

島尻層泥岩における風化の進行とその工学的性質に及ぼす影響

Weathering Process and Its Effects on the Engineering Properties of Shimajiri Mudstone

小宮 康明 (こみや やすあき)
琉球大学農学部講師 生産環境学科

新城 俊也 (しんじょう としや)
琉球大学農学部教授 生産環境学科

1. はじめに

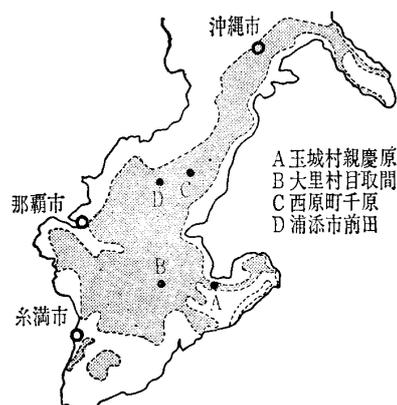
新第三紀以降に形成された泥岩は一般に風化の進行速度が速い¹⁾。このような泥岩地盤での土木構造物の設計施工にあたっては、構造物の長期安定の観点から風化の進行あるいは防止対策を考慮しておくことが必要である。しかしながら、構造物の耐用年限内の風化層の形成深度や変形・強度に関する設計数値をどれくらい見込むかなどの問題には的確に対応し得ないのが現状であろう。一方、種々の泥岩について風化特性の解明が試みられているが、多くは室内で人工的に風化を促進させ、それに伴う諸性質の変化を調べたものであり、実際の自然条件での風化の進行状況についての調査研究は少ない^{2)~5)}。

筆者らは工学的見地から島尻層泥岩⁶⁾の風化特性について調査・研究を進めており、本報告では原位置での風化とその進行の実態について述べる。

2. 調査地点

風化の進行には岩質のみならず気候、地形、地質構造などの諸条件が影響するとみられている。

島尻層群は中新世から更新世初めにかけて形成さ



図—1 島尻層群の分布⁷⁾と調査地点の位置

れた軟質泥岩を主体とする地層であり⁷⁾、調査はこれらが露出している沖縄島中南部地域で岩質がなるべく異なるように選定したA, B, C, Dの4地点で行った(図—1)。各地点の地層の堆積層序関係は上位より地点A, B, C, Dの順になっており、岩質は下位ほど硬い。気象条件は、隣接する那覇市で年平均気温22.4℃(12月～3月は月平均気温が20℃以下)、年平均相対湿度77%、年平均降水量2128mmであり⁸⁾、調査地域は亜熱帯気候下にある。また、調査地点は崩積土の堆積がなく、人為的な地層攪乱も少ない比較的平坦な丘陵の頂部付近の原野である。

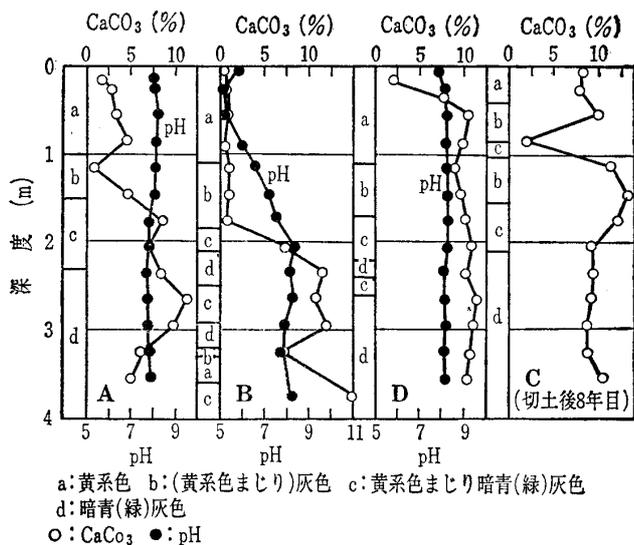
調査は地表から深度4mまでの範囲で動的コーン貫入試験を行い、また、貫入試験孔からハンドオーガーで採取した試料について物理試験と化学試験を実施した。

3. 風化層の工学的性質

3.1 基本的性質

切土後まもない湿潤状態の露頭を観察すると、風化断面は上位から風化残積粘土、風化岩、未風化岩に大別される。風化残積粘土は黄褐色、オリーブ色を呈し、岩組織が失われ、やや粒状である。風化岩は上位では主にオリーブ色、灰色などの土色を呈し、下位では泥岩本来の暗青灰色あるいは暗緑灰色を示す。また、風化岩にはクラックが発生しており、その出現頻度は下位ほど少ない。クラックには植物根や鉄分が観察される。風化岩と未風化岩の境界は判然としない。

図—2は4地点の風化断面での土色、炭酸カルシウム含有量、pHの深さ方向の分布を示している。土色は便宜的に4種類に大別している。ここで「黄



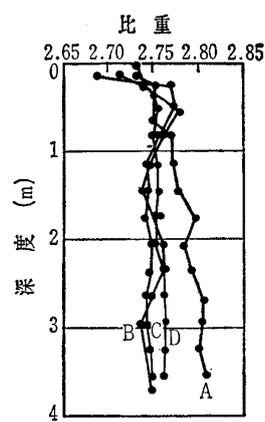
図—2 風化断面での土色，炭酸カルシウム含有量，pH の分布

系色まじり」はクラックに付着している黄色っぽい鉄分の混入を表現する用語として便宜的に用いた。炭酸カルシウム含有量はシュレッター炭酸定量器を用い、質量法によって求め⁹⁾、乾土質量当たりの比率で表示している。なお、C断面の深度0.5 m付近までは石灰岩の砂礫を含む泥岩碎土による盛土である。

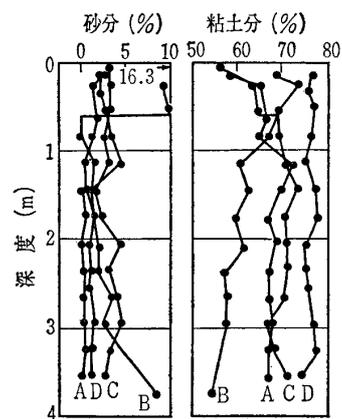
図に示す土色 a, b, c の層では含鉄鉱物の酸化、水和反応などが生じていることを示唆している。これら反応が生じる限界深度を還元色を示す土色 d への移行点とすれば、それは深度約 2.2 m 前後に位置している。しかし、それ以深でも局所的に土色 c の部分は出現し、特に B 断面ではその頻度が多くなっている。このようなところでの酸化、水和反応は潜在クラックあるいは介在する薄い砂層を伝ってくる宙水や地下水の作用によるものと推測される。

炭酸カルシウム含有量は 4 断面で程度に差はあるものの地表面に近づくにつれ減少する傾向が認められ、この領域では炭酸塩鉱物の溶解反応が示唆される。特に B 断面の深度 1.8 m 以浅では炭酸カルシウムの溶脱がほぼ完了し、この部分はアルカリ性から酸性へと pH が変化している。なお、断面下部での炭酸カルシウム含有量の変動は島尻層に本来含まれる石灰質の超微化石、有孔虫殻など¹⁰⁾ (X線回折では主として方解石が検出される) の含有量の差異によるものか、溶解や炭酸化などの化学的風化によるものなのか、その判断は困難であった。

図—3 と図—4 はそれぞれ比重と粒度組成の深さ



図—3 風化断面での比重の分布



図—4 風化断面での粒度の分布

方向の分布を示している。粒度試験では試料を完全分散状態に近づけるため超音波処理を行っている⁹⁾。地表面付近では植生による有機物や外部からの砂礫の混入によって比重の減少と砂分の増加がみられるが、それを別にすれば、断面 C と D では比重、粒度組成は共に深さ方向に変化がみられず、一定している。一方、断面 A と B では深度 2 m 付近より浅くなると、それぞれ比重の減少傾向と粘土分が増加傾向がみられる。これらの傾向が前述した構成鉱物の変質や溶脱に起因するものかを判定するには更に鉱物学的な分析を必要とするが、化学的風化による構成鉱物の溶脱や集積がみられる場合には比重や粒度の変化は起こり得る。

図—5 は液性限界 w_L と塑性限界 w_p の深さ方向の分布を示している。 w_L , w_p は空気乾燥しない試料調製によって用意した試料について測定している。 w_L , w_p は共に深度が 2.5 m 付近より浅くなると徐々に増加する傾向にあるが、局所的な急増、急減もみられる。 w_L が急増する層は炭酸カルシウムが著しく減少している層に対応している。このように液

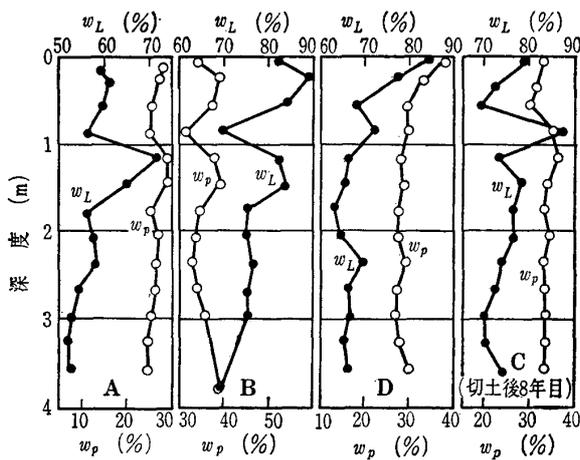


図-5 風化断面でのコンシステンシー限界の分布

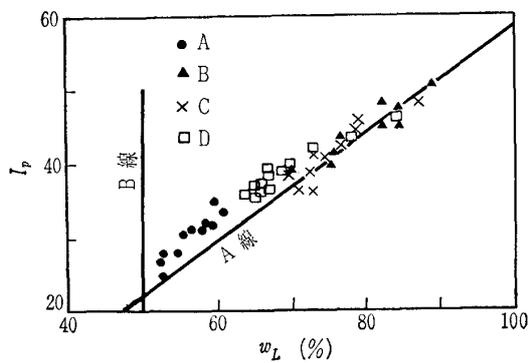


図-6 塑性図

性、塑性限界は風化の影響を受けてかなり変化するが、粘土分の性質が極端に変わるほどではないことが図-6の塑性図と図-7の活性度図から分かる。渡嘉敷¹¹⁾は島尻層の風化断面を粘土鉱物学的に調べ、風化に伴う粘土鉱物組成の変化はみられないとしている。風化に伴う w_L , w_p の変化は粘土鉱物以外の構成鉱物や化学的成分の変化によるものと考えられる。

3.2 自然含水比

図-8に4断面での自然含水比 w_n の深度方向の分布を示す。図には測定した月ならびに測定日までの1か月の先行降水量と降水日数を併記している。降水量は調査地点に最も近い測候所の観測記録から調べたものである。局所的な化学的風

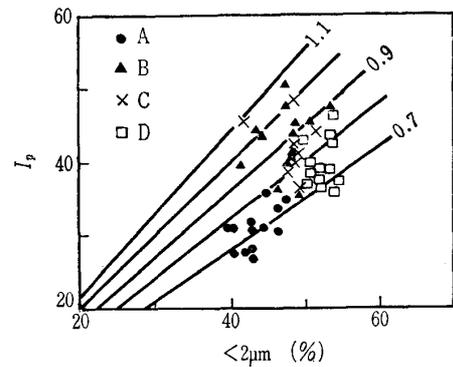


図-7 活性度図

化によるB断面の深度3m以深を除くと、湿潤期の含水比は深度2.5m付近から上方へ徐々に増加する傾向を示している。しかし、断面AとBでは深度0.5~1mで含水比の低下がみられ、さらにB断面の深度1~2mでは約50%もの含水比を示すなど含水比は相当に変動している。そして含水比の分布型は各断面で異なり、それぞれ図-5のコンシステンシー限界の分布型に類似している。

ところで、含水比が突出して大きいB断面の深度1~2mとC断面の深度0.8mは図-2で示した炭酸カルシウムが著しく減少している層に対応している。田中¹²⁾は室内実験と現場調査から、方解石の溶脱により泥岩が高間隙化することを指摘している。この場合の高含水比も炭酸カルシウムの溶脱によると考えられるので以下に検討してみる。いま、飽和した泥岩の炭酸カルシウムが溶脱され、それによって生じた間隙は水で飽和されるとする。溶脱後の含水比 w は水の比重を1とすると次式で算定される。

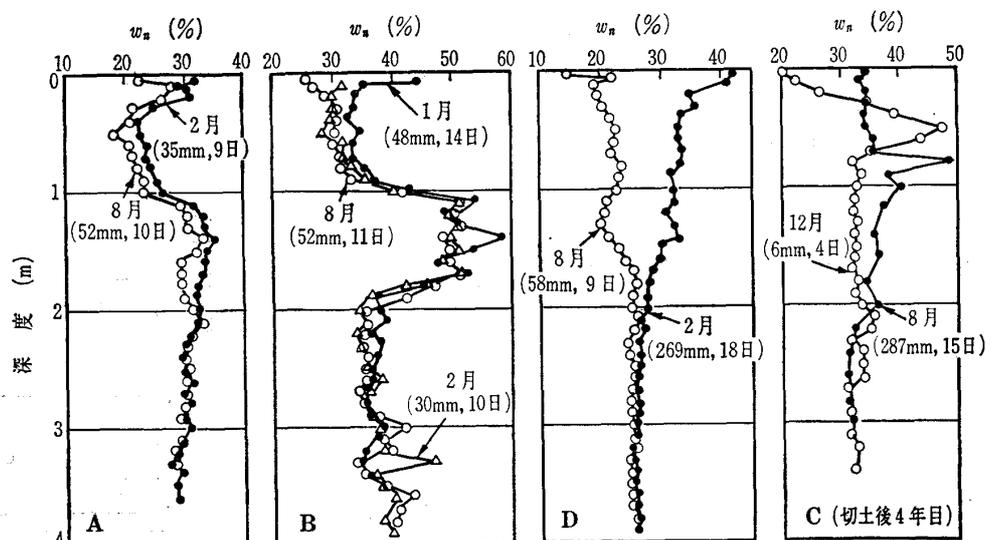


図-8 風化断面での自然含水比の分布

表-1 溶脱に伴う含水比増加の実測値と計算値の比較

試料	溶脱前		溶脱後			溶液
	炭酸カルシウム含有量 (%)	含水比 (%)	炭酸カルシウム含有量 (%)	含水比 (%)		
				実測値	計算値	
B断面	11.6 (深度2.4~2.6mの平均)	36.9	0.8 (深度1.1~1.7mの平均)	50.0	45.9	地下水
C断面	12.3 (深度1.1~1.8mの平均)	34.0	2.0	45.5	42.3	
1	11.8	39.0	3.3	47.6	46.1	0.05 mol EDTA 溶液
2	9.4	32.7	5.1	39.5	35.8	
3	10.3	25.6	5.3	31.9	28.9	

$$w = \frac{w_0 + X/G_c}{1 - X/100}$$

ここに、 w_0 : 初期含水比 (%)

X : 炭酸カルシウム含有量の減少量 (%)

G_c : 炭酸カルシウムの比重 (方解石の比重 2.7⁸⁾ を用いる)

計算値と実測値を表-1 に比較している。計算値は実測値より 2~4% 小さい。実際には炭酸カルシウム以外の成分も溶脱しているであろうし、溶脱に伴う泥岩の膨張も考慮すると、計算値は実測値より小さ目となる。このことから計算結果は炭酸カルシウムの溶脱による高含水比化をよく説明しているように思われる。

以上述べた泥岩風化層での自然含水比の分布は過圧密粘土にみられるように除荷後の応力状態に平衡しているのではなく、風化状況に見合った分布をしていると言える。

次に湿潤期と乾燥期の含水比分布を比較してみる。地層、地盤ともに幾分傾斜しているため厳密な比較はできないが、両者に差が認められなくなる深度は各断面で共通し、2.5m 前後である。この乾燥深度は先に検討した含水比増加の開始点や酸化、水和反応の限界深度とおおよそ対応している。亜熱帯気候下の沖縄地方ではこの深度付近まで水分の上下移動が絶えず生じ、乾湿風化や化学的風化が確実に進行しているものと推察される。

3.3 貫入抵抗

(1) 貫入試験方法の検討

ここでは調査に用いる単管式小型動的コーン貫入試験機 (図-9) による貫入抵抗が硬い地盤でも力学的性質を正しく評価しているかについて検討する。

貫入抵抗 N_c は 5 kg のハンマーを 50 cm の高さからガイドロッドに沿って落下させ、10 cm 貫入させるに必要な打撃回数で表す。試験機の構造上、貫入ロッドに加わる周面摩擦が問題となるので図-9 に示す 2 とおりの貫入方法で予備試験を行った¹³⁾。貫入方法 A は通常の連続貫入試験であり、貫入方法 B では周面摩擦を軽減するため所定の深さまでハンドオーガーで穿孔し、3~5 回の予備打ちをした後に貫入試験を行っている。図-10 にその比較例を示す。この図から A 法では N_c の値に周面摩擦が強く作用していることが分かる。そこ

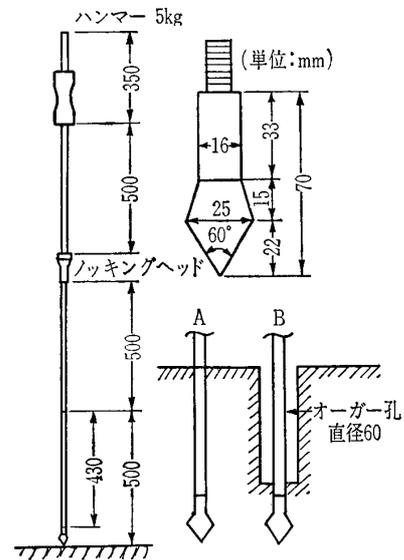


図-9 貫入試験機と貫入方法

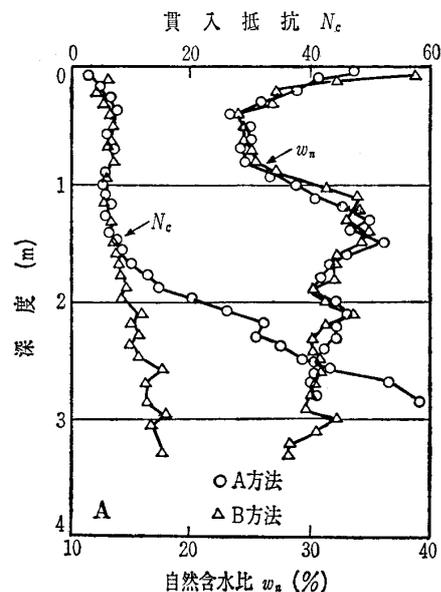
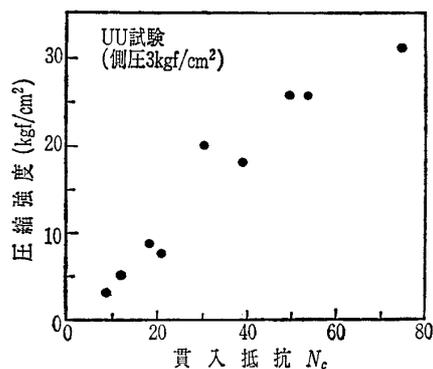


図-10 貫入試験方法の比較例



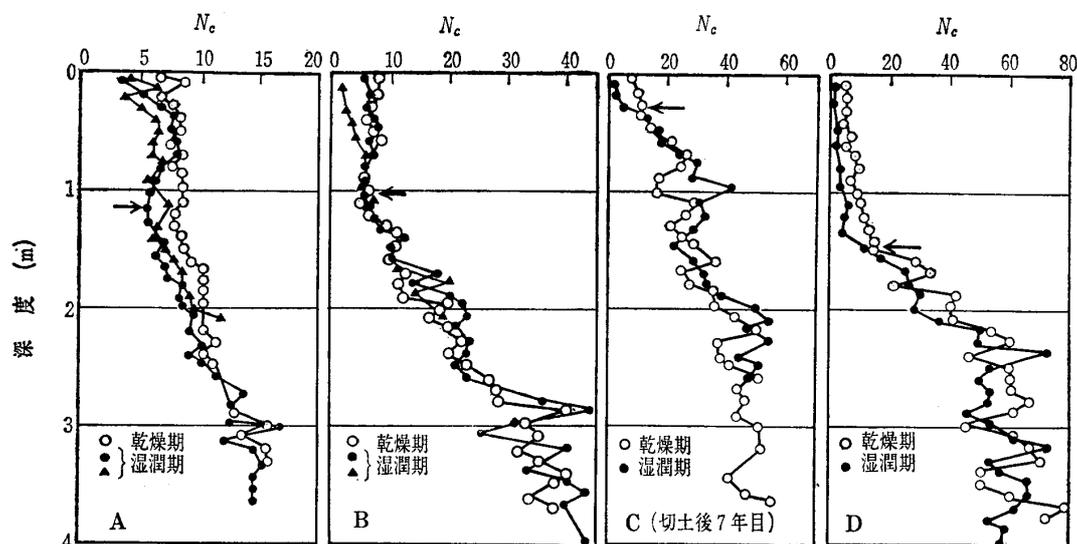
図—11 圧縮強度と貫入抵抗の関係

で本調査ではB法で貫入試験を行うことにした。しかし、地盤が硬く N_c 値が50以上になると貫入量が15 cm 前後とはいえ、人力でのロッドの引抜きは困難であり、そのような地盤では貫入試験を打撃回数30~40で打ち止め、 N_c 値は比例換算によって求めた。また、硬い地盤では打込み時にロッドのたわみがみられ、 N_c 値のばらつきが大きくなる傾向を示した。なお、穿孔して排除する土は観察と含水比測定を行い、 N_c 値のチェックに利用した。

図—11は数箇所の風化層と未風化層のB法による N_c 値とそれらの近くでブロックサンプルした供試体の非圧密非排水試験（側圧 3 kgf/cm²、ひずみ速度 0.5 %/min）による圧縮強度（一軸圧縮強度にほぼ等しい）の関係を示している。 N_c 値と圧縮強度にはおおよそ直線関係が成立し、 N_c 値は圧縮強度の指標とみなすことができる。

(2) 貫入抵抗

図—12に4断面での貫入抵抗 N_c の深度方向の分



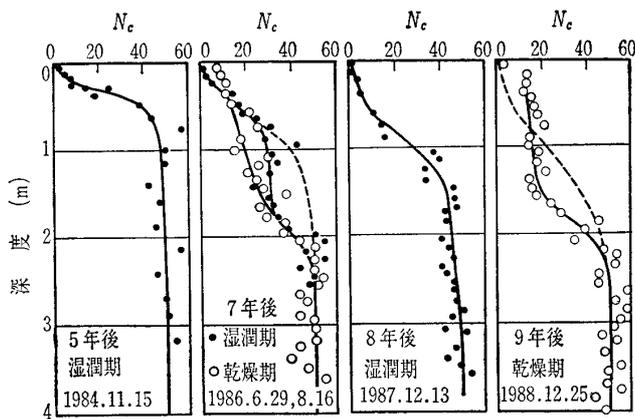
図—12 風化断面での貫入抵抗の分布

布を示す。貫入試験は乾燥期と湿潤期の両方で行っている。各断面での貫入終了深度付近の N_c 値は $A < B < C < D$ であり、この順序はそれぞれの未風化層の硬さの順序に等しい。したがって、この深度付近の N_c 値は未風化層の N_c 値に近いとみなせる。このような N_c 値は自然地盤では、地表面に近づくにつれ、それぞれ緩やかなS字の軌跡を描きながら減少している。そして深度1 m 以浅では、 N_c 値は2~7まで減少している。一方、C断面（切土後7年目の切土地盤）ではそのような特徴がみられない。このように風化がほぼ平衡状態に達した風化層での値の分布はS字型をしているが、この分布型は野崎¹⁴⁾が調べた新潟県地方に分布する泥岩層での N 値の分布型と一致している。

4. 風化の進行情例

風化層の物理的、化学的性質は未風化泥岩の性質を受け継ぎながら多様に変化していた。これに対し貫入抵抗 N_c は一定の分布型を示していた。そこで、 N_c を風化度の指標に用い、C地点での切土地盤の風化の進行過程を経年的に調査した。この切土地盤は1979年に造成され、地表面はほぼ水平であるが、地層は約10° 南西方向に傾斜している。また、この付近の泥岩層には小断層や数枚の薄い火山灰質砂層が介在している。貫入試験は約20m四方の範囲で、貫入孔跡の影響を避け、数mずつ離して行っている。

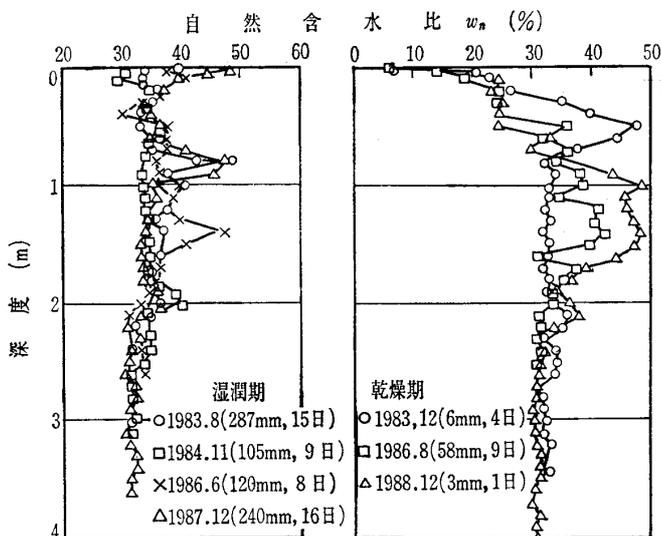
図—13は切土後5年目から9年目にかけての貫入抵抗 N_c の深さ方向の分布を示している。経年的に N_c の分布は変動しており、風化の進行がうかがえ



図—13 風化の進行に伴う貫入抵抗の変化

る。9年目の調査結果をみると、 N_c の分布型は自然地盤での分布型にかなり類似しているが、深度1.5m以浅での N_c 値は未だ15前後を示し、風化残積粘土と呼ばれる程度まで風化は進んでいない。引続き風化は進行するものと思われる。一方、風化層の形成深度は2.5m付近とみられるが、この深度は経年的にほとんど変化しておらず、しかも切土後4年目の調査によって示された乾燥深度に対応している(図—8参照)。このことは、風化の進行は乾燥深度付近まで比較的速く、それ以深では緩慢なことを示唆している。

ところで、貫入抵抗の分布を比較すると、経年的に貫入抵抗は減少しているようにみえない。すなわち、7年目と8年目では逆転しているようである。このことを明らかにするために図—14に各貫入試験時の含水比を湿潤期と乾燥期に分けて示した。なお、その区別は図に示した測定日までの1か月間の先行

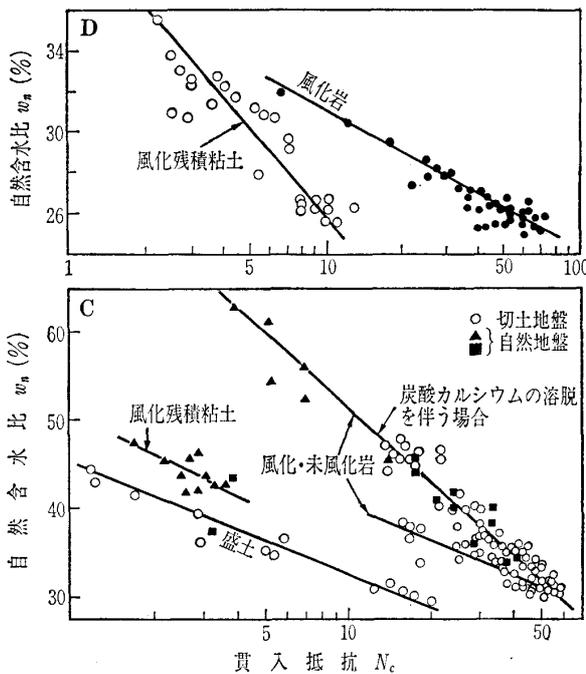


図—14 風化の進行に伴う含水比の変化

降水量と降水日数によって行っている。含水比が増加し始める深度は2.5m付近で、この深度が経年的にあまり変化していないことは前述した貫入抵抗の分布から得た風化の進行を裏付けるものである。ところが深度0.5~2mでの風化に伴う経年的な含水比の増加は湿潤期より乾燥期で明確であり、しかも著しい。すなわち乾燥期に大きな含水比を示している。湿潤期の含水比分布は局所的に突出した高含水比もみられるが、全体的にはD断面の含水比分布型に、一方、乾燥期のそれはB断面の含水比分布型にそれぞれ類似している。このことから、全くの偶然であるが、乾燥期に測定した場所は炭酸カルシウムの溶脱を伴いながら、湿潤期に測定した場所はあまり溶脱を伴わないで風化が進行しているためと思われる。本調査地点では厚さ数cmの火山灰質砂層が2枚介在している。その深度は地層が傾いているので貫入場所によって異なっており、浅いところで0.4mと1.45mに、深いところで0.85mと1.8mにあった。このような砂層が場所によっては潜在的なクラックあるいは乾湿によって発生したクラックで連結されて水の動きが活発になり、炭酸カルシウムの溶脱が促進されたものであろう。このように風化の進行のプロセスが貫入場所によって異なっていたために貫入抵抗の分布型に違いが生じたものである。溶脱があまり進行しない場合の7年後と9年後の湿潤期の推定貫入抵抗はそれぞれ図—13に破線で示した曲線のようになる。

図—15はC地点とD地点での自然含水比 w_n と貫入抵抗 N_c の関係を示す。ここでは乾燥期の飽和度が低いデータは省いている。D地点では風化岩と風化残積粘土にそれぞれ w_n と N_c (対数)の直線関係がみられ、C地点ではそれらに加え、構成鉱物(主として炭酸カルシウム)の溶脱を伴う風化岩に対しても同様の直線関係が成立している。このように w_n と N_c の関係は風化のプロセスによって異なっている。したがって、風化の程度を表す指標として含水比は限定された風化の範囲で有効であることが分かる。ちなみに、風化岩と風化残積粘土の境界は w_n と N_c の関係をを用いるとS型をした貫入抵抗の分布曲線の上部のくびれるところに対応する(図—12の矢印の位置)。

溶脱を伴わない風化岩は、Bjerrum(ベールム)¹⁵⁾



図—15 自然含水比と貫入抵抗の関係

が概念的に提示したように、岩の骨組構造（岩組織）を維持しながら固結力が低下し、それに応じた吸水膨張（含水比増加）を伴って強度が低下（ N_c の減少）したものであり、骨組構造と固結力の両方が失われ、新しい環境に即した骨組構造が形成されている風化残積粘土とは異なっている。また、溶脱を伴う風化岩は図から分かるように前述した風化岩より高い含水状態で大きい強度を示すのが特徴である。図中の w_n が52%の風化岩は炭酸カルシウム含有量が0.5%でほとんど溶脱されており、その圧縮強度と圧密降伏応力はそれぞれ 5.4 kgf/cm^2 と 9.8 kgf/cm^2 で、鋭敏な硬質粘土に類似している。

5. おわりに

本文中で述べたとおり、島尻泥岩風化層の工学的性質は地表面から4mの範囲に限定しても極めて複雑である。その要因は化学的風化、特に炭酸カルシウムを主とする構成鉱物の溶脱にあるようである。風化の進行過程においては物理的作用としての乾湿風化が風化層の形成深度を決め、化学的風化の環境づくりをになっているものの、風化の主役は化学的風化であり、浸透水がこれを促進する。したがって、

泥岩の風化の進行を予測するには水の動きを岩質、地質構造、地形等から把握しておくことが重要である。また、風化防止対策にあたっては従来から指摘されていることではあるが、乾燥と水の侵入防止を計ることが肝要となる。

最後に、本研究を進めるにあたり農業造構学研究室元専攻生諸氏の協力と文部省科学研究費の補助を得た。付記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 奥園誠之：切取りノリ面の風化とその対策，土と基礎，Vol. 26, No. 6, pp. 37~44, 1978.
- 2) 土質工学会：切土のり面および斜面の風化と安定に関するシンポジウム発表論文集，pp. 1~122, 1985.
- 3) Chandler, R. J. : Lias clay : weathering processes and their effect on shear strength, Geotechnique, Vol. 22, No. 3, pp. 403~431, 1972.
- 4) Russell, D. J. : Geotechnical mineralogical and chemical interrelationships in weathering profiles in overconsolidated clay, Q. J. Eng. Geol., Vol. 12, pp. 107~116, 1979.
- 5) 千木良雅弘：泥岩の化学的風化—新潟県更新統灰爪層の例—，地質学雑誌，Vol. 94, No. 6, pp. 419~431, 1988.
- 6) 山内豊聡監修・土質工学会九州支部編：九州・沖縄の特殊土，pp. 189~193, pp. 227~237, 1983.
- 7) 福田 理ほか：第5次天然ガス資源調査・研究概報，地質調査所月報，Vol. 21, No. 11, pp. 627~672, 1970.
- 8) 国立天文台編：理科年表，丸善，pp. 198~209, p. 732, 1989.
- 9) 小宮康明・新城俊也・島袋 弘：島尻層泥岩の粒度試験における超音波処理の有効性，農業土木学会誌，Vol. 55, No. 9, pp. 43~47, 1987.
- 10) 氏家 宏：沖縄の自然シリーズ⑤琉球弧の海底—底質と地質—，新星図書出版，pp. 58~70, 1986.
- 11) 渡嘉敷義浩・名城 敏・大屋一弘・西垣 晋：ジャーガルとその母岩に関する研究(第4報)，琉球大学農学部学術報告，第25号，pp. 159~170, 1978.
- 12) 田中芳則：方解石の溶出に伴う泥岩の組織と物性の変化，応用地質，Vol. 26, No. 3, pp. 19~25, 1985.
- 13) 小宮康明・新城俊也：簡易貫入試験による泥岩地盤の風化断面調査，農業土木学会講演要旨集，pp. 326~327, 1986.
- 14) 野崎 保：第三紀黒色泥岩の風化区分および風化機構，地すべり，Vol. 16, No. 2, pp. 28~33, 1979.
- 15) Bjerrum, L. : Progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clay and clay shales, Proc. Jour. of SMF Div., ASCE, Vol. 93, No. SM 5, pp. 1~49, 1967.

(原稿受理 1991. 3. 19)