

海浜断面の安定化機構に関する実験

小野 信幸*・入江 功**・高畑 栄治***

1. 研究の目的

従来海浜の安定化は、突堤や潜堤、離岸堤などの海岸保全施設で漂砂の移動を制御することで行われてきた。しかし最近の景観的に優れたより質の高い海岸整備の要請から、自然海浜そのものを保全し、その高い防護機能を生かしていく努力がなされつつある。今後次世紀にかけて、地球温暖化に伴う海面上昇が危惧されている今日、従来のような巨大な海岸構造物で高価な海岸保全を施すのではなく、安価で自然海浜を生かす技術の発展が望まれる。そのためには、海浜が来襲する波に対してどのような機構で安定を保つのか明らかにする必要がある。

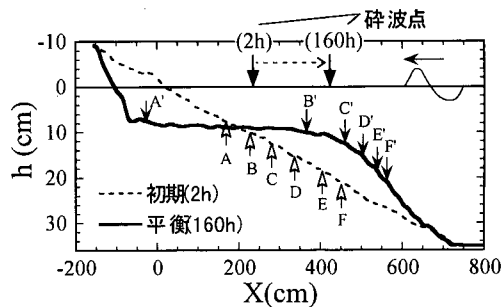
水槽内で、一様勾配の移動床模型海浜に同一特性の波を作用させると、海浜変形の初期の段階ではその変形速度（岸沖漂砂量）が非常に大きいが、時間の経過とともに減少し、最終的にはある定まった形状（平衡断面）に漸近していく。このことは過去の多くの研究により経験的に知られており、砂浜海岸が防災機能を持つ所以ともされている。岸沖漂砂による海浜変形を予測する場合、このような海浜断面の変形に伴って岸沖漂砂量が減少していく過程を予測モデルに組み込む必要があるが、何故岸沖漂砂量が減少するのかについては不明確な点が多い。この疑問を明らかにすることは、海浜の変形機構を把握するために非常に重要である。

本研究では、模型海浜に波を作用させてできる断面を砂れん等の微地形を含めてそのまま固定し、この固定断面上で岸沖漂砂に関連すると思われる種々の水理量の測定を行った。これを海浜変形の初期状態と準平衡状態の2断面について行い、両者の水理量を比較することにより、岸沖漂砂量が大きく減少する機構の解明を試みた。

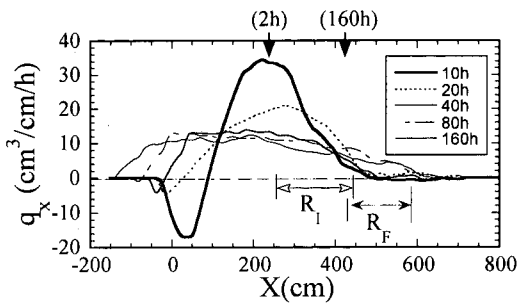
2. 移動床海浜の固定化による安定化機構実験

2.1 実験方法

実験は、長さ 28 m、幅 0.3 m、高さ 0.5 m の 2 次元造波水路の一端に中央粒径 $d_{50}=0.16$ mm の砂を用いて初



図一 海浜断面の初期断面と平衡（最終）断面



図二 岸沖漂砂量の空間分布

期勾配 1/20 の模型海浜を作り、これに有義波高 $H_{1/3}=6$ cm、有義周期 $T_{1/3}=1.4$ s の不規則波を作用させて行った。海浜変形の初期の段階の漂砂機構を調べるため、波を 2 時間作用させて砂れんが安定的に断面全域にわたって形成された後、水槽内の水をぬいて砂を乾燥させた。その上で海浜断面の表面を塗料（ラッカーズプレー）を吹き付けて固めた後、塗料（ラッカーペイント）を 6 回塗り込み、砂の中にも十分に浸透させて固定化した。その後再び水を張り、移動床形成時と同じ波を作用させ、漂砂機構に係わる種々の項目について測定した。

次に波を長時間作用させた後の平衡断面における漂砂機構を調べるため、波作用 2 時間で固定化した断面の塗料を除去し、固定する前の移動床断面と同じになるように砂を適宜補給しもとの断面を復元した。その上で再び同じ波を作用させ、断面の時間変化が十分に小さくなる

* 正会員 工修 九州大学大学院 助手 工学研究科
** 正会員 工博 九州大学大学院 教授 工学研究科
*** 学生会員 九州大学大学院 工学研究科

まで波を作用させたが、結局は断面変形がない状態は達成出来ず、波作用 160 時間後の断面をもって準平衡断面とした。その後は、2 時間目の場合と同様に塗料により固定化し、種々の項目の測定を行なった。2 時間から 160 時間の波作用時間にも移動床の状態を 2 時間毎に断面を測定し、20 時間毎に水面波形と底面流速を測定し漂砂機構に係わる諸元を得ることに努めた。図-1 には、2 時間後の初期断面と 160 時間後の平衡断面を示す。この 2 つの断面が固定化した断面である。砕波により砕波帯の底質が沖側に運ばれて堆積し沿岸砂州を形成している。このため砕波点は初期に比べ約 2 m 沖へ移動した。

2.2 測定項目

水理量の測定は図-1 の初期断面上の A~F の位置(砕波点より沖側の C~F の範囲を R_I で示す)を基準とした。波の作用により海浜断面が変化したときは、各水深と等しい場所で常に測定できるように測定位置を移動させた。波、平均流等の項目も常にそれらの位置では必ず測定している。このため初期の R_I の範囲は平衡断面では C~F の R_F に移動している。断面形状は、接触式砂面計を用いて測定し、砂れん等の微地形は水槽のガラス窓より直接定規をあてて測定した。波は容量型波高計で測定し、波形記録から波の前傾度 (Atiltness, A_t)、上下の非対称度 (Skewness, S_k) を求めた。また底面の流速を電磁流速計により測定し、有義流速振幅 u_{amp} 、平均流速 U を求めた。固定化した初期断面および平衡断面については、移動床を構成する砂と同じ特性の砂を 20 g ずつ 2 つの砂れんトラフに置いて波を作用させ、トラフ毎に採取した砂の量から岸沖分布の重心位置を求めた。本研究では特に沖浜帯の漂砂に焦点を合わせ、特に R_I , R_F 区間に重点を置いて論じていくことにする。

a) 岸沖漂砂量の空間分布

図-2 は、地形変動が無視できる沖側の地点から岸に向かって断面変化量を積分することにより求めた岸沖漂砂量の空間分布の時間変化を示したもので、冲向き移動を正としている。図-1 の断面図と対比すれば、波作用 10 時間後では、 R_I の区間では著しい冲向きの移動がみられる。しかし沿岸砂州が形成されるにつれ冲向きの移動が大きく減少し、160 時間後には砕波点の岸側の範囲で沖に向かってほぼ一様な勾配で移動量が減少している。ただし砕波点の沖側では、この冲向き漂砂量が急激に落ちているのは注目に値する。

b) 水深別にみた岸沖漂砂

各位置の水深を横軸にし、漂砂量と波高水深比を縦軸として示したのが図-3 である。特に測定区間 (R_I , R_F) でみると、波作用時間の経過とともに冲向きの漂砂が急速に減少しているが、沖側の E, F 点付近では多少持ち直す傾向がみられる。この区間の波高は波の進行とともに

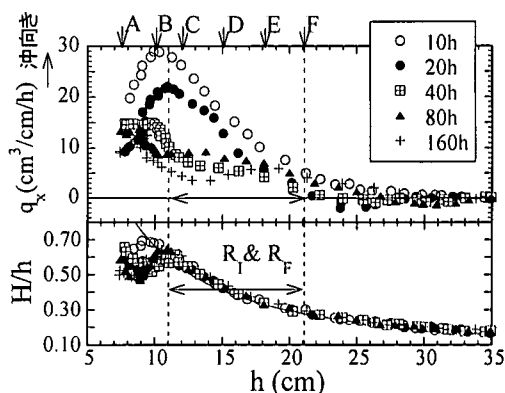


図-3 水深別にみた岸沖漂砂量の時間変化

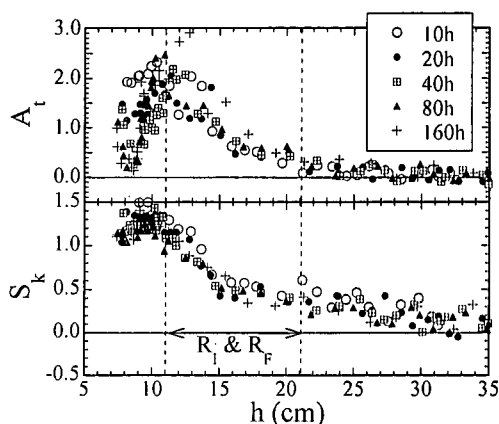


図-4 波の前傾度と上下の非対称

急速に増大しているが、水深単位で整理すると地形そのものは相当変化しているにもかかわらずほぼ同一の波が全実験時間中作用していたといえる。

c) 波の前傾度と上下非対称度

実験中の波の前傾度を表す Atiltness (A_t) と上下非対称度を表す Skewness (S_k) を示したのが、図-4 である。全体的にデータのばらつきが大きい、 R_I , R_F 区間でみると上下非対称度 (S_k) については、おおむね初期に比べ最終段階の方が減少しているようである。一方、波の前傾度 (A_t) の方は、逆に最終段階へ向かって増大の傾向にあるようである。

d) 初期断面と平衡 (最終) 断面における諸条件の対比

底面に沿う平均流 U は、岸沖漂砂を支配する要素として重要である。図-5 は、平均流の鉛直分布を電磁流速計により測定した結果を、初期断面と平衡断面の場合について示したものである。平均流は、全体的に初期断面に比べ平衡断面の方が底面近くにおいて岸向きに転ずる傾向を示している。特に測点 C, D, E においては、底面から誘因する岸向きの作用があるような様子がうかがえるが、砕波点に近い B 点及び一番沖側の F 点では、そのよ

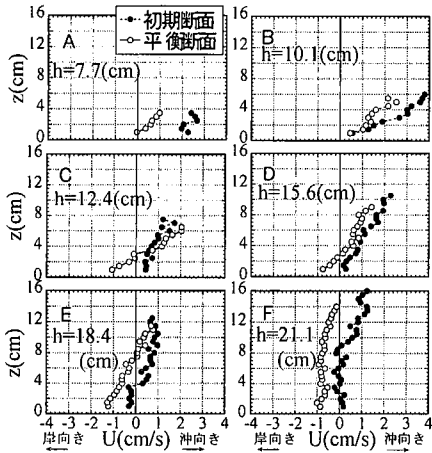


図-5 平均流の鉛直分布

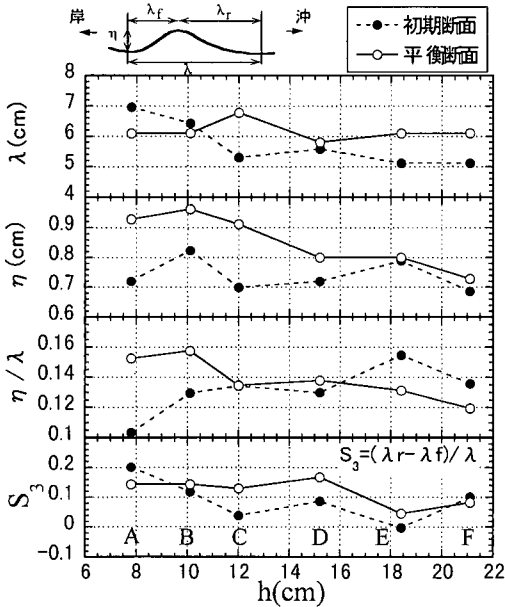


図-6 砂れんの形状

うな様子が認められない。C, D, E 点の平均流の傾向より、これらの区域では、初期状態と平衡状態の何らかの条件の変化が起こり、流速波形と底面との相互作用により底面に沿う平均流が新たに発生したものと考えられる。底面の条件として最も明確な要素は、底面勾配と砂れん形状特性であろう。このうち砂れん形状について、断面の初期状態と平衡状態とを、測点毎に調べたのが図-6 である。

初期状態に比べ平衡状態では、岸側寄りで砂れんの波長が短く波高は増大する傾向にあるが沖側寄り手はその逆である。このため、砂れんの波形勾配は、岸側寄りで発達し、逆に沖側では小さくなっている。砂れんの歪みは、 $S_3 = (\lambda_r - \lambda_f) / \lambda$ で定義し、左右対称のとき歪みゼロ、

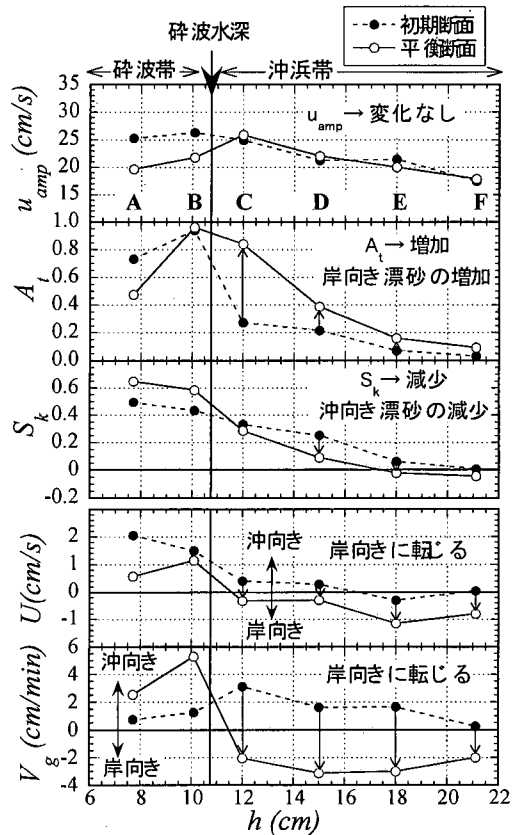


図-7 初期断面と平衡断面における諸条件の相違

峰が岸側へ歪んだ場合を正、沖側へ歪んだ場合を負とした。図より砂れんの歪みは全て正、すなわち峰は岸側に歪んでいる。初期状態では水深が浅いほど歪が増大する傾向にあったが、平衡状態では歪が場所毎にほぼ同程度となっている。砂れんの正の歪が大きくなると、沖向きの底層流を助長する。図-6 の砂れん歪みの図は、岸側寄りで沖向き流れを減じ、沖側寄りで沖向き流れを助長する傾向にあることを示している。

岸沖漂砂に支配的な要素と思われる項目を、初期断面と平衡断面について総括的に示したのが図-7 である。図より、沖浜帯の特徴をみると、以下のことが分かる。

i) 流速振幅 u_{amp} 沖浜領域の測点 C, D, E, F においては、流速振幅は初期断面と平衡断面においてほとんど変化がみられない。これは、底質移動の外力の重要なパラメーターであるシールド数が変化しないことを示しており、掃流により移動する底質の量に変化がないことを示すものである。浮遊砂量が底面における流速振幅に支配されているとすれば、浮遊砂量についても基本的には変化がないことになる。

ii) 前傾度 A_1 図より、初期断面に比べ平衡断面においてはいずれの測点においても前傾度は増大している。岸

側寄りの水深の浅い領域の方が増大する割合も大きくになっている。前傾度の増大は、他の条件が同じであれば明らかに岸向きの平均流を増大させる。

iii) 上下の非対称度 S_k 図より、初期断面から平衡断面に変化すると全体的に上下の非対称度は減少の傾向にある。上下の非対称度は、波の有限振幅性によるもので、これが増大するほど砂れんの岸側の後流渦が発達することにより、沖向きの平均流が増大することが知られている。この場合は、減少しているの、逆に岸向きの平均流の増大に寄与していることになる。

iv) 底層流 U これはiii)までに挙げた岸沖漂砂を支配する諸要因の寄与の結果として現われるものである。平均流は全ての測点において沖向きから岸向きに転ずる方向に変化している。この結果は、iii)までの結果と何ら矛盾するところはなく、初期断面から最終の平衡断面に変化することで、何らかの原因により岸向きの流れが生ずるようになっている。

v) 砂の重心移動速度 V_g 固定化した砂れんの谷に移動床材料と同じ砂を置き、波を作用させて分散移動させた後の砂分布重心の移動速度を求めた。図によれば、初期断面では、沖浜帯の全ての測点で沖向きに移動していたが、平衡断面では全ての測点で岸向きに変化した。

3. 海浜安定化機構の考察

3.1 実験結果の考察

1/20 の一様勾配の移動床に波を作用させ、砂れん等の微地形が十分に発達した2時間の波作用後の断面と160時間後の断面を固定化し、漂砂に関わる水理量の測定を行ない、初期断面と最終の平衡断面における漂砂機構の違いを比較した。ここで、測点の比較には、断面が変化するにもかかわらず常に同一の水深同士を対象とした。これは、波が底質に作用する力が水深により定まる事を考えれば妥当なことと思われる。特に岸沖漂砂の特性を大きく左右する碎波点は、同じ波であれば地形が少し変わっても水深が決め手になることから適切な対比法と言えるであろう。このように測点領域を選定したため、図-1に示したように初期勾配における沖浜帯の測点C, D, E, Fは、1/20勾配に並んでいるが、平衡断面においては、C', D', E', F'のように急勾配(平均1/10)の上に並んでいる。すなわち、この勾配の違いが図-7の全ての諸元の違いをつくっている可能性がある。図-7において、前傾度(Atiltness)が初期勾配に対し平衡勾配が増大しているのは海底勾配が1/20から1/10に増大したためと考えられる。図-8は、1/20及び1/10の一様勾配の固定床(底面には波長 $\lambda=5.5$ cmの砂れん模型を敷いた)に規則波及び不規則波を作用させたときの前傾度(Atiltness)の違いを示したものである。横軸の d_0/λ は底面の水

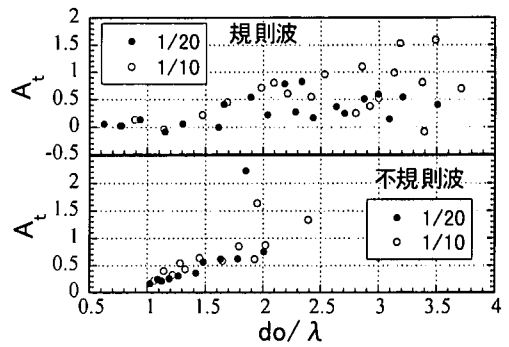


図-8 勾配の異なる模型床における波の前傾度

粒子軌道の全幅である。図より海底勾配の増大により前傾度(A_t)は増大している。また、図-7の上下の非対称度(S_k)が減少することは、すでに武若ら(1996)が実験及び数値計算で確認している。そしてこの前傾度と上下の非対称の変化が、岸向きの漂砂に加担し、図-3の沖向き漂砂にブレーキをかけているものと思われる。

上の結果より海浜の安定化のプロセスを概括すると以下ようになる。一様勾配の海浜に波が作用する場合、まず碎波限界水深において碎波し、波は碎波帯内を進行し前浜を遡上する。このとき、碎波帯内では、戻り流れが生じ、碎波により多量に巻上げられた底質が沖向きに運ばれ碎波点付近から沖にかけて堆積する。この場合、堆積域の沖側斜面は急勾配になるが、これが前傾度(Atiltness)を増大させ、さらに上下の非対称度(Skewness)が、沿岸砂州の発達を促すことになる。沿岸砂州の形成が、砂浜が防護機能を持つ原動力となっていることは良く知られているが、その確固たる沿岸砂州の形成の一要因として、以上の機構が働いているものと考えられる。自然海浜の安定化のため、碎波点の沖側海底の沖向きの漂砂を歪み砂れんマットで制御するという著者ら(入江ら, 1993)が研究をつけている手法が自然の海浜にも自律的に機能していたとすれば興味深い。

3.2 数値モデルによる再現

次に、実験で生じたような平衡状態に到るまでの岸沖漂砂量の変化を数値的に再現することを試みた。

3.1での考察から海底勾配が変化した場合の岸沖漂砂量を算定するには、波形の非対称性の効果を漂砂量式に組み込む必要がある。そこで、小野ら(1997)の方法と同様に、固定断面上の砂の移動速度 V_g に対して波形変化の効果を取り込むことにした。今回の実験結果の V_g に対する重回帰分析を行って以下の実験式を得た。

$$(V_g/u_{amp})(w/u_{amp}) = a_0 + a_1 S_k + a_2 A_t + a_3 S_3 \cdots (1)$$

ここで、 w は底質の沈降速度、 $a_0 \sim a_3$ は回帰係数で $a_0 = 0.0038$, $a_1 = 9.51 \times 10^{-3}$, $a_2 = -2.90 \times 10^{-3}$, $a_3 = 3.06 \times 10^{-4}$ であり、相関係数は0.94であった。これらの係数値

からも S_k の増加は冲向き、 A_t の増加は岸向きの砂移動に寄与することが認められる。

漂砂量の算定には、砂れん上の砂移動をモデル化した小野ら (1997) の方法を用いた。この方法は、波の作用により砂れん頂部付近で掃流移動する砂の内、巻き込み率 r で後流渦に巻き込まれて流れの反転とともに水中に拡散して移動する浮遊移動分と、渦に巻き込まれずにそのまま海底に落ちる掃流移動分 $(1-r)$ と分けて考え、これに海底勾配による冲向きの効果を考慮して漂砂量を算定する。 V_g は主に波によって巻き上げられて移動する砂の平均速度と考えられ、これと Nielsen (1986) の浮遊砂濃度分布の鉛直積分値を掛け合わせることで浮遊移動分を求めた。掃流移動分は Madsen・Grant (1976) の掃流砂量式を用いて流速波形の非対称性を考慮して算定した。巻き込み率 r は小野ら (1997) を参考に 0.4 とした。このモデルによる漂砂量 q は、以下の式で求められる。

$$q = Q_s(V_g + V_s + J \tan \beta) \dots \dots \dots (2)$$

Q_s は、掃流分、浮遊分をあわせた砂の全移動量 (体積)、 V_g 、 V_s は掃流分、浮遊分の平均移動速度、 J は海底勾配の補正速度、 $\tan \beta$ は局所海底勾配である。ここで、 $V_s = \alpha V_g$ として求める。 α は固定床上で実際に浮遊している砂の移動速度を求める換算係数で $\alpha = 10$ とした。 J は移動床実験時の地形変化量から水深の関数として定めた。

不規則波のもとの漂砂量を求めるための代表波として大塚ら (1984) と同様に有義波を用いた。勾配の変化による波形の非対称性を考慮するため、武若ら (1996) が求めた規則波の波形非対称度の指標 $S_1 = (H_c - H_t)/H$ と $S_2 = (T_r - T_f)/T$ から不規則波の指標である Skewness と Atiltiness に換算した。図-9 は勾配 1/10 と 1/20 の直線勾配上で、波高、周期の異なる数種類の規則波の波形を測定し、上下、前後の非対称性に関するそれぞれの指標の対応関係を調べたものである。 S_k 、 A_t とともに、 S_1 、 S_2 より良好に推定することができる。

図-10 は、初期断面と平衡断面の沖浜帯 (C~F) で、それぞれの水深と海底勾配に対する波形非対称度 (S_k 、 A_t) を求め、漂砂量 $Q = q/(wd_{50})$ を算定したものである。計算された漂砂量は、海底勾配が急になった場合に、波形の非対称性が変化することにより漂砂量が減少する様子を定性的に再現している。

4. 結 論

海浜に波が長時間作用した場合の海浜断面の安定化機構について、初期断面と最終断面を固定化して岸沖漂砂に関する諸量を比較した。その結果、沖浜帯では海底勾配が急になると、波形の非対称特性が変化し、砂を岸向

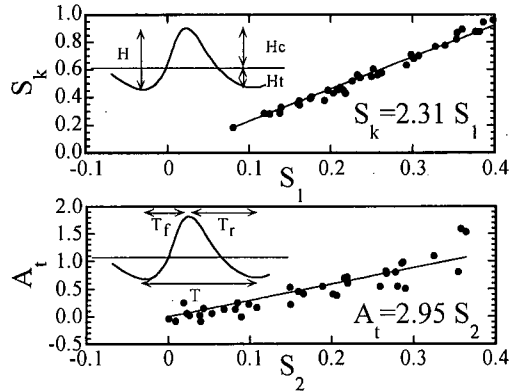


図-9 規則波と不規則波の波形非対称度の換算係数

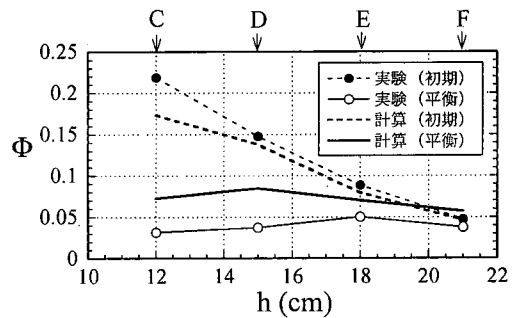


図-10 海浜の安定化過程における漂砂量の再現

きへ輸送する効果が增大する事が分かった。この効果が、碎波帯内から戻り流れによって沿岸砂洲付近へ運ばれた砂の冲向きへの更なる移動をはばむことで、海浜断面は平衡状態に近づくものと考えられる。

参 考 文 献

- 入江 功・小野信幸・村上啓介・橋本誠也・中村 聡 (1993): 歪み砂れんマットによる沖浜帯の岸沖漂砂の制御, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp. 561-565.
- 大塚行則・三村信男・渡辺 晃 (1984): 不規則波による二次元海浜変形と岸沖漂砂, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 321-325.
- 小野信幸・入江 功・武若 聡 (1997): 漂砂対策検討のための 2 次元海浜変形予測システム, 海岸工学論文集, 第 44 巻, pp. 501-505.
- 武若 聡・入江 功・深川孝之 (1996): 浅海域の水面波形と底面流速波形の非対称特性, 海岸工学論文集, 第 43 巻, pp. 146-150.
- Madsen, O. S., and W. D. Grant (1976): Quantitative description of sediment transport by wave, Proc. 15th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 1093-1112.
- Nielsen, P. (1992): Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport, Advanced Series on Ocean Engineering-Vol. 4, World Scientific, pp. 201-262.