

海浜過程とその予測

榎 木 亨

1. 緒論

一般の人々の多くは海辺の砂浜をみると、その砂浜は常にその形状が同じであり浜は変化しないものとしかみていない。しかし、海浜を利用する漁師及び海岸付近にすむ人は浜が四季に応じて変化することを知っている。

このように砂浜はまさに生きている渚という名称で呼ばれるにふさわしい動きを示しているが、このような砂浜に構造物を施工した場合、海岸堤防の前面の砂浜が急激に消失したり、また、離岸堤の背後に多量の砂礫が堆積してトンボロ地形を作りあげていくことはすでに多くの人々によって報告されている。このような海浜地形の変形過程を一般に海浜過程 (beach process) と呼んでいるが、この海浜過程を論じていく場合、ある底質に対してはその海浜断面が入射する波の波形勾配によって一つの平衡な海浜勾配を示すという平衡勾配の概念を導入すると説明し易い。すなわち、ある波の特性に対応した海浜勾配は、入射波の特性が変化したり、あるいは構造物によって波形が変形すると、それに対応した平衡勾配に向かって変化していくものと考えられる。このため、諸外国においては、Bagnold (1940)¹⁾ 以来 J. W. Johnson (1949)²⁾, Watts (1954)³⁾⁴⁾, Rector (1954)⁵⁾, Scott (1954)⁶⁾, Saville (1957)⁷⁾, Kemp (1960, 1968)⁸⁾⁹⁾, Nayak (1970)¹⁰⁾ ら数多くの研究者によってこの海浜の平衡勾配が論議されており、またわが国においても、岩垣・榎木 (1955, 1956)¹¹⁾¹²⁾, 栗原・篠原・椿 (1956)¹³⁾, 岩垣・野田 (1962)¹⁴⁾ らによって同様の研究が進められてきた。

この平衡勾配の概念を用いて海浜の変形過程を論じていくとき問題となるのはどの地点を基準にして変形が生じていくかということである。この基準の一つとしてあげられるのが漂砂の移動限界水深であって、この漂砂の移動限界水深についても、佐藤・岸 (1952)¹⁵⁾ 以来、Manohar (1955)¹⁶⁾, 篠原 (1956)¹³⁾, Vincent (1958)¹⁷⁾, 佐藤・田中 (1962)¹⁸⁾, 石原・榎木 (1960)¹⁹⁾, Ippen・Eagleson (1955, 1959)²⁰⁾²¹⁾, 堀川 (1961)²²⁾, 野田 (1961)²³⁾, Kalkanis (1957, 1964)²⁴⁾²⁵⁾ らによってその研究成果が発表されている。特に漂砂の初期移動については底部に発達する境界層内での流体運動と結びつけて理論的な展開が行なわれており、野田はそれらをうまくとりまとめて 1971 年の本研修会で解説している。

しかし、上述の平衡勾配であらわされる海浜変形過程は二次元的なものであって、実際の海岸においては波が海岸線に斜めから入射して、砂の動きも海岸線に沿って移動するのが多くみられる。

したがって、海岸侵食あるいは港内埋没といった長期間にわたる海浜変形を論じる場合は上述の三次元的な砂の動きからもまた同時に論じなければならない。このため、さきの平衡勾配に関する研究とともに、汀線に平行な砂の動きである沿岸漂砂の研究も従来から行なわれてきた。すなわち、Saville (1950)²⁶⁾ 以来 Johnson (1951)²⁷⁾, Caldwell (1956)²⁸⁾, Savage (1962)²⁹⁾, 岩垣・榎木 (1960)³⁰⁾, 井島・佐藤・田中 (1964)³¹⁾, Bijker (1968)³²⁾, Komar (1971)³³⁾, Thornton (1972)³⁴⁾ らが沿岸漂砂の特性を論じ、各種の沿岸漂砂量の推算公式を提案している。そして岩垣は 1966 年の水工夏期研修会において、この沿岸漂砂量及び漂砂移動限界水深と海浜変形の関係を漂砂の連続式を用いて明確に解説している。

また、これらの沿岸漂砂の移動は碎波によって生じる沿岸流によるものとして、この沿岸流に関する研究が Putnam・Munk・Traylor (1949)³⁵⁾ より Inman・Quinn (1951)³⁶⁾, Galvin・Eagleson (1964)³⁷⁾, 堀川・佐々木 (1968)³⁸⁾ らによって行なわれてきた。これらの研究はいづれも沿岸流を一樣な流速分布を

もつ流れとして取扱ったものであるが、近年 radiation stress の概念を用いて、Bowen (1969)³⁹⁾、Thornton (1970)⁴⁰⁾、Longuet-Higgins (1970)⁴¹⁾らが流速分布をもつ新しい沿岸流理論を展開してきた。堀川は1972年の水工夏期講習会において、この新しい沿岸流理論をとりまとめて詳細に紹介している。

さらに、以上の平衡勾配、漂砂の移動限界水深、沿岸漂砂量、及び沿岸流の研究の他に海浜地形変動に影響すると考えられる浮遊漂砂に関する研究も従来より数多く行なわれてきている。これらのそれぞれの研究は海浜過程の基礎をなす研究ではあるが、直接海浜地形の変形機構を論じたものではない。海浜の変動は上記の諸現象⁴²⁾が複雑にからみあい容易にその完全な解答をわれわれに与えようとする。そこで、Grijm (1964)、Bakker・Edelman (1964)⁴³⁾及び Bakker (1968, 1970)⁴⁴⁾⁴⁵⁾らはこの地形変形に関して簡単なモデル化を行ない数値計算によって地形の変形過程を解明しようと試みた。この手法については1966年の本研修会に岩垣が、また、1973年の研修会に土屋が紹介しているが、この種の研究はその後の電算機の発達とともに益々盛となりつつある。

海浜過程に関する研究の最終的な目標が海浜地形の将来予測におかれることから考えあわせると今後さらにこの種の研究がわが国においても発展していくことが予想されるので、この手法の詳細については後述するが、注意しなければならないのは、この手法の基礎となる漂砂に関する諸現象が未だ十分な解明をえられないままにいくつかの仮定にもとづいて計算をすすめることは、ある場合には、あやまった海浜地形の予測を導くおそれもあることを心得ておかねばならない。

2. 海浜断面の変形過程

2.1 海浜断面の変形パターン

1.において海浜断面は、ある平衡勾配からつぎの平衡勾配へと変化していくことを述べた。しかしながら、この断面間の変化は当然漂砂の侵食・堆積の結果として生じるものであるから、ある海浜断面からある断面には変化しうるけれども、ある海浜断面からある断面には変化することのないといった変形過程が存在するはずである。

Sonu (1968)⁴⁶⁾は New England の観測結果から、海浜断面を図-1に示すような6つの海浜断面にモデル化して、各海浜断面間には図中の矢印で示すような変化しか与えないことを報告している。すなわち、実線で示す矢印は堆積過程にある海浜変形であり、破線で示す矢印は侵食過程にある海浜の変形を示している。この図からもわかるように断面A'、B'、C'から生じる堆積過程はA'→B'、B'→C'が生じるのみであり、侵食過程としてはA'→A、B'→B、C'→Cの変化が生じるのみでC'→B'、B'→A'の変化は決してあらわれない。すなわち、A'、B'、C'が侵食過程にあるときは、bermのみが沖側にもちさらわれてA、B、Cの海浜断面を形成するわけである。一方、A、B、Cの断面からの変化はB→A、C→Bという侵食過程の断面しか示さない。Sonuはこの海浜変形過程を実際の海浜断面の時間的変化に対応させて図-2に示すような結果をえている。

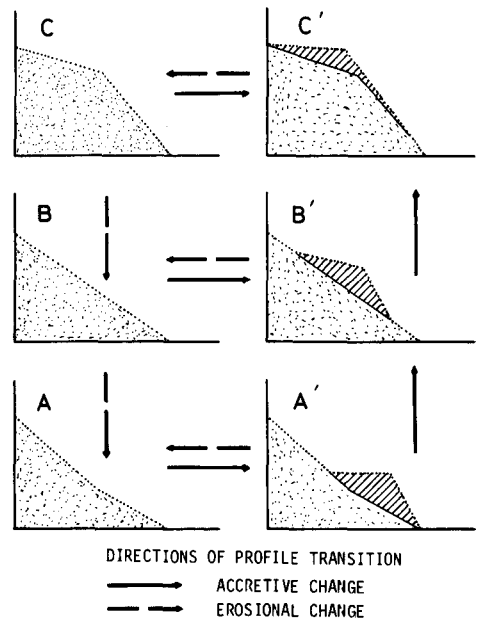


図-1 海浜断面の基本形とその変遷

図-2 中の実線、破線の矢印は図-1 と同様それぞれ堆積・侵食過程を示し、下図の番号は上図の侵食堆積量の時間変化中の番号に対応している。

2・2 海浜変形を支配する因子

1の海浜平衡勾配に関する研究成果によって従来海浜変形を支配する因子は、波の特性、 H_0/L_0 、底質の大きさと波の大きさ、 H_0/d あるいは $H_0/\sigma d$ であると指摘されてきた。そうしてNayakは暴風海浜の特徴である沿岸砂洲の発生限界を示す図として図-3に示す限界曲線を与えている。ここに、 H_0 、 L_0 は沖波の波高、波長、 d は底質の平均粒径、 γ_s は底質の水中単位体積重量であり、 σ は底質の比重である。図中のJohnsonの曲線は底質の効果を考えていない曲線であり、岩垣・野田の曲線は H_0/L_0 及び H_0/d の効果を考慮した曲線、Nayakの曲線は底質比重の効果をも考慮して実験した結果である。

しかしながら、近年Battjesは碎波帯の相似条件として $\xi_b = (h_b/x_b) / (H_0/L_0)^{1/2}$ であらわされる surf similarity parameter なる無次元量を提案し、この無次元量が碎波帯地形に対して大きな因子となることを示唆した。ここに、 x_b は碎波点より汀線までの距離、 h_b は碎波水深をあらわす。また、Kempは碎波点と波の遡上高さまでの距離 x_L と碎波点の波長 L_b の比 $P = x_L/L_b$ を phase difference と定義し、この値が碎波後の流れの状態及び海浜勾配に大きな影響を示すことを明らかにした。

彼等は実験により、これらの無次元量でもって碎波形態及び海浜断面の形状を区別しているがその限界値を表-1に示す。なお、同表には服部⁴⁸⁾らによってえられたそれぞれの実験値をも示してある。

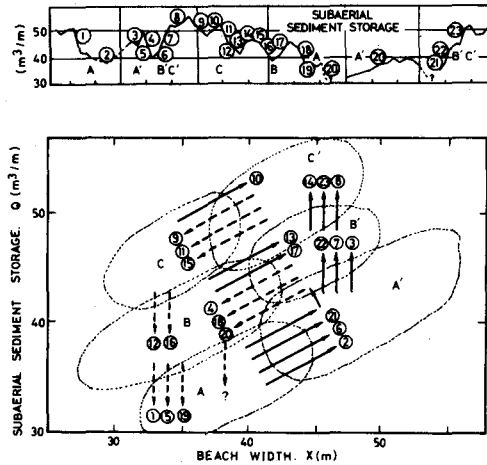


図-2 海浜変動の時間的変化と基本形の変遷

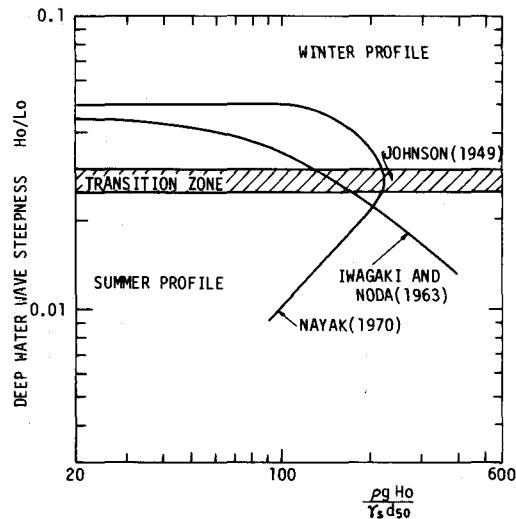


図-3 沿岸砂洲の発生限界

表-1 ξ_b 及び P による碎波形態と海浜形状の区分

(服部より)

碎波形態	海浜形状	Phase difference		Surf similarity parameter	
		服部	Kemp	服部	Battjes
Spilling 型	—	$P > 1.2$	$P > 1.1$	$\xi_b < 0.4$	$\xi_b < 0.4$
Plunging 型	Bar 型	$1.2 > P > 0.7$	$1.1 > P > 0.7$	$0.4 < \xi_b < 0.7$	$0.4 < \xi_b < 2.0$
Surging 型	Step 型	$0.7 > P$	$0.7 > P$	$0.7 < \xi_b$	$2.0 < \xi_b$

また、服部らは 1/20 勾配の海浜に $H_o/L_o = 0.008$ の堆積性の波を作用せしめた場合の地形変化に対応する上記二つの無次元量 ξ_b 及び P の時間的変化を求め 図-4 のような結果をえている。この場合の地形変動の観測によると、堆積性海浜を形成する波で発生した沿岸砂洲は徐々に汀線に向かって移動し、最終的には平衡海浜形状として step 型の海浜が形成されたことが報告されている。これを 図-4 の ξ_b 及び P の変化からみると、碎波型は 図-4 中に示したように spilling type, plunging type, surging type へと移行していていることがわかるが、碎波形態の plunging 型から surging 型への移行の時点で沿岸砂洲が消失し、碎波位置は急に汀線に接近している。また一方堆積性海岸に侵食性の波が作用した場合には前浜勾配が急になり汀線が後退するが、この汀線後退による侵食された底質はもどり流によって沖波に輸送され外浜の海浜勾配は緩くなり、碎波形態は plunging 型により spilling 型に移行していくことが報告されている。

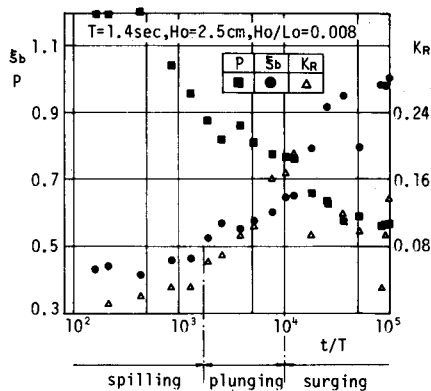


図-4 P 及び ξ_b の時間変化 (服部より)

一方、尾崎⁴⁹⁾は海浜変形の実験を行ない、特に汀線の前進・後退に着目して整理を行っているが、その際海浜変形を支配する因子として、従来の支配因子である H_o/L_o , H_o/d 以外に初期勾配 $\tan \beta$, 及び底質の沈降速度に関する無次元量 $\sqrt{gH_o}/W_o$ (ここに W_o は底質の沈降速度) をとりあげている。そうして自分の実験結果以外の従来の実験結果をも再整理して、変形後の汀線の前進及び後退の限界として、 図-5 に示すような結果をえている。これによると汀線の前進・後退の限界は次元を有している表示ではあるが、

$$\left. \begin{aligned} \frac{H_o}{L_o}^{0.75} (\sqrt{gH_b} \cdot d^{-1.8} \tan \beta) &> 164 : \text{汀線後退} \\ \frac{H_o}{L_o}^{0.75} (\sqrt{gH_b} \cdot d^{-1.8} \tan \beta) &< 164 : \text{汀線前進} \end{aligned} \right\} (1)$$

という限界値が与えられる。ここに、 H_b は碎波波高を示す。先に述べた surf similarity parameter P のうち h_b/X_b は明らかに、海浜勾配 $\tan \beta$ を示すものであるから、尾崎の提案した式は surf similarity parameter を考慮していることになり、それに加えて底質の沈降速度をも考慮した結果ともいえよう。なお、この海浜変形に及ぼす沈降速度の効果については本文 4 で詳述する。

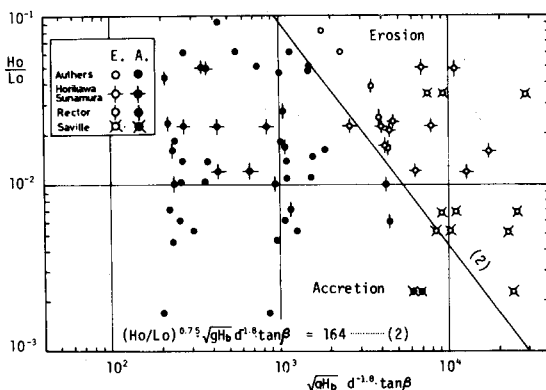


図-5 汀線の前進・後退の限界 (尾崎より)

3. 深浅測量図よりの変形過程の考察

われわれはある海岸地形の変遷を知るときに過去からの深浅測量図の変遷に頼ることが多い。そうしてその変遷過程の延長として将来の地形が侵食傾向にあるか堆積傾向にあるかを判断しようとする。しかしながら、海浜地形の変動は単にその深浅測量図を重ね合わせることによって変遷の傾向を知ることにはあまりに複雑であり、かつ、その測量結果が数多くあればあるほど、地形の季節変動、年変動、

構造物による変動などが複雑にからみあって、一定の傾向を知ることには苦しむことが多い。ここに述べる手法は、これら従来の数多くの深淺測量の資料がある場合の将来の地形変動予測に用いられる手法について述べていきたい。

3.1 汀線の経年変化に対する考察

海岸地形の変動の実態を究明する場合の一つの方法として汀線の経年変化を調べることは比較的容易であり、また、航空写真を利用して古くからの資料も入手し易い。

いま汀線の経年変化を1ヶ月あるいは2ヶ月毎に測量した場合の例として大阪府の二色の浜海岸の汀線の経年変化を例にあげて、将来の海浜変動の予測が可能かどうかを考察してみよう。この海岸はわが国においてはじめて養浜工が施行された海岸として著名であり、その養浜工の保持のため沖合200mのところに開口部間隔100m、長さ150mの離岸堤三基が設けられている海岸である。

図-6⁵⁰⁾の実線はこの離岸堤遮蔽部及び開口部の代表測線の基準点から汀線までの距離(ℓ)の経年変化を示したものである。また図中の丸印はある測定時を中心にして前6ヶ月の ℓ の平均をとって移動平均を求めた結果である。実測汀線は比較的大きな変動を示すけれども移動平均の値は極めて滑らかな曲線を示している。この移動平均のtrendをみてみると、この海岸の近い将来の汀線変化を予測することは可能である。さらに、この実測汀線とこのtrend曲線の関係を明らかにするために、この移動平均値と実測汀線の値 $\Delta\ell$ の差の特性を求めたのが図-7である。図中一点鎖線はGauss分布であり $\Delta\bar{\ell}$ は、 $\Delta\ell$ の平均値、 $\sigma\Delta\ell$ は分散を示す。No.3及びNo.4の値は一応このGauss分布の近傍に存在しているが、これで汀線の変動量がGauss分布するとは判定しがたい。そこで X^2 検定を行なって汀線変動量のGauss分布に対して有意性を検証してみた。それによると、No.3の場合有意水準5%でGauss分布であるかもしれないという判定をえた。このように同一海岸でもその変動がGauss分布をするかしないか十分判定しがたい結果をえたのであるが、二色の浜のように比較的短い観測時間間隔で数多くの資料がそろっている場合にはこの手法で海浜地形が推定できるものと思われる。

つぎに海岸構造物の延長にともなう汀線変化について考察してみよう。

図-8⁵¹⁾は富山県の宮崎漁港の防波堤延長にともなう東海岸の汀線前進の経年変化と西側にある笹川河口の東西両海岸の汀線後退の経年変化を示したものである。防波堤の延長と汀線の前進とは密接に関係し、また、西側の汀線後退とよく対応している。このことから、防波堤延長にともなう汀線の変動を十分に調べておけば将来の構造物延長によつての汀線変化は推定可能ではないかと考

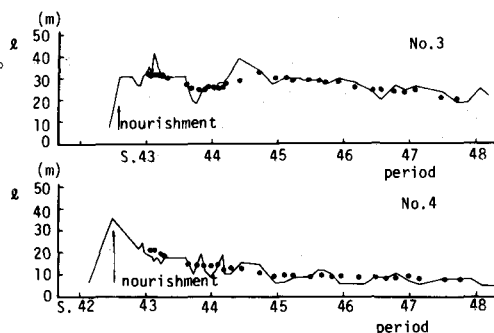


図-6 二色の浜の汀線経年変化

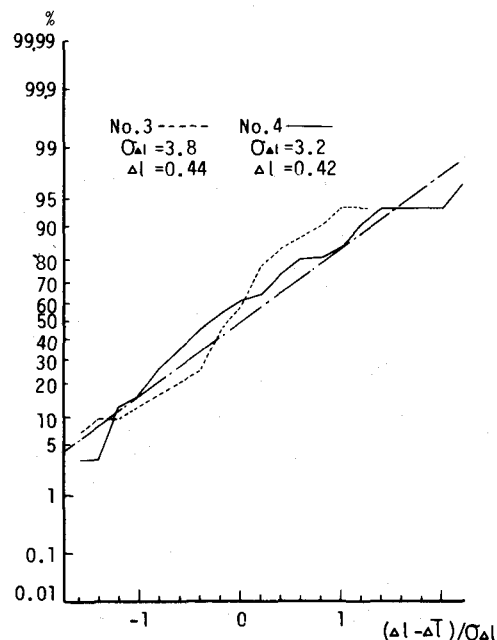


図-7 汀線経年変化量 $\Delta\ell$ の確率特性

えられる。

3.2 Empirical Eigenfunction による地形変動の考察

Winant・Inman 及び Nordstorm⁵²⁾(1975)らは沿岸地形の変動の統計的解析に Empirical Eigenfunction を用い、沿岸砂洲、トラフ及びテラスの季節的変動を考察した。ここに、その統計的手法の概略を紹介しておこう。

海岸線に垂直な測線上の X 番目の測点の水深を h_{xt} であらわす。この場合 x は距離、 t は 1 と n_t の間の整数で測量年月を示す。いまデータ h_{xt} を

$$h_{xt} = \sum c_{nt} \cdot e_{nx} \quad (2)$$

となるように展開する。ただし

$$\sum e_{nx} \cdot e_{mx} = \delta_{nm} \quad (3)$$

であり、 e_{nx} が eigen function である。ここに、 δ_{nm} は δ 関数で e は直交ベクトルである。この e_{nx} はフーリエ級数を用いるならば、

$$e_{nx} = \exp(2\pi i n x / L) \quad (4)$$

であらわすことができるが、現在のところこの eigenfunction はデータに best fit する empirical eigenfunction としてしかあらわせない。これらの関数を求めるためには、測定データから対称マトリックス、

$$a_{ij} = \frac{1}{n_x \cdot n_t} \sum_{t=1}^{n_t} h_{it} h_{jt} \quad (5)$$

をつくり、行列 A の固有値を求めればよい。すなわち

$$A e_n = \lambda_n e_n \quad (6)$$

の関係を示す。ここに、 λ_n は対称相関マトリックス A の固有値である。

このマトリックスの対角要素は

$$a_{xx} = \frac{1}{n_x \cdot n_t} \sum_{t=1}^{n_t} h_{xt}^2 \quad (7)$$

であり断面にそう x 点でのデータの 2 乗平均を示す。

また、(2)式の c_{nt} は e_{nx} の関数として相関マトリックスの eigenfunction をえらぶならば、(3)式の直交性を利用して

$$c_{nt} = \sum h_{xt} \cdot e_{nx} \quad (8)$$

より求められる。

以上の式によって求められるある点の eigenfunction $e_1, e_2, e_3, \dots$ は Inman らによると、 e_1 は平均断面 (mean beach function)、 e_2, e_3 はその断面地形の特性 (bar-berm function)、 $C_1(t), C_2(t), \dots$ はそれぞれの時間的変化を示す。なお Inman らは e_4 以降は重要度が極めて小さく物理的現象と対象づけることは困難であるとしている。

田中・加藤⁵³⁾及び橋本・宇多⁵⁴⁾はそれぞれこの関数を用いて阿賀野川東海岸及び阿字が浦の海浜過程を考察しているので、ここでその一例として田中らの例を示して上述の eigenfunction の性質を具体的に示しておく。

図-9 は阿賀野川東海岸の一測線に関する e_1, e_2, e_3 及び $C_1(t), C_2(t), C_3(t)$ を求めたものである。

図-9(a)の横軸は汀線から 50 m の間隔で設定した測点番号であり、図-9(b)の横軸は深浅測量の行な

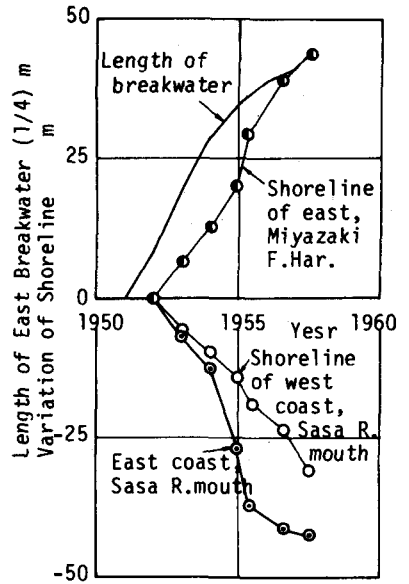


図-8 防波堤延長と汀線変形との関係の1例(土屋より)

われた年月である。図-9(a)の e_1 は Inman らが述べたように海底の平均断面を、 e_2 は阿賀野川河口前面の舌状地形を、 e_3 は一段のバー及びトラフ地形をあらわしている。

4. 水理実験による地形変形の予測について

海岸に構造物を設置した場合の地形変動を予測するに当たってしばしば水理模型実験が行なわれる場合が多い。この場合問題になるのは相似率であり、また、波の方向別頻度、波のエネルギーと地形変動量の関係である。たとえ相似率を完全に満足させたとしても後者の関係が明確にされていなければ、長期間にわたる将来の予測は不可能といえるであろう。

移動床の実験において、何回かの深浅測量によってえられた対象とする現地での自然地形が正確に再現されるように、繰返し水理的な力と模型の操作技術を調整して移動床模型の再現性を検証することがよく行なわれているが、深浅測量によってえられた自然地形を形づくった外力が一つでないため、一つの模型外力でその地形が再現されたとしてもその検証が完全かどうかについては疑問が残る。

したがって、相似性が満足させられたとしても水理模型による実験はあくまでも、一方向のある与えられた外力に対する変形予測にしか過ぎないことを充分わきまえるべきである。

ここでは一応上記の能力しかない水理模型実験における相似性について論じていく。

4.1 歪模型の可否

二次元実験においては模型に歪を与えれば底質と波浪の適当な組合せによって相似な地形を作ることが、E. K. Nada⁵⁵⁾ によって報告されている。また尾崎⁴⁹⁾ は、侵食型の地形を再現するのに模型では往々にして(1)式で示される汀線の前進後退の限界値が堆積型の領域になり、海浜勾配を変えなければ現地と同じ侵食型の地形にならないことを例をあげて説明している。移動床の平面模型実験の場合、広範囲な対象領域をとると縮尺が1/100より小さな縮尺をとることが多いため模型を歪ますと波高及び水深を十分にとることができ、底質を移動し易くすることから模型を歪ませることが多い。ここではまず外力の相似条件と、地形変動の相似条件とから移動床実験における歪模型の可否について論じていく。

(1) 外力の相似条件からの歪模型の可否

外力の相似条件としては、沖波の相似波の変形 (shoaling, 屈折, 回折・反射) の相似, 砕波条件の相似があげられる。沖波の相似条件は既によく知られているように Froude の相似則で求められる。また, shoaling 及び屈折の相似については従来歪ませることはいけないとされているが, 波形勾配を一致させるため波長を鉛直縮尺にとるならば歪ませてもよい結果がえられる。しかし, 回折及び反射については反射体の形状などの幾何学的条件が影響するので歪ませることはできない。

つぎに砂の移動に最も影響する砕波の相似について考えてみよう。砕波水深, 砕波高などの砕波特

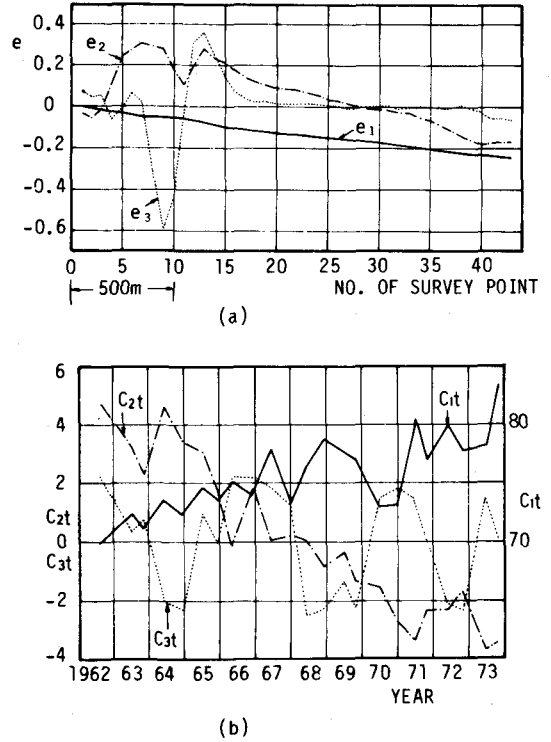


図-9 阿賀野川河口の e_1 , e_2 , e_3 及び c_1 , c_2 , c_3 の経年変化と平面変化 (田中・加藤より)

性は一般に波形勾配及び海底勾配に影響される。

図-10はそれらの関係を示したものであって、海底勾配の影響が明らかであって、歪模型の場合にはこの海底勾配の相似がなりたなくなるため歪模型は不可と判断せざるをえない。

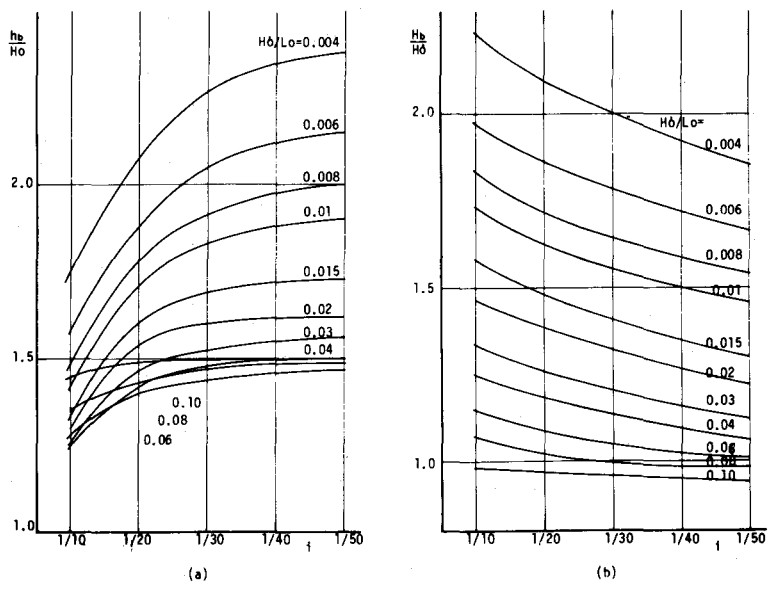


図-10 碎波水深、碎波高に対する海底勾配の効果

(2) 地形変動の相似性からの歪模型の可否

Paul Kamphuis 及び Brebner⁵⁶⁾は二次元移動床の平衡勾配に関する実験を行ない、初期海浜勾配の地形変動に対する影響を明らかにしている。図-11はベークライトを底質に用いた場合の結果であって、この図から最終汀線及び前浜のバームの大きさなどは初期勾配によって大きくことなることがわかる。

図-12は同じくベークライトを用いた海浜の歪模型と歪まさない模型の比較であって、図中Nは歪率である。この図からもわかるように歪模型は初期海浜勾配が急になるため汀線の前進は小さく、碎波点より岸側の前浜勾配は歪まさない場合の海浜勾配よりゆるやかになる特性を示している。

このような特性は前述したように軽重底質を用いた場合現地の砂を用いた実験に比して汀線が前進しすぎたり、前浜勾配が検しにくくなりすぎたりすることを補正する機能を示している。

4.2 軽重底質の採用の可否

従来 1/100 よりも小縮尺の模型を用いる場合には底質を動き易くするためにコークス粉あるいはベークライト粒子などの軽い底質におきかえて用いることが多い。しかしながらこれらの軽量底質を用いた場合、比重を考慮した相似率によったとしても砂を用いた実験と同じ形状を示すかどうかを極めて疑問視する人も多い。Paul・Kamphuis 及び Brebner⁵⁶⁾は次元解析から導き出した底質に関する無次元量 $X_1 = \frac{d\sqrt{gH_0}}{\nu}$, $X_2 = \frac{\rho g H_0}{r_s d}$ (ここに d : 平均粒径, ν : 水の動粘性係数, r_s : 単位体積の水中

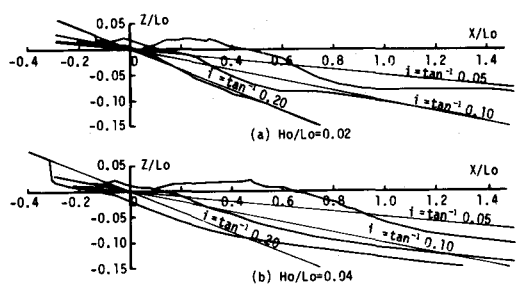


図-11 地形変化に与える初期勾配の影響

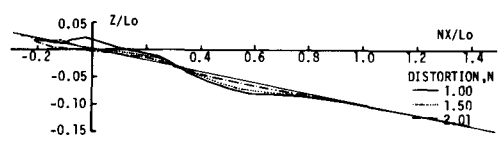


図-12 歪模型と歪まさない模型の海浜断面の比較 (同一底質の場合)

重量，を一定にして，砂 ($\sigma/\rho = 2.71 \sim 2.67$) とベークライト ($\sigma/\rho = 1.60$)を用いた二次元実験を行ないその断面形状を比較している。その結果の1例を図-13に示す。この実験の結果，砂を用いた実験は0.025より大きい H_o/L_o においては暴風海浜形状を示したのに対し，ベークライト（軽量底質）の場合には H_o/L_o が0.06 になっても発生しないこと，ベークライトは砂よりも海側にはこぼれ易いこと，汀線が前進し易く前浜部分が峻しくなるといった断面形状の相異点がみられた。そうして彼らはこれらの相異が軽量底質の空隙率，まるみ度，安息角などの相異によって砂に比してより多くの波のエネルギー吸収度を持ち，波の反射に大きな影響をもつためと結論づけている。

そうして以上の軽量底質を用いた場合の特性と歪模型を用いた場合（海浜勾配が峻しくなる場合）の特性を組合せると，その特性が相反していること，すなわち軽量底質は汀線を前進せしめ前浜勾配を峻くしようとするのに対し，歪模型では前浜勾配の前進を抑制し，前浜勾配は緩やかな形を示すということから，うまく現地地形を表現しうのではないかと述べている。図-14は Paul らの砂を用いた場合とベークライトを用いて $N = 1.5$ の場合の結果であって，汀線の前進及び前浜バームはうまく砂の海浜地形とは一致するが砕破点より沖側の地点は一致しない。これは前浜部と砕破点より沖側での底質の移動形態がことなるためであろう。

以上のように軽量底質を用いるときは，単にその比重のみを考慮した相似でなく，底質の移動形態の相似を考慮しなければならない。すなわち，Engelund⁵⁷⁾ Best-Bijker 及び Wickers⁵⁸⁾ らによると，底質の移動は摩擦速度 U^* と底質の沈降速度 W_o の比によってつぎの三つの領域で分類されている。

$$\left. \begin{aligned} (U^*/W_o) < 1.0 & : \text{掃流砂が卓越，浮遊砂は無視} \\ 1.7 > (U^*/W_o) > 1.0 & : \text{掃流砂及び浮遊砂ともに共存} \\ 1.7 < (U^*/W_o) & : \text{浮遊砂が卓越} \end{aligned} \right\} (9)$$

上式で示される移動形態を各領域で相似せしめなければ完全に移動床の相似は成立しないといえよう。(9)式にもとづく相似則については4.3で一括して述べることにする。

4.3 移動床の相似則について

移動床の相似則を論じるに当たって，まず何を相似せしめなければならないかを列举してみる。すなわち，

- (1) 外力条件（波浪条件）の相似
- (2) 漂砂量に関する相似
- (3) 漂砂の移動限界水深（漂砂の移動限界流速）の相似
- (4) 海浜地形変動に関する相似
- (5) 海浜断面形状に関する相似

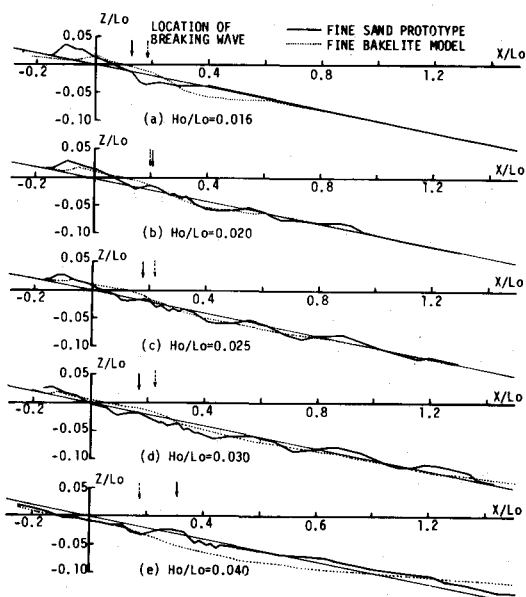


図-13 断面形状に与える底質比重の効果

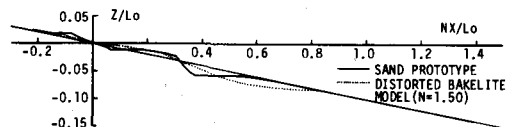


図-14 軽量底質材を用いた場合の歪模型と現地地形の比較

(6) 底質の移動形態に関する相似
などの相似条件があげられる。

(1) 外力条件の相似

すでに歪模型の可否の項で述べたが、移動床の模型実験は碎波現象によって支配されるので、4.2で歪模型と軽量底質によって汀線近傍が再現できる報告もされているけれども碎波の相似から導き出された歪模型は相似さすことができないという結論にもとづいて以後模型を歪まさない場合($\lambda = \mu$)として論議をすすめていくことにする。ここに $\lambda\mu$ は水平、鉛直縮尺を示す。

(2) 漂砂量公式の相似条件

漂砂は一般に汀線と平行方向の沿岸漂砂量と汀線と直角方向の漂砂量にわけて考える方が考え易いので以下それぞれについて考察してみる。

(i) 沿岸漂砂量に関する相似

従来沿岸漂砂量の算定公式は数多くの研究者によって算定されている。ここでは代表的な岩垣・樫木の³⁰⁾公式について相似条件を求めておく。なおこの公式以外に Savage 型の公式がよく用いられるがこの公式は底質粒径及び海浜勾配の要素が入っていないのでここでは省略する。

岩垣・樫木の公式

$$Q_x = (31.7) \times \left(\frac{1}{16}\right)^{3/2} \cdot (2\pi)^{-3/4} \cdot \left(\frac{\sigma}{\rho} - 1\right)^{-3/2} \cdot g^{1/2} \cdot i^{4/3} \cdot d^{-1/2} \cdot H_b^3 \cdot (H_o/L_o) (\sin 2\alpha_b)^{4/3} \cdot \cos \alpha_b \quad (10)$$

ここに Q_x ：全沿岸漂砂量， σ ：底質の密度， i ：海底勾配 α_b ：碎波の入射角である。

いま外力の相似条件より模型は歪まさないとしているので $\lambda = \mu$ とし $\sigma' = (\sigma/\rho - 1)$ とすると、

$$N_{Q_x} = N_{\sigma'}^{-3/2} \cdot N_d^{-1/2} \cdot \lambda^{-1/2} \cdot \mu^{13/3} = N_{\sigma'}^{-3/2} \cdot N_d^{-1/2} \cdot \mu^3 \quad (11)$$

となる。また、漂砂帯の巾 B を考慮し、単位巾当りの平均沿岸漂砂量を q_x とすると、 $B = \lambda$ と考えれば q_x の相似則として

$$N_{q_x} = N_{\sigma'}^{-3/2} \cdot N_d^{-1/2} \cdot \lambda^{-1/3} \cdot \mu^{13/3} = N_{\sigma'}^{-3/2} \cdot N_d^{-1/2} \cdot \mu^2 \quad (12)$$

をうる。

(ii) たて漂砂量に関する相似

たて漂砂量 q_y については余り研究がすすめられていないが、石原・樫木¹⁹⁾によると q_y は河川の Du-Boys の公式に類似せしめて推定することができると述べられている。Du-Boys の公式は摩擦速度 U^* を用いると $q_y \propto U^{*4}$ であらわされるので、Kalinske-Brown 型の流砂量公式

$q/U^* \cdot d = K' \left[\frac{U^{*2}}{(\sigma/\rho - 1)gd} \right]^m$ (ここに K' ：常数)において $m = 1.5$ と仮定すると両者は U^* のべき数が一致する。したがっていま Kalinske-Brown 型流砂公式で $m = 1.5$ とすると

$$q_y = K \frac{U^{*4}}{(\sigma/\rho - 1)^{1.5} g^{1.5} d^{0.5}} \quad (K: \text{常数}) \quad (13)$$

となる。摩擦速度 U^* は後述するように乱流境界層の場合

$N_{U^*} = \mu^{1/2}$ となるので相似則は

$$N_{q_y} = N_{\sigma'}^{-3/2} \cdot N_d^{-1/2} \cdot \mu^2 \quad (14)$$

であらわされる。これから $N_{q_y} = N_{q_x}$ となることが明らかである。

(3) 漂砂の移動限界水深に関する相似

漂砂の移動限界水深に関してもこれまでに種々の公式が提案されているが、ここでは地形変動に直接影響するものと考えられる表層移動の限界水深を示す佐藤・田中¹⁸⁾の式を用いて検討しておこう。

佐藤・田中の式¹⁸⁾

$$\frac{H_0}{L_0} = \left\{ 0.4243 \frac{2}{\pi} \cdot \sigma' \right\}^{2/3} \cdot \left(\frac{d}{L_0} \right)^{1/3} \cdot \sinh \frac{2\pi h}{L} \quad (15)$$

(15)式にもとづくとき示すような限界水深に関する相似則がえられる。

$$Nd = \mu \cdot N_{\sigma'}^{-2} \quad (16)$$

(4) 海浜地形変動に関する相似

地形の変動は(2)で述べた単位巾、単位時間の漂砂量 q_x 及び q_y によって次式のようにあらわすことができる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\varepsilon} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (17)$$

ここに h は水深、 ε は空隙率を示す。さきに示したように $Nq_x = Nq_y$ であり、 $\varepsilon_m = \varepsilon_p$ とすると、相似則は次式で示される。ここに添字 m 、 p は model 及び prototype を示す。

$$N_z \cdot N_{ts}^{-1} = Nq_x \cdot N_x^{-1} = Nq_y \cdot N_y^{-1}$$

$$\therefore N_{ts} = \mu \lambda N_{q_x}^{-1} = \mu^2 N_{q_x}^{-1} \quad (18)$$

ここで示す ts は地形変動の時間をあらわすものである。

(5) 海底断面形状に関する相似

ここでは海底断面形状として 1. の平衡勾配地形で述べた沿岸砂洲の発生限界及び 2. で述べた汀線の前進・後退の限界をとりあげる。

すなわち模型地形と現地地形が同じ形態の海浜（Step 型か Bar 型か）を図-3 を用いて検討すると同時に、汀線が前進型か後退型かを図-5 を用いて検討する必要がある。なお図-5 は模型の底質に砂を用いた場合にのみ検討されなければならない。

(6) 底質の移動形態に関する相似

既に述べたように、底質の移動形態は(9)式で示される三つの領域にわけられる。しかしいづれの領域も U^*/W_0 によって規定されるため、移動形態の相似則としては、

$$N_{U^*/W_0} = 1 \quad (19)$$

が相似則となる。

(19) 式の底部摩擦速度 U^* は底部境界層の状態によってつぎのような2つの相似則が成立する。

(a) 層流境界層の場合： $U^* = (\nu T / 2\pi)^{1/4} \cdot u_b \left[\frac{H}{2} \left(\sinh \frac{2\pi h}{L} \right)^{-1} \right]^2$ であらわされることから

$N_T = \mu^{1/2}$ 、 $N_{u_b} = \mu^{1/2}$ を用いると次式をうる。

$$N_{U^*} = \mu^{1/8} \quad (20)$$

(b) 乱気流境界層の場合：Longuet-Higgins の沿岸流理論では

$$U^{*2} = (f/2) |u_b| V \quad (21)$$

という関係から沿岸流速 V が導かれている。ここに f は摩擦係数である。

また、 $V = (5\pi/4f) u_b \cdot \tan \beta \sin \alpha$ 、(ここに $\tan \beta$ ：海浜勾配、 α ：波の入射角)であらわされるので、したがって(21)式より次式をうる。

$$N_{U^*} = \mu^{1/2} \quad (22)$$

一方沈降速度 W_0 は一般に次式で示されている。⁶⁹⁾

$$W_0 = \sqrt{\frac{4}{3} \cdot \frac{g}{C_D} \cdot \sigma' d} \quad (23)$$

ここに C_D は粒子の抵抗係数で $C_D = K/Re^n$ (ここに K : 常数, $Re = \frac{w_0 d}{\nu}$) という形であらわされる値であって Re 数の範囲で $Re < 10^0$ の場合, $n = 1$, $10^0 < Re < 10^3$ の場合, $n = 0.5$, $10^3 < Re < 10^5$ の場合 $n = 0$ という値をとる。したがって

$$N_{W_0} = N_{C_D}^{-1/2} N_{\sigma'}^{1/2} N_d^{1/2} \quad (24)$$

という相似条件がえられるが、(24)式中の N_{C_D} は C_D が上記のように変化するので、prototype と model の底質粒子の Re 数が同じ範囲にあれば上記の N をとって

$$\left. \begin{aligned} (a) \quad Re < 10^0 : \quad N_{W_0}^3 &= N_{\sigma'} \cdot N_d^2 \\ (b) \quad 10^0 < Re < 10^3 : \quad N_{W_0}^5 &= N_{\sigma'}^2 \cdot N_d^3 \\ (c) \quad 10^3 < Re < 10^5 : \quad N_{W_0}^2 &= N_{\sigma'} \cdot N_d \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

で求めうる。しかし prototype の粒子 Re 数と model の粒子 Re 数がことなるときは

$$C_D = 24/Re + 3/\sqrt{Re} + 0.34 \quad (26)$$

式を用いて N_{C_D} を求めて(24)式より算定しなければならない。

以上の底質の相似条件はいろいろあげられるがこれらをすべて満足することはまず不可能と考えられる。したがって海浜地形変動に最も大きく影響せる要素をとりあげて相似率を決定せざるをえない。いずれの要素が地形変動に大きな要素を与えるか明らかでないが 4.2 で述べた軽量底質の影響を考えあわせると、移動形態の相似及び漂砂量の相似が重要な条件と考えられるので、最後に著者は次の順序によって相似条件を定めることを示唆しておきたい。

- (1) (22)式及び(24)式を用いて(19)式の相似条件より模型の σ' 及び d を決定する。
- (2) (12)式及び(14)式の関係を用いて(18)式より地形変動時間の相似条件を求める。
- (3) 以上のモデル条件が沿岸砂洲の発生限界条件、汀線の前進・後退条件を満足しているかどうかを check する。

5. 数値モデルによる変形予測

4.で述べたように水理モデルによる変形予測が相似則の不十分さのために十分な結果がえられないため近年数値モデルによって構造物を設置した場合あるいは浚渫した場合の地形変動予測が行なわれようとしている。しかしながら数値シミュレーションを行なう場合には当然外力の変化及び底質移動に関するその基礎方程式が確立されていなければならないが、現在それらは完全に解明されたとはいえないのでこの手法に関しても甚だ疑問を抱く人は多い。現在行なわれている数値予測に当たってはいくつかの仮定が行なわれているがそれらを列挙すると以下のようである。

- (1) 海浜変形は沿岸方向の砂の移動（沿岸漂砂）のみによるかあるいは浮遊砂のみによるものとする。
- (2) 海岸に来襲する波向はその平均波向をもって代表する。
- (3) 海岸断面の変形過程は元の断面に平行な形で前進後退をする。
- (4) (3)の条件の代りに沿岸漂砂の分布形を台形あるいは三角形分布を仮定する。
- (5) 浮遊砂による地形変動予測においては流速分布及び浮遊砂粒径は鉛直方向に一様で、沈降速度に相当する粒径の砂が粒径を変えずに定常な沈澱過程をもつ。

これらの仮定において最も大きな欠点は大きな移動量を示す汀線と直角方向の砂の移動が考慮されていないことである。したがって後述するように沿岸漂砂の卓越した効果を示す離岸堤背後及び突堤基部の堆砂形状については比較的实验及び実測結果と一致するが、汀線と直角方向の漂砂が卓越してくる離岸堤左右の領域では十分な一致はみられない。

ここでは一応上記仮定にもとづいて行なわれた著者ら⁶⁰⁾の離岸堤背後地形の変動についての計算手

法を説明し、実験によってえられた海岸地形の比較を示しておく。

地形変動を論ずるためには水深が変化するために生じる波浪変化及び構造物によって生じる波浪変化を求めなければならない。したがって、基礎方程式としては波浪変形に関するものと、地形変化に対するものとがあげられる。

波浪変形に対して：

$$\frac{\partial u_0}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (27)$$

$$\frac{\partial v_0}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (28)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\left(\frac{1}{k}\right) \tanh\left(\frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y}\right) \quad (29)$$

ここに u_0, v_0 : X, Y 方向の表面流速, η : 水位変動 $k = 2\pi/L$ である。

$$\text{地形変形に対して: } \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{1-\epsilon} \left(-\frac{\partial q_x}{\partial x}\right) \quad (30)$$

ここに ϵ : 底質の空隙率, q_x : 沿岸漂砂量, (30)式では汀線と直角方向の漂砂量 q_y は向岸方向とバランスしているものとして無視している。

またこの q_x に対しては基礎実験でえられた全沿岸漂砂量の Q_x が $Q_x = mE_0 \sin \alpha_0 \cos \alpha_b \cdot K_b^2$ (ここに E_0 : 一波長当りの波のエネルギー, m : 常数) であらわされる Savage 型の漂砂量公式を用い、海岸断面に沿う漂砂量分布として図-15 (b)に示すような台形分布を仮定した。

なお、この計算において碎破条件を与えなければならないが、この場合もっとも取扱いの簡単な $H_b/h_b = 0.78$ という条件を用いた。

地形変化の計算は離岸堤背後の領域を波浪変形の計算と同じ格子間隔 ($\Delta x = L_0/25, \Delta y = L_0/25$) に分割し、(29)式を差分化した以下に示す式を

図-17(a)に示す簡単なスキームで行なっている。

$$\begin{aligned} & h(i, j)^{t+\Delta t} - h(i, j)^t \\ &= \frac{1}{1-\epsilon} \frac{\Delta t}{\Delta x} \{ q_x(i, j)^t - q_x(i, j-1)^t \} \quad (31) \end{aligned}$$

なお、 $\Delta t = 1.0 \text{ sec}$ として計算し、 $n = 600$ ステップの地形変化の計算終了後に地形変化に応じて汀線を前進・後退させた後、その地形に対応した碎波波高、碎波角の計算を行なって次のステップの地形変化の計算を行なった。このようにして求めた計算結果は移動床実験によって検証されたが、その波の作用時間の経過にともなう実験と計算結果を比較したのが図-15である。

図-16によってわかるように計算値は離岸堤背後地形のように沿岸漂砂量が卓越する場合、十分予測可能となるがこの場合においても、 Q_x 及び q_x の分布の完全な把握が是非必要となることを付け加えておきたい。

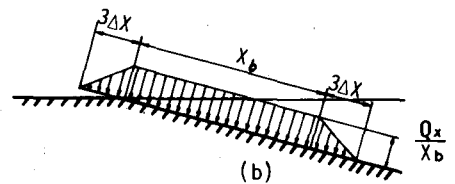
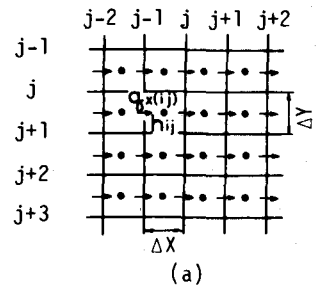
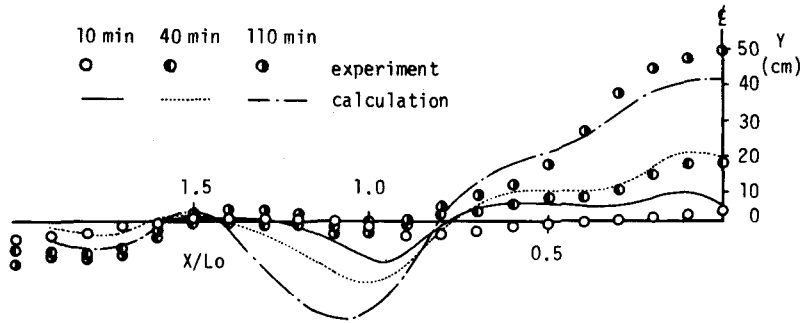


図-15 計算格子と漂砂量分布



図一 16 地形変化に対する計算結果と実験結果の比較

6. 結 語

以上本文においては最初に海浜過程の基礎的研究である海浜平衡勾配に関する古くからの研究成果と近年新たに提唱されている地形因子について述べ、ついで、1) 深浅測量結果より海浜変形の予測 2) 水理実験により変形予測 3) 数値シミュレーションによる変形予測について論述してきた。しかしこれらの予測手法は本文中においてもふれてきたように数多くの仮定にもとづいているとともに複雑な漂砂現象を単純化しているので完全なものとはいえない。なお、本文は紙数の関係で十分な説明ができなかったもので、できるだけ詳しく参考文献を掲載しておいた。詳細については原文を参照していただければ幸である。

参考文献

- 1) Bagnold, R. A. : Beach formation by waves, some model experiments in a wave tank, J. Inst.Civil Engineers, Paper No. 5237. 1940
- 2) Johnson, J. W. : Scale effect in hydraulic model involving wave motion, Trans. A. G. U., Vol. 30. No.4, 1949, pp. 517 ~ 527.
- 3) Watts, G. M. : Laboratory study of the effect of tidal action on wave formed beach profiles, Beach Erosion Board, Tech. Memo. No. 52, 1954.
- 4) Watts, G. M. : Laboratory of the effect of varying period on beach profiles, Beach Erosion Board, Tech. Memo. No. 53, 1954.
- 5) Rector, R. L. : Laboratory study of equilibrium profiles of beaches, Beach Erosion Board, Tech. Memo. No. 41, 1954.
- 6) Scott, T. : Sand movement by waves, Beach Erosion Board, Tech. memo. No. 48. 1954.
- 7) Saville, T. J. : Scale effect in two dimensional beach studies, Trans. I. A. H. R. 7th General Meeting, 1957. pp. A 3 - 1 ~ A 310.
- 8) Kemp, P. H. : The relationship between wave action and beach profile characteristics, Proc. 7th Conference on Coastal Eng., Vol. 1, 1960, pp. 262 - 277.
- 9) Kemp, P. H. : Beaches produced by waves of low phase difference, J. Hyd. Division, ASCE, 1968. pp. 1183 - 1195.
- 10) Nayak, I. V. : Equilibrium profile of model beaches, Proc. of 12th Coastal Eng., 1970, pp. 1321 - 1340.
- 11) 岩垣雄一・楳木亨 : 海浜の平衡勾配と碎波による砂移動に関する実験, 第2回海講講演集, 1955, pp. 99 - 105.

- 12) 岩垣雄一・樺木亨：海岸の平衡勾配に関する二、三の問題について，京大防災研創立5集年記念論文集，1956，pp. 233 ~ 240.
- 13) 栗原道徳・篠原謹爾・椿東一郎・吉岡益男；波による海浜の砂移動，第3回海講講演集，1956，pp. 151 ~ 158.
- 14) Iwagaki, Y. and H. Noda: Laboratory study of scale effects in two dimensional beach processes, Proc. of 8th Conf. on Coastal Eng., 1962.
- 15) 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，建設省土木研究所報告，第85号—6. 昭和27.
- 16) Monohar, M. : Mechanics of bottom sediment movement due to wave action, Beach Erosion Board. Tech. Memo. No. 75, 1955.
- 17) Vinsent, G. E.; Contribution to the study of sediment transport on a horizontal bed due to wave action, Proc. of 6th Conf. on Coastal Eng., 1958, pp. 326 — 354.
- 18) 佐藤昭二，田中則夫：水平床における波による砂移動について，第9回海講講演集，1962，pp. 95 — 100.
- 19) 石原藤次郎・樺木亨：漂砂の移動限界流速，限界水深及び移動量について，第7回海講講演集，1960，pp. 47~57.
- 20) Ippen. A. T. and P. S. Eagleson : A study of sediment sorting by waves shorling on a plane beach, M. I. T. Hyd. Laboratory, No. 18, 1955.
- 21) Eagleson, P. S., E. G. Dean, and L. A. Peralta : Wave induced motion of discrete bottom sediment particles, J. Hyd. Division ASCE, 1959.
- 22) 堀川清司・渡辺晃：波による砂移動に関する一考察，第13回海講講演集，1966，pp. 128 — 134.
- 23) 野田英明：波による海底砂の初期移動について，第13回海講講演集，1966，pp. 135 — 141.
- 24) Kalkanis, G. : Turbulent flow near an oscillating wall, Beach Erosion Board, Tech. Memo. No. 97, 1957.
- 25) Kalkanis, G. : Transport of bed material due to wave action, U. S. Coastal Eng. Res. Center, Tech. Memo. No. 2 1964.
- 26) Saville, T. Jr. : Model study of sand transport along an in finitely long straight beach, Trans. A. G. U. Vol. 31. 1950, pp. 555 — 565.
- 27) Johnson, J. W. : Sand transport by littoral currents, Proc. 5th Hydraulics Cong. Bull. 34, 1953. pp. 89—109.
- 28) Caldwell, J. M. : Wave action and sand movement near Anaheim Bay, California, Beach Erosion Board, Tech. Memo. No. 68, 1956.
- 29) Savage, R. P.; Laboratory determination of littoral transport rates, WWH. Division, ASCE, May, 1962.
- 30) 岩垣雄一，樺木亨：沿岸漂砂量の新算定法について，第7回海講講演集，1960，pp. 59. — 67.
- 31) 井島武士・佐藤昭二・田中則男：鹿島海岸の漂砂について，第11回海講講演集，1964，pp. 175 — 180.
- 32) Bijker, E. W. : Littoral drift as function of waves and current, Proc. of 11th Conf. on Coastal Eng., 1968, pp. 415 — 435.
- 33) Komar, P. D. : The mechanics of sand transport on beaches, J. of Geophy. Research, vol. 76. No. 3
- 34) Thornton, E. B. : Distribution of sediment transport across the surfzone, Proc. of 13th Conf. on Coastal Eng., 1972, pp. 1049 — 1068.
- 35) Putnam, J. A., W. H. Munk, and M. A. Traylor: The prediction of longshore currents, Trans. A. G. U., vol. 30, No. 3, 1949. pp. 337 — 345,
- 36) Inman, D. L. and W. H. Quinn: Currents in the surf zone, Proc. of 2nd Conf. on Coastal Eng., 1951, pp. 24 — 36.
- 37) Galvin, G. J. Jr. and P. S. Eagleson : Experimental study of longshore currents on a plane beach, M. I. T. Hydro. Lab. Rep. No. 63, 1964

- 38) 堀川清司・佐々木民雄：沿岸流速に関する二、三の考察，第15回海講講演集，1968, pp. 126—135.
- 39) Bowen, A. J. : The generation of longshore currents on a plane beach, Jour. marine Res., vol. 27, No. 2 1969.
- 40) Thornton, E. B. : Variation of longshore currents across the surf zone, Proc. of 12 th Conf. on Coastal Eng., 1970.
- 41) Longuet-Higgins, M. S. : Longshore currents generated by obliquely incident sea waves, Part I and 2. Jour. Geophy. Res., vol. 75, No. 33, 1970.
- 42) Grijm, W. : Theoretical forms of shorelines, Proc. 9th Conf. on Coastal Eng., 1964, pp. 219—235.
- 43) Bakker, W. T. and T. Edelman: The coastline of river deltas, Proc. of 9th Conf. on Coastal Eng., 1964, pp. 199—218.
- 44) Bakker, W. T. : The dynamics of coast with groyne system, Proc. 11 th Conf. on Coastal Eng., 1968, pp. 492—517.
- 45) Bakker, W. T., E. H. J. Klein and A. Ross: The dynamics of a coast with a groyne system, Proc. of 12th Conf. on Coastal Eng., 1970, pp. 1001—1020.
- 46) Sonu, C. J. : Collective movement of sediment in littoral environment, Proc. of 11th Conf. on Coastal Eng., Vol. 1, 1968, pp. 373—400.
- 47) Battjes, J. A. : Surf similarity, Proc. of 14 th Conf. on Coastal Eng., 1974, pp. 466—480.
- 48) 服部昌太郎・川又良一：海岸堤防による二次元海浜の地形変化，第23回海講論文集，1976, pp. 234—239.
- 49) 尾崎晃・渡辺揺：波による二次元汀線変化の相似に関する実験的研究，第23回海講論文集，1976, pp. 200—205.
- 50) 榎木亨：土砂の流送運搬に伴う自然環境変化に関する研究，自然災害特別研究研究成果（石原藤次郎代表）No. A—50—9. 1975, pp. 97—100.
- 51) 土屋義人：土砂の流送運搬に伴う自然環境変化に関する研究，自然災害特別研究研究成果（石原藤次郎代表）No. A—59—9, 1975, pp. 89—93,
- 52) Winant, D. C., D. L. Inman and C. E. Nordstorm : Description of seasonal beach change using empirical eigenfunction, J. Geophy. Res., Vol. 80, No. 15, 1975, pp. 1979—1986.
- 53) 田中則男・加藤一正：阿賀野川東海岸における沿岸砂洲の特性について，第23回海講論文集，1976, pp. 274—278,
- 54) 橋本 宏・宇多高明：阿字ヶ浦における海浜過程，第23回海講論文集，1976, pp. 245—249.
- 55) Noda, E. K. : Equilibrium beach profile scale model relationship, J. of WWH. Division, ASCE. 1972.
- 56) Paul, M. J., J. W. Kamphuis and A. Brebner : Similarity of equilibrium beach profile, Proc. of 13th Conf. on Coastal Eng., 1972, pp. 1217—1236.
- 57) Engelund, F. : Turbulent energy and suspended load, Coastal Eng. Lab. Technical Univ. of Denmark, Rep. No. 10, 1965,
- 58) De Best, A., E. W. Bijker and J. E. W. Wickers : Scouring of sand bed in front of a vertical breakwater, Proc. of 1st Conf. on Port and Ocean Eng., 1971.
- 59) 土木学会編，水理公式集，p. 411.
- 60) 榎木亨・出口一郎：海浜変形の予測に関する基礎的研究（第1報），第23回海講論文集，1976, pp. 212—217.