

塔里木盆地塔中上奥陶统碳酸盐台地高频层序控制的早期成岩作用及其对储层分布的影响*

刘嘉庆¹ 李忠¹ 韩银学¹ 彭守涛²

LIU JiaQing¹, LI Zhong¹, HAN YinXue¹ and PENG ShouTao²

1. 中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029

2. 中石化勘探开发研究院,北京 100083

1. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China

2. Sinopec Exploration & Production Research Institute, Beijing 100083, China

2010-11-05 收稿, 2010-11-16 改回.

Liu JQ, Li Z, Han YX and Peng ST. 2010. Early diagenesis in high-frequency sequence framework of the Upper Ordovician carbonate platform in Tazhong, Tarim Basin and its influence on reservoir distribution. *Acta Petrologica Sinica*, 26(12):3629-3640

Abstract The Lianglitag Formation carbonate of the Upper Ordovician is an important oil and gas reservoir in Tazhong, Tarim Basin. Based on the petrography, microfacies and logs analysis, 5 fourth-order sequences and 15 fifth-order sequences are recognized in the Lianglitag Formation carbonate, and a stratigraphic framework of high-frequency sequences has been established. The phenomenon that evidently selective dissolution, meteoric cements such as meniscus cement and pendent cement are found, and dissolved pore walls show dark cathodoluminescence, the intraparticle and interparticle cement with low Fe and Mn value, combined with the carbon and oxygen isotopic composition of sparry grainstone are close to the micrite, demonstrated that the early meteoric dissolution and early marine cement are widely developed in No. 1 fault zone, Tazhong area. Comparative analysis shows the freshwater lens developed at the top of shallowing upward high-frequency cycles, that is, the formation and distribution of early diagenesis were controlled by the framework of high-frequency sequences. The reserved porosity resulted from early diagenetic dissolution can up to 4% ~ 5% today, therefore the development of early dissolved pores provides space and conditions for fluid activity during the further late burial dissolution, leading to important constraints on the development of effective reservoir. An integrated analysis shows that TZ54-TZ826 and TZ72-TZ62-TZ24 high-steep platform margins along No. 1 faulted slope break belt in Central Tarim Basin, where early dissolved pores developed, were apt to favorable reservoirs.

Key words High-frequency sedimentary sequence; Freshwater lens; Early diagenesis; Carbonate; Tazhong; Tarim Basin

摘要 上奥陶统良里塔格组碳酸盐岩是塔里木盆地塔中地区重要的油气储层。在碳酸盐岩岩石学、微相和测井曲线分析基础上,将塔中良里塔格组划分为5个四级层序、15个五级层序,建立了高频层序地层格架。显著的选择性溶蚀,悬垂型、新月型等大气水胶结物的发育,溶蚀孔壁较弱的阴极发光特征,粒内与粒间胶结物较低的Fe、Mn含量,亮晶颗粒灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 与泥晶灰岩接近等特征表明,塔中地区I号断裂带附近准同生期大气水溶蚀作用以及早期海水胶结作用普遍发育。对比分析显示大气淡水透镜体均发育于高频层序向上变浅旋回的顶部,即高频层序格架制约了早期成岩作用的形成分布。现在保存的早期成岩溶蚀孔面孔率可达到4%~5%,因此早期溶蚀孔的发育为晚期溶蚀改造提供了流体活动空间和条件,对碳酸盐岩有效储层的产出具有重要控制。综合分析提出,塔中I号断裂坡折带TZ54-TZ826和TZ72-TZ62-TZ24井区等高陡型台缘是同生-准同生溶蚀孔发育的有利储层区。

关键词 高频沉积层序; 淡水透镜体; 早期成岩作用; 碳酸盐岩; 塔中; 塔里木盆地

中图法分类号 P588.245

* 本文受国家重大专项(2008ZX05008-003)和国家基础研究发展规划973项目(2006CB202304)联合资助。

第一作者简介: 刘嘉庆,女,1984,博士研究生,沉积学专业,E-mail: liujiaqing@mail.iggcas.ac.cn

高频层序(四级、五级和六级层序)通常解释为由米兰科维奇气候旋回控制的海平面波动形成(Vail *et al.*, 1991; D'argenio *et al.*, 1999; Strasser *et al.*, 2000; Aurell and Bádenas, 2004; Bádenas *et al.*, 2004)。世界上绝大多数的储层都是在地表或近地表的成岩作用过程中,受到淡水的改造而成为良好的储层(Roehl and Choquette, 1985),但这多以所谓表生岩溶作用为主。而在海平面小幅下降过程中,碳酸盐台地沉积物也可能会暴露在大气淡水环境而发育大气水成岩作用,特别是对于台地边缘或者台地内部高能沉积环境鲕粒、团粒浅滩和礁在海平面下降时易暴露出海面接受淡水淋滤,形成优质的原生-准同生储集空间,从而成为良好的储层(Moore, 2001)。

塔中地区(主要围绕 I 号断裂带)上奥陶统碳酸盐岩礁滩复合体有面积富含油气的发现,但是关于塔中礁滩相储层形成机制还存在诸多分歧。一种观点认为塔中礁滩相储层形成主要是同生期岩溶作用的结果(王振宇等, 2002, 2007, 2010; 刘忠宝等, 2004)。另一种观点根据萤石、闪锌矿、热液石英及重晶石等热液矿物组合的发现(以 TZ45 井为代表)(金之钧等, 2006; 吴茂炳等, 2007; 朱东亚等, 2008),以及均一温度及地化测试结果也显示存在热液流体活动(Cai *et al.*, 2007, 2008)。显然,上奥陶统碳酸盐岩储层的形成是多期改造的结果,但细节并不清晰;特别是由于多期改造,以往对准同生期或早期成岩改造的研究比较薄弱。层序格架内不同岩系早期成岩作用分布的共性和个性差异是碳酸盐

岩储层形成演化研究值得关注的科学问题(李忠等, 2006),因此探索早期沉积成岩作用是揭示碳酸盐岩储层储集空间发育规律的重要方面。本文选取塔中地区典型单井,在详细的岩石学特征研究基础上,结合测井资料分析建立塔中良里塔格组碳酸盐岩高频层序地层格架。以特征成岩组构为大气淡水成岩作用的识别标志,厘定了大气淡水透镜体分布位置,同时通过阴极发光、碳氧同位素和电子探针测试分析研究储集空间成因类型及分布,探讨早期成岩作用与高频层序界面关系及对储集空间发育的影响。

1 区域地质背景

塔里木盆地是由前震旦系构成结晶基底、由不同时期不同属性的原型盆地叠置复合而成的多旋回性复合盆地(贾承造, 1997; 王清晨和李忠, 2007)。在震旦纪-古生代的盆地演化阶段,由于基底分异性强、周边板块构造背景复杂,盆内构造活动,发育了塔北、塔西南、塔中、巴楚等多个大型古隆起带。本次研究的重点为塔里木盆地中央隆起带的塔中地区(图 1)。塔中 I 号断裂带位于塔里木盆地中央隆起带东北边缘,为北西-南东方向延伸的狭长地带,其形成于早奥陶世末期至晚奥陶世早期,北西向展布,结构上具有分段性的大型逆冲断裂带(邬光辉等, 2005; 李本亮等, 2009)。

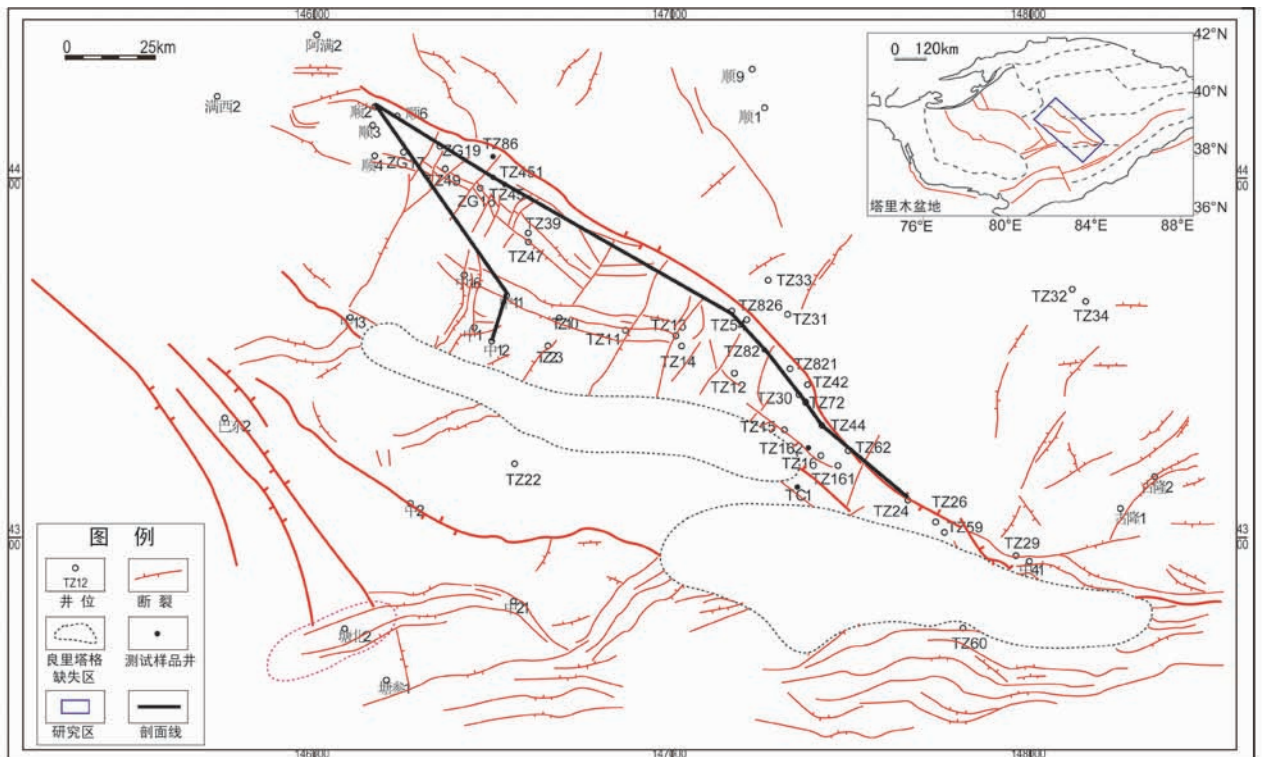


图 1 塔中研究区与测试样品井位分布图

Fig. 1 Location of the studied Tazhong area and the sampling wells in the paper

良里塔格组属于上奥陶统凯迪阶沉积(陈旭和 Bergström, 2008; 陈旭, 2010),塔中地区良里塔格组沉积时间为 455.4~457.4my,沉积时限约为 2my。良里塔格组处于晚奥陶世二级海平面下降(Haq, 2008)的早期,由于受这一时期构造挤压作用的影响(贾承造, 1997),塔中地区碳酸盐台地凸现出小型孤立台地性质(高志前等, 2006; 樊太亮等, 2007)。

塔中地区上奥陶统良里塔格组主要由灰色、褐灰色、浅灰色灰岩组成,最厚可达 800m,总体上表现出北厚南薄和西厚东薄的变化趋势。良里塔格组从下到上可细分为含泥灰岩、颗粒灰岩、泥质条带灰岩段三个岩性段。含泥灰岩段总体上以泥质含量高为特征,岩性主要为厚层泥晶灰岩、泥质泥晶灰岩,夹泥-亮晶砂屑灰岩;颗粒灰岩段主要为灰色、褐灰色、浅灰色中厚层块状的泥晶-亮晶颗粒灰岩、蓝细菌灰岩和生物礁灰岩。颗粒类型多以藻砂屑、生屑、砂屑为主,少量为鲕粒、球粒、核形石等,含量可高达 50%~80%。生物种类多,数量丰富,常表现为灰泥丘和骨架礁。本段厚度一般为 50~150m,为礁、丘、滩相发育段;泥质条带灰岩段以发育泥质条带为特征,岩性主要为灰色、深灰色中层-薄层状泥晶灰岩、粉屑泥晶灰岩、生屑泥晶灰岩、泥晶生屑灰岩以及泥晶砂屑灰岩,局部发育障积岩,多夹深灰色泥质条带和泥质条纹,厚度变化较大,一般为 10~80m,中 1 井区、塔中 16 井和塔中 162 井泥质条带灰岩段则因地层剥蚀而缺失。储层主要分布在良里塔格组第二段的质纯、颗粒含量高的灰岩之中,主要储集岩类型为亮晶砂屑灰岩、亮晶生屑灰岩、亮晶鲕粒灰岩和部分礁灰岩。

2 高频层序格架建立

塔中良里塔格组自下而上表现为由深到浅的相对海平面变化,划分为一个三级层序,层序顶界面与桑塔木组为整合或不整合接触,底界与鹰山组呈平行不整合-超覆不整合接触关系。良里塔格组第三段含泥灰岩段构成海侵体系域,主要发育藻席组合、低能带-藻席组合和丘席组合;高位体系域主要为良里塔格组二段和一段的高能滩礁组合、滩丘组合,总体表现为向上变浅的叠置特征。在三级层序内部,次级的相对海平面下降形成了四级、五级等高频层序界面,从层序界面的识别来看,对于三级层序界面其识别标志主要是不整合及其与之可以对比的整合面,而四级、五级等高频层序界面与古侵蚀面、沉积转换面有关,而这往往需要精细的沉积微相和测井曲线研究。

2.1 单井高频层序划分

岩石类型与岩相序列是高频层序划分的重要依据,以 TZ72 井为例(图 2),岩芯及薄片观察表明主要为台地边缘的礁滩相沉积。其下部的良三段根据现有钻遇段的岩性特征和测井曲线特征可划分为 2 个四级层序和 5 个五级层序。

位于下面的四级层序表现为进积地层叠置结构,内部划分为 2 个五级层序,而位于上面的四级层序显示出对称的退积-进积地层叠置结构,内部划分为 3 个五级层序,总体构成向上变深的沉积旋回。

良一段和良二段显示出明显的 6 次岩性旋回性变化特征,每个旋回的下部岩性以泥晶砂屑灰岩为主并含较多泥质,而上部岩性以亮晶砂屑灰岩为主且泥质含量很少,对应划分为 6 个五级层序(图 2)。从高频旋回底部到顶部,微相组合由灰泥丘-(藻)席,灰泥丘-粒屑滩,灰泥丘-礁,低能滩-高能滩,泥晶灰岩、泥灰岩和粒屑泥晶灰岩-砂屑滩、生屑滩、鲕粒滩、砾屑滩(图 3c, b, a)等。海平面上升,在粒屑滩的基础上发育了蓝细菌凝块石灰泥丘,鸟眼孔发育的潮间带沉积,在低能的浅水潮下相沉积蓝细菌活动频繁,同时会出现黄铁矿。如海平面相对下降,能量增强,在灰泥丘的顶部发育了珊瑚、层孔虫骨架礁和周围的生物组合(图 3a, b)。自然伽玛曲线和电阻率曲线反映出来的泥质含量的旋回性变化特征清楚,从海侵底部开始自然伽玛值逐渐增加,反映了持续的海平面上升过程,至海侵体系域的顶部,GR 值达到最大,反映了此时的海侵作用达到了最大。在向上变浅的高频沉积旋回中,GR 值逐渐减小,层序界面出 GR 值为低值,对应礁滩沉积,指示浅水、高能沉积环境,自然伽玛曲线降低。同时薄片下出现铸模孔、粒内溶孔和悬垂型胶结物(见后文)等大气淡水成岩组构特征,表现为短暂的暴露特征。综合岩石学特征和地球化学特征,TZ72 井良里塔格组共可划分为 4 个四级层序、11 个五级层序。

TZ82 井(图 2)下部良三段主要为低能滩间海夹砂屑滩沉积,水体能量较低,根据岩性特征和测井曲线特征,划分为 1 个四级层序、6 个五级层序,从高频层序底部到顶部,沉积微相上由泥晶灰岩到砂屑灰岩,GR 值由相对高值变化为相对低值;良二段和良一段沉积微相由泥质灰岩-生屑滩、丘核-砂屑滩(图 3f, e, d)、灰泥丘-礁翼、灰泥丘-礁核多次变化,对应 GR 值旋回性变化,因此划分为 6 个五级层序。从海侵底部 GR 值开始逐渐增加,至海侵体系域的顶部,GR 值达到最大,泥质含量最高。在向上变浅的高频沉积旋回中,GR 值表现出逐渐较小趋势,至层序界面处 GR 值为低值,对应台缘礁滩高能沉积(图 3d)。薄片下出现悬垂和犬牙状胶结物、渗流粉砂大气淡水等成岩组构特征,代表短暂的暴露。

2.2 高频层序格架对比

依据上述高频层序划分标准,本文在单井层序划分基础上,建立了塔中地区良里塔格组高频层序对比剖面(图 4),剖面线位置见图 1。从图中可以看到,塔中良里塔格组三级层序内部划分为 5 个四级层序,共发育 15 个五级层序,具有可对比性。从西部到东部,良里塔格组依次为开阔台地-台地边缘相,五级层序总体呈前积规律。良三段发育 3 个四级层序,四级层序内部由 3 个五级层序构成。五级层序的叠加样式主要为退积/进积型,发育有上升半旋回和下降半旋回,

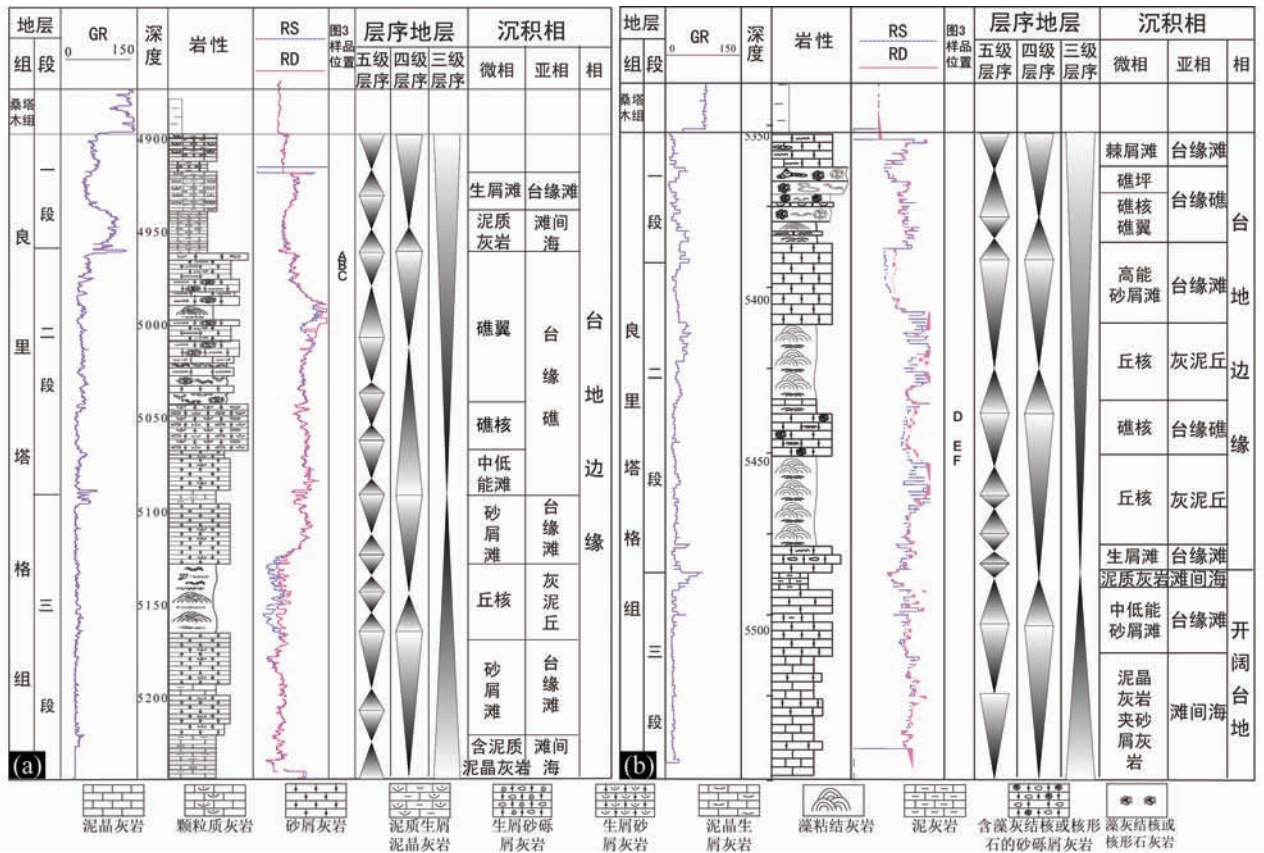


图2 塔中地区TZ72井(a)和TZ82井(b)良里塔格组高频层序划分

Fig. 2 A high-frequency sequences division of the Lianglitag Formation in the Tazhong wells; TZ72 (a) and TZ82 (b)

层序近对称。上升半旋回往往为泥晶灰岩或灰泥丘粘结灰岩;下降半旋回是粒屑滩颗粒灰岩和生物礁灰岩微相,叠置在泥晶灰岩或灰泥丘粘结灰岩微相之上,代表基准面快速下降之后又快速上升的沉积样式,反映了水体浅-深-浅的沉积过程。台内的Z12和Z11井有很好的揭示,台地边缘由于多数并未钻穿,因此层序揭示不完整。良二段内部划分为4个五级层序,由西部的台地内部到东部的台地边缘,单个五级层序厚度呈增加趋势,这与台地边缘碳酸盐岩沉积速率比台地内部高有关。五级层序非对称,下降半旋回大于上升半旋回,代表基准面总体以下降为主。良一段内部发育2个五级层序,层序的叠加样式以近对称的退积/进积型为主。

礁滩分布纵向上由下而上有台内滩和台缘礁滩多期发育的特征,且多位于四级层序界面向上变浅旋回的中上部。良三段发育3期礁滩体,且主要以砂屑滩沉积为主,只有最东南部的TZ24井有2期生物礁发育。良二段是礁滩体主要发育期,共发育4期礁滩体,礁滩体发育厚度较大,以TZ44井为例其生物礁发育厚度可达80m。最上部的良一段主要发育2期礁滩体,发育厚度、规模小于良二段。平面上,礁滩东部台缘礁滩无论数量和规模都远大于西部台地内部,沿I号断裂带由北西部的顺2井发育砂屑滩,中部TZ451-TZ82井区礁滩均有发育,但生物礁发育规模小、厚度薄,水体能量

中等,而往东南位置的TZ72-TZ44礁滩体非常发育,生物礁厚度大、水体能量高,到最东南部的TZ24井以高能滩沉积为主。

塔中良里塔格组沉积物厚度在800m范围内变化,良里塔格组沉积时限约为2Ma,其碳酸盐岩沉积速率约为 $400\mu\text{m}\cdot\text{a}^{-1}$,五级旋回厚度5~45m之间,对应沉积时间约为0.01~0.1my。以405ky地区轨道偏心率周期来算,塔中有4~5个405ky旋回,与四级层序相对应。按照相序组构特征,塔中良里塔格组碳酸盐岩高频旋回层序属于沉积水体较浅、沉积水动力条件高的环潮坪型(Stasser, 1988; Read, 1989; Goldhammer *et al.*, 1990)。

塔中晚奥陶世良里塔格组沉积早期,由于塔中I号断裂带初始发育,塔中发育宽缓低能弱镶边型碳酸盐岩台地边缘,以发育灰泥丘和低能泥晶粒屑滩为特征,到良里塔格组沉积晚期,I号断裂带活动明显,断裂上盘逐渐抬升,断裂运动引起的局部地区抬升在短暂的构造稳定期和适度的海平面上升背景下,可容纳空间持续增大,碳酸盐保持了较高的沉积速率在纵向上形成了持续的加积作用,具有并进型碳酸盐岩台地的沉积特点。因此塔中良里塔格组层序发育时具有单个旋回及同类型岩石厚度巨大的突出特点。

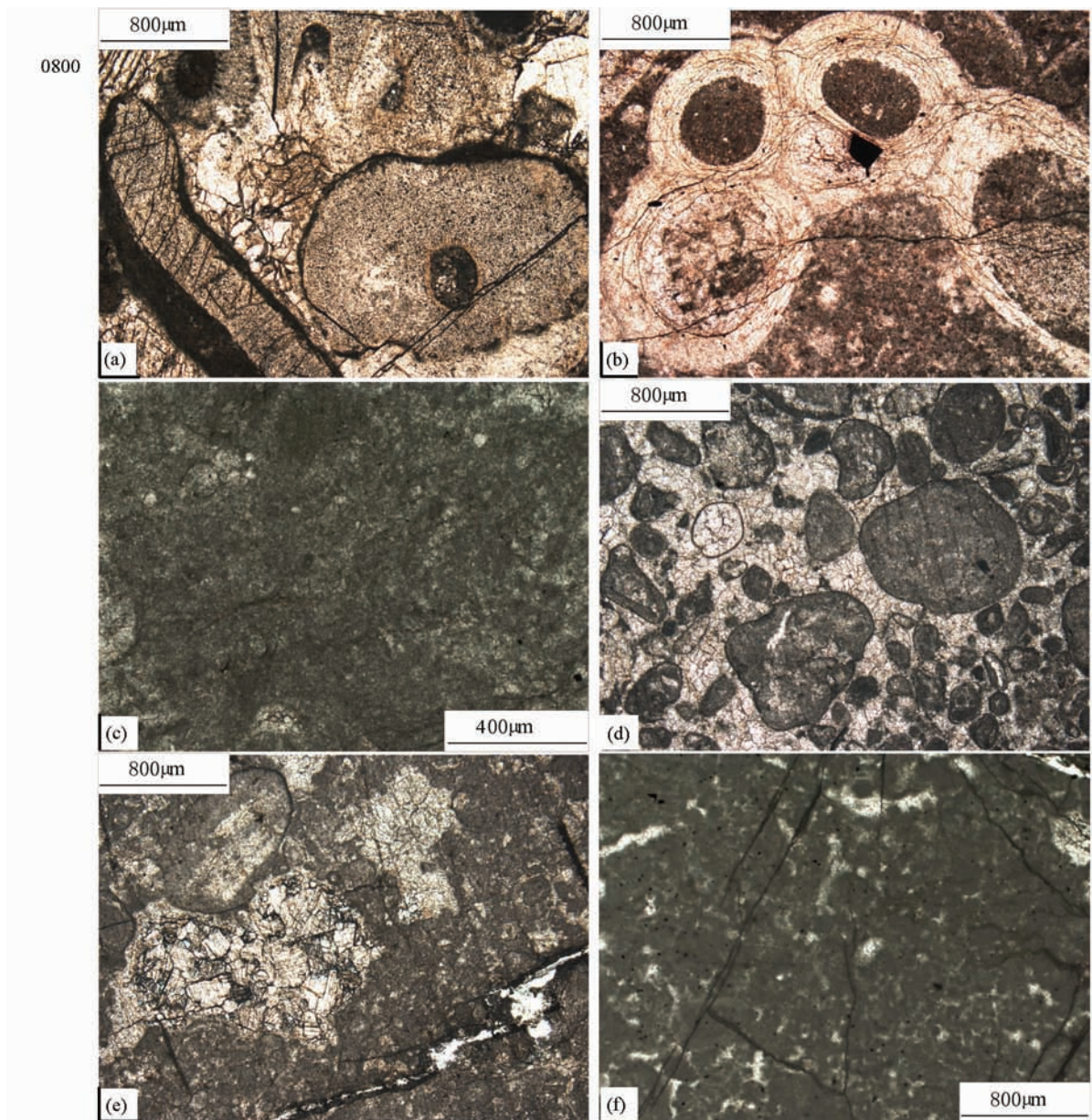


图3 良里塔格组高频层序内碳酸盐岩岩相特征

样品位置见图2的A-F点。(a)-TZ72井,4967.2m,生屑灰岩;(b)-TZ72井,4971.4m,珊瑚障积岩;(c)-TZ72井,5001m,含生屑泥晶灰岩;(d)-TZ82井,5438.5m,亮晶砂屑灰岩;(e)-TZ82井,5447.44m,藻灰岩;(f)-TZ82井,5461.66m,泥晶灰岩,示顶底构造

Fig.3 Microscopic lithofacies characteristics of carbonate rocks within the Lianglitag Formation high-frequency sequence

3 高频层序格架控制的早期成岩作用

3.1 早期成岩序列的岩石和矿物学依据

岩石和矿物学特征是识别成岩作用序列的重要基础,通过显微镜下的大量观察,塔中良里塔格组碳酸盐岩早期成岩作用发育具有以下特征:

(1)颗粒灰岩中发育有悬垂型(图5c)和新月型方解石胶结物,是大气渗流带的典型特征成岩组构。在粒屑滩沉积

序列顶部发育有叶片状、马牙状和细柱状方解石胶结物,则是大气潜流带的特征成岩组构。大气水胶结物特征成岩组构的发育,是十分重要的暴露证据。

(2)溶蚀作用显示出明显的组构选择性,主要在颗粒内部和第一代纤柱状方解石胶结物中进行,后者表现为第一期海底环边方解石胶结被溶蚀,并与随后充填的晶粒方解石呈胶结不整合接触(图5e),并以粒内溶孔、铸模孔储渗空间优势发育为特征(图5f)。

(3)颗粒灰岩内部发育的粒间溶蚀孔洞壁阴极发光下,

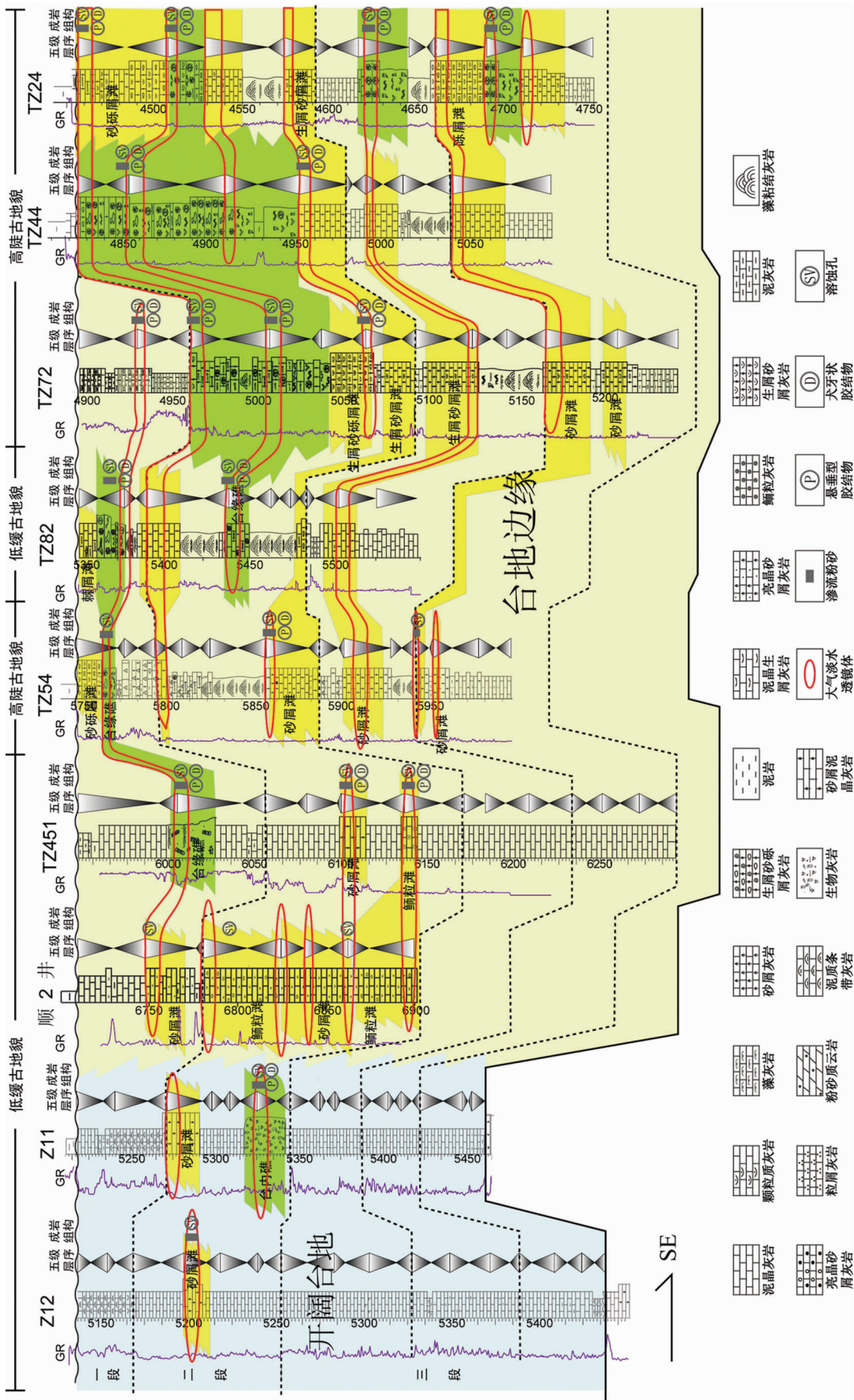


图4 塔中地区良里塔格组碳酸盐岩高频层序地层格架剖面位置见图1

Fig. 4 A stratigraphic framework of high-frequency sequences within the Lianglitag Formation in Tazhong area

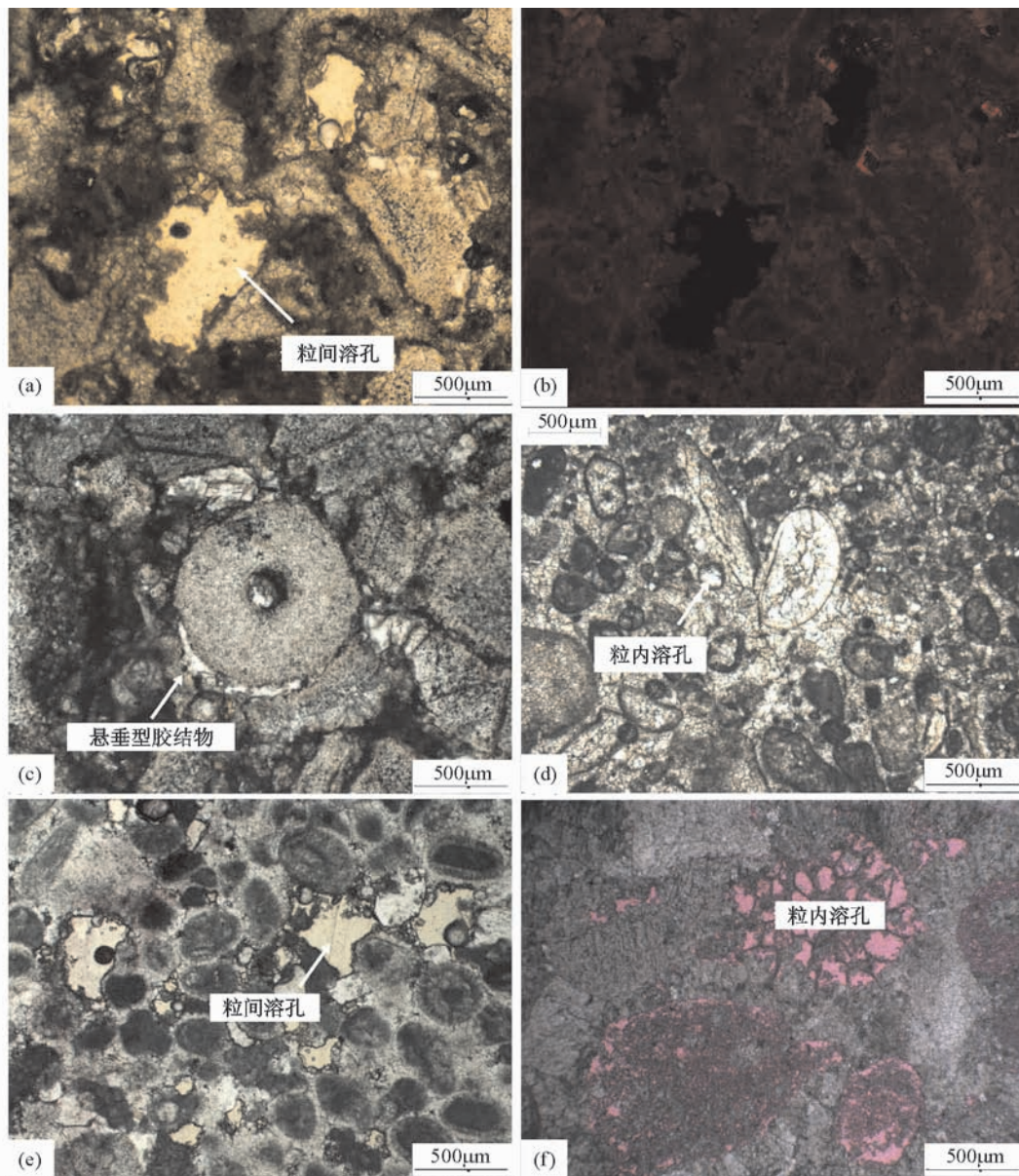


图5 塔中油田良里塔格组碳酸盐岩储集空间的显微镜下特征

(a) -TZ72 井,4969m,生屑灰岩,粒间溶孔发育;(b) -(a)的阴极发光照片,粒间溶孔壁阴极发光较暗;(c) -TZ72 井,4969m,生屑灰岩,发育悬垂型胶结物;(d) -TZ82,5435.27 m,亮晶砂屑灰岩,粒内溶孔内单井方解石充填;(e) -Z4 井,4900.64m,亮晶砂屑灰岩,粒间溶孔发育,且溶蚀孔壁赋存有机质;(f) -TZ72 井,4968.07m,藻生屑砂屑灰岩,粒内溶孔发育

Fig.5 Photomicrographs showing various porosity of carbonate rocks from the Lianglitag Formation carbonates in Tazhong oilfield

发光普遍偏暗,或整体不发光(图5a, b),与碳酸盐岩原岩的阴极发光特征较为相似,揭示导致溶蚀孔洞形成的流体应为与奥陶纪正常海水性质相似的孔隙水,其主要形成于早期成岩环境。

(4) 早期溶蚀孔洞壁上有黑色沥青和烃类的赋存(图5c),表明存在早期油气充注,揭示这些储集空间的形成时间较早。

3.2 早期成岩作用的地球化学分析

为了精细研究胶结物成因,本文开展了稳定同位素和电

子探针测试分析。针对取自7口井的37个全岩样品(泥晶灰岩24个,颗粒灰岩13个)进行了碳氧同位素测试分析,具体井位分布见图1所示,所有样品均用牙钻钻取,以避免后期缝、洞充填物的污染。

碳、氧稳定同位素以及探针测试分别在中国科学院地质与地球物理研究所有关实验室进行。对于碳、氧稳定同位素,按照测试要求用牙钻采集样品粉末,在90℃高温中烘干样品10h;在300~350℃的真空中加热抽空2h,除去有机质;应用正磷酸法使样品在高真空条件下与100%的磷酸进行恒

温反应;灰岩在 $25 \pm 0.1^\circ\text{C}$ (24h) 进行充分反应,此后将收集起来的 CO_2 气体送入 MAT-251 质谱仪上测试测定碳氧同位素组成,测试结果以 PDB 标准给出,单个测试结果重复精度高于 0.08‰ 。分析结果见表 1 和表 2。

表 1 塔中地区良里塔格组碳酸盐岩碳氧同位素测试结果

Table 1 Carbon and oxygen isotopic data of carbonate rocks from the Lianglitag Formation in Tazhong area

井号	井深(m)	岩石类型	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}(\text{‰})$
TC1	4000.4	泥晶灰岩	2.389	-4.257
TC1	4004.12	泥晶灰岩	1.744	-4.36
TC1	4007	泥晶灰岩	1.202	-6.475
TC1	4008.72	泥晶灰岩	2.745	-4.467
TC1	4009.92	泥晶灰岩	2.16	-4.908
TC1	4010.8	泥晶灰岩	1.829	-5.685
TC1	4020.69	泥晶灰岩	2.666	-4.259
TC1	4022.9	泥晶灰岩	2.651	-4.132
TC1	4030.3	泥晶灰岩	2.574	-4.192
TC1	4031.05	泥晶灰岩	2.841	-6.953
TC1	4233.62	泥晶灰岩	1.277	-4.238
TC1	4235.5	泥晶灰岩	1.025	-4.439
TZ162	4319.7	泥晶灰岩	1.108	-5.795
TZ162	4855.7	泥晶灰岩	-0.373	-5.02
TZ82	5378.46	泥晶灰岩	0.89	-6.36
TZ82	5420.53	泥晶灰岩	1.06	-6.26
TZ82	5437.67	泥晶灰岩	0.736	-6.43
TZ82	5461.45	泥晶灰岩	1.055	-6.306
TZ82	5461.66	泥晶灰岩	1.008	-7.01
TZ82	5465.71	泥晶灰岩	1.197	-6.675
TZ82	5466	泥晶灰岩	1.064	-7.042
TZ82	5479.58	泥晶灰岩	1.352	-5.974
TZ82	5354	生屑泥晶灰岩	0.9	-6.45
TZ82	5366.9	生屑泥晶灰岩	1.17	-5.92
TC1	4233.94	亮晶藻砂砾屑灰岩	1.26	-5.276
TZ451	6110.05	鲕粒灰岩	1.991	-6.096
TZ451	6144.8	砂屑灰岩	2.541	-5.691
TZ45	6094.5	亮晶砂屑灰岩	1.179	-5.493
TZ86	6584.46	亮晶砂屑灰岩	2.265	-5.879
Z4	4908.15	亮晶藻砂屑灰岩	0.912	-4.689
Z4	4900.64	亮晶砂屑灰岩	0.793	-6.25
TZ82	5375.1	生屑灰岩	0.88	-6.4
TZ82	5435.27	砂屑灰岩	0.792	-6.694
TZ82	5447.44	藻灰岩	1.327	-6.084
TZ82	5452.87	藻灰岩	1.411	-4.984
TZ82	5475.92	砂屑灰岩	1.148	-6.467
TZ82	5477.3	砂屑灰岩	1.227	-6.317

表 2 粒内和粒间方解石胶结物电子探针分析 ($\times 10^{-6}$)

Table 2 Electron microprobe analysis of intraparticle and interparticle calcite cement ($\times 10^{-6}$)

井号	深度	产状	Si	P	Mg	Sr	Mn	Fe
TZ72	5044	粒间胶结	79	105	3787	135	0	0
TZ72	5044	粒间胶结	51	183	1109	186	31	140
TZ72	4971.4	粒间胶结	14	441	3558	25	0	62
TZ82	5441.88	粒间胶结	65	31	1296	93	0	0
TZ82	5441.88	粒间胶结	70	218	1586	389	23	0
TZ82	5441.88	粒间胶结	0	201	1616	355	54	233
TZ82	5441.88	粒间胶结	182	306	2792	127	124	0
TZ82	5441.88	粒间胶结	23	92	2635	533	8	0
TZ82	5441.88	粒间胶结	84	183	3142	499	77	0
TZ82	5441.88	粒间胶结	93	114	2707	8	85	0
TZ82	5441.88	粒间胶结	0	249	3576	0	1301	93
TZ82	5441.88	粒间胶结	93	0	1676	0	178	101
TZ72	4969	粒内充填	84	314	2098	195	279	350
TZ72	4969	粒内充填	0	227	4776	448	70	264
TZ72	4969	粒内充填	84	205	1634	711	0	0
TZ72	4969	粒内充填	56	271	2496	677	310	0
TZ82	5441.88	粒内充填	205	227	1489	152	0	54
TZ82	5441.88	粒内充填	47	327	2460	0	139	0
TZ82	5441.88	粒内充填	210	162	2141	0	0	218
TZ82	5441.88	粒内充填	0	96	2219	203	155	0
TZ82	5441.88	粒内充填	9	236	2122	0	178	163
TZ82	5441.88	粒内充填	0	489	567	0	116	0

测试分析结果表明:

(1) 电子探针分析揭示粒内胶结物和粒间胶结物均表现为 Mg 的质量分数在 $567 \times 10^{-6} \sim 4776 \times 10^{-6}$ 之间,含量较高。Sr 的质量分数为 $0 \times 10^{-6} \sim 711 \times 10^{-6}$, 平均为 215×10^{-6} , 含量较低。Fe 的质量分数较低, 为 $0 \times 10^{-6} \sim 350 \times 10^{-6}$, 平均 76×10^{-6} , 有一半样品不含铁。除一个样品 Mn 的质量分数达到 1301×10^{-6} 外, 其他样品 Mn 的质量分数 $< 310 \times 10^{-6}$ (表 2)。总体上, Sr 含量较低, 反映了来自大气淡水的稀释作用特征。不含 Fe、Mn 或其质量分数较小, 表明这些粒内、粒间胶结物是形成于近地表的氧化和弱氧化环境 (黄思静等, 2008; 王振宇等, 2009)。

(2) 前人研究表明泥晶基质的全岩的碳氧同位素仍然保留其原始海水化学总体特征 (Veizer *et al.*, 1999; Brand, 2004; Batt *et al.*, 2007; Wynn and Read, 2007; Ando *et al.*, 2008), 特别是碳同位素基本不受成岩作用孔隙水的影响, 基本反映原始岩石的同位素 (Scholle and Arthur, 1980), 而氧同位素在后期的重结晶和胶结作用中变化较大 (Brand, 2004)。由表 1 可知, 亮晶颗粒灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值和泥晶灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近, 都基本在 $-8\text{‰} \sim -4\text{‰}$ 海相正常范

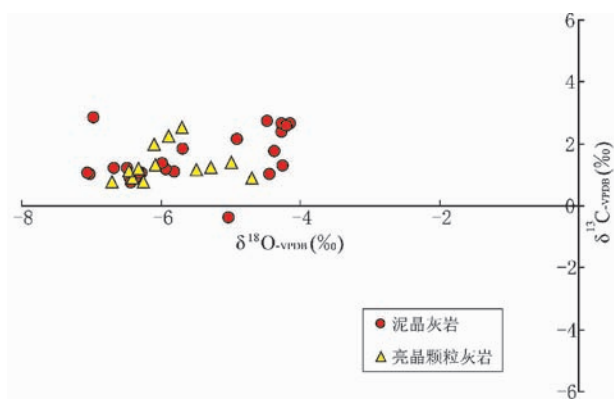


图6 塔中油田良里塔格组碳酸盐岩碳、氧同位素分布特征

Fig. 6 Variations of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of carbonate rocks from the Lianglitag Formation, Tazhong oilfield

围之间,且亮晶颗粒灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值相关系数 $R^2 = 0.02$ ($N = 13$),表明胶结物形成环境与海水性质接近(图6)。

3.3 高频层序格架对早期成岩作用的控制

以上述早期成岩的岩石和矿物学特征以及地球化学特征为识别标志,建立了大气淡水透镜体区域发育分布图(图4)。通过井间对比,在向上变浅的高频旋回顶部,生物礁滩出露于大气淡水环境中,早成岩阶段的大气水成岩作用相对发育,镜下见大量粒内溶孔、铸模孔、渗流粉砂和大气淡水胶结物(图5c, f),而高频层序中下部水体相对较深,碳酸盐岩基质比较致密,一般无孔,大气淡水成岩透镜体不发育。表明高频层序界面对同生期大气淡水成岩透镜体发育具有控制作用,大气淡水透镜体发育部位均位于高频层序向上变浅旋回的顶部。

良三段发育了1~4期大气淡水透镜体,但规模较小,断续分布。良二段发育4期大气淡水透镜体,透镜体规模最大,厚度从几米至二十余米。最上部的良一段发育2期大气淡水透镜体。平面上从台内到台缘大气淡水透镜体由1~2期发展到3~8期,沿着I号断裂带,最北西端的顺2井发育6期淡水透镜体,钱一雄等(2008)从常量与微量元素和碳氧同位素等地化证据也证明了顺2井同生期岩溶作用的发育。往东南方向的TZ451井透镜体发育减少,到中部的TZ54井大气淡水透镜体由下而上发育了6期,其东南方向的TZ82井大气淡水透镜体虽发育,但是厚度减薄,规模相对变小。I号断裂带东南部TZ72-TZ44-TZ24井区大气淡水透镜体发育规模变大,横向分布的连续性好,且平面上可以很好的追踪对比(图4)。

塔中地区因为整体水体较浅,海平面下降时礁滩相暴露水面,受淡水影响强烈。准同生大气淡水溶蚀作用发育段厚度一般为5~30m,约占高频层序厚度的30%,且准同生大气水成岩发育部位的孔隙度值较不发育部位平均高出2%以

上。台缘的大气淡水透镜体发育比台地内部更强一些,由西边的台地内部到东面的台地边缘,大气淡水透镜体发育的个数和厚度都有所增强。

4 早期成岩作用对储集空间类型及分布的影响

镜下薄片观察显示碳酸盐岩基质总体比较致密,孔隙多被方解石等胶结,基质孔隙发育不是很好,粒内溶孔面孔率最高为4%~5%(TZ62、TZ72井亮晶棘屑灰岩段),反映同生期溶蚀作用只发育于特定层段。

据244个有孔铸体薄片观察统计表明,粒内溶孔和裂缝出现频率最高,且在良二段最为发育,粒间溶孔以良三段最发育,而铸模孔主要发育在良二段和良一段(图7a)。从储集空间类型对面孔率贡献统计来看,最为重要的是粒间溶孔、粒内溶孔,两者对面孔率的贡献达到67%。裂缝虽出现频率很高,但对面孔率的贡献不到10%。铸模孔和晶间溶孔对面孔率的贡献分别为7.9%、5.8%。非构造选择性溶孔等其他溶孔对储层的贡献合为10%(图7b)。由上可知,粒内溶孔和粒间溶孔在基质孔隙中占优势。

5 讨论

对于具有典型构造叠合特点的塔里木盆地而言,后期不同性质构造-流体对古老碳酸盐岩的改造是其储层成因研究不可忽视的。根据铸体薄片观察,TZ82井良里塔格组台缘礁滩颗粒灰岩同生-准同生粒内溶孔发育,但多数被单晶或多晶方解石充填,仅少量保留为有效孔隙,胶结充填面孔率可达5%。而其东南端的TZ72井粒内溶孔保存较好,粒内溶孔面孔率可达5%,在所有储集空间类型中所占比例高达72.5%。位于I号断裂带中部的TZ54-TZ826粒内溶孔和粒间溶蚀扩大孔也较发育,特别是TZ826井铸模孔、粒内溶孔和粒间溶蚀扩大孔特别发育,中部偏东南的TZ44粒内溶孔和粒间溶蚀孔发育。可见,塔中良里塔格组I号断裂带附近受高频层序控制的大气淡水透镜体虽总体发育,研究的井位均位于I号断裂带逆冲断裂上盘(图1),且良里塔格组沉积时期塔中I号断裂带台地边缘为迎风面沉积(王振宇等,2010),但早期溶蚀孔后期保存程度不同,平面分异较大。

由图4可知,早期溶蚀孔较好保存下来的井均为高陡型台地边缘,而后期胶结充填死的井为低缓型台地边缘。分析认为:古地貌高,水体矿化度低,加之早期烃类的注入可以使早期溶蚀孔得于保存(图5e)。而古地貌低,水体矿化度高,胶结与充填作用较强烈,致使早期溶蚀孔大部分被充填堵死。因此,高陡型台地边缘有利于同生-准同生溶蚀孔发育,而低缓型台地边缘胶结作用强烈。I号断裂带中部的TZ54-TZ826、和东南部TZ72-TZ62-TZ24高陡型台缘为同生-准同生溶蚀孔发育的优质储层区;而I号断裂带中部的TZ82井、西

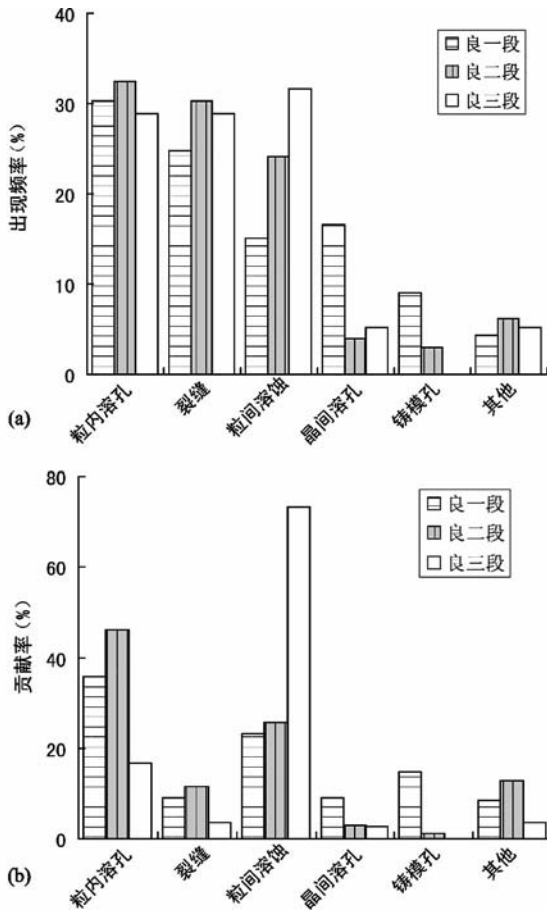


图7 塔中I号断裂带良里塔格组碳酸盐岩储集空间类型统计图

(a)-不同类型储集空间的出现频率;(b)-不同类型储集空间对孔隙率的贡献率

Fig. 7 A statistic histogram showing reservoir space types of Lianglitag Formation in Tazhong No. 1 fault zone

北段的顺2-顺6早期溶蚀孔发育次之,至于低缓型台缘的TZ45-TZ451-TZ86井区同生-准同生储集空间相对不发育,其有效储层形成机理是否主要与该区存在的埋藏溶蚀作用(王嗣敏等, 2004; 吴茂炳等, 2007)相关,值得进一步研究。

根据基底和构造环境不同,碳酸盐岩台地可以划分为8种类型(Bosence, 2005)。塔中良里塔格组碳酸盐岩台地属于断控型,即受I号断裂带的影响明显。陡产状的断裂控制的台地边缘更利于早期同生-准同生储集空间的发育,而相对低缓和活动较弱的断裂控制的台地边缘海底胶结作用以及后期胶结强烈。当然,研究已经反映出的I号断裂带活动的时空分异启示我们对断控沉积与成岩作用的研究亟待细化。

综上所述,良里塔格组碳酸盐岩有效储集空间的形成是多因素、多阶段演化综合作用的结果。早期溶蚀孔的发育能为晚期溶蚀改造提供流体活动空间和条件(Spirakis and Heyl, 1988; Moore, 1989; Mazzullo and Harris, 1992),对碳酸盐岩

储层的产出具有重要控制,但有效储层的最终形成分布还取决于后期不同来源、不同性质流体的叠加改造。

6 结论

(1)综合碳酸盐岩岩石学和测井曲线综合分析,塔中良里塔格组可划分为4个四级层序和15个五级层序。良三段发育3个四级层序,9个五级层序构成,层序的叠加样式主要为近对称的退积/进积型;良二段内部划分为4个五级层序,单个五级层序下降半旋回大于上升半旋回;良一段内部发育2个五级层序,层序的叠加样式以近对称的退积/进积型为主。

(2)粒内溶孔和粒间溶孔是塔中地区良里塔格组礁滩相储层最主要的孔隙型储渗空间。同生-准同生期溶蚀作用发育层段基质孔隙较发育,面孔率可达到4%~5%。塔中良里塔格组碳酸盐岩在高频旋回控制的准同生暴露淡水溶蚀作用基础上,叠加后期埋藏溶蚀作用复合改造,可形成很好的储集层。因此,早期成岩作用对良里塔格组碳酸盐岩储层的产出具有重要控制。

(3)大气淡水透镜体发育在高频层序向上变旋回的上部,从台内到台缘大气淡水透镜体由1~2期发展到3~8期,而沿着I号断裂带则在西北部的顺2井、中部的TZ54井和东南部TZ72等高陡型台缘发育,为油气勘探有利区。

致谢 范嘉松研究员和另一位匿名审稿人对本文的改进提出了宝贵的修改建议,塔里木油田勘探开发研究院在岩芯观察和取样方面给予大力支持,测试分析得到中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素实验室和电子探针实验室的帮助,在此一并表示感谢。

References

- Ando A, Kaihoa K, Hodaka Kawahata H *et al.* 2008. Timing and magnitude of early Aptian extreme warming: Unraveling primary $\delta^{18}\text{O}$ variation in indurated pelagic carbonates at Deep Sea Drilling Project Site 463, central Pacific Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 260: 463-476
- Aurell M and Búdenas B. 2004. Facies and depositional sequence evolution controlled by high-frequency sea-level changes in a shallow-water carbonate ramp (Late Kimmeridgian, NE Spain). *Geological Magazine*, 141(6): 717-733
- Búdenas B, Salas R and AUrell M. 2004. Three order of regional sea-level changes control facies and stacking patterns of shallow carbonates in the Maestrat Basin (Tithonian-Berriasian, NE Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 93: 144-162
- Batt LS, Montañez IP, Isaacson P *et al.* 2007. Multicarbonate component reconstruction of Mid-Carboniferous (Chesterian) seawater $\delta^{13}\text{C}$. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 256: 298-318
- Bosence D. 2005. A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sedimentary Geology*, 175(1-4): 49-72
- Brand U. 2004. Carbon, oxygen and strontium isotopes in Paleozoic carbonate components: An evaluation of original seawater-chemistry

- proxies. *Chem. Geol.*, 204: 23–44
- Cai CF, Li KK and Li HT. 2007. Fluid inclusion and isotopic constraint for fluid evolution in the Ordovician veins in Central Tarim, NW China. In: Bullen TD and Wang YC (eds.). *Water-Rock Interaction*. London: Taylor & Francis Group; 703–707
- Cai CF, Li KK, Li HT *et al.* 2008. 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. *Applied Geochemistry*, 23: 2226–2235
- Chen X and Bergström SM. 2008. Ordovician study in hundred years: From British series to International standard. *Journal of Stratigraphy*, 32(1): 1–14 (in Chinese with English abstract)
- Chen X. 2010. An introduction to the new classification of the British Ordovician and Silurian graptolite biozonation. *Journal of Stratigraphy*, 34(2): 161–164 (in Chinese with English abstract)
- D'argenio B, Ferreri V, Raspini A *et al.* 1999. Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation. *Tectonophysics*, 315: 357–85
- Fan TL, Yu BS and Gao ZQ. 2007. Characteristics of carbonate sequence stratigraphy and its control on oil-gas in Tarim Basin. *Geoscience*, 21(1): 57–65 (in Chinese with English abstract)
- Gao ZQ, Fan TL, Jiao ZF *et al.* 2006. The structural types and depositional characteristics of carbonate platform in the Cambrian-Ordovician of Tarim Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 24(1): 19–27 (in Chinese with English abstract)
- Goldhammer RK, Dumm PA and Hardie LA. 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonate. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 515–562
- Haq B and Schutter S R. 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322: 64–68
- Huang SJ, Qing HR, Hu ZW *et al.* 2008. Cathodoluminescence and diagenesis of the carbonate rocks in Feixianguan Formation of Triassic, eastern Sichuan Basin of China. *Earth Science*, 33(1): 26–34 (in Chinese with English abstract)
- Jia CZ. 1997. *The Tectonic Characteristics and Petroleum in Tarim Basin, China*. Beijing: Petroleum Industry Press; 1–438 (in Chinese)
- Jin ZJ, Zhu DY, Hu WX *et al.* 2006. Geological and geochemical signatures of hydrothermal activity and their influence on carbonate reservoir beds in the Tarim Basin. *Acta Geologica Sinica*, 80(2): 245–254 (in Chinese with English abstract)
- Li BL, Guan SX, Li CX *et al.* 2009. Paleo-tectonic evolution and deformation features of the Lower uplift in the Central Tarim Basin. *Geological Review*, 55(4): 521–530 (in Chinese with English abstract)
- Li Z, Han DL and Shou JF. 2006. Diagenesis systems and their spatio-temporal attributes in sedimentary basins. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 2151–2164 (in Chinese with English abstract)
- Liu ZB, Yu BS, Li YY *et al.* 2004. Sequence development controls on syngenetic karst of the Middle-Upper Ordovician carbonate in Central Tarim Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 22(1): 103–109 (in Chinese with English abstract)
- Mazzullo SJ and Harris PM. 1992. Mesogenetic dissolution: Its role in porosity development in carbonate reservoir. *AAPG Bulletin*, 76(5): 607–620
- Moore CH. 1989. *Carbonate Diagenesis and Porosity, Developments in Sedimentology*. Amsterdam; Elsevier, 46–338
- Moore CH. 2001. *Carbonate Reservoirs Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Amsterdam; Elsevier, 245–290
- Qian YX, He ZL, Zhou YR *et al.* 2008. The meteoric diagenesis of the Upper Ordovician carbonate rocks occurred in synsedimentary karstification in the No. 1 belt of northwestern Tazhong, Tarim basin; Taking the Well Shun 2 as an example. *Earth Science Frontiers*, 15(2): 59–66 (in Chinese with English abstract)
- Read JF. 1989. Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, US Appalachians. *Controls on Carbonate Platform and Basin Development: SEPM, Special Publication*, 44: 147–165
- Roehl PO and Choquette PW. 1985. *Carbonate Petroleum Reservoirs*. Berlin, Heidelberg, New York; Springer Verlag, 1–15
- Scholle PA and Arthur MA. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestone: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 67–87
- Spirakis CS and Heyl AV. 1988. Possible effects of thermal degradation of organic matter on carbonate paragenesis and fluorite precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Geology*, 16: 1117–1120
- Strasser A. 1988. Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lower most Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35(3): 369–383
- Strasser A, Hillgarter H, Hug W *et al.* 2000. Third-order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. *Terra Nova*, 12: 303–312
- Vail PR, Audemard F, Bowman SA *et al.* 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: An overview. In: Einsele G, Ricken W and Seilacher A (eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin: Springer, 617–659
- Veizer J, Ala D, Azmy K *et al.* 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. In: Allègre CJ, Arndt NT, Bickle MJ *et al.* (eds.). *Earth System Evolution: Geochemical Perspective*. *Chem. Geol.*, 161: 59–88
- Wang QC and Li Z. 2007. *Basin-Range System and Oil and Gas in Kuqa-Tianshan*. Beijing: Science Press (in Chinese)
- Wang SM, Jin ZJ and Xie QL. 2004. Transforming effect of deep fluids on carbonate reservoirs in the well TZ45 Region. *Geological Review*, 50(5): 543–547 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZY, Li YP, Chen JS *et al.* 2002. Characters of atmospheric diagenetic lens along Middle-Late Ordovician carbonate shelf margin in central Tarim Area. *Scientia Geologica Sinica*, 37(S1): 153–161 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZY, Yan W, Zhang YF *et al.* 2007. Diagenesis and porosity evolution of Upper Ordovician platform margin reefs and grain banks reservoir in Central Tarim Basin. *Xinjiang Geology*, 25: 287–290 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZY, Wu L, Zhang YF *et al.* 2009. Study on category and forming environment of Upper Ordovician carbonate rock calcite cement in Tazhong district. *Journal of Earth and Environment*, 31(3): 265–271 (in Chinese with English abstract)
- Wang ZY, Sun C, Zhang YF *et al.* 2010. Analysis on the Upper Ordovician reef formation along the Tazhong Slope break I. *Acta Sedimentologica Sinica*, 28(3): 525–533 (in Chinese with English abstract)
- Wu GH, Li QM, Zhang BS *et al.* 2005. Structural characteristics and exploration fields of No.1 Faulted Slope Break in Central Tarim Basin. *Acta Petrologica Sinica*, 26: 27–30 (in Chinese with English abstract)
- Wu MB, Wang Y, Zheng ML *et al.* 2007. The hydrothermal karstification and its effect on Ordovician carbonate reservoir in Tazhong uplift of Tarim Basin, Northwest China. *Science in China (Series D)*, 50 (Suppl. 2): 103–113
- Wynn TC and Read JF. 2007. Carbon-oxygen isotope signal of Mississippian slope carbonates, Appalachians, USA: A complex response to climate-driven fourth-order glacio-eustasy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 256: 254–272
- Zhu DY, Jin ZJ, Hu WD *et al.* 2008. Effects of deep fluid on carbonates reservoir in Tarim Basin. *Geological Review*, 54(3): 348–354 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈旭, Bergström SM. 2008. 奥陶系研究百余年: 从英国标准到国际标准. *地层学杂志*, 32(1): 1–14
- 陈旭. 2010. 英国奥陶纪和志留纪笔石带的最新划分方案. *地层学*

杂志,34(2):161-164

- 樊太亮,于炳松,高志前. 2007. 塔里木盆地碳酸盐岩层序地层特征及其控油作用. 现代地质,21(1):57-65
- 高志前,樊太亮,焦志峰等. 2006. 塔里木盆地寒武-奥陶系碳酸盐岩台地样式及其沉积响应特征. 沉积学报,24(1):19-27
- 黄思静,卿海若,胡作维等. 2008. 川东三叠系飞仙关组碳酸盐岩的阴极发光特征与成岩作用. 地球科学,33(1):26-34
- 贾承造. 1997. 中国塔里木盆地构造特征与油气. 北京:石油工业出版社,1-438
- 金之钧,朱东亚,胡文瑄等. 2006. 塔里木盆地热液活动地质地球化学特征及其对储层影响. 地质学报,80(2):245-254
- 李本亮,管树巍,李传新等. 2009. 塔里木盆地塔中低凸起古构造演化与变形特征. 地质论评,55(4):521-530
- 李忠,韩登林,寿建峰等. 2006. 沉积盆地成岩作用系统及其时空属性. 岩石学报,22:2151-2164
- 刘忠宝,于炳松,李廷艳等. 2004. 塔里木盆地塔中地区中上奥陶统碳酸盐岩层序发育对同生期岩溶作用的控制. 沉积学报,22(1):103-109
- 钱一雄,何治亮,邹远荣等. 2008. 塔里木盆地塔中 I 号带西北部上奥陶统碳酸盐岩同生期岩溶——以顺 2 井为例. 地学前缘,15

(2):59-66

- 王清晨,李忠. 2007. 库车-天山盆山系统与油气. 北京:科学出版社
- 王嗣敏,金之钧,解启来. 2004. 塔里木盆地塔中井区碳酸盐岩储层的深部流体改造作用. 地质论评,50(5):543-547
- 王振宇,李宇平,陈景山等. 2002. 塔中地区中-晚奥陶世碳酸盐陆相边缘大气成岩透镜体的发育特征. 地质科学,37(S1):153-161
- 王振宇,严威,张云峰等. 2007. 塔中上奥陶统台缘礁滩体储层成岩作用及孔隙演化. 新疆地质,25:287-290
- 王振宇,吴丽,张云峰等. 2009. 塔中上奥陶统方解石胶结物类型及其形成环境. 地球科学与环境学报,31(3):265-271
- 王振宇,孙崇浩,张云峰等. 2010. 塔中 I 号坡折带上奥陶统成礁背景分析. 沉积学报,28(3):525-533
- 邬光辉,李启明,张宝收等. 2005. 塔中 I 号断裂坡折带构造特征及勘探领域. 石油学报,26(1):27-30
- 吴茂炳,王毅,郑孟林等. 2007. 塔中地区奥陶纪碳酸盐岩热液岩溶及其对储层的影响. 中国科学(D辑),37(增刊1):83-92
- 朱东亚,金之均,胡文瑄等. 2008. 塔里木盆地深部流体对碳酸盐岩储层影响. 地质论评,54(3):348-354