

平衡断面特性を考慮に入れた二次元海浜変形数値モデル

九州大学工学部 学生員○小野信幸 正会員 入江 功
同上 正会員 武若 聡 学生員 内田雅洋

1. はじめに

自然界に存在する海浜は、その海浜固有の波を長期間受けて安定した、平衡海浜を形成している。このような安定した海浜に、養浜や構造物の設置を行うと、漂砂のバランスが一次的に崩れて新しい平衡状態に変化すると考えられる。沿岸整備を進めていく上で、構造物設置後や人工海浜造成後の海底地形の変化を定量的に予測することは極めて重要である。しかし今日までに構築された種々の海浜変形数値モデルは、人為的に変化を受けた海浜が新たな平衡状態に変化する様子を再現するものではなく、短期間の地形変化は予測し得たとしても、比較的長期にわたる地形変動の再現性は著しく悪い場合が多い。

本研究は、人為的な変化を受けた海浜が再び安定する状態へ向かって変化するという平衡断面の特性をモデル内に組み込み、長期的な海浜変形も予測しようとするものである。また、平衡断面の形成に最も重要な Factor である砂れん上の岸沖漂砂についてできるだけ忠実に再現しようとするものである。橋本ら(1993)は、ある一つの砂れんから発生する漂砂について平衡状態では正味の移動がないとして、沖浜帯の現象について再現した。今回は、砕波後の波の変形や戻り流れの効果を取り入れ、砕波帯を含んだ海浜変形機構を再現しようと試みた。

2 平衡断面特性のモデル化

2.1 平衡断面形状の決定

本計算では、初期地形として平衡断面を与え、そこでの平衡条件を用いて新たな条件の変化(養浜、海底掘削等)に対する地形変化を計算しようとするものである。計算で用いた平衡断面について図-1に示す。これは二次元造波水路(長さ 28m, 幅 0.3m, 深さ 0.5m)の一端に前浜勾配 1/5, 沖浜勾配 1/20 の複合勾配断面を持つ移動床の海浜モデルを作り、図中に示す波を汀線の移動がなくなったと思われる時間まで作用させて、平衡断面を形成させた。その断面について沿岸砂州の頂部で砕波帯と沖浜帯とに現象を分けて考え、それぞれを $Z = a_1X + a_2X^2$ と $Z = AX^m$ で回帰計算し、計算に用いる平衡断面とした。

2.2 砂れん上の砂の正味の移動

沖浜帯と砕波帯の現象で大きく異なるのは戻り流れの存在である。移動床実験での観察によると砕波帯内にも砂

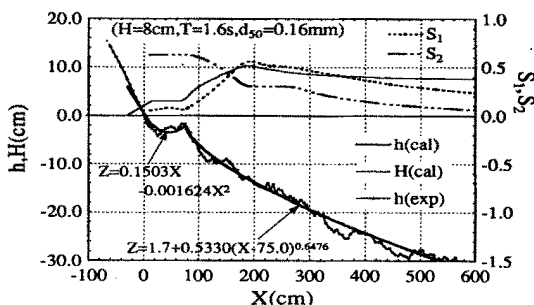


図 1: 平衡断面と波形の変化

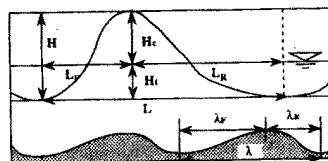


図 2: 波と砂れんの定義

れんが存在していたため、砕波帯もまた砂れん上の漂砂として取り扱うことにした。砂れん上の岸沖漂砂については、ある砂れんの頂部をせん断された砂の内、砂れん後流渦に巻き込まれる分(浮遊移動分)と巻き込まれずにそのまま海底に落ちる分(掃流移動分)とに分けて考えた。浮遊移動分について、入江ら(1993)は、固定床実験により、砂れん上の浮遊砂の正味の移動速度が、砂れん後流渦の非対称性に依存するとして、次のように定式化している。

$$V_g^* = \sum a_i S_i \quad (i = 1, 2, 3) \quad (1)$$

(a_i は経験定数)

ここで V_g^* は無次元化した浮遊砂の正味の移動速度(沖向き正)で、 $V_g^* = (V_g/U_m)(W/U_m)(h/\eta)$ で表される。 U_m , W , h , η はそれぞれ底面最大流速、底質の沈降速度、水深及び砂れんの波高である。 S_1 , S_2 , S_3 は図-2において、 $S_1 = (H_c - H_t)/H$, $S_2 = (L_r - L_F)/L$, $S_3 = (\lambda_R - \lambda_F)/\lambda$ で表される波形と砂れんの非対称性で、砂れん後流渦の非対称性に大きく寄与する。著者ら(1994)は波形の非対称性 S_1, S_2 について詳しく調べ、Ursell 数($= HL^2/h$)と砕波水深(h_b)と水深の比(h/h_b)で整理した。図-1にその空間分布も示している。

式(1)は沖浜帯での浮遊砂の移動を表すもので、流れの効

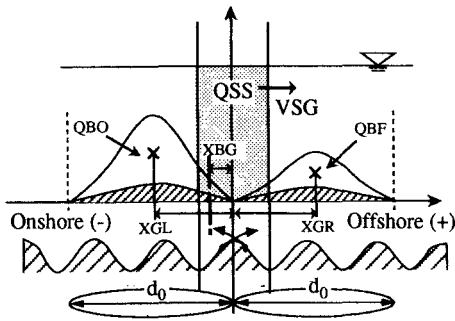


図 3: 掃流砂分布図

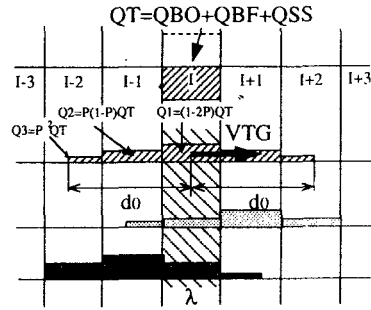


図 4: 砂の分散移動過程

果を含んでいない。そこで、碎波帯内では正味の移動速度に対する戻り流れ U_R の影響分を付加しなければならない。 U_R は碎波による大規模渦の寄与分を考え、岡安ら (1987) にならい、 $U_R = AH^2/d_i T$ (H : 波高, T : 周期, d_i : トロフ高) で表した。 U_R の影響を含んだ浮遊砂の正味の移動速度は $VSG = V_g + \alpha U_R$ (α : 定数) とした。 α の値についてはここでは式 (5) の平衡断面条件から算定する。砂れん一波長当たりの移動に寄与する浮遊砂量 (QSS) は、柴山ら (1993) が求めた碎波帯、及び沖浜帯の浮遊砂鉛直濃度分布 ($C(z)$) を水深で積分して求めている。

掃流移動分については、一方向定常流による掃流砂についての Brown の公式を準定常の仮定のもとに適用した Madsen and Grant (1976) による

$$\Phi(t) = 40\Phi^3(t) \quad (2)$$

を用いて底面での流速波形の非線形性を考慮した掃流砂量を求めた。図-3 は式 (2) を時間及び空間的に積分して求めた、波が一波通過したときの一つの砂れんから発生する掃流砂分布である。この内、砂れん巻き込み率 R で差し引かれた岸側、沖側のそれぞれの分布量 (QBO, QBF) を算定し、掃流砂分布の重心位置 (XBG) を決め、掃流砂の重心移動速度 $VBG (= XBG/T)$ を求めた。戻り流れの影響は式 (2) に用いる底面流速波形について含ませることで評価した。

これらから、浮遊移動分及び掃流移動分を含んだ Total の正味の移動速度 (VT) は次のように決めることができる。

$$QT \cdot VT = (QBO + QBF) \cdot VBK + QSS \cdot VSG \quad (3)$$

ここで VT には重力と勾配 θ による影響が含まれていないので、これを補正すると

$$VTG = VT + J \cdot \sin \theta \quad (4)$$

となる。 J は重力及びその他の不確定要素の補正量で速度の次元を持つ。 VTG は、ある砂れんにおいて移動に寄与する砂量 $QT (= QBO + QBF + QSS)$ の正味の移動速度である。

2.3 平衡断面条件の決定

海底は、波の作用による砂の巻き上げと沈降とを繰り返し、絶えず移動している。この現象を再現するために、図-4 のように、ある砂れん I から発生する移動に寄与する全漂砂量 QT が左右均等に分配率 P で水粒子軌道幅 (d_0) で分散すると考えた。その分散した砂全てが正味の移動速度 VTG で移動すると考えて、移動後の各砂れんに積する砂量を求め、断面変化計算を行っている。

平衡断面条件を達成するためには、次のような条件を満足させるようにした。

- 碎波帯内では図-1 に示されるような強い前後の非対称性が岸向きの漂砂をつくり、これが戻り流れによる漂砂とバランスしていること
 - 水深が浅くなるほど砂の移動は激しい。これが水平方向の分散過程による正味の漂砂を発生させ、これを含めて正味の移動をゼロにする必要があること
- モデル内では、砂れん I (砂れん波長 λ) についての漂砂量の釣合を考え

$$q_{out} = (QT/\lambda) \cdot VTG = q_{in} \quad (5)$$

として、平衡状態での正味の移動速度 VTG が決まる。これと式 (4) から、重力の効果の補正速度 J を決めることができる。以後の、海浜変形計算ではこのようにして求めた J の値を用いている。これにより平衡状態では、断面変化は起こらないが、砂の交換は行われているといったような動的平衡の状態を再現することができる。また、人為的に条件の変化を与えたときには、平衡状態からの偏差に応じた海浜変形を計算することができる。

3. まとめ

波の非線形性や戻り流れの効果をとり入れ、平衡状態での拡散による砂の移動も追跡できるモデルの枠組みを作り上げることができた。具体的な計算結果については講演時に発表したいと思う。