

3 4. 地下水研究 50 年史—斜面災害と地下水—(1)

(1) はじめに

筆者の地下水研究史のなかで最も長期にわたって続けてきたのは斜面災害と地下水に関するものである。思い起こせば筑波大学環境科学研究科に赴任した直後の 1977 年 8 月 6 日の有珠山噴火に伴う環境変化の調査に参加したのがその大きな切っ掛けになったといえる。この調査で筆者が分担したのは、噴火時に発生した泥流被害に関するものであるが、これは当時の担当科目が「地水保全工学」であったことと、前の勤務先である東洋大学工学部の土木工学科で土質実験に携わってきた経験から、火山灰の土質工学的な性質と泥流の発生機構との関係に関心があったからである。

それより前、当時国立防災科学技術センター（筑波研究学園都市）におられた寺島治男技官に初対面早々、当時我が国最大級といわれた大型降雨実験装置の使用をお願いしたところ、快諾を得ていたので、早速現地から大量の火山灰を同センターに輸送し、共同研究として、泥流発生のトリガーとしての降雨浸透・地中水分挙動・流出過程を追究した。

降雨実験装置を利用した研究はこれ以降さらに進展し、斜面の様々な特徴に支配された地中水の動態と斜面崩壊の関係へと進み、最終的には実験装置内に高さ 5m に達する盛り土を築き上げ、小型の装置では再現不可能な現象、または誤差として棄却されるような細部現象^{脚注}を追究する方向へと進展した。寺島技官との共同研究は筆者が筑波大学に在籍している間続けられ、その後筆者が千葉大学に移ってから実によい“相棒”であり続けてくれた。

言うまでもなく自然を対象とする地球科学においては、実験研究は常に現場との対比・検証を伴うものでなければ意味をなさない。このことを踏まえて筆者が進めてきた実験流域での研究は、東京農工大学「波丘地実験研究施設」、東京都「長沼自然公園」、東京大学「愛知演習林」、川崎市「早野霊園予定地」、中国「太行山生態研究所」をはじめ、実に 10 指を越える。そのすべてをここに紹介するには、残念ながらその時間もないので、ここでは地下水挙動に焦点を置いたものに絞り、降雨実験のほか、波丘地、長沼、早野、岡谷、中国東川の 5 地区について取り上げることにする。



中国雲南省東川区に発生した泥石流（後述）

脚注：降雨浸透—流出、また土層の乾湿などによる間隙の変化など

(2) 降雨実験

言うまでもないことだが、自然斜面での諸現象を模型実験だけで再現することは不可能である。しかし複雑な自然系をいくつかの類型に区分して、それぞれにおける斜面特性をある程度強調して斜面崩壊に至る要因の分析をおこなうことは実斜面での現象を理解するうえで充分意味のあることと考える。

このような視点から進めた実験で明らかにしようとした点は以下のようなものである。

- ① 斜面内における降水の浸透過程
- ② 斜面内における飽和帯の成長と減衰過程
- ③ 斜面勾配の遷移点における地下水の動態
- ④ 崩壊発生時における地下水の動態と地下水の流出状況

写真1は大型降雨実験施設内に設けられた斜面模型であるが、ここでは図1にあるように、斜面形を大きく5つに区分し、またそれぞれの斜面勾配を 20° 、 30° として10通りのケースについて実験をおこなった。なお図中、上の3つは斜面末端部が河谷に直接接しているような場合であり、下の2つは斜面末端部が崖錐などによって被覆されているような場合を想定している。なお降雨量はすべて 50 mm/時 とした。

以下に上記課題に沿って実験によって得られた結果を概説する。

a) 斜面内における降水の浸透過程

図2は斜面の上部、下部に設置したテンシオメーターから得られた圧力水頭の時経変化である。図から降雨開始以後の圧力水頭の変化は2つのステージから成っていることがわかる。

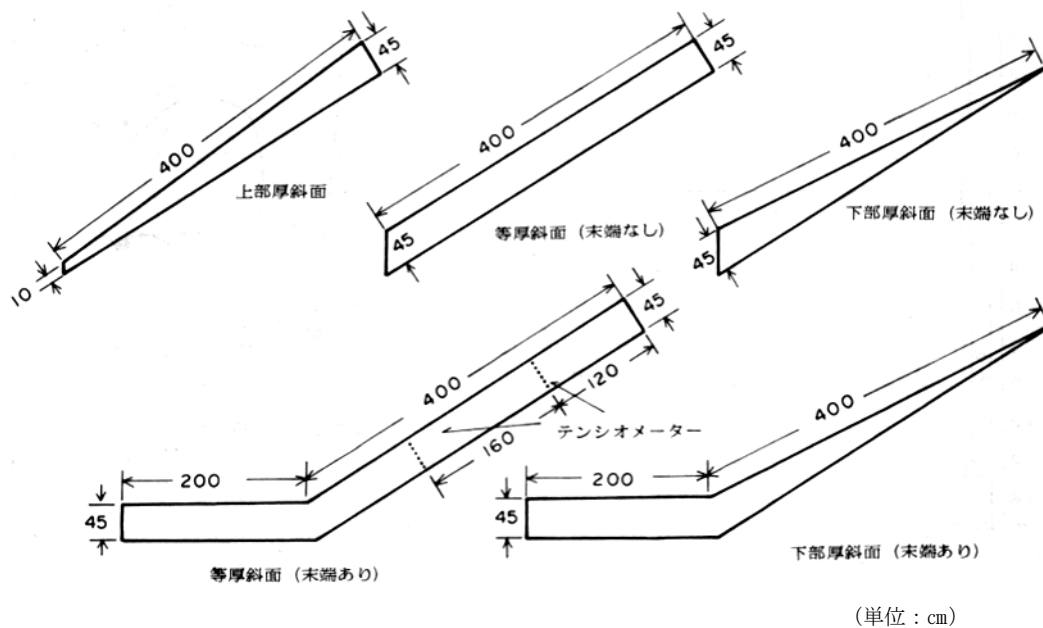


図1 降雨実験で検討した斜面形

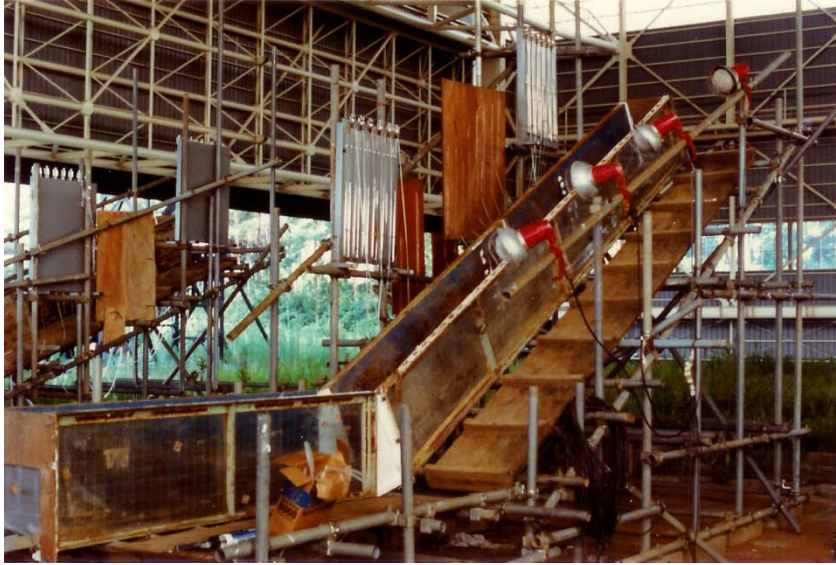


写真 1 実験斜面

装置の長さは斜面部が 4m、水平部が 2m、また幅は 40 cm である。

実験に用いた試料は成田層の砂で、比重 2.74、液性限界 20%、透水係数 4.04×10^{-3} cm/sec、50%粒径 0.4mm、均等係数 3.1mm である。

手前が 30° 斜面、前方が 20° 斜面。

スタンドパイプはテンシオメーター。

飽和帯の位置は斜面底部に取り付けた水マンオメーターにより計測。

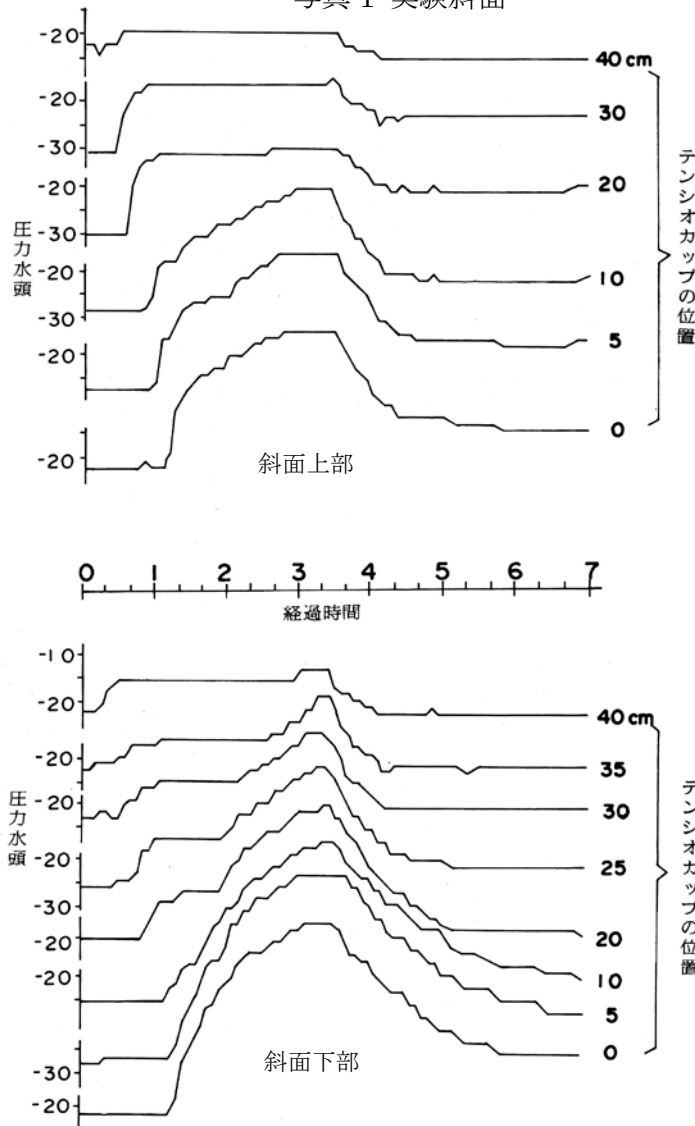


図 2 圧力水頭の経時変化
(20° 平行斜面の場合)

一つは斜面表層部からの降雨浸透を示す、いわゆる浸潤前線の前進状況を示す最初の部分であり、他は飽和帯の急激な成長を示す部分である。ここで斜面下部での飽和帯の発生は浸潤前線が斜面底部に到達する前におこなわれているように見え、横方向の流れが縦方向の流れに先行していることが推定される。すなわち斜面底部に沿って、上流部より流動してくる地下水の到達が垂直方向の浸透より早いことを示している。

b) 斜面内における飽和帯の成長と減衰過程

実験の主眼は降雨時に飽和帯が斜面上のどこに発生し、これが時間とともにどのように発達してゆくか、そしてその過

程が斜面条件によってどのように規定されているか、さらには降雨後、この飽和帯がどのようなかたちで減衰あるいは残留しているかということである。実験結果を整理すると以下ようになる。

i. 飽和帯が最も厚く発達する位置を規定する要因

急斜面から緩斜面にかわる遷移点（遷緩部）の存在が飽和帯の発達に決定的な影響を及ぼしているといえる。図3にその様子を示す。降雨時にこの部分で地下水面が急上昇し、いわゆるパイピングが発生し、斜面末端部の崩落の引き金となるケースが多い(写真2)。

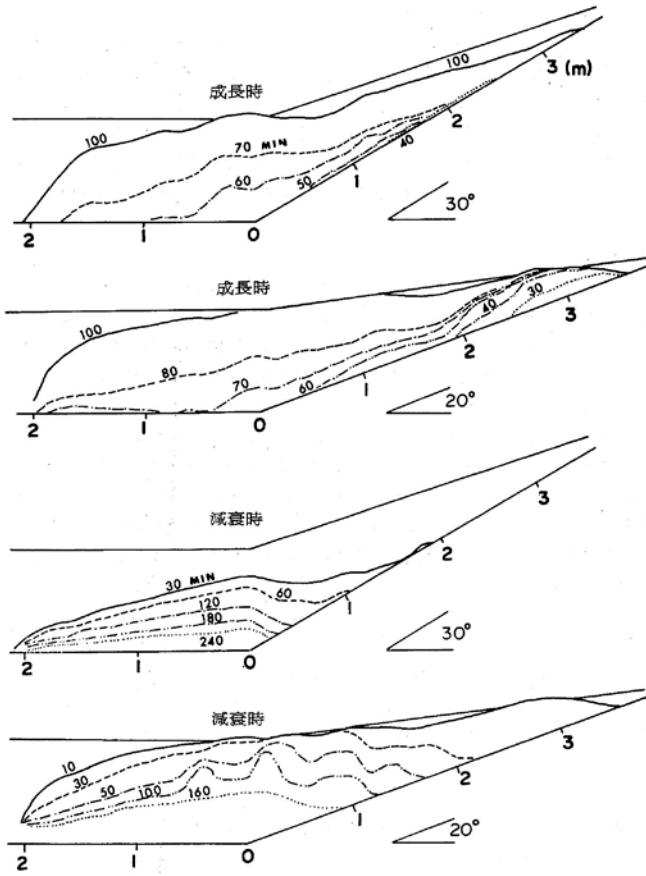


図3 飽和帯の成長と減衰 (降雨量 50 mm/時)

ii. 最初に飽和帯が発生する位置を規定する要因

斜面勾配がある値以下であれば飽和帯が最初に発生する場所は土層の厚さに規定される。図4にその様子がよく示されている。すなわち20°斜面について言えば斜面土層が薄い場合には、まずそこに飽和帯が形成され、逐次斜面下部にむかって成長してゆく。通常斜面下部の土層が薄い場合には、下部から上部に向かって発達してゆく。通常の斜面では上部の土層の方が下部より薄いので前者の過程を辿ることが多いと言える。



写真2 遷緩部におけるパイピングと崩壊

iii. 地下水面の上昇速度を規定する要因

飽和帯がもっとも厚く発達する位置における、その上昇速度は斜面勾配の大きい場合の方が速い。図5にその様子が示されている。これは地下水面の上昇をもたらす原因が斜面表層部からの浸透水より斜面上部から土層の底面を通して流下してくる地下水に、より多く依存していることを示している。

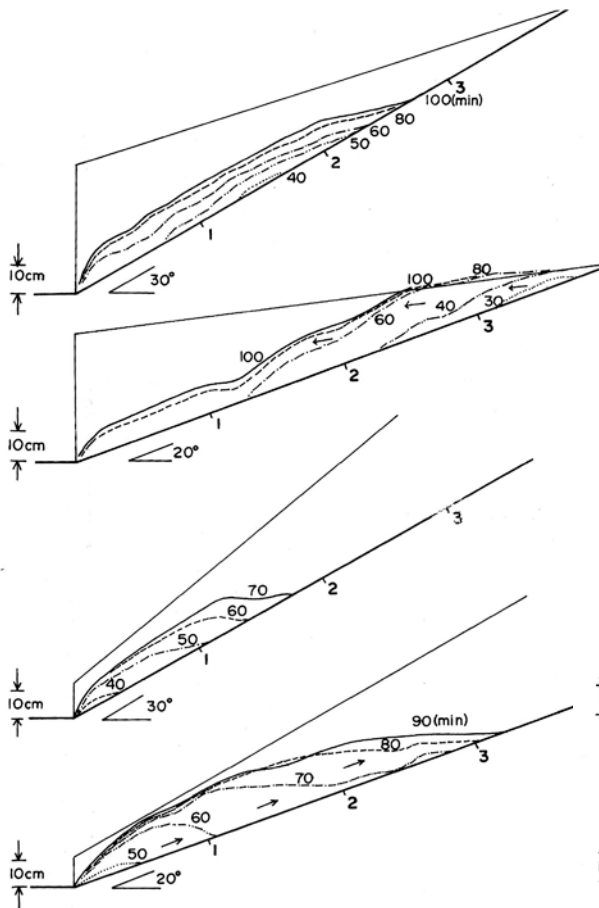


図4 斜面土層の厚さの違いと飽和帯の成長

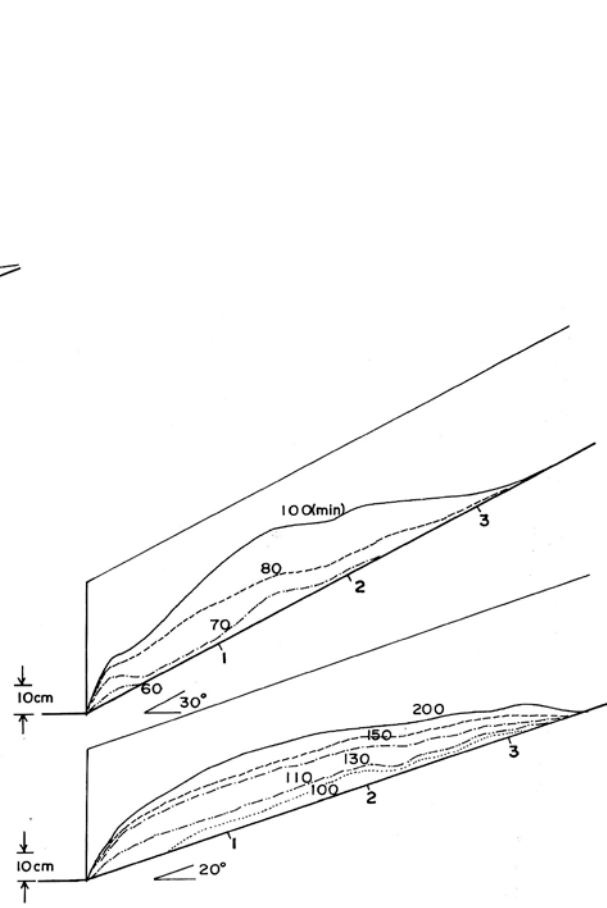


図5 斜面勾配と飽和帯の成長

c) 斜面勾配の遷移点における地下水の動態

最も普遍的に認められる斜面形態は図6、写真2にあるような末端部を有し、土層厚がほぼ一定な斜面である。その傾斜遷緩部での地中水の動態は図から理解されるように、顕著な上向きの流れである。ここで降雨の継続とともに崩落した土層は斜面末端部に堆積し、そこに更なる飽和帯の上昇をみる。こうして斜面は逐次崩落を重ねながら後退してゆく(写真3)。

実際の谷底斜面では後に詳述するように、このような遷緩部が複数箇所が存在することが多く、降雨時にそのような部分で顕著な上向きの流れが発生し、この部分から発生する水流をみることもある。いわゆるリターンフローがそれである。

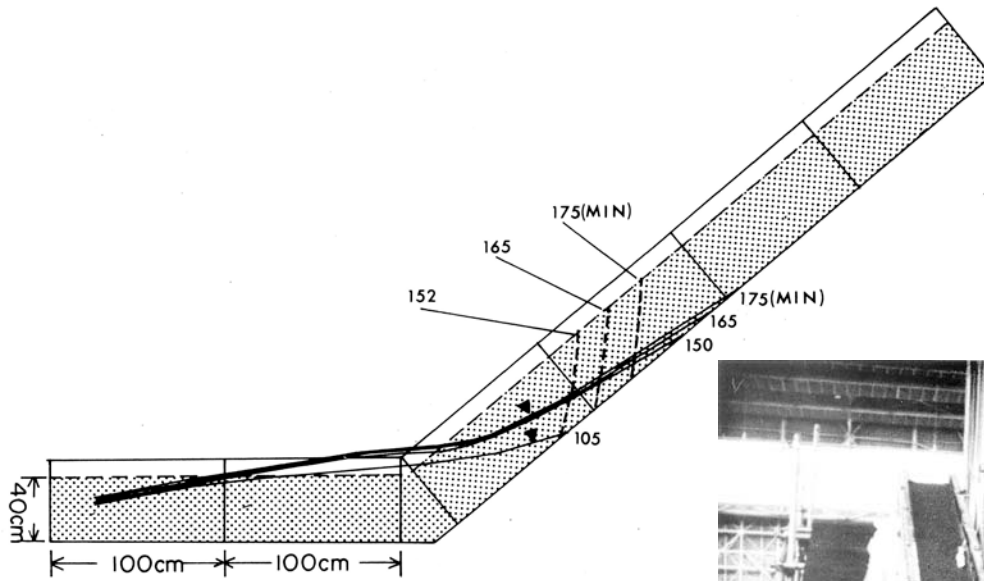


図 6 末端部を有し、土層厚がほぼ一定な斜面における地下面上昇



写真 3 逐次崩落

d) 崩壊発生時における地下水の動態と地下水の流出状況

図 7 は斜面末端部から流出する地下水の流量記録の一例である。複数の実験から得た現象は以下のように集約される。

- i. 流出量は、最初加速的に増大するが、時間の経過とともに、上昇率は逓減する。
- ii. この時点で斜面にクラックが発生するが、流出量との関係でみるとクラックは 40° 斜面より 30° 斜面の方が遅れて発生する。
- iii. 流出量減退時の水量は斜面に降った雨量の 1/3 程度である。
- iv. 崩壊直前に流出量が増大するケースが多い。

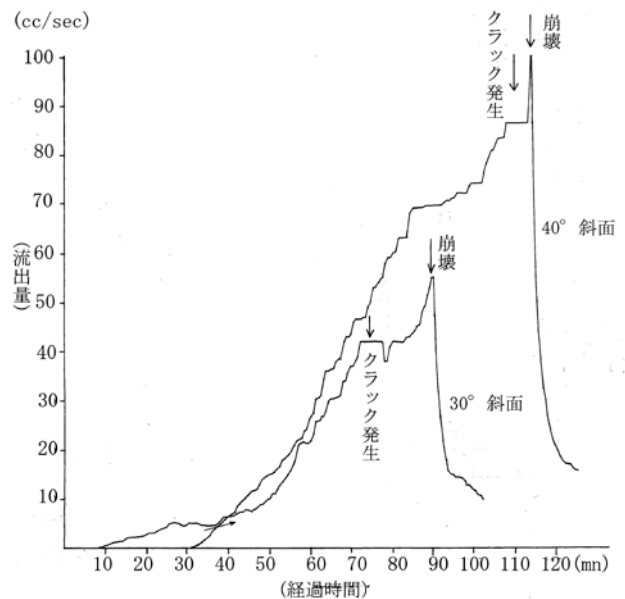


図 7 斜面末端部の流出記録

v. 降雨が始まってから、充分時間が経過したのちでの流出量は斜面条件に関わらずほぼ同じになる。

上記の一連の現象は、降雨一流出過程とともに斜面土層の間隙構造が変化し、さらに崩壊の直前には斜面内に亀裂が生じ、その亀裂に一時的に地下水が貯留されて流出量が減少したためと推察される。

(3) 有珠山の火山泥流

1977年(昭和52年)の8月6日から始まった火山活動がやや収まった1週間後、なお鳴動を続ける山体に恐れ戦きながら泥流調査を行った。泥流の被害は洞爺湖側の北麓部に広く及んだが、東～南麓部にも各所に泥流の発生をみた(写真4、図8)。ここに紹介するのは後者の例である。

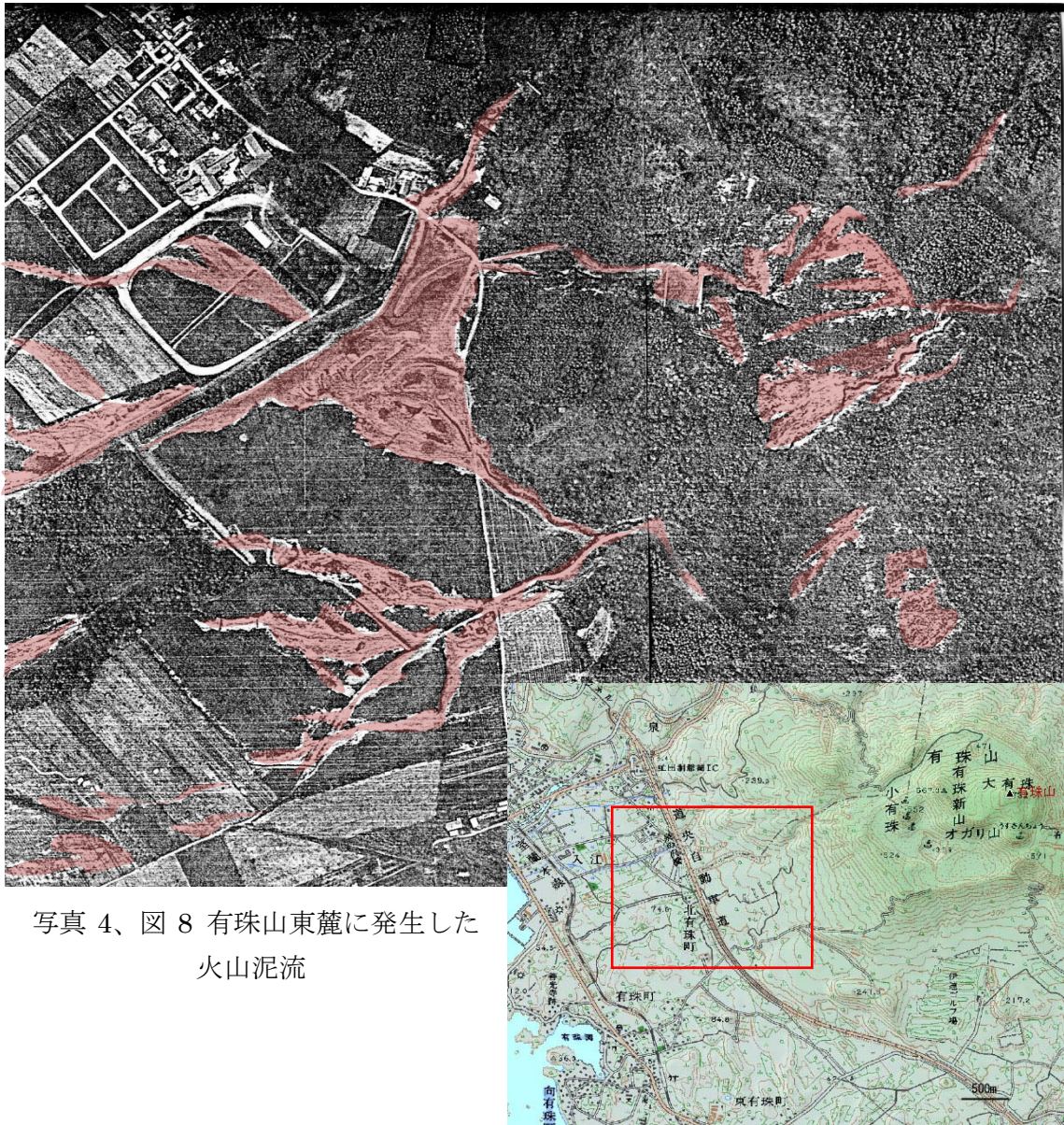


写真4、図8 有珠山東麓に発生した火山泥流

火山堆積物は一回の噴火活動毎に粗粒→細粒といった一つのサイクルを示し、その最上部はハードクラスト化した微細な火山灰が覆っている(写真5)。この層は浸透能が小さいために雨裂を生じ易く、削り取られた部分からガリ浸食が急速に拡大進行する

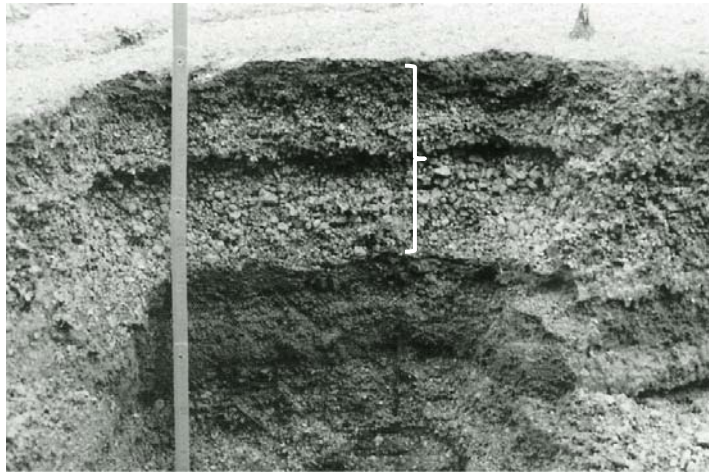


写真5 噴火の様子を物語る火山噴出物

(写真6)。

こうして斜面下部に集積した堆積物は泥流発生の起爆剤として源流部の谷底に蓄積される(写真7、8)。

浸透能の低い火山灰で被われ、枯死した樹林は保水機能を失い、地表流が発生し易くなり、泥流の素因となる。

一旦発生した泥流は斜面を流下する過程で周辺の火山堆積物を取り込み、その破壊力を

を増して流れ下る(写真9、10)。この際、泥流本体はベルトコンベアのように機能して流下の途中で取り込んだ数メートルに及ぶ巨礫を運搬するまでに成長している。



写真6 源流部斜面のガリ浸食



写真 7、8 源流部に集積した火山噴出物



写真 9 吹き飛んだ砂防堰堤



写真 10 泥流先端部の巨礫群



写真 11 有珠火山噴出物を用いた降雨実験

さて、このような現場で得た資料をもとに上述の降雨実験施設で泥流現象を再現させ、関連する細部の機構を探った。その実験装置の全容と、実験経過は写真 11～17 に示してある。



写真 12 軽石層の上に火山灰を敷き詰める



写真 13 ガリ浸食は斜面末端部から始まる

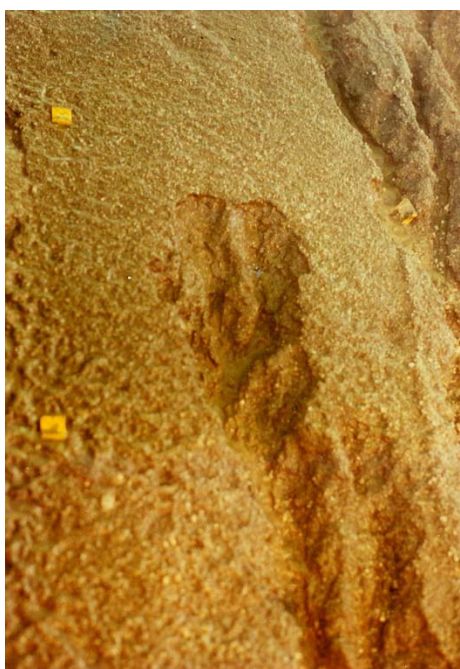


写真 14 ガリの先端部分



写真 15 地中水を集めながらガリが分岐し、
上流に向かって伸長する



写真 16 ガリの深さが軽石層に達すると、それが流れ出してきた斜面下方に集積する



写真 17 実験の最終段階