

波による海浜の砂移動

九州大学応用力学研究所教授 理学博士 栗 原 道 徳
 同 教授 工学博士 篠 原 謹 爾
 山口大学工学部助教授 椿 東 一 郎
 宮崎大学工学部助教授 吉 岡 益 男

1. ま え が き

この研究は波により河口が閉塞する現象の機構を明らかにし、その対策をたてるための基礎となるもので、波により海浜の変形する機構と移動する砂の量を明らかにしようとするものである。

河口が閉塞する原因には、洪水によつて上流から多量の土砂を運んでこれを河口に堆積することによつておこる河川だけに起因するものと、海岸附近を移動する砂、すなわち、漂砂の堆積と河水の掃流力との関係から生ずる場合とが考えられる。本研究では後者の場合を取扱うものである。

漂砂は海岸に打ちよせる波、とくに、海岸附近でくだける砕波によつて底面を移動したり、又は浮游し、沿岸流によつて運ばれるものと考えられる。このように波によつて漂砂が移動し汀線が変化する現象については、三次元的に、Saville¹⁾ Johnson²⁾ が行い、又、最近岩垣博士³⁾は二次元の場合の平衡勾配と汀線に直角方向の砂移動の分布の測定をしており、それぞれ興味深い結果がえられている。しかしながら、これらの実験はすべて底質（海浜を構成する物質）に 0.3 mm の砂を用い、沖波の性質も似かよつたものであり、その結果を実際の海浜にあてはめると底質の粒径が比較的小さい場合にあたつていようである。一方河川の流砂の問題において、底質の粒径は掃流力の無次元表示や浮流砂の濃度分布及びその量に最も重要な役割を演じていることからみて、海浜の砂移動においても底質の影響は極めて大きいものと考えられる。従つて実験結果を実際の海浜にあてはめる場合には、粒径を広い範囲にかえて、底質と波の性質の相似性を確立しておくことが必要である。

この実験では、底質として砂の外に、底質の粒径を小さくする代りに石炭粉をも用いて比重を軽くし、これによつて、粒径の小さい海浜における波による砂移動を調べようと試みた。

又、底質の移動形式としては、河川の流砂の場合と同様、底面附近の移動（掃流）と浮游とに大別され、特に後者は沿岸漂砂の原因として実用上重要であるが、今迄あまり研究されていないように思われるので、掃流砂量とともに浮游砂量の測定を行つた。本報告では、以上の測定によつて得られた資料から、波及び底質と海浜の変形、掃流及び浮游砂量との関係について考察したことを述べる。

2. 実験装置及び方法

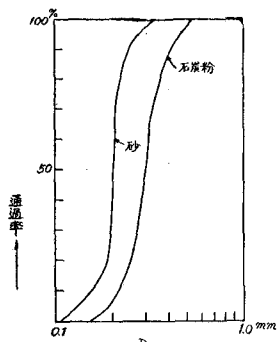
九州大学応用力学研究所内の幅 50 cm, 高さ 50 cm の有機ガラス張りの水槽において、傾斜部分 4.5 m に砂及び石炭粉で1/10の勾配をもつ海浜をつくり、フラッター型の波起し器で種々の波高、波形勾配の波をおくつて、ほぼ平衡に達したと思われる時の海浜の形状及び砂の移動量と波の性状及び海浜を形成する砂又は石炭粉の性質との関係を調べた。水槽の長さは、砂を用いた実験では 10 m であつたが、その後延長され、石炭粉を用いた場合には 20 m である。水平部分の水深はすべて 35 cm に保つた。

波の性質の測定法としては、水平部分の終端附近において、電気式ポイントゲージで波長及び一波長間の波高の分布を測定し平均波高を求め、微小振幅波理論によつて沖波に換算した。砕波高、砕波水深及び砕波点附近の波高変化は側面からの測定、写真及び電気式ポイントゲージによる結果を総合してきめた。

底面附近を移動する砂を捕えるためには、京大岩垣博士の用いた装置³⁾とほぼ同様で、長さ約 5 cm, 幅約 3 cm の矩形口をもつ採砂孔を底面に埋める方法を用いた。採砂孔は断面一個とし、打上げ波と引き波によつて区別せず、又、口から落込んだ砂はサイホン作用により水とともに吸出して計量した。サイホンをを用いると採砂孔の上面に下向きの速度を生じて砂量を過大に見積ることになるので、サイホンの吸引速度を出来るだけ小さくすることが望ましいが、あまり小さいとパイプがつまるため、この実験では採砂孔口における速度が夫々砂及び石炭粉の沈降速度とほぼ等しい状態を基準にした。なお側面から砂が孔におちこむのを防ぐため、側面に、砂の場合 2 mm, 石炭粉の場合 1 cm のフランジをつけた。汀線附近から陸側では、サイホンで採砂することが出来ず、又、移動量も汀線からの距離によつて相当大きく変化するので、長さ約 2 cm, 幅約 3 cm の採砂孔を一定時間埋め、手で取上げて計量した。

浮游砂は汀線から砂の移動する全範囲にわたつて、10～15断面において、内径 2 mm のガラス管を一断面に 4～10個、千鳥型にならべ、サイホンにより採砂し、各断面の深さの方向の濃度分布を調べた。

図-1 実験底質の粒度曲線



した。以上の方法によつて得られた資料の一部を図-2に示す。図中における原点は1/10勾配における汀線で、採砂孔砂量は底面附近を移動する往復の砂量を表わしている。浮游砂量、拡散係数、濃度分布等については後で述べる。

3. 海浜の形状

1/10勾配の海浜に一定の沖波がおくられると、海浜は次第に変形し、沖波の特性と底質の性質に対応した平衡状態に近づく。この形状をあらわすため、静水面から底面までの深さを h とすると、 h は主として、波高 H_0 、周期 T 、重力の加速度 g 、の外に、底質の性質として水中における砂の比重 s 及び粒径 D の影響をうけるものと考えられる。従つて、汀線を原点として沖の方に x 軸をとると、平衡状態に達した海浜の形状は次の函数形で表わしうものと考えられる。

$$\frac{h}{T^2 g} = f\left(\frac{x}{T^2 g}, \frac{H_0}{T^2 g}, \frac{H_0}{sD}, s\right) \dots\dots (1)$$

一方沖波の波長を L_0 とすると、 $L_0 = \frac{gT^2}{2\pi}$ であるから、(1) 式は

$$\frac{h}{L_0} = f\left(\frac{x}{L_0}, \delta_0, \frac{H_0}{sD}, s\right) \dots\dots (2)$$

ここで、 $\delta_0 = H_0/L_0$ は沖波の波形勾配であり、 H_0/sD は河川の掃流力あるいは摩擦速度 u_* の無次元表示 u_*^2/sgD に対応し、同じ δ_0 については波、及び砕波による流れが砂に及ぼす流体力と砂の摩擦力や重さとの割合を表わすものと考えられる。なお、波が屈折等の局所的な影響をうける実際海岸の海浜形状と実験による形状とを比較する場合には、岩垣博士が指摘しているように、海岸形状を砕波の性質で無次元表示することが望ましい。この場合には、波は、砕波高 H_b と周期 T とで代表させることにすれば、海浜形状は(1)式で H_0 の代りに H_b を用いればよいことになる。

平衡状態の海浜形状に関する実験は岩垣博士³⁾によつて詳しい研究が行われているが、使用した砂が 0.3 mm で、 H_0 が 2.05~5.88 cm の範囲のものであるか

実験に用いた砂及び石炭粉は図-1に示すような粒度曲線を持ち、平均粒径はそれぞれ 0.2 mm 及び 0.3 mm で、ほぼ均一である。比重は砂 2.66、石炭粉 1.29、又、粒径別に分けて沈降速度を求め、粒度分布の重みをつけて平均した沈降速度は、砂 2.19 cm/sec (温度 15°C)、石炭粉 1.14 cm/sec (温度 25°C) であった。

実験を行った波の性質は、周期 0.59~1.65 秒、沖波に換算した波高 1.99~5.67 cm、波形勾配 0.00922~0.0685 である。

実験の方法及び順序は、波を送りはじめから 4 時間後、海浜がほぼ平衡に達したものとして、浮游砂の測定を行い、5~7 時間後、海浜形状の測定を側面及び中央断面で行い、その後、採砂孔により底面附近を移動

する砂の量を測定

図-2 a-1 海浜変形と移動砂量 (1)

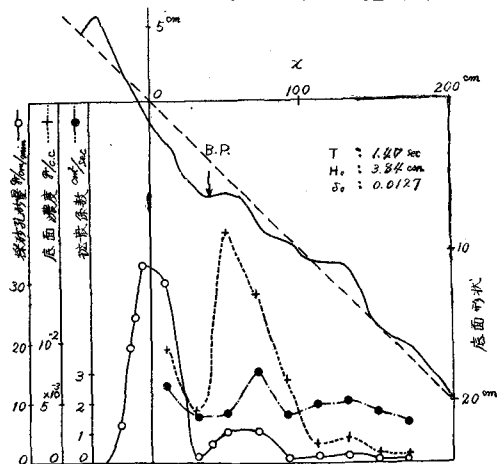


図-2 a-2 浮游砂の濃度分布 (1)

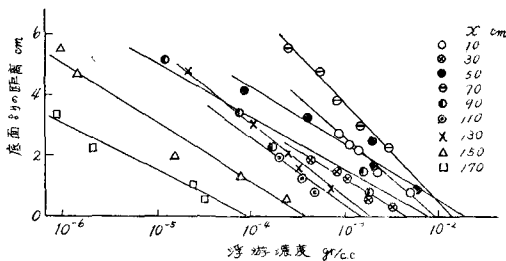
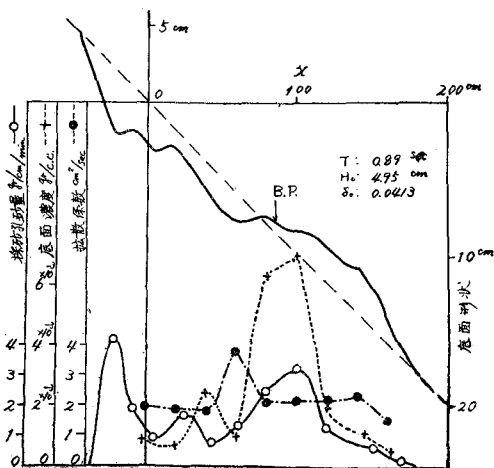


図-2 b-1 海浜変形と移動砂量 (2)



ら、(2)式における H_0/sD の値が比較的小さく、実際の海浜にあてはめると、粒径の大きい海浜の場合にあたる。海浜がこまかい砂から構成されている実際の海岸と実験とを相似に保つためには、砂を用いた実験では困難であるので、この難点をさけるため、石炭粉を用い、同一の δ_0 に対する H_0/sD の範囲を5倍程度拡げることが出来た。

図-3は H_0/sD の影響を示すために、波形勾配別に、砂及び石炭粉について海浜形状を無次元表示したものであり、岩垣博士の実験結果も点線で示してある。なお、図中の矢印は碎波点 (B.P.) を示している。

図-2 b-2 浮游砂の濃度分布 (2)

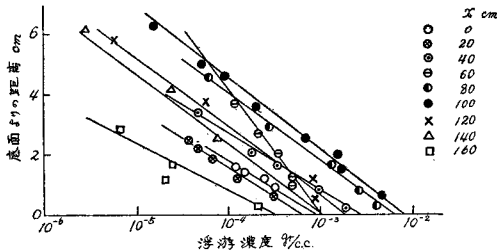


図-3 海濱変形 (1)

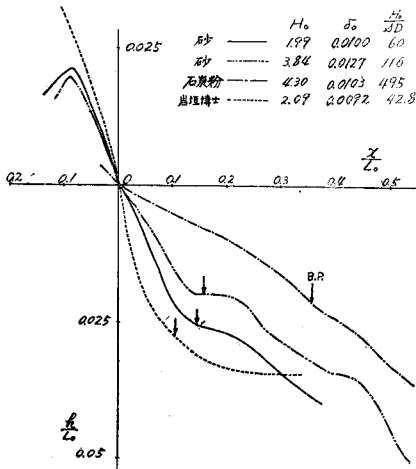


図-3 海濱変形 (3)

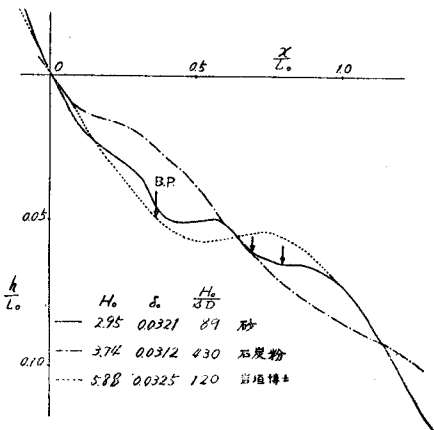


図-2 c-1 海濱変形と移動砂量 (3)

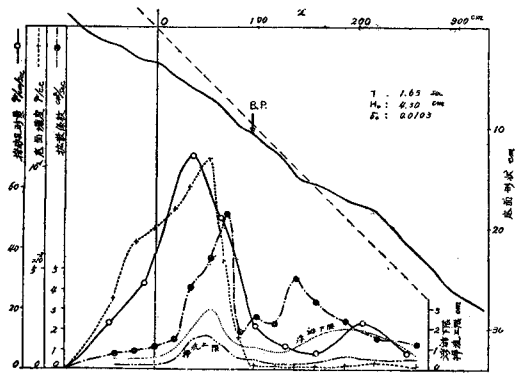


図-2 c-2 浮游砂の濃度分布 (3)

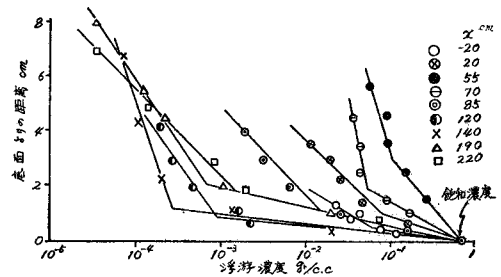


図-3 海濱変形 (2)

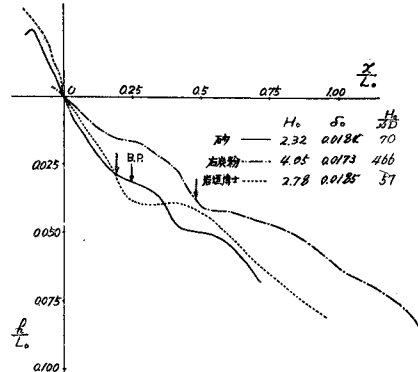


図-3 海濱変形 (4)

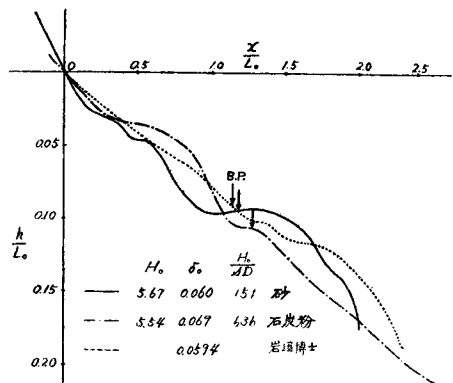


図-4は前浜勾配 (I) と δ_0 との関係を示したものである。

これらの図から、前浜及びいそ波帯の勾配は底質によつて非常に異なることが注目される。すなわち、岩垣博士の実験結果と底質に砂を用いた筆者等の結果は H_0/sD がほぼ同一であるためかなりよく一致しているのに対し、 H_0/sD が砂の約4〜6倍にあたる石炭粉の場合の勾配は砂に比べてかなり小さい。これは海浜形状が波形勾配だけによるのではなく、 H_0/sD の影響をかなり強くうけることを示すように思われる。実際の海岸では s はほぼ一定であるから、底質の粒径が小さい程、海浜勾配が緩かとなるのはこのためであると考えられる。

底質が砂の場合の実験では、海浜形状がはじめの1/10勾配から変化した部分と変化しない部分との境界が明らかにあらわれる。この海浜変形の終点は砂の移動が行われる限界を示すものとも考えられる。佐藤清一博士⁴⁾は、砂の移動限界は、波による底面の剪断応力が砂を動かす限界状態にあたるとして、その点の波高を H 、波長を L 、底面における軌道速度の半周期間の平均値を u_m とし、移動限界水深 h_c に対し次の式を提案している。

$$\sqrt{\frac{D}{2.5}} = u_m = \frac{\pi H}{2T \sinh \frac{2\pi h_c}{L}} \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 u_m は m/sec, D は mm 単位である。砂の移動限界の定義としては、実用上、砂の移動が顕著でなくなる点、或いは砂の移動が全くなくなる点等が考えられるが、(3) 式は前の方の、又、実験における海浜変形の終点は後の方の定義に相当するように思われる。従つて、変形の終点においては水分子の軌道速度の最大値 $u_{\max}$ による最大の流体力を考えると $u_{\max}/\sqrt{sgD} = \chi_c$ が一定値をとることが期待される。従つて、 H および L を沖波の値にかきかえると、 h_c/L_0 は $H_0/T\sqrt{sgD} = \sqrt{\frac{H_0}{sD}} \sqrt{\frac{\delta_0}{2\pi}}$ の函数として次の式で与えられる。

$$\frac{u_{\max}}{\sqrt{sgD}} = \chi_c = \frac{\pi H_0}{T\sqrt{sgD}} \left[\tanh \frac{2\pi h_c}{L} \left(1 + \frac{4\pi h_c}{\sinh \frac{4\pi h_c}{L}} \right) \right]^{-1/2} \frac{1}{\sinh \frac{2\pi h_c}{L} \frac{2\pi h_c}{L}} = \tanh \frac{2\pi h_c}{L} \dots\dots (4)$$

一方、河川における限界掃流力の実験によると、限界摩擦速度 u_{*c} と $\sqrt{sgD}$ との比は粒径によつて異なるが、0.18〜0.28である。又、砂に作用する代表流速 u_b として河床から一粒径はなれた場所の流速を採用すると、 $u_b/u_{*c} = 8.5$ と考えられるから、 $u_b/\sqrt{sgD}$ の値は1.53〜2.38である。波の場合には u_b として底面における水分子の軌道速度の最大値 $u_{\max}$ を用いると $\chi_c = u_{\max}/\sqrt{sgD} = 1.53 \sim 2.38$ となる。今、 $\chi_c = u_{\max}/\sqrt{sgD}$ の値として1.85を用いて h_c/L_0 と $H_0/T\sqrt{sgD}$ との関係を求めると図-5 のようになり、実測値とかなりよく一致している。(3) 式は (4) 式において、 $S=1.66$ とし $\chi=4.04$ とおいた場合にあたる。この χ の値は前述の変形終点を示す χ_c の値の2倍余であるから、佐藤博士の移動限界の基準は砂の移動が実用上顕著でなくなるような水深を示すものと思われる。

次に、底質が砂と石炭粉の場合との著しい差異は、前者では、 δ_0 が大きくなる程明瞭な沿岸砂洲が形成されているが、後者では沿岸砂洲は発生せず、ほぼ1/10勾配の直線的な形状をなしていることである。沿岸砂洲は砕波による戻り流れによつていそ波帯から沖波の部分に運ばれた砂が、底質の移動限界の存在のため砕波点附近から移動限界点にわたつて堆積するために形成されるものと考えられる。従つて砂洲の発生に対しては砕波点と底質の移動限界点の距離が重要な要素であると考えられるが、石炭粉の場合には H_0/sD が大きい因此この距離が長く、殆んどの場合、斜面全体にわたつて底質の移動がみられ沖の方に運ばれる砂をとめる機構を欠いたことが、沿岸砂洲が形成されなかつた理由でないかと思われる。

4. 底面附近の砂の移動量

河川の流砂と同様に波による砂の移動も掃流と浮游とに分けて考えることにする。底面附近の掃流層とその上の浮游層との間には遷移領域があり、理論的にも掃流層と遷移領域との砂移動を分離することは困難であろう。浮游層の砂の量はサイホンによつて水とともに砂を吸い出し、濃度分布をはかつてかなり正確に求めることが出来るが、掃流層及び遷移領域の砂の移動を測定することは実験的に極めて困難である。これら

図-4 前浜勾配と δ_0 との関係

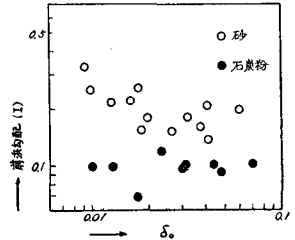
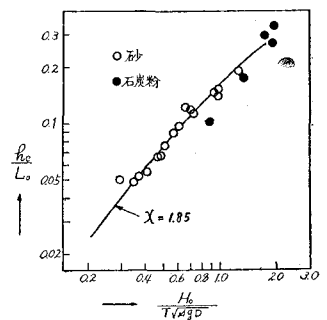


図-5 $\frac{h_c}{L_0}$ と $\frac{H_0}{T\sqrt{sgD}}$ との関係



の移動砂量を測定するには、今のところ、底面に埋められた採砂孔におちた砂をもつて表わす以外に適当な方法がないようであるが、この方法では浮游砂の混入をさけることが出来ない。又、そのために採砂孔におちた砂を水と μ に導くような装置では砂の量は吸引速度によつても左右される。このように、採砂孔による実験にはかなりの難点があり、特に石炭粉の実験の場合、移動量の多い断面では、掃流層及び遷移領域の厚さが数 cm にも達したため、測定誤差が大きく、その理論的な意味づけも困難であるが、一応、採砂孔にはいつた砂は底面附近を移動する砂の量を表わすものと簡単に考えることにする。

海浜を構成する底質は波の軌道速度や質量輸送による碎波後の流れ、衝撃による攪乱作用、戻り流れ等種々の要因によつて移動するもの μ ようであるが、移動量の大きさや分布状態は極めて複雑である。従つて底面附近の砂移動を理論的に解明することは今後の研究にまつことにして、本研究では実験によりその性質を調べることとした。

いま、単位時間に単位巾をすぎる往復の移動砂量（実質の容積）を $q(L^3/LT)$ とする。 q に関係する量は沖波については H_0 , T および g , 底質については s , D であるから、 q の函数形として次の式が考えられる。

$$q/\sqrt{gH_0^3} = f(\delta_0, H_0/sD, x/L_0, s)$$

一方河川において、流砂に関し平衡状態にある場合、掃流力はその限界値よりかなり大きい時には、河床附近を輸送される砂の量は

$$q/\sqrt{sgD^3} \propto \left(\frac{u_*^2}{sgD}\right)^{3/2} \left(\frac{u_*^2}{sgD}\right)^m$$

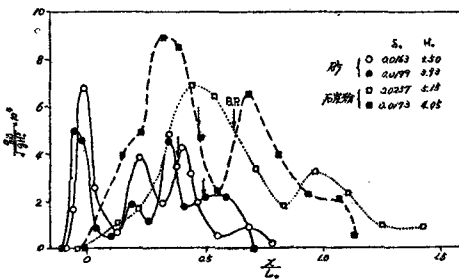
で表わされる。指数 m の値は C. B. Brown⁵⁾ によると $m=1$ であり、又、掃流砂のみの場合には $m=0$ となるといわれている。上式は $qsg/u_*^3 = (u_*^2/sgD)^m$ とかきかえられる。

波による砂移動の場合には、河川の流砂の場合とは異なり甚だしく非平衡状態であり、又、流れによる剪断応力の外に衝撃による攪乱作用が大きな影響を及ぼす等、流砂とはかなり異なつた移動機構をもつもの μ ようであるが、一応流砂との類推が許されるものと仮定し、 u_* に対応するものは $\sqrt{gH_0} f(\delta_0, x/L_0)$ と考えられるので、移動砂量は次式が表される。

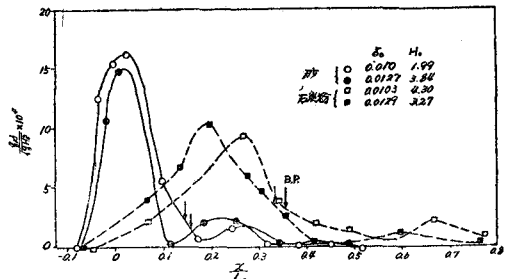
$$\Phi = \frac{qs}{\sqrt{gH_0^3}} = f(\delta_0, H_0/sD, x/L_0, s) \dots \dots \dots (5)$$

図一6 は波形勾配別に Φ と x/L_0 との関係を示したものである。この図から、底質が砂の場合には、 δ_0 が小さい波では、砂の移動は汀線附近に集中しているが、波形勾配が大となると μ に、汀線附近の移動量は減少し、いそ波帯の段丘 (Step) 及び沿岸砂洲における砂の移動が顕著となり、沿岸漂砂が卓越することがわかる。一方、石炭粉の場合には、 δ_0 の大きさ如何に拘らず、碎波点後の泡立ち線で移動量が最大となり、衝

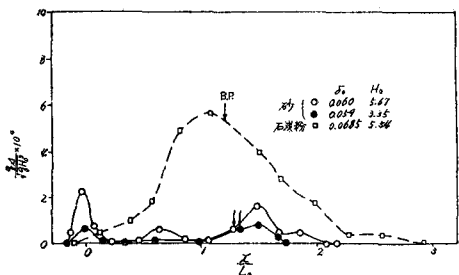
図一6 底面移動砂量 (Φ) と $\frac{x}{L_0}$ との関係(1)



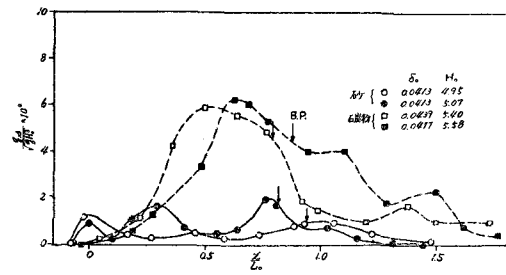
図一6 底面移動砂量 (Φ) と $\frac{x}{L_0}$ との関係(2)



図一6 底面移動砂量 (Φ) と $\frac{x}{L_0}$ との関係(3)



図一6 底面移動砂量 (Φ) と $\frac{x}{L_0}$ との関係(4)



撃による攪乱作用の影響を著しくうけていることが認められる。

又、前浜における砂の移動は極めて小さく、汀線漂砂は無視しうる程度であること、沖波の部分の移動量は底質が砂の場合に比べてかなり大きいことなどが注目される。これらの理由として、前者は波のエネルギーが緩勾配の斜面を伝わる間に消耗するためであり、後者は、流砂理論において限界掃流力附近では流砂量が掃流力の増加とともに急激に増すことが知られていることから考えて、波による掃流力を表わす量

$H_0/T\sqrt{sgD}$ 又は H_0/sD が石炭粉の場合には砂の場合に比べて大きいのではないと思われる。

図-7は海浜における底質の全移動量 Q の無次元表示と δ_0 との関係を示したものである。石炭粉の場合には前述のように δ_0 が大きくなるとともに沖波の部分の移動も顕著になるので、 $Qs/\sqrt{gH_0^3 \cdot L_0}$ の値は δ_0 とともに大となり、砂の場合と全く逆の結果がえられている。この理由として、2つの実験において一定の沖波に対し H_0/sD が5倍位ちがつているため海浜形状が異なること、衝撃による攪乱に対する鋭敏さがちがうこと、沖波の部分での砂の移動量が異なることなどが考えられる。この外には、石炭粉の形状が砂に比べて扁平であること、波による砂の移動は周期的な加速度運動を行い、砕波による衝撃をうけるため、水中の比重 s がそのままの形で関係することも考えられるが、これらについては将来の研究にまたねばならない。

なお、砂を底質とした場合、 $Qs/\sqrt{gH_0^3 \cdot L_0}$ の値は δ_0 が0.02以上では δ_0 が大となるにつれ減少している。Saville¹⁾ の三次元の漂砂の実験では最大漂砂量が δ_0 の0.02~0.025で生じているが、筆者等の実験では測定値にちがひがあるため最大値をもつか否かは明らかでない。

5. 浮游砂

波によって浮游した砂は流れにのつてそのまま浮游しつづけるので沿岸漂砂に対しては重要な役割を演ずる筈であるが、従来この種の浮游砂に関する研究はあまり行われていないと思われる。本実験では汀線より陸側の前浜の部分では水深が小さいため浮游砂の測定は出来なかつたが、汀線附近から砂の移動限界終点までの間で測定を行つた。底質が石炭粉の場合はまだ十分結果の整理が出来ていないし、実験も続行中であるので、主として砂の場合について述べる。

図-2には各断面の深さ方向の濃度 C と底面からの距離 y との関係が示されている。砂の場合には $\log C$ と y との間には直線関係が成立っている。石炭粉の場合には現象が極めて複雑であつて、移動しない底質の層の上に飽和に近い状態で波に動かされているうすい層がみられる。この層の上端を掃流上限と仮りになすけることにする。濃度は図-2にみられるように勾配を異にする2つの直線の分布をしている。この上の直線を浮游部分とみなすと下の直線は遷移領域を示すものと思われる。この2直線の交点を浮游下限となすけることにし、この点の濃度を C_0 とする。図-2には、掃流上限及び浮游下限が示してある。

以上のように、どの底質の場合にも、濃度の対数と深さの間には直線関係が存在するから、濃度分布は

$$C/C_0 = e^{-\alpha y}$$

で表わしうる。

波による浮游砂の分布は非定常かつ非平衡状態の拡散方程式によつて定められるものと考えられるが、上式の成立つことが実験的にみとめられたので、濃度分布は、平均的に定常かつ平衡状態にあるものと考え、沈降速度を v_s 、拡散係数を ε とし、濃度分布は次式に従うものとする。

$$C/C_0 = e^{-\alpha y}, \quad \alpha = v_s/\varepsilon \dots \dots \dots (6)$$

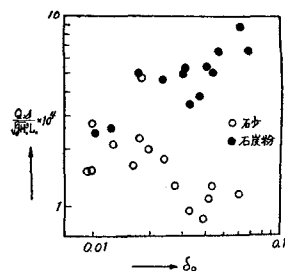
こゝで、 ε は乱れの拡散係数の外に流れの状態や非平衡状態の影響を含んだ見掛け上の拡散係数と解釈しておく。図-2の濃度分布から、 $y=0$ 又は浮游下限の濃度 C_0 および、直線の勾配から α 即ち ε/v_s が求められる。 v_s は既知であるから、 ε の値もえられる。図には、 x の方向の C_0 と ε の変化が示されている。これから、 ε は水深の減少とともにゆるやかに増し砕波前にやゝ増大することがわかる、これは、その点で砕波頂部に向う吸上げられるような流れがあるためではないかと思われる。これは底質が石炭粉の場合にかなりはつきりとみられる。さらに、砕波後は泡立ち線と思われるところで大となり、特に石炭粉の場合には著しく、激しい攪乱作用のため深さ方向に殆んど均一分布をなしている。いそ波帯では石炭粉の場合には次第に減少していくが砂の場合には一たん減少し δ_0 が小さいときには又急に増加していくようである。汀線附近は測定出来なかつたが、約巧の急勾配の斜面によせ波と戻り流れが重なりあうため δ_0 の値如何に拘らずかなり大きな ε を示すのではないかと推定される。

底面濃度 C_0 は攪乱作用の強いところ程大きいことが予想され、底面附近の移動も流れによる掃流力と攪乱作用との2つの作用で動かされるため、両者の間にはかなりの相関関係がみとめられる。

沿岸漂砂を対象として、波による静水面の上昇を無視すると底質が砂の場合には汀線より砕波点間に含ま

図-7 底面移動砂量

$$\left(\frac{Qs}{\sqrt{gH_0^3 \cdot L_0}} \right) \text{ と } \delta_0 \text{ との関係}$$



れる浮游砂量 S_b 及び汀線より沖側の全含砂量 S は (6) 式より次のようになる。

$$S_b = \int_0^{l_b} \frac{C_0 \varepsilon}{v_s} \left(1 - e^{-\frac{v_s h}{\varepsilon}}\right) dx$$

$$S = \int_0^{l_c} \frac{C_0 \varepsilon}{v_s} \left(1 - e^{-\frac{v_s h}{\varepsilon}}\right) dx$$

但し l_b, l_c は夫々汀線より碎波点及び砂移動の終る点までの距離

上式において拡散係数 ε は次的に δ_0 をパラメーターとして $\varepsilon/\sqrt{gH_0^3}$ で無次元化され、又 C_0 を単位容積中の砂の実質容積とすれば C_0 は $\sqrt{gH_0}/v_s$ と δ_0 の影響をうける。特に $\sqrt{gH_0}/v_s$ は波による乱れの強さと沈降速度の割合を表わし C_0 に対して最も大きな役割を演ずるものと考えられる。河川における浮游砂の河床濃度に関する Kalinske の理論⁹⁾を参照すると、同一の δ_0 に対し C_0 は $\sqrt{gH_0}/v_s$ の 1 以上の指数に比例するものと考えられるので、 S, S_b の無次元形は

$$S \text{ 又は } S_b = L_0 H_0 \frac{g H_0}{v_s^2} f(\delta_0, \sqrt{gH_0}/v_s) \dots\dots\dots (7)$$

とおける。図-8 は砂の結果が示されている。図-7 における掃流砂の無次元表示とかなり似た傾向を示すこと、および全含砂量については Saville¹⁾ の漂砂に関する実験のように最大値があらわれることが注目される。

以上のように波による浮游砂量は拡散係数 ε と底面濃度 C_0 の特性を明らかにすることに帰せられるように考えられるが、現在実験続行中なので両者の定量的な性質の検討は、後日に譲りたい。

6. 総 括

波による海浜の変形と砂移動に関する実験結果を実際海岸に適用する場合の最も困難な問題は底質の粒径の相違とその相似性を確立することであろう。この研究において波形勾配の外に底質の性質を表わす主なパラメーターとして、波が砂に及ぼす流体力と砂の摩擦力或いは重さとの割合、 H_0/sD を考え、この値を粒径の小さい海浜に近づくために砂の外に石炭粉を用いて、海浜形状並びに砂移動に関する実験を行った。底質が砂の場合と石炭粉の場合とでは H_0/sD の値が約 4~6 倍ちがつているが、実験の結果によると、まず、海浜形状については、汀線よりの距離と深さとの関係を無次元表示すると同一の波形勾配に対し H_0/sD が大となるとともに波帯の海浜勾配はゆるやかになり、底質の粒径が小さい実際海浜に似た形状に近づくことが知られた。また、底面附近の底質の移動量については、石炭粉の場合では、波形勾配に無関係に泡立ち線附近の移動が卓越し、その分布の状態は砂の場合とかなり異なること及び全移動量の無次元表示と δ_0 との関係は砂の場合と非常に異なることがわかった。更に、濃度分布の測定において、石炭粉の場合には、掃流から浮游領域への遷移状態が明瞭にあらわれたことは浮游領域における濃度分布が簡単な指数形式で表わされることにも興味深く思われる。又、砂に比べ石炭粉はその形がやゝ扁平なので、これが砂移動の機構に幾分影響するように思われた。

底質により海浜変形に著しい差異の見出されたことは、一部に底質の形状等の影響があるにても、主として H_0/sD の差異に起因するのではないかと考えられる。

以上のように、波による砂の移動は碎波による流れや衝撃の攪乱作用等が関係し理論的取扱いが困難であるばかりでなく、波形勾配や H_0/sD 等の 2 個以上の量に関するため、実験だけにたよることもむづかしい。故に、一般的な結論を得るためには砂移動の機構を明らかにすると共に更に多くの実験と実際海浜における観測が必要である。

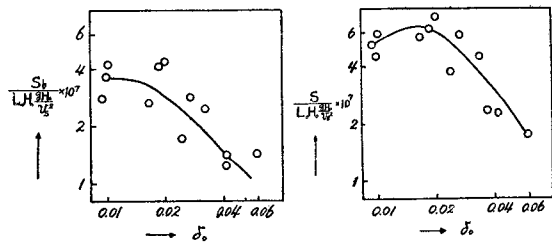
最後に実験を分担された高知大学上森千秋氏、実験装置の整備を担当した池田茂氏、薄慶治氏および片島道昭氏に深く謝意を表する。

本研究は京大石原藤次郎教授を首班とする文部省科学研究費による総合研究「海岸工学の基礎的研究」の分担研究の成果の一部であり、同教授の御好意に謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) T. Saville, Jr.: Model Study of Sand Transport along an Infiniteby Long, Straight Beach. Trans. Amer. Geophys. Union, vol 31, no. 4, Aug. 1950, pp. 555-565.
- 2) J. W. Johnson; Sand Tansport by Littoral Currants. Proceedings of the fifth Hydraulics Con-

図-8 碎波点と汀線との間に含まれる移動砂量と δ_0 との関係 (1)



- ference, Bulletin 34, State University of Iowa Studies in Engineering, 1953, pp. 89-109.
- 3) 岩垣雄一：海浜の平衡勾配と碎波による砂移動に関する実験．海岸工学講演会講演集，昭30.11，pp. 99～105.
 - 4) 佐藤清一，岸力：漂砂に関する研究（7），波動による海底剪断力と底質の移動．土木研究所報告，第85号の6，昭27，pp. 140-154
 - 5) H. Rouse: Engineeirng Hydraulics. p. 799.
 - 6) A. A. Kalinske: Movement of Sediment as Bed Load in Rivers. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 28, no. 4, 1947, pp. 615-620.
-