

破碎帯地すべり地の電気探査について

古谷 尊彦・湊 元豪己・小西 利史

SOME PROBLEMS OF THE ELECTRIC PROSPECTING OF THE SHATTERED ZONE TYPE OF LANDSLIDE AREAS

By *Takahiko FURUYA, Hidemi TSUMOTO,*
and *Toshifumi KONISHI*

Synopsis

The writers have by means of the electric resistivity, made a survey of the typical shattered zone type of landslide areas at Zentoku, Ōto, Kuraishi, Gotokudanigawa, Wada, and Nyutai, in Shikoku.

The electric prospecting was conducted through the lateral sounding, based on the electric resistivity method. The results are summerized as follows.

1) The topographical and geological phenomena of the shattered zone type landslide areas do not always fit into the distribution of the apparent resistivity value, but each landslide area of Zentoku, Kuraishi and Nyutai is almost the same in its distribution.

2) That the relation between the topographical, geological phenomena and the distribution of the apparent resistivity value of the shattered zone type of landslide areas is not necessarily consistent, is due to the condition of grounding electrode, rugged layers of unhomogeneity, low reliefs on ground, and others.

1. ま え が き

電気探査法に関しては、美禰ほか (1967, 1968) によって Hummel の反射映像理論に基づく標準解析法に関して問題があるという指摘があるが、志村 (1964), 山口 (1962), 吉住ほか 1 名 (1970) 等によって理論的根拠や探査法の解説がなされており、理論の修正の問題はあるとしてもある程度信頼される探査法として利用されている。近年、地すべり地に電気探査法を応用する事が有効であるとか、あるいは無意味であるとかいった意見がしばしば述べられている (竹内 1970 a. b., 高田 1968, 1970)。しかし物質に電気的性質が反応するならば、その物質は電気による表示は可能なはずで、地すべり地を構成している岩石、土壌、水などが電気的性質を有する以上、電気探査法を応用することの是非を論ずることはおよそ意味のないことである。問題は地すべり地の電気探査で何を知らうとしているかであって、この知らうとしている現象が現在の電気探査の技術あるいは電気探査法の理論の信頼度の範囲内でその現象がどう表現されるかということと電気探査の理論の成立条件が地すべり地で満たされるかどうかということにかかっている。筆者らはこのような点に留意して、破碎帯地すべり地に限って電気探査を試みている。

2. 探査の目的と方法および地域

破碎帯地すべりの調査の途次で、筆者らは最近破碎帯地すべりの発生が地質的条件として、(1) 基岩内部の破碎に起因している、(2) 基岩上面の深層風化層に起因している、(3) 基岩上部の主として過去の地すべりや山崩れによって生産された崩壊物質からなる崩積層¹⁾に起因している、の3つに分けて考えている。(1) の基岩内部に起因する現象は主に破碎帯であり、これは主として崩壊を形づくと考えられ、これから起因

した崩壊物質は崩積層を形成し、後に (3) の崩積層の中に生ずる主として緩慢な移動を示す地すべりの原型になる。筆者らは経験的に地すべりの多くは (1) と (3) に起因し、(2) は (1) と (3) に比較して少ないと考えている。

地形的には、これまで筆者らは地すべり地内の地すべり活動が認められる、あるいは過去に地すべり活動の認められた部分が地すべり地という地形単元のうちで相対的に低まった部分に当ることが多いことを観察している (例えば古谷, 1970 a. b.)。そして、その低まりの部分には、著しく下刻された谷底をのぞいて基岩の露頭の分布が、高まっている部分よりも相対に少なくなっていて、崩積層の集中が認められることが多い。この地形的低まりは地すべり発生に関して、次の条件が関係していると考えられることができる。当然のことながら、地形的低まりは重力の作用によりこの低まりの中心に向かって未固結の物質の移動と降水に関して小規模な集水域を形成し、(1) 地表水、地下水の集中に効果を持つこと、(2) 崩積層の形成が安易になっていること、である。このような地形的、地質的観点に立って今回の探査は地すべり地の崩積層の堆積状態と基岩の形態がどのようにになっているか、また検出が可能であるかを明らかにする目的で行なわれた。

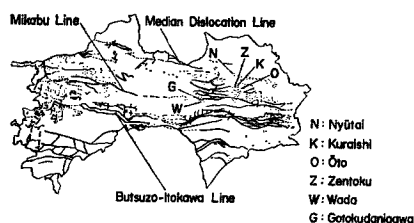


Fig. 1 The map showing the distribution of the landslide areas in the Sikoku Island and the index of the surveyed landslide areas.

電気比抵抗法による探査については垂直探査と水平探査があり、前者の探査法は一般に標準解析法によっているが、この方法には美禰ら (1967) の述べるように問題があり、解析に任意性の問題を含んでいる。これに比して、後者の水平探査法は見掛け比抵抗値そのものから検討するため任意性がなく、より客観的であるという利点がある。目的が地すべり地の崩積層の基底の基岩面の形態の検出が可能であるかどうかであり、主として堆積物の平面的な広がり検出にあるから、本論の主体は水平探査におき、CPPC 電極配列による三極法を採用した。測定器は横河電気 KK 製大地比抵抗測定器 3244 型を用い、一部 L-10 型大地比抵抗測定器を使用した。

調査地域は Fig. 1 と Table 1 に示した地すべり地である。

Table 1 Locations of surveyed landslide areas.

地すべり地名	所在地	地すべり防止指定区域面積	地質
善徳地すべり地	徳島県三好郡西祖谷山村善徳	107.8 ha	三波川結晶片岩類
大藤地すべり地	〃 〃 三加茂町大藤	29.74	〃
倉石地すべり地	〃 〃 井川町倉石	99.2	〃
南大王如谷川地すべり地	高知県長岡郡大豊村南大王	52.48	御荷鉾緑色岩類
和田地すべり地	〃 〃 〃 和田	128.0	〃
入体地すべり地	徳島県三好郡池田町入体	72.6	中生層と泉層群
吉野川の中洲 (河川敷)	徳島県三好郡池田町州津		河床堆積物 (砂礫)
段丘面	〃 〃 〃 諏訪公園		中生層と泉層群
簡易モデル実験	〃 〃 〃 京都大学地すべり観測所構内		セメント、ベントナイト、食塩使用

3. 探査の結果の記載

3.1 善徳地すべり地

電気探査は善徳地すべり地のうち、昭和29年に大規模な活動が認められた谷荒地区に限って実施した(Fig. 2)。探査地区は尾根状の部分が主として砂質片岩、泥質片岩の基岩によって占められ、谷状の部分は崩積層³⁾によって占められている(Fig. 2)。昭和29年に地すべりが生じた部分は崩積層の部分で、現在でも一部で活動が認められる。活動の主要部は祖谷川に近い地すべり地の末端付近に存在する。基岩は比較的破碎が少なく、破碎帯は認められない。基岩部の大よその分布はFig. 2に示した³⁾。

測線は崩積層の基底の基岩面の形態の検出に最も適するように基岩露出部と崩積層の分布する部分を切るように選定し、地すべり地の上部よりA, B, Cの各測線とした(Fig. 2)。測定深度は30 m, 測点間隔はA, B測線が各30 m おき, C測線が各20 m おきで, Fig. 2に示したようにとった。測線の選定はあらかじめ行なった地すべり地の表層地質および地形調査に基づいている。探査結果はFigs. 3, 4に示されている。

A測線：測点1, 6~9, 15の部分が基岩の部分に当る。測点1の部分は地表下約2 m まで30 cm 大の角礫を多量にともなうローム質の土壌をまじえる堆積物が被覆している。測点6~9は, 7と8の部分に新鮮な岩盤が露出し, 6の部分は地表面が畑地になっていて多少の崩積物質の被覆が考慮され, 9の部分は基岩の一部転石になっている部分にあたる。地表下約1 m までは崩積物質の被覆がある。

このほかの測点は崩積層の分布する部分にある(Figs. 2, 3, 4)。測点2と3の間の3に近い位置と測点10と14にそれぞれ小さな谷があり, 測点10の位置の谷以外は常時水流が認められる。

A測線における地質と見掛け比抵抗値との対応関係は基岩の分布する部分では高い見掛け比抵抗値を示し, 特に測点7, 8で顕著で100 k Ω -cm より高い値になっている。崩積層の分布する部分では見掛け比抵抗値は100 k Ω -cm より相対的に低い傾向にある。崩積層の分布する部分で地形的に低くなっている部分では50 k Ω -cm から100 k Ω -cm と見掛け比抵抗値が低く, 測点3と14の水流の認められる小さい谷の部分では特に低い見掛け比抵抗値を示した。

B測線：測点は計14点あり, 測点位置1~3, 6~9が基岩の分布域, 4, 5, 10~14が崩積層の分布域にそれぞれ位置する。測点1~3は露頭がなく, 基岩の状態は不明であるが, 後に述べるC測線の基岩分布域の地形的連続面上にある。測点6~9は風化した泥質片石の岩盤の露出が認められる。測点4と5は地表面が畑地で測点5付近では特に1 m 大の角礫の転石を多く認めることができ, 地形的に尾根の部分にあっている。それ故, この4と5の測点付近は基岩まで, それほど深くないものと考えられる。測点10~14の地表状態は崩積層の分布域としては水分にとほしい。測点3の部分は谷になっている。

測定結果はFig. 3に示した。一般に見掛け比抵抗値は100 k Ω -cm から200 k Ω -cm の間にあって, 高い値の傾向を示している。地質と見掛け比抵抗値との対応関係は基岩の分布域で高い見掛け比抵抗値を示す傾向があるが, 崩積層との境界ははっきりしない。全体として, 地形的に高まりになっている部分, 即ち尾根の部分が高い見掛け比抵抗値を取る傾向にある。測点3の谷の部分では見掛け比抵抗値が深部で高くなっているが浅部で低く, 全体として低い傾向になっている。

C測線：測点合計は25点である(Figs. 2, 4)。このうち基岩の分布域に入る測点は2~8, 18~20で, 他の測点は崩積層の分布域に位置する。基岩分布域内の測点のうち, 3~5は畑地を栗林に変えた林地で, 地表に1 m 程度の崩積層の被覆がある。測点6と7の間は谷で, 谷床は片理や割れ目の少ない堅固な砂質片岩の岩盤が露出している。測点は昭和45年8月21日の10号台風の際発生した小規模な崩壊地の部分にあっていて, 約2 m の崩積層が認められ, 基底に風化した泥質片岩の基岩が存在し, 測点7とともに地表面は水分に富んでいる。測点18~20は新鮮な砂質片岩の基岩である。崩積層分布域の測点9~14, 16の部分の地表状態は水分に富んでいる。測点21~25は畑地になっていて, 地表状態は水分にとほしい。

測点結果はA~Cの3測線のうち, 最もよい結果が得られた(Fig. 4)。地質と見掛け比抵抗値との対応

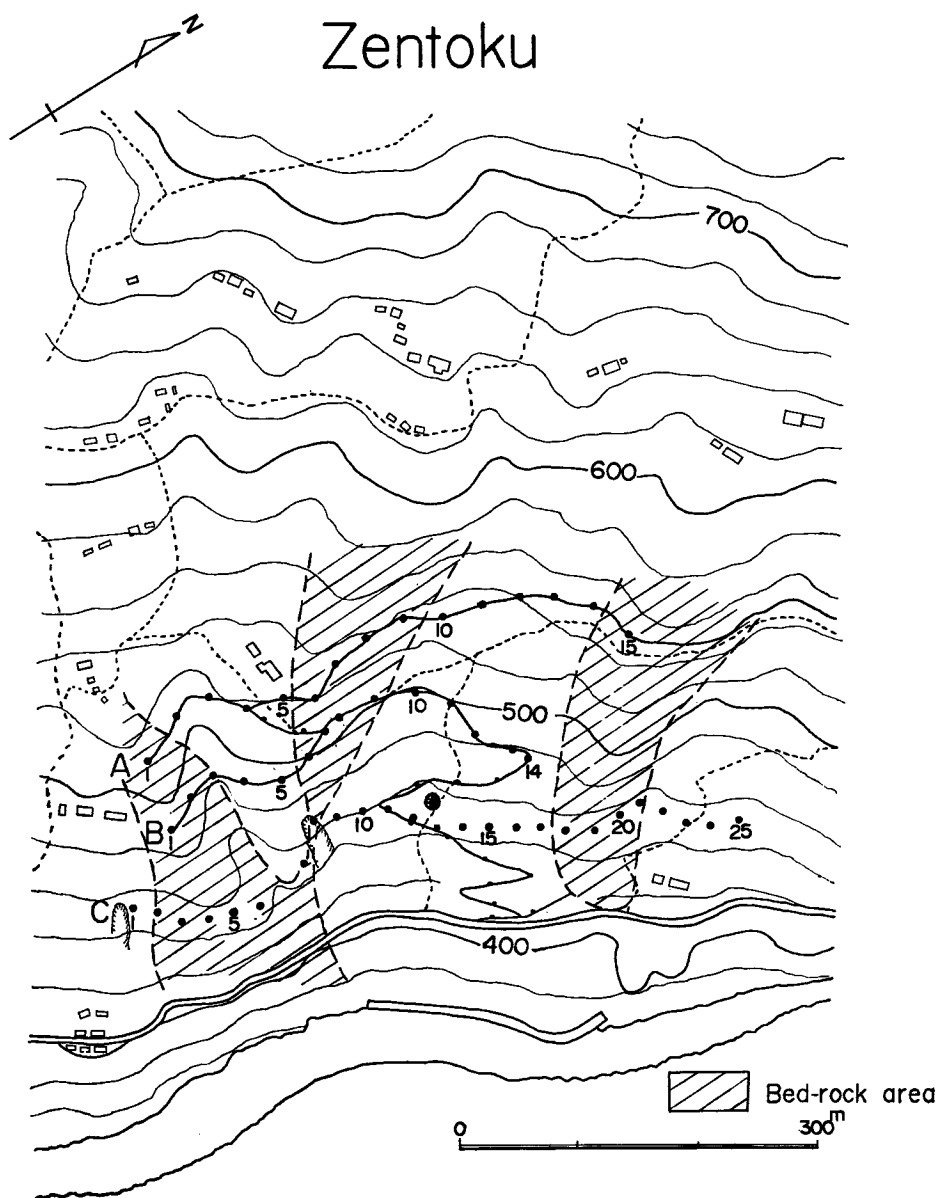


Fig. 2 The map showing the measuring points and lines of electric prospecting on the landslide area of Zentoku.

Zentoku

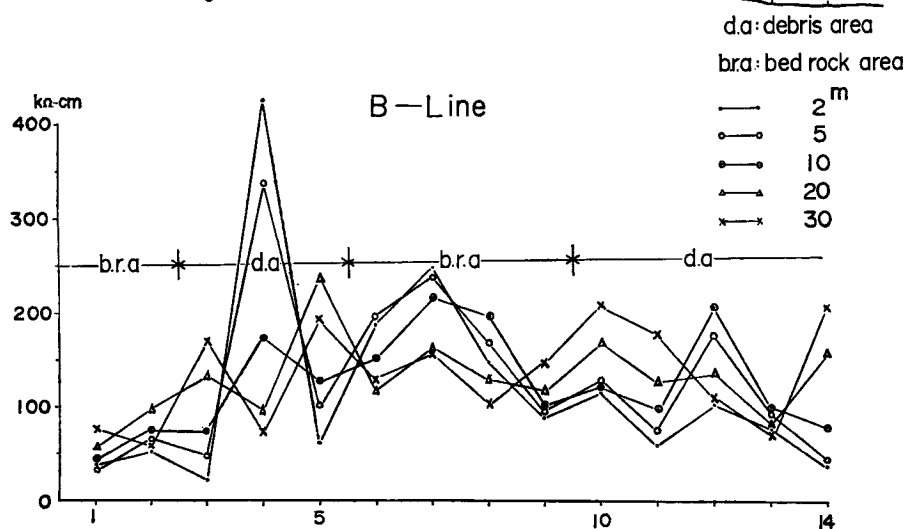
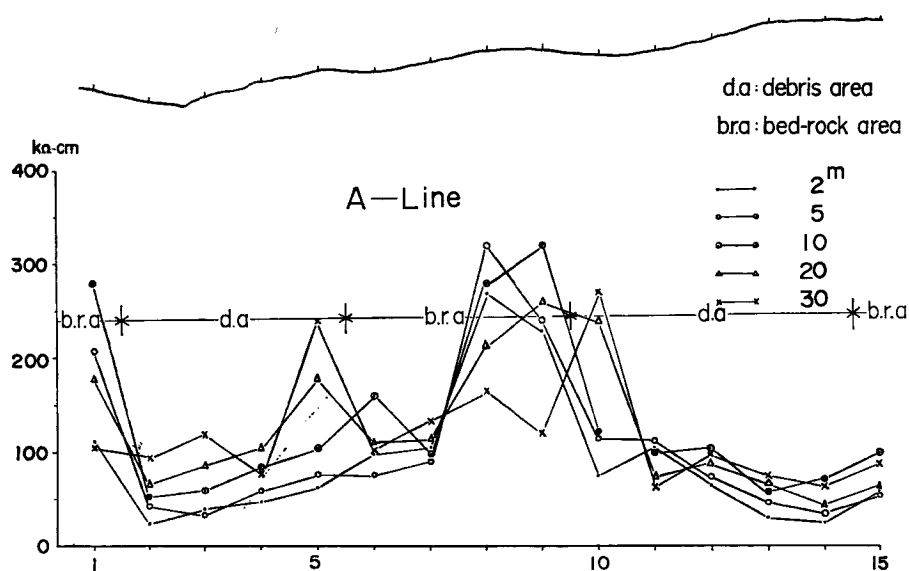


Fig. 3 The graphs showing the relation between the variation of apparent resistivity values and geological factors.

Zentoku

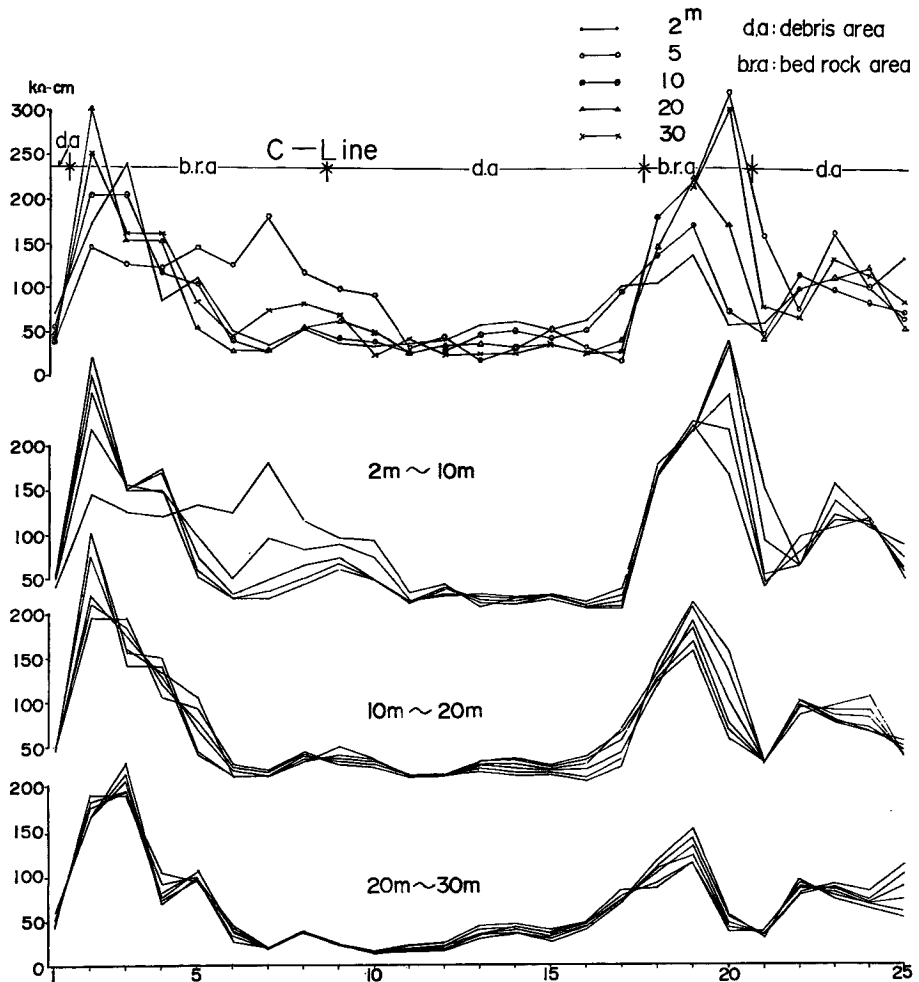


Fig. 4 The graphs showing the relation between the variation of apparent resistivity values and geological factors.

関係は基岩の分布域の測点 2~5, 18~20 にほぼ $100 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上、特に $150 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の顕著な高見掛け比抵抗値が測定され、崩積層の分布域の測点 9~7 ではほぼ $75 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下、 $50 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 程度の低い見掛け比抵抗値が得られた。崩積層分布域のうち測点 21~25 はほぼ $100 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 前後の見掛け比抵抗値で 9~17 の部分に比して、高い見掛け比抵抗値を示しているが、基岩分布域の見掛け比抵抗値に比較して明らかに低く測定されている。また、深度の深い測定値ほどこれら崩積層と基岩の分布の傾向がはっきり表現されている。

地形は測点 6 と 7 の間、12, 17 の部分が小谷になっていて、見掛け比抵抗値との対応関係では測点 6 と 7 で浅い部分をのぞき $20 \text{ k}\Omega\text{-cm} \sim 50 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 、測点 12 で $20 \text{ k}\Omega\text{-cm} \sim 50 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 、測点 17 で $10 \text{ k}\Omega\text{-cm} \sim 100 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ と相対的に低い見掛け比抵抗値を示している。尾根になっている部分は基岩の分布域と一致するためか、特に高い見掛け比抵抗値が示されている (Fig. 4)。

なお、2~10 m, 10~20 m, 20~30 m の各深さで示す見掛け比抵抗値の傾向は 2~10 m における測点 7 の

みが示す高い傾向以外はまったく同じ傾向の見掛け比抵抗値になっている。これは、また、後述するモデル実験である程度基岩の形状の反映する深さを推定しようという結果を得ているので、これを利用して基岩の反映する深度をさぐろうとしたものである。しかし、予想に反してまったく基岩の形状の反映する深さを推定することができなかった。

3.2 大藤地すべり地

この地すべり地のうち電気探査は昭和44年7月上旬の梅雨前線の活動によってもたらされた降雨によって地すべりの発生した部分と発生年月日は不詳だが前記地すべり以前に発生した地すべりの痕跡の認められる部分が含まれる地区について実施した (Fig. 5)。測線は地すべり地の上部より A, B, C, D, E の5測線、合計27の測点で測定した。測定深度、測線間隔とも30mである。測線は基岩の形状を平面的にとらえることを主目的にしており、地すべりのあった部分を中心に見掛け比抵抗値の等値線図が描けるように選定してある。この等値線図は便宜的に深さ2m, 5m, 10m, 16m, 20m, 30mについてそれぞれ作成し、これらの図をかさねあわせ、一枚の図とした (Fig. 7)。

測定した地区の大部分は三波川結晶片岩類の角礫とそれから由来する土壌からなる崩積物質によって被覆されていて、基岩の露出する部分は測点11と27の部分のみである (Fig. 5)。地形的に、測点1, 5, 6, 10, 11, 16, 17, 22, 23の部分は尾根状地で、測点3, 8, 13がこれに準ずる。この前者の尾根状地の測点17の部分は基岩が露出して、この尾根状地は地形的に基岩と連続の関係にある。

昭和44年7月上旬に発生した地すべりの部分は測点12, 18, 19の部分にあたる。この地すべりより以前

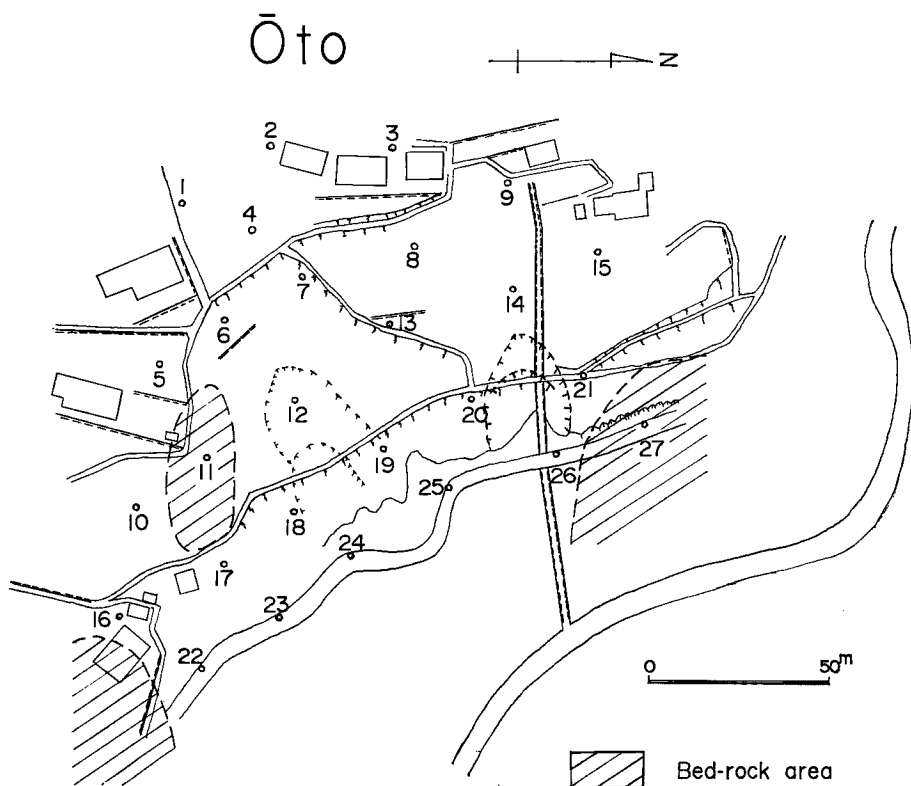


Fig. 5 The map showing the measuring points and lines of the electric prospecting on the landslide area of Ōto.

に発生した発生年月日不詳の地すべりの痕跡の部分は測点 14, 20, 21 の間にはさまれた所に位置している。

基岩は泥質片岩で片理の発達是比较的よく、風化が進んでいる。基岩の一部に塩基性片岩をはさむ。

電気探査の結果は水平探査と見掛け比抵抗値の分布図にまとめ Fig. 6 と 7 に示した。

水平探査：A, B, C, D, E 測線とも $10 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $50 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ までの見掛け比抵抗値を示し、全体に値の変化が小さい傾向にある。基岩の露出する測点 11 と 27 の部分でもほぼ $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $70 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ で著しく高い値にはならない。各測線のうち B 測線がほぼ $10 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の値の間におさまリ、全体に低い見掛け比抵抗値をとる傾向にある。

見掛け比抵抗値の分布：深さ 2 m の見掛け比抵抗値の分布は測点 4, 5, 6, 7 付近と 12, 19 付近および 21 付近にそれぞれ $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下の低い値の分布が示され、測点 3, 11, 13, 27 の各部分に $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の高い見掛け比抵抗値の分布が存在する。

深さ 5 m の見掛け比抵抗値の分布は測点 2, 4, 5, 6, 7 および 9, 12, 14, 15, 18, 19, 20 の部分に $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下の低い値が分布し、測点 3, 8, 13 および 11, 17, 23 の部分にほぼ $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の高い見掛け比抵抗値が尾根状に分布している。

深さ 10 m の見掛け比抵抗値の分布は測点 4 と 7 および 14 の各部分に $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下の低い値の分布が、測点 3, 10, 13 および E 測線の測点 22 をのぞいた測点が $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の高い見掛け比抵抗値の分布を示している。

深さ 16 m の見掛け比抵抗値の分布は測点 4, 6, 7 付近および 14 の各部分に $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下の低い値、測点 12 に $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ のやや低い値の分布があり、他の測点はほとんど $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の高い値が分布してい

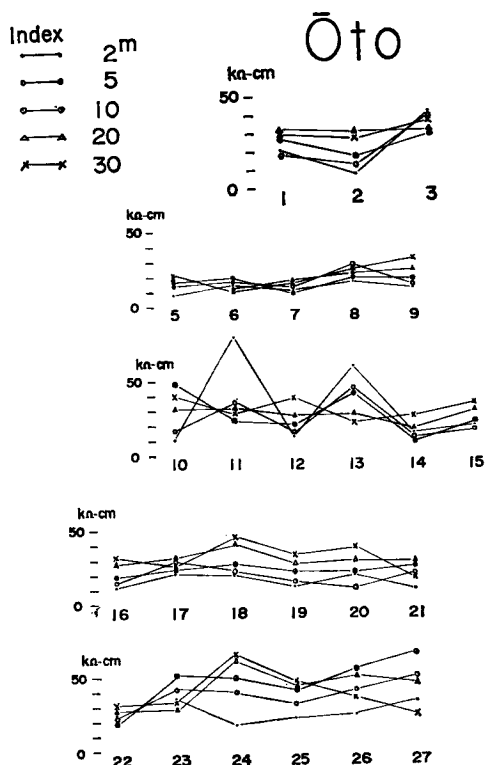


Fig. 6 The graphs showing the variation of apparent resistivity values.

る。E測線の測点22をのぞいた測点で特に高い値を示している。

深さ20mの見掛け比抵抗値の分布は測点4, 7, 6の部分に15 $k\Omega$ -cmの低い値, 測点14, 21の部分で25 $k\Omega$ -cm程度のやや低い値がそれぞれ分布している。E測線の測点24~27の部分は40 $k\Omega$ -cm以上の値で, 前述の見掛け比抵抗値に比して著しく高い傾向になっている。

深さ30mの見掛け比抵抗値の分布は測点4, 6, 7の部分で20 $k\Omega$ -cm以下の低い値で, その他の測点の部分ではいずれもこれより高い値を示している。この低い値は測点11, 17, 22の部分に, 値が30 $k\Omega$ -cmで多少高い傾向にあるが, 谷状の低まりを形づくっている。

Fig. 7は上述の2m, 5m, 10m, 16m, 20m, 30mの各深さの見掛け比抵抗値の20 $k\Omega$ -cm以下の値の分布をまとめたものである。これによると20 $k\Omega$ -cm以下の低い見掛け比抵抗値の分布は測点4, 6, 7を中心に浅い部分から深い部分まで, この測点の周辺に最も顕著な分布があり, 測点14の周辺と測点12の周辺の浅い部分のみ20 $k\Omega$ -cm以下の低い見掛け比抵抗値の分布が認められる。

地質と見掛け比抵抗値の関係は測点17付近と測点1付近の基岩の分布している部分が一応高い見掛け比抵抗値の分布域に入っている。しかし崩壊層の分布域と考えられる測点13の部分が著しく高い値になっている。

昭和44年7月上旬に発生した地すべりは浅い部分の20 $k\Omega$ -cm以下の見掛け比抵抗値の分布を示す測点12, 18, 19の部分と一致している。他の測点14, 20, 21にはさまれる地すべりの痕跡の部分は浅い部分が20 $k\Omega$ -cmの低い見掛け比抵抗値の部分に入っている。これらは最も低い見掛け比抵抗値の分布を示す部分

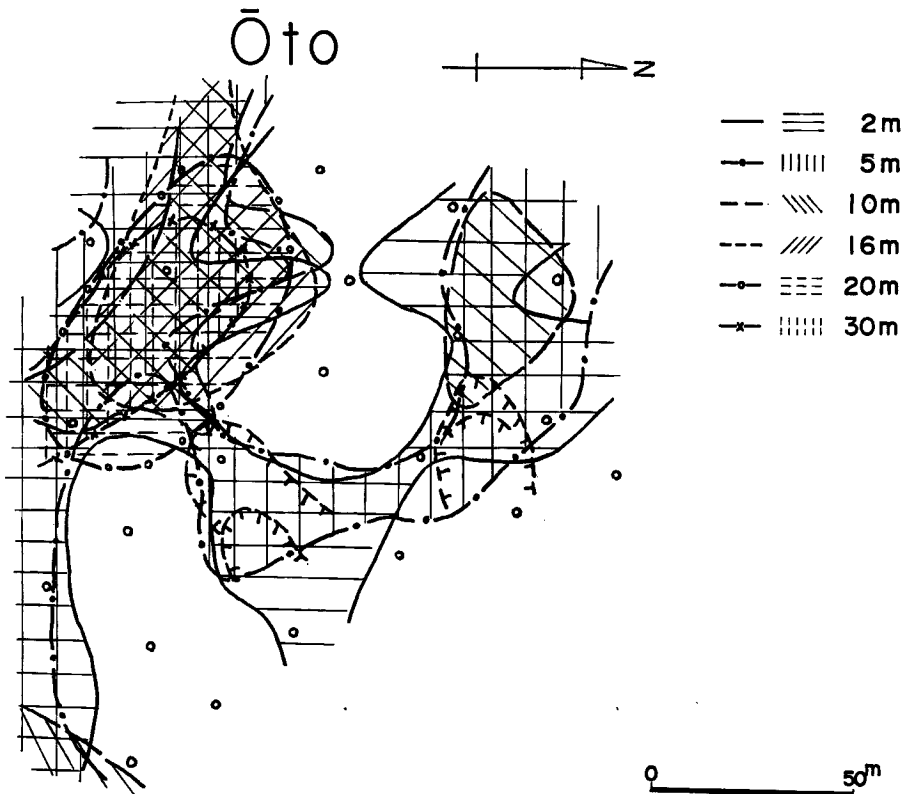


Fig. 7 The map showing the distribution of lower apparent resistivity values on the landslide area of Ōto.

の測点 4, 6, 7 に入っていない。

地形と見掛け比抵抗値の関係は測点 4, 6, 7, 12, 18, 19, 24, 25 の部分、および測点 14~26 にかけての部分が地形的に浅い凹形の谷状地で、 $20\text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下の低い見掛け比抵抗値の分布域に一致している。なお、測点 12, 18, 19 および 14, 26 の部分は地すべり および地すべりの痕跡をのこしているが、浅い凹形の谷状地はこれらの地すべりのために形成されたものでなく、地すべり発生前の地形がすでに浅い凹形の谷状地の形態を示したものである。

3.3 倉石地すべり地

この地すべり地は昭和 43 年に地すべり地の末端部に既存の農道を幅約 4 m、法面の高さ平均 2.5 m に拡張したところ、この農道に接する約 5 a の範囲で地すべり活動が始まった地すべりで、最近の山地開発に伴って発生する地すべりの典型例の一つである。活動部分については伸縮計によって変動観測を行っており、これによると降雨に対応して活動していることが知られる⁴¹。滑落崖の部分には地下水の湧出があり、降雨直後に多くなる傾向が認められ⁵¹、地すべり活動が地下水と関係していることを示している。調査地域の上部には台風時に地割れが認められる部分⁶¹があり、また、昭和 43 年に人家の背後で小規模な崩壊が認められている (Fig. 8)。

電気探査は地すべりの活動が行なわれている部分を含み、これより上部の地すべり地に合計 90 の測点について実施した (Fig. 8)。測線は地すべり地の上部より A~O の 15 測線、測定深度および測線間隔は 30 m である。測点はほぼ等間隔に配置してある。探査結果は水平探査と見掛け比抵抗値の等値線図で表わした。この等値線図は深度 2.5 m, 7 m, 26 m, の 3 種を作成した (Fig. 10)。

地すべり活動地の部分に位置する測点は I の 2, J の 2 と 3, K の 2 と 3, L の 2 と 3, M の 1~3 である。明らかに基岩の部分に位置する測点は A の 2, 4, 5, B の 2, C の 2, D の 2, E の 1, F の 1, G の 1, H の

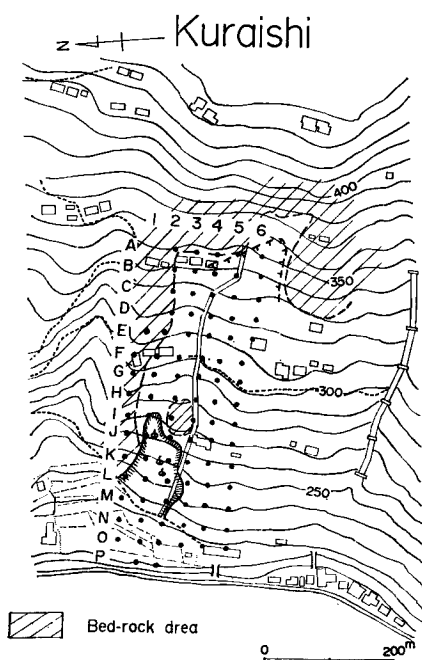


Fig. 8 The map showing the measuring points and lines of electric prospecting on the landslide area of Kuraishi.

1, I の 1, J の 1, K の 1, L の 1 である。

縦の測線 1, 5, 6 は主として尾根状地に、特に測線 1 は明瞭な尾根になっている。また、縦の測線 5, 6 は地すべり地上部に基岩の露出があって、この基岩の露出部の延長上にあたっており、基岩の深度は浅いものと予想される。地すべり地の測線 A より上部は基岩の露出があり、特に急な斜面を形成している。

水平探査：各測線につき 2 m, 5 m, 10 m, 20 m, 30 m, の各深さについて探査してある (Fig. 9)。A 測線は測点 3 と 6 が低い見掛け比抵抗値を取っている。測点 2 は昭和 43 年の人家背後に生じた小規模崩壊の生じた部分に位置し、測点 6 は上述した台風時に地割れの発生が認められた部分に位置している。測点 3, 6 とともに地形的には周囲よりわずかに低まっている。

B 測線は見掛け比抵抗値にほとんど高低差が認められない。全体に $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 程度の見掛け比抵抗値を示している。

C 測線は測点 3 でやや低い見掛け比抵抗値を示し、2, 4, 5 がわずかに高くなる傾向を示している。測点 2 は基岩の部分であり、測点 3 は地形的に低まっていたり、測点 4 と 5 も地形的に高まった部分である。

D 測線は測点 2 の基岩部分は著しく高い見掛け比抵抗値を示してはいない。測点 3 と 4 がわずかに低い見掛け比抵抗値を示し、地形的にやや低まった谷状の部分にあり、測点 5 と 6 は地形的にわずかに高まった尾根状の部分あたり、やや高い見掛け比抵抗値を示す傾向にある。

E 測線は測点 2, 3, 4, 6 がほぼ $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ より低い見掛け比抵抗値を取る傾向にある。測点 1 は基岩の部分、測点 5 と 6 は尾根状の部分にあたり、測点 1 と 5 がほぼ $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ より高い見掛け比抵抗値を示す傾向にあるが、測点 6 は $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ より低い見掛け比抵抗値を示している。

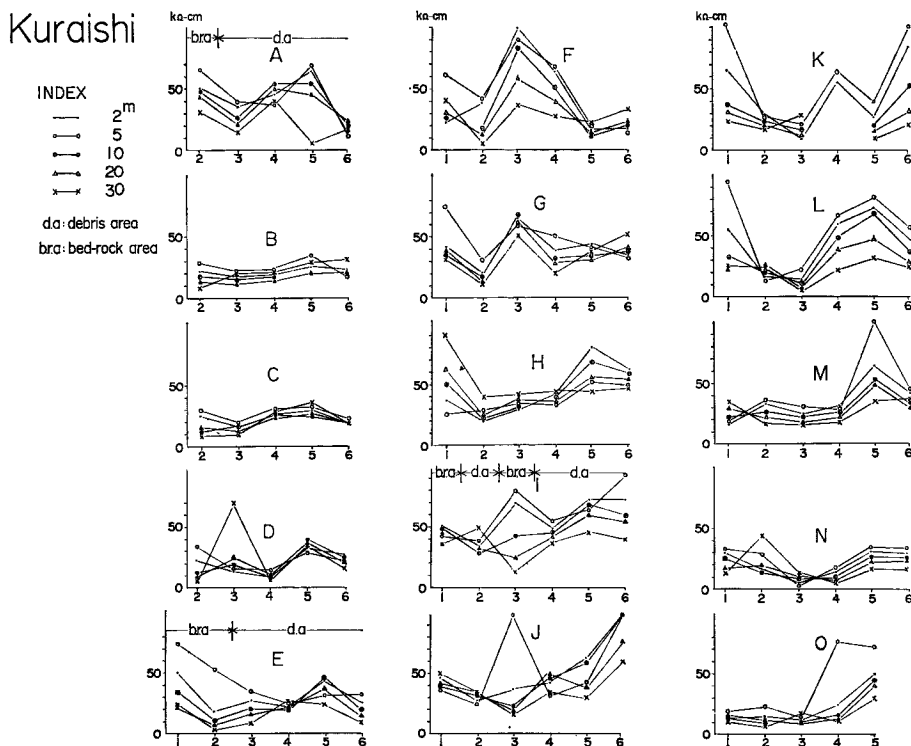


Fig. 9 The graphs showing the relation of apparent resistivity values and geological factors.

F測線は測点1, 3, 4, の見掛け比抵抗値がほぼ $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上で高く, 測点2, 5, 6 がそれ以下で低い。測点は基岩の部分であるのに対し, 測点3, 4 は崩積層の部分にあり, また地形的に低まっていて谷状であるが, 見掛け比抵抗値は高くなっている。

G測線は測点2をのぞきほぼ $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の見掛け比抵抗値を示し, 全体に高い傾向にある。測点1は基岩の部分にあたるが他は崩積層の分布する地域に含まれる。特に地形的に低く, 崩積層の分布する測点3に高い見掛け比抵抗値が検出されている。

H測線は測点2, 3, 4 がほぼ $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $40 \text{ k}\Omega\text{-cm}$, 他の測点がそれぞれそれ以上の見掛け比抵抗値を示し, 相対的に測点2, 3, 4 は低い見掛け比抵抗値になっている。測点1は基岩の部分に対応し, 高い見掛け比抵抗値, 測点2, 3, 4 は谷状に低まった部分で低い見掛け比抵抗値, 測点5, 6 は尾根状の部分で高い傾向を示している。

I測線は測点2が $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $40 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 程度で, 他の測点におけるほぼ $40 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の見掛け比抵抗値に対し低い傾向にある。測点3は $10 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $90 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間で非常に幅のある値を示している。なお, 測点3の部分は風化基岩が露出している。また, 測点1も基岩の部分に位置する。

J測線は地すべりの活動している部分に属する測点2, 3が見掛け比抵抗値 $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下 $10 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間にあり, 他の測点がこれより高くなっている。地形的, 地質的条件からみれば, 測点1は基岩の部分, 2, 3は地形的に低まった部分, 4, 5, 6は尾根の部分にそれぞれ位置する。測点6は尾根頂付近にある。

K測線は測点2, 3からほぼ $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下の低い見掛け比抵抗値を取り, 他の測点はこれより高い見掛け比抵抗値を取る傾向にある。測点4は測定器不調で 10 m より深い部分の資料を取ることができなかった。測点1は基岩の部分, 測点2, 3は地すべりの活動部, 測点4は用水路の部分で谷状地, 測点5, 6は尾根の部分にそれぞれ属している。

L測線は2, 3の地すべり活動部の測点の見掛け比抵抗値が $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ より高い見掛け比抵抗値になり, 測点3では特に深度 20 m と 30 m で $10 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下の値を示している。測点1, 4, 5, 6はほぼ $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ より高い見掛け比抵抗値になり, 測点1は風化の認められる基岩の部分, 測点4, 5, 6は地形的高まりの尾根の部分にそれぞれ位置し, 測点5は尾根頂部にある。

M測線は測点1~4がほぼ $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $40 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の見掛け比抵抗値の範囲で, 測点5, 6が $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の相対的に高い見掛け比抵抗値になっている。測点1~3はほぼ地すべり活動地に入り, 測点4が地すべり活動地に隣接する地形的低まりの部分に位置し, 測点5, 6は尾根の部分にある。

N測線はほぼ $40 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下で全体に低い見掛け比抵抗値を取り, 特に測点3, 4が低く $2 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ を示すものである。測点1~4は人為的に攪乱された盛土からなる部分で測点5は尾根状地になっていて, この部分は過去に小規模崩壊があったといわれ, 現在コンクリートパイルで防止工がほどこされてある部分に接している。

O測線は測点1~4の見掛け比抵抗値が $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下, $5 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間におさまる低く, 測点5のみが $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の値で高くなっている。測点1~4は水田の部分, 測点5は道路上に位置している。

見掛け比抵抗値の分布: 近接する深さの見掛け比抵抗値の分布はほぼ類似の傾向から, 便宜的に浅い部分, 中間部, 深い部分を代表して, 2.5 m , 7 m , 26 m , の深さについてのべる (Fig. 10)。

2.5 m の深さの見掛け比抵抗値の部分はほぼ縦の測線4に沿う用水路の谷状の部分の地形的に低まった部分と縦の測線2, 3の横の測線Eより下方の部分がほぼ溝状に低い見掛け比抵抗値の分布域になっていて, 地すべり活動地の部分で合流している。縦の測線1の部分は基岩の部分で高い見掛け比抵抗値, 横の測線HからO, 縦の測線5, 6の尾根状地でそれぞれ高い見掛け比抵抗値を示している。また, 測点Iの3の基岩の部分で著しく高い見掛け比抵抗値になっている。横の測線Aも高い見掛け比抵抗値を示している。地すべりの活動している部分が $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下の見掛け比抵抗値の分布域におさまる, ほぼ $10 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の値を示している。

7 m の深さの見掛け比抵抗値の分布は値が全体に小さくなり平均化しているが, 2.5 m の深さの分布とほ

Kuraishi

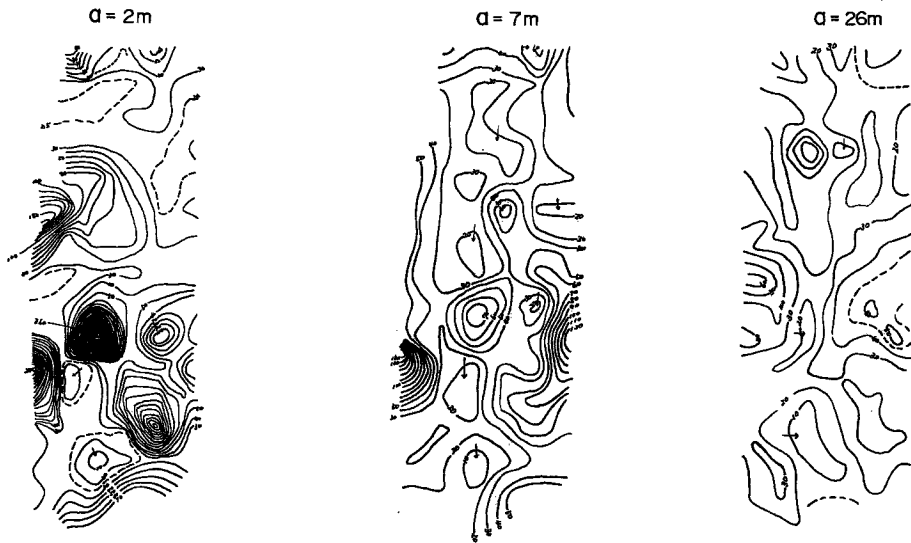


Fig. 10 The map showing the distribution of apparent resistivity values of two, seven, and twenty six meter in depth.

ば一致している。即ち、縦の測線 2, 3 と用水路にそう 4 の付近が溝状に低い見掛け比抵抗値を示し、地すべり活動地で合流している。2.5 m の深さと異なるのは測線 B と測線 F にはさまれる測点 2, 3 の部分で盆地状の低い値の分布が存在することである。

26 m の深さの見掛け比抵抗値の分布は、2.5 m と 7 m の深さで認められた 2 つの溝状の低い見掛け比抵抗値の分布がなくなり、全体として小さい値を示し、平均化し、G 測線付近を境に調査地域の上部と下部に盆地状の低い見掛け比抵抗値の分布域を形成している。2 つの盆地状の低い見掛け比抵抗値の分布域の間は測線 G 付近で 20 k Ω -cm 以上の見掛け比抵抗値の溝で連結している。2 つの盆地状の低い見掛け比抵抗値は 20 k Ω -cm 以下である。

3.4 南大王如谷川地すべり地

如谷川地すべり地は南天王川の支流如谷川に発生している地すべりで、現在断続的に活動している。如谷川に沿って大規模に施工された堰堤や護岸工を施した擁壁は 6 基の堰堤のうち 2 基、擁壁 10 数 m にわたり、地すべり活動によって破壊されている。地すべり地内には数条の地割れが確認される。

地すべり地の背後は、海拔高度 750 m 以上になかなり広い緩斜面を含め、広い集水域を有し、地すべりの活動地に流水の集中流入を好都合にしている形態を示している。地すべりの活動は海拔高度 450 m から 630 m の間の如谷川の中にある。地すべり地の形態は谷を流下した土石流を思わせ、堆積物は谷床に集積した御荷銚緑色岩類の岩塊とその風化物からなる。地質調査のための試錐結果は堆積物の厚さが最大 26 m 確認され、地すべり地内では平均 19 m の厚さである。この地すべり地の表層地質については古谷 (1970 a) の記載があり、電気探査については栃木 (1970)、竹内 (1970 b) が論じている。

電気探査は上述した地すべりの活動している部分について実施し、水平探査に適するように地すべりの活動している部分を横断するように測線の選定が行なわれている。測線は地すべり地の上部から A, B, C, D の 4 測線とした (Fig. 11)。探査結果は Fig. 12 に示される。

A 測線：測点 1~6 は明らかに崩積層の部分に位置する。測点 6 は堰堤の近くにあつて、構築の際に人工

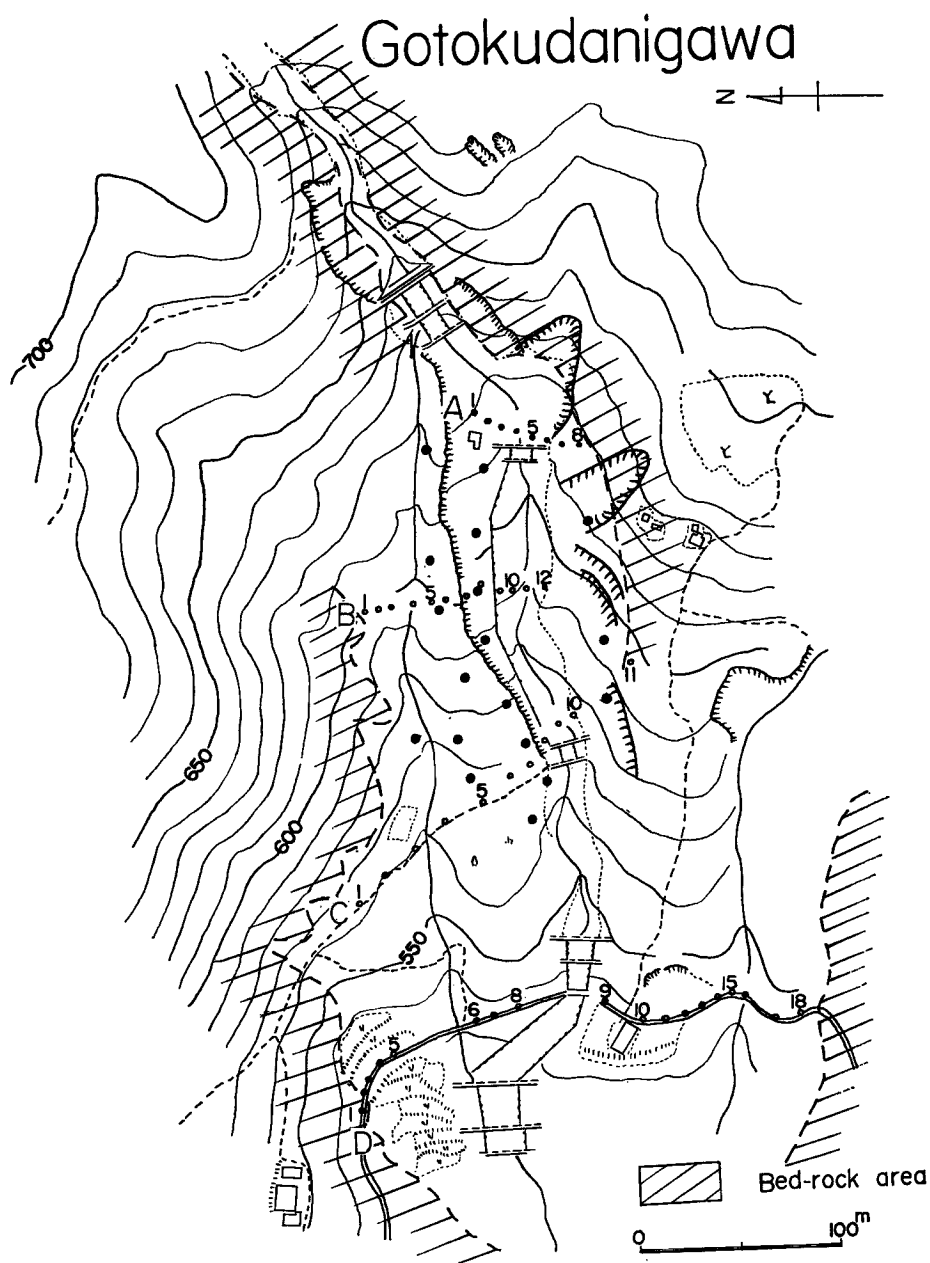


Fig. 11 The map showing the measuring points and lines of the electric prospecting on the landslide area of Gotokudanigawa.

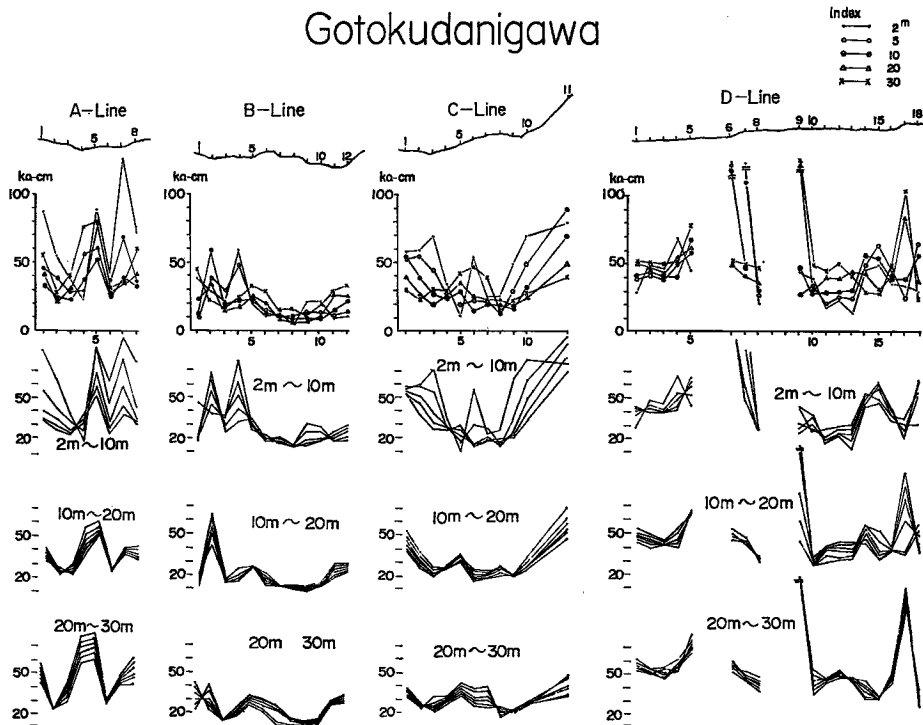


Fig. 12 The graph showing the relation between the variation of apparent resistivity values and topographic section.

的に攪乱された地層が含まれる。また、測点4, 5, 6は谷床にあたり、4は特に水路のある部分に位置する。堰堤の部分は支谷の合流点になっている。

見掛け比抵抗値は2~10mで測点3と4が40 k Ω -cm以下の低い値を、また測点6, 8がこれに準じて低い値をとる傾向にある。10~20mでは測点2と3および測点6が30 k Ω -cmの低い見掛け比抵抗値を取っている。20~30mの深さでは10~20mの深さと同じ傾向で、測点3が25 k Ω -cmから40 k Ω -cmの間の値で10~20mの深さの値より多少高い傾向になっている。いずれにしても各深さにわたって測点2~4、測点6の部分が低い見掛け比抵抗値で、見掛け比抵抗値の谷を形成している。

地表面態と見掛け比抵抗値の関係は2~10mの深さで、測点4の谷の部分が低見掛け比抵抗値を示し、この部分の地形的低まりと一致しているが、水流はないが同じ谷床の測点5については一致していない。深さ10m以深で測点4の値は高くなり、上述の地形的低まりと低見掛け比抵抗値が一致しているという関係はあわなくなる。測点7と8は基岩に連続する斜面上にあり、測点8は特に崩積層の被覆は薄いと考えられる部分で見掛け比抵抗値の測定値は深部で高い傾向になっている。

B線測：測点1が基岩の露出部に隣接しているほか、他の測点は崩積層の部分に位置している。測点5~10は地すべりの活動部であると考えられる地区である。測点1~4の範囲は如谷川の北東部の崖錐斜面より地すべり地内へ、即ち、如谷川へ向って崩積物質の供給の認められる部分にあたる。測点4と11は谷床に位置する。見掛け比抵抗値は深さ2~10mの範囲で測点2と4がほぼ30 k Ω -cm以上で他の測点と比して相対的に高く、測点6~12は20 k Ω -cm以下、特に測点8は10 k Ω -cm以下の低見掛け比抵抗値になっている。深度10~20mは測点2, 5, 11, 12が20 k Ω -cmの値より高い見掛け比抵抗値、他はこれ以下になっている。2~10mと特に異なっているのは測点4の見掛け比抵抗値が低くなっている点で、他の点における見

掛け比抵抗値の傾向は変化していない。深さ 20~30 m は見掛け比抵抗値全体が平均化していて値に高低のばらつきがなく、測点 7 の値が 20 $k\Omega$ -cm 以上の範囲に入るものが多くて高い傾向にある他は、10~20 m の深さと見掛け比抵抗値の傾向は変わらない。

地表形態と見掛け比抵抗値の関係は、1, 2 点の測点のずれを考慮すれば、地形的に低まった部分で見掛け比抵抗値が低くなる傾向を示す。詳細にみれば、測点 4, 11 のように谷底に位置しながら、相対的に高い値になっているので必ずしも地形と見掛け比抵抗値とは一致していない。測点 1 は深さ 20~30 m の部分で高い見掛け比抵抗値を示し、20 m 以浅ではこの傾向が逆になっている。

C 測線：測点 1 と 2 は基岩の露出部分に連続する崖斜面、3 と 9 が谷底に、4~8 が地すべり活動部分に、10 は基岩の露出する尾根状地の斜面の基底部、11 は基岩の部分にそれぞれ位置する。深さ 2~10 m は測点 4~9 の部分がほぼ 30 $k\Omega$ -cm 以下の相対的に低い見掛け比抵抗値、測点 1~3, 10, 11 は 40 $k\Omega$ -cm 以上で高い見掛け比抵抗値になっている。深さ 10~20 m は測点 3, 4, 6~9 が見掛け比抵抗値 25 $k\Omega$ -cm 以下、その他の測点がこれより高く、2~10 m の深さの見掛け比抵抗値と同じ傾向を示す。ただ、測点 5 が 30 $k\Omega$ -cm より高い見掛け比抵抗値となっていて、2~10 m の深さの傾向と異なっている点になっている。深さ 20~30 m の見掛け比抵抗値は全体に値のばらつきが小さく平均化した値になっている。測点 2, 3, 8~10 が 30 $k\Omega$ -cm 以下、他の測点がそれ以上になっている。しかし、50 $k\Omega$ -cm 以上の値にはならない。10~20 m の深さと異なる点は測点 2 と 10 の見掛け比抵抗値が低くなっていること、および 6 と 7 の見掛け比抵抗値が高くなる傾向にあることである。

地形と見掛け比抵抗値の関係は測点 3 と 9 が低い見掛け比抵抗値で谷底の部分は一応低い値を取ることを示している。地すべりの活動している部分は測点 3~9 の範囲が 2~20 m の深さで低い見掛け比抵抗値と対応する。基岩に近接する測点 1 と 11 は高い見掛け比抵抗値を示す。

D 測線：測点 1 のみが基岩の部分に、他の測点は崩積層に被覆されている地区に位置している。測点 7 は径 10 m に達する大きな転石に接している。測点 3, 4 は浅い谷状地に、測点 6~8 は地すべり活動地の末端部にあたる。測点 10~13 が尾根状地、測点 16 は谷底に、測点 17, 18 は尾根状地にそれぞれ位置する。合計測点数は 16 点である。

測定された見掛け比抵抗値は次のようになる。A~C の測線に比して全般に見掛け比抵抗値は高い傾向にある。深さ 2~10 m で 30 $k\Omega$ -cm より低い見掛け比抵抗値を示す測点は 8, 11, 12, 13 である。40 $k\Omega$ -cm 以下の場合には前記測点にさらに 10, 17 が加えられる。他の測点はこれより高い見掛け比抵抗値を示している。深さ 10~20 m の 40 $k\Omega$ -cm より低い見掛け比抵抗値を示す測点は 8, 10 のみであるが、11, 12, 13, 16 がほぼこれに準じている。その他の測点はほぼそれより高く、5, 9, 14, 17 が特に高い。測点 1~5 の部分のみを取りあげると測点 3 が低く、1 と 5 が高い傾向になっている。

深さ 20~30 m で 50 $k\Omega$ -cm 以下の見掛け比抵抗値を示す測点は 8, 11, 13, 14, 15, 18 でこれに準ずるものは 7, 10, 12, 16 の各測点である。60 $k\Omega$ -cm 以上の見掛け比抵抗値は 5, 10, 17 で特に 10 と 17 は 100 $k\Omega$ -cm 以上の高い値になっている。最も低い値は測点 15 のほぼ 35 $k\Omega$ -cm である。測点 1~5 の部分はほぼ 50 $k\Omega$ -cm から 80 $k\Omega$ -cm の間にあって、測点 3 付近が相対的に低い傾向を示している。

この測線における地形と見掛け比抵抗値の関係はほとんど地形と一致していない。一部測点 1~5 の部分で、ゆるい谷状の地形に対応して、それに一致するようにゆるい谷状の見掛け比抵抗値を示している。表層地質と見掛け比抵抗値の関係は径 10 m をこえる大きな転石の部分の浅層部で著しく高い値を示したほかは、表層地質と見掛け比抵抗値のはっきりした関係は見出せない。

なお、Fig. 12 に示した 2 m~10 m, 10 m~20 m, 20 m~30 m の各深さについての見掛け比抵抗値は善徳地すべり地で行なったと同様、モデル実験を参考として基岩の形状を推定しようと試みたものである。しかし、明らかに基岩の形状を推定しうる資料にならなかった。

3.5 和田地すべり地

この地すべりは山地中腹の海拔高度 500 m から 750 m の間にある緩傾斜地と一致している。海拔高度 500

m 以下および海拔高度 750 m 以上は比較的急斜面になっていて、崩積物質の被覆が少ないものと思われる。地すべり活動は地域内の一部で小規模な崩壊が認められた程度で活発な変動は認められていない。

電気探査は 1967 年 10 月に著者の一人古谷が竹内と共に実施したもので、測線の選定は竹内が行ない、測定は古谷が行なった資料に基づいている。探査は上記緩傾斜地に縦断測線 A~E、横断測線 F、G の計 7 測線 40 点について実施した (Fig. 13)。測線は表層地質、地表の起伏状態等について充分な考慮がなされておらず、この報告の目的と必ずしも一致している資料ではない。垂直探査および見掛け比抵抗値の等値線図について、すでに竹内 (1970 a. b) によって述べられている。ここでは水平探査について記載する。

表層地質は基岩の露頭が少なく、測点 F の 1 と D の 5 に基岩が認められるのみで、その分布状態は不明である。測点 D の 5 の基岩は破碎が著しい。探査を実施した地域はほとんど崩積層か基岩の風化層によって被覆されているものと思われ、測点 A の 2, 3, F の 3 周辺部が崖錐になっている。測点 A の 5 と 6 および E の 3~5 は明らかに崩積層の被覆がある。測点 G の 1~3 および C の 5 と D の 4 付近は非常に起伏の小さい平坦面になっている (Fig. 13)。

電気探査の結果はすでに見掛け比抵抗値の分布について竹内 (1970) が述べているので詳細は省略するが、測点 A の 2 と 3, F の 2 付近の崩積層の部分⁷⁾と測点 D の 4, 5 の部分に低見掛け比抵抗値の分布がある。ただ、その図で測点間隔が等距離になっていないので、等値線図は必ずしも妥当性の高いものではない。

水平探査は F 測線と G 測線についてのみ実施した (Fig. 14)。

F 測線：測点 A の 3 は微高地、F の 4, C の 2 は尾根状地、F の 1 と 2 および B の 3 は谷の部分に位置する。測点 F の 2 と 3 および A の 2 と 3 の部分は崩積層の部分になっている。測点 F の 1~3, A の 3, B の 3 が 10 k Ω -cm から 35 k Ω -cm の間の見掛け比抵抗値を示し、測点 F の 4, C の 2, D の 1 はほぼ 30 k Ω -cm 以上で前者に比して高い値を示している。低見掛け比抵抗値を示す部分はほぼ崖錐斜面⁸⁾の部分に一致する。基岩の部分の測点 F の 1 はほぼ 20 k Ω -cm から 30 k Ω -cm の間にあって、測点 A の 3 と F の 2 に比して高

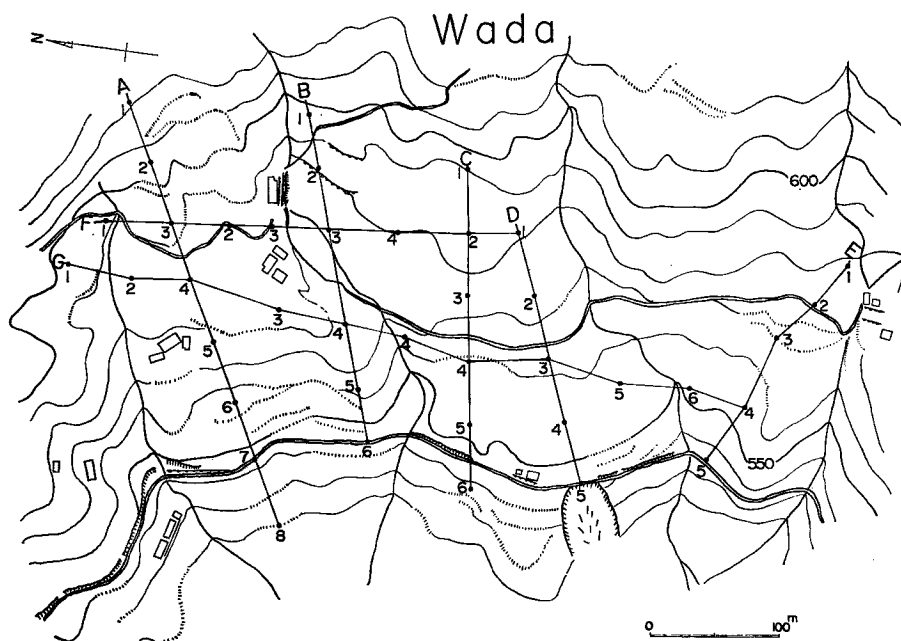


Fig. 13 The map showing the measuring points and lines of the electric prospecting on the landslide area of Wada.

Wada

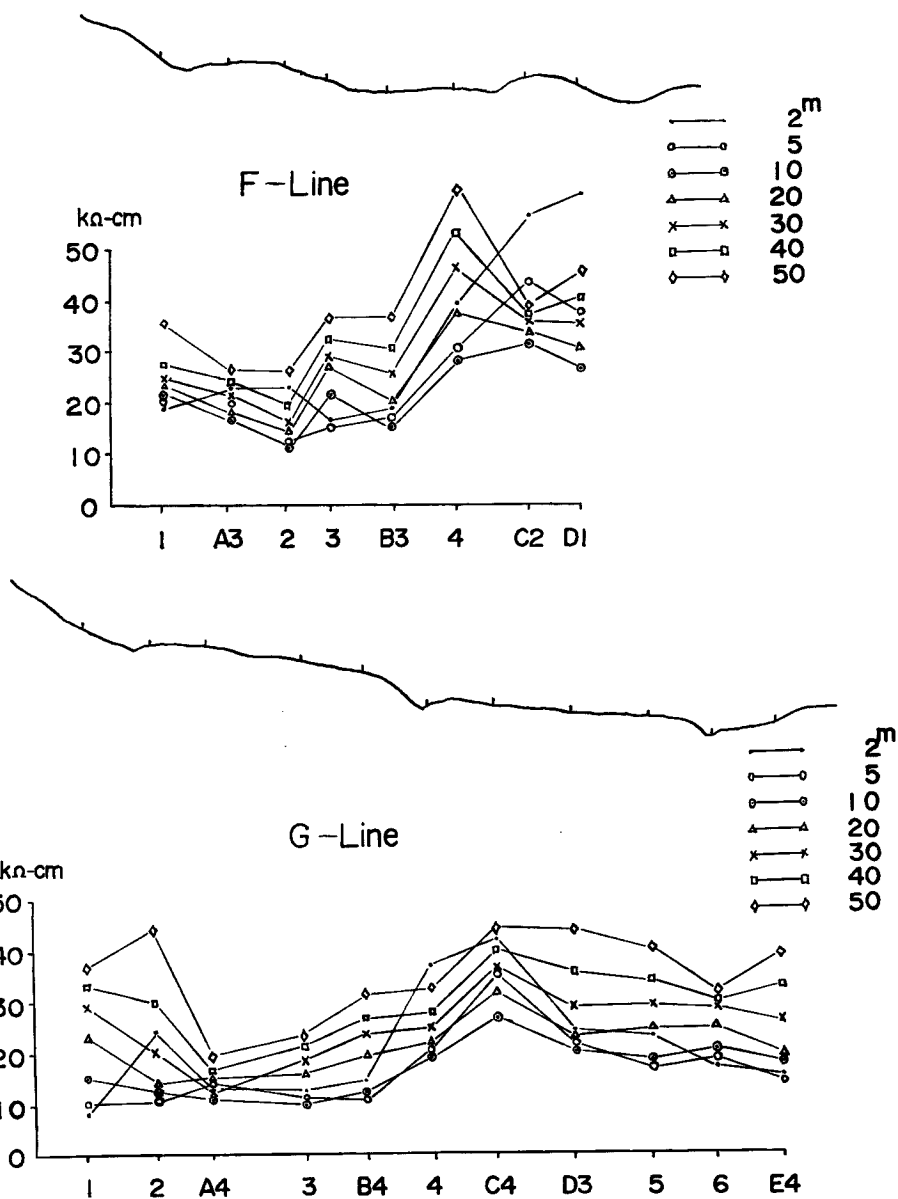


Fig. 14 The graphs showing the relation between variation of apparent resistivity values and topographic section.

い値であるが、その他の測点の値より高くない。全体として尾根状地は高い値の傾向に、谷の部分は低い値の傾向を示している。

G 測線：測点 A の 4, G の 3, G の 5 の部分が平坦地, G の 4, G の 6 は谷の部分, E の 4 が谷状地にそれぞれ位置している。測点 B の 4, D の 3 が尾根状地にある。見掛け比抵抗値は平坦地に位置する A の 4, G の 3 が $10\text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $25\text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間の値を示す以外はこれより高い値になっている。しかし、同様に平坦地に位置する G の 5 はほぼ $20\text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $40\text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間にあつて高い値の傾向にある。尾根状地の B の 4 は $20\text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $30\text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間の値, 同じ尾根状地の D は $20\text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $45\text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間の値で後者が特に高い値を示している。谷状部分の G の 4, G の 6 は $20\text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $35\text{ k}\Omega\text{-cm}$ 程度の値で、高い傾向である。谷状地の E の 4 は $15\text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上で低い傾向ではない。

3.6 入体地すべり地⁹⁾

この地すべり地は谷壁斜面で崩壊が認められる以外に地すべり現象は認められていない。表層地質は Fig. 15 に示したが、砂岩、頁岩の互層よりなる基岩とこれを被覆する崩積層とからなる (古谷 1970 b)。基岩は東に向いた向斜構造を示している (Fig. 15)。

測線は目的が崩積層の基底面の形状の検出にあるから、基岩の分布域と崩積層の分布域を横断するように選定し、測定間隔 30 m, 測定深度 30 m, 合計 30 の測点からなる。基岩の分布域の測点はそれぞれ 1, 4~7, 15~19, 27~30 で、このほかの測点は崩積層の分布域に含まれている。基岩の測点のうち、15~19, は主と

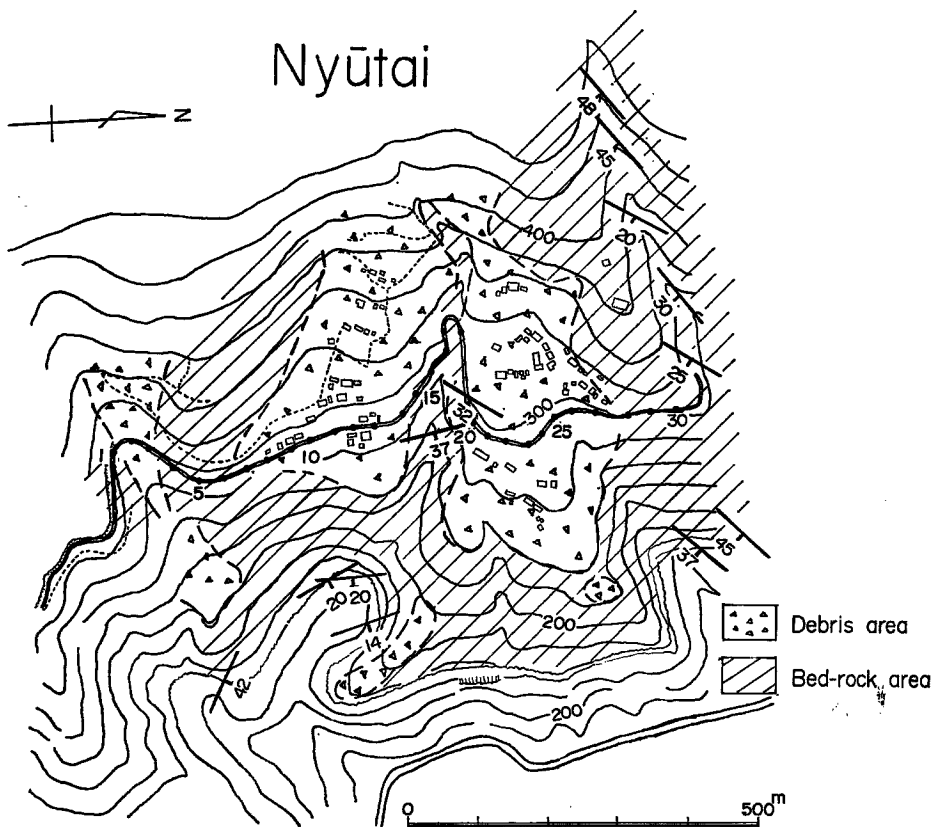


Fig. 15 The map showing the measuring points and lines of electric prospecting on the landslide area of Nyutai.

して著しく破碎された頁岩の岩盤の部分にあたる。測点 21 は下部が崩積層と同程度に破碎されているが上部はしっかりした砂岩が露出している。

地形は測点 4~7, 27~30 がはっきりした尾根, 1~3, 15~19 が谷壁ないし谷底の部分になる。さらに、測点 10~13, 24~26 付近が微起伏の低まりの部分に当る。

測定結果は Fig. 16 にまとめられている。測定値は一般にほぼ $50 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以下, $10 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $30 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間にあり, 浅い深度でまれに $50 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ をこえる程度である。

地質と見掛け比抵抗値との関係は基岩の分布する部分の測点 1, 4~7, 15~19, 27~30 では一般に高い値を示す傾向にあり, 特に 4~7, 27~30 の部分は見掛け比抵抗値 $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の高い値である。これらの高い見掛け比抵抗値を示す傾向の測点はほぼ基岩の分布域と対応している。頁岩の破碎岩の部分の測点 15~17 では測点 14 や 18, 19 よりグラフ上でわずかに高い傾向にあり, 測点 16 を頂点とした山をつくっている。基岩と崩積層の境界は測点 1 と 2, 3 と 4, 7 と 8, 14 と 15, 19 と 21, 26 と 27 の各測点の間の部分にあるが, 測点 1 と 2 および 26 と 27 の間の境界をのぞき他はあまりはっきりした値の差異がない。ただし, 基岩と崩積層の境界がはっきりしているのは測点 1 と 2, 26 と 27 の間である。

地形と見掛け比抵抗値の関係は, 測点 2, 18~19 の谷の部分でグラフ全体の傾向の中で, 隣接する尾根の部分より明らかに低く, 測点 10~12, 25, 29 の地形的低まりの部分では, 隣接する見掛け比抵抗値より低い値を示す傾向がある。

なお, Fig. 16 には $2 \text{ m} \sim 10 \text{ m}$, $10 \text{ m} \sim 20 \text{ m}$, $20 \text{ m} \sim 30 \text{ m}$ の各深さについて, 善徳地すべり地および如谷川地すべり地で行なったと同様, モデル実験を参考として基岩の形状を推定しようと試みた。しかし, 前記地すべり地同様, 思わしい結果は得られなかった。

3.7 地すべり地以外の電気探査資料について

補助的調査として, i) 段丘面 (Fig. 17), ii) 吉野川の中洲 (Fig. 18), iii) モデル実験 (Fig. 19) を実施した。これらについて述べる。

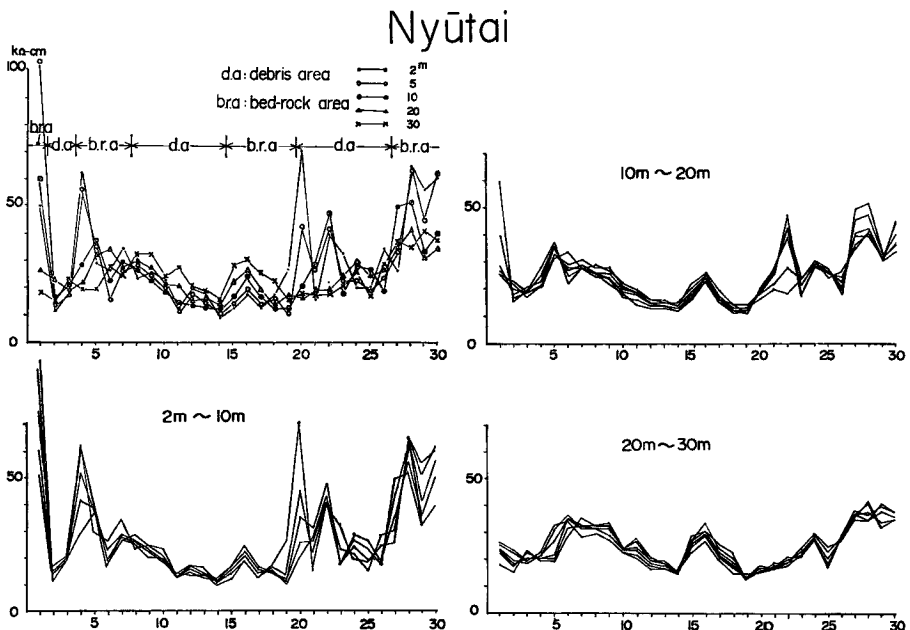


Fig. 16 The graphs showing the relation between variation of apparent resistivity values and geological factors.

i) 段丘面

この探査の目的は基岩内部の見掛け比抵抗値の変化幅をある程度知っておくため実施したものである。段丘面は岡田(1968)の低位段丘にあたる。この段丘面の電気探査を実施した部分は段丘礫層が部分的に1~2m程度の厚さで観察されるが、電極を接地した場所はほとんどの場合基岩が露出している。地表起伏はほとんどない。地質は中生層の和泉層群の一部で砂岩、頁岩の互層からなる。この段丘は中央構造線に接しているため地層の攪乱は考慮しなければならないが露頭観察の範囲内では地層の顕著な破碎は認められない。

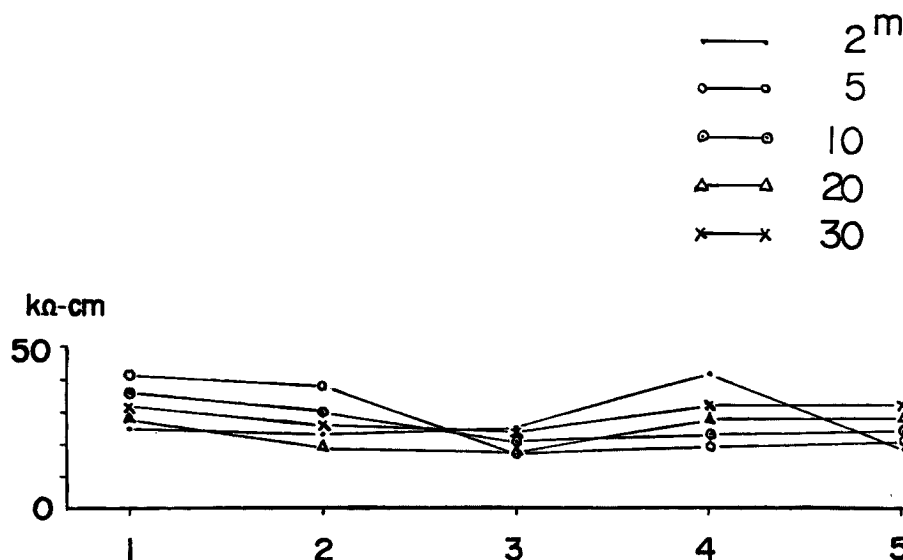


Fig. 17 The graphs showing the variation of apparent resistivity values on the rock terrace surface.

測定結果は見掛け比抵抗値がほぼ $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $40 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間におさまリ、著しい値の変化幅はない (Fig. 17)。比較的大きい変化は浅い部分に認められ、深さ 2 m の見掛け比抵抗値が測点 4 の $40 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から測点 5 の $20 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ への変化である。深さ 5 m の見掛け比抵抗値が 2 m の深さのそれにほぼ準じた見掛け比抵抗値の変化幅になっている。深さ 10~30 m では各測点間の見掛け比抵抗値の大きな変化はない。

ii) 中 洲

同一地質条件下で地下水面が検出されるかどうかを目的として、透水性の高い末固結の砂礫層からなる中洲を選定して電気探査を行なった。測点は地形断面上に記した (Fig. 18)。中洲の幅は約 170 m で両側は常時吉野川の本流が流れていて、中洲内部への地下水涵養は明らかである。測点 1~3 では明らかに深さ 30 cm 下で地下水面を確認できる。地質は結晶片岩類と和泉砂岩の径 30 cm 大の円~亜円礫層からなり、測点 1~3 の部分が砂質分に富んでいる。中洲の起伏は測点 1~3 はほぼ水平、4~6 を頂点として 6 の測点側へ河床に向って徐々に低くなっている。測点 3 と 4 の間には約 5 m の人工の崖が存在する。測線に沿う地形断面は簡易測量によって描き、Fig. 18 に示した。測点 4, 5, 6, における地下水面はそれぞれ 5 m, 5 m, 2.5 m にあるものと考えられる。

探査結果は Fig. 18 に示した。一般的傾向として測点 1~3 は見掛け比抵抗値 $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の幅におさまリ、測点 4~6 は見掛け比抵抗値 $25 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ から $210 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ の間にあって、深さ 30 m と測点 6 の深さ 20 m の見掛け比抵抗値をのぞけば、 $85 \text{ k}\Omega\text{-cm}$ 以上の値を示し、非常に高い見掛け比抵抗値を示している。深さ 2 m

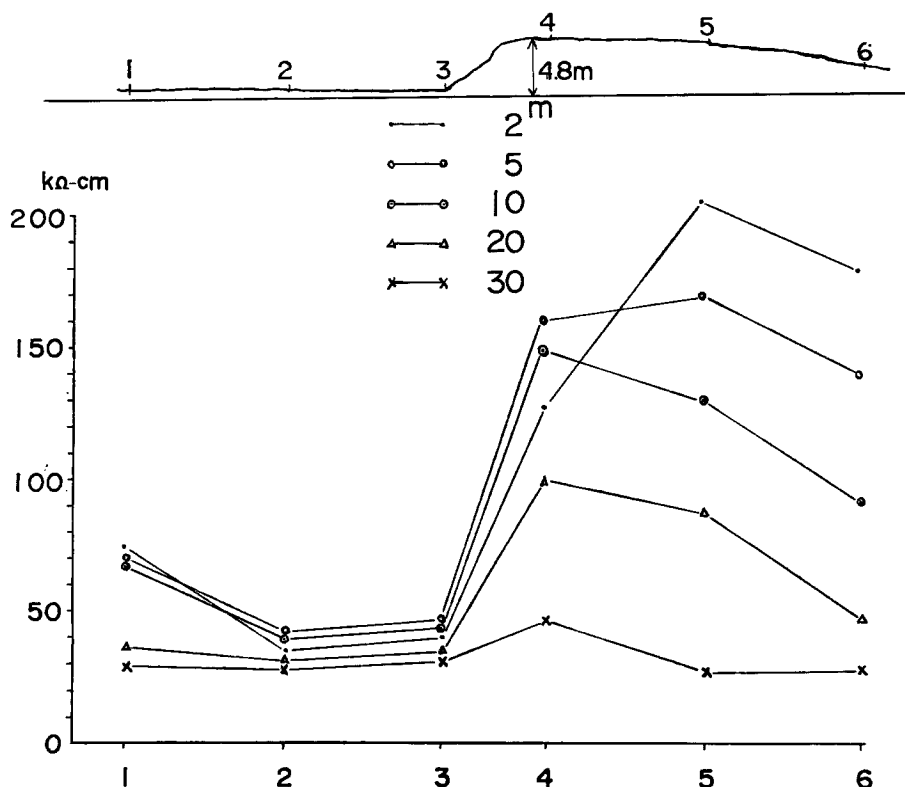


Fig. 18 The graph showing the relation between the variation of apparent resistivity values on the flood plain of the Yoshino river and its topographic section.

の見掛け比抵抗値のみ測点 2~4 の値が低く、他の見掛け比抵抗値と異なった傾向の値を示している。測点 1 の 2m, 5m, 10m, が同じ地形、地質の条件下で測点 2 と 3 の見掛け比抵抗値と異なって高い値を示している。また、測点 4 の深さ 2m の見掛け比抵抗値は 同じ地形、地質条件下の 測点 5 と 6 のそれとは 値が小さくなっている。

見掛け比抵抗値と地形の関係は見掛け比抵抗値が 測点 3 と 4 の間で著しい変化があり、これが約 5m の急崖の位置にあたり、砂質分に富むか富まないかといった地質条件の多少の異いはあるが、地形要素を非常によく反映している。地下水の検出は困難である。

iii) モデル実験

実験は長さ 4m, 幅 60cm, 深さ 30cm の実験槽で行なっている。実験槽は基岩と崩積層を仮定して 2 層構造とし、材料はコンクリートとベントナイトを用い、コンクリートの表面に凹凸をほどこし、これにベントナイトをのせたものとした (Fig. 19)。ベントナイトはベントナイト 5 に対し食塩が 1 の割合で含まれ、含水率は 60% 前後である。

実験は CPFC 電極配列、ウェンナーの 4 極法によっている。測定結果は Fig. 19 に示されるごとく基岩面の凹凸と仮定したコンクリートの表面の凹凸がそのまま見掛け比抵抗値に非常によく表現されている。この水平探査結果が良好であったので、各地すべり地について実施した電気探査を水平探査にした理由になっている。

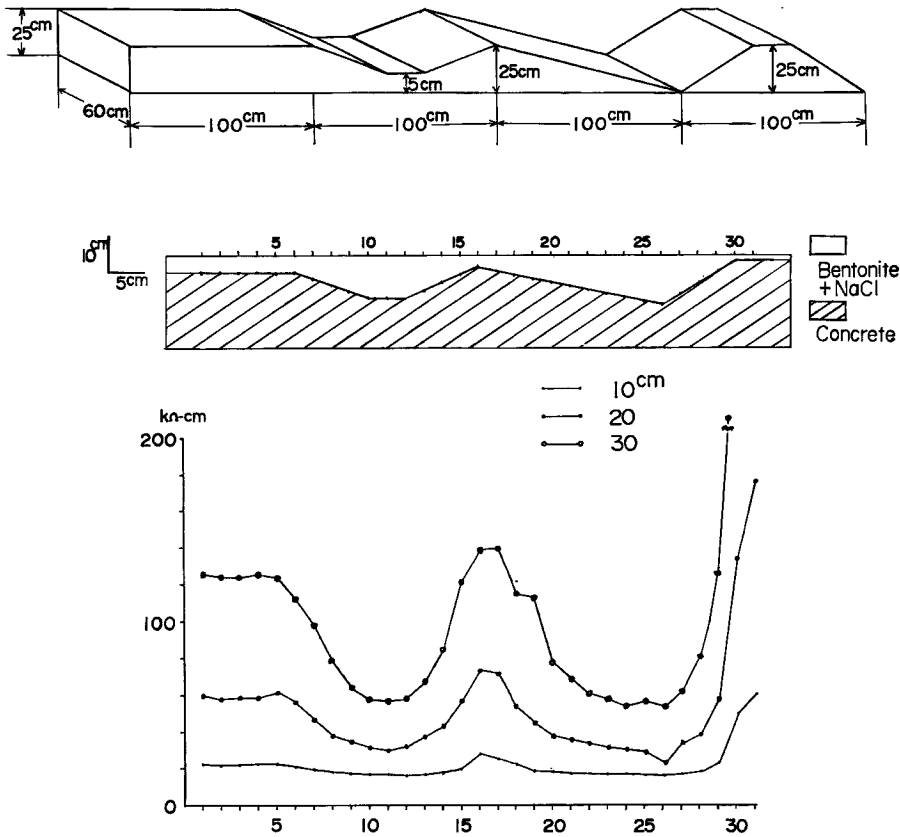


Fig. 19 The illustration showing the model experiment of electric prospecting and graph showing the variation of apparent resistivity values of the model experiment.

4. 考 察

地すべり地の電気比抵抗法による地下構造探査の最近の成果は従来の電気探査の方法を用いて高田(1968, a. 1970), 竹内(1970. a. b)によって論じられている。両者ともに垂直探査に重点をおいて地すべり地の地下構造探査を行なって、地すべり層という厚さを持たせた地層を任意性を有する解析法でその地層の解析を行なって有意性のあることを論じている。また、地下構造探査の補助的手段として見掛け比抵抗値の平面的分布の解釈法¹⁰⁾で地すべり地の地下水賦存状態を電気探査によって探査することに活路を見出している。

筆者らはすでに述べたように、垂直探査の一般的解析法である標準解析法に若干の問題が指摘されていることと解析法に任意性があるという理由と、1, 2で述べた目的から水平探査に重点をおいて電気探査を行ってきた。そして、いくつかの破碎帯地すべり地で試みて得られた結果をTable 2に示す。

崩積層の分布は地表踏査によって露頭で確かめたもので、深さに関する正確な資料は一部ボーリング資料¹¹⁾をのぞいて不足している欠点があるが基岩と崩積層に分けた表層地質と見掛け比抵抗値の対応関係はモデル実験では非常によく表現されるが、現地調査では低見掛け比抵抗値は崩積層に、高見掛け比抵抗値は基岩のそれぞれの分布域に入る傾向がある。しかし、それ程高い傾向ではなく、6割程度である。これは現実の地すべり地が電氣的に非常に複雑な性質を有しているためと思われ、現地調査においては多くの未解決

Table 2 Summary of relation between apparent resistivity values and topographical and geological phenomena of surveyed landslide areas.

地すべり地名	表層地質と見掛け比抵抗値の対応関係				地形と見掛け比抵抗値の対応関係			
	顕著な 関係あり	傾向が認め られる	わずかに傾 向を有す	関係が認め られない	顕著な 関係あり	傾向が認め られる	わずかに傾 向を有す	関係が認め られない
善徳地すべり地	○				○			
大藤 "				○		○		
倉石 "	○				○			
南大王如谷川 "			○				○	
和田 "			○				○	
人体 "		○			○			

の問題が残されていると考えられる。

地形と見掛け比抵抗値の関係は 7 割は確実に合致し高い傾向を示す。高田 (1968 a) が第三紀層地すべり地で述べた見掛け比抵抗値の分布図を見ると低見掛け比抵抗値が地形的低まりと一致する傾向が示されており、同様に竹内 (1970 a) が述べた長者地すべり地は地すべり地を流れる川沿いに低見掛け比抵抗値の分布が示され、みごとに地形と対応している。

3 の頂の記載およびこれらの事実でわかるように、地すべり地の地質構成と見掛け比抵抗値の関係はそれほど良くなく、地質を判別するのに電気探査法はそれほど信憑性の高いものとなっていない。他方、地形と見掛け比抵抗値の関係は地形的低まりが低見掛け比抵抗値、地形的に高い部分が高見掛け比抵抗値を示す傾向があって、地形状況とよくあっていることを示している。

地すべり地の存在する山地斜面の地形的低まりの部分は、1) 集水域になる、2) 地形的高まりの部分から基岩の構成物質が崩落して崩積層を生成しやすい、という条件をそなえている。高田 (1968 a)、竹内 (1970 a) の主張する地すべり地の地下水の賦存するという低見掛け比抵抗値の分布する部分は地形的低まりの部分の電気的性質の表現であり、集水域とほぼ一致し、さらにこの部分に崩積層の生成されている場合が多いとすれば透水性が考慮され、地下水が賦存するであろうという主張は信憑性のあるものと考えることができる。しかし、地形が見掛け比抵抗値に反映しているのか、地下水なのか、そのいずれもが反映されているのか、明らかでない。一方、筆者らが調査した河川敷における地下水の状態を検証しようとした試みでは、地下水が確実にそこにあるかどうか、基岩はどうなっているかという若干の問題はのこされているが、明らかに地形的反映が顕著であって、地下水の状態は検出しえていない。従って電気探査によって河川敷よりさらに複雑な地質構成を有する地すべり地の地下水の賦存状態を判別することは非常に困難な事に考えられる。あくまでも地下水賦存の状態の判別は高田 (1970) がのべた経験則の域にとどまり、集水域という地形的条件が大ききき、地下水賦存状態にも反映しているものと考えた方が妥当である。

5. 総 括

筆者らは被砕帯地すべり地で従来行なわれてきた電気探査法によって水平探査を中心に述べてきたが、次のような見解を持つにいたった。

従来おこなわれてきた電気探査法に関しては、電極の接地条件、地形的条件の問題、そして地すべり地の地層が等価でなく、水平層でもないという電気探査法の理論の出発点の条件をかみならずもみたしていないこと、したがって被砕帯地すべり地調査に電気探査によって判定された諸種の現象に有意性があるという結論をみちびき出すことは、前記の未解決の問題がある現状では困難である。

本報文を報告するにあたって、吉川宗治教授には有益な助言をいただき、高田雄次助教授には種々御意見

をいただいた。また、地すべり部門竹内助手には和田地すべり地の資料の一部を心よくお見せいただき、中川助手には善徳地すべり地の探査にあたって現地を手助けをいただいた。現地調査に際し、徳島県池田土木事務所倉本技師に大変お世話になった。これらの方々に記して謝意を表します。

- 1] 崖錐堆積物、段丘堆積物等の末固結の堆積物。
- 2] 本論文で崩積層とした地層は、地すべり山崩れによって生成された基岩からの崩積物質でむろん風化物もふくむ。また、厚さ 1 m 以上あるものを扱っている。
- 3] 基岩分布図は基岩の露頭の分布とその地形的連続性に基づいてある程度推定して作製してある。
- 4] 未発表資料。
- 5] 観測は行っていないが現地肉眼観察による。
- 6] Fig. 8 で破線で示した滑落崖の記号の部分。
- 7] 地形的には明瞭な錐形を示し、崖錐と考えられる。
- 8] 註の 7 で述べたものと同一物である。
- 9] 表層地質について筆者の一人が一部のべている。古谷 (1970)。
- 10] 高田 (1968)、竹内 (1970) らは同深法と呼んでいるが一種の水平探査である。
- 11] 本報告ではボーリング地質柱状図は省略した。

参 考 文 献

- 1) 岡田篤正：阿波池田付近の中央構造線の新期断層運動，第四紀研究，Vol. 7, No. 1, 昭 43, pp. 15-26.
- 2) 志村 馨：電気探査法，昭見堂刊，昭 41.
- 3) Takada, Y.: A Geophysical Study of Landslides (Application of the Electrical Resistivity Survey of Landslides), Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 18, Part 2, No. 137, 1968, pp. 37-58.
- 4) 竹内篤雄：破碎帯型地すべり地における電気探査の有意性について，京都大学防災研究所年報，第 13 号 A，昭 45. 3, pp. 479-498.
- 5) 竹内篤雄：電気探査より見た高知県下の破碎帯地すべり地について，地すべり学会誌，Vol. 7, No. 2, 昭 45, pp. 19-30.
- 6) 栃木省二：土石流堆積性地すべりの防災対策について，第 7 回災害科学総合シンポジウム講演論文集，昭 45, pp. 181-186.
- 7) 古谷尊彦：破碎帯地すべりの研究—主として御荷鉾緑色岩類地域の地すべり地の堆積物について—，京都大学防災研究所年報，第 13 号 A，昭 45. 3, pp. 517-529.
- 8) 古谷尊彦：地すべり地研究でもたらされた地形生成過程に関する 2・3 の問題，東北地理，Vol. 22, No. 4, 昭 45, pp. 211-217.
- 9) 美濃忠夫・馬場幸暢・岡崎誠一・永尾泰祥・難波宏康：電気探査における Hummel 法の適用と解析誤差について，地すべり学会誌，Vol. 3, 昭 42, pp. 1-4.
- 10) 美濃忠夫・馬場幸暢：垂直電気探査曲線の電子計算機による解析について，地すべり学会誌，Vol. 4, No. 3, 昭 43, pp. 28-32.
- 11) 山口久之助：鑿泉の電気検層法，昭見堂刊，昭 37.
- 12) 吉住永三郎・菅野強：電気探査と応用例，土木学会関西支部講習会テキスト物理探査の土木工事への応用例，昭 45, pp. 51-110.