ＩＳＳＮ　0386－5878
土木研究所資料第2543号

土木研究所資料

昭和61年7月京都府南部土石流災害調査報告

昭和63年1月

建設省土木研究所
砂防部砂防研究室

Copyright ©(1988)by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Director General of P.W.R.I.

この報告書は，土木研究所長の承認を得て刊行したものである。したがって，本報告書の全部又は一部の転載，複製は，土木研究所長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。

土木研究所資料
第2543号　1988年1月

昭和61年7月京都府南部土石流災害調査報告

砂防研究室　室長　水山高久
福本晃久
研究員　原　義文

要旨

昭和61年7月に京都南部では集中豪雨により土石流が集中的に多数発生した。この報告書では集中豪雨および土石流発生の概況を記述し，つぎに土石流が発生流下した4渓流と，谷頭部に崩壊は発生したが土石流として流下しなかった3渓流をとり上げ，詳細な調査を行い崩壊発生条件，および土石流発生条件を考察している。調査項目は，縦横断測量，土石流通過痕跡調査，崩壊地土層断面の観察，粒度分布試験，単位体積重量試験，土のせん断試験である。さらに今回は崩壊地および土石流が流下する区間での立木の占有密度，土石流に対する制御効果，土石流による破壊についても調査した。その結果，崩壊の発生については以上の結果だけでは説明ができなかったが，土石流として流下するかどうかに植生がある程度関係するのではないかという感触を得た。

キーワード：土石流，集中豪雨，土砂災害，現地調査

Technical Memorandum
of P.W.R.I. No.2543
Jan, 1988

Survey on debis flows in Southern Kyoto, in July 1986.

Sabo Divison Head : Takahisa MIZUYAMA
Akihisa FUKUMOTO
Researcher : Yoshihumi HARA

Synopsis

Debris flows occurred locally due to heavy rainfall in Southern Kyoto in July 1986. This report describes the outline of the heavy rainfall and debris flow occurrence situation, and the results of detailed survey in 4 torrents where debris flows ran down and in 3 torrents where landslides occurred but did not turn into a debris flow. The study includes a longitudinal and sectional survey, a debris-flow flood mark trace survey, soil layer observation at landslide sites, sieve analysis of landslide and debris-flow materials, measurements of the weight of soil layer and the shearing strength of soil. The survey items include tree planting density, debris-flow and landslide controlling effect of trees and the breaking of trees. Through the survey, though it is not successful to explain the occurrence of landslides, it is recognized that some trees may check a landslide from developing into a debris flow.

KEY WORDS : debris flow, heavy rainfall, sediment disaster, field survey

ま　え　が　き

昭和61年7月に京都府南部で発生した集中豪雨は，笠置観測所で最大1時間雨量58mmを記録するものであった。この集中豪雨により，がけ崩れ，土石流等が発生し，死者1人，軽傷2人，家屋全壊11棟，半壊9棟等の被害を出した。砂防研究室では，崩壊，土石流発生箇所の現地測量，崩壊地での土質調査・試験を行い，崩壊の形態，土石流の流下・堆積状況の調査を行った。本報告書では，気象概況，災害概況を述べると共に，現地調査の結果から崩壊及び土石流の発生条件について検討し，とりまとめたものである。

目　　次

まえがき
1. 災害概況 …… 1
1.1 対象地域概要 …… 1
1.2 災害概況 …… 2
2. 土石流流下渓流調査結果 …… 16
2.1 概況と調査項目 …… 16
2.2 向垣外川（桜谷川）…… 17
2.3 水谷川 …… 33
2.4 宮田川 …… 39
2.5 大切谷川 …… 45
3. 土石流非流下崩壊地調査結果 …… 55
3.1 調査項目 …… 55
3.2 水谷川上流部1 …… 55
3.3 水谷川上流部2 …… 59
3.4 笠置山南斜面 …… 62
4. 崩壊発生条件及び土石流発生条件の考察 …… 67
4.1 崩壊発生条件の考察 …… 67
4.2 土石流発生条件の考察 …… 72
まとめ …… 76

1. 災害概況

1.1 対象地域概要

1）調査地域の地形・地質条件

調査の対象地域は，図－1.1に示す京都府笠置町周辺である。調査対象渓流を図－1.1に併記した。当地域は，信楽高原と大和高原の境界部を西方に向かって流下する木津川に沿って発達した地域である。周辺の山地は標高250～300m付近に平坦面を有する隆起準平原状の山容を示すが，木津川に面した山腹斜面は急傾斜である。一方，地質状況からみれば，西南日本内帯の領家帯に属し，領家花崗岩，領家変成岩及び丹波中～古成層等が分布する。図－1.2に地質図を示す。図より笠置地区の木津川北側には幅10km以上の弱変成の粘板岩帯があり，また各所に花崗岩の貫入岩体が点在する。木津川南側には幅1～2kmの片状ホルンフェルス帯，その南側には縞状片麻岩帯，花崗斑岩などが分布する。これらの地域の標高200m以上の比較的高い部分には大阪層群が残存することも確認されている。木津川は東北東～西南西に走る木津川断層に支配された河川で，調査地区内にはこれらに付随した小断層がいくつか観察できる。以上のように当地域は地質が非常に複雑な場所であり，調査渓流内には地質図にない表層地質が観察できる部分がある。図－1.3に木屋地区の渓流内地質図を示す。

2）気象状況

(1) 気象概要

台風8号が南岸沿いに三陸沖へ去った7月19日には，梅雨前線は日本海へ北上して弱まり，一旦梅雨明けの気配となった。しかし，20日には西日本海南部を覆っていた太平洋高気圧が弱まる一方，オホーツク海高気圧の勢力は依然として強く，能登半島付近の低気圧に伴う前線が近畿中部に停滞した。この前線付近での大気の不安定により，20日午後から夕方にかけて各地で局地的に雷雨となった。20日22時頃から21日8時頃にかけて前線が活発となり，京都府南西部の地域で局地的な大雨となり，21日4時には長岡京で1時間62mmの記録的大雨が短時間で観測された。このため京都府南西部地方の各地で，山・崖崩れ，浸水が生じ，鉄道，道路等に被害が出始めた。大気の不安定な状態はその後も続き，21日の日中には小康状態となったものの，夕方から前線の活動が始まり，各地で雷雨が発生し始めた。同日夜から京都府南西部は再び強雨には入った。この雨は22日7時頃に弱まり，以降，京都府南部の降雨は小康状態になる。

京都府南西部地方における7月21日0時から9時の総雨量の分布図を図－1.4に，笠置町周辺で土石流の発生が集中したとみられる21日5～6時の降雨量の分布図を図－1.5に示す。

(2) 降雨の特徴

今回の降雨の特徴は，図－1.6に示す21日3時のレーダー・アメダス合成図によると，東西に走行する幅の狭いエコー群が中国地方から京都府にのび，その動きは遅く，とくに京都府南部は強雨域となったことである。このため図－1.4でもみられるとうり，被害地域に降雨量が集中する結果となった。22日の3時のレーダ・エコー域は広範囲となるが，やはり京都府南部は強雨域に入っている。降雨は梅雨前線の活発化によってもたらされたものであり，台風による豪雨と違い，幅の狭い降雨域を持つ特徴がある。

今回の場合でも降雨の中心域からわずか15kmはなれると，総降雨量で約 160 mm の大差が生じている。土石流災害が笠置周辺に集中したのは，地形条件も去ることながら，この降雨の特徴によるところが大きいと考えられる。

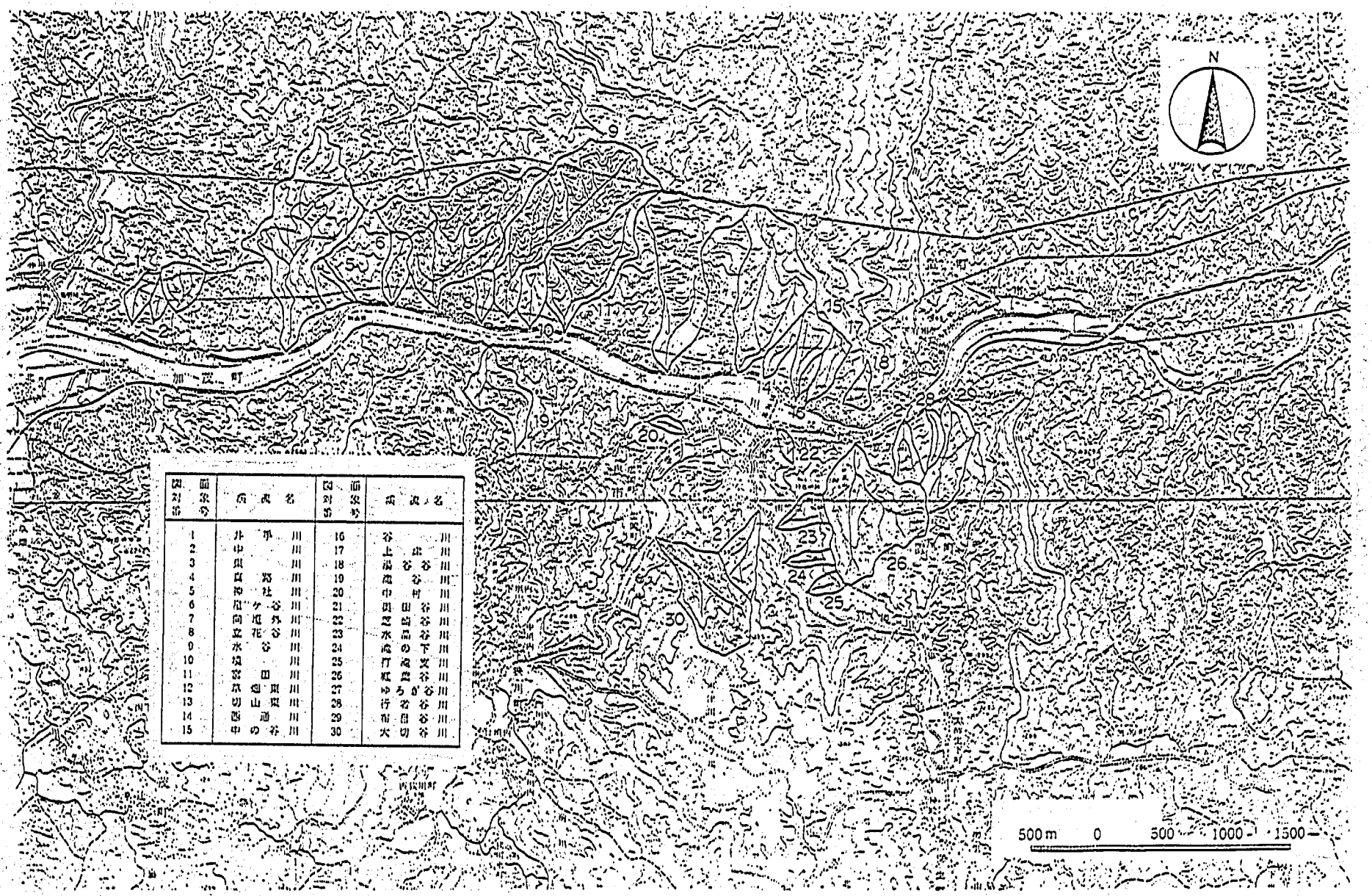
(3) 笠置町観測所における降雨状況

今回の被害地区の降雨状況を代表するものとして，笠置町観測所における記録を図－ 1.7 に示す。降雨は 7 月21日 3 時の降り始めと同時に，最大時間雨量58mm／h を記録し，これ以降約6時間は，時間雨量13～58mm／hの大雨が連続した。被害者からの聞込みによればこのうち降雨強度が44mm／hの 5 時～ 6 時頃に土石流が集中して発生したようである。これは降雨開始から約 4 ～ 5 時間後である。降雨は21日 9 時頃，一旦，小康状態となり，21日21時頃から再び降り始めた。この後時間約12時間，15mm／h 程度の雨が連続し，再び山崩れ等を引き起こしたようである。当観測所での最大 1 時間雨量は58mm／h，最大24時間雨量は 310 mmであった。

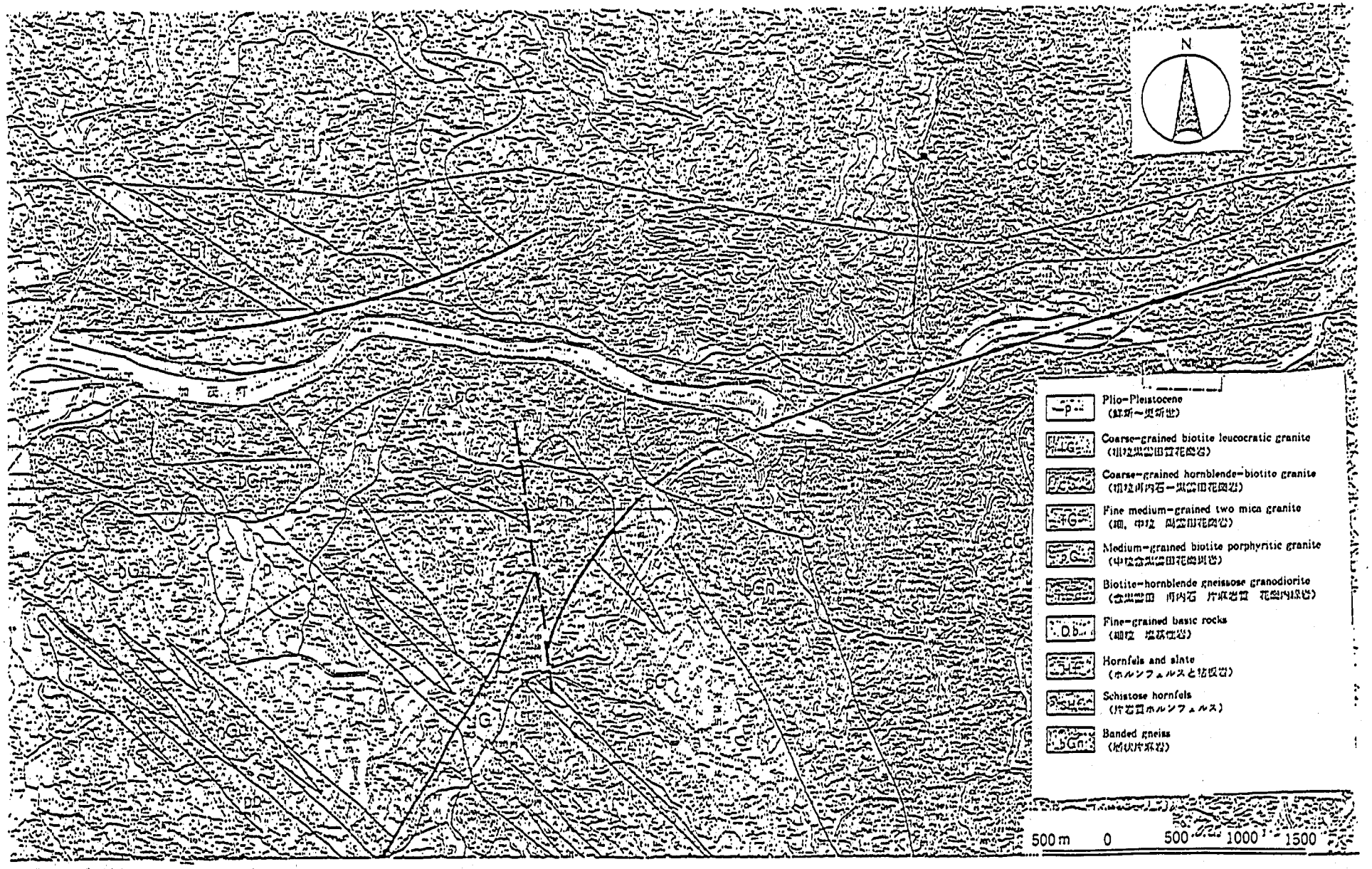
1.2 災害概況

調査対象の30渓流は，災害直後に撮影した空中写真及び地形図をもとに，災害状況の判読を行った。判読結果は，地形図（1 ／ 50,000）に土石流（崩壊）の発生源，流下経路，堆積域の位置を記入した。また，地形図より計測した渓流の諸元，現場調査の観察等により得られた地形の特徴，植生状況，土石流の氾濫状況等の要約を表－ 1.1 に示す。

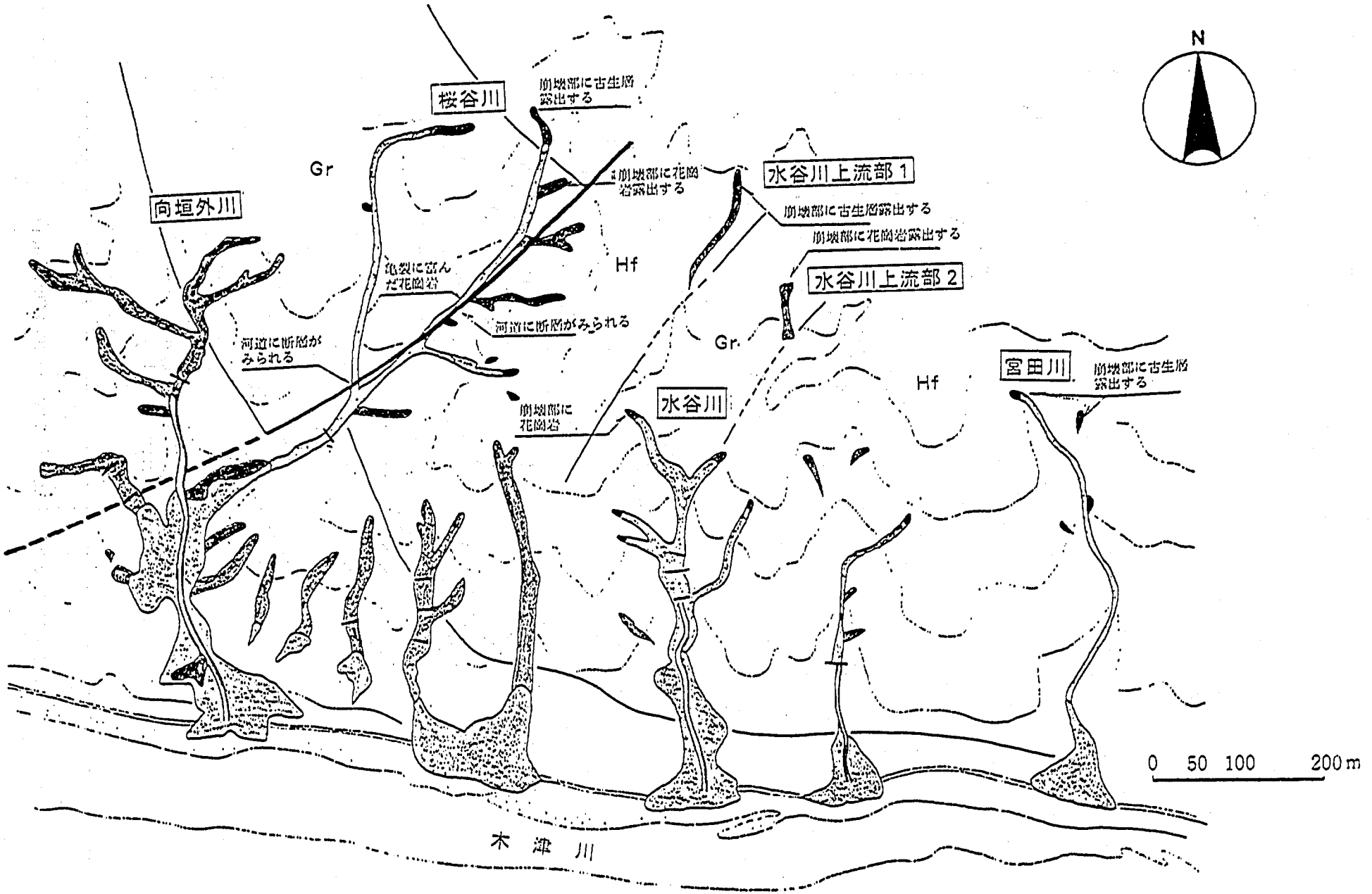
調査の対象とした30渓流のうち15渓流において土石流が発生しており，残りの15渓流では発生してない。土石流の発生の起因となる崩壊は，ほとんどが地形の遷急線付近で発生している。また，これらの土石流は木津川に面した急斜面を流下し，広域に氾濫することもなく河川に流入するものが多く，むしろ崩壊としての性質が濃いものもみられた。これは，渓流が直接木津川に突っ込み，扇状地の発達が良くないという地形的性質によるものである。また，地すべり地形を示す切山付近は，緩傾斜であり，崩壊，土石流の発生はほとんど認められない。


N
500m 0 500 1000 1500
加一区町
図面対応番号 流域名
1 井手川
2 中川
3 貝川
4 鼠川
5 神社川
6 犬ケ谷川
7 向原外川
8 立花谷川
9 水谷川
10 猿川
11 宮田川
12 宗廻原川
13 切山原川
14 西通川
15 中の谷川
16 谷川
17 上出川
18 高谷谷川
19 高谷川
20 中平川
21 四田谷川
22 四島谷川
23 水田谷川
24 高の下谷川
25 丁滝谷川
26 鶴鶴谷川
27 ゆうちが谷川
28 行谷谷川
29 右田谷川
30 大切谷川

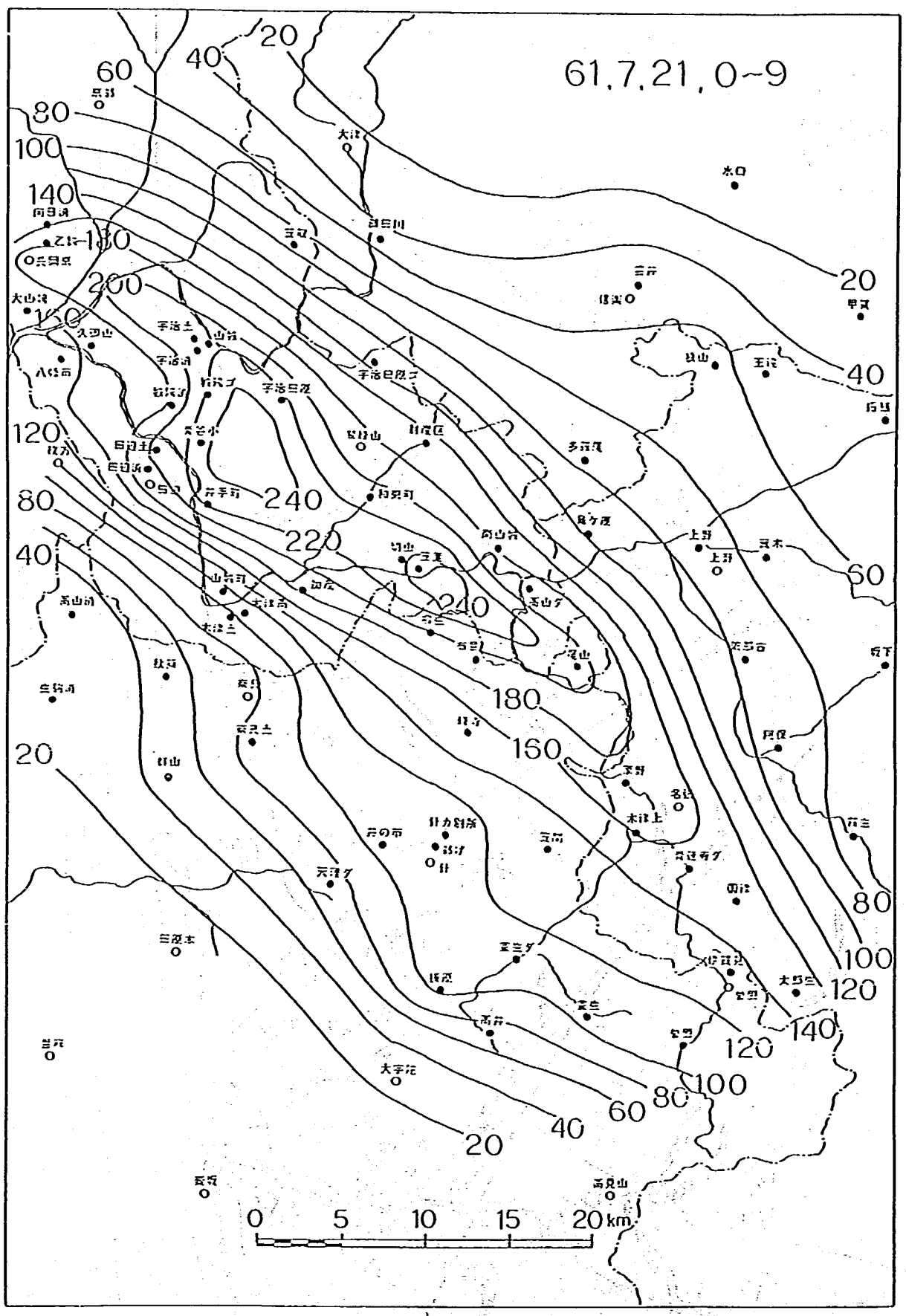
図－1.1　調査渓流位置図



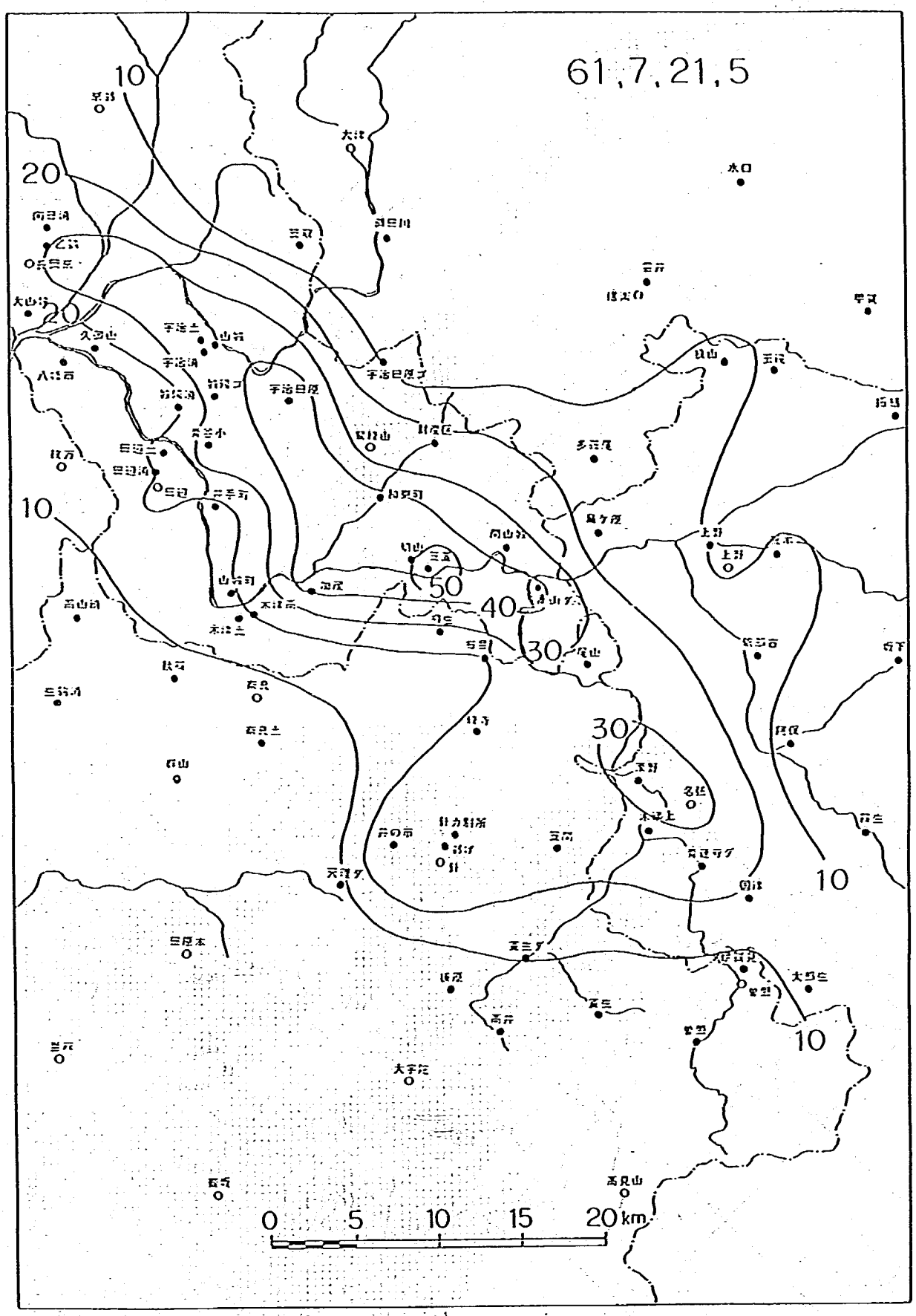
図－1.2　調査地区周辺地質図


N
桜谷川
崩壊部に古生層露出する
崩壊部に花崗岩露出する
Gr
向垣外川
亀裂に富んだ花崗岩
Hf
河道に断層がみられる
河道に断層がみられる
水谷川上流部 1
崩壊部に古生層露出する
崩壊部に花崗岩露出する
水谷川上流部 2
Gr.
Hf
宮田川
崩壊部に古生層露出する
水谷川
崩壊部に花崗岩
0 50 100 200 m
木津川

図－1.3　渓流内地質図

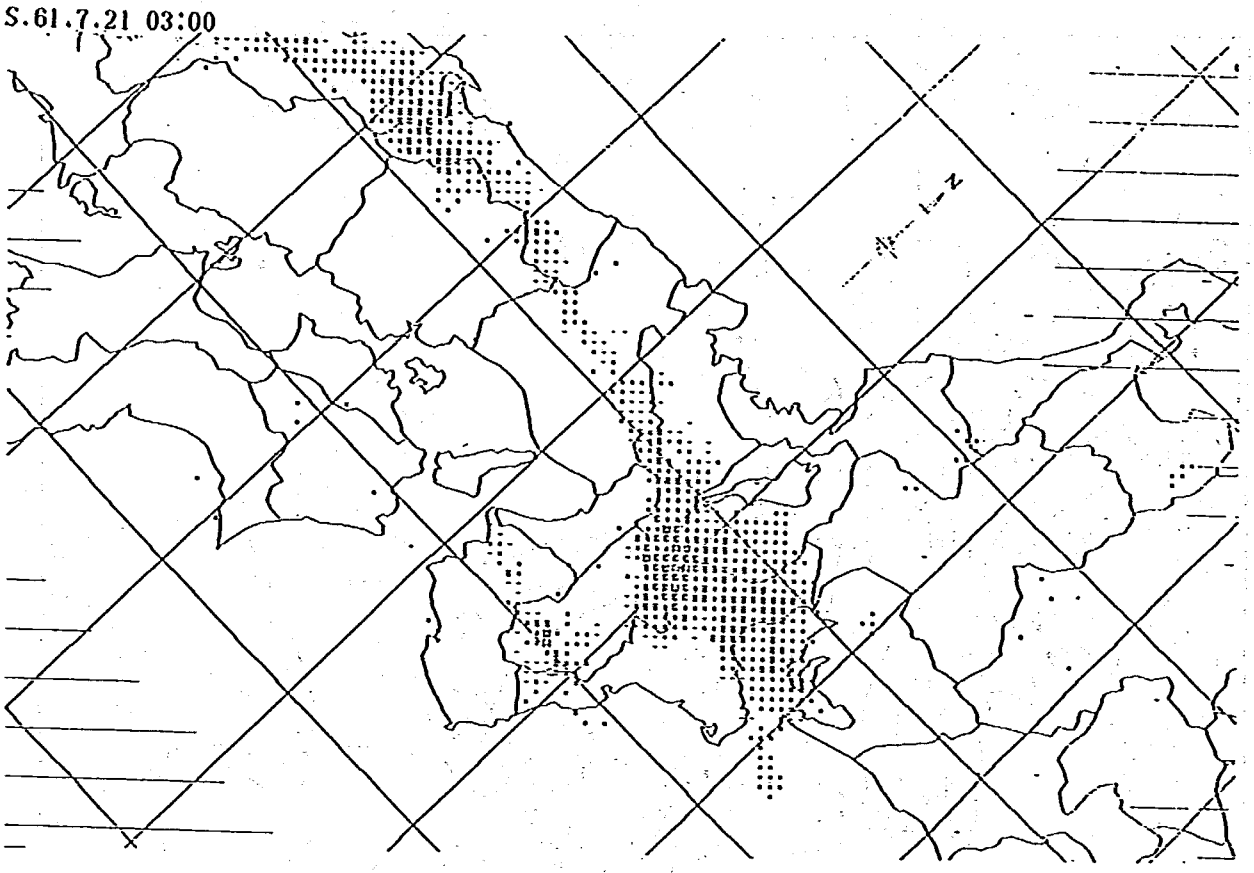


図—1.4　等雨量線図（S.61.7.21　00：00—09：00）（単位mm）

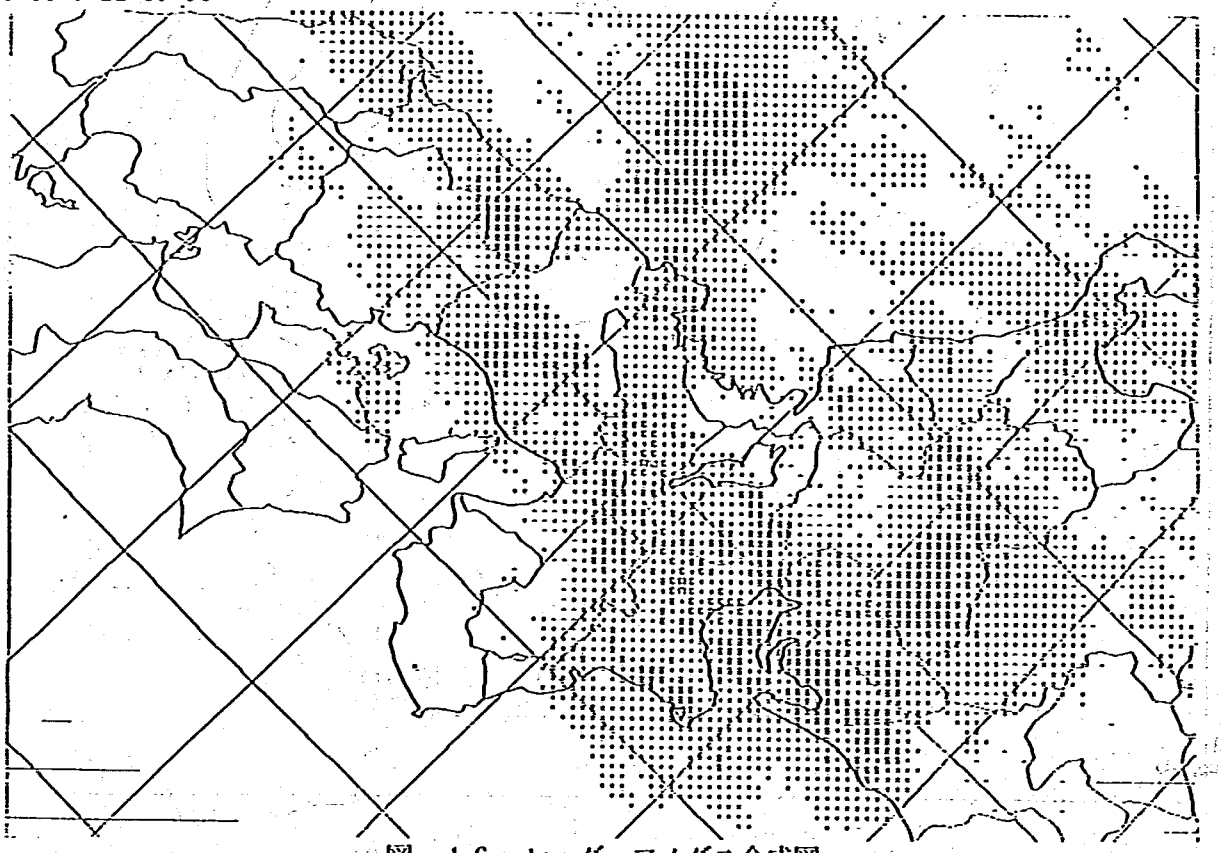


図－1.5　等雨量線図（S.61.7.21　05：00）

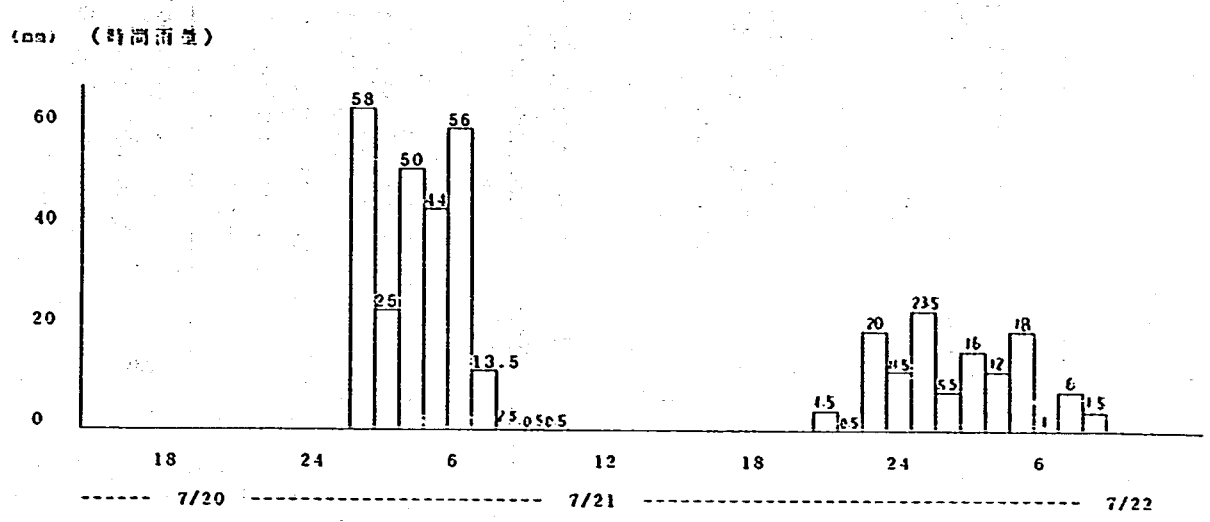
S.61.7.21 03:00

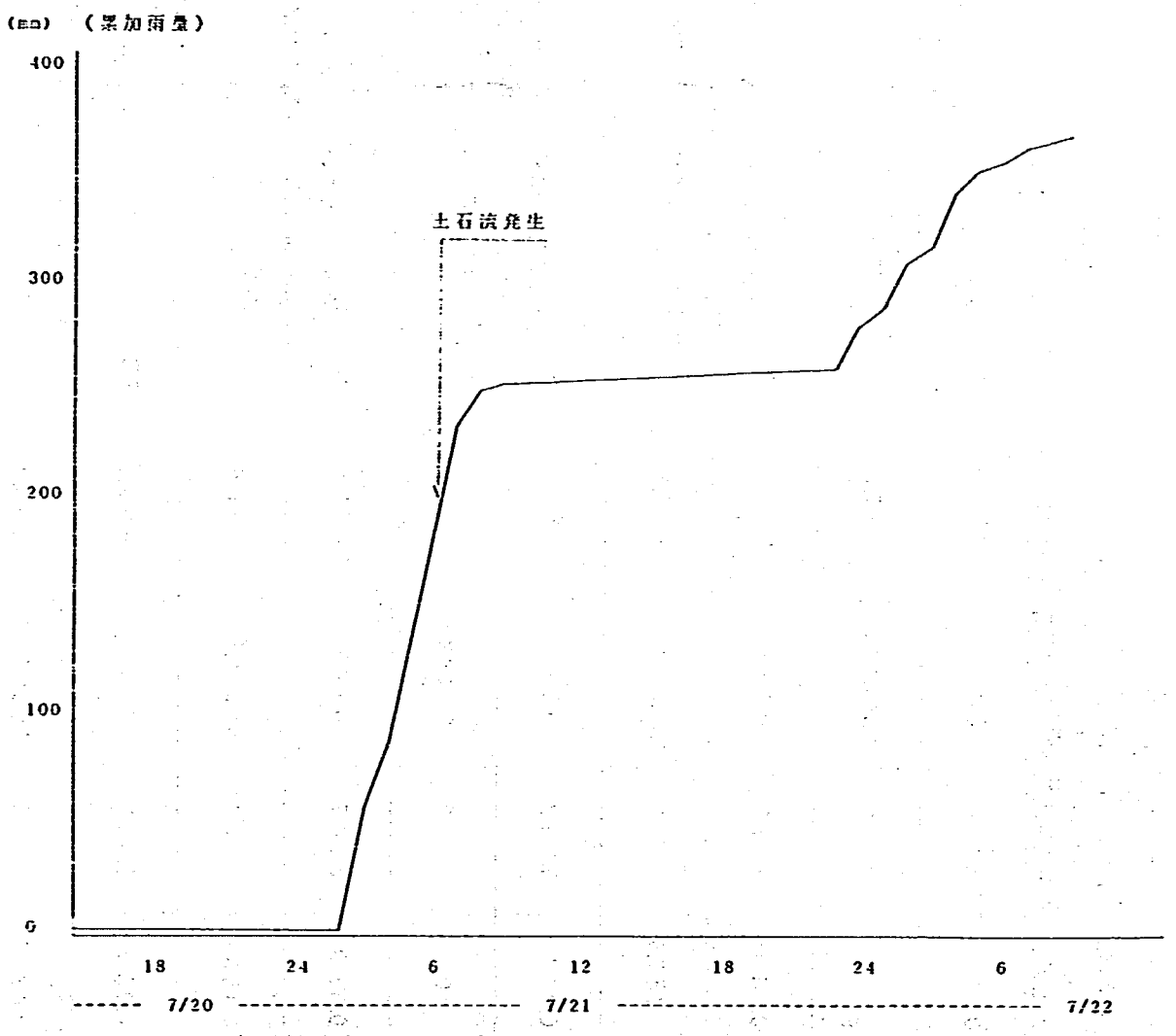


S.61.7.22 03:00



図－1.6　レーダーアメダス合成図





笠置観測所における昭和６１年７月京都府南部土石流災害時の降雨状況

近傍観測所における最大雨量

(mm)	宇 治	田 辺	木 津	笠 置
最大1時間雨量	64.0	64.0	28.0	58.0
最大3時間雨量	115.5	120.5	54.0	150.0
最大24時間雨量	266.5	241.5	139.5	310.0

図－1.7　笠置観測所における降雨記録

表 1.1　対象 30 渓流の諸元及び状況

No. 1

渓流No.	渓流名	渓流諸元（上段） 流域面積(km²)	起伏量比	渓床勾配	流路長(m)	斜面方位	地形の特徴	地質	植生	土石流発生の有無	
		崩壊地諸元（下段） 全崩壊面積(m²)	全崩壊個数(個)	崩壊地面積率(%)	平均崩壊面積(m²)						
1	井手川	0.054	0.306	0.293	290	S～SW	遷急線付近より流下する 流路長は短かい	古生層（片岩質ホルンフェルス）	スギ	非発生	崩土はスギ林の中で停止しており谷出口には至らない。
		875	2	16203.70	437.5						
2	中川	0.014	0.473	0.425	200	S	遷急線付近より流下する 流路長は短かい	古生層（片岩質ホルンフェルス）	スギ	非発生	崩土は谷出口より約 100 m流下したのち，棚田上に停止，堆積。
		887.5	1	63392.86	887.5						
3	東川	0.090	0.352	0.316	380	S	遷急線付近より流下する 流路長は短かい	古生層（片岩質ホルンフェルス）	広葉樹	非発生	寺の裏山で崩壊が発生すしたが，土砂の流下には至らず。
		200	2	3448.28	100						
4	宮路川	0.689	0.147	0.148	1420	S	流域面積大きい 渓床勾配は比較的緩い	古生層域と花崗域にまたがる	スギ	発生	土石流は緩勾配部を流下木津川に至る。土砂は流路よりあふれだし，左右岸の棚田上に停止，堆積する。
		7955	31	11110.3	256.6						
5	神社川	0.073	0.318	0.275	400	SE	流路長は短かい	古生層域と花崗域にまたがる	スギ	発生	土石流はスギ林の中を通過，木津川に至る。 流送部における倒木の量は少ない。
		1437.5	7	19691.78	205.4						

No. 2.

渓流No.	渓流名	渓流諸元（上段） 流域面積(km²)	起伏量比	渓床勾配	流路長(m)	斜面方位	地形の特徴	地質	植生	土石流発生の有無	
		崩壊地諸元（下段） 全崩壊面積(m²)	全崩壊個数(個)	崩壊地面積率(%)	平均崩壊面積(m²)						
6	星ケ谷川	0.061	0.355	0.287	470	S	遷急線付近より木津川へ流下する。	古生層域と花崗岩域にまたがる。断層が走る。	スギ	非発生	崩壊は道路法面（切り土部）で発生。土砂は道路上に堆積し，下流には至らない。
		3300	8	54098.36	412.5						
7	向垣外川	0.638	0.247	0.254	1160	SW～S	流域面積広い谷出口は扇状地地形	古生層域と花崗岩域にまたがる。断層が走る。	スギ	発生	詳細調査渓流
		23762.5	55	37245.30	432.0						
8	立花谷川	0.039	0.488	0.346	130	S	遷急線付近より木津川へ流下する。流路長短かい。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	スギ	発生	大規模崩壊。流送部は短かく，多量のスギを倒し，木津川へ至る。
		4750	1	121794.87	4750						
9	水谷川	0.658	0.228	0.214	1240	S～SW	隆起準平原部で広大な集水域を持つ。遷急線より下部では急傾斜を流下する。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）。現地踏査では花崗岩露頭観察される。	スギ	発生	詳細調査渓流
		3437.5	8	5224.16	429.7						
10	境川	0.076	0.454	0.281	320	S	遷急線付近より木津川へ流下する。流路長短かい。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	スギ	発生	土石流は途中に設けられたダムにより大半停止，ダム下流の流路工の被害は小さいものの，河口付近で流路工を閉塞，氾濫する。
		750	5	9868.42	150						

渓流No.	渓流名	渓流諸元（上段） 流域面積(km²)	起伏量比	渓床勾配	流路長(m)	斜面方位	地形の特徴	地質	植生	土石流発生の有無	
		崩壊地諸元（下段） 全崩壊面積(m²)	全崩壊個数(個)	崩壊地面積率(%)	平均崩壊面積(m²)						
11	宮田川	0.368	0.289	0.309	550	S～SW	隆起準平原部から急斜面を流下，木津川に至る。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	スギ	発生	詳細調査渓流
		550	6	1494.57	91.7						
12	草畑東川	0.571	0.279	0.190	560	S	地すべり地形確認される。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	広葉樹	非発生	流域内でほとんど崩壊発生せず（地形が緩傾斜のためか）
		1075	4	1882.66	268.8						
13	切山東川	0.551	0.286	0.258	1220	S	遷急線付近より木津川へ流下する。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	広葉樹	非発生	流域内でほとんど崩壊発生せず
		262.5	3	476.41	87.5						
14	西道川	0.044	0.384	0.305	410	SW～S	遷急線付近より木津川へ流下する。流路長短かい。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	広葉樹	非発生	谷出口付近で崩壊発生するが，土砂は停止し下流へは流出しない。
		712.5	3	16193.18	237.5						
15	中の谷川	0.131	0.377	0.260	500	S	遷急線付近より木津川へ流下する。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	広葉樹	非発生	流域内では小規模の崩壊しか発生していない。
		262.5	2	2003.82	131.3						

渓流No.	渓流名	渓流諸元（上段） 流域面積(km²)	起伏量比	渓床勾配	流路長(m)	斜面方位	地形の特徴	地質	植生	土石流発生の有無	
		崩壊地諸元（下段） 全崩壊面積(m²)	全崩壊個数(個)	崩壊地面積率(%)	平均崩壊面積(m²)						
16	谷川	0.006	0.373	0.269	260	S	残留域である。流路長短かい。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	広葉樹	非発生	流域内に崩壊なし
		0	0	0	0						
17	上津川	0.068	0.345	0.250	360	S	遷急線付近より木津川へ流下する。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）	広葉樹	非発生	流域内には極小規模の崩壊しか発生していない。
		150	2	2205.88	75						
18	湯谷谷川	0.069 (0.124)	0.258	−	−	SE	残留域である。流路長短かい。	古生層（ホルンフェルスと粘板岩）木津川断層が走る。	広葉樹	非発生	崩土は対岸斜面にあたり停止，下流へは流下しない。
		1875	7	27173.91 (15120.97)	267.9						
19	滝谷川	0.504	0.157	0.135	1260	N〜NW	比較的緩かな斜面部を流下。	花崗岩	スギ	非発生	上流緩勾配部で崩壊が発生しており，崩土は下流へ流下しない。
		2325	8	4613.10	290.6						
20	中村川	0.029	0.313	0.136	220	S	尾根付近より白砂川へ流下。流路長短かい。	古生層（片岩質ホルンフェルス）	スギ	非発生	山裾で崩壊発生，土砂は平坦部に停止，堆積，白砂川へは至らない。
		75	1	2586.21	75.0						

渓流No.	渓流名	渓流諸元（上段） 流域面積(km²)	起伏量比	渓床勾配	流路長(m)	斜面方位	地形の特徴	地質	植生	土石流発生の有無	
		崩壊地諸元（下段） 全崩壊面積(m²)	全崩壊個数(個)	崩壊地面積率(%)	平均崩壊面積(m²)						
21	奥田谷川	0.108	0.385	0.294	460	NE～N	尾根付近より打滝川に流下。	層状片麻岩	スギ	発生	地形遷急線付近より崩壊が発生，打滝川へ流下する。河口付近には極小さい扇状地性の堆積面が確認でき，今回の土石流による土砂はその上部に最大厚3mで堆積する。
		1675	10	15509.26	167.5						
22	芝崎谷川	0.263 (0.299)	0.392	0.324	540	N～NW	笠置山山腹の急斜面を流下。流路長短かい。	古生層（片岩質ホルンフェルス）	広葉樹	非発生	笠置山山腹の道路下部より崩壊発生。土砂は下部の民家に被害を与え，停止，堆積する。
		1650	2	6273.76 (5518.39)	825						
23	水晶谷川	0.050	0.404	0.371	350	W	笠置山山腹の急斜面を流下。渓床勾配は特に急である。流路長短かい。	古生層域と花崗岩域にまたがる	スギ 一部竹あり	発生	笠置山山頂付近の道路下部より，大規模に崩壊発生する。土砂は急斜面を流下，既設ダムでは停止せず山裾まで流下，民家に被害を与えている。
		7400	15	148000	493.3						
24	滝の下川	0.039	0.457	0.457	360	W	笠置山山腹の急斜面を流下。渓床勾配は特に急である。流路長短かい。	古生層域と花崗岩域にまたがる	スギ	発生	笠置山山頂部の遷急線付近より，大規模に崩壊発生する。土砂は急斜面を流下，山裾部の道路に甚大な被害を与え，打滝川に至る。
		7500	1	192307.7	7500						
25	打滝支川	0.034	0.423	0.435	230	SW	笠置山山腹の急斜面を流下。渓床勾配は特に急である。流路長短かい。	花崗岩	スギ	発生	地形遷急線付近より，崩壊発生する。崩壊規模が小さかったためか，土砂はスギ林内で停止し下流の道路には至らない。
		1312.5	2	38602.9	656.3						

渓流No.	渓流名	渓流諸元（上段） 流域面積(km²)	起伏量比	渓床勾配	流路長(m)	斜面方位	地形の特徴	地質	植生	土石流発生の有無	
		崩壊地諸元（下段） 全崩壊面積(m²)	全崩壊個数(個)	崩壊地面積率(%)	平均崩壊面積(m²)						
26	紅葉谷川	0.526	0.227	0.210	880	N	笠置山周辺の山頂より広い集水面積をもつ。	花崗岩	スギ	非発生	笠置山山頂部の遷急線付近より崩壊が多発する。土砂は谷の対岸斜面にあたり停止する。
		5000	23	9505.70	217.4						
27	ゆろぎ谷川	0.065	0.505	0.480	375	N	笠置山山腹の急斜面を流下。渓床勾配は特に急である。流路長短かい。	花崗岩	スギ	発生	笠置山山頂部の遷急線付近より崩壊発生する。土砂は急斜面を流下，山裾の関西本線に被害を与え木津川に流下する。崩壊部，流下部に花崗岩巨礫露出する。
		3775	3	58076.92	1258.3						
28	行者谷川	0.035	0.494	0.487	410	N	笠置山山腹の急斜面を流下。渓床勾配は特に急である。流路長短かい。	花崗岩	スギ	発生	笠置山山頂部の遷急線付近より崩壊発生する。土砂は急斜面を流下，木津川に流れ込む。
		550	4	15714.29	137.5						
29	布目谷川	0.182	0.315	0.293	750	N	笠置山山腹の急斜面を流下。	花崗岩	スギ	発生	笠置山山頂部の遷急線付近より崩壊発生する。土砂は急斜面を流下，木津川へ流れ込む。
		1850	11	10164.84	168.2						
30	大切谷川	0.330	0.285	0.242	910	NW	遷急線付近より白砂川に流下。	片麻岩域と花崗岩域にまたがる	スギ	発生	詳細調査渓流
		1425	11	4318.18	129.5						

2．土石流流下渓流調査結果

2.1　概況と調査項目

1）代表渓流の概要

土石流が発生した 15 渓流の中から，以下に示す 4 渓流を代表渓流として選定し詳細調査を行った。表－2.1 に各渓流の諸元を示す。代表渓流の概略は次の通りである。

(1) 向垣外川（桜谷川）

向垣外川は桜谷川を支川に持つ渓流で，今回災害のあった笠置町周辺の調査地区内では規模の大きい渓流の 1 つである。また下流域へ与えた被害も大きい。被害の特徴は，花崗岩質礫による道路等構造物への被害が著じるしいことである。

(2) 水谷川

水谷川は隆起準平原部から，木津川に面する急傾斜にかけて流域を有する比較的大きい渓流である。このうち土石流被害が発生したのは，下流の急斜面部である。地質は古生層地域への花崗岩が貫入した地域であり，崩壊部などには亀裂に富んだ花崗岩が露出する。被害の特徴は，花崗岩巨礫による構造物への被害が大きいことである。

(3) 宮田川

宮田川流域の地質は古生層の変成岩よりなり，渓流には亀裂に富んだ基岩が露出している。土石流が道路まで流出したが，道路の損傷は小さかった。また，この流域には，災害以前に構造物が設けられておらず，土石流堆積物は乱されない状態で観察できる。

(4) 大切谷川

大切谷川流域の地質は，層状の片麻岩と古生層の変成岩よりなる。大切谷川の下流，谷の出口付近には砂防ダムが設けられており，土石流はこのダムにより完全に捕捉された。

2）調査項目

4 渓流について，下記の詳細調査を行った。

① 現地調査

(1) 縦断測量

(2) 横断測量

(3) 土石流通過痕跡調査

② 崩壊地調査

(1) 崩壊地平面形状測量，縦断測量

(2) 崩壊地周辺の土層断面スケッチ

(3) 粒度分布試験，単位体積重量試験用資料採取

(4) 立木密度測定

(5) せん断試験用資料採取

③ 土石流氾濫域調査

(1) 土砂堆積構造スケッチ

(2) 粒度分布試験

④ 土質試験

②で採取した資料について表－2.2に示す試験を行った。

表－2.1 代表渓流諸元表

渓流No.	渓流名	流域面積(km²)	起伏量比	渓床勾配	流路長(m)
7	向垣外川	0.638	0.247	0.254	1160
	桜谷川	0.274	0.258	0.270	1020
9	水谷川	0.658	0.228	0.214	1240
		0.183	0.342	0.390	500
11	宮田川	0.368	0.289	0.309	550
30	大切谷川	0.330	0.285	0.242	910

表－2.2 土質試験一覧

試験名	試験方法	数量
粒度分布試験	JIS A 1204	4崩壊斜面×2ピット×2試料 ＝16試料
比重試験	JIS A 1202	4崩壊斜面×3ピット ＝12試料
単位体積重量試験	釘打ち込み法	28試料
一面せん断試験	圧密定体積浸水，定体積せん断	4崩壊斜面×4ピット ＝16試料

2.2 向垣外川（桜谷川）

向垣外川は桜谷川を支渓にもつ渓流で，流域面積A＝0.638km²，流路延長L＝1,160mと，今回の調査地内では，規模の大きい渓流の1つである。桜谷川は，向垣外川の支渓であり，流域面積A＝0.274km²，流路延長L＝1,020mである。今回の詳細調査は，この桜谷川について行った。

木津川に面した斜面は急斜面で，その上部250～300mに平坦な隆起準平原を持つ。土石流の契機となった崩壊は，この遷急線付近で発生しており，崩土は急斜面を流下，谷の出口へと至った。谷の出口付近は，扇状地地形を呈しており，扇状地上で土砂は氾濫した。地質は，花崗岩地帯と古生層起源の変成岩地帯の接

触部に当たり，河道には数箇所の断層も観察されることから，桜谷川はこの断層に支配され発達した渓流と考えられる。

桜谷川の測点位置図を図－2.1に，侵食，堆積状況の観察平面図を図－2.2に示す。また，本流の縦断図を図－2.3に，支流の縦断図を図－2.4に示す。縦断図には，土石流の通過痕跡を併記した。

1）崩壊地部

(1) 本流源頭部S－1斜面

本流源頭部S－1斜面（図－2.2）の状況を写真－2.1に示す。崩壊斜面は，水平距離約23m，高低差約17m，最大幅約11mの規模である。崩壊下部の流下侵食部は，水平距離42m，高低差50mで，侵食され基岩が露出している。図－2.3に示すように崩壊部の勾配は33°～38°（平均36.5°）と比較的緩勾配であるのに対し，流下侵食部は40°～56°（平均46.6°）と崩壊部に比べて急勾配であり，崩壊は遷急線のすぐ上部で発生している。崩壊部のすべり面は円弧すべり型の形状を呈し，最大崩壊深は1.60mで，平均崩壊深は0.64m，崩壊土量は208.7㎥である。崩壊地の風化層厚は基岩が露出している箇所がないため2m以上と推定される。流下侵食部では測量結果より50㎝程度と推定された。

崩壊地上部と下部で採取した試料による粒度分布試験結果を図－2.5に，密度試験結果を図－2.6に示す。図－2.6の中で，ωn：自然含水比，γt：湿潤密度，e：間隙比である。また，図－2.6に土層断面の観察結果を併記して示す。崩壊地周辺の植生状況は，斜面の中腹から下部では樹齢15～20年の杉植林地である。上部はクヌギ等の広葉樹とカン木類が多く，所々に松が生えている。幹の直径と立木本数の関係を図－2.7に示した。立木密度は0.31/100（㎡/㎡）である。

一面せん断試験を行った結果は，C＝0.14kgf/㎠，φ＝45°である。

(2) 本流S－2斜面

本流S－2斜面（図－2.2）の状況を示したのが写真－2.2である。崩壊斜面は，水平距離約15m，高低差約13m，最大幅9.5m，平均勾配31°である。崩壊は，花崗岩基岩とその上部に堆積した崩積土の境界部で発生した表層剥離型の崩壊で，最大崩壊深は0.49m，崩壊土量は59.0㎥である。

崩壊地上部と下部で採取した試料による粒度分布試験結果を図－2.8に，密度試験結果を図－2.9に示す。土層断面の観察結果を図－2.9に併記して示す。崩壊地周辺は，クヌギ等の広葉樹，カン木類が植生する。幹の直径と立木本数の関係を図－2.10に示した。立木密度は0.20/100（㎡/㎡）である。

(3) 右支渓

右支渓の崩壊地の状況を写真－2.3に示す。右支渓の崩壊地の規模は，水平距離で約10m，高低差約7m，最大幅11mである。平均勾配は，36.4°である。崩壊地下流の侵食域は，水平距離109.2m，勾配は12.6°である。

2）土石流流送部

(1) 本　流

本流の土石流流送部は，礫が堆積している上流部と，侵食により基岩が露出している下流部とに分けられる。上流部は，水平距離152.3m，平均渓床勾配19.5°である。上流より流下してきた礫径20～30㎝のものが主に停止している。礫質は，変成岩質のものが大部分を占める。下流部は，水平距離

270.2 m，平均渓床勾配 12.9°である。河床には，花崗岩の基岩が露出し，礫はほとんど残っていない。右支渓合流部付近の勾配は約10°である。

(2) 右支渓

土石流流送部は，侵食域下端の勾配変化点から本流との合流部までの区間である。水平距離は 288.2 m，平均渓床勾配 20.8°である。土石流流下後の状況を写真－2.4 に示す。渓床には，基岩が露出している。

3）堆積部

堆積部は，本流と支流の合流点下流にある治山谷止工から府道までの水平距離で 240 m である（写真－2.5）。平均渓床勾配は 10.3°である。流下土砂は，主に右岸の水田上に氾濫堆積する一方，河床は侵食されており，花崗岩の基岩が露出する。

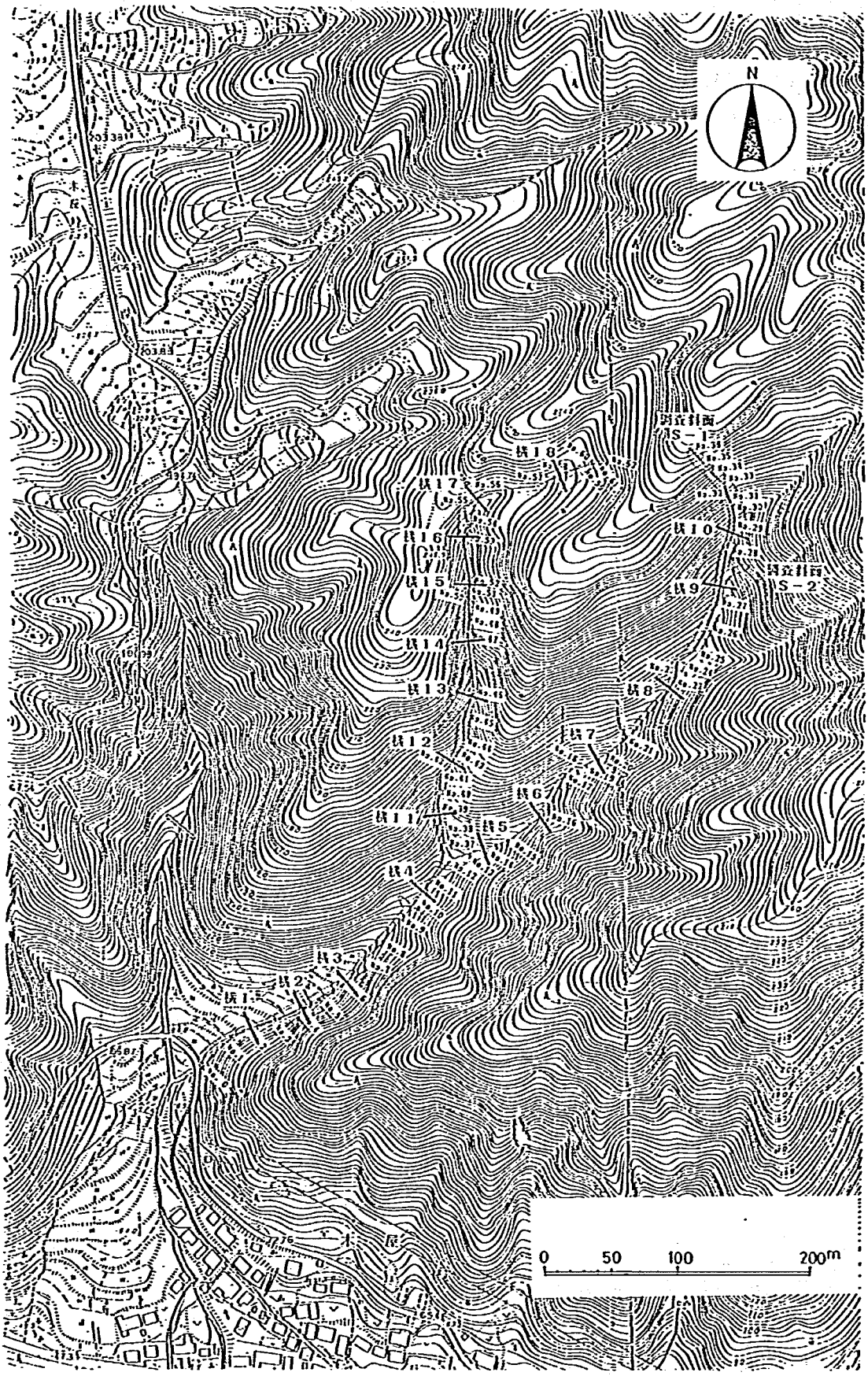
4）土石流氾濫域

土石流の氾濫域の平面図を図－2.11に，縦断図を図－2.12に示す。土石流の氾濫域は，向垣外川，桜谷川合流点付近から始まり木津川へと至る区間である。この区間は，規模の小さな扇状地地形を呈しており，大部分が棚田として利用されていた。現地における観察では，向垣外川本流の土砂は，ほとんどが既設砂防ダムで停止しており，氾濫した土砂の大部分は桜谷川より流下してきたものである。

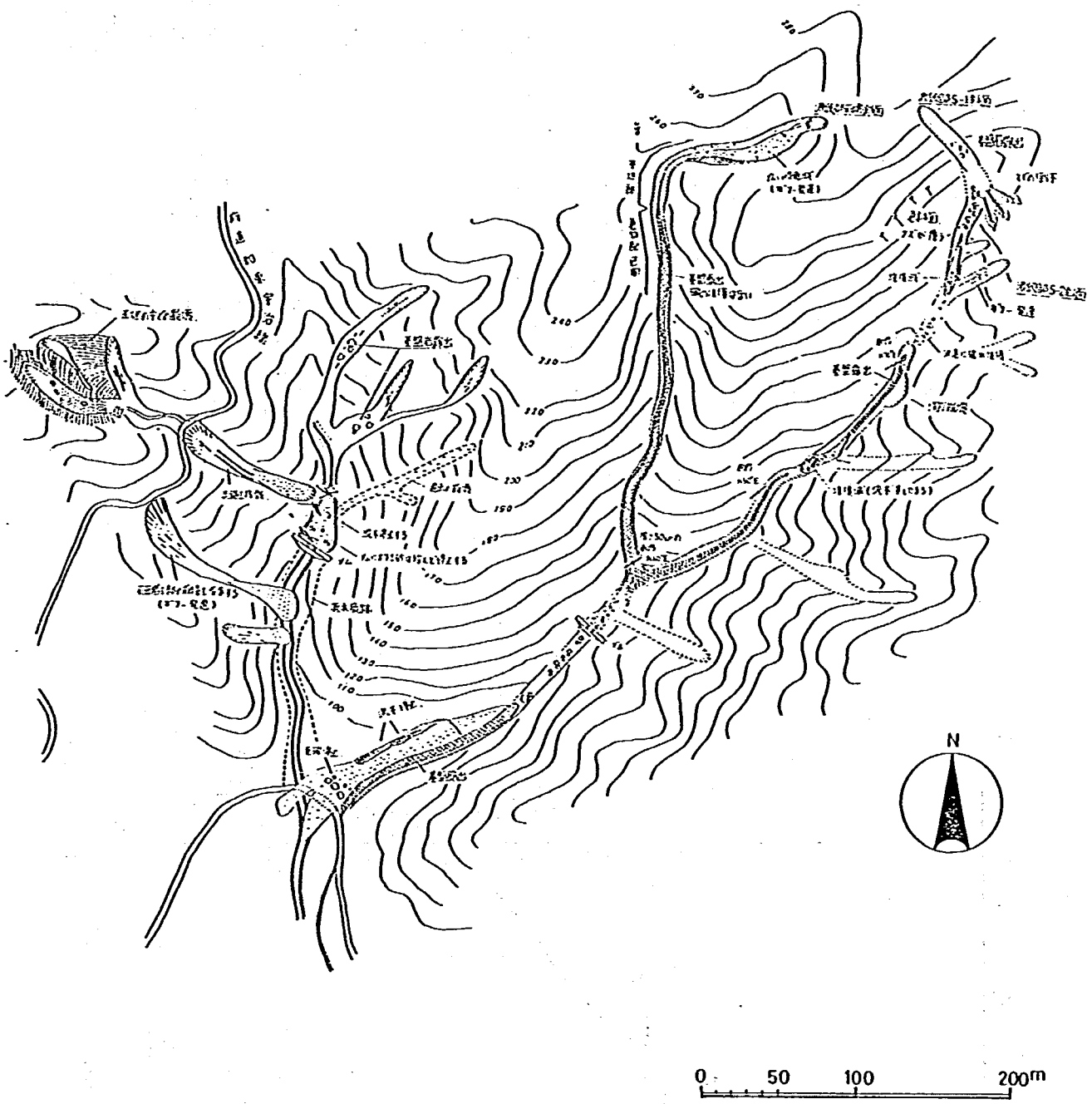
桜谷川の治山ダムより，向垣外川の合流点までの区間は，流木，土砂が右岸側の棚田に堆積している。左岸側は山際に沿って流れるため土砂の堆積はなく，河道は侵食されており花崗岩基岩が露出する。今回の土砂は，旧土石流堆積部の上に堆積しており，その境界は明確でないものの50～60cmの層厚である。土砂は，木片根系類を多く含み，径20～30cmの礫を多量に含んでいる。また，径 1.5 ～ 2 m の花崗岩の礫が点在するが，これらは，土砂に埋もれたような感じではなく，堆積土砂の上に載っている。

合流点付近で流路は，府道をカルバートにより流下するようになっていた。しかし，土石流の流量が排水能を上回っていたことと，流路が屈曲していたことにより，道路上にオーバーフローし，府道の下流法面を大きく侵食した。

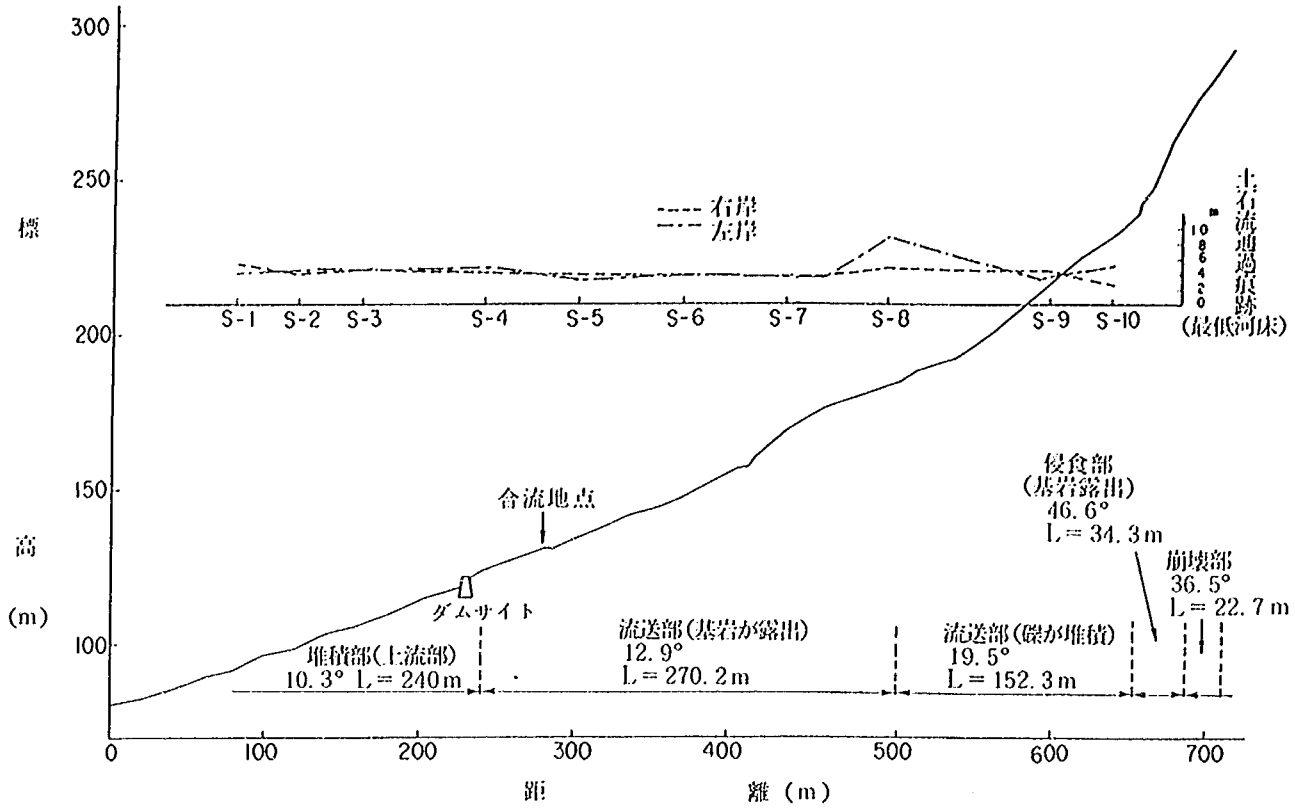
合流点付近は，地形が緩勾配になる勾配変化点であり，かつ，流路が左にカーブしている。このため土砂は，この合流点付近に堆積しており，堆積深は最大 2 ～ 3 m厚に達し，府道に続く生活道に大きな被害を与えた。合流点より下流では，土砂は流路工内に主に堆積しており，所々で流路工を閉塞するように停止している。このため土砂は流路工外に溢れ出し，流路工沿いの人家に被害を与えている。特に右岸側は左岸側に比べて低いため，土砂が右岸側に多量に氾濫し，家屋 1 棟を全壊した。



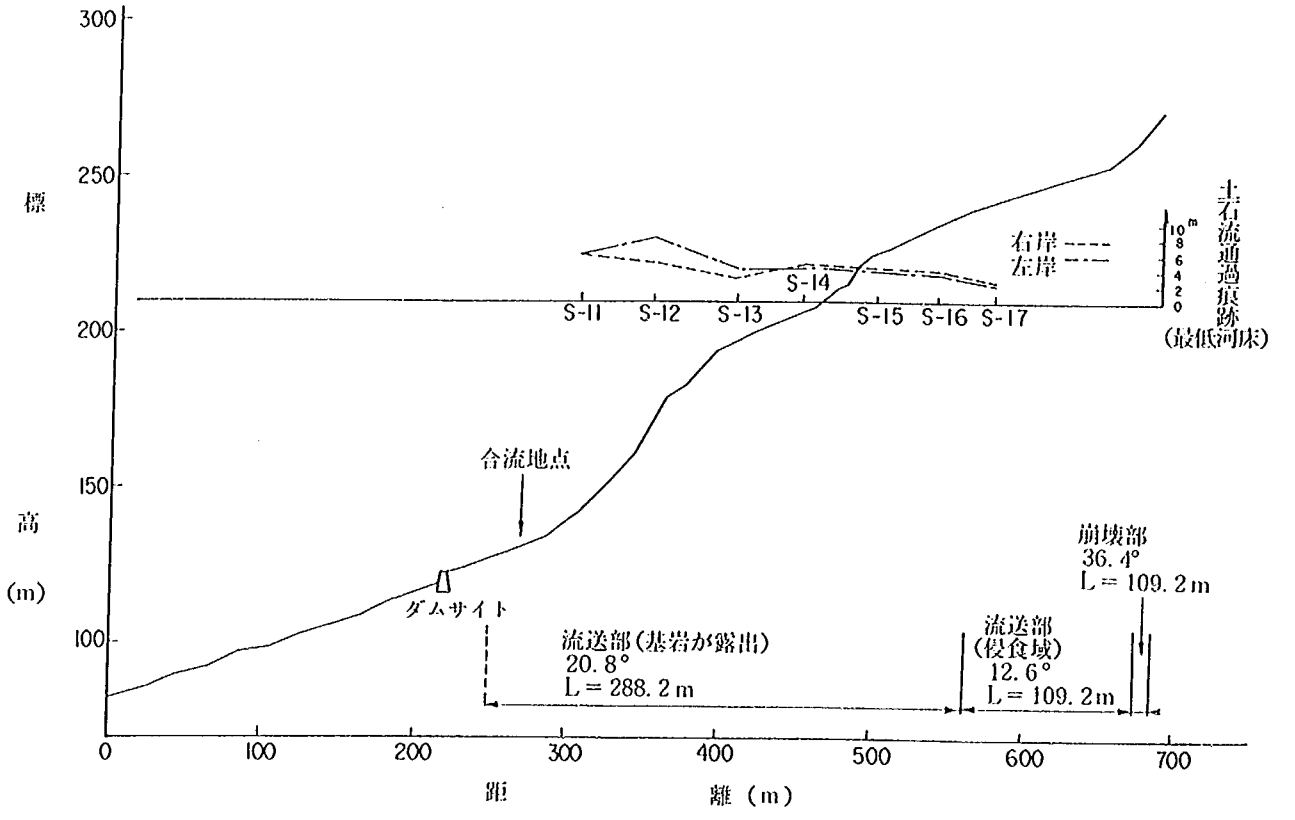
図－2.1　桜谷川測点位置図



図－2.2　向垣外川観察平面図

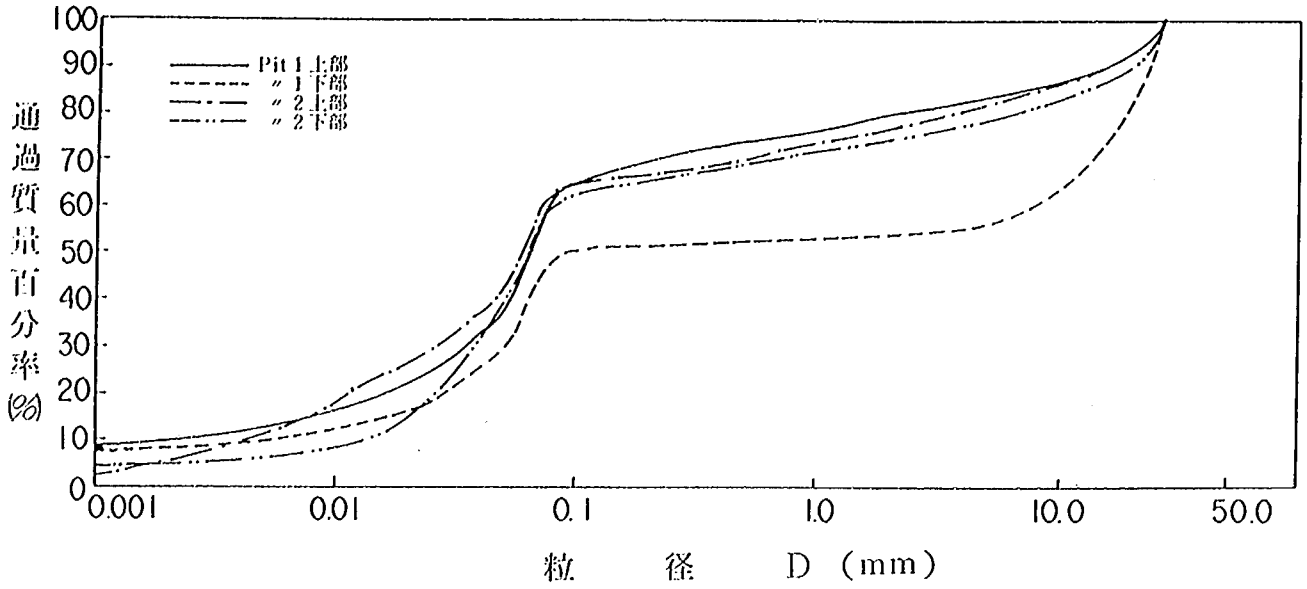


図－2.3　桜谷川本流縦断図

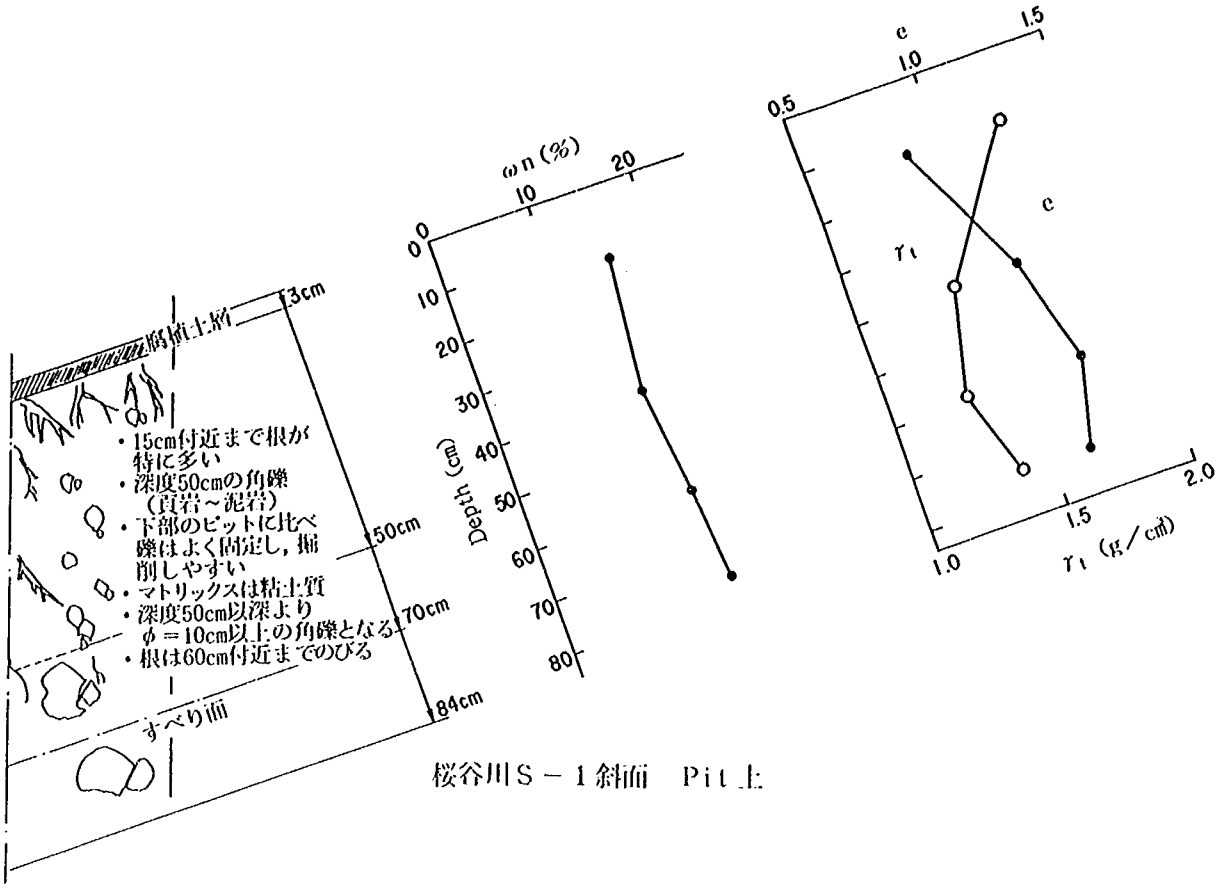


図－2.4　桜谷川支流縦断図

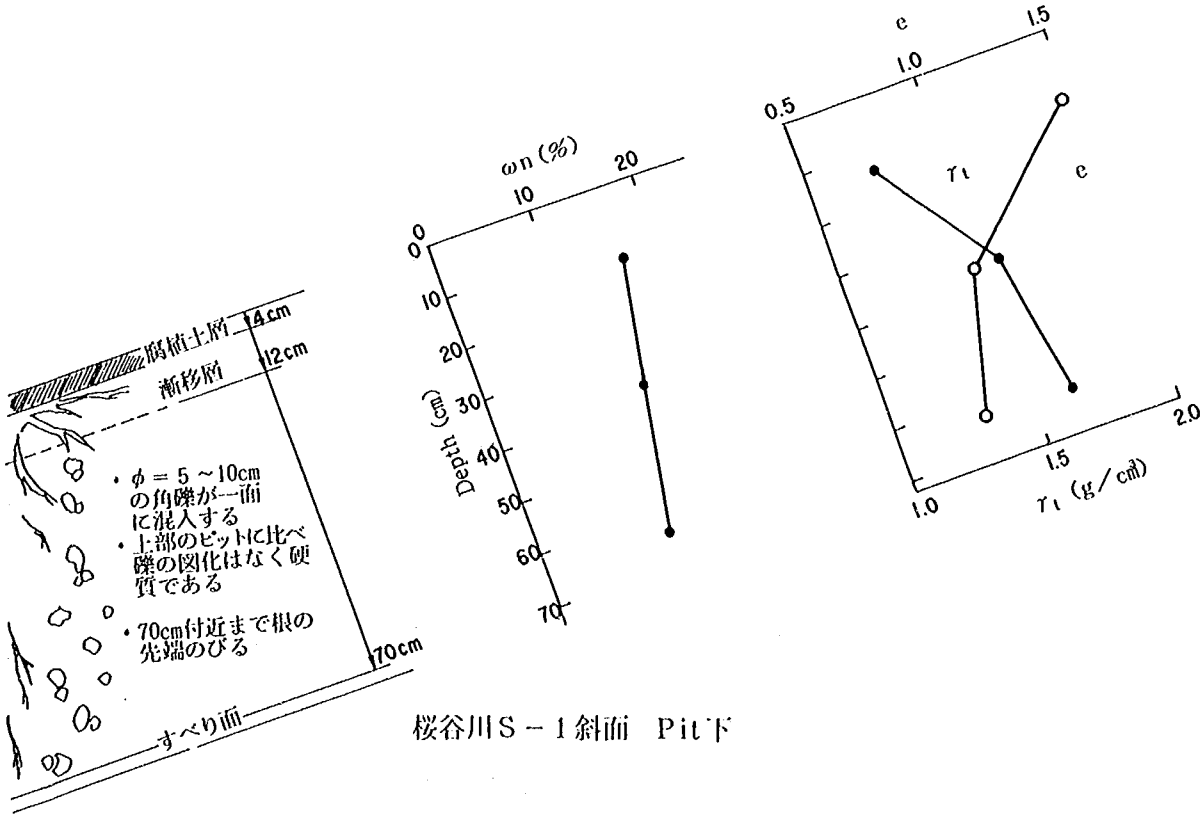
写真－2.1　桜谷川（S－1斜面）



図－2.5　S－1斜面粒度試験結果

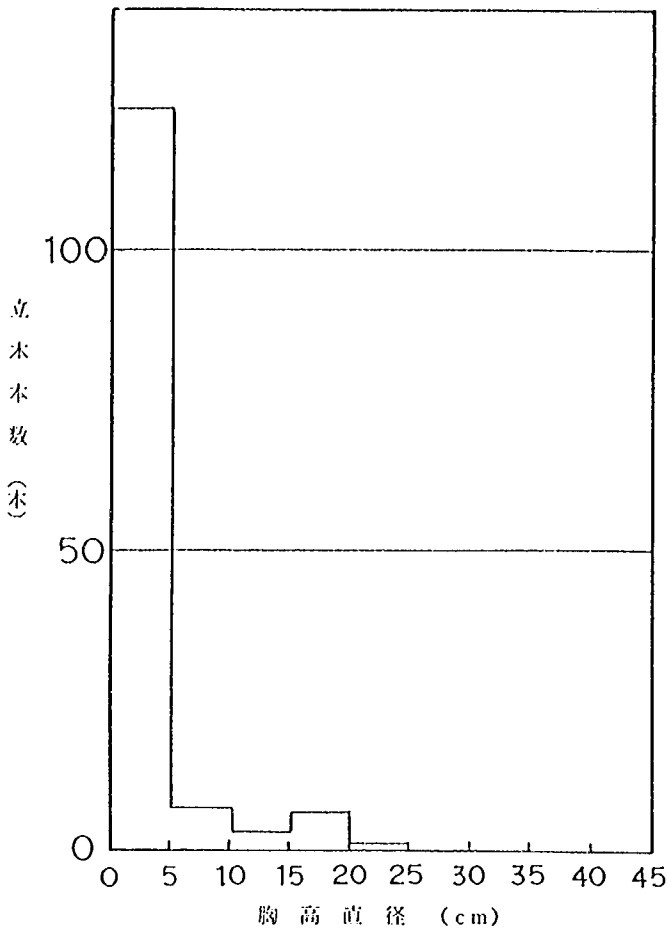


桜谷川S－1斜面　Pit上

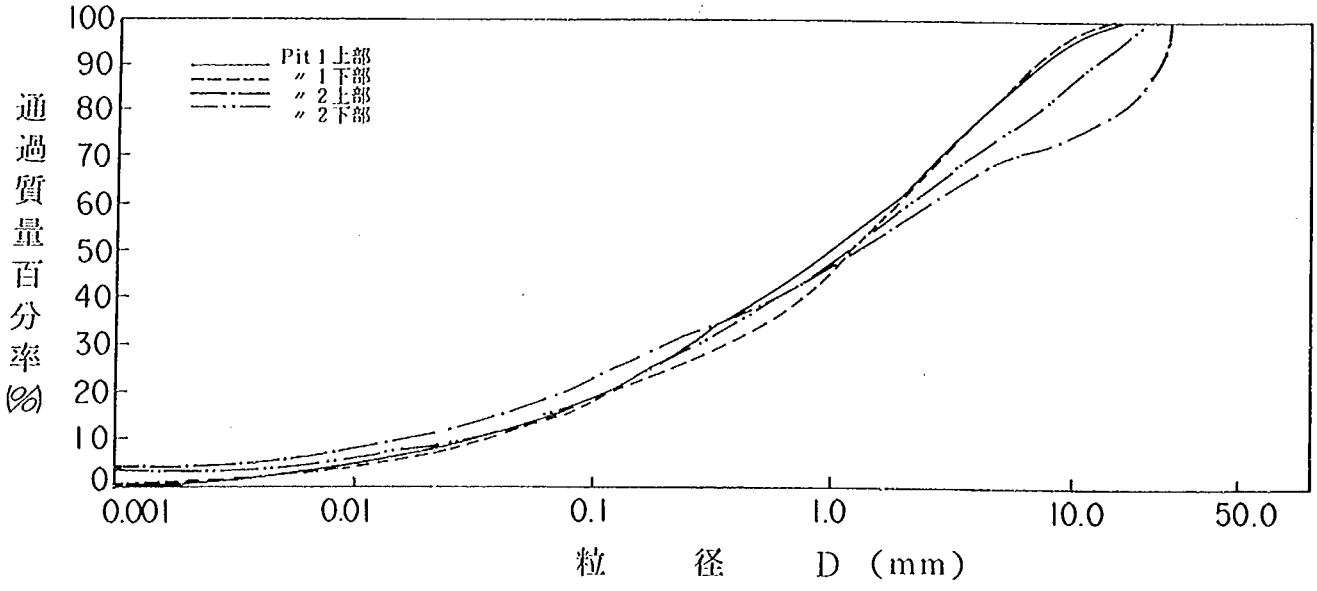


桜谷川S－1斜面　Pit下

図－2.6　土層断面図及び密度試験結果

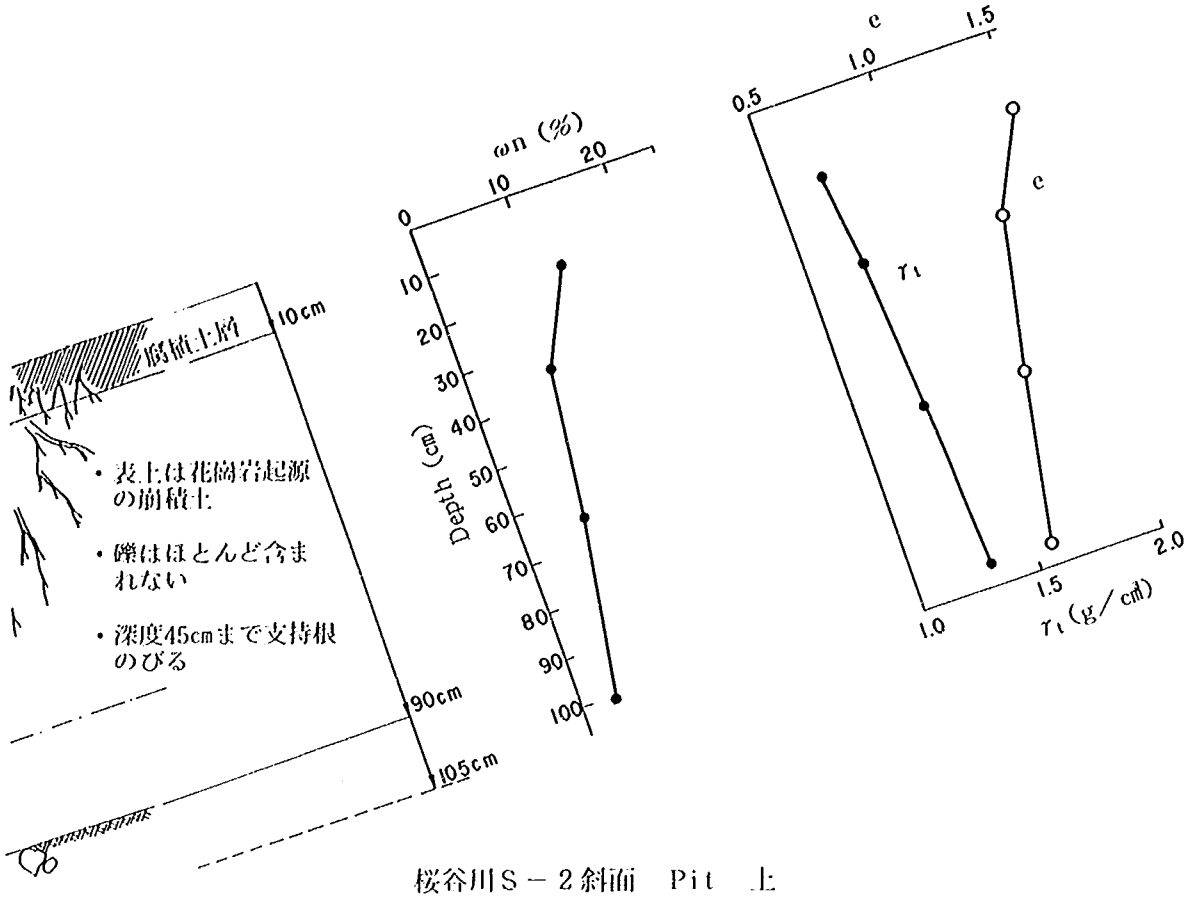


図－2.7　S－1斜面植生状況

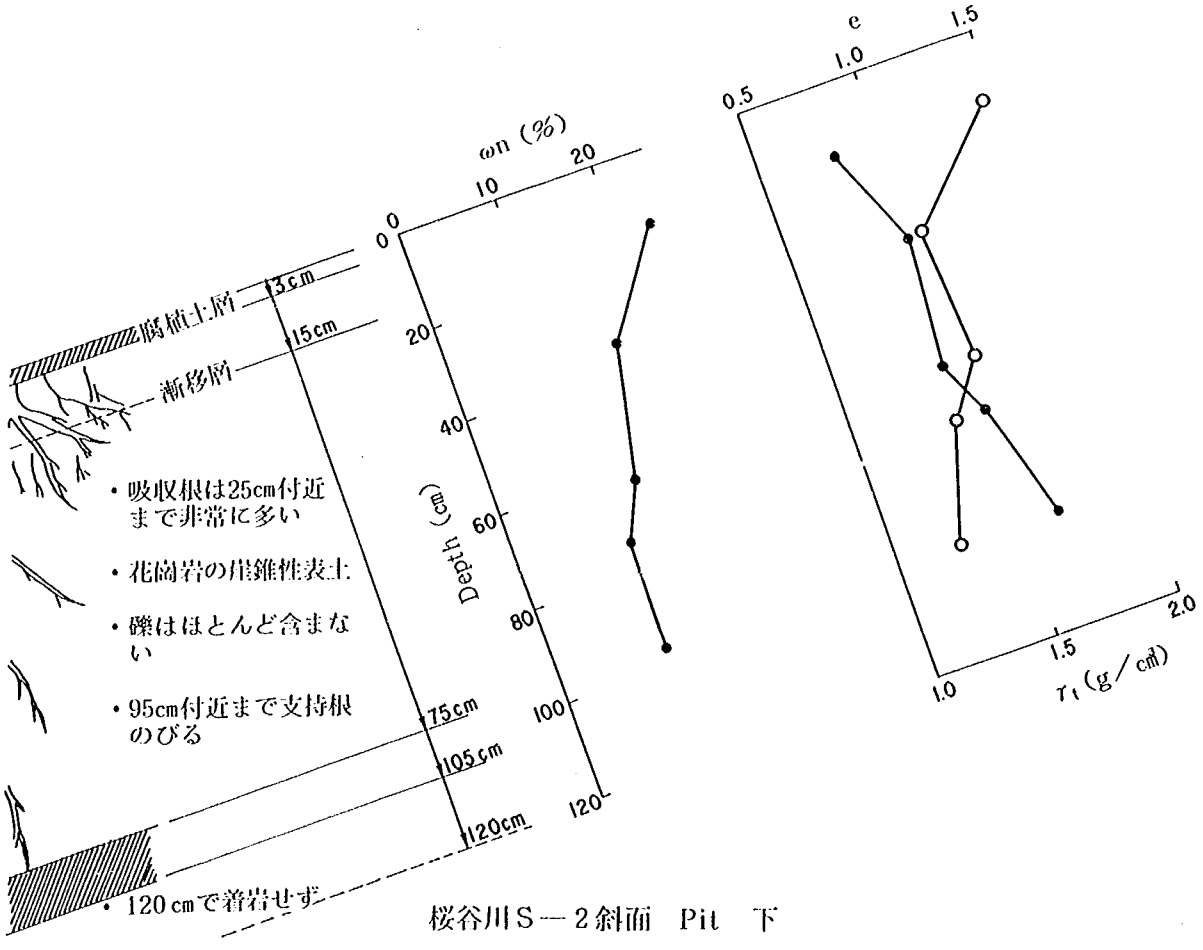


図－2.8　S－2斜面粒度試験結果

写真－2.2　桜谷川（S－2斜面）



桜谷川S－2斜面　Pit　上



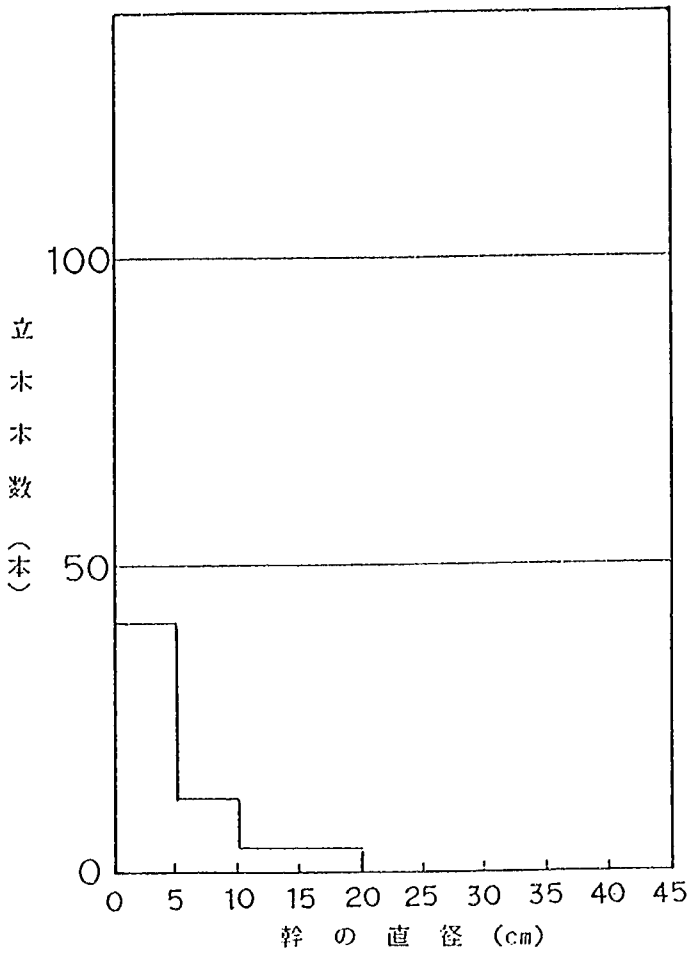
桜谷川S－2斜面　Pit　下

図－2.9　土層断面図及び密度試験結果

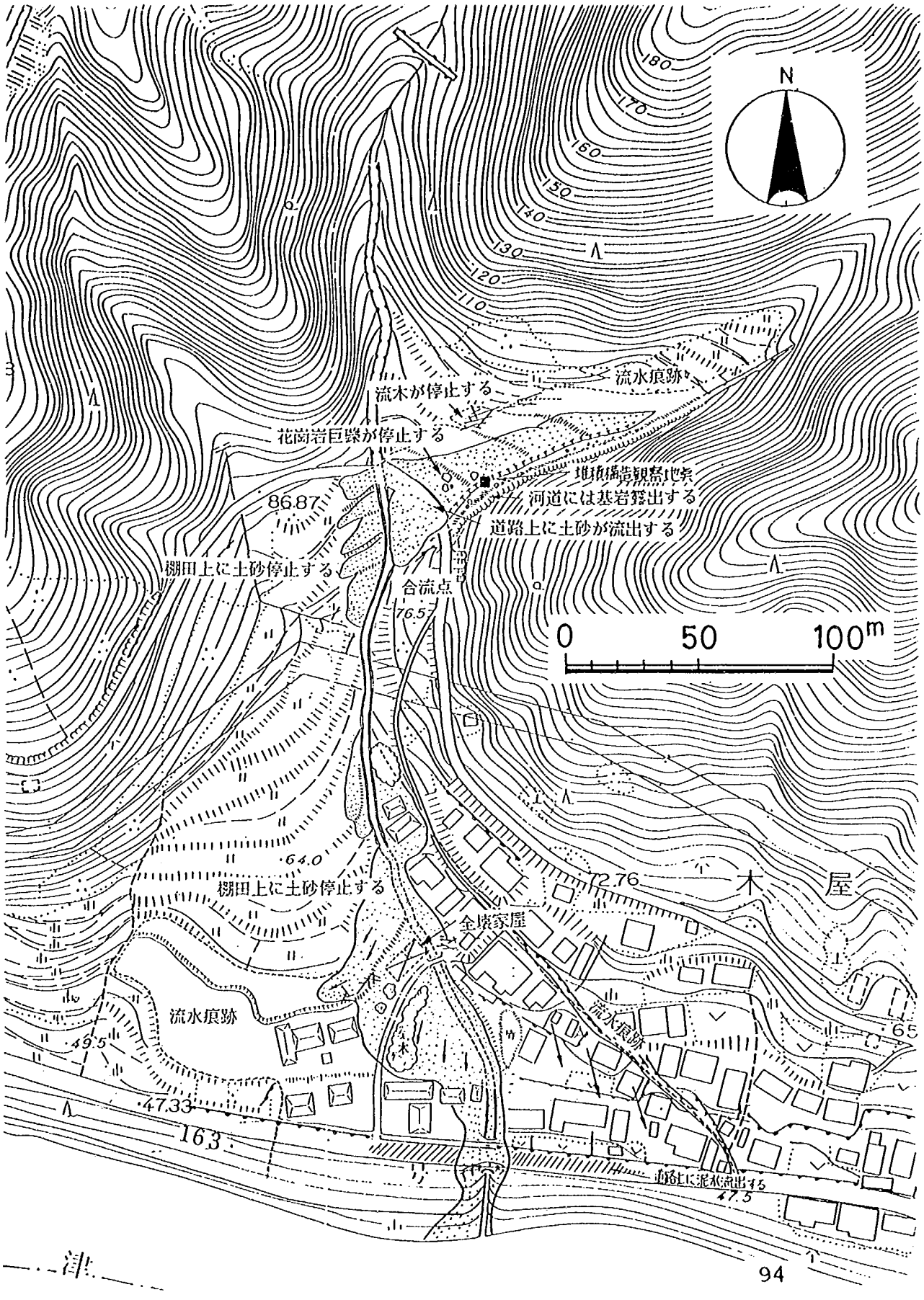
写真－2.3　桜谷川支流

写真－2.4　桜谷川土石流流送部

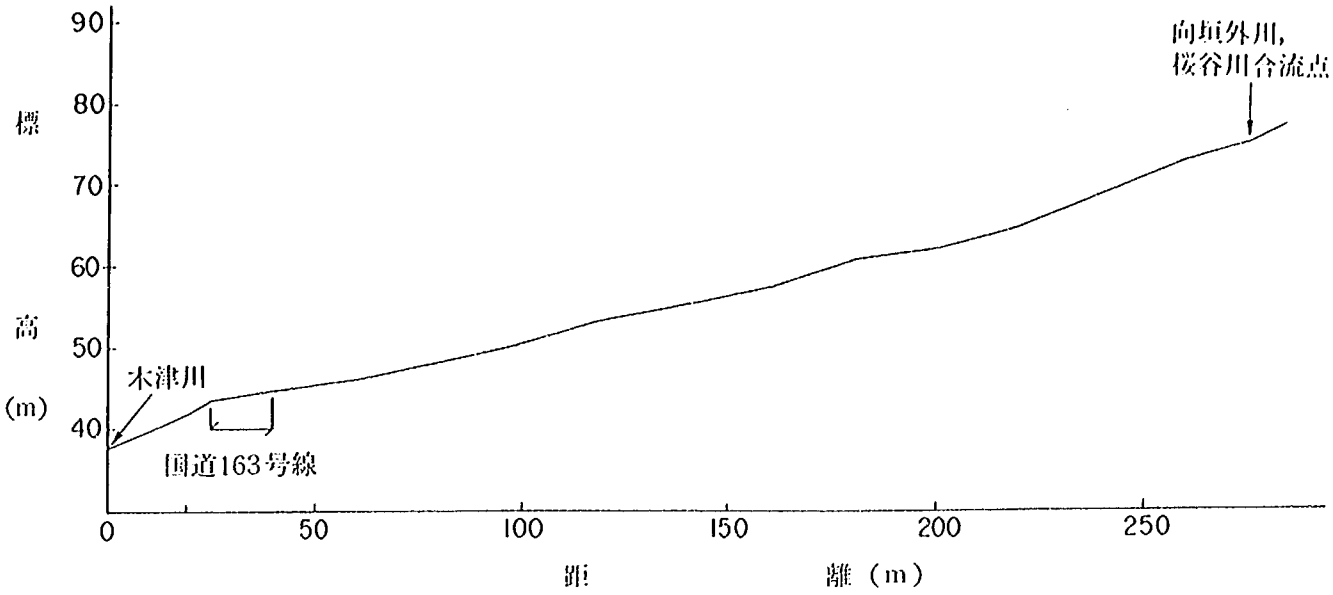
写真－2.5　桜谷川堆積部



図－2.10　S－2斜面植生状況



図－2.11　桜谷川氾濫域観察平面図



図－2.12　桜谷川氾濫域縦断図

2.3　水 谷 川

水谷川は，隆起準平原上部から木津川に面する急斜面にかけて発達した流域で，本調査域内では規模の大きな方である。流域面積A＝0.658 k㎡，流路延長L＝1,240mである。このうち崩壊が発生し土石流となったのは，遷急線付近から急斜面にかけてであり，この部分の流域面積は0.183 k㎡，流路長は500mである。土石流は急斜面を流下し，下流に設けられていた治山ダム，流路工等に被害を及ぼした。水谷川の測点位置図を図－2.13示す。侵食，堆積状況の観察平面図を図－2.14に，縦断図を図－2.15に示す。

1）崩壊地部

土石流の起因となった源頭部崩壊は，標高230mの付近で発生した。崩壊地の状況を写真－2.6に示す。崩壊の規模は，水平距離約12m，高低差約12.5m，最大幅11.5mである。平均勾配は46.0°と急斜面である。崩壊地面には花崗岩基盤が露出している。崩壊は，表層剥離型のもので平均崩壊深は0.45m，最大崩壊深は0.83mである。崩壊した土砂は，崩壊地下部の急斜面（平均勾配39.7°）を流下し，表土を侵食した。この部分の規模は水平距離約14m，高低差約12m，最大幅10mである。

2）土石流流送部

土石流の流送部は，崩壊地下部から治山ダム上流までの区間（水平距離で65m）である。この流送部は，崩土が若干堆積している上流の区間（測点No.15～No.13）と，侵食により基岩が露出する下流の区間（測点No.13～No.9）とに分けられる。

上流区間は水平距離27.3m，平均勾配25.4°である。この区間では，表土層が侵食されており，基岩は，ガリ低部において確認できる。流下幅は，上部で6m，下部で10～12mである。侵食深は最大で150cm，平均50～70cmと推定できる。流下部周辺には，土石流の通過痕跡はほとんど確認できず，倒木

も少ない。

下流区間は水平距離53.5m，平均勾配39.6°と，上流区間に比べ15°前後勾配が急である。表土は侵食，流出してしまっており，花崗岩基岩が露出している。この付近に礫は停止していない。

3）ダム上流の堆積部

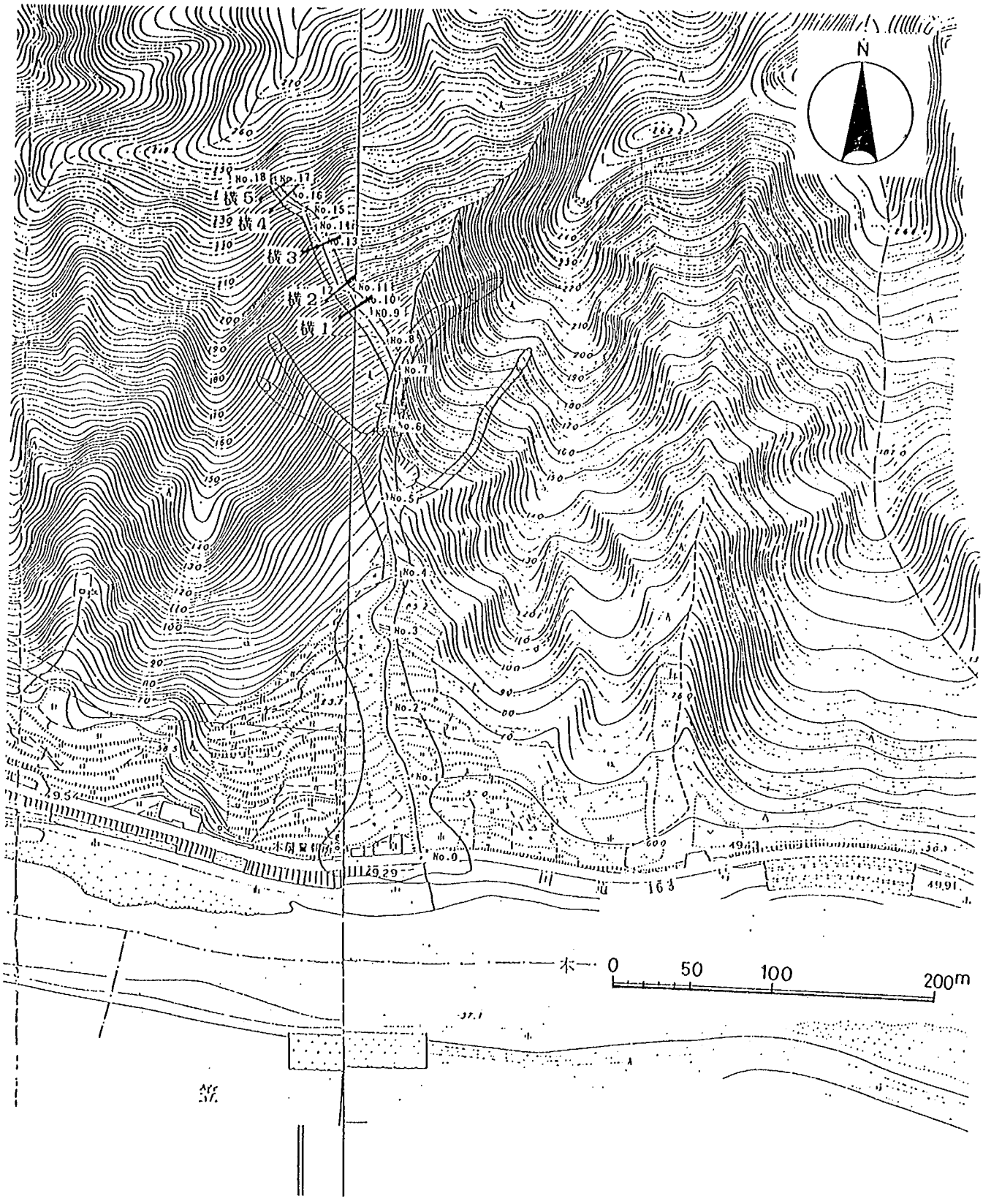
ダム上流の堆積部は，測点No.9～No.6までの水平距離124.2m，高低差46.5mの区間である。これらの礫は，左支流より流出してきたものが多いようである。土砂は，下流に流出して，礫のみが残っている。

4）土石流氾濫，堆積部

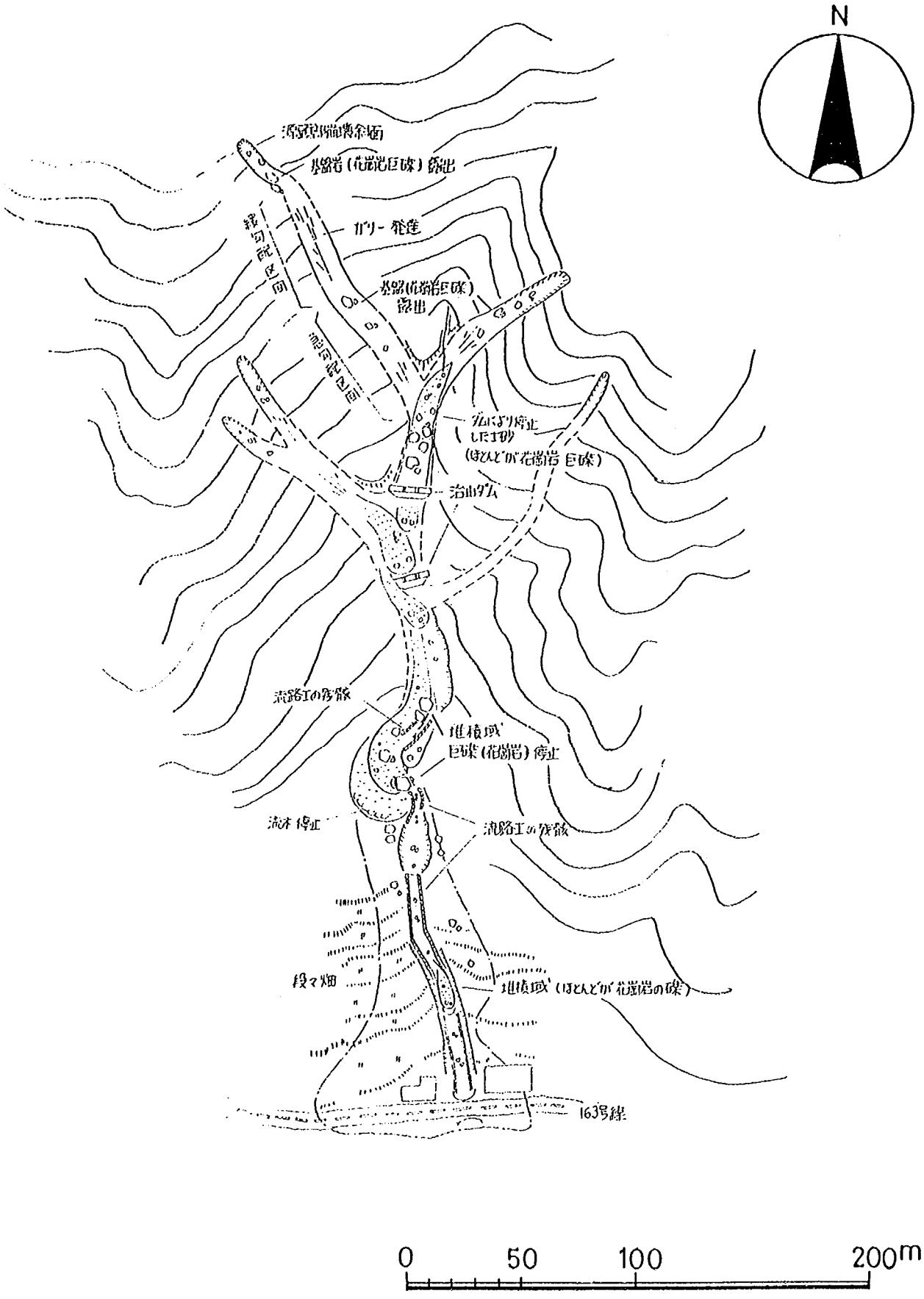
土石流の堆積部（写真－2.7）は，測点No.6の治山ダムから国道163号線までの水平距離約300m，高低差約60m，渓床勾配11.1°の区間である。上流から流下した土砂は，測点No.5の治山ダムの袖を乗り越え下流に流出している。このダムの下流にある流路工は，土砂堆積による埋没，破壊を受けている。

このダムの下流にある流路工は，土砂堆積による埋没，破壊を受けている。被害を受けたのは湾曲部で，土石流は直進している。また，土石流は護岸背後を流下し，棚田を大規模に侵食した。この湾曲部に堆積した土石の中には，最大径が200cmにも達する礫がある。また，細粒土砂は洗い流されており，この付近ではみられない。

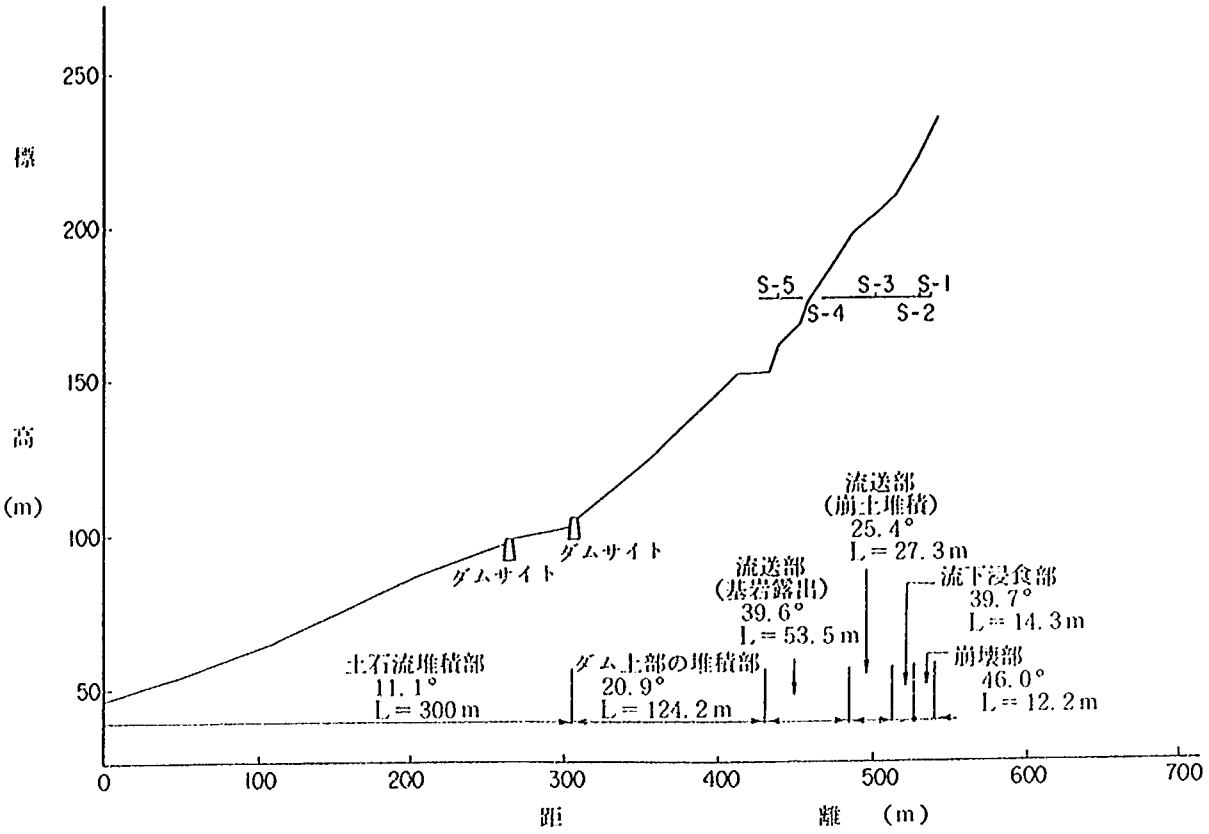
流路工，棚田上を流下した土砂は，国道沿いの倉庫一棟を半壊させ木津川に流下した。流路工外に氾濫した土砂は，ほとんどこの倉庫によりせき止められた。



図－ 2.13　水谷川測点位置図



図－ 2.14　水谷川観察平面図



図－2.15　水谷川縦断図

写真－2.6　水谷川源頭部

写真－2.7　水谷川堆積部

2.4 宮田川

宮田川は，流域面積A＝0.368 k㎡，流路延長L＝550mの渓流で，周辺の地質は古生層の変成岩よりなる。宮田川の測点位置図を図－2.16に，観察平面図を図－2.17に，縦断図を図－2.18に示す。

1）崩壊地部

(1) 源頭部の崩壊地

源頭部の崩壊は，標高240m付近で発生する。崩壊の規模は，水平距離11m，最大幅5.5mと小規模である。勾配は35.5°，平均崩壊深は0.54m，最大崩壊深は1.40mである。崩壊土量は，32.0㎥である。崩壊地周辺は古生層の変成岩基盤の上に表土層が厚く分布しており，すべり面はこの境界部で発生している。崩壊土砂は，下流斜面に一時堆積し，その後の流水によって土石流化して流下したようである。

(2) 上流部M－1斜面

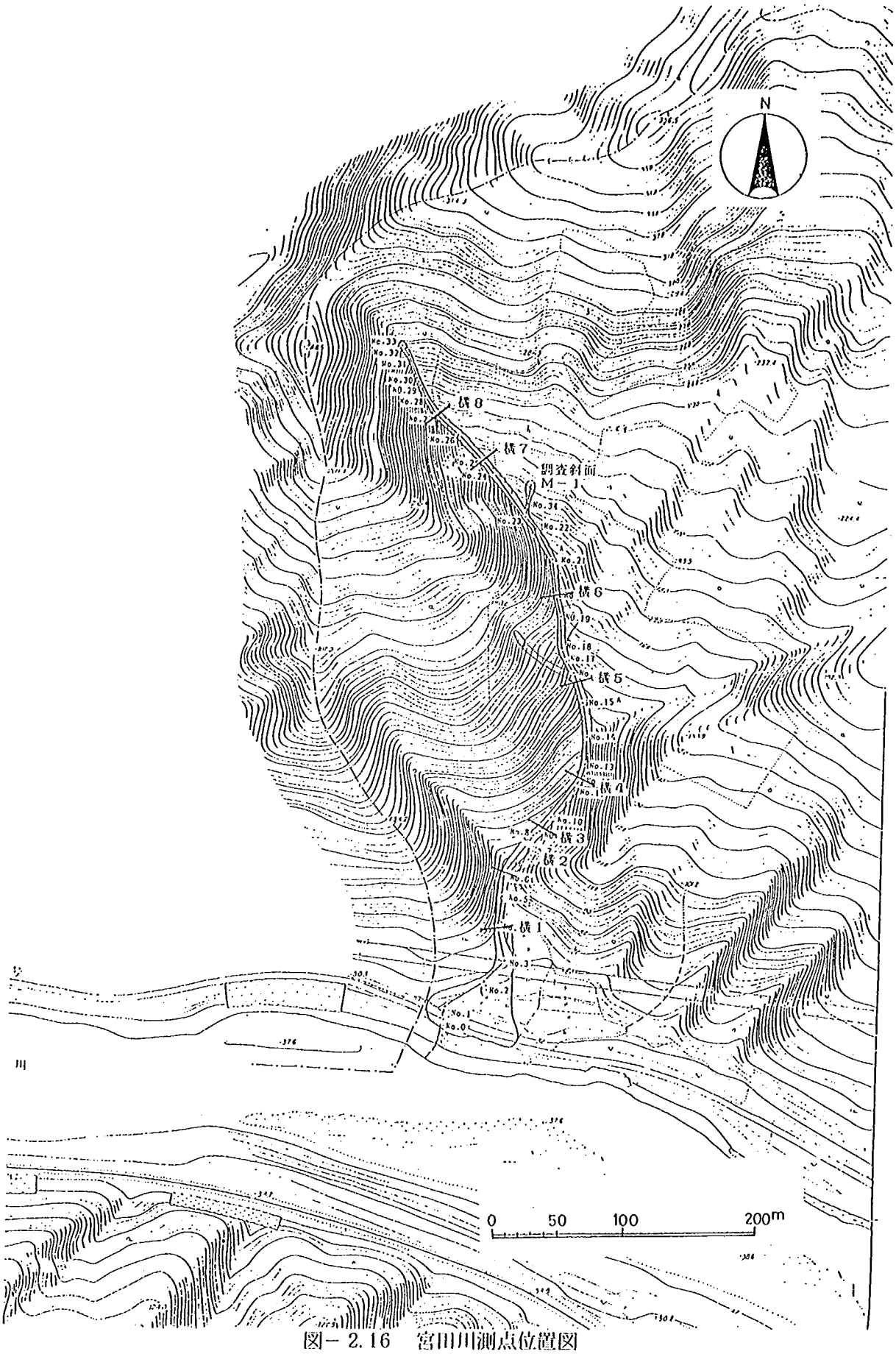
M－1斜面の状況を写真－2.8に示す。崩壊地の規模は，水平距離約11m，高低差約8m，最大幅7.5mである。崩壊土砂は15m流下し，宮田川本流と合流する。崩壊地の平均勾配は33.5°である。斜面下部は約20°と緩勾配，斜面上部は約60°ときりたっている。崩壊深は平均で0.60m，最大で1.2mである。崩壊土量は，36.0㎥である。

土層断面図と密度試験結果を図－2.19に，粒度分布試験の結果を図－2.20に示す。斜面上部に露出する基岩は亀裂が多く，水がしみ出ている箇所やパイピング孔が観察できる。崩壊周辺の植生は，樹齢が10～15年と推定される杉の植林地である。下草，カン木類はほとんど分布していない。杉の胸高直径は5～15cmで，立木密度は，0.31/100（㎡/㎡）である。

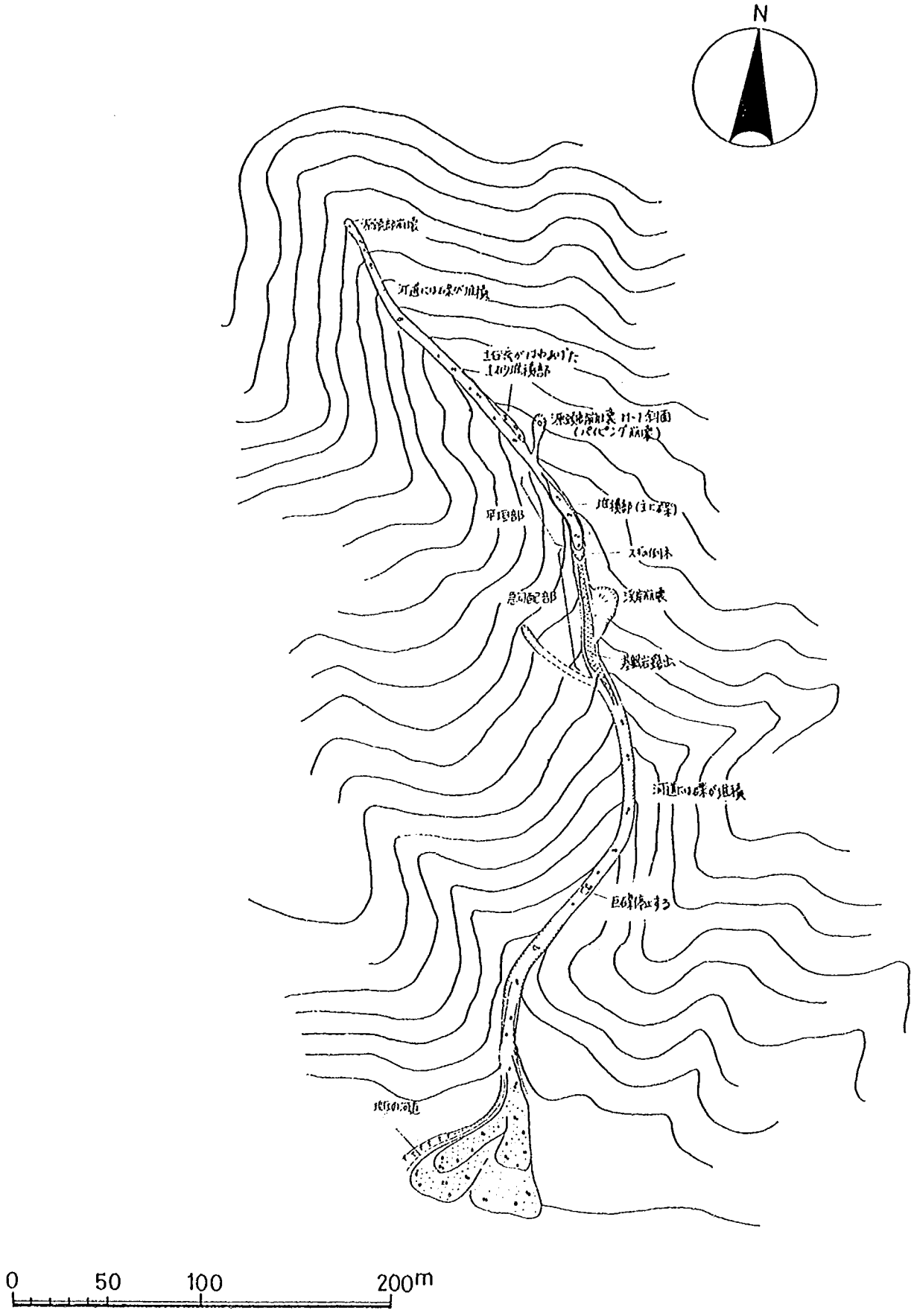
一面せん断試験の結果は，C＝0.04kgf/c㎡，ϕ＝46°である。

2）土石流氾濫域

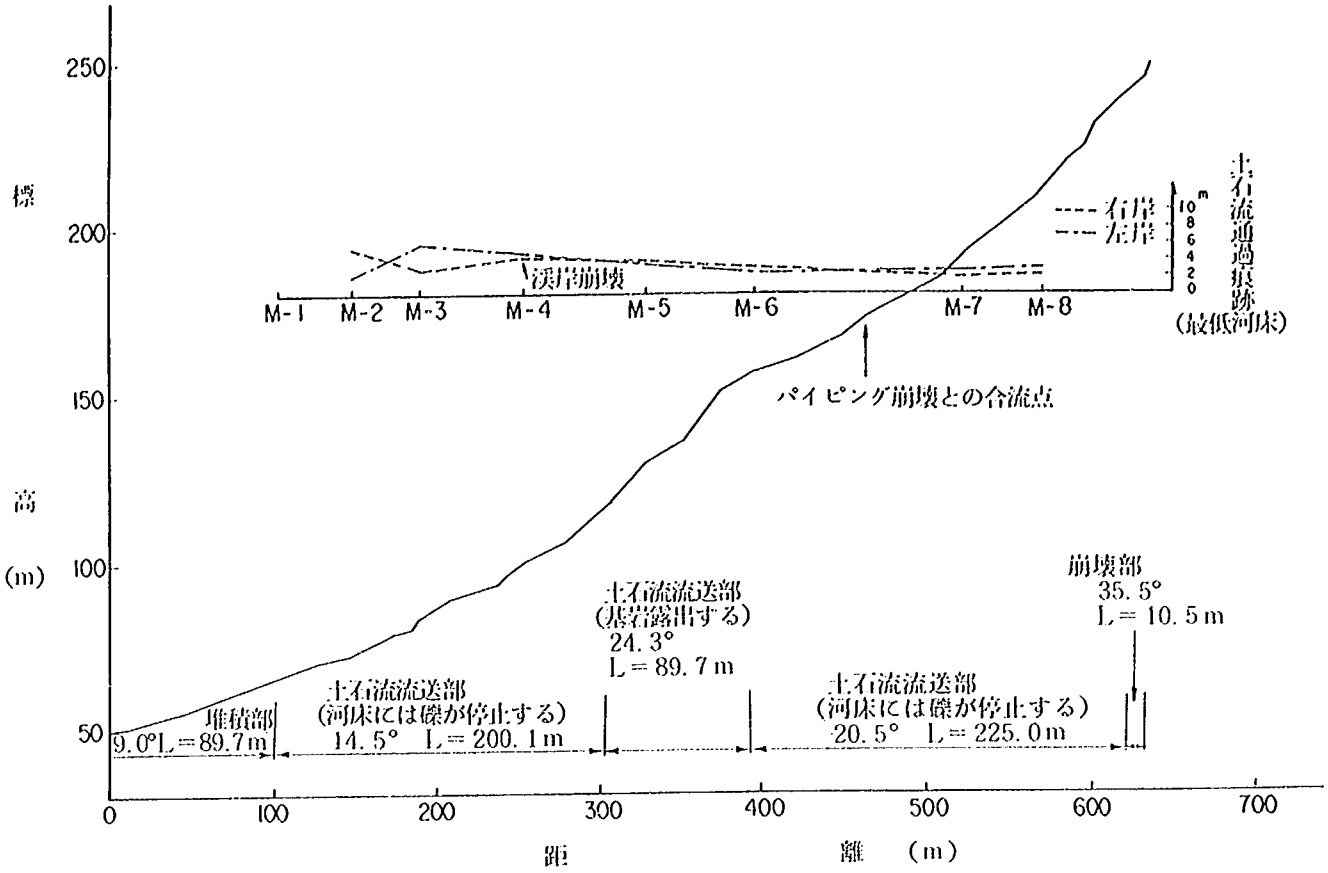
氾濫域の観察平面図を図－2.21に示す。宮田川における土石流の氾濫は，土石流の規模が小さかったことと，扇状地の発達がよくないために，向垣外川氾濫域のように拡散しておらず，土砂は川沿いに堆積し，下流の道路等に与えた被害は小さい。氾濫域の堆積断面図を図－2.22に示す。表面部は，細粒分が洗い流され，粗粒礫が多い。表面より10～20cm下部では砂分が多く，深度を増すにつれて20～30cm径の礫が多くなる。堆積している礫は，古生層変成岩質である。粒度試験結果を図－2.23に示す。



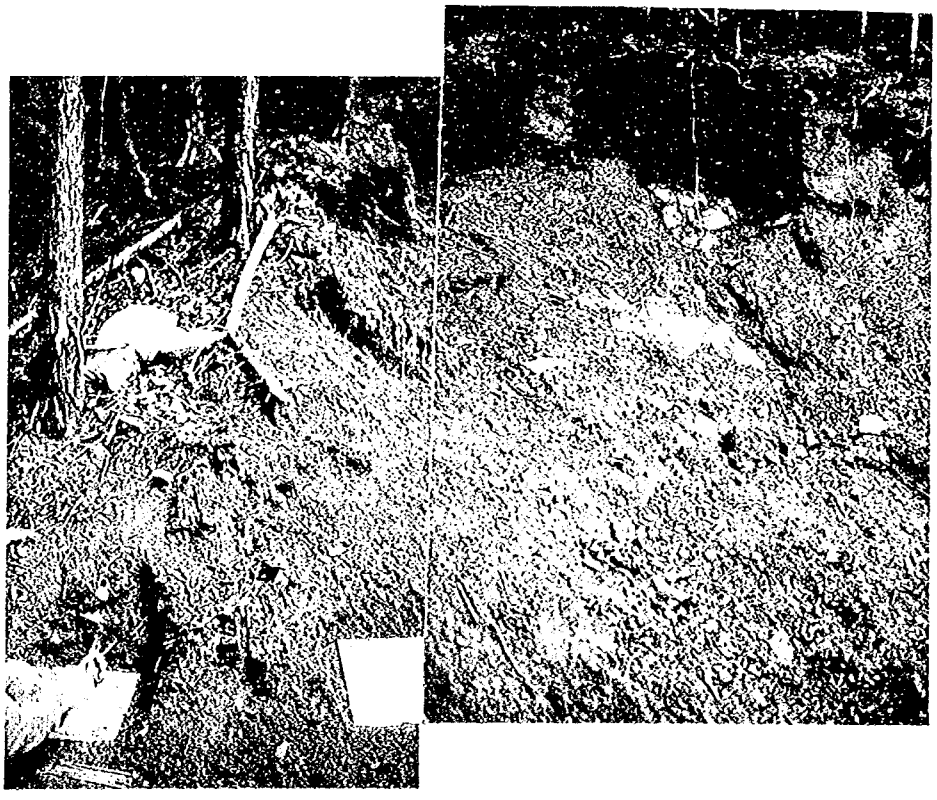
図－2.16　宮田川測点位置図



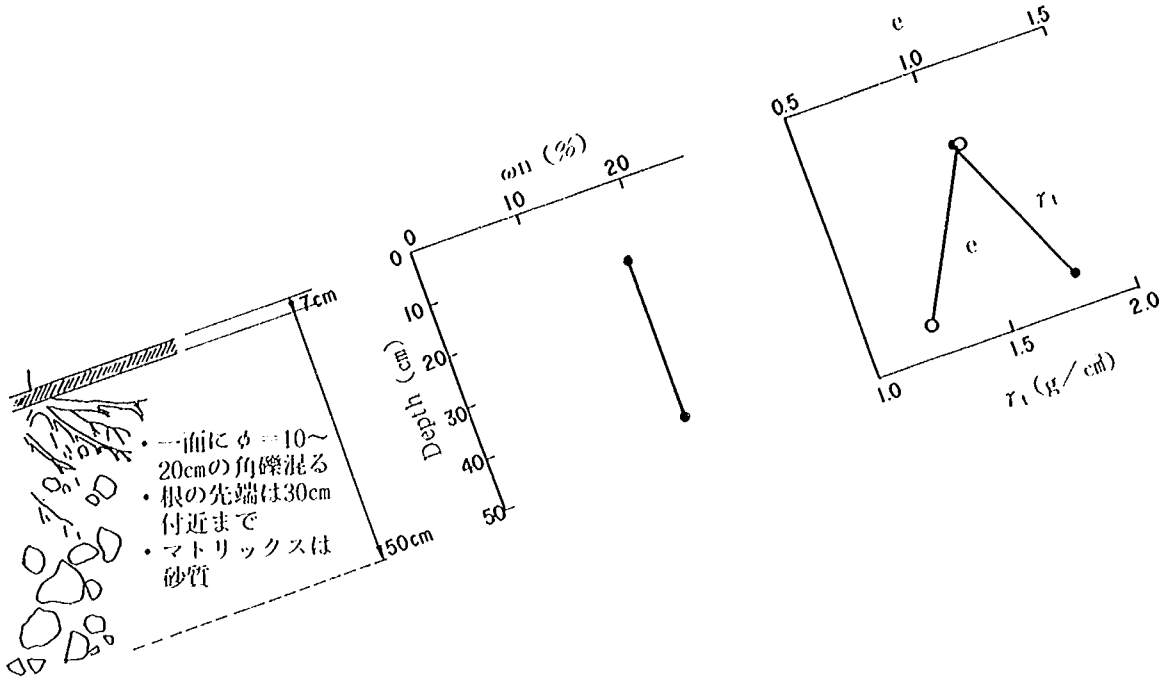
図－2.17　宮田川観察平面図



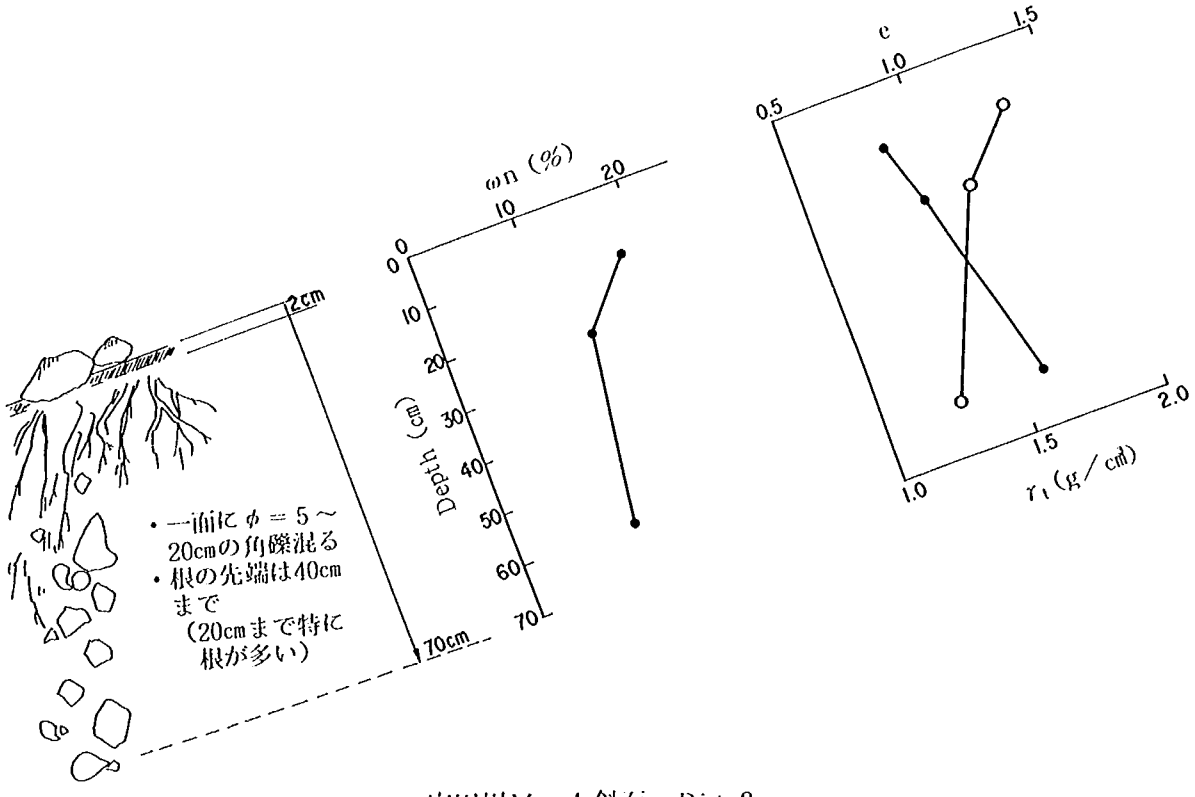
図－2.18　宮田川縦断図



写真－2.8　宮田川（M－1斜面）

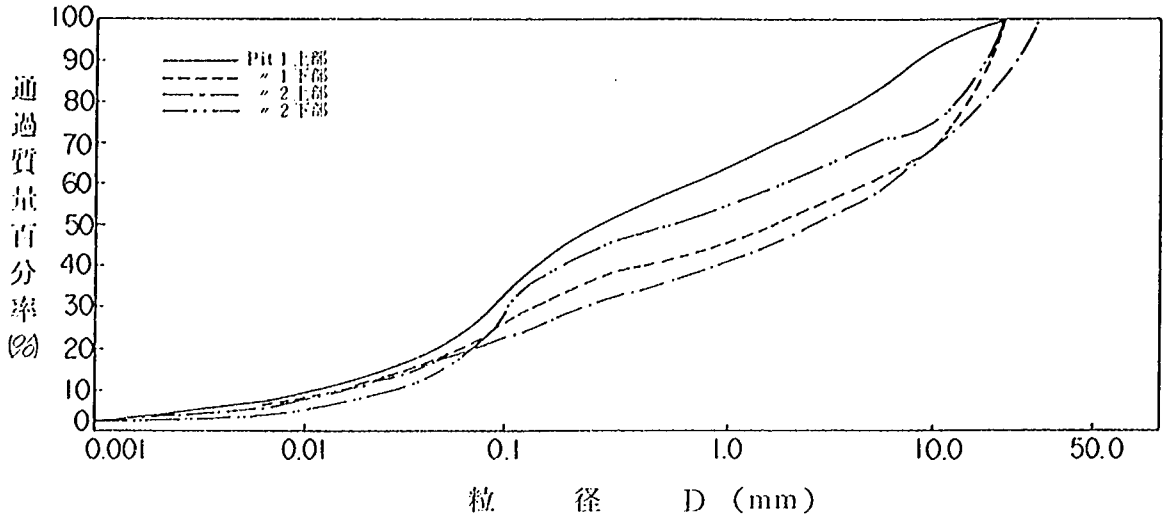


宮田川M－1斜面　Pit 1

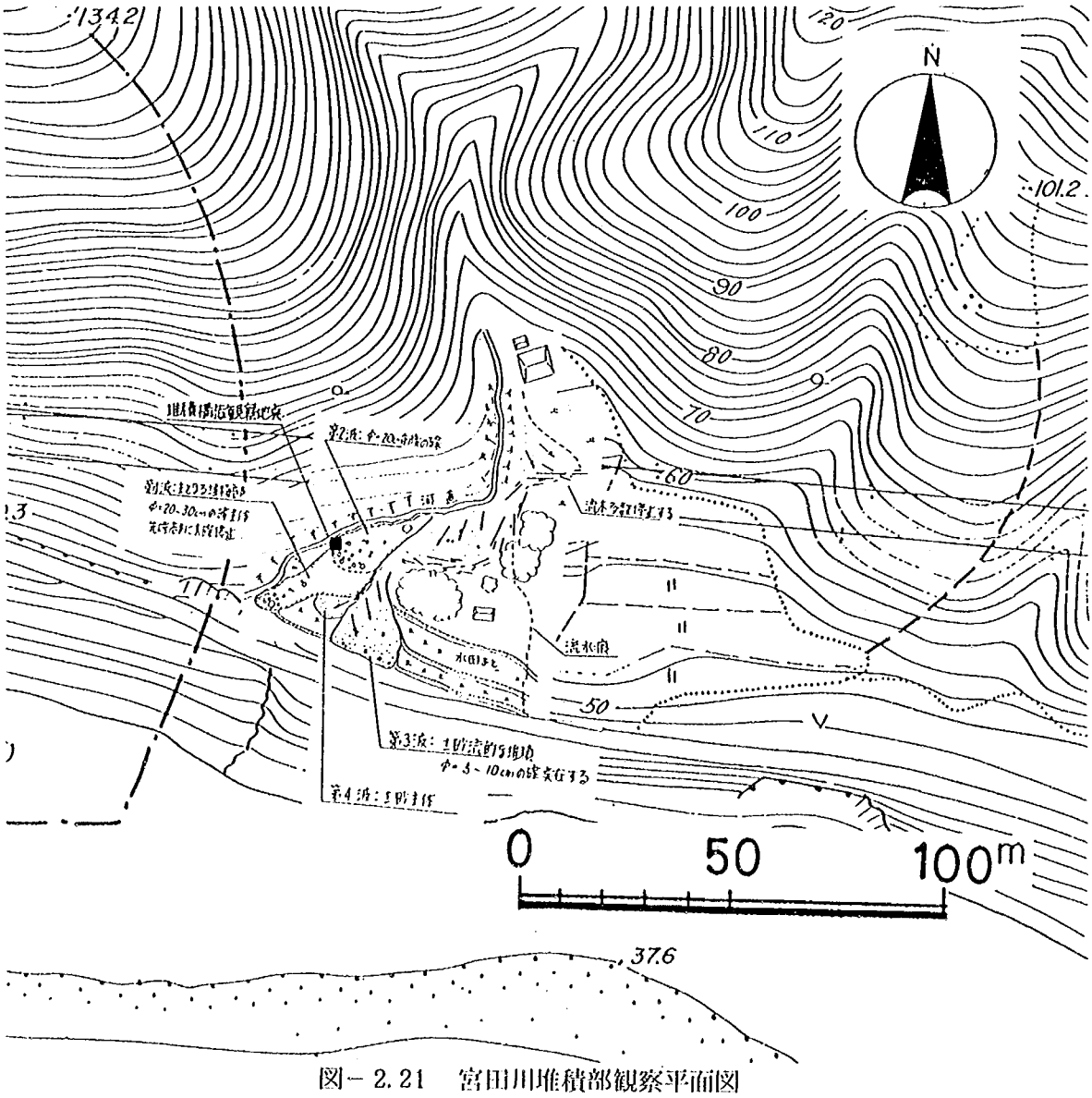


宮田川M－1斜面　Pit 2

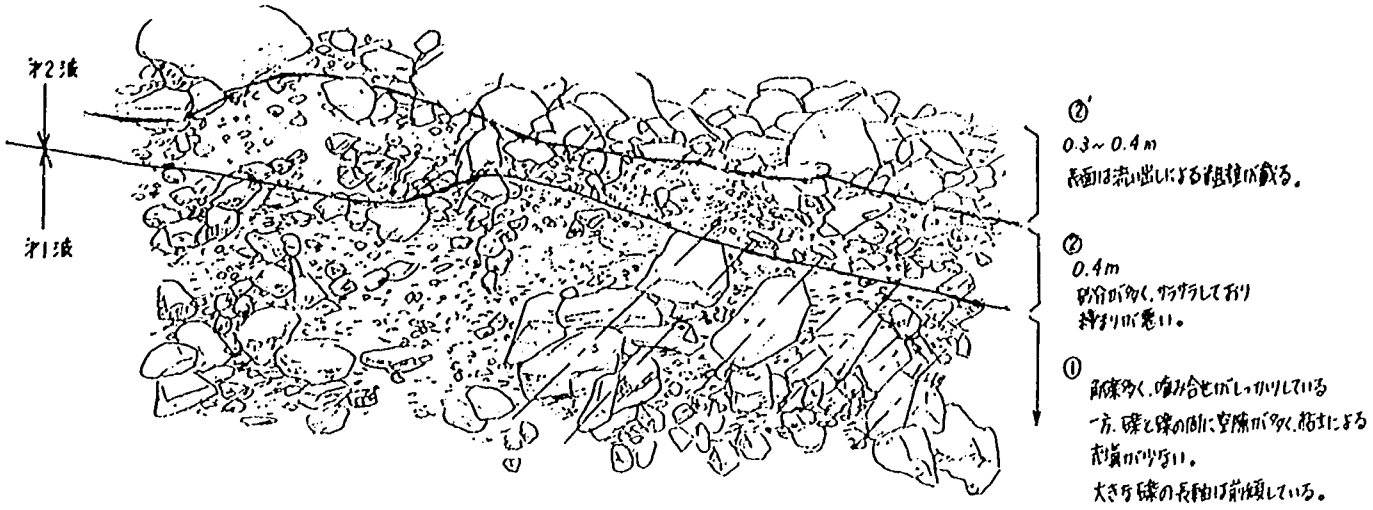
図－2.19　土層断面図及び密度試験結果



図－2.20　M－1斜面粒度試験結果

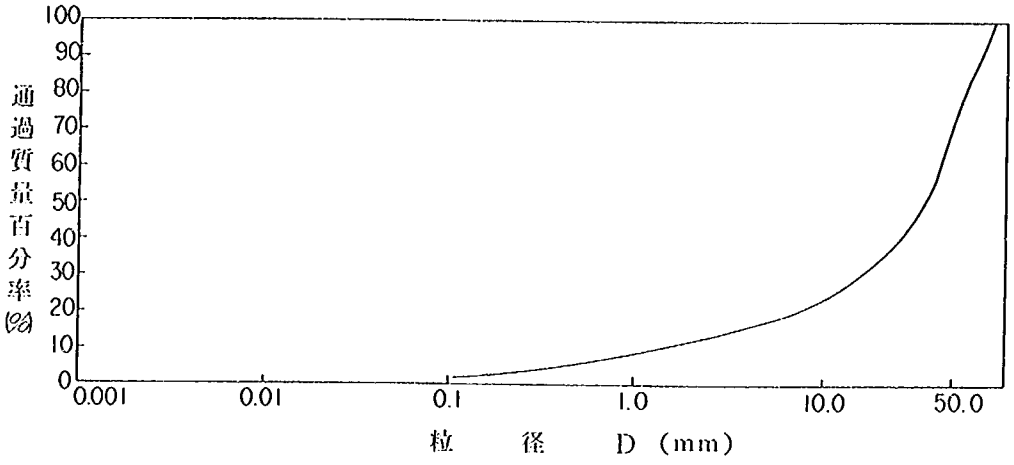


図－2.21　宮田川堆積部観察平面図



宮田川

図－2.22　宮田川氾濫域堆積構造図



図－2.23　宮田川堆積部粒度（ふるい分け）

2.5　大切谷川

大切谷川は，流域面積A＝0.330k㎡，流路延長L＝910mで，白砂川の支川の一つである。木津川をはさんで北部と同じく南部においても標高約250～300mのレベルな隆起準平面をもち，その下部は急斜面となる。大切谷川源頭部の崩壊は，この遷急線付近で発生しており，土石流は急斜面を流下する。渓流周辺の地質は層状の片麻岩よりなり，渓床に何箇所か露出する。また古生層起源の変成岩風化物も観察される。土石流は，砂防ダムにより停止しており，下流に流出した形跡はない。大切谷川の測点位置図を図－2.24に示す。侵食，堆積状況の観察平面図を図－2.25に，縦断図を図－2.26に示す。

1）崩壊地部

(1)　源頭部の崩壊地

源頭部の崩壊は，標高300m付近で発生している。崩壊地の状況を，写真－2.9に示す。崩壊の規模は，水平距離約12m，高低差約11m，最大幅7mである。斜面傾斜は43.0°である。崩壊地上部30m付近からは緩やかな斜面となる。崩壊面は円弧すべりに近い形状を呈し，最大崩壊深は約1m，平

均崩壊深は0.45m，崩壊土量は40.2㎥である。崩壊地周辺の地質は，古生層起源の風化した変成岩で，崩壊地一面に変成岩質の角礫が分布する。

(2) 渓岸崩壊O－1斜面

崩壊は砂防ダム上流200m付近で発生した渓岸崩壊である。崩壊地の状況を写真－2.10に示す。崩壊地の規模は，水平距離約8m，高低差約8m，最大幅約9mで，斜面勾配は平均45.0°，上部は切り立っており60°以上の急勾配である。また，斜面下部には崩土が残っている。崩壊地周辺の地質は，源頭部と同じく古生層起源の変成岩風化部で，斜面内には角礫が多数分布する。崩壊面は円弧すべりの形状を呈し，最大崩壊深は1.5m程度と思われる。崩壊地上部と下部で採取した試料の粒度分布試験結果を図－2.27に示す。土層断面図と密度試験結果を図－2.28に示す。

崩壊地上部は，杉植林地の中であるが，下草にしだ類，カン木類が多く茂る。地表面から約2cmが腐食層，10cmまでが腐食層から表土への遷移層である。根系は他の斜面に比べ少なく，ϕ＝5mm程度の根が深さ0～30cmの範囲に集中する。根の先端は60cm付近まで伸びている。礫は古生層の泥岩で深度30cm以深から非常に量が多くなり，礫径5～20cmの角礫が密に分布する。礫は風化が進んでおらず硬い。崩壊下部は，しだ類，笹等の雑草が多く茂る。このため太い根はなく直径1～2mmの細い根が深度30cm付近まで伸びる。礫は，上部と同じく古生層の泥岩で，礫径は小さく径3～5cmの角礫である。

崩壊地上部の植生は，樹令20～40年の杉植林地である。カン木はほとんどなく，下草にしだ類などが多く茂る。立木密度は，0.54/100（㎥/㎥）である。一面せん断試験結果は，C＝0.04kgf/c㎡，ϕ＝48°である。

2）土石流流送部

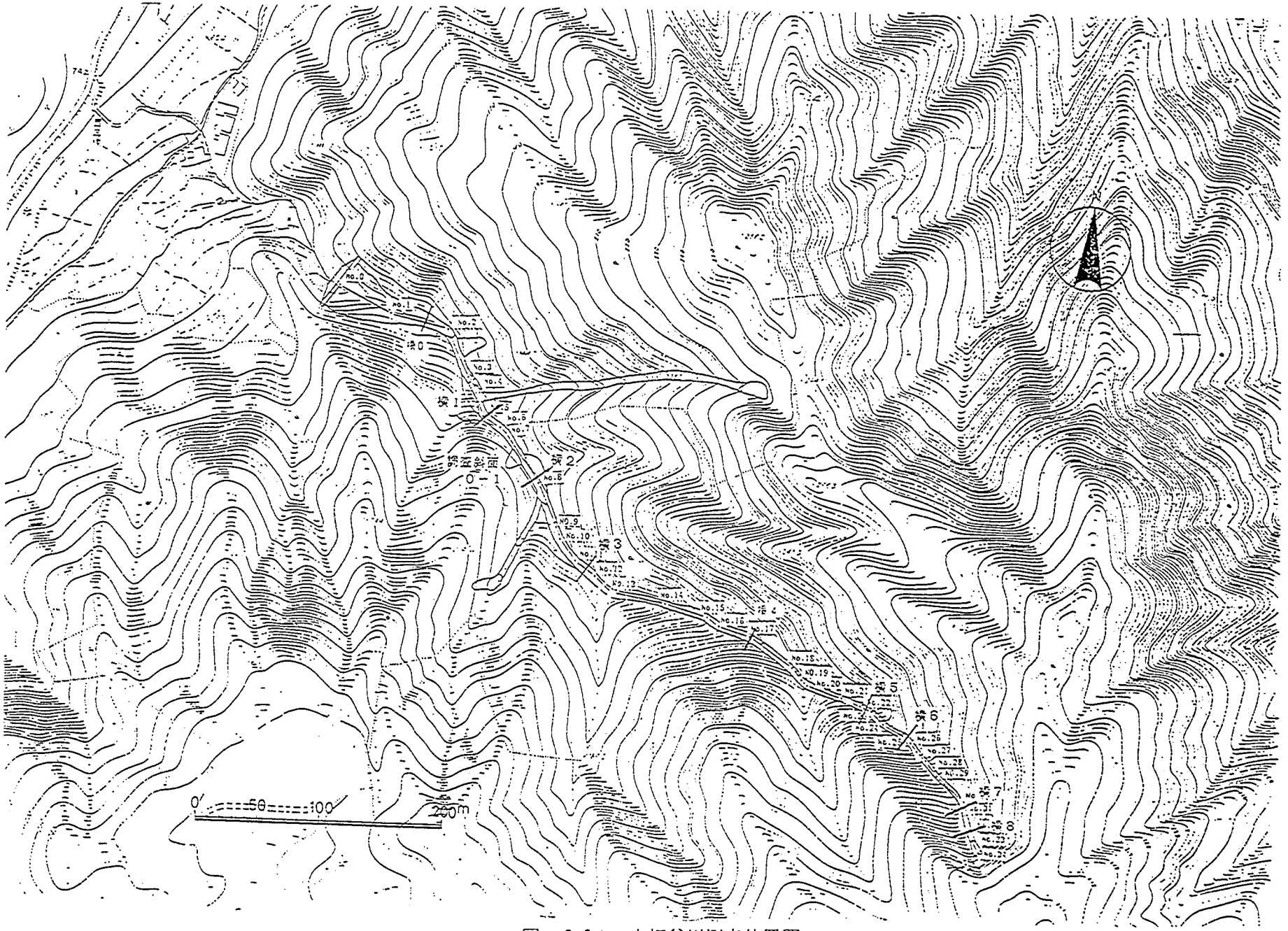
土石流流送部は，崩壊地下部から砂防ダムの堆砂地までの621.4mの区間である。流送部は，河床の状況から上部の基岩が露出する区間と，下流部の河床に礫が停止している区間とに分けられる。

上流の区間は，水平距離約289m，平均渓床勾配23.1°である。特に上流部では，30°を越す場所がある。源頭部下流（測点No.30付近）では，土石流により渓床堆積物が侵食され，河床に基岩が露出する。川幅は，5m程度である。測点No.22付近では，基岩が広く露出し，河床に停止している礫の量はわずかである。測点No.17付近では，左岸側に片麻岩の基岩が露出し，右岸側は渓岸堆積物が侵食され，基岩が露出している。

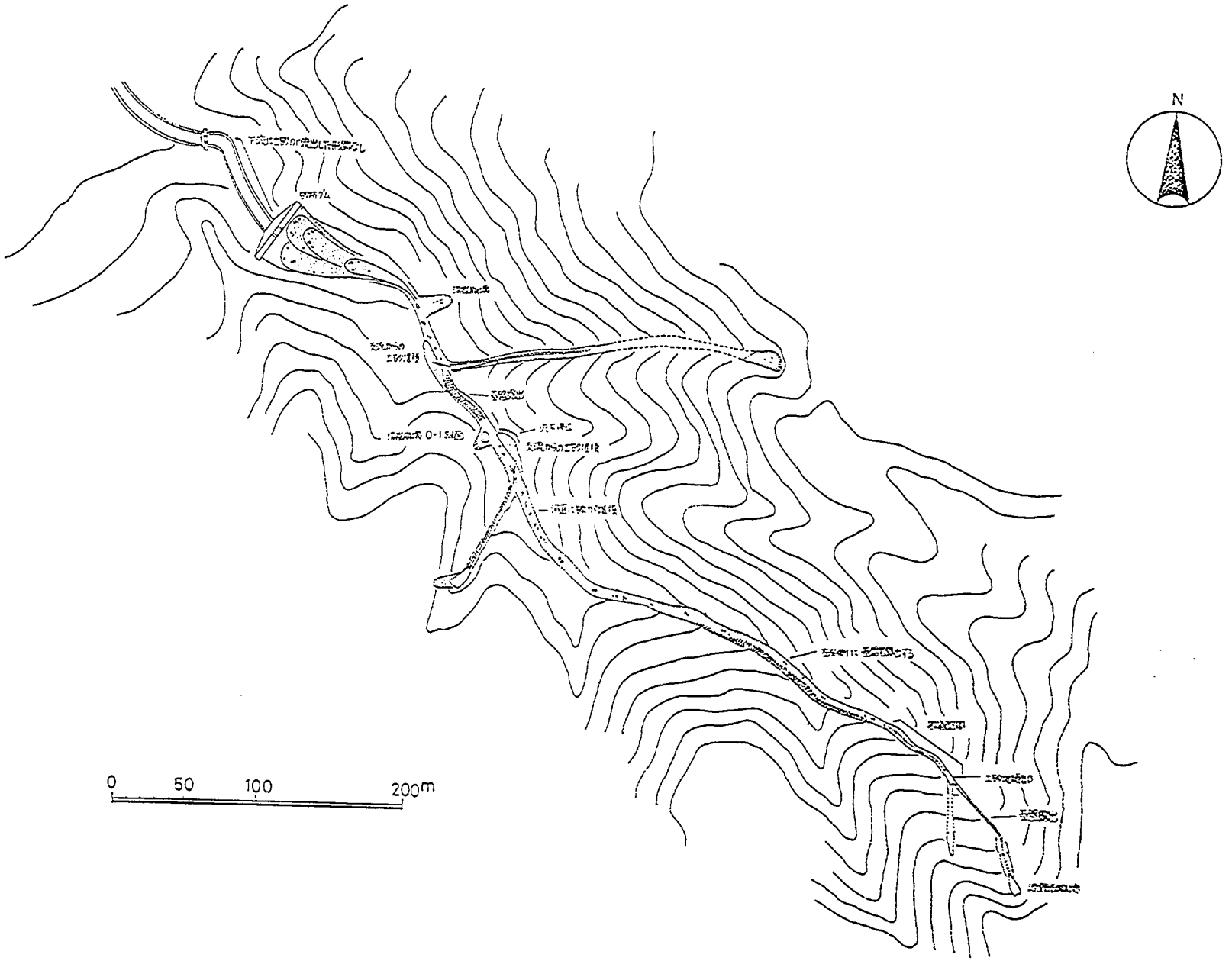
下流区間は，水平距離約332m，平均渓床勾配10.4°である。河床には基岩が露出しており，その上に礫が薄く堆積する。礫質は，変成岩及び片麻岩質で，礫径は，20～30cmのものが多い。

3）土石流堆積域

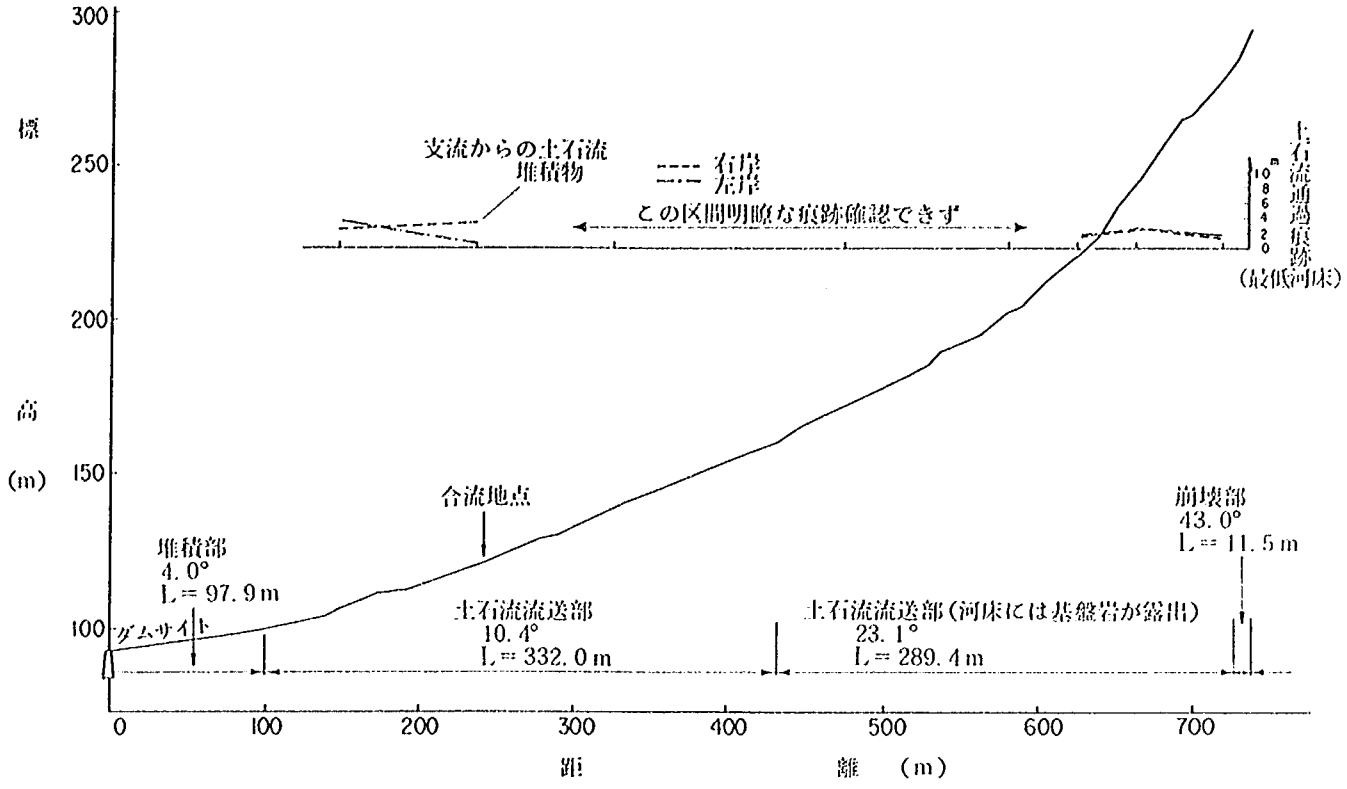
大切谷川の谷出口には，砂防ダムが設けられており，土石流はこのダムにより完全に捕捉され停止した（写真－2.11）。ダムより下流へは流出していない。土石流の堆積域は，測点No.2から砂防ダムまでの約98mの区間である。約4°の勾配で土石流は堆積している。土石流堆積域の観察平面図を図－2.29に示す。土石流が3，4波にわたって流下してきたことが，堆積状況から推定できる。堆積部の粒度試験結果を図－2.30に示す。



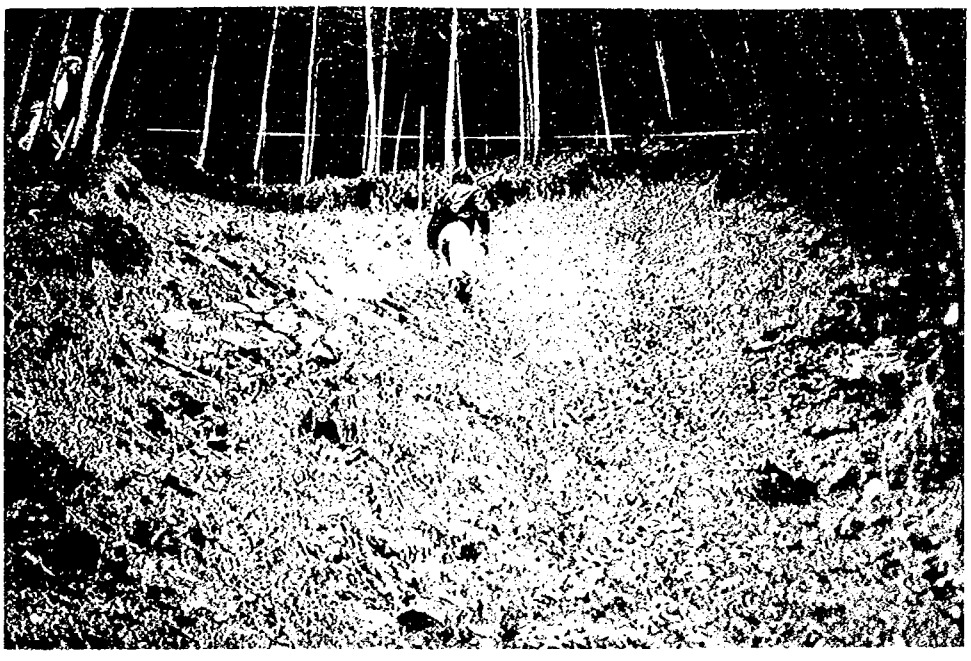
図－2.24　大切谷川測点位置図



図－2.25　大切谷川観察平面図

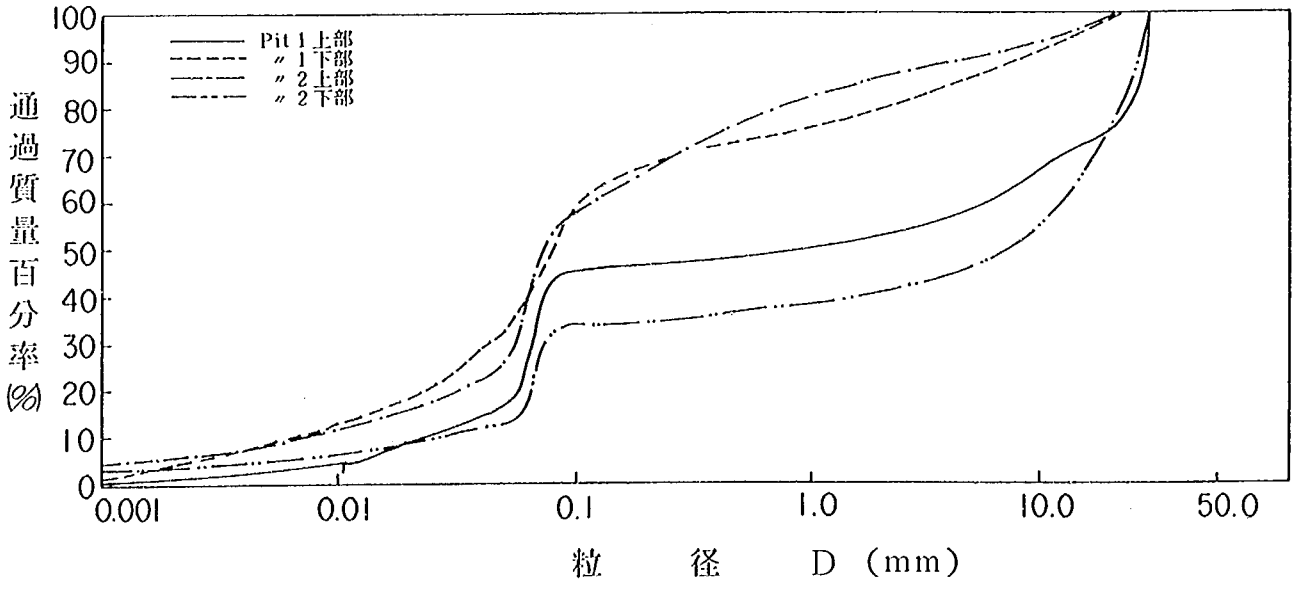


図－2.26　大切谷川縦断図

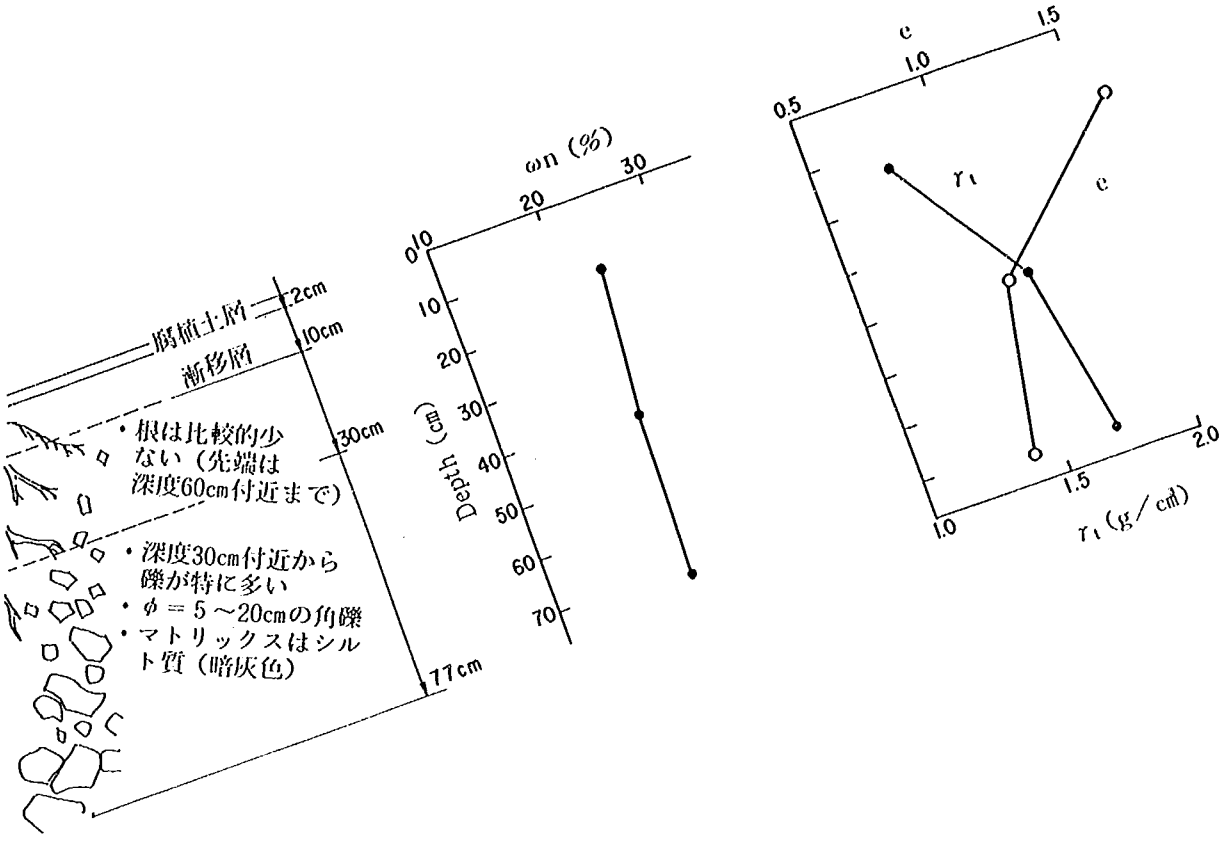


写真－2.9　大切谷川源頭部崩壊

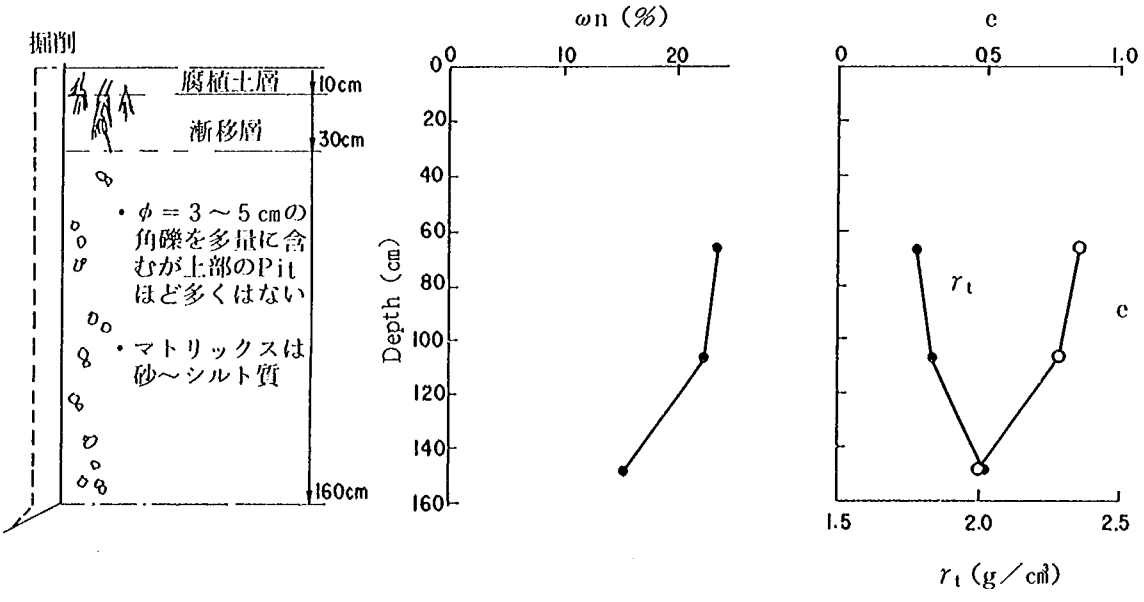
写真－2.10　大切谷川（O－1斜面）



図－2.27　O－1斜面粒度試験結果

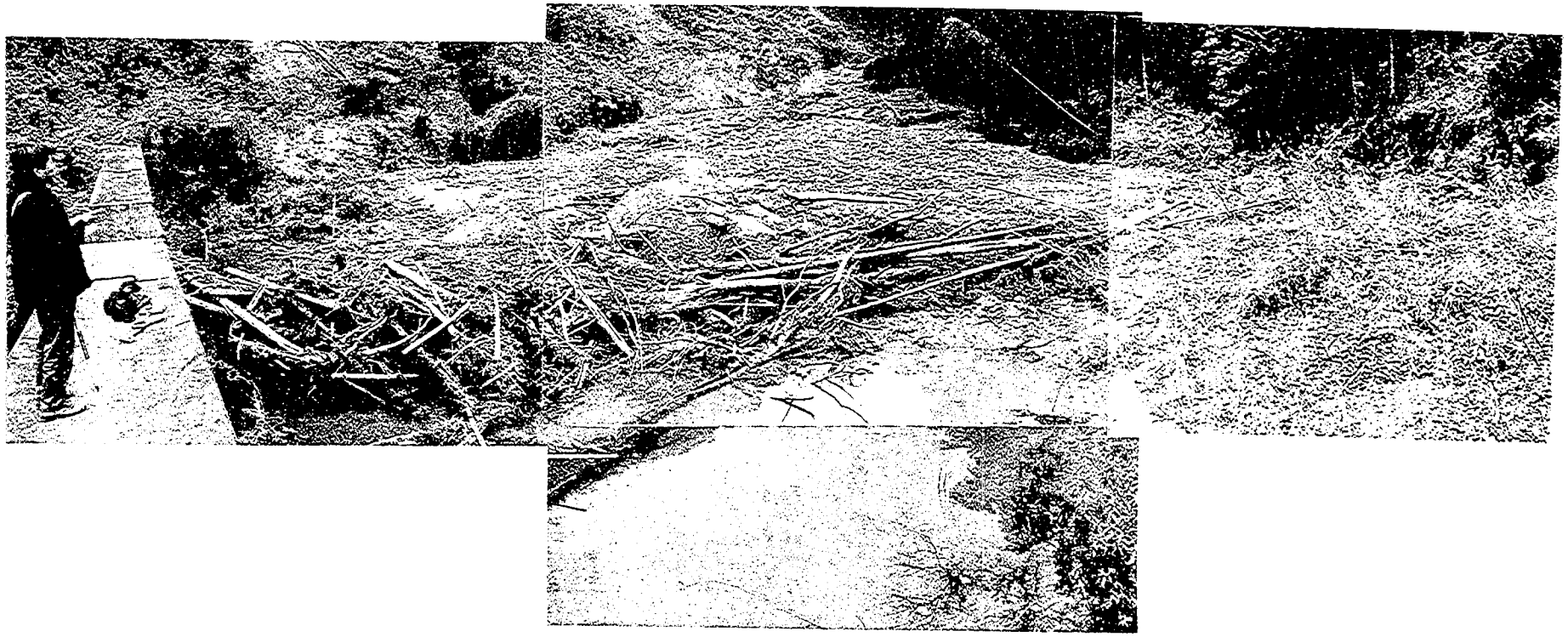


大切谷川O－1斜面　Pit　上

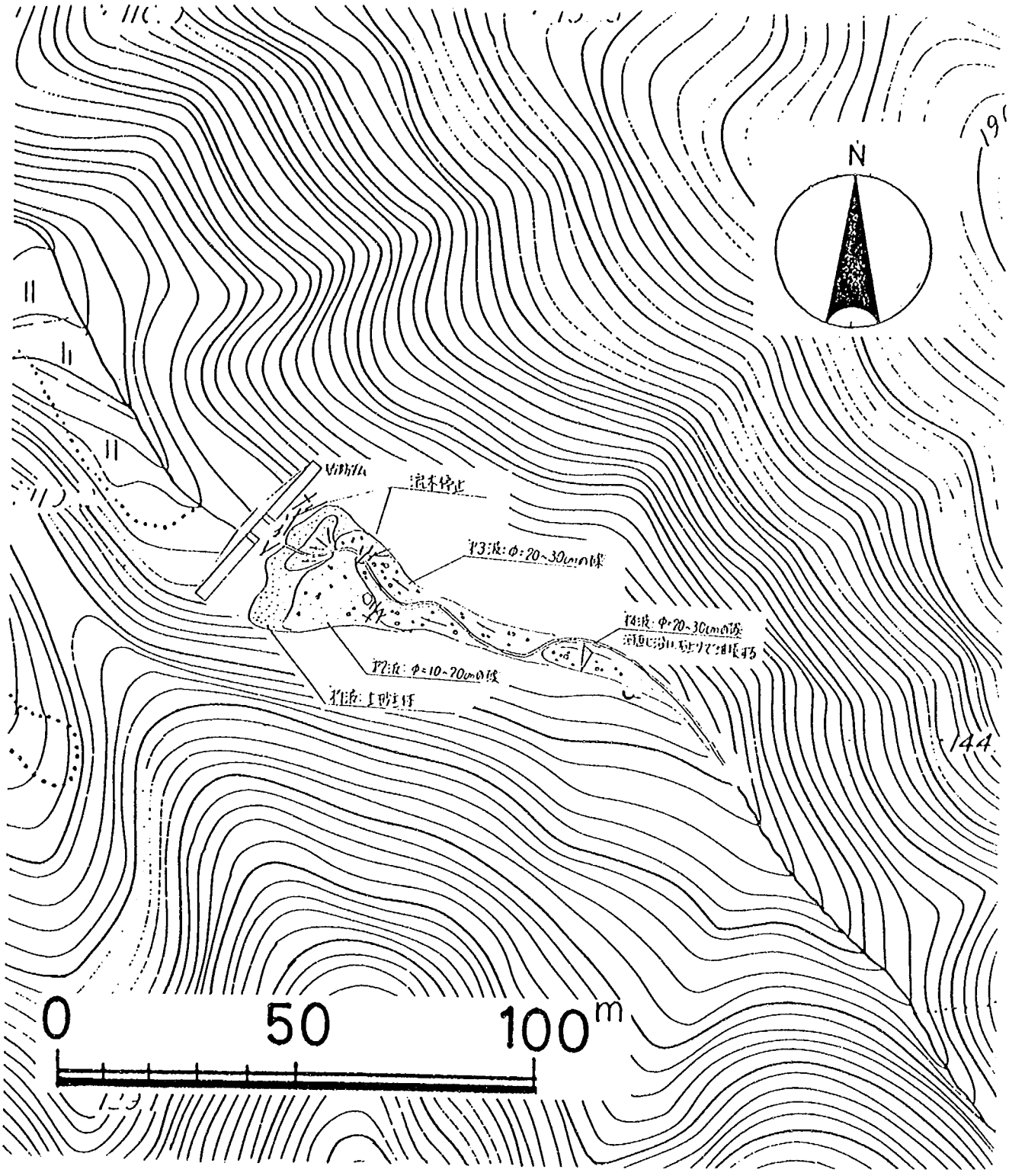


大切谷川O－1斜面　Pit　下

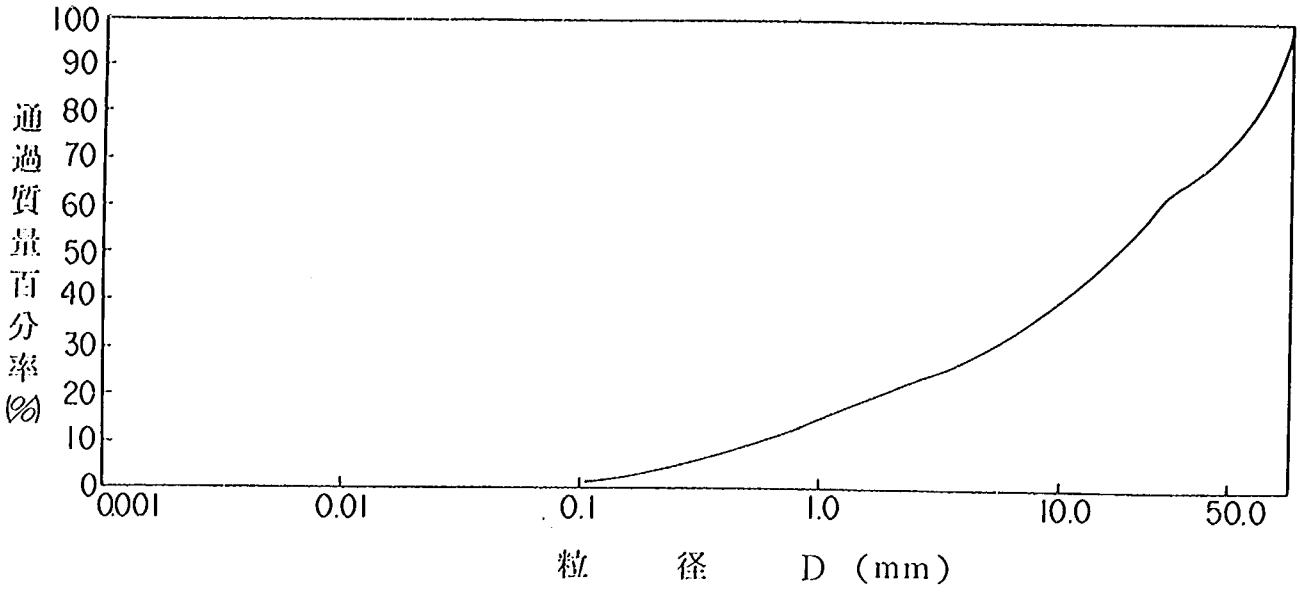
図－2.28　土層断面図及び密度試験結果



写真－2.11　大切谷川堆積部



図－2.29　大切谷川堆積部観察平面図



図－2.30　大切谷川堆積部粒度（ふるい分け）

3．土石流非流下崩壊地調査結果

3.1　調査項目

崩壊は発生したが土石流として流下しなかった土石流非流下崩壊地調査については，下記の調査を行った。

(1) 縦断測量

(2) 横断測量

(3) 崩壊地平面形状測量，縦断測量

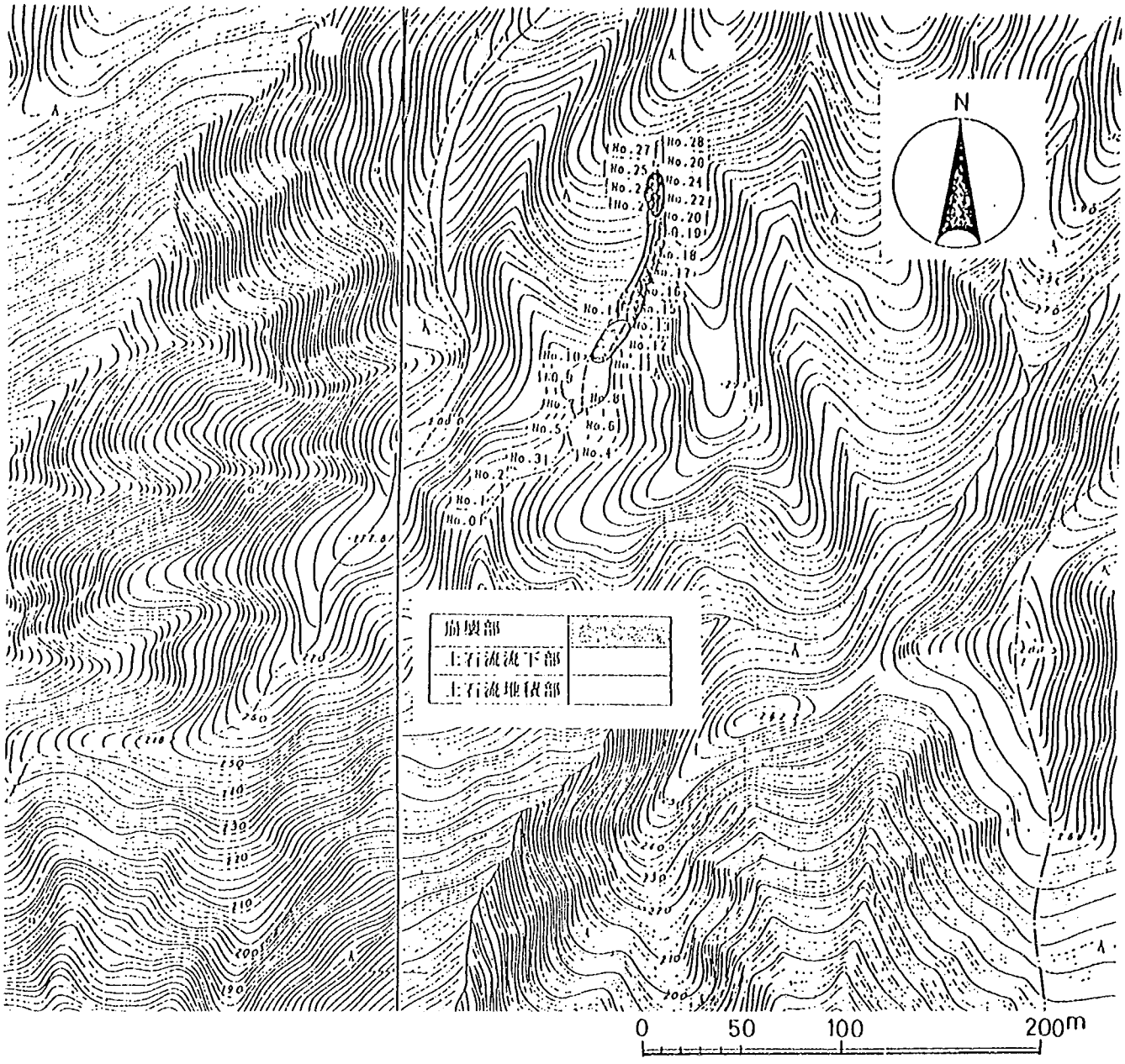
(4) 崩壊地周辺の土層断面スケッチ

3.2　水谷川上流部１

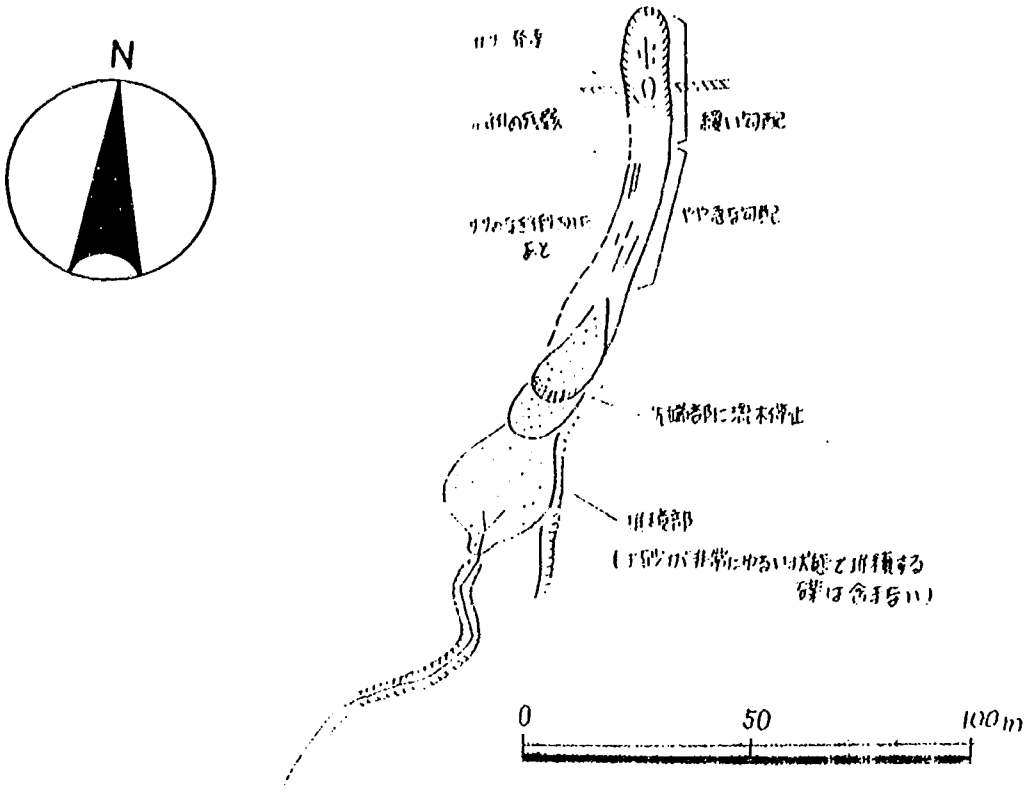
崩壊地は，国道１６３号から約７００mの距離で，標高は３１０m付近である。崩壊は，隆起準平野の平坦部で発生しており，周囲の地形は，土石流流下渓流に比べ緩やかである。水谷川上流部１の測点位置図を図－3.1に，観察平面図を図－3.2に，縦断図を図－3.3に示す。

崩壊地の規模は，水平距離２３.８m，高低差９.７m，最大幅１２.５mである。平均勾配は２３.８°である。最大崩壊深は１m程度と推定され，崩壊土量は１７６.１m^3で，平均崩壊深は０.８８mである。周囲の土壌は，古生層の風化土壌で礫径２０～５０mmの礫を含む。崩壊斜面には，深さ１０cm程度のガリが多く発達している。

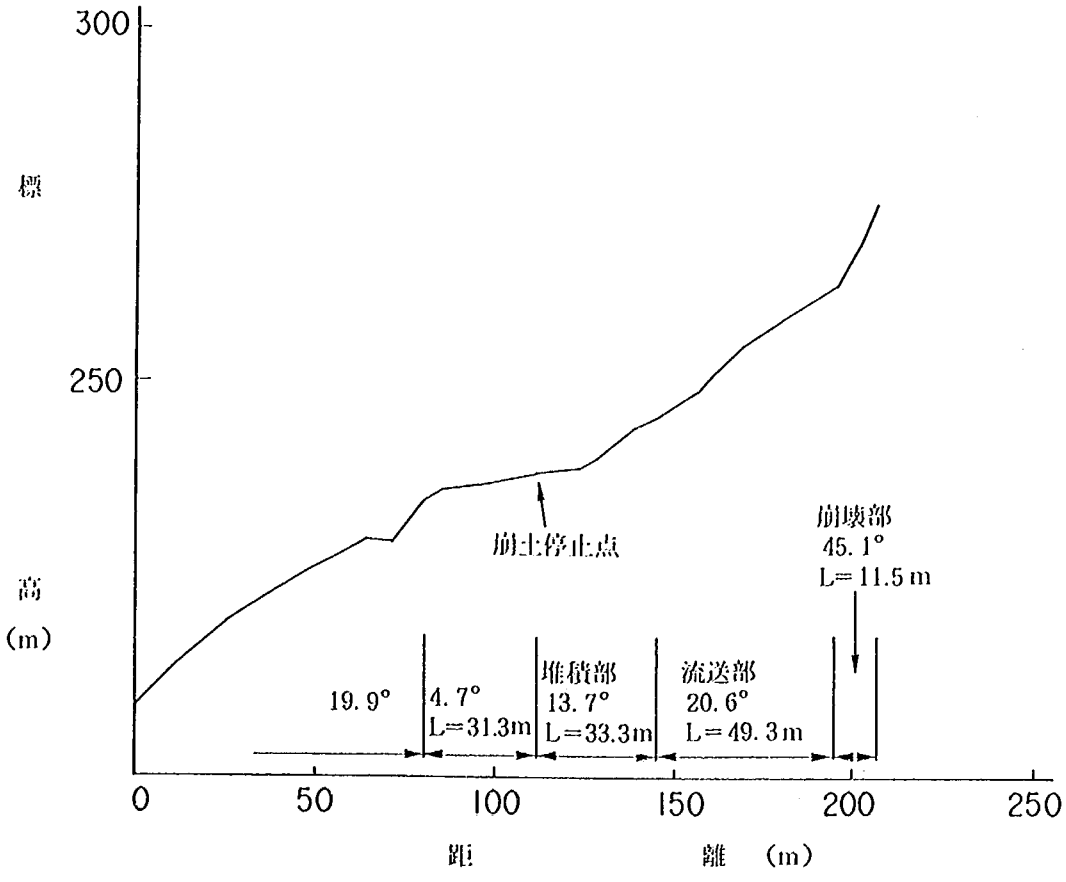
斜面下部には，石積みが破壊された跡があり，この部分から深さ１m程度のガリが存在する。斜面上部は，やや凹状の地形をしている。崩壊地周辺の植生は，松及びカン木類からなる。土層断面の観察結果を図－3.4に示す。深度５cmまでは腐食土層，５～２０cmまでは腐食土層から風化土層への漸移層である。崩壊土砂は，測点No.２０～No.１３の区間（水平距離５１.９m）を１０mの幅で流下した。平均勾配は２３.４°で，崩壊地とほとんど変わらない。流送部には土砂，礫は残っておらず，笹等の雑草が倒されている部分がある。堆積部は，測点No.１３～No.６までの水平距離で５７.６mの区間である。平均勾配は８.６°である。堆積部の観察平面図を図－3.5に示す。堆積部は，密な状態で堆積している区間と，含水率が大きい状態で堆積している区間の２つに分けられる。



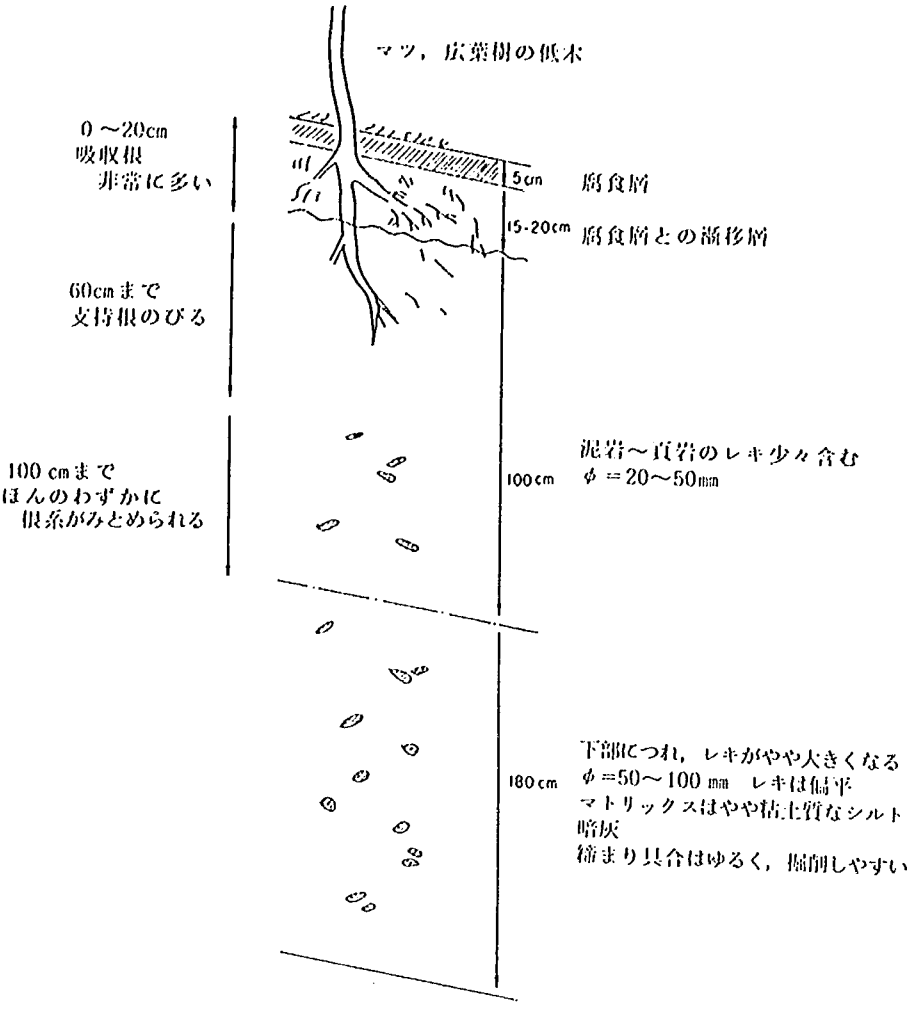
図－3.1　水谷川上流部1測点位置図



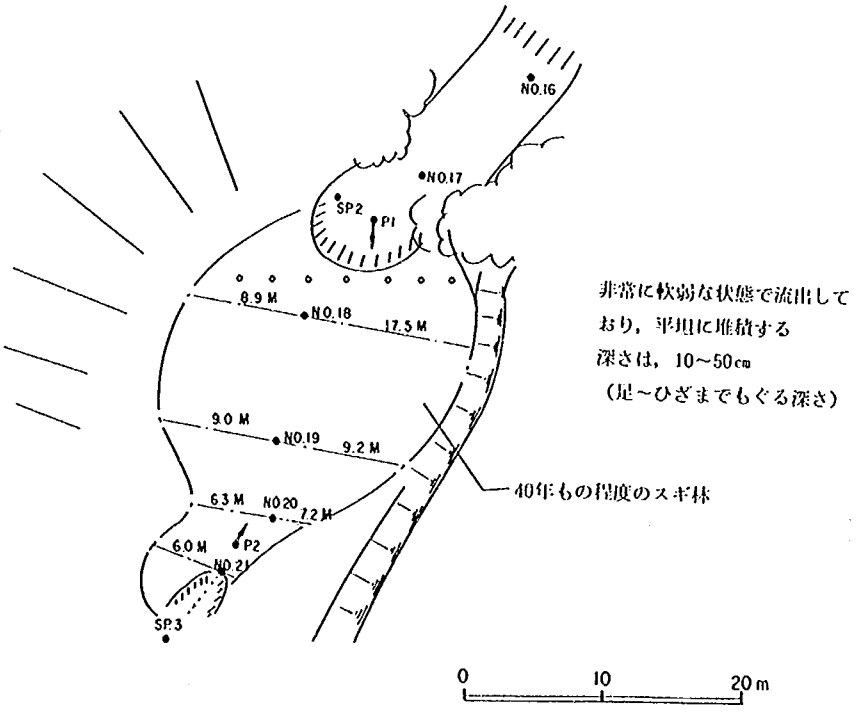
図－3.2　水谷川上流部観察平面図



図－3.3　水谷川上流部1縦断図



図－3.4　土層断面図（水谷川上流部1）



図－3.5　水谷川上流部1堆積部平面図

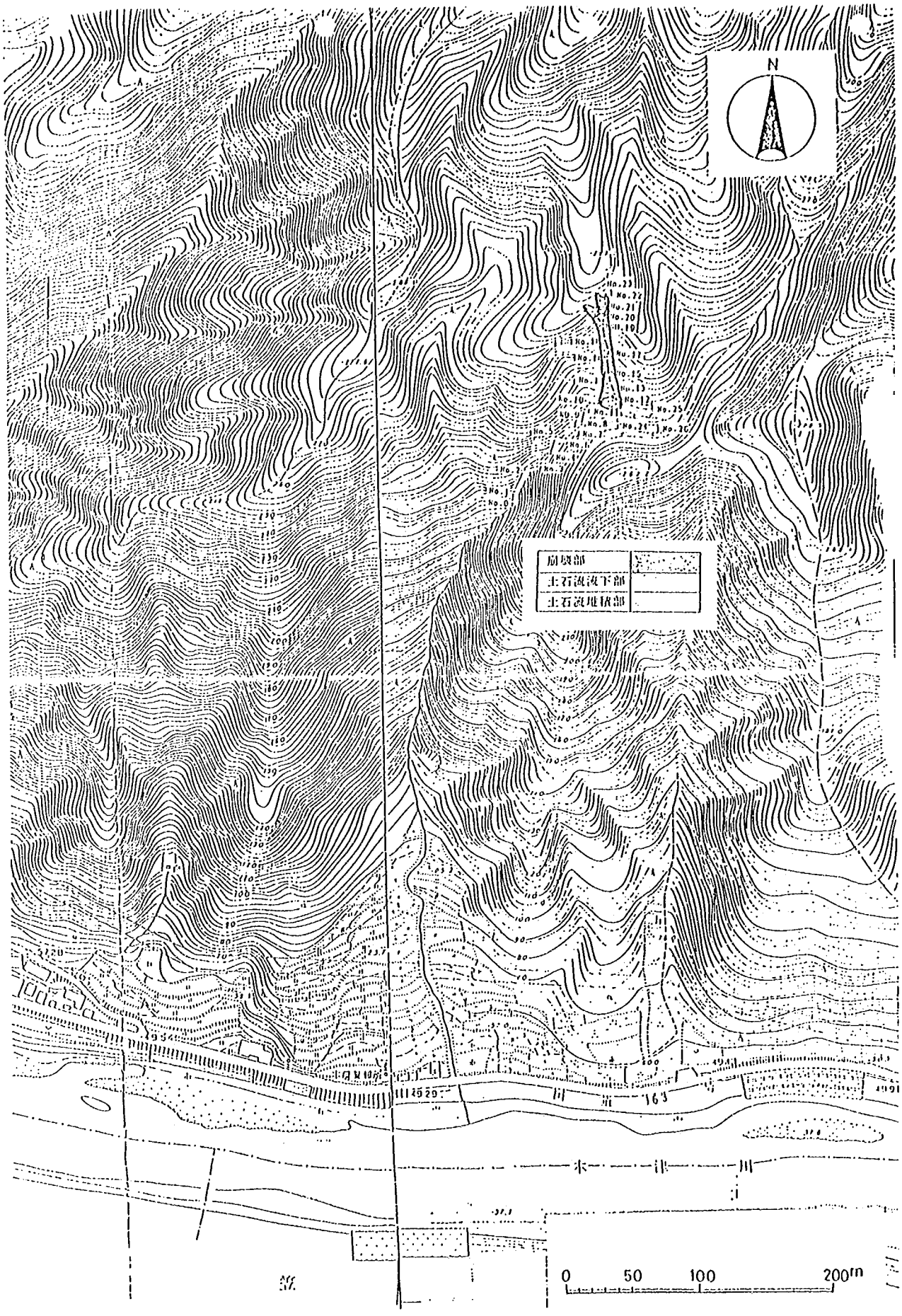
3.3　水谷川上流部２

崩壊地は，国道163号から約540mの距離で，標高290m付近で発生した（写真－3.1）。流出した土砂は約70m流下し，対岸の斜面に当たり停止した。水谷川上流部２の測点位置図を図－3.6に，観察平面図を図－3.7に，縦断図を図－3.8に示す。

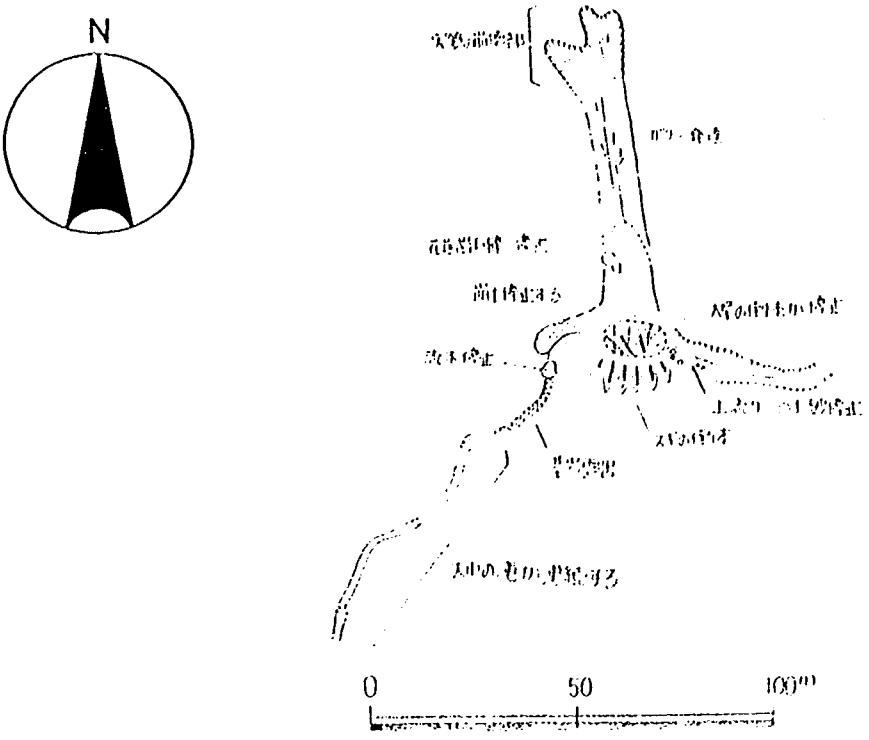
崩壊部は３つの崩壊が重なって発生しており，主な崩壊の規模は，水平距離11.5m，高低差11.5m，最大幅10mである。崩壊地周辺の地質は，花崗岩である。崩壊は，花崗岩基岩と表土とを境界面とする表層滑落型崩壊である。このため崩壊深は平均で0.52m，最大で0.7m程度とほぼ一定である。斜面内には大きな凹凸はなく，基岩が露出する。崩壊土量は，77.2㎥である。なお，他の崩壊も全て含めた崩壊土量は，154.8㎥である。地形は，やや凹状の地形であるものの，冠頂部から上部約10mは屋根であり，崩壊部背後には大きな集水域を持たない。植生は，植林された杉林よりなる。樹齢は，10年から15年生程度のものが密に繁茂している。図－3.9に土層断面の観察結果を示す。深度１cmまでが腐食土層であり極めて薄い。深度50cmまでが花崗岩起源の崩積土，これ以深が花崗岩基岩となる。崩積土の中には礫は全く含まれていない。崩壊土砂は，測点No.21～15の区間（水平距離49.3m）を10～11mの幅で流下した。この区間は，表層土が30～50cmの深さで侵食されている。

堆積部は，測点No.15～No.11の区間の水平距離33.3m，平均勾配13.7°である。上部より流下した土砂は一部斜面上に堆積し，流木等は対岸の斜面に当たり，杉の木を倒して停止している。崩壊土砂が停止した地点より下流約31mは，勾配が4.7°である。この区間は，掃流状で流れた痕跡，砂の堆積，流木の堆積が観察できる。この区間より下流は，勾配が19.9°と急になり，大小の滝が連続する。

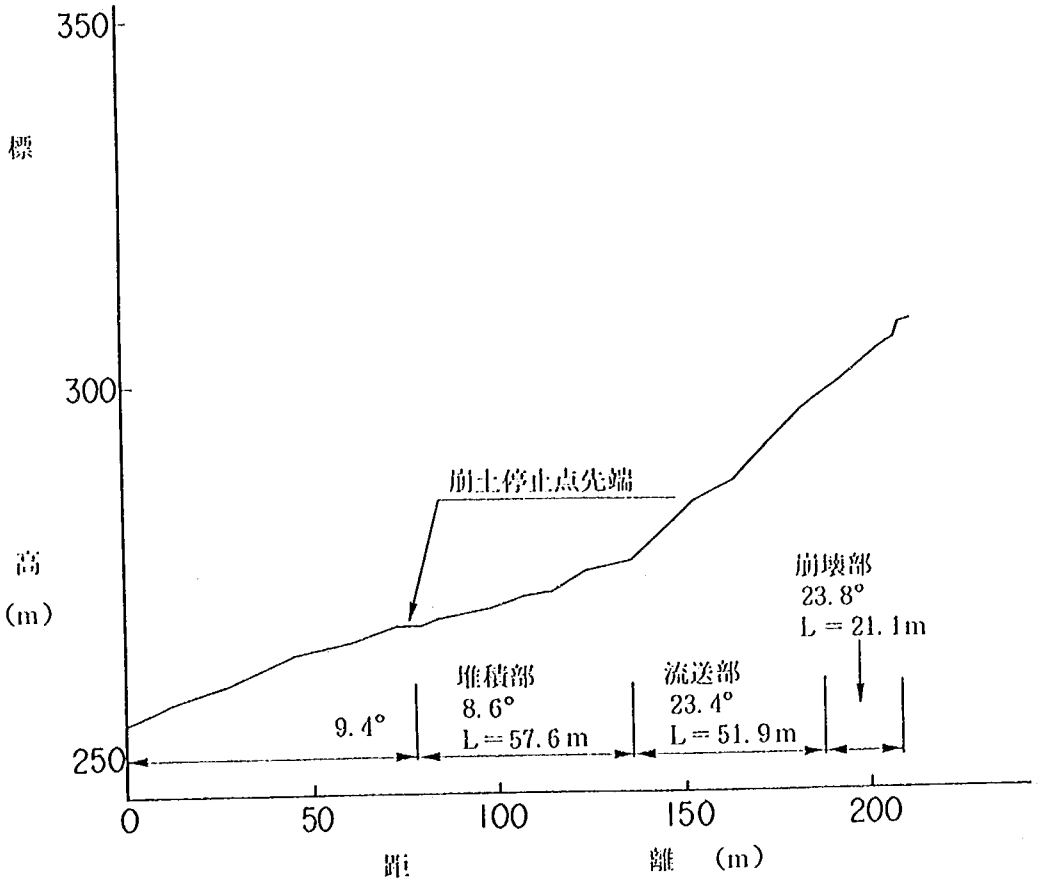
写真－3.1　水谷川上流部２



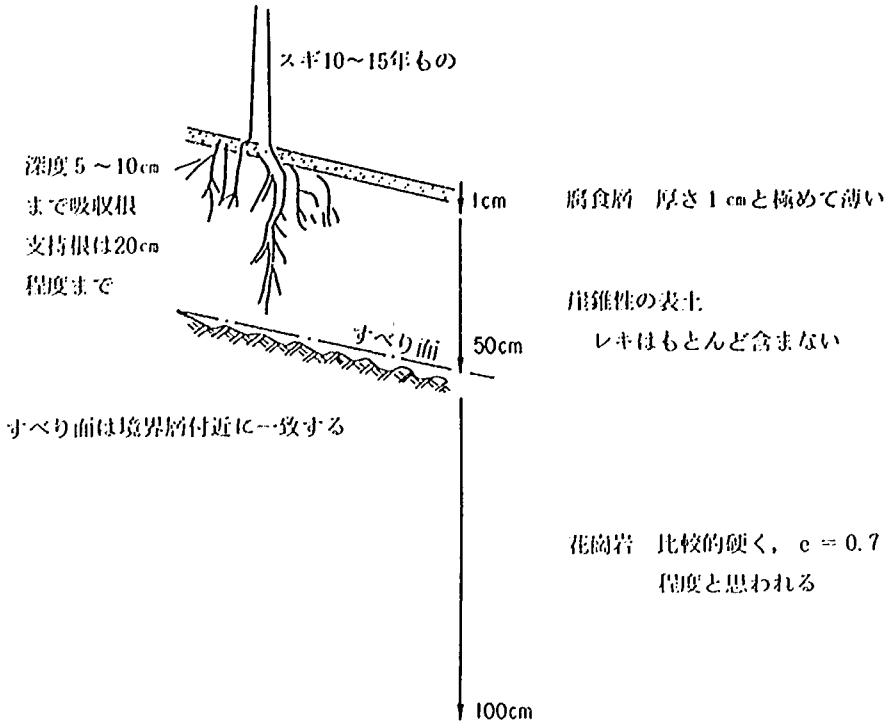
図－3.6　水谷川上流部2測点位置図



図－3.7　水谷川上流部2観察平面図



図－3.8　水谷川上流部2縦断図



図－3.9　土層断面図（水谷川上流部2）

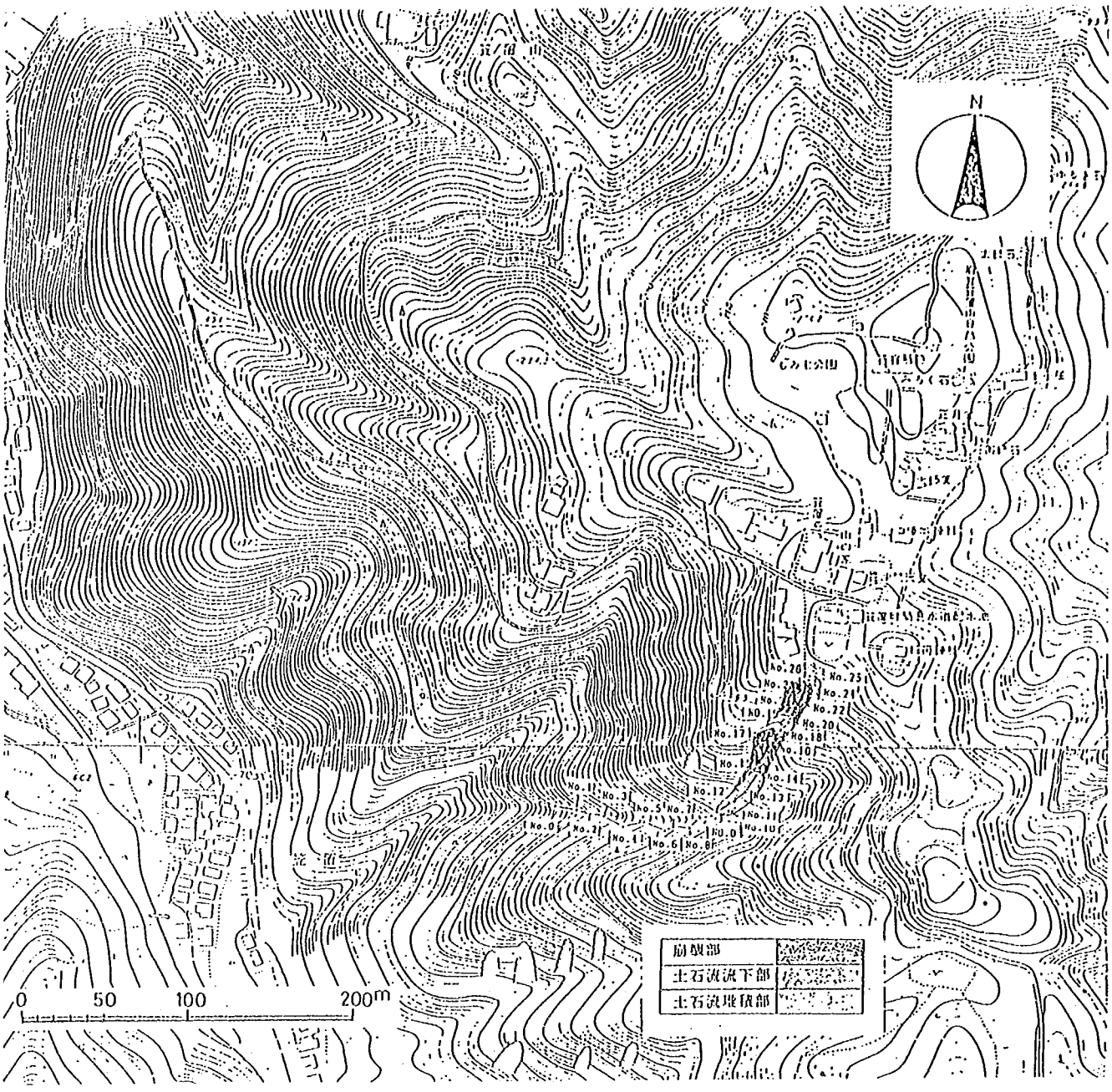
3.4　笠置山南斜面

崩壊地は，笠置山山頂部に位置し，標高は約260mである（写真－3.2）。土砂は，笠置山南斜面を約100m流下した後，竹林内に流入し，竹をなぎ倒して停止している。笠置山南斜面の測点位置図を図－3.10に，観察平面図を図－3.11に，縦断図を図－3.12に示す。

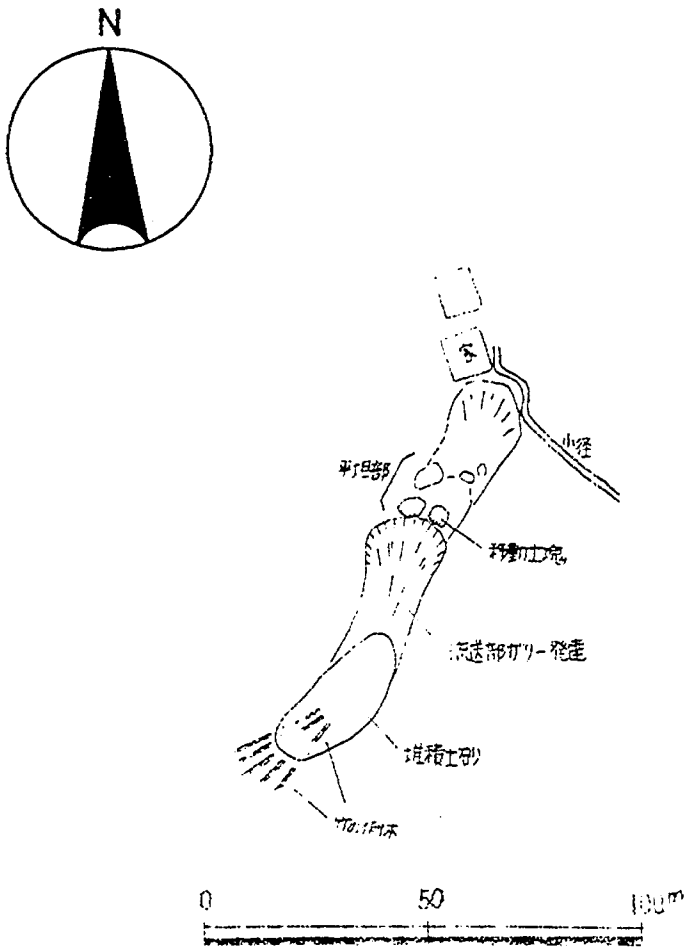
崩壊地の規模は，水平距離26.5m，高低差19.6m，最大幅18mである。斜面の勾配は，39.5°，平均崩壊深0.78m，最大崩壊深1.2m，崩壊土量185.4㎥である。崩壊は花崗岩基盤岩と上部に堆積した表土との境界面で発生しており，崩壊面には基岩が露出している。表土は，大阪層群から供給されたと思われるチャート礫が混入している。植生状況は，竹林よりなり，崩壊土塊に竹を乗せている状況から，崩壊地も竹林であったと思われる。竹の直径は，7.5cmと一定している。立木数及び立木密度は，それぞれ176本，0.77／100（㎡／㎡）である。図－3.13に土層断面の観察結果を示す。地表から深度30cmまで腐食土層，以下深度180cmまでは表土が続く。竹の根が深度70cmまで伸びている。すべり面は竹の先端部とほぼ一致している。

崩壊地下部の崩壊土塊が停止している場所の勾配は6.0°である。この下流（測点No.18～No.15）では，堆積土砂が侵食されている。侵食部は，勾配28.1°であり，侵食深は，平均0.8mに達すると推定される。侵食された土砂は測点No.14～No.11の区間に堆積する。この区間の勾配は，22.4°である。崩壊地下部の崩壊土塊は，写真－3.3のように，竹をなぎ倒して停止している。また，侵食部から堆積部区間は，崩壊地と勾配が大差ないのに，土砂が堆積していることから，竹林が抵抗として働いたのではないかと考えられる。この下流は，杉の植林地となっており，勾配は27.7°と急勾配である。

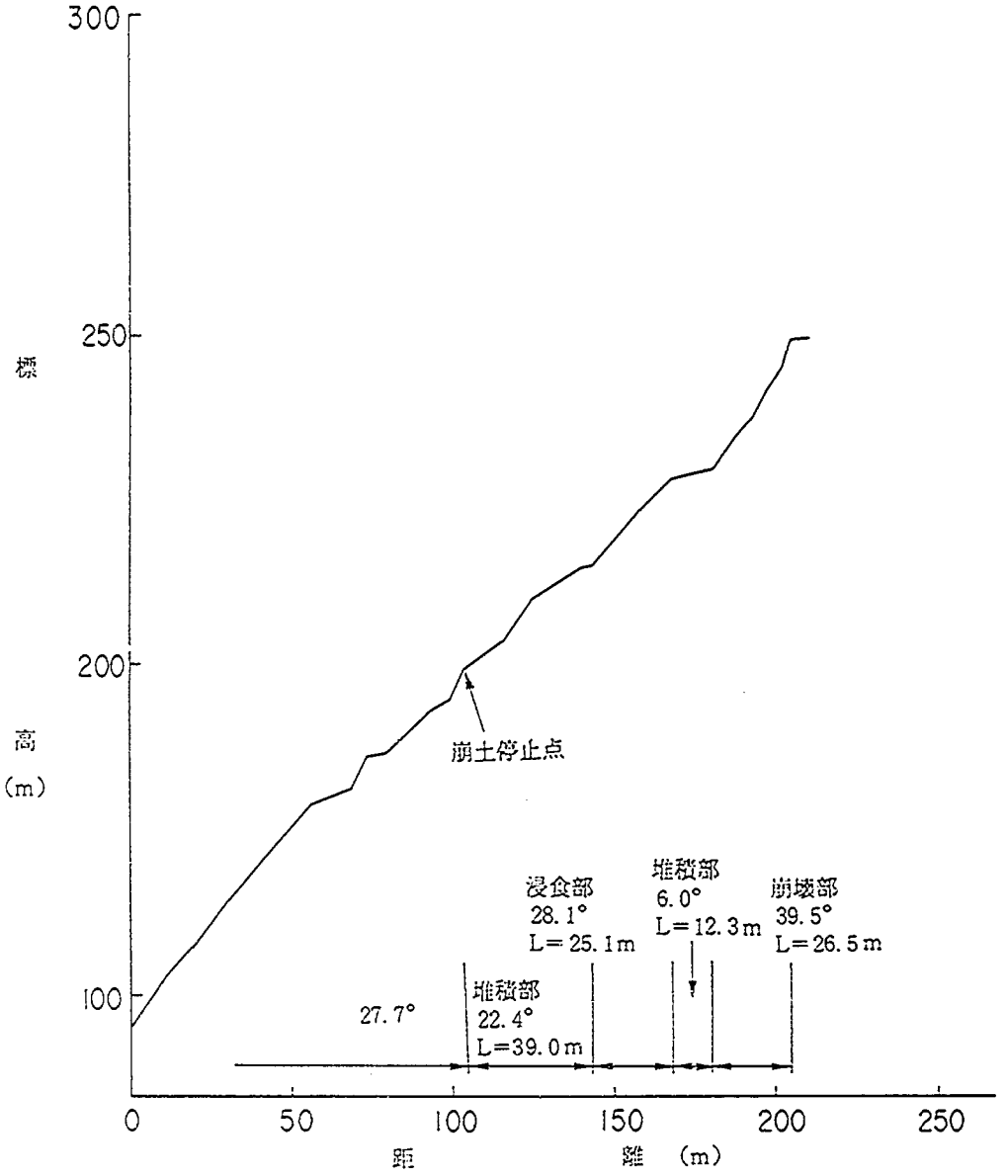
写真－3.2　笠置山南斜面崩壊地



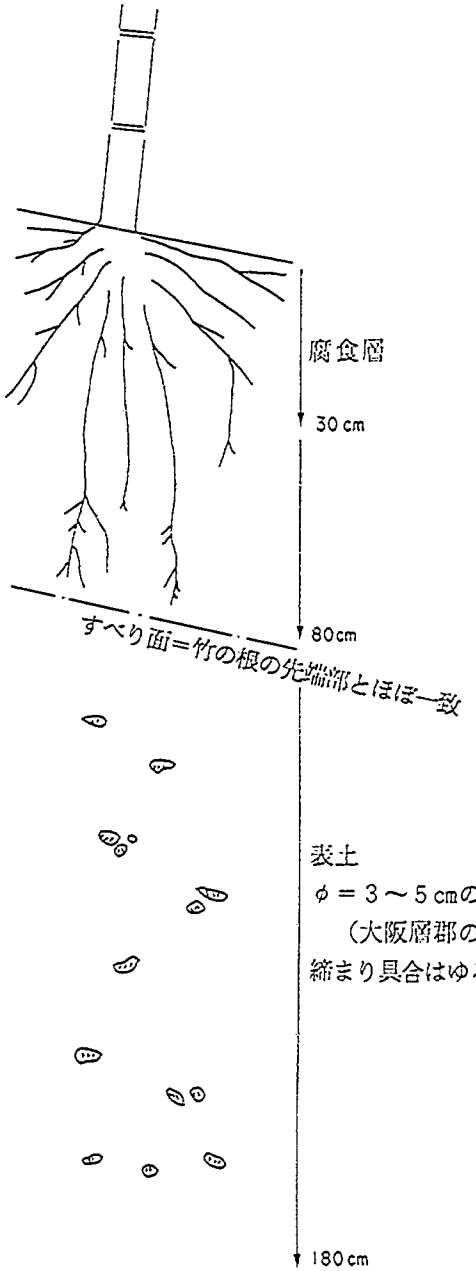
図－ 3.10　笠置山南斜面



図－ 3.11　笠置山南斜面観察平面図



図－ 3.12　笠置山南斜面縦断図



図－3.13　土層断面図（笠置山南斜面）

写真－3.3　笠置山南斜面（竹による土砂の停止）

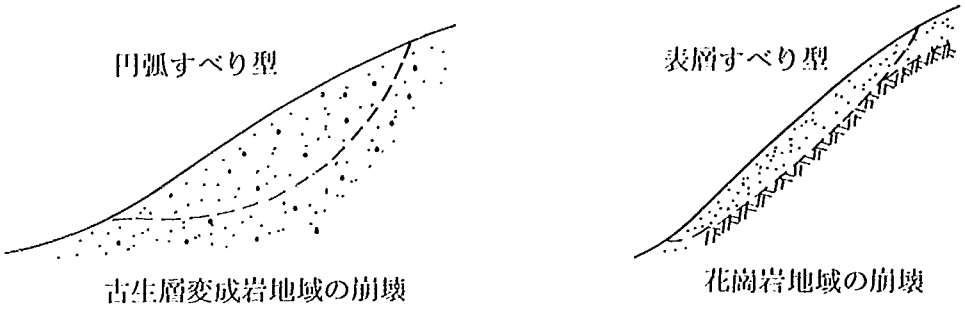
4. 崩壊発生条件及び土石流発生条件の考察

4.1 崩壊発生条件の考察

1）地質条件と崩壊形態

各調査崩壊地の諸元を表－4.1に示す。調査対象地区の地質は，古生層変成岩と花崗岩の2種類に分けられる。表－4.1より，地質の違いによる差は，崩壊面積，崩壊土量，平均崩壊深についてはみられない。最大崩壊深は，古生層斜面で128cm，花崗岩斜面で91cmと約40cmの差がある。平均勾配は古生層斜面で36.2°，花崗岩の斜面で42.9°と約7°の差がある。図－4.1に崩壊形態の模式図を示す。

古生層斜面は，平均崩壊深に比べて最大崩壊深が大きい円弧すべり型で，花崗岩斜面に比べて緩勾配で発生している。花崗岩斜面は，崩壊深がほぼ一定の表層すべり型をしている。このことから，地質は，崩壊形態と密接な関係があるものと考えられる。



図－4.1　地質の違いによる崩壊形態の模式図

2）一面せん断試験結果

表－4.2に各崩壊地の試料から得られた強度定数を示す。内部摩擦角は，花崗岩斜面，古生層斜面いずれも$\phi = 45°$以上の値を示し，両者に差はみられない。この原因は，花崗岩斜面は砂質土であるために内部摩擦角が大きく，古生層斜面では，風化が進行し，粘土化しているものの，礫の混入が多いため内部摩擦角が大きくなったと考えられる。

粘着力は，粘土化が進んだ桜谷川S－1斜面で$C = 0.14 kgf/cm^2$，砂質土の桜谷川S－2斜面は$C = 0.06 kgf/cm^2$と，砂質土の方が比較的小さい値を示す。粘土化が進んでいる大切谷川O－1斜面で，$C = 0.04 kgf/cm^2$と小さい値が得られているのは，風化礫の混入が多いためと考えられる。

3）安定解析による崩壊発生条件検討

調査を行った崩壊斜面の原因を，せん断破壊によるものと考えて，一面せん断試験によって得られた強度定数をもとに，安定計算を行い，崩壊発生条件の検討を行った。

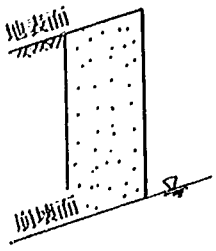
斜面の1ブロックを取り上げ，この安定性を検討した。具体的には最悪条件部分を考えるため，図－4.2に示すように最大崩壊深部において厚さを100cmのブロックを想定する。勾配θは平均勾配，密度等はせん断試験用試料について測定した結果を用いた。

① 浸透流が崩壊面以下の場合

$$W = \gamma t \cdot \frac{H}{\cos\theta} \qquad \tau f = C + (\sigma - u)\tan\phi$$

$$\tau = W \sin\theta \cdot \cos\theta \qquad Fs = \frac{\tau f}{\tau}$$

$$\sigma = W \cos\theta \cdot \cos\theta$$



図－4.2(1) 斜面ブロック

② 浸透流が地表面まで達した場合

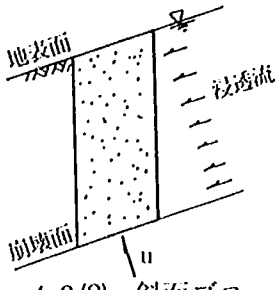
降雨が継続し，浸透流が地表面まで達した状態を考える。この場合は，浸透流による間隙水圧が作用するために，有効垂直応力が減少する。

$$W' = \gamma sat \cdot \frac{H}{\cos\theta} \qquad u = H\cos\theta$$

$$\tau f = C + (\sigma - u)\tan\phi$$

$$\tau = W' \sin\theta \cos\theta$$

$$\sigma = W' \cos\theta \cos\theta \qquad Fs = \frac{\tau f}{\tau}$$



図－4.2(2) 斜面ブロック

③ ②の状態のブロックが破壊（安全率Fs＝1）するのに必要な過剰間隙水圧u'を算出する。

$$\frac{C + (\sigma - u - u')\tan\phi}{\tau} = 1 \ (= Fs)$$

計算結果の一覧表を表－4.2に示す。いずれの場合においても浸透流の上昇に伴い安全率は減少し，斜面は不安定な状態へと移行する。しかし，これらのうち桜谷川S－1斜面においては，浸透流が地表に達した場合においても，Fs＝1.04で計算上は破壊しないことになる。当ブロックが破壊するためにはu'＝0.089kgf/cm²の過剰間隙水圧が働くことが必要となる。一方，大切谷川O－1斜面は，浸透流が表面に達するとFs＝0.71となり，非常に不安定な状態となる。桜谷川S－2斜面，宮田川M－1斜面においては，浸透流が地表面に達した時点で安全率が1に近づく。従って降雨条件によっては，斜面は崩壊したと考えられる。

4）崩壊地の物性値，植生状況

(1) 密　度

崩壊斜面に設けた各ピットにおける深度方向の密度は，いずれも増加する傾向があり，これらの変化幅は湿潤密度で最大0.4g/cm³にも達する。含水比については，深度方向に一様に減少するか，深度方向には関係なく一定値をとる傾向がある。

(2) 粒　度

古生層泥岩地質の桜谷川S－1斜面，大切谷川O－1斜面で採取した試料は，シルト分が卓越している。特に桜谷川S－1斜面においては，シルト分のみが50％を占める。古生層砂岩地質の宮田川M－1においては砂から礫分が卓越している。花崗岩地質の桜谷川S－2斜面では，砂から礫が卓越する傾向があるが，粒度分布は滑らかな曲線を呈する。

各崩壊地の粒度試験結果を日本統一土質分類に準じた三角座標にまとめると図－4.3の様になる。表－4.3に各崩壊地の粒度分布の一覧表を示す。これらによれば全試料において粘土分の含有量に

大差がないものの，宮田川M－1，桜谷川S－1斜面ではシルト分25％以下の砂質土（SF～SG）から細粒土（F）に分類される。図－4.3，表－4.3より，同じ古生層変成岩においても風化の程度によって細粒分（特にシルト分）の含有量に差がみられる。花崗岩風化部においては，砂礫分が80％以上の砂質土であることがわかる。

(3) 植生状況

今回調査を行った崩壊地の植生は，①杉の植林地　②カン木・広葉樹が生育する場所　③竹林等に分けることができる。

植生の特徴としては，

① 竹林は立木本数，立木密度とも大きい。

② 杉の植林地（特に大切谷川O－1斜面）では立木本数が少ないにもかかわらず　比較的大きな立木密度を示す。

③ カン木類が植生する場所では，立木本数が多いにもかかわらず，立木密度は小さい。

等があげられる。

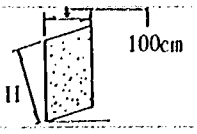
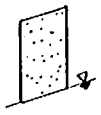
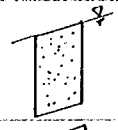
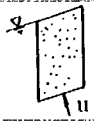
今回の調査において，特に植生条件と崩壊の相関性は認められなかった。表－4.4に示すように，根系の下面と崩壊面の深度においても，両者は一致せず，崩壊面が根系に支配された可能性は薄いと考えられる。ただし，笠置山南斜面においては，竹の根系の下面と崩壊面は，非常によく一致している。このことは他の樹木と違い竹の根系は地中の一定の深度で面的に広がりを持つため，塊として滑落するからと考えることができる。

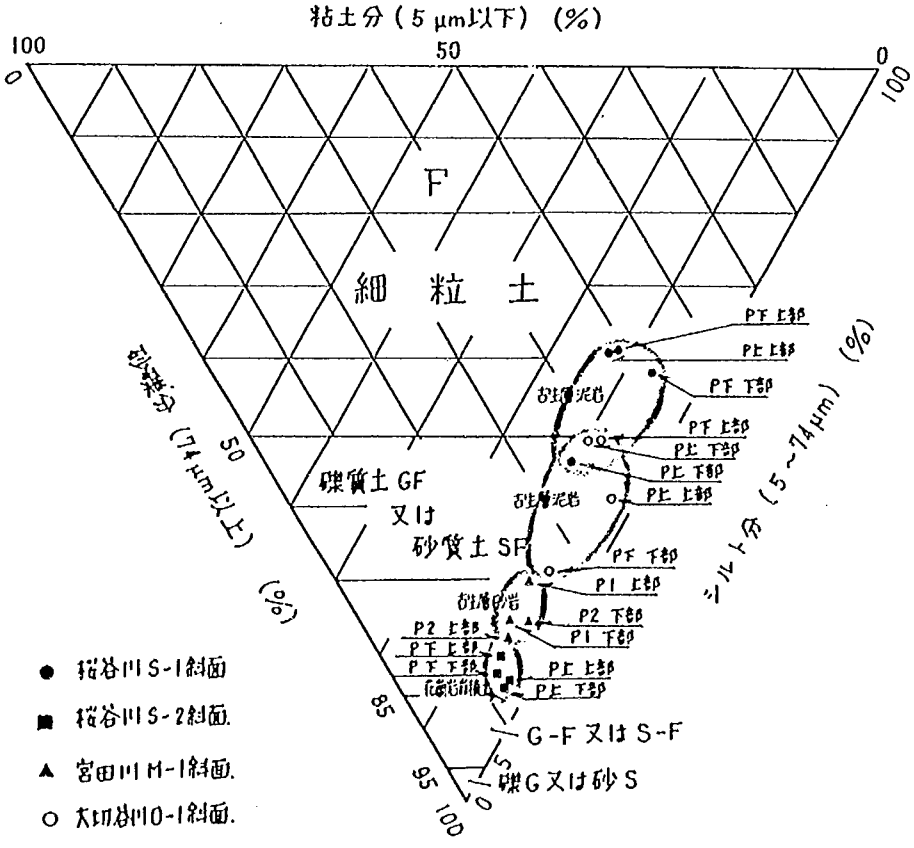
表－4.1　各崩壊斜面の諸元の一覧表

崩壊斜面	地質	面積 (m²)	生産土砂量(m³)	崩壊層厚 最大(m)	崩壊層厚 平均(m)	平均勾配（度）	崩壊タイプ	強度定数
桜谷川　S－1斜面	古生層泥岩	259.7	208.7	1.60	0.64	36.5	円弧すべり型	φ=45° c=0.14kgf/cm²
〃　S－2斜面	花崗岩崩積土	91.2	59.0	0.90	0.49	41.0	表層滑落型	φ=47° c=0.06kgf/cm²
水谷川　源頭部崩壊斜面	花崗岩崩積土	121.7	78.0	0.83	0.45	46.0	表層滑落型	
宮田川　源頭部崩壊斜面	古生層	48.1	32.0	1.40	0.54	35.5	円弧すべり型	
〃　M－1斜面	古生層泥岩	50.1	36.0	1.20	0.60	33.5	円弧すべり型	φ=46° c=0.04kgf/cm²
大切谷川　源頭部崩壊斜面	古生層泥岩	65.2	40.2	1.00	0.45	43.0	円弧すべり型	
〃　O－1斜面	古生層泥岩	44.4	40.5	1.50	0.65	45.0	円弧すべり型	φ=48° c=0.04kgf/cm²
水谷川上流1 源頭部崩壊斜面	古生層泥岩	182.6	176.1	1.00	0.88	23.8	円弧すべり型	
水谷川上流2 源頭部崩壊斜面	花崗岩崩積土	104.0	77.2	0.70	0.52	45.1	表層滑落型	
笠置山南斜面3 源頭部崩壊斜面	花崗岩・大阪層群崩積土	183.0	185.4	1.20	0.78	39.5	表層滑落型	

平均	古生層変成岩地域における崩壊	108.4	88.9	1.28	0.63	36.2
	花崗岩地域における崩壊	125.0	99.9	0.91	0.56	42.9

表－4.2　調査崩壊斜面解析結果

崩壊斜面		桜谷川S－1斜面	桜谷川S－2斜面	宮田川M－1斜面	大切谷川O－1斜面
強度定数	粘着力C（kgf/cm²）	0.14 Ccu=0.06kgf/cm²	0.06	0.04	0.04
	内部摩擦角φ（度）	45 φcu=27°	47	46	48
密度	湿潤密度 rt（g/cm³）	1.715	1.665	1.610	1.714
	飽和密度 rsat（g/cm³）	1.892	1.886	1.828	1.843
		H=160cm θ=36.5°	H=90cm θ=41.0°	H=120cm θ=33.5°	H=150cm θ=45°
① 		Fs=2.21 Fs=1.06	Fs=2.05	Fs=1.95	Fs=1.33
② 		Fs=1.40 Fs=0.66	Fs=1.12	Fs=1.04	Fs=0.71
③ 		U=0.089	U=0.012	U=0.005	



図－4.3　比重浮ひょうによる粒度測定を行なった場合の三角座標

表－4.3　各斜面における粒度分布一覧表

斜面名	Pit名		地質	4.76mm以上の粒子(%)	細礫分(%)	粗砂分(%)	細砂分(%)	シルト分(%)	粘土分(%)	コロイド分(%)
桜谷川 S－1斜面	Pit 上	(上)	古生層 泥岩	17.1	3.3	5.9	13.3	47.2	13.1	9.2
				20.4		19.2				
		(下)		43.1	2.5	1.4	6.1	36.2	10.8	7.9
				45.6		7.5				
	Pit 下	(上)		18.2	4.8	7.2	8.3	49.3	12.2	3.0
				23.1		15.5				
		(下)		21.1	4.0	6.0	9.7	51.8	7.3	7.3
				25.1		15.7				
桜谷川 S－2斜面	Pit 上	(上)	花崗岩 崩積土	16.2	19.5	25.6	21.6	13.8	3.3	0.0
				35.7		47.2				
		(下)		17.1	19.9	29.8	17.4	12.5	3.4	1.2
				37.0		47.1				
	Pit 下	(上)		31.3	11.5	20.5	16.7	14.2	5.8	3.8
				42.8		37.2				
		(下)		23.7	14.9	24.4	19.8	12.3	4.9	3.5
				38.6		44.2				
宮田川 M－1斜面	Pit 1	(上)	古生層 砂岩	17.1	10.6	16.3	26.0	22.7	7.4	3.1
				27.6		42.3				
		(下)		37.2	9.1	12.1	16.7	17.9	7.0	3.0
				46.3		28.8				
	Pit 2	(上)		41.5	9.8	13.1	13.2	16.3	6.1	3.5
				51.2		26.3				
		(下)		30.0	8.5	12.7	24.5	19.7	4.5	3.4
				38.6		37.2				
大切谷川 O－1斜面	Pit 上	(上)	古生層 泥岩	41.6	6.3	4.2	6.7	38.1	3.1	1.1
				48.0		10.8				
		(下)		12.8	7.0	7.9	24.0	39.1	9.3	1.1
				19.8		31.9				
	Pit 下	(上)		9.2	4.2	11.5	25.0	41.7	8.5	5.0
				13.3		36.5				
		(下)		53.4	5.7	4.7	5.0	25.9	5.4	3.4
				59.1		9.7				

表－4.4　調査崩壊斜面周辺の植生状況

	調査地内に植生する主な樹木	立木密度(㎡/㎡)	立木本数(本)(平均立木直径(cm))	平均崩壊層厚(cm)	根の先端深度(cm)
桜谷川 S－1	大部分がカン木類 その他，松とクヌギ等が植生する。	0.31/100	140 (5.4)	64	Pit上 60 Pit下 70
桜谷川 S－2	大部分がカン木類 その他，クヌギ等の広葉樹が若干植生する。	0.20/100	61 (6.4)	49	Pit上 45 Pit下 95
宮田川 M－1	杉（樹令15～20年）	0.31/100	58 (8.2)	60	Pit 1 30 Pit 2 40
大切谷川 O－1	杉（樹令30～40年）	0.54/100	17 (20.2)	65	Pit上 60 Pit下 20
笠置山南斜面 その3	竹	0.77/100	176 (7.5)	78	80

4.2　土石流発生条件の考察

1）空中写真，地形図の判読結果による土石流発生条件の検討

1.1で述べたように，当地区は，木津川に面した斜面が急で，その上部の標高200～250m付近に隆起準平原の平坦部を持つという独特の地形条件を有する。この地形条件と崩壊発生位置を重ねてみると，大部分が隆起平原部から木津川に面する急斜面部に移行する地形遷急線付近を始発点として発生していることがわかる。

この原因として考えられることは，

1. 隆起準平原部での表土層（風化土層）が厚く，構造的に不安定な遷急線付近で滑落しやすい。
2. 隆起準平原部で伏流していた地下水が，遷急線付近より地表を流下するようになる。（崩壊が遷急線付近で多発するのと同じく，渓流も遷急線付近を始発点とするものが多い。）

今回のような豪雨で，当地区に土石流，崩壊が多発した背景には，上記で述べたような特徴的な地形条件に支配されていた上に，豪雨域がこの地形に重なったためと推察できる。

2）地形条件

調査を行った，土石流発生渓流，土石流非流下渓流における各部の勾配，延長距離及び渓流周辺の植生状況を表－4.5に示す。崩壊部における勾配は，いずれの渓流も24°～46°の範囲に分布しており，土石流発生渓流，土石流非流下渓流において違いはみられない。また，流送部における勾配も12°～40°と広い分布範囲を持ち，特に土石流非流下渓流が小さくなる傾向も認められない。調査を行った土石流の堆積域の勾配は，大切谷川の4°を除き，8.6°以上の勾配である。この理由として考えられることは，

1. 砂防ダム，対岸斜面，竹林等の外力の作用により土砂が停止した。
   （水谷川上流部の堆積部，水谷川上流部2，笠置山南斜面）
2. 棚田上に土砂が流下したため急激に勾配が変化して停止した。
   （桜谷川，水谷川）
3. 上流部で発生した崩壊地及び土石流流送部の勾配が小さいために大きな運動量が得られず，勾配10°前後の場所で停止した。
   （宮田川，水谷川上流部1）

である。

3）植生条件

笠置町周辺の山地は主に杉の植林地として利用されている。調査を行った渓流も，杉の植林地内を流下するものが大部分である。このため土石流は，渓流沿いの杉を巻き込み，下流に大量に流出させた。特に，水谷川上流部2においては，杉林内で崩壊が発生し，長さ約60m，幅約10mにわたる区間の杉（樹令10～15年）が土砂により，堆積域まで流出しており，流下部に立木は全く残っていない（写真－3.1）。幸い土砂，流木は，渓流対岸の斜面に当たり停止しているものの，このような特殊な地形条件でなければ，下流域まで流下したと考えられる。一方，笠置山南斜面において対象的な現象が観察できた。これは，竹林内に流入した土砂が，竹林内で完全に停止していることである。この間，土砂は

竹を倒しながら約30m（幅約18m）流下した後停止している（写真－3.3）。土砂停止地点より下流は，平均勾配27.7°と急勾配で，土砂の停止が地形的要因でないことは明かである。竹林が崩壊土砂の流出を抑制した原因は，①竹は，弾力性に富み，折れにくい。②同時に，地中で根が複雑に絡み合っているため，流入土砂に対し，一本ずつ抵抗するのではなく全体として抵抗する。③立木密度が大きいので，抵抗としての効果が大きい。等が考えられる。また，これに比べ杉が流出しやすい原因は，①弾力性に乏しい。②根系は，樹高に比べ深度が浅い。③独立樹として存在しているので土石流に対する抵抗としては小さい。等が考えられる。特に樹令が10～15年程度の杉は，根が充分発達していないので，被害を大きくしたのではなかろうか。

4）堆積礫径

各渓流における土石流堆積礫径の一覧表を表－4.6に示す。調査渓流4渓流のうち，宮田川，大切谷川は変成岩地域の渓流であり，水谷川は花崗岩地域である。また，向垣外川の堆積礫は主に花崗岩である。これら両者の堆積礫には，礫径に大きな差がみられる。粒度分析における60％粒径は，向垣外川で65cm，水谷川で76cmに対し，宮田川で27.5cm，大切谷川で12cmとなり花崗岩域の礫が変成岩域の礫に比べて大きい。これは，変成岩では節理が発達しており，比較的細かく破砕されるのに対し，花崗岩は節理が発達していない限り，破砕されにくいという性質があるからと考えられる。この礫径の差は，当然土石流の破壊力にも反映されるはずであり，向垣外川，水谷川における構造物の被災程度が宮田川，大切谷川より大きくなった原因の一つと考えられる。特に両者の差の大きい水谷川と大切谷川の粒度分布曲線を図－4.4に比較して示す。

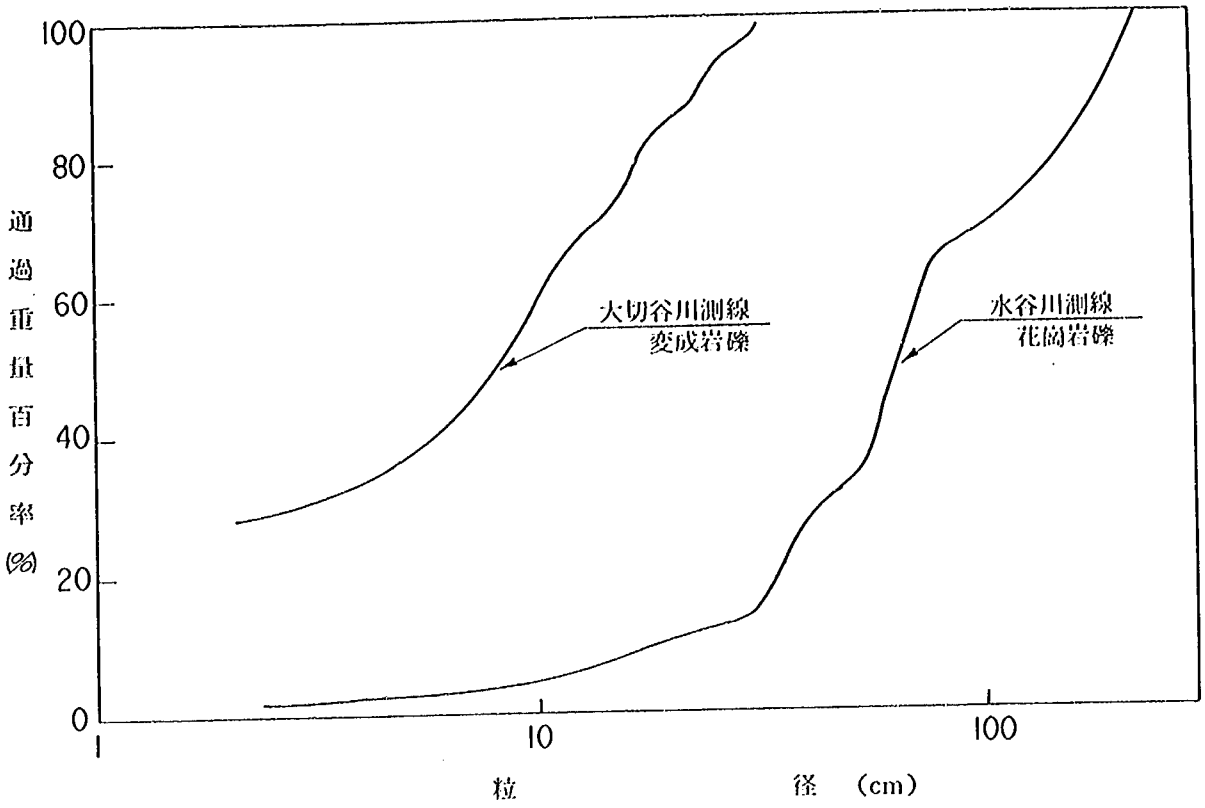
次に粒径5cm以下の堆積物について行った粒度分布試験結果についてのべる。花崗岩域と変成岩域の違いは均等係数Ucに現れている。変成岩域である宮田川はUc＝31.71であるのに対し，花崗岩域である水谷川ではUc＝94.47と粒度分布が広いことである。これは変成岩地域では，土砂生産源である地山に粘土等の細粒分が多く，この細粒分が流下してきているために，均等係数が小さくなっていると考えられる。

表－4.5　土石流各部の地形

渓流名	土石流各部における平均勾配（延長距離）					備考（渓流周辺の主な樹木；等）
	崩壊部	崩壊部直下の浸食部	流送部（上部）	流送部（下部）	堆積部	
桜谷川本流	36.5°（22.7m）	46.6°（34.3m）	19.5°（152.3m）	12.9°（270.2m）	（上流部）10.3°（240.0m）	杉林，10.3°は堆積部上部の勾配で堆積，浸食部が混在する。
桜谷川支流	36.4°（10.2m）		12.6°（109.2m）	20.8°（288.2m）		
水谷川	46.0°（12.2m）	39.7°（14.3m）	25.4°（27.3m）	39.6°（53.5m）	（ダム上部）20.5°（225.3m） 11.1°（87.9m）	杉林，土砂は一部砂防ダムにより停止
宮田川	35.5°（10.5m）		20.5°（225.3m） 24.3°（87.9m）	14.5°（20.1m）	9.0°（89.7m）	杉林
大切谷川	43.0°（11.6m）		23.1°（289.4m）	10.4°（332.0m）	4.0°（97.9m）	杉林，土砂は谷出口の砂防ダムにより停止
水谷川上流部1	23.8°（21.1m）		23.4°（51.9m）		8.6°（57.6m）	カン木，土砂停止点より下流の平均勾配：9.4°
水谷川上流部2	45.1°（11.5m）		20.6°（49.3m）		13.7°（33.3m）	杉林，土砂は対岸斜面にあたり停止，土砂停止点より下流勾配：4.7°～19.9°
笠置山南斜面	39.5°（26.5m）	（堆積部）6.0°（12.3m）	（浸食部）28.1°（25.1m）		22.4°（39.0m）	竹林，土砂は竹林の中で停止，土砂停止点より下流の平均勾配：27.7°

表－4.6　堆積部における礫径一覧表

		線格子			ふるい分け
		測線1	測線2	平均	
向垣外川（桜谷川）（大部分が花崗岩礫，変成岩質を含む）	最大粒径（mm）	1150	1450	1300	約80
	60％粒径（mm）	480	820	650	33.1
	30％粒径（mm）	260	420	340	5.60
	10％粒径（mm）	－	50	－	0.71
	均等係数　Uc	－	16.4	－	46.62
	曲率係数　U'c	－	4.30	－	1.33
水谷川（花崗岩質礫）	最大粒径（mm）	2250	1950	2100	約140
	60％粒径（mm）	720	800	760	44.4
	30％粒径（mm）	450	450	450	5.30
	10％粒径（mm）	185	210	197.5	0.47
	均等係数　Uc	3.89	3.81	3.85	94.47
	曲率係数　U'c	1.52	1.21	1.35	1.35
宮田川（変成岩質礫）	最大粒径（mm）	620	580	600	約180
	60％粒径（mm）	310	240	275	40.9
	30％粒径（mm）	155	130	142.5	15.3
	10％粒径（mm）	25	41	33	1.29
	均等係数　Uc	12.4	5.85	8.33	31.71
	曲率係数　U'c	3.1	1.72	2.24	4.44
大切谷川（変成岩質礫）	最大粒係（mm）	320	1450	885	約90
	60％粒径（mm）	100	140	120	24.1
	30％粒径（mm）	26	40	33	4.95
	10％粒径（mm）	－	－	－	0.52
	均等係数　Uc	－	－	－	46.35
	曲率係数　U'c	－	－	－	1.96



図－4.4　氾濫域粒度（花崗岩と古生層変成岩）

ま　と　め

① 崩壊形態は地質条件に支配されており，古生層斜面では円弧すべり型の崩壊，花崗岩地域では花崗岩上に堆積した崩積土が滑落するすべり面型の崩壊形態をとることが多い。

② 崩壊地から採取した土壌について，強度試験を行った結果，古生層斜面と花崗岩斜面の強度定数には，大差がないことが分かった。また，これらの強度定数を用いて安定計算を行ったところ，多くの場合において，安全率が1.0を上回り，崩壊がせん断破壊の形態をとるならば安定であるという結果を得た。崩壊発生の有無については，強度試験の結果や，崩壊発生モデルについてさらに検討を加える必要がある。

③ 崩壊地において，根系の発達状況等の植生に関する調査を行ったが，崩壊面はいずれも根の先端より深い場所で発生しており，崩壊と直接の関連性は認められなかった。しかし，崩壊地が竹林の斜面（笠置山南斜面源頭部の崩壊）では他の斜面と異なり，竹根の先端部で崩壊面が発生している。

④ 粒度分布試験により，古成層変成岩と花崗岩で，その風化による粒度組成に大きな違いがあることが分かった。花崗岩風下部では，砂，礫分が卓越する傾向があるものの，粒度分布が滑らかな粒径加積曲線となるのに対し，古生層ではシルト分が卓越した曲線を示す。

⑤ 土石流の流下，非流下に植生条件が大きく影響していることが確認された。すなわち，笠置山南斜面においては，竹林により土砂がせき止められて，下流へ全く流下していない。一方，他の渓流の杉林においては，土石流に対してほとんど抵抗力をみせず，かえって流木となり被害を大きくしている。

⑥ 崩壊発生地点は，地形に支配されている可能性があり，大部分の崩壊が，隆起準平原から下部の急斜面へと至る地形遷急線付近を始発点として発生している。

以上のように，今回の調査では，崩壊，土石流の発生条件を地形，地質，植生，土質力学的な面から検討し，それぞれの影響についてある程度の成果を得ることができた。しかし，崩壊，土石流の直接の引金となると考えられる土石流発生時の斜面中の水の挙動については，依然推測の域を越えていないのが現状であり，水の挙動が正確に把握できなければ，崩壊，土石流の発生の予測は難しい。今後は，他地域の資料の収集・整理すると共に，斜面内部の水の流れや，間隙水圧の上昇等に注目した崩壊・土石流発生予知についても検討を進めたいと考えている。

昭和61年7月京都府南部土石流災害調査報告

ＩＳＳＮ　0386－5878
土研資料　第2543号
昭和63年1月　(1988)

水山　高久，福本　晃久
原　　義文

要旨　　昭和61年7月に京都府南部を中心に発生した集中豪雨により土石流が発生し，死者1人等の被害を出した。本報告書は，気象概況，災害概況を取りまとめ，現地測量及び土質試験を行った結果を基に，崩壊及び土石流の発生条件について考察をしたものである。

キーワード：土石流，集中豪雨，崩壊，土砂災害，現地調査