

礫浜斜面上の流速場と漂砂移動機構 に関する研究

馬 賢鎬¹・水谷法美²・江口 周³

¹正会員 博(工) 三星重工業(株) 造船プラント研究所(〒656-710 韓国慶尚南道巨濟市新縣邑530)
E-mail: hh.ma@samsung.com

²正会員 工博 名古屋大学教授 大学院工学研究科社会基盤工学専攻(〒464-8603 名古屋市千種区不老町)
E-mail: mizutani@civil.nagoya-u.ac.jp

³正会員 修(工) 名古屋市総務局国際博覧会推進室(〒453-0872 名古屋市中村区平池町60-6)
E-mail: shu-e@mbj.ocn.ne.jp

本研究では砂礫混合海浜で生じる分級や海浜断面の形成機構を明らかにするため、水理模型実験を行って礫浜斜面上の流速場の計測を行うとともに、礫浜の地形変化の計測を行って検討を加える。まず、厚さの異なる一様勾配の礫浜の碎波帯の流速場の計測を行った。ついで移動床厚の異なる場合の海浜断面の波による変形と、径や比重の異なる混合底質の移動形態と分級過程を観測した。また、計測した流速場から底質の作用波力を評価し、底質の移動限界時の力学的バランスから底質の移動特性を考究した。その結果、礫浜斜面の断面形状には斜面内への浸透流が重要な役割を果たしていること、また、底質の作用流体力と抵抗力の関係から底質の移動形態とその方向や形成される地形の概要が説明できることが判明した。

Key Words : beach profile, grading process, gravel beach, Morison equation, infiltration

1. はじめに

沿岸域における漂砂には、碎波にとまなう強い渦流れによって巻き上げられた浮遊漂砂やその後の岸への強い打ち上げにとまなう掃流漂砂など形態の異なる漂砂が混在し、さらに両者の割合は場所によって異なるなど、漂砂の特性や量を正確に評価することは極めて困難である。このような漂砂を精度良く評価するためには、漂砂の外力である流れ場の特性を明らかにし、それと関連づけて漂砂の移動機構を考究する必要がある。斜面上の碎波帯から遡上域では複雑な流れ場が形成されるが、計測装置の制約などの問題もあり、これまで流速場が詳細に計測された例はあまりなく、特に移動床における碎波帯以浅の流速場の特性には未解明な点が多く残されている。一方、碎波帯以浅では、漂砂の多くの部分が生成される重要な場所である。このような漂砂を正確に評価するためには、漂砂の外力である流れ場の特性を解明し、漂砂の移動機構と関連づけた漂砂機構の解明とその量の評価が重要である。

従来、漂砂の移動限界とその移動機構に関しては数多くの研究が行われてきている。しかし、多くの研究は流速の自乗に比例する抗力や揚力を外力とし

て底質の静的安定限界を考え、シールズ数などの無次元量によって実験結果を整理し、漂砂の移動限界を流速と関連づけて考察している。土屋ら¹⁾及びTsuchiya²⁾は、岩垣³⁾による砂粒の移動限界の理論を拡張し、従来の砂粒の静的な釣合条件に砂粒の加速度及び速度項を入れ、漂砂の移動限界近傍における砂粒の動的挙動を rocking motion と仮定して移動限界に及ぼす加速度の影響を評価している。青木ら⁴⁾は斜面上の捨石の波による動的挙動を考察し、斜面上では下部の捨石の大きさや外力の向き、及び周期も rocking motion に影響を及ぼすことを示している。

一方、海岸の底質移動の議論は代表粒径に対して行われてきているが、砂礫混合海浜のように底質粒径が異なる場合では、粒径の差による漂砂形態の差によって分級が生じることも報告されている^{5), 6), 7)}。分級に関しては、田中ら⁸⁾が混合粒径に対する粒径別移動限界シールズ数及び限界摩擦速度について水理実験を行って考察している。田中ら⁸⁾は実験のデータ及び実験から求めた式と流砂に対する Egiazaroff 式を比較し、小粒径は実験値との整合性が良好であるが、大粒径の底質ではその差異が大きく、慣性力の影響が無視できないことを示している。

伊福・住井⁹⁾も混合砂の移動に関して、底質を構成する粒径や底面における占有率が浮遊砂濃度や漂砂量に及ぼす影響について考察し、Egiazaroff式が小粒径に対しては限界掃流力を過小評価し、大粒径に対しては過大評価していることを示している。また、鈴木ら¹⁰⁾および乾ら¹¹⁾は混合粒径砂を用いた実験を行って、シートフローの発生領域と細粗混合の関係を検討した。後藤ら¹²⁾はシートフロー漂砂の鉛直方向への砂粒子の移動に伴う各層間の粒度構成の変化に関して検討した。渡辺ら¹³⁾は混合粒径砂を用いて実海域相当のシートフロー条件下での混合砂の移動形態を粒径、混合率、流速および波の非対称性によって分類し、移動形態毎に漂砂量測定実験を行って漂砂の定量的な検討を行った。

一方、熊田ら¹⁴⁾は漂砂量を粒径毎に変化させ、海浜地形変化を求める手法を提案し、地形変化と粒径の空間分布を水理模型実験と比較することにより、その妥当性を検証している。そして、分級過程を考慮することの重要性を指摘している。この分級の主たる原因は粒径にともなって掃流や浮遊などの移動形態が異なり、そしてその移動量も変化することに起因すると考えられる。漂砂の移動形態にはその水中重量が重要な寄与をすると考えられるが、水中重量の大小が力学的にどのように影響しているのかは十分に検討されているとは言い難く、したがって漂砂の移動機構を粒径などの物理量と関連づけながら検討する必要がある。

本研究では、これまでに碎波帯内の流速場の計測に開発されてきたキャンティレバー型流速計¹⁵⁾を製作し、移動床上で碎波帯からそれ以浅の流速場の計測を行って、移動床上の流速場の特性を考究する。ついで、比重と径を変化させた移動床実験を行って、底質の移動機構と分級過程、および断面地形の形成過程を明らかにする。そして、実験で計測した流速場から底質に作用する流体力を計算し、復元力との力学的バランスから、砂礫混合海浜の分級や海浜断面の形成機構を明らかにすることを目的とする。

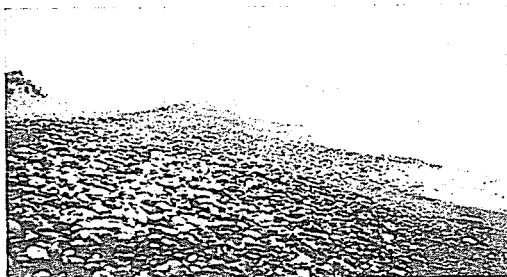


写真-1 七里御浜井田海岸の分級特性

2. 現地海浜の概況

本研究を行うに当たり、砂礫質で形成される海岸の概況を調査した。主とした対象海岸は、三重県七里御浜海岸における井田地区海岸であるが、他に静岡県美保海岸などでも概況を調査した。

井田海岸における汀線観測結果によると、井田海岸全体としては夏季の5月から9月にかけては台風などの高波浪により侵食され汀線は後退し、それ以外の季節では安定もしくは堆積する傾向にある¹⁶⁾。写真-1と写真-2は井田海岸の様子を示したものであるが、写真-1のように、前浜の上部に粒径の大きい底質が集まり、一方、汀線付近は粒径の小さい底質が集まる傾向がある。この分級の様子は他の砂礫海岸でも観察された。また、海浜断面は汀線から岸側に向かってその上端部にピークを有する比較的勾配のきつい斜面を形成し、その後緩やかに下る斜面と引き続いて上り勾配になる斜面を形成する傾向にある。そして、台風など高波が作用した後では汀線背後により急峻なピークを持つ地形が形成されることも観察された。

図-1は、2000年9月28日と11月23日に井田海岸近くの場所で和田ら¹⁷⁾が行った砂礫混合海浜の断面測量結果を示す。図を見ると、写真-2のように汀線の岸側に周囲よりも急峻な地形が観測され、それは砂礫混合海岸の特徴であるといえる。

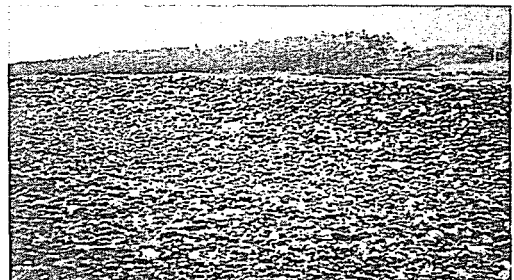


写真-2 七里御浜井田海岸の汀線

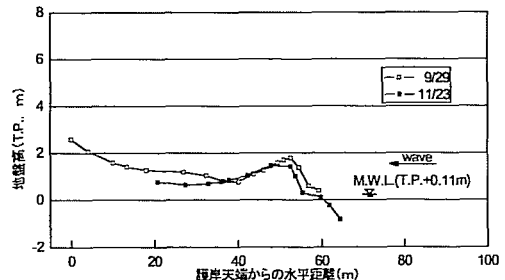


図-1 七里御浜井田海岸の海浜地形

3. 砂礫混合海岸における分級と断面地形

(1) 水理実験

底質の重量が移動形態や分級過程に及ぼす影響を考察するため、径や比重の異なる底質を使って移動形態と分級過程、および地形変化を観測することとした。そして、礫 ($d_{50}=5\text{mm}$, 比重 2.65), 砂 ($d_{50}=0.1\text{mm}$, 比重 2.65), およびプラスチックボール ($d_{50}=5\text{mm}$, 比重 1.81) を使って、礫のみによる海浜斜面, 砂のみによる海浜斜面, 礫と砂の混合底質 (礫:砂=7:3) による海浜斜面, および礫とプラスチックボールの混合底質 (礫:プラスチックボール=7:3) による海浜斜面を作成し, 移動床実験を行った。なお, 移動床の層厚(d)を礫の場合に 8cm と 15cm の 2 種類変化させ, それ以外の場合は 15cm とした。

実験は, 図-2 に示す名古屋大学の 2 次元造波水槽 (幅 0.7m, 高さ 0.95m, 長さ 30m) を使って行った。水槽内に井田海岸の地形を参考に 1/7 勾配の木製不透過斜面を設置し, その上に上述の 4 種類の透水性斜面を形成した。なお, 模型の幾何縮尺を 1/25 とし, その縮尺で粒径も決定してある。

入射波の条件として, 七里御浜井田地区海岸の波浪観測結果より得られたエネルギー平均波と暴浪波を対象にすることとし, それらを模型縮尺にあわせ, 表-1 に示す諸元の規則波を入射波とした。

実験では, 入射波の計測を行うとともに, 30分, 1時間, 3時間および6時間後の地形を砂面計を使って計測するとともに, 底質の移動状況をデジタルビデオで撮影した。

(2) 実験結果

a) 均一底質による地形変化

・礫のみの場合

図-3 に, $T=1.7\text{s}$ の入射波に対する礫のみの場合

表-1 入射波の条件

T(s)	$H_i(\text{cm})$	$L_i(\text{cm})$	H_i/L_i
1.7	6	305.2	0.0197
1.8	12	326.7	0.0367

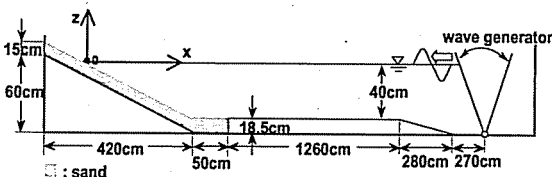


図-2 実験水槽の概要

の断面地形の時間変化を示す。本実験で, 礫のみの場合は, ほぼ 30 分で地形が落ち着いて平衡状態になった。

ビデオ解析および実験時の目視観測によると, 実験で使用した礫は, 碎波帯では一旦浮遊し, 寄せ波から流速反転前に沈降し, 引き波時は掃流状態で沖側へ移動することが確認された。一方, 遡上帯では, 寄せ波と共に岸側に掃流状態で移動するが, 引き波時には底質の移動量は小さくなる。この傾向は層厚が 15cm 方が 8cm の場合よりも顕著であったが, これは後述する透水性斜面内への浸透流の差によると考えられる。

図-4 に 2 種類の層厚の礫浜の平衡地形を例示する。なお, 比較のため, プラスチックボールを混合させた場合の平衡地形 (約 1 時間後) も示してある。礫浜の平衡断面に着目すると, 碎波帯付近 ($x=45\text{cm}$) で侵食, 汀線上で堆積が生じ, 汀線上では急峻な地形が形成される。そして, 層厚が 15cm の場合の方が 8cm の場合より侵食の規模は大きく, 汀線上の峰状の地形もより急峻になる。なお, 本実験で使用した砂のみで移動床実験を行った場合にはこのような地形は形成されておらず, 一方, 図-1 に示したように現地の砂礫混合海岸でも類似の地形が観察されていることから, このような地形は礫質の海岸に特有の地形であると考えられる。

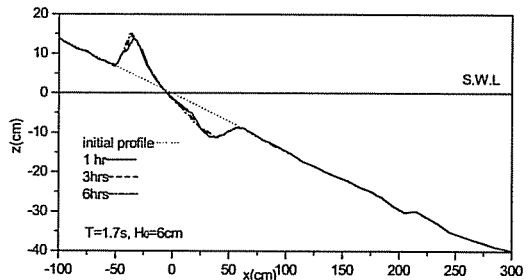


図-3 礫のみの混合の断面地形の時間変化

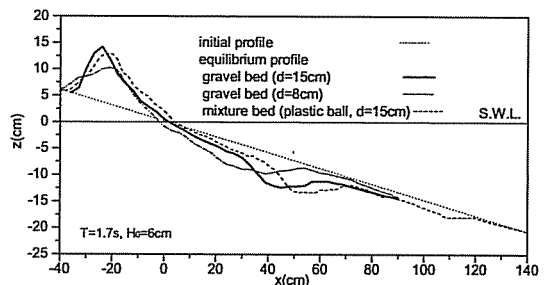


図-4 礫のみと礫とプラスチックボールの混合底質に対する平衡地形

・砂のみの場合

実験で使用した砂は、碎波帯から遡上帯では寄せ波時に浮遊し、碎波帯より沖側から少しづつ沈降しながら沖向きに移動する。さらに、遡上帯でも戻り流れによって沖向きに移動することが観測された。図-5 に、砂のみの場合の断面地形の時間変化を示す。本実験の入射波条件では、礫のみの場合は、ほぼ 30 分で地形が落ち着くのにに対し、砂のみの場合は 6 時間後でも侵食傾向が続くことが観測されたが、実験では木製斜面が現れたため、波の作用を中止した。

b) 混合底質粒子による地形変化

・礫と砂の混合底質の場合

図-6 に、礫と砂の混合底質の場合の平衡地形(約 3 時間後)を示す。砂と礫は、それぞれ礫のみと砂のみの場合とほぼ同じ状態で移動することが観測された。そのため平衡断面では汀線近傍の侵食域を挟んで岸沖両側に堆積が生じているが、岸側には礫が、沖側には砂が堆積し、礫と砂の分級が生じる(写真-3 参照)。

・礫とプラスチックボールの混合底質の場合

碎波帯では、プラスチックボールと礫は共に浮遊状態になったが、プラスチックボールの方が礫より浮遊範囲が広く、浮遊する時間も長くなることが確認された。図-4 より、同じ層厚に対する礫浜より碎波帯での侵食域が大きく、比重の小さいプラスチックボールの方が移動しやすいと判断できる。一方、

遡上帯では、寄せ波から流速反転前まで、礫は掃流状態で岸向きに移動するが、プラスチックボールは浮遊状態で岸側に移動し、浮遊した一部が引き波時に沖向きに移動することが観測された。これにより、礫とプラスチックボールの混合底質の場合は礫浜の場合より緩やかな地形が形成されている。また、プラスチックボールは先に沈降した礫の上を移動することが多く、写真-4 に示すように、プラスチックボールが汀線から遡上点まで礫の上に堆積する状態で両者の底質が分級することが確認された。

4. 透水性斜面上の流速場

(1) 水理実験

透水性斜面上の流速場を、前述の実験装置を使用して求めた。この際、礫の層厚(d)を 8cm と 15cm の 2 種類変化させた。

まず、波による地形変化が生じないように移動床を金網で覆った状態で、周期 $T=1.7s$ 、入射波高 $H_i=6cm$ ($H_i/L_i=0.0197$) の規則波を入射させ、キャンティレバー型流速計により流速分布を計測した。計測点は、図-7 に示すように、水平方向に汀線より沖側 150cm~60cm の範囲では 6cm 間隔、60cm~遡上点までは 3cm 間隔とし、鉛直方向に底面から

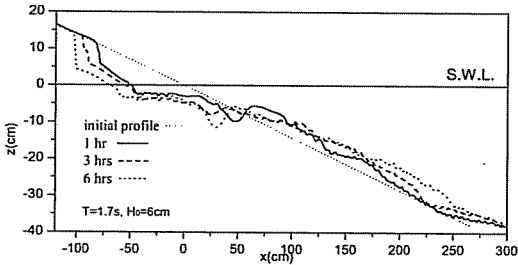


図-5 砂のみの混合の断面地形の時間変化

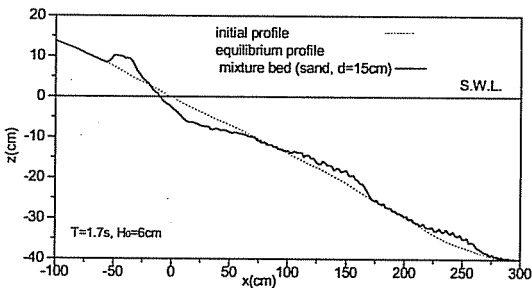


図-6 砂礫混合海浜の平衡断面

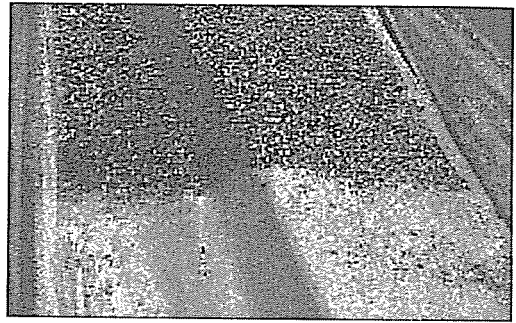


写真-3 礫と砂の分級の様子



写真-4 礫とプラスチックボールの分級の様子

0cm, 3cm, 6cm, 12cmの位置とした。これらのすべての点での流速を計測した後、金網を取り除き、地形変化がほぼ平衡に達したと判断できるまで入射波を作用させ、その後同様に流速を計測した。また、形成された地形を砂面計により計測した。

(2) 流速分布

図-8に層厚が15cmの場合の一様勾配斜面上におけ

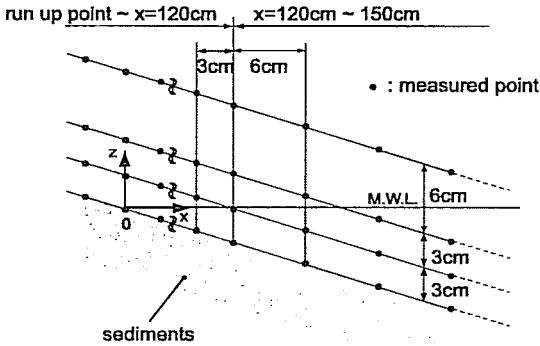


図-7 流速の計測ポイント

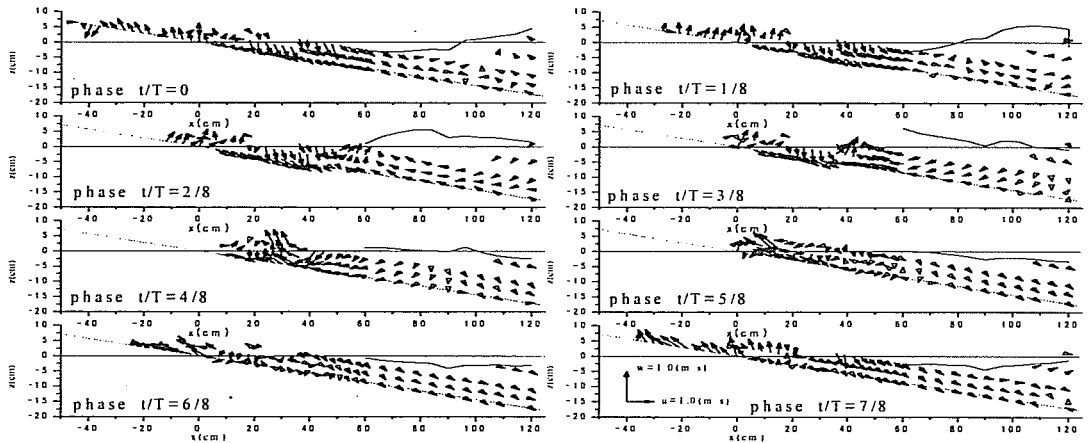


図-8 流速ベクトルの時空間分布 (d=15cm)

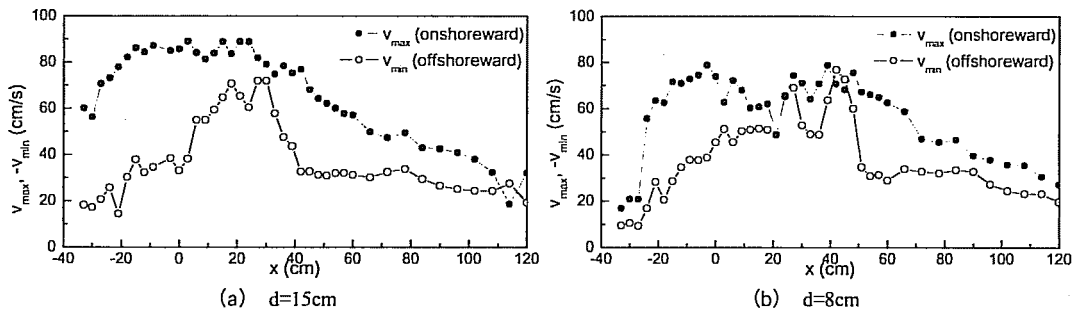


図-9 底面における接線方向流速

る流速ベクトルの時空間変化を示す。なお、流速ベクトルは波5周期の位相平均を行って求めた。ビデオ解析の結果と実験時の目視観測によると、 $x=45\text{cm}$ 付近で寄せ波と引き波の相互作用によって波峰の通過とともに渦が発生し碎波することが確認された。図中、 $t/T=1/8$ から $t/T=3/8$ の流速ベクトルを見ると、下向きの引き波と上向きの寄せ波によって $x=45\text{cm}$ 付近で波峰の通過とともに渦が発生し、その後底面流速が最大になる ($t/T=4/8$) ことがわかる。

図-9に2種類の層厚に対する寄せ波および引き波時の斜面接線方向最大流速の空間分布を示す。図より、岸向最大流速が沖向最大流速よりも大きく、流速は非対称である。これは図-8で底面直上の沖向き流速ベクトルが斜面内部に向かっていることからわかるように、斜面内部へ浸透する成分があるためであると考えられる。この流速の非対称性は層厚が大きい15cmの場合の方が8cmの場合よりも大きく、層厚の大きい方が浸透流が大きくなり、沖向き流速が小さくなったと考えられる。これは層厚の大きい礫浜斜面で波の打ち上げ帯における沖向き漂砂が層厚の小さい場合に比べて小さかったことの原因であ

ると考えられる。この点については詳細を後述する。

5. 底質の移動機構に関する考察

(1) 移動形態と力学的安定条件

底質の分級は静的分級と動的分級から検討が行われてきているが、移動床実験の観察からは動的分級で重要とされる粒子間の相互作用の影響を把握することは困難であり、また、本研究では、底質の水中重量の大小が力学的にどのように影響しているのかを検討するため、ここではまず静的な扱いに基づいて定性的に分級のメカニズムを考察することとする。

水谷ら¹⁸⁾は幅広潜堤を対象に、球状被覆材に作用する波力と抵抗力の静的な力のバランスから被覆材の安定性を論じている。粒径は異なるが、本研究でもその結果を採用することとする。すなわち、底質を球体近似し、その移動形態として、回転移動と浮遊の二種類を考え、それぞれの移動に対して作用流体力と自重による抵抗力のバランスから移動限界を求める。なお、回転移動に関しては、最小の外力で移動可能な隣接する2つの礫材の中央の谷間を転がる場合(CASE1)と最大の外力を要する隣接する礫材の頂点上を転がる場合(CASE2)の2通りが考えられる(図-10 参照)。不規則に配置された礫材の場合の移動はこれらの中間になり、CASE1とCASE2は上限と下限を与えるものと考えられ、両者を考慮することとした。

移動限界重量は、図-10に示すような力の瞬間的なバランスを考えることにより導かれる。ただし、図中の α は斜面の勾配である。

a) CASE 1 の場合

- ・浮き上がりに対する安定条件(斜面法線方向)

$$W_b \cos \alpha \geq F_n \quad (1)$$

- ・沖側への回転移動に対する安定条件

$$(W_b \cos \alpha - F_n) \sin \beta \geq (W_b \sin \alpha - F_t) \cos \beta - (2\epsilon/D)F_t \quad (2)$$

- ・岸側への回転移動に対する安定条件

$$(W_b \cos \alpha - F_n) \sin \beta \geq 2[(F_t - W_b \sin \alpha) \cos \beta + (2\epsilon/D)F_t] \quad (3)$$

b) CASE 2 の場合

- ・浮き上がりに対する安定条件

$$W_b \cos \alpha \geq F_n \quad (4)$$

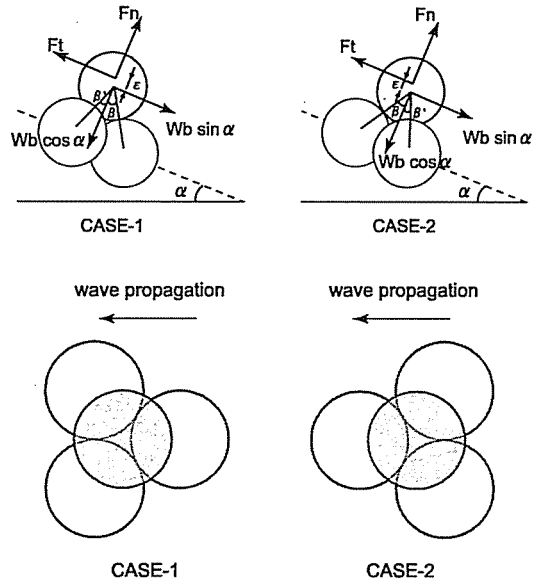


図-10 球体に作用する力

表-2 計算に用いた諸定数

摩擦係数	0
抵抗力係数	0.7
慣性力係数	1.2
ϵ	0
β	$\sin \beta = 1/3$
β'	$\tan \beta' = \tan \beta / 2$

- ・沖側への回転移動に対する安定条件

$$(W_b \cos \alpha - F_t) \sin \beta \geq 2[(W_b \sin \alpha - F_t) \cos \beta - (2\epsilon/D)F_t] \quad (5)$$

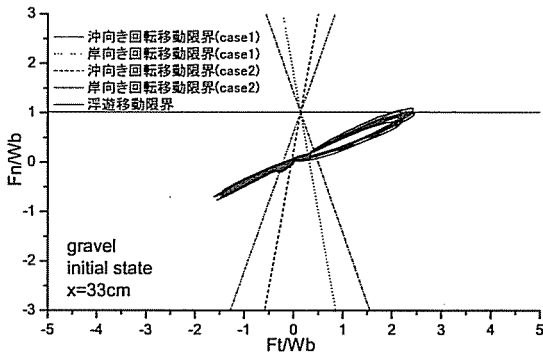
- ・岸側への回転移動に対する安定条件

$$(W_b \cos \alpha - F_n) \sin \beta \geq (F_t - W_b \sin \alpha) \cos \beta + (2\epsilon/D)F_t \quad (6)$$

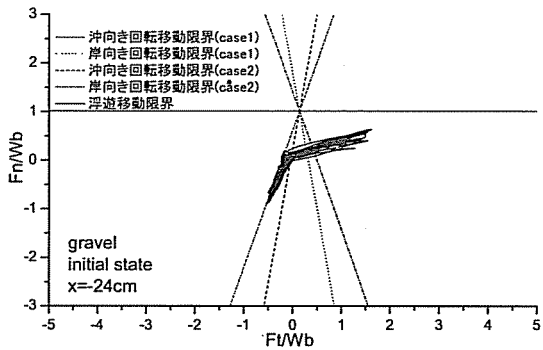
ここで、 W_b ：球体の水中重量、 F_n ：斜面法線方向の波力、 F_t ：斜面接線方向の波力、 μ ：摩擦係数、 D ：球の直径、 ϵ ：波圧が球体の一部に作用しないと考えた場合の波力作用点の球の中心からの偏心量、 β ：着目球体の中心と球体間の接点を結んだ線と斜面への垂線のなす角で、 $\tan \beta' = \tan \beta / 2$ の関係を使っている。表-2に本研究で用いた諸定数を示す。

(2) Morison 式

上記の力の釣り合いより移動限界を評価するためには、外力である波力を求める必要がある。本研究では、礫浜上の流速場を計測しているので、



(a) $x=33\text{cm}$



(b) $x=24\text{cm}$

図-11 礫の作用波力と移動限界(初期地形, $d=15\text{cm}$)

Morison 式のような波力算定式を仮定すると計測した流速場から礫に作用する流体力を評価することが可能である。礫は様々な形状であるが、それらを球体で近似し、さらに揚力の影響は小さいものとして、水平・鉛直方向の波力が式(7)と(8)に示す Morison 式で算定できるものと仮定する。

$$F_x = \frac{1}{8} C_{Dx} \rho \pi D^3 u \sqrt{u^2 + w^2} + \frac{1}{6} C_{Mx} \rho \pi D^3 \dot{u} \quad (7)$$

$$F_z = \frac{1}{8} C_{Dz} \rho \pi D^3 w \sqrt{u^2 + w^2} + \frac{1}{6} C_{Mz} \rho \pi D^3 \dot{w} \quad (8)$$

ここで、 C_{Dx}, C_{Dz} : 抗力係数, C_{Mx}, C_{Mz} : 慣性力係数, D : 球の直径(底質の中央粒径を採用する), ρ : 流体の密度, であり, 上付きドットは時間に関する微分を示す。

両式に実験で求めた水平・鉛直方向流速とそれから計算した加速度の時間変化を代入し, 球体に対して評価されている抗力係数(0.7)と慣性力係数(1.2)¹⁹⁾を代入して, 砂, 礫, およびプラスチック

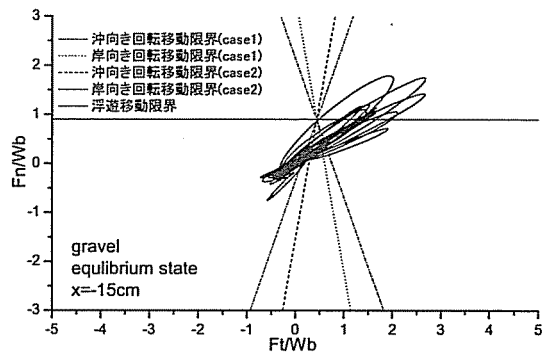
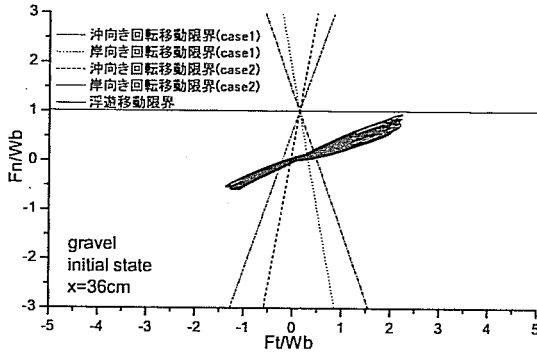


図-12 平衡地形上の作用波力と移動限界 ($x=15\text{cm}$)

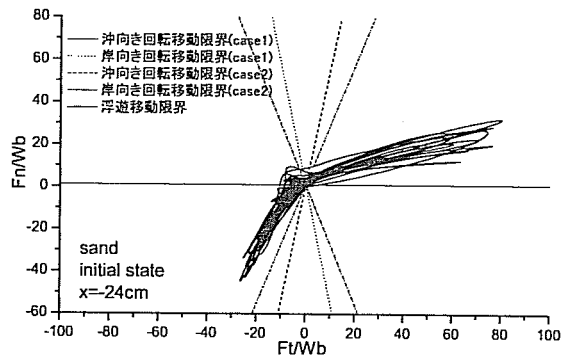
クボールに作用する F_x と F_z の時間変化を計算した。そして、これらを合成し, 斜面接線方向と法線方向の波力 F_t と F_n を求めた。

(3) 作用流体力と移動限界

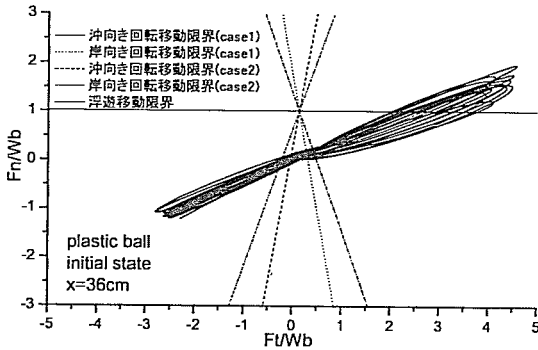
図-11 に, 上述の手法で求めた球体近以の礫に作用する波力を移動限界と比較について, 碎波帯 ($x=33\text{cm}$) と遡上帯 ($x=24\text{cm}$) における結果を例示する。なお, x 軸, y 軸はともに底質の水中重量で無次元化してある。図より, 碎波点付近近くの $x=33\text{cm}$ では岸・沖向きの両方向ともに作用波力は回転移動限界を超える。また, 岸向きの波力作用時には少し浮遊限界を超えるが沖向きは浮遊限界を超えずに移動することが判る。この結果より, 碎波帯では, まず, 波の入射にともなって回転移動により岸側に移動し始める。このときの移動形態は表層に沿っているため掃流移動と解釈できる。次第に流体力が大きくなると浮遊限界を超え, 底質は浮遊状態となる。しかし, 流体力の低下とともに沈降し, 戻り流れによって沖向きに掃流状態(回転移動)で移動すると考えられる。この状況は目視観察やビデオ解析結果と良好に対応する。一方, 急峰部のピークに近い $x=24\text{cm}$ では流速の非対称性(図-9)より, 図-11(b)に例示するように, 波力ベクトルの主軸は直線状ではなく折れ曲がった形状になる。そして, 岸向きの波力作用時には回転移動限界を超え, その後若干浮遊移動限界も超える場合もある。しかし, 沖向き波力作用時には移動限界を超えない。この結果より, 波の打ち上げ時には礫は岸向きに打ち上げられるが, 流速反転時には外力が小さいために礫の移動は生じない。そのため打上げ帯では岸向き漂砂が卓越し, そこに礫が堆積することにより急峻な地形が形成されることになる。地形が急峻になってくると, 局部的に斜面勾配が変化し, 沖向き移動限界が生じやす



(a) 礫

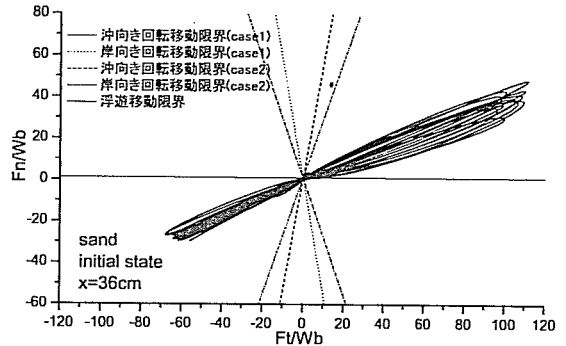


(a) x=24cm



(b) プラスチックボール

図-13 作用波力と移動限界の比較



(b) x=36cm

図-15 砂の作用波力と移動限界 (初期地形, d=15cm)

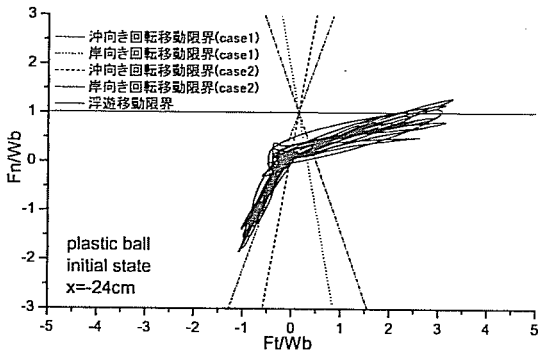


図-14 プラスチックボールの作用波力と移動限界 (初期地形, x=24cm)

くなる。このため、図-12 に例示したように岸・沖両方向の移動限界を超え、漂砂量が釣り合う平衡状態が現れ、平衡地形が生じると判断できる。

図-13 は碎波帯(x=36cm)における礫とプラスチックボールの作用波力を移動限界と比較した結果である。図より、この条件下では、礫は作用波力が浮遊

限界を超えずに掃流状態で移動するのに対して、比重の小さいプラスチックボールは浮遊限界を大きく超えている。したがって、岸向の波力作用時には容易に浮遊状態となり岸側に移動することが理解される。その後、作用波力が小さくなり沈降したときには、掃流状態の礫の上に落ちるため、表層にプラスチックボールが覆うように分級が生じたことが理解できる。

図-14 は遡上帯(x=24cm)でのプラスチックボールの作用波力と移動限界を比較した結果である。同じ場所での礫の場合と比較し、浮遊しやすいことがわかる。本研究では底面直上の流速に基づいて波力を評価しているが、実際に底質が浮遊した状態ではさらに大きな流体力が作用していることが予想され、浮遊状態はより長く続く可能性がある。このような礫より卓越した浮遊特性によってプラスチックボールは引き波時も冲向きに移動し、礫のみの遡上帯とは若干異なった断面地形が形成されると考えられる。

図-15 に砂の作用波力と移動限界の比較を示す。図より、回転移動限界と浮遊限界をほぼ同時に越え

ることがわかる。したがって、波の入射と共に砂は巻き上げられ、浮遊状態となる。沖向きの波力作用時には浮遊限界を下回っているが、砂の沈降速度が小さいため、完全に落ちるまでに引き波となり、碎波帯から遡上帯までの砂が浮遊状態で戻り流れによって沖向きに移動すると考えられる。

一方、砂礫混合海浜の場合、礫が岸側に、砂が沖側に堆積する傾向がある。これは、礫は作用波力がほとんど浮遊限界を超えず流速の非対称性から岸向き掃流漂砂が卓越するのに対し、砂は作用波力が浮遊限界を超えやすく、浮遊砂となって戻り流れにより沖側に運ばれるためであると考えられる。

6. 結 論

本研究では、移動移動床上の碎波帯以浅の流速場の計測を行って、移動床上の碎波帯から打上げ帯における流速場の特性を考究した。ついで、求められた流速場を使って底質に作用する流体力を計算し、力学的バランスから底質の移動形態を分析した。さらに、径や比重の異なる底質を使った移動床実験の結果と比較し、底質の分級過程や移動床の断面地形の形成過程を力学特性と関連づけて考察した。本研究の主要な結論を述べる。

- (1) 碎波した波峰の通過後に水平渦が発生し、その直後に底面流速が最大になる。
- (2) 礫のような透水性の高い斜面では遡上後の斜面内への浸透流により岸沖方向で最大流速に非対称性が生じる。これにより底質の沖向きの流体力は小さくなり、打ち上げられた底質が沖に戻らず急峻な地形を形成する。なお、礫層の厚い方が流速の非対称性は大きく現れ、地形もより急峻になる。
- (3) 本実験の条件下では礫と砂の混合底質の場合、碎波帯での礫は岸向き、碎波帯から遡上帯までの砂は沖向きに移動し、碎波帯の両側に分かれて堆積する分級が生じる。
- (4) 礫とプラスチックボールの混合底質の場合、プラスチックボールが汀線から遡上点まで礫の上に乗った状態で分級する。比重が小さくなると同じ作用波力でも礫と比較して浮遊限界を上回りやすくなって、浮遊形態の漂砂が生じ、このような分級が生じる。
- (5) それぞれの底質に対し、場所による漂砂の移動形態は、作用波力と移動限界の比較により説明できる。したがって流体力から漂砂の移動特性を解明することは有効であると言える。

参考文献

- 1) 土屋義人, 上田康裕, 大下哲則: 漂砂の移動限界の理論, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp.271-276, 1984.
- 2) Tsuchiya, Y.: Threshold of sand movement, In Handbook of Coastal and Ocean Engineering, J.B. Herbich ed., Vol.2, Chap.8, pp.597-610, Gulf Publishing Co., Houston, 1991.
- 3) 岩垣雄一: 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, 第 41 号, pp.1-21, 1956.
- 4) 青木伸一, 榎木亨, 伊藤禎和: 振動外力を受ける斜面上の捨石の挙動に関する数値的検討, 土木学会第 49 回年次学術講演会, pp.826-827, 1994.
- 5) 江口周: 砂礫混合海浜の地形変化と分級に関する実験的研究, 名古屋大学卒業論文, pp.1-23, 2002.
- 6) 吉田英治, 荒木進歩, 出口一郎, 池田智大: 混合砂礫海岸における底質の分級と断面変形, 海岸工学論文集, 第 49 巻, pp.461-465, 2002.
- 7) Mizutani, N., Ma, H.H. and Eguchi, S.: An experimental Study on the Beach Profile Change and Grading Process of Beach Material, Proc. 13th ISOPE, Vol.III, pp.862-867, 2003.
- 8) 田中仁, 片山裕貴, 加賀正之, 須賀堯三: 混合砂海浜における漂砂量則, 第 35 回海岸工学講演会論文集, pp.307-311, 1988.
- 9) 伊福誠, 住井勝彦: 波による底質の移動に及ぼす粒形の影響, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp.316-320, 1993.
- 10) 鈴木高二朗, 渡辺晃, 磯部雅彦, Mohammad Dibajnia: 振動流作用下における混合粒径底質の移動現象について, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp.356-360, 1994.
- 11) 乾武史, Mohammad Dibajnia, 磯部雅彦, 渡辺晃: 細粗混合砂のシートフロー漂砂量の算定式について, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp.521-525, 1995.
- 12) 後藤仁志, 酒井哲郎, 豊田泰晴, 畠田哲也: 振動流下の混合漂砂の鉛直分級機構, 海岸工学論文集, 第 43 巻, pp.456-460, 1996.
- 13) 渡辺晃, 磯部雅彦, Mohammad Dibajnia, 田中正博, 植村勇仁: 非対称振動流作用下における混合粒径砂の移動機構に関する研究, 海岸工学論文集, 第 46 巻, pp.521-525, 1999.
- 14) 熊田貴之, 小林昭男, 宇多高明, 芹沢真澄: 沿岸・岸沖漂砂による粒径分級を考慮した等深線変化モデル, 海岸工学論文集, 第 50 巻, pp.481-485, 2003.
- 15) 岩田好一郎, 小山裕文, 布藤省三: 碎波後の波動エネルギーの変化に関する実験的研究, 第 30 回海岸工学講演会論文集, pp.10-14, 1983.
- 16) 和田清, 水谷法美, 村上宗隆, 森岡睦門: 三重県丹波海岸における季節的な海浜変形特性に関する一考察, 海洋開発論文集, 17, pp. 535-540, 2001.
- 17) 和田清, 水谷法美, 高島 明: 台風期における人工リ

- ーフ背後の海浜変形の素過程, 海洋開発論文集, 第 49 巻, pp.479-484, 2002.
- 18) 水谷法美, 岩田好一朗, Teofilo M. Rufin Jr.: 幅広潜堤の被覆材の耐波安定重量の算定法に関する研究, 土木学会論文集, 第 503 号/II-29, pp.119-128, 1994.
- 19) 岩田好一朗, 水谷法美: 没水球体に作用する波力の特
性に関する研究, 土木学会論文集, 第 405 号/II-11,
pp.215-224, 1989.

(2004.1.26 受付)

STUDY ON VELOCITY FIELD ABOVE GRAVEL BEACH AND SEDIMENT MOVEMENTS

Hyun-Ho MA, Norimi MIZUTANI and Shu EGUCHI

Dominant hydrodynamic forces on beach material of gravel beach and mechanism of resulting sediment movement are investigated. To evaluate hydrodynamics forces, velocity fields on the beach are measured in laboratory experiments using cantilever-type velocimeter. In the experiments, deformations and grading process of material of different sizes are investigated. Critical conditions for several types of sediment movements are derived assuming static state. Then these conditions are compared with acting wave forces evaluated by the Morison equation and mechanism of sediment movement is discussed. Through the investigations, infiltration flow during rundown process is found to cause asymmetric exerting force on bed material. Comparisons between wave force and stability condition give good explanation for dominant direction of sediment movement and resultant beach profile. Moreover, the present results are found to be consistent to the beach profile observed at real gravel beaches.