

# 黔南桂西中三叠统浊积扇、物源及板块构造

秦建华 吴应林

(成都地质矿产研究所)

## 引 言

广布于黔南桂西地区的中三叠世重力流沉积物(面积达 7000km<sup>2</sup>),由于在黔桂盆地的沉积演化历程中,占有重要地位,因而,历来为世人所注目。近年来,国内先后有许多单位和个人(西南石油学院地质系,1978、1979;张继淹,1985;苟汉成,1985;贺自爱,1956;)曾就这套沉积物形成的地质背景、沉积机理进行过有益的论述。但迄今为止,尚意见纷纭,争论颇多。归纳起来主要有以下两种观点:1)认为属于深海槽状重力流沉积模式,云开古陆及江南古陆为其沉积物源区(西南石油学院,1978、1979;叶红专,1985;苟汉成,1985;贺自爱,1986);2)认为属于深海斜坡重力流沉积体系,越北古陆供给了沉积物(张继淹,1985)。

自 1972 年,由意大利学者马蒂等人提出浊积扇沉积体系以来,该概念已得到不断地修正和完善。目前,普遍认为浊积扇不过仅仅是一个“水道——堤岸沉积体系(channel-levee system)(Bouma. et. al., 1985)而已。因而,确实是否有浊积扇沉积体系存在的关键,是有无水道——堤岸沉积体系的发育。

笔者于 1986 年 9—10 月,在桂西地区进行三叠纪地层的沉积相研究时,在中三叠世陆源碎屑重力流沉积地层中,发现了中扇和内扇水道沉积,从而对所谓的斜坡重力流沉积模式提出了怀疑;为了进一步查明这套沉积物的形成机理,笔者又特地于 1987 年 4—6 月赴该区专门对这套沉积物进行了研究。本文以两次野外地质工作为基础,结合区域资料和室内工作成果,就这套沉积物的形成机理、沉积物源及其形式的构造环境进行讨论。

## 一、区域地质背景

黔南桂西地区,自晚古生代以来,开始了在加里东期褶皱基底上的裂谷活动。石炭、二叠纪时,形成了槽台相间的构造格局。从晚二叠世开始,由于受到特提斯板块沿越南境内黑水

河断裂带及其向北俯冲作用的影响,造成了强烈拉张拗陷,导致晚二叠世和早三叠世的海底火山碎屑流沉积(侯方浩等,1984)。至中三叠世,长期拉张拗陷导致槽台相间构造格局,为统一的黔桂盆地所代替。从图1中可看出,中三叠世,黔桂盆地四周为古陆或台地所围限。西为康滇古陆,南为越北陆,东南为云开古陆,北东为江南古陆,而扬子地台则屹立于盆地的西北边。在重力流沉积作用发生之前,盆地主要发育了薄层泥灰岩、泥页岩和薄层粉砂岩沉积。

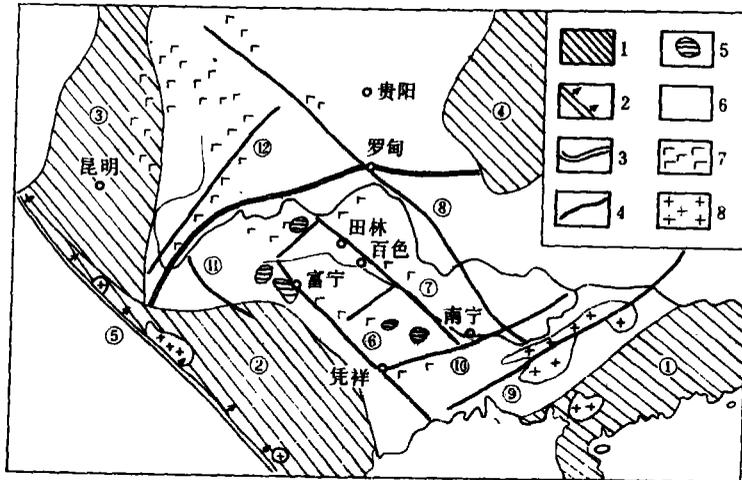


图1 黔南桂西区域构造略图 (据侯方浩,1984 修改)

1—印支期以前古陆和岛弧隆起;2—海西晚期到印支期板块消减带;3—扬子准地台和华南加里东期褶皱带界线;4—区域深大断裂;5—下古生界构造层;6—晚古生代和三叠纪地层分布区;7—海西晚期到印支期火山岩和次火山岩;8—海西晚期到印支期酸性侵入体;①—武夷-云开加里东期古岛弧(西南部份);②—越北古陆(海西-印支期);③—康滇古陆;④—江南古陆(西南倾没端);⑤—金沙江-哀牢山-黑水河断裂带;⑥—凭祥-富宁断裂带;⑦—右江断裂带;⑧—紫云-罗甸-南丹-上林断裂带;⑨—灵山断裂带;⑩—凭祥-贵县断裂带;⑪—南盘江断裂带;⑫—弥勒-盘县断裂带

Fig. 1 Schematic tectonic map of southern Guizhou and western Guangxi

1 = pre-Indosinian oldland and island-arc rise; 2 = late Hercynian to Indosinian plate subduction zone; 3 = the boundary between the Yangzi paraplatform and Caledonian South China folded belt; 4 = regional rift; 5 = Early Palaeozoic strata; 6 = Late Palaeozoic and Triassic strata; 7 = Late Hercynian to Indosinian volcanic and subvolcanic rocks; 8 = late Hercynian to Indosinian acidic intrusive bodies. (1) = Caledonian Wuyi-Yunkai palaeo-island arc (the southwestern part); (2) = Hercynian to Indosinian North Vietnam oldland; (3) = Kang-Dian oldland; (4) = Jiangnan oldland (the submerged part in the southwest); (5) = Jinsha River-Ailaoshan-Heishui River fault zone; (6) = Pingxiang-Funing fault zone; (7) = Youjiang fault zone; (8) = Ziyun-Luodian and Nandan-Shanglin fault zones; (9) = Lingshan fault zone; (10) = Pingxiang-Guixian fault zone; (11) = Nanpanjiang fault zone; (12) = Mile-Panxian fault zone

黔南桂西地区中三叠统地层对比见表1

表 1 黔南桂西中三叠统地层对比表(据贵州省测队,1975)

Table 1 Middle Triassic stratigraphic correlation between southern Guizhou and western Guangxi (after Guizhou Regional Geological Mapping Party, 1975)

地层名称		黔南分区		桂西分区	
		边阳组 (T <sub>2b</sub> )	新苑组 (T <sub>2z</sub> )	兰木组 (T <sub>2l</sub> )	河口组 (T <sub>2h</sub> )
中 三 叠 统 (T <sub>2</sub> )	拉丁 尼克 阶 (T <sub>2</sub> <sup>3</sup> )				
	安 克 阶 锡 (T <sub>2</sub> <sup>1</sup> )	青岩组 (T <sub>2q</sub> )	新苑组 (T <sub>2z</sub> )	板纳组 (T <sub>2b</sub> )	百蓬组 (T <sub>2bp</sub> )

## 二、岩 相 划 分

本区重力流沉积物按其形成方式,可划分为两类,即碎屑流成因的泥砾岩和浊流沉积成因的浊积岩。根据沉积结构、构造和岩性特征,可划分出以下岩相:

相 1:泥砾岩。分布在那坡县百合百南一带,北西间断续出露长约 25km 左右。与下伏岩层和上覆岩层均呈连续沉积,分界面清晰,表明为同生滑塌泥石流成因。剖面上,由下而上,出现三套泥砾岩,其沉积厚度分别为 186m,199m,及 414m。主要发育在百蓬组顶部和河口组中部。泥砾岩呈青灰、灰绿和浅黄色,砾石成分复杂,计有泥岩、细砂岩和硬砂岩等,且无分选,杂乱排列。砾径最大可达数米,最小仅为几毫米,一般为 30—50cm,岩石中砾石含量为 20—55%,泥质物胶结。构成斜坡裙重力流沉积。

相 2:厚到块状的细粒、中粒、粗粒长石(杂)砂岩和砂质砾岩沉积。岩层内部发育均一化层面(amalgated)(图 2)或斜切面构造(tangential)(图 3),有些尚具有卵石沉积(图 4)。砂体大多侧向延伸稳定,少数则呈透镜体。有的尚发育有大型斜层理构造(图 5)。主要构成外扇舌形体、中扇水道沉积,少数出现在内扇水道和斜坡裙浊流沉积物中。



图 2 中扇水道沉积;厚层水道砂体(相 2)中发育均一化沉积构造。兰木组、冈山盘弄

Fig. 2 Channel deposits in the mid-fan area in the Lanmu Formation, Pannong, Fengshan

相 3: 中层状长石(杂)砂岩(微粒、中粒), 发育鲍玛层序。主要组成外扇舌形体、中扇水道边缘及斜坡裙浊流沉积物。

相 4: 薄层及条带状粉砂岩, 细粒杂砂岩。具有清晰的完全或不完整的鲍玛层序。与相 3 主要根据岩层厚度进行鉴别。主要形成于水道堤岸和外扇舌形体环境中, 少量出现在中扇水道间和斜坡裙浊流沉积中。



图 3 中扇水道砂体(相 2)中发育的斜切面构造。板纳组、凤山盘弄

Fig. 3 Tangential structure in the channel sand bodies from the mid-fan area in the Banna Formation, Pannong, Fengshan

相 5: 薄—中层状泥质岩。岩性主要为粉砂质泥岩和沉岩。为正常的悬浮沉积和浊流沉积成因。后者发育 Piper(1978)的泥质浊积岩沉积层序(图 6)。主要出现在外扇舌形体边缘和盆地环境中。



图 4 水道砂体(相 2)中发育的滞留卵石沉积。滞留卵石沿着岩层内部均一化面分布。板纳组、凤山盘弄

Fig. 4 Lag pebble deposits in the channel sand bodies from the mid-fan area in the Banna Formation, Pannong, Fengshan

相 6: 生物碎屑泥晶灰岩, 分布局限, 仅在凤山盘弄一带可见, 呈薄—中层状。生物碎屑为薄壳瓣鳃、腹足类、有孔虫(深水)、有孔虫、介形虫等。为正常的盆地环境碳酸盐沉积。

相 7: 泥晶灰岩。呈薄层, 或小透镜体夹于相 5 中; 或呈薄层状与相 6 相伴出现; 后者以正常盆地环境碳酸盐形式出现, 如在凤山金牙、东兰兰木等地; 前者则以浊积形式出现(浊流对盆地正常沉积的碳盐进行改造再沉积)如田林踏城、西林石炮等地。

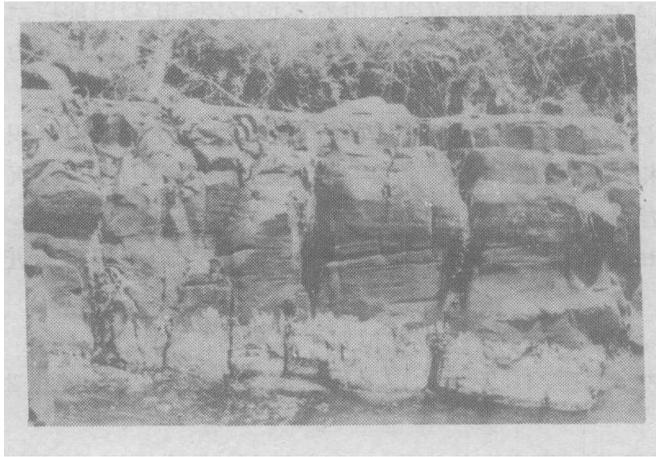


图5 中扇水道砂体(相2)中发育的大型斜层理构造。板纳组,风山盘弄  
Fig. 5 Large-scale oblique beddings in the channel sand bodies from the mid-fan area in the Banna Formation, Pannong, Fengshan

### 三、浊积扇

本区中三叠世浊积扇包括三个亚相沉积,即内扇亚相,中扇亚相和外扇舌形体亚相沉积。

#### (一)内扇亚相

主要是内扇水道微相沉积。在那坡一带,发育有由相2砂质砾岩沉积组成的内扇水道。水道砂体明显地切割了泥岩而呈透镜体。

#### (二)中扇亚相

包括中扇水道,水道堤岸,水道边缘微相和水道间四个微相沉积单元。其中,中扇水道在本区分布最广,发育的沉积类型最多。

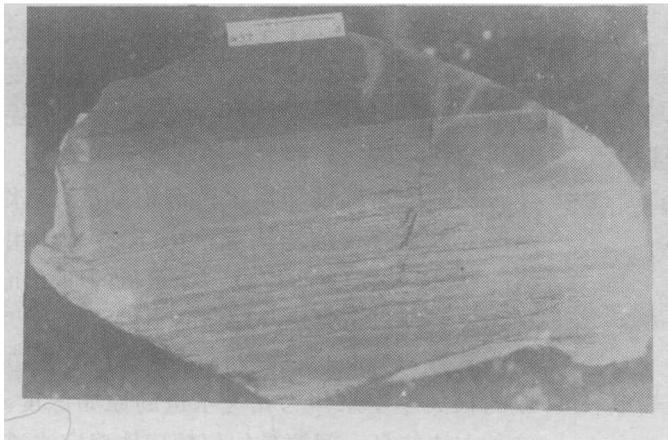


图6 泥质浊积岩标准层序; $E_1 + E_2 + E_3 + F(?)$ ,光面。板纳组,风山盘弄  
Fig. 6 Standard sequence of argillaceous turbidites,  $E_1 + E_2 + E_3 + F(?)$ . Polished section from the Banna Formation, Pannong, Fengshan

本区发育的中扇水道,主要由相2和相3组成。不仅具有向上沉积厚度变薄,粒度变细的沉积层序特征,而且尚发育有其它一些中扇水道特征的沉积构造:

(a)在中扇下部水道沉积中,发育了由于它在侧向上发生灾变性迁移形成的滞留卵石(图4)和斜切面沉积构造(图3)(Bouma. et. al, 1985)滞留卵石沿着水道砂体(相2)内部均一化层面分布(在纵断面上表现为线状分布)。滞留卵石呈椭球体,大小为 $17 \times 10\text{cm}$ ,成分多为砂岩质,少量为泥质成分。

(b)在中扇水道砂体相2厚层砂岩中,发育有由水道砂质高密度浊流发生牵引沉积而形成的大型斜层理构造(图5),它相当于Lowe(1982)的高密度浊积岩层序中的 $S_1$ 段沉积,也相当于Walker(1978)的砾质砂岩相沉积。

上述水道沉积特征可与法国Martime地区上始新统地层中发育的中扇水道沉积构造进行对比(Bouma. et. al, 1985)。

根据中扇水道相组成和剖面序列,可将本区中扇水道沉积划分为下列三种类型:

(1)由一层相2和多层相4组成。其中相4系由水道溢岸浊流沉积形成,上覆于相2之上;

(2)由一层相2,多层相3及少量相4组成。其中相3为残余浊流的水道沉积,相4则为水道溢岸浊流沉积,二者常呈互层产出。与密西西比河现代深海浊积扇中扇水道沉积相似(Bouma. et. al, 1985)。

(3)由多层相2相互叠置组成的水道充填沉积序列。



图7 中扇水道边缘滑塌沉积。

板纳组、风山盘弄

Fig. 7 Perichannel talus in the mid-fan area  
in the Banna Formation, Pannong, Fengshan

以上三种类型,以第二种类型在本区出现最多。中扇水道沉积表现为何种形式,主要取决于供应的沉积物中的砂与泥的比和数量。在浊流体中,由于重力作用而发生流动的分层现象,在浊流体上部的流体密度低于下部(Fisher, 1983)。因此,如果在所供应的沉积物中,砂与泥的比值低,且供应量又较大时,则在水道浊流体上部形成厚度较大的稀释浊流而易溢出水道,形成水道溢岸流沉积,形成了上述第(1)、(2)两种类型的水道沉积;反之,水道浊流体上部形成的稀释浊流厚度就较小,不能摆脱水道的限制而缺乏水道堤岸沉积,形成第(3)种类型的水道沉积。

现存的古代浊积扇水道沉积厚度,是水道废弃后所接受的充填沉积物,经成岩作用后的厚度。显然,这种厚度小于水道的原始沉积深度。目前,主要是以现存的水道沉积厚度作为基数,再加上由成岩作用等其它因素造成的损失厚度来作为相应水道的原始深度。这种方法的最大问题是如何精确地确定水道充填沉积厚度的上界。惯常的处理办法是以

由水道充填沉积层在明显地为薄层水道堤岸沉积所取代的部位,作为水道充填沉积的上限。笔者用此方法对黔南桂西中三叠世浊积扇中扇水道最小充填厚度为1.5m左右的最小原始

深度进行估算,结果大致为 4m 左右,这与 Pickering(1983)得出的结论基本一致。

水道边缘微相沉积在本区中扇沉积中不甚发育,仅见于风山盘弄、田林利周。由相 3 和相 4 组成,上覆于中扇水道沉积之上,发育了特征的同生滑塌沉积构造(图 7)。Mutti(1975)认为,水道边缘微相沉积的较少出现,是中扇水道具有浅而宽的性质的表现。

水道堤岸微相,在剖面序列上,上覆于水道沉积砂体之上,前述的第(1)、(2)种类型的中扇水道沉积组合中,上覆的相 4 就为该微相沉积。在风山盘弄板纳组地层中,水道堤岸微相沉积中发育有同生滑塌包卷构造。

水道间微相沉积,主要由相 5 和少量的相 3 组成。系由水道溢岸流经由水道堤岸地带经过沉积卸载之后,残余的低密度浊流于水道间低洼处发生沉积而形成。其中,发育有由决岸流(crevasse flow)于水道间低洼处形成的小水道砂体为相 5 所包围的现象。按照 Mutti(1977)和 Pickering, T. V(1983)的意见,认为这是鉴定此类微相沉积的特征构造。

根据剖面上的顺序,本区中扇各沉积微相在空间上的相互关系,可用图 8 综合表示。

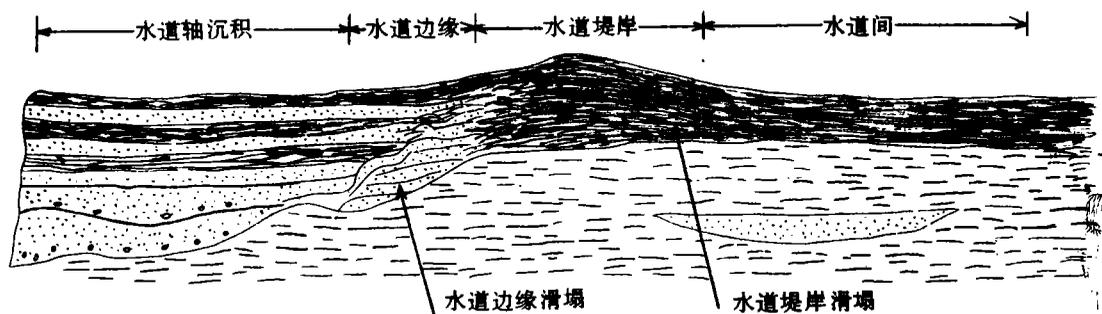


图 8 黔南桂西中三叠世中扇各沉积微相空间关系综合图解

Fig. 8 Generalized spatial relations among Middle Triassic sedimentary microfacies in the mid-fan area in southern Guizhou and western Guangxi

### (三)外扇亚相

主要由外扇沉积舌形体(lobe)组成。按照相组合,将本区沉积舌形体划分为以下三种类型:

- (1)由相 2,相 3 和相 4 组成;
- (2)仅由相 2 组成;
- (3)由相 3 和相 4 组成(图 9);

其中,除第(2)种类型是由于浊积扇迅速向前加积而造成相 2 直接覆盖在相 5 之上以外,其余两类均是在浊积扇向前逐渐加积生长背景下形成的,在剖面序列上,表现为岩层厚度和粒度逐渐地向上变厚、变粗。

### (四)浊积扇生长机理

本区浊积扇的发育具有阶段性特点,在风山盘弄由板纳组和部分兰木组地层组成的 900 多米厚的剖面,是由六套浊积扇沉积旋回组成的。浊积扇沉积活动期间,内扇水道在侧向上重复发生迁移,造成了各个次级沉积旋回的叠置,其间为扇废弃相沉积(相 5)(浊积扇

废弃后,其表面接受的沉积物)所分隔开。

沉积旋回内部剖面结构特征表明,浊积扇在各个旋回期间,均是以向前加积方式进行生长。而在加积生长背景下,浊积扇中扇水道在侧向上发生地迁移,造成在浊积旋回沉积序列上,外扇沉积舌形体发生叠置(图 10)。

众所周知,根据沉积物供应性质、类型和供应速率,深海浊积扇可划分为两种端元类型(end member),即纵长状浊积扇和放射状浊积扇(Stow, et. al, 1986)。前者由于沉积物供应丰富,而且主要是细砂和泥质物,因而,它所发育的中扇分支水道具有纵长、稳定、堤岸较为发育等特点,其外扇沉积舌形体则不甚发育,不能清楚地划分出内扇、中扇和外扇沉积;后一种类型,则为沉积物供应量小,且多为砂质物,因而发育了较为明显的外扇沉积舌形体,其中扇分支水道堤岸沉积不甚发育,水道经常发生侧向迁移,具有清楚的内扇、中扇和外扇舌形体亚相沉积,这是较为经典的浊积扇模式(Mutti, et. al, 1972)。而地质记录中的浊积扇则是上述两种类型的混合沉积。



图 9 第(3)种类型的外扇沉积舌形体。兰木组、风山盘弄

Fig. 9 Outer-fan lobes (Type 3) in the Lanmu Formation, Pannong, Fengshan

本区浊积扇沉积特征表明,伴随沉积物供应性质的变化,该浊积扇在生长活动期间,相应地经历了从早期的偏向于纵长状浊积扇逐渐向晚期的偏向于放射状浊扇地生长演化。

#### 四、重力流沉积体系的演化

区域沉积相研究表明,本区浊积扇在生长期间,曾有过较长时期的停歇。本文把停歇期前的浊积扇称为板纳期浊积扇( $T_{2b}$ ),停歇后再次发育的称为兰木期浊积扇( $T_{2l}$ )。在浊积扇停歇期间,风山盘弄地区接受了3m厚的相6沉积。岩层分布局限,在空间上呈一个较大

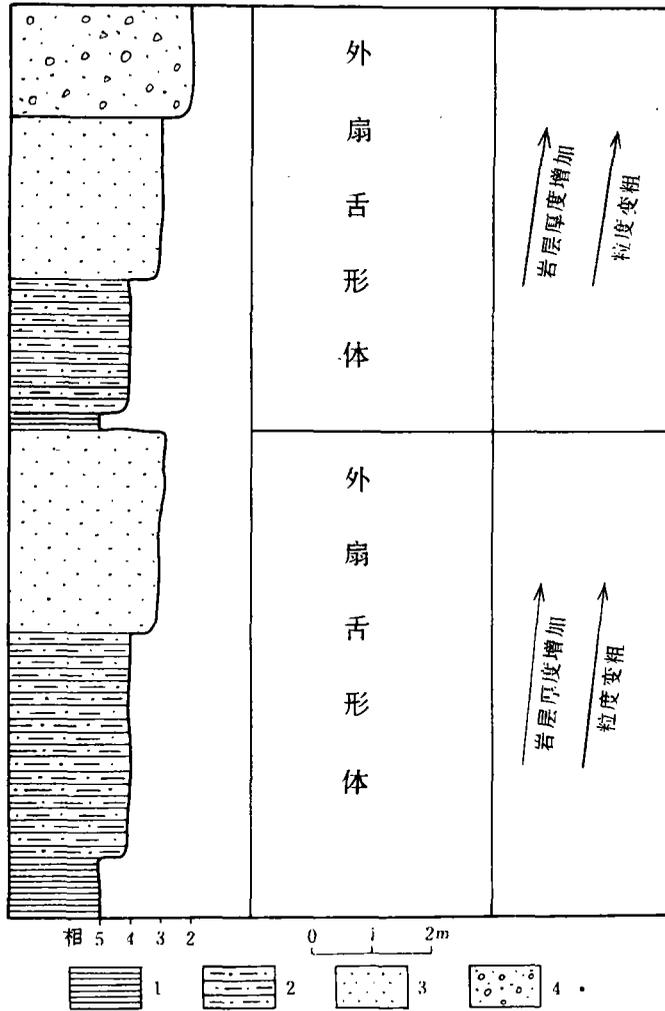


图 10 风山盘弄中三叠统板纳组(T<sub>2</sub>b)浊积扇第三沉积旋回剖面结构图

1—薄层到中层状泥质岩；  
2—薄层粉砂岩；3—中层砂岩；4—厚到块状砂质砾岩

Fig. 10 Schematic profile of No. 3 sedimentary cycle in the Middle Triassic turbidite fan in the Banna

Formation, Pannong, Fengshan

1 = thin- to medium-bedded argillaceous rocks; 2 = thin-bedded siltstone; 3 = medium-bedded sandstone; 4 = thick-bedded to massive sandy conglomerate

的透镜体。在桂西田林标屯、潯城、百色百康、田东作登等地区则接受了薄层状的，发育具有鲍玛层序D-E序列和C-E序列组合的粒砂质浊积岩沉积(相4)，砂与泥之比小于1，显示出由残余低密度浊流形成的远源浊积岩的沉积特征。而在靠近物源区的那坡一带(见下一带)，则发育了由斜坡滑塌演化形成的碎屑流沉积形成的泥砾岩沉积(相1)。上述事实说明，黔南桂西区在浊积扇生长停歇期间，发育了短暂的斜坡裙重力流沉积体系，而风山盘弄及其以北地区，则可能距物源太远未能受到重力流沉积的影响。

再次活动的兰木期浊积扇较之于早期的浊积扇(板纳期)有着更为广泛的影响范围，后者仅分布在隆林者保—东兰兰木一线以南地区，而前者则越过了该线，进入到了其北地区<sup>①</sup>。此外，在靠近物源区的那坡一带，于兰木组地层中发育有由斜坡滑塌沉积成因的泥砾岩(相1)，说明在兰木期浊积扇活动期间，伴随发育了斜坡裙沉积体系。

综上所述，本区中三叠世重力流沉积体系，经历了浊积扇(板纳期)(图11)、斜坡裙(板

① 西南石油学院地质系等，1978，广西壮族自治区桂西中三叠统浊积岩初步认识(内部资料)

纳期末)(图 12)一斜坡裙与浊积扇同时发育的混合沉积体系(兰木期)(图 13)的生长演化过程。

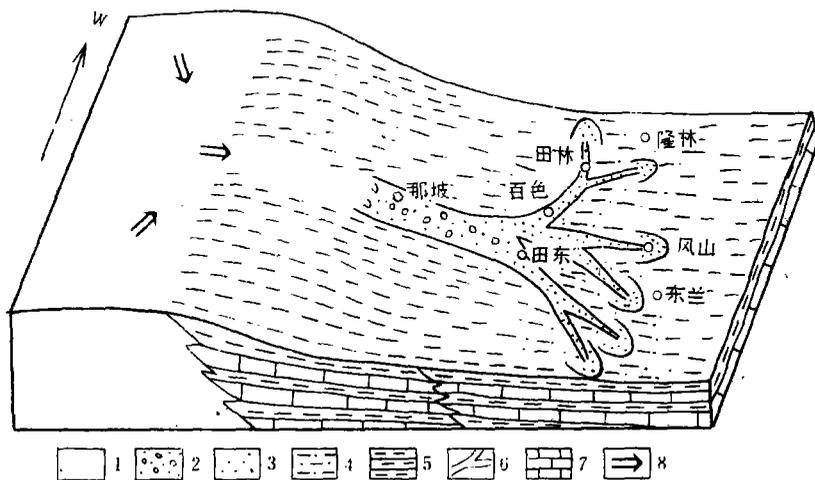


图 11 板纳期(安尼锡克阶)浊积扇沉积体系示意图

1—滨岸沉积, 2—砂质砾岩, 3—砂岩, 4—粉砂岩, 5—泥质岩;  
6—浊积扇, 7—泥晶灰岩, 8—物质供应

Fig. 11 Schematic representation of Bannaian (Anisian) turbidite fan system from southern Guizhou and western Guangxi

1=shore deposits; 2=sandy conglomerate; 3=sandstone; 4=siltstone; 5=argillaceous rocks;  
6=turbidite fan; 7=micritic limestone; 8=source area

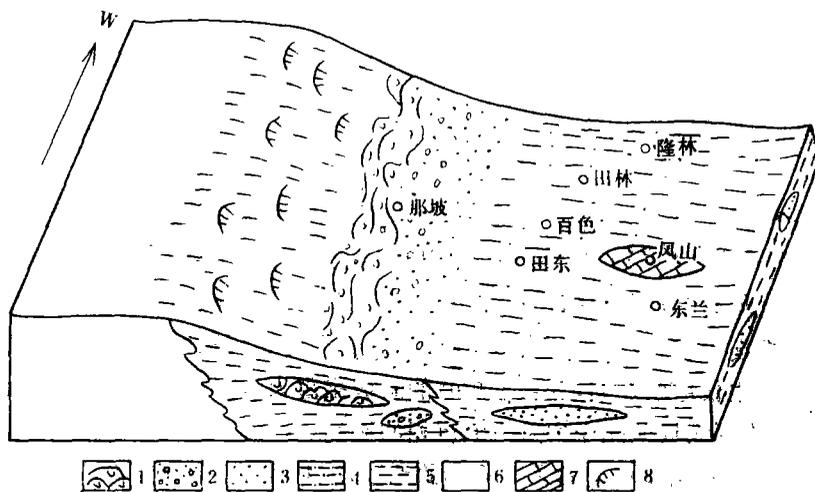


图 12 板纳期末(安尼锡克阶末)斜坡裙体系示意图

1—泥砾岩, 2—砂质砾岩, 3—砂岩, 4—粉砂岩, 5—泥质岩, 6—滨岸沉积, 7—生物碎屑泥晶灰岩, 8—滑动面

Fig. 12 Schematic representation of late Bannaian (late Anisian) slope-apron system from southern Guizhou and western Guangxi

1=mudstone and conglomerate; 2=sandy conglomerate; 3=sandstone; 4=siltstone; 5=argillaceous rocks;  
6=shore deposits; 7=bioclastic micritic limestone; 8=slide surface

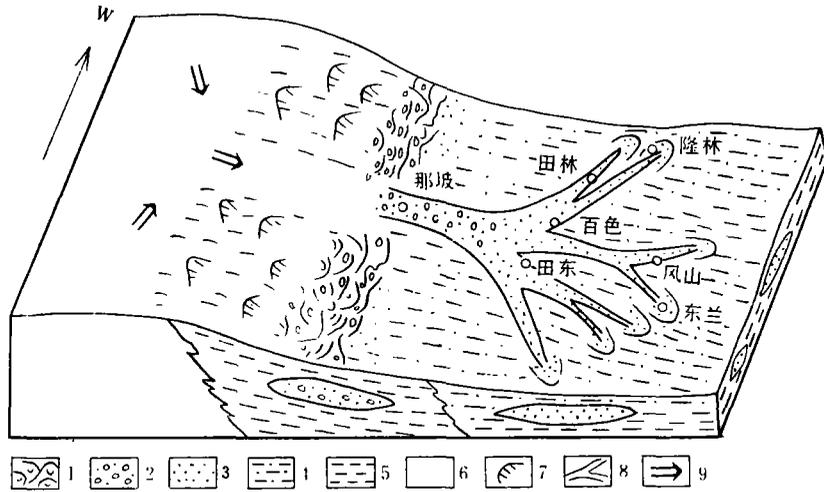


图 13 兰木期(拉丁尼克阶)混合沉积体系示意图

1—泥砾岩;2—砂质砾岩;3—砂岩;4—粉砂岩;5—泥质岩;6—滨岸沉积;7—滑面;8—浊积扇;9—物质供应

Fig. 13 Schematic representation of Lanmuian (Ladinian) mixed sedimentary system from southern Guizhou and western Guangxi

1=mudstone and conglomerate; 2=sandy conglomerate; 3=sandstone; 4=siltstone; 5=argillaceous rocks; 6=shore deposits; 7=slide surface; 8=turbidite fan; 9=source area

## 五、物源与板块构造

沉积物成分受控于许多因素,其中,沉积盆地所处的板块构造环境和物源区性质是主要的控制因素。现代和古代沉积学研究表明,砂质沉积物成分与构造环境、沉积物源区类型之间存在密切关系(Schwab, 1975)。因此,反过来,通过对沉积物成分特征进行研究,将有助于认识沉积物形成时的构造环境和沉积物源区。

### (一)古流向

从表 2 和图 14 中可看出,古流向呈以那坡为顶点的放射状型式,说明位于盆地西南边的越北古陆应为本区重力流沉积体系的沉积物源区。同时,也为本区浊积扇体系的存在提供了佐证。

### (二)岩石地球化学

#### (1)矿物碎屑类型分布型式

从本区浊积岩矿物碎屑类型构造环境 QFL 三角形判别图(图 15)中可看出,投点大多落入基底上升隆起的物源区中。表明本区重力流沉积体系发育在与具大陆基底岩系的以断层为边界的隆起区相邻的盆地环境中,其中沉积物未能经过长距离搬运。这与从其它方面得出的结论相一致。

#### (2)常量元素地球化学

本区浊积岩矿物成分特征为石英 33—61%;化学成分特征为:SiO<sub>2</sub> 69.2%;K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O < 1,属于 Crook(1974)所划分的中等石英含量杂砂岩类型,代表安第斯型大陆边缘海沟沉积。不过 Crook 也指出,“待进一步工作后,这类砂岩有可能进一步细分。”贺自爱(1985)将 Crook 的中等石英含量的杂砂岩,进一步划分为安第斯型大陆边缘和弧后盆



图 14 黔南桂西中三叠世重力流古流向图

Fig. 14 Palaeocurrent direction of Middle Triassic gravity flow deposits in southern Guizhou and western Guangxi

表 2 黔南桂西中三叠世重力流沉积古流向

Table 2 Palaeocurrent direction of Middle Triassic gravity flow deposits in southern Guizhou and western Guangxi

地区	项目	定向构造类型	方向	地层时代	资料来源
那坡县炭院	斜层理		18°∠0°	百蓬组	《广西区域地质志》
	槽模		25°∠0°	百蓬组	《广西区域地质志》
东兰县隘洞	槽模		38°∠24°	百蓬组	《广西区域地质志》
田阳县岩利	槽模		360°∠15°	河口组	《广西区域地质志》
云南师宗五洛河	槽模		300°	河口组	苟汉成(1985)
云南底叭	槽模		260—290°		苟汉成(1985)
广西百色百康	槽模		300—310°		苟汉成(1985)
田林潞城	槽模		300—320°		苟汉成(1985)
东兰兰木	槽模		290°	兰木组	西南石油学院(1978)
隆林者保	槽模		60°	兰木组	西南石油学院(1978)
田林八渡	槽模		8°	板纳组	西南石油学院(1978)
	槽模		270°	兰木组	
东兰兰木	沟模		170°	兰木组	本文
	槽模		327°	兰木组	
南丹火基村	槽模		14°	百蓬组	何崇泉(1987)
	槽模		20°	百蓬组	
田东作登	沟模		195°	兰木组	本文
	槽模		20°	兰木组	
风山盘弄	槽模		350°	兰木组	本文
	槽模		15°	板纳组	

地两种类型。前者石英含量较低,后者较高,并认为黔南桂西区中三叠世重力流沉积体系应发育于弧后边缘盆地中。结合区域地质特征,笔者同意贺自爱的意见。

(3) 稀有元素地球化学

从表3中可看出,本区浊积岩稀土元素与大陆岛弧环境接近,表明它们形成于以大陆残块为岛弧的盆地环境中。同时,从图16中可看出,本区浊积岩的稀土元素分布模式曲线判别效果不佳,介于安第斯型大陆边缘和大陆岛弧标准曲线之间,可能是由于本区样品曲线的计算采用了与标准分布曲线不同的球粒陨石标准而引起的。

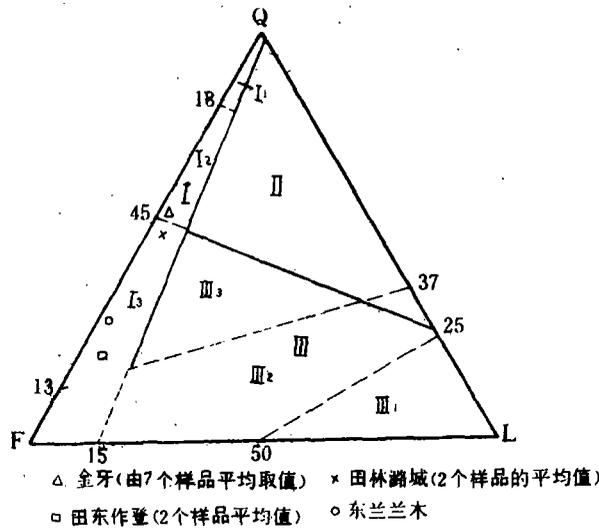


图 15 重力流沉积矿物碎屑类型构造环境判别图

Fig. 15 Ternary diagram of Middle Triassic gravity flow deposits in southern Guizhou and western Guangxi

表 3 黔南桂西浊积(杂)砂岩稀土元素构造环境判别特征参数比较数据表

Table 3 Comparison of REE parameters for Middle Triassic turbidity sandstones (wackestone) in southern Guizhou and western Guangxi with those in the standard areas of Bhatia

构造背景	源区类型	特征参数		La <sub>N</sub> Yb <sub>N</sub>	La	Ce	ΣREE	La Yb	资料来源
		ΣLREE ΣHREE	Eu Eu*						
大洋岛弧	未切割	3.8±0.9	1.04±0.11	2.8±0.9	8±1.7	19±3.7	58±10	4.2±1.3	Bhatia (1985)
大陆岛弧	切割	7.7±1.7	0.79±0.13	7.5±2.5	27±4.5	59±8.2	146±20	11.0±3.6	
安第斯型	基底隆起	9.1	0.60	8.5	37	78	186	12.5	
被动陆缘	克拉通内部构造高地	8.5	0.56	10.8	39	85	210	15.9	
黔南桂西区		8.019	0.71	6.3	27.2	58.4	146.2	9.6	本文

## (三) 数学地质

表 4 判别函数中的变量载荷数据表

Table 4 Variable load data in discriminant functions

项目 判别函数	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	常数 (C)
判别函数 I	-0.0447	-0.972	0.008	-0.267	0.208	-3.082	0.140	0.195	0.719	-0.032	7.510	7.510
判别函数 II	-0.421	1.988	-0.526	-0.551	-1.610	2.720	0.881	0.907	-0.177	-1.840	7.244	7.244
资料来源	Mukul, R. Bhatia, 1983											

Bhatia(1983)提出了用判别计算来判断沉积盆地构造环境的判别公式:

$$D_i = a_i x_1 + b_i x_2 + c_i x_3 + \dots + p_i x_p \pm C$$

其中  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_p$  为  $p$  个判别变量得;  $a_i, b_i, c_i, \dots, p_i$  为相应变量的载荷(表 4);  $C$  为常数(表 1)

将本区浊积砂岩化学分析数据代入上式中进行计算的结果投入图 17 中。从图中可看出,投点集中分布在以大陆残块为岛弧的区域中,这与其它方面得出的结论相一致。

以上,从古流向、沉积物成分、数学地质等多方面研究表明,黔南桂西区中三叠世陆源碎屑重力流沉积体系发育于以越北古陆为大陆残块岛弧边缘弧后盆地环境中,越北古大陆残块岛弧为沉积物源区。

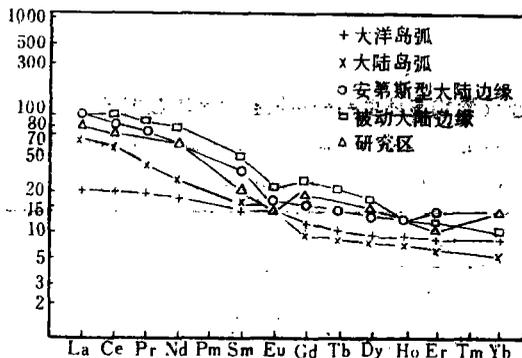


图 16 浊积(杂)砂岩稀土元素分布模式与标准分布模式比较

Fig. 16 Comparison of rare earth abundance patterns for Middle Triassic turbidity sandstones (wackestone) in southern Guizhou and western Guangxi with those in the standard areas of Bhatia(1985)

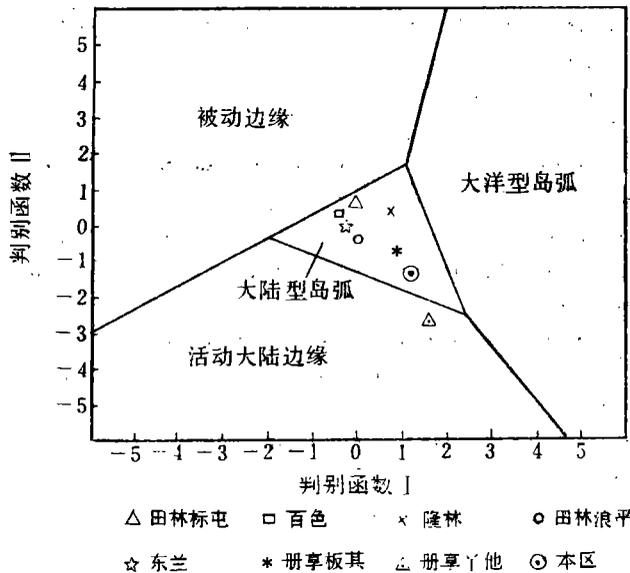


图 17 重力流沉积物构造环境判别函数图解  
Fig. 17 Discriminant function diagram of tectonic settings of Middle Triassic gravity flow deposits in southern Guizhou and western Guangxi

## 六、结 论

(1) 黔南桂西中三叠世陆源碎屑重力流沉积体系发育于边缘弧后盆地环境中, 由于受到各种因素影响, 其发育过程经历了浊积扇(板纳期)、斜坡裙(板纳期末)—浊积扇与斜坡裙联合发育(兰木期)的演化历程;

(2) 在浊积扇生长过程中, 受沉积物供给性质的影响, 经历了偏向于纵长状(早期)向偏向于放射状(晚期)的演化;

(3) 浊积扇的生长活动, 具多阶段性, 并以向前加积为其特点;

(4) 位于盆地西南边陲的越北古大陆残块岛弧, 无疑应为本区重力流沉积的物源区;

在野外工作中, 得到了广西地质二队李正海、王国田高级工程师和潘有泰工程师以及广西地质地质研究所方道年、李德清二位老师的大力帮助, 在此表示感谢。

## 参 考 文 献

[1] 张继淹, 1985, 广西各地质时期沉积相及沉积盆地演化。广西地质, 第 1 期。

[2] 贺自爱, 1986, 黔桂中三叠世浊积岩形成环境。石油与天然气地质, 1986, No. 3。

[3] 苟汉成, 1985, 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。沉积学报, 1985,

- [4] 侯方浩等, 1984, 南盘江断陷区二、三叠系的火山碎屑浊积岩——一种独特的无海底扇浊流沉积模式, 沉积学报, 1984, Vol. 2, No. 4.
- [5] 何崇泉, 1987, 广西南丹一带三叠系浊积岩特征, 广西区域地质, 1987, No. 1.
- [6] Bhatia, M. R., 1985, 澳大利亚古生代杂砂岩和泥岩的稀土元素地球化学, 源区与构造控制, 地质地球化学, 1985, No. 5.
- [7] Bhatia, M. R. 等, 1986, 杂砂岩的微量元素特征和沉积盆地构造环境判别, 基础地质译丛, 1987, No. 2.
- [8] Schwab, F. L., 1975, 大陆边缘型砂岩的矿物与化学组成, 国外地质, 1978, No. 3.
- [9] Wlaker, R. G., 1979, 沉积相模式(中译本), 科学出版社.
- [10] Dickinson 等, 1982, 板块构造与沉积作用(中译本), 地质出版社.
- [11] A. h. Boumaet. et. 1985. Submarine fans and related turbidite systems. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo.
- [12] Bhatia, M. R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstone, J. Geol. 1983, Vol. 91.
- [13] Donald, k. Lowe, 1982, Sediment gravity flows II; Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, J. Sed. Petro. Vol. 52, No. 1.
- [14] Richard, V. Fisher, 1983, Flow transformations in sediment gravity flows, Geology Vol. 11, P273-274.
- [15] Murri, E. 1977, Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Group (South-central Pyrenees, Spain) Sedi. 1977, Vol. 24.
- [16] Pickering, K. T. 1981, Two types of outer fan lobe sequence from the Late Precambrian Kongford Formation submarine fan, Finnmark, North Norway, J. Sed. Petro. Vol. 51.
- [17] Pickering, K. T. 1983, Middle fan deposits of the late Precambrian Kongsford Formation submarine fan, Northeast Finnmark, Northern Norway, Sed. Geol. Vol. 33, P79-110

## Middle Triassic Turbidite Fan, Source Area and Plate Tectonics in Southern Guizhou and western Guangxi

Qin Jianhua

Wu Yinglin

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

### Abstract

Caused by tectonism, the Middle Triassic gravity flow deposits covering an area of 7000 square kilometres are widely distributed over southern Guizhou and western Guangxi. According to their origins, mudstone and conglomerate resulted from debris flow and turbidite from turbidity current may be distinguished. The turbidite fan model, the main sedimentary model, is characterized by multiple stages and progradation of the turbidite fan which trends to be elongated during the early stage of formation and radial during the later stage, varying with the features of the deposits. The results from sedimentary facies, palaeocurrent direction, petrology, geochemistry and mathematical geology show that the sedimentary system of gravity flow is developed in the marginal back-arc basins, and evolved due to tectonism from turbidite fan (Bannaian) through slope aprons (later Bannaian) to the mixed system of turbidite fan and slope aprons (Lanmuian). The North Vietnam oldland situated in the southwestern part of the turbidite basin is believed to be the main source area for the gravity flow system.