

## 2-2 既設地すべり対策工の変状と地下水排除効果の変化

(株)日本海技術コンサルタント 大坂 理

### 1 はじめに

既設地すべり対策工の変状や工事効果の確認をすることは、対策工設置後の地すべり運動の有無あるいは対策工の効果の判定、さらに追加工法の検討を進めるうえで重要な手がかりとなる。

今回、第一期の対策工があるが、災害関連で新たに調査解析,対策工事が施工された地すべり斜面について地下水排除工の効果判定と対策工の変状を計測し、地すべり運動形態の再確認を行った。

### 2 調査地の概要

調査地は平面図に示すように凸状尾根地形～凸状台地形を呈しており典型的な地すべり地形ともいえる。

今回の調査対象の地すべりブロック（以下Aブロックと省略する）はこの地すべり地形上の下半分の斜面である。

地質的には泥質片岩風化岩が分布し、ボーリング調査から移動層に相当する風化岩は破碎質の礫混り粘土状～粘土混り砂礫状の非常に乱された状態であり、すべり面付近において粘土の薄層及び鏡肌を観察できる。

図-2に地質断面図を示すが、地すべりは典型的な地すべり地形の形成原因である過去の初生地すべり移動層の再滑動と考えられ、風化進行の差異による不連続面をすべり面とする断続的地すべり滑動と評価できる。すべり面は傾斜角 $25^{\circ}$ と急勾配で、形状も頭部と末端部に回転域を持つがほとんどが直線すべりで、一般的にいわれる末端開放型の椅子型すべり面形に分類できる。

このような地すべり斜面について、既設対策工は、排水ボーリング及び集水井の地下水排除工が施工されているが、今回の詳細な地表変

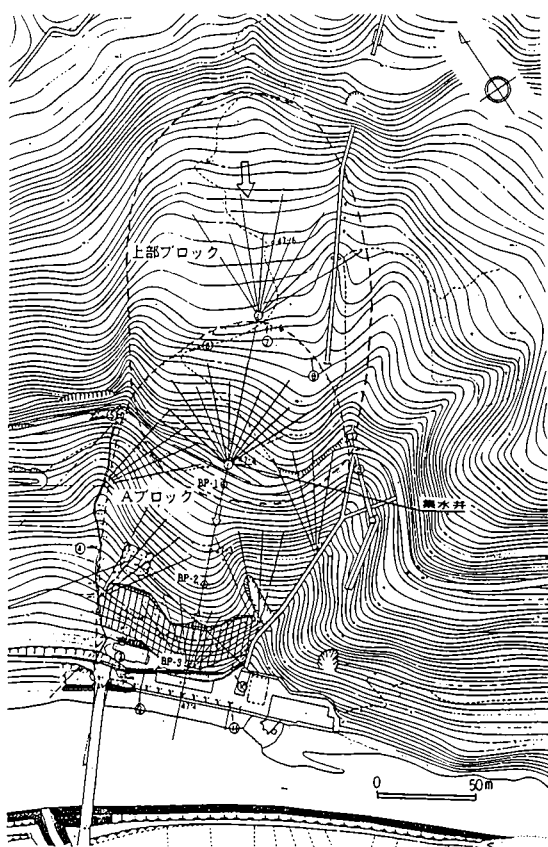


図-1 調査地位置図

形構造の観察から地すべり運動の停止には至っておらず、地下水排除効果の確認が必要となった。

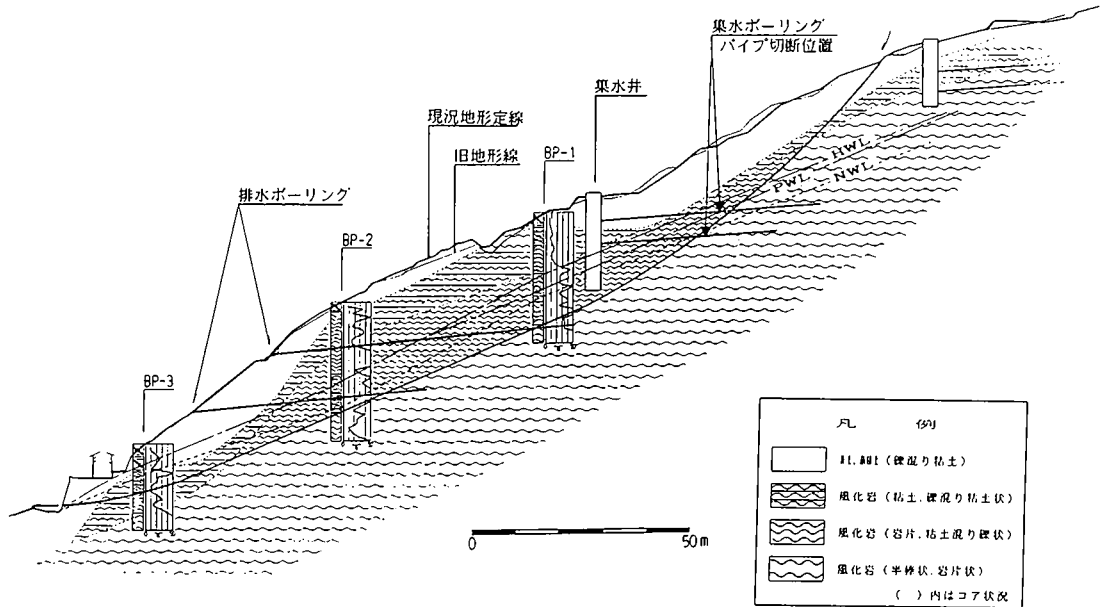


図-2 地質断面図

### 3 地下水排除効果の判定

既設対策工の効果判定を目的とし、調査ボーリング2孔の地下水観測を6月から10月の5ヶ月間にわたり実施した。

	BP-1	BP-2	斜面安全率
設計最高水位	GL-16.60m	GL-25.50m	1.05
観測結果	GL-15.51m	GL-20.51m	1.01(OUT)

その結果、設計時における計画最高水位に対し、1.01~1.09m上回る結果を得られた。この結果、地下水排除工による計画安全率 $F_s=1.05$ に対し、実際には $F_s=1.01$ の値しか得られない状況である。また、集水井

の集水ボーリングの排水量測定を行った結果、上下段計11本の内1本のみ10 l/minの排水があるのみで残りは非常にわずかの排水量であった。

原因として、地すべり運動による集水ボーリングの切断及び目詰まりが原因と考えられ、集水ボーリング深度の確認及び集水井本体の偏心測定を行った。

### 4 集水井変状計測結果

#### 4-1 集水ボーリング切断位置

集水ボーリングの深度を確認した結果、集水井本体から概ね上段集水ボーリングで23~27m、下段集水ボーリングで15~20mの位置で切断されていることが確認できた。図- に各切断位置を結んだ曲線を示すが、曲線形状が地すべり踏査から得られたAブロックの地すべり頭部形状(図中のTTTで囲まれた曲線)に類似している。

#### 4-2 集水井変状計測結果

集水井本体（ライナープレート）の変位量を、集水井上端部を基準にしAブロックの地すべり方向山側、谷側及びそれに直交する方向左サイド、右サイドの4ヶ所を計測した。その結果、地すべり方向では谷側へ、それに直交する方向では右サイドへ変位量10cm程度で傾倒していることが判明した。また、この傾倒方向は、Aブロック主測線方向から若干右サイドにずれている

方向である。

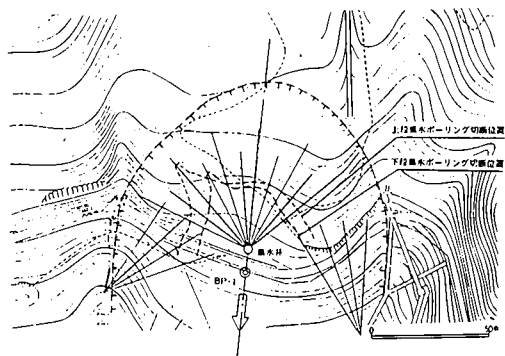


図-3 集水井ボーリング孔切断位置図

しかし、Aブロックの上部斜面には、もう一つの地すべりブロックが存在し、その末端部分はAブロック頭部に位置づけることが出来、その地すべり方向は集水井の傾倒方向に調和的である。上部ブロックの地すべり滑動による、Aブロックの頭部への地すべり土圧の作用は、回転域での滑動力の増加につながると判断できる。

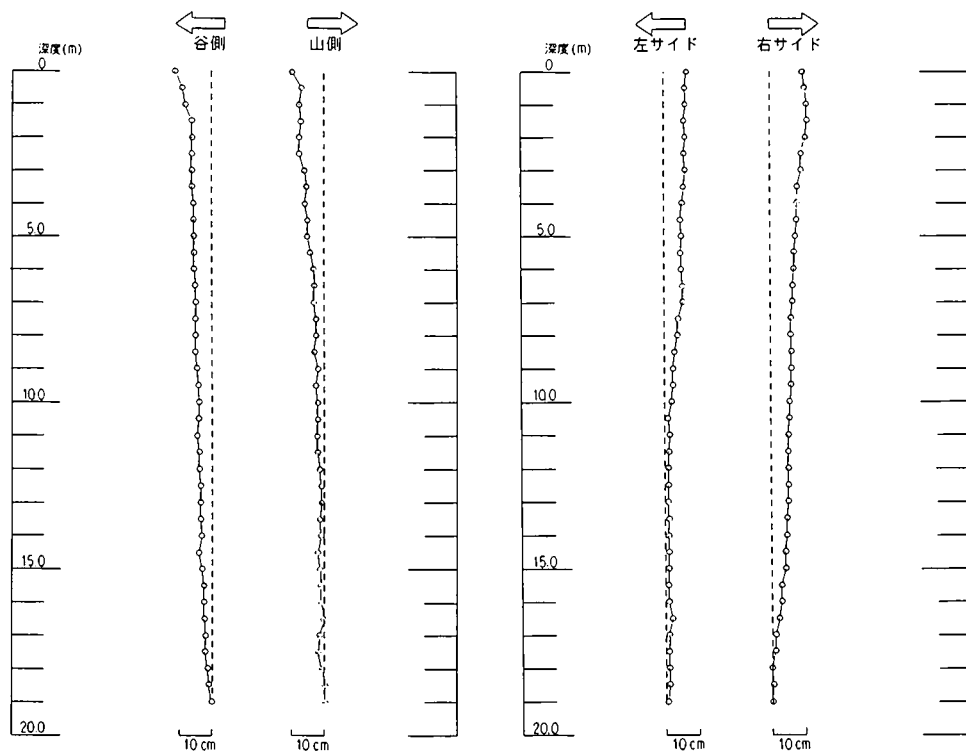


図-4 集水井本体変位図

5 まとめ

既設対策工の地下水排除効果を地下水位観測により求め、集水井本体の変状及び地下水排除効果減少の原因と考えられる集水ボーリング孔の切断位置を確認した。

集水井の変状は、今回の解析測線であるAブロックの主測線方向と一見異なった方向の傾倒と判断できる。しかしこの集水井は、Aブロック頭部に位置すると同時に、上部ブロック末端に位置する。

このことから集水井の変状及び集水ボーリング孔の切断位置を地すべり運動と関連づけて以下に解釈する。

① 上部ブロックの地すべり運動に伴う、地すべり末端付近の集水井への地すべり土圧の作用（作用方向は上部ブロック主測線方向）。集水ボーリング孔の切断はない

② 上部ブロック末端部のAブロック頭部への載荷に伴う、回転域での滑動力増加。Aブロックの滑動による集水ボーリング孔の切断。図-3に示す切断位置曲線が、地すべり頭部形状に類似することから地すべり方向は主測線方向と等しい。

③ ①②から集水井の変状は地すべり土圧作用方向を記録した変状と考える。

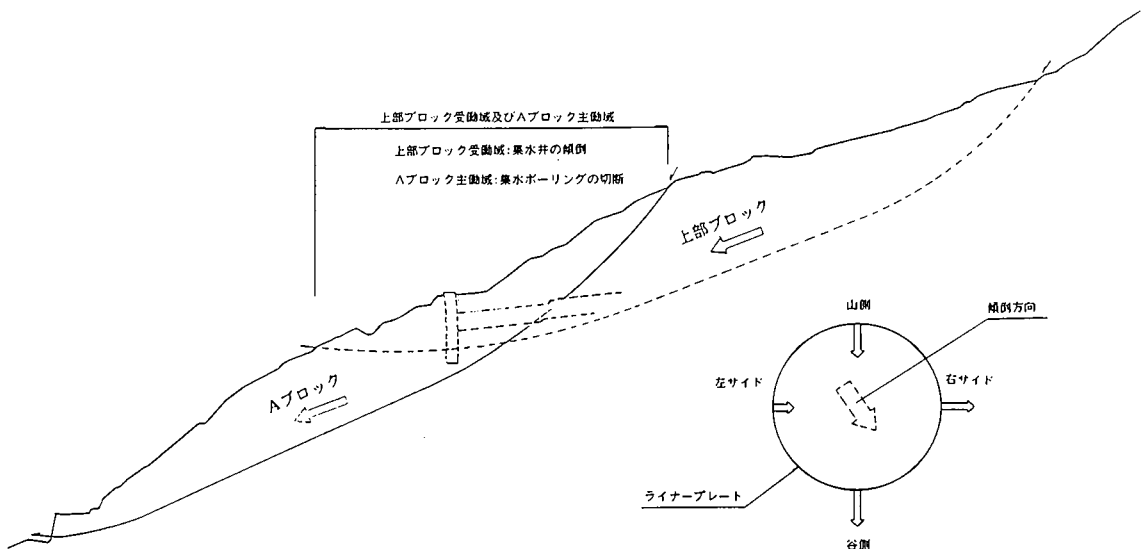


図-5 地すべりブロック模式断面図及び集水井傾倒方向図

地すべり防止工の効果判定は、機構解析の再検討及び追加工事規模の把握等に非常に重要である。今回のように、集水ボーリング孔の切断位置及び集水井本体の偏心測定と地質調査結果から、地すべり運動形態の総合的解釈を行うことが出来る。地すべり防止施設の維持管理を行うことは、現場サイドのみの問題でなく、調査、設計者にもその後の情報データを得ることが必要と考える。

- 以 上 -

## 7-10 島根半島における地形・地質と地すべり

(株) 日本海技術コンサルタント 浜崎 晃

### 1 はじめに

島根県内でも島根半島は地すべりが多発する地域であり、図-1 島根半島地すべり防止区域分布図にも示すように多くの面積が地すべり防止区域として指定されている。

特に出雲平野、宍道湖北側には地すべり防止区域が密集しており、斜面が在る集落のほとんどが地すべり防止区域となっている。

この地すべり防止区域が密集する地域について地形・地質・地質構造からその原因を検討する。

その中で日本海に面する地すべりと山地での地すべり形態の違いについても検討する。

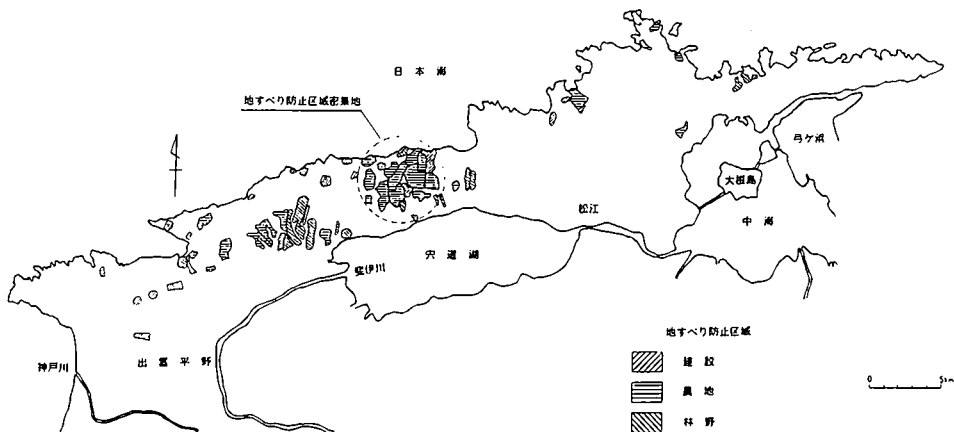


図-1 島根半島地すべり防止区域分布図

### 2 地形・地質

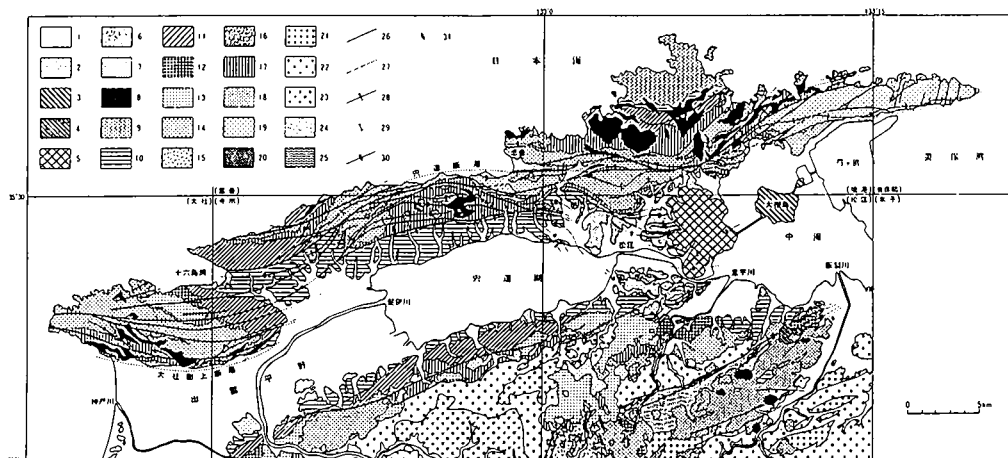
島根半島は全長66km、東西両端が標高500m前後、中央付近で300m前後の山地であり、その位置は山陰海岸のほぼ中央に当たる。かつては独立した山地群として中国山地から離れており、第四紀の海進海退によって分離連絡を繰り返したと推定されている。

島根半島の南側は斐伊川、神戸川、飯梨川などによる堆積が進行中で宍道湖、神西湖はこの埋め残りである。

地すべり防止区域の密集する宍道湖北側（半島中央部）では南側斜面が比較的緩傾斜であるのに対し、日本海に面する北斜面は直線的かつ急斜面となっている。

半島部に分布する地質について図-2 島根半島部地質図に示し、表-1に島根半島部の層序を示す。

島根半島にはいわゆるグリーンタフ層と総称される新第三系中新統が分布している。



1. 更新世堆積物及び互層地。2. 更新世堆積物。3. 大規模玄武岩。4. 野島玄武岩。5. 和久廣山安山岩。6. 松江層のアルカリ玄武岩・御前山安山岩及び輝石火砕岩。7. 松江層の砂岩・シルト岩など。8. 海成層・中世層火砕岩。9. 高洲山層。10. 古江層及び布老名層。11. 牛切層及び大正層の流紋岩。12. 牛切層及び大正層のデイサイト・流紋岩火砕岩・火砕岩。13. 牛切層及び大正層の安山岩火砕岩・火砕岩。14. 成相寺層及び川合層・久利層の流紋岩火砕岩・火砕岩。15. 成相寺層及び川合層・久利層のデイサイト火砕岩・流紋岩。16. 成相寺層及び川合層・久利層の安山岩火砕岩・火砕岩。17. 成相寺層及び川合層・久利層の砂岩。18. 高多志の安山岩火砕岩・火砕岩・デイサイト火砕岩。19. 志前層。20. 石室層及び花崗岩の岩体。21. 下久野花崗岩。22. 花崗岩及び花崗岩。23. 大東花崗岩。24. 八雲火山岩類及び上島火山岩類。25. 上島架状流岩及び角閃岩類。26. 新野。27. 規定新野（後編）及び伏在断層（伏在）。28. 輝石。29. 伏在輝石。30. 向斜。31. 伏在向斜。

図-2 島根半島部地質図（松江地域の地質 1994）

・古浦層

島根半島中新統の最下部層。淡水-汽水の湖成堆積物。主に砂岩・礫岩・安山岩-デイサイト火砕岩からなる。

・成相寺層

島根半島に広く分布する海成層。

主に黒色泥質岩及びそれと指向する流紋岩火山岩類からなる。

半島東部、西部地域の本層中には成相寺期から牛切期にかけて活動したと考えられる粗粒玄武岩の大規模な大規模な貫入が見られる。

・牛切層

下位の成相寺層に引き続き堆積した海成層。

主に礫岩・砂岩・砂質凝灰岩・泥質岩の互層からなる。

・古江層

塊状、無層理の泥岩とシルト岩からなる海成層。

島根半島の南側には既に始まっていた褶曲運動によって生じた東西方向の深い凹地が在り、そこに堆積した地層が古江層だと考えられている。

・松江層

古江層に引き続き堆積した海成-汽水成堆積層でアルカリ玄武岩-粗面安山岩を挟む。

古江層に比較し、堆積物は粗粒で所により石炭を挟む。

以上のような地質構成となっている。

また、島根半島には図-2 島根半島部地質図に示すように宍道断層を代表とする断層が半島を縦断す

時代	層序	主要岩相
新第三紀	高松	玄武岩-安山岩溶岩
	松江	安山岩溶岩
	成相寺層	安山岩-デイサイト、凝灰角礫岩、凝灰岩
	牛切層	泥岩-シルト岩・砂岩・酸性凝灰岩互層
三紀	成相寺	黒色泥岩・シルト岩・頁岩 流紋岩火砕岩・溶岩
	前層	流紋岩溶岩
	中期	ハイアロクラスタイトの二次堆積物 水中火砕流堆積物 安山岩溶岩・火砕岩
	新世	黒色泥岩・シルト岩・頁岩
古第三紀	古江層	砂岩・礫岩・安山岩-デイサイト火砕岩 及び水冷目噴降岩、シルト岩、泥岩

表-1 島根半島の層序

るように（東西方向）多く見られる。

これらの断層に沿うように背斜構造、向斜構造も多く見られ、複雑な地質構造となっている。

### 3 地すべり分布

地すべり防止区域が特に密集している地域は図-1 島根半島地すべり防止区域分布図に示すように宍道湖北側となっている。

この地すべり防止区域密集地の地質は日本海に面する斜面では古浦層の砂岩、シルト岩、泥岩を主体とし、半島中央部の山地では成相寺層の黒色泥岩、シルト岩、頁岩を主体とする。

これらの泥質岩の特徴としては図-3 島根半島の泥岩、頁岩の岩質区分図（島根の地すべり 1990）に示すようにイライト-緑泥石型泥岩に分類され、非常に地すべりの発生しやすい泥質岩である。

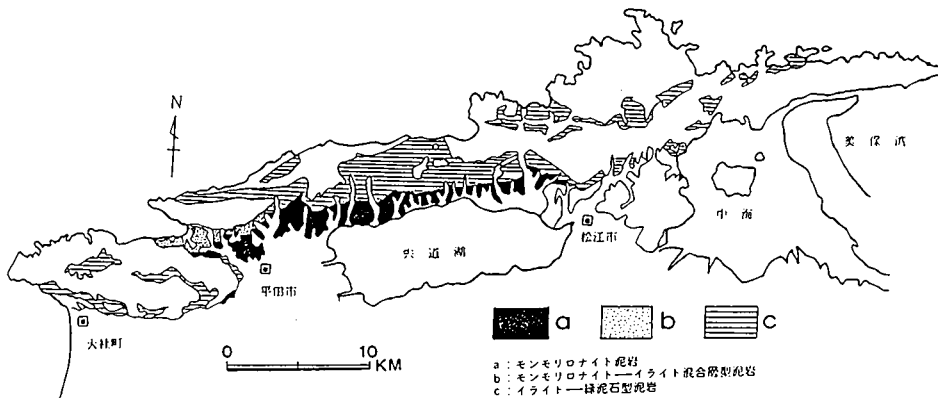


図-3 島根半島の泥岩、頁岩の岩質区分図

また、この地域は図-2 島根半島部地質図に示すように断層、背斜、向斜の密集地でもあり、構造的に複雑な地域となっている。

この地域の地形図から地すべり地形を判読すると図-4 地すべり地形判読図に示すようになる。

図-4に示すように断層、背斜、向斜の地質構造が密集する箇所に地すべり地形が多く見られる。

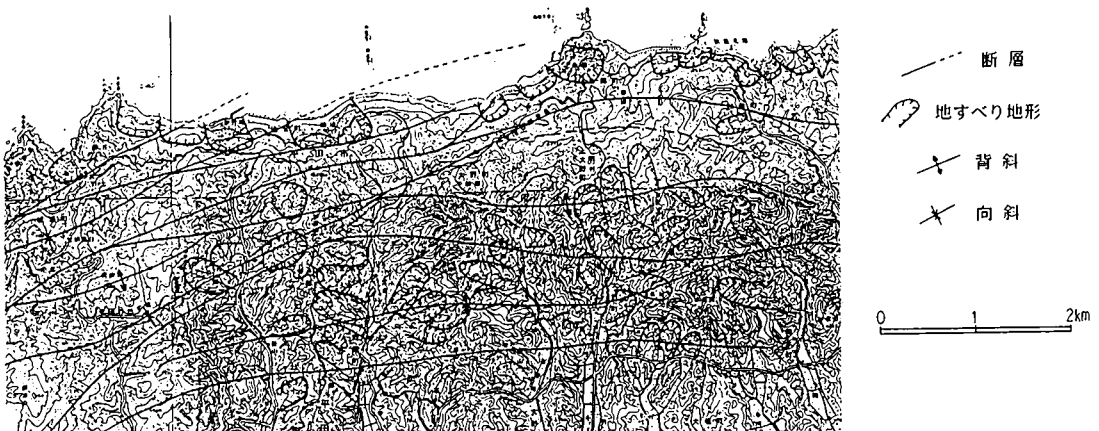


図-4 地すべり地形判読図

#### 4 考 察

以上のように島根半島における地すべりの密集地に分布する地質はイライトー級泥石型泥岩に分類される粘土鉱物化し易い泥質岩が分布している。

一部、貫入岩も見られ、これらの泥質岩を破碎、変質させている。

更にこの地域には断層、背斜、向斜などの地質構造が密集する地域でもあり、地下水運動も活発であると考えられる。

これらの地質構造（断層運動、地下水運動、貫入活動）によって変質、粘土化が促進され、非常に滑動し易い状態である。

したがって、この地すべり密集地域は地すべり発生の要因を全て持ち合わせていると言える。

ここで図-4 地すべり地形判読図において日本海に面する斜面の地すべり地形と中央部山地内での地すべり地形に以下のような違いが見られた。

- ・日本海側斜面――主として角形地すべり地形
- ・中央山地内斜面――主として沢型地すべり地形

この違いは角形地すべり地形が岩盤、風化岩すべりで深層すべりであるのに対し、沢型地すべり地形が粘性土を主体とする比較的浅層のすべりであると考えられる。

この中で中央山地内斜面に見られる浅層の地すべりについては降雨時に滑動が活発であり、過去から対策工が数多く施工されてきた。

これに対し、日本海に面する斜面で見られる角形地すべり地形については断層等の地質構造に起因する大規模な初生すべりによる地形と考えられ、現在は滑動しているかどうかははっきりしない。

したがって、このような大規模な地すべり（初生すべり）としては検討がされておらず、主にその後堆積した崩積土を主体とした二次すべりの対策が行われている。

しかし、近年の豪雨時には海岸付近で崩壊が多発しており、滑動する可能性は否定できない。

今後、島根半島における日本海に面した大規模な地すべり地形について地形・地質・地質構造の面から精査し、本当に大規模な地すべりによる地形なのか、もし地すべりによるものであれば現在の滑動状況について研究していきたい。