

文章编号 :1000-0550(2001)02-0199-08

三江地区北段江达弧间盆地的沉积演化^①

李金高^{1,2} 周祖翼¹ 彭勇民³ 姚 鹏³

(¹ 同济大学 上海 200092) (² 西藏自治区地质矿产勘查开发局 拉萨 850000)
(³ 成都地质矿产研究所 成都 610082)

摘 要 江达弧间盆地位于西藏东部的三江地区北段,现今被厚约 10 000 m 的三叠系所覆盖,三叠纪该区以海相沉积为主,并以巨厚浊积岩与频繁火山活动形成的钙碱性系列弧火山岩为特征。本文进行的盆地分析基于两个方面:一是运用层序地层学,通过精细沉积相与沉积相模式研究,在露头剖面上共识别出 10 个三级层序界面和 10 个三级层序,建立了三叠纪层序地层年代格架;二是沉降史分析,重建的构造沉降曲线上反映出两次抬升(分别在 250 Ma 和 235 Ma)与二次明显的沉降,估算的沉积速率介于 87~537 m/Ma。研究表明江达盆地演化可划分为 6 个沉积充填序列,经过了早先的拉张加深和晚期挤压的充填变浅过程。

关键词 弧间盆地 弧火山岩 层序地层 沉降曲线 三江地区

第一作者简介 李金高 男 1962 年出生 博士 沉积学

中图分类号 P539.2 文献标识码 A

1 引言

研究区处于三江地区的北段。“七五”、“八五”及“九五”攻关项目的开展提高了该区的整体研究程度,并相继出版了一系列论文与专著^[1-11]。研究表明三江地区是由独具特色的晚古生代至中生代弧—盆系统构成的,不同时代不同性质的多岛弧与弧后盆地并存出现^[2,6-8]。其中江达盆地是一个多阶段性质沉积盆地^[2-3],它的地层、沉积与构造等曾被作过较深入的研究^[2-8]。但是,该区的三叠纪层序地层研究显得不够^[9]。江达盆地是在陆壳基础上发育起来的^[4],充填了差别较大的沉积物^[3,11]。该盆地演化的具体过程怎样?本文将从层序地层学、沉降动力学过程来阐明这一问题。

2 地质背景

江达弧间盆地东邻金沙江结合带与东侧的甘孜—理塘陆块,西接昌都微陆块,长 100 余 km,宽约 30 km (图 1)。弧内受断层、褶皱破坏变成条块可对比的地层呈北西或北北西向展布^[2-3,5-8]。覆盖着厚厚的三叠纪地层的江达弧间盆地,发育在晚古生代软褶皱基底之上,弧火山活动从印度期(T_1)开始到卡尼期(T_3)达到高峰并结束。在那里堆积着万余米厚的、以海相为主的火山—沉积物质,以巨厚浊积岩与频繁火山活动形成的钙碱性火山岩为特征,这些浊积岩主要沉积在岛弧翼部或岛弧之间的凹地中,构成清晰的岛、海古地

理格局。根据岛弧区的沉积相、岩相古地理、充填序

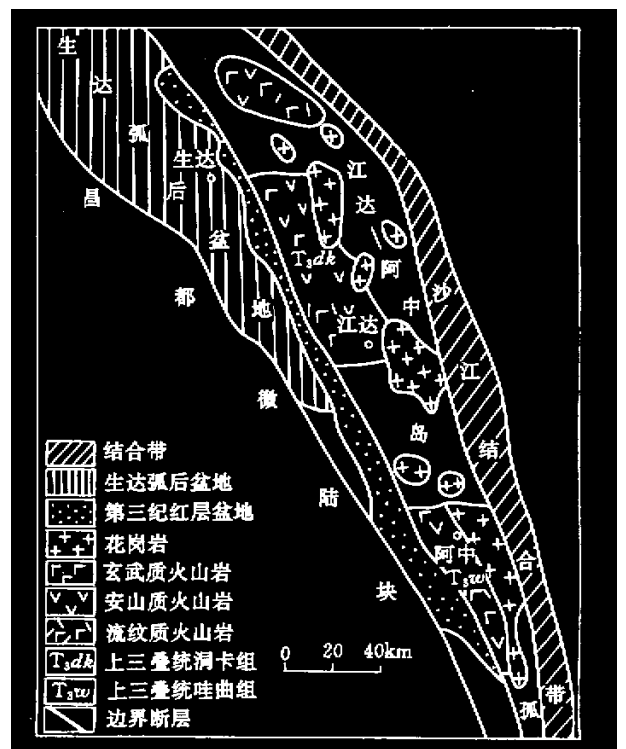


图 1 昌都地区构造单元图

Fig. 1 Tectonic units of the Qamdo

列、事件沉积与构造、火山作用等综合分析,火山弧的

^① 国家科技攻关项目(97-924-01-01-03)与国土资源部“九五”攻关项目(95-02-001-01)联合资助。

演化可初步划分为三个阶段:第一阶段(T_1)在元古界或古生界的界面上,形成一套河湖—滨湖相碎屑岩和潮坪相灰岩,并夹少量安山岩—流纹岩,开始弧演化的序幕;第二阶段(T_2)持续的俯冲作用导致弧内局部撕裂拉张,在江达—瓦拉寺一带形成深水凹地,发育一套深水斜坡—海底扇相浊积岩夹安山—流纹质火山岩;第三阶段(T_3 早期),火山弧演化达到顶峰阶段,弧内发育强烈的以玄武岩—安山岩—英安流纹岩为组合的钙碱性岩浆喷发及侵入活动,火山活动多呈中心式喷发。在上三叠统洞卡组(T_3dk)形成大量以爆发相为主的火山角砾岩、集块岩和熔岩堆积,远离喷发中心的凹地则有火山物质为主的浊积岩发育,如阿中等地。这一期间与火山活动有关的热水沉积和中酸性岩浆侵入有关的铁铜成矿作用强烈,形成重要矿床。晚三叠世晚期,伴随弧火山熄灭,弧、盆演化也趋于尾声。三叠世以后,主要受陆内挤压和走滑作用影响,使盆地发生构造变形位,上叠有第三纪走滑拉分盆地以及喜山期构造—岩浆钙碱性、碱性岩带的叠加^[12]。

3 层序地层特征

江达弧间盆地内三叠系发育齐全,沉积岩性、岩相多变,地层出露好,建组剖面多,较适合开展露头层序地层工作。下面以江达县的区侠弄—扎该弄剖面和汪达—瓦许两个主干剖面为例对层序地层特征作详细论述。

根据关键层序界面的识别以及体系域沉积体的几何形态和叠置样式,共划分出 10 个三级层序如图 2 与图 3。三叠纪层序共经历了 37 Ma 的时间,平均每个层序演化时限为 3.7 Ma,一般为 1~2 Ma,最长者 SQ7 层序约为 10 Ma。各层序特征如下。

3.1 层序 1 (SQ₁)

层序界面为下三叠统普水桥组与二叠系之间界面,二者呈角度不整合接触。界面上为风化残坡积含花岗岩质砾的长石粗砂岩和细砾岩,在其它剖面上多半为河流相与冲、洪积沉积,界面下为花岗岩体,具 I 型界面性质。该层序为 I 类层序,属于印度早、中期,相当的地层为普水桥组中下部分,具有完整的三分层序结构(图 2)。海侵体系域为滨浅海的海侵滞留含砾石英粗砂岩、英安质火山碎屑岩夹鲕粒灰岩与泥岩,砂岩中具大型板状层理与水平层理,产海相双壳类、菊石类化石。高水位体系域为滨岸相岩屑砂砾岩、细砂岩、泥岩及安山岩、具粒序层理的安山质凝灰岩。安山质与英安质火山岩组合具有弧火山性质,代表了金沙江洋向西俯冲的开始。

3.2 层序 2 (SQ₂)

底界面为普水桥组第三套砾岩—火山碎屑岩沉积之底界面,该界面为岩性、岩相转换面,但为连续沉积,无相的突变,为 II 型界面,该层序属于印度晚期,相当地层为普水桥组中上部。以鲕粒灰岩夹层和钙质成分逐渐增加为特征。海侵体系域由陆棚相安山凝灰质砂岩、泥岩夹亮晶鲕粒灰岩构成,砂岩具有水平层理,灰岩中产丰富的双壳类、少量菊石类化石。高水位体系域由台缘浅滩、潮坪相的鲕粒灰岩、砾屑灰岩与泥岩夹安山质火山岩构成。

3.3 层序 3 (SQ₃)

为 II 类层序,底界面为 II 型界面,属于奥伦尼克期,相当地层为区侠弄组。海侵体系域由加积到退积型台缘浅滩亮晶鲕粒灰岩与亮晶砂屑灰岩夹砾屑灰岩、凝灰岩构成,具发育的大型人字型交错层理与大型板状交错层理。高水位体系域为滩后潮道与潮坪相沉积,由加积到进积的鲕粒亮晶灰岩、微晶灰岩与砾屑泥晶灰岩的不等厚互层构成。

3.4 层序 4 (SQ₄)

典型的 I 型界面,界面上为碎屑流角砾状灰岩,界面下为台地边缘鲕粒浅滩灰岩。该台地边缘在引张构

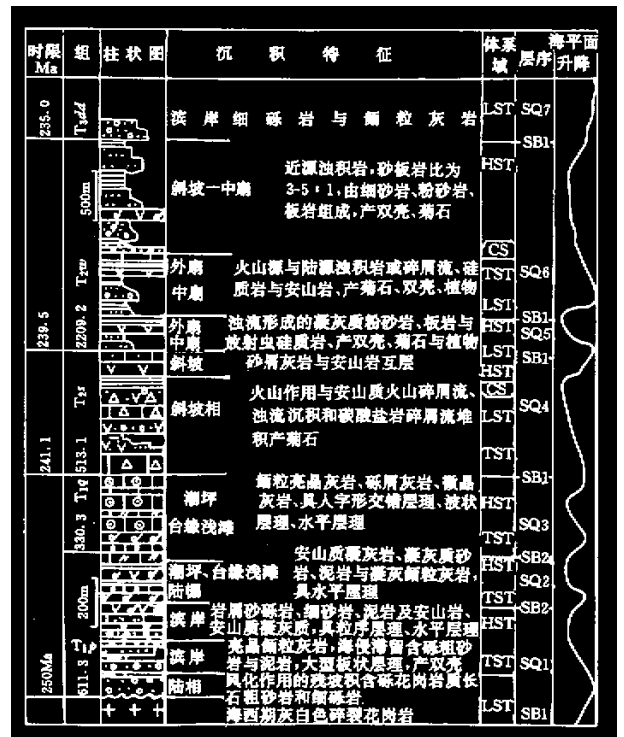


图 2 江达县区侠弄—扎该弄中下三叠统沉积相与层序地层柱状图

Fig. 2 Column of sequence stratigraphy and sedimentary facies from Lower-Middle Triassic in Qixianong-Zagainong Jomda

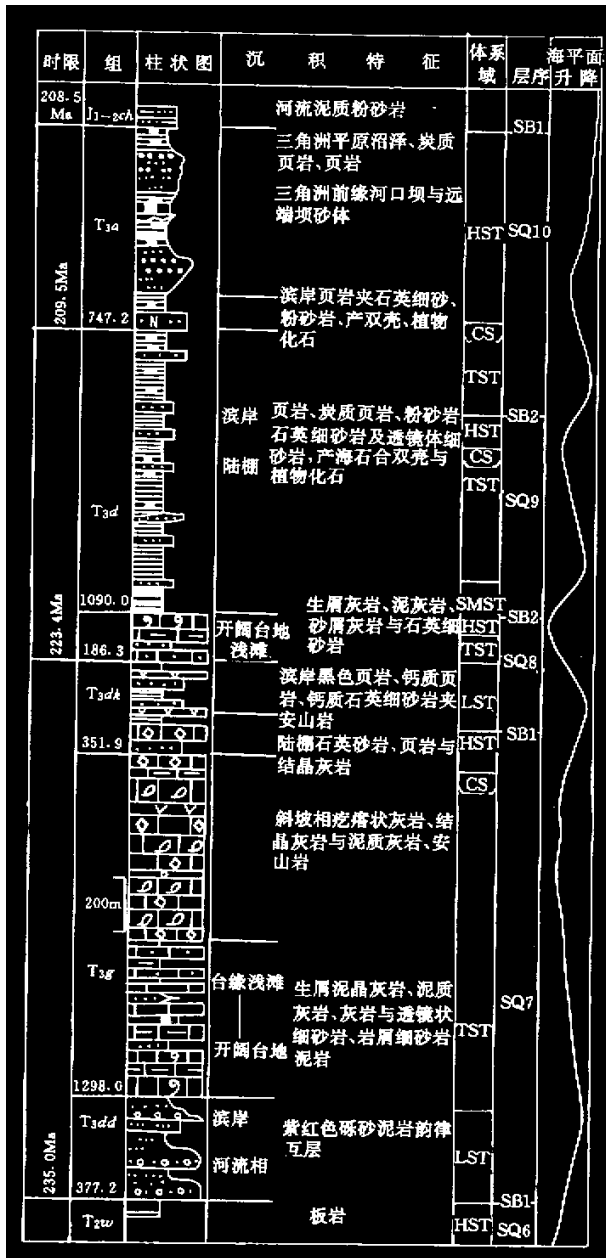


图 3 江达县汪达—瓦许上三叠统沉积相与层序地层柱状图

Fig.3 Column of sequence stratigraphy and sedimentary facies from Upper Triassic in Wangda-Waxu, Jomda

造作用下形成后退积型边缘,而使斜坡相灰岩超覆在台缘相上面,界面具相的突变特征,属 I 类层序。该层序属于中三叠世安尼期,相当的地层为色容寺组。主要为斜坡扇沉积,反复的安山质火山低密度浊流与碎屑流沉积,以及钙质碎屑流角砾状灰岩构成低水位体系域,反映了海平面的快速下降。上部的放射虫硅质岩、微晶灰岩与砂质灰岩构成海侵与高水位体系域,

其中的放射虫硅质岩、硅质条带板岩和黑色板岩构成凝缩段。

3.5 层序 5 (SQ₅)

具典型的 I 型界面,界面上为海底扇中—粗粒火山—陆源浊积岩,向陆侧追索,见相当层位的内扇水道粗粒近源砾、砂与板岩沉积,界面下为斜坡灰岩。该界面具有明显的斜坡暴露与侵蚀,以及浊流等重力作用产生的低水位扇特点。该层序为 I 类层序,属于拉丁早期,相当地层为瓦拉寺组下部。以一套中—粗粒的海底扇浊积砂体出现为标志。低水位体系域由中扇叶状体浊积砂构成向上变粗变厚序列的沉积,为进积型海底扇序列。海进体系域与高水位体系域为退积型、加积型海底扇沉积,主要由外扇凝灰质粉砂岩、板岩与放射虫硅质岩、灰岩组成,产薄壳双壳、菊石与植物碎片化石。此外低水位体系域发育安山质熔岩,在海进与高水位体系域见安山凝灰质浊积岩。

3.6 层序 6 (SQ₆)

为 I 类层序,属于拉丁中晚期,相当地层为瓦拉寺组中上部。其特征为低水位体系域的扇中—粗粒火山源与陆源浊积砂岩、板岩与安山岩。海侵体系域为加积与退积的外扇极薄层—薄层状的浊积砂体与板岩,产菊石、双壳与植物化石。凝缩段由放射虫硅质岩与泥质灰岩、板岩组成。高水位体系域为强烈进积型内扇至斜坡相序列粗粒沉积,主要由近源浊积岩(砂、板岩比为 3~5:1)碎屑流角砾岩、细砂岩、粉砂岩、板岩与安山质火山岩组成。该层序代表了一种活跃的火山作用,构造隆升与沉积物补给极快速的过程。对于上述的中三叠统瓦拉寺组上千米厚的海底扇至斜坡相沉积层序的划分主要考虑了如下因素: 1) 多物源因素,陆源、内源与火山源浊积扇沉积在层序划分中起到了关键作用;一般地陆源高密度浊流往往与相对海平面下降相联系,内源浊积岩代表海平面处于高位时期,基性火山源浊积岩反映海平面逐渐上升,中酸性火山源反映海平面下降,混合源浊积岩反映邻区出现造山带,总体海平面逐渐下降。笔者就是运用上述原则与区域资料分析来划分低、高密度流浊积层序的; 2) 岩性岩相因素,由于瓦拉寺组的生物地层分辨率较差,难于很好地根据全球海平面变化来解释这些浊积巨层序。但是,占优势层段的砂质沉积或由砾岩与砂岩构成的砾质泥流与碎屑流的活动水道相沉积,通过明显的海平面下降可进行较好的解释^[13-16];同样地,半远洋钙质泥岩和黑色板岩、硅质岩的产状反映出水道较长期不活动,陆源沉积物的补给有限,这可能与上升的海平面和早期高水位条件有关^[14,17,18]。

3.7 层序 7 (SQ₇)

具Ⅰ型层序界面,位于上三叠统东独组底部,中上三叠统间为假整合接触关系。界面上为滨岸砾、砂岩夹灰岩,界面下为海底扇至斜坡相砂、板岩沉积。在瓦拉寺剖面上,东独组为河流相、冲积扇砾岩,界面下为陆棚砂、泥岩夹砾岩。河流回春与侵蚀、重力流沉积、以及沉积相的突变与相的侧向迁移等特征较明显,代表了海平面的快速下降。该层序属Ⅰ类层序,属于卡尼阶,以一大套紫红色岩层出现为标志。低水位体系域以河湖相砾岩、砂岩、泥岩为特征(图3);在有些地方见滨岸相砾、砂岩夹灰岩构成进积楔形体。海侵体系域为开阔台地到斜坡相的水体变深序列,该序列灰岩发生向东的超覆,并以退积型的地层型式堆积在下伏紫红色岩层上,其中开阔台地至台缘浅滩相由生屑灰岩、泥质灰岩、砂屑亮晶灰岩与透镜状细砂岩、岩屑细砂岩和泥岩构成,产丰富双壳类与腕足类化石,砂岩具水平层理。斜坡相沉积为疙瘩状灰岩、结晶灰岩与泥晶灰岩夹安山岩,疙瘩状灰岩中具大量的浅水双壳、腕足、海百合茎等碎片与原地埋藏的薄壳双壳—菊石化石。凝缩段为疙瘩状灰岩与泥灰岩组成的薄的复合层。高水位体系域为斜坡相至混积陆棚相结晶灰岩、石英砂岩夹页岩,混积陆棚中见双壳类、珊瑚、少量菊石与腕足化石。该层序的巨厚疙瘩状灰岩反映了台地碳酸盐生产率极高,具有追赶海平面变化特征,也说明台地为加积型沉积边缘类型。

3.8 层序 8 (SQ₈)

向南到阿中陆缘弧剖面上,可见到该界面上由斜坡相滑塌成因角砾岩至河流相砾岩、砂岩夹泥岩构成的向上变浅进积型式,界面下为混积陆棚石英砂岩、页岩夹灰岩。据区域对比分析,应为Ⅰ型界面性质。该层序为Ⅰ类层序,属于卡尼晚期至诺利早期,相当地层为洞卡组中上部至波里拉组。以一套巨厚的弧火山岩和强烈火山喷发为标志,这一次火山事件在昌都地区的江达—阿中陆缘弧都能见到,代表着弧—陆碰撞的开始,此后岛弧变得不活动(图3)。低水位体系域为滨岸相具Ⅰ型层序界面,位于洞卡组下部,界面上为滨岸石英砂岩与页岩,发育巨厚的弧火山岩组合,火山岩夹石英砂岩、页岩与灰岩,产双壳与植物化石。海侵体系域与高水位体系域为开阔台地生屑灰岩、泥灰岩、砂屑泥晶灰岩夹石英细砂岩,发育丰富的双壳类、菊石与腕足类化石。凝缩段为泥灰岩、双壳堆积层(字呷地区)与含菊石页岩。

3.9 层序 9 (SQ₉)

界面上为滨岸砂岩与页岩沉积,界面下为浅滩相砾屑灰岩,界面上、下为连续沉积,代表着岩性、岩相转换面。据区域波里拉组顶部灰岩无广泛的暴露与成岩

作用白云岩化,以及混合白云岩化仅局部出现于近邻类乌齐古陆区等现象,推测为Ⅱ型界面性质。该层序为Ⅱ类层序,属于诺利晚期,相当地层为阿堵拉组。为一大套单调的滨海砂岩与泥页岩沉积。陆棚边缘体系域为加积至进积的滨岸相页岩夹石英砂岩,砂岩具冲洗层理、大型板状交错层理与低角度交错层理、水平层理等,产双壳与植物化石,海侵体系域为退积的滨岸至陆棚相具水平层理的石英砂岩、页岩与炭质页岩,陆棚中产海百合茎、双壳类化石,凝缩层为黑色薄层状炭质页岩,高水位体系域为进积型的滨岸相石英砂岩与页岩不等厚互层。

3.10 层序 10 (SQ₁₀)

界面上、下为连续沉积,无相的突变,也无重力流发育,为典型的Ⅱ型界面性质。该层序为Ⅱ类层序,属于诺利晚期顶部与瑞替期,相当地层为阿堵拉组上部与夺盖拉组。以突然的砂质增多和反复变深与变浅的滨浅海相煤系沉积为特征。海侵体系域由陆棚相黑色页岩、炭质页岩夹石英砂岩构成,凝缩层为黑页岩与炭质页岩复合段,高水位体系域为强烈进积的厚层块状的滨岸相至三角洲相砂岩、页岩与炭质页岩夹煤线、煤层沉积。

4 盆地演化

4.1 构造沉降分析

根据广泛使用的“反剥法”,初步恢复了江达盆地的构造沉降曲线(图4)。在斜坡背景,以普水桥组为基底的构造沉降曲线主要反映出:盆地在晚二叠世末至早三叠世印度期(250 Ma)曾发生过一次明显的抬升,在早三叠世奥伦期至中三叠世拉丁期出现过一次沉降。中、晚三叠世之间,发生一次强烈抬升(235 Ma),随后又出现沉降,自诺利期后呈现出相对稳定的沉降。从水深曲线上也可看出,构造抬升强烈时,水体深度明显变浅。另外,扣除火山岩的基底沉降

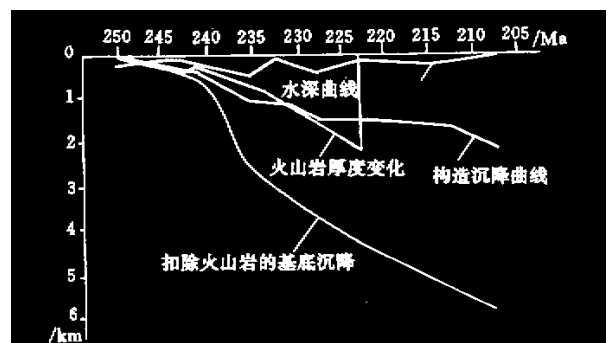


图4 江达岛弧区构造沉降曲线

Fig.4 Curve of tectonic subsidence in Jomda arc
曲线在晚三叠世卡尼期之前与构造沉降曲线相似,其

后则未能表现出与构造沉降曲线相应的变化。如果考虑到火山岩厚度变化值及其相应的沉积负载,那么基底沉降曲线在中、晚三叠世之间的拐点会很明显。并且在拐点之前的基底沉降斜率陡、沉降快,在拐点之后的斜率缓,沉积相对稳定而缓慢。

晚二叠世末至早三叠世印度期的抬升,该期海平面下降快,沉积一套以普水桥组为代表的河湖—滨浅海地层,厚 611 m,时间跨度为 250~243 Ma^[3,10,19],时限约为 7 Ma,净沉积速率值(许效松等,1997)为 87 m/Ma。反映了粗碎屑沉积与弧火山岩堆积较快的过程,在局部地方可见到界面上风化残坡积物。

早三叠世奥伦期至中三叠世拉丁期的沉降,这一时期水体持续加深,这是因为构造的快速沉降所导致的。弧火山岩的厚度也不断地增加,反映出火山活动的逐渐增强,毫无疑问火山岩的沉积负载所发生的均衡沉降也对构造沉降作了一部分贡献。此时期的地层为连续沉积,自下而上分别为区侠弄组、色容寺组和瓦拉寺组。根据区侠弄剖面估计三者的厚度之和为 3 052 m。经历的时间从 243 到 235 Ma,时限约 8 Ma,净沉积速率为 382 m/Ma。其中早三叠世奥伦期的区侠弄组与中三叠世安尼期的色容寺组为碳酸盐沉积,拉丁期的瓦拉寺组为碎屑岩与岛弧安山质火山岩不等厚互层。这里可以看到,早些时候的沉降引起灰岩的发育,晚些时候的弧火山活动提供了较充足的火山沉积物,尤其是厚达 2 209 m 的瓦拉寺组表现得最为显著。推测的构造沉降、水体加深与高的净沉积速率相互关系反映了活动岛弧区的构造、沉积作用特点。

中三叠世末期至晚三叠世卡尼早期的抬升使得岛弧区的陆架大部分暴露,河流回春与侵蚀作用发育,并深切陆棚,沉积一套以东独组为代表的紫红色河湖相夹少量滨海相的砾岩、砂岩与泥岩沉积,最厚 868 m,时限为 3~4 Ma,净沉积速率为 217~289 m/Ma。

晚三叠世卡尼中晚期的沉降发生于 231~223 Ma 期间,时限约 8 Ma,自下而上沉积巨厚的碳酸盐岩序列与弧火山岩组合序列,对应的地层分别为也弄组和洞卡组。这两个序列的厚度共约 4 298 m,净沉积速度为 537 m/Ma。如果扣除火山岩则净沉积速率约 165 m/Ma。这一时期火山岩厚度曲线的拐点(图 4)代表了弧火山活动达到最高潮的时刻。

晚三叠世诺利期后的沉降发生于 223~208 Ma 期间,时限约 15 Ma。自下而上分别沉积着波里拉组灰岩、阿堵拉组碎屑岩与夺盖拉组碎屑岩,三者的最大厚度之和为 2 023 m,净沉积速率为 134 m/Ma。这一时期内的构造沉降相对来说较为稳定。其充填序列表现为先加深后变浅的沉积层序,但总体上看,均为较浅水的

沉积。

可以看出,岛弧区具有构造沉降频繁变化与高的净沉积速率特征,这是被动边缘所不及的。

4.2 沉积充填序列

根据层序地层分析,结合构造—火山作用特点,将弧间盆地的沉积充填序列划分为 6 个阶段。

4.2.1 初期浅水陆架沉积阶段

相当于层序 1(SQ₁)与层序 2(SQ₂)的沉积。早三叠世印度期,金沙江向西俯冲消减,岛弧地区强烈隆升,在江达—阿中—莽岭一带发生了岛弧火山作用与构造的活化。与此同时,相对海平面快速下降,围绕岛弧生长的狭窄陆架大部分暴露,沉积一套与弧火山岩共生的风化残坡积物与河流相的砾岩、砂岩与泥岩沉积,期间曾发生次一级小的海平面变化,形成一些被浅水粗粒砂岩所包围的孤立碳酸盐浅滩,滩后为泻湖与洪泛平原沉积(图 5A)。这一时期岛弧处于初始发育阶段,其中的英安质、流纹质火山岩占相当大的比例,安山质的火山岩不多。在晚二叠世的海平面基础上发展起来的初始岛弧的规模也不大,未能提供过多的火山—沉积物,推测岛弧的形态多半类似于低矮的一个的孤立小丘。这一阶段所反映的是相对低位、中等构造隆升、中等沉积物注入与弱的火山活动相互作用的过程。

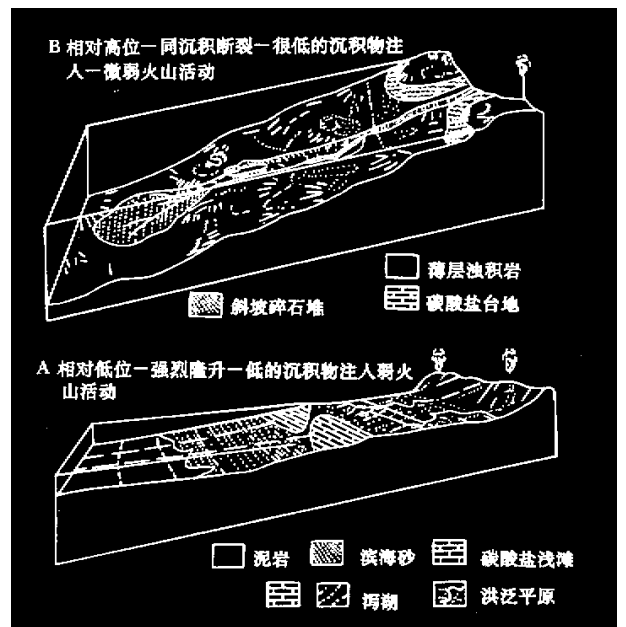


图 5A 江达地区海平面变化、沉积物补给与构造—火山作用相互关系

Fig.5A Interaction of eustasy supply of sediment, tectonics and volcano from Jomda area

4.2.2 碳酸盐台地形成阶段

相当于层序 3 (SQ₃)和层序 4 (SQ₄)的沉积。这一时期总的特征是相对海平面总的呈现上升趋势。伴随着陆源物质的减少,钙质成分增加,早先形成的孤立碳酸盐浅滩反复的向上加积和进积,促使浅滩向凹地较深水处推进。很明显,台地边缘浅滩是围绕岛弧两翼的相对高地生长的。随着时间的推移和可容空间的允许,构筑成狭窄的碳酸盐台地,并向着岛弧的高处发生超覆。到后来,在相对海平面稳定上升与同沉积断裂的同步作用下,台地加积变得越来越厚,愈来愈陡,并发生破坏。一些来自台地浅滩的由各种浅水角砾构成的钙质角砾岩被碎屑流推运到较深水环境中,堆积下来成为斜坡碎石堆(图 5B)。同时,发生在斜坡背景的其它沉积响应还有少量安山质火山岩、安山质浊积岩

增大,提供大量的火山沉积物。与此同时,碳酸盐台地因火山—沉积物的快速注入而中断。在隆凹相间的弧区,差异沉降与拉张也在此时期内发生,使得低凹处有充足的可容纳空间,来堆放快速海平面下降而产生的巨厚火山源、陆源与少量的内源浊积岩(图 5C)。某些灰岩角砾暗示着深切谷切割到了前期围绕岛弧四周的碳酸盐台地。高的陆源碎屑、碳酸盐物质、火山碎屑导致水道—叶状体的浊积扇沉积和斜坡碎屑流沉积与重力崩塌角砾岩的形成。与发育的海底扇沉积共生的还见有较多安山质熔岩与放射虫硅质岩。海底扇环境中产营深水生活的菊石类、骨针类与薄壳双壳、腕足化石和营浅水生活的厚壳双壳类、腕足类、珊瑚类化石以及植物化石。

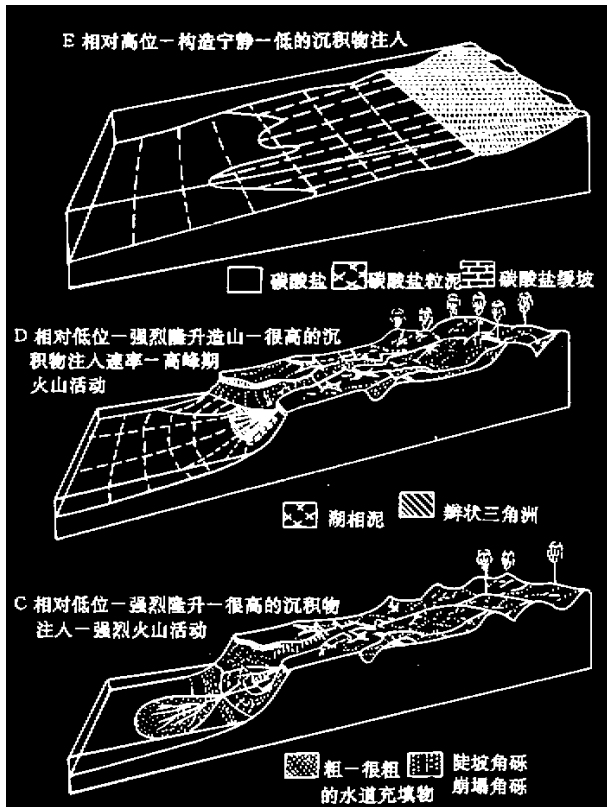


图 5B-E 岛弧区海平面变化、沉积物补给与构造—火山作用相互关系
Fig.5B-E Interaction of eustasy supply of sediment, tectonics and volcano from arc area

与薄层放射虫硅质岩。这一阶段是相对高位、同沉积断裂、很低的沉积物注入和微弱的火山活动相互作用的表现。

4.2.3 火山—陆源海底扇发育阶段

相当于层序 5 (SQ₅)和层序 6 (SQ₆)的沉积。中三叠世拉丁期,构造与火山活动增强,随着岛弧的长高和

4.2.4 火山—陆屑陆架推进阶段

相当于层序 7 (SQ₇)和一部分层序 8 (SQ₈)的沉积。晚三叠世卡尼期,江达岛弧火山活动达到最高峰,此后弧火山作用没能继续。洋壳残片、混杂岩、磨拉石相的出现与主峰期弧火山以及 S 型花岗岩的侵位等都说明了弧与陆之间的碰撞造山,强烈的隆升使这一时期河流纵横,并深切陆棚(图 5D)。海平面到达最低位,大部分凹地均被充足的火山—沉积物充填。另外,同一时间在阿中陆缘弧的凹地仍可见到深水环境的沉积,主要表现为陆源与火山源的浊积岩及其重力流沉积。末期,不再活动的残留岛弧被剥蚀与夷平,所提供的火山质外生碎屑构成河湖相砾岩、砂岩和泥岩的组分。

4.2.5 碳酸盐缓坡阶段

相当于层序 8 (SQ₈)的大部分沉积。诺利早期,幕式的弧火山活动最终停止,碰撞后的构造挤压应力的松弛与全球海平面上升,导致碳酸盐缓坡上超在填平补齐后的碎屑陆架上(图 5E)。该时期的海侵是昌都地区(包括岛弧区)最大规模的一次。在整个区域内均可以见到缓坡碳酸盐向着东西两侧为高地或古陆发生上超和超覆。

4.2.6 碎屑陆架至三角洲推进阶段

相当于层序 9 (SQ₉)和层序 10 (SQ₁₀)的沉积。自诺利晚期之后,相对海平面的下降,硅质碎屑大量堆积下来,形成反复向上变深与变浅的滨浅海环境的砂岩、泥岩夹煤层、煤线。侏罗纪时,随着可容纳空间愈来愈小,与河流回春与侵蚀作用的增强,粗粒的沉积物或紫红色磨拉石沉积堆积下来。沉积盆地性质也由此发生转变,进入到前陆盆地的发展过程。

从以上盆地演化阶段可以看出,其沉积史经过了早先的拉张加深过程的重力流和浊积堆积夹弧火山岩层和晚期的大量碎屑岩充填变浅过程。具有活动弧间

盆地的多阶段充填序列的结构、火山堆积和多物源性的特点。

5 结论

(1) 根据关键层序界面的识别以及体系域沉积体的几何形态和叠置样式,在江达弧间盆地共划分出 10 个三级层序。三叠纪层序共经历了 37 Ma 的时间,平均每个层序演化时限为 3.7 Ma,一般为 1~2 Ma,最长者 SQ₇ 层序约为 10 Ma。

(2) 研究表明,在斜坡背景以普水桥组为基底的构造沉降曲线上主要反映出了两次抬升(分别在 250 Ma 和 235 Ma)与二次明显的沉降。估算的净沉积速率介于 87~537 m/Ma 之间。推测构造沉降、水深变化与高的净沉积速率相互关系反映了活动岛弧区的沉积作用特点。

(3) 江达弧间盆地的演化经过了早先的拉张加深和晚期挤压充填变浅的过程。

参 考 文 献

- 1 黄汲清、陈炳蔚. 中国及邻区特提斯海的演化[M]. 北京:地质出版社,1987
- 2 潘桂棠、陈智梁. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 北京:地质出版社,1997
- 3 罗建宁、张正贵. 三江特提斯沉积地质与成矿[M]. 北京:地质出版社,1992
- 4 莫宣学. 三江特提斯火山作用与成矿[M]. 北京:地质出版社,1993
- 5 杜德勋、罗建宁. 昌都地块沉积演化与古地理[J]. 岩相古地理, 1997, 17(4):1~17
- 6 Pan, Guitang. Cenozoic deformation and stress patterns in Eastern Tibet and

- western Sichun[J]. Geolwissens Chaften. 1996, 14(7-8):76~89
- 7 Li Xingzhen, et al. Geology and tectonics of Hengduan Mountains[R]. 30th IGC field trip guide T116, Geo. Pub. House, Beijing. 1996
- 8 Hsu A K J, et al. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the Archipelago model of orogenesis[J]. International Geo. Rev., 1995, 37:473~508
- 9 彭勇民、潘桂棠、罗建宁. 三江北段生达残留弧后盆地晚三叠世层序地层与演化[J]. 地球学报. 1999, 20(3):318~324
- 10 彭勇民、潘桂棠、罗建宁. 西藏东部三叠纪火山岩形成和演化[J]. 地质论评. 1999, 45(增刊):987~994
- 11 罗建宁、彭勇民. 东特提斯板块会聚边缘与岛弧造山作用[A]. 见:国家计委国土司、地矿部科技司编. 地质科学研究论文集[C]. 30届国际地质大会交流. 北京:中国经济出版社,1996
- 12 彭勇民. 三江地区高吉碱性岩体的岩石化学特征[J]. 四川地质学报. 1997, 17(1):17~22
- 13 荒户. 弧后沉积盆地的层序地层学分析—以新泻县蒲原区域为例[J]. 沈耀龙译. 海洋地质译丛. 1994(6)总 80:17~26
- 14 Kolla V & Macuirda D B J. Sea level changes and timing of turbidity current events in deep-sea fan systems[A]. In: Wilgus, C. K., et al., Sea-level changes an integrated approach[C]. SEPM, Spec. Pub., 1988, 42:381~392
- 15 Einsele G, et al. 西藏日喀则白垩纪弧前盆地:沉积物和盆地演化[J]. 岩相古地理. 1993, 13(1):30~31
- 16 Einsele G. Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget[M]. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1992. 628~654
- 17 Ito M. High-frequency depositional sequence of the Upper part of the Kazusa Group a middle Pleistocene forearc basin fill in Boso Peninsula[J]. Japan, Sedi. Geol. 1992, 76:155~175
- 18 Loutit T S, et al., Condensed section: the key to age determination and correlation of continental margin sequences[J]. In: Sea-Level changes-an integrated approach[C]. SEPM, 1988, 42:183~213
- 19 饶荣标、徐济凡、陈永明. 青藏高原的三叠系[M]. 北京:地质出版社,1987. 1~239

Development of Jomda Interarc Basin in the North of Eastern Tibet

LI Jin-gao^{1,2} ZHOU Zu-yi¹ PENG Yong-min³ YAO Peng³

(¹Tongji University, Shanghai 200092) (²Tibet Bureau of Geology and Mineral Resources, Lhasa 850000)

(³Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082)

Abstract

Jomda interarc basin is located in the north part of Three - River area, eastern Tibet, and today covered by Triassic with about 10 000 m in thickness. Marine sediments predominated, and were characterized by the largely thick turbidity rocks and arc volcanic rocks of calc-alkalic suites that resulted from frequent volcanic events. The basin analyses were on the bases of two sides: (1) utility of sequence stratigraphy, based on outcrop profiles, 10 three-order boundaries and sequences were recognized by research of fine sediment facies and its models. Isochronous grillwork for Triassic sequence stratigraphy were established. The recognized marks of boundaries were built by the distinguished key sequence boundaries and geometric or superposed patterns of system traces, and compared isochron of sedimentary and volcanic events. 10 sequence stratigraphic boundaries were discriminated with marks of tectonic and strata, including 6 I-type and 4 II-type boundaries. 10 sequences were divided, including 6 I-type and 4 II-type sequences. These sequences developed during

37 Ma, the estimated average time of a sequence is 3 ~ 7Ma, with generally 1 ~ 2 Ma, the longest about 10Ma. (2) Analyses of subsidence, the rebuilt of tectonic subsidence curves suggested that there were clearly two uplifts (at 250 Ma and 235 Ma) and two sinks. The estimated sedimentary rates were among 87 ~ 537 m/Ma. It is inferred that relations among tectonic subsidence, water depth and high-frequency sedimentary velocities represented characteristics of depositional process in the arc area. It is concluded that evolution of Jomda basin were classified into 6 depositional accumulation stages. The 6 stages were respectably: ① sedimentation of first shallow shelf; ② formation of carbonate platform; ③ development of the volcanic-terrigenous submarine fan; ④ advancement of the volcanic-terrigenous shelf; ⑤ evolution of carbonate ramp and ⑥ advancement of the terrigenous shelf to delta. It is pointed out that interarc basin of Jomda experienced processes of both early extensive deepness and late compressed shallowness.

Key words interarc basin arc volcanic rock sequence stratigraphy subsidence curve eastern Tibet