

西藏日喀则地区第三系大竹卡组 砾质扇三角洲——片状颗粒流沉积

刘宝珺 余光明 陈成生

(成都地质矿产研究所)

一、引言

1987和1988年仲夏,我们中国和联邦德国的地质同行联合对西藏雅鲁藏布江缝合带进行了地质考察,对日喀则地区所出露的第三系磨拉石进行了比较详细的沉积学工作,现将初步研究成果作一个简略介绍。西藏日喀则地区第三系磨拉石主要出露于雅鲁藏布江一带,是一套砾岩、砂岩、泥岩和少量泥灰岩的沉积组合,作为碰撞造山带山前或山间盆地的沉积产物,已被许多学者所认识。本文主要讨论始新一渐新世大竹卡组(钱定宇等,1985)磨拉石沉积,尤其是砾岩的沉积机制,并认为湖相砾质扇三角洲沉积是该磨拉石盆地的最主要沉积类型之一,扇三角洲沉积相带发育齐全,在德日剖面 and 南卡堆剖面(图1)都有完好的扇三角洲层序,是一种独特的、以突发性片状颗粒流和片状牵引流沉积为代表的扇三角洲类型。在青藏高原羌塘地区(余光明等,1986)和柴达木盆地(邓宏文等,1987)都报道过类似的第三纪沉积。研究此类发育于特定大地构造背景的扇三角洲的沉积特征和形成机制具有重要的理论意义。

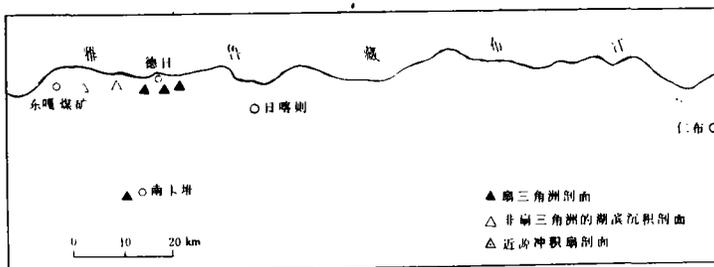


图1 剖面位置图

Fig. 1 Location of the studied sections

二、沉积特征

研究区扇三角洲沉积的岩石类型多种多样,并反映了不同的形成机制和不同的亚环境特征。

(一)砾岩相

在扇三角洲沉积组合中,砾岩相非常发育,并可进一步划分为六种类型:

- (A类) 成层性差、颗粒—杂基支撑、无内部组构的砾岩。
- (B类) 成层性好、杂基—颗粒支撑、无内部组构的砾岩。
- (C类) 呈薄层状并具杂基支撑、无内部组构的砾岩。
- (D类) 成层性好、颗粒支撑、大型板状交错层理发育的砾岩。
- (E类) 透镜状、颗粒支撑、具迭瓦构造的砾岩。
- (F类) 具杂基支撑、无内部组构的砾岩。

1. A、B、C类砾岩的共同特点是:大的砾石磨圆度一般都比较髙,次圆—圆状;砾石的分选差,粒度分布范围宽,具有多众数的特点(图2);砾石呈随机分布,不具任何定向组构。基质含量15—35%,主要为粗—细砂,缺少泥杂基。颗粒支撑至杂基支撑。类型A和B常具正粒序。单个粒序厚0.3—1.5m,粒序由砾石的含量变化显示出来,下部砾石含量高,往上砂级明显增多,粒序的底界较平整,不具明显的底侵蚀现象。岩层厚度比较稳定,尤其是类型C明显地为薄的席状体;类型B、C岩层的顶、底界与上、下的湖相泥岩呈突变接触,不见下切的水道形态。

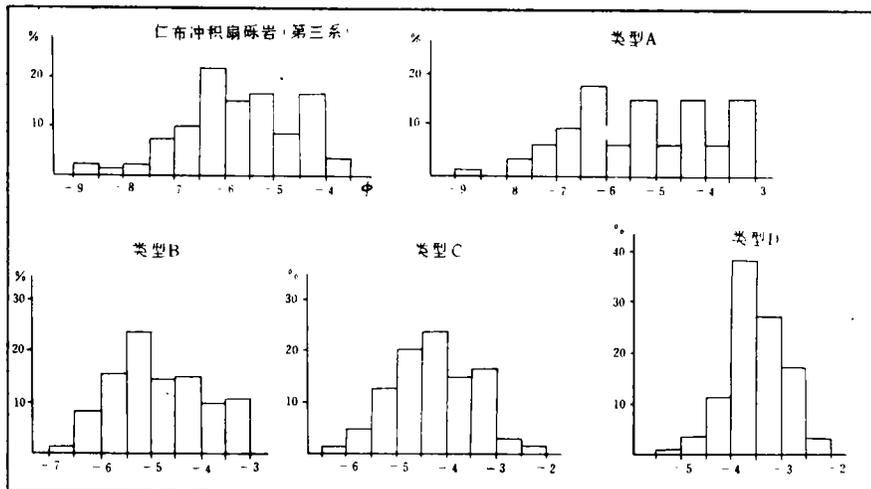


图2 砾岩的粒度分布直方图

Fig. 2 Histograms of grain size distribution in conglomerates

成因解释:厚层状砾岩的形成包括泥石流、颗粒流和牵引流三种沉积作用(P. A. Allen, 1981)。泥石流的运动和搬运能力取决于粘性基质强度,尽管 Rodine 和 Johnson (1976)、Hampton (1972)曾指出泥石流运动所需要的泥-水含量是很低的(10%),但上述砾岩基本上缺少粘性杂基,因此可以排除泥石流成因的可能性。它们也不具备牵引流和片状洪流沉积所

常见的。砾石的叠瓦状构造、定向排列、分选好和颗粒支撑等结构和构造特征。综上所述砾岩具有颗粒—杂基支撑,内部无层理,砾石无定向组构,基质为无粘性的砂,且含量高为特征,可以推测其颗粒间的相互作用是非常重要的。颗粒间的相互作用产生的分散应力和高密度的砂-水基质的上浮力是支撑粗碎屑和保持流体运动的主要因素。一旦摩擦作用解除,流动迅速停止,颗粒没有优选方位的机会而杂乱地堆积下来。这种流体 Lowe(1982)称为变密度颗粒流(density-modified grain flow)。类型 C 为明显的席状体,类型 A、B 层厚在一定范围内也比较稳定,以及具有平坦的底界和略微的地貌隆起都说明有片状流的特征。逆粒序常被作为颗粒流动力筛效应的特征产物,但上述砾岩只发育有正粒序,可能暗示流体存在较强的紊流作用的影响(Walker, 1975; P. F. Ballance, 1984)。

类型 A:层厚巨大(图 3),常由多个粗—细的粒序韵律组成,上、下粒序间为突变关系,表明单个粒序层代表了一次片状颗粒流的沉积事件。缺少湖相泥岩夹层,属于扇三角洲平原的沉积产物。

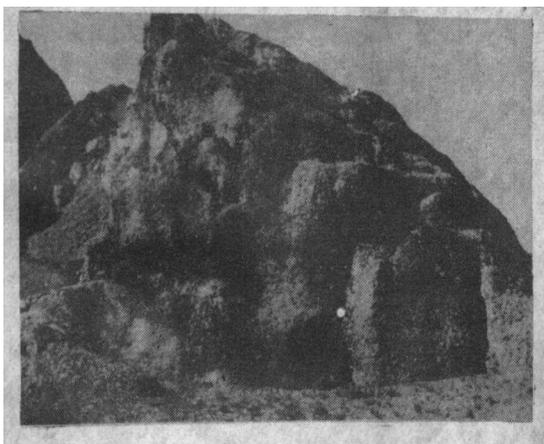


图 3 砾岩类型 A

Fig. 3 Type-A conglomerate

类型 B:出现于片状牵引流成因的砾岩(类型 D)与湖相泥岩互层或两者呈指状交错的相段中,底界平坦,有底模发育(图 4)。它应是推进到扇三角洲前缘的片状颗粒流沉积,底模则是在湖底沉积物上留下的流痕。

类型 C:作为湖相泥岩的夹层,层厚仅 15—30cm,但岩层较稳定。可见当片状颗粒流的动能很大时,可从扇三角洲平原越过扇三角洲前缘,弥散到停滞水体的前扇三角洲环境中。

图 2 是野外对不同类型的砾岩分别测定 200 颗粒径 >1 或 0.5cm 的砾石,所作出的粒度分布直方图。从图可以看出,类型 A 的粒度分布与仁布第三系剖面典型的冲积扇砾岩的粒度分布很相似,粒级分布从砾石—卵石—巨砾。尽管类型 A、B、C 三者都有多数分布的特点,但从 A→B→C,粗尾的粒径有减小和分选性有明显增强的趋势。结合砾石的磨圆度都较高这一特征,上述粒度特征可能暗示这种大量沉积物排泄的片状颗粒流,有可能是山前冲积扇阵发性再活动的产物。随着搬运距离的增加,或由于进入停滞水的湖区后湖水的加入,导致颗粒流的分散力有逐渐减弱的趋势。



图 4 砾岩类型 B 岩层底面的流模

Fig. 4 Rill mark on the basal surfaces of Type-B conglomerate

2. 类型 D: 包括成层性好, 岩层厚度介于 0.5—2m 之间, 层厚在相当大的范围内都比较稳定和明显呈透镜状, 并具地貌隆起的(图 5-1)二种类型。它们与湖相泥岩、砂岩互层(图 5-2), 岩层顶、底与湖相泥岩为突变接触关系, 顶界平坦或呈上拱状, 底界有时可见小规模浅的冲刷凹槽, 但没有明显地下切湖相泥岩的水道形态。砾石分选性好, 缺少卵石和巨砾, 具有单众数粒度分布特征(图 2), 应当代表底载荷滚动次总体, 但它具有正偏的形态, 可能暗示有跳跃次总体的叠加。砾石磨圆度高, 颗粒支撑, 填隙物为砂, 缺少泥杂基。此外, 大型板状交错层理这一类砾岩最突出的特征(图 6), 单个层序厚 0.2—1m, 层序底界波状起伏, 具底冲刷现象, 细层平直、倾角 10—20°, 常由扁平状砾石定向排列而成。单个层序具有向上粒度变细和砂的含量增高的特点。

成因解释: 分选好、颗粒支撑、交错层理发育是典型的牵引流沉积特征, 但岩层底界较平

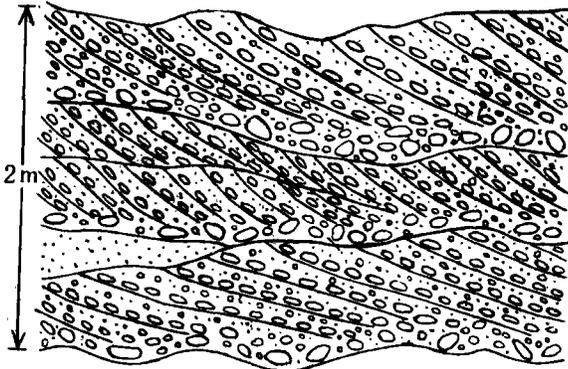
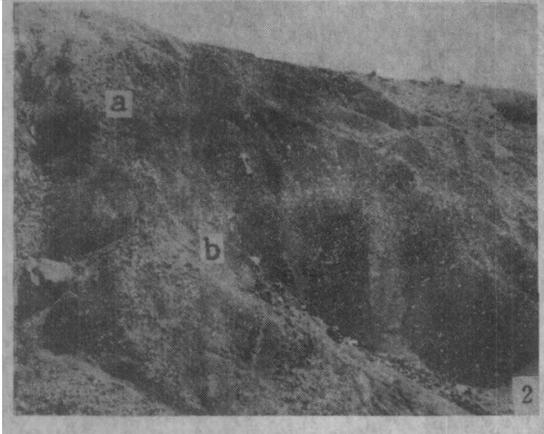
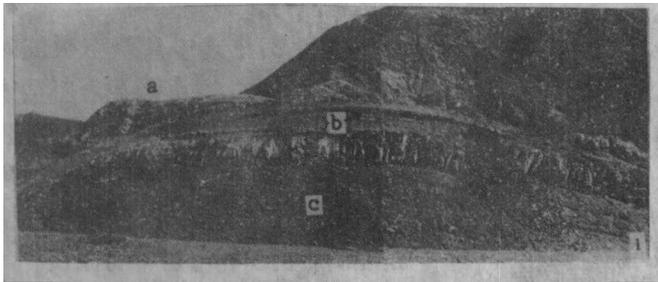


图 5 砾岩类型 D

1. 砾岩类型 D(a) 与湖相泥岩(b) 互层
2. a-由砾岩类型 D 组成的纵向砾石坝; b-湖相(前扇三角洲)浊积砂岩和粉砂岩; c-湖相泥岩。

Fig. 5 Type-D conglomerate

1. Type-D conglomerate (a) interbedded with lacustrine mudstone (b)
2. a=longitudinal gravel bar composed of Type-D conglomerate;
b=lacustrine (profan-delta) turbidity sandstone and siltstone;
c=lacustrine mustone

图 6 砾岩类型 D 中的板状交错层理素描图

Fig. 6 Sketch of tabular cross-bedding in Type-D conglomerate

坦,不具明显的下切水道形态,而又具有片流沉积特征。层厚稳定者应为片流沉积的席状体,透镜体状者则为片流堆积的纵向砾石坝。水上片流砾岩,由于水体浅,难以出现沙垅、沙丘等床沙底形,一般缺乏交错层理(S. Flint et al., 1986, P. F. Ballance, 1984, P. A. Allen, 1981)。类型D的大型板状交错层理是由大型砾质沙垅推移而成的,它的形成显然要求:较深的水体、下部水流动态和较陡的床底坡降,扇三角洲前缘环境正具备这些条件。此外,这类砾岩在剖面上常与类型B伴生,以及从类型A→B→C→D的粒度分布特征(图2),可以推断类型D与类型A、B、C的形成流体可能属于同一形成机制下的不同演化阶段的产物。阵发性洪峰时期,变密度的片状颗粒流很发育,并在不同的亚环境(扇三角洲平原、扇三角洲前缘和前扇三角洲)分别堆积了类型A、B、C。当洪峰开始降落时,由于粗粒物质的停积、湖水的掺入,流体的密度减小,结果片状颗粒流逐渐过渡为密度降低的牵引流,但仍保持了片状流动的特点,因此类型D同时具备了片流与牵引流的沉积特征。这种流体主要出现在扇三角洲前缘环境。当动能很大时,可向前推进到前扇三角洲地带,形成纵向砾石坝。

3. 类型E:砾石的磨圆度高,分选性好,以卵石为主,含少量巨砾。砾石填集紧密,长轴彼此叠置,构成叠瓦构造(图7)。砾石的最大扁平面的倾向与类型D的板状交错层理的前积层倾向相反,倾向上游。仅含少量的砂质填隙物(<10%),缺少泥杂基。砾岩呈透镜状体分布在类型A和F中,透镜体横向延伸几一几十米,具下凹的冲刷底界,并略显正粒序。上述特征表明,形成类型E的流体密度低,为滚动式底载荷的堆积产物,属于扇三角洲平原上的水道沉积。

4. 类型F:可细分为两类:(1)成层性差的砾岩:分选极差,粒级分布范围广,包括砾石、卵石到巨砾,最大粒径达40cm。(2)成层性好的砾岩:由<64mm的砾石组成,缺少卵石以上的碎屑。其共同特点是,无定向和粒序组构,砾石杂乱地随机分布,填隙物含量高达30—50%,富泥质杂基,砾石呈漂浮状分布在杂基中。这些特征表明其应属粘性碎屑流成因。成层性差的仅出现在类型A所发育的相段中,属于扇三角洲平原的另一种沉积类型。成层性好的作为类型B、D发育的相段中的夹层,岩层顶、底界均与湖相泥岩呈突变接触,底界平坦或呈弱侵蚀的起伏状。根据相组合,应归属于扇三角洲前缘环境的沉积。这两种基本特性相同的砾岩可以作为同一灾变事件中不同演化阶段的产物。当泥石流发生并运移到扇三角洲平原时,由于地势变得开阔,坡降减小而很快停积下来,结果形成上述成层性差的砾岩。随着洪峰的减弱,泥石流源区水的大量加入,或在泥石流运移过程中水的加入,导致了流体粘度减小、基质强度减弱,携带能力也相应减小,仅能搬运较小的碎屑物质,同时这种流体的活动力增强,它可越过扇三角洲平原、推进到扇三角洲前缘地带,沉积上述成层性好的砾岩。流体的这两个演化阶段,分别相当于 Gloppen and Steel



图7 砾岩类型E之叠瓦构造

Fig. 7 Imbricated structure in Type-E conglomerate

(1981)所划分的陆上高粘度碎屑流和水

下低粘度碎屑流。当然,上述两种砾岩也有可能分别属于不同的泥石流事件的产物。

(二)砂岩相

本区与扇三角洲有关的砂岩主要有两种类型。

1. 透镜状粗粒岩屑砂岩:产出于砾岩类型 B 和 D 所发育的相段中。透镜体的厚度一般 <50cm,延伸 1—6m,底界呈下凹状切入砾岩类型 B 或 D 或湖相泥岩中,顶界较平坦,底、顶界均为突变接触关系。不显层理,分选中等,粒度以粗砂为主并含少量的细砾,磨圆度较差,填隙物少(<10%),为泥杂基和钙质胶结物,颗粒支撑结构。

上述透镜状砂岩规模小,具有下切、下凹的底界,以及呈突变的顶、底接触关系,反映了冲蚀槽的特点;结构和构造的特征显示了堆积速度快、水动力强的沉积条件。结合相的组合关系,可以认为它是发育于扇三角洲前缘的小型流水冲槽沉积。这种小冲槽有可能属于扇三角洲平原的水道进入扇三角洲前缘后呈网状分散的小水道体系。

2. 层状细粒岩屑杂砂岩:层厚多数 5—30cm,个别层可达 50cm,且较稳定。与湖相泥岩互层或作为夹层(图 5-1)。杂基含量达 25—35%,为杂基支撑。普遍发育鲍玛层序:粒序层(A)→沙纹层(C)→水平层(D)或沙纹层(C)→水平层(D),不但表明其浊流成因,还暗示了停滞水体(湖泊)的存在。这种形成于前扇三角洲或湖泊中的浊流很可能是由上述的片状颗粒流、牵引流和泥石流进一步演化而来。P. F. Ballance(1984)和 Lowe(1982)都提供过流体的这种演化例子。

(三)泥岩及泥灰岩相

以紫红色泥岩为主,泥灰岩所占的比例小。水平纹层发育。在陆相沉积中这种泥岩主要为曲流河的上部旋回沉积或湖泊沉积。研究区的这一套岩石是:①缺乏曲流河的沉积层序,②缺少河漫平原沉积的特征构造如泥裂等,③夹有发育浊流沉积层序的砂岩,④尽管研究区尚未发现湖相化石,但在其东边层位相同的罗布莎群中发现有淡水腹足、双壳和轮藻等湖相化石(徐宝文,1982)。据此,基本上可排除河漫平原沉积的可能性,而归因于湖泊沉积。

(四)相组合及沉积模式

研究区扇三角洲沉积的纵向演化如图 8。这是个典型的后退型扇三角洲层序。三层结构明显,下部是扇三角洲平原沉积,最发育的是片状颗粒流成因的砾岩类型 A,水道沉积砾岩(类型 E)和泥石流沉积砾岩(类型 F)仅占很小的比例。中部为扇三角洲前缘沉积,主要是片状牵引流沉积砾岩(类型 D)和片状颗粒流沉积砾岩(类型 B)与湖相泥岩的互层,并含少量冲蚀槽沉积的透镜状粗砂岩和泥石流沉积砾岩(类型 F)。上部属于前扇三角洲沉积,以湖相泥岩为主,夹浊流成因的层状细砂岩和片状颗粒流沉积砾岩(类型 C)。这个时期,总体上是湖水不断加深,扇三角洲相应后退的过程。但扇三角洲前缘的砾岩与泥岩互层或两者指状交错,还反映了该湖泊规模比较小,湖浪作用不明显,每当一次洪泛事件发生时,大量的粗碎屑物质向湖区推进,紧接着湖泊由于蓄水增加,湖面迅速抬高,湖区随之扩大,致使扇三角洲前缘处于较安静的湖区,从而接受泥质沉积。这种现象还反映了它具有半干旱或干旱气候带中胀缩性湖泊(邓宏文等,1985)的特点。

横向上,扇三角洲砾质沉积具有明显的透镜状形态。德日附近(图 1)扇三角洲砾质沉积厚达 200 多米,往东、西两侧逐渐变薄,德日以西 10km 处完全尖灭并相变为湖滨砂岩与湖相泥岩的组合。扇三角洲的沉积模式如图 9 所示。

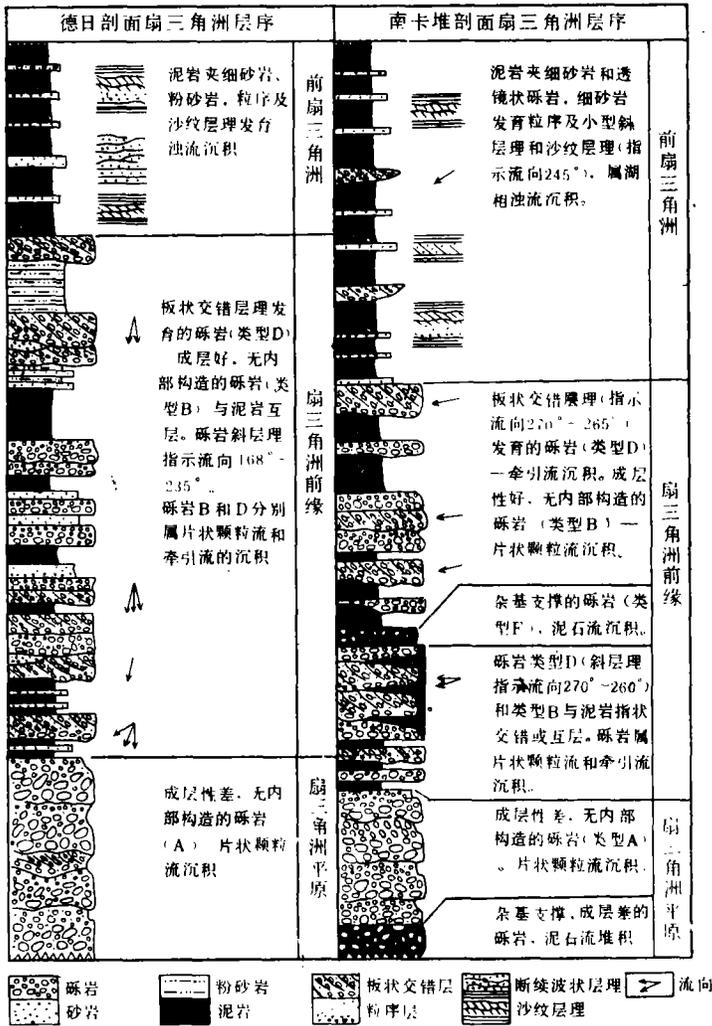


图8 扇三角洲沉积的纵向层序

Fig. 8 Longitudinal sequences of the fan-delta deposits

三、关于形成条件的讨论

1. 物源分析

据我们对若干砾岩层分别统计 200 颗粒径 >1 或 0.5cm 的砾石的成分,结果表明区内扇三角洲砾岩的砾石均以放射虫硅质岩、凝灰质硅质岩、基性凝灰岩、安山岩、玄武岩、辉绿岩和辉长岩为主,德日剖面这类砾石的含量占 $84.9\text{—}97.2\%$,位于南边的南卡堆剖面这类砾石占 $85.2\text{—}95.4\%$ 。但是,德日及其附近的剖面含有石灰岩、花岗岩、脉石英和硅质板岩的砾石,含量 $2.8\text{—}15.1\%$,而南卡堆剖面则缺少这些砾石,它以含砂、页岩复理石质砾石为

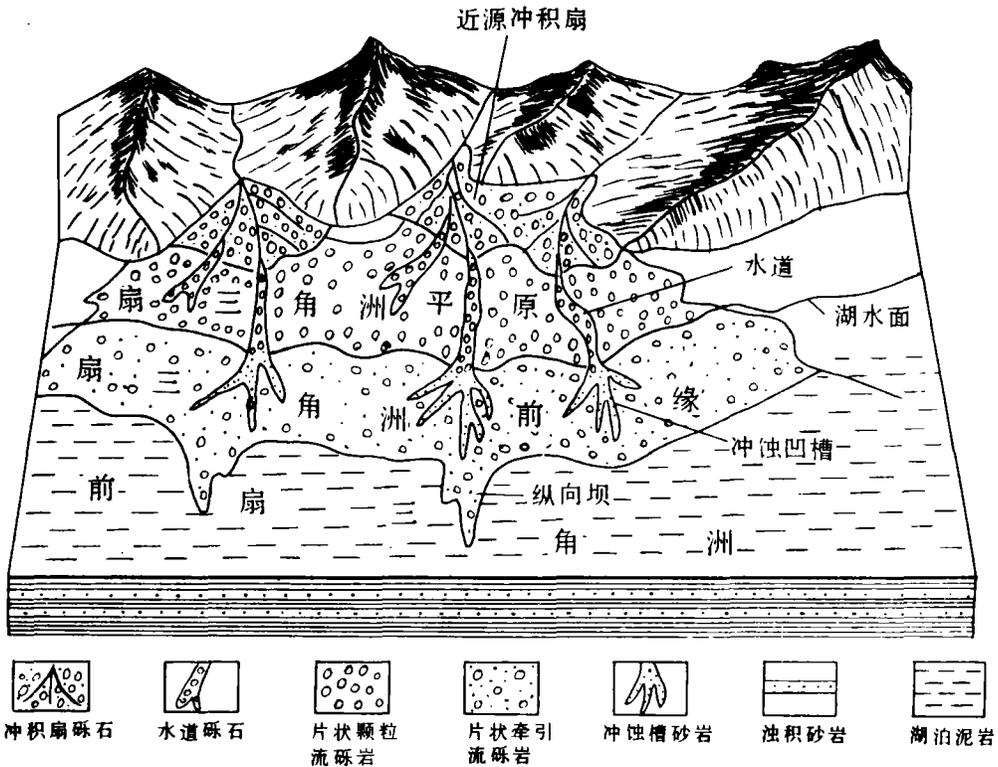


图9 扇三角洲沉积模式图

Fig. 9 Model for the fan-delta deposits

特征,含量 4.6—14.8%。此外,德日及其附近剖面砾岩的斜层理指示的流向介于 168—235°之间,南卡堆剖面砾岩的斜层理指示的流向则介于 260—270°之间(图 8)。

德日剖面 and 南卡堆剖面砾岩的砾石成分和流向上的差异,揭示了它们应当不属于同一个扇三角洲的沉积体系。德日扇三角洲的物源区位于其北方,其地势相对较高,切割较深,所提供的砾石成分比较复杂。南卡堆扇三角洲的物源区似乎应在其东或东南方,源区地势相对较低,主要提供了原大洋沉积物的砾石。

2. 气候条件

在研究区的扇三角洲沉积组合中几乎所有的泥岩和砂岩都是呈红色的。取自前扇三角洲沉积的紫红色泥岩和粉砂岩,其 Fe^{3+} 的含量为 1.85—2.34%, Fe^{2+} 为 0.78—1.29%, Fe^{3+}/Fe^{2+} 比值为 1.8—2.4, $CaCO_3$ 的含量为 8.3—9.4%。此外,在前扇三角洲沉积中还见有泥灰岩的夹层。结合上述扇三角洲砾岩的形成特征,我们认为其沉积期间的气候应是相当炎热、干燥的,阵发性暴雨可能为主要的降雨方式。

3. 沉积盆地的性质及大地构造背景

区内的砾质扇三角洲的沉积学特征提供了有关该第三系磨拉石沉积盆地的性质和大地构造背景的信息。①扇三角洲沉积的成分成熟度和结构成熟度都很低,而且片状颗粒流沉积特别发育,说明沉积物的搬运距离短、堆积速度快,依次反映了构造活动带的沉积盆地的特

点。就扇三角洲本身而言,无论是现代的还是古代的一般也都发育在构造活动带中(W. A. Wesco and F. G. Ethridge, 1980)。②扇三角洲砾岩常与湖相泥岩互层或呈指状交错,说明湖盆的规模较小,具有胀缩性湖泊的特点,同时这些扇三角洲沉积总体上明显地为湖进型层序,显然当时湖盆的沉陷速度超过了沉积补偿速度。这种沉陷较快的小型盆地往往也与构造活动带关系密切。③研究区的侏罗系和白垩系均为海相深水复理石沉积,其中还夹有蛇绿岩套,到第三系除了研究区以西存在残留海水(浅水)的沉积之外,大部分地区都突变为陆相磨拉石沉积,该沉积相的垂向突变正是西藏特提斯洋的消亡和欧亚陆块与印度陆块发生碰撞的历史记载。不过,扇三角洲沉积的砾石成分以原大洋的蛇绿岩套物质和深水沉积物占绝对的优势,而且与这些扇三角洲沉积的同时,研究区以西还存在着残留海水,说明当时仅处于碰撞造山的初期阶段,物源区的地势相对还比较低。此外,在这一套磨拉石沉积之后又发生过强烈的褶皱变形,其不仅反映了造山作用或挤压作用仍在持续进行,而且还指示了该磨拉石盆地是比较短命的。④磨拉石沉积呈东西向沿上述两个大陆板块的缝合带分布,且主要覆盖在已消亡的大洋板块的沉积物之上。综上所述,我们认为该磨拉石盆地形成于西藏特提斯洋关闭及欧亚陆块与印度陆块开始碰撞的初期,属于碰撞造山带的周缘盆地(Dickinson, 1974),或通常所泛指的山前盆地。

四、结论

1. 研究区湖泊扇三角洲的沉积作用相当活跃,流体类型丰富,以片状颗粒流沉积和由其演化而来的片状牵引流沉积为主,并且还有高粘度和低粘度的碎屑流沉积及浊流沉积。片状颗粒流的形成可能与近源冲积扇堆积物的阵发性再活动有关。

2. 扇三角洲沉积的相带发育齐全,由扇三角洲平原、扇三角洲前缘和前扇三角洲沉积亚相组成。纵向上为湖进型的扇三角洲层序。

3. 从扇三角洲平原→扇三角洲前缘→前扇三角洲环境,流体相应的演化系列是:①变密度的片状颗粒流→密度降低的片状牵引流→浊流,②高粘度的碎屑流→低粘度的碎屑流→浊流。

4. 在扇三角洲的沉积组合中,可辨认出6种砾岩类型和2种砂岩类型,它们分别为颗粒流、牵引流、碎屑流和浊流的沉积,并形成于不同的亚环境中。

5. 该磨拉石盆地位于欧亚陆块与印度陆块的缝合带上,形成于碰撞造山的初期阶段,并发育在已消亡的原大洋板块的沉积之上,沉积物也主要来源于原大洋板块的沉积,而且盆地自身也是比较短命的,因此属于碰撞造山带的周缘盆地。

主要参考文献

- 邓宏文等,1987,关于间歇性涨缩湖盆沉积作用的几点认识,沉积学报,第5卷,第2期。
余光明等,1987,西藏特提斯沉积地质学,地质出版社(待版)。
钱定宇,1985,论秋乌煤系及拉达克至岗底斯陆缘山链磨拉石的时代,青藏高原地质文集(16),地质出版社。
徐宝文等,1982,雅鲁藏布江巨型构造带地质特征初步探讨,青藏高原地质文集(1),地质出版社。
Allen, P. A., 1981, Sediments and processes on a small stream-flow-dominated Devonian alluvial fan, Shetland Islands, *Sediment. Geol.*, 29: 31-61.

Ballance, P. F. , 1984, Sheet-flow-dominated gravel fans of the nonmarine middle Cenozoic Simmier Formation, Central California, *Sediment. Geol.* , 38, 337-359.

Flint, S. et al. , 1986, The Lower Cretaceous Way Group of northern Chile, An alluvial fan-fan delta complex, *Sediment. Geol.* , 46, 1-22.

Sneh, A. 1979, Late Pleistocene fan-deltas along the Dead Sea Rift, *Sediment. Petrology*, Vol. 49, No. 2.

Wescott, W. A. and Thrige, F. G. E. , 1980, Fan-delta sedimentology and tectonic setting—Yallahs fan-delta, *AAPG*, Vol. 64, No. 3.

SHEET GRAIN-FLOW-DOMINATED GRAVEL FAN DELTAS OF THE TERTIARY DAGZHUKA FORMATION IN THE XIGAZÈ AREA, XIZANG (TIBET)

Liu Baojun Yu Guangming Chen Chengsheng

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

Abstract

The Tertiary molasse in the Xigazè area, Xizang (Tibet) is distributed mainly along the Yarlung Zangbo River suture zone, where lacustrine gravel fan-delta complexes are well developed. Six types of conglomerate lithofacies may be classified for these fan-delta complexes. Types A, B and C as the density-modified sheet grain-flow deposits rich in cohesionless sand matrix and lacking in cohesive clay matrix, are poorly sorted, free of internal fabric and grain- to matrix-supported. The bed thickness may be constant laterally within some distance. The basal surfaces of the rock beds are relatively smooth. Type A as fan-delta plain deposits is characterized by poor stratification, huge thickness and shortage of lacustrine mudstone intercalations. Type B as fan-delta front deposits is well-stratified and interbedded with lacustrine mudstones. Type C as profan-delta deposits is thin-bedded and intercalated with lacustrine mudstones. Type D as fan-delta front deposits resulted from sheet tractional flows is characterized by grain-supported mechanism, unimodal grain size distribution, large-scale tabular cross-bedding and well-developed stratification. The bed thickness may be constant laterally. The basal surfaces of the rock beds tend to be planar, free of the form of down-cutting channels, and interbedded with lacustrine mudstones. Type E as fan-delta plain channel deposits consists of the conglomerate lenses with grain-supported mechanism and imbricated structure. The basal surfaces have the form of down-cutting channels. Type F which is cohesive matrix (clay)-supported and free of internal fabric is thought to be the high-viscosity debris flow deposits

of the fan-delta plains and low-viscosity debris flow deposits of the fan-delta fronts. Sandstone lithofacies are uncommon in the fan-delta complexes. There are two types of sandstones, (1) sandstone lenses as the scour channel deposits of fan-delta fronts, and (2) thin-bedded, fine-grained sandstones with Bouma sequences as profan-delta turbidity current deposits.

Spasmodic sheet grain flows and sheet tractional flows were responsible for the formation of the above-mentioned fan deltas. The fan-delta plain deposits comprise principally Type-A conglomerate and a small amount of Type-E and Type-F conglomerates formed by high-viscosity debris flows. The fan-delta front deposits are composed dominantly of Type-D and Type-B conglomerates, subordinately of Type-F conglomerate formed by low-viscosity debris flows and a small amount of sandstone lenses. The profan-delta deposits consist chiefly of turbidity sandstone and Type-C conglomerate. The distribution of these lithofacies may imply that as the flood waned, the coarser fragments were laid down, and when it entered into the fan-delta front and profan-delta environments, due to the addition of plenty of lake water, it is possible for the density-modified sheet grain flows to evolve into sheet tractional flows and then into low-density turbidity currents. Similarly, the high-viscosity debris flows may also evolve into the low-viscosity debris flow, and then into the low-density turbidity currents. The sheet grain flows may owe their origin to the reactivation of the proximal alluvial fan deposits.

This molasse basin is located in the Yarlung Zangbo River suture zone. It was formed during the early stage of collision between Eurasian and Indian plates and overlain upon the sediments of the vanished Tethyan plate from which the sediments filled into the molasse basin were chiefly derived. Therefore the molasse basin was believed to be a peripheral basin of collision orogens (Dickinson, 1974).