大规模的埋藏溶蚀作用产生大量孔隙难以发生^[43]。

中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩以孔隙型为主导,孔隙-裂缝型次之;其孔隙度与渗透率具有较好的线性关系^[7]。格架孔、晶(粒)间溶孔等的孔隙度为40%~45%^[34],海水胶结物(C/D_{AC} -RFC、 D_0 或 D_1)使孔隙度减少了20%~25%左右;位于地貌高、上游排驱(水)区的文石、高镁方解石或少量方解石的早期大气淡水溶蚀(窗格溶孔、膏溶孔、铸模孔、溶孔洞、扩溶孔等)使孔隙度增加了约15%~20%;下游的泄水区-滞留区或低位的矿物胶结(石膏、方解石等)减孔作用与上游排驱区增孔作用大致相当;准同生期白云石化(萨布哈、渗透回流)可使孔隙度增加3%~5%;微生物灰岩的压实-压溶作用使孔隙度减少约15%~20%^[34],微生物白云岩压实-压溶使孔隙度减至5%~10%以下;有机酸溶蚀作用、沿裂隙大气淡水的扩溶使孔隙度增加约3%~5%左右;黏土矿物、中粗晶白云石、方解石(D_{III} 、 D_{IV} 、 C_{III} 、 C_{IV})等多种矿物的充填使孔隙度减少约5%~10%,残余孔隙约为2%~10%(图14b)。

4 结论

1) 中三叠统雷口坡组微生物碳酸盐岩经历了4个成岩阶段,其中,大规模海底胶结、白云岩化、去云化作用、微生物诱导作用及影响是早期成岩阶段中最重要的方式;白云石化、去云化作用分别发生于晚三叠世卡尼阶和诺利阶,确定了大规模的准同生期白云岩化、早成岩期的大气淡水溶解-胶结作用时限。

2) 早期成岩中可能存在开放、封闭和半开放3种成岩体系,分别对应于潮湿、干旱气候以及浅埋的细菌微生物-灰泥的相互作用。存在多期次的碳酸盐岩矿物交代作用, $\delta^{18}O_{\text{水}}$ 平均值总体呈降低趋势,温度呈升高趋势,盐度体现出升降的变化特征。

3) 格架孔、扩溶缝洞、微孔隙是微生物碳酸盐岩主要孔隙类型,具有一定连通性,早期孔隙、尤其是微孔隙的保存可能受残余的藻结构及有机酸等影响。

4) 潮下浅水-潮间带中的潮坪-潟湖相沉积、开放-半开放早期成岩体系是微生物岩中孔隙发育与保存的物质基础,深埋成岩流体改造致使孔隙有减少的趋势。

参 考 文 献

- [1] 曾德铭,王兴志,康保平. 川西北雷口坡组储层原生孔隙内胶结物研究[J]. 天然气地球科学, 2006, 17(4): 459-462.
ZENG Deming, WANG Xingzhi, KANG Baoping. A study on cement in primary pore of the Leikoupo Formation reservoir in the northwest of Sichuan Basin [J]. Natural Gas Geoscience, 2006, 17(4): 459-462.
- [2] 曾德铭,王兴志,张帆,等. 四川盆地西北部中三叠统雷口坡组储层研究[J]. 古地理学报, 2007, 9(3): 253-266.
ZENG Deming, WANG Xingzhi, ZHANG Fan, et al. Study on reservoir of the Leikoupo Formation of Middle Triassic in northwestern Sichuan Basin [J]. Journal of Palaeogeography, 2007, 9(3): 253-266.
- [3] 刘树根,宋金民,罗平,等. 四川盆地深层微生物碳酸盐岩储层特征及其油气勘探前景[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2016, 43(2): 129-152.
LIU Shugen, SONG Jinmin, LUO Ping, et al. Characteristics of microbial carbonate reservoir and its hydrocarbon exploring outlook in the Sichuan Basin, China [J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2016, 43(2): 129-152.
- [4] 李宏涛,胡向阳,史云清,等. 四川盆地川西坳陷龙门山前雷口坡组四段气藏层序划分及储层发育控制因素[J]. 石油与天然气地质, 2017, 38(4): 753-763.
LI Hongtao, HU Xiangyang, SHI Yunqing, et al. Sequence division and controlling factors of reservoir development of the 4th Member of Leikoupo Formation in foreland of Longmen Mountains in the Western Sichuan Depression, Sichuan Basin [J]. Oil & Gas Geology, 2017, 38(4): 753-763.
- [5] 刘树根,孙玮,宋金民,等. 四川盆地中三叠统雷口坡组天然气勘探的关键地质问题[J]. 天然气地球科学, 2019, 30(2): 151-167.
LIU Shugen, SUN Wei, SONG Jinmin, et al. The key geological problems of natural gas exploration in the Middle Triassic Leikoupo Formation in Sichuan Basin [J]. Natural Gas Geoscience, 2019, 30(2): 151-167.
- [6] 钱一雄,武恒志,周凌方,等. 川西中三叠统雷口坡组三段-四段白云岩特征与成因——来自于岩相学及地球化学的约束[J]. 岩石学报, 2019, 35(4): 1161-1180.
QIAN Yixiong, WU Hengzhi, ZHOU Lingfang, et al. Characteristic and origin of dolomites in the third and fourth members of Leikoupo Formation of the Middle Triassic in NW Sichuan Basin: Constraints in mineralogical, petrographic and geochemical data [J]. Acta Petrologica Sinica, 2019, 35(4): 1161-1180.
- [7] 周凌方,钱一雄,宋晓波,等. 四川盆地西部彭州气田中三叠统雷口坡组四段上亚段白云岩孔隙表征、分布及成因[J]. 石油与天然气地质, 2020, 41(1): 177-188.
ZHOU Lingfang, QIAN Yixiong, SONG Xiaobo, et al. Characteristics, distribution and origin of dolomite reservoir in the upper Lei 4 member of the Middle Triassic, Pengzhou Gas Field, western Sichuan Basin [J]. Oil & Gas Geology, 2020, 41(1): 177-188.
- [8] 李宸,郎兴海,邓煜霖,等. 四川盆地峨眉山雷口坡组底部黏土岩(绿豆岩)的年代学及地球化学特征[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2020, 39(4): 810-825.
LI Chen, LANG Xinghai, DENG Yulin, et al. Geochronological and geochemical characteristics of the claystone (mung bean rock) at the bottom of the Leikoupo Formation in the Emeishan area, Sichuan Basin, China [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2020, 39(4): 810-825.
- [9] 李国蓉,刘正中,谢子潇,等. 四川盆地西部雷口坡组非热液成因鞍形白云石的发现及意义[J]. 石油与天然气地质, 2020, 41(1): 164-176.
LI Guorong, LIU Zhengzhong, XIE Zixiao, et al. Discovery of non-hydrothermal saddle-shaped dolomite in Leikoupo Formation, western Sichuan Basin and its significance [J]. Oil & Gas Geology, 2020, 41(1): 164-176.
- [10] 段金宝,金民东,范志伟,等. 四川盆地东北部中三叠统雷口坡组四段优质储层发育特征及勘探方向[J]. 石油与天然气地质, 2021, 42(4): 898-908.
DUAN Jinbao, JIN Mindong, FAN Zhiwei, et al. Characteristics and favorable plays for high-quality reservoirs in the Middle Triassic Lei 4 Member, Yuanba area, northeastern Sichuan Basin [J]. Oil & Gas Geology, 2021, 42(4): 898-908.
- [11] 孙豪飞,罗冰,文龙,等. 四川盆地雷口坡组富有机质页岩的发现及盐下勘探新领域[J]. 天然气地球科学, 2021, 32(2): 233-247.
SUN Hao-fei, LUO Bing, WEN Long, et al. The first discovery of organic-rich shale in Leikoupo Formation and new areas of sub-salt exploration, Sichuan Basin [J]. Natural Gas Geoscience, 2021, 32(2): 233-247.
- [12] 杨威,刘满仓,魏国齐,等. 四川盆地中三叠统雷口坡组相古地理与规模储集体特征[J]. 天然气地球科学, 2021, 32(6): 781-793.
YANG Wei, LIU Mancang, WEI Guoqi, et al. Sedimentary characteristics and sequence lithofacies paleogeography of the semi-closed carbonate platform of the Leikoupo Formation in Sichuan Basin [J]. Natural Gas Geoscience, 2021, 32(6): 781-793.
- [13] 熊中玉,丁林,谢静. 碳酸盐耦合同位素(Δ_{47})温度计及其在古高度重建中的应用[J]. 科学通报, 2019, 64(16): 1722-1737.
XIONG Zhongyu, DING Lin, XIE Jing. Carbonate clumped isotope (Δ_{47}) thermometry and its application in paleoelevation reconstruction [J]. Chinese Science Bulletin, 2019, 64(16): 1722-1737.
- [14] 陈家旭,王斌,郭小文,等. 应用方解石激光原位U-Pb同位素定年确定多旋回叠合盆地油气成藏绝对时间——以塔里木盆地塔河油田为例[J]. 石油与天然气地质, 2021, 42(6): 1365-1375.
CHEN Jiaxu, WANG Bin, GUO Xiaowen, et al. Application of laser in-situ U-Pb dating of calcite to determination of the absolute time of hydrocarbon accumulation in polycyclic superimposed basins: A case study on Tahe Oilfield, Tarim Basin [J]. Oil & Gas Geology, 2021, 42(6): 1365-1375.
- [15] WINKELSTERN I Z, LOHMANN K C. Shallow burial alteration of dolomite and limestone clumped isotope geochemistry [J]. Geology, 2016, 44(6): 467-470.
- [16] WINKELSTERN I Z, KACZMAREK S E, LOHMANN K C, et al. Calibration of dolomite clumped isotope thermometry [J].

- Chemical Geology, 2016, 443: 32–38.
- [17] BONIFACIE M, CALMELS D, EILER J M, et al. Calibration of the dolomite clumped isotope thermometer from 25 to 350 °C, and implications for a universal calibration for all (Ca, Mg, Fe)CO₃ carbonates[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, 200: 255–279.
- [18] CAME R E, AZMY K, TRIPATI A, et al. Comparison of clumped isotope signatures of dolomite cements to fluid inclusion thermometry in the temperature range of 73–176 °C[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017, 199: 31–47.
- [19] MANGENOT X, GASPARRINI M, ROUCHON V, et al. Basin-scale thermal and fluid flow histories revealed by carbonate clumped isotopes (Δ_{47})—Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin depocentre[J]. *Sedimentology*, 2018, 65(1): 123–150.
- [20] HONLET R, GASPARRINI M, MUCHEZ P, et al. A new approach to geobarometry by combining fluid inclusion and clumped isotope thermometry in hydrothermal carbonates [J]. *Terra Nova*, 2018, 30(3): 199–206.
- [21] LUKOCZKI G, HAAS J, GREGG J M, et al. Multi-phase dolomitization and recrystallization of Middle Triassic shallow marine-peritidal carbonates from the Mecsek Mts. (SW Hungary), as inferred from petrography, carbon, oxygen, strontium and clumped isotope data[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2019, 101: 440–458.
- [22] KIM S T, O'NEIL J R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(16): 3461–3475.
- [23] HORITA J. Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite–water–CO₂ to elevated temperatures[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 129: 111–124.
- [24] MOORBATH S, TAYLOR P N, ORPEN J L, et al. First direct radiometric dating of Archaean stromatolitic limestone [J]. *Nature*, 1987, 326(6116): 865–867.
- [25] WINTER B L, JOHNSON C M. U-Pb dating of a carbonate subaerial exposure event[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 131(3/4): 177–187.
- [26] WOODHEAD J, PICKERING R. Beyond 500 ka: Progress and prospects in the U-Pb chronology of speleothems, and their application to studies in palaeoclimate, human evolution, biodiversity and tectonics [J]. *Chemical Geology*, 2012, 322–323: 290–299.
- [27] LI Q, PARRISH R R, HORSTWOOD M S A, et al. U-Pb dating of cements in Mesozoic ammonites[J]. *Chemical Geology*, 2014, 376: 76–83.
- [28] LAWSON M, SHENTON B J, STOLPER D A, et al. Deciphering the diagenetic history of the El Abra Formation of eastern Mexico using reordered clumped isotope temperatures and U-Pb dating [J]. *GSA Bulletin*, 2018, 130(3/4): 617–629.
- [29] HANSMAN R J, ALBERT R, GERDES A, et al. Absolute ages of multiple generations of brittle structures by U-Pb dating of calcite[J]. *Geology*, 2018, 46(3): 207–210.
- [30] GODEAU N, DESCHAMPS P, GUIHOU A, et al. U-Pb dating of calcite cement and diagenetic history in microporous carbonate reservoirs: Case of the Urgonian Limestone, France[J]. *Geology*, 2018, 46(3): 247–250.
- [31] SHEN Jiangng, HU Anping, CHENG Ting, et al. Laser ablation in situ U-Pb dating and its application to diagenesis-porosity evolution of carbonate reservoirs [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2019, 46(6): 1127–1140.
- [32] ENGEL J, MAAS R, WOODHEAD J, et al. A single-column extraction chemistry for isotope dilution U-Pb dating of carbonate [J]. *Chemical Geology*, 2020, 531: 119311.
- [33] 张杰, 寿建峰, 文应初, 等. 去白云石化作用机理及其对储集层的改造[J]. *古地理学报*, 2012, 14(1): 69–84.
ZHANG Jie, SHOU Jianfeng, WEN Yingchu, et al. Mechanism of dedolomitization and its rebuilding to reservoir [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2012, 14(1): 69–84.
- [34] FLÜGEL E. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application[M]. Berlin: Springer, 2004: 369–396.
- [35] GERDES G. What are microbial mats? [M]//SECKBACH J, OREN A, ed. *Microbial Mats: Modern and Ancient Microorganisms in Stratified Systems*. Dordrecht: Springer, 2010: 3–25.
- [36] PLANAVSKY N, GINSBURG R N. Taphonomy of modern marine Bahamian microbialites[J]. *Palaaios*, 2009, 24(1): 5–17.
- [37] PLANAVSKY N, REID R P, LYONS T W, et al. Formation and diagenesis of modern marine calcified cyanobacteria[J]. *Geobiology*, 2009, 7(5): 566–576.
- [38] WARTHMANN R, VAN LITH Y, VASCONCELOS C, et al. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments[J]. *Geology*, 2000, 28(12): 1091–1094.
- [39] DUPRAZ C, REID R P, BRAISSANT O, et al. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats [J]. *Earth-Science Reviews*, 2009, 96(3): 141–162.
- [40] 朱光有, 张水昌, 梁英波, 等. TSR对深部碳酸盐岩储层的溶蚀改造——四川盆地深部碳酸盐岩优质储层形成的重要方式 [J]. *岩石学报*, 2006, 22(8): 2182–2194.
ZHU Guangyou, ZHANG Shuichang, LIANG Yingbo, et al. Dissolution and alteration of the deep carbonate reservoirs by TSR: An important type of deep-buried high-quality carbonate reservoirs in Sichuan Basin[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22(8): 2182–2194.
- [41] MOSHIER S O. Microporosity in micritic limestones: A review [J]. *Sedimentary Geology*, 1989, 63(3/4): 191–213.
- [42] LUCIA F J. Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization [J]. *AAPG Bulletin*, 1995, 79(9): 1275–1300.
- [43] EHRENBERG S N, WALDERHAUG O, BJØRLYKKE K. Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: Reality or illusion?[J]. *AAPG Bulletin*, 2012, 96(2): 217–233.
- [44] CHAFETZ H S. Porosity in bacterially induced carbonates: Focus on micropores[J]. *AAPG Bulletin*, 2013, 97(11): 2103–2111.
- [45] LOUCKS R G, LUCIA F J, WAITE L E. Origin and description of the micropore network within the Lower Cretaceous Stuart City trend tight-gas limestone reservoir in pawnee field in South Texas [J]. *GCAGS Journal*, 2013, 2: 29–41.
- [46] EHRENBERG S N, WALDERHAUG O. Preferential calcite cementation of macropores in microporous limestones[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2015, 85(7): 780–793.