

# 黔西南中三叠世陆棚—斜坡沉积特征

刘宝珺

(成都地质矿产研究所)

张锦泉 叶红专

(成都地质学院)

**内容提要:** 黔西南及黔南中三叠世边缘带经历了从陆棚、斜坡至槽盆环境的演化。该带除发育正常事件沉积外,还发育风暴流和重力流的钙屑沉积以及陆源碎屑浊流沉积。其中,陆屑浊积岩的宏观特征和旋回曲线特征表明其属纵向搬运槽盆型浊积岩。根据垂向和横向上沉积特征的研究,建立了在盆地整体拗陷的背景下,盆地边缘的演化模式。

**主题词:** 盆地边缘 沉积特征 演化序列 黔西南

**第一作者简介:** 刘宝珺 男 55岁 教授 沉积学

## 一、概 述

黔西南及黔南地区在早、中三叠世时,恰位于碳酸盐台地与该槽盆的过渡带,形成陆棚—斜坡环境沉积。近年来在中三叠世地层中发现的大型微细粒型金矿均沿中三叠世槽盆边缘相带分布,与沉积相关关系密切,因此,研究该区中三叠世沉积相特征对了解整个沉积盆地的演化以及进一步研究金矿成因及分布规律有着极为重要的理论意义和实际意义。

区内三叠系分布极为广泛,沉积类型复杂,变化大。大致沿开远—平塘断裂可把下、中三叠统地层分为两种地层区,其北或北西为台地碳酸盐地层区,其南或南东为陆源碎屑浊积岩地层区。中三叠世末的印支运动使研究区大部分褶皱抬升,所以上三叠统仅有零星分布。

根据古生物组合和沉积类型等的不同,中三叠统安尼锡克阶划分为四个组:台地型的关岭组、台地边缘型的坡段组、窄陆棚型的青岩组及斜坡—槽盆型的新苑组(图1)。

## 二、板其、丫他地区中三叠世沉积环境特征

笔者重点研究了册亨县的板其、丫他地区中三叠统剖面。该区在安尼锡克期位于碳酸盐台地和台缘生物滩相,其南为陆源碎屑浊流沉积的槽盆相。根据岩性、生物组合、沉积构造、剖面结构及微晶灰岩中Mn含量的变化等沉积特征,剖面从下向上划分出下列主要的沉积环境:风暴流沉积的陆棚环境、碳酸盐沉积的斜坡环境、等深流沉积的斜坡环境以及陆源碎屑浊流沉积的斜坡—槽盆环境。下面分述各环境特征。

### (一) 风暴流沉积的陆棚环境

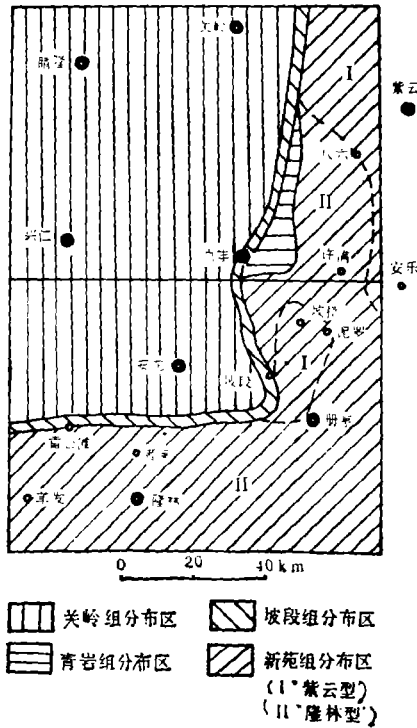


图1 黔西南中三叠系地层分布  
(据贵州区测队, 1980)

Fig. 1 Distribution of the Middle-Triassic stratigraphy of Southwest Guizhou (after the regional survey team of Guizhou, 1980)

厚度不稳定, 有的甚至呈透镜状尖灭。粉砂岩层中能见到明显的浪成沙纹层理及小型丘状层理。在粉屑灰岩层和泥岩层的底部常常见到定向排列的瓣鳃化石层。按岩性、沉积构造及层序类型等特征, 剖面从下往上依次出现三种组合类型: 1. 贝壳层和粉屑微晶灰岩层组合; 2. 贝壳层和具粒序泥质岩层组合; 3. 具纹层的粉砂岩和泥质岩组合。

贝壳层中底栖及游泳的薄壳瓣鳃大都顺层排列且发育遮蔽孔隙, 表明其埋藏前明显地被改造翻转才达顺层排列这种稳定状态。从贝壳层与粉屑微晶灰岩、微晶灰岩、泥灰岩和泥岩紧密伴生可推测贝壳层的形成是由于风暴引起的灰泥悬浮体(或灰泥云雾层)突然注入, 使底栖及浮游瓣鳃等窒息死亡, 大量堆积下来, 在其埋藏前又经风暴浪搅动作用的改造。风暴减弱后, 悬浮细屑物质快速沉积下来, 并沿贝壳及生物碎屑间往下“渗滤”, 从而形成贝壳层中的遮蔽孔隙等。

贝壳层中的生物碎屑以及粉屑微晶灰岩、粉砂质灰岩、泥质岩层中均具明显的正粒序性并且在粉屑微晶灰岩, 粉砂质灰岩中发育沙纹层理, 这些反映了风暴流兼具密度流和牵引流两重性的特性。

在粉砂岩中发育的主要层理构造除粒序层理(图版 I, 1)外, 还有丘状交错层理

沉积学者很早就注意到风暴对滨岸及浅水陆棚环境的影响。近年来, 由于突变学说(Catastrophism)的哲学思想逐渐被地质学者接受。而代表瞬时的(Episodic)和周期性的风暴沉积作用也就引起了许多沉积学者的关注。

本文所讨论的风暴沉积物见于板其剖面中下部, 第21层到第24层, 岩层总厚50 m。其上覆层为陆源碎屑浊积岩, 下伏层为陆棚沉积的薄层暗色微晶灰岩、泥灰岩及具水平纹层的粉砂岩和泥岩。层段中与风暴沉积物伴生的无风暴期沉积物主要为深灰、灰黑色中—薄层泥晶灰岩、炭质泥灰岩、虫屑灰岩以及深灰色泥岩和钙质页岩。沉积构造仅见水平纹层和波状纹层。含有瓣鳃类、介形虫、棘屑及单房室有孔虫等底栖生物。上述特征无疑表明为正常浪基面之下的低能外陆棚沉积。

### 1. 风暴沉积物的组合类型

剖面中风暴沉积物主要为粉砂岩和泥岩的薄互层以及粉屑灰岩与泥晶灰岩、泥灰岩的薄互层。粉砂岩层和粉屑灰岩层顶底界线清楚, 底部往往呈侵蚀接触, 顶部呈突变, 层面上见浪成波痕等。岩层的

(图版 1, 2)、浪成沙纹层理、平坦纹层以及低角度交错层;主要的层面构造有浪成波痕、孤立波痕;底面构造有檐模(gutter model)和工具模(如锥模和跳模)等。

## 2. 风暴沉积层序及沉积模式

根据剖面中风暴沉积的特征,可归纳出两种主要风暴沉积层序:1)较高流态再沉积的贝壳层和粒序层段;2)较高流态的丘状交错层、平坦纹层段向上过渡为低流态的浪成沙纹层段。这种层理构造及层序的特征,反映了风暴流的密度流性质和风暴浪作用能量衰减的特点。

从下向上,剖面中风暴浪作用特征变得明显,尤其是在粉砂岩和泥岩组合中。风暴岩最后过渡为陆源碎屑浊积岩(图 2)。

风暴沉积层序中层段的发育状态受风速、风暴持续期、水深和离岸距离以及盆地所提供的沉积物的有效粒径等的影响。板其剖面中风暴沉积层序与理想的风暴沉积层序







典型层理	层厚度 (cm)	沉积特征	成因解释
	10-15	粉砂岩与泥岩互层,水平层理,浪成沙纹、不完整的鲍马序列,或粒序层理向上过渡为水平层理。	 近源风暴岩 → 远源风暴岩
	15-50	粉砂岩中的粒序层理向上过渡成水平层理、丘状交错层理,或粒序层理向上过渡成浪成交错层理。	
	10-15	粉砂岩中的粒序层理向上过渡成水平层理、丘状交错层理,顶部为浪成交错层理。	
	5-10	薄的贝壳层过渡到水平层理及丘状交错层理	
	0.1-5	薄层泥晶灰岩中夹粉砂岩,具有浪成沙纹层理。	陆棚沉积

图 2 风暴沉积物的主要特征及垂向变化

Fig.2 Main characters and vertical variation of the storm deposit

(R.D.Kreise和R.K.Bambach 1982)相比较,缺典型的、较厚的风暴滞留层,代表较高流态的平坦纹层不发育,丘状交错层理也规模较小,层序底部侵蚀构造不甚发育,以浪成沙纹层为主。

根据上述风暴沉积层序发育状况和垂向变化特征以及剖面中风暴岩层薄而粒细,侵蚀构造不发育和含一套较深水的生物组合等,可以认为该区风暴沉积属发育在风暴浪基面附近的远源沉积,即属滨外深水陆棚风暴流沉积。

## (二) 碳酸盐沉积的斜坡环境

丫他剖面下部新苑组第一段的第三亚段主要为黑灰色薄层状泥晶灰岩及泥灰岩夹数层滑塌灰岩,属斜坡沉积环境。此亚段向上过渡为新苑组第二段的陆源碎屑浊积岩。

剖面中醒目地出现四层滑塌灰岩(图版 I, 3)。滑塌灰岩层厚65厘米到130厘米。薄层泥晶灰岩经塑性变形形成同生“褶皱”和倒转小“背斜”与上覆层焊接,有的滑塌层的底部及内部灰岩层已剪切拉断成角砾。滑塌轴面基本向南或南东倾斜,指示顺斜坡滑动的方向。

另外,薄层泥晶灰岩和泥灰岩中还夹有少量薄层钙屑浊积岩。钙屑浊积岩单层厚4—5厘米,底界清楚,底面平坦,单层厚度均一。钙屑浊积岩显示粒序性。根据产出特征,认为钙屑浊积岩属顺斜坡而下钙屑浊流沉积。

上述特征表明丫他地区在安尼锡克早、中期属于上斜坡沉积环境。

## (三) 等深流沉积的斜坡环境

Heezen (1966)把沿着大陆斜坡、陆隆等深线流动的底流特称为等深流。等深流沉积和其它底流沉积,本文对两者不做进一步区分,将其统称为等深流沉积。

板其剖面中部第31层至第37层具有等深流沉积特征。此层段位于两套陆源碎屑浊积岩之间,主要岩性为粉砂质灰岩、粉屑灰岩以及微晶灰岩、泥灰岩和钙质泥岩。粉砂质灰岩,粉屑灰岩层顶底界线清楚,单层厚度较薄,一般为3—8厘米,最厚达13厘米,厚度不稳定,其变化有两种情况:1)岩层厚度稍有变厚或变薄但不尖灭;2)岩层呈透镜状,在数厘米—数米的长度范围内尖灭。厚度变化的特征明显不同于邻层薄而稳定的细屑浊积岩层。

剖面中等深积岩除分选良好,石英颗粒定向排列外,另一突出特征是粉砂质灰岩呈透镜状或表面呈似波状,而在透镜体或似波状层内广泛发育单斜沙纹交错纹层,包括小型楔状交错层理(图版 I, 4)。层系厚0.5—2厘米。一般由2—3个层系组成,细层倾角较缓,一般小于12°,倾向在150—165°之间,校正后指示流向为南南西,而板其地区斜坡倾向为南东或南东东,二者近于垂直。

## (四) 陆源碎屑浊流沉积的斜坡—槽盆环境

### 1. 浊积岩的主要特征

中三叠世南盘江地区浊流沉积范围是逐渐扩大的,安尼锡克期浊流沉积主要分布在东兰兰木和隆林者保一线以南,但此线以北的黔南及黔西南部分地区如册亨板其、丫他以及乐园、卡务等地也先后不同的发展为安尼锡克期浊流沉积环境。拉丁尼克期浊流沉积覆盖了开远—平塘断裂以南或南东的地区。

板其、丫他等剖面中出现的浊积岩明显成巨厚的中—薄层的砂岩与泥岩的韵律互层(图版 I, 5、6)。按岩性组合不同,可大致分为两类:一是以中厚层为主的微细粒长石石英杂砂岩和石英杂砂岩或泥质粉砂岩向泥岩递变组成的韵律互层,剖面中以前一种类型为主。浊积岩层厚稳定,延伸远,具突变的底界和渐变的顶界。浊积岩中除植物碎片与浮游薄壳瓣鳃和菊石共生外,还常出现浊积相中特有的遗迹化石如*Laevicyclus*和水柱迹(*Hydrancyclus oosteri*)以及均分潜迹(*Chondrites*)。

浊积砂岩的成熟度和粒度分布特征以及浊积粘土在扫描电镜下呈“凝聚”状杂乱排

列(图版 I, 7)均反映出密度流迅速搬运和快速沉积的特点。根据萨胡环境判别式计算得 $Y = 8.2720$ , 小于 $9.8433$ , 属浊流沉积。另外, 在薄层粉砂质灰岩中, 分选较好, 可能说明浊流被稀释后, 牵引作用加强, 或者浊积物被等深流筛选改造。

在较厚层的浊积砂岩底部, 底模构造发育, 主要为拉长状和舌状槽模(图版 I, 8), 偶见不规则状槽模。槽模大小不一, 以高1—3厘米, 长5—20厘米者居多。其次还见沟模、针刺模以及重荷模和火焰状构造。根据槽模测定恢复的古流向主要为 $270^\circ$ 左右。

按岩性及鲍马段组合情况, 剖面中的浊积岩主要有三种组合类型: 1. 由微粒杂砂岩或粉砂岩向泥岩及瓣鳃生物层递变构成的(AB)CDEF段组合; 2. 主要由含泥粉砂质灰岩和泥灰岩及泥晶灰岩构成的C(D)EF段组合; 3. 主要由粉砂岩向泥岩及瓣鳃层递变构成的DEF段组合。这三种组合类型显然均为整个浊流沉积过程中的产物, 组合类型1代表浊流以高流态到低流态的演化过程中, 由浊流首部或体部及尾部共同沉积而成。组合类型2可能由部分体部和尾部浊流沉积并经底流或等深流微弱改造而成。组合类型3代表浊流尾部的悬浮部分的沉积, 此时的浊流运动已离开底部, 为低密度流。

此外, 在浊积岩中还见到两种特殊类型: 一是在剖面中随机出现的厚层砂岩和泥岩构成的AE组合; 另一种是夹在陆源碎屑浊积岩中的碳酸盐碎屑流沉积的细角砾微晶灰岩。AE组合中砂岩层厚40—140厘米, 仅显示正粒序, 不具其它任何层理。砂岩层底部含有泥砾, 可见槽模等底模构造, 但未见水道沉积证据, 厚层块状砂岩层的上覆层中也未见向上变薄的水道层序。E段泥岩为块状、层厚, 一般小于砂岩层厚度。AE段组合一般认为是近源高流态下的沉积。但是剖面中AE组合随机出现, 既使是在远源浊流沉积的组合类型2和类型3分布的层段中也见AE组合出现。因此, 用扇相推进模式也不能解释这种特殊现象, 它显然为一种突然发生的阵发性高能事件的产物。

## 2. 浊积岩的剖面结构分析及浊流沉积模式的讨论

浊积岩剖面垂向层序的分析对判别浊流沉积模式有重要意义, 尤其是对判断浊积扇的发育状况, 区分浊积扇的水道化和非水道化部分特别有用。因为, 浊积扇垂向层序中沉积旋回的差异和变化主要反映了浊积扇最活跃部分——水道和叶状体沉积的水动力学特征。为此, 在测量浊积岩剖面时, 笔者对所有露头上, 数百米厚的浊积岩层中的各鲍马段厚度、岩性特征、沉积构造特征以及各韵律层间的接触关系进行了逐层的观察、测量和统计并将所得的韵律层厚度和层数的数据, 绘制出层数与层厚对应图。

从大的旋回(或一级旋回)来说, 浊积扇有两种垂向层序变化趋势: 一是厚度向上变薄, 粒度向上变细, 代表退缩型浊积扇, 相应地, 在层数与层厚对应图上, 曲线的峰值总的趋势是向上减小, 曲线呈阶梯状。另一是厚度向上变厚, 粒度向上变粗, 代表推进型浊积扇, 在对应图上, 曲线峰值总的趋势向上增大, 曲线呈倒阶梯状。盆地平原一般以远洋垂向加积和细屑浊流沉积为主, 其垂向层序不具规律性的向上变厚或变薄的特征。在层数与厚度对应图上, 曲线呈锯齿状(表1)。

研究区浊积岩在垂向上, 不显示向上变厚或变薄的特征。在对应图上曲线峰值不显示规律性地向上增大或减小, 曲线呈锯齿状, 类似单调层序(monotonous sequence), 但又有一些差异。从图3、4可看出板其、丫他地区浊积岩的层厚与层数对应曲线有以

下显著特征：1. 曲线中常出现由厚层浊积岩层引起的峰值突然增大的对称尖峰式曲线，这可能是浊积物的脉动性的推进和退缩作用所造成的；2. 整个浊积岩层中未见向上变细变薄的水道充填沉积，也未见向上变粗变厚的叶状体推进的沉积，而主要为薄—中厚层的砂岩与泥岩的频繁互层。所以，本区浊积岩不同于一般扇相和盆地平原相浊积岩。

表1 扇相浊积岩与槽盆纵向浊积岩垂向层序特征对比

Table 1 Comparison of the sequence characteristics between the submarine fan turbidite and trough longitudinal turbidite

扇相浊积岩			槽盆型浊积岩	
一级 旋回	推进型浊积扇	退缩型浊积扇		
	向上变粗变厚，逆旋回层序	向上变细变薄，正旋回层序		
二级 旋回	内扇 主要有主水道与堤岸沉积 向上变细变薄的正旋回层序	中扇 主要有分流水道与水道间沉积 由多个向上变细变薄的水道沉积以及水道间沉积构成正旋回层序。或由多个水道沉积与向上变粗变厚的叠覆扇叶状体沉积构成近对称的旋回层序。	外扇—盆地平原 叶状体和扇缘及远洋沉积 由多个向上变厚的逆旋回层序组成	微相不清 缺水道沉积，主要由沉积物的席状推进或退缩沉积组成 向上变薄或变厚特征不明显，成单调层序。
	曲线特征	对应曲线呈阶梯状，峰值向上减小	对应曲线呈倒阶梯状峰值向上增大或者兼具阶梯状和倒阶梯状，峰值向上可增大也可减小。	对应曲线呈倒阶梯状以及锯齿状。

R.G.Walker (1978, 1980) 认为垂向层序的向上变薄或变厚的变化趋势，对古流向平行于盆地轴向的长形盆地来说，可以是无意义的或不存在的。因此，笔者认为剖面中浊积岩的垂向层序无明显的变化趋势，具单调层序旋回曲线的特征说明研究区浊积岩是沿槽盆轴向纵向搬运沉积的。

### 3. 浊积岩的化学成分特征与盆地的性质

沉积类型和成分特征是一定大地构造背景下的产物。研究区中三叠世陆源碎屑浊积岩的成分特征与构造的成因类型之间有着密切的关系，其主要化学成分见表2。

笔者采用M.R.Bhatia (1983) 的判别公式及判别函数系数值(表3)分别计算出判别函数I和II的判别得分值(表4)，并将所得的值投入判别函数对的直角坐标图(图5)。如图5所示，投点集中落入大陆型岛弧区。M.R.Bhatia的大陆型岛弧主要指在发育完善的陆壳上形成的岛弧附近的沉积盆地(如Lau盆地)和岛弧靠大陆一侧的弧后盆地。

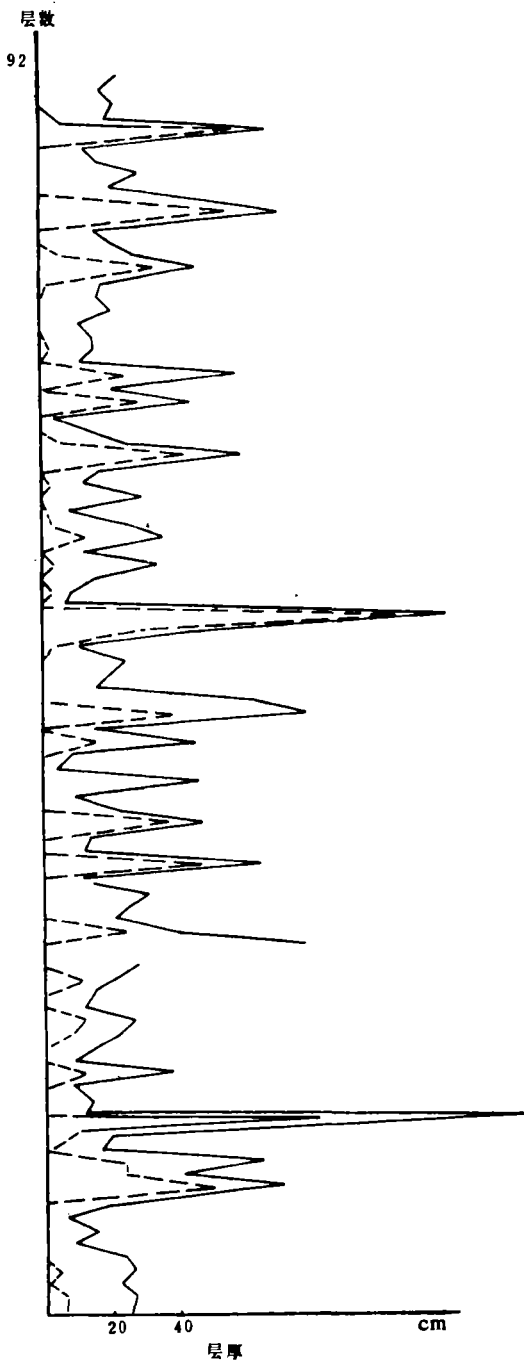


图3 板其中三叠世浊积岩层数与层厚对应曲线特征

Fig.3 Characters of the corresponding curve of the bed number and the bed thickness of the Middle-Triassic turbidite in the Banqi region

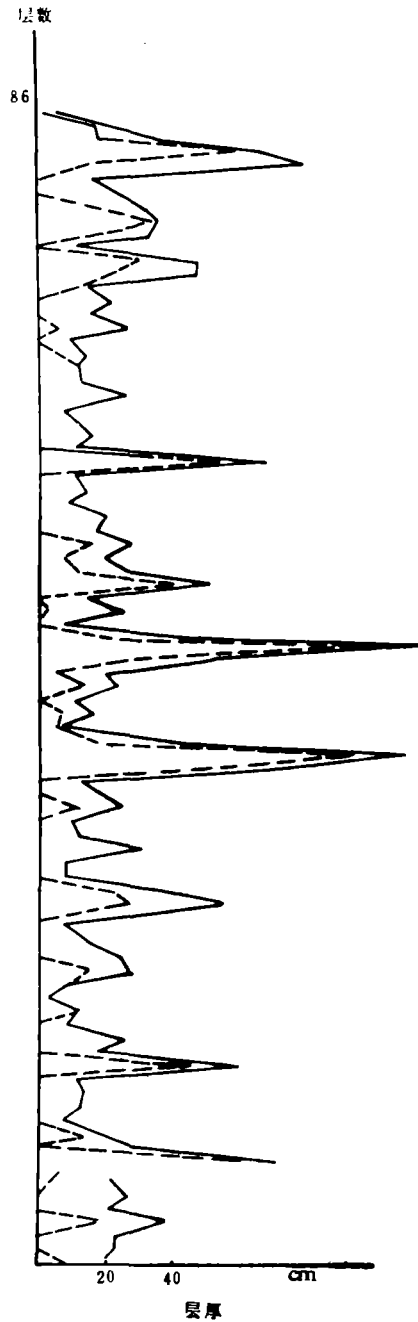


图4 丫他中三叠世浊积岩层数与层厚对应曲线特征

Fig.4 Characters of the corresponding curve of the bed number and the bed thickness of the Middle-Triassic turbidite in the Yata region

表2 南盘江地区中三叠世浊积岩化学成分特征

Table 2 Characters of the chemical composition of the Middle-Triassic turbidite in the Nanpan River region

地区 化学成分	大陆型岛弧	活动陆缘	田林标屯	百色百康	隆林者保	田林浪平	东兰兰木	册亨板其	册亨丫他	平均值 $\bar{X}$
	$\bar{X} \pm Sd^*$	$\bar{X} \pm Sd$								
SiO <sub>2</sub>	70.69 2.6	73.86 4.0	70.79	70.46	71.43	71.43	72.04	68.14	59.54	69.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.04 1.1	12.89 2.1	8.27	9.69	6.47	10.44	6.72	9.25	13.89	9.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43 0.5	1.30 0.5	0.75	1.26	0.52	0.61	0.72	2.12	1.32	1.04
FeO	3.65 0.4	1.58 0.9	3.33	3.53	1.86	3.94	1.71	5.00	6.82	3.74
MnO	0.10	0.10	0.10	0.09	0.06	0.06	0.06	0.20	0.08	0.09
MgO	1.97 0.5	1.23 0.5	1.53	1.33	1.07	1.25	0.84	1.69	2.52	1.45
CaO	2.68 0.9	2.43 1.9	5.15	3.67	7.83	2.81	6.94	4.25	4.45	5.03
Na <sub>2</sub> O	3.12 0.4	2.77 0.7	1.47	1.55	1.15	1.93	1.29	1.92	2.25	1.65
K <sub>2</sub> O	1.89 0.5	2.90 0.5	0.81	1.01	1.65	1.32	1.65	0.76	1.48	1.07
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.61	0.99	0.55	0.65	0.81	0.63	0.81	0.43	0.66	0.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO	6.79	4.63	5.61	6.12	3.45	5.80	3.32	6.81	10.66	6.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0.20	0.13	0.12	0.137	0.091	0.146	0.093	0.155	0.23	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(CaO+Na <sub>2</sub> O)	2.42	1.56	1.25	1.66	0.71	2.20	0.81	1.481	2.07	1.48
TiO <sub>2</sub>	0.64 0.1	0.46 0.1	0.55	0.58	0.44	0.64	0.34	0.51	0.70	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16 0.1	0.09	0.11	0.11	0.16	0.12	0.08	0.10	0.12	0.11
资料来源		M.R.Fhatia 1983	西南石油学院 1978				笔者 1984			

\* Sd 标准离差



表 3 判别系数及判别公式

Table 3 Discrimination coefficients and discriminants

变量 函数	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	常数
I	-0.0447	-0.972	0.008	0.208	-0.267	-3.082	0.140	0.195	0.719	-0.032	7.510	0.303
II	-0.421	1.988	-0.526	-1.610	-0.551	2.720	0.881	-0.907	-0.177	-1.840	7.244	13.57

判别公式

$$D_i = a_i X_1 + b_i X_2 + c_i X_3 + \dots + p_i X_p \pm c$$

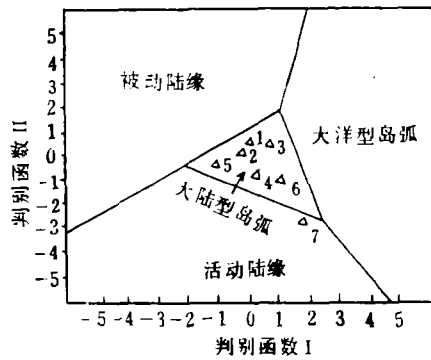
$X_1, X_2, X_3 \dots X_p$  为  $p$  判别变量;  $p_i$  为判别函数系数;  
 $D_i$  为判别得分;  $c$  为常数。

据 M.R. Bhatia (1983)

表 4 不同地区浊积岩的判别得分

Table 4 Discrimination scores of the turbidite in various regions

地 点	D I	D II
田林标屯	-0.0804	0.7709
百色百康	-0.4029	0.3363
隆林者保	0.4983	0.6615
田林浪平	-0.0210	-0.6138
东兰兰木	-0.2498	0.0794
册亨板其	0.8860	-1.1158
册亨丫他	1.3337	-2.9686



△<sub>1</sub>田林标屯 △<sub>2</sub>百色百康 △<sub>3</sub>隆林者保 △<sub>4</sub>田林浪平  
 △<sub>5</sub>东兰兰木 △<sub>6</sub>册亨板其 △<sub>7</sub>册亨丫他

图 5 南盘江地区中三叠世浊积岩构造背景的化学成分判别图

Fig.5 Chemical composition discrimination of the tectonic setting of the Middle-Triassic turbidite in the Nanpan River region

研究区浊积岩的成分特征以及区域上伴生有火山岩、火山碎屑浊积岩等反映出其优地槽的沉积性质,说明南盘江盆地在印支期为边缘海盆,这与前人研究的结论基本一致(郭令智,1979;罗志立,1979,1980;张宗命,1980等)。

### 三、黔西南地区中三叠世沉积相模式

黔西南及黔南地区中三叠世沉积相的分布继承了早三叠世沉积相分布的特点,大致沿福泉马场坪、青岩、安顺、贞丰、册亨、兴义以及云南广南,宽20公里,略呈“S”形的带,可以分为五个沉积相带(图6)。该带以西或西北为局限碳酸盐台地相,其南或东南为槽盆相和槽盆边缘的孤立碳酸盐台地相,该带内侧为台地边缘生物滩相,外侧为陆棚-斜坡相。下面分述各相特点:

#### 1. 局限碳酸盐台地相

相当于前述关岭组以及杨柳井组的分布范围。中三叠世局限台地是由早三叠世的陆棚经向上变浅的颗粒滩浅滩化演化而来的。主要岩性为微-细晶白云岩、紫红色、灰绿色钙质、白云质泥岩及厚层泥云岩。具富云质和富泥质纹层相间的季节水平纹层、晶洞

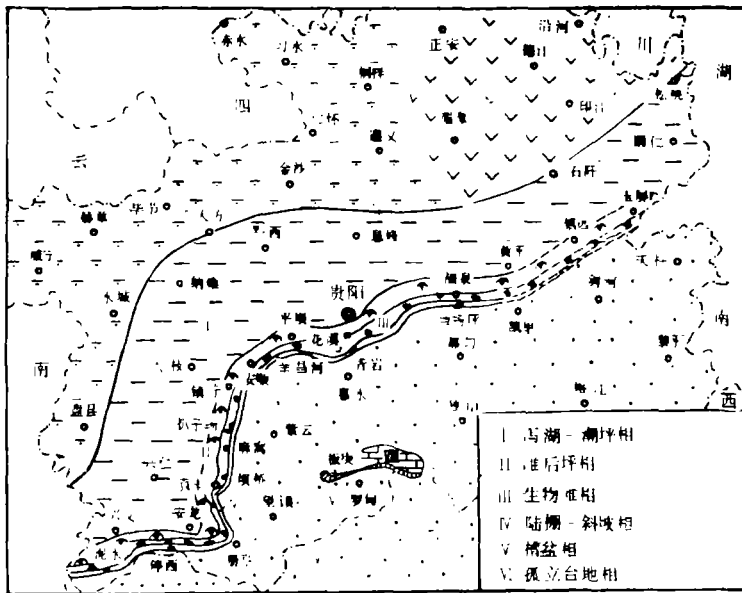


图6 黔西南、黔南中三叠世沉积相图〔据贺自爰(1983)修改〕

Fig.6. Distribution of the Middle-Triassic sedimentary facies in Southwest and South Guizhou (modified after Hezai, 1983)

构造、膏盐溶孔、溶塌角砾状构造以及藻纹层和鸟眼构造。在所夹的数层透镜状厚层颗粒亮晶灰岩及砂屑灰岩层中发育鱼骨状交错层理和含灰泥角砾,无疑这些透镜层应属潮汐通道沉积。所含生物门类单调,主要为壳体小而薄的咸化瓣鳃。

从安尼锡克期到拉丁尼克期,局限台地沉积大体显示出两个大的旋回,即泻湖相→

潮坪相→泻湖相→潮坪相。

## 2. 台地边缘生物滩相

贺自爱等(1980, 1983)认为本相带是中三叠世横贯贵州的“S”形黔滇大堤礁带。他们认为主要是藻类,尤其是造礁红藻构成生物格架,伴以特有的玛瑙状纹带、藻灰结核、藻屑等共同构成不均一、不规则、千变万化的藻礁灰岩集合体。

但是安尼锡克期的台地边缘相,在黔西南主要为以蓝绿藻屑为主的藻砂屑、砾屑灰岩及藻屑生物屑灰岩(如册亨坡段剖面)或由块状泥晶灰岩、灰质云岩、云质灰岩夹藻屑藻团粒灰岩和生物屑灰岩(如关岭扒子场剖面)。在贵阳附近的桐木岭则主要为白云岩、泥灰岩、灰岩和泥岩。各处仅见少量保持生长状态的造礁红藻。拉丁尼克期黔西南台地边缘相沉积特征与桐木岭垄头组相似,主要岩性为泥晶灰岩、内碎屑灰岩以及藻砂屑灰岩、核形石灰岩及生物屑灰岩和白云岩,几乎未见造礁的生物格架。因此,笔者认为中三叠世台地边缘为生物滩相。

被认为是较典型的堤礁代表的垄头剖面垄头组实际上是由藻砂屑灰岩、内碎屑灰岩、颗粒灰岩、核形石灰岩、叠层石灰岩和白云化灰岩组成。每一旋回下部的藻砂屑灰岩、颗粒灰岩中常见大型—中型板状交错层理及鱼骨状交错层理,可能代表潮下浅滩或潮汐通道沉积。上部为叠层石灰岩及白云化灰岩。见有鸟眼构造和干裂,其顶层面为凹凸不平的侵蚀面,沿侵蚀面见垂直裂隙及水平裂隙,在这些裂隙中发育皮壳状玛瑙纹构造。贺自爱等(1983)认为这种玛瑙纹构造与藻及藻类的溶解有关或与成岩早期的溶解有关。实际上这种皮壳状玛瑙纹是由纤维状咸水方解石和栉壳状、柱状淡水方解石交替层构成,其中心为粗晶淡水方解石。显然,这种玛瑙纹构造反映了淡水和海水渗流交替的特征。因此,上部代表潮间或潮上浅滩环境。从上述可看出,中三叠世台地边缘生物滩的演化类似奥地利北阿尔卑斯山的达奇斯坦灰岩的边缘滩的洛费尔旋回。

## 3. 陆棚—斜坡相

安尼锡克初期,黔西南发育有受风暴作用影响的碳酸盐陆棚沉积环境(如册亨板其)。以后,由于滩的迅速加筑,盆地持续下沉和同生断裂的活跃,陆棚迅速转化为斜坡。

滩前常发育塌积砾岩和碳酸盐重力流沉积。总的来看,此相带北端(如青岩、镇宁良田以及贞丰等地)塌积砾岩和碳酸盐重力流沉积较发育,碳酸盐碎屑流沉积在剖面中多次出现,成带分布,内碎屑成分主要为本层的。斜坡相可分为斜坡高能带和斜坡低能带。斜坡高能带,广泛发育各种底栖生物、腕足、海百合,常富集成单门类生物介壳灰岩,介于介壳灰岩之间的为由多种生物:腕足、海百合、瓣鳃、菊石以及珊瑚、苔藓虫、绵形水螅等构成的生物灰岩(贺自爱等,1983)。斜坡低能带则主要发育泥晶灰岩、泥灰岩、燧石灰岩及泥岩、泥质粉砂岩、含菊石、瓣鳃、腕足及少量腹足和海百合等。丫他剖面新苑组第一段中的薄层泥晶灰岩微相、远源钙屑浊积岩微相、滑塌灰岩微相以及薄介壳灰岩微相组合代表了典型的斜坡下部沉积。

从安尼锡克期到拉丁尼克期,总的趋势是斜坡坡度变陡,斜坡相带逐渐变窄。拉丁尼克期,在黔西南,此相带变得极窄,仅由宽数十米至二百米左右的薄层灰岩、含燧石灰岩及泥岩构成此相。陆源碎屑浊流沉积覆盖了安尼锡克期此相带分布的大部分地区。

#### 4. 槽盆相

此相遍及滇黔桂南盘江地区约二十多万平方公里的区域。中三叠世主要为陆源碎屑浊积岩,其特征在前节中已做详述。黔西南和黔南地区,浊流沉积分布范围是逐渐向西北扩展,最后,几乎覆盖整个开远—平塘断裂以南或东南地区。

#### 5. 孤立台地相

罗甸边阳板庚孤台相位于槽盆相的北缘。孤立台地内部为泥晶藻屑灰岩、砂屑藻屑灰岩及泥晶灰岩等构成的半局限台地亚相。台地边缘为藻屑灰岩等构成的浅水生物滩亚相。环台地边缘的台裙坡脚亚相为塌积砾岩和碳酸盐重力流沉积。孤立台地最终因造陆抬升和自身加积而暴露地表,结束演化。

根据上述讨论,建立了黔西南、黔南地区中三叠世沉积模式(图7)。

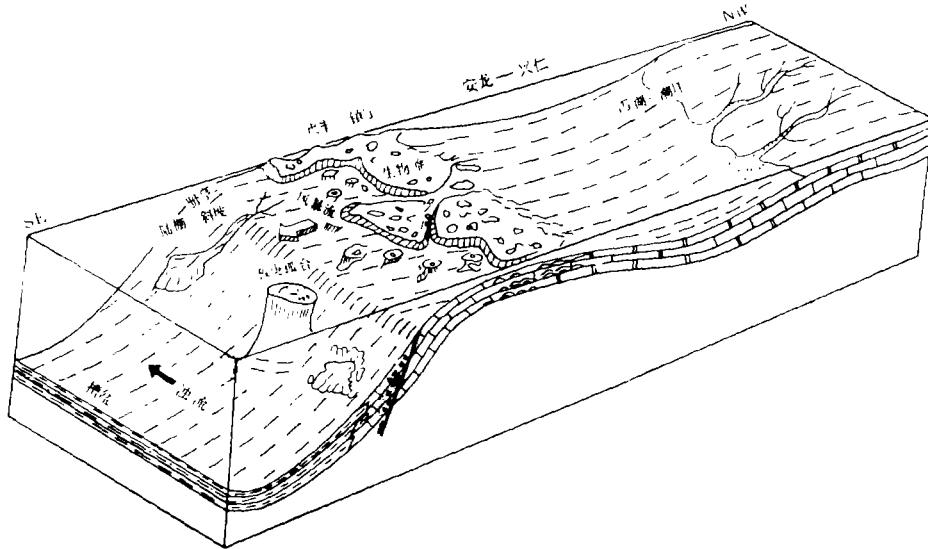


图7 黔西南、黔南中三叠世沉积模式图

Fig. 7 Middle-Triassic sedimentary pattern in Southwest and South Guizhou

## 结 论

1. 黔西南地区中三叠世沉积相的展布受到开远—平塘深大断裂的控制,该断裂以西为局限碳酸盐台地相及台地边缘生物滩相,断裂以东为陆棚—斜坡相及槽盆相。板其、丫他地区位于碳酸盐台地相区与槽盆相区的过渡带,剖面中,从下向上相应地出现了陆棚相(包括正常陆棚沉积和风暴流沉积)、斜坡相(包括正常碳酸盐斜坡沉积和等深流沉积)以及浊流沉积的槽盆相。相序特征说明该区中三叠世为海进沉积旋回。

2. 风暴岩具有三种组合类型,即贝壳层与粉屑微晶灰岩、粉砂质灰岩组合,贝壳层与具粒序粉砂质泥岩组合及粉砂岩和泥质岩组合;具有粒序层理、小型丘状交错层理、浪成沙纹层理及檐模等特征构造。风暴岩单层厚度较薄、无合并,缺典型的滞留层沉积等反映其应为滨外陆棚远源风暴流沉积。

3. 板其剖面中的等深积岩以单层薄、层厚不稳定、颗粒分选良好、不具粒序性以及发育透镜状或似波状交错纹层等区别于伴生的浊积岩。

4. 陆源碎屑浊积岩主要由CDEF段组合及DEF段组合构成，以细屑为主。剖面中不见水道系统沉积，垂向层序上无明显的向上变薄或变厚的趋势，层数与层厚对应图中，旋回曲线呈锯齿状，具单调层序特征。出现“近源层”和“远源”层随机叠覆，或在“远源”层中出现厚层一块状砂岩层等说明该区浊积岩不属浊积扇和典型的盆地平原沉积，而属受构造控制的纵向搬运的海槽型浊积岩。

5. 近年来，在黔西南中三叠统中发现有中—大型层控型金矿，金矿的分布与沉积关系密切，一类分布于陆棚相，另一类分布于槽盆相的边缘亚相。据初步研究，位于槽盆相的边缘亚相的金矿中的金主要富集于陆源碎屑浊积岩的鲍马层序的DE段中。

本文编写过程中，得到曾允孚教授等的帮助，野外工作期间得到贵州省地质局 108 队陈文一高级工程师，张明发、郑启铃、王立亭和廖朝忠等工程师的帮助。剖面测量是和张明发、王雪华等共同完成的。在此特深表谢意。

收稿日期 1985年11月6日

### 参 考 文 献

- [1] 郭令智等, 1980, 华南大地构造格架和地壳演化。国际交流地质学术论文集(1)。
- [2] 罗志立, 1979, 扬子板块的形成及其对中国南方地壳发展的影响。地质科学。
- [3] 刘宝珺, 1980, 沉积岩石学。地质出版社。
- [4] 贺自爱, 1983, 再论贵州中三叠世生物礁及找油意义。石油地质文集——沉积相7。地质出版社。
- [5] 业治铮, 1983, 冲绳海槽晚更新世—全新世沉积物的初步研究。海洋地质与第四纪地质, 第3卷, 第2期。
- [6] Einsele G. and Seilacher A., 1982, Cyclic and event stratification.
- [7] Carlton E. Brett, 1983, Sedimentary, facies relation and depositional environment of the Rochester shale (Silurian; Wenlockian) in Western New York and Ontario, Journal of sedimentary Petrology, V.53, N.3.
- [8] Kreisa, R.D., 1981, Storm-generated Sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia, Journal of Sedimentary Petrology, V.51.
- [9] Ricci Lucchi, F., 1975, Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Appennines Italy. Journal of sedimentary petrology, V.45.
- [10] Ghibaudo, G., 1980, Deep sea fan deposits in the Macigo Formation (middle-upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Appennine, Italy, Journal of Sedimentary Petrology, V.50, N.3.
- [11] Nilsen T. H., and Walker R. G., 1980, Modern and ancient submarine fans; Discussion and reply, AAPG. V.64, N.7.
- [12] Bhatia, R., 1983, Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, The Journal of Geology, V.91, N.2.

## SHELF-SLOPE SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF MIDDLE TRIASSIC IN SOUTHWEST GUIZHOU

Liu Baojun

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

Zhang Jinquan Yie Hongzhuan

(Chengdu College of Geology)

### Abstract

The sedimentary environment of Middle Triassic in Southwest and South Guizhou is controlled by the Kaiyuan-Pintang giant fault. The region on the west or northwest of this fault is a restricted carbonate platform or organic shoal facies on the margin of the platform, and the region on the east or southeast of the fault is a shelf-slope or trough basin facies. Banqi-Yata Region lies in the transitional zone between the platform area and trough basin area. In the section, the shelf facies (including the normal shelf deposit and tempestite), the slope facies (including the normal carbonate slope deposit and contourite) and the trough basin facies of the turbidite occur upwards correspondingly. The characteristics of the facies sequences indicate the transgressive sedimentary cycle of Middle Triassic.

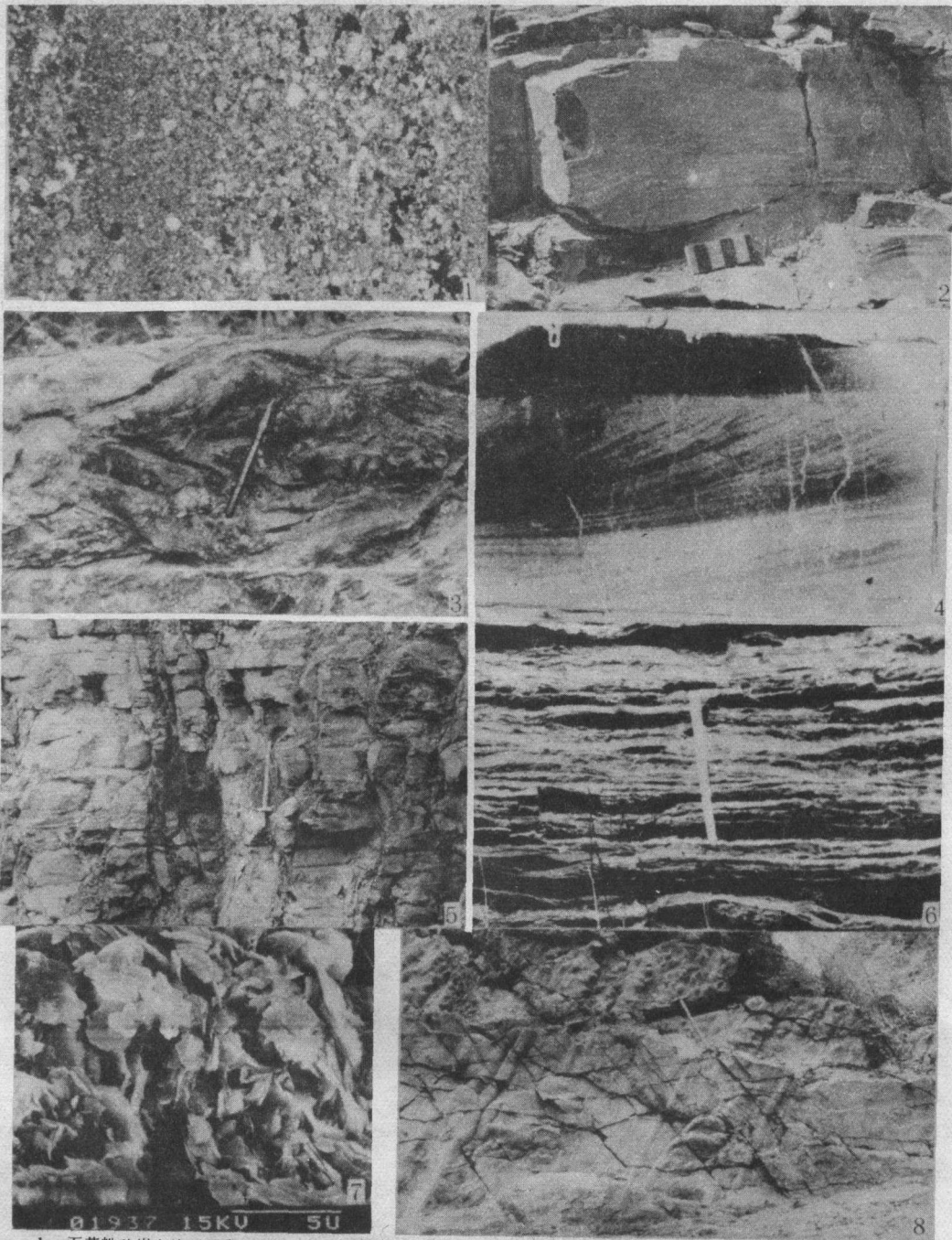
This paper deals with mainly the shelf-slope sedimentary characteristics of Middle Triassic in Banqi-Yata Region. The tempestite, contourite and turbidite are discussed in detail. There are three kinds of tempestite assemblages in the section, i.e. assemblage of shell-bed and calcisiltite, silty limestone, that of shell-bed and silty mudstone, and that of siltstone and mudstone. There exist typical structures, such as graded bedding, small hummocky crossbedding, wave-ripple cross-bedding, gutter cast. The characteristics of the tempestite, such as fine grain, thinner bed, very rare lag deposit and lack of amalgamation indicate the tempestite belongs to the distal storm deposit on offshore shelf.

The Banqi contourite is very different from the associated turbidite. Its beds are thin and grains well sorted but no graded bedding. However, the typical lenticular and wave-like cross-bedding develop. The turbidite in the study are mainly consists of the CDEF assemblage or DEF assemblage of the Bouma sequence, i.e. primarily fine grains.

The channel-system deposit could not be found in the section and there is not a thinning or thickening upwards tendency either. The cycle curve in the corresponding diagram between bed numbers and bed thickness shows a sawtooth-like shape and the characteristics of monotonous sequence. In the turbidite, "proximal" and "distal" beds overlapped each other at random or thick-massive sandstones

occur in "distal" beds. The above-mentioned characters indicate that the turbidite is not submarine-fan or typical basin-plain deposit but belongs to the trough longitudinal turbidite controlled by regional structures. Finally, the sedimentary pattern of Middle Triassic in the study region is presented.

On the basis of the study on the Middle Triassic sedimentary facies, it is found that there's a close relationship between the sedimentary facies and the distribution of the middle-large scale Au deposits found out recently in the southwestern Guizhou, and that one kind of Au deposits lies in the shelf facies, another appears in the marginal subfacies of trough basin facies. In the light of the preliminary study, Au in the marginal subfacies mainly concentrates in the DE segments of Bouma sequence in the turbidite.



1. 石英粉砂岩中的正粒序层理, 从粗粉砂变成细粉砂 2. 丘状交错层理, 纹层低角度倾斜 3. 薄层泥灰岩中的滑塌构造, 底部剪切带的层理破裂变成角裂 4. 斜坡相中的等深积粉砂质灰岩中的沙纹交错层理, 顶底界明显 5. 相C, 中-薄层蚀积砂岩与薄层泥岩互层 6. 相D, E 横向连续的薄层砂岩与泥岩的互层 7. 浊积泥岩的电子显微镜照片, 由碎屑状伊利石组成 8. 砂岩底层上的槽模及重荷模。