

愛知県小原村，粗粒花崗岩山地における簡易貫入試験からみた表層崩壊後28年間の土層形成

Recovery of soil layer on soil slip scars underlain by coarse-grained granite in Obara village, Aichi prefecture

若月 強*・飯田智之**・松倉公憲***

Tsuyoshi WAKATSUKI*, Tomoyuki IIDA** and Yukinori MATSUKURA***

1 はじめに

表層崩壊には周期性が存在するといわれている(小出, 1955)。崩壊周期は表層土層の形成速度に依存するために、崩壊発生予知の観点からその速度を知ることが重要となる(市川・松倉, 2001)。これまで、花崗岩および花崗閃緑岩斜面(下川, 1983; 稲垣・平田, 2002)、砂岩や泥岩の堆積岩斜面(Trustum and DeRose, 1988; 市川・松倉, 2001)、シラス斜面(下川, 1989)の崩壊地において、表層土層の形成速度が調査されている。また、崩壊地における植生の回復過程と土層の形成を関連づけた研究は、花崗岩および花崗閃緑岩斜面(松本ほか, 1999a; 稲垣・平田, 2002)、シラス斜面(松本ほか, 1999b)、砂岩や泥岩の堆積岩斜面(沼本ほか, 1999)で行われているがいずれも研究事例が少ない。一方、簡易貫入試験器は、2~3人で施行可能な簡便な土層構造調査用器

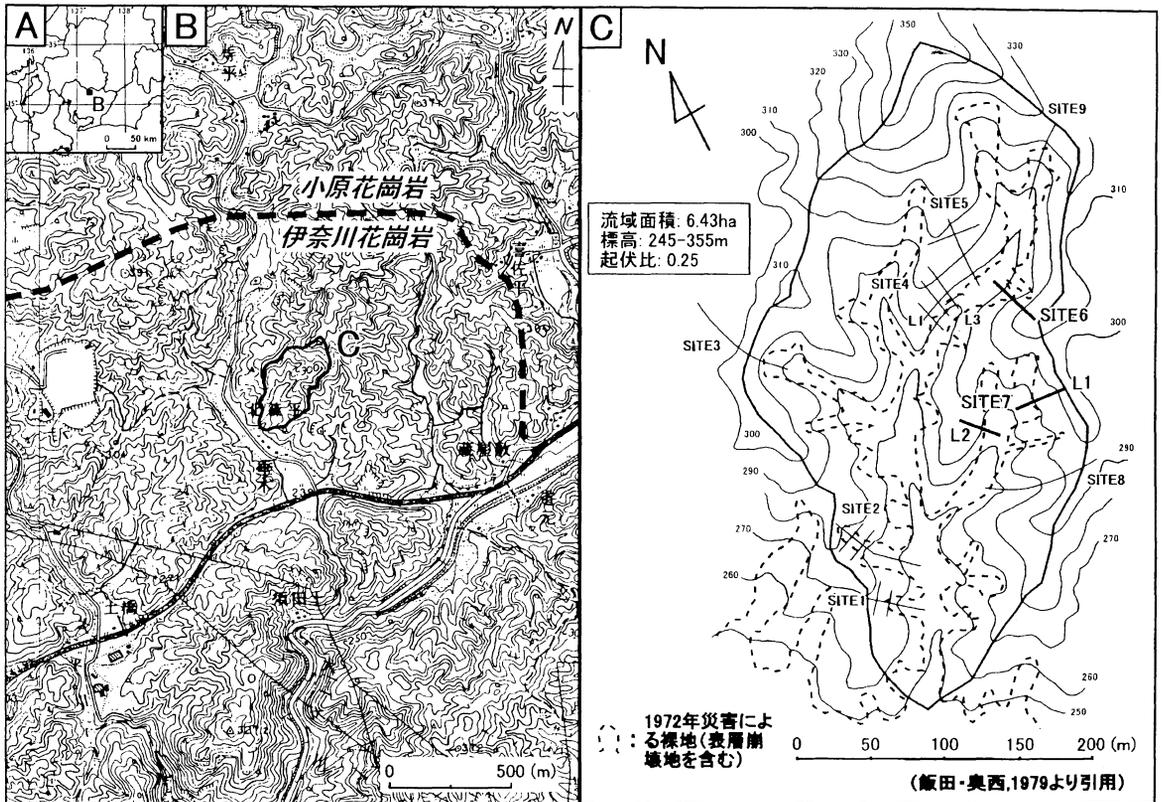
具であることから、飯田・奥西(1979)をはじめとしてその他の多数の斜面研究に用いられている。しかし、一定期間をあけて、同じ場所で再び貫入試験を行った研究は、風化速度の速い鳥尻層泥岩の切取面の事例研究(小宮・新城, 1991)などわずかである。

著者の一人である飯田らは、1972年豪雨災害により表層崩壊が多く発生した伊奈川花崗岩を基盤岩とする小流域内の表層崩壊地において、崩壊6年後の1978年に簡易貫入試験器を用いて土層構造を明らかにした(飯田, 1978; 奥西・飯田, 1978; 飯田・奥西, 1979; 飯田ほか, 1980; Iida and Okunishi, 1983)。本研究では、これらの表層崩壊地において、(1)撮影時期の異なる航空写真を比較することによる植生の回復過程と、(2)崩壊6年後(1978年)と崩壊28年後(2000年)の簡易貫入試験結果を比較することによる崩壊後28年間の土層の形成過程、を明らかにすることを目的とした。

* 筑波大学大学院地球科学研究科

** (財)地域地盤環境研究所

*** 筑波大学地球科学系



第1図 調査流域と調査斜面

II 1972年豪雨による表層崩壊と調査流域

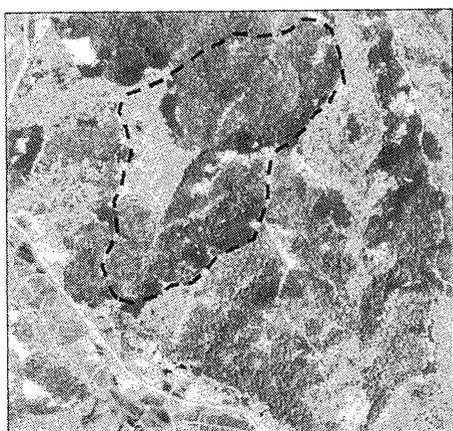
愛知県西加茂郡小原村を中心とした地域では、1972年7月12日午後10時頃から翌13日午前3時頃までに、5時間雨量が200 mmに達する集中豪雨があり、花崗岩質の山地斜面に表層崩壊を主とする多数の斜面崩壊が発生した（矢入ほか、1973）。特に、調査地域を含む、主に粗粒の黒雲母花崗岩から構成される伊奈川花崗岩の分布域では、隣接する中粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩から構成される小原花崗岩の分布域に比べて崩壊頻度が高く、1 km²あたり200個前後もの崩壊が発生した（河田ほか、1973）。これらの崩壊地は、崩壊面積500 m²以下が全体の59%、1000 m²以下が全体の83.8%を占めており、規模の小さな表層崩壊が多かった（細井、1973）。小原村の年平均気温は約15℃、年平均降水量は約1800 mmで6～9月の月平均降水量は200 mm

第1表 使用した航空写真

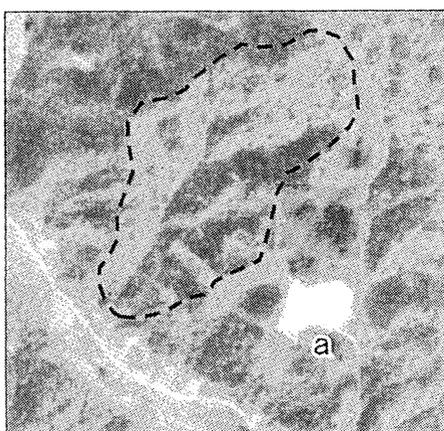
撮影年度	撮影計画機関	整理番号	縮尺
1948年	米軍		約 1/15,000
1968年	国土地理院	CB-68-9Y C2B-8	約 1/40,000
1974年	国土地理院	CB-74-7X C4-27	約 1/20,000
1977年	国土地理院	C CB-77-16 C2-13	約 1/10,000
1982年	国土地理院	CB-82-2Y C2-10	約 1/40,000
1998年	国土地理院	CB-98-3Y C5-6	約 1/40,000

を超える。

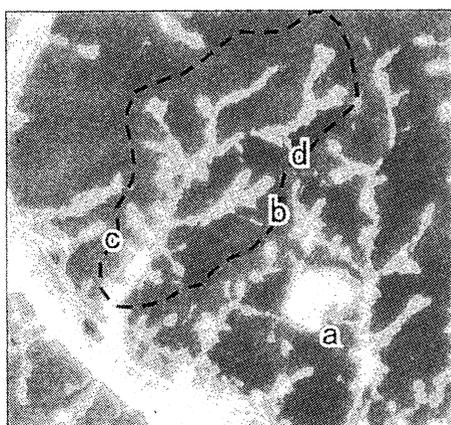
小原村垂木地区にある飯田らの調査流域では、斜面形、土層構造、土壌水の挙動などが調査された（飯田、1978；奥西・飯田、1978；飯田・奥西、1979；飯田ほか、1980；Iida and Okunishi, 1983）。第1図に、調査流域を示す。簡易貫入試験は、崩壊6年後に第1図のCに描かれているSITE1～9までの計12斜面で施行された。



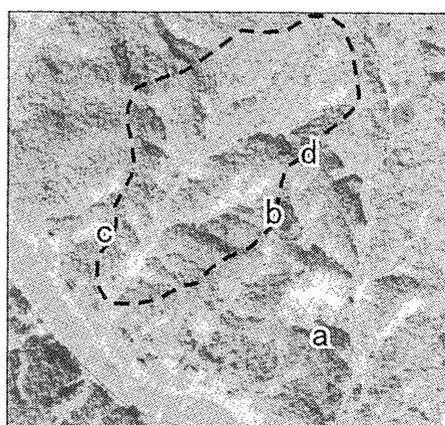
1948年(崩壊24年前)



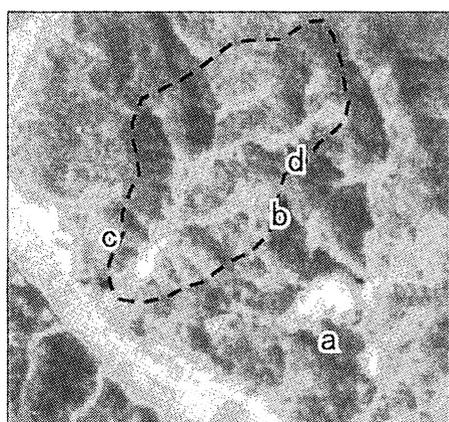
1968年(崩壊4年前)



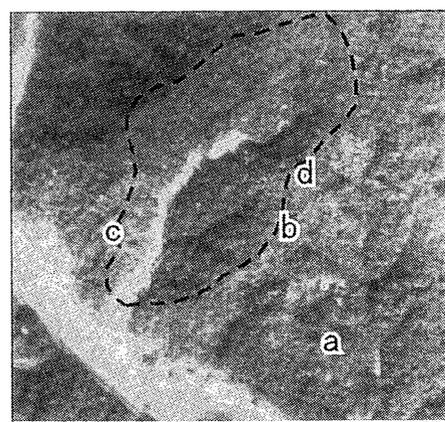
1974年(崩壊2年後)



1977年(崩壊5年後)



1982年(崩壊10年後)



1998年(崩壊26年後)

第2図 航空写真からみた崩壊地の変遷

0 100 200 300 400 500 (m)

III 航空写真からみた崩壊跡地における植生の回復

表層崩壊跡地における植生の回復過程を明らかにするために、1972年豪雨による崩壊発生以前の1948年（崩壊24年前）、1968年（崩壊4年前）、および崩壊発生後の1974年（崩壊2年後）、1977（崩壊5年後）、1982年（崩壊10年後）、1998年（崩壊26年後）の計6時点の航空写真を用いて崩壊地の植生の推移を比較した（第2図：使用した航空写真は第1表に示した）。ただし、SITE6などの急勾配斜面以外のほとんどの崩壊面では、1979年前後に段切り、植栽工などの復旧工事が行われているので、自然の植生回復ではない。写真上に破線で囲まれている流域は、図6のCの流域である。流域の植生は、崩壊前後ともコナラやアベマキなどの落葉広葉樹を主とする二次林である。

崩壊24年前の1948年の写真には、白色で示される裸地が多くみられるが、流域より北西にある崩壊面積約700m²の崩壊地を除くと、そのほとんどが尾根付近に分布している。したがって、これらの裸地は崩壊地ではなく、表土の荒廃によるはげ山（塚本，2001）であろう。また、山地斜面に色の濃淡があって、斜面により林齢が異なっていることを示しているが、これは窯業燃料用の薪炭材の伐採（塩崎，1981）によるものであろう。

崩壊4年前の1968年の航空写真には、流域より南東側に面積約4000 m²の比較的規模の大きな人工掘削地（第2図のa）があり、1948～1968年の20年間に斜面掘削が行われたことを示している。新たに形成された崩壊地はなく、調査流域内では1972年災害以前の20数年間には斜面災害は発生していない。また、1948年の写真にみられるはげ山部分はほぼ完全に植生に覆われている。幼齢林の斜面がないことから、1948～1968年の20年間に樹木の伐採はほとんど行われていないと考えられる。

崩壊2年後の1974年の写真では、裸地が流域

内の谷線沿いに広がっている。裸地は、植生が除去された部分を示し、表層崩壊の崩壊源頭部（崩壊地）、流送部、堆積部のすべてが含まれる。裸地の分布から、流域内のほとんどの谷頭斜面と流路沿いの側壁斜面の数箇所まで崩壊地が確認され、この災害が甚大であったことを示している。調査流域内の崩壊地面積は、1個あたり30～400 m²程度であった。流送部は谷頭斜面や側壁斜面の崩壊地から連続する谷線である。谷線上では、崩壊土砂は土石流となって流下したため、土砂の堆積部は主に流域最下流の谷底とそれより下流の流域外の谷底となっている。

崩壊5年後の1977年には、流域内では崩壊面積約150 m²以下の比較的小規模な崩壊地（たとえば第2図のc）がやや見えにくくなってはいるが、裸地面積は1974年よりわずかに減少している程度であって、崩壊地の植生はほとんど回復していない。aの掘削地には一部に植生が侵入している。

崩壊10年後の1982年になると、流域内の裸地面積は大きく減少していて、cのような比較的小規模な崩壊地は周囲の植生と見分けがつかなくなっている。しかし、裸地はまだ谷線上に細く残っており、崩壊面積150～400 m²程度の崩壊地（たとえば第2図のb）も明瞭ではないが確認することができる。aの掘削地では、掘削面積の1/2程度まで下流側から植生が進入している。

崩壊26年後の1998年になると、主流の谷沿いを除き流域内の裸地は完全になくなっていて、bを含むすべての崩壊地は完全に周囲の植生と見分けがつかなくなっている。ただし、主流路上の植生はまだ多くはない。aの掘削地もほぼ植生に覆われているが、一部に裸地を残している。以上のことから、航空写真からは、自然の植生回復ではないが、cのような崩壊面積約100 m²以下の比較的小規模な崩壊地は崩壊後10年程度で、bのような崩壊面積100・400 m²程度の崩壊地は崩壊後25年程度でほぼ完全に植生が回復しているといえる。また、aのような面積約4000 m²の掘削地も掘削後30・50年経過すると、一部にわずか

第2表 崩壊6年後（1978年）に調査された崩壊地の概要

	斜面の種類	崩壊面積 (m ²)	崩壊面の勾配 (degree)	滑落崖の高さ (m)	崩壊面露出物質
SITE 1	谷頭斜面	135	35.0	0.8	土層
SITE 2	谷頭斜面	195	31.0	1.4	土層
SITE 3	谷頭斜面	280	25.0	1.5	土層
SITE 9	谷頭斜面	400	29.0	-	岩盤
SITE 4 L1	側壁斜面	40	44.0	1.6	岩盤
SITE 4 L3	側壁斜面	35	38.0	0.6	岩盤
SITE 6	側壁斜面	190	37.5	1.5	岩盤
SITE 7 L1	側壁斜面	60	38.0	0.9	土層
SITE 7 L2	側壁斜面	55	37.5	0.7	土層
平均値		154.4	35.0	1.1	



第3図 崩壊6年後の貫入試験地点を示す塩ビ管
(2000年4月撮影)

に裸地を残す程度まで植生が回復している。

沼本ほか（1999）は、房総半島の新第三系三浦層群の砂岩泥岩を基盤とする二次林とスギ・ヒノキ林の山地斜面の表層崩壊地において、本研究と同様に、航空写真によって崩壊地の自然の植生回復過程を調査している。それによると、崩壊面積150 m²程度の崩壊地は約10年で、崩壊面積1500 m²程度の崩壊地は約20年で周囲の植生と見分けがつかなくなっている。稲垣・平田（2002）は、白亜系花崗岩を基盤とする鈴鹿山脈の崩壊面積100 m²以下の崩壊地が、自然に植生回復して、約20年で周囲の植生と見分けがつかなくなると述べている。すなわち、航空写真から確認することのできる表層崩壊地の植生回

復速度は、花崗岩を基盤岩とする崩壊地も、第三系の軟岩を基盤とする崩壊地もほぼ同じと考えられる。

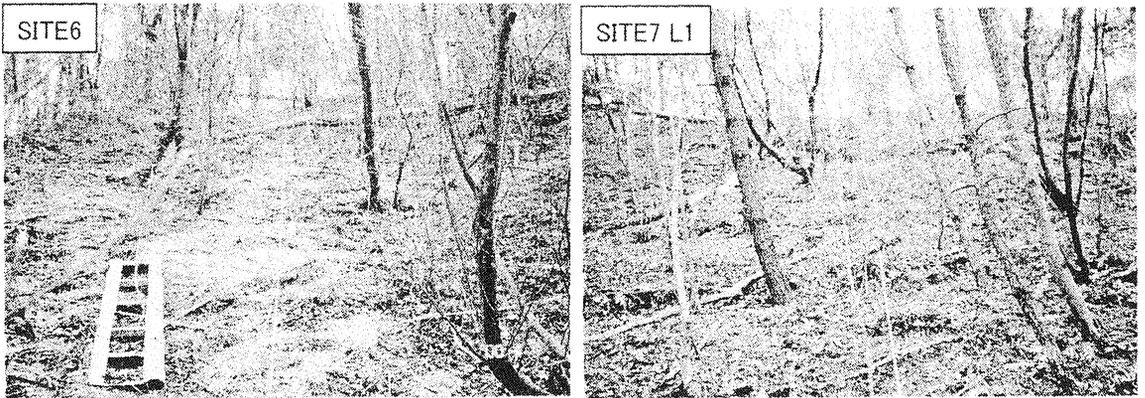
Ⅳ 簡易貫入試験からみた崩壊地の土層形成

1. 調査方法

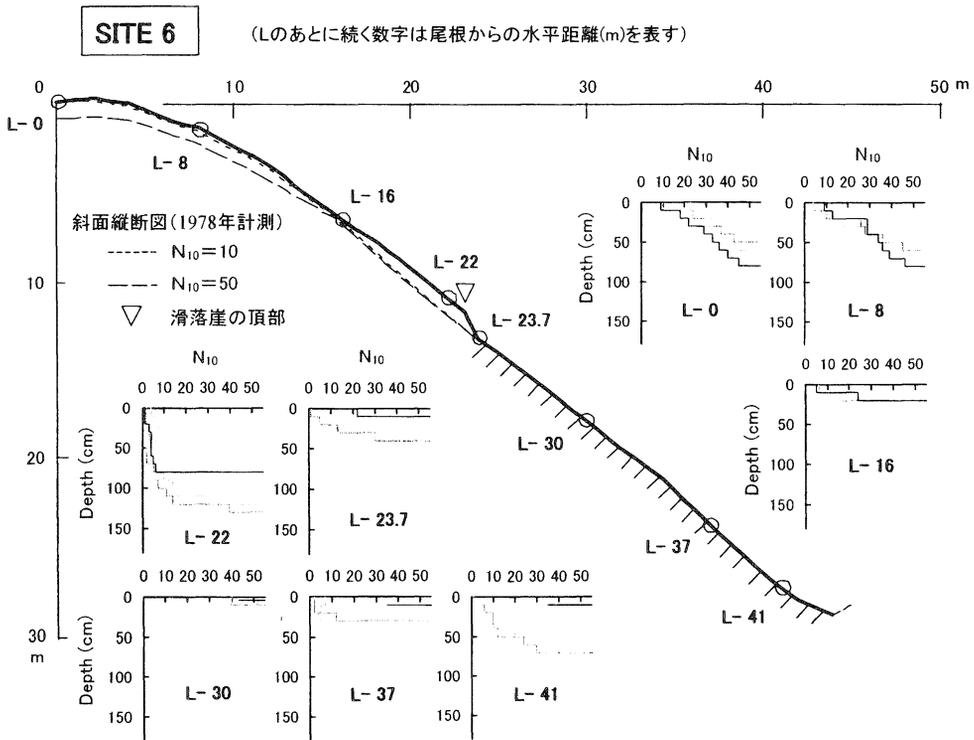
表層崩壊地における崩壊後28年間での土層の形成過程を検討するために、崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での土層の形成量と滑落崖の後退量、および土層の粒度組成を調査した。崩壊6年後に調査された崩壊地における、斜面の種類（谷頭斜面、側壁斜面）、崩壊面積、崩壊面の勾配、滑落崖の高さ、崩壊面露出物質区分（岩盤か土層）について第2表に示す。

1) 崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での土層の形成量

崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での土層の形成量は、1972年崩壊の6年後に行われた簡易貫入試験の試験地点と同じ地点で2000年に再び簡易貫入試験を行い、結果を比較することにより明らかにした。使用した貫入試験器は土研式簡易貫入試験器である。



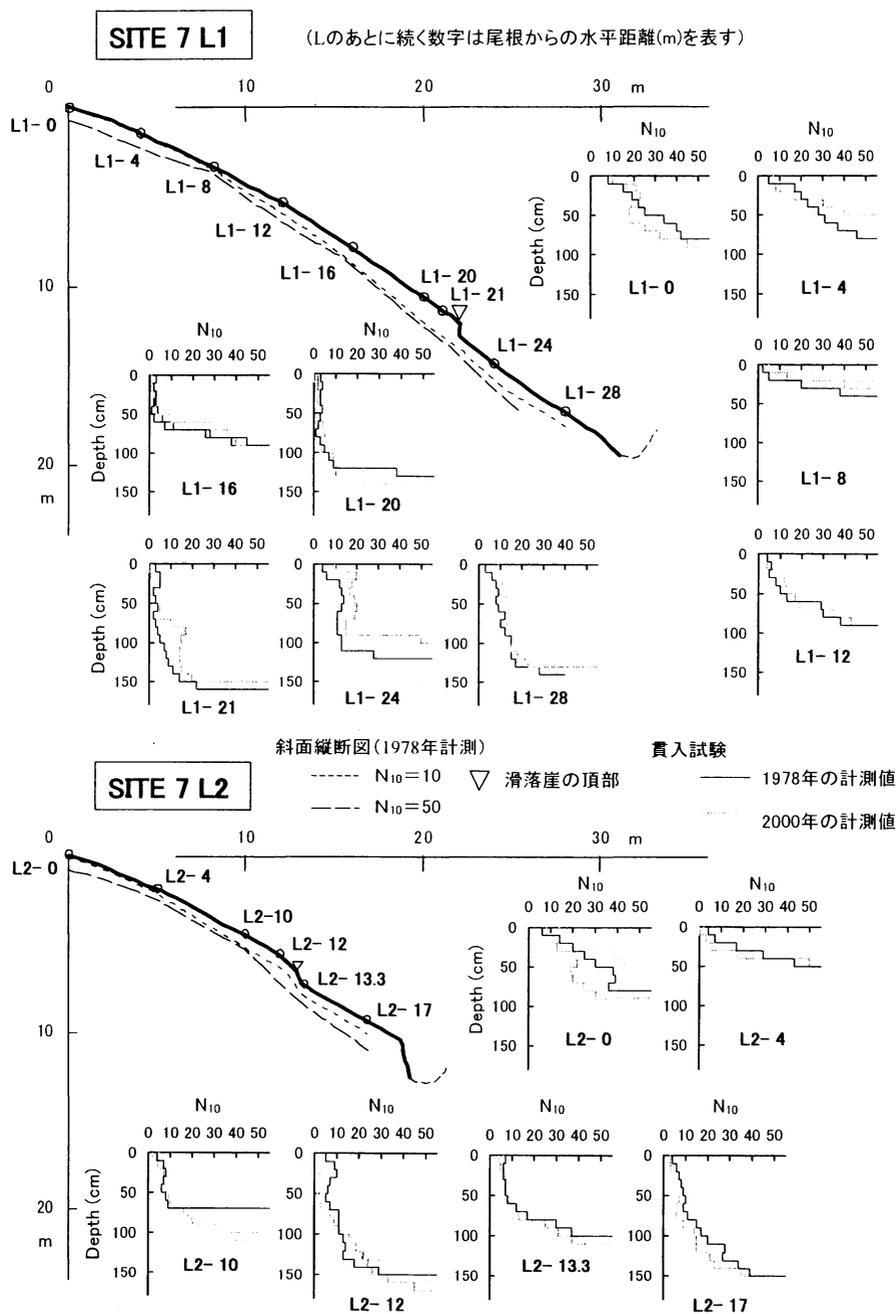
第4図 SITE6, SITE7L1における崩壊面の様子 (2000年4月撮影)



第5図 崩壊面に岩盤が露出した斜面 (SITE 6) における斜面縦断形と簡易貫入試験結果

ここでいう土層の形成量とは、土層厚の増加をもたらす風化・堆積作用と土層厚の減少をもたらす侵食作用の結果としての土層厚のネットとしての増減のことである。調査を行った斜面は、第1図・CのSITE6とSITE7のL1, L2の側壁斜

面 (計3測線) である。崩壊6年後の貫入試験地点には、第3図の写真のような直径約2 cm, 長さ約50 cmの塩ビ管が、10~20 cm程度の深さまで打ち込まれていて場所の目印となっているので、容易に2000年の貫入試験を行うことがで



第6図 崩壊面に土層が残留している斜面 (SITE 7) における斜面縦断形と簡易貫入試験結果

きた。斜面上のそれぞれの試験地点で、崩壊6年後は1回、2000年は1～2回貫入試験を行った。簡易貫入試験による結果は先端コーンが10 cm貫入するのに要する打撃回数である N_{10} 値で表した

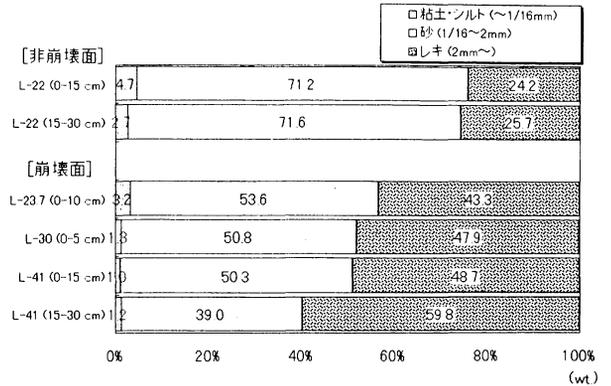
(第5,6図)。飯田・奥西(1979)は、本研究の調査地において、 $N_{10} < 10$ となる層が表層崩壊によって除去される軟弱土層、 $10 \leq N_{10} < 50$ となる層を漸移層、 $50 \leq N_{10}$ となる層を基盤とみ

第3表 崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間

	22年間の後退量 (cm)	後退速度 (cm/yr)
SITE 1	10	0.5
SITE 2	60	2.7
SITE 6	16	0.7
SITE 7 L1	80	3.6
SITE 7 L2	0	0
平均	33.2	1.5

なしている。本研究では、これらに加えて軟弱土層と漸移層をあわせた $N_{10} < 50$ となる層を全土層と呼ぶことにする。ただし、SITE6のL-30,37,41は崩壊6年後の調査時には、岩盤が露出していたため貫入試験は行われていないので、岩盤を $50 \leq N_{10}$ とみなして全土層厚を0 cmとした。

第2表によると、調査を行った3斜面はいずれも斜面勾配が約 38° の側壁斜面であり、崩壊面積も55~190 m²と比較的小規模である。滑落崖の高さも0.68~1.50 mであり、3斜面はほとんど差異がない。しかし、崩壊面露出物質は、SITE6が岩盤、SITE7のL1、L2は土層と互いに異なっている。SITE6とSITE7のL1の2000年に撮影した崩壊面の写真を第4図に示した。2000年においても、上述した崩壊発生時の崩壊面露出物質の差異を反映して、SITE6の崩壊面には風化程度の小さいマサや岩盤が露出していて、SITE7のL1の崩壊面には褐色の土層が存在した。第2図のdとbは、それぞれSITE6とSITE7のL1の崩壊地である。航空写真では崩壊26年後の1998年にはほぼ完全に植生に覆われている。しかし現地では、SITE7のL1がSITE6よりやや植生の密度が低くて樹齢が若い傾向があるものの、両崩壊地はともに周囲の非崩壊斜面より明らかに植生の密度が低くて樹齢が若かった。SITE7のL2の崩壊面は、SITE7のL1とほぼ同じ様相であった。



第7図 SITE6における崩壊面(L-23.7,30,41)と非崩壊面(L-22)

2) 崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での滑落崖の後退量

崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での滑落崖の後退量の計測は、崩壊面への土砂供給を検討するために行った。具体的には、滑落崖の頂部と滑落崖直上の貫入試験地点の塩ビ管との斜距離を、崩壊6年後と2000年で比較した。滑落崖直上の貫入試験地点の塩ビ管とは、SITE6のL-22とSITE7のL1-21, L2-12の塩ビ管である。調査を行ったのは、上述の3ヶ所の側壁斜面のほかに谷頭斜面であるSITE1, 2を加えた計5斜面である。その他の斜面では、塩ビ管が抜け落ちていることなどのために調査ができなかった。

3) 土層の粒度組成

粒度組成はSITE6の非崩壊面(L-22)と崩壊面(L-23.7,30,41)の軟弱土層から採取したサンプルを用い篩分け法により求めた。調査は2000年に行った。

2. 調査結果

1) 崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での土層の形成量(第5,6図)

崩壊6年後(1978年)と崩壊28年後(2000年)の貫入試験結果を比較すると、滑落崖の直上にあるSITE6のL-22とSITE7のL2-10では、22年間で、

ともに全土層厚は約35 cmも増加している。また、同じく滑落崖の直上にあるSITE7のL2-12は、全土層厚が約15 cm増加している。斜面上部と尾根にある貫入試験地点（SITE6のL-0,8,16およびSITE7のL1-0,4,8,12,16, L2-0,4）では、2000年の貫入試験値にばらつきがあるが、土層厚はほとんど変化していないとみなすことができる。

また、崩壊面であるSITE6(L-23.7,30,37,41)では、1978年の調査時には土層がほとんどなかったのに、2000年の調査時にはL-23.7で40 cm, L-37で30 cm, L-41で70 cmの全土層が確認される。崩壊面下部ほど全土層の形成量が大きい。SITE7の崩壊面では、L1-28とL1-13.3,17は全土層厚がほとんど変化していないが、L1-24は全土層厚が30 cmほど減少していた。崩壊面の全土層の形成量の平均値は、SITE6で+32.5 cm, SITE7のL1,L2で-7.5 cmであった。崩壊面の軟弱土層の形成量の平均値は、SITE6で+15 cm, SITE7のL1,L2で-11.3 cmであった。

2) 崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での滑落崖の後退量(第3表)

崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での滑落崖の後退量と後退速度を第3表に示した。後退量は22年間で0~80 cm(平均33.2 cm), 後退速度は0~3.6 cm/yr(平均1.5 cm/yr)であった。滑落崖の後退速度と崩壊面積、崩壊面の勾配、滑落崖の高さ、崩壊面露出物質との関連はなかった。

3) 土層の粒度組成(第7図)

第7図に粒度分析結果を示す。SITE6の崩壊面(L-23.7,30,41)の軟弱土層は非崩壊面(L-22)の軟弱土層より粒径が大きかった。

3. 崩壊面と滑落崖直上の土層の形成過程に関する考察

1) 崩壊面の土層の形成過程

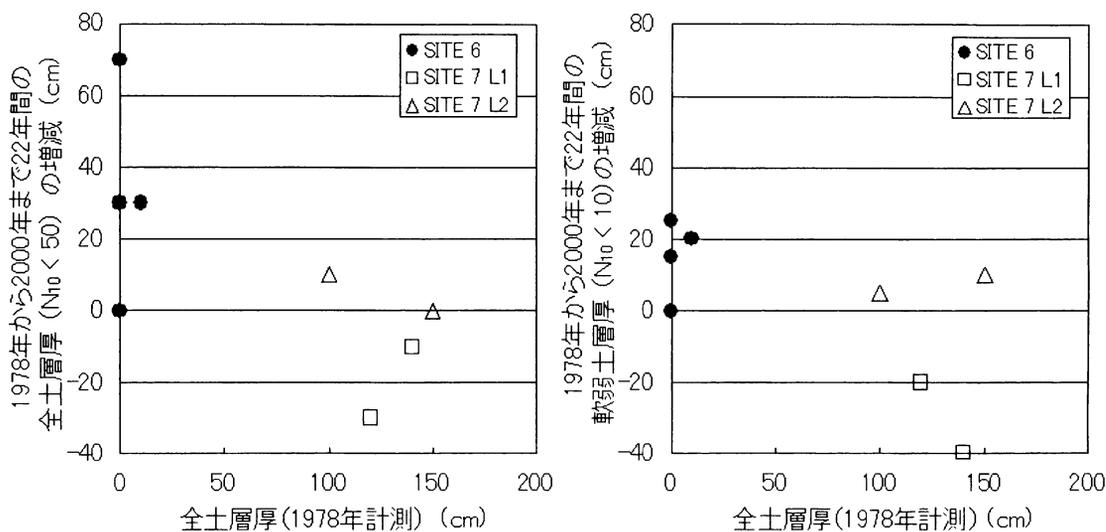
IVの2の1)の調査結果より、崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間で、

SITE6の崩壊面では約30 cmの土層が形成されているのに対し、SITE7のL1,L2の崩壊面では約7 cmの土層が侵食されていた。SITE6とSITE7の崩壊面における土層形成量の差異をもたらした要因を検討してみる。

崩壊面の土層厚を増加させる要因は2つに大分することができる。1つは、崩壊地外から崩壊面への運搬・堆積作用による土層厚の増加であり、滑落崖の後退や土壌クリープ、表面流によってもたらされる。もう1つは、崩壊面での基盤岩の風化作用による土層形成である。一方、崩壊面の土層厚の減少は、崩壊面で発生する土壌クリープ、表面流などの侵食作用によって起こる。また、崩壊面への植生の回復(侵入)は、流出土砂を抑止して土砂の堆積を促す機能(下川, 1983)をもつ。既述のように、簡易貫入試験による土層の形成量とは、風化・堆積作用と侵食作用の結果としての土層厚のネットとしての増減のことである。

滑落崖の後退速度(第3表)、崩壊面積(第2表)、滑落崖の高さ(第2表)の調査結果を用いて、崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での滑落崖後退による崩壊面における土層厚の増加量を検討してみた。滑落崖の後退速度はSITE6とSITE7のL1,L2の3斜面で明瞭な差異がみられないことと、滑落崖の後退速度のデータが1つの崩壊地当たり1つしかなくデータの妥当性にやや欠けることから、検討には流域内の崩壊地における調査結果の平均値を用いた。崩壊面の平面形状を正方形とみなして、崩壊面の幅と長さは正方形の一辺と等しくすると仮定する。滑落崖の幅は、崩壊面の幅と等しいと仮定する。滑落崖は斜面と平行に後退するとみなす。侵食される滑落崖の土層と崩壊面に堆積する土層の単位堆積重量は同じと考える。22年間での滑落崖の単位幅当りの崩壊面への土砂供給量は以下のとおりである。

$$1.5 \text{ cm/yr(滑落崖の後退速度)} \times 110 \text{ cm(滑落崖の高さ)} \times 22 \text{ yr(後退時間)} = 3630 \text{ cm}^3/\text{cm}$$



第8図 崩壊地における崩壊6年後の全土層厚と崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間の土層厚の変化量との関係

調査流域内の崩壊面積から算出された崩壊面の長さは12.4 mであるので、22年間での滑落崖の後退による崩壊面の土層厚の増加量は以下のようになる。

$$3630 \text{ cm}^3/\text{cm} \div 1240 \text{ cm} = 2.93 \text{ cm}$$

すなわち、滑落崖の後退による崩壊面の土層厚増加への寄与は、22年間で3 cm程度であり非常に少ないと考えられる。また、SITE6とSITE7のL1,L2の3斜面では、斜面の種類、崩壊面積、斜面勾配がほぼ同じであり、土壌クリープや表面流による崩壊面の侵食・堆積作用に大きな差異はないと考えられる。Ⅲより植生の回復(侵入)過程もSITE6とSITE7のL1,L2ではほとんど差異はなく、崩壊面の土砂の侵食抑止効果および堆積効果はほぼ同じであろう。

以上のことから、SITE6とSITE7のL1,L2の崩壊面は、滑落崖後退による堆積作用と、土壌クリープ、表面流や植生の回復による侵食・堆積作用をほぼ同程度受けていると考えられる。したがって、SITE7よりもSITE6の方が崩壊面の土層形成量が大きいのは、SITE7よりもSITE6の崩壊面の方により大きな風化作用がはたらいたた

めであろう。このことを示唆して崩壊面露出物質がSITE6では岩盤、SITE7では土層と異なっていた。そこで、SITE6とSITE7のL1, L2の崩壊地内の貫入試験地点における、崩壊6年後の全土層厚と、崩壊6年後(1978年)から崩壊28年後(2000年)までの22年間での全土層および軟弱土層の形成量との関係を第8図に示した。崩壊6年後の全土層厚が厚いと、全土層と軟弱土層の形成量はともに小さく、場合によっては侵食されて減少しているものもある。ただし、SITE7のL1-28の軟弱土層厚が40 cm減少しているのは、 $N_{10}=10$ 前後の土層が比較的厚いことによる土層区分時の誤差であって、実際には軟弱土層厚はほとんど変化していないと考えられる。以上より、崩壊発生時に岩盤が露出した崩壊面(SITE6)では、崩壊6年後から崩壊28年後までの22年間で平均約15 cmの軟弱土層と平均約30 cmの全土層($N_{10} < 50$)が風化作用によって形成されている。したがって、漸移層($10 \leq N_{10} < 50$)は約15 cm形成されていることになる。一方、崩壊発生時に1~1.5 mの土層が残留した崩壊面(SITE7のL1,L2)では、崩壊6年後から崩

壊28年後までの22年間が経過しても軟弱土層厚と全土層厚はほとんど変化せず、場合によっては侵食されて減少している。既述のように、崩壊後約30年間程度は、表層崩壊により形成された裸地が植生に覆われていく期間であり、その間の植生は当然少ないので、植生が回復した斜面と比べると樹木による侵食抑止効果は小さくて侵食速度は大きいと思われる。したがって、SITE7のように崩壊面の土層厚がネットとして減少したのであろう。ただし、SITE7も現在はほぼ植生が回復しているので、今後は侵食速度が減少して土層厚が厚くなると考えられる。

伊藤(2000)は、粗粒黒雲母花崗岩を基盤岩とする滋賀県信楽町の掘削斜面の風化による土層形成を議論した。それによると、斜面掘削後12年間で、 $N_{10}=40\sim 50$ と推定される風化程度の弱い掘削面には、乾湿風化や応力解放といった物理的風化によってゆるみが生じ、厚さ約40 cmの $N_{10}=3\sim 15$ の土層が新たに形成される。一方、風化程度の強い掘削面の N_{10} 値はほとんど変化しなかった。これと同様のことが、本研究地でも考えられる。岩盤が露出した崩壊面は、土層に比べ密度が大きく、すなわちまだゆるんでいないので、崩壊発生による岩盤の露出によって乾湿風化や応力開放の影響を盛んに受け、岩盤のゆるみが進行して土層厚は増加したと思われる。崩壊28年後の崩壊面に存在する比較的粒径の大きな軟弱土層は、岩盤のゆるみによる生成物であろう。一方、崩壊発生時に残留した土層からなる崩壊面は、岩盤に比べて密度が小さく、すなわちすでにゆるんでいるので、崩壊発生によって土層が露出しても乾湿風化や応力開放の影響が基盤岩に及びにくく土層厚は増加しなかったと思われる。稲垣・平田(2002)が白亜系花崗岩斜面において、崩壊後36年間で、表土形成量40 cmとオニマサの緩み風化量25 cmの計65 cmという速い土層形成を推測したのは、前者のような岩盤が露出する崩壊面においてであった。

2) 滑落崖の直上にある土層の形成過程

全土層厚が35 cmも増加していた滑落崖の直上の土層(SITE6のL-22とSITE7のL2-10)は、崩壊6年後には、ともに漸移層がなく軟弱土層が直接基盤と接している。軟弱土層は透水性が高いために、このような土層構造をもつ基盤と軟弱土層の境界部には、中間流が発生しやすく、激しい乾湿の繰り返しが起こる(奥西・飯田, 1978; 飯田ほか, 1980)。また、崩壊発生後は、Trenching effectにより崩壊跡地直上部に部分的に地下水水面が形成されやすい(Atkinson, 1978; 恩田, 1996)。以上のような理由により、滑落崖の直上にある漸移層を欠く土層は、軟弱土層と接する基盤岩の溶解や乾湿風化などが促進されて、全土層厚を増加させた可能性がある。

V おわりに

本研究では、1972年に発生した粗粒花崗岩を基盤岩とする表層崩壊地において、(1)撮影時期の異なる航空写真を比較することによる植生の回復過程と、(2)崩壊6年後と崩壊28年後の簡易貫入試験結果を比較することなどによるその間の土層の形成過程、について検討した。その結果、以下のことが明らかになった。

- (i) 航空写真からは、崩壊面積約100 m²以下の崩壊地は崩壊後10年程度で、崩壊面積100-400 m²程度の崩壊地は崩壊後25年程度でほぼ完全に植生が回復している。
- (ii) 崩壊発生時に岩盤が露出した崩壊面では、崩壊6年後から崩壊28年後までの22年間で約15cmの軟弱土層($N_{10}<10$)と約15 cmの漸移層($10\leq N_{10}<50$)が主に基盤岩の風化作用により形成されているのに対し、崩壊発生時に土層が残留した崩壊面では、崩壊6年後から崩壊28年後まで22年間が経過しても軟弱土層厚と全土層厚はほとんど変化しないか、侵食されてやや減少している。

以上のように、航空写真上では25年程度で植生が回復したとみなすことのできる斜面においても、その時点での土層の回復量は0～30 cm程度と意外と小さいことが示された。

本研究では、粗粒花崗岩斜面における表層崩壊後約30年間の土層の形成量を計測したが、今後、崩壊再現周期を求めるには崩壊後30年以上経過した斜面での調査が必要であろう。崩壊地の年代決定には樹木の年輪年代測定法が有効であるが、小原村付近では薪炭材の伐採が第2次大戦前後まで繰り返し行われてきたために、樹齢の高い樹木はほとんど残っていないと考えられる。したがって、粗粒花崗岩斜面の崩壊周期を求めるには、調査対象地域の選定が重要な検討項目となる。

文献

- 飯田智之（1978）：風化表層土崩壊による斜面の発達。昭和52年度京都大学修士論文。
- 飯田智之・奥西一夫（1979）：風化表層土の崩壊による斜面発達について。地理学評論，**52**，426-438。
- 飯田智之・奥西一夫・中川 鮮（1980）：愛知県小原村周辺の山崩れについて（Ⅱ）—斜面における土壌水と基岩の風化について—。京大防災研年報，**23B-1**，395-403。
- 市川岳志・松倉公憲（2001）：弱固結砂岩からなる斜面における土層構造と表層崩壊。応用地質，**42**，30-37。
- 伊藤栄紀（2000）：風化花崗岩の急速再風化に関する研究—滋賀県信楽町の掘削斜面を例として—。第3回岩石の風化に関するシンポジウム講演要旨，京都大学防災研究所山地災害環境分野。
- 稲垣秀樹・平田夏実（2002）：植生を考慮した表層崩壊の特徴と崩壊予測。土と基礎，**50-1**，22～24。
- 奥西一夫・飯田智之（1978）：愛知県小原村周辺の山崩れについて（Ⅰ）—斜面形，土層構造と山崩れについて—。京大防災研年報，**21B-1**，297-311。
- 恩田裕一（1996）：地下水の挙動と崩壊の発生。恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編：『水文地形学』古今書院，92-101。
- 河田五郎・片岡 順・綱木皓二（1973）：愛知・岐阜県における47.7災害の山地災害。「昭和47年豪雨災害の調査と防災研究」，文部省科学研究費報告書，108-112。
- 小出 博（1955）：『山くずれ』古今書院，205p。
- 小宮康明・新城俊也（1991）：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。土と基礎，**39(6)**，21～27。
- 塩崎平之助（1981）：小原村の自然環境と山崩れ。「地域社会の変貌と再編—小原村の過疎と崩災を中心に」，名古屋大学教養部「東海研究」編，53-65。
- 下川悦郎（1983）：崩壊地の植生回復過程。林業技術，**496**，23-26。
- 下川悦郎（1989）：シラス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。
- 塚本良則（2001）：森林と表土の荒廃プロセス—小起伏山地におけるハゲ山の形成過程—。砂防学会誌，**54(4)**，82-91。
- 沼本晋也・鈴木雅一・長友 幹・蔵治光一郎・佐倉詔夫・太田猛彦（1999）：航空写真を用いた崩壊地植生回復過程の検討—1970年房総南部集中豪雨による崩壊地跡の25年間の変遷。砂防学会誌，**52(2)**，14～20。
- 細井正延（1973）：愛知県小原村における山崩れについて。「昭和47年豪雨災害の調査と防災研究」，文部省科学研究費報告書，104-107。
- 松本舞恵・下川悦郎・地頭園隆（1999a）：表層崩壊跡地における植生の自然回復過程。日本林学会誌，**81**，65-73。
- 松本舞恵・下川悦郎・地頭園隆・黒木健二（1999b）：シラス急斜面の表層崩壊跡地に

- おける植生回復と表層土の発達. 砂防学会誌, 52(4), 4-12.
- 矢入憲二・諏訪兼位・増岡康男 (1973) : 47.7豪雨による山崩れ—愛知県西加茂郡小原村・藤岡村の災害—. 「昭和47年豪雨災害の調査と防災研究」, 文部省科学研究費報告書, 92-101.
- Atkinson, T. C. (1978): Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes.
- Kirkby, M. J. ed.: *Hillslope Hydrology*, Wiley, Chichester, 73-120.
- Iida, T. and Okunishi, K. (1983) Development of hillslopes due to landslides. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F.*, 46, 67-77.
- Trustrum, N. A. and DeRose, R. C. (1988): Soil depth-age relationship of landslides on deforested hillslopes, Taranaki, New Zealand. *Geomorphology*, 1, 143-160.