

浜崖の形成過程に着目した 2 次元海浜変形に関する研究

浅野 敏之*・松岡 昌夫**

1. ま え が き

波が打ちては引き返す波打ち帯は、海辺の散策時にも観察できる親しみのある空間であるが、その漂砂特性は外力である流体運動の複雑さ・測定の困難さのため、十分に明らかにされていない。しかし、この領域の地形変化は、汀線後退や浜崖の形成など直接の侵食現象となって表れるため、その特性の解明は重要な課題である。

波打ち帯の漂砂については砂村 (1983, 1984) の実験以外にほとんど研究が見当たらない。砂村は小型水槽実験で地形変化から逆算して静水時汀線での net の漂砂量を求め、その算定式を提案しているが、波打ち帯の漂砂量分布については考察されていない。Kriebel (1990) は浜崖の形成を含めた砂浜侵食過程を予測する数値モデルを提案しているが、前浜域での信頼できる漂砂量分布が無いため、現地砂浜の地形変化データから地形論的に漂砂量分布を与えている。一方、遡上端を移動境界として流体運動場を時間依存型で計算し、力学的に波打ち帯を含めた地形変化を計算するモデルも提案されている (例えば、佐藤・Kabiling, 1994)。著者ら (1994) も同じ方針の下に波打ち帯における平面 2 次元の流体運動を計算し、その下での漂砂量と分布を算出するモデルを報告した。しかし、実現現象は遡上波と先行波の引き波との干渉の結果生じる強い渦など、波動理論でモデル化が難しい過程を含んでおり、前浜域の地形変化の予測にあたって、どちらの方針が实际的に答えを提出するかは一長一短がある。また浜崖の発生と土砂の崩壊について力学的にアプローチするには、土質力学からの考察も必要である。

本研究は前浜付近の地形変化に焦点をあて、いくつかの観点からその予測可能性を検討したものである。

2. 前浜侵食と浜崖の形成過程に関する実験

2.1 実験装置・実験方法

前浜域を含む海浜変形予測の数値モデルの考察を行う前に、地形変化と浜崖形成の実態を明確に把握するため

に 2 次元水槽における移動床実験を行った。

プランジャー型造波装置を備える長さ 13 m、幅 40 cm の造波水槽内に粒径 0.3 mm の一様砂で勾配 1/5 の移動床斜面を造成した。水深は 20 cm で一定とした。規則波を一定時間 (5, 15, 30, 60, 120 min) 作用させた後、造波装置を停止し、地形変化が全く生じない十分岸側の地点から地形高さを 1 cm 刻みに台車に取り付けたポイントゲージで測定した。

2.2 実験結果

図-1 は前浜部の地形変化を経時的に示したものである。CASE-1 は最終的な浜崖高さが小さいものの、実験を行った 3 つのケースすべてで浜崖が形成されていることがわかる。予備実験では斜面勾配を 1/10 としたが、この時には本造波装置が起こせる波の範囲では浜崖は生じなかった。

浜崖前面の前浜勾配は浜崖基部で初期勾配と同程度、汀線沖方では初期勾配より緩い勾配で浜崖からの堆積土砂の台地地形が形成される。浜崖は波の作用とともに並行に後退し、後退速度は時間が経過するにつれて減少する。沖波波形勾配が大きいほど浜崖前面は侵食されやすく、浜崖高さも増大する。以上の特性は既に服部ら (1994, 1995) や島田ら (1993) が報告した実験結果と概ね一致するものである。

120 min 後の浜崖前面の勾配は、CASE-2 と-3 では鉛直 4～5 : 水平 1 にも達し、きわめて急勾配となる。今回の実験は小規模であるが、浜崖前面の勾配を含めてその形状は、Vellinga (1982) の行った大型水槽実験の結果と同様な結果となった。また服部らが指摘するように、いったん浜崖が形成されると段波状の遡上波が定常的に浜崖に衝突する状態となり、これにより浜崖が並行的に後退することが観察された。

3. 地形変化と前浜侵食の数値予測モデル

3.1 数値モデルの概要

断面 2 次元海浜変形の数値予測モデルは、Dean (1976) の平衡断面モデルを基礎として 1980 年代に発展した。Kriebel・Dean (1984) は碎波帯の漂砂量が、碎波によるエネルギー逸散率から平衡状態のそれを差し引いた剰余

* 正会員 工博 鹿児島大学助教授 工学部海洋土木工学科

** 正会員 工修 (株) 株大

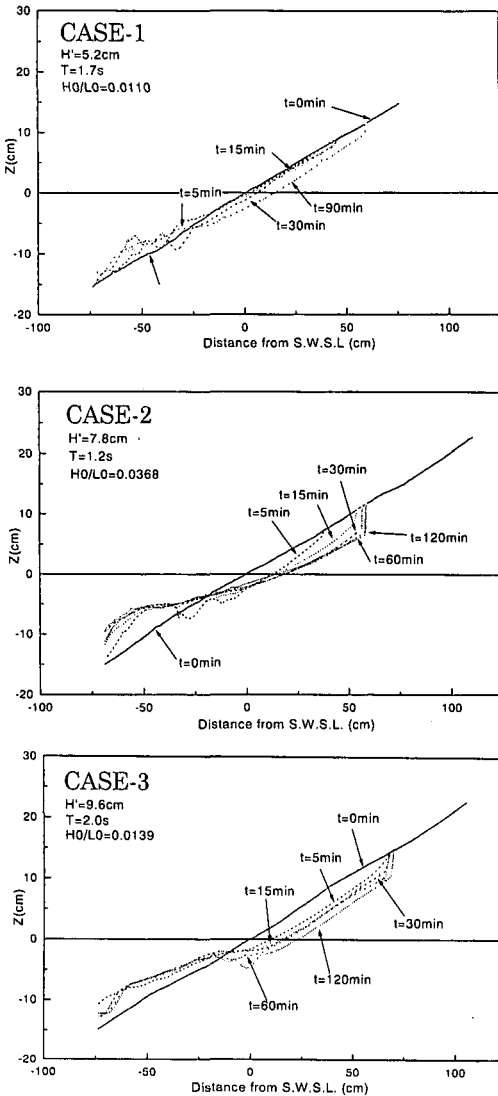


図-1 前浜部海浜断面の時間変化

に比例するとした。この種のモデルは波変形・漂砂量・地形変化の計算パートから成るので様々な精密化の余地がある。Larson (1988) は漂砂量に斜面勾配の効果を考慮し、より実用性の高いモデルを構築したが、これは SBEACH モデルとして知られている。このモデルでは海浜は

- ・前砕波帯 (pre-breaking zone)
- ・砕波遷移帯 (breaker transition zone)
- ・砕波帯 (broken wave zone)
- ・波打ち帯 (swash zone)

に区分され、それぞれの領域の波高変化・漂砂量・地形変化がモデル化されている。

本研究は前浜域の地形変化に焦点を当てて考察するものであり、波打ち帯以外の領域は検討の対象とせず、計

算は Larson の SBEACH モデルをそのまま使用することとする。

波打ち帯での地形変化を計算するには、漂砂量分布 $Q(x)$ が必要である。しかし、前書きでも述べたようにこの領域で信頼できる漂砂量分布の知見は見当たらない。Larson のモデルでは、surf zone の岸側端から遡上端まで漂砂量が線形に減少すると仮定している。これは地形変化の連続式

$$\frac{dh}{dt} = -\frac{1}{1-\lambda} \frac{dQ}{dx} \quad (1)$$

(h は水深, λ は土砂の空隙率) を考慮すれば, $dQ/dx = \text{const.}$ となるから、後述する斜面崩壊による岸側からの土砂の供給が無い限り、前浜は空間的に一様に one-line 的に後退することとなる。Kriebel (1990) は砂丘侵食と浜崖形成の数値予測を検討しているが、その中で前浜域の漂砂量分布 $Q(x)$ を線形でなく、凹型・凸型に仮定して地形変化に及ぼす影響を考察した。しかし、 $Q(x)$ の分布の定量的モデル化は行っていない。

本研究では以下のような $Q(x)$ を指数 n で記述する数式表現を考え、波打ち帯の地形変化に及ぼす影響を検討した。

$$Q(x) = \left(\frac{x-x_2}{x_1-x_2} \right)^n Q_{x_1} \quad (2)$$

ここに x_1 , x_2 はそれぞれ砕波端岸側位置、遡上端位置であり、 Q_{x_1} は x_1 における漂砂量である。式 (1) を考慮すると $Q(x)$ の分布形に対応する地形変化は図-2 のようになる。

計算の進行とともに前浜勾配が急峻になるので、斜面崩壊効果 (avalanching effect) をモデル中に取り込む必要が生じる。ここでは Larson のモデルにならって、波打ち帯において格子間の底面勾配が砂の安息角 28° を越えたときに崩壊が起こり、崩落後は安定角 18° になるとしてこの角度になるまで隣接岸側の格子に余剰土砂を配分する。

3.2 計算結果ならびに考察

最初に勾配 1/20 を持つ一様勾配海浜に対して計算を行った。計算条件は入射波高 $H_0=2.3\text{ m}$, 周期 $T=6.0\text{ s}$, 底質粒径 0.27 mm , 沈降速度 $w_f=3.7\text{ cm/s}$ とした。

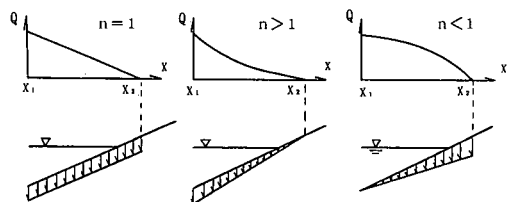


図-2 波打ち帯の漂砂量分布の設定

図-3(a), (b), (c) はそれぞれ式 (2) の指数 n を 2.0, 1.0, 0.5 とした場合の地形変化 (上段) と漂砂量 (下段) を示したものである。計算のタイムステップ Δt は 3 min で波作用開始から 2 時間ごと 20 時間までの結果を示している。漂砂量分布を線形と仮定した $n=1$ の結果の図-3(b) では前浜部の侵食が進むものの汀線はほとんど後退しないことがわかる。一方, $n=2$ の図(a) では $n=1$ の場合と比べ, 前浜部の侵食量が多いことがわかる。これは図-2 に模式的に示したように $n>1$ の漂砂量分布形では前浜斜面勾配を急勾配にし, 斜面崩壊が起こりやすい状態に移行するためと考えられる。しかし, 汀線はこの計算範囲ではほとんど後退しない。また $n=0.5$ の図-3(c) においても前浜部がえぐれた形で侵食され侵食量自体も $n=1$ より大きくなる。汀線の後退量自体も 3 つの結果の中で最も大きい。図-2 の模式図では前浜斜面は緩勾配に移行することが予想されたが, 下段の漂砂量分布にも見られるように, $n<1$ では波打ち帯内の漂砂量自体が大きいために, 侵食が大きくなる。

図-3 の入力条件では斜面崩壊は $n=0.5$ の場合以外は起こっていない。これは本計算で用いた Larson の前浜崩壊条件も一因であろうが, 初期海浜勾配が 1/20 と緩いためであるとも考えられる。そこで前浜部分の斜面勾配を 1/10 と急にした複合断面地形に対して同じ波浪条件下で計算を行った。図-4 に $n=0.5, 1.0, 2.0$ の結果を示す。この場合には斜面の崩落効果により汀線の後退が計算されることがわかる。この後退量は $n=1$ の線形分布の場合が小さく, $n>1$ と $n<1$ のどちらの場合でも

後退量は大きくなる。しかし, その理由は図-3 で説明したように, $n>1$ では漂砂量の分布形状により前浜部斜面が急峻となるためであり, 他方 $n<1$ では波打ち帯領域での漂砂量自体が大きいために, 別個の理由による。

なお, 本計算ではモデルの設定上, 浜崖部でも勾配は砂の安息角を上回ることはない。2. の移動床実験で得られた鉛直: 水平 = 4~5:1 の急勾配斜面の再現には別のモデル化が必要となる。

4. 遡上端を移動境界とする波の下での漂砂量の計算

前節では波打ち帯の漂砂量分布を (2) 式の形で与え, 前浜部の地形変化予測を考察したが, その漂砂量分布は先験的に設定したものすぎない。そこで, 前報(浅野・末富, 1994)と同様, 波動場を遡上端を移動境界とした非線形長波理論で計算し, その外力下での漂砂量分布を海底勾配の効果をもとに表現した Bailard (1982) の公式で計算することとした。こうした波と漂砂量の時間依存型の計算では, 当初, 海浜断面地形の時間変化も組み込んで 3 者の干渉を考慮した時間発展計算も可能と考えられた。しかし, 浜崖の形成や崩落により空間的に急変する地形上の遡上端付近の波の計算は発散することが多く, また浜崖を形成させるには 1000 周期オーダーの計算時間が必要なことなどのため, 現時点では完成していない。

ここでは, 海浜断面を時間によらず一定とした勾配 S を持つ固定床の一樣断面地形で前浜付近の漂砂量分布を計算した。ただし, 波打ち帯の斜面勾配のみ S から 2 割

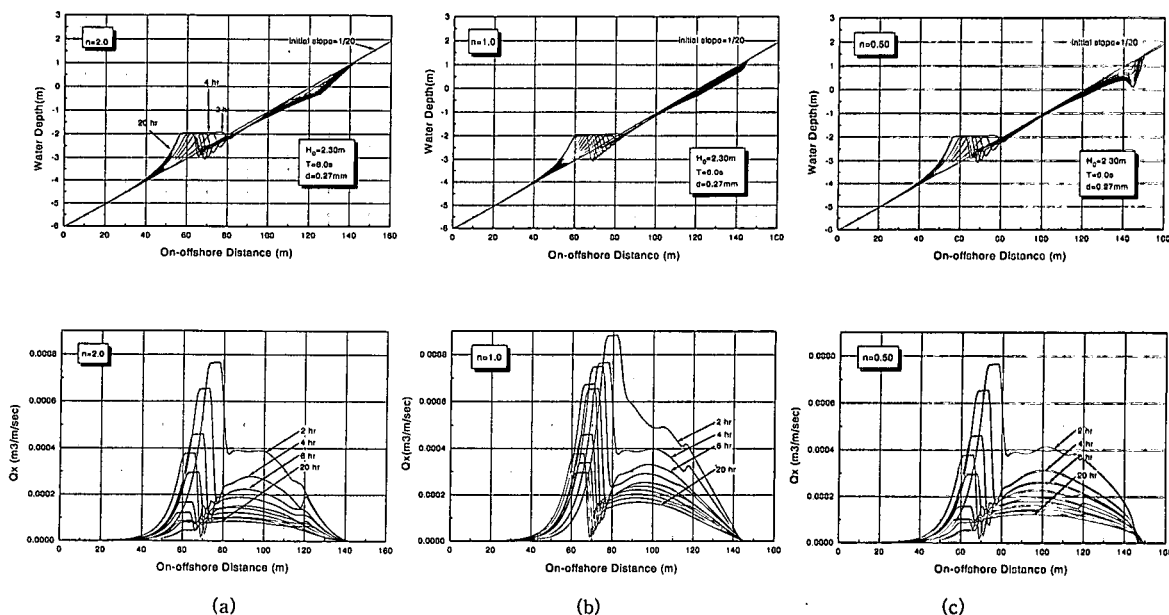


図-3 地形変化 (上段) と漂砂量分布の計算結果

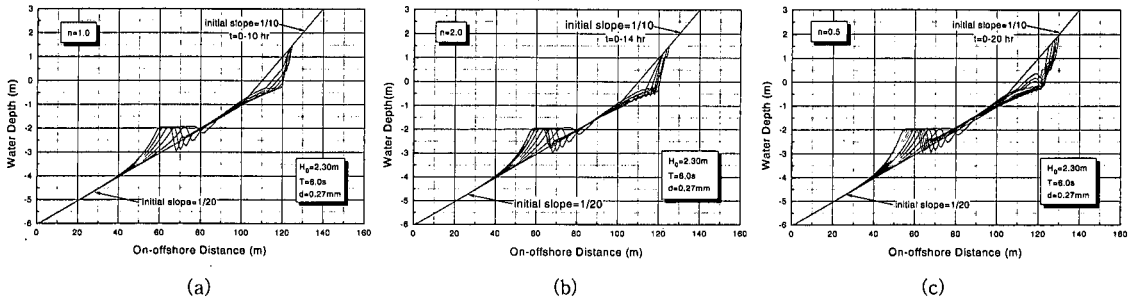


図-4 前浜勾配を1/10とした場合の複合断面の地形変化の計算結果

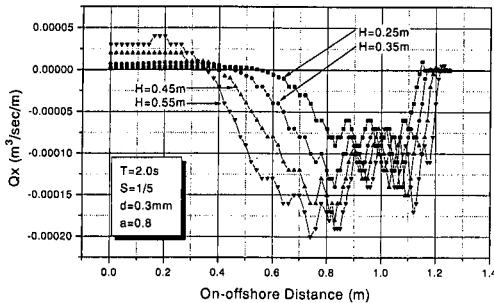


図-5 波高をパラメータとした漂砂量分布の計算結果

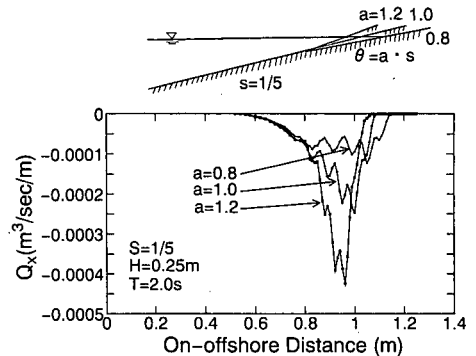


図-7 前浜勾配の変化による漂砂量分布の変化

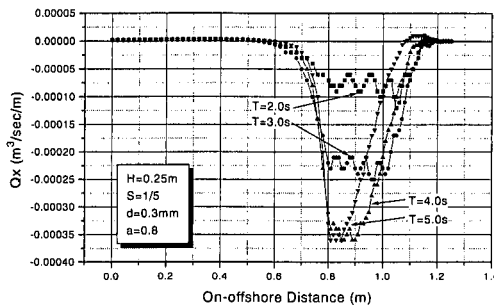


図-6 周期をパラメータとした漂砂量分布の計算結果

増減させた複合断面を考え、海浜断面が変化したとき波・漂砂量・海浜断面にフィードバックされる様子を計算した。

図-5は周期 $T=2.0$ s、海底勾配 $S=1/5$ 、底質粒径 $d=0.3$ mm、波打ち帯内の勾配を S より20%緩くした固定床下の波浪場の下での漂砂量を計算したもので、パラメータは一様水深部(2.0 m)での入射波高 H である。図から漂砂はほぼ全領域で冲向きとなり、 H による漂砂量の差は碎波が生じるまでの領域にあるのみで、前浜部には H による差異は大きくは現れない。

図-6は入射波高 H を0.25 mと一定とし、周期 T をパラメータとしたもので、周期の増大とともに冲向き漂砂量が大きくなることがわかる。Sunamura・Horikawa

(1974) の指標

$$C_s = (H_0/L_0) S^{0.27} (d_{50}/L_0)^{-0.67} \dots\dots\dots (3)$$

によれば、現地では C_s が18以上となると汀線が後退することになる。図-6の計算条件を用いて C_s を計算すると、 $T=2.0$ s、 $T=5.0$ sに対応する C_s はそれぞれ20.3、11.1で、周期が大きい $T=5.0$ sは堆積型に相当する。しかし、図-6の結果では T の増大とともに冲向き漂砂が大きくなる。この計算条件は $S=1/5$ と急勾配で、Bailardの公式では重力の効果が過大となることも一つの可能性としてあろうが、本計算では引き波時の流速が大きくなり大きな冲向き漂砂を引き起こすためと考えられる。波打ち帯という局所的な範囲で漂砂を考えると、本計算では侵食型の結果となる。

図-7は前浜部の勾配のみを係数 a で増減させた場合の漂砂量分布を示したものである。前浜が急勾配となる方向に摂動を受けると、冲向き漂砂量が增大することがわかる。またその分布形状も図-2で示した $n>1$ 型の沖ほど勾配が急になる形状となっており、このことが前浜をさらに急峻にさせ、浜崖を発生するメカニズムに移行することを示唆している。

5. むすびに

本研究では波打ち帯の漂砂運動と地形変化に焦点を当

て、浜崖の形成を含めた前浜領域地形変化の数値モデルによる予測可能性を考察したものである。

その結果、波打ち帯の漂砂量分布として、式(2)の $n > 1$ のように沖に行くほど増加率を大きくした場合には浜崖の形成が容易になることがわかった。一方、 $n < 1$ とすると波打ち帯の漂砂量自体が大きくなるため、やはり浜崖の形成が見られた。しかし、浜崖の崩壊条件の設定上、本実験で見られたような鉛直 4～5 : 水平 1 のような急勾配の浜崖は再現できない。

漂砂量分布を時間依存型の波計算の下で求め、前浜部の地形変化を考察したところ、前浜が急勾配になる方向に摂動を受けると、沖向き漂砂が増大し前浜をさらに急峻にする方向に推移することが計算された。

今後は、既往の前浜域地形変化に関する実験結果、観測結果を整理・検討し、これを再現できる数値モデルの精密化に努めたい。

鹿児島大学工学部海洋土木工学科の西隆一郎助手には SBEACH モデルのプログラムならびにそれに関する助言を頂いた。当研究室の末富博文君・古賀尚永君・後藤真秀君には実験・解析に協力頂いた。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

浅野敏之・末富博文 (1994): 斜め遡上波の下での波打ち帯での

- 漂砂の解析, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 396-400.
 郷農一之・有村盾一・服部昌太郎 (1995): 浜崖地形の形成機構, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 616-620.
 佐藤領司・Kabiling, M. B. (1994): 波打ち帯を含む 3 次元海浜変形の数値モデル, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 401-405.
 島田広昭・井上雅夫・打谷一雄 (1993): 人工海浜の 2 次元変形に及ぼす波形勾配の影響, 第 48 回土木学会年報, II, pp. 910-911.
 砂村継夫 (1983): Swash zone における岸沖漂砂量の算定式, 第 30 回海岸工学講演会論文集, pp. 214-218.
 砂村継夫 (1984): Swash zone を含む碎波帯の岸沖漂砂量に関する研究, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 316-320.
 服部昌太郎・掛川友行 (1994): 浜崖の形成過程と発生条件, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 546-550.
 Bailard, J. A. (1982): Modeling on-offshore sediment transport in the surf zone, Proc. of 18th I. C. C. E., pp. 1419-1438.
 Dean, R. G. (1976): Beach erosion: Causes, processes and remedial measures, CRC Reviews in Environmental Control, CRC Press Inc, Vol. 6, pp. 259-296.
 Kriebel, D. L. and R. G. Dean (1984): Beach and dune response to severe storms, Proc. of 19th I. C. C. E., pp. 1584-1599.
 Kriebel, D. L. (1990): Advances in numerical modeling of dune erosion, Proc. 22nd I. C. C. E., pp. 2304-2317.
 Larson, M. (1988): Quantification of beach profile change, Lund Univ., Rep. No. 1008., p. 293.
 Sunamura, T. and K. Horikawa (1974): Two dimensional beach transformation due to wave, Proc. 14th Conf. Coastal Engrg., pp. 920-938
 Vellinga, P. (1982): Beach and dune erosion during storm surges, Coastal Engrg., Vol. 6, pp. 361-387.