沖積層の土質工学的性質とその意義¹⁾

桑 原 徹²⁾

Engineering Property and Its Significance of Alluvial Clayey Deposits¹⁾

Tooru KUWAHARA²⁾

Geological research on the subsurface alluvial deposits would be effectively promoted in combination with the investigation of civil engineering properties of these deposits.

Judging from the soil technological investigation, the civil engineering properties of clayey deposits are largely controlled by both the inter particle forces acting among the clay particles and by the soil structure (arrangement of the clay particles) in the deposits. The inter particle forces and the soil structure are affected by the geological factors including the material factors and the environmental factors of the deposits.

Two groups in the civil engineering properties are recognized: primary and secondary. The primary properties are concerned with the material factors of the deposits, such as clay content, composition of clay materials, and nature of pore fluid. The secondary properties are concerned mainly with the environmental factors of the deposits, such as sedimentary environment, post depositional overburden pressure, and geological history of the deposits. These secondary properties are important to reveal the geological evolution of the deposits.

In this article the author discussed the bearing of indices of civil engineering properties on the geological factors, and he presented the methods in order to detect the geological factors which influenced the properties of the deposits. In the above methods, there have been used the correlation diagrams among the indices of civil engineering properties and the geological factors. Further detailed studies on this subject are under consideration.

はじめに

沖積層に関する資料の集積と最近の研究成果の大部分は、建設作業に伴って行なわれた試錐調査や、その試・資料の検討によってもたらされたものであり、一般の野外における地質学的な調査研究とは著しく条件が異なり、地層としての沖積層そのものを直接観察することは困難である。従って、ややもすると地下に存在する沖積層に関して不十分な実体の認識のままで、論議が進められることも起きて来る。

最近の試錐調査では、地下の粘土質層の不攪乱試料を

入手することも、砂質土の正確な組成を知り得るようなコアも豊富に採取されるようになった。このため、コアから直接堆積物の粒度、鉱物組成を正確に識り、岩相を直接観察することも可能となり、また、堆積物中に含まれる貝化石、微化石などの研究や絶対年代の測定なども可能となり、かなり詳しく地下に存在する堆積物についての情報が得られるようになった。

しかし、コアを直接入手できたとしても、一般に野外で地層という単元で、総合的に堆積物を観察できる場合と異なり、地下に存在する地層の実体を充分正しく認識するためには困難な問題が残されている。

1) 1966.6.22. 受付

2) 名城大学理工学部応用地質研究室 Inst. Applied Geol., Meijo University

このような制約の下で、地下に存在する沖積層などの地層の実体を明らかにするために、われわれは、一般の野外調査と異った方法論によって地層の実体——堆積物に記録された地質学的事象を明らかにすることを努力しなければならないであろう。

基礎地盤調査の目的でなされた多数の試錐調査に伴って、地下に存在する地層について現位置での力学的試験や、採取したコアを対象として堆積物の粒度組成や、物理的性質や力学的性質など多数の資料が明らかにされており、このような手段を通じて、地下の堆積物に関する情報が与えられるようになって来た。標準貫入試験値やコーン貫入試験値などが、地層区分の補助的な資料として、あるいは、堆積時期や堆積環境を異にする地層の境界を発見する糸口となっていることも広く知られている。また圧密降伏荷重値は、堆積物の経験した地質学的要因を反映している強度指数であると考えられ、これらによって堆積物中に潜在的に記録された地質学的事象を読みとって行くことが可能であろう。

Lambe (1959) は、土の物理的性質や工学的性質は、土の組成や地史的要因によって影響されるものであることを述べ、両者の相互の関係を明らかにするために土の組成ばかりでなく土の構造 (Soil Structure) についても研究を行う必要性を強調し、このようなテーマに関与する学問分野を Soil technology と呼ぶことを提称した。そして、この分野には化学 (結晶化学、コロイド化学、無機化学など)、地質学 (鉱物学、堆積学、一般地質学など) や土質工学などの関連研究分野の協力が必要であることをといている。

このように、一般にこれらの堆積物の土質力学的な性質は、堆積物自体の組成や堆積当時の環境と堆積後に経過した地質学的環境によって与えられた土の構造とによって強く影響されるものであるとすれば、われわれは、両者の影響を明らかにすることによって、堆積物について求められた力学的、工学的性質から逆に堆積物の組成上の特性や、堆積環境、堆積後の地質学的環境を解明して行くことが可能となるであろう。そして、沖積層を始めとして地下に存在する堆積物について、われわれは、多数の物理的・力学的試験値をもとにしてより具体的な知識を豊富にすることができるだろう。

しかし、現実には工学分野によって得られた成果が地質学的には充分反映されておらず、また地質学的に明らかにされた諸成果が正しく工学的分野に反映されているともいえない。堆積物の物理的・力学的性質と地質学的諸要因との関係を明らかにして行くことが出来れば、地

質学的な研究成果は工学的分野に今よりももっと大きな利益をもたらし得るであろうし、逆に工学的研究調査から、われわれは貴重な地質学的情報を与えられることになり、相互の研究分野の発展に重要な役割を果たすことができよう。個々の諸性質をとり上げてみた場合、たとえば、堆積物の圧密現象が、どのような過程で進行し、それがどのような要因によって支配されるのかという問題が、このようなテーマの中からより具体的に明らかにされるとすれば、基礎工法上の寄与は勿論のこと、地質学的にも堆積物の diagenesis を支配する諸要因の解明や、その過程で起こりつつある具体的な事象や、岩石・地層の変形過程についても興味ある事実を明らかにすることができよう。

このシンポジウムにおいて、このような土の力学的・工学的性質を地質学的に解釈して行くことが、沖積層の研究にとって、一つの重要な手段となり得ると同時に、さらに堆積学や堆積岩の構造変形に関する基礎的な知識を明らかにして行くために重要な手掛りになるであろうことを期待して、問題を提起させて頂いた。ここでは、とりあえず地質学的な立場から粘土質堆積物の性質をどのように理解したらよいかという点について、将来の問題発展の端緒となればということを願って稿をしたためた次第である。

I. 粘土の粒子間に働く力

土の示す粘着力とか、レオロジー的性質などをふくめて土がもっている土質力学的性質は、まず第一に土を構成する粒子間に働く物理・化学的な力によって著しく左右されることを考えなければならない。土が砂やシルトなどの比較的粗粒な粒子から構成されている場合には、粒子間に働く力は摩擦力が大きな比重を占めているが、粘土質の土のようにコロイド状の粒子が多量に含まれる場合には粒子間の力は複雑な様相を呈している。

一般に、物質間に働く力としては、イオン結合、共有結合、両者の混合型、水素イオン結合などの強い結合力の他に、静電的な引力や van der Waals 引力や dipole effect によってもたらされる比較的弱い結合力とがある。前者のグループに属する強い結合力は、軟かい土を対象にして考える場合にはあまり考慮する必要はないが、diagenesis のような長期の変化や、粒子の固結が進んだ土を対象に考える場合には重要な力となる。後者のグループの力は、工学的に与えられる外力の影響を受けやすく、また soil water system の性質によって容易に、しかも比較的短かい期間で変化する力であり、比

較的軟かい土の力学的性質を考える場合に重要な粒子間力である。このような粒子間力は、比表面積が大きく表面活性の高いコロイド状粒子に顕著にあらわれるもので、粘土質の土の性質を理解する場合には、まずこのような粒子間に働く力に注目する必要がある。

粘土粒子の表面電荷と電気二重層

一般に粘土質の主要構成成分である粘土鉱物は結晶内部の不整、または置換によって粒子表面には負の電荷が発生する。また水中にあっては、露出した水酸基の表面の水素原子の置換によって特定のイオンが吸着し、これによって電荷が発生する場合もある。層状構造の edge の部分には、broken bond による正の電荷が発生する。edge の部分はシリカの4面体層やアルミナなどを含む8面体層の破断によって、シリカゲルやアルミナゲルの表面と同じような状態になっており、その表面にイオンが吸着され電荷が発生する。従って8面体層の破断面は、丁度アルミナゲル粒子の表面と同じような性質を示し、pH が低い場合には、アルミニウムイオンなどを吸着し正の正荷を生じ、pH が高い場合には OH^- が吸着され負の電荷が生ずる。4面体層の破断面はシリカ粒子の表面に類似し、負の電荷を発生するが、極く少量のアルミニウムイオンが存在すれば、これを吸着するので一般には正の電荷が生ずる。一般論として edge の部分の net charge は正になり、平面部分とは逆の電荷を有していることが Thiessen (1942), van Olphen (1950), Schofield and Samson (1953, 1954), Michaels (1957) らの実験によって確かめられている。

Fig. 1. Guey's Model of Electric Double Layer

Fig. 2. Ion Concentration in Electric Double Layer

粘土粒子が溶液中に存在する場合、このように帯電した粒子表面には逆の電荷をもったイオンが吸着され、粒子のまわりにいわゆる電気二重層が形成される。Fig. 1 は Guey による電気二重層のモデルであり、粒子表面付近のイオンの分布状態を示している。電気二重層中でのイオンの分布は Fig. 2 に示すように、粒子表面付近で表面電荷と逆の正イオンが濃集しており、表面からへだたるにつれて濃度も低くなり溶液中の正常な分布にもどっている。逆に表面電荷と同符号のイオンは粒子表面から排斥されイオンの不足が生じている。一定の距離に達すると両種のイオンの分布は正常にもどっている。このようなイオンの濃集排斥状態によって粒子周辺には電場が形成される。この電場の強さは粒子表面からの距離に従って減少する。電気二重層中に生ずる粘土粒子周辺の電場の強さを示す電気ポテンシャルの分布は Guey (1910) と Chapman (1913) によって理論的に求められている。その他電気二重層に関する説明には、Stern (1924) の stern layer や Grahame (1947) などの modified model も存在する。

粘土粒子表面の吸着水層 粘土粒子をとりまく水は電気二重層の中にあつては、水分子の dipole 効果によって電荷をもった粒子表面に直接引かれ、また二重層中のイオンに吸引されることによって間接的に粒子表面に吸引されている。従って、電気二重層の影響範囲内の水分子は電気二重層中の電場によって粒子表面に吸着された状態になっており、電気二重層と吸着水層とは同じ内容のものを指していることになる。

Rosenqvist (1959) は土の中の水分について次のように分類している。

Table 1

water phase	{	pore water {	free pore water
		capillary water	
mineral phase	{	hygroscopic water (loosely adsorbed water)	
		firmly adsorbed water	
		H_3O^+ , OH^- (lattice water)	

粒子表面の吸着水層にふくまれるものは、firmly adsorbed water と hygroscopic water である。firmly adsorbed water は電気二重層中粒子表面に最も接近した部分の、強く吸着されている水で、鉱物の一部をなし固相にふくまれるような水分で 100° 付近の乾燥によって失われるものである。これは Lambe (1958) の

狭義の adsorbed water と称するものであり、およそ10 Å 程度の厚さを有しており、電気二重層中の stern layer に相当するものと考えられている。hygroscopic water は、電気二重層中で前者の外側部分の水分に相当し、大気中の乾燥によっても容易にとりのぞかれる水分であるとされ、Lambe が double layer water と呼んだものに相当し、200 Å から 1000 Å 程度の厚さを有すると考えられている。

このような吸着水層中の水の性状については、密度 (Martine 1962)、重水素の拡散 (Moum and Rosenqvist 1958) や X線廻折などによって研究が行なわれており、吸着水は固相を示すといっても氷のような構造を示すようなものではなく、また hexagonal netstructure (Hendrics and Jefferson 1938) を示すものではないことが指摘され、二次元的流体 (two dimentional fluid) の性質、つまり粒子の吸着表面に垂直な方向には有効応力を伝え固体の性質を有するが、表面に平行な方向に対しては容易に流動し得るような性質をもったものであるという考え方が提起されている。またこの吸着水層は外部の完全に液体の性質を示す自由水と確然と区別されるものではなく、両者の境界では次第に移り変っているものである。

電気二重層を支配する要因 上述のような電気二重層

Fig. 3 The Effects of Changes in System Properties on Electric Double Layer
 ψ : Electrical potential
 X : Distance from colloid surface

中の電気ポテンシャルの分布は Guey-Chapman の理論によれば、溶液中のイオン濃度や、イオンの電荷、電媒常数、温度等によって変化することが示される (Fig. 3). 溶液中のイオン濃度やイオンの電荷、温度が増大すると、電気二重層は縮まる。すなわち電気ポテンシャルは距離に伴って急速に減少することになる。逆に電媒常数が増大したり、水和イオンの大きさがますと二重層はふくれ上ることになり、また pH が高くなれば粒子表面の OH の解離程度を高めその結果として粒子の負電荷を増大し二重層は成長する。また、陰イオンの吸着がおこると粒子の負電荷の増大が起こり電気二重層を拡げる結果となり、このような条件下では比較的速くまで電気ポテンシャルは高い値を示すことになる。

また、粒子の性質たとえば粘土鉱物の種類や結晶度が異ると当然表面電荷が変わってくるため粒子表面に形成される電気二重層或は吸着水層も変化する。Lambe (1958) は典型的なモンモリロナイト粒子とカオリナイト粒子のそれぞれの表面に形成される吸着水層の状況を模式的に描いている (Fig. 4) が、このように鉱物種によって表面の電荷分布が異なるため粒子表面の吸着水層の厚さも変化することになる。van Olphen (1963) はこれらの粒子表面の二重層の厚さが、溶液中のイオン濃度や、イオン電荷によって変化する有様を数量的に示している。 (Table 2).

Table 2
Thickness of double layer water

Concentration of opposit charge ion mol/l	monovalent ion	divalent ion
0.01	1000 Å	500 Å
1.0	100 Å	50 Å
100	10 Å	5 Å

Fig. 4 Adsorbed Water Layer

電気二重層による粒子間力 粘土粒子の電気二重層が互いに重なり合うまで接近すると互いに反撥することになる。Guey-Chapman の理論から、コロイド粒子間には電気的斥力が粒子間の距離の関数として存在することが示されている。一方粒子間には van der Waals の引力が働いており、従って2つの粒子間には電気的斥力と van der Waals 引力との相反する2つの力が働いていることになる。

一般に van der Waals 引力は、距離に応じて急速に減少するが、粒子の適当な大きさの下では充分電気的斥力に対応するだけの大きさをもっていることが、実験的にも確かめられている。

電気二重層にもとづく電気的斥力と van der Waals 引力の2つの力が粒子表面からの距離に応じて変化する

Fig. 5 Repulsive and Attractive Energy as a Function of Particle Separation

Fig. 6 Net Interaction Energy

状況を Fig. 5 に示した。この図は系の条件に応じて電気ポテンシャルの分布状態が変化する場合を想定して描いてある。Fig. 5 では、溶液中のイオン濃度が高い場合と、低い場合とその中間の場合を想定して描いてある。イオン濃度が低い場合には、電気二重層は拡がり電気的斥力は遠方にまで達するが、逆に濃度が高くなると電気二重層は圧縮され、電気的斥力はあまり遠くまで及ばなくなる。このような、3つの条件について斥力と引力を

それぞれ合成してみると Fig. 6 に示すような粒子間力の分布図が得られる。イオン濃度が高い場合には (Fig. 6-a)、粒子の極く表面部以外を除いては斥力が働かず、粒子間には全般的に引力のみが働き、粒子表面付近で最大値を示している。このため粒子は相互に接近し、懸濁液中では容易に agglomeration を生じ、容易に粒子同志の接合が生じ得る。

イオン濃度が中間的な場合 (Fig. 6-b) 粒子の接近過程で斥力が働く、いわゆる energy barriers が存在し粒子間の接近は制約されることになる。すなわち energy barrier を越すだけの仕事が外から加えられた時、粒子は互いに接合し得ることになる。なおこの barrier の大きさは電気二重層の発達状態に支配されている。

またイオン濃度が低い場合 (Fig. 6-c) では、粒子表面近くの引力が強く働く部分を除いては全般的にわたって斥力が働いており、粒子相互の接近は容易でなく懸濁液の場合には安定な分散状態を示すことになる。

実際に土を構成する粒子間では、粒子の大きさや、形態、粒子の集合密度が一般のコロイド化学の対象とは異っており、電気二重層の理論のみによって粒子間力を説明しつくすことは出来ない。後述のように、電気二重層中の浸透圧であるとか、その他の力が作用している複雑な力の場を考えなければならない。

II. 粘土粒子のつくる土の構造

土の構造の種類と性質 平板状を呈する粘土粒子の接合のし方には、

- 1) 面と面との接合 (face to face contact)
- 2) 端と面との接合 (edge to face contact)
- 3) 端と端との接合 (edge to edge contact)

のような3つの異った接合のし方が存在する。このうち重要な接合は 1) と 2) の接合である。

1) の面と面との接合は、イオン濃度がきわめて低く電気二重層の発達がよく、粒子間斥力が強く働き安定な分散状態にある懸濁液から沈積した場合に形成されるものである。このような接合の場合、互いの粒子の接近の度合は電気的斥力と外力とによって決定される。若し粒子間が著しく接近した場合でも、粒子表面の真近では強い電気的斥力が働き、粒子間には安定な bond は形成されにくく、不安定な接合状態となる。このような粒子配列をとる土の構造を oriented structure または dispersed type structure と呼ぶ。

2) の端と面との接合は、負に帯電した面の部分と正に帯電した端の間に静電気的引力が働き接合することに

よって生ずる。このような接合は一般に、懸濁液から電気二重層が変化して flocculation を起こすときに形成される。この場合、単に粒子表面電荷のみによる接合であれば T 字型の接合が生ずる訳であるが、互いの粒子表面の電気二重層の影響によって特定の角度をなして接合し、接合部には一定の link bond が形成される。このため 1) の場合に比べてずっと安定な接合型となる。今

Fig. 7 A Stable Type of Edge to Face Contact

2つの粒子間に、Fig. 7 の b に示すような粒子間力の分布が与えられているとすれば、ab 間の範囲では、粒子間に引力が働き bc 間では斥力が働くことになる。この場合 Fig. 7a のような形で2つの粒子が接合した場合、2つの粒子間距離が ab の範囲にある部分では引力が働き、bc の範囲にある部分では斥力が働き、両者の力の釣合によって2つの粒子は安定な接合状態となり、接合部には一定の link bond が形成された形となる (Trollope and Chan 1960)。このような type の接合は電気二重層が比較的良く発達したような条件下、例えば、イオン濃度が比較的低い場合などに形成される。

この種の接合単位が2つ向い合って組合わさると、Fig. 8a のような diamond system を形成する。この system は外力が加わると、構造は扁平につぶされ易い傾向があり、同時に外力がとり除かれたり、間隙水の性質が変化したりすると expand したりするため swelling をおこす原因となったりする

イオン濃度が比較的高い溶液の下では、粒子間引力はどこでも引力として働き、Fig. 8b のような triangular system が形成される。この場合、P という粒子の配置はこの system の安定に対して、本質的な役割を果たしてお

Fig. 8 Examples of Stable Structure Unit

り、system 自体は極めて安定な構造単位となっている。そしてこの構造は系自体の粒子間力によって contractive な性質を示している。もし、間隙水中のイオンが leaching などによって低下したりすると、粒子間力は変化し、逆に斥力が働くようになると、expansive な性質をもつようになる。

このような単位構造の組合せによって形成されるような土の構造を random structure または cardhouse structure, flocculated structure と呼ぶ。

一般に粘土粒子の接合点で、結晶体は粒子表面に強固に吸着された吸着水層または吸着されたイオンとその水和層をへだてて接触しているわけで、この粒子相互の変位に際しては、この接触部の吸着水層が “glue” または “lubricant” として働く。またこの接触部には、diagenetic process によって種々の bond が形成されて、結合力が補強されることもあり得る。

また対応する粒子間には、電気二重層の電場による斥力とさらには電気二重層とその外側の間隙水とのイオン濃度の差にもとづく浸透圧 (Mitchell 1962) なども加わっていると考えられる。

土の構造を支配する要因 粘土の構造を支配する要因としては、一次的要因と二次的要因とがある。

一次的な要因は、粘土粒子が沈積するときの環境条件であり、それは粒子表面の電気二重層の発達を支配する懸濁液の性質と状態によって決まる。懸濁液の性質や状態が変化すると、粒子の分散度がよくなったり、逆に flocculation を起こしたりしてその結果生ずる沈積物の容積は変化することが知られている (Fig. 9)。これは安定な分散状態から沈積した場合、粒子は parallel orientation をとり、比較的小さな容積を占めるが、flocculation を起こした場合には間隙にとむ random orientation を生じ、沈積物の容積は増大するからである。

たとえば、イオン濃度が変化した場合、Fig. 10 に示すように、イオンが存在しないような場合には、電気二重層は広がるが粒子中異った電荷をもった部分の電氣的引力は強く作用し、edge to face contact が生じ易くなり懸濁液中で flocculation を起こし、系の粘性は増大

(Each tube has same concentration of soil in liquid)

Fig. 9 Effects of System Characteristics on Clay Sediment

Fig. 10 Flocculation and Dispersion of Kaolinite in Water and Change in Sediment Volume

し、沈積物の容積が増大する。このような条件下での flocculation は粒子が T 字型に接しているような接合をしていると考えられる。

イオンが加わると、粒子表面の電気二重層は適度な大きさとなり、粒子間の静電効果も減少し、粒子は安定な分散状態となり、系の粘性は低下する。この場合の沈積物は粒子が parallel orientation をとっており、そのため容積も減少する。

更にイオン濃度が高くなると、電気二重層は圧縮され粒子間の van der Waals 引力は、face と edge の異った電荷による引力を助長して働き、再び edge to face contact が形成され、flocculation を起こし、系の粘性は増大すると共にその沈積物の容積も増大する。

Lambe (1953) は低電解質濃度の懸濁液から沈積した淡水性の粘土などは parallel orientation を示し、逆に海成粘土は電解質濃度が高いため random orientation を示すものと考えた (Fig. 11)。

Fig. 11 Schematic Diagrams of Saltwater and Freshwater Clay Deposits

A. Salt Water Deposit. B. Fresh Water Deposit. (After Lambe, 1953)

Rosenqvist (1959) は急速凍結と真空乾燥の手段を用いて、土の構造が乱されないような巧妙な方法によって海成粘土の破断面の replica を電子顕微鏡によって観察し、Lambe の考えたような構造が実際に認められることを立証した。また、Mitchell (1956) は光学的方法によって各種の堆積粘土の fabric をしらべ、やはり Lambe 流の考え方が正しいことを確かめている。

堆積した粘土は、このような一次的要因によって構造が造られた後も、自然条件下で受ける圧密、セン断変形や人工的な練り返しなどの二次的要因によって構造が変化する。

圧密作用によって粒子は相互の変位をおこし、その結果構造は破壊され、粒子は互いに平行な配列をとるように変化する (Hvorslev 1938, Fig. 12a), またセン断ひずみによって粒子配列はセン断の起こった部分にそって平

Fig. 12 Effect of Distortions on Soil Structure

行な配列をとるようになり (Seed and Chan 1959, Fig. 12b), 更に練り返しを行った場合には, 平行配列を示す部分が不規則に配列するようになる (Michaels 1959, Fig. 12c) と考えられている.

このような外力によってもたらされる構造の二次的変化の他に, 間隙水の性質が変化し粒子間力に変化をもたらす結果として生ずる構造の二次的変化も存在する.

土の構造と土の力学的性質 一般に粘土は random orientation の方が parallel orientation より土の強度の大きいことが知られており, Mitchell (1956) は光学的に確かめられる粘土の構造の程度と土の力学的性質との間に密接な関係があることを示し, 上記の考え方が正しいことを述べている.

thixotropy のように練り返し後の時間経過によって土の強度増が生ずるのも, このような土の構造の回復によるものであると説明されている (Mitchell 1960). また, leaching などによって間隙水のイオン濃度が減少すると, 粒子間の結合状態が変化し swelling をおこしたり, 土のせん断強度が減少し, いわゆる quick clay となることもよく知られている (Bjerrum 1954, Rosenqvist, 1955, Bjerrum and Rosenqvist 1957).

III. 粘土の力学的性質に影響を与える堆積物の性質

以上のように粘土の力学的性質は, 粘土を構成する粘土粒子の性質や間隙水の性質, さらに粒子が構成する構造など密接にからみ合った要因によって影響をうけている.

シルトや砂のような粗粒子が特に多量に存在しない場合 (一般の粘土では粗粒子分が 10~20 % 以下であれば) これらの粗粒子は粘土の matrix 中に浮かんだ状態になっていると考えてよく (Seed and Woodward 1964, Mitchell 1960) 粘土の性質を考える場合には基本的には粘土質部分の性質によって決定されていると考えてよい.

ここでは, 粘土質つまり粒子表面の電気的性質の影響が強く働くような, いわゆるコロイド粒子として粘土鉱物を考えてきたが, この粘土鉱物も種類や粒子の大きさ, 結晶度などによって粒子の性質が著しく変化する. これらの点については Grim (1962) や Marshall (1964) などによって詳細にのべられている.

土を構成する粘土質中には, 粘土鉱物以外にケイ酸, 水酸化アルミナ, 水酸化鉄などの無機質コロイドもかなりの量が含まれており, これらの成分の存在によっても粘土の性質は著しく左右される. 竹中 (1964) は土の性質を考える場合, 粘土鉱物ばかりでなくこのような無機質コロイドの存在とその影響も充分考慮する必要があることを指摘している.

また土の中には, これらのコロイド粒子以外に生物体の種々な段階の分解過程で形成される有機質が含まれており, これらの有機物は粘土鉱物やコロイド粒子の表面活性に著しい影響を与えたり, 複合体を形成して粘土の性質を著しく変化させる.

このように, 土の性質は種々の要因によって支配されていると考えなければならないのであって, ある粘土の土質力学的性質と堆積物の性質との関係について考えようとする場合には, その堆積物について, 粘土の土質力学的性質を支配するような堆積物の性質に関するできるだけ詳細な情報をもっている必要がある. このような意味から粘土の土質力学的性質を支配する主要な要因となるような堆積物の性質を整理しておく必要がある.

Table 3

土質力学的性質を支配する堆積物の主要な性質

I 堆積物の材質に固有な性質 (一次的要因)

- a. 粒度組成……特に粘土質 (コロイド粒子) の含有量, 粘土質の粒子の大きさ
- b. 粒子の形態
- c. 粒子の組成…粘土鉱物組成及び結晶度, 無機質コロイド, 有機物などの存在と組成
- d. 粒子の吸着イオン…陽イオンばかりでなく陰イオンの吸着も重要

e. 間隙水質……イオン濃度, イオンの種類・電荷, pH など

II 材質の構成状態または, 土の歴史性に関係する性質 (二次的要因)

- a. 土の構造……………{ 堆積環境.
(粒子の配列状態) 圧密, セン断作用など外力を
含水量, 間隙比 } うけた履歴.
diagenesis または風化による
間隙水の性質の変化.
- b. diagenetic alteration…{ 粒子接合部に生ずるセ
メントーションや特定
の bond の形成状態

I の a から c までの要因は土の固相に關係しており, このような要因はかなり長期の時間, つまり地質学的時間に於て比較的安定な材質としての性質であるが, d, e, は土の固相以外の部分に関する要因で, 実験室での測定時にも, 地質学的時間の経過においても比較的容易に変化し得ることに注意しなければならない.

IV. 粘土の土質力学的性質の意義

一次的性質と二次的性質 粘土の土質力学的性質としては種々な測定法にもとづいて規定されるさまざまな性質がある. しかし, 一般の地盤調査に伴って行なわれる土質力学的試験によって与えられる主な性質としては次の表に示すようなものである. これらの性質は一次的

Table 4

土の土質力学的性質			試験法または測定値
一次的性質	粒度組成		粒度分析
	土粒子の比重		比重試験
	コンシステンシー		{ 液性限界 (LL) 塑性限界 (PL) 塑性指数 (PI) 収縮限界
二次的性質	土の構成状態を示す性質	含水量 間隙量	含水比 (W) 飽和度 (Sr) 液性指数 (IL) 間隙比 (e_0)
	力学的性質	土の強度	直接セン断試験 { 粘着力 (C) 内部摩擦角 (ϕ) 三軸圧縮試験 { 粘着力 (C) 内部摩擦角 (ϕ) 一軸圧縮強度 { 圧縮強度 (qu) 鋭敏比
			現位置試験 { 標準貫入試験 (N 値), コーン貫入試験, ベンセン断試験
		圧縮性	圧密試験 { 圧縮指数 (Cc) 圧密降伏荷重 (P_0)

質と二次的性質に整理することができる. 一次的性質は土の材質に固有な性質が含まれ, 二次的性質としては土のおかれた環境によって変化する性質が含まれる.

土質力学試験値の解釈と相互の關係

実際に与えられている試験値については, まずそれらの測定法, 試験法の技術的あるいはその他の問題によって生ずる測定誤差や, 試料の処理の仕方の不適切さから生ずる測定値の誤りなどが存在するので, 測定値をとりあつかう上で色々注意しなければならない問題がでてくる. たとえば, 分散が極めて悪い粘土があり, これらは適切な分散剤を用いない限り正しい粒度分析値は得られないことは誰しもに経験をもっているが, 事実, 多くの分析資料に接すると粒度分析値にかなり疑問があるような資料に遭遇する. その他粒子の比重測定は他の測定値の算定にも影響を与える重要な値であるが, これが現在の JIS 規格では充分正確な測定値を期待し難い. 飽和度が 100 % 以上の値が求められているような資料があるのは, 明らかに測定値に問題があることを示している. コンシステンシー試験などは試料の乾燥による影響や, 試料の調製法によって著しい影響を受けるし, 試験法の性質からも測定者による個人差もかなりあることが知られている (松本, 1962).

さらに複雑な装置や技術を要するような力学試験値には, 測定法の差やその他の種々の原因にもとづく測定値の差が生じ得ることを考えなければならない. 事実, 同じ方法で調整した試料についても測定値のばらつきが生じたり, 再現性の弱い場合などはよく経験するところである. また自然試料の場合には試料の採取方法や技術によって測定結果は著しく異なるし, 試料の局部的に含まれる挟雑物による測定値の異常もまれではない. このような問題が根底に存在することを念頭に置いた上で各試験値は慎重にとり扱わねばならない.

ここでは, 堆積物の地質学的性質を推定する上に比較的重要で取扱いのかんたんな 2・3 の試験値をとりあげて, その解釈と取扱い方について述べることにする.

a. コンシステンシー コンシステンシーは粘土の材質によって決まる性質であり, 他の土質力学的性質と密接な関係があるので重要な性質である. 土は含水量の変化に応じて性質が変化する. 含水量が減少するにつれて土は液状から塑性体へ, 塑性体から半固体状態に移り変わる. 液性限界はほぼ前者の移り変りの状態の含水比を示し, 塑性限界は後者の移り変りの状態にあるときの含水量を示している. 土のコンシステンシーを示す測定値として用いられる Atterberg Limits は Casagrande(1932)

によって提称された試験方法にもとづいて得られる値であり、これは土が一定のせん断強度をもつときの含水比を測定するようになっている。

液性限界は、ほぼ 25 gr/cm^2 のせん断強度まで粒子間に働く引力が弱められたときの含水比を示すものであるとされている。一般に含水比の増大にともなって粘土粒子の表面には厚い吸着水層が形成され、また間隙自由水の増加によって粒子がひきはなされ、その結果粒子間の引力は次第に弱まって行くことになる。従って液性限界の値の大きいものほど粒子間引力が強く働くものであり、液性限界値は一般に粒子表面の表面活性、たとえばイオン交換容量などと比例することが知られている。

また塑性限界は、さらに強い粒子間引力が働くような状態まで吸着水層が圧縮されたときの含水量を示しており、この場合には、粒子表面の強固な吸着水層とそれに土が塑性変形を行うに必要な lubricant としての役割を果す程度の吸着水層の発達と若干の間隙水が含まれているときの状態を示していると考えられる。

両者の含水比の差を示す塑性指数が大きい程高塑性であるといい、このような粘土中の粒子は吸着水の発達程度の変化幅が大で、粒子表面の活性が高いものが含まれている。

Atterberg Limits は粘土の材質に固有な性質であり Table 3 の I に示したような諸要因によって著しく影響をうける。たとえば、Table 5 に示すように粘土鉱物の

種類、吸着イオンの種類によって著しく変化する。

モンモリロナイトは他の鉱物種に対して高い限界値を示しており、吸着した陽イオンの種類によってその値の変化幅も著しく大きいことが注目される。また鉱物種によっては吸着陽イオンの影響が逆の効果をもっていたりすることがあることに注意しなければならない。また陰イオンの吸着によっても限界値は影響をうけ、その影響はやはり鉱物によって異っている。また同じ鉱物種であっても結晶度が異なると表面電荷や表面活性に変化が生じ限界値は異なってくるし、また粒子間力は比表面に比例するため、鉱物粒子の大きさが変わると限界値も当然変化する (Fig. 13)。

2 種以上の鉱物の混合物の場合、限界値はそれぞれの鉱物の混合比に応じて変化するとが Seed and Woodwards (1964) や筆者らの実験によっても確かめられている。しかし自然土について得られた粘土鉱物組成から、いきなり限界値を説明しようとすることは危険である。異った鉱物が単なる混合体として存在する場合と混合層を形成している場合とでは条件は全く異なるし、粘土鉱物の粒度や結晶度、共存物質の影響などを考慮した上で判断を下さなければならない。事実、日本各地の沖積層粘土の限界値を直接その粘土鉱物組成と対応させて相関を考えても、そのままできれいな相関が現れないのが普通である。

Casagrande (1932) は塑性指数と液性限界の関係図

Table 5
Atterberg Limit Values

Clay	Ca ⁺⁺			Mg ⁺⁺			K ⁺			NH ₄ ⁺			Na ⁺			Li ⁺		
	Pw	Lw	Ac	Pw	Lw	Ac	Pw	Lw	Ac	Pw	Lw	Ac	Pw	Lw	Ac	Pw	Lw	Ac
Montmorillonite (1)	65	166	1.26	59	158	1.24	57	161	1.30	75	214	1.74	93	344	3.14	80	638	6.98
(2)	65	155	1.20	51	199	1.97	57	125	0.91	75	114	0.52	89	443	4.72	59	565	6.75
(3)	63	177	1.34	53	162	1.24	60	297	2.79	60	323	3.09	97	700	7.09	60	600	6.35
(4)	79	123	0.44	73	138	0.65	76	108	0.32	74	140	0.66	86	280	1.12	82	292	2.10
Attapulgite	124	232	1.08	109	179	0.70	104	161	0.57	97	158	0.61	100	212	1.12	103	226	1.23
Illite (1)	40	90	0.50	39	83	0.44	43	81	0.38	42	82	0.40	34	61	0.27	41	68	0.27
(2)	36	69	0.33	35	71	0.36	40	72	0.32	37	60	0.23	34	59	0.25	38	63	0.25
(3)	42	100	0.58	43	98	0.55	41	72	0.31	39	76	0.37	41	75	0.34	40	89	0.49
Kaolinite (1)	36	73	0.37	30	60	0.30	38	69	0.31	34	75	0.41	26	52	0.26	33	67	0.34
(2)	26	34	0.08	28	39	0.11	28	35	0.07	28	35	0.07	28	29	0.01	28	37	0.09
Halloysite (2H ₂ O)	38	54	0.16	47	54	0.07	35	39	0.04	32	43	0.11	29	36	0.07	37	49	0.12
(4H ₂ O)	58	65	0.07	60	65	0.05	55	57	0.02	56	61	0.05	54	56	0.02	47	49	0.02

Pw: Plastic Limit, Lw: Liquid Limit, Ac: Activity

[After White (1955) in Applied Clay

Mineralogy, Grim 1962]

Fig. 13 Plasticity Index versus Surface Area for Various Clay Minerals

(塑性図)を描き土性の分類を行ったが、今日この方法は広く用いられている。日本の沖積粘土層の場合、ほとんど Casagrande の A-line に接近して分布しており、塑性図から直接土性の差を読みとることはむずかしい。

一般の自然土を対象にした場合、Atterberg Limits の値を左右している重要な因子は粘土粒子（コロイド粒子）の含有量である。Seed and Woodward (1964) は種々の組成の無機質、および有機質粘土について、限界値の値が粘土含有量に応じてどのように変化するかを実験によって定量的に示し、無機質および有機質粘土それぞれについて、組成と粘土含有量が増加すると塑性図上をどのように移動するかを示した。このように塑性図上に、このような座標系を組みこむことも可能であるが、実際には各座標系が重複し、測定値に与えている成分と粘土含有量の影響を直接読みとることは困難である。従って、塑性図の原点からもう一本の直交座標をもうけて、これに粘土含有量を取り、粘土含有量と PI、または LL との相関図を作れば、粘土含有量と成分との 2 つの影響を区別して測定値を解釈することができる。粘土含有量と PI の関係については、すでに Skempton (1953) によって論じられており、PI 値を粘土含有量で除した値をその粘土の activity と定義し、粘土粒子自体の性質をこれによって明らかにしようとした。しかし、Seed and Woodward の実験からも明らかなようにに粘

土含有量と PI との間には、低粘土含有量の場合には直線的な比例関係が存在しないため、40%程度以下の粘土含有量の粘土については粒子自体の性質が正確に求められないという欠点がある。

一方 LL の値は、10%前後の低粘土含有量まで粘土含有量との間に直線関係が存在するので、LL と粘土含有量の関係を示す図を画くと粘土粒子自体の性質と粘土含有量の影響とを明確に区別することができる。

このように、粘土全体が示す限界値と粘土粒子部分がもっている限界値とは必ずしも一致しないので、両者は区別して考える必要がある。

たとえば、名古屋南部地域の沖積層と洪積層（熱田層）の粘土を比較した場合、粘土としては、沖積層の方が塑性図上で高塑性となっているが（Fig. 14）、粘土含有量と LL の関係図（Fig. 15）などからは逆に粘土粒

Fig. 14 Plasticity Chart of Quaternary Clayey Deposits in Nagoya City

Fig. 15 Relations between Liquid Limit and Clay Content

子自体の限界値は洪積層の方が高いことが指摘される(桑原・堀内 1966)。

このように、粘土の Atterberg Limits は、土性分類を行ったり他の力学的性質との関係を考える場合には、粘土全体が示す値と粘土粒子部分が示す値とを区別して考える必要がある。

b. 自然間隙比 粘土質堆積物の間隙量は主として細粒な粘土質粒子の吸着水層や粘土粒子の作る間隙によって作られている。従って一般には細粒物が増大すると間隙比も増大し、第一次的には堆積物の材質によって決定される値であると考えることが出来る。また間隙比は粘土粒子の作る土の構造によっても変化するので、粘土の

の堆積環境や圧密作用などの応力履歴によっても変化する。従って堆積物の間隙比は一次的には堆積物の材質によって、二次的には堆積物の状態や歴史的條件によって支配されているはずである。

沖積層や新しい洪積層のように若い地層で、堆積条件が類似しており、地史的経過も単純なものでは、粘土の間隙比と粘土含有量の間には比較的きれいな直線的比例関係が認められる(桑原・堀内 1966)。

このような直線的比例関係はその他の地域でも認められる(Fig. 16)。しかし、厚い粘土層中で上限と下限付近は直線関係の中で、間隙比が小さい点にかたより、粘土層の中央部では、間隙比が大きい方にかたよる傾向が一般にみとめられる。これは粘土層の上限、下限部分は圧密作用による間隙水の排出が進行し間隙比が相対的に小さくなっているからだと考えられ、圧密効果の差異が副次的に現れていることを示しているのであろう。厚い一連の粘土層の内部でも、このような間隙比の周期的変化がくりかえされる場合もある。これは一連の粘土層とみえる地層の中でも堆積過程での周期性などを反映しているのかも知れない。

この場合注目すべきことは、現在の上載圧荷重の大小の影響は殆んど現れていないことである。たとえば、上述の地域などは粘土層の深さが増しても粘土含有量に対する間隙比の値が減少するという傾向は認められない。このことは、比較的厚い粘土層の場合間隙水の排出が進まず過剰間隙水圧が発生し、粘土の作る骨格構造に働く

Fig. 16 Correlation between Natural Void Ratio and Clay Content of Alluvial Clayey Deposits

Isahaya (練早), Saga (佐賀), Kumamoto (熊本). Ōmura (大牟田) 以上有明海
Atsumi (渥美湾), Ise (伊勢湾沿岸)

Fig. 17 Evolution of Correlation between Natural Void Ratio and Clay Content in Various Deposits

有効荷重はあまり増加していないために、間隙比と上載圧との間の平衡が成立していないからであろう。

いずれにせよ、このように堆積環境やその後の履歴が殆んど類似した堆積物を対象にした場合、間隙比は一次的要因によって強く支配されていることを示し、二次的な要因の影響は付随的にしか現れていない。

しかし、海底の沖積堆積物などは、上載圧履歴が明らかに小さく、間隙水の排出が進んでいないために、間隙比は先述の地域の例より著しく大きく、従って粘土含有量と間隙比の間の直線関係は e_0 軸に対してよりゆるい傾斜をもつようになる (Fig. 17). 逆に鮮新統の地層中の圧密の進んだ粘土では間隙比は小さくなっており、粘土含有量の増加に対して間隙比の増加率は一般に小さくなっている。

したがって、海底で堆積したままの上載圧履歴の小さい海底土から沖積層、洪積層、鮮新統などのように次第に上載圧履歴が大きくなると本来間隙比は次第に減小し、粘土含有量との相関関係を示す直線は e_0 軸に対して傾斜が急になって来ることが期待される (Fig. 17). この場合、直線の廻転は粘土含有量が減少し粗粒子の接合が起こり得るような低粘土含有量の点で、しかもそのときの最低の間隙比である $e_0=0.5$ 付近を軸にしておきることが注目される。

しかし、上述のように一つの地域の資料を対象にした場合、間隙比と粘土含有量の関係にはつねに直線関係が現れるとは限らない。東三河地区、四日市地区、津地区などのように海底や海岸付近のものや内陸部のものなど異った堆積条件や環境条件下にある堆積物が含まれていると、上記のようなきれいな直線関係はみられなくなり、点はばらついてしまう。しかし点のばらつきの範囲は、海底土にみられるような直線と名古屋、桑名地域でみられる直線との間の範囲内にほぼ限られている。

このような点のばらつきを個々の資料について検討することによって、その堆積物のもっている環境特性や、応力履歴などを明らかにして行く手掛りとすることができる。こういう意味で、粘土の自然間隙比の値を左右するような主要な要因を整理しておく。

1) 粘土粒子の含有量

2) 粘土粒子の性質。粒子の性質によって吸着水層の発達状況が変化し間隙量も変化する。この場合粘土の液性限界値などと対応させて考えてみるのもよい。

3) 堆積環境と堆積相。堆積環境によって間隙水質が異なると、粒子表面の吸着水層の発達程度も、また構造も異なるため間隙比は変化する。粘土層の厚さや、透水性の

堆積物などの挟みの存在などの堆積相も圧密効果の点で間隙比を左右する要因となっている。

4) 応力履歴と地史的要因。過去に受けた上載圧やせん断力などが大きければ、当然間隙比は減少することになるし、堆積物が地下水面上に置かれたり、地表付近に現れて乾燥効果をうけたりすれば効果的に間隙比は減少する (桑原・堀内 1966). しかし応力履歴を考える場合にも粘土層の堆積相に充分留意しなければならない。

c. 液性指数 液性指数 IL は、次のような式で与えられる土の含水指数であり、組成の異なった土の含水量を同一圧座標系になおして示したり、また粘土の外力に対する安定性を示す指数としても便利な値である。

$$IL = \frac{W - PL}{PI}$$

W: 自然含水比

PL: その粘土の塑性限界

PI: 塑性指数

上式から明らかのように、 IL の値が 0 であれば、その粘土の塑性限界と同じ含水状態にあることを示し、1 であれば液性限界と同じ含水比にあることを示している。従って IL の値が 1 以上になると、その粘土は外力が加われば容易に流動体に変化し、極めて不安定な状態にあることを示している。

堆積直後の粘土は、ほぼ液性指数が 1 に近い含水状態であることを Hogentogler (1937) や Terzaghi (1955) は述べており、日本の海底堆積物においても海底面から 2~3m のところのものは 1 付近の値を示すことが知られている (竹中 1964). 従って、その粘土の堆積時の初期間隙比を推定したり、粘土の圧密現象を解明する場合の指数としても利用し得る。

Skempton and Northey (1952) は IL の値は地表における乾燥効果による影響を除けば、地下深くなるにつれ、つまり上載圧の増加と共に減少する事を述べている。しかし、このような深さ (上載圧) の増加と IL の値との間の関係は沖積層の場合著しく乱れている場合が多い。このような乱れの原因は、上載圧の増加と間隙水の排出が必ずしも平衡していないという理由と、さらに、海成層が地下水の影響等によって leaching され間隙水中のイオン濃度が低下し粘土の LL 値が変化してしまうため、 IL の算定値も著しく変化してしまうことによるからであろう。このように IL の値は粘土の堆積後の上載圧との平衡状態や、leaching などの影響を知る手掛りとして、有効な指数でもあり得る。

d. 圧縮指数 粘土の圧縮指数 C_c は粘土の圧密試験

の際に得られる間隙比変化と、加えた荷重の対数値の関係を示す $e-\log P$ 曲線の降伏点以上の直線部分の勾配であり、荷重の対数増加に対する間隙比の減少率を示す値である。

この C_c の値は、粘土の自然間隙比 e_0 ときれいな相関を示すことが知られており、日本各地の極めて多数の資料について得られる両者の相関を示す関係式は、次の一般式

$$C_c = a \cdot (e_0 - b)$$

において e_0 軸との截片 b の値は殆んど 0.5 の値を示し、直線の勾配もほぼ一致している (Fig. 18). これらの事実から、初期間隙比の値から直接その粘土の圧縮指数を推定しようという試みが行なわれている (西田 1957, 渡辺・井元 1962). しかし、地質学的に興味のある事は、粘土の圧密性はその粘土の自然間隙比のような比較的単純な指数と非常に密接な関係をもっている事と、第2には、村山・植下・柴田 (1960), 植下 (1964) らによって指摘されたように、間隙比が 0.5 に近づくとき粘土の圧密指数は 0 に接近する、つまり圧密は非常に

(名古屋, 桑名, 四日市, 衣浦湾, 渥美湾, 大阪, 富山, 有明海, 関東, 四国地域など)

Fig. 18 Correlation between Natural Void Ratio and Compression Index

(Quaternary Clayey Deposits in Various Area in Japan)

こりにくくなることを示している。このような事実は、粘土含有量と自然間隙比の関係図 (Fig. 17) において、両者の相関を示す直線が圧密の進行に伴って廻転するときの廻転軸がやはり $e_0=0.5$ の付近に推定されたこと

とも一致している。これは、やはり間隙比がある程度まで減少すると荷重が増加しても圧密がなかなか進まなくなることを示している。つまり低粘土含有量の場合には、粗粒子の接合によって圧密は進み難いし、一方高粘土含有量のもの粘土粒子の作る構造を破壊し、吸着水層の水分を排出してある程度までは、間隙比を減少せしめ得るが、ある限度以上の吸着水層の排出には非常に大きなエネルギーと時間とを必要とすることを示している。その限度はほぼその粘土の塑性限界に近いものと推定される (桑原・堀内 1966).

油田調査の試錐コアなどについて、堆積物の密度から換算される間隙比はずっと小さな値にまで減少していることが知られている (Athy 1930, Hedberg 1936, Dickinson 1953, 松沢 1961, 宮崎 1965). このように地質時代が古くなり、長期間の圧密作用を受けた堆積物では、地下の高い圧力と温度の下で diagenesis によって鉱物の変質や粒子間のセメンテーションが起きるために間隙比の減少が促進されているのであろう。

圧縮指数と LL の間にも, Skempton (1944) が指摘したように相関が認められる。しかしこの両者の相関を示す直線の勾配や截片は、地域や粘土の組成・環境によってかなり変化する (Fig. 19). これは液性限界はその

(名古屋, 桑名, 四日市, 衣浦湾, 有明海, 大阪, 富山, 東京, 茨城, 四国地域など)

Fig. 19 Relations between Liquid Limit and Compression Index

(Quaternary Clayey Deposits in Various Area in Japan)

材質に固有な性質を示しているものであり、粘土が置かれた環境条件によって規定される粘土の構造などの因子は含まれていないからである。従って地域異なる堆積物の環境特性を知る意味では、LL 値や IL 値などの指数との相関図表を求めてみることは有効な手段である。

e. 土の強度指数 一軸圧縮試験によって得られる圧縮強度 qu は、 C_c とは異なり粒子の接合状態や含水状態を示す自然間隙比や含水比とは相関を示さない(桑原・堀内 1966)。一般に複雑な地質学的事象、たとえば堆積相の変化や不整合現象、地層の変形などを含んでいないような地層中では、 qu の値は応力履歴または深さとの間に相関が認められる (Fig. 20)。しかし複雑な地史的

After Fujishita · Matsumoto · Horie, (1966)

Fig. 20-a. Correlation between Unconfined Compressive Strength and Depth
(Alluvial Clayey Deposits in Kinkai-Bay, Okayama)

Fig. 20-b. Correlation between Unconfined Compressive Strength and Depth
(Quaternary Deposit in Imizu Plain, Toyama)

事象を経験した地層中では qu と深さの関係は、他の複雑な因子の影響によって乱されてしまう。このように qu の値は応力、履歴やその他の環境、歴史性によって与えられてくる性質であることを示している。粘土に外力が加えられたりすると、粘土中には外力に平衡するような一定の粘土粒子の構造が形成され、この構造が保存されることによって一定の強度がその粘土に与えられることになる。従って、粘土を練り返したりすると、このような構造は破壊され、一般に強度は著しく減少することはよく知られている通りで、この場合強度の減少率を鋭敏比と呼び、減少率が著しいものは鋭敏比が高い粘土と呼ばれる。Bjerrum and Rosenqvist (1957) は海成の粘土が leaching をうけて、イオン濃度が減少したものは鋭敏比が著しく高くなり、いわゆる quick clay とよばれるものになることを実験的に証明している。この場合には、練り返しによって構造が parallel orientation に変化するばかりでなく、すでに形成されていた diamond structure や triangular structure などの単位構造中の電気二重層が、練り返しによってイオン濃度の低下した間隙水の影響をうけて拡大し、粒子間の斥力が強まり、粒子の結合力の低下が起きるからであろう。

Fig. 21 Relations between "Preconsolidation Load" and Effective Overburden Pressure
(Quaternary Clayey Deposits in Various Area in Japan)

他の強度指数である 圧密降伏荷重値 P_0 (先行荷重) は、一般の練り返し荷重試験の際に得られる e - $\log P$ 曲線からも明らかのように、過去の最大荷重の履歴を示すものと考えられている。従ってこの指数も一般には粘土の応力履歴によって左右されるものであると考えられる。粘土が現在うけている上載圧荷重とその粘土がもっている P_0 の値の関係を各地の沖積粘土、洪積粘土についてしらべてみると Fig. 21 に示すように、沖積層の粘土はほぼ現在の上載圧と平衡した値を示しているが、洪

積層の粘土は、一般に P_0 値が現在の上載圧よりも高い値を示している。この場合の過剰の P_0 値は現在よりもっと厚い被覆層が過去に存在していたものが侵蝕されてしまったことによるのか、または、地下水面の一時的な低下によって現在の算定荷重より大きな有効圧が粘土の骨格構造に加えられたことによるものとも推定することが出来る。

しかし、現実には地史的に推定される過去の被覆層の侵蝕量や、地質学的に可能と考えられる地下水面の低下現象だけでは説明しきれないような著しく過剰の圧密降伏荷重値を示しているものがある。これらは層序的にみて不整合面付近や地層の境界部付近に現れることが多い(桑原・堀内 1966)ので、かつて粘土層が地表に露出し乾燥効果を受けたり、間隙水中に溶存していた成分が粒子間に沈着して特定の bond を形成したりして粘土の骨格構造が強化されたことによるものとも考えられる。

粘土の強度を示すこれらの q_u や P_0 の値は、共にその粘土の骨格構造と密接な関係をもって居り、二次的な要因に強く影響されているものであるといえよう。

標準貫入試験 N 値と q_u との間にも相関が認められているが、必ずしも明確な相関ではなく、一般に q_u 値より N 値の方が低く現れる傾向があり、地域によっても相関の程度に変化が現れ、このような試験方法の異なる強度指数の取扱いには検討すべき点がのこされている。 N 値を層序区分の補助手段として用いる場合にも、 N 値の変化点が必ずしも地質学的に推定される層序区分の境界点と一致しない例が存在することや、 N 値などの強度指数が必ずしも単純な要因、たとえば時間的要因などだけに支配されるものでもないことも注意する必要がある。

V. まとめにかえて

さいごに、粘土の土質力学的性質相互の関係とそれらと密接な関係をもっている地質学的諸要因との間に考えられる関係をまとめてみると次の図表のようになる (Fig. 22)。

堆積粘土の土質力学的性質から、その粘土がもっている地質学的経歴や特性をよみとってゆくためには、まずそれが粘土の材質によってきまる一次的性質であれば、

材質をあらわす諸数値間の関係を検討し正確なその粘土の材質上の特性を明らかにしておく必要がある。

次に粘土のおかれた環境条件によって決まる二次的な性質であれば、既知の環境条件または他の土質力学的性質と対応させ相関図を描き、相関の有無、相関の性質について検討を行なってみることが第一の手段となる。さらに、個々の相関図で一般的に認められる相関関係が成立しないようなケース、または基準的に求められる相関関係からのずれが存在する場合、これらの原因を説明するような他の性質や地質学的要因を考究してゆくことが第二の段階となるであろう。

あとがき

このような考え方を進めて行く上で、東大木村敏雄教授、名大植下協助教教授、大阪市大竹中準之助講師などの方々に討議をして頂き益とすることの多かったことを記し、ここに御礼を申し上げます。

Fig. 22

引用文献

- Athy, L. F. (1930) Density, Porosity and Compaction of Sedimentary Rocks. *Amer. Assoc. Petrol.* **14**, 1~24.
- Bjerrum, L. (1954) Geotechnical Properties of Norwegian Marine Clays. *Geotechnique*, **4**, 49~69.
- Bjerrum, L. and Rosenqvist, I. Th. (1957) Some Experiments with Artificially Sedimented Clays. *Geotechnique*, **25**, 124~137.
- Casagrande, A. (1932) Research on the Atterberg Limits of Soils. *Public Roads*, **13**, 121~130.
- Casagrande, A. (1948) Classification and Identification of Soils. *Trans. Amer. Soc. Civil Eng.*, **113**, 901~991.
- Chapman, D. L. (1913) A Contribution to the Theory of Electrocapilarity. *Phil. Mag.*, **25**, 475~481.
- Dickinson, G. (1953) Geological Aspects of Abnormal Reservoir Pressures in Gulf Coast Louisiana. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **37**, 410~432.
- 藤下利男・松本一明・堀江宏保 (1966) 沖積粘土のボーリングおよびサンプリングに関する総合的研究. *港湾技研報*, **5**, (4), 1~34.
- Gouy, G. (1910) Sur la Constitution de la Charge Électrique à la Surface d'un Électrolyte. *Ann. Phys. (Paris) Série 4*, **9**, 457~468.
- Graham, D. C. (1947) The Electrical Double Layer and the Theory of Electrocapilarity. *Chem. Rev.*, **41**, 441~501.
- Grim, R. E. (1962) *Applied Clay Mineralogy*. McGraw-Hill, N. Y.
- Hedberg, H. D. (1936) Gravitational Compaction of Clays and Shales. *Amer. Jour. Sci.*, **31**, 241~287.
- Hendricks, S. B. and Jefferson, M. E. (1938) Structure of Kaolin and Talc-Pyrophyllite Hydrates and Their Bearing on Water Sorption of the Clays. *Amer. Min.*, **23**, 863~875.
- Hogentogler, C. A. (1937) *Engineering Properties of Soils*. McGraw-Hill, N. Y.
- Hvorslev, M. J. (1938) The Shearing Resistance of Remolded Cohesive Soil. *Proc. Soil and Found. Conf.*, U. S. Eng. Dept., Boston, Mass.
- 桑原徹・堀内孝英 (1966) 名古屋市南部の軟弱粘性土の性質について. *名城大理工学部研究報告*, **7**, 34~59.
- Lambe, T. W. (1953) The Structure of Inorganic Soil. *Proc. Amer. Soc. Civil Eng.*, **79**, Separate No. 315.
- Lambe, T. W. (1958) The Structure of Compacted Clay. *Proc. Amer. Soc. Civil Eng.*, **84**, SM2, 1~34.
- Lambe, T. W. (1959) Physico-chemical Properties of Soils—Role of Soil Technology—*Proc. Amer. Soc. Civil Eng.*, **85**, 55~70.
- Marshall, C. E. (1964) *The Physical Chemistry and Mineralogy of Soils*. John Wiley & Sons, N. Y.
- Martin, T. (1962) Adsorbed Water on Clay. *Clay and Clay Minerals*, **9**, 28~70.
- 松本鍊三 (1962) 土の物理的試験値の個人差について (続報). *土と基礎*, **51**, 11~15.
- 松沢明 (1961) 堆積岩の密度と地質構造. *物理探鉱*, **14**, 195~203.
- Michaels, A. S. (1957) Mechanism of Deflocculation of Clays by Condensed Alkali Phosphates. *Ind. Eng. Chem.*
- Michaels, A. S. (1957) Discussion of I. Th. Rosenqvist. "Physico-Chemical Properties of Soils: Soil Water Systems" *Proc. Amer. Soc. Civil Eng.* **85**, (SM2), 91.
- Mitchell, J. K. (1956) The Fabric of Natural Clays and Its Relation to Engineering Properties. *Proc. Highway Research Board*, **35**, 693~713.
- Mitchell, J. K. (1960) Fundamental Aspects of Thixotropy in Soils. *Proc. Amer. Soc. Civil Eng.*, **86** (SM 3), 19~52.
- Mitchell, J. K. (1962) Component of Pore Water Pressure and Their Engineering Significance. *Clay and Clay Minerals*, **9**, 162~184.
- 宮崎浩 (1965) 秋田油田地域における泥質岩の圧密について. *地質雑*, **71**, 401~412.
- Moum, J. and Rosenqvist, I. Th. (1958) Hydrogen (Protium)—Deuterium Exchange in Clays. *Geoch. Cosmo. Chim.*, 250~252.
- 村山朔郎・植下協・柴田徹 (1960) 大阪チユウ積層粘土の力学的特性とその対策. *土と基礎 特集号 No. 2*, 26~32.
- 西田義親 (1957) 土の圧縮指数に関する考察. *土木学会論文集*, **43**, 48~52.
- Platen, H. and Winkler, H. G. F. (1958) Plastizität und Thixotropie von Fractionierten Toneminerale. *Kolloid-Z.*, **158**, 3~22.
- Rosenqvist, I. Th. (1955) Investigations in the Clay-Electrolyte — Water System. *Norwegian Geotechnical Inst. Publ.* **9**.
- Rosenqvist, I. Th. (1959) Physico-chemical Properties of Soils.—Soil-Water Systems. *Proc. Amer. Soc. Civil Eng.* **58**, (SM 2), 31~53.
- Schofield, R. K. and Samson, H. R. (1953) The Deflocculation of Kaolinite Suspensions and the Accompanying Change—Over from Positive to Negative Colloid Adsorption. *Clay Min. Bull.*, **2**, (9).
- Schofield, R. K., and Samson, H. R. (1954) Flocc-

- culations of Kaolinite Due to the Attraction of Oppositely Charged Crystal Faces. Discussion of Faraday Society, No. 18.
- Seed, H. B. and Chan, C. K. (1959) Structure and Strength Characteristics of Compacted Clays. Proc. Amer. Soc. Civil Eng., **85**, (SM 5), 87-128.
- Seed, H. B. and Woodward, R. J. (1964) Fundamental Aspects of the Atterberg Limits. Proc. Amer. Soc. Civil Eng., **90** (SM 6), 75-105.
- Skempton, A. W. (1944) Note on the Compressibility of Clays. Quart. Jour. Geol. Soc. London, **100**, 119-134.
- Skempton, A. W. (1953) Soil Mechanics in Relation to Geology. Part I, Proc. Yorkshire Geol. Soc., **29**, 33-62.
- Skempton, A. W. and Northey, R. D. (1952) The Sensitivity of Clays. Geotechnique, **3**, 30-53.
- Stern, O. (1924) Zur Theorie der Elektrolytischen Doppelschicht. Z. Elektrochem, **30**, 508-516.
- 竹中準之介 (1964) 滞積粘土層の成因とその土性. その4. 土と基礎, **81**, 42-44.
- Terzaghi K. (1955) Influence of Geological Factors on the Engineering Properties of Sediments. Econ. Geol. Fiftieth Aniv. Volume, 557-618.
- Thiessen, P. A. (1942) Wechselseitige Adsorption von Kolloiden. Z. Elektrochem., **48**, 675-681.
- Trollope, D. H. and Chan, C. K. (1960) Soil Structure and the Step-Strain Phenomenon. Proc. Amer. Soc. Civil Eng., **86** (SM 2), 1-39.
- 植下協 (1964) 沖積層粘土の圧縮指数と液性限界および間隙比との関係について, 第19回土木学会講演概要, 第四部 41.
- Van Olphen (1950) Stabilization of Montmorillonite Sols by Chemical Treatment. Rec. Trav. Chim., **69**, 1308-1322.
- Van Olphen (1963) An Introduction to Clay Colloid Chemistry. John Wiley & Sons, N. Y.
- 渡辺進・井元美晴 (1962) 初期間隙比から圧密沈下量を求める方法. 土と基礎, **57**, 7-11.