

# 最近の地すべりとその研究

②

安藤 武

## 2・2 新潟地方の地すべり

新潟県下にはよく知られているように油田新第三系を広く分布する。これらの丘陵～山地では地すべりを頻発し、新潟県下にはおもな地すべりのみで約3,680箇所(建設省資料による)を分布する。図-15は地すべり分布の概要を示す。新第三系は一般的な層序区分名として下位より岩船層・津川層・七谷層・寺泊層・椎谷層・西山層・灰瓜層などに分けられている。これらの地層はいずれも最大800～1,500mの層厚を有する厚い堆積である。

中新世初期～中期の地層には流紋岩・安山岩の熔岩や火山砕屑岩類が多い。七谷層はいわゆる Hard Shale で特徴づけられる。岩船層～津川層～七谷層の分布地区では泥岩地帯～泥岩・砂岩互層地帯で地すべりを発生している。寺泊層は秋田・山形地方の船川層や古口層に対比されるいわゆる Black Mudstone で特徴づけられる。泥岩を主とする層相や砂岩・泥岩互層からなりしばしば酸性凝灰岩や凝灰質砂岩を夾在する。

椎谷層は一般に中新世の最上位とみなされる。砂岩・泥岩の互層、泥岩を主として砂岩を夾む層相、時に塊状泥岩が卓越した層相からなり、しばしば酸性凝灰岩や凝灰角礫岩を夾在する。寺泊層～椎谷層の分布地区はもっとも著しい地すべりの多発地帯である。きわめて多数の地すべりを分布するのみならず、規模の大きいあるいは著名な地すべりが多い。

鮮新世に属する西山層および灰瓜層はシルト岩を主とし、砂岩・シルト岩互層を従とする。時に灰色泥岩・砂質泥岩・礫岩・凝灰岩・凝灰角礫岩などを伴う。まれに大きな地すべりもあるが、比較的小さな地すべりを多発している。魚沼層群は更新世～鮮新世の地層で気水性～浅海性の堆積物である。砂と粘土の互層を主とし礫岩層などを伴う。小さな地すべり～土砂くずれが少ない。

油田新第三系の地すべりはその規模・性質はさまざまであるが、構造性地すべり(または岩盤地すべり)と崩積層地すべりに大別することができる。構造性地すべりは風化岩盤内にすべり面を生じ、急激な崩壊性地すべりに発展するものである。昭和35年3月の小泊地すべりは2～3 m/secの速度といわれる。なお構造性地すべりの崩壊末期ではその速度が10m/sec前後に達する早いものがある。崩積層地すべりは旧地すべり崩積土や崖錐質がすべり出すもので、一般に creep を行なうものが多い。しかし、両者はかならずしも明確に区別できるものではなく、複雑な地すべり輪廻の過程において、局所的な岩盤地すべりが崩積層を刺激し、両者の複合地すべりの様相を示すものが多い。崩積層の層厚・土質・地下水などと共に、地下構造調

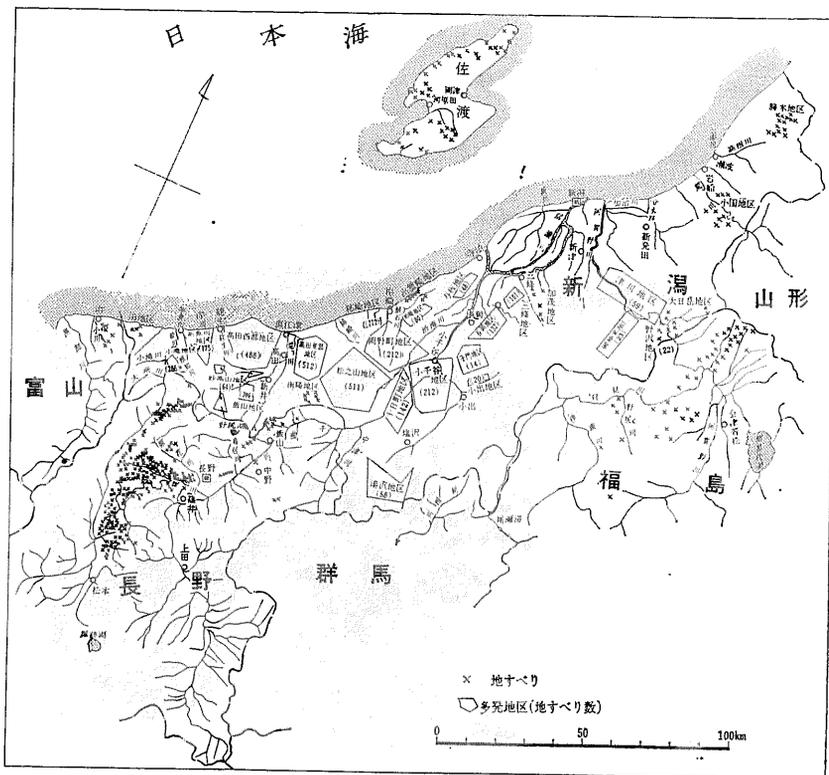


図-15 信越地方の地すべり分布

べりは風化岩盤内にすべり面を生じ、急激な崩壊性地すべりに発展するものである。昭和35年3月の小泊地すべりは2～3 m/secの速度といわれる。なお構造性地すべりの崩壊末期ではその速度が10m/sec前後に達する早いものがある。崩積層地すべりは旧地すべり崩積土や崖錐質がすべり出すもので、一般に creep を行なうものが多い。しかし、両者はかならずしも明確に区別できるものではなく、複雑な地すべり輪廻の過程において、局所的な岩盤地すべりが崩積層を刺激し、両者の複合地すべりの様相を示すものが多い。崩積層の層厚・土質・地下水などと共に、地下構造調

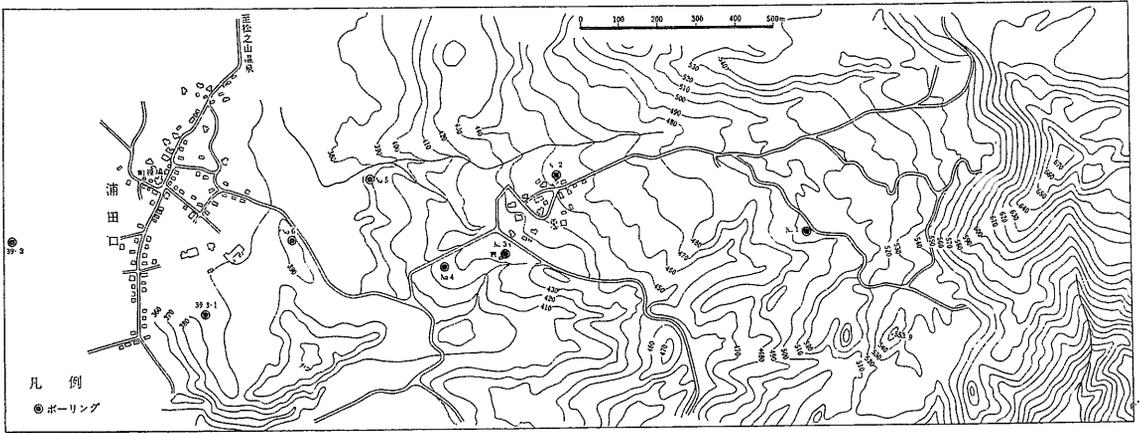


図-16 松之山地すべり (松之山地区)

査による岩盤の特性——層相・すべり面・風化度 破碎構造などを調査し 地質・地化学・物理的に解析することは予知や対策に役立つであろう。

(1) 松之山地すべり

新潟県東頸城郡松之山町地内でおこった日本一の規模といわれる地すべりである。昭和37年4月頃に始まり次第に活発になると共にその範囲が広がり 同年末には総面積約850haに達した。被害は人家371戸 学校4棟 公共建物15棟 その他98棟 県町道20kmにおよびなおかなりの田畑を破壊した。関係機関によって調査および対策が実施されている。抗打工(鋼管パイルおよびコンクリートパイル)や大口径の集水井工などが行なわれ 一応安定しつつあるが現在も場所によって緩慢にすべり続けているようである。建設省所管の松之山地区(東側)と農林省農地局所管の水梨地区(西側)とに区分されている。

松之山地域の地質は油田新第三系からなり下部より寺泊層・椎谷層・西山層・灰瓜層に区分されるが 地すべり地区に分布するのは寺泊層と椎谷層である。地質構造は松之山ドーム状構造として古くから知られている。寺泊層は松之山ドームの中心を占めて大きく分布するが 下部の松之山凝灰岩層と上部の泥岩層に2分される。前者は石英粗面岩質の凝灰岩からなり しばしば凝灰角礫岩・泥岩・砂岩を夾む。後者は一般に泥岩からなり 局部的に凝灰岩と互層する。椎谷層は黒色泥岩を主体とし 凝灰岩および砂岩の薄層を夾在する。地すべりはボーリング柱状図のような構成であり 風化凝灰岩を主体とし 泥岩を夾在した風化体がすべり出してい

る。

地すべり頭部の大松山北斜面には顕著な旧崩落崖が弧状に発達している。次いで地すべり地内には引張亀裂や圧縮亀裂が無数に生じており 小さな滑落崖や隆起沈降による池・湿地なども多く生じている。地質・規模・風化帯・地すべり地形など頸城地すべり群のなかで多少性格を異にし興味を引くものが多い。試錐調査および弾性波探査による基盤深度は以外に深く 厚い風化帯が発達する。風化帯は30m~70m以上におよんでいる。図-16・17は松之山地区の平面図とボーリング柱状図の一部である。図-18・19・20は 水梨地区の平面図・ボーリング柱状図および弾性波探査断面図の一部である。浦田口の集落がある下部地区では厚い軟質粘土層が確認されるが 上部地区では表土層(表土および軟質粘土)

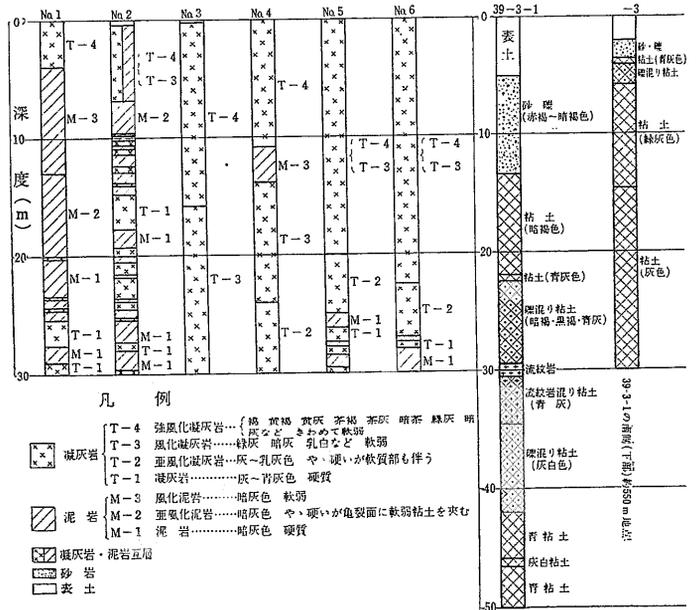


図-17 松之山地区ボーリング(概況) (土木研究所資料より)

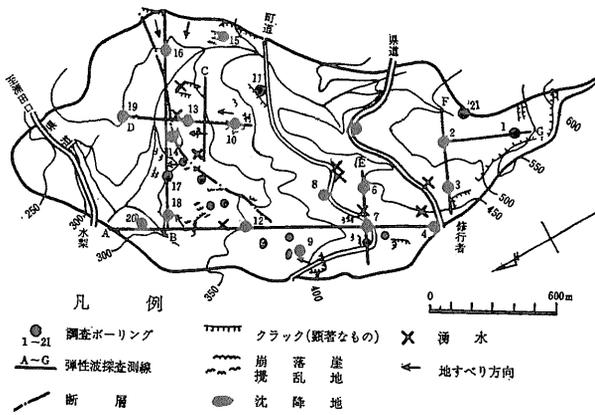


図-18 松之山地すべり水梨地区平面図

が割合に薄い。弾性波探査による上部風化帯は1.2～1.4 km/sec 下部風化帯は1.6～1.8 km/sec 基盤帯は2.0～2.4km/sec とみなされる。上部風化帯は粘土質を伴った風化岩であり 試錐調査結果からは地すべり地塊とみなされる。下部風化帯は亜風化岩であり試錐調査結果からはすべり面状のものが認められるが 移動層とは断定しがたい。しかしこのような風化帯が厚く発達することが注目される。

(2) 糸魚川地区(直江津～糸魚川間)の地すべり

この地域は中新世上部の寺泊階に対比される能生谷層(東部は春日山層と呼ばれる)と椎谷階に対比される川詰層(東部は綱子層と呼ばれる)で構成され 一部に西山階に対比される地層などを分布する。わが国屈指の地すべり地帯であり これまでに多くの地すべりを繰り返してきた。昭和22年5月に 能生谷村柵口でおこった地すべりは 被害面積200haにおよび 全壊85戸・半壊23戸・耕地約50haの被害をもたらした 報道されることによって 地すべりの被害や恐ろしさを初め世間一般に知らせたものである。近くは28年3月に 能生町

小泊でおこった地すべり(地質ニュース105号に紹介)は 小泊市街地の一部を破壊し 北陸本線および国道8号線を完全に遮断した。現場にさしかかった列車を転覆させ 機関車は約170m押し流されて埋没した。路床の上に積った土は約1,300m<sup>3</sup>といわれ 延べ約10,000人を動員した突貫工事で20日後に北陸本線が開通した。39年7月の豪雨には 能生町の城戸地区や鷺尾地区などでかなりの被害をおこし 直江津市の虫生岩戸では北陸本線郷津駅の一部を破壊し 国道をも遮断した。このほか毎年のように多かれ少なかれ地すべり被害をおこしてきた地帯である。

直江津～糸魚川地帯は 新第三系で構成される山地が日本海に接した所であり 北陸本線および国道8号線が通じている裏日本の要所である。北陸本線の輸送力増強に伴う糸魚川～直江津間線増計画(調査終了によりルート決定 41年3月工事着手)および北陸縦貫高速自動車道建設計画線は 地質的にきわめて不良な地帯を通り地すべりが1つの大きな問題とされている。北陸本線の線増計画では 地すべりに線路を敷設することは避け 地すべり地を横切らなければならない時には トンネルをすべり面以下に施工する 地すべり地にトンネルの坑口は設置しないことの点にもっとも留意された。その結果 西より浦本トンネル(2,660m)・本の浦トンネル(1,570m)・頸城トンネル(11,355m)・名立トンネル(3,596m)・長浜トンネル(1,055m)および湯殿トンネル(3,025m)の長大トンネルで地すべりなどの災害をさけることになった。設計・施工上の問題はきわめて多いが その1つは地質に関する地すべり・湧水・膨張性岩石などである。図-21は新線ルートと地すべり分布を示す。図-22・23はトンネル地質の一部である。トンネル地質では岩盤内に多くの破碎帯(弾性波速度1.2～1.8km/secの低速帯)が存在する。地すべり多発地帯に破碎帯が多いことを示し 母岩の破碎構造と地すべりの関係を示唆する。

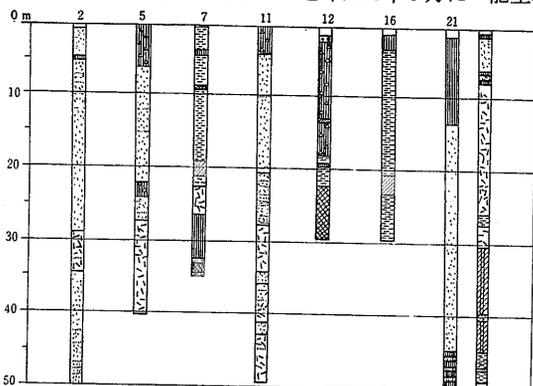


図-19 松之山地すべり(水梨地区)ボーリング柱状図 (新潟県農地建設課資料より)

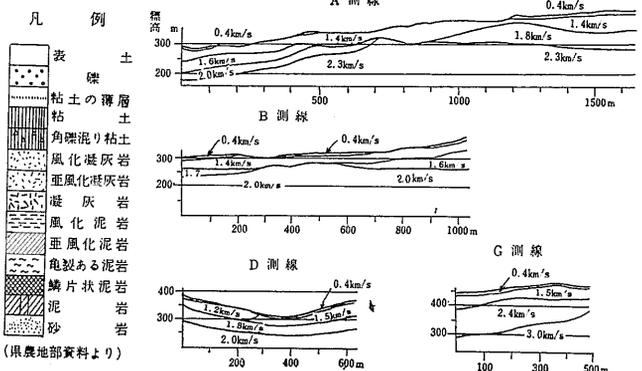


図-20 松之山地すべり水梨地区弾性波探査断面図 (新潟県農地建設課資料より)

(3) 島崎地すべり (能生町百川地内)

泥岩を主とし砂岩の薄層を夾在する能生谷層(寺泊階)を基盤とし その上に厚さ6~7mの旧地すべり崩積層を分布する。 図一24・25・26は平面図 ボーリング柱状図および断面図を示す。 基盤の風化が著しい。 風化泥岩とした部分は中硬質の粘土質となっている。 亜風化泥岩とした部分はやや硬質であるが処々に粘土質を夾在する。

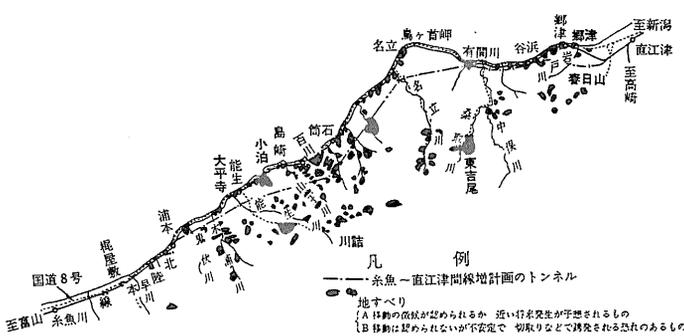
(4) 郷津地すべり (直江津市郷津地内)

39年7月の山陰北陸豪雨に地すべりをおこし 約3,000 m<sup>3</sup> の土砂が国道および郷津駅に押し出した。 図一27

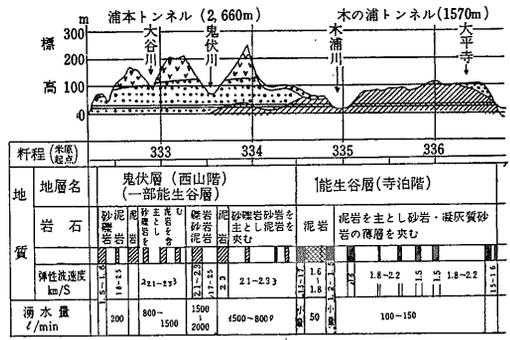
・28・29は平面図・ボーリング柱状図および断面図を示す。 基盤はシルト質泥岩を主とした春日山層(寺泊階)からなる。 厚さ4~7mの砂質粘土からなる崩積層の下部に角礫状岩片層を厚く(10~17m)分布する。 この角礫状岩片層は基盤が崩れ礫の状態になっているものである。 風化帯発達例を示したが 島崎・郷津地すべりなどは岩盤風化が著しく 表層地すべりの再発のみならず 構造的な地すべりの恐れがある。

(5) 東野名地すべり

新潟県北魚沼郡守門村東野名地内にあり。 信濃川支流の破間川に向っている地すべりである。 山腹(傾斜

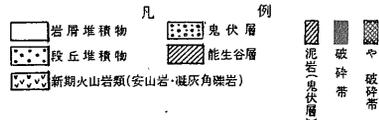


図一21 糸魚川—直江津間の地すべり (国鉄資料による)

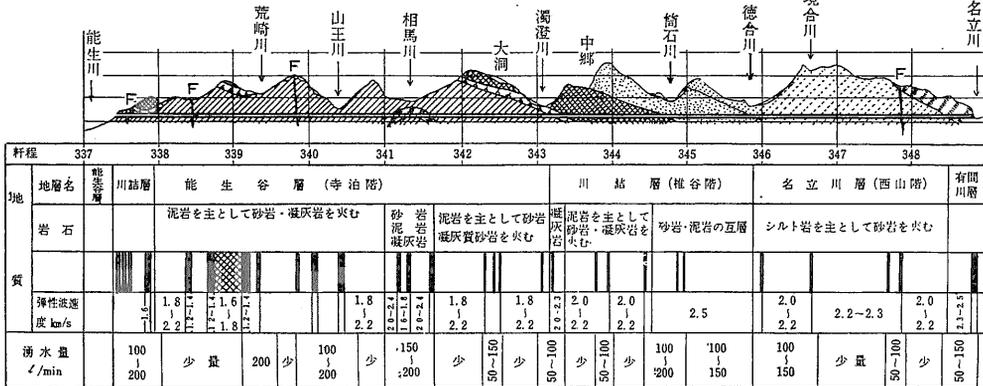


図一22

糸魚川—直江津間の浦本・木の浦トンネル地質 (鉄道技術研究所資料から)



頭城トンネル (11,355m)



図一23 糸魚川—直江津間の頭城トンネル地質 (鉄道技術研究所資料から)



をおこなうことがある。

### 2・3 長野北部地方の地すべり

長野市の西方山地・上水内郡・東筑前郡および北安曇郡地方には 本間不二男 (1928年) によって北信層群と呼ばれた中新世中期～鮮新世初期の第三系が広く分布する。 富沢恒雄 (1962年) が水内層群と呼んだものはほぼこれに相当する。 これらの新第三系は 図-14に示した如く地すべりの頻発地域である。

#### (1) 北信型の地すべり

遷川流域および支流の土尻川・裾花川流域などは著名な地すべり多発地帯である。 地すべり地帯は耕地としての利用度が高く 多数の山地集落を散在している。

地すべりを多発している小川層および柵層は 泥岩・シルト岩・砂質泥岩・細粒～中粒砂岩などで構成されるが シルト岩～砂岩泥岩互層からなる地層が多い。 地質構造は背斜・向斜を伴う褶曲構造や微褶曲構造が発達し地層は30～80度の傾斜を有していることが多い。 ときに垂直または逆転しているようなこともあり地層は擾乱されている。 丘陵地に貫入する侵食谷の発達が

目立ち 山斜面の勾配は 山脚部で急傾斜 山腹部で中傾斜 山肩～山頂部で 3～10°の緩傾斜をもち 峰は円味をおびた緩やかな起伏を示す地形である。

この地方の地すべりは 小数の特異性をもった例外たとえば茶臼山地すべりなどを除いて 一般に類似した特徴をもっている。 図-32・33・34 は北信型地すべりのボーリング柱状図を示す。 一般に基盤が浅く しかも岩盤風化が進んでいない硬質である。 恐らく 造構造運動などの影響にもよるものであろうが 岩石はいちじるしく細片化しやすくこれが地すべりに発展する崖錐状に堆積する。 滑落崖など露頭の岩盤はかなり硬質であるが その表面はぼろぼろに細片化して崩れ落ちる。 崩積層は場所や深さによって多少相違するが一般に10～40%の小岩片および10～30%の砂を含んだ粘土質

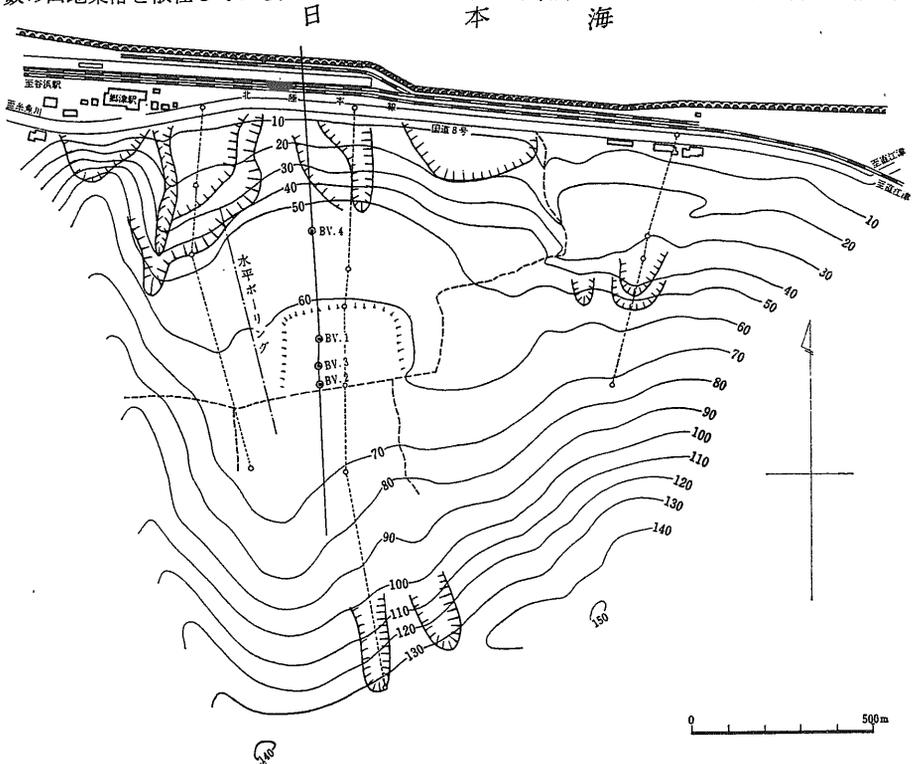


図-27

郷津地すべり平面図

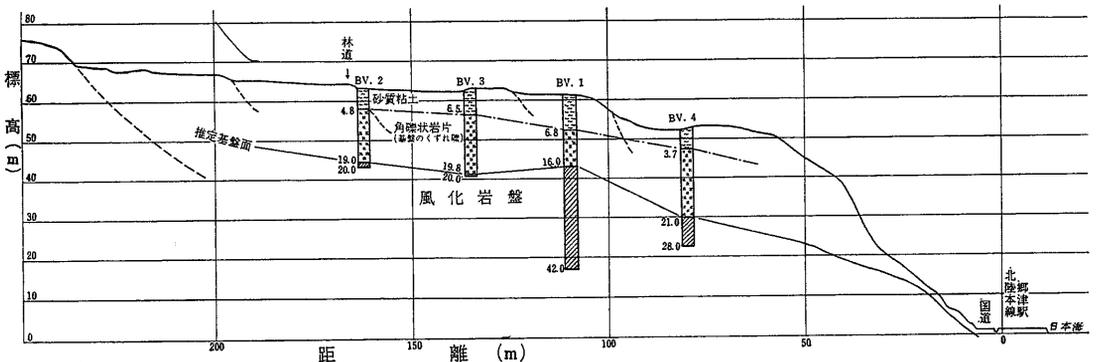
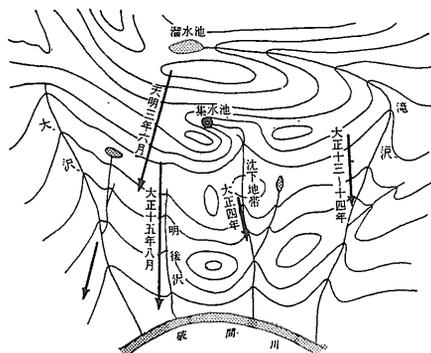


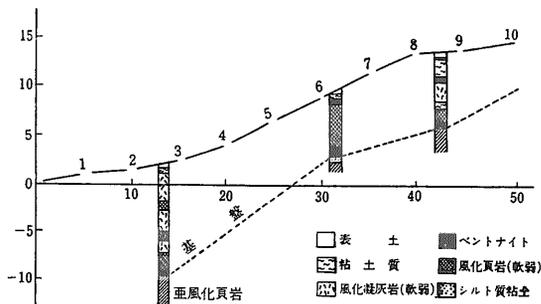
図-29 郷津地すべりの縦断面図

である。これらの堆積層は地すべり斜面の上部で薄く下部で厚いが厚い部分で7~8m 一般に厚さ2~5m程度のもが多い。崩積層は断続的かつ部分的にたびたびすべっており地すべりの数はきわめて多いが地形の割に大きな構造的な地すべりはきわめて少ない。

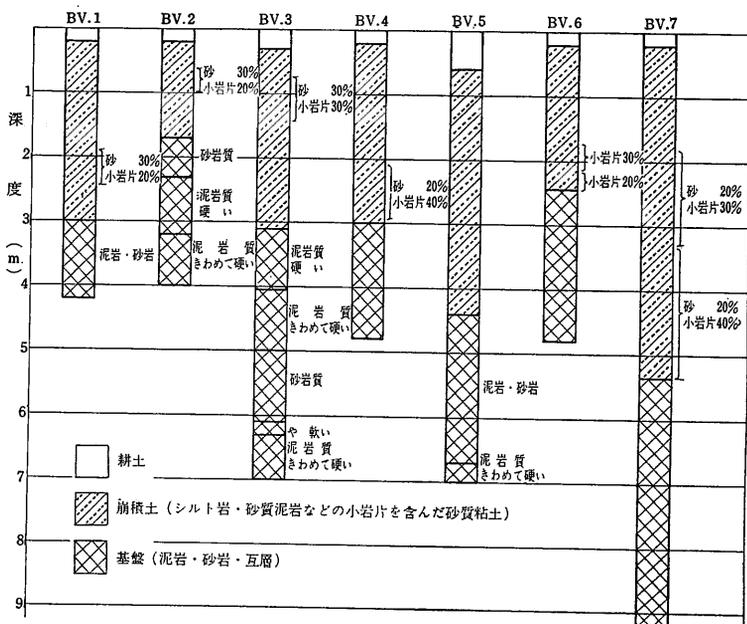
北信型の地すべりは弘化4年(1847年)3月の善光寺地震の記録にある如く地震動に対してはきわめて弱い型の地すべりであろう。善光寺地震では北信地方で約60,000箇所もの地すべりや土砂くずれが記録されている。当時の松代領内で大小42,000松本領内で19,000箇所といわれる。地震による地すべり群の中で光倉山地すべり(信更村地内)は遅川の堰止めとその湛水決潰(約20日後とされる)により大災害を41カ村(当時の上流域10カ村 下流域31カ村)におよぼしたといわれる。



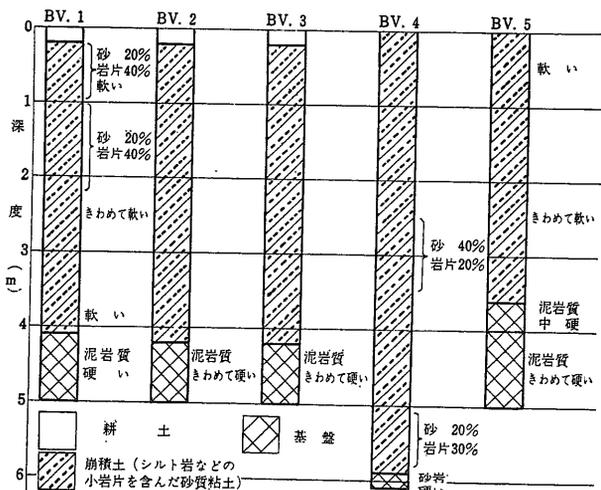
図—30 東野名地すべり概要



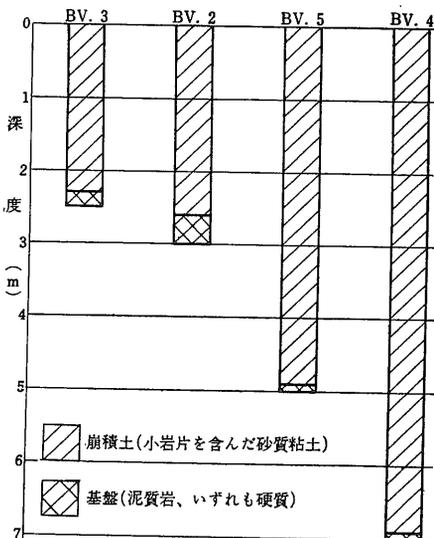
図—31 東野名地すべり(末端部計器設置箇所)地質断面(新潟県治山課資料から)



図—32 赤坂地すべりボーリング柱状図(上水内部七二会村)(長野県土木部資料)



図—33 持京地すべりボーリング柱状図(上水内郡小川村)(長野県土木部資料)



図—34 下古沢地すべりボーリング柱状図(上水内郡中条村)(長野県土木部資料)

表3 茶白山地すべりの水質

No	採水地点	pH	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ppm	Cl <sup>-</sup> ppm	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ppm	Ca <sup>2+</sup> ppm	Mg <sup>2+</sup> ppm	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ppm	KMnO <sub>4</sub> cons ppm	蒸発残渣 ppm	備考
1	地すべり地内不動池 2	3.8	0	5.4	1.267	263	53	23	585	1.784	地すべりを持った土層が通過する
2	" 3	—	128	—	2.127	331	13	220	232	3.144	" 宇土沢へ排水
3	" 4	5.3	11.2	2.8	894	169	27	18	196	1.324	地すべりは経過しない 最高位置の不動池
4	" 6	3.6	0	5.2	1.064	254	28	26	236	1.784	地すべりが通過する 滝沢へ排水される
5	滲出水	8.0	—	8.8	548	55	13	27	132	1.058	北側のすべり面を露出する粘土層より滲出。
6	水溜り	5.6	8.7	4.0	862	133	5	20	265	1.264	凹所に貯った滲出水
7	ボーリング孔 No. 2	—	—	4.4	1.065	163	123	4	71	1.712	1950年ボーリングを行なった時の地下水
8	" No. 4	—	—	5.3	574	143	73	17	86	1.040	"
9	" No. 6	—	—	—	2.125	290	235	60	16	3.144	"
10	廃水トンネル内滲出水No. 2	—	—	4.1	354	92	46	14	—	740	出口より約20m地点
11	" No. 5	—	—	3.9	1.193	276	113	25	—	1.893	出口より130m地点 水滴様に落下
12	宇土沢の水 地すべり地外	5.9	21.0	2.6	57	5	5	18	47	112	(2)の排水路合流点より上流
13	トンネル入口付近湧水 "	8.4	—	5.0	470	113	54	2	80	878	湧水量多く H <sub>2</sub> S 臭あり トンネル完成後消滅 飲料水とする
14	三軒屋井戸水 "	5.6	46.5	9.9	165	36	18	13	9	254	

(1950年頃調査 土木研究所報告第85号より) 備考 茶白山地区水質調査の一部

(2) 茶白山地すべり

この地すべりは信越本線篠の井駅の北西約3.5kmにある茶白山の南東斜面に発生している。戦後活発にすべり出し 引続き現在も移動しているが 地すべりが社会的に問題視された最初のものといえる。土木研究所・県砂防課などにより 長期にわたってよく調査研究されている。全長約2,000m 幅130~430m 面積46haであり 滑动層の平均深さ20mである。滑动層の最深部は40m前後に達している。現在約900万m<sup>3</sup>の土塊が7~8m/年(最近4カ年)の速さで移動を続けているが最盛期の昭和25~26年頃には10m/月の速さで連続移動を続けていた。

地質は流紋岩類(裾花凝灰岩層に属する熔岩・凝灰岩など)と小川層の堆積岩との境に位置する。流紋岩を基盤とした砂岩・泥岩層が崩れながらすべっているがここでは上下2層の亜炭層(亜炭・泥岩互層)を夾在する。茶白山は川中島の合戦(永禄年間)で武田氏が本陣を敷いた所であるといわれる。この南峰は現在100m前後低下している。2つの峰からなる内の北峰は流紋岩で構成されており 地すべりはおこさない。図-35は茶白山地すべりの概要である。

全長約2,000mの地すべりは 上部から崩壊帯(砂岩層などの大きなブロック崩壊) — エスカレーター帯(すべりによる階段状のブロック化) — 攪乱帯(砂質土に分解) — 流出帯 — 地すべり先端帯に区分される特徴的な様相を示す。地すべり地内の上半部(発生地帯)には5~6個の沼が生成されている。地下水の湧出と地表水の流入による沼である

が 地すべりでその位置を移動しない。地すべり土塊は沼の底を移動する不思議な存在である。茶白山地すべりでは著しい異状水の存在が注目される。硫酸々性の陸水が存在する。沼の水・ボーリング孔内水・トンネル廃水などは 硫酸土類を主成分とした高塩類水であり 硫酸根(SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)の含有量は数100ppmから最高2,000ppmを越えるものが存在した。これらの成分源と岩盤風化の相関関係は地すべりと結びつくものである。表-3は水質の一部を示す

(3) 清水山地すべり

北安曇郡小谷村清水山地内にあり 姫川支流の中谷川右岸で発生している。長野県下の大きな地すべりの1つである。南北約2,000m 幅は平均500m 防止区域面積は113haである。図-36は地すべり平面図と清水山地すべり付近の地域地質を示す。地すべりおよびその被害の記録が多く存在するが 最近では昭和35年と36年の融雪期に大きく滑动している。35年3月には地

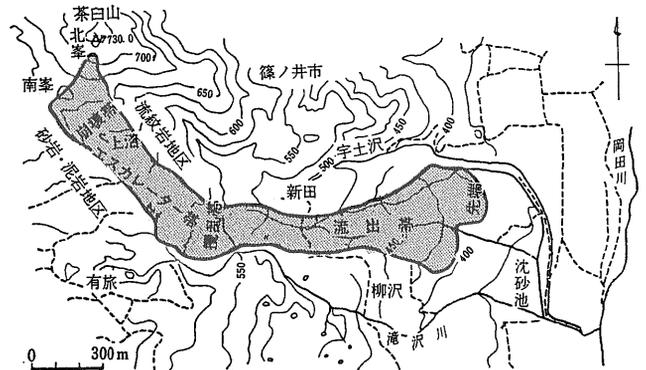
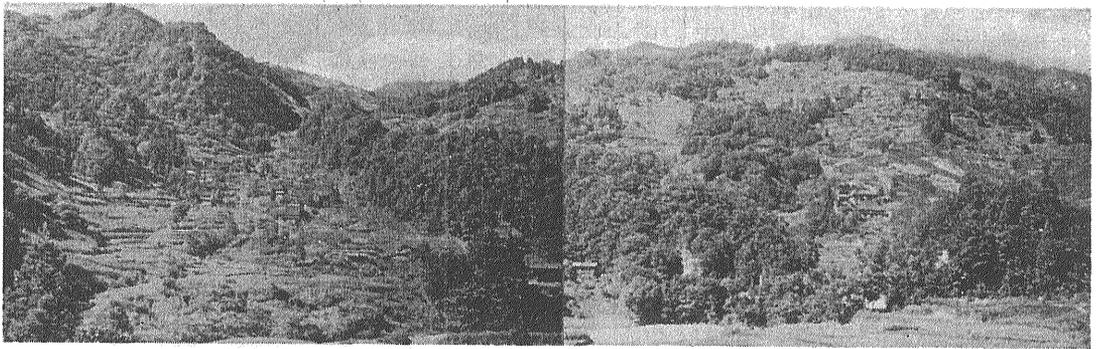


図-35 茶白山地すべり平面図



清水山地すべりの遠景 左側は凝灰角礫岩の山地 中央部の植生凸地帯は流紋岩岩脈

すべり地内の中の沢にそって 中屋敷部落付近の約10haがすべり出した。まず地割れを生じ 次いで数日後から動き出し 2日間にわたって滑動を続けた。もっとも激しかった時には10cm/時の速度が観測されている。昭和36年2～3月には 各所の地割れが拡大し 前年の地すべり土塊が再滑動すると共に上方へ拡大した。次いで4月上旬には 中の沢が大きくなりすべり 最大30m/分の速度で流出して中谷川を埋めた。この時のすべり面積約15haで 中谷川を埋めた土量は約100万 $m^3$ といわれる。

地すべり地は砂岩・泥岩を主とする新第三系（小川層に対比される中土層群の長崎砂岩泥岩層）で構成されるが 流紋岩および輝石安山岩の岩脈を分布する。中の沢下部には粘性の強いいわゆる青粘土が厚く（7～8m 最高露出約13m）堆積する。これは主として泥岩の風化によって生成されたものであるが 埋木や安山岩礫などが含まれる。繰り返しおこった地すべりで擾乱されつつ堆積したものであろう。地すべり地内中央部の流

紋岩々脈はその周辺部がベントナイト化している。この地域は糸魚川—静岡構造線の一部にあたり 地質学上で多くの問題を含んでいると共に複雑な地質構造を呈している。古生層・中生層・新第三系・新期火山岩類などを分布する地域であり なお新第三系は砂岩泥岩で構

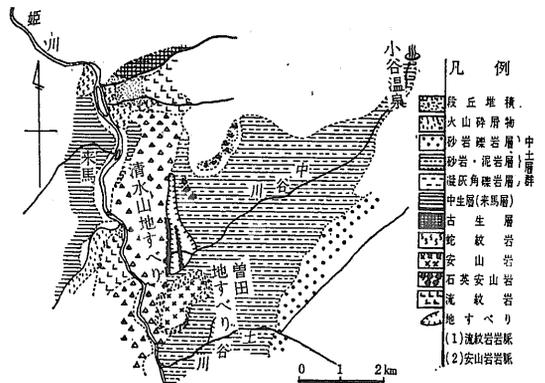


図-36 B 清水山地すべり地域地質図

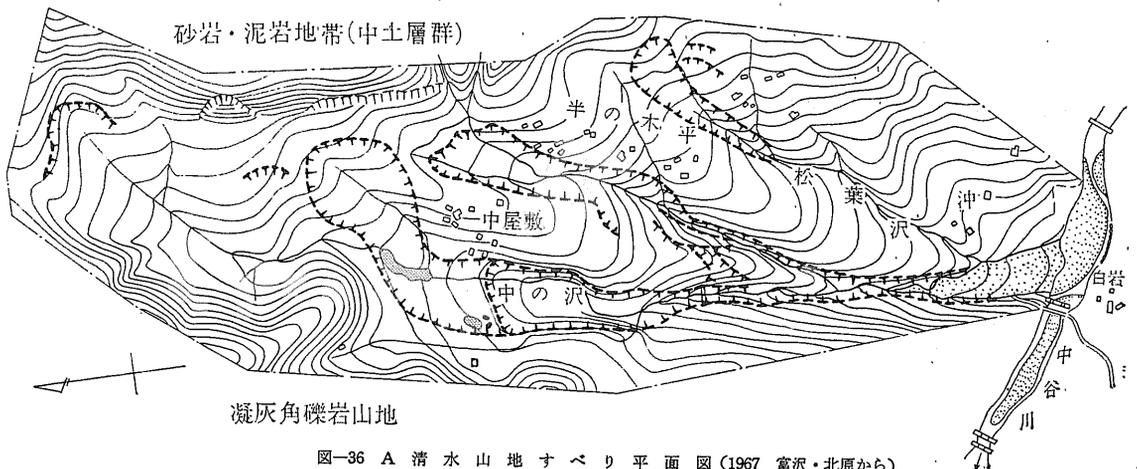


図-36 A 清水山地すべり平面図(1967 富沢・北原から)

成される地区と熔岩・碎屑岩類で構成される地区からなる。また褶曲構造や小断層構造が割合に発達しているのみならず 蛇紋岩・ひん岩・安山岩・石英安山岩および流紋岩の火成活動による貫入岩体や岩脈が多く存在する。清水山地すべりの地下構造や風化帯の厚さは明らかにされていないが 地すべり地帯は細長い馬蹄形の凹地を形成し すでに高度に破壊されている。地域地質や風化の発達からみると 造構造運動の影響 とくに新期火山岩あるいは岩脈貫入に伴う作用(たとえば硫化鉱の鉱染など)を受けている特殊な地すべりに属するのではないかと考察される。

中谷川および土谷川流域などの砂岩泥岩地帯には新第三系の地すべりを分布する。主として黒色頁岩と中粒～粗粒砂岩から構成される中生層(来馬層)には来馬地すべりなどが分布する。新期火山岩には日本の3大崩れの1つといわれる稗田の大崩壊がある。なほ小谷温泉(母岩は新第三系)・姫川温泉群(母岩は古生層)などを分布する。地すべりや崩壊が多い地域である。

### 2.4 富山・能登地方の地すべり

この地方には 北陸東部新第三系(北陸層群)を広く分布する。主として海成層からなり、中新世初期～中期から鮮新世末期にわたる地層である。中新世初期の累層(穴水累層)は火山岩類を主とするが 中新世中期～期後の累層(八尾累層および音川累層)には泥岩・砂岩・礫岩・および凝灰岩からなる堆積岩が発達する。凝灰岩層を伴った泥岩～砂岩泥岩互層は地すべり多発地帯を構成している。図-37はおもな地すべり分布を示

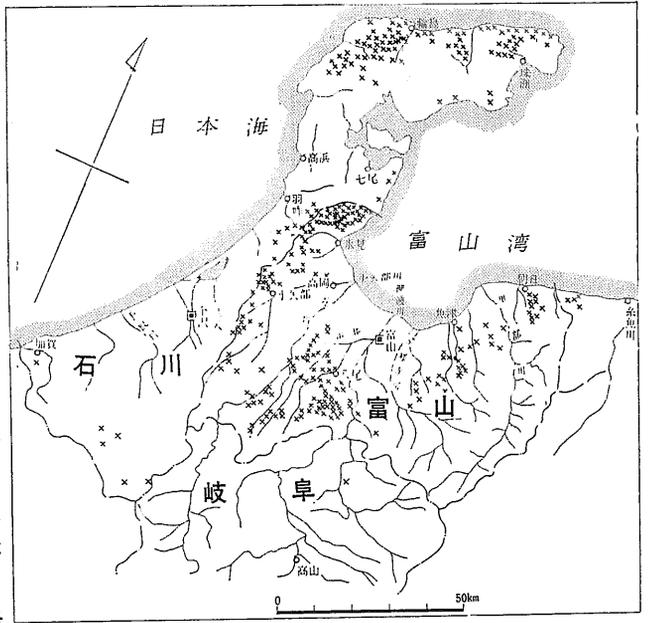


図-37 富山・能登地方の地すべり分布

す。氷見地区・石動地区・八尾地区(神通川支流の井田川流域など)および能登北部地区に集中的に分布する。氷見地区は多くの地すべりを繰り返してきたもつとも著名な多発地区である。とくに国見泥岩層(八尾累層下部またお黒瀬谷期)の分布地区には地すべりが多い。この地層は黒色～暗灰色を呈するシルト質泥岩からなり数枚の凝灰岩層を夾在する。凝灰岩は淡緑色・淡青白色・白色を呈し 多少の軽石を含んでいる。能登北部地区では 珠洲累層および皆月累層の凝灰岩を伴った泥岩～砂岩泥岩互層地帯に多発している。

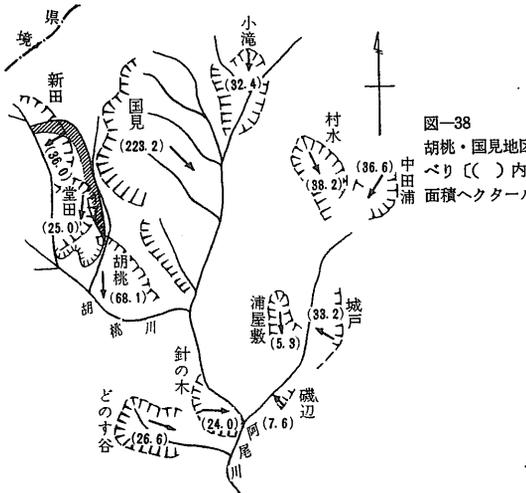


図-38 胡桃・国見地区の地すべり(( )内は地すべり面積ヘクタール)

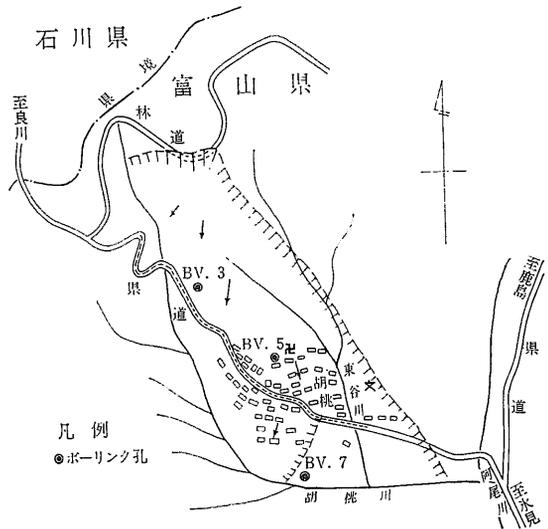


図-39 胡桃地すべり平面図

(1) 胡桃地すべり

富山県氷見市胡桃地内で 昭和39年7月に発生した大

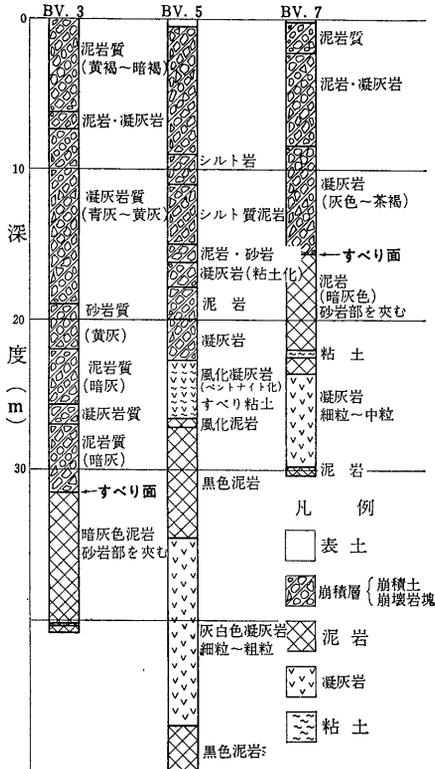


図-41 胡桃地すべりボーリング柱状図 (富山県耕地課資料より)

きな地すべりである。移動範囲は長さ約1,500m 幅約500m 面積約100ha におよび その上部にはきり立った滑落崖を露出した。約3時間位の間に起こったもので 全壊61戸 半壊26戸 耕地約40ha 県市道4.5kmなどを破壊し 胡桃部落をほとんど全滅した。図-38は胡桃~国見地区の地すべりであるが 今回の胡桃地すべりは 新田・堂田・胡桃が一体となって滑動した。図-40は地すべりの拡大経過図であるが 上半部が地すべりの主動的役割を果たしたとみられている。県の砂防課および耕地課によって 防止対策・耕地復旧などが行なわれている。氷見地域の代表的な地すべりとして 発生機構に関する地質・地下構造・地下水など注目されるものである。

地すべり地区を構成する地層は 旧地すべり崩積土とみなされる堆積物におおわれているが 基盤は国見泥岩層に属する互層帯である。下位より 下部凝灰岩帯 (A帯) —— 下部互層泥岩帯 (B帯) —— 上部凝灰岩帯 (C帯) —— 上部互層泥岩帯 (D帯) の4帯に分けられ

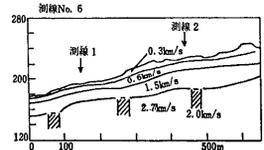
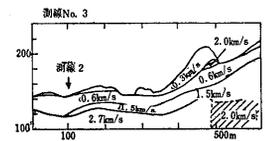
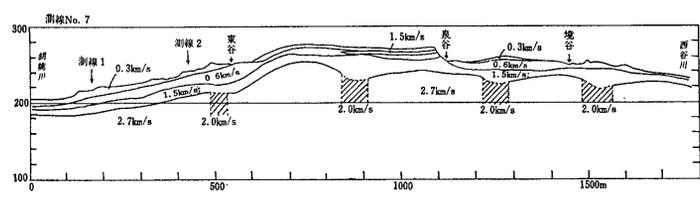
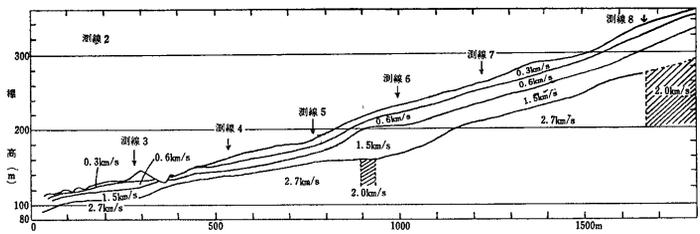
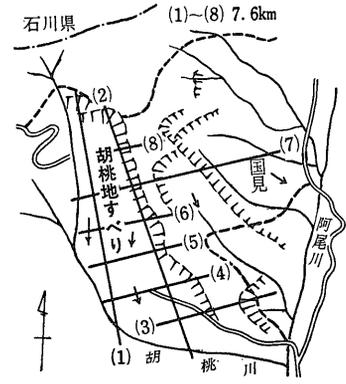
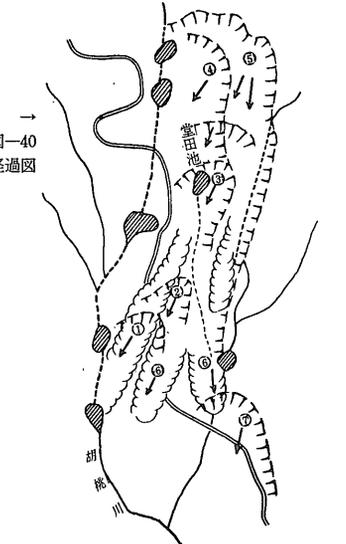


図-42 胡桃地すべり弾性波探査図 (富山県土木部砂防課資料から)



弾性波探査測線配置図

る A帯(層厚25m±)は角礫質凝灰岩・浮石質凝灰岩などからなる。B帯(層厚15m±)は泥岩・シルト岩・細粒砂岩を主とし 中部に数10cmの凝灰岩・凝灰質シルト岩を夾在する互層帯である。C帯(層厚25m±)は灰白色～淡緑色の凝灰岩からなるが 下側に白色粘土質凝灰岩・砂質凝灰岩を伴う。この凝灰岩類は風化に弱いが とくに粘土質凝灰岩層はペントナイト化しており 主要なすべり面を構成している。D帯(層厚20m±)は泥岩を主とし 数cm～数10cmの凝灰岩・シルト岩・凝灰質砂岩と互層する。泥岩中には人頭大の Nodule を多く含む。地質構造は 富山—石川県境付近にのびる石動山脊斜の南翼にあたり 一般的な走向傾斜は N60°～80° E 10°～15° Sの単斜構造である。基盤には小断層が発達するようである。地すべりは層すべり状態(南落ちの地層と地形がほぼ一致する)の構造性地すべりである。図—41はボーリング柱状図の一部を示す。今回の地すべりによる基盤の崩壊角礫岩層

(岩屑状の粘土混り礫)が厚く発達する。現状では二次地すべりに発展する恐れが大きい。図—42は弾性波探査図を示す。風化帯の発達が著しく厚い。表土層(0.3 km/sec)——0.6km/sec層(上部風化帯 角礫岩層となる)——1.5km/sec層(下部風化帯)——2.7km/sec層(基盤帯)に分けられる。基盤の弾性波速度は 新第三系としてはかなり高い値を示すことからみて 緻密・硬質な状態にあるものと考えられる。基盤には破碎帯が多く存在する。

凝灰岩のペントナイト化(モンモリロナイトを主とした粘性の強い粘土)が注目される。これは酸素の供給が十分な条件で生成される粘土ではなく 還元環境における二次的な粘土鉱物である。泥岩中に夾在する凝灰岩 とくに多孔質～浮石質の酸性凝灰岩は還元風化を受けやすいことを示す。還元風化とは 還元環境で行なわれる化学的および生化学的風化作用をいう。

(筆者は応用地質部)

## 新刊紹介

M, N, ストラーホフ著

### 「堆積岩の生成——そのタイプと進化」(I)

本書は 最近1年間にわたって本誌に連載されてきた「堆積岩の研究手法」の責任編集者M, N, ストラーホフ博士の著者である。本書は 1962年に出版された1,300頁をこえる大著「堆積岩生成作用の基礎」の縮刷版として書かれたものであるが 単なる縮刷にとどまらず われわれになじみ深い火山地域の堆積作用に関する分析が一段と深められている。

本書の最も大きな特色の一つは 現世の海洋や陸域に関する地球科学的資料を駆使して 過去の岩石の生成過程の一般法則を追求してゆく比較相論的手法と 地球化学的アプローチの卓越していることである。そこには地質学者として 黒海の底質調査をいち早く手がけた恩師アルハンゲルスキーや ペルナツキー・フェルスマンのような偉大な地球化学者を生み出したソビエトのすぐれた伝統がよく生かされている。

これまでわれわれが接してきた堆積学の教科書には 種々の堆積過程で作用する諸因子を平面的に羅列し 頭の中だけでこねまわしたといった感じのものが多かった。しかし この本を一読されるならば 海洋学や地球化学をはじめとする隣接科学のぼう大な資料を奔放に駆使して 堆積過程を規制する複雑多様な因子から主要因子と副次因子を選別し 一貫した理論体系を展開してゆく著者の卓抜した分析力と雄大な構想力は 読者をとらえてはなきないであろう。

おそらく この本は先に翻訳され広く愛読されたペロウソフの「構造地質学」をしのぐ大きな影響を日本の地質学界に与えるであろう。近い将来 この本の読者の中から多数の堆積学志望者や転向者が生まれるものと信じている。

訳文もよくねられており 翻訳本に特有なゴゴチなさも少なく 非常に読みやすい。

堆積学以外の分野を専攻している志操堅固な地質研究者や学生はもちろん 地球化学・地形学・土壌学などの隣接科学の研究者にも一読をおすすめする。

訳者：平山次郎・水野篤行・市川輝雄・盛谷智之  
本文：235p ラティス社刊 丸善販売 定価1,250円

### 「地下水の力学」

ペ・ペ・クリメントフ ケ・ベ・プイハチエフ共著  
外尾喜次郎工博 永井正夫共訳

本書は総520頁余の 数式に富んだ一見むつかしうに見える地下水についての本であるが ソ連の原著者たちによると 地質探査大学でよまれる参考書ということであり「動く地下水」の理論の解説書として よめばよむほどまさにユニークな感が深まる。

わが国の地下水学は戦後ようやくして体系づけられはじめたが 地質学の分野から入っていった関係で まだ定性的な範囲をで切っていない。それが本書では水理地質学専門のクリメントフ教授と 日本における油槽工学分野のプイハチエフ教授の共作で ソ連で目下さかんに灌漑工業 医療などに用いられている地下水を 工学的にあるいは水力学的に解析し 基礎的なところから平易に解説ししかもなお相当突込んだところまで論じている。したがって単に学生の参考書にとどまらず 広く土木 建設 かく井現場の技術者にとっても 地下水をもっとも必要であって しかも欠けている観点 つまり力学的立場で理解するのに まさに類のない好個の本といえることができる。

とくに亀裂性岩石中での地下水の動き 帯水層の弾性状態 地下水の実際の流速 注入～圧入法による浸透係数の決定などの章節のところは われわれその方面の専門やでもとびついてよみたくなるムードが溢れている。巻末に157におよぶソ連の水理地質などこの方面の文献が 日本語で掲げられている。 見も概してよみやすい上 活字が9ポで大きく 非常に読みやすくてきているのがこの本に錦上添花を添えている。

(ラティス刊 発売元 丸善 522頁 99グラム 定価2400円  
藤田延男訳)