

塔里木盆地玉北地区奥陶系储层成因研究

张哨楠

(西南石油大学地球科学与技术学院, 四川 成都 610500)

摘要:玉北地区奥陶系碳酸盐岩经历了加里东期和海西期构造作用的改造,东部断褶带和西部斜坡区断层发育,中部平台区断层不发育,导致勘探目的层鹰山组上部与鹰山组下部和蓬莱坝组储层发育特征的不同。鹰山组上部的储层主要受控于加里东期构造活动所造成的地层抬升暴露剥蚀,形成了以大气淡水溶蚀为主的储集空间类型;而鹰山组下部和蓬莱坝组储层则主要受到埋藏白云石化作用、硅化作用以及伴随着断层的形成而发育的裂缝和热液的改造作用的控制。氧碳同位素和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的分布特征也进一步证明了两种不同储层类型的主控因素。鹰山组上部洞穴中方解石的氧碳同位素值($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}:-12\sim-4\text{‰VPDB}$, $\delta^{13}\text{C}:-3\sim-1\text{‰VPDB}$)比海水沉淀的方解石($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}:-9.5\sim-7.5\text{‰VPDB}$, $\delta^{13}\text{C}:-1.5\sim-0.5\text{‰VPDB}$)在数值上明显偏负,说明洞穴中充填的方解石属于淡水成因。在鹰山组下部和蓬莱坝组白云岩储层中发育的鞍形白云石具有较低的氧同位素值($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}:-10.7\sim-5.9\text{‰VPDB}$)和高于海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(均大于0.7094),因而被解释为热液成因,进一步说明这些地层中的溶蚀孔洞可能与热液改造有关。

关键词:储层成因;白云岩;同位素地球化学;奥陶系;塔里木盆地

中图分类号:P534.42; P588.21; TE122

文献标识码:A

随着油气勘探开发的逐步深入,浅层以及中深层的油气勘探基本上已经转变为深层、超深层的油气勘探。因此,在常规的油气勘探转变为非常规的油气勘探的情况下,继续沿用原有的勘探思路和油气成藏规律来指导深层、超深层和非常规的油气勘探已经明显不合时宜。塔里木盆地经过几十年的勘探开发已经发现油气藏近60个,在各个时代的地层中均有发现,但是古生代地层依然是油气勘探的重点,而古生界的勘探对象主要集中在奥陶系。自塔深1井在盆地奥陶系和寒武系超深层的白云岩中残留有液态烃和发育很好的白云岩储层^[1,2];并且在顺托果勒地区发现了与断裂活动相关的裂缝发育带,在奥陶纪地层中发现了油气藏^[3,4];在玉北地区的玉北1井的奥陶纪地层中发现了工业性的油气流,揭示了该区具有良好的勘探前景。这些发现都是在6000m以下埋深的超深层储层中,在不同地区奥陶纪地层中的储层类型也没有相同之处,说明超深层的储层发育和保存机理非常复杂。本文的目的就是通过地质、地球化学的方法,对研究区奥

陶系储层的形成机理进行讨论,以期为进一步的勘探奠定基础。

1 地质背景

玉北地区位于塔里木盆地塔西南坳陷麦盖提斜坡东部,北面为玛扎塔格断裂带,东部则延伸到塘古孜巴斯凹陷内部,南部为塔西南叶城—和田凹陷。研究区内奥陶系主要经历加里东期、海西期等多期多幕次构造运动,形成 T_7^8 、 T_7^4 、 T_7^2 、 T_7^0 等多个重要沉积界面。平面上发育多条NE—NNE和近EW向断裂带(图1),多期的构造活动造成奥陶纪地层在沉积演化上变得复杂,并且在地貌单元上形成了不同的岩溶地貌。在整个玉北地区根据构造活动强度的不同,可以分为3个地层小单元(图2),即东部断褶区、中部平台区和西部斜坡区。由于加里东中期的构造活动,导致了研究区在区域隆起的构造背景下奥陶系中上统部分地层的缺失。在东部断褶带奥陶系蓬莱坝组和鹰山组为连续沉积,部分单井(如玉北7井)缺失一间房组、恰尔巴克组、

收稿日期:2020-06-20; 改回日期:2020-07-06

作者简介:张哨楠(1957—),男,教授,主要从事储层地质学和储层沉积学研究。E-mail:zsn@cdut.edu.cn

资助项目:中石化西北分公司勘探开发研究院横向协作项目《巴麦地区古生界碳酸盐岩储集体形成机理研究》。

良里塔格组和桑塔木组,亦即整个上奥陶统在东部断注带仅有零星的分布,各井之间由于所处不同的构造位置,地层的厚度和保存情况也完全不同。在东部断隆带,缺失中奥陶统的一间房组和整个上奥陶统。在西部斜坡区和中部平台区,缺失一间房组、恰尔巴克组和桑塔木组。根据钻井所揭示情况,研究区奥陶纪地层的分布总结于表 1。

研究区的断裂构造集中在东部地区,即玉北 1、玉北 3 和玉北 7 断裂,这些断裂主要发育于加里东中晚期构造运动,在这些断裂之上叠加了海西晚期构造活动。东部地区与其它地区相比,具有断裂幅度大,断层密集的特点,在区域上属于塘古巴斯拗

陷断裂体系。在纵向上,根据断裂的发育特征以及断裂影响的深度和断裂排列的特征,将研究区可以划分为基底→中寒武统(下构造层)、上寒武统→奥陶系(中构造层)、石炭系→二叠系(上构造层),共 3 套构造层(见图 2)。下构造层对整个研究区均有影响,以直立走滑和高角度逆冲断裂为主。中构造层断裂发育较为密集,对储层的演化影响最大,不仅造成了地貌上的隆起和地层剥蚀,同时沿断层活动的淡水和热液流体对原有岩石的改造,使得储层在纵向上和横向上变得非常复杂。上构造层除了极少量继承性断层影响上部地层之外,构造活动比较平稳。

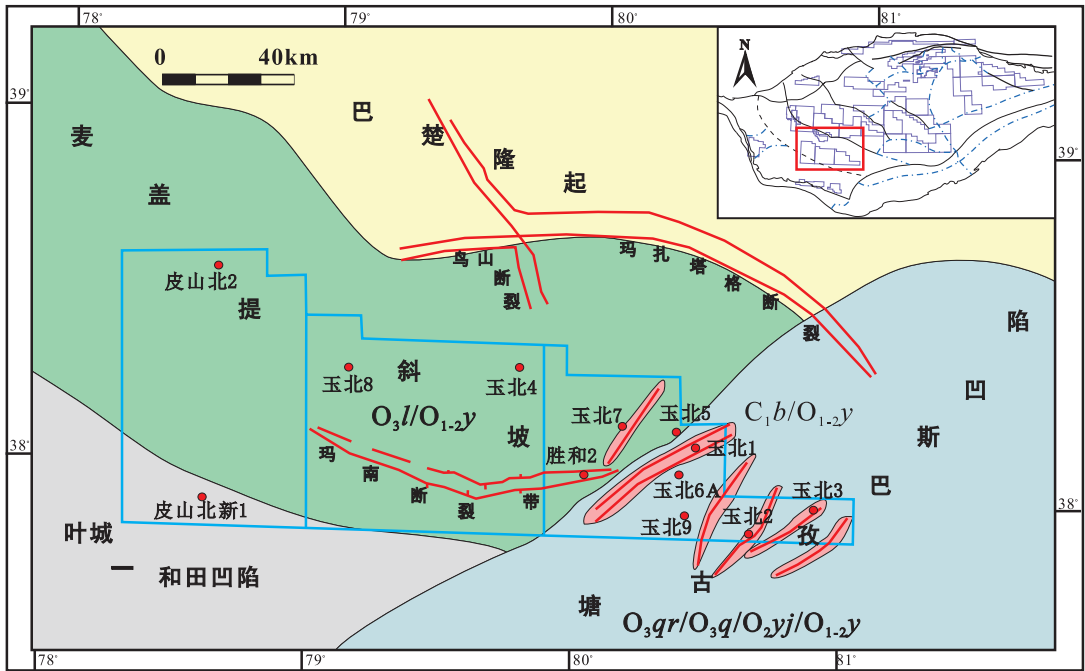


图 1 研究区的位置和构造特征以及地层接触关系

Fig 1 Location and structure characteristics and relationship of stratigraphic contact in the researched region

表 1 奥陶纪地层的分布

Table 1 Distribution of Ordovician stratigraphy based on the drilling data

统	组	西部 斜坡区	中部平台区		东部断褶带								
					断隆带					断洼带			
		皮山北2	玉北8井	玉北4井	玉北1-1井	玉北1-2x井	玉北1-4井	玉北1井	玉北3井	玉北5井	玉北7井	玉北6A井	玉北9井
上统	桑塔木组	缺失	缺失	缺失	缺失					118m	缺失	281m	230m
	良里塔格组	16m	55.5m	118m						缺失		缺失	66m
	恰尔巴克组	缺失	缺失							26m		24m	缺失
一间房组	46m									74m		缺失	
中一下统	鹰山组	184m (未穿)	351m (未穿)	187m (未穿)	355.7m (未穿)	438.2m	132m (未穿)	164m (未穿)	336m (未穿)	477m	399m	351m (未穿)	525m (未穿)
下统	蓬莱坝组					256.8m (未穿)				389m (未穿)	211m (未穿)		

根据前人对研究区沉积相的研究^[6],认为在寒武纪之后,海水大面积海侵,在奥陶纪早期,蓬莱坝组在区域上主要的岩石组合为白云岩、含灰云岩、灰质云岩,部分地区发育少量灰岩,灰岩、云岩互层出现是蓬莱坝组的一个重要特征,表明在早奥陶世大的海侵背景下,其间还经历了多次小的海进海退过程。该组区域上的沉积环境为局限台地沉积。早奥陶世晚期,随着海侵作用的加强,研究区水体逐渐加深,大部分地区逐渐演化为开阔台地,并发

育有台地边缘和陆棚沉积,沉积物主要是微晶灰岩、颗粒灰岩或云质灰岩,只在研究区北部的方1井、和4井井区残存了部分局限台地。由于研究区东部构造活动强烈,造成了大量地层的缺失,一部分鹰山组也遭到了剥蚀,上奥陶统地层基本全部被剥蚀,形成了岩溶型的储层特征,在研究区西部地区,则是缺失一间房组和恰尔巴克组,顶部缺失桑塔木组。

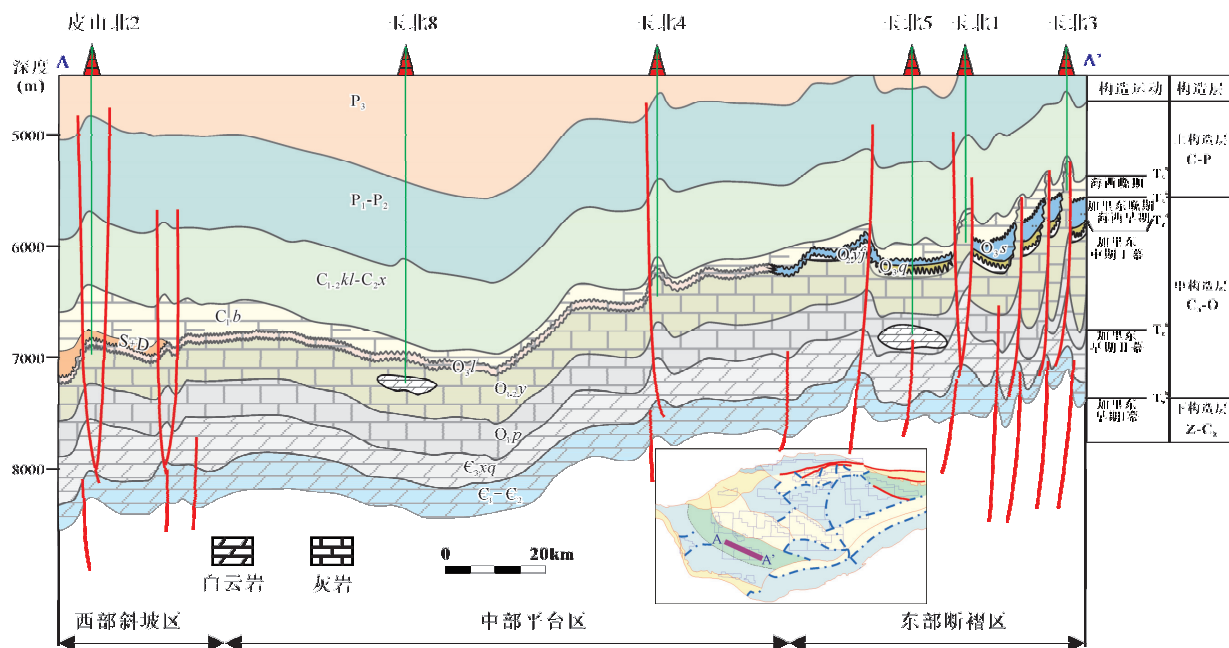


图2 玉北地区构造层划分及断裂发育分布特征

Fig. 2 Classification of structural layers and characteristics of fault distribution

2 储层岩石组合特征及成岩作用

2.1 储层岩石组合

研究区的目的层位是蓬莱坝组和鹰山组,进入蓬莱坝组的钻井仅有3口井,钻入鹰山组的11口井。因此,蓬莱坝组的资料相对较少。根据取心层段岩石薄片的鉴定结果,蓬莱坝组的岩石类型有颗粒灰岩,主要是亮晶砂屑灰岩,以及晶粒白云岩,偶见有残余结构的鲕粒灰岩,灰岩的含量极少。作为储层的岩石主要为晶粒白云岩。晶粒一般比较粗大,晶粒大小为细晶、中晶和粗晶级别,晶粒白云岩的表面比较脏,晶形特征主要为它形晶,细到中晶白云岩常呈混合出现,岩石具有明显的溶蚀特征(图3-a)。在其它细到中晶白云岩中可见到二氧化硅以玉髓的形式充填在溶蚀孔隙中(图3-b),玉髓

具有明显的同心纹层状,随着二氧化硅的逐渐沉淀,晶粒也逐渐增大,在有些薄片,在中心部位成为结晶较好的石英晶粒,有些则未充填满,而成为孔隙保留下来(见图3-b)。中到粗晶白云岩则主要发育在蓬莱坝组的下部地层中,这些粗晶级别的白云石常呈半自形和它形晶体形态,通常情况下具有波状消光的特征,由于晶体结构为它形和半自形晶形,晶体与晶体接触非常紧密,孔隙不发育(图3-c)。还有一种中—粗晶白云石,晶形为自形和半自形,晶体表面不干净,晶体大小也不均匀,但是晶形较好,在晶间发育有晶间孔隙和晶间溶蚀孔隙(图3-d),是比较好的储层类型。根据岩石组合特征以及储集空间发育类型,在蓬莱坝组储层的岩石组合主要发育有两种类型,一种是(含)硅质中粗晶白云岩—细晶白云岩组合和粗—中晶白云岩组合。

鹰山组的岩石类型比较多样,从钻井岩心磨制的岩石薄片鉴定可见的岩石类型有 3 大类:颗粒灰岩类、微晶灰岩类和白云岩类。颗粒灰岩有亮晶砂屑灰岩、亮晶鲕粒灰岩(图 3-e)、亮晶生屑灰岩,以及相对应的微晶砂屑、生屑、鲕粒以及球粒灰岩,并在鹰山组下段见到藻球粒和层纹石灰岩(图 3-f)。微晶灰岩类在鹰山组地层中最为发育,所占厚度也比较大,连续分布或呈薄层状、透镜体夹与颗粒灰岩或白云岩中。白云岩类有晶粒白云岩和具有残余结构的白云岩。晶粒白云岩可见到各种类型的晶粒白云岩,有微晶、粉晶、细晶、中粗晶和不等晶白云岩。具有残余结构的白云岩是灰岩经过白云石化后依然保留原岩的颗粒结构或者留有残影的白云岩,常见的是砂屑灰岩经过白云石化,可见有砂屑的残影。

尽管鹰山组岩石类型多样,然而储层岩石组合主要有 3 种类型,即亮晶砂屑灰岩与白云质灰岩组合、粗—细晶—粗—中晶白云岩组合和粗—中晶—细晶白云岩组合。亮晶砂屑灰岩与白云质灰岩组合多发育在鹰山组上部砂屑灰岩段,岩心中可见有

溶蚀孔洞,微裂缝较为发育。镜下可见部分白云石化以及胶结物的白云石化,白云石充填物的晶间发育有微孔隙。

2.2 成岩作用类型

玉北地区奥陶系经历了漫长的地质演化历史和多期次的构造活动,成岩作用比较复杂,多期构造活动的叠加可能已将一些成岩作用特征改造或者掩盖。根据取心的岩石薄片鉴定,可以识别出的成岩作用有颗粒灰岩的胶结作用、泥晶套作用、近地表的淡水溶蚀作用、早期白云石化作用、埋藏成岩期的白云石化作用、破裂作用、热液溶蚀作用、硅化作用等。这里仅就影响储层发育的成岩作用进行描述。

2.2.1 胶结作用

胶结作用仅在颗粒灰岩和颗粒云岩中发育,尽管颗粒碳酸盐岩在许多地区是主要的储集岩类,由于碳酸盐岩的胶结作用发育的较早,就成为颗粒碳酸盐岩粒间孔隙消失的主要成岩作用。在研究区内,胶结作用类型可见纤柱状方解石胶结物呈世代产出以及晶粒状胶结物,充填在粒间孔隙内(图 4

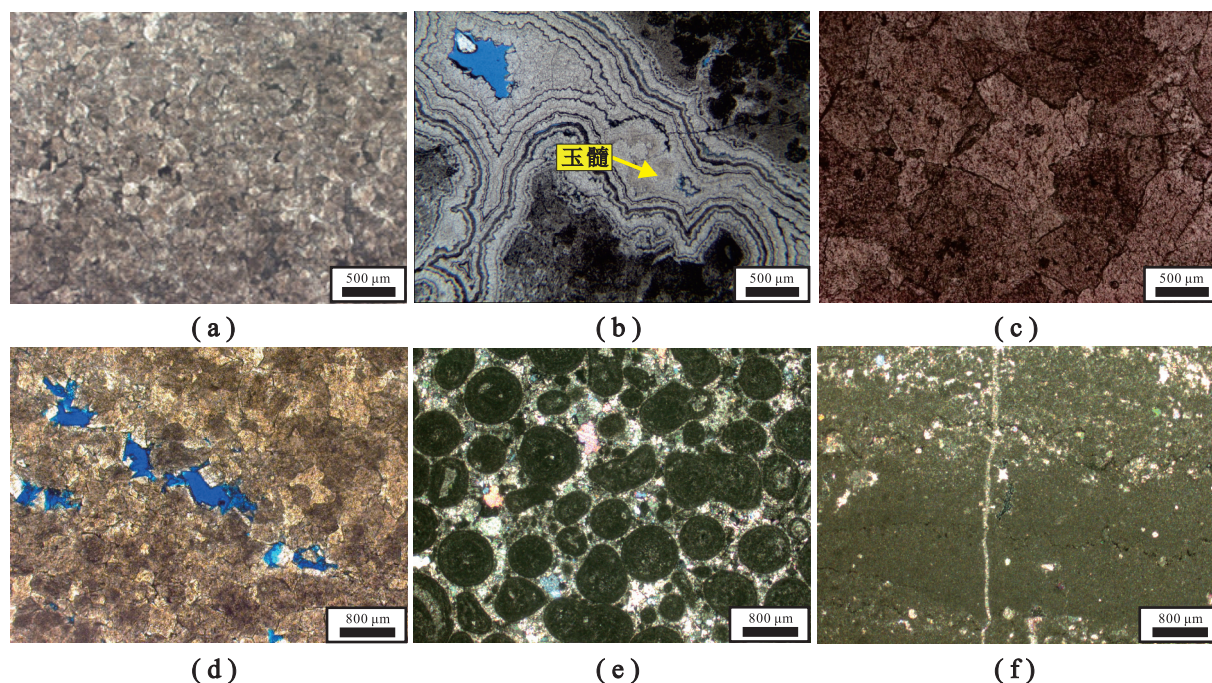


图3 玉北地区奥陶系主要岩石类型

(a) 玉北 5 井, O_{1p} , 6605.33m, 粉晶白云石, 晶体呈自形—半自形(单偏光); (b) 玉北 5 井, O_{1p} , 6742.40m, 玛瑙状玉髓半充填溶蚀孔洞(单偏光); (c) 玉北 7 井, O_{1p} , 6229.80, 粗晶白云岩, 白云石呈半自形—它形, 晶体紧密接触, 孔隙不发育(单偏光); (d) 玉北 5 井, O_{1p} , 6742.40m, 中—粗晶白云岩, 见晶间孔、晶间溶孔(单偏光); (e) 玉北 4 井, O_{1-2y} , 5844.04m, 亮晶鲕粒灰岩(正交偏光); (f) 玉北 4 井, O_{1-2y} , 6121.50m, 微晶灰岩, 见缝合线和裂缝, 裂缝被方解石充填(正交偏光)。

Fig. 3 Main rock types of Ordovician in study region

-a),胶结物全部充填孔隙,粒间孔隙全部消失。在岩石中明显可以见到早期淡水溶蚀的现象,胶结物被溶蚀,随后又沉淀连晶的方解石。胶结作用发育的结果造成在研究区内,如果没有后期的溶蚀作用发生,颗粒碳酸盐岩就不能成为储层。

2.2.2 白云石化作用

白云石化作用是玉北地区奥陶系储层发育和改善储集性能的主要成岩作用。根据薄片鉴定的结果,白云石的晶体结构类型从微晶到粗晶都有,但是因地层比较老,白云石的晶体类型主要以细晶、中晶和粗晶为主,微晶和粉晶结构的白云岩比例较少。细晶白云石常与粉晶白云石和中粗晶白云石混合出现,并与缝合线及裂缝伴生,细晶白云石和粉晶白云石组成的岩石可交代灰岩颗粒及胶结物,细晶白云石构成斑状白云岩的主体。岩心上观察,白云石斑块可显灰白色、灰色,或因晶间沥青侵染而呈灰黑色。显微镜下,可见此类白云石晶体大小为粉晶到细晶级,尤以细晶最为常见;晶体自形程度差,半自形—它形为主,部分晶面污浊,晶粒之间多镶嵌接触,白云石往往呈斑块状或条斑状富集。部分白云石还发育雾心亮边结构(图4-b)。细晶白云石和中粗晶白云石组成的白云岩晶形较好,多呈自形到半自形,晶体之间点或线接触,晶间孔及晶间溶孔较发育(图4-c)。这类白云石通常是在白云石化流体持续供给下完全交代灰岩而成,一般发生在浅埋藏环境。中粗晶白云石在蓬莱坝组较常见,鹰山组中分布有限,中粗晶白云石具有曲面它形的晶体结构和较均匀的暗红色发光性(图4-d),晶体之间常紧密接触,晶粒比较粗大,自形程度比较差,阴极发光的特征表现出均匀的发光特征,说明它是在埋藏条件下较高温中快速生长的。此外,部分样品显示出轻微的波状消光的特征(图4-e),也说明了形成的温度较高。因此,这类白云岩是中深埋藏阶段高温白云石化的产物。此外,在白云岩中还可以见到粗到极粗晶的鞍状白云石,鞍状白云石常呈粗大的晶粒出现在中粗晶以及细到中晶白云岩中,具有比较明显的波状消光特征,自形程度中等到好,常出现在溶蚀孔洞周边或者溶蚀孔中(图4-f)。一般认为鞍形白云石是热液流体的产物,但也并非绝对,目前也发现了少量非热液成因的鞍形白云石,如加拿大萨斯喀彻温省东南部奥陶系 Yeoman 组的鞍形白云石是埋藏过程通过埋藏压实作用和宿主白云岩的自调节(蚕食)白云石化作用而形成得^[7],以及与压溶缝合线有关的局部调整

作用和热化学硫酸盐还原作用形成的鞍形白云石^[8]。

2.2.3 硅化作用

硅化作用在玉北地区奥陶系碳酸盐岩岩石中非常常见,硅质沉积物以晶间溶蚀孔隙和缝洞充填物的形式产出,晶体类型从隐晶质的微晶石英晶体或玉髓到粒状/柱状的石英晶体(簇)都存在。以缝洞充填物出现的硅质沉积物具有明显的世代特征:第一世代为玉髓,它充填了细—中晶自形白云石和鞍形白云石充填物之后的缝洞空间。通常,玉髓在岩心上呈皮壳状(图4-g),而在镜下多呈环带状(见图3-d);它由细小的石英晶体(10~70 μm)组成,倾向于向孔洞中心生长。第二世代主要为自生石英(图4-h),它由100~500 μm 粒状/柱状石英晶体组成;在扫描电镜下,可见石英晶体呈六方锥状向孔洞中心生长,当富硅酸性流体供应充足时可将残余储集空间完全充填。充填在白云石晶间孔隙的硅质矿物同样是玉髓和石英,但是这两种晶体类型不会同时出现,往往是一种硅质矿物充填晶间孔隙,玉髓或者石英,这可能与流体的温度和浓度有关。而玉髓和粒状/柱状石英与白云石胶结物密切的关系反映了其形成时间的相对早晚;玉髓到石英结晶程度的提高,可能说明了温度的变化和流体中含硅浓度的降低,表明形成两类矿物的流体性质具有逐渐变化的特征,极有可能是高温快速沉淀玉髓,然后随着温度的逐渐降低,具有充分结晶时间的石英形成。这类硅质矿物可能与广泛的热液活动有关。

2.2.4 溶蚀作用

溶蚀作用是储集空间发育的最有利因素,在玉北地区奥陶系岩石中,可见明显的溶蚀作用有三个期次。第一期次主要见于颗粒灰岩中,在砂屑或者鲕粒之间的早期胶结物发生溶蚀,而颗粒本身基本上没有发生明显的溶蚀现象,表明是海平面暂时下降,颗粒滩短暂暴露在大气中,受大气淡水的影响,而这种影响具有选择性特点,有的是选择溶蚀颗粒,有的则选择溶蚀早期的胶结物,这种溶蚀作用在胶结物的结构中很容易识别出来,没有发生溶蚀的胶结物具有纤状或者粒状、枳壳状结构,受到溶蚀之后这些结构可以完全被溶蚀掉,也可以部分被溶蚀掉而保留残余的结构特征。研究区内奥陶系岩石因为经历了长期的埋藏作用,早期溶蚀的孔隙均被后来的胶结物所充填,充填的方解石晶粒比较粗大,常见有连生晶的胶结结构,因此,早期的溶蚀作用对储层的发育贡献不大。

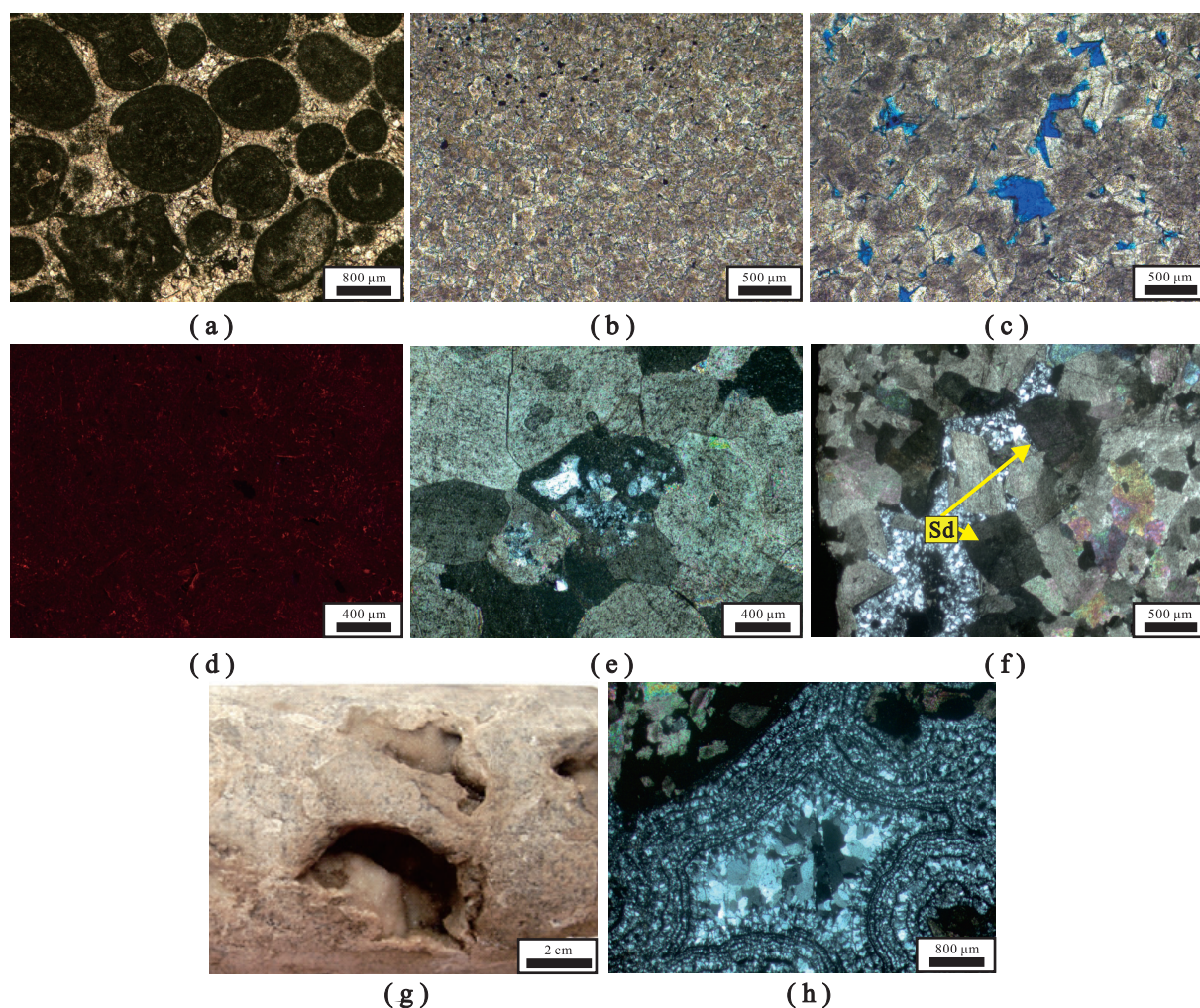


图4 玉北地区奥陶系主要的成岩作用类型和特征

(a) 玉北4井, $O_{1-2}y$, 5844.04m, 方解石胶结物呈世代性, 并充填粒间孔隙(单偏光); (b) 玉北3井, $O_{1-2}y$, 5160.60m, 粉-细晶、直面、它形-半自形白云石, 见雾心亮边(单偏光); (c) 玉北1-2x井, $O_{1-2}y$, 5130.42m, 细晶自形-半自形白云石, 晶间孔发育(单偏光); (d) 玉北5井, O_{1p} , 6741.90m, 中-粗晶白云岩, 表现出非直面它形结构, 晶体呈镶嵌状接触, 阴极发光下白云石显示出暗红色的发光性; (e) 玉北7井, O_{1p} , 6232.03m, 少量的中粗晶白云石显示出直面半自形结构, 可见白云石晶体被石英部分交代, 另少量白云石具有波状消光的特征(正交偏光); (f) 玉北5井, O_{1p} , 6741.90m, 鞍形白云石(Sd)充填溶蚀孔洞, 随后被玉髓充填剩余的储集空间, 其中鞍形白云石具有明显的波状消光的特征(正交偏光); (g) 玉北5井, O_{1p} , 6842.14m, 石英晶簇半充填孔洞; (h) 玉北5井, O_{1p} , 6750.51m, 玉髓及石英先后充填溶蚀孔洞(正交偏光)。

Fig. 4 Characteristics of the main diagenesis of the Ordovician in Yubei area

对鹰山组上部储层影响最大的是表生岩溶作用, 这一作用的特征是区域上缺失中上奥陶统, 区域不整合面发育, 导致在不同区域不同时代的地层和奥陶纪地层相接触。长期的暴露不仅仅是一些地层被剥蚀或者沉积缺失, 另外大气淡水的淋滤作用, 使得原来的岩石结构和构造被破坏, 被溶蚀破坏的岩石往往留下大小不等、分布不均的溶蚀孔洞, 在洞穴中可以见到陆源的泥质沉积。在钻井过程中, 岩溶作用形成的洞穴具有明显的漏失现象, 这些现象在测井曲线中也表现的比较明显, 如伽马

曲线的数值明显增大, 声波时差曲线增大, 密度降低等等。岩溶作用在岩心上见大的溶蚀孔洞(图5-a), 有的溶蚀孔洞中被浅灰绿色泥质充填(图5-b), 有的则是半充填方解石晶体。不整合面的存在, 大量的溶蚀孔洞以及充填的外来泥质都指示了大气淡水的溶蚀作用。由于不整合面的大面积分布, 影响范围广, 一些地区可能经历了不止一次的岩溶作用, 如在研究区东部的断隆带, 鹰山组直接和上覆的石炭系巴楚组相接触, 因此, 对于鹰山组而言, 表生岩溶作用是鹰山组上段储层发育的主要成岩作

用类型,而对于鹰山组下段,大气淡水不能达到,而溶蚀作用不明显。

对于蓬莱组和鹰山组下段储层发育影响最大的溶蚀作用则是与断裂活动相伴生的热液溶蚀作用,在蓬莱坝组的钻井岩心中可见大量的溶蚀孔洞,在溶洞中充填的是石英和方解石(图 5-c),在鹰山组下段则可见硅质矿物的沉淀,在薄片,也见有晶间溶蚀的特征(5-d)。伴随断裂活动的热液流体可能具有多幕次的特征,随着断裂的发生和发展,断穿层位的变化,不同化学性质的流体都会沿着断裂通道或者相伴生的裂缝系统向上运动。根据钻井岩心和薄片鉴定结果,在岩心中发育的溶蚀孔洞层位不一,在蓬莱坝组中有,在鹰山组下部岩

石中也有发育,所有的溶蚀孔洞都有白云石、石英或者方解石充填。薄片可见鞍状白云石充填在溶蚀孔及裂缝中(图 5-e),溶蚀孔洞的边部也有溶蚀重结晶现象,在多孔的晶粒白云岩中,中晶以及粗晶白云石长发育有白色的环带(图 5-f);一些溶蚀孔洞中则完全被硅质矿物玉髓或者石英所充填。在纵向上,蓬莱坝组和鹰山组之间没有发育不整合,属于整合接触关系,因此,这些现象显然是和热液的溶蚀以及溶蚀后的沉淀作用有关,充填物矿物成分的不一致,也说明热液流体的活动不止一期。热液流体的活动不仅发育溶蚀作用,当溶蚀的物质不能完全带出溶蚀地层,随着溶蚀物质的增加,流体的溶蚀能力逐渐降低,最终形成新的矿物沉淀。

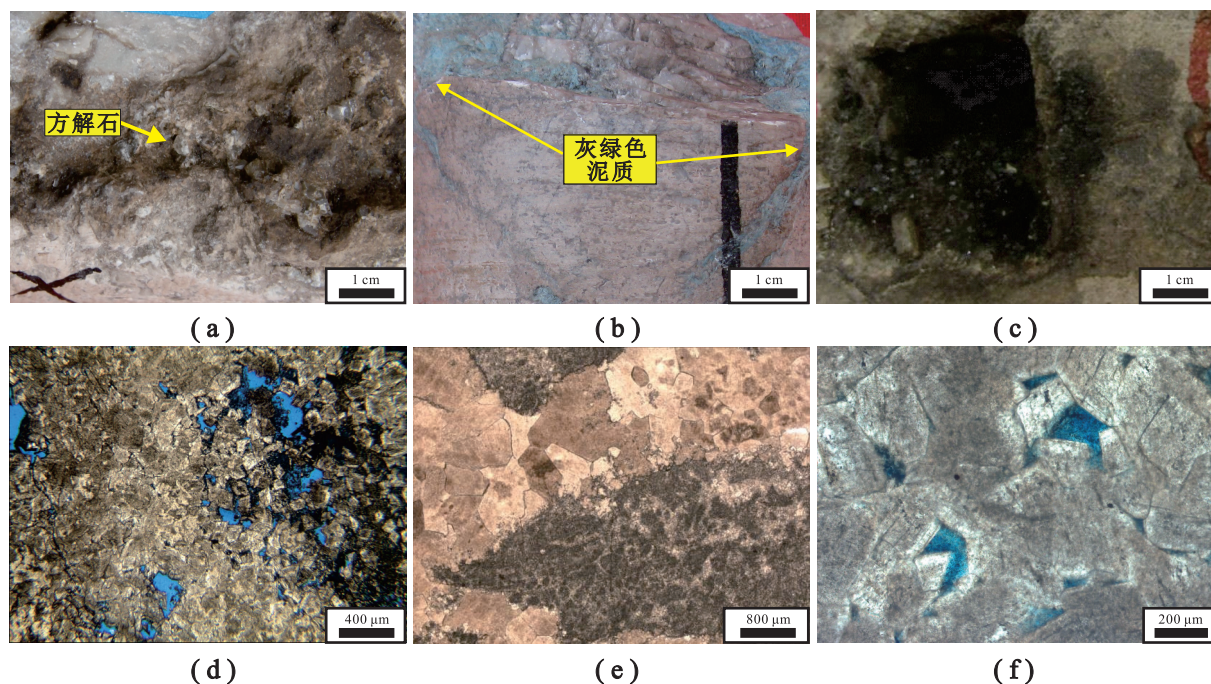


图 5 溶蚀孔隙和溶蚀孔洞以及充填特征

(a) 玉北 1 井, $O_{1-2}y$, 5605.9m, 鹰山组顶部大气淡水溶蚀缝洞的特征, 溶蚀缝洞中充填方解石, 见有油迹; (b) 玉北 1 井, $O_{1-2}y$, 5612.35m, 绿色泥质充填扩溶缝洞; (c) 玉北 5 井, O_{1p} , 6840.16m, 溶蚀孔洞发育并被石英和方解石半充填; (d) 玉北 5 井, O_{1p} , 6743.40m, 晶间溶蚀孔隙及溶蚀扩大孔隙; (e) 玉北 3 井, $O_{1-2}y$, 5368.17m, 微晶砂屑灰岩, 见裂缝被鞍形白云石充填(单偏光); (f) 玉北 3 井, $O_{1-2}y$, 5261.9m, 粗晶白云岩, 晶间孔隙发育, 并可见白云石的白色环带, 也是白云石的一种胶结作用(单偏光)。

Fig. 5 Characteristics of dissolved pores/vugs and filling

2.2.5 裂缝作用

裂缝是指仅沿延伸方向岩块没有发生明显相对位移的断裂,它对碳酸盐岩储层的储集空间有重大的影响,它既可以作为储集空间,也可以作为流体的运移通道。研究区内,裂缝的类型主要有两种,一种是在不整合面附近发育的岩溶裂缝,这是由于地层的抬升,岩石压力释放产生的裂缝,作为

大气淡水的渗流通道,裂缝也被淡水所改造,裂缝壁和构造裂缝相比具有溶蚀特征,而表现出不平整,裂缝中可以被泥质所充填或者被方解石所充填。构造裂缝是伴随着断裂的发育而产生的,具有一定的定向性,规模比较大,对储层的贡献也比较大。在蓬莱坝组岩心中的裂缝属于高角度的张性裂缝,裂缝与裂缝之间可见一些小的派生裂缝,这

些派生裂缝似乎具有剪切的特征,并可见溶蚀作用,在裂缝的转折处或者与其它裂缝相交的地方发育溶蚀孔。在显微镜下,也可以清晰地见到沿着裂缝发育的方向晶间孔隙具有定向的排列,两边的白云石晶体都比较粗大,具有强的波状消光特征,可能是在构造应力作用和热液流体的共同作用下,发生溶蚀重结晶。在岩心中还可以见到网状破裂缝的出现,裂缝中几乎没有充填物,储集空间比较发育。

3 储集空间类型及储层物性特征

3.1 储集空间类型

根据岩心资料、薄片资料以及钻井和测井资料,在研究区奥陶系储层中的储集空间主要为晶间孔隙、溶蚀孔洞和裂缝。

3.1.1 晶间孔隙

晶间孔隙主要见于晶粒白云岩,尤其是在细晶到粗晶的白云岩中。对于鹰山组而言,晶间孔隙相对不发育,仅在少量的粗晶白云岩中见到,晶间孔隙分布在粗晶白云石的晶粒之间,由于晶粒生长的原因,常呈三角形孔隙产出,面孔率比较低,一般在3%~5%,整个基质白云岩都比较致密。当遇到大气淡水的改造,晶间孔隙部分被溶蚀,或者白云石矿物被部分溶蚀,形成晶间溶蚀孔隙,这样的孔隙面孔率一般都在5%~8%之间,提高了晶粒白云岩的储集性能。在蓬莱坝组的白云岩中,晶间孔隙较为发育,在细晶、中晶和粗晶白云岩中均可形成,但是在纵向上和横向上分布非常不均匀,亦即非均质性强。蓬莱坝组白云岩中的晶间孔隙基本上都受到了热液的溶蚀改造,晶间孔隙和晶间溶蚀孔隙常常伴生出现。

3.1.2 溶洞

根据储集空间大小的分类,一般将孔隙直径大于2mm的、因溶蚀作用产生的孔洞称之为溶洞。在研究区内的鹰山组和蓬莱坝组,可以见到岩心中分布着大小不一,形态为圆状、椭圆状或者不规则状的溶蚀孔洞。在鹰山组岩石溶洞里面常见的充填物是泥质和方解石,也见有石英的充填。在蓬莱坝组岩石的溶洞中常见的充填物质则主要为方解石、鞍状白云石和石英。溶洞充填物的不同,代表了两种溶洞的形成机理的不同。鹰山组的溶洞主要是由于距离不整合面比较近,受大气淡水的改造所形成的,而蓬莱坝组则是因为断裂的活动带来的热液

溶蚀作用所形成的。

3.1.3 裂缝

裂缝在研究区奥陶系岩石中比较发育,也是一种主要的储集空间,在岩心和薄片中可以见到不同尺度的裂缝发育,其主要类型是不高角度的斜缝,少量的网状裂缝。这些裂缝常和溶蚀孔洞相伴组合成裂缝-溶洞型储集空间。由于裂缝的发育,使得岩石中受大气淡水以及深部流体的改造非常明显。根据对玉北7井蓬莱坝组取心的裂缝统计结果,在第三次取心中,厚度为3.9m,可见裂缝121条,裂缝密度达到46条/m,裂缝多为半充填,由此可见裂缝非常发育。

3.2 储层物性特征

储层物性的获得是通过钻取常规小岩心柱子,用氦气法测得岩心柱的孔隙度和渗透率,在测试之前检查了岩心柱是否存在裂缝,将有裂缝的样品去掉,避免存在裂缝的样品因渗透率的异常值而影响总体的物性评价,对研究区14口井共163个奥陶系样品的进行了测试,测试结果如图6所示。从不同层位的孔渗数据表明,鹰山组和蓬莱坝组的基质岩石都是比较致密的,孔隙度和渗透率都不高,蓬莱坝组岩石的平均孔隙度为2.90%,平均渗透率为 $1.23 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$;鹰山组下段平均孔隙度为3.88%,平均渗透率为 $9.97 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$;鹰山组上段平均孔隙度为1.30%,平均渗透率为 $0.70 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。从孔渗分布直方图中也可出蓬莱坝组和鹰山组下段高孔隙度样品的比例较大,鹰山组上段孔隙度总体较低,但渗透率并未表现出与孔隙度相同的规律,蓬莱坝组的渗透率为中等或较低值,鹰山组下段则表现为中等或较高值,而鹰山组上段的渗透率则为中等或较低值。

从不同岩性的孔渗分布直方图来看,灰岩的孔隙度值总体较低,平均为1.36%,硅质白云岩中低孔隙度的比例较高,平均为1.96%,白云岩的孔隙度值总体较高,平均为3.34%。但从渗透率来看,灰岩及白云岩的渗透率为中等或较高值,平均分别为 $0.83 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 和 $5.17 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,而硅质白云岩基本为中等,平均为 $0.65 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,高渗透率的样品少见。通过灰岩与白云岩的对比可知,白云岩的物性特征相对较好;通过白云岩与硅质白云岩的对比可知,硅质白云岩的物性特征相对较差,上述特征表明白云岩化对于储集体物性起到建设性作用,而硅质沉淀对于储集体物性具有一定的破坏作用。

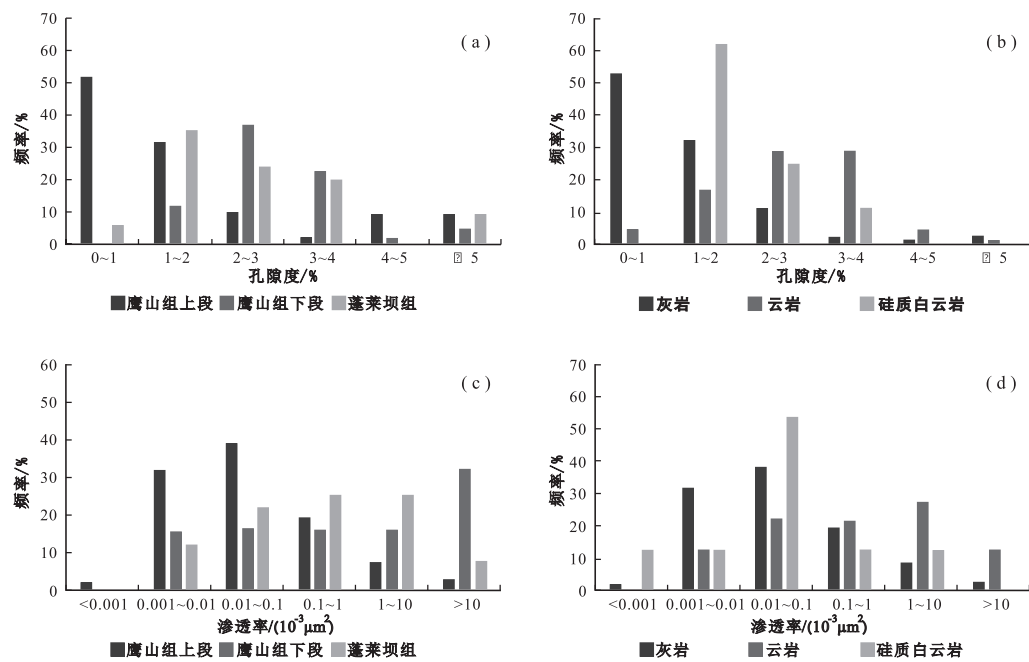


图6 玉北地区奥陶系储层物性特征

(a) 不同层系孔隙度分布直方图; (b) 不同岩性孔隙度分布直方图; (c) 不同层系渗透率分布直方图; (d) 不同岩性孔隙度分布直方图。

Fig 6 Physical property characteristics of the Ordovician reservoirs in Yubei area

尽管从物性测试结果来看,所有的岩石类型其储集性能都不高,然而,测试结果所反映的是基质岩石的物性特征,并不能完全代表地下岩石的物性特征,因为在钻井取心过程中,孔洞发育的地方,尤其是大的溶蚀洞穴不可能取到岩心,其次,用来测试物性的岩心柱为了保证测试的准确性和可靠性,一般都避开了小的溶蚀孔洞和具有裂缝的岩石,因

此,要正确评价岩石的储集性能,必须要全面考虑,把测井资料和钻井过程中的录井资料都要考虑进来,特别是钻井过程中泥浆漏失的情况,这样才能正确认识深埋地下岩石的物性特征。根据成像测井资料和钻井漏失资料的统计(表2),在鹰山组上部 and 蓬莱坝组都可见到大的溶蚀孔洞的发育。根据泥浆漏失情况以及成像测井资料的解释,区域上,

表2 溶蚀洞穴的漏失特征、测井响应特征

Table 2 Leakage and logging response characteristics of dissolved caves

未充填洞穴层		部分充填的洞穴层	
钻、录井特征	钻速加快、钻具放空、大量泥浆漏失	钻具加快或略加快	少量泥浆漏失及放空
测井 曲线 特征	①伽玛值接近纯灰岩基线,并径扩大;	①伽玛值明显增大,并径可扩大或不明显;	
	②电阻率可低至10Ω·m之下;	②电阻率降低,纯砂岩(0.2~20Ω·m)砂泥岩段(20~200Ω·m);	
	③声波时差明显增大,密度值异常降低。	③声波、中子明显升高、密度值降低;	
		④铀、钍、钾异常。	
实例	玉北1-2x-鹰山组	玉北1-鹰山组	玉北1-1-鹰山组
测井 响 应 特 征			

鹰山组的溶蚀洞穴要比蓬莱坝组发育。

4 成岩流体的地球化学特征

成岩作用过程都是伴随着成岩流体和岩石矿物质间的化学反应进行的,不同流体性质与岩石矿物之间反应的结果就是改变岩石的成分和结构,因此,根据岩石矿物组合特征的变化可以判断出成岩流体的类型和化学性质,从而确定成岩作用类型、成岩序列,以及对岩石储集空间的影响。但是大部分情况是矿物之间的关系并不是非常明显,而且成岩流体和先存矿物之间的变化并不简单是溶解一种矿物或者沉淀一种矿物,也可能是多种矿物的综合反应,因此,元素地球化学和同位素地球化学、包裹体测温等方法也成为了恢复成岩历史,确定成岩流体变化的重要手段。同位素成分对于碳酸盐岩的勘探以及作为成岩历史恢复的工具^[9],就是通过氧碳同位素、锶同位素和包裹体测温来确定影响研究区奥陶系储层发育的主要流体事件。

4.1 氧碳同位素特征

研究中为了确定大气淡水以及深部热液流体对储层的影响,分别选取了鹰山组上部溶洞中充填的方解石、鹰山组下部和蓬莱坝组的白云岩以及晚期充填晶间溶蚀孔隙的方解石进行同位素分析,将分析结果投点到图 7 和图 8 中。对于碳酸盐岩而言,氧同位素改变反映了很多信息,因为流体和碳酸盐矿物的同位素分流范围在很大程度上取决于温度^[10]。对于洞穴充填的方解石,由于它是大气淡水溶解了原来的碳酸盐岩,随着钙离子浓度的增加,以及流体中的碳酸根离子含量的增加,逐渐沉淀下来,沉淀作用的发生可能在近地表处,也可能在地下上百米处。鹰山组上部洞穴中方解石的氧同位素值的范围在在-4‰~-10‰VPDB 之间,而且中部平台区到东部断裂,氧同位素的变化向研究区的东部,氧同位素更加偏负的趋势比较明显,这可能反映了两种情况,一是在断裂带,因断层的活动,地温梯度比较高,氧同位素的分馏更强烈一些;二是大气淡水沿断裂及其伴生的裂缝向下渗透的深度更大。总之,氧同位素的特征表明,它比海水沉淀的方解石在数值上明显偏负,说明洞穴中充填的方解石属于淡水成因,而并非从海水或者埋藏海水所沉淀出来。碳同位素和氧同位素一样,由于碳酸盐岩于溶解在淡水中无机碳反应,也会引起碳同位素的改变。无机碳主要受到碳来源的控制,如土

壤、溶解的围岩以及深部泄露的来源等,但是,碳同位素不受温度的影响。因此,洞穴中充填的方解石其碳同位素如果没有后期有机碳的加入,基本上反映了流体中的碳同位素特征。碳同位素在洞穴方解石中的变化也是比较大的,碳同位素的值在 1‰VPDB 到-3‰VPDB 之间,其变化趋势和氧同位素一样,在东部断裂带,碳同位素更加偏负。这些同位素值也都在淡水的碳同位素分布区间。

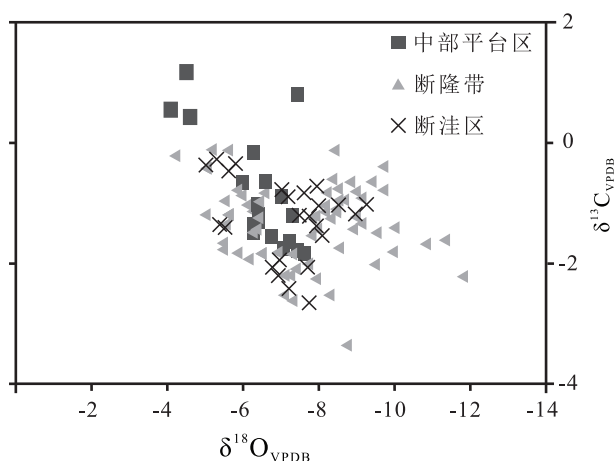


图 7 玉北地区鹰山组上段缝洞方解石 C-O 同位素交汇图
Fig 7 Carbon and oxygen isotope characteristics of fracture/vug-filling calcites in the upper member of Yingshan Formation in the Yubei area

对于鹰山组下部和蓬莱坝组的各种白云岩的氧碳同位素分布,如图 8 所示。白云岩氧同位素受白云石化流体的组分和温度共同控制。较高的形成温度和稀释的白云石化流体(如大气淡水和海水的混合水)有利于较轻的¹⁶O 进入白云石晶格,从而导致白云岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低;而当云化流体盐度增大时(如蒸发海水),氧同位素的分馏会受到限制,导致白云岩的中氧同位素组成偏重。相比之下,白云岩的碳同位素组成强烈地受先驱碳酸盐岩矿物的影响。由于孔隙流体中含有非常低的碳含量,加之¹³C/¹²C 受温度影响而产生的分馏很不明显,因此,大部分白云岩中的 C 同位素均继承自其所交代的先存 CaCO_3 沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[11]。研究区奥陶系大部分基质白云岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值变化不明显,均分布于同时期海相方解石的碳同位素(-1.5‰~0.5‰VPDB)范围内^[12];也与研究中所测试的泥晶灰岩的碳同位素值一致。一方面说明这些基质白云岩多为交代成因,大部分的碳均继承自原始灰岩,另一方面还说明白云岩形成过程中有机碳的参与不明

显,即大部分基质白云岩在油气大量充注之前就已经形成^[13]。相比之下,部分鞍形白云石充填物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值略微变小,可能与其形成过程中有少量贫 ^{13}C 的有机碳的混入有关。

研究区灰岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值($-8.8\text{‰} \sim -7.0\text{‰}$)与Veizer等(1999)所确定的寒武—奥陶系海相方解石的氧同位素组成($-9.5\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$)类似,因此可以认为从当时海水中直接沉淀的方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 分布范围为 $-9.5\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$ 。Major等(1992)^[14]研究发现从相同流体中形成的方解石和白云石的氧同位素之间存在 $1.5\text{‰} \sim 3.5\text{‰ VPDB}$ 的分馏,取其平均值 2.5‰ VPDB ,可得出从寒武—奥陶系海水中形成的白云石的氧同位素范围为 $-7.0\text{‰} \sim -5.0\text{‰ VPDB}$ 。研究区不同类型的白云岩/石的氧同位素值之间显示出很强的规律性,总体上具有由保留原始结构的白云岩到晶粒白云岩再到鞍形白云石充填物的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值逐渐降低的趋势。白云石(岩)的晶粒由细到粗,随着晶粒的逐渐变大,氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐向负的方向偏移,而碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 的值则变化很小。不同晶粒的白云石大部分样品氧同位素值分布于寒武—奥陶系海相白云石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值范围内,说明形成白云石的流体与同期海水有关。由于细晶、自形白云岩的氧同位素分布范围更为集中,且部分样品的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 要高于同时期海相白云石的值,因此推测形成这类白云岩的海源流体可能经历了轻微的蒸发作用,即一种中等盐度的、未达到膏岩沉淀盐度的海水^[15]。中—粗晶、它形白云岩的氧同位素分布范围较宽,但总体上具有负向漂移的趋势。较高的形成温度或贫 ^{18}O 成岩流体,如大气淡水的混入都可能造成氧同位素值降低。由于鹰山组下部和蓬莱坝组在区域上都没有经过淡水改造的历史,因此,这种氧同位素偏负的原因只能是随着埋藏深度的加大,地层温度增高的原因,此外,在一些粗晶白云石中还可以见到与鞍状白云石共生,并具有波状消光特征,也表明氧同位素的偏低是由于温度升高的结果。鞍状白云石充填物的氧同位素组成具有两种特征,一种是与基质白云岩特别是中—粗晶、它形白云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值明显重叠的样品,说明两者的成岩流体相似或是具有很强的继承性;另一种是明显低于基质白云岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 值的样品,说明这部分鞍形白云石与基质白云岩具有截然不同的云化流体性质或是具有更高的形成温度。

最后一期充填晶间孔隙或者溶蚀孔洞的方解

石和白云石的同位素特征完全不一样, $\delta^{18}\text{O}$ 要明显负的多,而碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 也明显轻得多,表明方解石形成的温度比较高,而且可能有有机碳的参与,使得碳同位素明显偏负。

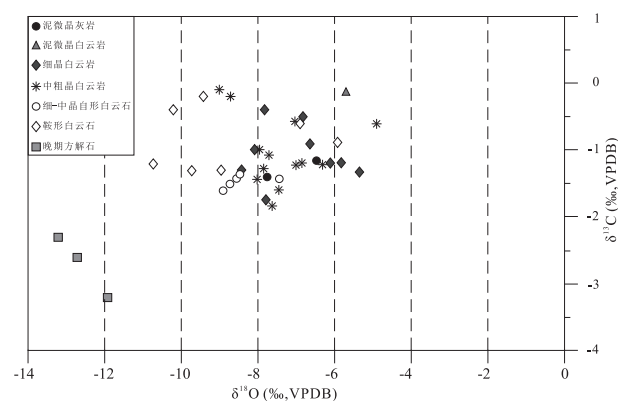


图8 玉北地区白云岩及后期充填物的 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ 交汇图

Fig 8 Cross-plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values for dolostone and later cements in Yubei area

4.2 锶同位素特征

锶同位素在不同地质历史时期的海水中具有独特的变化规律,而且与氧、碳同位素所受的影响因素完全不同,不因温度、压力和微生物作用而分馏,成为近年来研究碳酸盐岩沉积和成岩作用重要的手段之一^[16-17]。通常,海相碳酸盐岩和海洋中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值主要受大陆壳硅铝质岩石风化剥蚀而提供的锶(平均为0.720)、地幔铁镁质岩石提供的锶(平均为0.704)和古老海相碳酸盐岩重溶提供的锶(平均为0.708)这3个端元共同控制^[18, 19]。不同地质历史时期内海水中的锶同位素组成实际上是以上3种来源锶的一种动态平衡。

奥陶系晶粒白云石的锶同位素分析表明它们的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值具有一定的变化规律,即随着晶粒的增大, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值也随着变重(图9),对照地质历史中锶同位素的变化曲线,一部分锶同位素落在奥陶纪正常海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值范围内,说明这些基质白云岩的成岩流体都是海水从沉积期到埋藏期逐步演化而来的^[20, 21]。而个别细—中晶白云石和部分粗晶白云石则明显偏离正常海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,鞍状白云石和最后一期的方解石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值表现的更加偏重,具有较高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的样品则预示着富 ^{87}Sr 流体的混入。由于研究区奥陶系白云岩经历了漫长的成岩演化,沉积期后的构造活动可使不同来源的流体相互混合,因此认为导致该类

白云岩具有高锶同位素值的可能原因是,由于断裂活动,盆地深部来源的、幔源贫 ^{87}Sr 热流体流经前寒武系或下寒武统碎屑岩输导层后,吸附了大量放射性成因 ^{87}Sr ,而导致其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值变高。国内外已有不少这类白云岩的实例,特别是受构造控制的热液白云岩中,许多具有高Sr同位素值的鞍形白云石均

被认为与深部热流体流经了古老的泥质/长石质碎屑岩地层或结晶基底后而富集 ^{87}Sr 有关^[22-24]。Cai等(2001, 2008)^[25,26]的研究也表明塔中地区具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的热液流体主要来自与深部地层,并具备穿层或跨层流动的特征。

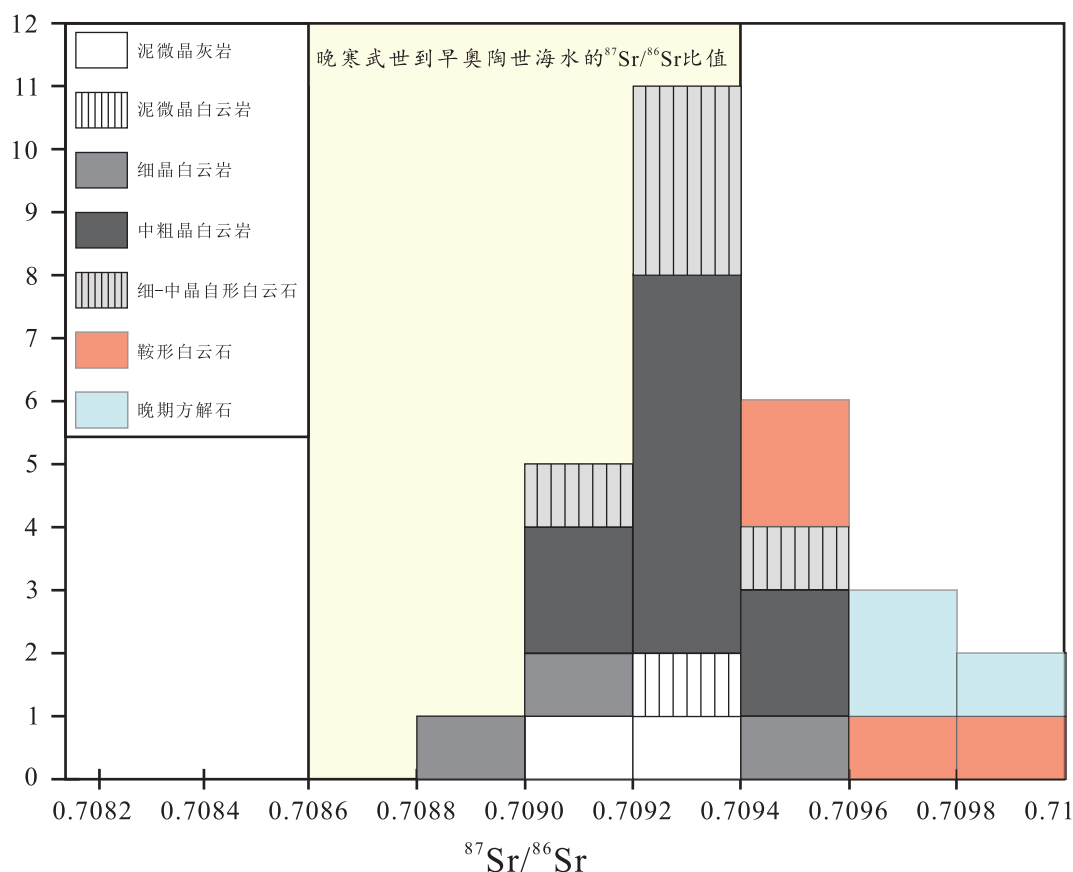


图9 玉北地区奥陶系白云岩及方解石和鞍状白云石充填物的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分布图

Fig 9 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the Ordovician carbonates (dolomite, calcite and saddle dolomite cements)

5 储层的成因讨论

5.1 白云石化作用

鹰山组和蓬莱坝组的岩石的储集空间类型主要有白云石晶间孔隙、晶间溶蚀孔隙、溶蚀孔洞和裂缝,这些孔隙类型均表明奥陶系的储层和沉积时的环境特征几乎没有关系,主要受到沉积期后的成岩作用所控制。晶间孔隙是由于成岩埋藏过程中各种白云石化的结果,然而各种白云石化并非都会发育晶间孔隙,如早期的白云石化作用,因为形成时期比较早,在沉积物沉积后不久就发生了白云石化,水体中的盐度比较高,结晶速度快,主要为微晶白云石,晶形多为它形晶体,此类白云石化的晶体

结构特征表明它的形成与相对低温的近地表白云石化有关^[27,28],它形晶体的排列组合就比较紧密,晶间孔隙不发育。通常情况下,中深埋藏的白云石化作用因其形成温度高,晶体生长时间比较长,多以自形晶体出现,晶粒大小为细晶到中晶大小,在阴极发光显微镜下可见有发光的非一致性,这可能与相同的白云石化事件中从多期流体脉冲发展而来^[29]。这种白云石化形成的白云岩一般来说晶间孔隙比较发育,是比较好的白云岩储层。然而,随着埋藏深度的增加,以及孔隙水中依然存在白云石过饱和的状态,可以见到所谓的白云石胶结物,类似以石英次生加大的方式,在白云石的晶体上继续生长,但是在阴极发光显微镜下具有一个亮边或者

明暗相间的带状分布,这样就会破坏原来发育的晶间孔隙,使岩石变的较为致密,从而破坏了岩石的储集性能。因此,白云石化并非完全增加岩石的储集空间,也可能会破坏原来的储集空间。因此,对于白云岩储层的发育,急需要大量的引起白云石化的流体,同时,白云石化流体的量或者供应应该有一个度的概念,使得岩石既能够白云石化,也不会被过度白云石化而破坏孔隙。

5.2 表生岩溶作用

表生岩溶作用对于储层的连片发育非常重要,地表的大气淡水对于暴露在大气当中以及抬升到潜水面以上的地层具有强烈的溶蚀作用,地表形成大小不等的广泛分布的溶蚀沟壑,地表之下则会形成延伸很远的地下暗河,加之,地层在抬升的过程中形成的裂缝,沟通了地表的水系,使得大气淡水沿着裂缝向下运移,根据裂缝在空间上的分布,溶蚀作用在不同的深度都可发生。因此,岩溶作用对于碳酸盐岩储层的发育起着明显的控制作用。但是,由于研究区各地貌单元的不同,岩溶的发育程度也不相同。根据地震资料、构造特征以及地层发育状况,研究区存在着三期的抬升剥蚀,亦即至少有三期的岩溶作用。第一期为上奥陶统与中下奥陶统之间的不整合面(T_7^4 界面),该期岩溶作用是由于加里东中期I幕运动引发全盆海退,使玉北地区整体抬升,暴露地表,形成大范围的侵蚀不整合面,在研究区东部并发育挤压褶皱形成的断裂;第二期是志留系与奥陶系间的不整合(T_7^0 界面),此期是加里东中期III幕运动,其特征表现为志留系地层直接覆盖在鹰山组地层之上的区域;第三期是巴楚组与鹰山组的不整合(T_6^0),这是海西早期构造运动活动的结果,表现为多个不整合类型叠加,石炭系与中下奥陶统碳酸盐岩的不整合接触区以发育海西早期岩溶为主要特征。这三期构造活动所形成的地层分布具有明显的差异性(见图1),在不同的地区,奥陶纪地层和不同时代的地层相接处,这也使岩溶作用作用在不同地区的影响和发育范围有很大的不同。在东部断裂带,岩溶作用要比西部平台区强烈得多,而且在东部地区,不同的断裂带之间也有差别,根据钻井岩心的裂缝统计,玉北3、玉北7井裂缝充填严重,如玉北3井鹰山组岩心观察到的483条缝中,其中312条缝全充填,21条半充填,破坏了裂缝沟通流体促进溶蚀的有效性,而玉北1井观察到的351条裂缝中,高角度缝与中

低角度缝均有,其中充填原油的裂缝占多数,充填程度较低,因此,玉北1构造带缝洞储集体明显好于玉北3和玉北7构造带。虽然表生岩溶作用对于研究区鹰山组上部储层的发育具有明显的控制作用,但是,由于不同地区构造裂缝的发育程度、断裂的发育程度、隆升的幅度不同以及原岩原有孔隙度的连通程度的不同都会影响到岩溶作用影响的深度和广度。在构造比较活跃、隆起幅度大、裂缝发育、原始孔隙度好的东部地区受多期岩溶的改造作用强,因此,在鹰山组上部岩溶型储层就比较发育,实际勘探结果也证实了这样的规律。

5.3 热液的改造作用

在研究区鹰山组下部和蓬莱坝组中和鹰山组上部一样发育了溶洞型储层,这一溶洞型储层距离鹰山组顶部的不整合面比较远,表生岩溶作用的影响范围达不到如此的深度,局部整合面一般在300m以内,通常不整合面上发育的岩溶作用在200m以内,而且,两种洞穴内的充填物质也有较为明显的差别,表生岩溶洞穴内的充填物多以泥质为多,尤其是在接近不整合面附近,亦即在淡水的渗流带,泥质几乎全充填洞穴或者溶蚀裂缝。而在深部的洞穴中,充填物质则主要为方解石、白云石或者石英,表明水体的性质完全不一样,白云石常常表现为鞍状白云石,加上硅质的沉淀,基本上排除了淡水的成因,应该属于深部来源的热流体。这些流体是伴随着断裂的活动和裂缝的发育从深部向上运移,由于深部热流体的矿化度比较高,流体性质和上覆地层的流体性质不同,结果造成岩石的溶蚀以及新的矿物的形成,此外还可能是原来的白云石重新结晶或者形成一些白云石的胶结物,一些鞍状白云石充填在早期溶蚀形成的孔洞中。石英的沉淀显然和白云石化热流体不是一期的产物,因此,可以见到一些鞍状白云石被后期的硅质所改造,沿裂缝沉淀的硅质会切割前面形成的鞍状白云石。根据岩心和薄片观察鉴定的结果,热液流体既可以形成大量的溶蚀孔洞,也可以充填早期形成的溶蚀孔洞,既发育溶蚀作用,也发生沉淀作用,而并不像一些文章中所描述的那样,热液作用形成的白云石化促进了岩石孔隙的形成,对储层的发育起到建设作用^[30]。研究区的地质现象和地球化学分析结果表明,热液的改造作用形成了溶蚀洞和溶蚀孔隙,同时也产生了热液白云石化以及硅质的沉淀,对储层而言,既有建设作用,也有破坏作用。总的来说,对

于储层的发育起到了建设作用。然而在不同的层位和不同的构造部位有可能会相反,因此,必须详细地研究不同构造部位的裂缝发育特征,流体的地球化学特征,才能正确地判断热液改造作用对储层的影响。

总之,在研究区,从岩心的观察描述、薄片的鉴定结果以及同位素地球化学分析,都说明奥陶系储集空间的形成和发育受控于埋藏白云石化的程度,如果没有过度的白云石化,晶体完好,则白云石的晶间孔隙发育;表生岩溶作用多期次长时间的持续发育,对储集空间的发育以及连通性起到了建设作用,尤其是对鹰山组上部地层的储层发育起到了明显的控制作用;鹰山组下部和蓬莱坝组的储层发育则主要是由于埋藏白云石化和热液改造的结果。因此,研究区不同层位的储层成因具有明显的不同,对其叠加的改造作用也使得储层的形成机理复杂,储层在空间的分布的不均一。

6 结论

(1)塔里木盆地玉北地区奥陶系储层岩石类型主要是以白云岩为主的岩石组合,微晶灰岩和颗粒灰岩的含量比较少。白云岩类主要为晶粒白云岩,以细晶—粗晶白云岩为主,白云岩中含有少量的硅质,发育少量的微晶白云岩和颗粒白云岩。

(2)储集空间类型多样,主要为晶间孔隙,晶间溶蚀孔隙,溶蚀孔洞和裂缝。表生岩溶作用所形成的溶蚀孔洞主要发在鹰山组的上部,而构造热液溶蚀作用所形成的溶蚀孔洞主要发育在鹰山组下部和蓬莱坝组。

(3)表生岩溶作用和构造热液溶蚀作用对研究区奥陶系储层的发育起到了决定性的作用,但是,在不同地区和不同构造部位,储层的发育特征具有明显的差别。构造热液作用既可以发生热液白云石化,改造原来的白云石晶体结构和岩石结构,可以溶蚀形成大量的溶蚀孔洞,也可以沉淀热液白云石和石英充填孔隙空间,两种不同的作用造成了储集空间的非均质性和成因的复杂性。

参考文献:

[1] 翟晓先,顾忆,钱一雄,等. 塔里木盆地塔深1井寒武系油气地球化学特征[J]. 石油实验地质, 2007, 29(4): 329-333.

[2] 孟祥豪,张哨楠,蔺军,等. 塔深1井寒武系白云岩储层同位素流体地球化学示踪[J]. 矿物岩石, 2009, 29(4): 77-84.

[3] 焦方正. 塔里木盆地顺北特深碳酸盐岩断溶体油气藏发现意义与前景[J]. 石油与天然气地质, 2018, 39(2): 207-217.

[4] 李映涛,漆立新,张哨楠,等. 塔里木盆地顺北地区中一下奥陶统断溶体储层特征及发育模式[J]. 石油学报, 2019, 40(12): 1470-1484.

[5] 成守德,张湘江. 新疆大地构造基本格架[J]. 新疆地质, 2000, 18(4): 293-296.

[6] 罗少辉,李九梅,张旭光,等. 塔里木盆地玉北地区奥陶系沉积相与沉积演化模式[J]. 海相油气地质, 2017, 22(3): 23-29.

[7] 卿海若,陈代钊. 非热液成因的鞍形白云石:来自加拿大萨斯喀彻温省东南部奥陶系 Yeoman 组的岩石学和地球化学证据[J]. 沉积学报, 2010, 28(5): 980-986.

[8] Machel H. G. Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction [J]. *Geology*, 1987, 15(10): 1301-1306.

[9] Shaun L L, Barker, et al. Applying stable isotopes to mineral exploration: teaching an old dog new tricks [J]. *Economic Geology*, 2013, 108: 1-9.

[10] Dublyansky Y. V., Klimchouk A. B., Spötl C., et al. Isotope wallrock alteration associated with hypogene karst of the Crimean Piedmont, Ukraine [J]. *Chemical Geology*, 2014, 377: 31-44.

[11] Land L. S. The origin of massive dolomite [J]. *J. Geol. Educ.*, 1985, 33(2): 112-125.

[12] Veizer J, Ala D, Azmy K, et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater [J]. *Chemical Geology*, 1999, 161(1): 59-88.

[13] 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.

[14] 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.

[15] Qing H, Bosence D W J, Rose E P F. Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean [J]. *Sedimentology*, 2001, 48(1): 153-163.

[16] Palmer M R, Edmond J M. The strontium isotope budget of the modern ocean [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, 92(1): 11-26.

[17] 史忠生,陈开运,何胡军,等. 锶同位素在沉积环境分析方面的应用[J]. 石油与天然气地质, 2003, 24(2): 187-190.

[18] Banner J L. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis [J]. *Sedimentology*, 1995, 42(5): 805-824.

[19] 黄思静,石和,张萌,等. 锶同位素地层学在奥陶系海相地层定年中的应用——以塔里木盆地塔中12井为例[J]. 沉积学报, 2004, 22(1): 1-5.

[20] Denison R E, Koepnick R B, Burke W H, et al. Construction of the Cambrian and Ordovician seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve [J].

- Chemical Geology, 1998, 152(3): 325–340.
- [21] Qing H, Barnes C R, Buhl D, et al. The strontium isotopic composition of Ordovician and Silurian brachiopods and conodonts: relationships to geological events and implications for coeval seawater [J]. *Geochimica et cosmochimica acta*, 1998, 62(10): 1721–1733.
- [22] Oing H, Mountjoy E. 1992, Large-scale fluid flow in the Middle Devonian Presqu'île Barrier, Western Canada sedimentary basin [J]. *Geology*, 20(10): 903–906.
- [23] 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.
- [24] Davies G R, Jr. Smith L B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview [J]. *AAPG Bulletin*, 2006, 90(11): 1641–1690.
- [25] Cai C, Franks S G, Aagaard P. Origin and migration of brines from Paleozoic strata in Central Tarim, China: constraints from $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, δD , $\delta^{18}\text{O}$ and water chemistry [J]. *Applied Geochemistry*, 2001, 16(9): 1269–1284.
- [26] Cai C, Li K, Li H, et al. Evidence for cross formational hot brine flow from integrated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, REE and fluid inclusions of the Ordovician veins in Central Tarim, China [J]. *Applied Geochemistry*, 2008, 23(8): 2226–2235.
- [27] 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.
- [28] Sibley D F, Gregg J M. Classification of dolomite rock textures [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1987, 57(6): 967–975.
- [29] Babatunde, J. O., Karem A., Uwe, B. Dolomites of the Boat Harbour Formation in the Northern Peninsula, western Newfoundland, Canada: Implications for dolomitization history and porosity control [J]. *AAPG Bulletin*, 2014, 98(4), 765–791.
- [30] Davies G R, Jr. Smith L B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview [J]. *AAPG Bulletin*, 2006, 90(11): 1641–1690.

Formation of the Ordovician Reservoir in Yubei Area, Tarim Basin

Zhang Shaonan

(School of Earth Sciences and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, Sichuan, China)

Abstract: The Ordovician carbonate rocks in Yubei area have undergone the Caledonian and Hercynian tectonic movements. Faults mainly developed in the eastern fault-folded belts and the western slope, and rarely developed in the central platform. This resulted in differences of the reservoir characteristics of the upper member of the Yingshan Formation, and the lower member of the Yingshan Formation to the Penglaiba Formation. The reservoirs of the upper Yingshan Formation are mainly controlled by the exposure and leaching of meteoric water during the Caledonian period, forming a karst reservoir. The lower member of the Yingshan Formation and the Penglaiba Formation are mainly controlled by the burial dolomitization, silicification, and fault-related hydrothermal alteration. The distribution characteristics of oxygen isotopes, carbon isotopes and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios further illustrate the main controlling factors of the two different reservoir types. The cave-filling calcite in the upper Yingshan Formation has $\delta^{18}\text{O}$ values of $-12 \sim -4 \text{‰ VPDB}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of $-3 \sim +1 \text{‰ VPDB}$, which are lower than those of the coeval marine calcites ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ values of $-9.5 \sim -7.5 \text{‰ VPDB}$, $\delta^{13}\text{C}$ values of $-1.5 \sim +0.5 \text{‰ VPDB}$). This indicates that the cave-filling calcite is precipitated from meteoric fluids. The saddle dolomite cements in the lower member of the Yingshan Formation and the Penglaiba Formation have $\delta^{18}\text{O}$ values of $-10.7 \sim -5.9 \text{‰ VPDB}$, and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are higher than seawater (>0.7094). This further support that the saddle dolomites are of hydrothermal origin, and that the dissolution vugs may be related to the hydrothermal events.

Key words: reservoir origin; dolostone; isotope geochemistry; Ordovician; Tarim basin