

泥炭および泥炭地盤の土質工学的性質

GEOTECHNICAL PROPERTIES OF PEATS AND PEATY GROUNDS

山口晴幸*・松尾 啓**・大平至徳***・木暮敬二***

By Hareyuki YAMAGUCHI, Kei MATSUO, Yoshinori OHIRA and Keiji KOGURE

A series of physico-chemical and mechanical tests were performed on the soils sampled from peaty grounds in the suburbs of Iwamizawa city, Hokkaido and Ohmiya city, Saitama, and the geotechnical properties of peats and peaty grounds were investigated. The results of various physico-chemical tests were mainly summarized as a function of organic matter content involved. Also, using the samples of peats and humused chips, the changes of pore volume and pore size distributions with the one-dimensional compression were investigated with the porosimeter apparatus. From the results of mechanical tests, it was found that the coefficients of secondary compression and permeability of soils were strongly influenced by the amount of organic matter and fibrous peats remarkably showed anisotropic shear strength.

1. ま え が き

近年、交通網の整備拡充、土木工事の大規模化のみならず、わが国では土地不足に伴う有効な土地利用という観点から、地盤として利用価値の低かった泥炭地を地盤資源の対象とする機会が多くなり、泥炭および泥炭地を土質工学的に処理する必要性が非常に増えてきている。このような状況はわが国の国土事情からして将来ますます活発化されることが期待される。

一般に、泥炭は植物の根や葉等の部分的に腐植した繊維性有機物を母体とした海綿状構造を形成しているため、鉱物土粒子の集合体から成る粘土や砂質土等の無機質土に対して相構成および土構造が大きく異なっている。このような泥炭の土質工学的性質の解明には、無機質土では実施されない有機物の量や質を定量的に把握するための種々の特殊な試験が実施される。

本文は、北海道岩見沢市郊外の泥炭地盤を主な対象とし深さ約12 mまでに堆積していた各土層から採取した

試料土について、あまり報告例のない各種の物理化学的試験と力学的試験を実施し、泥炭地盤の土質工学的性質について記述したものである。

2. 実施した試験の種類

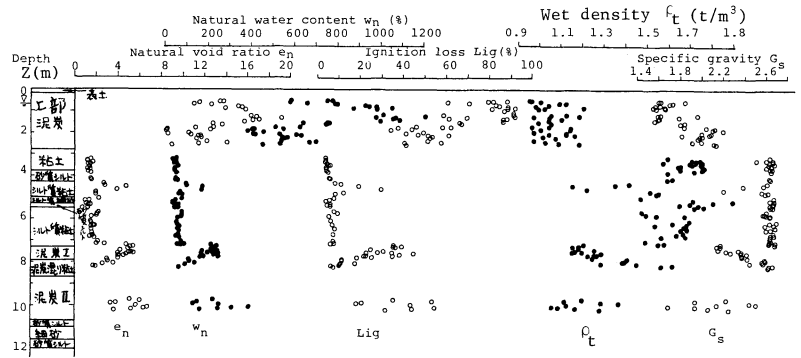
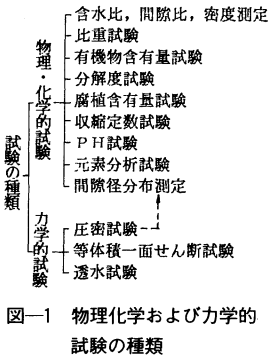
泥炭地盤の土質工学的性質を調べるために、図—1に示す各種の物理化学的試験と力学的試験を実施した。物理化学的試験では土の基本的性質を調べる含水比、比重等の測定に加えて、有機質土を対象としているので土試料に含まれている有機物量の測定を強熱減量法と重クロム酸法によって行った。有機物の質の指標となる分解度は105 μm ふるいをを用いた水洗い法と浸出したアルカリ溶液と標準液との色濃度を比較する比色法によって測定され、含有有機物量中の腐植物量は腐植含有量試験によった。土試料の水素イオン濃度の測定はpH試験、そして炭素、窒素、水素含有量はCNとCHコーダ装置を用いた定量元素分析試験によった。また乾燥に伴う収縮特性を調べるために収縮定数試験を実施した。さらに、真空凍結乾燥法（凍結温度 $T = -109^{\circ}\text{C}$ ）によって準備した泥炭試料と泥炭試料中に含まれていた腐植した木片を用いて、水銀圧入型ポロシメータ装置によって多孔性な泥炭試料等の間隙径分布の測定がなされた。

一方、力学的試験では固定ピストン式シンウォールサ

* 正会員 工博 防衛大学校助教授 土木工学教室
(〒239 横須賀市走水 1-10-20)

** 正会員 防衛庁技術研究本部第4研究所研究員
(〒229 相模原市淵野辺 2-9-54)

*** 正会員 工博 防衛大学校教授 土木工学教室
(〒239 横須賀市走水 1-10-20)



図二 岩見沢泥炭地盤の土層構成と基本的性質の深さ方向の分布

ンプラーを用いて採取した不攪乱試料を対象として深さ方向から採取した有機物含有量の異なる各土層からの試料について，標準圧密試験に準じた一次元圧密試験（供試体厚さ 40 mm，直径 75 mm）と，堆積面方向とその方向と 90° 異なる方向とにセットした両試料についての等体積一面せん断試験（供試体厚さ 40 mm，直径 60 mm）と透水試験（供試体厚さ 40 mm，直径 60 mm）の 3 種類の試験を実施した。なお圧縮に伴う泥炭の間隙直径～間隙体積分布の変化を調べるために，一次元圧密後の試料について間隙径分布の測定を行った。

3. 泥炭地盤の土層構成と基本的性質

(1) 土層構成

主に対象とした泥炭地盤は北海道岩見沢市郊外の青木地区に分布している泥炭地盤である。深さ 12 m までの土層構成と各土層の試料から測定した自然間隙比 (e_n)，自然含水比 (w_n)，有機物含有量 (L_{ig} : 強熱減量値)，湿潤密度 (ρ_d)，比重 (G_s) をプロットして地盤の基本的性質の深さ方向の分布を示したのが図二である。泥炭地盤は地表面下約 0.8 m に地下水面があり，地表面下 0.2～2.8 m と 7.3～7.9 m および 8.7～10.7 m に泥炭層を，また 7.9～8.7 m に泥炭混り粘土層を有していた。特に，深さ (z) 0.2～2.8 m に堆積していた泥炭層（上部泥炭層とよぶ）は 7.3～7.9 m と 8.7～10.7 m に堆積していた泥炭層（下部泥炭層ⅠとⅡとよぶ）および泥炭混り粘土層に比較して有機物含有量がきわめて大きく，しかも自然間隙比が 10 を超える超高間隙比の高有機質土から成っていた。上部および下部泥炭層と泥炭混り粘土層に含まれていた有機物はいずれも腐植過程にある植物遺体から構成されており，それらの層から採取した試料は海綿状構造の発達した繊維性構造を形造っていた。特に，この状況は上部泥炭層と下部泥炭層Ⅱの試料において顕著であり，両層からの試料においては液性・塑性限界および粒度試験の実施はまったく不可能であった。

(2) 基本的性質

無機質土の相構成は空気，水，土粒子の 3 相から成る。しかし，有機質土の実質部分是有機物と土粒子から成り，とりわけ高有機質土である泥炭では有機物が実質部分の大部分を占め有機物の存在が相構成に重要なかわりをもっている。そこで，有機質土の相構成を図三 (a) として表示すると，基本的土質パラメーターはそれぞれ次式で表わすことができる。

$$G_s = \frac{G_{s0} G_{ss}}{G_{s0} \left(1 - \frac{C_0}{100}\right) + \frac{C_0}{100} G_{ss}} \quad (1)$$

$$\rho_d = \frac{\rho_w}{1+e} \left\{ \frac{G_{s0} G_{ss}}{G_{s0} \left(1 - \frac{C_0}{100}\right) + \frac{C_0}{100} G_{ss}} \right\} \quad (2)$$

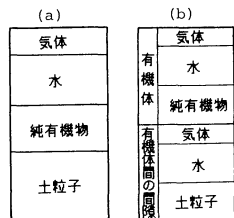
$$\rho_t = \frac{\rho_w}{1+e} \left\{ \left[\frac{G_{s0} G_{ss}}{G_{s0} \left(1 - \frac{C_0}{100}\right) + \frac{C_0}{100} G_{ss}} \right] + \frac{S_r e}{100} \right\} \quad (3)$$

$$e = \frac{w}{S_r} \left\{ \frac{G_{s0} G_{ss}}{G_{s0} \left(1 - \frac{C_0}{100}\right) + \frac{C_0}{100} G_{ss}} \right\} \quad (4)$$

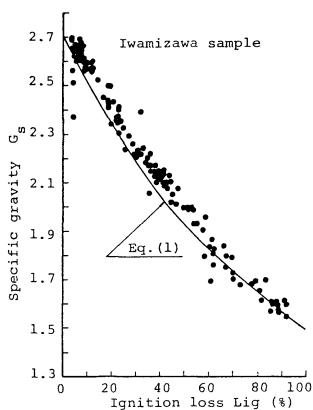
ここに， G_s ， G_{s0} ， G_{ss} は有機質土の比重，有機物自身の比重，土粒子の比重であり， C_0 は有機物と土粒子から成る全実質部分の質量に対する有機物の質量の比を百分率で表示した有機物含有量である。 ρ_d と ρ_w は有機質土の乾燥密度と水の密度である。 e ， w ， S_r は間隙比，含水比，飽和度である。また大平ら¹⁾は有機体内に存在する間隙と有機体間に介在する間隙を区別した図三 (b) に示す相構成を仮定した構造モデルから，次のような関係式を誘導している。

$$\rho_d = \frac{n_0(1-n_s)G_{ss}\rho_w - n_s(1-n_0)G_{s0}\rho_w}{n_0 - n_s} - \frac{(1-n_s)G_{ss}\rho_w - (1-n_0)G_{s0}\rho_w}{n_0 - n_s} n \quad (5)$$

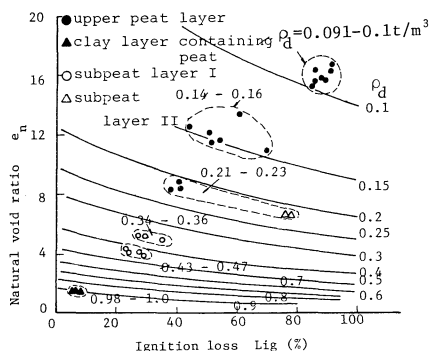
$$n = \frac{\{n_0(1-n_s)G_{ss} - n_s(1-n_0)G_{s0}\}C_0 + n_s(1-n_0)G_{s0}}{\{(1-n_s)G_{ss} - (1-n_0)G_{s0}\}C_0 + (1-n_0)G_{s0}} \quad (6)$$



図—3 有機質土の相構成



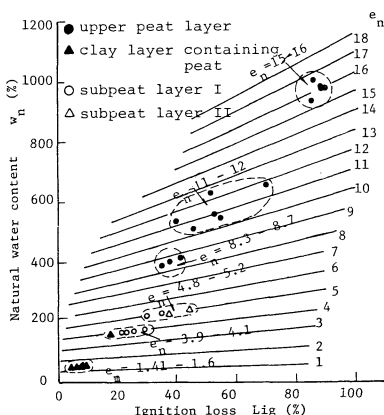
図—4 試料の G_s と L_{ig} との関係



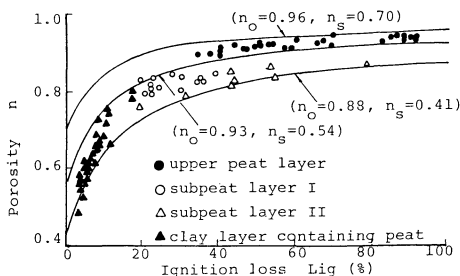
図—5 ρ_a をパラメーターとした e_n と L_{ig} との関係

ここに、 n 、 n_o 、 n_s はそれぞれ泥炭、有機体、有機体間の空隙率である。

図—4 のプロットは図—2 での各土層からの試料の比重 G_s を強熱減量値 (L_{ig}) との関係で整理したものである。無機質土の範ちゅうに入る L_{ig} が数 % の試料での $G_s \approx 2.70$ 付近から L_{ig} の増大に伴って試料の比重は漸次低下し、 $L_{ig} \approx 90\%$ 付近の泥炭試料の比重は約 1.50 付近にある。岩見沢泥炭地盤での各土層間の試料の G_s と L_{ig} との間にはほぼ一義的關係が存在している。この $G_s \sim L_{ig}$ プロットは $C_0 = L_{ig}$ として土粒子の比重 $G_{ss} = 2.70$ 、有機物自身の比重 $G_{s0} = 1.50$ と仮定した式 (1) による曲線付近に分布していることがわかる：なお本結果と同様に、 $G_s \sim L_{ig}$ 関係に関する各種の経験式が高有機質土について報告されている²⁾。また図—5 の曲線群は ρ_a をパラメーターとして式 (2) より求めた自然間隙比 (e_n) と有機物含有量 (L_{ig}) との関係を示したもので、図中のプロットは上部泥炭層、下部泥炭層 I と II および泥炭混り粘土層の試料についての実測結果である。同様に図—6 は e_n をパラメーターとした自然含水比 (w_n) と L_{ig} との関係式 (4) による結果を実測値と比較したものである。なお、各土層は地下水面下に位置しており、飽和状態にあると考えられるが、腐植過程にある泥炭層では 2～10 % 程度のガスの混入³⁾や試料の成形や質量・体積測定等の際に空気が混入する場合が多く、各土層での空気混入量が 2～4 % であったことから、式 (4) では各土層での試料の空気混入量を 3 % とした。図—5 と 6 より、有機物含有量の異なる各土層間での試料についての基本的土質パラメーターの値は図—3 (a) で示した相構成に基づき誘導された関係式において、 $C_0 = L_{ig}$ 、 $G_{s0} = 1.50$ 、 $G_{ss} = 2.70$ 、 $\rho_w = 1 \text{ t/m}^3$ として得た曲線におおむね位置していることがわかる。また図—7 に示すように、式 (6) による大平ら¹⁾の構造モデルによると、深さ (z) 0.2～2.8 m に堆



図—6 e_n をパラメーターとした w_n と L_{ig} との関係



図—7 図—3 (b) の相構成に基づく n と L_{ig} との関係

積している上部泥炭層の有機体の空隙率 (n_o) は 0.93～0.96、有機体間に介在する空隙率 (n_s) は 0.54～0.70 の範囲に、これに対して、深さ 7.3～10.7 m に堆積している下部泥炭層と泥炭混り粘土層での n_o と n_s はそれぞれ 0.88～0.94 と 0.41～0.54 の範囲にあるとみなせる。すなわち、有機物含有量が等しい試料においても上部泥炭層と下部泥炭層での空隙率 (n_o 、 n_s) はかなり異なり、下部泥炭層の試料では有機物自身の圧縮もかなり進行しているものと考えられる。

4. 物理化学的性質

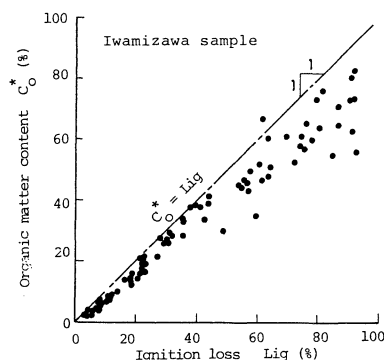
(1) 有機物含有量

土質試験法で規格されている有機物含有量の測定法には強熱減量法と重クロム酸法とがある。強熱減量法では110°Cで炉乾燥した試料土をさらに700~800°Cの高温でしゃく熱し、この間に生じる質量の減少量をもって有機物含有量を算定する。これに対して、重クロム酸法では重クロム酸の化学的酸化力によって有機物中の炭素を炭酸ガスに変えるために消費される重クロム酸の量から反応した酸素量を求め、これを有機物含有量に換算している。一般に、前法は泥炭および有機物含有量50%以上の土、後法は泥炭以外の有機物含有量50%以下の土に適用される。強熱減量法はしゃく熱後残存する有機物の残留灰分と110°Cから800°C間で蒸発する水分量が問題となるが、操作がきわめて簡単であることに利点がある。一方、重クロム酸法は操作が非常に煩雑であるのに加え、有機物含有量の多い土では測定誤差が大きくなる可能性がある点に問題がある。

図—8は岩見沢泥炭地盤の各土層から採取した一連の試料について、両手法によって求めた有機物含有量を比較したものである。重クロム酸法による有機物含有量(C^*)は強熱減量法によるそれ(L_{ig})より小さめに見積られる傾向がある。しかも、有機物含有量が50%以上の試料においては C^* と L_{ig} との相関性がかなり悪くなる。ちなみに、泥炭試料を H_2O_2 処理し懸濁状態から沈殿した無機質土粒子を用い、強熱減量法におけるしゃく熱過程での水分蒸発量を算定すると約3~4%であった。またしゃく熱後に残存する有機物の灰の量は有機物含有量によって当然異なるが、採取地付近に生育していたコマガ、ヨシ、ススキ等の枯死した植物で約4.2~6.5%であった。

(2) 元素分析結果

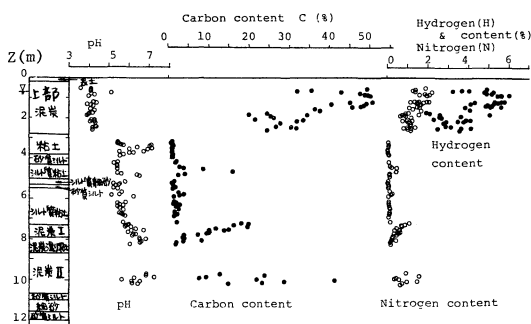
岩見沢泥炭地盤から採取した試料について、CNとCHコーダ装置を用いて定量測定した試料中の炭素



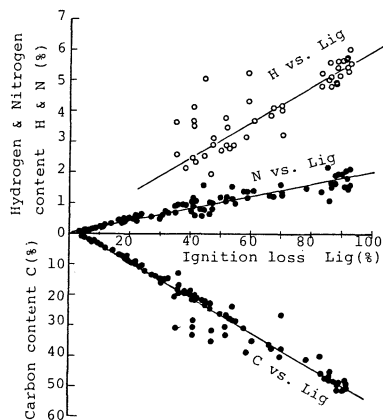
図—8 試料の C^* と L_{ig} との関係

(C)、窒素(N)および水素(H)含有量に加え、水素イオン濃度(pH値)を深さ方向にプロットしたのが図—9である。一般に、有機化合物は炭素、酸素、窒素、水素の各元素を主体として構成されているといわれている。図にみられるように、有機物含有量に富んでいる上部泥炭層と下部泥炭層では炭素および窒素含有量が大きく、他の土層に比較して炭素含有量に顕著な相違がみられる。また対象とした泥炭地盤はほとんど酸性土層から構成されており、上部泥炭層でのpH値は約4であった。本結果と同様に、泥炭や黒ぼくのような有機質土では、pH値が4~5付近の範囲にあり、酸性土であるという報告が多い²⁾。

なお各土層の試料から測定した各元素含有量を強熱減量値(L_{ig})との関係でプロットしたのが図—10である。C, N, H含有量と L_{ig} の間にはほぼ比例的関係が存在しており、有機物含有量が多い試料ほどそれらの元素含有量が多くなる傾向が認められる。この結果によると、有機物含有量の約50%が炭素含有量、約2%が窒素含有量、約6%が水素含有量によって占められていることになる。また炭素含有量と強熱減量値の間には L_{ig} の広範囲にわたってかなりよい相関性が認められることから、重クロム酸法の操作の煩雑性や強熱減量法での残



図—9 構成土層の元素分析結果



図—10 有機物含有量に占めるC, N, H含有量

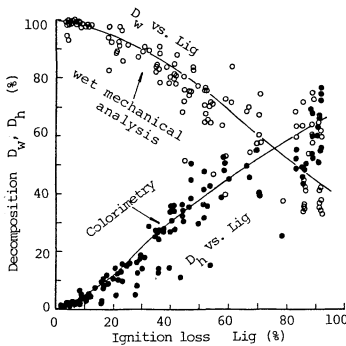
留灰分量等の問題を考慮すれば、炭素含有量を試料に含まれている有機物含有量を規定する1つの尺度としてみなすことができる。

(3) 分解度と腐植含有量

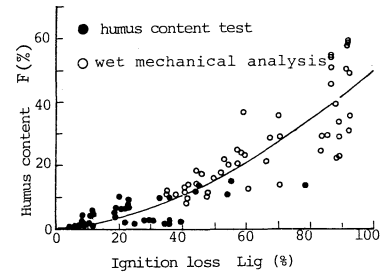
有機質土では含有されている有機物の量のみならず、その質が重要な問題となる。質を表示する主要な指標として分解度と腐植含有量とがある。分解度の測定にはボンポスト法、水洗い法、比色法とがある。ここでは、通常用いられる105 μm ふりをういた水洗い法と比色法による結果とから、各土層から採取した試料の分解度について記述する。図一11は水洗い法と比色法とによる分解度(D_w , D_h)を有機物含有量(L_{ig})との関係でプロットしたものである。 D_w と D_h とは逆比例的関係を示し、有機物含有量が増加するに従って水洗い法による分解度(D_w)は低下するのに対し、比色法による分解度(D_h)は増大する傾向にあり、 $L_{ig} > 80\%$ の試料において両法による分解度がほぼ近い値を示している。これは比色法ではアルカリ液に溶出した腐植物のみから分解度を測定するのにに対し、水洗い法ではアルカリ液に溶出した腐植物に加え105 μm ふり通過分も合わせて測定することになるためであろう。すなわち、水洗い法では105 μm 以下の粒径から成る主に土粒子成分をも分解物とするため粘土やシルト質土に分類される L_{ig} が数%の土質で

は大きな分解度を示す結果となる。しかし、無機質土系の土質では当然混入している有機物量は非常に少ないため、アルカリ液に溶出した腐植物から分解度を測定する比色法では小さな分解度を示すことになる。定性的であるが肉眼的観察から分解度を定めるボンポスト法から判断すると、比色法より水洗い法による分解度が $L_{ig} < 80\%$ の試料について妥当な結果であると考えられた。

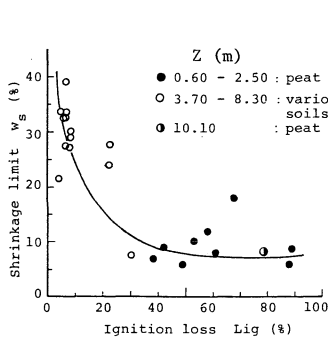
図一12は腐植含有量(F)と有機物含有量(L_{ig})との関係を示したものである。腐植含有量是有機物含有量に占める未分解あるいは分解過程にある腐植物の含有度合を示しており、土の分解度とは逆比例的傾向にあることが予想される。腐植含有量は腐植含有量試験によって求められるが比較的新しい方法であり測定例も非常に少ない。この試験による結果が図一12中の●印である。またここでは、水洗い法での105 μm ふり残留分を腐植物として全有機物量に対する比を腐植含有量とした結果(○印)も併記してある。この結果から有機物含有量の増加に伴って腐植含有量が増し、 $L_{ig} = 90\%$ 付近の試料は有機物含有量の20~60%とかなりの腐植物を含み105 μm 以上の形状寸法をもつ繊維性有機物を母体とした海綿繊維状の発達した土構造を形造っていることが推察できる。



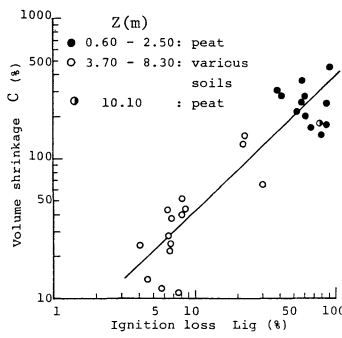
図一11 分解度(D_w , D_h)と有機物含有量との関係



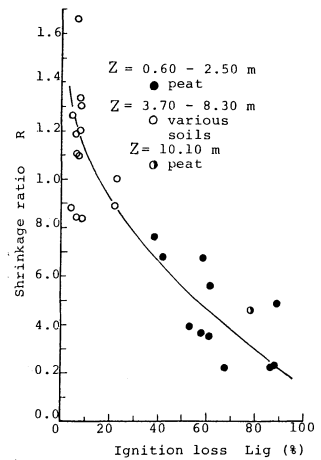
図一12 腐植含有量と有機物含有量との関係



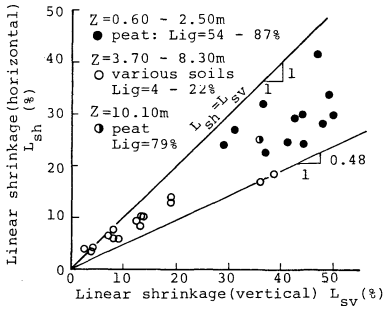
図一13 収縮限界と有機物含有量との関係



図一14 乾燥収縮による体積変化



図一15 収縮比と有機物含有量との関係



図一16 線収縮の方向性

(4) 収縮特性

一般に、土の収縮定数試験から得られる各種の収縮定数は液性限界や塑性限界等の物理的指数との関連において土の分類、すなわち、土の主要成分の推定や凍上性の判定等に利用される²⁾。ここでは、有機物含有量の異なる種々の試料土から得た各種の収縮定数を有機物含有量との関係で整理した結果について記述する。図一13~15は岩見沢泥炭地盤において深さ (z) 0.6~10.1 m に堆積していた各土層からの試料の収縮限界 (w_s)、体積変化 (C)、収縮比 (R) を強熱減量値 (L_{10}) との関係でプロットしたものである。これらの図より、いずれの収縮定数も有機物含有量と密接に関連しており、有機物含有量の多い試料ほど収縮限界 (w_s) および収縮比 (R) は小さく、また体積変化 (C) は有機物含有量と $\log \sim \log$ 面上ではほぼ比例的に増加することがわかる。有機物含有量の増加に伴って w_s , C , R 値がこのように変化することは有機物含有量の多い試料ほど乾燥収縮性に富むことを意味している。また図一16に示すように、収縮性に顕著な方向性が認められる。特に、海綿状繊維性構造の発達した泥炭 ($L_{10}=54\sim87\%$) では、線収縮 (L_{sv} , L_{sh}) は20%以上となり、堆積中の異方応力状態の効果が反映されて、縦方向 (深さ方向) の線収縮 (L_{sv}) が横方向 (堆積面方向) の線収縮 (L_{sh}) に比較してかなり大きくなる。後述するが泥炭においては収縮性にみられる方向性はせん断強さの異方性とかなり密接に関連している (図一31 参照)。

5. 力学的性質

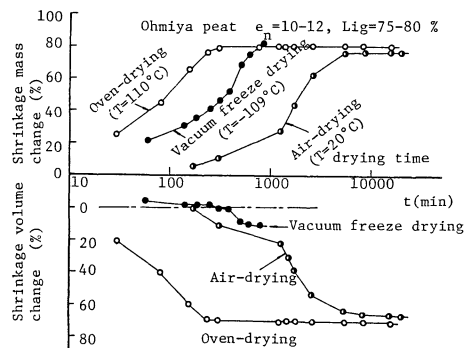
(1) 圧縮性

泥炭は多量の未分解植物性有機物を含んでおり、その実質部分は図一3で示したように、有機物と土粒子とで構成され、間隙は有機物内の間隙 (ミクロポア) と有機物と土粒子等の実質部分間の間隙 (マクロポア) から成る。そのため飽和泥炭に付加応力を载荷すると両間隙の収縮に伴って水の排出が起こり、体積変化という現象を生じる。ここでは、水銀圧入型ポロシメータ装置を用い

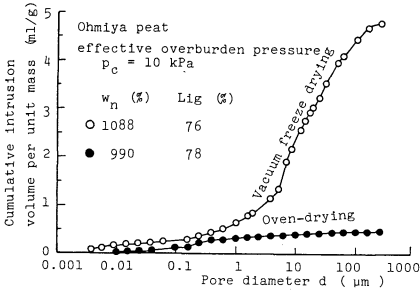
て測定した泥炭試料と泥炭試料中に含まれていた腐植過程にある木片の間隙径分布の圧縮に伴う変化と、有機物含有量を尺度として土試料の二次圧密係数を整理した結果について記述する。なお、土の間隙径分布を測定する際には通常あらかじめ試料が完全に乾燥状態にあることが要求される。しかし、前節で記述したように気乾燥あるいは炉乾燥法ではかなりの乾燥収縮を生じる。そこで、新たに真空凍結乾燥法を採用し、泥炭の乾燥特性を調べるとともに真空凍結乾燥過程ではきわめて小さな体積収縮のもとで乾燥することを明らかにする。

a) 真空凍結乾燥法での乾燥特性

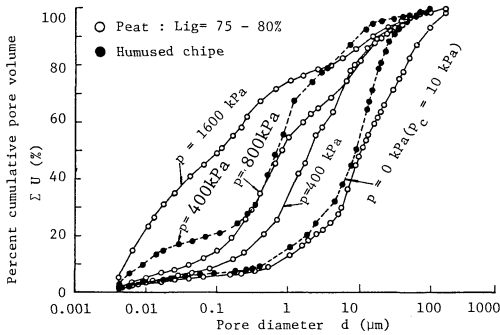
埼玉県大宮市郊外の泥炭地で深さ 0.3~1.5 m に堆積していた不攪乱泥炭試料 (大宮泥炭とよぶ, $e_n=8\sim12$, $L_{10}=70\sim80\%$) を用い、真空凍結乾燥 (温度 $T=-109^\circ\text{C}$) に加え、気乾燥 ($T=20^\circ\text{C}$) と炉乾燥 ($T=110^\circ\text{C}$) との3種類の乾燥試験を実施した。図一17は乾燥過程での質量と体積変化率の経時変化を示したものである。真空凍結乾燥法によると体積収縮量がきわめて小さい状態で水分蒸発による質量減少が起こり、真空凍結乾燥開始後約500分程度で質量の減少割合が炉乾燥による場合とほぼ一致することがわかる。また真空凍結過程での大宮泥炭の乾燥特性は、質量減少は炉乾燥下、体積変化は気乾燥下での特性に類似しているが、ただ、乾燥初期過程において体積の膨張傾向がみられる。これは試料中の水分がいったん氷に変化するために生じる体積変化によるものと考えられる。ちなみに、炉乾燥と気乾燥との相違は単に乾燥時間の長短にあるとみなせ、乾燥平衡状態における体積の収縮割合および質量の減少割合には大きな差異は認められなかった。以上の結果から、真空凍結乾燥法は乾燥による体積収縮量を8%程度に抑えることができ、炉乾燥と気乾燥法での60~70%に比較してかなり小さく、土構造をほとんど変化させることなく試料を乾燥するのに有効な手法であると考えられる。図一18は真空凍結乾燥法と炉乾燥法とで準備した採取直後の大宮泥炭についてのポロシメータ装置による測定結



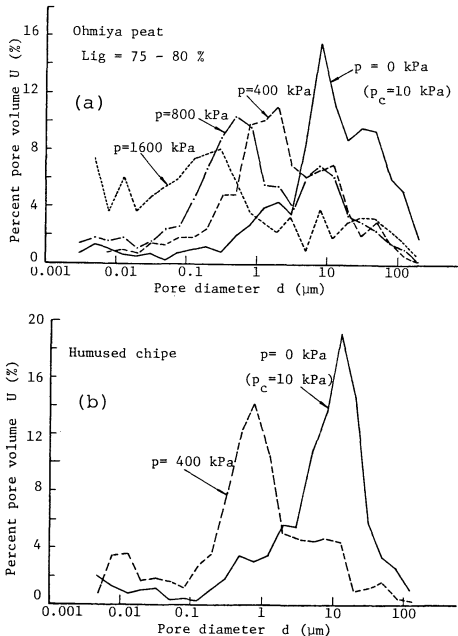
図一17 真空凍結乾燥法での泥炭試料の乾燥特性



図一18 乾燥収縮に伴う間隙径分布の変化



図一19 圧縮に伴う間隙径分布の変化状況



図一20 泥炭試料と腐植木片の間隙径の頻度分布

果の比較を示したもので、間隙に注入された単位質量当たりの累積水銀量と間隙直径との関係を示している。両乾燥法での結果は大きく異なり、炉乾燥試料では水銀注入量が非常に少なく、間隙径測定に先立つ乾燥収縮の効果が明瞭に現われていることがわかる。

b) 間隙径分布

真空凍結乾燥法で準備した採取直後の大宮泥炭（原位置で約 10 kPa の有効土被り圧 (p_c) を受けていた) に加え、それを 400 kPa, 800 kPa, 1 600 kPa の鉛直応力 (p) 下でそれぞれ一次元圧密した場合の累積間隙体積率 (ΣU) を間隙直径 (d) との関係で整理したのが図一19 であり、圧密に伴う間隙径分布の変化を示したものである。図中には、泥炭試料中に混っていた腐植した木片内の間隙径分布の結果も併記してある。この図は土の粒度試験での加積通過率曲線に相当する意味をもっている。さらに同図に基づき、全間隙体積に占める各間隙直径での間隙体積割合 (U) を頻度分布として図一20 (a) と (b) に示してある。これらの図より、各間隙直径における間隙体積割合が圧縮に伴って明瞭に変化していることがわかる。特に、図一20 (a) によれば、原位置での試料は 10 μm 付近の間隙直径をもつ間隙体積の割合が最も大きく、400 kPa から 800 kPa へと圧密圧力の増大に従って 1 μm から 0.5 μm 付近の間隙直径を主体にもつ間隙体積へと間隙体積分布が移行している。1 600 kPa とかなり高い圧密圧力下では 0.5 μm 以下の間隙直径からなる間隙体積が主体の頻度分布型を示し、試料の圧縮がかなり進行していることが間隙径分布の変化からとらえることができる。また図一20 (a) と図一20 (b) に示す腐植木片との結果を比較すると、試料中に混っていた分解過程にある腐植した木片内の間隙径分布は泥炭試料のそれに非常に類似した傾向を示していることがわかる。そこで、圧縮に伴う腐植木片の間隙径分布の変化が泥炭要素を構成している繊維性有機物自身のそれ（ミクロポアの変化）に対応するものと仮定すると、泥炭要素の圧縮と有機物自身の圧縮とはかなり類似した間隙体積～間隙径分布を取るよう進行するものと推察できる。このような結果は泥炭の圧縮特性を微視的立場から論じる意味において、貴重な基礎的資料を提供しているものと考えられる。

c) 圧縮指数と二次圧密係数

一般に無機質粘土に比較して自然間隙比 (e_n) の大きい泥炭での $e \sim \log p$ 曲線は正規圧密領域においても必ずしも直線的とはならず、圧縮に伴って $e \sim \log p$ 曲線の勾配、すなわち、圧縮指数 $C_e = \Delta e / \Delta \log p$ は漸次低下する傾向が認められる⁴⁾。図一21 は岩見沢泥炭地盤から採取した代表的試料についての一次元圧密試験から得られた $e \sim \log p$ 曲線を示したもので、特に、 $e_n > 10$ の試料において上述の傾向が明かである。そこで、各試料の圧縮性を $e \sim \log p$ 曲線の最大勾配 $C_e^* = (\Delta e / \Delta \log p)_{\max}$ で表示し、4. (4) で記述した乾燥に伴う体積収縮率 ($v^* = C / (C + 1)$) との関係を示したのが図一22 である。当然、多孔質な泥炭は圧縮性および乾燥収縮性

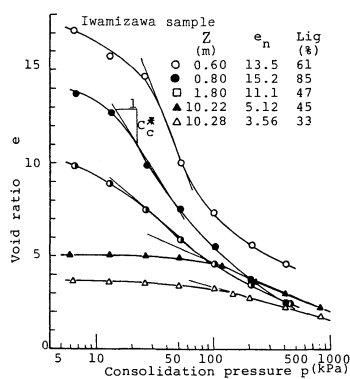


図-21 代表的試料の圧密曲線

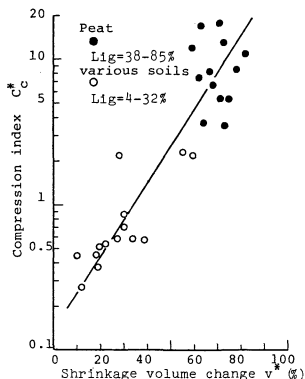
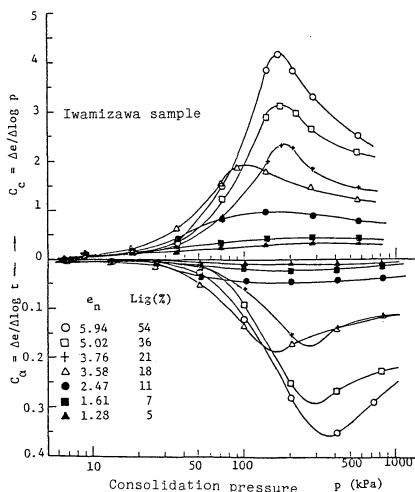


図-22 圧縮性と乾燥収縮性の関連

図-23 C_c と C_α の圧密圧力依存性

に富み、両者は密接に関連しているものと考えられる。

図-22 によると有機物含有量 (L_{ig}) の異なる試料間での C_c^* と v^* との間には両対数紙上ではほぼ直線の関係が存在していることがわかる。

ところで、圧縮に伴う圧縮指数 $C_c = \Delta e / \Delta \log p$ の変化を各圧密荷重段階での間隙比～対数時間 ($\log t$) 曲線の後半部で観測される沈下曲線の直線部分の勾配から求めた二次圧密係数 $C_\alpha = \Delta e / \Delta \log t$ の変化と対比してプロットしたのが図-23 である。上述のように、 $C_c = \Delta e / \Delta \log p$ はある荷重下で最大値を取る圧密圧力依存性を示し、しかも、圧縮に伴う C_c の変化と C_α の変化とは互いに呼応する傾向を示している。このような結果はメスリー⁵⁾ によって粘性土や有機質粘土について指摘されていることであるが、本結果から圧縮指数 (C_c) と二次圧密係数 (C_α) との圧密圧力依存性は有機物含有量が多く、しかも、その有機物が繊維質なものから成っている泥炭において一層顕著となることが理解できる。

図-24 は正規圧密領域での $C_\alpha = \Delta e / \Delta \log t$ と $C_c = \Delta e / \Delta \log p$ との関連を示したもので、図-23 から予想されるように、 $C_\alpha / C_c = 0.03 \sim 0.12$ の範囲で、 C_α と C_c との間にはほぼ比例の関係が存在していることがわかる。ただ、自然間隙比 (e_n) が大きく有機物含有量 (L_{ig}) の多い試料では、 C_α あるいは C_c 値の示す範囲がかなり広範囲に及ぶことが指摘される。すなわち、このことは有機物含有量の増大に従って土は圧縮性に富み、圧縮に伴って二次圧密係数も大きく変化することを意味している。著者ら⁶⁾ は岩見沢試料以外の数種類の泥炭試料についても図-23 と 24 に示した結果と同様の結果が得られることを報告しており、 C_α / C_c の値は圧密試験時における各荷重段階での各荷重の載荷期間の長短や荷重増加率の大小等の試験条件の相違によってほとんど左右されないこと、また $C_c = \Delta e / \Delta \log p$ あるいは $C_\alpha = \Delta e / \Delta \log t$ の最大値が圧密降伏応力の 2～3 倍付近の荷重状態で認められること等を指摘している。

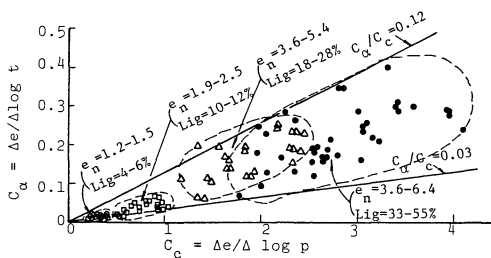
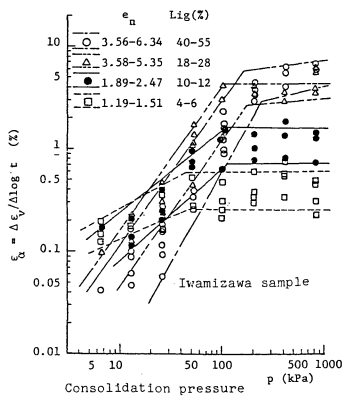


図-24 圧縮指数と二次圧密係数との関係

図-25 ϵ_α と圧密圧力との関係

ところで、間隙比で表示した二次圧密係数 ($C_\alpha = \Delta e / \Delta \log t$) を鉛直ひずみ (ϵ_v) で表示 ($\epsilon_\alpha = \Delta \epsilon_v / \Delta \log t$) すると、図-25 に示すように、 C_α が最大値を示す圧力付近より大きな圧力領域において圧力依存性が軽減され、 ϵ_α はほぼ定値を取ることから、有機物含有量 (L_{ig}) の異なる各土質間における二次圧密係数の値を L_{ig} を尺度として整理するのに便利である。そこで、この圧力領域で示す ϵ_α 値を各土層で示す正規圧密領域での二次圧

密係数の値として代表させて、 L_{ig} との関係で表示したのが図-26である。同図には岩見沢泥炭地盤の各土層からの試料（岩見沢試料）と著者らの既存資料である大宮泥炭、紅葉山泥炭（札幌市）、袋井泥炭（静岡県袋井市）の結果に加え、 ϵ_a と L_{ig} との関係について記述した他の研究者^{7)~10)}の結果も併記してある。 ϵ_a 値は有機物含有量 (L_{ig}) によって大きく左右される。特に、 $L_{ig} < 20\%$ の試料では、 ϵ_a 値は L_{ig} の増大に伴って比例的に増加する傾向にある。これに対して、 $L_{ig} > 20\%$ 範囲にある繊維質の有機物を主体に含む試料間の ϵ_a 値は有

機物含有量の程度によってそれほど異ならず、ほぼ5~10%付近にある。しかし、この値は $L_{ig} = 0\%$ 付近に対応する無機質粘土の約10~20倍ときわめて大きな値を示している。このことから、海綿状繊維性構造を形成している高有機質土である泥炭は、鉱物質の土粒子集合体から成る無機質土に比較して、きわめて二次圧密性に卓越した材料であるといえる。

(2) 透水係数

一般に、土の透水係数 k は間隙比 e との関係で整理される場合が多い。また、透水係数には方向性があり、鉛直と水平方向の透水係数 (k_v , k_h) は異なっており、 $k_h > k_v$ 関係が報告されている。特に、繊維性有機物を主体とした泥炭では堆積状況を反映して透水係数の方向性が著しいといわれている²⁾。泥炭を主とする高有機質土の測定例によると、石狩泥炭の鉛直方向の透水係数は 10^{-5} cm/s、釧路泥炭では 10^{-3} cm/s 程度であり、水平方向の透水係数は鉛直方向のその1~5倍程度と推定されている²⁾。図-27は一連の岩見沢試料についての一次元圧密試験と透水試験結果に基づいて、上述のことについて整理したものである。有機質土では間隙比のみならず有機物含有量 (L_{ig}) が透水係数を支配する重要な因子と考えられる。 L_{ig} をパラメーターとした同図の結果によると、鉛直方向および水平方向の透水係数 k_v , k_h は間隙比とおおむね両対数紙上で直線近似できそうである。しかし、図-27(c)に示す圧密試験結果から明かなように、同範囲の有機物含有量の試料間でも測定結果にはかなりのばらつきが認められる。また、図-28に示すように、本透水試験結果によると $k_h > k_v$ という透水係数の方向性が常に成立する結果は得られなかった。これは、たとえ有機物含有量と間隙比が等しくても、有機物量に占める腐植含有量や分解度という有機物の質を表わす因子が各土層間で異なり、それが透水係数の値と複雑に関連しているためと推察される。

(3) せん断強さ

著者ら^{11), 12)}は地表面に対して鉛直と水平方向とから採取した不攪乱泥炭についての三軸試験結果から、泥炭の異方的せん断特性について明らかにしている。また真井ら²⁾は北海道の各地点から採取した繊維泥炭について急速一面せん断試験を実施し、堆積面と90°, 45°, 0°の方向のせん断強さを求め、せん断強さの顕著な方向性について指摘している。ここでは、岩見沢泥炭地盤から採取した試料についての等体積一面せん断試験(UU試験)結果から、せん断強さの方向性について記述する。図-29は堆積面方向がせん断面方向と一致する場合と直交する場合でのせん断応力 (τ_h , τ_v) と水平変位 (H) との代表的関係をプロットしたものである。応力-変位曲線には方向性が明瞭に認められ、両供試体の水平変位に

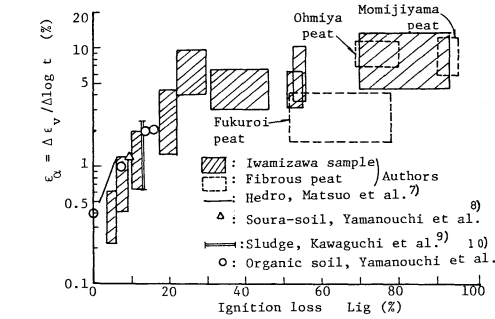


図-26 L_{ig} の相違による ϵ_a の変化状況

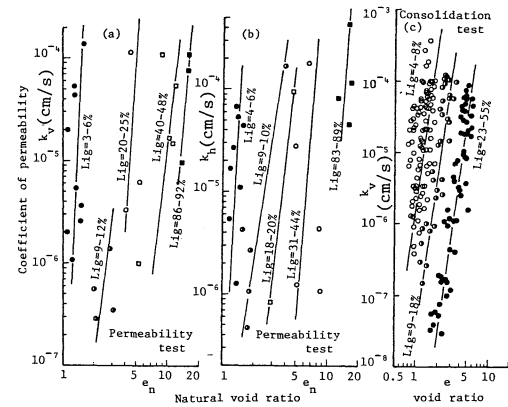


図-27 有機物含有量の異なる試料での透水係数

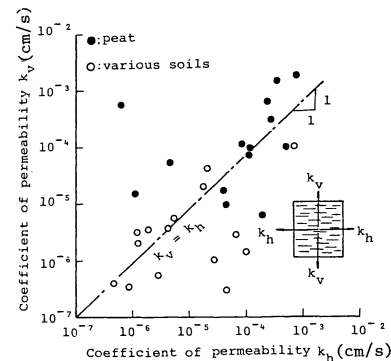
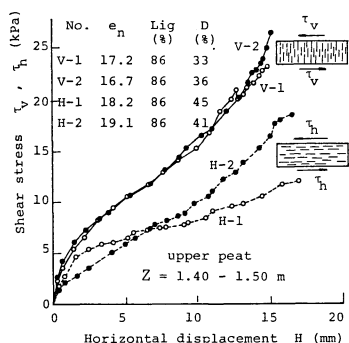
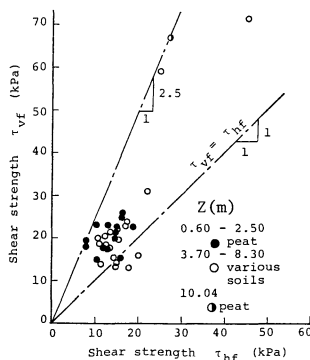


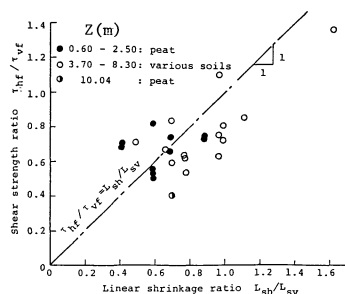
図-28 透水係数 (k_v , k_h) の方向性



図—29 代表的泥炭試料の応力～変位曲線



図—30 せん断強さの方向性



図—31 せん断強さと線収縮の方向性

伴うせん断応力の発揮状況はかなり異なっている。堆積面方向にせん断変形を受ける場合のせん断応力 (τ_h) は堆積面方向に直交する場合のせん断応力 (τ_v) に比較してかなり小さいことがわかる。また、いずれの結果においても応力～変位曲線に明瞭なピークが認められず、ひずみ硬化型の変位曲線を呈している。そこで、便宜上、水平変位 15 mm でのせん断応力をせん断強さ (τ_{vf} , τ_{hf}) とし、両者を比較したのが図—30 である。ほとんどの結果は $\tau_{vf} = \tau_{hf}$ 直線の上方に位置し、特に、泥炭試料での τ_{vf}/τ_{hf} 値は 1～2.5 の範囲にあった。なお、このせん断強さの方向性と乾燥収縮の方向性との相関性をみるために、 τ_{vf}/τ_{hf} を線収縮 (図—16 参照) の比 L_{sh}/L_{sv} に対してプロットしたのが図—31 である。ばらつきは認められるが、せん断強さと乾燥収縮の方向性とはかなり密接に関連していることがわかる。

6. 結 論

(1) 土の基本的性質および物理化学的性質を表示する各種の土質パラメーターは土に含まれている有機物量を尺度としてかなりよく整理することができる。

(2) 真空凍結乾燥法で準備した試料を用いた間隙径分布の測定結果から、泥炭の圧縮性を微視的立場から論じるための基礎的資料を得ることができた。

(3) (1) と同様に、圧縮性とせん断強さ等に関する力学的性質を示す土質パラメーターは土の有機物含有量とかなり密接に関連している。

謝 辞：泥炭試料等の真空凍結乾燥試験結果は本学理工学研究科学生 小田美明君に負うところが大きい。記して謝意を表します。また、防大共同利用施設粉粒体物性測定室の CN コーダおよびポロシメータ装置等を使用させていただき、便宜を計って下さった関係各位に感

謝いたします。

参 考 文 献

- 1) 大平至徳・木暮敬二：高含水有機質土の構造模型について、有機質土に関するシンポジウム発表論文集，pp.11～16，1977。
- 2) 土質工学会編：土質試験法，第2回改訂版，pp.2-8-1～2-8-13，pp.7-1-41～pp.7-1-42，pp.7-1-33，pp.7-1-11，pp.7-1-42，pp.4-1-8，1979。
- 3) 大平至徳：泥炭の構造模型に関する有機体の間隙量の測定，土木学会第22回年次講演会，pp.11～16，1967。
- 4) Yamaguchi, H., Ohira, Y. and Kogure, K. : Volume change characteristics of undisturbed fibrous peat, S & F, Vol.25, No.2, pp.119～134, 1985。
- 5) Mesri, G. : Coefficient of secondary compression, Proc., ASCE, Vol.99, No. SM1, pp.123～137, 1973。
- 6) 松尾 啓・山口晴幸・大平至徳：泥炭の二次圧密係数について，土質工学会論文報告集投稿中，1985。
- 7) 松尾新一郎・嘉門雅史：物理的見地からのいわゆるヘドロの工学的性質について，土木学会論文報告集，No.209，pp.103～113，1973。
- 8) Yamanouchi, T. and Yasuhara, K. : Secondary compression of organic soils, S & F, Vol.15, No.1, pp.69～79, 1975。
- 9) 川口士郎・小林慶夫・山田好一：上水汚泥の二次圧密特性，土と基礎，Vol.29, No.3, pp.31～36, 1981。
- 10) 山内豊聡・安原一哉・平尾和年：粘土の工学的性質に及ぼす有機物量の影響，第12回土質工学研究発表会講演集，pp.153～156，1977。
- 11) 山口晴幸・森 茂・大平至徳・木暮敬二：不攪泥炭の異方的せん断特性，土木学会論文集，第364号／Ⅲ-4，pp.187～198，1985。
- 12) Yamaguchi, H., Ohira, Y., Kogure, K. and Mori, S. : Deformation and strength properties of peat, 11th ICSMFE, Vol.4, pp.2461～2464, 1985。

(1986.1.29・受付)