

軟岩とは？

General Aspects of Soft Rocks

赤 井 浩 一 (あかい こういち)

Indurated Soils and Soft Rocks 国内委員会委員長, 財大阪土質試験所 理事長

1. 軟岩の工学的取扱い

土と岩はどちらも同じ地殻を構成する材料であるにしても、工学的な取扱いの視点からは幾分異なったアプローチがなされる。一般に、土質技術者は土を鋼やコンクリートなどの人工物質と同様に一つの材料と見る立場をとることが多いので、掘削やトンネルなどの地盤構造物の設計においても、採取試料に対する室内試験の結果から地盤の総合評価を行って設計パラメーターとすることが多い。一方、岩を対象とする技術者は、サンプリングされた岩石試料の工学的特性と節理等の不連続面が卓越する岩盤の

特性が著しく異なることに対する評価方法に関する問題や、大断面トンネルや地下発電所に代表される巨大岩盤構造物の周辺地山の挙動予測の問題など、地質学や連続体力学に密接に関連した岩盤力学的アプローチをとることになる¹⁾。

また岩盤の調査・試験においても、例えばトンネルの計画・設計・施工に際して、地山の種類によって入手すべき情報が異なり、調査や試験の項目が違って来る。地山は一般に、硬岩地山・軟岩地山・土砂地山・膨張性地山に分類され、これに従って路線選定および設計・施工計画段階における調査・試験の項目を示すと表一²⁾ のようになる。

表一 地山の種類と必要な調査項目

	地 形	地質構造	岩質・土質	地下水	力学的性質	物理的性質	鉱物・化学的性質	記 事
硬岩地山	地すべり 崩壊地 偏土圧地形	地質分布 断層・褶曲	岩石名 岩相* 割れ目 風化・変質	帯水層 地下水位	一軸圧縮強度	地山弾性波速度 超音波速度		特にもろく土砂状のものは、土砂地山に準ずる。
軟岩地山	地すべり 崩壊地 偏土圧地形 土被り	地質分布 断層・褶曲	岩石名 岩相 割れ目 風化・変質	帯水層 地下水位 透水係数	一軸圧縮強度 粘着力 内部摩擦角 変形係数 ポアソン比	地山弾性波速度 超音波速度 密度	浸水崩壊度	同上 浸水崩壊度が著しい場合は、膨張性地山に準ずる。
**土砂地山	地すべり 崩壊地 偏土圧地形 土被り	地質分布	土質名 固結度	帯水層 地下水位 透水係数	一軸圧縮強度 粘着力 内部摩擦角 変形係数 ポアソン比 N値	密度 粒度組成 含水比		均等粒径であって粘土分をほとんど含まない場合は、流動性の検討を要する。
膨張性地山	地すべり 崩壊地 偏土圧地形 土被り	地質分布 断層・褶曲	岩石名 岩相 割れ目 風化・変質		一軸圧縮強度 粘着力 内部摩擦角 変形係数 ポアソン比	密度 粒度組成 液性限界 塑性限界 含水比 地山弾性波速度	含有粘土 鉱物 浸水崩壊度	

*岩石の粒度、鉱物組成、空隙状態を指す。

**土砂地山で粘性土の場合は、軟岩地山、膨張性地山の欄も参考とする。

2. 堆積軟岩の地質工学的特徴³⁾

堆積軟岩は固結度が低く軟質であるという最大の特徴以外に、熱水変質作用等の変質、亀裂や節理・層理等の割れ目、浸水によるスレーキング、地すべり等が問題となる。

新第三系、特に北海道から山陰地方までの日本海側や静岡～糸魚川構造線沿いのフォッサマグナ地帯のグリーンタフ地域は変質作用を受けていることが特徴で

総 説

ある。この変質作用は続成変質と熱水変質に分けられるが、後者によって原岩に鉱物学的変化が生じる。その際生成される鉱物は原岩や熱水溶液の種類と温度等によって異なるが、一般には緑泥石やモンモリロナイト等の粘土鉱物が生成され、岩盤は脆弱になっていることが多く、そのためスレーキングや地すべりを生じやすい。

スレーキングを生じやすい岩種は凝灰岩や固結度の低い砂岩等である。また我が国で著名な地すべりの大半は堆積軟岩中に分布しており、岩質としては泥岩、凝灰岩および熱水変質を受けた岩盤に多い。比較的若い地層の地すべりの例として、大阪周辺では神戸層群中に地すべりが多く見られるが、それらは神戸層群中部の泥岩、凝灰質泥岩、凝灰岩の多い部分に集中しており、これらの原岩が風化してベントナイト化し、層面すべりが発生している。

3. 堆積軟岩の構造

風化花崗岩やいわゆるまさ土を別にして、堆積軟岩の最大の特徴は一般に成層していることである。層間の境界面は層理面あるいは地層面といわれる。層理面の存在は堆積岩の粒度組成が急激に変化したことを意味し、これはその地層の堆積時の自然環境が変化したことに対応している。均一な組成の粒子からできた堆積岩であれば、層理面は生じない。地質時代のある時期に堆積活動が停止し、それまでに形成された地層が侵食を受けたり、傾斜したりしたところに新しい地層が堆積するとき、その境界面は特に不整合面（unconformity）と呼ばれる。火成岩や変成岩の上に堆積物が載るとき、その底面も不整合面である。これら不整合面の直上には、一般に粗粒の礫や砂が成層していることが多く、これを基底礫層と呼んでいる。

我が国では第四紀以降の新しい地層はほぼ水平に近いが、新第三紀を含めてそれ以前の堆積層になると水平なものは少なく、ほとんどが傾斜している。そして地質時代の古いものほど構造運動を何度も受けているので、一般に傾斜の度合いが大きい。このように元来水平であった地層が傾斜するのは、断層などによって地殻が傾動するためか、褶曲によって地層が湾曲するためである。前者を単斜構造、後者を褶曲構造というが、この二つはしばしば組み合わせ

さって出現することが多く、区別がつきにくい。褶曲構造は、はじめ水平であった地層が変形してできたものであるから、大きな水平力を受けた証拠である。したがって、褶曲構造はほとんどの場合、地殻の破壊、つまり断層を伴うと考えられる。傾斜した地層の層理面は、しばしば弱面や水の通路になりやすく、節理や小断層と同じような役割を果たす。

4. 風化花崗岩とまさ土の工学的特徴⁴⁾

まさ土は西日本に多く見られるが、これを花崗岩類の残積土もしくは崖錐と定義し、水による著しい分級を受けていない土とみなすならば、まさ土も風化花崗岩に含まれる。野外の現地においても、花崗岩はその節理に支配されて複雑に変質風化する例が多く、岩と土とを分離して論じることが困難である。

元来、花崗岩質岩石は、珪酸（ SiO_2 ）に富むマグマが地殻中でゆっくり冷却固結した堅硬なものであるが、その後地殻の隆起と侵食作用のため最終的には地表に出現し、種々の機械的・化学的風化を受けて軟岩となる。これとは別に花崗岩の深層風化として、熱水作用による粘土化帯や変質帯の発達がある。すなわち、断層破碎帯等の岩盤内の弱線に沿って各種の熱水変質が進行して軟弱化が進んでいく。

地質岩石学的観点から見ると、西日本に分布する花崗岩は二つのグループに分けられる。その一つは領家型花崗岩類であり、他の一つは白亜紀型（広島型）花崗岩類である。前者は主に瀬戸内海、近畿地方の生駒・笠置地方に、後者は広島、岡山、六甲中央部に分布する。その主な特徴は表—2に示される。

工学的観点から分類すると、乱さないまさ土の場合は主として風化度に着目する。岩盤分類では C_L 級ないし D 級のものがまさ土に相当し、細分類には乾燥密度あるいは間隙比が有効である。一方、乱したまさ土の場合は、現場密度や粒度およびコンシステンシーが重要である。

5. 軟岩の特性と調査・試験方法

5.1 軟岩の一般的特性

いわゆる軟岩（soft rocks）は硬土（indurated soils）とともに地球上にあまねく分布し、ダム、橋梁、トンネル、斜面などの設計と施工に多くの問題が生じてきている。

表—2 花崗岩の区分とまさ土

	傾家型花崗岩類	白亜紀型花崗岩類
岩 質	一般に花崗閃緑岩質である。したがって、石英の量はやや少なく、長石類は斜長石を主としており、また、黒雲母や角閃石などが多い。	花崗岩質な場合が多い。したがって、石英の量が多く、長石類は正長石を主としており、黒雲母が少なく、角閃石はまれに見られる程度である。
化 学 成 分	SiO ₂ は通常 65%~70% とやや少なく、Mg, Fe はやや多い。Ca : Na + K 比は花崗岩に比べると Ca 側に偏る。	SiO ₂ は通常 70%を越え 75%に達することもある。Mg, Fe は少ない。Ca : Na + K 比は閃緑岩に比べて Na + K が多い。
そ の 他 の 特 徴	この型の花崗岩では、片麻岩構造が見られることが多い。	この型の花崗岩では淡紅色の正長石が目安となることが多い。
形成された時期	二 疊 期	白 亜 紀
風 化 の 状 況	一般に細粒土まで風化する。粘着性に富み、耐侵食性あり。	一般に砂粒状に風化する。粘着性に乏しく、耐侵食性が小さい。

これらの物質には堆積岩、変成岩、風化岩など各種のものがある。泥岩、シルト岩、砂岩、頁岩などは典型的な堆積軟岩である。これらは圧密が不十分なときや続成作用 (diagenesis : 堆積物が沈積してから固化して岩石になるまでの物理的・化学的变化過程) あるいは弱い変成作用 (metamorphism : 地下深所で生じる岩石の組織構造上および鉱物組成上の变化過程) によって生じる。このような固化の間にセメンテーション (膠着) が発達するが、その程度はあまり大きくない。そこに含まれる凝結剤や粘土鉱物は化学的变化に影響を与え、岩の構造破壊をもたらす。風化は硬岩を多かれ少なかれ軟化し、風化軟岩の物理的・力学的特性は岩石マトリックスの種類と風化の程度によって大いに変化する。凝灰質岩石は火砕流物質からなる。硬化の程度は場所によって異なり、火山ガラスの熱的・重力的変質でできる沸石化膠着物 (zeolithic cement) の発達に関係する。

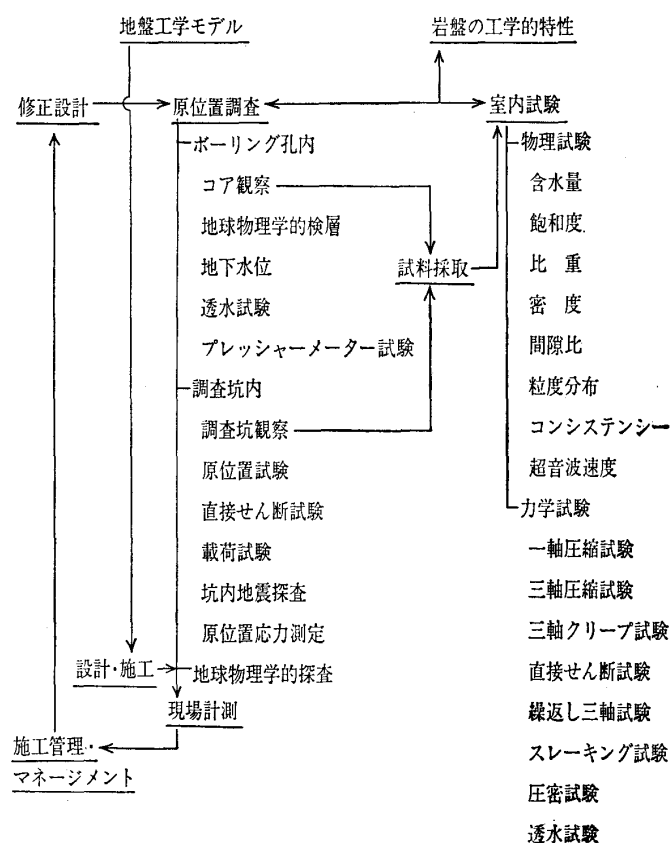
軟岩には土質的ないし岩質的性質までの広範な物質挙動を示すものがある。しかし、総じて以下のような物質としてまとめられる。

- 物理的・力学的性質は土質と岩質の間にある。
- 一軸圧縮強度は $10 \sim 100 \text{ kgf/cm}^2$ (200 kgf/cm^2) の範囲にある。
- 地質年代に比べて間隙量が割合大きく、吸水率は $10 \sim 50\%$ である。
- 粒子間にセメンテーションがある程度期

待できるが、環境の変化によって容易に低下する。

- 力学的挙動は拘束圧のレベルによって脆性から延性へと変化する。
- 間隙水は力学的挙動に大きい影響を与える。したがって、硬岩とは異なり、有効応力の原理が適用される。その上、マスとしての挙動は、地質学的不連続性よりも構成物質の力学的特性に支配される。

軟岩や硬土の同定は地質学的年代に基づいてなされるべきであるが、実際はあまり適切には行われていない。例えば、日本の第三紀や更新世の堆積物は多くの場合前記の挙動を示し、軟岩または硬土とみなされている。一方、ヨーロッパや北米では、もっと古い年代のものまで軟岩としている。したがって、単に地質年代だけでなくその岩ができてきた続成作用をも考慮することが肝要であ。



図—1 軟岩、硬土に対する調査・試験項目

総 説

5.2 調査・試験の役割

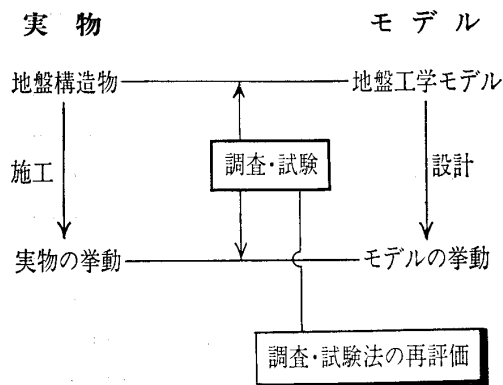
構造物を建設する目的で、軟岩や硬土の工学的特性の一般的な理解を得るのに地質工学的調査が実施される。調査の範囲は、構造物の種類や規模および重要性によって決まる。図一1は軟岩・硬土に対する調査・試験項目を示す。この中のあるものは、設計段階のみならず施工中、あるいは竣工後も行われる。

地質工学的調査で得られる情報は、設計や施工の基礎となる適切な工学的モデルを作るのに利用される。換言すれば、不十分な調査は合理的な設計・施工にとって致命的である。しかし実際には、軟岩なども一般の土や硬岩に対する基準や試験装置で調査されることが多い。現在使われている試験法を見直し、軟岩専用のものを作る必要があり、本小特集ではこの観点から試験法に対する提言がなされている。なお図一2には地質工学的調査・試験の役割を示す。

6. 風化粘板岩と風化花崗岩の力学的性質の比較

安芸灘大橋（全長1175m、中央径間750mの吊橋）の基礎支持地盤は1A、2P側が花崗岩類、3P、4A側が中・古生層の粘板岩である。後者を対象として調査横坑内で各種の原位置試験が実施され、その結果と本州四国連絡架橋調査の実績が多い花崗岩類の物性値や力学定数を比較した結果が報告されている⁵⁾。

この検討においては、岩盤の硬軟の程度を示す指標として速度検層によるP波速 v_{pb} 、割れ目の程度を示す指標として RQD に着目し、孔内載荷試験による変形係数 E_{sb} が 3 000～6 000 kgf/cm² の範囲にある両種の岩盤の物性値を比較した結果が表一3



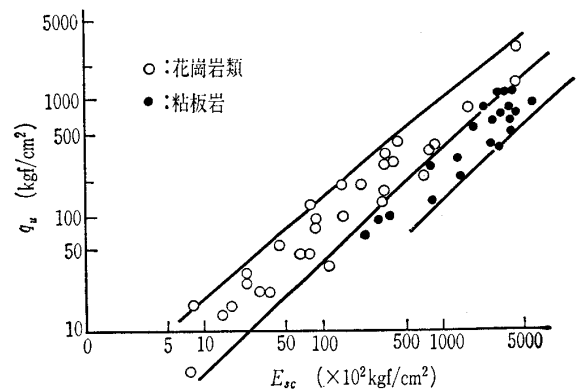
図一2 地質工学的調査・試験の役割

表一3 岩盤性状比較表

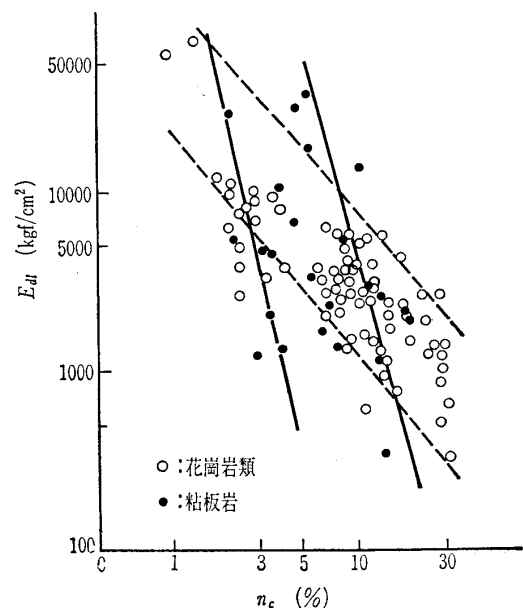
	RQD (%)	v_{pb} (km/s)
花 崗 岩 類	20～50	3.0～4.0
粘 板 岩	10～60	4.0～5.0

に示されている。これより、同一岩盤区分に属していても、花崗岩類と粘板岩とでは物性に差異があり、後者のほうが前者より硬くて割れ目の多い岩盤であるといえる。

図一3は岩石の一軸圧縮強度 q_u と静弾性係数 E_{sc} の関係図である。同一の q_u で比較すると、粘板岩のほうが E_{sc} が大きく硬質であることを示している。また、調査坑内で実施された岩盤の変形係数 E_{al} と同一の位置でサンプリングした岩片の間隙率 n_c の関係は図一4に示される。これより、間隙率の増大に伴って変形係数が減少する傾向は花崗岩、粘板岩とも類似するが、その変化率は後者のほうが大きいことが知られる。結論として、風化度の小さい粘板



図一3 一軸圧縮強度と静弾性係数の関係



図一4 変形係数と間隙率の関係

岩の物性は、同一岩盤区分の花崗岩より堅硬ではあるが、風化が進むと粘板岩には割れ目が多く発達するため、岩盤としての強度・変形特性が著しく低下し、同じ区分の花崗岩より支持力や剛性に劣るとしている。

7. 軟岩の原位置試験と室内試験実施例⁶⁾

近年、ギリシャの二大都市 Athens (アテネ) と Pireaus (ピレウス) において行われた軟岩の原位置試験と室内試験の実験例を以下に述べる。

Athens 地方の地盤は主に Athens 頁岩といわれる片岩 (schist) であって、風化の程度によって非常に軟質な粘土質頁岩からごく強い石灰質頁岩に至る広範囲なものがあり、場所により中程度の硬さの礫岩や石灰岩などもある。一方、Pireaus 地方は泥灰岩 (marl: 炭酸塩の泥質粒子と粘土鉱物の混合堆積物) が主体であり、硬い粘土質泥灰岩からさらに強い石灰質泥灰岩までの範囲を占める。これらの地盤での原位置試験にはロータリーボーリングが用いられた。

7.1 Athens 頁岩の貫入度

図-5 は Athens 頁岩の貫入度の深さによる変化を示す。この図により、頁岩の風化程度が深さとともに減少していることがわかる。地表面では岩体が大気にさらされるので、風化度は非常に高い。深さ 6~10m を超えると貫入度は一定で、普通 6cm 未満である。風化層と未風化層とを区別するのに、この貫入度はよい指標となる。また、貫入度と軟岩の圧縮性や強度特性との相関も研究されている。

7.2 Athens 頁岩の室内試験

図-6 は土質として処理することができた風化粘

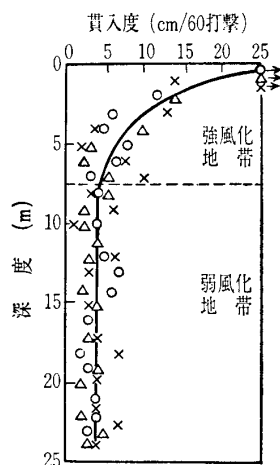


図-5 頁岩の貫入度の深さによる変化

土質頁岩の分類試験の結果を示している。

7.3 Pireaus 泥灰岩の原位置試験

Pireaus 泥灰岩の貫入度と RQD のヒストグラムが図-7 と図-8 に示されている。これらの図から粘土質泥灰岩と石灰質泥灰岩の区別を図中の線でつけることができる。なお、ボーリング孔内透水試験から透水係数は不連続面や特殊な空隙がないときに 10^{-6} m/s の次数であることがわかった。

7.4 Pireaus 泥灰岩の室内試験

図-9 は粘土質および石灰質泥灰岩の分類試験の結果を示している。後者の岩質に対する試験は、コンシステンシー試験が行えるまでに粉末にした試料について実施された。塑性図 (図-9 (a)) 上で両者の岩質は明りょうに区別されるが、ほかの図ではそうではない。乱さない試料に対する圧密試験の結果、側方拘束状態での弾性係数は粘土質泥灰岩で

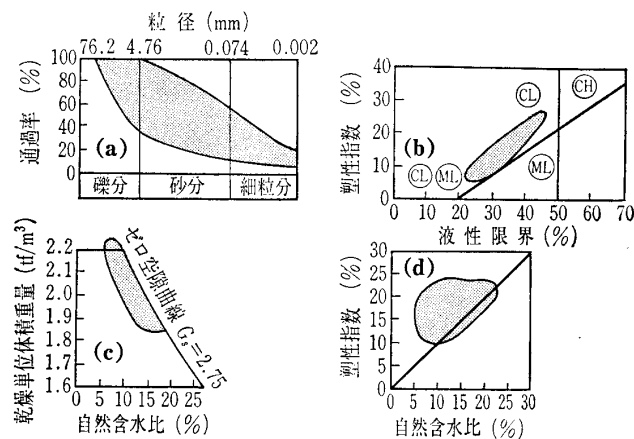


図-6 風化頁岩の分類試験結果

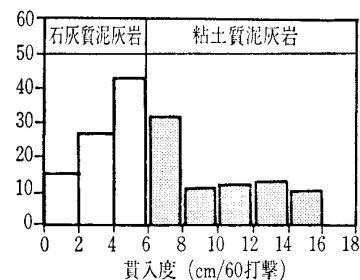


図-7 泥灰岩の貫入度の頻度分布

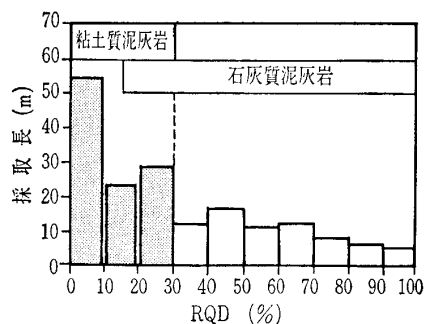
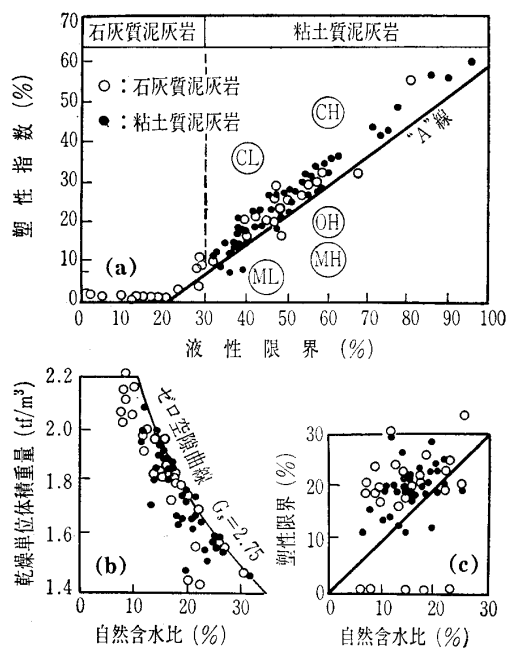


図-8 泥灰岩の RQD の頻度分布

総 説



図—9 泥灰岩の分類試験結果

150~900 kgf/cm², 石灰質泥灰岩で 500~1 800 kgf/cm² であった。

参 考 文 献

- 1) 土質工学会編：岩の調査と試験, pp. 20~22, 1989.
- 2) 土木学会編：トンネル標準示方書（山岳編）同解説, 1986改訂版.
- 3) 土質工学会編：堆積軟岩の工学的性質とその応用（土質基礎工学ライブラリー30）, pp. 10~42, 1987.
- 4) 土質工学会編：風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用（土質基礎工学ライブラリー16）, pp. 3~15, 176~177, 1982.
- 5) 北島良一ほか：風化粘板岩と花崗岩の力学的性質の比較検討例, 第26回土質工学研究発表会発表講演集, pp. 63~64, 1991.
- 6) Coumoulos, D.C.: Field and Laboratory Investigations on Soft Rocks, Recent Advances in Soft Rock Research, TC-22 Report, 12 ICSMFE, pp. 96~99, 1989.

（原稿受理 1993.5.25）