

浜崖地形の形成機構

郷 農 一 之*・有 村 盾 一*・服 部 昌 太 郎**

1. はじめに

荒天時の波浪により、高さが3 mから10 mにおよぶ巨大な浜崖が、外海に面した砂海浜の後浜に数キロにわたって形成され、その地形が十分回復する以前に再び高波浪によって海岸侵食が進行するとの現地調査が報告されている(例えば、泉宮・砂子, 1994; 西・佐藤, 1994)。また人工海浜でも、自然海浜の浜崖と縦断形状が極めて類似した浜崖が見られる(服部・掛川, 1994)。大胆な見方をする、浜崖地形の縦断形状が極めて類似していることから、海浜への入射波浪特性の如何に関わらず、地形の形成機構はほとんど同じであると言える。現地海岸で浜崖が形成される入射波と地形の条件として、海浜に斜めに波が入射して波打ち帯での沿岸漂砂移動が顕著となる、沿岸砂洲が存在しない、あるいはカスプ地形の侵食変形などが報告されている(Kana, 1977; 宇多, 1994)。

このように、浜崖の形成に関して様々な現地調査が発表されているが、服部と掛川(1994)は単一粒径の自然砂を使用した二次元波動水槽移動床実験により、海浜地質に成層がない場合にも浜崖が形成されることを報告し、その発生条件をSunamura・Horikawa(1974)の $C(S)$ 値と H_0/d_{50} との関係で提示した(図-1: 論文発表

後のデータを付加)。

浜崖海浜縦断形状の特徴は、鉛直に切り立った浜崖の前面に急勾配斜面が存在し、これが静水汀線近傍より緩勾配の碎波帯地形につながる、いわゆる「くの字」型地形であり、この地形がほぼ並行に後退して浜崖が発達することが、現地と実験室で認められている。

以上のことを踏まえて、本研究では「くの字」型浜崖地形を形成する主要因として、静水汀線(以後汀線と略記する)沖側に形成されるビーチ砂洲に着目した碎波帯地形と、浜崖前面の急勾配斜面上の遡上波の内部流速と底質輸送を取り上げ、浜崖海浜地形の形成機構を検討する。

2. 実験装置と測定方法

実験は、フラップ式造波装置を備える片面ガラス張り二次元波動水槽内の1/10 勾配不透過斜面上に、中央粒径(d_{50}) 0.2 mm (比重 $S=2.7$, 沈降速度 $w_s=2.86$ cm/s) と 0.8 mm ($S=2.4$, $w_s=8.34$ cm/s) の自然砂により形成した、初期勾配($\tan \beta_0$)が1/7と1/10の模型海浜に規則波を入射させて行った(図-2)。

入射波高は、一様水深部($h=30$ cm)に設置した3台の分圧式波高計アレーの検出データから、水口(1991)の入射分分離法により算定した。また、碎波帯内の波高測定は、波高計アレーを移動して行った。遡上域の水面変動と碎波諸量は、高速ビデオ記録(200コマ/s)とスケールを用いた目視測定とにより計測・記録した。

海浜縦断形状の定時測定は、造波機停止に伴う高波による地形変化と地下水位の低下の影響を避けるため、造波を中断せずに水槽ガラス側面からトレースした地形図に基づいて行った。この測定地形の時系列から、浜崖前面海浜での正味の岸沖漂砂量を算出した。

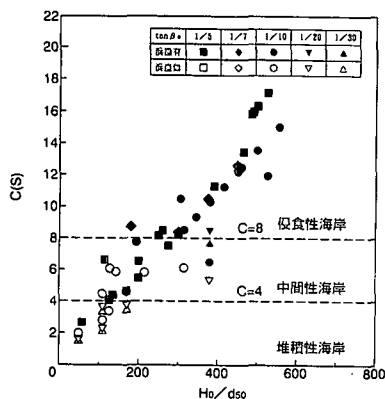


図-1 浜崖の発生条件(服部・掛川, 1994)

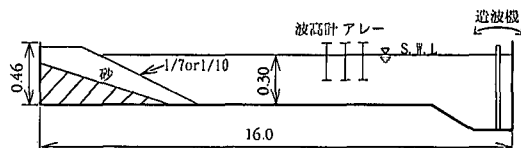


図-2 実験装置の配置概略図(単位: m)

3. 浜崖海浜地形の特徴

図-3は、浜崖海浜地形の形成過程と形状特性を検討するため、砕波帯と波打ち帯の代表的な縦断形状を、初期汀線位置を基準として時系列的に示したものである。なお図中に、砕波位置を▽印、砕波砂洲、ビーチ砂洲および汀線の位置変化を細実線、破線、点線で示す。

実験開始後3時間経過すると砕波砂洲が明瞭に形成され、砕波突っ込み点の汀線側にビーチ砂洲が現れて、汀線後退と共に岸側に移動する。この時点ではすでに浜崖が出現し、浜崖前面遡上域での活発な沖向き底質輸送により斜面勾配が増大して、浜崖地形の特徴である「くの字」型地形が形成される。浜崖地形の形成過程と発達状況を理解するため、初期汀線を基準とした拡大縦断地形を図-4に示す。

砕波帯内の地形は時間経過と共に定常化する傾向を示すが(図-3)、「くの字」型浜崖地形はほぼ並行に後退して浜崖面の鉛直高さが増大する。この結果、遡上波の衝突で発生する浜崖の崩落による土砂が間欠的に遡上域に輸送され、浜崖の後退速度が低下する(有村・服部, 1995)。

4. 砕波帯内の海浜地形と波

浜崖の発生以前(実験開始後3時間程度まで)に見られる砕波帯地形の急速な変化が弱まり、海浜地形が平衡化の傾向を呈するが、浜崖と汀線の後退は緩やかに進行

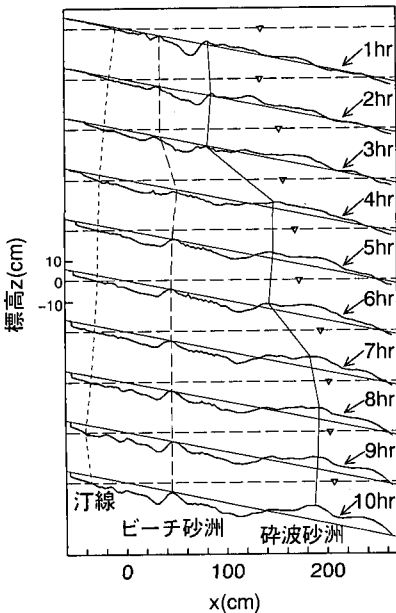


図-3 浜崖海浜縦断地形の時間的変化 ($H_0=8.3$ cm, $T=1.0$ s, $\tan \beta_0=1/10$, $d_{50}=0.2$ mm)

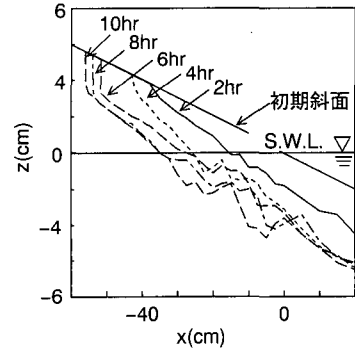


図-4 「くの字」型地形の発達状況 (図-3 の場合)

する。この原因の一つとして、浜崖前面海浜へ打ち上げる遡上波の特性が大幅に変化しないことが考えられる。図-3の海浜縦断地形に見られるように、汀線後退と砕波位置の沖方向への移動とにより砕波帯幅が増大する。砕波の打ち込み点の汀線側には、頂部水深がほぼ一定となるビーチ砂洲が発達する。砕波砂洲の沖向き移動によりビーチ砂洲間の水深は増加し、段波状の砕波が進行する波が実験開始後8時間以降ではほぼ再生し、ビーチ砂洲で砕波する。砕波帯の地形変動が激しい実験初期(○), 定常地形に移行する期間(□), および地形変動の収束期間(◇)別に、相対波高(H/H_0)と汀線からの相対沖向き距離(x/l_b , l_b : 砕波帯幅)との関係で、図-3の場合の砕波帯内の波高分布を図-5に示す。図中の中黒記号は、ビーチ砂洲頂上での測定値である。

実験開始後の3~10時間では、ビーチ砂洲は汀線方向に徐々に移動し、また砕波帯内の波高はほぼ線形的に低減している。特に、地形変動が緩やかである7~10時間では、ビーチ砂洲を通過して遡上域に進行する段波状砕波の波高が、ほとんど変化しないことが図-5より認められる。

以上のことから、実験開始後の時間経過と共に砕波帯地形の変形速度が低下し、頂部水深がほぼ一定であるビ

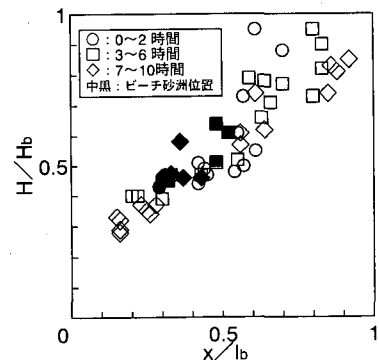


図-5 砕波帯内の波高分布 (図-3 の場合)

一チ砂洲が形成されるため、浜崖前面に到達する遡上波特性の定常性が確保されることが、浜崖と「くの字」型海浜が並行に後退する要因であると考えられる。

5. 浜崖前面海浜上の遡上波

図-6 は、浜崖前面遡上域の平均勾配の時間変化である。実験開始直後では勾配は急速に増大するが、最終的に勾配 1/4~1/6 程度 of 海浜面となる。実験結果にばらつきがあるが、入射波形勾配が増加すると、斜面勾配が増大することが認められる。以上のことを検討するため、遡上波の内部流速を算定し、急勾配海浜面での底質輸送について考察する。

5.1 遡上波の内部流速

斜面上を打ち上げる遡上波の挙動特性に関しては、これまで数多くの理論的、実験的研究が報告されている。しかし、遡上波の打ち上げおよび打ち下げ時での内部流速の時空間変動に関する研究は、ほとんどなされていないと思われる。遡上波流速場は薄層流であり、移動床上の内部流速を直接計器測定することはほとんど不可能である。

そこで本研究では、高速ビデオ (200 コマ/s) で撮影記録した遡上波の水面形状データを使用し、連続式によって遡上波の内の断面平均流速を、以下の方法で算定することを試みた。

図-7 の概略図に示すような計算格子を組み、連続式を差分化すると、

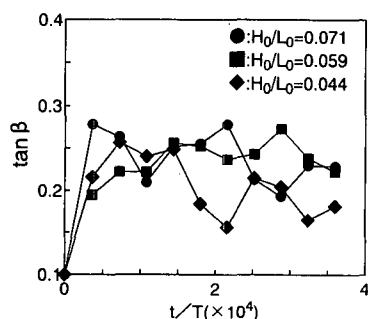


図-6 浜崖前面海浜勾配の経時変化 ($T=1.0$ s, $\tan \beta_0=1/10$, $d_{50}=0.2$ mm)

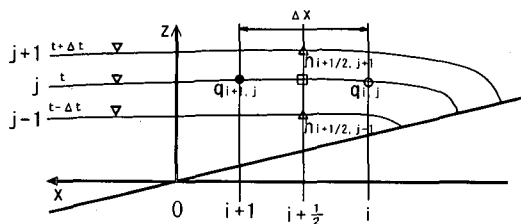


図-7 内部流速の計算格子

$$U_{i+1,j} = \frac{h_{i,j}}{h_{i+1,j}} U_{i,j} - \frac{h_{i+1/2,j+1} - h_{i+1/2,j-1}}{h_{i+1,j}} \frac{\Delta x}{2\Delta t} \dots \dots \dots (1)$$

を得る。ここで、 U : 断面平均流速, h : 水深, i : 汀線位置を原点とし、冲向きを正とする水平座標上の格子点番号, j : 時間格子点番号. Δx と Δt は水平距離と時間の格子点間隔で、水面と海浜面の測定精度を勘案して、 $\Delta x=2.0$ cm と $\Delta t=0.05$ s として計算を行った。

ビデオ画像より、遡上波の先端の速度と波面下の水深は計測できるから (図-7 中の白抜き記号の格子点), 式 (1) より斜面上の遡上波の内部流速 (中黒格子点) が算定される。しかし、遡上波の内部流速場は薄層せん断流であることから、断面平均流速を代表量として底質輸送を検討することには問題があり、あくまでも第一近似的手段である。

水面擾乱により遡上波の水面形状は一波ごとに变化するため、遡上波面が汀線断面を通過する時刻を基準とした同位相波形を重ね合わせて平均波形を決定し、流速計算を行った (図-8)。

流速算定結果の一例として、図-8 の浜崖地形の遡上域での一周期間にわたる流速の時間変化を、図-9 に示す。流速の計算結果には、遡上波水面形状の平均操作と測定精度の不足による不自然な流速変動が、遡上波先端と引き波最高流速時に認められる。しかし、遡上波の打ち上げと打ち下げの継続時間とその時の最大流速に違いがあるなど、遡上波の内部流速場の非線形性が適切に表現されていることから、流速算定法の妥当性が確認される。

遡上波の打ち上げ・打ち下げ時の最大流速は、汀線直陸側 ($x=-2$ cm) 付近で最大となり、打ち上げ距離と共に低減する。また算定流速変動は、遡上域の 4 cm $> x > -8$ cm では段波状遡上波、 -8 cm $> x$ では Wedge 状遡

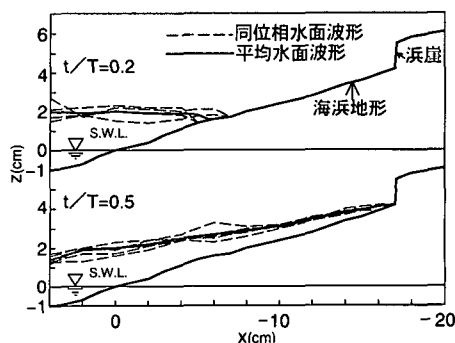


図-8 遡上波の平均波形 ($H_0=8.6$ cm, $T=1.0$ s, $\tan \beta_0=1/7$, $d_{50}=0.2$ mm)

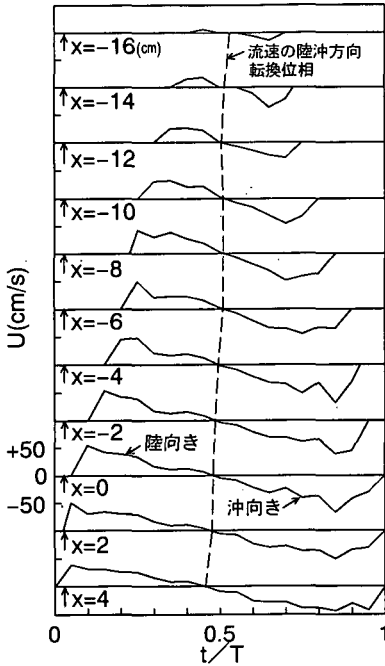


図-9 遡上波の内部流速算定結果 ($H_0=8.6$ cm, $T=1.0$ s, $\tan \beta_0=1/7$, $d_{50}=0.2$ mm)

上波に対応する流速変動 (Kemp, 1975) を示すことから、遡上域の下部と上部で遡上波特性が変化することが明らかにされた。複合地形である「くの字」型浜崖海浜では、緩勾配海浜を進行する碎波後の段波状の波が急勾配斜面に打ち上がるので、単一斜面での遡上波挙動と異なることが考えられ、今後この問題を検討する必要がある。

5.2 遡上域での底質輸送

図-9の流速算定結果に見られるように、「くの字」型浜崖海浜の急勾配斜面上では、汀線に近づくにしたがって打ち上げ流速 (U_{up}) と打ち下げ流速 (U_{dw}) との差が大きくなり、正味の底質移動が沖向きであることがわかる。

急勾配斜面上の底質の移動限界流速 (U_c) の算定に、斜面勾配効果を考慮する必要がある。そこで、岩垣 (1956) の掃流限界パラメータ $D_* = \{(\rho_s/\rho - 1)g/\nu^2\}^{1/3} d_{50}$, ρ と ν : 水の密度と動粘性係数, ρ_s : 底質の密度) を用いた土屋 (1986) の移動限界式により、底質粒径が $d_{50}=0.2$ mm に対する限界流速を算定すると $U_c=12.2$ cm/s となる (摩擦係数は $f_w=0.03$ とした)。ついで、重力効果を考慮した底質粒子に対する移動限界での釣り合い条件から、打ち上げ時と打ち下げ時の限界流速を算定し (内部摩擦角 $\phi=30^\circ$),

$$U_{c,up}=14.5 \text{ cm/s と } U_{c,dw}=9.3 \text{ cm/s}$$

をえた。底質移動に有効な流速変動を、汀線断面 ($x=0$) に対して示したものが図-10 である。なお、平滑化した

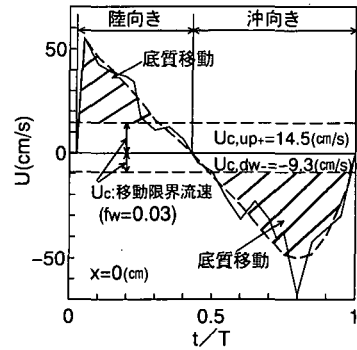


図-10 内部流速と底質移動 (図-9 の $x=0$)

算定流速を、図中の破線で示す。

以上の流速と底質移動との関係から、浜崖前面の遡上域での正味の底質移動方向は沖向きで、汀線に近づくにしたがって移動量が増加することが確認され、これに浜崖の崩壊土砂が浜崖前面に補給されて (有村・服部, 1995), 急勾配海浜が遡上域に形成される機構が明らかとなった。

5.3 浜崖前面遡上域での漂砂量

図-11 は、汀線陸側の海浜縦断面地形変化から算定した、汀線断面での正味の沖向き漂砂量 q_{net} の経時変化である。地形計測の精度と間欠的に崩落する浜崖からの土砂供給のため、漂砂量の算定結果がばらつく。この実験結果から、浜崖が出現すると ($t/T > 10$) 漂砂量はほぼ一定となり、漂砂量は入射波高と共に増加する傾向が認められる。

図-10の遡上波流速場の算定結果を用いて、沖向きの漂砂移動が卓越している遡上域 $0 \leq x \leq -6$ cm 区間での打ち下げ時の最大流速を $U_{dw,max} \approx 40$ cm/s と推定すると、シールズ数の最大値は $\Psi_m=0.72$ となる。縦断面地形変化から算定される正味の無次元漂砂量は $\Phi=0.29$ と算定され、渡辺 (1981) の式から算定される漂砂量に較べて1オーダー小さい。また、波打ち帯での砂村 (1983) の式による算定値に対しても、同様の結果となった。遡上

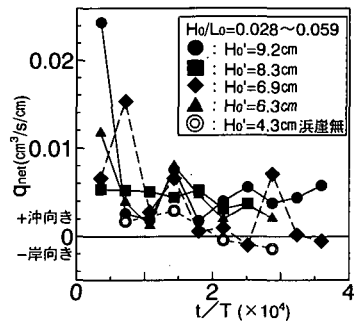


図-11 漂砂量の時間変化 ($x=0$ 断面) ($T=1.0$ s, $\tan \beta_0=1/10$, $d_{50}=0.2$ mm)

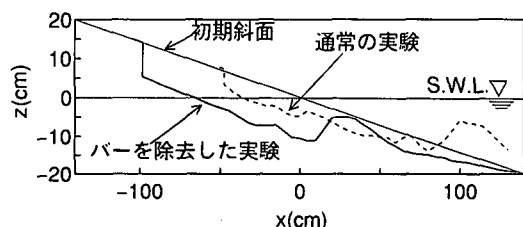


図-12 浜崖の成長におよぼす碎波砂洲の効果 ($H_0=12.6$ cm, $T=1.0$ s, $\tan \beta_0=1/7$, $d_{50}=0.2$ mm)

波の内部流速場は薄層せん断流であり、水面形から算定した流速が断面平均流速であることから、底質移動に寄与する底面流速として過大な流速であることは当然であり、遡上波の算定内部流速と漂砂量との関係を検討する必要がある。

6. 浜崖地形の発達に及ぼす碎波砂洲の影響

前年度の海岸工学講演会で、浜崖の形成におよぼす沿岸砂洲の効果を検討する必要があると指摘された。そこで、碎波砂洲を意図的に除去する実験を行い、同一の実験条件で碎波砂洲が存在する場合との比較を行った。

図-12は、実験開始後9時間での、碎波砂洲がある場合(破線)と除去した場合(実線)の海浜縦断地形を比較したものである。実験中の砂洲の除去が十分でなかったため、実線で示した地形に碎波砂洲が残存している。しかし、碎波砂洲を除去することにより、碎波位置が汀線方向に移動して浜崖の成長が加速される、予期した通りの結果がえられた。

7. 結 論

規則波を使用した二次元移動床実験を行い、(1) 静水汀線の沖側に形成されるビーチ砂洲に着目した碎波帯地形と、(2) 浜崖前面の急勾配斜面上の遡上波の内部流速と底質輸送を取り上げて、「くの字」型浜崖地形の形成機構を検討した。本研究でえられた、主要な事柄を以下に記す。

1. 実験開始後の時間経過と共に碎波帯地形の変形速度は低下し、頂部水深がほぼ一定であるビーチ砂洲が碎波の打ち込み点岸側に形成され、汀線後退に対応して移動する。

2. 浜崖発生以後のビーチ砂洲の形成により、浜崖前面海浜へ進入する遡上波の波高が制御され、「くの字」型

浜崖地形は並行に後退する。

3. 遡上波の水面形状記録から、遡上波の内部流速場の時空間変化を算定した。遡上域下部では段波性また上部では Wedge 性と、遡上波特性が変化することが判明した。

4. 遡上域での正味の岸沖漂砂量は、遡上域下部に向かって増加し、上部には浜崖の崩壊による土砂が供給される。この結果浜崖前面海浜に急勾配斜面が形成されることが確認された。

謝辞：本研究の実験と資料整理とに熱心に協力した、当時の学部学生鈴木高広(大豊建設)と久保匠(サンコウコンサルタント)の両君に謝意を表す。また、本研究は、平成七年度文部省科学研究費補助金(一般研究 C, 研究代表者 服部昌太郎)によって行っている。

参 考 文 献

- 有村盾一・服部昌太郎(1995): 浜崖形成におよぼす崩壊土砂の影響, 土木学会第50回年次学術講演会講演概要集, 第2部。(発表予定)
- 泉宮尊司・砂子 浩(1994): 新潟県北東部海岸の広域的海岸侵食の総合的原因調査, 海岸工学論文集, Vol. 41, pp. 531-536.
- 岩垣雄一(1956): 限界掃流力に関する基礎的研究, (1) 限界掃流力の流体力学的研究, 土木学会論文集, No. 22, pp. 1-22.
- 宇多高明(1994): 現場のための海岸 Q & A 選集, 全国海岸協会, pp. 28-30.
- 砂村継夫(1983): Swash zone における岸沖漂砂量算定式, 第30回海岸工学講演会論文集, pp. 214-218.
- 土屋義人(1986): 漂砂量則について, 第22回水工学に関する夏期研修会講義集, Bコース, B-4. 1-22.
- 西隆一郎・佐藤道郎(1994): 砂丘-海浜系の侵食に関する現地観測と数値実験について, 海岸工学論文集, Vol. 41, pp. 541-545.
- 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, Vol. 41, pp. 546-550.
- 水口 俊(1991): 浅海域における入・反射波の分離法について, 海岸工学論文集, Vol. 38, pp. 31-35.
- 渡辺 晃(1981): 海浜流と海浜変形の数値シミュレーション, 第28回海岸工学講演会論文集, pp. 285-289.
- Kana, T. W. (1977): Beach erosion during minor storm, Proc. ASCE, Jour. Waterway, Port, Coastal and Ocean Div., No. W4, pp. 505-518.
- Kemp, P. H. (1975): Wave asymmetry in the nearshore zone and breaker area, Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation, John Wiley & Sons, pp. 47-67.
- Sunamura, T. and K. Horikawa (1974): Two-dimensional beach transformation due to waves, Proc. 14th ICCE, pp. 920-938.