<報 文>

徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制†

The Structural Control of Landslides in the Kawai Area, Tokushima Prefecture, Shikoku

藤田 崇*・平野 昌繁**・波田 重熙***

Takashi FUJITA, Masashige HIRANO, Shigeki HADA

Abstract

In the present paper, from the geological and geomorphological standpoints we discuss the landslides in the Sambagawa metamorphic belt in the Kawai area, the central part of Tokushima prefecture, which is one of the most famous landslide areas in Japan.

In this area, the Sambagawa metamorphic belt is widely distributed and its stratigraphic sequence in ascending order is as follows:

Kashidaira formation; mainly composed of pelitic schist intercalated with basic schist, siliceous schist and calcareous schist.

Nonowaki formation; mainly composed of pelitic schist and siliceous schist intercalated with basic schist.

This belt is in contact on the south with the Mikabu green rocks or the Kenzan group, the Chichibu Palaeozoic formation, and by the Akui river fault or the Mikabu tectonic line.

A large number of landslides in the area occur in the Sambagawa metamorphic belt. Their characteristics can be summarized as follows:

(1) Most of the landslides occur in the pelitic schist area, and rarely occur in the siliceous schist area.

(2) A sliding body is mainly composed of debris deposits derived from the basement schists.

(3) Let θ denote the angle on a horizontal plane between the sliding direction of a landslide and the dip direction of a bedding schistosity plane. Then, most of the landslides move within the range $0^\circ \leq \theta < 90^\circ$, and are referred to as the “nagareban” structure type. The landslides within the range $0^\circ \leq \theta < 30^\circ$ occur in the largest number, and the landslides within the range $60^\circ \leq \theta < 90^\circ$ have the second highest frequency. On the other hand, there are a small number of landslides moving within the range $90^\circ < \theta \leq 180^\circ$, which are of the “ukeban” structure type.

(4) The landslides belonging to the “nagareban” structure type are generally large in scale, but the landslides belonging to the “ukeban” structure type are generally small in scale.

(5) The slope angles in the area are determined by the Horton method. The slopes in the landslide areas generally range between 25° and 30° , irrespective of the lithofacies of the basement schists.

(6) The pelitic schist area often forms slopes of 25° to 30° in slope angle. On the other hand, in the siliceous schist area the slope angles are 35° to 50° , in general. Consequently, from the discussion of slope angle it is concluded that the pelitic schist area has many hazardous slopes appropriate for landslide activity.

1. まえがき

徳島県は、日本有数の地すべり多発県である。新潟県など日本海側地域の地すべりが、第三系グリーンタフ地域に発達しているのに対し、徳島県の地すべりは、結晶片岩地域である三波川結晶片岩帯、みかぶ緑色岩類中に集中して発達しているのが大きな特長となっている。

結晶片岩地域の地すべりは、結晶片岩の岩石構造、あ

るいは結晶片岩地域の地質構造が複雑であるため、地すべりの地質学的特性が明確になっているとはいえない。実状にある。そして、小出(1955)の提唱した破碎帯地すべりという概念が、従来、広く受け入れられてきた。そのためか、結晶片岩地域の地すべり調査にあたって、断層とか破碎帯が必要以上に強調され、誤解をうみ、混乱をおこしたりした****。

しかしながら、近年、三波川結晶片岩帯やみかぶ緑色岩類の層序、構造、源岩などに関する地質学的研究が発展し、それにつれて、結晶片岩地域の地すべりは必ずし

† 第13回地すべり学会にて講演(1974年10月、於高知)

* 大阪工業大学

** 大阪市立大学

*** 高知大学

**** 小出(1955)の地すべりの分類は、問題があるものの、これまでの地すべり研究に大きく貢献したのは事実である。

も断層とか破碎帯に関係せず、もっと一般的な地質構造や岩石構造に密接な関連があることが明らかにされつつある。たとえば、国鉄土讃線沿線の詳細な地質調査(国鉄, 1964)をはじめ、安藤・大久保(1970)、中川(1975)、古谷(1967, 1969)、藤田ほか(1973)、藤田(1974)の研究がそれである*。

筆者らも、以上のような成果をふまえて、結晶片岩地域の地すべり調査にとりくんだ。今回、報告する地域は、徳島県麻植郡木屋平村川井から名西郡神山町勘場に至る地域で、調査地のほぼ中心は、木屋平村・神山町境界の川井峠である。本域は、穴吹より約12km南方に位置し、南西方約15kmに剣山がある。調査域の面積は約11km²と決して大きくないが、三波川結晶片岩帯、みかぶ緑色岩類、秩父帯を包含し、調査域の大部分は徳島県の地すべり防止地域に指定されている。結晶片岩地域の地すべり研究には最適地の1つであろう。

筆者らの専攻分野の関係から小論は地質学的ならびに地形学的観点からの地すべり論となっている。筆者らは、2万分の1空中写真を併用しつつ、地すべり地を調査し、5千分の1地質図を作成した。これにより、地すべりの滑動とその基盤をなす結晶片岩の岩相、構造との関係をもとめた。さらに、地すべり発生の素因の1つに考えられる地形に関しては、徳島県下では従来、古谷(1967)の研究がみられる程度でほとんど手つかずの状態であった。筆者らは、地形を重視して本域の地形解析を行ない、地すべり滑動と地質——とくに地質構造ならびに地形との関係を論じた。

筆者らの研究は調査地域に限られており、問題点も残されているが、結晶片岩地域の地すべり調査として新しい試みもなされており、基本的な問題を含んでいるので、ここに発表する次第である。御批判を仰ぎたい。

この調査研究を進めるにあたり、徳島県土木部砂防課の方々、とくに倉田由夫氏(現宮城県)には、調査の機会を与えられ、多大な御援助をいただいた。また、大阪工業大学玉城逸夫教授には、いろいろの面で御教示いた

だいた。厚く御礼申上げる。

2. 地質と地質構造

2-1 地質概説

調査地域は、木屋平川・天行山・鮎喰川・風室山に囲まれた地域で、西南日本外帯の三波川帯と秩父帯にまたがっている。

本域の地質図としては、これまで、鈴木敏(1935)による20万分の1徳島図幅にはじまり、平山・山下・須鎗・中川(1956)による剣山図幅(7万5千分の1)、剣山研究グループ(1963)、金属鉱物探鉱促進事業団** (1970, 1971)による広域調査・吉野川地域地質図(2万分の1)、中川・岩崎・須鎗(1972)による徳島県地質図(15万分の1)が出版されている。

本域には、木屋平川、鮎喰川に沿って沖積層、洪積層(河岸段丘礫層など)がわずかに分布するが、これら第四系以外は大部分三波川結晶片岩類で、南部地域にはみかぶ緑色岩類と秩父帯古生層が分布している。

本域北方には、ほぼ東西に走る大規模な野々脇複背斜(剣山研究グループ, 1963, 金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 1971)が知られており、本域には、その南翼部を構成する結晶片岩層がゆるやかな小褶曲をくり返しながら分布していて、2層に分けられる。なお、これらは、無点紋帯に属する低度広域変成岩である。結晶片岩層の南限は、“みかぶ線”および鮎喰川断層で切れ、みかぶ緑色岩類は三波川結晶片岩と秩父帯古生層の間に分布し、秩父帯古生層に接する。その南に分布する秩父帯古生層は変成作用を受けて、いわゆる準片岩となっている。

小論における層序区分と地層名は、三波川帯については金属鉱物探鉱促進事業団(1970, 1971)に従い、表-1はその層序表である。秩父帯については徳島県地質図(中川・岩崎・須鎗, 1972)に従った。

2-2 層序

A 三波川結晶片岩帯

野々脇層

分布は調査地域の北部に限られる。泥質片岩と珪質片岩との互層よりなる地層である。野々脇層の模式地では泥質片岩のほかに、比較的厚くて連続性のよい塩基性片岩と珪質片岩を特徴とするが、調査地域では塩基性片岩は珪質片岩にともなわれる薄層のみみられるのみである。

本域にみられるのは、金属鉱物探鉱促進事業団(1971)による野々脇層の上部のみで、剣山研究グループ(1963)の焼山寺層に相当する。小島・秀・吉野(1956)や小島・光野(1966)による四国中央部結晶片岩層の層序区分に対比すると、三縄層主部層の下部に相当するとみられる。

** 現在、金属鉱業事業団と改称。

図-1 調査地域図

* 断層による破碎帯が地すべりの主因であるという地質学者の見解もある(たとえば、岩崎:1969)。

図-2 地質図

表-1 調査地域の結晶片岩層の層序表

地層名	変成様式	岩相
極平層	無点紋	泥質片岩を主とし、塩基性片岩・珪質片岩・石灰質片岩の薄層をはさむ。
野々脇層	帯	泥質片岩と珪質片岩の互層を主とし、塩基性片岩をとまう。

泥質片岩は、黒色～灰黒色、片状～千枚岩状を呈し、軟弱な岩質を主とする。層面劈開や微褶曲と細密褶曲劈開が発達して剝離性に富む。石英質の白色葉層が増して珪質片岩に移行する。

珪質片岩は、灰白色や淡緑色を呈し、絹雲母石英片岩を主とする。しばしば、薄い塩基性片岩を挟在する。

塩基性片岩は、緑色鉱物部と珪質部が細かに交互する淡緑色珪質緑色片岩が主である。緑泥岩——緑レン石——陽起石の変成鉱物組合わせで代表され、石英・方解石を

地質凡例は図-2に同じ、泥質片岩部などでは点線で地層面の形態を示した。

A: 勘場。H: 本根川。W: 川井。

図-3 地質断面図

多量に含むものが多く、その他、スティルブノメレーン・斜長石・白チタン石などを伴う。

野々脇層の上限は、天行山から連続して分布する比較的厚い最上位の珪質片岩である。

榎平層

本層は野々脇層の上に整合に累重する地層で、川井、川井峠、勘場の諸地域に東西に広く分布する。泥質片岩を主とし、薄い塩基性片岩を挟む。その他、ごく少量の珪質片岩と石灰質片岩を伴う。また、本域の東部には薄い砂質片岩もみられる。

泥質片岩は野々脇層のものと変わらないが、微褶曲が発達し、この褶曲構造の軸面に平行とみられる小断層が多く発達するのが特徴である。しかし、これらの泥質片岩内の断層は、連続性のわるいものがほとんどである。

塩基性片岩は淡緑色の緑色片岩で、一部珪質片岩に移化している。片理はあまり発達しておらず、縞状、緻密である。変成鉱物組合せは野々脇層のものと変わらない。

上限は、“みかぶ線”および鮎喰川断層で切られてわからない。分布南限は上記断層で、みかぶ緑色岩類および秩父帯剣山層群と接している。

B みかぶ緑色岩類

“みかぶ線”の南側には、秩父帯剣山層群との間にみかぶ緑色岩類が分布する。勘場の南ではかなり広い分布を示すが、その分布は、一旦、本根川西方で尖滅するようにとぎれ、川井西南方で再び出現して西方へと幅せまくのびる。これは、後述するように、鮎喰川断層に切られて、相対的に西側のブロックが南へ移行したためと考えられる。

みかぶ緑色岩類は、日本における後期古生代地向斜である本州地向斜における海底火山活動の結果生じた塩基性複合岩体と考えられている。本域では、北側に火成岩類として玄武岩質緑色岩が主に分布し、その一部に、より粗粒な輝緑岩質の部分が発達している。南側には、主に火山碎屑岩類が分布していて、それらは凝灰岩質～火山礫凝灰岩質緑色岩である。一部に珪質岩と泥質岩を挟んでいる。

塩基性火成岩類が一般に塊状で、淡緑色を呈するのに対し、凝灰岩質緑色岩は片状で、緑色ないし黄緑色を呈している。塩基性火成岩類の構成鉱物としては、残留普通輝石が特徴的であるが、火山碎屑岩類には残留輝石が存在しないものもみられるなど、一般に量が少ない。変成鉱物としては、緑泥石・パンペリー石・緑レン石・陽起石・石英・方解石・白チタン石が存在する。陽起石とパンペリー石や緑レン石が安定に共生しており、関(1966)のPA帯に相当する。

なお、本根川では、みかぶ緑色岩類中の破砕部の近くに、ごく小さな超塩基性岩類の岩体が見られるが、まわ

りとの関係は不明である。輝石の残晶がみられる。

C 秩父帯

剣山層群

本層はみかぶ緑色岩類の南側に広く分布するが、本域にみられるのは、その北縁近くの岩相のみである。みかぶ緑色岩類との関係は、本域では断層関係のところもあるが、一般にはっきりしない。徳島県では、一般に、両者は整合である場合が多く、みかぶ緑色岩類が本層群より下位とされている* (中川・岩崎・須鎗, 1972)。

本層は、泥岩を主とし、2層の連続のよいチャートが含まれる。また、チャートには、しばしば塩基性火山碎屑岩類が伴われており、石灰岩も一部にみられる。これらは弱変成作用を受けて、しばしば準片岩化している。

塩基性火山碎屑岩類は、凝灰質で、淡緑色、片状の岩石である。変成鉱物としては、緑泥石・陽起石・緑レン石がごく普通にみられ、パンペリー石も報告されている(剣山研究グループ, 1963)ので、みかぶ緑色岩類と変成度は変わらないとみられる。

D 段丘礫層

川井部落の高等学校などのある平坦面は、上位・下位と2段の河岸段丘面であり、厚さ1～3mの礫層がみられる。礫層は、泥質片岩を主体とする径が数cm～10数cmの泥質片岩を主体とする亜円礫ないし亜角礫が粗粒砂で充填されたものである。下位の段丘は、木屋平川流域に小規模なものが散在している。

E 崩積土層

本層は、厚さ数m～10数m、全く円磨されていない大小さまざまな角礫ないし亜角礫を、砂または砂質粘土で充填した礫層より成る。礫の大きさは、径が数mmの細礫から、径が数mに達するものもある。

礫種は、本層分布域周辺の基盤岩類と同質の岩石である。三波川帯では、本層が泥質片岩地域に発達しているため、礫の大部分は泥質片岩である。一部に珪質片岩の礫がみられるが、これは本層の後背地からもたらされたものであろう。また、みかぶ緑色岩類分布域では、塊状あるいは片状の緑色岩の礫から成る。

充填物は、礫と同質の岩石の風化物から成り、基盤岩から由来したものと考えられる。なお、砂層あるいは粘土層はみられない。

本層は、後述のように、地すべりの主滑動部をなし、規模の大小にかかわらず、いずれも地すべり滑動の履歴をもっている。現在は、そのほとんどが活動していないが、再滑動の可能性はもちろんある。

2-3 地質構造

調査地域は、徳島県の吉野川南部地域における第一級の褶曲構造である野々脇複背斜の南翼部に位置してい

* 本域における地質図、断面図では、一応整合とし、一部断層でせられてるように表現した。

る。野々脇複背斜は四国中央部の大歩危複背斜の東方延長部にあたる。その褶曲軸はゆるやかに東に落ちており、焼山寺山の東部で鮎喰川断層に切られている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1970, 1971)。

本域の野々脇複背斜の南翼部は、前述のごとく主に泥質片岩により構成されており、その物性に起因して三波川帯で普通にみられるものより波長の短い褶曲構造が発達している。図-2に示すように、背斜構造と向斜構造が複数存在することが明らかになった。これらの小褶曲をくり返しながらか、岩層はゆるやかに南に沈んでいくので、より南部に上位の岩層が出現している。褶曲軸面はいずれも北へ急斜している。その他、上記のものより小規模な背斜構造と向斜構造が鮎喰川断層に近接した部分にみられ、それらの褶曲軸は鮎喰川断層にやや斜交するように分布しているが、同断層に近づくにつれて不鮮明となる。

面構造としては、三波川帯では、一般に層面片理面が顕著に発達しているが、極平層には、褶曲軸面に平行な軸面劈開面は、褶曲構造に対応して北に傾斜するものが多い。秩父帯の岩石の層理面は、北縁では一般に北に急斜するものが多いが、南へいくにつれて南傾斜にかわるようである。

線構造は、褶曲軸に一致したものが発達しており、一般に 10° 前後で東へ落としている。

断層としては、“みかぶ線”と鮎喰川断層が大規模なものである。前者はみかぶ緑色岩類と三波川帯との間、すなわち、みかぶ緑色岩類の北縁に発達し、一般に南に急傾斜した断層面をもっている。なお、中川・岩崎・須鎗(1972)によれば、この断層は徳島県の三波川帯で最も活動的な断層であって、この断層にそって岩盤は数100mの幅にわたって破碎され、ひとつの破碎帯を形成しているとされているが、本域ではその状態は不明瞭である。

鮎喰川断層は、三波川帯からNEよりSW方向に延びる横断断層である。勘場付近で、この断層は“みかぶ線”と合するような形をとり、その東方延長がどこへ連続するか不明瞭となる。しかしながら、この断層は、みかけ上左横ずれの関係が知られており(中川・岩崎・須鎗: 1972)、北面側のブロックが相対的に南へ移動していることから判断すると、みかぶ緑色岩類の分布、ならびに“みかぶ線”がともに鮎喰川断層により切られて、左横ずれ運動により相対的に南にずれたとみなされるのではなかろうか。

このような観点から、鮎喰川断層は秩父帯の中へ延びていくものとみられる。勘場での鮎喰川断層の露頭では、断層面は走向で $N 70^\circ E$ で、傾斜は垂直であり、調査当時は約30cmの破碎帯が露頭で観察された*。中川・岩崎・須鎗(1972)によれば、鮎喰川断層による相対的変位

量は約2kmとされているが、上記の考えに基づけば、本域でもみかぶ緑色岩類が、この断層により同じように約2km変位していることになる。

3. 地すべりと地質構造

3-1 地すべりについて

本節では、小論における調査域の地すべり地の定義とその判定ならびに特徴について述べる。

筆者らは定義としては当然のことであるが、地すべり地を滑落崖上部から崩積土層の末端までを含む地域とした。三波川結晶片岩帯あるいはみかぶ緑色岩類地域における地すべりは、崩積土層が主として滑動しているのが通常である。このため、地すべり地を崩積土層分布域に限ることも考えられる。たしかに、滑落崖およびその近傍の地域が露岩地帯となっており、ところも少なくない。しかし、地すべりの発生・変化・発展という発達過程をとらえていくという観点からすれば、地すべり頭部が露岩地帯であっても滑落崖と崩積土層を含めた地域を地すべり地とみなすのが妥当であると考ええる。こうすることによって、地すべり発生の地質的・地形的要因がよりよく解明されるであろう。

地すべり地を判定した手段として、まず、林野庁の2万分の1空中写真により、地すべり地形を判読し、これにより知り得た地すべり地をすべて現地踏査により確認していく方法をとった。これらの地すべり地と、現地踏査によりはじめて確認しえた小規模な地すべり地を含めて、5千分の1地形図上でルートマップにまとめた。それを地質図上に示したのが図-2である。この図は、地質図であるとともに精密な地すべり分布図ともなっており、本域の従来の地すべり分布図からみれば、精度は数段よくなっている。

徳島県は、地すべり地域を指定しているが、本域では、東から本根川東部地域(鮎喰川東岸)、同西部地域(鮎喰川西岸)、川井峠〜大北地域、川井地域、樺木〜麻衣地域、竹尾地域と6つの地域がそれに当り、調査域の大部分を占めている(図-4)。県の地すべり指定地域というのは、行政上の必要性あるいはその他の理由により、おおむね概括的である。筆者らが地すべり地とした勘場一府殿地域が地すべり地域に指定されていないという矛盾が生じているが、それはこの地域が現在滑動していないためであろう。

図-2における地すべり地の表示では、滑落崖上端と崩積土層を区別して示した。滑落崖上端は地形に明瞭に残されているもの(実線)と不明瞭なもの(破線)に分けて示してある。前者に属する地すべりは、滑落崖の形成が新しい場合、あるいは規模の大きいものといえ、後者

* 昭和50年8月の豪雨による溪岸侵蝕により、幅数mにわたる弱破碎帯が露出した。

調査域およびその近傍の徳島県による地すべり指定地域を示した。
図-2の範囲は、天行山より南の地域にはほぼ相当する。

図-4 地すべり指定地域図

はこの逆の場合の地すべりである。ただし、地すべり以外の侵蝕過程によっても類似の地形が生じうることはいうまでもない。

滑落崖と崩積土層とが接近している地すべり地は、地すべり滑動がより新しい時期におこったか、あるいは滑動量が小さいことを示している。両者が離れていれば、地すべり滑動がより古い時期におこったか、あるいは滑動量が大きい地すべり地と考えられる。一般に、三波川帯、あるいはみかぶ緑色岩類地域における地すべりの滑動速度は、いずれもそれほど大きな差はないと考えられるので、滑落崖と崩積土層が接近していれば、より新しい地すべりであり、両者がはなれていれば、より古い地すべりであるとみなしてさしつかえあるまい。

本域の地すべり地で、現在滑動中あるいは最近滑動したことのあつたものは、本根川地域（東部および西部）と竹尾地域の地すべりである。これら以外の地すべり地は、現在は安定しているが、再滑動する可能性は十分ある。四国の結晶片岩地域における大多数の地すべりと同様に、台風期に豪雨があつて降水量が増大する時は、本域の地すべりも滑動する可能性が大となる。崩積土層の滑動は、通常は緩慢であるが、降水量いかにによっては滑動量が増大することがありうる。

崩積土層の形成時期は、はっきりしない。しかし、本域の約 2 km 西方の森遠地すべり地における崩積土層中の埋木の ^{14}C による年代測定の値が $15,400 \pm 400$ 年であつたこと（林・山口, 1971）、徳島

県西部祖谷川沿いの九鬼地すべり地において崩積土層が音地火山灰（B. C. 5,000~6,000年）におおわれていること（中川・金丸, 1975）、崩積土層の固結度・風化状態などを考慮すれば、本域の崩積土層も 1~数万年のオーダーを見込む必要があると考えられる。

本域の崩積土層の年代——地すべりの発生の時代を、前述のことから、15,000年前と仮定してみる。そうすると、たとえば本根川西部地すべり地（鮎喰川西岸）のように、滑落崖上部と崩積土層上端との距離が約 200m ある場合には、年間平均移動量は約 1.3cm ということになる。この値は、筆者らの四国における結晶片岩地域の地すべりの調査経験からすれば、かなり妥当な値と考えられる。この点、さらに検討したい。

3-2 地すべり地の基岩

地すべりがどのような地質系統、あるいは岩相に多く発生しているかは、図-2に示されるように、三波川帯では泥質片岩が主体をなす極平層で地すべりが多く、珪質片岩の発達する野々脇層（上部）では少ない。また、みかぶ緑色岩類中には地すべりが多く、チャートのみられる秋父帯剣山層群では少ない。

このように、泥質片岩の地域で地すべりが多発し、珪質片岩やチャートのような珪質岩の地域ではきわめて少ないことは、安藤・大久保（1970）、古谷（1967）、藤田ほか（1973）、藤田（1974）などでも指摘されている。本域も例外ではない。また、みかぶ緑色岩類では、輝緑岩質緑色岩のような塊状部分で地すべりは発生せず、片状の凝灰岩質緑色岩で発生している。

3-3 地すべりと地質構造の関係

本域の三波川結晶片岩帯には、前述のように、波長 1 km 程度の規模の褶曲構造が認められるが、地すべり地はこれら褶曲の翼部に集中していることが、図-2より読みとれる。

このことは、結晶片岩地域における地すべりが層すべりに近い形態でおこっているという可能性を示している。ただ、結晶片岩は変形がはげしく、いくつかの面構

1. 三波川帯（主として泥質片岩）。2. みかぶ緑色岩類。3. 秋父帯剣山層群。
図-5 層面片理面の傾斜方向と地すべりの滑動方向とのなす角 θ と地すべり地の個数の関係

造が発達しているの、単純な層すべりはおこさず、いろいろの要素に支配されて複雑化している。そこで、筆者らは結晶片岩中の最も卓越した面構造に、地すべり滑動がどの程度規制を受けているかを調べるため、本域の地すべりについて、最も発達した面である層面片理面の走向・傾斜と地すべりの滑動方向との関係を調べてみた。

図-5はその結果である。地すべりの滑動方向と層面片理面の傾斜方向が水平面内でなす角を θ として、 10° きざみの θ と地すべり地の個数との関係を示したものである。なお、地すべり地の数の数え方は、1つの滑落崖と

それに対応する崩積土層をもって1つの地すべり地とした。ここで、 $\theta=0^\circ$ というのは、層面片理面の傾斜方向と地すべりの滑動方向とが一致している場合であり、 $\theta=90^\circ$ というのは、地すべりの滑動方向が層面片理面の走向方向になる。したがって、 $0^\circ \leq \theta < 90^\circ$ であれば、地すべりは層面片理面の傾斜方向と同一の方向に滑動していることになり、いわゆる流れ盤地すべりとなる。また、 $90^\circ < \theta \leq 180^\circ$ であれば、層面片理面の傾斜方向とは逆の方向に地すべりは滑動しているわけで、いわゆる受け盤地すべりとなる。

図-5に示されるように、流れ盤地すべり地に相当するものは、全地すべり地71カ所のうち54カ所を占め、全体の76%に達する。とくに、 $0^\circ \leq \theta < 30^\circ$ の範囲では地すべり地数は26で、全体の36%を占める。層面片理面の傾斜方向あるいはそれに近い方向の地すべりが多数を占めていることは明らかである。この範囲の地すべりは代表的な流れ盤地すべりといえ、タイプⅠの地すべりとする。

タイプⅠの地すべり地は全域にみられるが、代表例としては、勘場地域、川井峠西部大北地域、樺木～麻衣地域があげられる。図-6Aにその例を示す。

つぎに、 $60^\circ \leq \theta < 90^\circ$ の範囲の地すべり地数は17で、全体の24%を占める。このグループの地すべりは、あえて分類すれば流れ盤地すべりに入っているものの、層面片理面の走向方向に近い方向（本地域ではしばしば褶曲軸のおとしの方向に一致）に滑動するもので、これをタイプⅡの地すべりとする。タイプⅡの地すべりのような $\theta=90^\circ$ 近傍における地すべりも、図-5から明かなように、 $\theta > 90^\circ$ の範囲（たとえば $90^\circ < \theta \leq 120^\circ$ ）、つまり受け盤地すべりになると地すべり地数は相当急激に減少する傾向がある。 $\theta=90^\circ$ 近傍でも流れ盤地すべりが多いことは、この場合にも地すべりが層面片理面の傾斜のなんらかの影響を受けていることを示しているのかもしれない。

タイプⅡの地すべりは、本域では比較的規模の大きい地すべりが多く、本根川地域（東部、西部とも）、竹尾地域の地すべりが代表例といえよう（図-6C）。

$90^\circ < \theta \leq 180^\circ$ の範囲内の地すべり、すなわち受け盤地すべりは、本域では17カ所にみられ、全体の24%にあたる。このような地すべりをタイプⅢとし、その1例を図-6Bに示す。タイプⅢの地すべりは、そのほとんどが $90^\circ < \theta \leq 130^\circ$ の範囲内にあり、 $\theta > 130^\circ$ の場合はわずか4例のみである。層面片理面の傾斜と逆方向には地すべりが滑動しにくいことをよく示している。本域にみられるように、受け盤地すべりといっても、層面片理面の走向方向に近い方

A タイプⅠ、B タイプⅢ、C タイプⅡ。

1. 泥質片岩。2. 塩基性片岩。3. みかぶ緑色岩類。4. 秩父帯剣山層群。5. 地すべり地（滑落崖と崩積土層）。6. 断層。7. 小断層。8. 背斜軸。9. 向斜軸。10. 層面片理面の走向・傾斜。

図-6 おのおのタイプの地すべり地の例

向に滑動するものが多いというのは、一般性があるものと考えられる。

本域は三波川結晶片岩層（とくに樫平層）が広く分布し、みかぶ緑色岩類および秩父帯の分布面積は小さいこともあって、地すべりは三波川帯（とくに樫平層）に多発している。したがって、前述のことも、三波川帯（とくに樫平層）の地すべりとその地質構造との関係を示したものとみてさしつかえない。さらに、藤田ほか(1973)は、徳島県西部地域（5万分の1「川口」図幅）において、おおまかではあるが前述と同様の結果を得ている。したがって、今回の調査で得た前述の結論は、三波川帯全域の地すべりについて成立つと考えられる。

3-4 地すべり地の規模

地すべり地の規模をあらわす1つの指標として、地すべり地の面積を調べてみた。本域の地すべり地1個あたりの平均面積は、三波川結晶片岩帯では $180a$ 、みかぶ緑色岩類地域では $330a$ 、秩父帯では $200a$ となり、みかぶ緑色岩類地域の地すべりの規模が大きいことが示されている。しかし、このことが一般性をもって他の地域でも成り立つかどうかは、精度の高い地すべり地資料が少ないのでなんともいえない。

調査地域では、三波川帯に地すべりが多発しているので、小論では、三波川帯の地すべり地の規模について検討することにする。

図-7は、地すべり地面積の頻度分布を流れ盤、受け盤別に示したものである。この図より、次の2点が指摘できる。

第1点は、本域の地すべり地は $300a$ 以下のものが多く、全体の約85%を占める。徳島県の地すべり指定地域をみると、1地域の面積は、通常、 $10\sim 30ha$ であり（藤

田ほか, 1973）、本域で得られた値と大きく異なる。これは地すべり地の把握のしかたとか調査精度などが違うためであるが、三波川帯の地すべりは、少なくともここに示したように、1つの地すべり地面積はこの程度であると考えるべきであろう。綿密にみれば、1つの地すべり地内をもいくつものブロックに細分できる場合もある。なお、図-2に示されるように、これらの地すべり地は群集性があり、このため、一見大きな規模の地すべり地にみられることがある。

第2点は、受け盤地すべりは規模が小さいことである。本域に限れば、すべて $200a$ 以下であり、そのうちの2/3は $100a$ 以下である。これにくらべ、流れ盤地すべりは $300a$ までは、 $100a$ ごとの地すべり地の数はほぼ同数である。 $300a$ をこえと地すべり地数は少なくなるが、それでも $900a$ 近くのものもみられる。藤田ほか(1973)でも同様の傾向を指摘している。

つぎに、前述の θ と地すべり規模——地すべり地面積の関係を調べると、図-8に示すような結果が得られる。この図の全体の傾向は、前述の図-5の場合に類似している。タイプⅠの地すべり地の総面積は $51.2ha$ に達し、総地すべり地面積全体の約49%を占める。1つの地すべり地の平均面積は、ほぼ $200a$ となるが、最も地すべり地数の多い $10^\circ \leq \theta < 20^\circ$ においては、平均面積が $159a$ とやや小規模の地すべり地が多くなっている。

タイプⅡの地すべり地の総面積は $23.9ha$ 、全体の約23%となり、平均面積は $200a$ である。タイプⅡで最も地すべり地数の多い $80^\circ \leq \theta < 90^\circ$ の範囲での平均面積は、 $283a$ となり、やや規模の大きい地すべりが多い。現在、滑動中の竹尾地域の地すべりもこのタイプの地すべりであり、タイプⅡの地すべりの滑動も十分重視して対策を講ずる必要がある。

4. 地すべり地の傾斜

地すべりの発生の要因はいくつか考えられるが、その主要なもの1つに、風化・侵蝕をおこす外来営力とそれに対する岩石のレスポンスの問題が考えられる。これには、粘土の生成の状態とか岩石の強度の測定などを追求するのも1つの方法であるが、筆者らは、それらが地形に総括的に表現されているという考えのもとに、地形を適当な方法で定量的に表現すれば、地すべりと岩相あるいは地質系統との関係をより明確にしうるのではないかと考えた。

地すべりや山崩れで代表される表層物質の下方移動には、地形因子も関係する。地すべりが地表の最大傾斜の方向に生じることは明らかであるから、地質構造と地すべりの関係でのべたように、地表の最大傾斜の方向と地質構造の関係によって地すべりの発生のチャンスが異なるということになる。地表の最大傾斜の方向そのものは

N 地すべり地の個数。S 面積。
図-7 三波川帯の地すべり地の面積頻度分布図

図-8 三波川帯の地すべり地の面積とθの関係

表-2 θ 別にみた三波川帯の地すべりの面積と個数

θ	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
面積 (ha)	13.7	19.1	18.4	7.3	11.4	1.5	2.9	4.0	17.0	
個数	5	12	8	4	4	1	2	4	6	

θ	90°	100°	110°	120°	130°	140°	150°	160°	170°	180°
面積 (ha)	1.2	2.0	1.4	0.5	0.5	0	0.7	2.5	0	
個数	1	2	3	2	1	0	1	2	0	

本地域における外来営力（大河水など）によって規定されている。斜面方位以外の地形因子としては、これまでも傾斜、起伏量、谷密度、斜面長などが用いられている。ここではとくに、重力の斜面に平行な分力に関する傾斜（斜面勾配）を問題とする。

三波川帯における地表傾斜と地すべりの関係を論じたものとしては、古谷（1967）をあげることができる。彼は三波川帯における地形因子と地すべりの関係を論じて、地すべり地は傾斜が25°前後であることが多いと述べている。しかし、三波川帯だけでなく他の地質系統からなる地域をも含めて、この関係をたしかめるには、厳密な地形計測法と地すべり地以外の地表の傾斜の測定が必要である。

本域について、5千分の1地形図（森林基本図）に1辺100m（図上2cm）の方眼を設け、その4辺についてホートン（Horton）法、すなわち、

$$\bar{I} = \overline{\tan \alpha} = \frac{N\pi \Delta h}{2L} \dots\dots\dots (1)$$

によって、方眼内の平均傾斜を求めた。ただし、(1)式において、 L は方眼の4辺の長さの和（すなわち、400m）、 N は方眼の4辺を切る等高線の数、 Δh は等高線の間隔（用いた5千分の1地形図では10m）、 π は円周率である。

以上のようにして求めた調査地域の平均傾斜の平面的

な分布を図-9に示す。図の陰影部は、平均傾斜が25°～30°の部分である。この図においても、地質系統に対応して平均傾斜が変化する様子がよみとれるが、それを頻度分布で示すと、この関係は一層明瞭となる（図-10）。地質系統ごとにみると、野々脇層、秩父帯、樫平層、みかぶ緑色岩類の順に平均傾斜は小さくなる。これらの平均値はすべて統計的に（S検定による）有意な差を示す（表-3）。

つぎに、方眼の1/2以上が地すべり地で、かつその方眼内に崩積土層が含まれているものについて傾斜を求めると、地すべり地の数が少ない三波川帯野々脇層と秩父帯については問題があるが、三波川帯樫平層とみかぶ緑色岩類についてはいずれも、地すべり地の大部分、すなわちそれぞれ約66%と46%が傾斜25°～30°の範囲に含まれることがわかった（図-11）。

傾斜階級別に地すべり地の占有

率を求めてみると、地すべり地の絶対数が少ない地質系統では問題が多いが、地すべり地の絶対数が多い三波川帯樫平層の分布域では、傾斜25°～30°の区分の地すべり占有率が約37%でもっとも大きく出る（図-12B）。調査地域全体についてもこの傾向は変化せず（図-12E、25°～30°で約32%で最大）、樫平層以外の地質系統についてもより広い範囲をとれば、類似の傾向が出るものと予想される。

以上に述べたことから、地すべりと地形、とくに地表傾斜の関係として、地すべり地は地表の傾斜が25°～30°のものが多く、傾斜階級別占有率をみても、とくに地すべり地の数が多い地域では、傾斜25°～30°の区間で地すべり地占有率も最大である、ということがいえる。

したがって、図-10に示した各地質系統別傾斜頻度分布を考慮に入れた場合、①土地利用形態に対応して地すべり地の写真判読の難易度が変化する（森林部の判読は一般に難しい）、②現在地すべり地として把握されるのは、今後にわたって地すべりのかたちで物質の下方移動が起こりうるであろう潜在的な地すべり地の何分の1かであろう、という2点に留意して、次のような結論を導くことができる。

1) 各地質系統ごとに地表傾斜が明瞭にちがうが、これは地質的因子の地形的表現である。

2) 一般に、傾斜が25°～30°の地表部分では、しばし

1. 10°未満。2. 10°~15°。3. 15°~20°。4. 20°~25°。5. 25°~30°。6. 30°~35°。
7. 35°~40°。8. 40°~45°。9. 45°以上。

陰影部は、傾斜25°~30°の部分(5)をとくに示したもの。

図-9 調査地域内の地表傾斜分布図

表-3 地質系統ごとの平均傾斜の差の有意性の検定

x	野々脇層	樫平層	樫平層	野々脇層	みかぶ	野々脇層
y	秩父帯	秩父帯	みかぶ	樫平層	秩父帯	みかぶ
n_x	165	551	551	165	108	165
n_y	346	346	108	551	346	108
ϕ	509	895	657	714	452	271
a	6.032	6.195	6.247	5.994	6.399	6.016
b	0.0946	0.0686	0.1051	0.0888	0.1102	0.1238
c	<3.373					
$a \times b \times c$	<1.493	<1.112	<1.719	<1.392	<1.845	<1.949
$ \bar{x} - \bar{y} $	5.26	4.83	2.38	10.09	7.21	12.47
結 論	それぞれの場合について $\bar{x} \neq \bar{y}$					

$$a = \hat{\sigma} \quad b = \sqrt{\frac{1}{n_x} + \frac{1}{n_y}} \quad c = t(\phi, 0.01)$$

x, y はそれぞれの地質系統における傾斜の平均値。
 n_x, n_y はそれぞれの地質系統における資料(方眼)の数。
“みかぶ”はみかぶ緑色岩類の略。

ば地すべりのかたちで物質が下方移動している。

3) したがって、地すべり地の占有率が最大である25°~30°の傾斜地を多くもつ地質系統(とくに樫平層分布域)において、地すべり地が多くなっている。

4) 平均傾斜が上記の値よりはるかに大きい地質系統(秩父帯と三波川帯野々脇層)では、地すべり以外のかたちでの物質の侵蝕(下方移動)が支配的であると考へ

A 三波川帯野々脇層。B 三波川帯樫平層。C みかぶ緑色岩類。D 秩父帯剝山層群。
いずれも平均値を数字で示す。

図-10 地質系統ごとの地表傾斜頻度分布図

図-11 地すべり地の傾斜頻度分布図

図-12 傾斜階級別地すべり地占有率

られる。

5) 地表傾斜 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ を1つの基準として、潜在的地すべりの予知が可能である (図-9参照)。

図-13 地すべり地形発達模式図

以上の結論を、とくに侵蝕地形の発達過程という観点から評価することは興味深い。すなわち、山地が次第に隆起する場合の侵蝕段階に対応して、山地が原地形→小起伏→大起伏(平衡形)という一連の発達過程をたどるものとすれば、その途中で地表傾斜は次第に大きくなり、やがて $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ というステージを経験するであろう。そのとき、問題とする地域は先行谷のような外来営力によって規定された特定の方位をもつ斜面の集合体となる。そのような山地においては地質構造との関係で地すべりの多発しうる部分(本地域では極平層の流れ盤)では、地すべりによる物質の下方移動が緩しく、その結果、斜面勾配は $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ に保持され、これを越えること

はまれで、いわゆる組織地形が生じるものと考えられるのである。

一方、地質構造との関係で地すべりの発生しにくいところでは $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ という傾斜帯をこえ、さらに地形が急峻になった段階で、いわゆる崩壊や落石による侵蝕が支配的となり、それに釣り合うけわしい地形（これもやはり一種の組織地形）が出現して、地すべり多発地と好対照をなすと考えられる（図-13）。

5. まとめ

今回の調査域、徳島県中部川井近傍の地域には、三波川帯野々脇層（上部）および檜平層、みかぶ緑色岩類、秩父帯剣山層群の各種の岩体が分布しており、地すべりの多発地でもある。筆者らは、その層序、構造を明確にして、地すべりとの関係を論じ、地すべりの地質学的ならびに地形学的特性を明らかにした。

今回の調査経験ならびに調査結果から、結晶片岩地域の地すべり調査にあたっては、以下に述べる点を重視しなければならないと考える。このことは、結晶片岩地域の地すべりのみならずどの地すべり調査にも適用できる基本的な事項を含んでいると考える。それはつぎの8点に要約できる。

1) 地すべり調査には、まず精密な地質ならびに地形調査を行なわねばならないが、少なくとも5千分の1地質図ならびに地すべり分布図（地すべりの情報を盛り込んだもの）を完成させるべきである。空中写真の利用は調査の効率を一段とあげる。

2) 地質調査にあたっては、詳細な岩相図の作成が重要であり、同時に、地質構造を明確にしなくてはならない。本域の地質図は地質系統別になっているが、これは岩相区分にもとづいている。

3) 地すべり地の規模は、本域では面積が300aまでのものが多かった。したがって、この程度の領域の岩相、地質構造を明確にする必要がある。

4) 地すべりは、結晶片岩の層面片理面の傾斜方向に滑動するもの、すなわち、流れ盤地すべりがきわめて多く、規模も大きい。これに反し、受け盤地すべりは数も少なく、規模も小さい。なお、層面片理面の走向方向（褶曲軸のおとしの方向にしばしば一致する）に滑動する地すべりがかなりあり、規模の大きいものが含まれているので、注意を要する。

5) 地すべりは、泥質片岩を主体とする檜平層に多く、珪質片岩の発達した野々脇層（上部）あるいはチャートのみられる秩父帯にはきわめて少ない。

6) ホートン法による地すべり地の地表面の平均傾斜は、 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ が大多数であり、これはどの地質系統（あるいは岩相）でもほぼ同様である。

7) 地表面の平均傾斜は、地質系統あるいは岩相ごとに固有の値を示す。したがって、 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ の傾斜地を多く有する地質系統、すなわち、檜平層、みかぶ緑色岩類において、地すべり地が多くなっている。

8) この $25^{\circ}\sim 30^{\circ}$ という地表面傾斜を基準にして、地すべりの予知が可能となる。このように、地表面傾斜を高い精度で計測することは、大きな意義をもつといえよう。

参考文献

- 安藤 武・大久保太治（1970）：徳島県西部結晶片岩地域の地すべり——結晶片岩型地すべりについて——。地調月報，21巻，7号，1—42頁。
- 藤田 崇・安藤 昇・田中光治・袴田直茂（1973）：徳島県西部の結晶片岩地域の地すべりの研究。応用地質，14巻，1・2号，65—69頁。
- （1974）：四国三波川帯の地すべり。第11回災害科学総合シンポジウム論文集，24—25頁。
- 古谷尊彦（1967）：破碎帯地すべりの予察的研究。地すべり，4巻，2号，21—31頁。
- （1969）：吉野川中流域・祖谷川下流域の地すべりについて。京大防災研年報，12号B，47—54頁。
- 平山 健・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三（1956）：7万5千分の1地質図幅「剣山」および同説明書。徳島県。
- 岩崎正夫（1969）：祖谷川流域の地質と地すべり。地すべり，5巻，3号，24—25頁。
- 剣山研究グループ（1963）：四国東部結晶片岩地域の地質。地球科学，17巻，6号，16—19頁。
- 金属鉱物探鉱促進事業団（1970）：昭和44年度広域調査報告書——吉野川地域。通産省。
- （1971）：昭和45年度広域調査報告書——吉野川地域。通産省。
- 小出 博（1955）：日本の地すべり。東洋経済新報社。
- （1973）：日本の国土（下）。東京大学出版会。
- 小島丈児・秀 敬・吉野言生（1956）：四国三波川帯におけるキースラーガーの層序的位置。地質雑，62巻，724号，30—45頁。
- ・光野千春（1966）：5万分の1地質図幅「川口」ならびに同説明書。地質調査所。
- 林 徳煌・山口真一（1971）：地すべり地中の埋木の年代測定と地すべりの周期について。地すべり，7巻，3号，1—6頁。
- 中川衷三（1969）：四国における地すべりの素因，その1。地すべり，5巻，3号，13—19頁。
- ・岩崎正夫・須鎗和巳（1972）：15万分の1徳島県地質図および同説明書。徳島県。
- ・金丸富美夫（1975）：四国における地すべりの素因，その2。地すべり，12巻，1号，25—33頁。
- 日本国有鉄道（1964）：土讃線防災対策委員会地質専門委員会報告書および同付属資料。日本国有鉄道。
- 関 陽太郎（1966）：変成作用の型とパンペリー石を含む鉱物組合せ。岩鉱，55巻，104—112頁。
- 鈴木 敏（1935）：20万の分1地質図幅「徳島」および説明書。地質調査所。

（原稿受理日 昭和50年11月7日）