

## 海浜砂層内の間隙水圧の挙動

清水 正喜・河崎 尚弘<sup>\*1</sup>・岩成 敬介・野田 英明<sup>\*2</sup>

土木工学科・<sup>\*1</sup>運輸省・<sup>\*2</sup>海洋土木工学科

(1986年9月1日受理)

Behaviour of the Pore Water Pressure in the Seacoast Sand Sediment

by

Masayoshi SHIMIZU, Takahiro KAWASAKI<sup>\*1</sup>, Keisuke IWANARI  
and Hideaki NODA<sup>\*2</sup>

Department of Civil Engineering

<sup>\*1</sup>Ministry of Transportation

<sup>\*2</sup>Department of Ocean Civil Engineering

(Received September 1, 1986)

The pore-water pressure in the sand sediment was measured at a seacoast in Tottori City. Time and spatial behaviour of the wave-induced variation,  $\Delta u$ , of the pore water pressure is discussed on the basis of the observational results. Probability density distribution and power spectra of  $\Delta u$  are calculated and the findings are as follows:

$\Delta u$  attenuates with the depth below the seafloor; this is further confirmed by the power spectra of  $\Delta u$ , i.e., the power of  $\Delta u$  decreases with the depth for any range of the frequency.

According to the distribution of the hydraulic gradient in the sand sediment, the pore water flows in the nearly vertical direction near the surface of the sediment. The hydraulic gradient varies with time in the vicinity of the critical value and the liquefaction of the sand frequently occurs.

Key words : Pore-water pressure, Sand sediment, Seacoast, Liquefaction, Hydraulic gradient, Spectral analysis,

## 1. 序論

波によって海浜の砂が侵食を受け移動する海浜変形の問題は海岸工学上重要な課題のひとつである。従来、この問題に対しては、水理学または海岸工学のアプローチによって問題の解明と侵食に対する対策が講じられてきた。

波によって海底地盤内で発生する間隙水圧や有効応力の変化を予測するためには、海水の運動、海底地盤を構成する土の構造骨格の変形、間隙水の運動を連成的に解く必要がある<sup>〔1〕</sup>。地盤を弾性体として土の変形特性を取り入れた解析が行われている<sup>〔2〕,〔3〕</sup>が境界条件として海底地盤上に規則的な水圧を作用させており、海水の運動と海底地盤の相互作用を評価するに至っていない。一方、実験層において規則波によって発生する間隙水圧が測定され有効応力が砂層全体で変化することが確認されている<sup>〔4〕</sup>。また、現地での間隙水圧の測定も行われ、海底面上の水圧は減衰して地盤内に伝わり、その減衰の程度は理論で予測されるより大きいという結果が得られている<sup>〔5〕</sup>。さらに、砂地盤上に一次的に規則的な変動水圧が作用したときに地盤内で液状化が発生することも明らかにされている<sup>〔6〕</sup>。

本研究は、波による海浜砂の侵食機構を土質力学的観点から考察するために、まず、波によって発生する間隙水圧の変動を実際に現地で測定することにより、間隙水圧の挙動と間隙水の運動の基本的様相を把握しようとするものである。すなわち、現地海岸で測定した間隙水圧の時間的変動の特性をスペクトル解析を併用して考察して、さらに間隙水圧の変化から海浜砂層内での間隙水の運動を論じている。

## 2. 現地実験の方法

昭和60年10月に、鳥取市賀露の海岸で間隙水圧の測定を行った。図1に観測地点の位置を示す。観測に先立って観測地点付近の地形測量を行った。岸沖方向の地形断面を図2に示す。同図のa～fは地形測量の測点であり、その測線に沿って、次に述べるように間隙水圧計を設置した。以後、a～fは岸沖方向の位置を表すのに用いることにする。

3本の間隙水圧計（#1、#2、#3）を、図3に示すように、4通りの配置の仕方で行った。各配置パターンに対してケース1～ケース4と呼ぶ。ケース1と3は、それぞれ、3個の間隙水圧計を岸沖方向同じ位置で

深さを変えて設置してあり、ケース2と4はそれぞれ同じ深さで位置を変えている。間隙水圧計の設置方法の詳細は文献<sup>〔7〕</sup>を参照されたい。ケース1、2、3および4の順番で測定した。測定時間は各ケースとも20～30分間である。

間隙水圧の測定と同時に、沖合の波高が波高計で測定され、また汀線付近の波形がビデオカメラで観測された<sup>〔8〕</sup>。間隙水圧計は動歪計を介してデータレコーダに接続しデータを収録した。収録したデータは、マイコンを用いて、サンプリング時間間隔0.1秒でA/D変換し後の解析を行った。

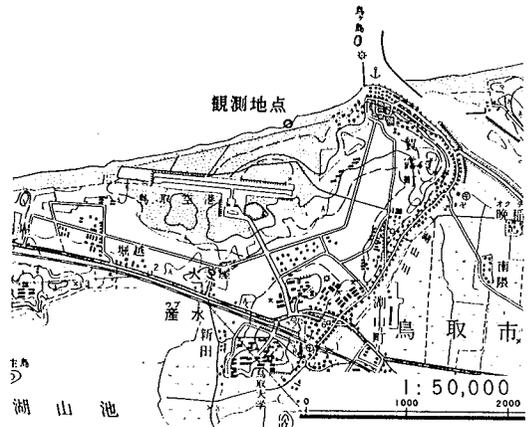


図1： 観測地点の位置

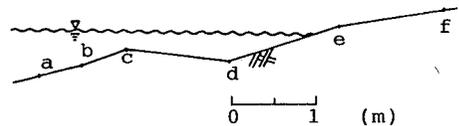


図2： 観測地点の岸沖方向の地形断面

## 3. 現位置砂の特性

原位置の砂の物理特性および透水特性を調べた。図4に粒径加積曲線を示す。最大粒径2mm、 $D_{60}=0.6$ mm、 $D_{10}=0.2$ mm、均等係数3.47の比較的均等な砂である。比重2.66、最大間隙比0.84～0.87、最小間隙比0.54～0.58

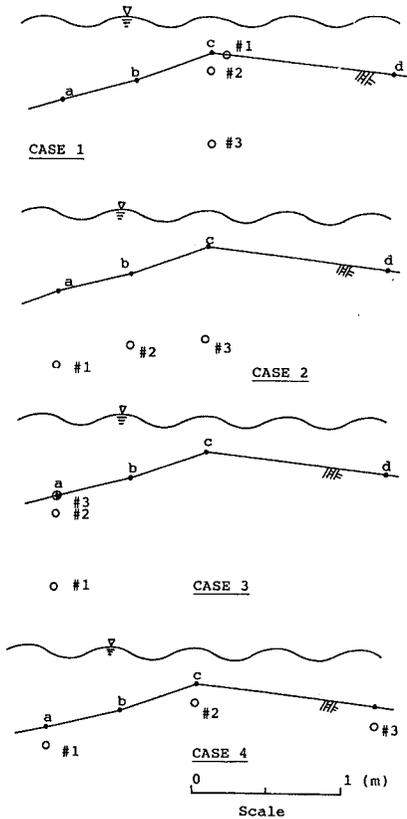


図3： 各ケースの間隙水圧計の配置

である。原位置での間隙比は場所によって異なるが、0.66~0.89であり、相対密度は100~72%と非常に緩い。図5に室内透水試験の結果を示す。現場間隙比に対応する透水係数はこの図から0.1 cm/secのオーダーと推定できる。

#### 4. 測定の結果と考察

##### 4.1 間隙水圧の時間的变化

図6に各ケースの間隙水圧の時間的变化を示す。まず定性的な考察を加える。

ケース1 (図6(a))：このケースの位置c点付近では波が砕波している。間隙水圧計#1は、砂層の表面に設置してあり、砂層の表面即ち海底面での水圧を表している。したがって、波の影響が直接現れていて、激し

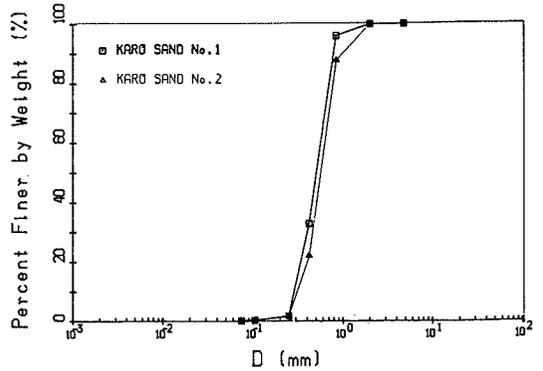


図4： 現地砂の粒度分布

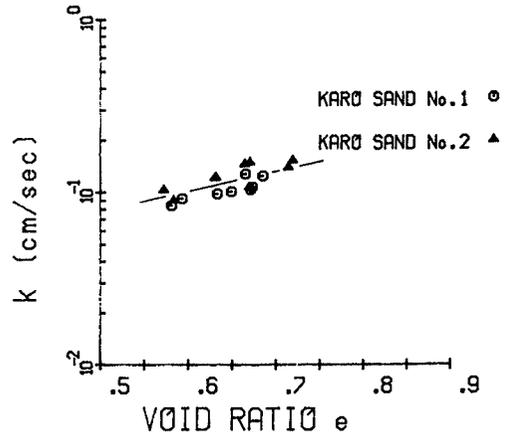


図5： 現地砂の透水係数と間隙比の関係

く変化している。砂層内に設置した#2や#3の変化は#1に比べて小さくなっている。

ケース3 (図6(b))：このケースはケース1と同様深さ方向の水圧変化特性を調べるための配置であるが間隙水圧計をa点付近に設置した。ケース1のc点より沖側にあり砕波の程度も小さいので、砂層の表面に設置した#3の変化もケース1#1ほど大きくない。水深が大きい分だけ平均水圧も大きくなっている。砂層内に設置した#2や#1の変化は#3とそれほど顕著な違いが見られない。

ケース2 (図6(c))：このケースでは、間隙水圧計#1、#2、#3をa、b、cの位置で砂層の表面からの深度が約40cmになるように設置した。a、b、c間

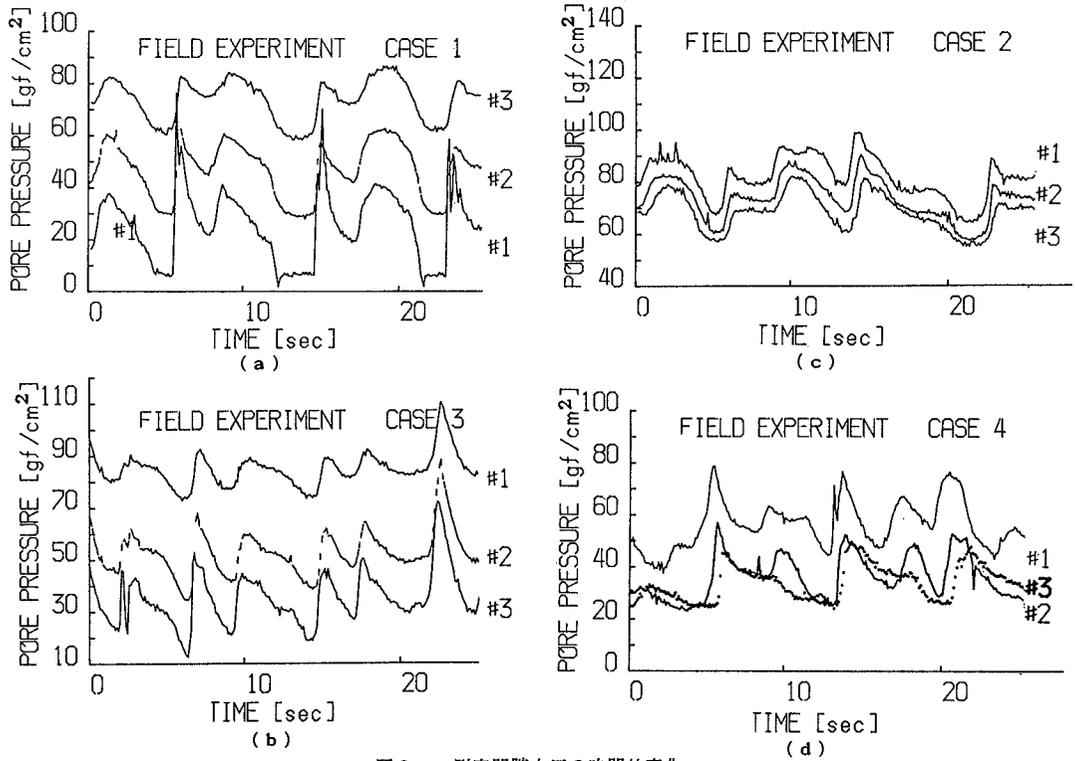


図6：測定間隙水圧の時間的变化

の距離が約1mと短いこと、水深にあまり差がないことから#1、#2、#3の変化には大きな違いが見られない。

ケース4（図6（d））：このケースはケース2と同様平面的な変化を調べる目的で間隙水圧計を配置したが、ケース2に比べて深度が浅く（約10cm）、間隙水圧計間の距離が大きくなっている。沖側の#1と#2には同じような変化を示し、最も岸側の#3はそれらと違った変化をしている。

4.2 水圧変動量の確率密度スペクトル

間隙水圧の変動挙動の概要を把握するため、間隙水圧の変動量の確率密度スペクトルを求めた。解析期間での測定圧力の平均値 $\bar{u}$ を測定圧力 $u$ から引いた量 $\Delta u$ を、波による水圧の変動量とする。

$$\Delta u = u - \bar{u} \dots \dots (1)$$

変動量 $\Delta u$ を解析期間における $|\Delta u|$ の最大値 $|\Delta u|_{MAX}$ で基準化し、基準化した変動量（相対振幅）を級間0.1の21階級に分け、各時刻における $\Delta u$ の値が属する

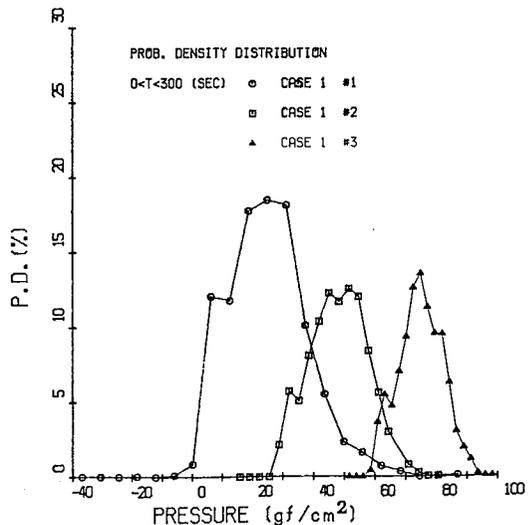


図7：間隙水圧の確率密度分布（ケース1）

階級を決定し、各階級の頻度を%で表わした。

一例としてケース1の場合を図7に示す。ただし、この図は、解析期間を300secとし、相対振幅を絶対圧力に直している。

図8は、波による圧力変化 $\Delta u$ の標準偏差 ( $SD(\Delta u)$ ) を水圧の平均値 $\bar{u}$ で正規化した量と平均値 ( $\bar{u}$ ) との関係である。この図よりわかるように、平均値 $\bar{u}$ が大きいほど変動量の正規化した標準偏差  $SD(\Delta u)/\bar{u}$  が小さいことがわかる。また、この関係は岸沖方向の位置に依存しているようである。

平均値 $\bar{u}$ は近似的に静水圧、すなわち、水面からの深さに対応していると考えられるので、図8の関係は岸沖方向の同じ位置における、水圧変動量の深さ方向の減衰特性を表わしていると解釈することができる。海底表面からの深さが深いほど、間隙水圧の波による変化は小さくなることを表わしている。

さらに、ある位置について得られた関係は、その位置における砂層表面の水圧の変化特性を主に反映していると考えられる。したがって、図8において位置によって関係が異なるのは、海底表面の水圧変化特性が位置によって異なっていることを反映していると思われる。

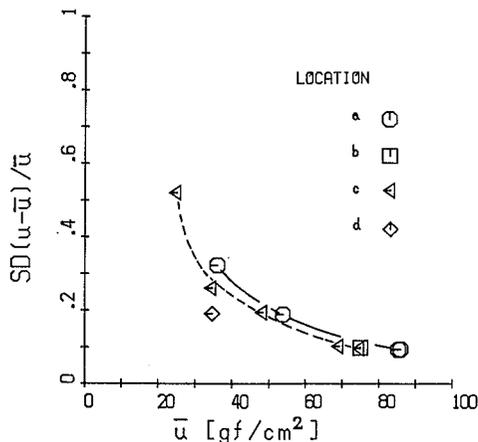


図8： 間隙水圧変動量の正規化した標準偏差と平均水圧の関係

#### 4.3 間隙水圧変動量のパワースペクトル

##### (1) 解析方法

間隙水圧変動量 $\Delta u$ のパワースペクトルを計算した。

図6に示したデータを用いて時間  $t=0\text{sec}$  から最初の10 2.4sec間を解析期間 $T$ とした。サンプリング間隔は、 $\Delta$

$t=0.1\text{sec}$ 、データ数 $N$ は1024個である。まず離散化したデータ $\Delta u_m$  ( $m=1, 2, \dots, 1024$ )から高速フーリエ変換の手法でフーリエ係数を求め、次いでパワースペクトルを計算した。ここに、パワーは $T \cdot \{\sum (\Delta u_m)^2 / N\}$ で表わされる。得られた生のスペクトルをParzenのスペクトルウインドウ<sup>[9]</sup>により周波数領域で平滑化した。スペクトルウインドウのバンド幅はウインドウクロージングの方法で試行的に決定したが、0.1Hzとした場合を図9に示す。この図には煩雑さを避けるため2.5Hz以上の高周波数領域でのスペクトルを示していない。図9に基づいてスペクトルの特性を考察する。

##### (2) パワースペクトルの特性

ケース1(図9(a))では、すべての周波数領域において、パワーは砂層表面(井1)で最大であり、砂層内(井2、井3)において小さい。砂層内では深度が大きいほど、すなわち、井3の方が井2に比べて、パワーが小さくなっている。

スペクトルの形状は2Hz以下の低周波数の領域では表面と砂層内とで違いが見られないが、2Hz以上の高周波数の領域において顕著な違いが見られる。すなわち、井2、井3では高周波数の領域で、周波数の増加に対するパワーの低減率が井1に比べて大きい。このことは、砂層表面の水圧変化の高周波数成分が砂層内では著しく減衰していくことを表わしている。

またスペクトルの最大のピークはいづれの間隙水圧計においても、0.1Hz または0.24Hzに見られる。これらのピーク周波数は、波高計によって観測された沖合波高のスペクトルのピーク周波数と一致している<sup>[7]</sup>。

ケース3の場合(図9(b))、最も低い周波数の領域におけるパワーのピークがケース1ほど明瞭でない。その他は上に述べたケース1の場合と大きな違いが見られない。

ケース2(図9(c))ではスペクトルの最大のピークはやはり0.1Hz付近で見られる。周波数の増大とともに、スペクトルの微細な形に、位置による違いが生じている。このことはケース4(図9(d))ではさらに顕著になっている。すなわち、高周波数の領域はもとより、低い周波数の領域においても位置によるスペクトルの違いが生じている。最大のピークを与える周波数は最も沖側の井1において最も小さく、岸側へいくほど大きい。このような岸沖方向の位置によるスペクトルの違いは、波の性質がその方向で変化してことの影響ではないかと考えられる。実際、ケース4ではいずれも深度が約10 cmと小さいので直上の波の性質を反映し易く、かつ、井1と井3で約2mの隔りがある。

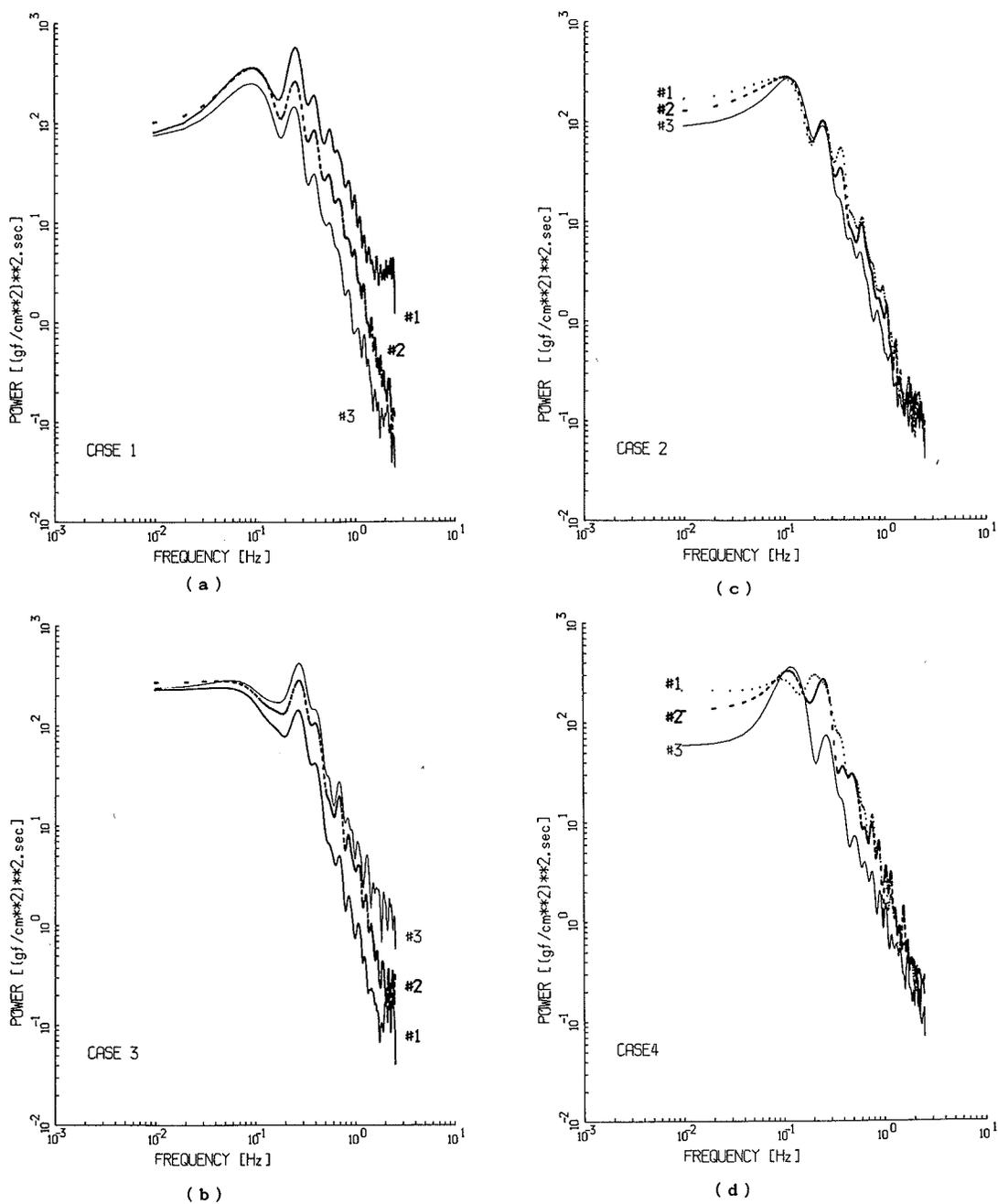


図9： 間隙水圧変動量のパワースペクトル

4.4 砂層内間隙水の流れに関する考察

砂層内間隙水の流れが波によってどのように変化するか定性的に調べる。

(1) 動水勾配の時間的変化

間隙水の流れはダルシーの法則に支配されると考える。例えば、2点I、J間の動水勾配 $i_{I-J}$ を(2)式で与えると、ダルシーの見かけの速度ベクトルのIJ方向の成分 $v_{I-J}$ は(3)式で与えられる。

$$i_{I-J} = [ (u_I - u_J) / \rho g - (h_{eI} - h_{eJ}) ] / \overline{IJ} \quad \dots \dots \dots (2)$$

$$v_{I-J} = k \cdot i_{I-J} \quad \dots \dots \dots (3)$$

ここに、 $h_e$  : ある基準面からの位置水頭、 $u$  : 水圧、 $\rho$  : 海水の密度、 $g$  : 重力の加速度、 $\overline{IJ}$  : IJ間の距離、 $k$  : 透水係数である。この式で、 $i_{I-J} > 0$ のとき速度成分 $v_{I-J}$ が正であり、IからJに水が流れることを表わす。この式から各ケースの動水勾配を計算した。その時間的変動を示すと図10のようになる。

ケース1(図10(a))とケース3(図10(b))の場合から、鉛直方向の動水勾配の時間的変化の様子を調べよう。図10(a)において、 $i_{2-1}$ の変動を見ると、 $i_{2-1}$ は $t=7$ および $16$  sec付近を除いて正であり、大きさは1付近で変動している。これは、砂層表面近くでは速度の#2-#1方向の成分が#2から#1の向

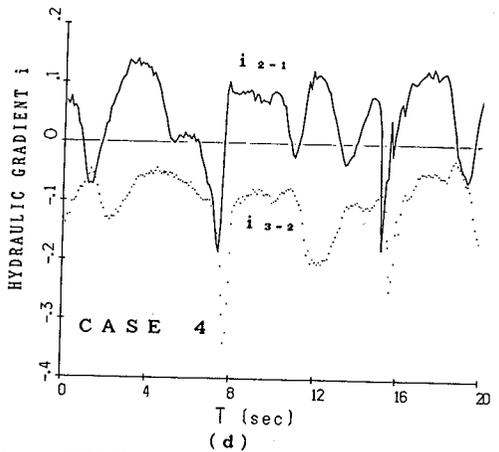
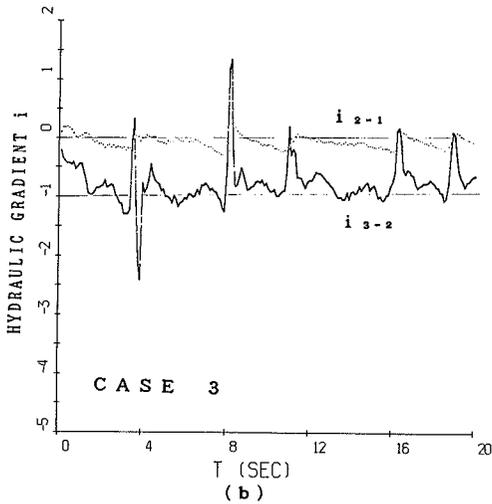
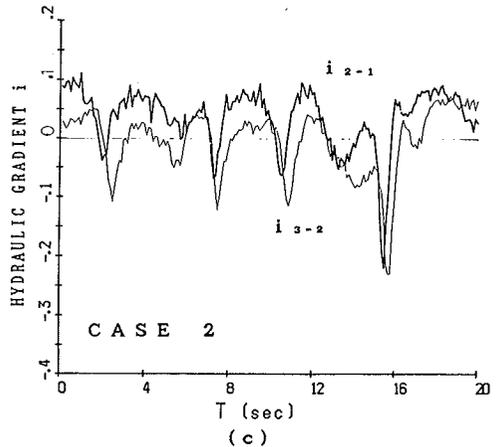
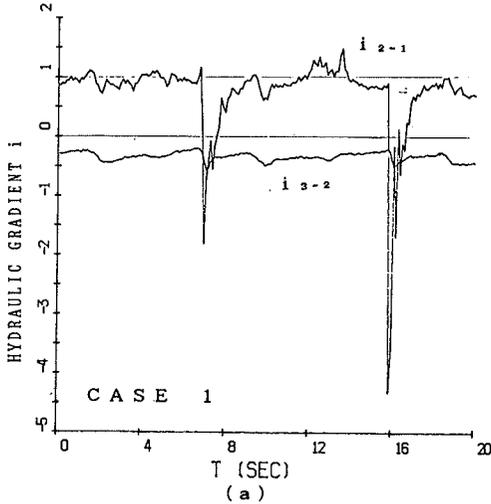


図10: 動水勾配の時間変化

き、すなわち鉛直上向きに卓越していることを表わしている。同様にケース3では、図10(b)において、 $i_{3-2}$ が約4秒の周期で瞬間的に正になっている以外ほとんど負で変動している。つまりケース3では、速度の#3-#2方向の成分が#2から#3の向き、すなわち鉛直上向きに卓越していることを表わしている。

一方海底面に平行の速度成分の大きさはケース2と4の結果から非常に小さいと推定できる(図10(c)、(d)参照)。このことから、対象とした砂層内では間隙水の流れは鉛直方向に卓越した一次元流れに近い状態であると推察される。

## (2) 海浜砂の液状化

動水勾配の時間変化特性を調べるために、動水勾配の確率密度スペクトルを求めた。解析の方法は4.2で述べた方法と同じである。等時間間隔のデータを用いてい

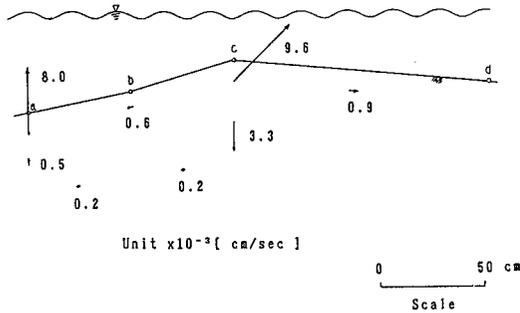


図11： 平均動水勾配に基づく平均流水場

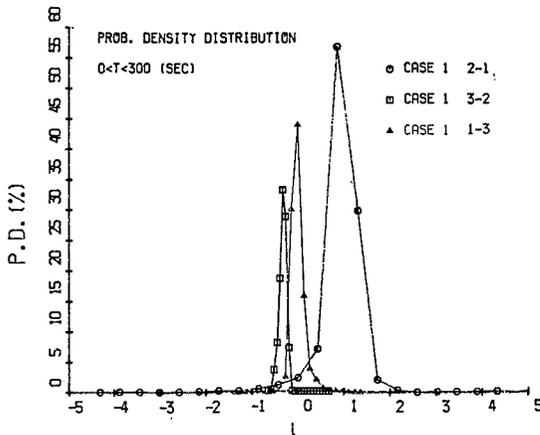


図12： 動水勾配の確率密度分布(ケース1)

るので確率密度スペクトルから算出できる確率は時間割合を示すと考えられる。

各ケースの動水勾配の平均値を基にして間隙水の平均的な流れを図示すると図11が得られる。ケース1とケース3の結果から得られる鉛直方向の速度成分がケース2やケース4から得られる水平方向の成分より約10倍大きいことがわかる。すなわち先に指摘したように鉛直方向の流れが卓越する一次元の流れの場が形成されている様子がうかがえる。

さて、鉛直一次元の流れでは動水勾配が限界動水勾配に達すると砂は重量を失い、いわゆる液状化の状態になる。3.に示した現位置砂の物理特性値から、原位置砂の限界動水勾配を概算してみると、約1になる。図10(a)、(b)から、ケース1の#1と#2やケース3の#3と#2などの海底表面付近では動水勾配は限界動水勾配に近い値で変化していることがわかる。

図12に、ケース1の場合の確率密度スペクトルを示す。この図より  $i_{2-1} > 0$ 、すなわち、砂層表面付近で速度の鉛直方向の成分が上向きである時間割合は約97%、 $i_{2-1} > 1$ 、すなわち限界動水勾配を越える時間割合は約42%であることがわかる。

同様にケース3の場合に表面付近で速度の鉛直方向の成分が上向きである時間割合は約97%、限界動水勾配を越える時間割合は約14%であった。

## (3) 間隙水の流れと水位の変動の関係

間隙水の流れと水位の変動の関係を調べる。図13に測点cにおける海水位の変化とその時間におけるケース1での  $v_{1-2}$  と  $v_{2-3}$  の大きさを図示した。上述のように表面付近では鉛直上向き、深いところでは鉛直下向きの流れが卓越している。 $t=7.2\text{sec}$ で流れの向きが逆転しているが、そのとき水位が急激に上昇していることがわかる。#1の水圧は水位の急激な変化に対応して上昇するが#2の水圧は上昇が遅れるからと思われる。

## 5. 結論

鳥取市賀露海岸において打線付近の砂層内の間隙水圧を測定した。波によって発生する間隙水圧の時間的・場所的变化特性を考察するとともに砂層内での間隙水の流れを定性的に考察した。得られた主な結果は次のようである。

$\Delta u$ の標準偏差と平均水圧  $\bar{u}$ の関係から、岸沖方向の位置が同じであれば、深さが深くなると間隙水圧変動量  $\Delta u$ の変化が小さくなることがわかった。

$\Delta u$ のパワースペクトルは、岸沖方向の位置が同じで

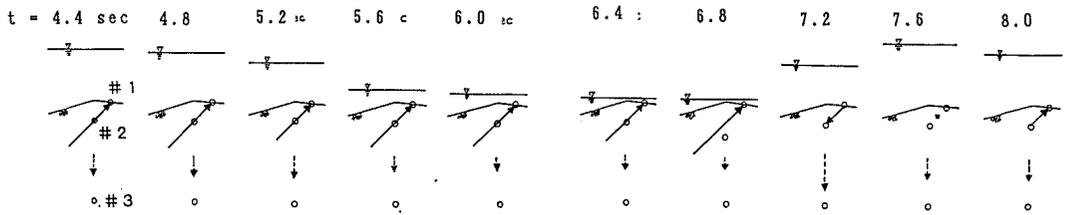


図13： 砂層表面付近の間隙水の流水と海水位の関係

Scale  $\overrightarrow{0}$  0.01cm/sec

あれば、いずれの周波数領域においても砂地盤内の深さとともに小さくなる。

砂層の表面付近では、鉛直方向に卓越した一次元的な間隙水の流れの場が形成されている。間隙水は鉛直上向きに流れようとし、動水勾配が限界値に達する時間的割合は位置によっては40%にもなり、砂は頻繁に液状化の状態になっている可能性がある。

謝辞 本研究は、一部、本学工学部海洋土木工学科木村見助教授、松原雄平助手、松見吉晴助手と協同で遂行した。現地観測ならびにデータ処理について有益な示唆を賜った。深甚の謝意を表する次第である。また、現地観測に際して同学科の学生諸君の力を借りた。ここに記して感謝の意を表する次第である。

参考文献

[1] 有本弘孝(1985): 波による海底地盤内の有効応力変化のFEM解析, 鳥取大学大学院工学研究科修士論文  
 [2] Yamamoto, T. et al. (1978): On the Response of a poro-elastic bed to water waves, Journal of Fluid Mechanics, Vol.87, Part 1, pp-193-206.

[3] Mdsen, O.S. (1978): Wave-Induced Pore Pressures and Effective Stresses in a Porous Bed, Geotechnique, Vol.28, No.4, pp.377-393.  
 [4] Demars, K.R. and Vanover, E.A. (1985): Measurement of Wave-Induced Pressures and Stresses in a Sandbed, Marine Geotechnology, Vol.6, pp.29-59  
 [5] Okusa, S. (1985): Measurements of Wave-Induced Pore Pressure in Suubmarine Sediments under Various Marine Conditions, Marine Geotechnology, Vol.6, No.2, pp119-144  
 [6] 名合宏之(1982): 変動水圧による砂層の液状化に関する研究、第26回水理講演会講演集  
 [7] 河崎尚弘(1986): 波による砂地盤内の間隙水圧の変動に関する研究、鳥取大学工学部土木工学科卒業研究論文  
 [8] 斉藤正明(1986): 緩傾斜堤による海岸侵食制御に関する研究-砂浜における波の遡上-, 鳥取大学工学部海洋土木工学科卒業研究論文  
 [9] 大崎順彦(1982): 地震動のスペクトル解析入門、鹿島出版会

