

琵琶湖湖底深層試料の土質工学的特性

赤井 浩一・嘉門 雅史・井田 末義

GEOTECHNICAL PROPERTIES OF DEEP LAKE SEDIMENT FROM LAKE BIWA

Koichi AKAI, Masashi KAMON and Sueyoshi IDA

Synopsis

The geotechnical properties of the deep lake sediment (1400 m core sample) were studied. This sample was taken from the area of the northern part in Lake Biwa.

The consistency properties and clay mineralogical components in the relatively fine-grained layers of the core sample are mainly examined and the sedimentation age and consolidation behaviour are discussed in comparison with the data of the 400 m core samples from Osaka bay.

It is seen that the top lake deposit (T bed) consists of four different kinds of layers although it is apparently homogeneous clay soils.

1. はじめに

近年、海洋開発の要請の高まりとともに海底地盤調査の必要性が増大している。沖合い部の海底地盤は、陸上部の地盤とは違って、地層の連続性が良いのが特徴として挙げられる。しかしながら、海上から地盤調査を行わねばならないから、大変難しく、海底面下数 100 m にも達するボーリングはきわめて数が少ないものである。したがって、単に沿岸部のみでなく、水深の大きい沖合い部での海洋工事のためには、従来の土質工学とは異なった海洋土質工学の必要性が生じている。特に、信頼に足る採取試料に基づいた地盤データの蓄積が極めて重要である。

関西新国際空港や東京湾横断道路建設工事などの大規模プロジェクトが今後動き出すものの、現在はそのための海底地盤調査が精力的に実施されつつある段階と言えよう。構造物が大型になり、重量も大きくなると、長期間にわたって、地盤の深いところまで載荷重の影響が及ぶことになる。そのため地下深部の粘土層の圧密特性や支持力特性を無視できず、深部の地盤情報までが必要になっている。

京都大学理学部付属琵琶湖古環境実験施設では、堀江ら¹⁾によって昭和57・58年度に琵琶湖湖底 1400 m にも及ぶボーリングを実施している。このボーリング試料は、陸水学的に地球磁場や気候変動を明らかにし、琵琶湖の古環境の解明のために貴重なものであるだけでなく、土質工学上からも水中堆積物の物性を究明する上できわめて貴重なものである。もちろん、このボーリングは琵琶湖内に上記のような大規模構造物を建設するためのものではないだけに、土質工学的特性を求める上での種々の制約を有している。しかしながら、海底地盤の物性と比較対照して、それぞれの特徴を相互に理解することは、堆積環境や地盤挙動の推定の上で大変有用な資料を提供するものである。地盤の土質工学的性質として、ここでは特に、粘性土のコンシステンシーに着目して、地層の区分と地盤物性について説明するとともに、構成粘土鉱物についても定量的に明らかにし、地盤物性との相関を検討する。

2. 採取位置と試料の状態

昭和57・58年の2年間にわたって実施された琵琶湖湖底掘削現場は、Fig. 1 に示すとおりである。水深68.4 mの地点で、1422.5 mの長さ及びぶもである。掘削には接地方式の円筒式足場が用いられた²⁾。

ボーリング試料はワイヤーライン方式で連続採取された。その試料は地層断面の観察と古地磁気測定のために、完全に二分されて、 -10°C の冷凍恒温室に保存された。したがって、試料は凍結・融解のサイクルを受けており、必ずしも不攪乱状態のものとはいえない。さらに、二分されて保存されたために、通常の土質試験のうちでも、力学的特性を明らかにするために不可欠な圧密試験やせん断試験の実施がほとんど不可能であった。

地層の断面は横山らによって既に Fig. 2 のように示されている³⁾。琵琶湖湖底1400 mのボーリング試料は最深部から、P, Q, R, S, Tの5つの地層に大きく区分される。910 mの深さに基盤岩層がみられ、その上部のP層は先古琵琶湖層群に相当する砂礫層であるとされている。Q層は主として砂やシルト混じりの礫層であり、古琵琶湖層群に相当する。R層は砂と粘

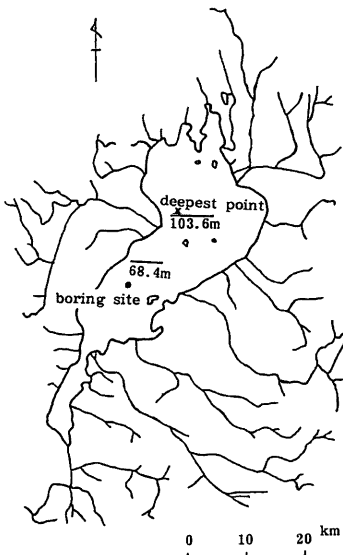


Fig. 1 1400 m boring site in Lake Biwa.

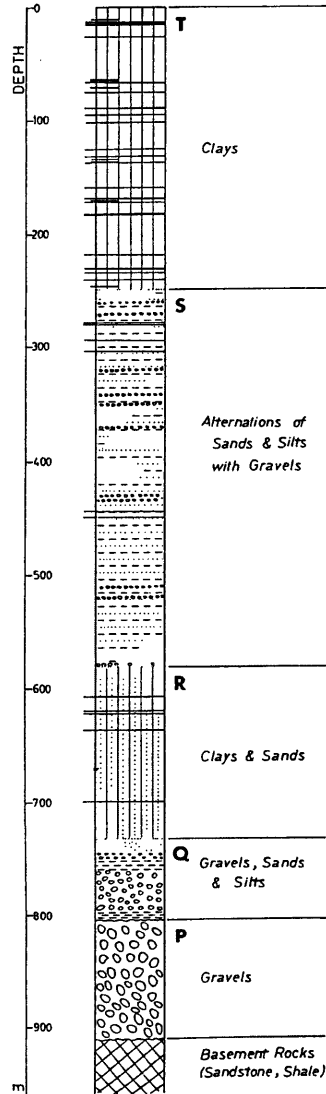


Fig. 2 Columnar section of boring core in Lake Biwa.

土の互層であり、主に粘土から構成される。S層は砂とシルト層から成り立ち、いくつかの礫層をはさんでいる。特に、上部 20 m は礫層が多く見られる。最上部の T層はほぼ均質な粘土層であるとされている。

3. 試験の方法

先に述べたようにコンシステンシー特性の把握に重点を置かざるをえなかったため、ボーリング試料中の細粒土を中心に土質試験を実施した。冷凍恒温室から搬出したボーリング試料を、約 1 昼夜室温中に放置することによって解凍し、必要量の供試体を切り出した。なお、試料はポリエチレンフィルムで二重に被覆されているので、室温で放置期間中の含水比の変化は無視しうるものとした。測定間隔は深度 6 m を標準として、試験を実施している。

強度特性の把握のために、Fig. 3 のようなコーン貫入試験装置を用いた。重量 60 g、先端角 60° のコーンを自由落下させる方式と、貫入速度 1.0 mm/min で貫入させる方式との 2 種類を選択しうようになっている。後者では貫入量 2~3 mm の時の平均強度をコーン貫入強さとした。もちろんこのようなせん断強さは、試料そのものが凍結・融解の繰り返しを受けているから、相互のせん断強さの比較のためであり、一応の目安としての意味しかないことをことわっておかねばならない。

構成粘土鉱物については X線回折によって、同定ならびに簡易定量を行った。供試体の作製は沈降法によって 2 μm 以下の粒子を採取した後、約 50 mg の試料を含むサスペンションをスライドガラスの上へ滴下する良定方法を用いた。

4. 試験結果と考察

4.1 土質工学的性質

琵琶湖湖底の 1400 m ボーリングコア試料の土質工学的指数を Fig. 4 に示した。

×印はコーン貫入強さを表し、深度の増大とともに大きくなるという一般的傾向を示している。先に述べたように乱れの影響をうけており、強度増加率は極めて小さくなっている。ただ、R層においては極端に大きな値がえられており、セメンテーション作用を受けていると予想される。

△印は単位体積重量であり、S層で深で極めて大きくなっている。自重圧密の増大だけでなく、構成粒度が粗粒化したことによるものである。

図の中央部分がコンシステンシー特性を示している。液性限界 (w_L) と塑性限界 (w_P) の差の塑性指数 (I_P) は大きいほど土の塑性が高くなり、T層とR層において、高塑性土が見られている。さらに、図中の I_L は液性指数であり、自然含水比の位置 (相対含水比) を表している。この I_L は地盤の圧密特性を示す良い指標である。土が湖底に堆積し、さらにその上に堆積が進むと、上の重みによって圧密が進み、 I_L は 1.0 程度に低下する。 I_L が負の値とは、極端に含水比が低下した状態であり、一般には過圧密が著しく進行していることを意味している。この過圧密とは、現在その地盤が上部の地層から受けている荷重よりも、はるかに大きい荷重を過去において受けていたことを示し、堆積していた地層が侵食されたり、地下水位の変動を

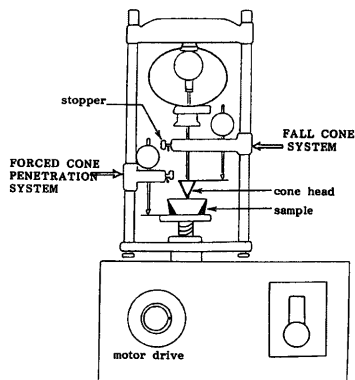


Fig. 3 Static cone penetration compositions of Lake Biwa deposit.

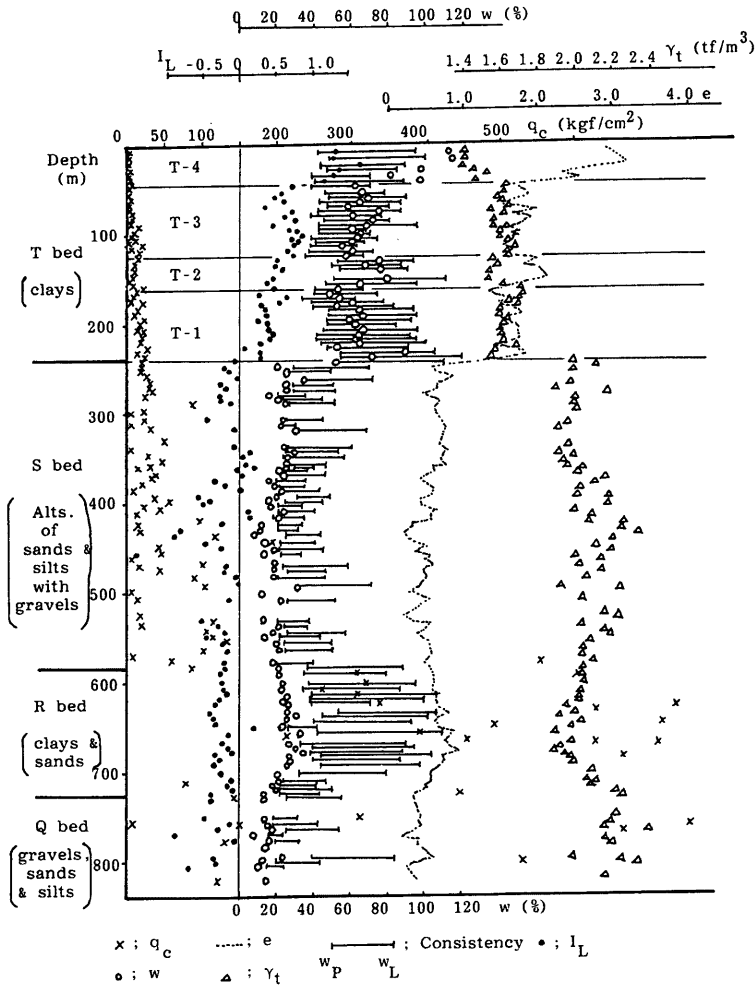


Fig. 4 Geotechnical properties of Lake Biwa deposit

受けたりして、大きな応力の履歴を経た地盤に見られる。

さて、堆積層の約 250 m より深いところでは、Fig. 4 に示したように I_L はほとんど負の値となっている。砂泥互層部分の粘土だけでなく、さらに深層の粘土層までが著しい過圧密状態にあることが解る。250 m 付近の湖底の地層の不連続は、図のように土質工学的性質に極めて大きな影響を及ぼす。琵琶湖では過去に乾燥を受けたり、または相当大規模な地下水位の低下を経験したことを物語っている。

地層を構成している粘土そのものは、Fig. 5 の塑性図からわかるように日本各地に見られる粘性土と同様な特性を持っている。ただ、T層はA線の直下部にあり、日本統一土質分類⁹⁾でCHに区分される。さら

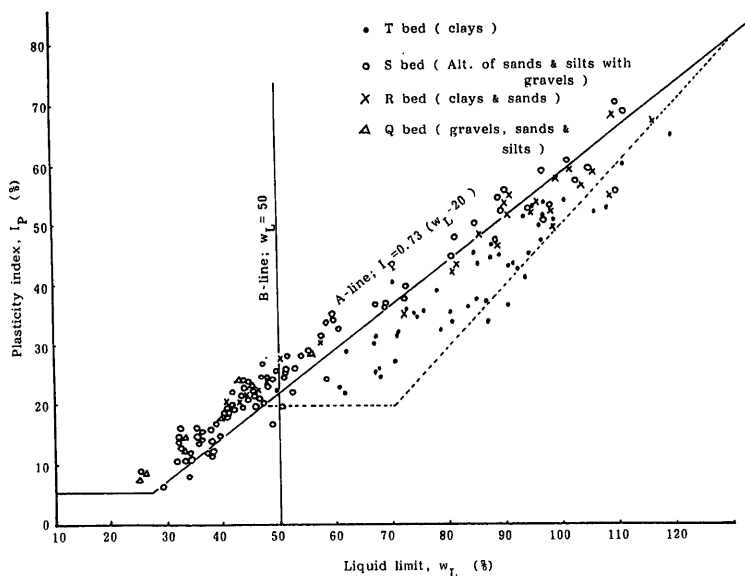


Fig. 5 Plastic chart of Lake Biwa deposit.

に、T-2 層はその下部に位置するものが多く、有機質粘土 (OH) に対応している。

湖底から約 250 m までは一見均質な粘土層に見えるもののコンシステンシー特性からみて、実は Fig. 4 に示したような 4 つの層に分けることができる。

一番上の T-4 層は I_L が 1.0 以上であり、深い部分の過圧密粘土層とは違って、自然に堆積したままの状態であることがわかる。この粘土層はいわゆる沖積粘土と考えられる。

その下の層の T-3 層からは洪積層に相当する。従来、琵琶湖周辺の陸上部での土質調査結果では、沖積層と洪積層との境界には有機物層がみられたが、琵琶湖湖底の 1400 m ボーリング位置では存在しない。ボーリング地点が水深の大きい湖底であることから、陸上部のような明瞭な有機物層は生じなかったものである。

T-2 層は他と比べて w_L , w_p ともに大きく、Fig. 5 からわかるように、陸上の土と比べると火山灰質粘性土や有機質土などに見られる性質に類似している。更に、ボーリングの孔内で弾性波速度を測った結果 (京都大学理学部付属琵琶湖古環境実験施設の未発表資料による) では、約 2 km/s を示しており、この上下の粘土層の値 (1.7 km/s) より明らかに大きく、250 m までの粘土層の中できわだって特異な性質を持っているといえるだろう。

T-1 層は深さとともに w_L の著しい増大がみられ、構成粘土鉱物との関連から後述する。

Fig. 6 は液性指数に関する全測定結果を、自然含水比との関係で表したものである。 I_L が 1.0 以上の値は T-4 層のものであり、自然含水比も高く、他の層と大きく異なっていることがわかる。S 層は礫を含んだ砂とシルトの互層であることから分かるように、琵琶湖が現在とは著しく異なっており、ボーリング地点においても S 層が堆積した時代は水深が極めて浅かったことを意味している。したがって、 I_L 値は 0.5 から 1.5 と広く分布しており、細粒土層の過圧密が著しく、T 層との境界部における不整合のみならず、S 層の内部においても不整合のある可能性を示すものである。R 層、Q 層でも同様に強い過圧密状態になっていることがわかる。

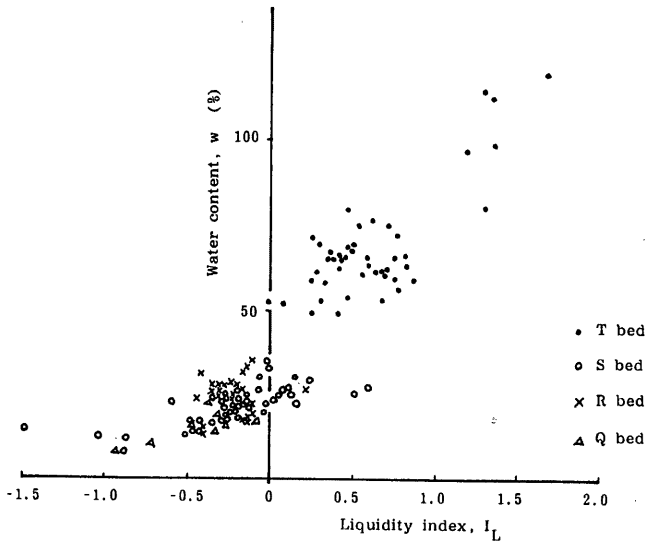


Fig. 6 Liquidity index versus natural water content of Lake Biwa deposit.

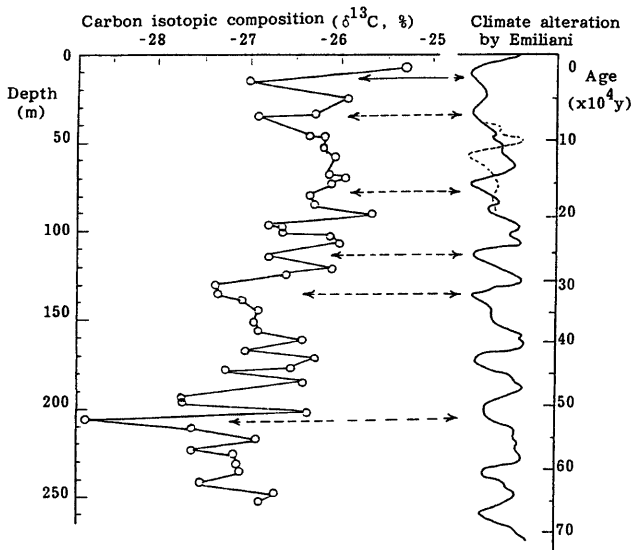


Fig. 7 Carbon isotopic compositions of Lake Biwa deposit.

さて、このような地層の堆積年代や堆積環境は陸水学的に重要な問題であり、多方面からのアプローチがなされている。特に、T層におけるそれは、第四紀学における気候変動と密接に関連するだけに重要である。

解析手法の内の一つの有力なものとして有機体炭素の同位体 ($\delta^{13}\text{C} = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) を用いる方法がある⁵⁾。中井らによって Fig. 7 のように示された⁹⁾ T層における $\delta^{13}\text{C}$ は、エミリアーの気候変動と見事に対応している。この分析結果を用いて、先にふれた T-2 層の特異性を有機物量の観点から検討する。 $\delta^{13}\text{C}$ が小さい程寒冷な気候であることを意味しているから、T-2 層の堆積環境は寒冷であったことになる。このことが T-2 層粘土の特性に関与し、他の層よりも有機物含有量を高めたものと考えられる。T-1 層においても 210 m 付近で $\delta^{13}\text{C}$ の小さい層がみられている。しかしながら、相対的に大きい T-1 層中の他の層においてもコンシステンシー値は高いため、必ずしも有機物含有量のみ影響とみなすことは難しい。この T-1 層については 4.2 で再度検討する。

4.2 構成粘土鉱物について

含有粘土鉱物についての X線回折結果の例を Fig. 8 に示している。ここでは構成粘土鉱物を次の3つのグループに分けることができる。すなわち、モンモリロナイト群、イライト群、カオリナイト群である¹⁰⁾。2 μm 以下の粒子の供試体中に含まれる長石や石英鉱物は非粘土鉱物として無視することができる。

各グループの粘土鉱物の結晶度は相互に異なるから、回折ピーク強度のみから含有量を求めるためには、結晶率によって補正する必要がある。しかしながら簡易定量法として、ピーク面積によって含有粘土鉱物の構成比率を求めることができる。Fig. 9 はピーク面積から3つの粘土グループの構成比率を示したものである。各層毎に 2 μm 以下の粒子の含有量が異なるので、図は相対比率を表している。したがって、粘土層としての T層と R層とについて以下に考察する。

まず、T層ではカオリナイト群の含有量が約60%とはば深度方向に一定である。一方、モンモリロナイト群は湖底付近で約20%で、深度 250 m 付

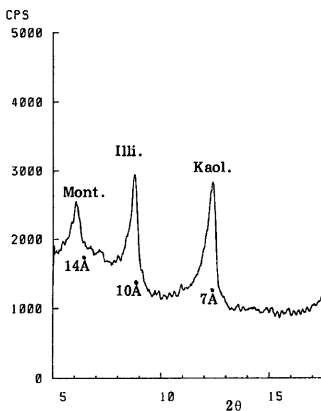


Fig. 8 Example of X-ray diffraction chart of Lake Biwa deposit.

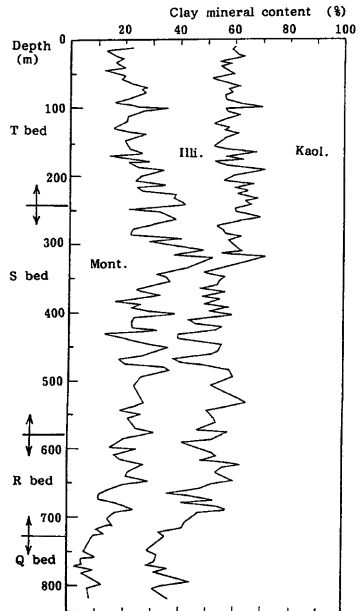


Fig. 9 Relative clay mineral content of Lake Biwa deposit.

注) 粘土鉱物のグループ名として「群」を用いており、14Åと7Åのピーク中には、一部の試料中に存在するクロライト(緑泥石)のピークを含んでいる。

近で約40%と倍増している。特に T-1 層において深度方向への増大が見られており、先のコンシステンシー特性における w_L の増加傾向とよく対応している。T-2 層ではモンモリロナイト群は逆に少なくなっており、先に述べたように T-2 層の w_L の増加特性は含有される有機物によることを示している。

R 層ではカオリナイト群の含有が50~60%と多くなっている。地質年代的には約 200 万年前という古い地層であり、液性指数が-0.4程度ということからも、R 層の高い w_L 値は年代効果に基づくセメンテーションによるものと推定される。

5. 大阪湾海底堆積物との比較

海底地盤物性との比較のために、大阪湾における地盤データと対比した。大阪湾では最初にふれたように、関西新国際空港やフェニックス計画、大規模人工海浜造成計画、湾岸線高速道路計画などが目白押しである。

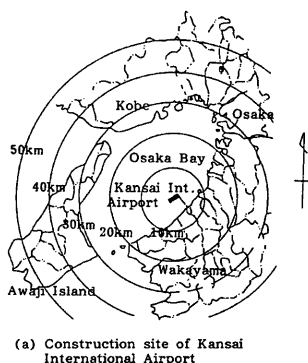
しかしながら、地下大深部に及ぶボーリングデータは必ずしも多くない。

ここでは、限られた大深部データの中でも最も信頼しうる関西新国際空港建設予定地点（大阪湾泉州沖約 5 km）において実施された結果を用いた⁷⁾。本格的な調査は、昭和52年から始まり Fig. 10 のような各地点で掘削された。これら膨大なデータの中でも 400 m に及ぶ試料は図の A 地点と B 地点との 2ヶ所に限られる。A 地点は空港島の中央部分に位置しており、B 地点は空港島沖合い 500 m である。A、B 両地点の土質工学的性質を琵琶湖湖底試料と同じ深度スケールで示したものが Fig. 11 である。図の右端の N1~N8 は中世古によって⁸⁾ 解明された海成粘土層であり、アズキ火山灰層が確認されている。これは約80万年前の堆積物であると確定しうするため、地層の年代決定は琵琶湖湖底試料よりも容易である。

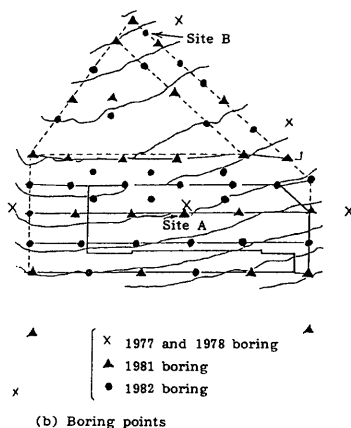
海底表層約 20 m が沖積層であり、T-4 層に相当している。大阪湾の海底粘土に特徴的なことは、必ず沖積層の下部に砂礫層を含むことである。これはこの時代に海退のあったことによるものであり、琵琶湖湖底試料において見られないのは海洋から独立していることによるものであろう。

土質工学的性質については、Fig. 4 と同じデータのみを示した。まず、強度特性については深度の増大とともに $c_u/p = 0.35 \sim 0.4$ の関係を有している。

コンシステンシーについては Fig. 12 の塑性図からも明らかのように、日本各地の港湾にみられる海底粘土とほぼ同様に A 線上に分布している。液性指数と自然含水比との関係で示すと Fig. 13 のようになり、400 m までの大阪湾海底試料では I_L は負にはならない。大阪湾海底地盤ではアズキ火山灰層の上部で不整合がみられるとされているが、琵琶湖湖底試料の T 層



(a) Construction site of Kansai International Airport



(b) Boring points

Fig. 10 Construction site of Kansai International Airport and its boring points.

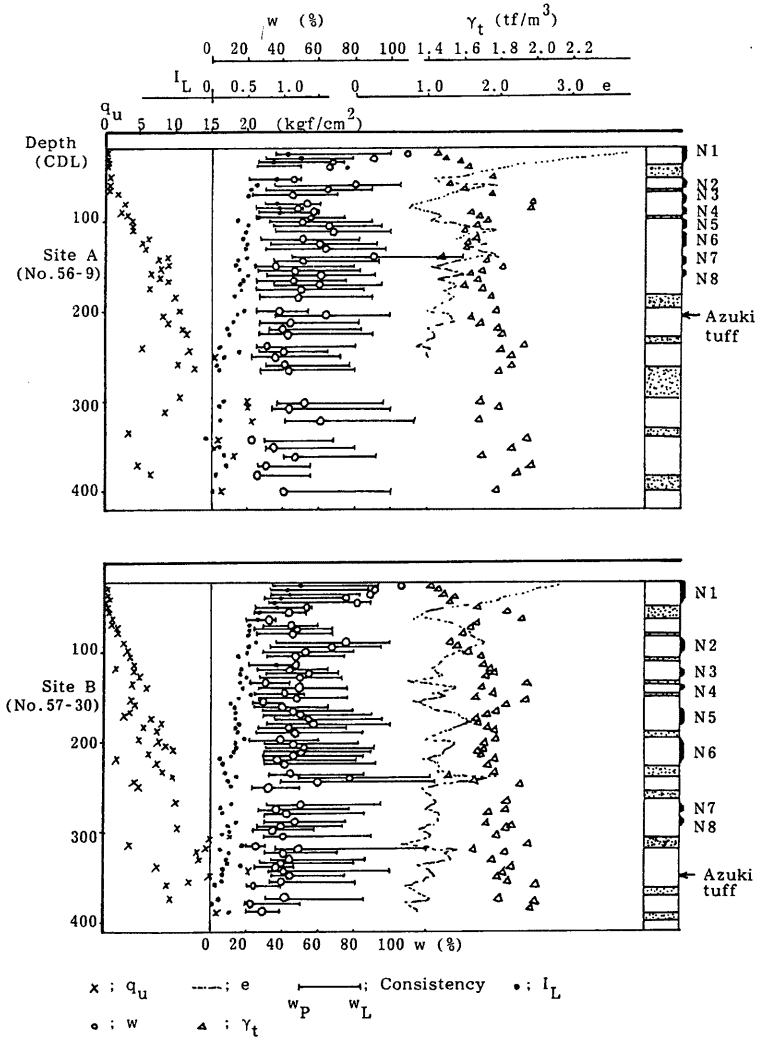


Fig. 11 Geotechnical properties of the Osaka Group
(Off shore samples from Senshu in Osaka Bay).

の状況は大阪湾の N8 層 (Ma6~7 に相当する) 付近までの特性と良く一致している。すなわち、沖積層では $I_L \geq 1.0$ であり、洪積層に入って $0.1 < I_L < 1.0$ に位置している。これらの試料の圧密状態について、過圧密比 (OCR) との関係で整理したものが Fig. 14 である。明らかに I_L 値の低下とともに OCR は増大し、 $OCR = 1.5 \sim 1.8$ に達している。琵琶湖湖底試料の T 層における OCR は $1.5 \sim 2.0$ であり、下部の S, R,

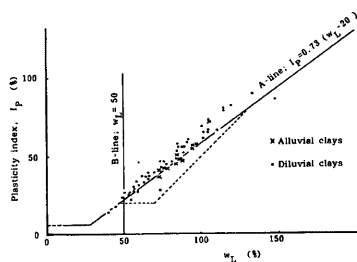


Fig. 12 Plastic chart of off shore samples.

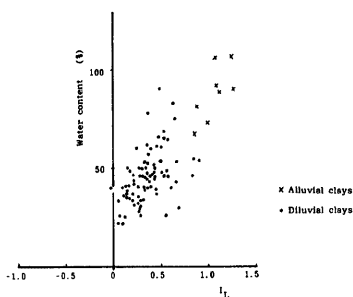


Fig. 13 Liquidity index versus natural water content of off shore samples.

Q層ではOCRが極めて大きくなっていることがわかる。

6. 結 論

以上述べたように、琵琶湖堆積物の土質工学的性質の特徴は限定された試験結果からではあるが、次のようにとりまとめることができる。

(1)湖底最上層のT層は、均質な粘土層の外見をしているものの、コンシステンシー特性に基づいて4つの層に区分しうる。

(2)T層の I_L は大阪湾海底地盤の沖積、洪積層と同様の値を示していることから、T-4層は正規圧密状態、T-3~T-1層ではOCR=1.5~2.0の過圧密状態になっている。

(3)構成粘土鉱物は主としてカオリナイト群、イライト群、モンモリロナイト群の3つのグループに分けることができる。

(4)有機物含有量や粘土鉱物定量結果から、T-1ならびにT-2層の土質工学的特性の特異性を説明することができた。

(5)S層以深の細粒土層では、 I_L は負の値となっており、著しく過圧密状態にあることが明らかになった。水底堆積物である本ボーリング試料と、海底堆積物の性質とのさらに詳細な比較は、今後の課題である。

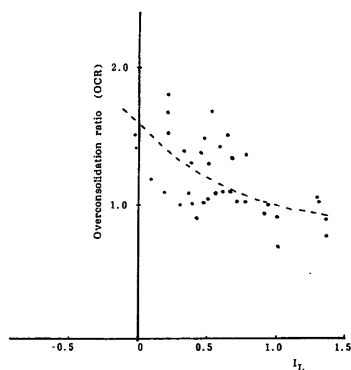


Fig. 14 Liquidity index versus OCR of off shore samples.

参 考 文 献

- 1) 堀江正治：琵琶湖ボーリングのその後について、学会会報, No. 764, 1984, pp. 19-25.
- 2) Horie, S.: Technical report on deep drilling of Lake Biwa, Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, ed. by Horie, S., Vol. 11, 1983, pp. 11-22.
- 3) Yokoyama, T. and K. Takemura: Geologic column obtained by the deep drilling from the bottom surface of Lake Biwa, Japan, IPPCCE Newsletter, No. 3, 1983, pp. 21-23.
- 4) 土質工学会：土質試験法, 1979, pp. 190-199.

- 5) 例えば、中井信之：琵琶湖堆積物の炭素同位体組成と古環境，陸水学雑誌，Vol. 34, No. 2, 1973, pp. 89-96.
- 6) 中井信之：琵琶湖湖底堆積物から見た化学組成のうつり変り－I．無機化学・同位体化学，琵琶湖深層ボーリングとその解析成果に関する公開文化講演会，1986.
- 7) 運輸省港湾技術研究所：大阪湾泉州沖海底地盤の工学的性質，港湾技研資料，No. 498, 1984, pp. 5-136.
- 8) 中世古幸次郎ら，関西国際空港地盤地質調査，災害科学研究所報告，1984, 285 p.