

# 破 砕 帯 地 す べ り の 予 察 的 研 究

古 谷 尊 彦

## PRELIMINARY REPORT OF THE CRUSHING TYPE LANDSLIDE

By *Takahiko* FURUYA

### Synopsis

In Japan, with the exception of volcanic area, a great many active landslides areas coincide with the distribution of the Tertiary formations, faulted and fractured zones and metamorphic belts. Those landslides areas are in general divided geologically into Tertiary type and crushing type landslide. Tertiary type landslide exists mainly on hilly lands, and crushing type landslide is mostly connected with mountainlands. In view of those facts, the landslides areas are closely related with geology and geomorphology. Accordingly, on the landslides areas, the geological and geomorphological studies are extremely important.

From this point of view, the writer applied technique of the geomorphology on the distribution of the crushing type landslide which was shown in the topographic map of Kawaguchi 1 : 50000. The results of this investigation are explained.

### 1. は じ め に

四国山脈は日本で破砕帯地すべり最多発地域の一つに数えられ（小出1955, 西川1967）<sup>1), 2)</sup>, 地すべり地の分布は主として結晶片岩から構成される地帯に多くなっている。

本報文では四国山脈に属する吉野川の支流祖谷川・松尾川の流域をふくむ1/5万地形図高知1号川口図幅に示される地域の地すべり地について、その分布と1/5万地質図高知第42号川口図幅（小島ら1966）<sup>3)</sup> 同説明書による地質・岩石・地質構造と1/5万地形図の地形計測を中心に地形因子との関係を考する。

地すべり地は徳島県土木部・農務部・林務部で地すべり防止区域に指定したものを一応信頼して用いる。分布は Fig. 1 に示される。

### 2. 地 質 ・ 岩 石 ・ 地 質 構 造 と 地 す べ り 地 の 関 係

対象とした地域と地質は小島ら（1966）によると、大部分三波川帯の結晶片岩類で占められ、南東部にわずかに秩父系帯北帯の弱変成岩類と御荷鉾緑色岩類とが分布する（Fig. 2）。三波川帯の結晶片岩類は吉野川層群と命名され、上・中・下の3部層群に分けられ、下位から下部層群大歩危層・川口層、中部層群は小歩危層・三縄層に分けられる。大生院層とよばれる上部層および、さらに上部・主部・下部に細分される三縄層の上部層は対象地域内に分布しない。

大歩危層：砂質片岩からなり、泥質片岩・礫質片岩をはさむ。塩基性片岩を含まない。川口層：泥質片岩を主とし、塩基性片岩・珪質片岩・砂質片岩をはさむ。珪質片岩はスティルブノメーレン・赤鉄鉱を含む。

小歩危層：砂質片岩を主とし、泥質片岩・塩基性片岩・珪質片岩をはさむ。

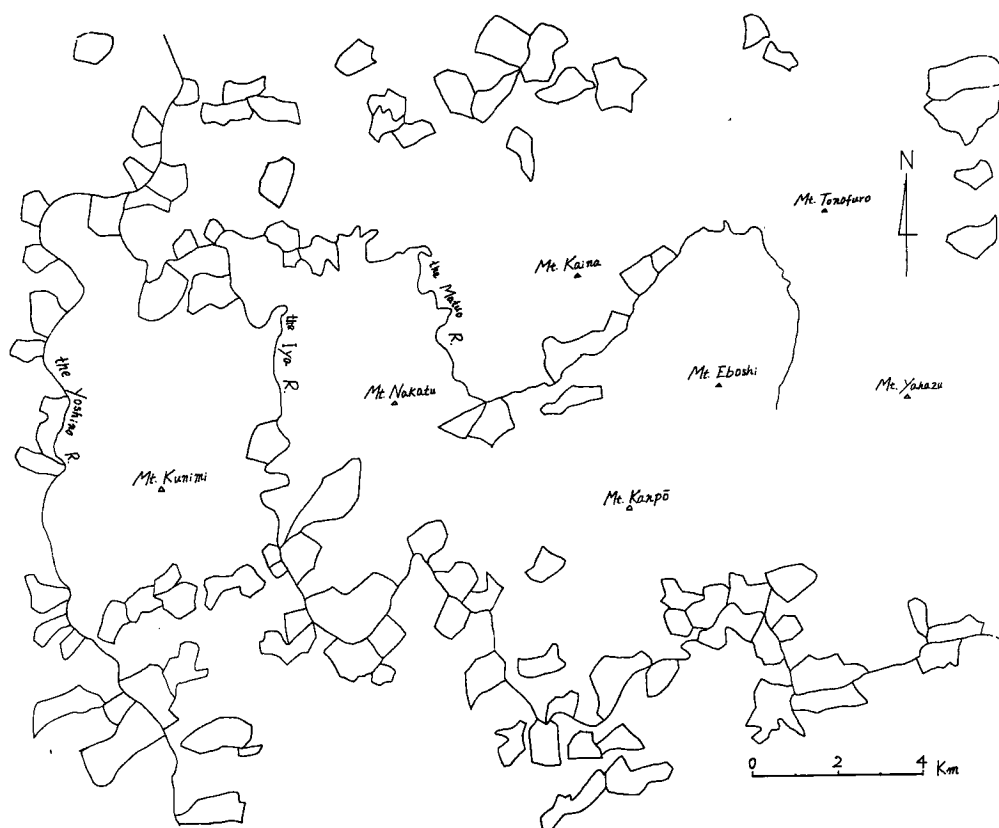


Fig. 1 Distribution of landslides areas.

三縄層：主として厚い塩基性片岩と珪質片岩・泥質片岩の互層で、砂質片岩をはさむ。下部層は泥質片岩を主とし、砂質片岩・塩基性片岩・珪質片岩をはさみ、上部層は泥質片岩・砂質片岩・塩基性片岩・珪質片岩の互層である。

御荷鉾緑色岩類：変斑礫岩・変輝緑凝灰岩・玄武岩質集塊凝灰岩・玄武岩などからなり、大部分塊状、一部片状を示す。

秩父累帯北帯：古生代後期の地層とみなされ、弱変成チャート・粘板岩・砂岩層である。

各地層の調査地域における面積率および地すべり地面積率は Table 1 に示される。地すべり地は三縄層・小歩危層・川口層に多くなっている。これらの地層は泥質片岩の多い地層で、地すべり地と岩石の関係の強いことが暗示される。

地質構造はほぼ国見山・中津山・腕山を連ねる線に大崩壊大背斜軸があって、その南側は東西方向の断層で切断され、地域の大起伏の構成要素となっている (Fig. 8, Fig. 11 参照)。線構造は東西で、断層・褶曲構造の東西性もあわせ、地域全体の主要地質構造は東西方向が卓越し、地層の配列もほぼこれに従っている。

地すべり地と地質構造の関係は、断層では認められるが、褶曲構造・線構造との関係は断層のように断層線の上に地すべり地が存在するといった直接的関係では認めることはできない。地質図上に引かれた断層に

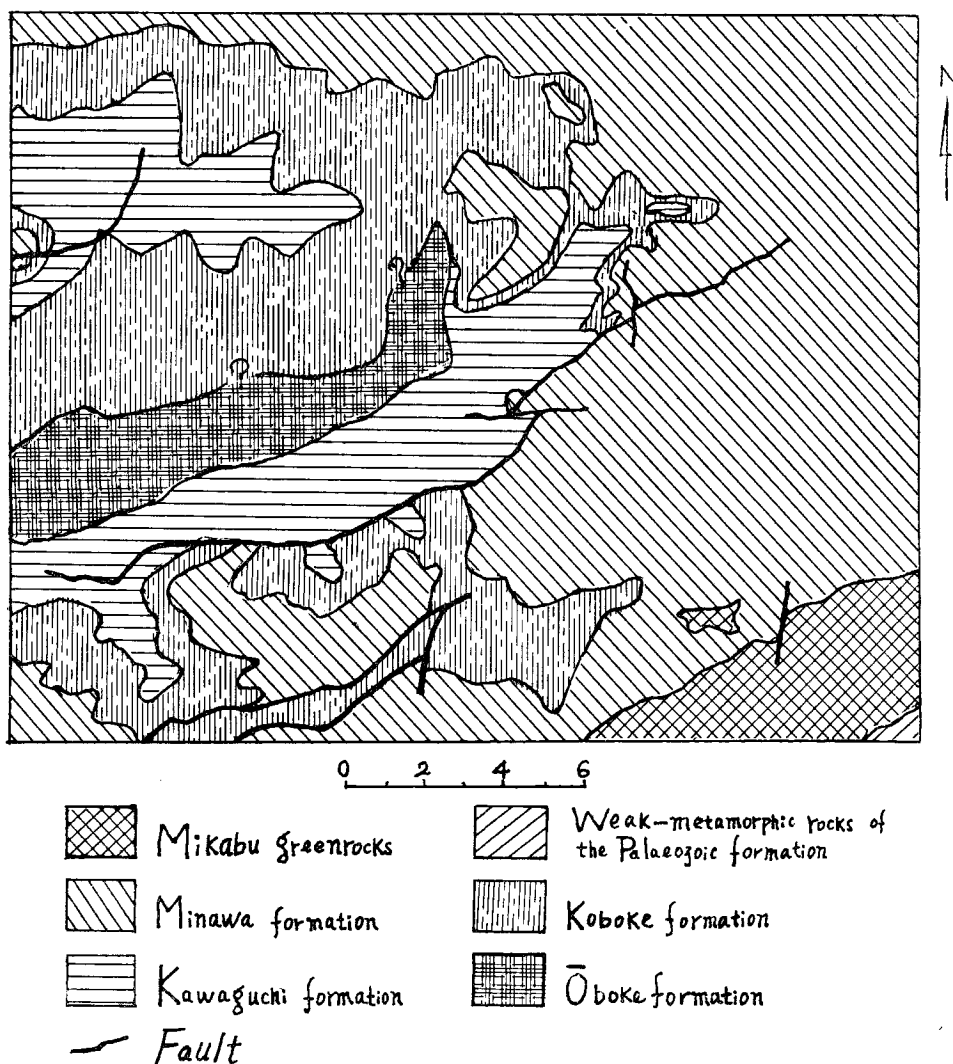


Fig. 2 Geological Setting (after Kojima and Mitsuno, 1966).

Table 1 Relationship between geology and landslide areas.

|                        | Distribution of area (%) | Landslide areas (%) |
|------------------------|--------------------------|---------------------|
| Minawa formation       | 45.6                     | 23.8                |
| Koboake formation      | 27.0                     | 23.5                |
| Kawaguchi formation    | 16.0                     | 23.3                |
| Ōboke formation        | 6.1                      | 16.4                |
| Mikabu greenrocks      | 5.2                      | 13.1                |
| Weak-metamorphic rocks | 0.2                      | 0                   |
|                        | 100.1                    | 100.1               |

接する地すべりの地面積は全体の21.4%を占める。

### 3. 地形因子と地すべり地の関係

#### i) 高度頻度曲線と地すべり地の高度

比較的平坦な地形の地域は割合高さのそろった山頂が集まっているから、山頂の高度頻度を求めると平坦な地域の高さにおいて頻度が高く、急傾斜面の地域の高さでは小さくなる。そして、このような平坦な地域は侵蝕面であることが多い。この考えに基づいて作成した高度頻度曲線は切断面のように面的な広がりによる地域的差異は明らかにされないが、地域全体の高度の特性が理解され、侵蝕面の予測が可能である。ここでは予想される侵蝕面の高度と地すべり地の高度が関係あるかどうか、地すべり地の高度と予想された侵蝕面の高度を比較し、この関係を見る。

高度頻度曲線の作成は1/5万地形図に1km<sup>2</sup>の方眼をかけ、その各方眼内の最高点の頻度を求めグラフにとった。その結果がFig. 3である。ただ、この場合、方眼の大きさによって、特に方眼が小さい場合は原地形を代表する高さ以外のものが多くあらわれるので、得られた結果はかなり異なったものになる。ここではごく予察的観点に立ち、1/5万地形図の方眼数を300個以上に考えて、1km<sup>2</sup>方眼とした。地すべり地の高度は地すべり防止区域内の最高高度をとってある。

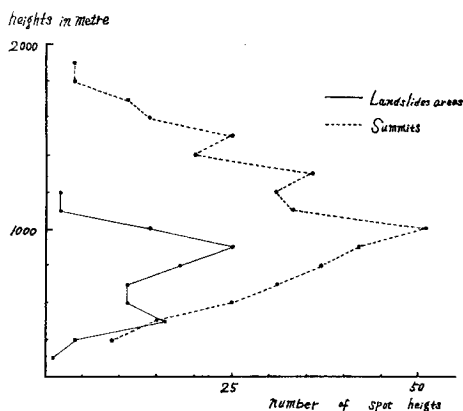


Fig. 3 Altimetric frequency curves-Grid method.

高度頻度曲線はFig. 3で明らかなように、400～500mがわずかに高くなる傾向を示し、900～1000mで最大頻度、1200～1300m、1400m～1500mにそれぞれ極大点認められ、階段状に、前記各高度にほぼ等高度の山稜ないしは平坦面の分布が暗示され、これら各極大点付近の高度に侵蝕面の存在が予測される。

地すべり地の高度分布は400mと800mに高くなっていて、それぞれ100mのずれで高度頻度曲線より予測される侵蝕面の高度と対応している。

なお1100m以上の高度に地すべり地の出現をみないのは、地すべり地を徳島県土木部・農務部・林務部の地すべり防止区域に指定した地すべり地にかぎったこと、1100m以上の高度を占める地域には地すべり発生に可能な起伏量や傾斜度が存在しないことなどが

考えられる。

#### ii) 河床縦断面と地すべり地について

河床縦断面に表現される遷移点は以下にのべるような意味をもつ。

河床勾配の急変は侵蝕基準面の変化が、岩石の硬軟の差に基づいて生ずる。そして岩石の硬軟によって生じた遷移点は岩相の境界に一致し、他の支流に対応するものが存在しないが、侵蝕基準面の変化に基づく遷移点は、侵蝕基準面の変化が局地的でないかぎり他の多くの支流にも普遍的にこれに対応するものがある。

祖谷川が地域を東西に各地層を切って流れるからこれをえらび、その遷移点のある小支谷を下流より上流へとって描いたのがFig. 4である。Fig. 4から次のようなことがわかる。小支谷の河床縦断面に表現される遷移点の高度はかなり局地的差異があるが、ほぼ2つの高度、即ち500m付近と1000m付近に集中する傾向がある。

さらに無作為に30本の小支谷について河床縦断面を描いて、遷移点を求めたのがFig. 5である。これによると遷移点に2つの型があることが知れる。1つは遷移点より上流部が著しく低傾斜かつ長く続いている型、他は小規模ないくつかの遷移点で変化する型である。前者はiii)の項で述べる切断面に表現される平坦面と関係している。後者は主として岩質の影響におうところが大きい(一般に珪質片岩・砂質片岩の地層

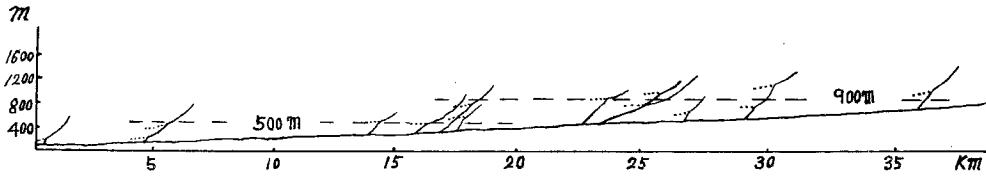


Fig. 4 Longitudinal profiles of the Iya River and its branch.

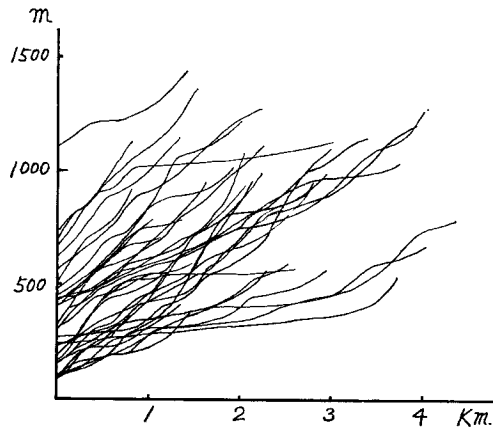


Fig. 5 River profiles

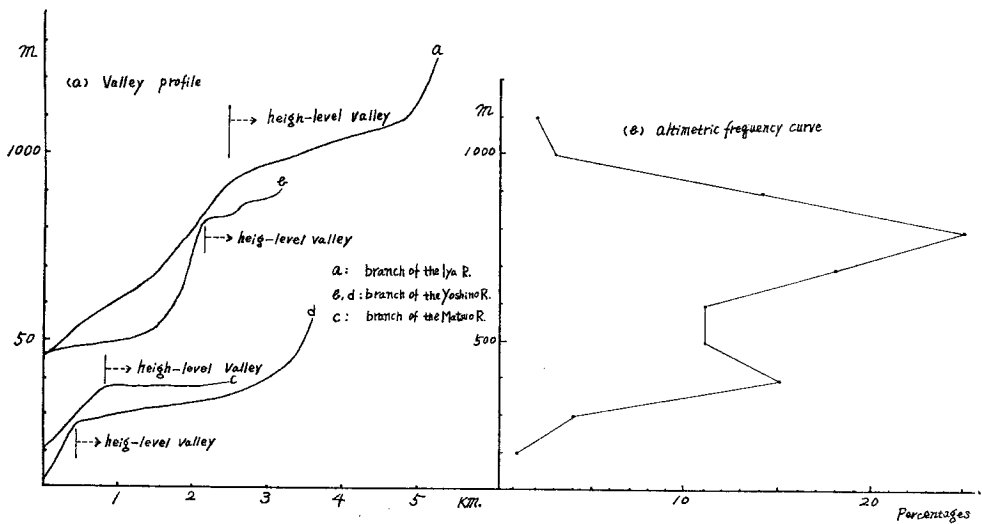


Fig. 6 Relationship between typical heigh-level valleys and altimetric frequency of landslide areas.

に遷移点が現われる傾向が判明している。これについては改めて報告するつもりである)。一応、ここでは前者をA型、後者をB型とする。

或る種の遷移点の存在する谷は侵蝕面を構成する1つの要素と考えられ、遷移点より上流部の勾配の緩い谷は高位侵蝕谷と呼ばれることがある(中村1963, 1964)<sup>4,5)</sup>。この高位侵蝕谷は先にのべたA型の遷移点を持つ谷に該当する。

高川原の東側を北部より南流する吉野川の小支流、松尾川の小支流黒沢、釣井の南を東へ流れる祖谷川の小支流は高位侵蝕谷の典型である。侵蝕面と関係する河床縦断面と地すべり地との関係は Fig. 6 に示した。遷移点は 500 m ± と 900 m ± に、地すべり地の高度分布は 400 m と 800 m にあって、それぞれ100 m ± のずれで対応している。

### iii) 切峯面と地すべり地について

切峯面は Fig. 7 に示される。Fig. 7 は生長曲線によって方眼の大きさは 2~3km<sup>2</sup> が適切であることが判明しているので、より測点を多く取るようにつとめ 2 km<sup>2</sup> の方眼を採用し、方眼内の最高点をとって描いた。Fig. 7 はさらに地すべり地・主要地質構造および高位侵蝕谷を記入し、相互の関係を比較しやすいようにしてある。Fig. 7 では 500~600 m, 1000~1100 m, 1200~1300 m にそれぞれかなり広い平坦面が存在し、これら各高度の平坦面には高位侵蝕谷が部分的に分布される。平坦面の認められる地域以外では高位侵蝕谷は確認されない。しかし高度頻度曲線や河床縦断面より予想された侵蝕面の高度と多少差があるが一致する。侵蝕面は Fig. 7 の北西縁と南西縁に明確に残存している。

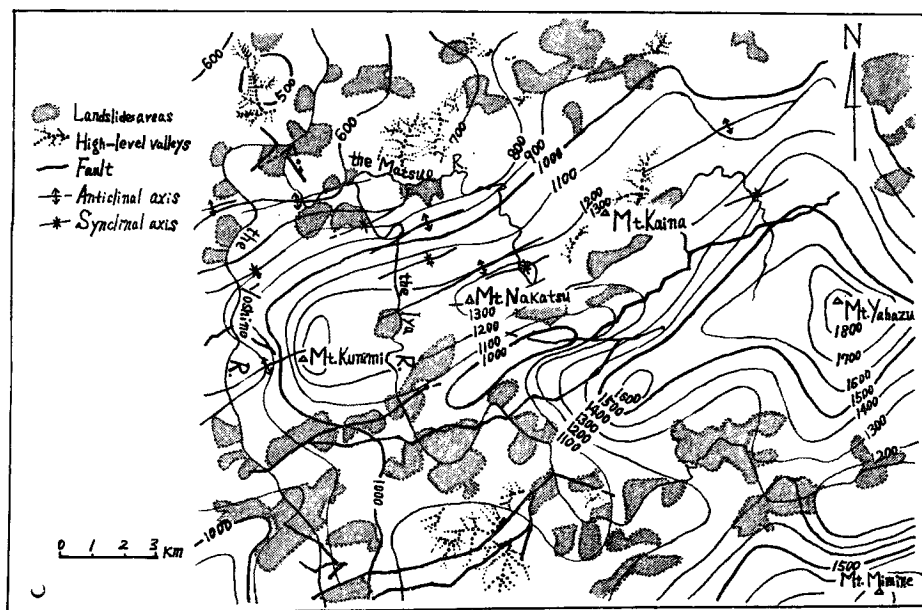


Fig. 7 Summit level.

地質構造は大崩壊大背斜と国見山・中津山・腕山を結ぶ山塊の南側を通る断層とが大起伏の構成要素となっていることは前に少しふれた。しかし、この褶曲・断層運動が現在の大起伏を決定したかどうかはいまのところ明確ではない。侵蝕面や高位侵蝕谷に与える影響もまた明らかではない。

切峯面にあらわれる侵蝕面と地すべりの関係は 500~600 m, 1000~1100 m 面の広がる地域にほとんどの地すべり地が集中している。しかし、このことは地すべりが直接前のステージを継承し、そのステージ独自に地形変化をしていることを意味するのではない。これは高位侵蝕谷内に地すべり地が一個所しか認めら

れないことによっても明らかである。したがって地すべりは前のステージの侵蝕基準面とも関係しているように Fig. 3 および Fig. 6 で暗示されているが、実際には現在の侵蝕基準面を中心に活動しているものが主体である。くわしくは地形投射断面の項で再びのべる。地すべり地が侵蝕面の広がる地域に多くなっているのは侵蝕面の周縁に多いことを意味し、侵蝕面解体の過程の有力な侵蝕営力にほかならない。なお、残存する侵蝕面は主として小歩危層・三縄層の地域にあり、これら地質は比較的侵蝕に対して抵抗が強いのか、そうでなければ局地的な起伏分布や傾斜分布の差、地層の分布面積の差などによるものと思われる。特に 500 m 土侵蝕面は地質図から砂質片岩の分布が広く、また、砂質片岩の広い分布地域を占める国見山・中津山付近には地すべり地が少なく、現在の侵蝕作用に対する抵抗が強くなっていることを暗示する。

#### iv) 地影抵射断面と地すべり地について

1/5 万地形図を南北に切って投射断面を描いて Fig. 8 を得た。Fig. 8 は鉛直面に投影した直線に沿う断面であるから、山頂・山腹・谷底など地形のさまざまな部分を切ったものが表現されており、山稜・山脚・谷床など比較的同じ地形要素の断面が得られた、地形を概観するのに好都合である。

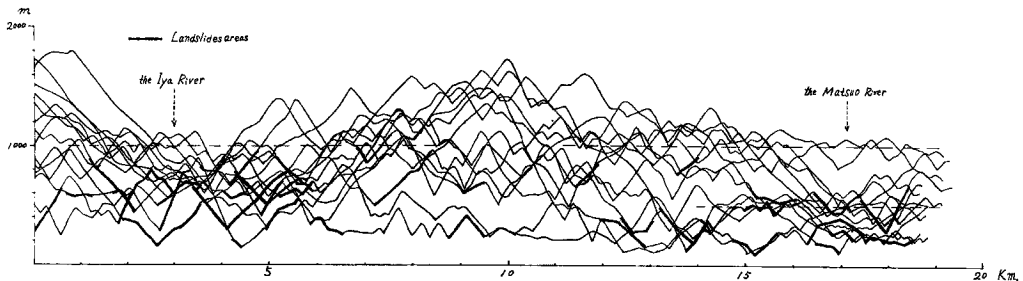


Fig. 8 Profile.

Fig. 8 には、断片的に平坦面が認められる。平坦面の高度は 500 m 土、1000 m 土、1200 m 土に位置し、分布域は 500 m 土面が松尾川流域に、1000 m 土面が祖谷川流域にある。1200 m 土面は中央部の国見山・中津山・腕山を連ねる山塊の周辺に認められる。

一方、投射断面中に記入した地すべり地の分布をみると、祖谷川流域と松尾川流域に集中している。地すべり地は流域に沿って普遍的に、また現河床から斜面上方へ向けて発生しており、侵蝕面の一部をなす高位侵蝕谷の谷床から斜面上方へ発生しているものは認められない。この事実は、①侵蝕面が断片的で面的にせまいために地すべりが発生しえないこと、②侵蝕面の形成期当時から存在するものでなく、それより後の侵蝕面を解析する営力として発生したことを示し、河川の下刻、いいかえれば新しい時期の侵蝕基準面の変化に伴なって激化したと考えられる。そして、例外をのぞき、高位の侵蝕基準面は高位の侵蝕基準面独自に、低位は低位の侵蝕基準面独自に地すべりは発生していない。特に祖谷川流域に地すべり地が多いのは流域の規模の違いによる侵蝕力の差によるものと考えられる。なお侵蝕基準面の変化は直接には起伏および傾斜の増大を意味する。

#### v) 傾斜分布と地すべり地について

地形は種々の斜面の組み合わせであるから、傾斜の分布と地すべり地との関係を知り、斜面変化の過程を明らかにすることは地形学の重要な課題の一つである。傾斜の計測の方法は種々あるが、ここでは寺田法によって傾斜を算出し、Fig. 9 傾斜分布図を作成した。作成された傾斜分布図から各傾斜の階級区分をおこなってその面積率をもとめ、同時に地すべり地および地層別の面積率を求めて、Fig. 10 を得た。

傾斜分布図からは 20° 以下の低傾斜部が侵蝕面の残存する地域に多く分布することが知られ、国見山・中津山・腕山の山塊と寒峰・烏帽子山の山塊は一定した高傾斜分布地域になっている。祖谷川流域沿いは傾

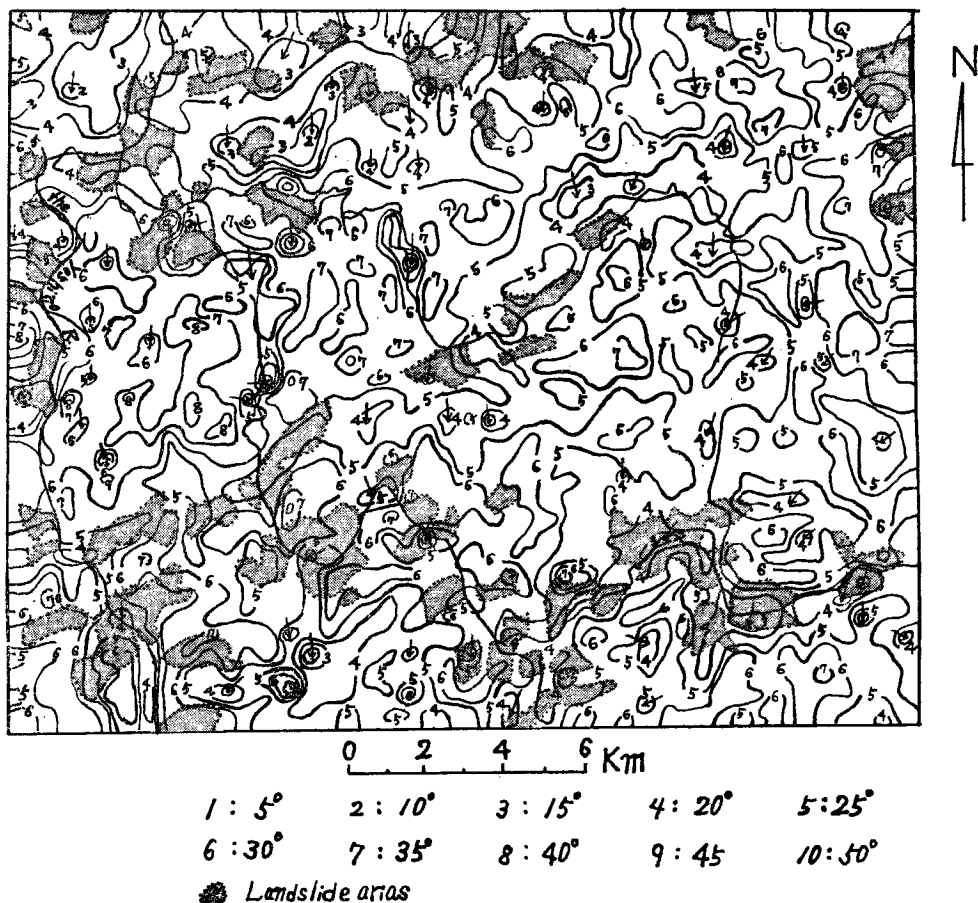


Fig. 9 Distribution of slope angles.

斜の分布が複雑である。

傾斜の違いによる地すべりの発生頻度は Fig. 10 に明らかである。いずれも 25° 前後が多く、これより低角度でも減少する傾向にある。大歩危層 (16°~40°)・御荷鉾緑色岩類 (11°~30°) にほぼ一様に地すべり発生がみとめられるが、これは多少例外的である。この二者は三縄層・小歩危層・川口層に比し、地すべり発生が少ない地層である。三縄層・小歩危層・川口層は傾斜と地層の反応の仕方がかなり一定した傾向にある。

#### vi) 起伏量と地すべり地について

山地の性質はその海拔高度よりもむしろ起伏の大小によるところが大きい。したがって起伏は地形の特性を示すものとして特に重要である。起伏の大小を平坦化の過程においてみたとき、それは内在する侵蝕に対するエネルギーの大小を決定していると考えることができる。かりに地質と外部の条件、主として気候条件を一定とした場合、起伏の大小は侵蝕力の大小を決定し、同時に侵蝕営力の形態にも影響するから、侵蝕営力の形態である地すべりと起伏の関係を知ることは重要な意味を持つ。

起伏量は1/5万地形図に 2km<sup>2</sup> の方眼をかけ、その最高高度と最低高度の差をもってした。図上作業の結果は Fig. 11, 12 に示される。Fig. 11 起伏量分布図の特徴は図の北西部と南西部に低起伏量地域があって侵蝕



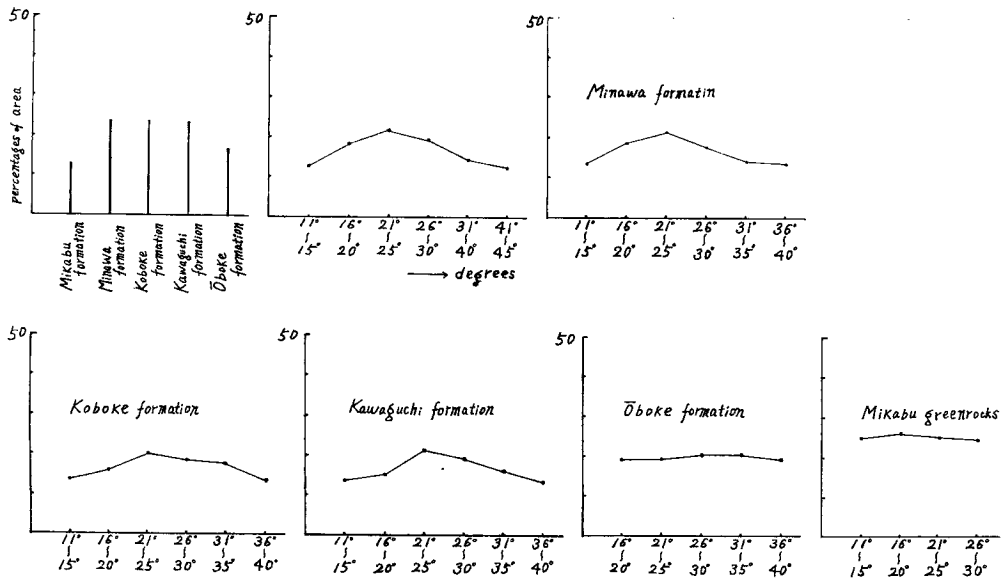


Fig. 10 Clinographic curves of landslide areas.

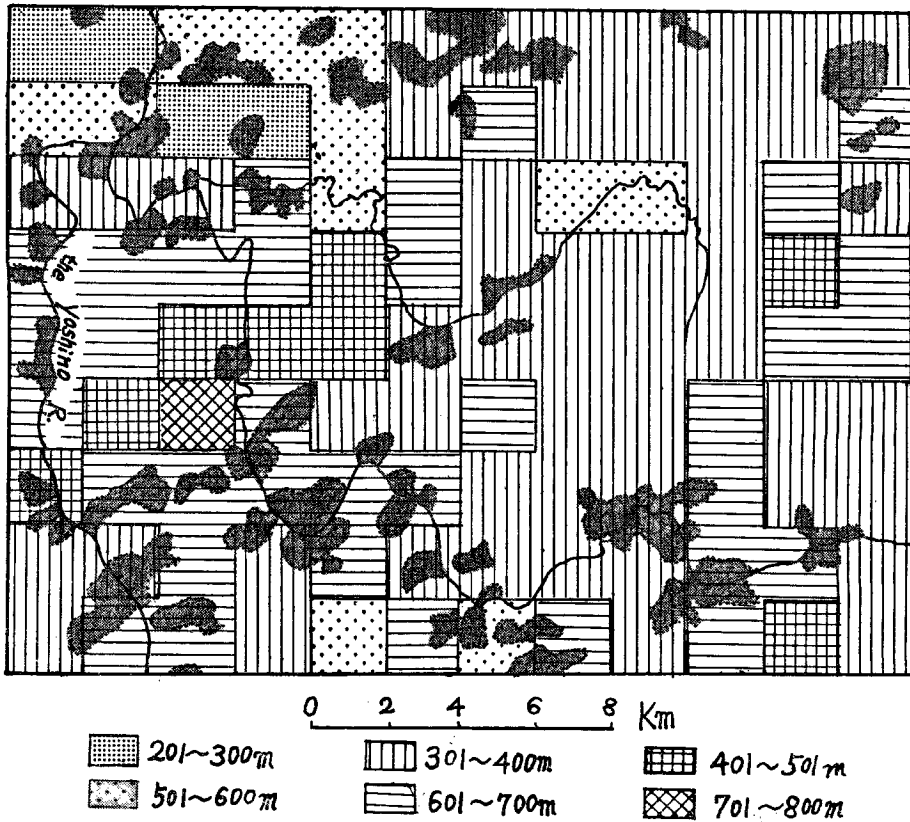


Fig. 11 Relief distribution.

面の残存地域と一致している。北西部の 500~600 m 面の起伏量は 300~400 m と低く、南西部 1000~1100 m 面の起伏量は 400~550 m と全地域の平均起伏量 500 m よりわずかに低い程度である。

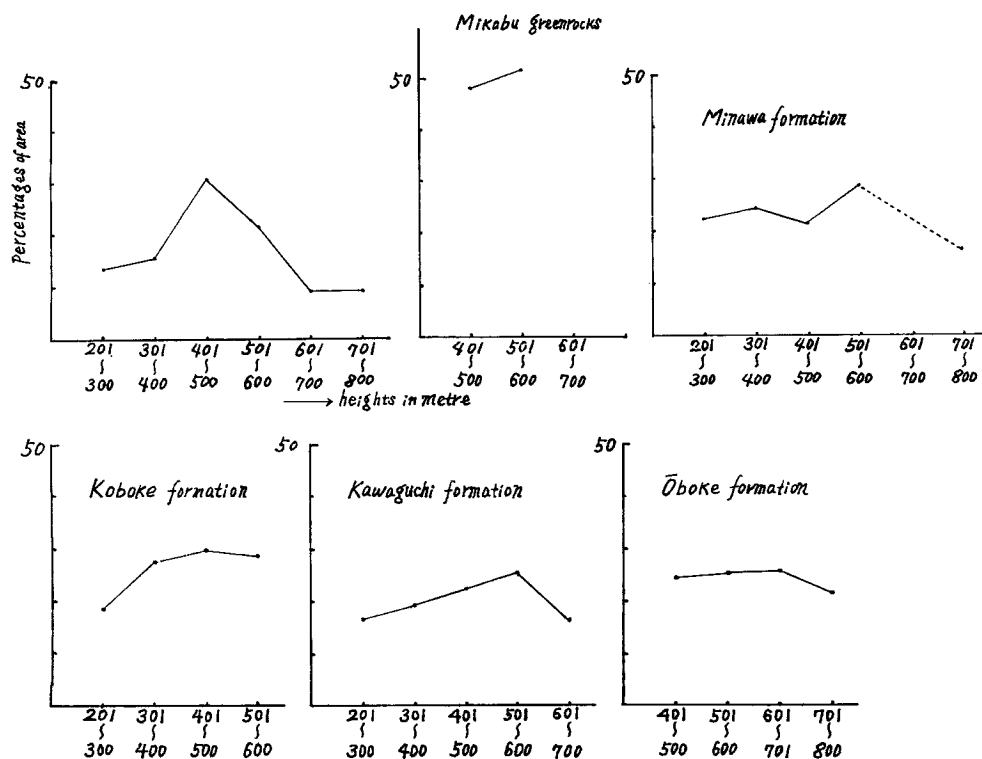


Fig. 12 Relationship between relief and landslide areas.

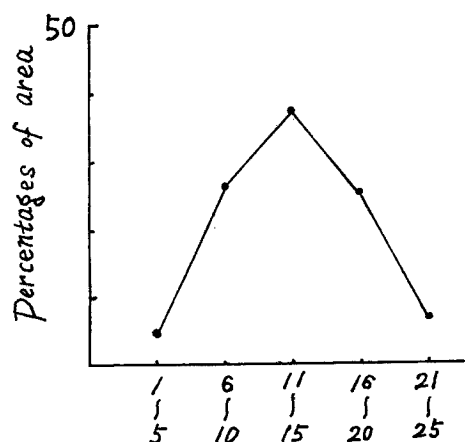


Fig. 13 Relationship between drainage density and landslide areas.

起伏量と地すべり地の関係は次のようになる。起伏量を 201~300 m, 301~400 m, 401~500 m, 501~600 m, 601~700 m, 701~800 m の 6 階級に分け, Fig. 12 のごとく各階級における地すべり地の面積率を算出した。起伏量 300 m 以下および 600 m 以上では地すべり地の面積率は激減しており, 300~600 m の起伏量で高い面積率を示している。

#### vii) 谷密度と地すべり地について

温帯湿潤地域における一般的侵蝕作用は河流による線の侵蝕である。河流の発達程度をあらわす谷密度は地形の解析程度によって異なり, その大小はある程度流水による線の侵蝕の結果を表現していると考えられる。一方地すべりは面的広がりをもって物質が移動する侵蝕の型であるから, 谷密度と比較することはある程度地形学的に意味がある。

谷密度の計測法は種々あるが、便宜的に1/5万地形図に各 1 km<sup>2</sup> 方眼をかけ、各方眼内にあらわれる谷の総数をその方眼の谷密度とした。この場合、等高線に表現されるわずかな屈曲も谷とした。こうして求めた谷密度を5階級に分けて、各階級ごとに地すべり地の面積率を求め、Fig. 13を得た。Fig. 13によれば地すべり地は谷密度11～15の地域に集中する傾向がある。

#### 4. ま と め

種々の地形計測を行ない、地形要素と地すべり地、地質と地すべり地をそれぞれ比較し、若干の考察を加えながらのべた。それらをまとめると次のようになる。

- 1) 地すべり地は三縄層・小歩危層・川口層に多く、断層に接する地すべり地は地すべり地の約2割を占める。
- 2) 地すべりは高度頻度曲線・切峯面・投射断面・河床縦断面などから侵蝕面の解体に対する有力な侵蝕営力になっていると考えられる。
- 3) 調査地域の地層の違いによる地すべり地の傾斜の差異はあまりなく、25°前後の傾斜が最も多い。
- 4) 調査地域において、地すべり地は起伏量 300～600 m にほとんど集中する。
- 5) 地すべり地は谷密度11～15の地域に集中する傾向が認められ、ある程度流域の発達と関連があると考えられる。

本報文作成にあたり、山口先生をはじめ地すべり部門の諸兄に御教示、御鞭撻いただいた。記して謝意を表す。

#### 参 考 文 献

- 1) 小出博：日本の地すべり，1955.
- 2) 西川泰：自然災害・公害対策技術シリーズ，No.6，地すべり・地盤沈下，1967，pp.1—198.
- 3) 小島丈児・光野千春：1：50,000地質図高知，第42号，川口図幅および同説明書，1966.
- 4) 中村嘉男：鉾岳丘陵における高位侵蝕谷と地形発達，東北地理，Vol.15，No.1，1963，pp.22—28.
- 5) Nakamura, Y.: Relief distribution in the northern part of Kitakami Mountains, Sci. Rep. Tohoku Univ, 7th Ser. (Geography), No.13, 1964, pp.115.—133.