

三叠纪右江盆地构造-沉积演化

肖加飞¹, 胡瑞忠¹, 宋谢炎¹, 王兴理¹, 魏家庸²

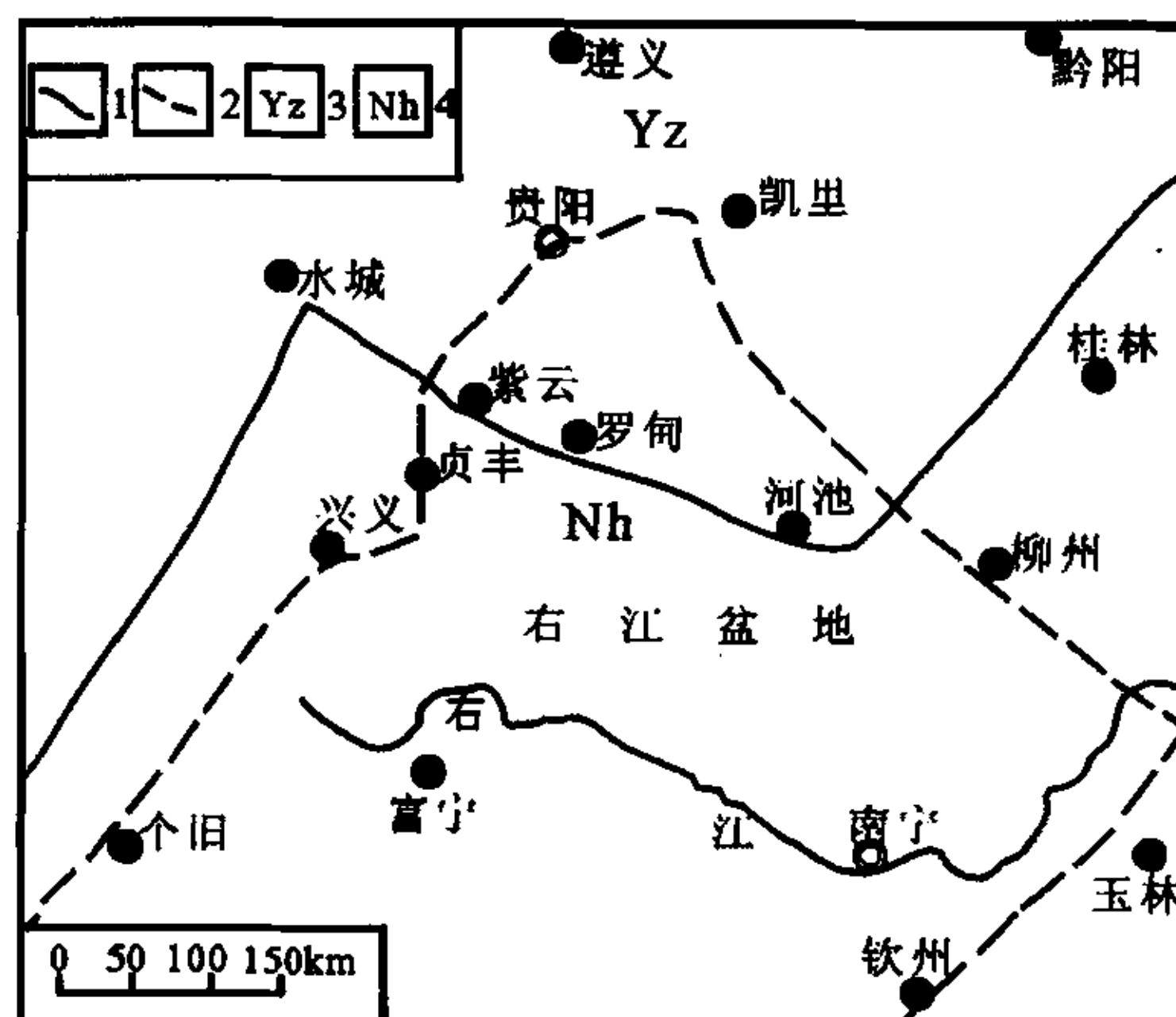
1. 中国科学院地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002;

2. 贵州省地矿局 区域地质调查研究院, 贵阳 550005

摘 要:采用沉降分析的“反剥法”,建立了三叠纪右江盆地的构造沉降曲线。该曲线具有4个较清楚的代表沉降加速的坡折,这说明在三叠纪华南板块南缘上曾发生过4次明显的构造负荷的叠加过程,这些坡折之间的构造沉降曲线较平缓,说明主要是热沉降造成。通过对盆地沉降史的定量分析和沉积特征研究,认为华南板块南缘在晚二叠世末期开始由离散边缘转为汇聚边缘,右江盆地也随之从裂谷盆地转为前陆盆地。前陆盆地的构造-沉积演化分为三个阶段:(1)早期阶段(晚二叠世长兴末期—中三叠世安尼初期,即251~239 Ma)为初始沉降和非补偿充填阶段;中期阶段(中三叠世安尼早期—晚三叠世卡尼早期,即239~225.5 Ma)主要以浊流沉积充填为特征,并伴有盆缘隆起的形成,且从早到晚盆地沉降中心自南向北推进,而盆缘隆起则由北往南位移;晚期阶段(晚三叠世卡尼晚期—瑞替期,即225.5~210 Ma)盆地由深变浅,并最终被陆相磨拉石沉积覆盖。

关 键 词:右江盆地;构造沉降;前陆盆地;盆缘隆起;三叠纪

右江盆地(又称南盘江盆地或黔桂盆地)位于我国西南部,地跨黔南、桂西及滇东南地区,属华南板块南缘,跨南华活动带和扬子陆块两个大地构造单元^[1](图1)。南华活动带的基底为太古代至早古生代地层,常缺失奥陶纪和志留纪地层;晚古生代及以后地层为盖层。火山活动较频繁,早期(D_1-P_1)以碱性及碱钙性系列基性岩为主,晚期(P_2-T_2)为钙碱性及碱钙性系列的基性及中酸性火山岩^[2]。扬子陆块的基底为太古代至元古代地层;显生宙地层组成盖层。火山活动不强烈,主要为二叠纪大陆溢流拉斑玄武岩。从更大尺度上来说,右江盆地位于特提斯构造域与濒太平洋构造域的交接部,北依扬子克拉通,西南靠越北古陆,东南临云开古陆。三叠纪时,右江盆地与西南的印支板块沿越南境内的黑水河俯冲带发生对接碰撞^[3],印支板块向北仰冲而在越南北部形成褶皱冲断体,即越北隆起,它成为右江盆地的主要物源区^[4,5]。靠越北隆起的滇桂交界区具有印支期前陆褶皱冲断带,且冲断带向北或东北方向扩展^[6]。东吴运动使右江盆地东南缘的钦防海槽褶皱成山,具有陆内碰撞造山性质^[2],形成了云开隆起的S型花岗岩和同源火山活动,因而云开隆起也成为三叠纪右江盆地的物源区^[2,7~10]。



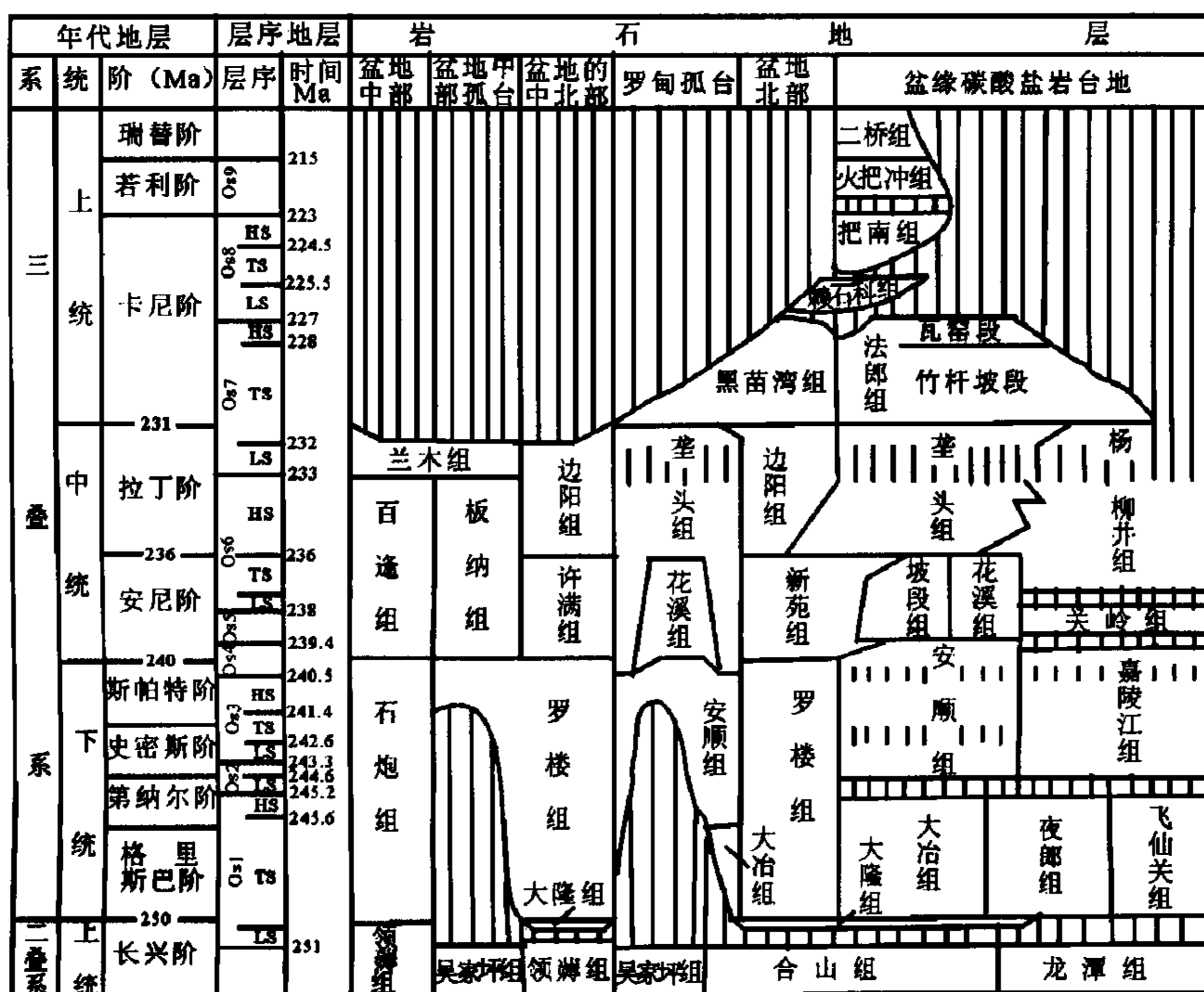
1. 构造分界线; 2. 右江盆地边界; 3. 扬子陆块; 4. 南华活动带

图1 右江盆地大地构造位置图

由于右江盆地位处特殊的大地构造位置,三叠纪时不仅海相地层广布,发育较完整,古生物丰富多彩,沉积相复杂多变,古地理景观引人注目,地层格架别具特色,而且蕴藏着丰富的金、锑等矿产资源,是盆地演化研究的理想场所。

根据盆地及盆缘的区域地层发育的总体特征,其综合地层区划属上扬子和右江两个地层分区,上扬子地层分区(台区)以及右江地层分区中的孤立台地,以浅水碳酸盐沉积发育为其特征;而右江地层分

区(盆区)则以典型的深水陆源碎屑浊流沉积为特色。该区三叠纪地层划分如图 2。



Os. 沉积层序;LS. 低水位体系域;TS. 海侵体系域;HS. 高水位体系域; 沉积间断

图 2 右江盆地三叠纪地层划分对比

右江盆地在晚古生代时，随着南部特提斯洋的打开，受地壳拉伸作用的影响，形成地堑和地垒。地堑表现为槽盆，地垒则形成孤立台地，从而构筑了右江盆地颇具特色的“槽台”相间的古地理格局，盆地属裂谷盆地范畴。这时期较频繁的火山活动也反映了华南板块南缘的离散背景。但是从晚二叠世最末期开始，华南板块南缘的区域应力条件由拉张转为挤压，右江盆地的性质也随之发生了根本性变化。然而，已有的研究成果对华南板块南缘由离散转为汇聚的准确时间和右江盆地性质变化的论述都不一致，概括地说，主要有四种不同的看法：1) 认为上述转变发生在中三叠世，中晚三叠世盆地演化为周缘前陆盆地^[1,3,5,11,12]；2) 认为上述转变发生在晚二叠世，晚二叠-晚三叠世右江盆地西部演化为弧后盆地，东部演化为前陆盆地^[2,8,10,13]；3) 认为从早三叠世开始，右江盆地进入沟弧盆体制的弧后边缘海演化阶段^[14]；4) 认为右江盆地是推覆到扬子地体上的外来盆地^[15]。为了验证上述认识，我们使用贵州贞丰龙场三叠纪地层剖面资料进行了盆地的沉降分析，从而获得了较详细的盆地构造沉降信息，再结合三叠纪沉积记录的依据，认为华南板块南缘是从晚二叠世最末期开始由离散边缘转变为汇聚边缘，右江盆地也随之从离散边缘裂谷系演化为前陆盆地。

1 盆地沉降分析

盆地的构造沉降在沉积盆地演化中起着决定性的作用，它对于大陆边缘性质的判定和沉积类型的识别提供了有力的地球动力学依据。沉积盆地的构造沉降信息可以从相应的沉积记录中获取。目前进行盆地的构造沉降分析主要是用“反剥法(back-stripping method)”^[11,16~18]。盆地的总沉降是其均衡沉降与构造沉降之和，用“反剥法”作沉降分析的实质就是要定量地把盆地的均衡沉降与构造沉降区分开，并根据构造沉降曲线形态与盆地沉积特征解释其形成原因、时间、方式、大地构造背景、盆地类型及构造-沉积演化史。

根据研究区内的地质特点，我们选择贵州贞丰龙场三叠纪地层剖面进行沉降分析。因为这一地区位处盆地边缘，对盆地沉降敏感性较好，并且三叠纪地层保存较为完整，下、中、上三统齐全，下统为夜郎组(主要为陆架碎屑岩夹碳酸盐岩)和嘉陵江组(主要为台地相碳酸盐岩)；中统为关岭组和杨柳井组(主要为一套台地相碳酸盐岩)；上统为法郎组(主要为斜坡相灰岩)、赖石科组(盆地边缘相浊积砂、泥岩)、把南组(浅海盆地相砂页岩)、火把冲组(三角洲相砂泥岩夹煤)及二桥组(陆相砂页岩)。该区地层

产状较缓,受后期变形影响小,其沉积相、生物地层和层序地层研究程度较高,剖面中各沉积层序的体系域界面年龄均已标定(图2),并可根据其沉积和古生物特征估计古水深。因此,这是一个非常理想的适于沉降分析的剖面。

龙场剖面所显示的沉降曲线示于图3,图中的构造沉降曲线与已知的前陆盆地的构造沉降曲线^[19]形态相似。与右江盆地晚古生代构造沉降曲线^[2]相比,其特点是有4个较清楚的代表构造沉降加速的坡折,说明在三叠纪时华南板块南缘曾发生过4次明显的构造负荷叠加过程,而构造负荷的叠加可能是由南往北的构造推覆体带来的。位于这些坡折之间的构造沉降曲线较平缓,说明这期间的构造沉降主要是热沉降造成的。右江盆地是从晚二叠世最末期(约251 Ma)开始进入前陆盆地演化阶段的,这也可以说是印支运动在本区的具体表现。

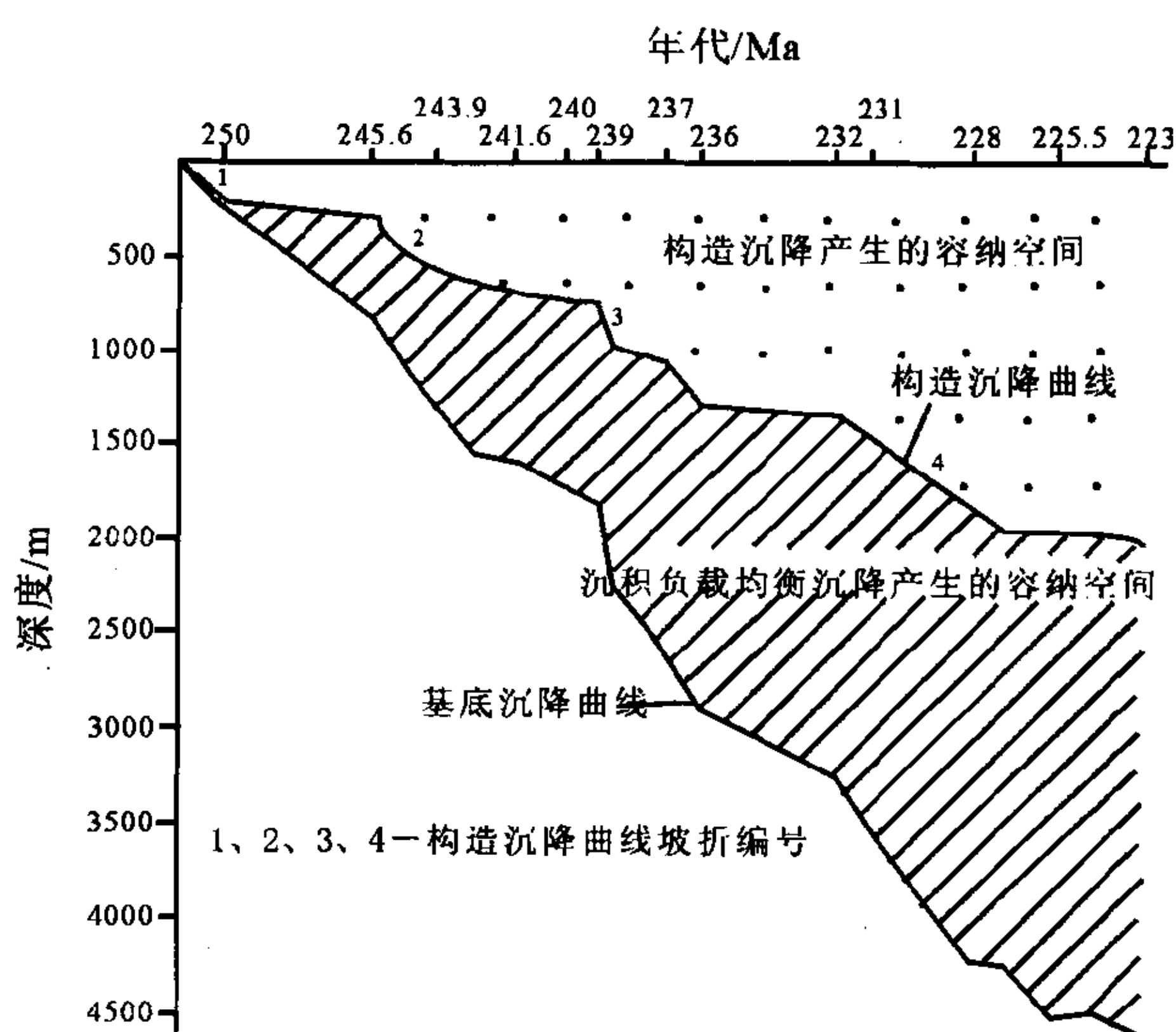


图3 三叠纪右江盆地的沉降曲线

2 周缘前陆盆地的构造-沉积演化

最典型的前陆盆地沉积序列是由下部的非补偿型深水钙质泥岩、泥岩,和中上部高速沉积的陆源碎屑浊积岩及顶部超补偿型陆相磨拉石建造组成。这种沉积序列是随着褶皱冲断体分阶段加载于下伏板块边缘,并渐渐升出海面遭受剥蚀,向早期的饥饿盆地提供越来越多的陆源碎屑沉积物的构造-沉积演化过程中逐渐形成的^[19]。本区右江盆地主体的三叠纪地层序列组成与此几乎一致。因其三分特征明显,故亦分三个阶段论述盆地的演化。

2.1 前陆盆地早期的构造-沉积演化

晚二叠世长兴末期—中三叠世安尼初期(251~

239 Ma)是前陆盆地的早期沉降和非补偿充填阶段。这期间有两次明显的沉降加速过程:第一次在晚二叠世末—早三叠世初(251~250 Ma);第二次在早三叠世第拉尔-史密斯中期(245.6~242.6 Ma)。是水下构造冲断体推覆加载于华南板块南缘之上,导致前陆挠曲沉降的结果。由于当时冲断推覆体未露出水面,右江盆地得不到较充分的陆源物质补给,所以盆地的主体在早三叠世一直处于饥饿状态,只沉积了较薄的深水灰泥和陆源泥等。其岩石类型为深灰-黑灰色钙质泥岩、硅质岩、硅质泥岩、凝灰岩及细屑浊积岩等;水平层理发育,具斜波纹理及粒序层理;见 Chondondrite 组合遗迹化石及硅质放射虫、硅质海绵骨针等^[20],富含菊石,沉积速度缓慢,地层厚度多在100~200 m^[21]。显示其沉积在深水低能的饥饿环境中。向盆缘斜坡地带,各种重力流沉积夹层增多。盆地边缘浅水沉积的岩相,厚度变化也不大,主要为亮晶颗粒灰岩、生物屑灰岩及泥粉晶白云岩等;具平行层理、波状层理、鸟眼构造、帐篷构造及藻叠层等显示浅水环境的标志。晚古生代时在离散陆缘上因地壳伸展,断陷造成的“槽台相间”格局,此时已不复存在。这阶段盆地的沉积古地理特征和构造沉降是不能用离散边缘裂谷盆地或成熟离散边缘盆地的模式来解释的。

此外,与上述两个构造沉降加速期对应的地层间隔内,均有一至数层薄薄的凝灰岩出现,这又从另一个侧面证明,沉降加速的确是由构造活动引起的。

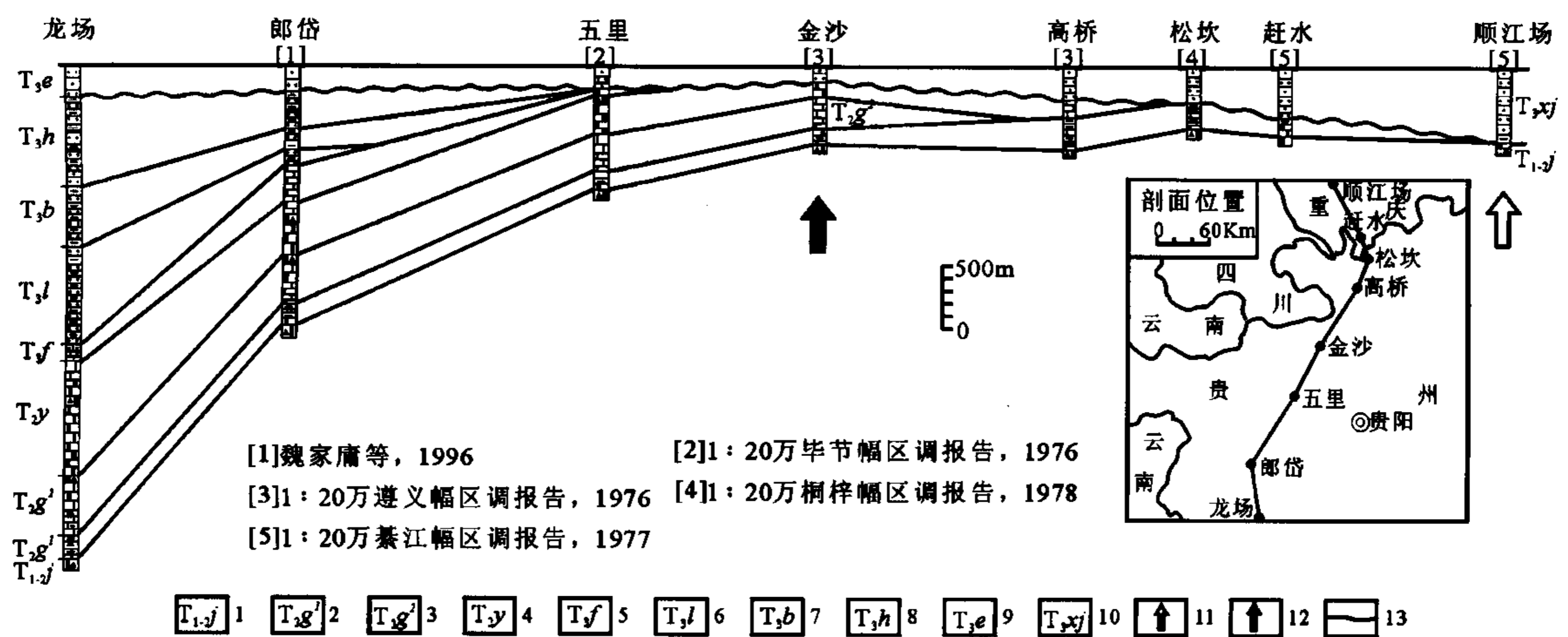
2.2 前陆盆地中期的构造-沉积演化

中三叠世安尼期—晚三叠世卡尼期(239.0~225.5 Ma)为前陆盆地的中期演化阶段,它从强烈的火山喷发活动(形成广布的“绿豆岩”)开始,并以强烈的冲断推覆活动、盆地的高速充填和盆缘隆起的出现及位移为特征。这期间有两次明显的加速过程:第一次在安尼早期(239~236 Ma);第二次在拉丁末期—卡尼早期(232~227 Ma)(图3)。两次构造沉降加速均由褶皱冲断体向前陆加载引起。其中安尼早期的推覆加载最为强烈并使褶皱冲断体高耸于海面之上,成为右江盆地的主要沉积物源区。拉丁末期—卡尼早期的推覆体加载活动则主要是在海面以下进行,且冲断体加载的位置似乎比安尼早期的冲断体更靠北。

右江盆地主体和边缘对这两次构造加载活动的反映截然相反:安尼早期,盆地主体开始快速下降,同时发生大规模的许满组/百逢组陆源碎屑浊流沉

积,而盆地北缘却形成了盆缘隆起(forebulge),其隆起中心在重庆江津境内(图4)。安尼期盆缘隆起的

发育导致关岭组的沉积由南往北逐渐变薄和关岭组第一段往北上超尖灭(图4)。



1. 嘉陵江组白云岩、角砾状白云岩;2. 关岭组第一段白云岩夹杂色泥岩;3. 关岭组第二段灰岩;4. 杨柳井组白云岩;5. 法郎组灰岩;6. 赖石科组砂、泥岩;7. 把南组砂、泥岩;8. 火把冲组砂泥岩夹煤;9. 二桥组砂岩;10. 须家河组砂岩;11. 安尼早期盆缘隆起中心;12. 卡尼早期盆缘隆起中心;13. 区域性侵蚀不整合面(上覆的须家河组自北向南上超于该面;下伏的中-晚三叠世地层顶超于该面)

图4 贵州贞丰龙场—重庆江津顺江场中-晚三叠世地层横剖面

安尼早期构造冲断体推覆活动结束后,右江盆地内的浊流沉积仍在继续,令人惊奇的是拉丁期(边阳组/兰木组)更大规模的浊流沉积竟在盆地构造沉降较平稳的情况下发生。这可能是由于安尼早期褶皱冲断体刚升出海面,其上的水系发育程度及侵蚀、搬运能力尚差,输入盆地的陆缘碎屑受到限制,而盆地却在构造负荷,同期沉积负荷与基底热沉降等联合作用下加速下沉,所以安尼期浊流沉积速率一直小于盆地下降速率,盆地的水深和沉积物容纳空间越来越大,至拉丁初期水深达2000m左右^[22]。此时安尼期褶皱冲断体上的水系得到了进一步发育,其侵蚀、搬运能力增强,输入盆地的陆源碎屑量大,于是拉丁期更大规模的浊流沉积便在无强烈构造活动的背景下发生了。拉丁晚期浊流强度减弱,沉积物变细,说明其物源区(原来高出海面的冲断推覆体)已渐被夷平。

卡尼早期,由于构造加载的位置更靠北且冲断体未露出海面以及安尼期冲断体已被剥蚀夷平,故导致右江盆地沉降中心北移,在贵州南部(当时的盆地中心处)沉积了较厚的黑苗湾组深水黑色泥岩及灰泥岩等(广西境内未发现该期地层);同时还使贞丰—关岭一带(原安尼—拉丁期右江盆地边缘的碳酸盐岩台地边缘)下沉为台缘斜坡,沉积了法郎组竹杆坡段的深水瘤状灰岩及瓦窑段富含关岭动物群化石的黑色泥岩、灰泥岩等。与当时盆地中心北移相

反,卡尼早期的盆缘隆起中心却南移到了黔北金沙附近(图4)。盆地沉降和盆缘隆起同时发生的现象可以用弹性(或粘弹性)板挠曲变形时出现挠曲偶(flexural couple)规律来解释。沉积盆地和盆缘隆起就是一对挠曲偶,沉降中心与盆缘隆起出现的距离与其下伏地壳的挠曲强度成正比,挠曲强度高,二者出现的距离远,反之则距离近。但是,粘弹性地壳的挠曲强度会随着时间的推移发生变化,随着挠曲强度的变化,盆地和盆缘隆起必然发生位移。右江盆地的盆缘隆起从安尼早期位于江津到卡尼早期移至金沙,可能就是因其下伏地壳的粘性释放,使挠曲强度减弱而发生的。然而粘性释放一般要在盆地的沉积和构造负荷加载数百万年后才发生,故推测上述盆缘隆起的位移可能是在拉丁期开始的。

与拉丁期浊流沉积类似,卡尼早期赖石科组浊流沉积也是在卡尼期构造推覆活动之后构造沉降平稳的情况下发生,不同的是其沉积物源区位于盆地西北方,且大量陆源碎屑输入盆地与卡尼早期盆缘隆起的上升和向盆地的位移有密切关系。这可从赖石科组浊流沉积古流向指向东南,其下伏沉积颜色深、粒度细、多灰泥,赖石科组突然出现大量砂岩等得到证明。赖石科组沉积之后,右江盆地已基本被填平。

2.3 前陆盆地的消亡

卡尼后期—瑞替期是右江盆地演化的晚期阶

段。从 225.5 Ma 至卡尼期末,右江盆地变成了接受砂泥质沉积的浅海盆地,这时盆地主要受沉积负载均衡沉降的控制,在 225.5~224.5 Ma 期间龙场剖面构造沉降曲线上显示的微弱上升可能是卡尼期盆缘隆起活动的反映。在诺利期右江盆地进入了最后的陆相磨拉石超补偿充填阶段,并最终于瑞替期被从四川内陆盆地中超覆过来的须家河组一二桥组陆相砂岩不整合覆盖(图 4)。

3 结 论

三叠纪右江盆地的构造沉降曲线具有 4 个较清楚的代表沉降加速的坡折的特点,这说明在三叠纪华南板块南缘上曾发生过 4 次明显的构造负荷的叠加过程。这些坡折之间的构造沉降曲线较平缓,说明主要是热沉降造成。通过对三叠纪右江沉积盆地的沉降史的定量分析,结合沉积特征的研究,得出了新的认识,认为华南板块南缘是在晚二叠世最末期开始由离散边缘转为汇聚边缘的,右江盆地的性质也随之从裂谷盆地转化为前陆盆地。前陆盆地的构造-沉积演化分为三个阶段:1)早期阶段(晚二叠世长兴末期-中三叠世安尼初期,即 251~239 Ma)是初期沉降和非补偿充填阶段,只沉积了饥饿状态下的较薄的深水灰泥和陆源泥等;2)中期阶段(中三叠世安尼早期-晚三叠世卡尼早期,即 239~225.5 Ma)主要以大量的陆源碎屑浊流充填为特征,并伴有盆缘隆起的形成,随着时间的推移,盆地沉降中心自南往北迁移,而盆缘隆起则由北往南位移;3)盆地消亡阶段(卡尼晚期至瑞替期,即 225.5~210 Ma),盆地由深变浅,并最终被陆相磨拉石覆盖,结束其发展历史。

参考文献:

- [1] 程裕淇,主编. 中国区域地质概论[M]. 北京:地质出版社, 1994. 370-373,401-402.
- [2] 曾允孚,刘文均,陈洪德,郑荣才,张锦全,李孝全,蒋廷操. 华南右江复合盆地的沉积构造演化[J]. 地质学报,1995,69(2): 113-124.
- [3] 秦建华,吴应林,颜仰基,朱忠发. 南盘江盆地海西-印支期沉积构造演化[J]. 地质学报,1996,70(2):99-107.
- [4] 牟传龙,吴应林,谭钦银. 南盘江盆地中三叠统浊积岩及其物源和大地构造背景[J]. 成都地质学院学报,1990,17(4):90-96.
- [5] 吴应林,朱洪发,朱忠发,颜仰基,秦建华. 中国南方三叠纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京:地质出版社,1994,84~97.
- [6] 吴根耀. 滇桂交界区印支期前陆褶皱冲断带[J]. 地质科学, 2001,36(1):64-71.
- [7] 贺自爱. 黔、桂中三叠世浊流沉积的形成环境[J]. 石油与天然气地质,1986,7(3):207-217.
- [8] 曾允孚,刘文均,陈洪德. 右江复合盆地的沉积特征及其构造演化[J]. 广西地质,1992,5(4):1-14.
- [9] 吴江,李思田. 广西中三叠统浊流流向及坡向[J]. 广西地质, 1992,5(4):15-24.
- [10] 张锦泉,蒋廷操. 右江三叠纪弧后盆地沉积特征及盆地演化[J]. 广西地质,1994,7(2):1-14.
- [11] 刘宝珊,许效松,潘杏南,黄慧琼,徐强. 中国南方大陆沉积地壳演化与成矿[M]. 北京:科学出版社,1993. 79-86.
- [12] 夏文臣,周杰,雷建喜,张年茂,彭阳. 滇黔桂晚海西-中印支伸展裂谷海盆地的演化[J]. 地质学报,1995,69(2):97-112.
- [13] 陈洪德,曾允孚. 右江沉积盆地的性质及演化讨论[J]. 岩相古地理,1990,1:28-37.
- [14] 卢重明. 扬子准地台西南缘的活化与右江地槽的形成[J]. 贵州地质,1986,3(1):9-27.
- [15] 许靖华,孙枢,李继亮. 是华南造山带而不是华南地台[J]. 中国科学 B 辑,1987,(10):1107-1115.
- [16] Steckler M S, Watts A B. Subsidence of the Atlantic-type continental margin of New York[J]. Earth and Planetary Science Letters,1978,41: 1-13.
- [17] Doglioni C, Goldhammer R K. Compaction-induced subsidence in margin of a carbonate platform[J]. Basin Research, 1988,1: 237-246.
- [18] Bond G C, Kominz M A. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning[J]. GSAB, 1984,95: 155-173.
- [19] Mail A D. Principles of sedimentary basin analysis. Second edition[M]. New York: Springer-Verlag, 1990. 414-424, 569-579.
- [20] 王一刚. 黔南桂西早三叠世大陆斜坡碳酸盐重力流沉积[J]. 沉积学报,1986,4(2):91-100.
- [21] 苟汉成. 滇黔桂地区中、上三叠统浊积岩形成的构造背景及物源区的初步探讨[J]. 沉积学报,1985,3(4):95-107.
- [22] 魏家庸,等. 扬子地台南缘黔桂地区三叠纪层序地层和海平面变化研究[Z]. 1996.