

天草第三紀層風化土の物理的性質について

荒牧昭二郎*・北園芳人**・鈴木敦巳**・梶原光久**

On Physical Properties of Soils Weathered from Tertiary Sedimentary Rock on Amakusa Island

Shojiro ARAMAKI, Yoshito KITAZONO, Atsumi SUZUKI
and Mitsuhsa KAJIWARA

Abstract

It is said that many landslides occurred in specific geological areas where certain geological features, such as rock types, soil properties resulting from weathering and degree of weathering, were found.

In this paper, the authors investigated the relationships between the physical properties of the soil and the frequency of landslides. They also discussed why more landslides occur in higher activity soils in the tertiary strata on Amakusa Island.

Also, the difference of activity was explained by X-ray analysis, ignition loss and specific surface.

まえがき

地すべりの発生する地域は、その分布する地質と密接な関係があるといわれており、その素因として、地質の生成環境、その後の環境変化、特に岩質の性質や風化の度合いなどが考えられる。

本報では、第三紀の堆積岩地帯を対象にして、地表面風化土の物理的性質を地層別に調べ、各地層別の特徴を知るとともに、その違いの原因を鉱物学的見地から解明する。また、地すべり粘土が特殊な風化環境で生成されるのかどうかを知る為に、ある風化基準で地表面風化土との比較を試みた。このような問題解決は今後の地すべり素因と地すべり危険の予知の解明に十分役立つものである。

1. 調査対象位置と地質

対象地区は熊本県の天草上島と下島である。この地区の地質は図-1で示すように、第三紀層を主体とし、白亜紀層の堆積岩と変成岩類が分布している¹⁾。

第三紀層は、新しいものから坂瀬川層、砥石層、教良木層、明石岬層（赤崎層と白岳砂岩層は同時異相なので

* 九州東海大学工学部

** 熊本大学工学部

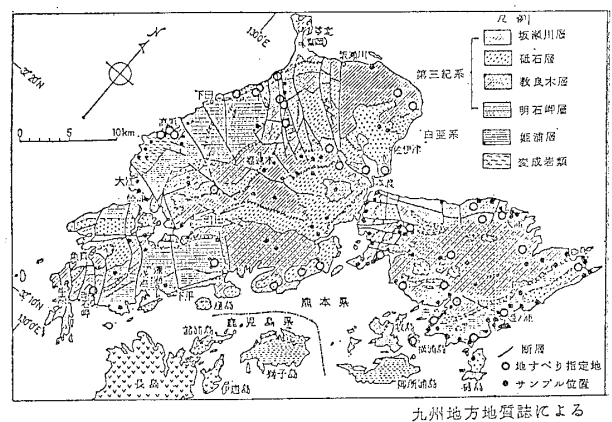


図-1 天草地区地質図

これに入れている)に分けられる。

岩質としては、砥石層と白岳砂岩層は砂岩を主体とし、その他の地層は黑色頁岩、ないし黑色頁岩と砂岩の互層からなっている。また上部白亜紀系の姫浦層も黑色頁岩ないし黑色頁岩と砂岩の互層からなっている²⁾。

本地区で地すべりが多く発生している場所(図-1の○印)の地質は第三紀層と変成岩類であるが、ここでは堆積岩を対象に考え、前報³⁾のように地すべり指定地を地層別に分類し、その数を地層分布面積で割った値を地層別地すべり発生率とした(図-2参照)。これによると発生率の大きい地層は明石岬層と教良木層であり、逆に

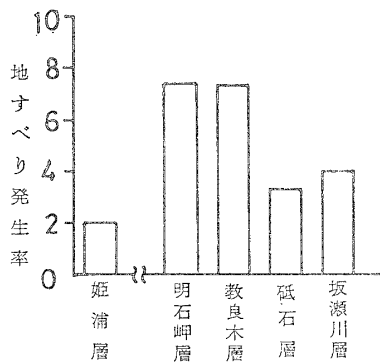


図-2 地層別の地すべり発生率

小さい地層は姫浦層となっている。

地すべりの発生原因は複雑多岐であり、その原因解明には困難をきわめるが、ある限られた地域内で上記のように地すべり発生率が地層別に違いがあれば、地すべりの発生の一因は地質、特に各地層の風化土の土質特性が関係していることが十分考えられる。

以上のことより、以下に第三紀層風化土を主体とした物理的性質について各地層別に分類して見解を述べる。

なお、地表面の風化土採取場所としては任意な地点であるが、なるべく広範囲にわたり、かつ均等な採取分布になるように心掛けた。

2. 物理的性質

物理的性質を調べるために、土の真比重、自然含水比、粒度、コンシステンシーを調べた。

2.1 土の真比重

全部の試料で整理すると図-3のようになる。

これによると、土の真比重は 2.70~2.75 に集中して

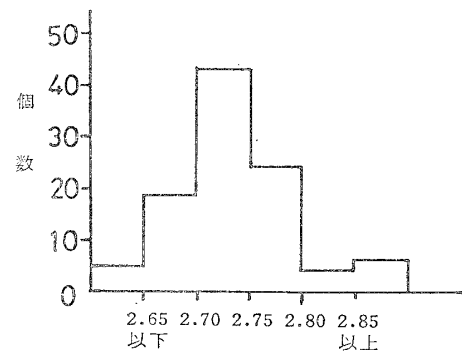


図-3 天草地区風化土の真比重

いる。また、2.85以上の値をしめす試料も見られる。これは、白岳砂岩層に多く見られるが、その理由は、この白岳砂岩層の岩質が花崗岩を思わせるアルコーズ砂岩であるためと考えられる。

2-2 粒 度

粒度分布を 図-4 に示す。これによれば粘性土から礫質土まで広範囲に分布している。また、粒度分布の良い土と粒度分布の悪い土が見られる。特に、後者の粒度分布の悪い土では、74 μ 付近での粒度の変化が激しい。この原因は、母岩の持っているアグリゲートがその付近の粒度であり、物理的風化が卓越した結果と考える。そこで、各地層別の特徴を明確にするために粘性土（細粒土）と砂質土（粗粒土）に分けて分類を試みた（図-5）。

この図より、粘性土が多い地層は明石岬層、教良木層と砥石層であり、砂質土が多いのは姫浦層と坂瀬川層である。これは前述した砂岩が多い地層（砥石層と白岳砂岩を含む明石岬層）に粘性土が多く、逆に頁岩の多い層の姫浦層と坂瀬川層に砂質土が多いという矛盾した結果

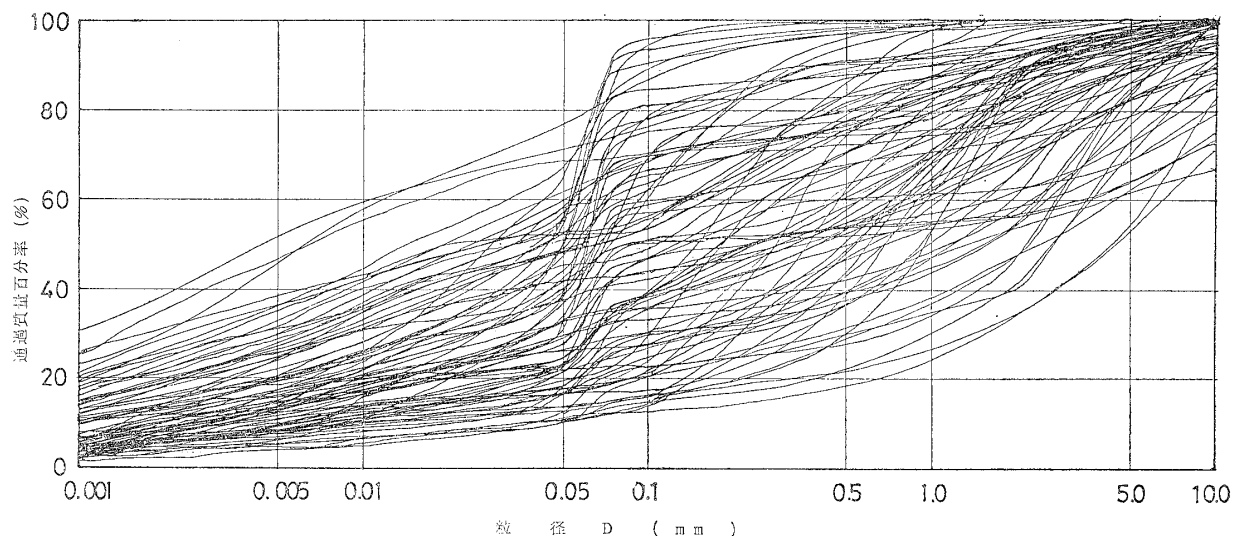


図-4 天草における第三紀層風化土の粒度分布状況

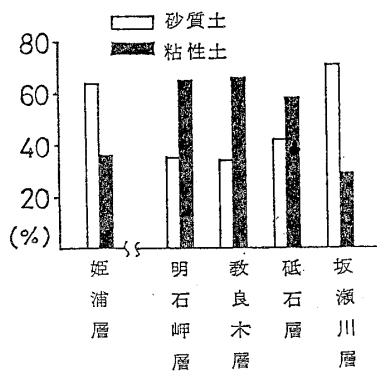


図-5 各地層別の粒度特性

が得られた。この原因は、採取土をどのようにして選ぶかという基本的問題と関連してくるが、試料採取場所の露頭では、砂岩はあまり風化されず岩として存在している事が多く、逆に頁岩は風化されやすく風化土として容

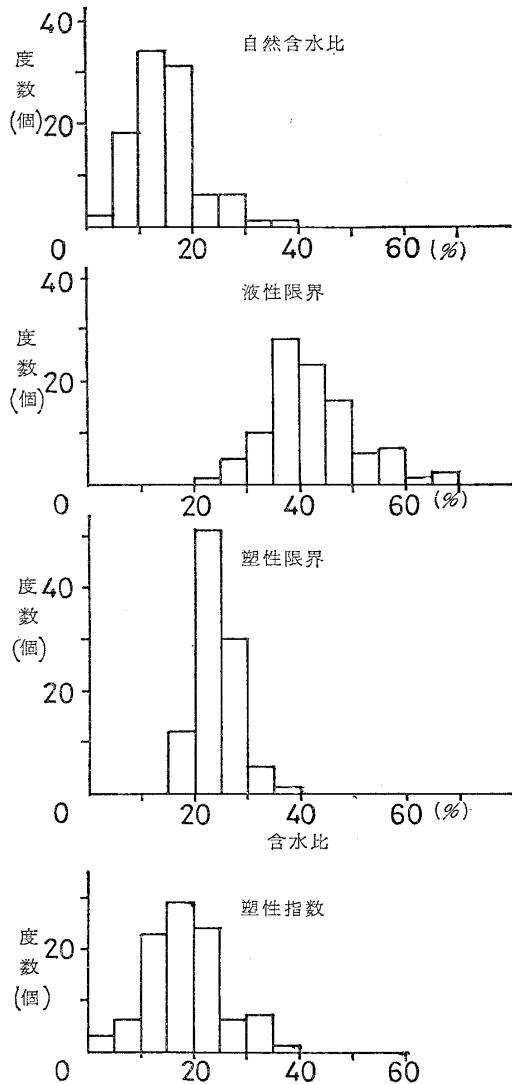


図-6 天草地区の第三紀層風化土物理特性

易に採取されやすかったものである。それ故、今回採取した風化土は、白岳砂岩層を除いて、ほとんどが頁岩ないしシルト岩を母岩としているものである。

上記のように、砥石層、教良木層と明石岬層の風化土に粘性土が多い事は、姫浦層や坂瀬川層の砂質土に比べて土のまさつ角(ϕ)が小さいために地すべりの発生率が高くなっている事が十分考えられる。

2.3 自然含水比とコンシステンシー

まず、全部の採取試料で整理すると 図-6 のようになる。

これによると、自然含水比は 10~20% が多く、40% 以上のものはほとんど見られない。

コンシステンシーに関しては、液性限界は 40% 付近、塑性限界は 20~25%、塑性指数は 15~20 の土が多い。

次に、各地層別に自然含水比とコンシステンシーについて整理したもの (図-7 参照) では各地層別の特徴は明白でない。

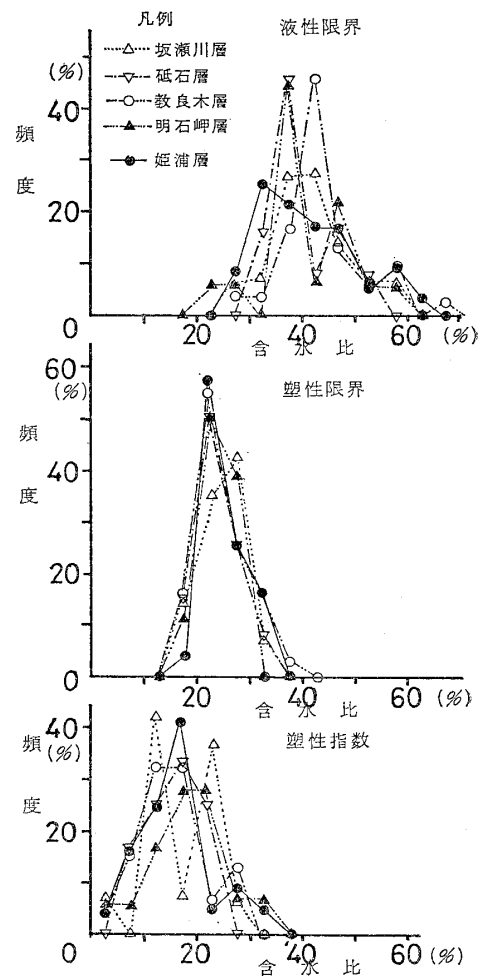


図-7 地層別のコンシステンシー分布頻度

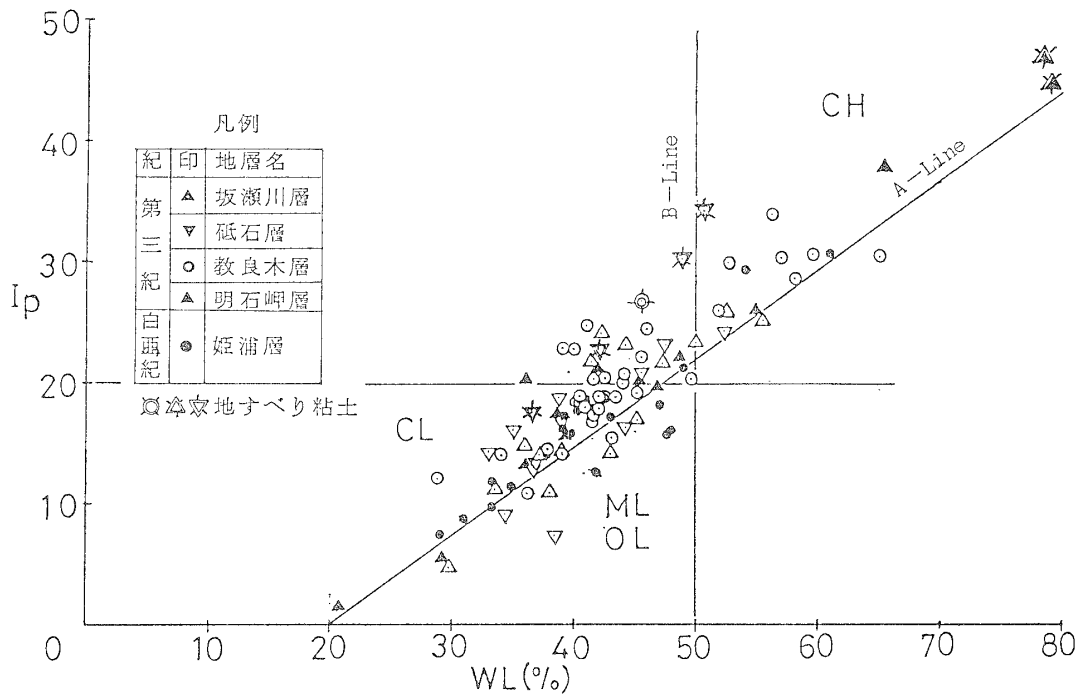


図-8 天草地区風化土の塑性図

ここで、塑性図にプロットしてみると 図-8 のようになり、土質工学会の日本統一土質分類によると、多くのものは CL に分類され、CH および ML が稀である。また、多くは A-Line より上に分布しているように見える。この傾向は本地区のみの特徴でなく、地すべりの多い新潟県の第三紀層風化土にも顕著である^{4),5)}。しかしながら、詳しく地層別に見ると、A-Line よりも上に分布しているものは教良木層 (図中の○印) と明石岬層 (図中の▲印) であり、しかも、地すべり粘土もこの傾向が強い。また、A-Line に沿うものは坂瀬川層 (図中の△印) と姫浦層 (図中の●印) である。

このような A-Line との相対位置の違いは Seed⁶⁾ によると活性度に影響されているので、この表面活性度に着目して各地層別に整理する (図-9)。

ここで、土の活性度 (Ac) は Skempton⁷⁾ の提唱したもので、次式のように定義されている。

$$\text{活性度 (Ac)} = \frac{\text{塑性指数 (Ip)}}{\text{粘土含有率}} \quad \dots\dots(1)$$

しかし、Skempton は粒径 2μ 以下を粘土とみなしているが、ここでは土質工学会の基準に従って粒径 5μ 以下を粘土とみなした。また、粘土含有率は 0.420 mm 通過試料 (コンシステンシー試験用) 中の粘土含有量として計算した。

この図より、活性度が高いものを多く含む地層は教良木層と明石岬層であり、逆に低いものが多いのは姫浦層となった。

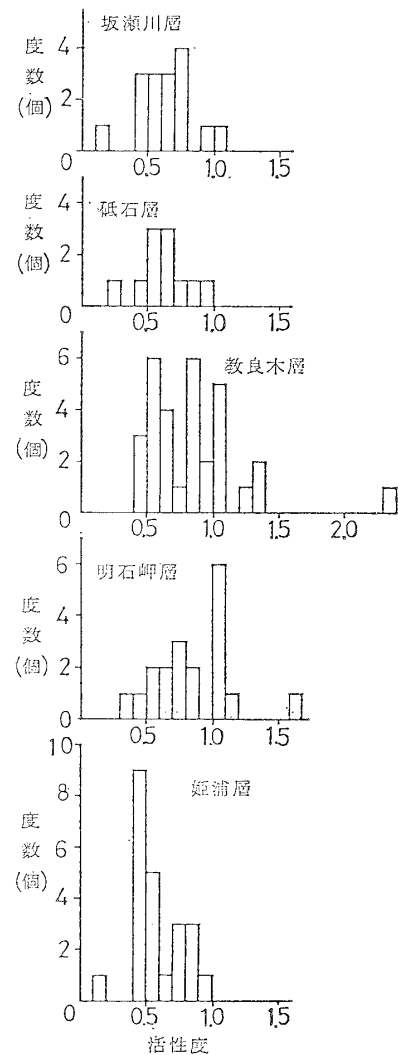


図-9 地層別の活性度の違い

さらに重要な事は、図-2 で示した地すべり発生率が高い地層と活性度の高い地層がよく一致している事である。

このように、特定の地層に地すべりが多く見られる原因を追求する前に、地すべり粘土が特殊な環境下でのみ生成されるとするならば、その特殊な環境を知らねばならない。その解明の為に、以下に風化作用的見地から、地すべり粘土と地表面風化土を比較検討し、かつ鉱物学的見地から活性度の解析を試みる。

3. 地すべり粘土の風化作用的見解

まず、岩石の風化は大別して2つに分けられる。まず第一は物理的作用であり、第二は化学的作用である。前者は主に造岩鉱物間の温度差によるヒビ割れや、雨水などの浸食、氷や木の根による破壊などで岩石が細粒化する作用であり、後者は水和作用に伴う各種イオンの溶脱や残留、その後のゲル鉱物の生成と長期間にわたるゲル鉱物の結晶化たる粘土鉱物の生成である^{8),9),10)}。

これらのことより、細粒化が進んでいけば風化が激しいものと考えられ、その細粒化の変化が土のまさつ角(ϕ)に直接関係するものと考えられる。

一方、化学的作用では粘土表面活性がその指標となると考えられる。ただし、その風化環境が閉じた系である

か、または開いた系であるか、さらに供給される陽イオン、生成されたゲル鉱物の種類や量などによって表面活性は著しく変化するものである。さらに重要な事として、風化前の岩石(母岩)の粘土鉱物の違いも考えておく必要がある。

以上のことを考慮して、細粒化の基準を0.420 mm 通過重量パーセントとし、化学的風化作用の基準を活性度と見なして整理した(図-10)。

この図より、本地区の風化土はほぼ三角形に分布し、細粒化が進むにつれて活性度が高くなるものと変化しないものの存在が見られる。

また、地すべり粘土を図中にプロットすると(△, ○, ☆印)ほぼ地表面の風化土分布の中に入る。このことより、地すべり粘土が特殊な環境下で生成した粘土ではなく、地表面の風化土と同じような風化作用を受けたことが十分考えられ、今後の地すべりの挙動解析や危険予知の研究には地表面の風化土を代用する場合の一つの根拠となり得る。

4. 鉱物学的分析

化学的風化の尺度として仮定した活性度は粘土鉱物の種類によって左右されるので、X線回析スペクトルの解析を試みた。その結果を代表的な試料について図-11に

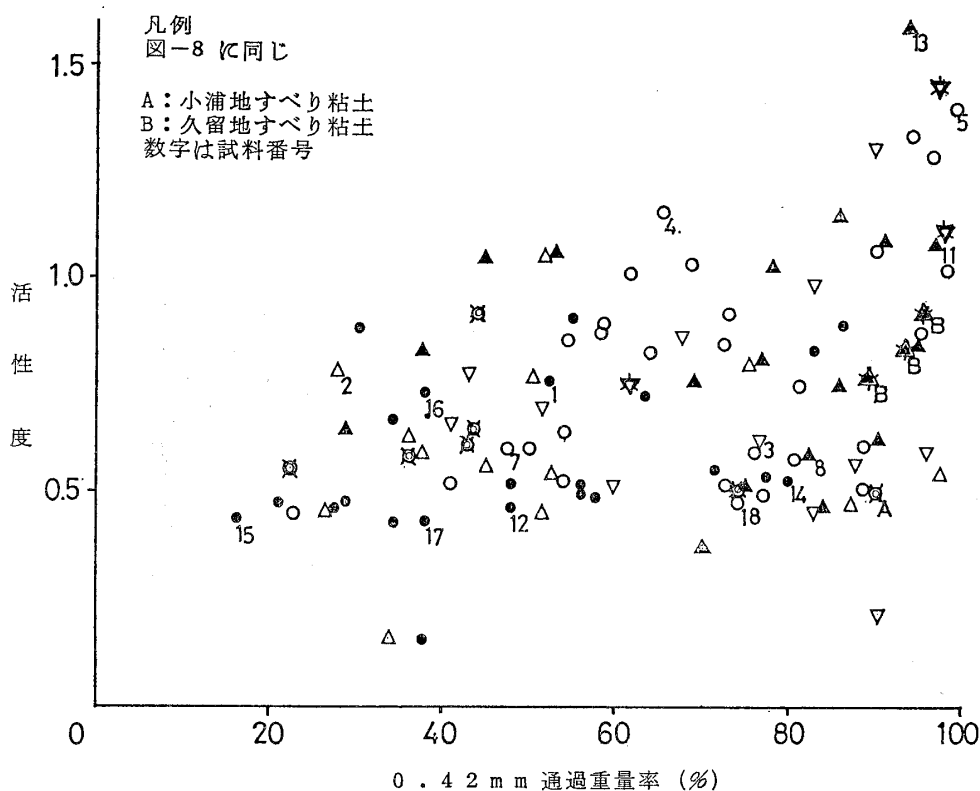


図-10 0.42 mm フライ通過重量率と活性度の関係

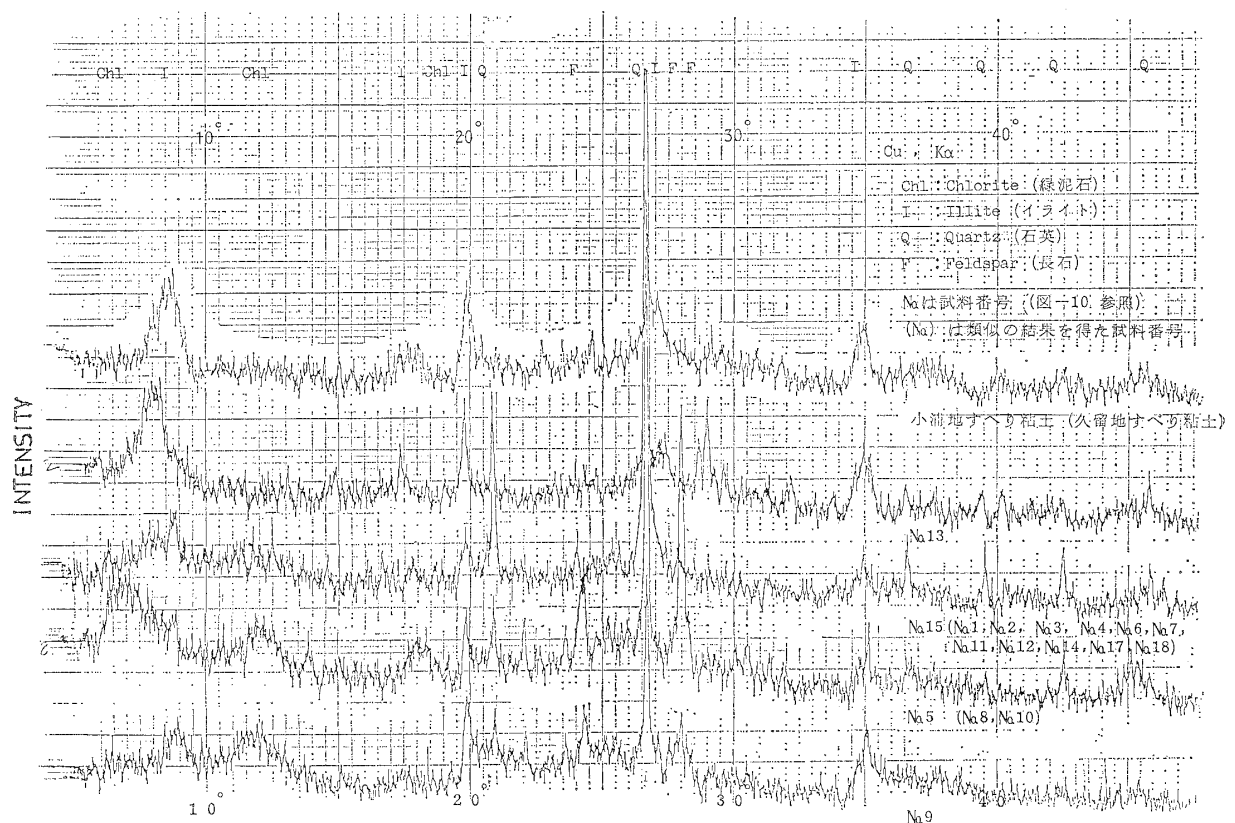


図-11 天草地区第三紀層風化粘土のX線回折結果

示す。

これによると、大部分の粘土はイライトであり、本地域の堆積岩風化土の主体を占めるものである。

また、一部の風化土には緑泥石の混入が見られるが、この緑泥石の存在する風化土は、ほとんどが第三紀の明石岬層である。この地層の中にはチョコレート色を呈する赤崎層があり、これは陸成堆積物であるため、緑泥石の混入は十分考えられる¹¹⁾。

このように、粘土鉱物の違いによって活性度が異なるのは理解できるが、同じイライトでも活性度が違っている。その原因は前述の化学的風化に起因するものと推定されるので、粘土表面の状況を調べる方法として強熱減量 (Li) および比表面積 (S.S.) を使用した。また、強熱減量 (Li) には有機物含有量 (C) も含まれるので、有機物含有量試験も試みた。

4.1 Li-C とコンシステンシー

ここでは粘土の結晶構造が緩く、結晶水が多いほど比表面積が大であり、ひいては活性度も高いものと予想されるので、強熱減量 (Li) とコンシステンシーとの関係を調べた。

有機物含有量の実験方法は土質工学会基準¹²⁾に従った。ここで、強熱減量 (Li) から有機物含有量 (C) を

引いた理由は、有機物含有量は少量ではコンシステンシーにさほどの影響を与えないが、強熱減量 (Li) には敏感に影響するためである。それ故、有機物の影響を除くために (Li-C) を用いた。

この (Li-C) とコンシステンシーの関係を 図-12 に示す。これによると (Li-C) の増加に従って液性限界 (LL)、塑性限界 (PL) および塑性指数 (Ip) も大きくなっている傾向が見られるが両者の相関性はあまり明確でない。この原因は、粘土の表面活性だけを表わす (Li-C) で砂やシルトを含んだ土のコンシステンシーを表現しているためである。それ故、粘土 1g あたりの (Li-C) と活性度を比較してみると 図-13 に示すように良い一致が見られた。

以上のことより、最初に予想したように、結晶水 (Li-C) が多いほど比表面積も多く、従って活性度も大きくなる事が確認された。なお、念のために、次節で S.S. と Li-C の関係を調べておく。

5. 比表面積

比表面積の測定は EGME 法¹³⁾によった。この比表面積 (S.S.) と粘土 1g あたりの (Li-C) の関係図 (図-14 参照) で示されるように、粘土 1g あたりの (Li-C) の量

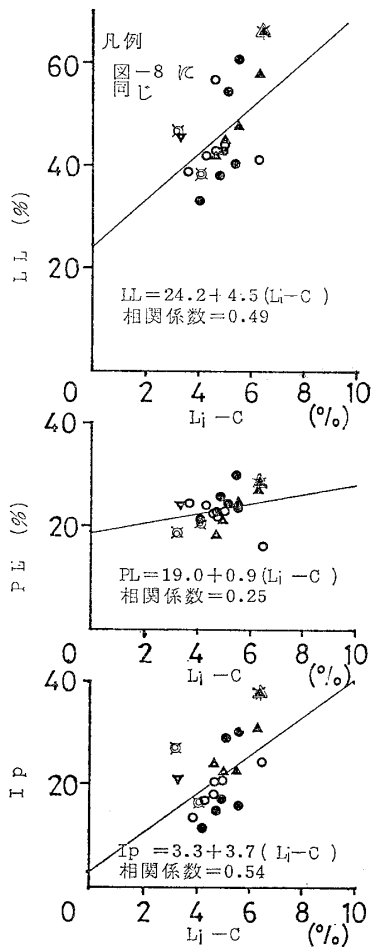


図-12 Li-C とコンシステンシーの関係

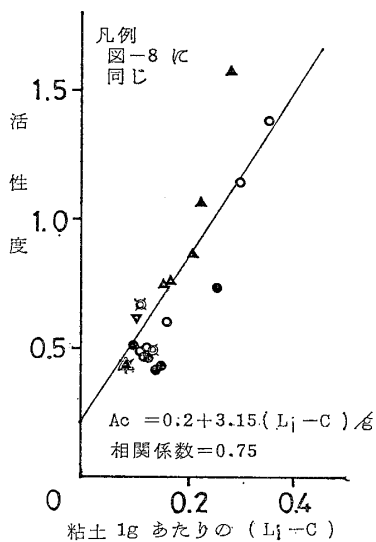


図-13 粘土1gあたりの (Li-C) と活性度

が大きければ比表面積 (S.S.) も大きくなっている。このことは比表面積 (S.S.) が大きければ粘土表面に吸着する水分も多くなっており粘土1gあたりの (Li-C)

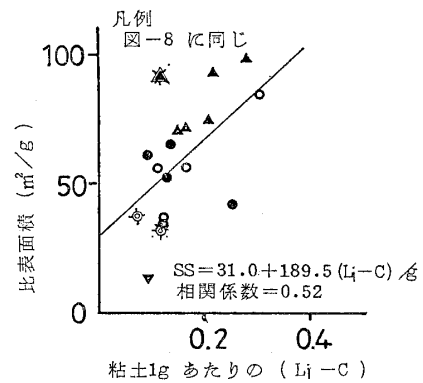


図-14 粘土1gあたりの (Li-C) と比表面積

も大きくなる傾向は当然と思える。

以上の結果より、各地層で活性度が異なる事、特に地すべり粘土は活性度の高い性質を持っている原因は、粘土表面の1gあたりの (Li-C) や比表面積 (S.S.) によるものである事を示した。

さらに Skempton⁷⁾ が示しているように、粘土の活性度が高いと粘着力は大きくなり、まさつ角は小さい。

この事より、活性度が高い粘土を持つ地層に水が供給され、粘着力が低下すると、地すべり発生率が高くなるという地すべり発生素因を説明できるものである。

結 論

a) 天草地区の堆積岩風化土は地層によって物理的性質に相違いがある。特に活性度については、同じ第三紀層の風化土でも違いが見られ、その活性度が高い地層に地すべり発生割合が高い傾向にある。

b) 本地区の粘土鉱物は主にイライトであり、一部の地層に緑泥石が見られる。

c) 粘土表面の活性の度合いを示す指標としては粘土1gあたりの (Li-C) や比表面積 (S.S.) が有効である。

d) 本地区において、地すべり粘土と地表面風化土との物理的性質の違いは、本報の風化基準では大きな差は見られない。この事は、地すべり粘土が特殊な環境で生成されるものでなく、母岩から風化した粘土がすべて地すべり粘土となり得る可能性を持っていることを示している。

e) 風化土の物理的性質の違いは土のせん断強度定数に大きく影響するものであり、それが地すべり発生の一素因と考えられる。このことは、今後、この素因をファクターとして土のせん断強度定数を仮定し、それを各地層の特徴として地すべり危険図を作成する有力な手段となるであろう。

参 考 文 献

- 1) 松本達郎, 野田光雄, 宮久三千年 (1978): 日本地方地誌“九州地方地誌”, 朝倉書店.
- 2) 田村 実他 (1968): 天草の地質, 熊本地学会誌, No. 28, pp. 1-34.
- 3) 荒牧昭二郎他 (1984): 熊本県天草上, 下島の地すべり型斜面崩壊危険図について, 応用地質, Vol. 25, No. 2, pp. 1-12.
- 4) 駒村富士弥 (1978): 治山, 砂防工学, 森北出版.
- 5) 岩永 伸 (1983): 地すべりと土質について, 地すべり調査に伴う土質試験の活用, 地すべり対策技術協会新潟支部.
- 6) H. Bolton Seed (1964): Clay Mineralogical Aspect of the Atterberg Limits, Proc. of ASCE, SM4, July, pp. 107-130.
- 7) A. W. Skempton (1953): The Colloidal “Activity” of Clay, Proc. 3rd Int. Conf. Soil Mech. Zurich, 1953, 1, pp. 57-61.
- 8) C. D. Ollier (1974): 風化——その理論と実態, ラテイス刊
- 9) アーカー, ラリオノフ (1973): 土の構造, 山海堂
- 10) Dorothy Carroll (1972): 岩石の風化, ラテイス刊
- 11) 庄司力偉 (1977): 堆積岩石学, 朝倉書店.
- 12) 土質試験法 (1980): 土質工学会
- 13) 江頭和彦, 梶山忠男, 有本尚文 (1977): アロフェン及びイモゴライトの表面積に及ぼす $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ - NaHCO_3 - Na citrate 及び 2% Na_2CO_3 処理の影響, 粘土科学, 第 17 卷, 第 2 号, pp. 38-47.
- 14) 葛上 久, 尾崎毅司, 中谷三男 (1971): 比表面と液性限界の関係, 農業土木学会論文集, Vol. 67, pp. 61-67.

(昭和 62 年 6 月 26 日受付, 昭和 62 年 9 月 1 日受理)