

斜面変動の年代解析による
土砂害危険地判別に関する研究

柳井清治*

Evaluation for landslide hazard areas based on
the chronological analysis for massmovement

Seiji YANAI*

要 旨

土砂害の典型例である斜面崩壊の危険地帯の判定法について、テフクロロジーを用いて検討を加えた。研究対象地には、北海道中央部の3地域（門別地域、登別地域および厚真地域）を選定した。門別、登別地域の崩壊多発地帯において約300年前に降下した火山灰（Us-c, Ta-b）の分布を調べた結果、最近に発生した崩壊地の約2/3が過去300年間に発生した崩壊地の再発ないしはその拡大であり、崩壊発生には同一斜面への集中傾向があることが明らかとなった。また、堆積地において埋積された火山灰から、崩壊発生頻度は300年間に1～2回が平均であり、ほぼ100～150年に1回程度の周期で発生していると推定され、流域単位の活動性としても反復傾向が存在することが明らかになった。この崩壊発生を斜面発達のプロセスとしてとらえるため、厚真地域で斜面の年代を測定したところ、基本的には9000年前の古い火山灰（Ta-d）がのる斜面と、300年前の火山灰しか存在しない斜面（Ta-b, -a）の2面からなることがわかった。両者は明瞭な遷急線によって区分され、崩壊は新しい斜面が発達するプロセスとして位置づけられる。この年代の新しい斜面を筆者はPGVと定義し、遷急線に注目してPGV全体を潜在的崩壊地帯として面的にとらえる考え方を提案した。実際の崩壊地において、崩壊発生域、面積とPGVとの関係を調べたところ、比較的高い相関があった。流域のPGVの発達段階によって、予め土地の危険性を把握することができる。

目 次

はじめに	51
I 研究方法	51
1 土砂災害の予測の研究	51
2 近代学的な解析法	52
(1) 航空写真および樹木年代学的解析法	52
(2) テフクロロジー的解析法	52
II 研究対象地	53
1 海岸段丘地帯—門別地域	54

*北海道立林業試験場道南支場 Hokkaido Forestry Research Institute Donan Branch Station, Hakodate, Hokkaido 041

[北海道林業試験場研究報告 第27号 平成元年11月, Bulletin of the Hokkaido Forestry Research Institute, No.27. November, 1989]

2 火砕流台地－登別地域	54
3 丘陵，山地地域－厚真地域	55
III 崩壊の実態と履歴	55
1 段丘地帯の崩壊実態と履歴	55
(1) 災害の実態	55
(2) 崩壊地形の特徴	55
(3) 土層構造からみた崩壊履歴	57
2 火砕流台地の崩壊とその履歴	58
(1) 災害の実態	58
(2) 崩壊地形の特徴	58
(3) 土層構造からみた崩壊履歴	59
3 崩壊履歴の分類	60
(1) 火山灰分布による崩壊地の分類	60
(2) 各タイプの特徴	61
IV 推積物からみた崩壊発生頻度	62
1 推積地形	62
2 推積構造	62
(1) 崖錐	62
(2) 沖積錐	63
(3) 扇状地	63
3 過去 300 年間の崩壊発生回数	64
4 流域の活動性	65
V 斜面の発達過程	66
1 斜面におけるテフラ分布の実態	66
(1) 斜面地形の区分	66
(2) 斜面上の土層構造	66
(3) 扇状地の構造	67
2 テフラ分布の地形的特徴	68
(1) 斜面部位とテフラ分布の関係	68
(2) 斜面傾斜とテフラ分布	69
3 斜面の発達過程	70
VI 土砂害危険地の判定	71
1 崩壊の免疫性と反復性	71
2 遷急線の意義	72
3 土砂推積域の判定	74
4 斜面崩壊危険地判定図の作成例	75
VII 結 論	76
文 献	77
Summary	80
Appendix	82

はじめに

現在、国土の開発に伴って多くの土砂害が全国的に多発する傾向にある。従来は、大河川の洪水、浸水などの水害が主流であったが、この種の災害は堤防等の整備によって減少し、代わって丘陵、山地域における崩壊、土石流などの土砂害が自然災害の主となってきた。最近の大きな土砂害として、全国的には1982年長崎豪雨、1983年の山陰豪雨災害などがあげられ、集中豪雨が引き起こす崩壊と土石流により、毎年のように多くの犠牲者を出している。また、北海道内においても1980、1981、1983年の地域的な豪雨により、この10年間に3回の大きな土砂害を経験している。この種の災害は、今後も無秩序な土地利用など利用形態の多様化と人口集中によりさらに増大すると考えられる。

こうした土砂害を未然に防止するため、災害発生の予測とその防災対策が社会的に強く求められている。これまで土砂害の予測に関しては、林学、砂防学、土質工学、気象学、地質学および地形学的な分野から長年にわたって多くの研究がなされてきた。それにもかかわらず、有効な予測技術が確立されたとはいえない。その理由として、災害要因の中には不確定な要素があまりにも多く、精密な予測には限界があることがあげられる。

ところで、この種の災害の危険性を知る上で、土砂の移動という自然現象的側面と、森林伐採や土地利用という人為的要因とを分けて考えなければならない。現実には、両者は混同される場合が多く、災害が森林伐採や道路作設など人為的要因に帰するか、あるいは全く異常気象的な自然要因に帰するなど、原因の認識が極めてあいまいな状態なのが現状である。しかし、土砂の移動現象は、山が削られ谷が形成される地形発達の一プロセスである。したがって、災害発生の危険性を知るためには、まず土地の地形発達の歴史を明らかにすることが基本的かつ重要である。しかし、これまで大地形の地形発達史は数多く論じられているが、こうした災害と最も密接な土地の歴史についてはほとんど省みられることはなかった。

そこで本論文では、災害をもたらす土砂移動の歴史的な解明とその手法の開発を目的とし、この結果に基づいて災害危険地帯の判定方法を確立しようと試みた。本研究を遂行するにあたり、北海道立林業試験場主任研究員薄井五郎氏、同防災科成田俊司氏、清水一氏には共同で調査を行っていただき、同場各位には様々なご支援と励ましをいただいた。論文作成にあたり北海道大学農学部林学科砂防工学教室東三郎教授、新谷融助教授および演習林藤原滉一郎教授に終始御指導と助言を、また同造林学教室五十嵐恒夫教授には論文の校閲をしていただいた。以上の関係各位に深謝致します。

なお、本論文は北海道大学審査学位論文である。

I 研究方法

1 土砂災害予測の研究

土砂移動現象は通常マスマーブメントと呼ばれ、移動形態、材料などにより、数多くのタイプに分類される(VARNES D. J., 1978)。とりわけ山地の保全と関係の深く、かつ現在多くの災害を引き起こし問題となっている崖くずれ、山くずれは、マスマーブメントの中でも流動性が高く、表層の未固結な物質が移動する現象で、VARNES D. J. (1978)の分類に基づけばDebris avalanche, Debris flow および Earth flowなどに区分される。

これまで、斜面崩壊の予測に関しては極めて多くの研究が行われてきたが、これらは主として崩壊が発生する場、発生する時間およびこれらを防ぐ対策に関する研究に大別することができる(高橋ほか, 1986)。特に崩壊が発生する場の予測手法については、斜面土層について土質力学的な安定解析を行う

手法（沖村，1983；山田ほか，1985），崩壊の要因を地形や地質，水分および植生条件などに分け，これと崩壊との関係を統計学的に解析する手法（林野庁，1968；奥西・中川，1977；大森，1974），および地形発達のプロセスに基づく手法（宮城，1979；守屋，1972）などがあげられる。また崩壊によって引き起こされる泥流災害の危険地予測に関しては，これまで水理学的，確率論的および地形学的な分野からアプローチが試みられてきた（芦田，1985）。水理学的な手法では，主として土石流の運動と堆積機構に関して多くの研究がなされ（高橋，1983），その実態はかなり明らかにされている。また，確率論的には，様々なモデルによるシミュレーションが試みられてきた（今村・杉田，1982；水山ほか，1988）。

しかし，これらの手法は現実の多様な条件を捨象し単純化しているため，その精度と現地への適用性に問題がある。さらに，すでに起こったことは説明しえても，将来的な予測になかなか結びつかないなどの問題点が指摘される。したがって，個々の場合においてはある程度の成果はあげられているが，一般的な応用に関しては限界を抱えているのが現状であろう。

2 年代学的な解析法

(1) 航空写真および樹木年代学的解析法

筆者は，斜面崩壊の予測を行う上でマスマーブメントを地形発達のプロセスとしてとらえる観点に基づき，斜面と堆積域における土砂移動の履歴から，可能性を推定する方法が適当であると考えた。対象とする時間スケールは，最近の豪雨災害の例をみると，100～200年確率の雨量で崩壊が発生することが多いことから，少なくとも10²年オーダーでこの現象を捉える必要があると考えられる。

従来から斜面，溪流など侵食の激しい地域における現象の10～10²年オーダーの年代的解析法としては，樹木年代学，航空写真による判読法が最もよく用いられてきた。航空写真は過去に発生した大きな崩壊，地すべり，土石流などの実態を記録する具体的な資料であり，災害危険地調査に欠かせないものである（島ほか，1981；水谷，1982；羽田野，1984）。また，崩壊発生以前と崩壊後に撮影された写真の比較により，時系列的な地形変化の把握（羽田野ほか，1985），地すべり移動の経年的変化および崩壊地の推移（安仁屋，1968）など，地形変化量を定量的に測定するのに役立っている。

樹木年代学は，外的な環境条件が樹木の生理生態的な性質に影響を及ぼす性質を応用して，地表変動の解析手法として活用されてきた。地すべりの緩慢な動きに関しては，異常年輪（アテ材）による時間的な研究が行われてきた（東ほか，1971）。これは地すべりの動きに対応して形成される異常年輪から，その動きの情報を得る手法である。一方，荒廃溪流に形成された堆積地に侵入した一斉林の樹木年代から，土砂移動の過程を明らかにする試みも広く行われるようになった（新谷，1971）。また，古い崩壊地に侵入した樹木の年輪構成から崩壊の発生年代を判定する手法が，九州地方の山地において試みられている（SHIMOKAWA，1984）。

しかしながら，航空写真は1947年以前に撮影されたものはなく，樹木も現在100年を超えるものは稀で天然林が少なく，解析用の試料を得るのは難しい。したがって，これらは測定時間範囲と試料の得にくさの点で，崩壊現象を解析するにはあくまで補助的な手法とならざるを得ない。

(2) テフロクロロジー的解析法

a 考え方 テフロクロロジーは第2次世界大戦後，めざましく発展した第四紀層序学の一部門で，地形面の形成年代を測定する最も重要な編年法の一つとなっている。テフラは，ギリシア語で火山灰を意味するが，様々な粒径の破片からなる降下火山砕屑物の全体を意味する言葉として定義されてきた。現在は，降下火山砕屑物のみならず，砕屑物と溶岩の中間の性質を持つ火砕流堆積物を含

めてテフラと総称している。

火山噴火の際に放出、されたテフラは、短時間に広く地表面を覆うので、堆積物に挟まれたテフラはある時間的面を形成する。したがってテフラを比較することにより、離れた地域の地層対比が可能となる(小林, 1970)。テフラによる地層の年代検討は、地質学層位学の分野では極めて有効な方法であることは以前から知られていた(湊, 1973)が、この手法がさらに第四紀学の分野に応用され、層位、地形、考古学、古地理、古気候、土壌、土木などの広い分野の研究者の協力によって発展してきた。

b 土砂移動調査への応用 テフラは、北海道内で普遍的に分布していること、表土層を掘るだけで簡単にテフラを採取できること、これにより追跡し得る年代が $10^1 \sim 10^4$ 年オーダーまで極めて幅広いことなどから、非常に優れた時間指標といえる。著者はこれまで第四紀学、地形学の分野で一般的に用いられてきたこの手法を、さらに対象を小さくして、 $10^2 \sim 10^3$ 年オーダーの崩壊など土砂の動きに関しても応用が可能と考えた。北海道内では、すでにこれら新しいテフラ層の分布に注目して地すべりの動きを明かにした研究(東・新谷, 1972)、および斜面の過去の崩壊実態を推定する研究(遠藤・鶴田, 1963 ; 阿部ほか, 1981)が行われてきている。しかし、治山、砂防調査の中でこれを体系的に位置づけるには至っていない。

前述のとおり、テフラは短時間に地形を等しく覆い、時間的な同時面を形成することから、地形面にテフラという時間の膜を被せたものとみなすことができ、これ以降に発生した侵食現象をそれ以前のものと同様に区分できる。すべての指標テフラは平地においては整合的に堆積するが、斜面上ではいずれかを欠く場合、あるいは全く存在しない場合がある。そこで、田村・三浦(1971)、檜垣(1987)を参考に次のように解釈した。

① 斜面上においてテフラが整合的に堆積する場合は、最も基底のテフラがその斜面の安定期間を示している。斜面変動は基底のテフラ降下以前まで発生していた。

② 斜面上に指標テフラが存在しない場合は、テフラ降下以降これを除去する斜面変動が発生した。

③ 堆積地においてテフラの上位に礫層がのる場合、テフラ降下以降に斜面変動が発生し、礫堆積が行われた。

これに基づいて、以下の叙述を進めることにする。

北海道内のテフラは、本州、九州地域のテフラと異なって、層ごとの境界が明瞭であり、噴出年代が比較的新しくしかも新鮮であることから、同定が極めて容易である。このテフラの編年に関しては戦前から土壌研究者を中心として、先駆的な研究が進められてきた(浦上ほか, 1933)。さらに、戦後も火山学、地質学、土壌学の分野から詳細な研究が行われ、こうした研究は集積されて、北海道火山灰命名委員会(1982)によって一葉のマップとして図化されるまでになってきた。本研究の調査地における火山灰の堆積形態と特徴については、論文末の Appendix に示した。

II 研究対象地

研究対象地域は、図-1に示すとおり、北海道中央部の日高管内門別町から胆振管内登別市にわたる太平洋沿岸の段丘、台地、丘陵および山地地域である。この中で、胆振管内登別市、胆振管内厚真町および日高管内門別町の3か所を中心に調査した。門別町は、1981年に集中豪雨によって大災害が発生した地域である。また、登別市周辺は全道屈指の豪雨地帯で、災害の常習地帯でもある。厚真町は北海道内でも特にテフラの豊富に分布する地域の一つであり、斜面地形の発達を調べる上で好適なフィールド

となっている。

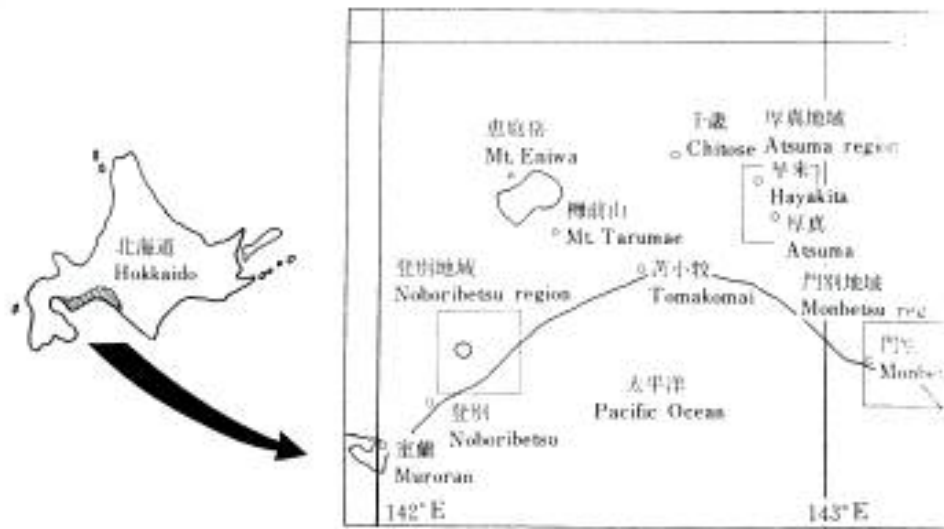


図-1 研究対象地の位置

Fig.1 Location of the study area

1 海岸段丘地帯—門別地域

門別地域は、年降水量は 1000mm～1200mm で、特に 8～9 月に多く、道内では平均的な降雨地帯といえる。基盤地質は、新第三系中新統から鮮新統にかけての元神部層、厚賀層と呼ばれる礫岩、砂岩および凝灰質シルト岩からなる（山口，1958）。この基岩の上を、段丘堆積物である未固結な砂礫が覆う。地形に関しては、海岸段丘面が 4 面認められ、海岸に沿って平行に分布する。この段丘地形は相対的に東側が高く、西側が低い傾動地形を呈している。このため、段丘の東側の斜面は急峻であり、V 字状の侵食谷が発達するに對して、北西側ではなだらかな凹型斜面と河岸段丘が発達するという違いが顕著にみられる（遠藤ほか，1984）。

この地域は、全国でも有数の牧場地帯であり、段丘面は末端まで牧草地が造成され、また沖積平野部にも同様な牧草地が造成されている。森林はこれらに挟まれた急斜面上に、わずかに残されているだけである。段丘斜面直下には家屋が建てられているため、斜面が崩れると土砂が家屋を直撃するが多い。斜面に残されている森林は、ミズナラ、カシワ、サワシバ、シナノキ、イタヤカエデなどの広葉樹二次林が主体で、樹齡 50～60 年程度の若い林が多い。

平地における分布テフラは 7 枚で、名称、特徴および年代値は B-Tm を除いて曾屋・佐藤（1980）、北海道火山灰命名委員会（1982）に基づいた。上位から Ta-b (A.D.1667, 層厚 30 cm), U s - c (A.D.1663, 層厚 30 cm), 黒ボク層中に B-Tm (A.D.10C～13C, 2cm) (町田ほか, 1981), Ta-c (3,000 y .B.P., 同 5cm), さらに段丘堆積物を覆って S p fa-1, -2, -3～5 (32,200 y .B.P., 同 200 cm 以上) が分布する (Appendix 参照)。

2 火砕流台地—登別地域

胆振管内登別地域は全道でも降水量が多い地域として知られており、年平均降水量が 1800～2000mm に達する。降雨は特に 7～9 月期に多く、過去の大きな災害もこの時期に集中する。集中豪雨は太平洋上に発生した前線が、オロフレ山にぶつかる時にもたらされる場合が多い（菊池ほか，1982）。基盤の地質は、約 4 万年前に噴出した倶多楽火山噴出物によって広く覆われており、全体的になたらかな火砕

流台地を形成する。噴出物の種類は、降下軽石、軽石流堆積物、火山灰およびベースサージ堆積物で、これらが交互に累積し、複雑な地質構造をなす（山崎，1980；春日井ほか，1985）。また、降下軽石、軽石流堆積物は部分的に強く溶結し、堅硬な溶結凝灰岩層となり、部分的に溶結凝灰岩の急崖が露出する。平地におけるテフラの種類は、上位に Us-c 層（A.D.1663，層厚 50～80 cm）（北海道火山灰命委員会，1982），下位の黒ボク層中に B-T m（A.D.10C～13C.，同 2 cm）の 2 枚が分布する（Appendix 参照）。植生は、海岸部では、ミズナラ、カシワ、イタヤカエデを中心とする胸高直径 30 cm 程度の広葉樹二次林であるが、山地地域はミズナラ、ホオノキ、シラカンバ、イタヤカエデからなり、胸高直径最大 1 m を超える大径木が混在する天然生林となっている。

3 丘陵，山地地域－厚真地域

厚真地域は石狩－苫小牧低地帯の東縁に位置する丘陵，山地地域である。基盤地質は主として中新統の軽舞層とよばれる硬質頁岩，砂岩およびシルト岩によって構成される（松野・石田，1961）。標高は 170～400 m で、北東部に高く南西部にかけて低くなっている。地形は、比較的顕著な山稜とこれを刻む V 字状の侵食谷が発達する。この地域は支笏湖，恵庭岳，樽前山などの火山の東部に位置しているため、これらからもたらされた火山灰が集中的に降下堆積し、斜面を広く覆っている。以下の特徴と年代値は曾屋・佐藤（1980）に基づいた。Ta-a から Ta-b までは、すべて樽前山起源のテフラである。Ta-a は 1739 年，Ta-b は 1667 年噴出の輝石類が目立つ直径 1～3 mm 程度の黄白色粗粒火山灰である。平地では、これらの間に薄い腐植が挟まれるが、斜面においては両者は混在して、同定が困難な場合が多い。Ta-c は、約 3,000 y. B. P. に噴出した黄褐色の粗粒火山灰，Ta-d は約 9,000 y. B. P. に噴出した、角ばった孔隙の少ない特徴ある赤橙色降下軽石である。Ta-b と Ta-c，Ta-c と Ta-d の間には、厚い黒色の腐植層（黒ボク）が発達する。En-a は、恵庭岳起源の約 15,000 y. B. P. に噴出した、多孔質の黄色降下軽石である。Spfa-1 は、約 32,200 y. B. P. に支笏火山から噴出した、絹糸状の黄色降下軽石である。平地におけるこれらの層厚は、Ta-a，-b が合せて 20cm，Ta-c が 30cm と比較的薄いですが、Ta-d が 100cm，En-a が 150cm，さらに Spfa-1 が 200 cm と非常に厚い（Appendix 参照）。

斜面上の植生は、ミズナラ、シナノキ、サワシバ、カツラ、ハルニレなどを中心とする広葉樹二次林となっている。

III 崩壊の実態と履歴

1 段丘地帯の崩壊実態と履歴

(1) 災害の実態

1981 年 8 月，集中豪雨によって日高地方南西部は大きな被害を受けた。集中豪雨は、日雨量 292 mm，最大時間雨量 47mm を記録し，時間 20mm 以上の激しい雨が 9 時間連続した。この降雨量は、実に年降水量の 1/3 に相当する。この結果，海岸に面した段丘地帯に多くの斜面崩壊が発生した（図－2）。この災害の実態については，真島ら（1981），北海道林務部治山課（1982），小野寺（1983）および遠藤ら（1984）の報告がある。

(2) 崩壊地形の特徴

1981 年豪雨が引き起こした斜面崩壊の発生地形は，主として海岸に面した段丘崖と，内陸部開析谷内の 2 つに分けることができる（図－3）。段丘崖の崩壊は，段丘堆積物と基岩の間を境界にして，それより下方の表土が崩れるものである。段丘礫層は極めて透水性がよいが，基岩のシルト岩はち密で硬堅



図-2 1981年豪雨による崩壊地の分布（門別地方）
 Fig.2. Distribution of the slope failures caused by heavy rainfall of 1981 in Monbetsu region, Hidaka district.

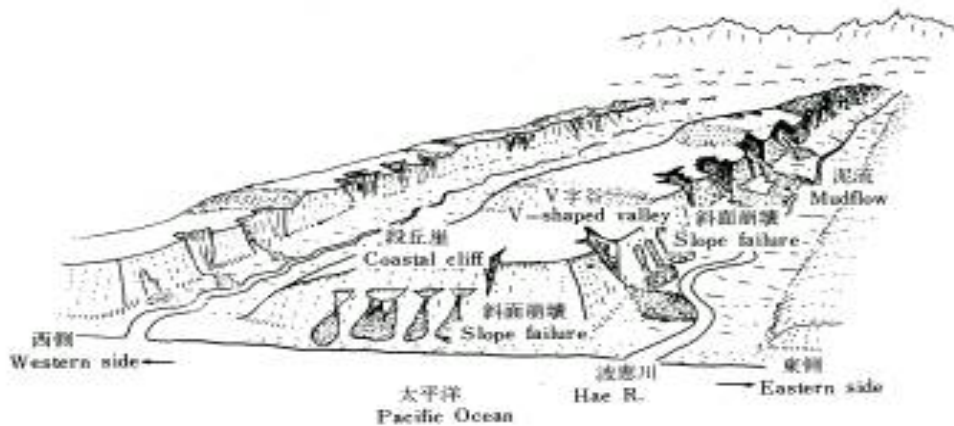


図-3 海岸段丘地形内の崩壊発生模式図
 Fig.3. Schematic sketch of the slope failure occurrence on the marine terrace in Monbetsu region.

であり透水性が悪く、段丘堆積物内に浸透した降雨水は基岩に沿って流出し、湧水がパイピング現象を引き起こし、斜面上の表土層を崩落させた（清水ほか，1982）。

一方、内陸部における開析谷内の崩れは、門別川、波恵川など比較的大きな河川流域の、特に右岸側に集中的にみられる。これは段丘地形の傾動により、右岸部に急峻なV字状の開析谷が形成されていることに起因し、緩傾斜地が多い左岸部においては、ほとんど崩れは認められない。特に被害の激しかった波恵川流域では、延長5 km、20支流以上谷の谷頭、谷壁に斜面崩壊が発生し、その総数は300カ所にのぼる（図-4）。崩壊物は基岩の風化層および火山灰層などの薄い表土で、海岸部と同じく表層崩

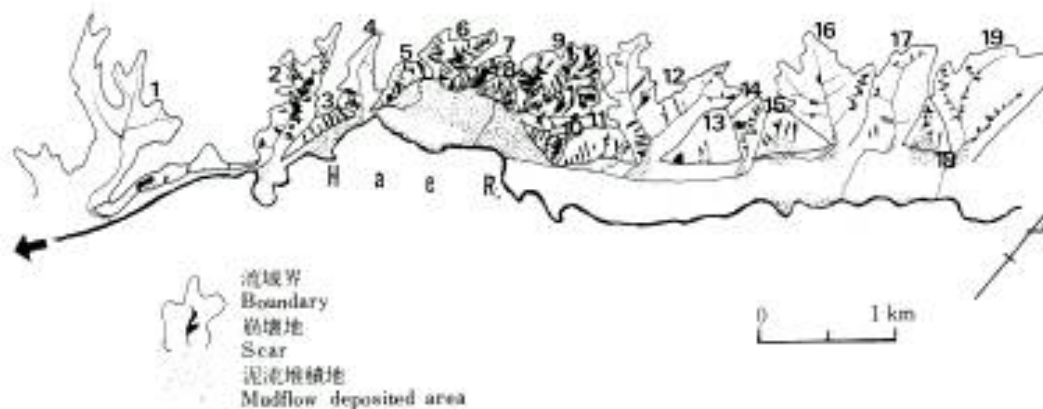


図-4 波恵川に沿った開析谷内の崩壊地分布

Fig.4. Distribution of the slope failures occurred in the dissecting valley along Hae River.

壊である。崩壊の発生場所は集水形の凹型斜面で、いわゆる0次谷（塚本ほか，1973）に相当する地形面であり，その大きさは，500 m²までが多いが，谷頭部では2000 m²を超える大きな崩れが発生している。崩壊土砂は，多量の水を含んで泥流化し，倒伏した立木を巻き込んで，沖積平野部に流出，拡散堆積している。

(3) 土層構造からみた崩壊履歴

門別地域においてTa-b（1667年噴出），Us-c（1663年噴出）が崩壊地の断面に広く露出しているのが観察された。開析谷における崩壊地周辺の火山灰分布について，調査例を図-5に示した。崩壊地は長さ60m，平均斜度35°で，その周辺斜面中腹には遷急線が存在し，遷急線上方は凸型の緩斜面であるのに対し，下方は凹型で40°の急峻な斜面となっている。これらの斜面上にピットを掘り，土層構造を調べたところ，遷急線下方においては火山灰が存在せず，基岩の風化した砂，礫によって構成される。土層の厚さも30cm前後と非常に薄い。遷急線上方においては，火山灰Ta-b，Us-c層が認められ，その下部に厚さが70～120cmの風化砂礫が分布する。Us-cの下位には，Ta-c起源とみられる黒ボクが存在する。

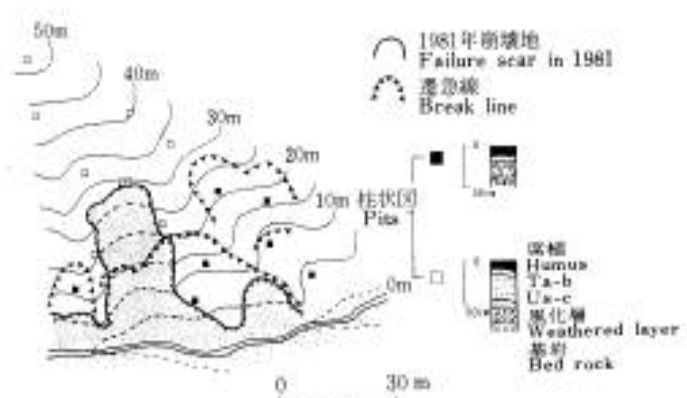


図-5

崩壊地周辺の土層構造と火山灰分布

Fig.5. Soil profile and distribution of the volcanic ashes around scars formed in 1981.

この断面から，遷急線下方の急斜面では，約300年聊Ta-b，Us-cが降下して斜面を覆ったのち，これを流亡させる動き，すなわち斜面崩壊が発生したと考えられる。また，斜面中腹の遷急線は，その崩壊の滑落崖であるとみなされる。遷急線上方の斜面は，Ta-b，Us-cが連続的に分布することから少なくとも300年以上安定で，特にTa-c起源の黒ボクの存在から3000年以上安定な場合もある。そして，1981年に発生した崩壊は遷急線の下方か上方に跨がって発生しており，過去300年以降に発生した崩壊の再発かその拡大現象とみることができる。

同様な方法で，波恵川流域の崩壊地において，崩壊以前の火山灰分布を調べて，過去300年間の崩壊

同様な方法で，波恵川流域の崩壊地において，崩壊以前の火山灰分布を調べて，過去300年間の崩壊

の有無を推定した。この結果を図-6 A, Bに示す。1981年の崩壊地は、No.4, 5, 6, 7の流域などの谷頭部および谷壁斜面で多く認められる。これらの流域において、火山灰の分布しなかった斜面は、B図に示すとおりである。A, Bを比較すると、崩壊多発流域は火山灰が存在しないところが多いことがわかる。特に崩壊が多発した No.9 流域の谷頭部には、ほとんど火山灰がみられず、調査斜面 134カ所中 88カ所、No.7においても 21カ所中 17カ所と2/3以上で火山灰が存在しておらず、No.5, 8, 10においても同様な傾向がみられる。したがって、1981年に崩れた斜面の多くは、過去300年間に崩壊が発生した斜面であり、この点から崩壊は反復する傾向が強いことがわかる。しかし、No.6では40カ所中火山灰が存在しなかった斜面が10カ所と少ない場合もあり、流域の崩壊傾向にはいくつかのタイプが存在するとみられる。

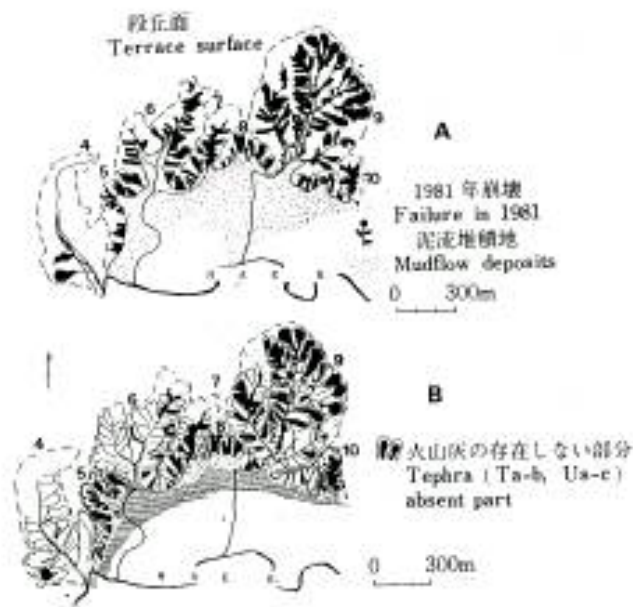


図-6 開析谷内の崩壊分布と火山灰層の存在
 Fig. 6. Distribution of the slope failures of 1981 and the existence of volcanic ashes on the slopes.

2 火砕流台地の崩壊とその履歴

(1) 災害の実態

登別地域では、1980年8月、1983年9月に大規模な土砂害を経験した。1980年災害の概要は以下のとおりである。1980年8月28日から30日の3日間にわたり降雨が続き、白老町、登別市各地で時間雨量40mm以上、連続雨量は300mmから500mmに達した。この結果、太平洋岸に面した台地周辺に斜面崩壊、土砂流出などが発生した。崩土は立木を巻き込んで泥流化し、下流部の崖錐、扇状地周辺に堆積した。泥水は鉄道線路にはばまれ、滞留して浸水災害をもたらした(北海道1980; 宮坂・英1982)。

1983年9月豪雨災害については、連続降雨量は登別温泉で509mm、時間最大降雨量は126mmを記録した(遠藤ほか, 1983)。集中豪雨は登別北方山地地域を中心とし、倶多楽湖畔、幌別川上流などに発生し、下流域に洪水が流出して平野部に大きな被害をもたらした(小野寺ほか, 1983)。

(2) 崩壊地形の特徴

1980年豪雨による崩壊発生地域は、海岸に面した比高100mの台地息崖に形成されている5ha前後の小規模な開析谷である(図-7)。崩壊地は1つの開析谷に最高3カ所程度みられるが、全体的には全く崩れなかった谷が多く、地形をみる限り発生場所に規則性は認められない。崩壊地の大きさは、長さ20~30m、幅10m前後の小規模なものが多く、崩壊形態も降下軽石Us-c層、基岩の風化ローム層からなる薄い表土層が剥落する表層崩壊である(柳井ほか, 1985)。

1983年に発生した集中豪雨では、倶多楽湖、四方嶺の周辺に多くの斜面崩壊が発生した。崩壊地の数は、登別温泉の周囲に5箇所、倶多楽湖岸のカルデラ壁に20カ所以上、四方嶺西麓に8カ所の合計40カ所以上に及ぶ(図-7)。これらの崩壊地は規模が大きいのが特徴である。四方嶺の中腹に発生した

崩壊は、山脚に位置する病院を襲い大きな被害をもたらした。この崩壊は、崩壊長 200 m , 流下距離は 500 m にのぼる。崩壊土層は降下軽石, 腐植, ロームからなり, この土層中に根を張る樹木をのせたまま剥離, 崩落している (柳井ほか, 1985)。

(3) 土層構造からみた崩壊履歴

図-8 は, 1983 年に登別温泉町において崩れた北側斜面の土層構造を示したものである。崩壊面は土層構造の違いから, 以下の 3 つに区分された。主崩壊源である A 面には, 上位から腐植, Us-c, 黒ボクおよび厚いローム層がみられ, 黒ボク中には B-Tm が挟在する。B 面には, 腐植, Us-c, 黒ボク層が分布し, その下部に基岩の溶結凝灰岩が露出する。また, 黒ボク層中に A 面と同様に B-Tm が認められる。C 面には Us-c 層は存在せず, Us-c 由来の軽石を含んだローム層が堆積している。土層の深度は, A 面が 100 cm 以上と相対的に深いのに対し, B 面が 70 cm, C 面は 50 cm と薄くなっている。A, B 面は, Us-c, B-Tm の存在から, 少なくとも 1000 年以上安定していた斜面と判定される。さらに A 面は B-Tm 下位のロームが厚いことから, B 面より年代的に古い斜面とみられる。C 面は, 周囲には明瞭な滑落崖が存在することや, 小径木が多い点からみて, Us-c 降下以降形成された崩壊地であることが明らかである。この 3 つの崩壊面の年代と配列から, 数百年オーダーの長い時間の中で, 崩壊は斜面下部から始まり, より上部の安定斜面に拡大してゆくプロセスがあると考えられる。

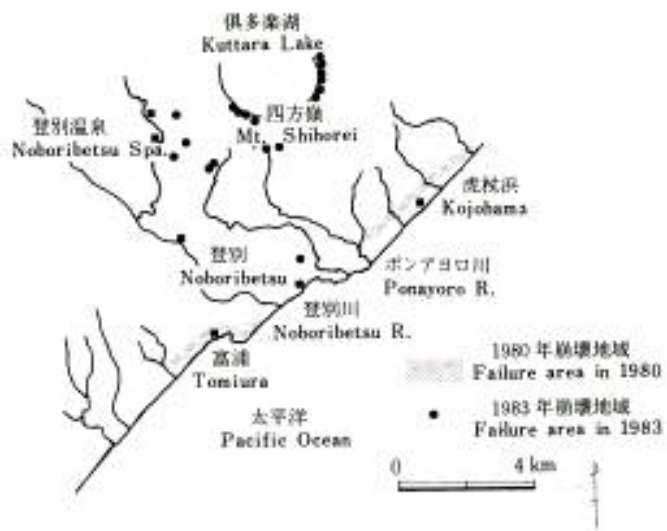


図-7 1980,1983 年豪雨による崩壊地域の分布

Fig.7. Distribution of the slope failures caused by heavy rainfall of 1980 and 1983, respectively.

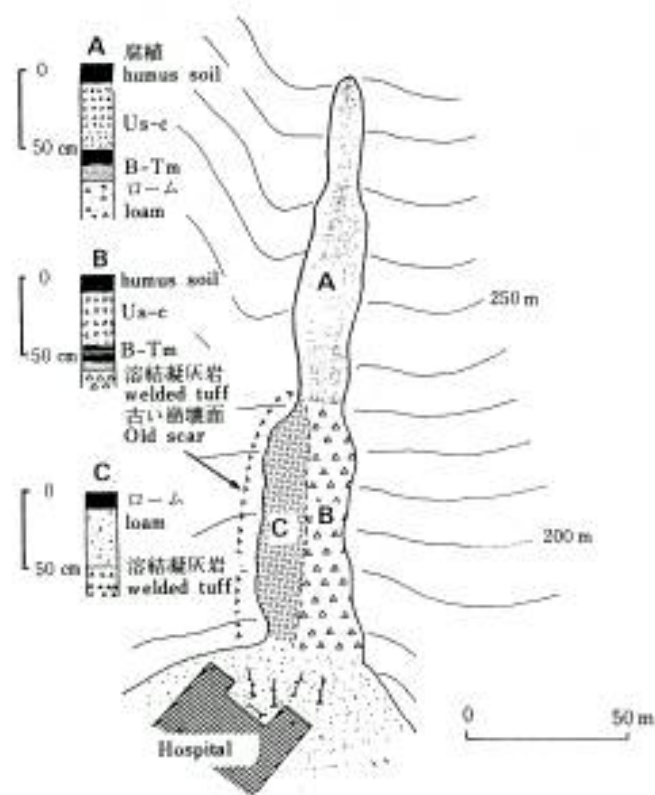


図-8 崩壊地の土層構造 (登別温泉)

Fig.8. Soil profiles in the scar formed in 1983 (Noboribetsu Spa.).

3 崩壊履歴の分類

(1) 火山灰分布による崩壊地の分類

2つの地域の調査例から、過去300年間に形成された崩壊地に崩れが多いが、逆に1000年以上安定であった斜面が崩れる場合もあり、崩壊地の履歴には様々なタイプが存在することが判明した。そこで、火山灰 Us-c, Ta-b の分布を指標にして崩壊形態を分類し、全体的な崩壊傾向を明らかにしようと試みた。図-9は、崩壊の形態を火山灰分布から3つのタイプに分類したものである。

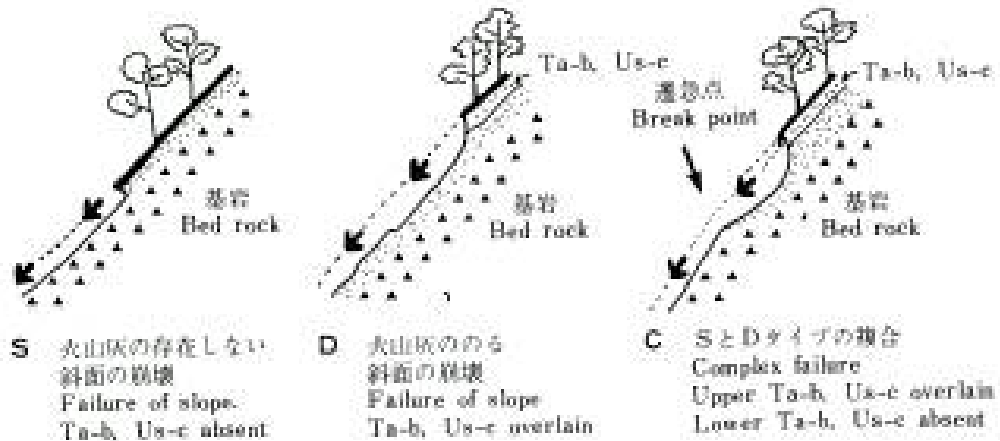


図-9 火山灰層を指標にした崩壊の形態分類

Fig.9. Schematic classification of the failures based on the existence of the volcanic ashes.

S (Shallow) タイプは火山灰層が存在しない斜面、すなわち 300 年前以降に崩れた斜面が崩壊するもので、崩壊面は平滑で直線的であり、崩壊深度は浅い。D (Deep) タイプは、火山灰 Ta-b, Us-c がのり斜面、すなわち 300 年以上の安定斜面が崩れるタイプである。崩壊面は起伏がありルーズな厚い風化層が露出する。C (Complex) タイプは遷急線を挟んで、下部は火山灰層が存在しない斜面、上部が Ta-b, Us-c がのり斜面が同時に崩れるタイプで、S, Dが複合したタイプである。崩壊斜面上部の断面形が円弧状を呈する。従来の一般的な崩壊分類に対応させると、Sタイプは表層剥離型の崩壊、Dタイプは地すべり型の崩壊、Cタイプはこれらが組み合わせられた形態である。

この分類に基づいて、段丘開析谷内の崩壊地を分類し、崩壊発生傾向を検討した(表-1)。崩壊斜面数 269 カ所の中で、Sタイプが 65, Cタイプが 125, Dタイプが 79 カ所となっている。Cタイプは全体の 46%, Sタイプと合わせると 70% を占め、過去 300 年に発生した崩壊の再発ないしはその拡大が多いことがここでも明らかである。各流域ごとに検討しても、同じ傾向が認められる。特に、No.2, 7, 14 ではCタイプの割合が 60%以上に達しており、上方斜面へと崩れが拡大する傾向が多いことがうかがわれる。しかし、No.6, 8, 18 においてはDタイプが 50%以上を占め、相対的に安定な斜面が多く崩れる傾向がみられる。一方、登別温泉周辺斜面の崩壊タイプは、Sタイプが 5 カ所、Cタイプが 3 カ所

表-1 崩壊タイプごとの崩壊数

Table.1. Number of the slope failures Classified by the failure types.

地域 Region	流域番号 Catchment No.	崩壊タイプ Failure Type			計 Total
		S(%)	D(%)	C(%)	
門別 Monbetsu	2	3(6)	12(25)	33(69)	48
	6	3(11.5)	17(61.5)	8(27)	28
	7	2(9)	1(5)	18(86)	21
	8	7(32)	12(54)	3(14)	22
	9	37(32)	13(17)	24(32)	74
	12	2(17)	2(17)	8(66)	12
	14	4(14)	6(21)	18(64)	28
	16	0(0)	1(11)	8(89)	9
	18	0(0)	14(74)	5(26)	19
	19	7(88)	1(13)	0(0)	8
	計 Total		65(24)	79(30)	125(46)
登別 Noboribetsu		5(46)	3(26)	3(27)	11

で、S、Cタイプがほとんどを占める。

(2) 各タイプの特徴

さらに、それぞれのタイプごとの斜面傾斜、崩壊深度の分布について図-10に示した。斜面傾斜については、Sタイプは35~45°、Cタイプが35~40°の範囲に集中傾向がみられる。これに対しDタイプは20~30°までが中心となっている。全体的にはS、Cタイプは35°以上の急な斜面、Dタイプは30°以下の緩斜面に発生する傾向がある。また、崩壊深度との関係を見ると、Sタイプは50cm以下の深さに多く発生しているが、Dタイプは1m以上の深さ、特に1.5m付近で起こることが多く、S、Dタイプ間では明瞭な違いがある。

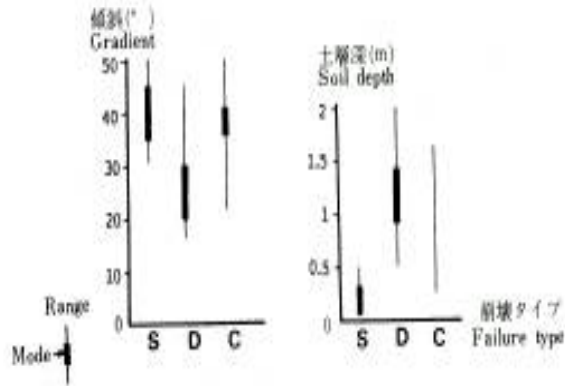


図-10 崩壊タイプ別の斜面傾斜と崩壊深度
 Fig.10. The slope gradient and soil depth in the 3 failure types.

このことから、S、D両タイプの崩壊地の特徴とその歴史性をまとめたのが表-2である。35°以上の急斜面では、斜面の安定性に乏しく、崩壊が発生して土層が頻繁に除去されるため、表土層が薄い。この斜面では、深度の浅い表層崩壊（Sタイプ）が起こると解釈される。一方、少なくとも300年以上安定である35°未満の緩斜面では、崩壊の発生する確率が小さく長期間安定であるため、その上に1m以上の厚い風化層が形成されている。これが崩れた場合は、Dタイプのような深い地すべり的な形態を示す。

表-2 崩壊タイプの地形的特徴と安定性
 Table 2 Topographic characteristics and stability of the 3 failure types.

	傾斜(°) Gradient	土層深(m) Soil depth	安定性 Stability	崩壊タイプ Failure type
遷急線 Break line	20	1.5	300年以上安定 Stable more than 300 y r	D
	35	0.5	300年以下 Less than 300 y r	C
	50	0.2		S

このDタイプの崩壊地周辺には、火山灰層がゴブ状に盛り上がった構造が多く観察された。この断面には図-11に示すように火山灰層の巻き込みがみられるため、この地形の形成は、300年前のUs-c, Ta=bの降灰以降とみられる。このことから、小規模な動きは安定した緩斜面においても発生しており、この動きが浸透水の移動などに影響し、結果的に大きな崩壊につながったと推測される。さらに、表-1の中でDタイプの崩壊の割合が最も大きい流域としてNo.6

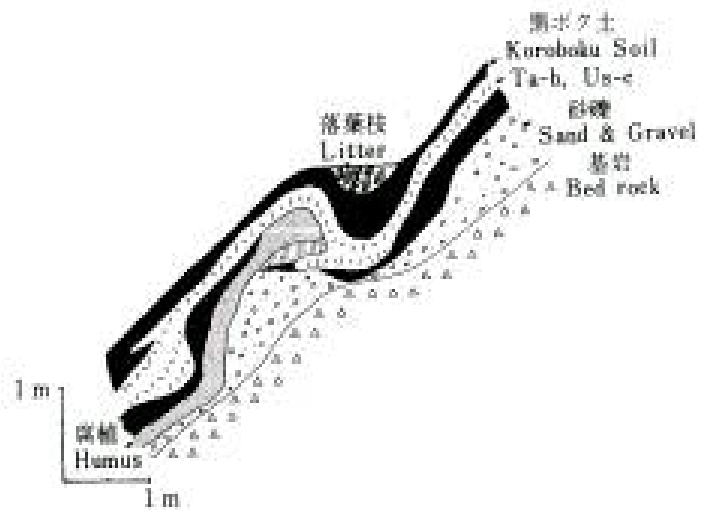


図-11 緩斜面における火山灰層の攪乱
 Fig.11. Disturbance of the ash layers on the gentle slope.

があげられる (61.5%) が、ここは若齢の造林地となっていた。したがって森林伐採に伴う人為的な斜面環境の変化は、長期間安定していた斜面に崩れをもたらした原因の一つとみられる。

IV 堆積物からみた崩壊発生頻度

1980, 1981, 1983 年にみられた崩壊—泥流発生という現象は、過去にも集中豪雨によっても引き起こされているはずであり、この頻度は土砂が堆積してできる地形を調べることにより測定が可能である。そこで、堆積地形を分類し、堆積物を観察した。

1 堆積地形

台地、段丘地帯では、沖積面に接する斜面および開析谷に様々な形態の堆積地形が認められる。この堆積地形は、崖錐、扇状地の2つに大きく区分され、扇状地はさらにその勾配の違いによって沖積錐と扇状地に区分される (東, 1979 ; 鈴木, 1983)。崖錐は、段丘崖の下部に発達し、勾配が 30° 、堆積物の厚さが 2~4 m である。沖積錐は、0~1 次谷斜面の下部に発達し、勾配は 15° 、堆積物の厚さは 5~10m である。扇状地は 1 次谷以上の流域に発達し、勾配が 5° 、厚さは 10m 以上である。特に、沖積錐、扇状地は流水の影響を強く受けている。災害後には復旧工事として、堆積面上に数多くの溪間工、水路工が施工された。その際、床掘工と称するトレンチが掘削されるが、このトレンチ断面内に泥流堆積物を数多く観察する機会を得た。ここでは、堆積地の構造を上記の3つに分けて述べていく。

2 堆積構造

(1) 崖錐

門別地方の海岸部において、崖錐地形が段丘崖脚部に連続的に形成されており、1981 年崩壊後、崖錐の断面が良好に観察された (図-12)。段丘崖は、長さが 70m、傾斜が 35° の急斜面で、カシワの天然林となっている。斜面中腹から脚部にかけては、厚さ 4 m に達する基岩由来の中礫や砂が堆積する。この堆積物中には、基岩の地形面に平行なラミナ (葉理) が発達しており、砂礫層には Spfa-1 の軽石が多く含まれている。また堆積物中には、Ta-b, Us-c 層が挟在しているのを観察できる。Us-c 層は、地表から 1~3 m の深さに埋積されており、脚部より 25m 地点で基岩と接し、30m 地点で消滅する。Ta-b は Us-c の 30 cm 上位にあり、Us-c に平行に堆積して、同様に 30m 付近で消滅する。Us-c が覆う地形は 1663 年、Ta-b が覆う地形は 1667 年当時の崖堆を示しているため、約 300 年前には崖錐地形は現在よりはるかに小さかったことがわかる。また、

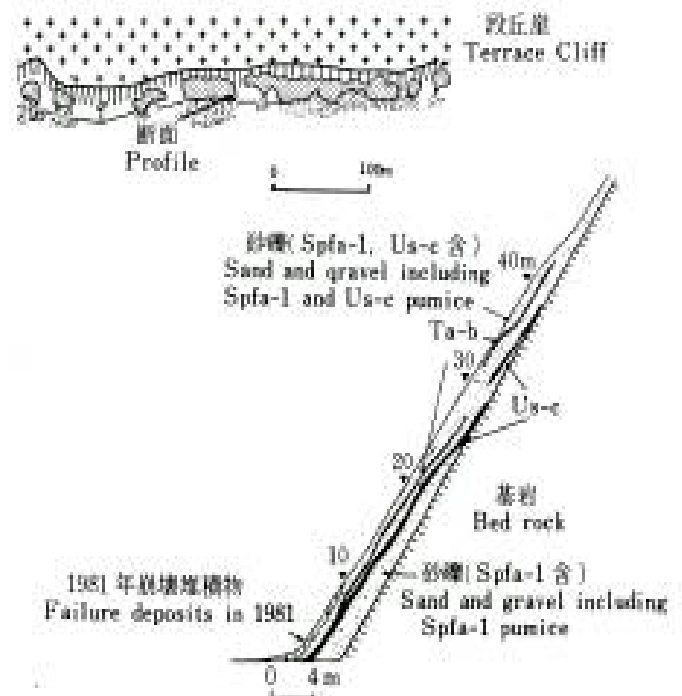


図-12 段丘崖における崖錐地形内部の堆積構造 (門別地域)

Fig.12. Cross sectional profile of the talus cone deposits in the terrace cliff (Monbetsu region) .

Us-c と Ta-b の間に砂礫層が挟まれること、および脚部から 30m 付近において Us-c が基岩に接することからみて、1663 年当時は斜面上部は崩壊地であり、そこから土砂の生産と移動が頻繁に起こっていたと推定される。斜面上に生育していたカシワは樹齢は最大 155 年となっていた。この樹齢からみて、斜面の土砂移動が停止し、安定化したのは 150 年以前と考えられる。

(2) 沖積錐

図-13 は、門別地域内陸部、0 次谷斜面下部に発達する、長さ 120 m、斜度が 15° の沖積錐の断面を示したものである。基底には、鮮新統の基岩である礫まじりの砂岩が露出し、この上部に、基岩由来の中礫（直径 2～3 cm）と砂が堆積する。堆積物の厚さは、脚部においては最大 10m と厚く、この中にはラミナが発達し、Spfa-1 起源の軽石も含まれる。斜面および沖積錐の表面は Ta-b、Us-c 層が覆うが、下位に砂礫を挟んで黒ボク層がみられる。これは、火山灰起源であることから、Ta-c 層に相当するものとみられる。したがって、この断面から Ta-c が降下する以前、すなわち少なくとも 3000 年以前に大規模な土砂堆積が行われ、すでに沖積錐の概形を形成していたと判定される。この形成作用としては、ラミナが発達すること、堆積物中に土砂堆積の停止時期を示す証拠がないことなどから、弱い流水の影響を受けた緩やかな、しかも継続的に緩慢なマスマーブメントが考えられる。Ta-c 降下以降はわずかな砂礫の堆積を挟んで安定であり、1981 年にこうした安定性を破る崩壊が斜面に発生したが、この現象は数千年来の稀なものとみなされる。

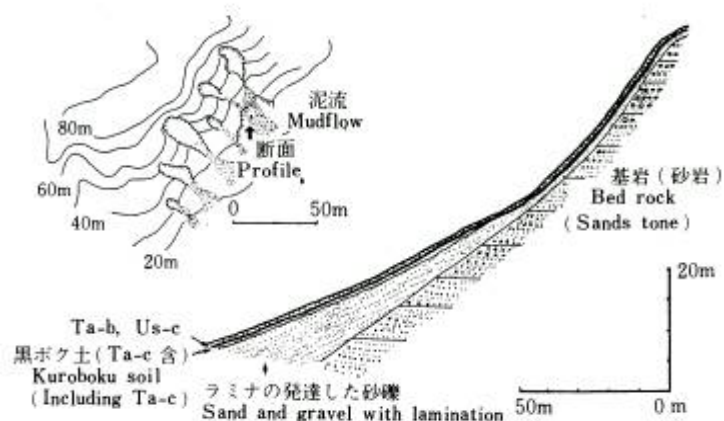


図-13 沖積錐内部の堆積構造（門別地域）

Fig. 13. Cross sectional profile of the alluvial cone deposits (Monbetsu region).

(3) 扇状地

登別地域において、扇状地を掘削したトレンチ内で多くの堆積層が観察された。図-14 は、登別温泉町の崩壊縦断面と扇状地の構造を示したものである。扇状地堆積物は、全体で厚さ 10 m 以上で、基岩由来の角礫を含んだローム質の土層から構成されており、ラミナ構造が顕著に発達する。この中には、数多くの腐植層が縞状に挟在

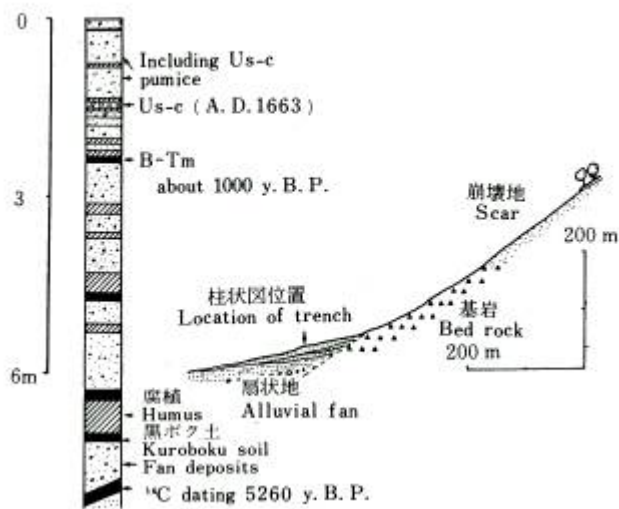


図-14 扇状地内部の堆積構造（登別温泉）

Fig. 14. Cross sectional profile of the alluvial fan deposits in Noboribetsu spa.

しており、崩壊土砂の堆積、安定、植生侵入、再堆積の繰り返しがあったことが読み取れる。さらに火山灰層 B・Tm, Us-c もこの中に挟在しており、これらを指標にすることにより堆積物の年代を区分できる。なお最下部の腐植層の年代は、¹⁴C 年代測定により、5,260 y. B. P. という値が得られている。

堆積物の数は、B・Tm から Us-c まで 4 枚、Us-c から 1983 年まで 2 枚認められた。この結果を単純に計算して、約 5000 年前から 1000 年前まで 300~400 年、約 1000 年前から 300 年前まで 200 年、また Us-c から現在までに 100 年程度の発生周期で崩壊が発生していることになる。特にこの 300 年間は崩壊の発生頻度が高まる傾向がある。これは Us-c 層より上位の堆積層中に Us-c の軽石が多量に含まれており、この火山灰が斜面に堆積することにより不安定性が増したためと考えられる。

3 過去300年間の崩壊発生回数

以上の結果に基づいて、堆積地の断面を観察し、Ta-b, Us-c 層を指標として 300 年間の崩壊発生回数を求めてみた。なお発生回数は、前記のように腐植層によって区分される堆積層の枚数とした。表-3 は、門別地域における、崩壊の発生回数とその頻度を地形別に示したものである。過去 300 年間の発生回数は、0 回から 4 回までの範囲に認められた。この内訳は調査総数 40 ヲ所中、0 回が 10 ヲ所、1、2 回がそれぞれ 13 ヲ所、3、4 回が合せて 5 ヲ所となっている。崩壊発生回数の平均値は、300 年間に 1.4 回であり、発生周期に換算すると、ほぼ 100~150 年に 1 回程度の割合で発生していることになる。堆積地形ごとに細かく検討すると、崖錐は平均発生回数が 2.1 回、沖積錐が 0.5 回、扇状地が 1.4 回となっており、地形によって発生頻度が大きく異なっている。崖錐の発達する海岸段丘崖においては、100 年に 1 回以上の頻繁さで崩壊が発生している。一方、沖積錐では 0 回が多く 300 年以上安定であるが、こうした安定地形においても最近崩壊が多発している。

表-3 門別地域における過去 300 年間の崩壊発生回数
Table 3. Recurrence times of the slope failures during the last 300 years at Monbetsu region.

堆積地域(Sediment morphology)	発生回数 (Recurrence times)					計(箇所) Total (Number)	平均(回) Average(Times)
	0	1	2	3	4		
扇状地 Alluvial fan	1	8	6	1		16	1.4
沖積錐 Alluvial cone	9	2		1		11	0.5
崖錐 Talus cone		3	7	2	1	13	2.1
計 (Total)	10	13	13	4	1	40	1.4

表-4 登別地域における過去 300 年間の崩壊発生回数
Table 4. Recurrence times of the slope failures during the last 300 years at Noboribetsu region.

堆積地形 (Sediment morphology)	発生回数 (Recurrence times)						計(箇所) Total(Number)	平均 (回) Average (Times)
	0	1	2	3	4	5		
扇状地(2次谷以上) Alluvial fan(>2nd valley)			1	1	4	1	7	3.7
扇状地(1次谷) Alluvial fan(1st order valley)	7	3	2	3	2		17	1.4
沖積錐 Alluvial cone	3	2					5	0.4
計(Total)	10	5	3	4	6	1	29	1.8

登別地域においても、扇状地、沖積錐を合せて 29 ヲ所を調査し、崩壊発生回数を求めた。このうち、1980、1983 年に崩壊が発生した流域が 15 ヲ所、崩壊が発生しなかった流域が 14 ヲ所となっている。

表

ー4 に、堆積地形ごとの崩壊発生回数を示した。全調査流域の中で、発生回数は0回から5回の範囲であり、0回が10カ所と最も多く、次いで1～4回が3～6カ所であった。300年間の平均発生回数は、1.8回で、発生周期に換算すると、100～150年に1回程度で崩壊が繰り返していることになる。また堆積地形ごとに検討すると、ここでは扇状地と沖積錐地形が認められるが、扇状地は規模が非常に異なるので、1次谷以下と2次谷以上の2つの段階に区分した。2次谷以上に発達する比較的規模の大きな扇状地においては、4回が最も多く、平均しても3.7回と高い頻度で崩壊が起こっている。1次谷の小規模な扇状地では、逆に0回が最も多く、平均して1.4回である。沖積錐でも0回が多く、0.4回が平均値となっている。したがって、沖積錐は300年以上安定な面が多く、門別と同様に化石地形的な特質がある。

さらに、門別、登別の地域的な発生傾向を比較すると、すでに述べたとおり、過去300年間の平均値は門別が1.4回、登別で1.8回であり、明らかに登別地域の方が平均値が高い。これは、地形的には幼年期の台地と段丘地形でほぼ類似することからみて、地質条件および降雨条件の違いを反映していると考えられる。すなわち、登別地域は、脆弱な火山砕屑物を基岩とし、新第三紀層が基岩である門別地方と比べて、崩れやすくまた土層も風化再生されやすい。また、この地域は年降水量が2000mmを超える豪雨地域であり、年平均降水量が1000mmの門別と比べて、崩壊が起こりやすい条件を備えているためであろう。

4 流域の活動性

堆積地の断面から判定した流域の堆積タイプは、これまでの調査から、大きく2つのタイプに区分することができる(表-5)。一つのタイプは、Us-c、Ta-b層の上位に複数の泥流堆積物があり、過去300年から現在までも侵食作用が活発に働いているとみられる流域である。もう一方はUs-c、Ta-bの上部に堆積物がなく、少なくとも300年以上安定で、堆積地形は過去に形成されたと考えられるタイプである。流域の活動性という観点から、前者をActiveタイプ、後者をDormantタイプと呼ぶこととする。地形的には、Activeタイプは大規模な扇状地や崖錐地形の多くが、そしてDormantタイプは沖積錐地形の多くが分類される。前章で述べた崩壊履歴タイプとの関係では、Activeタイプの流域には、S、Cタイプが、すなわち過去300年間に形成された崩壊地の反復ないしその拡大崩壊が多くみられる。一方、Dormantタイプの流域にはDタイプ、すなわち300年以上安定であった斜面が崩れる形態が多くみられる。

Activeタイプでは、Us-c層の下位にも多くの堆積層が存在しており、300年以前から泥流が発生していたことが明らかである。この堆積物の中には、図-14に示した様に火山灰B-Tm(約1000年前噴出)、が挟まれていることから、同様に堆積物を年代的に区分でき、崩壊発生回数を測定できた。このタイプでは、少なくとも過去千年間にも、1981年崩壊と同じ様な崩壊と泥流が100～200年程度の周期で、継続的に発生していることが明らかである。Dormantタイプでは、図-13に示すように、Ta-cの下位に厚い砂れき堆積物が存在することから、少なくとも3000年以前に大規模な崩壊があり、これ以降は安定化していることが判定される。したがって、2つのタイプの違いの起源は、少なくとも1000年オーダーで発生していることが明らかであり、この程度の時間スケールで崩壊現象を捉える必要があるのである。

表-5 流域の活動性区分とその特徴
Table 5. Classification of the catchment activity and its characteristics.

堆積タイプ Deposit type	再来周期 Recurrence interval	堆積地形 Morphology	崩壊タイプ Failure type
Active	100-150yr	扇状地 Alluvial fan 崖錐 Talus cone	D
Dormant	<300yr	沖積錐 Alluvial cone	S, C

V 斜面の発達過程

1 斜面におけるテフラ分布の実態

(1) 斜面地形の区分

厚真町の丘陵，山地地域において，航空写真を用いて地形区分を行った。斜面地形の分類はこれまで様々な試みが行われている（田村，1974）が，ここではその基準として，集水地形と傾斜遷急線に注目して区分した。調査地域は，分水界によって1次から3次，面積が1haから20ha程度の支流域に細分される。これらを構成する基本単位である典型的な1次谷を例にとり，斜面地形を詳しく区分したのが図-15である。これは，奥行き200m，幅100m，平均斜度が30~40°の小流域である。この流域を構成する斜面は，上下2つの遷急線によって，上部からI，II，IIIの3つに分けることができる。上部のなだらかな遷急線の上位に位置するI面は，尾根状で斜度15°以下の凸型斜面である。II面は，斜度20~30°前後のやや急な谷壁斜面で，流域面積の大部分を占め，集水形によってII A，II B，II Cの3つに細分される。II Aは出尾根状の凸型の散水斜面，II Bは凹凸の少ない平衡斜面，そしてII Cは谷頭を中心である凹型の集水斜面である。III面は下部遷急線の下位に発達する，斜度40~45°の平滑な急斜面で，V字状谷を呈し流路に沿って発達する。

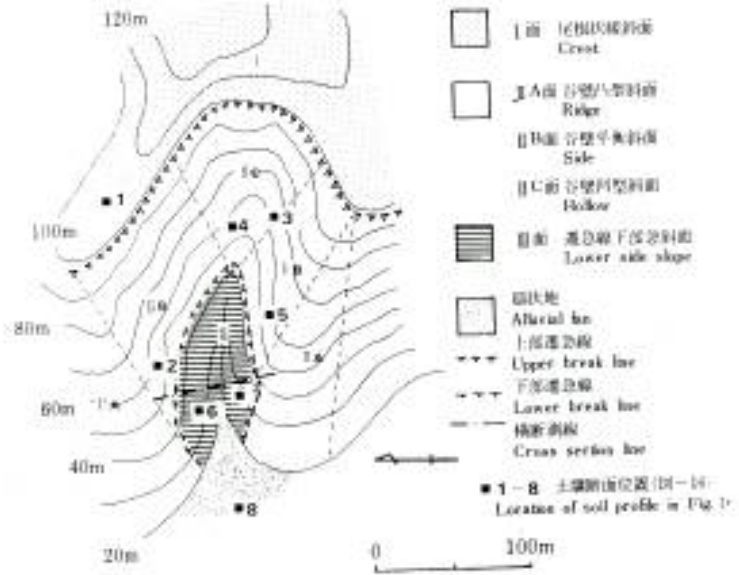


図-15 1次谷流域における斜面区分
Schematic classification of the slope parts in the first order catchment in Atsuma region

(2) 斜面上の土層構造

図-15の流域斜面につけられた作業道に沿って露頭が連続的に観察された。その代表的な断面を図-16に示した。柱状図の番号は，図-15の調査地点(Loc.1~8)に対応する。Loc. 1~7の断面に出現したテフラの種類は，Ta-a, b, c, dの4枚であり，それ以上古いテフラは出現しない。I面 Loc. 1においては，Ta-aからTa-bまでの4枚が整合的に堆積している。II A, II B, II C面のLoc. 2,3,5においても，同様にTa-a

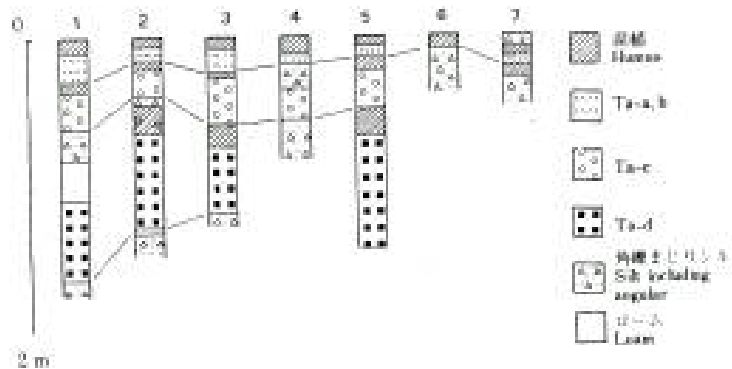


図-16 1次谷斜面における土層構造

Fig.16. Representative columnar sections of topsoil layers on the catchment slope shown in Fig.15.

から Ta-d までのテフラがのるが、II C 面 Loc. 4 では Ta-d を欠き、Ta-c まで分布する。III 面 Loc. 6 ではテフラは存在せず角礫まじりのシルト層で、Loc. 7 では角礫まじりの Ta-a, b 層が分布する。これらの断面から、斜面のユニットによって分布テフラの種類が大きく異なることがわかる。表土層の厚さは Loc. 1~3, 5 は 1.2m を超えるが、Loc. 6, 7 では 50 cm 以下と薄く、III 面では表土層が大きく削剥を受けている。また、Loc. 1 では Ta-c と Ta-d の間、そして Loc. 4 では Ta-b と Ta-c の間に角礫がまじるシルト層が存在する。この角礫は基岩の新第三紀層由来で、Ta-d から Ta-b が降下するまでの間に表土の移動があったことを示している。

図-17 は、流域を横断する測線において、斜面の横断形とテフラの分布との関係を模式的に示したものである。斜面上部の II B 面と下部の III 面についてみると、斜面傾斜は遷急線を挟んで極めて異なっている。II B 面は高さ 50m、傾斜が 32° の斜面であるが、III 面は高さ 30m、斜度が 45~52° の急斜面で、V 字谷を形成する。テフラの分布も、この地形的な違いによく対応している。II B 面では Ta-a、-b、-c、-d が全て整合的に堆積するが、遷急線の下方では Ta-a、-b のみが斜面を覆い、テフラの存在しない場合も多い。年代的には、遷急線の上方の II B 面は 9000 年以上安定な斜面であるのに対して、III 面は 300 年程度かそれ以下の、相対的に不安定な斜面であるとみることができる。地形的にみて、II 面はかつては流域全体を占めており、元の溪床面は現在より高いところにあったと推定される(図中、破線)。III 面は II 面が開析されて発達してきたもので、崩壊地形が多いことから現在も侵食作用が強く働いている部位とみなされる。

この地形とテフラ分布の解析を基にして、1 次谷流域における斜面の安定性を平面的に示したのが図-18 である。I、II 面の大部分は、Ta-a から Ta-d までのテフラが載る 9000 年以上安定な面に区分されるが、谷頭部 II C 面では部分的に Ta-a から Ta-c までが載る 3000 年前後安定な面となっている。III 面には、Ta-a、-b のみが見られるが、崩壊によって削剥を受け、テフラの存在しない部分も多い。この部分は、II 面の一部にまで伸長してきている。

(3) 扇状地の構造

この流域に形成された扇状地(図-15, Loc. 8)においては、高位とこれを開析する低位の2つの扇状地形面が認められた(図-19)。高位面のレベルは、II 面の旧溪床面(図-17, 図中破線)にほぼ対

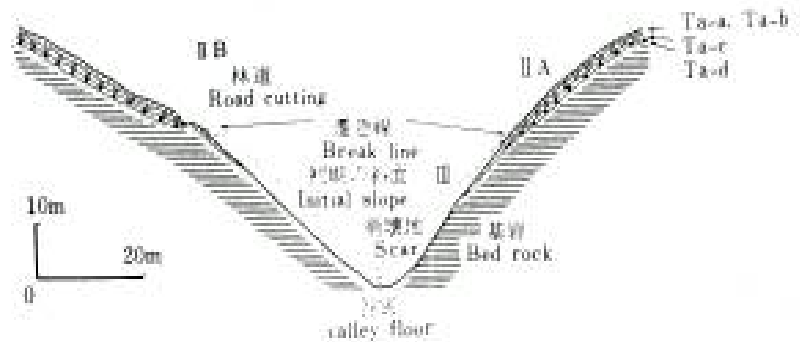


図-17 1 次谷の横断形と火山灰の分布

Fig.17.

Cross section of the first order catchment and distribution of the overlying-tephra layers,

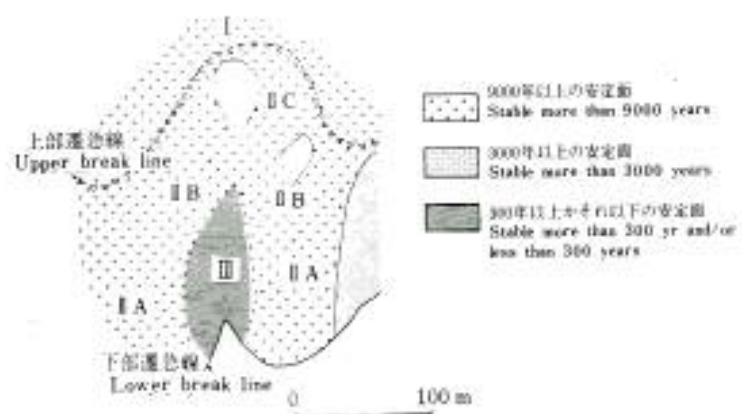


図-18 1 次谷斜面の安定性区分

Fig.18

Slope stability estimated by the overlying tephra layers in the first order catchment.

応している。この面の人工的な切り取り面において観察された断面を、図-19の柱状図に示す。この断面でも、Ta-aからTa-dまでのテフラが観察され、Ta-dの下部には、ラミナの発達した角礫層が厚く存在し、Ta-d降下以前に大規模な土砂生産が行われたことを示している。Ta-dの上位にも、Ta-cとの間に層厚100cmの角礫および角礫を含むシルト層が分布する。この中には、Ta-dのパミスを多く含んでおり、生産時期としては、Ta-d降下以降であることは明らかであるが、Ta-cとシルト層との間の腐植が下位の腐植層と比べて薄いことから、Ta-c降下年代に近い時期のものと考えられる。さらに、Ta-cとTa-bの間にも20cm程度の薄いシルト層が存在する。Ta-bより上位には、堆積物は存在しない。これは、現在の流路が高位の扇状地面を開析しており、土砂は低位面に堆積したためとみられる。この断面から、En-a降下以降からTa-d降下以前にすでに扇状地の概形が形成されており、Ta-d以降安定期を挟んでTa-c降下以前、さらにTa-cとTa-bの間に土砂の堆積が発生したことがわかる。Ta-dより上位の堆積層の形成時期は、II C面やLoc. 1のテフラ中に挟まれる、角礫まじりのシルト層の形成時期に対応するとみられる。

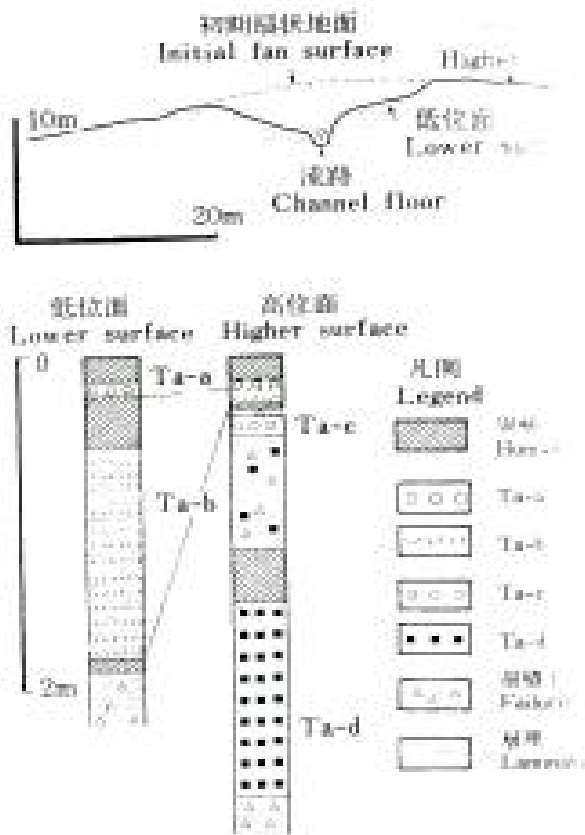


図-19 扇状地堆積物の断面
Fig.19. n deposits observed in the alluvial fan shown in Fig. 1 5.

一方低位面においては、Ta-c、Ta-dは存在せず、シルト層とその上位にのる厚いTa-b、Ta-a層のみが観察された(図-19, 柱状図)。特にTa-b層は、流水に運ばれて2次堆積したもので、厚さ130cmにのぼり、Ta-bが斜面に降下して以降流出が激しかったことが推定される。これはIII面において火山灰を欠く場合が多いことと対応しており、この低位面は現在活発な堆積が行われている場所とみなすことができる。

2 テフラ分布の地形的特徴

斜面地形とテフラの分布の関係について、さらに周辺の斜面に調査地点を増やして全体的な傾向を検討した。調査地点数は約90カ所で、調査地はランダムに選定した。

(1) 斜面部位とテフラ分布の関係

それぞれの斜面部位ごとに、テフラの分布形態とその出現頻度を図-20に示した。斜面部位ごとに分布テフラが大きく異なっており、その分布形態は5つのタイプに類型化できる(図-20, 下図)。この中にはテフラが全く存在しないものから、Ta-aからSpfa-1まで分布するものまで含まれるが、本論文では最も斜面基底に出現するテフラの名称によって分布タイプをよぶこととする。例えばTa-dが最も基底にくる場合、Ta-dタイプとび、他も同様にTa-c、Ta-bタイプなどと呼ぶこととする。またここでは、Ta-aとTa-bは同一層準で認められるため、ここでは一括してTa-bタイプとした。斜面はI、II A、B、C、III面の5つの区分に従って測定した。図中の横軸に示したテフラの名称は、分布タイプを示している。

この結果、I面ではTa-cからSpfa-1タイプまで出現し、年代の古いテフラの出現する割合が相対的に高いが、特にTa-dタイプが最も頻度が高い。II A, II B, II C面においてはTa-bからTa-dタイプまでが出現するが、Ta-dタイプがI面と同様に頻度が高い。また、II C面においては、Ta-a, b, Ta-cタイプの出現する頻度が高く、II面の中では相対的に不安定な斜面であるといえる。

III面においては、Ta-bタイプのみ出現し、それより古いテフラは全くみられない。I面に古いEn-a, Spfa-1タイプが出現する点を除けば、図-18, 19で示した図式はほぼ他の流域にもあてはまる。

(2) 斜面傾斜とテフラ分布

斜面の安定性は傾斜と関係があることから、斜面傾斜とテフラ分布タイプについて調べ、図-21に示した。年代の古いものから順に検討すると、Spfa-1タイプは10°以下、En-aタイプは20°以下の緩斜面に出現し、10°前後が最も頻度が高い。Ta-dタイプは5~35°までの斜面に幅広く出現するが、特に25~35°に集中する。Ta-cタイプは25~45°の斜面に出現し、特に35~40°で頻度が高い。Ta-bタイプについては、出現斜度は35~50°までである。さらに火山灰が全く存在しない斜面は、40°以上55°までの急斜面である。

全体的に年代の古いテフラののる斜面ほど傾斜は小さく、その限界角は明瞭で、Spfa-1タイプが10°、En-aタイプが20°、Ta-dタイプが35°、Ta-cタイプが45°であり、それぞれが10°前後の差をもって現れる。また、モードも異なり、Ta-d, Ta-c, Ta-bの各タイプ間では5°前後でわずかずれづれている。特に斜度35°は、これまで土地分類図（国土庁土地局、1975）などで、山地、丘陵など地形を区分する際の傾斜区分基準の一つとなっており、土壌の安息角とされているが、これは9000年以上の安定面とそれ以外を分ける基準としても重要な意味をもっている。

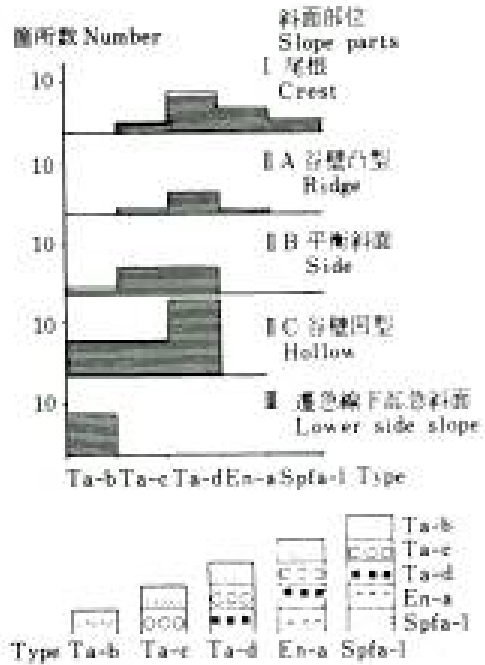


図-20 斜面部位別にみたテフラ分布タイプの出現頻度

Fig.20. The frequency distribution of overlying tephra types on the different slope parts.

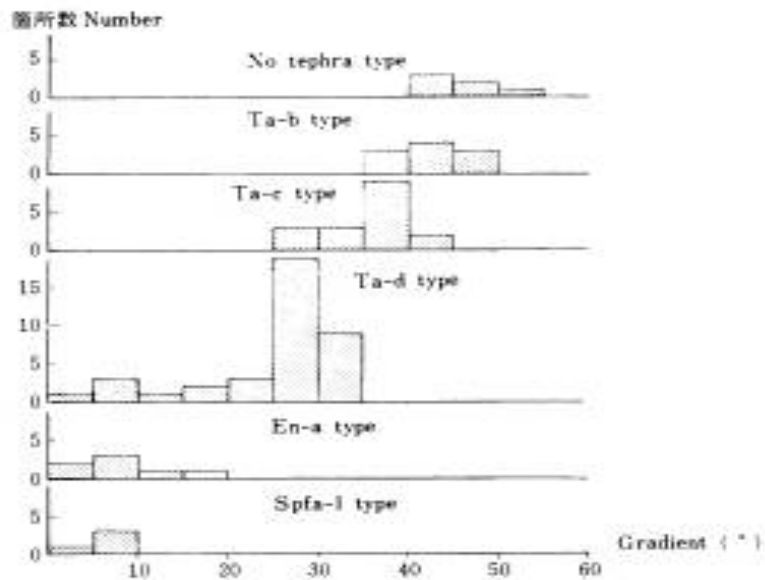


図-21 斜面傾斜別にみたテフラ分布タイプの出現頻度

Fig.21 The frequency distribution of overlying tephra types in slope gradient from 0 to 60 degrees.

3 斜面の発達過程

以上の結果から、テフラの分布タイプ、斜面の傾斜および斜面部位との関係を表-

Table.6. 表-6 斜面地形と安定性の関係
Relationship between the slope parts and their stability period

年代(y .B.P.) Age	テフラ Tephura	傾斜(°) Gradient	斜面部位 Slope parts	
32200	Spfa-1	<10	尾根	
15000	En-a	<20	I Grest	
9000	Ta-d	20-35	II	A 凸型 Ridge
			Side	B 平衡 Side
3000	Ta-c	35-40	谷壁	C 凹型 Hollow
300	Ta-b	35-50	III 遷急線下部斜面	
	Ta-a		Lower side	

6にまとめた。テフラ分布タイプと斜面部位の関係は、Spfa-1, En-aタイプがI面, Ta-dタイプはI, II面, Ta-cタイプはII面の一部, そしてTa-bタイプはIII面となっている。テフラ分布タイプと斜度との関係は、Spfa-1, En-aタイプは20°以下, Ta-dタイプは20~35°, そしてTa-cタイプは35~40°, Ta-bタイプは35~50°に区分される。このことから斜面の形成年代としては、部分的に違いがあるが、I面は9000年以前か一部15000年以前, II A, B, C面は9000年以前と一部3000年以前, そしてIII面は300年かそれ以下の年代にまとめることができる。

これに基づいて、この地域における斜面地形の発達過程を模式的にまとめたのが、図-22である。斜面の概形について、尾根部の一部は古い時期(15000~32000年以前)に、そして大部分の斜面は9000年以前に形成されており、これと対応して扇状地(高位面)もこの時期に形成されている。これらの斜面の形成作用としては、現在発生している崩壊などの急激なマスマーブメントとは考えがたく、この点で現在と当時の形成環境の違いを検討する必要がある。特に15000年から9000年までの時期については、最近気候的にその重要性が注目されてきている(門村, 1987)。この時期は、氷期が終わり、完新世の温暖化に向かう時期で、温暖寒冷のぶり返しの激しい時期であったとされる。(小峰, 1983)。こうした激しい気候の変動は、斜面土層の不安定化をもたらし、斜面から土砂が流出し扇状地の概形を形成した。

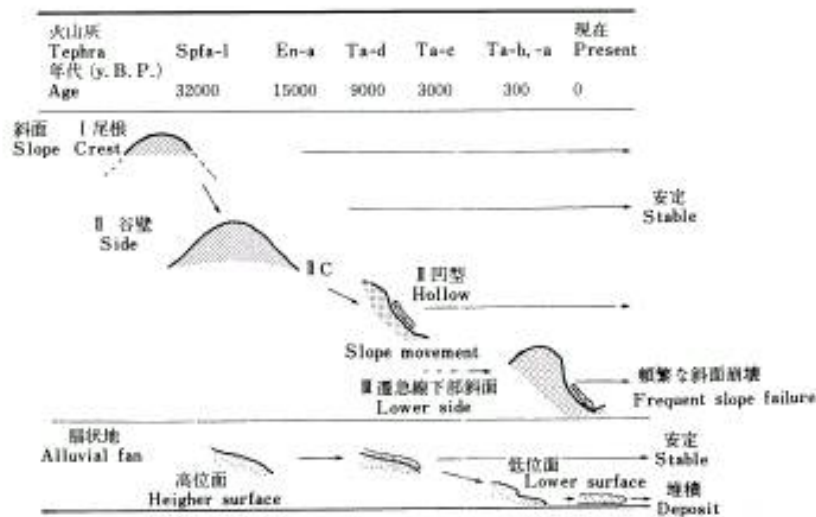


図-22 北海道中央部における斜面発達の模式図

Fig. 22. Schematic process of the slope development in the central Hokkaido

この作用は 20° 以上の斜面に集中的に働いており、主としてソリフラクションなどの緩やかなマスマーブメントが発生したと考えられる。また Ta-d までのテフラが斜面を広く覆う事実は、日高山脈上部（小野・平川，1974；山本・中村，1986），十勝平野部（吉永，1981）でも広く観察されており，Ta-d 降下より以前に大きな斜面変動が道央や道東にわたって広範囲に発生したとみられる。このことは、古植生からみてもカバノキ属を中心とする先駆樹種の増加がみられ、土砂流出増大時期が推定されている（五十嵐，1986）。北海道以外の地域においても、東北地方、特に北上山地においては斜面の多くは 10000 年前までに形成されたことが明らかにされている（檜垣，1987）。同様な斜面形成時期に関しては、本州の高山地帯でも報告されており（高田，1986），この時期のマスマーブメントは北海道、東北から本州中部にかけても広く発生した可能性がある。斜面の大部分はこれ以降は安定であるが、谷頭部においては部分的に 3000 年以前に表土の移動が生じている。宮城ほか（1979）は完新世になって、5000～6000 年前のヒブシサーマルに斜面削剥が激しかったとしており、この時期に対応する可能性がある。

一方、遷急線下部のⅢ面は、Ⅱ面以上の斜面を下刻することによって拡大してきたものである。この下刻が発生した時期については、地形的にみても、またテフラの分布との関係からみても完新世以降である。この発達過程として重要なのは、斜面崩壊であり、これが上位の斜面に拡大発生することによって斜面が伸張する。Ⅲ面は調査地域内のほとんどの流域に発達していることからみて、この過程は周辺地域に広くあてはまる可能性が高い。また、Ⅲ面の発達に伴って古い扇状地が開析され、崩壊土砂を堆積させつつある。

VI 土砂害危険地の判定

1 崩壊の免疫性と反復性

今回崩壊地の履歴および堆積地の構造調査から明らかになった重要な点として、崩壊は過去に崩れた斜面、およびその周囲に繰り返して発生する傾向、すなわち反復性ないし拡大性が強いことが明らかとなった。一方、小出（1955，1973）は山崩れや土石流は一度おこればその地点においては高度の安定性を獲得し、今後数百年間は崩れにくいとし、この性質を免疫性と呼んだ。このことは、本論文で得られた結果とは一見相反するものであるが、その整合性について以下に検討する。

前掲図-9のSタイプのような斜面を例にとって検討すると、崩壊によって不安定な表土層が崩れ、表土層が再生されるまでには、ある程度の時間を要するが（ここでは、100～150年程度）、この間は免疫性が存在していると考えられる。しかし、より広い空間スケール（例えば開析谷単位）で崩壊の発生地域を調べると、明らかに同一斜面に反復ないしそこから拡大する傾向が顕著である。したがって、免疫性はひとつの崩壊斜面における表土層の再生されるまでの、空間的に限定された傾向であると考えなければならぬ。同様の傾向について、安仁屋（1968）は花崗岩地帯の崩壊の性質を時系列的に調べる中で反復性を認め、その範囲内での免疫性の限定性を指摘している。また田中（1963）は丹沢地域の斜面崩壊について、崩壊団地と呼ぶ崩壊の集中する区域を指摘している。またSHIMOKAWA（1984）は屋久島の崩壊地を樹木により年代測定したところ、同一斜面に反復して発生する傾向が認められると述べている。このように、他地域のいくつかの測定事例でも反復性を支持する結果が得られており、崩壊は基本的には同一地域に繰り返し発生する性質があると結論づけることができる。

反復性を、斜面の安定性という面から検討すると、斜面傾斜に対応した臨界土層深度の存在が考えられる。例えば、飯田、奥西（1979）はある臨界深に表土が再生されると崩壊が発生するモデルを考案しているが、このモデルに基づくと、傾斜の急な場合ほど臨界土層深に達しやすく、頻繁に土層の除去が

行われることになる。筆者らの調査でも、斜面の安定性および土層深は、傾斜 35° を境にして大きく異なる結果が得られており（表-2）、基本的には安息角（ 35° ）を超える斜面では崩壊が頻発し、反復期間が極めて短い。また安息角以下の緩斜面では 300 年以上の安定性があったが、他地域の斜面では 9000 年以上の安定性を持つ場合がある（柳井・薄井, 1986）。こうした斜面においては、崩壊後土層が再生され臨界土層深に達するまでの安定性を保持した時間は数百～数千年と考えられる。

また具体的な反復期間は、堆積地の調査により最短 60 年程度、一般的には 100～150 年程度であることが明らかになった。これは、小出（1973）の述べている花崗岩地帯の期間（400～500）に比べて非常に短い。しかし、安仁屋（1968）は 20～30 年、SHINOKAWA（1984）は地域によって 200, 1000, 10～15 年とかなり異なる時間を推定しており、地域によってその期間には大きな幅がある。これは主として、岩石の風化特性と地形特性を反映していると考えられる。特に、今回の調査地域では新第三紀層のシルト岩や脆い火砕流堆積物は風化を受けやすく容易に表土が再生され、このため崩壊の反復期間は短いであろう。

2 遷急線の意義

以上の反復性を、さらに地形発達という点から考えると、Ⅲ面からⅡ面への拡大プロセスとみなすことができる。遷急線の下方に発達する斜面地形に関しては、完新世以前に形成されたなだらかな斜面地形が、後氷期になって開析されて現在に至っていたとされている。遷急線はこうした後氷期になって形成された新しい谷の侵食前線と考えられ、この侵食前線の動態によって、崩壊の反復および拡大傾向を説明することができる。すでに、遷急線の役割については、羽田野（1979）はこれを後氷期開析地形と呼び、崩壊地判定上、重要であると指摘している。また、最近地形学の分野においても崩壊多発地形の特徴として、その重要性が指摘されてきている（宮城, 1986 ; 田村・阿子島, 1986）。筆者はこれら
の見解に基づき、北海道内の斜面に適用性を実証する。

筆者は、現環境のもとで発達しつつある谷（前掲図-15 のⅢ面に相当）を、羽田野（1979）の呼称を参考にして PGV（Post Glacial Dissecting Valley）とし、この谷が占める面積を PGV 面積（Area of post Glacial Dissecting valley）とした（図-23）。さらに PGV が流域面積に占める割合、つまり後氷期以降の開析率を、PGV 比（Ratio of Post Glacial Dissecting Valley）と定義する。遷急線下方ないし直上部から発生する崩壊は、これまでの調査から 70% を超えており、基本的には PGV を潜

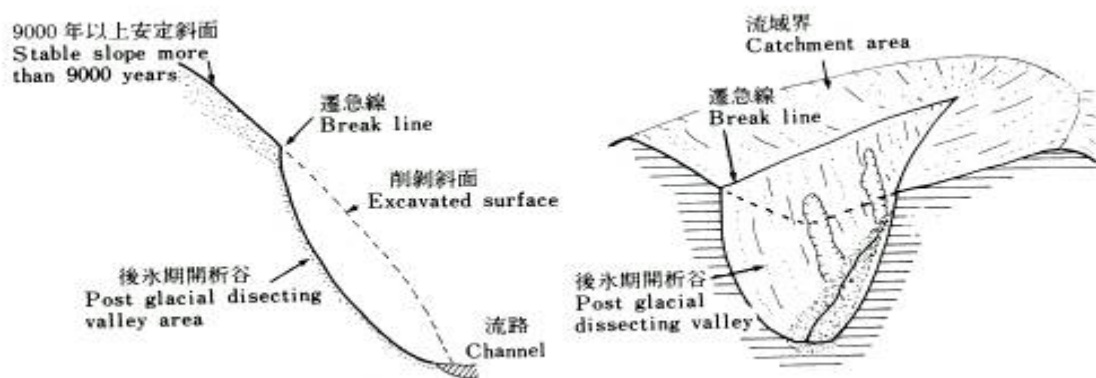


図-23 後氷期開析谷（PGV）の構造

Fig. 23. Schematic structure of Post Glacial dissecting Valley (PGV).

在的な崩壊面とみることができ、この大きさが将来起こり得る崩壊の規模を予測する上での基準となるわけである。

そこで、海岸段丘地帯でPGVの形態と実際に発生した崩壊との関係を求めた。図-24はPGVが谷頭部にまで発達している例で、流域面積が22.3ha、PGVの面積が10.0haであり、実際に発生した面積は6.8haである。崩壊地の分布は谷頭部に多いが、これらはほぼPGVに含まれている。図-25に、PGVが未発達な例をあげた。流域面積15.8haで、PGVの面積が1.7ha、そして崩壊面積が1.5haである。崩壊発生地点はPGVとほぼ一致し、崩壊面積もPGV面積に等しい。

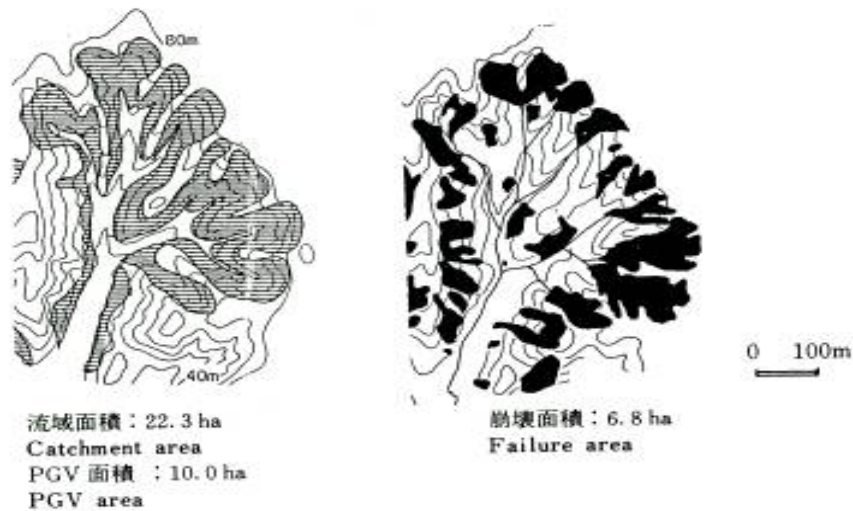


図-24 PGVの発達した流域における崩壊実態

Fig. 24. Sketch map showing the distribution of the slope failures and the area of PGV in the well dissected catchment.

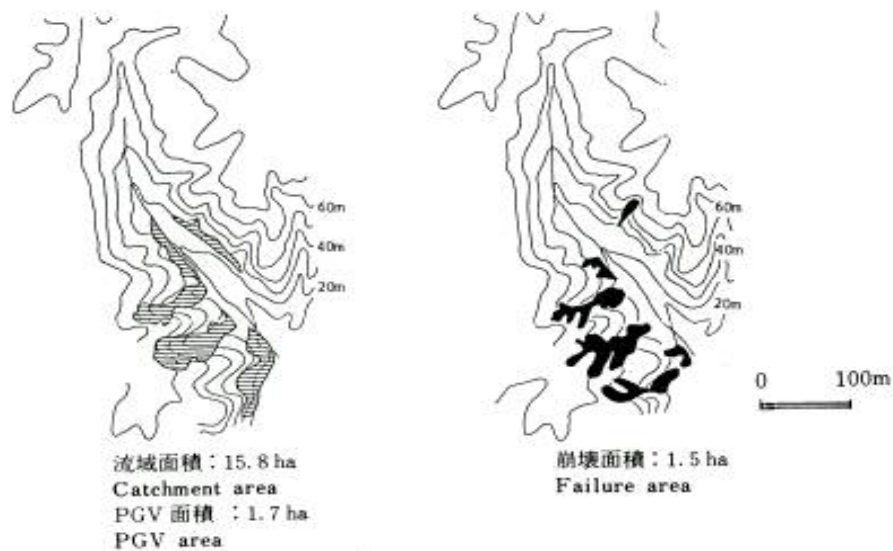


図-25 PGVの未発達な流域における崩壊実態

Fig.25. Sketch map showing the distribution of the slope failures and the area of PGV in the undissected catchment.

さらに、流域面積、PGVの面積と崩壊面積の相関係数を求めた。分水界によって区分される開析谷の面積と、その中に発生した崩壊面積とは、全く無相関であったが(図-26)、PGV面積と崩壊面積との間には、比較的高い相関が求められた(図-27)。また、流域ごとの崩壊率と流域におけるPGV比との関係についても、相関係数は比較的高い(図-28)。つまり、PGV全体が潜在的な崩壊面であることを意味しており、PGVの発達程度は、崩壊地の発生流域を判定する上で、重要な指数となり得る。なお前掲図-27中の左上の点のようにばらつきが見られる理由として、前述のとおりPGV以外の斜面、すなわちDタイプのような遷急線より上部の安定斜面が主として人為的な影響を受けて崩れるためであり、これらは別個に検討する必要がある。本来の侵食現象としては、このタイプの崩壊面積を除いた場合、さらに相関が高くなり、崩壊地予測の精度は向上する。

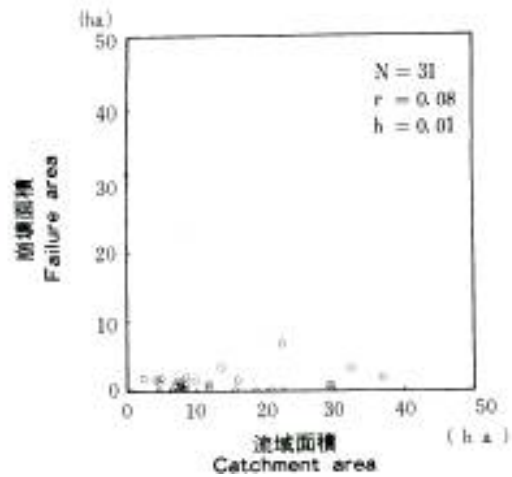


Fig.26. 流域面積と崩壊面積の関係

図-26 Relationship between the failure area and the catchment area.

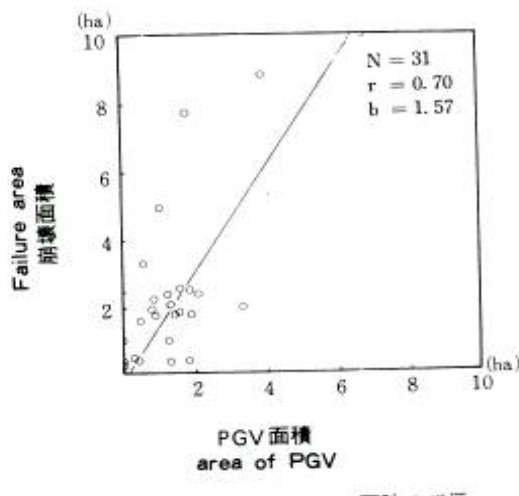


図-27 崩壊面積とPGV面積の関係

Fig.27. Relationship between the failure area and the area of PGV.

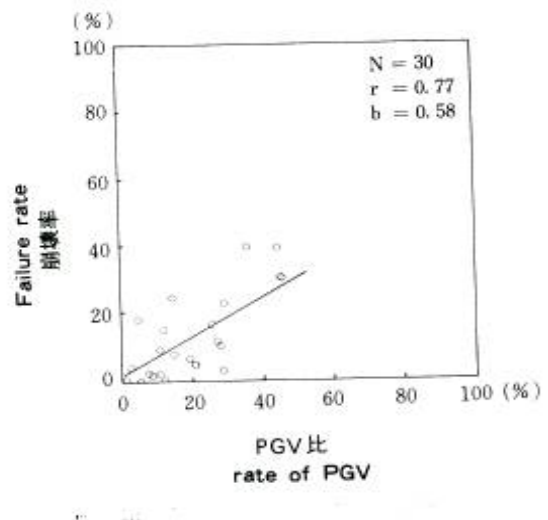


図-28 崩壊率とPGV発達率の関係

Fig.28. Relationship between the failure rate and the rate of PGV.

3 土砂堆積域の判定

土砂堆積域における危険性を判定する上では、過去からの堆積傾向が重要な指標となる。そこで、V章の調査結果に基づき、流域を一つの単位としてみて、そこから生産された堆積物の厚さと枚数を調べ、堆積域を判定する方法が考えられる。

図-29は、台地周辺の扇状地において堆積域の区分を行った例である。ピットを14mの等高線に沿って掘削し、火山灰層Us-c層上位に堆積した土砂を測定したところ、ほぼ3つの堆積域を区分できた。

過去300年間に1~2m以上の厚い土砂が堆積した範囲は、扇状地の西半分の中央寄りにみられ、そ

の周辺には、1 m以下のやや薄い土砂堆積域が存在する。一方、扇状地の東半分は300年間に全く堆積が行われていない面である。したがって、扇状地の西半分と東半分では、堆積傾向が大きく異なることが明らかであり、最近の300年間は、扇状地の西側を中心に土砂の堆積が行われていると判定される。この堆積域は、地形図上にも等高線の微小起伏として反映されている。これまで扇状地の土砂堆積については首振り現象が一般的に認められている（今村ほか、1974）が、ここでは堆積域が10²年オーダーで異なり、堆積域が集中する傾向がある。

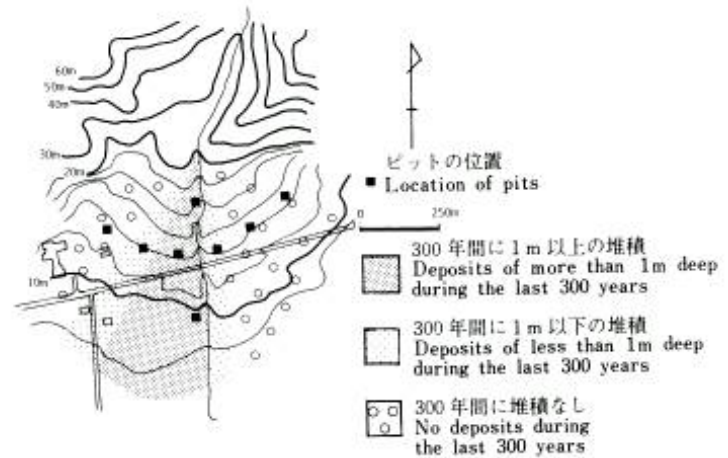


図-29 堆積域の判定例

Fig.29. Classification of the depositional area.

4 斜面崩壊危険地判定図の作製例

これまでの成果を応用して、斜面および堆積域において土砂移動の履歴を調べ、これを図化することにより危険地判定の基準とすることとした。基本となる地形図の大きさは、10000分の1とする。また地形区分の方法は、従来はメッシュを細かく切り、表示する方法が行われてきたが、地形発達の観点からは斜面を細かく区分するより流域を一つの単位とみる方が妥当と考えられる。そこで、ここではポリゴン法によって表示を行う。

具体的な判定地図の項目は、以下のとおりである。

①PGVの分布 崩壊はPGV周辺に起こる確率が高いことから、PGVの位置、PGVの大きさを表わすPGV面積と、これが流域面積に占める割合であるPGV比を測定し表示する。PGV面積は先に図-27で述べたように崩壊予測面積の基準となる。

②扇状地の土砂堆積傾向 堆積域における危険度の基準づくりには対象地を掘削し、過去の泥流堆積物を調べることが必要である。特に、火山灰の分布する地域では、2節で述べた扇状地、沖積錐を掘削し、堆積土層の数を測定して堆積頻度を明らかにする。

③土地改変 過去に斜面崩壊が全く発生しなかった場所でも、近年崩壊が発生しており、この場合は人為的要因が強く働いているとみられる。そこで斜面の安定性を損なう人為的な攪乱、破壊作用とくに、森林伐採、林道敷設および斜面切り取りなどを記入する。

登別周辺における、判定地図の作製例を図-30に示した。使用した地形図は10000分の1で、航空写真を用いてPGVを判読し地形図上に記入とした。

この地図から、10²年程度の確率で崩壊が発生する可能性の高い斜面、流域を判定できる。そして、ある特定の地点で災害が発生する可能性は、保全対象とPGVとの距離、およびそれが土砂堆積域内にあるかどうかの関係で決まってくる。つまり、流域内のPGV斜面が崩れた場合、土砂の到達範囲内にどれだけ住宅や施設があるかが問題である。崩壊可能性が高かつ土地利用が進んでいる流域では、密度の高い防災工事を進めることが必要である。さらにPGVの面積に平均土層深を乗ずることにより、10²年計画規模の生産土砂量の推定も可能である。この手法により、将来的には単に土砂の抑止にとど

まらず、土砂の供給に関しても有効な情報を提供できると考えられる。

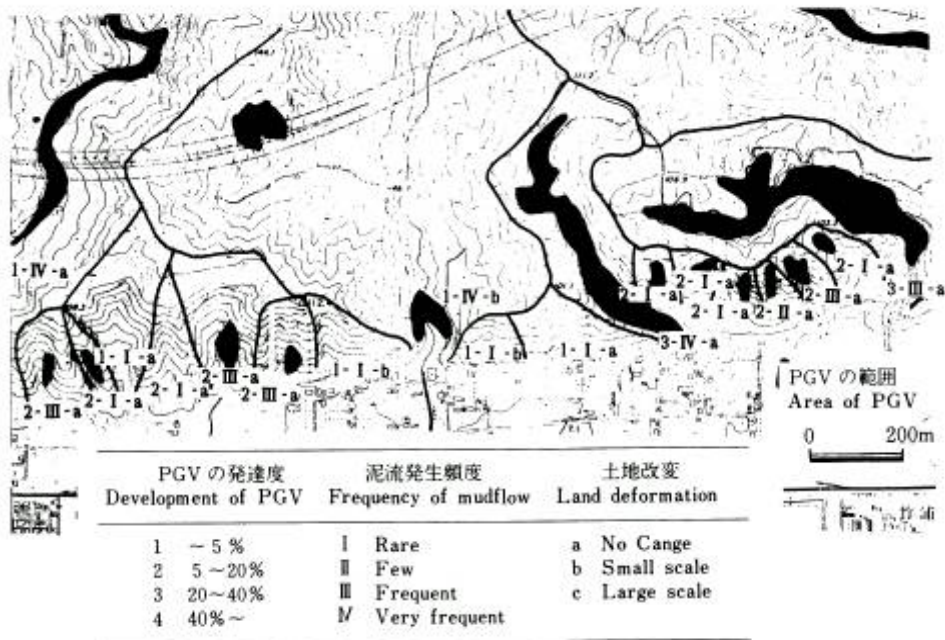


図-30 10000 万分の1 斜面崩壊判定図の作成例

Fig.30. Map showing the development of the PGV and grades of hazard factors (scale 1 / 10000).

VII 結 論

災害は、本来の自然現象である土砂移動に対する人間側の条件が関与して発生するものであるが、自然現象への認識の欠如と、無秩序な土地開発が今日の災害の多発化をもたらした基本的な原因といっても過言ではない。本研究は、こうした土砂害の典型例である斜面崩壊の危険地帯の判定法についてテフクロロジーを用いて検討を加えた。

この結果明らかになった最も重要な点として、過去に崩壊した斜面が崩れやすいという、反復性が強いことがあげられる。具体的には、崩壊多発地帯において約 300 年前に降下した火山灰の分布を調べた結果、最近に発生した崩壊地の約 2/3 が過去 300 年間に発生した崩壊地の再発ないしはその拡大であり、崩壊発生在同一斜面への集中傾向があることが明らかとなった。また、崩壊履歴と斜面の形態、土層の厚さとは明瞭な関係があり、基本的には崩壊現象は急な斜面上の土層が周期的に削剥されるプロセスに基づいているといえる。それと同時に、これまで長期間安定であった斜面が、人為的な要因などによって崩れる場合も認められる。

また、堆積地帯においては、テフラ層は泥流堆積物中に埋積されており、この層序関係から過去からの堆積傾向を明らかにできた。崩壊多発地帯においては、崩壊発生回数は 300 年間に 1~2 回が平均であり、ほぼ 100~150 年に 1 回程度の時間周期で発生していると推定される。またこの発生頻度は流域の侵食特性によって大きく異なり、過去から周期的に崩壊が発生している流域 (Active) と、長期間崩壊の発生がなく安定している流域 (Dormant) の、2つのタイプに分類することができた。崩壊が起こ

る割合は、過去に頻繁に崩れている流域に再発する傾向が強く、流域単位にみても斜面と同じように反復性が認められる。

この土砂移動現象について、時間オーダーをより大きくした地形発達の観点からとらえると、斜面地形は形成年代の異なる2つ以上の地形面から構成されており、古い斜面は9000年以上前につくられているが、現在これを侵食する斜面が発達しつつあることが判明した。崩壊はこの新しい侵食面の発達プロセスとして位置づけることができる。この地形面の二重構造はこれまであまり認識されていなかったが、少なくとも北海道内の斜面地形に適用できると考えられる。本論文では現在崩壊が多発している新しい侵食谷をPGVと定義し、崩壊発生地を点的にとらえていたこれまでの考え方から一歩進めて、PGV全体を潜在的崩壊地帯として面的にとらえる考え方を提案した。これを実際の崩壊地で検討したところ、崩壊発生域、面積とPGVとの間に比較的高い正の相関がみられた。

危険地帯の判定のためには、今回明らかになった崩壊の反復性と地形発達の考え方に基づき、斜面、流域の侵食特性を把握し、流域の危険性を明らかにすることが必要である。本論文では、PGVの発達段階、堆積頻度、土地改変について、3～4段階のランクづけを行った。この結果に基づいた対策として、侵食作用が活発で保全対象が多い地域では十分な保全工事と土地利用の制限が必要となる。一方、安定している流域でも土地の取り扱い方のいかんによっては崩壊が発生する可能性があり、土地利用と開発に対する配慮が必要である。

文 献

- 阿部和時・遠藤泰造・真島征夫・北原曜 1981 火山灰を指標とした580年間の崩壊発生について。日林北支講 30 : 277-279
- 安仁屋政武 1968 昭和42年7月豪雨による六甲山地住吉川流域の山崩れと土石流。人文地理 20 : 454-470
- 安養寺信夫・小野寺弘道 1976 空中写真による崩壊地の推移に関する研究。日林北支講 25 : 90-93
- 新谷融 1971 荒廃溪流における土石移動の基礎的研究。北大演習林研報 34 : 43-68
- 芦田和男編 1985 扇状地の土砂災害。古今書院 155-191 pp.
- 遠藤泰造・鶴田武雄 1963 火山噴出物をデータとした350余年間の山崩に関する量的研究。林試北支場年報 : 261-282.
- 遠藤祐司・岡村俊邦 1983 1983年9月24, 25日の胆振地方の大雨災害(速報)。日林北支講 32 : 258-260.
- ・山岸宏光・岡村俊邦 1984 1981年8月豪雨による日高地方の斜面崩壊。地下資源調査所報告 55 : 69-82.
- 羽田野誠一 1979 後氷期開析地形分類の作製と地くずれ発生箇所の予察法。昭和54年度砂防学会発表会概要集 : 16-17.
- 1984 地すべり、地くずれ調査における写真測量の利用例と問題点。国土地理院技術資料 A・1-No.126 : 81-107
- ・長岡正利・三村清志・斎藤文男 1985 地すべり・地くずれ調査における時系列的写真計測の活用と問題点。第38回建設省技術研究会報告 土木研究センター : 199-205.
- 檜垣大助 1987 北上山地中部の斜面物質移動期と斜面形成。第四紀研究 26 : 27-45
- 東三郎・藤原滉一郎・新谷融・村井延夫 1971 樹木年代学からみた地すべり地の推移。日林北支

講 21 : 33-36

- ・新谷融 1972 火山灰の降下年代と地すべり地の履歴. 日林北支講 21 : 33-36
- 1979 地表変動論. 北大図書刊行会 : 280pp.
- 北海道火山灰命名委員会 1982 北海道の火山灰. : 22pp.
- 北海道農業試験場 1982 北海道農業試験場土壌調査報告 27 : 177pp.
- 北海道林務部治山課 1982 日高地域の山地災害及び治山計画調査報告書 : 108pp.
- 北海道 1980 山地保全計画調査報告書 (樽前山周辺地区) : 113pp.
- 五十嵐八枝子 1986 北海道の完新世におけるコナラ属の分布. 北方林業 38 : 266-270
- 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. 地理評 52 : 426-438
- 今村遼平・坊城智広・豊原恒彦・中山政一 1975 富士山大沢崩れの土砂流出とその経年変化モデルの設定について (I). 新砂防 95 : 22-34
- ・杉田昌美 1982 Random walk model による土砂堆積シミュレーション. 新砂防 114 : 17-26
- 春日井昭・細川貢四郎・春日秀夫・倉沢保文・前田寿・矢野牧夫 1985 クッタラ火山の火山噴出物と登別化石林. 北教大紀要 (第二部B) 35 : 33-48
- 門村浩 1987 寒冷地域における完新世の環境変化と地形水文特性の変化. 昭和 59-61 年度科研費一般研究 (B), 59460215 : 128pp.
- 菊地勝弘・播磨屋敏生・孫野長治・堀江成人・岡村在 1982 北海道南西部における豪雨の特徴に関する解析. 昭和 55 年 8 月九州および北海道南西部の豪雨災害に関する研究 : 77-97
- 小疇尚 1983 氷河・周氷河地形からみた日本の最終氷期. 月刊地球 5 : 13-19
- 小林国夫 1970 火山灰層位学—日本の現状と課題—. 科学 40 : 74-83
- 小出博 1955 山崩れ. 古今書院 : 205pp.
- 1973 日本の国土 下. 東大出版会 : 415-455
- 国土庁土地局 1975 土地分類図. 北海道 I : 67pp.
- 町田洋・新井房夫・森脇広 1981 日本海を渡ってきたテフラ. 科学 51 : 562-569
- 真島征夫・遠藤泰造・北原曜・阿部和時 1981 昭和 56 年 8 月 5 日豪雨による日高門別地区の斜面崩壊について. 日林北支講 30 : 283-286
- 松野久夫・石田三夫 1961 5 万分の 1 地質図幅説明書「早来」 : 20pp.
- 湊正雄 1973 地層学. 岩波書店 : 396pp.
- 宮城豊彦 1979a 仙台周辺の丘陵地における崩壊による谷の発達過程. 地理評 52 : 219-232
- ・日比野絃一郎・川村智子 1979b 仙台周辺の丘陵斜面の削剥過程と完新世の環境変化. 第四紀研究 18 : 143-154
- 1986 丘陵地における斜面プロセス編年とその大縮尺図化. 東北地理 38 : 255-256
- 宮坂省吾・英弘 1982 北海道登別市における 1980 年 8 月豪雨による斜面崩壊. 応用地質 23 : 25-33
- 水山高久・北原一平・原義文 1988 土石流氾濫シミュレーションモデルによる土石流対策工の効果評価. 新砂防 154 : 14-21
- 水谷武 1982 防災地形. 古今書院 : 168pp.
- 守屋以智雄 1972 崩壊地形を最小単位とした山地斜面の微地形分類と地形発達. 日本地理学会予稿集 2 : 168-169

- 沖村孝 1983 花崗岩地域における表層崩壊発生予知の一システム. 新砂防 127 : 14-20
- 奥西一夫・中川鮮 1977 高知県繁藤地区における山くずれの調査研究. 山くずれと地質・山くずれと地形・地質構造の関連性に関する研究 (科研費自然災害特別研究成果, No. A-51-4).
- 大森博雄 1974 山地斜面の安定性に対する地形, 地質, 植生の関与の場合. 地理評 47 : 633-652
- 小野有五・平川一臣 1975 ヴィルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理評 48 : 1-26
- 小野寺弘道 1983 豪雨による斜面崩壊と林地保全に関する研究. 北大農演報 40 : 230-264
- ・酒谷幸彦・清水収・岡本光之 1983 土地改変にともなう土砂災害—1983年登別豪雨災害を事例として. 日林北支講 32 : 261-264
- 林野庁治山課 1968 荒廃危険地域の判定法. 治山事業調査報告IX 31pp.
- 島博保・奥園誠之・今村遼平 1981 土木技術者のための現地踏査. 鹿島出版会 : 328pp.
- 清水一・成田俊司・薄井五郎・柳井清治 1982 日高地方における海岸段丘の崩壊 (I) —崩壊地の植生—. 日林北支講 31 : 238-239
- SHIMOKAWA Etsuro 1984 A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide preredity in forested darainige basin. SYMPOSIUM ON EFFECT OF FOREST LAND USE ON EROSION AND SLOPE STABILITY ENVIRONMENT AND POLICY, INSITITUTE EAST—WEST CENTRE UNIVERSITY OF HAWAI, HONOLULU, HAWAI : 99-107
- 曾屋龍典・佐藤博之 1980 千歳地域の地質. 五万分の一地質図幅地質調査所 : 92pp.
- 鈴木隆介 1983 現場技術者のための地形図読図入門 32 測量 : 43 - 52
- 高田蔣志 1986 三国山脈主稜線周辺の化石周氷河性平滑斜面・化石雪食凹地 地理評 59 : 729-749
- 高橋博・大八木規夫・大滝俊夫・安江朝光 1986 斜面災害の予知と防災. 白亜書房 : 526pp.
- 高橋保 1983 洞谷土石流について. 新砂防 118 : 42-46
- 田村俊和・三浦修 1971 北上山地北縁地域の斜面堆積物. 第四紀研究 10 : 21-30
- 1974 谷頭部の微地形構成. 東北地理 26 : 188-199
- ・阿子島功 1986 斜面の地形認識における傾斜変換線への注目. 東北地理 38 : 255-256
- 田中真吾 1962 崩壊団地とその形成機構—西丹沢大又沢流域を例として—. 地理評 35 : 263-271
- 塚本良則・平松伸二・篠原斉四郎 1973 侵食谷の発達様式に関する研究 (III) —0次谷と山崩れとの関係—. 新砂防 89 : 14-21.
- 浦上啓太郎・山田忍・長沼裕二郎 1933 北海道における火山灰に関する研究 (第1報). 火山 第1集 3 : 44-60
- VARNES D. J. 1978 Landslides analysis and control. Transportation Research Board Special Report 176 : 11 - 13
- 山田正雄・田中清司・申潤植 1985 山腹斜面崩壊に関する物理モデルの適用について. 新砂防 37-6 : 17-25
- 山本憲四郎・中村俊夫 1986 狩勝峠一日勝峠周辺の完新世における斜面堆積物の移動期. 日本地理学会春期大会予稿集 29 : 56-57
- 山口昇一 1958 5万分の一地質図幅説明書, 「門別」 : 20pp.
- 山崎哲良 1980 登別札内台地における化石根なし噴気孔とクッタラ火山層序. 東海紀要 17 : 489-498
- 柳井清治・薄井五郎・清水一 1985 北海道胆振東部地域における斜面崩壊の発生頻度に関する研究.

Summary

1. Study method and study area

The objective of this study was to evaluate landslide risks based on geomorphological changes. The slope stability and temporal frequency of landslides were measured by tephrochronological method. Tephra are widely distributed in Hokkaido and appear to be the most suitable time indicators for dating mass-movement. The surface soil on slopes and the deposits on sediments were analyzed stratigraphically through field investigations. Three regions in central Hokkaido were studied : Monbetsu, Noboribetsu and Atsuma. Landslides occurring in 1980, 1981 and 1983 were studied in Monbetsu and Noboribetsu, and the long term slope process was studied in Atsuma.

2. Recent landslides in central Hokkaido

Landslides in central Hokkaido were caused by extreme rainfalls more than 300 mm continuous precipitation, equivalent to one-third of the annual precipitation. Numerous slope failures occurred on cliffs and dissecting valleys of marine terraces in Monbetsu and on pyroclastic flow plateaus in Noboribetsu. The failure scars were steeper than 35 degrees and the failures were thin surface soil, less than 1 m deep, overlying the bed rock. The saturated soil released from the scars was rapidly transformed into mudflows and diffused on the alluvial fan, seriously destroying houses and pastures in the process.

3. The morphology of slope failure

The morphology of slope failures was divided into 3 types depending on the distribution of the key tephra layers : S, D, and C types. The key layers were Ta-b and Us-c ejected about 300 years ago. The S type was failure on tephra absent slopes, the D type was on covered tephra, and the C type was a complex form of S and D types. Two-thirds of the observed scars were classified into S and C types, indicating that the slope failures tend to repeat and expand on slopes where previous failures took place during the previous 300 years.

4. Recurrence of slope failures

Ancient failure deposits were observed in trenches dug in alluvial fans and cones and in talus cones.

The key layers were interbedded in these deposits, and the temporal frequency during the last 300 years could be determined by dividing the failure units overlaying the key layers. The average recurrence was 1.4 times in Monbetsu and 1.8 times in Noboribetsu. There were two different failure frequencies : active and dormant types. The active type showed

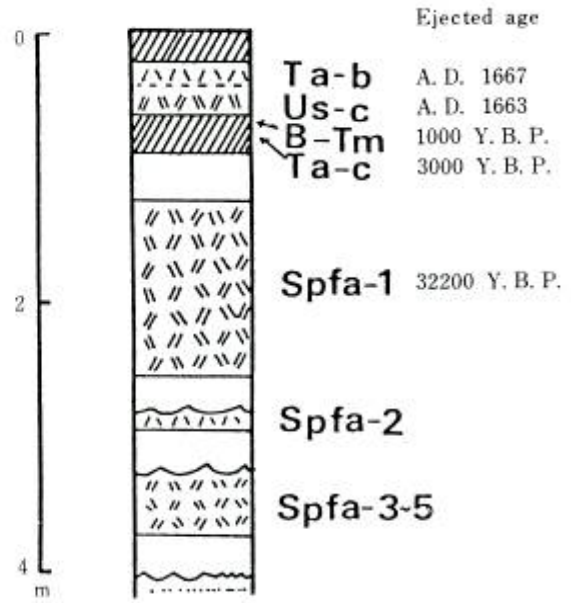
several slope failures within the last 300 years and the dormant type had no failures for more than 300 years.

5. Slope process in central Hokkaido

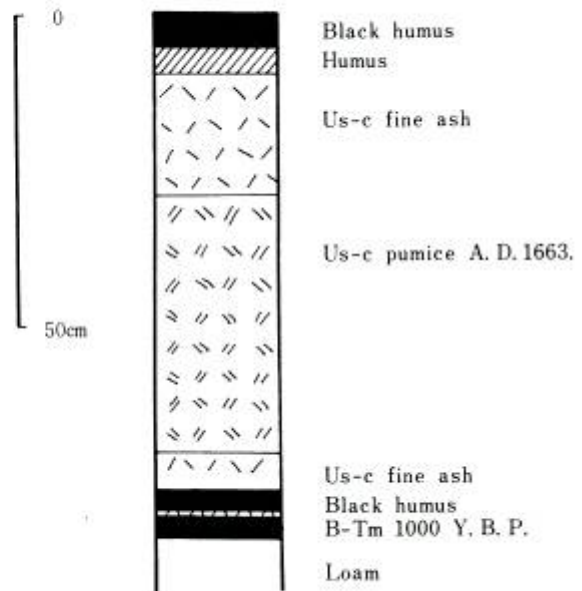
The length of slope stability was measured with several tephra layers in Atsuma, where the age varied from 300 to 32,000 y. B. P. The slope was divided into three parts based on the break lines in the slope angle: crest, side, and lower side slopes. Most of the crest and side slopes were covered with tephra older than 9,000 y. B. P., and the lower side slopes had only the younger 300 y. B. P. tephra. This indicated that most slopes were formed more than 9000 years ago in late glaciation or early Holocene, the newer slopes have gradually developed by dissecting and eroding the old surfaces. Slope failure is considered a development process of these newer slopes.

6. Evaluation of the hazard risks

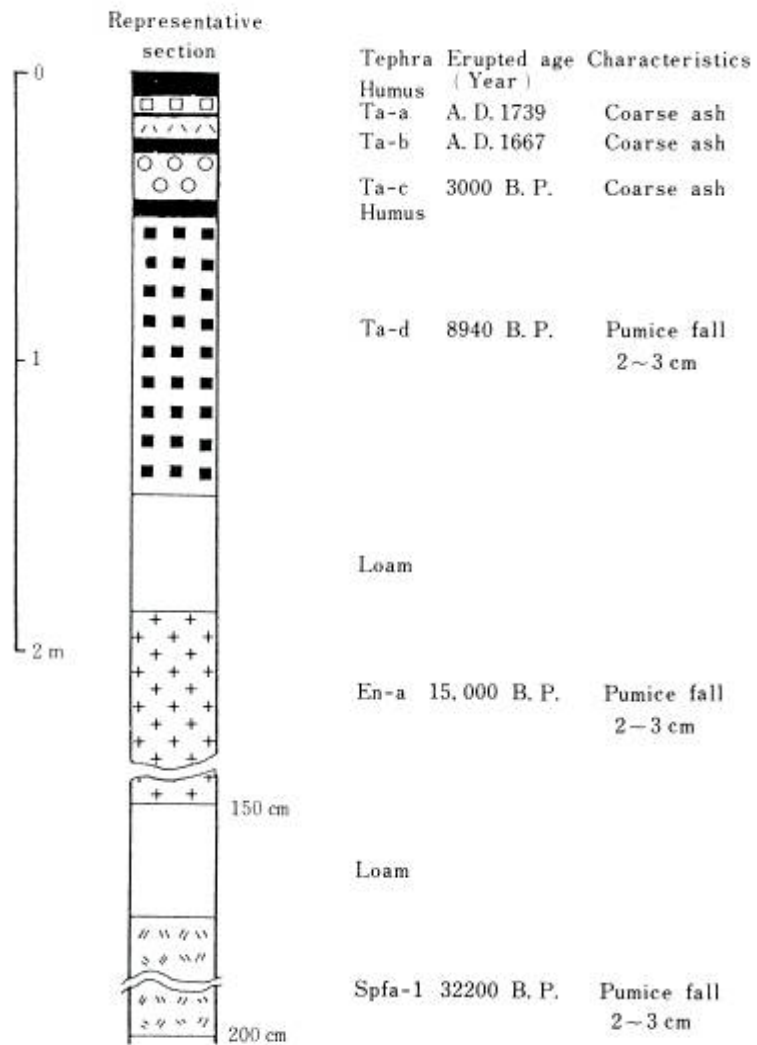
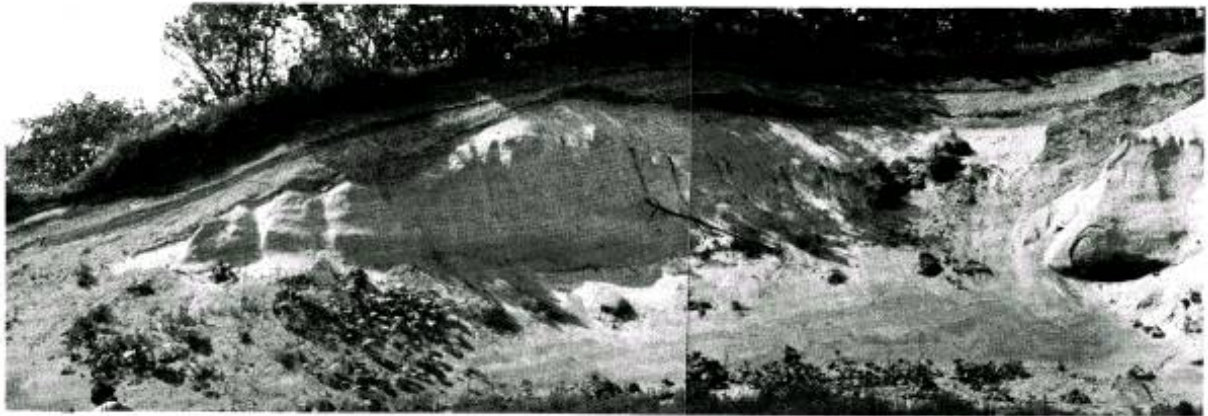
Slopes where the slope failures recur with high probability were defined as PGV (Post glacial dissecting valley). The PGV was bordered by clear break lines of slope angles and was easily identified from large scale aerial photos. The area and ratio of PGV were correlated with failure area and failure ratio in a catchment. Maps noting the distribution of PGV seem to be very useful in predicting landslide risks. Such maps may be utilized for erosion control and land-use plans.



Appendix A. 門別地域の火山灰の堆積構造
Profile of tephra layers distributed in Monbestu region



Appendix B. 登別地域の火山灰の堆積構造
Profile of tephra layers distributed in Noboribetsu region



Appendix C 厚真地域の火山灰の推積構造
 Profile of tephra layers distributed in Atsuma region