

波による底泥の質量輸送および泥浜の地形変化について

沈 道 顕*・横 木 裕 宗**・磯 部 雅 彦***・渡 辺 晃***

1. はじめに

泥浜海岸の開発と環境問題への関心の高まりに伴って、海岸における波と底泥との相互干渉およびその結果生ずる地形変化の問題が関心を集めるようになった。これらに関する研究は、水質汚濁や航路および泊地の埋没等の諸問題に対して、非常に重要である。

波による底泥の運動を正確に予測するためには、底泥のレオロジー特性を知ることが必要である。波による底質輸送の予測モデルは数多く提案されており、これらの中で底泥は粘性流体、または粘弾性体、あるいは塑性体というように仮定されている。しかし、実際の底泥のレオロジー特性はこれらと若干異なる。いくつかの研究結果(鶴谷, 1987; 柴山, 1989; Huynh ら, 1992)によると、底泥のレオロジー特性はその含水率によって変化することや、また、その圧密状態と密接に結びついていることがわかってい

る。本研究においては、まず、波作用下での底泥内の含水率の鉛直分布の変化に関する、実験を行った。次いで、その結果に基づいて簡単な含水率変化の数値モデルを構築した。その上で、実験的に得られたレオロジーモデルを用いて底泥運動とそれによる地形変化を解析すると同時に、底泥運動によるエネルギー減衰を考慮した緩勾配方程式によって波浪変形を解析した。また、室内実験で地形変化および波高分布を測定し、その結果を計算結果と比較し検討した。

2. 波による底泥の圧密及び含水率の変動

(1) 実 験

波による底泥の運動を正確に予測するためには、波作用下での底泥内の含水率の鉛直分布およびその経時変化の評価が必要である。

底泥の含水率の変化に関しては、波の影響を明らかにするために、カオリナイトを試料に用いて、静水状態と波作用状態の2種類の室内実験を行った。

静水状態での実験は以下のように行った。一辺 45 cm のプラスチック製の直方体の箱と直径 38 cm のプラスチック製の円筒形の箱に、それぞれ厚さ 14.4 cm と 12.1 cm の一様含水率の底泥層を敷き、その上に、それぞれ深さ 30 cm と 26 cm 分の水道水を入れて、放置した。そして、底泥層の沈下量と含水率の鉛直分布の経時変化を測定した。その結果の一例を図-1 および図-2 に示す。

また、波作用下での実験は、図-9 に示す実験水槽を用い、表-1 の条件で、2 層底泥(表中で*をつけたもの)と1層底泥の場合について行った。実験では、波高分布および波方向に沿ってのいくつかの鉛直断面での含水率の鉛直分布を測った。図-3 と図-4 に波作用下での含水

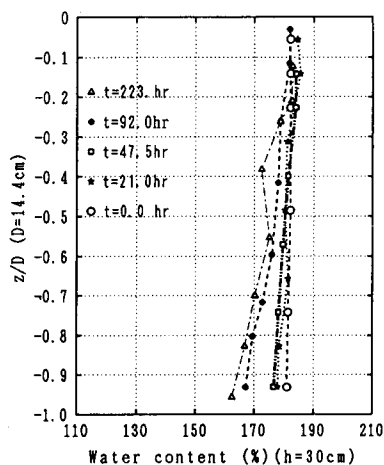


図-1 静水状態での含水率の変化

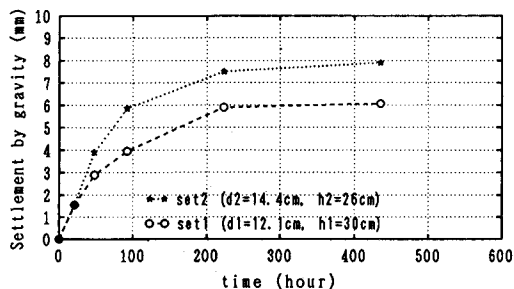


図-2 静水状態での底泥層の沈下量

* 学生員 工修 東京大学大学院 土木工学専攻

** 正会員 工修 東京大学助手 工学部土木工学科

*** 正会員 工博 東京大学教授 工学部土木工学科

表-1 含水率の変化に関する実験条件

Run	泥厚 (cm)	含水比	波高 (cm)	周期 (s)
WE92E	16.4* (8+8.4)	(182, 120)	5.52	1.02
WE93A	16.0	175	5.20	1.02
WE93C	12.0	175	6.00	1.02

率の変化の例を示す。

静水状態と波作用下での実験においては、底泥厚および含水率の初期値が違ふものの、2種類の実験結果を比較すると、含水率の変化に関して次の様なことが確認された。静水状態では底泥は圧密されるだけであるのに対し、波作用下では底泥の表層が“液状化”し下層では圧密される。特に波作用下では下層の圧密が著しく促進される。また、波作用下での含水率の変化には、波高、波

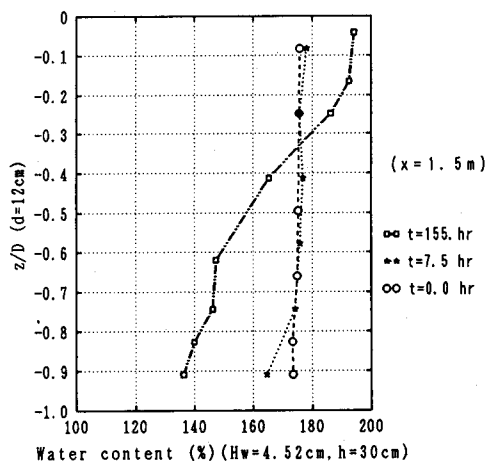


図-3 波作用下での含水率の鉛直分布の変化 (Case WE93C)

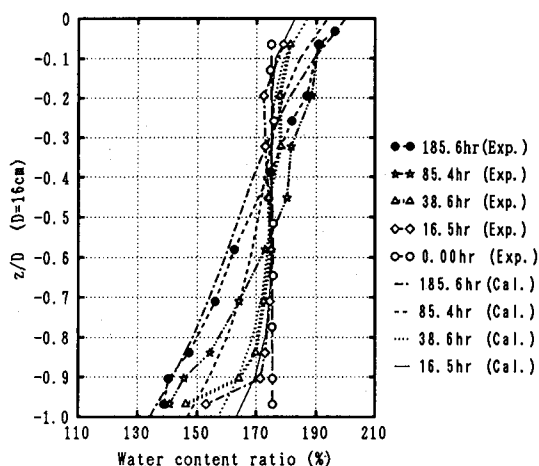


図-4 波作用下での含水率の計算結果と実験結果との比較

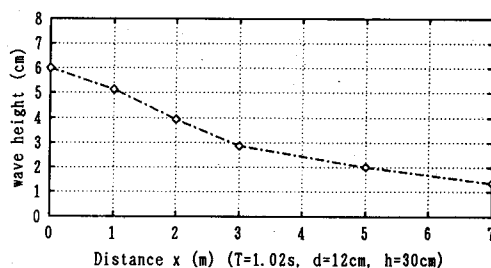


図-5 波高分布の測定結果

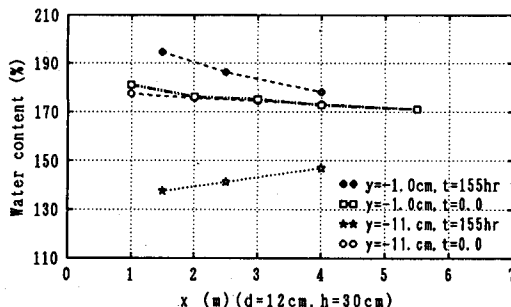


図-6 含水率の波の進行方向分布

長、水深や泥厚など、種々のパラメータが影響を与える。図-5,6は波高分布及びそれに起因する含水率の波の進行方向の変化を測定したものの一例である。

(2) 底泥の圧密と含水率の変化のモデル

前に述べた実験現象をシミュレーションするためには、多くの実験および理論的解析を必要とする。本研究における試みでは、初歩的なステップとして、底泥の含水率の変化を再現するための簡単なモデルを構築する。

波作用下では底泥の表層が液状化し、下層では圧密されるという現象を、液状化による底泥の含水率の増加と圧密による含水率の減少とに分けてモデル化していくことにする。

a) 圧密による含水率の減少

波の1周期の間に、底泥は正の波圧と負の波圧を交互に受ける。そこで、重力と正の波圧を受ける底泥の圧密現象は、重力と外力を受ける粘土の圧密現象と似ていると考えられる。従って、土質力学で一般的な1次元圧密方程式を用いることができる。

$$\frac{\partial e}{\partial t} - \frac{\partial e}{\partial z} \left[g(e) \frac{\partial e}{\partial z} \right] - f(e) \frac{\partial e}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

正の波圧と重力の作用下において、上式中の係数を決めるのは、土質の特性だけでなく、波の特性も含まれる。したがって、その係数は次式のように表される

$$g = -\frac{k(e)}{\rho_f(1+e)} \frac{d\sigma'}{de} [1 + g_{wm}(H_w, L, h, d, \sigma' \dots)] \quad \dots\dots\dots (2)$$

表-2 再現計算に用いる実験条件

$k_c(e)/[\rho_f(1+e)]$	$k_i(e)/[\rho_f(1+e)]$	g_c	g_i	dp_m/de
4.0×10^{-11}	3.0×10^{-11}	7.2×10^{-9}	1.9×10^{-9}	18.0

$$f = -\frac{\rho_s - \rho_f}{\rho} \frac{d}{de} \left\{ \frac{k(e)}{1+e} [1 + f_{wm}(H_w, L, h, d, \sigma' \dots)] \right\} \dots (3)$$

ここに、 e は間隙率、 k は透水係数、 σ' は有効応力、 s と ρ_f はそれぞれ粘土と海水の密度であり、 d は底泥層、 H_w は波高、 L は波長、 h は水深である。式(1)を閉じたものとするため、Lee・Sills (1981) に従って、間隙率と有効応力、および透水係数と間隙率の関係がそれぞれ線形であると仮定する。また、底泥の収縮係数と膨張係数が異なると仮定すれば、波作用下での圧密現象が再現できることになる。このことを用いて、式(2)と(3)を簡単化すると、次式のように表される。

$$g_c = \frac{k_c(e)}{\rho_f(1+e)} \frac{dp_m}{de} \left\{ 1 + a_c \left(\frac{H_w}{L} \right)^{m_1} \left(\frac{H_w}{\sqrt{hd}} \right)^{m_2} \cdot \frac{k_c(e) - k_i(e)}{k_c(e) + k_i(e)} \right\} \dots (4)$$

$$f_c = \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \frac{d}{de} \left\{ \frac{k_c(e)}{1+e} \left[1 + \frac{k_c(e) - k_i(e)}{k_c(e) + k_i(e)} \right] \right\} \dots (5)$$

ここで、 k_c と k_i はそれぞれ収縮と膨張状態での透水係数であり、 p_m は間隙水圧、 a_c 、 m_1 および m_2 は定数である。適当な境界条件および初期条件を選べば、Been・Sills (1981) の方法によって簡単化された圧密方程式の解析解が求まる。

b) “液状化” による含水率の増加

本論では“液状化”という言葉をも、土質力学における定義に倣い、“底泥の膨張”という意味で用いる。波作用下での底泥の液状化は圧密の逆過程を仮定すると、先に述べた圧密の取り扱い方法において、収縮時と膨張時の透水係数を逆に变化させることにより、液状化に関する簡単化された支配方程式を導くことができる。ただし、支配方程式中の係数を決定するための式では、負の波圧の影響のみを考えて、

$$g_i = \frac{k_i(e)}{\rho_f(1+e)} \frac{dp_m}{de} \left[a_i \left(\frac{H_w}{L} \right)^{m_3} \left(\frac{H_w}{\sqrt{hd}} \right)^{m_4} \cdot \frac{k_c(e) - k_i(e)}{k_c(e) + k_i(e)} \right] \dots (6)$$

$$f_i = \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \frac{d}{de} \left[\frac{k_c(e)}{1+e} \cdot \frac{k_c(e) - k_i(e)}{k_c(e) + k_i(e)} \right] \dots (7)$$

で表す。ここに a_i 、 m_3 および m_4 は定数である。

以上に述べた二つの部分の計算結果を接続させることにより、波作用下での含水率の鉛直分布を得り、これよ

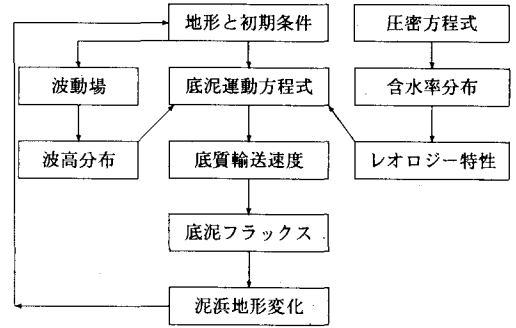


図-7 泥浜の地形変化の数値モデルの構成要素

り、“液状化”部分の厚さも決定される。図-4 は波作用下での含水率の変動を計算した結果と実験結果とを比較したものの一例であり、その再現計算に用いた主な数値を表-2 に示す。図より両者の鉛直分布形状は似ているが、底面近傍では差が大きい。これはモデルが簡単なものであり、また圧密方程式の非線形項を無視したためと考えられる。

3. 泥浜の地形変化モデルについて

図-7 に泥浜の地形変化を予測する数値モデルの構成要素を示す。モデルの各部分の詳細については以下の各段落で述べるが、ここでモデル全体の簡単な流れを説明しておく。まず、計算する領域の初期条件及び底泥の特性値を与える。次いで、波動場および波高分布を、底泥の運動と組み合わせて解く。そこで底泥のレオロジー特性は含水率ならびに圧密状態によって変化するので、含水率の変化を同時に求める。最後に質量輸送速度及び地形変化の計算を行う。なお、以下の試みでは、簡単な1次元問題に限る。

(1) 底泥の構成方程式

波と底泥の相互干渉が複雑になるのは、主に底泥のレオロジー特性と動的変化によるものである。そのレオロジー特性をできるだけ正確に表現するため、動的回転せん断試験機を用いた実験結果に基づいて、次の構成方程式を用いた。

$$\tau = G\varepsilon - \tau_0 \tanh(a_c \varepsilon) + \mu \gamma + \tau_0 \tanh(a_\mu \gamma) \dots (8)$$

ここで、 ε 、 γ はせん断歪およびせん断歪速度であり、 τ はせん断応力である。式中の係数は含水率の関数として決定される。ただし、実際に係数を決定するのは難しいため、An・柴山 (1991, 1992)、Shen et al. (1993) の従来の研究を参照して決める。

(2) 波浪場と波高分布及び底泥の運動

波作用下において、進行方向に向かって底泥の運動は減衰する。その結果、底泥の表面に勾配ができるが、これは底泥の運動に大きく影響する。底泥表面の傾斜角の

影響を取り入れると運動方程式は

$$\rho_m \frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial \tau}{\partial z} - (\rho_s - \rho)g \sin \theta \quad \cdots \cdots (9)$$

となる。ここに、 u は底泥の運動速度、 p は動圧力であり、 ρ_m と ρ_s はそれぞれ底泥の任意の位置での密度と表層での密度、 θ は底泥表面の勾配である。

波浪場の解析には、底泥層におけるエネルギー減衰を含む緩勾配方程式を用いる。ほぼ一定水深の2次元問題では、緩勾配方程式は、次式となる。

$$\frac{d^2 \phi}{dx^2} + \bar{k}^2 \phi = 0 \quad \cdots \cdots (10)$$

ただし

$$\bar{k}^2 = k^2 \left(1 + \frac{iCf_w}{C_g \sigma} \right) \quad \cdots \cdots (11)$$

ここで $\phi(x)$ は速度ポテンシャルであり、 k は波数、 C と C_g はそれぞれ波速と群速度、 σ は角周波数である。 f_w を波のエネルギー逸散係数と呼び、次式のように定義する。

$$f_w = \frac{\epsilon_D}{E} \quad \cdots \cdots (12)$$

ここに、 E は波のエネルギーであり、 ϵ_D はエネルギー逸散速度であり、底泥内でのせん断応力の仕事として、

$$\epsilon_D = \int_0^d \tau \frac{\partial u}{\partial z} dz \quad \cdots \cdots (13)$$

と表される。ここに、 d は底泥厚、記号 τ は対応する量を平均することを意味する。

実際の数値計算では、図-8に示す計算領域（水槽など）において、(I)、(D)と(R)の三つの部分に分けて計算を行った。区間(I)と(R)では波のエネルギー逸散は無視する。エネルギー減衰区間(D)において、減衰係数は位置によって違うと考え、 n 個の区間に分割した。すると、速度ポテンシャルは次式で表される。

$$\phi_1 = -\frac{igH_w}{2\sigma} (e^{ikx} + K_R e^{-ikx}) \quad x < 0 \quad \cdots \cdots (14)$$

$$\phi_{D_j} = -\frac{igH_w}{2\sigma} (B_j e^{i\bar{k}_j x_j} + F_j e^{-i\bar{k}_j x_j}) \quad x_{j-1} < x < x_j \quad \cdots \cdots (15)$$

$$\phi_R = -\frac{igH_w}{2\sigma} K_T e^{ikx} \quad x > x_l \quad \cdots \cdots (16)$$

ここで、 $|K_R|$ と $|K_T|$ はそれぞれ波の反射率と透過率であり、 B_j と F_j は第 j 区間($j=1, 2, \dots, n$)における未知数である。境界条件は、各分割境界において、

$$\phi_j = \phi_{j+1} \quad \text{at } x = x_j \quad \cdots \cdots (17)$$

$$\frac{d\phi_j}{dx} = \frac{d\phi_{j+1}}{dx} \quad \text{at } x = x_j \quad \cdots \cdots (18)$$

である。一番簡単なケース($n=1$)について次のような理解論(Liu et al., 1986)が得られている。

$$F = \frac{2(\bar{k}/k - 1)}{(\bar{k}/k + 1)^2 e^{-2i\bar{k}x_l} - (\bar{k}/k - 1)^2} \quad \cdots \cdots (19)$$

$$B = \frac{2 - F(1 - \bar{k}/k)}{\bar{k}/k + 1} \quad \cdots \cdots (20)$$

$$K_R = \frac{2(F\bar{k}/k + 1) - (\bar{k}/k + 1)}{\bar{k}/k + 1} \quad \cdots \cdots (21)$$

$$K_T = \frac{2 - F(1 - \bar{k}/k)}{\bar{k}/k + 1} e^{i(\bar{k}-k)x_l} + F e^{-i(\bar{k}+k)x_l} \quad \cdots \cdots (22)$$

以上のように緩勾配方程式を用い、波高分布を計算した。それと同時に、底泥運動と波浪変形の計算も行った。

(3) 底泥の質量輸送及び地形変化

波高分布と底泥の運動速度が求まると、Huynhら(1991)と類似の方法で、質量輸送速度を計算することができる。また、泥浜の地形変化を予測するためには、渡辺ら(1984)が提案した底質量の保存式を用いる。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} (q_x - \epsilon_m |q_x| \frac{\partial z_b}{\partial x}) \quad \cdots \cdots (23)$$

ここで、 q_x は底泥のフラックスであり、 ϵ_m は正の定数である。

4. 水槽実験及び実験結果と計算結果との比較

(1) 実験

実験では、図-9に示す一次元造波水路を用いた。水路中央底部に8mにわたって粘土を敷いた。水層厚は30cm、粘土層厚は約12cmである。底面粘土としては、含

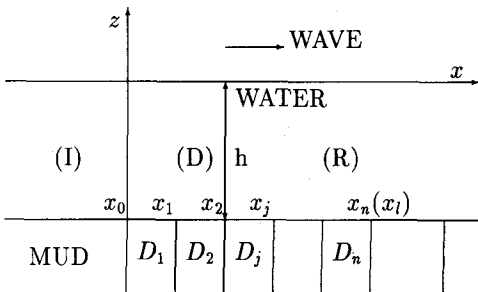


図-8 波浪場-底泥システム及び計算領域の分割

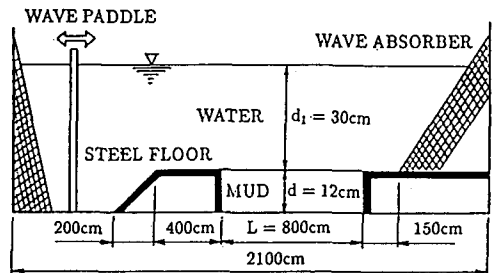


図-9 実験装置の概要

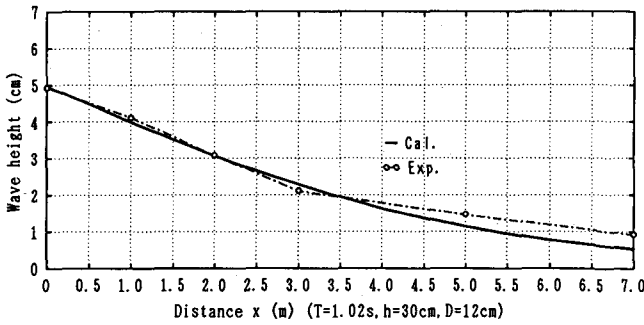


図-10 波高分布の計算値と実験値との比較

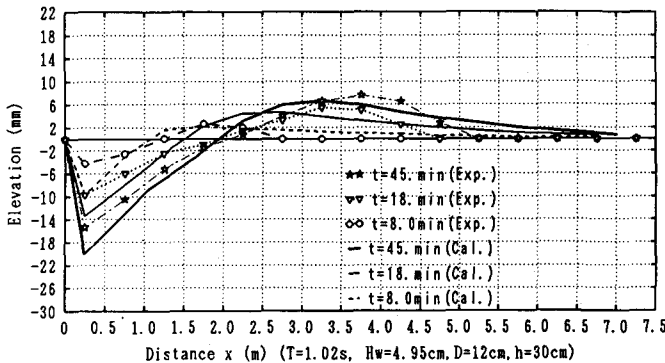


図-11 地形変化の計算値と実験値との比較

水率約 175 % のカオリナイトを用い、波の周期は 1.02 s とした。実験では、底泥の含水率、水面波の波高分布、底泥層内の質量輸送、浮遊泥の濃度および底面変化高を測定した。結果の一例を図-10, 11 に示す。これから、水槽の前端での侵食量が体積量より少し大きくなっていることがわかる。その原因は、底泥層が沈下し、表層泥が浮遊状態になるからであると思われる。さらに、堆積のピーク値は波の進行方向に向かってゆっくり移動しているように見える。また、底泥運動に伴って、下層の圧密と表層の液状化が引き起こされる。これらより、波のエネルギー減衰の度合は徐々に減少する。

(2) 実験結果と計算結果の比較

本研究の予測モデルにおいて、泥浜の地形変化の実験結果を再現計算するに際し、実験結果によると、波作用の時間が短ければ底泥の圧密沈下および含水率の変化を無視することができる。そこでこれらを一定とし、規則波による水槽での泥浜の地形変化の予測を行う。

図-10 は実験を始めた直後の波高分布の計算値と実験値とを比較したものの一例である。両者の一致は良好であると言える。図-11 に、地形変化の計算値と実験値との比較結果を示す。実験結果では底泥の運動がある位置で止まっているにもかかわらず、計算ではそのような

現象を再現できていない。これは、このモデルでは非常に小さい波高に対しても底泥がわずかに運動するからである。しかし、泥浜の地形変化全体についてはある程度の精度で予測可能となった。

5. おわりに

本研究では、波作用下での底泥の圧密と、層内の含水率の鉛直分布の変化、および波高分布と底泥の質量輸送、ならびに泥浜地形変化に注目して調べた。実験結果から、含水率の変化に関し、静水状態では底泥は圧密されるだけであるのに対し、波作用下では底泥の表層が液状化し、下層では圧密される。特に波作用下では下層の圧密が著しく促進されることがわかった。さらに、その結果に基づいて簡単な再現計算モデルを構築した。波作用下での含水率の変動の数値計算結果と実験結果を比較した結果、ある精度で再現できることがわかる。

泥浜の地形変化を予測するのは非常に難しいが、本研究では、実験的に得られたレオロジーモデルに基いて底泥運動と、それによる

地形変化を解析すると同時に、底泥運動によるエネルギー減衰を考慮した緩勾配方程式によって波浪変形を解析した。さらに、その結果と泥浜地形変化および波高分布の室内実験の測定結果とを比較し検討した。それにより、波高分布および泥浜の地形変化が、いずれもある程度の精度で予測可能であることがわかった。

参考文献

- Huynh, N. T.・磯部雅彦・小林智尚・渡辺 晃 (1991): 波による底泥の質量輸送における底泥のレオロジー特性の影響について, 海岸工学論文集, 第 38 巻, pp. 466-470.
- An, N. N.・柴山知也・佐藤慎司・岡安章夫 (1991): 底泥の粘弾性特性の計測と数値モデルへの応用, 海岸工学論文集, 第 38 巻, pp. 471-475.
- 渡辺 晃・丸山・清水・横山 (1984): 構造物設置に伴う三次元海浜変形の数値予測モデル, 第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 406-410.
- Been, K. & Sills, G. C. (1981): Self-weight consolidation of soft soils: an experimental and theoretical study. *Geotechnique* 31, No. 4, pp. 519-535.
- Liu L.-F., S. B. Yoon and R. A. Dalrymple (1986): Wave reflection from energy dissipation region, *J. Waterway, Port, Coastal and Ocean Eng.*, Vol.112, No. 6, pp. 632-644.
- Shen D.-X., M. Isobe and A. Watanabe (1993): Mud mass transport under waves based on an empirical rheology model. *Proc. of IAHR* (1993), (in press).