

吉野川水系の地氾りの地質学的背景

(防災地学に関する研究 II)

甲 藤 次 郎 ・ 波 田 重 熙

Landslides of the Yoshino-gawa Water System and Its Geological Aspects

Jiro KATO and Shigeki HADA

Department of Geology, Faculty of Science

Abstract: From the geological standpoint, we discussed the characteristic properties of landslides distributed on the Yoshino-gawa Water System region of the northern part of Kochi Prefecture. The Yoshino-gawa rises among the mountains of this area and passes through the Sambagawa Belt of the Outer Zone of Southwest Japan. The Sambagawa Belt of the region comprises the Minawa Formation which consists primarily of basic and pelitic schists with occasional interbeds of quartz and psammitic schists. These metamorphic rocks have been classified into spotted schists with conspicuous albite porphyroblasts, and non-spotted schists, without porphyroblasts. A remarkable thrusting shear zone has been found in the southern part of the region. The zone has been designated as the Kiyomizu Tectonic Zone and is characterized by the predominance of a characteristic type of pelitic schist ("Paper schist").

A large number of landslides was triggered by the heavy rainfall of the Typhoon No. 5, 1975 and the Typhoon No. 17, 1976. Their geological characteristics can be summarized as follows:

(1) A small number of landslides occurs in the relatively highly metamorphosed part of the belt which is characterized by spotted schists. Small-scale saggings are a hazard along "nagareban" structure slopes and rock falls occur in the slopes of "ukeban structure of this area.

(2) Along the Kiyomizu Tectonic Zone, a number of sliding areas exists. Slope saggings occur preferably in areas where foliations and shear zone dip towards the axis of the adjacent valleys.

(3) Landslides of the areas which are occupied by non-spotted schists occur in the thick debris deposits derived mainly from pelitic schists and grouped into the rock avalanche type landslide some associated with debris flow.

(4) The failure of pelitic schists is fundamentally related to the prominent development of bedding schistosity, axial cleavage, crenulation cleavage and joint.

(5) The boundary zones of pelitic and basic schists and areas where basic schists intercalate pelitic schists often become the site of the serious landsliding because of their large difference in properties.

1. は じ め に

台風銀座といわれる高知県では、その都度当然のこのように、地氾り・崩壊によって道路・鉄道・家屋・農地などに大きな被害を受けてきた。なかでも昭和五十年及び五十一年秋に来襲し、記録的な、そしてまた降雨タイプを異にする豪雨をもたらした5号及び17号台風による被害は、史上稀に見るものであった。以下、本文で述べる表題の地氾りには崩壊をも含める。

地氾りは、世界的にみても、多雨地帯、あるいは地震活動の活発な地域や、地形が複雑で起伏の

大きい地域で多発することが認められ、多くの論文が、これら三つの要素が地じりの発生を規制している最も重要なパラメーターだと言及している (ZARUBA AND MENCL, 1970; VOIGHT, 1978; など)。

しかし一方では、地じりが地域的にみれば、その地質条件に強く支配されて発生していることが多くの人々により指摘されてきたところである (国鉄, 1964; 安藤・大久保, 1970; 藤田ほか, 1973; 甲藤ほか, 1975など)。日本列島のような変動帯に位置し、地質条件の複雑な地域に発生する地じりの場合は特にその要素が強い。

高知県に発生する地じりは、分布する岩石・地層の性質からみて、結晶片岩型・古生層型・中生層型および第三系型に分けられるが、その大部分は結晶片岩型の地じりである。

岩石構造あるいは地質構造が極めて複雑な結晶片岩地帯に分布する地じりは、従来から“破碎帯地じり”という概念でまとめられてきたのも、この地域の地じりが、地質の特性と深いかわりあいをもって発生しているという側面が広く受け入れられてきたからであろう。

筆者らは、林野庁と建設省が共同で設けた「吉野川濁水対策調査委員会」から依頼をうけ、前記の台風の影響もあって長期化している吉野川水系の濁水対策の一環として、同水系に分布する地じりを調査する機会をもった。本稿は、その際の調査をもとに、その後調査を続けた結果、高知県北部の結晶片岩地帯に分布する地じりの地質学的特性に関して、現在までにいくつか注目すべき事実が明らかになってきたので、ここに報告し御批判を得たい。なにぶん 400 km² 以上に及ぶ早明浦ダム流域の 6,700 ケ所以上の崩壊が対象であり、期間的に個々の崩壊地のすべてをいちいち調査するわけにはいかなかったため、それらの代表的な地域の観察によって、筆者らの本地域の地じりに対する地質学的な見解をまとめた次第である。

この調査研究を進めるにあたり、地じり調査の機会を与えられた「吉野川濁水対策調査委員会」の方々、特に資料を提供頂いた林政総合調査研究所の仁賀定三氏に厚く御礼申し上げる。

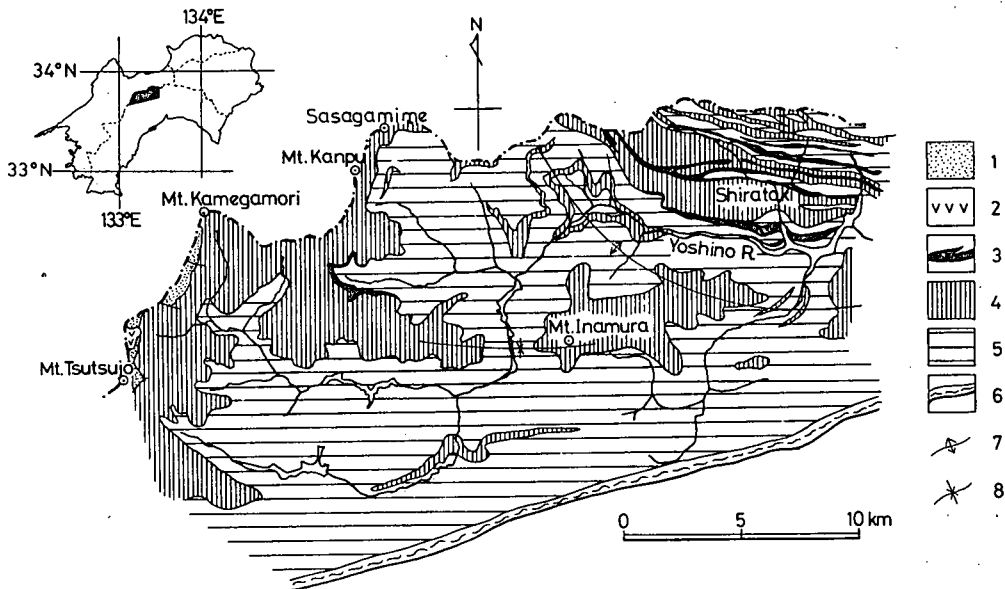
2. 地質と地質構造概説

調査対象地域は、高知県土佐郡本川村・大川村の全域と、土佐町の一部にまたがる早明浦ダム上流の集水域全域で、その面積は 400 km² 以上に及ぶ。この地域は、地質構造区分上、西南日本外帯の三波川帯に位置している。第 1 図に、高知県地質産図 (甲藤ほか, 1960)、高知営林局管内表層地質図 (甲藤ほか, 1977)、原ほか (1977) を基にして、筆者らの調査結果により部分的に修正して作成した地質図を示す。石鎚山系の筒上山・岩黒山および瓶ヶ森などに古第三系久万層群と新第三系石鎚層群がわずかに分布する以外は、三波川結晶片岩類が広く分布している。三波川結晶片岩帯は、第 1 図の南限部分に図示してある清水構造帯により、北側の三波川帯主部と南側の三波川南縁帯に分けられるので (小島ほか, 1956)、本地域は殆んど全域が前者に位置することになる。

また、三波川結晶片岩は、見掛上、肉眼で曹長石変斑晶が認められる点紋片岩と、それがない無点紋片岩に分けられ、それぞれの岩石が分布する範囲を点紋帯及び無点紋帯と呼んでいる。一般に点紋帯は高変成度の帯に、また無点紋帯はより低変成度の帯に相当しているが、本地域北東部の白滝鉾山付近には、点紋帯の結晶片岩が分布しており、それ以外は無点紋帯に属する。

三波川結晶片岩層の層序は、四国中央部 (吉野川横谷) の資料をもとに、小島 (1958, 1966) によって、大量の碎屑岩からなる下部碎屑岩層群、続いて厚い塩基性片岩からなる緑色岩層群、上位の砂泥互層からなる上部碎屑岩層群に大別されている。ただし、この模式地の層序に対して、堆積学上からの基本的な疑問もなげかけられている (河合, 1970・甲藤ほか, 1980)。

小島によれば、本地域に分布する地層は、中部の緑色岩層群に属する三縄層である。三縄層下部層は、黒色 (泥質) 片岩を主とする岩層で、本地域に最も広く分布している。下部層は上部になると緑色 (塩基性) 片岩や石英 (珪質) 片岩・砂質片岩を挟むようになり、三縄層主部層に移る。



第1図 高知県北部の地質図(甲藤ほか, 1960・1977; 原ほか, 1977に基づき一部修正).

1. 久万層群(始新統).
2. 石鎚層群(凝灰岩~凝灰角礫岩, 新第三系).
- 3-5. 三波川結晶片岩類(3. 珪質片岩 4. 塩基性片岩 5. 泥質片岩).
6. 強剝離性泥質片岩(清水構造帯).
7. 背斜軸.
8. 向斜軸

主部層は主部緑色片岩層と呼ばれるように塩基性片岩を主体とし、珪質片岩や泥質片岩をわずかにはさんでいる。本地域の吉野川左岸の白滝地域をのぞく山岳地帯に、この岩層が分布している。

上部層は白滝鉾山地域にのみ分布していて、塩基性片岩・珪質片岩・泥質片岩からなり、一部に砂質片岩をはさんでいる。上部層は点紋を有する結晶片岩である。

以下、それらの構成岩石について述べる。

(イ) 塩基性片岩(緑色片岩)

塩基性(玄武岩質)の火成岩類(溶岩など)や火山砕屑岩類(凝灰岩など)を原岩とする変成岩。一般に、構成鉱物は主として緑泥石・緑レン岩・陽起石・曹長石・石英などからなり、その他角閃石・藍閃石などを含むものがある。

点紋帯の岩石は変成度が高いので、一般に粗粒で葉片状に剝離する性質が弱い。無点紋帯に分布するものの中には再結晶度が低く微細な結晶からなり、片理や種々の岩石劈開が発達して干枚岩状を呈するものもある(細粒凝灰質緑色片岩)。しかし、一般に、無点紋帯の岩石でも片理や劈開の発達、泥質片岩に較べると少なく、塊状となり剝離性に乏しい、より堅硬な岩石である(写真1)。

(ロ) 泥質片岩(黒色片岩)

泥質堆積岩を原岩とする変成岩。石墨質物質を含むので黒色~灰色を呈する。片理面で極めて剝離しやすいばかりでなく、微褶曲とその軸面に沿う軸面劈開や細密劈開がよく発達し、非常に脆い(写真2)。なかでも清水構造帯に分布する泥質片岩はそのような性質が特に甚しく、石英質変成分化脈の発達も微弱で、片理面に沿って極めて薄くはげ易い“Paper schist”といえる岩石であ

る（小島ほか，1956；写真3）。

(イ) 珪質片岩（石英片岩）

チャートなどの珪質堆積岩を原岩とする変成岩。石英を主成分鉱物とする極めて堅硬な岩石で、風化に対する抵抗も強い。本地域では北東部の吉野川北岸と白滝地域に発達する。

(ロ) 砂質片岩

砂質堆積岩を原岩とする変成岩。無点紋帯の砂質片岩でも構成鉱物が粗粒なので、泥質片岩のように、こまかな褶曲構造が発達することも少なく、剝離性が弱くて塊状を呈するものが多い。

これらの岩層は、四国三波川帯における第一級の褶曲構造である能谷山一中七番複背斜や稲叢山向斜により、吉野川流域にみられるように、ほとんど水平に近く、ゆるやかにうねりながら、局部的に小褶曲によって急斜する以外は $20\sim 30^\circ$ 以下の緩傾斜をなす波状構造をもって分布している。

このような褶曲構造は、三波川帯の延長方向に中ないし低角度で斜交する褶曲軸と、ほぼ鉛直な軸面とによって特徴づけられる開いた褶曲を形成している。

秀（1972）や原ほか（1977）による三波川帯の地質構造と造構造過程の最近の総括によれば、このような特徴をもつ褶曲運動は肱川時相のそれに対応している。そして、これらと対照的に無点紋帯の上に重なる点紋帯の地質構造は、見掛け上はそれ程かわらなくても、その内部の構造は著しく複雑で、秀（1954）によって記載されたように本地域でも白滝鉾山付近には白滝横臥背斜構造の存在が明らかになっている。それは閉じた褶曲で、褶曲軸面もより水平に近い褶曲構造である。このような、三波川帯の延長方向に平行な褶曲軸をもち、北から南へ向かって押しつぶせるような褶曲構造は、肱川褶曲運動より以前に形成された長浜横臥褶曲運動時の構造であると考えられている。

原ほか（1977）は、このような横臥背斜の南翼（下底）には、剪断帯（衝上帯）ないし衝上断層の形成を伴っていて、その結果、巨大な衝上地質体（ナップ）としての点紋帯の岩石が無点紋帯の上に衝上したとみなしている。原ほか（1977）はさらに、無点紋帯の部分にもゆるやかな波状構造をもつ岩相をまき込んで、より大規模な横臥褶曲構造の存在を推定していて、全体として三波川帯プロパーの岩層が三波川南縁帯の上に衝上していると考えた。そのような考え方によると、巾約 1 km の強剪断帯と定義された清水構造帯（小島ほか，1956）は、そのようなナップの下底に形成された衝上断層帯とみなされ、ナップが北から南へ衝き上げる運動に伴って、岩石が強く剪断されたとみなされる。

以上のような大規模な褶曲・断層構造と、それに伴う中規模の褶曲構造のほかにも、露頭規模の構造として、1 m 内外の破碎帯を伴う断層や、泥質片岩中にはとくに微褶曲構造が顕著に発達している。

断層は東西性の方向を持つ走向断層が多く、地域的には清水構造帯の北縁の泥質片岩中や、泥質片岩と塩基性片岩との境界部などでしばしば観察される。

発達する面構造は、片理面・軸面劈開面・細密劈開面及び横断節理で、すでに述べているように軸面劈開面・細密劈開面は特に泥質片岩中に顕著に発達する。

節理は岩種を問わずよく発達し、片理面に高角度に斜交している。この節理によって結晶片岩は大小様々のブロックになりやすい。

3. 地入りについて

調査地域は、四国山地の中央部で、山頂高度 1,200～1,800 m の山々が分布し、早壮年期の地

形を示している。その中央部を四国第一の河川、吉野川が西南西から東北東に向かって比較的谷壁斜面のゆるやかな適従河川をなして流れている(岡林ほか, 1978)。調査対象面積は417.2 km²に及んでいる。このように調査地域が広大なので、本調査では「吉野川濁水対策調査委員会」によって作成された1/25,000及び1/50,000の地形図上に地氾り地や崩壊地を記入して作成された地氾り地・崩壊地分布図をベース・マップとして使用して調査研究を進めた。

これらの崩壊地分布図は、昭和47年、50年及び51年に林野庁によって撮影された縮尺1/20,000の航空写真を用いて地氾り地や崩壊地の分布状況を判読し作成されたものである(吉野川濁水対策調査報告書参照)。

それによると、調査対象地域内の林地約39,000 haに、昭和51年の台風襲来後には、6,718ヶ所の崩壊箇所が確認されている(第1表)。

第1表 調査地域の崩壊状況総括表(「吉野川濁水対策調査報告書」(1979)より)

		崩壊ヶ所数	崩壊面積ha	一ヶ所当り平均崩壊面積m ²	林地1 km ² 当り崩壊ヶ所数
47	年	1,334	47	355	3
50	年	4,568	175	384	12
51	年	6,718	332	493	17
50	/ 47	342	372	108	342
51	/ 50	147	190	128	147

昭和50年の5号および51年の17号台風で未曾有の大災害をもたらされた本地域に、47年の時点での程度の崩壊があったかは注目に値するところである。

第1表にみる通り、47年時には1,334ヶ所、崩壊面積47 haであったのが、50年の災害によって崩壊ヶ所数、面積とも約3.5倍と被害が広がっており、短時間における大幅な被害増加の様子がわかるが、これは、ほとんどが50年の台風の影響と判断されている。さらに51年の17号台風によって51/50年比にみられるように、崩壊ヶ所が1.5倍、面積は1.9倍と被害がひろがっている。

昭和50年秋の5号台風が、本地域で日雨量700 mmを越えるという驚異的な豪雨を伴って来襲したのと、引きつづく翌年の51年秋の17号台風が連続降雨量(6日間)が1,900 mmに及ぶという記録的な豪雨を伴ったことから考えると、昭和50年・51年の台風ともに、崩壊無効雨量*をはるかに越える雨量をもたらしたために、数多くの地点で崩壊がおきたとみられる。

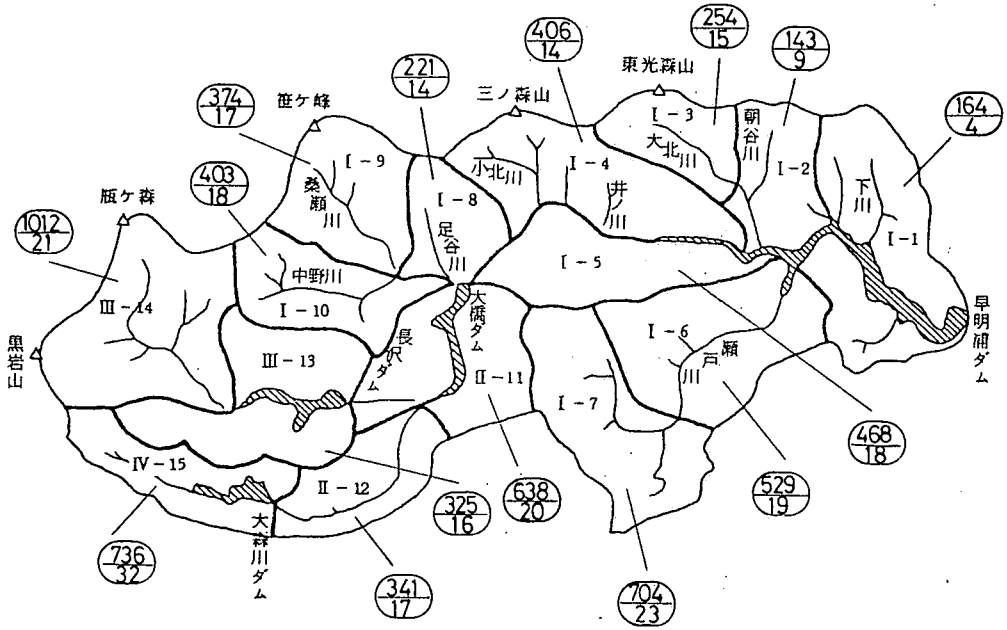
雨量と崩壊の関係では従来から指摘されているように、時間最大雨量より継続雨量が重要な因子となるとみなされているが、51年の被害では、50年時に較べると崩壊ヶ所の増加はそれ程でなく、それより崩壊面積の増加率が高くなっていて、しかも一ヶ所当りの平均崩壊面積の大きさが非常に広がっている。このことは50年時の、記録的な雨量のために、すべり易い箇所は、ほとんど全て崩壊を起こしてしまっていたために、51年時には、記録的な雨量のエネルギーはむしろすでに存在する崩壊箇所を拡大することに費されたのではあるまいかと推定される。

このような未曾有の豪雨のために多数の地点で崩壊が起きたわけであるが、「吉野川濁水対策調査報告書」を参照すると、決して全域で一様に崩壊しているのではないことが判明する。

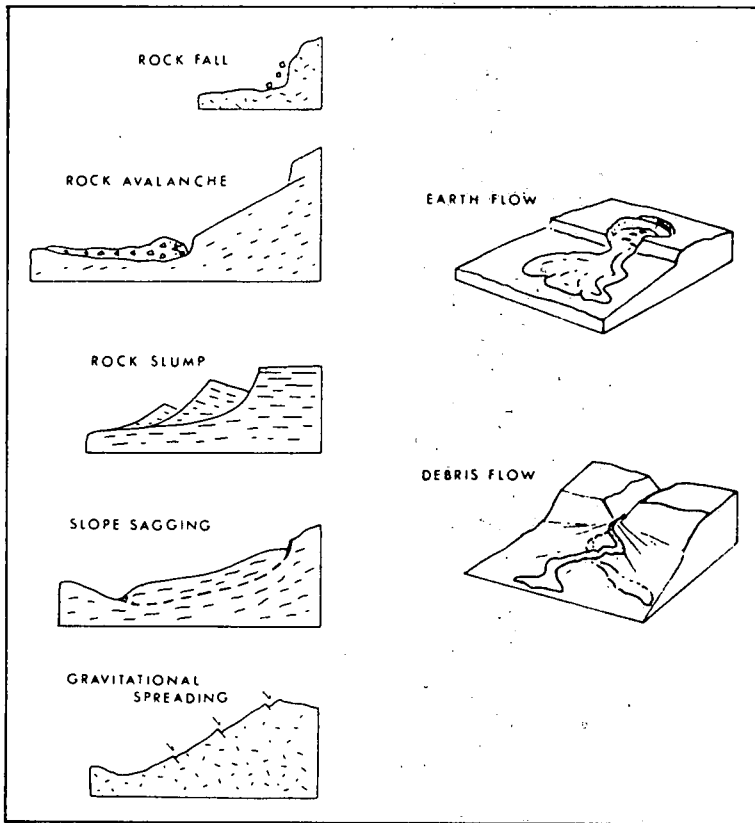
流域別崩壊状況を示したのが第2表で、それをまとめたのが、第2図である。

このような地氾りの発生率の偏りは、地域的な雨量の違いにも多少は影響されているであろう

* この地域での具体的数字は不明であるが、有田川の「古生層」地域では500mm(打萩, 1971)、高知県の秩父累帯北帯では540mm(柏谷ほか, 1976)などの値が出されている。



第2図 流域区分と流域別崩壊状況。(上段：崩壊ヶ所数，下段：林地1km²当り崩壊ヶ所数)



第3図 地すべりの分類 (EISBACHER, 1979)

が、記録的な豪雨で、各地で崩壊無効雨量を越える雨量を記録しているであろうことから判断すると、雨量以外の因子に大きく左右されて偏りが生じている可能性が強い。

そのような要因として普通考察されるのが、地形的特徴と地質的特性である。

「吉野川濁水対策調査報告書」でも種々の地形因子について検討がなされ、例えば、崩壊は比較的緩傾斜の部分で発生していて、斜面の平均傾斜が 45° を越えると、その発生数は激減することや、平均的には南向き斜面で崩壊が多く発生しているが、流域別にみると、かならずしもそのような傾向が一定していないことなどが指摘されている。

第3図にこの論文で使用した地氈りの分類を示すが、安藤・大久保(1970)、藤田ほか(1976)古谷(1976)、科学技術庁研究調整局(1978)など多くの報告で指摘されている通り、三波川結晶片岩地帯の地氈り地塊は、ほとんど岩屑堆積物であると言ってよく、したがって、いわゆる Rock avalanche と呼ばれるタイプの地氈りとみなされる。

従って、地形因子のなかでは特に傾斜と崩壊が関係するとみられる。すなわち、ある斜面平均傾斜角までは、崩壊可能な物質が十分存在し、斜面に作用する剪断力の大きさが、崩壊発生率を規定しているのに対して、その傾斜角を越えると、物質の下方移動が地氈り以外の形式で進行していて、崩壊可能な物質が存在しなくなることのため、ある斜面平均傾斜角(臨界傾斜角)の部分に、地氈り発生率のピークが存在することになるとみられる。

藤田ほか(1976)による三波川帯・みかぶ帯・秩父帯にまたがる地域の地氈りの考察によると、地氈り地は地質系統の如何にかかわらず、たしかに地表面の平均傾斜が $25^\circ\sim 30^\circ$ の部分で大多数が発生している様子が明瞭に示されている。ところが、各地質系統、あるいは岩相ごとに地表傾斜は明瞭に違っていて、それぞれが固有の値を持っている。従って $25^\circ\sim 30^\circ$ の傾斜地を多く有する地質系統において、地氈り地が多くなり、地表面の傾斜といった地形的因子は、地質的因子の表現であるとみなされた。

そこで、このような結晶片岩地帯の地氈り発生的一般的傾向をふまえて、以下では地氈り地の地質的特性を中心に考察してゆきたい。

前述したように、本調査では「吉野川濁水対策調査委員会」によって作成された崩壊分布図を使用した。出来る限り全域の地氈り地を現地調査するように努めながら、特に地氈り地の集中している部分や、大きな崩壊を起こしている地点については現地踏査を十分行ない、地氈り発生を規制している地質的特性を読みとることに努力した。

4. 地氈りと地質

4-1 地氈りと基岩

まず地氈りが、どのような地質系統、あるいは岩相に多く発達しているか、また、地質系統や岩相ごとに、地すべりのタイプに特徴を認めることが出来るかどうかという問題について考察する。

第2図を参照すると、流域区分でI-1やI-2の地域で林地 1 km^2 当りの地氈りの発生ヶ所数がとくに少なくなっており、逆に、N-15流域で最もそれが多くなっている。更にI-7、II-11、III-14、の各流域でも崩壊発生率が高いことが読みとれる。

この流域区分は、地質系統や岩相別の地域区分ではないが、第1図の地質概略図と対応させると、地氈りの少ないI-1とI-2の流域は点紋帯の岩石が広い部分を占めている地域であり、地氈りの多くなっているN-15、III-14及びII-11の各流域は無点紋帯の泥質片岩と塩基性片岩の両者が分布している地域、I-7は清水構造帯が東西に横切っている地域であることがわかる。これらの点を現地踏査と合わせて考察してみたい。

第1点の点紋帯の結晶片岩地域には無点紋帯より地すべりが少ないという傾向は従来より認めら

第2表 流域別崩壊状況（「吉野川濁水対策調査報告書」（1979）より）

流域	年度	崩壊ヶ所数	崩壊面積 ha	1ヶ所当り平均崩壊面積 m ²	林地1Km ² 当り崩壊ヶ所数	流域	年度	崩壊ヶ所数	崩壊面積 ha	1ヶ所当り平均崩壊面積 m ²	林地1Km ² 当り崩壊ヶ所数
I-1	47	120	3.8	320	3	I-9	47	66	1.9	297	3
	50	110	2.9	263	3		50	202	7.3	364	9
	51	164	7.3	442	4		51	374	19.0	510	17
	50/47	92	76	82	92		50/47	306	359	122	306
	51/50	149	250	168	149		51/50	185	259	140	185
I-2	47	87	4.9	558	5	I-10	47	68	1.9	276	3
	50	114	6.1	535	8		50	234	8.4	361	10
	51	143	8.4	591	9		51	403	20.6	510	18
	50/47	131	126	96	131		50/47	344	446	185	344
	51/50	125	138	110	125		51/50	172	243	142	172
I-3	47	104	4.8	465	6	II-11	47	79	1.9	243	3
	50	184	7.0	381	11		50	441	18.0	400	14
	51	254	11.5	454	15		51	638	30.9	484	20
	50/47	177	145	82	177		50/47	558	938	165	558
	51/50	138	165	119	138		51/50	145	171	119	145
I-4	47	105	5.7	546	4	II-12	47	30	0.7	219	2
	50	297	11.4	384	10		50	206	6.3	307	10
	51	406	32.1	792	14		51	341	0.9	320	17
	50/47	283	198	145	283		50/47	687	954	140	687
	51/50	137	282	206	137		51/50	166	172	104	166
I-5	47	80	2.5	311	3	III-13	47	43	1.2	275	2
	50	279	11.7	419	10		50	226	6.7	296	11
	51	468	28.6	612	18		51	325	11.0	339	16
	50/47	349	468	135	349		50/47	526	568	108	526
	51/50	168	245	146	168		51/50	144	164	115	144
I-6	47	94	2.7	282	3	III-14	47	207	8.4	408	4
	50	279	16.2	584	10		50	804	31.0	387	17
	51	529	32.4	613	19		51	1,012	49.0	484	21
	50/47	297	611	217	297		50/47	388	368	94	388
	51/50	190	199	105	190		51/50	126	157	125	126
I-7	47	103	2.9	279	3	III-15	47	122	2.9	237	5
	50	502	20.2	402	16		50	537	16.3	303	23
	51	704	31.3	445	23		51	736	29.8	406	32
	50/47	487	697	144	487		50/47	440	564	128	440
	51/50	140	155	111	140		51/50	137	184	134	137
I-8	47	26	1.2	455	2						
	50	153	5.4	356	10						
	51	221	9.0	407	14						
	50/47	588	427	78	588						
	51/50	144	165	114	144						

れてきているところで、岩崎 (1972) が指摘しているように、点紋帯の岩石は変成度が高いので一般に粗粒の変成岩となっている。従って、葉片状に剝離する性質が弱く、ときに塊状となり、後生変形に対しても抵抗性が強いので大々的に地氈りが発生することは少ない。

点紋帯が広い領域を占める地域の中では、1—3流域は比較的地すべりが多くなっている。この地域は、大北川が地域の中央を流れているが、その流路に平行するような走向をもち、北へ中角度で傾斜するように塩基性片岩を中心とする岩層が整然と分布している。そこで大北川の南側に広くひろがる斜面では地質構造上流れ盤となって写真4に示されるような Slope sagging タイプの地氈りが、一つ一つは小規模であるが、多くの地点で発生している。

一方、受け盤となる大北川北側の斜面では、所によって Rock fall タイプの地氈りが発生している (写真5)。

既述したように、三波川結晶片岩地帯の地氈りは、本質的には崩積土層の地氈りであるが、このように岩層そのものがすべったり崩落するタイプの地氈りが広域的に発生しているのは、その他では、清水構造帯のような特異な地質的な場の地帯のみである。あとは局所的なものとして、剝離性が乏しく塊状に近い岩相を示す砂質片岩や塩基性片岩の分布する地帯や、受け盤となる斜面の部分で小規模に岩層そのものが崩落しているのが認められる程度である。このような場合、横断節理によって岩層がブロック化することが地氈りと重要なかわり合いを持っている (写真6)。

次に地氈りが多発している N—15・III—14・II—11の各流域は基岩にどのような特徴があるであろうか。

各流域は、地質図上では、塩基性片岩と泥質片岩の両者が分布する地帯であるが、現地調査によると地氈りが多発しているのは泥質片岩の部分と泥質片岩と塩基性片岩の境界地帯ないし地質図では塩基性片岩と表現されているが、地質図では示すことの出来ない程度の泥質片岩の層を頻繁に挟在するような地帯であることが判明した。

この点は、地すべりがかなり多く発生している 1—5・6・7 および 10の流域についても同様で、厚い塩基性片岩と泥質片岩との境界付近に発生する地氈りが多くみられた。しかも、それらはしばしば大規模なものである。

要するに、基本的には泥質片岩の存在が地氈りに重要なかわり合いを持っていると理解されよう。

泥質片岩地帯の地すべりについては次の“地すべりと地質構造”の項で述べるように、泥質片岩がもつ複雑な面構造の発達に起因しているとみられるが、泥質片岩と塩基性片岩が互層する部分や両者の境界付近に地氈りが多く発生するのも、塩基性片岩に較べて、泥質片岩が極度に剝離性に富むことが重要な要因とみなされる。写真7にみられるように、剝離性の強い泥質片岩の風化部が細片化して下方移動すると共に、特にその上位に位置する塩基性片岩が不安定になって、片理面や横断節理に沿って崩落し、厚い崩積土層を形成してゆくというように、両者の物性の違いが悪地形の形成を助長しているとみられる。

また、しばしば両者の境界に断層が発達していることも、崩積土層の形成にある程度重要な役割を果たしているように観察される。

泥質片岩の分布領域と塩基性片岩の分布領域のどちらに地すべりが多いかということは、ある地域の地氈りを論じる場合には、しばしば問題とされ、安藤・大久保 (1970)、藤田ほか (1976)、科学技術庁調整局 (1978) など泥質片岩層の分布領域に地氈り地が卓越する傾向を述べるものが多いと同時に、永井 (1976) などのように塩基性片岩の分布領域に地氈りがより多いと指摘する論文もある。

しかし、この問題は、岩崎 (1972) や科学技術庁研究調整局 (1978) が述べているように、地氈

りの原因を泥質片岩そのものの岩質に結びつけて考えるのは正しくなく、複雑に面構造が発達した剝離性に富む岩層であれば、岩石種は何であれ、厚い崩積土層を形成することになり、地這りがその領域に多発するようになると解釈すべきであろう。このような地域の地這りは、崩積土層が崩壊する Rock avalanche の型の地這りである（写真 8）。

清水構造帯の地這り（I-7流域）については、次項で述べるが、強剝離性をもつ岩石が分布するために、それらの不安定な岩層が片理面に沿って流れ盤地這りを起こしているものが主体で、タイプとしては小規模な slope sagging の型の地這りが多発している。

4-2. 地這りと地質構造

前項で述べたように、この地域に分布する泥質片岩には種々の面構造が顕著に発達していて、剝離性に富むために泥質片岩の分布領域に多くの地這りが発生している。

そのような岩石のもつ構造と、さらに大スケールの広域的な地質構造と地這りの関係について考察してみよう。

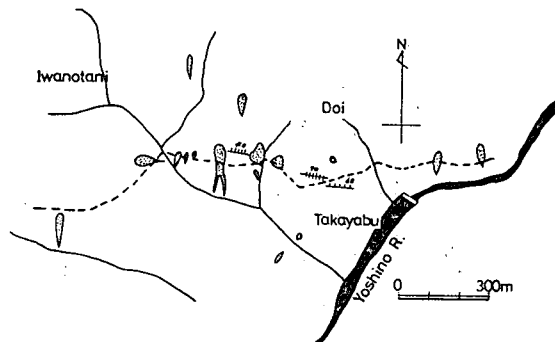
清水構造帯は、前述したように、幅約 1 km の異常に剝離性に富んだ泥質片岩からなる衝上剪断帯で、“Paper schist” と呼べるような極めてうすくはげ易い泥質片岩が分布している。そして、大規模な地這り地帯が認められている（岡林ほか，1978）。

本地域では大規模なものはみられないが、その岩石構造の為に極めて地這りを起こしやすく、道路などが造られることによって出来る人為的斜面では必ずといってよい程崩壊を起こしている。

構造帯の岩層は東西性の走向を持ち、一律に北へ中角度で傾斜しているの、この傾向はとくに北斜面で強い。

さらに、構造帯内部およびその北側のやはり泥質片岩層の分布する領域には、構造帯の延びに並走する東西性の走向をもつ走向性の断層が多数発達していて（写真 9・10）、そのような部分をすべり面として流れ盤地這りを起こしたり、またそのような部分が崩積土層を形成する場となるために、細長い東西性の方向をもつ地這り地帯となっている（I-7、II-12流域）。

その他、断層が第 1 義的に影響して地這りを発生しているものは、小規模であるが、大川村高敷・岩ノ谷で認められる（第 4 図）。

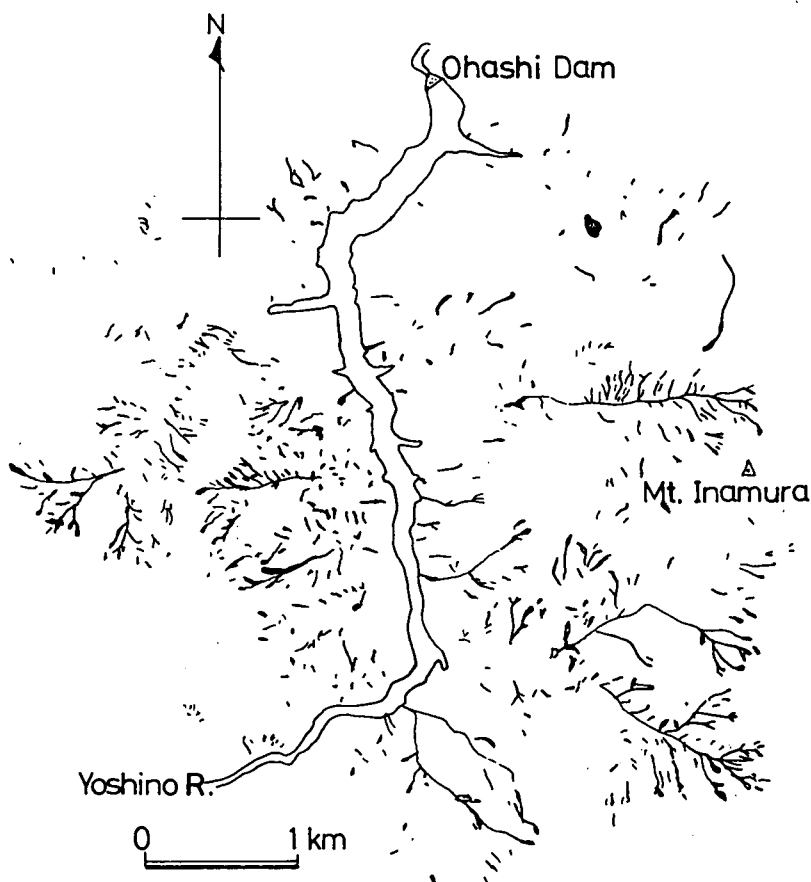


第 4 図 断層に規制された地すべり（大川村高敷・岩ノ谷）。点線は断層を示す。

本調査地域の泥質片岩には、軸面劈開面がごく普通に発達しているが、稲叢山向斜構造の軸部（II-11流域）と能谷山一中七番複背斜構造の北翼部（I-5流域）で特にそのような構造が顕著に発達している（写真 11, 12）。

II-11域では、吉野川は結晶片岩の走向をほぼ直角に切りながら横谷を形成している。そのため吉野川をはさむ東西兩岸の斜面には、東西性の支谷がきざまれているが、これらは非常に直線的に

発達していて、結晶片岩のもつ強い軸面劈開面に規制されて発達しているようにみられる。そして、第5図に示されるように、この東西にのびる支谷の部分に南北両斜面から崩積土層の地滞りが集まるように分布し、それらがさらに東西の支谷の部分で土石流(Debris flow)となって崩壊が発生している(写真13)。片理面に加えて劈開面が強く発達しているために、岩層が大小にブロッ



第5図 II-11流域(大橋貯水池)の崩壊分布図(「吉野川濁水対策調査報告書」1979より)。

ク化しやすく、さらにそれが細片化して多くの崩積土層が形成されることが、このようなタイプの地滞りを発生する要因となっているとみられる。

軸面劈開面の顕著に発達するI-5流域にも、土石流を伴う地滞りが発達している(第6図、写真14)。この地滞りも、劈開面の著しい発達のため剝離して細片化したもので形成された崩積土層が、片理面の構造からいっても、劈開面の構造からいっても、流れ盤となる吉野川南側の斜面の部分に特によく発達しており、それが崩壊しているものとみられる。地滞り地上部では、しばしば軸面劈開面が滑落崖を形成しているのが認められる。

藤田ほか(1976)は、三波川帯の地滞りが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、流れ盤地滞りが極めて多く規模も大きいことを指摘している。しかし、これまでみてきたように、結晶片岩にはいくつかの面構造が発達していて、例えば軸面劈開面の顕著な発達が地滞り滑動の大きな要素となっていたり、かならずしも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のが一般である。

この地域の泥質片岩は、東西性の走向をもち、ほぼ一様に $25^{\circ}\sim 35^{\circ}$ の傾斜をもって北斜している。本域については 1/12,500 の地形図を用い、一辺 200m の方眼を設け、その 4 辺について、ホートン法 (Horton法) により、方眼内の平均傾斜角を求めた。

その結果は、第 7 図に明瞭なように、吉野川右岸の北向きの斜面には、ほぼ岩層の傾斜角に近い傾斜をもつ斜面が発達するのに対し、左岸の南向きの斜面にはより急な 40° 前後の傾斜となっている。

そして、地滞りの発生は、ほとんど吉野川の右岸側に限られていて、典型的な流れ盤地滞りが発達しているのがわかる (写真 15)。そしてそれらの地滞りは $25^{\circ}\sim 26^{\circ}$ の斜面の部分に集中している。このことは、崩積土層が作る岩層の傾斜よりも緩斜面の部分で地滞りが発生していることを意味しているとみられる。

これに対して、受け盤地滞りとなる吉野川左岸側の斜面には、対照的に地滞りが非常に少ない。ただ、長沢ダムの北側の部分で、泥質片岩層の走向と同じ走向を持ち、北へ $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ 傾斜する最大 2m 程度の破碎帯を持つ断層がみられ、この部分ではごく小規模な崩壊が発生している。この断層は、右岸の斜面では確認出来ていないが、図学で作図すると、同斜面にかかる可能性もあり、その場合には右岸の地滞りの崩積土層の形成に関係しているかもしれない。

5. む す び

今回の調査地域である吉野川上流域には、三波川結晶片岩層の三縄層に属する泥質片岩・塩基性片岩が主に分布している。

この地域に昭和 50 年及び 51 年に来襲して記録的な豪雨をもたらした台風により、6,700 ケ以上の崩壊が発生した。

筆者らは「吉野川水系濁水対策調査委員会」によって作成された崩壊分布図をもとに、現地踏査によって、この地域の地滞りの地質学的特性を明らかにすることに努めた。

その結果、次に要約するような 5 つの基本的事項が明らかになった。

1) 三波川帯の中では、無点紋帯に較べて点紋帯の地域に地滞りがより少ない (I-1 や I-2 流域)。点紋帯で発生している地滞りは、流れ盤となる斜面では Slope sagging 型の地滞りであり、受け盤の側では Rock fall 型の地滞りである (I-3 流域)。

2) 清水構造帯の部分でも流れ盤地滞りが多く発生している。また、構造帯北側を含めた領域に走向性断層が多く発生していて、それらが地滞りの発生と密接に関連している (I-7 及び II-12 流域)。

3) 無点紋帯の部分では、崩積土層が崩壊する Rock avalanche 型の地滞りが大部分をしめている。

4) それは、複雑な面構造が顕著に発達している泥質片岩が、極めて剝離性に富むことが基本的に作用している。したがって、泥質片岩の分布領域は、全体が潜在的な地滞り地といえる。

5) 発生している地滞りは、一般に種々の構造要素に支配されて複雑化しているが、III-13 流域のように、層面片理面が地滞りに関連する最も重要な面構造である場合や、I-5 や II-11 流域のように、それが軸面劈開面である場合もある。

6) また、泥質片岩と塩基性片岩の境界地帯や、塩基性片岩が泥質片岩を挟む地帯では、とくに両者の著しい物性の差異が地滞りを多発させ、また大規模なものとしている。

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, vol. 21, p. 1-42.
- EISBACHER, G. H. (1979): First-Order Regionalization of Landslide Characteristics in the Canadian Cordillera. *Geosci. Canada*, vol. 6, no. 2, p. 69-78.
- 藤田 崇・平野昌繁・波田重熙 (1976): 徳島県川井近傍の地すべりの地質構造規制. 地すべり, vol. 13, no. 1, p. 25-36.
- 古谷尊彦 (1976): 変成岩地帯地すべりについての私見—破碎帯地すべりの地質的な特性—. 農業土木学会中国四国支部51年度シンポジウム, p. 36-42.
- 原 郁夫・秀 敬・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男 (1977): 三波川帯の造構運動. 三波川帯, 小島丈児教授還暦記念論文集 (秀敬編), p. 307-387.
- 秀 敬 (1972): 四国西部長浜大洲地方三波川変成帯における二つの横臥褶曲構造の発見と意義—別子横臥褶曲構造の再検討(1)—. 広大教養部紀要Ⅲ, 自然科学, vol. 5, p. 35-51.
- 岩崎正夫 (1972): 四国の三波川帯・みかぶ帯の地すべり. 地域開発に伴う災害とその対策に関する総合的研究報告書 (文部省特定研究), p. 21-24.
- 科学技術庁研究調整局 (1978): 結晶片岩地帯地すべり発生構造に関する総合研究報告書. 科学技術庁, 303p.
- 甲藤次郎 (1957): 物部川, 永瀬ダム地点の地質 (土木地質に関する資料—其の1). 高知大学学術研究報告, 第6巻, 第27号.
- 甲藤次郎・小島丈児・沢村武雄・須鎗和巳 (1960・61): 高知県地質鉱産図及び同説明書. 高知県.
- 甲藤次郎 (1963): 愛媛県肱川, 鹿野川ダム地点の湛水池周辺地域の地へりについて (土木地質に関する資料—其の2). 高知大学学術研究報告, 第12巻, 自然科学 I, 第4号.
- 甲藤次郎 (1974): 新荒倉トンネル及び河之内トンネルの地質について (土木地質に関する資料—其の3). 高知大学学術研究報告, 第22巻, 自然科学, 第18号.
- 甲藤次郎・西 和彦・福留脩文 (1975): 1975年5号台風による高知県勝賀瀬川流域の自然災害について—其の1 (防災地学に関する研究 1). 高知大学学術研究報告, 第24巻, 自然科学, 第16号.
- 甲藤次郎・須鎗和巳・鹿島愛彦・橋本 勇・波田重熙・三井 忍・阿子島功 (1977): 20万分之1 高知営林局管内 (四国) 表層地質図. 高知営林局.
- 甲藤次郎・平 朝彦 (1980): 逆転している大歩危礫質片岩. 地質ニュース, No. 307.
- 河合正虎 (1970): 日本列島の生いたちをさぐる. 276~281頁, ラティス K. K.
- 柏谷健二・平野昌繁・横山康二・奥田節夫 (1976): 山腹崩壊と地形特性に関して—昭和50年5号台風による高知県下の山腹崩壊を対象として—. 京大防災研年報, no. 19, B-1, p. 371-383.
- 小島丈児 (1958): 三波川帯, 鈴木醇教授還暦記念論文集, p. 88-100.
- 小島丈児 (1966): 深層試験錐補地としての大歩危について. UMP-C-Zone 連絡紙, no. 5, p. 46-50.
- 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一 (1956): 四国西条—上八川間路線に沿う三波川帯の地質 (予土路線に沿う地質 その1). 地質雑, vol. 62, no. 729, p. 317-326.
- 永井浩三 (1976): 愛媛県下にみられる地すべりについて—破碎帯地すべりの地質的な特性—. 農業土木学会中国四国支部51年シンポジウム, p. 22-27.
- 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.
- 岡林直英・栃木省二・鈴木堯士・中村三郎・井上公夫 (1978): 高知県中部の地形, 地質条件と土砂災害との関係. 地すべり, vol. 15, no. 2, p. 3-10, no. 3, p. 30-37.
- 林野庁 (1978): 吉野川濁水対策調査報告書. 林野庁, 161p.
- 林野庁 (1979): 吉野川濁水対策調査報告書. 林野庁, 180p.
- 寺戸恒夫 (1977): 大規模崩壊による山地地形の変化—山地崩壊の地形学的研究—. 地理科学, 第28号.
- 打萩珠男 (1971): ひと雨による山腹崩壊について. 新砂防, no. 79, p. 21-34.
- VOIGHT, B., Ed. (1978): *Rockslides and Avalanches*, vol. 1 (Natural Phenomena). Elsevier Sci. Publ. Co., 833 p.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V. (1970): *Landslides and Their Control*. Elsevier-Academia, 205 p.

(昭和54年9月29日受理)

(昭和55年2月27日発行)



写真1. 塩基性片岩(緑色片岩). 大川村高野北方. 中央部に小褶曲が発達.



写真2. 泥質片岩(黒色片岩). 本川村大森川ダム北方. シェブロン褶曲が発達し、軸面劈開面に沿って破碎している.

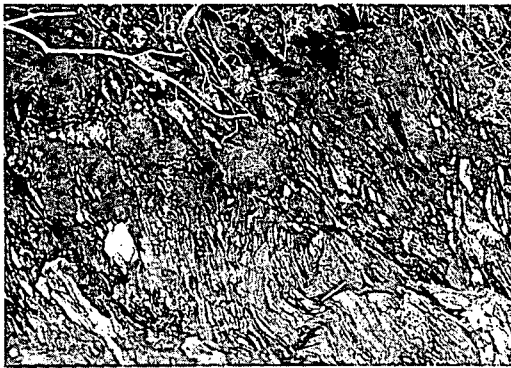


写真3. 清水構造帯の泥質片岩(いわゆる Paper Schist). 土佐町芥川.



写真4. 点紋帯緑色片岩地帯にみられる層面片理面に沿う流れ盤地じり(Slope sagging型の地じり). 大川村大北川.



写真5. 点紋帯緑色片岩地帯にみられる受け盤地じり(Rock fall型の地じり).



写真6. 砂質片岩における岩石崩落. 横断節理でブロック化している.



写真7. 塩基性片岩と互層する泥質片岩. 本川村名野川上流. 片理面・劈開面・横断節理で細片化している泥質片岩と, 横断節理でブロック化している塩基性片岩.

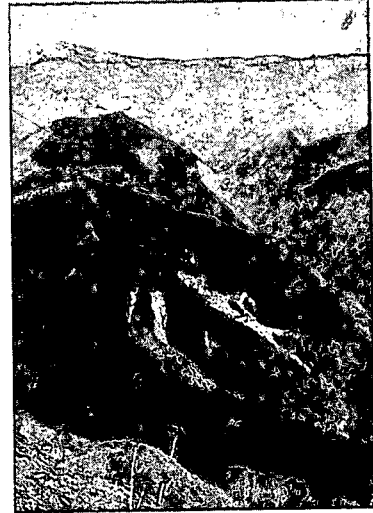


写真8. 崩落崖下の崩積土層が, 昭和50年秋の集中豪雨で二次的に生じた崩壊. 本川村一之谷.



写真9. 清水構造帯北側の地帯に発達する同構造帯に並走する走向性断層. 土佐町芥川北方.



写真10. 清水構造帯北側の地帯に発達する衝上性断層. 本川村竹ノ奈路西方.

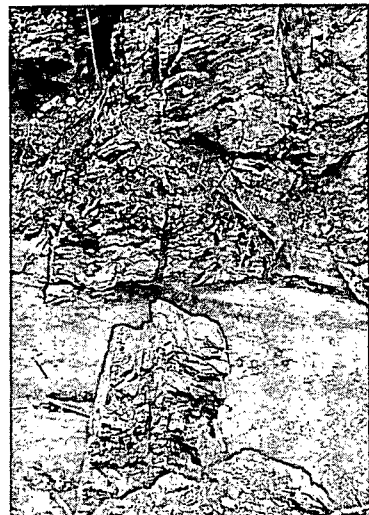


写真11. 軸面劈開面が顕著に発達して岩体がブロック化している. 本川村金剛.



写真12. 軸面劈開面が顕著に発達した泥質片岩.
大川村高野西方.



写真13. 軸面劈開面に規制された谷と崩壊状況.
本川村休場. 谷の壁は軸面劈開面で、谷を見
下した写真.



写真14. 能谷山-中七番複背斜北沢の地回り. 大
川村うの滝橋北方.



写真15. 長沢ダムサイトの流れ盤地すべり(Rock
avalanche 型の地回り). 本川村.

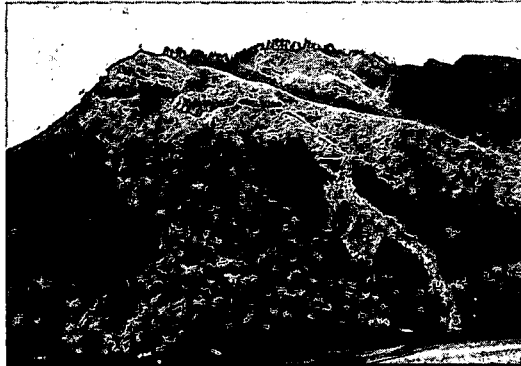


写真16. 長沢貯水池の地回り. 本川村. 受け盤側
は急斜地を形成し、層面片理面の傾斜方向で
流れ盤地回りを発生.