

塔里木盆地中-下奥陶统鹰山组层序地层格架中的成岩作用 ——以塔河地区和柯坪巴楚露头区为例

杜洋^{1,2},樊太亮^{1,2},高志前^{1,2},韩洪斗³,张群^{1,2}

[1. 中国地质大学(北京)能源学院,北京 100083; 2. 中国地质大学(北京)海相储层演化与油气富集机理教育部重点实验室,北京 100083; 3. 中国石油辽河油田分公司勘探开发研究院,辽宁 盘锦 124010]

摘要:塔里木盆地中-下奥陶统鹰山组内幕储层的成因机制是当前油气勘探所关注的重点。以塔河地区钻井与柯坪巴楚露头为研究对象,利用岩石学与地球化学手段,对成岩作用在准层序、准层序组以及三级层序内的发育规律与演化特征展开研究。研究认为:沉积相带对成岩作用具有明显的控制作用,海水潜流成岩作用占据潮下带,潮间带则以海水潜流、渗流以及淡水潜流成岩作用为特征,潮上带以淡水渗流胶结物、同生期大气淡水溶蚀作用为特征;退积型准层序组,准层序顶部在海平面上升早期受大气淡水影响,海水成岩作用则在晚期主导旋回顶部;进积型准层序组,准层序在高水位早期以海水成岩作用为主,直至晚期顶部出现暴露;鹰山组下亚段三级层序,海平面上升期以同生期淡水成岩作用为特征,同时下倾方向胶结作用增加,高水位末期发育较弱的喀斯特;下亚段三级层序中的埋藏白云岩化作用发育强烈,云化流体以原生海水为主;上亚段三级层序在海泛面附近发育广泛海水胶结作用,快速的海侵使得同生期淡水成岩作用发育较弱,高水位期,受裂缝控制的表生溶蚀现象普遍存在。

关键词:阴极发光;成岩作用;层序地层;鹰山组;奥陶系;塔里木盆地

中图分类号:TE122.2

文献标识码:A

Diagenesis in sequence stratigraphic framework of the Lower-Middle Ordovician Yingshan Formation, Tarim Basin: A case study from Tahe area and Keping-Bachu outcrop

Du Yang^{1,2}, Fan Tailiang^{1,2}, Gao Zhiqian^{1,2}, Han Hongdou³, Zhang Qun^{1,2}

(1. School of Energy Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. Key Laboratory of Marine Reservoir Evolution and Hydrocarbon Accumulation Mechanism, Ministry of Education, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Research Institute of Exploration and Development of Liaohe Oilfield Company, CNPC, Panjin, Liaoning 124010, China)

Abstract: Genetic mechanism of the Lower-Middle Ordovician Yingshan Formation reservoir in the Tarim Basin becomes a focus in the current exploration of the basin. Samples were taken from wells in Tahe area and Keping-Bachu outcrops to study the development and evolution of diagenesis in parasequence, parasequence set, third-order sequence stratigraphic framework, through petrology and geochemistry methods. The results show that the sedimentary facies significantly control the diagenesis. Tidal flat sedimentary environment is characterized by three zones: marine phreatic diagenesis in the subtidal, marine diagenetic environment and meteoric vadose environment in the intertidal, and meteoric water seepage cements associated with karst at the top of the parasequence in the supratidal. Regressive parasequence set developed syngenetic meteoric dissolution in early transgression, and marine diagenesis in late transgression stage. During early highstand period, parasequence were still affected by seawater diagenesis until the top of late thinning parasequence is exposed to subaerial environments. In the third-order sequence of the Lower Yingshan Formation, transgression is characterized by paleokarst controlled by parasequences and apparently increasing cementation to the down-dip. Weak karst developed during the late highstand. Intense burial dolomitization appeared in the Lower Yingshan Formation. The remnant connate seawaters could be the main diagenetic fluids of dolomitization. In the third-order sequence of the Upper Yingshan Formation,

收稿日期:2016-10-21;修订日期:2017-03-02。

第一作者简介:杜洋(1990—),男,博士研究生,碳酸盐岩沉积储层。E-mail:duyang9012@163.com。

基金项目:国家自然科学基金项目(41102087);国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(2012CB214802)。

seawater cementation is widely developed near marine flooding surface. The rapid transgression resulted in the development of weak syngenetic meteoric diagenesis. Epidiagenesis controlled by fractures developed in the Upper Yingshan Formation.

Key words: cathode luminescence, diagenesis, sequence stratigraphy, Yingshan Formation, Ordovician, Tarim Basin

以往对于区域性不整合及其控储作用的研究,指导了目前塔里木盆地海相碳酸盐岩储层的油气勘探^[1-2],这一类区域性不整合往往对应一级层序和二级层序,与长周期构造控制的海平面变化有关。随着勘探的深入,中-下奥陶统鹰山组内幕储层的成因逐渐成为关注的重点。然而,在塔里木盆地,尤其是塔河地区,关于三级层序甚至更短周期层序内成岩演化的研究,报道甚少。对于塔河地区的储层成因机制,受到关注较多的是受大型不整合控制的加里东晚期和海西早期为主的表生岩溶作用^[3],与油气充注有关的埋藏溶蚀作用以及与二叠纪火山运动有关的热液流体溶蚀作用^[4]。已有学者在塔河以外的塔中地区探索短周期层序与成岩作用的关系,刘忠宝等^[5]揭示了不同级别层序界面对塔中地区中-上奥陶统台地边缘碳酸盐岩同生期岩溶的控制,刘嘉庆等^[6]指出大气淡水透镜体发育在高频层序向上变浅旋回的顶部。

本文以塔河地区和柯坪巴楚露头区奥陶系鹰山组碳酸盐岩为研究对象,在明确各类型成岩作用微观特征的基础之上,研究在准层序、准层序组以及三级层序内的成岩作用发育规律与演化特征,为探索深层碳酸盐岩储层的成因机制提供依据。

1 地质背景

塔里木盆地是我国西部的大型多旋回叠合盆地^[7],在经历了多重构造演化阶段后形成现今的构造格局(图1a)。研究区之一塔河油田位于塔北隆起(沙雅隆起)的阿克库勒凸起与哈拉哈塘凹陷(图1a,c),另一研究区柯坪巴楚露头区位于巴楚隆起西北缘(图1a,b)。

早奥陶世,塔里木盆地继承了寒武系的沉积格局,为一大型陆表海型台地,受控于寒武纪—奥陶纪全球淹没事件,塔里木盆地早-中奥陶世,即本文的研究对象鹰山组沉积时期,表现为海平面总体上升,由半局限台地演变为开阔台地^[8]。中奥陶世以后,受昆仑洋闭合的影响,盆地由拉张环境进入挤压构造体制,盆地格局向南北分带演化,沉积环境也由海相向海陆过渡相转换。从地层岩性来看,鹰山组上段以发育粒泥灰岩、泥粒灰岩为主,下段以发育颗粒灰岩和云质灰岩以及基质白云岩互层为主。

埋藏史揭示塔河地区鹰山组经历了3次显著的抬升运动(图2a),分别是晚奥陶世—早志留世(晚加里东期),晚泥盆世—早石炭世(早海西期)与晚二叠世(晚海西期)。其中前两期使得鹰山组进入表生成岩阶段,而柯坪巴楚露头区鹰山组则是在同生成岩阶段之后进入埋藏成岩阶段,直至晚二叠世地层抬升进入表生成岩阶段(图2b)。

2 成岩作用类型及特征

通过对南一沟露头以及塔河地区 TS1, TS2, AD11, YQ6, S110 等钻井的薄片观察与阴极发光鉴定,识别出多种成岩阶段划分标志,可以概括为5类主要成岩作用(图2c)。

2.1 胶结作用

在南一沟剖面一段23 m厚的高频旋回地层中,划分出15个米级旋回,又根据岩相划分出37个小层。通过不间断连续采样,应用光学显微镜和阴极发光仪,对胶结作用从胶结物的形态、分布样式与胶结物的共生次序、组合类型两方面展开研究。

胶结物的形态和分布样式能够反映孔隙流体的化学性质以及胶结物的沉淀速率,进而指示成岩环境。在南一沟鹰山组中识别出:①海水成岩环境下的新月形-纤状胶结物、等厚环边-纤状/放射状胶结物和葡萄石形态胶结物;②同生期淡水成岩环境下的渗流粉砂、等轴粒状胶结物;③埋藏环境下的等轴粒状-复杂多面体胶结物。海水成岩环境中,新月形-纤状胶结物形成于海水成岩环境中的渗流带(图3a,b),毛管力实现了颗粒接触处束缚水的运动,沉淀时水表面张力形成了具有弯曲表面的新月形胶结物。另外,纤状-放射状的等厚环边结壳(图3h—i)以及葡萄石形态(图3c)解释了同生期具有伸长晶体形态的文石或镁方解石在海水环境中形成^[9-10]。阴极发光下,海水成因的方解石胶结物都表现为暗红色发光或不发光。淡水成岩环境中,渗流粉砂是淡水渗流带的标志(图3d,e),等轴粒状胶结物则是淡水潜流带的产物^[9-10](图3f,g)。阴极发光下,淡水成因方解石通常呈现出较暗的橘黄色发光。埋藏成岩环境中,胶结物呈现出等轴粒状-复杂多面体的特征(图3h—j),晶体在阴

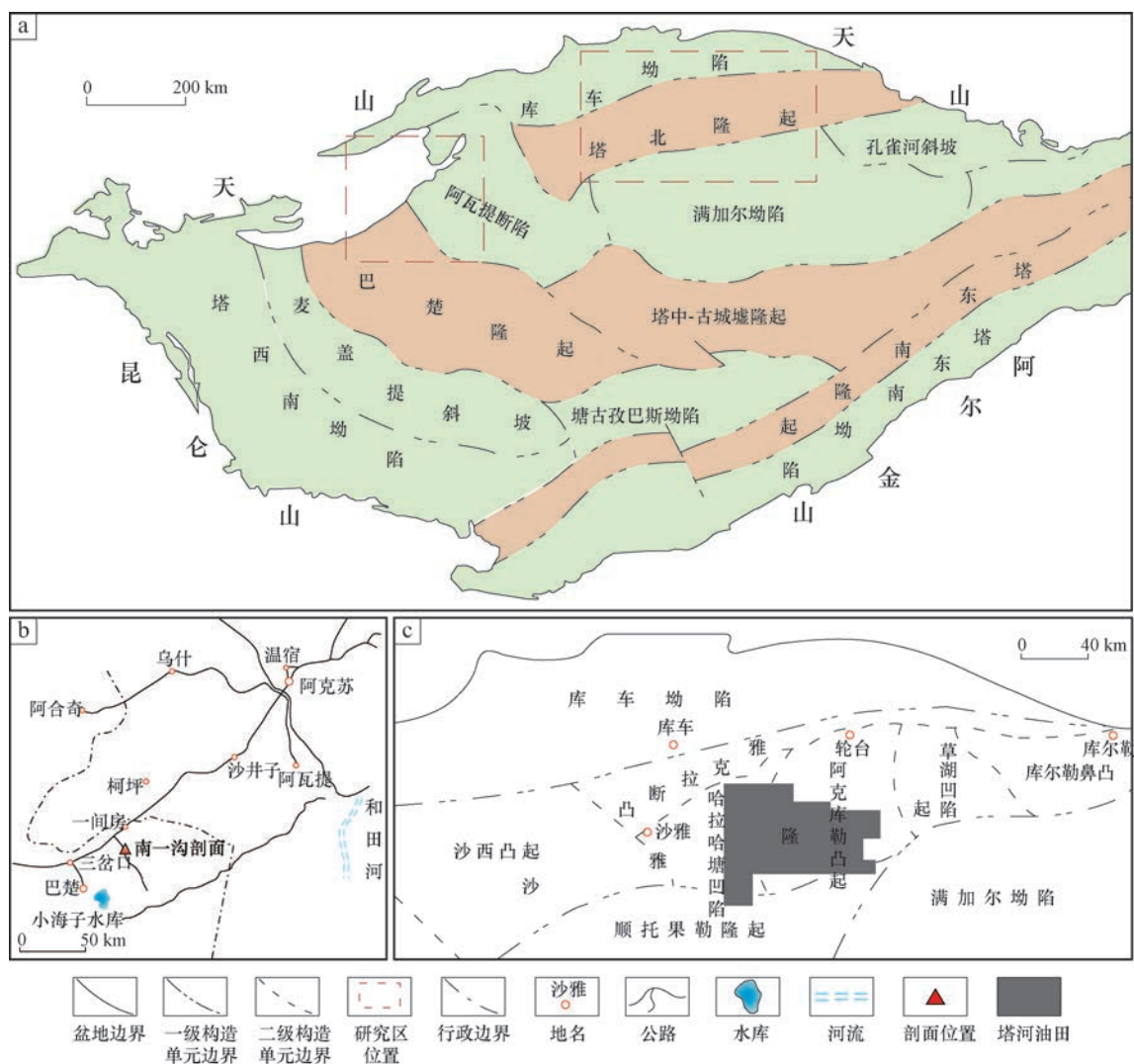


图1 研究区构造地质背景

Fig. 1 Geological setting of the study area

a. 塔里木盆地构造单元划分与研究区位置; b. 南一沟露头剖面位置; c. 塔北隆起(沙雅隆起)构造分区与塔河油田位置

极发光下多表现为多期亮、暗环带交互增生。

根据各个类型的胶结物的共生次序,总结出南一沟鹰山组两种主要的胶结物组合类型。

1) 胶结物组合 I (图 3a,b,f,g)

第一期,新月形的海水渗流胶结物形成于原生孔隙上方边缘,暗红色发光;第二期,细小的粒状淡水胶结物形成于新月形海水胶结物之上,或者直接环绕在孔隙边缘沉淀形成,较暗的橘黄色发光,进入埋藏期后发育亮暗相间的增生环带;第三期,镶嵌的粒状亮晶方解石最终完全充填孔隙,橘黄色发光。这类胶结物组合类型主要表现潮间带上部-潮上带沉积环境下,海水渗流形成第一期胶结物,淡水潜流形成第二、三期胶结物。

2) 胶结物组合 II (图 3h—l)

第一期,细小的纤状海水胶结物沿原生孔隙边缘

生长,或等厚环绕于内碎屑颗粒;第二期,放射轴状(叶片状)海水方解石胶结物生长于第一期胶结物之上,前两期胶结物在单偏光下晶面较污浊,阴极发光下特征一致,表现为暗红色发光;第三期,晶面相对洁净的粗亮晶方解石呈镶嵌粒状完全充填孔隙,晶体在阴极发光下多表现为多期亮、暗环带交互增生。第二类组合总体发育于潮间带下部-潮下沉积环境:第一期文石质胶结物成岩流体为同生期高 Mg/Ca 比海水,位于文石补偿深度以上;第二期胶结物则形成于文石补偿深度与方解石补偿深度之间的海水潜流环境;第三期胶结物初始期形成于开放的含水层中,通过渗流带的补给,整个含水层处于氧化状态,因此第三期胶结物的核心部分不发光,随后海平面的上升使得渗流带的补给中断,含水层处于封闭的还原状态,该期胶结物的增生部分就会出现明亮发光。随着进一步埋藏,渗流的淡

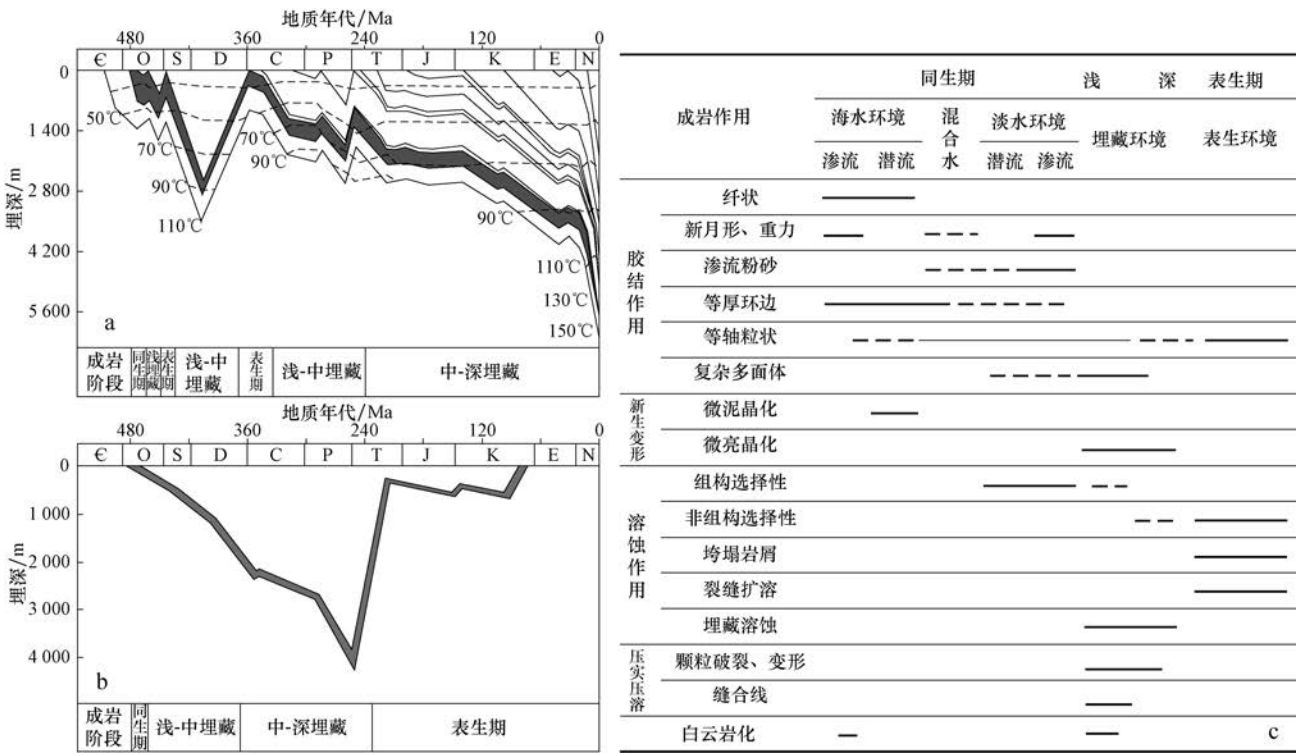


图 2 研究区埋藏史与成岩阶段划分标志

Fig. 2 Burial history of the study area and the division of diagenetic stages
a. 塔河地区鹰山组埋藏史; b. 柯坪巴楚露头区鹰山组埋藏史; c. 成岩阶段划分标志

水补给完全终止,残余的地层海水使得最后的胶结物呈现暗淡的发光。总之,第二类胶结物组合类型体现的是从海水成岩环境,到开放的含水层体系,再到最终的埋藏体系的变化。

塔河地区胶结作用,按照成岩环境可以区分为:海水胶结作用、同生期淡水胶结作用以及表生期胶结充填作用。海水胶结作用以环绕砂屑颗粒、鲕粒的等厚纤维状胶结物为特征(图 4a,b),经后期压实作用影响,不同颗粒的环边胶结物之间形成清晰的接触边界。海水胶结的另一种形式,是颗粒灰岩快速胶结形成的海底硬地(图 4c),与随后快速海侵形成的泥晶灰岩形成平直的界面。同生期的淡水胶结作用表现为原生孔隙(生物潜穴、窗格孔和生物遮蔽孔)内等轴粒状方解石充填(图 4d,g—i),或者淡水渗流带的渗流粉砂(图 4f)。表生期的胶结作用表现为大气淡水淋滤形成的非选择性溶蚀孔以及构造裂缝被胶结充填(图 4j—l)。

2.2 溶蚀作用

塔河地区鹰山组所发育的溶蚀作用,根据成岩阶段可分为 3 种类型,同生期受海平面控制的暴露大气淡水溶蚀、表生期构造抬升所致的大气淡水淋滤以及埋藏阶段的与烃类有关的埋藏溶蚀以及热液酸性流体

的溶蚀作用。

同生期的溶蚀作用在研究区的各个井中均有发现,其对应的岩相通常是亮晶胶结的颗粒(鲕粒、内碎屑和生屑)灰岩(图 5a—c,g),表现为粒内孔、粒间孔、溶模孔以及环绕颗粒的溶蚀,这一类溶蚀作用通常具有组构选择性,作用对象是早期的文石质胶结物或不稳定的高镁方解石组分。

表生期的溶蚀作用与塔河地区在晚加里东期(早志留世)与早海西期(早石炭世)构造抬升有关,表生溶蚀的缝洞体系纵向上位于鹰山组的中上部。由于碳酸盐岩组分已趋于稳定,表生溶蚀往往具有非组构选择性特征,表现为对颗粒以及原始粒间胶结物的共同溶蚀(图 4j,k),沿构造裂缝的扩张溶蚀(图 4l,图 5d,图 5e),或受淋溶形成的次生孔洞充填有垮塌的岩屑(图 5f)。

埋藏期的溶蚀作用主要与烃类成熟、热降解或者深部热液所产生的酸蚀流体有关^[11-12]。这类溶蚀作用呈现非组构选择性特征,具有两类表现特征:第一类,同时溶蚀颗粒、粒间胶结物、早期粒内溶蚀充填的胶结物,溶孔通常具有圆形轮廓(图 5g);第二类,沿缝合线的某一段扩张溶蚀或者形成溶蚀孔,若浅埋环境下有白云石沿缝合线形成,那么白云石与围岩均经受溶蚀,形成孔隙(图 5h,i)。

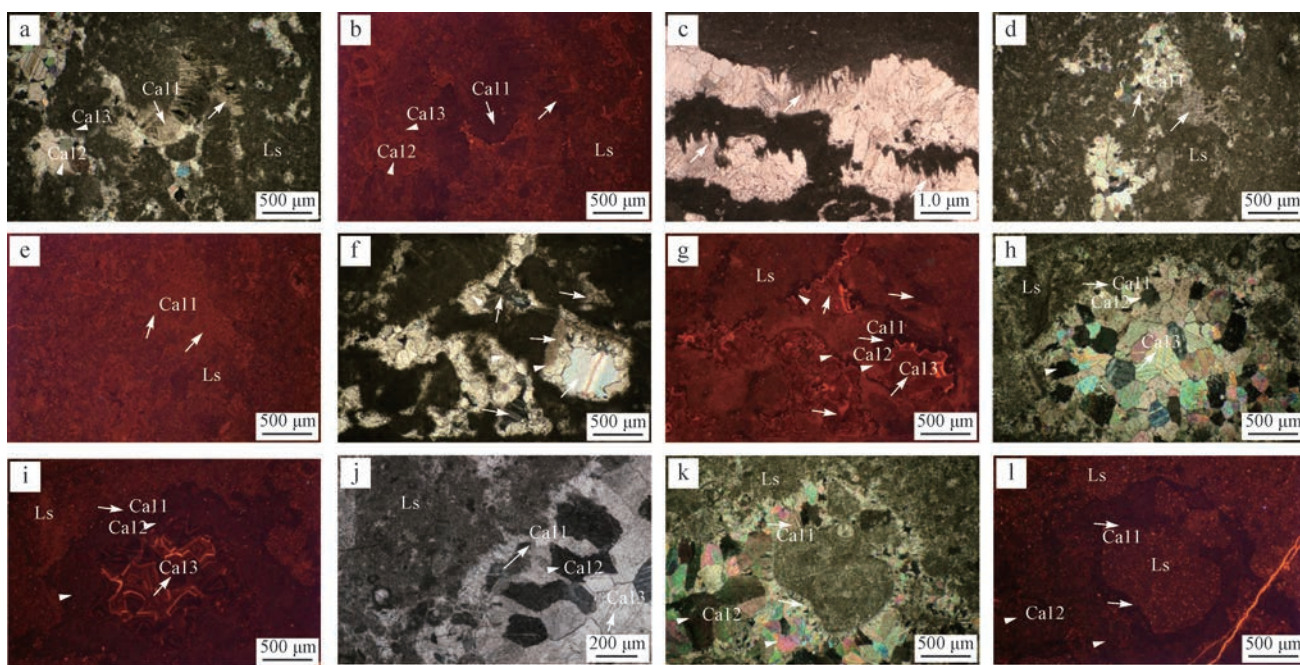


图3 塔里木盆地南一沟剖面鹰山组方解石胶结物的形态组合特征以及分布样式

Fig. 3 Morphology and composition of calcite cements and their distribution patterns in the Yingshan

Formation in Nanyigou outcrops, the Tarim Basin

a, b. 纤状新月形胶结物 (Ca1) 发暗红色光或不发光, 外缘有亮环边增大, 后期粒间胶结分为两期 (Ca3, Ca2), 弱发光呈橘黄色, a 为正交偏光, b 为阴极发光; c. 葡萄状文石重结晶后形成方解石, 箭头所指细晶质方解石嵌晶具葡萄状结构假象, 单偏光; d, e. 渗流粉砂与上方的粒间胶结物 (Ca1) 发光情况一致, 弱发光呈橘黄色, d 为正交偏光, e 为阴极发光; f, g. 胶结物组合 I, 包括新月形胶结物 (Ca1) 发暗红色光, 等厚环边细碎粒状 (Ca2) 不发光, 后期的亮暗交替多期增大, 第三期共轴增生的 (Ca3) 呈现较弱的橘黄色发光, f 为正交偏光, g 为阴极发光; h, i. 胶结物组合 II, 细小的纤状胶结物 (Ca1) 等厚环绕在颗粒四周, 第二期呈放射轴状 (Ca2) 环绕在第一期胶结物之上, 前两期胶结物发光情况一致呈暗红色, 第三期胶结具有明显的环带特征 (Ca3), h 为正交偏光, i 为阴极发光; j. 胶结物组合 II 的放大特征, 从细小的纤状胶结物 (Ca1) 到放射轴状 (Ca2) 再到发育明显解理的共轴增生胶结物 (Ca3), 前两期晶面较污浊, 第三期晶面相对洁净明亮, 正交偏光, 南一沟剖面; k, l. 胶结物组合 II 的另一种表现形式, 细小的纤状胶结物 (Ca1) 等厚环绕在颗粒四周, 第二期呈放射轴状 (Ca2) 环绕在第一期胶结物之上, 两期胶结物发光情况一致呈暗红色, 缺少第三期胶结物 (Ca3), k 为正交偏光, l 为阴极发光, Ls 为灰岩

2.3 压实作用与压溶作用

在塔河地区鹰山组中, 压实作用普遍存在, 具体表现在颗粒灰岩中颗粒的机械破裂、塑性变形以及颗粒的凹凸接触与线接触 (图 5l)。压实作用的过程是原生孔隙减少、脱水作用发生的过程, 但是胶结作用通常增加了岩层的抗压实能力, 具体表现为生物碎屑形成的遮蔽孔被胶结物充填后形成了抗压实能力, 使得生物碎屑在压实环境中保存完好 (图 4i)。

在压实作用的基础之上, 随着埋藏进一步进行, 增大的化学反应潜能使得压溶作用发生。在塔河地区的井下样品中, 压溶作用以高幅或低幅缝合线 (图 4c, 图 5j) 以及马尾构造 (图 5k) 的形式表现。碳酸盐岩地层在埋深超过 500 m 时产生缝合线^[13-14]。研究区微观尺度的压溶作用通常发生于岩相转换面, 进而产生缝合线构造。这些接触面可以分为两类。第一类为沉积作用的岩性转换面, 比如亮晶颗粒灰岩与泥晶灰岩

的转换面, 或者泥晶支撑的粒泥灰岩与颗粒支撑的泥粒灰岩的岩性变化面 (图 4c), 另外, 镜下观察发现亮晶胶结支撑的抗压实能力强于泥晶支撑 (图 5k), 这一类缝合线通常具有低幅特征; 第二类为构造抬升期的裂缝, 经表生大气淡水扩溶, 被垮塌岩屑与胶结物充填, 充填物与围岩形成的界面处形成缝合线构造 (图 5j), 这一类缝合线通常具有高幅特征。压溶缝合线的形成为埋藏阶段酸蚀溶液提供通道 (图 5h, i), 同时, 富镁流体进一步从地层释放, 在压溶缝合线附近发生白云岩化。

2.4 新生变形作用

研究区内鹰山组中的新生变形作用主要分为两类: 微泥晶 (退变新生变形作用) 与微亮晶 (进变新生变形作用)。微泥晶现象在南一沟露头与井下取样中均有发现, 主要表现为隐晶质高镁方解石构成的泥晶套 (图 6a, b), 是海水潜流成岩环境的标志。微亮晶的特征主要表现为初期沉积的碳酸盐泥, 在埋藏成岩环境

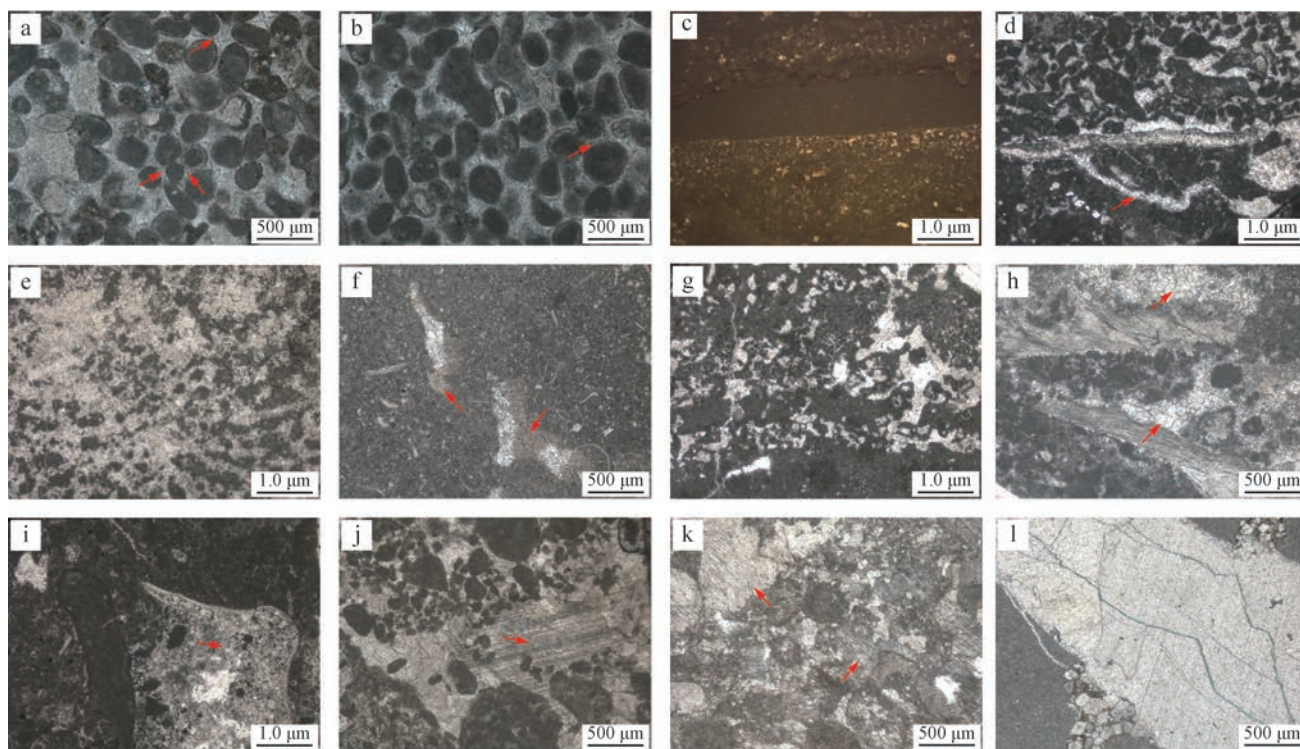


图4 塔里木盆地塔河地区鹰山组典型胶结作用

Fig. 4 Typical cementation of the Yingshan Formation in the Tahe area, Tarim Basin

a, b. 环绕砂屑颗粒、鲕粒的等厚纤状胶结物,以及颗粒间环边胶结物清晰的接触边界(箭头所指),单偏光,SI10井,埋深6 295.28 m; c. 海底胶结,颗粒灰岩沉积快速胶结成为海底硬地,随后快速海侵形成的泥晶灰岩与颗粒灰岩形成平直的界面,单偏光,YQ6井,埋深6 069.00 m; d. 生物潜穴内的胶结充填,单偏光,TS2井,埋深6 130.00 m; e. 亮晶胶结砂屑灰岩,砂屑颗粒具藻粘结结构,单偏光,YQ1井,埋深5 679.80 m; f. 生屑泥晶灰岩中,在原生孔中充填的渗流粉砂(箭头)与亮晶方解石胶结物,单偏光,AD11井,埋深6 323.06 m; g. 发育窗格构造的藻粘结灰岩,层状的窗格孔中胶结充填等轴粒状方解石,单偏光,TS2井,埋深6 130.00 m; h. 腕足生屑形成的遮蔽孔被粒状亮晶方解石充填,单偏光,AD11井,埋深6 650.00 m; i. 胶结充填的遮蔽孔隙使得介壳具备抗压能力,而未破碎,单偏光,AD16井,埋深6 320.59 m; j, k. 表生期非选择性溶蚀形成次生孔隙被淡水胶结方解石充填,后期埋藏过程中发生共轴增生,单偏光,j为TS1井,埋深6 110.00 m, k为AD11井,埋深6 920.00 m; l. 表生期裂缝切割浅埋藏期沿缝合线发育的白云石,被方解石胶结充填,Is为灰岩

中,通过文石或高镁方解石向低镁方解石转化以及重结晶作用,使晶体增长,从而破坏由原始泥晶形成的沉积结构,仅保留残余组构(图6c, d)。单偏光下,与亮晶胶结物相比,微亮晶晶面污浊(图6c),阴极发光下,原始的沉积结构得以恢复,残余组构的轮廓变得清晰,微亮晶的发光特征与原始的灰泥或颗粒发光特征一致,呈现暗红色,而原始的胶结物呈现更暗的发光(图6d)。

2.5 白云岩化作用

基于塔河地区鹰山组灰岩中白云岩化的岩石学特征,将其分为4类:第一类(D1),细晶自形白云石晶粒零散“漂浮”于泥晶灰岩,单偏光下具有雾心亮边结构,阴极发光下,雾心呈暗红色发光,亮边不发光或呈更暗色发光(图6e, f); 第二类(D2),白云岩化呈斑块状,斑块内白云石晶粒呈半自形或他形细晶,“漂浮”于基质灰岩之上的白云石晶粒相对自形,阴极发光下白云石晶粒呈暗红色发光,并环绕明亮发光环边

(图6g, h); 第三类(D3)与第四类(D4)在单偏光下具有相似特征,即自形的细晶白云石晶粒沿缝合线分布,差别在于阴极发光下,第三类(图6i, j)白云岩化相较第四类(图6k, l)白云岩,在暗红色发光的基础上发育明亮发光的环边。

所测得的未云化鹰山组灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)值($-8.5\text{‰} \sim -6.6\text{‰}$)与 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)值($-1.5\text{‰} \sim -0.3\text{‰}$),基本上落在报道的同期海水方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)值($-9.0\text{‰} \sim -7.0\text{‰}$)与 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)值($-2.5\text{‰} \sim +0.5\text{‰}$)^[15]范围内(图7a),保留了原始海水特征。根据同时期海水白云石与方解石氧同位素分馏相差大约2.5‰^[16-17]计算,早中奥陶世海水成因的白云石的 $\delta^{18}\text{O}$ (PDB)值范围应为 $-6.5\text{‰} \sim -4.5\text{‰}$ (图7a)。4类白云岩化的氧同位素值与此范围接近(图7a),表明这4类白云岩化的主要成岩流体应为地层中的原生海水,轻微的偏负特征则暗示浅埋藏环境下,升高的温度对氧同位素分馏的缓冲作用^[18-23]。另外,当前的主流观点认为,除非在水岩

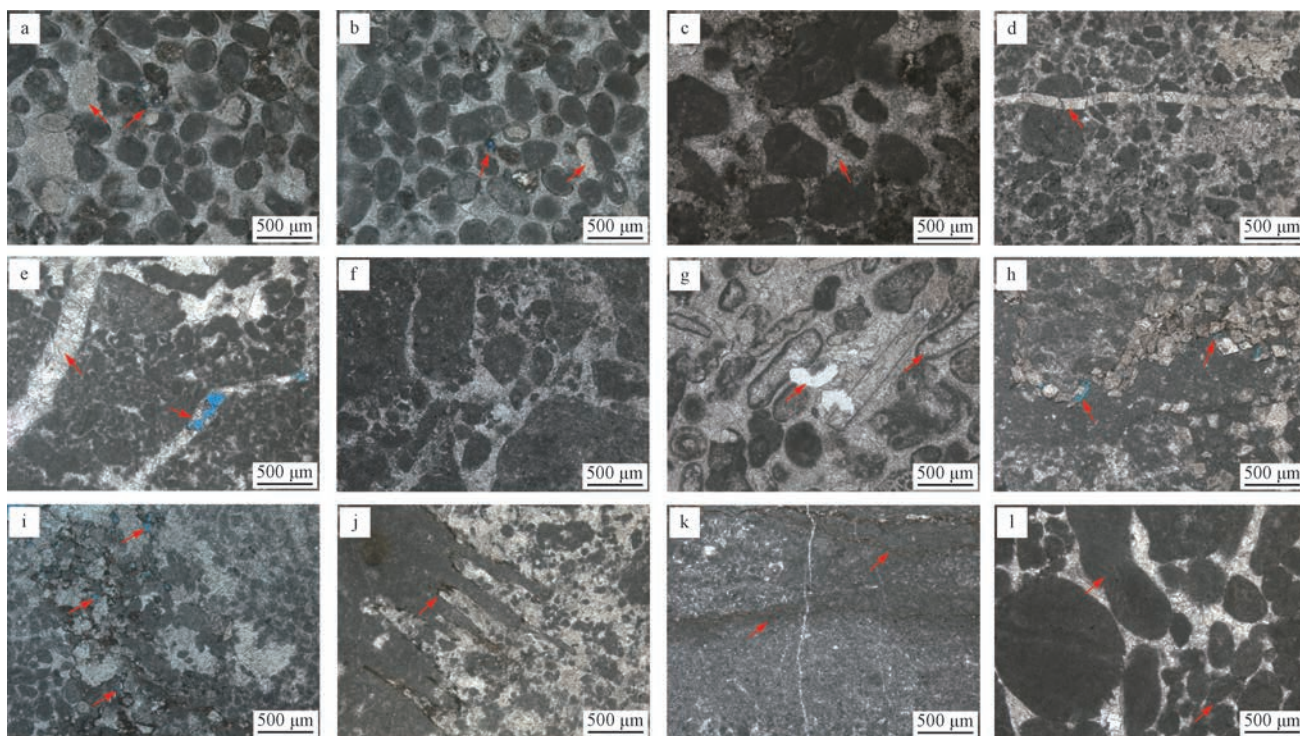


图5 塔里木盆地塔河地区鹰山组溶蚀作用与压实、压溶作用

Fig. 5 Dissolution, compaction and pressure solution in the Yingshan Formation in the Tahe area, Tarim Basin

a, b. 同生期大气淡水选择性溶蚀形成的粒内溶孔、粒间溶孔以及铸模孔,后期大部分被方解石胶结充填,少数被保存下来,铸体薄片,单偏光, S110井,埋深6 295.28 m; c. 环绕颗粒的早期文石质胶结物被同生期大气淡水选择性溶蚀,后期被沥青质充填,颗粒间可见纤状海水胶结物(箭头所指),单偏光, S77井,埋深5 583.89 m; d. 颗粒灰岩在表生期形成裂缝,大气淡水沿裂缝扩溶,后期被方解石胶结充填,单偏光, AD16井,埋深6 323.06 m; e. 表生环境中,裂缝受大气淡水淋溶扩大,后期被方解石胶结完全或不完全充填,铸体薄片,单偏光, S110井,埋深6 346.20 m; f. 表生期受淡水淋溶形成的次生孔洞,并为垮塌的岩屑和亮晶方解石胶结物充填,单偏光, YQ6井,埋深5 801.19 m; g. 含生屑亮晶颗粒灰岩,同生期受大气淡水选择性溶蚀仅残留外部泥晶圈层,埋藏环境中形成未被充填的圆形轮廓溶蚀孔,溶蚀具有非选择性,溶穿粒内胶结物、颗粒残余泥晶圈层以及粒间胶结物,单偏光, AD11井,埋深7 000.00 m; h. 埋藏成岩环境下,沿缝合线发生与有机酸有关的溶蚀作用,白云石晶粒以及围岩均受溶蚀,铸体薄片,单偏光, S77井,埋深5 591.02 m; i. 沿缝合线发育的埋藏溶蚀孔,缝合线伴有沥青质充填,铸体薄片,单偏光, S110井,埋深6 292.91 m; j. 压溶作用形成的高幅缝合线,缝合线两侧岩性分别为泥晶灰岩与颗粒灰岩,单偏光, S110井,埋深6 303.27 m; k. 马尾构造,亮晶胶结支撑抗压能力高于泥晶支撑,单偏光, TS2井,埋深5 910.00 m; l. 机械压实作用,颗粒的凹凸接触、线接触、破裂,单偏光, YQ6井,埋深6 640.00 m

比较大的情况下,与其他流体(如大气淡水)相关的成岩作用对稀土元素的组成和配分模式影响是有限的^[24-28]。从稀土元素的配分模式上看,这4类白云岩化都保留了与灰岩相似的海水流体特征,即平坦的配分模式,同时保留了轻微的Ce负异常与La正异常(图7b—d)。

第一类与第二类白云岩化普遍具有雾心亮边的特征,差别在于前者以“零散漂浮”形式出现,而后者表现为斑块状。雾心亮边所代表的晶粒增大现象,通常被解释为:在持续埋藏过程中,流体渐进交代灰岩的条件下,雾心形成于较早的低温环境,亮边则形成于随后的埋藏过程^[21-22],而这种未完全交代现象与云化流体不充足有关^[29]。与第三类、第四类白云岩化相比,第一类、第二类白云岩化具有相对低的 $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)值,这可能与近地表低温环境的BSR(细菌硫酸还原反应)有

关(与BSR有关的 $\delta^{13}\text{C}$ 值最低可至-20‰),BSR通常被认为是准同生期降低白云石形成的动能屏障的主要作用^[30-33]。而这两类白云石的半自形-自形细晶特征表明其形成温度应低于临界粗化温度(50~60℃)^[29],以地面温度20℃,早奥陶世地层地温梯度30~35℃/km作为参考^[34-35],第一类、第二类白云岩化应从接近地表的低温环境中开始形成,一直持续到埋深1 000 m左右的浅埋藏阶段,时间尺度为沉积期至早志留世之前(图2a)。

第三类、第四类白云岩化与缝合线的发育存在着紧密联系,碳酸盐岩地层在埋深超过500 m时产生缝合线^[13-14],这两类白云岩化应在缝合线产生同期或之后形成。与第一类、第二类白云岩化相似的是,第三类、第四类白云岩化的岩石学特征同样表明其形成温度应低于临界粗化温度。由此可知,这两类白云岩化

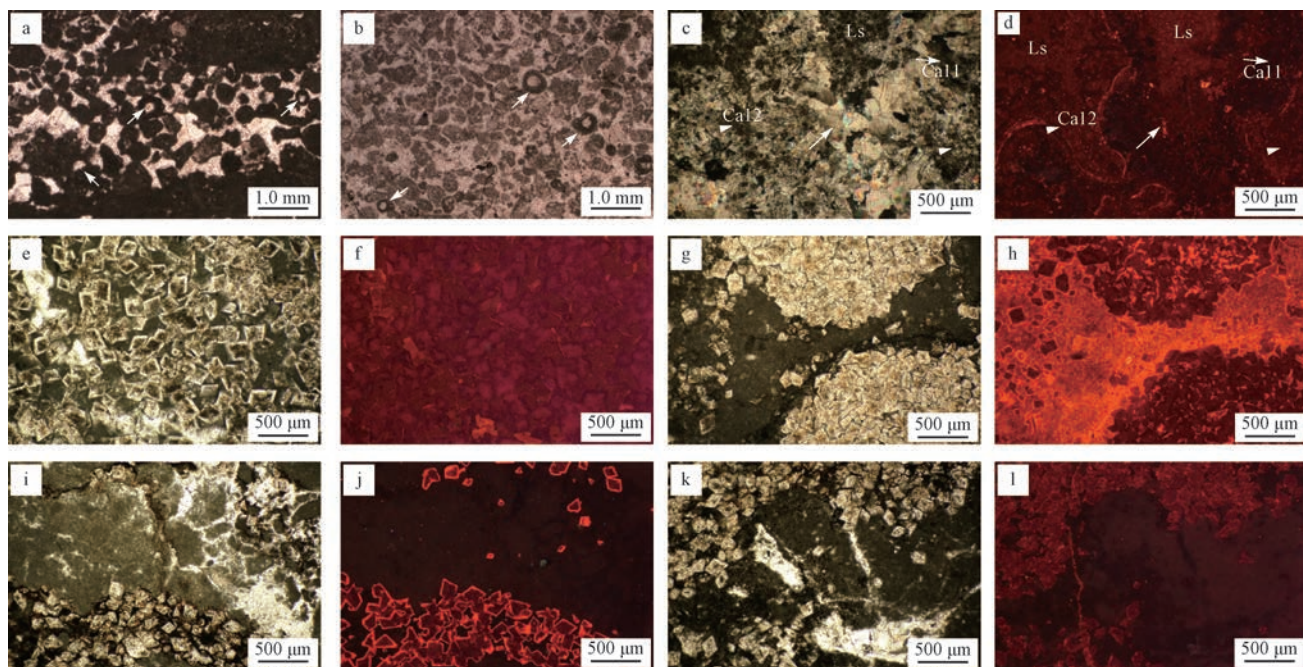


图6 塔里木盆地南一沟剖面与塔河地区鹰山组新生变形作用及白云岩化作用

Fig. 6 Neomorphism and dolomitization in the Yingshan Formation in Nanyigou outcrop and Tahe area, Tarim Basin

a, b. 隐晶质高镁方解石构成泥晶套, 单偏光, 南一沟剖面; c, d. 微亮晶化 (Cal2), 表面污浊并破坏原始的沉积结构边界, 阴极发光下, 微亮晶的发光特征与原始的灰泥发光特征一致, 并且残余结构的轮廓清晰, 区别于粒间胶结物 (Cal1) 的发光特征, c 为单偏光, d 为阴极发光, 南一沟剖面; e, f. 自形白云石晶粒“漂浮”于泥晶灰岩, 单偏光下具有雾心亮边结构, 阴极发光下, 雾心呈暗红色发光, 亮边不发光或呈更暗色发光, e 为单偏光, f 为阴极发光, AD11 井, 埋深 6 708.73 m; g, h. 斑块内白云石晶粒呈半自形或他形, “漂浮”于基质灰岩之上的白云石晶粒自形, 阴极发光下白云石晶粒呈暗红色发光, 并环绕明亮发光环边, g 为单偏光, h 为阴极发光, YQ5 井, 埋深 5 946.55 m; i, j. 自形白云石晶粒沿缝合线分布, 阴极发光下, 白云石晶粒呈暗红色发光, 并发育明亮环边, i 为单偏光, j 为阴极发光, T902 井, 埋深 5 722.20 m; k, l. 自形-半自形白云石晶粒沿缝合线分布, 阴极发光下, 白云石晶粒呈暗红色发光, 缺少明亮环边, k 为单偏光, l 为阴极发光, S114 井, 埋深 6 438.35 m

形成的埋深范围应为 500 ~ 1 000 m, 时间尺度为晚奥陶至早志留世 (图 2a)。浅埋期间, 机械压实与化学压溶作用使得缝合线形成, 同时使得围岩中镁离子得以释放, 进一步使得地层中的束缚海水中镁含量增加, 伴随着这一过程的持续进行, 白云石形成, 并在后期增大。在这样相同的形成背景下, 第三类和第四类白云岩化在阴极发光下的差异 (明亮环边的形成) 可能源自于后期其他流体的介入或者是局部高温流体的影响。氧同位素值的变化可以支撑这一观点, 在碳同位素组分相似的情况下, 第三类白云岩化的氧同位素值相较第四类白云岩化氧同位素值, 向更轻的组分迁移 (图 7a)。

3 层序地层格架中的成岩作用

3.1 准层序级别的成岩作用

通过对塔河地区各钻井连续岩屑薄片观察, 将鹰山组归纳为两种典型的准层序沉积序列 (图 8a, f):

在塔河地区各钻井中, A 序列在层序上通常位于

三级海平面高水位期, 以潮坪沉积环境为主, 垂向上包含低能 (局限) 潮下带、潮间带以及潮上带 (图 8a)。自下而上的岩相特征表现为: 低能 (局限) 潮下带, 包括有潟湖的泥晶灰岩 (图 8e), 低能滩相的分选杂乱磨圆差的颗粒灰岩 (图 8d); 潮间带, 包括潮汐水道沉积的具有粒度分异的颗粒灰岩, 具有生物潜穴、藻粘结结构、凝块石特征的粒泥灰岩与泥粒灰岩 (图 8c); 潮上带, 具有窗格构造的粒泥灰岩或叠层石 (图 8b)。

B 序列在层序上通常位于三级海平面上升期, 以开阔潮下带 (开阔台地) 沉积环境为主 (图 8f), 垂向上表现为: 静水沉积的含有丰富生物群落的泥晶灰岩 (图 8i, j), 以及浅水高能滩沉积的分选磨圆好的颗粒灰岩、鲕粒灰岩与生屑灰岩 (图 8g)。准层序顶部的结束方式受海平面变化的约束, 在海平面上升阶段早期, 准层序顶部的高能滩相存在一定暴露并发育淡水透镜体 (图 8k), 而海平面上升阶段晚期, 海底硬地则占据准层序顶部 (图 8h)。

通过将前文识别的成岩作用标志与准层序的岩相序列标定发现: A 序列中, 低能 (局限) 潮下带至潮间带下部以海水潜流成岩环境下的胶结作用与新生变形

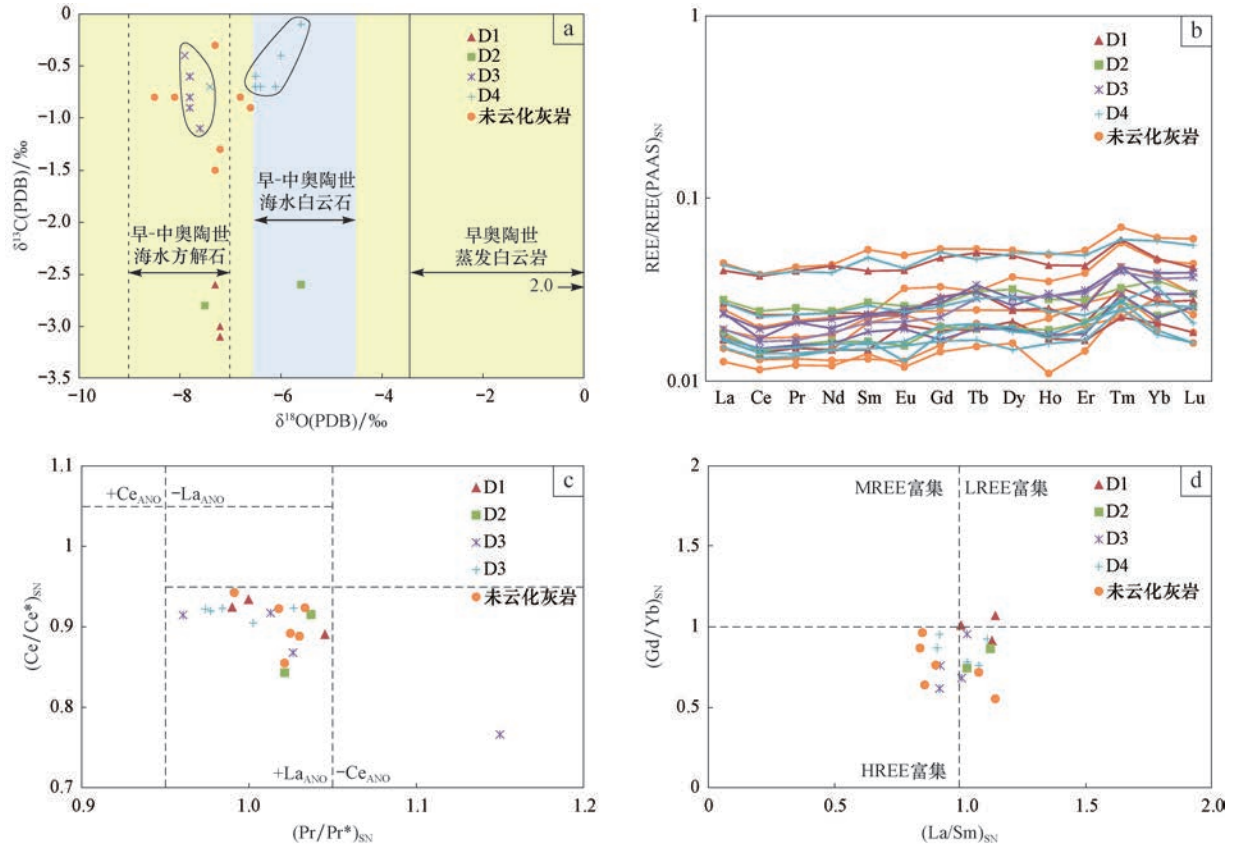


图7 塔里木盆地塔河地区鹰山组白云岩化地球化学特征

Fig. 7 Geochemical characteristics of dolomitization in the Yingshan Formation in Tahe area, Tarim Basin

a. 各类型白云岩化的 $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ 值交汇图; b. 各类型白云岩化的稀土元素配分模式; c. 标准化的 Ce/Ce^* 与 Pr/Pr^* 交汇图; d. 标准化的 La/Sm 与 Gd/Yb 交汇图[其中, MREE 富集: $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{SN}} < 1, (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{SN}} > 1$; LREE 富集: $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{SN}} > 1, (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{SN}} > 1$; HREE 富集: $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{SN}} < 1, (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{SN}} < 1$; 平坦的 REE 配分模式: $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{SN}} \approx 1, (\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{SN}} \approx 1$, PAAS 为稀土元素标准化方式(太古宙平均澳大利亚页岩), ANO 为异常值]

作用为特征,潮间带上部至潮上带以海水潜流、渗流以及淡水潜流成岩环境下的胶结作用为特征,旋回顶部以淡水渗流胶结物、同生期大气淡水溶蚀作用为特征; B 序列中,在海平面上升阶段早期,准层序顶部的高能滩相所发育淡水透镜体,接受同生期大气淡水溶蚀作用的影响,形成选择性溶蚀孔隙,而海平面上升阶段晚期,准层序顶部以海底硬地为特征,表明快速的海水胶结作用。

在南一沟露头剖面中,典型的准层序旋回垂向上的成岩环境演化体现为(图 81):潮间带以下同生期主要以海水潜流环境为主,潮间带上部至潮上带下部,由于周期性水淹,同生期表现为海水渗流、潜流环境和淡水渗流环境。在淡水成岩作用的影响下,旋回顶部会发育不成熟的喀斯特、渗流胶结物以及部分溶蚀孔、洞。

相较三级层序边界,准层序旋回顶部暴露时间非常短,成岩作用对其影响也相对较小。准层序末端的岩相属性对碳酸盐岩储层的非均质性起到了非常重要

的作用,而决定旋回顶部形成储层的成岩作用在早成岩期即发生。

3.2 与准层序叠置样式有关的成岩作用

3.2.1 准层序叠置样式与胶结作用

前文中,针对南一沟剖面一段高频旋回地层中的胶结作用展开研究,通过对胶结物的形态与分布样式研究,明确各种胶结物的成岩环境,在此基础上,通过对胶结物的共生次序、组合类型,将各类型胶结物总结为两组胶结物组合类型,并探究其成岩演化特征。归纳起来,第一类胶结物组合类型(胶结物组合 I),是在潮间带上部—潮上带沉积环境背景下,由海水渗流形成的第一期胶结物,淡水潜流形成的第二、三期胶结物组合而成;第二类胶结物组合类型(胶结物组合 II)是在潮间带下部—潮下沉积环境背景下,由同生海水形成的第一期胶结物,潜流海水形成的第二期胶结物,以及在含水层中由于海平面变化而得到大气淡水分期次补给形成的第三期胶结物组合而成。

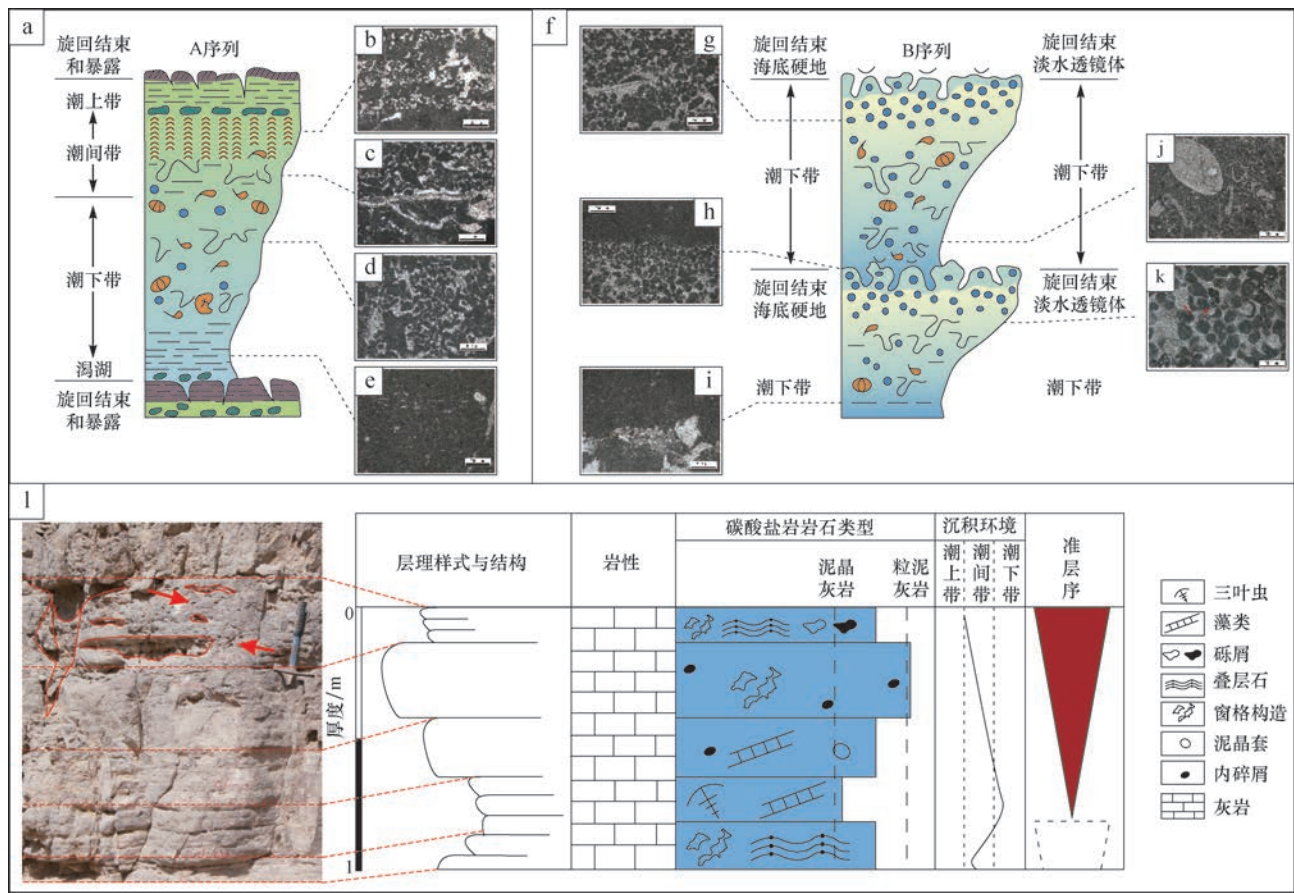


图 8 塔里木盆地塔河地区与南一沟剖面鹰山组典型准层序结构

Fig. 8 Typical parasequences of the Yingshan Formation in Tahe area and Nanyigou outcrop, Tarim Basin

a. 塔河地区 A 序列结构特征; b. 具有窗格构造的粒泥灰岩, 单偏光, TS2 井, 埋深 5 850.00 m; c. 生物潜穴, 单偏光, TS2 井, 埋深 6 130.00 m; d. 分选磨圆差的颗粒灰岩, 单偏光, TS2 井, 埋深 5 810.00 m; e. 泥晶灰岩, 单偏光, TS2 井, 埋深 5 960.00 m; f. 塔河地区 B 序列结构特征; g. 含生屑的颗粒灰岩, 单偏光, TS2 井, 埋深 5 950.00 m; h. 海底硬地, 单偏光, TS2 井, 埋深 5 950.00 m; i. 泥晶灰岩, 单偏光, TS2 井, 埋深 5 950.00 m; j. 富含生屑的泥晶灰岩, 单偏光, AD11 井, 埋深 6 660.00 m; k. 分选磨圆好的颗粒灰岩, 单偏光, S110 井, 埋深 6 295.28 m; l. 南一沟露头剖面准层序结构特征

将这两类胶结物组合类型与准层序以及准层序叠置样式标定(图 9)。垂向上, 第一类胶结物组合类型主要发育在退积序列(准层序组)中下部与进积序列(准层序组)的中下部与顶部, 即海平面上升期的早期与高水位期的早期和晚期; 第二类胶结物组合类型主要发育在退积序列(准层序组)的顶部与进积序列(准层序组)的中上部, 即海平面上升期的晚期(接近海泛面)与高水位期的中期。

3.2.2 准层序叠置样式与同生期大气淡水溶蚀作用

准层序通过水深和厚度的渐进变化反映了可容纳空间的改变。以 TS2 井一段典型的准层序叠置样式为例(图 10a), 海侵期(TST)新增可容纳空间的速率增加, 旋回末期的沉积物沉积在水体逐渐加深的环境中, 准层序较厚, 形成退积型的准层序的叠置样式。海平面上升早期准层序顶部发育暴露。随着可容纳空间增加速率的加快, 准层序变厚, 诸如海底硬地环境下的海

水成岩作用在旋回顶部占据主导; 到海平面上升晚期, 单个准层序以浅潮下相为主。高水位期(HST), 可容纳空间增加速率减慢, 水深变浅, 旋回厚度减薄, 形成进积型的准层序组。高水位早期, 准层序依旧受海水成岩作用主导; 直至晚期, 可容纳空间增加速率的减慢, 准层序减薄, 顶部出现暴露。

露头剖面中, 同生期溶蚀孔洞的发育机制与井上的解释相似(图 10b), 直观看到单个准层序顶部发育溶蚀洞, 部分被硅质充填, 顶部之下是潮坪沉积的藻叠层结构(图 10c)。

3.3 三级层序格架内的成岩作用

由于钻穿鹰山组全段的钻井有限, 在塔河地区, 选取 AD11, TS2, S88, TS1 井, 以平均每 10 m 1 个的岩屑薄片, 将前文所总结的成岩作用类型在鹰山组全井段进行标定, 进而研究三级层序格架内的成岩作用。

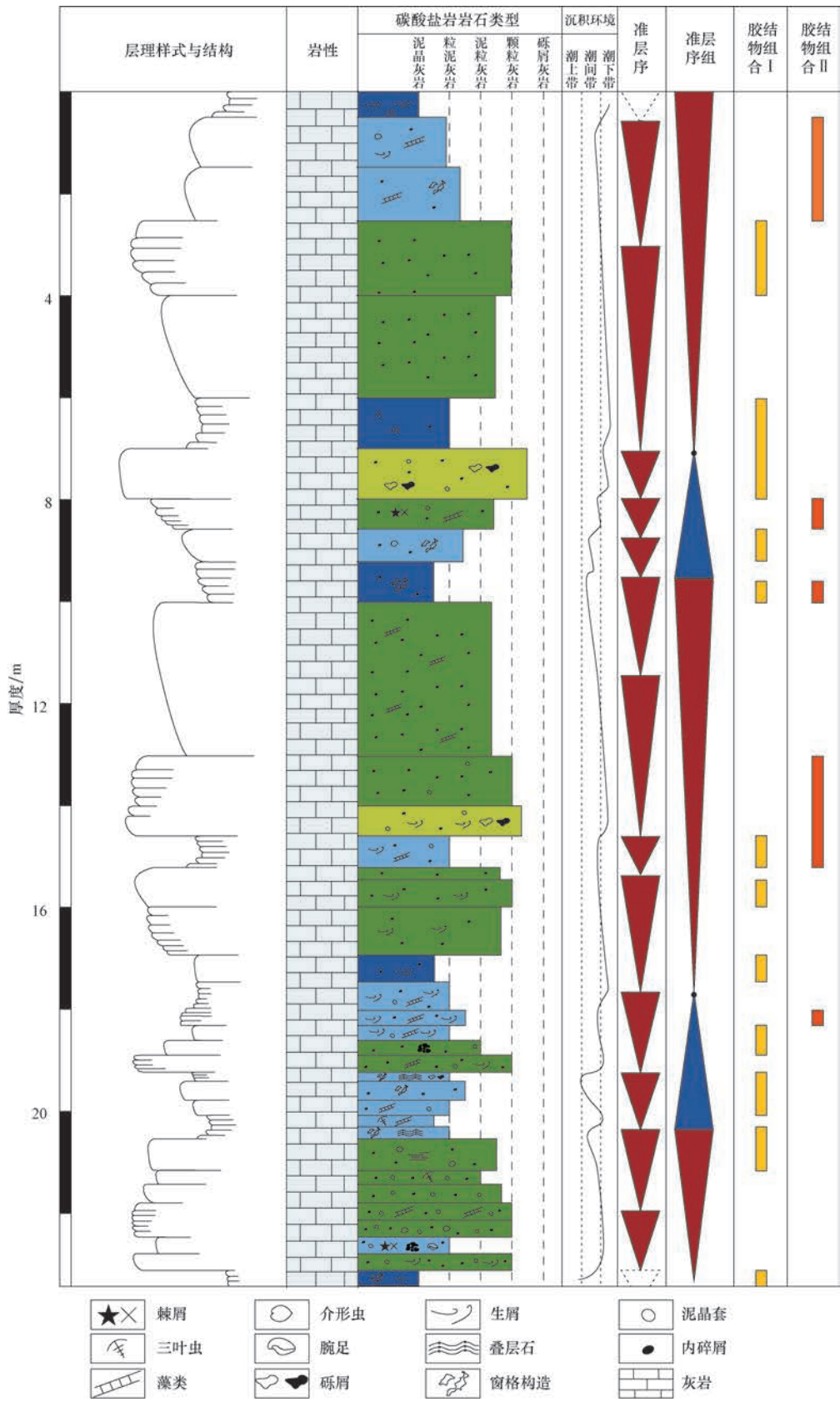


图 9 塔里木盆地鹰山组南一沟剖面与准层序叠置样式有关的胶结作用

Fig. 9 Cementation in relation to the parasequence patterns in the Yingshan Formation in the Nanyigou outcrop, Tarim Basin

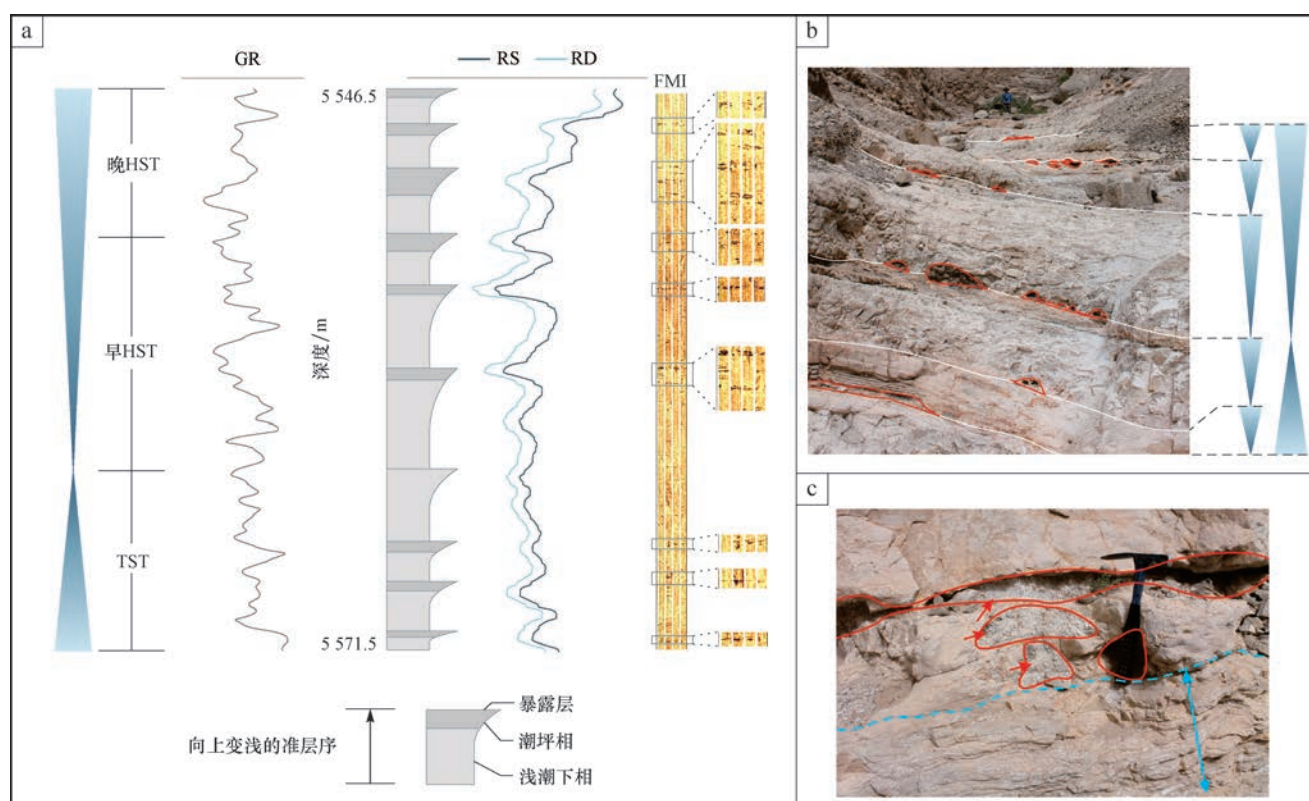


图10 与准层序叠置样式有关的同生期暴露溶蚀作用

Fig. 10 Syngenetic dissolution in relation to the parasequence pattern

a. TS2 井一段准层序叠置样式与成像测井所识别的溶蚀孔洞;b. 露头上叠置的的准层序与发育的溶蚀孔洞;c. 单个准层序顶部的溶蚀洞(红色部分),部分被硅质充填,暴露层之下(蓝色区域)具有藻叠层结构,指示潮间带上部至潮上的沉积环境

单井研究以 TS2 井为例(图 11),鹰山组分为 2 个亚段,即 2 个三级层序,每个三级层序内又分为 2 个四级层序。上亚段三级层序,海平面上升期,裂缝发育,受裂缝控制的表生溶蚀现象普遍存在。对应海泛面位置,海水胶结作用强烈,不发育溶蚀孔洞或者裂缝。上亚段三级层序所对应的 2 个四级层序的进积序列顶部发育有规模较小的同生期大气淡水溶蚀作用,下部的以埋藏白云岩化与压溶作用为特征。在下亚段的三级层序中,最显著的特征是准层序控制的同生期暴露岩溶发育。在相对漫长的海平面上升期中,准同生溶蚀作用形成的溶蚀孔洞向上逐渐减少,而海水胶结作用在海泛面以及之后相对短暂的高水位期成为主要的成岩作用。前文所讨论的浅埋藏成因的白云岩形成时间大约是在晚奥陶世或者早志留世之前,而就整体鹰山组而言,下亚段尤其是下亚段下部四级层序从埋藏深度的角度更有利于埋藏白云岩化的发生,因此大量的白云岩化作用或者白云岩普遍发育。

在单井的研究基础上,通过连井研究进一步探索研究区内层序格架内的成岩作用发育规律(图 12)。鹰山组沉积初期,即鹰山组下亚段三级层序的海平

面上升期,上升的海平面侵入整个缓坡表面,层序界面则是早期层序的不整合面,在每个高频旋回的海平面静止期形成的进积滩体中同生期淡水成岩作用发育。随着海平面的持续上升,纵向上同生期大气淡水溶蚀作用逐渐减弱。随着海侵作用的进行,封闭含水层在上倾方向(AD11 井)的大气淡水补给区减小,补给区的不稳定矿物被完全溶解掉,大量的溶解组分向下倾方向(TS2, S88, TS1 井)搬运,下倾方向胶结作用增加。随后,下亚段三级层序的短暂高水位期,旋回末期发育一套分布较广,进积潮坪形成的喀斯特,较短的暴露时间决定其较弱的发育程度。下亚段三级层序顶界面之下广泛发育表生期溶蚀作用。进入鹰山组上亚段三级层序沉积时期,海平面上升期短暂,在海泛面及上、下位置,海水胶结作用发育广泛,下倾方向的海水胶结作用程度强于上倾方向,快速的海侵使得同生期的淡水成岩作用发育较弱。进入高水位期,潟湖中的灰泥来自进积潮坪,并与生物有关,表面发生微弱的喀斯特。上亚段三级层序顶界面控制的表生成岩作用发育广泛,且上倾方向成岩作用强度较强。

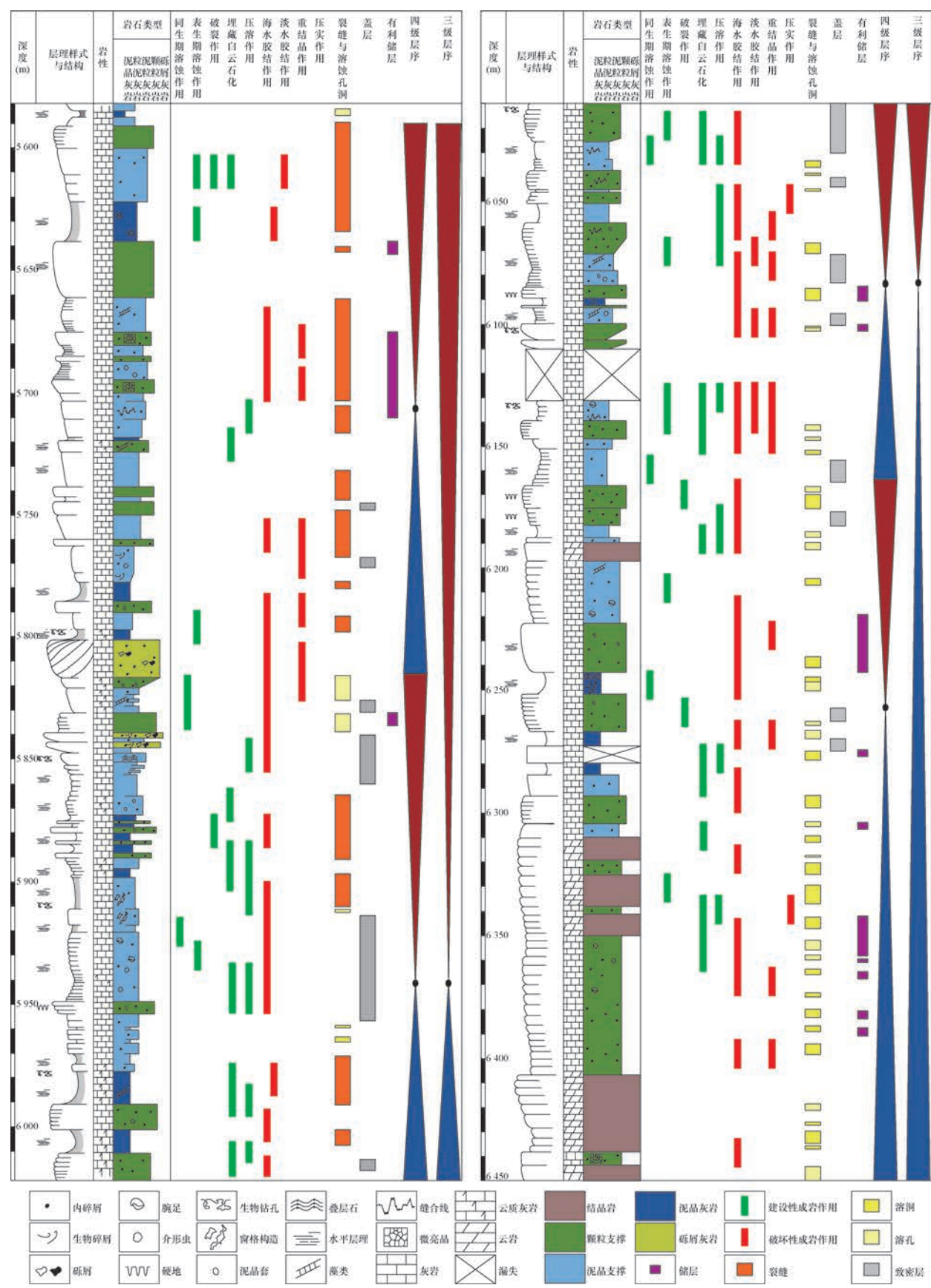


图 11 塔里木盆地 TS2 井鹰山组三级层序内的成岩作用

Fig. 11 Diagenesis in third-order sequence stratigraphic framework of the Yingshan Formation in Well TS2 of the Tarim Basin

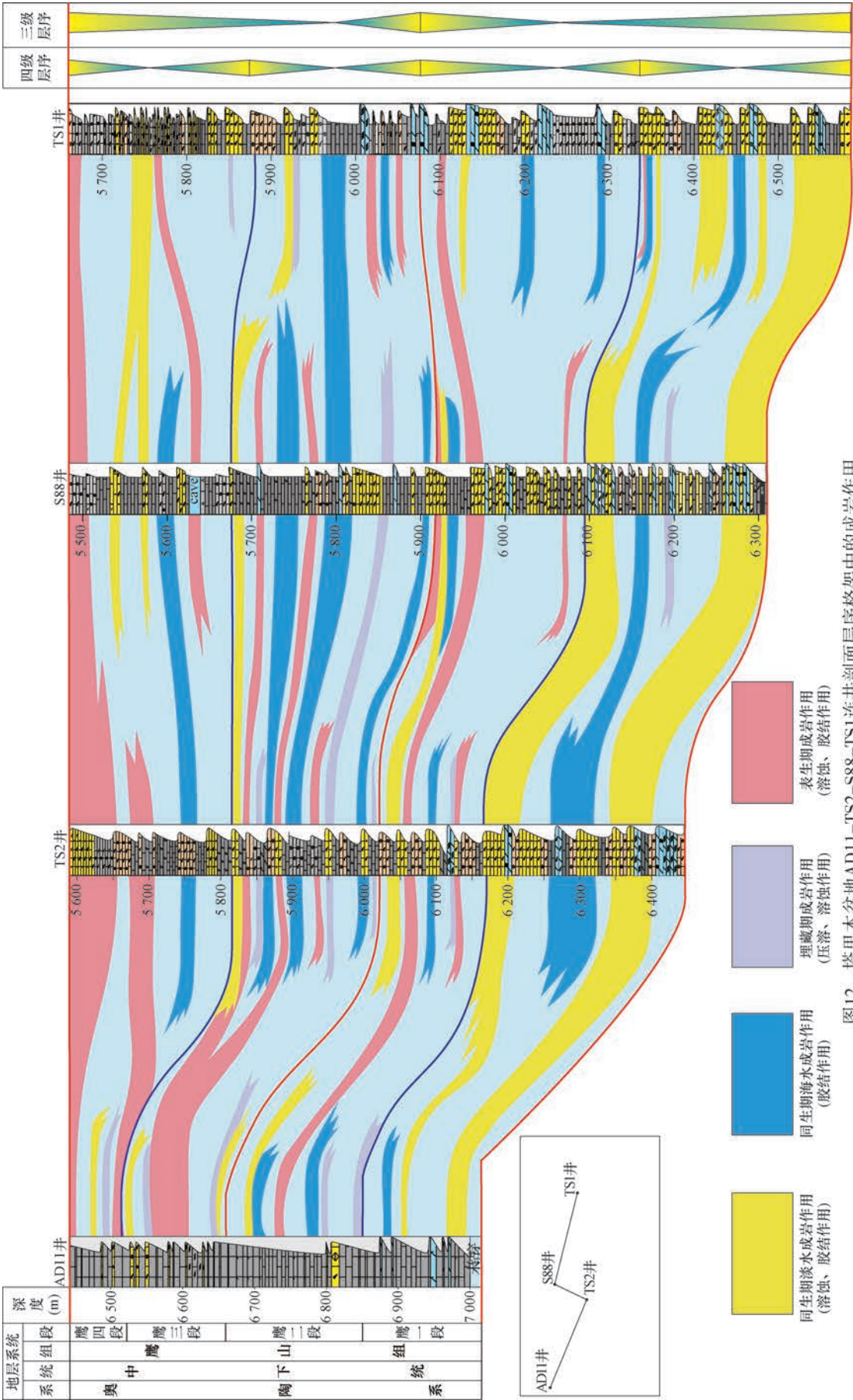


图12 塔里木盆地AD11-TS2-S88-TS1连井剖面层序格架中的成岩作用
Fig.12 Well correlation of Well AD11-TS2-S88-TS1 of the Tarim Basin, highlighting the diagenesis in sequence stratigraphic framework

4 结论

1) 潮坪沉积背景的准层序,海水潜流成岩作用占据潮下带至潮间带下部,潮间带上部至潮上带以海水潜流、渗流以及淡水潜流成岩作用为特征,顶部以淡水渗流胶结物、同生期大气淡水溶蚀作用为特征。开阔台地环境中的准层序,在海平面上升阶段早期,顶部发育淡水透镜体,而晚期,准层序顶部以海底硬地为特征。

2) 退积型准层序组在海平面上升早期,准层序顶部暴露接受大气淡水淋滤,晚期,海水成岩作用在旋回顶部占据主导。进积型准层序组在高水位早期,准层序依旧受海水成岩作用主导,直至晚期顶部出现暴露。

3) 鹰山组下亚段三级层序的海平面上升期,滩体中同生期淡水成岩作用发育,下倾方向胶结作用增加,高水位末期发育较弱的喀斯特。下亚段三级层序中的埋藏白云岩化作用发育强烈,原生海水是主要云化流体,零散“漂浮”或斑块状白云石形成于近地表低温环境,并持续至浅埋藏阶段,沿缝合线发生的白云岩化形成的时间尺度应为晚奥陶至早志留世。上亚段三级层序在海泛面附近发育广泛海水胶结作用,上升期,快速的海侵使得同生期的淡水成岩作用发育较弱,高水位期,受裂缝控制的表生溶蚀现象普遍存在。

参 考 文 献

- [1] 樊太亮,于炳松,高志前.塔里木盆地碳酸盐岩层序地层特征及其控油作用[J].现代地质,2007,21(1):57-65.
Fan Tailing, Yu Bingsong, Gao Zhiqian. Characteristics of carbonate sequence stratigraphy and its control on oil-gas in Tarim basin[J]. Geoscience, 2007, 21(1): 57-65.
- [2] 于炳松,陈建强,林畅松.塔里木盆地奥陶系层序地层格架及其对碳酸盐岩储集体发育的控制[J].石油与天然气地质,2005,26(3):305-309.
Yu Bingsong, Chen Jianqiang, Lin Changsong. Sequence stratigraphic framework and its control on development of Ordovician carbonate reservoir in Tarim basin[J]. Oil & Gas Geology, 2005, 26(3): 305-304.
- [3] 孟庆强,朱东亚,胡文瑄,等.热力学和动力学双重控制下的大气降水溶蚀-充填机制[J].中国科学:地球科学,2013,43(11):1797-1806.
Meng Qingqiang, Zhu Dongya, Hu Wenxuan, et al. Dissolution-filling mechanism of atmospheric precipitation controlled by both thermodynamics and kinetics[J]. Science China: Earth Science, 2013, 43(11): 1797-1806.
- [4] 朱东亚,孟庆强,金之钧,等.复合成因碳酸盐岩储层及其动态发育过程——以塔河地区奥陶系碳酸盐岩为例[J].天然气地球科学,2012,23(1):26-35.
Zhu Dongya, Meng Qingqiang, Jin Zhijun, et al. Carbonate reservoir rock of composite genesis and its dynamic developing process: an example from Tahe carbonate reservoir[J]. Natural Gas Geoscience, 2012, 23(1): 26-35.
- [5] 刘忠宝,于炳松,李廷艳,等.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[J].沉积学报,2004,22(1):103-109.
Liu Zhongbao, Yu Bingsong, Litingyan, et al. Sequence development controls on syngenesis karst of the middle-upper Ordovician carbonate in Tazhong area, Tarim Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2004, 22(1): 103-109.
- [6] 刘嘉庆,李忠,韩银学,等.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[J].岩石学报,2010,26(12):3629-3640.
Liu Jiaqing, Li Zhong, Han Yinxue, et al. Early diagenesis in high-frequency sequence framework of the Upper Ordovician carbonate platform in Tazhong, Tarim Basin and its influence on reservoir distribution[J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 26(12): 3629-3640.
- [7] 何登发,贾承造,李德生,等.塔里木多旋回叠合盆地的形成与演化[J].石油与天然气地质,2005,26(1):64-77.
He Dengfa, Jia Chengzao, Li Desheng, et al. Formation and evolution of polycyclic superimposed Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2005, 26(1): 64-77.
- [8] 黄思静,刘树根,李国蓉,等.奥陶系海相碳酸盐锶同位素组成及受成岩流体的影响[J].成都理工大学学报:自然科学版,2004,31(1):1-7.
Huang Sijing, Liu Shugen, Li Guorong, et al. Strontium isotope composition of marine carbonate and the influence of diagenetic fluid on it in Ordovician[J]. Journal of Chengdu University of Technology: Science & Technology Edition, 2004, 31(1): 1-7.
- [9] Folk R L. The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity[J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1974, 44(1): 40-53.
- [10] Lahann R W. A chemical model for calcite crystal growth and morphology control[J]. Journal of Sedimentary Research, 1978, 48(1): 337-347.
- [11] 钱一雄, Taberner C, 邹森林,等.碳酸盐岩表生岩溶与埋藏溶蚀比较——以塔北和塔中地区为例[J].海相油气地质,2007,12(2):1-7.
Qian Yixiong, Taberner C, Zou Senlin, et al. Diagenesis comparison between epigenic karstification and burial dissolution in carbonate reservoirs: an instance of Ordovician carbonate reservoirs in Tabei and Tazhong regions, Tarim Basin[J]. Marine Origin Petroleum Geology, 2007, 12(2): 1-7.
- [12] Sassen R, Moore C H. Framework of hydrocarbon generation and destruction in Eastern Smackover Trend[J]. AAPG Bulletin, 1988, 72(6): 649-663.
- [13] Mountjoy E W, Machel H G, Green D, et al. Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: A comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin of west-central

- Alberta[J]. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 1999, 47(4): 487–509.
- [14] Fabricius I L, Borre M K. Stylolites, porosity, depositional texture, and silicates in chalk facies sediments. Ontong Java Plateau-Gorm and Tyra fields, North Sea[J]. Sedimentology, 2007, 54(1): 183–205.
- [15] Veizer J, Ala D, Azmy K, et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, and $\delta^{18}\text{O}$ OVSMOW evolution of Phanerozoic seawater[J]. Chemical Geology, 1999, 161(1): 1586–1586.
- [16] Land L S. The origin of massive dolomite[J]. Journal of Geological Education, 1985, 33(2): 112–125.
- [17] Swart P K, Melim L A. The origin of dolomites in Tertiary sediments from the margin of great Bahama bank[J]. Journal of Sedimentary Research, 2000, 70(3): 738–748.
- [18] Land L S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art[J]. International Journal of Modern Physics A, 1980, 19(5): 459–477.
- [19] Qing H R, Bosence D W, Rose E P. Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean[J]. Sedimentology, 2010, 48(1): 153–163.
- [20] Chen D, Qing H, Yang C. Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian (Givetian) carbonates from the Guilin area, South China[J]. Sedimentology, 2004, 51(5): 1029–1051.
- [21] Lonnee J, Machel H G. Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Clarke Lake gas field, Middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada[J]. AAPG Bulletin, 2006, 90(11): 1739–1761.
- [22] Dong S, Chen D, Qing H, et al. Hydrothermal alteration of dolostones in the Lower Ordovician, Tarim Basin, NW China: Multiple constraints from petrology, isotope geochemistry and fluid inclusion microthermometry[J]. Marine & Petroleum Geology, 2013, 46(3): 270–286.
- [23] Swart P K. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future[J]. Sedimentology, 2015, 62(5): 1233–1304.
- [24] Banner J L, Hanson G N, Meyers W J. Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): Implications for REE mobility during carbonate diagenesis[J]. Karnataka Journal of Agricultural Sciences, 1988, 58(3): 415–432.
- [26] Kamber B S, Webb G E. The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2001, 65(15): 2509–2525.
- [27] Nothdurft L D, Webb G E, Kamber B S. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2004, 68(2): 263–283.
- [28] Webb G E, Kamber B S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy[J]. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 2000, 64(9): 1557–1565.
- [29] Sibley D F, Gregg J M. Classification of Dolomite Rock Textures[J]. Journal of Sedimentary Research, 1987, Vol. 57(6): 967–975.
- [30] Vasconcelos C, Mckenzie J A, Bernasconi S, et al. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures[J]. Nature, 1995, 377(6546): 220–222.
- [31] Mazzullo S J. Organogenic Dolomitization in Peritidal to Deep-Sea Sediments[J]. Journal of Sedimentary Research, 2000, 70(1): 10–23.
- [32] Patrick M, Mckenzie J A, Bernasconi S M, et al. Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic[J]. Sedimentology, 2013, 60(1): 270–291.
- [33] Baldermann A, Deditius A P, Dietzel M, et al. The role of bacterial sulfate reduction during dolomite precipitation: Implications from Upper Jurassic platform carbonates[J]. Chemical Geology, 2015, 412: 1–14.
- [34] 李慧莉, 邱楠生, 金之钧, 等. 塔里木盆地的热史[J]. 石油与天然气地质, 2005, 26(5): 613–617.
- Li Huili, Qiu Nansheng, Jin Zhijun, et al. Geothermal history of Tarim basin[J]. Oil & Gas Geology, 2005, 26(5): 613–617.
- [35] Qiu N, Chang J, Zuo Y, et al. Thermal evolution and maturation of lower Paleozoic source rocks in the Tarim Basin, northwest China[J]. AAPG Bulletin, 2012, 96(96): 789–821.

(编辑 张玉银)