最終氷期以降の関東平野――2

2 山地と扇状地

斉藤享治＝東京大学研究生　磯　望＝西南学院大学講師
米澤　宏＝明治大学大学院　ほか８名

①関東地方の扇状地

関東地方の山地と平地との境界には，扇状地（注１）が数多く分布している(図１).しかし，すべての河川が扇状地を形成しているわけではない．扇状地の形成は,山地での土砂の供給条件，あるいは,河川が平地に出たところの土砂の堆積条件によって大きく左右される．また，それらの条件の違いにより,扇状地といっても種々の形態･構造を示す.関東地方の扇状地は,日本の他の地域の扇状地と統計的に比較して，どのような特徴をもっているのであろうか.

小規模扇状地が少ない

集水域の小さい山地流域では,土石流等によって河床に堆積していた土砂が,洪水時に一気に谷口まで運搬され堆積して,小規模扇状地を形成する．一方,規模の大きい集水域では，河床堆積物が何回もの洪水によって谷口まで運搬され，前面の低地に流路をかえながら堆積して，大規模扇状地を形成する.集水域面積200ｋm^2前後より小さい集水域では前者の過程が,それより大きい集水域では後者の過程が卓越すると考えられている（斉藤，1982).

関東地方には,扇状地が数多く分布しているのに,小さい集水域に形成される扇状地が，きわめて少ない（図２）．小さい集水域では，土石流による流送土砂量の多い凝灰岩，集塊岩,深成岩からなる集水域で扇状地が形成されやすい.それに対して,関東山地や足尾山地は,古生層,変成岩から構成されているので,小規模扇状地ができにくくなっている．さらに,小規模扇状地は,他地域では平地と山地とが活断層により明瞭に区切られているところに数多く分布しているが，関東地方では,山地と平地との境界に活断層が走っているところは少ない.これらの地形地質条件により,小規模扇状地の発達が悪くなっているといえる.

大規模扇状地が多い

一方,集水域面積200ｋm^2以上の大きい集水域では,関東地方のほぼすべてのところに，扇状地が形成されている(図３).関東地方以外に中部地方でも,扇状地をもつ大きい集水域が多い.中部地方や関東地方では,山地の隆起速度が速く土砂が多量に供給されるため,扇状地が形成されやすくなったと考えられる.紀伊・四国・九州山地の隆起速度も速いが,そこでは，扇状地を形成するのに十分広い堆積の場がないため,あるいは砂岩.泥岩からなる集水域が多く，扇状地を構成する粗粒の岩層が供給されにくいため,扇状地の発達は悪くなっている.

完新世の扇状地が少ない

集水域面積200ｋm^2以上の流域では,火山活動,地殻変動,気候変化によって土砂の供給量が左右されても,供給される量が多いので，その他の扇状地が形成される条件が整っている場合,いつでも扇状地は形成される．そして,扇状地形成域が沈降するところでは,扇状地が重なりあい,扇状地形成域が隆起するところでは，段丘化して何段もの扇状地ができる．いずれにしても,現存する扇状地は，最も新しい時期，すなわち完新世（１万年前以降）の扇状地が多い（図３).

しかし関東地方では，更新世の扇状地をもつ200ｋm^2以上の集水域は13あり,そのうち大谷川，片品川，烏川,神流川，多摩川，相模川の６集水域は,完新世（低地）の扇状地をもたない（図１）．また，渡良瀬川，荒川では，完新世の扇状地をもつが，扇頂の位置が変わっている．一方,最終氷期末期の立川期（約２万年前前後）には，13の集水域中，少なくとも９集水域で扇状地もつ．このように，関東地方では，立川期の扇状地は多いのに,完新世の典型的な扇状地が少ないことが特徴的である.

堆積物の薄い扇状地

扇状地といえば,厚い堆積物をもつ扇状地を通常考えるが，多摩川のつくった扇状地では,堆積物の層厚が10mにも満たない.日本全国の扇状地堆積物の層厚は，40～100mが最も多いのに対して,関東地方では，10～40mの層厚を示す扇状地が多い．すなわち,関東地方の扇状地は薄い堆積物をもつことを特徴としている.

厚い堆積物をもつ扇状地は,扇状地礫層が何重にも重なった結果と考えられるが,薄い堆積物の扇状地はどのように形成されたのだろうか.

堆積物の薄い扇状地は，全国的に,完新世の扇状地には少なく,立川期の扇状地に多い．最終氷期に山地域が周氷河地域となった山間部では,土砂の供給が多く堆積作用が卓越して,堆積段丘が形成されたといわれている.扇状地形成域では,運搬されてくる土砂が山間部よりも減少して,堆積作用よりもむしろ側刻作用が卓越して,薄い堆積物をもつ扇状地が形成された可能性がある．この現象は，扇状地形成域が,関東平野周辺地域のような隆起傾向を示すところで顕著に認められる．完新世にかけて,山間部において下刻が進むときに，関東平野では隆起傾向をもつため,以前に形成された扇状地部でも下刻作用が次第に卓越し,扇状地が形成されにくくなったものと思われる.

図２―扇状地をもつ集水域の規模別瀬度分布

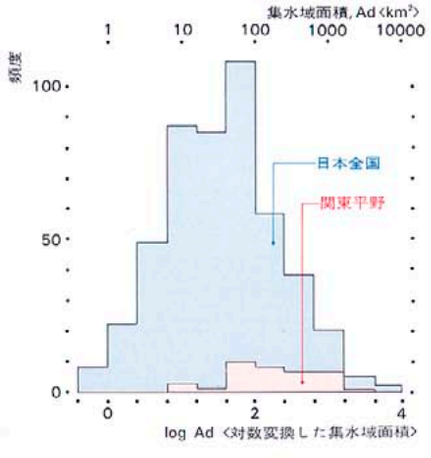
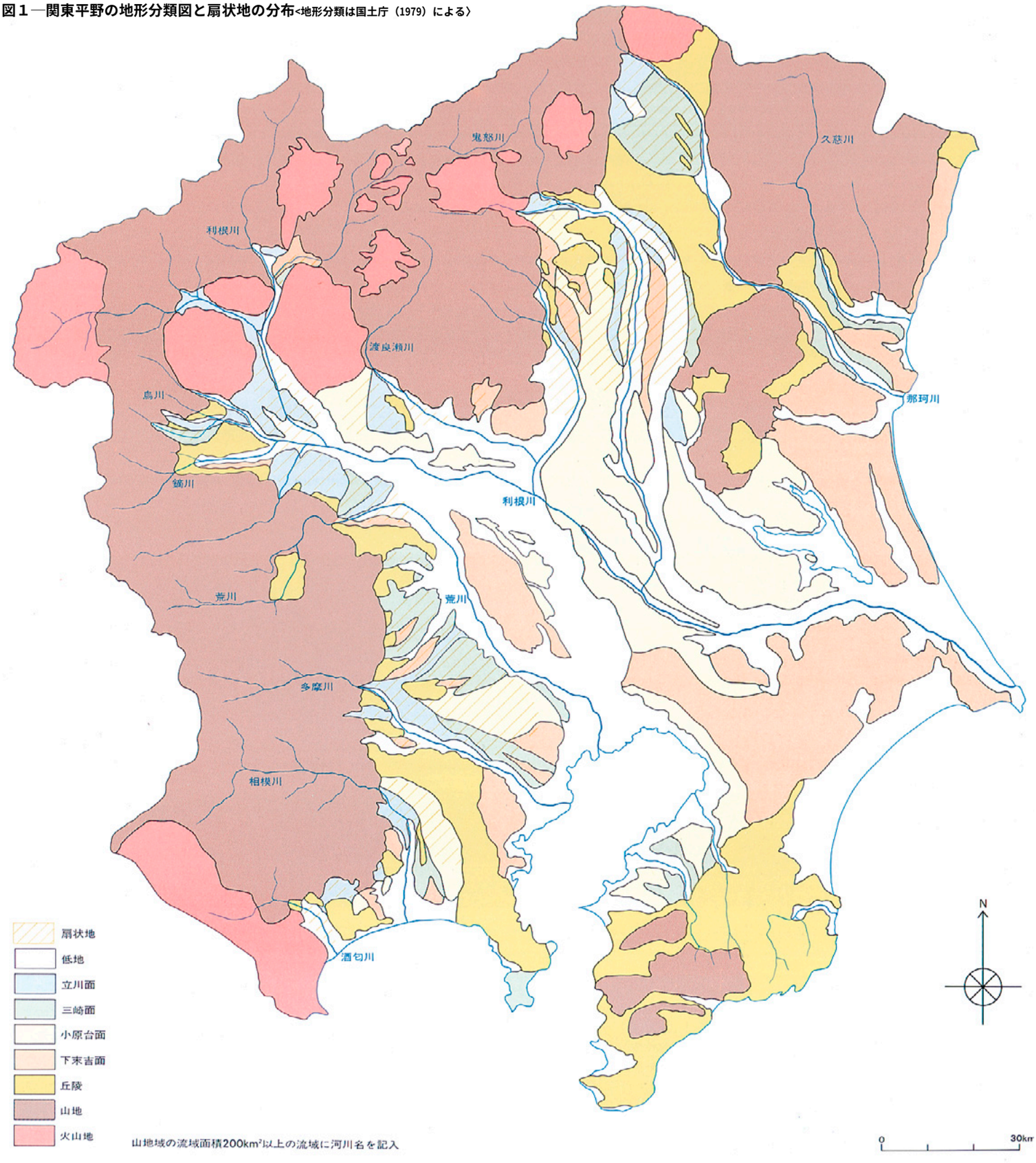


図３―集水域面積 200ｋm^2 以上の扇状地をもつ集水域と扇状地をもたない集水域の分布

<別記著者>
小泉武栄＝東京学芸大学助教授　相馬秀広＝東京大学　学院　杉谷隆＝東京大学大学院　平井幸弘＝東京大学研究生　原芳生＝聖徳学園短期大学非常勤講師　山口大学院　西山芳明＝東京都立大学研究生
一俊＝都立光明養護学校教諭　山川克己＝法政大学大

注１＝典型的な形態をもっ扇状地は,扇頂を中心とした同心円状の等高線を有し,かつ２ｋm^2以上の面積，　２％以上の平均勾配を有するものとする．

図１―関東平野の地形分類図と扇状地の分布<地形分類は国土庁（1979）による>



⑤山地の侵食と土砂移動過程の変遷

現在の山地の侵食過程

扇状地をはじめとする堆積平野は,山地から河川によって運ばれてきた土砂が堆積して形成される．関東の山地では，現在,どのような過程を経て土砂が生産され,山間部の渓流に送り出されているのだろうか．

日光東照宮の境内の脇を流れて大谷(だいや)川に合流している稲荷川は，大雨の度に洪水を繰り返し,多量の土砂を下流へ流出する暴れ川であった．稲荷川の流域は面積11.9ｋm²で,その上流部は赤薙山と女峰山の二つの火山の山腹斜面から構成されている．両火山の山腹には「大鹿落(おおしかおとし)」をはじめとする崩壊地が広い面積を占める．図４は,1962年と1976年に撮影した空中写真を比較して,崩壊地の変遷を示したものである．この15年間に新たに生じた崩壊地の面積と,植生に覆われて土砂の年産を停止した崩壊地（復旧した崩壊地）の面積はほぼ等しく,土砂生産の行われる崩壊地の総面積は,ほぼ一定の割合に保たれていることを示唆している．この流域で,この15年間に新たに生じた崩壊地面積は,約40万m²に達し,その平均の崩壊の深さを１ｍと見積ると,山腹斜面から崩壊によって稲荷川の渓床にもたらされた土砂量は，約40万m³に達する．一般に崩壊は,大雨によって誘発される．日光では1966年の台風26号によって20年に一度しか生じない豪雨があった.新しい崩壊地の大部分は,この時に生じたものと推定される．

なお,稲荷川流域の崩壊が1962年～1976年と同様の割合で進行するものとすると,年平均崩壊土砂量は,2.7×10⁴m³/yearとなり年平均削剥量は2.2mm(2.2×103m³／Km²となる． また流域全体が一通り崩壊するにはほぼ450年程度かかることになる．

崩壊によって山地斜面から生産された土砂は,重力の作用で渓床にもたらされる.図４に,稲荷川における1966年の台風26号通過後の区間別土砂収支を示した．稲荷川全体では,30.9万m³の堆砂が認められた．この量は,1962年～1976年の15年間の推定崩壊土砂量40万m³とよい対応関係にある．また,上流部の崩壊地に隣接した渓床では特に著しい堆砂が認められ,崩壊土砂の多くは,一時的にこの区間に堆積したものと推定される．

稲荷川の渓床に堆積した土砂は,上・中流部に設けられた砂防ダムなどに堰止められるため,下流には,必ずしも多量に流出しなかった．しかし砂防ダムのない自然河川では,急傾斜の渓床（傾斜15度以上）に供給された土砂は,多量の降水があると,土石流（土砂と水が一体となった集合流動）を生じて,緩傾斜の河床まで一挙に流送される.稲荷川でも過去度々土石流を繰り返し,大谷川へ土砂を流送していたことが土石流堆積物の調査から明らかにされている（建設省日光砂防工専事務所.1972）．

図４―稲荷川流域における崩壊地の変遷

<建設省日光砂防事務所（1977），建設省日光砂防事務所，日本工営（株）（1980）より作成>

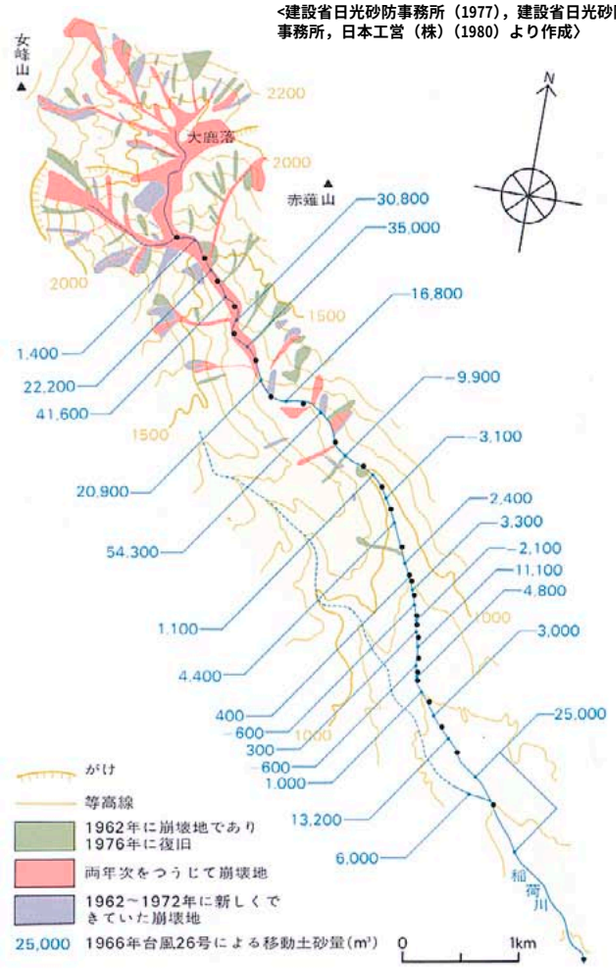
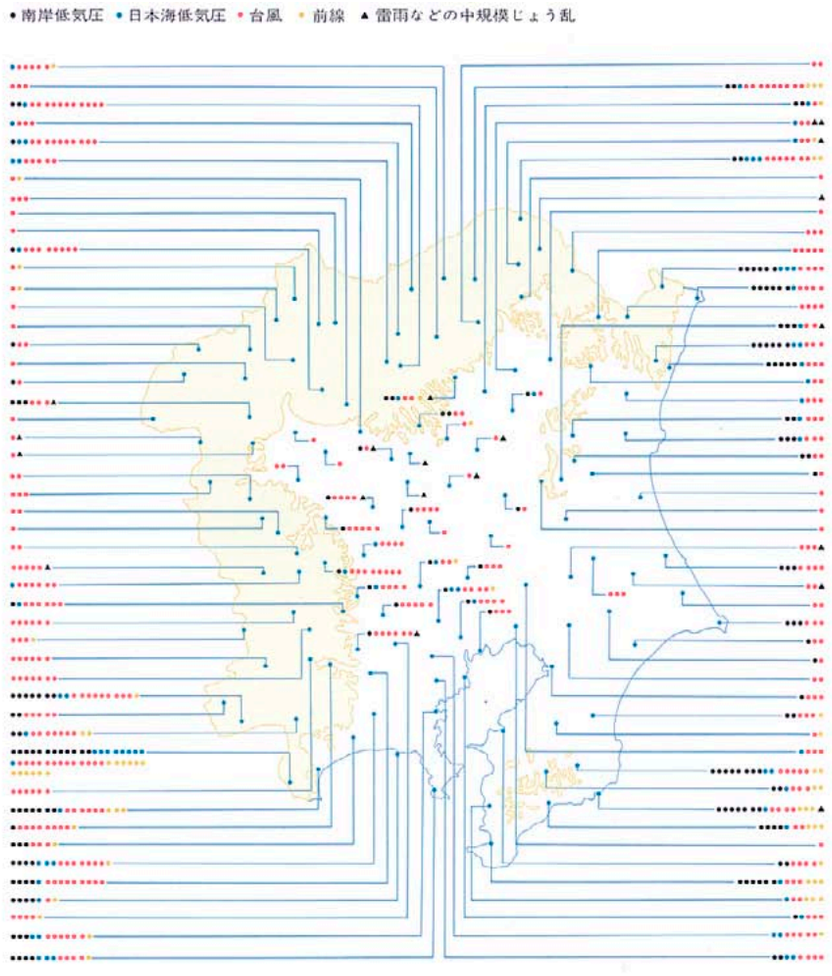


図５―関東地方における日降水量 100mm以上の原因別降雨回数(1975 年～1981 年)



崩壊と土石流は,大雨によって誘発される．図５は，関東地方の最近７年間（1975～1981）に24時間の連続雨量が100mmに達した大雨を原因別に示したものである．地域的にみて大雨の発生が多いのは,神奈川県南西部から関東山地南部にかけて,赤城山から日光周辺及び栃木県北部にかけて,三浦半島から房総半島南部にかけて,茨城県北部，東京都区部から横浜付近であり,関東平野を取り巻くように分布する．大雨の原因は台風によるものが圧倒的に多い．

完新世の土砂供給

山地からの土砂供給量は,完新世（沖積世）を通じて同じ割合で進むのだろうか,あるいは特定の時期に変動したのであろうか．

尾瀬ヶ原の広窪田代では,長い年月を要して堆積した泥炭層に挟在する砂礫層が認められる．図6に示した泥炭層に挟在する火山灰層の年代は,ＦＰ.・ＦＡ.が何れも７世紀,浅間Ｂが13～14世紀である.泥炭層が堆積していた期間は地表面は湿原状態であることを示し,砂礫層は山地で生産された土砂が大出水時に湿原を覆って堆積したことを示す.

広窪田代では,浅間Ｂ火山灰降下以降２層の砂礫層が地表面にほぼ平行して堆積している.砂礫層はそれぞれ泥炭（質）の薄層を挟むため,多少の時間差のある複数の大出水の結果形成されたものと判断される.浅間Ｂの降下以降現在までの泥炭の堆積速度を一定と仮定すると,砂礫層は13～14世紀頃および17～18世紀頃に堆積したことになる.また,ＦＰ.・ＦＡ.の降下期から浅間Ｂの降下期までの間には,砂礫層は挟在しておらず,このことから７世紀以降現在までの約1400年間には,僅かに２回だけ大出水に伴う土砂供給期が存在したことがわかる.このような比較的長いあいだに,土砂供給期と湿原形成期が交代していたことは,完新世においても土砂供給が一定の割合では生ぜず,長い周期で変化していた可能性を示唆するものと思われる.

山地斜面の侵食と土砂生産は,大雨による崩壊以外の原因でも生じ得る.その典型的なものは三国山脈に分布する多雪に起因する地形であり,その代表的なものは雪崩によって形成される地形と雪窪である.三国山脈は世界屈指の多雪地帯であるばかりでなく,標高が2000m程度と低いため,春先に気温の急上昇や降雨といった全層雪崩を誘発する気象状態が出現しやすい（下川,1982）．　図７に示した谷川岳の，一の倉沢に代表される東面の岩場には,典型的なアバランチ･シュート（雪崩道）と呼ばれる浅い溝状地形が認められる.また凸型の植生の乏しい露岩斜面も認められ,これもまた全層雪崩（底雪崩）の反覆によって形成される地形である.

雪窪は雪食凹地とも呼ばれる浅い凹地で,残雪が遅くまで残るところに雪食によって形成される地形である.雪窪の多くは内部に泥炭を集積させ現在形成中とは言い難いが,泥炭層の年代などから，広く浅いものは氷期に，狭く深いも

図６―尾瀬ヶ原広窪田代へのＦＰ･ＦＡ降下期以降の土砂流入

<阪口.相馬1982>

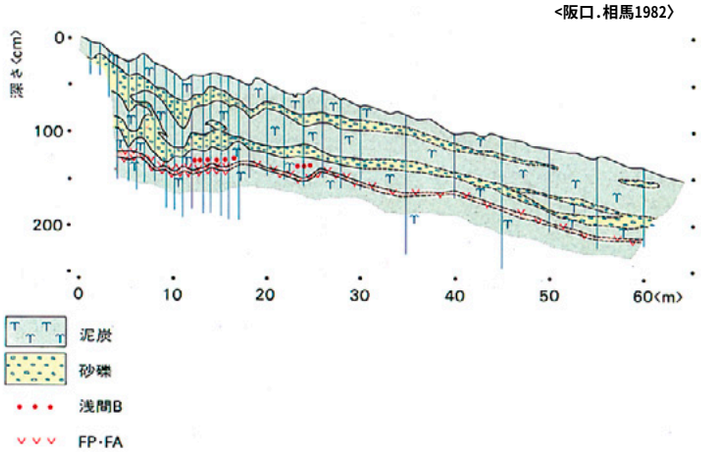


図７―谷川連峰におけるなだれ地形の分布

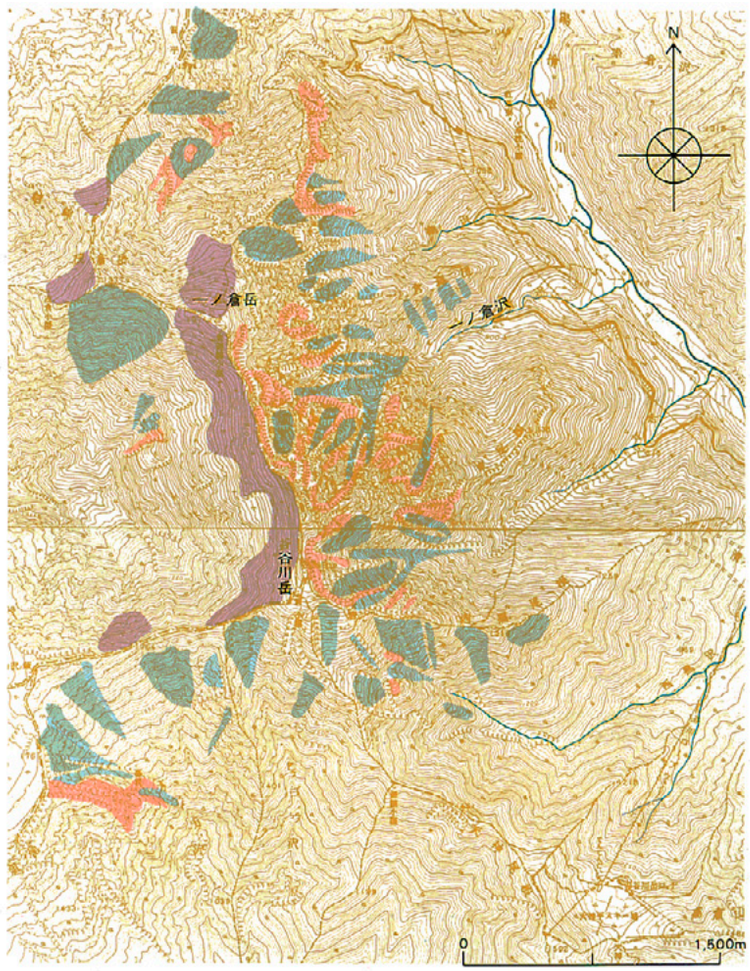


図7の凡例

- アバランチ･シュート(なだれ道)
- 表層なだれのおこるところ
- 急傾斜露岩地
- 化石周氷河斜面