

文章编号: 1000-0550(2003)01-0061-05

# 海洋沉积物动力学的示踪物方法<sup>①</sup>

高 抒

(南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室 南京 210093)

**摘 要** 本文的论题是示踪物方法在海洋物源追踪和沉积物输运率计算中的应用,以及示踪物方法的普适性理论框架。定量的物源追踪需要适当的示踪标记和物质混合模型,有必要根据沉积动力过程的研究来确定示踪标记的变换函数,从而将改进的示踪标记用于混合模型分析。人工示踪物实验的现有方法以空间积分法最为常用,其关键是示踪物质心运动和沉积物活动层的界定。天然示踪物的质心位置是无法定义的,因此不能借用传统人工示踪物方法来估算物质输运率;在某些特殊情形下,可以利用天然示踪物的质量守恒原理来获得物质输运信息。今后,以示踪物质的连续方程为基础,有可能建立一种同时适用于人工和天然示踪物的普适理论框架。其中需解决的问题包括示踪物与现场物质的差异、沉积速率和活动层厚度的时间尺度、沉积物扩散过程等。

**关键词** 海洋沉积物输运 物源追踪 人工示踪物实验 天然示踪物方法 普适理论框架

**作者简介** 高抒 男 1956年出生 博士 南京大学“长江计划”特聘教授 海洋沉积动力学沉积地质学

**中图分类号** P512.2 **文献标识码** A

物质输运在地球系统演化中起着关键性的作用,而示踪物方法在地球圈层之间的物质交换、大洋环流、生态系统营养盐输送、海洋物质通量与循环等研究领域都有广泛应用。在海洋沉积动力学领域,半个世纪以来示踪物被用于物源追踪和沉积物输运率计算的目的。示踪物方法还有另一项重要的意义,即提供与悬移质、推移质输运率计算的公式方法相对照的独立信息。本文的目的是回顾示踪物方法在海洋沉积动力学中的进展,以集成的方式简述物源追踪方法和获取沉积物输运率的人工及天然示踪物方法,并就示踪物方法的普适理论框架的构建问题进行探讨。

## 1 物源追踪

海洋环境中的沉积物都有一个来源问题,具体地说,就是物源有哪些,每个物源的贡献各有多大?前一个问题的答案相对地简单些,沉积学研究结果显示,底质的绝大部分是来自河流输沙、海岸侵蚀、大气降尘、海底冲淤引起的物质重新分布、以及海洋环境内部形成的自生矿物和生物介壳等。

上述第二个问题相对困难些,它要求提供定量的答案。例如,在长江口外海区取得一个底质样品,来自长江的物质在这个样品中占多大的贡献?这个问题仅

靠分析这个样品的物质组成和海域的环境条件是不能回答的,还必须依靠物源追踪的理论和技术。

海洋沉积物的物源追踪方法根据物质守恒原理而建立,它一般包含两个步骤,一是示踪标记的确定,二是物质混合模型的建立。

对每一个物源,必须找到它有别于其他物源的标志。示踪标记一般是某种物质在源地物质中的浓度、比率等参数,而这种物质可以是重矿物、粘土矿物、放射性物质、磁性物质,或者化学组分。在单一的示踪标记不敷使用的情况下,需要多个示踪标记,称为复合式示踪标记。一个复合式示踪标记可以数学形式表示为一个  $N$  维的矢量 ( $N$  为单一示踪标记的种数),因此也可称为“示踪标记矢量”。复合式示踪标记可以由试错法或数理统计法来挑选<sup>[1]</sup>。

在示踪标记已经确定的前提下,各个物源的贡献可以通过混合模型来计算。目前应用的混合模型一般均假设以下三点:(1)物源的个数为已知;(2)从源地样品分析得到的示踪标记矢量对整个源地具有代表性;(3)来自不同物源的物质在堆积地得到充分的混合(既样品对整个堆积地具有代表性)。

根据示踪标记矢量的维数与物源个数之间的关系,可以构造两类不同的混合模型。若记  $M$  为物源个

① 国家杰出青年科学基金(批准号:4925612)资助。  
收稿日期:2002-09-20 收修改稿日期:2003-01-10

数,其贡献分别为  $P_1, P_2, \dots, P_M$ ,则可以证明,当  $N < M-1$  时,矢量维数太小(即单个的示踪标记的种数太少),各个物源的贡献无法确定。当  $N = M-1$  时,可以产生第一类混合模型,即根据质量守恒原理,可以得出  $M$  个线性方程:

$$\begin{aligned} C_{11}P_{1+} + C_{21}P_{2+} + \dots + C_{M1}P_M &= C_1 \\ C_{12}P_{1+} + C_{22}P_{2+} + \dots + C_{M2}P_M &= C_2 \\ \dots & \\ C_{1N}P_{1+} + C_{2N}P_{2+} + \dots + C_{MN}P_M &= C_N \\ P_{1+} + P_{2+} + \dots + P_M &= 1 \end{aligned} \quad (1)$$

式中  $C_{ij}$  为第  $i$  个物源、第  $j$  种示踪物的示踪标记参数,  $[C_1, C_2, \dots, C_N]$  为实测的堆积地点的示踪物参数(与示踪标记同量纲)。由于方程的个数与未知数的个数相同,因此  $[P_1, P_2, \dots, P_M]$  可从方程组中解出。

这个混合模型是最简单的,但其弱点是计算误差不仅是示踪物参数的测差误差的函数,而且还与示踪物参数本身的量值有关,这样就使得计算误差难以控制。克服这一缺陷的方法之一是增加矢量维数  $N$ ,使  $N > M$  (当  $N = M$  时,其结果与第一类模型差别不大),然后再用最小二乘法获得各个物源贡献的估算值,这就是第二类混合模型<sup>[1]</sup>。具体分析步骤是,首先按照(1)式构成含有  $M$  个未知数的  $N$  个方程 ( $N > M$ ),并令  $E_i (i = 1, 2, \dots, N)$  为方程两侧的测量误差之和,即

$$\begin{aligned} E_1 &= C_1 - (C_{11}P_{1+} + C_{21}P_{2+} + \dots + C_{M1}P_M) \\ E_2 &= C_2 - (C_{12}P_{1+} + C_{22}P_{2+} + \dots + C_{M2}P_M) \\ \dots & \\ E_N &= C_N - (C_{1N}P_{1+} + C_{2N}P_{2+} + \dots + C_{MN}P_M) \end{aligned} \quad (2)$$

再计算(2)式中的误差平方和  $R$

$$R = \sum_{i=1}^N (E_i)^2 \quad (3)$$

令  $R$  取最小值,即  $R/P_i = 0 (i = 1, 2, \dots, M)$ ,则可得  $M$  个方程:

$$\sum_{j=1}^N E_j \left( \sum_{i=1}^M C_{ij} \right) = 0 \quad (4)$$

用最小二乘法解出  $P_i (i = 1, 2, \dots, M)$  后,可用已经建立的方法<sup>[1]</sup>来估算其误差

混合模型最初是针对流域盆地而建立的,当应用于海洋环境时,所依据的三个假设条件经常不能完全满足,这主要是海洋沉积物在运输过程中的粒度分选和物质组分分选<sup>[2]</sup>所造成的。例如,一种示踪物的浓度在不同粒级的沉积物中是不同的,因此,当粒度分选发生时,沿程堆积的物质具有不同的粒度组成,从而使源

地的示踪标记不能在堆积地点保持不变,这就违背了前述的第三个假设。解决这个问题的途径之一是针对同一粒度组分的物质建立示踪标记,这样就要求对源地和堆积地的样品进行粒度分析并划分粒度组分,然后对每一个组分分别建立混合模型。有时,当只对某粒度范围的物质来源感兴趣时,就只对这一范围的物质进行分析。

相比之下,物质组分(化学成份、矿物组成等)的分选是一个变为复杂的问题。例如,海水环境中悬沙常受到絮凝作用的影响,而不同矿物颗粒受到的影响程度不同,因而在沉积过程中发生沉积分异,有些组分还会在运输和堆积过程中发生变化<sup>[3,4]</sup>。这样就使得同一来源、同一粒级的物质不能在运输、堆积过程中保持示踪标记的一致性,不同来源物质的充分混合就更加不可能了。解决这个问题的可能途径是根据沉积动力过程的研究来确定示踪标记经历运输过程前后的变换函数,以界定运输、堆积过程中发生的变化,从而将变化后的示踪标记用于混合模型分析。目前,有关示踪标记的变换函数研究很少,有待于进一步发展

## 2 人工示踪物实验

人工示踪物是用人工方法标识的物质。将示踪物掺入天然沉积物中,通过追踪示踪物,可获得沉积物的运输方向和运输率。人工示踪物方法所遵循的基本原理是质量守恒定律, Madsen<sup>[5]</sup>对人工示踪物实验的原理给出了详细的叙述,将现有方法归纳为空间积分法、时间积分法和连续注入法等三种,其中空间积分法是最为常用的,它的基础是示踪物质心运动和沉积物活动层的界定。

根据空间积分法,示踪物在投放之后,受到波浪、潮流的作用而开始运动和扩散,经过一定时间与沉积物充分混合。单位面积上处于运动状态的沉积物的质量为:

$$M_s = d(1-\lambda)D_L \quad (5)$$

式中  $d$ 、 $\lambda$  分别是沉积物的密度和孔隙度,  $D_L$  是沉积物的活动层厚度。运输过程中,示踪物的质心位置将随时间发生变化,若示踪物的质心移动速度等于沉积物的运动速度,则沉积物的质量运输率  $q_s$  可表示为:

$$q_s = d(1-\lambda)D_L u_0 \quad (6)$$

式中  $u_0$  是示踪物的质心移动速度,可通过测量  $\Delta t$  时段内示踪物质心位置的变化来求得:

$$u^0 = \frac{[(X_2 - X_1)^2 + (Y_2 - Y_1)^2]^{1/2}}{\Delta t} \quad (7)$$

式中  $(X_1, Y_1)$  是  $t$  时刻的质心位置,  $(X_2, Y_2)$  是  $t + \Delta t$  时刻的质心位置。

沉积物的活动层厚度通常用以下三种方法获得<sup>[6]</sup>: (1) 取柱状样, 根据示踪物随深度的分布特征计算平均活动层厚度; (2) 在底床上填入已知深度的示踪物, 测量一段时间后被沉积物替代的厚度; (3) 将涂有特殊涂料的标尺插入床面以下, 从标尺上涂料的保存状态观察沉积物的扰动深度。怎样合理确定活动层厚度, 是人工示踪物方法的关键问题。在解译人工示踪物试验结果时, 应注意示踪物的回收率<sup>[7]</sup>、质心运动与动力环境的关系<sup>[8]</sup>、以及扩散过程的时间尺度<sup>[9]</sup>。应该指出, 虽然人工示踪沉积物法具有较为完美的数学表达式, 但在实际应用上由于活动层厚度和沉积物扩散过程的不确定性, 成功的示踪物试验并不多见。

### 3 天然示踪物方法

沉积物中所含的某些特殊物质 (如重矿物、有孔虫介壳等) 可以作为天然示踪物。过去的一些利用天然示踪物作为河口沉积物运输的指示物的研究往往隐含着一个假设, 即河口、海湾中一些外来物质的存在表明沉积物净输运是从外海指向湾内的<sup>[10, 11]</sup>。然而, 这个假设是不成立的。外来示踪物的存在固然是这种示踪物净输运方向的证据, 但却不一定是物质整体净输运的证据。例如, 河口水体中盐的存在表明盐的净输运是从外海指向湾内, 但这并不说明水体的净输运也是从外海指向湾内的。与人工示踪物方法一样, 天然示踪物运动与沉积物净输运的关系也必须建立在质量守恒原理的基础上。

由于在浅海环境中, 天然示踪物的质心位置是无法定义的, 因而也就无法借用传统人工示踪物方法来估算物质输运率。但是, 在某些特殊的情形下, 仍可以利用天然示踪物的质量守恒原理来获得物质输运信息。例如, Gao 和 Collins<sup>[12, 13]</sup> 试图利用天然示踪物的平面分布格局, 在简化的条件下判断一个河口或海湾口门处的沉积物净输运状况。设想存在着一种只产生于湾外的天然示踪物 (称为“外源”示踪物), 它随着潮流进入河口或海湾。根据对物质净收支的分析, 整个沉积体的平均示踪物浓度  $C_b$  和海底活动层中的示踪物浓度  $C_m$  可分别表示为<sup>[12]</sup>:

$$\frac{dC_b}{dt} = p^1 - q^1 C_b \quad (8)$$

和

$$\frac{dC_m}{dt} = p^2 - q^2 C_m \quad (9)$$

式中  $p^1, q^1, p^2, q^2$  是沉积速率、活动层厚度、沉积物净输运量等变量的函数。这就是说,  $C_b$  和  $C_m$  随时间的变化均可表示为一阶线性常微分方程, 且  $C_b$  和  $C_m$  都是非负的, 说明在潮流作用下外源示踪物可在海湾内堆积, 无论海湾口门的沉积物净输运方向如何。

数值模拟实验的结果显示,  $C_b$  和  $C_m$  并不随着口门沉积物交换过程而不断上升, 而是会近似地达到一个均衡水平,  $C_b$  和  $C_m$  均衡值的大小决定于海湾内沉积物的净收支<sup>[12]</sup>。因此, 在假定口门净输沙为 0 的条件下模拟示踪物的均衡浓度, 则可通过该浓度与底质中示踪物的实测浓度之间的对比, 来确定海湾口门净输沙的方向。如模拟值小于实测值, 则净输沙是从外海指向湾内的, 反之净输沙就是从湾内指向外海的。

根据上述模型, Gao 和 Collins<sup>[13]</sup> 以外源有孔虫介壳为示踪物, 分析了英国 Christchurch 潮汐汊道口门的砂质沉积物净输运方向。在 Christchurch 港的纳潮水域进行了底质取样, 分析了底质中的有孔虫介壳浓度和外源有孔虫介壳所占的百分比, 从而估算出活动层的外源有孔虫介壳的质量浓度。另一方面, 根据模拟计算的结果确定了口门净输沙为 0 条件下的外源有孔虫介壳的质量浓度范围。由于模拟的均衡浓度远小于底质的有孔虫介壳浓度, 他们认为 Christchurch 港口门的净输沙是从外海指向湾内的。这种方法的局限性之一是它不能应用于开敞陆架区, 因为模型所用的示踪物必须是外源的。

### 4 沉积物净输运的普适示踪物模型

前述分析表明, 人工示踪物和天然示踪物两种方法的原理各不相同, 有又各自的局限性。一些研究者探讨了同时适用于人工和天然示踪物的普适理论框架的可能性, 其基础是示踪物质的连续方程<sup>[14, 15]</sup>。例如, Gao<sup>[15]</sup> 分析了海底床面处于侵蚀、淤积和冲淤平衡等三种情形下的示踪物质收支, 得出:

$$D_L \frac{\partial C}{\partial x} + q_x \frac{\partial C}{\partial x} + q_y \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} (A_x \frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_y \frac{\partial C}{\partial y}) \quad (10)$$

式中  $D_L$  为活动层厚度,  $C$  为示踪物浓度,  $q_x$  和  $q_y$  分别为  $x$  和  $y$  方向的输运率分量,  $A_x$  和  $A_y$  分别为  $x$  和  $y$  方向的沉积物扩散系数。将式 (10) 与沉积物连续方程联立, 就可以将  $q_x$  和  $q_y$  作为未知量求解。具体方法是, 对于一个研究区域, 获取前后两个时刻的示踪物

浓度和地形资料,计算示踪物浓度和地形随时间和空间的变化率,进而根据一定的边界条件得到  $q_x$  和  $q_y$  在研究区域内的平面分布状况(即  $q_x$  和  $q_y$  作为平面位置的函数)。

这一方法的潜力在于:(1)可以获得面上的输运率分布,用这样的数据来与数学模型计算的结果进行对比时更为有效;(2)人工示踪物和天然示踪物的应用是等价的(时空变化幅度较大的天然示踪物较好)。

在这个方法论框架中,也有许多有待今后解决的问题。例如,当示踪物的密度、粒度参数等与现场物质有差异时,式(10)可改写为:

$$D_t \frac{\partial C}{\partial t} + C \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (k q_x C)}{\partial x} + \frac{\partial (k q_y C)}{\partial y} = 0 \quad (11)$$

式中  $k$  为表征示踪物与现场物质之间动力学性质差异的参数。此时需要能够准确地测定  $k$  的值。又如,模型中涉及的沉积速率和活动层厚度这两个重要的参数都与时间尺度有关,在同一地点、同一环境下所取的值会因时间尺度的变化而不同。因此,在计算时选用适应于相应的时间尺度的数据极为重要,沉积速率和活动层厚度之间的时间尺度必须相匹配。

## 5 结论

在海洋沉积物动力学领域,示踪物方法是物源追踪和沉积物输运率计算的重要方法。物源追踪的核心问题是定量地确定每个物源的贡献大小,为此需要选取适当的示踪标记和建立物质混合模型。现有的混合模型是针对河流环境而建立的,当应用于海洋环境时,所依据的假设条件不能完全满足。因此,有必要根据沉积动力过程的研究来确定示踪标记的变换函数,以界定输运、堆积过程中发生的变化,从而将变换函数定义的示踪标记用于混合模型分析。

人工示踪物实验的目的是获取沉积物的输运方向和输运率,现有方法有空间积分法、时间积分法和连续注入法等,其中以空间积分法最为常用,其基础是示踪物质心运动和沉积物活动层的界定。虽然人工示踪沉积物法具有较为完美的数学表达式,但在实际应用上成功的示踪物试验并不多见,这是由于有关活动层厚度和沉积物扩散过程的研究还不够充分。

在浅海环境中,天然示踪物的质心位置是无法定义的,因而也就无法借用传统人工示踪物方法来估算物质输运率。在某些特殊的情形下,可以利用天然示踪物的质量守恒原理来获得物质输运信息,例如海湾口门处的沉积物净输运状况。这种方法的局限性之一是

它不能应用于开敞陆架区,因为模型所用的示踪物必须是外源的。

以示踪物质的连续方程为基础,有可能建立一种同时适用于人工和天然示踪物的普适理论框架。其中隐含的问题包括示踪物与现场物质的差异、沉积速率和活动层厚度的时间尺度、沉积物扩散过程等,需要建立相应的基础理论。

致谢:本项目由国家杰出青年科学基金(批准号 49725612)资助。在研究过程中,与贾建军、孙有斌、李军、周晓静进行了有益的讨论,谨致谢忱。

## 参考文献 (References)

- Owens P N, Walling D E, Leeks G J L. Tracing fluvial suspended sediment sources in the catchment of the River Tweed, Scotland, using composite fingerprints and a numerical mixing model [A]. In Foster I D L, ed. Tracers in Geomorphology [C]. Wiley, New York, 2000. 291~ 308
- Ashworth P J, Ferguson R I. Size selective entrainment of bed load in gravel bed streams [J]. Water Resources Research, 1989, 25: 627~ 635
- Chamley H. Clay sedimentology [M]. Springer, Berlin, 1989, 623.
- Maldonado A, Stanley D J. Clay mineral patterns as influenced by depositional processes in the southeastern Levantine Sea [J]. Sedimentology, 1989, 28: 21~ 32
- Madsen O S. Transport determination by tracer. A Tracer theory [A]. In Seymour R J, ed. Nearshore Sediment Transport [C]. Plenum Press, New York, 1989. 103~ 114
- Giavola P, Taborda R, Ferreira O, *et al.* Field observations of sand-mixing depth on steep beaches [J]. Marine Geology, 1997, 141: 147~ 156
- Wright P, Cross J S, Webber N B. Shingle tracing by a new technique [R]. Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference, ASCE, New York, 1978. 1705~ 1714
- Komar P D. Beach Processes and Sedimentation [M]. Prentice-Hall, Englewood Cliffs (New Jersey), 1976. 429
- Heathershaw A D. Comparisons of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents [J]. Marine Geology, 1981, 42: 75~ 104
- Meade R H. Landward transport of bottom sediments in estuaries of the Atlantic Coastal Plain [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1969, 39: 222~ 234
- Murray J W. Biogenic indicators of suspended sediment transport in marginal marine environments: quantitative examples from SW Britain [J]. Journal of the Geological Society (London), 1987, 144: 127~ 133
- Gao S, Collins M. Modelling exchange of natural trace sediments between an estuary and adjacent continental shelf [J]. Journal of

- Sedimentary Petrology, 1992, 62 35~ 40
- 13 Gao S, Collins M. Net transport direction of sands in a tidal inlet, using foraminiferal tests as natural tracers[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 1995, 40 681~ 697
- 14 White T E. Status of measurement techniques for coastal sediment transport[J]. Coastal Engineering, 1998, 35 17~ 45
- 15 Gao S. A theoretical framework of tracer methods for marine sediment dynamics [ J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45 1434~ 1440

## Tracer Methods in Marine Sediment Dynamics

GAO Sh u

(Ministry of Education Key Laboratory for Coast and Island Development, Nanjing University, Nanjing 210093)

**Abstract** The present contribution is concerned with the application of tracer methods to marine sediment dynamics, in terms of material source identification, sediment transport rate calculations and the problem of a universal theoretical framework. For the tracing of material sources, mixing models that are originally established for river basin systems should be modified to fit marine environments; in particular, changes in the fingerprinting particles during transport must be considered. In the research field of sediment transport rate determination, artificial tracers have been used, on the basis of the spatial integration method (SIM), the time integration method (TIM), or the continuous injection method (CIM), with the SIM being the most popular. In the application of these methods it is crucial to define the centroid movement and the depth of disturbance. In the case of natural tracers, these methods are no longer applicable because the centroid movement cannot be defined. Nevertheless, in some circumstances, natural tracers can provide information on transport, on the basis of a mathematical model. Further investigations are required in the future to establish a universal theoretical framework for both artificial and natural tracers for sediment transport studies, in which solutions must be found to the problems associated with the differential dynamic behaviors of the tracer and the bulk sediment, deposition rates and the depth of disturbance as functions of the temporal scale, and sediment dispersive processes.

**Key words** marine sediment transport, source tracing, artificial tracer experiments, natural tracer method, universal theoretical framework

(Continued from page 37)

southern Eurasian margin could have been active, leading to a series of back-arc rift basins. Some basins may have ultimately been floored by oceanic crust while others remained underlain by continental or transitional basement, much like the present western Pacific margin. There is no mechanism and no paleogeographic and topographic evidence to support the view that the Tibetan plateau had intensely been elevated by the end of Early Cretaceous time.

**Key words** Gangdese magmatic arc, Early Cretaceous, back-arc rifting, southern margin of the Eurasian continent, tectonic reconstruction