

文章编号:1000-0550(2011)04-0677-12

# 重力流沉积:理论与野外识别<sup>①</sup>

李林<sup>1,2</sup> 曲永强<sup>1</sup> 孟庆任<sup>1</sup> 武国利<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029; 2. 中国科学院研究生院 北京 100049)

**摘要** 重力流沉积是(半)深海和深湖环境中一种重要的沉积现象,因此准确识别重力流沉积对恢复古代沉积环境具有重要意义。从沉积物重力流的基本理论出发,介绍四类重力流沉积的特点和野外鉴别特征。碎屑流沉积表现为颗粒大小混杂,底面平坦,板条状砾石平行层面排列;超高密度流沉积的砂岩呈厚层状或块状,砂岩内部经常出现较大砾石或泥岩碎片,泄水构造和液化构造常见,具逆粒序的颗粒流也属于超高密度流;高密度流沉积兼具超高密度流和浊流沉积的特点;鲍玛层序 Ta-d 段是一次浊流事件的产物,但只有 Ta 段为浊流沉积, Tb-c 段为牵引流沉积, Td 段为悬浮沉积。在重力流发展过程中可出现各种流动转换。底流和过路流对重力流沉积的改造也是一种普遍现象。

**关键词** 沉积物重力流 碎屑流 浊流 底流 鲍玛层序

**第一作者简介** 李林 男 1986 年出生 硕士研究生 大地构造与盆地分析 E-mail: li.lin8611@gmail.com

**中图分类号** P512.2 **文献标识码** A

自 Kuenen 和 Migliorini<sup>[1]</sup> 的开创性工作以来,沉积物重力流的研究已进行了 60 年,其基础理论已发展的相当完善<sup>[2-7]</sup>。然而,自 20 世纪 90 年代晚期,对沉积物重力流的研究遇到许多新问题<sup>[8-13]</sup>,主要表现在以下几个方面:1) 由于存在多种建立在不同标准之上的分类体系<sup>[3,5,11]</sup>,造成不同研究者之间交流的障碍;2) 对同一沉积现象存在概念性的偏差,如砂质碎屑流<sup>[8]</sup>,超高密度流<sup>[11]</sup>和泥浆流<sup>[14]</sup>,实际上指的是同一种流体;3) 对一些重力流沉积现象的理论解释存在争论,如逆粒序的成因<sup>[15-18]</sup>、鲍玛层序 Ta 段的解释<sup>[4,6,9-11,19]</sup>、以及块状砂岩的成因<sup>[8,20-22]</sup>等。

由于对 Normark<sup>[23]</sup>, Mutti、Ricci-Lucchi<sup>[24]</sup> 和 Walker<sup>[25]</sup> 等人建立起来的水下扇体系开始重新思考,从而在重力流沉积理论方面引发了激烈的争论。经典的理论或被抛弃<sup>[26,27]</sup>,或正受到挑战<sup>[28-35]</sup>。因此,如何合理地划分和解释重力流沉积已成为研究重力流沉积体系的关键。本文的目的是对当前沉积物重力流的研究进展进行总结,阐述不同类型重力流的流动机制和它们的典型沉积特征,同时探讨如何在野外对不同重力流沉积进行鉴别。

## 1 沉积物重力流的分类

Dott<sup>[2]</sup> 最早按照流体的流动机制将沉积物重力流划分为塑性流(碎屑流)和黏性流体流(浊流)两大

类。随后, Middleton 和 Hampton<sup>[3,4]</sup> 将颗粒的支撑机制作为划分依据引入到沉积物重力流的分类中,分别是:以流体扰动为主要支撑机制的浊流,以向上运动的流体所产生的孔隙压力为主的液化流,以颗粒间相互作用为主的颗粒流,以及以基质强度支撑为主的碎屑流。Lowe<sup>[5,6]</sup> 综合了前两者的优点,他首先依据流体的流动状态将沉积物重力流划分为流体流和碎屑流两大类,然后再根据不同的颗粒支撑机制,细分为浊流、流体流、液化流、颗粒流和黏性碎屑流等五类。

Middleton 和 Hampton<sup>[3,4]</sup> 以及 Lowe<sup>[5,6]</sup> 的分类囊括了绝大多数野外所能观察得到的重力流沉积,并具有较强的实用性,然而却存在两个问题:首先,块状砂岩沉积不能归入以上任何一类重力流沉积。Stow 等<sup>[22]</sup> 认为高密度浊流或砂质碎屑流可以形成块状砂岩,后文将说明即使这两个术语实际上也并不恰当;其次,上述分类中都包含了液化流(流体流),而实际上液化流并不是一种独立的流体<sup>[11]</sup>。液化流沉积是由重力荷载或地震等诱发的液化现象改造早期重力流沉积而形成的。液化前的沉积物既可能是浊积岩,也可能是块状砂岩。

Mulder 和 Alexander<sup>[11]</sup> 提出了新的沉积物重力流分类方案,该方案首先根据沉积物颗粒是否具有黏结性,将沉积物重力流分为黏结流(cohesive flow)和摩擦流(frictional flow)两大类;再根据流体中沉积物

①国家自然科学基金重点项目(批准号:40830314)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号:KZCXZ-YW-Q05-02)联合资助。  
收稿日期:2010-03-30;收修改稿日期:2010-06-23

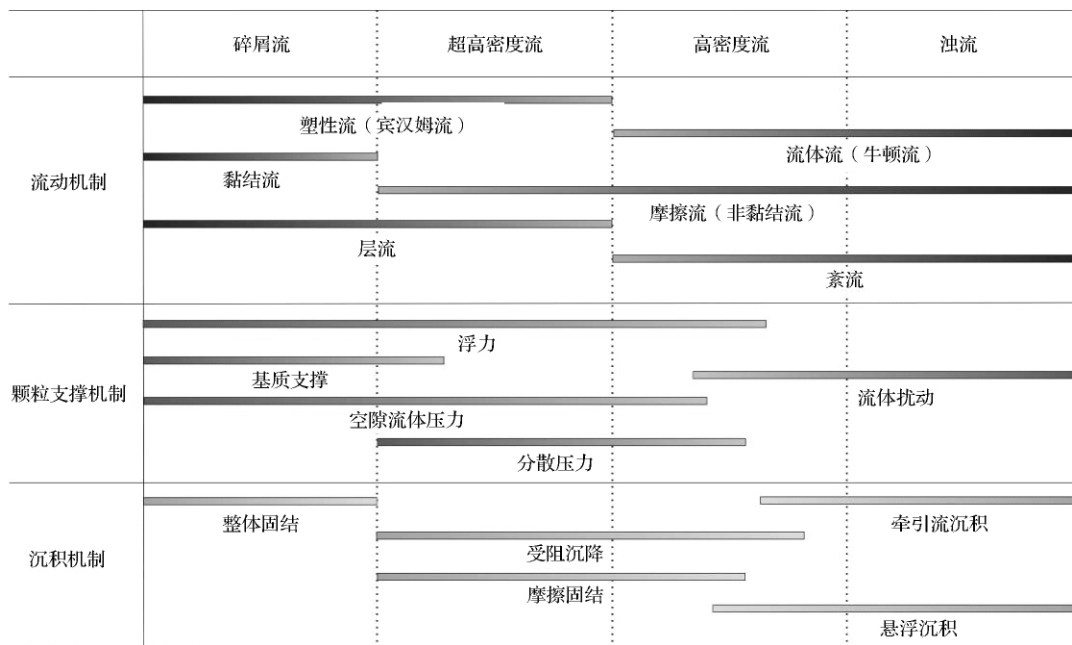


图1 沉积物重力流的分类及基本特征

(总结自 Middleton 和 Hampton, 1976; Lowe, 1982; Shanmugam, 2000; Mulder 和 Alexander, 2001<sup>[4, 6, 11, 36]</sup>)

Fig. 1 Classification and essential characteristics of sediment-gravity flows

(Summarized from Middleton and Hampton, 1976; Lowe, 1982; Shanmugam, 2000; Mulder and Alexander, 2001<sup>[4, 6, 11, 36]</sup>)

说明: 条带颜色从深到浅, 代表该机制作用的强度由强变弱

颗粒的含量和主要的颗粒支撑机制将摩擦流细分为超高密度流 (hyperconcentrated density flow)、高密度流 (concentrated density flow) 和浊流三类 (图 1)。

## 2 重力流沉积作用分析

### 2.1 碎屑流沉积

碎屑流是沉积物颗粒由基质支撑的一种流体, 基质由粒间流体和细粒沉积物混合而成<sup>[11]</sup>。这里所描述的碎屑流与 Lowe<sup>[6]</sup>命名的泥流和黏结碎屑流相同, 即基质以黏结性泥为主, 颗粒以砾石为主的砾质碎屑流<sup>[37]</sup>, 而不包括颗粒以砂为主, 基质中黏结性泥含量较少的砂质碎屑流<sup>[8, 37]</sup>。碎屑流不仅形成于陆上冲积扇环境<sup>[38, 39]</sup>, 也广泛发育在深水环境<sup>[3, 40]</sup>。

从流动机制上讲, 碎屑流属于塑性流 (宾汉姆流)<sup>[41]</sup> (图 1)。塑性流的特点是具有一定的屈服强度, 只有当外加应力超过流体的屈服强度时, 流体才发生运动。当外加应力小于流体屈服强度时, 整个碎屑流就会以整体凝结 (en masse freezing) 的形式沉积下来<sup>[42]</sup>。以这种方式形成的沉积物表现为厚层或块状, 沉积层内部砾石大小混杂, 一般不具沉积构造 (图 2A, B)。根据砾石的支撑机制, 可以将碎屑流沉

积分为两类<sup>[6]</sup>: 一类基质含量较多, 砾石之间相互不接触或基质支撑 (图 2A); 另一类的基质含量较少, 砾石相互之间接触或颗粒支撑 (图 2B)。这里提到的颗粒支撑为碎屑流沉积下来以后的支撑形式, 与流体在运动过程中的基质支撑并不矛盾。颗粒支撑的碎屑流沉积中的泥质基质虽然含量较少, 但同样起到润滑砾石, 防止摩擦锁定 (frictional locking) 的作用<sup>[6]</sup>。

另一方面, 碎屑流也属于黏结流 (图 1)。这类流体在流动过程中, 由于黏结性的细粒基质具有凝聚力, 阻止外部水体的进入, 从而维持了流体的整体性<sup>[11]</sup>。进入碎屑流底部的水分很难刺穿流体从顶部释放, 从而在碎屑流底部形成一层水膜。这层水膜将上部的黏结性流体与下伏沉积层隔开, 从而大大降低了下伏层对上部流体所施加的拖拽阻力。凭借这种滑水机制 (hydroplaning)<sup>[43]</sup>, 碎屑流不仅可以流动的很快<sup>[44]</sup>、很远<sup>[45]</sup>, 而且对下伏层基本没有侵蚀性<sup>[38]</sup>。因此, 碎屑流沉积的又一特点就是底部较为平坦和不具侵蚀性 (图 2C)。

由于碎屑流内部表现为一种层流状态<sup>[12, 46]</sup> (图 1), 碎屑物质在流体内顺层运移, 因此板条状的砾石

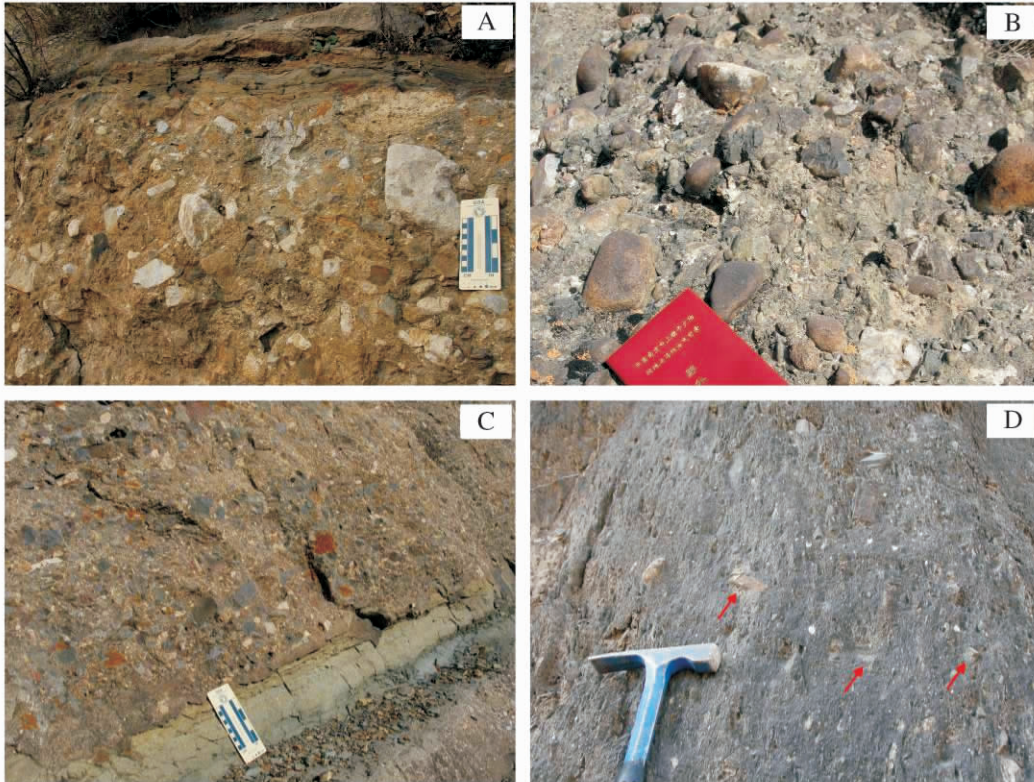


图2 典型碎屑流沉积

Fig. 2 Typical debris flow deposits

A: 碎屑流沉积,基质支撑,白垩系,湖相,河北滦平; B: 碎屑流沉积,颗粒支撑,中三叠统,海相,青海尖扎; C: 碎屑流沉积,基质支撑,与下伏泥岩界面平坦,无侵蚀,板条状砾石平行层面分布,白垩系,湖相,河北滦平; D: 碎屑流沉积,基质支撑,板条状砾石大部分平行层面分布,少数(如箭头所指)斜交,中三叠统,海相,甘肃合作

在流体内部剪切力的作用下将发生旋转,并最终平行于层面排列<sup>[41]</sup>(图2C,D)。需要指出的是,并不是所有板条状的砾石在碎屑流沉积物中都是平行层面排列。如果沉积时板条状的砾石还没旋转完全,或者剪切力较小,板条状砾石的长轴将会与层面斜交,并且其扁平面的倾向流体指向上游方向(图2D),可以用于判定古流向。

## 2.2 超高密度流沉积

下面要介绍的三类沉积物重力流都属于摩擦流。摩擦流中的沉积颗粒是分散的,颗粒之间不具有黏结性,在流动过程中不能阻止外部水分的进入。因此,摩擦流的流动特征与流体中水分和颗粒含量的比例密切相关。相比之下,碎屑流的颗粒含量虽然在较大的范围内变化,但其流动性质并不发生明显的改变<sup>[11]</sup>。

超高密度流是颗粒含量最高的一类摩擦流,虽然其沉积物含量与碎屑流有重叠<sup>[11]</sup>,但相比于碎屑流,超高密度流中的黏结性泥颗粒较少,主要由砂质构成

(个别情况下砾石占主导),表现在流体机制上就是:超高密度流虽然已不再是黏结流,但还属于塑性流(图1),因此流体运动过程中虽然以颗粒之间的相互作用(分散压力)为主要支撑机制,但同时基质强度支撑也起到一定作用<sup>[11]</sup>。

超高密度流沉积物的沉降机制有受阻沉降(hindered setting)<sup>[47,48]</sup>和摩擦固结(frictional freezing)<sup>[6,11]</sup>两种,以受阻沉降为主。在受阻沉降机制的作用下,不同大小的沉积物颗粒以相同的速度沉降而形成块状砂岩。这些块状砂岩内部不具粒序层和其它沉积构造(图3A),但通常含直径0.5~10 cm不等的砾石(图3B)或者1~30 cm大小的泥岩碎片(图3C)。砾石和泥岩碎片可以出现在块状砂岩层的不同位置,呈分散状,或集中出现在某一部位。不同类型的泥岩碎片,反映不同沉积过程和沉积环境<sup>[49]</sup>。

如果块状砂岩沉积较快,未固结的砂岩会发生液化而在内部形成泄水构造,如碟状构造和近直立的泄水通道等。如果液化作用强烈,则可造成砂岩内部结

构混乱(图3D)。此外,厚层砂岩也会对下伏泥岩产生较大压力,从而在砂岩底部出现重荷模,以及由于泥岩向砂岩底部刺入而形成火焰构造。

与碎屑流类似,超高密度流也属于层流,因此其内部板条状砾石或泥岩碎片也大都平行于砂岩层面分布(图3C),并且底面平坦,对下伏沉积物不具侵蚀性(图3C)。然而,由于超高密度流缺少底部的滑水机制,其在运动过程中会对底部沉积物产生牵引,从

而诱发下伏地层发生不同程度的软沉积物变形,形成不对称褶皱。这种不对称褶皱的轴面倒向与流体运动方向是一致的(图3E)。

Shanmugam<sup>[8]</sup>将超高密度流命名为砂质碎屑流(sandy debris flow)。这里我们弃用这个术语,因为“碎屑流”本身具有“黏结流”的含义,而形成块状砂岩的超高密度流属于非黏结流(摩擦流)。因此,为了不造成概念上混乱,建议使用“超高密度流”这一

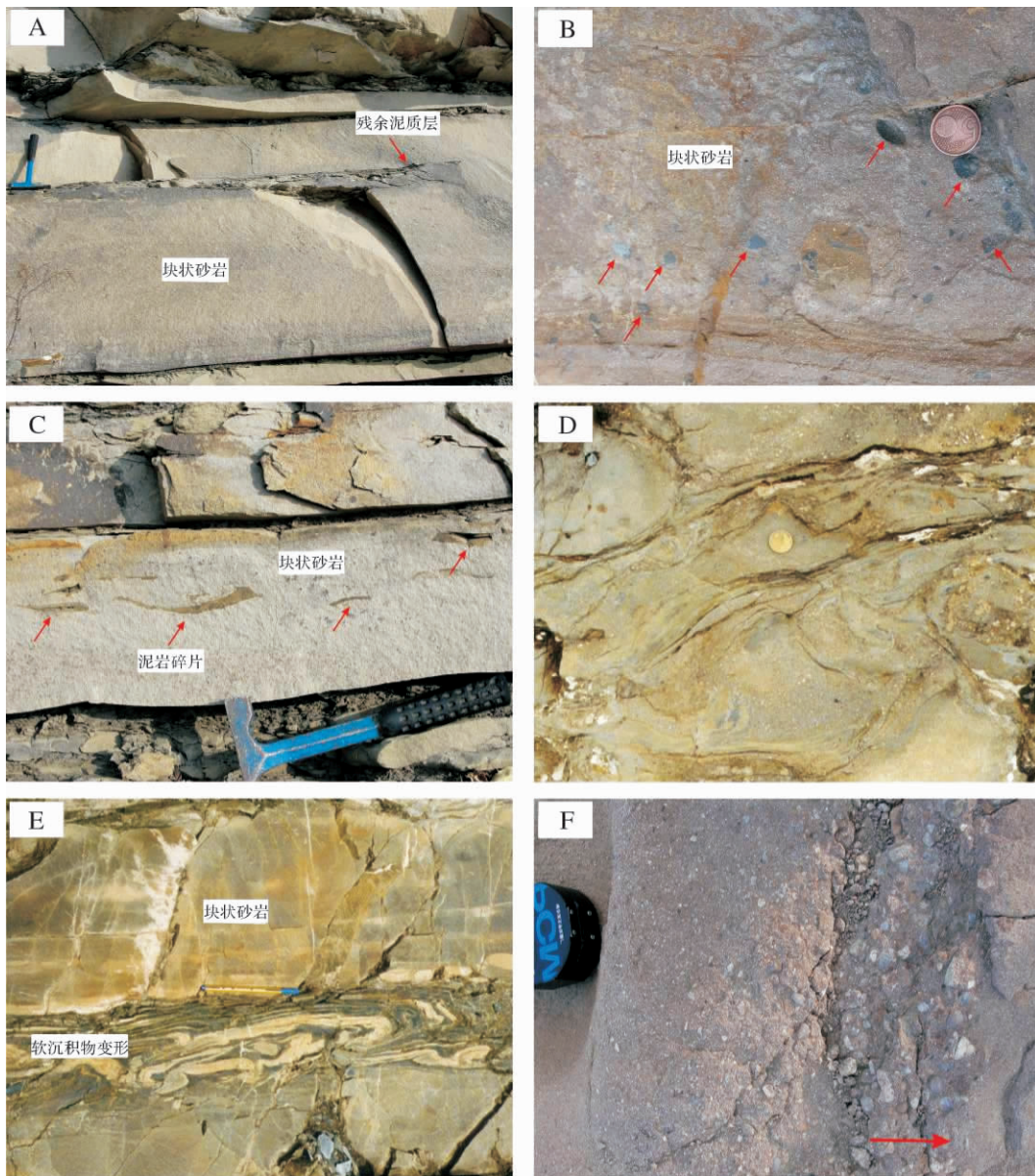


图3 典型超高密度流沉积及构造

Fig. 3 Typical hyperconcentrated density flow deposits and sedimentary structures

A: 块状砂岩,内部无沉积构造,残余泥质层表明该块状砂岩为结合型(amalgamated)砂岩,白垩系,湖相,河北滦平; B: 块状砂岩,内部含有较大颗粒(outsized clast),中三叠统,海相,青海尖扎; C: 块状砂岩,内部含平行层面排列的板条状泥岩碎片,底面平坦,对下伏泥岩无侵蚀,白垩系,湖相,河北滦平; D: 块状砂岩,泄水作用导致砂岩内部结构较为混乱,中三叠统,海相,松潘地体北部; E: 块状砂岩,底面平坦,下伏泥质层中出现软沉积物褶皱变形,下三叠统,海相,松潘地体北部; F: 逆粒序砂岩,箭头方向指示岩层顶面,中三叠统,海相,青海尖扎

术语。

超高密度流除了形成块状砂岩外,如果流体中局部区域砂的含量较高(通常在超高密度流的底部可以达到这种要求),在分散压力的作用下可以形成逆粒序砂岩(图3F)。这种沉积在以前的文献中被称为颗粒流沉积<sup>[4,6]</sup>。逆粒序的成因可以用牵引毡(traction carpet)模式来解释<sup>[18,50-51]</sup>。简单来说,牵引毡是高密度的颗粒层,并可分为以颗粒连续接触为特征的下部摩擦区和以颗粒相互碰撞为特征的上部碰撞区<sup>[18]</sup>。摩擦区通过动力挤压作用将较大的颗粒向上挤出,而碰撞区通过动力筛作用使得较小的颗粒向下运动。上、下两个区的共同作用可促使逆粒序层的形成<sup>[51]</sup>。

虽然砂质颗粒流中的逆粒序可以用牵引毡模式解释,但厚层砾岩中逆粒序的成因却存在争议。一种看法认为砾岩中的逆粒序是由于沉积物供给体系中沉积物颗粒不断增大造成的<sup>[50,52]</sup>,另一种观点认为砾岩中的逆粒序是一种受密度改造的颗粒流沉积<sup>[53-54]</sup>。野外观察更倾向于后一种解释。

### 2.3 高密度流沉积

高密度流的沉积物含量介于超高密度流和浊流之间,其与超高密度流的区别在于流动机制已经从塑性流变为流体流,流体状态也从层流转变为紊流(图1)。

实验研究表明<sup>[55]</sup>,高密度流的结构可分为上、下两层:上部沉积物颗粒的含量较低,处于紊流状态,类似于浊流;下部沉积物颗粒的含量较高,其流动机制类似于超高密度流。高密度流可以看成是上部类似浊流与下部类似超高密度流的综合流体,是一种过渡性的流体。Lowe<sup>[6]</sup>将这种流体称为“高密度浊流”。然而,这个命名不太合适,因为它将浊流的含义扩大了,这样做的一个直接后果就是对深水沉积相的解释陷入“扇模式”的误区<sup>[9,36,56]</sup>。Shanmugam<sup>[36]</sup>建议将两部分拆开,上部为浊流,而下部为砂质碎屑流(即本文的超高密度流)。这个建议并没有解决实际问题,因为虽然高密度流上、下两部分的性质分别类似于浊流和超高密度流,但这两部分并不相互独立,而是紧密联系的。上部不仅给下部提供沉积物质,而且产生额外的剪切力来牵引下部流体<sup>[11,55]</sup>。因此本文建议使用“高密度流”这一术语。

由于其特殊的流体结构,高密度流的特征兼具浊

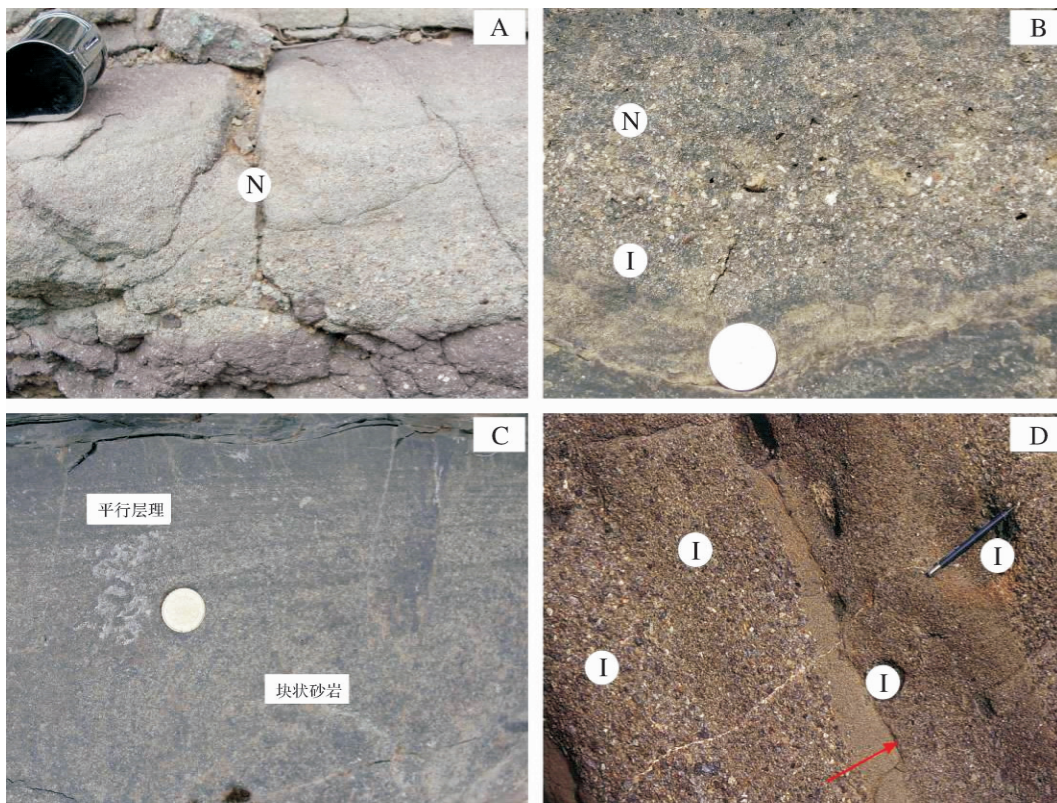


图4 典型高密度流沉积

Fig. 4 Typical concentrated density flow deposits

A: 正粒序砂岩,粗尾式正粒序,白垩系,湖相,河北滦平; B: 正粒序砂岩,注意底部的逆粒序层,白垩系,湖相,河北滦平; C: 块状砂岩,上部发育平行层理,上三叠统,海相,青海循化; D: 四个相互叠加的逆粒序层,箭头指向地层变年轻的方向(引自 Mutti, 1992<sup>[57]</sup>)。注: N 代表正粒序, I 代表逆粒序。

流和超高密度流的特点(图1)。其沉积物也是如此,既形成超高密度流的典型沉积构造,如块状砂岩和逆粒序,也发育浊流沉积的正粒序(图4A)。高密度流上下两层形成的不同沉积物相互组合就可以构成多种特殊类型的沉积物,如逆粒序层上部叠加正粒序层(图4B),但通常情况下正粒序层相比逆粒序层发育较好;或者块状砂岩上部出现平行层理(图4C)。还

可以见到逆粒序层连续出现(图4D),这是由于高密度流中的下部层位由上部层位不断补充沉积物的结果<sup>[6,18]</sup>。

高密度流沉积中出现逆粒序层的垂向叠加以及逆粒序层与正粒序层共生,这两个特征可以将其与超高密度流沉积区分开来。此外,超高密度流形成的块状砂岩顶部也不会出现体现牵引流特征的层理构造,

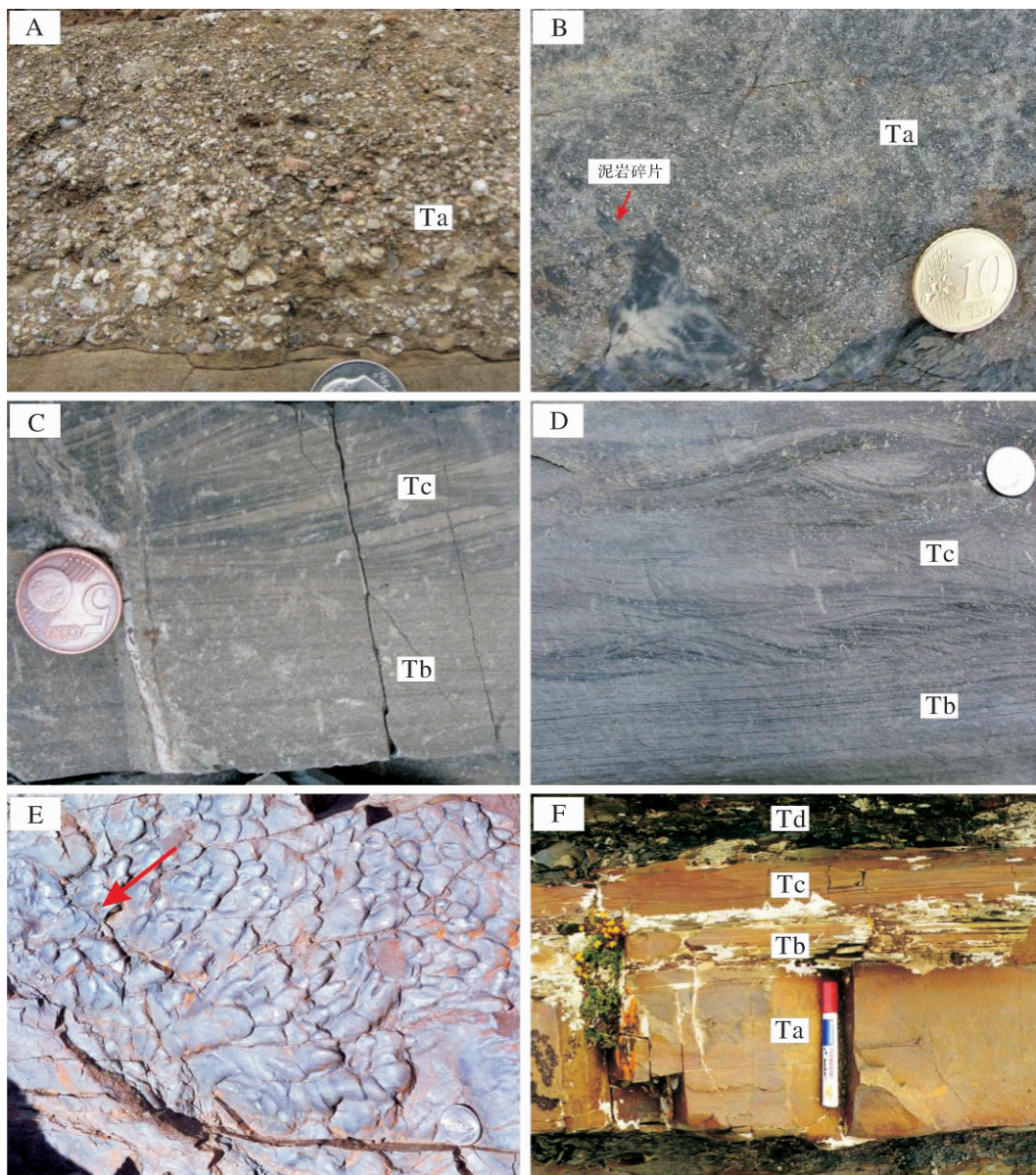


图5 典型浊流沉积及构造

Fig. 5 Typical turbidity current deposits and sedimentary structures

A: 粗粒浊积岩,发育弥散式正粒序 Ta,比例尺为照片下部的硬币,白垩系,湖相,河北滦平; B: 细粒浊积岩,发育弥散式正粒序 Ta,注意浊积岩底部出现泥岩碎片,且下伏泥岩层顶面不平整,为浊流侵蚀所致,上三叠统,海相,青海循化; C: 平行层理 Tb 和板状斜层理 Tc,为牵引流沉积,中三叠统,海相,青海尖扎; D: 平行层理 Tb 和爬升层理 Tc,爬升层理的发育表明在牵引流作用的同时还有颗粒通过悬浮沉降,白垩系,湖相,河北滦平; E: 浊积岩底面的槽模构造,箭头指示古浊流运动的方向,比例尺为照片右下部的硬币,三叠系,海相,西秦岭; F: 鲍玛层序 (Ta-d),Ta 具正粒序,Tb 和 Tc 分别发育平行层理和交错层理,Td 为黑色泥岩,中三叠统,海相,松潘地体北部

除非经历底流改造。

## 2.4 浊流沉积

浊流是摩擦流中沉积颗粒含量最低的一个端员组分<sup>[11]</sup>,其内部的颗粒以水流扰动来支撑。浊流内部完全紊乱,而不像高密度流那样只是上部处于紊乱状态。浊流属于牛顿流体,因此不具有任何屈服强度,一旦受到外力作用就会发生运动;或者说,只要外力不为零,浊流就不会停止运动,只会随着外力的逐渐降低而通过悬浮沉降的方式卸载其内部的沉积颗粒。

浊流大多数是一类短暂的脉动型流体<sup>[58]</sup>。一个完整的脉动型浊流可以分为头部、体部和尾部三部分,其中头部流动最为紊乱,体部和尾部的流动则相对较为平稳<sup>[3,4]</sup>。流体扰动使得聚集在头部的颗粒不断被向外抛出,较粗的颗粒由于自身重力较大又掉落回头部,这就造成头部不断聚集较粗的颗粒,而较细小的颗粒主要出现在体部和尾部。头部相对较粗的颗粒以较快的速度发生悬浮沉降并形成正粒序(图5A,B);体部及尾部细小的颗粒由于沉降速度慢并被逐渐稀释,而演化成牵引流,形成平行层理和斜层理等沉积构造<sup>[19]</sup>(图5C,D)。如果出现部分液化,还可形成包卷层理。因为浊流头部与体部和尾部的流动状态不同,因此有可能头部还在流动前进的同时,后部已开始发生沉积,这或许可以解释正粒序和牵引流形成的平行层以及交错层在野外较少同时出现的现象。此外,由于浊流头部的紊流强度大,会侵蚀下伏地层,从而形成各种侵蚀构造,如槽模(图5E)、沟模和工具模等,其中槽模可以用来恢复古水流的方向<sup>[59]</sup>。

鲍玛层序曾被认为是浊积岩所特有的沉积构造<sup>[60]</sup>。一个完整的鲍玛层序自下而上可分为Ta、Tb、Tc、Td、Te五段(图5F),其中Te段是远洋或半远洋悬浮沉积,而对Ta-d段的成因存在不同的观点。Middleton和Hampton将Ta-d段完全归因于浊流沉积<sup>[3,4]</sup>。Lowe则认为Ta段为高密度浊流沉积,而Tb-d段为低密度浊流的产物<sup>[6]</sup>。Shanmugam对上述观点提出了质疑<sup>[9]</sup>,认为只有具正粒序的Ta段才是浊流沉积,呈块状的Ta段应为砂质碎屑流(即超高密度流)沉积,发育平行层理的Tb段和交错层的Tc段是深水底流对下伏浊积岩和砂质碎屑流沉积改造的结果,具水平纹层的Td段属悬浮沉积。

Shanmugam的观点虽然对鲍玛层序的认识提出了质疑和挑战,但他的新解释也有待商榷。Tb和Tc

段的沉积特征指示它们是牵引流沉积,从Ta段到Tb-c段的沉积机制变化可以用流动转换来解释,不一定是底流改造的结果。虽然鲍玛层序不同层段的沉积机制不同,但它们呈连续过渡沉积,总体上应是一次浊流事件的产物。

正粒序是鉴定浊流沉积最重要的依据<sup>[9]</sup>,但高密度流也可以形成正粒序。二者形成的正粒序区别在于:浊流由于其紊乱状态比高密度流强,形成弥散式正粒序(distribution normal grading)<sup>[4]</sup>(图5A,B);而高密度流常形成粗尾式正粒序(coarse-tail normal grading)(图4A)<sup>[4]</sup>。

## 3 与重力流沉积相关的沉积现象

### 3.1 底流改造

野外经常可以见到一些正粒序砂岩顶部直接出现交错层,形成仅由Ta和“Tc”构成的不完整鲍玛层序(图6A);还有一些Tb-“Tc”的组合,但是“Tc”中的层理比较混乱,出现双向交错层,或者交错层切割Tb的平行层理(图6B)。这类沉积实际上不是原始沉积的鲍玛层序Tb-c,而是受底流(bottom current)<sup>[61-64]</sup>改造的结果<sup>[37]</sup>。

原始鲍玛层序的Tc段是由基质含量较多的细砂岩和粉砂岩组成,内部不仅发育交错层,而且经常出现包卷层理和变形层理,与上覆泥质沉积物呈过渡关系,且不会对下伏Ta或Tb段发生侵蚀。上面所提到的Ta-“Tc”以及Tb-“Tc”组合中的“Tc”段交错层细砂岩不仅分选好,而且交错层直接切入到下伏的正粒序中(图6A),或出现双向交错层(图6B)。这些特点表明“Tc”并不是鲍玛层序中原始沉积的Tc,而是后期底流改造的结果。“Tc”段与上覆泥岩界限截然的现象也进一步指示二者不是在一次沉积事件中形成的。不完整和不同形式的鲍玛层序是由于底流对原始鲍玛层序Ta-d段进行不同程度改造的结果<sup>[37]</sup>。依据改造的程度,可以出现Ta-Tb-“Tc”,Ta-“Tc”或者仅有“Tc”(图6C)的“鲍玛层序”。

另外,经常在块状砂岩顶部出现的沙纹状交错层也应是底流改造的结果。但也不能一概而论,如图4D中的块状砂岩和平行层理的组合就不是块状砂岩受底流改造而形成的,而应为高密度流的产物。因为图4D中的平行层理及上部层位泥质含量较高,而如果是受底流改造的话,则这些细粒泥质物将会被冲走,留下较为纯净的平行层理砂岩。

底流本身并不携带碎屑物质,它只是对原始沉积

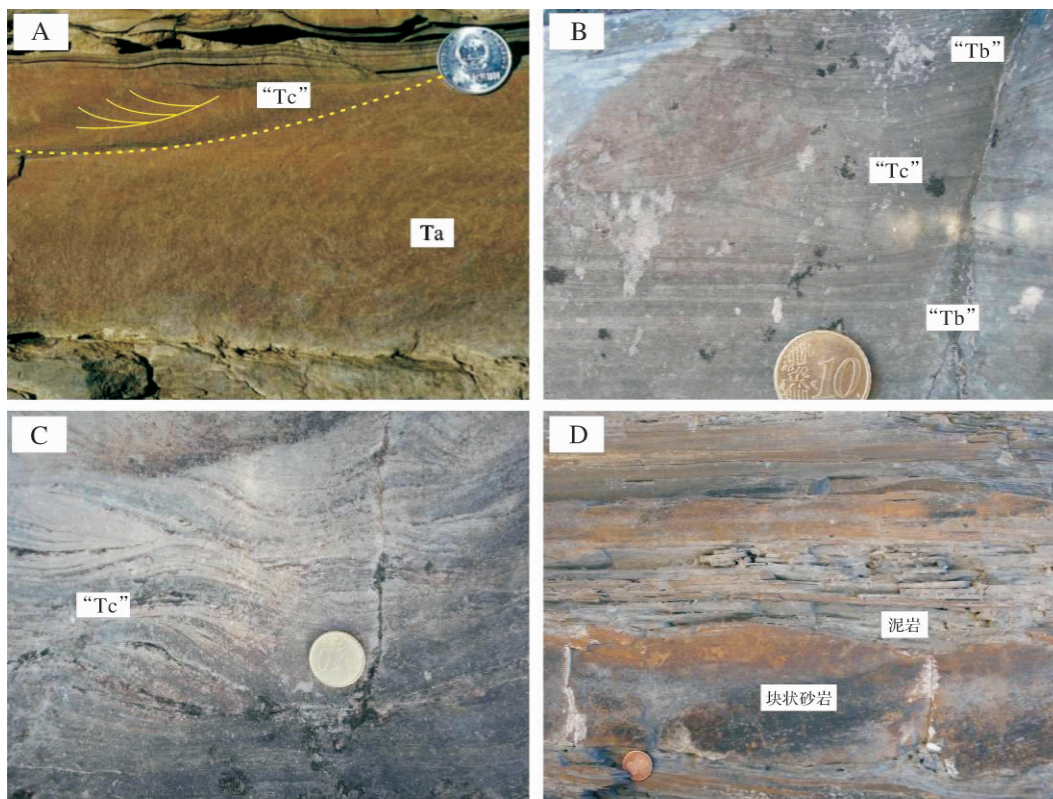


图6 与重力流沉积相关的水下沉积现象

Fig. 6 Special submarine sedimentary phenomena relevant to gravity flow sediments

A: 细粒浊积岩,发育正粒序 Ta,上部发育交错层“Tc”,中三叠统,海相,松潘地体中部; B: 平行层理“Tb”和双向交错层理“Tc”,“Tc”切割“Tb”,中三叠统,海相,甘肃卓尼; C: 仅发育“Tc”的砂岩,中三叠统,海相,甘肃卓尼; D: 块状砂岩与泥岩互层,二者接触面凸凹不平,详细解释见正文,中三叠统,海相,甘肃卓尼

进行改造。如果底流改造作用强烈,则原始沉积层的成因难以识别,只能称此类沉积层为底流沉积。底流沉积具有以下特点<sup>[37]</sup>:岩性主要为细砂岩和粉砂岩,内部发育平行层理和交错纹层,交错层多为低角度、少数为陡倾的变形层理;底面与下伏地层为侵蚀接触;较厚的细砂岩和粉砂岩(5~15 cm)在侧向上连续性非常好,内部结构表现出两种情况:1)结构成熟度较好,底面具明显侵蚀性,而且顶面截然;2)基质含量较高,经常显示由平行层理、沙纹交错层、水平纹层的向上变化趋势。粒度向上变细,顶界呈过渡性。相对较薄的细砂岩和粉砂岩分选较好,但侧向连续性较差,经常呈不连续的夹层存在于泥质沉积物之中。部分细砂岩和粉砂岩表现为透镜状或饥饿交错沙纹层。一些细砂岩和粗粉砂岩中的交错层系之间夹有不连续的泥质层,表现为夹有泥质细脉的沙纹状交错层。

### 3.2 流体过路

流体过路(flow bypass)指的是流体在向前运动

路径上的某些点只通过而没有发生沉积。一个沉积层序中是否发生过流体过路,主要是看过路流是否留下了可以识别的痕迹,如侵蚀构造等。如图6D,块状砂岩的顶部出现侵蚀沟槽,但是其上覆为泥岩,而泥岩为悬浮沉积,不可能对下伏块状砂岩产生侵蚀,因此在泥岩沉积之前,一定有侵蚀性流体(如浊流)通过,但通过的浊流没有发生沉积。至于后期形成的泥岩,既可能是浊流后部的细粒沉积物通过悬浮沉降形成的,也可能是浊流事件结束后深海或半深海悬浮沉积的结果。

因为存在流体过路的现象,所以尽管浊流可以形成槽模,但槽模并不是鉴定浊流沉积的决定性标志。浊流形成的冲槽如果被浊流沉积物覆盖,那么在浊积岩底部会出现槽模;但是如果浊流在形成冲槽后并没有发生沉积,而是继续向前运动,这些冲槽就会被随后其它成因的沉积物所覆盖,如超高密度流形成的块状砂岩。野外经常可以见到一些块状砂岩的底部出现槽模和工具模,可以用流体过路的理论进行解释,



表 1 重力流沉积和相关水下沉积的典型特征及沉积环境<sup>1,\*</sup>

Table 1 Typical identification characteristics and sedimentary environment of gravity flow sediments and relevant submarine sediments

	重力流沉积				相关水下沉积		
	碎屑流沉积	超高密度流沉积	高密度流沉积	浊流沉积 <sup>2</sup>	牵引流沉积 <sup>3</sup>	底流改造沉积 <sup>4</sup>	底流沉积 <sup>4</sup>
野外产出特征	横向延伸局限,多呈透镜状	横向延伸局限,多呈透镜状	侧向延伸相对较好	侧向延伸稳定	侧向延伸稳定	有时侧向连续很好;有时呈不连续夹层	有时侧向连续很好;有时呈不连续夹层
典型结构构造	①厚层或块状; ②砾石大小混杂; ③板条状砾石平行层面排列;	①块状砂岩 不具粒序层; ②常含大小不等砾石或泥岩碎片 若为板条状 则多平行层面排列; ③内部常出现泄水构造 <sup>5</sup> ; ④底面平直; ⑤偶尔出现逆粒序层 <sup>6</sup> ;	①粗尾式正粒序; ②同一层内底部逆粒序,向上变为正粒序; ③块状砂岩顶部出现牵引流构造 <sup>7</sup> ; ④逆粒序层连续出现 <sup>6</sup> ;	①薄层-中厚层砂岩; ②分散式正粒序(鲍玛层序 Ta 段); ③底面常出现侵蚀构造;	①薄层-中厚层细砂岩; ②平行层理+斜层理/爬升层理(鲍玛层序 Tb+c 段); ③可与 Ta 一起构成鲍玛层序;	①Ta+"Tc" <sup>8</sup> 组合;"Tc"分选较好或下切入 Ta; ②块状砂岩顶部发育沙纹状交错层 <sup>7</sup> ; ③顶部直接被泥岩覆盖;	①薄互层状细砂岩、粉砂岩和泥岩; ②薄层砂岩中发育沙纹交错层或饥饿交错层; ③底面侵蚀接触;
有利沉积环境	斜坡沉积裙或斜坡底水道	斜坡沉积裙或斜坡底水道-沉积裙	斜坡底水道或沉积裙	坡底沉积裙或深水盆地	坡底沉积裙或深水盆地	深水盆地或大陆斜坡	深水盆地或大陆斜坡

备注: 1. 野外产出特征受多种因素的控制,如流体性质、地形等,因此只能作为鉴别重力流沉积类型的辅助判据。与流体性质密切相关的结构构造才是鉴定重力流沉积类型的主要依据;有利沉积环境也不能一概而论。野外判定深水沉积环境时主要依据各种重力流沉积及相关水下沉积的组合及相对百分比;

2. 真正的浊流沉积只包括具正粒序的鲍玛 Ta 段,Tb-c 应为浊流发生流动转换后的牵引流沉积,而 Td 为悬浮沉积。只有具正粒序的鲍玛 Ta 段才是浊流产物;

3. 这里的牵引流沉积是浊流在沉积正粒序 Ta 后由于稀释而发生流动转换产生的牵引流沉积形成的,是一次浊流事件的后期产物。底流也是一种牵引流,二者的区别在于底流是由潮汐、深海洋流等引起的;

4. 底流并不携带沉积物,只是改造原始重力流沉积。如果改造不完全,原始沉积还可以识别出来,则称为底流改造沉积,否则只能称为底流沉积;

5. 由于块状砂岩以整体固结的方式沉积,沉降速率较快,因此易发生砂岩液化而出现碟状构造、泄水通道等液化构造。当液化较为强烈,砂岩内部结构比较混乱,此时可称其为液化沉积;

6. 高密度流与超高密度流形成的逆粒序层在特征上并无区别,这里仅将连续出现的逆粒序层当做高密度流沉积;

7. 块状砂岩顶部出现牵引流构造可能是由具二元结构的高密度流形成的,由超高密度流形成的块状砂岩在遭受底流改造后的沉积也具有类似的特征。二者的区别在于前者从块状砂岩到牵引流沉积,粒度逐渐变小,通常从砂岩变到泥岩,而后的两部分粒度变化很小,一般为较纯净砂岩;

8. 这里的 Tc 并不是由浊流发生流动转换后的牵引流形成的,而是底流改造而成,具有鲍玛层序中 Tc 的特征;底流改造原始沉积的鲍玛层序可形成 Ta+Tb+"Tc"、Ta+"Tc"、"Tc"等不同组合。

\* 参考文献见正文相关章节

它们并不是浊流沉积物。

### 3.3 流动转换

流动转换(flow transformation)在沉积重力流沉积中是一种相当普遍的现象,它是指一类流体可以在其迁移过程中转换为另一类流体。Fisher 总结了碎屑流与浊流之间的四种转换方式<sup>[65]</sup>:体转换,重力转换,表层转换和液化转换。其中只有重力转换描述的是浊流向碎屑流的转换,其它三种方式都可以使碎屑流转换为浊流。从高密度的层流(碎屑流)向低密度的紊流(浊流)转换比较容易,从理论上也证明了这一推论<sup>[66]</sup>。表层转换可能最为普遍,因为高密度的流体随着外部水分的不断进入,或者通过自身沉积物

的不断卸载,使得其密度不断降低而转化为低密度的流体<sup>[67]</sup>。研究表明,即使沉积物密度保持不变,只要碎屑流的速度变得足够快,也可以转变为非黏结的超高密度流<sup>[65,68]</sup>。

反过来,浊流向碎屑流的转变则似乎不那么常见。Talling 等报道了在距海岸线 1 500 km 之外的深海由浊流转换成碎屑流的现象<sup>[69]</sup>。这种转换被认为与浊流的侵蚀性相关:浊流在运动的过程中,侵蚀下伏岩层,并将侵蚀下来的物质裹入其内部,从而使得浊流的密度不断加大。由于浊流自身的紊流状态被拟制,逐渐向高密度流转换,继而形成超高密度流。如果浊流侵蚀下来的物质具有较大黏结性(如泥

岩)那么浊流将最终可能转换成碎屑流<sup>[69~71]</sup>。这种流动转换机制可以很好的解释前面提到的块状砂岩中泥岩碎片的成因(图3C)。

一类容易被忽视的流动转换是在脉动型浊流事件中浊流向牵引流的转换:浊流内部颗粒在大量沉降后,其密度会不断降低,从而演变为牵引流。

#### 4 小结

本文所描述的4类沉积重力流的理论(图1)及典型沉积特征(图2-图6表1)是在野外划分重力流沉积岩相的基本依据。然而,野外重力流沉积往往是很复杂的,如不同类型重力流沉积特征出现在一个沉积相中;此外,还经常受到底流、过路流等的改造。因此,为了野外更好的识别重力流沉积,不仅要熟知不同类型重力流沉积的典型特征,更要了解产生这些沉积特征的理论基础。只有这样,才能在野外合理解释复杂沉积层的形成机理。对于浊流,应该遵循其最原始的定义<sup>[1,60]</sup>,不应无限扩大其含义。如将块状砂岩与逆粒序砂岩都归为浊流成因<sup>[20]</sup>,将造成对深水沉积环境的解释陷入“水下扇模式”的思维程式。正如Shanmugam<sup>[9]</sup>所指出的那样,浊流沉积并不像扇模式所暗示的那样大规模存在,碎屑流沉积、超高密度流沉积和底流改造沉积可能占有更大的比例。我们的野外工作也支持这种观点。

#### 参考文献(References)

- Kuenen P H, Migliorini C I. Turbidity currents as a cause of graded bedding[J]. *The Journal of Geology*, 1950, 58(2): 91-127
- Dott Jr R H. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes [J]. *AAPG Bulletin*, 1963, 47(1): 104-128
- Middleton G V, Hampton M A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition [M]//Middleton G V, Bouma A H. *Turbidites and deep-water sedimentation*. Los Angeles: Pacific Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1973: 1-38.
- Middleton G V, Hampton M A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows [M]//Stanly D J, Swift D J P. *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. New York: Wiley, 1976: 197-218
- Lowe D R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits [M]//Doyle L J, Pilkey O H. *Geology of Continental Slopes*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 1979: 75-82
- Lowe D R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1982, 52(1): 279-297
- Nardin T R, Hein F J, Gorsline D S, et al. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems [M]//Doyle L J, Pilkey O H. *Geology of Continental Slopes*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 1979: 61-73
- Shanmugam G. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1996, 66(1): 2-10
- Shanmugam G. The Bouma Sequence and the turbidite mind set [J]. *Earth Science Reviews*, 1997, 42: 201-229
- Shanmugam G. Ten turbidite myths [J]. *Earth Science Reviews*, 2002, 58: 311-341
- Mulder T, Alexander J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits [J]. *Sedimentology*, 2001, 48: 269-299
- Dasgupta P. Sediment gravity flow - the conceptual problems [J]. *Earth Science Reviews*, 2003, 62: 265-281
- Amy L A, McCaffrey W D, Talling P J. Sediment-gravity flows: Recent insights into their dynamic and stratified/composite nature [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2009, 26(10): 1897-1899
- Lowe D R, Guy M. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem [J]. *Sedimentology*, 2000, 47(1): 31-70
- Hiscott R N. Traction-carpet stratification in turbidites: fact or fiction? [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, 64(2): 204-208
- Sohn Y K. Traction-carpet stratification in turbidites: fact or fiction? Discussion [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1995, 65(4): 703-704
- Hiscott R N. Traction-carpet stratification in turbidites: fact or fiction? reply [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1995, 65(4): 704-705
- Sohn Y K. On Traction-Carpet Sedimentation [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1997, 67(3): 502-509
- Arnott R W C, Hand B M. Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1989, 59(6): 1062-1069
- Kneller B. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction [M]//Hartley A J, Prosser D J. *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. London: Geological Society Special Publications, 1995: 31-49
- Johansson M, Braakenburg N E, Stow D A V, et al. Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily [J]. *Sedimentary Geology*, 1998, 115: 233-265
- Stow D A V, Johansson M. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2000, 17(2): 145-174
- Normark W R. Growth patterns of deep-sea fans [J]. *AAPG Bulletin*, 1970, 54(11): 2170-2195
- Mutti E, Lucchi F R. Turbidites of the northern Apennines: introduc-

- tion to facies analysis ( English translation by Nilsen T H , 1978 )  
[J]. *International Geology Review* , 1972 , 20( 2 ) : 125-166
- 25 Walker R G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps[J]. *AAPG Bulletin* , 1978 , 62( 6 ) : 932-966
- 26 Normark W R. Turbidite elements and the obsolescence of the su-prafan concept[J]. *Giornale di Geologia* , 1991 , 53( 2 ) : 1-10
- 27 Walker R G. Turbidites and submarine fans [M] // Walker R G , James N P. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. New-foundland: Geological Association of Canada , 1992: 239-263
- 28 Shanmugam G , Moiola R J. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence ( Pennsylvanian Jackfork Group ) , Ouachita Mountains , Arkansas and Oklahoma [J]. *AAPG Bulletin* , 1995 , 79( 5 ) : 672-695
- 29 Shanmugam G , Bloch R B , Mitchell S M , et al. Basin-floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies [J]. *AAPG Bulletin* , 1995 , 79( 4 ) : 477-512
- 30 Slatt R M , Weimer P , Stone C G. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence ( Pennsylvanian Jackfork Group ) , Ouachita Mountains , Arkansas and Oklahoma: Discussion [J]. *AAPG Bulletin* , 1997 , 81( 3 ) : 449-459
- 31 Lowe D R. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence ( Pennsylvanian Jackfork Group ) , Ouachita Mountains , Arkansas and Oklahoma: Discussion [J]. *AAPG Bulletin* , 1997 , 81( 3 ) : 460-465
- 32 Hiscott R N , Pickering K T , Bouma A H , et al. Basin-floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies: Discussion [J]. *AAPG Bulletin* , 1997 , 81( 4 ) : 662-665
- 33 Shanmugam G , Moiola R J. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence ( Pennsylvanian Jackfork Group ) , Ouachita Mountains , Arkansas and Oklahoma: Reply [J]. *AAPG Bulletin* , 1997 , 81( 3 ) : 476-491
- 34 Shanmugam G , Bloch R B , Damuth J E , et al. Basin-floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies: Reply [J]. *AAPG Bulletin* , 1997 , 81( 4 ) : 666-672
- 35 Mutti E , Tinteri R , Remacha E , et al. An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective [M]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series , 1999: 1-61
- 36 Shanmugam G. 50 years of the turbidite paradigm ( 1950s-1990s ) : deep-water processes and facies models - a critical perspective [J]. *Marine and Petroleum Geology* , 2000 , 17: 285-342
- 37 Meng Q R , Qu H J , Hu J M. Triassic deep-marine sedimentation in the western Qinling and Songpan terrane [J]. *Science in China Series D - Earth Science* , 2007 , 50( Supp. II ) : 246-263
- 38 Iverson R M. The physics of debris flows [J]. *Reviews of Geophysics* , 1997 , 35( 3 ) : 245-296
- 39 Iverson R M , Reid M E , LaHusen R G. Debris-flow mobilization from landslides [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* , 1997 , 25: 85-138
- 40 Middleton G V. Sediment deposition from turbidity currents [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* , 1993 , 21: 89-114
- 41 Coussot P , Meunier , M. Recognition , classification and mechanical description of debris flows [J]. *Earth Science Reviews* , 1996 , 40: 209-227
- 42 Stow D A V , Reading H G , Collinson J D. Deep seas [M] // Reading H G. *Sedimentary Environments: Processes , Facies and Stratigraphy ( 3rd Edition )*. Oxford: Wiley-Blackwell , 1996: 395-453
- 43 Mohrig D , Whipple K X , Hondzo M , et al. Hydroplaning of subaqueous debris flows [J]. *Bulletin of the Geological Society of America* , 1998 , 110( 3 ) : 387-394.
- 44 Middleton G V , Southard J B. *Mechanics of sediment movement* [M]. Rhode Island: Eastern Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists , 1984: 1-401
- 45 Gee M J R , Masson D G , Watts A B , et al. The Saharan debris flow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows [J]. *Sedimentology* , 1999 , 46: 317-335
- 46 Hsu K J. *Physical principles of sedimentology: a readable textbook for beginners and experts* [M]. New York: Springer-Verlag , 1989: 1-233
- 47 Druitt T H. Settling behaviour of concentrated dispersions and some volcanological applications [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 1995 , 65( 1-2 ) : 27-39
- 48 Major J J. Hindered setting [M] // Middleton G V. *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Dordrecht: Springer , 2003: 358-360
- 49 Johansson M , Stow D A V. A classification scheme for shale clasts in deep water sandstones [M] // Hartley A J , Prosser D J. *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. London: Geological Society Special Publications , 1995: 221-241
- 50 Legros F. Can dispersive pressure cause inverse grading in grain flows? [J]. *Journal of Sedimentary Research* , 2002 , 72( 1 ) : 166-170
- 51 Le Roux J P. Can dispersive pressure cause inverse grading in grain flows? discussion [J]. *Journal of Sedimentary Research* , 2003 , 73( 2 ) : 333-334
- 52 Hand B. Inverse grading resulting from coarse-sediment transport lag [J]. *Journal of Sedimentary Research* , 1997 , 67( 1 ) : 124-129
- 53 Lash G G. Density-modified grain-flow deposits from an early Paleozoic passive margin [J]. *Journal of Sedimentary Research* , 1984 , 54( 2 ) : 557-562
- 54 Lowe D R. Grain flow and grain flow deposits [J]. *Journal of Sedimentary Research* , 1976 , 46( 1 ) : 188-199
- 55 Postma G , Nemec W , Kleinspehn K. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement [J]. *Sedimentary Geology* , 1988 , 58( 1 ) : 47-61
- 56 Gani M R. From turbid to lucid: a straightforward approach to sediment gravity flows and their deposits [J]. *The Sedimentary Record* , 2004 , 2( 3 ) : 4-8
- 57 Mutti E , Davoli G. *Turbidite Sandstones* [M]. Milan: Agip Special Publication , 1992: 1-275
- 58 Shepard F P , McLoughlin P A , Marshall N F , et al. *Current-meter*

- recordings of low-speed turbidity currents [J]. *Geology*, 1977, 5 (5): 297-301
- 59 Sanders J E. Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation [M] // Middleton G V. Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 1965: 192-219
- 60 Bouma A H. Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphic Approach to Facies Interpretation [M]. Amsterdam: Elsevier, 1962: 1-168
- 61 Hollister C D, McCave I N. Sedimentation under deep-sea storms [J]. *Nature*, 1984, 309: 220-228
- 62 Shanmugam G. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2003, 20: 471-491
- 63 Stow D A V, Faugres J C, Viana A, *et al.* Fossil contourites: a critical review [J]. *Sedimentary Geology*, 1998, 115: 3-31
- 64 Wynn R B, Stow D A V. Classification and characterisation of deep-water sediment waves [J]. *Marine Geology*, 2002, 192: 7-22
- 65 Fisher R. Flow transformations in sediment gravity flows [J]. *Geology*, 1983, 11(5): 273-274
- 66 Waltham D. Flow transformations in particulate gravity currents [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2004, 74(1): 129-134
- 67 Hampton M A. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1972, 42(4): 775-793
- 68 Sohn Y K, Choe M Y, Jo H R. Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile) [J]. *Terra Nova*, 2002, 14(5): 405-415
- 69 Talling P J, Wynn R B, Masson D G, *et al.* Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide [J]. *Nature*, 2007, 450: 541-544
- 70 Haughton P D W, Barker S P, McCaffrey W D. "Linked" debrites in sand-rich turbidite systems—origin and significance [J]. *Sedimentology*, 2003, 50(3): 459-482
- 71 Haughton P D W, Davis C, McCaffrey W, *et al.* Hybrid sediment gravity flow deposits—classification, origin and significance [J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2009, 26(10): 1900-1918

## Gravity Flow Sedimentation: Theoretical Studies and Field Identification

LI Lin<sup>1,2</sup> QU Yong-qiang<sup>1</sup> MENG Qing-ren<sup>1</sup> WU Guo-li<sup>1,2</sup>

(Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;

Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

**Abstract** As an important sedimentary phenomenon, gravity flow sedimentation is widespread in deep-marine and deep-lacustrine environments. Obviously, differentiation of different types of gravity-flow sediments is crucial for reconstructing paleo-depositional environment. Four distinct types of gravity flows and their diagnostic sedimentary structures are introduced, which can be used as guide for field identification. Debris flow depositions are characterized of their disorganized internal texture, flat bed base, and parallelism of planar clasts to bedding. Thick-bedded and massive sandstones are usually formed by hyperconcentrated density flow; typified by occurrence of out-sized clasts, rip-up mudstones, water escape structures and other liquefaction-related structures. Grain flow is a subtype of hyperconcentrated density flows, and inverse grading is characteristic of its deposits. Concentrated density flow possesses the depositional characteristics of both hyperconcentrated density flow and turbidity current. Ta-d divisions in Bouma sequence are the products of one turbidity current event, but only Ta is formed from turbidity current. Tb-c divisions are actually generated from traction flow, whereas Td division is fallout deposits. Flow transformation can occur in the processes of gravity flows, and the gravity-flow sediments are often reworked by bottom currents and bypass flows to varying degrees.

**Key words** gravity flow; debris flow; turbidity current; bottom current; Bouma sequence