

文章编号:1000-0550(2004)02-0310-09

扬子地台西南缘早三叠世层序地层格架^①肖加飞^{1,2,3} 魏家庸³ 胡瑞忠¹

1(中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室 贵阳 550002)

2(中国科学院研究生院 北京 100039)3(贵州省区域地质调查研究院 贵阳 550005)

摘要 扬子地台西南缘早三叠世地层被划分为4个沉积层序。通过综合研究已取得的牙形石生物地层资料,与Haq等人提出的三叠纪牙形石生物时带进行了对比,初步定出了各沉积层序及体系域的界面年龄(层序1底界年龄251 Ma;层序2底界年龄245.2 Ma;层序3底界年龄243 Ma;层序4底界年龄240.5 Ma,顶界年龄239.4 Ma),从而建立了区内分辨率较高的早三叠世地层格架。格架中层序组合特征在碳酸盐岩台地边缘显示得非常清楚,其中,层序1—层序2高水位体系域的台地边缘依次向陆后退,呈退积或超覆(overlap)型组合关系;层序3—层序4高水位体系域的台地边缘则依次向海推进,呈进积或退覆(offlap)型组合关系。这种组合特征主要受沉积盆地的构造沉降及2级海平面升降亚旋回的海面变化的控制,构造沉降加速和海面上升期形成的层序呈退积型组合关系;构造沉降平缓及海面下降期形成的层序呈进积型组合关系。此外,还研究了斜坡地带(贵阳改毛)层序1—层序3底部的碳氧同位素组成变化规律:海侵体系域—高水位体系域碳、氧同位素组成变化不大, $\delta^{13}\text{C}$ 主要为正值,但在高水位体系域顶部明显负向偏移;低水位体系域碳、氧同位素组成变化剧烈,且均为负值。这为地层划分提供了地球化学方面的依据。

关键词 层序地层 界面年龄 地层格架 碳、氧同位素

第一作者简介 肖加飞 男 1961年出生 高级工程师 在读博士 沉积地质与矿床地球化学

中图分类号 P593 **文献标识码** A

本文所称的扬子地台西南缘系指黔中、黔南、桂西北,尚包括部分滇东地区。从大尺度的构造位置来看,该区西邻扬子陆块西缘隆起(其主体部位为一长期暴露的古陆—康滇古陆,是早三叠世沉积的主要陆源碎屑供给区之一),东靠扬子陆块东南缘隆起(早三叠世

为水下隆起),区内又分南北两部:北部属扬子陆块西南缘被动陆缘碳酸盐岩台地(陆架)的范围;南部位于扬子陆块西南缘前陆盆地^[1-2]之内。沉积相带的展布总体呈北东向(图1)。

该区早三叠世地层分布广泛,露头较好,发育齐全,

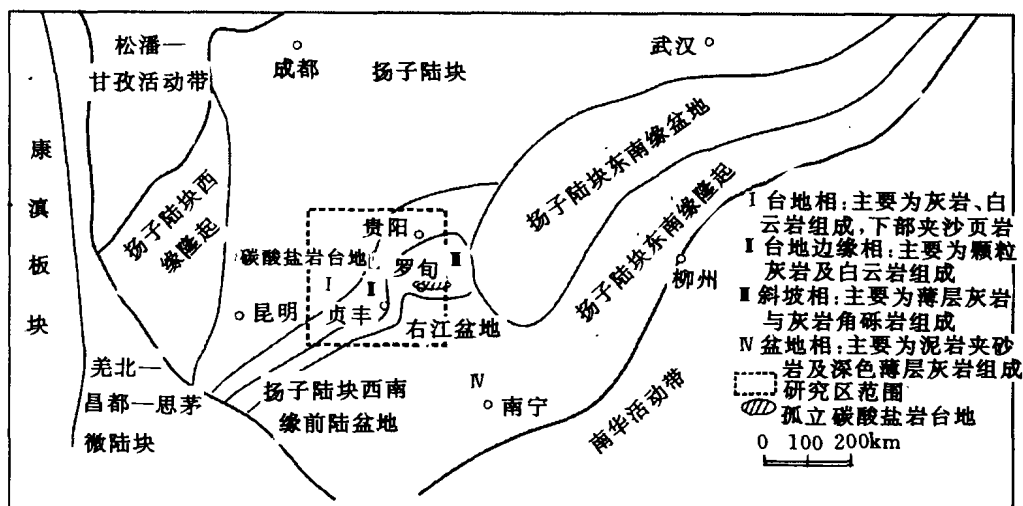


图1 研究区位置(据吴应林,1994;程裕淇主编,1994 修编)

Fig. 1 The location of the study area (after Wu Yinglin 1994; Cheng Yuqi 1994)

① 国家重点基础研究发展规划项目(编号:1999042310)资助。
收稿日期:2003-06-11;收修改稿日期:2003-09-15

碳酸盐台地—斜坡—盆地的地层序列可以连续追索,岩相复杂多变,且生物地层研究程度较高,是进行层序地层研究的理想场所。

区内岩石地层的沉积层序具有明显的旋回性特点,根据不整合面及相应的整合面、地层结构及地层的叠覆关系,将早三叠世(底包括晚二叠世末期,顶跨及中三叠世初期)地层划分为4个沉积层序,其与年代地层、生物地层、岩石地层的对应关系如表1。通过与Haq等人^[3-4]的三叠纪年代地层、生物时带、层序地层表对比,初定了各层序及体系域界面年龄(表1),从而

建立了本区分辨率较高的地层格架(图2)。层序及体系域界面年龄的标定主要依靠牙形石生物地层,即将所划的层序及体系域中含的牙形石与Haq等人建立的牙形石生物时带进行对比,以确定其在Haq的牙形石生物时带上的位置。由于Haq的牙形石生物时带已有年龄数据控制,因而层序及体系域界面年龄也能够大致确定下来。这样的地层对比是可行的,因为该区的生物地层研究程度较高,与Haq的生物地层对比的可信度无疑是高的。

表1 扬子地台西南缘早三叠世年代地层—层序地层—岩石地层划分对比表

Table 1 Division and correlation of chronostratigraphy-sequence stratigraphy-lithostratigraphy in the southwestern margin of upper Yangtze platform during the early triassic

年代地层 (据 Haq et al 1987)		层序地层			岩石地层									
系	阶 Ma	牙形石生物时带	层序	时间相对海平面升降曲线 Ma 降 升	盆地	孤台	盆地	罗甸孤台	盆地	碳酸盐岩台地				
三叠系	中统	安尼阶	<i>N. Regale</i>	D _{s4}	239.4	百	板	许	花	新	坡	花	关	
														达
	下统	斯帕特阶	<i>N. timorensis</i>	D _{s3}	240.5	石	罗	安	安	罗	安	嘉	除	
														炮
		史密斯阶	<i>N. jubata</i> <i>N. colinsoni</i>	HS	241.6	组	组	组	组	组	组	组	组	组
		第拉尔阶	<i>Platyoiolosus N. homeri</i> <i>G. elongata</i> <i>G. milleri</i>	TS	242.6	组	组	组	组	组	组	组	组	组
		第拉尔阶	<i>N. concoryntivus</i> <i>parach. furni</i> <i>N. waageni</i>	LS	243.3	组	组	组	组	组	组	组	组	组
		第拉尔阶	<i>N. pakistanensis</i> <i>N. enstagalil</i>	LS	244.6	组	组	组	组	组	组	组	组	组
	第拉尔阶	<i>N. dieneri</i> <i>N. kummeli</i>	HS	245.2	组	组	组	组	组	组	组	组	组	
组														组
第拉尔阶	<i>G. carinata</i> <i>l. isaricus</i>	D _{s2}	245.6	组	组	组	组	组	组	组	组	组		
													组	组
第拉尔阶	<i>A. typicalis</i> <i>A. parvus</i> <i>A. minutus</i>	D _{s1}	TS	250.3	组	组	组	组	组	组	组	组		
													组	组
二叠系	上长兴阶		LS	251	组	组	组	组	组	组	组	组		
													组	组

D_s 沉积层序; LS 低水位体系域; TS 海侵体系域; HS 高水位体系域; |||| 间断

1 层序地层的划分

1.1 沉积层序 1 (Ds1)

位于长兴阶顶部至第拉尔阶上部,底界年龄为 251 Ma,海侵面年龄为 250.3 Ma,最大海泛面年龄为 245.6 Ma。

1.1.1 底界及低水位体系域(LST)

底界位于晚二叠世最末期含 *Pseudotirolites*, *Pernodoceras* 的大隆组之底,在长兴期碳酸盐岩台地前缘至斜坡上为一遭受海退侵蚀的淹没不整合。大隆组硅

质岩及其上覆的早三叠世地层向该面上超最显著的地区位于黔南—桂西北原长兴期碳酸盐岩台地边缘带及孤立台地上,如贵州罗甸边阳之南可见大隆组硅质岩与早三叠世大冶组(包括整个层序1、层序2及层序3下部)依次上超于长兴期灰岩及礁灰岩之上,上超面起伏达400 m左右(同沉积期差异沉降使不整合面起伏增大);又如在广西隆林祥播原长兴期孤立台地之上直接覆盖着含斯帕特期牙形石 *Neospathodus homeri*, *N. triangularis* 的灰岩^[5]。在贵阳以北的开阳羊场附近,大隆组硅质岩上超尖灭,大隆组富含海侵初期滞流

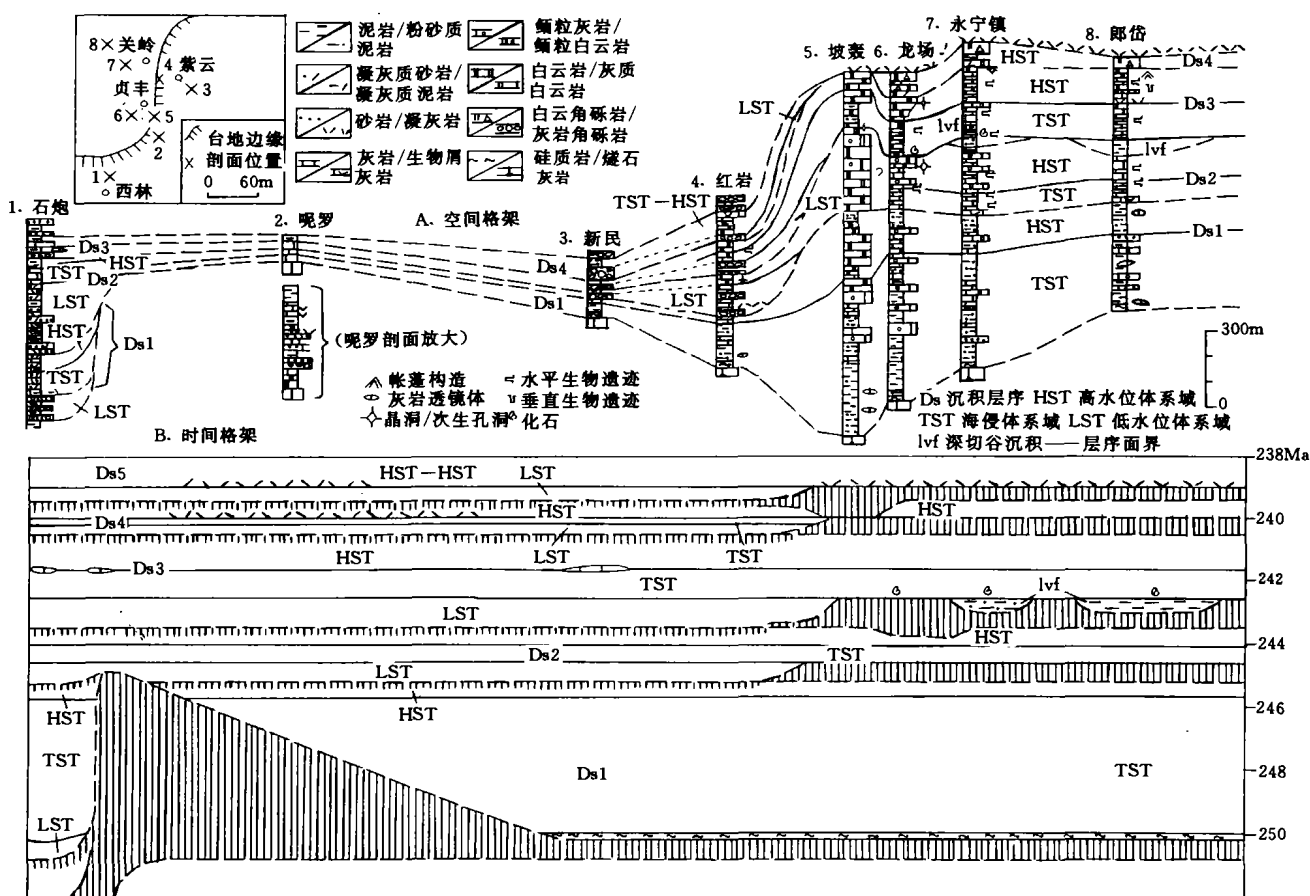


图2 扬子地台西南缘早叠世地层格架

Fig. 2 The stratigraphic framework in the southwestern margin of upper Yangtze platform during the early Triassic

沉积的大个体(直径 10 cm 左右)具大瘤的头足类化石;继续向北则夜郎组底部的沙堡湾段页岩超覆于长兴灰岩之上,二者之间为一清晰、平直的突变界面,界面之下的长兴灰岩次生孔洞发育,之上沙堡湾段底部亦见显正粒序的二叠纪腕足类化石海侵滞流沉积富集层。上述特征说明,长兴期灰岩与其上覆的大隆组硅质岩或沙堡湾段页岩之间为一受海侵侵蚀作用改造的不整合面。

低水位体系域仅出露于黔南、桂西北的局部地区,在黔南罗甸、紫云附近,主要由领薨组顶部的碎屑流沉积灰岩角砾岩、泥岩夹薄层灰岩组成,厚 80 ~ 150 m;在广西西林石炮剖面上该体系域由领薨组顶部厚 110 m 的富含二叠纪腕足类、珊瑚、海绵化石的礁角砾的深灰色泥基支撑砾岩与黄绿色砂质泥岩组成。低水位体系域的岩性特征说明,长兴期台地前缘曾遭受过强烈的侵蚀。据紫云猴场附近晚二叠世灰岩顶部遭受过侵蚀的幅度,估计低水位体系域沉积前海平面相对下降可达 100 m 左右。

1.1.2 海侵体系域(TST)和高水位体系域(HST)

其组成变化较大,故分区进行描述。

在广西西林石炮剖面(盆地相),海侵体系域由领薨组顶部一石炮组底部厚 90 m 的沉凝灰岩组成,与下伏低水位体系域的泥基支撑砾岩接触。该接触面是一个平直清晰的岩性突变面,即海侵面所在位置。高水位体系域由厚约 86 m 的沉凝灰岩与泥岩组成,含菊石 *Koninckites* sp., *Lytosphericeras* sp. 等。这套沉积显示其可能属火山细碎屑浊积盆地环境。在罗甸附近海侵体系域—高水位体系域由厚约 30 m 的大隆组硅质岩与凝灰质泥岩和厚 20 m 的罗楼组底部泥岩夹泥质钙屑灰岩组成,大隆组底部即海侵面的位置,但海侵体系域和高水位体系域的界面位置难以准确划定。

贵州南部右江盆地范围内,由大隆组硅质岩及罗楼组下部的深色页岩及薄层灰泥岩偶夹灰岩角砾岩透镜体组成。海侵体系域和高水位体系域的界面位于上部灰岩的密集层与下部页岩密集层之间。

贵阳—黄果树瀑布附近(台地边缘—前缘斜坡带),海侵体系域—高水位体系域由大隆组硅质岩夹凝灰岩薄层(厚 2 ~ 30m)与大冶组页岩和灰岩夹细粒

灰岩(厚220~330 m)及安顺组底部白云岩夹鲕粒白云岩(厚0~50 m左右)组成。大冶组底部灰黑色页岩段下部夹含油页岩,上部夹薄层灰岩,在贵阳附近大冶组富含菊石 *Lytophyceras* sp., *L. cf. commue*, *Ophiceras sinensis* 等,代表了三叠纪初期快速海侵、海水迅速变深阶段的沉积。上述菊石的大量富集,标志着三叠纪海侵初期台地前缘斜坡的位置在贵阳附近。它与罗甸附近长兴期台地的边缘位置相比,已突然向北退却了约120 km。大冶组底部页岩段之上的地层结构特征是:中部以下总体向上变薄/细,呈退积结构;中部以上总体向上变厚/粗,呈进积结构。上述地层结构的变化说明,大冶组灰岩是在一个海平面由浅变深再变浅的旋回中沉积的,大冶组中部以极薄层(单层厚<1 cm)的蠕虫状生物扰动灰泥岩密集为特征,为饥饿段,最大海泛面位于其中。贵阳改毛剖面的碳氧同位素测试结果亦可证实上述海平面升降旋回的存在(图3),变浅旋回中 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 总体负向偏移,上部偏移明显。由台地斜坡向上至台地边缘,大冶组顶部灰岩相变为安顺组底部的白云岩(推测大部分为鲕粒灰岩的白云化产物),在黄果树瀑布附近发育大型帐篷构造带和原地自生角砾岩;在贵阳附近夹鲕粒白云岩,其次生孔隙十分发育,这些都是高水位体系域顶部的特征。致于体系域同生物带的对比,可根据平坝肖家庄剖面的牙形石鉴定成果判断,大冶组下部含 *Neospathodus dieneri*, *Hibbardella lantissima*, *Cypridodella cf. venusta*, *Neohindeodella cf. raridenticulata*, *Ozarkodina tortilis equidentata* 等;上部含 *Neospathodus cristagalli*, *N. dieneri*, *Hindeodella suevica*, *Ozarkodina tortilis equidentata* 等^[6],说明最大海泛面位于牙形石 *N. dieneri* 带内,顶界位于牙形石 *N. cristagalli* 带上部。

贞丰—盘县一带,海侵体系域至高水位体系域由大隆组与夜郎组或飞仙关组构成。在台地边缘—斜坡上,是由大隆组和夜郎组构成,在斜坡上厚约200 m(其中大隆组厚约20 m);在台地边缘上厚约900 m(其中大隆组厚5~10 m,局部上超尖灭);在中到内陆架是由大隆组和飞仙关组构成,厚约420~780 m,大隆组向北延过水城郎岱之后上超尖灭。海侵体系域下部主要为大隆组硅质岩至夜郎组或飞仙关组底部深灰色泥岩夹灰泥岩透镜体组成;中上部则主要为红色砂泥岩夹灰泥岩。地层结构总体向上变细/薄。高水位体系域主要为红色砂泥岩与泥粒灰岩及鲕粒灰岩互层,由下往上及由西往东灰岩成分增多,至台地边缘的贞丰南东几乎全变为白云岩。

1.2 沉积层序2(Ds2)

位于第拉尔阶顶部—史密斯阶上部,底界年龄

245.2 Ma;海侵面年龄244.6 Ma;最大海泛面年龄243.9 Ma。

1.2.1 底界及低水位体系域

底界在右江盆地区位于石炮组下部/罗楼组中部,是一个明显的海退侵蚀不整合面,其主要宏观标志是低水位体系域火山碎屑浊积岩或灰岩角砾岩侵蚀切割下伏层序,低水位体系域灰岩角砾岩滑移侵蚀并上超于台地前缘斜坡;在台地上位于安顺组/嘉陵江组底部。是一个陆上暴露不整合—海侵侵蚀改造的不整合,其主要宏观标志是下伏层序顶部在台地边缘发育大型帐篷构造、原地自生角砾岩、地表淋蚀孔隙,在中陆架变为海侵侵蚀面后,其上覆地层层面平直且出现密集的生物碎屑灰岩。

低水位体系域在台地前缘斜坡至盆地边缘位于罗楼组中部—大冶组顶部,主要为碎屑流沉积的灰岩角砾岩与盆地相的薄层灰泥岩、泥粒灰岩及页岩交互组成的楔状体,横向变化较大,厚约50~230 m,含牙形石 *Neospathodus critagalli*, *Cypridolla conflexa* 等。向陆低水位体系域上超尖灭于台地前缘斜坡之上;向盆地追索,灰岩角砾岩的层数减少,其底界逐渐变为整合面—整合状的海底沉积间断面。在右江盆地范围内,位于罗楼组中部,横向分布广泛,其组成与上述基本相同,厚约10~70 m,局部可尖灭。其底部仍然以密集的灰岩角砾岩或钙屑灰岩的出现为界。

1.2.2 海侵体系域和高水位体系域

在台地内部位于嘉陵江组下部,在台地边缘和前缘斜坡带位于安顺组下部,到右江盆地内则位于罗楼组中部或石炮组上部。

在台地内部,主要由灰岩组成,厚一般为210~260 m,局部可达310 m,其中海侵体系域一般厚70~90 m,由台地内部向外逐渐减薄;高水位体系域一般厚130~170 m,由台地内部向外逐渐加厚,与层序1相比,其岩性与厚度均变化不大,可见它是在海侵进一步扩大、陆源硅质碎屑供给速率减低、台地基底下沉较均匀的环境中形成的。海侵体系域下部以中厚层及厚层粒泥灰岩为主,常见水平生物遗迹和生物屑灰岩及含砾屑的灰岩薄夹层,显示了海侵初期海底遭受侵蚀的特征;向上薄层蠕虫状生物扰动粒泥灰岩及灰泥岩迅速密集,显示了海面上升快的滞后型(catch up)碳酸盐岩饥饿沉积的特征。在郎岱等地,海侵体系域底部为黄绿色泥岩与生物屑灰岩互层,为海侵初期的近滨沉积。整个海侵体系域构成了一个由台地内部向外逐渐缓倾的碳酸盐岩缓坡。高水位体系域主要由灰泥岩、粒泥灰岩夹鲕粒灰岩组成,下部薄层蠕虫状生物扰动灰泥灰岩较多,顶部常出现浅灰或肉红色白云岩及

鲕粒白云岩,次生孔隙发育,且常见角砾状白云岩,显示了顶面暴露的特征。

在碳酸盐岩台地边缘,海侵体系域和高水位体系域主要由白云岩及鲕粒白云岩组成,厚度变化较大。贵阳附近总厚约120 m,海侵体系域为细—泥晶白云岩,厚约20 m;高水位体系域自下而上为细晶白云岩—鲕粒白云岩,厚约100 m。贞丰附近总厚约350 m,海侵体系域主要为厚层细晶白云岩,厚约60 m;高水位体系域自下而上为灰岩及砾屑白云岩—鲕粒白云岩夹含扁平砾屑的白云岩,顶部次生孔隙特别发育,厚约290 m。

在台地前缘斜坡上,海侵体系域和高水位体系域发育不均衡。在斜坡上部,如关岭扒子场剖面,海侵体系域由厚层细晶白云岩与中厚层泥质白云岩组成,厚约50 m。高水位体系域由厚层细晶白云岩组成,顶部角砾化,厚约40 m。在斜坡下部则海侵体系域相对较发育,如贵阳改毛剖面,海侵体系域自下而上为薄层灰泥岩—厚层微晶白云岩夹藻纹层白云岩及角砾状白云岩—薄层泥晶白云岩,厚约80 m;高水位体系域为薄及中厚层泥晶白云岩及白云质灰岩夹凝灰岩,厚约15 m。

在右江盆地内,海侵体系域和高水位体系域总厚10~80 m,为薄层泥岩与灰泥岩等,其顶部在黔南和桂西北均见凝灰岩夹层,似可与改毛剖面高水位体系域的凝灰岩层对比,这是黔桂地区三叠系内第一个分布较广的凝灰岩(“绿豆岩”)层。据凝灰岩层的对比可知,盆地内部仍以海侵体系域较发育,高水位体系域较薄。黔南和桂西北海侵体系域和高水位体系域的岩性基本一致,这可能说明,当时盆地底部的起伏和沉积环境变化已不大,且本区的构造活动亦趋于稳定。

海侵体系域和高水位体系域在台地内部主要含牙形石 *Parachirognathus*—*Pachycladina* 组合^[5,7];在台地前缘斜坡上含牙形石 *Parachirognathus* sp., *Neospathodus waageni*^[6];在盆地区的广西西林石炮剖面,海侵体系域含牙形石 *Parachirognathus ethingtoni*, *Neospathodus conservativus*^[5]。

1.2.3 改毛剖面层序2碳酸盐岩的碳氧同位素特征

改毛剖面位于碳酸盐岩台地前缘斜坡之上,露头好,体系域类型齐全,而且其几何关系清楚,是研究碳氧同位素组成变化规律与层序和体系域之间的相互关系的理想地点。其碳、氧同位素组成有如下变化规律(图3)。

(1)低水位体系域 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 均为负值,且起伏变化剧烈, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线呈锯齿状,尤以低水位体系域底部曲线的锯齿最尖锐。这可能反映了低水位期海平面下降,碳酸盐岩台地遭受暴露,有淡水下渗到低水位体系域中。

(2)海侵体系域和高水位体系域的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 变化较平缓,总的变化趋势是海侵体系域底部 $\delta^{13}\text{C}$ 为负值,向上逐渐变为正值,至高水位体系域上部又变为负值。

(3)上覆层序的低水位体系域底部的 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 负向偏移突然加大,因此层序2高水位体系域顶界也可以根据碳氧同位素组成的变化来判断。

上述变化规律说明,改毛剖面碳酸盐岩碳氧同位素组成的明显负向偏移与碳酸盐岩台地的长期暴露有关。

1.3 沉积层序3(Ds3)

位于史密斯阶顶部—斯帕特阶上部,底界年龄243.3 Ma;海侵面年龄242.6 Ma;最大海泛面年龄241.4 Ma。该层序的特点是低水位体系域变化较大。

1.3.1 底界和低水位体系域

底界在台地内部位于嘉陵江组中部,在台地边缘和前缘斜坡上位于安顺组上部,在右江盆地内则位于罗楼组—石炮组上部。它在台地上为一有深切谷并受海侵侵蚀改造的地表暴露不整合,延伸到台地前缘斜坡和盆地之后则变为海退侵蚀面或整合面。

据区域对比和在盆地边缘追索,证实低水位体系域横向变化很大,在短距离内其岩性、厚度均可能有明显差异,如紫云新民、贵阳谷立等地以灰岩角砾岩为主,夹薄层灰泥岩、粒泥灰岩及钙屑灰岩,其底界为侵蚀面;贵阳改毛、平坝肖家庄、关岭扒子场等地主要是薄层灰泥岩—粒泥灰岩夹少量钙屑灰岩和个别的角砾灰岩透镜体。低水位体系域横向多变说明其沉积物供给方式不一,以点源方式供给为主的地区灰岩角砾岩较多,以线源方式供给为主的地区薄层灰岩较发育,而沉积物供给方式的变化又受控于下伏层序高水位期的台地前缘斜坡的坡度。以改毛剖面为例,它位于层序2高水位期碳酸盐岩缓坡较深处,因此,层序3的低水位体系域几乎全为薄层灰泥岩组成。它的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 仍然是变动很大的负值,且其底部样品的分析数据变化最剧烈。

低水位体系域在盆地内的西林石炮剖面含牙形石 *Pachycladina bidentata*, *P. tridentata*^[5];在斜坡带的平坝肖家庄其灰岩夹层中含牙形石 *Parachirognathus* sp., *Neospathodus waageni*^[6]。

在台地内部水城郎岱—关岭永宁镇一带,有深切谷沉积(ivf),由嘉陵江组第2段下部的黄绿色、紫红色砂质泥岩夹灰岩薄层或透镜体组成,含叶肢介、植物碎屑和双壳类等,出露厚0~50 m。在郎岱附近追索发现它是一个宽不足1 km的大透镜体;在永宁镇附近追索发现它向西尖灭,而永宁镇东南已被深埋地下,其宽度和进入右江盆地的位置不祥,据其岩性特征来看,

可能是低水位后期陆源粗碎屑沉积较少的深切谷河口湾沉积^[8]。

1.3.2 海侵体系域和高水位体系域

在台地内部位于嘉陵江组上部,在台地边缘和前缘斜坡带位于安顺组上部,在盆地内位于罗楼组/石炮组近顶部。

在台地内部海侵体系域—高水位体系域一般厚230~280 m,其中海侵体系域厚70~100 m;高水位体系域厚150~170 m。海侵体系域主要由薄及中厚层灰岩和蠕虫状生物扰动灰岩组成,在郎岱—贞丰一带其底部有一个 *Tirolites* 富集层,富含菊石 *Tirolites spinosus*, 双壳类等。*Tirolites* 富集层由灰岩夹钙质页岩组成,广布于黔西南地区,横向变化很小,其下以海侵面与低水位体系域的深切谷沉积分界或超覆于层序2高水位体系域顶部白云岩暴露面之上。其底部的菊石多破碎或受过较强的磨损,常混有大量生物潜穴,这些特

征说明 *Tirolites* 等的富集发生于海侵初期,并与海底侵蚀和滞流沉积有关。高水位体系域主要由灰岩和白云岩组成,下部以灰岩或白云质灰岩为主,上部白云岩夹层较多或以白云岩为主。顶部常见肉红色白云角砾岩和大量次生孔隙,局部发育帐篷构造,为地表暴露的产物。据永宁镇和龙场剖面详细的牙形石生物地层研究成果^[7]来看,其海侵体系域位于含牙形石 *Neospathosus homeri* 为主的层位,高水位体系域位于含牙形石 *N. triangularis*—*N. cf. jubata*—*N. timorensis* 的层位。将两个剖面进行对比可发现龙场剖面上缺失含牙形石 *N. cf. jubata*—*N. timorensis* 的层位,这可能是遭受到剥蚀的结果,估计剥蚀幅度约70~100 m。

在台地边缘带,海侵体系域—高水位体系域厚约140~260 m。其中海侵体系域厚约20~80 m,高水位体系域厚约140~260 m。海侵体系域由泥、微晶白云岩、生物屑白云岩等组成,在贞丰附近尚夹白云质泥岩

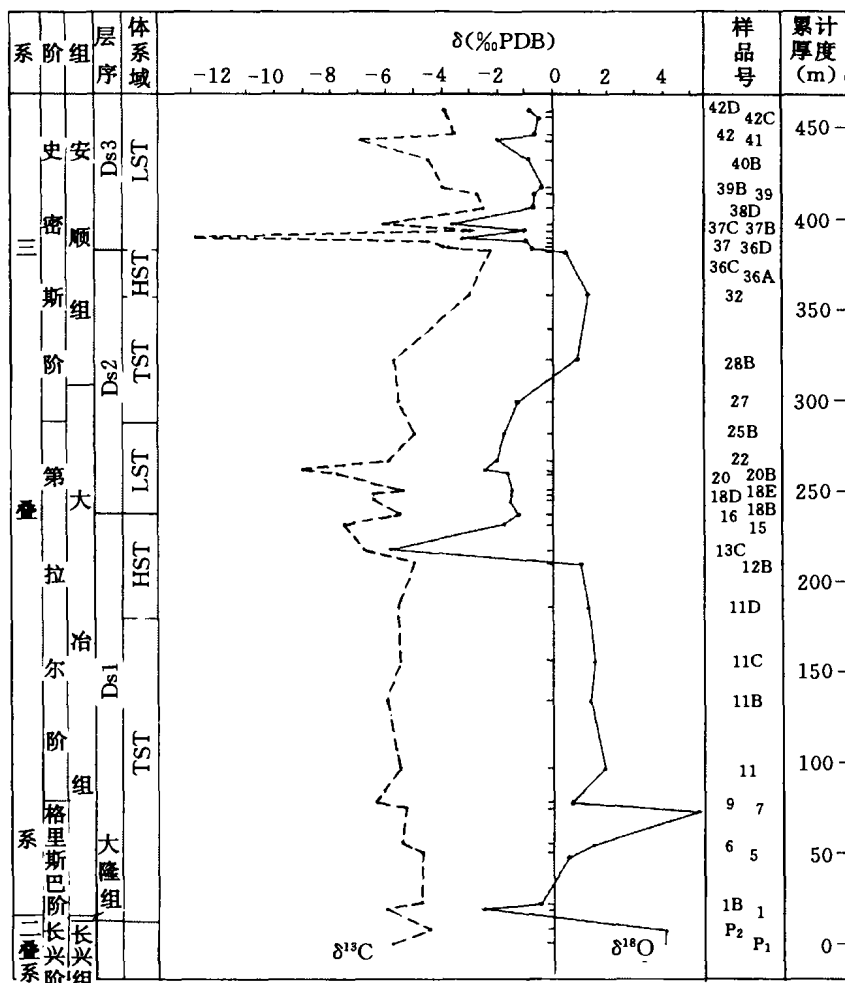


图3 贵阳改毛剖面长兴晚期—史密斯期碳氧同位素组成变化曲线

Fig.3 The variation curve of carbon and oxygen isotope composition late Changxingian-Snithian in Gaimao section of Guiyang

及泥质粉砂岩。由碳酸盐岩台地内部至边缘,海侵体系域厚度逐渐变薄,形成了一个匀斜的碳酸盐岩缓坡。高水位体系域由白云岩、白云角砾岩夹泥质白云岩等组成,在平坝天龙附近含牙形石 *Neospathodus homeri*, *N. triangularis*, *N. cf. waageni* 等^[6]。高水位体系域顶部在贵阳、安顺附近有厚约 20~40 m 的砖红—灰绿—灰黄色白云结壳与白云质盐溶角砾岩的互层,小型帐篷构造十分发育;经追索证实,该杂色白云结壳—白云质盐溶角砾岩互层向碳酸盐岩台地外缘逐渐消失,变为一个大型帐篷构造带。由碳酸盐岩台地内部向外,高水位体系域厚度比较均匀,在台地边缘局部略增厚,形成了一个前缘变陡的碳酸盐岩缓坡台地。

在碳酸盐岩台地前缘斜坡上,海侵体系域及高水位体系域由白云岩和灰岩组成,在斜坡上部以白云岩为主,斜坡下部以灰岩为主。其厚度为 40~150 m,其中海侵体系域厚约 10~40 m,局部达 80 m;高水位体系域厚约 30~80 m。

在右江盆地内,海侵体系域及高水位体系域由薄层灰泥岩与泥岩组成,含牙形石 *Neospathodus homeri*, *N. triangularis* 等^[5],厚约 10~70 m。在孤立台地上,它可以直接超覆于晚二叠世灰岩或礁灰岩之上,其厚度可减小到不足 5 m。

1.4 沉积层序 4(Ds4)

位于斯帕特阶顶部—安尼锡克阶底部,底界年龄 240.5 Ma;海侵面年龄 240.2 Ma;最大海泛年龄 240 Ma。其特点是海侵体系域主要分布于右江盆地内,与低水位体系域相拌,而超覆尖灭于碳酸盐岩台地边缘带;高水位体系域在台地上较发育,但遭受了强烈的地表暴露成岩作用的改造,向盆地内延伸厚度迅速减薄,在台地上直接超覆于层序底界之上,顶部受侵蚀较强,局部完全被剥蚀掉,导致局部碳酸盐岩台地上该层序的缺失。

1.4.1 底界和低水位体系域

底界在右江盆地内位于石炮组/罗楼组近顶部,为一海退侵蚀面,其上被低水位体系域的碎屑流沉积覆盖。在台地前缘斜坡—台地边缘,位于安顺组近顶部,为一海退侵蚀—暴露不整合面,部分地区可能为整合面,其上被低水位体系域或海侵体系域超覆。在台地内部位于嘉陵江组近顶部,为一地表暴露不整合面,其上直接被高水位体系域超覆。

低水位体系域在右江盆地内由石炮组、罗楼组顶部的钙屑灰岩、生物屑灰岩、泥岩夹灰岩角砾岩组成。在紫云新民剖面上含牙形石 *Neospathodus triangularis*^[9]。在台地前缘斜坡上由安顺组上部的薄—中厚层灰泥岩、粒泥灰岩组成,厚约 20~50 m,厚度最大处

位于斜坡中部,斜坡下部变薄,向斜坡上部逐渐上超尖灭。其中的灰岩角砾岩夹层数横向变化很大,甚至完全不夹角砾岩,其底界性质亦多变。

1.4.2 海侵体系域和高水位体系域

在右江盆地内由石炮组/罗楼组顶部的泥岩与薄层灰岩及生物屑灰岩组成,其中部夹 1~2 层凝灰岩,厚约 20~50 m,最厚可达 90 m。据地层结构分析,其中部的凝灰岩夹层似为最大海泛面的位置,海侵体系域一般厚约 10~20 m,最厚 45 m;高水位体系域厚约 10~35 m,最厚约 45 m。

在台地前缘斜坡上,海侵体系域和高水位体系域由安顺组顶部的白云岩与新苑组最底部的灰岩和生物屑灰岩等组成,在安顺组与新苑组之间局部可见凝灰岩夹层,总厚约 50~130 m。据地层结构分析,安顺组的白云岩属于海侵体系域,厚约 40~85 m;新苑组的泥岩及灰岩属高水位体系域,厚约 20~45 m。向台地上延伸海侵体系域逐渐尖灭于台地边缘。

在台地内部只有高水位体系域的沉积,主要由安顺组/嘉陵江组顶部的泥—微晶白云岩、纹层白云岩、白云角砾岩、盐溶角砾岩等组成,一般厚 30~50 m,在台地边缘贞丰坡整个高水位体系域被全部剥掉。

该层序的海侵体系域在边阳附近含牙形石 *Neospathodus timorensis*, *N. homeri*, *N. triangularis* 等;高水位体系域在平坝肖家庄含牙形石 *N. cf. timorensis*^[6];在贞丰龙场含牙形石 *Neogondolella constricta*, *N. navicula navicula*^[7]。

据上述化石产出层位判断,海侵体系域位于斯帕特阶顶部,高水位体系域位于安尼阶底部,最大海泛面为下三叠统与中三叠统的分界,该界面的岩性标志为右江盆地内广泛分布的凝灰岩,这是三叠纪地层内的第 2 层主要的凝灰岩("绿豆岩"),但它并未延伸到台地之上。

2 地层格架的发育特点

2.1 层序的组合特征

在碳酸盐岩台地边缘其组合特征显示得非常清楚,其中层序 1—层序 2 高水位体系域的碳酸盐岩台地边缘依次向陆后退(层序 1 高水位体系域碳酸盐岩台地边缘相对于长兴期台地边缘向陆后退,层序 2 高水位体系域台地边缘又相对于层序 1 高水位体系域台地边缘向陆后退),呈退积或超覆(overlap)型组合关系;层序 3—层序 4 高水位体系域台地边缘依次向海推进,呈进积或退覆(c'lap)型组合关系。

层序之间上述组合特征主要受构造沉降(图 4)和与层序 1—层序 4 相对应的 2 级海平面升降亚旋回海面

变化的影响。从图 4 可以看出:层序 1 与层序 2 的高水位体系域是构造沉降加速期的沉积,此时 2 级升降亚旋回海平面处于上升期,二者的联合作用导致了相对海平面上升,从而造成了台地边缘向陆退却,形成退积型组合关系;而层序 3—层序 4 高水位体系域是构造沉降平缓期的沉积,加之 2 级升降亚旋回海平面处于下降期,它们共同作用的结果是相对海平面下降,使得台地边缘依次向海推进而形成了进积型组合关系。

2.2 层序的垂向发育特征

(1)层序 1 的沉积厚度较大,虽在该层序的早期和晚期,构造沉降处于加速阶段,但主体仍处于构造沉降的平缓阶段(图 4)。在这种构造背景下,层序 1 可能是 2 级海平面升降旋回初期两个 3 级海平面升降旋回的沉积联合发育形成,因而其形成时限较长,厚度较大。此外,它含陆源硅质碎屑沉积和火山凝灰质沉积较多,又反映了晚二叠世末期海退之后邻区构造活动较强。

(3)层序 4 的沉积厚度较小,且其高水体系域遭受了较强的剥蚀和地表成岩作用的改造,因而保存不完整。层序 4 是在构造沉降平缓期和 2 级旋回海平面下降对 3 级旋回海平面升降的叠加影响下的沉积。当 3 级旋回海平面上升时,由于 2 级旋回海平面下降的影响导致了实际海平面上升减弱,造成了海侵体系域主要在右江盆地内部—碳酸盐岩台地前缘斜坡上沉积,并向台地边缘上超尖灭。之后,3 级旋回海平面上升加速时,碳酸盐岩台地才被淹没,但由于 2 级旋回海平面下降的影响,碳酸盐岩台地一直处于大面积的浅水局限环境并常有短期暴露,在台地上形成了广泛的高水位期含膏盐沉积。3 级旋回后期海平面下降时,又由于 2 级旋回海平面下降的叠加影响,使实际的海平面下降增强,并造成层序 4 高水体系域被强烈的剥蚀。

3 结论

(1)用层序地层学的观点,主要进行了露头层序地层的研究,将早三叠世地层划分为 4 个沉积层序,各沉积层序内又进一步划分了体系域。在沉积层序和体系域划分的基础上,通过综合研究已取得的牙形石生物地层资料,并将其与 Haq 等人提出的三叠纪牙形石生物时带进行对比,初步定出了各沉积层序和体系域的界面年龄(层序 1 底界年龄 251 Ma;层序 2 底界年龄 245.2 Ma;层序 3 底界年龄 243 Ma;层序 4 底界年龄 240.5 Ma,顶界年龄 239.4 Ma),从而建立了区内分辨率较高的早三叠世地层格架。

(2)早三叠世地层格架中层序组合的横向变化和垂向发育特点,受构造沉降和海平面升降变化的控制。构造沉降加速和 2 级亚旋回海平面上升期形成的层序(层序 1~2)呈退积型组合关系;构造沉降平缓期和 2 级亚旋回海平面下降期形成的层序(层序 3~4)呈进积型组合关系。层序 1 的沉积厚度较大,它主要是在构造沉降平缓及 2 级海平面升降旋回初期两个 3 级海平面升降旋回的沉积联合发育形成。层序 2 是在构造沉降加速和 2 级海平面升降亚旋回海面上升后期的沉积。层序 3 是在构造沉降平缓期和 2 级海平面升降亚旋回海面下降初期的沉积。层序 4 是在构造沉降平缓期和 2 级海平面升降亚旋回海面下降期形成的。

(3)贵阳改毛剖面层序 1—层序 3 底部碳酸盐岩层的碳、氧同位素变化规律为:海侵体系域—高水位体系域变化不大, $\delta^{13}C$ 主要为正值,但在高水位体系域的顶部明显负向偏移;低水位体系域碳氧同位素组成变化剧烈,且均为负值。上述变化规律证明,碳氧同位素组成研究可为碳酸盐岩地层划分提供重要依据。

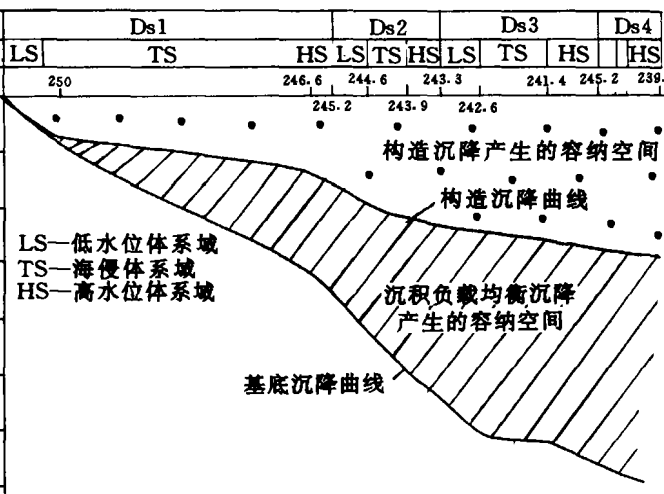


图 4 扬子地台西南缘早三叠世构造与基底沉降曲线
Fig. 4 The tectonic and fundamental subsidence curve in the south-western margin of upper Yangtze platform during the early Triassic

(2)在碳酸盐岩台地内部,层序 2 与层序 3 是早三叠世层序内灰岩延伸最稳定、含灰泥岩与粒泥灰岩最多的单位。这显示了邻近陆源区风化剥蚀及搬运能力已经减弱,沉积物主要是内源的灰泥和颗粒。其展布形态和范围主要受沉积盆地的构造沉降和 2 级海平面升降亚旋回海面变化控制。层序 2 是构造沉降加速期和 2 级海平面升降亚旋回海面上升后期的沉积,二者的联合作用,使得海水加深,容纳空间增大,因而灰岩的延伸范围较大。层序 3 是构造沉降平缓期和 2 级海平面升降亚旋回海面下降初期的沉积,海水较层序 2 浅,所以在层序上部出现较多的白云岩。

参考文献 (References)

- 1 吴应林,朱洪发,朱忠发,等. 中国南方三叠纪岩相古地理与成矿作用. 北京:地质出版社,1994[Wu Yinglin, Zhu Hongfa, Zhu Zhongfa. Triassic lithofacies, paleogeography and mineralization in south China. Beijing: Geological Publishing House, 1994]
- 2 程裕淇主编. 中国区域地质概论. 北京:地质出版社,1994[Cheng Yuqi ed. Regional geological conspectus of China. Beijing: Geological Publishing House, 1994]
- 3 Haq B U, Hardbol J, Vail P R. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 1987, 235: 156 ~ 167
- 4 Haq B U, Hardbol J, Vail P R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy cycles of sea-level change. In: C K, *et al.* eds. Sea-level changes: an integrated approach. *SEPM, Spec. Pub.*, 1988, 42: 71 ~ 108
- 5 王志浩,钟端. 滇东、黔西和桂北不同相区的三叠纪牙形刺生物地层. *地层学杂志*, 1990, 14(1): 15 ~ 35[Wang Zhihao, Zhong Duan. Triassic conodont biostratigraphy of different facies realms in eastern Yunnan, western Guizhou and northern Guangxi. *Journal of Stratigraphy*, 1990, 14(1): 15 ~ 35]
- 6 秦典夕,颜承锡,熊剑飞. 黔中三叠纪牙形类生物地层研究的新进展. *贵州地质*, 1993, 10(2): 120 ~ 130[Qing Dianxi, Yan Chengxi, Xiong Jianfei. New advances in the biostratigraphy of Triassic conodonts in central Guizhou. *Geology of Guizhou*, 1993, 10(2): 120 ~ 130]
- 7 杨守仁,初庆春. 黔西南三叠系永宁镇组牙形石研究——兼论下中三叠统界线. *北京大学学报*, 1992, 28(6): 722 ~ 732[Yang Shouren, Chu Qingchun. Study on conodonts from Triassic Yongningzhen formation, southwestern Guizhou Province with a discussion on lower/middle Triassic boundary. *Journal of Beijing University*, 1992, 28(6): 722 ~ 732]
- 8 Van Wagoner J C, Mitchum R M, Campion K M, Rahmanian V D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. concepts for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods in Exploration Series*, 1992, 7
- 9 蒋武. 贵州紫云地区下中三叠统牙形刺及其油气意义. 见: *贵州地层古生物文集(第一辑)*. 贵阳:贵州人民出版社, 1983[Jiang Wu. Discovery of lower-middle Triassic conodonts from Ziyun of Guizhou province and its significance. In: *Papers of stratigraphy and paleontology of Guizhou*. Guiyang: The People's Publishing House of Guizhou, 1983, Vol. 1]

The Early Triassic Sequence Stratigraphic Framework in Southwestern Margin of Yangtze Platform

XIAO Jia-fei^{1,2,3} WEI Jia-yong³ HU Rui-zhong¹

1(Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002) 2(Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039) 3(Region Geological Survey Institute in Guizhou, Guiyang 550005)

Abstract The early Triassic lithostratigraphy in southwestern margin of Yangtze Platform is divided into 4 depositional sequences by studying the structure and stacking pattern of stratigraphic bodies, the features of unconformity-bound. The depositional sequences are subdivided into lowstand system tract, transgressive system tract and highstand system tract. After researching the data about conodonts obtained, and correlating them with Triassic conodont biozones established by Haq *et al.*, the boundary ages of sequence and system tract are determined initially (lower boundary age of sequence 1 is 251Ma; lower boundary age of sequence 2 is 245.2Ma; lower boundary age of sequence 3 is 243Ma; lower boundary age is 240.5Ma, upper boundary age is 239.4Ma in sequence 4). Thus early Triassic stratigraphic framework with higher resolution is established in this area. The characters of sequence-combination in framework are displayed clearly in carbonate platform margin. The platform margin retreated successively toward continent during highstand system tracts of sequence 1-2, showing combinatorial relation overlapped. While platform margin advanced orderly in highstand systems tract stage of sequence 3-4, showing combinatorial relation offlaped. The characters of sequence-combinations mentioned over were controlled by the tectonic subsidence of sedimentary basin and the change of up-down subcycle of 2 order sea level. The sequences showed retrograding combinatorial relation when the tectonic subsidence was accelerated and sea level rised; on the contrary, the sequence appeared prograding combinatorial relation when the tectonic subsidence was gentle and sea level declined. In addition, the change law of carbon-oxygen isotope researched in sequence 1-bottom sequence 3 in slop zone (Gaimao, Guiyang) is as follow: The change of carbon-oxygen isotope composition is not large in transgressive system tracts-highstand system tracts. $\delta^{13}\text{C}$ is mainly positive, but it move obviously to negative direction in top highstand system tracts. The change of carbon-oxygen isotope composition is very big and negative number in lowstand system tracts. These geochemical characters provide basis for dividing stratigraphy.

Key words sequence stratigraphy, boundary age, stratigraphic framework, carbon-oxygen isotope