

浜崖の形成過程と発生条件

服部昌太郎*・掛川友行**

1. はじめに

汀線後退と同時に、侵食性海浜の特徴的な地形である高さ数メートルにおよぶ浜崖（遠州灘海岸 [写真-1]，鹿児島県吹上浜海岸）が，荒天時波浪により自然砂海浜の後浜に形成されることはよく知られている。また，最近では防波堤開口部に面した人工海浜にも浜崖が発生し（例えば，福岡市もち海浜公園 [写真-2]，千葉市検見川海浜），その特異な形状のため海浜侵食の異常さが多くの市民の注目を集めている。特に，人工海浜では海浜利用のため幅広いの後浜を計画・造成する結果，ともすれば比較的急な法面勾配を持つ前浜断面を造成する傾向が見られる。この様な人工海浜では浜崖が発生しやすく，海浜の利用だけでなく海浜景観の面でも問題となることが，多くの関係者から指摘されている。

海浜縦断形状の変形に関してこれまで多くの研究がなされているが，侵食海浜の特殊な地形である浜崖の形成過程に着目した研究は，著者らの知る限りほとんどなされていない。写真-1と2に見られるように，浜崖前面はほぼ鉛直に近い法面形状を維持していることから，波浪と海浜底質条件だけでなく海浜地質の成層条件なども，浜崖の形成に重要な役割を持つと考えられてきた。

本研究の目的は，自然砂による移動床実験によって浜崖の発生機構と形成過程の基礎的解明を行い，その発生条件を提示することである。

荒天時波浪による海浜侵食を抑制し，また静穏時には前浜への底質堆積を促進することを目指し，前浜域の地下水位をポンプや透水層によって強制的に低下させる工法が，現地（柳嶋ら，1991）と室内実験（土屋・河田，1980；片山ら，1992）により検討されている。本研究においても，浜崖発生防止工としての透水層の効果の検討も行った。

2. 実験装置と測定方法

実験は，図-1に示すフラップ式造波装置を備える幅0.3 m，高さ0.46 m，長さ16 mの片面ガラス張り波動水

槽内の1/10勾配固定斜面上に，中央粒径 (d_{50}) 0.18 mm（比重2.70，均等係数1.67，沈降速度 (w_s) 2.25 cm/s）の自然砂を用いて形成した初期勾配 ($\tan \beta_0$) 1/5と1/10の模型海浜に，規則波を入射させて行った。

図-2は，1/5勾配の模型海浜縦断形状である。透水層は粒径10~20 mmの碎石（空隙率14%）を層厚10 mm



写真-1 浜松海岸の浜崖 (1973年8月)

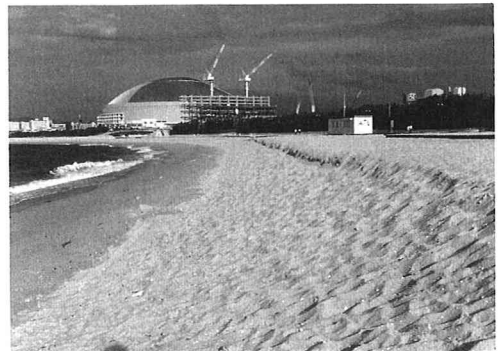


写真-2 福岡もち人工海浜の浜崖 (1993年9月)

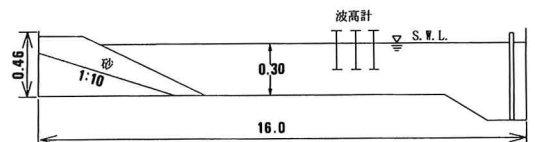


図-1 実験装置の概略図 (単位：m)

* 正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科

** 五洋建設(株)

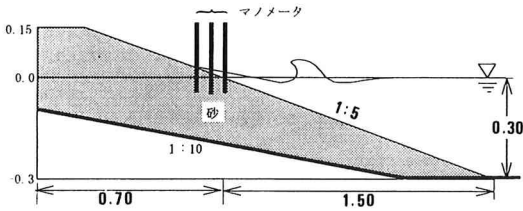


図-2 模型海浜縦断形状 (単位:m)

で1/10固定斜面に沿って設置した。なお、透水層への砂の侵入を防ぐため、透水層上面には網目0.07mmのステンレス製ネットを挿入した。前浜域の地下水位は、図-2に示す初期汀線とその陸側および沖側0.50mの3地点の砂層内に内径4mmのビニールパイプを挿入したマノメータによって測定した。

海浜縦断地形の測定は、造波機停止にともなう高波による地形変化と地下水位の低下を避けるため、造波を中断せずに水槽ガラス側壁よりトレスした地形に基づいて行った(最大6時間継続)。

地形測定時ごとに、一様水深部($h=0.30$ m)に設置した3本の分圧式波高計による水面変動記録より、水口(1991)の入射波分離法により入射波高を算定した。砕波波高とその位置は、スケールを使用して計測した。

3. 浜崖の形成過程と海浜縦断形状の時間変化

図-3は、透水層を設置しない海浜に浜崖が形成された場合($H_0/L_0=0.063$, $\tan \beta_0=1/5$)の海浜地形の典型的な時間変化を示したもので、横軸は初期汀線を基準とした岸沖距離、縦軸は静水面を基準とした鉛直高さである。また、図中には砂洲の発達による平均的な砕波位置を、静水面位置の矢印により示されている。

砂洲上で砕波した波が海浜に到達すると、汀線直沖側で先行波の打ち下げ波と衝突し、段波性の遡上波を形成する。海浜が急速に侵食後退するにつれ、遡上域先端部に鉛直面を持つ地形が形成される。このような地形が一旦形成されると、後続遡上段波の衝突により鉛直砂面の崩壊が進行し浜崖地形が形成され、浜崖の規模が増大するとともに、ほぼ初期海浜に平行した海浜後退も進行する。写真-3は、浜松海岸で撮影した遡上段波が海浜鉛直面に衝突する状況で、同様の状況が実験でも観察された。

浜崖海浜地形特性は、浜崖前面ではほぼ初期海浜勾配を持つ急勾配海浜と汀線沖側の緩勾配海浜とよりなる(写真-4)、「くの字」型複合断面海浜が形成されることである(島田ら, 1993)。

遡上段波の衝突により、浜崖の崩壊土砂が浜崖前面に輸送され海浜勾配を緩めるため、遡上段波は浜崖に到達しなくなる。この状況下で、沖向きの底質輸送による汀線の後退が進行し浜崖前面勾配が増大する結果、遡上段

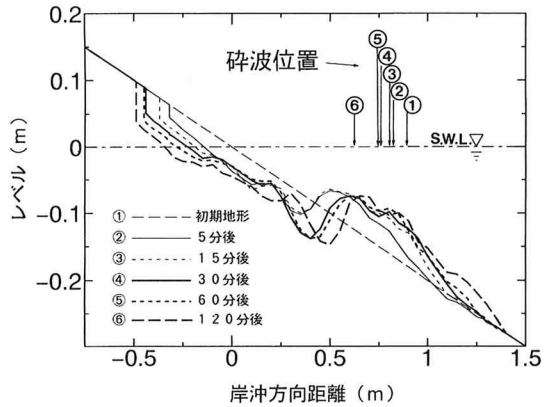


図-3 浜崖海浜地形の時間変化(透水層なし)
($H_0=9.0$ cm, $T=1.0$ s, $H_0/L_0=0.063$, $\tan \beta_0=1/5$)



写真-3 浜崖への遡上波の衝突(浜松海岸)



写真-4 発達過程の浜崖(浜松海岸)

波は再び浜崖に衝突し浜崖の後退をもたらすことになる。以上のような海浜の侵食過程により浜崖地形が発達するため、その後退速度は時間経過とともに低下する。

図-4と5は、定時測定した海浜地形と入射波条件が異なる無次元最終海浜地形(実験終了時, $(H_0/L_0)^{1/2}$: 遡上水平距離)を、測定断面の静水汀線位置を揃えて比較した例である。また図-6は、実験終了時($t=120$ min)での浜崖脚部高さにほぼ相当する遡上高さを Hunt 式(1959)と比較したものである。

図-4の実験結果から、浜屋の前面海浜勾配はほぼ初期海浜勾配と同程度で、海浜はほぼ平行にワン・ライン的に後退し、浜屋前面から砕波帯への「くの字」型海浜の基本的な形状は変化しないことが認められる。また図-5と6から、入射波波形勾配が増大すると浜屋の脚部標高は低下するが浜屋の高さは増大し、砂洲岸側の砕波帯の海浜は緩勾配となることがわかる。

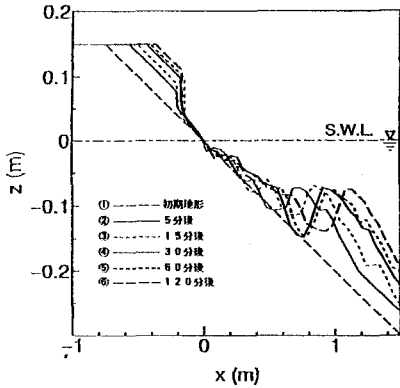


図-4 静水汀線位置を基準とした海浜地形の比較
($H_i=10.6\text{ cm}$, $T=1.0\text{ s}$, $H_0/L_0=0.063$, $\tan \beta_0=1/5$)

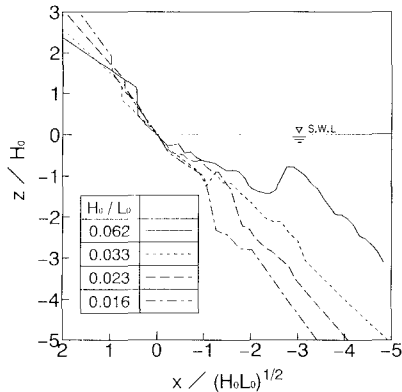


図-5 入射波条件の異なる無次元最終地形の比較

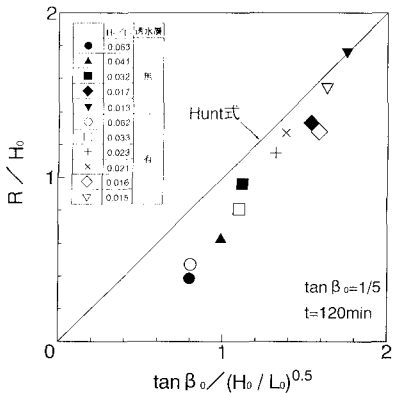
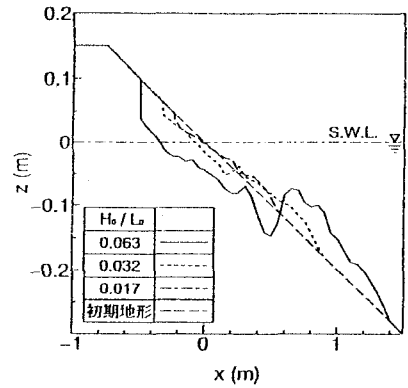


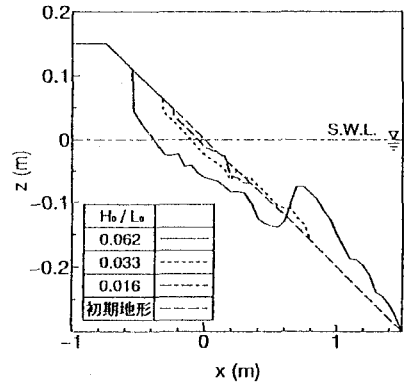
図-6 遡上段波の打ち上げ高さとの比較

図-7(a)と(b)は透水層の効果を検討するため、最終海浜地形を初期汀線位置を基準として、三種類の入射波波形勾配に対して示したものである。図-7に見られるように、本実験では透水層の効果はほとんど認められず、海浜形状は極めて類似したものとなっている。

図-8は、静水位を基準とした初期汀線から0.5 m陸側での地下水位の上昇高さと、入射波波形勾配との関係を示す実験結果である。透水層を設置した場合には、地



(a) 透水層なし



(b) 透水層あり

図-7 最終断面地形の比較

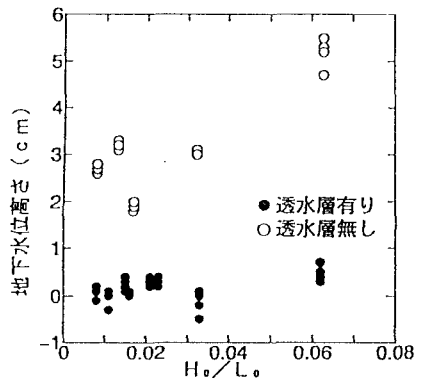


図-8 地下水位の上昇高さと入射波波形勾配

下水位が低下していることが認められものの、海浜地形に透水層の効果が現れていない。後出の図-9と10に見られるように本実験と比較すると、山口ら(1992)の実験は式(1)または(2)による浜崖の発生条件から大きく外れている。したがって、透水層の効果により浜崖の発生が抑止されたのか、現時点ではその原因を特定することは出来ない。

4. 浜崖の発生条件

段波状の遡上波が後退海面に直接衝突することが、浜崖の発生に不可欠な条件である。浜崖を侵食海浜形状の特殊な形態と考えて、その発生条件をSunamura・Hori-kawa(1974)と服部・川又(1978)の $C(S)$ および $C(K)$ 値と H_0/d_{50} との関係で示したものが図-9と10である。中黒と白抜き記号により浜崖発生の有無が、+印をつけた記号で透水層の設置、また C 値による堆積・侵食性海浜地形の発生域が示されている。図中の実線で示される領域で浜崖が発生し、その条件式(1)と(2)が決定された。

$$C(S) = (d_{50}/L_0)^{1/3} (\tan \beta_0)^{0.27} (H_0/d_{50}) \\ = (0.025 \sim 0.033) (H_0/d_{50}) > 4.0 \quad \dots\dots (1)$$

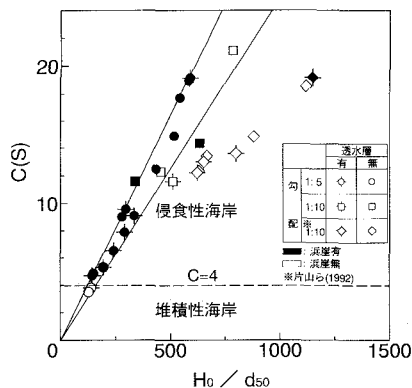


図-9 浜崖の発生条件 ($C(S)-H_0/d_{50}$)

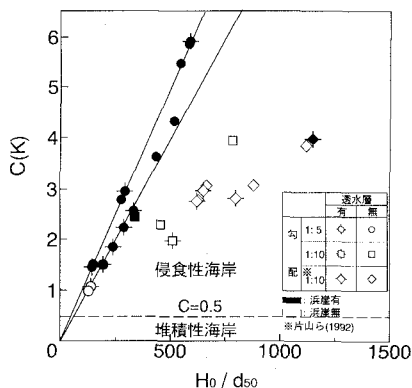


図-10 浜崖の発生条件 ($C(K)-H_0/d_{50}$)

$$C(K) = [H_0/L_0] \tan \beta_0 / [w_s/gT] \\ = (0.008 \sim 0.010) (H_0/d_{50}) > 1.5 \quad \dots\dots (2)$$

ここで、 H_0 と L_0 :沖波の波高と波長、 T :周期、 g :重力の加速度、 w_s :底質の沈降速度(Rubey式(1974)で算定)。

図中の片山ら(1992)の実験結果は、本実験と極めて異なる傾向を示し、本実験より決定された浜崖の発生条件から外れている。片山らは、前浜域に設置した透水層が効果的に機能していると考えているが、図-9と10にも見られるように本実験では透水層の有無に関わらず浜崖が形成されている。

5. 浜崖の後退速度と比高

図-11は、浜崖の後退速度 $v/(H_0/T)$ の時間変化 t/T 、すなわち浜崖の発達状況を示したものである。遡上段波と浜崖との衝突が断続的に発生することから、測定結果に若干のばらつきが見られる。すでに指摘したように、後退速度は入射波波形勾配とともに増大するが、時間経過に対して急激に低下する。

また図-12は、静水位から浜崖脚部までに鉛直高さ R_c/H_0 (ほぼ遡上高[図-7参照]に相当する)の時間変化で、沖波波形勾配が $H_0/L_0 > 0.04$ では時間経過とともに

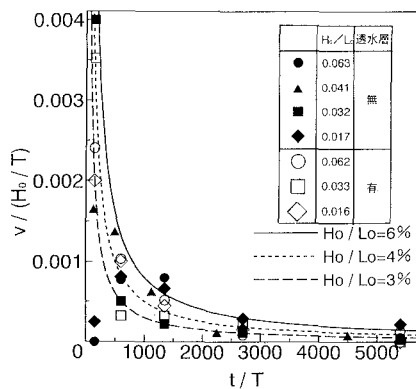


図-11 浜崖の後退速度

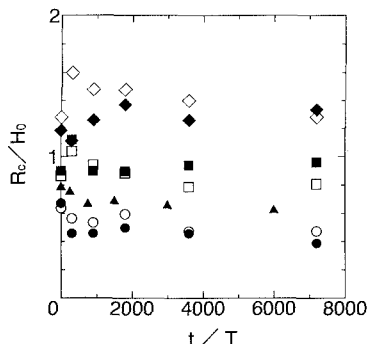


図-12 浜崖脚部高さの時間変化

に R_c/H_0 は減少, $0.03 < H_0/L_0 < 0.04$ ではほぼ一定, そして $0.03 > H_0/L_0$ では若干増加する傾向が認められる。すなわち, 波形勾配が大きいほど浜崖前面が侵食され, 静水汀線後退が進行して浜崖高さが増大すること明らかとなった (図-3 参照)。

6. 碎波帯内の海浜地形

静水汀線沖側の碎波帯内の海浜地形は, 図-3 に見られるように緩勾配の海浜縦断形状が形成され, 後浜にかけて「くの字」型の縦断地形となることをすでに指摘した。本実験での浜崖前面の海浜勾配は $1/5 \sim 1/10$ と初期海浜勾配と同程度, また写真-2 と 3 に見られるように現地海浜でも急勾配の地形が現れている (検見川の浜: $1/7$)。

そこで, 汀線沖側での碎波帯内の海浜緩勾配地形の検討を, 現地観測と大型水槽の実験結果を取りまとめ, 碎波波高と底質粒径との関係で前浜勾配 $\tan \beta_f$ を推定する式 (3) によって行うことを試みた (Sunamura, 1984)。

$$\tan \beta_f = 0.12 \left[\frac{H_b}{g^{1/2} d^{1/2} T} \right]^{-1/2} \dots\dots\dots (3)$$

ここで, H_b : 碎波波高, g : 重力加速度, d : 底質粒径。実験結果と式 (3) との比較を, 図-13 に示す。汀線後退域を含む碎波帯 inner zone の海浜勾配は, 推定式の誘導に使用したデータのばらつきを考慮すると, 両者の一致の程度は極めて良好である。入射波波形勾配とともに海浜勾配が低減する傾向は, 図-5 にも認められる。

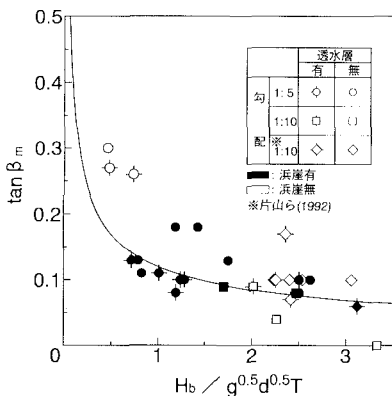


図-13 碎波帯内の海浜勾配

7. 主要な結論

これまで浜崖の発生と形成に対して, 波浪条件と海岸構成底質の性質に加えて, 海浜の成層特性も強く関係すると考えられてきた。

しかし, 侵食海浜地形である浜崖が, (1) 砂村と堀川

または服部と川又が提案した海浜変形指標の C 値と入射波高と底質粒径との比 H_0/d_{50} による関係式 (1) と (2) で示す条件と, (2) 段波状遡上波の発生をもたらす「くの字」型の複合海浜縦断地形が形成される場合に, ほぼ単一粒径からなる砂海浜でも形成されることが分かった。したがって, 浜崖地形の形成は極めて特異な条件下に現れる現象といえる。

上記以外に本研究で認められた, 主要な事柄を以下に記す。

1. 浜崖の後退速度は経過時間 $t_*(=t/T)$ とともに指数関数的に減少し, 入射波波形勾配に比例する。
2. 海浜初期勾配が緩いほど, 浜崖の発生に要する時間が長くなる。
3. 入射波波形勾配が増大すると, 浜崖脚部標高は時間とともに低下, すなわち浜崖高さが増大する。
4. 浜崖発生の抑止対策工として, 後浜より碎波点までの区間の海浜下層部に透水路を設置した実験を行ったが, その効果は明確には認められなかった。

移動床実験の縮尺効果という難問題があるが, 人工海浜の縦断形状設計に対して, 本研究の成果は重要な知見を提供するといえる。

謝辞: 本研究に使用した透水路に関する実験結果は, 当時学部学生であった村上 拓君によるものである。ここに記して謝意を表す。

参考文献

片山 忠・黒川 誠・柳嶋慎一・加藤一正・長谷川巖 (1992): 透水路設置による前浜地下水位の制御, 海岸工学論文集, Vol. 39, pp. 871-975.

服部昌太郎・川又良一 (1987): 碎波帯内の海浜変形過程, 第25回海岸工学講演会論文集, pp. 218-222.

島田広昭・井上雅夫・打谷一雄 (1993): 人工海浜の二次元変形に及ぼす波形勾配の影響, 土木学会第48回年次講演会概要集, II-407, pp. 910-911.

水口 優 (1991): 浅海域における入・反射波の分離手法について, 海岸工学論文集, Vol. 38, pp. 31-35.

土屋義人・河田恵昭 (1980): 浜礫砂に及ぼす吸水の影響, 第27回海岸工学講演会論文集, pp. 270-274.

柳嶋慎一・加藤一正・片山 忠・磯上知良・村上裕幸 (1991): 地下水位低下の前浜地形変化におよぼす影響, 海岸工学論文集, Vol. 38, pp. 266-270.

Hunt, I. A. (1959): Design of seawalls and break-waters, Proc. ASCE, Vol. 85, WW 3, pp. 123-152.

Rubey, W. W. (1933): Settling velocities of gravel, sand and silt particles, Am. Jour. Sci., 5th series, Vol. 25, No. 148, pp. 325-338.

Sunamura, T. (1984): Quantitative predictions of beach-face slopes, Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 95, pp. 242-245.

Sunamura, T. and K. Horikawa (1974): Two-dimensional beach transformation due to waves, Proc. 14th ICCE, pp. 920-938.