

(19) 霞ヶ浦底泥の物性および堆積特性に関する調査と検討

Physical properties and accumulation rate of bottom sediments in Lake Kasumigaura

大坪国順・村岡浩爾*

Kuninori OTSUBO, Kohji MURAOKA*

ABSTRACT; Mud samples were collected from Lake Kasumigaura in July 1981. Grading curve, water content, specific gravity and ignition loss of the samples were measured. The vertical profiles and horizontal distributions of these parameters are discussed. The distribution characteristics, especially those of the grading curves, changed distinctly at 0.3m deep. Mud samples less than 0.3m deep had larger mud particle diameters and higher ignition loss than those below 0.3m and showed regional differences. The region from Takahamairi Bay to the center of Lake Kasumigaura had the largest diameter, the highest water content and ignition loss and the lowest specific gravity. Distributions for cases more than 0.3m deep showed little regional differences. Apparently some big change occurred in the environment about Lake Kasumigaura at the time bottom sediments about 0.3m deep accumulated. Taking into consideration the vertical changes in water content of bottom sediments layer, we estimated that this sediment had accumulated about 65-85 years ago. It was found almost all the annual accumulation rates as determined by some researchers are basically in agreement with ours although there are some differences in their expressions.

KEYWORDS; Bottom sediments, Sediment size, Water content, Specific gravity, Accumulation rate

1. 結 論

底泥の物性分布を明らかにするために霞ヶ浦西浦を対象に底泥調査を行った。底泥の物性分布特性は、湖沼での物質循環や湖沼環境の変化を解明する上での基礎資料となるだけでなく、底泥の再浮上機構を解明する上でも有用である。本論文では、まず粒度、比重、含水比、灼熱減量比の水平および鉛直分布と季節変化の結果について述べる。そこで明らかにされた含水比の鉛直変化特性を考慮にいれて、霞ヶ浦での底泥の堆積速度や堆積量を算定する。

2. 調査及び分析の方法

2.1 底泥の現地調査¹⁾

底泥試料の採取は、1981年7月に実施した。採取方法は、押し込み式コア・サンプラーによった。コアは透明アクリル製で、長さ1m、内径40mmである。同一採取地点で四本のコアを取り、それぞれ物性、栄養塩類、重金属、放射性核種の測定・分析用とした。物性と栄養塩類の分析では底泥を泥表面から0~20mm, 20~50mm, 50~100mm, 100~200mm, 200~300mm, 300~500mm, >500mmに分割した。

底泥の採取地点と地点番号をFig. 1に示す。採取間隔は、緯度1分、経度1分(約1.85km)の格子点を目安としたが厳密なものではない。

* 国立公害研究所 The National Institute for Environmental Studies

2.2 分析の方法

物性分析用試料からは、粒度分布、含水比、比重、灼熱減量比を求めた。粒度分析には未凍結試料を用い、一度も乾燥させることなく分析に供した。分析は光透過式粒度測定装置によった。光透過法は液相沈降法の一つで、求められるものは重量加積曲線である。粒度分析にあたっては、試料の有機物処理を行うのが通例であるが、今回は土粒子と有機物が凝集・結合している状態を反映する粒子径を求める目的で、有機物処理は行わず湿潤状態のまま機械的攪拌のみにより試料を分散させ、遠心沈降法を併用して速やかに測定した。他の三項目の分析には凍結試料を用いた。まず、凍結試料の湿潤重量を測定した後、凍結乾燥させ乾燥重量を測定して含水比（土中の水分重量÷土の乾燥重量を％表示したもの）を求めた。その乾燥試料を用いて、比重ビンによって比重を測定し、最後にマッフル炉により600℃で3時間灼熱処理を行って灼熱減量比（％）を求めた。

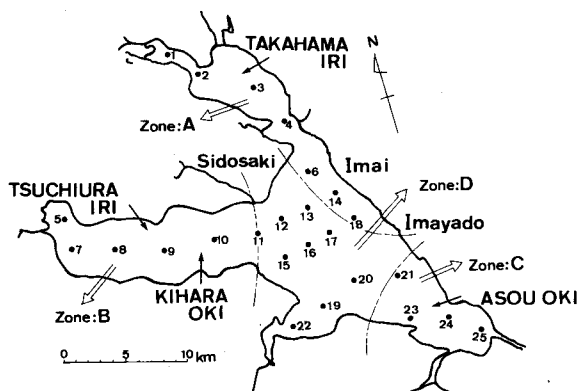


Fig. 1 Sampling sites for bottom sediments in Lake Kasumigaura

3. 底泥の物性の現地調査結果

3.1 鉛直方向分布特性

底泥粒子の粒度分析（重量分布）結果から、中央粒径 d_{50} 、平均粒径 d_m 、標準偏差 σ_d を求めた。粒度分布

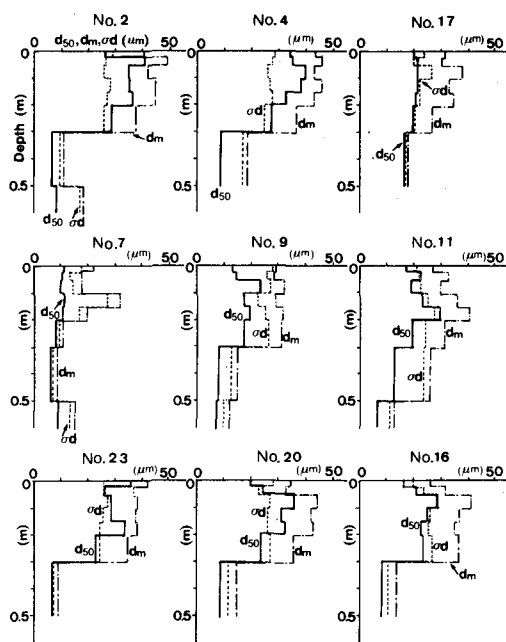


Fig. 2 Vertical profiles of median diameter, mean diameter and standard deviation of grading curve of bottom sediments.

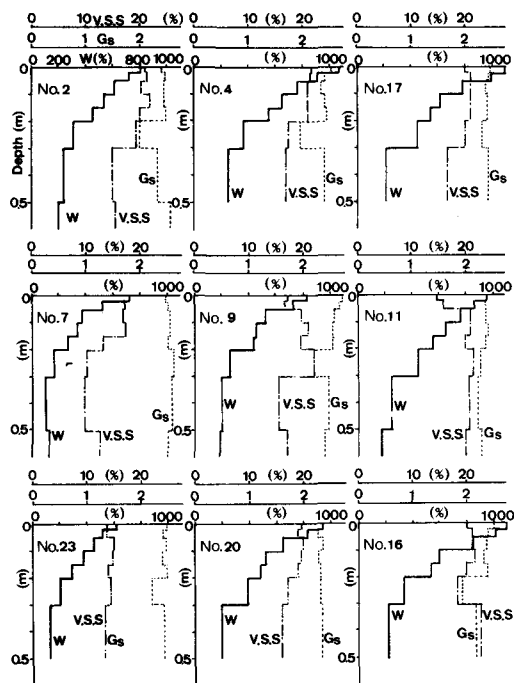


Fig. 3 Vertical profiles of water content, specific gravity and ignition loss of bottom sediments

形は対数正規分布に近いものであった。Fig. 2 に代表地点での d_{50} , d_m , σ_d の鉛直分布結果を示す。上段は高浜入から湖心へ、中段は土浦入から湖心へ、下段は麻生沖から湖心へ至る地点での結果である。 d_{50} , d_m , σ_d の値は、0.3 m 以浅では多少増減はあるものの同程度の値であるのに比して、0.3 ~ 0.5 m 層で急激に減少するのが特徴である。

Fig. 3 は Fig. 2 と同地点での含水比 w , 比重 G_s , 灼熱減量比 $v. s. s$ の鉛直分布である。含水比はいずれの地点でも泥深とともに単調に減少している。これは実験室における沈降実験でも認められたことで、底泥の自重圧密が原因である。泥表面での含水比が大きいと深層での含水比も大きい、深くなるほど各地点間の差は縮まる。藤下ら²⁾の霞ヶ浦底質のボーリング調査結果では、泥深 1 m 付近の含水比は約 200 % となっており、泥深 0.6 ~ 1 m の間では含水比の減少は少なく含水比は 200 % 前後と推測される。比重は、含水比とは異なり、各地点とも鉛直方向にほとんど変化しない。ただ 25 地点中、15 地点で 0.2 ~ 0.3 m 層にかなり顕著な極小値が現れた。灼熱減量比は、単調減少とはならないものの、ほとんどの地点で 0.3 ~ 0.5 m 層において最小値を示す。0.3 m 以浅では、泥深方向にほぼ一樣な場合と、0.05 ~ 0.1 m 層に最大値が現れる場合とに大別される。一般に、底泥の比重と灼熱減量比には負の相関があるが、上記の比重に極小値が現れた地点のうち、灼熱減量比に有意な極大値が現れたのは 2, 3 地点のみであった。また、相崎ら³⁾による栄養塩類の鉛直方向分布の結果に依っても今回の比重の測定結果に現れた極小値を説明することはできなかった。

3.2 水平分布特性

各項目の水平分布の特性を述べるにあたり、西浦を便宜上四つの領域に分ける。高浜入 ~ 井上沖 ~ 今宿沖

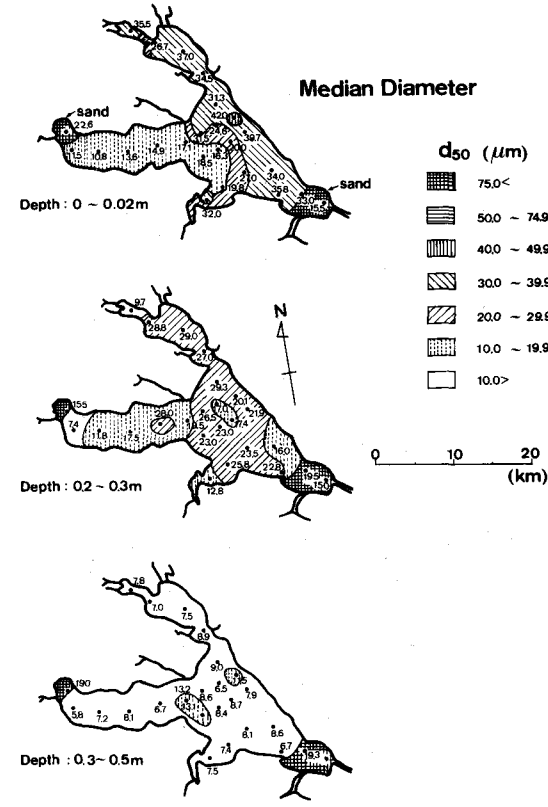


Fig. 4 Horizontal distributions of median diameter in Lake Kasumigaura

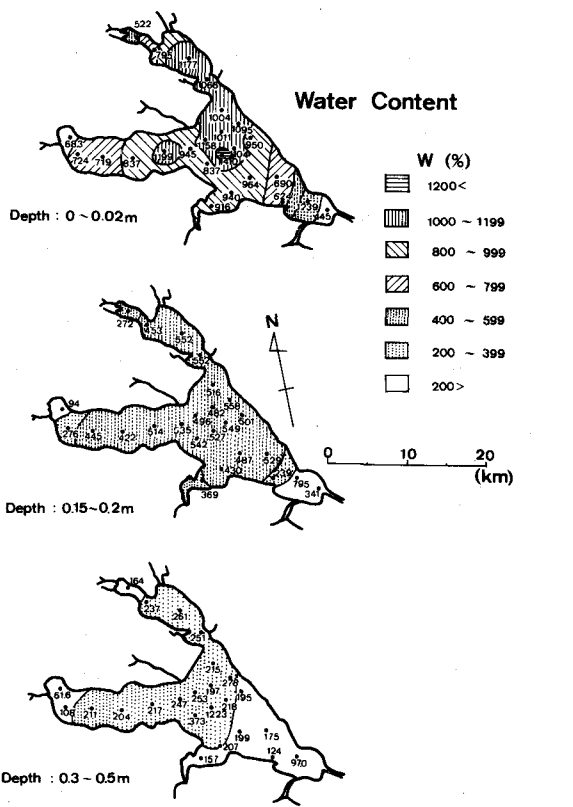


Fig. 5 Horizontal distributions of water content in Lake Kasumigaura

を結ぶ領域をA域、土浦入～湖心に向かう領域をB域、麻生沖～湖心に向かう領域をC域、湖心域をD域とする。Fig. 4は d_{50} の水平成分である。上から0～0.02m層、0.2～0.3m層、0.3～0.5m層での結果である。図中の等粒度線は、25地点の結果をもとに引いたもので厳密なものではない。0～0.02m層と0.2～0.3m層では、四つの領域間で差が認められ、おおむねA域>C域>D域>B域の順になっている。一方、0.3～0.5m層では四つの領域間の差がなく全域にわたり6～9 μ mの値を示す。0.3m前後に対応する堆積年代に底質環境を大きく変化させる何らかの外的条件の変化があったものと考えられる。Fig. 5に含水比の水平分布を示した。上から0～0.02m層、0.15～0.2m層、0.3～0.5m層での結果である。st. 1とst. 25は砂質である。0～0.02m層には、四つの領域間で差があり、A域≡D域(1000～1200%)>B域(700～950%)>C域(300～700%)となっている。0.15～0.2m層では領域間の差がほとんどなくなり、ほぼ全域で400～600%の値を示す。0.3～0.5m層では、砂質域を除いて全域で200～250%の値となっている。底泥の表層部の含水比に地域差が現れた理由としては次のことが考えられる。底泥は自重により圧密を受けているが、この程度は圧密荷重のみならず堆積構造や粒子の大きさ・形状などにも影響される。表層部では自重が小さいため、堆積構造が大きく影響する。自重が小さい場合の堆積構造は土粒子個々の特性に支配され、有機物を多く含んだ土粒子ほど沈定容積が大きくなり含水比が高くなる。表層部では堆積年数が短く有機物の分解が進んでいないので、沈降する土粒子の特性が堆積構造に反映するため、含水比にも地域差が現れたと考えられる。泥深が増すと、有機物の分解が進み堆積構造の違いがなくなると共に、自重の影響が大きくなるが、その自重には大差がないため、含水比の地域差が小さくなると考えられる。

比重の水平分布の特徴は次のようである。表層部では含水比の高い地域で小さく、低い地域で大きいという地域差があるが、泥深が増して、含水比に地域差が小さくなるにつれて、比重にも地域差がなくなり、0.3～0.5m層ではほぼ全域で2.4前後の値となる。灼熱減量比の水平分布は、比重の場合と反対に含水比の高い地域で大きく、低い地域で小さくなる。泥深とともに地域差が小さくなるのは他の場合と同様で17%前後の値をとる地点が多くなる。

3.3 季節変化

Fig. 6の一連の図は、調査地点1及び16(湖心)における含水比、比重、灼熱減量比の季節変化である。夏期には、アオコと呼ばれる植物プランクトンが大発生し、その一部が死骸として沈殿・堆積するため、比重が低下し、灼熱減量比と含水比が高くなるものと考えられる。1983年2月に灼熱減量比が高い原因はよくわからない。季節変化については、さらに調査を継続する必要がある。

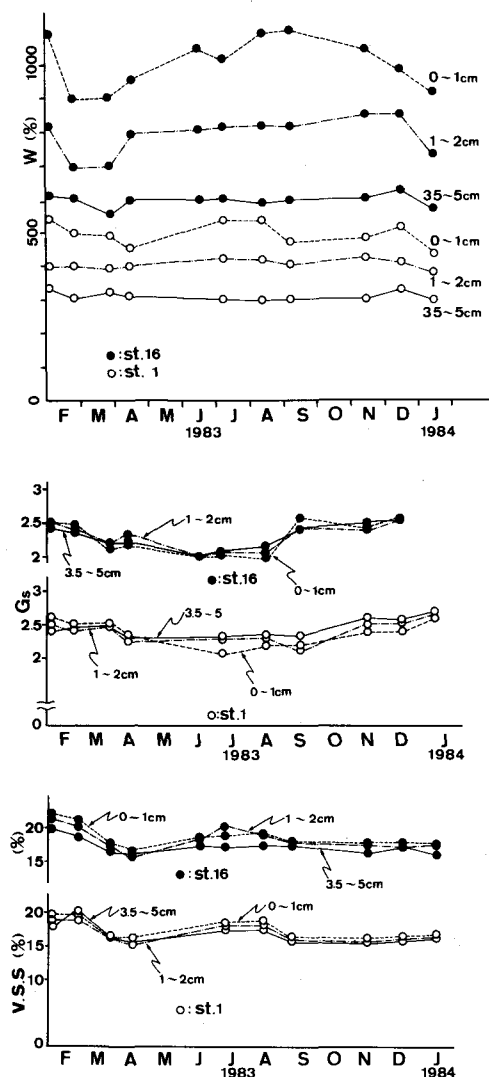


Fig. 6 Seasonal variations of water content, specific gravity and ignition loss at sampling points 1 and 16

4. 霞ヶ浦における堆積速度

霞ヶ浦での底泥の堆積速度はさまざまな観点から検討され、5～10数mm/yrという推定値^{4),5),6),7)}が報告されている。しかし、井内ら⁸⁾は底泥層中の火山灰を鑑定して、0～4.1 mm/yrなる値を示し、従来の推定値は過大であると報告した。これらの推定値は、何らかの層もしくは物質を選び、その堆積年代を何らかの方法で推定して、(存在する深さ÷堆積経過年数)で求められた。しかし、含水比の鉛直方向変化が大きい場合にはこの方法は誤差が大きくなる。自重圧密のため、表層と数十cm下とでは単位体積中の固相重量はかなり異なる。この条件下では、後で述べる理由により年代推定の対象となる層が深いほど、[LT⁻¹]の次元で表示される堆積速度は小さくなる。このような場合はkgf/(m²yr)などの表示法が妥当と考えられる。この方法でも、含水比の鉛直方向分布を介在させれば堆積経過年数に対する堆積厚さを求めることができる。ここでは、含水比の鉛直方向分布を考慮して、底泥の堆積速度を評価する方法、さらにそれより得た知見について述べる。

堆積速度をkgf/(m²yr)で表示するためには、累積堆積重量W_dの鉛直方向変化が必要となる。このW_d(z)は堆積層内の底泥の固相濃度C(z)を0～zまで積分することにより得られる。そのため、ここではまず底泥層の固相濃度の鉛直分布形C(z)について理論的に考察し、次に得られた知見を基に霞ヶ浦における底泥の堆積速度について考察する。

4.1 底泥の鉛直濃度分布

堆積状態では次の関係式が成立する⁹⁾。

$$\frac{\partial p_{so}}{\partial z} = -(1-n)(\sigma-\rho)g \quad (1)$$

ここで、p_{so}は底泥中の固相の圧力、nは底泥の空隙率、σは底泥の真の密度、ρは水の密度、gは重力加速度、zは鉛直上向き座標である。底泥中の固相濃度Cに対してC=(1-n)σなる関係を用いれば式(1)は次式のように変形される。

$$\frac{1}{m_v} \frac{\partial C}{\partial z} = -(\sigma-\rho)gC \quad \left(\frac{1}{m_v} = -\frac{\partial p_{so}}{\partial n} \right) \quad (2)$$

式(2)が底泥濃度の鉛直分布に関する支配方程式である。ここで、m_vは体積圧縮係数で定数ではなくCの関数である。圧密過程でのm_vとCの関係が与えられれば、最終状態でのCの鉛直分布が求められる。松尾・嘉門¹⁰⁾のヘドロに対する圧密実験から、固相の圧力p_{so}と間隙比eに対して次式を仮定する。

$$p_{so} = p_{sol} \exp \{ A_c (e_1 - e) \} \quad (3)$$

ここで、e₁はp_{so}=p_{sol}なる場合の間隙比、C_cは圧縮係数、A_c=1/(0.435C_c)である。よってm_vは次式のように書き換えられる。

$$\frac{1}{m_v} = -\left(\frac{\partial p_{so}}{\partial n} \right) = -\left(\frac{\partial e}{\partial n} \right) \left(\frac{\partial p_{so}}{\partial e} \right) = \frac{\sigma^2 A_c p_{so}}{C^2} \quad (4)$$

ここで、nは底泥の空隙率である。式(3)および式(4)を式(2)に代入する。この際、p_{sol}を沈降筒最下部での圧密荷重C₀H₀(σ-ρ)g/σで与え、e=(σ/C)-1を考慮すれば次式を得る。

$$z_* = -\exp \left\{ \left(\frac{A_c \sigma}{C_0} \right) \left(\frac{1}{C_{*1}} - \frac{1}{C_*} \right) \right\} \left(\frac{1}{C_*} + \frac{C_0}{A_c \sigma} \right) + \phi_\infty \quad (5)$$

上式においてはzおよびCをそれぞれ初期高さH₀、初期濃度C₀で無次元化してz_{*}、C_{*}とした。また、C_{*1}=C₁/C₀であり、C₁はe=e₁となるCの値である。φ_∞は、

$$\phi_\infty = \frac{H_\infty}{H_0} = \frac{1}{C_{*1}} + \frac{A_c C_0}{\sigma} \quad (H_\infty: \text{最終沈降高さ}) \quad (6)$$

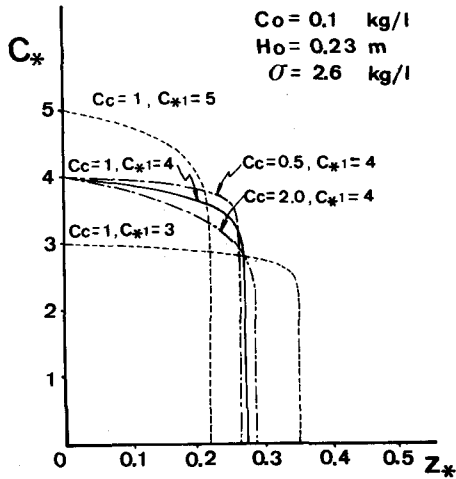


Fig. 7 Effects of C_{*1} and C_c (coefficient of consolidation) on vertical profiles of bottom sediments concentration

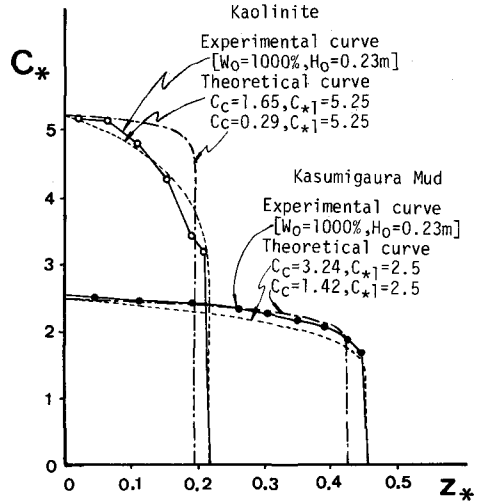


Fig. 8 Experimental results and calculations of vertical profile of bottom sediments concentration

で与えられる最終状態での体積分率である。式(6)より ϕ_∞ は C_0 および σ が一定の条件では、 C_{*1} と圧縮指数 C_c によって決まることがわかる。この C_{*1} と C_c は圧密荷重 p_{s0} と間隙比 e の関係を表す式(3)を規定するパラメータでもある。Fig.7は、 C_{*1} と z_* の係に及ぼす C_{*1} と C_c の影響を、 $C_0 = 0.1 \text{ kg/l}$ 、 $H_0 = 230 \text{ mm}$ 、 $\sigma = 2.6 \text{ kg/l}$ の条件で検討したものである。図から C_{*1} が一定の場合には、 C_c の増加により、 ϕ_∞ は上昇するが界面直下での C_* は減少することが、また、 C_c が一定の場合には、 C_{*1} の増加により ϕ_∞ は低下するが界面直下での C_* は増加することがわかる。

Fig.8は、最終沈降状態での C_* の鉛直分布の実験結果と計算結果を比較したものである。破線は式(5)より計算されたものであるが、その際、 C_c の値としては C_{*1} と ϕ_∞ の実験値を式(6)代入して求めた値を用いた。カオリナイトでは $C_c = 1.65$ 、霞ヶ浦底泥(採取地点はst.1)では $C_c = 3.24$ である。土質工学の分野においては、圧縮指数 C_c の値についてはSkemptonによる経験式がよく知られている。乱した土の試料にたいしては、 C_c は次式で与えられている。¹¹⁾

$$C_c = 0.007 (w_L - 10) \quad (w_L: \text{液性限界}) \quad (7)$$

カオリナイトでの $w_L = 51.5\%$ 、霞ヶ浦底泥での $w_L = 212.5\%$ を式(7)に代入して C_c を求めると、カオリナイトでは $C_c = 0.29$ 、霞ヶ浦底泥では $C_c = 1.42$ となる。Fig.8の一点鎖線はこれらの値を用いて計算されたものである。この場合 ϕ_∞ は実験結果より小さくなっている。実験結果と式(6)から求めた C_c の値が式(7)で与えられる C_c より大きくなった理由として次のことが考えられる。ここで対象とした沈降現象の最終状態としての自重圧密の場合には、圧密荷重が非常に小さく荷重よりも土粒子の堆積構造が圧密に大きな影響を与えていると考えられる。この状態では堆積構造の変形による間隙比の減少が大きく、それを反映して圧縮指数 C_c が大きくなったと考えられる。一方、式(7)が適用される圧密状態では、圧密荷重が非常に大きく堆積構造がすでに押し潰され、それ以上の変形が起こりにくいため、圧縮指数 C_c が小さくなると考えられる。底泥の含水比 w と固相濃度 C との間には

$$w = 100 \left(\frac{\rho}{C} - \frac{1}{G_s} \right) \quad (8)$$

なる関係がある。ここで、 ρ は水の密度、 G_s は底泥の真比重である。式(8)を用いて式(5)を含水比分布に

関する式に変形し、その理論曲線が現地での 0.6 m 以浅での実測分布に最も良く合うように圧縮指数 C_c を求めると、st. 1 で $C_c = 3 \sim 5$ 、st. 3 で $C_c = 5 \sim 6$ 、st. 9 で $C_c = 7 \sim 9$ となった。st. 1 での C_c の値は Fig. 8 に示した実験室レベルでの結果とよい対応を示している。

4.2 霞ヶ浦での底泥の堆積速度

Fig. 9 は式(5)および式(8)を用いて計算された霞ヶ浦の湖心域での $C(z)$ 、 $w(z)$ 、 $W_{sd}(z)$ の分布曲線である。実線が $w(z)$ 、破線が $C(z)$ 、一点鎖線が $W_{sd}(z)$ である。その際、図中●印で示される含水比の実測データをもとに、圧縮指数 C_c を 8.0 とし、境界条件としては $H_\infty = 0.65 \text{ m}$ で $p_{sol} = 918 \text{ N/m}^2$ および $C_1 = 0.42 \text{ kg/l}$ とした。 $C_c = 8.0$ という値は、表層部で形成されるカードハウスのような堆積構造を反映したものと考えられる。ただし、この値は深さ数十 cm までが適用限度である。Fig. 9 より、 W_{sd} は z の高次の増加関数であることがわかる。年間堆積重量が同じとすると、堆積経過年数は W_{sd} に比例するので、 z については高次の関数となり、堆積年代推定の対象となる層が深くなるほど、 mm/yr など で表現される堆積速度は小さくなる。ここで、Fig. 9 の結果をもとに従来報告されてきた堆積速度について検討する。井内ら⁸⁾は底泥コアサンプル中に見出される浅間 A 層（1783 年の浅間山噴火による火山灰層）を堆積速度推定に用いた。この浅間 A 層は、湖水域を中心に広い範囲で約 0.55 m の深さに存在する。この深さを 200 年で除せば、 2.75 mm/yr となり、Fig. 9 より、 $z = 0.55 \text{ m}$ での W_{sd} を求めると 123 kgf/m^2 となり、200 年間の平均では $0.615 \text{ kgf/(m}^2 \text{ yr)}$ という年間堆積重量が得られる。20 年間では、 12.3 kgf/m^2 となり、 $W_{sd} = 12.3 \text{ kgf/m}^2$ に対応する z の値を Fig. 9 より逆算すれば、 $z = 0.1 \text{ m}$ となる。これを mm/yr 表現すれば 5 mm/yr となる。この値は浅見らの結果にはかならない。Fig. 10 は、泥深 z と堆積経過年数 $Y(\text{yr})$ の関係である。図中、A～J の符号のついた○印は外岡ら⁵⁾の推定結果である。実線は含水比の鉛直方向変化を考慮して求めた推定曲線であり、その推定方法は次のようである。外岡らの対象とした地点（Fig. 1 の st. 6 と st. 13 の中間）では、浅間 A 層が 0.6～0.7 m の深さにあるので、 $Y = 200 \text{ yr}$ で $z = 0.65 \text{ m}$ （図中▲印 K 点）を基準とした。Fig. 9 から $z = 0.65 \text{ m}$ での W_{sd} は約 160 kgf/m^2 となる。年間堆積重量が一定とすると、その値は $0.8 \text{ kgf/(m}^2 \text{ yr)}$ となる。 W_{sd} と Y の関係を示したものが Fig. 10 中の破線である。 Y の各値に対して W_{sd} を求め、その W_{sd} に対応する z を Fig. 9 から求めれば、 $Y > 200 \text{ yr}$ での z と Y の推定曲線が得られる。 $Y > 200 \text{ yr}$ に対しては、藤下ら²⁾の $z = 1 \text{ m}$ までの含水比のデータを参照して、 $0.65 \text{ m} < z < 1 \text{ m}$ で $w = 200\%$ で一

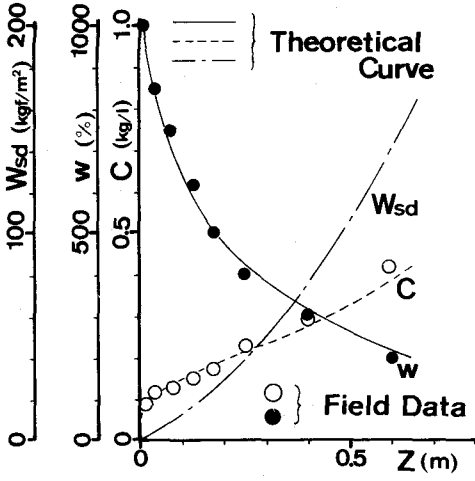


Fig. 9 Typical vertical profiles of density, water content and accumulative weight of bottom sediments at central area in Lake Kasumigaura

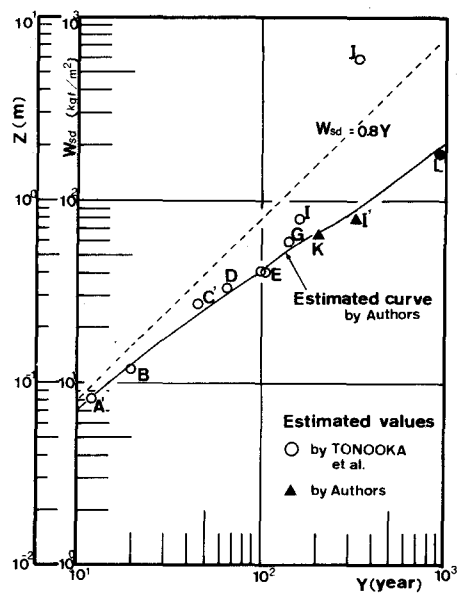


Fig. 10 Relations between mud depth and accumulation period (comparison between estimated values by authors and those by Tonooka et al.)

定と近似して、 $z(Y)$ を求めた。A～Gまでの外岡らの推定結果と、ここで求めた推定曲線とは良好に一致している。しかし、外岡らのI、Jの推定結果とは異なる。外岡らは、I点($z = 0.8 \text{ m}$)を1813年の耕地開拓と考え、J点($z = 6 \text{ m}$)を1615年の赤堀川の開削と対応づけた。そのため、1813年から1654年の約160年間に、約5.2 m、乾燥重量にして 2.5 tf/m^2 ($w = 200\%$ として換算)という莫大な量の堆積があったことになる。外岡らは、流路変更による急激な堆積を考えればおかしくないとしているが、このような堆積がこの間にあれば、西浦の湖地形を含む湖周辺の地形に大きな変化が起こったはずであるが、そのような事実はない。さらに井内らによれば、 $z = 1 \sim 2 \text{ m}$ の深さに浅間B層(1107年頃)の火山灰層が全域に確認されるとしている。以上の理由により外岡らのI、J点の推定年数は妥当性を欠くものと思われる。著者は、I点を1654年($Y = 321 \text{ yr}$)と対応づけ、Fig. 10でI'点(▲印)として示した。J点の堆積年代はかなり遡ると思われる。またFig. 10の推定曲線は浅間B層(●印L点)の結果とも良好に一致する。以上、含水比の鉛直方向変化を考慮した解析の結果、井内らの推定値は浅見らや外岡らの推定値と何ら矛盾するものではないことが明らかとなった。湖心域では、年間 $6 \sim 8 \text{ kgf/m}^2$ の堆積があるが、これを mm/yr で表示すると過去20～30年では $5 \sim 10 \text{ mm/yr}$ 、数百年では $2.2 \sim 3.3 \text{ mm/yr}$ となる。

3章で底泥の物性や灼熱減量比が0.3～0.5 m層を境に大きく変化していることを指摘したが、相崎ら³⁾の栄養塩類の分析結果でも0.3 m以浅の底泥は栄養塩類の含有率が高い。0.3 m以浅の底泥の堆積量は乾燥重量で約600万t、湿潤重量で約3900万tとなる。この試算においては、底泥の堆積している地域を 117.4 km^2 (西浦の約70%¹²⁾)とし、含水比の鉛直方向分布を考慮にいった。霞ヶ浦での年間堆積量を $0.615 \sim 0.8 \text{ kgf/(m}^2\text{yr)}$ とすると、上記の量が60～85年間で堆積したことになる。また0.5 m層は130～175年前に対応し、60～175年前の時代に霞ヶ浦の底泥の物性を大きく変える外的環境の変化があったと推察される。相崎らは、その要因として利根川の一連の改修工事を挙げた。³⁾60数年前には利根川の水が霞ヶ浦に自由には流入できなくなり、このことが霞ヶ浦の底質環境を変えたというのは十分考えられることである。

5. 結 論

本論文では、霞ヶ浦を対象とした底泥の物性分布に関する現地調査の結果について論じた。先ず底泥の物性の鉛直および水平分布特性ならびに季節変化を検討した。霞ヶ浦では0.3 m付近を境に、底泥の物性の分布特性が大きく変化していることを明らかにした。即ち、0.3 m以浅では各物性値とも地域差が顕著でその差は浅いほど大きく、高浜入から湖心域にかけて土粒子中の有機物含有が多いこと、また0.3 m以深では各物性値とも全域的にほぼ均一な分布を示し、粒度、含水比および灼熱減量比の値が0.3 m以浅よりかなり小さいことなどである。次に、霞ヶ浦での堆積速度について検討した。現地調査でも底泥層内の含水比が泥深と共に小さくなることが確認されたので、これを考慮に入れて、従来の霞ヶ浦における底泥の堆積速度の推定値を再検討した結果、堆積速度を $\text{kgf/(m}^2\text{yr)}$ で評価すれば、従来の推定値は湖心域ではいずれも0.6～0.8程度となりほぼ同じになることを示した。霞ヶ浦の底泥は0.3 m以浅で有機物を多く含むが、0.3 m以浅の底泥の量は霞ヶ浦西浦全域(砂質部を除いた 117.7 km^2)で乾燥重量にして約600万t、湿潤重量にして約3900万tであり、これらの底泥は60～85年間で堆積したと推定される。60～100年前に行われた利根川の一連の改修工事により、利根川の水が自由に流入できなくなったことが、0.3 m付近での底泥の分布特性に違いが現れる原因の一つと考えられる。この問題についてはさらに検討の余地が残されており、0.2 m以深についてきめの細かな分割試料(厚さ50 mm以内)による分析が必要と考えられる。

最後に、本研究を遂行するにあたり、霞ヶ浦西浦全域での底泥試料採取に御協力頂いた国立公害研究所水質土壌環境部 相崎守弘・高松武次郎主任研究員、福島武彦・岩田敏研究員の皆様に深謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 大坪国順・相崎守弘・福島武彦・岩田敏・村岡浩爾・高松武次郎(1984): 霞ヶ浦底泥の物性と栄養塩

- の分布特性 (1)物性の分布特性, 国立公害研究所研究報告, 第 51 号, 157 — 173.
- 2) 藤下利男・松本一明・堀江宏保・小川富美子 (1967): 霞ヶ浦の土質調査および湖底土の土性について, 港湾技研資料, No. 27, 1 — 66.
 - 3) 相崎守弘・大坪国順・福島武彦・岩田敏・村岡浩爾・高松武次郎 (1984): 霞ヶ浦底泥の物性と栄養塩の分布特性 (2)炭素, 窒素及びリンの分布特性, 国立公害研究所研究報告, 第 51 号, 175 — 189.
 - 4) 浅見輝男・小野美紀子・三瓶英敏 (1979): 霞ヶ浦および流入河川底質の重金属分布 (第一報) — 霞ヶ浦底質の水銀, 全炭素, 全窒素の分布 —, 日本土壤肥科学雑誌, 第 50 号, 第 2 号, 138 — 142.
 - 5) 外岡建夫・熊丸敦郎・浜田篤信・津田勉 (1976): 霞ヶ浦の富栄養化に関する研究 I — 堆積に関する考察 —, 茨城県内水面水産試験場調査研究報告, (13), 1 — 17.
 - 6) 岡野三郎・小池亮治・田口勝久 (1979): 霞ヶ浦の水質汚濁に関する研究 — 放射性核種の分布 —, 水質汚濁研究, 第 2 巻, 第 (4) 号, 216 — 221.
 - 7) 宇都宮陽二郎 (1979): 霞ヶ浦の湖底地形とその堆積速度について, 国立公害研究所研究報告, 第 6 号, 7 — 21.
 - 8) 井内美郎・斎藤文紀・横田節哉 (1983): 霞ヶ浦湖底泥の堆積速度 — 火山灰を用いた堆積速度算定法 —, 地質学雑誌, 第 89 巻, 第 (2) 号, 125 — 128.
 - 9) 大坪国順 (1983): 底泥の物性及び流送特性に関する実験的研究, 国立公害研究所研究報告, 第 42 号, 29 — 77.
 - 10) 松尾新一郎・嘉門雅史 (1973): 物理化学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, 第 209 号, 103 — 113.
 - 11) 赤井浩一 (1980): 朝倉土木工学講座 5 土質力学 訂正版, 朝倉書店.
 - 12) 茨城大学農学部霞ヶ浦研究会編 (1977): 霞ヶ浦, 三共出版.