

圧密履歴を考慮した大深度堆積地盤の 力学的特性に関する考察

川崎 了¹・西 好一²・岡本敏郎³

¹正会員 工修 (財) 電力中央研究所地盤耐震部主任研究員 (〒270-1194 我孫子市我孫子1646)

²正会員 工博 (財) 電力中央研究所地盤耐震部長 (〒270-1194 我孫子市我孫子1646)

³正会員 工博 (財) 電力中央研究所地盤耐震部上席研究員 (〒270-1194 我孫子市我孫子1646)

大都市周辺の軟岩を含む大深度堆積地盤の力学的特性を深度方向に系統的に把握する目的で、東京近郊の2地点において深度500～600mまでの大深度地盤調査・試験を実施した。この内、本研究では採取された不攪乱試料による室内試験結果に基づき、得られた大深度堆積地盤の力学的特性について述べた。また、地質学的な地殻変動履歴を考慮することにより、大深度堆積地盤の圧密・強度特性の深度分布を表現できる近似式を誘導し、その適用性について検討した。

Key Words : great depth, sedimentary ground, mechanical property, consolidation history

1. まえがき

都市部における大深度地下空間の開発と利用に関する社会的関心は一時非常に高まりを見せていたが、その後はそれらの具体化のための地道な研究に推移していると思われる。(財)電力中央研究所では、特に都市近郊地下空間の現実性の高い有効利用法として、圧縮空気貯蔵(CAES)に関する研究を推進している。CAESは発電コストが揚水発電に匹敵し¹⁾、建設期間も短い上に技術的な開発課題が比較的少ないことから、実現可能性が高い電力貯蔵方式の1つであると考えられている。

わが国の主な電力需要地である大都市周辺の大深度には、一般に第四紀および新第三紀の堆積地盤が厚く分布しており、これらの地盤におけるCAESの立地方式として、泥水掘削・鋼管シャフト方式²⁾が提案されている。本方式は、地下400～800mの深部地盤中に圧縮空気貯蔵用の鋼製貯槽を建設すると最も経済的になる³⁾。従って、本方式を大都市近郊に建設する際には必要となる事項、即ち①地下数百mにおける大深度堆積地盤の力学的特性の把握が不可欠となり、更に②地盤掘削時における空洞の安定性評価および③運転稼働時における貯槽の安定性について検討しなければならない。

わが国の大都市近郊、例えば関東平野の地下深部の地盤情報に関しては、これまで主に資源工学の分野において天然ガスや工業用水等の開発を目的とし

た地下千～数千m規模の大深度ボーリング調査が数多く実施され、有用なデータが蓄積されている。しかし、コアを採取しないケースが多く、また採取したとしても地質学的あるいは物理・化学的調査のみが行われている場合が大半であり、力学的特性までは調べられていないことが多い。仮に、力学的特性の調査が行われたとしても、一軸圧縮試験が実施されているに過ぎず、CAESに必要なと考えられる大深度堆積地盤の力学的特性、即ち三軸試験データに関しては皆無に等しい。更に、このような深部地盤は、これまでに土木構造物の対象地盤となることがなかったため、特に平野部の地下50～100m以深の大深度堆積地盤の力学的特性は、ほとんど知られていないのが現状である。

このような背景から、筆者らは大都市近郊の大深度堆積地盤の力学的特性を深度方向に系統的に把握する目的で、東京近郊の2地点において深度500～600mまでの大深度地盤調査・試験を実施した。その結果、大深度堆積地盤の圧密・強度特性が明らかとなった。本論文では、前述した3つの必要項目の中で①の内容に限定し、まず不攪乱試料を用いた室内試験結果と大深度堆積地盤の力学的特性について報告する。そして、地質学的な地殻変動履歴を考慮することにより、得られた大深度堆積地盤の圧密および強度特性について考察した結果を述べる。

2. 試料および室内試験の概要

(1) 試料採取地点および地盤構成

東京近郊の袖ヶ浦、鹿島の2地点よりボーリングコアを採取した。袖ヶ浦地点は、東京湾の東岸部である千葉県袖ヶ浦市内の埋立地に位置している。ここでは地表より深度600mまでボーリング掘削し、オールコアによる試料採取を実施した^{4),5)}。なお、本報告では、既報告⁵⁾と同一の試料を使用している。本地点の地盤構成は、地表から深度10.60mまでが埋立土および完新世の沖積層、深度10.60~307.36mまでが後期~中期更新世の下総層群であり、それ以深はすべて中期更新世の上総層群である^{5),6)}。また、地下水位は地表から約1mの深度にある⁴⁾。

一方、鹿島地点は、利根川河口部の沖積平野内である茨城県鹿島郡鹿島町に位置し、地表より深度500mまでをボーリング掘削した。本地点の地層は、地表から深度18.4mまでが沖積層および洪積層であり、それ以深はすべて上総層群である。また、地下水位は深度約1mである。

本研究では、下総層群と上総層群を対象とする。これらは、約1~40kgf/cm²の一軸圧縮強度を有する地盤である⁵⁾。

(2) 試験項目

両地点から採取した試料を用いて、物理試験と力学試験からなる室内試験を実施した。物理試験に関しては、粒度、密度、比重および含水比の各試験である。一方、力学試験に関しては、圧密および三軸圧縮試験である。これらの室内試験の実施に際しては、大深度堆積地盤の基本的な物理的および力学的特性を深度方向に連続的に把握することを考え、基本的には試験間隔を10m、圧密試験と三軸圧縮試験では50~100mの等間隔とした。

(3) 試験方法

実施した室内試験の中で、ここでは特に力学試験について以下に概説する。

a) 圧密試験

今回対象とした試料が、両地点共に深度500~600mと地下深部より採取されたボーリングコアであることから、圧密降伏応力が比較的大きく、高圧領域に至るまで載荷を続ける必要がある。そこで、既存の軟岩用高圧三軸試験装置のセル内に高圧用リングをセットした試験装置を用いて定ひずみ速度圧密試験⁷⁾を実施した。

供試体は内径35mm、高さ20mmであり、圧密リング内に収納できるように注意深く成形した。そし

て供試体の試験装置へのセットが完了後、三軸セル内に脱気水を満たし、背圧6kgf/cm²を作用させた。試験では供試体の上面を排水境界、そして下面を非排水境界とする片面排水条件としたが、ひずみ速度としては、事前の予備圧密試験により供試体下面に過剰間隙水圧が発生しない0.05%/minを選定した。なお、同一深度で2個の供試体について圧密試験を実施した。

b) 三軸圧縮試験

深さ50mまたは100mごとの等深度間隔における試料について、それぞれ各深度における有効土かぶり圧を含む前後でいくつかの拘束圧を設定し、等方圧密の終了後、非排水三軸圧縮試験を実施した。使用した供試体は直径35mm、高さ80mmの円柱形である。また、ひずみ速度は0.1%/minであり、背圧は6kgf/cm²とした。

3. 試験結果

(1) 物理的特性

袖ヶ浦、鹿島の両地点における代表的な物理的特性の深度分布を、それぞれ図-1、図-2に示す。

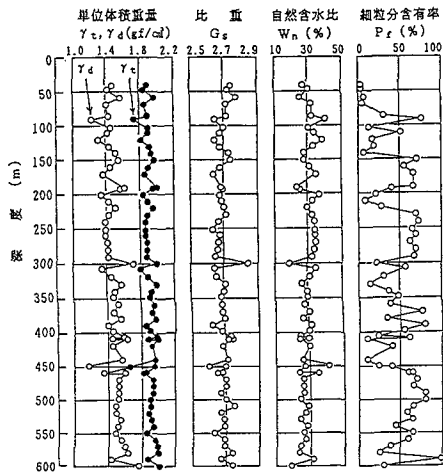
a) 粒度

細粒分含有率 P_f は、両地点の間で明瞭な差が見られる。すなわち、袖ヶ浦地点の P_f が深度方向に非常に激しい変動を呈しているのに対し、鹿島地点のそれは深度50m付近を除き、 $P_f \approx 80\%$ 前後の一定値を示している。これをさらに詳しく見るために、両地点の粒径加積曲線を図-3および図-4にそれぞれ示す。なお、袖ヶ浦地点に関しては、各地層区分ごとに分類している。

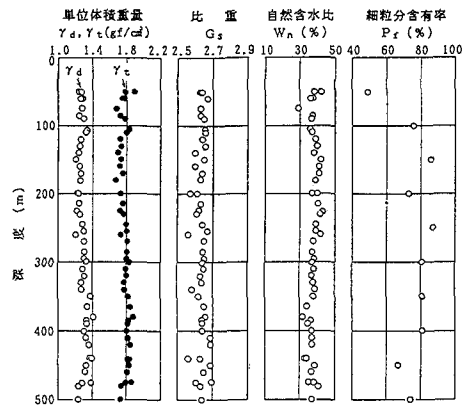
袖ヶ浦地点について見ると、清川層は細砂~砂質シルト、その他の層は一部シルト質砂を含む砂質シルト~シルトになり、全体的には細砂とシルトを含んだ広い範囲の粒径からなる地盤であることがわかる。なお、採取したボーリングコアによる室内透水試験結果⁴⁾によると、深度50m付近の清川層において透水係数 $k = 1.0 \times 10^{-4}$ cm/s程度を示す以外、他の地層では $k = 1.0 \times 10^{-5} \sim 1.0 \times 10^{-7}$ cm/sと低い透水性を示している。

鹿島地点の場合、深度50~500mの10個のデータを示した。袖ヶ浦地点に比べて粒度分布が良く、曲線自体も袖ヶ浦地点より細粒側に位置している。このため、砂質シルト~シルトとなっている。また、深度50mの粒度分布が他の深度と若干異なるものの、曲線の分布する幅が小さいことから、鹿島地点は比較的均質な地盤材料が連続的に堆積した地盤である。

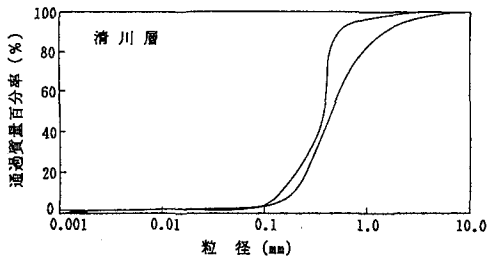
これら袖ヶ浦、鹿島両地点における粒径加積曲線



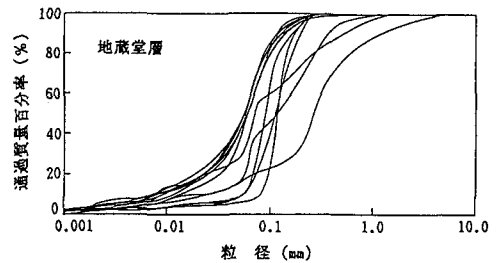
図一 1 物理的特性の深度分布 (袖ヶ浦地点)



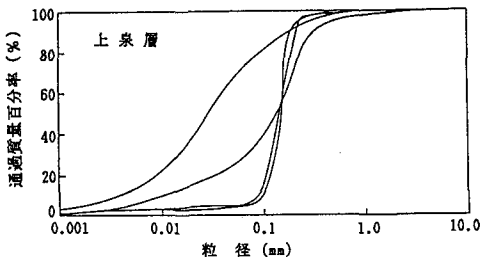
図一 2 物理的特性の深度分布 (鹿島地点)



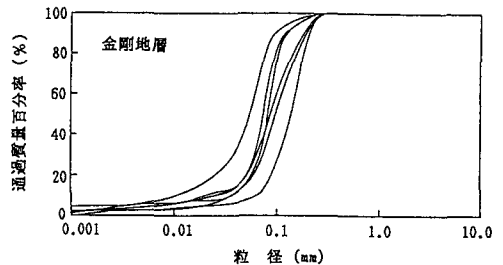
(a) 清川層 (下総層群, 深度31.25~56.80m)



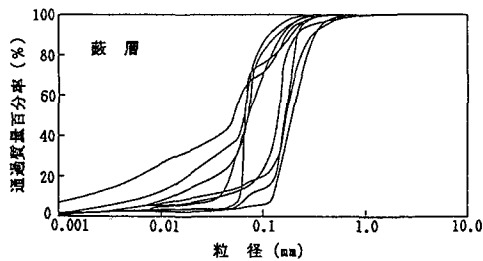
(d) 地蔵堂層 (下総層群, 深度190.45~307.36m)



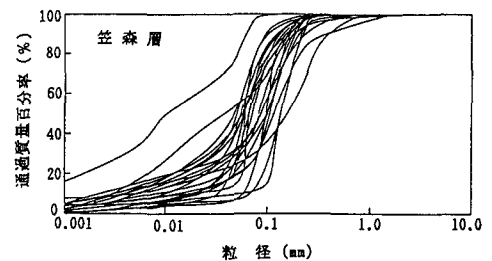
(b) 上泉層 (下総層群, 深度56.80~95.50m)



(e) 金剛地層 (上総層群, 深度307.36~378.10m)



(c) 藪層 (下総層群, 深度95.50~190.45m)



(f) 笠森層 (上総層群, 深度378.10~600.00m)

図一 3 袖ヶ浦地点における粒径加積曲線

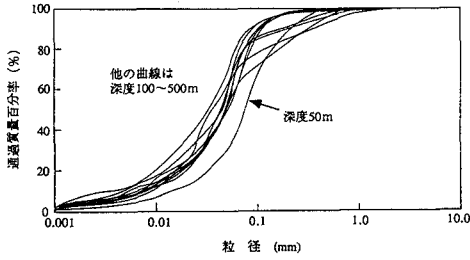


図-4 鹿島地点における粒径加積曲線
(上総層群, 深度50~500m)

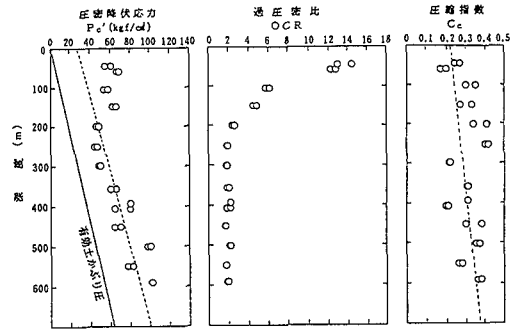


図-5 圧密定数の深度分布(袖ヶ浦地点)

の特徴については、両地点の地質学的な堆積環境の違いにより説明することができる。すなわち、既往の研究^{6),8)}によると、下総層群および上総層群上部層からなる袖ヶ浦地点は、比較的浅い海底において氷河性の海面変動の影響を周期的に受けたため、浅海成の砂層と淡水-汽水成の泥質砂層および砂礫層とが繰り返し堆積して複雑な地盤になったものと考えられる。一方、上総層群のみからなる鹿島地点は、海面変動の影響をほとんど受けない比較的深い海底に位置していたため、供給される土砂の粒度分布があまり変化せず、主に砂質シルト~シルトが静かに堆積したものと推定される。このように、同じ関東堆積盆地内に堆積した上総層群でも、袖ヶ浦地点と鹿島地点では堆積環境が異なる点に注意が必要である。

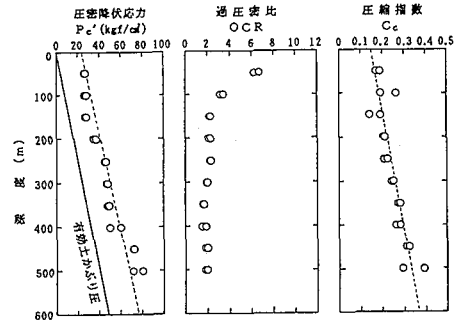


図-6 圧密定数の深度分布(鹿島地点)

このような理由により、以下の特性についても2地点を比較しながら記述する。

b) 密度・比重・含水比

地盤の湿潤単位体積重量 γ_t は、袖ヶ浦地点で約 1.9 gf/cm^3 として鹿島地点で約 1.8 gf/cm^3 であり、図-1, 2 から両地点共に深度方向に微増の傾向が見られる。一般に堆積物の密度は、堆積直後の低密度の状態から上層の荷重増加やクリープ変形などによって高密度の状態へと変化して行くものと考えられる。この密度増加は堆積物の粒度分布等に左右されるが、今回の試験結果からは深さ方向への密度増加の程度は小さく、深度500~600m程度の深部堆積地盤の密度変化は小さいと言えよう。

袖ヶ浦、鹿島両地点の比重の値は、わが国における土の最も一般的な値であり、また堆積材料を構成する鉱物が深さ方向にほとんど変化していないと言える。

自然含水比 w_n について両地点の深度50mから最深度までを調べてみると、袖ヶ浦地点では32%から28%へ、一方の鹿島地点では40%から35%へと減少している。この w_n の深度方向への減少は、前述の密度変化に対応している。また、鹿島地点の w_n の値が

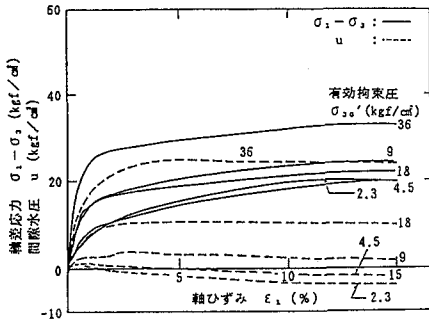
袖ヶ浦地点のそれより大きい理由は、細粒分含有率の差異によるものと考えられる。

(2) 力学的特性

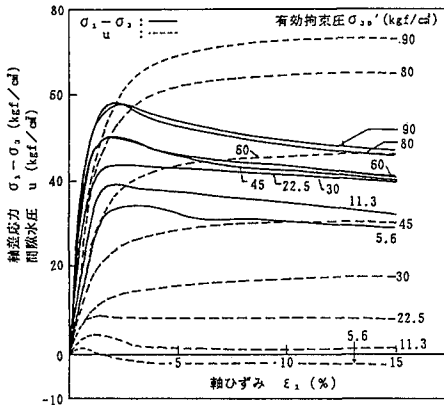
a) 圧密試験

両地点における圧密降伏応力 P_e' 、過圧密比OCRおよび圧縮指数 C_c の深度分布を、図-5、図-6にそれぞれ示す。なお、図-5、6中の点線は、最小自重法により求めたものである。また、 P_e' の算出には、Casagrandeの方法を用いた。最初に、両地点の P_e' について見ると、全体的には深度が大きくなるにつれて P_e' が増加する傾向が見られる。しかし、鹿島地点における P_e' の深度分布が比較的直線的に増加しているのに対し、袖ヶ浦地点の P_e' のばらつきはやや大きい。また、深度200m以浅では、 P_e' がそれ以深よりも大きく、 P_e' が一定値であるかのように見える。これは、鹿島地点に比較して袖ヶ浦地点の地盤は、粒度構成が深さ方向に複雑に変化していることや堆積環境が複雑であるためと考えられる。

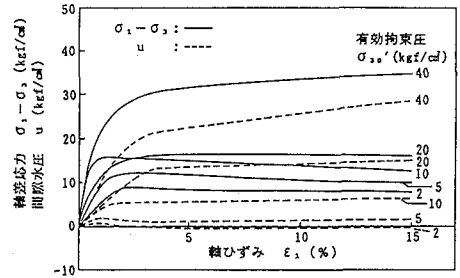
次に、OCRの値について調べてみよう。両地点共に深度が大きくなるに連れて双曲線的に減少する傾向が見られ、深度200m以深ではOCRの値がほぼ2の、軽く過圧密な状態にあることがわかる。また C_c については、 P_e' の深度分布と同様の傾向が見られ



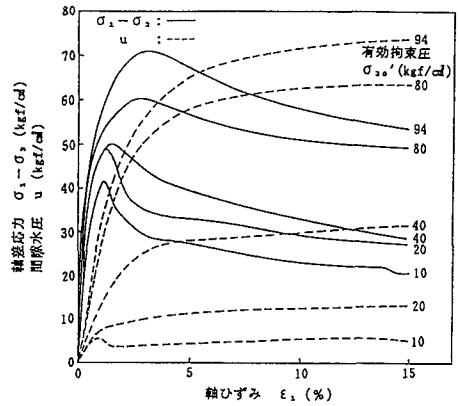
図一七 (a) 応力～ひずみ～間隙水圧関係 (袖ヶ浦, 深度100m, 有効土かぶり圧9.0kgf/cm²)



図一七 (b) 応力～ひずみ～間隙水圧関係 (袖ヶ浦, 深度500m, 有効土かぶり圧45.0kgf/cm²)



図一八 (a) 応力～ひずみ～間隙水圧関係 (鹿島, 深度100m, 有効土かぶり圧8.0kgf/cm²)



図一八 (b) 応力～ひずみ～間隙水圧関係 (鹿島, 深度500m, 有効土かぶり圧40.0kgf/cm²)

る。すなわち、鹿島地点では深度が大きくなると共に C_c が直線的な増加傾向にあるのに対し、袖ヶ浦地点の C_c は全体的に深度に対し増加傾向が見られるものの、ばらつきが比較的大きい。

以上のように、両地点において P'_c 、OCR および C_c が、深度 500～600m の大深度地盤に対しても直線的もしくは双曲線的な変化を大略示すことがわかった。これは、このような大深度地盤を大局的に見ると、均質な地盤が堆積した場合の圧密特性の深度分布を呈することを示すと考えられる。

b) 三軸圧縮試験

両地点における軸差応力 ($\sigma_1 - \sigma_3$) および間隙水圧 u と軸ひずみ ϵ_1 関係について、代表例として図一七および図一八を示す。なお、今回の試験で使用した供試体の間隙係数 B の値は、すべて 95% 以上であった。

一方、両地点の有効応力経路をそれぞれ図一九および図一十に示す。ここで、図中に示された黒い丸印 (●) は、軸ひずみが 15% を示した時の応力状態である。

これらの図より、以下のことが言える。

① 応力～ひずみ曲線を見ると、両地点共に拘束圧の増大に伴って最大強度、残留強度および変形係数が大きくなっている。しかし、鹿島地点では例えば図一八 (b) のように拘束圧の増大に伴って、応力～ひずみ曲線が顕著なひずみ硬化～軟化型からゆるやかなひずみ硬化～軟化型へと変化するのに対し、袖ヶ浦地点では例えば図一七 (b) のように曲線形状の変化の仕方が拘束圧にあまり影響されていない。これは、先に述べたように、粒度分布において鹿島地点が袖ヶ浦地点よりも細粒分が多く、セメンテーションが発達しやすかったことに対応している。

② 過圧密領域 (有効拘束圧 $\sigma'_{30} < P'_c$) における破壊ひずみ ϵ_f は、例えば図一八 (b) に示すように鹿島地点において若干の拘束圧依存性が認められるものの、全体的には両地点共に 1～2% と考えることができる。また深さ方向に対しても、 ϵ_f はほとんど変化していない。

③ 有効土かぶり圧相当の拘束圧下 (OCR が約 2 程度) よりせん断を開始した有効応力経路は、例えば

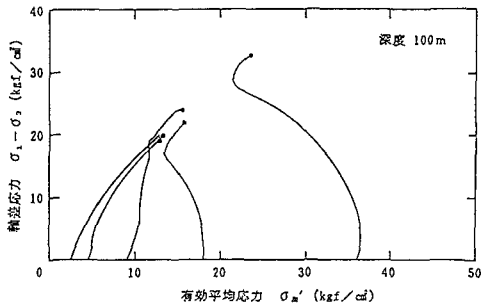


図-9 (a) 有効応力経路 (袖ヶ浦, 深度100m, 有効土かぶり圧9.0kgf/cm²)

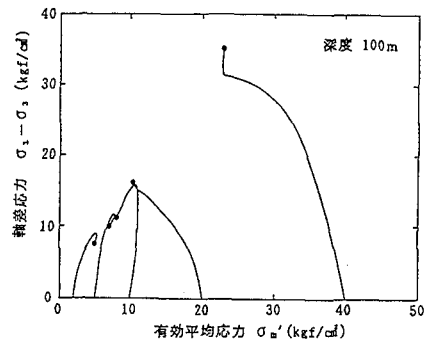


図-10 (a) 有効応力経路 (鹿島, 深度100m, 有効土かぶり圧8.0kgf/cm²)

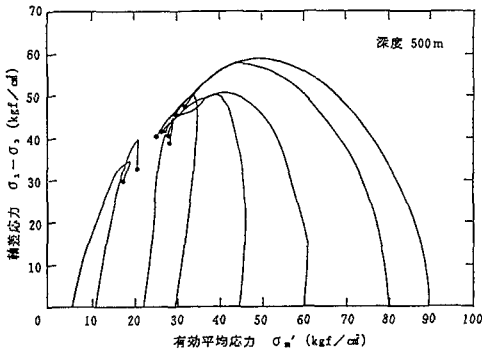


図-9 (b) 有効応力経路 (袖ヶ浦, 深度500m, 有効土かぶり圧45.0kgf/cm²)

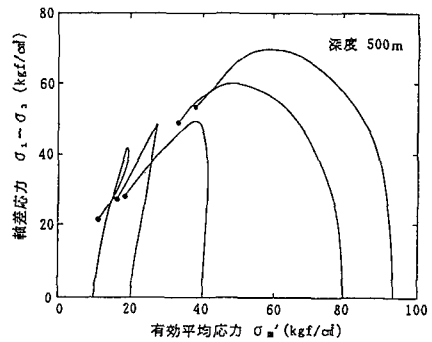


図-10 (b) 有効応力経路 (鹿島, 深度500m, 有効土かぶり圧40.0kgf/cm²)

図-10 (b) のように、せん断初期において σ_{30}' 軸に対してほぼ垂直に上昇して行き、その後も弾性的にほぼ真っ直ぐに上がって行く (ダイレイタンスがゼロ) 傾向が見られる。

④ ひずみ軟化を示す有効土かぶり圧以下の有効応力経路の場合、両地点共に試料が深くなるにつれて軟化の程度 (脆性の度合い) が大きくなる傾向が見られる。言い換えると、ひずみ軟化現象は下総層群ではあまり顕著に見られないが、その下位の上総層群では比較的明瞭に確認することができる (図-9 参照)。また、上総層群の中でも地層が古いものほど、軟化の程度が大きくなっている (図-10 参照)。

最後に、両地点における主な力学定数の深度分布を、まとめて図-11および図-12にそれぞれ示す。図中の C_u は、原位置の有効土かぶり圧下における非排水三軸圧縮強度であり、ここでは最大強度発揮時の軸差応力の半分として算出した。両地点共に、深度方向に直線的に増加する傾向が認められる。ここで、両地点の深度50m以深における C_u (kgf/cm²) と深度 h (m) との関係式を最小自乗法により算出し

たところ、それぞれ次のような直線式が得られた。

$$C_u = 8.26 + 0.0312 \cdot h \quad (\text{袖ヶ浦地点}) \quad (1)$$

$$C_u = 2.15 + 0.0455 \cdot h \quad (\text{鹿島地点}) \quad (2)$$

式 (1), (2) より、 C_u は深度が100m増すごとに、およそ 4 kgf/cm² 程度大きくなると推定される。

E_{50} については、袖ヶ浦地点の深度350m以深ではほぼ一定値を示しているものの、全体的には両地点共に深度方向に増加する傾向にある。 C_u の場合と同様にして深度50m以深における両地点の E_{50} の深度分布を直線と見なし、最小自乗法により E_{50} (kgf/cm²) ~ h (m) 関係を求めると次のような関係式が得られる。

$$E_{50} = 1160 + 11.1 \cdot h \quad (\text{袖ヶ浦地点}) \quad (3)$$

$$E_{50} = 1600 + 10.4 \cdot h \quad (\text{鹿島地点}) \quad (4)$$

式 (3), (4) より、 E_{50} は深度が100m増すごとに、およそ 1000~1100 kgf/cm² 程度大きくなると言える。

c' , ϕ' は、過圧密領域における有効粘着力と有効内部摩擦角である。深度が大きくなるにつれて、両地点ともに c' は増加、一方の ϕ' は減少の傾向が

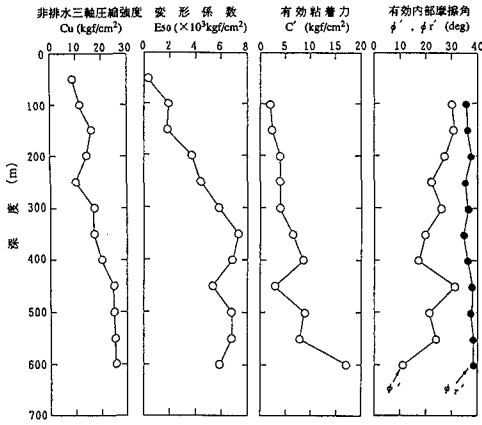


図-11 力学定数の深度分布 (袖ヶ浦地点)

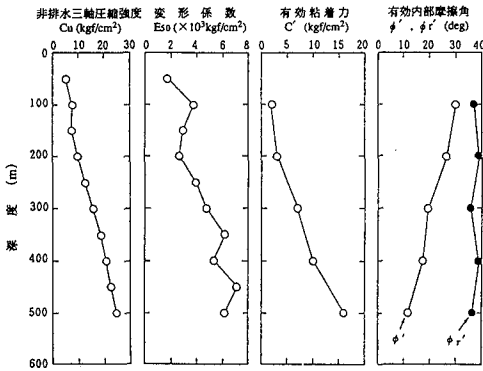


図-12 力学定数の深度分布 (鹿島地点)

見られる。 ϕ_r' は、残留強度発揮時の有効内部摩擦角であり、残留状態時($\epsilon_r=15\%$)の有効粘着力 c_r' を $c_r'=0$ として算出している。この ϕ_r' は、深度方向にほぼ一定であり、 $\phi_r' \approx 36 \sim 38^\circ$ である。

4. 強度増加率と過圧密比の関係

一般に、正規圧密状態の粘性土の C_u/p' の値は、圧密圧力の大きさによらずほぼ一定であるとされている。Mayne⁹⁾は、世界各国で実施された96種類の粘性土(一部シルトを含む)の正規圧密および過圧密状態における C_u/p' 値について調べているが、それによると正規圧密状態の C_u/p' 値がほぼ0.20~0.45の範囲の値を取るものが多い。

一方、過圧密状態の粘性土の場合、 C_u/p' はOCRによって変化し、OCRが大きくなるにつれて C_u/p' は大きな値を示す。例えば、Mitachi and Kitago¹⁰⁾は、過圧密状態の粘性土の C_u/p' とOCRの関係図を

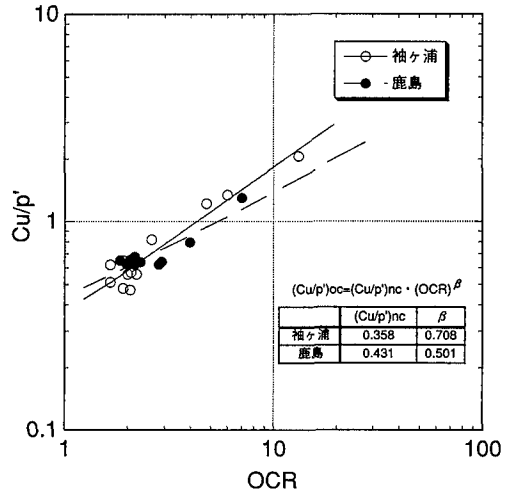


図-13 有効土かぶり圧相当の圧力で圧密した時の、非排水三軸圧縮強度と圧密圧力の比 C_u/p' のOCRによる整理

直線で示したが、その図中の曲線の傾き β の値は0.81~0.86で示されている。また、Mayne⁹⁾が調べた96種類の粘性土の場合では $\beta=0.2 \sim 0.9$ とかなり広範囲に分布し、そのほとんどが $\beta=0.7 \sim 0.8$ 付近に存在している。

図-13に、有効土かぶり圧を圧密圧力として求めた C_u/p' の深度分布をOCRで整理した時の、袖ヶ浦、鹿島両地点における $C_u/p' - OCR$ 関係を示す。この図より、両地点における $C_u/p' - OCR$ 関係は過圧密状態の粘性土の場合と同様、両対数紙上でそれぞれ次のような直線式で概ね表現できる。

$$(C_u/p')_{oc} = (C_u/p')_{nc} \cdot (OCR)^\beta \quad (5)$$

ここで、 $(C_u/p')_{oc}$ 、 $(C_u/p')_{nc}$ は、それぞれ過圧密状態および正規圧密状態における強度増加率を示しており、また β は実験定数である。

次に、地盤材料の深度方向への変化の程度を知るため、同じ深度の試料を用いてOCRを変化させた場合の $C_u/p' - OCR$ 関係について調べてみよう。この関係を両地点についてまとめたものを表-1に示す。式(5)における $(C_u/p')_{nc}$ については、袖ヶ浦地点で0.255~0.552(平均0.341)、鹿島地点で0.344~0.406(平均0.378)となっている。また、袖ヶ浦地点での値のばらつきが大きいのに対し、鹿島地点ではほぼ一定値を示している。これは前述したように、前者の物理的特性が深度方向に少し変化しているのに対し、後者は比較的一様となっていることに対応している。一方、 β については、袖ヶ浦地点で0.698~0.984(平均0.826)、鹿島地点で0.670~0.878(平均0.768)である。この β については、1-

表-1 Cu/p' と OCR の関係

	深度 (m)	C _c	C _s	(C _u /p') _{nc}	β	1-C _s /C _c	
袖ヶ浦地点	50	0.220	0.011	0.552	0.698	0.950	
	100	0.325	0.024	0.277	0.844	0.926	
	150	0.300	0.017	0.345	0.797	0.943	
	200	0.375	0.017	0.322	0.984	0.955	
	250	0.410	0.017	0.288	0.799	0.959	
	300	0.220	0.021	0.381	0.731	0.905	
	350	0.310	0.016	0.255	0.963	0.948	
	400	0.240	0.015	0.298	0.821	0.938	
	450	0.340	0.024	0.383	0.845	0.929	
	500	0.360	0.007	0.299	0.814	0.981	
鹿島地点	550	0.270	0.027	0.356	0.817	0.900	
	600	0.370	0.012	0.339	0.804	0.968	
	平均値	0.312	0.017	0.341	0.826	0.942	
	平均値	100	0.225	0.020	0.344	0.732	0.911
		200	0.210	0.014	0.383	0.669	0.933
		300	0.245	0.014	0.397	0.760	0.943
400		0.270	0.016	0.406	0.800	0.941	
500		0.340	0.015	0.362	0.878	0.956	
平均値	0.258	0.016	0.378	0.768	0.937		

C_s/C_c (C_s, C_c は、それぞれ膨潤指数, 圧縮指数) に近似できることが報告^{9),10)}されている。同一試料に対しては $\beta = 1 - C_s/C_c$ なる関係を示すようであるが、この表より明らかなように、今回対象とした地盤については実験から求めた β は $1 - C_s/C_c$ より 1 ~ 2 割程度小さい値を示すようである。

以上のように、これまで粘性土で用いられてきた関係式 (5) が大深度堆積地盤に対しても大略適用でき、次章で述べる大深度地盤の圧密・強度特性推定式の誘導に用いることにする。

5. 地質学的な地殻変動履歴を考慮した圧密・強度特性表示

(1) 堆積地盤の隆起・浸食と過圧密地盤

3 および 4 章から明らかなように、袖ヶ浦、鹿島両地点の大深度地盤は軽く過圧密な状態にある。地盤が過圧密状態を示す原因にはいくつかあるが、一般には以下の 2 つが主なものとして考えられる。

- ① 圧密圧力の除荷によるもの (浸食等)
- ② 圧密圧力の除荷によらないもの (2 次圧密, セメンテーション等)

両地点が過圧密地盤である理由は、これらの双方が原因となっているためと推定されるが、これらがどのような割合で地盤の力学的特性に影響を及ぼしてきたのかを定量的に知るのは非常に困難である。Parry and Wroth¹¹⁾によれば、P_c' の深度分布の形状によって地盤が過圧密状態を示す原因が①、②のいずれであるのかを判定できると報告している。即ち、P_c' と有効土かぶり圧 σ_v' の深度分布が平行になれば①の応力履歴による過圧密状態とし、P_c' の

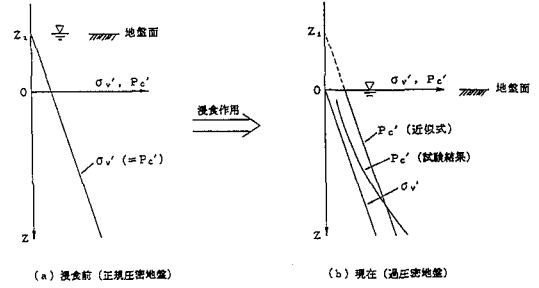


図-14 浸食作用の前後における σ_v' , P_c' の深度分布の変化

深度方向への増加率が σ_v' のそれよりも大きい場合は②の年代効果による疑似過圧密状態とするのである。この考え方によれば、袖ヶ浦地点の深度 200m 以浅において若干傾向が異なるものの、全体的には両地点は主に①の理由によって過圧密状態になっているとすることができる (図-5, 図-6 参照)。

ここでは以上の考え方を踏襲し、①の原因のみによって両地点の地盤が過圧密状態になったと仮定することによって、両地点の過圧密地盤の力学的特性、中でも特に OCR と C_u/p' の深度分布の形状について検討する。

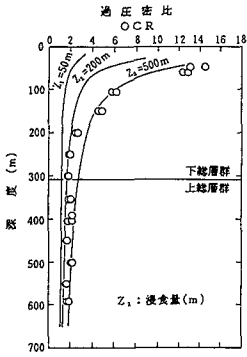
(2) 大深度地盤の圧密・強度特性の近似式の誘導

ここでは、浸食によって削り取られた層厚 Z₁ を仮定して OCR および C_u/p' の深度分布の近似式を誘導し、同式と実験結果との対応およびその時の浸食量について考察する。まず、近似式の誘導に先立ち、ここでは式の形を簡単にするために以下のような仮定を設ける。

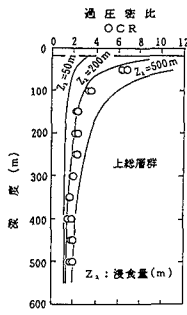
- ① 地盤の単位体積重量は、深度方向に一定とする。
- ② 地下水位は、浸食作用を受ける前後に関わらず常に地表面に存在する。

a) 圧密特性

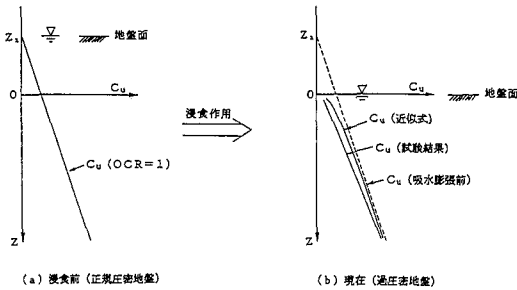
最初に、P_c' の深度分布について考える。図-14 は、地盤の浸食作用の前後における σ_v' と P_c' の深度分布の変化を模式的に示したものである。同図 (a) は、浸食作用を受ける前に厚さ Z₁ が堆積した地盤であり、正規圧密地盤 ($\sigma_v' = P_c'$) である。圧密が終了した後、この地盤は地殻の変動によって隆起し、その間に Z₁ に相当する地盤の浸食作用を受けるとする。その結果、地盤は Z₁ 分に相当する σ_v' が除荷され、同図 (b) に示される過圧密地盤となる。ここで、現在すなわち浸食後の地表面からの深度を Z とすると、同図中における σ_v' , P_c' はそれぞれ次式で表される。



図一15 実験値とOCRの近似式との比較(袖ヶ浦)



図一16 実験値とOCRの近似式との比較(鹿島)



図一17 浸食作用の前後におけるCuの深度分布の変化

$$\sigma_v' = (\gamma_t - \gamma_w) \cdot Z \quad (7)$$

$$P_c' = (\gamma_t - \gamma_w) \cdot (Z + Z_1) \quad (8)$$

ここに、 γ_t および γ_w はそれぞれ湿潤地盤および水の単位体積重量である。式(7)、(8)よりOCRを算出すると次式を得る。

$$OCR = P_c' / \sigma_v' = (Z + Z_1) / Z \quad (9)$$

この式(9)における変数 Z_1 について、両地点共に $Z_1 = 50, 200, 500m$ の3種類を設定し、同式と両地点の試験結果との比較を試みた。その結果を図一15、図一16にそれぞれ示す。両図よりわかるように、袖ヶ浦地点では $Z_1 = 500m$ 、鹿島地点では $Z_1 = 200m$ とすれば試験結果と近似式は比較的良好一致を示す傾向が見られる。次に重要となってくるのは Z_1 の値を推定することであり、これに関しては後述する。

b) 強度特性

次に、 C_u の深度分布について考える。図一17は、浸食作用の前後における C_u の深度分布の変化について模式的に示している。すなわち、同図(a)のような $\sigma_v' (=P_c')$ の深度分布の時、地盤は正規圧密

状態となっているので C_u は深さ方向に直線的に分布する。この浸食前の C_u の深度分布は次式で表現できる。

$$C_u = (C_u/p')_{nc} \cdot (1 + 2K_0) \sigma_v' / 3 \quad (10)$$

その後、地盤変動によって地盤全体が隆起し、 Z_1 に相当する表層地盤が浸食によって削り取られたと仮定する。この時、地盤は過圧密状態となるが、浸食による有効上載圧の除荷により地盤の C_u は浸食前より小さくなり、 C_u の深度分布は同図(b)のようになると考えられる。

現在すなわち浸食後の過圧密状態にある地盤の強度増加率 $(C_u/p')_{oc}$ は、式(5)、(9)より次式で表現できる。

$$(C_u/p')_{oc} = (C_u/p')_{nc} ((Z + Z_1) / Z)^\beta \quad (11)$$

式(11)における3つの定数である $(C_u/p')_{nc}$ 、 β および Z_1 に関しては、以下のように定める。即ち、 $(C_u/p')_{nc}$ と β については図一13および表一に示された値の平均値を使用し、 $(C_u/p')_{oc}$ および β の値は袖ヶ浦でそれぞれ0.342、0.817、一方の鹿島地点で0.387、0.724とした。 Z_1 についてはOCRの近似式を検討した場合と同様にして、両地点共に $Z_1 = 50, 200, 500m$ の3種類を仮定した。図一18および図一19に、両地点における $(C_u/p')_{oc}$ の近似式と試験結果を比較したものを示す。前述したOCRにおける両者の対応関係と同様、 $(C_u/p')_{oc}$ についても袖ヶ浦地点では $Z_1 = 500m$ 、鹿島地点では $Z_1 = 200m$ とすれば試験結果と近似式は比較的良好対応関係を示していると思われる。

(3) 浸食量の推定

これまで示してきた圧密および強度特性の評価においては、上総層群あるいは下総層群の上部で層厚 Z_1 の浸食があった、と考えてきている。これについては地質学的な解明が必要であるが、浸食を裏付けるものとして不整合面の存在がある。地質学者によって意見の違いはあるが、両地点の不整合面として最も確かと思われるものは上総層群と下総層群の境界と、下総層群とその上位層の境界であり⁸⁾、ここで示している地盤面と浸食面が一致しないことになる。両地点におけるこれらの境界については、袖ヶ浦地点の場合は深度10.60mと307.36mの2箇所、そして鹿島地点の場合は深度18.4mの1箇所に存在する。ただし、鹿島地点の場合は上部の洪積層が下総層群であるかどうか不明である。

そこで、今回の両地点のように浸食面と地盤面が一致しない場合の Z_1 については、以下のように考えれば説明できると思われる。例えば鹿島地点の P_c' およびOCRの近似式について考えてみる。前に示し

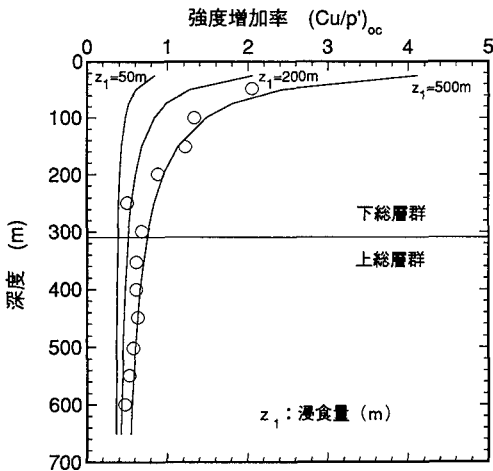


図-18 実験値と C_u/p' の近似式との比較 (袖ヶ浦)

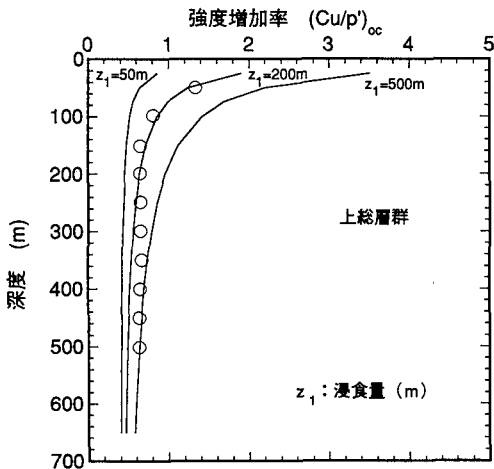


図-19 実験値と C_u/p' の近似式との比較 (鹿島)

た図-14 (b) のように Z_1 に相当する地盤 (例えば上総層群) が浸食を受け、その後図-20に示すように地盤全体が沈降して Z_2 に相当する地盤が浸食面上に堆積したと仮定する ($Z_1 > Z_2$)。この時、 Z_2 に相当する地盤は正規圧密状態にあるが、それ以深の地盤は過圧密状態にある。この Z_2 以深の地盤の P_c' およびOCRの近似式は、それぞれ次式で表すことができる。

$$P_c' = (\gamma_t - \gamma_w) \cdot (Z + Z_1 - Z_2) \quad (Z_1 > Z_2) \quad (12)$$

$$OCR = (Z + Z_1 - Z_2) / Z \quad (Z_1 > Z_2) \quad (13)$$

同様にして、 $(C_u/p')_{oc}$ の近似式は次式で与えられる。

$$(C_u/p')_{oc} = (C_u/p')_{oc} \cdot ((Z + Z_1 - Z_2) / Z)^\beta \quad (Z_1 > Z_2) \quad (14)$$

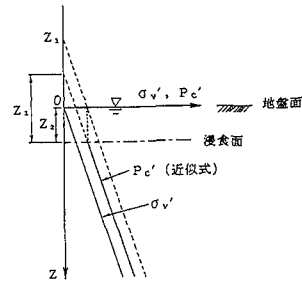


図-20 浸食面が地盤面と一致しない場合における P_c' の近似式の考え方

式 (9) と式 (13)、式 (11) と式 (14) をそれぞれ比較するとわかるように、浸食面と地盤面が一致する場合の近似式である式 (9) および式 (11) は、一致しない場合の式 (13) および式 (14) において $Z_2=0$ としたものに等しい。

一方、袖ヶ浦地点については2度の浸食作用を考える必要があるが、ここでは上総、下総の両層群を1つの同じ近似式で表現することとし、最も上位層における浸食作用によって過圧密状態にある大深度地盤の圧密・強度特性の深度分布が決定されると仮定すれば、先に鹿島地点の例で述べた式 (12) ~ (14) は、 Z_2 を上総層群から下総層群へと置き換えることで説明が可能となる。

以上のことから、両地点における最上位の不整合面が浅の堆積層の厚さ Z_2 と、試験結果と近似式の対応関係が良好なのは、袖ヶ浦地点では $Z_1=500m$ 、鹿島地点では $Z_1=200m$ の場合であったことを考慮して、このような力学的条件下から両地点における上総層群および下総層群の浸食量を算出してみると、袖ヶ浦地点では下総層群で約500m、一方の鹿島地点では、上総層群で約200mと推定される。なお、袖ヶ浦地点における上総層群の浸食量に関しては、近似式から推定される浸食量と現在の下総層群の浸層厚を考慮すれば約500~800mと算出される。堆積と浸食あるいは隆起と沈降に関する今後の地質学的な解明が待たれる。

(4) 力学的評価との関連性

以上のように、堆積・隆起・浸食を考慮することによってのみ圧密および強度特性を表示すると、地質学的な地殻変動量 (上下) が推定できる。特に上総層群については、その層厚が最大3千数百mに達していること⁸⁾、また堆積速度、地殻の上下変動量等の既往の地質学的データ¹²⁾から判断すれば、両地点の浸食量が200~800mといったオーダーは地質学的な常識からかけ離れた値ではないと思われる。一

方の下総層群については、その堆積作用の特徴が世界的な氷河性海面変動と局地的な地殻変動にあり、またその形成時期の房総半島は沈降地域であったと考えられていること⁸⁾から、袖ヶ浦地点において下総層群の浸食量が約500mとする今回の結果と調和的ではない。いずれにせよ、地殻変動量および堆積・浸食現象については、今後地質学的に更に解明していく必要がある。

一方、力学的には上記のような圧密だけでなく、セメンテーションのような機構も考慮する必要があるが、ここで示した近似式は力学的物理量を圧密というメカニズムのみによると仮定すると評価可能であることを示したのであって、力学的物理量の中にセメンテーション等によるメカニズムの寄与を否定したものではない。今後、この観点からの力学的評価が期待される。

6. まとめ

東京近郊の袖ヶ浦、鹿島の2地点を対象として、大深度堆積地盤の特に力学的特性に関する地盤物性を深度方向に系統的に調査・把握した。そして、大深度堆積地盤の圧密・強度特性と圧密履歴に関する考察を行った。本研究により得られた主な知見をまとめると、以下の通りである。

(1) 圧密特性では、圧密降伏応力が深度方向にはほぼ直線的に増加し、両地点の大深度堆積地盤が過圧密状態にあること、また深度200m以深の過圧密比は2程度に収束し、軽く過圧密された状態にあることがわかった。

(2) 強度特性については、非排水三軸圧縮強度が深度方向にはほぼ直線的に増加して行くが、強度増加率は深度方向に双曲線的な減少傾向があることがわかった。また、強度増加率と過圧密比の関係については、これらが両対数紙上で直線関係にあることがわかった。

(3) 大深度堆積地盤における圧密と強度特性の深度分布を表現できる2つの近似式について誘導した。両近似式は、地盤が過圧密状態にある理由を地盤の堆積作用と浸食作用のみによるものと仮定する方法である。両近似式によれば、上総層群の浸食厚さを数百m程度と仮定すれば袖ヶ浦、鹿島の両地点の圧密、強度特性の深度分布を大略表示できることがわかった。

本研究により、東京近郊の代表的かつ基本的な大深度堆積地盤の力学的特性が明らかとなった。今後は、今回得られた地盤物性に類した供試体を用いて

大深度の空洞掘削を模擬した室内模型実験を実施し、空洞の安定・破壊条件と地盤物性との関係について検討を行う予定である。

参考文献

- 1) 内山洋司, 角湯正剛: 圧縮空気貯蔵発電システムの利点と経済性, 電力中央研究所報告, 1990年5月。
- 2) 西 好一, 川崎 了, 藤原義一: 軟岩地盤における圧縮空気貯蔵用空洞建設技術 (その1), 一鋼管シャフト方式および凍結横坑・凍結拡幅空洞方式の検討一, 電力中央研究所報告, 1990年12月。
- 3) 川崎 了, 岡本敏郎, 田中幸久: 軟岩地盤での圧縮空気貯蔵建設コストの評価, 電力中央研究所報告, 1996年7月。
- 4) 藤原義一, 西 好一, 池見元直, 川崎 了, 吉田保夫, 国生剛治: 軟岩CAESのための都市近郊大深度地盤の力学特性の解明—ボーリング孔を利用した原位置調査・試験一, 電力中央研究所報告, 1992年11月。
- 5) 川崎 了, 西 好一, 藤原義一, 岡本敏郎: 圧縮空気貯蔵のための大深度軟岩地盤の力学的特性の解明—不攪乱試料を用いた室内試験による物性評価一, 電力中央研究所報告, 1993年9月。
- 6) 徳橋秀一, 遠藤秀典: 姉崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, pp.1~136, 1984。
- 7) 川崎 了, 西 好一, 笹田麻純: 定ひずみ速度圧密試験法の堆積軟岩への適用, 第27回土質工学研究発表会, pp.1231~1232, 1992。
- 8) 三梨 昂, 奈須紀幸, 楡井 久ほか: 東京湾とその周辺地域の地質, 特殊地域図 (20), 10万分の1, 地質説明書, 地質調査所, pp.1~91, 1979。
- 9) Mayne, P.W.: Cam-Clay Prediction of Undrained Strength, *Proc. ASCE*, Vol.106, GT11, pp.1219~1242, 1980。
- 10) Mitachi, T. and Kitago, S.: Change in Undrained Shear Strength Characteristics of Saturated Remolded Clay due to Swelling, *Soils and Foundations*, Vol.16, No.1, pp.45~58, 1976。
- 11) Parry, R.H.G. and Wroth, C.P.: Shear Stress-Strain Properties of Soft Clay, *Soft Clay Engineering*, Elsevier Sci. Pub., pp.311~366, 1981。
- 12) 例えば, 第四紀地殻変動研究グループ: 第四紀地殻変動図, 国立防災科学技術センター, 1973。

(1996.11.6 受付)

INVESTIGATION ON MECHANICAL PROPERTIES OF SEDIMENTARY GROUND AT GREAT DEPTH IN CONSIDERATION OF CONSOLIDATION HISTORY

Satoru KAWASAKI, Koichi NISHI and Toshiro OKAMOTO

Very deep boring investigations were carried out at two sites in the suburbs of Tokyo metropolitan area to understand systematically mechanical properties of sedimentary ground at great depth around big cities in Japan. In this paper, we described mechanical properties of sedimentary ground at great depth based on a series of laboratory tests using undisturbed samples. Furthermore, some approximate equations were given by considering geological tectonic movement history so as to demonstrate the distributions with depth about consolidation and strength properties of sedimentary ground at great depth, and their applicability was studied.