

日本の海岸漂砂研究の幕開け

The early Stages of the Study on Sand Drift in Japan

野田 英明

Hideaki NODA

1. はじめに

世界で初めて海岸工学国際会議が開催されたのは昭和26(1951)年であった。その後この会は国際海岸工学会議(ICCE)として発展し、今年は第25回国際海岸工学会議がフロリダで開催される。一方、わが国においては、第1回海岸工学講演会が開催されたのは昭和29(1954)年であって、わが国における海岸工学の研究は、第2次大戦後の大変困難な時代であったにも係わらず、世界に遅れることなく開始されたことがわかる。

岩垣¹⁾(1966)は「海岸侵食論」で、海岸侵食に直接関連のある漂砂や沿岸流、あるいは河口閉塞、突堤などを含めた発表論文数を表-1及び表-2のように示している。

表-1 海岸工学講演会講演集*に発表された海岸侵食関係論文数

開催年(19**)	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63
第 ** 回	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
侵食関係論文数	3	9	8	13	11	9	8	9	2	3
全論文数	16	19	25	23	24	20	28	35	31	32
比率(%)	19	47	32	57	46	45	29	26	6	9

*現在は海岸工学論文集

表-2 国際海岸工学会議論文集に発表された侵食関係論文数

開催年(19**)	51	52	53	54	55	56	57	58	59	
第 ** 回	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
侵食関係論文数	13	7	7	11	10	12	21	13	17	
全論文数	35	28	26	28	43	54	59	45	53	
比率(%)	37	25	27	39	23	22	36	29	32	

表-1からわが国におけるこの方面の研究が、昭和32(1957)～34(1959)年をピークとして、急激に減少し、昭和37(1962)年ではわずかに2編しか発表されていないことがわかる。一方、国際海岸工学会議で発表されたこの方面の論文数(表-2参照)をみると、侵食関係の論文数が減少したという傾向は見られず、ほぼ一定の割合で発表されており、急減したのはわが国のみの現象である。この事実、最近(1966年当時)波浪に関する研究が非常に増大していることにも原因があるが、侵食・漂砂に関する研究が何か壁に突き当たったことを示しているのではないと思われる。と岩垣は述べている。最近の傾向はどうであろうか?。ちなみに、平成7(1995)年に開催された第42回海岸工学講演会で発表された漂砂・侵食関係の論文数は58編であり、全論文数257編の22%となり、昭和37(1966)年当時とは異なり、この方面の研究も盛んであるこ

とがわかる。

2. 昭和20年代における漂砂研究

わが国における漂砂研究の黎明期は昭和25(1950)～26(1951)年であろう。この当時、新潟海岸²⁾や鳥取県皆生海岸³⁾、大阪府泉南海岸⁴⁾の海岸侵食が問題となりつつあり、建設省、運輸省、各府県及び大学が中心となって精力的な調査研究が実施された。ここでは鳥取県皆生海岸における調査結果を紹介して当時の研究成果を説明したい。

漂砂対策調査報告書(昭和25年4月、鳥取県漂砂対策調査委員会)の中で速水頌一郎³⁾は漂砂研究の一般的考察として次のような研究結果を発表している。

漂砂研究の一般的考察

海中における砂泥の輸送すなわち漂砂は一般に次の方程式で規定される。

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \sum_i \frac{\partial}{\partial i} \left(\epsilon_{ii} \frac{\partial c}{\partial i} \right) - \sum_i u_i \frac{\partial c}{\partial i}, \quad i=x, y, z \quad (1)$$

および、初期条件、境界条件。ここに c は海水単位体積内の砂泥重量、 ϵ_{ii} は渦動拡散係数、 t は時間、 u_x 、 u_y は平均流速を、 u_z は粒子の水中沈降速度を表し、座標は水面に xy 面を、鉛直下向きに z 軸をとる。

したがって漂砂は ϵ_{ii} や u_i の値によって支配され、又境界条件によって支配される。境界条件として考慮されるべきものは、境界の形状、境界における砂泥の供給状態、その粒度組成等である。これらはいずれも漂砂研究の核心をなすものである。

水平流速 u_x 、 u_y は運動方程式によって規定される。漂砂現象が顕著な浅い海岸付近では起潮力や地球回転の偏向力は無視できるから、密度変化が著しくないところでは u_x 、 u_y は

$$\rho \frac{\partial u_x}{\partial t} + \rho u_x \frac{\partial u_x}{\partial x} + \rho u_y \frac{\partial u_x}{\partial y} = \sum_i \frac{\partial}{\partial i} \left(\epsilon_{ii} \frac{\partial u_x}{\partial i} \right) + \rho g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \quad (2)$$

$$\rho \frac{\partial u_y}{\partial t} + \rho u_x \frac{\partial u_y}{\partial x} + \rho u_y \frac{\partial u_y}{\partial y} = \sum_i \frac{\partial}{\partial i} \left(\epsilon_{ii} \frac{\partial u_y}{\partial i} \right) + \rho g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (3)$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

および初期条件、境界条件、によって定められる。ここに ϵ_{ii} は渦動粘性係数、 ρ は海水密度、 ζ は平均海面からの昇降、 g は重力の加速度を表す。境界条件としては、境界の形状のほか、水面における風の応力が重要である。これによって波動や渦動擾乱が発生し、又吹送流や静振が発達する。沖からくるうねりや潮海流等はすべて境界条件として入り込むが、これらを定めるには海洋学の助けをかりなければならない。運動

方程式に現れている水面昇降はこれらの境界条件によって定められる。

以上の一般的考察によって漂砂の現象がいかに複雑困難な問題であるかがわかるが、少なくともこれによって漂砂研究の問題の所在を明らかにしてその方向に研究を進めるのが漂砂研究の合理的な方法であると思われる。

上述の説明において、(1)式は浮遊砂濃度分布を表すものであり、(2)、(3)及び(4)式を水深方向に積分すれば、今日用いられている緩勾配方程式と同種の方程式となり、波の変形や波に伴う流れの計算に用いることができる。

海浜変形が起こるのは、波や流れといった外力によって海岸（海中や海底も含む）の砂が移動するからであり、またただ単に砂が移動するのみでは海浜に変形は起こらない。海浜の変形が起こるのは砂の移動量すなわち漂砂量が場所的に、また時間的に変化することに起因している。したがって、海浜変形と漂砂は表裏一体をなすものであり、海浜変形の研究は漂砂の挙動を明らかにするという一面をもっている。上述の(2)、(3)及び(4)式によって波や流れの流速の時間的、場所的分布が明らかになれば、それらの結果を(1)式に代入し、浮遊砂の濃度分布 c が原理的には計算できることになる。もちろん、渦動拡散係数や渦動粘性係数については適当な仮定が必要なことは言うまでもない。いま、浮遊漂砂量を q_s とすれば、

$$q_s = \int_{-h}^{\xi} c \, dz \quad (5)$$

であり、さらに掃流漂砂量を q_b 、全漂砂量を q とすれば、

$$q = q_b + q_s \quad (6)$$

次に、汀線にはほぼ直角沖向きに x 軸、汀線にはほぼ並行に y 軸をとり、 x 及び y 方向の漂砂量をそれぞれ q_x 及び q_y 、水深を h とすると、漂砂の連続式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{1-\lambda} \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \quad (7)$$

となる。(1)～(7)式に、入射波の特性や初期地形、掃流漂砂量などを与えれば、原理的には海浜地形変化まで計算できることになる。ただし、こうした計算には高速で、大容量の電子計算機が必要なことは言うまでもない。昭和20年代にはこうした計算が可能な計算機は未発達であったが、漂砂研究の中核となる基礎式が示されていることには驚かざるを得ない。

そこで、速水³⁾は上述の概念を現地海岸に適用するために、弓ヶ浜の波高分布について、次に示す観測及び計算を行っている。その概要を説明すると次のようである。

弓ヶ浜は鳥取県西伯郡に属し、夜見ヶ浜とも呼ばれる一大砂州であって、長さ18km、幅員約3kmに及び、中海と美保湾を分かち、島根半島に相対して中江の瀬戸を形成している。山陰第2の大河たる日野川はその基部に河口を開く。日野川右岸より淀江に至る約5kmの海岸は俗に佐陀浜（現在は、日吉津海岸と呼ばれている）と呼ばれている。

この大沖積地の形成が日野川の流砂量と関係していることはおそらく誰しも異存のないところであろう。

弓ヶ浜を形成した作用はいまなお継続しているものと考えられる。この作用に変動が起こるとそれに伴って砂浜の形成にも変化が起こるはずであって、一定不変の作用が長く継続することは地球上ではあり得ないから、弓ヶ浜も一般に絶えざる変動を繰り返しつつ次第に発達してきたものとするのが常識であろう。

日野川より流出した砂は海中をいわゆる漂砂として流動する。漂砂の機構については上述したからここでは繰り返さないが、この場合日野川が流出する砂量は漂砂方程式の境界条件を与えるものとして、漂砂の分布に重要な関係を持っている。漂砂の分布やこれに伴う堆積、侵食はこれだけで定まるものではない。これを決定するには砂粒を流動せしめるエネルギーを必要とするが、それは漂砂の方程式中に渦動擾乱係数及び流速として現れる。これらによって漂砂の分布様式が規定されるのであって、境界条件はかかる分布様式の未定係数を決定するのである。別の言葉でいえば、1つの系内に保有しうる漂砂の量が一定なときは、系外より供給される砂量の増減によって系内に堆積又は洗掘が起こる。また系外より供給される砂量が一定なときは、系内に保有しうる漂砂の量の増減によって系内に洗掘あるいは堆積が起こる。

海岸侵食あるいは堆積はかかる一般的な堆積、洗掘現象の1部であって、汀渚帯付近における流砂量の連続式によって規定される。この場合流砂量としては汀線に平行なものと直角なものとの2つに区分されるが、汀線付近の擾乱係数と流速を決定するものは、主として汀線砕波帯付近の波浪と考えられる。

汀線に直角な成分を決定するものは H_0/L_0 (H_0 は深海波の波高、 L_0 は同じく波長)であって、これによって海浜の平衡勾配が定められるといわれる。泊港(鳥取県)にてみた如く海岸を浚渫した場合、他からの砂の供給がないと、平衡勾配を形成するために汀線付近の砂はこれと直角の方向に移動して海岸侵食が発生する。海岸付近の水深が一定でないと、浅海波の進行速度は水深の関数であるから、波が海岸に近づくとき分散、屈折の現象を起こし、汀線の形状と相まって波高は海岸に沿いある分布を示す。この分布は海底地形(極限の場合として汀線の形状や一般に防波堤や導流堤等の如き人工構造物を含む)を反映するものであって、丁度レンズによって像を変換することに対応する。かかる波高の分布とこれに必然的に伴う波面と汀線との非平行性によって、汀線に平行な流れ(沿岸流と呼ばれる)を生じ、その不等性によっても海岸侵食並びに堆積が発生する。これに起因する汀線の変化は従って海底地形と相呼応するものである。

このように H_0/L_0 及び屈折によるその変形分布は、海浜過程に重要な意味を持つものである。このうち H_0/L_0 を直接測定することは困難である。しかしこれについてはH. U. Sverdrup, W. H. Munk氏等による気象資料から計算する方法が展開されている。屈折現象については海底地形がわかっておれば計算することができるし、又これを実測と比較検討することができる。この種の考察は弓ヶ浜の海浜過程研究において最も適切であると思い、これを調査研究の1課題にとりあげ昭和24年11月8日から5日間弓ヶ浜の全海岸に亘って観測を行った。以下はこれに関する概要報告である。

観測の方法

日野川の兩岸にそれぞれ基点を設け、これより左右両方向に海岸に沿って500mごとに実測によって測点を定め、砂浜に木杭を打ち込んで観測の基準点にした。日野川兩岸の基点を0としてそれより順次1, 2, 3, ……と名づけ、弓ヶ浜に35点(No. 0~34)、佐陀浜に11点((No. 0~10))を選んだ。その位置は図-1に示す如くである。今回の観測においては観測者の数と現地の状況判断によって1kmおきに観測することとした。

観測者を4班に分け、佐陀浜に1班、弓ヶ浜に3班を配置し、1班の受持区域を5~6kmとした。そしてできるだけ同時に観測するようにしたが、観測の都合により必ずしも実行することはできなかった。5kmの観測に概ね5時間を要したから観測された波の状況はこの時間の概況を示すに止まる。各班の観測区域は毎日交代していずれの班も弓ヶ浜全域の観測をなしうるようにした。

沖波の観測をすることはかなりの困難を伴い、又海岸侵食に直接影響するものは汀渚帯における波高であるから、今回はもっぱら汀線において波が砕ける直前の波高を測定した。これは汀渚帯に与えられるエネル

ギーを表すものと見られる。波は、特に波高が相当大きいときは、すでに沖合において砕け、汀渚帯において観測された波高は必ずしも第1砕波帯の波高に応じないかもしれないが、距離がわずかであるから、特殊の地形を除いては大体これに比例しているとみられるであろう。

美保湾における波の屈折

美保湾の海底の地形は比較的良好に測量されており、海図にも記載があるから、少し古い海図 No.116（美保湾，昭和12年水路部刊行）を計算の基礎に使うことにする。又美保湾に侵入する波は NW より来るものは島根半島によって遮られるから N 及び NE から来るものが主であろう。一例として周期 7sec の波が NE から来る場合の屈折図を描くと図-1 のようになる。この図をみると波の進行方向によって波高の分布が

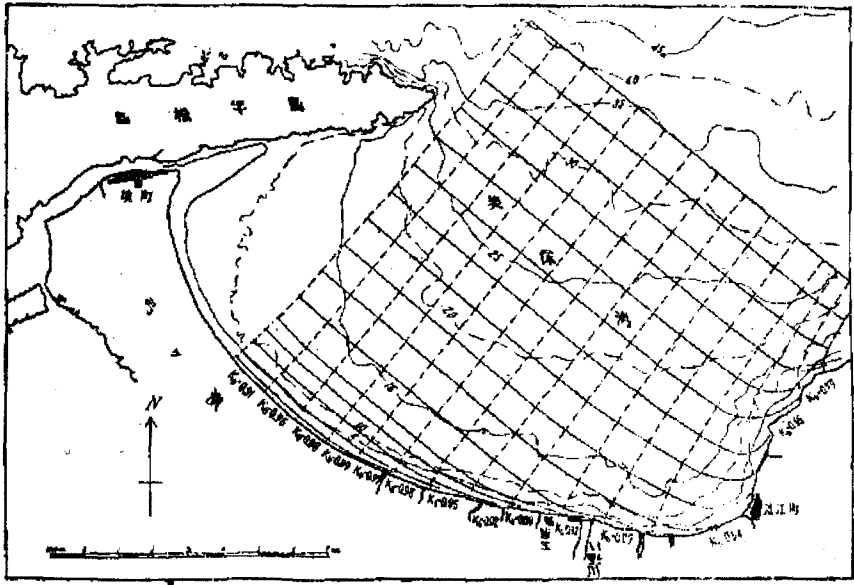


図-1 美保湾における波の屈折図（周期 T=7sec、波向 NE）

なり異なることがよくわかる。特に日野川左岸10km位の間が波高が大きく、その両側において減少している。汀線と波面とのなす角によって判定すると、NE方向の波の場合には沿岸流は一般に西方に向かうが、日野川右岸特に淀江方面では波が非常に発散しているから、この方面では東に流れるかもしれない。砕波点の付近では波は孤立波の性質を帯びるから、孤立波の性質を考慮すると、砕波点の波高 H_b は

$$\frac{H_b}{H_0} = \frac{1}{3 \cdot 3^3 \sqrt{H_0/L_0}} \sqrt[3]{\frac{S_0}{S_b}} = \gamma_b K_b, \quad K_b = \sqrt[3]{S_0/S_b} \tag{8}$$

なる関係によって表せる。ここに S_0 は深海波に対する直交線間の間隔、 S_b は砕波点における同じ直交線の間隔を表す。 K_b は屈折係数と呼ばれる。 γ_b は地形に無関係であるから、屈折の効果を表すものは K_b であって、この分布が波高の分布を与える。砕波点の水深は3m前後とみてよい。

筆者注）現在、一般に用いられる屈折係数と波高変化は

(9)

速水は次の文献によったものと思われる。

W.H.Munk and A. Taylor: Refraction of Ocean Waves, Jour. Geol. vol.55, 1947

図-1には美保湾の入口における S を S_0 と仮定し、図から S_0 を求めて計算した K_0 の値をそれぞれの位置に記入しておいた。この K_0 の分布が弓が浜における波高の理論的分布を与える。図-2は上述した波高の観測値と図-1で示した屈折係数 K_0 の値を比較したものである。波高は日野川左岸測点0におけるものを100とし、それに対する百分率で表してある。なお便宜のため各測点における測得波高をそれぞれの位置に記入した。この結果をみると微細な点はともかくとして、弓が浜における波高の分布は屈折によって支配されていると考えてよいようである。

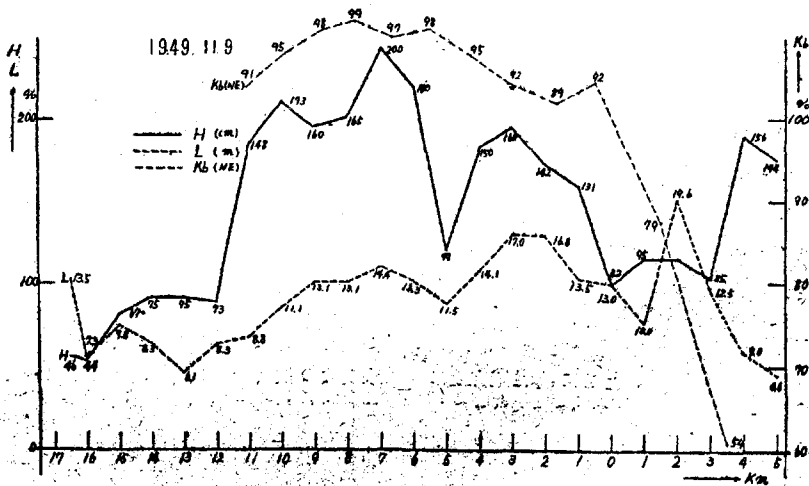


図-2 弓が浜における波高分布 (波向 NE)

最後に、速水は「この浜における波高の局部的変化、例えば導流堤や防砂堤等の築造による波高分布の変化とそれに伴う海岸侵食の様相などを考察するにあたっては、波の屈折の微細構造を十分に考慮する必要がある。」と述べている。今日現在のように、海岸漂砂に関する多くの知見を有していなかった当時としては、卓抜した考えの基に漂砂研究が始められたことが伺える。

上述した、新潟海岸や大阪府泉南海岸の侵食問題も鳥取県皆生海岸と同様に調査研究が精力的になされ、昭和30(1955)年代における旺盛な海岸漂砂研究へと引き継がれていった。

3. 昭和30年代 (1955~1965) における漂砂研究

堀川⁵⁾は、昭和30年代における漂砂研究の成果を「漂砂論」にまとめている。当時、北海道大学では福島久雄、柏村正和や尾崎 晃、岸 力先生ら、東京大学では本間 仁、堀川清司先生や鮮干 澈氏ら、京都大学では石原藤次郎、岩垣雄一、榎木 亨や速水頌一郎先生ら、さらに九州大学では栗原道徳、篠原達爾、椿

東一郎先生らが漂砂及び海浜変形に関し精力的に研究を進めていた。例えば、福島ら^{6), 7), 8)}は図-3に示すような竹竿式捕砂器を用いた浮遊漂砂の観測法を開発し、数多くの資料を得、図-4に示すような浮遊砂量の鉛直分布を得た。この鉛直分布は、河川の流出土砂や海岸構造物の存在によって種々の分布形状を示す

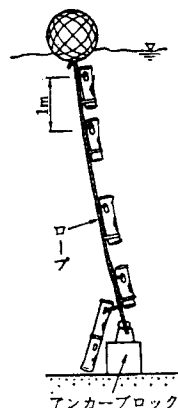


図-3 竹竿式捕砂器

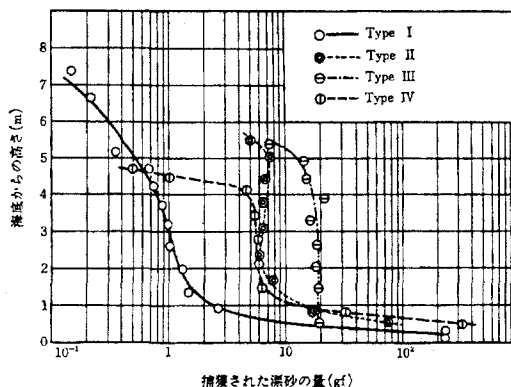


図-4 捕砂量鉛直分布 (福島による)

が、自然海岸における捕砂量は一般に、「く」の字型分布 (Type I) になり、また構造物が海岸から突出している隅角部など、乱れの激しいところでは Type II になることが示された。福島⁹⁾は第1回海岸災害研究集会 (昭和39 (1964) 年開催) においてこの「漂砂観測法」について「漂砂の実測法として、竹竿による方法を開発してきたが、一般にこの方法はきわめて有用であって、現地観測をかなり実施してきた。漂砂観測に関連する今後の問題点を挙げれば、次のようである。(1) 自然の通常の見浜における漂砂の分布は、一般にいわゆる「く」の字分布を示すが、砕波帯内部の漂砂量の分布についての実測資料は非常に少ないので、この付近の分布特性は明確でない。したがって、今後砕波帯における実測資料を豊富にする必要がある。(2) 多くの実測結果は、波浪から一般流の発達と、それに基づく漂砂の移動という一般的な経過を考えることによって説明され、例えば河川の流入による粒度分布の変化は顕著である。(3) 漂砂量及びその粒度分布では、漂砂の移動方向を見いだすことが難しいので、漂砂捕集器をかねた漂砂の移動方向測定器を開発しなければならない。(4) 漂砂の移動範囲や漂砂の混合過程はいままでもなく実測問題と密接な関連をもつので、今後漂砂の質的研究とともに、それらの問題を解明していくべきであろう。(6) 一方、築港にともなって港口より流入する浮遊漂砂の量は少ないが、これによる港内の埋没防止などと関連して、その調査観測はきわめて重要になると思われる。」と述べている。当時としては、その後の漂砂研究の一つの方向として非常に示唆に富んだ説明であった。

一方、本間・堀川ら¹⁰⁾は、数年にわたって波による砂の巻き上げと浮遊機構について研究を進めた。彼らによると、当初、東海村原研の取水口位置の決定という実際問題から出発したが、問題の複雑さのために多くの困難があり、その解決のために現地実測だけでなく模型実験を併用して研究を進めた。この研究の道程を通して、砂漣が現象に重要な役割を果たしていることがわかり、現象の代表的な長さを研究の当初は水深にとっていたが、水深でなく砂連の平均的な高さあるいは波長を代表的な長さにとることにより、現地ならびに模型を通してかなりまとまった一つの傾向が得られた。この点に立脚して、まず現地における砂漣を推定する方式を提案し、それによって浮遊砂の平均濃度の分布をほぼ合理的に算定することができるようになった。ことが示されている。

本間、堀川、鹿島¹¹⁾は波による浮遊砂の濃度について理論的に検討し、平均浮遊砂濃度 m に関して次の結

果を得た。

$$\frac{m}{\bar{m}} = \exp \left[-\alpha \left(\frac{w_0}{c} \right) \left(\frac{L}{H} \right)^3 \left(\frac{h}{L} \right) \sinh^3 kh \cdot f(n, k) \right] \quad (10)$$

$$f(n, k) = \frac{1}{2kh} \left[\left(\frac{\cosh knh}{\sinh^3 knh} - \frac{\cosh knh}{\sinh^3 knh} \right) + \log \left| \frac{\tanh knh/2}{\tanh knh/2} \right| \right] \quad (11)$$

ここに $k=2\pi/L$, $n=(h+z)/h$, $n_s=(h-a)/h$, $\bar{m}$ は $z=-a$ における平均浮遊砂濃度, w_0 は沈降速度, H, L, c はそれぞれ水深 h における波高, 波長, 波速であり, α は渦動粘性係数に関する係数である。図-5 は α と u_m/c の関係 (u_m : 微小振幅波理論で計算した底面水粒子速度の振幅) を現地観測及び実験結果から求めたものであり, また図-6 は, 堀川らが実験室において光学式計測して求めた, m , $u_m(\nu/T)^{1/2}$, h/λ (T : 波の周期, h : 底面からの高さ, λ : 砂漣の波長) の関係を示したものであり, 図中の曲線は各 h/λ に対応した実験曲線を示し, 東海村海岸において得られていた実測値と実験値とを比較してあるが, ほぼ満足すべき関係にあることが示されている。この曲線を利用すれば, 北大式の竹竿捕砂器による捕砂量を浮遊砂濃度に換算できることも示された。

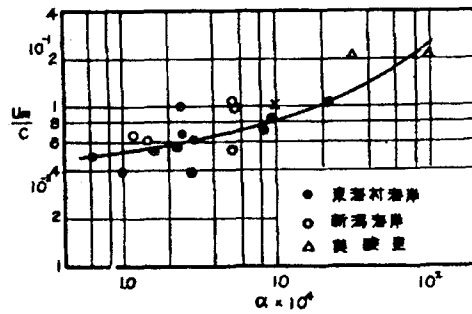


図-5 α と u_m/c の関係 (堀川による)

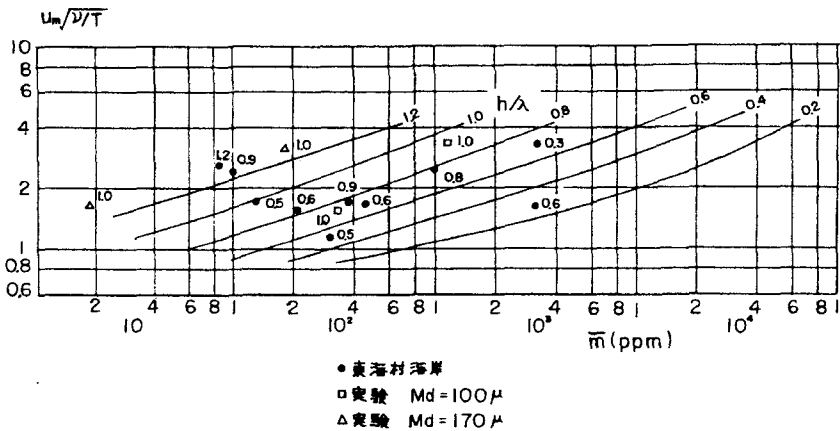


図-6 基準点濃度 $\bar{m}$ と $u_m(\nu/T)^{1/2}$, h/λ の関係

次に岸¹²⁾の「波動による底質の浮遊に関する研究」を紹介しよう。これも第1回海岸研究集会(昭和39年)

において発表されたものであり、その内容は以下のものである。

1. Eddy Viscosity in an Oscillatory Flow.

UnsteadyなTurbulent Boundary Layer をどのように考えたらよいか、昨年から無駄骨を折ってきましたが、J. G. Jonsson¹³⁾ (1963)の実験と梶浦¹⁴⁾ (1964)の理論に教えられて、研究の構想を纏めてみました。

Jonssonは、Unsteady Turbulent Boundary Layer でも、底面のごく近くの流速分布は Log-Lowに従うことを示しました。いままでにも Oscillatory Flow の観測はありましたが、殆どが潮流を対象にしたもので、風浪程度の短周期の波ではどうなるか多少懸念がありましたが、Jonsson の実験はこの疑問を解消いたしました。

LOG-Low が成り立つことから、Eddy Viscosity を(12.1)式で表す。以下ここでは梶浦の理論に立脚して考察を進める。

$$K_z = \kappa u_b^* (z + z_0) \quad (12.1)$$

ここに κ : karman constant (=0.4), z : 水底からの高さ, z_0 : Roughness length, u_b^* は bottom shear velocity の最大値に比例する量で、bottom shear velocity の amplitude を u_{bm}^* とすれば、(12.2)式で定義される。

$$u_z^* = (8/3\pi) u_{bm}^* \quad (12.2)$$

2. Distribution of Suspended Sediment

Suspended sediment の濃度の時間的な平均値を m とし、 m の水底からの高さによる変化を求める。濃度分布は(12.3)式で与えられる。

$$w_0 \frac{dm}{dz} + \frac{d}{dz} \left(K_z \frac{dm}{dz} \right) = 0 \quad (12.3)$$

これから(12.4)式が得られる。

$$\log \frac{m}{m_0} = - \frac{w_0}{\kappa a u_b^*} \log \left(\frac{z + z_0}{a + z_0} \right) \quad (12.4)$$

ここに、 m_a : $z=a$ の高さの点の濃度、 α : 係数、(12.3)式では Eddy Viscosity を K_z とおいた。

Oscillatory Flow であるから shear は周期的に変化し、平均濃度を維持しているのは shear の平均値に相当するものであろうし、(12.4)式にはそのための補正が必要である。Shear が正弦的に変化すれば、Shear Velocity の平均値では $\alpha \sim 0.7$ であるが、位相変化も考えれば一応 $\alpha \sim 0.5$ 程度と見積られる。

(12.4)式の当否を本間・堀川¹¹⁾の実験値によって調べる。Roughness Length z_0 を種々に変えて、濃度分布を整理した結果を図-7に示す。(ここでは Run1~Run7 のうち Run1~Run4 の3例について示した)

図-7によれば、 $z_0 = 2.0 \text{ cm}$ とすると、実験値は(12.4)式にしたがって分布し、(12.4)式の関係ひいては Eddy Viscosity に対する(12.1)式が成立することが認められる。

しかし、さらに詳細に図-7を観察すると、底面付近における濃度には、いくらかの系統的なはずれが残っている。これは、砂澁の谷での測定値であり、乱れの機構も違っているものと思われるが、流速分布の測定が進まなければ、細かい考察はできない。

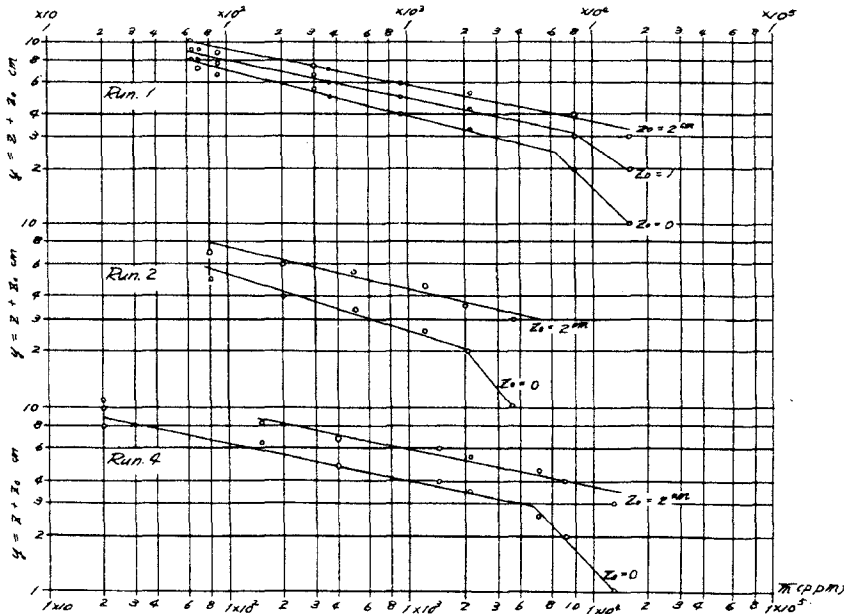


図-7 波による浮遊砂の時間的平均濃度の鉛直分布 (岸による)

図-7でみられる、さらに著しい特徴は、 $z_0=2\text{cm}$ にとった整理では、7実験を通じて濃度勾配が殆ど同じで、 $w_0/k \propto u_B^* = 3 \sim 5$ であるという点である。もし仮定のように $\alpha u_B^* = 0.5 u_B^*$ とすれば、 $1/k \propto 5.0$ あるから $w_0/u_B^* = 1$ でなければならない。 u_B^* の大きさは後に推定するとして、とにかくこの実験は、砂の移動限界のごく近くでおこなわれたはずである。

..... (中略)

後 記

この研究ノートは、現在進行中の「波動による底質の浮遊機構に関する研究 (海岸災害の総合的研究——代表者京大速水教授の分担研究) の構想である。この種の研究は本間、堀川、鹿島氏ら (前述) が数年前から継続されて多くの成果を発表されているのは周知の通りである。ただ筆者が当初から気に懸けていたのは、Eddy Viscosity あるいは Mixing Length の算出に Potential Theory の流速分布を用いる点で、結果が合うとすれば、それでも差し支えない物理的な理由がどこかに求められるはずと、種々考えていた。今回は観点を変えて、別の整理の仕方を実験結果を纏めることができないかを試みた。

本間氏らの整理と比べて、結果が特によくなったわけではないが、大体似た程度の纏まりで、この観点も全く成立しないわけではないと思う。

以上、昭和30年代における漂砂研究の成果の一端として、「波による底質の浮遊」という観点から説明してきたが、これらの研究以外にも多くの成果が得られていることはいうまでもない。ここでは紙数の関係で省略させていただいた。昭和38(1963)年、文部省科学研究費特定研究「海岸災害の総合的研究」が開始された。

この研究にはこの方面の大学における多くの研究者が参加し、研究組織として海岸災害総合研究班を組織し、それ以後精力的な研究が続けられた。その後、昭和50(1975)年には、科学研究費自然災害特別研究(1)となり、総合研究班も沿岸海洋災害専門分科会へと発展していった。この間毎年1回海岸災害研究集会を開催し、その場で議論された結果が「海岸災害研究ニュース」として刊行されてきた。上述した研究成果の一部はこのニュースによるものである。

次に、岩垣・榎木¹⁵⁾による沿岸漂砂量に関する研究の概要を紹介しよう。

波が汀線とある角をなして砕けた場合に起こる沿岸流は、沿岸漂砂を生じる重要な要素であり、沿岸流の流速の沿岸方向分布を知ることは、海浜地形の沿岸方向の変化と密接に関係している。一方、汀線に直角方向の流速分布は沿岸漂砂の移動量分布に密接に関係し、特に突堤のような構造物が存在する場合、沿岸漂砂量を算定する上で重要な要素となる。以上のように、沿岸漂砂量は沿岸流速に支配されるはずである。しかし、その沿岸流速のメカニズムの複雑さ及び波浪特性による沿岸漂砂の移動形式の相違(浮遊形式か、掃流形式か)によって沿岸漂砂量が異なるということ¹⁶⁾から、当時はまだ沿岸流速より沿岸漂砂量を推定する方法は確立されていなかった。

当時は、沿岸流を発生せしめる波の特性、特に波のエネルギーフラックスと沿岸漂砂量との関係を多くの現地観測及び実験値から求めて経験式を導き、沿岸漂砂量を推定する方法が採られていた。

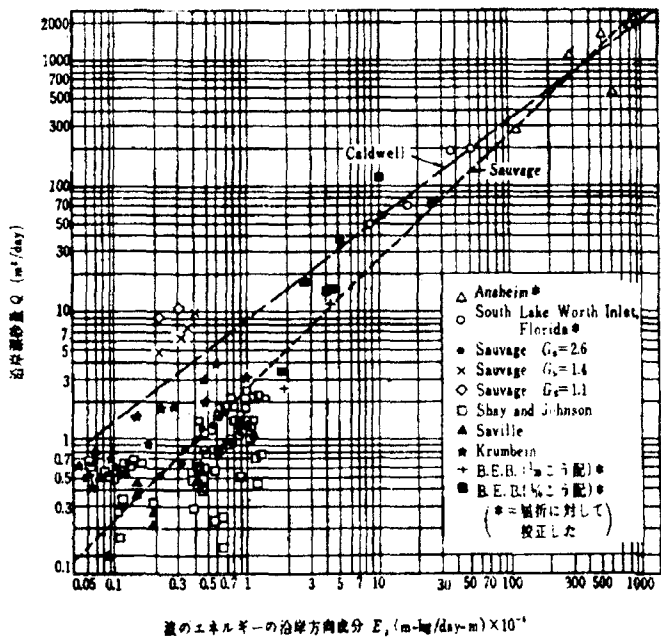


図-8 沿岸漂砂量とエネルギーフラックスの関係

Beach Erosion Board(現在の Coastal Engineering Research Center の前身)は実測結果から、沿岸漂砂量 Q_i を

$$Q_i = k E_i^* \tag{13.1}$$

と表し、 k 及び m は海岸の特性によって決定される係数であり、

$$E_i = \frac{\gamma H^2 L n}{8T} \sin \alpha_b \cos \alpha_b, \quad n = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{4\pi h/L}{\sinh(4\pi h/L)} \right] \quad (13.2)$$

さらに、 γ :海水の単位重量、 H, L :砕波点における波高、波長、 h :砕波水深、 α_b :砕波角、である。

(13.1)式で示される沿岸漂砂量式には、底質粒径や海底地形の特性（例えば、海底勾配）など効果が直接的に表現されていないため、係数 k 及び m をそれぞれの海岸で経験的に決定するはかなかった。図-8は、最初、J.M. Callidwell¹⁷⁾によって提案された方法を、その後多くの人々によって発表された資料を、R.P. Savage¹⁸⁾が纏めた沿岸漂砂量とエネルギーフラックスの沿岸方向成分との関係を示したものである。この図から明らかなように、実測データにはかなりのばらつきはあるが、Savage¹⁸⁾は $m=1.0$ 、すなわち、 $Q_i \cdot E_i$ であるとしている。ただし、実験資料の中には著しく小さい沿岸漂砂量を与えているものがあり、波のエネルギーに比して底質粒径の比較的大きいものが含まれているようであり、底質粒径の影響を考慮する必要があることを示唆している。

そこで、岩垣・榎木¹⁵⁾は底質粒径を考慮した新しい沿岸漂砂量公式を提案した(1960)。

いま、漂砂移動帯の幅を S とし、その幅 S を単位時間に移動する全漂砂量を Q_s とすれば、単位時間に汀線に平行な単位は場当たりの平均漂砂量 q_s は、 $q_s = Q_s/S$ (13.3)、である。

沿岸流に伴う海底の摩擦速度が沿岸流速に比例するものとし、平均漂砂量 q_s に対応して平均の沿岸流速 V を用いることにすれば、両者の関係を開水路における Kalinske-Brown型の流砂量公式に適用して、次のような関係式が仮定される。

$$\frac{q_s}{Vd} = A_1 \left[\frac{V^2}{(s-1)gd} \right]^m \quad (13.4)$$

ここに、 A_1 及び m :定数、 d :底質粒径、 s :底質の比重、 g :重力加速度である。

さて、(13.4)式における平均沿岸流速 V は、Putnam-Munk-Traylor¹⁹⁾のエネルギー理論から、

$$V = k_1 [(giH_b^2/T) \sin 2\alpha_b]^{1/3} \quad (13.5)$$

で表される。ここに、 k_1 :定数、 i :砕波点から汀線までの平均海底勾配、 H_b :砕波高、 T :波の周期、 α_b :砕波点における波の峰線と汀線とのなす角、である。また、(13.3)式における無次元漂砂帯幅 $S/L_0 \cos \alpha_b$ が相当沖波波形勾配 H_0/L_0 に比例することを実験によって明らかにした。すなわち、

$$S/L_0 \cos \alpha_b = k_2 H_0/L_0 \quad (13.6)$$

ここに、 k_2 :比例定数である。(13.3)、(13.5)及び(13.6)式を用いて(13.4)式を変形し、さらに $H_b \cdot H_0'$ という関係を用いると次の式が得られる。

$$\frac{Q_s}{\Psi} = A_2 \left(\frac{k_2 E_i i^{2/3}}{\Phi} \right)^m \quad (13.7)$$

ここに、

$$\psi = (gH_0^3)^{1/2} (H_0/L_0)^{1/6} d (j \cdot \sin 2\alpha_b)^{1/3} \cos \alpha_b \tag{13.8}$$

$$\varphi = (s-1) Y (gH_0)^{1/2} (H_0/L_0)^{1/6} d L_b (\sin 2\alpha_b)^{1/3} \tag{13.9}$$

$$E_i = \frac{1}{16} Y \left(\frac{L_b H_b^2}{T} \right) \sin \alpha_b \tag{13.10}$$

$$\Lambda_2 = \Lambda k_1 k_2 / (2\pi)^{1/6}, \quad k_3 = 16 (2\pi)^{1/6} k_1^2 \tag{13.11}$$

著者らの実験結果と宮津及び明石海峡北岸における実測資料を用いて、(13.7)式で示される無次元量 Q_s/ϕ と $E_i j^{2/3}/\phi$ との関係をプロットすると、図-9に示す結果が得られた。

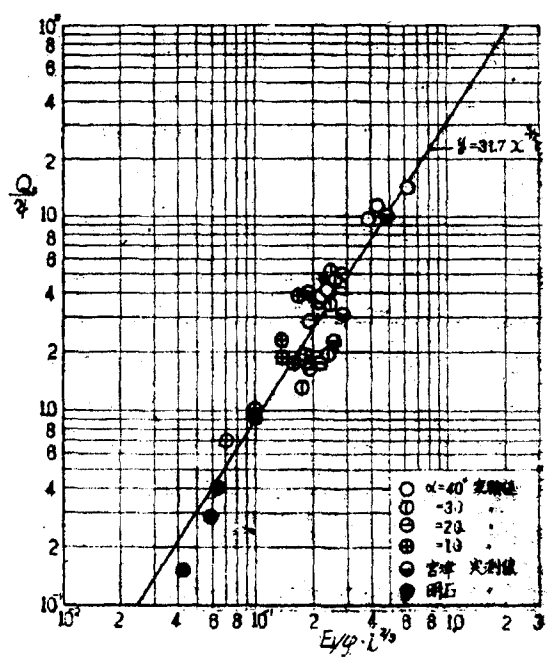


図-9 無次元漂砂量とエネルギーフラックスとの関係

この図から、ある程度のばらつきがみられるが、底質粒径の異なった実験及び実測のそれぞれの結果は、ほぼ $\Lambda_2=31.7$ 、 $m=3/2$ であることを示している。

最後に、筆者²⁰⁾自身の「海浜の平衡勾配」に関する研究について言及しよう。

図-10はShepard²¹⁾がCaliforniaの海岸において1938～1939年に観測した海浜断面形状の季節的変化を示すものである。この図から明かなように、海浜断面形状は季節的な変化を繰り返し、いわゆる、正常海浜と沿岸砂州をもつ暴風海浜が交互に出現することがわかる。J. W. Johnson²²⁾は $H_0/L_0 \geq 0.02 \sim 0.03$ のとき暴風海浜となり、 $H_0/L_0 \leq 0.02$ のとき正常海浜になることを示した。当時(1960)、すでに、一定勾配の海浜に、一定の特性をもつ波を長時間作用させ続けると、ある時間経過後、同じ波を作用し続けても海浜断面形状が変化しない、いわゆる、平衡勾配形状になることが知られていた。さらに、この平衡形状は作用させる波の特性によって、正常海浜あるいは暴風海浜になること、その二つの形状の限界はJohnsonが示したように沖波波形勾配に支配されることとされていた。しかし、筆者らは平衡形状がJohnsonが示した沖波波形勾配のみによって分類されるのかどうか疑問を持っていた。その当時以前になされた海浜形状に関する実験は比較的小さい実験水槽(例えば、波の特性 $H_0=2 \sim 6.5\text{cm}$, $T=0.8 \sim 2.0\text{sec}$ 程度)であった。幸い、筆者は当時としては大型の水槽を利用することができた。その概要は次のようである。

「実験は京大防災研究所宇治川水利実験所にある長さ70m、幅1.0m、深さ1.5mのコンクリート製片面一部ガラス張りの大型水槽を用い、その一端に1/10勾配の固定海浜を設け、その上に平均粒径0.36mm、比重2.70のほぼ均一な砂を20cmの厚さに敷きならべた。水槽の他端には7.5HPのプロアーを用いた減圧式造波機が設置されている。実験に用いた波の特性は沖波波高が9.0～28.2cm、周期が2.0～4.3 secである。なお、一定水深部の水深は1mとした。」

図-11は実験結果の一例であって、沖波波形勾配が $H_0/L_0=0.23$ とはほぼ一定であるにもかかわらず、 H_0/d の値が異なると、正常海浜になったり、あるいは暴風海浜になることがわかった。図-12は筆者らの実験のみでなく、それ以前になされた多くの実験結果を用いて平衡海浜を H_0/L_0 と H_0/d との関係で分類したものであり、これら二つの形状は H_0/L_0 のみでなく H_0/d にも関係することを明らかにした。

4. おわりに

昭和20～30年代において我が国でなされた海岸漂砂に関する研究の一部を紹介してきた。当時はまだ電子計算機は未発達であり、また現地観測における計測器も十分でなく、その困難さは想像に絶するものであった。さらに、当時なされた実験の結果を現地に適用しようとしても、模型実験における縮尺効果の問題も未解決であり、これらの問題を解決するためにも多くの努力が払われた。しかし、こうした困難さにもかかわらず

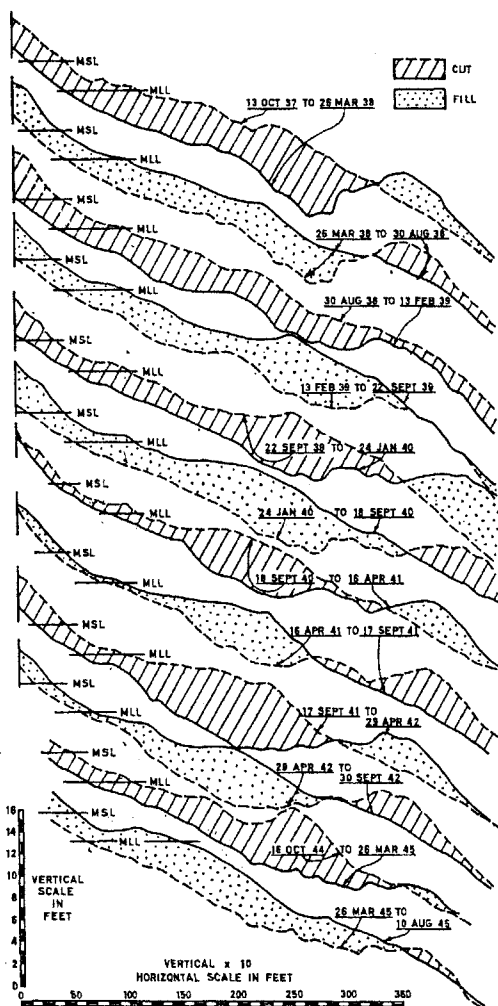


図-10 Scripps Pierにおける海浜断面の季節変化 (Shepardによる)

らず、海岸工学のパイオニアとして、われわれの先輩がなした研究に対する意欲と努力には敬意を表する次第である。最後に、本分を執筆するにあたり、筆者の独断で多くの先輩の研究結果を引用させていただいたことをお詫びするとともに、感謝の意を表する次第である。

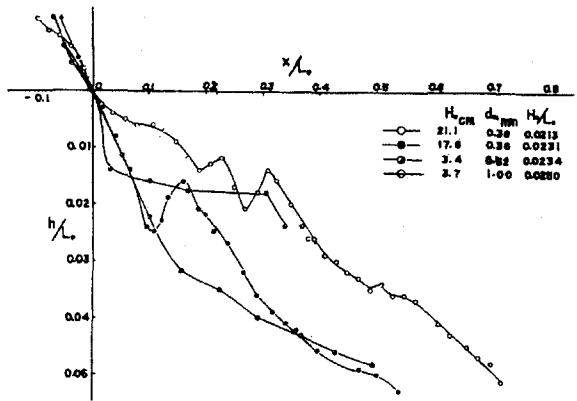


図-1 1 平衡勾配に実験結果の一例

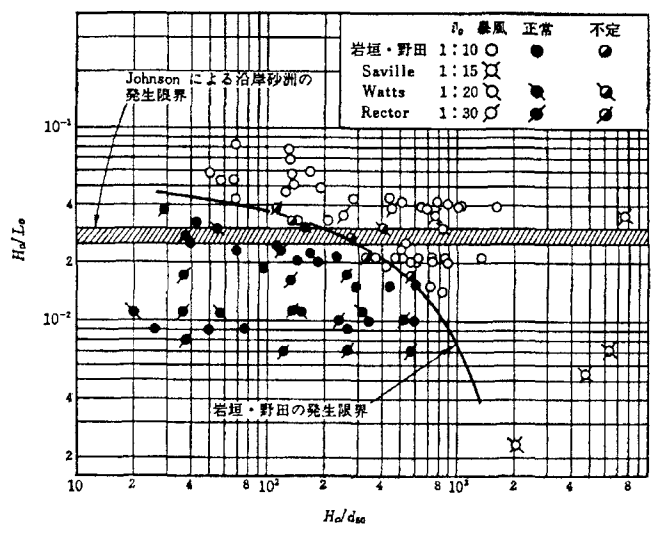


図-1 2 沿岸砂洲の発生限界

参 考 文 献

- 1) 岩垣雄一：海岸侵食論，1966年度水工学に関する夏期研修会講義集，B.海岸・港湾コース，1966，pp17-1～17.
- 2) 塘 恒雄・西条時也・金子松雄・清水光夫：浅海部における海底地形と底質，新潟港技研調査報告書，第3報，新潟海岸の欠損について，昭26，PP. 40-104.
- 3) 鳥取県漂砂対策調査委員会編：漂砂対策調査報告書，昭25，112p.

- 4) 石原藤次郎・岩垣雄一・堀 俊之：泉南海岸の侵食に関する基礎的研究，泉南海岸調査報告書，第1報，
昭26，pp.78-99.
- 5) 堀川清司：漂砂論，1965年度水工学に関する夏期研修会講義集，B.海岸・港湾コース，1965，
pp.14-1~25.
- 6) 福島久雄・溝口 裕：漂砂とその測定について，第2回海講，昭30，pp.
- 7) 福島久雄・柏村正和：漂砂とその測定第2報，第4回海講，昭32，pp.
- 8) 福島久雄・柏村正和：漂砂とその測定第4報，第6回海講，昭34，pp.
- 9) 福島久雄：漂砂観測について，海岸災害研究ニュース，第2号，1965，p.6.
- 10) 堀川清司：波浪による砂の捲き上げと浮遊機構，海岸災害研究ニュース，第2号，1965，pp.25-26.
- 11) 本間 仁・堀川清司・鹿島遼一：波による浮遊砂に関する研究，第11回海講，昭39.
- 12) 岸 力：波動による底質の浮遊に関する研究ノート，海岸災害研究ニュース，第2号，1965，
pp.20-29.
- 13) Jonsson, I.G.: Measurements in the Turbulent Wave Boundary Layer, Proc. IAHR, London, 1963.
- 14) Kajiura, K.: On the Bottom Friction in an Oscillatory Current, Bull. Earth Res. Inst., Tokyo
Univ., vol. 42.
- 15) 岩垣雄一・榎木 亨：沿岸漂砂量の新算定法について，第7回海講，1960，pp. 58-67.
- 16) Saville, J.W.: Model Study of Sand Transport Along an Infinitely Long Straight Beaches,
Trans. AGU, 1950, pp. 555-565.
- 17) Caldwell, J.M.: By-passing sand at South Lake Worth Inlet, Florida, Proc. 1st Conf. on
Coastal Eng., 1950.
- 18) Savage, R.P.: Laboratory Determination of Littoral-transport Rates, Proc. ASCE, No. WW 2,
1962.
- 19) Putnam, J.A., W.H. Munk and M.A. Traylor: The Prediction of Longshore Currents, Trans.
AGU, vol. 30, no. 3, 1949, pp. 337-345.
- 20) Iwagaki, Y. and H. Noda: Laboratory Study of Scale Effects in Two-dimensional Beach
Processes, Proc. 8th Conf. on Coastal Eng., 1963.
- 21) Shepard, F.P. and D.L. Inman: sand Movement on the Shallow Inter-canyon Shelf at La Jolla,
California. BEB tech. Memo. 26, 1951.
- 22) Johnson, J.W.: Scale Effects in Hydraulic Model Involving Wave Motion, Trans. AGU, Vol. 30,
No. 4, 1949.