浊流成因海底沉积波形成机理及其数值模拟

姜 涛 解习农 汤苏林 张 成 杜学斌

(中国地质大学(武汉)资源学院, 武汉 430074; 东京大学海洋研究所, 东京. E-mail: jiangtao@ori.u-tokyo.ac.jp)

摘要 近些年来, 随着深水油气勘探的不断深入, 对于深水沉积过程的研究也越来越受到关注. 虽然目前关于海底沉积波的形成机理还存在很多争议, 但已有现代沉积实例证明至少浊流是可以形成海底沉积波的. 通过数值模拟的方法来研究海底沉积波的浊积形成机理, 不但可以阐明海底沉积波的形成过程, 而且对于海底工程、深水沉积动力学及深水油气储层预测都具有重要意义. 通过流体动力学模拟, 计算了流体区域的基于时间平均连续性方程和雷诺平均 N-S 方程, 研究了地形对浊流的影响, 阐明了海底沉积波的形成机理. 模拟结果表明: (1) 首先在坡的下游方向开始沉积是由于流体的减速, 导致密度增大, 浊流携带固体颗粒物的能力(流体容量)降低和较长时间的流体经过所造成的; (2) 在一个隆起的上坡处密度增大是由于隆起峰部流体的局部堵塞, 导致上坡处流体速度降低和压力升高所造成的; (3) 沉积首先从距浊流源头较远的地方开始, 随着迭代次数的增加, 即个体浊流事件的增多, 沉积波向上游迁移; (4) 随着颗粒粒径的减小, 沉积越来越慢, 但粒径并不影响地形对沉积的控制及沉积体的几何形态和沉积顺序.

关键词 海底沉积波 浊流 数值模拟 形成机理

深海调查及ODP(大洋钻探计划)已经发现在世界各大洋盆地中 2000~4500 m 的深海底广泛发育一种大面积分布的大型沉积波^[1~10]. 从 20 世纪 50 年代起, 就已经有学者通过地震反射剖面对其进行了研究, 但直到 90 年代, 随着深水油气勘探的深入, 对包括深水沉积波在内的深水沉积过程及其沉积特点的研究才引起了广泛关注, *Marine Geology* 杂志曾在 2002 年以专辑的形式对深水沉积波的研究进行了总结和回顾^[11]. Normark 等人^[8]和 Wynn 等人^[1]先后总结了已报道的 30 个深海大型沉积波发育区的沉积波特征: 波长 1~20 km, 以 1~10 km 为主, 波高 1~140 m, 以 10~100 m 居多; 发育部位的地形坡度(斜坡角度的正切值)均很小, 绝大部分在 0.13 以下, 最大不超过 1; 其内部结构有的呈近正弦形^[6], 有的呈叠瓦状^[9], 这些沉积波多表现为向上游迁移, 少数为向下游迁移, 还有一些呈对称状, 无侧向迁移. 关于这些大型沉积波的成因, 有四种解释: 浊流成因、等深流成因并经底流改造、滑塌成因和内波成因. 但通过对现代深海大型沉积波资料的研究发现, 这些大型沉积波具有规则的外形和内部结构, 排除了滑塌成因的可能性. 因此这些大型沉积波的成因主要是由浊流沉积形成或由底流沉积形成

^[1,10], 同时也可能有一部分是由内波形成的^[12~15], 但迄今为止, 其形成过程与机理仍不十分清楚^[1]. 目前, 国际上对沉积波形成机理的研究主要基于小尺度的实验室实验, 利用水槽实验对数值模型进行验证^[16~18]. 此外, 海底的沉积不可避免地受到海底地形的影响. 近几年的相关研究表明, 即使相对较小的地形起伏也可能影响浊流的沉积^[19~23]. 关于地形对浊流影响的理论模型, 近来虽然有了很大的发展, 例如, 水压模型通过水压分析来预测流经一个障碍物的流体局部阻塞^[24,25], 紊流模型被用来模拟沉积分布随地形的变化^[26~28]. 但是, 这些数值模型主要是基于界面平均的 Navier-Stokes 方程, 虽可以观察到浊流的动态形成过程, 还可用于模拟实际的大尺度流动事件, 但从它们的研究手段和方法来看, 通常将浊流作为研究对象, 因此在模拟过程中必须考虑沉积和侵蚀的影响, 而迄今为止关于浊流对海底床的侵蚀和对海水的卷吸作用的考虑都还不十分成熟, 只能借助经验公式^[29]. 本次研究在成功应用水动力学模拟来预测浊流沉积物的几何形态基础上^[30], 重点研究地形对浊流沉积影响, 并进一步分析海底沉积波的形成机理. 由于将浊流和周围的水整体作为研究对象, 计算一个较大的流体区域

2006-12-30 收稿, 2007-07-04 接受

国家自然科学基金(批准号: 40476025, 40672089)、中国科学院边缘地质重点实验室开放基金(批准号: MSGL0506)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411700)和中国地质大学(武汉)优秀青年教师资助计划(批准号: CUGQNL0604)资助项目

内总体的流动情况,因此避免了对沉积和侵蚀考虑不当而引起的误差.另外,研究中采用了时间平均的方法来计算流体区域,消除了时间的影响.事实上,前人所应用的Navier-Stokes方程描述的只是流体质点瞬时的运动规律,从原理上来看,该方程既适用于层流,也适用于湍流,但实际上只能直接用于层流,而不能直接地严格解决湍流问题.这是因为在湍流中,流体质点呈高频随机脉动,速度、动量等输运量亦高频脉动,致使无法追踪这些极为错综复杂的流体质点和旋涡.本研究采用雷诺平均来处理方程,可以很好地模拟湍流的水动力学运动规律.具体处理方法为,对速度和压力进行时均值和脉动值的雷诺分解:

$$u_i = \bar{u}_i + u'_i, \quad (1)$$

$$\phi = \bar{\phi} + \phi', \quad (2)$$

其中 u_i 为速度矢量, ϕ 为压力等标量. 这样就把总量分解为平均值和波动量.

将(1)和(2)式代入 Navier-Stokes 方程和连续性方程再进行雷诺平均即得到描述湍流流动的时间平均连续方程和雷诺平均 N-S 方程.

1 模型建立及数值模拟

1.1 模型的建立

根据已发现的沉积波特征,同时为了与前人的水槽实验进行对比 [28,29,31~34],本次模拟研究的实际沉积波的波长为 1000 m,波高为 36 m,浊流速度为 15 m/s,浊流中颗粒密度为 2650 kg/m³(即假定其为石英砂),颗粒直径为 0.001 m,固体颗粒所占体积分数为 20%.根据几何相似原则,在保证傅汝德数相同的情况下,按 1:1000 的比例缩小后所建立的数学模型为在 5.7°的斜坡下游分布有 4 个长 1 m,高 0.036 m 的地形起伏,计算区域为长 10 m,高 0.5 m,宽 0.2 m 的整个流体区域,如图 1 所示.按 0.015 m 的网格尺寸对该模型进行网格划分,将流体区域共划分为二十多万单元体.然后应用有限体积法(finite volume method, FVM)计算流体区域的流动情况.在该方法中将所计算的区域划分为一系列控制体积,每个控

制体积由一个节点来代表.通过将守恒型的控制方程对控制体作积分来导出离散方程.在导出过程中,需要对面上的被求函数本身及其一阶导数的构成作假定,这种构成方式就是有限体积法中的离散格式.用有限体积法导出的离散方程可以保证其具有守恒性,对区域形状适应性较好.

1.2 控制方程

浊流,也称湍流、紊流,它属于沉积物重力流的一个重要类型,是由于分散的沉积物颗粒引起的密度差导致的流动 [35,36].显然,浊流是包括固体沉积物颗粒和水的两相流动,颗粒之间、颗粒与水分子之间的相互作用是复杂的 [37].近些年计算机技术的快速发展使得对两相流动的模拟成为可能.目前有两种方法可以进行两相流的数值计算,即 Euler-Lagrange 方法和 Euler-Euler 方法,前者要求第二相所占的体积分数小于总体积的 10%,而后者两相间比例关系可以是任意体积分数.为了模拟的初始条件不受到太大限制,本研究采用了 Euler-Euler 方法. Euler-Euler 方法中,每相都被认为是相互穿插的连续统一体来进行数值计算的.因为每一相的体积不能相互侵占,所以引入体积分数的概念,各相的体积分数是时间和空间的连续性函数,并且它们的和为 1.每一相都有一组连续性方程,它们具有相似的结构.这些方程通过加入一些经验构成方程或者运动学方程而封闭.

本研究应用 Mixture 模型来计算两相流动,该模型中需求解混合物的连续性方程、混合物的动量方程和体积分数方程,当两相间有相对滑动时,还需注意相对速度和漂移速度的计算.具体方程如下:

() 混合物连续性方程

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_m) + \nabla \cdot (\rho_m \mathbf{v}_m) = \dot{m}, \quad (3)$$

式中 $\mathbf{v}_m$ 为质量平均速度: $\mathbf{v}_m = \frac{\sum_{k=1}^n \alpha_k \rho_k \mathbf{v}_k}{\rho_m}$; ρ_m 为混

合物的密度: $\rho_m = \sum_{k=1}^n \alpha_k \rho_k$; α_k 是第 k 相的体积分数;

https://e图1e.s沉积波数学模型及计算范围(单位:m) 16-1945

∇ 为 Hamilton 算子, $\nabla \cdot (\rho_m \mathbf{v}_m) = \frac{\partial(\rho_m \mathbf{v}_m)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_m \mathbf{v}_m)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_m \mathbf{v}_m)}{\partial z}$; $\dot{m}$ 描述的是气穴现象引起的质量迁移, 当气穴影响比较小时, 可以略去不计.

() 混合物动量方程

混合物的动量方程可以由每一相的动量方程迭加而成:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(\rho_m \mathbf{v}_m) + \nabla \cdot (\rho_m \mathbf{v}_m \mathbf{v}_m) \\ &= -\nabla_p + \nabla \cdot [\mu_m (\nabla \mathbf{v}_m + \nabla \mathbf{v}_m^T)] \\ &+ \rho_m \bar{g} + \mathbf{F} + \nabla \cdot \left(\sum_{k=1}^n \alpha_k \rho_k \mathbf{v}_{dr,k} \mathbf{v}_{dr,k} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

式中 n 是相数, $\mathbf{F}$ 是体积力, μ_m 是混合物的黏性系数:

$$\mu_m = \sum_{k=1}^n \alpha_k \mu_k, \quad \mathbf{v}_{dr,k} \text{ 是第二相的漂移速度: } \mathbf{v}_{dr,k} = \mathbf{v}_k - \mathbf{v}_m.$$

() 相对速度和漂移速度

相对速度定义为第二相 p 相对第一相 q 的速度: $\mathbf{v}_{qp} = \mathbf{v}_p - \mathbf{v}_q$, 漂移速度和相对速度的关系是

$$\mathbf{v}_{dr,p} = \mathbf{v}_{qp} - \sum_{k=1}^n \frac{\alpha_k \rho_k}{\rho_m} \mathbf{v}_{qk}. \quad (5)$$

() 第二相体积分方程

对于第二相 p 的连续性方程, 第二相 p 的体积分方程可表示为

$$\frac{\partial}{\partial t}(\alpha_p \rho_p) + \nabla \cdot (\alpha_p \rho_p \mathbf{v}_{dr,p}) = -\nabla \cdot (\alpha_p \rho_p \mathbf{v}_{dr,p}). \quad (6)$$

2 结果分析

通过对比不同迭代次数(即沉积时间)情况下的沉积物几何形态可以看出(图 2), 首先在坡裂(第一个坡脚)的下游开始沉积, 这是由于在此处流体的速度减小, 流体密度增大, 浊流携带固体颗粒物的能力(流体容量)降低和较长时间的流体经过所导致的. 而且, 当考虑水头突变的影响时, 通过流体容量降低的影响会更大一些. 至于在一个隆起的上坡处密度增大, 主要是由于在隆起峰部流体的局部阻塞所引起的, 这与沉积作用导致流体在上坡处减速的原理是一样的.

从图 2(a)可以看出, 对于每一个波状地形来说,

颗粒首先在斜坡的上游沉积. 如果将沉积波的结构用连续的隆起来表示, 同时每一个体被看成是一个正弦曲线, 那么对图 2(a)和 3 进行分析, 可以看出在颗粒先沉积的地方, 压力较大, 而速度较小, 即速度和压力的变化主要是由于地形的变化而引起的. 反过来也验证了, 颗粒在斜坡的上游先沉积是由于流体受到隆起的阻塞而减速, 致使压力增大而引起的.

此外, 由图 2 还可以看出, 随着迭代次数的增多, 即流动时间的增加, 相对来讲单个流动事件增多, 沉积物也越来越多, 所形成的沉积波有向上游迁移的趋势. 这与对现代海底沉积波进行研究所发现的沉积波向上游迁移的特征是一致的 [33]. 从这一点也可以看出海底地形在沉积波形成过程中所起的作用, 同时也验证了从浊流的角度研究沉积波形成机理是可行的、与实际地质情况是吻合的.

从图 4 可以看出, 颗粒沉积是在距物源较远的地方先开始沉积, 这是因为流体经过一段时间的流动速度越来越小, 压力变大而引起的. 此外, 从不同粒径的沉积物的沉积特征来看, 颗粒越小其沉积速度越慢, 但其沉积部位及其几何形态却未发生明显变化, 说明沉积物粒度对沉积部位的影响并不大, 它主要是受海底地形的影响.

为了更进一步研究沉积波的形成机理, 将图 2(b)局部放大, 如图 5 所示. 从中可以看出, 先沉积的颗粒被压实, 后沉积的颗粒又受到先前沉积所形成的地形的影响, 随着单个流动事件的增多, 沉积波越来越大, 且逐步向上游迁移.

3 讨论与结论

深水沉积结构可发展成地质时间尺度上的地层学记录, 并有可能成为烃类储层. 因此预测这些沉积的几何特征对于理解深水沉积系统来说具有重要意义. 对于沉积波形成机理, 现有四种解释: 浊流成因、等深流成因底流改造、滑塌成因和内波成因. 沉积波的波脊方向多平行于斜坡走向, 其迁移方向与等深流方向相垂直, 说明它不是等深流成因的. 同时, 沉积波规则的外形和内部结构, 也排除了滑塌成因的可能性. 对于内波成因说, 仍在初始研究阶段, 而对于浊流成因说的研究较多, 也较为成熟, 但是大都致力于实验室研究. 本研究根据水动力学模拟原理, 将浊流和周围的水作为一个整体来进行研究, 排除了传统研究将浊流作为研究对象时, 由于对沉积和侵蚀的考虑不当而引起的误差. 在结果分析中, 不

图2 直径为 0.001 m 颗粒体积分数分布图

(a) 迭代次数为 100; (b) 迭代次数为 300; (c) 迭代次数为 500

图3 颗粒直径为 0.001 m, 迭代次数为 100 时压力与速度分布图

(a) 压力分布图; (b) 速度分布图

图4 直径为 0.0001 m 颗粒体积分数分布图

迭代次数为 500

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2007-52-16-1945>

图 5 沉积波形成过程
位置见图 2(b)所示

仅考虑了颗粒的沉积过程,还考虑了流体区域的压力和速度分布情况,并分析了这些因素对沉积的影响。此外,由于模拟中只采用了单一粒径的颗粒进行了模拟,因此研究中还分别对粒径为 0.001, 0.0001 和 0.00001 m 三种情况进行比较模拟,分析了不同直径颗粒的沉积过程及其几何形态(图 2(c), 图 4)。模拟结果表明,在单个流动事件相同时,粒径越大越容易沉积。沉积物粒径为 0.001 m 时,迭代 100 次左右就可以看出较明显的沉积,粒径为 0.0001 m 时,迭代 1100 次才可看出沉积结构,而颗粒直径为 0.00001 m 时,要迭代 3000 次左右才能看出沉积结构。但是,粒径的大小并没有影响沉积的几何形态及其优先沉积顺序和部位。总之,由于计算条件的限制,研究中根据几何相似性原理,在保证傅汝德数相同的情况下,对实际地质模型进行了缩小,同时,为了简化计算,只采用了单一的颗粒来计算,所以模拟结果和实际深海沉积波形成的具体情况会稍微有些不同,但由于颗粒大小只是影响了沉积的时间,沉积部位不会发生变化,即颗粒大小并不影响地形对沉积的控制作用和沉积顺序,因此,模拟结果将有助于更好地理解深水沉积波的形成过程并对其进行油气储层评价。

参 考 文 献

- Wynn R B, Stow D A V. Classification and characterization of deep-water sediment waves. *Mar Geol*, 2002, 192: 7—22[DOI]
- Jallet L, Giresse P. Construction of the Pyreneo-Languedocian sedimentary ridge and associated sediment waves in the deep western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Mar Petrol Geol*, 2005, 22: 865—888[DOI]
- Flood R D, Piper D J W, Klaus A, et al. *Proc ODP Init Reports*, 1995, 155: 1233
- Normark W R, Piper D J W, Posamentier H, et al. Variability in form and growth of sediment waves on turbidite channels levees. *Mar Geol*, 2002, 192: 23—58[DOI]
- Faugeres J C, Mwzera M L, Stow D A V. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sediment Geol*, 1993, 82: 189—2051[DOI]
- Howe J A. Turbidite and contourite sediment waves in the northern Rockall Trough, North Atlantic Ocean. *Sedimentology*, 1996, 43: 219—234[DOI]
- Marani M, Argani A, Roveri M, et al. Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterranean: Seismic evidence of bottom current activity. *Sediment Geol*, 1993, 82: 207—220[DOI]
- Normark W R, Hess G R, Stow D A V, et al. Sediment waves on the Monterey fan levee: A preliminary physical interpretation. *Mar Geol*, 1980, 37: 1—18[DOI]
- Richards P C, Ritchie J D, Thompson A R. Evolution of deep water climbing dunes in the Rockall Trough implication for overflow currents across the Wyville Thompson Ridge in the Late Miocene. *Mar Geol*, 1987, 76: 177—183[DOI]
- Roberts D G, Kidd R B. Abyssal sediment wave fields on Feni Ridge, Rockall Trough: Long range sonar studies. *Mar Geol*, 1979, 33: 175—191
- Wynn R B, Stow D A V. Recognition and interpretation of deep-water sediment waves: Implications for palaeoceanography, hydrocarbon exploration and flow process interpretation. *Mar Geol*, 2002, 192: 1—4[DOI]
- 何幼斌, 高振中. 内潮汐、内波沉积的特征与鉴别. *科学通报*, 1998, 43(9): 903—908
- 何幼斌, 罗顺社, 高振中. 内波、内潮汐沉积研究现状与进展. *江汉石油学院学报*, 2004, 26: 5—10
- 汪亚平, 高抒, 贾建军. 浪流联合作用下潮流沉积动力过程的高

- 分辨率数据采集与分析. 科学通报, 2006, 51(3): 339—348
- 15 吴自银, 金翔龙, 李家彪, 等. 东海大陆架线状沙脊群. 科学通报, 2006, 51(1): 93—103
- 16 Kneller B, Buckee C. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: A review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 2000, 47(Suppl. 1): 62—94[DOI]
- 17 Bonnetcaze R T, Huppert H E, Lister J R. Particle-driven gravity currents. *J Fluid Mech*, 1993, 250: 339—369[DOI]
- 18 Dade W B, Huppert H E. A box model for non-entraining suspension-driven gravity surges on horizontal surfaces. *Sedimentology*, 1995, 42(3): 453—471[DOI]
- 19 Pickering K T, Hodgson D M, Platzman E, et al. A new type of bedform produced by backfilling processes in a submarine channel, Late Miocene, Tabernas-Sorbas basin, SE Spain. *J Sediment Res*, 2001, 71: 692—704
- 20 Nakajima T, Satoh M. The formation of large mudwaves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea. *Sedimentology*, 2001, 48: 435—463[DOI]
- 21 Edwards D A, Leeder M R, Best J L, et al. On experimental reflected density currents and the interpretation of certain turbidites. *Sedimentology*, 1994, 41: 437—461[DOI]
- 22 Kneller B, Edwards D, McCaffrey W, et al. Oblique reflection of turbidity currents. *Geology*, 1991, 19: 250—252[DOI]
- 23 Garcia M, Parker G. Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science*, 1989, 245: 393—396[DOI]
- 24 Baines P G. *Topographic Effects in Stratified Flows*. Cambridge: Cambridge Univ Press, 1995. 482
- 25 Lane-Serff G F, Beal L M, Hadfield T D. Gravity current flow over obstacles. *J Fluid Mech*, 1995, 292: 39—53[DOI]
- 26 Skene K I, Mulder T, Syvitski J P M. INFLO: A model predicting the behaviour of turbidity currents generated at river mouths. *Comput Geosci*, 1997, 23: 975—991[DOI]
- 27 Kubo Y. Experimental and numerical study of topographic effects on deposition from two-dimensional, particle-driven density currents. *Sediment Geol*, 2004, 164: 311—326[DOI]
- 28 Kubo Y, Nakajima T. Laboratory experiments and numerical simulation of sediment-wave formation by turbidity currents. *Mar Geol*, 2002, 192: 105—121[DOI]
- 29 Piper D J W, Savoye B. Process of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, northwest Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 1993, 40: 557—582[DOI]
- 30 姜涛, 解习农, 汤苏林. 浊流形成条件的水动力学模拟及其在储层预测方面的作用. *地质科技情报*, 2005, 24(2): 1—6
- 31 Migeon S, Savoye B, Zanella E, et al. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): Significance for sediment transport and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Mar Petrol Geol*, 2001, 18: 179—208[DOI]
- 32 Mulder T, Savoye B, Syvitski J P M. Numerical modeling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, process, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology*, 1997, 44: 305—326[DOI]
- 33 Ercilla G, Wynn R B, Alonso B, et al. Initiation and evolution of turbidity current sediment waves in the Magdalena turbidite system. *Mar Geol*, 2002, 192: 153—169[DOI]
- 34 Ercilla G, Alonso B, Wynn R B, et al. Turbidity current sediment waves on irregular slopes: Observations from the Orinoco sediment-wave field. *Mar Geol*, 2002, 192: 171—187[DOI]
- 35 Reading H G. 沉积环境和相. 周鉴明, 陈昌明, 张疆, 等, 译. 北京: 科学出版社, 1985. 463—464
- 36 Middleton G V, Hampton M A. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley D J, Swift D J P, eds. *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. New York: Wiley, 1976. 197—218
- 37 张春生, 刘忠保, 施冬, 等. 涌流型浊流形成及发展的实验模拟. *沉积学报*, 2002, 20(1): 25—29