

滇西北泥盆纪海槽中的陆源碎屑海底扇 及坡脚碳酸盐异地沉积

高振中 段太忠*

(江汉石油学院沉积岩研究室)

滇西泥盆纪时存在一南北向深海槽,长达700 km以上,其中发育陆源碎屑海底扇及与之相关的深水沉积,构成海底扇模式与碳酸盐斜坡楔状体模式的组合实例。海底扇居于高效能与低效能类型之间,更偏于高效能体系,物质来源与深切斜坡的海底峡谷有关。坡脚碳酸盐沉积自成体系,不受扇体控制,沿碳酸盐斜坡分布,由异地碳酸盐重力沉积与深水原地沉积组成,物质来自邻近的碳酸盐台地。重力沉积,特别是海底扇沉积,阶段性甚明显,可划分出萌动期(江山阿冷初期,即早泥盆世早期);全盛期(班满到地期,即早泥盆世晚期);收缩期(中泥盆世)。

我国近年来在浊流沉积,以及各类重力流沉积方面展开了广泛深入的研究^[1],认识到我国东部中、新生代盆地中许多油气田都与陆相湖盆浊流沉积密切相关,从而大大丰富了浊流理论,进一步证实了浊积岩的巨大经济意义。因此,人们对深水浊流沉积表现出了更为强烈的兴趣。本文提供一个海底扇及与之相关的深水沉积实例,企望抛砖引玉,以促进石油勘探的发展。

一、地质背景

云南西部泥盆纪时存在一南北向深海槽,纵贯滇西地区,长达700 km以上,海槽东西两侧依次分布狭窄的碳酸盐斜坡和较宽阔的碳酸盐台地。研究区位于滇西北宁蒗、丽江一带,横跨浅水台地和深水槽盆,并包含一陆源碎屑海底扇,面积 $70 \times 100 \text{ km}^2$ (图1)。

(一)相区展布概况

根据沉积特征和沉积历史的不同,可划分出三个沉积区(图2):永宁-元宝山一线以西为深水沉积区;八二桥-金棉一线以东为浅水沉积区;二者之间的地区为过渡区,其早期为浅水沉积环境,后期因同生断层活动下降变为深水环境。

浅水区沉积厚度巨大,泥盆系总厚超过2000 m。其中以碳酸盐沉积为主,广泛发育生物灰岩(图版I-1)、砂屑灰岩(图版I-2)、鲕状灰岩、泥晶灰岩,局部层位发育白云

本文1985年11月14日收到。

* 参加工作的还有周仕勇、孙赞东、徐学彬、张春生、胡永贵、赵鸿斌、苏秀芳、张佑林、陶亚初等同志。

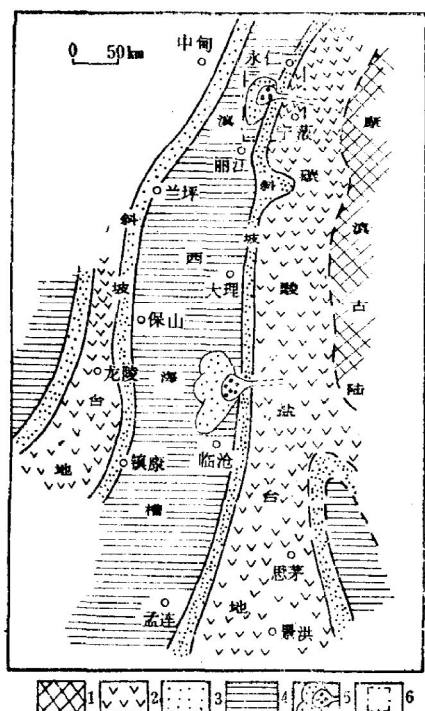


图1 泥盆纪滇西地区沉积环境格局及研究区位置示意图

1—古陆, 2—碳酸盐台地, 3—碳酸盐斜坡,
4—深水槽盆, 5—海底扇, 6—研究区范围

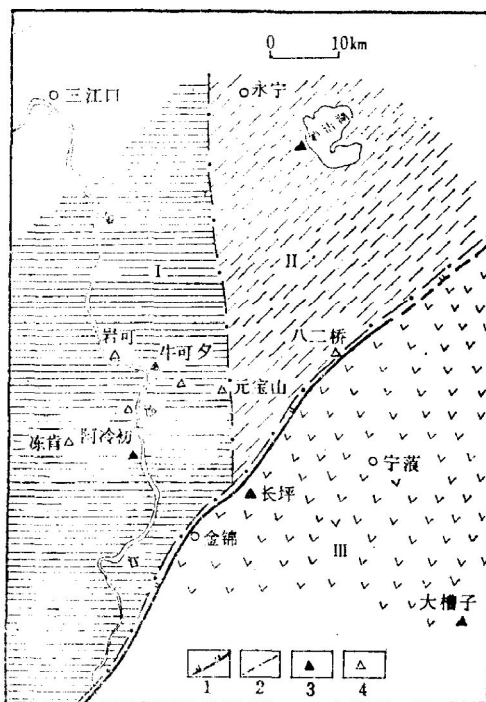


图2 研究区岩相分区及剖面位置简图

I—西区, 深水区, II—中区, 过渡区, III—东区, 浅水区
1—同生断层, 2—相区界线, 3—实地观察剖面,
4—前人剖面

岩、白云质灰岩, 夹少量陆源碎屑沉积。灰岩中所含生物化石为典型的浅水种属, 如珊瑚、层孔虫、苔藓虫、棘皮类、瓣鳃类、腹足类、腕足类及藻类等。其保存状态说明, 它们处于生长原地, 没有经过流水搬运。浅水区沉积的另一特点是地层层序一般发育不全, 底部常常缺失, 并且自西而东, 逐渐超覆在前泥盆纪不同时代的地层之上, 清楚地显示出海域范围不断地向东侧古陆区扩展的状况。

深水区则与之明显不同, 地层发育齐全, 与下伏志留系整合接触。生物面貌与之迥然相异, 以浮游生物为主。沉积物亦有本质差别, 发育陆源碎屑重力流沉积, 碳酸盐重力沉积和深水原地垂直降落沉积。

过渡区, 下泥盆统底部为含珊瑚、层孔虫等的生物灰岩及含生物灰岩, 覆于上志留统纹层状白云岩之上, 向上变为以含竹节石、牙形刺为主的深灰色灰岩, 而中、上泥盆统则为放射虫硅质岩及含塔节石、牙形刺的沥青质灰岩, 故泥盆系表现为一自下而上由浅水沉积变为深水沉积的海进层序。

由于不同的沉积区的差异明显, 因而前人在本区建立了两套不同的地层层序, 分别代表深水区 and 浅水区。两区代表层序及简要特征见表1。

(二) 海盆深度

海盆深度的估计, 是恢复古环境的重要方面, 应尽可能根据地层、岩相、厚度变化及古构造等资料作出比较接近实际的估计。

表1 本区泥盆系地层层序及其对比

西区(深水区) (阿冷初、牛克夕、岩可)		东区(浅水区) (大槽子、小长坪)	
D ₃	硅质岩	D _{3g}	干沟组 砂屑灰岩
		D _{3l}	烂泥膏组 灰岩、白云质灰岩
D ₂	砂岩、页岩、硅质岩	D _{2t}	碳山坪组 砂岩、页岩、灰岩
		D _{2d}	大槽子组 生物灰岩
D _{1b}	班满到地组 砂岩、页岩	D _{1d}	大瓜坪组 生物灰岩、砂砾岩
D _{1a}	阿冷初组 灰岩/砂岩、页岩		缺 失
D _{1s}	山江组 灰岩/砂岩、页岩		
S ₂	上志留统 灰岩、页岩		前泥盆系

前已述及,该区包括三个沉积区。东区为浅水区,由于沉积对沉降充分补偿,始终保持浅水沉积环境。显然,在这种情况下其沉积厚度可代表其下沉幅度。以宁蒗大槽子剖面为代表,下泥盆统大瓜坪组厚 92 m,中、上泥盆统厚 1979 m,代表该区自大瓜坪期至泥盆纪末共沉降了 2071 m。

中区(过渡区)与东区之间存在一西降东升的同生断层,因此中区较东区的沉降幅度更大。而另一方面,中区与东区不同,其沉积物远远没有补偿其下沉幅度。以泸沽湖红崖子剖面为代表,与大瓜坪组相当的班满到地组仅厚 21 m,中、上泥盆统总厚也只有 101 m。这样,该区在泥盆纪就逐渐发展成为深度相当可观的非补偿盆地。

在假定中区与东区下沉幅度相同,且“原始水深”相等(均为极浅水)的条件下^[6],泥盆纪末泸沽湖地区的水深应为:

$$2071 - (21 + 101) = 1949 \text{ (m)}$$

已知由于同生断层活动,中区下沉幅度比东区大得多;且在早泥盆世晚期中区的

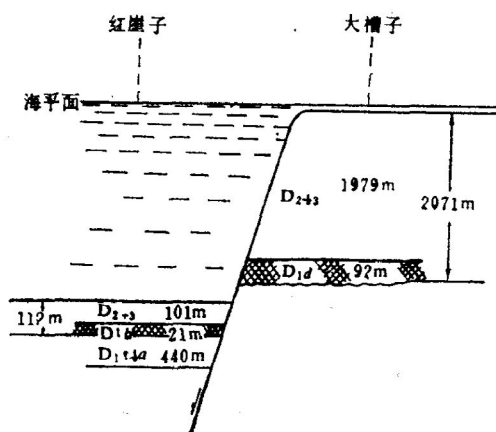


图3 泸沽湖红崖子地区泥盆纪末的水深推算示意图
(班满到地组D_{1b}大瓜坪组D_{1d}为同期异相沉积)

“原始水深”也已达相当深度,因该区班满到地组为仅含竹节石及牙形刺的灰岩及薄层粉砂岩,而非浅水沉积。考虑到这两个因素,泥盆纪末泸沽湖地区的水深,应为 1949 m 加同生断层的断距增量及早泥盆世晚期的原始水深^[5]。所以可以认为,泥盆纪末中区的水深应远大于 2000 m (图 3)。

由于在早泥盆世初期中区尚处于浅水环境时,西区已为典型的深水沉积了,所以如果在泥盆纪西区与中期的下沉幅度相同,则泥盆纪末西区的水深当比中区更大,即远远大于 2000 m。

V. Andel (1975) 研究了白垩纪至始新世各大洋中碳酸盐补偿深度 (CCD) 的变化^[2], 表明尽管 CCD 值彼此相差较大, 但皆超过 3000 m。本区中、晚泥盆世发育有区域性分布的薄层硅质岩, 其内可见丰富的硅质放射虫 (图版 I-3)。成因分析表明, 此种硅质沉积应是 CCD 以下深度的产物。若古生代与中、新生代的 CCD 值基本一致, 则泥盆纪末深水区的水深亦应在 3000 m 以下。这与上述地层厚度法估计出的水深是基本一致的。

当然, 在泥盆纪各个时期中, 海盆深度是不相同的。除本区始终保持浅水环境外, 中区和西区都是由浅变深。早泥盆世的水深当然比泥盆纪末要浅, 但沉积特征表明, 西区显然属于深水范畴。

二、深水沉积的类型

深水沉积区内发育有陆屑海底扇和坡脚异地碳酸盐沉积体系。尽管沉积物在成分、结构、构造上复杂多样, 但按成因可将其分为两大类, 即重力沉积 (异地沉积) 和原地垂直降落沉积 (简称原地沉积)。

(一) 深水原地沉积

原地沉积由页岩、硅质岩、泥晶泥质灰岩以及少量的含粉砂质泥岩组成。页岩显灰、灰绿或灰黑色, 质较纯, 仅含少量细粉砂级石英, 侧向延伸甚为稳定。页岩中含有丰富的竹节石, 并含笔石、菊石等化石, 均平行层面排列, 保存完整。硅质岩薄层至页状, 层理发育, 呈灰黑色、灰色或灰白色, 主要由微晶石英组成, 普遍含铁质, 部分硅质岩中含丰富的放射虫 (图版 I-3)。硅质岩侧向亦很稳定, 特别是上泥盆统区域性分布的硅质岩。泥晶灰岩或泥晶泥质灰岩类主要分布在碳酸盐台地前的斜坡上, 在坡脚处与碳酸盐重力流沉积共同组成坡脚体系。泥晶灰岩以薄层状为主, 灰至灰黑色, 可含泥质和少许有机质, 结构常很均一, 含有丰富的竹节石、钙球和介形虫 (图版 I-4)。

原地沉积中化石门类单调, 但数量丰富。主要为浮游型生物。如竹节石 *Paranowakia*, *Nowakia*, *Styliolina*, *Teetaculites*, *Striatostyliolites*, *Viriatellina*; 头足类 *Erbenoceras*, *Teicherticeras* sp., *Agoniatites*? sp., *Anetoceras*? sp., *Geisonoceraides* sp.; 笔石 *Mono-graptus* 及硅质放射虫等。此外, 遗迹化石组合为 *Zoophycus* 相: *Zoophycus*, *chondrites*, *Planolites*。

(二) 深水重力沉积

重力沉积与原地垂直降落沉积密切共生, 彼此互层, 共同组成了本区的深水沉积岩系。按成因可将重力沉积划分为两大基本岩类, 即重力滑塌沉积和重力流沉积。后者又包括①浊流、②颗粒流、③碎屑流、④液化流沉积所有四种端元类型 (表2)。

1. 浊流沉积

浊流常被细分为高密度和低密度两类。Rupke^[2]、Middleton^[3]、Lowe^[4]先后作过论述, 尤以 Lowe 阐述得更为详尽。他将可能的悬浮总体分为三个次总体: ①由泥、粉砂—中砂级颗粒组成; ②由粗砂、细卵石级颗粒组成; ③由细卵石和大砾石 (cobble) 组成。

表2 本区重力沉积简况表

重力沉积 类型 岩石 成分类型	重力滑塌沉积	浊流沉积		液化流沉积	颗粒流沉积	碎屑流沉积
		低密度的	高密度的			
碎屑岩类		丰富	常见	常见		少见
碳酸盐类	偶见	丰富	常见		偶见	较常见

注：空白为本区尚未发现的类型。

次总体①由湍流保持悬浮，与流体浓度无关；②与③中的颗粒由湍流、自身阻碍沉降作用、基质浮力和颗粒碰撞引起的离散压力联合支撑，与流体的颗粒浓度直接有关。指出，包含②或/和③次总体的浊流为高密度浊流。但是，对于究竟怎样区别高密度和低密度浊流，则没有给出标准和实例，尤其是对如何区别高密度浊流与颗粒流、液化流沉积，则更未涉及。

本区泥盆系浊流沉积十分发育，在海底扇各亚环境以及坡脚环境皆广泛产出，在各类重力沉积中占绝对优势，并且类型亦较丰富。根据观察，结合以往的研究^[5,6]，并参考Lowe的分类标准，我们对高密度和低密度浊流进行了划分。

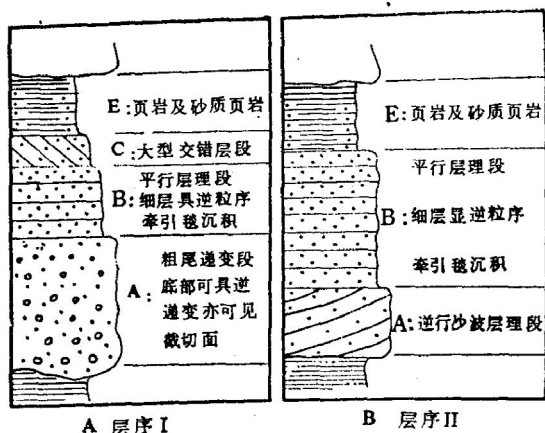
(1) 高密度浊流

本文规定高密度浊流沉积的粒度组成必须是以Lowe的次总体②和/或③为主，同时可含次总体①，其层序一般不宜用正常的Bouma序列来描述。本区此类高密度浊流沉积非常发育，主要分布在内扇水道和中扇靠近上部的水道内及坡脚碳酸盐体系中。按成分，这类沉积又可分为陆屑的和钙屑的两类，二类间的混合类型亦有少许见及。除成分和分布上的差异外，上述二类的沉积学特征基本上是相同的，因而将二者一并进行讨论。

本区所见高密度浊流沉积有两种层序类型。

层序I（图4-A，图版I-1）

E：暗色粉砂质页岩或页岩。



A 层序I

B 层序II

图4 高密度浊流沉积的层序模式

C：大型交错层段。为中、粗粒砂岩或砂屑灰岩，层系厚10—20 cm，单层系。顶面与上覆层突变。

B：平行层理段。为中、粗粒砂岩或砂屑灰岩，厚20 cm左右。层理是由粒度不同显示出来的，即不同粒度的细层韵律重复，组成平行层理（图4）。细层厚3—10 mm，宽窄相间。本段与上覆C段界线清楚。

A：粒序层理段。为含砾粗砂岩或砾屑砂屑灰岩，以粗尾正粒序变化为主要

特征, 底部有时可见逆粒序, 一般仅数厘米。A段厚通常大于20 cm, 厚者可达1 m以上, 顶部与B段逐渐过渡, 有时无明显的界线; 底与下伏层突变接触, 常可见截切面。本段中逆粒序的形成可能与牵引毯作用(traction carpet)有关。

此类层序的高密度浊流沉积分布较为普遍, 主要见于海底扇水道内。上述ABCE层序为综合性模式, 其它完整者所见不多, 最常见者为ABE组合和AE组合, 其上也可缺失E段, 而为另一浊积岩组合所覆盖。

层序Ⅱ(图4-B, 图版Ⅱ-4)

E: 同层序Ⅰ。

B: 与层序Ⅰ之B段类似, 但层厚通常较大, 常达30—40 cm。

A: 具逆行沙波交错层的中、粗砂岩, 可含少量细砾。逆行沙波层理为单层系, 层系厚20 cm左右, 细层倾向与区域性流向相反, 倾角6—13°。细层在侧向上有时变得模糊。A段与下伏层突变接触。

此种层序的高密度浊流沉积, 分布在中扇水道内。其出现频度较层序Ⅰ为低。

两类高密度浊流沉积的共同特征是成分复杂、结构成熟度低、基质含量高。与Lowe^[4]提出的理想模式层序有一定差别, 但不无类似之处。

(2) 低密度浊流

低密态浊流沉积的粒度以Lowe的次总体①为主, 并可用正常的鲍马层序^[7]来描述。本区此类浊积岩的分布更为广泛, 主要出现在外扇、扇边缘及中扇下部环境中。关于这类浊积岩的特征, 很多研究者都曾做过详细工作^[2, 6, 7]。在此, 我们仅将本区这类浊积岩的基本特征归纳如下。

该类浊积岩的完整序列即为Bouma层序, 综合本区的特征, 可得下列序列(图5)。

e: 页岩或粉砂质页岩, 通常含有顺层排列的竹节石。

d: 纹层状粉砂岩、粉砂质泥岩, 与e段渐变过渡, 往往不易区分。

c: 粉砂岩或极细砂岩。发育沙纹交错层, 或包卷层理(图版Ⅱ-6)。层系厚一般5 cm左右。沙纹层理有时见拖移上叠现象。

b: 细砂岩, 具平行层理, 厚度一般数厘米。

a: 正粒序中、细粒砂岩, 少数情况下(如碳酸盐中)粒度可稍粗, 至细粒级。层厚通常小于20 cm, 底界清楚, 常发育槽模、沟模, 与下伏层呈突变侵蚀接触, 但侵蚀幅度一般不大。

上述低密度浊流沉积的层序厚度一般不大于30 cm, 同样有陆屑和钙屑两种类型。陆屑浊积岩的岩石类型主要为长石石英砂岩, 长石(杂)砂岩和岩屑石英(杂)砂岩; 颗粒中包括很多不稳定组分如凝灰岩岩屑、泥岩屑和部分变质岩屑等; 填隙物为钙质, 含量10—20%, 由粉晶、细晶方解石组成, 其结构特征表明这些粉、细晶方解石系明显

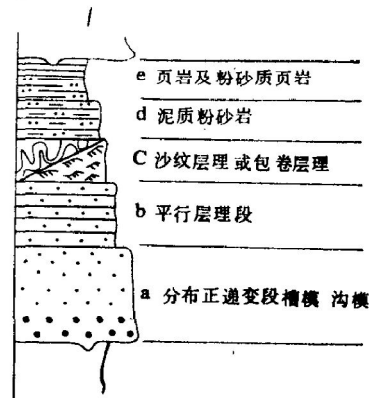


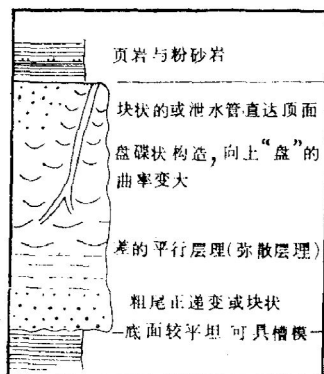
图5 低密度浊流沉积的层序模式 (鲍马序列)

的次生产物,但原始成分和结构已无法辨认。钙屑低密度浊流沉积一般相对粗些,以中、粗砂级颗粒为主,含较多的细砾级颗粒(较粗颗粒含量相对高可能与半固结碳酸盐岩屑特别是未石化生物碎屑的比重较小有关)。岩石类型主要是粉晶棘屑灰岩、砂屑生物屑灰岩,少量砂、粉屑灰岩。灰岩重结晶显著。低密度浊流沉积的颗粒分选、磨圆亦较差,但比高密度浊流沉积明显地要好。

综合上述高密度和低密度浊流的沉积学特征,结合前人研究成果,我们将二者的主要鉴定标志归纳成表3。

表3 高密度、低密度浊流沉积的鉴别标志

类型 特征	低 密 度 浊 流	高 密 度 浊 流
粒 度	一般不超过中砂级	粗砂级为主,常出现更粗颗粒
层理类型	递变层理,小型沙纹层理,包卷层理,平行层理,水平层理	粗尾递变层理,大型交错层理,逆行沙波层理,平行层理,逆粒序层理
底面构造	槽模,沟模,重荷模	截切面,亦可见沟模及槽模
垂向层序	完整或不完整鲍马层序	ABCE, ABE, AB, AE
层序厚度	一般<30cm	一般>30 cm
分布范围	广泛,任何亚相	局限,近源相
砂体形状	席状	一般为带状



2. 液化流沉积

虽然液化流作为重力流的一种端元类型早已被提出并得到许多作者的多次讨论^[2,8],但对其鉴定标准至今却仍是模糊的。由于从纯理论上推断的液化流沉积物的特征也可以由别种机理产生^[4,8,9,10],因此,迄今还没有一个被公认的、充分论证了的野外实例。我们把在本区广泛见于中部扇偏上部水道沉积中的一类沉积解释为液化流沉积,其特征如图6所示,亦可参见图版Ⅱ-2。

整层通常为块状。单元层底部稍显粒序,向上有不大发育的平行纹理(弥散层理, diffuse lamination),再上即为发育的盘碟构造段。“盘”宽3—20 cm,“盘”深1—2 cm,主要由含泥多的物质显示出来。自下而上,常表现出盘宽减小,弯曲度变大的趋势(图版Ⅱ-3)。当向上盘碟构造逐渐消失,变为无构造段时,在液化作用强烈的部位,可见泄水管构造(图7)。泄水管一般自层中部开始,直达顶面。单元层顶底界面清楚,与上下层呈突变接触,但无明显的侵蚀面,底可具沟模。

此类沉积的岩性皆为陆源碎屑岩,以中、细粒砂岩为主,底部可含少量细砾石。成分成熟度及结构成熟度均较低,单层厚通常为1 m左右,少数层可达数米,与高密度浊流沉积共生。

鉴定液化流沉积的关键不是流动机制这种纯理论上的问题，而主要是具体标准的确定。从研究沉积岩的角度来看，我们应该注重由沉积作用形成的岩石本身的特征。因此，我们认为，如果液化构造是同沉积期而非沉积期后的，并且某一岩层单元又主要以这种液化构造为特征，就应将其确定为液化流沉积，如上面提供的实例。

3. 颗粒流沉积

关于颗粒流，众多的学者进行过讨论^[4,8,11,12,13]。一般说来，能够产生和维持颗粒流流动的斜坡坡度必须很大，对水下斜坡而言为 18° — 28° 。显然，这样的条件在海洋环境中是比较少见的。Lowe^[13]认为，纯粹单一机理的砂质颗粒流沉积其层厚不会大于5 cm；但若同时存在其它支撑机理，如上覆高速流体的驱动，或者高浓度隙间流体的浮举作用，那么流动可以发生在缓得多的斜坡上，沉积的单层沉积物厚度也通常超过0.4 m；称之为次颗粒流(modified grain flow)。然而，正如Lowe本人也承认的，适合发育纯粹颗粒流的环境在自然界是相当稀少的，因此，这种作用几乎失去了它的地质意义。同时，正如我们已经认识到的，自然界的情况是如此复杂，以致单一机理的流动似乎就根本不存在；相反，由沉积特征所表明的往往是多种支撑机制的联合^[6,8,14,15]。因此，在野外鉴别沉积物应以主要支撑机制产生的特征为标准，不必分得过细，如区分颗粒流和次颗粒流沉积。下面我们把本区见到的一类属于Lowe次颗粒流范畴的沉积描述为颗粒流沉积，其特征如图8，图版Ⅰ-5所示。

可以看出，颗粒流沉积通层显示清楚的粗尾性质的逆粒序，但顶部可见差的正粒序。自底而上，由细一中砂递变为上部的细砾级颗粒(1—3 cm)；然而，上部并非全由细砾级颗粒组成，相反，砂级颗粒在中、上部均有较高的含量。在颗粒流沉积的较上部位，常见有较大的板片状页岩碎块，粒径比背景颗粒明显地大，可达3—6 cm。这些页岩碎块一般平行层面排列，也可以与层面垂直，这就是所谓的撕裂砾石。颗粒流沉积的另一特征是颗粒含量高，通常大于90%。本区发现的为碳酸盐颗粒流沉积，其颗粒成分主要是生物屑和内碎屑，混有极少量(<5%)石英砂；颗粒分选差，但圆度较好。基质由粉晶方解石或泥晶组成，数量甚微，小于10%。此类沉积在本区较为少见，单层厚50 cm左右，顶底界清楚，未见明显的侵蚀面。这类沉积与碳酸盐高密度浊流沉积层序Ⅰ之ABE组合和滑塌沉积层共生。因而，我们推测此类颗粒流沉积的环境为碳酸盐坡脚环境。

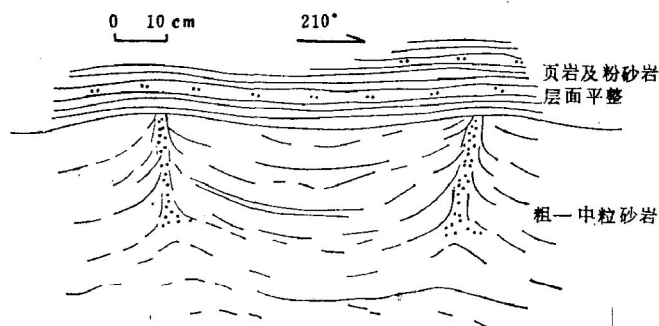


图7 液化流沉积中的泄水管构造素描图
(宁蒗牛克夕, D₁b中部)



图8 颗粒流沉积的层序模式

4. 碎屑流沉积

本区陆屑碎屑流沉积不甚发育,在牛克夕山江组下部和下胖罗班满到地组底部见有部分分布。为厚层-巨厚层块状砾岩,除少数层底部见逆粒序(图版 I-5)外,一般无其它沉积构造。颗粒成分以燧石及各种岩屑为主,亦见石英、长石等矿物碎屑。颗粒分选、磨圆一般较差。岩层内亦可混入少量盆内碎屑如生物碎屑珊瑚和灰岩碎块。颗粒粒径以细粒级为主,少数可达 3—5 cm。基质含量高,为 30% 左右,由细晶、中晶方解石和少量粉砂、泥质组成。岩石以颗粒支撑为主,部分基质支撑。单层厚度 0.5—2.5 m,少数可达 5—6 m。侧向上不稳定,多为透镜状,延伸范围可达百余米。此类碎屑流沉积往往在一定层位富集,其间只夹少量其它类型沉积如高密度浊流沉积和页岩、粉砂岩等,显示出是上部扇的水道充填体。

与陆屑碎屑流沉积相反,本区的碳酸盐碎屑流沉积则较为发育,但主要分布在阿冷初一带的山江,阿冷初组中。碳酸盐碎屑流沉积与碳酸盐浊积岩、钙质页岩、纹层状泥晶灰岩共同构成了本区碳酸盐台地前斜坡的坡脚体系。碎屑流沉积的岩石类型主要为砾屑生物屑灰岩、砾屑灰岩(图版 I-6)、泥晶砾屑灰岩。颗粒多为各类浅水生物碎块,亦有一定数量的各类灰岩屑,如泥晶灰岩、生物屑灰岩、砂屑灰岩砾屑等。颗粒分选差,圆度亦差;粒径一般 3—5 cm,有时可达 20 cm。基质成分为泥晶、粉晶方解石,少数砂屑、粉屑、细生物屑,含量 20—40% 不等。岩层不显构造,呈块状。厚度通常 20—100 cm,少数可达 2—3 m。岩层界面清晰,与下伏层突变接触,有时可见到大型截切面;顶面一般较平坦。少数情况下,这类沉积与陆源碎屑高密度浊流沉积呈互层产出。

5. 滑塌沉积

本区滑塌沉积比较少见,在阿冷初剖面,第 21 层为一厚 28 m 的滑塌层。其上下层均为正常的、未受扰动的页岩与薄层浊积岩的互层,与本层的界线截然。本层则为混乱堆积,堆积物显角砾状。角砾成分以薄页岩、薄层粒序砂屑灰岩为主,少数角砾为砾屑灰岩。灰岩中常见浅水台地生物珊瑚、腕足类等,而页岩中则含丰富的浮游型生物竹节石。角砾化程度以及角砾大小各处很不一致。底部角砾化程度较高,砾屑较小,一般数厘米至二、三十厘米;中、上部砾屑化程度低,分布大量由页岩及薄层砂屑灰岩互层组成的大块板状砾屑,粒径可达数米甚至十数米,具明显的塑性变形,形成高曲率弯曲状或滑塌小褶皱。在砾屑与砾屑之间不存在明显的基质,但有时见有与邻近角砾成分完全类似的基质,这类基质主要限于页岩角砾周围,似乎是半固结页岩受力松散的结果。

据上述特征,可与湘西寒武系中的滑塌角砾岩类比^[6]。本区滑塌沉积均属碳酸盐坡脚环境沉积体系。

三、深水沉积的组合特征

(一) 深水沉积物分布的一般模式

关于深水沉积物的组合关系或分布模式,不少学者进行过深入探讨。Mutti, Ricci-Lucchi 在研究了一些古代浊积岩的分布之后,首先提出了海底扇模式。此后,Walker 对已提出的众多海底扇模式进行了综合和修改^[16]。扇模式虽然在很多情况下能对古代深水沉积进行很好的描述,但是也有很多古代深水粗粒沉积的分布与之不相一致。这就导

致了深水沉积或浊积槽状模式的提出¹⁾。此外,在对碳酸盐深水重力流沉积的大量研究中,认识到扇模式在此领域内又特别不适用,进而提出了一种反映线状物源特征的斜坡沉积楔状体模式^[6]。进一步的研究表明,深水浊积物的分布十分复杂,古典的扇模式只能解释地质记录中此类沉积的一部分。因此,必须做更深入的研究,以求建立能解释众多古代深水沉积物分布实例的模式系列。

本区深水沉积物的分布型式较为独特,它提供了一个将海底扇模式和碳酸盐斜坡楔状体模式这两种看来特征迥异、毫不相干的沉积体有机地组合在一起的实例。即在近南北向的海槽中,既发育有陆源碎屑海底扇,又发育有碳酸盐斜坡楔状体沉积。陆源碎屑海底扇沉积的物质来源主要与深切斜坡的海底峡谷有关,而碳酸盐斜坡楔状体或坡脚体系则接受邻近的整个碳酸盐台地所提供的物质。下面详细论述海底扇和坡脚体系中沉积物的组合关系和层序特征。

(二) 陆源碎屑海底扇沉积组合

关于海底扇,目前至少已识别出两种端元类型^[17-20],一是以相对稳定的、发育天然堤的孤立水道为中扇特征的海底扇,另一是以迅速迁移的网状水道为中扇特征的海底扇。前者的内扇、中扇、外扇各亚相发育完全,易于区分;后者则往往不易分出外扇和内扇,而以中扇亚相为主要特征。这两类海底扇又分别称为高效能的和低效能的海底扇^[17]。本区的海底扇为上述二者间的过渡类型,但更偏向于高效能扇体系,各亚相的分布型式基本符合 Mutti, Ricci-Lucchi 提出的模式,而相异于 Link 等的模式^[17]。初步研究可以分出四个亚相,各相特征分述如下。

1. 内扇相 本区没能见到内扇主扇谷与伴生天然堤的直接出露,但牛克夕一带的山江、阿冷初组沉积,其所处古地理位置及其本身的特点都显示出是内扇相沉积。此类沉积主要由粒度相差较大的两大类岩石组成,即由较粗的砂、砾岩和较细的粉砂岩、页岩及少量硅质岩组成。砂、砾岩中、厚层至块状,主要是陆屑碎屑流沉积和层序 I 类高密度浊流沉积,剖面上呈透镜状,显示出明显的水道化特征。此类沉积主要属水道充填沉积。薄—极薄层的细砂岩、粉砂岩通常与页岩、硅质岩互层,显示出低密度浊流的 ABE 序列,常位于砾岩沉积之上或砾岩沉积之间,构成二元结构。有时砾岩、砂岩、页岩在剖面上显示有规律变化,即下部为厚块状的砾岩、粗砂岩,向上变为以砂岩为主,夹少量砾岩,最上部则以极薄粉砂岩、页岩为主,亦即自下而上粒度由粗变细,岩层单层厚度由厚变薄;与之相对应,重力流沉积的类型也发生系统变化,自下而上,碎屑流沉积逐渐消失,高密度浊流沉积亦愈来愈少,而由低密度浊流形成的薄层浊积岩和页岩则逐渐变得占主导地位。这种变化反映出水道充填或侧向迁移的特征。这一向上变细变薄的层序一般厚 20—30 m,内扇序列总厚 250 m。

2. 中扇相 前已叙及,中部扇可以由易迁移的网状分流水道系统组成^[17-20],也可以由具明显天然堤的,相对稳定的孤立水道系统组成^[18,21]。本区的中扇水道可能更接近于后一类。其最典型的中扇水道沉积层序发育在牛克夕班满到地组上部。本层序厚约 80 m,由中—厚层状中、粗砂岩,含砾粗砂岩,夹少量极薄层细、粉砂岩、页岩等组成的

1) 许靖华, 1980, 沉积学讲座汇编。成都地质矿产所。

频繁的韵律互层(图版Ⅱ-7)。整个层序不显示明显的纵向递变趋势。中一厚层的粗粒沉积由前述二种层序的高密度浊流沉积和液化流沉积组成。细、粉砂岩单层厚仅数厘米,与更细的页岩组合成正常浊积岩的CDE序列,有时也可见ABCDE组合。岩层侧向上较为稳定,砂体无明显的水道化现象,砂页岩比高常达5:1—10:1。综上所述,此层序应属规模较大的、相对稳定的中扇水道沉积序列。剖面相分析亦揭示此层序解释为中扇沉积较为合理,因其下伏层序为外扇沉积。

3. 外扇相 外扇相的特征沉积是外扇叶状体,常位于中扇水道的末端处。但有些情况下,在叶状体与中扇水道末端处之间则存在一分隔带,造成外扇叶状体与中扇水道的分隔^[22, 23]。本区发现的两种不同类型的外扇叶状体层序可能与上述两种情况下产生的叶状体类型有关。

第一类叶状体层序,总是位于前述中扇沉积层序之下,为厚约30m的向上变粗变厚的单层序。此层序以砂质浊流沉积为主,夹少量粉砂岩页岩薄层。浊积岩自上而下,由薄层状渐变为中层状,甚至厚层状;与此一致,浊积岩的类型亦由典型的正常浊积岩逐渐变为高密度的浊流沉积,在层序顶部可见层序I型(ABE)高密度浊流沉积。本层序中砂页岩比亦较高,约3:1—4:1,岩层侧向上更为稳定。除小型沙纹层理外,其它沉积构造不多见。推测此类层序是直接中扇水道相连,即位于中扇水道末端处的外扇叶状体层序。

另一类层序与上述叶状体层序有所不同,其上、下相邻层序不是中扇层序,而是扇边缘层序,有时为盆地平原层序。单层序厚一般30—40m,由向上变粗变厚、再变薄变细的完整旋回组成。此外,与第一类叶状体层序比较,此类层序中的牵引构造较为发育,尤其是Bouma序列的C段沙纹层理、变形层理和包卷层理也很常见;砂页岩比则稍低。此类层序很可能代表了分隔叶状体的层序,但也有可能是非分隔叶状体侧向迁移的结果,见于阿冷初剖面31—32层,27—28层等。

4. 扇边缘相 以细粒沉积为主,由页岩、粉砂岩和细砂岩组成,主要是低密度浊流沉积的正常浊积岩(BCDE、CDE、DE)和原地的深水垂直降落沉积。砂页岩比1:4—1:8。岩层侧向稳定,页岩中含有大量竹节石化石。阿冷初剖面23、24、30层等即为此类沉积。

5. 盆地平原相 以深水原地沉积为主,仅夹少量的低密度浊流沉积。由页岩、薄层硅质岩、粉砂岩及粉砂质泥岩组成。在盆地最缺乏陆源物质,且盆地水深超过CCD时,仅发育大面积广布的薄层硅质岩沉积,硅质岩中可含丰富的放射虫。本区上泥盆统及中泥盆统大部分皆为此类沉积。

(三) 坡脚碳酸盐沉积组合

本区还分布着一类与扇体系不协调的沉积,即坡脚深水碳酸盐沉积。此类沉积物不受扇体系相带分布的控制,而是独立地自成体系,沿碳酸盐台地前之斜坡脚分布(图9-11)。

碳酸盐坡脚相由异地碳酸盐重力沉积与深水原地沉积组成。重力沉积的类型以碎屑流、高、低密度浊流沉积为主,可见碳酸盐颗粒流沉积和重力滑塌沉积。原地垂直降落沉积则为页岩、泥晶泥质灰岩及少量粉屑泥晶灰岩。异地碳酸盐沉积,特别是碎屑流沉

积中, 含丰富的浅水台地生物化石; 而深水原地沉积所含生物化石则要单调得多, 仅见浮游型竹节石、笔石、菊石类等。各类重力沉积在剖面上一般随机分布, 不象扇体系沉积具有明显的相序。但由于不断地海侵, 海水不断加深, 碎屑流和高密度浊流沉积在剖面中自下而上逐渐减少, 而薄层的低密度浊流沉积则愈来愈多, 以至占主要地位。碳酸盐坡脚体系与陆源碎屑海底扇体系在空间上和时间上可以相互交错和重叠。阿冷初剖面的山江组、阿冷初组和班满到地组的第 21、22 层为坡脚体系沉积的典型实例。

四、深水沉积的发育史

各类深水沉积物的特征, 反映出各类沉积有彼此不同的形成过程。既然重力沉积是由快速的、间歇性的突发事件形成的, 那末就不可能在任何时间间隔内都同等程度地发育。研究表明, 本区重力沉积, 特别是海底扇沉积的发育表现出明显的阶段性。据扇体系的规模、分布位置的变动等可划分出三个阶段。

(一) 萌动期(山江-阿冷初期, 即早泥盆世早期)

山江-阿冷初期海底扇的分布主要受当时的海盆格局控制。地质背景一节已经提及本区的岩相分为三个区, 与此相对应的则是古地理上有明显差异的三个不同海域。山江-阿冷初期深水盆地范围较小, 只限于西区。在永宁-元宝山-洪门口一带为一近南北向的碳酸盐斜坡, 其西即为当时的深水盆地区, 其东侧为浅水碳酸盐台地, 更东边则是遭受剥蚀的康滇古陆区。在这样的古地理格局控制下, 海底扇就发育在西区的深水海槽中(图9), 其扇根位于牛克夕一带, 推测在此之东的古斜坡上存在一海底峡谷, 不断地自东向西搬运陆源碎屑物质供给海底扇。海底扇的平均半径约 25 km, 南北长达 32 km, 面积约 600 km²。各亚相的平面分布如图 9。

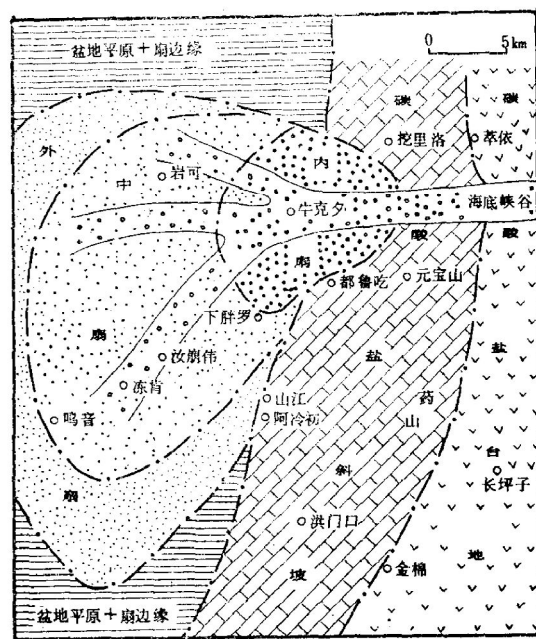


图9 早泥盆世早期海底扇展布图

与海底扇沉积呈鲜明对照, 在本区南端的海槽边缘, 由于没有海底峡谷带来陆源碎屑, 而其东面紧临着碳酸盐台地, 因此, 在碳酸盐重力流的作用下, 发育了斜坡坡脚体系。这类沉积与陆源碎屑海底扇沉积除成分上的实质性差异外, 其整体结构、分布亦有重要区别: (1) 分布型式不同于扇体系, 沉积物沿斜坡坡脚分布, 严格受斜坡形态控制, 往往呈沿斜坡走向延伸的条带状; (2) 其内没有相对稳定的水道系统, 即使发育水道, 各水道间一般不互相联系, 而是彼此孤立, 水道既是被充填的对象, 又是侵蚀的产物; (3) 沉积物由线状物源提供, 整个广阔的台地边缘带都是物源区, 搬运渠道亦是整个斜坡。这与海底扇沉积那种具有点状物源, 搬运渠道仅限于海底峡谷的情况是迥然不同的。

因此,坡脚体系的发育取决于毗邻的碳酸盐台地的状况,而海底峡谷的影响只会破坏坡脚体系的正常分布。所以,坡脚体系不同于海底扇体系而独具特征。

(二) 全盛期(班满到地期,即早泥盆世晚期)

班满到地期是海底扇发育的全盛时期,此期海盆深水区的范围有所扩大,海底扇也随之扩大并向东推进。

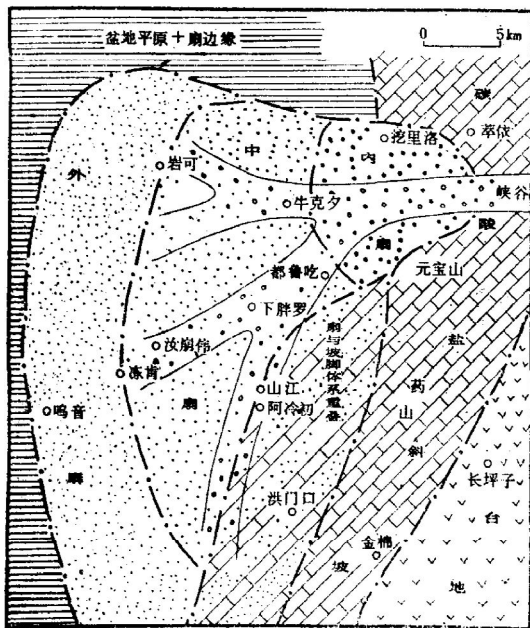


图10 早泥盆世晚期海底扇展布图

图10 早泥盆世晚期海底扇展布图。在此期间扇的西缘也向东有所迁移,但迁移的距离不大,这反映海底扇在向东推移的过程中,总的趋势是扇的面积扩大。

扇的迁移在剖面层序上也有明显的表现。如阿冷初、都鲁吃、牛克夕等剖面都发生了亚相的更替。牛克夕在山江-阿冷初期为内扇相,到班满到地期则为中扇相,显示出海进的序列。最显著的变化发生在阿冷初一带,此处在山江-阿冷初期为碳酸盐坡脚体系发育区,没有陆源碎屑物质的加入。但在班满到地期,由于扇体系向东推进,浊流使大量陆源碎屑物质搬运至此,形成陆屑浊积岩,同时,碳酸盐重力流搬运内碎屑物质的继续补给,形成了各类碳酸盐重力流沉积物。这样,此区班满到地组就是陆源碎屑沉积和碳酸盐沉积组成的频繁互层,形成了由两套不同成分、不同性质、不同物源方向的岩石组合构成的沉积复合体。

班满到地组中发育有众多的流向标志,古流向分析进一步为我们提供了扇分布特征的资料。在牛克夕一带,低密度浊流沉积底部的槽模、沟模指示出向西和西北的流向($263-310^{\circ}$),高密度浊流沉积的C段大型交错层,以及众多的低密度浊流形成的小型沙纹层理所指示的流向($250-300^{\circ}$)与槽模、沟模基本一致。高密度浊流形成的A段逆行沙波层理的细层倾向正好与前述沙纹层理、交错层理的倾向相反,从而指示了自东而西的流向。在阿冷初剖面,陆屑浊积岩的指向构造亦相当发育,主要是低密度浊流形成的沙纹层理,倾向西南($187-270^{\circ}$),这与牛克夕的古流向相协调(图10)。然而,

沿金棉一八二桥一线有一同生断裂(图2),在山江-阿冷初期已有所活动,到班满到地期活动加强,西盘强烈下沉,使中区(过渡区)由前期的浅水环境逐渐变为深水环境。同时随着区域性海侵的扩大,各相带依次向东推进。从区域地层分布来看,海岸线向东推进了十数公里;从图10与图9的对比可以看出,斜坡带也不断向东迁移,台地边缘向东迁移了2—6 km,而海底扇的东缘向东推进了4—8 km,覆盖了原来只为碳酸盐坡脚沉积占据的地区,形成了扇与坡脚体系的重叠地带(图10)。同时海底扇也向南、北方向扩大,扇的平均半径增大至30 km左右,南北长增至40 km以上,面积增大至约800 km²(图10)。在此期间扇的西缘也向东有所

低密度碳酸盐浊流形成的沙纹层理的细层倾向则为北西向,这显然代表不同于陆源碎屑沉积的另一个物源方向。

(三) 收缩期(中泥盆世)

中泥盆世是扇的收缩期,扇的范围愈来愈小,平均半径降至 25 km 以下,面积仅 500 km² 左右(图 11)。由图 11 可以看出,尽管此期扇的发育是以收缩为特征,但是海底扇还有向东迁移的趋势,只是迁移的距离比前期的要小。

海底扇的衰退主要与区域性的大海侵有关。区域性的海侵使泥盆系逐渐向东侧古陆超覆,致使古陆面积愈来愈小。这种广泛的区域性海侵不仅使提供陆屑物质的剥蚀区面积大大减小,并且使携带碎屑物质的河流入海口更加远离本区。因此,海底峡谷此时能接受的陆屑物质非常有限,从而使深水海底扇上的物质补给严重不足,扇的发育受到抑制。同时,由于本区的构造活动至此时已相对减弱。再加上碳酸盐岩中早期胶结作用的影响,使得这时台地虽然同样是碳酸盐重力流的物源,但触发条件的相对缺乏使重力流的频度和规模也大大减小,坡脚体系的发育渐趋停止。因陆源碎屑沉积物一般缺乏早期胶结作用,故对触发条件的要求不如碳酸盐重力流那么严格。所以,在重力流发育总体趋于停止的背景上,此期的陆源碎屑重力流沉积比碳酸盐的要相对发育些。深水区此时也就主要发育海底扇沉积,面积较之前期已大为减小(图 11)。虽然在扇沉积中亦夹有少量薄层碳酸盐浊流沉积,但已极为有限,根本不能构成独立的坡脚体系。

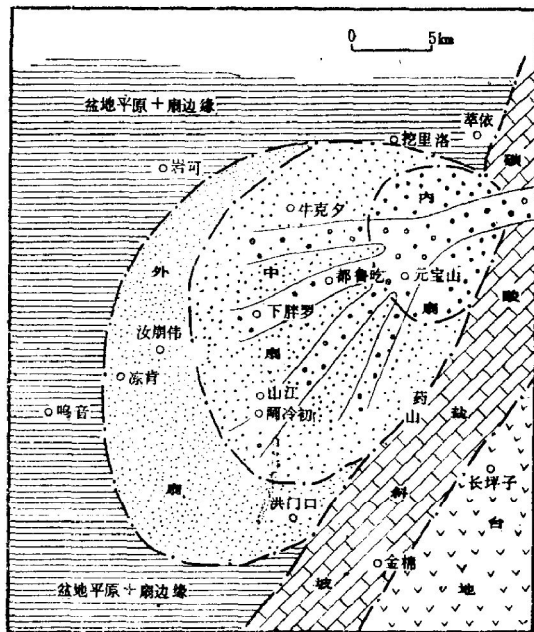


图11 中泥盆世海底扇展布图

到晚泥盆世,海侵进一步扩大,康滇古陆几乎全部淹没,本区基本上不接受碎屑物质的沉积,而是以化学、生物化学的薄层硅质沉积为主。此时,海底扇和坡脚碳酸盐体系的发育完全终止。

野外工作期间,得到了滇黔桂石油地质科研所和云南地质局区调队的大力支持。区调队唐秉奕工程师及古生物地层组的有关同志,从各方面为我们提供了许多方便;所采遗迹化石烦杨式溥教授给予鉴定。在此一并致以衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 孙 枢、李继亮, 1984, 我国浊流与其它重力流沉积研究进展概况和发展方向问题刍议, 沉积学报, 第2卷, 第4期。
- [2] Reading, H.G., 1978, *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Sci. Publ., Oxford London.
- [3] Middleton, G.V., 1967, Experiments of density and turbidity currents. I. Deposition of sediment, *Can. J. Earth Sci.*, V. 4, P.475-505.
- [4] Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flow, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, *Jour. Sed. Petrology*, V. 52, P.279-297.
- [5] 高振中、刘怀波, 1983, 十万大山盆地北缘早三叠世碳酸盐重力流及其地质意义, 石油与天然气地质, 第4卷, 第1期。
- [6] 高振中、段太忠, 1985, 湘西黔东寒武纪深水碳酸盐重力沉积, 沉积学报, 第3卷, 第3期。
- [7] Bouma, A.H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits, A graphic approach to facies interpretation*, P. 168, Elsevier, Amsterdam.
- [8] Middleton, G. V. and Hampton, M. A., 1976, Sediment gravity flows, *Mechanics of flow and deposition*, In: *Turbidites and deep-water sedimentation*, S.E.P.M. Pacific Section Short Course Lecture Notes, P.1-38.
- [9] Lowe, D. R., 1975, Water escape structures in coarse-grained sediments, *Sedimentology*, V. 22, P.157-204.
- [10] —, 1976b Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits, *Sedimentology*, V. 23, P.285-308.
- [11] Stauffer, P.H., 1967, Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California, *Jour Sed. Petrol.*, V. 37, P.487-508.
- [12] Bagnold, R.A., 1954, Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear, *Proc. Royal Soc., London Ser. A*, V. 225, P.49-63.
- [13] Lowe, D.R., 1976a, Grain flow and grain flow deposits, *Jour. Sed. Petrol.*, V. 46, P.188-199.
- [14] Walker, R.G., 1975, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidites association, *Bull. Geol. Soc. America* V. 86, P.737-748.
- [15] —, 1977, Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon, *Bull. Geol. Soc. America*, V. 88, P.273-285.
- [16] —, 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans, models for exploration for stratigraphic traps, *Bull. AAPG*, V. 62 P.932-966.
- [17] Link, M. H. and Nilsen, T.H., 1980, The Rocks sandstone, an Eocene sand-rich deep-sea fan deposit, northern Santa Lucia Range, California, *Jour. Sed. Petrology*, V. 50, No. 2.
- [18] Nelson, C. H. and Kulm, L. D., 1973, Submarine fans and channels, In: *Turbidites and deep-water sedimentation*, SEPM, Pacific Section Short Course, Anaheim.
- [19] Nelson, C. H., 1976, Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes and history of Astoria deep-sea fan, northeast Pacific, *Mar. Geol.*, V. 20, P.129-173.
- [20] Ghiabudo, G., 1980, Deep-Sea fan deposits in the Macigno Formation (Mid.-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, northern Apennines, Italy, *Jour. Sed. Petrol.* V. 50, P.723-743.
- [21] Normark, W.R., 1978, Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans, characters for recognition of sandy turbidite environments, *Bull. AAPG*, V. 62, P.912-931.
- [22] Mutti, E. and Ricci-Lucchi, F., 1975, Turbidites facies and facies associations, In: *Example of turbidites facies and facies associations selected formation of the Northern Apennines*, Field Trip Guidebook A-11, International Sediment Congr., IX, Nice, P.21-36.
- [23] Nilsen, T.H., Walker, R. G. and Normark, W. R., 1980, Modern and ancient submarine fan, Discussion and replies, *Bull. AAPG*, V. 64, N. 7.

SUBMARINE FAN OF TERRIGENOUS DEBRIS AND ALLOCHTHONOUS CARBONATE SEDIMENTS ON THE BASE OF SLOPE IN THE DEVONIAN TROUGH IN WEST YUNNAN

Gao Zhengzhong Duan Taizhong
(Jiangnan College of Petroleum)

Abstract

A deep trough which was more than 700 km long stretched from north to south in west Yunnan in the Devonian. Submarine fan of terrigenous debris and the related deep water sediments were well developed there, thus formed the assemblage of both submarine fan model and carbonate slope wedge model.

The fan is between high energy system and low energy system, but more close to high energy system. It can be divided into five subfacies such as innerfan facies, central-fan facies, outer-fan facies, fan marginal facies and basin-plain facies. The carbonate sediments on base of the slope along the distribution of carbonate slope, as a self-formed system, are not controlled by the fan body. It consist of allochthonous sediments in carbonate gravity flow and autochthonous sediments in deep water. The provenance of the former is related to the submarine canyon which deeply cuts the slope, and that of the latter is the adjacent carbonate platform.

Gravity sediment, especially the submarine fan show up distinct phases. It can be divided into embryonic stage (Shanjiang-Alengchu period, i.e., the early stage of the Early Devonian), prime stage (Banmandaodi period, i.e., the late stage of the Early Devonian) and depauperation stage (the Middle Devonian). They constitute the evolution history of deep water sediments.