

4-21 大規模地すべりの頭部地形歪みについて (地すべり地帯と集落形成)

(株) 日本海技術コンサルタンツ 大坂 理

1. はじめに

島根県下でも有数の地すべり地帯である、図-1に示す「大黒山麓地すべり防止区域」内で過去に実施された地質調査及び地すべり防止工と今回行った調査解析をとりまとめ、大規模地すべり地における一次すべり（深層すべり）のすべり面分布状況と地すべり頭部の地形歪みについて、調査結果とともに紹介する。

2. 地すべり地区状況

当地区は図-1に示すように大黒山東側山腹部に広がる幅約400mにおよぶ地すべり頭部に2つの溜池を持つ明瞭な地すべり地形を有している。

横断的地形をまとめれば、地すべり頭部域は地形勾配20°程度で主に宅地及び耕地として利用され、腹部域は地形勾配5°～10°で耕地として利用され、末端部域は地形勾配15°程度で主に耕地として利用されている。全体的には非常に緩やかな斜面でありながら、沢地形の発達した起伏のある状態である。地形により地すべりを分類すれば「凹状多丘型地形」(藤, 1976)に分類される。

地質の分布状況は図-2に示すが下位より新第三紀中新世川合・久利層の安山岩、砂岩、泥岩、礫岩、石

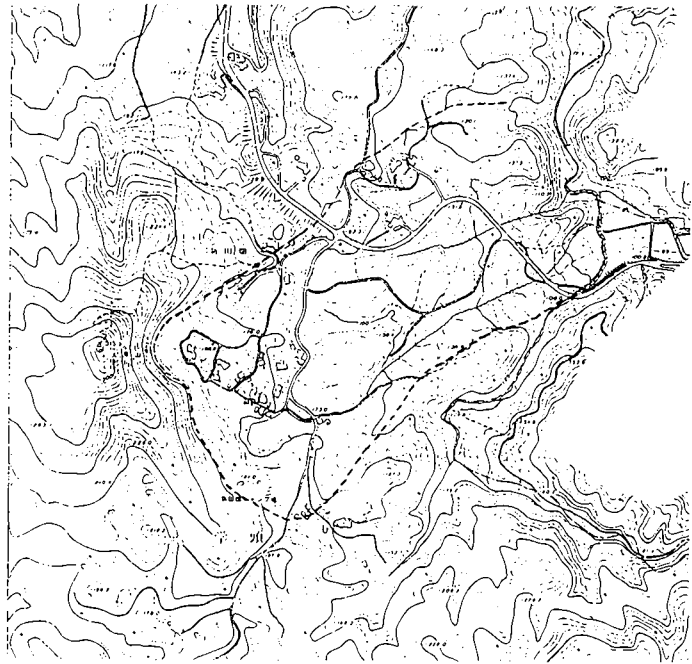


図-1 調査位置図 (S=1:10,000)

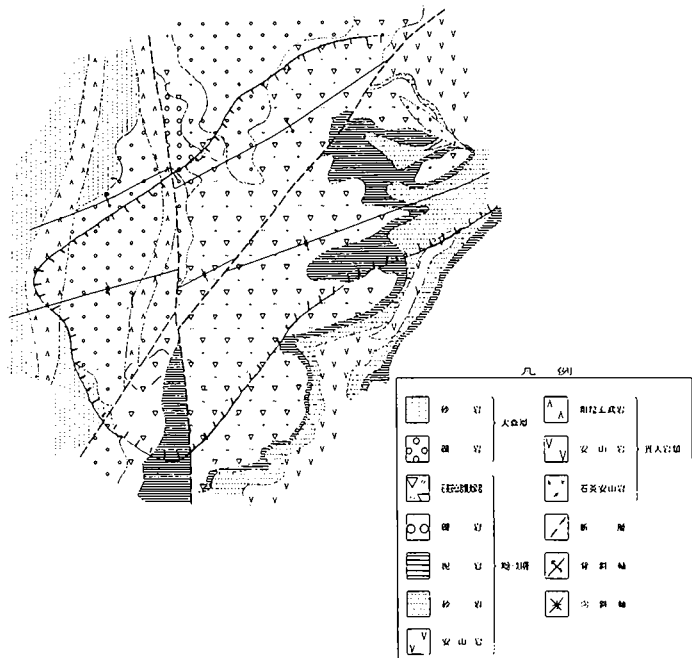


図-2 地質分布図 (S=1:10,000)

英安山岩質凝灰岩が広く分布し、これを大森層の礫岩、砂岩が不整合に覆い地すべり頭部付近に分布する。さらにこれらを貫入する岩脈が発達する。

地質構造は地すべりブロックほぼ中央にWSW-ENE方向に伸長する向斜軸と、北部に分布する背斜軸が存在し、これらの構造を切る2つの断層が存在する。

地層の走向傾斜は褶曲軸に支配され、褶曲軸が若干NE側に傾斜しており地すべり斜面方向に対し流れ盤になっている。

以上の地質状況の基に一次すべり（深層すべり）は断層等による豊富な地下水の供給と川合・久利層泥岩上面でセン断面形成により発生したと考えられる。

3. 一次すべり面の分布状況と既設対策工

当地区は昭和34年に地すべり防止区域に指定され、以来第一期及び第二期の地すべり対策事業として地質調査、地すべり防止工が施工されている。

当地区内で行われた調査ボーリングデータ（計46孔）を整理し一次すべり面（深層すべり面）の分布状況を把握するため川合・久利層泥岩上面を捕らえ等深線図を作成した（図-3）。

さらに、現況の地形歪みの原因となる二次地すべり（浅層すべり）の地すべりブロックとその地すべり防止工を図-4に示す。

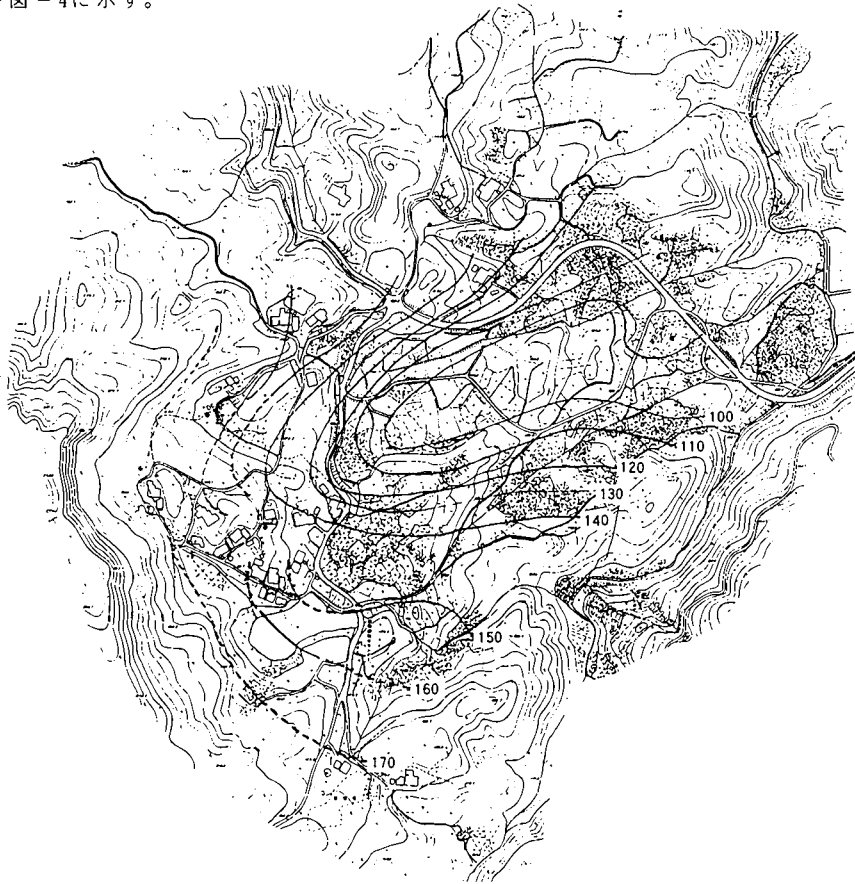


図-3 泥岩上面等深線図

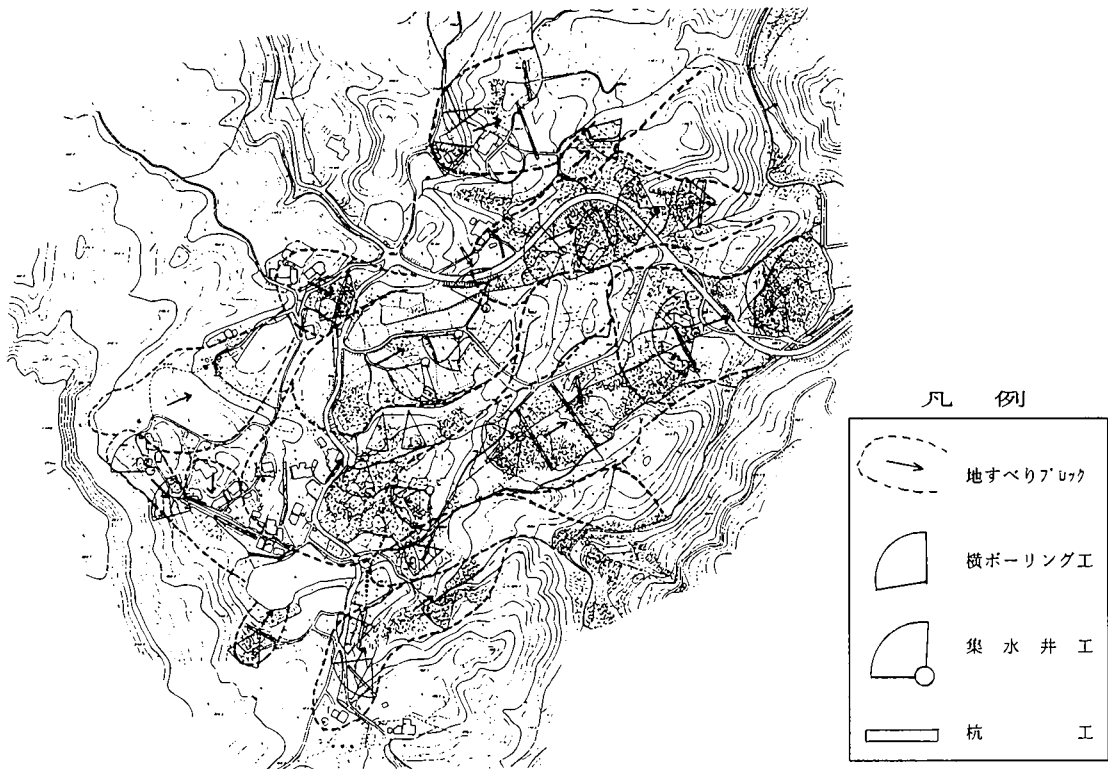


図-4 浅層地すべりブロックと地すべり防止工

4. 頭部地形歪みについて

泥岩上面等深線図から以下のことが解釈できる。

- ・ 地すべりブロック中央部に断層とほぼ同方向に伸長する谷地形が存在する。
- ・ 等深線間隔の傾向は若干斜面に対し右側が密であり、深層すべり面形状が地すべり横断方向断面では右側に傾斜していると推定できる（現況斜面の標高は逆に斜面左側が高い）。
- ・ 一次地すべり運動が、右側に寄り添う状態で斜面下方に移動したと考えられる。

当地区の地すべり頭部には民家が集中しており、地すべりによる被害も家屋基礎の沈下や犬走りに発生する亀裂やアスファルト道路の亀裂等が挙げられ、地形的にも不規則な谷状地形を呈するなど非常に顕著な地形歪みを生じている。

図-4に示した浅層地すべりブロックの地すべり運動方向も、地すべり頭部については山腹斜面の斜面重力方向に対して斜向あるいは逆方向への地すべり運動も発生している。

このことは、泥岩上面をすべり面とする深層すべりに発生した地すべり頭部の引張領域での地層の乱れ等から発生する浅層すべりによる地形歪みと考えられる。

地すべり頭部域に位置する今回の調査解析測線について現地踏査では確認できなかった地すべり頭部地形歪みを、高密度電気探査から比抵抗等値線図の乱れ（ $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ の東落ち窪み状等値線）から確認できた（図-5参照）。この等値線のつながりは $N \leq 25$ の数値を示す粘土層と $N \geq 30$ の数値を示す凝灰岩風化層（二次堆積物）の境界付近に連続し、浅層すべり面を明瞭に見いだすことが出来る。

パイプ歪計観測の結果及びpH測定によるすべり面判定から深層すべり面を泥岩上面で検出でき、潜在変動の滑動を確認できた。

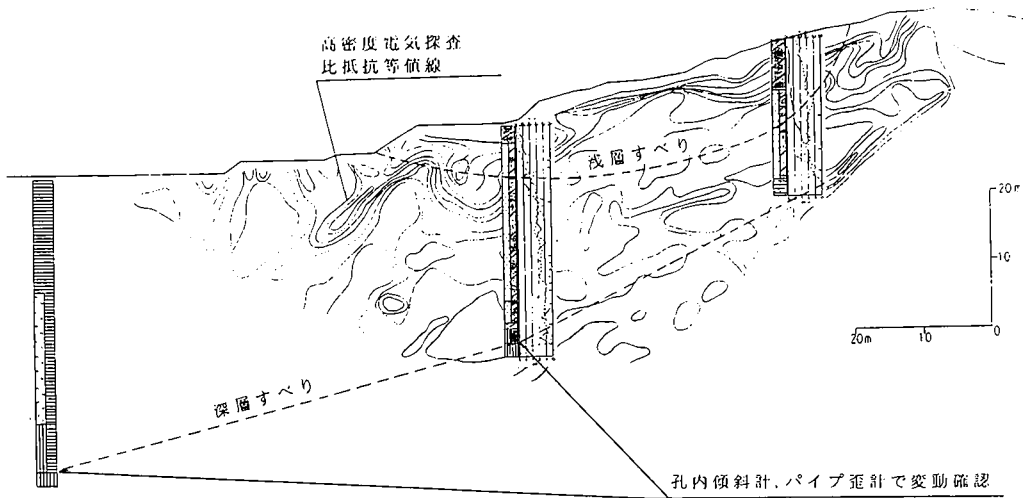


図-5 調査結果による地すべり断面図

5. まとめ

大規模地すべり地域において、一次すべり面を確認できたと同時に潜在変動ではあるが現在も滑動中の地すべりであることが判明した。

また、大部分を浅層すべりを対象とした小規模地すべりブロックについての対策工は、積極的な地下水排除工（特に集水井による効果的な地下水排除）や抑止工（杭工）により大規模地すべりブロックの斜面内（耕地）については地すべり滑動停止に至っている。

しかし、地すべり頭部における地形歪みは断続的ではあるが発生している。これは、深層すべり面に規制された泥岩上面の地層を移動土塊とする大規模地すべりが潜在変動ではあるが滑動していることに起因する。

当地区に限らず農地地すべり地帯は、山間の急傾斜地帯の中では比較的緩傾斜を形成し、軟弱層の厚い肥沃な土地と、地下水による水に恵まれ人々は斜面上部すなわち地すべり頭部付近に集落を求めてきた。

この地区に集落を形成した先人たちは、この肥沃な長大斜面の内できるだけ安定した地盤を求め、地すべり頭部の地質的に礫岩層分布域に集落を形成したようである。これは、自然に発想された浅層すべりに対する集落形成であり、大規模地すべりの発生機構を解釈した場合、同時に地すべり頭部域の地形歪み発生領域での集落形成でもある。

このことからすれば、当地区の深層すべりに対する継続的観測及び詳細な地すべり機構の解明が必要であり、地すべりと旨くつきあいながら生活を営めるような地すべり防止工を設計することが、設計者の重要な使命であり、課題である。

4-22 隠岐島後の大規模地すべりと末端すべりについて

(株)日本海技術コンサルタンツ 浜崎 晃

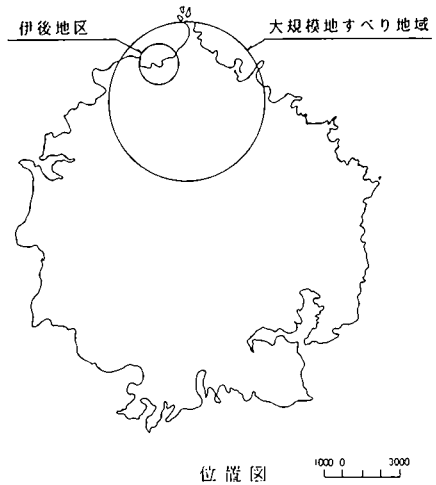
1. はじめに

島根県隠岐島後の北部に聳える大峯山は第四紀更新世の玄武岩で形成される。

この大峯山は北向きに大きな馬蹄地形（地すべり地形）を形成しており、その裾野には伊後地区、西村地区などの地すべり防止区域がある。

現在滑動している地すべりは大峯山を頭部とする大きな地すべりブロック内の末端部に集中しており、その滑動も浅層すべりと深層すべりの2種類に分けられることがわかった。

以下、伊後地区での調査結果を紹介し、この地域の地すべりについてまとめる。



2. 大規模地すべり

調査地周辺の地質を図2-1に示す。

図2-1に示すように大峯山は大峯玄武岩と呼ばれる第四紀更新世の玄武岩からなる山体である。この玄武岩は亀裂が発達するが比較的新鮮である。この大峯山は北側に向かい大きな馬蹄地形を形成しており、その山体は急崖となっている。

その裾野に広がる緩傾斜地にはこの大峯山起源と考えられる玄武岩の小さな山地が点在している。これらの山地はオープクラックが発達する玄武岩からなり流れ山と考えられ、その周辺は褐色粘土化した玄武岩及び玄武岩起源の崩積土となっている。

この状況は「火山現象としての岩屑流」(宇井忠英 1988)で述べられている岩屑流と同じ状況である。

ここでその一文を紹介する。

「岩屑流は不安定になった山体斜面が崩壊して急速に滑り落ちる現象である。岩屑流堆積物は給源山体の構造を残した破片である岩塊相と、ばらばらになって混合した基質相からなることが特徴である。岩塊相には破碎構造が見られ、堆積物の表面には流れ山、自然堤防、末端崖など特徴ある地形が見られる。また、給源には一方向に開いた馬蹄形の火口地形が残されることがある。」

何が原因でこのような大規模な岩屑流が発生したかは判らないが、玄武岩の下位には新第三紀中新世伊後泥岩層が分布しており、非常にすべり易い状況であった。また、点在する流れ山の位置から判断すると少なくともその流走距離は2.5km以上となる。

このような大規模な地すべりが発生し、現在の地形を形成していると推定する。

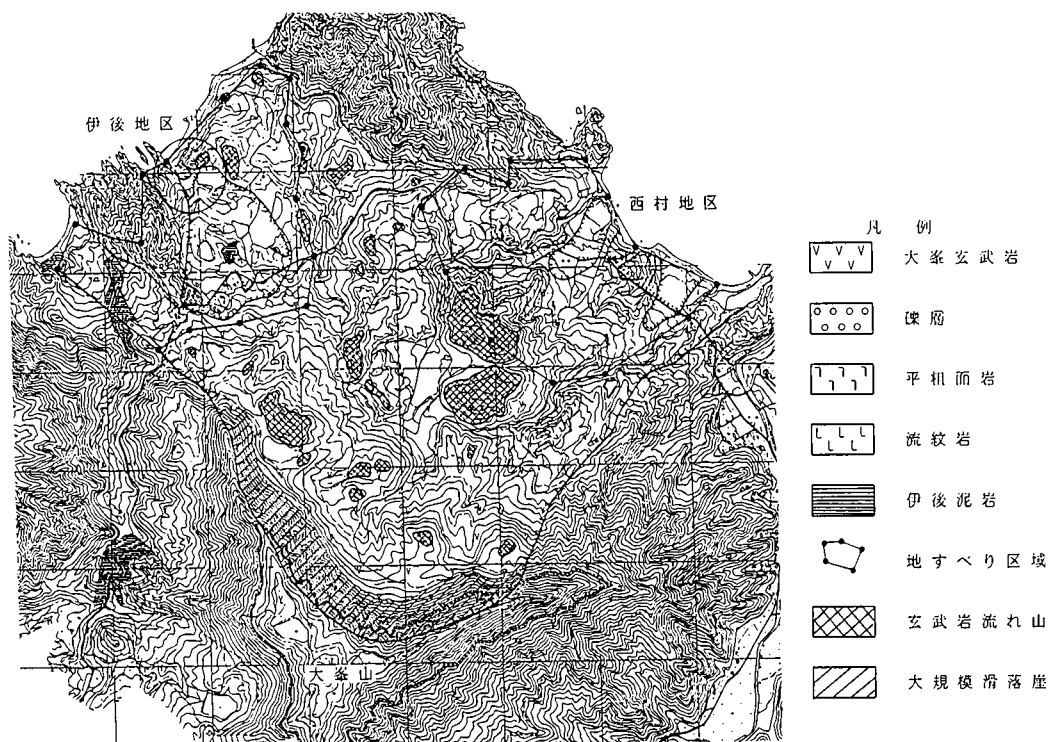


図 2 - 1 全体地質図

3. 大規模地すべり末端部のすべり

大規模地すべり末端部となる伊後地区地すべり防止区域内での地すべりについてまとめる。

調査地は図 2 - 1 に示すように伊後地区全体をすべりブロックとするボトルネック型地すべりの末端部に位置する地すべりである。

伊後地区の海岸沿いには新第三紀中新世のアルカリ流紋岩が分布しており、大規模地すべりに対しては抵抗岩体となっている。

調査地は図 3 - 1 に示すようにこのアルカリ流紋岩の谷部となっている。

調査地では図 3 - 1 に示す 4 カ所で調査ボーリングを行った。その結果、大嵯山を給源とする岩屑流の一部と考えられる玄武岩を含む層は BP-4 に見られた。

採取したコアでは一見崖錐性堆積物のように見えるルーズな状態である。この玄武岩層の下位に泥岩が確認された。

その他の調査ボーリングではこの玄武岩層は確認できずほとんどが泥岩起源の崩積土か泥岩風化土層となっていた。

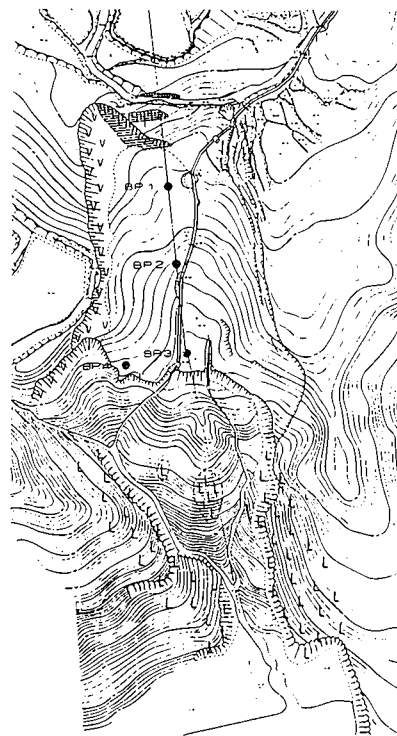


図 3 - 1 調査地平面図

ここでBP-1、BP-3に設置したパイプ歪計のデータを柱状図とともに図3-2に示す。

図3-2に示すように歪計で変位の見られる位置はpH測定で見られる位置と一致しており、2枚以上のすべり面が存在している。

これらのすべり面は浅層すべり面が泥岩風化土層と崩積土の境界となっており、深層すべり面は泥岩、流紋岩などの基岩と泥岩風化土層の境界となっている。

また、基岩となる泥岩は亀裂が発達し、鏡肌が確認できることから更に深い位置でのすべり面が存在する可能性が高い。

また、BP-3で確認できる流紋岩は図3-1に示す地すべり末端部に露頭する流紋岩とつながっており、末端部の抵抗岩体となっている。地質断面図を図3-3に示す。

仮にこの流紋岩が無かった場合、更に深い位置をすべり面とする大きな地すべりが活発に滑動すると推定する。

現在発生している地すべりはボトルネック型地すべりの最末端部に位置しているため、この地すべりが進行する事によって背後斜面についても末端抵抗土塊減少で不安定化する可能性が高い。

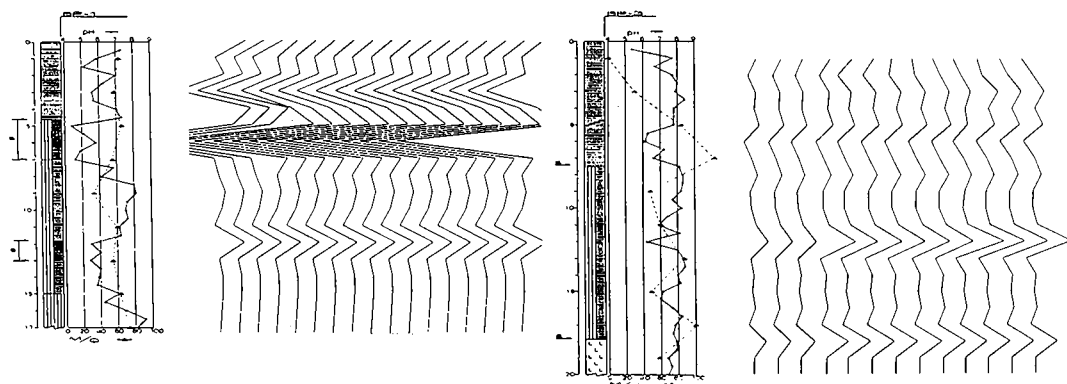


図3-2 柱状図及び歪計データ

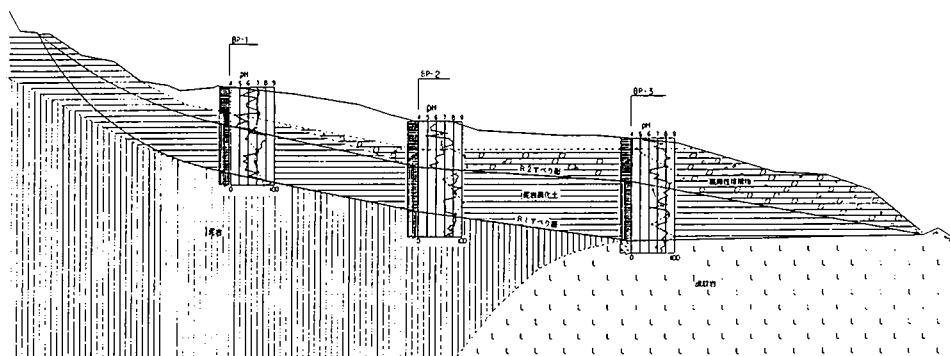


図3-3 地質断面図

4.まとめ

以上のように伊後地区周辺の地形は大峯山を頭部とする大規模地すべり（岩屑流）によって形成されており、地区内に点在する小さな山地は流れ山と考えられる。

現在至る所で発生している地すべりはこの大きな滑動内の表層すべりにしかすぎない。

また、伊後地区で発生している斜面末端部の地すべりは大規模地すべりについても末端部となっており、全ての地すべりについて末端部となっている。

地区全体の地すべり状況を図4-1模式断面図に示す。

図に示すように末端部に流紋岩が存在することにより、伊後地区は応力の集中する圧縮域となり、基岩である泥岩が地表近くまで押し上げられていると推定する。

この泥岩が地表近くに分布していることから地区全体が非常に滑りやすい状況にあるといえる。

伊後地区に関しては対策工を検討する上でこの大規模地すべりを考慮しなければ根本的な対策とはならないことから、今後調査範囲を拡大し大峯山を含めた大規模地すべりとして検討していく必要があると考える。

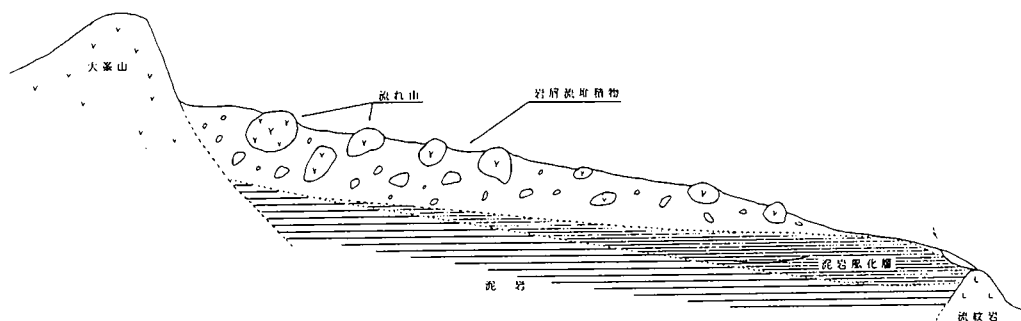


図4-1 模式断面図