

招待論文

大阪湾泉州沖地盤の工学的性質

ENGINEERING PROPERTIES OF SOILS OFF SENSU IN OSAKA BAY

小野寺駿一*

By Shunichi ONODERA

1. はじめに

本文は、大阪湾泉州沖水深約20mの軟弱地盤上に関西国際空港を建設するにあたり、具体的な建設計画を策定するために必要となった各般にわたる調査検討事項のうち、当該地点の海底地盤の工学的性質を把握するために行った調査の方法とその成果¹⁾の概要を述べるものである。

大阪湾泉州沖が関西国際空港の予定地として選ばれたのは、昭和49年8月の航空審議会答申によるものである。すなわち、関西地区における航空輸送需要の増大に対処するための運輸大臣の「関西国際空港の規模および位置」についての諮問(46年10月)を受けて、同審議会は関西国際空港部会を設け、43年以來の諸調査の成果をふまえて審議を行いその結果、「その位置を大阪湾南東部の泉州沖の海上とし、当面その規模を海上の国際空港として最小の単位となる長さ4000m滑走路1組(少なくとも300mを隔てた2本の平行滑走路)に、長さ3200m以上の補助滑走路1本を加えたものとするのが望ましい。」旨答申した。位置選定のための審議の過程においては、周辺を山地に囲まれ、かつ平野部の土地は高密度に利用されている関西地域において、24時間運用を行い、年間約26万回の離着陸能力を有する空港を建設するためには大阪湾の海上空港とすることが必要であり、さらに、航空機およびアクセス交通等による騒音、大気汚染ならびに全体計画として1200haの埋立に伴う環境への影響、周辺地域の社会的、経済的開発効果等を考えて、新空港が将来にわたって関係地域と

共存共栄できるものであるとすべき観点に立って検討が行われた結果である。

この答申に基づいて、引き続き空港の具体的建設計画を策定するための調査と、関係地域の合意形成のための手立てが進められた結果、昭和59年10月、法に基づく関西国際空港株式会社が設立され、現在、同社の手により空港建設工事開始のための諸準備が進行中である。

本空港は、図—1に示す大阪湾泉州沖の海上であって、海岸から約5km離れた水深約20mの位置にあり、海底は厚さ約20mの沖積層によって覆われている。そして、さらにその下には数mの砂層または砂礫層を経て未固結の粘土またはシルトと砂の互層より成る洪積層が分布しており、その厚さは数100mに達する。

表層である沖積層は粘土またはシルトより成り、約1万年前から現在までという新しい過去の期間に、おおむね現在の海水面またはそれに近い状況下で、細かい粒子が静かに堆積し続けて成立したものである。強度は弱く、空港島の埋立に伴って新たに加わる30~35tf/m²という荷重に対しては、そのままでは沈下量の大きさ、沈下継続期間の長さ、護岸の円弧すべりによる崩壊等の面で実用上耐えられず、したがって、サンドドレーン、サンドコンパクション、深層混合処理などの地盤改良工法を適切に活用する必要があり、そのためには、この層の工学的性質を的確に把握することが必要となる。

洪積層は、おおむね200万年前から1万年前までと考えられる洪積世に堆積した地層である。昭和20年代の後半から40年代の始めにかけて、大阪市を中心とする平野部において深井戸からの地下水の大量汲み上げを原因とする広範な洪積層の地盤沈下があり、そのための調査研究が進められたことがあり、さらに千里ニュータウン

* 正会員 工博 (社)日本港湾協会理事
〒156 世田谷区宮坂1-37-6)

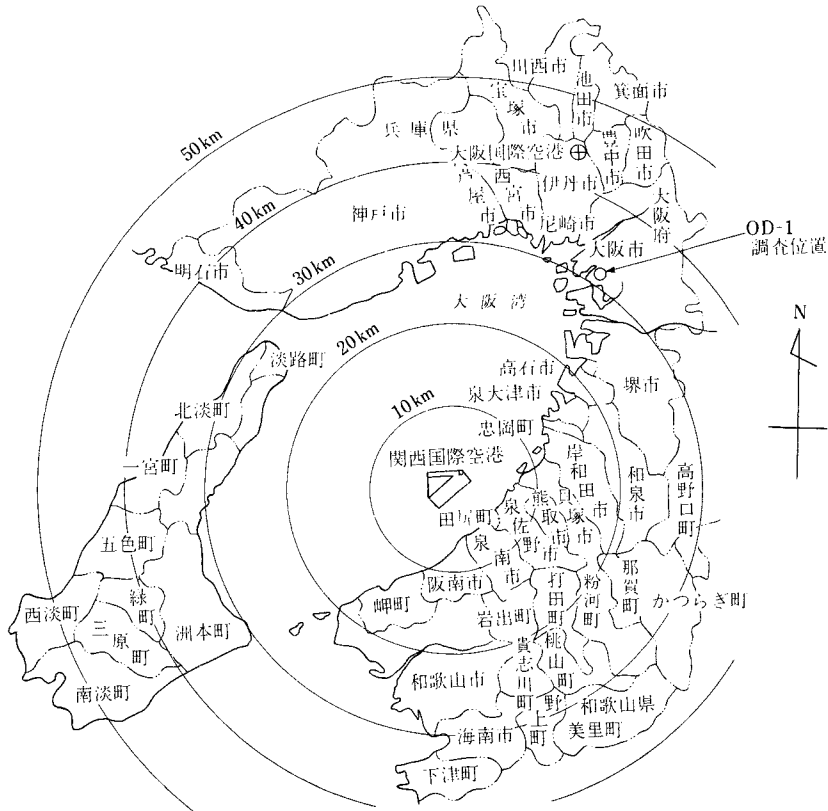


図-1 位置図

ン等近畿各地の開発事業、大阪市による地下鉄建設工事などに関連して、陸域に分布している洪積層の把握はすでに進められてきた²⁾。そして、洪積層中の粘性土は一般に現在の有効土被り圧よりかなり大きい圧密降伏応力をもっているため、従来、海面埋立に伴う増加荷重が洪積層の沈下を発生させることはほとんどないものと考えられてきた。

昭和40年代の後半になって、大阪湾で水深12mを超える位置での大規模埋立において、沖積層の圧密沈下を人為的に促進するために行った海面上13mに達する盛土荷重によって、沖積層の沈下だけでは説明できない沈下が認められ³⁾、これを契機として海底の洪積層の工学的性質把握の重要性が浮上し、急速に調査検討が進められるようになった。

空港島の埋立は、水深が一層深く、したがって埋立に伴う増加荷重も一層大きいので、洪積層の沈下量の的確な評価が必要であり、このため洪積層の工学的性質の把握が重要な課題となった。

2. 大阪における洪積層と調査の視点

(1) 大阪 OD-1 調査による洪積層

大阪における地盤沈下対策調査の一環として、昭和38年に大阪市が港区田中元町(図-1)において行った深さ900mに達するボーリング(OD-1と名付けられている)によって得られた層序を図-2に示す。この層序は、以後近畿各地で行われた数々の洪積層調査の標準とされている。この位置で、花崗岩と想定される基盤は、物理探査の結果、1500m程度の深さにあると考えられている。このボーリングで、表層の沖積層のほかに13枚の海成層がイオウの含有率および有孔虫、放散虫などの微化石分析の結果識別されており、これら海成粘性土について、最下層のMaOから順に番号が付され、最も新しい海成洪積粘性土はMa12、沖積粘性土はMa13とよばれている。

MaOは、おおむね120万年前、大阪湾に初めて海水が進入したときに海水中に堆積したものと考えられており、OD-1では深さ約560mにある。Ma3は約87万年前と考えられているアズキ火山灰をはさみ、地層対比のうえで重要な意味をもつ、いわゆる鍵層でもある海成粘土であって、同じくOD-1では約410mの深さにある。

これらの洪積海成層のうち、上部のMa12およびMa11を含む部分は上部洪積層、Ma3~Ma10は大阪層群

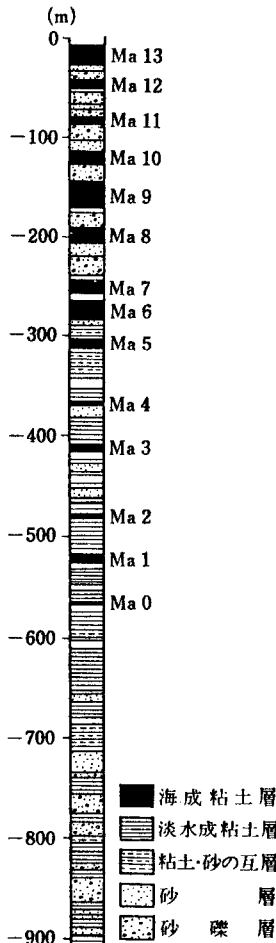


図-2 大阪の深層ボーリング (OD-1)

上部, Ma 2 以下は大阪層群下部とよばれている。

(2) 洪積層の堆積環境

洪積層の堆積が進行した洪積世は, 第三紀とよばれる時代の次の時代にあたり, 地質学分野では現在が属する沖積世を含めて第四紀とよび, おおむね 200 万年前に始まるとされている。第四紀を特色づける現象としては, 日本列島に加わる水平力のために褶曲作用が活発に進行したこと, および氷期と間氷期が反復して地球上に訪れ, これに伴って海水面の上昇と低下が 100 m 以上の振幅で発生したことである。戦後における放射性同位元素の微量分析, 古地磁気分析, 各種微化石分析などの手法の著しい発展の成果が活用されて, この時期の各地での地層の成層状況, プレートテクトニクスに伴う水平力と褶

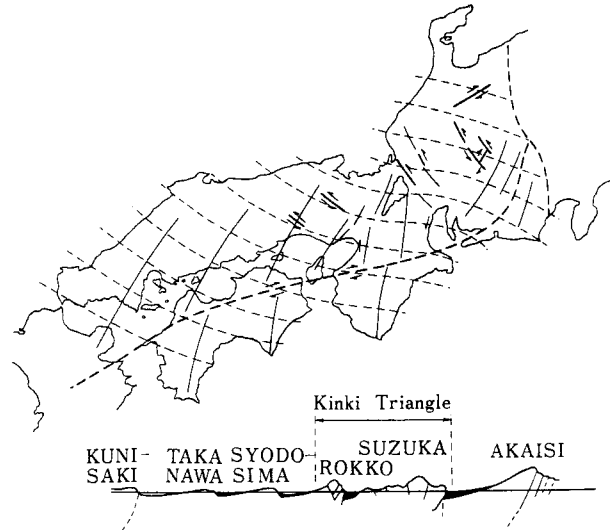


図-3 西南日本の圧縮力主軸と褶曲

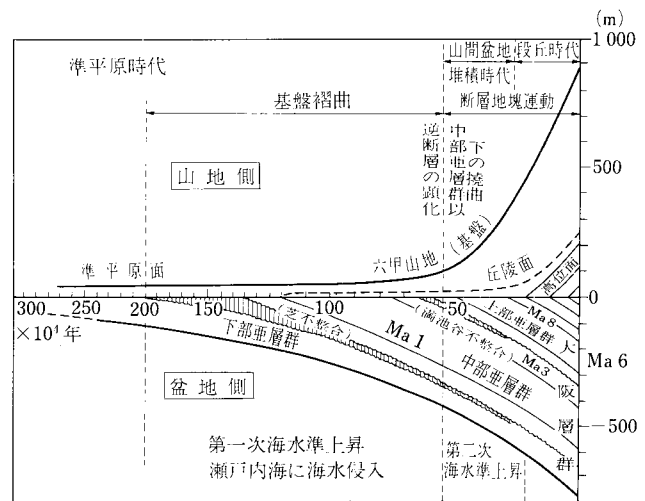


図-4 六甲山地の成長曲線

曲作用 (降起, 沈降, 断層) との関係の解明が急速に進みつつあり, また地球物理学と地質学の連けい分野においては, 氷河期に関する研究が広範な議論をよびつつ現在進行中である。これらの中でこの調査に重要な関係のある事項について説明を加える。

a) 褶曲作用について

図-3 は, 藤田による六甲変動の最大主要圧縮応力の主軸を示しており, 太線は隆起軸を表わしている⁴⁾。下の図は瀬戸内沿いの南西日本の断面概念図を示している。さらに図-4 は, 六甲山の隆起と大阪湾の沈降とを 1 つの時間軸の上に示したものである⁵⁾。

b) 氷河期と海水面の変動について

古生代の末期 (約 1 億年前) に氷河期があり, 第三紀

が温暖であって、第四紀がなぜ氷河期であるかについてはいまだ説明されていない。しかし、第四紀に氷期、間氷期が繰り返り起きている原因については、1938年、ユーゴスラビアの天文学者ミランコビッチによって述べられた天文学説が、1976年、クライマツ計画と称するアメリカでの大規模な調査の結果と一致するものと発表されたばかりである^{6),7)}。すなわち、ミランコビッチは地球が太陽の周囲を回る楕円軌道の離心率の変化、地球の自転軸の傾斜角度の変化および地球の自転軸が円運動を描く歳差運動に着目し、北半球の8か所の緯度で夏の太陽光線量の変化を60万年前までさかのぼって計算し、その計算結果がヨーロッパにおける過去の氷河の消長に合致すると説明した。

一方、クライマツ計画による調査は、地球上に氷期が訪れて氷床が増えるとき、海面は低下することとなり、その際海中では酸素の中で相対的に重い原子量18の酸素同位元素の含有比が増えるという観点から、深海の海底に堆積した有孔虫と放射虫の化石コアを採取し、石灰分に含まれる上記 O^{18} の含有比の変化を求め、また、時間軸については過去4万年以内の部分については炭素同位元素 C^{14} の含有比から、それ以前については70万年前に起きた地磁気の逆転（逆転前はいわゆる松山逆帯磁期）をコアの中で確認し、挿入して求めた。そしてこれらの測定値について多変量分析とスペクトル分析を行って、 O^{18} 含有比の変化が、10万年、4万1千年、2万3千年という3つの周期をもつという結果を得、これはミランコビッチの説と一致するものであった。

後述する図-8はこの分野で O^{18} 含有比の分析に大きい足跡を残したエミリアーニが、上記の成果をふまえて

1978年に整理し発表したものである。ただし、この図は、理論的には氷期、間氷期の海面の昇降を表わしているはずであるが、地質学的観点からする各種痕跡と比較したとき、おおむね3千年以前頃の間氷期のピークが低いという疑問などの問題を残している。

最も近い過去の氷期であるウルム氷期の最盛期は今から2万年前～1万8千年前であって、そのときの海面は現在よりおおむね130m低かったと考えられている。その後、地球が温暖となり、海面が現況の水位に達する途中経過については、地質学的痕跡と C^{14} 分析とを用いて多くのカーブが描かれており、その一例として図-5にアーサー・ホームズ⁸⁾によって描かれたものを示す。1万年前頃に海面上昇の停滞期があったとする点は多くの研究者の一致をみるところ⁹⁾となっている。

c) 洪積層の堆積について

大阪湾地域では、隆起する六甲山および和泉山系の山々の風化、浸食に伴って生産される砕屑物が、河川を通じてより低い地域へ運搬され、沈降を続ける大阪平野および大阪湾に堆積する。そして、間氷期には、海面はほぼ現在のそれに近い高さをもって、ちょうど現在沖積層の堆積が進んでいるように広い範囲に海成層を堆積させ、また、氷期の低い海面のときには大阪湾全体が陸化し、河口付近であるなど条件に合致する位置においては淡水成層を堆積させる。海成粘土の上を覆う砂層については次のような成因が考えられている。間氷期の高い海面のときに河川を通じて流出してきた砂は河口付近に堆積するが波の作用によって海岸に砂浜を作り、またあるときは風の作用も加わって砂丘を作る。それが、氷期に入ると海面は徐々に低下し、波の作用によって

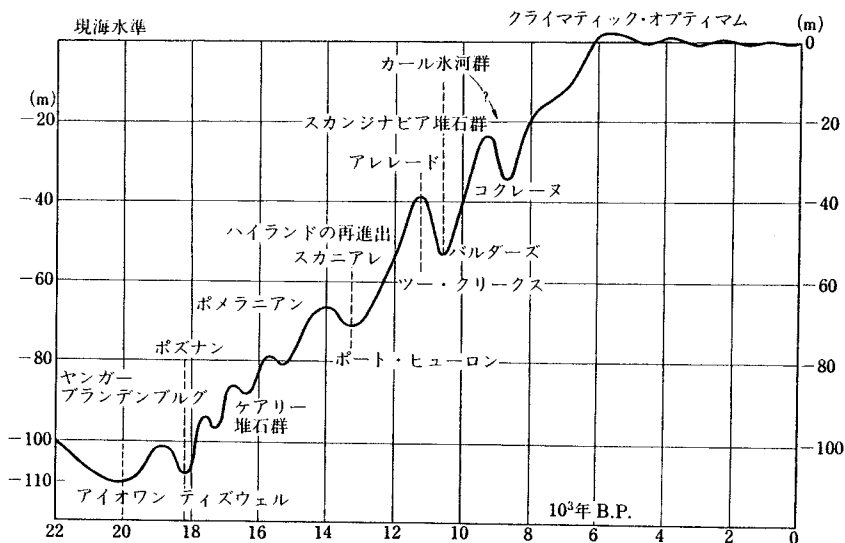


図-5 2.2万年前以降の海面変動曲線

旧海岸線の砂と新たに流出してくる砂とを順次沖の方へと敷きながら砂層を形成する。次の間氷期を迎えたとき、海水面の上昇速度は早いので、その途中で海面上昇の停滞に伴う波食の影響を受けない限り、形成された砂層は大きく乱されることなくその上に新しい海成粘土を堆積させるという次のサイクルに入るものといわれている。

このようにして、間氷期と氷期のサイクルごとに海成粘土と砂層および非海成層の互層のサイクルを形成してきたものと考えられている。

(3) 調査の視点

すでに述べたように、空港島建設のための土質調査は、海底の表層を覆う沖積層のみならず、深く、かつ未団結の洪積層について、埋立荷重に伴う沈下を評価する等に

必要な工学的性質を把握するという課題に対処するものである。しかしながら、海底の洪積層がこのような課題をもつに至ったのが近年のことであるため、海底における既往の調査例は乏しい状況にある。また、一般に、海上ボーリングを行う場合、その地点の水深が深くなるに従い、さらにボーリング深度が深くなるに従って、不攪乱試料採取の困難度が増すことが経験的に知られている。空港島のための調査においては、先に述べた大阪層群のうちの海成粘土 Ma3 までを把握することが必要であると考えられ、不攪乱試料を採取するためのボーリング深度は、大阪市によるボーリング OD-1 の状況を参照して最大 400 m までとした。

このような課題をかかえた大規模な土質調査を高い精度で遂行するため、次の方策を講ずることとした。

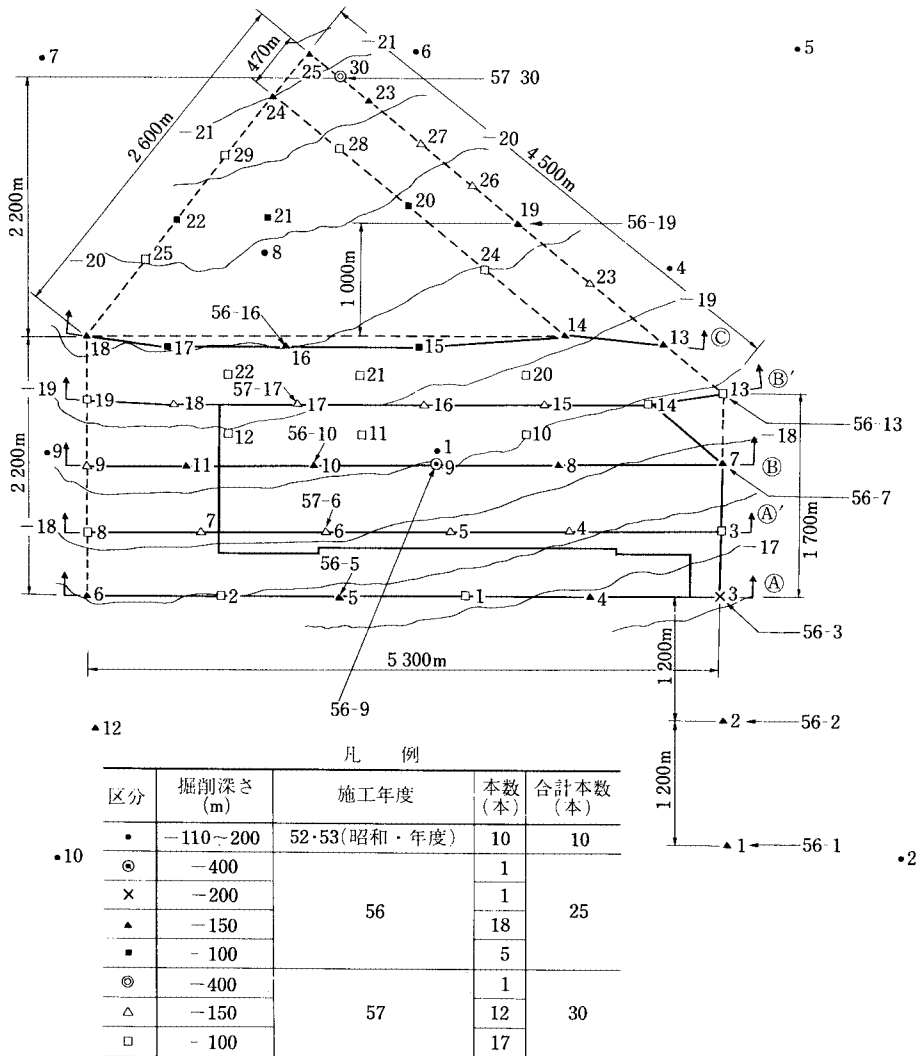


図-6 ボーリング位置図

- ① ボーリングの方法として、大口径かつ高能率の改良型ワイヤライン方式を新たに開発し、深度 400 m のボーリングについてはこの方式を用いること。
- ② 深い地層から採取した試料は、原位置において著しく大きい圧力下にあったものであることを考慮し、その工学的性質を求めるための試験方法について必要な配慮をすること。
- ③ 地質学的視点からの調査を行って、各地層の堆積環境および堆積履歴の把握につとめ、その成果の活用により工学的性質把握の精度高上に資すること。

海底表層の軟弱な沖積層の調査については、昭和 20 年代後半以降、わが国沿岸における港湾工事、埋立、干拓工事等において、多数の調査および地盤改良工事の事例を通じてその調査手法が発展しているの、これら過去の成果との比較を念頭に置きつつ慎重に調査を進めることとした。

本空港のための深さ 100~150 m のボーリングは、昭和 45 年、52 年に各 1 本、53 年に 9 本実施されたが、以上の視点に基づくボーリングは昭和 56 年および 57 年に合計 55 本実施され、その位置は図-6 に示すとおりである。

このうち深度 400 m に達するボーリングは、空港島中央部の 56-9 孔と、西端部の 57-30 孔である。

なお、改良型ワイヤライン方式によるボーリングおよびその成果の詳細については文献 1), 10) を参照されたい。

3. 地質調査とその結果

(1) 調査の方法

本調査においては、ボーリングによって得られた試料について、各種微化石、火山ガラス、炭素同位元素等の

分析調査および古地磁気調査を行い、それらの結果から各地層の堆積環境および年代を求めることとした^{11), 12)}。

a) 微化石調査

採取された試料中に含まれる有孔虫、放散虫、貝形虫、貝殻虫、珪藻、ウニ、海綿の骨針、花粉、ナンノプランクトン等の微化石の調査分析が行われた。このうち特にナンノは海成層の判定に威力を発揮した。すなわちナンノは大きさ 4~30 μ の石灰質の殻をもつ海生植物性プランクトンであって、その産出量の変化パターンは当該場所の海の水深の変化を反映しており、生産量曲線の上部が急に変化して欠けた形となっている場合は海水中で堆積した地層がその後いつかの時点で何らかの原因で浸食削除されたことを示しているものと考えられている。さらにナンノ化石の種類の消長により、

Pseudoemiliania lacunosa (以下 P.l.) 種の絶滅および *Gephyrocapsa oceanica* (G.o.) の出現

44 万年前

Emiliania huxleyi (E.h.) の出現 27 万年前

Emiliania huxleyi (E.h.) の繁栄 7 万年前

と、地層の年代の設定が可能である。

珪藻は淡水成層の把握に有効であり、また、各種花粉は気候条件の変化を反映している。

b) 火山灰および火山ガラス調査

火山灰は、火山の噴火に伴って大気中に噴き上げられ、風によってきわめて広範囲に運ばれ堆積するから、地層対比および堆積年代の設定にとって有効である。火山ガラス調査は火山灰に含まれる火山ガラスの屈折率、X線分析を行うことによって火山灰の比較特定を行うものであって、本調査においては、ボーリング試料中の 17 種類の火山灰分析が行われた結果、アズキ火山灰(本調

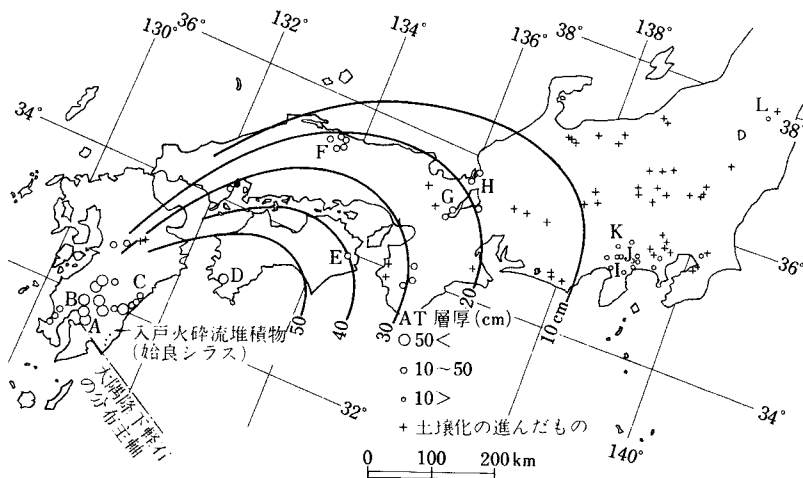


図-7 始良火山灰 (AT) の分布 (町田 洋・新井房夫, 1976)

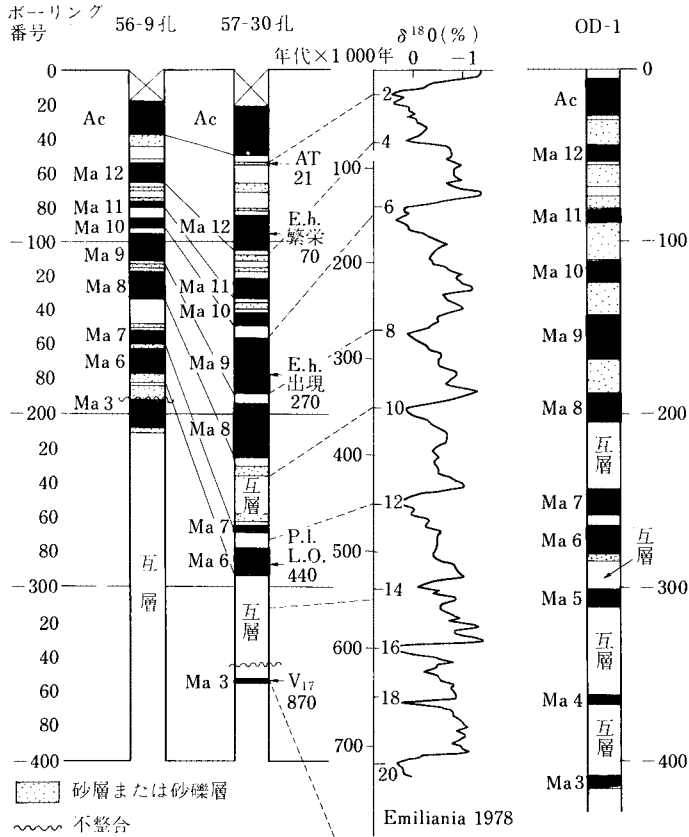


図-8 400 m ボーリング, $\delta^{18}O$, OD-1

査においては V_{17} とよぶ) によって Ma 3 が確認されたほか、おおむね 2 万 2 千年~2 万年前を示す始良火山灰 (AT とよぶ) が 14 本のボーリングにおいて、沖積層の直下で見出された。図-7 に町田らによる始良火山灰の分布図¹³⁾を示す。

c) 古地磁気調査

古地磁気調査を行い、Ma 3 を含む下部地層が 70 万年前以前の松山逆磁極期のものであることが確認された。

(2) 地質構造

これらの調査によって得られた結果のうち、深度 400 m のボーリングである 56-9 孔および 57-30 孔による地質構造を、海成粘土の Ma 番号を付して図-8 に示す。同図に、すでに述べたエミリアーニによるが酸素同位原素の含有比の変化 (δO^{18}) の分析から求め整理された曲線ならびに本調査によって得られた AT 火山灰、 V_{17} 火山灰およびナンノの種の変化から求められた年代を示すとともに、OD-1 調査による地質構造も対比できるように併記した。また図-9 に、空港島北端を通り、海岸線に直角方向の線上のボーリング結果を用いた地質構造断面図を示す。

空港島海底の地質構造のうえで特記すべき事項は次のとおりである。

① Ma 3 が空港島東縁にあたる 56-3 孔で -170 m、中央部 56-9 孔で -200 m、西端の 57-30 孔で -350 m の深度で確認され、すでに述べた OD-1 の成果および陸上における大阪層群の調査結果と対比することが可能となったことである。

② Ma 3 の直上に分布しているものと想定されていた Ma 4 および Ma 5 がこの位置では欠如していることである。ここでは Ma 3 の上部に不整合面があり、その不整合面以下が松山逆磁極期を示している。このことに関連して藤田¹⁴⁾は、おおむね Ma 5 の堆積が進んでいた頃 (60 万年前頃)、褶曲運動に伴う大阪湾周辺における隆起および沈降速度が速まったという現象がみられるとし、これに伴って Ma 4 および Ma 5 が浸食されて作っている不整合を満池谷不整合とよんでいる。

③ 海岸線から沖へ向かって地層が傾斜していることである。これは、大阪湾がこの付近では中心へ向かって傾斜しながら沈降していることによるものであって、本調査により、その沈降速度はおおむね次のとおりと想定された。

	空港島中央部	空港島西端
10 万年前以前	1.08 m/万年	3.9 m/万年
10 万年前以後	4.6 m/万年	8.8 m/万年

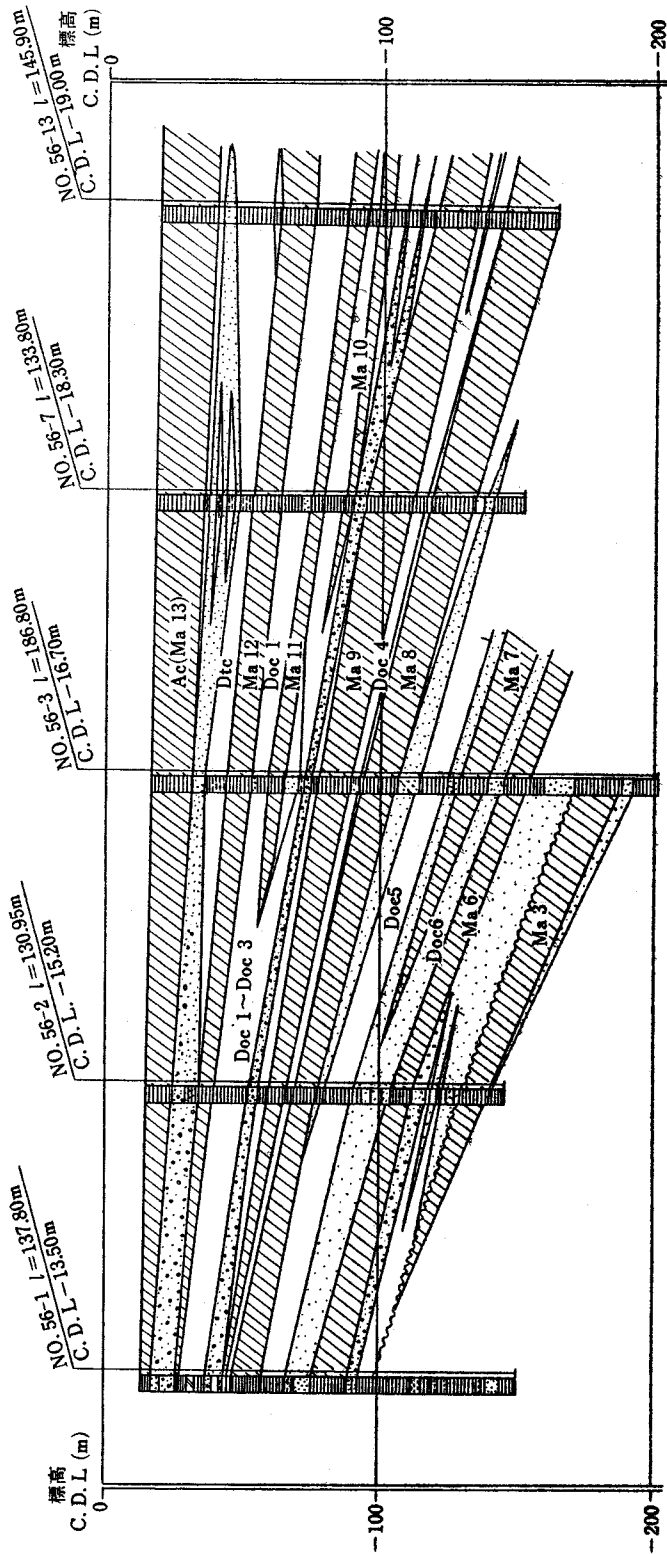
④ これらの沈降は空港島付近が傾斜を強めながら進む沈降であって、この範囲内に地殻変動に伴うような断層はないものと考えられた。

⑤ すでに述べた始良火山灰 AT が見出されたことによって、空港島付近がウルム氷期最盛期の海面低下時を迎えた当時の地表面を設定することができたことである。

4. 泉州沖地盤の工学的性質

(1) 概 説

沖積層および大きい深度に及ぶ洪積層が課題となる泉州沖地盤の工学的性質を把握するため、膨大な数の不攪乱試料が採取され、試験が行われた。ここではその結果の中から、物理・化学的性質、圧密特性、せん断特性および動的特性ならびに深い地層から採取した試料の試験法に対する配慮について述べることにする。



圖一9 空港島北端線地質構造

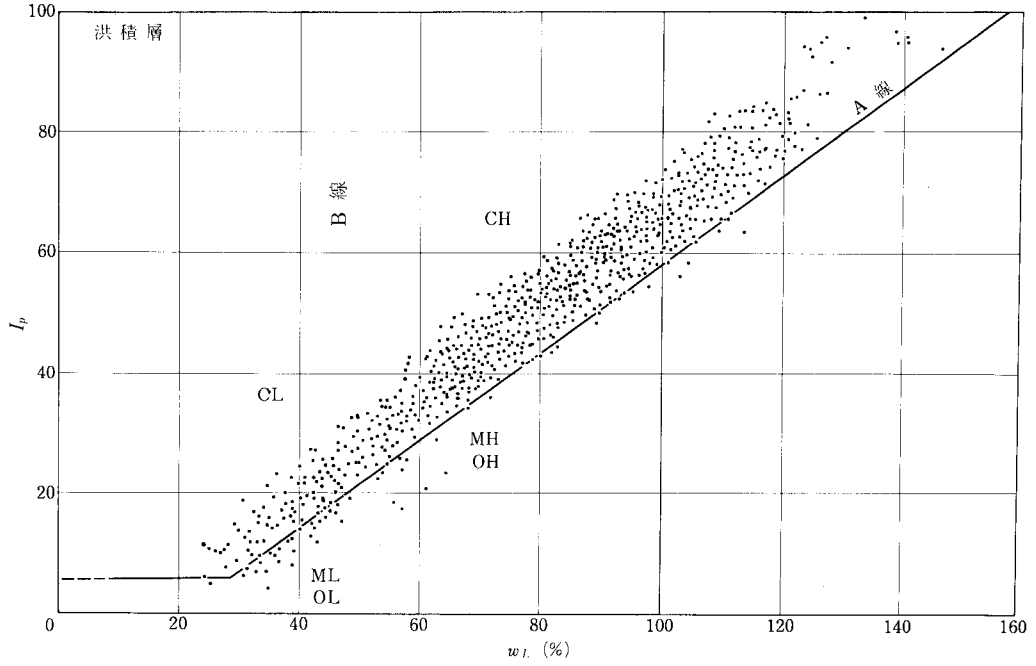


図-10 塑性図 (洪積層)

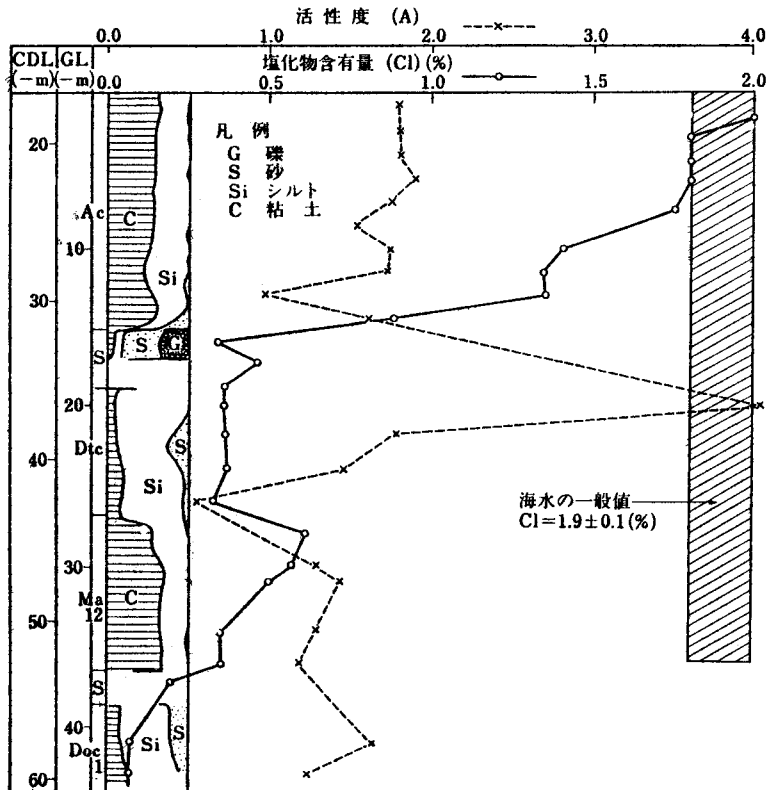


図-11 塩化物含有量 (Cl) (%) と活性度 (A) の深さ方向分布図 (No.56-3)

(2) 物理・化学的性質

a) 塑性図 (コンシステンシー)

泉州沖地盤における洪積粘土の塑性指数 I_p と液性限界 w_L の関係を表わす塑性図を図-10に示す。沖積層の塑性図もこれと相違は認められない。また、これは従来、

近畿、中国、四国沿岸で採取された沖積粘土のそれとも傾向は一致している。

b) 土粒子の比重

土粒子の比重 G_s は、沖積層、洪積層とも 2.65 から 2.77 の範囲にあり、平均値は 2.67 であって、近畿、中

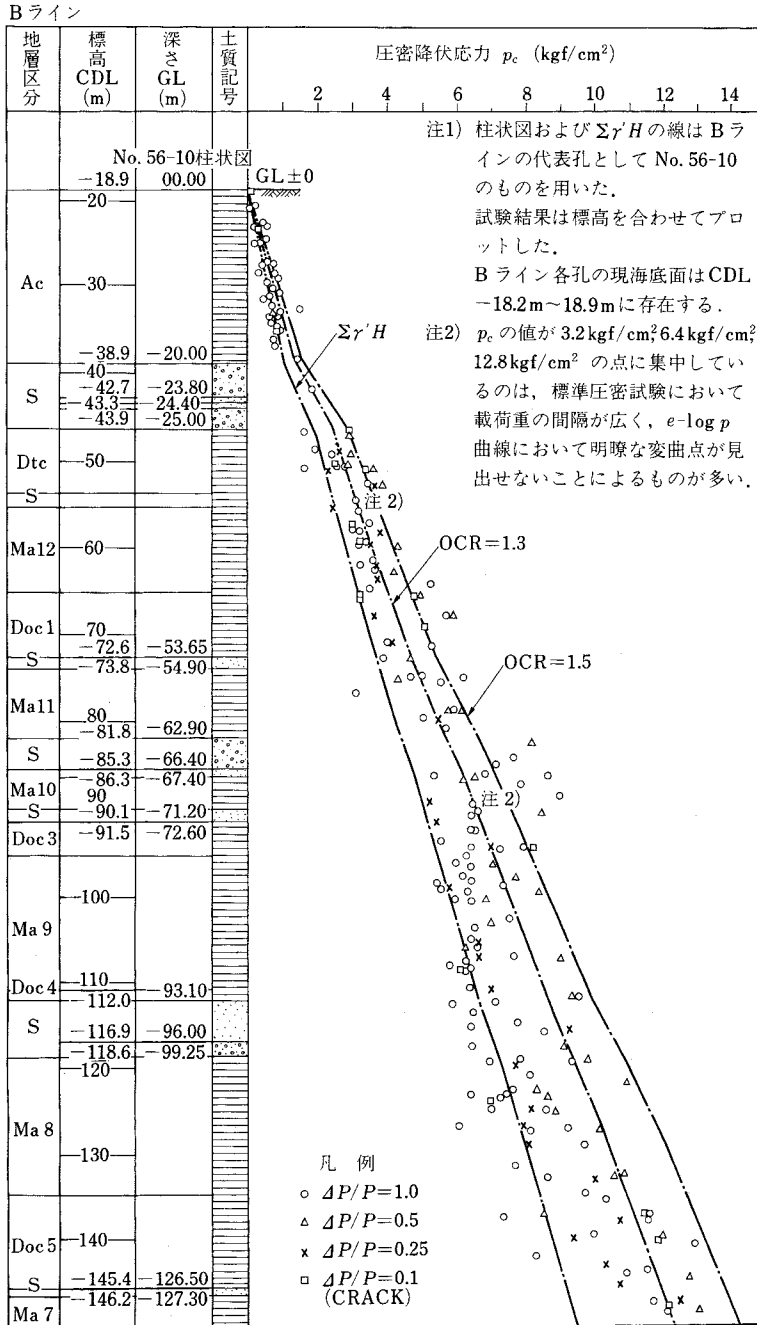


図-12 P_c の深さ方向分布図 (Bライン)

国、四国沿岸の沖積層の G_s とはほぼ一致している。

c) コンシステンシーと他の物理定数との関係
 わが国の港湾地域での海底沖積粘土の塑性指数 I_p と自然含水比 w_n との間には、従来、平均的に

$$I_p = 0.83 w_n - 15 \dots\dots\dots (1)$$

なる関係があると考えられており、泉州沖沖積層の値もこの直線の周辺に分布している。しかしながら洪積層については、 I_p はほぼ同様の範囲に分布しているが、 w_n は圧密に伴って沖積層のそれより小さくたとえ56-9孔のMa12では65%~90%、Ma8では46%~62%であるため、上記の直線からずれて分布している。

沖積粘土の液性限界 w_L と自然含水比 w_n との間には平均的な関係を示すものとして

$$w_L = 1.1 w_n \dots\dots\dots (2)$$

があり、ここでの沖積層の値も大勢としてはこの直線の周辺に分布しているが、沖積層の表層付近には自然含水比が液性限界を超えるものがかなりあり、その付近の粘土が不安定であることを示している。

d) 塩化物含有量

56-3孔での塩化物含有量Clの深度分布を図-11に示す。Clは沖積層の上部では1.8~2%、下部では1.0~1.5程度であるが、洪積層の深度50~60m付近では0.5%程度、それ以深では0.2%以下にまで減少している。

e) 活性度

Skemptonによる活性度の深度分布を図-11に併せて示す。活性度は1.25を超えており、活性度は高いというべきである。

f) 有機物含有量

9孔のボーリングの試料に対し、重クロム酸法によって行った有機物含有量 I_r は、沖積層では3%程度、洪積層では0.4~3.5%であった。

g) 水素イオン濃度

沖積層では水素イオン濃度 P_H は8前後に集中しているが、洪積層では7~8と若干低い値を示した。

(3) 圧密特性

a) 圧密降伏応力と有効土被り圧の関係

図-12は、空港島のはほぼ中央部にあたる56-10孔での各層、深度ごとに求めた圧密降伏応力 p_c をプロットし、併せて有効土被り圧 $\Sigma \gamma' H$ 、過圧密比(OCR) 1.3および1.5の線を示したものである。沖積層では圧密降伏応力と有効土被り圧がほぼ等しく、正規圧密状態にあることを示している。一方洪積層の値は、ばらつきはあるが、圧密降伏応力は有効土被り圧より大きく、過圧密状態にあることを示している。そしてこの位置での過圧密比は深度によらず、おおむね1.3程度と評価される。

図-13は、海岸線に直角方向の9本のボーリングでの海成層の深度と、それらのボーリングでのMa12、Ma8およびMa6の過圧密比の平均値を示すものである

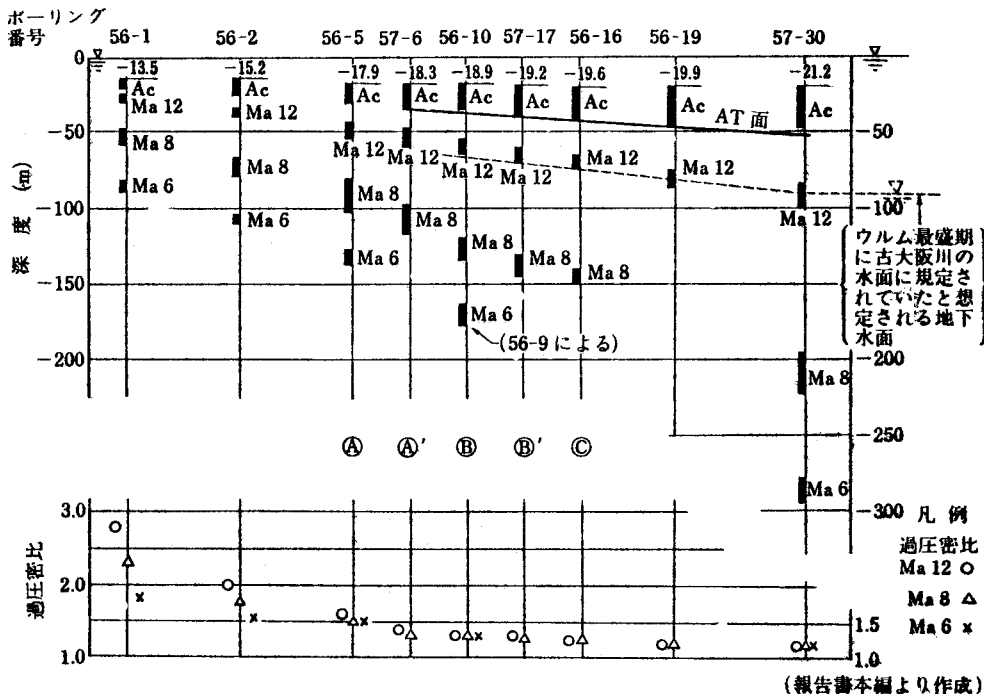


図-13 海成層の深度分布と過圧密比

る。空港島東縁にあたる56-5孔での過圧密比は深度または地層によらず1.5前後、中央部56-10孔で1.3、西端の57-30では1.2程度を示している。一方、海岸線と空港島の間での56-1孔および56-2孔では大きい過圧密比を示しており、さらにここでは浅い層（新しい層）において深い層（古い層）より大きい過圧密比を示すという特性を示している。

これら過圧密比の特性については後で考察を加えることとする。

b) 圧縮指数と液性限界の関係

図-14は、洪積層について圧縮指数 C_c と液性限界 w_L の関係をプロットし、併せてSkemptonによる経験式 $C_c=0.009(w_L-10)$ と、わが国港湾地域の沖積粘土のデータから得られた平均式 $C_c=0.015(w_L-19)$ を示している。沖積層のデータは、ほぼわが国港湾地域の平均式の周辺に分布しているが、洪積層の C_c は本図にみられるとおりやや大きい値を示している。

c) 高圧圧密試験

大きい深度から採取した試料は、原位置において大きい圧力を受けていたものであるから、圧密試験においても、通常適用される荷重範囲を超えて、大きい圧力を載荷する必要があり、その際、圧密降伏応力 p_c の決定に関して問題が生ずる。すなわち、 p_c の大きい洪積粘土

の圧密試験にJIS A 1217で定める標準試験方法を用い、24時間ごとに載荷荷重を順次2倍（荷重増加率 $\Delta p/p=1.0$ ）に増していく場合には、 p_c 付近で載荷荷重の間隔が大きく開き、 p_c も C_c も定まらないこととなる場合がしばしば生ずることとなる。その対策として、 $e-\log p$ 曲線をより高い精度で描くため、圧密試験における載荷荷重の間隔を狭めることを検討した¹⁵⁾。すなわち、56-3孔の洪積粘土20試料を用い、荷重増加率 $\Delta p/p$ を1.0、0.5、0.25として、それぞれ24時間載荷を行って沈下量を測定し、Casagrandeの方法によって p_c および C_c を求めた。

① 圧密降伏応力 p_c 、圧縮指数 C_c に与える影響

図-15は、同一試料において $\Delta p/p$ を変えて試験をした場合の $e-\log p$ 曲線の差を求めたものであるが、この範囲では顕著な差は生じない。図-16は圧密降伏応力 p_c について、図-17は圧縮指数 C_c について横軸に $\Delta p/p=1$ の場合の値、縦軸に $\Delta p/p=0.5, 0.25$ の場合の値をとって、 $\Delta p/p$ を変えたことによる結果の差を比較したものである（ $\Delta p/p=0.5, 0.25$ の場合には、各記号に※を付して区別する）。 $\Delta p/p$ を小さくすると、 p_c は若干大きい値が、また、 C_c についても大きい値が得られる。 p_c の大きい洪積粘土については、 p_c 付近の $e-\log p$ 曲線の精度が荷重増加率の小さいものほど高ま

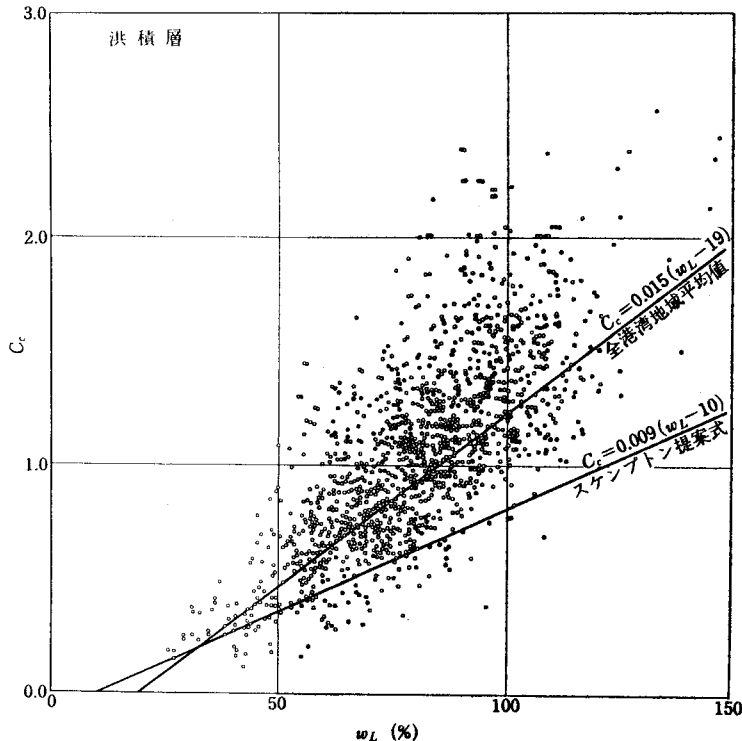
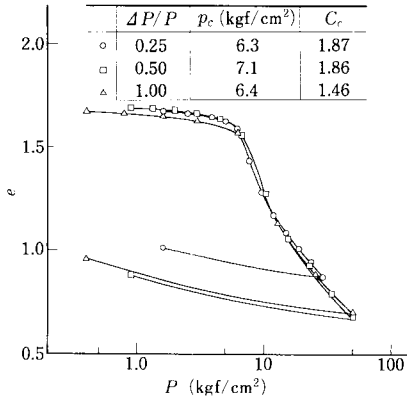
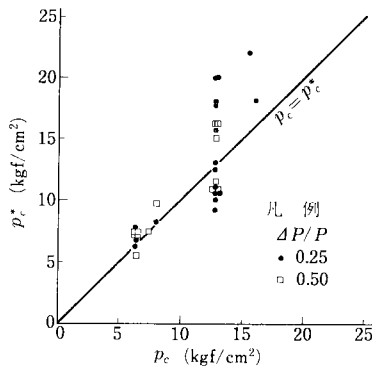


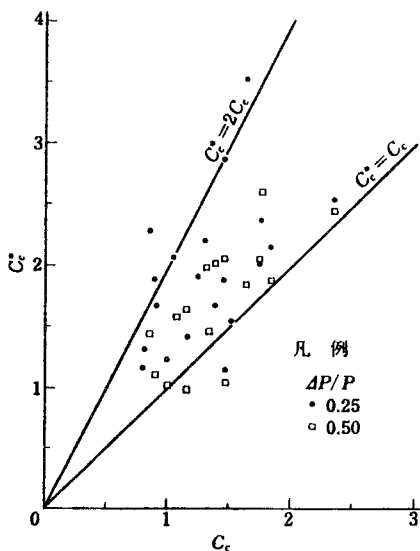
図-14 液性限界 (w_L) と圧縮指数 (C_c) との関係図 (洪積層)



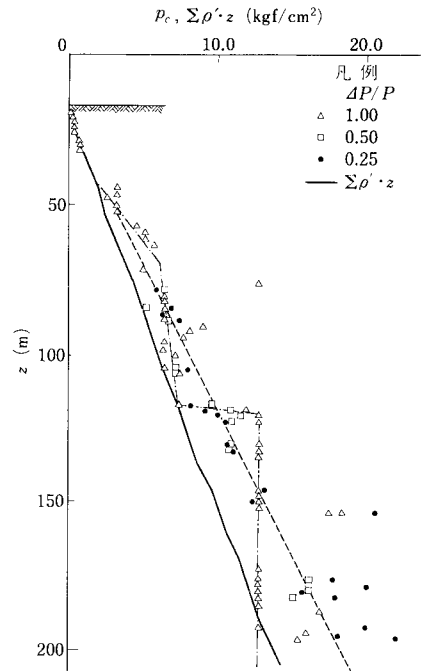
図一五 荷重増加率と $e-\log p$ 曲線 (洪積粘土)



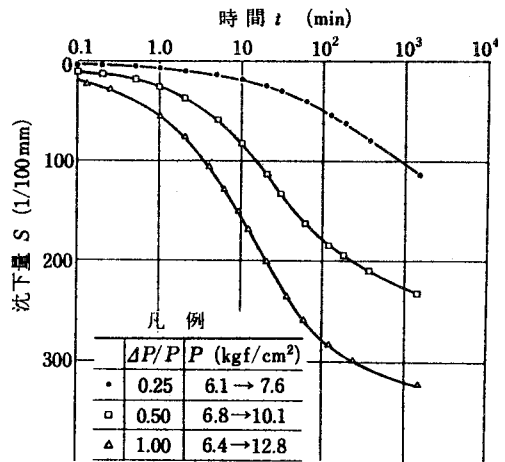
図一六 荷重増加率と圧密降伏応力 p_c の関係



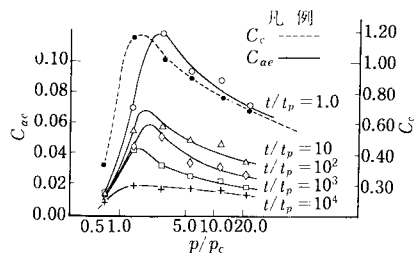
図一七 荷重増加率と圧縮指数 C_c の関係



図一八 圧密降伏応力 p_c と深度 z の関係



図一九 荷重増加率による沈下曲線の相違



図二〇 圧密圧力 p/p_c と二次圧密係数 C_{ae} との関係

り、したがって、これにつれて p_c 、 C_c の精度を高めることが可能であると考えられる。ただし、荷重増加率を小さくすると、二次圧密の影響により結果が異なってくることも考えられるので、このような要因の大きい場合には注意を要する。

図—18 は、 $\Delta p/p=1, 0.5, 0.25$ に対応する p_c を深度ごとにプロットしたものである。荷重増加率が小さい場合には、 p_c は深度とともに増大し、原地盤の p_c を再現しているものと考えられるが、 $\Delta p/p=1$ による試験の結果では、一点鎖線で示す傾向が現われてきて、これでは現実を誤る可能性がある。すでに述べた圧密降伏応力および圧密指数の値は、この高圧圧密試験の結果をふまえて求めた結果である。

② 圧密沈下曲線への影響

荷重増加率 $\Delta p/p$ の変化は、圧密沈下量に影響を与

えることが知られている。図—19 は、圧密降伏応力 p_c 付近の荷重での $\Delta p/p$ の変化が時間-沈下量曲線に与える影響を示している。荷重が p_c より十分大きい場合にも同様である。 $\Delta p/p$ の変化が曲線の形状にも変化を及ぼしており、したがって荷重増加率を小さくして試験した場合には、通常の方法で求めた圧密係数 C_v を用いることについては注意する必要がある。

d) 長期圧密試験

空港島海底粘性土の長期圧密特性を検討するため、沖積および洪積粘土の不攪乱試料を長期圧密し、二次圧密係数等についてとりまとめた^{15), 16)}。標準圧密試験方法に基づいて荷重を増加した後、異なる圧密圧力状態で10⁵分(約70日)までの期間にわたって間隙比を測定し、次式で定義される二次圧密係数 C_{ae} を求め、 C_{ae} と圧密時間 t および圧密圧力 p との関係を整理した。

表—1 CIU 試験に用いた試料の深度と土層区分、主な物理特性

試料名	海底面からの深度(m)	土層区分	液性限界 w_L (%)	塑性限界 w_P (%)	塑性指数 I_P (%)	自然含水比 w_n (%)	砂分含有率 (%)	推定土被り圧 p_0	圧密降伏圧力 p_c
56-8 T-4	~ 4.50 5.30	Ac	103.0	34.5	68.5	108.5	1.0	0.23	0.30
56-8 T-10	~ 13.50 14.30	Ac	83.9	27.3	56.6	78.6	2.0	0.70	0.70
56-1 D-2	~ 16.00 16.80	Ma 12	60.4	21.5	38.9	57.2	18.0	1.40	3.30
56-8 D-4	~ 38.00 38.80	Ma 12	103.0	37.5	65.5	80.2	0	2.9	3.3
57-1 D-6	~ 33.50 34.30	Ma 12	97.8	31.7	66.1	85.6	1.0	2.3	3.1
57-1 D-16	~ 59.50 60.30	Ma 9	89.3	30.6	58.7	58.0	0.3	4.3	6.9
57-16 D-4	~ 39.50 40.30	Ma 12	109.9	38.9	71.0	89.0	1.0	2.8	3.2
57-16 D-10	~ 51.50 52.30	Doc 1	79.1	27.6	51.5	49.1	27.0	3.6	5.6
57-30 T-41	~ 56.20 57.10	Dtc	77.5	26.2	51.3	53.9	1.0	3.9	4.5
57-30 D-26	~ 76.00 76.90	Ma 12	84.2	30.5	53.5	55.1	0.6	5.1	6.0
57-30 D-42	~ 104.20 105.10	Doc 1	77.0	30.6	46.4	50.4	1.1	7.3	8.3
57-30 T-79	~ 147.10 148.10	—	92.0	28.7	63.3	48.7	0.8	10.9	13.3
57-30 D-106	~ 190.60 191.50	—	89.7	32.4	57.3	50.8	0.8	14.1	18.1
56-9 T-182	~ 203.60 204.60	Ma 3	91.0	31.7	59.3	39.5	2.8	14.9	21.8
56-9 D-53	~ 294.20 295.10	—	69.1	29.5	39.6	28.1	1.2	22.3	32.5
56-9 D-86	~ 318.90 319.80	—	54.8	32.4	22.4	31.1	0.7	26.2	38.5
56-9 D-92	~ 324.40 325.30	—	61.6	24.3	37.3	21.5	2.9	26.2	38.5

$$C_{ae} = \Delta e / \Delta \log t \dots \dots \dots (3)$$

ここに、 C_{ae} ：二次圧密係数

e ：間隙比

t ：時間

図-20に、例として57-17孔の海底下約28mから採取された沖積粘土の C_{ae} を示す。ただし本図では、圧密圧力 p は圧密降伏応力 p_c で正規化し、また時間 t は、Taylorの \sqrt{t} 法によって求めた一次圧密度 d_{100} に対応する一次圧密終了時刻 t_p で正規化してある。また、併せて圧縮指数 C_c と p/p_c の関係も示してある。 $C_{ae}-p/p_c$ の関係は、 C_c-p/p_c と似た形をしており、 C_{ae} は、 p が p_c を超えたところで最大となり、その後 p の増加に伴って減少する。また、時間の経過により C_{ae} の値は減少し、 $t/t_p=10$ では $t/t_p=1.0$ の1/5程度となっている。その減少の割合は、 p_c を超えたところで最も大きく、過圧密領域では小さくなっている。以上により、二次圧密係数 C_{ae} の、時間および圧密圧力の変化に伴う変化を把握することができた。

(4) せん断特性

空港島海底粘性土のせん断特性を把握するために、6孔から得られた沖積粘土および深度約330mまでの洪積粘土の不攪乱試料について、中圧および高圧三軸試験機を用いて等方圧による圧密非排水せん断試験(CIU試験)を行った¹⁷⁾。試験に用いた試料の物理特性等を表-1に示す。従来、原位置において高い圧力を受けていた試料に対するCIU試験については、原位置における圧力に等しいバックプレッシャーが必要であると考えられてきたが¹⁸⁾、予備的試験の結果、原位置における圧力の1/2以上のバックプレッシャーにより試験することとしたものである。

a) 最大軸差応力と有効圧密圧力の関係

最大軸差応力 $(\sigma_1 - \sigma_3)$ と有効圧密圧力 σ'_c の関係を図-21(a)~(d)に示す。これらのうち(a)は沖積粘土、(b)(c)(d)は洪積粘土を深度グループに分けてまとめたものである。圧密圧力が大きくなり、試料が正規圧密状態になると最大軸差応力と圧密圧力の比はほぼ一定となる。

このとき最大軸差応力の1/2を非排水せん断強度 C_u とし、有効圧密圧力 σ'_c との比(強度増加率) C_u/σ'_c を求めると、沖積粘土の場合0.36、洪積粘土では0.30~0.32となり、洪積粘土の方が10~15%小さい。

b) 強度増加率と有効圧密圧力の関係

図-22は、上に述べた強度増加率 C_u/σ'_c と圧密降伏応力で正規化した有効圧密圧力 σ'_c/p_c との関係を沖積粘土と洪積粘土に分けて一括して示したものである。なお、ここで、 σ'_c/p_c は過圧密比の逆数であって、 σ'_c/p_c が1未満のとき試料が過圧密、1以上のとき正規圧密を

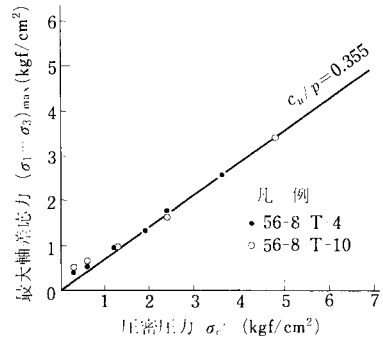


図-21 (a) 最大軸差応力と圧密圧力の関係 (沖積粘土)

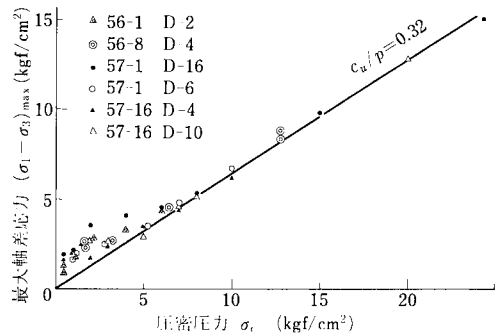


図-21 (b) 最大軸差応力と圧密圧力の関係 (洪積粘土：深度16m~60m)

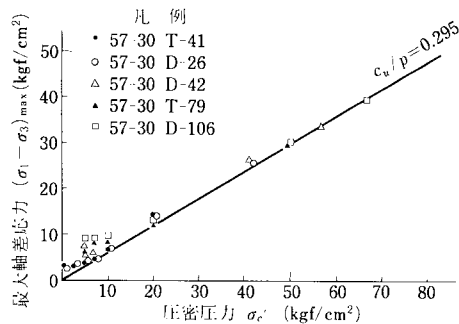


図-21 (c) 最大軸差応力と圧密圧力の関係 (洪積粘土：深度60m~190m)

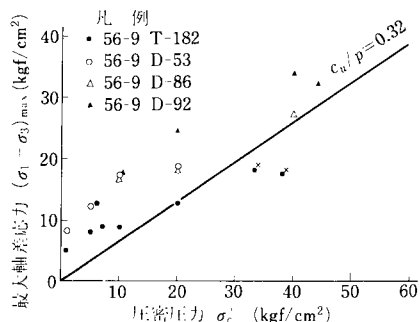


図-21 (d) 最大軸差応力と圧密圧力の関係 (洪積粘土：深度200m~330m)

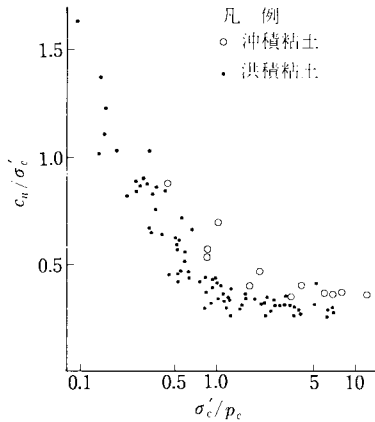


図-22 強度増加率と正規化した圧密圧力の関係

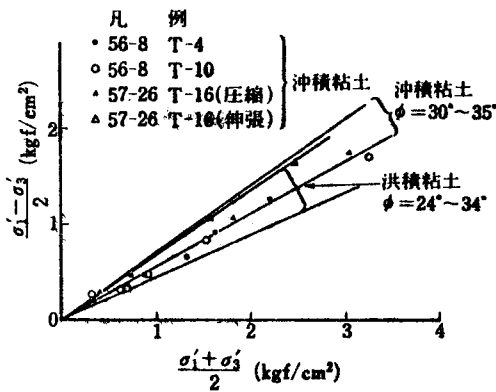


図-23 最大軸差応力時の軸差応力と平均主応力の関係

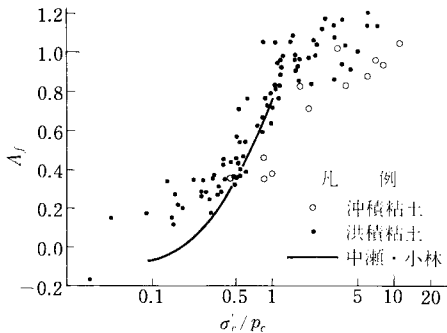


図-24 軸差応力最大時の間隙水圧係数 A_r と正規化した圧密圧力の関係

示している。同図によれば、 C_u/σ'_c は過圧密領域では σ'_c/p_c が大きくなるにつれて低下し、正規圧密領域ではほぼ一定、ないし、 σ'_c/p_c とともに低下する傾向を示しており、これらの関係は粘土の深度、塑性指数などの違いによらずほぼ一様であるといえる。また洪積粘土の C_u/σ'_c は、沖積粘土に比較して幾分小さい。

c) 最大軸差応力時の軸差応力と平均主応力の関係

図-23 は、沖積粘土について、軸差応力最大時における有効応力に関するモールの円の頂点をプロットしたものである。これらの点を通る直線の傾きを $\tan \theta$ 、切片を b とし、正規圧密時の ϕ' を求めると、沖積粘土で $30^\circ \sim 35^\circ$ となる。洪積粘土の試験結果から求めた ϕ' は $24^\circ \sim 34^\circ$ であり、図-23 に併せて示した。

d) 軸差応力最大時の間隙水圧係数

図-24 は、軸差応力最大時の間隙水圧係数 A_r と、圧密降伏応力で正規化した有効圧密圧力 σ'_c/p_c との関係を、沖積粘土と洪積粘土とに大別してまとめたものである。一般に A_r は過圧密比 (σ'_c/p_c の逆数) の増加とともに減少するとされている。図中の実線は中瀬ら¹⁹⁾が名古屋港、千葉港の沖積層から採取した不攪乱試料を三軸試験機で圧密および膨張させて過圧密粘土とし、 A_r と過圧密比の関係を求めた報告に基づいて描かれたものである。

また土田ら²⁰⁾は正規圧密粘土の A_r は、ほぼ $0.8 \sim 1.2$ の範囲にあると報告しており、上に述べた試験結果はこれらとおおむね合致しているが、過圧密比が大きい場合の A_r は中瀬の値より大きくなる傾向がある。また、洪積粘土の A_r は沖積粘土のそれに比較してやや大きい。

e) 正割係数

土の圧縮試験における応力 \sim ひずみ関係の初期傾度を表わす指標として正割係数 E_{50} が用いられる。図-25 は正割係数 E_{50} と有効圧密圧力の関係を、沖積粘土と洪積粘土とに大別して示したものである。

また図-26 は、 E_{50}/C_u と圧密降伏応力で正規化した有効圧密圧力 σ'_c/p_c の関係を沖積粘土と洪積粘土に分けてまとめて示したものである。中瀬ら²⁰⁾の報告によると、 E_{50}/C_u は過圧密比 2 付近で極大となり、その後過圧密比の増大とともに減少し、また正規圧密領域におい

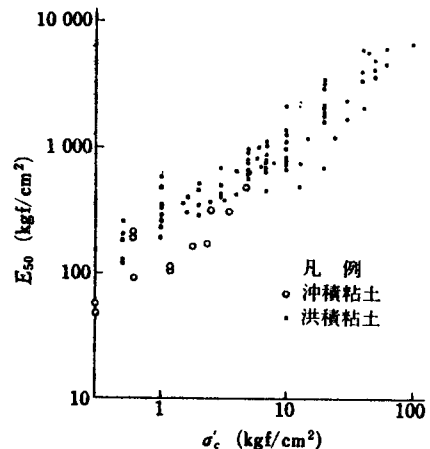
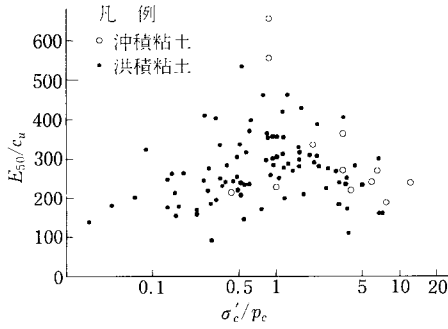
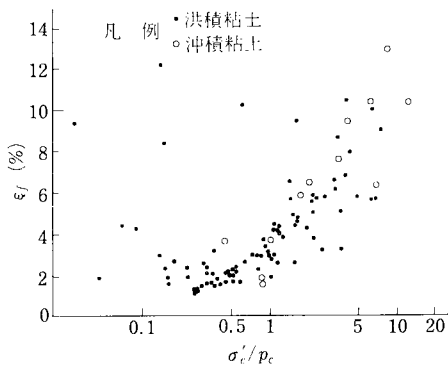


図-25 圧密圧力と E_{50} の関係



図—26 正割係数と非排水強度の比 E_{50}/C_u と正規化した圧密圧力の関係



図—27 破壊ひずみと正規化した圧密圧力の関係

ては、 E_{50}/C_u は圧密圧力の増大とともに多少小さくなる傾向にあるとしている。この試験の結果では、 E_{50}/C_u の極大が過圧密比 1~2 ($\sigma'_c/p_c=1\sim 0.5$) の位置にあること、過圧密比が大きい領域での E_{50}/C_u の値の減少が幾分少ないこと以外はおおむね中瀬らの報告と合致している。

f) 軸差応力最大時の破壊ひずみ

軸差応力最大時の破壊ひずみ ϵ_f と σ'_c/p_c の関係を、沖積粘土、洪積粘土ともまとめて図—27 に示す。 ϵ_f と σ'_c/p_c の関係は試料によらず、いくつかの点を除き、かなり一様な傾向を示している。 σ'_c/p_c が 0.2~0.9 の間においては ϵ_f は 1.0~3.5% の間に集中し、正規圧密領域では ϵ_f は圧密圧力とともに増加する傾向を示している。

g) 高圧三軸圧縮試験結果の一般傾向

空港島海底の沖積粘土から深度 330 m に至る洪積粘土までの洪積粘土の高圧三軸圧縮試験の結果は、従来、主として沖積粘土の試験結果として蓄積されてきた成果と大きく隔たる特殊な性質をもつものではないことが把握された。

(5) 動的 特性

空港島海底地盤の地震応答解析および安定解析を行う際に必要となる動的特性を把握するため、ボーリングによって採取した不攪乱試料について、共振振動三軸試験、振動単純せん断試験を行い、変形および強度特性を調べるとともに、変形特性については 57-30 孔において深度約 90 m まで行われた原位置 PS 検層の結果との比較を行った²¹⁾。

a) 共振振動三軸試験

① 試験方法

広範囲のひずみ領域における動的変形特性を調べるために、共振振動三軸試験装置を用いた。この装置は同一供試体に対して、微小ひずみ領域においては共振円柱試験法を、また比較的大きいひずみ領域では振動三軸試験法を用いてせん断剛性率 G と減衰比 h を求めることができるものである。図—28 は同試験の一例であって加振力または鉛直荷重振幅を変えることによってせん断ひずみ γ の大きさを徐々に大きくし、 G および h と γ の関係を求める。

試験に用いた試料の物理的特性を表—2 に示す。供試体は初期寸法を高さ 12.5 cm、直径 5.0 cm とし、1.0 kgf/cm² のバックプレッシャーのもとで等方圧密した。

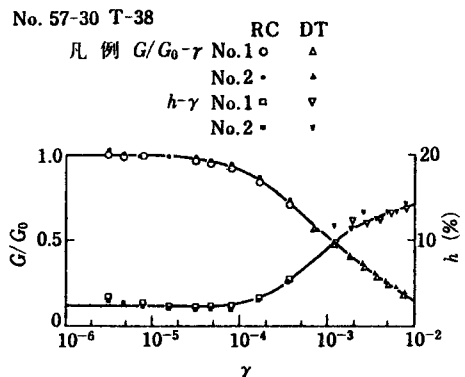
圧密圧力は、3 種類のシリーズを設定した。すなわち (イ) 57-30 孔の試料については、同孔における原位置試験として行われた PS 検層の結果と比較するため、圧密圧力を式 (4) で表わされる原位置の平均有効応力 σ'_m とした。

$$\sigma'_m = \frac{(1+2 \cdot K_0)}{3} \cdot \sigma'_{v0} \dots \dots \dots (4)$$

ここで、 K_0 : 静止土係数 (この場合 0.5 とした)
 σ'_{v0} : 原位置の有効土被り圧

(ロ) 57-30 孔以外の試料については正規圧密状態で試験することとし、海面まで砂で埋立てられた状態に対応する有効土被り圧を適用した。

(ハ) 沖積粘土については、埋立に伴って圧密圧力が



図—28 共振振動三軸試験結果の一例

表-2 試料の物理的特性 (共振振動三軸試験)

ボーリング孔	サンプルNo.	地層区分	深さ(m)	標高(m)	比重 G_s	粒 度				L.L. (%)	P.L. (%)	I_p
						礫	砂	シルト	粘土			
S56-1	D-9	Ma 8	38.4	51.9	2.715	0.0	0.0	31.0	69.0	117.7	35.4	82.3
	D-15	Doc 5	50.4	63.9	2.741	0.0	0.0	36.0	64.0	99.2	26.6	72.6
	D-19	Ma 6	68.4	81.9	2.661	0.0	3.0	42.0	55.0	99.4	29.6	69.8
S56-2	D-8	Ma 11	34.4	49.6	2.720	0.0	4.0	52.0	44.0	64.5	21.4	43.1
	D-14	Ma 9	49.4	64.6	2.658	0.0	1.0	49.0	50.0	113.8	36.2	77.6
	D-18	Ma 8	57.4	72.6	2.686	0.0	1.0	56.0	43.0	112.6	30.0	82.6
S56-7	T-6	Ac	5.4	23.7	2.634	0.0	1.0	47.0	52.0	100.4	34.6	65.8
	T-16	Ac	15.4	33.7	2.688	0.0	4.0	50.0	46.0	79.2	27.3	51.9
	D-4	Ma 12	43.4	61.7	2.649	0.0	1.0	44.0	55.0	100.9	31.4	69.5
	D-10	Ma 11	58.4	76.7	2.670	0.0	1.0	38.0	61.0	91.2	29.7	61.5
	D-18	Ma 9	79.4	97.7	2.657	0.0	1.0	38.0	61.0	94.6	28.9	65.7
S56-18	T-6	Ac	5.4	25.2	2.657	0.0	0.0	39.0	61.0	105.6	37.3	68.3
	T-16	Ac	15.4	35.2	2.647	0.0	0.0	40.0	60.0	87.9	30.1	57.8
	D-6	Ma 12	43.4	63.2	2.696	0.0	5.0	30.0	65.0	73.8	27.8	46.0
	D-13	Ma 12	57.4	77.2	2.702	0.0	0.0	37.0	63.0	82.3	27.4	54.9
	D-20	Ma 11	70.9	90.7	2.724	0.0	4.0	37.0	59.0	81.4	26.2	55.2
S56-23	T-12	Ac	11.4	32.2	2.705	0.0	1.0	52.0	47.0	91.3	32.6	58.7
	T-28	Ac	27.4	48.2	2.723	0.0	3.0	53.0	44.0	73.2	24.5	48.7
	D-6	Dtc	52.4	73.2	2.706	0.0	1.0	58.0	41.0	65.9	22.2	43.7
	D-12	Ma 12	69.4	90.2	2.650	0.0	1.0	41.0	58.0	99.0	30.2	68.8
	D-18	Doc 1	81.4	102.2	2.665	0.0	1.0	30.0	69.0	77.3	27.3	50.0
S57-30	T-8	Ac	7.4	28.6	2.675	0.0	0.6	44.4	55.0	89.2	40.0	49.2
	T-33	Dtc	35.1	56.3	2.699	0.0	1.0	19.7	79.3	56.8	26.3	30.5
	T-38	Dtc	50.8	72.0	2.715	0.1	1.2	50.7	48.0	58.8	27.2	31.6
	T-40	Dtc	54.6	75.8	2.714	0.0	0.4	47.6	52.0	68.1	28.9	39.2
	D-20	Ma 12	65.0	86.2	2.673	0.0	0.4	39.8	59.8	100.8	44.1	56.7
	D-27	Ma 12	78.3	99.5	2.730	0.0	1.5	32.8	65.7	86.3	34.4	51.9

大きく変化することとなることを考慮し、それが G_0 に及ぼす影響を把握するため、圧密圧力を 3, 5, 7 kgf/cm² と段階的に上げた場合について試験した。

② 最大せん断剛性率 G_0

最大せん断剛性率 G_0 は、せん断ひずみ $\gamma = 10^{-6}$ に対する G の値を採用した。

(イ) 57-30 孔において、原位置試験としてサスペンション型 PS 検層試験による弾性波探査²²⁾が行われているが、その結果から求めた G と本試験の結果を比較したものを図-29 に示す。原位置試験の結果はばらつきがあるが、本試験の G_0 の値は、最も浅い位置での値を除き、比較的よく一致していると思われる。

(ロ) 正規圧密粘土の G_0 については、一般に間隙比

e および平均有効応力 σ'_m の関数として式 (5) で表わされるとされている。

$$G_0 = A \cdot F(e) \cdot (\sigma'_m)^n \quad (\text{kgf/cm}^2) \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 A , n は定数、 $F(e)$ は間隙比 e の関数

従来、Hardin・Black は間隙比 $e \leq 1.5$ の正規圧密粘土に対して式 (6) を提案している²³⁾。

$$G_0 = 330 \cdot \frac{(2.97 - e)^2}{1 + e} \cdot (\sigma'_m)^{1/2} \dots\dots\dots (6)$$

この試験では、試料の間隙比は 0.77~2.5 と広い範囲に分布していることもあり、ばらつきは大きく、式 (6) を大阪湾試料の G_0 の予測式とするには誤差が大きすぎる事が判明した。そこで、応力 σ'_m として圧密圧力 σ_c を採用し、試験結果から式 (5) における A , $F(e)$,

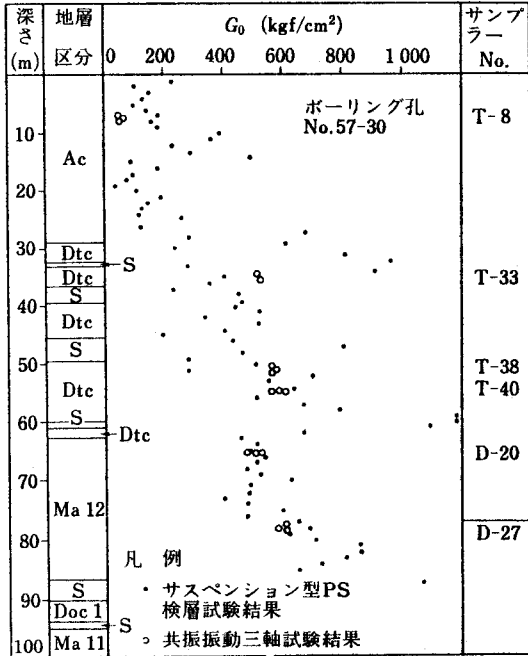


図-29 原位置弾性波探査試験結果と共振振動三軸試験結果の比較

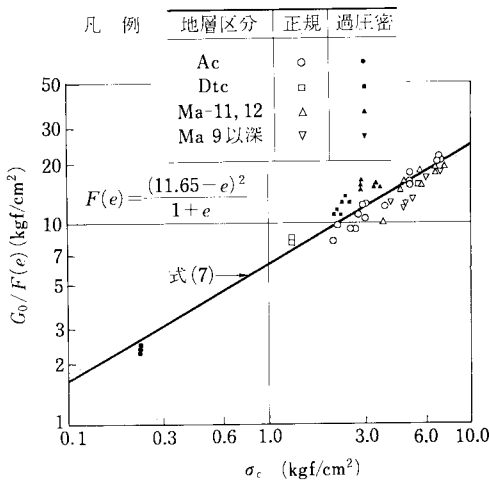


図-30 G_0 の式の最適化(圧密圧力による整理)

n の最適値を求めると式(7)が得られる¹⁾。

$$G_0 = 6.28 \cdot \frac{(11.65 - e)^2}{1 + e} \cdot (\sigma_c)^{0.584} \dots \dots \dots (7)$$

この式の関係プロットした図-30はばらつきが著しく少ない。さらに、石原の提案²⁴⁾を考慮し、過圧密状態のデータについては圧密降伏応力 p_c に対する平均有効応力を、また、正規圧密状態のデータに対しては圧密圧力を採用し、同様データを整理すると式(8)が得られる。

$$G_0 = 9.27 \frac{(9.56 - e)^2}{1 + e} \cdot \left(\frac{1 + 2 \cdot K_0}{3} \cdot p_c \right)^{0.615} \dots \dots \dots (8)$$

$K_0 = 0.5$ としてこの式の関係プロットしたものが図-31である。精度は一層高まったものと考えられる。

(ハ) 沖積粘土の試料について圧密圧力 σ_c を段階的に変化させた場合の最大せん断剛性率 G_0 の変化を求め、プロットしたのが図-32である。 G_0 は σ_c の増加に対してほぼ直線的に増加しており、したがって、正規圧密粘土に対して、 $G_0/\sigma_c = \text{一定}$ であると考えられる。なお、この増加率は粘土によって変化すると考えるのが至当である。

③ せん断剛性のひずみ依存性

図-33は、沖積粘土の塑性指数 $I_p \approx 50$ の試料についてせん断剛性率 G を最大せん断剛性率 G_0 で正規化し、ひずみ依存性を調べたものである。 $I_p = 60 \sim 70$ の試料についてのもも、ばらつきは少なく、同様のひずみ依存

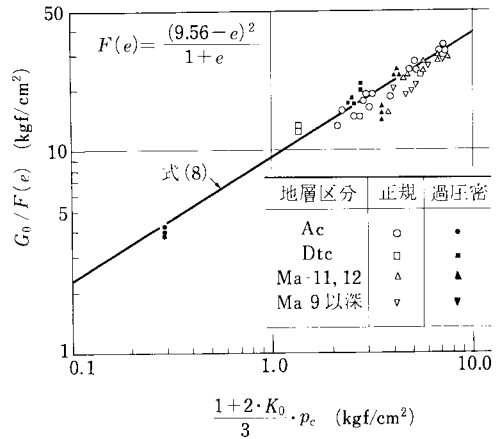


図-31 G_0 の式の最適化(圧密降伏応力による整理)

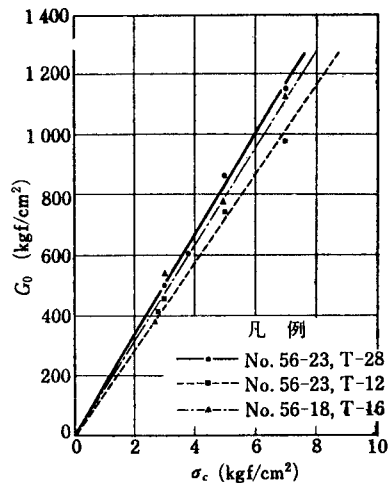


図-32 正規圧密粘性土の G_0 と圧密圧力の関係

性となっており、この程度の塑性指数 I_p の範囲であれば I_p に関係なく1つの曲線として表わせるようである。

しかし、図-34は、せん断ひずみ $\gamma=1 \times 10^{-3}$ における各試料の G/G_0 と塑性指数 I_p の関係をプロットしたものである。塑性指数の小さいものほどせん断剛性率が小さくなることを示しており、このことについての一般的知見と合致している。図中の曲線は梅原ら²⁵⁾が人為的に粒度調整した正規圧密試料に対して行った試験結果で

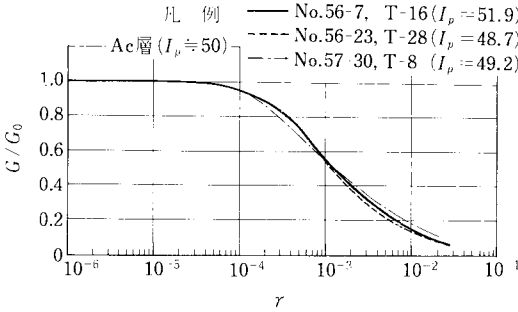


図-33 せん断剛性率のひずみ依存性

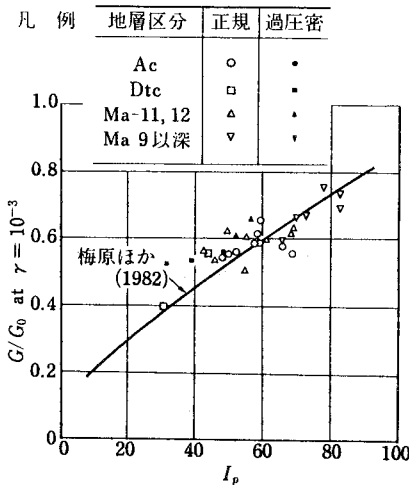


図-34 せん断剛性率のひずみ依存性と塑性指数 I_p の関係

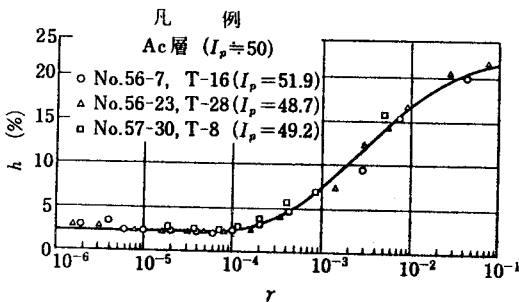


図-35 減衰比のひずみ依存性

あって、この曲線は今回の試験データのほぼ平均的な位置にある。

④ 減衰比

図-35は、試験結果の一例として、沖積粘土の $I_p=50$ の試料に対する減衰比 h のひずみ依存性を示す。また図-36は、せん断ひずみ $\gamma=1 \times 10^{-3}$ における減衰比 h と各試料の塑性指数 I_p の関係を求めたものである。図中の曲線は国生ら²⁶⁾の実験結果を描いたものであって、減衰比は $I_p=55$ で最小になると報告されている。しかし、この試験では、 $I_p=30 \sim 83$ の範囲で塑性指数の大きいものほど減衰比は小さいという結果となっている。

b) 振動単純せん断試験

① 試験方法

57-1 孔および 57-30 孔から採取した沖積粘土と洪積粘土 Ma 3 の不攪乱試料について、静的試験および繰返し載荷試験を行った。供試体の初期寸法は高さ 2.0 cm、直径 6.0 cm とし、原位置の有効土被り圧を圧密圧力とする K_0 圧密を行い、バックプレッシャーとして 2.0 kgf/cm² を加えた。繰返し載荷試験は振動数 1 Hz の両振

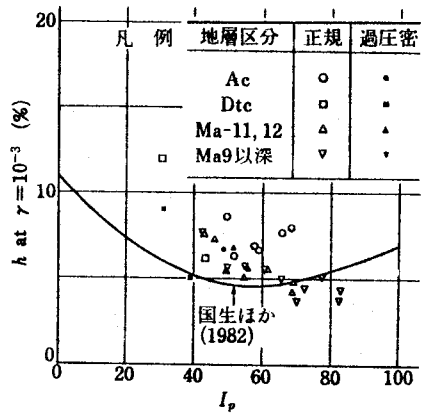


図-36 減衰比のひずみ依存性と塑性指数 I_p の関係

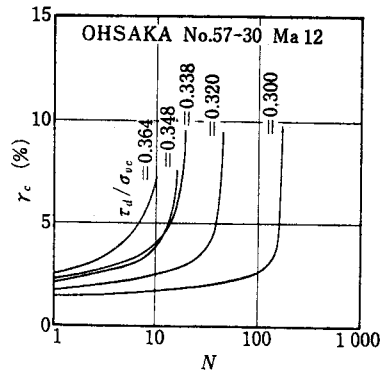


図-37 せん断ひずみ振幅と繰返し波数の関係

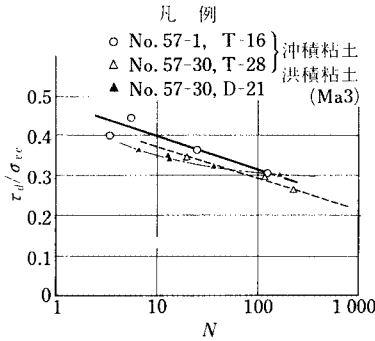


図-38 応力比と繰返し波数の関係

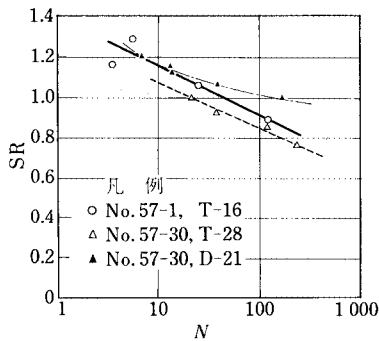


図-39 動的強度比 SR と繰返し波数の関係

りの正弦波の繰返しせん断応力を非排水状態で供試体上面に加えた。静的試験の荷重はひずみ速度を約 0.3% /min とした。

② 試験結果

図-37 は、せん断ひずみの振幅の 1/2 (以下 γ_c とよぶ) と繰返し回数 N の関係を一例として示したものである。図中の τ_d/σ_{vc} は繰返しせん断応力 τ_d を圧密圧力 σ_{vc} で正規化した値である。この図から、 $\gamma=5\%$ を破壊として、そのときの τ_d/σ_{vc} と繰返し回数 N_f を読み取り、両者の関係を各試料について図示したものが図-38 である。これらの関係は疲労試験においては $S-N$ 曲線とよばれるものに相当し、粘性土の動的強度を表わすものである。この図の動的強度についてみると、破壊に至るまでの繰返し回数 $N_f=10$ における動的強度は $\tau_d/\sigma_{vc}=0.35\sim 0.40$ 程度であって、一般的な値 0.3 以下より大きく、動的強度が比較的大きい粘性土であるといえる。

図-39 は、各試料の動的強度比、すなわち式 (9) で定義される動的強度の静的強度に対する比 SR を描いたものである。

$$SR = \frac{\tau_d/\sigma_{vc}}{\tau_{sf}/\sigma_{vc}} \dots\dots\dots (9)$$

ここで、 τ_{sf} :破壊時の静的せん断応力

$N_f=10$ に対する各試料の SR は 1.07~1.15 である。正規圧密粘土に対する圧密非排水繰返し載荷試験では SR は 0.8 程度になることが多いが²⁷⁾、この粘土の場合繰返し載荷による強度減少は小さいといえる。

5. 洪積地盤の圧密特性に関する考察

a) 空港島下の海成粘土 Ma 12 の過圧密²⁸⁾

粘土の過圧密の原因として、一般的に過去における応力履歴、セメンテーション、長期圧密などが考えられているが、泉州沖地盤の洪積海成粘土の中で最も浅く、かつ新しい Ma 12 の過圧密については、以下に述べる理由により海水面変動に伴う応力履歴が主要な要因を成しているものと考えられる。

57-30 孔の海水面下 51 m の位置に見出された始良火山灰 AT は、すでに述べたように堆積年代が 2 万 2 千年前~2 万年前とされており、またこの AT をはさんでいた亜炭層も、 C^{14} 年代測定により $22\,990 \pm 2\,070$ 年前とされた。この AT は 57-30 孔以外でも 13 本のボーリングで認められ、これらを含む平面は図-40 および図-13 に示す面である。したがって、この面は、2 万年~1 万 8 千年前に海水面が現状より 130 m 程度低下したと考えられているウルム氷期の最盛期を経過した面であると考えられる。その時期の大阪湾は広大な平野であって、ほぼその中央を古大阪川が南へ向かって流れており (図-41 に示す)、その位置は、藤田ら²⁹⁾が行った音波探査調査の結果から空港島西端である 57-30 孔の西約 4 km にあり、その水位は、57-30 孔付近の地下水位を支配していたものと想定される。その水位については、同調査によって沖積層の基底として求められる-70

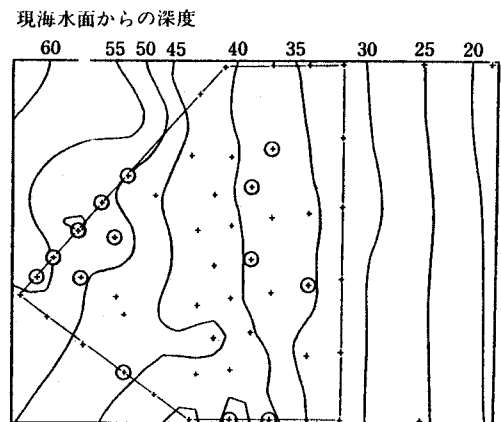
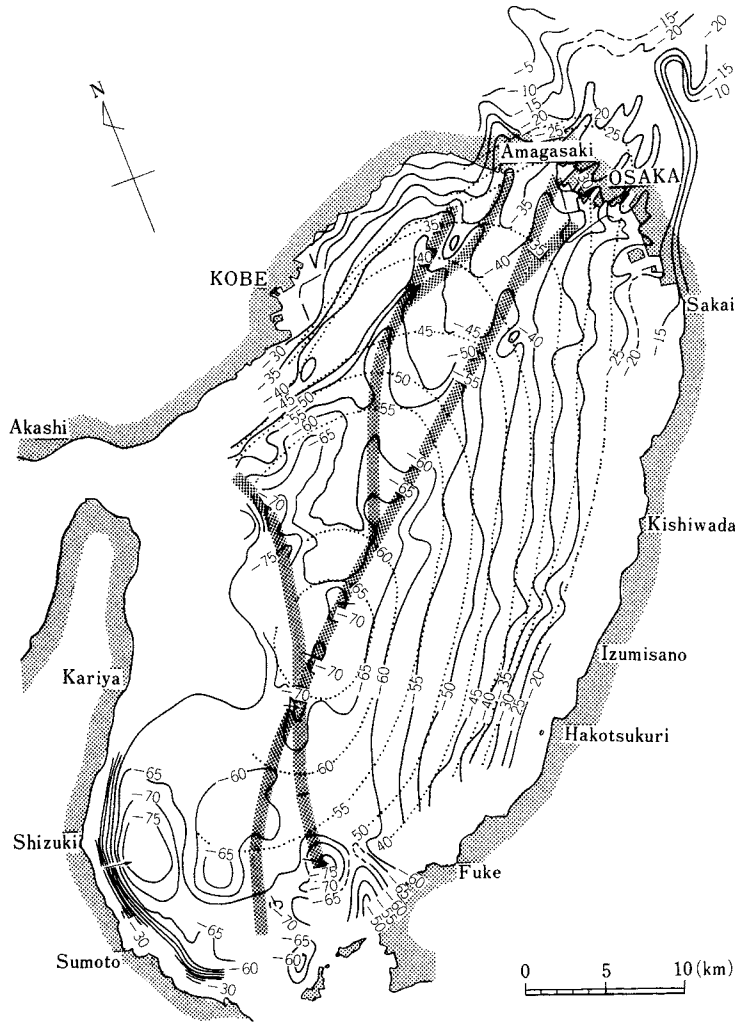


図-40 火山灰 AT が見出されたボーリング孔の位置とその面の等高線



図一41 大阪湾の“沖積層”基底面(実線)。点線は埋積谷を消去した場合の基底面の状況を概念的に示す(大阪市内の深度は竹中らの資料による)²⁹⁾。(筆者が古大阪川的位置を加筆した)

mの下に砂礫層が分布していること、およびここから約25 km下流にあたる友が島水道の水深が120 mであること等を考慮すれば-70 m~-85 m程度であったと想定される。そこで、その当時、ATの見出された面を地表面とし、-70 m~-85 mより上の地層が浮力を失ってそれ以下の地層に対して荷重となっていたものと考えて57-30孔のMa 12の土被り圧を求めると、想定される地下水位-70 m~-85 mに依じて、上面(-85 m)において43~58 tf/m^2 、下面(-100 m)において52~67 tf/m^2 となる。これらの値は、その後水面が上昇して浮力を回復し、その上に新たに沖積層を載せている現況土被り圧に対し、上面で1.06~1.43倍、下面で1.05~1.35倍となる。なお、57-30孔のMa 12の過圧密比は

約1.2であって、上で述べた地下水位が-77 mである場合に対応する。想定される地下水位を図一13に破線で示す。同様の考え方に立って、56-9孔のMa 12のウルム最盛期における荷重を求めると、この場合のMa 12の下面は-64 mにあるから、この層全体が地下水位以上にあつて浮力を失っていたこととなり、上面で27 tf/m^2 、下面で40 tf/m^2 となり、現況での土被り圧の1.28倍および1.43倍となる。圧密試験による56-9孔のMa 12の過圧密比は約1.3である。

b) 海岸線と空港島間の海成洪積粘土の過圧密

海岸線と空港島間に位置する56-1孔および56-2孔のMa 12の過圧密比は、すでに4。(3) a)で述べたように、それぞれ2.8および2.0を示している。この位

置での過圧密比がこのように大きい数値を示す理由としては、次のような荷重履歴が想定される。すなわち、ウルム最盛期を迎え、海水面が低下していたとき、56-1孔および56-2孔のMa12の上を覆っていた砂層はいずれも15m程度（現状ではそれぞれ5mおよび10m）であったが、ウルム最盛期が過ぎて海水面が急速な上昇を始めた後、今から1万年前頃、小氷期がやって海水面の上昇が漸次停滞した（2.（2）b）参照）。そのとき、図—40に示す火山灰ATの分布面の現水深30~35m以浅の砂層の部分浸食されて砂層厚は現状の厚さとなり、その後、海水面は再び急速に上昇し、さらにその上に沖積層を堆積して現在に至ったという考え方である。この想定については、確証を求めることはできないが、次の理由により、論理的に大きい無理はないものと考えられる。

① 浸食前の砂層厚の想定値約15mは空港島東側部分にも残されている程度の砂層厚であって、不自然な厚さではないこと。

② 火山灰ATが見出された位置は、図—40に示す面のうち、現水深35m以深の部分であって、その反面以浅の部分にATが見出されないのは浸食を暗示していること。

③ 大阪湾奥部沿岸においても現水深35m付近に沖積層の基底面としての浸食台の存在が報告²⁹⁾されていること。

④ T. C. Kenneyによって北政等の著しい隆起地帯におけるこの時期の海面停滞に伴う浸食が原因であると考えられる沖積粘土の過圧密比が報告³⁰⁾されていること。

なお、56-1孔および56-2孔のMa6の過圧密比はMa8のそれよりも小さく、ウルム最盛期の荷重履歴が大きく寄与しているものと想定されるが、そのときの地下水位を考えると、上に述べた方法で求められる過圧密比よりなお大きすぎ、したがってここでのMa6の圧密降伏応力ないし過圧密比については、さらに古い時期における浸食を含む荷重履歴または時間効果を考えなければならぬ。

c) 洪積粘土のセメンテーション

空港島下の洪積粘土の過圧密比は空港島東端で1.5程度、西端で1.2程度と異なるが、Ma12からMa6に至る深さ方向にはほぼ一定の過圧密比となっている。その理由としては、海水面変動に伴う荷重履歴と併せてセメンテーション効果が寄与しているものと考えられる。

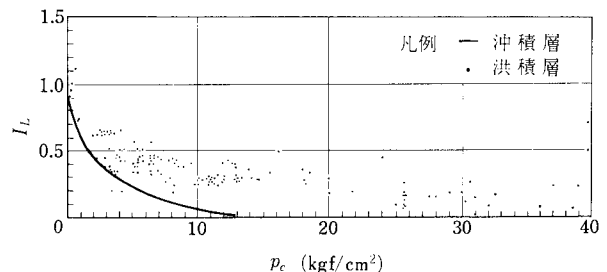
洪積海成粘土は、すでに述べたように、間氷期の高い海水面の状況下で静かに堆積し、氷期に入って海水面の低下に伴い表面を砂層に覆われつつ陸化し、浮力を失って、浮力に相当する荷重に

よる圧密を進行させるが、再び間氷期に入って海水面が上昇したとき、浮力を回復し、すなわち浮力に相当する荷重が除去されて、膨張過程を経過するものと考えられる。したがって洪積層全体は褶曲運動に伴う大阪湾の基盤の沈降と、古大阪川の水位に規定される地下水位に制約され、間氷期に新しい海成粘土を加えつつ、また時には浸食作用も受け、圧密と膨張の過程を繰り返しながら厚い互層を形成することとなる。その場合、古大阪川の水位に規定される地下水位の制約のため、平面的には、古大阪川に距離的に近いほど、同時に基盤の沈降速度が速いほど、氷期の海水面低下に伴う荷重増加を受ける程度が少ないこととなり、これが平面的な過圧密比の差となって現われているものと考えられる。しかしながら、深さ方向の過圧密比が古大阪川の地下水位以下の部分においても変わらず、同様であることについては、上に述べた荷重履歴では説明できない強度増加要因があることを示唆している。そして、その量は、上に述べた荷重履歴の規模と時間の要素の両者によって規定されており、かつ時間の要素にかかわる部分はセメンテーション効果であると想定される。

セメンテーション効果が想定される理由は次のとおりである。

① 圧密降伏応力 p_c と液性指数 I_L の関係において、洪積粘土が相対的に大きい圧密降伏応力をもつことである。図—42は、56-9孔における沖積層と洪積層について P_c と I_L の関係を示しており、このことは洪積層が相対的に大きい粒子間空隙をもちながら、構造的強度をもっていることを示している。

② 圧縮指数 C_c について、すでに4.（3）b）において述べたように洪積粘土は沖積粘土よりやや大きい値を示している。これは、洪積粘土の圧密降伏応力付近での e - $\log p$ 曲線が、沖積粘土の正規圧密領域での e - $\log p$ 曲線より右に片寄り、かつその勾配も立っているということからきており、このことも、洪積粘土が、相対的に大きい空隙率をもちながら、おそらく粒子間結合に支援されて大きい圧密降伏応力をもっているものと考えられる。



図—42 液性指数と圧密降伏応力の関係 (No. 56-9)

以上2つの点からみて、洪積粘土の時間効果としての圧密降伏応力の増加は、二次圧密によるものであるよりも、むしろセメンテーション効果が寄与しているものと想定される。

6. 結 論

すでに述べた泉州沖地盤の工学的性質のうち、主要な事項について以下に述べる。

(1) 泉州沖地盤を構成する粘性土は、沖積層、洪積層ともコンシステンシーおよび土粒子比重において差はなく、それらは近畿、中国、四国沿岸の沖積層のものとおおむね一致している。

(2) 沖積粘土は正規圧密状態にあるが、洪積粘土は過圧密状態にある。

(3) 原位置の深度が大きい洪積粘土の圧密降伏応力および圧縮指数を高い精度で求めるためには、圧密試験を行うにあたって荷重増加率を標準試験方法で定めるものより狭めることが有効である。

(4) 高压三軸試験によるせん断特性については、圧密降伏応力で正規化して整理すると、沖積粘土と洪積粘土の間に顕著な差は認められない。

(5) 最大せん断剛性率について、泉州沖の粘性土に適合する式を新たに設定することができた。

(6) 泉州沖粘性土は動的に比較的安定である。

(7) 洪積粘土の過圧密は、氷期の海面低下、浸食などの荷重履歴に大きい影響を受けているものと考えられる。

(8) 洪積層の荷重履歴を検討するうえで地質学的調査は有力な手段であると認められる。

(9) 洪積粘土の過圧密は、併せて時間効果としてのセメンテーションの影響も受けているものと考えられる。

謝 辞：本文は、関西国際空港のための調査の成果を基本として成立している。調査の実施は運輸省第三港湾建設局がこれにあたり、運輸省港湾技術研究所土質部が改良型ワイヤライン方式の開発と土質試験の重要部分を実施した。また、地質学的分析については、大阪大学中世古幸次郎教授に大きく依存している。

また、工学的視点からする課題については、広島大学網干寿夫教授を中心とする海底地盤研究会の諸先生、本文のとりまとめについては、東京工業大学 中瀬明男教授を中心とする諸先生および港湾技術研究所 梅原靖文土質部長、小林正樹土性研究室長のご指導と助言をいただいた。これら関係各位に深甚なる感謝の意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 小野寺駿一：大阪湾泉州沖地盤の工学的性質に関する研究，1984年11月。
- 2) 大阪の洪積層に関する研究委員会：大阪地盤，土質工学会，1977年7月。
- 3) 小林嘉道・水間牧三ほか：神戸港の洪積層について，土と基礎，Vol. 31, No. 6, 1983年6月。
- 4) 藤田和夫：六甲変動その発生前後，第四紀研究，Vol. 7, No. 4, 1968年12月。
- 5) 藤田和夫：日本の山地形成論，蒼樹書房，1983年10月。
- 6) J. インプリー著・小泉格訳：氷河時代の謎をとく，岩波現代選書NS版，1982年4月。
- 7) Hays, J. D. et al. : Variation in the Earth's Orbit ; Pacemaker of the Ice Age, Science, 1976年12月10日。
- 8) A. ホームズ著・上田誠也ほか訳：一般地質学Ⅱ，東京大学出版会，1984年2月。
- 9) 太田陽子・松島義章・森脇 広：日本における完新世海面変化に関する研究の現状と問題，第四紀研究，Vol. 21, No. 3, 1982年10月。
- 10) 堀江宏保・善 功企・石井一郎・松本一朗：大阪湾泉州沖海底地盤の工学的性質（その1）ボーリング及びサンプリング，港湾技研資料，No. 498, 1984年9月。
- 11) 中世古幸次郎：海上空港を支える情報の収集—26 地質調査，土木学会誌，Vol. 69, No. 3, 1984年3月。
- 12) 中世古幸次郎ほか：関西国際空港地盤地質調査，災害科学研究所，1984年6月。
- 13) 町田 洋・新井房夫：広域に分布する火山灰，科学，Vol. 46, No. 6, 1976年6月。
- 14) 藤田和夫・笠間太郎：大阪西南部地域の地質，地質調査所，1985年3月。
- 15) 石井一郎・小川富美子・善 功企：大阪湾泉州沖海底地盤の工学的性質（その2）物理的性質，圧密特性，透水性，港湾技研資料，No. 498, 1984年9月。
- 16) 石井一郎・小川富美子・小林正樹：乱さない粘土の長期圧密試験，第19回土質工学会発表会，1984年。
- 17) 土田 孝・菊池喜昭・中島謙二郎・小林正樹：大阪湾泉州沖海底地盤の工学的性質（その3）静的せん断特性，港湾技研資料，No. 498, 1984年9月。
- 18) 奥村樹郎：粘土試料の攪乱に関する研究（第2報）—不飽和土のサンプリングに伴う応力変化について—，港湾技術研究所報告，Vol. 8, No. 3, 1969年。
- 19) 中瀬明男・小林正樹・勝野 克：圧密および膨張による飽和粘土のせん断強度の変化，港湾技術研究所報告，Vol. 8, No. 4, 1969年。
- 20) 土田 孝・佐藤正春・小林正樹：乱さない海成粘土の正規圧密状態におけるせん断特性について，港湾技研資料，No. 444, 1983年。
- 21) 大根田秀明・梅原靖文・樋口嘉章・入澤一明：大阪湾泉州沖海底地盤の工学的性質（その4）動的変形および強度特性，港湾技研資料，No. 498, 1984年9月。
- 22) 運輸省第三港湾建設局：関西国際空港の土質に関する技術課題の検討調査報告書，1984年。
- 23) Hardin, H. O. and Black, W. L. : Vibration modulus of normally consolidated clay, Proc. ASCE, Vol. 94, No. SM 2, 1968年。

- 24) 石原研而：土質動力学の基礎，鹿島出版会，1976年。
- 25) 梅原靖文・善 功企・樋口嘉章・大根田秀明：Laboratory tests and in-situ seismic survey on vibratory shear moduli of cohesive soils, 第6回日本地震工学シンポジウム講演集, 1982年。
- 26) Kokusho, T., Yoshida, Y. and Esashi, Y. : Dynamic properties of soft clay for wide strain range, Soil and Foundation, Vol.22, No.4, 1982年。
- 27) 梅原靖文・大根田秀明・樋口嘉章：粘性土の動的強度特性に関する周期の影響，第17回土質工学研究発表会，1982年。
- 28) 小野寺駿一・小林正樹・平尾寿雄：大阪湾泉州沖地盤の地質特性と土質特性，港湾，Vol.61, No.11, 1984年11月。
- 29) 藤田和夫・前田保夫：大阪湾の沖積層とその基底，第四紀研究，Vol.8, No.3, 1969年10月。
- 30) Kenney, T.C. : Sea-Level Movements and the Geologic Histories of the Post-Glacial Marine Soils at Boston, Nicolet, Ottawa and Oslo, Géotechnique, Vol.XIV, No.3, 1964. (1986.5.9・受付)
-