

海底地盤の波浪による液状化に関する研究

善, 功企

<https://doi.org/10.11501/3063852>

出版情報 : 九州大学, 1992, 博士 (工学), 論文博士
バージョン :
権利関係 :

第6章 現地実証観測および解析

6.1 序説

砂地盤中の間隙水圧の波浪応答を、実海域において観測した例がいくつか報告されている（たとえば、Clausen ほか；1975、大草 ほか；1976、1977、Lee；1976、Okusa ほか；1984、Maeno ほか；1985、清水 ほか；1986、善 ほか；1987）。しかし、実海域の海底地盤における過剰間隙水圧や有効応力変動に関する詳細な観測例は極めて少なく、実海域において果たして液状化現象が発生するかどうかは未確認の現状である。また、3.8で述べたように、液状化を引き起こす過剰間隙水圧には、変動過剰間隙水圧と残留過剰間隙水圧があるが、実海域においてどちらの成分が卓越するかは明らかではない。本章は、現地観測により実海域における液状化現象を確認するとともに、著者が提案している液状化理論を検証することを目的としたもので、2年間の現地観測および観測データの理論解析結果について述べる（善 ほか；1989、Zen and Yamazaki；1991）。

現地観測は、茨城県鹿島郡須田浜地先にある運輸省港湾技術研究所「波崎海洋研究施設」の先端部において実施している。観測項目は、波高、潮位、流速、地盤中の間隙水圧、地中応力、海底砂面移動などである。観測は波高の大きなときを中心に、20分間の観測を1単位とし、2時間ごとに24時間継続して行っている。海底地盤表層部の砂のサンプリングを行い現場密度を測定し、採取試料を用いて、透水試験、圧縮試験、液状化試験などの室内試験を実施して理論解析に必要な定数を決定した。理論解析では、液状化理論と現地観測結果を比較検討して提案理論の妥当性を検証している。

6.2 現地観測の理論的背景

海底地盤の液状化現象を取り扱う場合、まず、海底地盤中の過剰間隙水圧を知る必要がある。実測により過剰間隙水圧 u の挙動が明らかになれば、本観測では海底地盤の深度方向に一次元的な観測を実施しているから、任意の深度 z における有効鉛直応力 σ'_v は次式で求められる。

$$\sigma'_v = \sigma'_{v_0} - u \quad (6.1)$$

ここに、 σ'_{v_0} は静穏時の有効土被り圧で、地盤の水中単位体積重量を γ' とすると $\gamma' z$ に等しい。海底地盤の過剰間隙水圧には、波浪に逐一応答して変動するものと、繰返し波

数の増加によって徐々に増加していくものがあることは既に第3章において述べた。2つのタイプの過剰間隙水圧のうち、後者は徐々に水圧が増加していくから経時的に間隙水圧の観測を行えば確認できる。前者は、式(4.1)に示したように、地盤中の変動水圧 p とその直上の海底面上の変動水圧 p_b を同時に測定しその差を取れば得られる。

海底地盤の液状化は、有効鉛直応力 σ'_{vo} が0または負となる場合に発生すると考えられるから、液状化の発生条件は、

$$\sigma'_{vo} \leq u = p - p_b \quad (6.2)$$

で与えられる。したがって、液状化現象を調べるためには、静穏時の有効土被り圧 σ'_{vo} 、海底地盤中の変動水圧 p 、海底面の水圧変動 p_b を観測すればよい。

6.3 現地観測概要

6.3.1 観測場所

現地観測は、図-6.1に示す茨城県鹿島郡須田浜地先の運輸省港湾技術研究所「波崎海洋研究施設(HORF)」(加藤;1987、加藤・谷本;1988)において実施された。本施設は、図-6.2に示すように、海岸線から427m沖合に延びた棧橋構造の施設で、高さは干潮面から7m、幅は3.3mである。観測地点は、この棧橋の先端付近の水深約4mの地点である。



図-6.1 観測場所

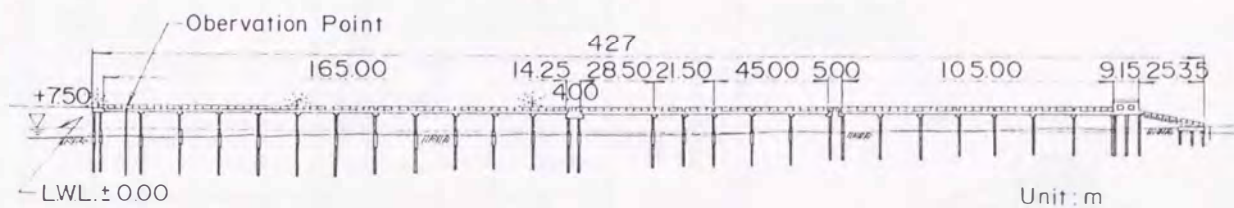


図-6.2 波崎海洋観測施設

6.3.2 地盤特性

観測地点の地盤は、図-6.3の土層断面図に示すように、沖積細砂層 (A_{s1})、沖積中砂～細砂層 (A_{s2})、洪積細砂層 (D_{s1})、洪積礫混じり砂層 (D_{s2}) からなる。細砂層 (A_{s1}) は、黄灰色の緩く堆積した砂層で、N値は6～8程度である。沖積中砂～細砂層 (A_{s2}) は、層厚4m～8m程度で、N値は21～50以上の黄灰色～暗灰色をした砂層で

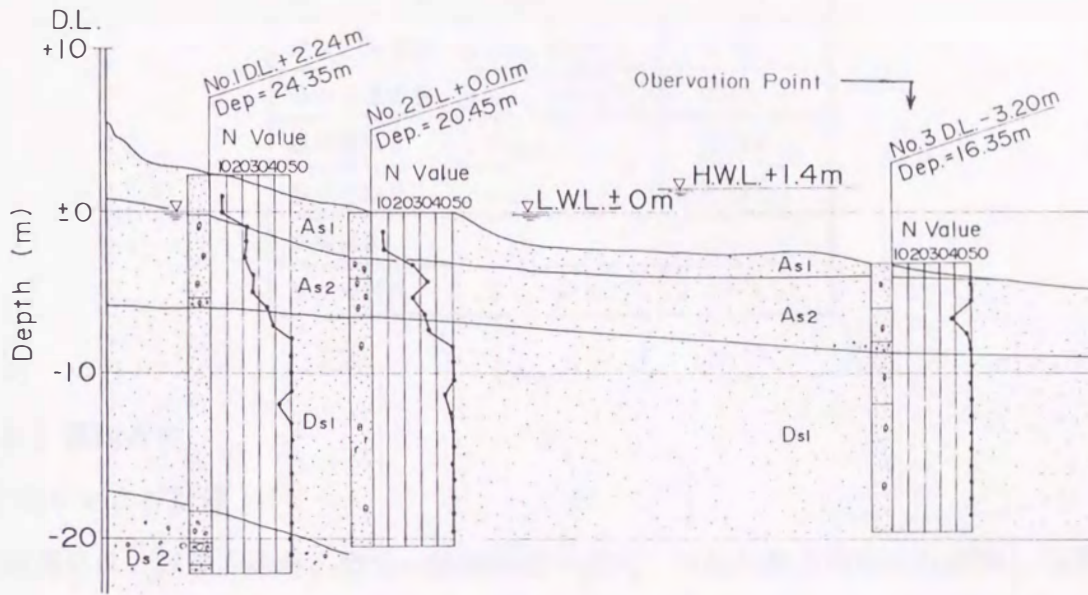


図-6.3 土層断面図

ある。観測の対象とした砂層は、海底表層部分の沖積細砂層 (A_{s1}) で、この砂層は、図-6.4の粒径加積曲線に示すように、一般の海浜の砂と同様、粒径の比較的均一な砂からなる。原位置の海底表層部における砂の密度を、内径76mm、高さ200mmのステンレス

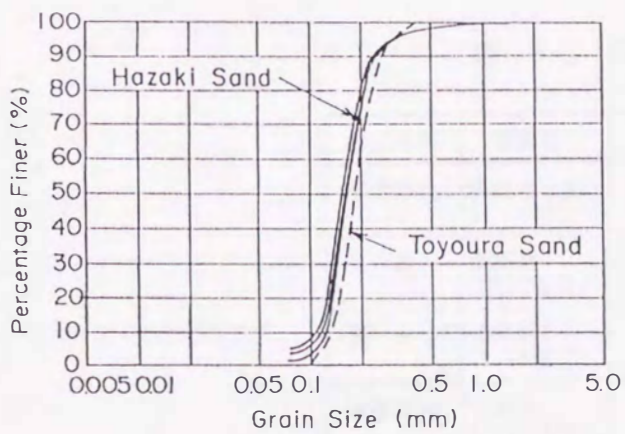


図-6.4 粒径加積曲線

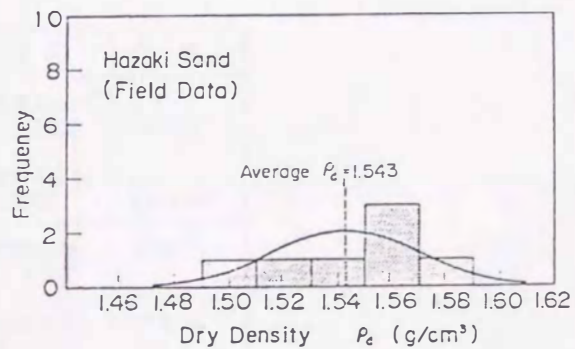


図-6.5 現地地盤の密度

製円筒容器を押込み測定したところ、図-6.5の結果が得られた。結果にはかなりばらつきがあるが、平均値を求めると乾燥密度で 1.543g/cm^3 、水中単位体積重量換算で 0.969gf/cm^3 であった。表-6.1に波崎砂の物理的特性を示す。

表-6.1 波崎砂の物理的特性

比 重	G_s	2.689
最大乾燥密度	$\rho_{dmax} (\text{g/cm}^3)$	1.600
最小乾燥密度	$\rho_{dmin} (\text{g/cm}^3)$	1.233
最大間隙比	e_{max}	1.181
最小間隙比	e_{min}	0.681
均等係数	U_c	1.5~1.6
50%粒径	$D_{50} (\text{mm})$	0.16~0.17

6.3.3 観測方法

(1) 項目および計器

観測項目は、波高、流速、潮位、海底砂面の変化、海底地盤表面の水圧変動、地盤中の間隙水圧変動および土圧である。これらの測定を行うにあたっては、表-6.2の各機器を用いている。間隙水圧計は、データインストルメンツ社製の半導体スイレンゲージタイプAB-50型（容量： 3.5kgf/cm^2 ）を用いた。設置時の施工性を考慮して、この間隙水圧計を、図-6.6に示すように、直径約55cmのステンレス製パイプ内に50cmピッチで5個組込んだものを用いた（以後、これを間隙水圧計測機器とよぶ）。水圧の受圧部周面には、フィルタ材として、円筒形のポーラスメタル（外径65mm、内径59mm、高さ20mm）を取

表-6.2 計測機器

測定項目	機器名	型式名	容量
間隙水圧	間隙水圧計 (データインストルメンツ社)	半導体スイレンゲージ AB-50型	3.5kgf/cm^2
土 圧	土圧計 (共和電業)	二重ダイヤフラム BE-2KM型	2.0kgf/cm^2
傾 き	傾斜計 (フレック電子)	電解液抵抗変化 ACO型	$\pm 70^\circ$
砂面変動	砂面計 (三洋測器)	赤外線発光遮断タイプ	深さ3m 5cmピッチ
流速	電磁流速計 (フレック電子)	二軸電磁流速計 ACM-200	$\pm 600\text{cm/s}$

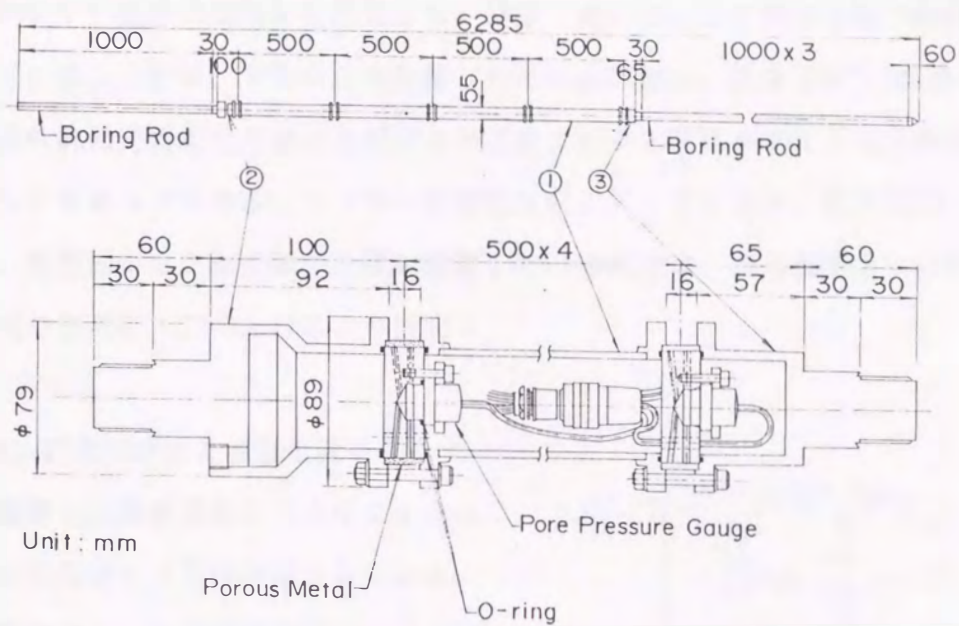


図-6.6 間隙水圧計測機器

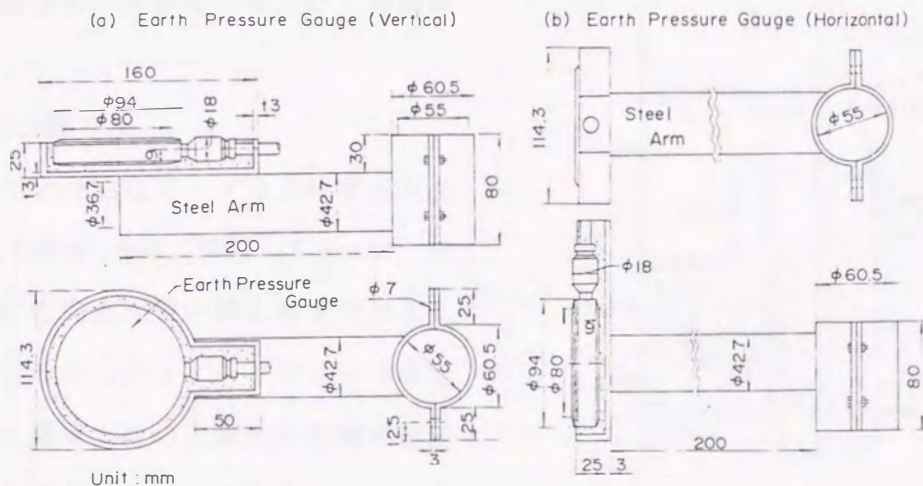


図-6.7 土圧計の取り付け状況

り付けた。また、設置時に受圧部の空気抜きを完全にし、受圧部が海水で満たされるように2系統の空気・水抜き孔を設けている。土圧計は、波圧計としても適用可能な機構を有する共和電業社製の土圧計BE-2 KM型（容量： 2 kgf/cm^2 、受圧面の直径： 80 mm ）を4個用いている。これらを図-6.7に示すように、それぞれ、水平、鉛直方向に向けて鋼製アームに固定し、間隙水圧計測機器のNo. 3とNo. 5で表される位置に取り付けた。これらは、間隙水圧計測機器から 20 cm だけ離れている。また、土圧計の傾きを測定するために、

測定誤差が $\pm 1^\circ$ 以内の傾斜計も設置した。砂面の変化は、三洋測器社製の砂面計を用いて測定している。これは、ステンレス角棒（30mm x 32mm、長さ4m）に組込まれた対になった赤外線発光器と受光器の光軸が砂で遮断されると回路がオフとなり砂面が感知される機構を有するものである。センサーの個数は61、ピッチ5cm、測定範囲3mである。流速計は、海底面から1m上側の位置に設置した。波高計は、既に棧橋上に設置されている超音波式の波高計（ST No. 1）により観測される。

図-6.8に観測用計器の埋設位置を示している。各機器は、鋼管支柱から水平に1mのばした3本の固定パイプに固定されている。なお、本観測では、海底地盤表面における間隙水圧を測定することが望ましいことから、荒天時などに海底面が大きく変化した場合には、観測再開前に一度機器を引上げて再設置した。

(2) 機器の設置方法

計測機器および固定パイプを支持するために鋼管支柱（長さ5.5m、外径216.3mm、肉厚12.7mm）を海底地盤中約5mまで挿入した。鋼管支柱の挿入はウォータジェットを用いて行った。鋼管支柱の上部にH型鋼を連結し、H型鋼上部を棧橋のPC桁にアンカーボルトで固定した。図-6.8に示すように、鋼管支柱から1mの距離まで固定パイプを張り出し、ウォータジェットにより埋設した間隙水圧計測機器等を固定した。各計測機器からのケーブルは、固定パイプおよび鋼管支柱にそわせて棧橋上まで敷設し、棧橋上のアンプボックスと接続した。

(3) データの取得および記録

データの取得は、機器設置後、地盤の乱れが落ち着くまでしばらくの期間放置した後、波

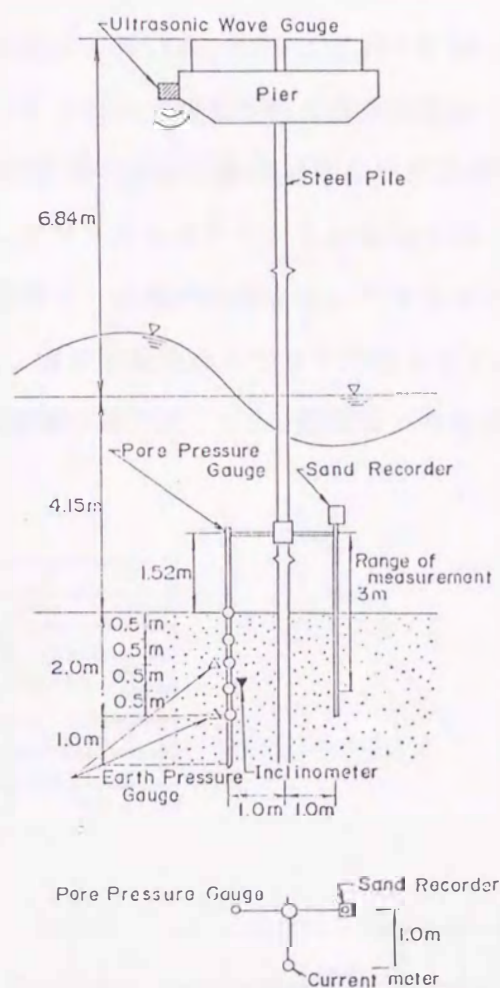


図-6.8 計器埋設状況

高の大きな時期を待って、20分間の観測を1単位とし、2時間ごとに24時間継続して行った。間隙水圧計、土圧計、傾斜計、砂面計および流速計のデータは、観測棧橋に設置されている送信ケーブルを通して観測室にある記録機器に送られる。これらの記録は、共和電業社製のデータレコーダ（RTP800）にアナログデータとして取込まれた。砂面計の記録だけは、パーソナルコンピュータに直接取込まれている。

6.4 現地観測結果

6.4.1 波浪特性

観測期間中（昭和63年の4月12日1:00～4月14日0:00、4月19日1:00～4月20日0:00、5月9日1:00～5月13日0:00）に、波高計（ST No.1）において観測された波浪特性について、有義波高 $H_{1/3}$ と有義波周期 $T_{1/3}$ の関係、有義波高および有義波周期の出現頻度を描いたものが図-6.9である。ここでは、ゼロダウクロス法によりデータの整理を行っている。図-6.9によると、上記観測期間における周期は、波高が大きくなっても7s～10s程度の値と頭打ちの状況になっており、これは、波が観測地点あたりで砕波することによるものと思われる。また、データ取得時の有義波高の最大は、2.5m程度で、有義波周期の最頻値は7s～9sとなっている。

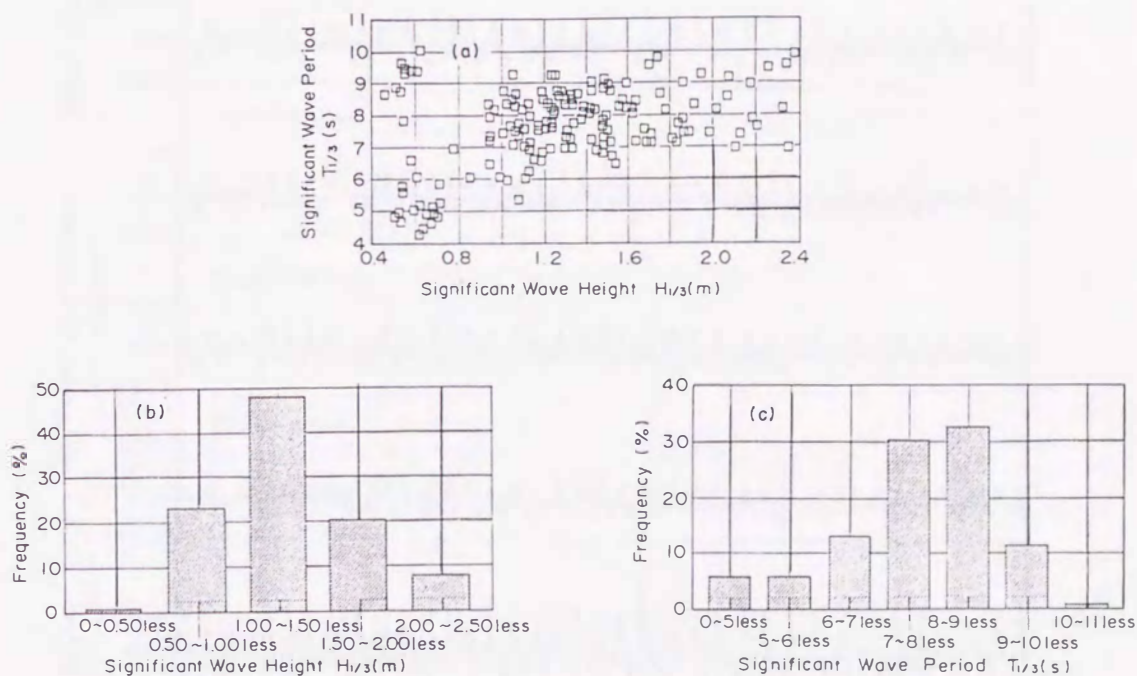


図-6.9 観測期間中の波浪特性：(a)有義波高と有義波周期の関係
(b)有義波高、(c)有義波周期

6.4.2 地盤中の変動水圧

解析の対象とした記録は、①昭和63年5月9日18:00からの記録（観測シリーズ1）、②昭和63年5月11日20:00からの記録（観測シリーズ2）、③平成元年4月24日2:24からの記録（観測シリーズ3）である。

現地観測で得られた底面水圧変動 p_b および変動水圧 p と海面変化 η を図-6.10に示しているが、これは、昭和63年5月9日18:00から7分間（420秒間）の記録（観測シリーズ1）を示したものである。図-6.10によると、地盤中の変動水圧 p は底面水圧変動に反応して0を中心に変動しており、第5章で述べたような過剰間隙水圧の残留・蓄積はないことが明らかである。したがって、以後、変動過剰間隙水圧について考察を行う。図-6.10の観測記録から、大きな波高が観測されている0.0秒～53.1秒までの間のデータを拡大したものが図-6.11(a)である。観測シリーズ2、観測シリーズ3の拡大記録についても図-6.11(b)、(c)に示している。間隙水圧計測機器は固定されているので、海底面の変化によって5個の間隙水圧センサーの地盤中の深度は、設置時点とはやや異なるが、この海底面の変化は、砂面計により5cmごとの変化として記録される。

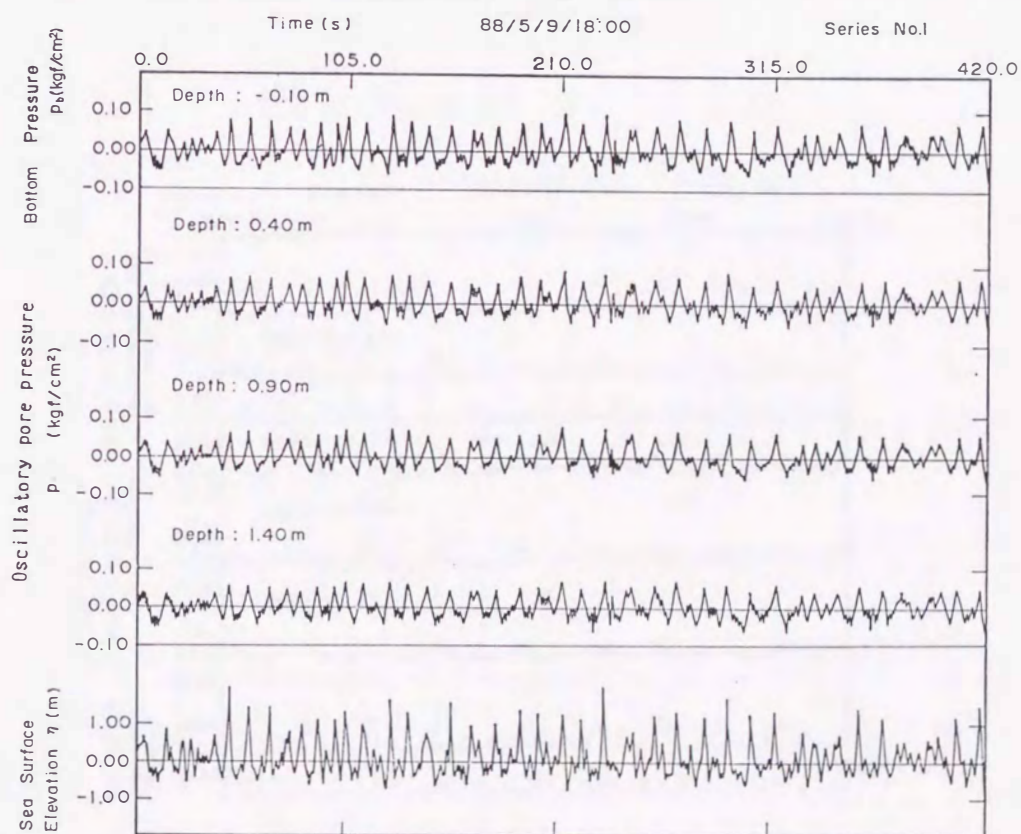


図-6.10 観測記録例（観測シリーズ1）

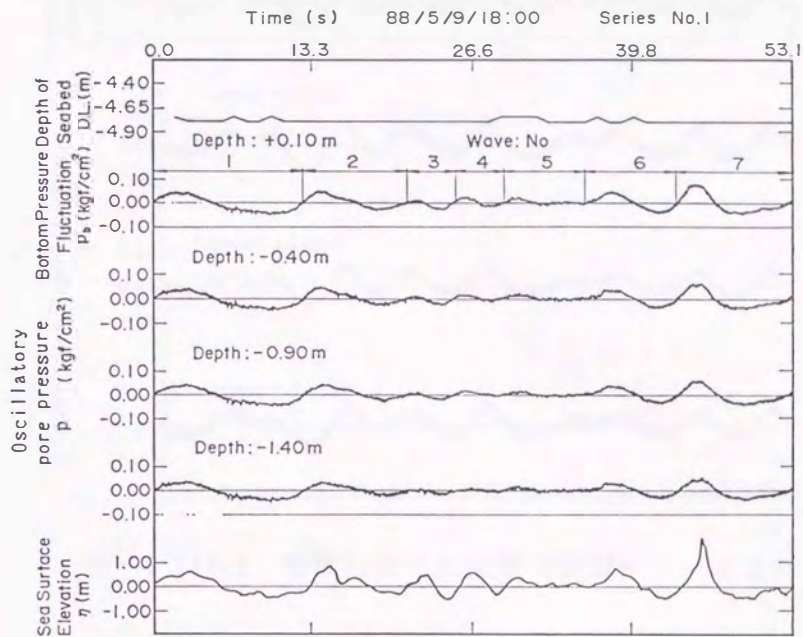


図-6.11(a) 観測記録の拡大図 (観測シリーズ1)

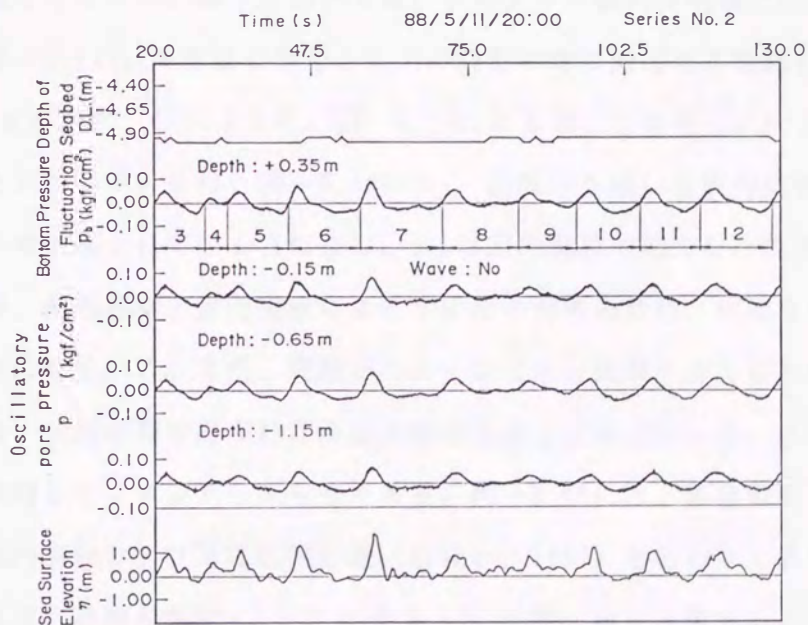


図-6.11(b) 観測記録の拡大図 (観測シリーズ2)

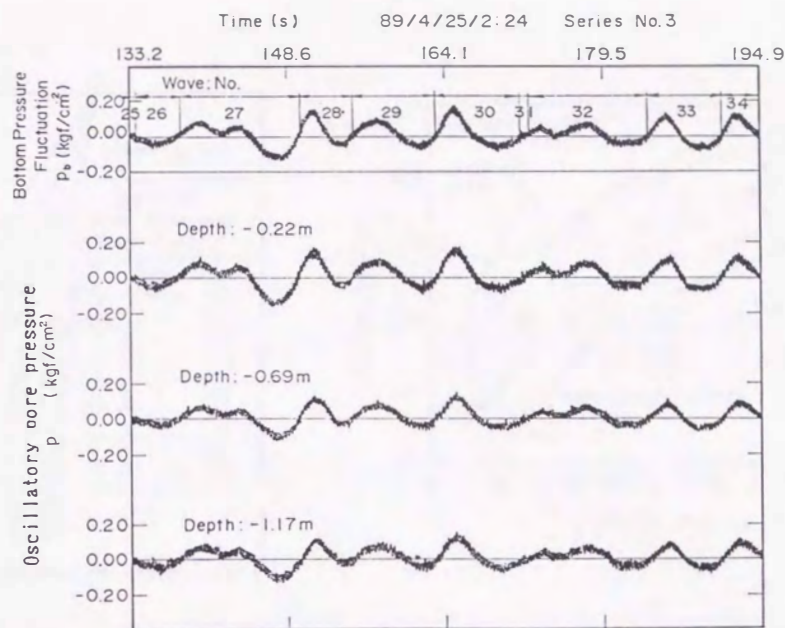


図-6.11(c) 観測記録の拡大図 (観測シリーズ3)

図-6.11では、底面水圧変動 p_b の1周期ごとに波の番号 (Wave:No.) をつけている。後で述べる観測データの解析では、これらの各波ごとに、それぞれ詳細な液状化の検討を行っている。

第4章では、変動水圧 p は、底面水圧変動 p_b に対して、ある位相と減衰をもって変動することを明らかにした。図-6.11からは、このような傾向が明確には読取れないので、一例として図-6.11(a)の各波の番号1~7の波形の峰に対応する時刻における水圧比 p/p_b を求めたものが図-6.12である。図-6.12によると、 p は明らかに p_b よりも小さくなっていることがわかる。また、図-6.12には、波崎砂を用いた室内実験結果 (善ほか; 1989) もあわせて描かれている (ただし、 p_b は室内実験で加えた正弦波形の水圧変動振幅である) が、現地観測と室内実験による水圧比の分布形状は、周期をパラメータとしてみるとほぼ対応している。また、周期が小さいほど水圧比が小さくなる傾向にある。

図-6.13は、現地観測で得られた海底地盤の水圧と変動水圧から、水圧比 p/p_b を求め、周期 T に対してプロットしたものである。図-6.13には、筆者が取りまとめた他の研究者による室内実験および現地観測結果 (善ほか; 1987) もあわせて示している。ただし、室内実験結果は、無次元深度 z/l がほぼ 0.45の位置における値であるが、現地観測結果では、不透水境界面が明確ではないので、深度40cmと140cmのデータをそのままプロットしている。図-6.13をみると、海底地盤中の変動水圧は波の周期に依存しており、周

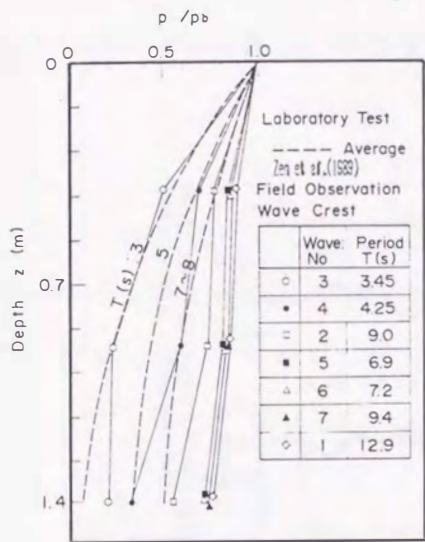


図-6.12 水圧比の比較
(室内実験と現地観測)

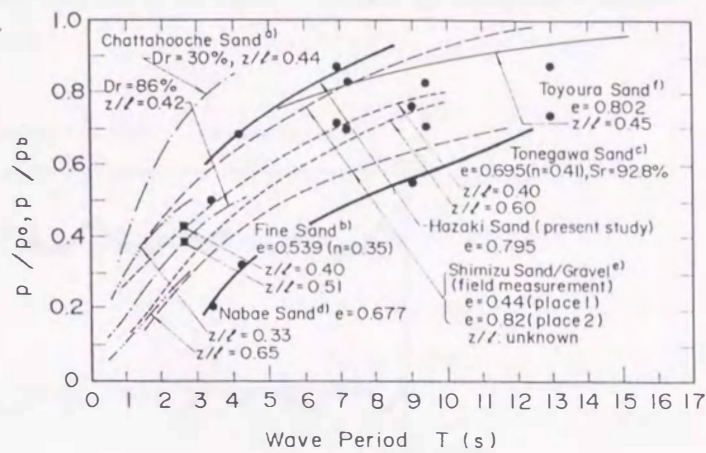


図-6.13 周期と水圧比

期が短い場合には水圧比は1以下となっている。一方、周期が長くなると（すなわち、海底面の水圧変動が比較的ゆっくりしている場合には）水圧比は1に近づく。 $\Delta\sigma'_v = p_b(1 - p/p_b)$ で表されるから、 $p/p_b < 1$ の場合には、波浪の作用によって海底地盤中の有効鉛直応力も変動し、周期が短いほどこの $\Delta\sigma'_v$ が大きいことを意味している。一方、 $p/p_b = 1$ の場合には、 $\Delta\sigma'_v = 0$ となり、地盤中の有効鉛直応力の変動はないことになる。後者の場合は、静水圧（中立応力）が変化しても地盤中の有効応力は一定に保たれるといういわゆる「有効応力の原理」の説明で用いられる概念と一致する。

6.4.3 地中応力の変動

観測シリーズ3では、海底地盤中に鉛直および水平方向に向けた2個ずつ計4個の土圧計を埋設している。これらの土圧計から得られた観測記録を示したものが図-6.14である。ただし、図-6.14では、土圧計の絶対量ではなく変動量を示している。また、この中には、図-6.11(c)に示した変動水圧成分も含まれており、いわば全応力を意味していると考えられる。図-6.14において注目すべき点は、 $\Delta\sigma_{n1}$ が他の記録とは異なりノイズのようなきわめて周波数の高い波形がみられることである。また、これは他の応力 $\Delta\sigma_{v1}$ 、 $\Delta\sigma_{v2}$ 、 $\Delta\sigma_{n2}$ が減少しているときに顕著に現れている。この理由については明確ではないが、仮に、土圧計埋設深度-0.32m以深まで液状化が発生している（このことは、6.5.2で示す）とすると、懸濁状態になった土粒子が土圧計の受圧面に流体的に作用することによ

て、このような観測記録が得られたものと推定される。ただし、 $\Delta\sigma_{h1}$ よりも浅い位置にある $\Delta\sigma_{v1}$ については、このような現象は観測されておらず、今後、さらに詳細な観測を

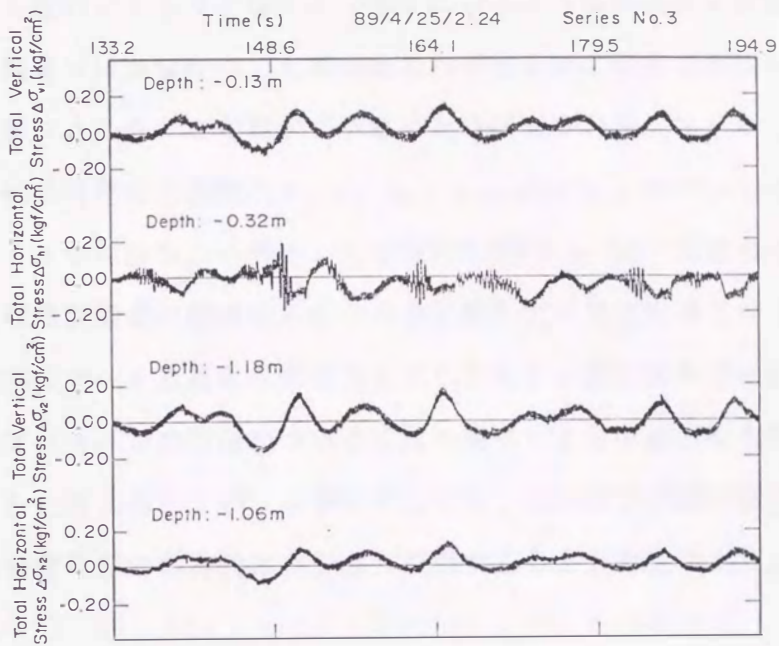


図-6.14 土圧の観測記録例（観測シリーズ2）

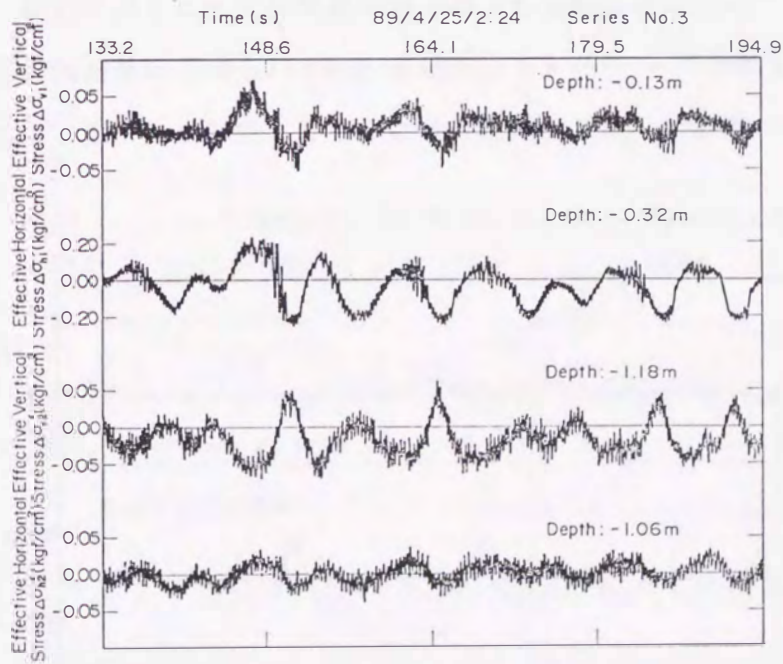


図-6.15 有効応力の時系列（観測シリーズ2）

行う必要があると思われる。なお、観測終了後、土圧計を観測棧橋上に引上げた状態でチェックしたところ、土圧計には何ら異常はみられなかった。

図-6.14は全応力を描いたものであるが、同時に観測された各土圧計近傍の変動水圧成分を観測値から差引いたものを描くと、図-6.15のような有効応力変動の時系列が得られる。得られた結果にはかなりのノイズが含まれているが、海底地盤中の有効応力は、地盤表面の水圧変動にともなって変動していることが確認される。さらに、水平応力 $\Delta\sigma'_{h1}$ を除いたその他の有効応力変動 $\Delta\sigma'_{v1}$ 、 $\Delta\sigma'_{v2}$ 、 $\Delta\sigma'_{h2}$ については、変動の傾向が良く一致している。すなわち、一例として時間148.6秒から164.1秒間の波形をみても明らかのように、位相や変動量の相違はあるものの変動形状はほぼ同様となっている。 $\Delta\sigma'_{h1}$ については、他のデータと異なった傾向を示しており、変動量が他の記録に比較してかなり大きくなっている。この理由については既に述べたように必ずしも明確ではなく、今後の検討を要すると考えられるが、いずれにしても、地中応力変動の観測結果から、波浪の作用によって海底地盤中の有効応力も逐一変動することが確認される。

6.5 海底地盤の液状化に関する考察

6.5.1 変動過剰間隙水圧と有効鉛直応力

既に述べたように、海底地盤中の有効応力は波浪の進行にともなって変動している。図-6.16は、図-6.15に示した土圧計測結果から得られる鉛直有効応力 $\Delta\sigma'_v (= \Delta\sigma_v - p)$ と間隙水圧計測結果から得られる鉛直有効応力 $(p_b - p)$ を比較したものである。比較にあたっては、図-6.15に現れているような高周波数成分は取除いた。 $\Delta\sigma'_v$ と $(p$

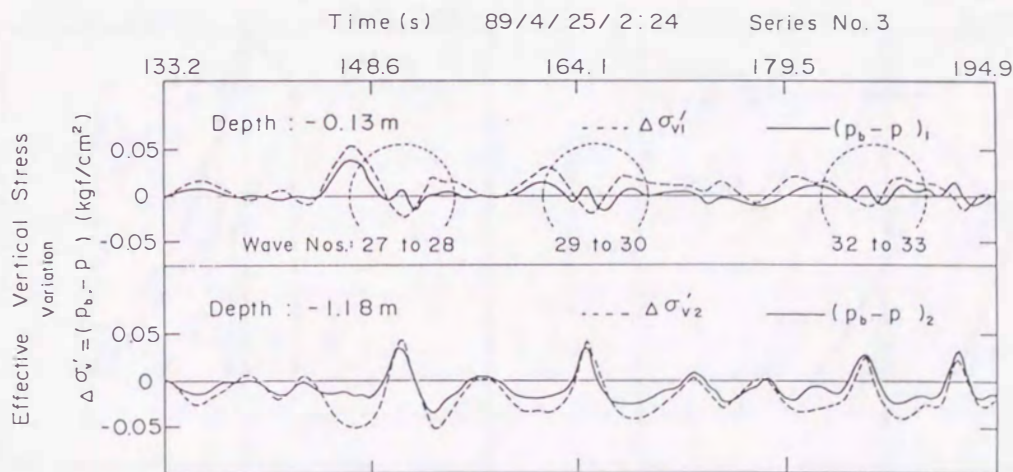


図-6.16 有効鉛直応力の変動（観測シリーズ3）

$p_b - p$) は、現地観測における土圧の測定精度を考慮すると、全体的にはほぼ一致しているとみなされる。ただし、図-6.16の破線で囲った箇所では、両者は一致しておらず、 $\Delta \sigma'_v$ と $(p_b - p)$ が逆の傾向を示している。また、この箇所は波形の谷に相当する所で現れている。さらに、深さ-1.18mではこのような明確な逆転は観測されていない。図-6.17は、図-6.16の中から波の番号28と30を選び、1サイクル間の代表的な位相(図-6.17の波形上の1~5の点)における有効鉛直応力の変動分布を比較した結果である。実測された $\Delta \sigma'_v$ と $(p_b - p)$ で求められた有効鉛直応力変動は、地盤上部の浅いところではあまり良い一致がみられないことが明らかである。このような理由は、地盤中で液状化が発生した場合、土粒子のかみ合いがはずれ懸濁状態となることから、間隙水圧がかなり特異な応答をすること、また、このとき「有効応力の原理」が成立しなくなることによると考えられる。一方、液状化が発生していない(このことは、6.5.2で示す)地盤下部の点では、2~3一致しない点もあるがほぼ両者は良い対応を示している。以上のことは、海底地盤中の有効応力の変動量が、液状化の発生以前の段階では $\Delta \sigma'_v = (p_b - p) = -u$ で表されることを意味しており、変動過剰間隙水圧の概念の妥当性が現地でも確認されたものと考えられる。したがって、地盤中の有効鉛直応力の変動量を求める場合には、直接応力を測定する必要はなく、波浪によって引き起こされる海底地盤中の変動過剰間隙水圧 $u = -(p_b - p)$ を求め、符号を逆にすればよいことになる。

図-6.18は、波の1サイクル間における変動過剰間隙水圧の深度分布を描いたものである。図-6.18(a)は、同図中に示す海底面の水圧 p_b の1サイクル中の代表的な位相(波形

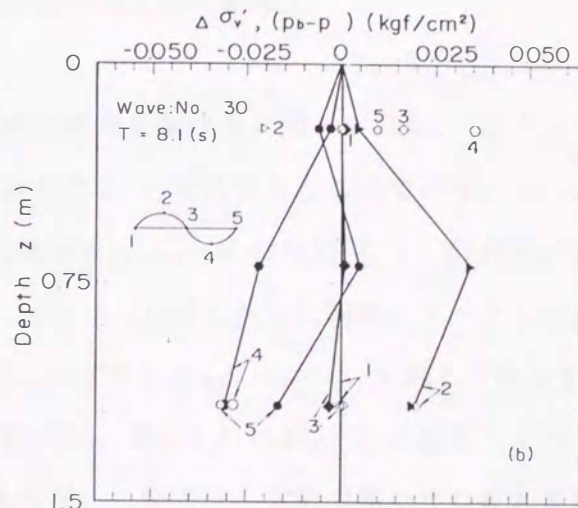
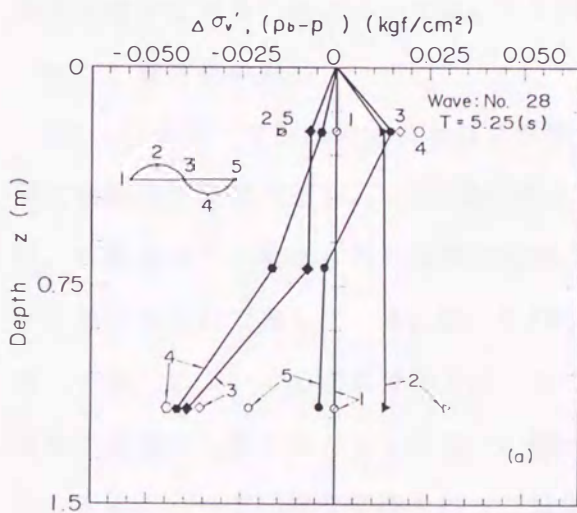


図-6.17(a) 有効鉛直応力の変動分布

図-6.17(b) 有効鉛直応力の変動分布

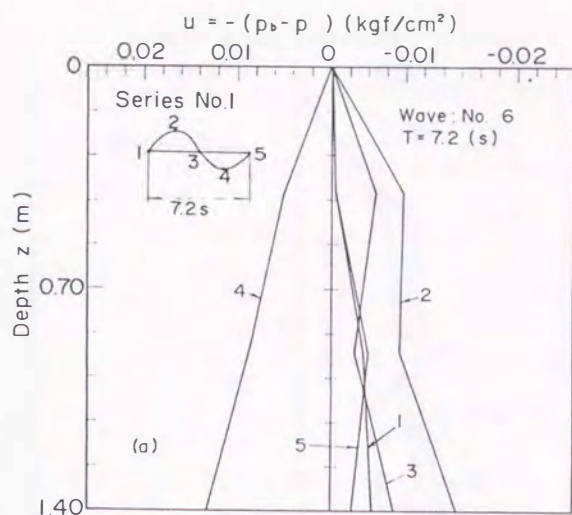


図-6.18(a) 変動過剰間隙水圧分布
(観測シリーズ1)

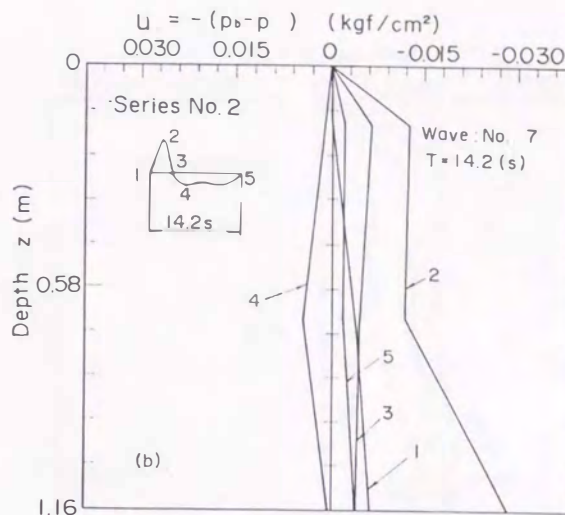


図-6.18(b) 変動過剰間隙水圧分布
(観測シリーズ2)

上に1～5で示す)における変動過剰間隙水圧の分布を描いたものである。また、図-6.18(b)は、観測シリーズ2の波の番号7について同様な整理をしたものである。図-6.18(a)、図-6.18(b)を比較すると、図-6.18(b)の方が砕波帯における変動過剰間隙水圧分布の特徴が極端に現れており、砕波後の位相(点4, 5)においてはそれほど大きな変動過剰間隙水圧が観測されておらず、海底面の不規則な水圧の形状に対応した過剰間隙水圧が現れている。したがって、砕波帯内では、従来のような微小振幅波にもとづく理論では不十分で、波の不規則性を十分考慮する必要があると考えられる。不規則波に対する変動過剰間隙水圧の取り扱いについては、6.6で詳細に述べることにする。

6.5.2 液状化の発生

式(6.2)を用いて海底地盤における液状化発生の有無を調べる。図-6.19は、1波ごとの最大変動過剰間隙水圧 u_{max} と静穏時の有効鉛直応力 σ'_{v0} を比較したものである。 σ'_{v0} は、現地において実測された地盤の密度の平均値から $\sigma'_{v0} = 0.969 \times 10^{-3} z$ (kgf/cm²、 z の単位はm)で表している。図-6.19(a)は、図-6.11(a)に示した観測シリーズ1の各波(7波)についての結果であるが、この場合、いずれも u_{max} は σ'_{v0} を越えておらず、液状化が発生しているとはいえない。図-6.19(b)は、図-6.11(b)に示した観測シリーズ3の5波について同様な整理を行った結果であるが、この場合、実線で描かれた最大過剰間隙水圧 u_{max} が破線で描かれた σ'_{v0} よりも上側に位置する部分が現れており、過剰間

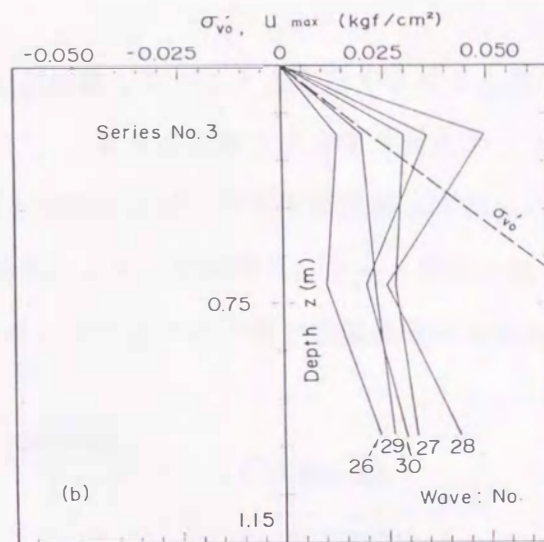
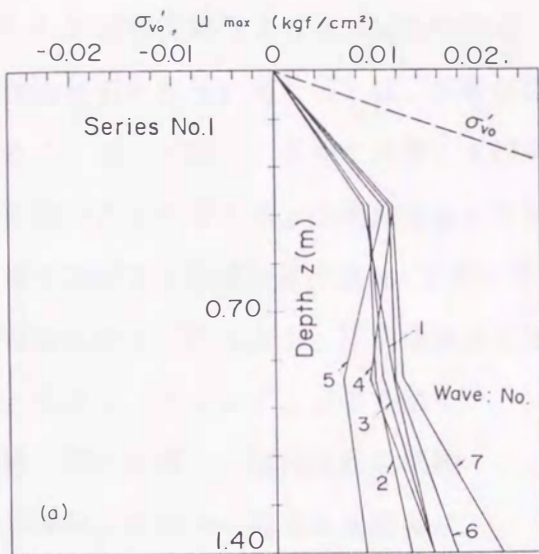


図-6.19(a) 非液状化 (観測シリーズ1) 図-6.19(b) 液状化 (観測シリーズ3)

隙水圧が σ'_{vo} を越える所で液状化が発生していると考えられる。

6.6 提案理論の検証および考察

6.6.1 理論解析方法

液状化の予測を行う場合には、静穏時の地盤中の有効鉛直応力 σ'_{vo} 、海底地盤表面の水圧変動 p_o 、地盤中の変動水圧 p を知る必要がある。特に、地盤中の変動水圧は、液状化の予測を行う上で重要であり、ここでは、この変動水圧の観測値と理論値の比較を行い提案理論の妥当性を検証する。

現地観測で得られた海底面の水圧変動波形は、図-6.10、図-6.11に示したように不規則な波形となっている。解析ではこれらの不規則性を考慮して式(4.5)で表される基礎方程式を差分法で解いている。海底表面の境界条件は、現地観測で得られた p_o のアナログデータを20Hz (0.05s)ごとにデジタル化して与えているが、より短い時間間隔が必要な場合には、各デジタル値間をさらに細かく分割している。底部不透水境界までの深度は、不透水層が原地盤の土質調査結果からは直接決定できなかったため、層厚の影響をいくつか変えて解析し、計算結果に層厚の影響が現れない深度とした。このときの層厚は、 $l = 2.3\text{m}$ である。解析に用いた差分間隔は、時間間隔 $\Delta t = 0.05\text{s}$ 、位置間隔 $\Delta z = 5\text{cm}$ である。 σ'_{vo} については、現地測定の結果得られた水中単位体積重量から、 $\sigma'_{vo} =$

0.969×10^{-3} (kgf/cm³) としている。

6.6.2 室内実験による入力定数の決定

理論解析を行うにあたっては、圧密係数 C_v や伝達係数 α などの入力定数を求める必要がある。図-6.20は、現地で採取した試料を用いて、これらの定数を決定するためのフローを描いたものである。圧密係数は、それぞれ透水試験および一次元圧縮試験から得られる透水係数 k と体積圧縮係数 m_v を用いて算定される。これらの試験は、3～4種類の乾燥密度に対して行われる。圧密係数が決定できれば、次の2つの方法で伝達係数 α を求める。

①フィッティングによる方法：

現地の試料を用いた室内液状化試験を別途行いそれから得られる変動水圧分布と理論的に求まる分布をフィッティングし α を逆算する。②理論式から算定する方法： n/m_v 、 m_{w0} 、 S_r 、 p_{mg} から、式(4.24)を用いて α を求める。

このようにして得られた値は、現地観測データの理論解析に用いられるが、以下にその具体的な決定法について述べる。

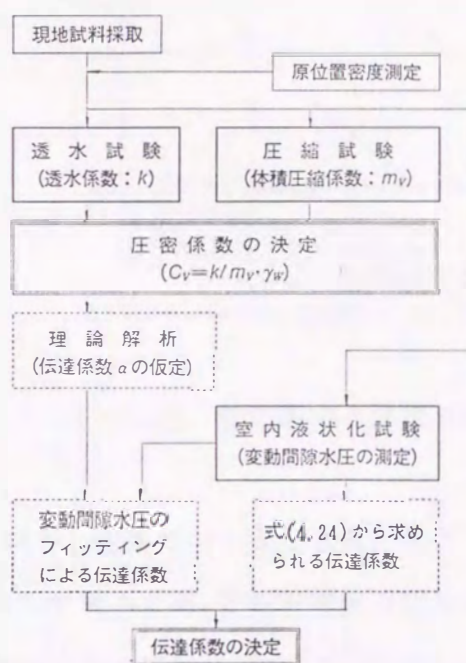


図-6.20 圧密係数および伝達係数の決定フロー

(1) 透水係数

透水試験は、土質工学会による

「土の透水試験方法(案)」(A 1218 T-1978)に準じて行った。供試体の乾燥密度は、緩詰めから密詰めまでの4種類とした。図-6.21は、それらの結果を示したものである。透水係数は、相対密度の増大に比例して小さくなるが、 $k = (1.0 \sim 2.5) \times 10^{-2}$ m/sである。

(2) 体積圧縮係数

内径305mm、高さ350mmの鋼製モールドに試料を詰め、鉛直方向の荷重を段階的に加えて圧縮量を測定した。載荷および除荷を5回繰り返した。図-6.22は、結果の一例を示したものであるが、1サイクル目の圧縮量は、その後の圧縮量に比較して著しく大きくなっている。2サイクル目からは、ほぼ徐々に圧縮が進むものの、曲線の形状はほぼ同様な傾向を示している。このような関係から、体積圧縮係数 $m_v = \Delta \varepsilon_v / \Delta \sigma'_v$ (ここに、 Δ

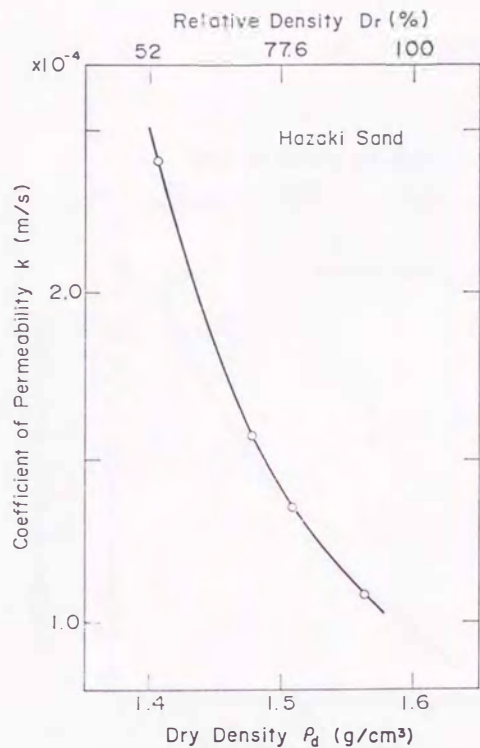


図-6.21 密度と透水係数

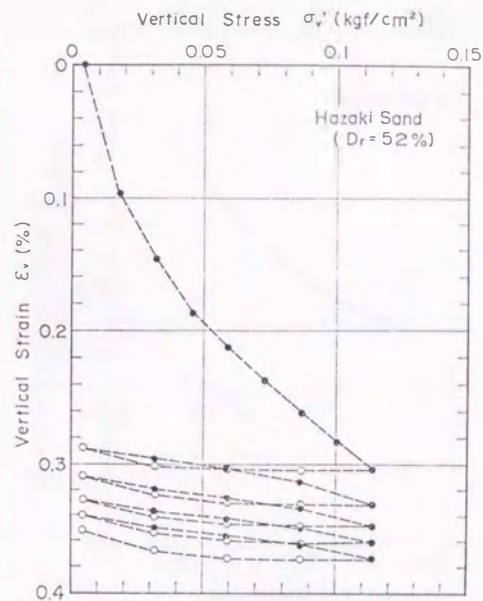


図-6.22 鉛直応力と体積ひずみ

ϵ_v は体積ひずみ)で求められる。 m_v の値は圧縮側と膨張側では異なるが、ここでは膨張側の m_v を用いている。図-6.23は、このようにして求めた m_v と相対密度の関係を描いたものであるが、相対密度が大きくなると m_v は小さくなっており、 $m_v = (1.5 \sim 2.0) \times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{kgf}$ となっている。

(3) 圧密係数

図-6.24は、透水係数と体積圧縮係数から圧密係数 C_v を算定した結果を相対密度に対してプロットしたものである。図-6.24によると、 C_v は、相対密度が大きくなるにつれて減少しているが、今回の試験で行った相対密度の範囲内では、 $C_v = (6 \sim 12) \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$ の範囲にある。図-6.24から、それぞれ、別途行った室内液状化試験における密度および現地における密度に対応する C_v を求めると、室内実験の乾燥密度 1.41 g/cm^3 に対して、 $C_v = 11.5 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$ 、現地の乾燥密度 1.54 g/cm^3 に対して、 $C_v = 7.18 \times 10^3 \text{ cm}^2/\text{s}$ が得られた。

以上の土質特性を一覧表にしたものが表-6.3である。

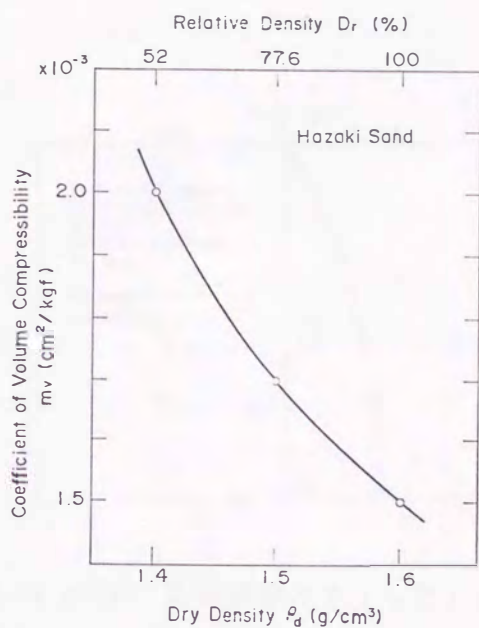


図-6.23 相対密度と体積圧縮係数

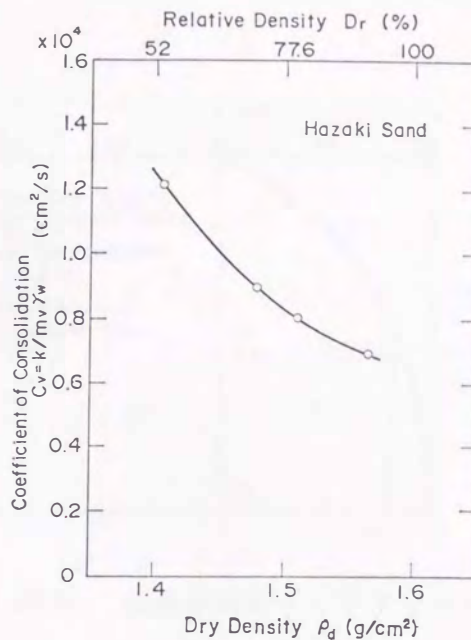


図-6.24 相対密度と圧密係数

表-6.3 土質定数一覧

Test No.	乾燥密度 ρ_d (g/cm³)	水中単位体積重量 γ' (gf/cm³)	間隙比 e	間隙率 n	相対密度 D_r (%)	透水係数 k (cm/s)	体積圧縮係数 m_v (cm²/kgf)	圧密係数 C_v (cm²/s)	n/m_v (kgf/cm²)
1	1.407	0.884	0.911	0.477	54	2.407×10^{-2}	1.975×10^{-3}	1.219×10^4	242
2	1.478	0.928	0.817	0.450	72	1.571	1.757	0.894	256
3	1.509	0.948	0.782	0.438	82	1.354	1.682	0.805	261
4	1.563	0.982	0.720	0.419	94	1.087	1.565	0.645	268

(4) 伝達係数

室内液状化実験から得られる変動水圧分布と理論解を、図-6.25に示すようにフィッティングして、各ステージごとの伝達係数を求めた。このさい、密度変化は考慮せず、 $C_v = 11.5 \times 10^3$ cm²/sとしている。各ステージごとに得られた α の値を表-6.4に示すが、得られた値にはかなり幅があり、特に、周期の小さなステージ1、2およびステージ6、7

ではかなり大きな値となっている。これは、図-6.25(b)に示したフィッティング結果をみると明らかなように、変動水圧分布の実測値が、底部において横軸に直角になっておらず(すなわち、測定精度が悪く、実測値が底部境界条件 $\partial p / \partial z = 0$ を満足しておらず)、

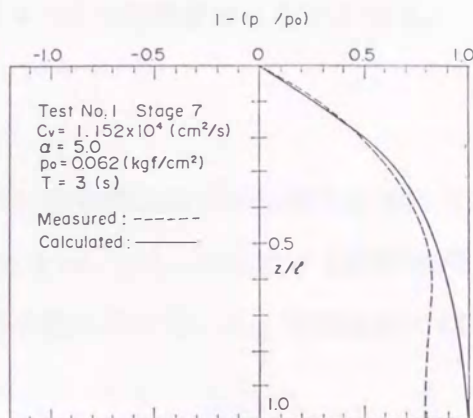
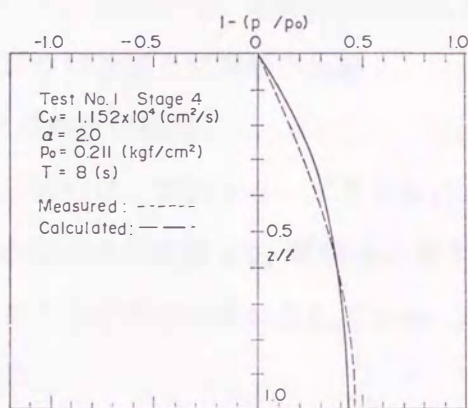


図-6.25(a) 伝達係数のフィッティング 図-6.25(b) 伝達係数のフィッティング

フィッティングの精度が低下したことによるものと考えられる。したがって、これらの値は α の決定に考慮しないことにすると、 $\alpha = 2.0 \sim 2.2$ 、平均値で $\alpha = 2.1$ となる。

一方、伝達係数が式(4.24)で与えられるとすると、 n/m_v 、水の圧縮率 m_w 、飽和度 S_r 、間隙水圧 p_{mg} が分れば α は計算される。 S_r は現地の砂を実験室に運び測定したところ平均で99.45%が得られたので現地の飽和度もこれと同じとみなした。 m_w は 4.8×10^{-5} cm^2/kgf とし、 p_{mg} は、①静穏時の海底面の水圧 $0.5 \text{ kgf}/\text{cm}^2$ を想定した場合として 1.533

表-6.4 フィッティングによる伝達係数 表-6.5 式(4.24)による伝達係数

ステージ No.	水圧変動振幅 \bar{p}_0 (kgf/cm ²)	周期 T (s)	伝達係数 α
1	0.068	3	3.5~4
2	0.116	5	2.6
3	0.159	7	2.1
4	0.211	8	2.0
5	0.159	7	2.2
6	0.114	5	3.1~3.2
7	0.092	3	5~6

相対密度 D_r (%)	間隙率/体積圧縮係数 n/m_v (kgf/cm ²)	飽和度 S_r (%)	伝達係数 α	
			①	②
54	242	99.45	1.86	2.00
72	256		1.91	2.06
82	261		1.93	2.09
94	268		1.96	2.12
平均			$\alpha = 2.00$	

注) 間隙水圧(絶対圧力)

① $p_{mg} = 1.533$ (kgf/cm²) ② $p_{mg} = 1.322$ (kgf/cm²)

kgf/cm² (絶対圧)、②海底面の変動水圧と等しい値を仮定して1.322 kgf/cm²とした。n/m_vは、表-6.4に示した範囲の値をとるから、これらを代入してαを計算すると表-6.5のようになる。表-6.5に示されたαは1.86~2.12の範囲となっているが、平均して小数第1位までをとるとα=2.0となる。これは、フィッティングによる値とほぼ等しい。したがって、ここでは、両方法で得られた結果からα=2.0を採用することにする。

6.6.3 理論値と観測値の比較

(1) 非液化化地盤

図-6.26は、観測シリーズ2における観測結果と理論解析結果を比較したもので、海底地盤表面の水圧変動 p_b 、地盤中の深度15cm、65cm、115cmにおける変動水圧 p およびそれらの深度における応力比 σ'_v/σ'_{v0} の時系列を示している。理論解析に用いた入

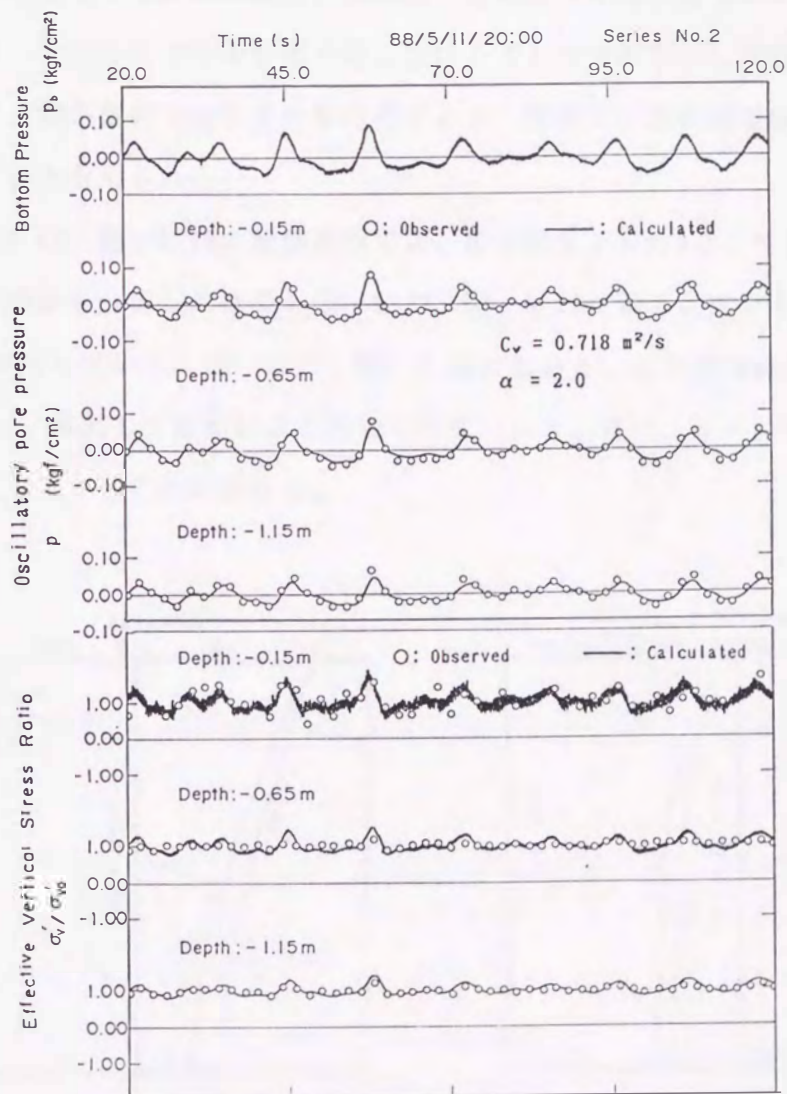


図-6.26 変動水圧の観測値と理論値の比較 (非液化化; 観測シリーズ2)

力は、6.6.2で述べた結果から、圧密係数 $C_v = 7.18 \times 10^{-3} \text{ cm}^2/\text{s}$ 、伝達係数 $\alpha = 2.0$ とした。また、境界条件としては、海底地盤表面（深度 $z = 0$ ）の水圧変動 p_b の観測値を用い、不透水境界として、砂層厚を $l = 230 \text{ cm}$ としている。図-6.26をみると、白丸で表された観測値と実線で表された理論値は、経時変化の状況がきわめて良く一致しており、提案式(4.5)は、不規則な水圧変動に対しても、地盤中の変動水圧を良く追跡可能なことが明らかである。また、応力比 σ'_v / σ'_{v0} を見ると、いずれの深度においてもゼロまたは負となることはなく、液状化現象は発生していないことがわかる。図-6.27は、図-6.26に示した波のうち、波の番号7に対する水圧比 p / p_b を p_b の波形の峰において比較したものである。理論値は、深部においてやや大きめの値となっている。図-6.28は、図-6.27と同番号の同じ波について、有効応力の1サイクル中の最大減少量 $(p_b - p)_{\text{MIN}}$ の深度分布を比較したものである。この場合、理論値と観測値はほぼ一致していることがわかる。両者の相違は、水圧の比でとるか差でとるかによるものであるが、液状化の検討などの実用的な点では、差が重要であることを考慮すると、理論値は観測値を良く説明しているとみなしてもよいと考えられる。

なお、図-6.26～図-6.28の理論解析では、伝達係数 $\alpha = 2.0$ としているが、 α が解析結果に及ぼす感度を分析した結果も図-6.27、図-6.28に示されている。このときの α としては、2.6を用いている。図-6.27、図-6.28によると、 α の理論値に及ぼす感度は、 $(p_b - p)_{\text{MIN}}$ に対してはそれほど大きくはないこと、また、 $\alpha = 2.0$ の理論値がより観測結果と一致していることが分かる。

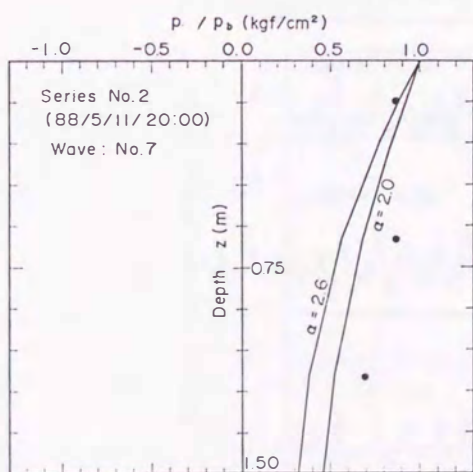


図-6.27 水圧比の比較

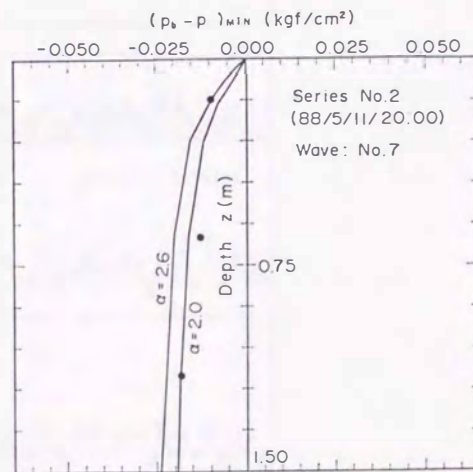


図-6.28 有効土被り圧の比較

(2) 液状化地盤

図-6.29は、図-6.26と同様な比較を液状化地盤について行った結果を示している。理論値と実測値が極めて良く一致することは図-6.26の場合と同じであるが、深度-0.2mにおける応力比 σ'_v/σ'_{vo} は理論値および実測値ともゼロもしくは負となる時刻がたびたび出現している。特に、この時刻は、波形の峰から谷に移行する過程で現れており、急激な海底面の水圧の変化が有効応力の著しい変動を引き起こしている。応力比が0ということは $\sigma'_v=0$ を意味し、この深度で液状化が発生していることを示すものである。また、逆に応力比が1以上になるということは、海底地盤中に初期の有効鉛直応力を越える応力が波浪によって作用していることを意味する。このような結果は、第4章で述べた室内実験結果と同様であり、筆者の提案した変動水圧に関する理論式(4.5)は、砕波帯内におけるような不規則な波形に対しても十分妥当な結果を与えらる。

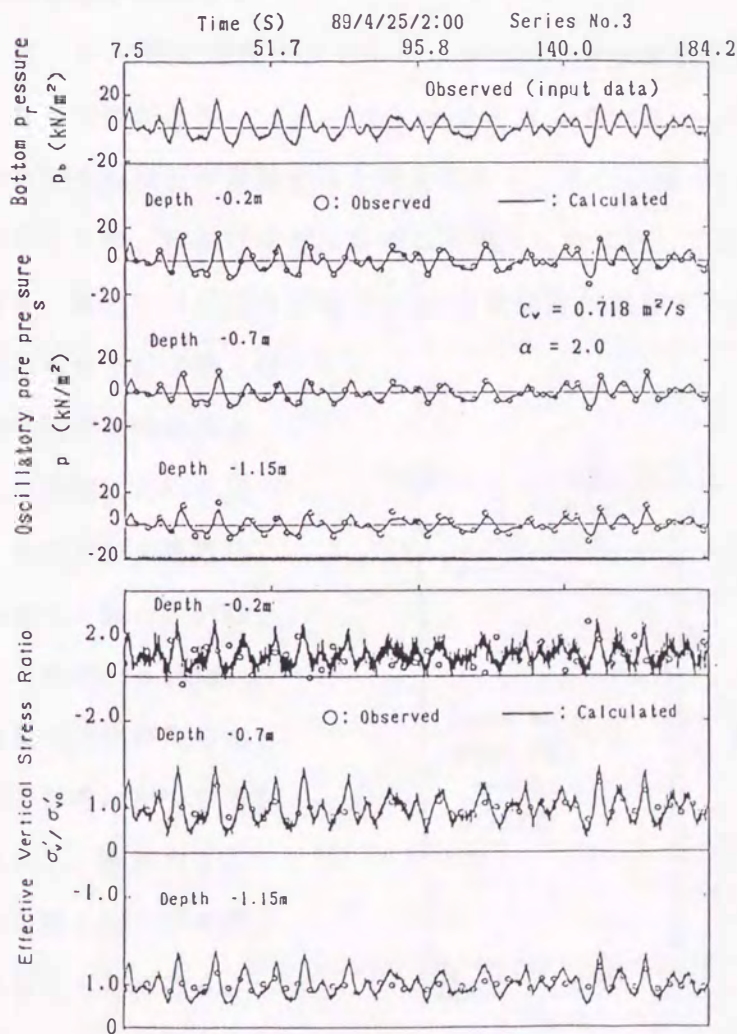


図-6.29 変動水圧の観測値と理論値の比較 (液状化; 観測シリーズ3)

図-6.30は、図-6.11(b)に示した観測シリーズ2の波の番号7の1周期分の変動水圧 p および底面水圧変動 p_b を描いたものである(善・山崎; 1990)。図-6.30の $c \sim h$ はそれぞれ図-6.30中の時間 t と p_b の関係を描いた波形上の各点 $c \sim h$ に対応している。図-6.30から明らかのように、 p_b の変化速度が小さな e 、 h においては変動水圧分布は直線的であり、海底面の水圧の変動量と地盤中の水圧変動量がほぼ等しくなっている。一方、 p_b の変化速度が大きな c 、 d では、海底面水圧変動量と地盤中の水圧変動量にはかなりの差があり、 $(p_b - p) \neq 0$ となっている。したがって、この差の分だけ地盤中の有効土被り圧が変動すると考えられる。また、図-6.13に周期 T と水圧比 p/p_b の関係を示したが、砕波帯などにおける不規則な波に対しては、水圧比は周期に依存するのではなく、厳密には底面水圧変動 p_b の変動速度に依存すると考えられる。

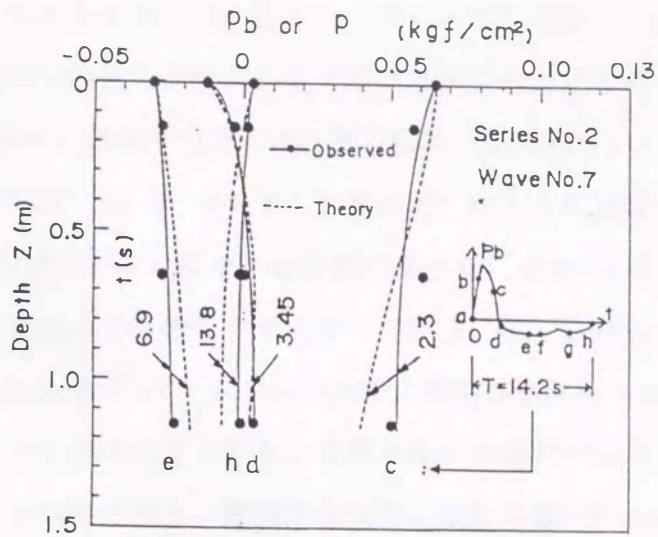


図-6.30 地盤中の変動水圧分布

図-6.30から明らかのように、 p_b の変化速度が小さな e 、 h においては変動水圧分布は直線的であり、海底面の水圧の変動量と地盤中の水圧変動量がほぼ等しくなっている。一方、 p_b の変化速度が大きな c 、 d では、海底面水圧変動量と地盤中の水圧変動量にはかなりの差があり、 $(p_b - p) \neq 0$ となっている。したがって、この差の分だけ地盤中の有効土被り圧が変動すると考えられる。また、図-6.13に周期 T と水圧比 p/p_b の関係を示したが、砕波帯などにおける不規則な波に対しては、水圧比は周期に依存するのではなく、厳密には底面水圧変動 p_b の変動速度に依存すると考えられる。

6.6.4 液状化にともなう砂の巻上げ

浸透流と液状化は密接な関係があることは、既に室内実験において明らかにしている。現地データを用いてこのことを検証する。図-6.31は、図-6.30の d 点(これは、 p_b の波形の峰から谷へ急激な変化が生じた、すなわち砕波したところに相当する)における水圧分布から、浸透力 j 、浸透流速 v 、動水勾配 i および有効土被り圧 σ'_v を求めたものである。 σ'_v の求め方は図-4.35と同様であり、 \circ は浸透力より、実線は過剰間

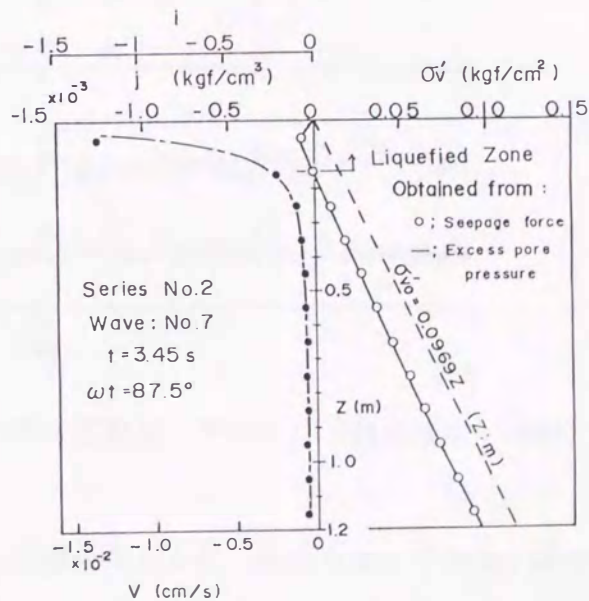


図-6.31 浸透流と液状化

隙水圧より求めたものである。両方法で求めた有効土被り圧 σ'_v は良く一致しており、深さ0.15m以浅において $\sigma'_v \leq 0$ 、すなわち、液状化が発生していることがわかる。このときの限界動水勾配は0.2~0.25となっており、定常浸透流による限界動水勾配(約1.0)に比較して小さい値を示している。このことは、図-4.35に示した室内実験結果でも同様である。4.9で述べたように、液状化した地盤はクイックサンド状態になっているから、地盤上向きの浸透流によって表層の砂粒子は極めて移動しやすくなっている。図-6.31によると、海底地盤表層部の上向きの浸透流速 v は、 1.5×10^{-2} cm/s程度と室内実験同様それほど大きくはない。しかし、浸透流速そのものは小さくても、実際の砕波帯域内の海底表層部では、地盤に沿った流れや渦が存在することから、地盤が液状化し土粒子間のかみ合わせが消失すると粒子の巻き上げや輸送が比較的簡単に生じると考えられる。図-6.32は、鶴谷ほか(1990)が、同じ波崎海洋研究施設直下の海底地盤で観測したデータを著者の提案液状化理論を用いて解析した結果である。図-6.32の上から2列目の浮遊砂の濃度と4列目の有効土被り圧を比較すると明らかなように、濃度と液状化(4列目の黒く塗り潰し

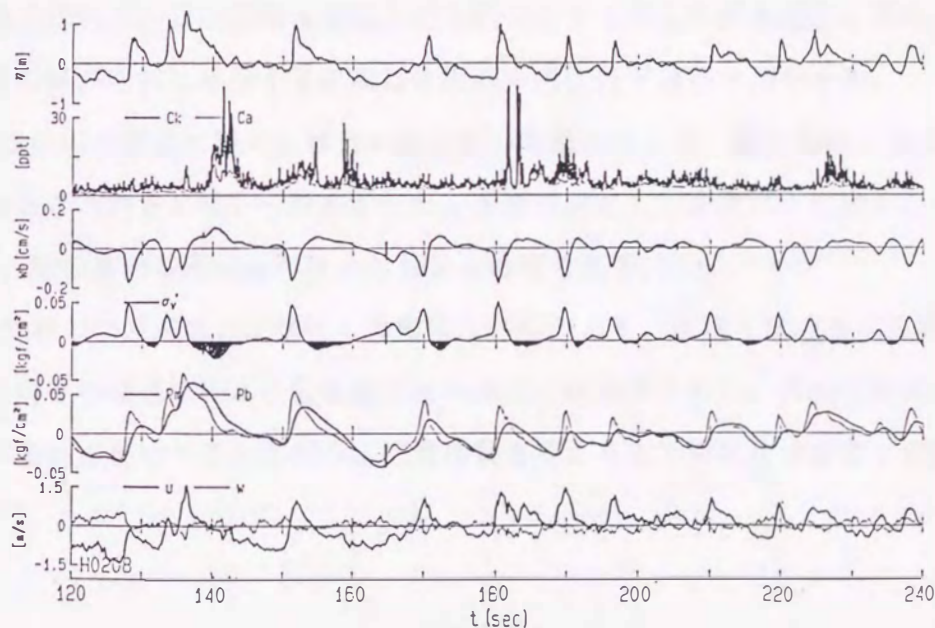


図-6.32 実測データと液状化の解析結果(第2回観測, その2)(鶴谷ほか; 1990)

た部分)にはかなり良い相関がみられる。この結果をもとに、鶴谷らは、「砂は、波の峰の通過後に液状化しやすく、この時に砂が巻き上がる」と結論している。このことから、砂地盤の液状化は、底質の移動を考える上で極めて重要な現象であるということが出来る。

6.7 本章の結論

本章では、海底地盤の液状化現象を、実海域の砕波帯内における現地観測により確認し、提案液状化理論の妥当性を検証した。第4章で述べた一次元模型実験とは異なり、本観測は、三次元の広がりをもつ海底地盤に対して、不規則性の著しい砕波が作用するといった条件下で行われたものであるが、得られた結果は、基本的な点においては、室内実験と同様であった。ここで導かれた主要な結論をまとめると以下のようになる。

(1) 波浪により発生する過剰間隙水圧には、変動過剰間隙水圧と残留過剰間隙水圧の2つのタイプがあるが、本観測では残留過剰間隙水圧は観測されなかった。本観測地点のように、きれいな砂からなる透水性の良い海底地盤では、波浪に弾性的に応答する変動過剰間隙水圧が卓越する。

(2) 波浪の作用を受ける実海域の海底砂地盤中においては、有効鉛直応力が波浪の進行にともない逐一変動している。有効鉛直応力の変動量は、海底地盤表面の水圧変動量と海底地盤中の水圧変動量の差として表される。

(3) 実海域においても、波浪の作用によって海底地盤中の有効鉛直応力が0となる液状化領域が観測された。この領域は有効土被り圧の小さな海底地盤表層部に現れる。また、液状化は波の峰から谷に移行する急激な海底面の水圧低下過程で発生する。

(4) 海底地盤中の変動水圧および有効鉛直応力変動について、観測結果と理論解析結果を比較したところ両者は良い一致を示した。著者が提案した変動水圧に関する基礎方程式(4.5)は、砕波帯内の不規則な波に対しても適用できる。

(5) 海底地盤中の浸透流と液状化には密接な相関があり、液状化は地盤中の非定常浸透流による上向きの浸透流により引き起こされることが確認された。液状化が発生すると、砂粒子の移動が容易になることから、底質移動を考える上で液状化は重要な要因の一つである。

参考文献

- 1) Clausen, C. J. E., DiBagio, E., Duncan, J. M. and Andersen, K. H. (1975) : Observed behavior of the Ekofisk Oil Storage Tank foundation, Proceedings of the 7th Annual Offshore Technology Conference, Vol. 3, pp. 399-413.
- 2) 加藤一正(1987) : 波崎海洋研究施設 (HORF)、みなとの防災、港湾海岸防災協議会、pp.

- 3)加藤一正、谷本勝利(1988) : 波崎海洋研究施設における砕波帯内諸現象の解明、第1回日本沿岸地域会議研究討論会講演概要集、日本沿岸地域会議、No.1、pp.59-60.
- 4)Lee, K.L. (1976) : Predicted and measured pore pressures in the Ekofisk Tank foundation, Proceedings of the 1st International Conference on the Behaviour of Offshore Gravity Structures, Vol.2, pp.384-398.
- 5)Maeno, Y. and Hasegawa, T. (1985) : "Evaluation of wave-induced pore pressure in sand layer by wave steepness", Coastal Engineering in Japan, Vol.28, pp.31-44.
- 6)大草重康、中村隆昭、内田篤志(1976) : 波による海底地盤中の間隙水圧の変化、第11回土質工学研究発表会概要集、土質工学会、1976、pp.781-784.
- 7)大草重康、中村隆昭、内田篤志(1977) : 海面変動と海底地盤中の間隙水圧変化(第3報)、第12回土質工学研究発表会概要集、土質工学会、1977、pp.945-948.
- 8)Okusa, S., Nakamura, T. and Fukue, M. (1984) : Measurements of wave-induced pore pressure and coefficient of permeability of submarine sediments during reversing flow, Proceedings of the IUTAM'83 Symposium, Seabed Mechanics, pp.113-122.
- 9)清水正喜、川崎尚弘、岩成敬介、野田英明(1986) : 海浜砂層内の間隙水圧の挙動、鳥取大学工学部研究報告、第17巻、第1号、pp.111-119.
- 10)鶴谷広一、椎住智昭(1990) : 砕波帯における底質の流動化と浮遊について、海岸工学論文集、第37巻、土木学会、pp.289-293.
- 11)善 功企、山崎浩之、渡辺 篤(1987) : 海底地盤の波浪による液状化および高密度化、港研報告、第26巻、第4号、pp.125-180.
- 12)善 功企、山崎浩之、佐藤 泰(1989) : 海底地盤の波浪による液状化 - 現地観測および解析 -、港研報告、第28巻、第3号、pp.29-57.
- 13)善 功企、山崎浩之(1990) : 波浪による海底地盤中の浸透流と液状化現象、海岸工学論文集、第37巻、土木学会、pp.738-742.
- 14)Zen, K. and Yamazaki, H. (1991) : Field observation and analysis of wave-induced liquefaction in seabed, Soils and Foundations, Vol.31, No.4, pp.91-104.