

急傾斜海底への土砂流送の数値解析

鹿児島大学工学部 学生員 西岡道浩
正 員 浅野敏之

1. はじめに

河川からの土砂供給と波による沿岸漂砂との巨視的土砂バランスを論ずる上で、深海底への土砂流出を無視することはできない。最近、富山湾や駿河湾などの急深海岸でこの問題は議論されており、沈水カルデラを成因とする鹿児島湾においても、同様の現象が起こるものと考えられる。本稿ではまず研究の端緒として、深海土砂流出の基本的な力学機構を調べる目的で単純化された地形条件下で数値計算を行った結果を報告する。

2. 計算の条件

地形条件(図-1)は河川部の勾配1/800、海岸部は河口から1.6kmまでは1/200、それより沖方は1/10の急勾配とした。底質は粒径0.5mmの一樣砂を基本条件とした。静穏な内海を想定し、波および海浜流は考慮しない。河口からの流水の広がり本来平面2次元(密度成層効果を考えれば3次元)で検討する必要があるが、ここでは河口部から 10° で拡幅する仮想河道を考え、一次元計算で取り扱った。流砂量の計算は底面勾配の効果を考察できるBaillardの公式によった。地形変化は連続式よりスタッガードメッシュで計算した。

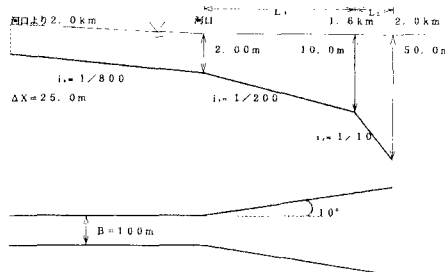


図-1

RIVER MOUSE + BAILLARD FORMULA

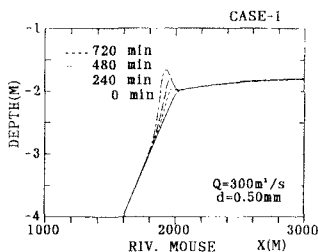


図-2

RIVER MOUSE + BAILLARD FORMULA

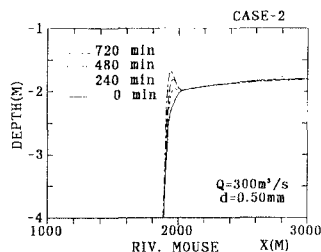


図-3

3. 計算結果

CASE-1(図-2)は基本条件に対する計算結果の一例である。河口堆砂量は時間とともに増加するが、沖方の急傾斜部分には到達しないことがわかる。また斜面勾配が水中安息角を越えて堆積していく結果も得られない。この土砂は波や沿岸流の作用で運ばれることがなくとも、海中地震や波による液状化などのトリガーにより海底に落ち込んでいくものと思われる。しかし、この機構は流れによる掃流・浮遊ではないので本計算では考察できない。

次に河口部の緩勾配斜面の長さL1を短縮し、同様な計算を行った。その結果、L1を100mとした場合には、CASE-2(図-3)に示すように同じ外力条件下で河口部の堆積土砂量が減少しており、

水深が一4 m以深の急斜面部に沈み込んだことが推察できる。さらにL1の長さを50 mに短縮したCASE-3 (図-4) では河口部の堆積は明らかに小さくなる。

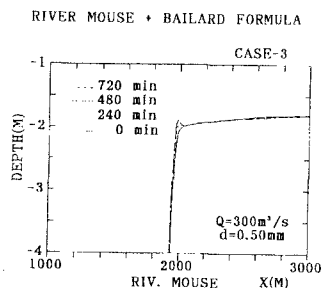


図-4

4. 乱泥流 (turbidity current)の発生条件

沿岸土砂の深海底への落ち込みは、乱泥流 (turbidity current)の形で海谷を通じて深海に流送されと考えられる。Shepard(1973)らは海谷に沿って流れる下向きの流れが乱泥流の駆動力であるとし、Inmanら(1976)は同様な観点からさらに詳細に、風・流れ・地形の相互干渉に基づき発生機構を議論している。

Bagnold(1963)による乱泥流が自己加速する条件は次の通りである。 $i > wf / U_s$ (i は斜面勾配、 wf は沈降速度、 U_s は乱泥流の流速である)。底質粒径 d が0.125~0.50mmの細粒砂・中粒砂の沈降速度は1.2~6.0cm/s程度であり、 $i = 1/10$ 勾配斜面であれば $U_s > 12 \sim 60 \text{ cm/s}$ が自己加速の必要流速となる。現地でこの程度の流速は、海底での波の軌道流速でも達成可能であり、堆積土砂に地震等ひとたびのトリガーがあれば、乱泥流が形成されて海谷に落ち込んで行く可能性が存在する。

5. 乱泥流のモデル化

上述のように河口に堆積した砂がどのような条件の下に乱泥流となり流下するかについては、現段階では推測の域を出ないが、流送形態については図-5のような下層密度流でモデル化が可能であろう。この密度流はある程度流下すると、定常等流状態と見なせる流れとなろう。すなわち、流れ方向の濃度変化・流速変化は0となり、流れは密度差に基づく重力成分と底面・海面でのせん断抵抗の釣り合いで記述できる。現在モデルの構築を急いでいる。

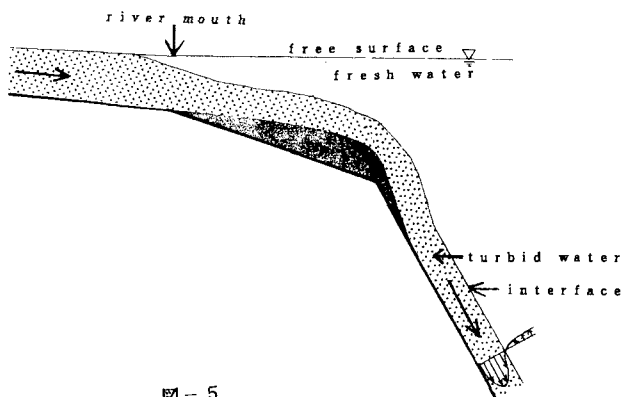


図-5