

論文

切土法面に見られる阿蘇溶結凝灰岩の風化形態と
それに基づく溶結凝灰岩斜面の風化帯構造

森山 哲朗*・横田修一郎**

**Weathered conditions of welded tuff with horizontal eutaxitic textures on excavated slopes,
and restored weathering zonation within natural hill slopes, Kyushu, Japan**

Tetsuro Moriyama* and Shuichiro Yokota**

Abstract

Weathering zonation of steep slopes of welded tuff characterized by obsidian lenses and systematic cracks were estimated based on styles of weathering conditions and rebound values of Schmidt rock hammer on artificially excavated slopes. Although horizontal microcracks and the slice-shaped fragments that are separated by them are notable within the weathered rocks, the zone of weathering as a whole is quite concordant with natural slopes. No elongation of crack planes under weathering is recognized. The weathered condition changes outward from fresh and massive to disintegrated condition through brecciated zones. These zonations were also confirmed by the distribution of rebound values of the Schmidt rock hammer.

This is due to the lack of brittle behavior usually characteristic of welded tuff. Cracks do not elongate during the process of weathering, and the rate of weathering of each intact rock body is greater than that of crack extension. Consequently, thickness and the dip angle of weathered zones of slopes may be important factors, even in welded tuffs.

Key words : weathering, welded tuff, Schmidt rock hammer, Aso pyroclastic flow

はじめに

第四紀の火砕流堆積物は火砕流台地とともにその縁辺部や開析谷で急崖を形成しやすいため、分布域内では自然斜面、人工切土斜面を問わず崩壊が頻繁に発生する。一般に斜面崩壊の発生では構成する岩石・岩盤の状態とそれらの風化状態も含めた構造が主要な地質的素因となるが、火砕流堆積物のように明瞭な層理面をもたず、岩石・岩盤が本来均質・等方的な場合には、斜面表層の風化帯構造がその不安定化を大きく左右する。

このような火砕流堆積物が広範囲に分布する地域では、道路等の構造物に沿って切土法面の連続することが多く、それらの大規模化に伴って斜面安定性評価の重要性が近年高まりつつある(江崎, 2002 など)。連続斜面の安定性評価では、単純化した斜面構造をもとに不安定化に関与するパラメータ値を斜面ごとに推定していくのが一般的であるが、これには斜面構造の妥当性を現実の斜面にて確認しておく必要がある。

火砕流堆積物のなかでもシラスに代表される非~弱溶結の凝灰岩では、クラックが少ないことを反映して、岩石 (intact rock) 自体の風化・劣化状態とその分布が斜面表層における

岩盤レベルの風化構造をも表している。このため、斜面崩壊に関連した風化帯構造の研究に際し、貫入硬度計等を用いた岩石強度の測定とその空間分布の把握に努力が払われてきた(横田, 1996; Yokota and Iwamatsu, 1999; 横山ほか, 2001)。

これに対して、強溶結した岩石・岩盤ではクラックが多いため、岩盤レベルの風化過程では岩石自体の風化・劣化に加えてクラックの伸張や組み合わせ、開口なども大きく関与する。したがって、岩石自体の風化状態とその分布は必ずしも岩盤の風化構造を表すものではない。このため、溶結凝灰岩斜面における岩盤としての風化構造を具体的に示した例はほとんどない。さらに強溶結した岩石は偏平化した軽石レンズを含み、力学的異方性も有するであろうから、風化に伴ってこれらが不安定性にかかわる独自の構造をつくる可能性もある。

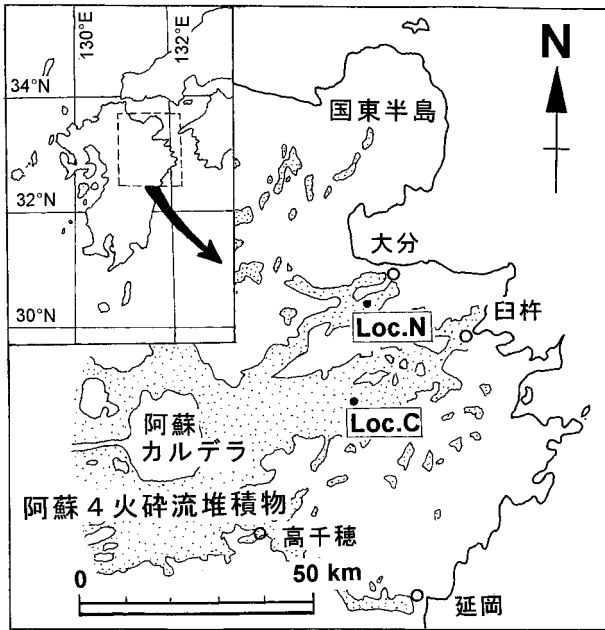
このように考えると、斜面の安定性評価の面からも溶結凝灰岩斜面における一般的な風化状態と岩盤としての風化帯構造を現実の斜面にて把握することが必要である。そこで、筆者らは大分県内(第1図)において、阿蘇溶結凝灰岩よりなる切土法面を利用して溶結凝灰岩斜面表層の風化帯構造を調べた。

阿蘇火砕流堆積物の溶結凝灰岩と調査地点

対象とした阿蘇溶結凝灰岩は阿蘇カルデラ起源の火砕流堆積物である。阿蘇カルデラ起源の大規模火砕流堆積物は、年

* 島根大学大学院理学研究科地質学専攻(現在 サンコーコンサル
タント(株)東京支店) Sunkou Consultants, Co, Tokyo Office
E-mail: t.moriyama@suncoh.co.jp

** 島根大学総合理工学部地球資源環境学科 Department of Geosciences,
Shimane University
E-mail: yokota@riko.shimane-u.ac.jp



第1図 九州北東部における阿蘇4火砕流堆積物の分布と対象地点。Loc.C：大分県豊後大野市大野町沈墮^{ちんだ}，Loc.N：大分市野津原町原村七瀬川右岸

代順に Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4 火砕流とよばれており(小野, 1965; 小野・渡辺, 1983; 寺岡ほか, 1992; 吉岡ほか, 1997), これらのうち, Aso-4 火砕流堆積物(約 90 ka)は中部九州の熊本県から大分県にかけて広く分布している(第1図)。これは岩相から Aso-4 A, Aso-4 B, Aso-4 T 火砕流堆積物の3サブユニットに区分され, ほぼこの順で下位から上位に重なっていると考えられている(吉岡ほか, 1997)。このうち, Aso-4 A 火砕流堆積物が今回対象とする溶結凝灰岩に相当する。岩石学的には角閃石含有紫蘇輝石流紋岩であり, 広大な火砕流台地を構成している。また, その一部は急崖を伴う開析谷を形成している。

溶結凝灰岩の風化に関する研究は花崗岩類や火山岩類のそれらに比較して少ないが, 最近では構造物や地形形成との関連でいくつかの試みがなされてきた(姜ほか, 1997; 西山・楠田, 1994; 山口ほか, 2001)。また, 斜面崩壊に関連して凝灰岩の風化過程に伴う物理・化学的变化にも注目されてきた(千木良・中本, 1999, 2001; Chigira et al., 2002 など)。

溶結凝灰岩は一般に偏平化した軽石を多数含んでいるが, 軽石はガラス質のため黒曜石様のレンズをなし, 細粒の基質とともにユータキシティック構造を呈している。これは岩石の力学的異方性をもたらし, 現実に規則的なクラックの中にはこれに平行または直交する方向が多い。

調査対象とした地点は第1図に示すように大分市市街地の南方約 30 km の豊後大野市大野町沈墮^{ちんだ}(Loc.C)と同南西約 15 km の大分市野津原町原村の七瀬川右岸(Loc.N)である。両地点とも供給源の阿蘇カルデラから約 50 km 離れており, 流下した火砕流全体のなかではその末端近くに相当する。両地点とも岩相は互いに類似しており, 初生的な溶結程度は同程度と推定される。阿蘇溶結凝灰岩の開析谷では一般に高い急

崖をなすことが多いが, 両地点は火砕流台地の末端部であるとともに, 河川による開析・浸食によって急崖の比高は低い。このため, 調査や測定は比較的容易である。

両地点には最近掘削された複数の切土法面があり, 個々の法面上で風化形態を観察したうえ, シュミット・ロック・ハンマー反発度を多数測定した。複数の切土法面上での風化状態や反発度分布を組み合わせることによって, 自然斜面全体の風化帯構造を推定できると考えられるためである。なお, クラックの多い溶結凝灰岩では, 岩盤の弾性係数や強度などの力学性を得るのにシュミット・ロック・ハンマー反発度が有効であり, 各地で使用されている(今泉ほか, 1989 など)。

以下には両地点の切土法面上での風化形態とそこでのシュミット・ロック・ハンマー反発度の分布をもとにした風化帯構造について述べる。

Loc.C(豊後大野市大野町沈墮^{ちんだ})における風化形態と反発度分布

Loc.Cは大野川支流平井川に沿った丘陵の開析斜面である(第2図(a))。駐車場設置のために掘削された切土法面のなかで露出状況の良い3法面を選定し, それぞれをC1, C2, C3とした(第2図(b))。法面C1は延長約 17 m, 最大高さ約 3 m, 法面C2は延長約 17 m, 最大高さ約 2 m, また法面C3は延長約 24 m, 最大高さ約 2 mである。

1. 溶結凝灰岩の風化状態

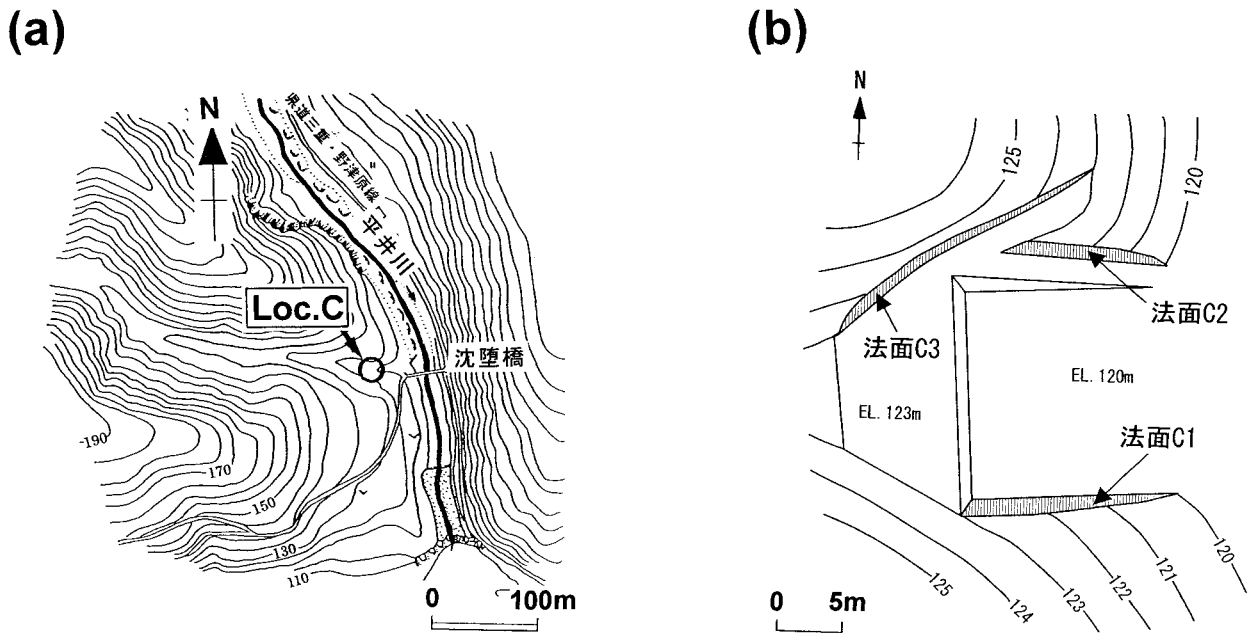
第3図(a), (b), (c)に法面C1, C2, C3上での溶結凝灰岩の風化形態を示す。図は約 70°の傾斜をもった法面を鉛直面に投影したものであり, 水平距離および高さはそれぞれの法面左端下を起点とした。

法面C2の右端には河岸段丘堆積物の円礫が現れているが, これ以外はいずれも灰色～暗灰色を呈する溶結凝灰岩であり, 偏平化した黒曜石レンズを多数含んでいる。黒曜石レンズの偏平度に基づけば, 溶結程度は本地点内では互いにはほぼ同程度と推定される。

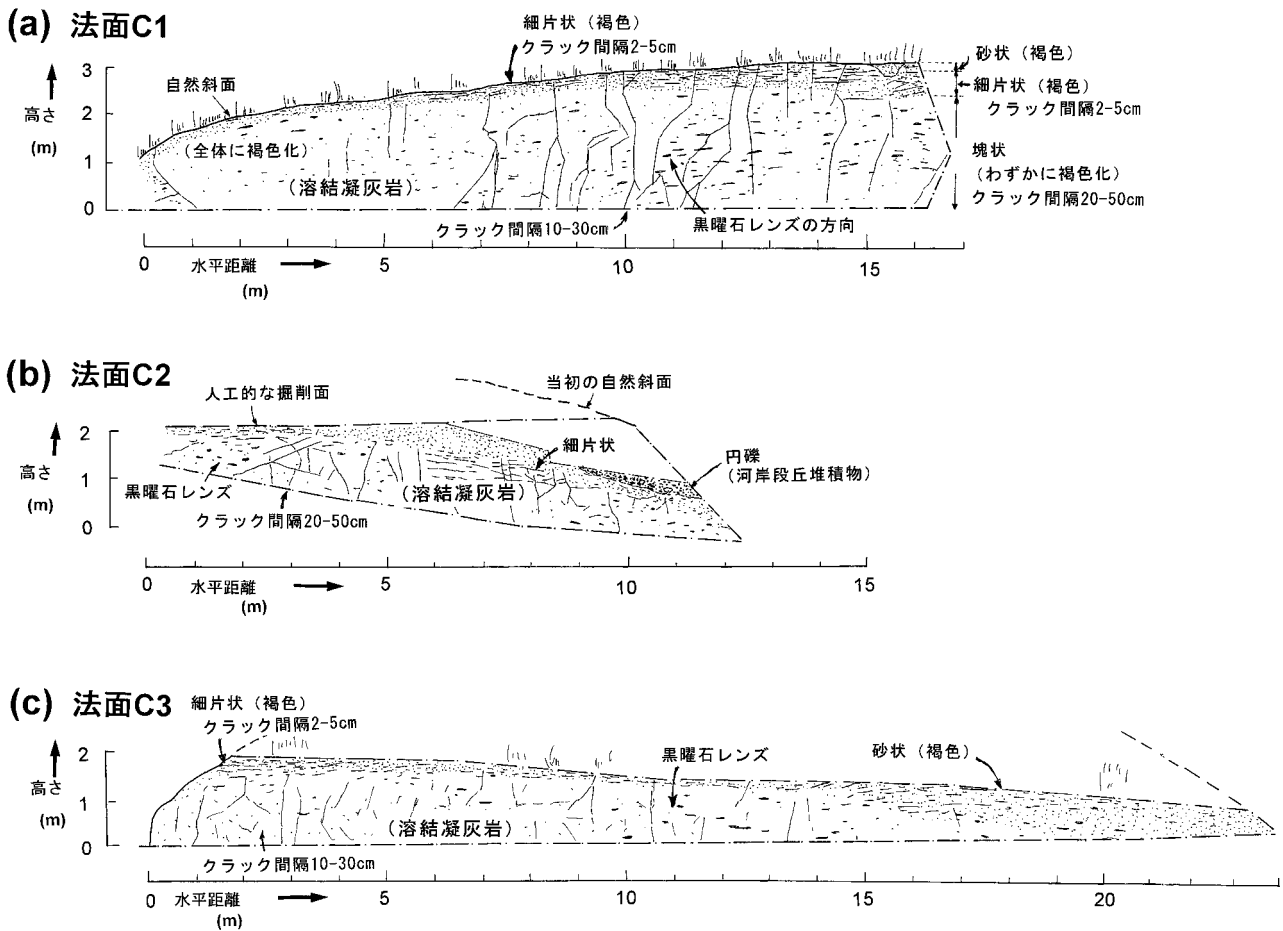
高さ約 3 mの法面C1では表土直下の強風化部から塊状をなす新鮮・硬質な部分までの岩盤状態の変化が現れている。風化形態に関して代表的な部分の上下方向への変化を第4図に示す。

これによれば, 法面上端(自然斜面の表面)直下はわずかに褐色砂状化しており, その下方にはほぼ水平な微小クラックが発達して, 岩石は厚さ 2~5 cmの細片状を呈している。これより下方では角礫化部分を含みながら灰白色の塊状部に移行している。水平微小クラックの多くは偏平化した黒曜石レンズに沿っており, ユータキシティック構造がもたらす力学的異方性に支配されて形成されたと考えられる。法面下部では塊状, 硬質となり, ほぼ鉛直で系統的な節理面が数 10 cm ないし 1 m 間隔で現れている。

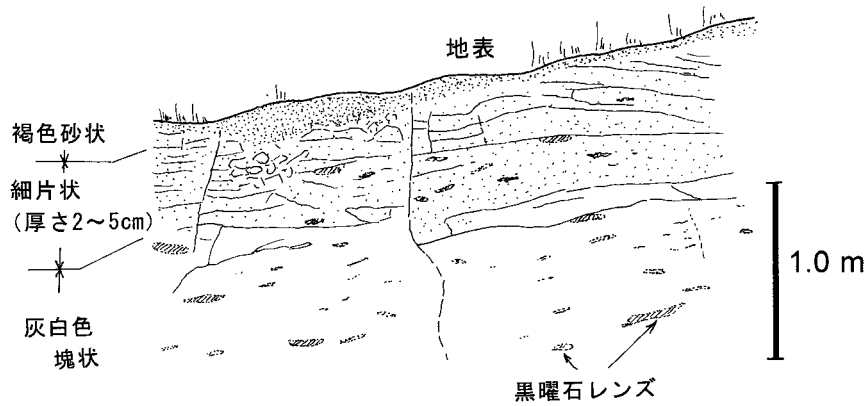
第4図のような風化形態の変化は他の法面でも確認でき, とくに水平微小クラックによる細片状部は法面C2, C3でも上端(法肩)から約 0.5 mの範囲に存在しており, 溶結凝灰岩に特有な風化形態と考えられる。



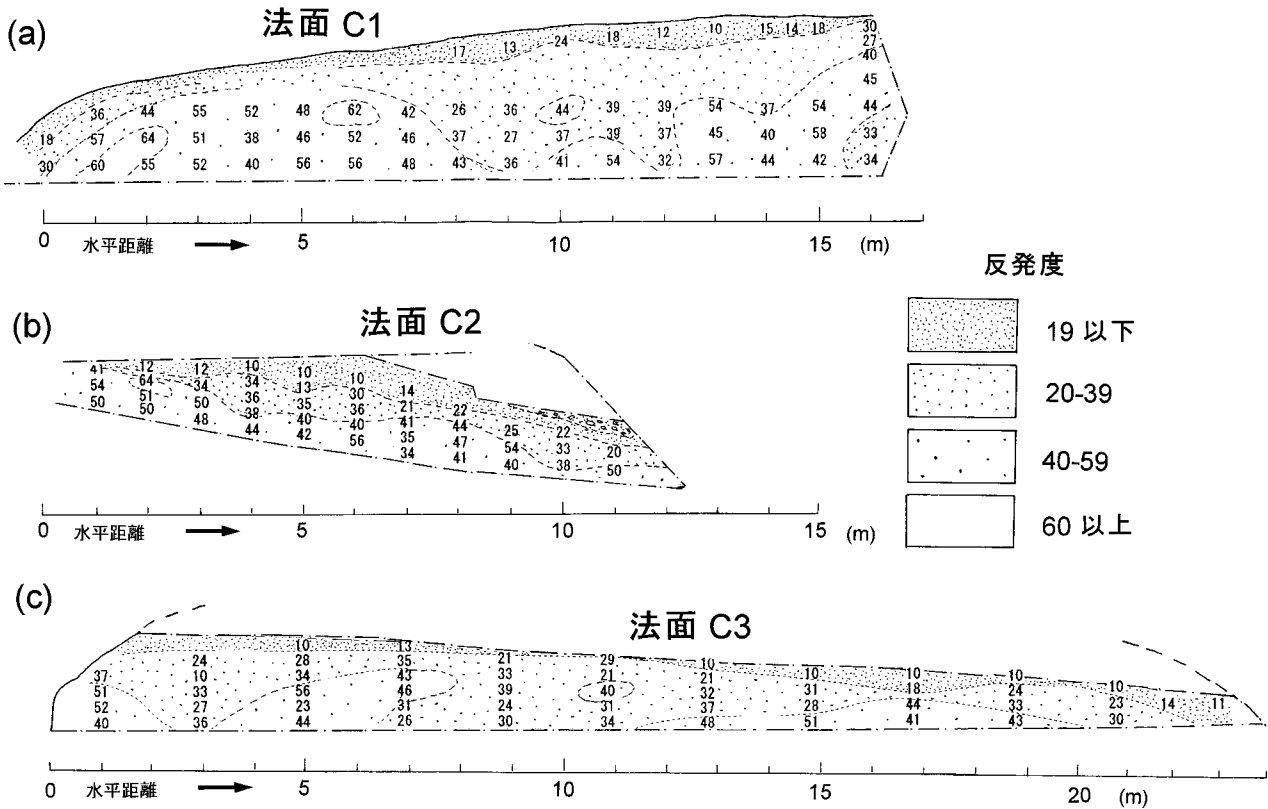
第2図 Loc.C周辺の地形(a)と掘削法面の位置(b). 大分県豊後大野市大野町沈墜^{ちんだ}.



第3図 掘削法面C1, C2, C3の形状と溶結凝灰岩の風化形態. 各法面の水平距離および高さはいずれも左下を起点とする.



第4図 法面C1における砂状から細片状をへて塊状にいたる風化形態。



第5図 法面C1, C2, C3上で得られたシュミット・ロック・ハンマー反発度の値とその分布。各法面の水平距離および高さはいずれも左下を起点とする。

3つの切土法面はいずれも自然斜面とは大きく斜交したものであることから、法面上の風化形態変化は、自然斜面の表面から内部への変化が現れたものとみることができる。

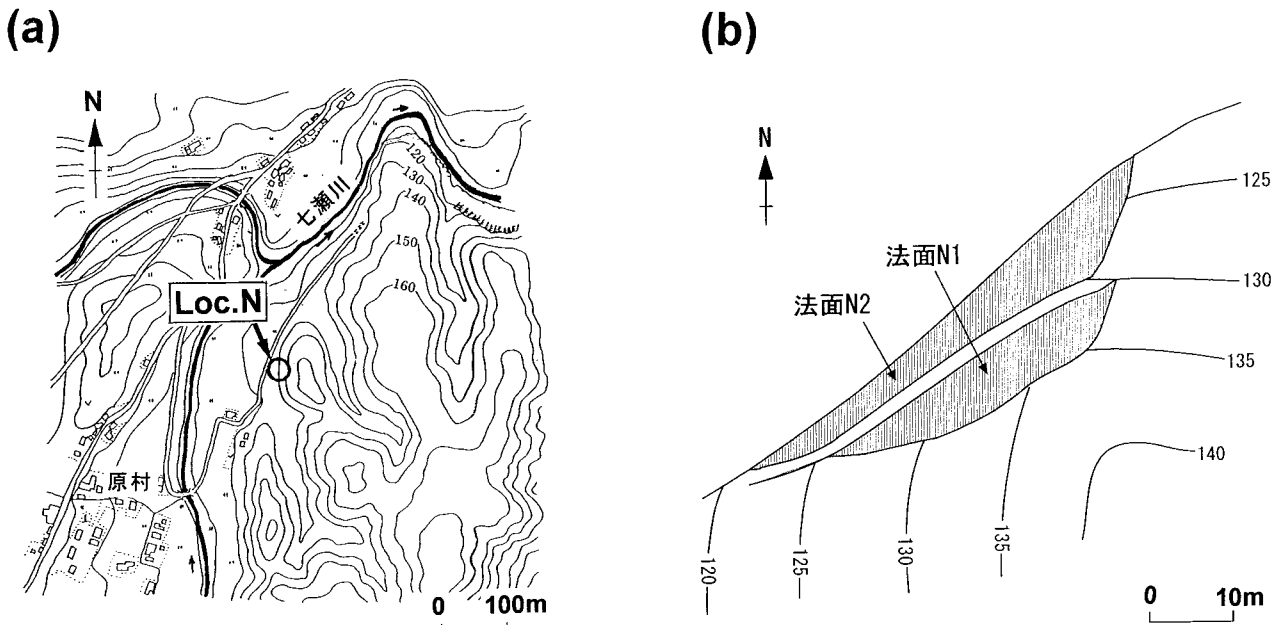
2. シュミット・ロック・ハンマー反発度の分布

対象とした切土法面上に水平・垂直のグリッド線を設定し、シュミット・ロック・ハンマー反発度を測定した。グリッド間隔は法面C1では水平1.0m, 垂直0.5m, 法面C2では水平1.0m, 垂直0.3m, また、C3では水平2.0m, 垂直0.3mである。部分的には測定間隔はさらに狭い箇所もあるし、露出状況との関係で測定点が断続的な箇所もある。得られた

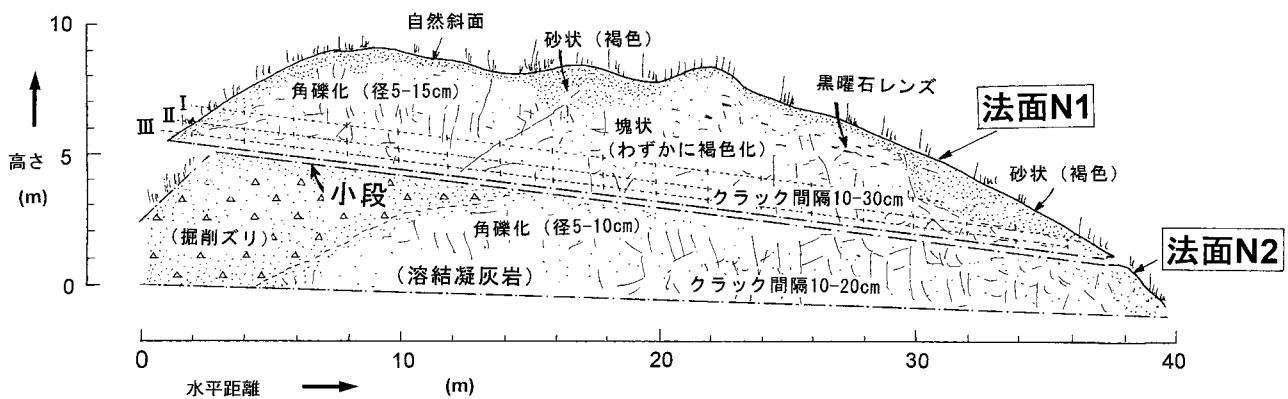
反発度とその分布を第5図に示す。

これによれば、反発度の数値にはバラツキが見られるが、個々の法面の最下端(法尻)では反発度はほぼ40以上であり、部分的には60近い。これに対して上端(法肩)付近ではほぼ20以下となっており、反発度は全体として法面内で上方に向かって低下している。初生的な溶結程度はいずれの法面でもほぼ同様と推定されることから、反発度の違いはそれ以降の風化・劣化程度の違いを表していると考えられる。

第5図では個々の数値をもとにおおよその反発度等値線を図示している。これを第3図の風化形態と対応させれば、40



第6図 Loc.N周辺の地形 (a) と掘削法面の位置 (b).
大分市野津原町原村.



第7図 法面N1, N2の形状と溶結凝灰岩の風化形態. 水平距離および高さは法面N2の左下を起点とする. 法面N1の左端に示したI, II, IIIとそれらに対応する点線は第9図の測線位置を示す.

以上の部分は塊状を呈して比較的節理間隔の大きな部分に相当する。また、20以下の部分は前述した微小クラックを伴って細片状を呈する部分に相当する。等値線でみてもバラツキはあるものの、全体として上端から下端に向かって数値が高くなる傾向は認められ、自然斜面の表面から内部への風化の進行が読み取れる。

Loc.N (大分市野津原町原村) における 風化形態と反発度分布

Loc.Nは大分川支流の七瀬川に沿った丘陵斜面であり(第6図(a)),北西方向に張り出した標高120~140mの尾根末端部の道路切土法面が対象である。法面は全体として延長約40m,高さ約10mであるが,中央の小段を境にして上下2つの法面N1,N2に分けることができる(第6図(b)).切土

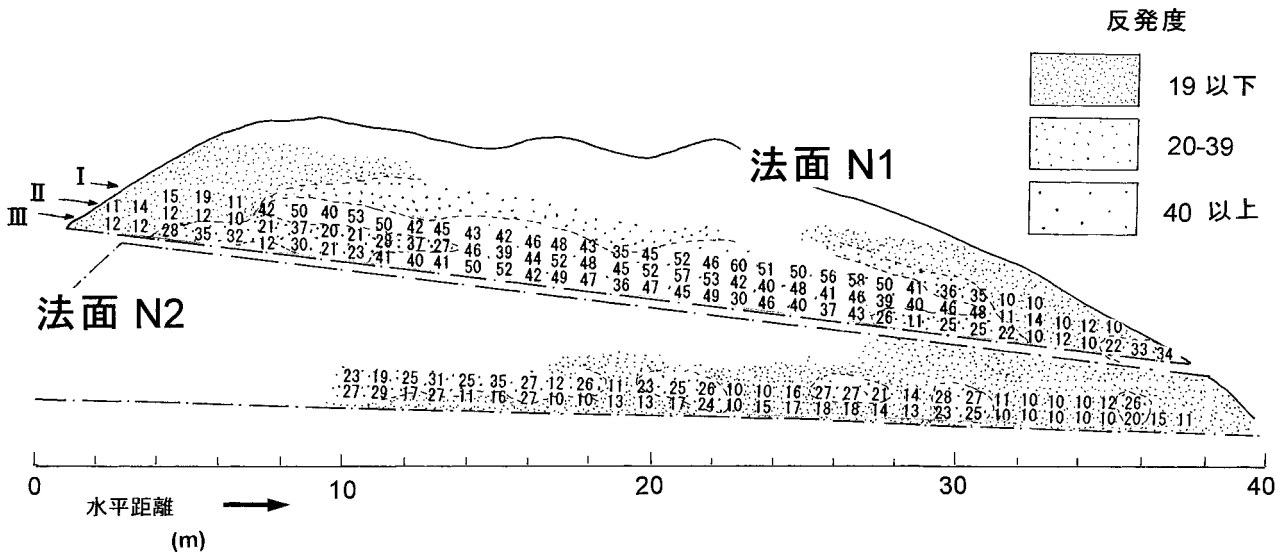
法面の走向は自然斜面にはほぼ平行し,傾斜角は約40°と自然斜面よりわずかに急にすぎない。このため,両法面の自然斜面からの掘削深度は最大でも2~3mと浅い。

1. 溶結凝灰岩の風化状態

N1とN2の法面形状とそこでの溶結凝灰岩の風化形態を第7図に示す。ここでも傾斜した法面を鉛直面に投影し,水平距離および高さはそれぞれの法面左端下を起点とした。両法面は鉛直方向には連続的に近いが,水平方向には幅約1.5mの小段によって分離されている。

両法面上の溶結凝灰岩にも偏平な黒曜石レンズとともに系統的なクラックが発達している。黒曜石レンズは全体として水平に近いが,西または東にわずかに傾斜したものもある。また,Loc.Cと同様に褐色砂状から新鮮塊状までの風化形態の変化を連続的にみることができる。

比較的新鮮で灰色の塊状部は法面N1の中央(左端からの



第8図 法面 N1, N2 上で得られたシュミット・ロック・ハンマー反発度の値とその分布。水平距離および高さは法面 N2 の左下を起点とする。法面 N1 の左端に示した I, II, III は第9図の測線位置。

距離 15~25 m) などに見られるが、全体として 10~30 cm 間隔のクラックの発達した部分が多い。法面 N1 両端の法肩付近では褐色砂状部が広い。法面 N2 では全体に角礫化した部分が多い。本地点においても、黒曜石レンズの偏平度に基づけば、初生的な溶結度は法面全体にわたってほぼ同程度と推定される。

2. シュミット・ロック・ハンマー反発度の分布

法面 N1, N2 内では水平 1.0 m, 垂直 0.5~0.8 m 間隔のグリッドを設定した。測定は法面全体にわたるものではないが、全体の傾向は把握できる。得られた反発度分布を等値線とともに第8図に示す。

反発度のバラツキは全般に大きい。法面 N1 内では下端中央付近で反発度 40 以上の箇所があるが、他ではほとんど 30 以下である。法面 N1 の左右両端から 2~4 m までは 20 以下と低く、なかでも褐色砂状部では 10 以下である。

法面 N2 内では大半は 10~30 と反発度は低い。これは後述するように、水平方向の掘削量が法面 N1 では最大 2~3 m であるのに対して、法面 N2 では 1 m 以下と極めて浅いためである。

第9図は法面 N1 上において法面の下端(小段)から 0.5, 1.0, 1.5 m の高さで、小段に平行に測線 (I, II, III) を設定し、反発度の測線方向への変化を示したものである。これには個々の測定点での値とともにそれらを多項式近似した曲線を付している。図中の水平距離はそれぞれの測線左端からのものである。

第7図と対応させれば、褐色化が著しい砂状部は反発度がほぼ 10 以下であり、径 5~15 cm の角礫化部では 20~30 前後、さらに節理面があっても塊状を呈する部分はほぼ 40 以上である。

値のバラツキは大きい、風化・劣化による反発度の変化は大局的にみるとほぼ連続的である。しかし測線-I (高さ 1.5 m) の変化曲線では、反発度が 20 前後と 40 前後の間に

ギャップがあるとみることもできる。これは第7図と対応させれば、角礫状~塊状部と砂状~細片状部の間であり、溶結凝灰岩の風化過程では、ある段階で細片状の形態が急に現れ、これが岩盤としての急激な強度低下をもたらす可能性を示している。

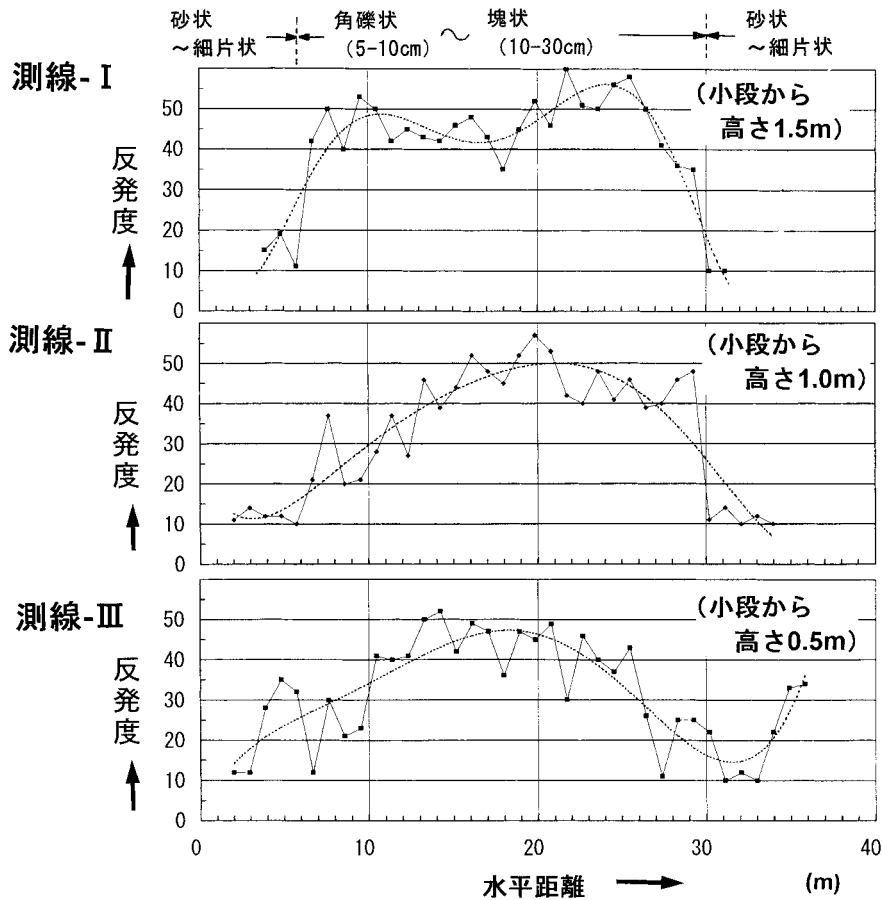
溶結凝灰岩斜面の風化帯構造—風化帯とその厚さ

Loc.C および Loc.N の切土法面にて得た風化に関する情報を組み合わせれば、自然斜面全体の風化帯構造をある程度推定できる。各法面上のシュミット・ロック・ハンマー反発度の分布(第5, 8図)をもとに推定した岩盤風化帯構造を自然斜面の縦断面図・横断面図として第10図(a), (b)に示す。

第10図(a)の A-A'断面, B-B'断面は Loc.C の、また(b)の C-C'断面, D-D'断面は Loc.N の代表的な断面である。各断面図は左端からの水平距離と標高で示している。それぞれの図中には掘削前の自然斜面を破線で示すが、これは全体的な地形と断片的に残存する植生から推定したものである。風化帯区分は反発度 0~20, 20~40, 40以上と区分した。

自然斜面が比較的緩傾斜な Loc.C では、A-A', B-B'断面に示すように反発度 20 以下の強風化ゾーンは厚さ 0.2~0.7 m で緩斜面直下に存在する。また反発度 20~40 の軽微な風化ゾーンはこの下方に同様に分布し、厚さは 1.0~1.4 m である。両者を合わせた反発度 40 以下を「風化帯」とすれば、厚さは 1~2 m であり、全体として自然斜面に調和的である。

一方、尾根末端部の Loc.N でも、C-C'および D-D'断面に示すように、反発度 40 以下の「風化帯」は自然斜面に調和的である。D-D'断面上では反発度 20 以下のゾーンの厚さは見かけ上 3.0 m 以上、また 20~40 のゾーンも 2.0 m 以上のところがあるが、D-D'断面は当初の斜面と浅い角度で斜交していることから、風化帯の真の厚さは最大でも 1.5 m 前後と推定され、Loc.C と大差はない。



第9図 法面N1におけるシュミット・ロック・ハンマー反発度の水平距離による変化。測線I, II, IIIの位置は第7, 8図に対応。なお、点線は個々の測定値を多項式近似(5次関数)によって滑らかにしたものである。

斜面における風化帯形成には一般に地下水位が大きく関与する可能性があるが、今回の両地点はいずれも浸出水など見られず、したがって定常的な地下水位はそれぞれの掘削法面よりも下位にあると考えられる。岩石の褐色化と軟質化の対応も考慮すれば、全体に酸化を主体とした風化作用が大きく関与してきたと考えられ、それが進行しやすい環境下であったと推定される。

溶結凝灰岩斜面における風化帯の形成

多くのクラックを含み、偏平な黒曜石レンズによって力学的異方性を有する溶結凝灰岩でも岩盤としての風化帯構造は自然斜面に沿ったものであることが確認された。溶結凝灰岩では水平に近いユータキシティック構造に依存した細片状部が特徴的ではあるが、岩盤の風化帯のトレンドは必ずしもこれに支配されておらず、部分的にはこれに斜交している。この関係を概念的に示せば、第11図のようになる。

多くのクラックを含んでいるにもかかわらず、岩盤レベルの風化帯構造には特定のクラックに支配されたものは現れていない。クラックの大半は岩石の冷却・収縮時の引張破断面と推定され、風化過程を通じて存在していたにもかかわらず、岩盤レベルの風化の進行ではこれらのクラックはほとんど関

与しないことが明らかになった。

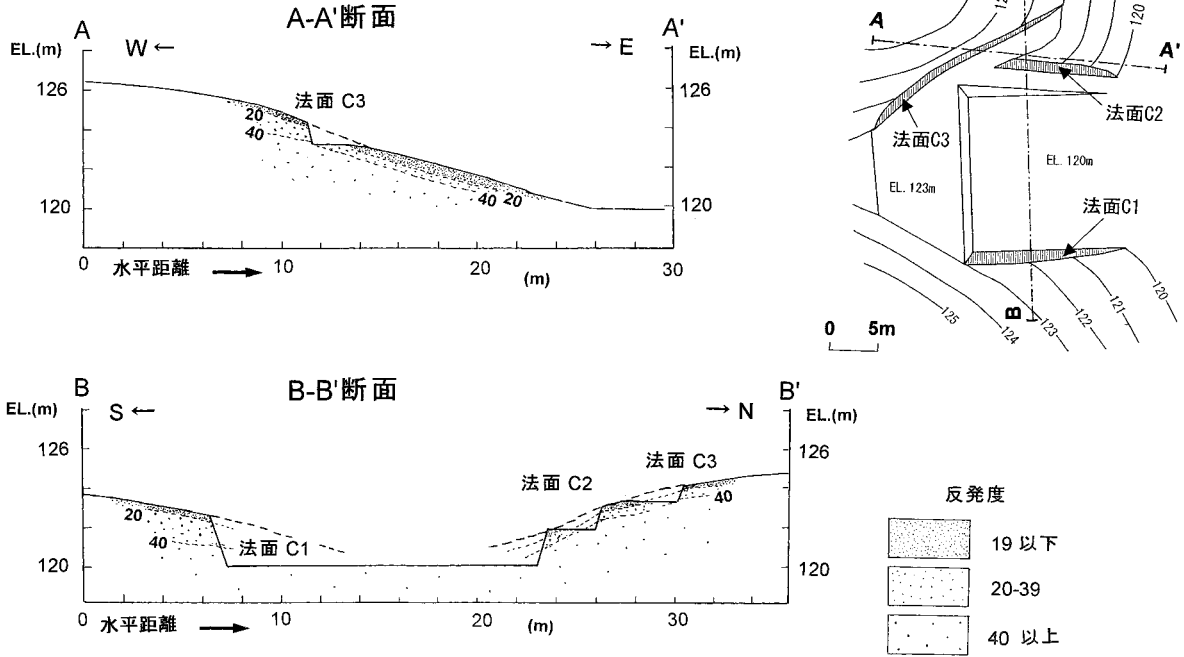
これは、溶結凝灰岩の風化過程では、岩石・岩盤中に風化に伴う局所的な応力変化が現れても、挙動が脆性的ではなく、クラックの伸張にいたらなかったためと考えられるし、あるいはクラックが多少伸張したとしても、岩石自体の風化速度の方がクラックの伸張速度を上回ってきたためとも考えられる。これらが溶結凝灰岩の風化過程における1つの特性を表すのであろう。

このように考えると、無数のクラックと異方性岩石組織をもった溶結凝灰岩の急斜面でも、不安定評価にはシラスと同様に表層の風化帯の厚さや傾斜角を重要な要素として取り扱うことができる。すなわち、斜面に沿った風化帯の厚さとその物性値を主要パラメータとする並進すべり (translational slide) モデルなどの適用が可能である。ただし、主要パラメータの風化層の厚さについては個々の斜面中の位置によって異なるであろうから、ここでの調査結果だけからは溶結凝灰岩地帯のすべてについての一般化は難しい。

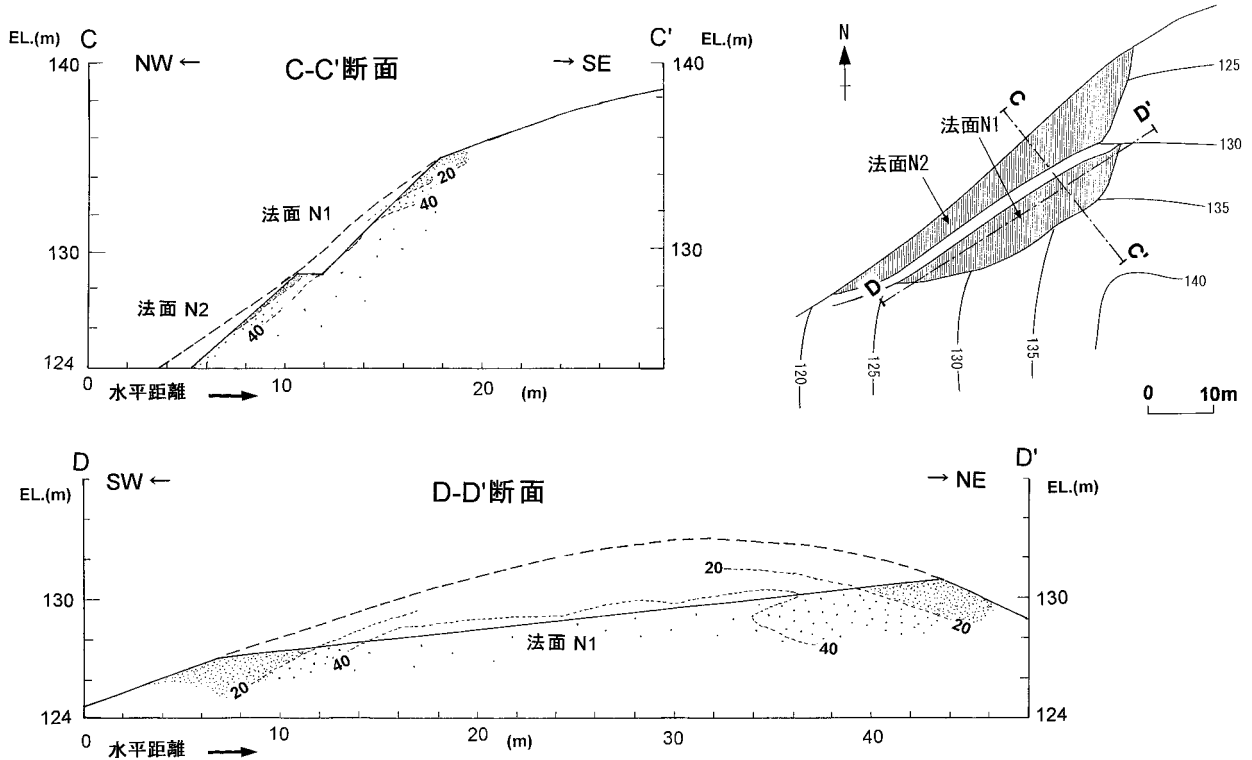
なお、本溶結凝灰岩にも柱状節理の発達した箇所もあるが、特定方向のクラック(節理)が著しく発達した柱状節理斜面ではそれらのクラックに依存した風化形態が現れるであろう。

インタクトロックとしての溶結凝灰岩の風化機構には、火

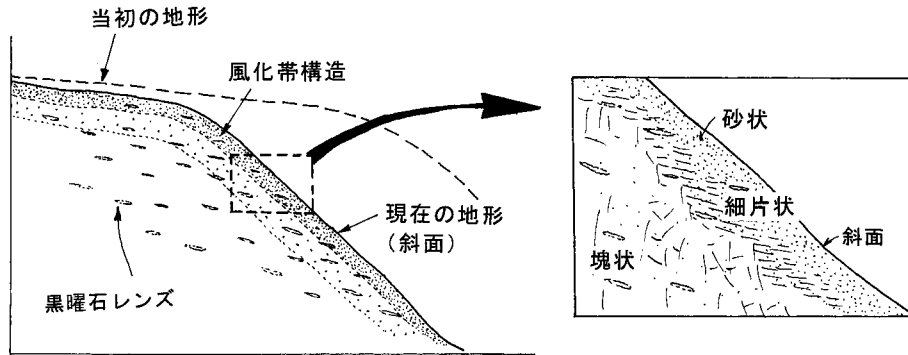
(a) Loc. C



(b) Loc. N



第10図 シュミット・ロック・ハンマー反発度をもとにした溶結凝灰岩斜面における風化帯構造. (a) Loc.C (A-A'断面およびB-B'断面). (b) Loc.N(C-C'断面およびD-D'断面). 風化帯区分はシュミット・ロック・ハンマー反発度の0~20, 20~40, 40以上である.



第11図 自然斜面に調和的な溶結凝灰岩の風化帯構造モデル。風化帯はクラックや岩石組織とは斜交している。

山岩と同様に鉱物の酸化，粘土鉱物化，火山ガラスの水和が考えられる。これらに伴って，化学成分の移動・溶脱，微小クラックの発達，乾燥密度の低下，有効間隙率の増加等が起こりうるし（森山・横田，2000），さらに凍結融解やスレーキング，塩類風化も考え得る。風化帯の形成においてこれらが互いにどのように関与したのかは今後の課題である。

ま と め

無数のクラックと偏平な黒曜石レンズで特徴づけられた溶結凝灰岩斜面の風化帯構造を得るため，大分県の阿蘇溶結凝灰岩地帯において，切土法面上の風化形態観察とシュミット・ロック・ハンマー反発度の測定を行った。これらに基づく検討結果は以下のようにまとめられる。

- (1) 溶結凝灰岩の強風化部ではユータキシティック構造に支配された水平微小クラックと岩石の細片化が顕著であるが，岩盤の風化帯構造はそれらとは斜交し，むしろ自然斜面に調和的である。
- (2) クラックの一部は開口しているが，クラックの伸張は岩盤風化帯構造へほとんど影響していない。
- (3) 結果として，溶結凝灰岩斜面では内部の塊状部から外側に向かって角礫状，細片状，砂状の風化形態が帯状配列している。
- (4) シュミット・ロック・ハンマー反発度では，塊状部から砂状部へいたる反発度は比較的連続的に変化している。自然斜面に沿った反発度40以下の風化帯の厚さは1～2mであった。
- (5) 風化帯構造がクラックや岩石組織に依存しないのは，風化に伴って岩石・岩盤中に局所的な応力変化が現れても，挙動が脆性的ではなく，クラックの伸張にいたらなかったためと考えられるし，あるいはクラックが多少伸張したとしても，岩石自体の風化速度の方がクラックの伸張速度を上回ってきたためとも考えられる。
- (6) したがって，異方性岩石組織をもった溶結凝灰岩の急斜面でも不安定評価には並進すべりモデルをもとに表層の風化帯の厚さや傾斜角を主要なパラメータとして取り扱うことができる。

引用文献

- 千木良雅弘・中本 舞，1999，1998年福島県南部豪雨による崩壊の地質的素因，日本応用地質学会平成11年度研究発表会講演論文集，61-64。
- 千木良雅弘・中本 舞，2001，気相晶出固化作用を受けた火砕流堆積物の風化と崩壊，日本応用地質学会平成13年度研究発表会講演論文集，231-234。
- Chigira, M., Nakamoto, M. and Nakata, E., 2002, Weathering mechanisms and their effects on the landsliding of ignimbrite subject to vapor-phase crystallization in the Shirakawa pyroclastic flow, northern Japan, *Engineering Geology*, **66**, 111-125.
- 江崎哲郎，2002，GISを用いた溶結凝灰岩直立斜面防災システムの検討（大分県地区），国土交通省GIS公募型実証実験平成14年度実験成果集，85p。
- 今泉真之・富田友幸・座波吉実，1989，シュミットロックハンマーによる宮古島南東部琉球石灰岩の工学的性質について，*応用地質*，**30**, 1-13。
- 姜 開君・渡辺一郎・江崎哲郎，1997，石造文化財に使用されている溶結凝灰岩の初期風化の化学指標，*応用地質*，**38**, 205-212。
- 森山哲朗・横田修一郎，2000，物性値と岩石組織からみた阿蘇溶結凝灰岩の風化過程，日本応用地質学会平成12年度研究発表会講演論文集，9-12。
- 西山 考・楠田 啓，1994，凝灰岩の風化プロセスと評価，*資源地質*，**44**, 25-31。
- 小野晃司，1965，阿蘇カルデラ東部の地質，*地質雑*，**71**, 541-553。
- 小野晃司・渡辺一徳，1983，阿蘇カルデラ，月刊「地球」，no.5, 73-82。
- 寺岡岡司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司，1992，犬飼地域の地質，*地域地質研究報告*（5万分の1地質図幅），地質調査所，129p。
- 山口宏子・小口千明・西山賢一・松倉公憲，2001，阿蘇火砕流堆積物の岩石物性に関する予察的考察，筑波大学陸域環境研究センター報告，no.1, 59-65。
- 横田修一郎，1996，土壤硬度計によって得られたシラス急斜面表層部における劣化分布，*島根大学地球資源環境学研究報告*，no.15, 103-114。
- Yokota, S. and Iwamatsu, A., 1999, Weathering distribution in a steep slope of soft pyroclastic rocks as an indicator of slope instability, *Engineering Geology*, **55**, 57-68。
- 横山 修・千木良雅弘・横田修一郎，2001，シラスの風化帯と水文地質学的意義，日本応用地質学会平成13年度研究発表会論文集，227-230。
- 吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博，1997，大分地域の地質，*地域地質研究報告*（5万分の1地質図幅），地質調査所 65p。

（受付：2006年10月2日，受理：2006年12月11日）