

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

被动陆缘裂陷盆地的层序充填动力学模型

——以早泥盆世—中泥盆世早期右江盆地为例

侯明才^{1,2)}, 陈洪德^{1,2)}, 朱西养³⁾, 田景春^{1,2)}

1) 油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 成都, 610059

2) 成都理工大学沉积地质研究院, 610059

3) 核工业280研究所, 四川广汉, 618300

内容提要:早泥盆世—中泥盆世早期的右江盆地处于被动陆缘裂陷盆地阶段。本文通过对这一时期右江盆地的沉积层序、构造演化、古气候以及全球海平面等因素的综合分析,建立了右江被动陆缘裂陷盆地的层序充填动力学模型。该模型充分体现了构造控盆、盆控相,不同相带的时空配置形成层序的不同样式的基本思想,强调了构造沉降和全球海平面升降共同作用下的相对海平面变化所引起的可容纳空间的变化与沉积物供应比值的对层序样式的决定作用。通过代表台缘相的横县六景剖面的验证,该模型清楚地反映了全球海平面变化对超层序的主要控制作用,区域构造沉降的叠加效应使相对海平面曲线的R拐点要早于全球海平面曲线的R拐点,而F拐后要晚于全球海平面曲线的F拐点。古气候因素体现在层序充填物(气候敏感沉积物的种类、生物种属的差别)的差异性上。本文所建立层序充填动力学模型的思路和方法对于其他地区、其他类型盆地类似的研究具有借鉴意义,由此建立的被动陆缘裂陷盆地的层序充填动力学模型对于了解右江盆地的构造动力学与特提斯构造域的关系、促进盆地动力学理论的发展和该区的资源勘探具有重要的理论意义。

关键词: 早泥盆世; 中泥盆世; 右江; 被动陆缘; 裂陷盆地; 层序充填动力学

“层序充填动力学”一词最早见于“右江盆地层序充填动力学初探”(陈洪德等,2000)一文,侯明才等(2003)就层序充填动力学的定义和研究思路作了较为详细的界定。但层序充填动力学的学科含义和研究方法及其研究实例还未见报道,本文的研究算是一个尝试。层序充填动力学不简单等同于常说的层序发育的四大因素,即构造沉降、全球海平面升降、气候及沉积物供应。它包括两个方面的研究内容:层序发育的控制因素和层序的形成机制。层序充填动力学的基本思想是:构造控盆,盆控相,不同相带的时空配置形成层序的不同样式,它涵盖:构造动力学、气候动力学、全球海平面升降、沉积物供应等四个方面。它强调板块的拼合、拆离与盆山耦合对盆地性质的控制。不同性质的盆地,其构造沉降和全球海平面升降的特殊性导致其相对海平面升降的差异性,在相对海平面变化过程中,可容纳空间与沉积物供应比值的的变化决定了层序样式的多样性。沉积盆地当时所处的古地理位置决定了它的古气候背景,

这种背景因素通过层序充填物的差异性(气候敏感沉积物的种类、生物种属的差别)来体现。一个盆地从裂陷盆地—裂谷盆地—弧后盆地—前陆盆地的转化过程中,在时间序列上表现为盆地演化的不同阶段,在空间序列上表现为盆地类型的不同。在这一过程中,全球海平面升降和构造沉降共同作用下的相对海平面升降影响了可容纳空间与沉积物供给的比值,它控制了层序充填样式上的多样性,气候等因素则控制了层序充填物的特殊性(侯明才,2003)。对这一过程的剖析是层序充填动力学研究的主要范畴。

右江盆地作为古特提斯构造域的产物,因其地质事件丰富、沉积记录齐全、构造沉积关系密切、动力转换特征明显,而成为开展层序充填动力学研究的理想地区。先后有许多学者研究过右江盆地泥盆系(侯鸿飞等,2000;董卫平等,1997;殷保安等,199;吴诒等,1987、1997;陈洪德等,2000;覃建雄等,2000;梅冥相等,2001;许效松等,1993),这些研究主要集中在地层古生物、沉积相与矿产、盆地演化和层

注:本文为四川省重点学科“构造地质学”建设基金项目(编号 SZD0408)、“地球探测与信息技术”教育部重点实验室开放基金项目(编号 2004DTKF009)资助的成果。

收稿日期:2005-01-10; 改回日期:2005-10-22; 责任编辑:章雨旭。

作者简介:侯明才,男,1968年生。博士后,副研究员。主要从事层序地层学和盆地分析研究和教学。通讯地址:610059,成都市二仙桥东三路一号,成都理工大学沉积地质研究院;电话:028-84075592;Email:hounc@cdu.edu.cn。

序地层的划分等工作上,上述成果奠定了在此开展层序充填动力学研究的坚实基础。本文的特色在于,通过对早泥盆世—中泥盆世早期的右江被动陆缘裂陷盆地(曾允孚等,1995)的沉积层序、构造演化、古气候以及全球海平面等因素的综合分析,提出了层序充填动力学的研究思路和方法,并以早泥盆世—中泥盆世早期右江盆地为例,建立了被动陆缘裂陷盆地的层序充填动力学模型。

1 研究区概况

本文所指的右江盆地包括广西大部、贵州西南部以及云南东南部的广大地区,总体呈北西—南东展布,NW—NE方向约400 Km,NE—SW方向宽约250 Km,面积约9万多平方千米,呈一个不对称的菱形块体。该盆地西边和西北边以盘县—师宗—弥勒断裂带作为边界,与康滇古陆为邻;西南是以那坡—龙州断裂带作为边界与北越地块分开;东北边和东边以紫云—南丹—河池断裂带为界,与华南板块为邻;东南以南宁—凭祥断裂带为界,与钦防海槽分开(图1)。

加里东运动之后,由华夏陆块和扬子陆块拼合

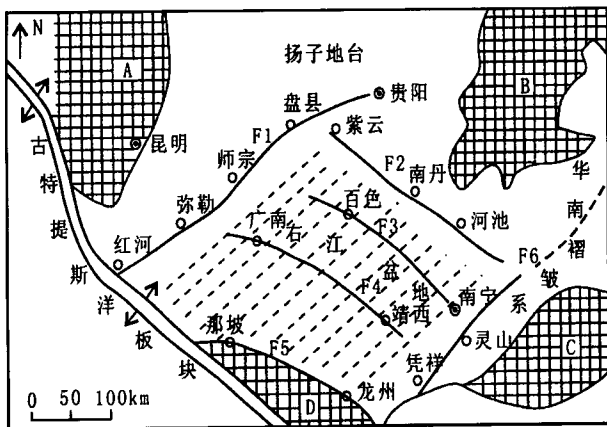


图1 右江盆地区域构造位置简图

(据曾允孚等,1993,修改)

Fig. 1 Tectonic sketch of the Youjiang Basin

(after Zeng Yunfu, 1993)

A—康滇古陆;B—江南古陆;C—云开古陆;D—越北地块;F₁—盘县—师宗—弥勒断裂带;F₂—紫云—南丹—河池断裂;F₃—南宁—百色断裂带;F₄—广南—靖西断裂带;F₅—那坡—龙州断裂;F₆—南宁—凭祥断裂带

A—Kangdian old land;B—Jiangnan (south to Yangtze River) old land;C—Yunkai old land;D—northern Vietnam massif;F₁—Shizong—Mile—Panxian fault zone;F₂—Nandan—Hechi fault;F₃—Nanning—Baise fault zone;F₄—Guangnan—Jingxi fault zone;F₅—Napo—Longzhou fault zone;F₆—Nanning—Pingxiang fault zone

而成的华南陆块,以相对稳定的整体进入了以板内运动为主的海西—印支构造阶段。古特提斯洋沿金沙江—哀牢山缝合带的开裂扩张引发本区数条北西向断裂(紫云—南丹—河池断裂、南宁—百色断裂、广南—靖西断裂、那坡—龙州断裂)呈北东—南西方向的拉张(郑荣才等,1991),而北东向的基底断裂(盘县—师宗—弥勒断裂、南宁—凭祥断裂)表现为右旋走滑拉张的特征,早泥盆世—中泥盆世早期的右江盆地处于陆内裂陷阶段,该阶段的时限相当于洛赫科夫至艾菲尔阶,随着东特提斯洋沿金沙江—哀牢山—红河带的逐渐打开,以及东边钦防海槽的加深,沟通了古特提斯海和钦防海槽,这两路海水以此为策源地,从南东和南西两个方向呈扇形向华南入侵。但此时构造活动处于低潮,特别是在相当于洛赫科夫的莲花山期,右江大部分地区仍处于陆内凹陷阶段,火山等活动均未开始,海水仅浸没了右江的部分地区,主要以陆缘碎屑滨岸沉积为主,到莲花山期末,才形成初始海泛。到了布拉格期初,裂陷开始,海侵范围加大,到布拉格期末,达到最大海泛,海域范围西至康滇古陆东侧的开远、昆明、武定、东川、昭通一线,北界到黔中古陆和武陵古陆南侧的赫章、贵阳、凯里、三都、桂林一线,主要为浅海陆棚相沉积,仅在广南、靖西一带有陆棚坡折带的堤礁、浅滩和滨外凹槽沉积。

2 层序地层划分

按照 Vail 等(1977)的观点,层序是成因上相关、其内部相对整合、其顶底以不整合面或与之相当的整合面为界的一套地层。因此,不整合面的识别和确定在层序的划分中显得尤为重要。而不整合面的成因、规模、级别和数量取决于其形成过程和时限的长短,与板块属性、盆地性质、盆地规模、构造阶段和全球构造演化等具内在成因联系。自早泥盆世初至晚泥盆世末,右江盆地经历了广西运动、海口运动和紫云运动等三次大的构造活动,它们依次发生在志留纪末—早泥盆世初、早—中泥盆世之间以及泥盆纪末。其物质表现形式是形成了不同类型和特征的层序界面。

2.1 层序界面特征

广西运动形成超层序 SS1 的底界面,该界面为一个 I 型层序界面。位于泥盆系的底界,不整合于加里东褶皱带之上,表现为下伏地层的不均衡侵蚀,古风化壳发育,上覆地层底部存在底砾岩或与之相应的风化残积层,在相对低洼地段,发育铝土质泥岩沉

积。界面上下 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、微量及常量元素(吴诒等, 1997)、 $\delta^{13}\text{C}$ (陈代钊等, 1995)均发生了明显的变化。在生物演化方面表现为: 鱼类的繁盛及原始两栖类的出现, 陆生植物的发展, 海生无脊椎动物的巨大变革, 如牙形石 *Eognathodus sulcatus* 带和 *Polygnathus perbonusi* 带和菊石 *Munifformis* 带以及泪竹节石目 *Dacryoconarida* 等分子的首次出现等。该界面上下的构造旋回(之上为海西—印支旋回, 之下为加里东旋回)、构造属性、盆地性质及动力机制截然不同, 这种不整合具有区域意义。

海口运动形成超层序 SS1 的顶界面, 也是 SS2 的底界面, 为 I 型层序界面。艾菲尔早期发生在滇东北和黔西南的海口运动造成局部地区早、中泥盆世之间的沉积间断、古陆边缘的暴露和河流回春、浅水台地的强烈混合水白云岩化、斜坡侵蚀和海底扇的发育等, 如云南文山古木泥盆系剖面, 该界面具有盆地意义。

紫云运动形成超层序 SS2 的顶界面。系泥盆纪末、石炭纪初发生在桂北、桂东北的紫云运动所致, 为 I 型层序界面, 具体表现为: 界面上下石炭纪和泥盆纪沉积格局的巨大变化, 大规模的海退造成海域面积大大缩小, 而陆地面积急剧增大, 原碳酸盐台地背景中强烈的区域性喀斯特化及发育厚度不等的风化溶蚀残积层(在贵州普定县大窑、广西东兰县那坡乡金谷圩等剖面中均可见到); 泥盆系的顶部缺失有孔虫 *Quasiendothyra* 组合带, 台盆相带的沉积差异更为特征, 泥盆系为扁豆状灰岩, 而石炭系底为硅质岩、硅质页岩及陆屑浊积岩沉积。生物演化上为角石和牙形石的不同程度的绝灭, 腕足类、软体动物和棘皮动物呈阶梯状演变(童金南, 1995); 沉积地球化学上具有 $\text{Sr}87/\text{Sr}86$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 事件面(黄思静, 1997), 该界面具有区域意义。

2.2 层序划分方案

通过南丹车河剖面(斜坡—盆缘相区, 图2)和南丹罗富剖面(盆地相区, 图3)两个不同相区剖面的研究, 可以广西运动、海口运动和紫云运动所造成的不整合面及沉积充填特征为依据, 将泥盆系划分为两个超层序、18个层序, 分别命名为 DSQ1~DSQ18。平均每个层序延续的时限为 2.94Ma。按界面性质在罗富剖面中, 可分出 10 个 I 型层序(DSQ1, DSQ4, DSQ6~8, DSQ10~13, DSQ17) 和 8 个 II 型层序(DSQ2~3DSQ5, DSQ9, DSQ14~16, DSQ18), 其层序界面特征和层序组成见图2、图3。从图2、图3可以看出, 界面特征和标识在斜坡~盆缘相区比盆地相

区更为特征, 这也说明层序研究的理想剖面应选择盆缘相区, 盆内由于对海平面的升降变化响应不灵敏而造成层序研究的困难。

3 构造沉降分析

构造沉降分析是构造动力学研究的主要内容, 盆地的构造沉降在盆地演化中起着决定性的作用, 能对大陆边缘性质的判定和沉积类型的识别提供有力的地球动力学证据。关于盆地构造沉降的信息可以从相应的沉积记录中获取, 而构造沉降的计算是获取这种信息的主要手段。通常用构造沉降曲线来加以表征, 一般采用 Steckler 等(1978)提出后经 Bond 等(1984)修改后的方程:

$$Y = \Phi \left(S \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} - \Delta SL \frac{\rho_w}{\rho_m - \rho_w} \right) + (W_d - \Delta SL)$$

来计算构造沉降。式中 Y 是仅由构造力所引起的基底沉降深度; S 为经去压实校正后沉积柱总厚度; ρ_m 为平均地幔密度 (3.4 g/cm^3); ρ_s 为平均沉积物密度 (2.56 g/cm^3); ρ_w 为平均海水密度 (1.03 g/cm^3); W_d 为沉积物形成时的水深; ΔSL 为沉积物形成时的海平面高度与现代海平面高度之差。要准确知道沉积物形成时的海平面高度, 并求出其与现代海平面的高度差是一件比较困难的事情, 目前通用的做法是计算时略去不计(刘文均等, 1996); Φ 为基底响应函数, 在局部地壳均衡时, $\Phi=1$; 沉积地层的去压实校正厚度(S)可采用 Doglioni(1988)所提出的各种沉积岩压实校正模数图形近似的求得; 关于沉积时的古海水深度, 通常采用沉积特征、生物组合以及氧化还原性综合评价等方法来估算。

被选作构造沉降分析的剖面一般应具备以下条件: ① 所研究的地层保存完好; ② 地层的原始产状受后期变形的影响小; ③ 生物地层和层序地层的程度较高, 剖面中各层序界面的年龄能够标定; ④ 能够根据沉积物特征和生物组合来估计沉积物形成时的水深。

本文选择南丹罗富泥盆系剖面(盆地相)来计算该时期的构造沉降幅度, 计算结果见表1。根据各层序底界的年龄和相应的构造沉降深度, 可以作出它们的构造沉降曲线(图4), 并可以通过数学方法拟合, 得到其曲线方程:

$$Y = 0.0094t^4 - 15.039t^3 + 8996.7t^2 - 2 \times 10^6 t + 2 \times 10^8 \quad (1)$$

上式中, Y 为构造沉降深度, 向下方取值; t 为时间

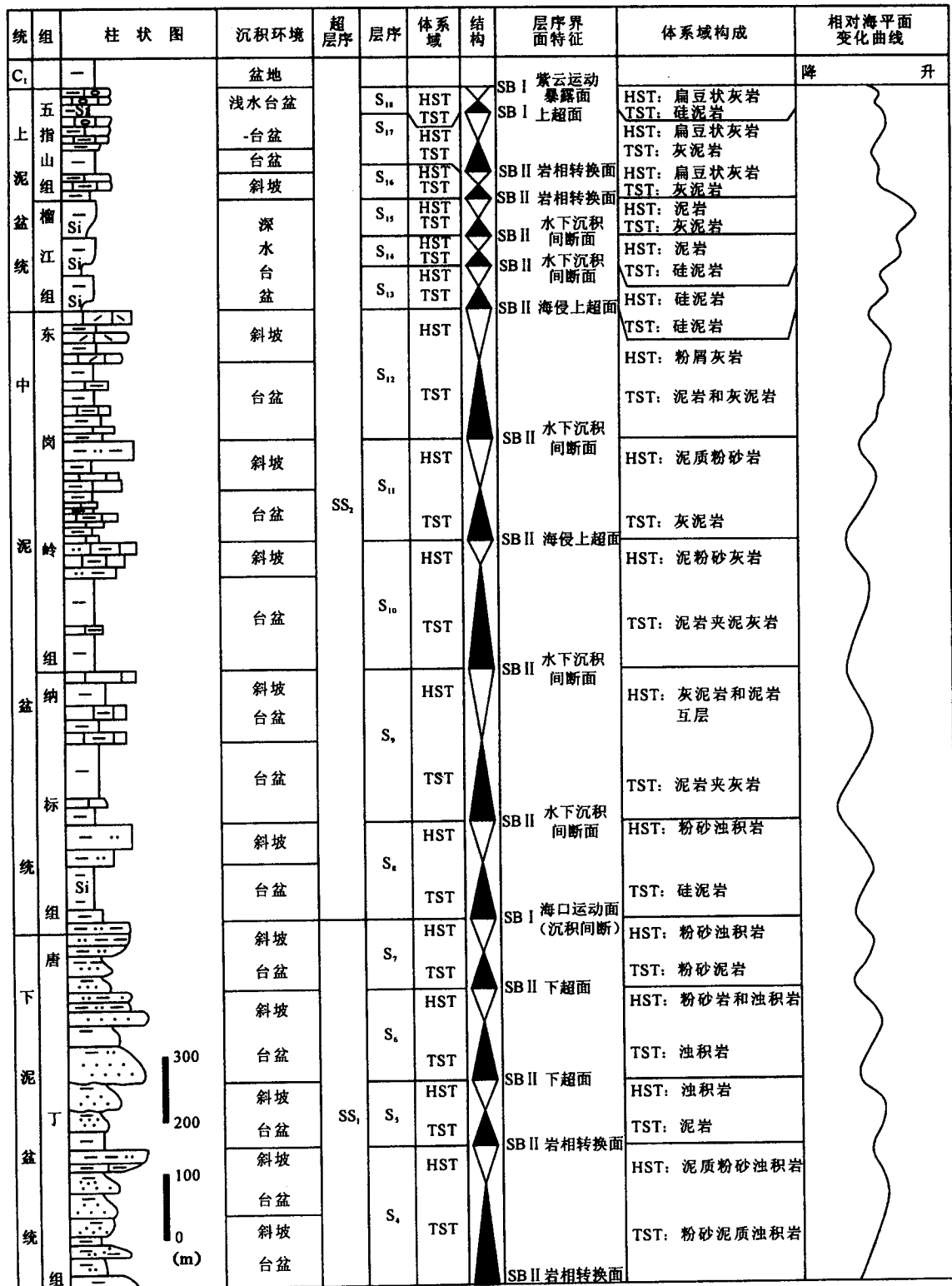


图 2 右江盆地泥盆系层序划分及特征图(南丹车河剖面;斜坡—盆缘相)

Fig. 2 The sequence division of Devonian about the Youjiang Basin (Chehe profile, Nandan County; ramp—basin margin facies)

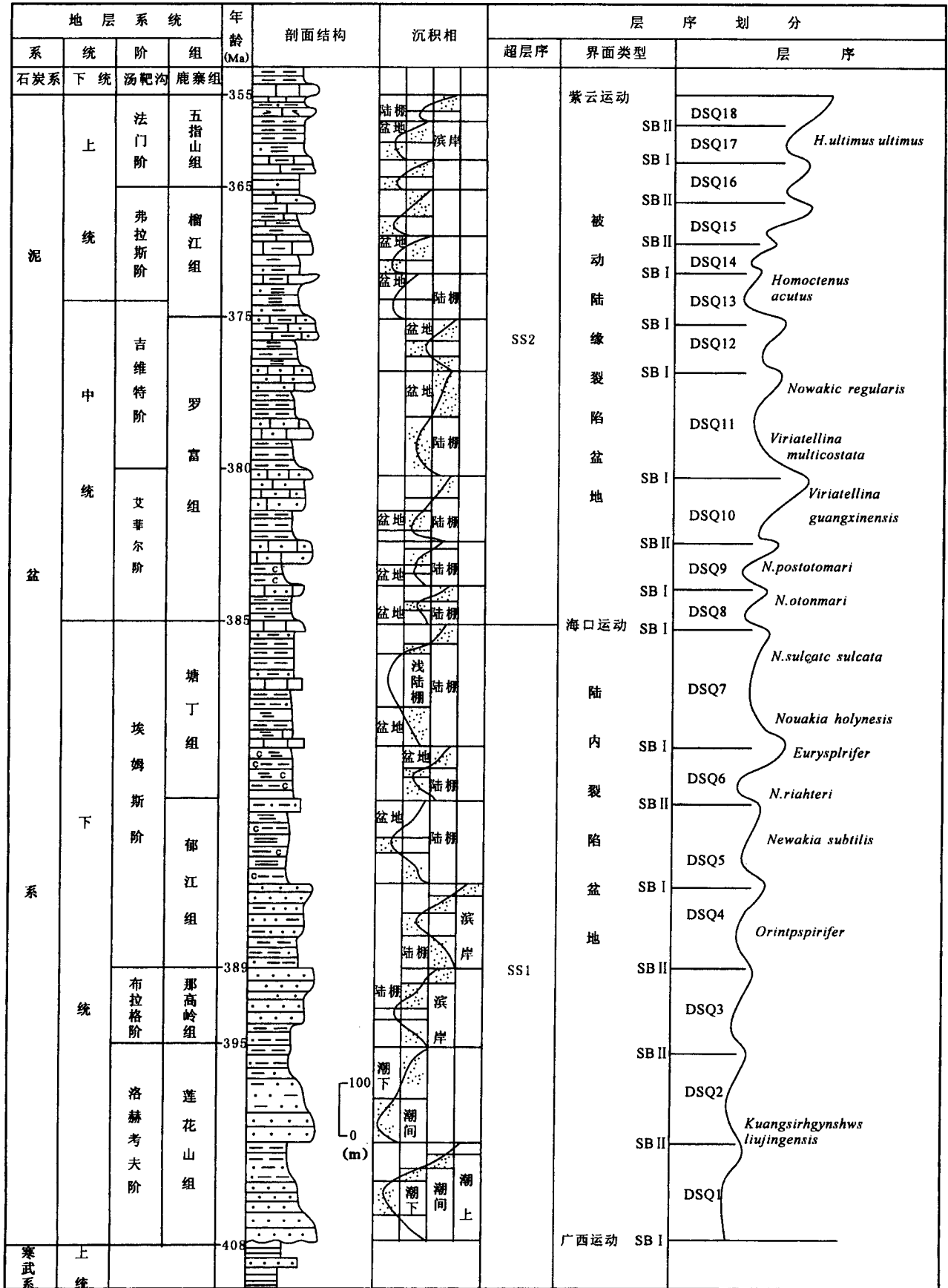


图3 右江盆地泥盆系层序划分图(南丹罗富剖面;盆地相)

Fig. 3 The sequence division of Devonian about the Youjiang Basin(Luofu profile, Nandan County; basin facies)

(以下各式同)。构造沉降深度是时间的函数,时间的原点取在泥盆系的底界,构造沉降曲线方程的数学拟合,除了本文所采用的多项式法以外,还可以采用其他的办法,多项式次数的高低和系数的大小取决于其所表征的曲线与实际曲线的逼近程度。

表 1 右江盆地泥盆纪层序划分及构造沉降深度表

Table 1 Sequence division and subsidence depth for Devonian about Youjiang basin

超层序	层序	底界年龄 (Ma)	构造沉降深度 (m)	代表剖面
SS2	DSQ18	355	3149.44	南丹罗富泥盆系剖面
	DSQ17	359	2878.58	
	DSQ16	362	2663.14	
	DSQ15	365	2423.52	
	DSQ14	368	2239.49	
	DSQ13	371	2043.42	
	DSQ12	375	1827.97	
	DSQ11	377.5	1584.18	
SS1	DSQ10	380	1365.19	
	DSQ9	381.5	1020.25	
	DSQ8	383	785.19	
	DSQ7	385	549.06	
	DSQ6	387	383.75	
	DSQ5	389	357.37	
	DSQ4	392	257.30	
	DSQ3	395	171.42	
	DSQ2	399	125.58	
	DSQ1	404	82.97	
DSQ0	408	0.00		

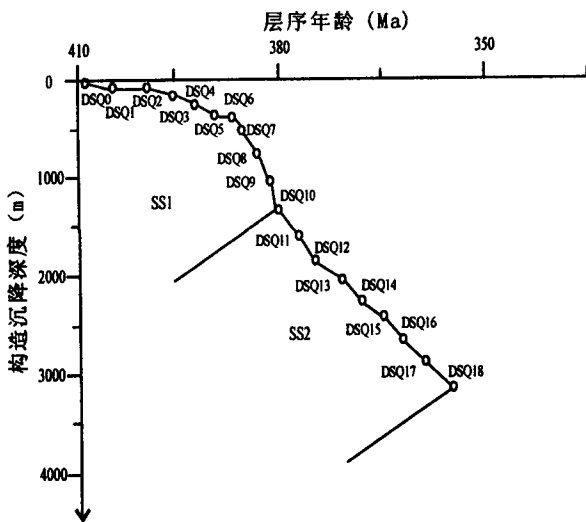


图 4 右江盆地泥盆纪构造沉降曲线

Fig. 4 Tectonic subsidence curve of the Youjiang Basin in Early to Middle Devonian

从图 4 可以清楚地看到,在 380Ma 左右,也就是

DSQ8发育时期是右江盆地构造加速沉降的时期。

4 古气候背景分析

盆地地质历史时期的古气候背景可以通过当时的气候敏感沉积物及特征生物群组合来获得。早泥盆世的气候敏感沉积物主要有:①云南彝良箐门组和贵州独山舒家坪组的鲕粒灰岩;②广西德保和隆安钦甲组中的床板珊瑚—层孔虫点礁—泥丘组合,隆林、含山达莲塘组中的床板珊瑚—层孔虫层状礁,南丹大厂塘丁群上部的层孔虫—床板珊瑚礁,北流大风门和贵县贵塘组中的珊瑚—层孔虫礁等;③广西莲花山组、滇东的翠峰山群及滇东南的坡松冲组的红层;④桂东官侨组、侣塘组及黄荆山组、桂中的那叫组、滇东南纸厂组的白云岩。

生物群面貌表现为珊瑚和层孔虫礁的发育,以及地方性分子的缺乏和世界性分子的广泛分布。Pragian 期—Emsian 期,研究区出现了三个地方性种属特别强的腕足动物群组合(陈旭等,2001):① *Orientospirifer* 组合带,产于 Pragian 期;② *Rostrospirifer—Dicoelostrophia* 组合带,存在于 Emsian 早期,以石燕和扭月贝为主;③ *Euryspirifer* 组合带,存在于 Emsian 晚期。

上述证据均表明当时的华南处于赤道附近半干旱温暖的气候条件。

中泥盆世的气候敏感沉积物有:① Eifelian 期分布于滇东武定经贵州都匀、广西象州、灵川、昭平一带的鲕粒铁矿;② Eifelian 期分布于贵州西部普安罐子窑、广西南丹和北流的珊瑚—层孔虫礁。说明中泥盆世的华南处于热带—亚热带温暖气候条件下。

5 层序充填动力学模型

5.1 建立模型的原理和思路

众所周知,全球海平面变化和构造沉降都是时间的函数,对于一定时期、特定区域的全球海平面变化和构造沉降均可用数学方法写出它们的方程。而相对海平面变化是全球海平面变化和构造沉降的综合效应,那么,由上述两个方程合成的方程所表征的曲线便是相对海平面曲线。而所合成的方程的一阶导数函数所表征的曲线又正好是相对海平面的变化速率曲线,该曲线的地质意义是:反应了新增可容纳空间变化的速率。而可容纳空间的变化和沉积物供应之间的关系决定了层序样式的特殊性,在这个过程中古气候因素体现在层序充填物中气候敏感沉

积物的种类和生物的种属上。这便是本文建立层序充填动力学模型的基本思路。

5.2 建立模型的方法

在第3节中,我们研究了右江盆地早泥盆世至中泥盆世早期的构造沉降情况,并求得了相应的构造沉降曲线方程。但是,全球海平面变化曲线就不那么容易了,可以说是目前层序地层研究的难题。特别是如何从现有的地质记录中剔除构造等后期因素的干扰,尤其是古生代的地层,大多经历了多期次的构造变形。本文使用的泥盆纪全球海平面变化曲线来自于 Congkin (1984a, b)、Johnson (1985) 和 Dennison (1985) 等人对美国西部地区的小侵蚀面和无沉积面(他们取名为准连续面, Paracontinuites)与火山灰地层对比,并通过沉积相的变化进行比较得到的曲线,该曲线表征了14个3.5~4Ma 级的海进海退旋回,其所使用的资料点与早古生代的寒武纪、奥陶纪和志留纪相比较,是最丰富的,因而可信度也是相对较高的。本文采用多项式法对该曲线进行拟合,得到了泥盆纪全球海平面变化的曲线方程:

Y = - 0.0285t^4 - 0.196t^3 + 12.821t^2 - 62.7t - 33.094 (2)

因为相对海平面变化是全球海平面变化和构造沉降的综合效应,所以,相对海平面曲线是全球海平面曲线和构造沉降曲线的叠合,把方程(1)和(2)相加,即可得到该时期的相对海平面变化曲线的方程:

Y = - 0.0396t^4 + 0.5369t^3 + 1.3893t^2 + 5.6955t - 147.26 (3)

该曲线方程的一阶导数就是相对海平面的变化速率,其所代表的曲线就是相对海平面变化速率曲线。下面是通过方程(3)求导得到的陆内裂陷期间(D1-D2)相对海平面变化速率曲线方程:

Y = - 0.1584t^3 + 1.6107t^2 + 2.7792t + 5.6955 (4)

而相对海平面变化速率就是可容纳空间新增速率,因此,该曲线的地质意义是可容纳空间增加的速率。它与沉积物供应之间的关系决定了层序样式的多样性。

通过对这个过程的分析来分析可容纳空间增与沉积物供应之间的关系,以及气候等因素的作用,便可得到该时期的层序充填样式(图5)。

图5清楚的表明了全球海平面变化、构造沉降、沉积物供应、古气候背景对陆内裂陷阶段的右江盆地层序形成机理和层序形成过程的控制。首先,全球海平面变化和构造沉降的共同效应表现为相对海平面的变化。相对海平面的变化速率实际上为可容纳空间的增加速率。从图5可以看出,在层序 DSQ1~DSQ7 发育的时限内,可容纳空间是增加的。而 DSQ5 是可容纳空间速率最大的时期。在相当于 DSQ3 形成的末期,首次海泛面形成。DSQ4~DSQ6 是可容纳空间增长最大的时期。DSQ6 的末期最大海

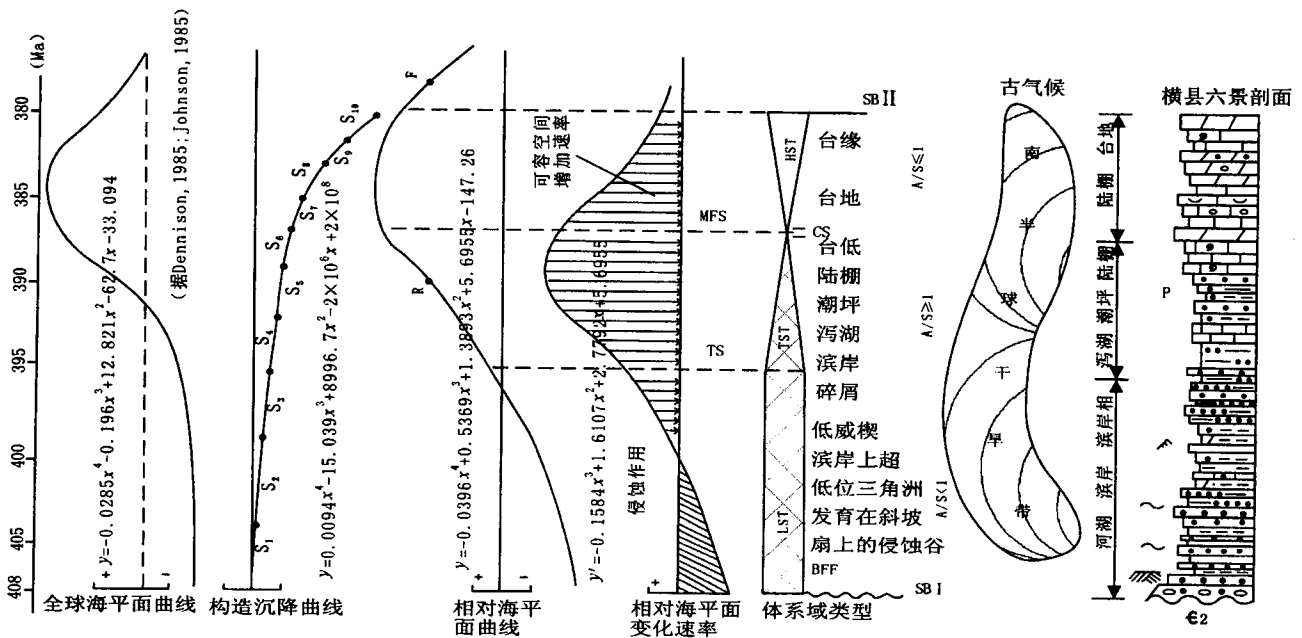


图5 陆内裂陷盆地的层序充填动力学模型

Fig. 5 Sequence filling dynamic model of intra-continental sag

泛面形成,DSQ7~DSQ10表现为海平面的下降和可容纳空间的减小。

5.3 模型的科学性验证

以横县六景剖面(台缘)为例,在相当于莲花山组沉积的时期(DSQ1~DSQ2),沉积物供应大于可容纳空间($A/S < 1$),物质来源于盆外的碎屑,以发育盆底扇、斜坡扇、低水位三角洲和斜坡扇上的侵蚀谷及滨岸的上超为特征,层序底界面为I型层序界面。而该时期的研究区处在南半球干旱带,反应在沉积物特征上为紫红色的碎屑和含铁、锰质结核。

在层序DSQ3~DSQ5发育时期,随着海平面的继续上升,可容纳空间继续增加,而来自盆外的陆源碎屑经过莲花山期的沉积以后,逐渐减少,内源的碳酸盐产量又很低,所以, $A/S > 1$,以形成向上变深的序列为特征。沉积体系由泻湖、潮坪向混积陆棚发展。

在层序DSQ6~DSQ10发育时期,海平面经过短暂的停留后,继续缓慢下降,可容纳空间增加的速率在减小,其 $A/S < 1$,沉积物样式由加积向进积转化。物质来源逐渐过渡为盆内的碳酸盐,沉积了一套台地—台缘相的颗粒碳酸盐岩。

从图5还可以看出,相对海平面曲线的R拐点要早于全球海平面曲线的R拐点,而相对海平面曲线的F拐点要晚于全球海平面曲线的F拐点,主要原因是构造沉降的叠加效应,因为在全球海平面上升的时期,同期的构造沉降作用实际上是使相对海平面的上升加剧,所以,R拐点提前到来。但是,在全球海平面下降的时候,正好是盆地沉降速率最快的时期,由于海平面下降的幅度大于构造沉降的幅度,且构造沉降的加速期晚于快速海平面下降的时期,所以总体上,表现为相对海平面的下降,但推迟了F拐点到来的时间。另外,全球海平面曲线方程:

$$Y = -0.0285t^4 - 0.196t^3 + 12.821t^2 - 62.7t - 33.094$$

与相对海平面变化的曲线方程:

$$Y = -0.0396t^4 + 0.5369t^3 + 1.3893t^2 + 5.6955t - 147.26$$

比较接近,而与构造沉降曲线方程:

$$Y = 0.0094t^4 - 15.039t^3 + 8996.7t^2 - 2 \times 10^6t + 2 \times 10^8$$

相差1个数量级,也说明超层序的发育主要受二级全球海平面变化的控制。

参 考 文 献

陈代钊,陈其英. 1995. 黔南地区早、中泥盆世沉积演化的动力机制.

沉积学报,13(3):54~65.

陈洪德,覃建雄,田景春,彭军,侯中健. 2000. 右江盆地中的生储盖组合特征及勘探意义. 沉积学报,18(2):215~220.

陈旭,阮亦萍,布科 A J. 2001. 中国古生代气候演变. 北京:科学出版社,1~325.

董卫平. 1997. 贵州省岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社,143~160.

侯鸿飞. 2000. 中国地层典(泥盆系). 北京:地质出版社,1~118.

侯明才. 2003. 右江盆地层序充填动力学. 成都理工大学博士学位论文,102~129.

侯明才,陈洪德,田景春. 2003. 层序充填动力学——层序地层研究的新方向. 地层学杂志,27(4):358~364

黄思静. 1997. 上扬子地台区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究. 地质学报,71(1):45~53.

刘文均,郑荣才,李祥辉. 1996. 龙门山地区泥盆纪古地理—古构造环境重建,见:层序地层. 成都科技大学出版社,128~143

梅冥相,马永生. 2001. 从旋回层序的特征论地层记录的两种相变面及两种穿时性. 地层学杂志,25(2):150~153.

覃建雄,陈洪德,田景春,彭军,侯中健. 2000. 川滇黔桂地区泥盆系层序地层分析. 沉积学报,18(2):173~180.

童金南. 1995. 集群绝灭与生物复苏研究进展. 地质科技情报,14(3):33~38.

吴诒,龚一鸣,杜远生. 1997. 华南泥盆纪层序地层及海平面变化. 武汉:中国地质大学出版社,15~83.

吴诒,周怀玲,蒋廷操,方道年,黄武胜. 1987. 广西泥盆系沉积相古地理及矿产. 南宁:广西人民出版社,1~149.

许效松,牟传龙,林明. 1993. 露头层序与华南泥盆纪的古地理. 成都:成都科技大学出版社,12~27.

殷保安. 1997. 广西壮族自治区岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社,52~116.

郑荣才,刘文均. 1991. 滇东南墨江下泥盆统大寨组深海浊积扇沉积特征. 见:中国西部特提斯构造演化及成矿作用. 成都:电子科技大学出版社,236~237

曾允孚,刘文均,陈洪德,郑荣才,张锦泉,李孝泉,蒋廷操. 1995. 华南右江复合盆地的沉积构造演化. 地质学报,69(2):113~124.

曾允孚,刘文均. 1993. 华南右江盆地沉积构造演化. 北京:地质出版社,1~12.

Bond G C, Kominz M A. 1984. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. Geological Society of America Bulletin, 95: 155~173.

Dogliioni C, Goldhammer R K. 1988. Compaction-induced subsidence in the margin of a carbonate platform. Basin Research, 1(4): 237~246.

Conkin J E, Conkin B M. 1984a. Paleozoic Metabentonites of North America, Part 1: Devonian Metabentonites in the Eastern United States and Southern Ontario; Their Identities, Stratigraphic Positions, and Correlation. University of Louisville Studies in Paleontology and Stratigraphy No. 16, Louisville, Kentucky, 1~136.

Conkin J E, Conkin B M. 1984b. Devonian and Mississippian bone beds, paraconformities, and pyroclastics, and the Silurian—Devonian paraconformity in southern Indiana and northwestern Kentucky. In: Geological Society of America Annual Meeting of Southeastern and North—Central Sections, Field Trip Guides, 25~42.

- Dennison J M. 1985. Devonian Eustatic fluctuations in Euramerica: Discussions; Geological Society of America Bulletin, 96: 1595~1597.
- Johnson J G, Klapper G, Sandberg C A. 1985. Devonian Eustatic fluctuations in Euramerica: Geological Society of America Bulletin, 96: 567~587.
- Stecker M S, Watts A B. 1978. subsidence of the Atlantic-type continental margins of New York. Earth and Planetary Science letters, 41: 1~13.
- 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.

Sequence Filling Dynamics Model of Passive Continental Margin Depressed Basin

— A Case Study on the Early Devonian—Early Middle Devonian Youjiang Basin

HOU Mingcai^{1,2)}, CHEN Hongde^{1,2)}, ZHU Xiyang³⁾, TIAN Jingchun^{1,2)}

1) State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Sichuan, Chengdu, 610059

2) Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Sichuan, Chengdu, 610059

3) No. 280 Institute of Nuclear Industry, Guanghan, Sichuan, 618300

Abstract

The Youjiang Basin is a passive continental margin depressed basin from the Early Devonian to early Middle Devonian. In this paper, the authors established a sequence filling dynamics model of the basin based on an integrated analysis of deposition, sequence, tectonic evolution, paleoclimate and eustatic fluctuation of the basin from the Early Devonian to early Middle Devonian. The model fully reflects the basic ideas that tectonics controls basin, basin controls facies, and sequence style was controlled by the facies distribution in time and space. The model emphasizes the decisive function of the ratio of accommodation change versus deposit supply in the process of sequence style forming, however, the accommodation change was caused by the relative sea-level fluctuation which was affected by tectonic depressing and eustatism. The model was proved by the Liujiang profile, which is a typical platform edge facies in Hengxian County, and the Chehe profile, which is a typical ramp—basin edge facies in Nandan County. The model reflects obviously that eustatism is a main factor of the supper sequence formation, the regional tectonic depressing results in that the R knee point of relative sea-level curve is earlier than that of eustatic curve, and the F knee point of relative sea-level curve is later than that of eustatic curve. Paleoclimate factor was reflected by the difference of sequence filling mass (climate sensitization deposit type, biologic species). The idea and method of establishing sequence filling dynamics can offer reference to similar study in other regions or other basins. The sequence filling dynamics model is very important for geologists to understand the relation between the Tethys tectonic area and tectonic dynamics of the Youjiang Basin, to develop basin dynamics and exploit resources of the Youjiang Basin.

Key words: Early Devonian; Middle Devonian; Youjiang; sequence filling dynamics model; passive continental margin; depressed basin