

文章编号:0253-9985(2010)04-0428-08

浊流沉积的动力学机制与响应

姜辉

(中国石化集团 国际石油勘探开发有限公司,北京 100191)

摘要: 浊流按粒度成因分类法可分为低密度、砂质高密度和砾质高密度3种类型。其流变机理特别是高密度浊流的流动机制和过程目前仍存在争议。从分布状态、触发机制、悬浮过程、沉积速率等方面展开探索,构建出浊流本体的动力侵蚀带、前部调节带、沉积卸载带、后部调节带、动力平衡带5个动力变形部分。从流动机制来说动力侵蚀带由于高度流动其形态保持相对固定,挟裹粗粒沉积物拖曳后面发散状细粒沉积物形成云雾状水流轨迹;沉积卸载带在混合作用下其流动时间和空间上仅有缓慢变化,当流动分离产生的湍动力不能超过粘滞强度的阻尼效应时,沉积物发生卸载顺次堆积;调节带和平衡带则起到动力转换、连接前后结构体、平衡沉积/侵蚀作用的功能。此外,浊流大规模高速流动必然增加其结构的不稳定性和支撑机制的多样化,这也是它与重力流其它类型之间存在过渡、改造和转化的根本原因。

关键词: 流动机制;沉积响应;浊流;沉积动力学;东营凹陷

中图分类号: TE121.3

文献标识码: A

Dynamical mechanism and depositional responses of
turbidity current sedimentation

Jiang Hui

(SINOPEC International Petroleum Exploration and Production Corporation, Beijing 100191, China)

Abstract: According to their density, turbidity currents can be classified into low density, sandy high density and gravelly high density currents. Their rheology mechanisms especially that of the high-density currents, are still highly controversial. This article explored the distribution, triggering mechanism, suspension process and depositional velocity of the turbidity current, and identified five dynamic-deformation zones, including erosion, frontal adjusting, depositional offloading, rear adjusting and balanced zones. From the view of flow mechanism, the erosion zone keeps a steady state because of its perfect mobility. It swathes coarser grains and daggles finer grains, forming a nebulous-like trail behind. The depositional offloading zone presents only a slow and subtle change in flowing time and space under a mixing force. When the turbulence force by flow differentiation is less than the viscous dampening effect, the deposits start to offload and accumulate in sequence. Both the adjusting and balanced zones perform the functions of dynamic conversion, structural connection, and deposition and erosion balancing in currents. It is highly possible that turbidity current with high flowing speed become more structurally unstable and complicated in supporting mechanisms. And this may explain the phenomenon of transition, alteration and transformation between turbidity currents and other types of gravity currents.

Keywords: flowing mechanism, depositional response, turbidity current, depositional dynamics, Dongying Sag

浊流(turbidity current)是一种在水体底部形成的高速紊流状态的混浊流体,由水和大量自悬浮物质混合而成^[1-3],类型上属于重力流的一种

(流体流),在重力作用推动下呈涌浪式前进,沉积物支撑力来自湍流流体向上的分力^[4-7]。对于浊流的识别和分类,不同学者观点有所差异,以 Lowe

收稿日期:2010-03-09。

作者简介:姜辉(1977—),男,博士,储层沉积学。

基金项目:国家科技重大专项“中東中亚富油气区大型项目勘探开发关键技术(2008ZX05031)”。

(1979,1982) 的分类方案较为合理^[8,9]。Lowe 根据流体流变学特征(流体性或塑性),按照沉积物粒度、颗粒浓度和沉积物支撑机制将浊流分为 3 类(图 1):低密度浊流(约 1.03 ~ 1.2 g/mL),砂质高密度浊流和砾质高密度浊流(约 1.5 ~ 2.4 g/mL)。前者为工程学家所重视,后两者则在深海或深湖的油气勘探中具有重要意义^[4]。

在低密度浊流中,颗粒仅仅受湍流个别地支撑^[7];高密度浊流中颗粒的悬浮受浓度控制;尽管前者和后者可以分别地存在,但是一个高密度浊流经过高度富集的粗颗粒悬浮沉积物沉降后,便向低密度浊流转化。另外,许多湍流悬浮尤其是那些搬运粗粒沉积物的湍流悬浮,底部的颗粒浓度比顶部大得多^[2,10],这种流体的下部表现为高密度浊流悬浮状态,而顶部则具有低密度浊流的牵引特征。

目前,浊流研究最为活跃的领域集中在运动及动力学机制、底流构造成因、深水碎屑流流变模式等方面。本文旨在通过多年深水沉积研究成果基础上尝试对浊流沉积的动力来源、机制及响应这一系列热点问题做一探讨。

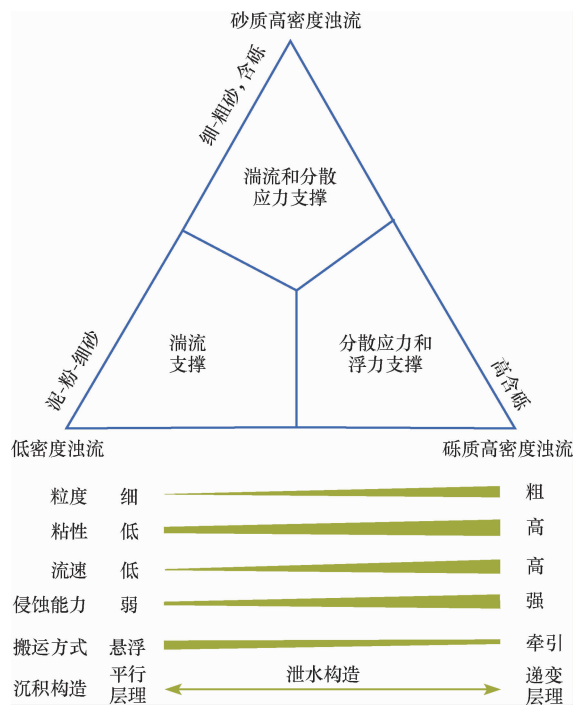


图 1 浊流粒度成因分类法三角图

Fig. 1 Triangular diagram showing the genetic classification of turbidity current granularity

1 浊流的分布

广义上说,只要满足沉积物重力流的 4 大条件:足够的水深、充沛的物源、必要的坡度,一定的触发机制就可能形成浊流。前两点是浊流存在的物质基础,尤为重要。对于海相环境而言,浊流主要形成于陆棚破折以下的相对深水区,特别是平行于克拉通边缘的深海槽,大洋盆地中的海底峡谷口,盆地中的前三三角洲等环境;陆相环境中,盆地(尤其是半地堑盆地)深湖-半深湖区的湖底扇,边界断层或转换断层附近的地形坡折处等。

浊流的分布形态主要以扇状或类扇状(不规则扇状)体系,沟道或槽谷体系,层状、带状或舌状体系 3 大类(图 2),其几何形态主要受控于地形地貌、沉降速率和过程、浊流的密度或浓度、触发方式等因素。对于扇状或类扇状体系,主要分布于海底峡谷出口或湖盆,尤其是断陷湖盆深断裂一侧地形或者坡度突变处,往往彼此连接成片并沿下倾方向继续向前推进,常带有补给水道,能量衰减迅速。由于水道的迁移和加积作用,不同期次浊流相互叠置,水和高浓度沉积物的混合效应加强,高密度浊流可能更倾向于向周围扩散而不是急于推进,所以流体的粘性有所减弱,高密度浊流一部分加速沉降一部分转化为低密度浊流继续向低流态势能方向转移。例如,东营凹陷沙河街组四段一沙河街组三段沉积时期正处于整个济阳坳陷构造拉伸最强烈的阶段,沿坨庄—胜利村—永安镇的断裂及其派生的次级小型断层发育。来自北部陈家庄凸起的沉积物重力流在前进方向上受阻,沿构造坡折进入湖底向低洼方向流动,在与水体加速混合并多期卸载后形成以陡坡为物源的深水浊流砂体,其形态如扁豆状,如永 554 陡岸深水浊积扇群和坨 76 扇群等。

沟道或槽谷体系多数分布于深海平原或湖盆中央,为来自斜坡带、深切水道或三角洲前端滑塌再搬运的多源汇聚产物,常沿海(湖)盆长轴方向展布,形态受地形分割而多呈现不规则长条形,浊流在沿沟道前进过程中沉积和侵蚀作用不断调整,在物源供给充足的条件下可形成下切谷-浊积水道-水下天然堤大型复合体,多级坡折可影响其内部砂体构型。典型的实例来自加拿大魁北克寒

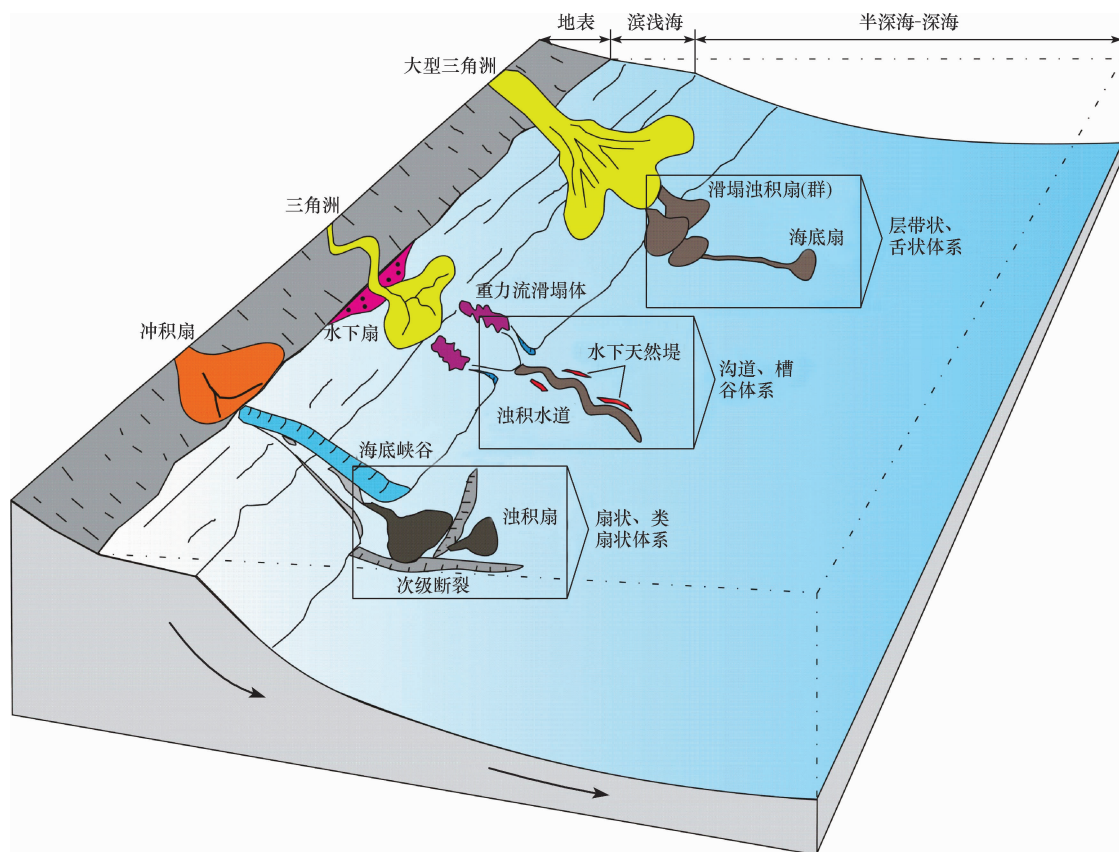


图2 浊流分布体系示意图

Fig. 2 Sketch map showing turbidity current distribution

武一奥陶系 Cap - Enrage 组具有阶地的辫状水道沉积,沉积充填物为砾质高密度浊流。冲刷出的沟道深 300 m,宽约 10 km,沿平行于大陆斜坡的凹槽方向延伸^[10,11]。此外,季节性洪水在山高湖深和坡陡流急的条件下,大量碎屑沿主水流方向进入海(湖)盆,受海(湖)水顶托后仍有继续向前搬运和下切的能力,将一些砂砾和泥质物继续向前搬运沉积,在越过各级坡折或断层后沿断槽展开向深水盆地平原一端流动,最终形成沟道或槽谷浊积体,如东濮凹陷西部斜坡带沙河街组三段浊流水道沉积和中央隆起带轴向液化重力流水道沉积等。

层状、带状或舌状体系主要为低密度浊流特征,特别是当浊流为碎屑流或其他塑性流体在流动过程中转化而来时由于顺序递变沉降形成,可由大型扇体前缘或水道延伸而存在。但这一观点受到学者 Shanmugam 等人质疑^[12],认为砂质砂屑流也可以形成深水舌状砂体,绝大部分的高密度舌状砂体很可能并非浊流成因,目前争议仍在继续中。

2 流变方式

2.1 触发机制问题

关于浊流的触发机制存在两方面问题:①浊流流体启动的初始原因是什么?②触发机制的主要控制因素有那些?这些问题涉及到非弹性力学、流体力学、沉积学、地质力学、湖泊海洋学等方面的知识。目前,对这些问题的探索只能是尝试性的,浊流的启动问题仍然是需要解决的问题中研究和了解得最少的方面之一。

一般认为,浊流的触发机制有季节性洪水、地震、海啸巨浪、风暴潮、火山喷发、超压释放、底辟活动、气体渗漏等诱因。但无论是哪种机制,其根本性问题是:在有物源供给条件下,足够的水是如何混合到流动中使之形成浊流所必须的湍流。

2.1.1 湍流的形成

浊流的原生状态为处于大陆边缘或构造斜坡

处的不稳定沉积物。在各种偶发诱因作用下促成大规模水下滑坡,使沉积物在滑动、变形和流动过程中不断与周围水体混合,并在重力作用推动下逐渐加速,同时掀起和裹挟水底沉积物增大自身体积,逐步形成一种携带砂、泥、甚至砾石的高密度流体。

如果浊流体流动层上、下界面处的摩擦力或流动分离现象的规模和速度大到足以克服粘滞性或粘滞强度的阻尼效应时,就会发生湍流。对于一个没有基质强度的流动来说(如液化流或颗粒流),度量的标准是雷诺数,只有超过雷诺数的标准值(约2 000)时,流动才会变成湍流;对于具有粘度和强度的流动(如碎屑流),度量的标准是与基质强度有关的雷诺数和宾汉数^[7]。一般说来,沉积物的高浓度增加了流动层的规模和速度,同清水流动比较,它的粘度高出几个数量级。尽管如此,当大量高浓度沉积物沿较陡的斜坡向下运动时,也可能迅速地加速直至它们转化为湍流为止^[13~16]。

2.1.2 混合化作用

水和高浓度沉积物(流动层和上覆水体之间的密度差异大)相混合,很可能以3种方式产生^[17]:1)上部界面混合,混合程度主要取决于Froude数。在高坡度斜坡上,低浓度流动对这种混合效应似乎更为有效;而高浓度流动则趋向于降低穿越界面的混合作用。2)下部界面混合,似乎是源于“卷吸”作用,浊流前缘中的一些水体(或泥)被封闭在流动界面的下部,这些相对封闭的水体(或泥)最终必然混合到流动中,其结果是稀释了混合水体的浓度。3)流体最前端混合,在浊流体最前端界面靠上坡方向一侧,由密度差异导致

的流动分离作用产生前面较粗粒沉积物逐渐拖曳后面略发散状的较细粒沉积物层,形成一系列若云雾状水流轨迹,称之为“云状拖曳”(图3)。

无论是穿越哪种界面,在水和高浓度沉积物中要使足够的水混合到这种流动中去形成向更低浓度的过渡,可能都是困难的。但总的来说,很可能正是通过混合作用在高浓度的流动中产生稀薄的悬浮液,由此产生支撑沉积物的湍流及其支撑力。

2.2 悬浮过程与支撑力

湍流主要产生在水体流动边界上(河流中发育在河床上,浊流中既可在底床上又可在上部界面处)。但是在河流中,湍流运动由作用于流体顺斜坡向下的重力产生;相反,在浊流中,如果水体含的悬浮沉积物密度小于上覆水体,不会沿斜坡向下移动。浊流流动以前,要形成悬浮状态必须有启动能量输入,一旦流动开始,在无外力作用下有可能无限制持续流动。在所谓的“自悬浮作用”理想动力平衡下,沉积物由于流动产生湍动而保持悬浮状态,而流动是由顺斜坡向下的重力对密度差作用引起的,而密度差又是由于沉积物受到湍流的悬浮作用才产生的,也就是说,这样就形成了一个完整的动态反馈回路。为了保持该系统的进行,摩擦损失能量应当由浊流顺斜坡向下运动的重力能(势能)补偿。

在这个理论模式中,浊流既不侵蚀又不沉积。实际上,情况是复杂的:沉积物总要发生沉积卸载作用,或者由于越过上部界面的混合作用,浊流逐渐变得稀薄或者在浊流体最前端仍有能力携带较细颗粒成分发生“云状拖曳”流动分离作用,而较粗颗粒逐渐损失。因此,浊流流体的不同部位在

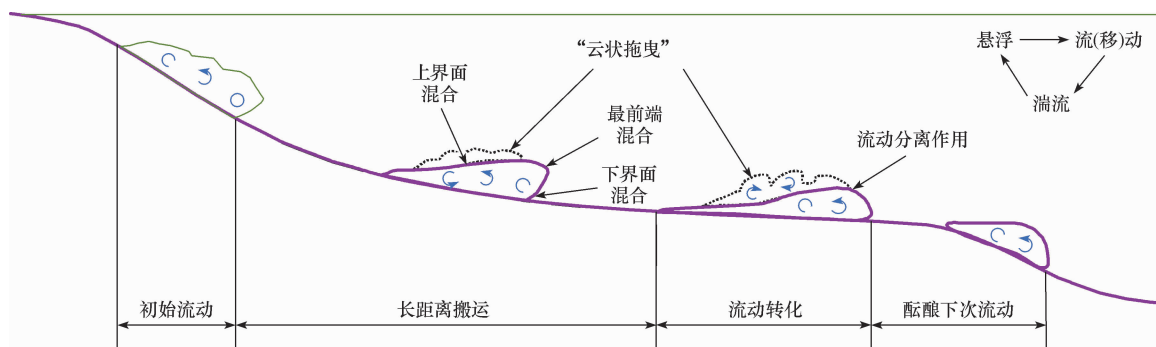


图3 浊流混合化作用模式

Fig. 3 Mixing mode of turbidity current

其中,动力侵蚀带处于浊流体的最前端,一般较其他部分厚且密度大,常携带砂和砾石,在动态平衡时呈舌状或水滴状(跟坡度陡缓有关),有独特的水力学行为。前部调节带紧邻动力侵蚀带,由流动分离作用与湍动分散压力(浮力、碰撞离散力)不断动态转换,其结果是帮助动力侵蚀带向前和向上推进和扫掠,并使悬浮物进一步分离并环绕其后,是产生“云状拖曳”的动力端。沉积卸载带位于前部调节带之后,对于高速流动,在混合作用尤其是上界面混合化作用下其流动时间和空间上仅有缓慢变化,近于稳定的均匀流动。当流动分离产生的湍动力不能超过粘滞强度的阻尼效应时,沉积物会发生卸载。后部调节带位于沉积卸载带之后,作用与前部调节带相似,所不同的是此处厚度减小、浓度降低、流速较前者略为缓慢,所以在“云状”层中悬浮的都是较细颗粒。最后是动力平衡带,非常稀薄但横向延伸远,由于惯性和摩擦力小,该带几乎可认为达到了颗粒在流体中的动态平衡。但随着其他动力带的向前推进,其微平衡环境不断被打破、调整,由此可沉积整个浊流体中最细粒部分。

3.2 流动机制

浊流在流动时会与周围水体产生摩擦形成环流涡流,使携带的沉积物呈自悬浮状态^[20]。当动力侵蚀带在一定触发机制向下、向前运动时,由于高度流动其形态保持相对固定,挟裹粗粒沉积物拖曳后面发散状细粒沉积物形成云雾状水流轨迹,同时该处由于湍流被分离流动,在调节带转换作用下损失一部分沉积物,另一部分较粗沉积物则重新返回到流动中(被再次环绕);而较细沉积物合并到拖在侵蚀带后部的“云状”发散层中,并被负载扫掠向前。这种流动至少阐释出两点:一是必须有连续不断地高密度流体补充到动力侵蚀带,弥补湍流中动能的损失,同时最粗的沉积物必将逐步集中于浊流最前端。二是动力侵蚀带的移动速度比沉积卸载带略为慢些,而且前者通常至少是后者厚度的两倍(如在沟槽水道中),所以浊流将更易从前者而不是后者溢出天然堤。浊流后部的调节带和动力平衡带在低摩阻和低浓度的双重机制下继续流动,通过界面混合化作用对前部悬浮颗粒进行分离和改造、稀释和卸载。

浊流体的5个部分往往依次超越沉积。即在

动力侵蚀带沉积后,沉积卸载带可以超越侵蚀带和前部调节带沉积物,沉积在其上面或者更远处,而后部调节带和动力平衡带则沉积在最上面和最远处。这样浊流沉积一方面可形成在垂向上变细的序列,另一方面由近基浊积岩到远基浊积岩颗粒逐渐变细,这些均为库南(Kuenen)^[1,3]等的模拟实验所证实。

3.3 沉积与侵蚀作用

浊流的沉积作用一直存在,受地形和坡度变化影响最大,通常发生在流体局部阻塞、粘滞强度引发的阻尼效应逐渐增强时;侵蚀作用从上游顺流向下游逐渐减弱,砂泥比、砂岩厚度、粒度都有逐渐减小的趋势,冲刷痕(如槽模)减少而压刻痕(如沟模)增多^[21]。对于同一期浊流体,最前端的动力带在速度和重力的双重雕刻下具备了较强的侵蚀能力,浊流的移动路径决定了底痕(如槽模和沟模)的形成和方向。底痕的绝大部分肯定是由动力侵蚀带开凿出来,然后被沉积卸载带的沉积物快速掩埋;至少某些呈发散和交叉状底痕方向,可以用强大的舌状体侵蚀带中流动方向的局部发散来解释。同时,浊流在下伏的深水软泥表面上可形成冲刷痕或刻划痕,这些痕迹很快就被砂质充填成为浊积岩的底面铸模和伴生的上部递变层理。加持在前、后部调节带之间的沉积卸载带是浊流主要沉积区间,为粗粒沉积体沉降区;动力平衡带则可以沉积浊流体中最细粒部分。

3.4 浊流的改造与转化

从流变学角度看,流体在行进过程中密度并非一成不变,低密度浊流和高密度浊流间没有严格的界限,在一定条件下可以相互转化,同时浊流和其他重力流类型之间也存在着改造和转换。

3.4.1 流体密度变化

当高密度浊流经过粗粒悬浮物富集、沉降或长距离搬运后逐渐向低密度浊流转化,其转化时机和规模受地形坡降、浊流和周围水体密度差、浊流体各部分构型流速、底部摩擦阻力等因素影响;即使在同一期浊流体内部也经常表现为密度下高上低的悬浮特征。当低密度浊流在流速突然放缓或遇到地形局部隆起处易发生流体阻塞、密度增大,在上游沉积供源充足时可再次诱发涌流形成

新一期高密度浊流。

3.4.2 与其他重力流类型关系

砂质和砂质高密度浊流包含了从泥岩到漂砾各种粒级沉积物,所含粒级愈广,支撑机制种类就愈多^[21],颗粒碰撞分散应力和混合物浮力愈来愈占据重要地位。Shanmugam^[12]认为所谓的高密度浊流实际上是一种砂(砾)质碎屑流(砂质含量不低于25%~30%),具有流动强度,在流变学意义上是介于粘滞性碎屑流和非粘滞性颗粒流之间的过渡类型。碎屑流是靠杂基强度和浮力支撑、整体沉降的一相流,浊流则为湍流支撑、顺序沉降的二相流,但二者时空上可以互换。时间上,碎屑流搬运末期可转化为浊流,反之亦然;空间上,碎屑流在流动层上部可发生流动分离而形成浊流^[22]。当流动减速或者湍流进入沉积卸载阶段,颗粒间分散应力和液化作用这样的支撑机制将逐渐起重要作用,浊流和颗粒流的界限逐渐模糊:在液体粘度很大时,分散应力由粒间(极为接近)流体的相互作用产生;在惯性条件下,分散应力由颗粒间的弹性碰撞产生。在悬浮作用的最后阶段,除非沉积作用非常缓慢,由粒间孔隙液体压力上升引发的液化作用机制将起主导作用,浊流趋于向液化流转变(图5)。

最后,浊流和各种高浓度沉积物重力流类型之间可能存在着过渡关系,自滑塌、滑坡或沉积物液化作用之后将形成高密度液化流、颗粒流或碎屑流,也可直接形成某些低密度浊流或引发持续湍动保持高密度浊流状态。原因之一是可能有多

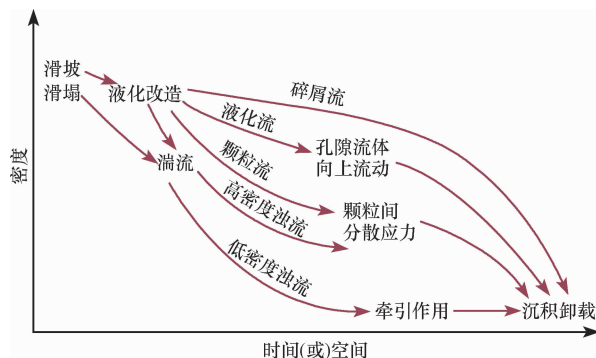


图5 浊流与其他重力流类型的关系

(据 Middleton 和 Hampton, 修改)

Fig. 5 Relationship between turbidity current and other gravity currents (from Middleton and Hampton)

种支撑机制同时起作用(例如分散压力和液化作用、基质强度和湍动力),其二是大规模高速流动带来的不稳定性增加。

4 浊流沉积的石油地质意义

当前理论认为,从海(湖)岸到深海(湖)平原都有发育浊流的可能。统计资料显示,我国浊流沉积形成的湖底扇储层占已开发油田各类储层的6.3%^[23],尽管浊积岩不是目前主力储层,但它将是一个值得深入研究的勘探方向。扇状、沟槽状或层带状浊流的分布可导致浊流体5个动力变形部分的不均一沉降和流变,剖面上常常呈透镜状或薄条状分布,周围被深水泥页岩包围,易形成有利储盖组合。加之浊流中的高密度部分含常有砂

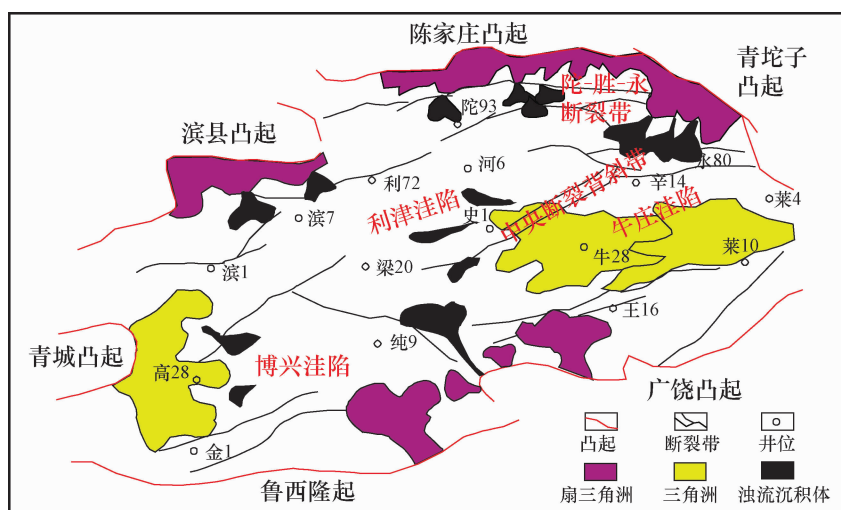


图6 东营凹陷浊流沉积分布示意图

Fig. 6 Sketch map showing the turbidite deposits in the Dongying Sag

砾岩等粗碎屑物质,在深水高压背景下为烃类流体运聚指向的低势能单元,优先具备成藏组合配置关系,往往形成惊人的规模储量。美国加利福尼亚州的文图拉盆地,最早都是按照传统地质理论在背斜顶部寻找油气。在经历了大规模勘探期后,很多构造顶部已无油可找;后来运用浊流沉积理论在背斜两翼的滑塌斜坡部位钻探,则发现储量达到 1×10^8 t的大油田。同样,东营凹陷也已进入高勘探程度阶段,这个“高”很大程度上是构造“高”部位的圈闭都已落实勘探,但深凹区的勘探成熟度还不够“高”。那里具备浊流沉积的有利条件(图6),具有良好的勘探前景^[24]。

5 结论

按照沉积物粒度、颗粒浓度和支撑机制,浊流可分为低密度浊流,砂质高密度浊流和砾质高密度浊流3类。前者颗粒仅仅受湍流个别地支撑,后两者颗粒的悬浮受浓度控制;另外前者经过高度富集的粗颗粒悬浮沉积物沉降后可向后者转化。浊流的分布形态主要以扇状或类扇状(不规则扇状)体系,沟道或槽谷体系,层状、带状或舌状体系3大类,其几何形态主要受控于地形地貌、沉降速率和过程、浊流的密度或浓度、触发方式等因素。通过混合化作用,浊流产生支撑沉积物悬浮的湍流及其支撑力。从动力学角度而言浊流由动力侵蚀带、前部调节带、沉积卸载带、后部调节带、动力平衡带5个动力变形部分构成,其形态、结构、流变方式等明显不同,在横向上呈涌浪式超越前进。

参 考 文 献

- Kuenen Ph H. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons[J]. *Leidsche Geol Meded*, 1937, (8): 327-335
- Stetson H C, Smith N D. The sediments of the continental shelf of the eastern coast of the United States[J]. *Oceanogr and Meteorol*, 1938, 5: 48
- Kuenen Ph H, Migliorini C I. Turbidity currents as a cause of graded bedding[J]. *Jour Geology*, 1950, 58: 41-127
- 姜在兴. 沉积学[M]. 北京: 石油工业出版社, 2003. 223-238
- 饶孟余, 钟建华, 赵志根, 等. 浊流沉积研究综述和展望[J]. *煤田地质与勘探*, 2004, 32(6): 1-5
- 尹太举, 张昌民, 李中超. 东营凹陷滑塌浊积岩沉积特征及油气藏勘探技术[J]. *石油与天然气地质*, 2006, 27(1): 93-98
- Middleton G V, Hampton M A. Sediment gravity flow: mechanics of low and deposition[A]. In: Middleton G V, Bouma A H, eds. *Turbidites and deep-water sedimentation*[C]. Soc Economic Paleontologists Mineralogists, Pacific Section, Short Course Notes, 1973. 1-38
- Lowe D R. Sediment gravity flows: (II) depositional models with special reference to the deposits of the high-density turbidity currents[J]. *J Sedim Petrol*, 1982, 52: 279-297
- Lowe D R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits[J]. *Soc Econ Paleontol Min Spec Pub*, 1979, 27: 75-82
- Walker R G. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments[J]. *J Sediment Petrol*, 1967, 37: 25-43
- Nardin T R, Hein F J, Corsline 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 system[A]. *Geology of continental slopes*[C]. Soc Econ Paleontol Min Spec Pub, 1979, 27: 61-73
- Shanmugam G. The Bouna sequence and the turbidite mind set-Earth[J]. *Reviews*, 1997, 42: 201-229
- Bouma A H. *Sedimentology of some flysch deposits*[M]. Amsterdam: Elsevier Pub, 1962. 168
- Ivanov M K, Kenyon N H, Suzyumov A E, et al. Introduction marine geology[M]. Amsterdam: Elsevier Pub, 2003. 195: 1-4
- 王英民, 王海荣, 邱燕, 等. 深水沉积的动力学机制和响应[J]. *沉积学报*, 2007, 25(4): 495-504
- 曾溅辉, 郑和荣, 王宁. 东营凹陷岩性油气藏成藏动力学特征[J]. *石油与天然气地质*, 1998, 19(4): 326-329
- Middleton G V, Hampton M A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows[A]. In: Stanley D J, Swift D J P, eds. *Marine sediment transport and environmental management*[C]. New York: Wiley, 1976. 197-218
- 高永进, 邱桂强, 陈冬霞, 等. 牛庄洼陷岩性油藏含油气性及主控因素[J]. *石油与天然气地质*, 2004, 25(3): 284-287
- 张春生, 刘忠, 施冬, 等. 涌流型浊流形成及发展的实验模拟[J]. *沉积学报*, 2002, 20(1): 25-29
- Middleton G V, Hampton M A. SEPM Pacific Section Course[M]. Anaheim, 1978. 1-38
- 吴崇筠. 对国外浊流沉积和扇三角洲沉积研究的译述[M]. 北京: 石油工业出版社, 1986. 25-33
- 秦建华. 砂质碎屑流和底流改造部分传统浊积岩成因[J]. *四川地质学报*, 1999, 19(4): 266-272
- 刘宪斌, 万晓樵, 林金逞, 等. 陆相浊流沉积体系与油气[J]. *地球学报*, 2003, 24(1): 61-66
- 宫秀梅, 金之钧, 曾溅辉, 等. 渤南洼陷深层油气成藏特征及主控因素[J]. *石油与天然气地质*, 2005, 26(4): 473-479

(编辑 高 岩)