

孔内傾斜計測定結果から見た地すべりの挙動

堀伸三郎・成田 賢・井上芳幸

A CONSIDERATION OF LANDSLIDE BEHAVIOR USING BOREHOLE INCLINOMETER MEASUREMENT RESULTS

Sinzaburo HORI, Masaru NARITA and Yoshiyuki INOUE

Abstract

Many researchers have offered systems of classifying landslides. Summaries of these have been given by Watari (1971) and Furutani (1980). Among the bases for classification used are types of movement, material composition, history of occurrence, situation of landslide, etc. The classifications given by Varnes (1958, 1978) typify the approach in which movement and material composition are especially emphasized elements. However, in recent years a wider range of factors, including geomorphology, history of occurrence (Akutagawa and Kaneko, 1965; Watari, 1971) type of engineering measures to be taken to prevent landslide damage (Watari, 1971) and situation of landslide (Hadano and Oyagi, 1977) have also been used. However, all of these systems of classification are based only on qualitative factors, that is, geology and topology, paying scant attention to the many measurement results taken at landslide sites in recent years that are available.

One method being used to explore landslide behavior electrically detects strain on a pipe set in a borehole. Also, recent technological advances have made possible the miniaturization and improvement in accuracy of various instruments. One result of this progress is a highly accurate inclinometer that may be used in boreholes. This instrument is now widely being used in landslide measurement.

The island of Shikoku has a great many landslides. The authors carried out bore hole measurements with an inclinometer at 14 sites in Shikoku's Ehime and Kōchi Prefectures. As shown in Figure 1, the sites are scattered across the Izumi, Sambagawa Chichibu and Shimanō Velts. As shown in Table 1, a total of 43 boreholes were used in measurement at the 14 sites.

As shown in Figure 12, subsurface displacement was classified as four types: (A) single slide plane; (B) multiple slide plane; (C) inclined motion and (D) compound slide plane landslides. Sliding soil blocks were classified as follows:

Type I: Highly weathered. Nearly indistinguishable from other soil.

Type II: Weathered, but some of the texture of rock remains.

Type III: Consists of rock weakened by weathering, with many cracks, but the overall block is fresh.

Type IV: Crumbled soil block containing hard and stiff gravel; part of the base rock moves.

As shown in Figure 13, the majority of Type I and Type II moving soil blocks have single slide planes (type A subsurface displacement), Type III soil blocks have inclined motion (C) and Type IV blocks are compound slide plane blocks (D). In addition, we see from the figure that there is a good correlation between the type of soil block and displacement.

Figure 14 shows the relationship between the angle of inclination of the mountainside and the pattern of subsurface displacement at the site of the landslide. It was ascertained from this relationship that if the angle of inclination is less than 35° subsurface displacement shows slide planes, while if the angle is greater than 35°, subsurface displacement shows inclined motion.

Figure 15 shows the relationship between angle of inclination and pattern of subsurface displacement, using 30° as the boundary between slide plane type displacement and inclined motion displacement.

1 まえがき

地すべりの分類は多くの研究者によって試みられ、これらの成果は、渡 (1971¹⁾、古谷 (1980²⁾) 等によって

まとめられている。分類の基準となるものには運動様式、物質構成、地すべり発達史、空間構成などがある。多くの分類では Varnes (1958, 1978³⁾) の分類で代表されるように運動様式および物質構成が重要視されている。近

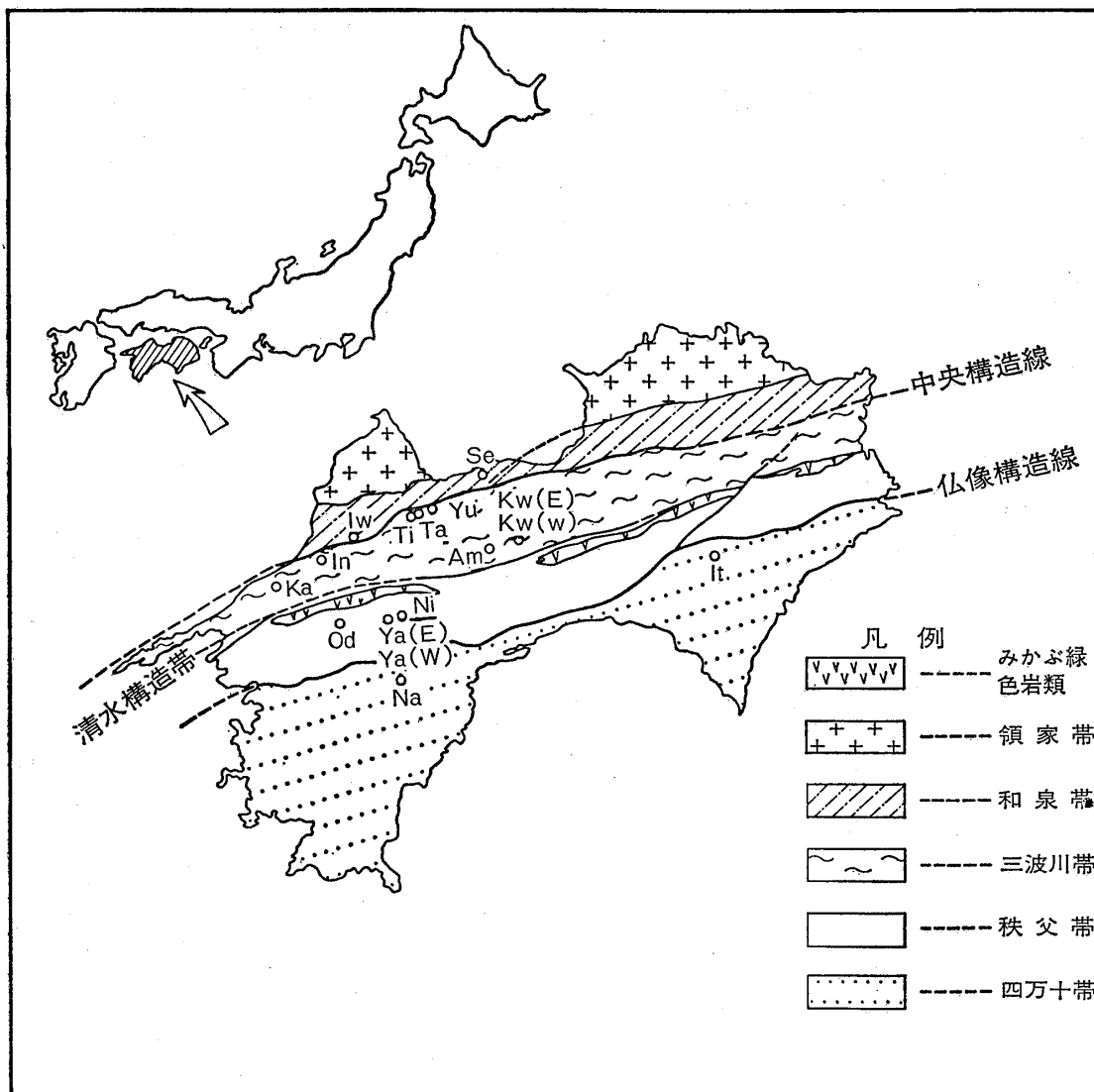


図-1 四国地方の地質構造図および計測地点位置図

- | | | | | |
|----------|----------|----------|---------|----------|
| Iw : 岩屋口 | Se : 関ノ戸 | In : 大寄 | Kw : 川窪 | Ti : 千原 |
| Ta : 田桑 | Ka : 上河内 | Yu : 湯谷口 | Am : 安望 | Od : 小田川 |
| Ya : 柳谷 | Ni : 西ノ谷 | Na : 仲間 | It : 市宇 | |

年発表された分類の傾向としては、それらに地形地質、発達史的な視点(芥川・金子1965⁴⁾、渡1971)、地すべり対策工との関係(渡1971)、空間構成(羽田野、大八木1977⁵⁾)が加えられ、より広範な視野に立った分類が提案されている。

しかし、これらの分類は、地形学的ならびに地質学的要素を基本としており、近年多くの地すべり地で行われている計測の成果はほとんど考慮されておらず、定性的な判定に基づく分類となっている。

地すべり計測としては、ボーリング孔内に埋設したパイプのひずみを電氣的に検出し、地すべりの挙動を明らかにする方法が用いられているが、近年の科学技術の進歩に伴い、各種計測器の小型化、高精度化が進み、ボーリング孔内に挿入するタイプの高精度の傾斜計が開発され、最近では地すべり計測に広く利用されるようになった。

筆者らは、主に愛媛県と高知県の若干の地すべり地において、孔内傾斜計による地中変位の測定から、すべり面の深さ、移動方向、移動量を求めてきた。これらの測

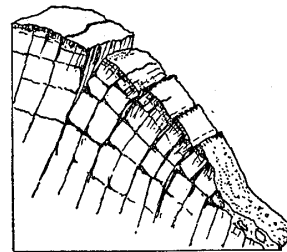
定において、孔内傾斜計によって把えられる地中変位の形態がいくつかのタイプに分けられることに着目し、これらの地中変位形態と地形、地質との関係および、一般に用いられている地すべり分類との関係について整理し、それぞれの変位形態の持つ意味について考察した。なお、この報文で地すべりとして取扱ったものの中には、山崩れ(土質工学ハンドブック1982)と呼ばれるような現象も含まれるが、両者の境界は必ずしも明確でなく、山腹斜面の移動形態のうち落石を除いたものを一括して地すべりとして取扱った。

2 孔内傾斜計による地すべり観測

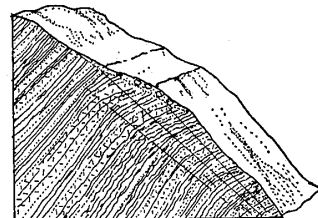
四国地方には数多くの地すべり地が存在するが、愛媛

表一 地すべり地と観測数一覧

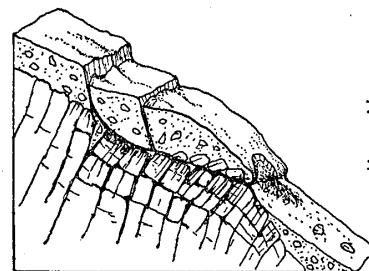
地質構造帯	地すべり地名	観測数
和泉帯	岩屋口 Iw	4
	関ノ戸 Se	1
三波川帯	犬寄 In	3
	川窪(西) Kw(W)	1
	"(東) Kw(E)	1
	千原 Ti	2
	田桑 Ta	1
	上河内 Ka	2
	湯谷口 Yu	4
	安望 Am	2
秩父帯	小田川 Od	2
	柳谷(東) Ya(E)	5
	"(西) Ya(W)	4
四万十帯	西ノ谷 Ni	2
	仲間 Na	6
	市宇 It	3
		計 43



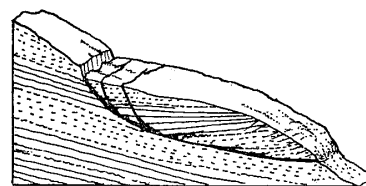
基岩トッピング型



基岩クリープ型



岩屑スランプ
+
基岩クリープ型



基岩スランプ型

図一 地すべりの類型 (Varnes 1978の基岩の項を簡略化して示した)

県および高知県にある地すべり地のうち、14箇所（16地区）において孔内傾斜計を用いて地すべり挙動が観測された。これらの地すべり地の位置は、図-1に示すとおりで、これらは、和泉帯、三波川帯、秩父帯および四万十帯にわたって点在している。また、それぞれの箇所における観測数は、表-1のとおりで、計43点である。以下に、主な地すべり地の地質と観測結果について、その概要を述べる。

なお、孔内傾斜計は、直交する2方向のそれぞれの変位を求めることができるものであり、観測に当っては、地すべり地の最大傾斜方向と、それに直角方向の変位を観測できるように傾斜計を設置した。この報文に示す孔内傾斜計による観測結果は、最大傾斜方向の観測結果のみを示す。

また、孔内傾斜計によって求められた地中変位の挙動を地すべりのタイプの一般的な分類と対比するために、図-2に示すような Varnes (1978) の分類を簡略化し

たものを用いた。

2-1 岩屋口地すべり地

中央構造線に近接した位置にあり、地すべり地を構成する地質は、中生代和泉層群の砂岩・頁岩互層によりなっている。層理面の傾斜は、10°~20°と緩く、斜面に対して流れ盤構造となっている。また、近接地を通る中央構造線から派生した、小断層が多数認められ、砂岩、頁岩ともに破碎されており、とくに頁岩は、一部粘土化している。

図-3は、この地すべり地の代表的な断面と孔内傾斜計による観測結果である。これらの観測結果によれば、各ボーリング孔とも、ある深度において、短区間で大きく変位するせん断的な変位が認められる。この区間の下部においては移動は認められず、一方、上部においては、深さに関係なく一様に移動しており、また各測点の移動量がほぼ等しいことから、大きな変位を示す深さに

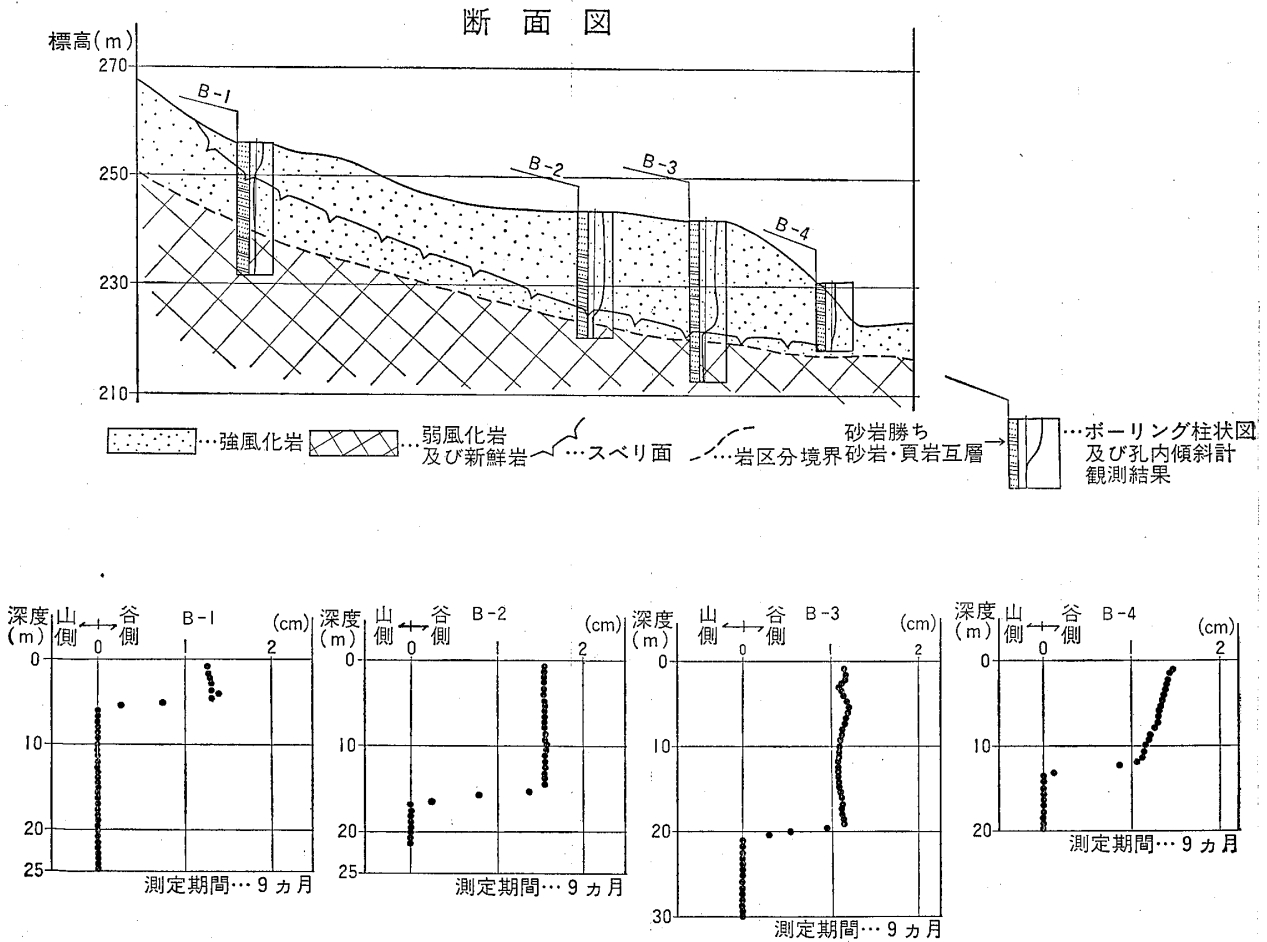


図-3 孔内傾斜計観測結果および模式断面図(岩屋口)

すべり面を持ち、それより上部の土塊が一体となって移動する地すべりということが出来る。すべり面における変位速度は、平均0.3cm/月であった。

地表のクラックと各ボーリング孔におけるすべり面を結ぶと、図-3に示すように、比較的直線的なすべり面が強風化岩盤中に存在する岩盤すべりであるということ

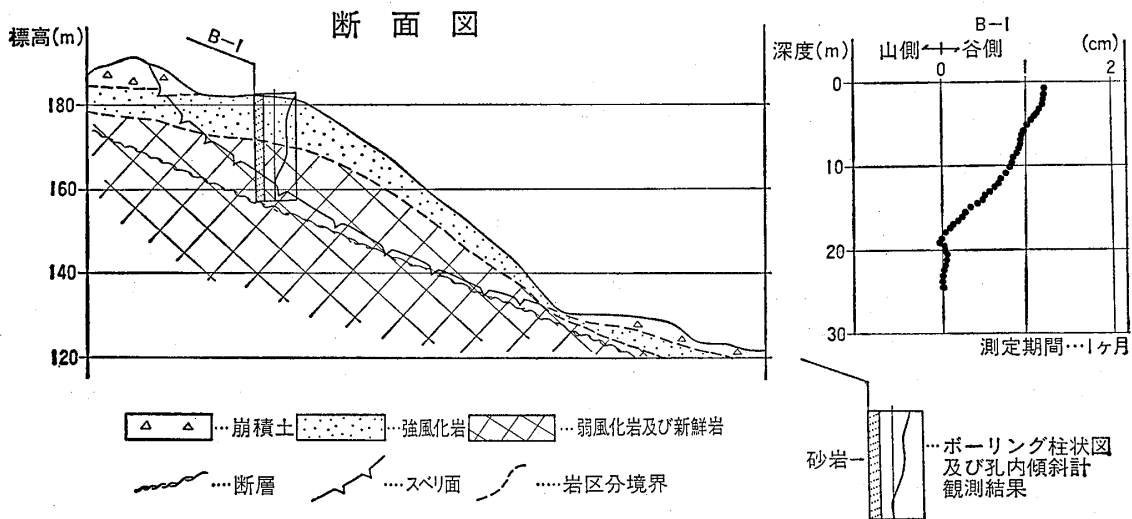


図-4 孔内傾斜計観測結果および模式断面図 (関ノ戸)

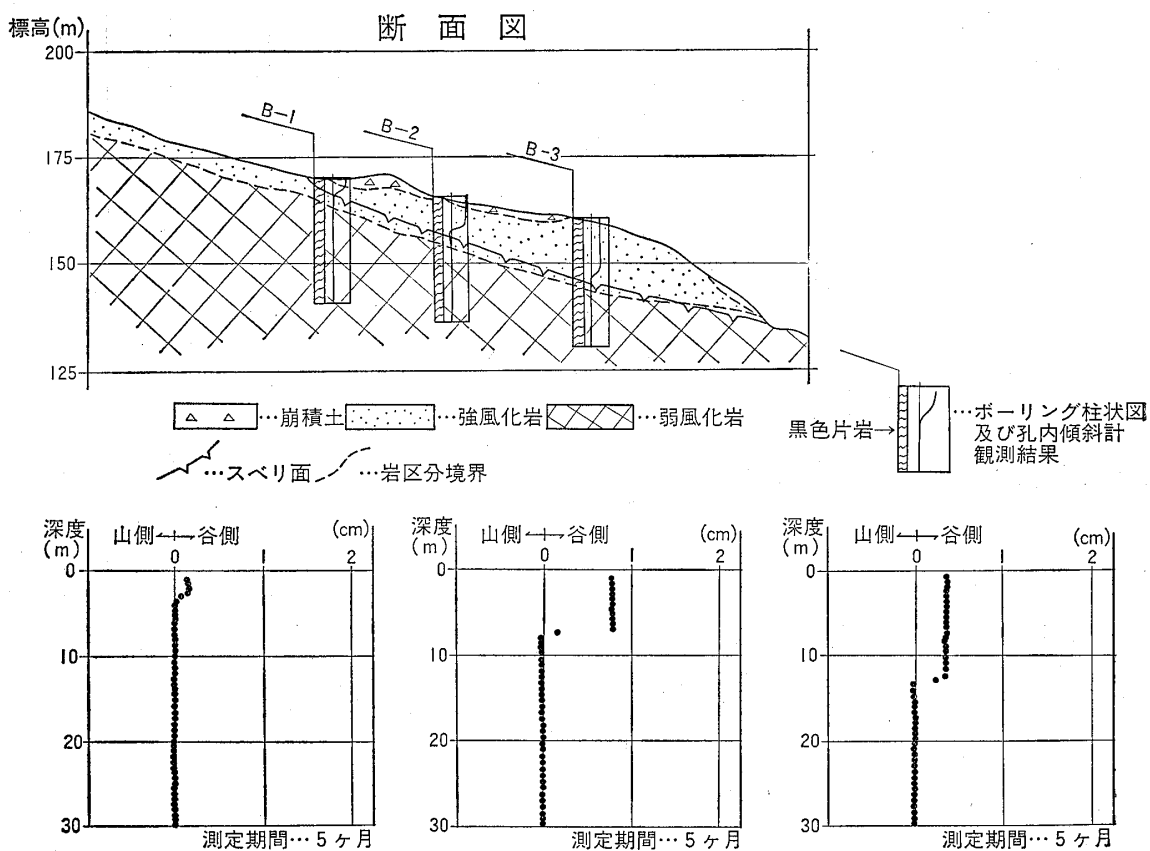


図-5 孔内傾斜計観測結果および模式断面図 (犬寄)

ができる。これは、図-2に示すタイプの“基岩スランプ型”に相当する。

2-2 関ノ戸地すべり地

岩屋口地すべりと同様に、中央構造線に近接した位置にあり、地質は、中生代和泉層群の砂岩・頁岩互層よりなっている。層理面の傾斜は40°~50°で、斜面に対し流れ盤構造となっている。また、節理や小断層が多数発達し、これらの分離面に沿って風化が進行しているが、分離面によって分断された岩塊の岩芯は新鮮である。

図-4は、この地すべり地の代表的な断面と孔内傾斜計による観測結果である。この地すべり地における観測は1孔のみであるが、この結果によれば、2-1において示したような明瞭なすべり面は認められないが、深度18m付近より上部においては、深度が浅くなるに従って

変位量がしだいに大きくなる傾向がみられる。また、長期間にわたる観測により、この現象が継続していることを確認した。したがって、深度18m付近を境とし、それより上部の土塊が斜面下方に向かって傾動する形となっている。地表面付近での変位速度は、平均で0.4cm/月であった。

深度18m付近にみられる変曲部を地すべり面とし、断層や層理面の傾斜などを考慮すると、図-4に示すようなすべり面が想定できる。この地すべりは、観測された挙動からみると、図-2に示すタイプの“基岩クリープ型”あるいは“基岩トップリング型”に相当するものと考えられる。

2-3 犬寄地すべり地

中央構造線に近接した位置にあり、地すべり地の地質

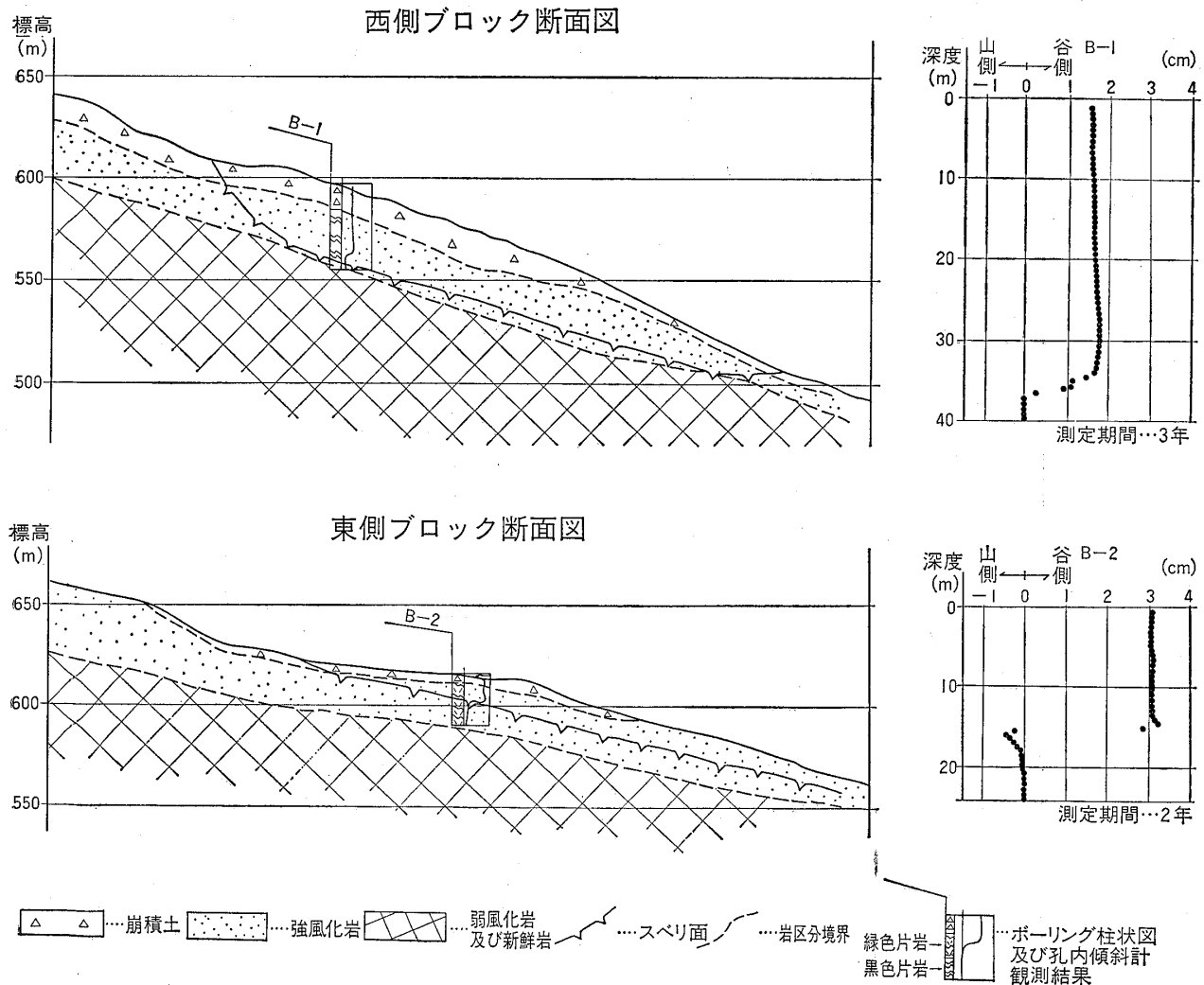


図-6 孔内傾斜計観測結果および模式断面図 (川窪)

は、三波川結晶片岩類に属する綠色片岩と黑色片岩の互層よりなる。層理面の傾斜は $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ で、斜面に対し流れ盤構造となっている。斜面の岩盤は風化が進み、著しく脆弱化しており、ボーリングコアは、ほとんど褐色を帯びた土砂状となっている。

図-5は、この地すべり地の代表的な断面と孔内傾斜計による観測結果である。これらの結果は2-1の場合と同じであり、ある深さにおいてせん断的な変位を示し、それより上部の土塊が一体となって移動している。その変位速度は 0.13cm/月 であり、比較的緩慢であった。

地表に現れているクラックと各孔の変位点を結ぶと、図-5に示すように、ほぼ直線的なすべり面が推定できる。このすべり面は、弱風化岩盤と強風化岩盤との境界線に沿って、強風化岩層中に存在していると考えられる。図-2の類型によれば“基岩スランプ型”に相当している。

2-4 川窪地すべり地

清水構造帯に近接した位置にあり、地すべり地の地質は、三波川結晶片岩類に属する黑色片岩と綠色片岩よりなり、層理面傾斜は $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ で、斜面に対し流れ盤構造となっている。また、崩積土は $5\text{m}\sim 10\text{m}$ の厚さで分布し、主に風化した結晶片岩礫よりなっている。

地すべり地内の岩盤は、清水構造帯の影響により、細かな割れ目が発達しており、深部($20\text{m}\sim 40\text{m}$)まで風化が進み脆弱化している。

この地すべり地は、西側と東側の2つのブロックからなり、西側ブロックの地表傾斜角は約 20° 、東側ブロックでは約 10° の緩傾斜となっている。

図-6(a)は、西側ブロックの代表的な断面と孔内傾斜計による観測結果である。これによると、深度 $34\text{m}\sim 37\text{m}$ 付近の破碎質の風化した黑色片岩中に短区間で比較的大きい変位が認められ、これはせん断的なもので、すべり面に相当するものと考えられる。深度 1.00m における3年間の移動量は約 2cm であり、変位速度は 0.05cm/月 と、きわめて小さい。

一方、東側のブロックにおいて実施された孔内傾斜計による観測結果を、図-6(b)に示す。この結果によれば、深度 15m 付近の短区間で大きく変位しており、明瞭なすべり面の存在が認められる。この面より上部の層は、深さによる変位量の差はなく、一体化した動きを示している。

西側ブロックと東側ブロックにおいては、山腹の傾斜、移動土塊の性状、すべり面深度などが異なっているが、変位挙動としては、ほぼ同様な型を示している。図-2の類型によれば“基岩スランプ型”に相当する。

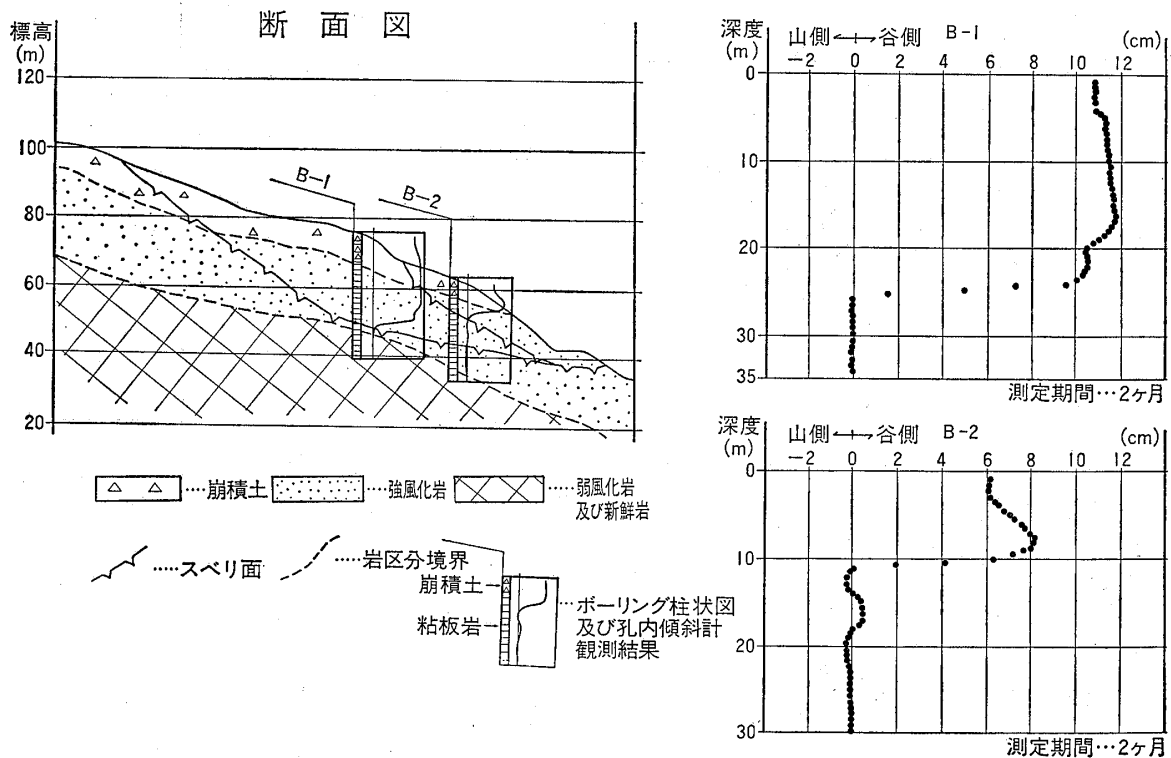


図-7 孔内傾斜計観測結果および模式断面図(小田川)

2-5 小田川地すべり地

この地すべり地に分布する地質は、秩父古生層に属する粘板岩・チャートを基盤とし、それを覆う5m~10m厚のチャートレキを多量に含む崩積土よりなっている。また、地層には、微褶曲構造が顕著に認められる他に、節理・小断層が発達し、地層の走向傾斜も一定せず、全体に複雑な地質構造となっている。このため、地質的分離面が多く存在し、分離面に沿って風化が進行し、岩盤は深部まで脆弱化している。

図-7は、この地すべり地の代表的な断面と孔内傾斜計による観測結果である。この地すべり地においては、最初、B-2孔において観測を実施していたが、変化が大きくなって測定が不可能になり、この時点になって、さらに上部からの地すべりに発展したため、B-1孔による観測に移行したものであり、B-1孔とB-2孔の記録は同時的なものではない。B-1孔の結果によれば深度25m付近にせん断的な変位が検出されており、それ

より上部の移動には、若干中抜け的傾向が見られる。このすべり面での移動速度は、最大4cm/月に達した。図-2の類型によれば“基岩スランプ型”に相当する。

2-6 柳谷地すべり地

地すべり地を構成する地質は、秩父古生層に属する堅硬な砂岩と、細かい割れ目の発達した粘板岩よりなっている。層理面の傾斜は20°~30°を示し、斜面に対して受け盤構造となっている。また、節理が発達しており、斜面の変状は流れ盤を示す節理系に沿って進行している。

この地すべり地は、東側と西側の2つのブロックからなり、東側ブロックでは、未風化岩盤が露出しており、表面クラックの状況から判断すると、移動塊は、一体化したものではなく、いくつかの動きの異なる岩塊となっているものと考えられる。一方、西側のブロックには、崩積土が分布し、地形もやや緩傾斜となっている。

図-8は、この地すべり地の代表的な断面および孔内傾斜計による観測結果である。東側ブロックにおいて

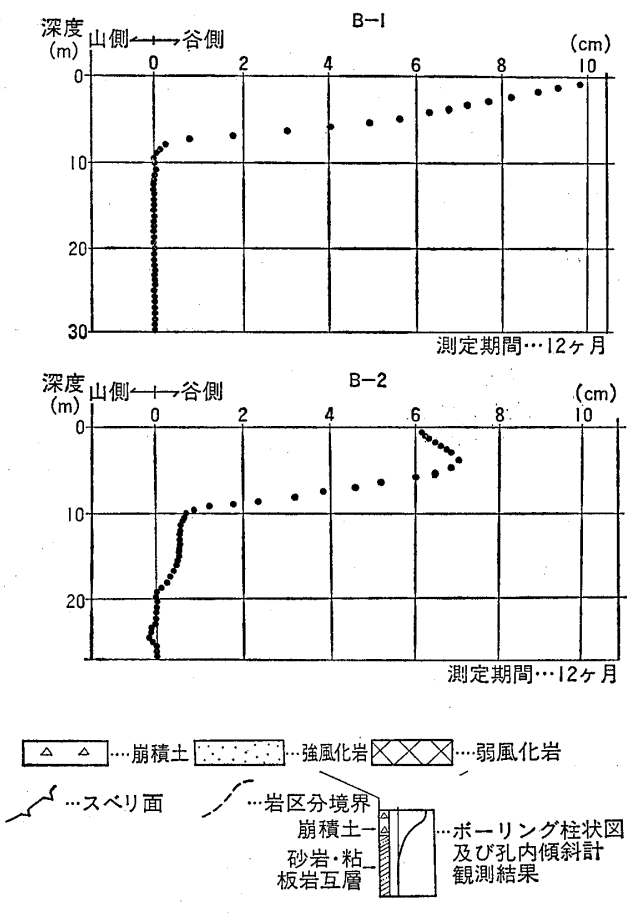
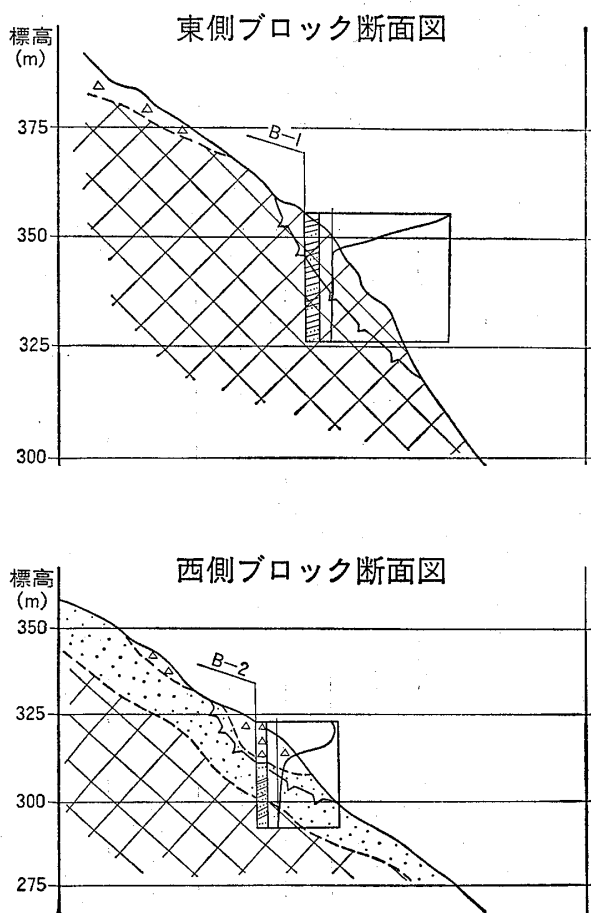


図-8 孔内傾斜計観測結果および模式断面図 (柳谷)

は、せん断的な変位は認められず、屈曲点より上位の岩盤は、深度が浅くなるに従って変位量が大きくなっている。西側ブロックにおいては、明瞭なすべり面が検出されている。

以上のように、この地すべり地においては、東側ブロックと西側ブロックでは、その地質状態が異なり、それに応じて観測結果も様相を異にしている。図-2の類型によれば、東側ブロックは、“基岩トッピング型”あるいは“基岩クリープ型”に相当し、一方、西側ブロックは、“岩屑スランプ+基岩クリープ型”に相当している。

2-7 仲間地すべり地

地すべり地の地質は、四万十層群に属する砂岩・頁岩互層よりなり、層理面の傾斜は20°~30°を示し、斜面に対し受け盤構造となっている。また、節理および小断層が発達しており、分離面沿いに風化が深部まで進行している他、頁岩には細かな割れ目が発達し、一部粘土化し

ている。

図-9は、この地すべり地の代表的な断面および孔内傾斜計による観測結果である。これによると、12m~15mの深度にせん断的な屈曲が認められ、これらと斜面上部で見られた滑落崖とを結ぶと、大きな円弧となるような地すべり面が推定される。図-2の類型によれば、“基岩スランプ”に相当する。

2-8 市宇地すべり地

仏像構造線に近接する位置にあり、地すべり地の地質は、構造線の影響で複雑に乱れている。地質は、四万十層群に属する砂岩・頁岩互層よりなり、層理面の傾斜は20°~40°で、斜面に対し受け盤構造となっている。また、多くの節理が発達し、節理面には流れ盤構造を示すものもある。一般的傾向としては、砂岩は大きな節理によって分断されており、一方、頁岩は細かい割れ目が発達し、一部は粘土化している。

図-10は、この地すべり地の代表的な断面および孔内

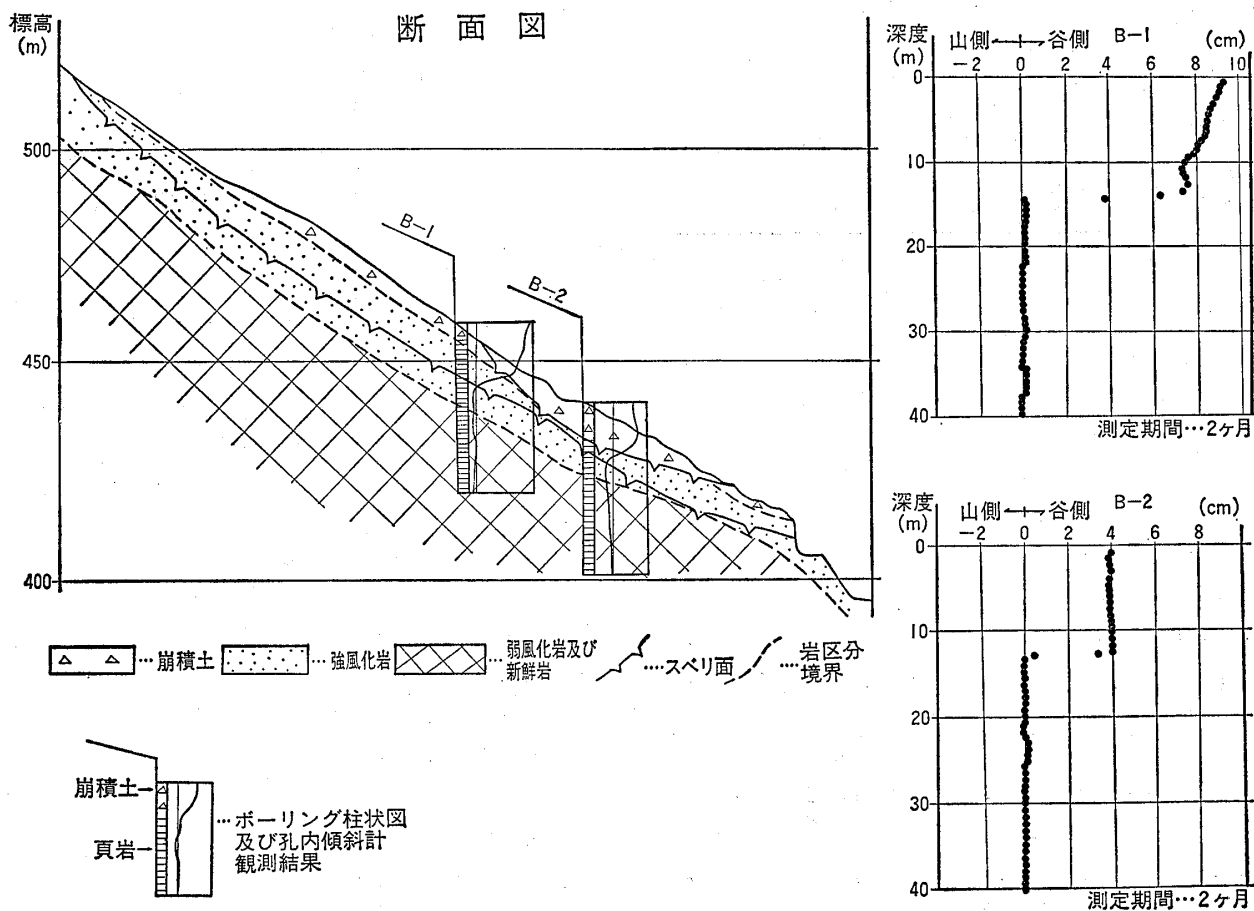


図-9 孔内傾斜計観測結果および模式断面図 (仲間)

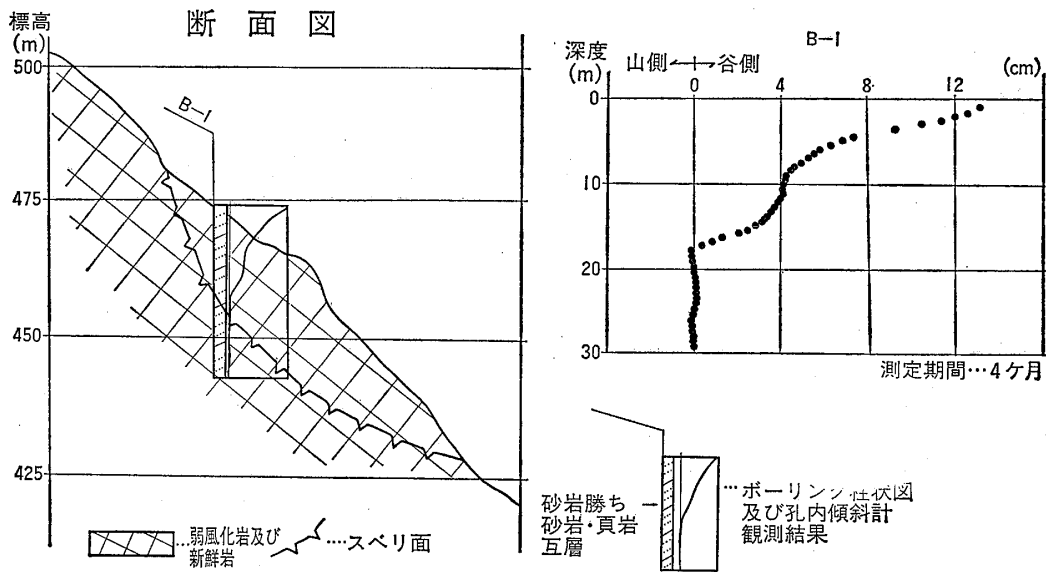


図-10 孔内傾斜計観測結果および模式断面図 (市宇)

傾斜計による観測結果である。この結果によれば、せん断的な変位は認められず、深度18m付近より上方が、斜面下方に向かって傾動するような様相を呈しており、これらの移動土塊中には、いくつかの屈曲点が存在し、複雑な速度変化を示している。地表における変位速度は、12cm/月に達した。図-2の類型によれば、“基岩トップリング型”あるいは“基岩クリープ型”に相当する。

3 孔内傾斜計観測結果による地中変位形態の分類

表-1に示した14の地すべり地において、孔内傾斜計によって観測された地中変位の形態を簡略化して、地質構造帯毎に、さらに地区別に示すと、図-11のようになる。これらの地中変位形態を通覧し、ある深度において、せん断的な変位点が見られる形態に着目して分類すると、図-12に示すように、4つの形態に分けることが可能である。すなわち、

- A. 単すべり面型：せん断的な変位点（すべり面と考えられる）が1ヶ所形成され、それより上部の区間の変形はないか、わずかであるもの
- B. 複すべり面型：せん断的な変位面が複数認められるもの
- C. 傾動型：明瞭な変位点は認められず、上部ほど変位量が大きくなっていて、ある深さのところを軸にして、全体に前に倒れるような動きに見えるもの

- D. 複合型：全体としては傾動型であるが、その途中に変位点が存在し、傾動型とすべり面型が複合したように見えるものである。

上記の孔内傾斜計による地中変位形態分類に従って、図-11のそれぞれの記録を分類すると、

- A. 単すべり面型に属するもの
 - 和泉帯：岩屋口 (1, 2, 3, 4)
 - 三波川帯：犬寄 (1, 2, 3), 川窪西, 川窪東, 千原 (1), 田桑, 上河内 (1, 2), 安望 (1, 2)
 - 秩父帯：小田川 (1, 2), 柳谷西 (1), 西ノ谷 (1, 2)
 - 四万十帯：仲間 (1, 2, 3, 4, 5, 6)
 - B. 複すべり面型に属するもの
 - 三波川帯：千原 (2)
 - 秩父帯：柳谷西 (4)
 - C. 傾動型に属するもの
 - 和泉帯：関ノ戸
 - 三波川帯：湯谷口 (1, 2, 3, 4)
 - 秩父帯：柳谷東 (1, 2, 3, 4, 5)
 - 四万十帯：市宇 (2, 3)
 - D. 複合型に属するもの
 - 秩父帯：柳谷西 (2, 3)
 - 四万十帯：市宇 (1)
- のようになる。複すべり面型 (2地区, 2例) と複合型

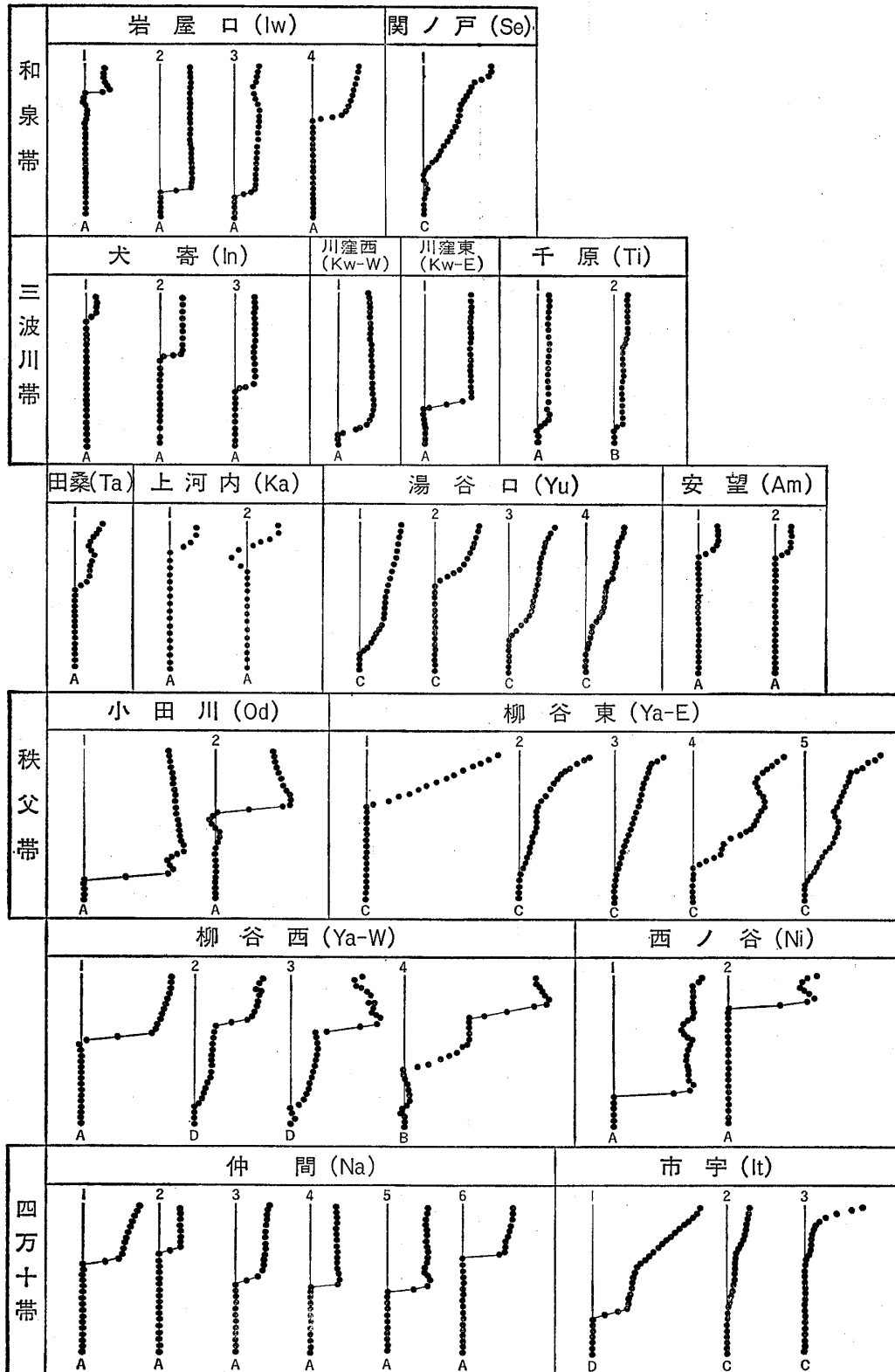


図-11 地中変位観測結果一覧

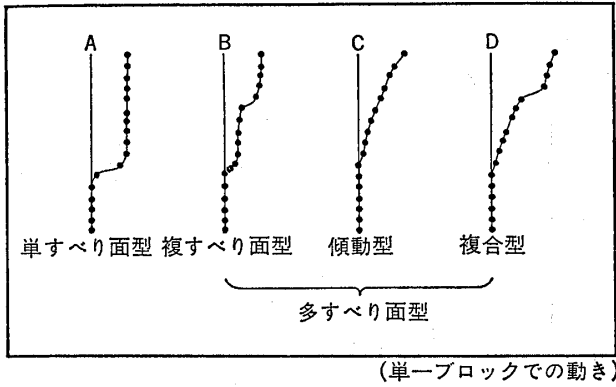


図-12 孔内傾斜計で見られる地中変位の形態

(2地区, 3例)は少なく, 単すべり面型と複すべり面型を合せたすべり面型(14地区, 28例)と, 純傾動型と複合型を合せた傾動型(6地区, 15例)とを比べると, すべり面型の方が若干卓越しているようであるが, 傾動型についても, かなり一般的な現象であるといえる。

図-11から明らかなように, これらの形態と地質構造帯との関係は, 特に認められない。

4 移動土塊の性状と地中変位形態

表-1に示した14の地すべり地について, 地質, 地形, すべり面の深さ, 移動塊の状況, 地すべり類型, 地

中変位形態, 移動速度を一覧として示すと, 表-2に示す通りである。この表に示してあるように, 14の地すべり地の移動土塊の性状は, つぎの4種に類別できる。

- I型 : 風化が著しく進み, 岩の組織を若干残しているものの, 土質状を呈し, 崩壊土との区別が困難なもの
(犬寄, 川窪東, 上河内, 安望, 小田川, 西ノ谷)
- II型 : 岩盤の組織を残しているが, 全体に風化が進み, ボーリングにおけるコアリングでは部分的に無水掘進が可能なもの
(岩屋口, 川窪西, 千原, 田桑, 仲間)
- III型 : 弱風化岩や破碎岩からなり, 割れ目は多いが岩塊は新鮮で, 岩盤崩壊に近いもの
(関ノ戸, 湯谷口, 柳谷東, 市宇)
- IV型 : 堅硬な礫を多く含む崩壊土塊と岩盤の一部が動いているもの
(柳谷西)

以上の移動土塊の分類に従って, 各地すべり地の地中変位形態を比較すると, 図-13のようになる。

図-13に示すように, 土砂状化した岩盤が移動するI型では, 12例すべてが単すべり面型(A)を示している。移動土塊が強風化岩からなるII型では, 14例のうち13例が単すべり面型(A)を示している。千原(2)は複すべり面

表-2 地すべり地の状況一覧(その1)

	岩 屋 口	関 ノ 戸	犬 寄	川 窪 西
地 質	和 泉 帯 中生代和泉層群 砂岩・頁岩互層	和 泉 帯 中生代和泉層群 砂岩・頁岩互層	三 波 川 帯 古生代三波川結晶片岩 黒色片岩・緑色片岩	三 波 川 帯 古生代三波川結晶片岩 黒色片岩・緑色片岩
山腹傾斜	10°	40°	12°	20°
すべり面傾斜	15°	33°	18°	17°
※-1 すべり面の深さ	21m	18m	13m	37m
移動塊の状況	II 強 風 化 岩	I 風 化 岩 (塊状)	III 強 風 化 岩 (土砂状)	II 強 風 化 岩
※-2 地すべり分類	基岩層すべり	トップリングないし 深層基岩クリープ	基岩層すべり	スランブ
地中変位パターン	A	C	A	A
移動速度 (cm/月)	0.3cm/月	0.4cm/月	0.13cm/月	0.05cm/月

※-1 明瞭なすべり面を持たないタイプについては変位が見られる下限
 ※-2 図-2参照

型(B)としたが、上部すべり面での移動量が小さく、単すべり面型としてもよいようなものである。なお、田桑については傾動型(C)にやや近いが、これは表層部のク

リーブ的な現象が重なっているためと考えられる。移動土塊の性状について、観察的にはI型とII型に区分することができるとはいえ、明瞭な区分をしにくい面もあ

表-2 地すべり地の状況一覧(その2)

	川 窪 東	千 原	田 桑	上 河 内
地 質	三波川帯 古生代三波川結晶片岩 黒色片岩・緑色片岩	三波川帯 古生代三波川結晶片岩 緑色片岩	三波川帯 古生代三波川結晶片岩 緑色片岩	三波川帯 古生代三波川結晶片岩 緑色片岩
山腹傾斜	10°	28°	29°	28°
すべり面傾斜	8°	21°	21°	26°
※-1 すべり面の深さ	15m	36m	9m	4m
移動塊の状況	Ⅲ 強風化岩 (土砂状)	Ⅱ 強風化岩	Ⅱ 風化岩	Ⅲ 強風化岩 (土砂状)
※-2 地すべり分類	スランプ	スランプ	スランプ+クリープ	スランプ
地中変位パターン	A	A, B	A~D	A
移動速度 (cm/月)	0.15cm/月	0.1cm/月	0.4cm/月	2.6cm/月

※-1 明瞭なすべり面を持たないタイプについては変位が見られる下限

※-2 図-2参照

表-2 地すべり地の状況一覧(その3)

	湯 谷 口	安 望	小 田 川	柳 谷 東
地 質	三波川帯 古生代三波川結晶片岩 黒色片岩・緑色片岩	三波川帯 古生代三波川結晶片岩 黒色片岩	秩父帯 古生代秩父古生層 チャート, 粘板岩	秩父帯 古生代秩父古生層 砂岩・粘板岩
山腹傾斜	45°	32°	20°	50°
すべり面傾斜	45°	18°	22°	50°
※-1 すべり面の深さ	22m	5m	26m	8m 崩積土+塊状
移動塊の状況	I 風化岩 (塊状)	Ⅲ 強風化岩 (土砂状)	Ⅲ 強風化岩+崩積土 (土砂状)	I 風化岩 (塊状)
※-2 地すべり分類	クリープ~トップリング	スランプ	スランプ	クリープ~トップリング
地中変位パターン	C	A	A	C
移動速度 (cm/月)	0.07cm/月	0.3cm/月	5.3cm/月	2.0cm/月

※-1 明瞭なすべり面を持たないタイプについては変位が見られる下限

※-2 図-2参照

表-2 地すべり地の状況一覧(その4)

	柳 谷 西	西 ノ 谷	仲 間	市 宇
地 質	秩 父 帯 古生代秩父古生層 砂岩・粘板岩	秩 父 帯 古生代秩父古生層 粘板岩・輝緑凝灰岩	四 万 十 帯 中生代四万十層群 砂岩・頁岩	四 万 十 帯 中生代四万十層群 砂岩・頁岩
山腹傾斜	40°	37°	32°	45°
すべり面傾斜	35°	25°	26°	36°
※-1 すべり面の深さ	8m 崩積土+塊状	25m	15m	18m
移動塊の 状況	Ⅳ 強風化岩 (土砂状)	Ⅲ 強風岩+崩積土	Ⅱ 強風化学	Ⅰ 風化岩 (塊状)
※-2 地すべり 分類	クリープ~トップリング	スランブ	スランブ	トップリング
地中変位 パターン	A, B, D	A	A	C, D
移動速度 (cm/月)	2.0cm/月	0.4cm/月	2.75cm/月	2.0cm/月

※-1 明瞭なすべり面を持たないタイプについては変位が見られる下限

※-2 図-2参照

り、変位形態的には、両者とも単すべり面型を示すことから、Ⅰ型とⅡ型は一括してもよいようである。

比較的堅岩部が移動しているⅢ型では、13例のうち12例が傾動型(C)に属するものであり、他の1例(市宇(1))は複合型(D)である。

崩壊土と岩盤部が一体となって動いているⅣ型は、複合型(D)となっており、岩盤状況と変位形態の対応も良いと思われる。

以上に示した移動土塊の性状と変位形態とを対比した結果をまとめると、つぎのようにいうことができる。すなわち、移動土塊が著しく風化を受け、土砂化したような岩盤(Ⅰ型およびⅡ型)では、変位形態は“すべり面型(A)”を示し、これは、図-2の分類によれば、“基岩スランブ型”に相当する。一方、岩盤としては風化しているが、岩塊状を呈しているような場合(Ⅲ型)では“傾動型(C)”を示し、これは、図-2の“基岩トップリング型”、あるいは“基岩クリープ型”に相当する。この2つが基本型であって、岩塊と土砂状物質が併存している場合に、“複合型(D)”を呈し、それらの分布状態によって変位形態がいろいろな形を示すものと考えられ、移動土塊の性状と地中変位形態との間には、明瞭な関連性が認められる。

5 山腹勾配およびすべり面勾配と変位形態

表-2に示す各地すべり地の山腹の傾斜角と地中変位形態との関係を示すと、図-14のようになる。図に示すように、この報文において対象とした14箇所の地すべり地の山腹傾斜角は10°~50°と、かなり広い範囲を示している。この図から明らかなように、山腹傾斜角が10°~37°の範囲にある11地区(西ノ谷、安望、仲間、田桑、上河内、千原、川窪西、小田川、犬寄、川窪東、岩屋口)は、すべて“すべり面型”に属しており、これらの地区の移動土塊の性状は“土砂状”岩盤(4章で述べたⅠ型およびⅡ型)である。一方、傾斜角が40°~50°の範囲にある5地区(柳谷東、湯谷口、市宇、関ノ戸、柳谷西)は、“傾動型”に属し、移動土塊の性状は“岩塊状”の岩盤(4章のⅢ型およびⅣ型)である。前者のうち、山腹傾斜角が37°である西ノ谷の移動土塊の性状は、他の地区とは異なり、土塊中にチャートの塊を多く含んでおり、そのために山腹の傾斜角が大きくなっているものと考えられる。したがって、土砂状の移動土塊で“すべり面型”を示す地すべり地と、岩塊状の移動土塊で“傾動型”を示す地すべり地は、山腹勾配からみると、大局的には、約35°の傾斜角を境として分けることができる。

つぎに、傾斜計による観測、地表地質調査などの結果

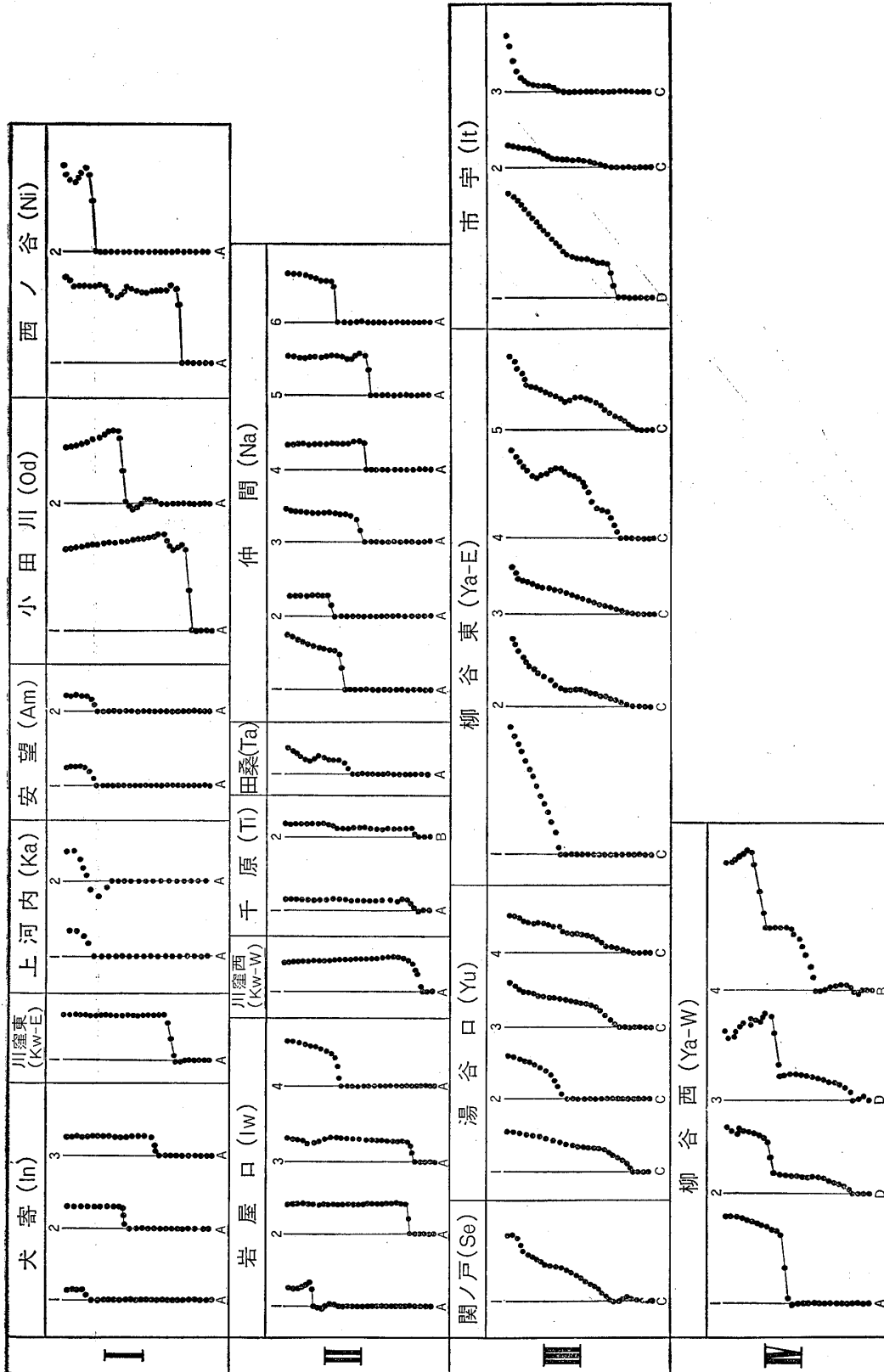


図-13 岩盤状況と変位の関係

- I : 風化が著しく進み、土砂状を呈する岩盤からなる場合。
- II : 岩盤の組織は残っているが、全体に風化した岩盤からなる場合。
- III : 弱風化岩や破碎岩よりなる。割れ目は多いが岩塊は新鮮な岩盤からなる場合。
- IV : 硬質角礫を多く含む崩壊土塊と弱風化岩盤からなる場合。

から推定されたすべり面の傾斜角と地中変位形態との関係は、図-15に示すようになる。この図においても、さきに述べたように、土砂状の移動土塊で“すべり面型”

を示す地すべり地と、岩塊状の移動土塊で“傾動型”を示す地すべり地は、地すべり面の傾斜角が約 30° を境にして、明瞭に分かれている。

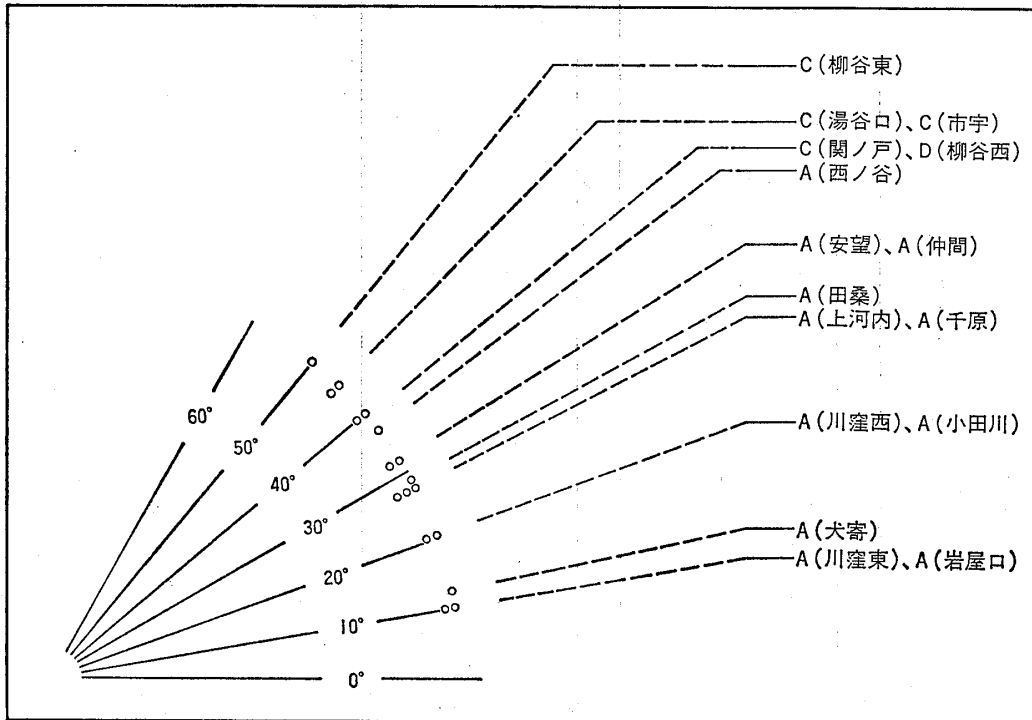


図-14 山腹傾斜と地中変位形態

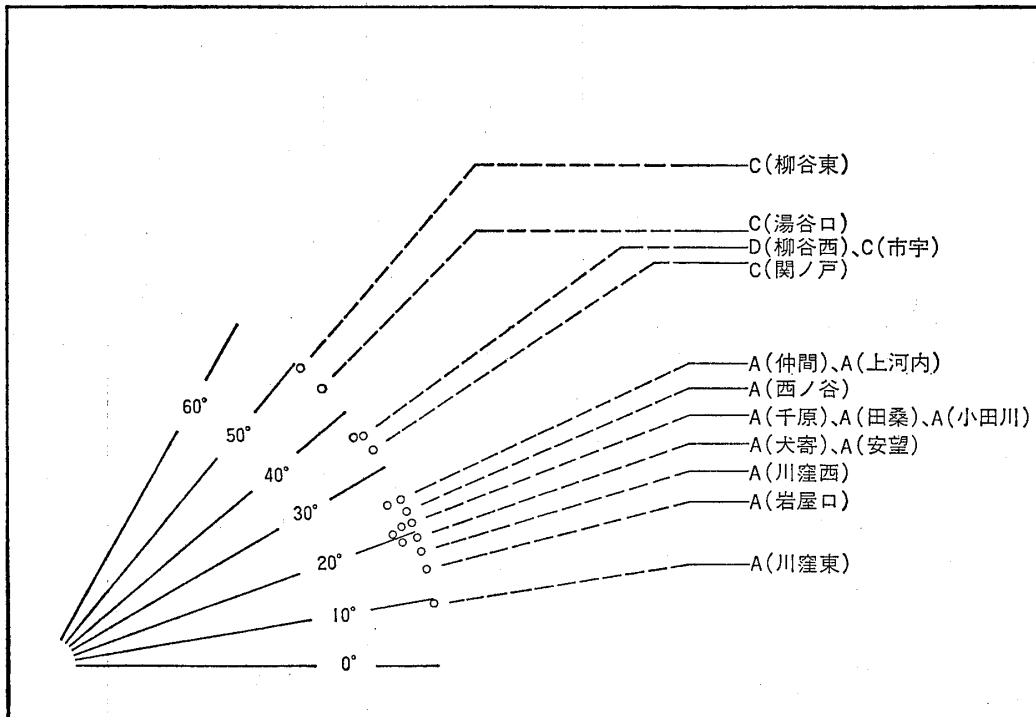


図-15 地すべり面傾斜と地中変位形態

6 あとがき

この報文において取扱ったデータは、愛媛県と高知県に分布している地すべり地のうち、14箇所16地区の孔内傾斜計によって観測した移動土塊の地中変位形態であって、地域的には限られた範囲のものであり、データ数も多いとはいえない。しかしながら、ここに取扱った地すべり地は、地すべり発達史的には各段階のものが含まれていると考えられ、また、岩盤状況は、硬岩帯から土砂状化帯までの各種のものが含まれている。

一方、孔内傾斜計によって観測された地中変位形態は、基本的には、“すべり面型”と“傾動型”になり、これらの形態が、地形、地質、移動土塊の性状に対して明瞭な関係があることが判明した。

このことは、孔内傾斜計によって得られる地中変位形態は、地すべり地の特権を反映したものであるということができ、また、その形の時間的変化を調べることによって、移動土塊中の各部の挙動を明らかにすることができる。したがって、従来は、移動土塊の下限を機械的にすべり面として、逆算法によって安定解析を行なっているけれども、この計測結果を用いるならば、実態に即した地すべり挙動に基づいた検討が可能であると思われる。

7 謝辞

この報文は、愛媛県および高知県に分布する地すべり

地において実施された、孔内傾斜計による観測結果に基づいている。これらの観測に当っては、建設省四国地方建設局の松山工事事務所、中村工事事務所、愛媛県の西條地方局建設部、八幡浜地方局建設部、高知県の中央耕地事務所、南国土木事務所、伊野土木事務所の関係各位からいただいた御懇切な御指導に対し感謝するとともに、本報文執筆に当っては、観測結果の使用について、御許可をいただいたことに対し、御礼申し上げる次第である。

参考文献

- 1) 渡 正亮 (1971) : 地すべりの型と対策 地すべり Vol. 8 No. 1 pp. 1—6
- 2) 古谷尊彦 (1980) : 地すべり・崩壊・土石流 鹿島出版会 pp. 192—226
- 3) Varnes, D. J. (1978) : Slopes Movement Type and Processes, Landslides Analysis and Control, T. R. B., Spec. Rep., No. 176 pp. 11—33
- 4) 芥川真知, 金子幸子 (1965) : 空中写真による地すべり地形の判読 土木研究所報告 No. 127 pp. 115—146
- 5) 羽田野誠一, 大八木規夫 (1977) : 地くずれ (landslide) と関連現象の分類試案 第14回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集 pp. 321—322

