

河口閉塞と漂砂

野田 英 明

1 緒 論

河口における sediment の問題については、すでにこの夏期研修会においても樺木¹⁾、吉高²⁾、吉川³⁾や須賀⁴⁾によって取り上げられ、それぞれユニークな論議が展開されてきた。

著者も従来からこの問題と取り組んできたが、現象がきわめて複雑なために未解決の課題も多く、ここでこれらの問題を体系的に述べることは困難であり、現象の実態把握に重点をおいて述べてみたいと考えている。

河口における sediment の問題は、河川の流水、波や潮汐の作用などきわめて多くの要素に支配されるため、河口・海岸地形、河川流水、波や潮汐などの連続観測記録がとられ、これらの資料を総合的に解析してはじめて解決されるものと考えられる。

しかしながら、普通こうした連続観測資料がすべてそろふことはまれであって、これが河口における sediment の研究を遅らせてきた大きな原因であると思われる。したがって、これらの問題については今後さらに研究が必要であることはもちろんであるが、ここでは著者がこの問題と取り組んできた基本的な考え方を述べるとともに、現在までに得られている知識を整理して、今後のより一層の発展の基礎を与えるものとした。

2 河口閉塞に対する考え方

河口の地形に影響を与える要素は海からのものと河からのものに大別できる。しかし、これらは独立に作用するのではなく、相互に作用するため、河口における水理条件はきわめて複雑なものとなる。こうした条件のもとに発達する河口砂州はその消長が著しく、時には河口を閉塞して洪水時に著しく河川水位を上昇させ、氾濫の危険を増大させるとともに、渇水時には舟航の障害となったり、内水排除を困難にするなど、われわれの社会生活に重大な影響を与えることになる。

さて、この河口閉塞の原因は主としてつぎの3つにわけられる。すなわち、

- (1) 河川の流水による運搬土砂の堆積
- (2) 波による土砂の押込み
- (3) 沿岸漂砂による砂州の形成

である。この分類によって従来の河口問題の研究をみると、(1)については Grijm⁵⁾ や Bakker-Ede Iman⁶⁾ による河口デルタの発達に関する研究、(2)については、篠原・椿・斉藤や著者、銚川⁷⁾、須賀⁸⁾らの実験的研究、(3)については、波と流れの相互作用による砂州の発生・発達を取り扱った樺木⁹⁾、¹⁰⁾の研究などがある。

一方、Bruun-Gerritsen¹⁴⁾ は河口地形の安定性を論じるために、河口地形を3つに分類している。すなわち、

(1) geological background をもつ河口：これは河口の最狭部付近が岩石よりなるものであって、流況の影響を受けないので、河口地形はほとんど変化しないものである。

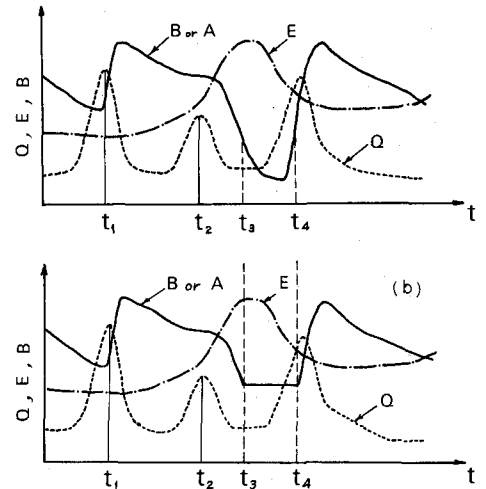
(2) hydrological background をもつ河口：河川流と潮流の影響が強いために、その流量に対応した形状となり、上流にいくほど流水断面積が漸減する。

(3) littoral drift background をもつ河口：一般に砂浜海岸を貫流して海に流入しているもので、沿岸漂砂の影響が著しく、堆砂の原因が漂砂であることが多い。

河口閉塞について考える場合、(1)の河口は論外であり、また(2)の河口も利根川のような大河川の河口にみられる現象であって、これもそれほど問題ではない。したがって、ここで問題として取りあげるのは littoral background をもつ(3)の河口である。わが国の中小河川の大部分はこの範疇に入るが、こうした河口の地形変形過程はきわめて複雑であって、取り扱いが最も困難な問題の一つになっている。ところが、近年、貯水池の建設が盛んとなり河口に排出される流量が調節されたり、水利用の高度化によって取水量が増大し河口における流出量が減少するようになると、低水量に対してどの程度河口閉塞が進むか、河口閉塞が進んだ時点で出水があれば河道内水位がどの程度上昇するかといった問題を予知することも重要な課題となってきた。

さて、littoral background をもつ河口も潮流の影響を強く受けるものとそうでないものがある。わが国では日本海側の河川は後者に属するが、大平洋側の河川はおおむね前者に属している。こうした河川における河口閉塞の状況を定性的に説明するとつぎのようになる。

図一 (a)および(b)は河口における流量 Q 、波のエネルギー E および最小河口幅 B （あるいは最小流水断面積 A ）の時間的変化を一般的に示したものである。とくに、(a)図は潮流の影響を受けない河口における関係を示すものであって、時間 t_1 における大出水によって河口は拡幅されるが、その後沿岸漂砂により河口砂州が徐々に発達し、河口閉塞が進むようになる。時間 t_2 における中洪水では前期出水による河口拡幅が大きかったために、今回の洪水では河口流水断面積が十分であって河口の拡幅はみられない。その後、波のエネルギーが増大する期間が続いて河口閉塞が急速に進む状態を表わしている。この場合、平水流量に対応した流水断面積（あるいは河口幅）まで河口砂州が発達し、平水流量が小さければ、完全閉塞をすることになる。以上のように、波浪による閉塞と洪水による拡幅が繰り返されることになる。



図一 河口閉塞状況の説明図

(b)図は、潮流の影響を強く受ける場合であって、この場合とくに、(a)図と比べると、時間 $t_1 \sim t_4$ 間で河口の閉塞状況が異なることである。これは、波浪エネルギーが増大し、平水時の流量が減少しても潮流の入退潮量が多く、ある限度以下の河口幅に減少しないことを示している。

潮流の影響の少ない河口：潮流の影響が少ない河口における河口幅あるいは流水断面積は、河口流量と河口における漂砂との相互の釣合のもとに形成される。この考え方は、佐藤¹⁵⁾が島根県神戸川における河口閉塞を調査したときに示している。神戸川の例によってその結果を説明しよう。佐藤は、河口幅、河口流量および海風の間関係を定めるために、河口幅実測日またはそれ以前に生じた極大流量（河幅支配流量）とその日以後の海風累計値（1日3回）とで河口幅が定まると考えた。なお、ここで河口漂砂量を用いないで海風累計値を用いたのは河口漂砂量の測定値がなかったことおよび河口漂砂が波によって生じるものであり波はまた海風によって生じるものであるから河口漂砂は海風で代表させうると考えたからである。

図-2は昭和13～26年の期間中に行なわれた合計65回の汀線測量結果から河口幅と河口流量および海風の関係を調べた結果である。この図によれば流量が小さく海風累計値の大なるほど河口幅は小さくなる傾向がみられる。また河口幅の大きなところでは点は多少ばらつくけれども、河口閉塞にとくに重要な川幅のせまいところでは点のばらつきも少なく、ほぼ満足しうる結果がえられている。またこの図から得られる重要な結論は、

(1) 河口流量が約 $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ を下らなければ、海風累計値がいかに大となっても、河口の完全閉塞(河幅 $B=0$) は生じない。

(2) 完全閉塞が生じるときの河口流量と海風累計値との関係は表1のようであって、流量のわずかな増減が河口閉塞に大きく影響することがわかる。

潮流の影響を強く受ける河口：潮流の影響を強く受ける漂砂海岸における河口に関しては O'Brien¹⁶⁾ が米国太平洋岸について調査している。図-3はその結果を示すものであって、河口の流水断面積はタイダル・プリズムと密接な関係にあることおよび流水断面積におよぼす底質特性や漂砂量の影響はきわめて少ないこと、ならびに河口導流堤の有無もそれに関係しないことを示している。なおタイダル・プリズムとは漲潮期間(あるいは落潮期間)に河口を通過する潮流の流量であり、タイダル・プリズムを Ω とすると

$$\Omega = S_0 H_0 \dots\dots\dots (1)$$

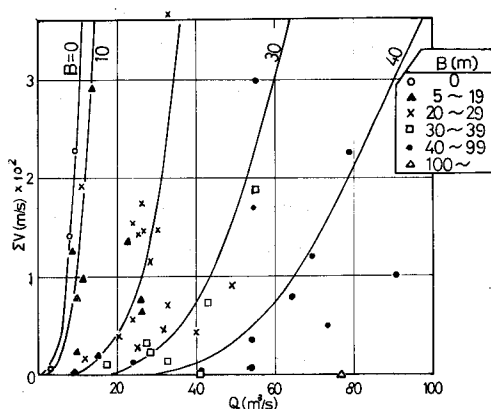


図-2 神戸川にける河口流量と河口幅の関係

表-1 河口閉塞の生じる流量と海風累計値との関係

流 (m^3/sec) 量	1 0	7. 5	5. 0	2. 5
海 風 累 計 値 (m/sec)	230	110	25	5

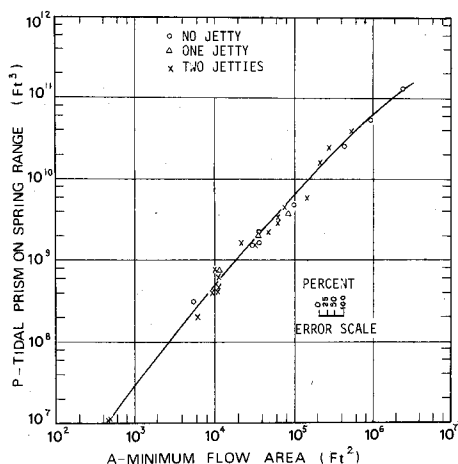


図-3 河口最小断面積とタイダル・プリズムの関係(アメリカ)

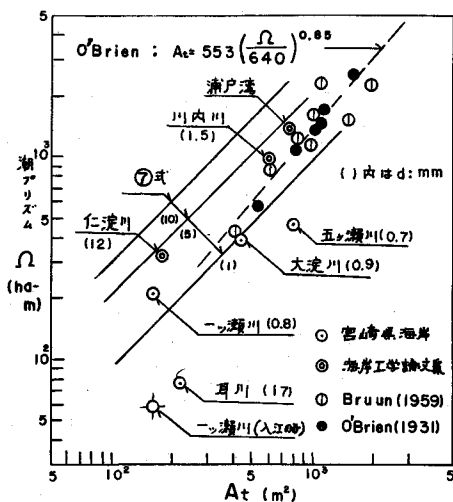


図-4 河口最小断面積とタイダル・プリズムの関係(日本)

で与えられる。ここに、 S_0 : 平均潮位のときの感潮面積、 H_0 : 潮差である。

なお、わが国の河川についても、吉高・島田¹⁷⁾が宮崎県海岸および土佐湾沿岸の河口についてO'Brienと同様の調査を行ない、図-4に示す結果をえている。この図からも明らかなように、わが国太平洋岸でも潮流の影響を強く受ける河口ではやはり上述したと同様の結果がえられていることがわかる。

3. 河口閉塞に及ぼす波の影響について

3.1 2次元波動水槽における実験結果

図-5に示すような単純な河口モデルを用いて河口閉塞に及ぼす波や河川流水の影響を実験的に調べたのは篠原¹⁸⁾が最初であろう。その後、著者、銚川¹⁹⁾および須賀²⁰⁾らがこうした実験を行ない、河口閉塞機構について検討している。ここでは、こうした研究の成果をまとめて説明し波による河口閉塞の機構を明らかにしよう。

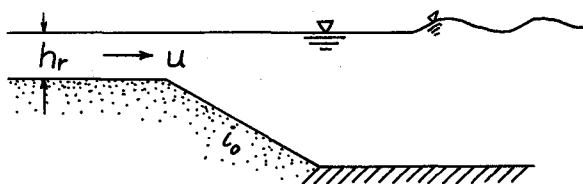


図-5 実験の説明図

実験は、2次元波動水槽において、図-5に示すように、一定水深(河床水深、 h_r)の河口部と海底部およびそれらを結ぶ1/10の勾配の海浜部となるようにし、河口部および海浜部を移動床として、これに波を作用させて、移動床の形状変化を観察しようとするものである。なお、篠原¹⁸⁾および銚川¹⁹⁾は河口部において一定流量の水を流し、波と河川流水による変形過程についても検討を加えている。

ここでは、まず最初、河川流水がない場合の結果を示そう。きまった初期勾配の海浜に一定の特性をもつ波を連続的に作用させると河口部と海浜部の交点を中心として海岸形状は変化を続け、河の上流部および沖側の両方に変化がひろがってゆき、ある時間経過すると一定の形状におちつくようになる。こうして得られた平衡断面形状は図-6に示すように3種に大別される。すなわち、I型は堆積型、II型は遷移型、III型は侵食型である。同図から明らかなように、I型は碎波点付近から岸側でかつ河口部と海浜部の交点付近を中心に洗掘されるが、この部分の砂は岸向きに輸送され、河床部に堆積して砂堆を形成する。遷移型も同様の傾向であるが、砂堆頂部が水面下にある場合である。いずれにしても、これらの型は河口に砂堆を形成し河口閉塞の一原因となる。一方、侵食型もやはり碎波点付近から岸側が波の作用で洗掘されるが、その部分の砂は碎波点より沖側に堆積する。一般に、河床水深 h_r および底質粒径 d が一定の場合、沖波波形勾配 H_0/L_0 の値が小さいときI型、大きいときIII型になることがわかる。

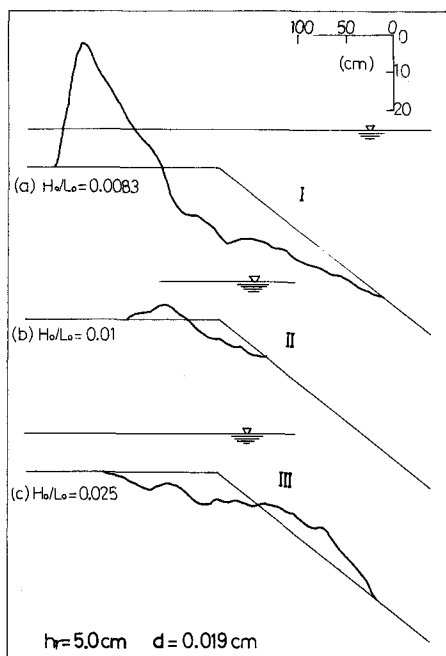


図-6 種々の H_0/L_0 の値による河口平衡断面形

以上述べたことから明らかなように、波による河口砂堆は堆積型および遷移型に現われる。したがって、河口砂堆の発生限界は、波および底質の特性によって河口平衡形状がどの型に属するかを判別することによって示されよう。

いま、波の作用による河口の平衡断面形状は、河床水深 h_r 、沖波波高 H_0 、沖波波長 L_0 、波の周期 T 、底質粒径 d 、底質および水の密度 σ および ρ 、水の動粘性係数 ν 、重力の加速度 g および初期勾配 i_0 などの諸量に影響されるものと考えられる。静水面からの深さを h 、静水面に沿う水平距離を x として次元解析を行なうと、平衡形状に関してはつぎの関係がえられる。すなわち、

$$f\left(\frac{h}{L_0}, \frac{x}{L_0}, \frac{h_r}{H_0}, \frac{H_0}{L_0}, \frac{H_0}{d}, \frac{\alpha\sqrt{gH_0}}{\nu}, \frac{\sigma}{\rho}, i_0\right) = 0 \quad (2)$$

となる。ただし、砂の比重を一定とすれば σ/ρ を、また海浜の初期勾配も $1/10$ と一定にすれば i_0 を落とすことができる。

さて、著者は、以前、海浜の平衡勾配に関する実験を行なって、沿岸砂州の発生限界が沖波の波形勾配 H_0/L_0 および波高粒径比 H_0/d によって規定されることを示した。河口付近の海岸形状もこれらの無次元量が重要な役割をはたすことは図-6 から明らかであるが河床水深 h_r の効果も無視できないと考えられる。図-7 は、波および底質の特性が一定で河床水深 h_r が 2.7 cm、4.5 cm、7.0 cm および 9.5 cm とことなる場合の実験結果を示すものであって、河床水深がかわると形成される河口砂堆も、I 型あるいはII型となることがわかる。さらに河床水深が小さい場合、砂州は河口部と海浜部の交点の近くにあるが、河床水深が大きくなるにしたがって、砂堆はだんだん上流部に形成されることもわかる。

最後に、 $d\sqrt{gH_0}/\nu$ の効果について検討しよう。図-8 は、式(1)における H_0/L_0 、 H_0/d および h_r/H_0 の値が一定でかつ $d\sqrt{gH_0}/\nu$ の値がことなる3種の実験結果を示すものであって、この図から

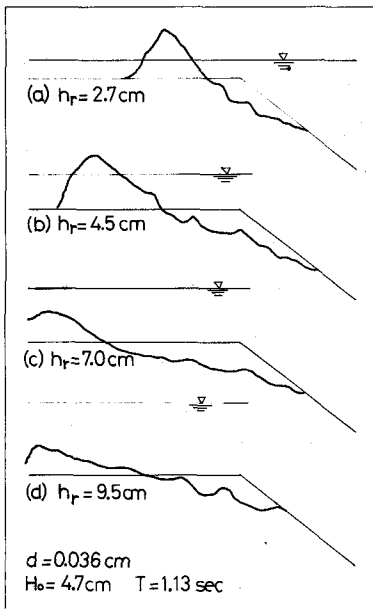


図-7 河口平衡断面形に及ぼす河床水深の効果

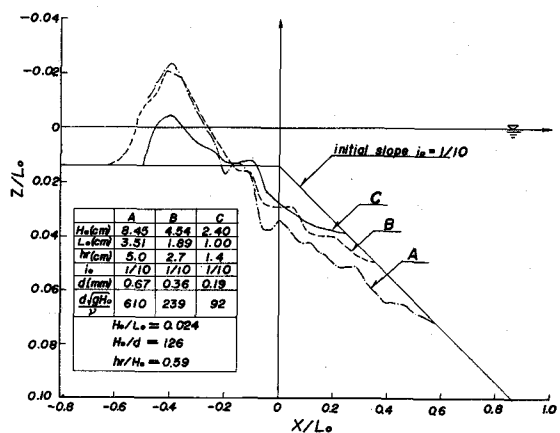


図-8 河口平衡断面形に及ぼす $d\sqrt{gH_0}/\nu$ の効果

$d\sqrt{gH_0}/\nu$ の値が大きくなると漂砂の移動量が増加し、砂堆の規模も大きくなる傾向がわかる。さらに、移動限界水深も $d\sqrt{gH_0}/\nu$ の値の増大とともに大きくなる。しかしながら、いずれの断面形状も河口に砂堆が発達しているⅠ型であって、この実験範囲における $d\sqrt{gH_0}/\nu$ の断面形状に及ぼす効果は無視できるようである。

以上の結果から明らかなように、普通の海浜と河口付近の海浜の条件の相違は河口水深の存在である。²⁰⁾ 銚川はこの河口水深の存在による河口砂堆の発生を普通の海浜における沿岸砂州の発生と関連づけて論じている。すなわち、河口水深の存在は普通の海浜における沿岸砂州の発生限界に対して沖波波高を大きくすることに相当すると考えたわけである。いま、河口砂堆における実験において測定された沖波波長 L_0 および底質粒径 d を用いて、図-9 に示す普通の海浜の沿岸砂州発生限界に対応する沖波波高を求め、これを H'_0 とすると、河口砂堆に関する実験における沖波波高 H_0 との間には

$$H'_0 = \alpha H_0 \quad \cdots \cdots \cdots (3)$$

なる関係が存在するということである。ここに、 α は銚川によると、

$$\alpha = 1 + 0.55 \left(\frac{h_r}{H_0} \right)^{3/2} \quad \cdots \cdots \cdots (4)$$

となる。この結果を用いて、無次元量 $\alpha (H_0/L_0)$ および $\alpha (H_0/d)$ によって著者が行なった実験における河口地形を区分すると、図-10 のようになる。この図によるとⅠ型、Ⅱ型およびⅢ型の地形がかなりよく区分されていることがわかる。

つぎに、同じ実験で河川流の存在する場合について説明しよう。

図-11 は篠原らによる実験の結果を示すものであって、底質粒径が 0.3 mm と同一の実験条件でかつ波形勾配も一定にして、河川流を3種（平均流速 $u = 0$ ，11 および 21 cm/sec）と変えた場合の結果である。

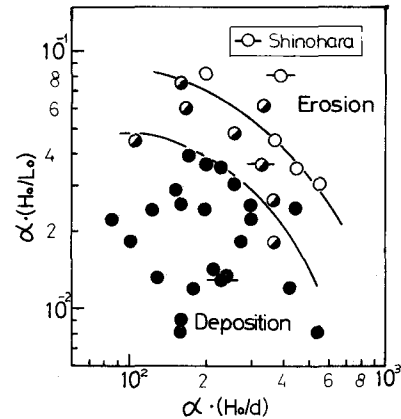


図-10 河口砂州の発生限界
(河床水深の効果を含む)

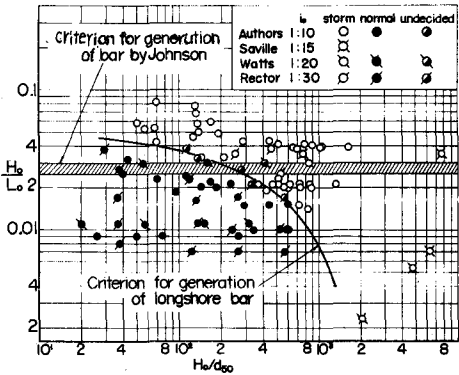


図-9 沿岸砂州の発生限界

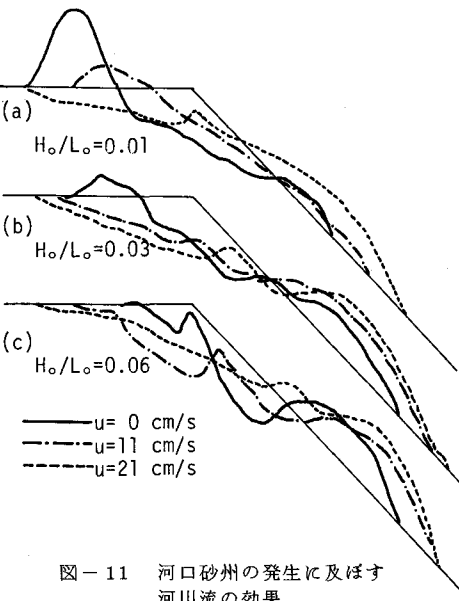


図-11 河口砂州の発生に及ぼす
河川流の効果

この図から明らかなように、 $H_0/L_0 = 0.01$ の場合、 $u = 0$ では河口砂堆が発達しているが、 $u = 11 \text{ cm/sec}$ 、 21 cm/sec と河川流が増大するにしたがって河口砂堆の発生が抑制される度合の大きくなる
ことがわかる。こうした傾向は $H_0/L_0 = 0.03$ (同図(b)) の場合にもみられる。同図(c)はⅢ型であるが、
河川流が増大すると沖側に輸送される砂が増加することを示している。銚子川もこれと同様の実験を行な
い、河口水深とともに河川流の効果を式(4)に示される α に導入して、河口砂堆の発生限界を示してい
る。この場合、 α の値は

$$\alpha = 1 + 0.55 \left(\frac{h_r}{H_0} \right)^{3/2} + 1000 \left(\frac{h_r}{H_0} \right)^{3/2} \left(\frac{u}{C_0} \right)^{3/2} \dots\dots\dots (5)$$

になるとしている。ここに、 C_0 は沖波の波速である。図-12は銚子川が河川流の効果をも考慮して、無
次元量 α (H_0/L_0) と α (H_0/d_{50}) の関係によって、河口付近の地形を区分した結果である。この図に
よると、やはりⅠ、ⅡおよびⅢ型の地形がかなりよく区分され
ており、河口付近の砂堆発生に及ぼす波の条件、砂の粒径、河
川流速および河口水深の効果を推定することができる。しかし
ながら、銚子川も述べているように、実験結果を整理することによ
ってこれら諸量の効果は次第に明らかになってきたが、図-
10および図-12の地形区分の妥当性については、波、河川
流が河口地形の形成に及ぼす影響について力学的考察すなわち
地形形成の力学的機構を解明しなければならないことはいうま
でもない。

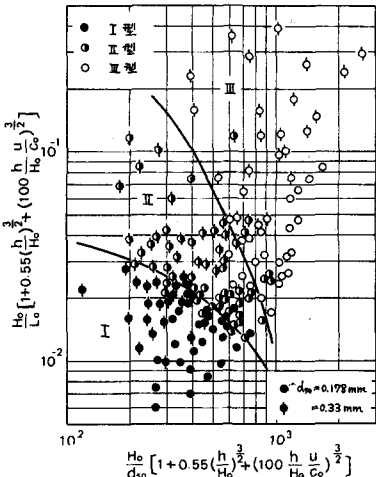


図-12 河口砂州の発生限界
(河川流の効果を含む)

3.2 沿岸漂砂による河口砂州の発達

図-13は皆生海岸の日野川河口における河口砂州の堆積状
況を示すものであって、季節によって沿岸漂砂の移動方向が変
わるため、河口開口部も左岸側から冬季に右岸側に移り、また
翌年の秋には左岸側に移るといった状況をくり返していること
がわかる。日野川河口は河口に導流堤が設けられていない場合
の例であるが、一方、

図-14は島根県江ノ
川河口における河口砂
州の変遷を示している。
江ノ川河口では左岸に
導流堤が設けられてい
て、河口砂州はつねに
右岸側から発達するこ
とがわかる。江ノ川河
口でも導流堤が設置さ
れていなかった昭和25
~26年頃の地形をみる
と、河口の位置の変動
が激しく、ちょうど日

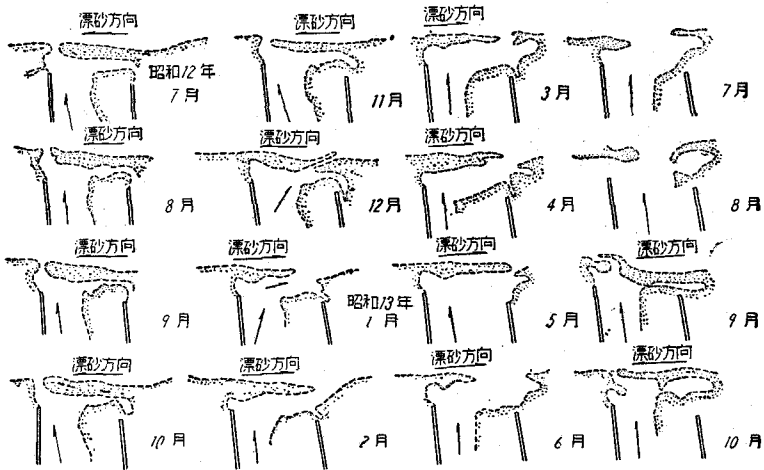


図-13 日野川河口の変遷

野川のそれのようであった。このことは導流堤の設置によって、みお筋が維持されることおよび河口幅が減少しても導流堤の近くにおいて7～8 mの水深の維持されることがわかる。

以上から明らかなように、沿岸漂砂は河口砂州の発達に大きな影響をあたえるが、さらに、人工構造物を含めた河口地形もこれの発達に与える影響は無視できないようである。また、前節で述べたように、河口流量は逆に砂州抑制効果をもつこと、場合によっては大きな砂州を大出水がフラッシュしてしまうことも図-14 (1965, July 29) からも明らかであろう。こうした沿岸漂砂にもとづく河口砂州発達現象を樁木の実験結果にもとづいて説明しよう。

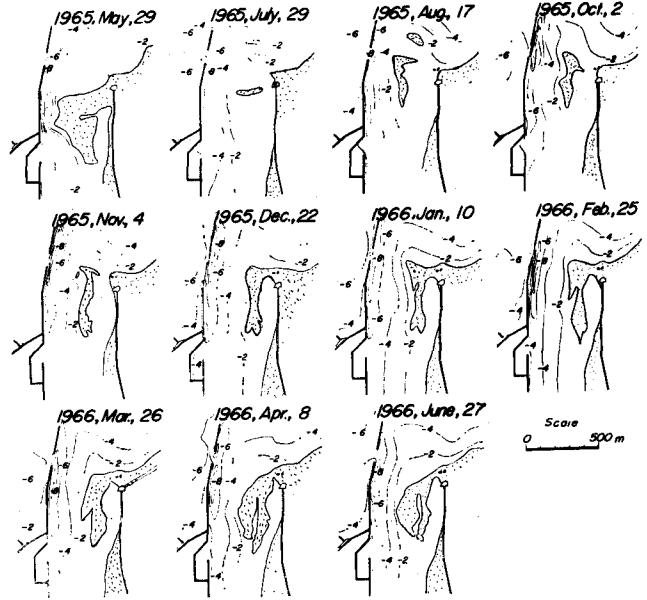


図-14 江ノ川河口の変遷

図-15 は樁木の行なった実験における初期河口地形を示すものであって、直線の汀線に平行な等深線を有する海岸に直角に砂浜を貫流して河川が流入している場合で、波は斜めから入射するため、沿岸漂砂が卓越している。なお、河川流の流水はない。

汀線に斜めに波が入射すると沿岸漂砂が発生する。しかしながら、実験において沿岸漂砂量 Q_x を直接測定することは一般に困難であるので、樁木は汀線に沿う各地点で波高と入射角を測定し、沿岸漂砂量公式を用いて砂の移動量を間接的に求めている。沿岸漂砂量については種々の公式が提案されているが、岩垣・樁木公式²⁴⁾によると、

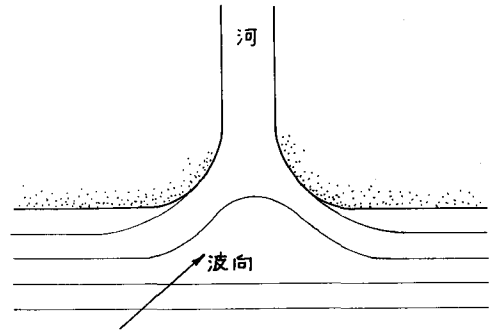


図-15 実験の説明

$$Q_x = 673 i^{4/3} \alpha^{-1/2} H_b^3 (H_b/L_0)^{2/3} (\sin 2\alpha_b)^{4/3} \cos \alpha_b \dots\dots\dots (6)$$

となる。ここに、 Q_x は沿岸漂砂量 (m^3/hr)、 α_b は碎波角、 i は海浜平均勾配、 d は底質の平均粒径、 H_b は碎波高、 L_0 は沖波波長であって、波の周期 T (sec) より $L_0 = 1.56 T^2$ (m) として求めることができる。なお式(6)の右辺定数は底質の比重を2.65として決定されたものである。

碎波高と波向を測定し、式(6)を用いて計算された、沿岸漂砂量 Q_x の場所的变化は図-16に示されている。また波を作用させてのち1時間後における各地点の初期断面からの堆積砂量 V を測定した結果も同図に示されているが、この堆積砂量 V と沿岸漂砂量 Q_x とがきわめてよく対応していることがわかる。すなわち、漂砂量分布において河口中心 $x=0$ より右側すなわち $x < 0$ の領域では $\partial Q_x / \partial x < 0$

となっている。これは、漂砂に関する連続の条件より砂が堆積することを示し、一方、 $x > 0$ の領域では $\partial Q_x / \partial x > 0$ となるため、侵食が生じるがその量はきわめて小さいこと、 $\partial Q_x / \partial x = 0$ のところでは平衡になっていることを示している。この傾向と断面変化の傾向はまったく一致し、漂砂の上手側から河口中心に向って砂州の発達していく様子がよくわかる。

以上のようにして、前述した機構とはまったく別に、漂砂の上手側から河口に砂州が発達していくことになる。こうして河口の片側から砂州が発達していくと当然河口における流水断面積は減少するが、その減少の程度は河川流と波の特性すなわち沿岸漂砂量によって決定されることになる。これら相互の間の関係は現在なお明確にはされていないが、やはり、樫木は実験によってこの関係を調べている。図-17は、河口における砂州がない場合の流水断面積 A と河口砂州発生後のそれ A' の比 A/A_1 と沿岸漂砂量に関する無次元量 Q_x/Ψ の関係を河川流に関する無次元量 $\bar{u}_* / \sqrt{[(\sigma/\rho) - 1]gd}$ をパラメータとして示したものである。ここに、

$$\Psi = g^{1/2} \cdot (H_b/L_0)^{1/6} H_b^{3/2} \cdot i^{1/3} \cdot d \cdot (\sin 2\alpha_b)^{1/3} \cdot \cos \alpha_b$$

$$\bar{u}_* = \sqrt{gRI_e}$$

$$I_e = n^2 \bar{u}^2 / R^{4/3}$$

であって、 R : 径深、 $\bar{u}$: 河川流の平均流速である。また n は Manning の粗度係数であって、樫木は $n = 0.02$ を用いている。同図から明らかなように、 Q_x/Ψ の値が大きくなると河口断面積は急激に小さくなるが、それぞれの流量に対応して、 Q_x/Ψ の値がどれほど大きくなっても、それ以上 A/A_1 の値が小さくならない限界のあることがわかる。もちろん、 $\bar{u}_* / \sqrt{[(\sigma/\rho) - 1]gd}$ の値が大きくなると A/A_1 の値も大きくなり、流量が増大すると、河口砂州の発達を抑制する効果のあることがわかる。最後に、樫木は $n = 0.02$ を採用しているが、その根拠は明確でない。河口における Manning の粗度係数については中村らが詳しく検討しているので、後述する。

4. 河口における水理特性

4.1 概 説

ここでは、河口の地形と水理量との間の関係について説明しよう。図-18は昭和40年9月14日

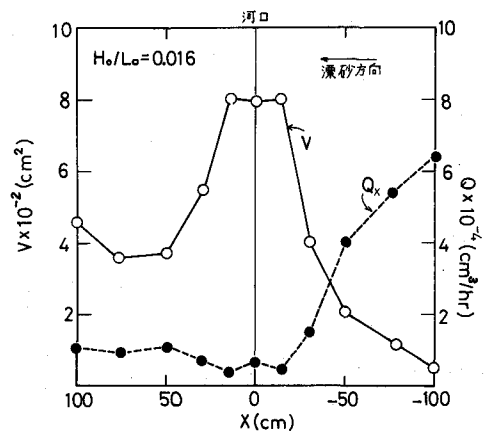


図-16 沿岸漂砂量および堆積量の場所的变化

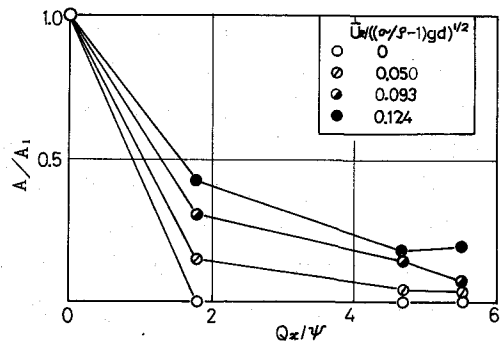


図-17 開口断面積に及ぼす沿岸漂砂と河川流の効果

(7)

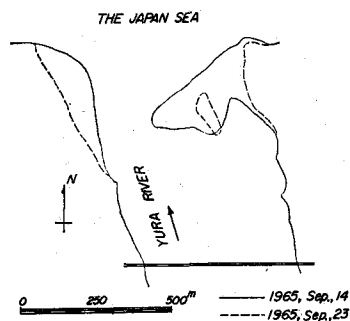
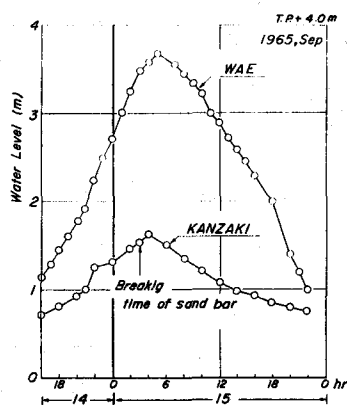
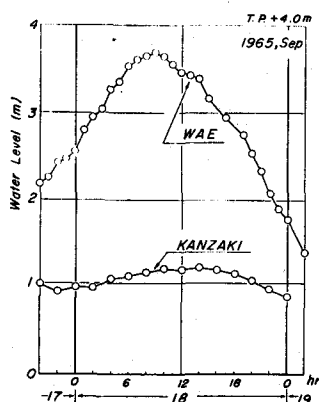


図-18 由良川の河口砂州の変遷



(a)



(b)

図-19 由良川における水位変化

ならびに23日に測量された京都府由良川河口の砂州の形状を示したものである。一方、図-19は9月15日および18日における出水（いずれもピーク流量は $3,550 \text{ m}^3/\text{sec}$ ）の河口神崎と4 km 上流の和江における水位時間曲線を示すものである。図-19(a)から明らかなように、神崎における水位ピークの出現時刻が、上流の和江におけるより早いことである。また、神崎における水位ピーク以前に河口砂州の欠壊のはじまっていることもわかる。この事実は流量が増大し、水位の上昇期にあるにもかかわらず、河口では砂州欠壊によって、すでに水位が下降しつつあることを示すものであって、河口地形と水位との関係を示す興味ある結果といえる。一方、同図(b)は18日の出水を示しているが、同図(a)と比較すると、(1)和江における水位時間曲線は15日と18日でほぼ一致し、最高水位もほとんど等しい。(2)神崎における水位時間曲線は15日と18日でかなり相違する。とくに、18日のそれには15日にみられる水位のピークが顕著でない。こうした事実は、15日の出水によってすでに砂州が欠壊したため、15日と同程度の規模の出水でも、前回の出水による河口拡幅の効果が大きく、砂州による河口水位のせき上がみられなかったことを示している。

4.2 河口流量と河口幅の関係

前述したように、漂砂によって狭められた河口幅は出水によってその流量に対応するまで拡幅される。佐藤はこの流量を河幅支配流量（河口幅実測日またはそれ以前に生じた極大流量）と呼んでいる。これは出水によってどの程度の河口幅になるかということを知る目安になるものと考えられる。一方、一度拡幅された河口は漂砂によって漸次縮小していくが、大出水がなくても、それ以上に縮小しないという限界の河口幅に達すると考えられる。これはそのときの河口流量に対応した掃流力と漂砂による河口への土砂の持込みとが平

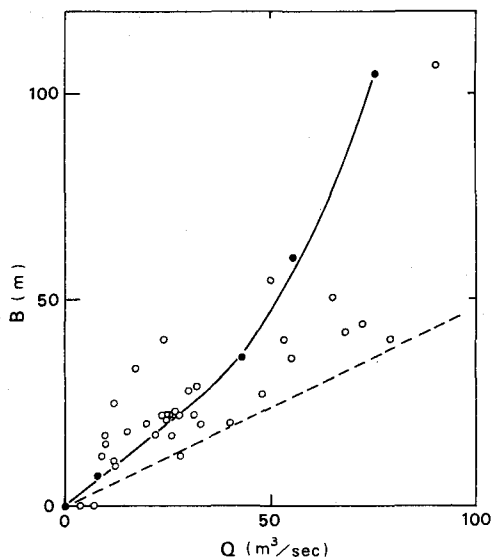


図-20 神戸川における $Q \sim B$ 関係図

衡した状態になっているときであり、ここでは前者を河幅支配流量、後者を河幅下限流量と呼び、それぞれの流量と河口幅との関係について検討を加えることにする。

図-20は佐藤の結果(図-2参照)から、河口幅実測日またはそれ以前に生じた極大流量と河口幅との関係を示したものであるが、図中の●印はその日以後の海風累計値が0の場合であって、いわゆる河幅支配量と河口幅との関係を表わしていると考えられる。一方、○印は海風累計値が0でないものであり、かつ河口幅実測日当日に生じた流量を表わしているかどうか不明であるので、明確にはいえないが、破線で示される線が神戸川における河幅下限流量と河口幅の関係に近いものと推定される。

図-21は図-20と同様の関係を江ノ川の資料について整理したものであって、●印および○印はそれぞれ河幅支配流量および下限流量と河口幅との関係を示していると考えられる。とくに、下限流量はかなりの漂砂があってもそれ以上に河口幅が縮小しないという最小の河口幅を表わすものであり、逆にいえば、流量が減少したときどの程度にまで河口幅が縮小するかを示す目安となるもので、河

口閉塞対策上一つの基準を示すものであるといえる。ただし、この関係はどの河川についても同じ結果がえられるというのではなく、各河川によってことなる関係となるので、それぞれの河川についてあらかじめ調査を行なっておく必要があろう。図-22は著者が鳥取県天神川について調べた同様の関係を示すものである。

4.3 河川滞砂のフラッシュについて

中村²⁵⁾らは金沢平野河北端に設けられた放水路において、洪水の前にあらかじめ河口の滞砂状況を正確に測量しておき、洪水時における水理諸量(流量、河口内外における水位)を観測し、さらに出水後に河口が掃砂された状況を正確に測量して、洪水時における掃流砂量と水理量との関係を調べている。

そこで、洪水時における全掃流砂量と水理量および河口の形状を与え、Brown型の掃流砂公式

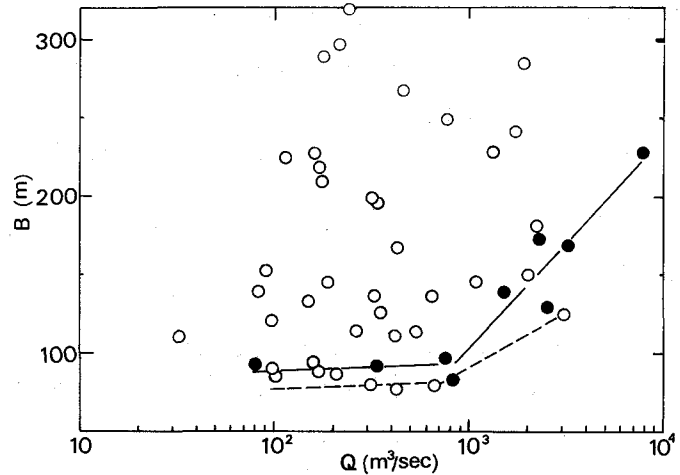


図-21 江ノ川における $Q \sim B$ 関係図

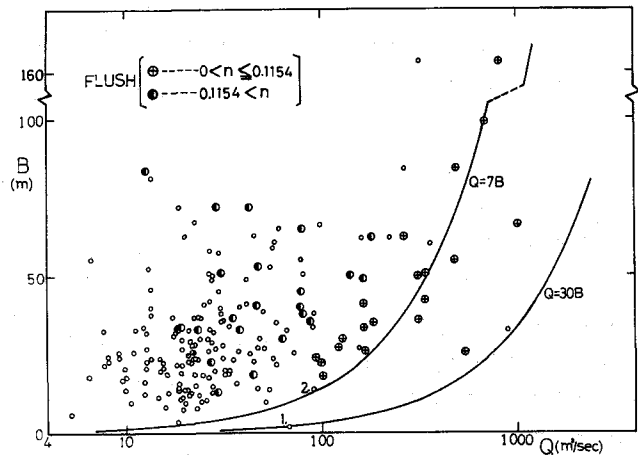


図-22 天神川における $Q \sim B$ 関係図

$$q_B/(u_*d) = K[u_*^2/(\frac{\sigma}{\rho} - 1)gd]^2 \dots\dots\dots (8)$$

において、 K の値を適当に仮定して、時々刻々の値を電子計算機によって計算し、この洪水期間中に、所定の通水断面積になるか否かを判定し、洪水の途中で所定の断面積になった場合には、演算を中止し、 K の値をかえて演算を繰返し、目的とする K の値をさがしだすようにした。式(8)において、 u_* の値は

$$\left. \begin{aligned} u_* &= \sqrt{gRI_e} \\ I_e &= \frac{\Delta H}{L} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (9)$$

の關係を用いて求められている。ここに、 R ：径深、 ΔH ：河口の内外の水位差、 L ：水位差 ΔH を生じる距離である。なお、この演算過程において、Manningの粗度係数 n も

$$n = \left(\frac{I_e \cdot A^2 R^{1/3}}{Q^2} \right)^{1/2} \dots\dots\dots (10)$$

を用いて計算されている。ここに Q ：流量、 A ：流水断面積である。

こうして計算された結果、測定された全掃流砂量に対して最適の K の値は $K=1.2$ であることが見出された。図-23は $K=1.2$ の場合について、 $\tau^* = u_*^2/(\frac{\sigma}{\rho} - 1)gd$ の値と10分間あたりに河床が掃流される深さ q_{sH} の時間的変化、ならびに式(10)で計算された n の変化も示されている。その結果によると、Brown 公式にお

ける K の値は10といわれているが、河口ではその1/10程度であること、 n の値が平均的にほぼ0.05~0.06と大きいことに注目しなければならない。すなわち K の値が比較的小さい値をとるにもかかわらず、河口の全流砂量が比較的大きいのは、 n の値が大きい

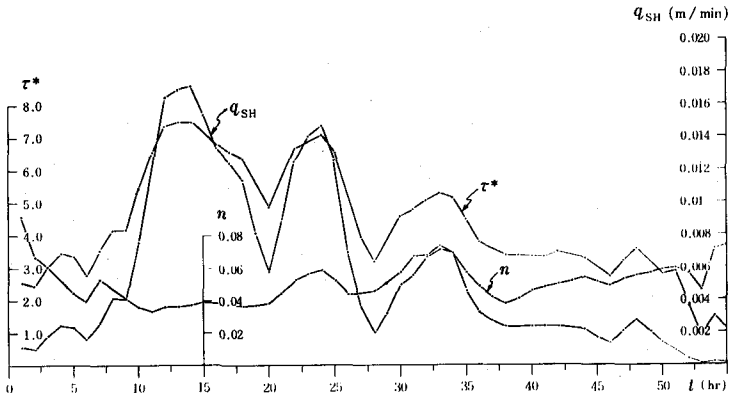


図-23 水理量と流砂量の時間的変化

ため、このことは、掃流

過程におけるエネルギー消費が著しく大きいためであると考えられている。図-22に示したように天神川における河口拡幅時の n の値も0.05~0.10と比較的大きくなっている。これも上述の結果とよく一致すると考えられ、今後さらに多くの河川についてこうした観測が行なわれ、より正確な掃流機構の解明の手掛りが得られることを期待したい。

4. む す び

本文をかくにあたって、著者は河口における漂砂現象の実態把握ということに重点をおいた。しかしながら、数多くの調査資料を整理して充分な検討を加えたわけではないので、著者の独断的な考え方、主観的な観点から河口閉塞を論じたかも知れない。諸賢の御批判を抑ぐとともに、この小稿が河口閉塞

問題解明のいとぐちとなれば著者の幸いとするところである。

参 考 文 献

- 1) 樫木 亨：漂砂，1967年水工学に関する夏期研修会諸講義集，B. 海岸・港湾コース，土木学会水理委員会，1967. 8, pp.12-8~14。
- 2) 吉高益男：河口安定論，1968年度水工学に関する夏期研修会講義集，A. 海岸・港湾コース，土木学会水理委員会，1968. 8, 68-08。
- 3) 吉川秀夫：Estuary の水理，1970年度水工学に関する夏期研修会講義集，B. ダム・河川コース，土木学会水理委員会，1970. 8, 70-18。
- 4) 須賀堯三：河口問題と現地調査，1972年度水工学に関する夏期研修会講義集，A. ダム・河川コース，土木学会水理委員会，1972. 8。
- 5) Grijm, W. : Theoretical Forms of Shoreline, Proc. 9th Conf. on Coastal Eng., 1964, pp. 219~235。
- 6) Bakker, W. T. and N. P. Edelman : The Coastline of River Deltas., Proc. 9th Conf. on Coastal Eng., 1964, pp. 199-210。
- 7) 篠原謹爾・樺東一郎・斉藤 隆：河口附近の碎波の性質と海岸形状について，九州大学応用力学研究所所報，第15号，昭35，pp. 115~127。
- 8) 野田英明：河口閉塞に関する二，三の実験，京大防災研究所年報，第10号B，昭42・3, pp. 223-232。
- 9) 川 登・浦野光央：河口付近における砂の堆積現象に関する実験的研究，土木学会第27回年次学術講演会講演概要集，第2部，昭47. 10, pp. 75-78。
- 10) 須賀堯三・松村圭二・末吉一成：河口二次元砂州に関する実験的考察，土木学会第27回年次学術講演会講演概要集，第2部，昭47. 10, pp. 79-82。
- 11) 樫木 亨：河口閉塞機構に関する基礎的研究第1報，第12回海岸工学講演会講演集，1965, pp. 162-167。
- 12) 樫木 亨・竹内 宏：河口における沿岸砂州の発生発達について，—河口閉塞機構に関する基礎的な研究第2報—，第13回海岸工学講演会講演集，1967, pp. 151~155。
- 13) 樫木 亨：河口閉塞にともなう河道内水位の変化について—河口閉塞機構に関する基礎的研究第3報—，第15回海岸工学講演会講演集，1968, pp. 195-202。
- 14) Bruun, P. and F. Gerritsen : Stability of Coastal Inlets, Proc. of ASCE, Vol. 84, No. WW3, 1958, pp. 1644-1~49。
- 15) 佐藤清一：河口閉塞とその防止策について—神戸川における河口処理の一例—，第2回海岸工学講演会講演集，1955, pp. 127-144。
- 16) O'Brien, M. P. : Equilibrium Flow Areas of Tidal Inlets. on Sandy Coasts, Proc. 10th Conf. on Coastal Eng., Vol. 1, 1966, pp. 676~686。
- 17) 吉高益男・島田米夫：河口の平衡断面積について，第14回水理講演会講演集，1970, pp. 1~6。
- 18) 篠原謹爾他：前述の 7)
- 19) 野田英明：前述の 8)
- 20) 川 登他：前述の 9)
- 21) 須賀堯三他：前述の 10)
- 22) Iwagaki, Y. and H. Noda : Laboratory Study of Scale Effects in Two Dimensional

Beach Processes, Proc. 8th Conf. on Coastal Eng., 1963, pp. 193-210。

23) 榎木 亨：前述の 13)

24) 岩垣雄一・榎木 亨：沿岸漂砂量の新算定法について，第7回海岸工学講演会講演集，1960, pp. 59-68。

25) 中村 充・佐々木泰雄：河口滞砂における掃流砂関数の検討，第14回水理講演会講演集，1970, pp. 7-12。