

云南思茅三叠纪弧后前陆盆地的沉积特征^①

谭富文

(国土资源部成都地质矿产研究所 成都 610082)

摘要 思茅盆地位于古特提斯构造域的东段,西侧为澜沧江造山带,东侧为哀牢山造山带。三叠纪沉积盆地建立在晚古生代褶皱基底之上,形成于古特提斯洋闭合后,造山早期的弧陆碰撞阶段。前人提出过陆盆地、滞后型弧后盆地、裂谷盆地和前陆盆地等多种认识。本文通过对盆地形成的地球动力学背景及盆地内沉积体的性质、结构、时空叠置关系、古流向、特殊沉积体的时空展布及其所表现出的盆地沉降中心的迁移规律等方面的系统研究,认为思茅三叠纪盆地属弧后前陆盆地,其演化阶段始于中三叠统安尼期以前,盆地主要受控于澜沧江造山带,晚三叠世晚期受哀牢山造山带影响,具有复合式前陆盆地特点,三叠纪末过渡为陆内拗陷盆地。

关键词 特提斯 思茅盆地 前陆盆地 三叠纪

作者简介 谭富文 男 1963年出生 研究员 博士 沉积学与构造地质学

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

思茅盆地位于古特提斯构造域东段的思茅地块之上。在东特提斯域中,一个最根本的特点是,该构造带内含有一系列微陆块,各微陆块间以缝合带相连接。因此,对东特提斯构造域研究的最基本问题就是各微陆块和缝合带的性质、归属以及各微陆块的拼合历史。对这个问题,前人提出过多种模式^[1~6],足以说明其具有复杂的构造演化历史。思茅地块正是这样一类微陆块,其东西两侧分别为含有蛇绿混杂岩的哀牢山造山带和澜沧江造山带(图1)。对三叠纪思茅盆地性质的认识,前人提出过不同的看法。罗建宁等^[7]认为,该盆地在晚三叠世时总体为金沙江结合带的后陆盆地系,李兴振等^[8]认为,中生代初该盆地对于西侧澜沧江和东侧金沙江—哀牢山来说,是双重后陆盆地,晚三叠世初金沙江—哀牢山带的“蛇吞蛙”式碰撞,又使它的东侧成为前陆盆地,稍后又发展成为滞后型弧后盆地;何科昭等^[9]、阙梅英等^[10]和朱创业等^[11]认为在中生代早期它属裂谷或裂陷盆地;潘桂棠等^[5]则提出早三叠世至侏罗纪属弧后前陆盆地。

通过分析,笔者认为,前人的结论主要建立在对特提斯构造演化的认识或对区域地质背景研究的基础之上,而对盆地沉积填序列的研究还十分薄弱。为此,本文力图在前人研究的基础上,着重从盆地内沉积体的物质组成、沉积学特征、层序地层格架、古流向以及特殊沉积体的时空分布等多方面进行分析,进一步对盆地的性质作出判断。

1 区域构造背景

1.1 盆地形成的地球动力学背景

前人对滇西特提斯构造构造演化已做了深入的探讨^[4,5,6,12,13]。晚古生代晚期,思茅地区为弧后盆地沉积区^[13,17]。晚二叠世末—早三叠世初,思茅地块两侧的昌宁—孟连洋盆和墨江洋盆相继关闭,整个滇西地区进入陆内造山作用阶段^[12],区内地球动力学背景和盆地性质发生了根本性转变,在古生界与中生界之间留下了一个明显的造山升降侵蚀不整合面^[13],表现为中、上三叠统不整合超覆在上古生界不同时代地层之上,它也是区内三叠纪盆地的底界面。地史上曾称这次事件为“澜沧运动”^[14]。

1.2 重、磁异常特征

思茅地区的重、磁异常呈近南北向的狭长状,并具有正、负相间的展布特点,与造山带和沉积盆地的展布方向一致。异常强度在盆地内部具有中部较小,两侧向造山带方向明显增大的特点,反映其沉积厚度向造山带方向加大。这一特点说明,思茅三叠纪盆地的沉降及沉积作用可能与造山带的形成和演化过程有着密切的关系。

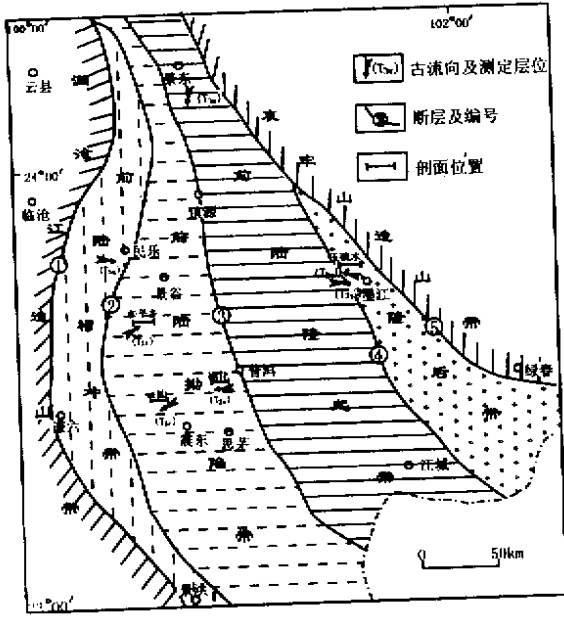
1.3 构造单元的划分及其特征

区内构造近南北向展布,自西向东大致可划分为四个一级构造单元:澜沧江造山带、云县—景洪褶皱冲断带、思茅盆地和哀牢山造山带(图1)。

1.3.1 澜沧江造山带

可进一步划分为东、西两个次级构造单元。西部

^① 中国石油天然气总公司南方新区油气勘探项目资助。



1. 澜沧江断裂 2. 酒房断裂 3. 无量山—营盘山断裂；
4. 阿墨江断裂 5. 九甲—墨江断裂

图1 思茅地区构造单元及古流向分布图

Fig.1 Map showing the tectonic units and the Paleocurrent directions in Simao basin

为昌宁—孟连蛇绿混杂岩带，是昌宁—孟连古特提斯主洋盆向东俯冲关闭后的残迹所在^[6]，为一组成复杂的构造逆冲岩片，其上为上三叠统三岔河组不整合覆盖，说明该蛇绿混杂岩的定位期应在晚三叠世以前。东部为临沧—景洪岩浆弧带，主要由巨大的临沧复式花岗岩基构成，其南北长 500 km，东西宽 15 ~ 45 km。花岗岩均为碰撞型花岗岩^[15]，形成年龄为 213 ~ 288 Ma，属海西—印支期，为弧—陆碰撞高峰期的产物^[6]，中生代期间，曾发生过明显的向东推覆^[16]。

1.3.2 云县—景洪褶皱冲断带

位于临沧岩浆弧与思茅地块之间，东西两侧分别为澜沧江断裂与酒房断裂分隔。带内卷入的古生代地层包括具思茅盆地基底特征的中上泥盆统及与火山弧有关^[12]的石炭—二叠系火山—沉积体，具有明显的变形变质特点，其上为中、上三叠统不整合覆盖。中、上三叠统为一套陆相—滨岸相沉积物，其中含有丰富的火山沉积物，由老至新可细分为碰撞型、碰撞后和板内火山岩三种^[12]，沉积建造及沉积相与东侧盆地地区有截然的变化，酒房断裂为其间醒目的控制界线。中生代期间进一步发生强烈的褶皱冲断作用，使中生界紧密褶皱，甚至倒转，伴生一系列向西缓倾的叠瓦状逆冲断层（1:20 万区测资料：思茅幅、景洪幅）。

1.3.3 思茅盆地

中生代沉积盆地具有双重基底，即下部的结晶基底和上部的晚古生代褶皱基底^[5,15,18]，中生界不整合于盆地基底之上，可分为三个次级构造单元，西部的前陆拗陷带、中部的的前陆隆起带和东部的隆后沉积带。

前陆拗陷带西起酒房断裂，东侧大致以无量山—营盘山断裂为界，是盆地内沉积最厚的区域。航磁及重力异常表现为相对低值区，并具有向西部减弱的趋势，反映沉积基底相对较深，西部深度最大，总体呈箕状。区内早三叠世为隆起区，中叠世以深水细复理石沉积为主，随着沉降中心迅速向东迁移，沉积体相应向东超覆，晚三叠世有少量远源火山碎屑沉积。前陆隆起带大致位于无量山—营盘山断裂与阿墨江断裂之间，为重力异常相对高值区。晚三叠世前为隆起区，晚三叠世卡尼期开始接受沉积，缺少深水复理石沉积。隆后沉积带大致位于阿墨江断裂以东至墨江—九甲断裂之间。早、中三叠世隆起剥蚀。晚三叠世，受哀牢山造山带向西逆冲负载作用的影响，迅速下沉，叠加一个新生的小型前陆盆地，使该区显示相对拗陷特点，表现出较大负值的重力异常。

1.3.4 哀牢山造山带

位于兰坪—思茅地块和扬子地块之间，呈北西—南东向展布。造山带内部自东向西分为三个次级构造单元。东部的哀牢山深变质岩带主体由下元古界苍山群和哀牢山群深变质岩组成，为一个无根的逆冲推覆体^①，中生代抬升至地表。中部的浅变质岩带（蛇绿混杂岩带）由晚古生代浅变质的砂岩、碳酸盐岩、硅质岩、基性火山岩及超镁铁质岩组成，是墨江弧后洋盆关闭的遗迹^[17]。西部的火山弧带主要由二叠纪集块岩、火山角砾岩及凝灰岩夹碎屑岩、煤线和灰岩透镜体组成，地球化学显示其中火山岩具岛弧火山岩的特征^[18]。根据蛇绿岩、弧火山岩的形成时代及造山带的内部结构判断，墨江洋盆形成于晚石炭世^[17]，晚二叠世向东俯冲，三叠纪初闭合造山^[13]。

2 三叠系地层对比及主要沉积特征

盆地内三叠系相变大，建组多，但化石丰富，地层学研究深入。本文主要依据前人资料^[19]，结合笔者近年来科研工作中对多条地层剖面的观测，在层序界面等时性分析的基础上，提出了表 1 所列的划分及对比方案。

2.1 临沧分区

位于澜沧江断裂与酒房断裂之间。中三叠统仅

① 中国石油开发公司. 云南楚雄盆地油气勘探前期工程圈闭评价研究. 1993

发育拉丁阶 称忙怀组 主要沿澜沧江河谷带分布 为一套冲积扇相沉积 与下伏二叠系不整合接触 可分为上、下两段。下段由一套杂色厚层状砂砾岩、砂岩及粉沙质泥岩组成 沉积厚度 3.5 ~ 423 m 不等 常见含砾砂岩—砂岩—粉沙质泥岩组成的韵律组合。单个韵律具河道沉积的二元结构特征 底部见成分复杂的滞留砾石层 常呈透镜状产出 下部砂岩中发育槽状交错层理 上部粉沙岩中见砂纹层理。上段由紫红、灰色厚层块状流纹岩、流纹质角砾状凝灰岩夹少量粉砂岩组成 底部出现火山角砾岩及砂岩、砾岩 未见生物化石。上三叠统称为小定西组 主要为一套陆相—滨岸相沉积 可分为下、中、上三段。下段为砾岩、砂岩及粉砂岩组合 与忙怀组下段沉积特点相似 但总体呈紫红色块状—厚层状产出 中段为玄武—安山质火山熔岩、火山碎屑岩夹泥岩及沉凝灰岩组合 上段为火山角砾岩夹砾岩及砂岩组合 多数人将该段单独划分出来 称之为忙汇河组 相当于瑞替阶^[12,19]。

2.2 思茅分区

位于酒房断与阿墨江断裂之间。中三叠统主要分布于无量山—营盘山断裂(或称普洱断裂)以西 自安尼阶至拉丁阶均有发育。自东向西沉积相由冲积扇—河口湾—陆棚相变化 沉积体向东超覆。在思茅云仙剖面(图2) 底部以一层厚 20 cm ~ 4 m 左右的海相粗砂岩或含砾砂岩与下伏的上石炭统呈低角度不

整合 该层向西至小黑江附近迅速过渡为含大量悬浮砾石的浊积砂岩 正粒序结构明显 下部为河口湾相砂岩、粉砂岩、泥岩夹少量泥灰岩沉积 中部过渡为台地相碳酸盐沉积 以大水井组为代表 上部为斜坡—陆棚相沉积 以臭水组为代表 主要为灰绿色极薄层状粉砂质泥岩夹少量泥灰岩和硅质岩组成 其中发育深水浊流沉积(D—E段) 普遍见正粒序层理和生物扰动构造。向东水体变浅 以普洱德化剖面为代表 下部下坡头组不整合于二叠系龙潭组之上 以砾岩、砂质砾岩和砂岩为主 发育河流相二元结构及大型板状交错层理 上部过渡为河口湾相钙质泥岩和碳酸盐浅滩 沉积厚度明显减薄 至德化以东尖灭 顶部为河口湾相沉积 为灰绿色粉砂岩、泥岩夹少量砂岩透镜体组合。

上三叠统在该分区内广泛分布。卡尼阶称威远江组 与中三叠统连续沉积。在思茅云仙一带沉积物主要为含砾砂岩、粉砂岩、泥岩、钙质泥岩及泥灰岩组成 下部见前三角洲相浊积岩(A—C段)及分支水道沉积 其中发育底冲刷、垂直生物钻孔、正粒序层理及爬升交错层理 向北西至景谷一带 海水明显加深 沉积物以粉砂岩、泥岩夹砂岩为主 含少量泥灰岩 具有外陆棚相特点 沉积物中发育浊积岩(C—E段) 见滑动构造 生物扰动构造十分发育。向东至普洱一带 前人

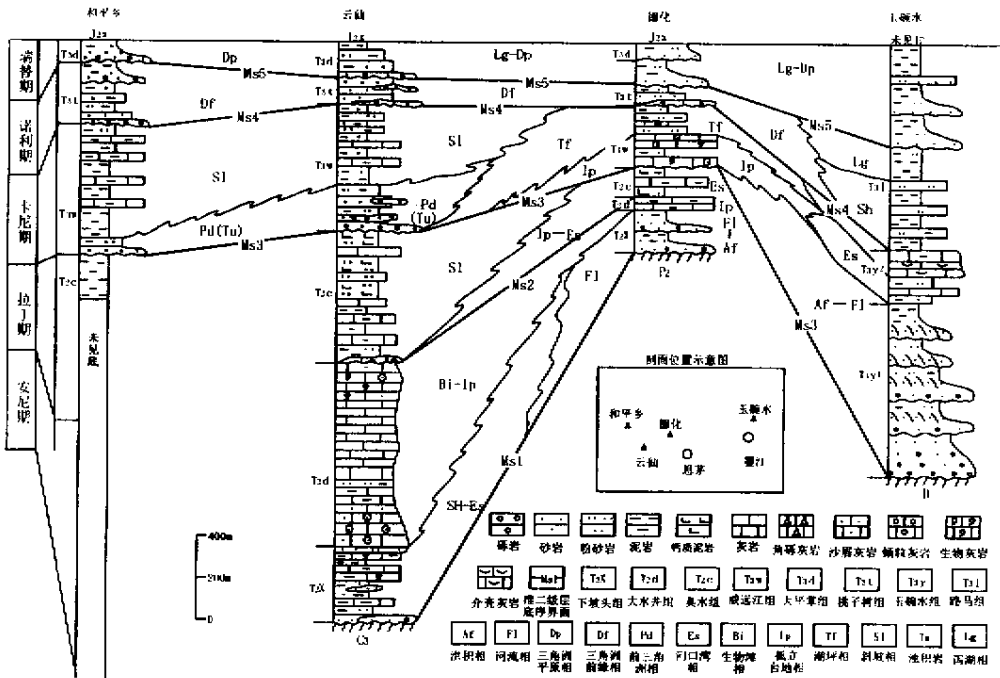


图2 思茅盆地三叠系地层及岩相对比图

Fig.2 Correlation of the Triassic strata and lithofacies in Simao basin

表 1 思茅盆地三叠系地层对比表
(据文献 [19] 修改)

Table 1 Comparison between the division of Triassic strata in Simao basin (Modified from ref. [19])

地 层		分 区			
		临沧	思茅	墨江	
上覆地层		J ₂	J ₂	J ₁	
三 叠 系	上 统	瑞替阶	忙汇河组	路马组	
		诺利阶	小定西组		
		卡尼阶	威远江组	玉碗水组	
	中 统	拉丁阶	忙怀组		臭水组
		安尼阶			大水井组
	下 统			下坡头组	
下伏地层		P ₂	C ₃	D ₁	

(1:20 万区调报告, 思茅幅) 认为缺失威远江组, 但据笔者观测, 原剖面上三叠统连续沉积, 在一套厚度几米至几十米的滑塌角砾灰岩之上的钙质泥岩中见卡尼期双壳化石 *Halobia Parallela*, 据此认为, 该滑塌角砾灰岩层的形成与西侧威远江组底部浊积事件具有等时性, 泥岩层之上以颗粒灰岩沉积为主, 生物化石十分破碎, 为孤立台地及生物滩相沉积物。

诺利阶称桃子树组, 在思茅云仙剖面, 下部主要为三角洲前缘—前三角洲相沉积, 发育浊积岩(A—E段), 可见两个灰绿色砂岩—粉砂岩—泥岩组成的沉

积韵律, 韵律底部为厚层状含悬浮砾石的长石砂岩, 具正粒序层理, 见底冲刷及滑动构造, 滑塌指示 320° 方向; 上部过渡为潮坪—泻湖相沉积, 沉积物主要为灰绿色、黄绿色薄—中层状粉砂岩和粉砂质泥岩, 见透镜状层理和条带状层理。

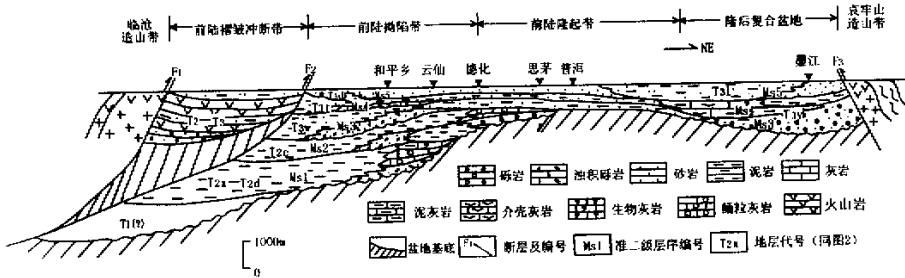
瑞替阶称大平掌组, 为三角洲平原相和泻湖相沉积, 沉积物以砾岩、砂岩、泥岩为主, 顶部夹泥灰岩、紫红色泥岩及蒸发岩(钙芒硝)。

2.3 墨江分区

位于阿墨江断裂与哀牢山西缘的九甲—墨江断裂之间。仅发育上三叠统, 卡尼阶称玉碗水组, 以角度不整合覆于泥盆系之上, 下部厚 20~2876 m 不等, 以砾岩、含砾粗砂岩及粗砂岩为主, 具磨拉石堆积特征; 上部为粉砂岩、泥岩夹生物介壳灰岩, 局部见点礁和生物丘。诺利阶和瑞替阶称路马组, 下部以一套浅海相深灰色极薄层状泥岩与玉碗水组整合接触, 向上过渡为杂色泻湖—三角洲平原相粉砂岩—泥岩沉积, 区内未见顶, 但向北可与兰坪盆地的麦初箐组相连, 为下侏罗统濠江组整合覆盖。

3 盆地内部沉积充填序列

盆地内部沉积序列时空展布见图 2 和图 3。该盆地沉积层序的形成与发育主要受构造作用控制, 一级层序受区域性(非全球)幕次构造事件控制, 代表盆地的新生; 二级层序是非周期性构造作用、海平面升降、沉积物供应和气候等因素共同作用的产物; 三级层序是局部次级构造事件的产物。据此, 中、上三叠统可划分出 5 个准二级层序。



F1. 澜沧江断裂 F2. 酒房断裂 F3. 九甲—墨江断裂。注: T_{3d} 厚度适当夸大。

图 3 思茅盆地三叠系层序展布示意图

Fig. 3 Diagram showing the distribution of Triassic sequences in Simao basin

层序 1 包括中三叠统下坡头组和大水井组。底界为与古生界基底间的暴露不整合面, 属 I 类层序界面, 与澜沧运动形成的构造升降不整合面对应。底部的河流—河口湾相碎屑岩为低位体系域, 海侵面以

钙质泥岩的出现为标志, 海侵体系域为下坡头组下部浅海相泥灰岩夹泥质粉砂岩组合, 其顶部的粉砂质泥岩为凝缩段, 代表该层序的最大海泛面, 高位体系域为大水井组台地—浅滩相碳酸盐岩。层序序列发育

完整,总体为进积—加积序列,反映了该成盆期一次沉降事件演化的全过程。

层序2由中三叠统臭水组组成,其底界面在云仙一带表现为含砾砂质的低位楔体超覆在碳酸盐岩之上,局部可见沟蚀面。楔形体中砾石以远源砾石为主,夹近源灰岩砾石,砾石呈悬浮状,具杂基支撑,总体表现出密度流沉积特征,具正粒序。因此,该界面并非河流回春所留下的底冲刷面,而属于层序II类界面。与过去确定的平行不整合面所代表的意义相反,它反映的是盆地基底的又一次挠曲下沉,且海平面的下降率低于盆地基底的沉降率。海侵体系域为下部的陆棚斜坡相泥灰岩夹泥岩组合。高水位体系域为中部的深水远源浊流沉积的泥岩、粉砂岩夹少量硅质岩系列,在泥岩中可见极为发育的生物扰动构造,为典型的凝缩段,其上表现为沉积物的加积和进积作用,沉积水体变浅。

层序3为上三叠统卡尼阶的威远江组,沉积环境为浅海域。层序及其界面在不同沉积带表现出一定差异,前陆拗陷带(和平乡、云仙)再次挠曲下沉,底部为一套浊流沉积的水下砂、砾质舌形体(相当于鲍马系列的A、B段),属低位扇,超覆在臭水组顶部的钙质泥岩之上,以沟蚀面为界,造成海退假象,层序界面与层序2相同,属II类界面。海侵体系域为下部前三角洲相粉砂岩夹砂岩透镜体,顶部见远源浊积岩(C、D段);高位体系域为上部加积—进积系列的泥灰岩夹粉砂质泥岩。在前陆隆起带(德化),碳酸盐浅滩超覆在臭水组顶部的钙质泥岩之上,海侵体系域为高能鲕粒灰岩,高位体系域为上部潮坪相的砂坪和泥坪亚相组成。在隆后带(墨江玉碗水),该层序为玉碗水组,下部为巨厚的冲积扇—河流沉积系列,不整合在古生界基底之上,反映盆地局部的复合、新生及快速下沉,海侵体系域为上部的河口湾相砂泥岩组合;高水位体系域为顶部的碳酸盐生物介壳滩。

层序4为诺利阶桃子树组,沉积环境以三角洲前缘为主。层序界面为海退沟蚀面,低位体系域为底部的砂砾质舌形体(低位楔),向上为海侵体系域和高水位体系域的复合体组成,以三角洲前缘分支水道沉积为主,沉积序列向上变浅,顶部形成暴露,主要表现出加积—进积过程,总体显示基底的沉降作用已大为减弱。在后陆墨江一带则处于继续下降的过程,表现为浅海斜坡—泻湖相沉积组合。

层序5为上三叠统大平掌组,层序的底界以层序4的顶部暴面上的河道冲刷面和滞留砾石为标志,向上为海侵体系域和高位体系域的复合体,以三角洲平原和泻湖相的粉砂岩、泥岩为主,夹少量长石砂岩,普

遍含有钙质芒硝集合体形成的团块,顶部出现陆上暴露。之后,早期的前陆拗陷带及前陆隆起带全面上升成陆,并在早侏罗世成为剥蚀区,而隆后带(墨江、向北至巍山等地)则处于相对沉降区。

4 盆地内部特殊沉积体的时空展布

盆地内特殊沉积物是指具有特定沉积环境意义的标志性沉积物。思茅盆地内部的特殊沉积物包括浊积砾岩、洪积砾岩和孤立台地相碳酸盐岩。

浊积砾岩主要出现在盆地边缘斜坡带的前缘,做为事件沉积物,与盆地西缘造山带向前陆方向逆冲推覆,沉积盆地受负荷而快速挠曲沉降事件相对应。思茅盆地中浊积砾岩呈水道舌形体的形式产出,底界均表现出II类层序界面特征,其形成环境包括两层含意,其一是滨岸坡折带(或盆地边缘)的沉降速率高于海平面的下降速率;其二是总体处于海平面相对上升期。在时间上,浊积砾岩的形成有五个明显期次(图4),前三次分别位于安尼早期、拉丁期和卡尼期;后两次位于诺利早期。在空间上自中三叠世向晚三叠世,浊积砾岩从云仙以西地区逐步向东侧的德化一带迁移。

洪积砾岩,是盆地新生或河流回春时期的产物,盆地内主要出现在三个时期。一是安尼早期的下坡头组底部,分布于普洱德化一带,相当于前陆隆起向前陆拗陷过渡地带,是盆地快速沉降初期的产物。二是卡尼早期,出现在墨江地区玉碗水组下部,是前陆盆地隆后沉积带受哀牢山逆冲造山作用影响而发生局部快速下沉的结果,具盆地的新生性;二是瑞替早期的大平掌组下部,是盆地挠曲作用减弱,在快速加积作用下,沉积水体变浅、暴露,河流回春作用的产物。

孤立台地相碳酸盐岩,是在盆地相对稳定期,清水环境下的沉积产物,形成于盆地快速挠曲下沉后的一个短期宁静阶段。在空间上,出现于前陆隆起前缘滨岸坡折带近岸一侧。因此,其时空展布及迁移规律是盆地沉降中心迁移的指示剂。从图4可以看出,思茅盆地内部孤立碳酸盐岩台地自早期向晚期明显有由西向东逐步迁移的特点,反映前陆盆地沉降中心由西向东的迁移过程。

5 盆地内各沉积单元的古流向标识

通过对思茅盆地中各地层沉积构造(斜层理、波痕、槽模、滑塌构造等)进行三维测量,结合水下透镜状分支水道(砾)体的三维形态特征,测定出可靠的水流方向,并投影在平面图(图1)上。可以看出,

在盆地西侧的褶皱冲断带上,古流向自西向东,物源来自于西侧造山带;在前陆拗陷及前陆隆起带,古流

向大致自东向西,物源多来自于前陆隆起带本身;总体上,盆地

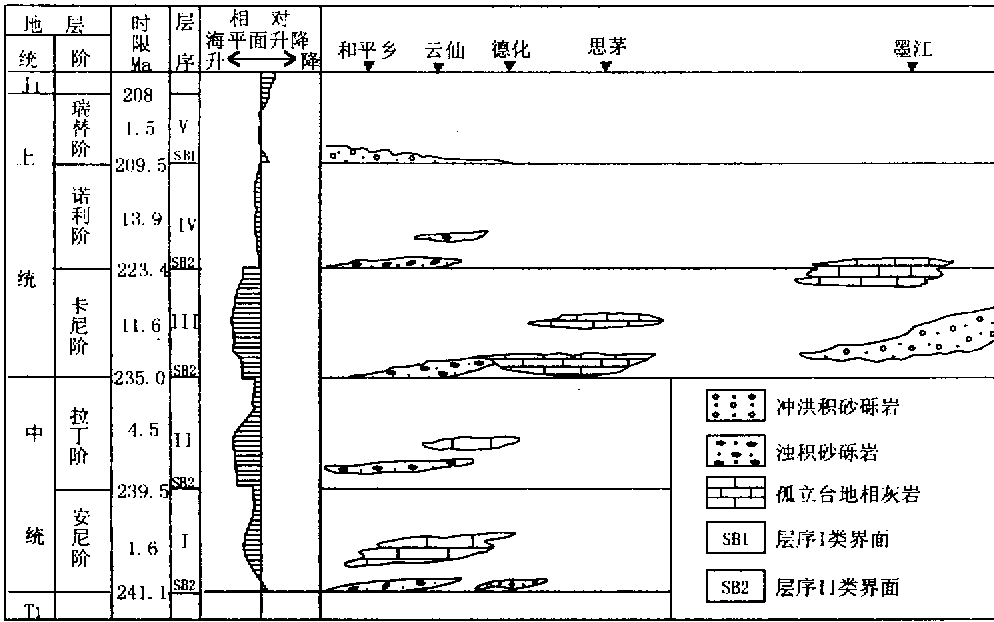


图 4 思茅盆地三叠纪浊积砾岩及碳酸盐时空分布示意图

Fig.4 Schematic diagram showing the distribution of Triassic turbidite and carbonate rocks in Simao basin

内具有双向物源特征。在隆后带,于墨江玉碗水村测定玉碗水组存在两个方向的古流向,下部冲积扇自东向西,上部河流相砂岩中则测出自西向东的古水流方向,反映盆地局部的新生性和独立性。

6 盆地内中生代火山岩与盆地性质

火山活动强度及火山岩的性质是判别盆地类型的一个重要标志。裂谷盆地形成于拉张背景,火山活动异常发育,火山岩以碱性双峰式火山岩系列为特征。而弧后前陆盆地形成于洋陆(或陆内)汇聚的挤压背景,一方面具有前陆盆地特征,盆地内部具“冷盆”性质;另一方面,盆缘的弧陆碰撞带属火山活动强烈地带,可向盆地内部提供火山沉积物质。

思茅地区中生代火山活动在中、晚三叠世均有表现,火山岩性质具有钙碱性系列与亚碱—碱性系列并存的特点,但火山活动主要出现于盆缘造山带前缘。

中三叠世—晚三叠世早期,火山岩以钙碱性基性—中性—酸性组合为特点,属陆内俯冲作用的产物^[12],仅分布于澜沧江造山带东侧的褶皱冲断带上。

晚三叠世火山活动分布在盆地两侧的造山带前缘,盆地内部主要出现在上三叠统上部的路马组,以远源沉积的凝灰质沉积岩和沉积凝灰岩为主,火山岩性质属亚碱—碱性系列,局部(云县一带)见由高钾粗面玄武岩和高钾流纹质火山岩组成的“双峰”式火山

岩。

上述火山岩的另一个特征是其地球化学性质介于板内裂谷型火山岩与弧火山岩之间,因而被作为判断思茅中生代沉积盆地属裂谷盆地的重要证据^[11]。但笔者认为,火山岩的上述特征并不足以说明思茅中生代沉积盆地属裂谷盆地。首先,火山活动主要出现在盆地两侧的造山带前缘而不是盆地内部,拉张作用仅限于造山带前缘局部地段;其次,钙碱性系列与亚碱—碱性系列火山岩并存本身是陆内汇聚阶段的一种普遍现象^[21]。

7 结论

思茅盆地三叠纪期间属弧后前陆盆地性质,前陆盆地演化阶段始于中三叠世安尼期以前,三叠纪末向陆内拗陷盆地过渡。其主要证据是(1)盆地形成于挤压造山阶段,盆地的形成、演化受控于盆缘造山带向前陆方向的逆冲推覆作用;(2)盆地呈箕状,沉积物具有双向物源,一个来自造山带,另一个来自前陆隆起带;(3)盆地内沉积充填序列及特殊沉积体的时空展布显示,盆地内大致经历了5次明显的构造沉降事件,沉降中心逐次由西向东迁移;(4)盆地内部发育部分火山沉积岩,物源主要来自盆地两侧造山带前缘推覆带上。晚三叠世卡尼期盆地东缘受哀牢山造山带构造作用事件的影响发生短期快速下沉,总体构成一

复合式前陆盆地。晚三叠世末期,盆地内大部分地区过渡为准平原化沼泽区,接受陆相含煤沉积。

本文得到成都地质矿产研究所许效松研究员和尹福光研究员的帮助,参加野外工作的还有余谦和谭钦银两位副研究员,特此感谢。

参考文献(References)

- 1 黄汲青,陈国铭,陈炳蔚.特提斯喜马拉雅构造域初步分析[J].地质学报,1984,16(3):67~72[Huang Jiqing, Chen Guoming and Chen Bingwei. Preliminary analysis of the Tethys-Himalayan tectonic domain[J]. Acta Geologica Sinica, 1984, 16(3):67~72]
- 2 黄汲青,陈炳蔚.中国与邻区特提斯海的演化[M].北京:地质出版社,1987[Huang Jiqing and Chen Bingwei. The Evolution of the Tethys in China and adjacent regions[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1987]
- 3 刘本培,冯庆来,方念乔等.滇西南昌宁孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化[J].地球科学—中国地质大学学报,1993,18(5):529~538[Liu Benpei, Feng Qinglai and Fang Nianqiao. Tectonic evolution of Palaeo-Tethys Poly-island-ocean in Changning-Lancangjiang belts, southwestern Yunnan, China[J]. Earth Science-Journal of China University of Geoscience, 1993, 18(5):529~538]
- 4 殷鸿福,吴顺宝,杜远生.华南是特提斯多岛洋体系的一部分[J].地球科学—中国地质大学学报,1999,24(1):1~11[Yin Hongfu, Wu Shunbao, Du Yuansheng, et al. South China defined as part of Tethyan archipelagic ocean system[J]. Earth Science-Journal of China University of Geoscience, 1999, 24(1):1~11]
- 5 潘桂棠,陈智梁,李兴振等.东特提斯地质构造形成演化[M].北京:地质出版社,1997[Pan Guitang, Chen Zhiliang and Li Xingzhen, et al. Geological-Tectonic evolution in the Eastern Tethys[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1997]
- 6 钟大赉等.滇川西部古特提斯造山带[M].北京:科学出版社,1998[Zhong Dalai, et al. The Palaeo-Tethyan orogenic belts in the Western part of Yunnan-Sichuan, China[M]. Beijing: Science Press, 1998]
- 7 罗建宁,张正贵等.三江特提斯沉积地质与成矿[M].北京:地质出版社,1992[Luo Jiangning, Zhang Zhenggui, et al. Sedimentary geology and mineralization in the Tethys of the Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang area[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992]
- 8 刘增乾,李兴振等.三江地区构造岩浆带的划分与矿产分布规律[M].北京:地质出版社,1993.75~85[Liu Zengqian, Li Xingzhen, Ye Qingtong, et al. Division of tectono-magmatic zones and the distribution of deposits in the Sanjiang area[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993.75~85]
- 9 何科昭,赵崇贵等.滇西陆内裂谷与造山作用[M].北京:中国地质大学出版社,1996[He Kezhao, Zhao Conghe, et al. The intercontinental rift valley and orogenics in Western Yunnan, China[M]. Beijing: Publishing House of China University of Geoscience, 1996]
- 10 阙梅英,程敦模等.兰坪—思茅盆地铜矿床[M].北京:地质出版社,1998[Que Meiyang, Chen Dengmo and Zhang Lisheng, et al. Copper deposits in Lanping and Simao basin[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988]
- 11 朱创业,夏文杰等.兰坪—思茅中生代盆地性质及构造演化.成都理工学院学报[J],1997,24(4):23~29[Zhu Chuangye, Xia Wenjie and Yi Haisheng, et al. The tectonic nature and evolution of Mesozoic Lanping-Simao basin[J]. Journal of Chengdu University of Technology, 1997, 24(4):23~29]
- 12 莫宣学,路风香等.三江特提斯火山作用与成矿[M].北京:地质出版社,1993[Mo Xuanxue, Lu Fengxiang and Shen Shangyue, et al. Sanjiang Tethyan volcanism and related mineralization[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993]
- 13 谭富文,潘桂棠,王剑.滇西泥盆纪—三叠纪盆地—山转换过程与特提斯构造演化[J].矿物岩石,2001,21(3):179~185[Tan Fuwen, Pan Guitang and Wang Jian. Devonian-triassic basin-range transformation and the tectonic evolution of Paleo-Tethys in Western Yunnan, China[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2001, 21(3):179~185]
- 14 范承均.滇西区域地质特征[J].云南地质,1982,1(4)[Fan Chengjun. The regional geological characteristics in western Yunnan, China[J]. Yunnan Geology, 1982, 1(4)]
- 15 张雯华,陈福坤,秦元季.滇西临沧花岗岩带的成因类型及其物源的讨论[A].见:亚洲的增生[C].北京:地震出版社,1993.69~77[Zhang Wenhua, Chen Fukun and Qin Yuanji. A discussion to the genetic type and source material of Lincang granite in western Yunnan[A]. In: Accretion of Asia[C]. Beijing: Seismic Publishing House, 1993.69~77]
- 16 杨振德.云南临沧花岗岩的冲叠瓦构造与推覆构造[J].地质科学,1996,31(4):130~137[Yang Zhende. Thrust-imbricate structure and nappe of Lincang[J]. Scientia Geologica Sinica, 1996, 31(4):130~137]
- 17 谭富文.哀牢山两侧石炭纪—三叠纪沉积盆地类型的转变及其构造意义[D].北京:北京大学,2001[Tan Fuwen. Carboniferous to Triassic evolution of the sedimentary basins on the both sides of Ailao-Shan orogenic belt and its tectonic significance[D]. Beijing: Beijing University, 2001.]
- 18 魏启荣,沈上越.哀牢山区太忠—李仙江带上二叠统(P₂)弧后火山岩[J].矿物岩石,1997,17(2):8~16[Wei Qirong, Sheng Shangyue. Arc Volcanic rocks of late Permian(P₂) in Taizhong Liniang zone, Ailaoshan area[J]. J Mineral Petrol, 1997, 17(2):8~16]
- 19 云南省地质矿产局.云南省区域地质志[M].北京:地质出版社,1990[Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province. Regional geology of Yunnan province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990]
- 20 何国琦,刘德权等.中国新疆古生代地壳演化与成矿[M].香港:香港文化教育出版社,1994[He Guoqi and Liu Dequan. The Paleozoic crust evolution and mineralization in Xinjiang, China[M]. Hangkong: cultural and educational Publishing House, 1994]

The Sedimentary Characteristics of Simao Triassic Rear Arc Foreland Basin , Yunnan Province

TAN Fu-wen

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

Abstract Simao basin locates in East part of Paleo-Tethys tectonic zone. To its west is Lancangjiang orogenic belt and east is Ailao-shan orogenic belt. Based on the late Paleozoic fold basement , Simao Triassic sedimentary basin formed in the early continental-island arc collision stage after the close of Paleo-Tethys ocean. Lots of viewpoints have been given to interpret its property , such as rear-land basin , "delayed " back-arc basin , rift basin and foreland basin. In this paper , the authors argue , on the basis of the study of the texture , property , stacking pattern , the provenance (or paleo-current directions) of the deposits , the earth dynamics of the basin and the transfer mode of the basin center , that Simao Triassic basin was a rear-arc foreland basin. Its development started before Anisian of Middle Triassic and controlled mainly by Lancangjiang orogenic belt. In Late Triassic , effected by Ailao-shan orogenic belt , the basin had the properties of complex foreland basin. At the end of Triassic , it transformed into an intracontinental downwarped basin.

Key words Tethys , Simao basin , foreland basin , Triassic

(Continued from page 536)

and highstand systems tracts like Vail 's marine sequence model. Because of the difference of basin texture , fault activity and material supply , the main controlled factors of sequence style were different in steep slope , deep-water area and gentle slope. The major controlled factor of sequence style on steep slope was fault activity and material supply , and the nearshore subaqueous fan was main sedimentary type ; the factor controlled sequence style in deep water area was relative change of lake level , the sedimentary facies was characteristic of shallow-deep lake ; the factor controlled sequence style on gentle slope was relative change of lake level and material supply , fan-delta or river-dominated delta was major sedimentary type. Therefore , the sequence models were established separately on steep slope , deep-water area and gentle slope. A sequence was made up of lowstand , transgressive and highstand systems tracts with topographic break on gentle slope of Luxi depression. Lastly , authors analyzed the condition of hydrocarbon accumulation in different sequence framework , and pointed out that the lowstand and highstand systems tracts of sequence III were rich in hydrocarbon resource , and were the main section for finding new hidden traps.

Key words sequence boundary , flooding surface , systems tract , sequence style , hydrocarbon evaluation