

河口における沿岸砂洲の発生発達について

——河口閉塞機構に関する基礎的研究 第2報——

榎 木 亨*・竹 内 宏**

1. 緒 言

河口のすぐ沖において発生する沿岸砂洲は、形成された後は、離岸堤の効果を示して、河口兩岸よりの砂洲の発達を助長し、長期にわたる閉塞砂洲を構成していく。

この閉塞砂洲は直接的な波による河口内部での漂砂の堆積による河口閉塞とともに、いちじるしい閉塞災害をひきおこす原因となるようである。この河口閉塞の原因となる沿岸砂洲の形成原因を究明するため、昨年の講演会において著者の一人は、河口付近の波の変形について報告¹⁾した。そして波速の流れにともなう変化によって生じる河口中心部への波の集中現象について計算を行ない、この波の変化が河口砂洲の発生を助長するという推定を行なったが、本研究はその継続研究であって、昨年解析した流れが波浪特性に与える変化式を用い、流れがない場合の従来の砂洲発生限界値より、流れと波が共存する場合の砂洲発生に与える流れの影響を理論的に検討した。

さらにこのようにして発生し、発達する沿岸砂洲の規模に関して、底部に沿う砂の移動量の変化から考察をすすめて、関係する無次元量を誘導し、それらの無次元量相互の関係を明らかにした。

2. 実験装置および実験方法

実験に使用した波浪水槽は、第1報において用いたもので、波浪水槽の上流端に幅 20 cm, 勾配 1/1 000, 長さ 2.20 m の模型河川水路を設置し、海浜勾配 1/15 の海岸部に接続させた。河川部および海浜部の底部に用いた底質は、平均粒径 0.42 mm の砂である。

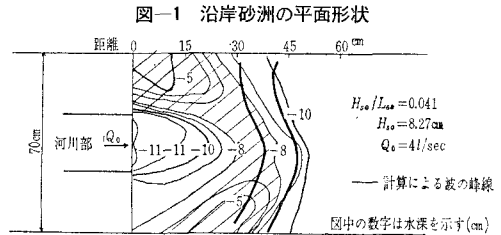
実験は、第1報と対比して研究を行なうようにしたため、初期河口部水深は 5 cm 一定に保ち、河川部よりの実験流量は 0~4 l/sec (河口部中心の流出速度 u_0 として 0 m/sec~0.508 m/sec) の範囲で数種類変化させ、流速の測定は電解型流速計および流速計カウンターを用いて行なった。

実験に使用した波はいずれも沖波波高 8 cm にたもち、波長を変化させて波形勾配 0.011~0.041 の範囲内

で8種類を選んだ。

3. 沿岸砂洲の形状

図—1 は砂洲の平面形状の実験結果の一例を示したものである。この図において斜線で示すような沿岸砂洲が河口を中心に凹形の平面形状を示している。これは昨年の講演会においても述べた波の河口部の収斂に原因するものと思われる。

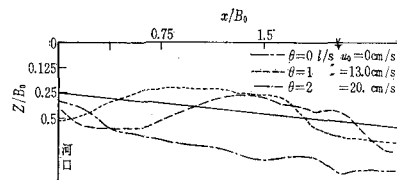


同図にはその波の収斂状態と地形形状を比較するために、先に述べた流れにともなう波の屈折によって生じる波の峯線の計算結果を同時に示しておいた。これからもわかるように砂洲の平面形状は波の峯線とほぼ相似的な関係を示しており、波の峯線の計算結果が段階的な逐次計算の累積であるということを考えると、全く沿岸砂洲の平面形状は波の峯線の形状と一致すると考えてよからう。

図—2 は同一経過時間後の河口中心線上での海浜地形の断面変化を静水時、河川流の砂の限界掃流力以下の流量および移動限界流速以上の流量の場合について示したものである。

本実験における底質粒径および波高に対応する沿岸砂洲の発生する限界波形勾配は岩垣・野田両氏の研究²⁾によれば 0.03 であり、それ以下の波形勾配 0.02 の波において、流量が 0 のときに形成されなかった砂洲が、限

図—2 海浜の断面変化 (5 時間後)



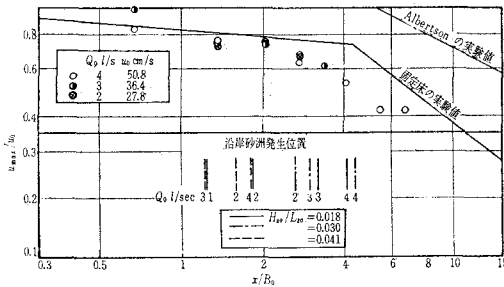
* 正会員 工博 大阪大学助教授 土木工学科

** 学生会員 名古屋大学大学院学生

界掃流力を示す流量以下の微流量の存在によりその発生をみた。このことから、流れがある場合とない場合とは、沿岸砂洲の発生に関して、つぎのことが推定できよう。すなわち、河川流は流れによる流砂がなくとも進行波の河口付近の特性をいちじるしく変化させ、静水時に砂洲を発生しないような特性をもつ波でも、砂洲を発生させるような特性に変化するものと考えられる。このことから、砂洲発生に関する流れの限界値が存在するものと考えられる。

なお河川の中心線に沿う沿岸砂洲の発生地点を、河口よりの距離でもって表わしたのが 図-3 である。図-3 には同時に移動床における河口流出流の速度変化の状態をプロットしてある。実線は昨年求めた固定床における流速変化を表わす。移動床の場合は地形変化にともなう断面の変化をともなうので、固定床による海浜部の断面変化よりさらに potential core の性格がうすれてくるが、平面噴流理論で述べられているような流速の急激に変化する地点が存在するようである。図-3 から一般に沿岸砂洲の発生地点は potential core とみなされる領域内で発生していることが見出されるであろう。

図-3 沿岸砂洲の発生地点と流速変化



4. 砂洲の発生に関する考察

(1) 理論的考察

前節で河からの流れの存在が、砂洲を発生しやすくなることを確かめたので、発生条件におよぼす流れの影響について、第1報で明らかにした微小振幅波理論による波の変形と、岩垣・野田両氏によりすでに明らかにされている流れのない場合の沿岸砂洲の発生条件とから考察をすすめていくこととしよう。

いま流速 u の流れが存在する場合にも波が浅海波の性質を有するとすれば、

$$T = L_s / C_s = L / (C + u) \quad (1)$$

より、 $L/L_s = C/C_s + u/C_s$ (1) が求められる。ここに添字 s は静水時の状態を示す。

静水時の沖波波形勾配 H_{s0}/L_{s0} と水深 h での波形勾配 H_s/L_s との間には、微小振幅波理論にもとづけば、つぎの関係がある。

$$\frac{H_s}{L_s} = \sqrt{\frac{1}{2n_s}} X^{-3} \cdot \frac{H_{s0}}{L_{s0}} \quad (2)$$

ここに、

$$X = \tanh \frac{2\pi h}{L_s}, \quad n_s = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{4\pi h}{L_s} \left| \sinh \frac{4\pi h}{L_s} \right| \right)$$

流れ u の存在により水深 h での波がそれぞれ H_s から H , L_s から L に変化すると考えれば、流水中の波の伝達速度を波の群速度と流水の速度の和と考えて、摩擦項を無視したエネルギー保存則より、 H/H_s が求まる。

$$\frac{H}{H_s} = \sqrt{\frac{n_s}{n \frac{C}{C_s} + \frac{u}{C_s}}} \quad (3)$$

ここに、

$$n = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{\frac{4\pi h}{L_s} \left(\frac{C}{C_s} + \frac{u}{C_s} \right)^{-1}}{\sinh \frac{4\pi h}{L_s} \left(\frac{C}{C_s} + \frac{u}{C_s} \right)^{-1}} \right] \quad (3')$$

である。

また流水中の波速 C と静水中の波速 C_s の比は、

$$\frac{C}{C_s} = \frac{Y}{2X} \left[1 + \sqrt{4 \frac{u}{C_s} \cdot \frac{X}{Y}} \right] \quad (4)$$

で与えられる。ここに

$$Y = \tanh \frac{2\pi h}{L} = \tanh \left[\frac{2\pi h}{L_s} \left(\frac{C}{C_s} + \frac{u}{C_s} \right)^{-1} \right]$$

したがって流れがある場合の波形勾配 H/L は

$$\begin{aligned} \frac{H}{L} &= \left(\frac{H}{H_s} \right) \left(\frac{L_s}{L} \right) \left(\frac{H_s}{L_s} \right) \\ &= \sqrt{\frac{n_s}{n \frac{C}{C_s} + \frac{u}{C_s}}} \cdot \left(\frac{C}{C_s} + \frac{u}{C_s} \right) \cdot \sqrt{\frac{1}{2n_s}} X^{-3} \cdot \left(\frac{H_{s0}}{L_{s0}} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

で与えられる。式(5)において u/C_s , h/L_s , H_{s0}'/L_{s0}' を与えると、式(4)で表わされる C/C_s , および式(3')で表わされる n が求められ、 H/L が計算できる。

いま水深 h で H/L となるような静水時の沖波波形勾配 H_{os}'/L_{os}' (これを相当沖波波形勾配と呼ぶ) の波を想定すると、式(2)に対応する式として

$$\frac{H}{L} / \frac{H_{os}'}{L_{os}'} = \sqrt{\frac{1}{2n}} Y^{-3} \quad (6)$$

が求められる。式(5)および式(6)から H_{os}'/L_{os}' は式(7)で与えられる。

$$\begin{aligned} \frac{H_{os}'}{L_{os}'} &= \sqrt{n} \cdot \left(\frac{Y}{X} \right)^3 \left(n \frac{C}{C_s} + \frac{u}{C_s} \right)^{-1} \\ &\cdot \left(\frac{C}{C_s} + \frac{u}{C_s} \right)^{-1} \cdot \left(\frac{H_{s0}}{L_{s0}} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

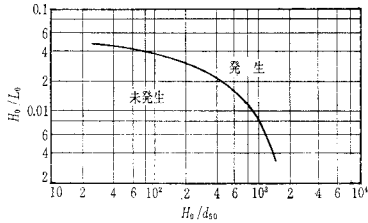
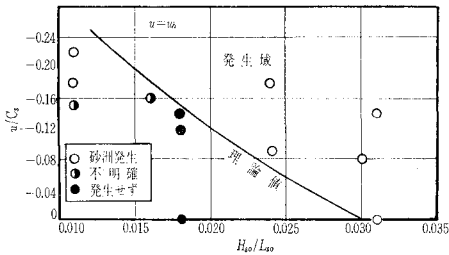
一方、岩垣・野田両氏による砂洲発生限界の曲線は 図-4 に示されるように、

$$H_0/L_0 = f(H_0/d_{50}) \quad (8)$$

で与えられるから、式(7)の H_{os}'/L_{os}' が式(8)の H_0/L_0 にひとしいとおけば H_{s0}/L_{s0} および H_0/d_{50} の

値に対応する沿岸砂洲の発生限界の流速を求めることができる。図-5の実線は、 $H_0/d_{s0}=1.91 \times 10^3$ の場合について求めた値である。図-5を計算するに当たって、式(7)中に含まれる h は碎波水深および碎波水深と河口水深の平均値の2種類をとって計算を行なったが、図-5に示す発生限界曲線には、ほとんどこの水深の差異は表われてこなかった。したがって、この理論的考察では沿岸砂洲発生限界における水深の変化は、その水深変化にともなう流速変化としてのみ図中に表われてくるようである。

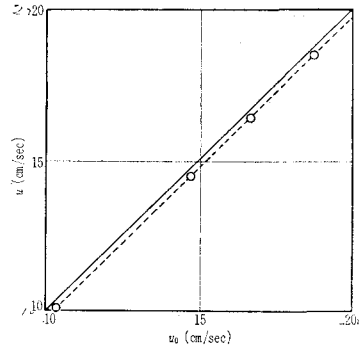
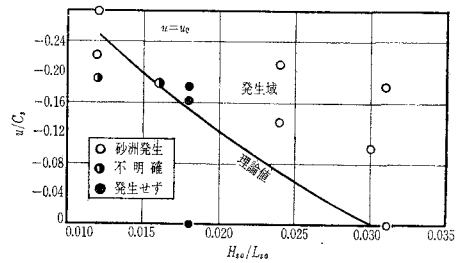
図-4 流れのない場合の沿岸砂洲の発生限界


 図-5 流れのある場合の沿岸砂洲の発生限界 ($H_0/d_{s0}=1.91 \times 10^3$)


(2) 実験結果

図-5で示した条件の下での砂洲の発生、未発生を同時にプロットすると図のような領域に入る。この場合の実験値の u の値としては、(1)でえらんだ水深、すなわち、初期状態での碎波水深と河口部水深の平均水深に対応する点の流速 u_h をもって表わしてある。この u_h のとりかたにはきわめて疑問があるが、砂洲の発生地点があらかじめわからないことおよび地形変化による断面変化にともなう流速の変化がからまって、その決定はきわめてむずかしい。しかしながら、 H_{s0}/L_{s0} が小さい領域をのぞいて、砂洲の発生、未発生が理論曲線の上下に明確に表われている。

なおこの u のとりかたについて、砂洲が発生した後の砂洲頂部の流速を実験の一部について計測すると、図-6のように河口の流速(u_0)よりわずかに小さい値を示しているが、いずれの場合も u_0 と大きな差異はない。この事実および先に述べた砂洲発生領域が potential core 領域であるという事実を考え合わせて図-5の u_h の代りに u_0 を用いて実験値を整理すると図-7のような結果がえられる。図-5および図-7と図-6の砂洲頂部の流速が u_0 よりわずかに小さいことと考えあ

 図-6 河口部流速 u_0 と砂洲頂部の流速 u との関係

 図-7 $u=u_0$ とした場合の砂洲発生限界 ($H_0/d_{s0}=1.91 \times 10^3$)


せて、砂洲頂部の流速が発生限界に関しても関係しているようである。

なお、(1)の理論的考察はあくまでも浅海波の性質を有していることが大きな仮定であり、砂洲発生地点が碎波後であることから、その適用が疑問とされるけれども、一応(1)で述べた発生限界で推定できるものと思われる。

5. 沿岸砂洲の規模について

(1) 砂洲の頂部水深と谷部水深の関係

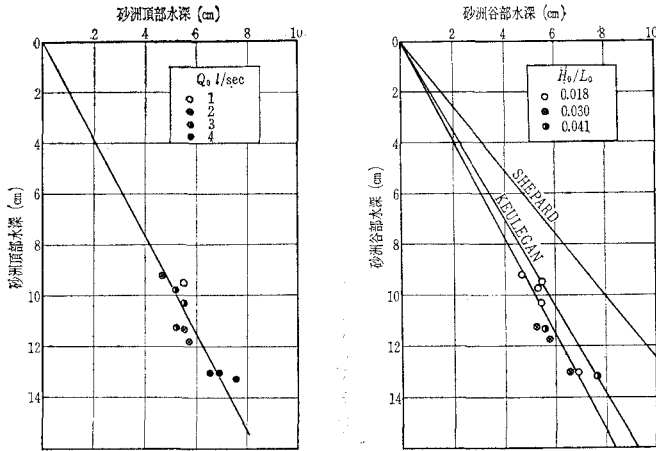
沿岸砂洲の規模を表示する方法としては、従来砂洲の頂部水深と谷部水深との関係で表わす方法が用いられている。図-8は本実験の結果を、この方法で表示したものであるが、カリフォルニア海岸の実測にもとづくShepardの結果³⁾と二次元波動水槽でのKeuleganの実験結果⁴⁾も同時に示した。著者らの結果は流れがない場合のKeuleganの結果より大きく表われたが、これは流れによる影響が大きいと考えられる。

しかしながら、この表示によると、砂洲の規模に関しては河川流量および入射波の特性の影響は明らかでない。そこで著者らは、つぎのような海岸断面に沿う砂の移動量の変化から、砂洲の規模を表わす方法について検討を加えた。

(2) 砂の移動量から考察した砂洲の規模

いま河川流の海中部における流砂量を q_{s1} 、流速を u_1 とすると、Kalinske-Brown型の流砂量公式を用いる

図-8 砂洲頂部水深と谷部水深の関係



と、

$$\frac{q_{s1}}{u_1^* \cdot d} = K \left\{ \frac{u_1^{*2}}{(\sigma/\rho - 1)gd} \right\}^m \quad (9)$$

によって与えられる。ここに σ , ρ は底質および水の密度, u_1^* は摩擦速度, d は底質粒径を示す。 m を 1.5 と仮定し, $u_1^* \propto u_1$ とすれば式 (9) は式 (10) となる。

$$q_{s1} \propto \frac{u_1^4}{(\sigma/\rho - 1)^{1.5} g^{1.5} d^{0.5}} \quad (10)$$

一方、波による単位時間、単位幅当りの砂の移動量 $4q_{s2}$ は、波による水粒子の流速を u_2 とし、式 (8) の形で表わされるものとする、

$$4q_{s2} \propto \frac{u_2^{*4}}{(\sigma/\rho - 1)^{1.5} g^{1.5} d^{0.5}} \quad (11)$$

となる。したがって、波による単位時間、単位幅当りの往復の平均移動量 q_{s2} は

$$q_{s2} \propto \frac{u_2^{*4}}{\sigma/\rho(-1)^{1.5} g^{1.5} d^{0.5}} \quad (12)$$

となる。ここに $\overline{u_2^{*4}}$ は u_2^{*4} の 1 周期の平均値を示す。

いま層流境界層状態を仮定すると、式 (11) の u_2^* と境界層外部の浅海波理論による底部流速 u_b との間には次式の関係がある。

$$\left(\frac{u_b}{u_2^*} \right)^2 = \left(\frac{\omega}{\nu} \right)^{1/2} \cdot A \cdot \frac{\sin^2(\omega t)}{\sin(\omega t + \frac{\pi}{4})} \quad (13)$$

ここに

$$\omega = \frac{2\pi}{T}, \quad A = \frac{H}{2} \cdot \frac{1}{\left(\sinh \frac{2\pi h}{L} \right)},$$

$$u_b = \omega A \sin(\omega t)$$

ν は水の動粘性係数である。

式 (11) を式 (13) に代入すると、

$$q_{s2} \propto \frac{\nu \omega^2 A^2}{(\sigma/\rho - 1)^{1.5} g^{1.5} d^{0.5}} \quad (14)$$

で与えられる。

流れのある場合、流れと波による砂の全移動量 q_s は

$$q_s = q_{s1} + q_{s2} \quad (15)$$

で表わされる。

一方、砂の運動の連続方程式は

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial q_s}{\partial x} = 0 \quad (16)$$

であたえられる。ここに λ は砂の空隙率を示す。先に述べたように、沿岸砂洲は potential core の領域で発生するから (図-3 参照), $u_1 \div u_0$ とすると $\partial u_1 / \partial x = 0$ となり、式 (16) における $\partial q_s / \partial x$ のうち $\partial q_{s1} / \partial x$ は式 (10) より 0 と考えてさしつかえない。すなわち式 (16) は式 (17) のように書き改められる。

$$\frac{\partial z}{\partial t} = - \frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial q_{s2}}{\partial x} \quad (17)$$

式 (17) は potential core 領域における海岸断面の変形は波による砂の移動量の変化

のみで論じればよいことを意味している。

式 (17) を積分

し、 t を平衡状態

に達するまでの時間とし、 $t = n'T$

(n' :定数) と考え、

さらに z として図

—9 に示すような

砂洲の高さ(比高)

η をえらび、 x として砂洲の長さ(l)をとると、

$$q_{s2} \propto \frac{\eta l}{T} \quad (18)$$

とあらわすことができる。

式 (14) と式 (18) を用いて、書きなおすと、次式のような無次元量の関係がえられる。

$$\frac{\eta l}{H \cdot L_s} \propto \frac{1}{(\sigma/\rho - 1)^{1.5}} \cdot \frac{T \nu}{H^2} \cdot \frac{C_s}{\sqrt{gd}} \cdot \frac{C_s^2}{gH} \cdot \left(\frac{H}{L_s} \right)^4 \cdot \left(\frac{C}{C_s} \right)^3 \left(\frac{L_s}{L} \right)^3 \cdot \operatorname{cosech}^2 \left(\frac{2\pi h}{L_s} \cdot \frac{L_s}{L} \right) \quad (19)$$

ここに添字 s は静水中の値、添字のないのは流れのある場合の値を示す。

また、式 (19) を Longuet-Higgins⁵⁾ の底部における波の質量輸送速度

$$U = \frac{5}{4C} \left(\frac{\pi H}{T} \right)^2 \left(\frac{\sinh \frac{1}{2} \frac{2\pi h}{L}}{L} \right)^2 \quad (20)$$

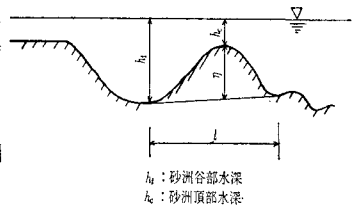
でもって整理すると、

$$\frac{\eta l}{H \cdot L_s} \propto \frac{1}{(\sigma/\rho - 1)^{1.5}} \cdot \frac{U^2}{gH} \cdot \frac{C}{\sqrt{gd}} \cdot \frac{T \nu}{H^2} \cdot \left(\frac{L}{L_s} \right) \left(\sinh \frac{2\pi h}{L} \right)^2 \quad (21)$$

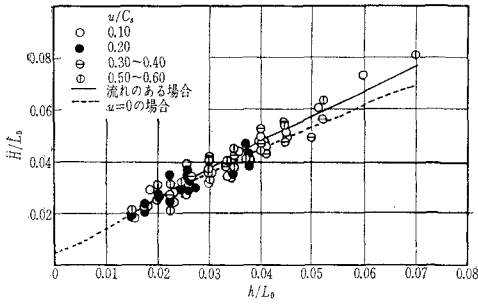
で表わすことができる。

式 (21) より砂洲の規模に関しては、質量輸送速度もきわめて大きな影響をおよぼすことがわかるし、また $T \nu / H^2$ で表わされる Reynolds 数も支配的要素である

図-9 砂洲の記号



図—10 流れのある場合の碎波後の波高変化



ことがわかるであろう。

実験値を整理するに当たって、沿岸砂洲の発生地点が碎波後で発生すること、および流れのある場合の C/C_s の変化が求めにくいので、式 (19) における H は第1報で明らかにした固定床での碎波後の波高変化 (図—10 参照) の図より求めた。また碎波後の C/C_s も一応碎波点における値を採用したが、この場合、第1報において述べたように、

$$C/C_s = -2 \frac{u}{C_s} \dots\dots\dots (22)$$

から、 L/L_s は

$$L/L_s = C/C_s + u/C_s = -u/C_s \dots\dots\dots (23)$$

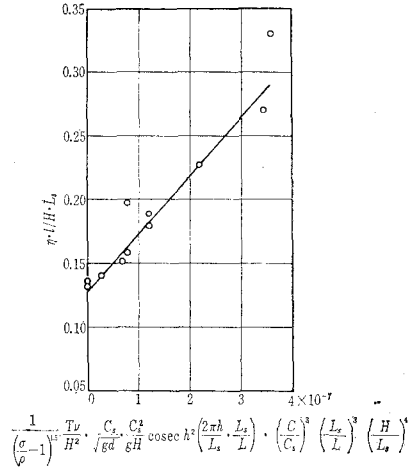
より求めることとした。

図—11 は式 (19) にもとづいて砂洲の大きさを表わしたものである。これによれば、砂洲の規模は式 (19) の右辺で示される無次元量の積ときわめてよい相関があることが認められる。

6. 結 語

以上、著者らは河口における沿岸砂洲の発生および規模に注目して、まず波が河口に直角に入射してくる場合の流れによる砂洲の発生の容易さを理論的に究明した。ついで、砂洲の規模に関して、関係する無次元量を砂の移動量から導き出し、関係する量として波による質量輸送速度、Reynolds 数、粒径などを指摘し、規模を規定

図—11 砂洲の規模の無次元表示



する関係式を導き出した。なお河口閉塞機構の研究としてさらにこの求めた関係を検証するとともに、砂洲の発生地点の解析、および斜めから波が入射してくる場合の砂洲形状、河の内部における波による砂のおしこみとの関係を明らかにしていきたいと考えている。最後に本研究の一部が文部省科学研究費によるものであることを明記するとともに、ご指導、ご助言を賜った名古屋大学の足立教授に感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 榎木 亨：河口閉そく機構に関する基礎的研究(第1報)，第12回土木学会海岸工学講演会講演集，1965，pp.162-167.
- 2) Iwagaki, Y. and Noda, H.: Laboratory study of scale effects in two dimensional beach process, Proc. 8th Conf. on Coastal Eng., 1963.
- 3) Shepard, F.P.: Longshore bar and longshore troughs, B.E.B. Tech. Memo., No.15, 1950.
- 4) Keulegan, G.H.: An experimental study of submarine bars, B.E.B. Tech. Memo., No. 3, 1948.
- 5) Russell, R.C.H. and Osorio, J.D.C.: An experimental investigation of drift profile in a closed channel, Proc. 6th Conf. on Coastal Eng., 1959.