

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

## 黔西南及邻区中一晚三叠世层序地层格架

肖加飞<sup>1,2,3)</sup> 魏家庸<sup>3)</sup> 胡瑞忠<sup>1)</sup>

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

**内容提要** 在研究了黔西南及邻区中一晚三叠世地层的层序界面特征、地层结构和堆叠型式之后, 将其划分为5个沉积层序, 并描述了层序内各体系域的特点, 在此基础上, 通过综合研究已取得的生物地层资料, 将其与Haq等列出的三叠纪生物地层时带进行对比, 初步标定了各沉积层序及体系域的界面年龄(层序1底界年龄239.4 Ma; 层序2底界年龄238 Ma; 层序3底界年龄233 Ma; 层序4底界年龄227 Ma, 顶界年龄223 Ma), 从而建立了本区分辨率较高的中一晚三叠世地层格架。格架中层序地层的组合样式, 在2级海平面缓慢下降的背景下, 受盆地构造沉降的影响较大。当层序处于构造沉降的加速期时, 呈退积型组合方式(如层序1和层序3); 而当层序处于构造沉降的平缓期时, 则呈进积型组合方式(如层序2和层序4)。

**关键词** 层序地层 界面年龄 地层格架 中三叠世一晚三叠世

黔西南及邻区系指贵州中一西南部和广西西北部及云南东部地区, 北起贵州贵阳一六盘水, 南至广西西林一田林(图1)。中一晚三叠世时, 本区地处扬子陆块南缘, 西临扬子陆块西缘隆起(其主体部位为一长期暴露的古陆——康滇古陆, 是晚三叠世沉积的主要碎屑供给区之一), 东靠扬子陆块东南缘隆起(中一晚三叠世为古陆)。区内又分为东南、西北两部, 西北部属扬子地台南缘被动陆缘碳酸盐岩台地的范围; 东南部位于扬子陆块西南缘前陆盆地(右江盆地)(吴应林等, 1994; 程裕淇, 1994)之内(图1)。也有人认为右江盆地在三叠世为一残余盆地(吕洪波等, 2003)。此外, 贵州地质矿产局物化探大队1989年据1:200000区域重力测量资料推断, 本区中部的贞丰以东还有一条大致呈南北向的隐伏深断裂, 这条断裂对中一晚三叠世地层的发育(厚度、岩相、碳酸盐岩台地边缘的位置等)亦起了重要作用。不过本区中一晚三叠世沉积相带的展布总体仍呈北东—南西向(图1)。

研究区中一晚三叠世地层分布广泛, 露头较好, 沉积相复杂多变, 碳酸盐岩台地—斜坡—盆地的古地理格局清楚, 可以连续追踪地层序列; 古生物丰富多彩, 研究程度较高, 是进行层序地层研究的理想地

区。先后有许多学者从不同的角度研究过涉及本区的三叠纪层序地层(魏家庸等, 1991; 魏家庸, 1993; 刘宝瑛等, 1993; 吴应林等, 1994; 王立亭, 1996; 杨瑞东, 1998; 田景春等, 2000; 梅冥相等, 2002)。本文的创新之处是建立了较高分辨率的地层格架, 探讨了构造沉降是控制地层格架发育特点的主要因素之一。

区内中一晚三叠世岩石地层的沉积序列具有明显的旋回性特点。根据不整合界面的特征、地层结构特点及地层在空间的堆叠型式, 将中一晚三叠世地层(未包括中三叠统最底部和上三叠统顶部)划分为5个沉积层序, 层序内进一步划分了体系域(低水位体系域、海侵体系域、高水位体系域), 其与年代地层、生物地层、岩石地层的对应关系如表1。通过将所划的层序及体系域中所含的生物与Haq等(1988)建立的三叠纪年代地层及海平面旋回表上所列的生物带进行对比, 确定了其在生物时带上的位置。由于Haq表上的生物带已有年龄数据控制, 因而本区的层序及体系域界面年龄也就能大致确定下来(表1), 由此建立了该分辨率较高的地层格架(图2、3)。

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目(编号G1999042310)的成果。

收稿日期: 2003-10-14; 改回日期: 2004-04-19; 责任编辑: 王思恩。

作者简介: 肖加飞, 男, 1961年生, 1982年毕业于成都地质学院, 2000年于长安大学获硕士学位。现为中国科学院地球化学研究所博士研究生, 贵州省区域地质调查研究院高级工程师, 主要从事区域地质调查和矿床地球化学研究。通讯地址: 550002, 贵州省贵阳市观水路73号, 中国科学院地球化学研究所矿床室; Email: xiaojiafei10@hotmail.com。

# 1 层序地层的划分

岩石地层格架实质是不整合界线层序在空间的

展布方式和堆叠型式,因而层序的划分和确立,就自然成为建立区域地层格架的基础。按照 Vail 等 (1977) 的观点,层序是成因上相关,本身相对整合,

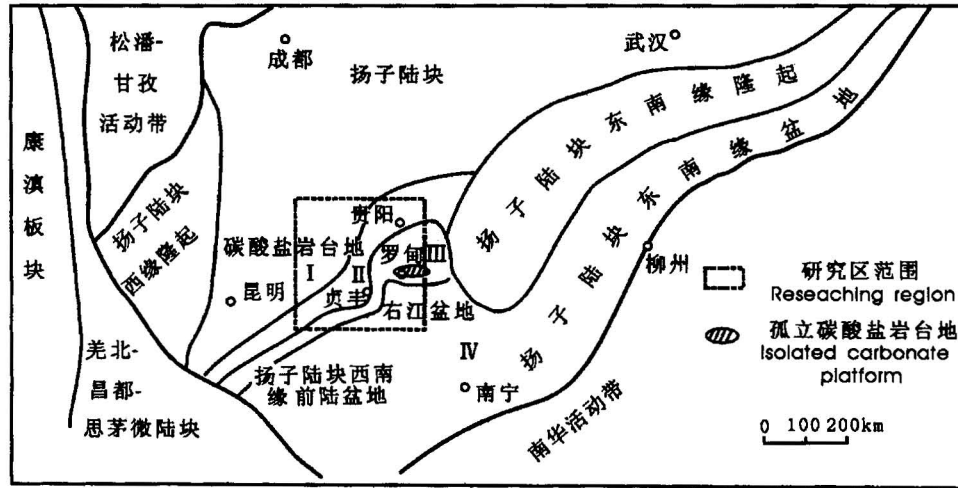


图 1 研究区位置及相带展布(据吴应林,1994;程裕淇,1994修编)

Fig. 1 Location of research area and the distribution of facial belts (amend after Wu Yinglin, 1994; Cheng Yuqi, 1994)

I—台地相:主要为白云岩,次为灰岩,底部夹页岩; II—台地边缘相:主要为颗粒灰岩、礁灰岩及白云岩; III—斜坡相:主要为薄层灰岩与灰岩角砾岩组成; IV—盆地相:主要为浊积砂泥岩及深灰色薄层灰岩组成

I—Platform facies: it consists of dolostone, limestone, with shale at bottom; II—platform marginal facies: it consists of grainstone, reef limestone and dolostone; III—slope facies: it consists of thin bedded limestone and lime-breccia; IV—basin facies: it consists of turbidity sand-mudstone and thin bedded limestone

表 1 黔西南及邻区中—晚三叠世年代地层—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 Guizhou and adjacent region during Middle—Late Triassic

年代地层		(据 Haq et al., 1988)	层序地层		岩石地层															
系	统	阶 (Ma)	牙形石生物时带	层序	时间 (Ma)	相对海平面升降曲线	盆地	孤台	盆地	罗甸孤台	盆地	碳酸盐岩台地								
三叠系	上统	诺利阶		Ds5																
		卡尼阶		Ds4	223							HS	224.5	TS	225.5	LS	227	HS	228	
				Ds3	231							TS	232	LS	233	HS	236	TS	237.5	LS
		中统	拉丁阶									Ds2	236	HS	236	TS	237.5	LS	238	
	安尼阶				Ds1							239.4	Ds1	239.4	Ds1	240.5	Ds1	240.5		
												Ds1	240.5	Ds1	240.5	Ds1	240.5	Ds1	240.5	
	斯帕特阶				Ds1							240.5	Ds1	240.5	Ds1	240.5	Ds1	240.5		

注: LS—低水位体系; TS—海侵体系; HS—高水位体系; |||—间断。

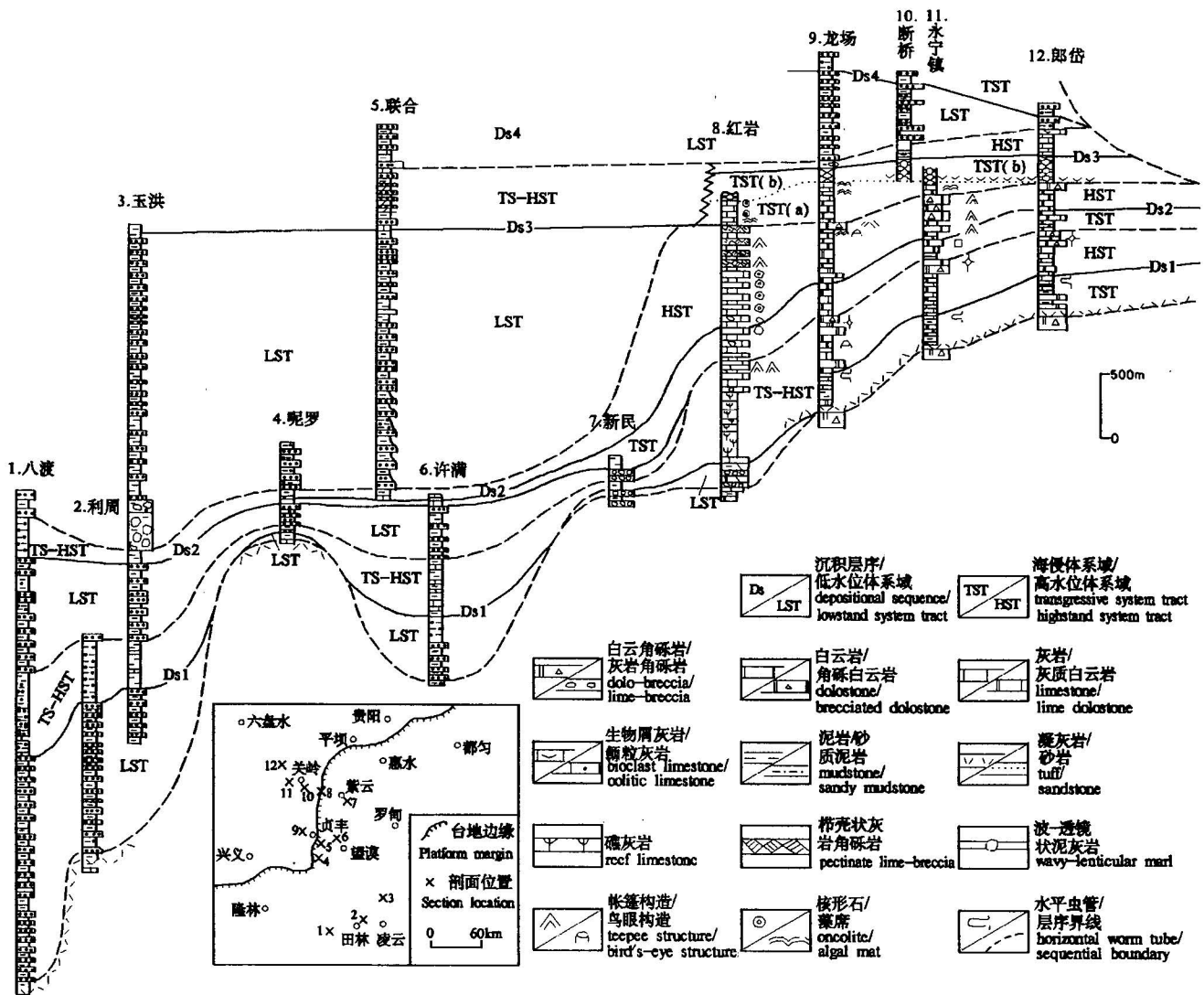


图 2 黔西南及邻区中一晚三叠世岩石地层格架

Fig. 2 The lithostratigraphic framework in the southwestern Guizhou and adjacent region during Middle-Late Triassic

其顶底以不整合面或与不整合面相当的整合面为界的一套地层。由此在层序的划分中,不整合面的识别和确定就显得非常重要。工作中采用露头层序地层学方法,注重自台地至盆地的层序界面特征及沉积体系域的横向追索与几何关系的研究。识别出在浅水台地区,主要为地表暴露不整合;而在深水的斜坡一盆地区则主要是海退侵蚀不整合。

地表暴露不整合在露头上的宏观特征醒目,主要具以下特征:①上覆地层对不整合面在向陆方向呈超覆关系;②古风化壳标志:主要是钙质风化壳,包括渗流带豆粒、喀斯特角砾岩及渣状层等;③大型帐篷构造带(主要出现在古海岸线附近);④岩性和垂直层序的突变。

海退侵蚀不整合:当浅水区为暴露期时,由于海

退,在深水区各种重力流沉积与下伏的悬浮沉积之间造成的突变关系。在斜坡地带主要是碎屑流沉积侵蚀切割下伏层序;盆地地区则为厚度巨大的陆源碎屑流沉积侵蚀改造下伏沉积。

### 1.1 沉积层序1(Ds1)

位于安尼阶下部,底界年龄239.4 Ma;海侵面年龄239 Ma;最大海泛面年龄238.5 Ma。其主要特点是低水位体系域的岩性和厚度变化极大,高水位体系域碳酸盐岩台地具镶边型边缘,且相对于下伏层序的碳酸盐岩台地边缘略向陆后退(局部亦略向海推进)。层序的特征如表2。

低水位体系域含牙形石 *Nicoraella*, *Cratognathus* 等;含菊石 *Balatonites multisulcatus*, *Huishuites cf. bifidus* 等、双壳类 *Daonella mousoni*,

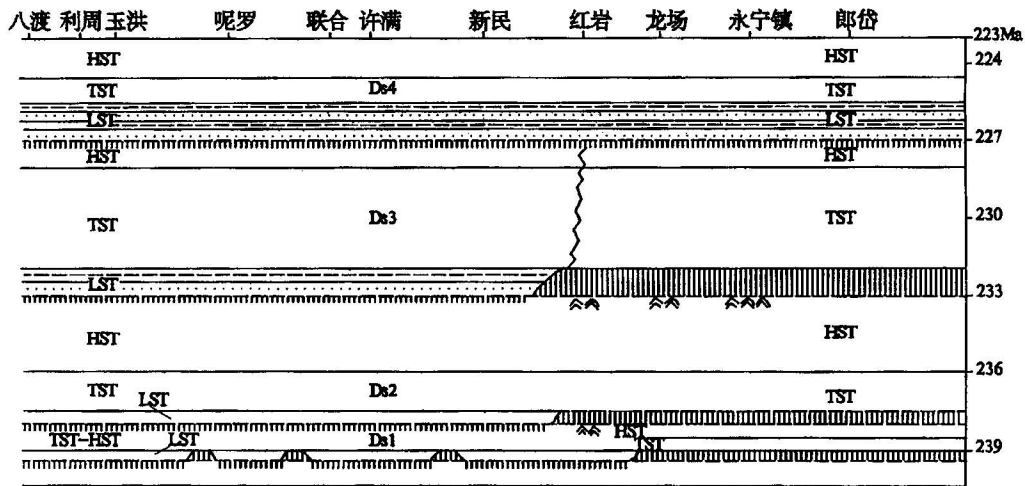


图 3 黔西南及邻区中一晚三叠世年代地层格架

Fig. 3 The chronostratigraphic framework in the southwestern Guizhou and adjacent region during Middle—Late Triassic  
剖面位置和图例同图2

The location of section and symbols are same with Fig. 2

表 2 黔西南及邻区中一晚三叠世沉积层序1的特征

Table 2 The character of sedimentary sequence 1 in southwestern Guizhou and adjacent region during Middle—Late Triassic

层序	盆地	斜坡	台地边缘	台地内部
高水位体系域	在盆地凹槽内主要为许满组/百逢组中部的泥岩夹灰岩组成, 厚约 180 ~ 350m。在凹槽两岸由新苑组的泥岩及泥灰岩组成, 底部为一层凝灰岩, 厚约 20~60m	由青岩组下部的泥岩夹薄层灰岩组成, 厚约 35~70m。海侵体系域与高水位体系域不易划分	坡段组的藻礁灰岩、珊瑚礁灰岩及生物屑灰岩夹灰泥岩及藻纹层灰岩组成或由花溪组微—细晶白云岩和泥粒白云岩—藻纹层白云岩的旋回组成, 其顶部帐篷构造发育。厚 600 ~ 700m	关岭组上部的白云岩、灰岩与泥岩的微旋回或白云岩与灰岩的微旋回组成。下部水平遗迹发育; 顶部渣状白云岩结壳或白云角砾岩和次生孔隙发育。厚约 100~450m
海侵体系域				关岭组下部组成, 其下部为介壳白云岩、介壳灰岩及泥岩互层, 底为一层凝灰岩; 中部为白云岩夹灰岩及泥岩; 上部以灰岩为主, 水平生物遗迹发育。厚约 110~310m
低水位体系域	在凹槽内由许满组/百逢组下部碎屑浊积岩组成, 厚约 500~1700m。在凹槽两岸由新苑组下部泥岩夹灰岩组成, 厚约 20~110m	主要由青岩组含大量礁灰岩角砾岩、薄层灰岩及页岩组成, 厚约 0~30m。向斜坡上部上超尖灭		
底界	海退侵蚀不整合		陆表暴露不整合	

*D. ignobilis*, *D. guizhouensis* 等。相当于牙形石 *N. regale* 带 (Haq et al., 1988) 下部。

海侵体系域和高位体系域含牙形石 *Neogondolella constricta*, *N. navicula*, *N. regale*; 菊石 *Parachordiceras* sp., *Hollandites* sp., *Ussurites* cf. *kingi* 等。相当于牙形石 *N. regale* 带 (Haq et al., 1988) 中部。在台地内部, 海侵体系域底部海侵初期

的沉积均富含双壳类 *Leptochondria paradoxical*, *Costatoria goldfussi mansuyi* 等; 在贞丰, 海侵体系域中部的薄层泥质白云岩层面上, 见有原始爬行类足迹 (王雪华等, 1989; 吕洪波等, 2004)。台地边缘类型横向变化很快, 如在贵阳青岩之北为陡峭的跌积 (bypass) 边缘, 青岩东北 12 km 的孟关附近却变为沉积边缘。

1.2 沉积层序2(Ds2)

位于安尼阶上部—拉丁阶中部,底界年龄238 Ma;海侵面年龄237.5 Ma;最大海泛面年龄236 Ma。它最突出的特点是高水位体系域向海进积非常明显。其层序特征如表3。

低水位体系域含牙形石 *Neospathodus germanicus*, *N. kockli*, *Neogondolella constricta* 等,

大致相当于牙形石 *N. regale* 带(Haq et al., 1988) 上部。其在斜坡地带沉积的位置取决于下伏层序高水位体系域台地边缘的类型:当碳酸盐岩台地前缘为很陡的跌积边缘时,沉积于,前缘坡脚,如在贵阳青岩;当其前缘为沉积边缘时,则沉积在前缘斜坡上,如贵阳孟关附近,并可看到灰岩角砾岩楔上超尖灭于碳酸盐岩台地前缘斜坡上部。

表 3 黔西南及邻区中一晚三叠世沉积层序2的特征

Table 3 The character of sidementary sequence 2 in southwestern Guizhou and adjacent region during Middle—Late Triassic

层序	盆地	斜坡	台地边缘	台地内部
高水位体系域	由边阳组底部的泥岩夹粉砂岩及灰岩组成,其底普遍为一层深灰色含双壳类 <i>Daonella indica</i> 的瘤状泥质灰岩。厚约 30~120m		由垄头组下部及中部组成,其底部为薄层灰泥岩(外侧)—薄层白云岩(内侧),之下为一清晰的“S”型下超面,向上依次为泥粒白云岩—藻纹层白云岩,泥粒灰岩—藻纹层灰岩的滨湖坪旋回,其顶为一古喀斯特不整合。厚600~750m	由杨柳井组中上部的厚层白云岩组成,其底为薄及中厚层泥晶白云岩,其顶部白云角砾岩、渣状白云岩结壳、大型帐篷构造异常发育。厚210~425m
海侵体系域	由许满组/新苑组/百逢顶部泥岩夹砂岩组成。厚30~120m	由新苑组/青岩组上部泥岩夹薄层灰岩组成。厚50~340m	外侧由坡段组上部灰岩组成,主要为泥粒灰岩夹粒泥灰岩;内侧由花溪组上部白云岩组成,是总体向上变深的系列。厚250~300m	由杨柳井组下部的白云岩组成。厚125~215m
低水位体系域	凹槽内为许满组/百逢组上部砂泥质浊积岩组成。厚430~900m。凹槽两岸主要为新苑组上部的砂泥岩组成。厚100~160m	由青岩组中部的灰岩角砾岩、薄层灰岩、页岩的互层组成。厚100~200m		
底界	海退侵蚀不整合		地表暴露不整合	

海侵体系域含牙形石 *Neogondolella constricta*, *N. navicula*, *Gladigondolella tethydis* (蒋武, 1983; 秦典夕, 1993); 高水位体系域底部含牙形石 *Neogondolella cf. excelsa* (秦典夕等, 1993)。前者相当于牙形石 *N. constricta* 带(Haq et al., 1988); 后者相当于牙形石 *N. mombengensis* 带(Haq et al., 1988)下部。由此可知海侵体系域和高水位体系域的界面恰与安尼阶—拉丁阶的分界一致,年龄为236 Ma(表1)。在盆地区高水位体系域底部那层含双壳类 *Daonella indica* 的深灰色瘤状泥质灰岩,据区域追索对比,这层灰岩可与碳酸盐岩台地边缘带高水位体系域底界下超面上的薄层灰岩相连,说明它们都是在最大海泛面上沉积的。在台地边缘,高水位体

系域由内侧向外侧增厚,其顶部为一古喀斯特暴露带,滴水石、覆水石、流水石等微型钟乳石充填的阶梯状裂隙和喀斯特角砾岩自不整合面下延深度可达180 m。在贵阳青岩—孟关一带,可以清楚的看到高水位体系域台地边缘向右江盆地内推进,高水位体系域白云岩和灰岩进积下超于盆地边缘海侵体系域泥岩之上的景观。

1.3 沉积层序3(Ds3)

位于拉丁阶上部—卡尼阶下部,底界年龄233 Ma;海侵面年龄232 Ma;最大海泛面年龄228 Ma。其主要特征是低水位体系域陆源碎屑浊积岩非常发育。其层序特征如表4。

低水位体系域角砾岩楔中所夹的薄层灰岩普遍

表4 黔西南及邻区中一晚三叠世沉积层序3的特征

Table 4 The character of sidimentary sequence 3 in southwestern Guizhou and adjacent region during Middle—Late Triassic

层序	盆地	斜坡	台地
高水位体系域	由黑苗湾组中上部的灰黄色泥岩、粉砂岩与钙质砂岩互层组成,其底为灰黑色泥岩。厚约280m		由瓦窑组深灰—灰黑色富含 Fe—Me 质和浮游生物化石的灰泥岩与钙质页岩组成。厚30~190m
海侵体系域	由黑苗湾组下部的深灰色泥岩、钙质粉砂岩夹灰泥岩组成。其底部为泥岩与灰泥岩互层为标志;顶部为泥岩夹含海绵骨针的灰泥岩。厚约300m		上亚域由竹杆坡组的中厚层灰泥岩及粒泥灰岩组成。厚130~285m;下亚域为杨柳井组顶部白云岩或垄头组顶部灰岩。厚140~480m
低水位体系域	由兰木组/边阳组厚层砂泥质浊积岩组成。厚1100~2500m	由边阳组浊积岩夹灰岩角砾岩楔或透镜体组成。厚2000~2500m	
底界	海退侵蚀不整合		地表暴露不整合

含牙形石 *Neogondolella polygnathiformis*, *N. navicula navicula*, *Gladigondolella tethydis*, *Epigondolella mungoensis* 等。相当于牙形石 *E. mungoensis* 带(Haq et al., 1988)中部。低水位体系域与台地边缘斜坡呈截然的上超不整合。

海侵体系域和高水位体系域在右江盆地的研究区范围内,仅保存在贞丰东南的联合(黑苗湾)和罗甸边阳附近,其他地区已被后期剥蚀掉。在罗甸边阳附近,下亚域向孤立台地延伸,其下部上超于孤台北坡海底淹没不整合面,其顶部厚层灰岩含牙形石 *Neogondolella momburgensis*。在孤立台地上上亚域下部含牙形石 *Neogondolella polygnathiformis* 的中厚层灰岩与下亚域顶部厚层灰岩分界清晰,为一海泛面。根据其上、下地层所含牙形石,下亚域相当于牙形石 *E. mungoensis* 带(Haq et al., 1988)上部;而上亚域下部相当于牙形石 *N. newpassensis* 带(Haq et al., 1988)底部。由此判断,该海泛面即拉丁阶与卡尼阶的界面,年龄约231Ma(表1)。

在碳酸盐岩台地上,是一个总体向上变深的碳酸盐岩台地淹没层序。海侵体系域下亚域含牙形石 *Neogondolella foliata inclinata*, *Prioniodella decrescens* 等(杨守仁等, 1995)。上亚域含牙形石 *Paragondolella maantangensis*, *P. polygnathiformis*, *P. tadpole*, *P. foliata foliata*, *P. jiangyouensis* 等(杨守仁等, 2002)。上、下亚域界面,象一刀切那样整齐,是一个清晰的海泛面,它同罗甸孤台上的界面完全可以对比。经横向追索发现海侵体系域下亚域自贞丰附近向北逐渐上超至郎岱附近尖灭(图2),郎岱以北海侵体系域未保存。高水位体系域是典型的深水沉积,为富含关岭动物群化石的层位,含牙形石 *Paragondolella polygnathiformis*, *P. navicula*,

*navicula*, *P. foliata foliata* 等(杨守仁等, 1995; 2002), 相当于牙形石 *Paragondolella polygnathiformis* 带(Haq et al., 1988)底部。其底的海燕蛤和菊石的密集层与下伏海侵体系域竹杆坡组灰岩分界,界面整齐清晰。由台地内部向边缘追索证实,其底部的浮游生物化石密集层在黔西南一直存在,但其上的瓦窑组厚度及页岩—灰岩互层数却越来越薄和越来越少,因此瓦窑组与竹杆坡组的界面应是一个深水条件下形成的低角度下超面。高水位体系域未发现陆表暴露不整合,与上覆地层之间是一个很明显的岩相突变面。在郎岱附近,瓦窑组灰岩之上覆以较浅水沉积的砂质泥岩、粉砂岩与厚层细粒钙质砂岩的互层,说明上覆地层的相带曾发生过突然的向海迁移。上述特点说明,高水位体系域之顶为一强制海退侵蚀面(Posamentier. et al., 1992)。

#### 1.4 沉积层序4(Ds4)

位于卡尼阶上部,底界年龄227 Ma;海侵面年龄225.5 Ma;最大海泛面年龄224.5 Ma。主要由陆源碎屑砂、泥岩组成,分布范围局限于贞丰—郎岱和贵阳附近。

##### 1.4.1 底界和低水位体系域

在贞丰、关岭、郎岱等地,位于赖石科组之底,是一个海退侵蚀不整合;在贵阳、平坝附近,位于三桥组之底,是一个长期地表暴露夷平的不整合。

低水位体系域仅分布于贞丰、关岭断桥、郎岱附近,各地的低水位体系域组成均不相同,在贞丰附近,由赖石科组的陆源碎屑砂、泥质浊积岩组成,厚约750~1000m,由南东向北西变薄,杂砂岩槽模和波痕显示的古水流为南东向。其中,下部杂砂岩较多,可能属斜坡扇沉积;上部泥岩为主,似为低水位楔沉积。含菊石 *Trachyceras cf. januarius*, cf. *T.*

*maxiliani*, cf. *T. sinensis*, *Cyrtopleurites bjicrenatus* 等,相当于菊石 *T. dilleri* 带(Haq et al., 1988)上部—菊石 *T. welleri* 带(Haq et al., 1988)下部。在关岭断桥附近,低水位体系域下部为层面极平整的深灰色薄及中厚层含粉砂钙屑灰岩、粉砂质泥灰岩互层夹生物屑灰岩及粉砂岩等,上部为泥岩与粉砂质泥岩互层夹含粉砂钙屑灰岩,含粉砂钙屑灰岩常显正向递变,交错层理发育,偶见层间滑移截切现象,厚约120m,似主要为钙屑浊流沉积。在郎岱附近,由灰黄色砂质泥岩与粉砂岩及两大层(厚20~30 m)深灰色厚层细粒钙质砂岩互层组成,似为低水位期陆架外缘的近滨沉积。对比贞丰、关岭、郎岱附近剖面可以看出低水位体系域是一个由南东往北西向下伏高水位体系域碳酸盐岩缓坡陆架上超的大楔状体(图2),其岩性和厚度的变化似说明它们是不同的点源供给的斜坡扇—低水位楔的沉积。

1.4.2 海侵体系域和高水位体系域

在贞丰、关岭、郎岱附近保存较完整,厚约180~490 m,自下而上均由把南组的泥岩夹砂岩薄层—泥岩与薄层砂岩互层—中及厚层砂岩的向上变粗及变厚小旋回组成,底界之上100 m左右处以泥岩为主,常夹灰岩透镜体,富含菊石,可作为划分海侵体系域和高水位体系域的标志。海侵体系域泥岩的比例较高,风化后多呈缓坡,含菊石 *Trachyceras sinensis* 及双壳类 *Halobia rugosoides*, *H. rugosa* 等,相当于菊石 *T. welleri* 带(Haq et al., 1988)上部。厚约90~100 m。高水位体系域的风化特征是砂岩层的小陡坎非常清楚,向上变粗及变厚的小旋回垂向叠加起来又显示高一级的总体向上变粗及变厚的特征。含双壳类 *Costatoria kweichowensis*, *Entolium tenuistriatum rotundum* 等,厚约80~390 m。

在贵阳、清镇、平坝附近,该层序由三桥组的细粒砂岩与泥岩夹泥质灰岩及粒泥灰岩组成,厚约50~100 m,其中的灰岩层集中出现于三桥组的中部和上部,以中部灰岩层之顶为界,将三桥组分为上、下两部分,下部为海侵体系域,厚约30~70 m;上部属高水位体系域,厚约0~46 m。

1.5 沉积层序5(Ds5)

位于诺利阶,仅分布在贞丰、关岭、郎岱附近,由火把冲组三角洲相厚层细粒砂岩夹薄及中厚层砂岩、泥岩夹粉砂岩的向上变细及变薄小旋回重叠组成,夹2~3层煤,含双壳类 *Yunnanophorus boulei*, *Trigonodus keuperinus* 等,厚约300~700 m。出露范围有限,研究程度较差,顶界年龄不详,体系域未划

分。

2 地层格架的发育特点

层序1的高水位体系域在碳酸盐台地边缘除局部因 *Tubiphytes* 礁体生长较快而向海推进外,主要是向陆退却,为 *Tubiphytes* 礁体镶边的台地,台地边缘类型多变,在 *Tubiphytes* 礁体较发育处形成跌积边缘,反之则形成沉积边缘。高水位体系域在台地边缘的后退,说明层序1总体呈退积方式组合。层序2高水位体系域在台地边缘较其下伏的层序显著向海推进,形成碳酸盐浅滩镶边的台地,说明层序2总体呈进积方式组合。层序3又变为明显向陆退却的退积方式组合,并随着该层序的结束而终结了碳酸盐台地的生长历史。层序4主要为呈进积方式的碎屑岩组合。

上述层序的组合特征与海平面变化和构造沉降的关系十分密切。从层序1~4期间,2级海平面总体处于非常缓慢的下降期,因而层序的变化受控于构造沉降的影响较大(图4)。图中构造沉降曲线是根据贞丰龙场剖面资料,按照构造沉降的分析方法得出的。贞丰龙场地处台地边缘,位于研究区的中心地带,因此其构造沉降能够大致代表研究区的状况。当层序处于构造沉降的加速期时,层序呈退积型组合关系(如层序1和层序3);而当层序处于构造沉降的

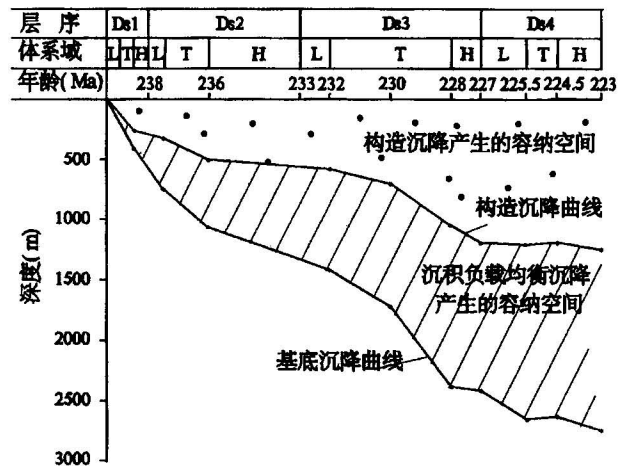


图 4 黔西南及邻区中—晚三叠世构造与基底沉降曲线  
Fig. 4 The tectonic and fundamental subsidence curve in the southwestern Guizhou and adjacent during the Middle—Late Triassic

Ds—沉积层序; L—低水位体系域; T—海侵体系域;  
H—高水位体系域

Ds—Depositional sequence; L—lowstand system tracts;  
T—transgressive system tracts; H—highstand system tracts

缓慢或平稳期时,则显示进积型组合关系(如层序2和层序4)。

层序1~2,在右江盆地内主要由陆源碎屑浊积岩组成,其中低水位体系域的厚度变化很大,而层序1低水位体系域又比层序2低水位体系域的砂质浊积岩含量高、厚度大,但层序2的海侵体系域和高水位体系域的沉积变化较小。这些特点亦反映了层序的变化确实受构造沉降的影响,层序1低水位期的沉降明显强于层序2低水位期的沉降幅度,而层序2海侵—高水位期则是处于构造沉降的平缓期。当然构造沉降的状况是受到所处板块的构造背景的控制,扬子陆块和羌北—昌都—思茅微陆块可能于早三叠世发生了碰撞,中三叠世碰撞加剧,扬子陆块边缘发生俯冲,导致右江盆地发生了同碰撞的拉伸和沉降加剧,给盆地接受沉积提供了巨大的容纳空间,同时由于羌北—昌都—思茅微陆块的仰冲,为右江盆地的快速充填提供了充足的陆源碎屑。

### 3 结论

(1) 用层序地层学的方法,通过研究层序的界面特征,将中—晚三叠世地层划分为5个沉积层序,各沉积层序又进一步划分为低水位体系域、海侵体系域和高水位体系域。在此基础上,通过综合研究已取得生物地层资料,并与 Haq 等(1988)列出的三叠纪生物时带进行对比,初步定出了各沉积层序和体系域的界面年龄(层序1的底界年龄239.4 Ma;层序2的底界年龄238 Ma;层序3的底界年龄233 Ma;层序4的底界年龄227 Ma,顶界年龄223 Ma),从而建立了区内分辨率较高的中—晚三叠世地层格架。

(2) 在2级海平面缓慢下降的背景下,该区中—晚三叠世层序地层的组合特点,受构造沉降的影响较大,当层序处于构造沉降的加速期时,呈退积型组合方式(如层序1和层序3);而当层序处于构造沉降的平缓期时,呈进积型组合方式(如层序2和层序4)。构造沉降的幅度也控制着盆地中沉积的变化。当构造沉降幅度大时,砂质浊积岩的含量就高,厚度就大。而当构造沉降处于平缓期时,沉积的变化就小。

### 参 考 文 献

- 程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京:地质出版社.
- 蒋武. 1983. 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. 贵阳:贵州人民出版社. 1:123~131.
- 刘宝珺,许效松,潘杏南,等. 1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿. 北京:科学出版社.
- 吕洪波,章雨旭,夏邦栋,方中,周伟明,彭阳,吴智平,李伟. 2003. 南盘江盆地中三叠统复理石中的同沉积挤压构造——一类新的沉积构造的归类、命名和构造意义探讨. 地质论评,49(5):449~456.
- 吕洪波,章雨旭,肖加飞. 2004. 贵州贞丰中三叠统关岭组中 *Chirotherium*——原始爬行类足迹研究. 地质学报,78(4):468~474.
- 梅冥相,高金汉,孟庆芬,等. 2002. 南盘江盆地早—中三叠世层序地层格架及相对海平面变化研究. 现代地质,16(2):137~146.
- 秦典夕,颜承锡,熊剑飞. 1993. 黔中三叠纪牙形类生物地层研究的新进展. 贵州地质,10(2):120~130.
- 田景春,陈洪德,彭军,等. 2000. 川滇黔桂地区下、中三叠统层序划分、对比及层序格架. 沉积学报,18(2):198~204.
- 王立亭. 1996. 黔西南地区三叠纪地层格架. 贵州地质,13(2):97~134.
- 王雪华,马骥. 1989. 贵州贞丰发现中三叠世早期恐龙遗迹. 中国区域地质,2:186~189.
- 魏家庸,卢重明,徐怀艾,等. 1991. 沉积岩区1:5万区域地质填图方法指南. 武汉:中国地质大学出版社.
- 魏家庸. 1993. 贵州省贵阳地区的三叠纪地层格架. 中国区域地质,2:97~106.
- 吴应林,朱洪发,朱忠发,等. 1994. 中国南方三叠纪岩相古地理与成矿作用. 北京:地质出版社.
- 杨瑞东. 1998. 贵州早中三叠世台地—盆地相过渡区层序地层及沉积地球化学研究特征. 高校地质,4(1):95~102.
- 杨守仁,刘疆,张明发. 1995. 贵州西南部“法郎组”牙形石及其时代. 地层学杂志,19(3):161~170.
- 杨守仁,郝维城,江大勇. 2002. 贵州省六枝县“法郎组”的牙形石及其时代意义. 地质论评,48(6):586~592.

### References

- Cheng Yuqi. 1994. Regional Geological Conspectus of China. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Haq B U, Hardenbol J, Vail P R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C K et al. eds. Sea-Level Changes: an Integrated Approach. SEPM, Spec. Pub.,42: 71~108.
- Jiang Wu. 1982. Discovery of Late—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, vol. 1: 123~131(in Chinese).
- Liu Baojun, Xu Xiaosong, Pan Xingnan, et al. 1993. The Evolution of Palaeocontinental Sedimentary Crust and Mineralization in South China. Beijing: Science Press(in Chinese).
- Lü Hongbo, Zhang Yuxu, Xia Bangdong, Fang Zhong, Zhou Weiming, Peng Yang, Wu Zhiping, Li WeiSyn-sedimentary Compression Structures in the Middle Triassic Flysch of the Nanpanjiang Basin, SW China. Geological review, 49(5): 449~456(in Chinese with English abstract).
- Lü Hongbo, Zhang Yuxu, Xiao Jiafei. 2004. *Chirotherium*: Fossil Footprints of Primitive Reptiles in the Middle Triassic Guanling Formation, Zhenfeng, Guizhou Province, China. Acta Geologica Sinica, 78(4):468~474(in Chinese with English abstract).
- Mei Mingxiang, Gao Jinhan, Meng Qingfen, et al. 2002. Sequence stratigraphy and relative sea-level changes from the Early to the Middle Triassic in the Nanpanjiang Basin. Geoscience, 16(2): 137~146(in Chinese with English abstract).
- Posamentier H W, Allen G P, James D P, et al. 1992. Forced



- regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bull.*, 76 (11): 1687~1769.
- Qin Dianxi, Yan Chengxi, Xiong Jianfei. 1993. New advances in the biostratigraphy of Triassic conodonts in central Guizhou. *Geology of Guizhou*, 10 (2): 120 ~ 130 (in Chinese with English abstract).
- Tian Jingchun, Chen Hongde, Peng Jun, et al. 2000. Sequence division, correlation and framework of Lower and Middle Triassic in Sichuan—Guizhou—Yunnan—Guangxi region. *Acta Sedimentologica Sinica*, 18(2): 198~204.
- Vail P R, Mitchum R. M, Thompson S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level; In: Payton C E, ed. *Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem. 26.
- Wang Liting. 1996. On depositional framework of the Triassic strata in Southwestern Guizhou. *Geology of Guizhou*, 13(2): 97~134 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xuehua, Ma Ji. 1989. The discovery of early Middle Triassic dinosaur trace fossils in Zhenfeng, Guizhou. *Regional Geology of China*, 2: 186~189(in Chinese with English abstract).
- Wei Jiayong, Lu Chongming, Xu Huaiai, et al. 1991. A Guide to the Method of the 1 : 50000 Regional Geological Survey in Sedimentary Rock Areas. Wuhan: China University of Geosciences Press(in Chinese).
- Wei Jiayong. 1993. Triassic stratigraphic framework of the Guiyang area, Guizhou Province. *Regional Geology of China*, 2: 97~106 (in Chinese with English abstract).
- Wu Yingling, Zhu Hongfa, Zhu Zhongfa et al. 1994. Triassic Lithofacies, Paleogeography and Mineralization in South China. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese).
- Yang Ruidong. 1998. Early—Middle Triassic sequence stratigraphy and sedimentary geochemistry at the facies transition region in Guizhou, China. *Geological Journal of China Universities*, 4(1): 95~102(in Chinese with English abstract).
- Yang Shouren, Liu Jiang, Zhang Mingfa. 1995. Conodonts from the "Falang Formation" of Southwestern Guizhou and their age. *J. of Stratigraphy*, 19 (3): 161 ~ 170 (in Chinese with English abstract).
- Yang Shouren, Hao Weicheng, Jiang Dayong. 2002. Conodonts of the "Falang Formation" from Langdai, Liuzhi County, Guizhou Province and their age significance. *Geological Review*, 48(6): 586~592(in Chinese with English abstract).

## The Middle—Late Triassic Sequence Stratigraphic Framework in Southwestern Guizhou and Adjacent Regions

XIAO Jiafei<sup>1,2,3)</sup>, WEI Jiayong<sup>3)</sup>, HU Ruizhong<sup>1)</sup>

1) *Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou, 550002*

2) *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039*

3) *Region Geological Survey Institute of Guizhou, Guiyang, Guizhou, 550005*

### Abstract

The Middle—Late Triassic strata in southwestern Guizhou and adjacent regions can be divided into 5 depositional sequences based on the study of features, structures and stacking patterns of the stratigraphic boundaries. Besides, characteristics of all systems tracts in the depositional sequence were described. Then we investigated the obtained biostratigraphic data and correlated these data with Triassic biozones established by Haq et al. On this basis, boundary ages of sequences and systems tracts were determined preliminarily (the lower-boundary age of sequence 1 is 239.4Ma; that of sequence 2, 238Ma; that of sequence 3, 233Ma; that of sequence 4, 227Ma; the upper-boundary age of sequence 4 is 223Ma). Thus, a high-resolution Middle—Late Triassic stratigraphic framework was established in this area. When the second-order sea level is falling slowly, the combination pattern of the sequence stratigraphy in the framework is affected largely by tectonic subsidence of the sedimentary basin. A retrograding combination pattern could be seen when the tectonic subsidence is accelerated (e. g. sequence 1 and sequence 3); contrarily, the sequence is characterized by prograding combination when tectonic subsidence is relatively gentle (e. g. , sequence 2 and sequence 4).

**Key words:** sequence stratigraphy; boundary age; stratigraphic framework; Middle—Late Triassic