

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

柳井清治* 薄井五郎* 清水 一*

抄 録

斜面崩壊の発生頻度を明らかにするため、火山灰層 (Ko-c₂, Us-c, B-Tm) を用いて、崩壊地形の履歴調査を行った。調査地は、1980, 1983 年に斜面崩壊が多発した胆振東部地域 (登別市登別温泉地区, 富浦地区, 白老町虎杖浜地区) である。発生頻度の推定は、斜面および崖錐, 扇状地にトレンチを掘り、鍵層の分布と崩壊堆積物を測定する方法によった。

この結果、登別温泉地区における 1983 年の崩壊斜面は、1663 年以降に発生した古い崩壊地の拡大崩壊であることが明らかになった。また、虎杖浜, 富浦地区における崖錐, 扇状地のトレンチ調査から、堆積形態は崩壊発生頻度の高い順に Active 型, 中間型および Dormant 型の 3 つに区分され、1980 年崩壊は Active 型に発生する割合が高いことが判明した。これらのことから、斜面崩壊は、過去の崩壊地を中心に反復拡大化する傾向があり、発生頻度の高い地形に再発する可能性が高いと考えられた。

Abstract

A chronological study of the slope failure
at the East Iburu District, Hokkaido

Seiji YANAI, Goro USUI and Hajime SHIMIZU

Hokkaido Forest Experiment Station, Bibai, Hokkaido, 079-01

[Bulletin of the Hokkaido Forest Experiment Station, No.23, December, 1985]

Slope stability was evaluated by the tephro-chronology technique using three volcanic ashes (Ko-c₂, Us-c, B-Tm) in the East Iburu district where severe rainfall disasters occurred in both 1980 and 1983.

Trenches were dug on slopes, alluvial cones and fans to observe the existence of the key layers and to count the number of failure deposits on each key. Some of the slopes have been failed several times from Us-c pumice fall in 1663 to the present time ; on the contrary some of them have been quite stable before B-Tm ash fall in about A. D. 1000.

According to these profile of the trenches, the slope stability was classified into three types : active, dormant and intermediate. The active type is unstable : slope failure occurs interbals of less than 100 years. The dormant type is stable : slope failure occurs more than 300 years. The intermediate type is between the active and dormant types. In 1980, a half of the slope failures belong to the active type and most of unfailed slopes belong to the dormant type.

*北海道林業試験場 Hokkaido Forest Experiment Station, Bibai, Hokkaido, 079-01

[北海道林業試験場研究報告 第23号 昭和60年12月, Bulletin of the Hokkaido Forest Experiment Station, No.23.December, 1985]

はじめに

近年、集中豪雨による山くずれ、崖くずれ災害が、全道的にも全国的にも多発する傾向がある。この災害発生の予知、予測のためには素因である地形、地質、植生などの条件と、誘因である降雨気象条件を総合的に検討する必要があるが、この現象を地形発達上の一プロセスと見るならば、過去にどれくらいの時間的割合で発生しているかといった、発生頻度を知ることが重要である。従来、この点についての研究や記載は乏しく、とくに北海道においてはほとんど記録が残されていない。このため、この現象を把握するためには何らかの時間的指標が必要となる。これまでの研究の中で、樹木の年輪を指標にして崩壊頻度を検討した例 (Shimokawa 1984) などがあるが、高齢の天然林という条件が必要であり、災害多発地帯の山腹斜面は人工林や二次林となっているため適用が難しい。

これにかわる最も適当な時間的指標として北海道中央部に広く分布する完新世の火山灰層があげられ、これは斜面、扇状地堆積物中に非常によく保存されている場合が多い (柳井ほか 1983)。本報ではこの火山灰層を利用し、崩壊の発生履歴とその過程を明らかにすることを試みた。調査地域は全道有数の豪雨地帯で災害多発地域である胆振東部地域に設定し、とくに大きな被害のあった 1980、1983 年の 2 つの災害について解析を行った。なお、この研究は山地災害防止対策基本調査の一部である。

本研究を行うにあたり、地質、火山灰に関して御教示いただいた、北海道教育大学札幌分校地学教室春日井教授、調査に様々な協力と便宜をはかっていただいた北海道林務部治山課、胆振支庁林務課治山係、室蘭営林署ほか関係各位に深謝致します。

調査地概要

調査地域は、胆振支庁管内登別市登別温泉地区、富浦地区および臼老町虎杖浜地区である (図-1)。

1) 地形・地質・植生

調査地域は、約 4 万年前の倶多楽火山噴出物によって広く覆われており、全体的になだらかな火砕流台地を形成する。倶多楽火山噴出物については、斎藤ほか (1953)、山崎 (1980)、春日井ほか (1985) の報告がある。噴出物は降下軽石、軽石流堆積物、火山灰およびベースサージ堆積物からなり、これらが交互に累積し、複雑な地質構造をなす。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、富浦から幌別、登別川、クサリサンベツ川流域において、溶結凝灰岩の急崖が露出する。

次に各地域について具体的に述べると、登別温泉町は、登別川支流のクサリサンベツ川流域の河岸段丘、扇状地表面上に発達した温泉街である。その周囲は、四方嶺 (549m)、香車山 (419m)、に囲まれており、比高 200~300m、斜度 30~45° の長大で急峻な山腹斜面が発達する。基盤地質は、直径 30~50 cm 程度の粗しょうな降下軽石が山体を覆っており、溪岸部にこれの強溶結部が露出する。

虎杖浜、富浦地区は、各々倶多楽外輪山および札内台地の末端部で、海岸沿いの急崖地帯である。この急崖地帯には、中小の浸食谷が発達し、これらの谷内に崩壊が発生し、土砂が平野部に流出し、扇状地が形成されている。基盤地質は、降下軽石、軽石流堆積物が交互にほぼ平行に累積する。両者は透水性が大きく異なり、この境界面に湧水が多く見られる。

また、調査地域令域を広く覆う火山灰 Us-c 層 (北農試 1968) が表層に分布する。これは、1663 年に有珠山から噴出したもので、有珠、登別、日高門別町にかけて分布の中心域があり、登別温泉町では層厚 80 cm に達する。これが急斜面上にも堆積しており、崩壊材料の 1 つとなる。

登別温泉地区の植生は、ミズナラ、ホオノキ、シラカンバ、イタヤカエデからなる、胸高直径最大 1 m を超える大径木が混在する天然生林である。林床は、クマイザサによって密に被覆されている。一

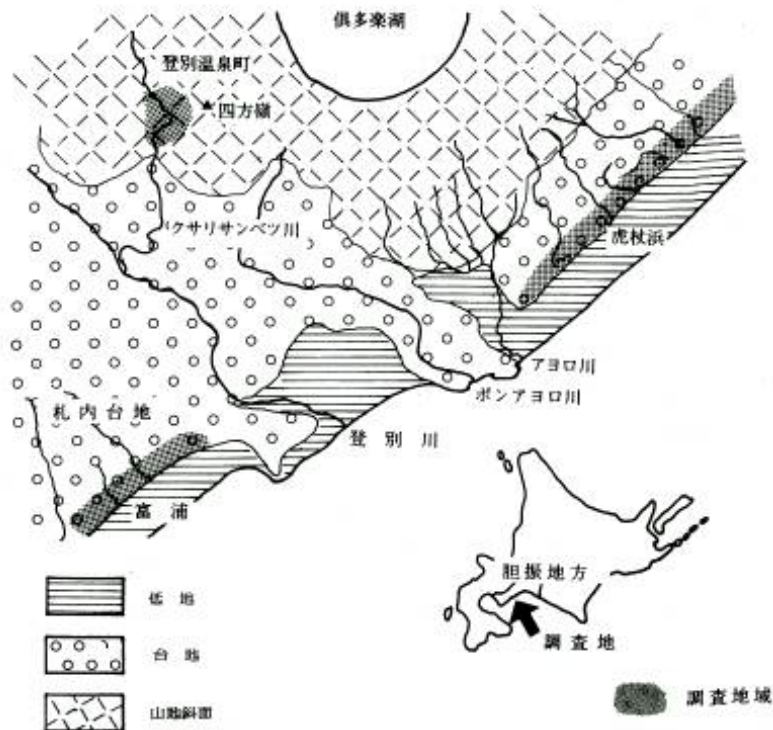


図-1 調査地位置と地形

方、虎杖浜、富浦地区は、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。とくに沢地形に沿っては、蔓茎類とクマイザサが優占する疎林地が多く見られる。

2) 災害の概要

登別周辺は、北海道内でも特に降雨が多く、年平均降水量が 1800~2000mm に達する。降雨は 7~9 月期に多く、過去の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（菊地ら 1982）。

1980 年 8 月豪雨災害については、北海道（1981）、山本ほか（1982）、宮坂・英（1982）の報告がある。降雨量は、登別市で 500mm に達したのをはじめ、300mm を越える雨量が各所で観測された。最大日降雨量は登別市で 342mm、時間最大降雨量が 60mm となっている。この集中豪雨により、登別市を中心にして、虎杖浜、富浦、幌別および室蘭市内各所に斜面崩壊、土砂流出、洪水浸水などの被害が発生した。

一方、1983 年 9 月豪雨災害については、小野寺ほか（1983）、遠藤・岡村（1983）の報告がある。連続降雨量は登別温泉で 509mm、時間降雨量は道内過去最高の 126mm を記録した。降雨による崩壊域は登別北方山地地域を中心とし、倶多楽湖岸、幌別川上流などに多く見られる。さらに、これらの地域を源頭とする河川に降雨水が集中し、洪水氾濫が発生して下流平野部に大きな被害を与えた。

調査方法

1980, 1983年崩壊地において、斜面崩壊の実態調査と崩壊履歴調査を行った。実態調査の内容は、崩壊地の形態と大きさ土砂移動の範囲、周辺微地形、微地質と崩壊との関係などである。また崩壊履歴調査は崩壊地周辺にトレンチを掘り、火山灰層の分布を調べ、火山灰降下以後の崩壊の有無を検討した。同様に、崩壊地下部の崖錐、扇状地上においてもトレンチを掘り、堆積物中に挟まれる火山灰層の分布と、その上位に存在する堆積物の枚数、厚さを測定し、火山灰降下以後の崩壊発生回数を判定した。さらにこの調査は、調査地域内で同様な地形、地質条件にもかかわらず1980, 1983年には崩壊が発生しなかった斜面においても実施し、崩壊斜面と非崩壊斜面の崩壊履歴を比較することにより、崩壊発生条件を検討した。

なお具体的には、山地急斜面が発達する登別温泉地区では斜面トレンチを中心に、海岸急崖地帯で崖錐、扇状地の発達する富浦、虎杖浜地区では扇状地トレンチ調査を中心に行った。本論文では年代的順序が逆になるが、最初に斜面、次いで崖錐、扇状地について論議を進めてゆく。

この調査で鍵層として用いた火山灰層は、主としてUs-c層とB-Tm層の2枚である。Us-c層は、地質関係ではUs-b層と呼ばれ名称の混乱があるが、ここでは北農試(1968)に準拠した。層厚最大80cm、直径2~3cmの白色降下軽石で、1663年噴出とされる。B-Tm層は、近年町田ほか(1981)によって明らかにされた北朝鮮の白頭山を噴出源とする広域テフラで、極細粒の火山ガラスからなり、稀にアルカリ長石を含む。噴出年代は、平安末期、9~12Cとされているが、ここでは平均値として1000年前後を一応の指標年代とした。また、海岸部においては、駒ヶ岳噴出起源とみられるゴマシオ状の粗粒火山灰の薄層が広く認められる。これはUs-c層との層位的関係、構成鉱物の種類と斜方輝石の屈折率などから1694年噴出(勝井、石川、1981)のKo-c2と判定でき、これもあわせて年代的な鍵層とした。

結 果

山地斜面の崩壊とその履歴……登別温泉地区

1) 崩壊地の形態

登別温泉南端、登別厚生年金病院裏手にある四方嶺(549m)の斜面中腹において、2ヶ所にわたって斜面崩壊が発生し、病院に大きな被害を与えた。崩壊地は東側、幅30m長さ200mの比較的小規模なものと、西側幅30m長さ1000mにわたる長大なものがあり、前者をNo.1、後者をNo.2として形態を述べる(図-2)。

No.1では、主崩壊源は、標高220m~290mにかけての長さ90m、幅10mの最上部の斜面で、崩壊土層は深さ1.5mで降下軽石、黒色腐植土、軽石をまじえたロームからなり、表土層上に根を張る樹木を混じえて流動化し、崩落している。樹木の根系は深さが70cm~80cmまでしか発達せず、崩壊斜面に対する杭作用はほとんどみられない。斜面下部は青灰色の溶結凝灰岩が露出しており、崩壊土砂はこの上部を滑落したものとみられる。

一方、No.2の崩壊は、崩壊域、流下域および堆積域の3つに区分される。崩壊域は、標高300m~450mにかけての長さ200m斜度30°の比較的緩らかな斜面で、崩壊土層はNo.1と同様に深さ1.5m、降下軽石、黒色腐植土および軽石まじりローム層からなり、これが樹木をまじえて流動化したものである。流下域は、標高200~300mにかけての長さ200m、斜度40°の急斜面で、ここは溶結凝灰岩

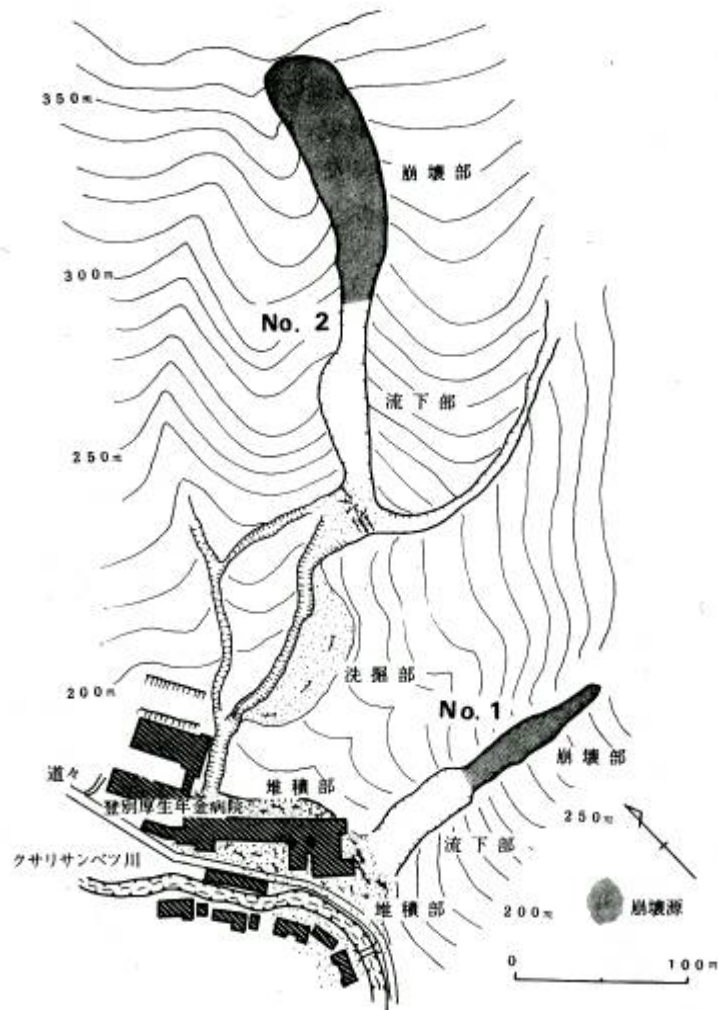


図-2 山地斜面の崩壊実態(登別温泉町)

が露出しており、この上を崩落土砂が泥流化して流下した。さらにこの下部は、長さ300m、斜度15°の緩らかな扇状地となっており、急斜面で加速化された泥流は左岸側に大きくせり上げる形で流下している。この際、扇状地上の樹木をなぎ倒し、表土を削剥しており、泥流通過後には、Us-cの軽石が一面に露出し、樹木がほとんど残されていない。堆積域は、扇状地末端を切り取って造成された病院裏で、病院が流路を横断、閉塞しており、これがダムのせき止め機能をはたしたものと見られる。土砂と流木の一部は病院1階をつき破り、道々、クサリサンベツ川を越え、さらに病院から70m離れたその対岸の住宅アパートにまで到達している。これらの崩壊が発生した時刻は午前2時～3時にかけてで、降雨のピークと一致する。

2) 崩壊履歴調査

斜面

No.1斜面においては、崩壊地は微地形と火山灰分布から、a、b、cの3つに区分される(図一

3)。aは主崩壊源であり、Us-c層、黒色腐植層、ローム層からなり、黒色腐植層中には、B-Tm層が認められ、黒色腐植層とその下位のローム層の発達程度から、数千年オーダーの安定斜面だったと推定される。b面では、Us-c層、B-Tm層が分布する点でa面と同じであるが、下位にはローム層が分布せず、直接基盤に接している。年代的にはa面より新しく、1000年以上安定した斜面と見ることができる。c面は、Us-c、B-Tm層の初生層が見られず、岩盤上に直接軽石まじりのローム層が堆積している。この軽石はUs-c降下以降1回以上の崩壊が発生したと判定できる。c面の周辺には、古い崩壊地と見られる凹地形が存在し、植生も周囲と異なり、灌木、ササ類のみが叢生する。

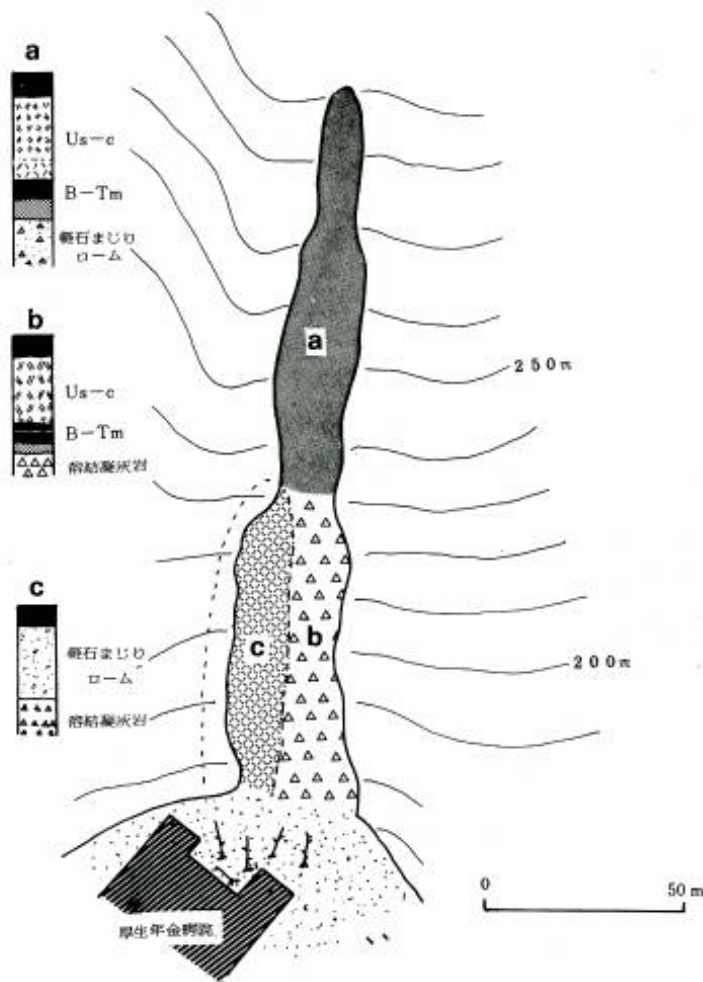


図-3 崩壊斜面と土層分布(No.1崩壊地)

年代からみれば、斜面1ではB-TmからUs-cまでの間に発生したやや古い面、斜面2はUs-c以降の新しい面、そして斜面3は風化層の形成されない非常に新しい崩壊面とみられ、古い順に1~3と時系列化できる。

このことから、No.1, 2の崩壊地においてはいずれも、崩壊地内およびその周辺に古い崩壊地が存在しており、これらを中心として相対的に安定した斜面L部および周囲に拡大崩壊を起す傾向がみられた。

No.2の崩壊地では、崩壊地周辺に複数の古い崩壊地形が認められる(図-4)。標高300m~450mの崩壊域では、Us-c, 黒ボクおよび軽石まじりロームからなり、黒ボク層中にはB-Tm層が認められることから、No.1のa面と同様に数千年オーダーの安定斜面と判定される。その下部、標高200~300mの流下域にはB-Tm層とUs-c層は存在せず、基盤の溶結凝灰岩層が露出し、これに蘇苔類が付着している。したがって、この部分ではすでにUs-c降下以後崩壊が発生し、斜面表土層が除去され、その下の凝灰岩の岩盤が長い間露出していたとみられる。また流下域周辺の凹地形1~3については、斜面1では、B-Tm層がなくUs-c層が存在しており、斜面2では、B-Tm, Us-c層が存在しない風化ローム層からなり、斜面3では風化土層の存在しない溶結凝灰岩の露出地となっている。これらを崩壊発生

扇状地

災害後, No.2 の扇状地上に谷止工が施行されており, この際行われた床掘り溝において, 断面調査を行った。扇状地の縦断形とプロット位置とその断面を図-5に示す。扇状地堆積物は軽石, ロームなどからなり, 層理が良く発達する。さらにこの中に, 過去の植生の存在を示す腐植層が筋状に数多く挟在しており, 軽石, ロームと腐植土の互層が一連の崩壊土砂の堆積過程をあらわしている。また鍵層Us-c, B-Tmも腐植土中に挟在しており, この層位的な位置から, 崩壊発生回数と年代を求めることができる。

この結果, B-TmからUs-cまでの間に最高4層, Us-cから地表まで1983年堆積物も含めて3層の崩壊堆積物が認められた。これらを単純に計算して, B-TmからUs-cまでの間に150年に1回程度, Us-cから現在

までの間に100年に1回程度の割合で崩壊が発生していると推定される。Us-cより上部の堆積物中には, Us-c起源の軽石が多く含まれており, Us-cが降下堆積後, 斜面の不安定性が増大し, 崩壊頻度も高まったと見られる。また腐植層の挟在する堆積物の厚さは, Aで最も厚く, 斜面から遠ざかるにつれて減少し, Dで薄くなる。とくにAでは, B-Tm以前の堆積層が厚くCではB-Tmから上部の堆積層が厚くなる。このことは, 斜面崩壊の初開には斜面に最も近いA付近に崩壊物の堆積があり, その後B-Tm以降C付近に堆積域が移動, 拡大してきたと考えることができる。1983年崩壊は, A~Dを通過し, その下流部に堆積しており, 崩壊規模の大きさに比例して, 堆積域も拡大してゆく傾向が認められる。

3) 非崩壊斜面上の火山灰分布

No.1, No.2 斜面周辺には, 同様な地形でありながら1983年崩壊しなかった凹地形斜面が数多く存在する。この斜面を航空写真を用いて地形区分を行った。凹型斜面は左岸部に8箇所, 右岸部に10箇所認められた。そのうち1983年に崩壊地およびそれ以前から崩壊地が存在した斜面は, 左岸部にNo.1 1, 2の2箇所, 右岸部に2箇所認められる。つぎに各斜面ごとに火山灰層Us-cの分布の有無を図-

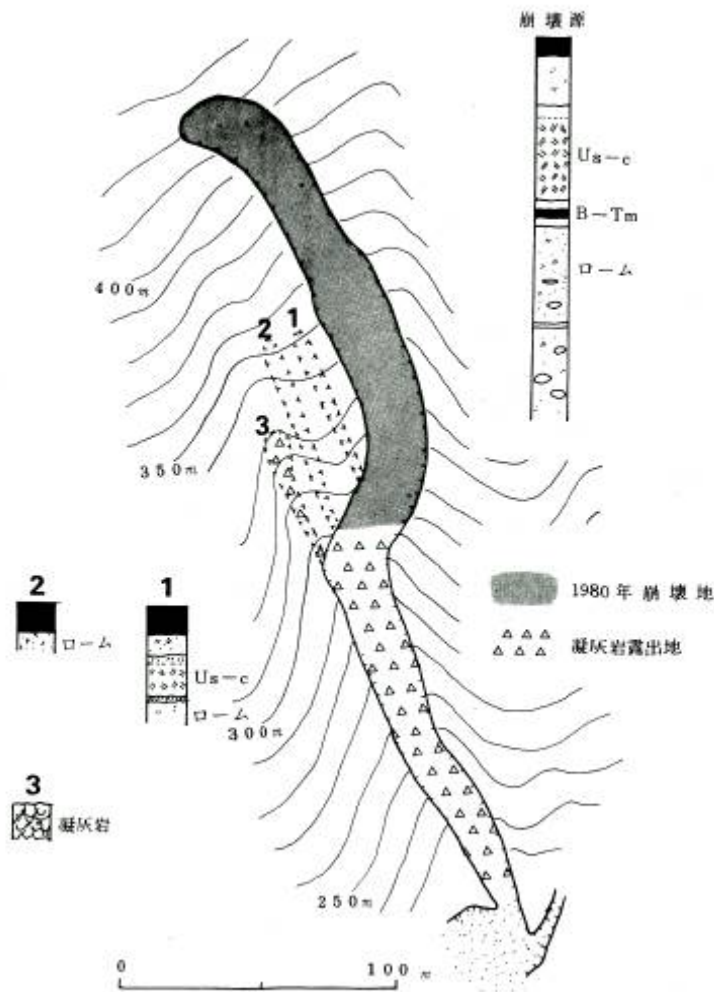


図-4 崩壊斜面の微地形と土層分布(No.2)

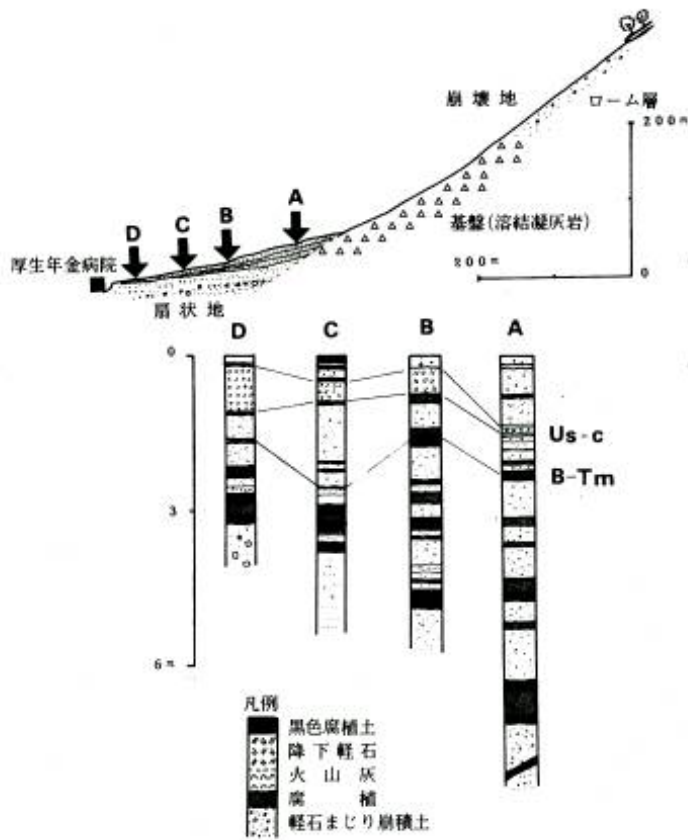


図-5 扇状地の縦断形と堆積物の柱状図 (No.2 崩壊地)

6に示した。この結果、Us-cの全く存在しない斜面はNo.1~2周辺など左岸部に多く見られる。これに対しUs-cの存在する安定した斜面は右岸部に集中しており、クサリサンベツ川をはさんで対照的である。この理由として、地質的に見て、左岸部はとくに基盤が強い溶結凝灰岩層が分布するに対して、右岸部はもろい弱溶結の凝灰岩層が分布するという違いが見られる。したがって左岸部の斜面はとくに表土との間の不連続面が、剥落し易かったと見られる。また、クサリサンベツ川の溪流浸食を受ける攻撃面にあたる斜面では崩壊が多発しており、左

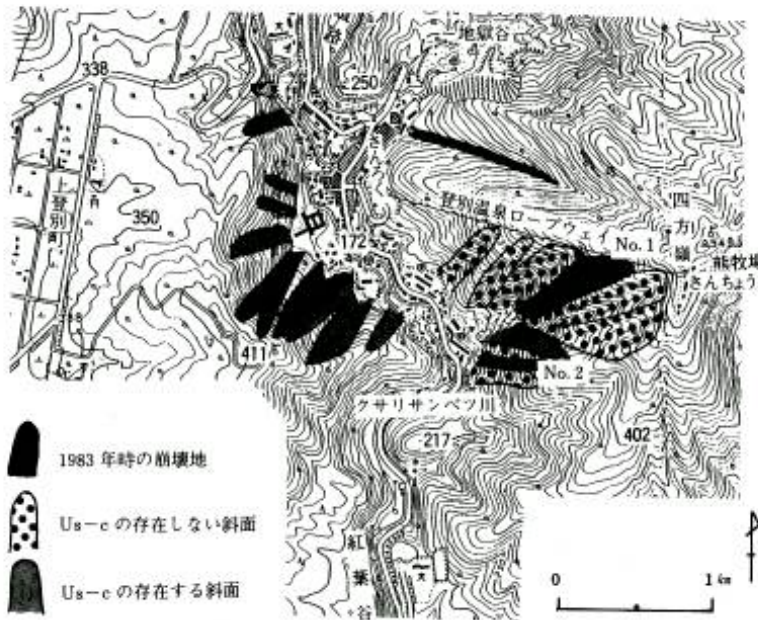


図-6 山地斜面の安定度区分

岸全体にこの溪流の浸食作用を強く受けていると見られるのに対し、右岸部では河岸段丘地形が発達し、溪流の影響は受けにくい。これらのことから、相対的に左岸斜面に崩壊発生頻度が高く、今後1983年崩壊に見られるような旧崩壊地の拡大崩壊が発生する可能性がある。

海岸急崖地帯の斜面崩壊と崩壊履歴……………虎杖浜， 富浦地区

1) 崩壊地の形態

1980年豪雨による崩壊地は，虎杖浜地区で6箇所，富浦で8箇所見られる。崩壊発生地は，図-7に示すとおり，比高100mの急崖に発達する小規模な開析谷内と微小な凹地形内である。崩壊地の大きさは，長さ20~30m，幅10m前後の比較的規模の小さいものが多く，崩壊形態も降下軽石Us-c層，基盤の風化ローム層からなる薄い表土層が剥落する表層剥離型の崩壊が多い。1980年には，この表土層の崩壊が谷頭部傾斜遷急部近くで発生し，崩土は立木を巻き込んで泥流化し，下流部の崖錐，扇状地周辺に氾濫堆積した。泥水はさらに鉄道線路にはばまれ滞留して浸水被害をもたらしている。

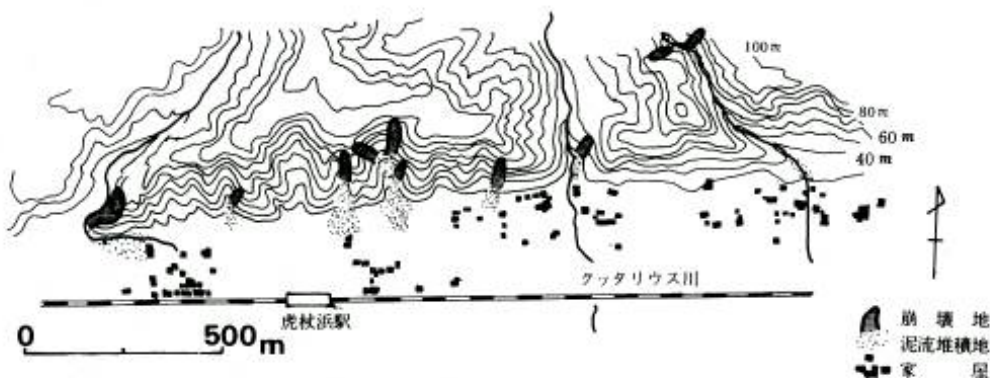


図-7 海岸急崖地帯の崩壊実態（虎杖浜地区）

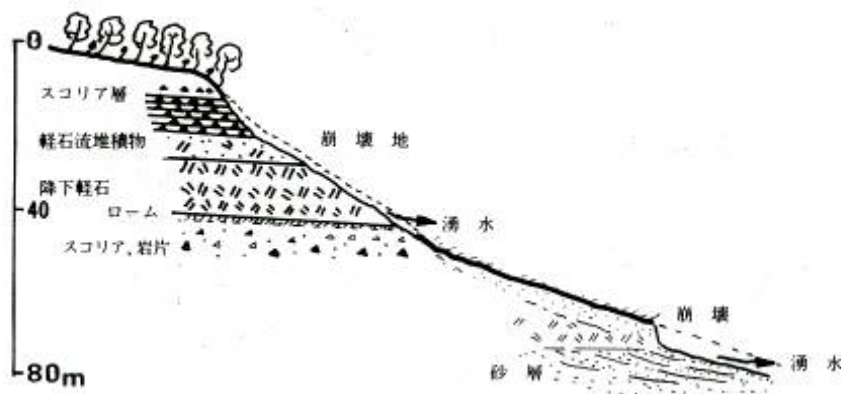


図-8 崩壊斜面の地形，地質（虎杖浜地区）

次に、この崩壊部と基盤地質の関係を示したのが図-8である。基盤地質は、上位からスコリア層、軽石流堆積物、降下軽石、ローム層とスコリア岩片からなり、最下層は中粒径の軟弱な砂層が露出する。湧水は、降下軽石層とローム層の境界付近と最下部の砂層から多く認められる。崩壊は、これら湧水のある降下軽石層および砂層を中心にして発生していることから、豪雨時に地下水位の上昇とともに、透水性のよいこれらの層に地下水が集中し、崩壊を引き起したと考えられる。同様な例は、富浦地区でも多く見られ、道路法面では直径2mにもおよぶ巨大な陥没型の崩壊(宮坂, 英 1982)が発生している。また、軽石流堆積物、降下軽石の境界面にローム層が数枚挟在しており、これが水を通さないフィルム層となって、地下水の動きと崩壊に大きな役割を果している。このローム層はかつて植物が生育していた古土壌と見られ、上部のローム層中に根を張った化石林(胆振団体研究会 1984)が発見されている。

2) 崩壊履歴調査

虎杖浜、富浦地区において、崩壊地およびその周辺の斜面について集水地形を基本単位として区分し、番号を付けた(図-9)。総数は33箇所に分けられ、1980年崩壊地は18箇所、非崩壊地は15箇所となっている。

この地形区分と、1980年崩壊の有無、流域面積、扇状地・崖錐の形態、湧水、および土地改変など、崩壊発生環境について、表-1に示した。流域面積は、倶多楽外輪山から発達する100ha以上にのぼる大規模なものから、1haに満たない小開析谷まで大きな差異がある。これに対応して、扇状地、崖錐地

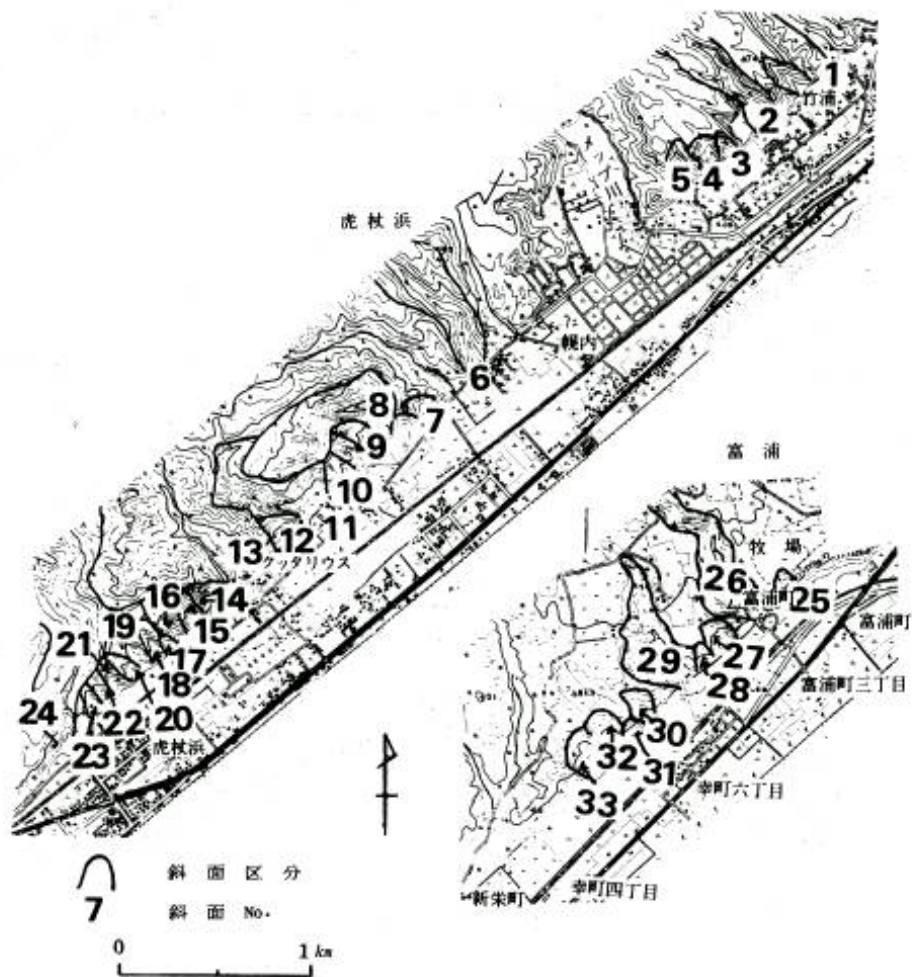


図-9 海岸急崖地帯の斜面微地形区分

形も異なり、大流域下部には5°前後の緩らかで広い扇状地形が発達し、小流域では斜度15°前後の急な崖錐地形が多い。湧水は、流域の大きさにかかわらず、全くランダムに分布し、前節で述べた不透水層の分布による相違と見られる。また、土地改変については、林道開設、宅地開発にともなう小規模な斜面の切り取りが行われている。

表-1 海岸急崖地帯の開析谷における崩壊地と地形条件

流域	流域面積 ha	崩壊面積 ha	地質と湧水 ha	崖錐, 扇状地面積 ha	土地改変
No.1	21			0.3	
2	17		有	1.8	
3	1.1			0.1	
4	2.0			0.1	
5	2.0		降下軽石	0.1	
6	55		+ ←	0.8	
7	1		軽石流堆積物	0.4	
8	25	0.6	+	9.3	
9	1.2	0.1	ローム	0.3	
10	1.6	0.1		2.2	
11	15.3	0.3	有	6.8	
12	1.3		有(多)	2.7	
13	196	0.2	有	6.4	
14	0.8	0.2	有	0.7	林道開設
15	1.1			0.6	
16	3.2	0.2		0.4	
17	0.5			0.2	
18	1	0.2		0.8	
19	3.5		有	0.6	
20	1			0.1	
21	1.4			0.2	
22	1	0.1		0.2	
23	1.4			0.2	
24	134	0.5	軽石流堆積物	11.4	
25	0.5	0.5	+	0.3	
26	26	2.3	容結凝灰岩	4.7	牧草地
27	2.3	0.6	+ ←	0.8	
28	0.5	0.5	降下軽石	0.3	
29	12.0	5.8	+ローム	9.8	牧草地
30	1.8	0.3	有	1.3	
31	1.9	0.4	有	0.8	
32	2.6			8.0	
33	5.0	0.7		3.2	

次に、各地形の崖錐扇状地地形において、トレンチ掘削を行い、その堆積物の観察を行った。1980年崩壊地における堆積物の柱状図を図-10に示す。崩壊堆積物は軽石、岩片および軽石の風化したロームなどからなり、ラミナが発達する。さらに、崩壊堆積物中に縞状に挟在する腐植層、黒色腐植層が数多く見られ、これらが一連のフローユニットを示している。また鍵層 Us-c, Ko-c2 はほとんどの断面で見られ、B-Tmは黒色腐植層の発達する断面に部分的に認められる。各プロットの堆積形態は多様であるがここでは鍵層の層位的位置および崩壊堆積物の数から、次の3つのタイプに区分した。

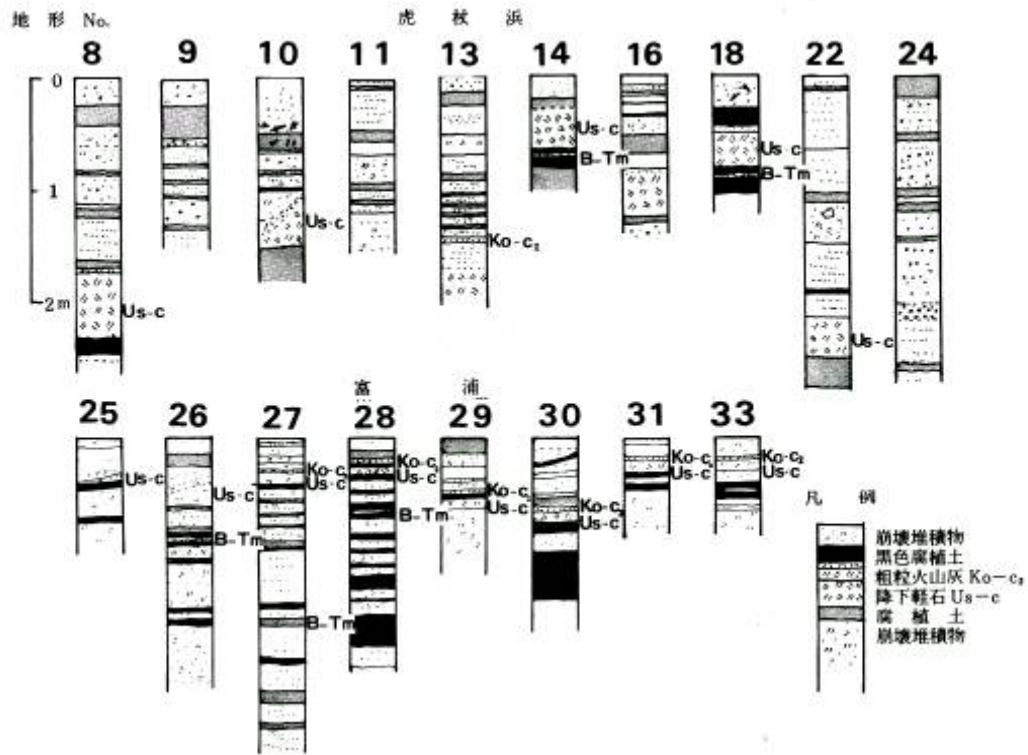


図-10 海岸急崖地帯における崩壊地域の扇状地・崖錐堆積物の柱状図（虎杖浜・富浦地区）

Active 型……No.8, 13, 22 などに見られるように、Us-c 層が地表面から 2m 前後の深さに埋積され、その上部に崩壊堆積物が厚く堆積する。堆積物の数は 3 枚以上認められ、相対的に最も崩壊が頻発するとみられる。

Dormant 型……No.14, 18 のように、鍵層 Us-c, B-Tm 層が深さ 1 m 以内に分布し、Us-c 上に表土をはさんで直接 1980 年崩壊堆積物が載ることから 300 年以上、場合によっては 1000 年以上安定である斜面が崩れる様な、非常に稀な崩壊が発生する。

中間型……No.26, 32 のように Active, Dormant 型の中間的なタイプで、Us-c, B-Tm 層が地表面から 1～2 m の深さに分布し、B-Tm から Us-c まで 1～2 枚、Us-c から地表面まで 1～2 枚程度の崩壊堆積物が認められる。

崩壊斜面全体から見れば、Active 型の地域が全体の半数近くを占め、崩壊が頻繁に発生すると見られる堆積形態が多いことがわかる。一方、稀な崩壊を起す Dormant 型は、崩壊面全体に対する割合が非常に少ない。

3) 非崩壊斜面と崩壊斜面における崩壊履歴の比較

1980 年には崩壊しなかった斜面についても同様なトレンチ断調査を行い、崩壊斜面と対比を行った。この断面の柱状図を図-11 に示した。図から、No.3, 7, 10 のように Us-c 上部に全く堆積物の載らない安定した堆積形態を示すものが多いことがわかる。また、No.5 のように過去に高い頻度で崩壊しているにもかかわらず、1980 年には崩壊しなかったものも少数みられる。

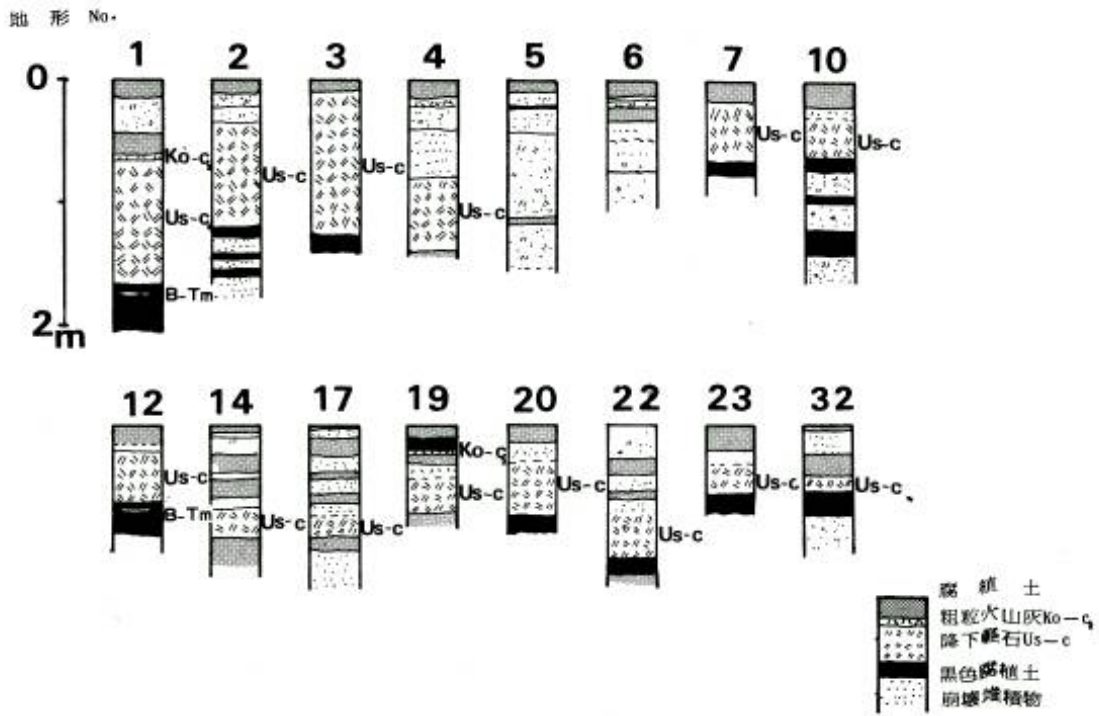


図-11 海岸急崖地帯における非崩壊地域の扇状地・崖錐堆積物の柱状図（虎杖浜・富浦地区）

これらの結果と、2)で述べた崩壊の発生した斜面における崩壊頻度と堆積形態について比較を行った。図12-上は崩壊地、非崩壊地におけるUs-c以降から1980年災害までの崩壊発生数を示したものである。崩壊地では、2～4回の崩壊数が多いのに対し、非崩壊地では0～1回が多い。これをさらに

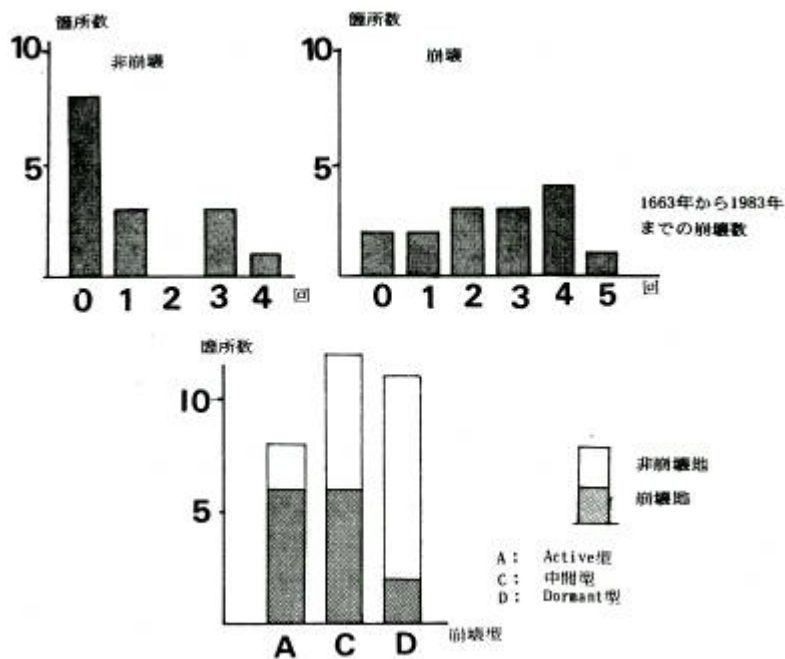


図-12 崩壊地・非崩壊地の崩壊発生頻度の比較

堆積形態別に見れば、図-12 下に示すとおり、Active 型の崩壊は 75%、Dormant 型の崩壊で 19%、中間型で 50%の発生率が見られる。このことから、崩壊は、Active 型のように過去に頻繁に崩れている地形に再発する確率が高いと言え、逆に Dormant 型のように長期間安定していた斜面の崩れは全体的に稀で、安定した斜面はそのまま安定性を保持する傾向が強い。

さらに表-1 に示した地形条件と崩壊発生との関係を見ると、Active 型は大流域と大規模扇状地形が対応する。Dormant 型、中間型については、小流域、小扇状地と崖錐地形が対応する。湧水と崩壊との関係はあまり見られず、湧水がない地形においても崩れる場合が多い。また土地改変との関係では No.14 のように Dormant 型であるが林道法面の切り土面に崩壊発生があった例が注目される。Dormant 型周辺はとくに巨大な崖錐地形が多く発達しており (No.10, 12 など)、現崩壊との関係があまり見られないことから、これは古い時期に形成された化石地形とみなされる。

考 察

1) 斜面崩壊の発達

登別温泉町における調査結果から、1983 年崩壊は Us-c 以降発生した過去の崩壊地を中心として、斜面周囲および上方へと拡大崩壊したものであることが明らかになった。また、扇状地の調査から、堆積域が初期には斜面下部にあったものが、次第に下流部に移動する傾向が認められた。このことから、崩壊の一連の発達過程を模式化すると図-13 になる。初期には斜面基部に小規模な崩壊が発生し、やがて上部の斜面上の不安定層を削剥し、それに伴って堆積域が下流部に移動する。最後に尾根筋まで連するような破壊的な大崩壊が発生し、堆積域も飛躍的に拡大する。この崩壊域の拡大、上昇に伴って不安定土層の位置エネルギーが増大し、泥流の破壊エネルギーもこれに比例して増大することから、この段階の斜面においては、大きな被害が発生することが予想される。

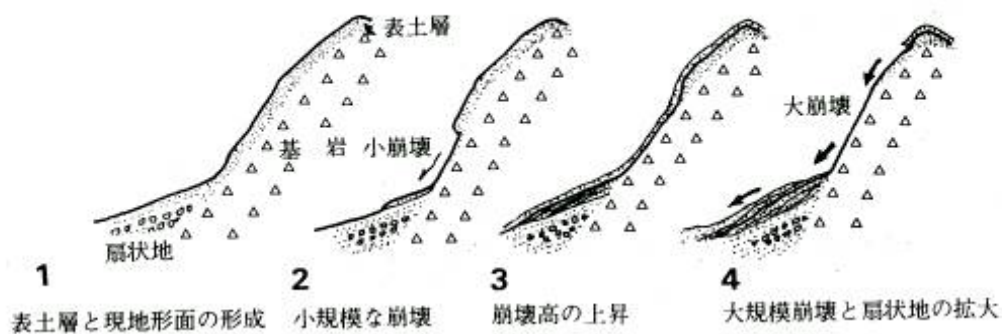


図-13 斜面崩壊と斜面の発達模式図

また、崩壊が過去の崩壊地に拡大、再発する傾向は、筆者らが日高地方において調べた例 (柳井ほか, 1984) と一致しており、将来の崩壊発生の予測を行う上で、過去の崩壊地の分布を調べることが重要であると考えられる。

2) 崩壊の発生頻度

崩壊がどのくらいの時間的割合で繰り返すかという問題も予測上きわめて重要である。これについては、主として虎杖浜、富浦地区で行った調査結果から、3つのタイプに分類することができた。崩壊頻度は、鍵層までの年数を単純に崩壊堆積物の数で割ったものとする、これを図-14 に模式的に示し

た。Active型はほぼ100年に1回以上の高い割合で発生しており、この値は日高地方で筆者ら（柳井ほか 1984）が調べた結果とほぼ同様であり、この数値が胆振、日高地域の最頻値とみなされる。なお、この結果と従来言われている崩壊発生頻度（小出 1973）と比較した場合、非常に時間的間隔が短いといえる。これは、地質条件が脆弱な火山噴出物で構成されていること、海岸に面した浸食の活発な急崖地帯であることなど、その地形、地質的特性によるものと考えられる。このタイプの地形に対しては、十分な保全対策と土地利用の制限が必要となろう。

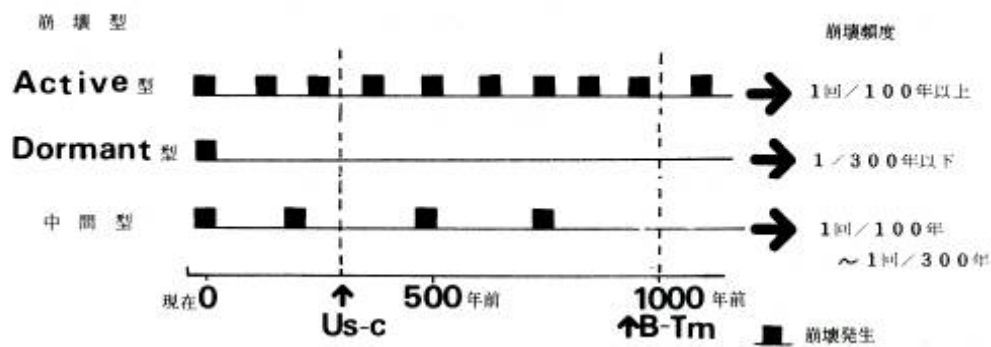


図-14 崩壊型と崩壊発生頻度模式図

一方、Dormant型は非常に稀な崩壊が発生するもので、長期間安定していた斜面かどのような原因で崩れるかが問題となる。この原因の一つとしては、道路法面、斜面切り取りなど人為的土地改変による例が見られた。同様な傾向は日高地方において、Dormant型の発生は台地上の牧草地化と関係がみられた。この点でこのタイプの崩れは、人為的な土地改変などの影響を弛く受けるとみられる。したがって、斜面周辺の土地利用と改変には十分に注意が払われるべきであろう。

最後に中間型については、Active型とDormant型の中間で100～300年に1回程度の崩壊が発生するものである。この型は一度崩壊が発生した場合はある程度の免疫性を持つものと見てよいと思われる。しかし、B-TmからUs-cまでの間と、Us-cから現在までの期間を較べると最近とくに時間的間隔が短くなっている。このことについては、Us-cの降下や、集中豪雨の影響などが考えられるが、詳細についてはさらに他地域との対比などを行って検討を重ねる必要がある。

3) 危険地判定の考え方

これまでの結果をもとにすると、危険地判定の方向性として、まず過去の崩壊地の位置とその履歴を明らかにすることが重要となると考えられる。具体的には、過去の災害例、年降雨量や地形的特徴から崩壊危険地域をおおまかに設定し、各々の斜面および崖堆、扇状地の堆積物を調査し、それをもとに崩壊活性を判定する。さらに、災害環境として保全対象の位置と種類、土地改変の影響、治山施設の有無などの諸条件を入れて、総合的に危険性を判定する必要がある。これらのデータはパソコンなどを用いてファイリングすることが考えられ、これらの手法については別稿で述べたいと思う。

文 献

- 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.
北海道 1981 山地保全計画調査報告書(樽前山周辺地区) p113,
北海道農業試験場 1968 北海道農業試験場土性調査報告 18 胆振国土性調査報告 p294.
胆振団体研究会 1984 登別化石林の発見 地球科学 38-6.
春日井昭・細川貢四朗・春日秀夫・倉沢保文・前田寿嗣・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) 35-2. 33-48.
勝井義推・石川俊夫 1981 文部省科研費自然災害特別研究成果 No. -A-56-1 噴火災害の特質と Hazard Map の作製およびそれによる噴火災害の事例の研究-4. 北海道駒ヶ岳 23-32.
菊地勝弘・播磨屋敏生・孫野長治・堀江成人・岡村 存 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月九州及び北海道南西部の豪雨災害に関する研究 77-97.
小出 博 1973 日本の国土下 東大出版会 415-455.
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.
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 23-4 25-33
小野寺弘・酒谷侑典・清水 収・岡本光之 1983 土地改変に伴う土砂災害1983年登別豪雨災害を事例として 日林北支講 32 261-264.
齋藤昌之・小山内熙・酒匂純俊 1953 5万分の1地質図幅説明書 「登別温泉」 p84.
Etsuro Shimokawa 1984 A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodity in forested drainage basin SYMPOSIUM ON EFFECT OF FOREST LAND USE ON EROSION AND SLOPE STABILITY ENVIRONMENT AND POLICY INSTITUTE EAST-WEST CENTRE UNIVERSITY OF HAWAII HONOLULU HAWAII 99-107.
山本 博・鈴木哲也・花岡正光 1982 斜面崩壊の実態調査 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 114-124.
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 日高地方における海岸段丘の崩壊について(IV) -扇状地の堆積構造と泥流の頻度 日林北支講 32 297-299.
柳井清治・薄井五郎・清水 一 1984 日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の研究 北林試研報 2261-69.