

不規則波によるフィルター層を有する海浜断面の可逆性から見た安全性について

Safety Based on Beach Profile Changes of Artificial Coast with Gravel Filter Layer under Irregular Waves

辻本剛三¹・細山田得三²・柿木哲哉³・宇野宏司⁴

Gozo TSUJIMOTO, Tokuzo HOSOYAMADA, Tetsuya KAKINOKI and Kohji Uno

Safety on an artificial beach constructed based on the fail-safe concept have been studied. Beach profile changes and onshore -offshore distributions of sand particle size have been measured in the water flume. In spite of erosive waves, irregular waves might deposit sand particles on the runup area. According to increasing of the permeability of filter layers, beach profile could be equilibrium. The filter layer would promote the sorting action for sand particles, and depositional waves would deposit coarse sediments on the on shore side and fine ones on the offshore side for an erosive type beach. A filter layer has the potential to change the beach profile without water level changes. The permeability of filter layer has the more effect on velocities and water surface in the stage of run down than run up.

1. はじめに

海岸保全施設としての「砂浜」は、消波や越波低減、背後の堤防・護岸の洗掘防止の機能を有するものである。陥没事故を契機に海浜断面に異常が発生しても、重大な事故への進展を抑制するために砂礫等を用いたフィルター層（以後、F層）の設置が人工海浜で行われている。F層の種類や形状は当該海岸の自然条件により異なるが、汀線近傍では表層から一定の深さに砂礫や砂利等が敷設される事が多い。人工海浜は養浜等を伴うことが多く、使用する底質粒径は対象海岸の代表粒径以上の粒径が必要とされ、混合粒径になることも多い。F層を有する人工海浜の安全性の検討は無く、このような背景から辻本ら(2007)は、規則波を用いてF層の設置条件等を変化させた実験や計算を行い、海浜縦断面形状の可逆性の観点から海浜の安全性の検討を行っている(以後、前報と称す)。

本研究では前報の実験結果を踏まえて、新たに不規則波の作用における実験を行い、前報の結果との比較を行い、不規則波作用下における海浜断面の安全性について議論を行う。また、画像による粒径、粒度組成分析手法を海浜断面の可逆性を底質粒径分布の観点から検討する為に適用した。さらに前報の数値モデルに不規則波を考慮してF層の特性による流動や水位変化を検討した。

2. 実験方法

(1) 実験装置

長さ18m、高さ0.8m、幅0.6mの2次元造波水路に、透水係数0.136cm/秒、中央粒径0.5mmの均一砂を使用し、長さ5m、1/10の勾配の初期地形を作成した。F層の形状は長さ1m、幅0.6m、高さ0.1mの直方体とし、2種類の砂礫と設置深を変化させた。その条件を表-1に示す。設置深は表面からの距離であり、F層の透水係数は定水位法により算定した。F層の設置場所は当該海岸の特性によって異なり、陥没対策の観点からは砂浜全域に設置することが望ましいが、本研究では前報と同様に高潮位と低潮位間に設置した。

表-1 フィルター層の砂礫の条件

フィルター	粒径(mm)	空隙率	設置深(m)	透水係数(cm/秒)
A	3.4	0.38	0.1	0.266
B	3.4	0.38	0.05	0.15
C	16.5	0.4	0.05	0.101
D	16.5	0.4	0	0.126

(2) 実験方法

入射波としてBretshneider・光易型のスペクトルを有する不規則波を用いて、堀川ら(1974)の汀線の前進・後退を示す指標より定めた堆積型、侵食型の不規則波を作用させた。水深は汀線がF層の岸端、中間、沖端となるようにh=40cm、35cm、30cmとし、各々高潮位、平均潮位、低潮位と称した。このような条件下で不規則波を単独もしくはこれらを組み合わせたものを数時間作用させ、レーザー距離計で地形を測定した。レーザー距離計の誤差は±1.5mmである。表-2に規則波(前報)と不規則波の実験条件を示す。

岸沖方向に10cm間隔毎にデジタルカメラで底面(5cm x 4cm)を撮影し、粒子画像の空間的自己相関係

1 フェロー 工博 神戸市立高専都市工学科教授
2 正会員 工博 長岡技術科学大学環境建設系准教授
3 正会員 博(工)神戸市立高専都市工学科准教授
4 正会員 博(工)神戸市立高専都市工学科講師

表-2 実験条件

ケース	水深 (cm)	不規則波					規則波		
		平均波		有義波		係数C	平均波		係数C
		波高 (cm)	周期 (s)	波高 (cm)	周期 (s)		波高 (cm)	周期 (s)	
1(堆・高)	40	2.1	1	3.4	1.13	2.3	3.8	1.1	2.5
2(侵・高)	40	7.3	1.25	11.6	1.41	6.7	13.3	1.23	8.1
3(堆・平)	35	2.1	1	3.3	1.14	2.2	2.6	1.1	1.7
4(侵・平)	35	6.7	1.19	10.6	1.36	6.4	12.4	1.23	7.6
5(堆・低)	30	2	1	3.1	1.08	2.2	3.1	1.1	2
6(侵・低)	30	7.1	1.24	10.5	1.39	6.2	11.3	1.23	6.9

数を用いた方法（後述）により平均粒径、粒度分布を算出した。この手法は底質を採取しないため、地形形状を乱さず短時間で計測分析できるので、連続して地形変化の実験が可能になる。

3. 粒子画像による粒度分析

Rubin (2004) は経済学や地理学の分野で用いられている空間的自己相関の考えを適用し、粒度分析の手法を提案している。底質粒径が既知である均一粒径の粒子画像内に2つの矩形領域を設定し、両者の輝度値の相関と矩形領域の距離との関係を示すコログラムを複数の粒径に対する検定曲線とし、均一粒径（よく篩い分けされた底質）の場合は、検定曲線との直接の比較により粒径を決定している。一方、混合粒径の場合は、個々の粒径の含有率とその相関係数の総和と混合粒径の相関係数の間に線形関係が成り立つとの仮定の元で、非負最小乗法を適用して粒径や粒度組成を算定している。Barnard (2007) らはRubinの方法を用いて現地海岸250余りのデータを画像と篩い分けで分析し、画像による方法は96%の正確さを有している事を示している。辻本ら (2008) は画像の撮影条件の検討を行い、斜面勾配が1/7程度より緩やか、撮影高さに数cm程度の変動が生じても得られた結果には差が見られないこと、底質が湿潤状態において間隙からの水分の滲出が見られる場合は、画像からの結果には誤差があることを示している。しかし、画像から算定した中央粒径や淘汰係数は、篩い分け試験による結果と良好に対応していることを示している。

4. 一様勾配からの結果

(1) 地形変化

図-1, 2, 3は一様勾配から堆積型、侵食型の不規則波を高潮位、平均潮位、低潮位の各水深に90分作用させた結果である。

図-1の高潮位の堆積型ではF層の種類に関係無く、汀線の前進が見られる、バームが形成されるが、前報の規則波作用下よりもその規模は小さい。侵食型の場合、バーの高さが小さく、幅広の形状になっており他の潮位時と同様な形状になり、バーの形成位置がより岸側になって

いる。これは規則波とは違い砕波点が一定でないことによる。また、形成されたトロフの水深もやや浅い。遡上域に底質の堆積が見られ、規則波では生じなかった結果である。汀線付近は何れも侵食されているが、F層の有無によらず、その範囲や規模は同程度である。しかしながら、F層Cでは初期汀線付近のF層が表面に露出した。

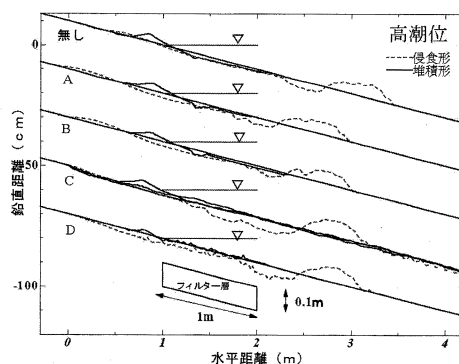


図-1 海浜断面形状（高潮位）

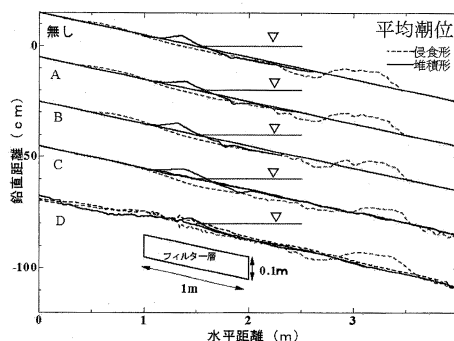


図-2 海浜断面形状（平均潮位）

図-2の平均潮位の堆積型では、F層D上のバームの形成が明確ではない。不規則波の遡上域はより広範であるが、F層Dは砂礫との混合であるために底面の表層粗度が大きく、底質の移動が抑制された結果である。一方、侵食型では高潮位時と同様にF層CでF層が露出した。透水係数の増大に伴い侵食型でも遡上域への堆積が見られる。そのために沖側への底質の移動が減少し、バーや

トロフの規模が小さくなっている。

図-3の低潮位では、F層A, Bのバームやバーの形成位置がF層C, Dよりも陸域になっている。表-1のF層の透水係数から前者はF層の無い場合よりもその値が大きく、また、低潮位時は高潮位や平均潮位よりも波の遡上域が常にF層上に位置することがその要因の1つと考えられる。

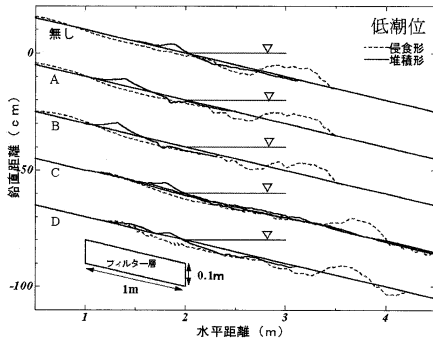


図-3 海浜断面形状 (低潮位)

(2) バームの形状

図-4にバームの高さと堆積波の最遡上地点までの汀線からの距離をF層の透水係数順に示す。また、図の縦軸上に武田らのバーム高さ、Huntによる遡上点の理論値も示す。西ら (1988) も指摘しているように、不規則波は規則波と比較して、底質移動がやや緩慢であるため地形変動はやや小さい。図-1, 2, 3からも明らかに遡上距離やバーム高さにF層の影響が見られており、特に低潮位時にその差が顕著である。理論値による値と比較して何れも下回っている。

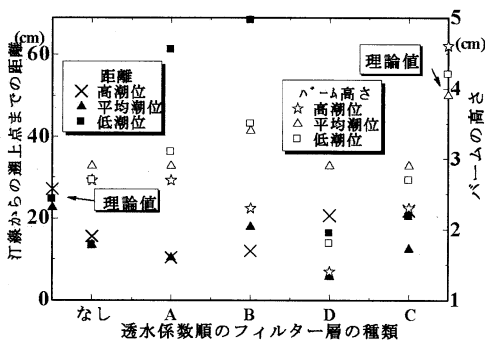


図-4 バーム高と汀線からの遡上点距離

(3) 波数スペクトル勾配

前報では海浜地形の平衡特性を場所的 (波数) スペクトルのスペクトル密度の勾配で評価しており、-3乗を目安にして平衡特性の考察を行っている。図-5にスペクトルの勾配をF層の透水係数順にして示す。透水係数の

減少に伴い勾配が緩やかになり平衡状態から非平衡状態になることが解る。F層Dは混合粒径で表層に砂礫が露出し、遡上域では砂礫が広範囲にわたって分布しているため、平衡状態には達し難いものと推定される。

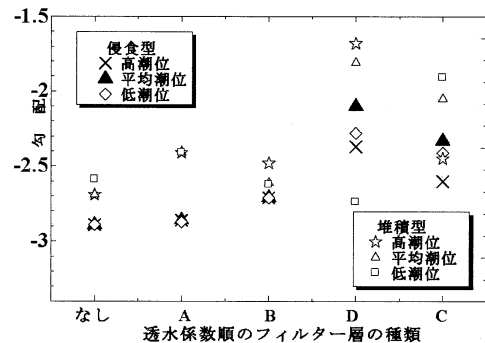


図-5 波数スペクトルとフィルター層の種類

4. 複数波による実験結果

(1) 地形形状からの可逆性

前報と同様に砂浜の安全性の観点から地形の可逆性について実験を行った。侵食型を45分作用させた後に堆積型を120分作用させた、前報では15分で明確なバーが形成されたが、不規則波ではバーの発達が緩慢であるために45分とした。120分の波作用時間で平衡状態に到達するかについての議論は必要であるが、F層の影響に着目した。図-6は潮位変化が無い時の結果である。不規則波においてもバーの消滅とトロフの埋め戻しは明確ではなく、非可逆性である。しかしながら、陸側でのバームの形成は見られた。

図-6では非可逆であったため、低潮位時に堆積型を作用させた結果を図-7に示す。バーの消滅やトロフの埋め戻しが前報よりも顕著であり、いずれのケースでも見られ可逆的である。

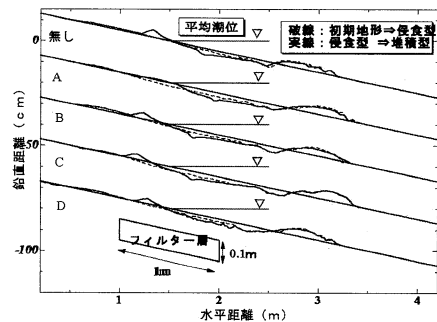


図-6 潮位一定時の地形変化

(2) 粒度分布からの可逆性

堆積型地形の特性としてバームの形成があり、バーム

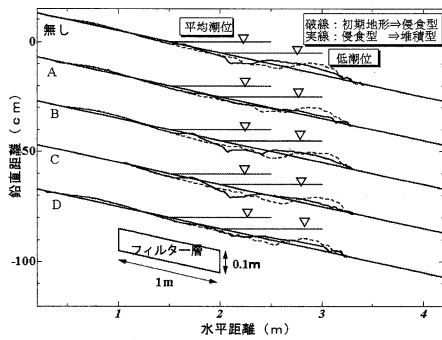


図-7 潮位一定時の地形変化

が成長する場合には周辺の底質が粗粒化すると現地報告もある(宇多, 1989). 辻本ら(2008)も堆積型地形と侵食型地形における表面粒径の岸沖分布が異なることを示している. 図-6ではF層の有無に関係なくバーの消滅やトロフの埋め戻しが顕著でない非可逆性であった. そこで粒径分布の変化から可逆性を検討するために, 画像により計測した表層粒度分布の変化を図-8に示す.

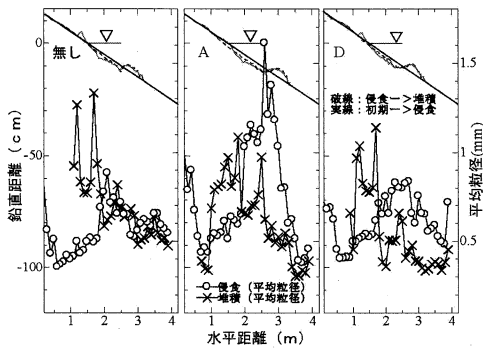


図-8 表面粒径の岸沖分布と断面形状

完全に同一状態の初期斜面の作成は困難であるために, 侵食波作用後の平均粒径の値は異なるが, F層の種類によらず類似した分布になっている. つまり, 侵食型波作用後のバー周辺の平均粒径は0.5mm以上で粗粒化し, 岸側が0.5mm以下で細粒化する, 共通の特徴になっている. 一方, 堆積波作用後はバームが形成されており, 汀線付近では0.5mm程度の粒径が1mm前後に粗粒化している. 粒径のピークが最終碎波点と前浜の中央付近の2ヶ所であり, 現地海岸と同様な傾向である. 沖側のバーは顕著な変形が見られない非可逆な状態であるが, F層が設置されると0.5mm以下となりF層が無い場合よりも細粒化している. 図示していないがバーの消滅を伴う可逆的(図-8)の場合は, より細粒化が広域にわたって促進され, バーム付近の粗粒化領域との間に粒径が変化しない領域も形成される. このことは可逆性の有無として粒径分布特性からも判断が可能であることを示唆している.

図-9は図-8における堆積波作用後のF層Aの粒度分布で

ある. 沖側から岸側にかけて粗粒子化していることがわかる.

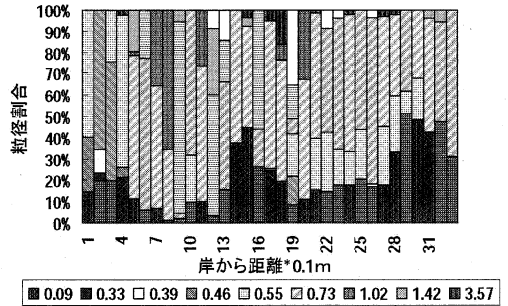


図-9 粒度組成の岸沖分布の例

5. 計算

(1) 基礎方程式・計算領域

図-10に示すように海底面下に透水層を有し, 斜面下にF層を設定した. 図の下部の点線は, 透水層の下端であり, この線と海底面と挟まれた部分が透水層であり, 水面下では飽和状態, 遡上域では不飽和浸透問題となる. 基礎式等は浅野(1999)により解説されている考え方に基いて計算を行った.

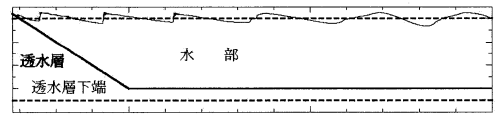


図-10 計算領域

基礎式は以下の通りである.

$$\begin{aligned} \frac{\partial d}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(ud) &= -q_b \\ \frac{\partial}{\partial t}(ud) + \frac{\partial}{\partial x}(u^2d) + gd \frac{\partial \eta}{\partial x} - \nu \frac{\partial^2}{\partial x^2}(ud) &= -\frac{1}{2} f |u| u \\ -u_b q_b + \left(B + \frac{1}{3}\right) h^2 \frac{\partial^3}{\partial x^2 \partial t}(ud) + Bgh^3 \frac{\partial^3 d}{\partial x^3} & \quad (1) \\ \frac{\partial}{\partial x}(h_p u_p) &= q_b \\ \frac{\partial}{\partial t}(h_p u_p) + \frac{1}{n_p} \frac{\partial}{\partial x}(h_p u_p^2) - u q_b &= -gn_p h_p \frac{\partial \eta}{\partial x} - R \end{aligned}$$

ここで, $d = h + \eta$: 全水深, η : 静水面からの水位変動, h : 水深, u : 水平流速, q_b : 流入フラックス, f : 摩擦係数, h_p : 透水層深, u_p : 透水層内の水平流速, n_p : 空隙率, R : 流体抵抗である. u_b については, 浸透時と滲出時で以下のように分けて与える.

$$\begin{aligned} u_b &= u & \text{for } q_b > 0 \\ u_b &= u_p / n_p & \text{for } q_b < 0 \end{aligned} \quad (2)$$

なお本来なら透水層内の水面の変動を考慮する必要があるが、Kobayashiら(1990)と同様に遡上域の水位と透水層内の水位が一致しないことを許容するために連続式には考慮していない。

F層は遡上域の表面付近に設置されており、厳密に言えば鉛直方向に透水層の特性が変化しているが、計算は1次元であるために表-1の透水係数をF層の設置の断面に与えている。不規則波は表-2の入射波高、入射波周期、水深を与え、水平格子数、格子サイズ、計算ステップ数、時間間隔はそれぞれ、3500、0.005m、30000、0.001sとして計算をおこなった。

(2) 計算結果

図-11に表-1のケース1のF層AとCの波作用後11秒、F層AとDの波作用後10.2秒における波形と水平流速の分布を示す。透水係数により遡上高さや流速変動に相違が見られる。透水層直前までは水位形状や流速波形の変化は小さいが、F層上では両者の相違が顕著になる。Run_up時よりもrun_down時においてその傾向が顕著である。遡上域の所々で水位変動が見られるが、前述のように透水層の水位変動が考慮できていないため、水部と透水層との運動量の接続が適切に行われていないことによる。水平方向の流速変動ではその傾向がより顕著になっており、今後の検討課題である。

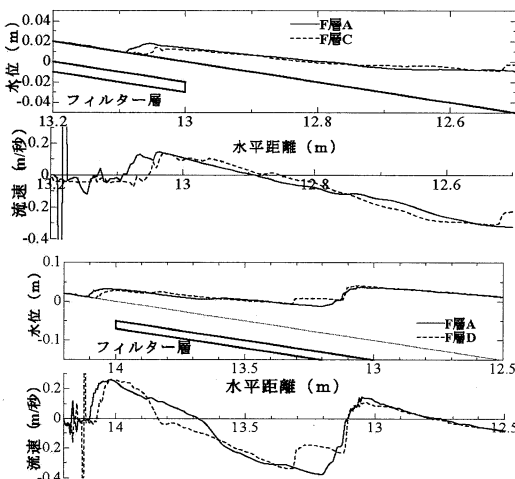


図-11 計算結果

6. 結論

前報の規則波の実験に対して、不規則波作用下における海浜断面の安全性について検討した結果、以下のよう

な結論を得た。

(1)不規則波の遡上域が規則波と比較して広域であるため、透水性が高くなると侵食波であっても陸域に砂を堆積させ、堆積波はより陸側にバームを形成させる。

(2)バー頂が幅広になり、明確なトロフが形成されないことがあるが、バーの形成がより岸側になり、F層の岸側端を高潮位時の汀線位置に設置するとより顕著である。

(3)波数スペクトルによると海浜地形の平衡性は透水係数の増加と共に高くなる。

(4)潮位変化が無い場合は規則波と同様に地形の可逆性は小さいが、潮位変化が存在するとよりバーの形状が細長くなり、それに伴いトロフの埋め戻しも著しくなり可逆性が高まり、安全性を阻害することはない。

(5)断面形状の可逆性は、粒径の岸沖分布からも評価が可能であり、F層下では堆積波作用後の汀線近傍にはやや粒径が小さな砂粒子が堆積する。

(6)計算によりF層の特性に応じて、流動特性が変化することが判った。しかし、透水層内の水位変化を考慮する必要がある。

謝辞:本研究の一部は科学研究補助金基盤研究(c)(代表:辻本剛三, 課題番号18560509)により行われた, また, 実験に際して本校元学生大西剛史君(修成建設コンサルタント), 画像処理に関して中條壮太君(大阪市立大学大学院), 不規則波の処理に荒木進歩先生(大阪大学), 太田隆夫先生(鳥取大学)にご協力頂きました。ここに記して謝意を示します。

参考文献

- 浅野敏之(1999):波打ち帯における波動場について, 水工学に関する夏期講習会, 土木学会水工学委員会, B-6-1-17.
- 辻本剛三・山田文彦・柿木哲哉(2008):粒子画像を用いた底質粒径の計測方法の妥当性に関する研究, 海洋開発岸論文集, 第36巻, pp. 464-468.
- 宇多高明・小俣篤・竹淵勉(1989):前浜における底質粒径の時間空間変化とバームの形成機構, 海岸工学論文集, 第36巻, pp. 359-633.
- 西隆一郎・佐藤道郎・又野康治・牧野一正・安井広宣(1988):不規則波による海浜変形に関する実験的研究, 第35回海講論文集, pp. 462-466.
- 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右(1976):波による二次元海浜変形に関する実験的研究, 第23回海講論文集, pp. 193-200.
- Barnard Patrick L., David M. Rubin, Jodi Harney and Neomi Mustain (2007): Field test comparison of an autocorrelation technique for determining grain size using a digital 'beachball' camera versus traditional methods, Sedimentary Geology, 201, pp. 180-195.
- Kobayashi, N. and A. Wurjanto (1990): Numerical model for waves and on rough permeable slopes, J. Coastal Research, pp.149-166.
- Rubin David M., (2004): A simple autocorrelation algorithm for determining grain size from digital images of sediment, Journal of Sedimentary Research, Vol. 74, No. 1, pp. 160-165.