

大規模崩壊跡地における地すべり調査と対策

愛媛県西条地方局
(株) ナ イ バ
○ 同

竹本 雅之
正会員 大川 義明
正会員 村上 雄治

1. はじめに

地すべり地形には、過去に大規模な崩壊が発生し、その跡地が地すべりとなって種々の災害を招いていることが多い。このため、新旧の地すべり土塊、岩塊が混在して対策工を検討する場合の対象土塊をどのように決定するかが問題となる。

とくに、四国地方の地すべりは岩盤すべりに起因するものが多く、ボーリングコアの形状等から地すべり土塊と基岩を判別することが困難である。このため、より深い深度までの調査を行い、孔内傾斜計などの地中変位を観測してすべり面を特定する必要がある。

本報告では、愛媛県内の大規模崩壊跡地の様相を呈する地すべり地において、新旧のすべり面を判別して集水井等の地下水排除工およびアンカー工による対策を行った事例等を紹介する。

2. 大規模崩壊と岩盤すべり

大規模崩壊と地すべり地形については、これまで多くの研究があり¹⁾、現在の地すべり地は過去に大規模な崩壊が発生した経歴を有し、その残留物が地すべり地を形成すると考えられている。そして、その地すべり地ではマスの乱れ具合や発生場所の地山の風化状況により地すべり土塊(岩塊)の性状が決定される。地すべり土塊が土砂状の場合には比較的容易に不動岩盤である基岩を確認することができるが、マスの乱れ具合が少なく、弱風化のものは見掛け上は岩盤であり、基岩との判別が困難である。また、愛媛県内には図-1に示すように大規模な地すべり地形を呈するところがあり、これが段丘性の緩斜面であったり、小規模な崩積土すべりしかみられないところもあり、深部の地質確認や地中変位の観測が重要である。

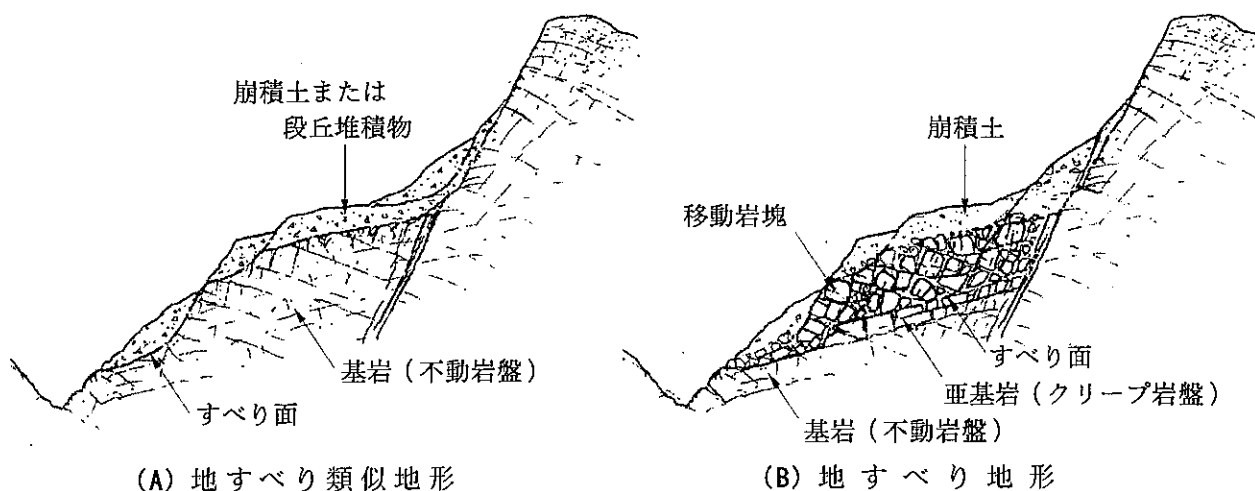


図-1 地すべり地形および地すべり類似地形の地すべり土塊

3. 事例

3.1 側方崖の拡大現象がみられる岩盤すべり

調査地²⁾は四国山地最高峰である石鎚山(標高1,982m)東部の東赤石山脈北斜面の中腹に位置し、その標高は500~800mである。この付近では、山脈から北に延びる幾条かの尾根に緩斜面があり、緩斜面上部には滑落崖とみられる急斜面を伴っており、古期の崖錐堆積物を載せている。調査地は、その

のうちのひとつで、図-2に示すように、北に延びる尾根の東側は明瞭な遷急線を伴う凹型斜面となっており、大規模な崩壊跡地の様相を呈している。この崩壊は最近では明治32年の風水害³⁾の頃と推定され、昭和51年の災害においては落差約5 mの亀裂が発生したと言われている。

地質は三波川帯の泥質片岩が分布し、超苦鉄質岩類としてピロウプレッチャ（水中自破碎溶岩）を伴う。この超苦鉄質岩類は、風化や断層破碎などにより緑灰色の滑りやすい粘性土を形成していることもある。泥質片岩の片理面で示される地質構造は、大局的には東西の走向を有し、南に20~40°で傾斜する単斜構造が推定される。調査地の斜面は受け盤となっているが、片理面が傾斜60°以上の高角度となって、流れ盤の節理が発達するところもある。未固結堆積物は、新旧の崩積土が分布し、尾根部の緩斜面下には更新統と推定される崩積土も分布する。また、大規模崩壊跡地には直径1~2 mの堅硬な転石を多量に含む空隙の多い崩積土が分布している。

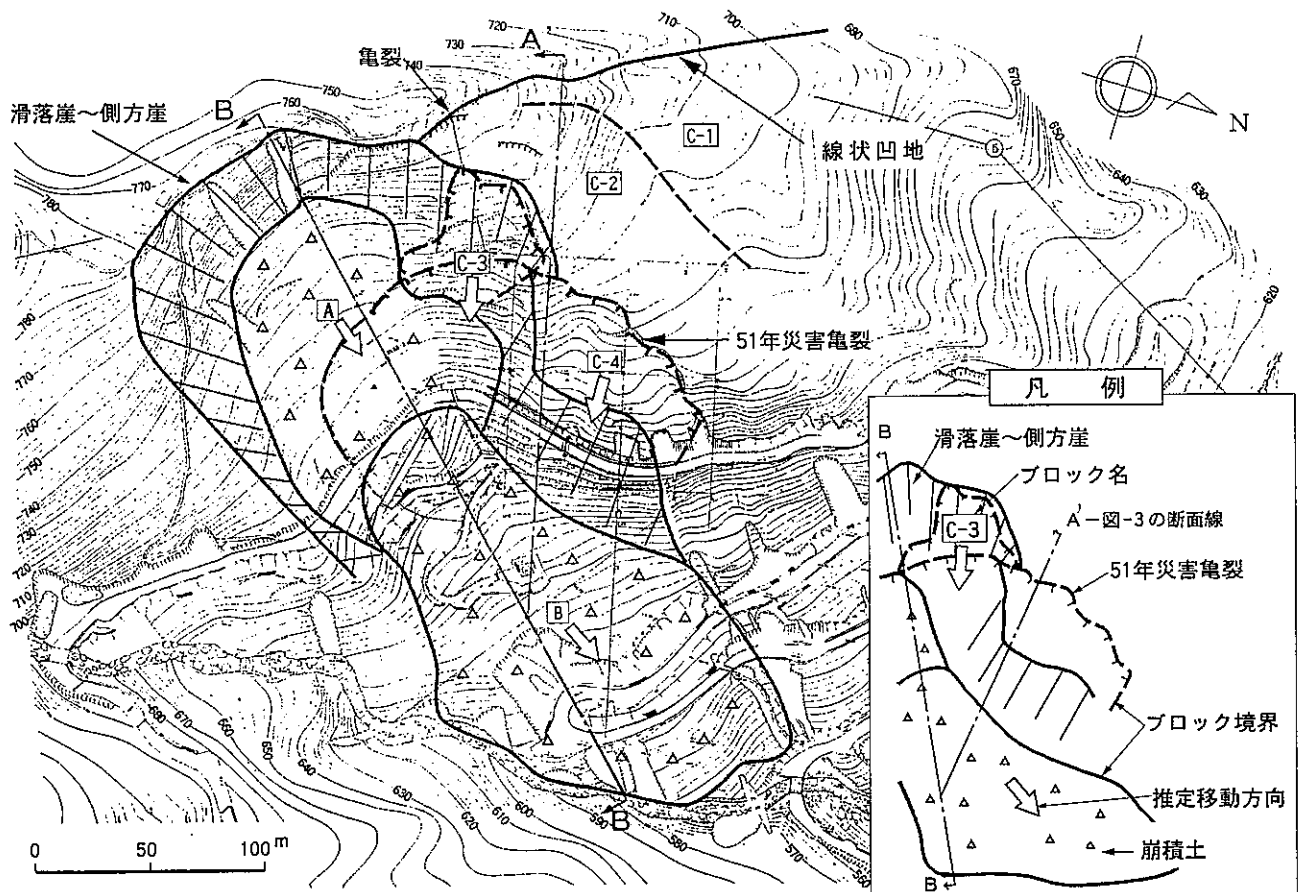


図-2 地すべり地形の概要およびブロック区分

(1) ブロック区分

巨視的にみると図-2の標高780~740m付近の稜線を滑落崖頂部とする馬蹄形の急斜面が明瞭に残存し、この下部斜面が崩積土の堆積場所となっている。また、これらの西側は側方崖上部に線状凹地を伴う緩斜面が広がり、線状凹地の延長部には新しい亀裂が開口している。このような特徴から次のようなブロックに区分される。

- 1) Aブロック：滑落崖直下の急斜面における崩積土分布区域
- 2) Bブロック：滑落崖下部斜面の崩積土分布区域
- 3) Cブロック：側方崖上部の緩斜面で、主として風化岩盤分布区域

これらの各ブロックは、相互に関連しあっており、全体としてはBブロックに大規模崩壊による厚い崩積土が堆積し、滑落崖内の小崩壊がBブロックの上部に堆積してAブロックを形成している。また、CブロックはBブロックに向かって滑動している。しかし、過去8年間の孔内傾斜計、地盤伸縮計等による動態観測では、AおよびBブロックの崩積土すべりは緩慢に継続しており、CブロックはC-2プロ

ックの南端部でC-3ブロックに引張られるような亀裂が発生しているものの、ブロック本体は停止状態にある。しかし、C-4ブロックは当初推定したすべり面より深い岩盤部分で滑動しており、これがAおよびBブロックの各ブロックと一連のすべり面を有していることが明らかとなった(図-3)。このため、移動形態からみたブロックは、本来単一のブロックとして存在し、対策工もこのブロックを対象に検討する必要があると考えられた。また、C-3ブロックは厚さ10m未満の岩盤すべりで、滑落崖や側方崖の後退現象と考えられ、その舌端は標高690m付近に出現している。

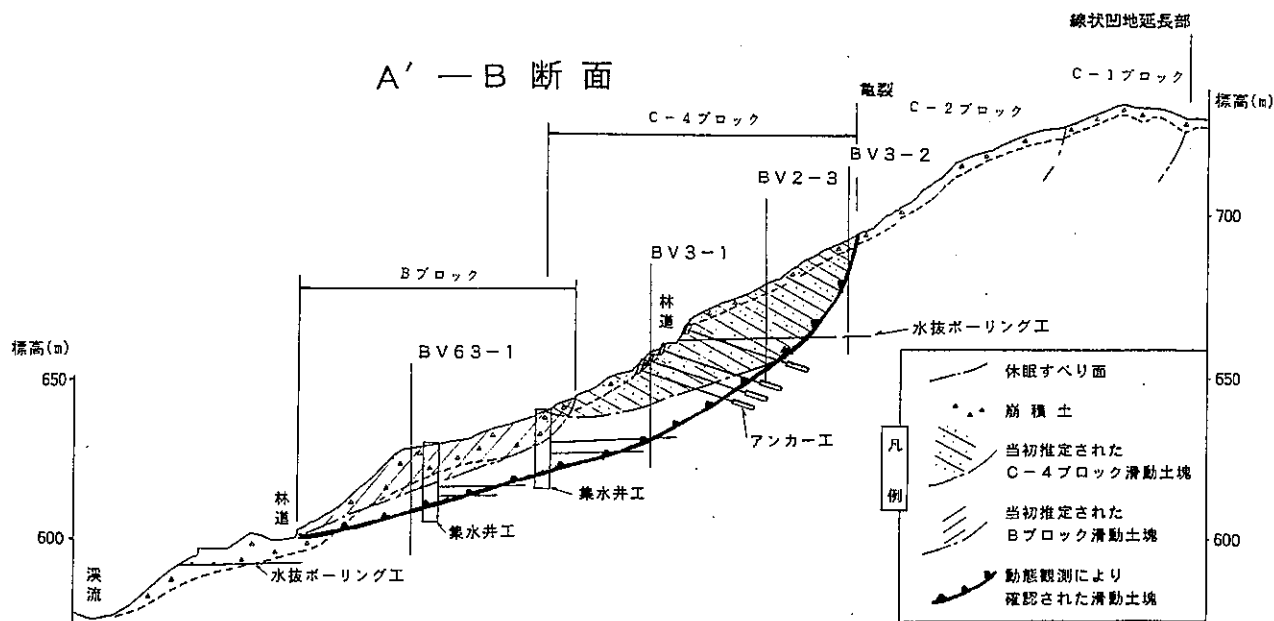


図-3 CブロックとBブロックの関連を示す断面図

(2) 地下水状況

尾根に近いAブロック上部やCブロック上部では、ボーリング掘進中に湧水と漏水がみられるものの、最終孔内水位としては孔内に残留しない。しかし、Aブロック下部やCブロック下部、Bブロックでは孔内水位が認められる。とくにBブロック上部のBV63-2では、孔内水位の上昇が降雨の開始に対して鋭敏に反応し、降雨開始後概ね2時間以内に顕著な水位上昇がある。このタイムラグは、Aブロック中央部まで約150mの距離に対して2cm/secの透水係数に相当し、極めて近隣の降雨の影響が強いのか、水圧伝播あるいは連通管現象の可能性を示している(図-4)^{4), 5)}。

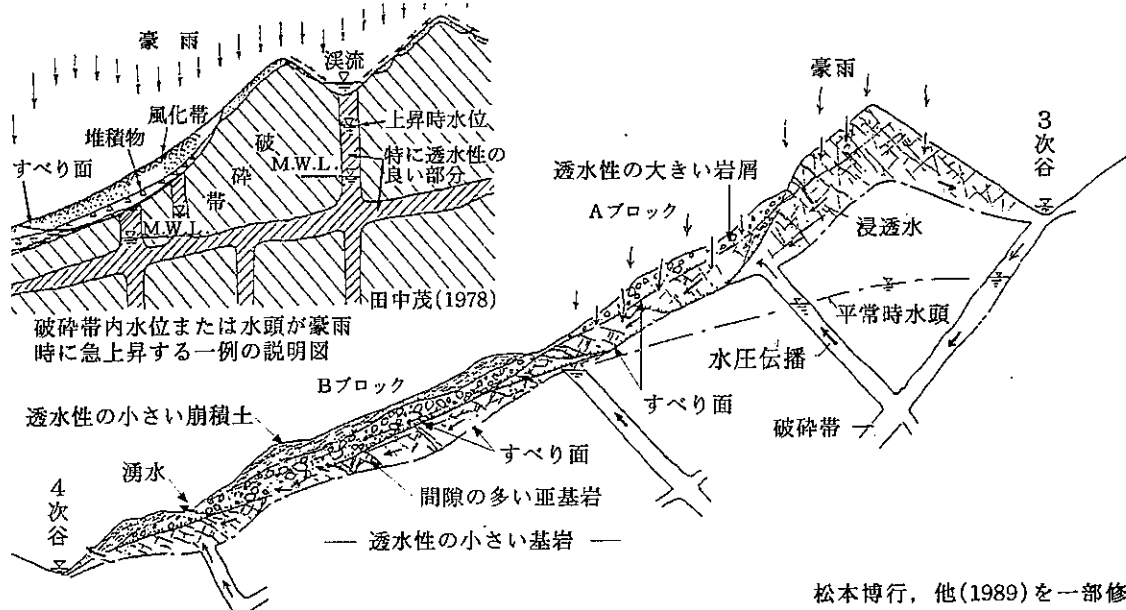


図-4 AブロックBブロック模式断面図

また、Bブロック下部のボーリング孔内水位では、平常時の水位変動は極めて少ないが、1991年9月、1992年9月などの日降水量200mm以上の降雨に対しては顕著な水位上昇を示し、ここでの水抜きボーリング施工中には600ℓ/minの突発湧水があった。すなわち、Bブロック下部の基岩上面付近は間隙の多い緩んだ、あるいはかつて移動した亜

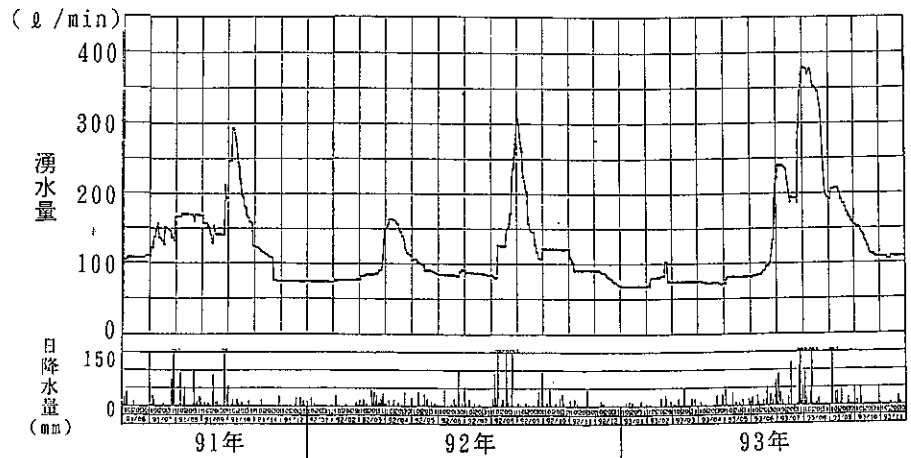


図-5 水抜きボーリング湧水量（4孔/箇所）の変動

基岩があり、ここに地下水が貯留されていたと考えられる。規模は、湧水量とその継続時間から推定すると1,000㎡以上となる。このことは、亜基岩中に相当量の地下水を貯留させ得る間隙を有していることを示している。水抜きボーリング孔の湧水量（4孔/箇所）も孔内水位変動と同様な傾向を示すが、時間湧水量曲線のピークが380ℓ/min付近で平坦な形になり、水抜きボーリング工による排水能力の限界を暗示している（図-5）。

(3) 対策工

AブロックおよびBブロックは、対策初期の段階で水抜きボーリングを施工し、林道から下部について水路の整備を行った（図-6）。この結果、Bブロック下部の湧水は現認できなくなり、目視可能な激

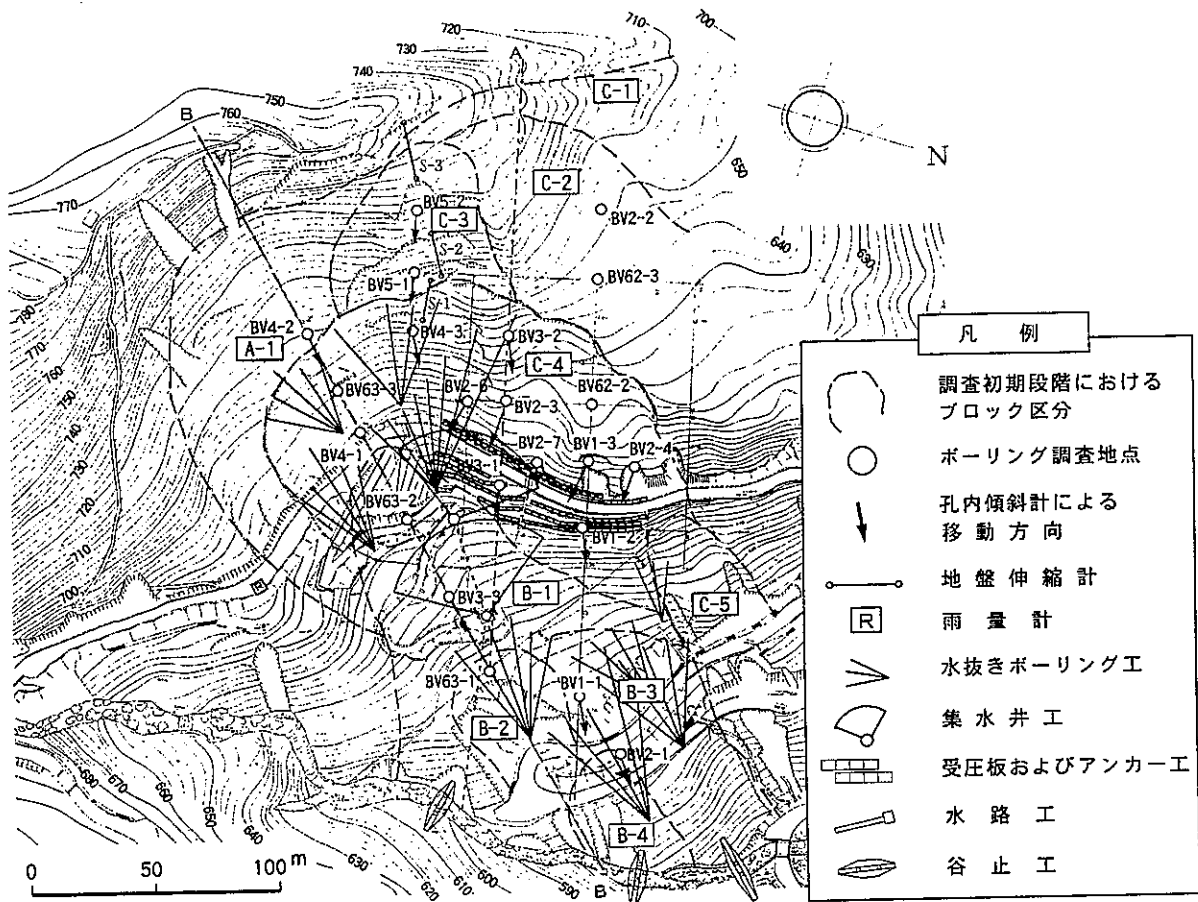


図-6 対策計画平面図

しい変動は消滅した。そこで、林道の変状が顕著なCブロックの対策として受圧板とアンカーによる抑止工を計画して1995年に完工した。Cブロックでは、対策工の検討および施工に年月を要したこともあり、孔内傾斜計によるすべり面の判定において、アンカー工計画時より深いすべり面で滑動していることが判明し、施工途中に設計荷重の見直しをすることとなった。幸いにもアンカーの定着岩盤をより深く計画していたので、C-4ブロックと一連のすべり面と判定されたBブロックに集水井を計画し、設計荷重を過大に変更することなくアンカーの施工を完了（1995年6月）することができた。アンカー工は多年度にわたる施工であるため、計画設計荷重の30%程度で初期緊張を行い、全計画数量の完工時点で再緊張する計画であった。しかし、図-7に示すように1994年は記録的な異常渇水の年であったにもかかわらず、1994～1995年6月の間は緩慢な滑動が継続し、異常渇水年においても地すべりは停止しなかった。集水井は1995年10月より施工中であるが、すべり面における変位速度はアンカー工の全計画数量の完工（1995年6月）以降は極めて小さくなっている。現在施工中である2基目の集水井の効果をもて再緊張を行う計画である。

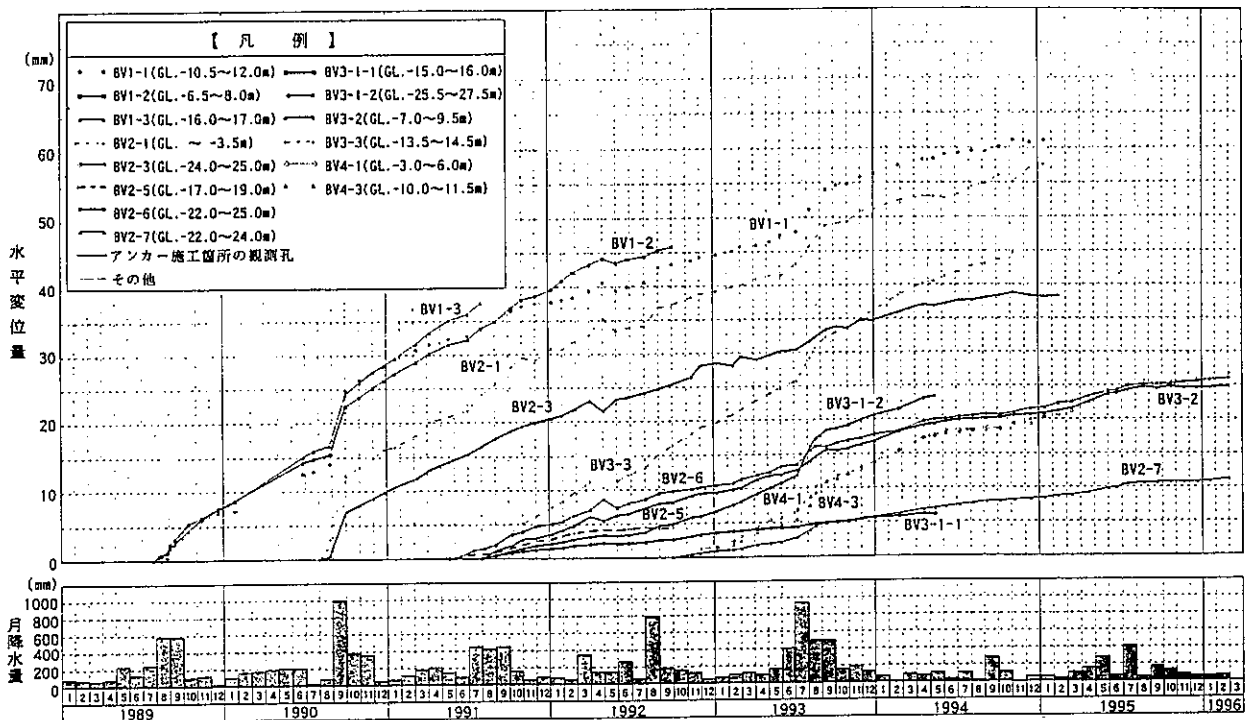


図-7 孔内傾斜計によるすべり面の変位速度

3. 2 河床より深い岩盤すべり

図-8は起伏量の大きい石鎚山系北麓の斜面である。ここでは、河床～県道付近に新鮮な泥質片岩および第三系の石鎚層群に属する安山岩が分布している。しかし、県道付近から上部の斜面は、弾性波速度1.8～1.9km/secの層が厚く分布している。この層はボーリング調査により河床付近と同標高付近で顕著な破碎帯が確認されたが、斜面下部に茶褐色系の風化や岩盤の緩みが観察されないこと、他のボーリングで堅硬な岩盤が確認されたことなどから、硬軟混在の塩基性片岩および泥質片岩からなり一部に安山岩の貫入を受けた破碎質な岩盤であると判定され、地すべりの規模からみても、1.0km/secの速度層下面付近にすべり面を有する崩積土すべりであろうと推定された。しかし、観測開始後約6ヶ月を経過した後の孔内傾斜観測では、当初推定した深度では微小な変位が検出されたのみで、実際には4.5km/secの速度層上面で顕著な変位が出現し（図-9）、B-3のボーリング孔では変位を検出することができなかった。したがって、ここでは表層の崩積土すべりより、むしろ深い岩盤中のすべりが大きく、硬軟混在の岩盤が滑動していることが明らかとなったが、その動きは間欠的であり、今後も観測を継続して、その結果から対策工法の検討を行う計画である。

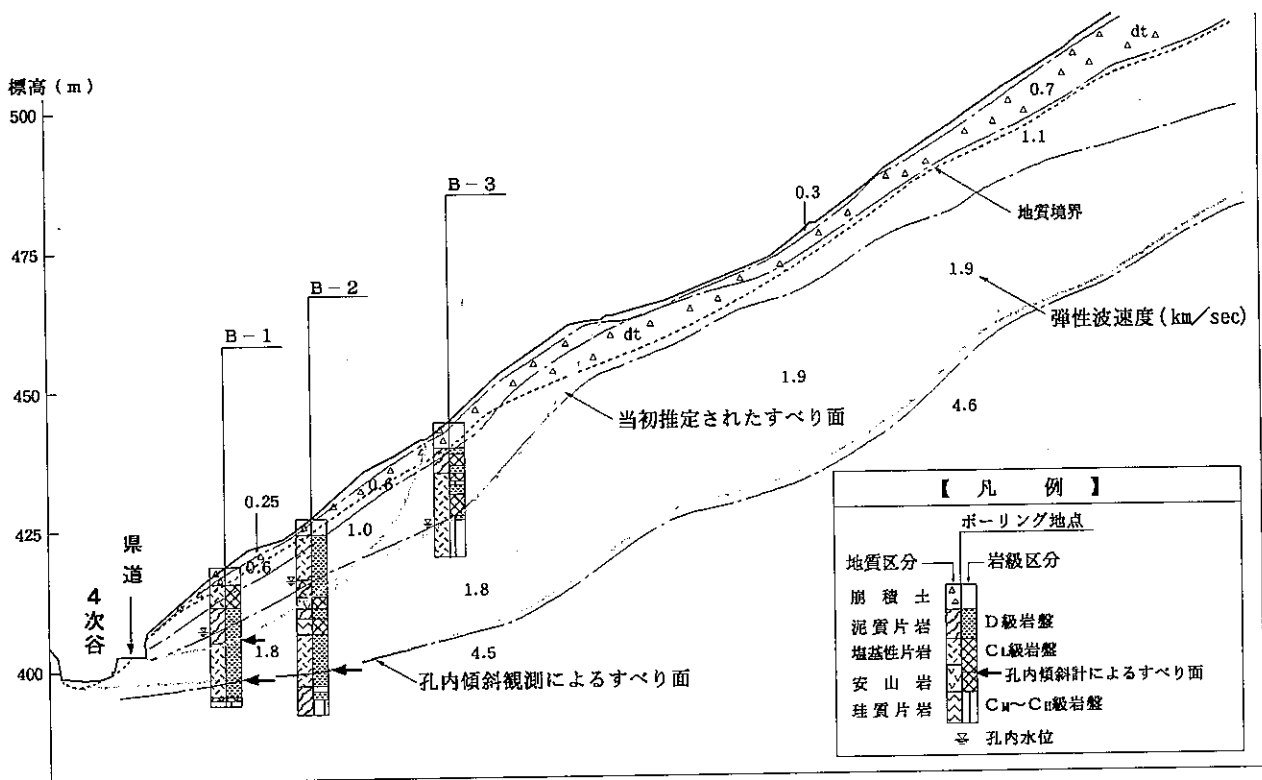


図-8 現河床より深い岩盤すべり

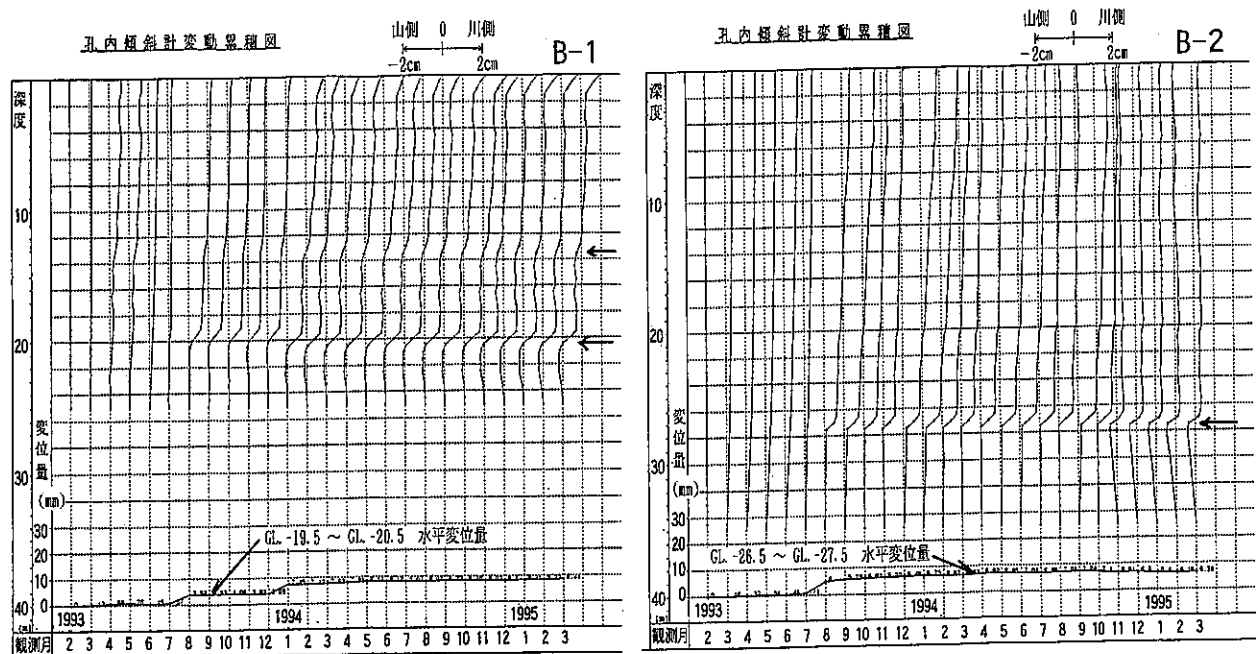


図-9 岩盤すべりの孔内傾斜観測結果 (B-1, B-2)

3.3 キーストンが除去された流れ盤地すべり

図-10は、伊予灘に面する中起伏山地の地すべり地形を示したものである。地質は三波川帯の塩基性片岩が広く分布しており、稀に新第三紀の貫入岩である安山岩が分布している。この付近では縮尺 1/25,000地形図でも判読可能な程の大規模な地すべり地形が多く分布する。また、水系の発達が地質構造をよく反映しているので、地すべり地形の分布も流れ盤と受け盤に明瞭に区分できる。流れ盤斜面では図-11に示すように、斜面下部のキーストンが除去された場合に、その除去された岩塊の規模に応じた地山が不安定となる。このとき発生するすべり面は、キーストン下部を舌端とした流れ盤の勾配で示される。このようにして推定されるすべり面は溪流等による浸食量（土工の場合は切土高さ）に対応する

ので深層に及ぶことが多く、発生年代はキーストンが除去された時代以降となる。したがって、岩盤すべりでは移動岩盤の性状も深度に応じて次第に新鮮になるものと考えられる。このような場合は、表層に分布する脆弱な崩積土や風化岩の下位に比較的新鮮な岩盤が分布するので、深層の岩盤すべりを見逃す懸念がある。その一例として流れ盤斜面における地すべり地の断面図を図-12に、孔内傾斜観測結果を図-13に示す。これは、崩積土の下位に強風化岩が分布し、崩積土の下面付近で明瞭な変位を観測することができたが、さらに下位の弱風化岩でも変位が累積している事例である。ここでは、集水井による深層地下水排除工を計画中である。

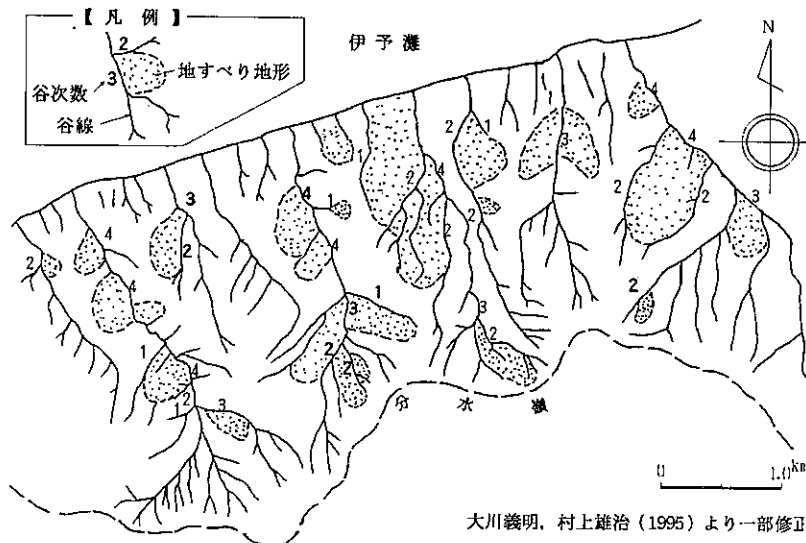


図-10 流れ盤すべりの分布⁶³

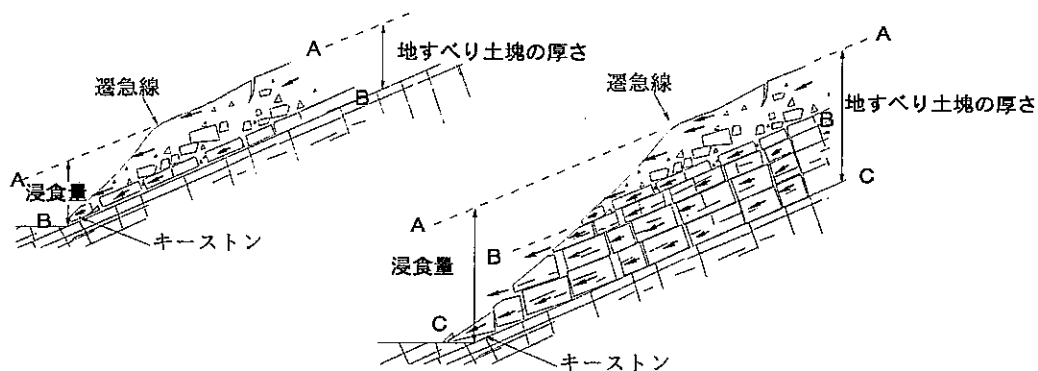


図-11 流れ盤すべりにおける浸食量と地すべり土塊の厚さ

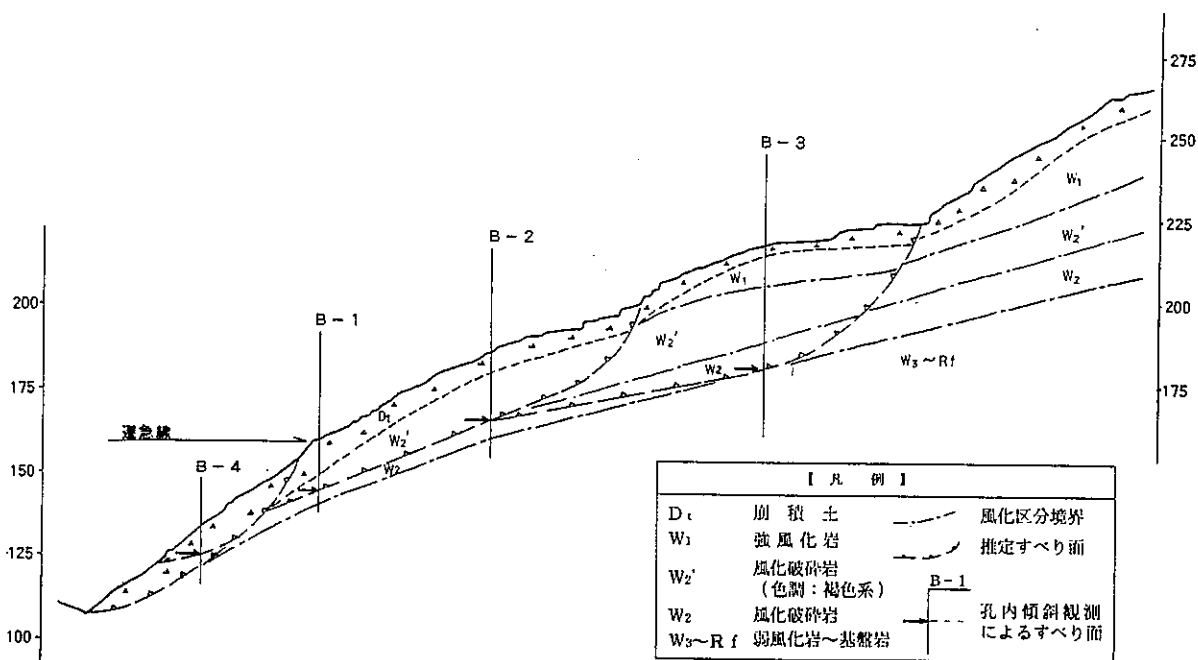


図-12 流れ盤地すべりの事例

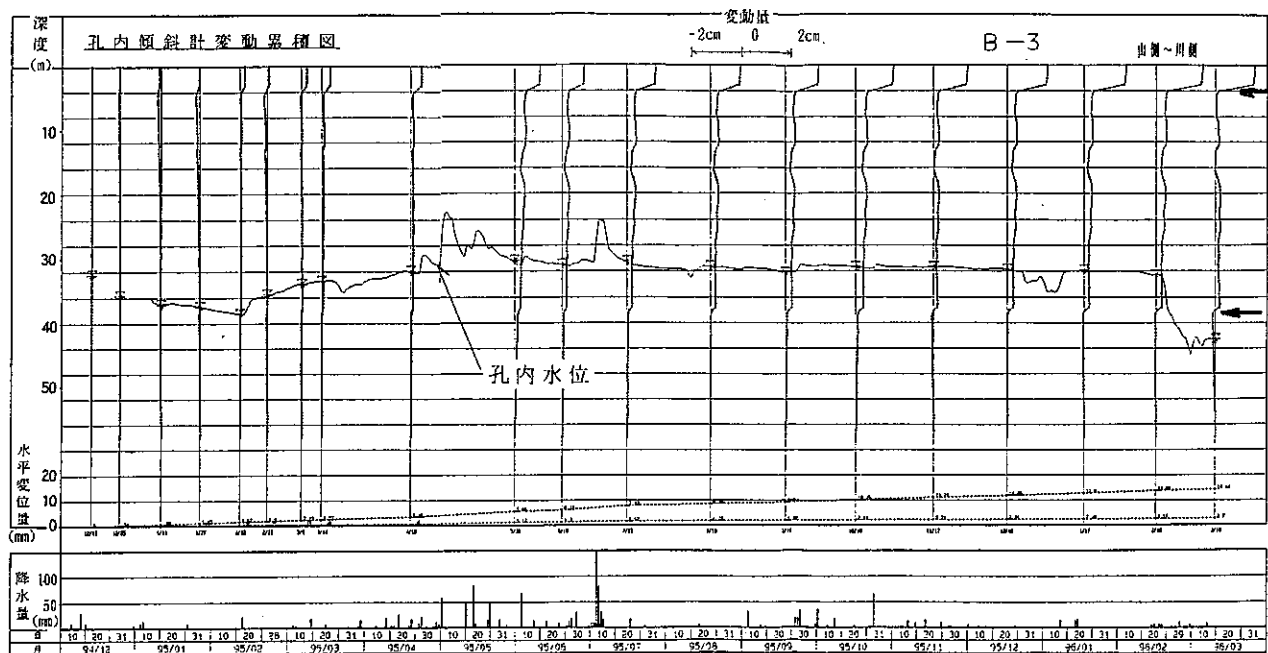


図-13 岩盤すべりの孔内傾斜観測結果 (B-3)

4. あとがき

ここでは、大規模崩壊跡地での地すべり調査を事例として、地形的にブロックが細分化されている場合でも、より深い岩盤すべりのほうが顕著であることが明らかになったことを述べた。

対策工を検討する場合、ブロックの細分化と深い岩盤すべりがどのように関連しているかを見極める必要がある。孔内傾斜計による地中変位の観測により、深い岩盤すべりの存在が確認されることが多くなってきており、表層すべりと深層すべりを念頭におく必要があると考えられる。

土木地質の分野では深いボーリング調査を実施することが少なく、移動岩塊や亜基岩を確認するに留まっている場合が少なくない。しかし、実際に新鮮な基岩と考えられる場合でも、地形的に想定されるすべり面に達する調査を実施してみると、表層の崩積土や強風化岩の滑動より深層に分布する亜基岩の滑動が激しい場合も多いことがわかる。筆者らの調査では、深層すべりでは渇水期といえども継続的に移動している場合が多く、地すべりの滑動・停止の境界条件を確認することは極めて稀である。

《文献》

- 1)古谷尊彦(1980)：地すべりと地形，「地すべり・崩壊・土石流」，鹿島出版会，pp.200-206
- 2)愛媛県西条地方局(1996)：平成7年度第1-2号地すべり防止調査委託業務報告書
- 3)土居町(1984)：愛媛県災害史，「土居町史」
- 4)松本博行，藤田誠，大川義明(1989)：愛媛県中の川地すべりの地下水状況，近畿・中国・四国地区第26回治山林道研究発表会論文集，治山林道研究会
- 5)田中 茂(1978)：浸透・地下水に関して，豪雨時における自然斜面の安定に関するシンポジウム
- 6)大川義明，村上雄治(1995)：岩盤地すべりに対する一考察，平成7年度研究発表会発表論文集，日本応用地質学会中国四国支部