

二次元海浜変形に関する実験的研究

——沖浜帯における漂砂量測定法——

堀川 清司*・砂村 継夫**・柴山 知也***

1. はじめに

波による砂浜海岸の地形変化がどのような機構で行われているのか、という問題は十分に解明されているとは言えない。この地形変化には(1)汀線に直角方向の変化(二次元変化)と(2)沿岸方向の変化(三次元変化)とがあるが、自然海浜における汀線の季節的变化が示しているように、人工構造物等のない直線海岸では前者が基本的なものであろう。したがって二次元地形の変化機構を明らかにすることが先決である。

地形変化は net の漂砂量が場所的に異なることに起因するのであるから、変化機構の解明には正確な漂砂量の測定が要求される。最近、二次元実験の地形変化から漂砂量を推定し、その空間分布を論じた研究^{1),2)}が行われているが、逆に漂砂量から地形変化を求めたものはないようである。この原因は、漂砂量(方向をも含めた)の測定が非常に困難であることによる。測定方法の開発には砂移動機構に関する知識が必要となる。従来、この機構についての断片的な記載はあるが、統一的な説明はない。本稿では(1)従来の知見と筆者らの観察にもとづいて実験室で見られる沖浜帯(砕波点より沖側の領域)の砂移動機構を明らかにし、(2)簡便かつ機能的と考えられる漂砂量測定法について述べ、(3)二次元水路実験を行い、この方法で測定された漂砂量から推定した地形変化量と実際の変化量とを比較することにより、測定方法の妥当性を検討した。

2. 沖浜帯における漂砂機構

漂砂は、従来から移動形式によって浮遊漂砂と掃流漂砂とに分けられている。これらが共存する場合、その境界を決定するのが非常にむづかしいケースもあるが、便宜的に従来の分類にしたがって述べる。

底面流速 u_b が砂移動の限界流速 u_c 以上になると底質(以下に、粒径は均一と考える)が掃流状態で運動しはじめる。 u_b が大きくなり、砂れんの発生限界流速 u_r を越えると、砂れんの発達が見られるようになる。

(1) $u_c \leq u_b \leq u_r$ の場合

波が微小振幅波に近ければ流速の時間波形は正弦曲線に近いものとなり、水粒子の往復運動は対称性をもつ。その結果、底質も往復運動を示し net の漂砂量はゼロである。

一方、有限振幅性の波では水粒子の運動は非対称になる。すなわち、波の峰が通過するときに生ずる岸向きの流れは、波の谷が通過するときの沖向きの流れよりも速度は大きい、その作用時間は短い。岸向きの u_b は u_c を越えるが、沖向きの u_b が u_c を越えない場合には、底質は岸向きにのみ掃流状態で運搬される。沖向きの u_b も u_c を越すと、底質は往復運動しながら岸向きに移動する³⁾。いずれの場合も岸向きの net の移動量がある。このような砂移動形式をタイプ I と称する。

(2) $u_b \geq u_r$ の場合

底面近くの水粒子の往復運動が対称性をもつ場合には、対称型の砂れんが形成される。この砂れんにおいては、波の峰が通過したときに砂れんの岸側斜面に渦が発生し、波の谷が通ったときには、渦が沖側斜面に形成される⁴⁾。砂れんは移動しないし、net の砂の運搬もない。

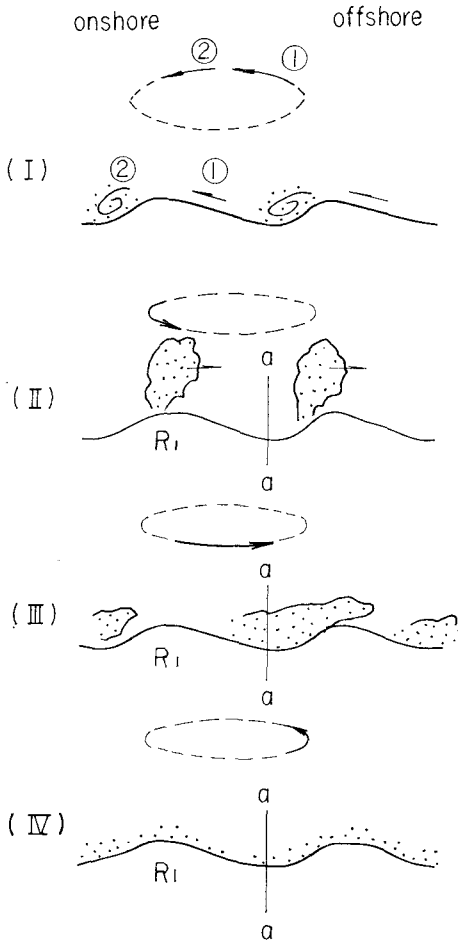
一方、水粒子の往復運動が非対称である場合には、図一1に示されるような急な岸側斜面をもつ非対称の砂れんが形成される⁵⁾。波の峰の通過の際に引起される強い岸向きの水粒子の運動によって、砂れんの沖側緩斜面から掃流状態で岸向きに運搬された砂粒子(図一1, Stage [I] の ①)は岸側急斜面に落ち込むと同時に凹部に発生する渦に巻き込まれる(Stage [I] の ②)。この岸向きの掃流砂は、岸側の凹部を通過して次の砂れんの頂部にまで運搬されることはほとんどない⁶⁾。波の峰の通過直後に、すなわち水粒子の運動が岸向きから沖向きに変化する時に、この渦が上方に巻き上げられ渦中の砂粒子は suspended sand cloud⁷⁾—浮遊砂雲—を形成する(Stage [II])。波の谷が通過する時には、弱い沖向きの流れによって、この浮遊砂雲は沖へ浮遊状態で運搬される⁸⁾(Stage [III])。

沖方向へ運ばれる浮遊砂のすべてが、次の波の峰が通過する直前までに、すなわち沖向きの流れが岸向きに変わる時までに、浮遊砂雲を発生させた砂れんの沖側斜面

* 正会員 工博 東京大学教授 工学部土木工学科

** 正会員 工博 東京大学助手 工学部土木工学科

*** 学生会員 東京大学大学院 工学系研究科



図一1 非対称砂れん上での砂移動を示す模式図

に落下してしまう場合には、底質は一つの砂れんの領域（谷から谷まで）から外に出ることはない。このような移動形式をタイプIIとする。

次に、着目する砂れん（例えば Stage [II] の R_1 ）のところで巻き上げられた浮遊砂のうち、沖側凹部（a-a）を越えてさらに沖方向に運搬された場合（Stage [III]）は、運搬された砂粒子の大部分は、岸向きの流れによって元の砂れん（ R_1 ）まで戻ってこれない。これは、沖側の砂れんの岸側で発生する渦に巻き込まれてしまい、そこで形成される浮遊砂雲の一部となるからである。このように、一旦砂れんの沖側凹部を越えて運ばれた砂は徐々に沖方向に運ばれていく⁹⁾。したがって、このような沖向きの浮遊砂量が非常に重要となる。この場合の移動形式をタイプIIIとする。

沖向きの底面流速がさらに大きくなると、波の谷が通過した際、砂れんの沖側に渦が形成され浮遊砂雲が作られるようになる。この浮遊砂雲は岸向きの強い流れによって岸方向に運搬される。すなわち、この場合には砂れ

んの両側で交互に浮遊砂雲が形成され、沖へ向う浮遊砂と岸へ向うものが存在する。浮遊砂量は、浮遊砂雲の規模から判断して沖へ向うものの方が大きい。このような移動形式をタイプIVとする。

海浜変形は、net の漂砂量を生ずるような移動機構が存在しなければ起りえない。このような移動機構は、第一近似としては波の非線型性によるものであろう。波は深海から浅海に進入するにつれて有限振幅性を増し、流速場も上述のように非対称となり、砂れんの有無にかかわらず、net の砂移動が生じやすくなる。

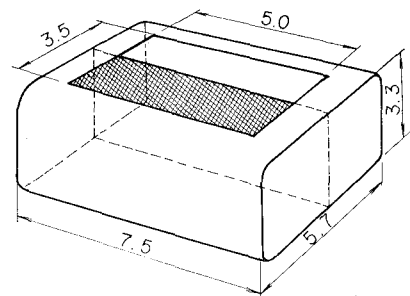
3. 漂砂量測定方法

(1) タイプIの砂移動型式の場合

底質はすべて掃流状態で移動するので、図-2 に示すような捕砂箱（ブリキ製）を用いる。これは箱の中央を金網（網目の大きさは底質粒径より細かい）で二つの部分に仕切り、岸向き・沖向きの掃流砂をそれぞれ別々に同時に捕えることができる。net の漂砂量はこれらの差として求められる。なお、このタイプの捕砂箱では、岸向きの掃流砂がすべて trap されてしまうため測定地点の岸側への砂の供給が絶たれる。その結果、長時間これを設置しておく と、捕砂箱の岸側表面と砂面との間に gap ができ、沖向きの掃流砂が trap されにくくなる。したがって、この捕砂箱による測定は短時間に行わなければならない。

(2) タイプIIの砂移動型式の場合

上述したように、底質は一つの砂れんの領域内で移動する。砂れんは岸向きに移動する場合も沖向きの場合も、あるいは移動しない場合もある。砂れんの動きは(1) 浮遊砂量、(2) 掃流砂量、および(3) 渦の強さで決定されるであろう。砂れんが動く場合に限り net の砂移動が存在し、砂れんの移動方向と net の砂移動方向とは一致し、その量は砂れんの移動から求められる断面積 S （図-3）を測定することにより推定できる。ただし、元の砂れんと移動後の砂れんとの対応がつかなくなるほど長時間にわたって測定するのは好ましくない。



(Unit: cm)

図-2 掃流砂用捕砂箱

表-2 実験ケース

ケース No.	d (mm)	H_0 (cm)	T (sec)	i	t (hr)	C	備 考
1	0.2	10	1.5	1/10	20	11	侵蝕型
2	"	7.6	"	"	"	8.1	"
3	0.7	9.3	"	"	1	4.4	堆積型
4	"	7.5	2.0	"	"	2.9	"

d =底質粒径, H_0 =沖波波高, T =周期, i =初期勾配, t =波の作用時間, C =汀線の前進・後退を示すパラメータ¹⁰⁾.

(2) 前進する堆積型とを生ずるような条件をそれぞれ設定し, 侵蝕型を2ケース, 堆積型を2ケース行った(表-2). いずれのケースにおいても初期海浜は 1/10 の一様勾配とし, 底質材料は粒径のそろった砂(比重 2.65)で, 侵蝕型のケースでは平均粒径・中央粒径ともに 0.2 mm のものを, 堆積型では 0.7 mm のものを用いた. 波の作用時間は侵蝕型のケースで 20 時間, 堆積型で1時間とした. すべてのケースにわたり一様水深部における水深は 40 cm とした.

地形測量は, 侵蝕型のケースでは1時間間隔で, 堆積型では 10 分間隔で, 水路のガラス側面で行われた. 漂砂量の測定は, いずれのケースにおいても地形測量を行う時間のほぼ中間時点で図-5に示すような各測点で行われた. 図-2の捕砂箱を用いた測定では, 約 15 波波を作用させ, その間の net の捕砂量(体積)を波の数および捕砂箱の開口幅(5 cm)で割り単位幅当りの移動量(岸向き掃流砂量)とした. 一方, 図-4の捕砂装置の場合には, 約 20 波程度の波の作用時間内に測定部に堆積した砂の体積を測定部の幅(10 cm)と波数で除して, 単

位幅当りの移動量(沖向き浮遊砂量)を求めた. また, 図-3に示したような砂れん移動の測定においては, 各測点において1個の砂れんを追跡して求めた断面積 S を, その間の波数(約 30 波程度)で割ってその測点での net の, 単位幅当り漂砂量とした.

5. 実験結果および考察

ケース1および2においては, 沖浜帯全域に砂れんが形成され, タイプ III の砂移動が観察されたので, 図-4の捕砂装置を用いて漂砂量を測定した. なお, 数時間波を作用させた頃から反射波の影響で 1~3 個の dune が形成され, これらの頂部でのみタイプIVの移動が見られた. ケース3では砂れんは発達せずタイプIの移動型式であったので, 捕砂箱を使用した. ケース4での移動型式はタイプIIであり, 砂れんの動きから漂砂量を推定した. 砂れんはすべて岸向きに移動した.

図-6は各測定区間における平均の地形変化量を示す. 実線は実際の変化量, 破線は実測の漂砂量より推定した変化量である.

(a) ケース1: 砕波点は時間とともに沖へ移動し, 砕波形式も時間とともに変化した. 実験開始後数時間の間は plunging 型, それ以降は spilling 型であった. 実験開始直後に A 測点は plunging 型の砕波帯に入り, 13 時間後に B 測点が spilling 型の砕波帯に入った. したがって, A-B 区間の結果は砕波帯内の地形変化量を示しており, 実際の変化量と推定量は一致していない. 一方, B-C 区間では両者はよく一致している. このことは, ここで用いた捕砂装置が plunging 型で砕波する地点では有効に働かないことを示すものであろう. C-D 区間では 1 cm 程度の誤差はあるが全般的な傾向は一致している.

(b) ケース2: ケース1と同様に, 砕波点は徐々に沖へ移り, 砕波型式は plunging 型から spilling 型へと変化した. A-B 区間の 0~11 時間の間および C-D 区間では, 実際の変化量と推定値とはほぼ一致しているが, これ以外の区間では後者が大きくでている. 特に, A-B 区間の 12 時間以降では不一致の程度が著しい. この原因としては, この頃から砂れんの平面形状が平行型から斜行型へと変化した. 砂れんの二次元性が非常に悪くなった結果, 捕砂装置の先端全体を砂れんの凹部に設置できなくなったことによるものと考えられる. なお, B-C 区間における相異の原因は, 現在のところ不明である.

(c) ケース3および4: 砕波点は時間とともに岸側に移動したが, 砕波型式はあまり変化せず plunging 型であった. 実際の地形変化量と推定値との間に 1 cm 程度の差があるが, ほぼ満足できる結果といえよう.

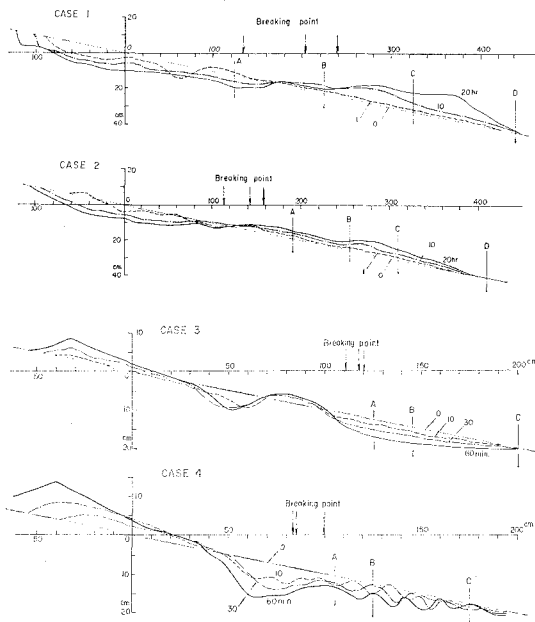
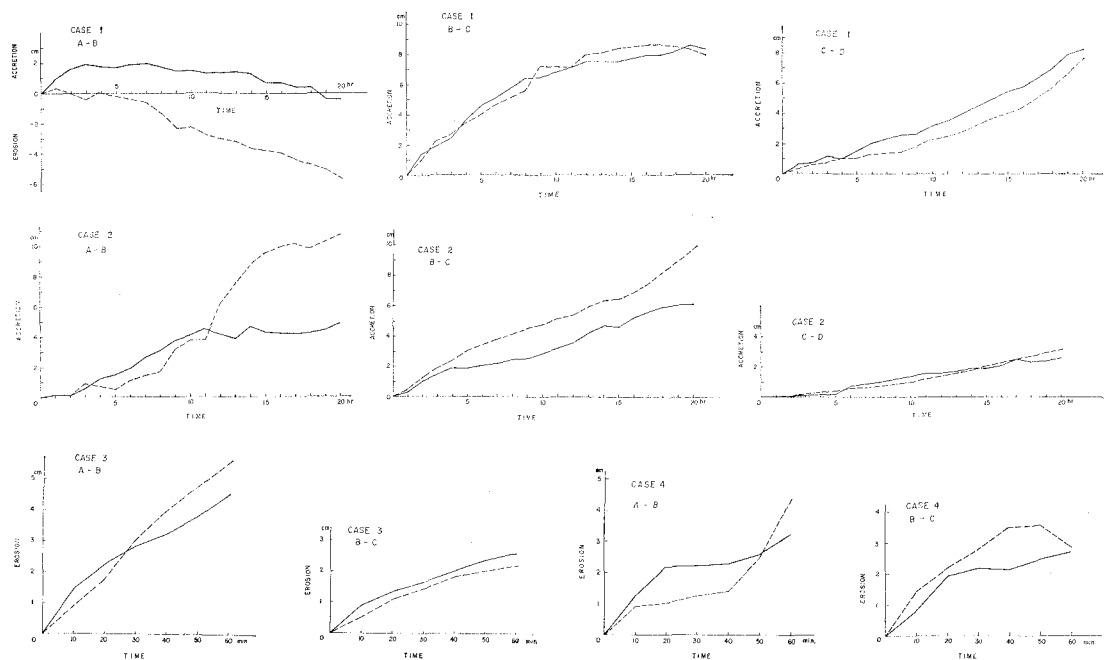


図-5 測点(A~D)および地形変化



実線：実際の地形変化量，破線：漂砂量より推定した変化量

図—6 各測点間における地形変化量（平均値）

6. おわりに

ここで用いた漂砂量測定システムは近似的には妥当であると考えられるが，十分に満足できるものではない。今後の課題としては，(1) 図—4 の捕砂装置を用いての測定の際に，砂れんの沖側斜面上に堆積した量とそこでの掃流砂量とが等しいと仮定しているが，その仮定の妥当性の検討，また砂れんの二次元性が悪くなると測定精度が落ちるが，その防止方法の研究，さらに(2) タイプIVの砂移動型式が現われる所では漂砂量の測定ができなかったが，これに対する新しい測定法の開発，などがある。

最後に，実験を手伝って下さった洪吉杓氏に謝意を表す。また，この研究は文部省科学研究費（代表者 榎木亨阪大教授）による研究であることを付記する。

参 考 文 献

- 1) van Hijum, E.: Equilibrium profiles of coarse material under wave attack, Proc. 14th Conf. Coastal Eng., pp. 939~957, 1974.
- 2) 裴 義光・岩垣雄一・宮脇清文：海浜断面形状と漂砂量分布との関係について，第31回年次学

術講演会講演概要集，第2部，pp. 9~10, 1976*

- 3) 例えば，Komar, P.D.: Beach Processes and Sedimentation, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., p. 310, 429 p., 1976.
- 4) 例えば，富永正昭・橋本 宏：波による水平床での砂の移動特性：第25回年次学術講演会講演概要集，pp. 79~80, 1970.
- 5) 例えば，Reinech, H.E. and Singh, I.B.: Depositional Sedimentary Environments, Springer-Verlag, Berlin, p. 23, 439 p., 1975.
山本晃一・野積 尚：海浜変形の相似性に関する研究—海浜移動床模型実験の相似律—，土木研究所資料，第975号，p. 105, 131 p., 1975.
- 6) 本間 仁・堀川清司・鮮干 澈：碎波および海浜地形の変動について，第7回海岸工学講演会講演集，pp. 91~99, 1960.
- 7) 前出 3)，p. 315.
- 8) 例えば，佐藤昭二：漂砂，水工学に関する夏期研修会講義集，土木学会，pp. (19) 1~29, 1966.
- 9) 佐藤昭二・田中則男：水平床における波による砂移動について，第9回海岸工学講演会講演集，pp. 95~100, 1962.
- 10) 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右・岡田 滋：波による二次元汀線変化に関する一考察，第22回海岸工学講演会論文集，pp. 329~334, 1975.