

流域の地形発達からみた環境変化と土砂移動

Geomorphic Development and Sediment Transfer in a River-basin: Delayed Response to Environment Change

田 村 俊 和
Toshikazu TAMURA

1. 地形、水・土砂移動、環境変化—地形学への招待—

地表を水が動けば一緒に土砂も動く。土砂が動けば地表の形は多少とも変化し、動いた土砂は、動きが止まったところで堆積物となる。雨の降り方や水の集まり方などによって、土砂の動き方が変わり、その記録は、完全にはないが、地形や堆積物に残される。こうして変化した地形条件の下で、新たな水・土砂の動きが始まり、また新たな地形・堆積物が作られる。

現在みられる地形には新旧さまざまなものがあり、それらができてきた歴史の中では環境も変化したことがあるので、上に要約した関係をうまく用いれば、地形やそれを構成する堆積物から、過去のいろいろな環境の下での水・土砂の動き方やその歴史的変遷が解読できるであろう。ここでとられる地形学の思考法を単純に図式化すると図1のようになる。このような考えで、とりあえず最近十数万年間の環境変遷（図2）の中で多様な地形が形成されてきた過程をたどり、各々の地形形成過程がそれぞれどのような環境およびその変化に関連したものであるかをさぐってみたい。それを通して、今後の環境変化への地形の応答（すなわち水・土砂の動き方）を考え、地表環境マネジメントに役立てることも期待できる。陸上での水・土砂の動きを取り扱うので、空間的枠組みは必然的に流域に求めることになる。

2. 流域での土砂の生産—古環境の遺物も—

流域を移動する土砂のうちには、はじめからかなり細粒の状態での流域にもたらされたもの（たとえば火山灰など風成堆積物）や、流域変更前からそこに存在した河成堆積物などもあるが、大半はその流域内で基岩の風化・破碎により生じたものである。それら土砂生産プロセスのすべてに触れる余裕はないので、やや極端な2つの例を紹介する。

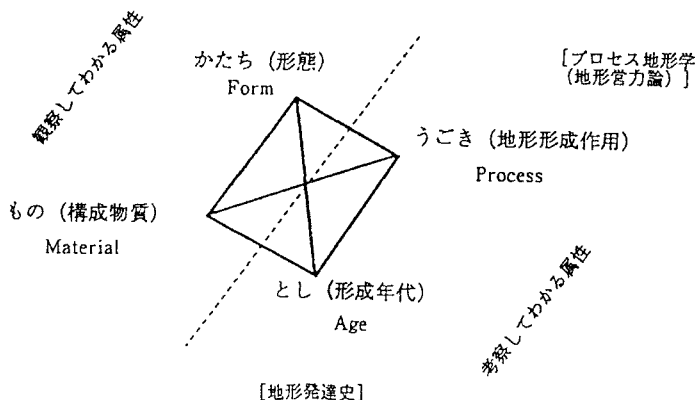


図1
地形 (Landforms) の4つの属性
(田村, 1996)

北上山地の最高峰である早池峰の稜線部一帯（海拔約 1400～1900m）には、中腹以下の急斜面とは異質のなだらかな斜面が、草原や高山低木林に覆われて、あるいは岩塊がむき出しのまま、広がっている。図 3 に周氷河性平滑斜面と表現されているものがそれにあたる。そこでは、凍結による基岩（早池峰の場合は かんらん岩など超塩基性深成岩およびそれが変成した蛇紋岩など）の破碎、および凍結・融解の繰り返しによる砂礫のゆっくりとした移動（これらのプロセスを一括して周氷河作用という）が、現在も一部で行われている。早池峰山頂付近では、現在、地表の凍結が年間 200 日前後発生し、そのうち 50～60 日程度は一日のうち

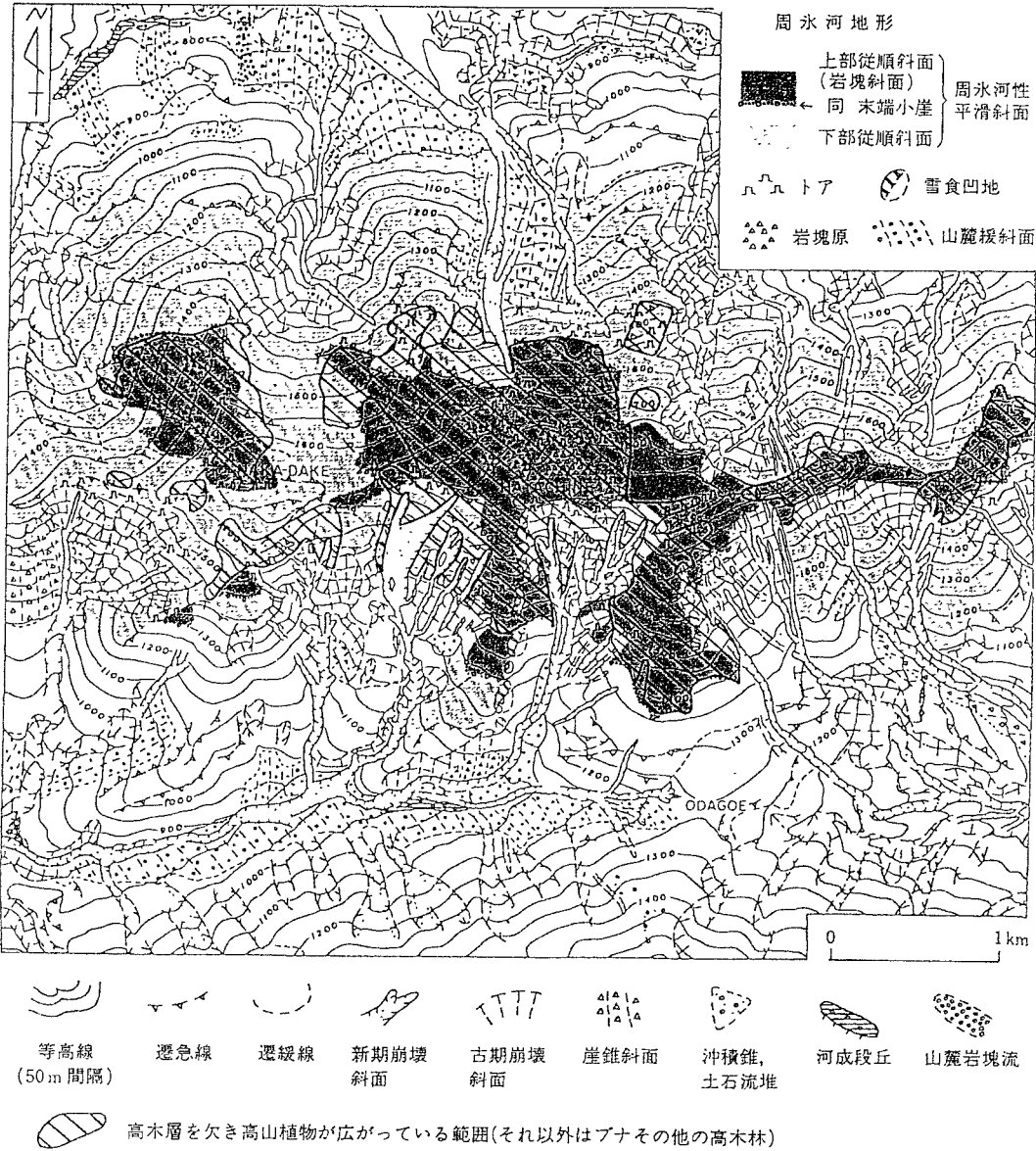


図 3 早池峰の地形と植生
(桧垣, 清水, 石塚らによるものを一部改変・編集. 田村ほか, 1997)

に凍結・融解の繰り返しがあると推定される（田村，1986）。しかし，これは積雪の局地的な違い（平均1.5～2m，吹きだまりでは7m，強風地ではしばしば0）に大きく左右される．年平均気温が現在より7～10℃程度低かったとみられる最終氷期極相期（約1.8万～2万年前，図2）には，上記の周氷河作用はもっと活発に，より広い範囲で行われ，その結果，現在稜線部を中心にみられる平滑斜面が形成されたと考えられている（田村ほか，1986；田村，1997）。

最終氷期が終わり気候が温暖化・湿潤化するにつれて，コメツガ，ヒノキアスナロ，オオシラビソ（アオモリトドマツ）などの針葉樹林やブナなどの落葉広葉樹林が上方に拡大してきたが，山頂付近の岩塊原は森林帯の展開を妨げ，今もハイマツや低木型コメツガなどの高山低木林となっている．岩塊原でもさらに風が強いところは，おそらく最終氷期以来の草原や岩塊露出地のままである．高木林に覆われるようになったところでは，湿潤温帯でふつうにみられる降雨―浸透―湧出/滲出―河川として流下 という水の動きが卓越し，大雨・洪水時に谷筋を中心に土砂が排出されるようになった．谷筋を離れた斜面は森林下で一応安定しているが，その地表面下には，最終氷期に森林を欠いた状況で生産された周氷河性の砂礫が，一部に火山灰を混入して，堆積している．稜線部一帯には，それら砂礫がさらにたくさん残っている．これは，最終氷期にくらべれば大雨の頻度が著しく増した現在の環境下で，崩壊を準備する物質が山地斜面上部に大量に蓄積されていることを意味する．似たような状況は，中国地方以北の山地帯上部から亜高山帯に広くみられる．

仙台の南に位置する高館丘陵は，主として中新世前期（約2300万年前～1600万年前）の安山岩，玄武岩，それらと同質の凝灰岩，凝灰角礫岩などが侵食されてできた地形であるが，海拔150～300mの稜線の一部などでは，それら基岩が著しく風化し，粘土状を呈する部分が厚さ10m以上に達するところもある．その厚い風化層などを母材に，赤褐色のB層をもつ土壌断面が発達している（図4）．このような赤色土（黄色土とともに赤黄色土と分類されることも多い）は，温暖湿潤な環境下でかなり長期にわたり風化・土壌化を受ける

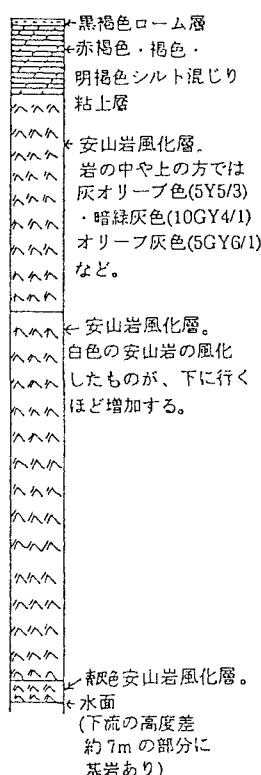


図4 高館丘陵北部の稜線にみられる赤色土をともなう深層風化断面の一例
(古田による．田村，1999)

ことで生成すると考えられていて（たとえば永塚，1997），少なくとも仙台付近で後氷期の1万年程度の間に発達したとは考えにくい。また，このような赤色土の一部が，約9万年前の降下と推定されている軽石（安達-愛島テフラ）に覆われている。これらの事実から，高館丘陵の赤色土は，最終間氷期（あるいはそれ以前から）の温暖な気候下でのかなり長期にわたる風化で形成された土壌が，その後の環境変化にもかかわらず（表層から変化しつつあるであろうが）残っている，一種の古土壌とみなせる（田村，1983）。

このような赤色粘土質の土壌は，森林下ではそれなりに安定しているが，植生が除去され，腐植質で透水性のA層（ふつう10cm程度以下と薄い）が剥がされると，地表流が容易に発生してリル，ガリを速やかに発達させ，降雨のたびに大量に流亡することが，たとえば沖縄での赤土流出・サンゴ礁の死滅などの問題で明らかになっている。類似の性質をもった古赤色土が，東北・北陸の一部や，東海地方，さらに西南日本一帯の丘陵地・台地にかなり広く分布する。

ここにあげた例は，いずれも現在とは異なる環境で形成された土砂礫が，ある場所に蓄積されていて，現在（さらには近未来）の環境下で扱いを誤ると，急激かつ大量に移動しかねない状況にあることを示す。現在の環境で生成中の土砂礫も，将来環境が変われば，これらと似たような存在になり得る。このほか，北上・阿武隈山地の一部や近畿・中国地方などに広い花崗岩地域には，もっと長い時間をかけて生成した深層風化層が厚く残っていて，森林除去とともにガリ侵食が激化し，広く流域一帯の荒廃を導いた例が多数ある。

3. 斜面におけるゆっくりとした土砂移動—ソイルクリープ—

斜面の土砂が谷底に運ばれるプロセスとしては，ふつう，次節以降で述べる表層崩壊や地すべりなどが考えられるが，表層崩壊跡を詳しく観察すると，崩れた土が，斜面のさらに上方から移動してきたものとみられることが少なくない。それは，斜面の上部で以前発生した表層崩壊によることもあろうが，それに加えて，もっとゆっくりした，しかし地すべりほど広範囲かつ深部まで及ぶのではない，土層の動きがある。そのような土壌表層のゆっくりとした動きは，その実態が必ずしも明らかにされないうちから，**soil creep** と総称されてきた。前節に早池峰の例で触れた，地表の凍結・融解が頻発する環境では，それにともなって土砂礫が斜面を数mm/年～数cm/年程度の速さでゆっくりと移動することが知られている。しかし有意な凍結融解など起こりそうもない森林下の斜面でも，きわめて狭い範囲ごとに，きわめて浅い部分で，ある特定の時期に，最大で2～3cm/半月 くらいの速さで，土層が移動していることがわかってきた（図5）。

前節でも取り上げた高館丘陵の増田川上流域で，前節に紹介したような深層風化断面をもたない（地表から1m内外であり風化していない安山岩に達する），稜線部から谷底に至る一連の斜面（比高 約40m，斜面長 約60m，平均傾斜 約35°）を選定した。そのうち，A層が薄くそれが頻繁に滑落している下部谷壁斜面を除いた区間に8点の観測地点を設け，ストレイン・プローブを埋設して，土壌断面の各層位の移動を1年半にわたって観測したところ，図5上に示す積算移動量および図5下に例示する深さ別の移動量の時期的変化などが得られた。結果については解析中であるが，(1) 土層（A層からC層まで）が厚くなる地点でB層（およびBC層）がブロック状に（その地点でみる限り層全体ではほぼ一様に）大きく（数cm/年の割合で）動く；(2) その動きは梅雨季に大きく，秋雨季や，冬季のうち例外的に積雪の多かった2001年1月に動いた地点もあり，最大1cm/半月 の速さが観測された；(3) A層中では地表に近いほど移動量が大きい；(4) 観測期間中ほとんど動いていないと判断される地点が，稜線部や，上部谷壁斜面中の土層の薄い（基岩の浅い）部分にある ということになった。土壌水が集まりやすい地点で，水分の増大にともない，B層がその基底面に沿って長さ数m～10mほどの範囲で小規模なスライド状の動きをみせ，それとは別にA層がフロー状の動きをしているのではないかと解釈される（松林・田村，2001）

図5に示した斜面で，移動してきたのではなく その位置での風化により生成された土壌断面がみられるのは，地点5より上方に限られる。もちろんそれより下方でも土壌は生成されているが，それら土壌物質は上

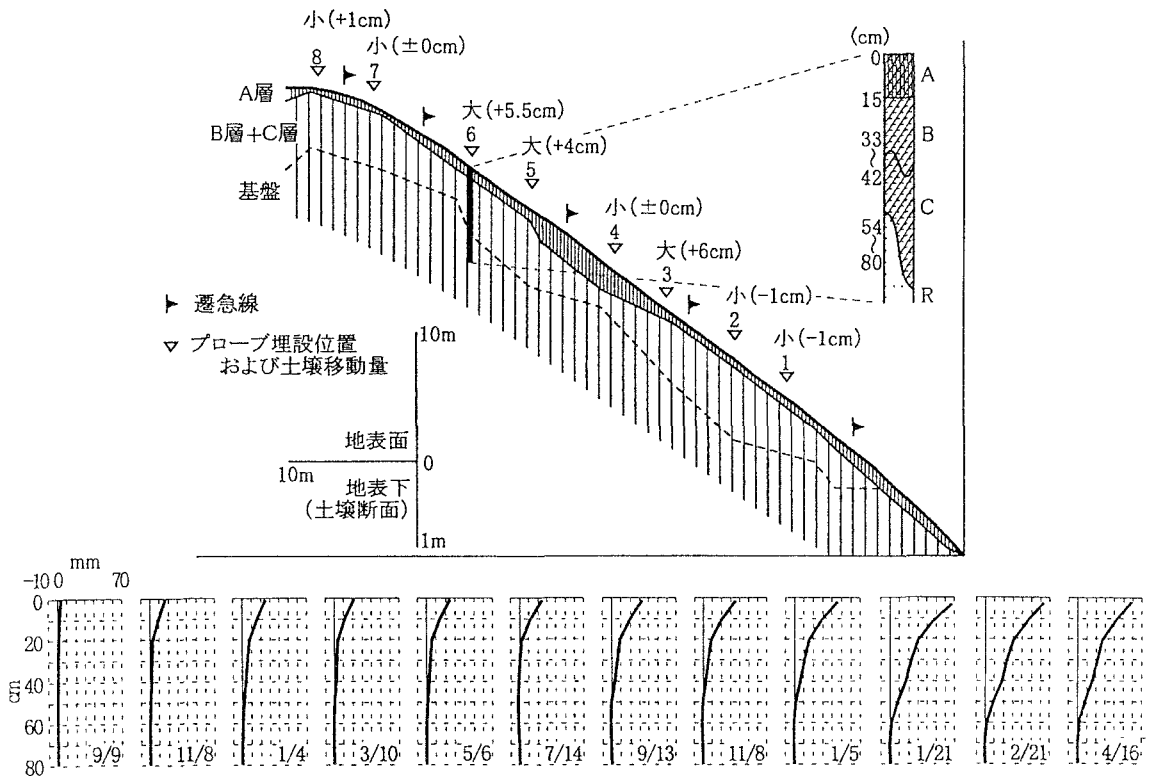


図5 高館丘陵，増田川上流の一斜面におけるソイル クリープ（松林・田村，2001）

（上）地表面と土層基底の断面形，各地点の積算移動量，および地点6の土壌断面（移動量の単位：cm，観測期間：1999年8月～2001年4月）

（下）地点6におけるストレインプローブの歪値から算出した深度別移動量の推移

記のようなプロセスでゆっくり移動して斜面上の特定の位置に蓄積され，それが次の段階におけるより急速な動き（たとえば表層崩壊）を準備する役割の一端を担っていると考えられる。

4. 斜面で比較的頻発する急速な土砂移動－表層崩壊－

前節末に述べたように，現在，日本列島の大方の山地・丘陵斜面を変化させているもっとも主要な地形プロセスは，表層崩壊とみられる。表層崩壊と呼ばれるものの大半は，1件あたり，深さ1m程度以下，移動部を含まない崩壊源だけの面積 $10^0 \sim 10^3 \text{m}^2$ 程度，したがって崩壊土量がたかだか 10^4m^3 程度，多くは $10^0 \sim 10^3 \text{m}^3$ のオーダーで，大雨や強い地震動により，ある範囲に集中的に発生する（すなわち限られた範囲では空間的頻度がきわめて高い）という特性をもつ。また，とくに大雨による表層崩壊の場合，一連の斜面上で，微地形的に共通の特徴をもった位置（低位遷急線の直下）に発生しやすいという特徴がある。すなわち，斜面を典型的な微地形単位に分類すると，微地形単位ごとに崩壊発生の空間的頻度が大きく異なる（田村，1996，1999）。類似の微地形的位置では，大雨など誘因の条件さえ整えば，広域的にみてどこでも表層崩壊が発生し得る。崩壊発生の時間的頻度，裏返せば再現期間は，ひきがねとなり得る大雨の再現期間および崩壊する土砂が斜面に準備される期間の両方にコントロールされ，気候・地形・地質条件によって異なるが，仙

台付近の丘陵地で、過去の崩壊—土石流堆積物に覆われた旧表土の放射性炭素年代値などからみると、Strahler 方式の2次の流域を単位に、400 年前後と考えられる（田村，1999）．この値は、南九州のシラス台地を取り巻く崖では70 年程度になる（下川ほか，1989）．

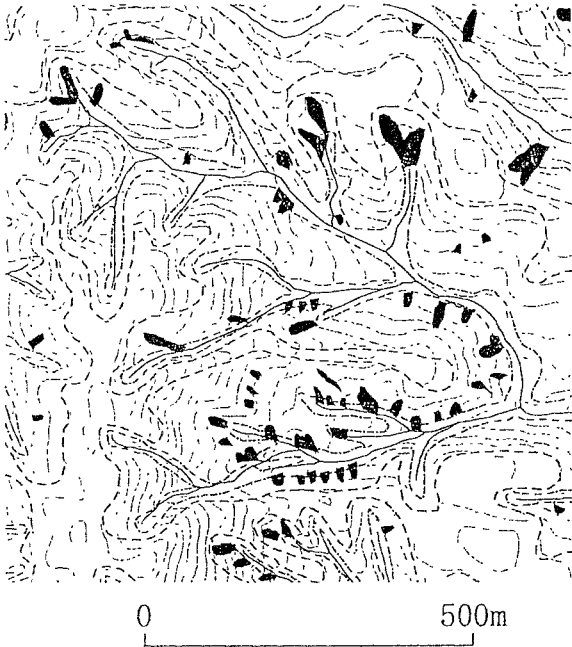
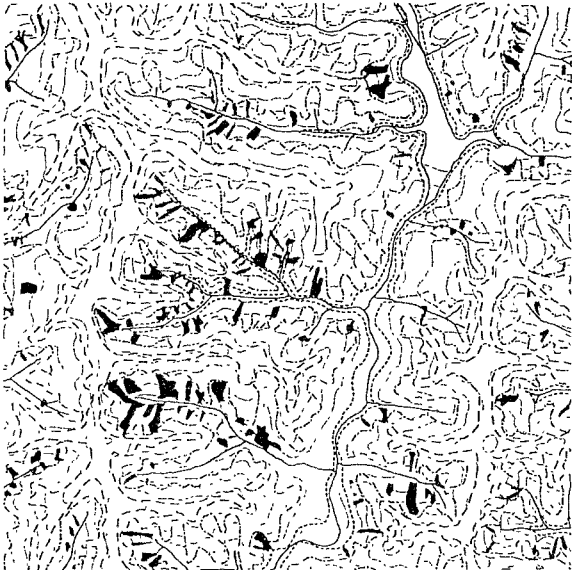


図6 富谷丘陵南東部における
1986 年 8 月崩壊（上）
および高館丘陵における
1994 年 9 月崩壊（下）の
分布（一部）

いずれも 崩壊直後に撮影された
空中写真の判読と現地踏査で作成．
1 高位遷急線（頂部斜面と谷頭斜面，
上部谷壁斜面等との境界）
2 低位遷急線（谷頭凹地，上部谷壁
斜面等と下部谷壁斜面との境界）
3 遷緩線
4 水路
5 表層崩壊（堆積部を除く）
等高線間隔：10m

1986年8月の大雨で、仙台の北、富谷丘陵の利府町菅谷・沢乙地区に発生した表層崩壊の一部の分布状況を図6上に示す。このときは、図示した地区を含む約10km²の範囲に2000件近い表層崩壊が集中発生した。斜面上で崩壊が発生した位置は、ほとんどの場合、上部の比較的緩やかな（とくに断面形が凹型の）斜面から下部の急斜面（下部谷壁斜面、傾斜35°～45°程度）に移り変わった直下あたりである。崩れたのは、おそらく第3節で述べたようなプロセスで斜面上方からゆっくりと移動してきた極暗褐色～褐色ローム質の土で、深さは30～70cm、土量はほとんどが10⁰～10²m³のオーダーに収まるものであった（図7）ので、2000個所に上る全崩壊地の崩土をあわせても10⁵m³のオーダーと推定される。崩土は土砂流として谷底を急速に流下し、厚さ0.5～2mほどの堆積物として、Strahler式に数えて1次～2次の谷底面に、旧表土を覆って堆積した。この崩壊は、降り始めから十数時間の積算雨量が200mmほどに達したところに降った35mm/時程度の強雨を引きがねとして、発生した。この程度の強雨の再現期間は、仙台管区気象台の観測値をもとに外挿すると数十年となり、これは、同丘陵の別の2次谷底で、過去の何回かの崩壊—土石流堆積物に覆われた旧表土（埋没A層）の放射性炭素年代値から推定した、集中崩壊発生間隔（図8）より短い。

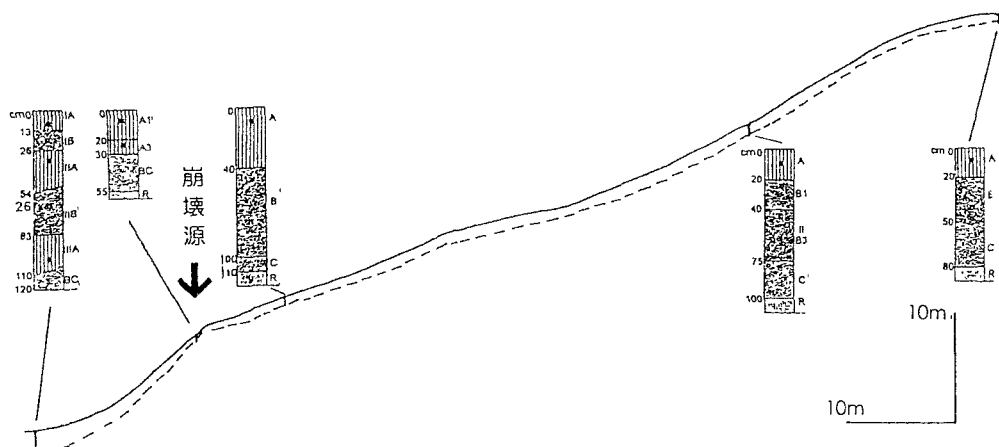


図7 富谷丘陵の崩壊地 TM2 における微地形と表層物質
(Chatterjee, 松林による。田村, 1999)

1994年9月の大雨により、第2節、第3節で取り上げた高館丘陵に集中発生した表層崩壊の場合は、数十km²の範囲に1000件を超える空間的頻度であった。その分布の一例を図6下に示す。崩壊の規模は、旧地すべり地の再崩壊あるいは一部拡大であった2件を除き、1000m³以下であったので、総崩土量も、1986年の富谷丘陵の場合と同程度と推測される。ただ、富谷丘陵の場合のような下部谷壁斜面だけでなく、谷頭の最も奥に位置する谷頭急斜面（傾斜是最急部で55°に達するところもある）でも多数の崩壊が発生した（図9）。崩れたのは、谷頭急斜面の場合は、腐植質表土（A層）に加えて、その位置で風化・生成した赤褐色粘土質のB層をもつ古土壌（白色粘土質のC層の一部を含む）で、厚さは1m内外のことが多かった。崩土は土石流となって狭い谷を流下した。崩壊の引きがねは、降り始めから3時間内外で積算170mm程度に達したところに降った80mm/時の強雨であった。この程度の大雨の再現期間は、時間雨量については60年程度、日雨量については1000年以上となるが、ここでも、今回の崩土—土石流堆積物の直下に、今回の崩壊発生時までの腐植質表土を隔てて、前回の崩壊—土石流堆積物が発見され、それに覆われた旧表土（埋没A層）の放射性炭素年代値から、前回の崩壊—土石流発生が約400年前とわかった（図9）。

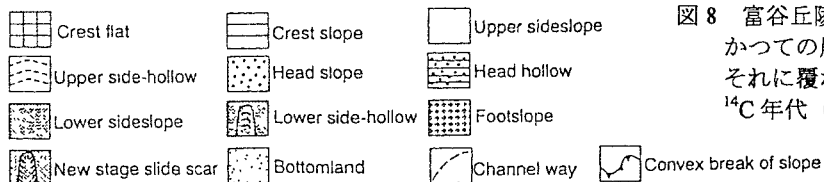
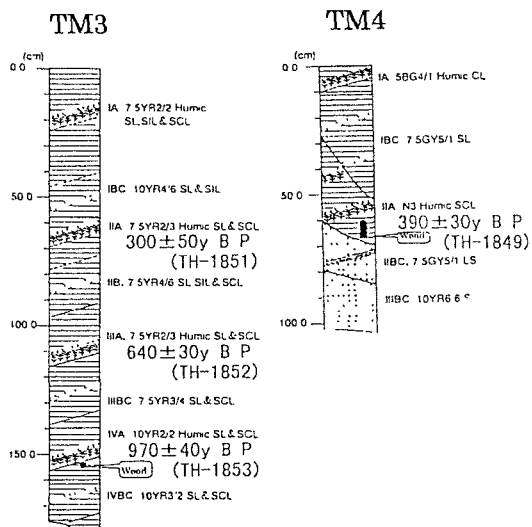
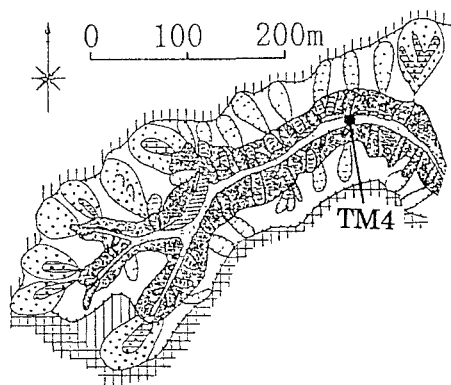
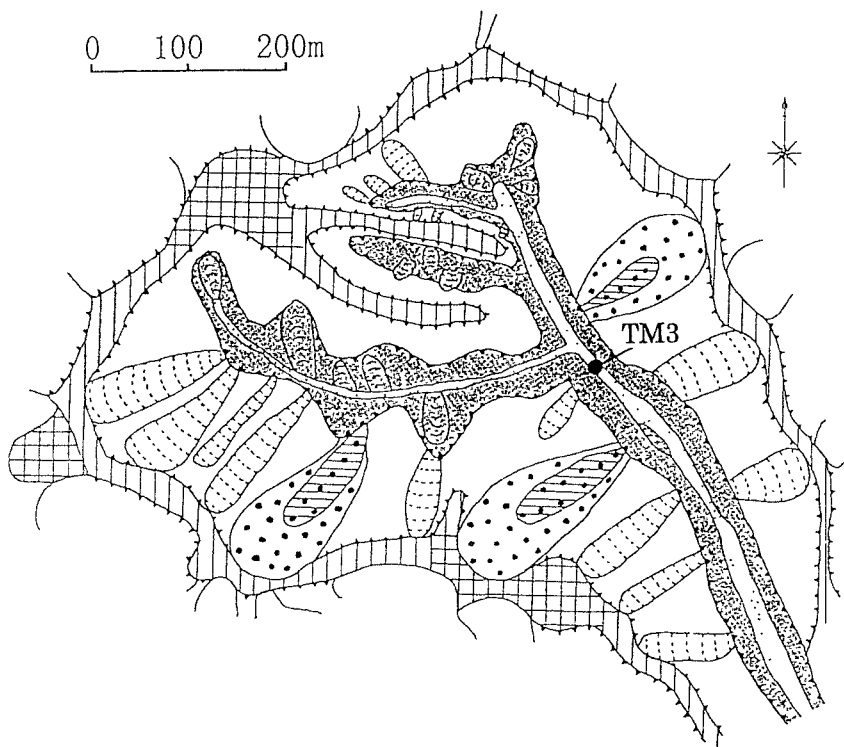


図 8 富谷丘陵 TM3, TM4 における
かつての崩壊—土砂流堆積物と
それに覆われた埋没 A 層の
¹⁴C 年代 (李による. 田村, 1999)

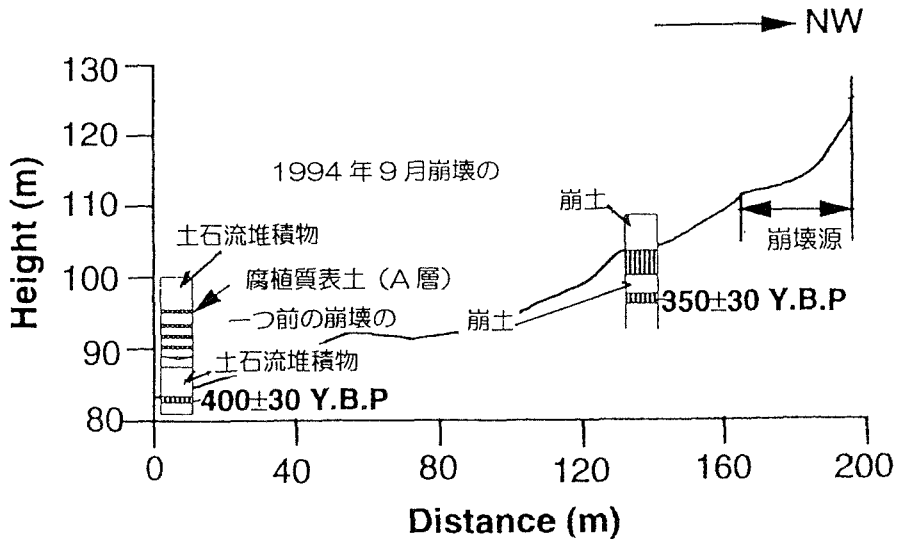


図9 高館丘陵川内沢川上流の崩壊地TK1を含む小流域における崩壊—土石流堆積物とそれに覆われた埋没A層の ^{14}C 年代（李，松林，田村による．田村，1999）

第2節で取り上げた早池峰では、その北面で1948年9月16～17日のアイオン台風の大雨（約20時間で350mm以上）により、やや大規模な表層崩壊が起きた。周氷河性平滑斜面内の海拔約1300mの地点に、幅70～80m、長さ200mほどの崩壊が発生し（図3）、そこに蓄積されていた大量の土砂・岩塊が土石流となって急速に流下したのである。さらに26日からの雨で再び崩壊が始まり、土石流は砂防ダムが5つあった既存の谷を埋め尽くし、谷壁を一部で乗り越えたが、その後旧来の流路に戻った。現在、崩壊源の頭部は海拔1600m付近にあるが（図10）、この位置までの崩壊源の拡大が、当初の崩壊にすぐ引き続いて起きたのか、10日後の雨によるものか、定かでないが、それを合わせた崩壊源の規模から推定される崩壊土量は 10^4m^3 のオーダーに達する。後者の崩壊—土石流に伴い、下流の閑伊川沿岸では大氾濫となった（木立，1951；田村，1986，1997）。東西に伸びる早池峰の主稜線の南北両側には大小の崩壊地形があるが、現在みられる崩壊の大半は1947年のカスリン、48年のアイオン、両台風によるものである（図10）。このほか、1943年8月、1938年8月、1910年8月、1898年9月に、大雨により早池峰周辺で崩壊があったとみられる、1724年や1718年の発生と伝えられている大洪水の際には、早池峰南面の奥鳥沢などで大崩壊が発生したと推測される（田村，1986）。これらはいずれも、最終氷期の寒冷環境での凍結・融解を主とする地形システムで形成された周氷河性平滑斜面（図3）が、現在（に連なる後氷期）の温暖・多雨環境での流水による侵食を主とする地形システムに再適応する過程で生じた現象とみなせる。

5. 河谷の急速な埋積と侵食—巨大崩壊と土石流/岩屑流段丘—

前節でやや詳しく紹介した3つの表層崩壊集中発生事例で、崩壊した後、土石流あるいは土砂流として移動した概して粗粒の物質は、いずれもStrahler方式で数えてたかだか4次までの水流に沿う谷底にとどまり、それより下流には大量の懸濁物質を含む水流が流下して、その一部あるいは大半が氾濫した。低次の水流沿いに一時堆積した粗粒物質は、1947年の早池峰アイオン沢の例のように、その後の大雨で侵食され、大小の土石流や洪水流となって、さらに下流に移動した。

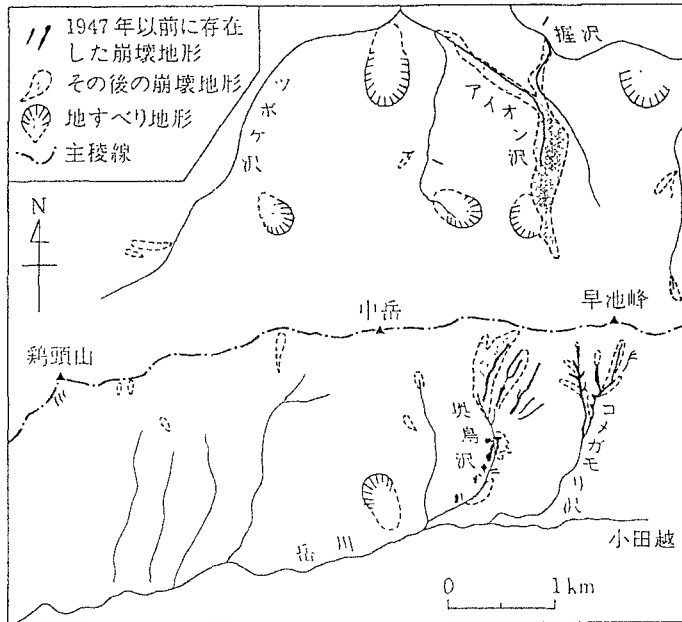


図 10 早池峰周辺の崩壊地

(1947 年と 1975 年撮影の
2 種類の空中写真から
宮城が作成した図を編集。
田村, 1997)

崩壊規模（土量）が、1 件の崩壊で比較すれば上記の例の数万倍から千万倍、同一地域に集中発生した崩壊の総体で比較しても数百倍から一万倍にも達する巨大崩壊の場合は、その莫大な量の崩土が土石流・岩屑流となって流下し、河谷を数 km から十数 km にわたり数 m～100m の厚さできわめて短時間に埋め尽くす。土砂の供給が停止ないし減少した直後から、土石流や岩屑流の堆積面は急速に侵食され、段丘化する（図 11）。そこで侵食された土砂は下流で大氾濫を引き起こしつつ移動・堆積し、さらに次の大雨・洪水で侵食され、下流に移動する。こうして当初の巨大崩壊による土石流の堆積面だけでなく、その二次堆積物の堆積面も段丘化する。流域では長期にわたり大量の土砂移動が続き、河道は不安定になる。1530 年あるいは 1702 年の発生とされる大谷崩れ（推定崩土量 $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ ）による静岡県安倍川流域、1858 年の立山大麓崩れ（同 $(4.1 \sim 2.7) \times 10^8 \text{ m}^3$ ）による富山県常願寺川流域、1911 年稗田山崩れ（同 $1.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ ）による長野県姫川支流浦川流域など、崩壊発生後 90 年から 500 年を経た今も、荒れ川として大量の砂防工事が継続されている。このように巨大崩壊は、空間的にも時間的にも、表層崩壊とはくらべものにならないほど大きな影響を流域環境に与えるが、それが発生する山地は、図 12 に示すように、比較的限定されている。すなわち、比高の大きな崖の多い第四紀火山、火山岩から成るかなり平坦な山頂部をもつ新第三紀層山地、西南日本外帯の古第三紀層（四万十帯）山地などの一部である。これら巨大崩壊の再現期間については、一部の成層火山では数千年ないし 1 万数千年と見積もられているが、まだよくわからない点が多い（町田・宮城, 2001）。巨大崩壊ほどの規模ではないが、同様に基岩の岩質や地質構造に制約され、同一斜面で変動が繰り返すのが、地すべりである。これも、斜面を変形させて、大量の土砂を供給し、ときに谷を埋めて河流をせき止めるなど、流域への影響が大きい。分布する地域（地すべり地帯）とそうでない地域とが明瞭に識別される。

6. 最終氷期における河谷の埋積と後氷期における侵食－気候段丘－

図 11 に示されているように、巨大崩壊にともなって形成された岩屑流/土石流段丘は、その後に作られた段丘より、最上流部では高位に、やや下流部では低位に位置し、両者の縦断面は交差する。日本列島各地にみ

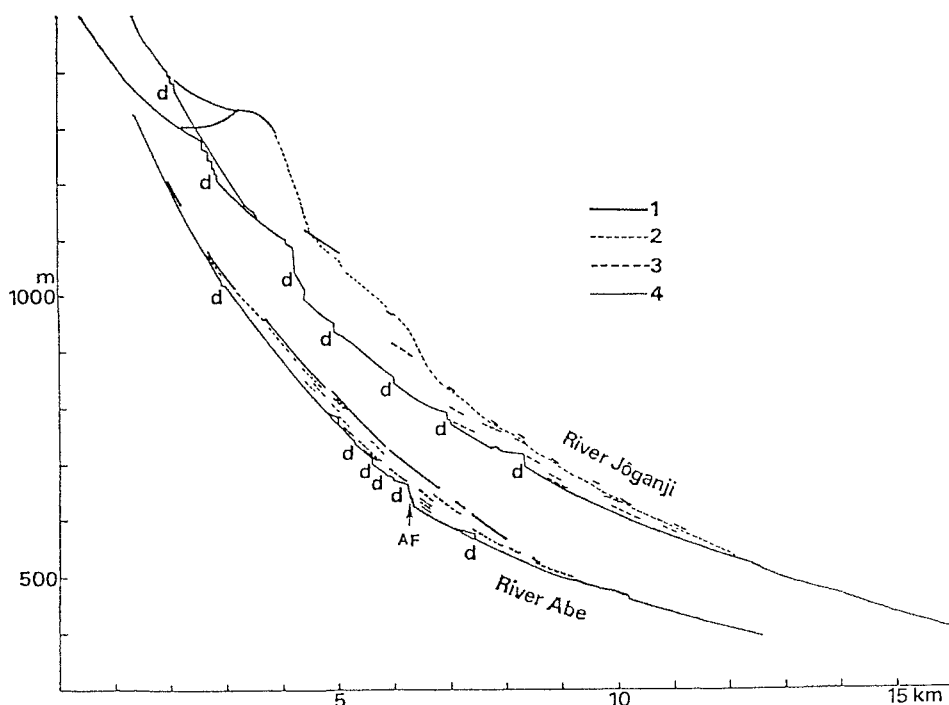


図 1-1 巨大崩壊にともなう岩屑流/土石流段丘が形成された
安倍川および常願寺川上流部の縦断面
(町田, 1959, 1962 による. 町田, 1984)

- 1 一次岩屑流堆積面 (堆積段丘面),
- 2/3 その後の侵食あるいは二次的土石流の堆積による段丘面,
- 4 現河床, d 砂防ダム, AF 赤水滝.

られる, 巨大崩壊とは無関係のふつうの河成段丘の縦断面を, 現河床のそれと重ねて描くと, 図 13 に模式的に示すように, 交差していることが多い. 河成段丘面は各時代の河床であるから, 図 13 のようになる過程は, 図 11 が示す段丘形成過程からの類推から, ある時期に流域の環境が変化して大量の砂礫が上流部に供給されるようになり, 前の時期に作られていた谷を埋めた後, 逆向きに環境が変化して, 谷埋め堆積物が運び出され, 再び深い谷が刻まれたと解釈できる. ここでは巨大崩壊による急激かつ一時的な土砂供給のかわりに, もっと長期にわたる気候変化に伴う土砂供給と掃流とのバランスの変化が, 段丘形成の要因になる. このようにしてできた河成段丘を気候段丘と呼ぶことがある. 間氷期や後氷期など温暖な時代には全地球規模で海面が高く, 氷期には逆に海面が低かったから, 下流部の河床の高低は上流部と逆になり, それらの縦断面は交差することになる.

氷期に上流部河谷が埋積される原因は, たとえば次のように考えられている. 寒冷な気候の下で森林限界が低下し, 高い山地を中心に周氷河作用の行われる地帯が広がっていたので, そこで活発な凍結破砕などにより大量の砂礫が生産される一方, 大雨の頻度が低かったので, 河谷に供給された大量の砂礫を運搬するだけの掃流力に欠けていたというのである. たしかに, 日本列島で表層崩壊を引き起こす大雨は, 台風や梅雨・秋雨にともなう集中豪雨であり, 最終氷期, とくにその極相期ころに, 梅雨前線・秋雨前線などのポーラー

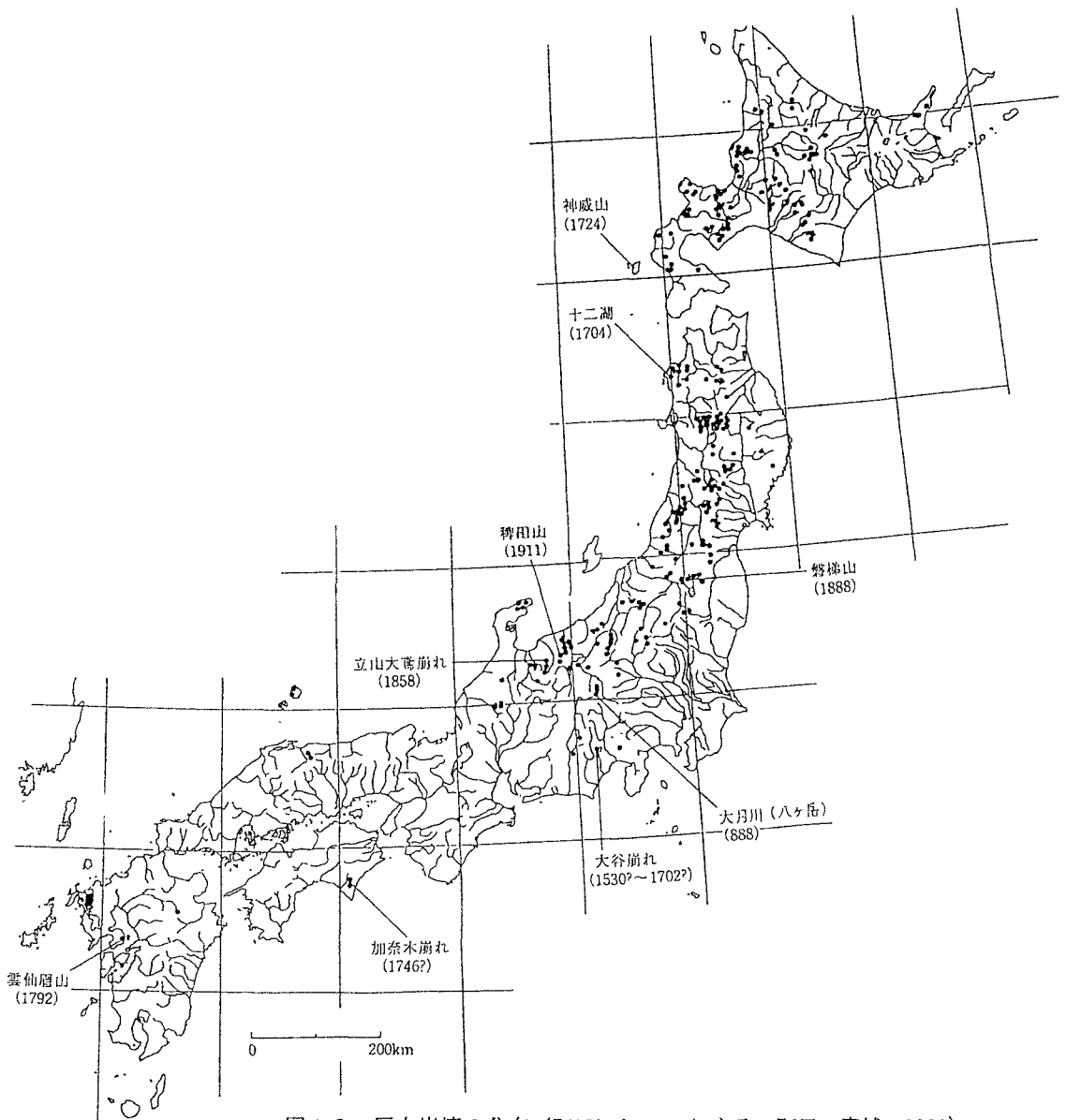


図 1 2 巨大崩壊の分布 (町田ほか 1987 による, 町田・宮城, 2001)

フロントが北上した限界や、台風が勢力を保ち得た北限は、現在より南にずれていたであろう。図 14 では、いくつかの傍証から、その北上限界を西南日本中央部あたりと推定している。とすると、それ以北では、少なくとも大雨による表層崩壊集中発生は、現在よりきわめて少なかったことになる。さらに、海面が 100m あまり低下して対馬海峡がきわめて狭くなっていたので、日本海への暖流の流入が妨げられ、その北部が凍結していたとなると、北海道などでは積雪も現在よりかなり少なかったであろうから、冬季の凍結や、その前後（晩秋期および早春季）の凍結・融解の頻度が増大し、周氷河作用は活発であったに違いない。したがって、凍結破碎で生じた角礫や、凍結・融解でゆっくり移動していた砂礫は、概してゆるやかな斜面を作りつつ、そこにとどまっていたと考えられる。そのような状況が、約 1.5 万年ころから始まり 1 万年ころ

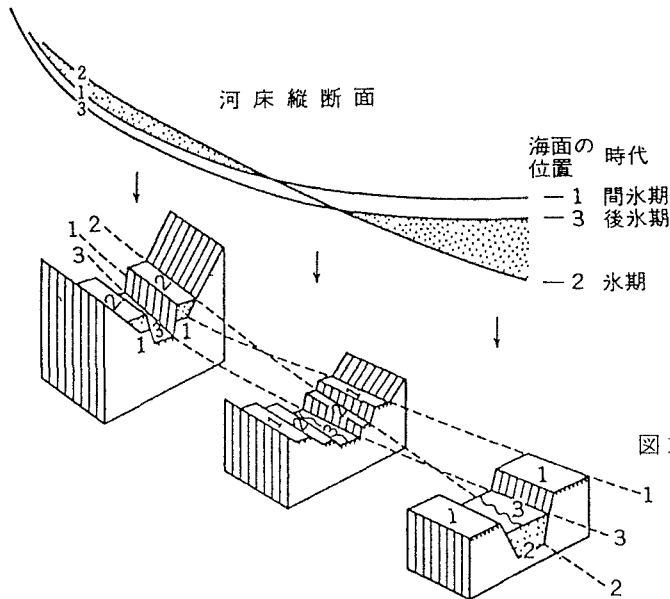


図 1 3 間氷期・氷期・後氷期における
河川の堆積・侵食による
河成段丘の形成モデル
(貝塚, 1977)

から加速された温暖化(図 2)で変わり、森林帯の上方拡大で砂礫の供給が減る一方、大雨の頻度が増して河川の流量が増え、掃流力も増大したので、谷を埋めて堆積していた砂礫を運び出し、再び深い谷が掘れるようになりつつ、現在に至っていると解釈される。

この一連の解釈で、山頂部を中心に周氷河作用で生産された砂礫が、どのようにして谷底まで運ばれたかが問題になる。第 3, 4 節で述べたように、現在は、上部谷壁斜面などで風化により生成された土の一部がソイルクリープ等で下部谷壁斜面に向けてゆっくりと移動し、その一部が、同一 2 次流域で数百年(地域により、また地形的位置により、数十年から数千年程度のばらつきがあり得る)に一度程度の頻度で発生する表層崩壊で谷底にもたらされて、はじめて河流による侵食・運搬の対象となる。また、より高位置から、そこで風化・生成された土や基岩の破片が表層崩壊(および運動して起きる土石流)で直接河谷に運ばれるものもある。最終氷期の寒冷な環境で、凍結・融解によるクリープ類似のプロセスだけで谷底まで効果的に砂礫が運搬されたであろうか。

当時は、掃流力が弱くて谷が深く掘れず、下部谷壁斜面はほとんど発達していなかったとみられるが、表層崩壊あるいは土石流的なプロセスが多少とも関与した方が、谷底への砂礫の運搬が効果的に行われることはたしかである。一方、奥羽山脈や北上山地内の上流部支谷に最終氷期に堆積したことが明らかな砂礫質堆積物の層相から、流水の関与が推定されている(小岩, 1993; 西城, 1998 など)。融雪は、地すべり地帯などではその動きを助長することが知られているが、非地すべり地帯では、第 3 節で述べたようにソイルクリープを引き起こすことはあっても、それだけで表層崩壊・土石流の引きがねとはなりにくい。

最近明らかにされつつある極地の氷床コアの同位体変動によると、最終氷期中にも年平均気温の振幅が数℃に及ぶ気候変化が 2000~3000 年程度の周期で起きていたらしいので(図 2)、凍結破砕で大量に生産された砂礫が、凍結・融解で斜面をゆっくり移動しつつ、その程度の時間間隔で発生した大雨による崩壊・土石流的なプロセスで谷底に運ばれたが、それが下流に搬出されきるほどではなかったという可能性はある。さらに、最終氷期の段丘を詳しく分類・観察すると、谷を厚く埋める作用は 5 万年前あるいは 3 万年前ころ

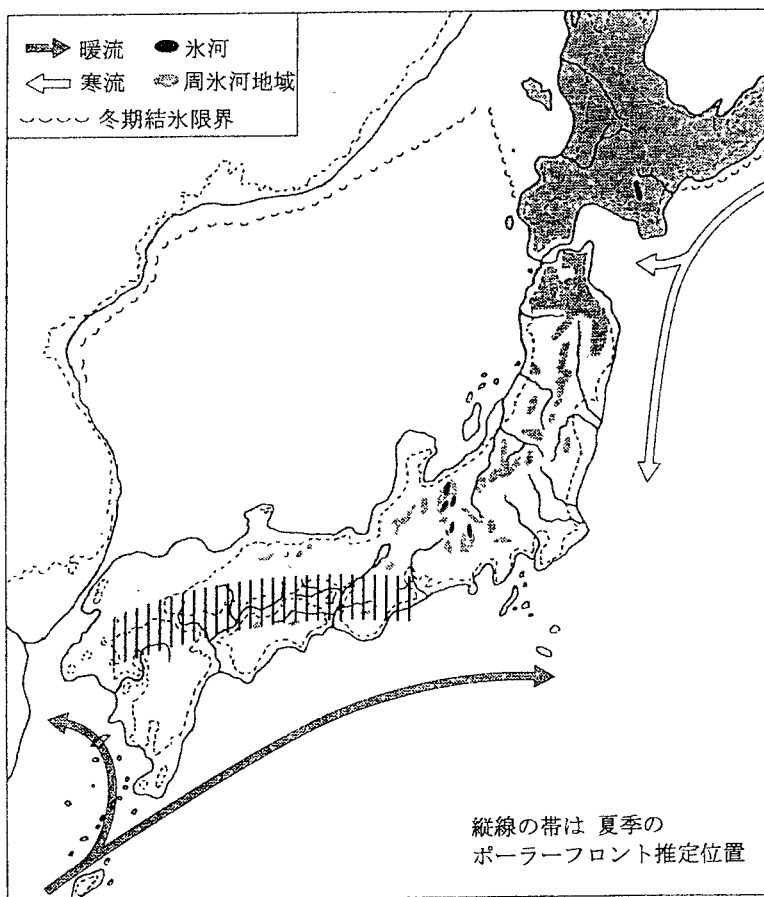


図 14 最終氷期極相期ころの日本列島とその周辺
(貝塚, 1977 ; 小野ほか, 1983 などによる)

までには終わり、最終氷期極相期（2 万年まえころ）から晩氷期（1 万年前まで）には、それを薄く削り取るような作用が卓越したらしい（豊島, 1994）。このような現象の解明にも、砂礫の生産、谷底への供給、その搬出という一連の過程を、それぞれに適した気候環境がいつ出現したかという視点から分解し、各プロセスの発現にある程度の時間差をおいて考える余地があるように思われる。

7. 気候変化と地形変化との対応およびその時間差—流域環境マネジメントに向けて—

第 4, 6 節に述べたように、日本列島（少なくとも中部日本以北の範囲）において、現在は、大雨による表層崩壊や河流による侵食が活発な時代のようなものである。これは、地形変化の活発な領域を谷沿いのゾーンに局在化させ、同時にそのような不安定領域を斜面上部の一見安定な領域に徐々に拡大させていることになる（図 15）。そのような状況で移動しつつある土砂のうちには、第 3 節で述べた現在の環境で生成されたものの以外に、第 2 節に述べたように、最終氷期の寒冷な環境で用意されたものや、その前の間氷期の温暖な環境で生成されて、今まで残っているもののがかなりある。それらの土砂は、その形成に関与したプロセスとの関係で、それぞれ特有の地形的位置を占めている。たとえば、最終氷期に形成された周氷河性砂礫は亜高山帯や一部の山地帯を中心とする稜線部から概して斜面上部の平滑斜面、および一部は谷の中の段丘に、最終間

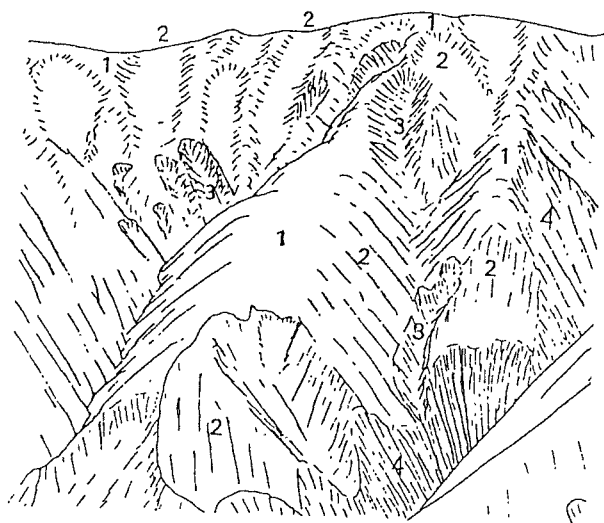


図 15 山地斜面の安定領域と不安定の領域（模式図）

- 1 尾根型緩斜面. 安定.
寒冷地ならば周氷河性砂礫, 温暖地ならば古土壌などが残っていることがある.
- 2 古い谷型緩斜面. かつての侵食跡. 今はほぼ安定.
- 3 ガリ (溝状侵食谷). 不安定.
流水による活発な侵食が盛ん. 頭部では表層崩壊も.
- 4 (下部)谷壁斜面. 不安定.
現在, 表層崩壊が頻発.

(守屋, 1972 の図の解説を一部改変)

氷期の古土壌は一部の丘陵の稜線部や高位段丘面などに, それぞれ分布し, そこは一見安定な領域となっている. 安定していると言っても, 第3節でみたように, 一部にはソイルクリープが顕著なところがある. 谷筋を中心とする後氷期の侵食がそれまで安定であった領域に及ぶと, 崩壊の規模や空間的・時間的頻度が急増する. 第4節で紹介した1948年の早池峰アイオン沢の崩壊などは, まさにその例であるが, そこでは, その位置にまで後氷期的侵食が及ぶのに, 後氷期に入ってから1万年(早池峰の山腹で周氷河的環境が終わってから約8000年)を経過していた(田村ほか, 1986). それがまだ及んでいない領域も広く残されているし, 第6節に述べたように, その影響がさらに下流にまで及ぶ現象は, なおしばらく継続する.

流域における水・土砂のコントロールを中心に地表環境のマネジメントを考えるにあたって, 巨大崩壊や地すべりの発生しない地域であっても, このように地表面各部分の来歴に起因する土砂蓄積状況と, その安定/不安定状況を知っておくことは, それなりに便利であろう. 上に述べたように, 現在自体が, まだ後氷期的地形プロセスが拡大途上にある(とくに源流部山地にはまだ完全に拡大しきっていない)時期とみなせる. すでに後氷期的な地形プロセスが卓越して活発に斜面が更新されている領域, 今まさにそのような領域に組み込まれようとしている部分, 不用意な人為を加えなければ当分地表面を安定な状態に保てそうな領域を識別しておくことは, 森林等をより積極的に保全する区域の設定や, 各種開発行為の位置選定などにあたって, 有用な情報となる.

今後ある方向に気候が変化するとすれば, どのような位置にどのような地形プロセスが発現して, 流域の水・土砂移動にどのように影響するであろうか. これを考えることは, 地形学の知見を近未来の流域環境マネジメントに生かす絶好のイメージ・トレーニングであり, ひるがえって, 現在さしこめた問題の解決へも, 別の視点からの示唆を与えるものとなるう.

参 考 文 献

- 小野有五・堀 信行・遠藤邦彦・安田喜憲. 1983. 古環境による日本とその周辺古気候復元. 気象研究ノート, 147, 21-45.
- 貝塚爽平. 1977. 日本の地形—特質と由来. 岩波新書, 岩波書店, 234p.

- 小岩直人. 1993. 宮城県広瀬川最上流域における支流性角礫層の堆積年代. 季刊地理学, 45, 92-97.
- 木立正嗣. 1951. 早池峰山, 御山川流域の地質構造と崩壊に就いて. 日本林学会東北支部会誌, 1, 61-66.
- 西城 潔. 1998. 北上山地における最終間氷期以降の地形形成. 地形, 19, 209-219.
- 下川悦郎・地頭藪 隆・高野 茂. 1989. しらす台地集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.
- 田村俊和. 1983. 高館・千貫山県自然環境保全地域の地形及び地質. 高館・千貫山県自然環境保全地域学術調査報告書, 宮城県環境保全課, 3-20+付図・写真.
- 田村俊和. 1986. 早池峰自然環境保全地域の気候特性についての予察. 早池峰自然環境保全地域の地形と表層物質. 早池峰自然環境保全地域調査報告書, 環境庁自然保護局, 9-19.
- 田村俊和. 1996. 微地形分類と地形発達—谷頭部斜面を中心に—. 恩田裕一ほか(編) 水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用—, 古今書院, 177-189.
- 田村俊和. 1997. なだらかな山地の形成とそこでの暮らし—北上山地と阿武隈山地—. 小島圭二ほか(編) 日本の自然, 地域編 2 東北, 岩波書店, 72-86.
- 田村俊和. 1999. 崩壊発生位置と崩壊履歴からみた斜面発達過程の研究. 平成 9・10 年度文部省科学研究費補助金基盤研究 B 研究成果報告書, 127p.
- 田村俊和・宮城豊彦・桧垣大助・西城 潔. 1986. 早池峰自然環境保全地域の地形と表層物質. 早池峰自然環境保全地域調査報告書, 環境庁自然保護局, 21-55.
- 豊島正幸. 1994. わが国における最終氷期後半の広域的な侵食段丘の形成. 季刊地理学, 46, 217-232.
- 永塚鎮男. 1997. 原色日本土壌生態図鑑. フジ・テクノシステム, 218p.
- 町田 洋. 1984. 巨大崩壊, 岩屑流と河床変動. 地形, 5, 155-178.
- 町田 洋. 2001. 日本の地形形成環境の編年法. 米倉伸之ほか(編) 日本の地形 1 総説, 東大出版会, 114-126.
- 町田 洋・宮城豊彦. 1987. 斜面崩壊などのマスムーブメント. 米倉伸之ほか(編) 日本の地形 1 総説, 東大出版会, 169-177.
- 松林 武・田村俊和. 2001. 斜面上の位置によるソイルクリープ速度の違い. 季刊地理学, 53(3) (印刷中).
- 守屋以智雄. 1972. 崩壊地形を単位とした山地斜面の地形分類と斜面発達. 日本地理学会予講集, 2, 168-169.