

沉积物输运对砂质海底稳定性影响的 评估方法及应用实例*

高 抒 方国洪 于克俊 贾建军

(中国科学院海洋研究所)

海底沉积物运动可由重力作用引起,它常以水下滑坡的形式出现,对高含水量的细颗粒物质尤其是如此(林振宏等,1990);在陆架和陆坡区,水下滑坡可由于地震等事件而诱发。此外,海底稳定性还与水流作用引起的沉积物运动有关,沉积物输运造成相应的堆积和冲刷,从而改变海底的形态。在许多环境中,沉积物输运是控制海底稳定性的主要因素。海底某处高程在一定时段内的变化系由活动层厚度、冲淤量和底部地貌形态(Bedforms)迁移造成的变化等3部分构成(图1),故海底稳定性可分解为以下3个问题:(1)沉积物活动时间(即在一定时段内海底沉积物处于运动状态的时间长度或百分比)和活动层厚度(图1A);(2)沉积物运动所造成的冲刷、淤积及其速率(图1B);(3)底部地貌形态的迁移速率及其造成的海床高程变化(图1C)。

海底沙丘和潮流沙脊是常见的海底地貌形态,有关专家认为(Ashley *et al.*, 1990),海底沙丘是大沙波(波长 $>30\text{ m}$)、小沙波(波长 $6\text{--}30\text{ m}$)、大波痕(波长 $0.6\text{--}6\text{ m}$)等形态的总称,它可以在沉积物供给充足、大潮流速达到 $0.6\text{--}1.0\text{ m/s}$ 的海底形成(Stride, 1982)。潮流沙脊的规模大于海底沙丘,其高度可达 20 m 以上,两脊之间相距 10 km 左右,形成的流速条件为 $0.7\text{--}1.3\text{ m/s}$,其脊线几乎平行于潮流流向。海底沙丘和潮流沙脊的空间分布上往往具有重现性,即可以形成一系列的沙丘或沙脊。据沉积动力学的初步结果,这种周期性的分布与潮流流场特征(如潮流长短轴之比、主流流速、主流不稳定性等)和海底沉积物平面分布的非均匀性有关(Huthnance, 1982a, 1982b; Hulscher *et al.*, 1993; Liu, 1997)。潮流沙脊可与海底沙丘伴生(Stride, 1982; Amos *et al.*, 1984),此类形态的存在说明海底是处于活动和演变的状态,这往往给海洋工程带来一系列的问题。

本文应用水动力学、沉积动力学数学模型方法对砂质海底的上述3个问题分别提出

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第4098号。

国家杰出青年科学基金资助项目,49725612号。

国家海洋局第一海洋研究所傅命佐研究员与作者探讨了研究区的沉积、地貌问题;张斌、王红莉、汪亚平、薛允传在计算和文字打印方面提供了帮助,在此一并致谢。

收稿日期:2000年3月2日。

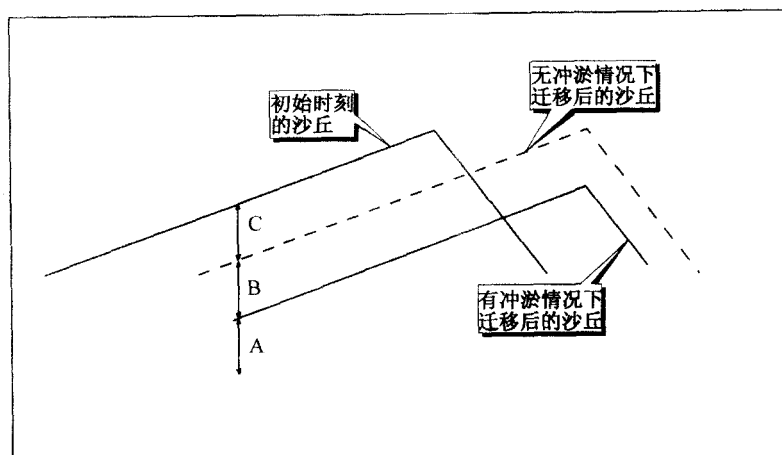


图1 海底高程变化分解示意图

解决方案，从而建立海底稳定性的评估方法。本文还叙述了来自海南岛西部海域的一个算例，以说明该方法的应用步骤和结果解译。

一、砂质海底稳定性计算方法

1. 沉积物活动性的定义和估算方法

海底沉积物活动性有两个指标：(1) 沉积物活动时间，即在一定时段内海底沉积物处于运动状态的时间长度或时间百分比；(2) 各种不同时间尺度下的活动层厚度，若考虑水动力条件的季节性变化，则活动层厚度可以年为时间尺度来定义。

对于近岸和浅海区域，海底沉积物活动时间的计算主要应考虑波浪和潮流的共同作用。如果浪、流共同作用使近底部流速超过沉积物临界起动流速 (U_{cr})，则称海底沉积物处于活动状态。因此，一年中沉积物处于活动状态的时间百分比，就是近底部流速超过沉积物临界起动流速的概率，可用波浪引起的近底部流速及其出现频率和一个大、小潮周期的近底部潮流流速的时间序列来计算。

波浪记录通常包括波高、周期和出现频率。按照 Airy 波理论，波浪引起的近底部流速按不同水深、波长条件可用以下公式计算 (Muir Wood *et al.*, 1981)

$$U_w = \begin{cases} 0.5h \left(\frac{g}{D} \right)^{\frac{1}{2}}, & \frac{D}{L} \leq 0.04 \\ \frac{\pi h}{T_z \sinh \left(\frac{D}{L} \right)}, & 0.04 < \frac{D}{L} < 0.5 \\ \frac{\pi h e^{\frac{2\pi D}{L}}}{T_z}, & \frac{D}{L} \geq 0.5 \end{cases} \quad (1)$$

式中， h 为波高， g 为重力加速度 ($=9.8 \text{ m/s}^2$)， D 为水深， T_z 为波周期， L 为波长

($L = 0.56 T_z^2$, 见 Muir Wood *et al.*, 1981)。因此, 对应于每组波高、周期数据, 均可获得一个近底部流速。按照流速的大小进行归并, 可求得不同流速值 $U_{w,j}$ ($j = 1, 2, \dots, N$) 的出现频率 P_j 。

设一个大小潮周期的近底部潮流流速的时间序列为已知, 可定义参数 $L_{i,j}$ 如下

$$L_{i,j} = \begin{cases} P_j, U_i + U_{w,j} > U_{cr} \\ 0, U_i + U_{w,j} \leq U_{cr} \end{cases} \quad (i = 1, 2, \dots, M; j = 1, 2, \dots, N) \quad (2)$$

式中, M 为潮流时间序列中数据的个数, U_i 为潮流流速。

非黏性砂质沉积物临界起动流速的计算公式可对 Shields 曲线进行简化而得到 (Miller *et al.*, 1977)

$$U_{cr} = 1.226 D^{0.29}, D < 2 \text{ mm} \quad (3)$$

上式适用于沉积物密度为 $2.65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 和水温约为 20°C 的情况。在实际观测或计算所得的数据中, 潮流流速常为距海底 Z 处的值 (U_z)。因 (2) 式中需距海底 1.0 m 处的流速, 故可根据 von Karman-Prandtl 流速剖面公式将 U_z 换算为 U_{100} (Harris *et al.*, 1988)

$$U_{100} = \frac{\ln\left(\frac{100}{Z_0}\right)}{\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right)} U_z \quad (4)$$

式中, Z_0 为海底表面糙度, 它与颗粒粒径和底部微地形有关 (Dyer, 1986)。从而海底沉积物活动时间百分比可用下式计算

$$T_L = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N L_{i,j} \cdot 100\% \quad (5)$$

冲淤状况的季节性变化所对应的沉积物活动层厚度可表示为

$$D_T = D_L + \text{MIN}(D_{ac}, |D_{cr}|) \quad (6)$$

式中, MIN 表示在两者之中取较小者, D_{ac} 和 D_{cr} 分别为海床在一年中的累积淤积量 (取正值) 和冲刷值 (取负值), D_L 为底移质处于运动状态时的瞬时活动层厚度。累积淤积量和冲刷量是根据堆积/侵蚀速率而计算, 而堆积/侵蚀速率是根据沉积物输运率的空间梯度 (或散度) 的大小而确定 (沉积物输运率和堆积/侵蚀速率的计算方法详见下述)。 D_L 的大小通常为若干颗沉积物的粒径之和 (Bagnold, 1966)。

2. 沉积物输运率和侵蚀/堆积速率计算方法

大陆架环境中的粗颗粒沉积物输运自 20 世纪 70 年代以来已有过大量研究, 提出了许多计算输运率的公式。若只考虑潮流输沙, 则通常使用依 Bagnold (1966) 方法而建立的公式, 如 Gadd 公式 (Gadd *et al.*, 1978) 和 Hardisty (1983) 公式; 对于浪流共同作用下的输沙, 可用 Madsen 公式 (Madsen *et al.*, 1976) 或 Vincent 公式 (Vincent *et al.*, 1983), 也可采用改造的 Bagnold 类型的公式。例如, 改进的 Hardisty 公式 (Gao *et al.*, 1997) 可取如下形式

$$q_s = k(U_{100}^2 + U_w^2 - U_{cr}^2)(U_{100}^2 + U_w^2)^{\frac{1}{2}}, \text{当 } (U_{100}^2 + U_w^2)^{\frac{1}{2}} > U_{cr} \quad (7)$$

式中, q_s 为沉积物输运率, k 为系数, U_{100} 为距海底 1 m 处的潮流流速, U_w 为波浪引起的近底部流速, U_{cr} 为沉积物临界起动流速。输运方向定义为与 U_{100} 一致。在式 (2) 中, 系数 k 一般认为是沉积物粒径的函数, 可从水槽实验中得出 (Hardisty, 1983;

Dyer, 1986), 其量纲是 $\text{kg}/(\text{m}^4 \cdot \text{s}^2)$ 。根据对水槽实验数据的分析, k 与沉积物中值粒径呈线性关系 (Wang *et al.*, 2001)

$$k = 0.1 \exp\left(\frac{0.17}{D}\right) \quad (8)$$

式中 D 的单位是 mm 。

在一个大小潮周期内, 沉积物平均输运率的计算应考虑与所有 U_w 值相对应的波浪出现频率

$$Q_s = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N q_s(U_{100,i}, U_{w,j}) P_j \quad (9)$$

式中, P_j 为对应于 U_w 的波浪的出现频率, M 为一个大小潮周期内流速数据的个数, N 为 U_w 数据的个数。这种算法假定波浪和潮流是相互独立的, 它不同于用波浪和潮流的时间序列来进行计算的方法; 但两种方法的结果较为相近, 误差在 20% 之内 (Harris *et al.*, 1997)。根据沉积物质量守恒原理, 海底堆积/侵蚀速率受沉积物输运率的空间梯度 (或散度) 的控制, 即

$$D_R = \frac{1}{\gamma} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (10)$$

式中, γ 为沉积物容重 (取为 $1600 \text{ kg}/\text{m}^3$), q_x 和 q_y 分别为沉积物质量输运率在 x 和 y 方向上的分量。

3. 海底沙丘、潮流沙脊迁移速度及海床高程变化估算方法

理论上, 海底沙丘的迁移速度和演变过程可通过计算高空间分辨率、长时间序列的沉积物输运率来模拟, 在潮流流场的计算网格大于底形波长的情况下, 却无法用上述方法进行沙丘迁移的形态动力学模拟。但海底沙丘迁移速度可根据较大计算网格所计算的空间平均沉积物输运率来估算, 根据式 (10), 可导出沙丘迁移速度、沉积物输运率和沙丘形态之间的关系如下

$$q_s - q' = \frac{1}{L} \rho_s (1 - \lambda) U_g \int_0^L \eta dx \quad (11)$$

式中, q_s 为沉积物输运率, q' 为 q_s 中对沙丘迁移无贡献的部分, L 为海底沙丘波长, ρ_s 为沉积物密度, λ 为沉积物孔隙度, U_g 为沙丘迁移速度, η 为一个沙丘波长范围内底床高程。若沉积物输运主要以底移方式进行且沙丘背流侧有回流形成 (这对多数现场情形而言是成立的), 则 q' 为零。更进一步, 如果把沙丘两翼的坡面线近似地看成为直线, 则沙丘迁移速度可简单地表示为 (Rubin *et al.*, 1982; Cacchione *et al.*, 1990)

$$U_g = \frac{2q_s}{H\gamma} \quad (12)$$

式中, H 为沙丘高度。沙丘迁移方向与近底部主流流向一致。在沉积物输运方向上沙丘移动一个波长所需的时间为

$$T = \frac{L}{U_g} \quad (13)$$

无疑, 沙丘迁移所造成的海底高程的最大变幅与沙丘高度相等, 但高程变化的速率却与沙丘波长和沙丘对称指数 (定义为缓、陡坡坡长之比) 有关。据 Allen (1982) 研究, 沙丘对称指数的范围在 1.4—5 之间。海底高程变化速率的绝对值在缓坡和陡坡一

侧可分别表示为

$$|D_R|_A = \frac{(K+1)HU_g}{KL} \quad (14)$$

$$|D_R|_B = \frac{(K+1)HU_g}{L} \quad (15)$$

式中, K 为沙丘对称指数, 下标 A 和 B 分别表示缓坡、陡坡。由于陡坡面对的方向通常指示沉积物净输运方向 (Stride, 1982), 因此 D_R 在缓坡一侧为负值 (侵蚀), 在陡坡一侧为正值 (堆积)。但是, 如果沙丘较小, 则瞬间观察到的缓、陡坡特征不一定指示沉积物净输运方向; 沙丘两坡的不对称性可能随潮流的变化而逆转 (Hawkins *et al.*, 1972)。

对于潮流沙脊而言, (10) 式应改写为

$$U_b = \frac{2q_s \sin \alpha}{H\gamma} \quad (16)$$

式中, U_b 为潮流沙脊迁移速度, α 为潮流沙脊脊线走向与潮流主流流向之间的夹角。沙脊迁移方向与主流流向近于垂直。由于沙脊的高度一般大于沙丘高度, 且 α 值通常小于 20° (Collins *et al.*, 1995), 因此潮流沙脊的横向迁移速度远小于沙丘迁移速度。现场观测和数值模拟 (Hunthnane, 1982b) 结果均表明潮流沙脊迁移的确是缓慢的。

二、应用实例

1. 研究区自然条件

我们选取地处热带的北部湾南部海域作为研究区 (图 2), 来说明上述方法的应用。该区夏季常受台风影响 (于克俊等, 1995), 而冬季常有寒潮影响 (王文质, 1981), 台风和寒潮往往伴随着大浪, 最大波高可达 8.5 m。除台风寒潮之外, 海区波浪作用较弱; 有 72.9% 的时间波高小于 0.5 m, 有 97.5% 的时间波高小于 1.5 m。偏南向浪为盛行浪向, 但秋冬季偏北向浪也出现较多。本区潮汐为不正规全日潮, 据东方站所测资料, 最大潮差为 2.86 m, 大潮平均潮差为 2.59 m, 平均潮差为 1.35 m (苏纪兰等, 1996); 在内陆架浅水区大潮潮流流速可达近 1 m/s, 流向与东方附近岸线基本平行。海底沉积物在水深 15—45 m 范围以砂质物质为主, 在流速较小的区域有泥质物质分布 (王颖等, 1996)。沉积物主要来源于陆地侵蚀, 浅水区珊瑚礁的生长也提供了部分生物碎屑物质。旁测声纳调查显示在砂砾质物质分布区形成了大小不一的海底沙丘。

2. 潮流流速和其他有关数据的获取

潮流流速的计算采用了中国科学院海洋研究所物理海洋学研究室的三维数值模型 (方国洪等, 1998)。本计算中模型的覆盖范围为 $108^\circ 13' - 108^\circ 40' E$, $18^\circ 45' - 19^\circ 22' N$, 空间格距为 0.5' (即南北方向格距约 926 m, 东西方向格距约 876 m)。垂向分 13 层, 每层厚度 5 m, 故底层结果相当于海底上 2.5 m 处的潮流。因式 (2) 中需距海底 1 m 处的流速, 故所得底层流速按式 (4), 取 $Z = 2.5$ m 进行换算。因研究区 45 m 以浅底质以砂质为主, 所以式中 Z_0 值定为 0.03 cm。计算中开边界条件取自一个覆盖整个北部湾分辨率为 $1/8^\circ$ 的数值模型 (朱耀华等, 1993)。

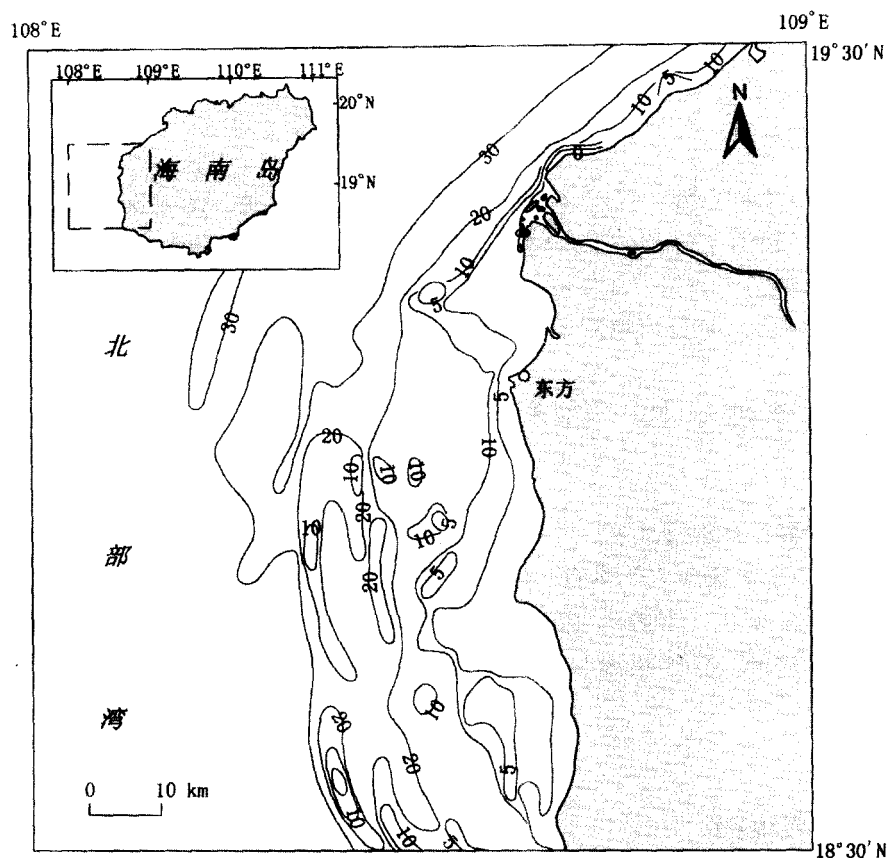


图2 研究区位置
图中数字为水深/m

计算所需的波浪资料包括多年平均的逐月有效波高 (h_s)、波浪周期 (T_z) 及出现频率 (P)；统计出现频率时，有效波高和波浪周期的增值分别定为 0.5 m 和 1 s。由于研究对象主要是分布于水深 10—45 m 的沙丘、沙脊，因此波浪破碎的情况在此不予考虑。计算中作为模型输入的数据包括大、中、小潮流速、流向的时间序列、海底沉积物粒径、波浪资料（浪向、波高、周期和季节变化）；水深和海底地形资料（包括海底沙波和沙脊的高度和波长）。对海底稳定性计算所获结果及其解释详见下述。

3. 沉积物活动时间、活动层厚度及其分布

根据前述方法所获的全年平均沉积物活动时间的空间分布如图 3 所示，总的趋势是随着水深的减小，沉积物活动性增大。水深大于 35 m 处，沉积物活动时间通常小于 10%（即 876h/a），而沉积物活动时间超过 30%（2628 h/a）的地点大多位于浅水区。总体而言，沉积物活动时间为 10%—30%（图 3），即 876—2628 h/a，这说明本区的海底沉积物活动性较强。

计算结果表明，除近岸一些地点之外，绝大部分海底的以年为时间尺度的沉积物活动层厚度小于 1 cm，这说明海底是处于持续性的堆积或侵蚀状态，缺少季节性的冲淤

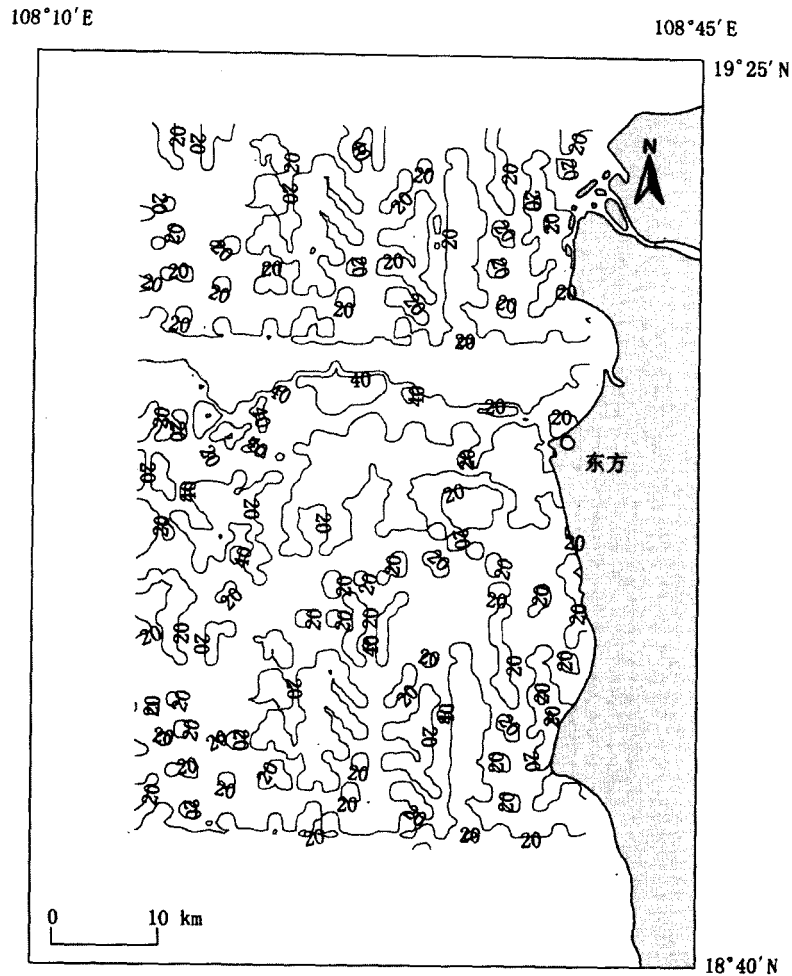


图3 全年平均沉积物活动时间百分数的平面分布

变化。近岸处一些地点沉积物活动层厚度达到了1—5 cm，这应当是波浪状况的季节性变化所致，因近岸波浪作用的季节性通常比深水区更为明显。

4. 沉积物输运率和侵蚀、堆积区分布

浪、流共同作用下的全年平均沉积物输运率显示（图4），本区沉积物输运率较大，其量级多为 10^{-2} — 10^{-3} kg/(m·s)，最大值达0.09 kg/(m·s)，说明沉积物输运十分活跃。

根据年平均沉积物输运率计算数据所得堆积、冲刷速率的平面分布格局如图5所示，闭合的实线范围内为堆积区，虚线范围内为冲刷区，其他空白范围为冲淤速率小于10 cm/a以下的区域。冲淤速率在平面分布上有多变的特点，堆积区和冲刷区相间分布，在许多地点冲淤速率的量值达到10 cm/a以上。一般情况下，沉积物输运率计算公式只包括单一的粒度参数（即平均粒径或中值粒径），而难以包含沉积物粒度分布曲线的全

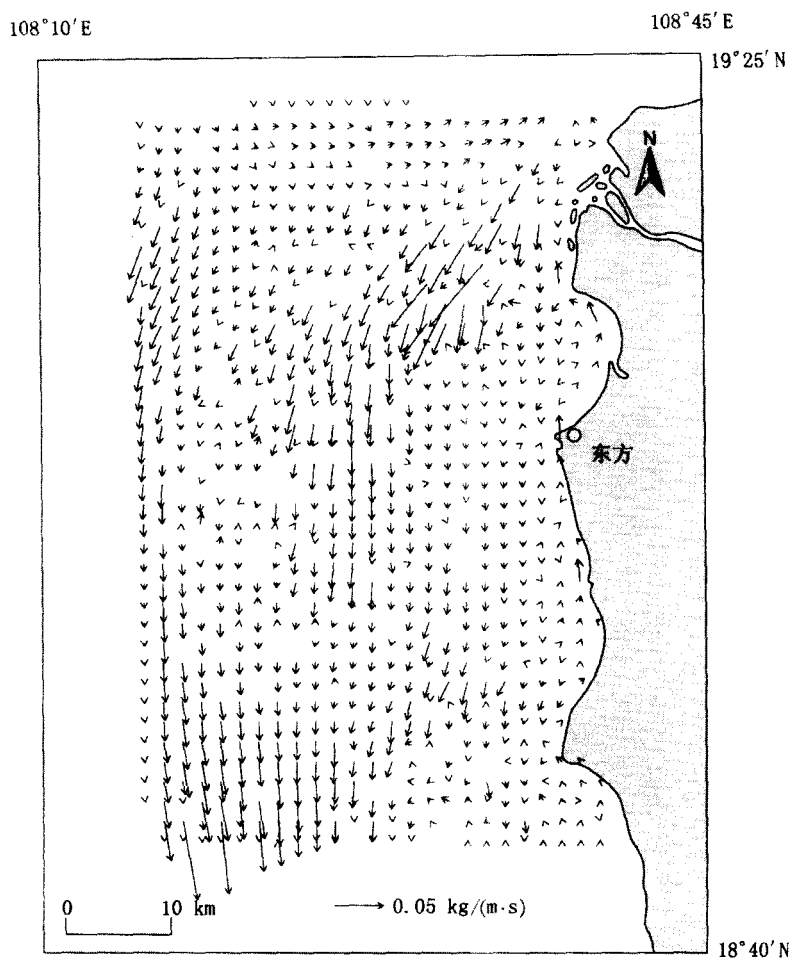


图4 全年平均沉积物输运率的平面分布

部信息（研究区底质分选性较差）。因此，在表层较细物质被输运之后，底床可能受到较粗颗粒的保护而降低输运率，这种现象减少了可供输运的沉积物数量，从而使冲淤速率的计算发生偏差。尽管如此，图5所显示的冲淤状况的平面分布格局还是可信的。

5. 海底微地貌形态的迁移速率和海床高程变化

由于缺乏研究区海底沙丘高度和波长的详细资料，因此难以直接应用(12)、(13)式评估沙丘的迁移状况。但统计资料表明，沙丘高度和波长之间存在着良好的幂函数关系（Flemming, 1988）

$$H = 0.0677L^{0.8098} \quad (n = 1491, R = 0.98) \quad (17)$$

式中， n 为参与统计的沙丘个数， R 为 $\lg H$ 与 $\lg L$ 之间的相关系数。根据(12)、(13)、(17)式计算了波长范围为20—200 m的若干有代表性的海底沙丘的迁移速率，见表1。在研究区域内，海底沙丘的波长多为20—100 m；如取表1中所列的沉积物输运率范围，则沙丘迁移速率为1—500 m/a，所对应的沙丘迁移一个波长需要的时间为14 d至7 a。

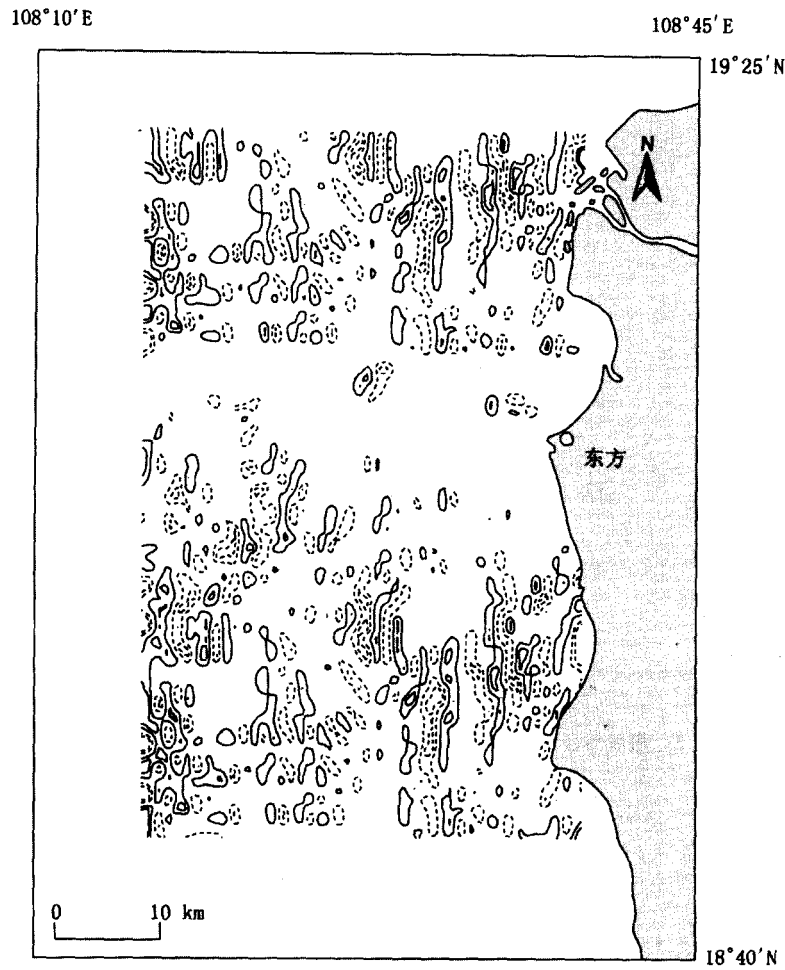


图5 全年平均堆积速率（实线）和冲刷速率（虚线）的平面分布
等值线间的冲淤速率差值为 10 cm/a

根据图4给出的数据，研究区南部的沉积物输运率量级为 $10^{-3} \text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ ，故此处沙丘迁移速率为 1—50 m/a，相应的沙丘迁移一个波长需要的时间为 0.4—7 a。

按 (15) 和 (16) 式计算，研究区沙丘迁移所导致的海底高程变化率在沙丘对称指数 $K=1.5$ 的情况下如表2所列。在研究区域内，沙丘高程变化率最大可达 10 cm/d 的量级。结合沙丘迁移一个波长需要的时间的信息（表1），可知一年内沙丘迁移造成的海床高程变化幅度为 6.5 cm 至 2.8 m。在研究区南部，此高程变化幅度为 6.5 cm 至 1.3 m。由此可见，本区沙丘迁移对海底稳定性的影响远大于长时间尺度的海底冲淤过程和活动层的作用。

表 1 海底沙丘迁移速度与沉积物输运率的关系

沙丘波长/m	沙丘波高/m	沉积物输运率 $/\text{kg} \cdot (\text{m} \cdot \text{s})^{-1}$	沙丘迁移速度 $/\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$	迁移一个波长所需 时间/a
20	0.8	0.01	520	0.04
		0.001	50	0.39
40	1.3	0.01	290	0.14
		0.001	30	1.4
60	1.9	0.01	210	0.27
		0.001	20	2.7
80	2.4	0.01	170	0.46
		0.001	17	4.6
100	2.8	0.01	140	0.71
		0.001	14	7.1
120	3.3	0.01	120	1.0
		0.001	12	10
140	3.7	0.01	100	1.3
		0.001	10	13
160	4.1	0.01	95	1.7
		0.001	9	17
200	4.9	0.01	80	2.5
		0.001	8	25

表 2 海底沙丘迁移造成的缓、陡坡海床高程变化率 ($K=1.5$)

沙丘波长/m	沙丘波高/m	沉积物输运率 $/\text{kg} \cdot (\text{m} \cdot \text{s})^{-1}$	沙丘缓坡海底高程 变化率/ $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$	沙丘陡坡海底高程 变化率/ $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$
20	0.8	0.01	9.4	13
		0.001	0.9	1.3
		0.0001	0.1	0.13
40	1.3	0.01	4.1	6.5
		0.001	0.4	0.65
		0.0001	0.04	0.07
60	1.9	0.01	3.0	4.6
		0.001	0.3	0.46
		0.0001	0.03	0.05
80	2.4	0.01	2.3	3.5
		0.001	0.2	0.35
		0.0001	0.02	0.04
100	2.8	0.01	1.8	2.7
		0.001	0.2	0.27
		0.0001	0.02	0.03

在研究区域内,还有可能是继承原珊瑚礁而发育的沙脊形态,其脊峰基本上平行于潮流主流方向,沙脊高5—15 m,宽500—1500 m。如果这些沙脊全部由松散物质构成并且已处于均衡态,则按(16)式计算的迁移速度为0.1—10 m/a(沉积物输运率设为 10^{-4} — $10^{-2} \text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$),这远小于海底沙丘的迁移速度(见前述)。而且,研究区域内的沙脊位置受珊瑚礁位置的控制,其东坡有松散沉积而西坡往往为侵蚀形态,在浅地层的

剖面仪记录上缺乏沙脊迁移所形成的沉积构造, 表明沙脊位置是较为稳定的。此外, 这些沙脊还可能未达到均衡态; 处于生长状态中的潮流沙脊两侧沉积物净输运方向均指向脊峰, 沙脊位置变化的时间尺度以 10^2 a 计 (Huthnance, 1982a, 1982b)。上述迹象均表明, 大型沙脊的迁移不是影响本区海底稳定性的主要因素。

由于海底沉积物运动所造成的冲淤变化和沙丘迁移是影响海底高程变化的主要因素, 因此应在海底资源开发中予以充分考虑, 对于油气管道线路设计应从沉积物堆积区选择管线经过路线, 避开侵蚀区; 在沉积物堆积区内, 管线应位于海底沙丘的波谷地带, 避开沙丘波峰; 在穿越珊瑚礁沙脊时, 应选择有松散沉积物覆盖的路线, 避开珊瑚礁沙脊西坡的冲刷带; 管线掩埋物质应尽量选用粒径粗于现场底质的沉积物。

上述方法也可应用于台风大浪时, 以获得极端天气条件下短时间尺度的砂质沉积物输运和海底稳定性的信息。

三、结 语

1. 砂质沉积物输运引起的海底稳定性可分解为以下几个问题: (1) 沉积物活动时间和活动层厚度; (2) 沉积物运动所造成的冲刷、淤积及其速率; (3) 海底底形 (沙丘、沙脊等) 的迁移速率及其造成的海床高程变化。

2. 上述各项参数的计算可由以下步骤来实现: (1) 根据合适的输沙公式计算潮流和波浪流共同作用下的底移质平均输运率和沉积物活动时间; (2) 根据沉积物输运率数据计算冲刷、淤积速率, 进而估算沉积物活动层厚度和年平均冲淤速率; (3) 根据年平均沉积物输运率和底形的形态特征估算底形的迁移速率及其造成的海床高程变化速率和幅度。

3. 应用上述方法评估了海南岛西部海域的海底稳定性。分析结果显示, 在空间分布趋势上沉积物活动时间随着水深的减小而增大, 海底沉积物活动性较强; 本区的沉积物输运率相对较大, 海底处于持续性的堆积或侵蚀状态; 区内底部地貌形态主要是海底沙丘, 其迁移速率较大, 一年内沙丘迁移造成的海床高程变化幅度可达 2.8 m。总之, 本区沙丘迁移对海底稳定性的影响远大于长时间尺度海底冲淤过程和活动层作用。在进行海底资源开发时对上述特征应给予充分考虑。

参 考 文 献

- 于克俊等, 1995, 北部湾台风风海流三维数值后报, 海洋科学集刊, 36: 55—64。
- 方国洪、于克俊, 1998, 斜压海洋动力学的一种三维数值模式 I. 动力学方程数值格式, 海洋与湖沼, 29 (3): 232—239。
- 王文质, 1981, 北部湾寒潮风浪谱的初步分析, 南海海洋科学集刊, 2: 79—92。
- 王颖、蔡明理, 1996, 中国海洋地理, 科学出版社 (北京), 15—58。
- 朱耀华、方国洪, 1993, 一种二维和三维嵌套海洋流体动力学数值模式及其在北部湾潮汐和潮流数值模拟中的应用, 海洋与湖沼, 24 (2): 117—125。
- 苏纪兰等, 1996, 中国海洋地理, 科学出版社 (北京), 93—129。
- 林振宏、杨作升 (主编), 1990, 海岸河口区重力再沉积和底坡的不稳定性, 海洋出版社 (北京), 137。

- Allen, J. R. L., 1982, *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis* (Vol. 1), Elsevier, New York, 593.
- Amos, C. L. and E. L. King, 1984, Sand waves and sand ridges of the Canadian eastern seabed: a comparison to global occurrences, *Marine Geology*, 57: 167—208.
- Ashley, G. M., C. Boothroyd, J. S. Bridge et al., 1990, Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem, *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 160—172.
- Bagnold, R. A., 1966, An approach to the sediment transport problem from general physics, U. S. Geological Survey Professional Paper, 422-I, 1—37.
- Cacchione, D. A. and D. E. Drake, 1990, Shelf sediment transport: an overview with applications to the northern California continental shelf. In: Le Mehaute, B. and Hanes, D. M. (editors), *The Sea* (Vol. 9: Ocean Engineering Science), John Wiley, New York, 775—813.
- Collins, M. B., S. J. Shimwell, S. Gao et al., 1995, Water and sediment movement in the vicinity of linear sandbanks: the Norfolk Banks, southern North Sea, *Marine Geology*, 123: 125—142.
- Dyer, K. R., 1986, *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*, John Wiley, Chichester, 324.
- Flemming, B. W., 1988, Zur Klassifikation subauatischer, stromungs- und versaler transportkorper, *Boch. Geol. und Geotechn. Arb.*, 29: 44—47.
- Gadd, P. E., J. W. Lavelle and D. J. P. Swift, 1978, Estimates of sand transport on the New York shelf using near-bottom current meter observations, *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 239—252.
- Gao, S. and M. B. Collins, 1997, Changes in sediment transport directions caused by wave action and tidal flow time-asymmetry, *Journal of Coastal Research*, 13: 198—201.
- Hardisty, J., 1983, An assessment and calibration of formulations of Bagnold's bedload equation, *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 1007—1010.
- Harris, C. K. and P. L. Wiberg, 1997, Approaches to quantifying long-term continental shelf sediment transport with an example from the Northern California STRESS mid-shelf site, *Continental Shelf Research*, 17: 1389—1418.
- Harris, P. T. and M. B. Collins, 1988, Estimation of annual bedload flux in a macrotidal estuary: Bristol Channel, UK, *Marine Geology*, 83: 237—252.
- Hawkins, A. B. and M. J. Sebbage, 1972, The reversal of sand waves in the Bristol Channel, *Marine Geology*, 12: M7—M9.
- Hulscher, S. J., H. E. de Swart and H. J. de Vriend, 1993, The generation of offshore tidal sand banks and sand waves, *Continental Shelf Research*, 13: 1183—1204.
- Huthnance, J., 1982a, On one mechanism forming linear sand banks, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 14: 79—99.
- Huthnance, J., 1982b, On the formation of sand banks of finite extent, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 15: 277—299.
- Liu, Z.-X., 1997, Yangtze Shoal—a modern tidal sand sheet in the northwestern part of the East China Sea, *Marine Geology*, 137: 321—330.
- Madsen, O. S. and W. D. Grant, 1975, Quantitative description of sediment transport by waves, *Proceedings of the 15th Coastal Engineering Conference*, 1093—1112.
- Miller, M. C., I. N. McCave and P. D. Komar, 1977, Threshold of sediment motion under unidirectional currents, *Sedimentology*, 24: 507—527.
- Muir Wood, A. M. and C. A. Fleming, 1981, *Coastal hydraulics* (2nd edition), Macmillan, London, 280.
- Rubin, D. M. and R. E. Hunter, 1982, Bedform climbing in theory and nature, *Sedimentology*, 29: 121—138.
- Stride, A. H. (editor), 1982, *Offshore Tidal Sands, Processes and Deposits*, Chapman and Hall, 222.
- Vincent, C. E., R. A. Young and D. J. P. Swift, 1983, Sediment transport on the Long Island shoreface, North American Atlantic shelf: role of waves and currents in shoreface maintenance, *Continental Shelf Research*, 2: 163—181.
- Wang, Y. P. and Gao, S., 2001, Modification to the Hardisty Equation, regarding the relationship between sediment transport rate and particle size. *Journal of Sedimentary Research*, 78: 118—121.

**METHODOLOGY FOR EVALUATING THE STABILITY OF SANDY
SEABED CONTROLLED BY SEDIMENT MOVEMENT,
WITH AN EXAMPLE OF APPLICATION***

Gao Shu, Fang Guohong, Yu Kejun, Jia Jianjun
(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences*)

ABSTRACT

Sediment movement patterns control the stability of sandy seabed in three aspects: (i) the sediment erodibility time and the thickness of the moving layer; (ii) seabed accretion/erosion and their rate; and (iii) seabed elevation changes in response to bedform (e.g. underwater dunes and tidal ridges) migration. These problems can be solved by the following procedures. Firstly, the sediment erodibility time and the rate of bed-load transport are calculated using an appropriate equation which takes into account the combined effect of waves and tidal currents. Secondly, the moving layer thickness and the accretion/erosion rate are estimated using the transport rate data. Finally, the information on the migration velocity of dunes/ridges and the resultant seabed elevation changes is obtained using the transport data and the geomorphic data of the bedform. As an example for its usage, we applied the method to the assessment of seabed stability over an area to the west of Hainan Island. The results show that the seabed material is highly mobile, with active sediment movement. The rate and amplitude of seabed elevation changes are both relatively large, in response to rapid bedform migration. These characteristics must be taken into account in the development of the natural resources of the region.

* Contribution No. 4098 from the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences.