

文章编号: 1000-0550(1999)03-0414-08

塔里木盆地震旦系一中泥盆统层序地层分析

王毅

(石油大学 山东东营 257062)

摘要 塔里木盆地震旦系一中泥盆统层序地层可划分为2个巨层序、6个超层序、17个层序。震旦纪一中泥盆世区域大地构造演化经历了古新疆克拉通板块的裂解与拼合,塔里木盆地演化则经历了震旦纪—奥陶纪克拉通边缘裂陷盆地和志留纪—中泥盆世弧后前陆盆地两个阶段。巨层序I代表克拉通边缘裂陷盆地演化阶段的产物,其中超层序I A代表震旦纪裂谷盆地充填沉积;超层序I B和I C代表寒武纪—早奥陶世克拉通边缘拗陷盆地的沉积;超层序I D代表中、晚奥陶世弧后拉张盆地充填沉积。巨层序II代表弧后前陆盆地演化阶段的产物,其中塔东地区超层序II A代表志留纪挤压挠曲为主的弧后前陆盆地充填沉积;塔西南地区超层序II B代表中、晚泥盆世主要以构造负荷作用为主的周缘前陆盆地充填沉积。层序地层的研究表明,构造作用在大部分III级层序形成中起着决定性的作用,只是在寒武纪—早奥陶世盆地处在稳定的被动大陆边缘盆地和克拉通盆地演化时期,全球海平面的升降变化才对其层序的形成起着重要的作用。

关键词 塔里木盆地 震旦系一中泥盆统 构造作用 层序 大地构造旋回 全球海平面

作者简介 王毅 男 1961年8月生 博士 副教授 油气地质

中图分类号 P539.2 **文献标识码** A

1 引言

塔里木盆地位于塔里木板块之上,是介于中国天山、昆仑山造山带之间的,由不同时期,在不同构造环境下形成的大型叠加复合盆地^[1]。震旦纪以来区域构造的发展经历了震旦纪—中泥盆世、晚泥盆世—三叠纪、侏罗纪—第四纪三个构造旋回。其中震旦纪—中泥盆世构造旋回可进一步划分为震旦纪—奥陶纪克拉通边缘裂陷盆地阶段和志留纪—中泥盆世弧后前陆盆地阶段。在这种区域构造背景下,塔里木盆地震旦纪—中泥盆世各盆地演化阶段都有其对应的盆地沉积层序充填,从而形成不同特征的层序地层沉积。

2 震旦系一中泥盆统层序地层特征

2.1 层序地层的划分

2.1.1 不整合面级次的划分

塔里木盆地震旦系一中泥盆统不整合面分为三级:(1) I级不整合面:为大区域性地壳运动、构造应力场转换造成的大规模的不整合界面,为区域性不整合面。震旦系一中泥盆统沉积充填序列中共识别出3个I级不整合面。

(2) II级不整合面:与地区性的构造幕或全球性海平面下降有关的不整合界面,盆地边缘带往往表现出明显的侵蚀现象,地震剖面上具下削上超的特征,盆地内部表现为上超至平行整合。震旦系一中泥盆统沉积充填序列中共识别出4个II级不整合面。

(3) III级不整合面:由局部的构造运动或全球性海平面波动有关的不整合界面,盆地边缘可出现陆上沉积间断,亦可出现地表暴露侵蚀现象,地震剖面上见到上超,为地区性不整合面。震旦系一中泥盆统沉积充填序列中共识别出12个III级不整合面。

2.1.2 层序地层的划分原则

层序划分中,以I级不整合面作为I级层序的控制边界;以II级不整合面作为II级层序的控制边界;以III级不整合面作为III级层序的控制边界。III级层序内部可进一步划分出更大量的低一级层序,受地震分辨率限制在地震剖面上无法鉴别,但通过钻井与露头资料分析可以识别与对比,这些层序表现出地层内部大量的由相对海平面升降控制的水进—水退式的旋回式的沉积。

2.1.3 震旦系一中泥盆统层序地层系统

根据上述原则,塔里木盆地震旦系一中泥盆统层序地层可以作三级划分,其中,一级层序2个,二级层序6个,三级层序17个(表1)。

2.2 巨层序I地层特征

巨层序I包括震旦系、寒武系和奥陶系(图1),延续时间约361 Ma。底界Tg8'反射波组在英买力—塔中以西地区大部分表现出明显的侵蚀特征,满加尔地区则表现为大规模上超,形成明显的侵蚀—上超型的不整合面。本巨层序由4个超层序组成。这些超层序内部发育多套特征突出的由西向东的大型S型、S—斜交型和斜交型前积结构,这是不同

时期形成的向东迁移的沉积层序的地震响应。

2.2.1 超层序 I A

超层序 I A 相当于震旦系, 年龄为 800~570 Ma。可进一步划分为低水位和高水位两大层序组。

(1) 低水位层序组: 低水位层序组相当于下震旦统, 年龄为 800~700 Ma。由 IA1、IA2、IA3 三个层序组成, 主要分布于中央隆起以北、满西 1—轮南一线以东的满加尔地区, 盆地边缘库鲁克塔格、柯坪及铁克力克等地区均有出露。据库鲁克塔格地面资料, 下震旦统主要由贝义西组、照壁山组、

阿勒通沟组和特瑞爱肯组组成, 为一套陆源碎屑岩和冰碛岩夹中基性火山岩, 最厚达 5000 余米。常见有火山凝灰质胶结物(基质)组成的冰碛砾岩, 贝义西、特瑞爱肯二冰期可能与我国南方的长安、南沱冰期相对应^[3]。沉积和沉降中心位于库鲁克塔格地区。推测盆地内部满加尔地区下震旦统与库鲁克塔格类似, 主要充填一套以陆源碎屑岩、火山碎屑岩和中基性火山岩的沉积。其中陆源碎屑岩主要为陆坡重力流和槽盆相沉积, 自下而上为陆坡碎屑流—海底浊积扇—槽盆相旋回式沉积。层序 IA1 相当于贝义西组和照壁山组

表 1 塔里木盆地震旦纪—中泥盆世层序地层划分及构造演化简表
Table 1 Scale of the division of the sequence stratigraphic system and the tectonic evolution in the Sinian—Middle Devonian in the Tarim Basin

地质年代			年龄 ^[2] (Ma)	层序地层系统				盆地演化进程			大地构造事件
代	纪(世)	代号		巨层序组	巨层序	超层序	层序	盆地类型	演化阶段	构造旋回	
古生代	晚古生代		375	上泥盆统至三叠系巨层序组				晚泥盆世至三叠纪构造旋回			南天山洋在早二叠世未闭合。
	早、中泥盆世	D ₁ ~ D ₂		II	II B	II B1	II A1 ~ II A2	弧后前陆盆地周缘前陆盆地	弧后前陆盆地阶段	震旦纪至中泥盆世构造旋回	中昆仑岛弧与塔里木板块发生了弧陆碰撞东北缘中天山岛弧向塔里木板块俯冲, 南天山洋向伊犁地块俯冲削减
	志留纪	S	II A								
	中晚奥陶世	O ₂ ~ O ₃	439	震旦系至中泥盆统巨层序组	I	ID	ID1 ~ ID3	克拉通内拗陷盆地 弧后盆地	弧后盆地阶段		中天山岛弧的形成和弧后扩张, 南天山洋形成
	早奥陶世	O ₁	455			IC	IC1 ~ IC3	克拉通边缘拗陷盆地	边缘拗陷盆地阶段		北天山、准噶尔洋、西北昆仑洋、阿尔金洋形成
	寒武纪	Є	510			IB	IB1 ~ IB4	克拉通内拗陷盆地			
震旦纪	Z	570	IA			IA1 ~ IA5	克拉通内裂谷盆地和克拉通内拗陷盆地	裂谷盆地阶段			塔里木板块周缘的裂谷活动
元古代	前震旦纪		800	前震旦构造旋回				新疆克拉通形成			

地层沉积,层序 IA2 相当于阿勒通沟组沉积,层序 IA3 相当于特瑞爱肯组沉积,构成下震旦统三大沉积旋回。另外整个下震旦统发育三套火山岩,据岩石化学特征分析,均为碱性双模式大陆裂谷火山岩^[4]。

(2)高水位层序组:高水位层序组相当于上震旦统沉积,年龄为 700~570Ma,上震旦统和下震旦统之间为平行不整合或角度不整合,代表库鲁克塔格运动。在盆地内部、盆地边缘库鲁克塔格、柯坪及铁克力克等地区广泛分布。由 IA4(上震旦统下部)和 IA5(上震旦统上部)两个层序组成。其中层序 IA4 在盆地内部主要为正常海相的碎屑沉积,岩性为陆棚相、深海平原相以及滨海相的硅质页岩、粉细砂岩和砂砾岩,厚度稳定,为 700~1000 m。库鲁克塔格地区相当扎摩克提组至水泉组沉积。自下而上主要为一套厚度 1600 余米的由海底扇相、滨海—浅海相类复理石建造(局部火山岩建造)至浅海相碎屑岩、灰岩(中部层系含磷)沉积类型。层序 IA5 在盆地内部以台地相白云岩为主夹泥页岩沉积和潮坪相石英砂岩沉积。库鲁克塔格为一套厚 66~467 m 的冰碛泥砾岩、纹泥岩为主的大陆冰川沉积,此期冰期可能与我国南方的罗圈冰期相对应^[5]。

总之,IA 超层序是在一个高级别的海平面旋回过程中形成的,其中 IA1—IA3 层序是在海平面相对较低时期形成的,因此其分布范围较局限。IA4—IA5 层序是在海平面相对较高时期形成的,故其分布范围广,在整个盆地均有分布,从而构成了自塔里木盆地形成以来统一的沉积盖层沉积。

2.2.2 超层序 IB

超层序 IB 相当于寒武系,年龄为 570~510Ma,其底界 Tg7 反射波在台地区一般表现为平行整一,在斜坡区或槽盆区则具底超反射结构。这个超层序遍布全盆地,大致沿草 2 井—满参 1 井—且末一线为界分为东西两个相区,东部为槽盆相区,西部为台地相区,二者之间的过渡带为斜坡相区。总体呈东北厚西南薄的楔形特征。该超层序根据其内部次级不整合面或间断面的分布,可进一步划分为 5 个层序。这 5 个层序的特征都表现出低水位体系域不发育。一般局限于斜坡带附近很小范围内,厚度较薄。主要发育海侵与高水位体系域,一般分布在斜坡带以西的广大地区,以开阔海台地滩间海或局限台地泻湖相藻云岩、粉晶—细晶云岩和泥晶灰岩为主。

(1)层序 IB1—层序 IB2:层序 IB1—层序 IB2 相当于下寒武统,是在寒武纪海侵期形成的三级层序。早寒武世早期是寒武纪海侵初期形成的层序沉积期,形成下寒武统底部的含磷沉积,这一成磷事件发育普遍,可与华北地台寒武系底部的含磷沉积对比^[6],为闭塞海湾至台地边缘相。塔东地区东北部地区为半深海盆地,堆积了 100~200 m 厚的深水碳酸盐岩、硅质岩及泥页岩,向西,在尉犁到塔东 1 井一带,围绕这个半深海盆地的是广海陆棚,岩性以暗色泥质泥晶灰岩、灰质泥岩、炭质泥岩为主,厚 100~1000 m。由东向西增厚,再向西,大致沿草 2 井—满参 1 井—且末一线是一个呈

向西凸出的马蹄形斜坡带。

(2)层序 IB3—层序 IB4:层序 IB3—层序 IB4 相当于中寒武统,是寒武纪海侵晚期形成的三级层序。在其层序沉积期,在库鲁克塔格、塔东地区、塔北隆起的东段与下寒武统相似,为浅海槽盆相暗色薄层灰泥岩及硅质岩。向北至库都布拉克一带相变为台地边缘斜坡重力流和碎屑流沉积。

(3)层序 IB5:层序 IB5 相当于上寒武统沉积,基本继承下、中寒武统层序沉积格局,东薄西厚。平面上三分的古沉积格局仍很明显。塔东地区为半深海盆地相沉积,范围略为缩小,是海退期的产物。由于开阔海台地相扩大和向盆地方向进积,斜坡过渡带变窄,变陡并向东迁移。

2.2.3 超层序 IC

超层序 IC 相当于下奥陶统,年龄为 510~410Ma。其底界相当于 Tg6 反射波,在台地区一般表现为平行整一,在斜坡区或槽盆区则具底超反射结构。该层序遍布全盆地。厚度具中部厚,东西两翼薄的特征,主要沉积中心位于满西、塘古孜巴斯和阿瓦提地区,最大厚度达 1800 m,大致沿草 2 井—满参 1 井—且末一线,西部为碳酸盐岩台地发育区,所含地层为上丘里塔格群,沉积以柯坪地区和轮南 1 井、塔中 1 井为代表,以厚层块状泥晶灰岩、泥质白云岩、灰质白云岩、泥晶藻白云岩、生屑灰岩和颗粒灰岩类为特征。东部为深水槽盆相碎屑岩发育区。以笔石页岩、陆源碎屑复理石、黑色泥岩和放射虫硅质岩为特征,厚度一般小于 1000 m。

岩相东西分带,南北展布特征明显,由台地相向东依次是斜坡和盆地相。该超层序进一步划分为 IC1、IC2、IC3 三个三级层序。这三个层序特征亦表现出低水位体系域不发育,而主要发育海侵和高水位体系域的层序地层发育特征。

2.2.4 超层序 ID

超层序 ID 相当于中、上奥陶统,年龄为 468.6~439Ma。其底界相当于 Tg5' 反射,在台地区一般表现为平行整一,在斜坡区以上超反射结构为特征,槽盆相区则以下超和整一为特征。本超层序盆内除西南拗陷外均有分布,沉积中心主要位于塔东地区,最厚达 6000 m,西部地区厚约 100~2000 m。在盆地沉降速率及古地理面貌上发生了很大变化,但其沉积格局的平面三分性依然基本保持。塔东地区以深海和半深海盆地相沉积为主,堆积了巨厚的海底扇亚陆源碎屑浊积岩和盆地平原亚相泥页岩;在深海盆地内发育笔石—放射虫生物组合,半深海盆地内发育含笔石—薄壳腕足生物组合。中、西部地区则以碳酸盐与陆源碎屑混积陆棚沉积为特征,且发育头足—腕足—笔石生物组合。在上述混积陆棚相与深海盆地相间仍发育带状向西凸出的斜坡相带,以浊流和重力流水道相深灰色薄层钙质泥岩、泥页岩、粉砂质泥岩、泥质泥晶灰岩夹重力流沉积的灰色厚层状砾岩、含砾砂岩、中—细粉岩屑砂岩、砾屑灰岩和砂屑灰岩为特征。

该超层序依据其内部间断面或沉积旋回性可进一步划分为 ID1、ID2、ID3 三个三级层序。这三个层序的特征与下伏超层序内部层序不同,主要表现在它们发育低水位体系

域,其低水位体系域主要发育在深海盆地相区和斜坡带相区的下部,以发育低位斜坡楔或低位斜坡扇以及盆地扇为特征。据塔中 38 井揭示,它们主要由海底重力流成因的砾屑灰岩所组成,表明其沉积物来自于陆棚边缘和斜坡上部,也暗示着陆棚的暴露。海侵体系域主要发育在混积陆棚和斜坡上部,由碳酸盐岩和暗色泥岩组成,并且以发育生物礁、生物滩、粒屑滩为典型特征,表现为退积式。高水位体系域亦主要发育在混积陆棚与斜坡上部,在陆棚上由海相碳酸盐岩或细粒陆源碎屑岩组成,在斜坡区则由海底重力流沉积物为主的海相沉积构成,它们均具向上变浅的序列,表现为进积式或加积式。从其层序的发育特征和沉积环境所反映的古水深看,中、晚奥陶世是海侵最大时期形成的,是在快速的海侵和快速补偿条件形成的层序。综上所述,巨层序具有如下特点:①总体具有东北厚,西南薄的展布特征;②该巨层序延续时间长、规模大、顶底边界清楚;③该巨层序除 IA、ID 超

层序发育低水位体系域外,其它均不发育低水位体系域,而主要以海侵和高水位体系域沉积为主要特征;④低水位体系域主要分布于满东斜坡下部地区,以重力流碎屑岩为特征。

2.3 巨层序 II 地层特征

巨层序 II 包括志留系和下、中泥盆统,其底界是前志留系区域不整合面、顶界是前上泥盆统区域不整合面,延续时间约为 62Ma。地震剖面上由反射波组 T_{g5} 和 T_{g3} 所限定的地震反射层系组成,上下均表现为明显的侵蚀—上超型区域不整合面为其边界。

本巨层序可分为 II A 和 II B 两个超层序(图 2)。这两个超层序在沉积环境和沉积格局上与下伏巨层序有很大差异,与下伏巨层序自西而东由台地—斜坡—深水盆地的沉积格局不同,它们以湖坪—泻湖相碎屑岩沉积为主,表现了与下伏巨层序沉积时截然不同的沉积面貌。该巨层序分布较局限,盆内主要分布塔北隆起北坡到塔中隆起以北及巴楚地区

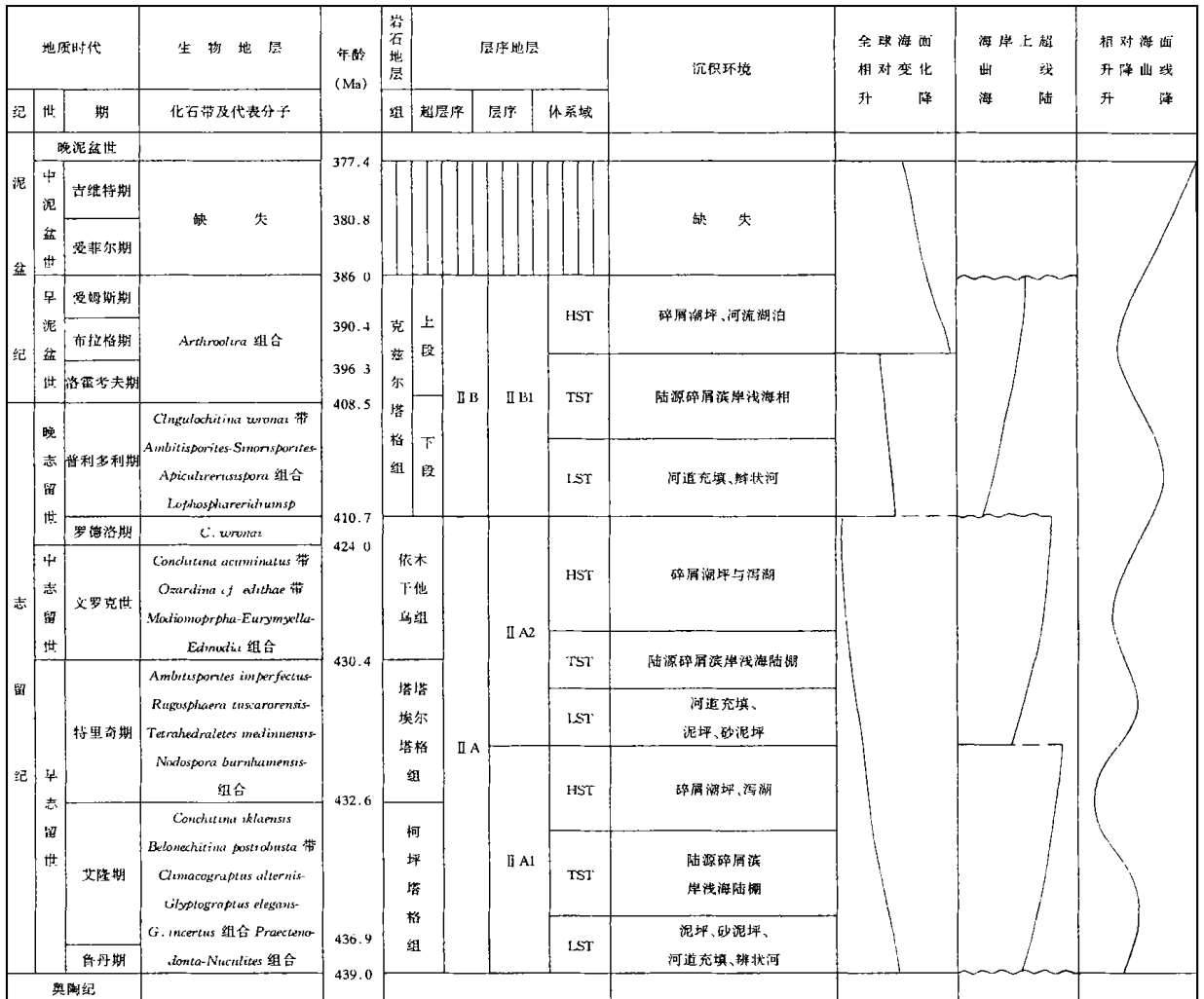


图 2 塔里木盆地志留纪—中泥盆世层序地层划分及海平面变化规律

Fig. 2 The division of the sequence stratigraphic system and the changes of sea level in Silurian—Middle Devonian in the Tarim Basin

所包括的范围和地区,厚度最大地区主要在满加尔凹陷和阿瓦提凹陷。

2.3.1 超层序 II A

超层序 II A 相当于志留系,年龄为 439~410.7 Ma,其底界相当 Tg5 反射波,在满加尔凹陷和阿瓦提凹陷一般表现为整一反射,在塔中隆起和塔北隆起斜坡上则表现出较明显的下剥上超的地震反射特征。盆内主要分布于北部拗陷、塔中凸起、巴楚地区和塘古孜巴斯等地区。该超层序由于遭受较强的剥蚀,盆内保留下来的只是下志留统(时限为 439~424 Ma),依其沉积旋回性可进一步划分为 II A1 和 II A2 二个三级层序。这两个层序低水位(陆架边缘体系域)、海侵和高水位体系域都比较发育。其中低水位体系域以河道相碎屑岩组成,海进和高水位体系域则以潮道—潮坪—泻湖相碎屑岩为特征。主要沉积中心发育在塔东地区,厚度达 1 400 m。所以超层序 II A 表现出与下伏层序明显不同的沉积特征。

2.3.2 超层序 II B

超层序 II B 相当于下、中泥盆统,年龄为 410.7~377.4 Ma,其底界相当 Tg4 反射波,在盆内表现为向塔北隆起和塔中隆起的上超反射特征。该超层序盆内分布更加局限,主要分布在北部拗陷和巴楚地区,主要沉积中心发育在塔西地区,厚度达 1 000 m。该超层序遭受较强的剥蚀作用。由一个层序组成,其中低水位体系域一般由河流相紫色砂砾岩为特征,海侵体系域和高水位体系域则以潮坪相和陆相紫色、浅灰色和灰绿色砂岩和粉砂岩及泥岩为主。综上所述,该巨层序具如下特点:①该巨层序主要分布于北部拗陷和塘古孜巴斯等地区,总体仍表现出东厚西薄的特征,沉积中心主要位于北部拗陷的满加尔和阿瓦提地区,另外塘古孜巴斯凹陷东部沉积也较厚;②其内部层序发育低水位、海侵和高水位体系域,岩性主要以碎屑岩为主;③该巨层序具较强的剥蚀,纵横向分布都较局限。

3 震旦系—中泥盆统层序地层形成控制因素分析

塔里木盆地震旦系—中泥盆统层序地层的研究表明,绝大部分层序及其界面的形成并非直接受全球海平面变化控制,而构造作用在大部分层序形成中起着决定性的作用,全球海平面的变化只在某些盆地稳定演化时期才能起着重要的作用。

3.1 塔里木盆地震旦系—中泥盆统层序划分与全球层序地层系统的比较

3.1.1 巨层序 I 与 Sark 巨层序的比较

塔里木盆地震旦系—中泥盆统层序组中的第 I 巨层序是从震旦系底界开始至奥陶系顶面不整合结束,全球层序地层中的 Sark 巨层序则是从寒武系底开始,下奥陶统顶面不整合结束。在时限上存在较大的差异,其中塔里木盆地第 I 巨层序下限在时间上早 200 Ma,这是与塔里木运动使塔里木

克拉通统一基底形成后第一次裂谷活动开始事件相关联。其上限在时间上较 Sark 巨层序顶界晚 37 Ma。其界面的形成与塔里木板块边缘部分地区的拼合聚敛运动引起的盆地地区的大区域隆升作用有关。全球层序地层系统中的 Sark 巨层序与 Tippecanoe 巨层序间的界面在塔里木只是作为第 I 巨层序中的一个超层序界面(I C 与 I D 的分界面),在规模和级别上两者存在较大的差异;并且其界面的形成并不是全球海平面的下降引起,而主要是由于塔里木板块边缘部分由被动变为主动边缘引起。其它 I A 与 I B 界面和 I B 与 I C 界面的形成时间与全球海平面的变化一致,说明在构造稳定发展阶段,全球海平面的变化可以是影响和控制塔里木盆地层序的形成和发展的重要因素。

在第 I 巨层序中超层序的形成过程中还表现出一个明显的特点,主要由区域构造事件作用控制的层序往往低水位体系域较发育。这主要是由于区域构造事件引起的盆地地区的差异升降引起的,如超层序 I A 与 I D。而在构造相对稳定时期,全球海平面变化影响的层序往往其低水位体系域不发育,而以大规模的海侵体系域和高水位体系域沉积为特征,这主要是由于在构造稳定发展时期,由于地形的平坦,全球海平面的上升导致本区快速大规模海侵作用有关,如超层序 I B 与 I C。

3.1.2 巨层序 II 与 Tippecanoe 巨层序的比较

巨层序 II 从志留系底开始至中泥盆统顶部不整合结束,其顶界比全球层序地层图中的 Tippecanoe 巨层序顶界晚 35 Ma,其形成主要是由于塔里木板块周缘一系列板块或地块碰撞、拼合、挤压挠曲引起的区域性隆升作用有关,所以第 II 巨层序实际包括 TPB 和 KA 超层序组,而 Tippecanoe 巨层序与 Kaskaskia 巨层序间的界面在这里只是作为第 II 巨层序中的一个超层序界面(II A 与 I D 的分界面)出现,在规模上两者存在较大的差异,反映了全球海平面的下降与区域构造作用对层序界面的形成影响比较起来要小得多,这一界面的表现形式主要是以区域性的上升隆起为特征,使大部分地区缺失上志留统沉积,但两个超层序的沉积格局和沉积类型方面并没有较大的变化,仅代表同一盆地发展演化早晚两期充填的不同阶段而已。这一时期是塔里木盆地构造运动相对较活动的时期,盆地内部隆拗相间的差异升降分异明显,低水位体系域相对较发育,反映构造活动相对较强烈的特征。

由此可见,塔里木盆地震旦系—中泥盆统所划分出的层序的界面的形成年代与全球层序地层系统中层序界面的形成年代存在较大的差异,说明塔里木盆地的构造发育的旋回性与全球之间的不一致性^[7],这主要是由于受塔里木板块南北两侧的多期边缘活动带的影响和控制下的区域构造发展的阶段性造成的,而不是全球海平面升降变化周期的结果。

3.2 塔里木盆地震旦系—中泥盆统各层序界面形成的控制因素分析

3.2.1 震旦纪—中古生代区域大地构造演化特征

震旦纪—中泥盆世区域大地构造演化经历了“新疆克拉

通板块”的裂解与拼合的过程,塔里木盆地构造演化则经历了震旦纪~奥陶纪克拉通边缘裂陷盆地和志留纪一中泥盆世弧后前陆盆地两个阶段。震旦—奥陶纪,整个塔里木大陆岩石圈处于拉张变薄阶段,新疆古克拉通“发生了裂解”,可进一步划分为震旦纪裂谷亚阶段,寒武纪—早奥陶世等克拉通边缘拗陷亚阶段和中—晚奥陶世弧后盆地亚阶段。

震旦纪塔里木盆地周缘出现裂谷作用,裂谷作用首先从塔里木盆地东北缘开始,以库鲁克塔格地区早震旦世开始发育的酸性和基性双模式大陆裂谷火山岩系为特征。塔里木盆地属克拉通内裂谷盆地发育时期。超层序I A代表裂谷盆地充填沉积的产物。

早寒武世,随着裂陷作用的进一步增强,哈萨克斯坦—准噶尔板块迅速移离塔里木板块,库满或塔东地区与北天山准噶尔洋相通,处在北部哈萨克斯坦—准噶尔板块移离后的克拉通边缘部位。整个寒武纪—早奥陶世塔里木盆地东北部或北部边缘处在被动大陆边缘时期,塔里木盆地南缘,中昆仑地块从塔里木大陆移离,所以,寒武纪—早奥陶世是塔里木盆地南北缘被动大陆边缘发育时期,由于南北缘大洋的扩张,塔里木盆地进入稳定沉降的克拉通边缘拗陷盆地演化时期。超层序I B和I C代表克拉通边缘拗陷盆地阶段的沉积产物。

早奥陶世末,塔里木被动大陆边缘转化为活动大陆边缘,这一时期主要发生在地质事件有,中奥陶世起北天山—准噶尔洋开始向其南部的伊犁地块俯冲,并沿伊犁地块北缘出现岛弧火山活动,形成博罗科努—中天山岛弧,强烈的俯冲活动使南天山地区产生强烈的弧后扩张,并形成新生洋壳从而形成了弧后边缘海性质的南天山窄大洋。塔东地区亦位于中天山岛弧的弧后地区,亦产生了弧后扩张裂陷。盆地东南的阿尔金洋亦可能向北发生俯冲于塔里木板块之下,中晚奥陶世的祁曼塔格增生俯冲杂岩也说明了这一时期的俯冲活动。因此,整个中晚奥陶世塔里木板块的周缘处在一个活动大陆边缘的时期。塔里木盆地这一时期属弧后拉张盆地发育时期,超层序I D代表弧后拉张盆地盆地充填沉积的产物。

志留纪—早、中泥盆世塔里木板块南北缘仍大部保持活动大陆边缘的性质,但由于这一时期板块俯冲的强度,方向及弧陆碰撞一系列构造事件的发生从而改变了整个塔里木盆地的构造属性,首先使塔里木由震旦—奥陶纪拉张背景下形成的盆地转化为志留—泥盆纪挤压为背景下的盆地,区域应力场发生了根本的转变。在这些构造事件的综合作用下,塔里木盆地形成了弧后前陆盆地:早期(志留纪)主要以挤压挠曲为主,塔东地区超层序II A代表这一时期盆地沉积充填的产物;晚期(泥盆纪)主要以构造负荷作用为主,塔西南地区超层序II B代表这一时期盆地沉积充填的产物。

3.2.2 各层序界面形成的控制因素

震旦系一中泥盆统各层序地层界面的形成是相对海平面下降造成的,由于受塔里木板块南北边缘活动带的影响,

塔里木盆地地区区域构造作用是相对海平面变化的主控因素。特别是震旦纪—中泥盆世塔里木盆地沉积演化过程中,发生了多期的构造运动或地质事件,它们不但对这一时期盆地的演化进程起了不同程度的控制和影响,同时必然控制了主要层序界面的形成和层序的发育。因此构造作用是塔里木盆地震旦系一中泥盆统各级层序形成的主控因素。

超层序I A底界面代表青白口纪未发生的塔里木运动,使盆地前震旦系结晶基底最终形成,是盆地演化过程中最重要的构造事件之一。超层序I B底界面代表发生在震旦纪末期的柯坪运动,这一界面的形成可能主要由于北天山—准噶尔洋的形成和扩张有关,下伏I A层序沉积代表地壳遭受拉伸、减薄裂陷属裂谷期的产物,上覆I B层序沉积则代表新的大洋壳在海底扩展中心出现以后岩石圈侧向移离过程的产物。因此,这一层序界面在构造属性上属一个解体不整合或破裂不整合(Break-up Unconformity)。超层序I C底界面的形成则主要与全球海平面下降有关:表现为盆地大部分地区层序间的整合接触,只是在盆地西部表现为缺乏大规模地层剥蚀的不整合。由于寒武纪—早奥陶世是塔里木盆地南北缘被动大陆边缘发育时期,塔里木盆地进入稳定沉降的克拉通边缘拗陷盆地演化时期。这一时期构造作用相对比较稳定,全球海平面变化就成为层序形成的主要控制因素,从而导致这一时期层序界面的形成与全球海平面下降基本吻合。超层序I D底界面代表发生在早奥陶世末期加里东中期运动。值得注意的是虽然这一层序界面的形成时间与全球海平面下降时间基本吻合,但是此序界面的形成则主要是构造作用引起而非全球海平面下降引起。因为整个盆地特别是在塔东地区的地震反射剖面上较清楚地表现出I D层序与I C层序反射层之间存在明显的不协调现象,I C层序由西部台地边缘往东部的深拗陷部位迅速减薄,I D层序则往东急剧增厚和往西急剧减薄,二者之间存在很大的厚度差,反射特征上,I D层序反射波组向西部地台边缘明显具上超现象,且在台地边缘见有正断层的现象或早期正晚期逆断层,而I C层序顶部在台地边缘地区具明显削截现象,反映塔东弧后盆地的边缘翘起。西南地区I D层序沉积起其隆起范围增大。这一不整合的形成与早奥陶世末盆地周缘板块边界的构造反转有关。早奥陶世末塔里木板块北缘的北天山—准噶尔洋向其南部的中天山地块开始俯冲,南缘北昆仑洋向其南部的中天山地块开始俯冲,东南缘,阿尔金洋向塔里木板块俯冲,这些俯冲活动代表了南北缘由早奥陶世被动大陆边缘和中晚奥陶世活动大陆边缘的转换时期,这些构造事件使在盆地边缘一些地区开始隆起,成为蚀源区,在盆地内则形成了I D层序与I C层序的不整合,因此,这一层序界面的存在代表了塔里木板块周缘构造反转时期。超层序II A底界面代表发生在奥陶纪末的加里东晚期运动,表现为II A层序与下伏I D层序间广泛的不整合。这一不整合的形成主要与南天山洋向伊犁地块的俯冲,阿尔金洋的关闭和西北昆仑洋向中昆仑地块强烈俯冲收缩作用有关。

且这次构造运动对整个塔里木盆地的演化起着重要的作用,使塔里木盆地由震旦—奥陶纪拉张盆地为主的阶段转化为志留—泥盆纪克拉通内挤压盆地阶段。超层序 II B 底界面代表发生在志留纪末的加里东末期运动,盆地内部表现为 II B 层序大面积缺失,说明以大面积隆起为特征。其层序界面形成与塔里木板块西南缘中昆仑岛弧与塔里木大陆发生的碰撞事件及盆地东北缘中天山岛弧向塔里木大陆的仰冲有关。此次构造运动后, II B 层序的沉积中心由 II A 层序沉积时发育在塔东地区转移到塔西地区,其沉积格局发生了重大的变化。超层序 II B 顶界面代表发生在中泥盆世晚期的海西早期运动,表现为上泥盆统(东河砂岩)与下伏各层序的不整合接触,这是塔里木盆地演化过程中重要的构造事件。这次构造运动对盆地构造产生了强烈的影响,使塔里木盆地发生了构造反转,结束了前陆盆地演化阶段,又进入了以拉张沉降作用阶段。

综上所述,塔里木盆地受塔里木板块南北边缘活动带的影响,区域构造作用对本区相对海平面的影响很重要。震旦系—中泥盆统各层序界面虽然有一些与全球层序系统中对应的层序组界面在发育年代上相当,但其规模有较大的差别,这些特点反映出区域性的构造作用对本区层序形成和发展的控制作用。因此,塔里木盆地震旦系—中泥盆统大部分

层序的形成过程中,构造作用的控制是第一位的,是起着决定性作用的重要因素。只是在构造相对稳定的寒武纪—早奥陶世时期,盆地处在稳定的被动大陆边缘盆地和克拉通盆地演化时期,全球海平面的升降变化才对其层序的形成起了很大的作用。

参 考 文 献

- 1 贾承造. 塔里木盆地板块构造演化和主要构造单元地质构造特征 [A]. 见: 童晓光, 梁狄刚主编. 塔里木盆地油气勘探论文集 [C]. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1992. 207~225
- 2 王鸿祯, 李光岑编译. 国际地层时代对比表 [M]. 北京: 地质出版社, 1990
- 3 何登发, 李德生. 塔里木盆地构造演化与油气聚集 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 15~18
- 4 汤良杰. 塔里木盆地构造演化和构造样式 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 46~60
- 5 黄汲清. 中国及邻区特提斯海的演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1987. 66~96
- 6 何国琦. 中国新疆古生代地壳演化及成矿 [M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 香港文化教育出版社, 1994. 74~98
- 7 Shoss L L. Forty years of sequence stratigraphy [J]. Geological society of America Bulletin, 1988, 10: 87~98

Sequence Stratigraphy of the Sinian—Middle Devonian System in the Tarim Basin

WANG Yi

(University of Petroleum, Dongying Shandong, 257062)

Abstract

The Sinian—Middle Devonian System in the Tarim Basin can be divided into two I order sequences (megasequences), six II order sequences (supersequences) and seventeen III order sequences (sequences). The geotectonic evolution is characterized by the splitting and closing cycle of the Paleo—Xinjiang cratonic plate from the Sinian era to Middle Devonian period. The evolution of Tarim Basin underwent the craton marginal rift basin stage (Z—O) and the retro arc foreland basin stage (S—D₂). The Megasequence I was composed of sediments of the craton marginal rift basin stage, of which the Supersequence I A was the filling product of the continental rift basin filling during the Sinian era, the Supersequence I B and the Supersequence I C were the fills of the passive continental marginal depressional basin from the Cambrian era to the early Ordovician period, and the Supersequence I D was the fills of the retro arc tensional basin in the middle—late Ordovician period. The Megasequence II stand for the sedimentation of the retro arc foreland basin stage, of which the Supersequence II A in the East Tarim was the fills of retro arc foreland basin in the Silurian era and the Supersequence II B was the filling product of the peripheral foreland basin in the early and middle Devonian period. It was proved by the study of the sequence stratigraphy of the Sinian ~ Middle Devonian system in the Tarim Basin that the tectonism controlled the formation of most of the 3—orders sequences. The eustasy finally played an important role in the formation of most of the sequences during the stable passive continental marginal depressional basin and intra—craton depressional basin evolution stage.

Key words Tarim Basin the Sinian—Middle Devonian tectonism sequence geotectonic cycle eustasy