

II-67 波による浮遊砂に関する実験

東京大学工学部 正員 本間 仁
 東京大学工学部 正員 堀川 清司
 東京大学大学院 正員 鹿島 遼一

I 緒言

浅水域に波が進行して来ると、水粒子の運動に伴う砂の運動が生ずるようになり、それが数回になると砂連が形成される。砂連の上流面又は頂部に沿う流れによって砂粒子は下流側の谷に生じる渦に巻き込まれる。渦は流向が転ずると砂連斜面に沿って谷を離れ、上方に移動する。この時、砂は渦に巻き取られて上方に動き、浮遊砂が供給される。波の半周期毎に生じて底面を離れる渦が砂をとり出し、拡散させる機構は浮遊砂の状態が一方の方向の流れとは異なることを予想させる。又、特に砂連が重要視される理由である。筆者らは光電管を用いて光の透過率による浮遊砂濃度の測定をし、浮遊砂の性質を明らかにしようとして試みた。現在迄に得られた成果の一端を述べる。(慣用でない記号の中、断り書きのないものは最後に一括した。)

II 実験方法

実験は長さ24.5cm、深さ60cmの二次元造波水路を内径15cmに仕切り、観測部を内面から

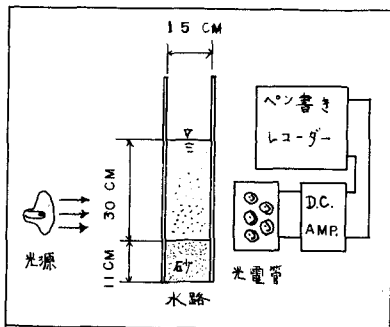


図1 測定方法

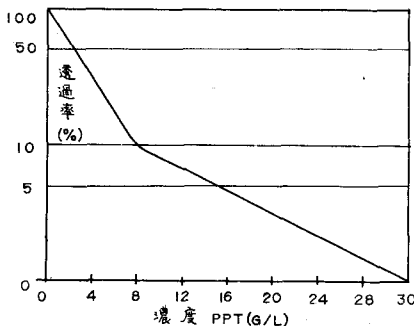


図2 濃度計オリグラフション

ス張りとした。仕切りは濃度計を使用する必要からである。底に7mにわたり厚さ11cm程に砂を敷き、水路末端にはスルム層及び金網による約1/4勾配の消波装置を置き、反射は1割以下に抑えることができた。測定法を図1に示した。光電回路及び直流増幅回路は直線性を重視して製作した。濃度は波高と同時に高さ1.5cm間隔で5点を同時測定した。測定は砂連が安定してから開始した。一部突起面のこして平坦な砂床に生ずる砂連が安定するには30分~20時間を要した。波は水深30cmで周期1.0~1.72sec、波高5.0~13.9cmである。生じた砂連の大きさを考えて側壁の影響は大きくない。砂は125~210μに85%以上が入る、siltを含まない均一なものである。図2は濃度計のオリグラフションの結果である。

III 実験結果

1) 平均濃度: 濃度記録を5周期間で平均して高さ毎に平均濃度を求め、1例を図3に挙げた。図中の高さは底の平均面からの高さである。他の例を見ても波による攪乱が弱い場合には Fairchild¹⁾が指摘したように砂連の山と谷とではその上の平均濃度が異なり、山の方が高い。しかし

流速が或値以上では顕著な差がなく、平均面からの高さによって一様に変化する。今回はぐの字型の分布は見られなかった。これは模型中での砂粒子の沈降速度が相対的に大きいからであろう。底から水深の5%の点における平均濃度と底面近くの最大流速の関係を図

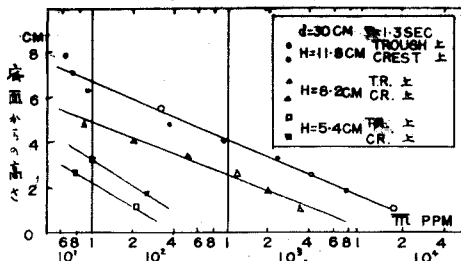


図3 平均濃度分布の例

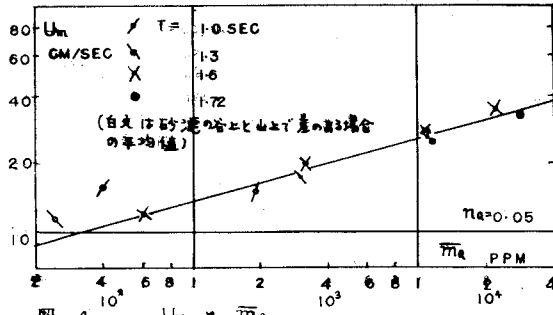


図4 U_m と m_a

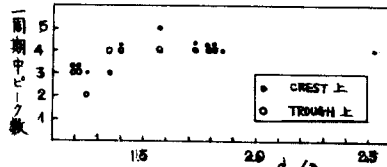


図5

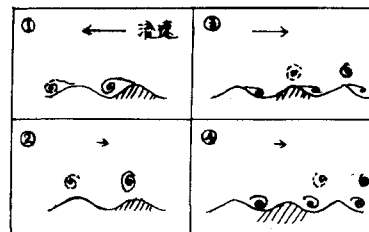


図6

4)に示す。この関係は現地と実験が一致しないが、波浪の性質の差とともに砂運に起因する scale affect の可能性も考え得る。今後の検討を要する。

2)濃度の周期的変化：一度波をとめ、砂を沈降させてから再び波を当てると10波程度で濃度は平均的には定常になり、その周期的変化を示す。ピークの回数は一周期に4回が一般的である。(図5) 波による

濃度が岸向き(沖向きでも良いが)最大を過ぎたとき、潮は砂運の谷の部分で高い濃度を有する。流れが沖向きに変わると潮は砂運の岸側面に沿い、砂運頂部を横切り、砂を拡散し、更に沖側の砂運頂部に達し、そこを過ぎると拡散と沈降によって砂濃度の集中はなくなる。これを反対向きにもくり返すためである。(図6) この事から砂運の山上と谷上では濃度変化の位相がずれていることが

分る。濃度変化の例を図7に示す。時間軸0点は波のcrestがその真に達した時と、である。図6の②の段階は図7の最初のピークに相当する。図7中の $T/4$ 附近のピークは陸上している砂運に接する谷に生じた潮の濃度である。

3)砂運：砂運の大きさを砂粒子及び波の条件から決定することを試みた。筆者らはすでに砂運の大きさを総合的に整理できたことを見出した²⁾。それによると、 λ と λ/d_s は粒径に無関係に一定の関係がある。又、 $\frac{dx}{dt}$ と $\frac{U_{ms}}{U_p}$ は粒径をパラメーターとして含み一定の関係がある。そこで各無次元量を両対数目盛でプロットし、且つ後者の関係について粒径100~200 μ , 200~300 μ , 300~400 μ に分けてプロット

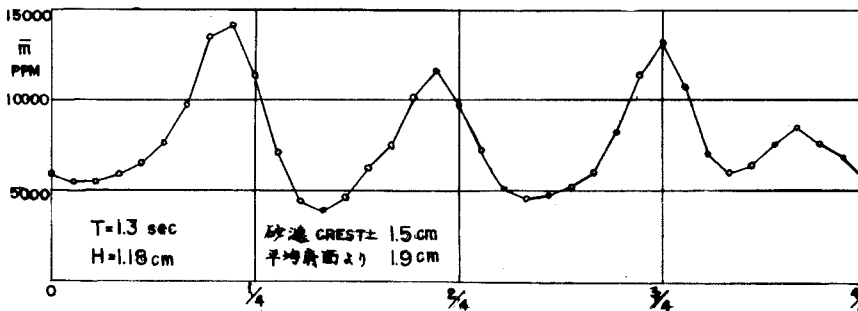
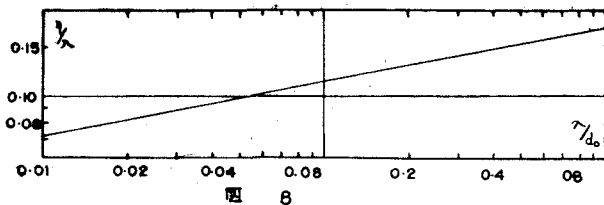


図7

することにする。それらの範囲で直線的な関係が成立っている。Inman, Scott及び筆者らのデータ(約2200)の直線にのる範囲のものに対し、式



を得た。

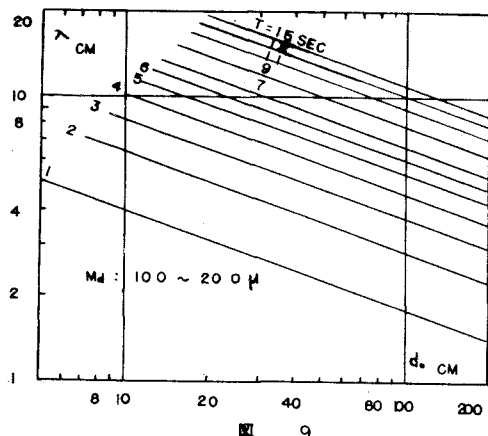
$$\frac{\eta}{\lambda} = 0.175 \left(\frac{\gamma}{d_0} \right)^{0.190} \dots (1), \quad \lambda = \alpha T^\beta d_0^\gamma \dots (2)$$

但し、 α, β, γ は表 1 のように与えられて、

λ, d_0 は cm, T は sec 単位で $\eta = 0.01 \text{ cm}^2/\text{sec}$ とした。

Md	α	β	γ
100 ~ 200 μ	8.85	0.674	-0.348
200 ~ 300 μ	1.93	0.289	0.422
300 ~ 400 μ	3.76	0.409	0.182

表 1



(1) 式をグラフにしたのが図 8 であり、(2) 式が図 9 ~ 11 である。但し図 9 ~ 11 では $\lambda = d_0$ が限界になっていて (2) が無制限に成立つ訣でない。又図 10, 11 の曲線部分は $\lambda \sim \frac{1}{d_0}$ の関係で直線からずれる部分とある。この附近ではデータが少ないうので直線部分の精度は良くない。粒径によって図 9 ~ 11 を選択し d_0 と T から λ を求め、 γ_d を計算し

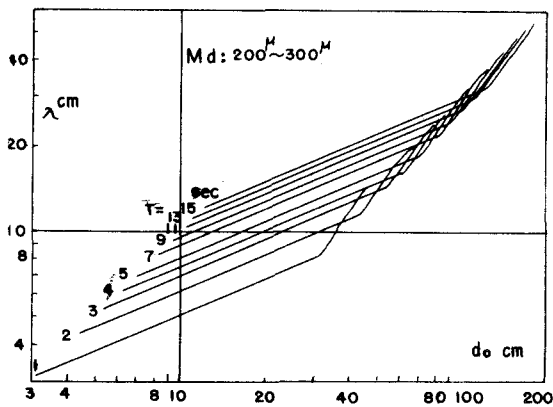


図 10

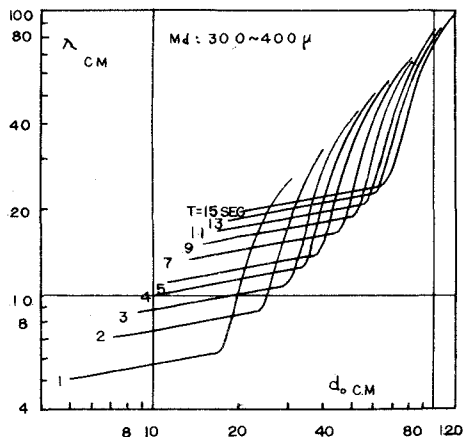


図 11

図 9 より λ を決定すれば γ も求まる。データの不足から大粒径は除いた。浅水波諸元を知って砂選を推定する方法として有用であろう。更にデータを集積して改めて行きたい。

4) 濃度分布型: 拡散係数の形として、 $\varepsilon' = K^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|^3 / \left| \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right|^2$ を採り、 u に浅水波理論による式を入れ、平均濃度に関する有効な拡散係数という意味で定数 K を導入し、

$$\varepsilon = \frac{1}{K} \frac{HC}{\sinh kd} \frac{\sinh^2 k(z+d)}{\cosh^2 k(z+d)} \quad \text{として濃度の平衡方程式を解く。}$$

$$W_0 \frac{\partial \bar{m}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon \frac{\partial \bar{m}}{\partial z} \right) = 0 \quad \text{において } K \text{ を定数として積分すると}$$

$$\frac{\bar{m}}{\bar{m}_a} = \exp \left[-K \frac{W_0}{HC} \sinh kd \cdot \frac{1}{4\pi} \left\{ \frac{\cosh knd}{\sinh^2 knd} - \frac{\cosh knd}{\sinh^2 knd} - \log \left| \frac{\tanh \frac{knd}{2}}{\tanh \frac{knd}{2}} \right| \right\} \right]$$

$$\text{但し } z = -d \text{ 時 } \bar{m} = \bar{m}_a \text{ であり } \frac{z+d}{d} = \eta, \quad \frac{d-z}{d} = \eta_a \text{ となる。}$$

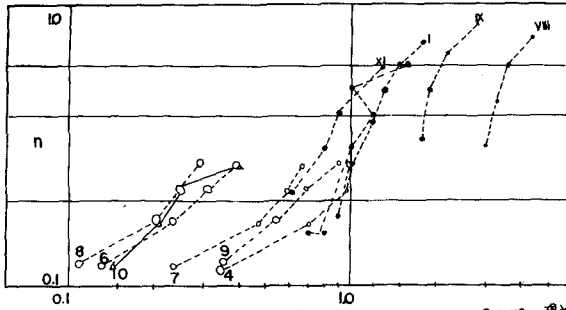


図 12

$\frac{m}{m_a}$ のデータとして本実験は東海村海岸における竹竿トラップのデータを用いて K を算定すると図 12 のようになり K は 0.1 ~ 4.5 位の範囲で高さによる変化を示している。 $K = f \eta^2$ として高さ方向の変化を除けば U に浅水波理論式を用いたことを考慮すれば f は波の性質と境界の性質によって表わされると考えてよい。簡単には $f = A \left(\frac{H}{L} \right)^m \left(\frac{d}{\eta} \right)^n$ の形で決定すると $m=n=1$

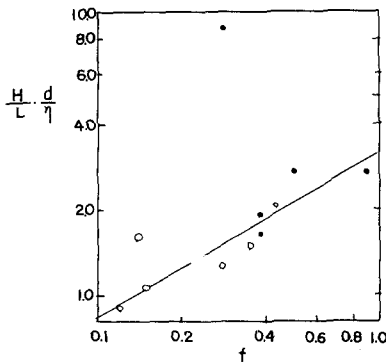


図 13

を時がよい。(図 13) 図 13 によって

$$f = 0.135 \left(\frac{H}{L} \cdot \frac{d}{\eta} \right)^{1.2}$$

故に濃度分布は次の形で表わされる。

$$\frac{m}{m_a} = \exp \left[-0.0106 \frac{W_0}{C} \cdot \left(\frac{H}{L} \right)^{0.4} \left(\frac{d}{\eta} \right)^{1.4} \eta^{\frac{1}{2}} \sinh knd \left\{ \frac{\cosh knd}{\sinh knd} - \frac{\cosh knd}{\sinh knd} \right. \right. \\ \left. \left. - \log \left| \frac{\tanh \frac{knd}{2}}{\tanh \frac{knd}{2}} \right| \right\} \right]$$

この算定の際に現地条件の η は推定したが傾向はつかぬことができた。(図 13 中の黒点)

IV. おまけ

本研究は昭和 38 年度文部省科学研究費による研究成果の一部である。また本研究に協力された間瀬昭次、小坂英治両君に感謝の意を表す。

記号

m : 平均濃度

λ, η : 石狩連波長及び波高

m_a : 基準値 $m=m_a$ における平均濃度

M_d : 中央粒径

U_m : 底面近くの水粒子最大軌道速度

W_0 : 沈降速度

d : " " の移動全振幅

C : 波速

$$\text{即ち } U_m = \frac{\pi H}{T} \cdot \cosh \frac{\pi d}{L}, \quad d = H \cosh \frac{\pi d}{L}$$

参考文献

1. Fairchild, J.C., Suspended Sediment Sampling in Laboratory Wave Action, B.E.B. Tech. Memo. No. 115, 1956.
2. Ham-ma, M. & Horikawa, K., Suspended Sediment due to Wave Action, Proc. 8th Conf. on Coastal Eng., 1963.
3. 本間, 堀川 浮遊砂濃度について 東海村海岸調査報告 (第 2 報) 日本原子力発電株式会社, 1960.
4. Inman, D.L., Wave Generated Ripples in Nearshore Sands, B.E.B. Tech. Memo. No. 100, 1957.
5. Scott, T., Sand Movement by Waves, B.E.B. Tech. Memo. No. 48, 1954.