

軟岩の変形・強度に関する2～3の特質

よし なか りゅう の しん
吉 中 龍 之 進*

1. はじめに

軟岩の定義は明確ではないが一般的には土よりも堅く岩石よりも柔らかい岩という感覚で受け取られているものと思われる。このような種類の岩石あるいは地盤は土が岩になる過程と岩が風化・変質して土に分解する両過程に存在する。

わが国では前者に属するものは主として第三紀層、洪積層に後者はあらゆる種類の岩石分布地帯で広範にあるいは局部的に分布する。軟岩の分布面積は国土の1/3にも達するものと思われ、また地理的に平野・丘陵の近くに分布することが多いので、社会活動の基盤として重要である。この分野の研究が本格的に行なわれるようになったのは、ここ10年来のことで歴史が浅い。しかし上記の理由などから研究への要請が強く、今後、岩盤工学を含めた地盤工学において主要な研究課題となるものと考えられる。

土が石化する過程で受ける物理的化学的作用は総称して続成作用 (diagenesis) と呼ばれる。

土が軟岩となる過程では間ゲキ水が重要な役割をする。すなわち初期の圧密あるいは圧縮段階における力学的な作用に対し、硬化する段階において地層の沈下に伴う圧力と温度の上昇により間ゲキ水は固体相との間に溶解・沈殿を行ない粒子間をこう結 (cementation) し、さらに pH と E_h (酸化-還元ポテンシャル) の変化に応じてこう結物質を他の鉱物で交代し粒子間の結合力が増す。こう結物の種類は続成作用の環境とタイ積物の種類により異なったものとなるが、これが軟岩の工学的性質を支配する。一方岩石の風化過程における軟岩としての問題も主に粘土鉱物の介在によるところが大きい。これらの点で軟岩に関する研究では物性の追求のみならず近年著しい発展をとげたタイ積学 (sedimentology), 粘土鉱物学との連けいが必要となってくる。

軟岩の物性に関する研究は多岐にわたる。本文ではこのうち軟岩の特質と考えられる岩石と岩盤の力学的性質の関連性、クリープ特性、吸水による変化について述べる。

2. 岩石と岩盤の力学的性質の関連性

土質地盤では乱さない試料は地盤と共通の力学的性質を

* 工博 埼玉大学助教授 理工学部建設基礎工学科

もつと考えられている。一方、硬岩からなる岩盤では各種の地質分離面の存在のため岩盤とそれを構成する岩石試料の性質とは非常に異なったものと考えられている。軟岩ではこの関係はどうであろうか。

この問題は近年各地の軟岩を対象として行なわれた岩石と岩盤の比較研究によって少しずつ明らかにされてきた。これを結論的に述べると硬岩に近いほど両者の差が大きく、すなわち割れ目に支配された地盤であり柔らかいほど差がないこと、したがって岩石材料の研究は地盤の特性の把握という観点からみると、従来の岩盤に比べてよりその必要性が大きいものとなっている。

図-1¹⁾ は現地におけるジャッキ試験(平板載荷試験)で求めた地盤の変形係数とその地盤を構成する岩石の変形係数を比較したものである。変形係数が1,000~10,000 kg/cm²の範囲の岩盤においては両者に差があまりないことがわかる。硬岩盤では両者の差が10分の1~数10分の1であることも少なくなく、一方、シルト~砂地盤では岩盤とは逆に現地試験の方が大きい。軟岩はこの中間にあって両者がほぼ対応する関係にある。ただし軟岩地盤でも乾燥し開口性の割れ目がある場合は硬岩盤に近い性質を示す。

セン断強さは割れ目の方向性に強く支配する。したがって岩石と地盤を単純に比較することはできない。しかしランダムな割れ目をもつ場合、あるいは、セン断面の方向が

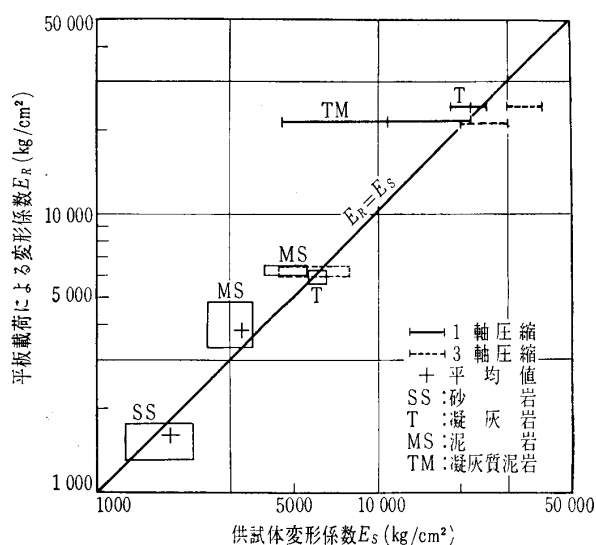


図-1 岩石試験から求めた変形係数と平板載荷試験から求めた変形係数の対比¹⁾

総 説

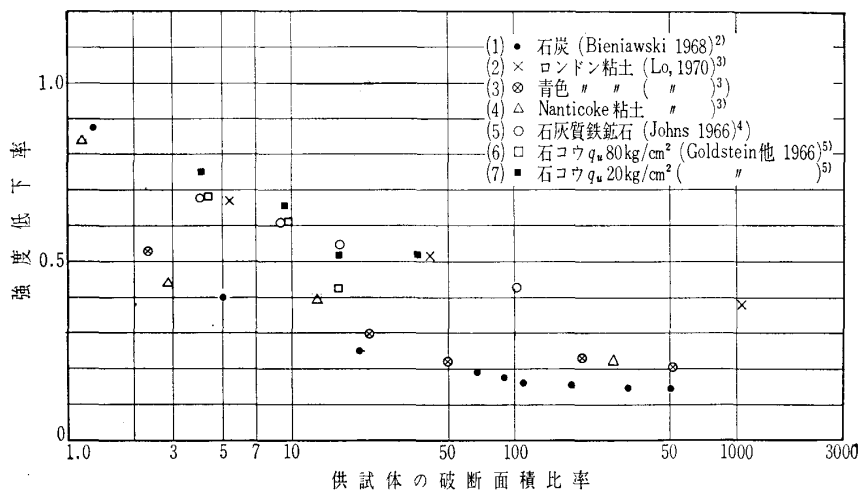


図-2 破断面積の増大に伴う強度の低下

同一である場合は比較することが可能である。これは寸法効果 (size effect) と呼ばれている。いくつかの資料²⁾³⁾⁴⁾⁵⁾をまとめると図-2 の関係を知る。横軸は強度がほぼ一定な範囲の試料寸法を基準にし、それより寸法が大きい場合と比較したもので、寸法は破断面積 (一軸圧縮の場合(1), (5), (6), (7)は載荷方向の断面積) の比をとっている。基準面積は 4~13 cm² である。London 粘土など (2), (3), (4) は三軸圧縮試験, 現地における一面せん断試験によるもので、試料は「ヒビ割れ粘土」である。ヒビ割れ粘土はわが国の第三紀層の泥岩に相当する。

図-2 の縦軸は寸法効果が現われない範囲での強度を基準に、それより大きい寸法での強度との比をとっている。

図-2 から軟岩ないしは一部の硬岩盤 (鉄鉱石 q_u : 1, 150 kg/cm²) に著しい寸法効果による強度低下をみることが出来る。これは寸法の増大に伴う不均質性の増大, それによる応力集中と進行性破壊に起因するが、大きな分離面を含む場合の寸法効果の機構の解釈についてはまだ十分明らかにはなっていない。今後の問題である。

3. クリープ特性

持続荷重を受けて変形が徐々に進行する現象をクリープ現象と呼んでいる。この現象はすべての岩石に認められているが軟岩には特に顕著に現われる。クリープ特性で重要な点は、与えられた持続荷重で変形がどの程度に増大するか、および強度がどの程度に低下するかの2点であろう。つぎにこの2点について検討する。

まず典型的な軟岩のクリープの例を図-3⁶⁾に示す。岩石は雪花石膏 (alabaster) で 25°C の水中で 100~300 kg/cm² の一軸圧縮応力を作用させたものである。変形曲線は載荷重の大きさにもよるが通常3区分して議論される。これらは1次クリープ (primary または transient creep), 2次クリープ (secondary または steady-state creep), および3次クリープ (tertiary または accelerating creep) である。各区分は図-3 から明らかなように瞬間的な弾性変形に引

き続いて生ずる1次クリープ, ここでは変形ヒズミ速度は時間とともに低下する, 2次は変形速度が一定 (流動) する区間, さらに3次は変形速度が時間とともに増大し破壊に至るまでの区間である。ただし2次クリープは1次と3次の変曲点付近であるので1次, 2次を区別することが困難な岩石もある。

しかし3次までのクリープを区別すると変形は概念的に次式で表現できる。

$$\epsilon(t) = \epsilon_0 + I'(T, \sigma) \int k'(T, t) dt + I''(T, \sigma) t + I'''(T, \sigma) \int k'''(T, t) dt$$

ここに T は温度, t は持続時間, σ は応力を意味し軸差応力, 平均主応力の関数, ϵ_0 は瞬間 (弾性) 変形量である。右辺第2項は1次クリープ, 第3項は2次クリープ, 第4項は3次クリープでそれぞれ時間と応力の関数の積となっている。第4項の表示についてはまだ研究が進んでいない。1次クリープは温度が一定の場合 k' は実験的に t^{-n} に比例する関係が認められ n は 0.5~1.0 である。 $n=1$ は $\epsilon(t)$ が $\log t$ の関数, すなわち「対数則」が成り立つ場合で、この関係は土や岩に良く成り立つことが報告されている。図-4もこの例で、岩石は第三紀の砂岩である。 I' は温度と応力の関数である。応力については軸差応力 D の D^m や $\exp(D)$ で表現されている。

1次クリープにレオロジーモデルを適用して変形のマクロ的な解析が行なわれることも多い。

I'' は定常クリープの速度であり、応力との関係は双曲線関数形になることが古くから実験事実として知られている。またこの形式の理論的根拠としてアイリング (Eyring) の絶対反応速度論が利用される。たとえばハード (Heard, 1963)⁷⁾ は大理石のクリープを $I'' = A \exp(-a/RT) \sinh(D/b)$

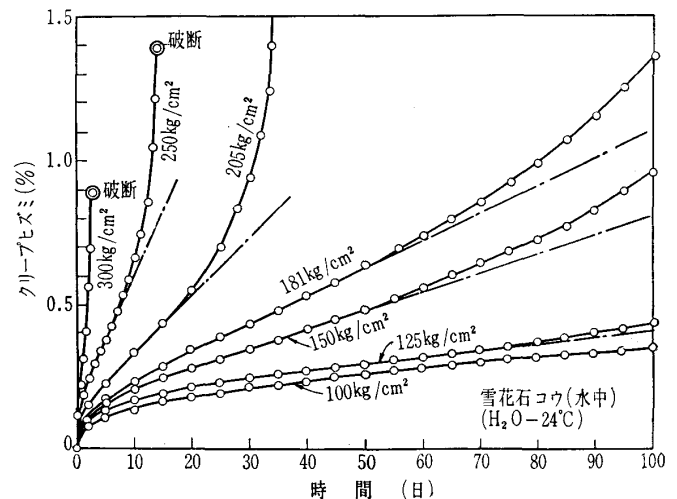


図-3 典型的なクリープ変形曲線群 (Griggs, 1940)⁶⁾

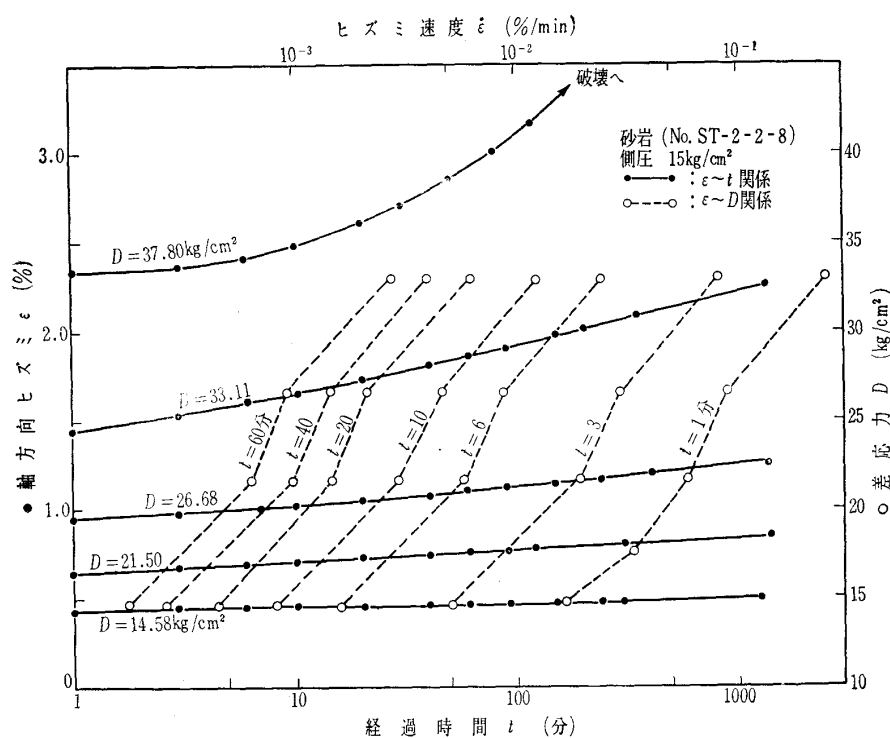


図-4 軟砂岩のクリープ変形特性

としている。ここに A, a, b は定数, R はガス定数である。

1次クリープの I' も I'' と同形であるとして説明する考え方⁸⁾もある。しかし1次クリープの物理的な理論的説明はまだ完成していない。

2次クリープが始まると破壊は時間の問題である。図-3においても一定量の定常クリープが進行して低応力段階でも破壊が生ずることを示している。

岩石(主として硬い岩石)が軸差応力を受けて破壊に至るまでの内部機構の変化はビーニアウスキー(Bieniawski, 1967)⁹⁾の破壊概念に詳しい。セン断過程で岩石の中に生ずる stable fracture が unstable fracture へ移行する応力段階がクリープにおける破壊応力としている。軟岩においてもこう結部あるいは結晶の劣化部にこの現象を想定することができる。

上記の移行点はセン断中に生ずる岩石の体積変化が縮小から増大へ転ずる点でもあり、間ゲキ水圧が上昇から下降

へと転ずる点でもある。これらの現象はウィード(Wiid, 1970)¹⁰⁾, シン・ビームフォード(Singh・Beamford, 1971)¹¹⁾の軟岩を含む実験で確かめられている。

図-5は持続荷重下における破壊強さと破壊に至った時間のデータをまとめたものである。図から岩石ではクリープ破壊強さは非常に重要な問題を含むことがわかる。

なお泥岩などの高い含水比を有する岩石ではクリープ強さより低い荷重でクリープさせるとその岩石の破壊強さが増大する¹²⁾。これは粒子間ゲキの縮小に基づく粒子結合力の増大によるが軟岩の強度の特性の一端を示している。

4. 吸水による膨張

粘土鉱物を多く含む岩石はかなり硬い岩石でも吸水して膨張する性質がある。

膨張が激しいときは岩石は内部応力によって崩壊していく。膨張の原因が粘土鉱物自身の層格子間に吸水して膨張する場合を膨潤といって他の原因による膨張と区別することがあるが両者は重なり合って生ずる場合が少ないので厳密に区別することはむずかしい。膨潤する鉱物は周知のモンモリロナイトや膨潤性クロライト(緑泥石)である。

岩石が吸水膨張するか否かは造岩鉱物の種類と性質に基本的に基づくが、これにつぎのような外的要因が加わることが必要である。すなわち吸水するためには岩石中に含まれる水の化学的ポテンシャルがまわりの水より低くなる必要があるとされる。

化学的ポテンシャルの低下は飽和度や温度の低下などにより化学的条件が変わる場合、さらにタイ積後に間ゲキ水と岩石の相互反応で粘土粒子の表面に形成された不活性膜が外的な応力条件の変化で破壊される場合などがあげられる。ポテンシャルの低下は粘土鉱物など固体相表面への水

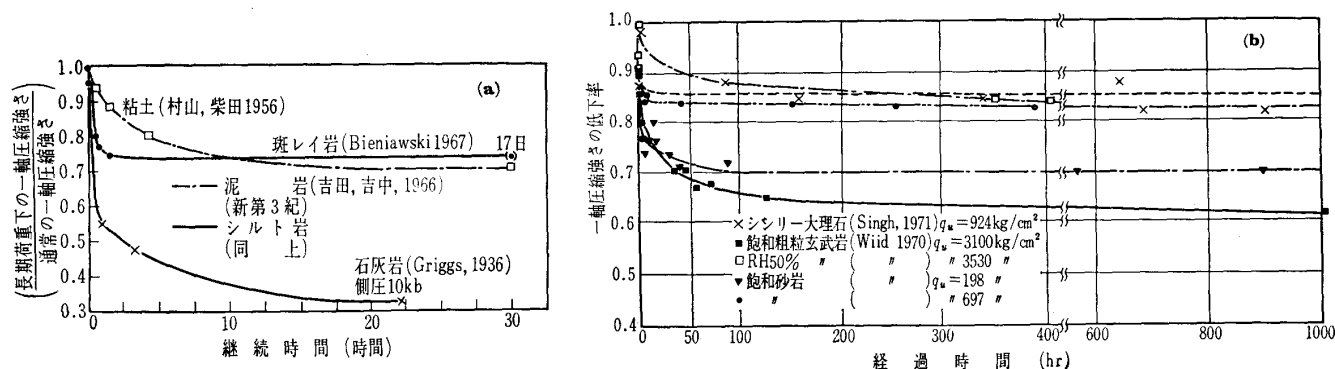
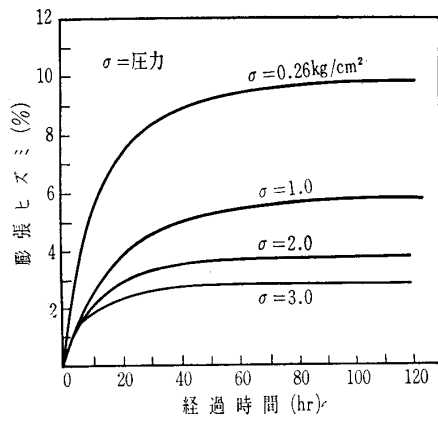


図-5 持続荷重下での強度特性

総 説



図一六 各種圧力下における人工泥岩の吸水膨張（側方拘束）

分子の吸着能の増大を意味している。

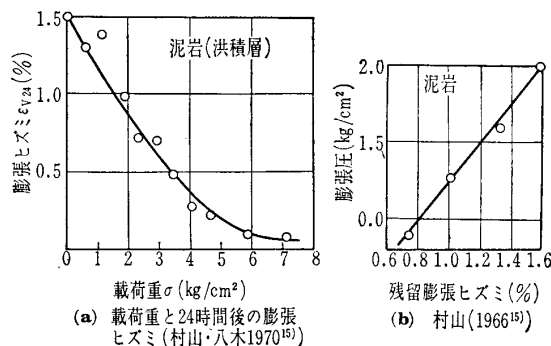
応力条件の変化は種々の原因で生ずるが、工事に伴う外的な応力の付与は膨張発生の主因と考えてもよさそうである。

多量にモンモリロナイトを含んだ岩石でもそれが地表面近くでかつ飽和状態にあれば、これを採取して水中に放置してもほとんど膨張することはない。膨張発生には上に述べたような要因が必要である。

つぎに、吸水・膨張に関する実験データをみよう。図一六¹³⁾は仲野（1964）による由比の地スベリ地の泥岩を自然含水比のまま破碎して、再びこの密度まで締め固めた「人工泥岩」の一次元方向吸水による膨張の記録である。この岩石はカルシウムモンモリロナイト、膨潤性クロライト、イライトを含むことが報告¹³⁾¹⁴⁾されている。乱さない状態では含水比約100%、飽和度92%以上、一軸圧縮強さ約27kg/cm²である。

膨張量は膨張方向から加えた圧力の大きさに従って減少するが、大きい膨張能力を発生すること、およびこの原因が泥岩の破碎によって生じたことが理解される。

村山・八木（1970）¹⁵⁾は深さ180mから採取した洪積粘土（泥岩）を自由膨張させた。実験は種々の圧力を加えたときの膨張を粘土のタイ積方向とそれに直角の方向で求めている。図一七(a)は圧力と水浸後24時間経過したときのタイ積方向膨張ヒズミ ε_{v24} の関係を、また図一七(b)は各膨張段階で試料が有する膨張圧力（膨張を止めるに必要な



図一七 洪積層泥岩の吸水・膨張特性

圧力)とその時点から以後で膨張しうる能力（残留膨張ヒズミ）の関係を示す。前者はちょうど圧密の逆現象の形で、後者は両要素が直線関係にあり、これより試料の膨張圧力は吸水膨張のポテンシャルの大きさにコントロールされていることが知れる。

圧力 p が増大すると岩石はクリープ破壊をする。乱さない試料の一軸圧縮強さは約10 kg/cm² であるが、 p が8 kg/cm² を超えると初めは少し膨張するが時間とともに有効応力が増大して破壊する。 $p=0$ の自由膨張でこの泥岩はタイ積面に平行方向の膨張が垂直方向の約1/2であった。このことは泥岩が続成作用で受けた粘土粒子の再配別に起因する異方性の程度を示すものであると同時に、異方性膨張により生ずるせん断ヒズミの重要性を示唆する。

以上はタイ積岩の例であるが火成岩のヒン岩における実験例¹⁶⁾をみると、自然乾燥の岩石は水浸後、膨張圧が195 kg/cm²以上に達している。この岩石の一軸圧縮強さは約240kg/cm²であるので、少なくともクリープ破壊近くの圧力までは膨張圧を発生したことがわかる。

その他ジャ紋岩、プロピライト、泥灰岩なども膨張性の強い岩石である。一般に粘土鉱物を多量に含む、あるいは粒子間を粘土鉱物がこう結している岩石は膨張能力があると考えられる。

5. 含水比と力学的性質

軟岩は間ゲキに含まれる水の量が変化するとその力学的性質も大きく変化する。これは間ゲキ比が硬岩に比べ大きいこと、および粒子間のこう結物質が水に対して不安定であるためであろう。こう結物質は軟岩の種類と地層埋没時の間ゲキ水のpH、 E_h 、温度、圧力条件により粘土鉱物、方解石、たん白石、カルセドニ（玉髄）、石英、かつ鉄鉱、赤鉄鉱、菱鉄鉱、沸石類など多数の鉱物が生じる。それらが間ゲキに含まれる溶液との間に種々の結合関係をもち含水比の変化による力学的性質の変化として現われる。

つぎに軟岩の強度にどのような変化があるか実験例を検討しよう。図一八はいずれも第三紀層のタイ積岩の場合である。一軸圧縮強さは岩石中の水分が少ないほど大きく、飽和状態で最低となる。岩石中の水分の存在形態はよく知られているように化合水、吸着水（粘土質においては層間結合水、同自由水）、自由水からなり、この順に粒子との間に働く力は小さくなる。岩石の種類によっては105°C乾燥、塩化カルシウムなどによる乾燥により、またさらに高温で乾燥を続けると岩石強度が増加することが知られている。水分の変化と岩石強さの関係は複雑である。

乾燥と飽和の間で岩石の一軸圧縮強さは一般に次式の指数関数形で変化する。ここに a 、 α は実験定数、 w は含水比である。

$$q_u = a_1 e^{-\alpha_1 w} + a_2 e^{-\alpha_2 w} + \dots$$

堀部・小林ら（1965）¹⁹⁾ は夾炭層の第三紀砂岩に、田中

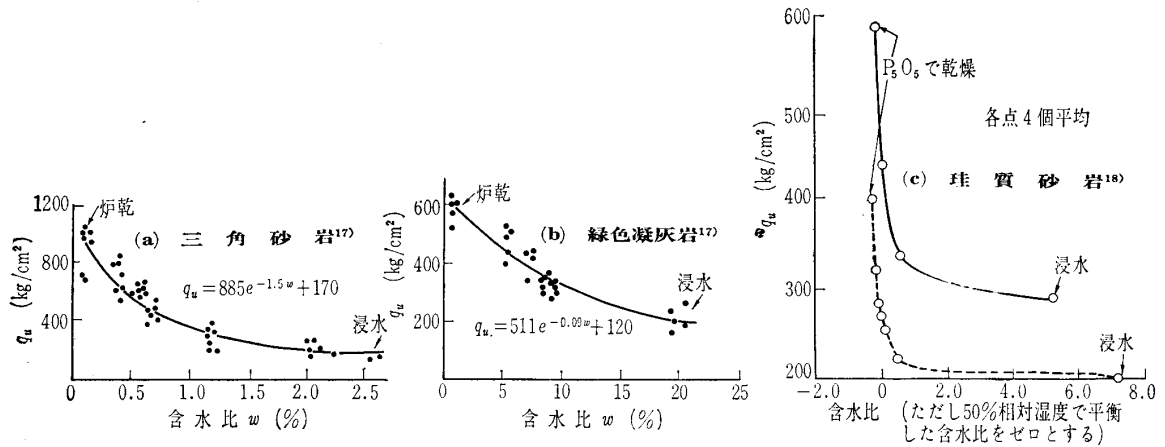


図-8 含水比の変化に伴う一軸圧縮強さの変化

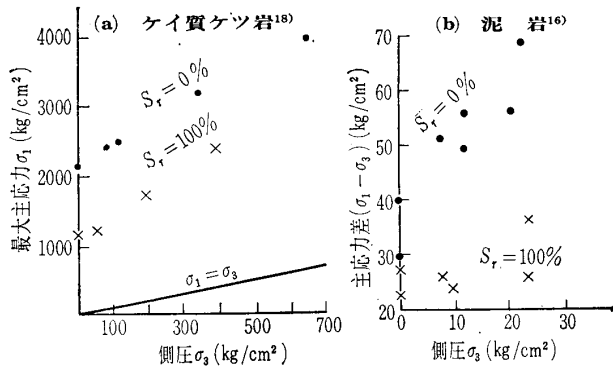


図-9 岩石の含水状態が三軸圧縮応力下における破壊強さに与える影響 (S_r : 飽和度)

(1968)²⁰⁾ は各地の第三紀シルト岩・泥岩に、井上・大見・守田 (1972)¹⁷⁾ は天草の砂岩と福島の色凝灰岩にこの関係が成り立つことを明らかにしている。たとえば天草の砂岩、三角半島の砂岩では $\alpha_2=0$, $\alpha_1=1\sim6$, 緑色凝灰岩では $\alpha_2=0.1$ 程度である。第三紀以外のタイ積岩でも含水比により強度が大きく変わる。図-8(c)¹⁸⁾ は南アの二疊系に属する古いケイ質砂岩 ($n=15\%$) の例である。

花こう岩、安山岩などの火成岩でも風化を受けると割れ目の増大、二次鉱物の生成のためタイ積岩ほどではないが同様の変化が生ずる。

このような強度低下は主として岩石構成粒子間のこう結力の低下によること、つぎの実験例で知れる。図-9(a) は南ア先カンブリア系のきわめて古いケイ質ケツ岩 ($n=0.28$)¹⁸⁾, (b) は泥岩の非排水三軸圧縮試験結果¹⁶⁾ である。両者とも細粒物質からなっているが、いずれも側圧 $\sigma_3=0$ のとき強度が大きく低下すること、ゼイ性度の高いケツ岩では破壊時に間ゲキ圧が生じないので内部摩擦角の効果は飽和と乾燥試料で同じとみることができる。各地の泥岩、シルト岩を用いた田中 (1968)²⁰⁾ の研究によると同一岩石のゼイ性度(引張り強さと圧縮強さの比)は、その飽和度が増しても変わらないことを多数の実験で見いだしている。105°C_gの乾燥から順次飽和度を増すと一軸圧縮強さは1/3~1/10まで大きく減少したが、同一飽和状態では引

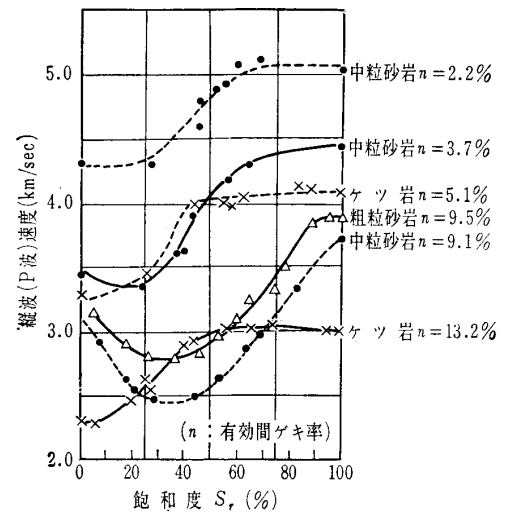


図-10 飽和度の変化と縦波速度の関係

張り強さ(圧裂試験による)も同じ比率で低下している。実験に用いた岩石は泥岩で間ゲキ比が0.9~1.1, シルト岩では0.2~0.5程度である。

ゼイ性度がほぼ一定であったことは含水比の変化による強度変化が主として粘着力成分の低下に起因したことを示すものである。軟岩の固結力における水分の働きの重要性を物語っている。

岩石供試体を伝わる弾性波速度への影響も顕著である。速度の測定は共振法とパルス法(超音波法)がある。

図-10²¹⁾ は古第三紀層の砂岩、ケツ岩試料の含水比の変化に伴うP波速度の変化を示す。速度変化の特徴は飽和で最大速度となり含水比の低下に従って速度が低下する。任意の含水比(または飽和度)で最低となりさらに含水比が減少すると速度が上昇する。この傾向は火成岩を含む多くの岩石で認められている。

飽和度が増すに従い速度が上昇する理由は、間ゲキ中の水分の体積弾性率が寄与するとするガスマン(Gassmann, 1951)の多孔質媒体の理論²²⁾を用いることによって説明がつくことは南雲(1957)²¹⁾, その他¹⁷⁾²³⁾の研究で明らかである。

総 説

乾燥側での変化は複雑で岩石の種類、風化度により異なり最低速度を出す含水比の位置も岩石により異なる。乾燥時における速度増の主因が岩石の固体部分と液体部分に働く毛管張力であろうと考えられるが、各種岩石の間ゲキ部とりわけこう結部における微細組織、水との作用について不明な点が多いため十分な説明はされていない。しかし乾燥側における速度の変化は岩石の固結機構と密接な関係をもつものであるため軟岩にとって重要な問題であろう。

6. あとがき

軟岩は大小の地質分離面を有しながらも地盤としてはそれを構成する岩石片の性質に大きく依存し、また岩石を構成する各種鉱物間の結合関係が水と空気などの大気現象に不安定であることなどの特徴により「土」や「岩」とは違った工学的特質をもつ。本文ではその一端に触れたが、その他にも動的性質、岩石自身の破壊強度・圧縮特性、乾湿の反復など多くの問題がある。

わが国の軟岩は第三紀層、洪積層に多いことは先に述べたが、これらが火山活動との関連の強いタイ積物である点で注目される。グリーンタフと呼ばれる一連のタイ積物、関東ローム、特に古期ローム層などはその例で、そこに含まれる不安定な粘土鉱物が軟岩に特質を与える。また変質を受けた火成岩も少なくない。国土の広い部分を占める軟岩についてその性質に関する研究は、今後一層重要になるものと考えられる。

参 考 文 献

- 1) 吉中龍之進(1971): テストピット内水平方向載荷試験による軟岩の変形挙動, 埼玉大建設基礎工学研究報告, vol. 2
- 2) Bieniawski, Z. T. (1968): The effect of specimen size on compressive strength of coal, *Int. J. Rock Mech. and Min. Sci.*, vol. 5, 325-335
- 3) Lo, K. Y. (1970): The operational strength of fissured clays, *Geotech.*, vol. 20, No. 1.
- 4) Jahns, H. (1966): Messung der Gebirgsfestigkeit in-situ bei wachsendem Masstabsverhältnis, *Proc. 1st Cong. ISRM*, 3. 41
- 5) Goldstein, M., Goosev, B., et al (1966): Investigation of mechanical properties of jointed rock, *Proc. 1st Cong. ISRM.*, p. 521~524
- 6) Griggs, D. (1940): Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization, *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 51
- 7) Heard, H. C. (1963): Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble, *J. Geol.*, vol. 71, p. 162
- 8) Michell, J. K. et al (1968): Soil creeps as a rate process, *Proc. ASCE, SM.* 1, p. 231
- 9) Bieniawski, Z. T. (1967): Mechanism of brittle fracture of rock, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, vol. 4 No. 4
- 10) Wiid, B. L. (1970): The influence of moisture on the pre-rupture fracturing of two type rocks, *Proc. 2nd Cong. of ISRM*
- 11) Singh, D. P. and Beamford, W. E. (1971): Prediction and measurement of the long-term strength of rock, *Proc. 1st Australia-New Zealand Conf. Geomechanics.*
- 12) 吉田・吉中(1966): 明石層および神戸層の工学的性質, 土木研究所報告, No. 129
- 13) 仲野良紀(1964): 由比地スベリ母岩の軟弱化と物性変化, その1, その2, 土と基礎, vol. 12, No. 11, vol. 12, No. 12
- 14) 谷津栄寿(1964): 岩盤の吸水膨張について, 第1回岩の力学国内シンポジウム, p. 145
- 15) Murayama, S. and Yagi, N. (1970): Swelling of mudstone due to sucking of water, *Rock Mech. in Japan*, vol. 1, p. 62.
村山朔郎(1964), 岩石とくに泥岩に吸水がおよぼす影響, 第1回岩の力学国内シンポジウム, p. 138
- 16) 金川・中新井(1969): 岩石の吸水による強度低下, 吸水膨張, クリープの増加, 第5回岩盤力学に関するシンポジウム, p. 31.
- 17) 井上・大見・守田(1972): 堆積岩の弾性波速度, 圧縮強さと含水比の関係, 日本鉱業会誌, 88, 1009
- 18) Colback, P.S.B. and Wiid, B. L. (1965): The influence of moisture content on the compressive strength of rocks, *Proc. Rock Mech.*, held at Univ. Tront.
- 19) 堀部・小林他(1965): 東北鉱山, vol. 12, No. 1, p. 6~11.
- 20) 田中芳則(1968): 泥質岩の含水による強度変化, 応用地質, vol. 9, No. 2.
- 21) 南雲昭三郎(1957): 碎屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究, 地調月報, vol. 8, No. 9
- 22) Gassmann, F. (1951): Über der elastizität poröser medien, *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, Heft 1
- 23) 阿部・斎藤(1973): 火成岩の含水による弾性波速度の変化(1), 物理探鉱, vol. 26, No. 4

(原稿受理 1974. 3. 13)

※

※

※