

シラス台地斜面脚部の崖錐を開析する谷にみられる堆積物 —鹿児島県垂水市本城地区を事例に—

伊藤 晶文*

(2009年10月27日 受理)

Landslide and Debris Flow Deposits in Valleys Dissecting Talus Slopes around the Pyroclastic Flow
Plateau at Tarumizu City, Kagoshima Prefecture

Ito Akifumi

要約

本研究では、鹿児島県垂水市本城地区におけるシラス台地斜面脚部の崖錐を開析する谷を対象に、空中写真および大縮尺の地図の判読、地形測量、簡易貫入試験、堆積物の観察および放射性炭素年代測定を行い、谷底堆積物の堆積構造および年代を明らかにし、斜面崩壊や土石流に伴う上方からの急速な土砂移動および堆積イベント発生史の検討を試みた。さらに、谷底堆積物と近年の崩壊土砂および崩壊残土の体積を算出し、崩壊土砂の滞留状況について検討した。一部を除いて、厚さ2-4 m程度の谷底堆積物がかつてのV字谷を覆い、その全体積は約1,500 m³であった。谷の上方のシラス急斜面において2005年に発生した崩壊土砂の体積は約175 m³、崩壊残土は約111 m³で、残土率は約63.3%であった。谷の上流部には過去約1,800年間に最低3回の、下流部には過去約1,300年間に最低4回の急速な土砂移動・堆積イベントの発生記録がそれぞれ保存されている。上流部と下流部で保存されているイベントの数が一致しない事実は、崩壊ごとに土砂の残留率や残留位置、崩壊残土の挙動が一様でないことを示唆する。

キーワード：シラス台地，斜面崩壊，土砂移動，垂水市

* 鹿児島大学教育学部 准教授

1. はじめに

シラス台地の斜面脚部に発達する崖錐には、ガリーやさらに規模の大きい開析谷がみられる場合がある。これらの谷地形は、大雨等により上方斜面で崩壊が発生した時に崩壊土砂の通過経路となりやすいことから、谷底に堆積物が残されている場合には上方斜面の崩壊または土石流の発生履歴や、崩壊土砂の残土率および残留位置、再移動の情報が記録されている可能性が高い。これらの情報は、斜面から臨海沖積低地に至るまでの土砂移動過程を時空間的に把握するための重要な基礎的情報になると考える。

そこで、本研究では、鹿児島県垂水市本城地区におけるシラス台地斜面脚部の崖錐を開析する谷を対象に、谷底堆積物の堆積構造および年代を明らかにし、斜面崩壊や土石流に伴う上方からの急速な土砂移動および堆積イベント発生史の検討を試みた。さらに、谷底堆積物と近年の崩壊土砂および崩壊残土の体積を算出し、崩壊土砂の滞留状況について検討した。

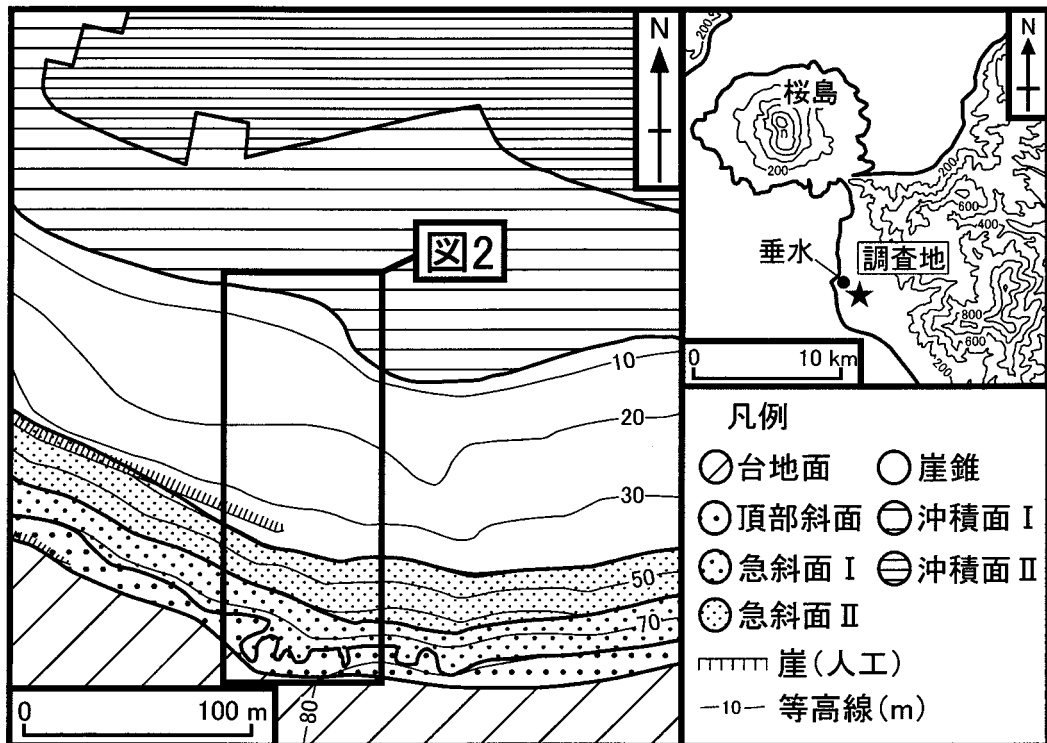


図1 調査地の位置と地形分類

2. 調査地の概況および調査方法

調査地である垂水市本城地区は桜島の南東に位置する（図1）。調査地周辺の地形は、上位から順に、台地面、頂部斜面、急斜面Ⅰ、急斜面Ⅱ、崖錐、沖積面Ⅰ、沖積面Ⅱに区分される（伊藤, 2009）。簡易貫入試験の結果によれば、 $N_{10} < 5$ の軟弱層と $5 \leq N_{10} < 30$ の基盤風化層を併せた厚さは、台地面で約8 m、頂部斜面で約4 m、急斜面Ⅰで約1 m、急斜面Ⅱで1 m未満であった。急斜面Ⅰと急斜面Ⅱでは表層滑落型崩壊が発生しており、そこで失われる土層は主に軟弱層であるとみられる。軟弱層の厚さは前者が平均0.6 m、後者が平均0.5 mである。調査地を含む垂水市周辺におけるシラス台地の構成層は入戸火砕流堆積物と垂水火砕流堆積物（福島・小林, 2000）であり、急斜面Ⅰと急斜面Ⅱの境界が両者の境界と一致する。

調査方法は以下に示すとおりである。空中写真および1/2,500都市計画図の判読と現地踏査とを行い、開析谷の位置を特定するとともに谷周辺の地形分類を行った。開析谷の最大傾斜方向にはほぼ連続する測線とそれにほぼ直交する6本の測線を設定し、斜面測量器およびレーザー距離計を用いた簡易地形測量と都市計画図の判読とを行い、地形断面図を作成した。筑波丸東社製の簡易貫入試験機を用いて、開析谷の地下構造を検討した。2005年の崩壊跡地はレーザー距離計を用いて測量し、崩壊残土の分布は現地踏査により把握した上で、それぞれ図化した。2つの試抗を掘削し、谷底堆積物の構造を断面で観察した。断面で採取した有機物について、放射性炭素年代測定を行い、谷底堆積物の堆積年代を推定した。

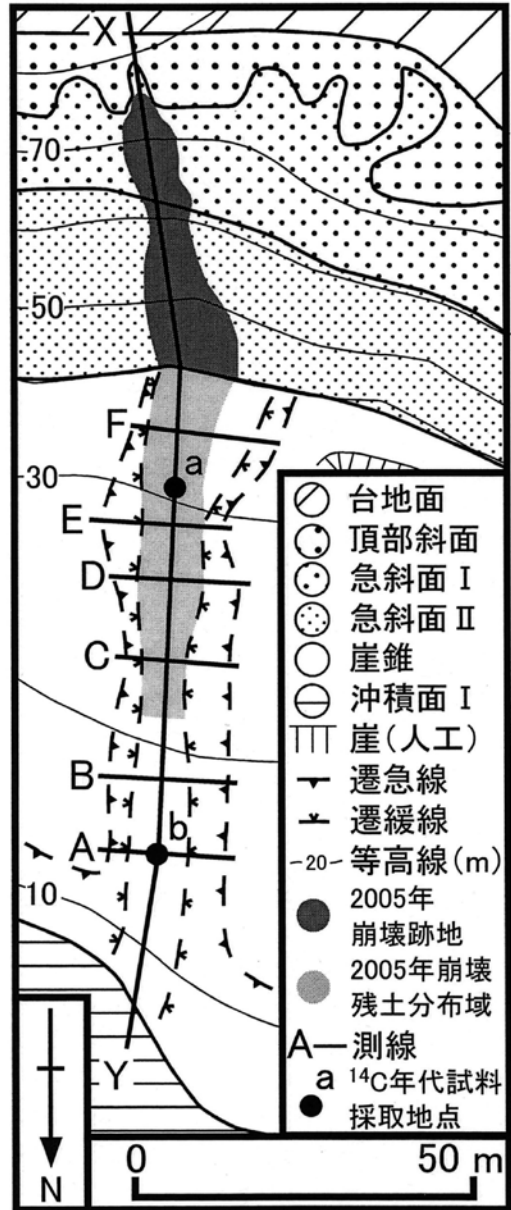


図2 開析谷およびその周辺の地形、2005年崩壊跡地および崩壊残土分布域と測線位置

3. 結果

3. 1. 開析谷およびその周辺の地形

シラス台地斜面の脚部に発達する平均傾斜 20° の崖錐を開析する谷が調査対象である(図2)。谷は幅約20 m、深さ2-4 mで、約80 mの長さを持って沖積面Iに連続する。谷底面は比較的平坦で、谷の上流部では15 m程度の幅を持つものの、下流部ではやや狭くなり幅10 m程度になる(図3)。恒常流は認められないものの、谷底面には深さ30 cm程度のリルや幅1 m、深さ2 m程度のガリーが断続的にみられ、大雨時における地表流の発生と土砂移動が示唆される。

谷の上方に位置する斜面はやや谷型を呈し、上位から頂部斜面、急斜面I、急斜面IIが配列する(図2)。2005年に発生した崩壊により、急斜面には崩壊跡地がみられ、谷の上流部に崩壊残土が分布する。崩壊跡地の面積は 330 m^2 で、急斜面Iに相当する箇所は 105 m^2 、急斜面IIでは 225 m^2 であった。崩壊残土は、谷の横断方向では中央付近に厚く堆積し、縦断方向では下流に向かうにつれて薄くなる。視認できた崩壊残土の分布域の面積は 463 m^2 であった。

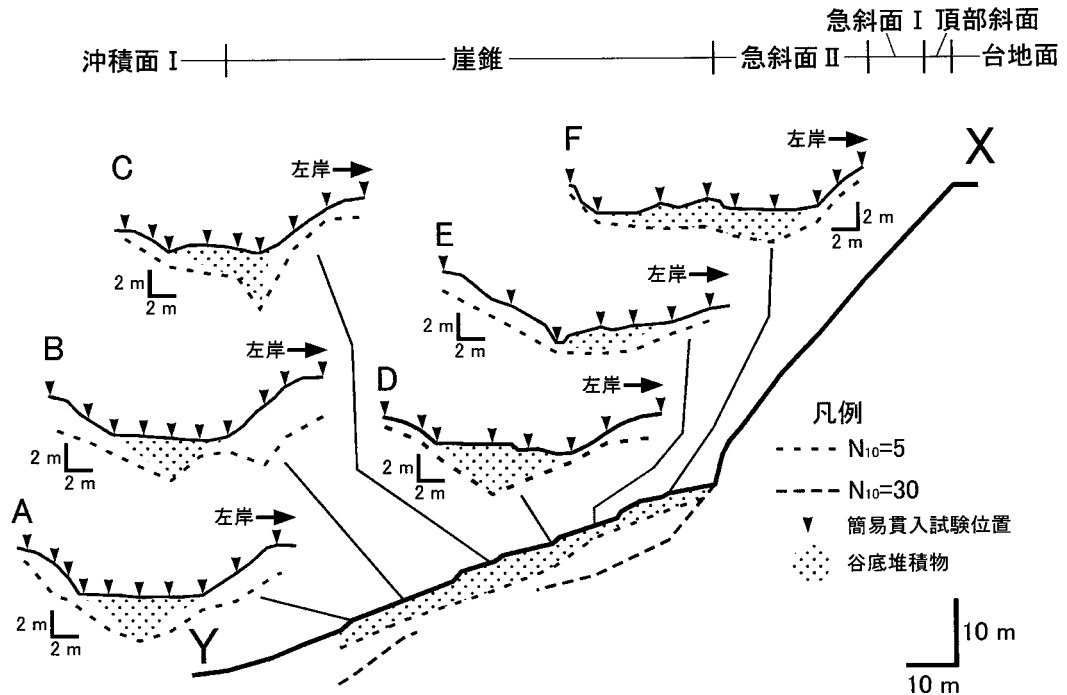


図3 地形断面図と簡易貫入試験結果
断面位置は図2を参照。

3. 2. 簡易貫入試験の結果

伊藤(2009)と同様に、 N_{10} 値(ロッドが10 cm貫入するまでのオモリの落下回数)に基づいて、 $N_{10} < 5$ の層を軟弱層、 $5 \leq N_{10} < 30$ の層を基盤風化層、 $N_{10} \geq 30$ の層を基盤岩とした¹⁾。貫入試験は図2に示した7本の測線に沿って開析谷の存在する崖錐で行った。調査結果を図3に示す。

谷を横断するA～Fの6本の測線で得られた結果は、谷底幅の広い上流部の測線Fを除き、かつのV字谷が谷底堆積物とみられる軟弱層によって埋められていることを示す。谷底堆積物の最大の厚さは、最上流側の測線Fでは2.4 m、中央部付近の測線Cで4.2 m、最下流側の測線Aで3.3 mであり、中央部でやや厚い傾向を持つ。

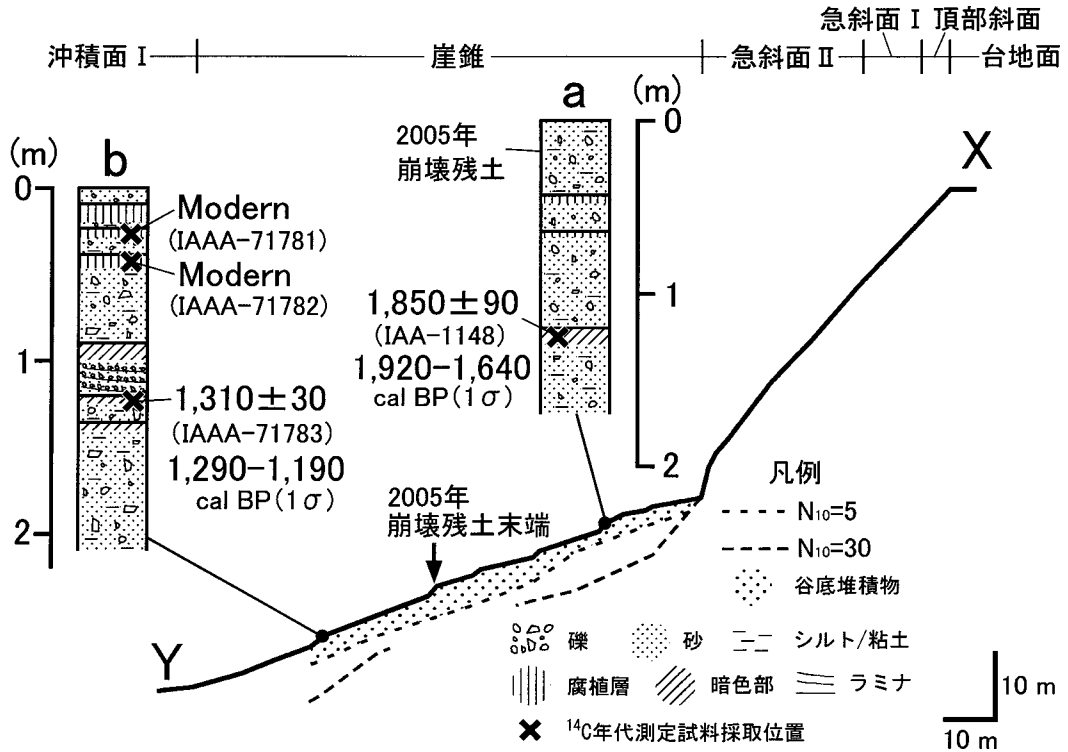


図4 地質柱状図と放射性炭素年代値

試坑の位置は図2を参照。図中の¹⁴C年代値は全てδ¹³C補正済であり、その下に示した較正暦年代はCALIB 5.0.2を用いて求めた値である。

3. 3. 谷底堆積物の観察結果と年代

掘削した2つの試坑で、谷底堆積物を断面で観察した(図4)。試坑は堆積物の基底までは達していない。谷底堆積物は褐色を呈する礫まじり砂質ロームを主体とし、淘汰が非常に悪い。礫は主に径1 cm未満の軽石で、基質支持である。さらに、堆積物の一部にラミナが認められることから、斜面崩壊や土石流(土砂流)による急速な土砂移動および堆積が示唆される。谷底堆積物中には黒～黒褐色の埋没腐植層と暗褐色の暗色部が複数見出される。上流部の試坑aでは2005年の崩壊残土に覆われた層を含めると3層観察できた。一方、下流部の試坑bでは、リル底の土砂に覆われた層を除くと5層の埋没腐植層および暗色部を確認できた。

試坑aで確認できた最下位の暗色部の¹⁴C年代は1,850 ± 90 yr BP (IAA-1148)で、CALIB 5.0.2 (Reimer *et al.*, 2004)を用いて暦年較正した値は1,920-1,640 cal BP (1σ)であった。試坑bでは、

上から2番目と3番目の埋没腐植層の ^{14}C 年代はModern (IAAA-71781, 71782)であった。また、確認できたうち下から2番目の暗色部は $1,310 \pm 30$ yr BP (IAAA-71783)の ^{14}C 年代値を示し、その較正暦年代は1,290-1,190 cal BP (1σ)であった。

3. 4. 谷底堆積物と2005年崩壊による崩壊土砂および崩壊残土の体積

谷底堆積物の体積は以下の手順に従って求めた。まず、A～Fの各測線上における断面積を、谷底面の両端と埋没谷底のうち最も深い箇所を結んだ範囲とした。次に、谷底の幅やリルおよびガリーの有無を考慮して、各測線を含む単位区間を設定した。そして、単位区間ごとに区間距離と断面積を乗じて体積を求め、それらの合計を谷全体の谷底堆積物の体積とした。以上の手順で求めた谷底堆積物の体積は $1,491.8\text{ m}^3$ である。

2005年の崩壊土砂の体積は、崩壊深と軟弱層の厚さが同じであると仮定して、崩壊跡地の面積と軟弱層の厚さを乗じて求めた。急斜面Ⅰに相当する箇所の面積は 105 m^2 であり、軟弱層の平均厚さは 0.6 m である。また、急斜面Ⅱに相当する箇所の面積は 225 m^2 であり、軟弱層の平均厚さは 0.5 m である。それぞれを乗じて求めて合計した2005年の崩壊土砂の全体積は 175.5 m^3 となった。

開析谷の谷底に残された2005年の崩壊残土の体積は、設定した単位区間の面積と平均厚さを乗じて求めた。具体的には、分布域の下流端から測線3まで、測線3から測線4と5の間まで、測線4と5の間から上流端までの、3つの区間を設定した。各区間面積は、下流側から順に 55 m^2 、 141 m^2 、 267 m^2 であり、崩壊残土の平均厚さは 0.05 m 、 0.2 m 、 0.3 m と仮定した。各区間で求め合計した崩壊残土の全体積は 111.05 m^3 と見積もられ、その残土率は約63.3%である。

4. 考察

これまで述べた結果から、調査対象の開析谷に記録された斜面崩壊や土石流(土砂流)に伴う上方からの急速な土砂移動および堆積イベント(以下、単にイベントとする)の発生履歴を考察する。谷底堆積物の構成層である礫混じり砂質ロームは、淘汰が非常に悪いことや礫が基質保持であること、ラミナがみられる場合もあることから、上方斜面の崩壊土砂または土石流によって運ばれ堆積した土砂であると解釈される。また、谷底堆積物中に見出される埋没腐植層および暗色部は谷底面への植物の侵入を示唆することから、谷底の相対的安定を示すと判断される。したがって、埋没腐植層および暗色部に区分される礫混じり砂質ロームの数は過去のイベント数を示し、埋没腐植層および暗色部の年代はそれらを覆う土砂が移動・堆積したイベントの発生時期を示すと考えられる。上流部の試坑aでは、2005年の崩壊残土に覆われた層も含めると、3つの埋没腐植層および暗色部が確認できた(図4)。そこで確認できた最下位の暗色部の年代は約 $1,780\text{ cal BP}$ である。一方、下流部の試坑bでは、地表のリル底の土砂に覆われた層を除けば、確認できた埋没腐植層および暗色部の数は5つである。ここで確認できた最下位より2番目の暗色部は

約 1,240 cal BP の年代を示す。以上の事実から、上流部には過去約 1,800 年間に最低 3 回の、下流部には過去約 1,300 年間に最低 4 回のイベント発生がそれぞれ記録されていると考えられる。

前述したように、上流部と下流部で記録されたイベント数は一致しない。上流部より下流部の数が多いことから、上流部に堆積した土砂が崩壊や土石流によって再移動した可能性を指摘できる。しかし、今回観察した堆積物の断面からは明瞭な不整合面を確認することができなかった。一方、リルヤガリーを通じて断続的かつ長期的に上流部の崩壊残土が排出された可能性もある。聞き取りによれば、谷の上流部に崩壊残土が分布する 2005 年崩壊では、崩壊時およびその後の大雨時に、流水により相当の土砂が沖積面まで運ばれたという。さらに、今回調査した谷のやや西側で 2006 年に発生した崩壊時にも、ガリーを通じて沖積面まで流水により多くの土砂が運ばれたようである。シラスは流水の侵食を受けやすいことから、土砂のほとんどがシラスの風化物から成る崩壊残土は、次のイベントが発生する前にその大部分が排出される場合もあるのかもしれない。また、崩壊ごとに残土率や残留位置が一様ではないことが一般に知られている（清水、1998 など）ことから、大部分の崩壊土砂が谷の上流部を流下して下流部を中心に堆積するイベントが発生した可能性もある。

ところで、下川ほか（1989）などが指摘しているシラス急斜面の崩壊発生周期は 80-120 年であることから、例えば過去 1,300 年間には少なくとも 10 回のイベントが発生していると考えられるものの、今回は 4 回のイベントしか確認することができなかった。一方、2005 年崩壊の事例から、崩壊 1 回当たりの崩壊残土の体積を約 120 m^3 と仮定すると、谷底堆積物の全体積 $1,491.8 \text{ m}^3$ は約 12 回のイベントを記録していることになり、調和的であるかのようにみえる。しかし、2005 年の崩壊跡地の面積は谷の上方斜面全体の面積の半分より小さい（図 2）ことから、谷底堆積物に記録されるイベント数は少なくとも倍以上になるはずである。したがって、既に述べたような崩壊残土の排出や、崩壊土砂が谷全体を流下するイベントが無かったとすると、シラス急斜面の崩壊発生周期が従来指摘されている年数よりも長い可能性も指摘できる。

5. まとめと今後の課題

本研究の結果は以下のようにまとめられる。1) 調査した開析谷は幅 20 m、深さ 2-4 m、長さ 80 m である。一部を除き、厚さ 2-4 m 程度の谷底堆積物がかつての V 字谷を覆い、その全体積は約 $1,500 \text{ m}^3$ であった。2) 谷の上方斜面における 2005 年の崩壊跡地の面積は 330 m^2 であり、崩壊土砂の体積は約 175 m^3 であった。また、谷の上流部に分布する崩壊残土の体積は約 111 m^3 で、残土率は約 63.3% であった。3) 谷底堆積物の構造と年代から、上流部には過去約 1,800 年間に最低 3 回、下流部には過去約 1,300 年間に最低 4 回の斜面崩壊や土石流に伴う急速な土砂移動および堆積イベントの発生がそれぞれ記録されていると考えられた。4) 上流部と下流部で確認された土砂移動および堆積イベントの数が一致しない事実は、崩壊ごとに土砂の残土率や残留位置、崩壊残土の挙動が一様でないことを示唆する。

従来指摘されているシラス急斜面の崩壊発生周期から考えると、今回得られたイベント数は半数以下にとどまる。今後の課題として、対比層として崖錐堆積物や低次流域の谷底堆積物を用いた長期間における崩壊発生時期の確認や崩壊残土の排出過程のより詳細な解明が挙げられる。

謝辞

鹿児島大学教育学部社会専修の川越一樹氏、佐伯直史氏、小山貴弘氏、木場幸乃氏、志垣太郎氏、平井真菜氏、福崎章仁氏には、現地調査を手伝っていただきました。ここに記して感謝いたします。本研究には、平成18年度福武学術文化振興財団歴史学・地理学研究助成金（研究代表者：伊藤晶文）を使用した。本稿は、2009年度東北地理学会春季学術大会にて発表した内容を加筆修正したものである。

注

1) 実際には、一度 $N_{10} \geq 5$ の値を示した深度よりも深い箇所でも $N_{10} < 5$ の値を示すことがある。その場合は、再び $N_{10} < 5$ の層が出現する深度までに $N_{10} \geq 10$ の層が20 cm以上ある場合は無視し、ない場合には再び出現した深度までを軟弱層と判断した。

文献

- 伊藤晶文 (2009) : 鹿児島県垂水市本城地区におけるシラス台地周辺斜面の地形と崩壊. 鹿児島大学教育学部研究紀要自然科学編, **60**, 1-9.
- 清水 取 (1998) : 土砂収支解析による流域土砂輸送の時空間特性に関する研究. 北海道大学農学部演習林研究報告, **55**, 123-215.
- 下川悦郎・地頭蘭 隆・高野 茂 (1989) : しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測. 地形, **10**, 267-284.
- 福島大輔・小林哲夫 (2000) : 大隅降下軽石に伴う垂水火砕流の発生・堆積様式. 火山, **45**, 225-240.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E. (2004) : IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.