

多摩川に流入する丘陵地小河川の流出機構 ならびに水質特性に関する研究

1985年

田 中 正

筑波大学地球科学系講師

目 次

| | |
|--|---|
| 序 | i |
| I 研究対象地域の地形・地質・水文 | 新藤静夫 1 |
| II 試験流域の各部位における水文学的機能 | 新藤静夫・丹下 熨 5 |
| III 丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動 .. | 田中 正・安原正也・酒井 均 17 |
| IV 多摩丘陵源流域における流出機構 | 田中 正・安原正也・丸井敦尚 31 |
| V A micro-computer automatization system for the particle size analysis. | A. Marui , M. Yasuhara , T. Tanaka and S. Takayama 51 |
| VI Reconnaissance study on suspended sediment discharge during a storm event. | T. Tanaka , A. Marui , M. Yasuhara and S. Takayama 59 |
| VII A試験流域（東の沢）の沢底部における表層地下水の動きと水質特性 | 丹下 熨・野口晴彦・新藤静夫 65 |
| VIII Characteristics of groundwater chemistry in the Hachioji experimental basin. | T. Tanaka and T. Yamazaki 91 |
| IX 水循環過程における水質特性 — 多摩丘陵源流域を例として — | 田中 正・山崎 崇 97 |
| X 1984年渴水における溶存成分の濃度変化 | 田中 正・桂 英之 115 |

序

本報告書は昭和57～59年度の3カ年にわたって受けたとうきゅう環境浄化財団研究助成金による「多摩川に流入する丘陵地小河川の流出機構ならびに水質特性に関する研究」（課題番号：5737）の研究成果をまとめたものである。研究成果の一部は既に学会誌等に発表済みのものもあるが、研究テーマ全体から見た整合性を考慮して本報告書に集録してある。

研究組織および配分を受けた研究経費は以下のようである。

研究組織

| 代表・分担 | 氏 名 | 所 属 ・ 職 |
|-------|---------|--------------|
| 研究代表者 | 田 中 正 | 筑波大学地球科学系・講師 |
| 研究分担者 | 丹 下 熨 | 東京農工大学農学部・教授 |
| " | 新 藤 静 夫 | 筑波大学地球科学系・教授 |

研究経費

| 年 度 | 配 分 額 |
|--------|------------|
| 昭和57年度 | 985,900円 |
| 昭和58年度 | 2,676,500円 |
| 昭和59年度 | 2,595,500円 |
| 計 | 6,257,900円 |

本研究を進めるに際して多くの方々の御協力を得た。特に東京農工大学農学部波丘地利用実験実習施設の富沢徳重、富沢 実両技官には調査観測に際し終始多大の御協力をいただいた。ここに厚く御礼申し上げます。

昭和60年9月

研究代表者 田 中 正

I 研究対象地域の地形・地質・水文

新 藤 静 夫

研究対象地域の地形・地質・水文

新 藤 静 夫 *

1. 概 要

平野部に出てからの多摩川の支流は山地に水源を有する秋川と浅川を除けば他はいずれも丘陵地に水源を有する河川である。特に多摩丘陵地域から合流する小河川群は多摩川下流部の表流水に対して量と質の両面で影響するところが大きい。本研究対象地域の流域もそのような河川の一つである大栗川の一支流の上流域にあたる。ところで、この大栗川流域では多摩ニュータウンの建設をはじめ、大小の土地改変が行なわれており、これに起因する河川環境の悪化も懸念されている。

以上の理由から流域の水文特性を把握することは環境保全上極めて重要な意味を有しているといえる。

さて、多摩丘陵に関する地形・地質学的研究にはこれまでに数多くのものが知られている。それらを要約するとつぎのようである。

ほぼ登戸と原町田を結ぶ線の西側と東側で顕著な地形の相異が認められる。即ち西側では標高が急に高くなり、地形も複雑であるが、東側は起伏が少く、かつ地形的にも一段と低い。水系もこの地形の相異に符号していて西部では北西に流れ、東部では東ないし、南東に流れるものが多い。

地形的に高い方をT₁面、低い方をT₂面と称して区別している。前者には河成面が、また後者には海成面の存在が知られており、地形の成因と時代が両者で異なると考えられている。

T₁面地域で注目されるのは上記の河成面を作った礫層が丘陵の頂部のところどころに残存していることで、その礫種から相模川系統の河川の堆積物と考えられている。形成史や堆積機構については詳しく研究されたものは少いが、その存在はこの地域にある河川の流出機構に少なからぬ影響を与えていることが予想されるので、将来その水文地質的意義についての研究が望まれる。なお水文環境のうえからはT₁面地域に水源を有する河川が多摩川とより密接な関係を有しているといえ、本研究対象地域もそのことを意識して決められた。

2. 地形・地質

研究対象地域は図1に示したごとく、多摩丘陵の西部にあり、大栗川の支流、堀の内川の最上流部に位置する(東京農工大学波丘地実験施設)。東西方向に開析された主谷に合流する支谷が流域の南あるいは北から数条合流しているが、恒常的な流水を見るのはそのうち図2に示した試験流域Bのみである。

全流域面積はおよそ14haで、自然林、草地、スギ、ヒノキなどの実験林がモザイク状に分布している。

* 筑波大学地球科学系

このあたりの多摩丘陵の背面高度はおよそ，
170～180m，丘陵を刻む谷の高度は140m，
比高は30～40mである。地質の概要は図2に
示したとおりである。

多摩丘陵を作っている三浦層群はこの付近では
平山砂層と連光寺互層であるが，地表に露出して
いるのは上位の連光寺互層である。

この付近の連光寺互層は下位から泥岩，礫岩，
泥岩となっていて，いずれも固結度が高く，短時
間の水文現象を考える場合には水理的基盤と考え
て差し支えないものである（ただし礫質部には地
下水が存在し，若干の変動を示すので，完全に不
透水層としてとり扱うことは出来ない）。

下位の泥岩層中には凝灰質層が数層準に認められる。そのうちあるものは，かつて磨き砂として採掘
されていたこともある。特徴的なゴマシオ状の厚さ5～10cmの軽石層を鍵層として，この付近の走
向・傾斜を求めてみるとおよそN50°W1°Nとなる。なお下位の泥岩層は寿円晋吾（1951）のいう

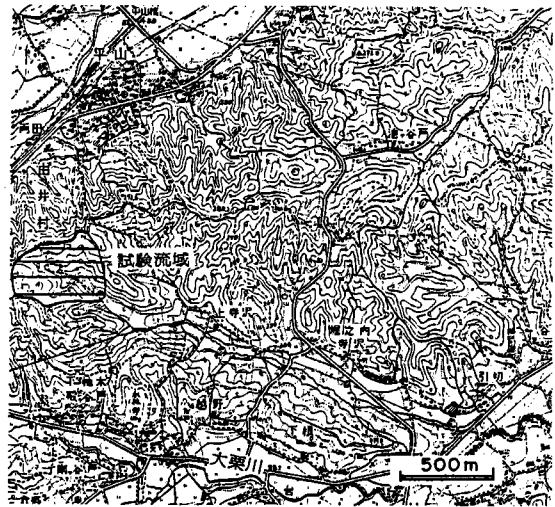


図1 試験流域の位置

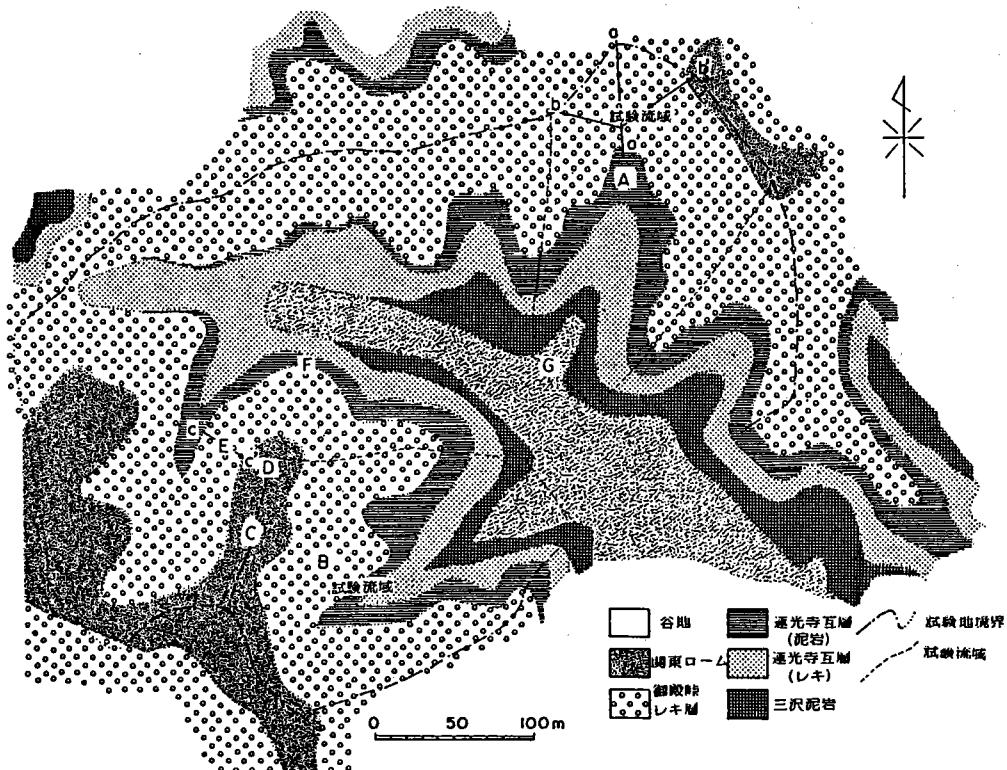


図2 試験流域内の地質

三沢泥岩層に相当する。

連光寺互層の下位にくる平山砂層は先にものべたように、この付近には露出していないが、波丘地実験施設の西にある都立長沼自然公園内には標高120m前後以下のところに広く分布していることからみて、当地域でも谷底下40m前後のところにはその存在が予想される。

さて、標高約160mより高いところには洪積世中期の御殿崎礫層が広く分布している。ローム質の粘土をマトリクスとし、固結もしているので、透水性は必ずしも良くないが、本層は厚いところで20m以上に達することからみて、流域の水文現象を支配する要因の一つとして無視し得ないものである。実際、この試験地に存在する湧水（降雨後の一時的なものを含めて）の中にはこの御殿崎礫層下底部から湧出してくるものが多い。

御殿崎礫層の上位は多摩ローム層が覆うが、多くは侵食により欠如しており、本地域では平山城趾公園と、地区南部の、南阳台団地との境界付近に分布するのみである。

なお多摩ローム層より新しいローム層は斜面のところどころに這い下るように残存しているが図2には省略して示していない。

3. 水 文

多摩丘陵内の河川の流況に影響を与えていたる要因として、山腹斜面下端部から谷底部にかけて厚く堆積している運積土あるいは崩積土は重要である。これらは通常の降水は勿論、大降雨時においても、それをよく吸収し、保有することが出来る。

このあたりでは地表流出の成分としては飽和地表流と復帰流がおもなもので、とりわけ後者が主体をなしている。降雨強度にもよるが、それはおよそ降雨量が40～50mmぐらいになると発生することが認められている。いいかえれば上記の値以下なら、降水は一時的に流域に保留され、徐々に排出されるというわけである。

谷底あるいは山腹脚部の崩積土の下底部には御殿崎礫層に由来する礫が特徴的に堆積していて、大降雨時における地下水の流出機構上、重要な役割を演じている。場所によって異なるが平均2m、深いところでは3mぐらいのところにこの礫がちな崩積土が堆積している（個々の崩壊の発生に対応して複数の礫質な層が存在することがある）。

II 試験流域の各部位における 水文学的機能

新 藤 静 夫 · 丹 下 勲

試験流域の各部位における水文学的機能

新 藤 静 夫^{*}・丹 下 熊^{**}

流域は様々な水文学的機能をもった要素の集合体と考えることが出来る。そしてこの集合体は自然が作り出した機構のもとに個々の流域に固有の水文学的応答性を發揮しているものといえる。流域の自然環境の改変に際してはこのことを強く意識する必要がある。流域の一部に加えられたインパクトが、上記要素間の相互関係を乱し、思わぬ結果を惹起するということも充分ありうるからである。

以上の観点から、ここではこれまでの研究をもとに流域をつぎのように区分し、各々の水文学的特性を整理した。なおこのような区分とその特性は基本的には多摩丘陵地域ではかなり普遍性があるといえる。

- ① 丘陵稜線部
- ② 側方斜面
 - ②-1 平 斜 面
 - ②-2 凹 斜 面
- ③ 谷頭部
- ④ 谷底平坦部
- ⑤ 谷末端部

1. 丘陵稜線部

多摩丘陵の稜線部は旧期あるいは新期の関東ローム層で覆われていることが多く、場所によっては20m以上に達するところがある。当研究地域では侵食によって失なわれていてあまり厚くなく、せいぜい5m程度である。降水を素早く浸透させるとともにそれを保留する能力も大きい。降雨時にこの部分で地表流がみられない一方では無降雨期においても自然含水比は高く、しかも年間を通じてその値が大きくかわらないのはそのためである。つまり関東ローム層は降雨流出の緩衝作用としては極めて勝れた機能を有しているといえる。

下位の御殿崎礫層は先にも述べたようにかなり固結しており、しかも粘土質なので全般に水分貯留機能は高くないが、比較的上部のいわゆるクサレ礫化した部分では局部的に、あるいはポケット状に飽和帯が常時形成されている場合がある。

上記の事実については図1、図2によって説明できる。まず図1は関東ローム層及び御殿崎礫層の深度別の自然含水比を示したものであるが、図にあるようにサンプリングの場所や時期のちがいにかかわ

* 筑波大学地球科学系

** 東京農工大学農学部

らす、全体の傾向はよく似ており、およそ礫質部の上部に懸垂水のようななかたちで保留されている地中水の存在が推定される。

降雨時にはこのような地中水分の性質がかなり明瞭なかたちで応答する。図2は深度別の観測井から得た全水頭値の経時変化である（深度6mを基準とした値で示す）。図からつぎの点が指摘出来る。

- i) 井戸の位置が尾根上にあり、直上からの降雨浸透水以外に水の供給が考えられないにもかかわらず、比較的少い降雨量でしかも短時間のうちに地下水水面が発生する。
- ii) 降雨時に水頭の垂直分布に顕著な不連続部が発生する。この部分は深度2～3mにあたり、礫質部となっている。すなわちこの不連続部上部の水分状態が降雨にいち早く反応した動きを示す。
- iii) この不連続部の上部にあたる深度2.08mの井戸の水位の上昇がそれより浅い井戸の水位上昇より早くあらわれる傾向がある。
- iv) この不連続部は大降雨時には出現せず、全体として水頭分布は上部から下部へはり出したかたちに連絡する。

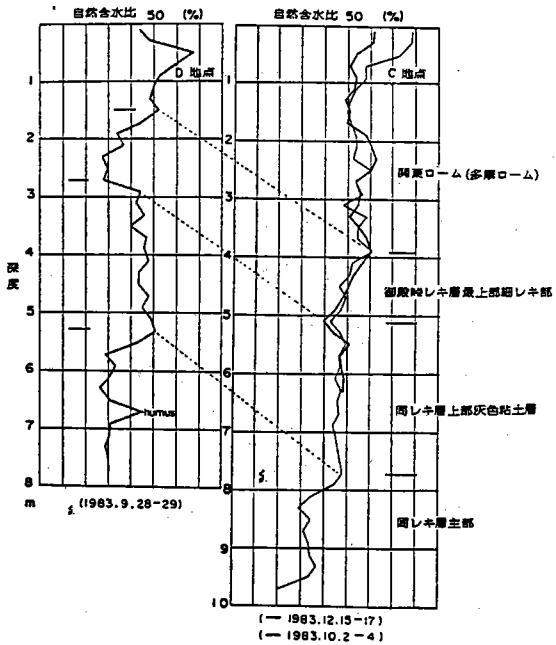


図1 深度別の自然含水比と土層
(第I章、図2のC・D地点)

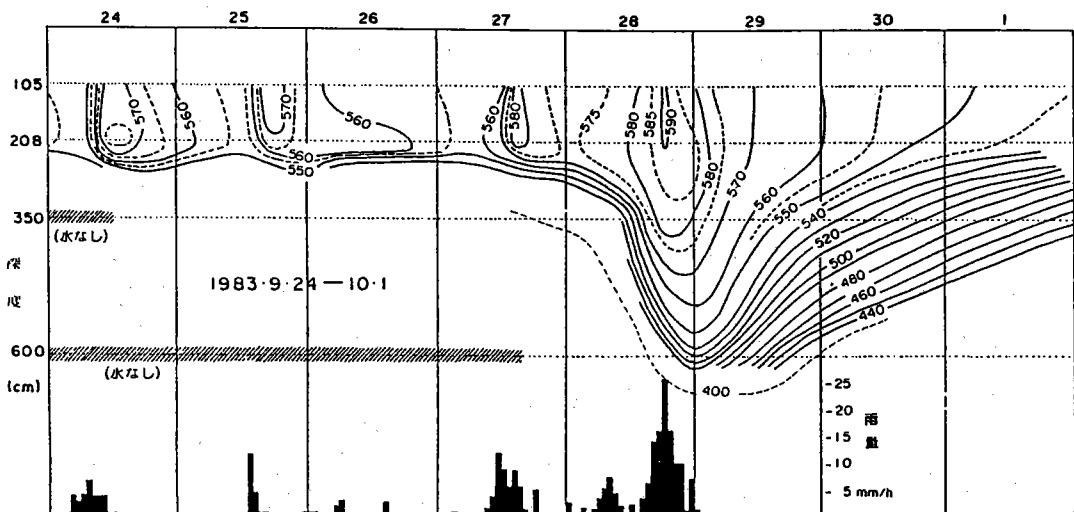


図2 降雨時における水理水頭の経時変化
(第I章、図2のD地点)

以上であるがこのようななかたちの地下水水面が多摩丘陵の上に広く分布する関東ローム層、御殿崎礫層中に出現することは重要な事実で、今までに報告された例はない。

2. 側方斜面

多摩丘陵に典型的にみられる谷のかたちはいわば逆台形状で、舟底形を呈するものが多い。谷の両側につづく斜面勾配は比較的急傾斜で斜面の末端、つまり谷底面との境は一般に明瞭である。

側方斜面も詳細にみると等高線が主谷にほとんど平行ないわゆる平斜面と、若干の湾曲を示す凹斜面の組み合せからなっている。この微小な側方斜面の屈曲と土層の厚さ及びその構造はよく対応していて、一般に凹斜面の方が斜面の表層の土層の厚さは厚い。また地形的に集中流の発生しやすい凹斜面の方が土層の透水性が良くなっていることが予想される。

側方斜面での水文現象で特に注目すべき点はその下端部での地中水の挙動であろう。この部分では平常時の不飽和側方流や降雨時の飽和側方流によって斜面上部から供給された水分が集積しており、これが降雨時にいち早く応答して谷底部での地表と地中の流出成分を構成するものと思われる。側方斜面の下端部が河道に面している場合にはこれが一層顕著なかたちで顕在化する。

最近、降雨流出現象を説明する機構として、ソースエリアの概念が強調されているが、この地域のように谷底面と側方斜面がシャープに接していると谷底面が限られているようなところでは、この概念は太田（1984）が指摘しているように緩斜面から成る流域ほどの重要性を持たないものと思われる。

筆者は降雨流出の特に初期成分として、上記の斜面下端部に集積している地中水の河底面からの湧出を強調したい。図3はこの部分にセットしたピエゾメーターで得られた地中水の水理水頭分布を示したもので、通常でも地中水の水頭は河底面より高く、地中水が噴き出すかたちとなっている。降雨時にはこれが一層顕著となり、河川の降雨流出の初期成分をなしていることが推定される。

降水を長時間流域内にとどめておく機能といわゆる“山ひだ”と呼ばれている山腹の凹斜面は重要な意味がある。図4は多摩丘陵におけるこ

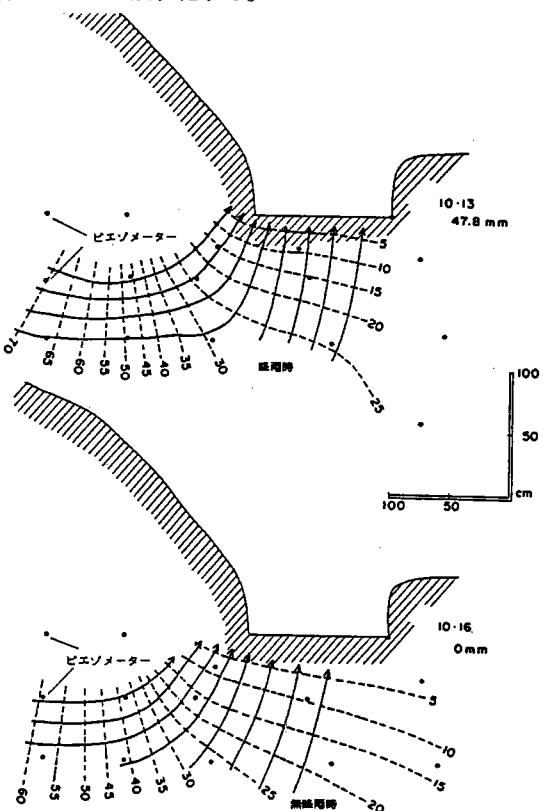


図3 斜面下端部における地中水の
圧力分布と流線

(第I章、図2のF地点)

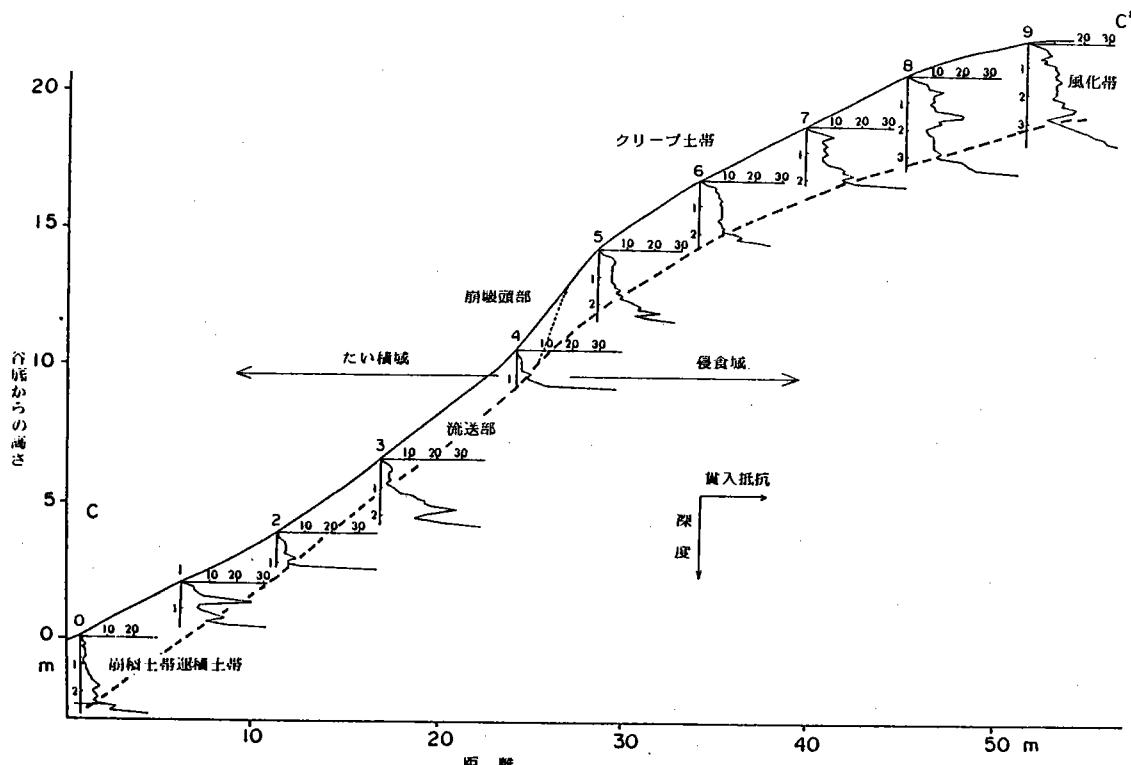


図4 側方凹斜面の土層構造

(第I章、図2のE地点)

のような斜面の典型的なものといえよう。この図は野口(1984)が調査したものに筆者が加筆させていただいたもので、水文地形的におよそつぎのように区分することが出来る。

①風化残積土帯、②匍行土帯、③崩壊頭部または侵食頭部、④流送部、⑤崩積土または運積土帯。

①の風化残積土帯は先に述べた稜線部の特徴が認められる。この層の厚さは意外に厚く、風化帶内中に弱面が地形に平行に発達していることが貫入試験のN値から推定される。

②の匍行土帯の存在は必ずしも明瞭でないが、場所によっては等高線の乱れや凹地形が認められることがあり、さらに土層構造の乱れなどもあってこの帯の存在を考えた場合の方が多いといえる。図4中の16.5, 16.6の地点がこれに相当すると考えられる。

③の部分は凸形の断面形から凹形の断面形に移る接点にあたり、将に谷地形の成長点でもある。野口(1984)によれば、これより上方斜面では下向きの透水性が勝り、下方斜面では横方向の透水性が勝り、かつ間隙の大きさも大きくなるという。なお大雨時には上述の地形変換部から地中水のパイプ状の噴き出しが観察されることがある。

④の部分は③の部分で生産された土砂が流送される部分で谷幅もせまく、堆積物も薄い。

豪雨時に③の部分から湧出した水はこの部分で地表流となるため、土壤侵食が進行するものと思われる。

⑤の部分は主谷に接するため、勾配が急減しここに崩積土や運積土の厚い堆積物が存在する。崩積土中には常時の土砂の流送の外突発的に起った崩壊を物語る根跡がみられる。例えば埋木や御殿崎礫層に由来する礫層のはさみなどがそれである。この堆積域の規模が大きい場合には常時飽和帯が形成されている。

3. 谷頭部

谷頭部という“場”はまず地形学的には谷の成長過程や機構を探る上で、また水文学的には降雨流出機構を探る上で、そして災害科学的には崩壊の発生因を探る上で重要である。

極めて多くの問題があるが、ここでは土層の特徴と降雨応答特性について報告する。

(1) 土層の特徴

図5(a), (b)は谷頭部の典型的な土層構造である(位置は第I章の図2に図示)。図にみるいちぢるしい特徴は谷の中央部の土層厚が側方部にくらべていちぢるしく厚いことである。この部分での注入試験によれば、透水性は極めて大きく、場所によってはパイプ状の大間隙の存在が予想されるよう

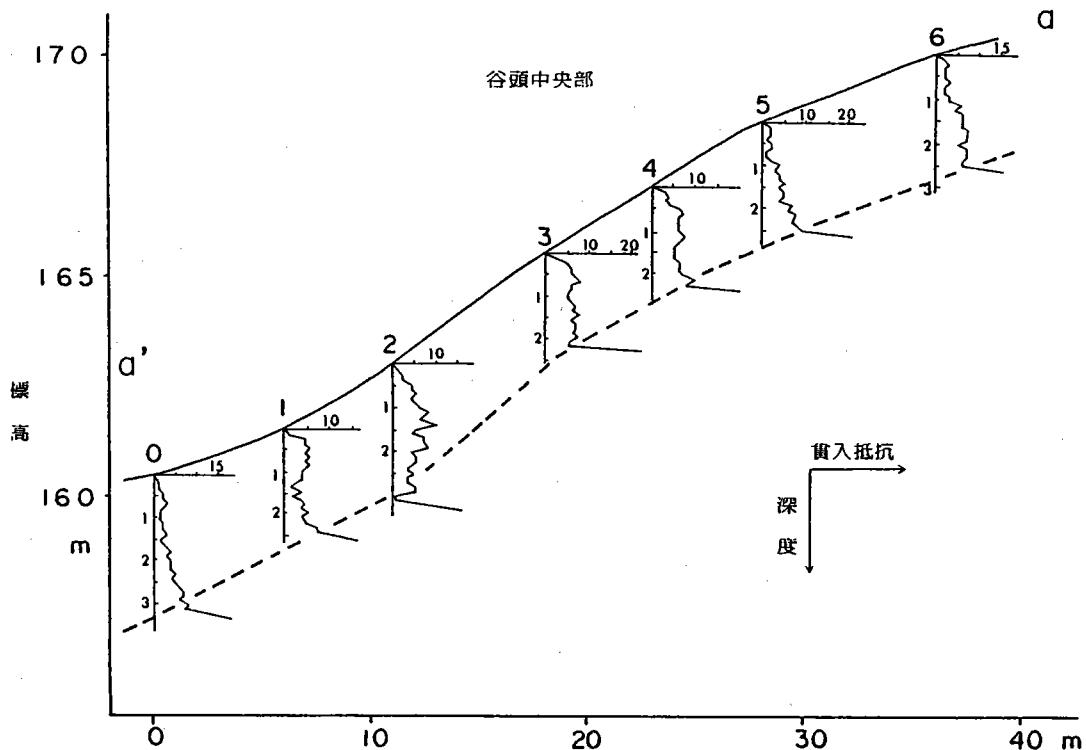


図5(a) 谷頭部の土層構造(中央部)

(第I章、図2のA地点)

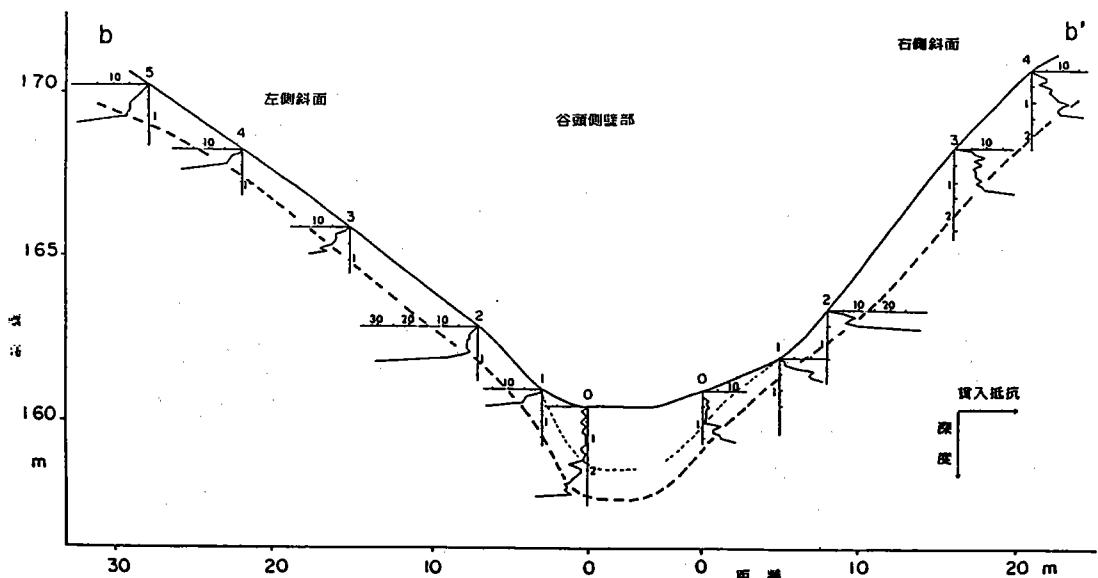


図 5(b) 谷頭部の土層構造(側方部)

(第 I 章, 図 2 の A 地点)

値を示している。側方部の末端は一般に急でかつ土層の厚さも薄いのが特長である(基盤の地層が露出している場合もある。この場所は谷が横に拡がろうとしているところといえる)。谷頭部斜面の下端部は谷頭凹地(head hollow)と呼ばれていることからもわかる通り、カール状の地形をなすことが多い。また場所によってはその中央部が盛り上ったようになっていて、両側に溝状の小さな水路が出来ているところもみられる。

(2) 降雨応答特性

上述のとおりこの部分の地形、土層条件は常時あるいは大降雨時の流出現象に大きな影響を与えている。これをつぎの 2 つの事実をもとに説明する。

a) 降雨前後における地下水の溶存酸素量の変化

図 6 に常時飽和帯が存在する谷頭凹地における降雨前後の溶存酸素量の変化例を示す。これからつぎの点が指摘出来る。

- i) 溶存酸素量の少い地下水が谷の中央部に常に存在し、大降雨時にのみ、これが押し出されるように排出し、その範囲が縮小する。
- ii) しかし、降雨後比較的短い時間で再び元の状態にもどる。つまり上述の押し出し量は量的に少いものと推定される。一方この地区から常時流出する地下水の溶存酸素量は常に 4 ~ 5 ppm といった値を示すので、これは上述の“停滞性の地下水”をのこしたまま別のルートで流出していることが推定される。

筆者はこれを谷底部の堆積物の下底部あるいは側方斜面末端部の透水ゾーンを通して排出され

1983・4・3

1983・4・10

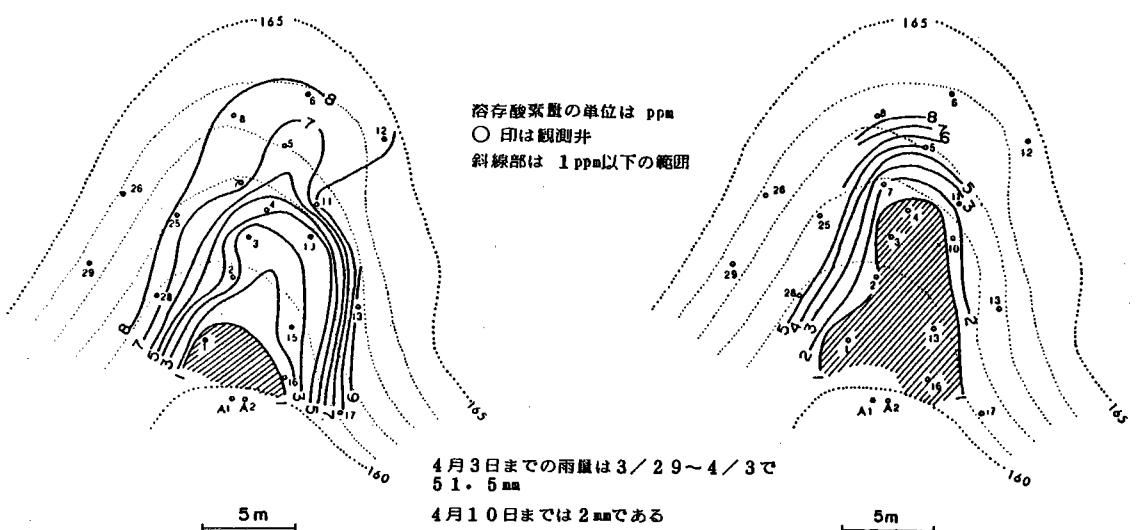


図6 降雨前後の溶存酸素量の変化

(第I章、図2のA地点)

るものと解している。

b) 地下水位と地下水流出量の変化

図7に総降雨量が50mm以上を示した時の地下水位と流出量の記録を示す。図に明らかのように地下水位の上昇と流出量の増加の降雨に対する応答は早く、それは降雨強度の大きさに比例しているように見える。通常では流出量に顕著な変化を生じない10mm程度の雨量でもそれが短時間のものであれば流出量の増加は顕著にあらわれる。雷雨性のものであればほとんど同時といつても良い。このような現象を可能にしているのはa)にのべたように谷頭凹地に常時地下水が存在しているために外ならない。流出開始時の最初の成分を維持する地下水が量的にどの程度のものかは把握しがたいが、さほど大きなものでないことは先にのべた溶存酸素量の変化状況から推

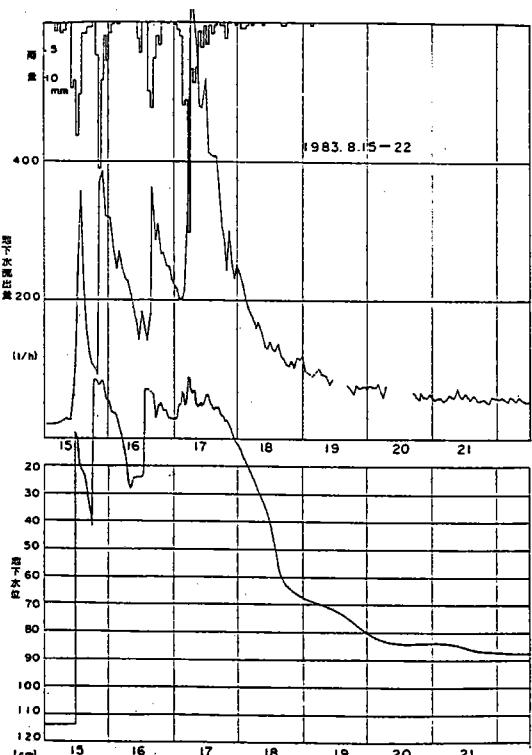


図7 地下水位と地下水流出量の記録

(第I章、図2のA地点)

察出来る。

降雨量と地下水流出量の関係は 100 mm 程度の降雨量まではほぼ直線的であるといえる。つまり、降雨流出時において、地下水として流域外へ排出される割合はこの範囲内ではほぼ一定であると考えて良い。しかしその値は極めて低く、多く見積っても 2 % を出ない。

100 mm 以上の降雨では地下水の流出率が急減することが予測される。これは流出域の地下水位が上昇し、地下水の流出断面が殆んど飽和の状態になることを意味する。この時点では地表流出成分が急増することが別の観測値から確かめられている。

4. 谷底平坦部

多摩丘陵に典型的に認められる舟底形の谷がどのようにして出来たかについては的確な解答は得られていないが、比較的共通する点をあげるとつぎのようである。

- i) 谷底面は正確には平坦ではなく、また一様の勾配をなしているわけでもない。数 10 cm、時にはそれ以上の比高を示す階段上の地形が複数箇所に認められる例の方が多い。
- ii) この階段上の地形の表面はマウンド状になっていることがある。
- iii) 谷底堆積物の基底部のかたち
も地表のかたちとよく似ており
やはり舟底形をなしていること
が多い。
- iv) この地形を作っている堆積物
は一様のものではなく、複数層
からなる例が多い。
- v) 大降雨時にこの階段部分の脚
部から水が噴き出すことがあ
り、パイプが形成されている例
もみられる。
- vi) 複数の堆積物から成る場合、
その各々の境界部は一般に透水
性がよく、いわゆる水みちを作
っていることがある。特に基盤
の地層との間のように水理的な
不連続性がいちぢるしい場合に
は、降雨時に活発な水の流れが
推定される。

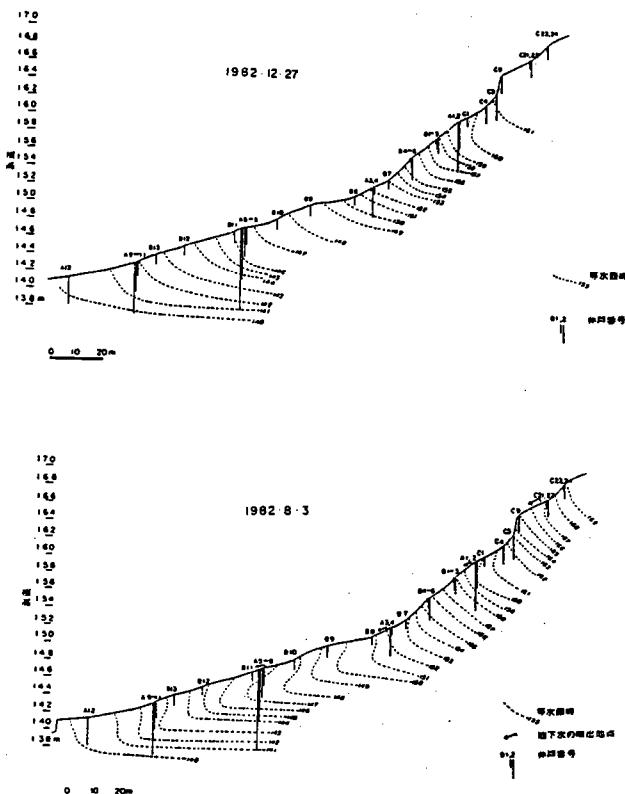


図 8 渇水期(上)と豊水期(下)における斜面内地下水の
水理水頭分布(第 I 章、図 2 の A 流域谷底平坦面)

図8は地下水位の高い時期と低い時期の谷底部土層内の地中水の水理水頭の等值線を示したものである。地下水位が高い時には斜面土層内（この場合、基盤上部にほぼ一致する）に顕著な地下水の流れが存在することが推定され、またこの折に先にのべた階段状の地形の脚部のところで上向きの流れが顕著になり、地下水が地表に湧出するかたちとなる。

このような谷底部の地形や水文学的特性は谷頭部の後退という地形発達と密接に関係していることが予測される。本研究課題からやや離れるが、上述の階段状の地形は谷頭部に発生した崩壊土砂の流送によるデブリフローの堆積物からなると考えられるが詳細は今後の研究に待つところが大きい。

丘陵地内での水保有機能あるいは豪雨時の洪水調節機能としてはこの部分は大きな役割を演じていることは明らかで、土地造成などによる環境改変に際してはここにのべた諸特性に留意することは重要である。

5. 谷末端部

ここでいう末端部とは1次谷にあっては2次谷との合流点、2次谷にあっては3次谷との合流点がこれに相当する。しかし多摩丘陵の水文現象の基本的性質を把握するには1次谷の末端部を考えるのがよい。

多摩丘陵における典型的な土地利用はこの1次谷を水源として、2次谷以上の谷はいわゆる谷地田と

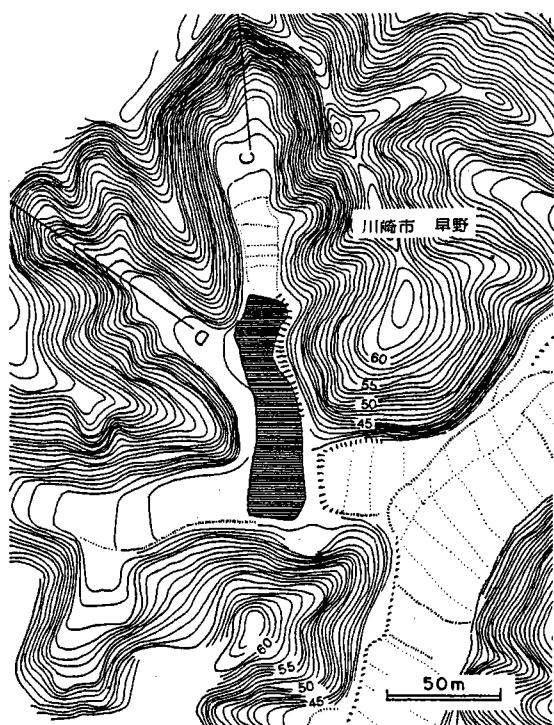


図9 多摩丘陵内に普通にみられる溜池の立地状況（川崎市早野）

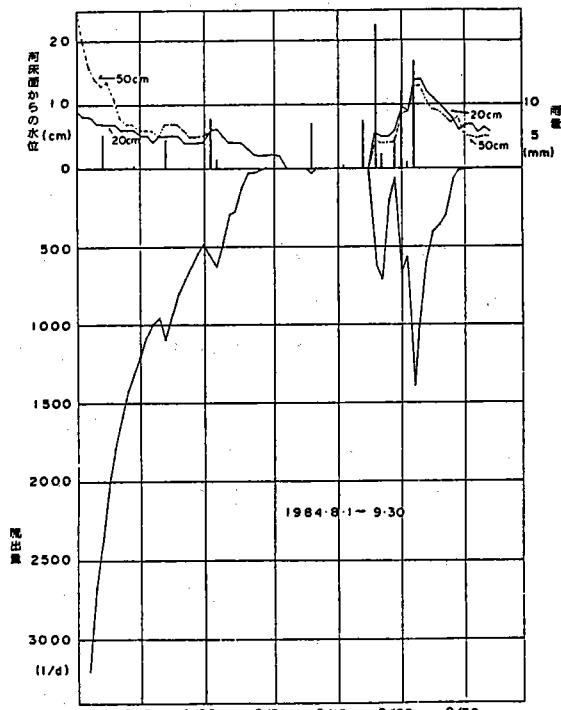


図10 地下水流出量と地下水圧との関係

（第I章、図2のG地点）

して利用されていることが多い。即ち1次谷の末端部から地表に湧き出す地下水をそのまま水田に導水して利用するものや、1次谷の末端部に土壌堤を築いて溜池とする例が多い。図9はそのような例の一つで多摩丘陵のかつての典型的な水利用の仕方であった。

地形的に地表水を集め易いのは当然であるが1次谷流域の地中水もこの末端部の水源の貯留機構の上で重要な役割を演じている。図10は1次谷流域末端部（第I章の図2参照）に設置されたトレンチによって集水された地下水の湧出量とトレンチ底に埋設されたピエゾメーターの水圧の経時変化を示したものである。図から明らかのように、湧出量と地下水圧はきわめて良く対応し、流域末端部の湧出量は谷壁より河底部からの噴き出しによって維持されていることが推察される。図示の観測記録は降雨量が極めて少なかった時のもので、この期間中トレンチ壁からの浸出は全くみられなかった。降水の浸透によって谷底部の地下水位が上昇した時にはじめて、いわゆるシーページフェイスからの地下水の浸出がはじまり、流域末端部の地下水流出量を増大せしめるものと思われる。

このような事実から先にふれたように1次谷末端部に築かれた溜池の水源は単に地表水が流れ込んで来て溜ったものではなく、地下水の湧出に負うところも大きいと推定されるわけである。

6. まとめ

最近土地改変による自然環境の悪化を懸念して、丘陵地地域における建設行為はかなり注意がゆきとどくようになったが、それでもまだ視覚に納まる範囲にとどまるものが多い。

流域の水文現象は直接視覚に訴えることも少ないので、とかく無視され勝ちであるが、そのような現象にも注意する必要があるのはいうまでもない。とりわけこの研究でとりあげている流域の地中水は基底流出成分として下流域の水利用の対象となるばかりでなく、河川の水環境保全要因として重要な役割を荷っているといえる。そしてこれらの多摩丘陵に水源を有する河川はじめに述べたように平野部に入ってからの多摩川に対して質・量共に影響するところが大きいので、上述のような目に見えないところの現象にも意をはらう必要がある。

本文はこのような観点から流域の最上流を代表する1次谷の試験流域についてその水文特性についてまとめてみたものであるが紙数の関係で研究成果を全部紹介し切れていない。その分については本研究助成金を使用した旨を明記して他の機会に発表する予定である。

III 丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動

田中 正・安原正也・酒井 均

RUNOFF PHENOMENA AND SUBSURFACE WATER BEHAVIOR DURING A STORM EVENT IN THE HEADWATERS OF THE TAMA HILLS

By *Tadashi TANAKA, Masaya YASUHARA and Hitoshi SAKAI*

丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動

田中 正・安原 正也・酒井 均

RUNOFF PHENOMENA AND SUBSURFACE WATER BEHAVIOR DURING A STORM EVENT IN THE HEADWATERS OF THE TAMA HILLS

By *Tadashi TANAKA, Masaya YASUHARA and Hitoshi SAKAI*

Synopsis

The study describes overland flow phenomena in relation to dynamic responses of subsurface water in a small forested watershed located in the western suburbs of Tokyo (Fig. 1). The field evidence showed that the major portion of overland flow was produced by outflowing water from the soil surface through decayed stumps and soil piping outlets. Outflowing points were found in small restricted areas on the valley floor where hydraulic gradients of subsurface water showed upward flow toward the ground surface. These phenomena were largely controlled by dynamic conditions of the flow system within the subsurface zone.

1. はじめに

山地森林流域における流出機構あるいは水流発生機構 (mechanism of streamflow generation) を明らかにすることは、流域の水循環機構を考察する上で、また、治水・利水計画を考える上で重要である。この研究課題は古くから水文学の中心課題と考えられてきた¹⁾が、わが国では理想的な試験流域を確保することの困難さと、現場における水文観測のむつかしさのため、この種の解析に耐え得る充分な資料の蓄積はなく、従来までの解析の多くはブラックボックス的な性格を有していた。しかし、複雑な流域の水循環機構を解明するためには、まず流出現象を解析し、その機構を的確に把握することがきわめて重要である。

近年における森林流域での研究結果は、水流発生に果す地中水の役割の重要性を明らかにしつつある^{2)~9)}。流出機構の解明は単に地表面上に生起する降雨一流出の把握のみならず、地表面下に生起する地中水の挙動をも含めて、地表水と地中水を一体とした一つのシステムとして把え、これを明らかにする必要があるものと考える。

本論文ではこうした観点から、多摩丘陵の一角に設定した試験流域を例に、降雨流出時の野外観測結果に基づいて丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動との関連について述べる。

2. 試験流域および観測施設の概要

2.1 試験流域の概要

試験流域は東京都八王子市堀の内、東京農工大学波丘地利用実験実習施設内に設置されている (Fig. 1)。流域は多摩丘陵の北縁に位置し、多摩川の支流大栗川の一源流部を構成している。流域の標高は 144~183 m、流域面積は 0.022 km² である。流域谷底面の地形勾配は約12%，山腹斜面のそれは約50%である。

試験流域付近の地質は、下位から上位に平山砂層、三沢泥岩層、連光寺互層、御殿峠礫層および関東ローム層である。

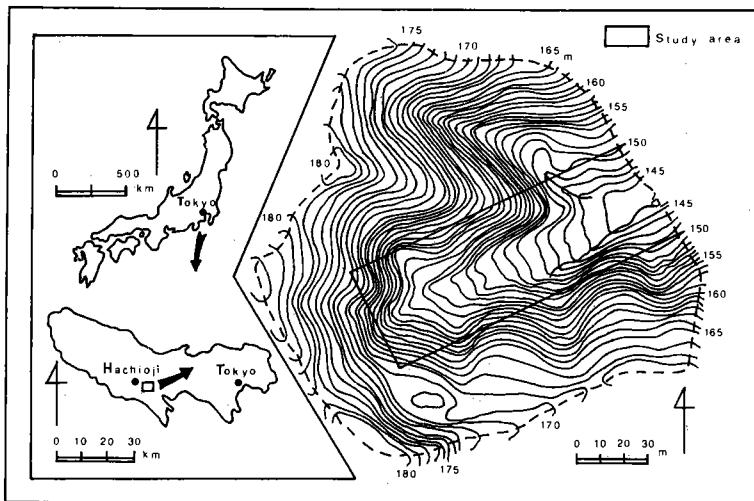


Fig. 1. Location of the study area.

ム層が分布する¹⁰⁾が、本流域の主たる構成層は連光寺瓦層（標高 140～160 m）、御殿峠礫層（標高 160 m 以上）および関東ローム層である。

谷底における表層堆積物の粒度組成を JIS A 1204 に基づいて分析した結果を示したのが Fig. 2 である。表層約 2 m はシルトおよび粘土分を主体とした埴壌土 (clay loam) およびシルト質埴土 (silty clay) から構成されている。これら谷底の堆積物は粒度組成の上からオリジナルな関東ローム層とは異なり、いわゆる二次堆積物であるものと思われる。観測井掘削時のボーリング資料に基づき、谷底面における表層堆積物の縦断プロファイルを示したのが Fig. 3 である。

植生はクヌギ、コナラを主体とする落葉広葉樹が流域のほぼ全域を占めている。斜面では背丈 2～3 m の竹が密生し、谷底では春から夏にかけてシダ類が繁茂する。人工の構造物はなく、全くの自然流域である。

2.2 観測施設の概要

観測施設は谷底を中心に配置されている (Fig. 4)。流域からの流出量は、谷底の最下流端に設置した 90° の三角堰によって測定される。三角堰を設置した場所は、流域末端の谷頭侵食を受けたところであり、流域末端の谷底面よりは約 1.5 m 程低くなっている。降水量は谷底のほぼ中央に設置した転倒ます型自記雨量計によって測定される。

降雨流出時の地中水の挙動を明らかにするため、テンシオメータ群およびピエゾメータ群を設置した。土壤水の圧力水頭はテンシオメータ群により、地下水の圧力水頭はピエゾメータ群によって測定される。テンシオメータ群は合計10地点に設置され (Fig. 4), 1 地点に 3～8 本のテンシオメータが埋設されている。テンシオメータの読みとりはマニュアル方式によった。ピエゾメータ群

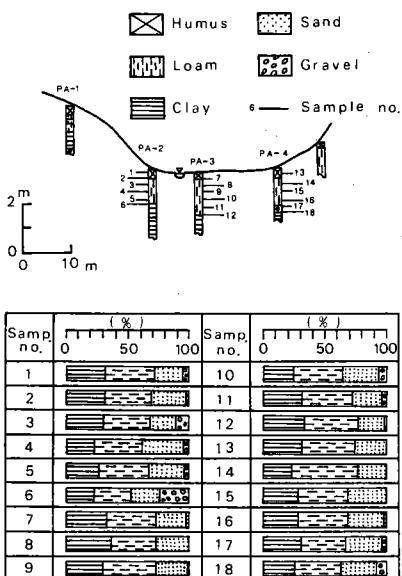


Fig. 2. Grain size analysis.

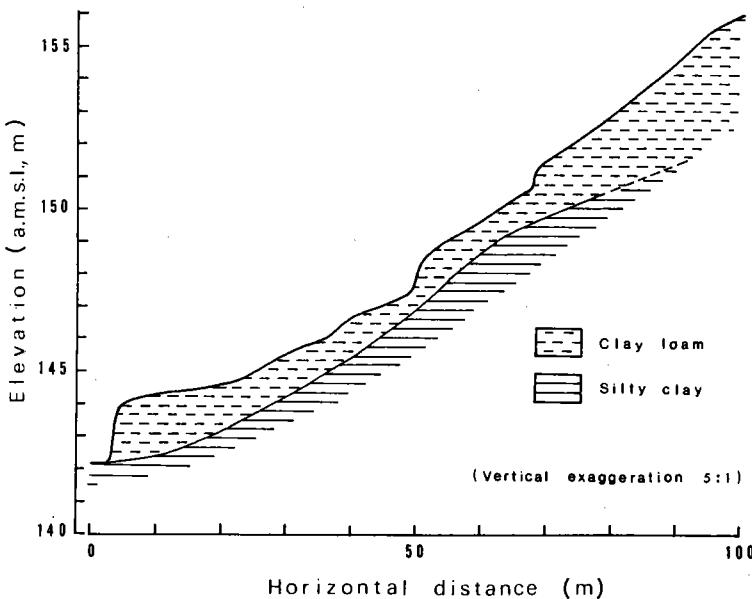


Fig. 3. Longitudinal profile and geological section of the valley floor.

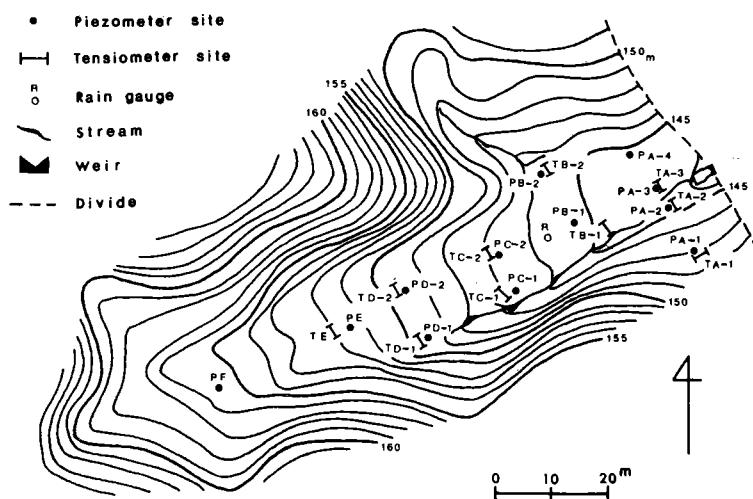


Fig. 4. Map of the valley floor studied.

は合計12地点に設置され (Fig. 4), 1 地点に 1 ~ 3 本のピエゾメータが埋設されている。圧力水頭の測定は測水による方法とリシャール式自記水位計による自記方式とを併用した。テンシオメータとピエゾメータの設置状況を模式的に示したのが Fig. 5 である。これらの埋設方法および各地点での埋設深度についてはすでに報告した¹¹⁾通りである。

出水時における地表流の発生・拡大・縮少については、谷底面に設置した 2 m 間隔四方の測量杭を指標として、野外観測により隨時その状況をスケッチし、これを地形図上に転写した。

3. 観測結果および考察

観測は1980年8月から10月にかけて実施した。この間、(1) 8月26日～27日の総降水量 64.0 mm (以下 R-1 と記す。), (2) 9月9日～12日の同 195.0 mm (R-2), (3) 9月26日～27日の同 58.0 mm (R-3), (4) 10月14日～15日の同 60.5 mm (R-4) の4回の主な降雨を対象にして、それぞれについて流出量、地下水位、土壤水の圧力水頭、地表流の発生状況等の野外観測を実施した。ここでは、最も代表的な R-2 の観測結果を中心に述べる。

3.1 出水時のハイドログラフ

Fig. 6 は R-2 に伴うハイドログラフを示したものである。降雨は9月9日14時より降り始め、12日1時までに総降水量 195.0 mm を記録した。この間、2回の休止期をはさんで3回のピークを記録している。ピーク時における時間雨量はそれぞれ 17.5 mm, 21.5 mm, 26.0 mm であった。

Fig. 6 から明らかなように、ハイドログラフは降雨の不規則な変動を敏感に反映し、降雨の3回のピークに対応した流量のピークを記録している。流量のピークは降雨のピークから10分程度の遅れ時間を持って出現している。

ハイドログラフの一部に欠測を含むが、10日1時から15日0時までの総流出量は約 1800 m³, 18日0時までのそれは約 2000 m³ と推定される。現時点においては **Fig. 6** のハイドログラフ上で、直接流出と基底流出を分離する確固たる方法がないため、出水時の基底流出成分を無視してこの全量が直接流出に相当するものとすれば、直接流出率は15日0時の時点で42%, 18日0時の時点で47%となる。この値は他の3回の降雨の場合もほぼ同様であり、本流域においては総降水量の約40%前後が降雨直後の直接流出として流出するものと推定される。

3.2 表面流出の役割

これまでの流出解析においては、大雨時の出水に表面流出の果す役割が重要視されてきた。そこで、本流域において出水時における表面流出がどのように生じているかを以下に考察する。

4回の観測結果のうち、地表流の発生が観測されたのは R-1, R-2, R-4 の3回の降雨についてである。このうち地表流の発生から消滅に至るまでの全過程を追跡することができた R-4 に伴う谷底表面の状態の経時変化を示したのが **Fig. 7** である。降雨開始前10月12日の時点 (**Fig. 7** の1) では、谷底中央部のパイプ状の穴からの湧き出し水と、左谷底からの流水が一部地表流となって存在している。この2カ所の地表流は無降雨時でも常に存在し、その末端は再び地表面下に浸透して消失している。降雨に伴う流出が開始した14日16時10分の時点 (**Fig. 7** の2) では、窪地貯留は観測道路となっている踏みあとに沿って生じ、降雨量の増大とともに逐次拡大する。**Fig. 7** の3は降雨ピーク1時間15分後の地表流の発生状況である。窪地貯留域が拡大し互いに連続することによって窪地貯留されていた水は地表流となって表面流出する。すな

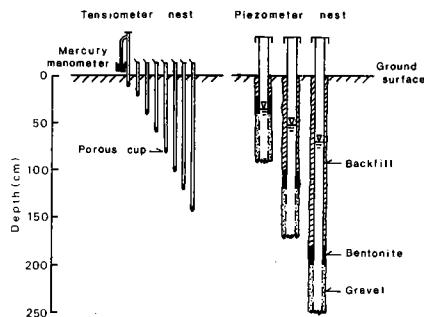


Fig. 5. Schematic diagram showing the installation of a tensiometer and a piezometer nest.

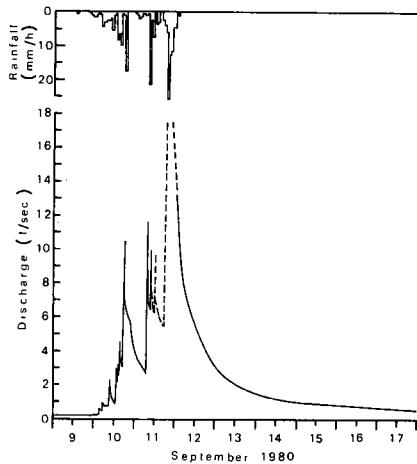


Fig. 6. Discharge hydrograph for the storm event, 9-12 Sept. 1980.

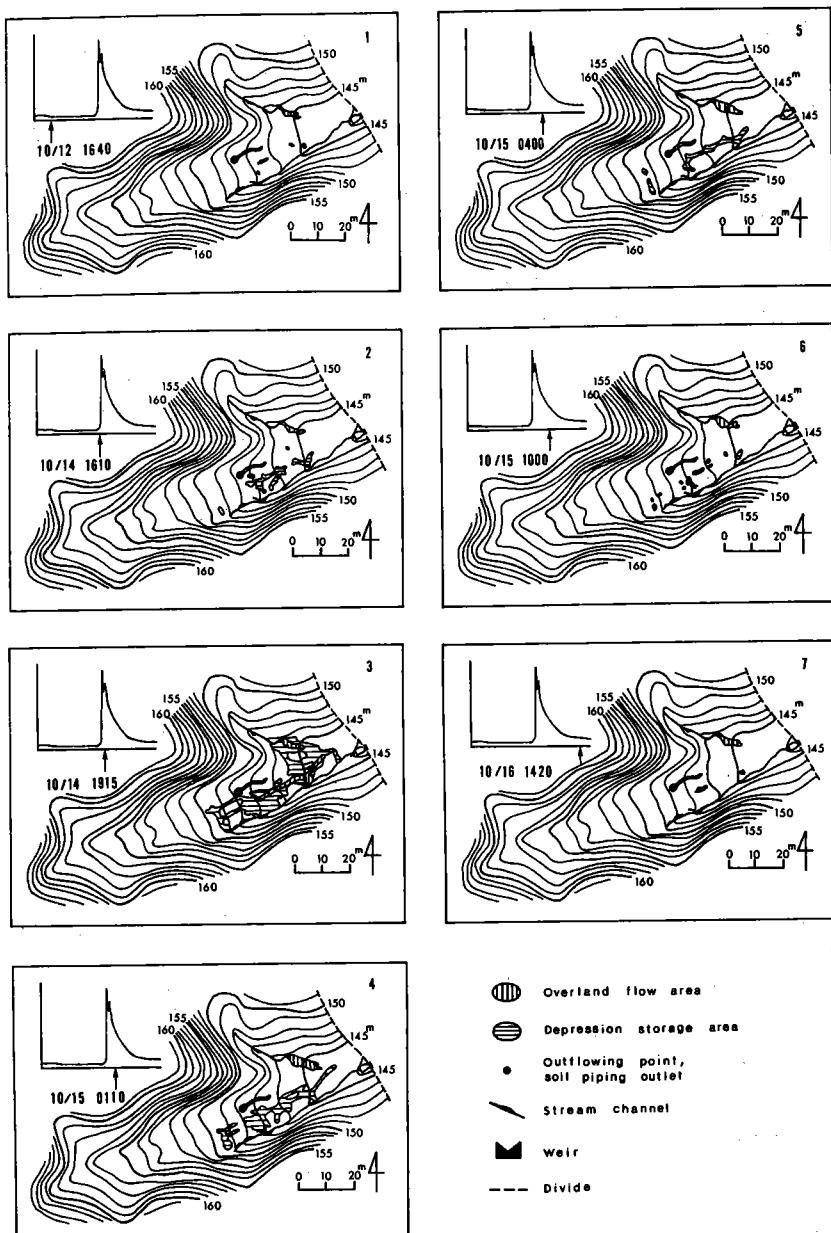


Fig. 7. Occurrence, expansion and contraction of overland flow area and depression storage area during the storm event, 14–15 Oct. 1980.

わち、水みち流が発生するが、その範囲は狭く、ごく限られた部分であることがわかる。この時点において水みち流と窪地貯留域が占める面積は約 380 m^2 であり、主谷底面積の24%，流域面積の1.7%を占めるにすぎない。R-4 と総降水量においてほぼ同様であった R-1 の場合もその面積は約 300 m^2 であった。Fig. 7 の 4 は降雨終了時の状況を示しているが、この時点において降雨ピーク時に見られた水みち流は消失し、窪地貯留域もすでに縮少し始めている。以後、時間の経過とともに窪地貯留域は逐次縮少し (Fig. 7

の5~7), 降雨開始後約2日を経過した時点で降雨開始以前の状態に回復している。

こうした水みち流の発生は、上述したようにこの流域においては谷底の一部に見られるだけであり、山腹斜面においてはいずれの降雨の場合も地表流の発生は確認されなかった。これらの観測結果から、本流域においては総降水量が60mm前後の場合には、降雨時だけに出現する水みち流が表面流出の主体を占めているものと考えられる。

3回の観測例のうち、谷底における地表流の範囲が最も拡大し、顕著な表面流出がR-2の降雨時に観測された。**Fig. 8**はこの時の地表流の発生状況(9月12日2時時点)を示したものである。R-2は9月11日19時から12日1時までの6時間の間に合計60mmの降雨を記録し、総降水量の約1/3がこの時間内に流域にもたらされたことから考えて、**Fig. 8**は地表流が最も拡大した時の状況を示しているものと考えてさしつかえないであろう。

R-1, R-4の地表流の発生時に比較して、**Fig. 8**ではその発生域が谷底の上流側に拡大しているのが特徴的である。地表流の発生の初期には、前述した様な水みち流がその主体となっていたものと思われるが、この流出ピーク直後の時点での地表流をその上流側へと追跡したところ、その発生源はパイプ状の穴を通して地表面からの水の吹き出し、あるいは朽ちた木の切り株からの水の吹き出しであった。**Fig. 8**で●印はパイプからの吹き出しの位置を、×印は木の切り株からの吹き出しの位置を示している。**Fig. 8**で特徴的なことは、パイプや木の切り株を通して地表面から水が吹き出す位置が、ある一定の等高線上に分布していることである。すなわち、標高147.5m, 150mおよび160m付近の3カ所である。標高150m付近に分布する朽ちた木の切り株の長軸径および短軸径を示したのが**Table 1**である。これら朽ちた木の樹令は約35年程度と言われ、平均30cm前後の長軸径を有している。

Fig. 8に示された地表流の発生域と窪地貯留域を含めた面積は約700m²である。これは主谷底面積の約43%、流域面積の約3%に相当する。R-2の直接流出量は前述のように1800~2000m³と推定された。仮に、**Fig. 8**に示された地表流域がR-2の開始直後から形成され、この範囲に降った降雨がすべて表面流出するものとすると、その総量は約137m³である。流域内の表面流出成分としてはこの他に直接河道降雨が含まれるが、これを含めてもその総量は140m³前後であり、R-2の総流出量の7~8%を占めるにすぎ

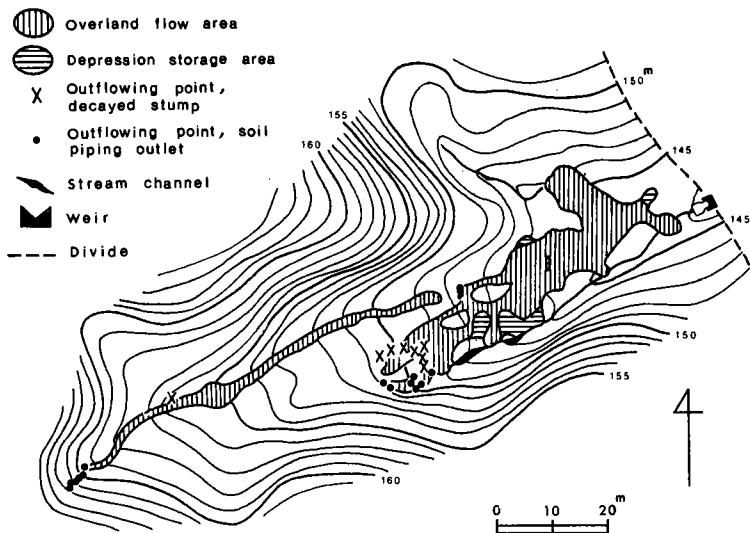


Fig. 8. Areas contributing stormflow and the distribution of outflow points at 0200 h, 12 Sept. 1980.

Table 1. Measured values of major and minor axes of decayed stumps.

| Decayed stump No. | Major axis (cm) | Minor axis (cm) |
|-------------------|-----------------|-----------------|
| 1 | 30 | 15 |
| 2 | 18 | 12 |
| 3 | 25 | 18 |
| 4 | 25 | 19 |
| 5 | 50 | 30 |
| 6 | 25 | 18 |
| 7 | 30 | 15 |
| 8 | 9 | 9 |
| 9 | 45 | 22 |
| 10 | 42 | 22 |
| 11 | 22 | 22 |

3.3 水理水頭の時間的変化

Fig. 9~12 は R-2 の降雨前後における土壤水の水理水頭（全水頭, h ）の時間的変化を示したものである。それぞれの測定地点は Fig. 4 に示されている。圧力水頭 (ψ) はテンシオメータで測定し、重力水頭 (z) は、Fig. 9 では深さ 140 cm を基準面とし、Fig. 10~12 では深さ 100 cm を基準面とし、いずれもそこからの高さで表わしてある。図中に示した各測定時点での地下水水面の位置 (∇ 印) は、それぞれの測定地点に隣接した観測井の水位を示したものである。ただし、Fig. 10 に示した B-1 地点においては隣接する観測井がないため、地下水水面の位置は記入されていない。

Fig. 9 は谷底の最下流端、量水堰の右側に位置する場所での水理水頭プロファイルを示したものである。降雨開始以前の地下水水面は地表面下 138 cm に位置し、流域の谷底内では土壤水帯が最も厚く分布する地域である。9月6日10時30分のプロファイル (○印) では深度 40 cm から毛管水線より上部の深度 120 cm までの動水勾配はほぼ 1.0 に近く、圧力水頭に対応した土壤水の下向きフラックスが存在している。流出ピ

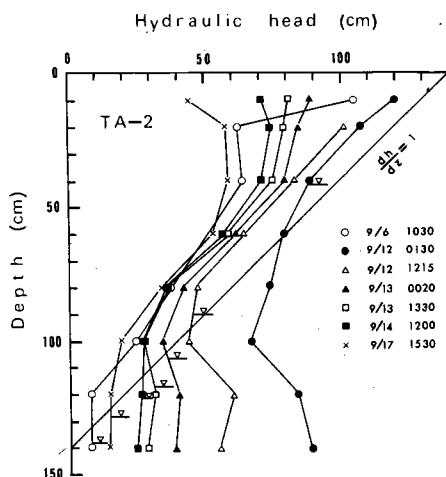


Fig. 9. Time variations of the hydraulic head profile at TA-2 site during the storm event, 9-12 Sept. 1980.

ない。表面流出としての直接流出成分は、実際にこれよりもはるかに少ないはずである。Fig. 6 に示された降雨と流量のみかけ上の対応関係からは、表面流出による直接流出がハイドログラフの形成に大きく作用していることが予想されるが、上述のように表面流出による直接流出成分だけではこの流域からの流出量を説明することができない。

Fig. 8 に示した地表流の発生源は、パイプ流 (pipe flow) ないしは復帰流 (return flow) と呼ばれるものである。R-2 程度の規模の大雨時にのみある場所に限定されて集中的にこの種の流れが発生することは、大雨時における地中水の挙動がこの種の現象発生に大きく関与していることを示唆している。

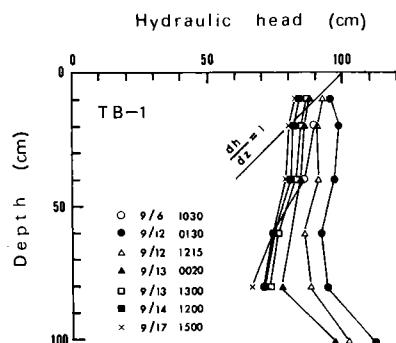


Fig. 10. Time variations of the hydraulic head profile at TB-1 site during the storm event, 9-12 Sept. 1980.

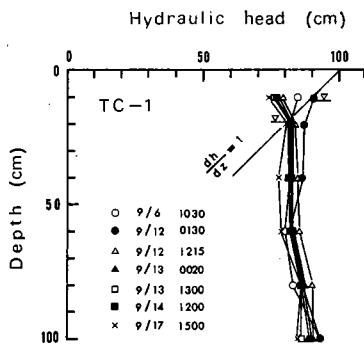


Fig. 11. Time variations of the hydraulic head profile at TC-1 site during the storm event, 9-12 Sept. 1980.

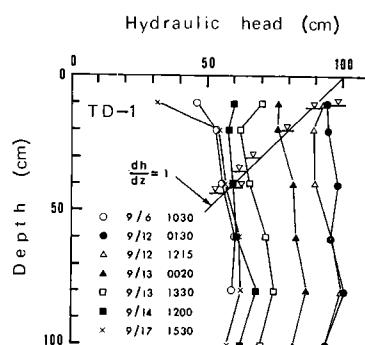


Fig. 12. Time variations of the hydraulic head profile at TD-1 site during the storm event, 9-12 Sept. 1980.

ーク直後の12日1時30分時点(●印)の地下水位は地表面下41 cmのところまで上昇している。地下水位より上部の動水勾配は1.0の値を維持し、土壤水帯では降雨の浸透に伴う下方への排水が行なわれている。この時点のプロファイルにおいて特徴的なことは、深度1 m以深において逆傾度の動水勾配が形成されていることである。このことは、この時点において地下水の上向きの流れが存在していたことを意味している。この傾向は13日0時20分のプロファイル(▲印)まで続き、降雨終了後約1日を経過した時点においても地下水の流出域が形成されていたことがわかる。地表面付近では降雨終了後深度40 cmまでの圧力水頭は徐々に低下し、降雨終了後2.5日を経過した以降のプロファイル(■, ×印)では深度20 cm以浅において土壤水の流れは上向きに変わっている。

Fig. 10 は河川に最も近く位置する場所での時間的変化であり、この図からは河川水と周辺地下水との交流関係により、深度80 cm以浅の地中水の流れ方向は変化することを読みとることができる。また、深度80 cmと100 cmの間では流出ピーク前後において地下水の上向きの流れが存在していることがわかる。

Fig. 11 は標高147 mに沿って埋設されているテンシオメータ群のプロファイル変化である。この地点においては、降雨前後における地下水位の変動幅が小さく、また表層部を除けば、圧力水頭の値も降雨前後であまり大きく変動しない。全体的には絶えず上向きの水の流れが生じている場所である。降雨終了後の地下水位の低下とともに、深度20 cm以浅の圧力水頭は減少し、水理水頭は逆傾度を示す。

Fig. 12 はR-2の降雨に伴って地表流の発生源となったパイプ流および朽ちた木の切り株からの水の吹き出しが集中していた場所での水理水頭の時間的変化である。降雨前(○印)の地下水位は深度40 cm附近に存在し、これ以浅において土壤水の流れは上向きであった。流出ピーク直後(●印)においては、深度80 cm以浅の範囲において上向きの水の流れが存在している。その後の時間的変化を見ると、降雨の有無にかかわらず深度80 cmから地下水位の範囲にわたって常に上向きの水の流れが

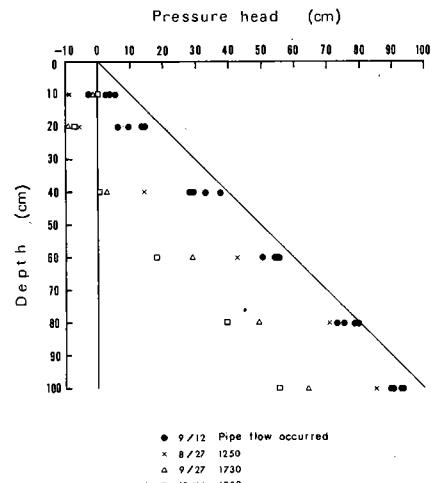


Fig. 13. Pressure head distributions at TD-1 site at the time of maximum discharge for each storm event. Blacken circle indicates pipe flow occurred and other symbols indicate no pipe flow occurred.

生じている。**Fig. 12** に見られる水理水頭プロファイルの特徴は、他の測定地点に比較して降雨前後における圧力水頭の変化が大きいことである。この地点における R-1, R-3, R-4 の流出ピーク時の水理水頭プロファイルでは、**Fig. 12** に見られるような降雨に伴う圧力水頭の急激な増加は認められない。また、R-2 以外の降雨では、この地点周辺において地表流を発生させるようなパイプ流ないしは復帰流は観察されていない。

Fig. 13 はこの地点における各降雨時の流出ピーク時における圧力水頭のプロファイルを示したものである。図中の●印は R-2 時のパイプ流が継続していた期間中の圧力水頭のプロファイルである。**Fig. 13** より、この地点周辺においてパイプ流が発生していた時の圧力水頭が、他の降雨の流出ピーク時に比較してどの深度においても異常に増加していたことが明らかである。R-2 規模の大暴雨において、この地点周辺の圧力水頭が急激に増加する原因については明らかではないが、この地点が流域に見られる表流水河川の最源流部に相当していることから考えて、地中水が集中し易い場所であることがその原因の一つに考えられる。

Table 2 は R-2 の降雨開始以前と流出ピーク直後の各ピエゾメータ埋設位置における地下水面上約 1 m の範囲での水理水頭値と、これに基づいて計算された鉛直方向の動水勾配の値を示したものである。圧力水頭はピエゾメータ中の水位を測水によって測定し、重力水頭は平均海面を基準面としてそこからの高さで表わしてある。降雨の有無にかかわらず、量水堰近傍の A-2, A-3 地点および標高 147 m 付近の C-2 地点の動水勾配はいずれも逆傾度を示し、これらの地点においては常に地下水の流出域が形成されていることがわかる。

D-1 地点は無降雨時には涵養域となっているが、R-2 規模の出水時には流出域に変化する。他の地点は降雨の有無にかかわらずいずれの場合も地下水の涵養域に相当している。

Table 2. Hydraulic head measurements and vertical hydraulic gradient calculations.

| Piezometer nest | Symbol | Depth (m, b.g.s.) | 1000 h, 6 Sept. 1980 | | 0130 h, 12 Sept. 1980 | |
|-----------------|--------|-------------------|------------------------------|-----------------------------------|------------------------------|-----------------------------------|
| | | | Hydraulic head (m, a.m.s.l.) | Vertical hydraulic gradient (m/m) | Hydraulic head (m, a.m.s.l.) | Vertical hydraulic gradient (m/m) |
| P A-1 | a | 0.9 | 146.37 | 0.100 | 146.88 | 0.082 |
| | b | 2.0 | 146.26 | | 146.79 | |
| P A-2 | b | 1.5 | 143.10 | -0.021 | 144.07 | -0.029 |
| | c | 2.9 | 143.13 | | 144.11 | |
| P A-3 | b | 1.8 | 142.72 | -0.143 | 142.74 | -0.229 |
| | c | 2.5 | 142.82 | | 142.90 | |
| P A-4 | b | 1.9 | 142.99 | 0.075 | 144.24 | 0.175 |
| | c | 2.3 | 142.96 | | 144.17 | |
| P B-1 | a | 0.6 | 144.56 | 0.000 | 145.16 | 0.067 |
| | b | 1.2 | 144.56 | | 145.12 | |
| P B-2 | a | 0.6 | 145.48 | 0.050 | 145.64 | 0.017 |
| | b | 1.2 | 145.45 | | 145.63 | |
| P C-1 | a | 0.8 | 146.77 | 0.110 | 146.85 | 0.130 |
| | b | 1.8 | 146.66 | | 146.72 | |
| P C-2 | a | 0.8 | 146.33 | -0.100 | 146.47 | -0.100 |
| | b | 1.4 | 146.39 | | 146.53 | |
| P D-1 | a | 0.8 | 148.95 | 0.017 | 149.29 | -0.033 |
| | b | 1.4 | 148.94 | | 149.31 | |
| P D-2 | a | 0.8 | 149.01 | 0.017 | 149.49 | 0.000 |
| | b | 1.4 | 149.00 | | 149.49 | |

3.4 谷底縦断面におけるポテンシャル分布

これまでに述べた観測結果から、大雨出水時の流出現象に地中水の挙動が大きく関係していることが推察される。地中水の流動は三次元的であり、このことは地表面下に三次元のポテンシャル場が存在していることを意味している。降雨前後における地中水のポテンシャル場がどのように変化しているかを明らかにすることができれば、出水時に果す地中水の役割をより明確にすることが可能であろう。

地中水の流動を支配するポテンシャルは水理水頭 (h) である。この水理水頭の空間分布、すなわち等ポテンシャル線図が得られれば地中水の流動方向を知ることができる。

Fig. 14, 15 はテンシオメータとピエゾメータの測定値に基づいて作成された R-2 降雨前後における谷底縦断面の等ポテンシャル線図である。各図中の上方には圧力水頭の空間分布も示されている。**Fig. 14, 15** に示した地中水の流動方向は、図の縦横の縮尺比を考慮して記入してあり¹²⁾、図の断面線における実流動方向を示している。

Fig. 14 は降雨開始前 9月 6 日 10時の時点におけるポテンシャル分布および地中水の流動方向を示している。10日前に約 62 mm の降雨があり、この影響を受けて土壤水帶は湿潤の状態にあった。このため、土壤水帶の範囲では鉛直下方への水の流動が行なわれている。わずかに標高 150 m 付近において蒸発散作用に起因する上向きの水の流れが生じている。地下水帶においては、主な流出域が 3カ所の地点において形成されている。その一つは標高 145 m より下流域で、この範囲では地下水の流出域が形成され、量水堰への

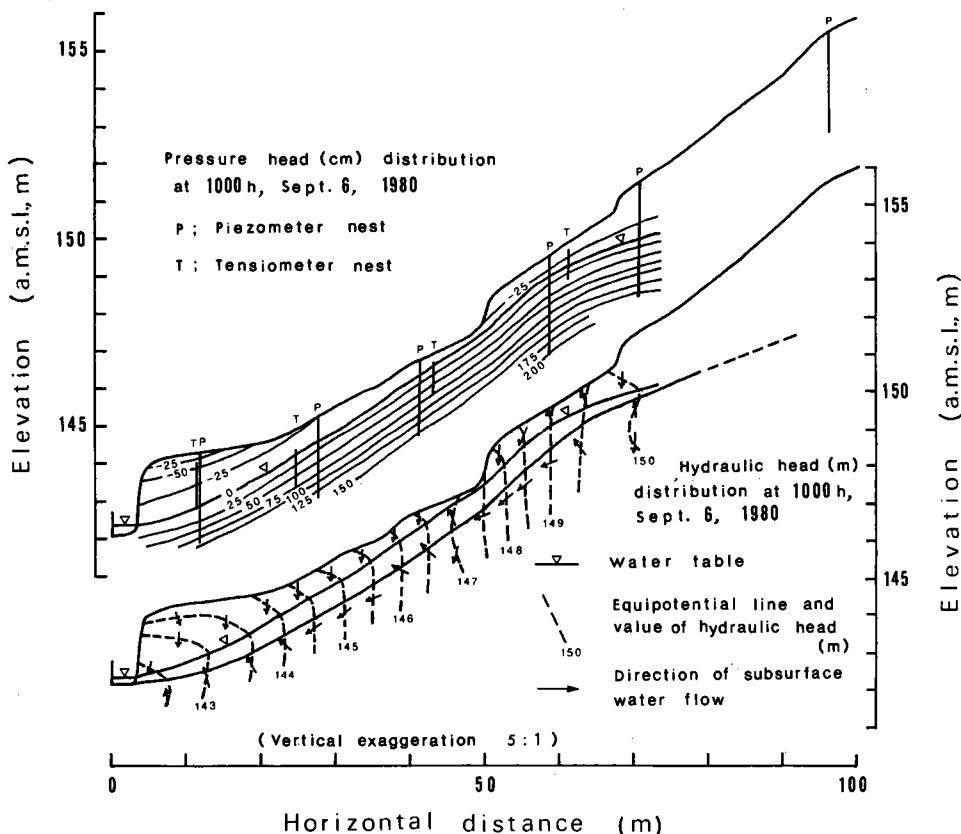


Fig. 14. Pressure head distribution and flow pattern of subsurface water determined by field evidence at 1000 h, 6 Sept. 1980.

基底流出としての地下水流出の存在を示唆している。標高 147 m 付近にも流出域が形成されている。これはこの付近において無降雨時にも存在するパイプを通しての地下水流出の存在を裏付けている。また、標高 150 m 付近においても流出域が形成されており、この付近においては蒸発散の形で地下水流出が行なわれているものと推察される。全体的には飽和側方流が主体となっており、この時点でのポテンシャル分布は比較的単純である。

Fig. 15 は流出ピーク直後における圧力水頭および等ポテンシャル線の空間分布を示している。**Fig. 14** と比較して、この時点でのポテンシャル分布はかなり複雑に変化していることがわかる。特に、谷底の下流側においてこの傾向は顕著である。土壤水帶においては降雨の浸透の影響を受け、どの部分においても鉛直下方への流動成分が支配的であり、この図からは土壤水帶における降雨直後の側方浸透流の存在をうかがい知ることはできない。標高 150.5 m から下流側においては、ほぼ深度 1.5 m 付近に存在する粘土層 (**Fig. 3**) を境に地下水流は上向きの流れと下向きの流れに二分されているのが特徴的である。大雨出水時には多量の浸透水を排出するため、粘土層上面に沿った地下水の流れが卓越し、より透水性の良い地層中に上向きの流れとなって排水をうながすため、このようなポテンシャル場が形成されるものと思われるが、この点については今後さらに検討を要する。いずれにしろ、こうしたポテンシャル場の形成には表層堆積物の下部に形成される粘土層の存在が大きな意味を持っているようである。

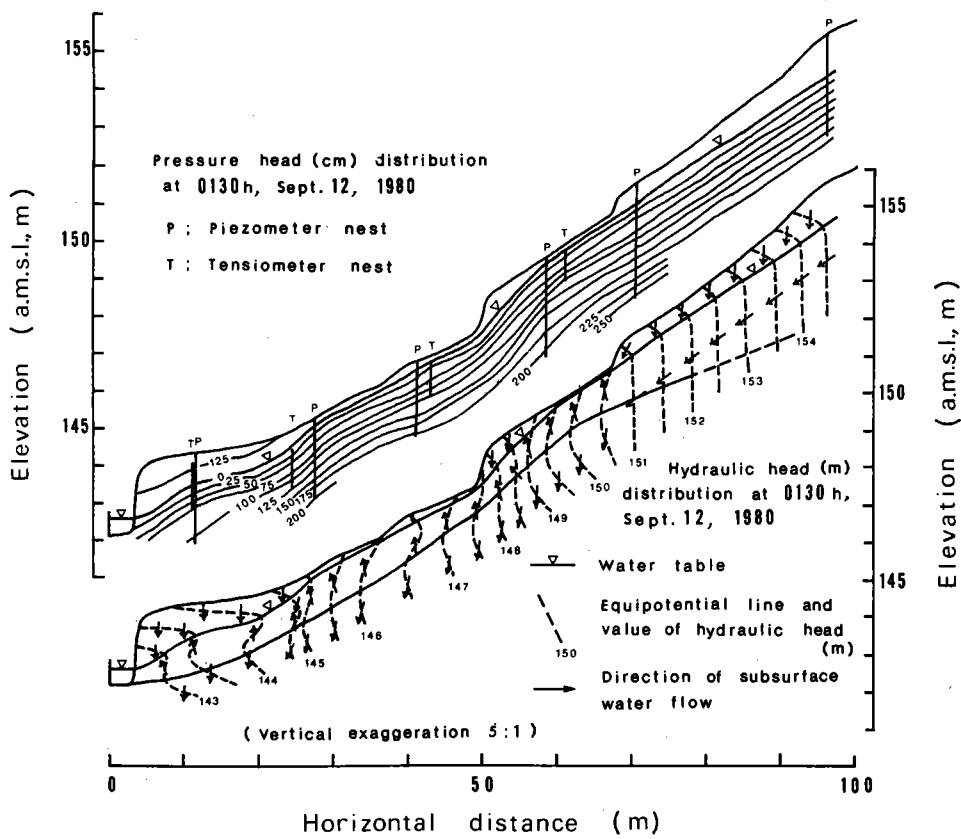


Fig. 15. Pressure head distribution and flow pattern of subsurface water determined by field evidence at 0130 h, 12 Sept. 1980.

地下水水面下約1mまでの地下水の流れは標高150.5mより下流側において全域流出域を形成し、その傾向が標高145.5~147.5mおよび149~151m付近において特に強く現われている。この範囲は、Fig.8に見られるパイプ流ないしは復帰流の発生地点標高にはば一致し、地表面で観察された流出現象が、地中水の挙動と密接に関係していることがわかる。Freeze (1974)¹³⁾の定義に従がへば、こうした形での地中水の地表面への流れはexfiltrationと呼ばれ、大雨出水時の表面流出に地中水のexfiltrationが大きく関与していることになる。

なお、Fig.8において標高160m付近に存在したパイプ流の発生機構については、これを考察するためのデータが充分でないため、現時点ではその機構を明らかにすることはできない。本流域においては、この標高160m付近が御殿崎疊層とその下位の連光寺互層の地層境界に相当しており、こうした地質構造がこの地点でのパイプ流の発生に関与しているものと考えられるが、この点については今後さらに検討を要する。

Fig.15で興味ある事実は、地形縦断プロファイルに見られる地表面の凹凸状の微起伏と大雨出水時に形成される地下水の流出一涵養域がよく対応していることである。この点についてはすでに一部言及した¹⁴⁾が、これらの詳細な関連性については今後の研究課題である。

4. ま と め

本研究の結果明らかとなったことからをまとめると以下のようになる。

- 1) 本試験流域においてはホートン地表流は発生せず、表面流出の主体は水みち流である。総降水量が200mm前後の大雨水時にはパイプ流ないしは復帰流がその主体をなす。
- 2) パイプ流等の発生時には地中水の圧力水頭の増加が顕著であり、この種の流れの発生地点付近においては地下水の流出域が形成されている。
- 3) 表面流出が生じる地域は谷底のごく一部分に限られ、窪地貯留域を含めてもその面積は流域全体の1~3%を占めるにすぎない。この地域から地表流として流出する水量は流域からの直接流出量の数%程度にすぎず、表面流出が出水時に果す役割は小さい。

本論文では、出水時のハイドログラフを量的に吟味することができなかった。今後、量的な吟味を行なうとともに、大雨出水時における多量の直接流出の主体が何であるかを追求していく予定である。

謝 辞

本研究は著者の一人、田中が水資源研究センターの客員として在任した期間中に実施したものである。本研究を実施する機会を与えて下さった石原安雄主任教授、池淵周一教授をはじめとする水資源研究センターの諸先生方に心から御礼申し上げます。また、現地調査を実施するにあたり、快く施設を提供して下さった東京農工大学農学部丹下勲教授に深く感謝の意を表します。

本研究は昭和55年度文部省科学研究費補助金一般研究(B)(研究代表者:高山茂美、課題番号:546205)による研究費の一部を使用した。記して感謝致します。

参 考 文 献

- 1) 櫻根 勇:水文学、大明堂、昭55, pp. 245-257.
- 2) Whipkey, R. Z.: Subsurface storm flow from forested slopes. Bull. IAHS, Vol. 10, 1965, pp. 74-85.
- 3) Whipkey, R. Z.: Storm runoff from forested catchments by subsurface routes. IAHS Publ., no. 85, 1969, pp. 773-779.
- 4) Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R.: Factors affecting the response of small watershed to precipitation in humid areas. In Sopper, W. E. and Lull, H. W. ed.: International Symposium of Forest Hydrology, Pergamon Press, Oxford, 1967, pp. 275-290.
- 5) Weyman, D. R.: Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. Bull. IAHS,

- Vol. 15, 1970, pp. 25-33.
- 6) Dunne, T. and Black, R. D.: An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 6, 1970, pp. 478-490.
 - 7) Dunne, T. and Black, R. D.: Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 6, 1970, pp. 1296-1311.
 - 8) Pilgrim, D. H., Huff, D. D. and Steel, T. D.: A field evaluation of subsurface and surface runoff. II. Runoff processes. *J. Hydrol.*, Vol. 38, 1978, pp. 319-341.
 - 9) Mosley, M. P.: Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Wat. Resour. Res.*, Vol. 15, 1979, pp. 795-806.
 - 10) 寿円晋吾, 原田静男: 波丘地試験地の地下水探査. 波丘地農業研究所報, No. 3, 1961, pp. 50-56.
 - 11) Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M.: Detection of dynamic responses of subsurface water during a storm event with tensiometer and piezometer nests. ハイドロロジー, No. 11, 1981, pp. 1-7.
 - 12) van Everdingen, R. O.: Groundwater flowdiagrams in sections with exaggerated vertical scale. *Geol. Sur. Canada, Paper 63-27*, 1963, 21pp.
 - 13) Freeze, R. A.: Streamflow generation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 12, 1974, pp. 627-647.
 - 14) Tanaka, T.: The role of subsurface water exfiltration in soil erosion processes. *IAHS Publ.*, no. 137, 1982, pp. 73-80.

V 多摩丘陵源流域における流出機構

田中 正・安原正也・丸井敦尚

多摩丘陵源流域における流出機構

田中 正*・安原正也**・丸井敦尚**

多摩丘陵の一角に設定した流域面積 2.2ha の小試験流域において、野外観測に基づいて降雨流出時における流出成分の主体を明らかにするとともに、その流出機構について考察を行なった。その結果、以下の結論が得られた。(1)降雨流出時における流出成分の主体は地下水流出成分である。総流出量の約90%は地下水流出成分に起因しており、表面流出成分は総流出量のわずか10%程度を占めるにすぎない。(2)降雨に対する応答の早い多量の地下水流出は、ダルシー則に基づく流れでは説明することができない。降雨流出時においては、ダルシー流よりはるかに速い卓越流が地層中に存在している。(3)この卓越流は、地層中に形成されたパイプの中を流れるパイプ流であり、良好な排水機能としてのパイプ流は、丘陵地源流域における流出機構を考える上で、重要な役割を果たしている。(4)パイプ流の特徴として、pulsating flow 現象が認められる。

I はじめに

わが国の森林流域における流出機構、あるいは水流発生機構を明らかにすることは、流域の水循環機構や物質循環機構を解明する上で重要である。この研究課題は古くから水文学の中心課題と考えられてきた(樋根, 1980, p. 245)が、わが国では理想的な試験流域を確保することの困難さと、現場における水文観測のむつかしさのため、この種の解析に耐えうる充分な資料の蓄積はなく、従来までの解析の多くはブラック・ボックス的な性格を有していた。

しかし、最近における野外観測に基づいた各國での精力的な研究の進展により、湿潤森林流域での流出現象の実態は、かなりの程度明らかにされつつある(Kirkby, 1978)。これまでの研究結果によれば、湿潤森林流域においては、ホートンタイプの地表流はほとんど発生せず、降雨流出時の水流発生に大きく寄与する流れは、saturated overland flow(Dunne and Black, 1970), subsurface stormflow(Whipkey, 1965, 1969; Weyman, 1970, 1973)およびground-water flow(Fritz *et al.*, 1976; Sklash and Farvolden, 1979)の三つに大別することができる。そして、降雨流出時におけるハイドログラフの形成に、いざれの流れが最も大きく貢献するかは、対象

地域の地形・地質・気候・植生・土壤特性・土地利用等によって異なるとされている(Freeze, 1974)。

一方、わが国における森林流域の流出機構を、野外観測に基づいて実態論的に論じた研究は少なく、塚本(1962)の研究があげられるにすぎない。田中ほか(1982)は、丘陵地源流域における流出機構を解明するにあたり、地表水と地中水を一体とした一つのシステムとしてとらえる必要があるとの観点から、多摩丘陵の一角に設定した試験流域を例に、流出現象と地中水の挙動との関連を明らかにした。しかし、流出機構そのものについては言及しておらず、今後の研究課題として残されていた。

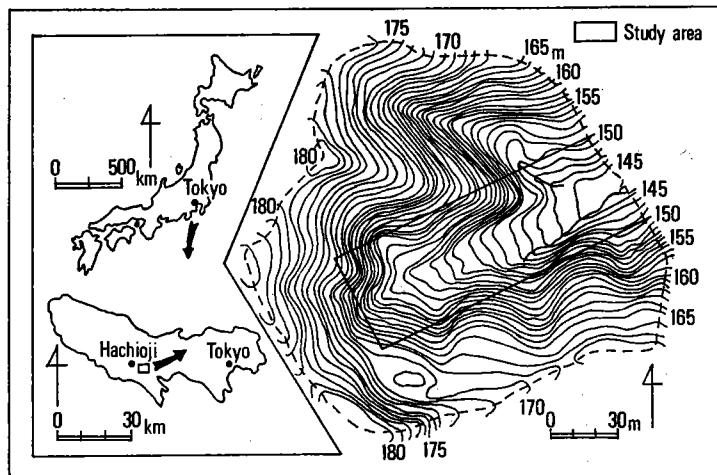
本研究は、田中ほか(1982)に続く一連の研究の一つであり、その後の観測データに基づいて、多摩丘陵源流域における降雨流出時の水流発生に、最も大きく関与している流れの主体を特定するとともに、その流出機構について考察を行なったものである。

II 試験流域および観測施設の概要

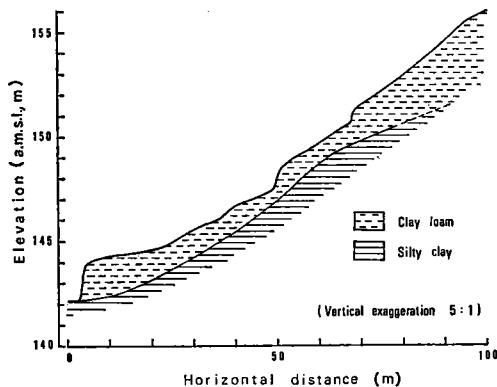
1) 試験流域の概要

試験流域は東京都八王子市堀之内、東京農工大学波丘地利用実験実習施設内に設置されている(第1図)。流域は、多摩丘陵の北縁に位置し、多摩川の支流大栗川の一源流部を構成している。流域の標高は144~183m、流域面積は0.022 km²である。流

* 筑波大学・地球科学系 ** 筑波大学・院



第1図 試験流域位置図
Fig. 1 Location of the study area



第2図 谷底面の縦断プロファイルと地質断面
Fig. 2 Longitudinal profile and geological section of the valley floor

域谷底面の地形勾配は約12%，山腹斜面のそれは約50%である。

試験流域付近の地質は、下位から上位に平山砂層、三沢泥岩層、連光寺互層、御殿岬礫層および関東ローム層が分布する(寿円・原田, 1961)が、本流域の主たる構成層は、連光寺互層(標高140~160m)、御殿岬礫層(標高160m以上)および関東ローム層である。

谷底の表層約2mは、シルトおよび粘土分を主体とした埴壌土(clay loam)およびシルト質埴土(silty

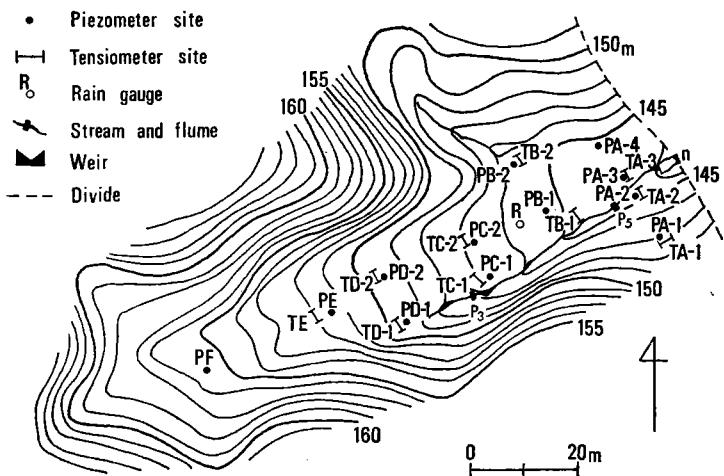
clay)から構成されている(Tanaka *et al.*, 1981)。これら谷底の堆積物は、粒度組成の上から判断すると、オリジナルな関東ローム層とは異なり、いわゆる二次堆積物であるものと思われる。観測井掘削時のボーリング資料に基づき、谷底面における表層堆積物の縦断プロファイルを示したのが第2図である。

植生はクヌギ、コナラを主体とする落葉広葉樹が流域のほぼ全域を占めている。斜面では背丈2~3mの竹が密生し、谷底では春から夏にかけてシダ類が繁茂する。人工の構造物ではなく、まったくの自然流域である。

2) 観測施設の概要

観測施設は谷底を中心に配置されている。これらの配置状況を示したのが第3図である。

本研究ではその目的を達成するために、流域内の3ヵ所の地点において流出量を測定した。流域からの全流出量は、流域内の恒常水流の最下流端に設置した90°の三角堰(n)によって測定される。この三角堰の上流約15mの地点に5インチのパーシャル型流量計(P_5)を設置し、さらに P_5 の上流約35mの地点に3インチのパーシャル型流量計(P_3)を設置した。 P_3 を設置した地点は水流の最源流部にあたり、この



第3図 観測施設の配置
Fig. 3 Map of the valley floor studied

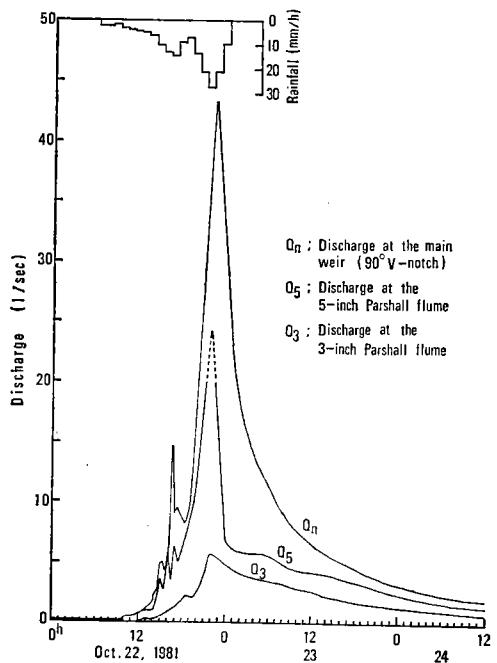
上流約10mの地点から地下水が seep 状に常に流出している。

降水量は、谷底のほぼ中央に設置した転倒ます型自記雨量計によって測定した。第3図に示したその他の観測施設についてはすでに報告したとおりである(Tanaka *et al.*, 1981; 田中ほか, 1982)。

III 台風8124号に伴う流出

調査は1981年7月から10月にかけて実施した。この間、7月2日～4日の総降水量57.0mm, 7月21日の同46.5mm, 8月20日～23日の同77.0mm(台風8115号), 8月28日の同20.0mm, 9月4日～5日の同25.5mm, 10月22日～23日の同172.5mm(台風8124号)の6回の主な降雨を対象にして、それについて流出量、地下水位、土壤水の圧力水頭、地表流の発生状況等の野外観測を実施した。ここでは、最も代表的な台風8124号に伴う観測結果について述べる。

台風8124号は、10月22日夜半に関東に最接近した。降雨は22日6時より降り始め、23日0時までに総降水量172.5mmを記録した。この間、1回の小降雨期をはさんで、22日16～17時と21～22時の2回に



第4図 台風8124号に伴う各流量観測地点のハイドログラフ
Fig. 4 Discharge hydrographs for the storm event on October 22, 1981

わたって降雨のピークを形成している。それぞれの降雨強度は、14.5 mm/hr, 27.5 mm hr であった。

この降雨に伴う各流量観測地点でのハイドログラ

第1表 台風8124号に伴う流出量
Table 1 Amounts of discharge for the storm event on October 22, 1981

| Total amount of discharge from 0900h, October 22 to 1200h, October 24, 1981 | Percentage of discharge to ΣQ_n |
|---|---|
| ΣQ_n | 1,555 m ³ |
| ΣQ_s | 852 m ³ |
| ΣQ_g | 392 m ³ |

フを示したのが第4図である。それぞれのハイドログラフは、いずれも降雨のピークに対応した鋭敏なピークを形成し、降雨終了と同時に減水曲線を描いている。

ここで、nを通過する流量を Q_n 、P_sを通過する流量を Q_s 、P_sを通過する流量を Q_g とし、10月22日9時から24日12時までの ΣQ_n 、 ΣQ_s 、 ΣQ_g の値を示すと第1表のようになる。

ΣQ_n は台風8124号に伴う流域からの総流出量である。仮に、この全量が降雨直後の短期間の総流出を意味しているものとすれば、流出率¹⁾は41%となる。1980年に観測された4回の主な降雨(総降水量60.5~195.0 mmの範囲)についての流出率の値もほぼ同じであった(田中ほか, 1982)。このことから、本流域においては、総降水量の約40%に相当する水が降雨直後に流出するものと考えられる。

IV 降雨流出時の流出成分

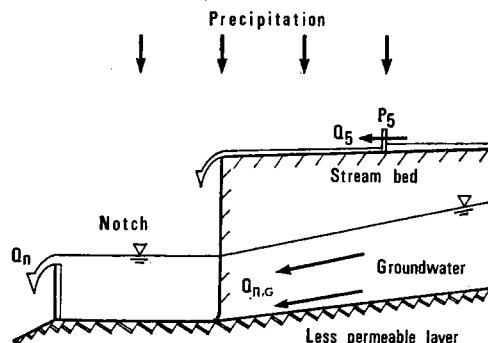
1) 三角堰周辺からの地下水流出²⁾

本流域におけるnとP_sの相対的関係を模式断面として示したのが第5図である。この図に示すように、 Q_n の構成成分は近似的に次式によって表わされる。

$$Q_n \approx Q_s + Q_{n,G} \quad (1)$$

ここで、 $Q_{n,G}$ は三角堰周辺からの地下水流出量である。

三角堰壁面の露頭状況を1982年1月の時点においてスケッチしたものが第6図である。図から明らか



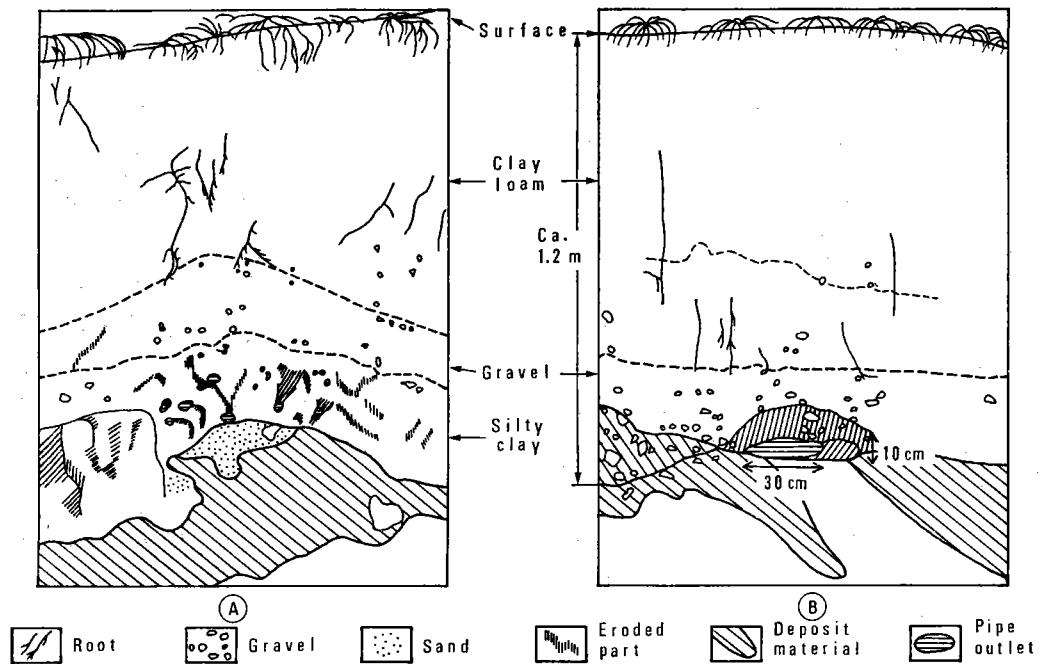
第5図 三角堰(n)と5インチパーシャル型流量計設置地点(P_s)の関係を示す模式断面

Fig. 5 Schematic diagram showing the relationship between the main weir (90° V-notch, n) and 5-inch Parshall flume (P_s)

なように、礫層下位のシルト質粘土層中および両者の境界付近に多数のパイプが存在している様子がわかる。最大のもの(以下、マスターパイプと呼ぶ)は、長軸30cm、短軸10cmの橢円状を呈し(第6図-⑧)、このマスターパイプを通じて、三角堰への地下水流出が常時存在することが野外観察によって確認されている。

式(1)より、($Q_n - Q_s$)は三角堰周辺からの地下水流出量と考えることができる。台風8124号に伴う($Q_n - Q_s$)の経時変化を、 Q_n のハイドログラフとともに示したのが第7図である。また、 Q_n/Q_s の経時変化を示したのが第8図である。第7図から明らかなように、三角堰周辺からの地下水流出は Q_n のハイドログラフと同様な形態を示し、ピーク時には25 l/sec以上の多量の流出を生じている。地下水流出のピークは Q_n のピークより約90分遅れて出現し(第7図)、このピーク時には Q_s の4倍以上の流量を生じている(第8図)。

第1表に示したように、 ΣQ_n は1,555 m³、 ΣQ_s は852 m³である。したがって、 $\Sigma Q_{n,G}$ は703 m³となり、台風8124号に伴う総流出量の実に45%に相当する多量の地下水流出が、三角堰周辺において生



第6図 三角堰壁面露頭におけるパイプの分布(1982年1月時点)
Fig. 6 Pipe distributions on banks around the main weir (Jan., 1982)

じていることが明らかである。こうした降雨に対する応答の早い多量の地下水流出現象が降雨流出時に存在することは、これまでにも環境同位体を用いた流出解析において指摘されていた(例えば, Fritz *et al.*, 1976; Sklash and Farvolden, 1979; 田中ほか, 1980; Rodhe, 1981など)が、実測された例はきわめて少ない。

2) Q_5 のハイドログラフ構成成分

前節において、三角堰周辺からの地下水流出量を明らかにすることことができた。流域からの総流出量の55%は P_5 を通過する流量に相当するが、この P_5 通過流量(Q_5)は次式によって表わされる。

$$Q_5 = Q_3 + Q_{3,S} + Q_{3~5,G} \quad (2)$$

ここで、 Q_3 は P_3 を通過する流量、 $Q_{3,S}$ は直接河道降雨と地表流を含む表面流出量、 $Q_{3~5,G}$ は P_3 と P_5 の区間ににおいて、谷底面および側方斜面の地下水帯から河道へ供給される地下水流出量である。後述するように、式(2)中の Q_3 は、その全量が地下水流出

であるから、式(2)は次式のように書き改めることができる。

$$\begin{aligned} Q_5 &= Q_{3,S} + (Q_{3~5,G} + Q_{3,G}) \\ &= Q_{3,S} + Q_{3,G} \end{aligned} \quad (3)$$

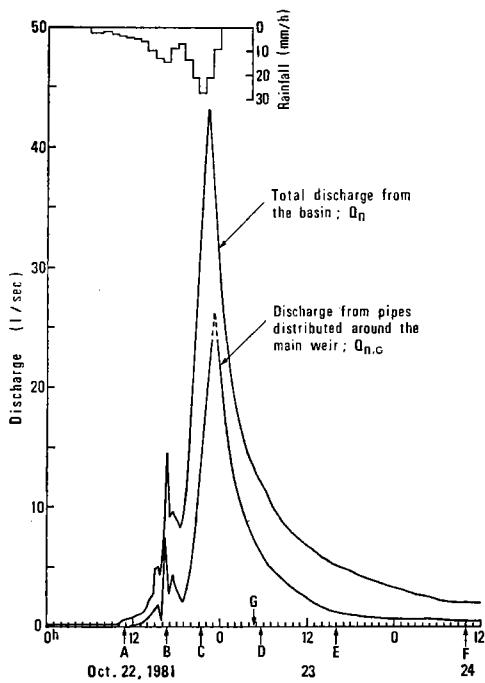
ここで、 $Q_{3,G}$ は $Q_{3,G}$ を含んで P_5 を通過する地下水流出総量である。降雨流出時における流域からの流出成分を考察するためには、 Q_5 を式(3)右辺の各流出成分に分離する必要がある。

今、降雨流出時の流出成分が、地表流と直接河道降雨を含む表面流出成分と地下水流出成分との二成分から構成されているものとすれば³⁾、河川のある特定断面において次の二つの収支式が成立つ。

$$Q_T = Q_S + Q_G \quad (4)$$

$$C_T Q_T = C_S Q_S + C_G Q_G \quad (5)$$

ここで、 Q は流量、 C はトレーサーの濃度を表わし、添字 T, S, G はそれぞれ総流出、表面流出、地下水流出の各成分を表わす。式(4)および式(5)より、地下水流出量 Q_G は、



第7図 台風8124号に伴う Q_n と $Q_{n,G}$ のハイドログラフ

図中の矢印は流線網解析時刻およびパイプ流量計算時刻を示す。A～F：流線網解析（第2表参照）G：パイプ流量計算（第3表参照）

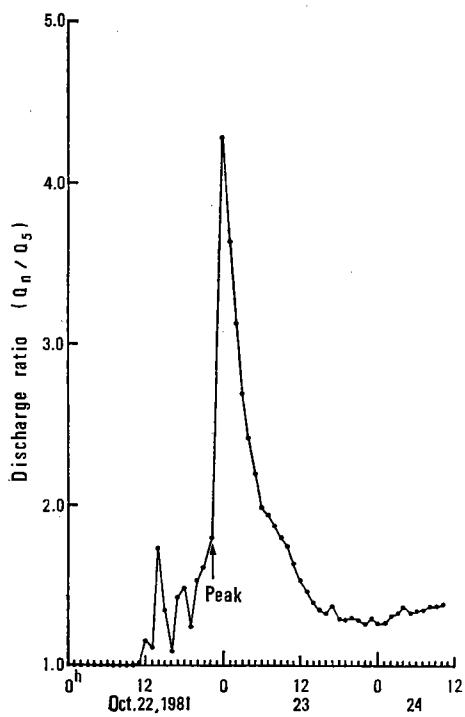
Fig. 7 Discharge hydrographs of Q_n and $Q_{n,G}$ for the storm event on October 22, 1981. Arrows indicate the times of performed flow net analyses and calculation of pipe flow discharge. A～F: flow net analyses (see Table 2) G: calculation of pipe flow discharge (see Table 3)

$$Q_G = \left(\frac{C_T - C_S}{C_G - C_S} \right) Q_T \quad (6)$$

で表わされる。 C_T , C_G , C_S および Q_T を実測することにより、式(6)と式(4)を用いて、降雨流出時における表面流出成分と、地下水流出成分を分離することが可能となる⁴⁾。本研究においては、トレーサーとして流水の電気伝導度を用いた。

台風8124号に伴う Q_s のハイドログラフおよび電気伝導度の経時変化を第9図に示す。電気伝導度の値は、水温18°Cの値に補正して表わしてある。

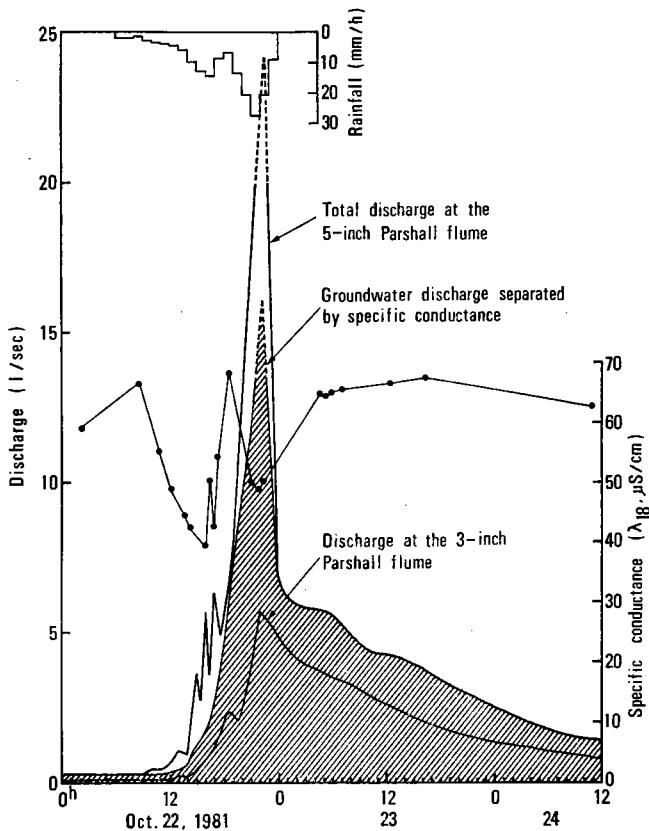
流水の電気伝導度は、降雨強度に敏感に対応して増減を繰り返し、流出初期の段階で 39.4 $\mu\text{S}/\text{cm}$ と



第8図 Q_n/Q_s の経時変化
Fig. 8 Time variation of Q_n/Q_s

最低値を記録している。流出ピーク時の値は 48.5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ であり、流出初期の最低値よりは高く、河川流量が増大しているにもかかわらず、流水の電気伝導度は上昇する傾向にある。降雨が終了すると同時に、電気伝導度は再び増加し、ハイドログラフの減水部において降雨開始以前の値に回復している。

第9図から、本流域における無降雨時の流水の電気伝導度は、60～70 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 程度の値を維持しているものと考えられる。このことから、式(6)中の C_G として、無降雨時の値を平均した 65.3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ を用いた。また、地表流の電気伝導度(C_S)は、降水のそれに等しいと仮定し、調査期間中に集めた降水の電気伝導度の値から 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ とした。これらの値と実測された Q_T , C_T を用いて、式(6)と式(4)によって、 Q_s のハイドログラフを分離した結果が、第9図に示されている。



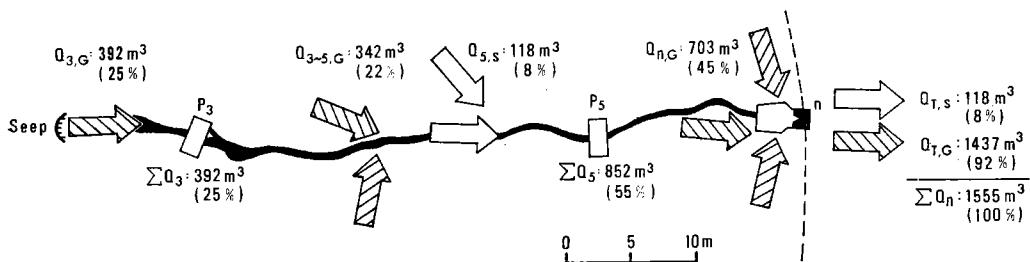
第9図 電気伝導度による Q_5 のハイドログラフの分離結果
Fig. 9 Separated hydrograph of Q_5 using specific conductance

この結果、 P_5 を通過する地下水総流出量($\Sigma Q_{5,g}$)は 734 m^3 に達し、 ΣQ_5 の86%が地下水流出成分によって占められていることになる。 ΣQ_5 の14%， 118 m^3 が P_5 を通過する表面流出総量となる。

一方、 P_5 での流出に関与する地表流発生域の総面積⁵⁾は、これまでの観測結果から、最大約 650 m^2 であることが明らかにされている(田中ほか, 1982)。今、この部分に降った降雨がすべて表面流するものとすれば、台風8124号の場合、その総量は約 112 m^3 となる。この値は、電気伝導度をトレーサーにして分離された Q_5 の表面流出総量 118 m^3 に、ほぼ一致する。

一般に、電気伝導度をトレーサーとするハイドログラフの分離方法では、雨水と土壤粒子との接触に

よる溶存物質の濃度変化、あるいは異なる流出成分中に存在する物質間での化学変化等を考慮する必要があり、この方法による分離結果は地下水流出成分を過大に評価するとの指摘がなされている(Pilgrim et al., 1979)。しかし、本流域においては、むしろ表面流出成分が過大に評価されている可能性があり⁶⁾、これまでの研究結果と異なる。これは、本流域が人工の手の加わらない自然流域であり、地表面への施肥等が行なわれていないこと、植生が密であるため、雨水と土粒子の接触による溶存物質の濃度変化がそれ程大きくなかったこと、等によるものと考えられる。また、流出期間中の電気伝導度は、 $39.0 \mu\text{S}/\text{cm}$ から $68.5 \mu\text{S}/\text{cm}$ の間で変動しており、その変動幅は小さく、異なる流出成分中に含まれる



第10図 流量観測地点間の流出量の割合とその構成成分
()内の数値は $\sum Q_n$ に対する割合を示す。

Fig. 10 Discharge ratios and flow components between two adjacent discharge observation points
Figures in the parentheses represent the percentages of discharges to $\sum Q_n$.

溶存物質の間での化学変化が、解析結果に影響を与える程には生じていなかったものと判断される。これらのことから、本試験流域においては、電気伝導度は理想的なトレーサーになりえたものと考えられ、 Q_5 のハイドログラフの分離結果は、ほぼ妥当な値を示しているものと判断される。

3) Q_3 のハイドログラフ構成成分

P_3 の上流においては、地表流の流入はなく、また、 P_3 より上流の水流面積は最大で約 $5 m^2$ 程度であり、直接河道降雨は無視しうる量である。第II章の2)で述べたように、 P_3 の上流約 $10m$ の地点からは seep 状の地下水流出の存在が確認されている。こうしたことから、 Q_3 はその全量が源流部における seep 状の地下水流出であると考えることができる。したがって、 Q_3 は次式のように表わすことができる。

$$Q_3 \approx Q_{3,G} \quad (7)$$

ここで、 $Q_{3,G}$ は P_3 を通過する地下水流出量である。第1表に示したように、 $\sum Q_3 \approx \sum Q_{3,G}$ は $392 m^3$ である。したがって、 $\sum Q_5$ の 46% 、 $\sum Q_n$ の 25% は最源流部からの seep 状の地下水流出によって占められていることになる。また、前節で明らかにしたように、 $\sum Q_{5,G}$ は $734 m^3$ であった。 $\sum Q_{5,G}$ は $(\sum Q_{5,G} + \sum Q_{3,G})$ として表わされるから、源流部からの地下水流出は P_5 を通過する地下水総流量の 53% を占めていることになり、残りの 47% 、 $342 m^3$ が P_3

と P_5 の区間ににおいて河道へ供給された地下水流出量となる。

一方、第9図に示すように、電気伝導度をトレーサーにして分離した Q_5 の地下水流出成分は、 Q_3 の全量を含しており、 Q_3 の流出成分を考えると Q_5 の分離結果は矛盾していないことがわかる。

4) 流量観測地点間における流出量の割合とその構成成分

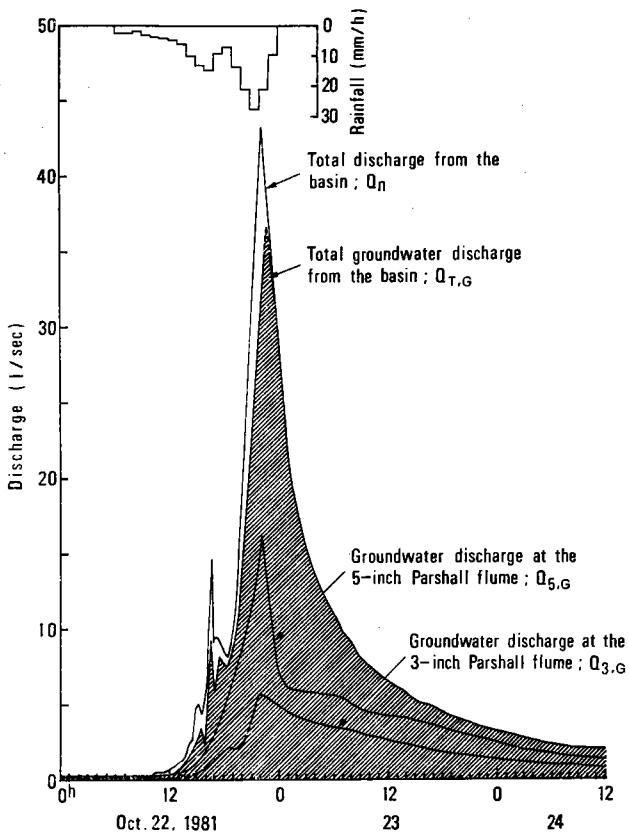
これまでの考察から、流量観測地点間における流出量の割合およびその構成成分が明らかとなった。この結果を模式的に表わしたのが第10図である。

地表流は P_3 と P_5 の区間に生じているだけであり、直接河道降雨を含めた表面流出が総流出量に占める割合はわずか 8% にすぎない。総流出量の 92% は地下水流出成分によって構成されている。流量観測地点間における地下水流出の割合は、三角堰周辺からの流出が $703 m^3$ で、総地下水流出量の 49% 、 P_3 と P_5 の区間ににおける流出が $342 m^3$ で 24% 、 P_3 上流の源流部からの流出が $392 m^3$ で 27% である。

Q_n を構成する地下水流出成分 $Q_{T,G}$ は次式によって求めることができる。

$$\begin{aligned} Q_{T,G} &= Q_{3,G} + Q_{3-5,G} + Q_{n,G} \\ &= Q_{5,G} + Q_{n,G} \end{aligned} \quad (8)$$

前節までに得られた結果に基づいて、 $Q_{T,G}$ を Q_n



第11図 Q_n のハイドログラフの分離結果
Fig. 11 Separated hydrograph of Q_n

のハイドログラフから分離して示したのが、第11図である。ハイドログラフの上昇部において、わずかに表面流出に起因する流出成分が存在するが、減水部の大部分は地下水流出成分によって占められていることがわかる。第11図にみられる地下水流出の特徴は、降雨に対する応答が早く、しかも多量の流出を生じていることである。

V 降雨流出時における地下水流出機構

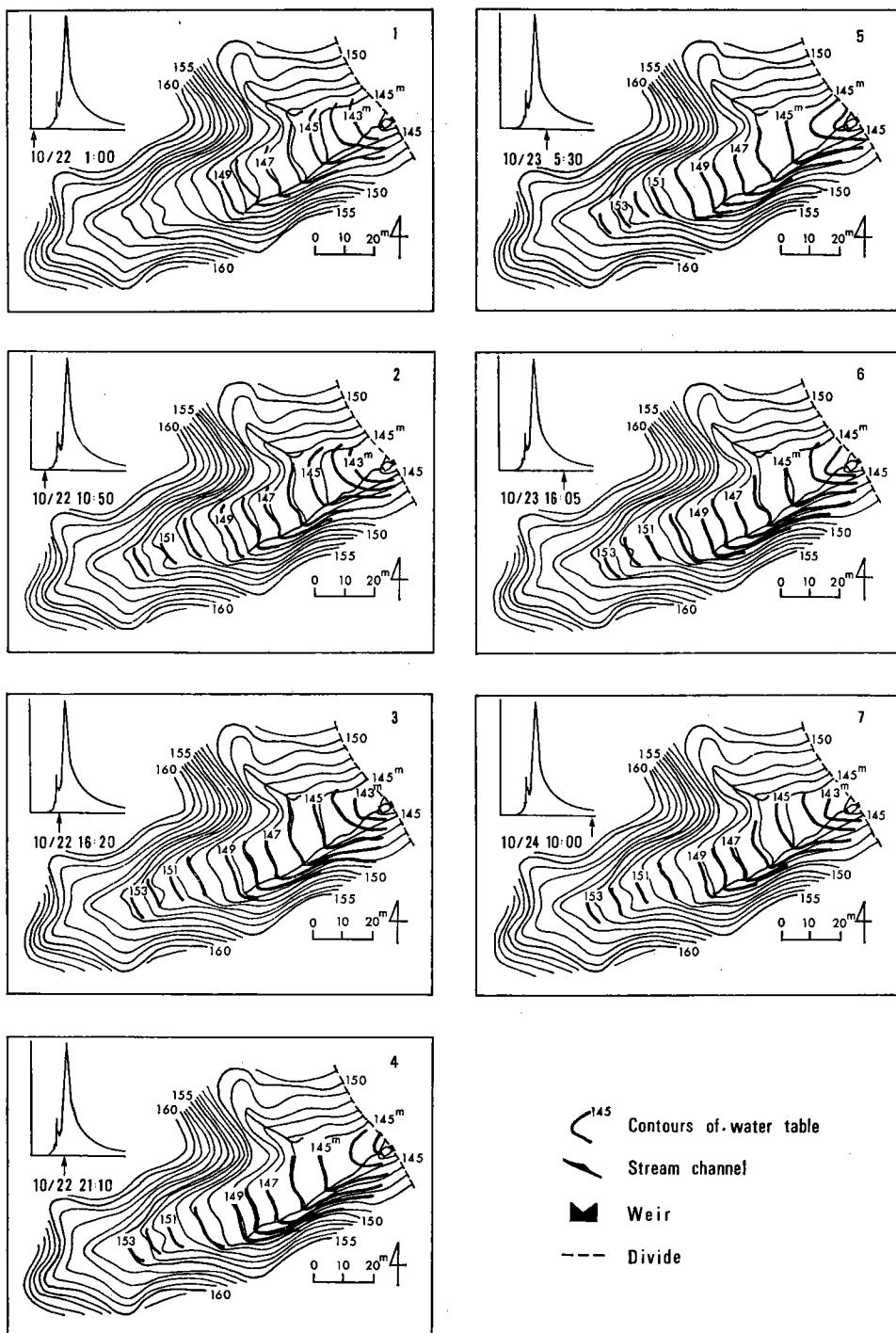
1) 流線網解析

これまでの考察から、降雨流出時において降雨に対する応答が早く、しかも多量の地下水流出が生じていることが明らかとなった。この地下水の流出機構を明らかにするため、三角堰周辺からの地下水流

出現象を対象にして、ダルシー則に基づく流線網解析を試み、従来の地下水流动理論によって、その流出現象が説明できるか否かを検討する。

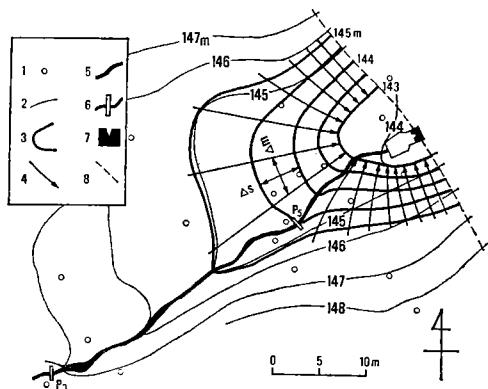
第12図は、台風8124号に伴う地下水面等高線の経時変化を示したものである。この図から、降雨流出時において、谷底および側方斜面を流下する地下水は、最終的には三角堰周辺に集中する流れであることがわかる。

第13図は、流出がピークに達する約1時間前(10月22日21時10分)の三角堰周辺における地下水面等高線を拡大したものである。地下水の流动系が、二次元近似できるものとすれば、この地下水面等高線に直交する形で流線を描くことができ、流線網を作成することが可能である。この流線網を用いること



第12図 台風8124号に伴う地下水位等高線の経時変化

Fig. 12 Contour maps of water table during the storm event on October 22, 1981



第13図 三角堰周辺における地下水水面等高線と流線網(10月22日, 21時10分)

1. 観測井
2. 地形等高線
3. 地下水面等高線
4. 流線
5. 河道
6. パーシャル型流量計
7. 三角堰
8. 流域境界

Fig. 13 Contour map of water table and flow nets around the main weir at 2110 h, October 22, 1981

1. observation well
2. contour line
3. contour of water table
4. flow line
5. stream channel
6. Parshall flume
7. main weir
- divide

によって、ダルシー則に基づいて三角堰へ流入する地下水流出量を計算することができる。すなわち、流線間の単位厚さの流通断面を通過する流量 Δq は、ダルシーの法則により次式で計算することができる。

$$\Delta q = K(\Delta h/\Delta s)\Delta m \quad (9)$$

ここで、 K は透水係数、 Δh は等高線間の水理水頭差、 Δs は流線に平行な等高線間の距離、 Δm は等高線に平行な流線間の距離である。また、 $\Delta s = \Delta m$ なる矩形によって、 n 個の流線網に分割された流通断

面を通過する総流出量 Q_f は、次式によって求めることができる。

$$\begin{aligned} Q_f &= n \cdot w \cdot \Delta q \\ &= K \cdot w \cdot n \cdot \Delta h \\ &= T \cdot n \cdot \Delta h \end{aligned} \quad (10)$$

ここで、 n は流線網の数、 w は流通断面の厚さ、 T は透水量係数である。

第13図に示した解析領域における流通断面の厚さ(帯水層層厚)は、最大約2mである。また、この層準における土壌サンプルから得られた透水係数の最大値は $3.70 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$ である。したがって、第13図に示した時刻において流線網解析より得られる三角堰への地下水流出量は式(10)より、

$$\begin{aligned} Q_f &= 3.70 \times 10^{-6} \times 2 \times 16 \times 0.5 \\ &= 5.92 \times 10^{-5} (\text{m}^3/\text{sec}) \end{aligned}$$

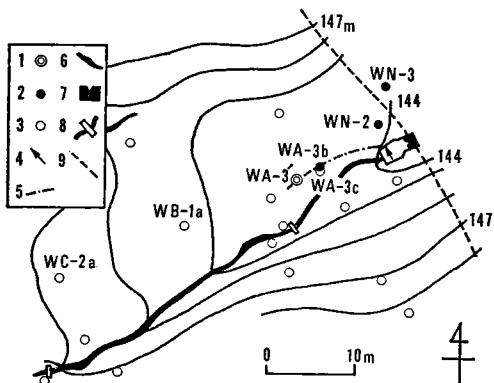
となる。この値は、22日21時10分時点においてダルシー則に基づいて三角堰へ流出する地下水流量の最大値を示しているものと考えることができる。

一方、この時刻において実測された三角堰周辺からの地下水流出量は、 $1.30 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{sec}$ である。流線網解析によって得られた計算値は、実測値よりも3オーダー程小さな値を示していることになる。

第2表は、流線網解析による計算値と実測値を比較したものである(A~Fの対応時刻は第7図を参照)。第2表と第7図から明らかなように、降雨前の基底流出時においては、流線網解析結果は実測値にはば等しく、この状態において地下水は、ダルシ

第2表 三角堰周辺からの地下水流出量の実測値と流線網解析結果の比較
Table 2 Comparisons of observed groundwater discharge around the main weir with calculated one by flow net analysis

| Date | Time | Symbol in Fig. 7 | Observed discharge (l/sec) | Calculated discharge by flow net analysis (l/sec) |
|---------|--------|------------------|----------------------------|---|
| Oct. 22 | 1055 h | A | 1.0×10^{-2} | 4.4×10^{-2} |
| | 1620 h | B | 3.9×10^0 | 5.2×10^{-2} |
| | 2110 h | C | 1.3×10^1 | 5.9×10^{-2} |
| Oct. 23 | 0530 h | D | 6.3×10^0 | 5.2×10^{-2} |
| | 1605 h | E | 1.3×10^0 | 4.8×10^{-2} |
| Oct. 24 | 1000 h | F | 5.0×10^{-1} | 4.8×10^{-2} |



第14図 トレーーサー実験観測施設の配置
 1. トレーーサー投入井 2. 試水サンプリング井
 3. 調査井 4. マスター・パイプ出口採水地点
 5. 推定されるマスター・パイプの径路 6. 河道
 7. 三角堰 8. パーシャル型流量計 9. 流域境界

Fig. 14 Locations of the injection well, sampling points and observation wells for the tracer experiments

1. injection well 2. sampling well 3. observation well 4. sampling point at the outlet of the master pipe 5. estimated course of the master pipe 6. stream channel 7. main weir 8. Parshall flume 9. divide

一則に基づいて流動しているといえる。しかし、降雨流出時に実測された地下水流出量は、流線網解析によって計算された流出量に比較して、2~3オーダー程大きな値を示しており、ダルシー則に基づく地下水水流動だけでは、多量の地下水流出現象を説明することができない。1981年に観測された他の2回の降雨(総降水量58.0mmと77.0mm)の解析例においても、結果はまったく同様であった(丸井, 1982 BS)。

以上の考察結果は、降雨流出時においてはダルシ一流よりはるかに速い卓越流が地層中に存在している可能性のあることを示唆している。

2) 卓越流の実流速

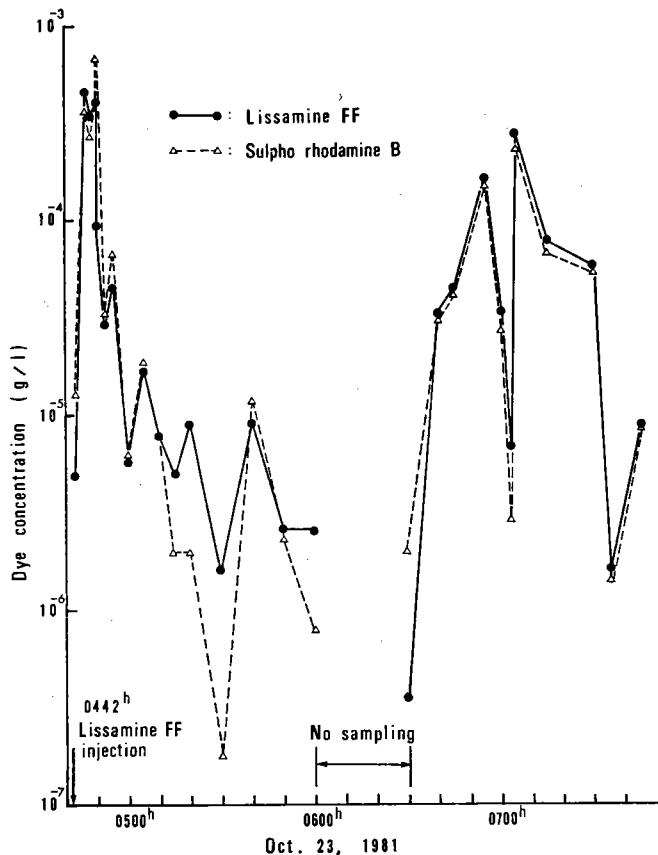
降雨流出時に予想される卓越流の実流速を把握するため、蛍光染料(Sulpho-rhodamine B, CI 45100およびLissamine FF, CI 56205)を用いたトレーーサー実験を実施した。

野外観察によれば、降雨流出時における三角堰周辺からの地下水流出の一部は、第6図-⑧に示したマスター・パイプを通じて流出している。トレーサーを用いた予備実験によって、このマスター・パイプの地層中の径路は、第14図に一点鎖線で示したようなものと予想された。このことから、実流速を把握するためのトレーサー投入井、およびサンプリング井を第14図に示すように配置した。実験方法ならびにトレーサー濃度分析方法については、すでに報告したとおりである(Tanaka et al., 1982)。

マスター・パイプ出口におけるトレーサー濃度の分析結果を示したのが第15図である。10月23日4時42分に観測井WA-3'(第14図)に投入したLissamine FFは、1分後の4時43分には約11m下流のマスター・パイプ出口において検出された。マスター・パイプ出口のトレーサー濃度は、投入8分後にピークに達し、以後パルス状の濃度変化を繰り返している。

このトレーサー実験結果から、マスター・パイプを介した卓越流の最大流速(4時43分時点)として0.183 m/secという値を得る。実験を実施した時間が、ハイドログラフの減水部であるにもかかわらず、地層中において地表流に匹敵する速い流れが存在していることが明らかとなった。

マスター・パイプ出口の断面積は 0.024 m^2 である。したがって4時43分時点において、このパイプから流出している流量は 4.4 l/sec となる。一方、この時刻において、三角堰周辺からの地下水流出量は 6.8 l/sec (第7図, Gおよび第3表)であり、マスター・パイプからの流出量だけで三角堰周辺からの全地下水流出量の65%を占めていることになる。第6図に示したように、三角堰壁面にはこのマスター・パイプの他に大小多数のパイプが存在している。ダルシ一流では説明できなかった降雨流出時の多量の地下水流出は、こうした地層中に形成されたパイプの中を流れるパイプ流として流出しているものと考えることができる。



第15図 マスターpaipe出口のトレーサー濃度分析結果
Fig. 15 Time variations of dye concentrations in pipe flow sampled at the outlet of the master pipe

第3表 三角堰周辺からの地下水流出量の実測値とマスターpaipeからのパイプ流量計算結果の比較

Table 3 Comparison of observed groundwater discharge around the main weir with calculated pipe flow discharge at the outlet of the master pipe

| Date | Time | Symbol in Fig. 7 | Observed discharge (l/sec) | Calculated pipe flow discharge (l/sec) |
|---------|--------|------------------|----------------------------|--|
| Oct. 23 | 0443 h | G | 6.8 | 4.4 |

なお、第15図に示したトレーサー濃度にパルス状の濃度変化が記録されている。この現象は pulsating flow と呼ばれ (Jones, 1978), パイプ流の特徴であるが、これに関してはすでに報告した

(Tanaka *et al.*, 1982)ので、本論文では割愛する。

VI 考 察

前述したように、降雨流出あるいは融雪出水時に

おける地下水流出の重要性は、環境同位体を用いた流出解析 (Dincer *et al.*, 1970; Martinec *et al.*, 1974; Fritz *et al.*, 1976; Sklash and Farvolden, 1979; 田中ほか, 1980; Herrmann and Stichler, 1980; Rodhe, 1981) や水温をトレーサーにした流出解析 (Kobayashi, 1981) において指摘されていた。これらの研究の多くは湿潤森林流域を対象としたものであり、その流域面積は 1.2 km^2 から 83.0 km^2 の範囲にわたっている。そして、これらの研究結果によれば、対象流域を問わず、総流出量に占める地下水流出量の割合は 60~90% であること、流出ピーク時に地下水流出成分が占める割合は、やはり 60~80% であることが共通の結論として得られており (田中, 1982), 本研究の場合も、現象面からはこれらの解析結果と同じ結論に達する。

こうした降雨に伴う応答の早い多量の地下水流出現象を説明する流出機構については、現在二つの考え方がある。その一つは Sklash and Farvolden (1979) に代表される土壤水の移動機構に立脚する考え方であり、他の一つは Jones (1971) に代表される地層中での卓越流の存在を重視する考え方である。

Sklash and Farvolden (1979) は、降雨流出時の地下水流出機構を次のように説明している。「河川近傍では地下水表面が浅いため、降雨によって地表面から一様に浸潤が始まると、ぬれ前線はこの付近で最も早く毛管水縁の上縁に到達する。その結果、河道の両側では一時的に地下水表面の尾根が形成され、河道へ向かう地下水表面の勾配が急に大きくなり、地下水流出が増大する」。Ragan (1968) は、河道近傍の地下水位の測定から、降雨流出時には河道へ向かう地下水表面の勾配が大きくなる事実を明らかにしている。また、最近、佐倉・谷口 (1983) は、比較的浅い地下水表面の存在を想定したカラムによる室内浸透実験の結果から、ぬれ前線が毛管上昇の上限の位置に到達すると、毛管水帯では土壤水の一斉移動が始まり、地下水表面を通過するフラックスが生じることを見い

出し、この現象を毛管水帯における毛管力と重力の圧力平衡の崩壊に起因するものと規定した上で、 Sklash and Farvolden (1979) の仮説を支持する見解を打ち出している。

また、Hewlett and Hibbert (1967) は、降雨流出時の流出の発生機構を説明するにあたり、河道近傍の飽和帶へ降雨直後に供給される水の大部分は、ピストン流的に土壤の下層から押し出された古い水によって占められているという考え方を提示し、この流れを translatory flow と呼んだ。この種の水移動が土壤中で生じていることは、環境同位体をトレーサーにした土壤水の移動機構に関する研究で確認されている (例えば、樋根ほか, 1980)。

降雨流出時の地下水流出に関する以上の考え方は、流出径路を踏まえた上で、土壤水の移動機構を流出機構に結びつけている点で画期的である。しかし、上述した機構によって、応答の早い多量の地下水流出が “量的” に説明しうるか否かの検討は未だなされておらず、今後の検討課題としての問題点を残している。

一方、Jones (1971, 1978) は、イギリスの 11 の地域においてパイプの空間的分布、パイプ網の発達経路、パイプからの流出量等を明らかにし、降雨に対する流域の応答として、パイプ流が重要な働きをなしていることを指摘した。また、Newson (1976) は Jones と同様に、イギリス、ウェールズの upland での野外調査に基づいてパイプ流の重要性を見い出し、湿潤地域でのパイプに関する情報収集の必要性を強調している。

わが国においては、太田ほか (1981) や Tsukamoto *et al.* (1982) が、花崗岩地帯や第三紀～洪積層地帯および地すべり地までを含んだ地域での表層崩壊との関連において⁷⁾、パイプ流が山腹斜面の流出や崩壊に強く影響しているであろうことを推論している。

降雨に対する応答の早い多量の地下水流出を “量的” に説明しうる機構としては、地層中での良好な

排水システムを考える必要があろう。本研究で明らかにしたように、降雨流出時のパイプ流は、地表流に匹敵する速い流れを有しており、地層中の良好な排水システムの一翼を担っているものと考えることができる。すなわち、量的に充分説明しうる排水機能としてのパイプ流は、丘陵地源流域における流出機構を考える上で重要な役割を果たしているものと考えられる。

しかし、地層中におけるパイプの形成機構、パイプへの集水機構や、パイプからの排水機構等、パイプの水理学的特性や流出特性については、なお不明な点が多く、これらの点に関する解析は今後に残された重要な研究課題である。

VII まとめ

本研究では、多摩丘陵の一角に設定した試験流域を例に、降雨流出時における流出の主体を明らかにするとともに、その流出機構について考察を行なった。本研究の結果、明らかとなつたことからをまとめると、以下のようになる。

1. 降雨流出時における流出成分の主体は、地下水流出成分である。本流域においては、総流出量の約90%が地下水流出成分によって占められており、表面流出成分は総流出量のわずか10%程度を占めるにすぎない。

2. 降雨に対する応答の早い多量の地下水流出は、ダルシー則に基づく流れでは説明することができない。降雨流出時においては、ダルシーリー流よりもはるかに速い卓越流が地層中に存在している。

3. この卓越流は、地層中に形成されたパイプの中を流れるパイプ流であり、良好な排水機能としてのパイプ流は、丘陵地源流域における流出機構を考える上で重要な役割を果たしている。

4. パイプ流の特徴として、pulsating flow 現象が認められる。

本研究で明らかにされた丘陵地源流域での流出機

構は、今後、流域の水循環機構や物質循環機構を考察する上で、示唆するところが大きいように思われる。また、本研究の結果は、河川水の水質形成機構、あるいは流域での土壤侵食機構を解明する上で新たな視点を提起することになるものと思われる。

本研究を実施するにあたり、快く施設を提供して下さった東京農工大学農学部丹下 敦教授に心から御礼申し上げます。京都大学防災研究所付属水資源研究センターには多大な援助をしていただき、ここに深く感謝の意を表します。また、本論文の草稿を校閲していただいた筑波大学地球科学系樋根 勇教授ならびに高山茂美教授に感謝の意を表します。

本研究には昭和56年度文部省科学研究費補助金一般研究(B)(研究代表者: 高山茂美, 課題番号: 546205)による研究費の一部を使用した。記して感謝いたします。なお、本論文の骨子は1982年度春季学術大会で発表したものである。

(投稿 1983年3月16日)
(受理 1983年7月2日)

注

- 1) ここでいう流出率とは、降雨直後の短期間の総流出量を一雨降水量で除した値であり、一雨流出率に相当する。
- 2) 地下水流出とは、「地下水帯を流れる水が地表へ流出する現象」と定義する。
- 3) 本流域においては、流出ピーク時におけるポテンシャル分布が明らかにされている(田中ほか, 1982)。それによれば、地下水表面より上の土壤水帶での水の流れは、鉛直下方成分が卓越しており、降雨流出時における土壤水帶での側方浸透流に起因する流出成分は、無視することができるものと判断される。
- 4) 式(6)の適用にあたっては、以下の仮定条件が満足される必要がある。(1) C_S , C_G は対象とする流域内において時空間的に一定である。(2) 無降雨時の河川水のトレーサー濃度は流域の地下水流出成分のトレーサー濃度を表わしている。
- 5) 地表流発生域の総面積とは、河道面積、谷底飽和面の面積、水みち流が発生する観測通路面積の合計を指す。
- 6) 表面流出量 112m^3 は、 P_s に関する地表流発生域の最大面積に総降水量をかけて得られた値である。Dunne and Black (1970) によれば、この地表流発生域から流出する水量は、全降水量の10~30%にすぎないとされている。また、地表流発生

域も降雨初期には小さく、逐次拡大することが確認されている(田中ほか, 1982)。これらのことから、実際に地表流として流出する水量は、上記の方法によって求めた値よりは少ないはずである。したがって、電気伝導度をトレーサーにして分離された値(118m^3)は、表面流出量をやや多めに評価していることになる。

7) 太田ほか(1981)は、愛知県西三河の矢作川流域における花崗岩地帯の崩壊跡地を調査し、68ヶ所の崩壊跡地のうち、パイプが存在しないものはわずか4ヶ所であり、残りの94%の崩壊跡地にはパイプが存在し、1ヶ所あたりのパイプの数は平均3.6個で、1~4個のパイプを持つものが全体の70%を占めていると報告している。

文 献

太田猛彦・塚本良則・野口晴彦(1981)：パイプフローと山崩れについての一考察。昭和56年度砂防学会研究発表会概要集, 92~93。

樋根 勇(1980)：『水文学』大明堂, 272ページ。

樋根 勇・田中 正・嶋田 純(1980)：環境トリチウムで追跡した関東ローム層中の土壤水の移動。地理評, 53, 225~237。

佐倉保夫・谷口真人(1983)：土壤水の移動特性に関するカラムを用いた降雨浸透実験。地理評, 56, 81~93。

寿円晋吾・原田静男(1961)：波丘地試験地の地下水探査。東京農工大学農学部波丘地研究所報, 第3号, 50~56。

田中 正(1982)：水文学における同位体利用の研究動向——地中水の循環に関する研究を事例として——。京都大学防災研究所付属水資源研究センター研究報告, 第2号, 3~22。

田中 正・間島政紀・佐藤芳徳(1980)：蓮沼川および西谷田川の流出特性について——トリチウムと電気伝導度によるハイドログラフの分離——。筑波の環境研究, 第5号, A, 20~25。

田中 正・安原正也・酒井 均(1982)：丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動。京都大学防災研究所年報, 第25号, B-2, 181~193。

塚本良則(1962)：山地流域内に起る水文現象の解析。東京農工大学農学部演習林報告, 第6号, 1~79。丸井敦尚(1982 BS)：森林小流域における降雨時の地下水流出。筑波大学自然学類昭和56年度卒業論文, 65ページ。

Dincer, T., Payne, B. R. and Florkowski, T. (1970) : Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen-18. *Water Resour. Res.*, 6, 110~124.

Dunne, T. and Black, R. D. (1970) : Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.*, 6, 1296~1331.

Freeze, R. A. (1974) : Streamflow generation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12, 627~647.

Fritz, P., Cherry, J. A., Weyer, K. U. and Sklash, M. G. (1976) : Storm runoff analyses using environmental isotopes and major ions. *Interpretation of Environmental Isotopes and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*, IAEA, 111~130.

Herrmann, A. and Stichler, W. (1980) : Groundwater-runoff relationships. *Catena*, 7, 251~263.

Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1967) : Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Sopper, W. E. and Lull, H. W. eds. : *International Symposium on Forest Hydrology*. Pergamon Press, Oxford, 275~290.

Jones, J. A. A. (1971) : Soil piping and stream channel initiation. *Water Resour. Res.*, 7, 602~610.

Jones, J. A. A. (1978) : Soil pipe networks: distribution and discharge. *Cambria*, 5, 1~21.

Kirkby, M. J. ed. (1978) : *Hillslope hydrology*. John Wiley & Sons, New York, 389 p.

Kobayashi, D. (1981) : Separation of runoff components by stream temperature. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 21, 150~154.

Martinec, J., Siegenthaler, U., Oeschger, H. and Tongiorgi, E. (1974) : New insights into the run-off mechanism by environmental isotopes. *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974*, Vol. I, IAEA, 129~143.

Newson, M. (1976) : Soil piping in upland Wales: a call for more information. *Cambria*, 1, 33~39.

Pilgrim, D. H., Huff, D. D. and Steele, T. D. (1979) : Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resour. Res.*, 15, 329~339.

Ragan, R. M. (1968) : An experimental investigation of partial area contributions. *Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ.* No. 76, 241~249.

- Rodhe, A. (1981) : Spring flood, meltwater or groundwater? *Nordic Hydrol.*, **12**, 21~30.
- Sklash, M. G. and Farvolden, R. N. (1979) : The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, **43**, 45~65.
- Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M. (1981) : Detection of dynamic responses of subsurface water during a storm event with tensiometer and piezometer nests. ハイドロロジー, No. 11, 1~7.
- Tanaka, T., Yasuhara, M. and Marui, A. (1982) : Pulsating flow phenomenon in soil pipe. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. of Tsukuba*, No. 8, 33~36.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T. and Noguchi, H. (1982) : Hydrological and geomorphological Studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. *Int. Assoc. Hydrol. Sci., Publ.*, No. 137, 89~98.
- Weyman, D. R. (1970) : Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, **15**, 25~33.
- Weyman, D. R. (1973) : Measurements of the downslope flow of water in a soil. *J. Hydrol.*, **20**, 267~288.
- Whipkey, R. Z. (1965) : Subsurface storm flow from forested slopes. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, **10**, 74~85.
- Whipkey, R. Z. (1969) : Storm runoff from forested catchments by subsurface routes. *Int. Assoc. Hydrol. Sci., Publ.*, No. 85, 773~779.

RUNOFF MECHANISM DURING A STORM EVENT IN THE HEADWATERS OF THE TAMA HILLS

Tadashi TANAKA*, Masaya YASUHARA and Atsunao MARUI****

One of main research subjects in hydrology is to make clear runoff mechanism or mechanism of streamflow generation. A knowledge of this interest is significantly important for better elucidation of the mechanism of the hydrological cycle and of the material cycle in a basin. Because of complexity of basin response to rainfall events, previous studies have tended to analyze the basin response as a black box unit.

In recent years, however, there has been a burst of research activities aiming at obtaining better insight into the mechanism of streamflow generation. Three types of flow have been recognized as main sources of storm runoff, that is saturated overland flow, subsurface stormflow and groundwater flow. It is now commonly accepted that in many drainage basins in humid areas streamflow is controlled dominantly by subsurface flow. However, there remain some major questions concerning causal mechanism of feeding water into stream channels by subsurface flow.

The purpose of this study is to elucidate the main source of storm runoff during a typical storm event and to clarify the runoff mechanism of the specified main component.

The study was conducted in a small forested drainage basin with an area of approximately 2.2 ha in the headwaters of the Tama River system located in the western suburbs of Tokyo (Fig. 1). The basin is located in the Tama Hills which are underlain by the Pliocene Miura group and Pleistocene Narita group. The former is composed of sand, mud

Geographical Review of Japan 57-1 1~19 1984

* Institute of Geoscience, the University of Tsukuba.

** Graduate Student, Institute of Geoscience, the University of Tsukuba.

and gravel and the latter of gravel and volcanic ash soil, the so-called Kanto Loam. The topography is typical of a dissected diluvial hill having a valley floor slope of about 12% and steep hillside slopes of about 50%. The upper 2 m of the soil are broadly classified as clay loam and silty clay (Fig. 2). The vegetation consists of dense deciduous trees approximately 15 m in height and sparse bamboos 1~2 m high with a dense ground cover of ferns and small shrubs.

Within the drainage basin, the valley floor was instrumented for the intensive study (Fig. 3). Precipitation was measured by a tipping bucket recording raingage located in the middle part of the valley floor. Discharge from the basin was continuously recorded at three sites as shown in Fig. 3 using a 90° V-notch weir and Parshall flumes. To analyze the dynamic response of the basin during a storm event, tensiometer and piezometer nests were utilized. Contributing areas of overland flow to the storm hydrograph were ascertained by field observations during storm events.

Intensive field observations were carried out from July to October 1981. During this period, one of the major storm events occurred on October 22, caused by the Typhoon No. 8124, which provided a total rainfall of 172.5 mm. Discharge began within a few minutes of the onset of rainfall and the peak discharge occurred within 10 minutes of the rainfall peak (Fig. 4).

In the drainage basin, overland flow occurred from restricted areas on the valley floor and no significant overland flow was produced on the steep hillside slopes during storm events. Discharge due to overland flow generating on these restricted areas was too small to account for the total discharge from the basin. This means that the saturated overland flow which has been suggested as a main source of streamflow generation in humid drainage basins on the basis of the variable source area concept does not explain the runoff mechanism of the basin.

On the basis of observations of groundwater discharge around the main weir (Fig. 7) and of the hydrograph separation using specific conductance (Fig. 9), we clarified discharge ratios and flow components between the gaging stations (Fig. 10). As the results of the study, it was confirmed that the main component of the hydrograph was attributed to groundwater flow (Fig. 11) and characteristics of groundwater flow during the storm event were an extreme rapidity of response to the rainfall event and a very large amount of discharge.

To consider the rapid and large discharge of groundwater flow mentioned above, flow net analyses (Fig. 13) and tracer experiments (Fig. 15) were conducted. As the results of flow net analyses, it became clear that actual groundwater discharge was much larger by 2 or 3 orders in magnitude comparing with calculated ones by flow net analyses (Table 2). This means that the groundwater response to rainfall events could not be explained solely by the traditional concept of Darcian flow. On the other hand, tracer experiments, which were conducted to make sure actual velocities of groundwater flow during the storm event, proved that there existed fast flow through natural pipes formed in the soil having a flow velocity like as surface flow.

The results of the study are summarized as follows:

1. The main source of storm runoff in the basin is groundwater flow. About 90% of the total discharge are due to groundwater flow and surface runoff component contributes only 10% of the total discharge.

2. The characteristics of the groundwater response to the rainfall event are an extreme rapidity of response and a very large amount of discharge. These phenomena of groundwater response during the storm event can not be explained by the traditional concept of Darcian flow quantitatively.

3. Large amount of discharge and fast flow of groundwater during the storm event are attributed to pipe flow which flows through natural pipes formed in the soil and flows down over considerable distances at high velocities like as surface flow. It may be recognized that pipe flow as a good drainage system in the soil will play an important role for the runoff mechanism in the headwaters of the hills.

4. Pulsating flow phenomena are observed as a characteristic of pipe flow.

It seems that the results of the study will not only provide additional informations on the runoff mechanism in a basin but will also improve our insight into the role of hydrological system in a basin for considering soil erosion processes and the delivery of pollutants into stream channels.

V A Micro-computer Automatization System for the Particle Size Analysis

Atsunao MARUI*, Masaya YASUHARA**, Tadashi TANAKA**

and Shigemi TAKAYAMA**

A Micro-computer Automatization System for the Particle Size Analysis

Atsunao MARUI*, Masaya YASUHARA**, Tadashi TANAKA**
and Shigemi TAKAYAMA**

Abstract

An elaborate automatization system for the particle size analysis was developed using a micro-computer and an electronic balance. The system is based on the settling tube method and can automatically analyze silt- to clay-size materials with a good accuracy.

Technical and practical problems on operating the system are discussed and an example of the results of the analysis is presented. Reproducibility of the system was found to be extremely good. This system will be a great help in research projects requiring particle size analyses for fine materials.

I. Introduction

In a drainage basin, materials on soil surface are transported mainly by waters during a storm event as bed loads and/or suspended loads. The particle size of such materials is a characteristic measure related to various processes by which each material has been transported (for example, saturation overland flow, Hortonian overland flow and streamflow). Therefore, the determination of the particle size will be of much help in identifying the hydrological processes occurring in a drainage basin.

Although numerous methods for analyzing the particle size have been proposed over the years, these methods are either time-consumptive or complicated in operation. In order to improve the efficiency of the analysis, a more elaborate system was developed based on the settling tube method. This system, which is controlled by a micro-computer, can analyze silt- to clay-size materials automatically with a small quantity of samples, regarding water temperature as constant during an experiment and particles as spheres with the same density. A minimum weight of the sample necessary for

the analysis is only about 0.5 g. The particle size of almost all materials obtained from natural basins will be able to be determined easily and accurately in a conjunctive use of this system and the traditional sieving technique.

II. Outline of the System

This system, which is based on the settling tube method developed by Gibbs (1974) for the sand-size material, is able to analyze even more fine-size materials such as silt and clay. As shown in Fig. 1, the system is composed of a settling tube, an electronic balance, a micro-computer and a dot printer.

The transparent settling tube, which is made of acrylic resin and is filled with distilled water, has a 120-cm length and an inside diameter of 6 cm with a water outlet at the lower end of the tube. The resulting design is based on the desirable length and diameter as determined in an earlier evaluation study by Gibbs (1972). The sample material, which is introduced into water at the top of the tube, settles through water in the tube and accumulates upon the aluminum pan (Photo 1) suspended by a nylon

* Graduate Student, Institute of Geoscience, the University of Tsukuba

** Institute of Geoscience, the University of Tsukuba

thread attached to the electronic balance (METTLER; Model PC-440). The settling distance from the top of the tube to the pan is changeable up to the utmost limit of 115 cm. The pan has a diameter of 5.5 cm and must be hung exactly in the center of the tube. The balance has an electronic output and is able to weigh the sample material accurately to a minimum order of 10^{-3} g. Weights of the accumulated material on the pan are printed out at given times by the dot printer (SHARP; Model MZ-80P6) after electronic outputs from the balance being processed in the micro-computer (SHARP; Model MZ-2000).

The costs necessary to construct this system summed up to ¥ 1,136,000. The

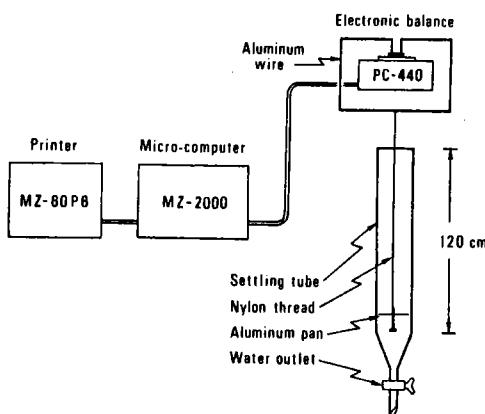


Fig. 1 Outline of the system components.

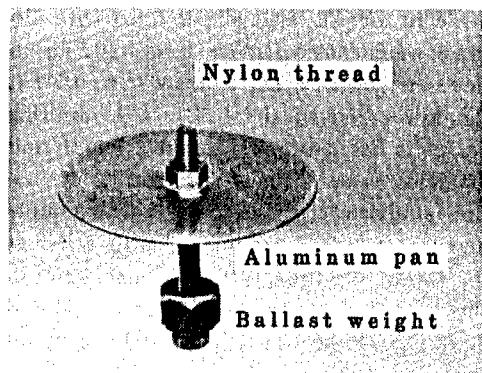


Photo. 1 Photograph showing the details of the pan suspended in the settling tube.

details are as follows:

| | |
|--|-----------|
| Settling tube (Special order) | ¥ 30,000 |
| Electronic balance (METTLER; Model PC-440) | ¥ 550,000 |
| Micro-computer (SHARP; Model MZ-2000) | ¥ 218,000 |
| Dot Printer (SHARP; Model MZ-80P6) | ¥ 155,000 |
| Attachments (Interface board etc.) | ¥ 183,000 |

There are available other cheaper balances and micro-computers which also fulfill the above mentioned needs.

III. Results and Discussion

1. Theoretical background

The computer program is illustrated in Fig. 2. The settling velocity equation for the settling of spheres of any sizes in water, which was derived empirically by Gibbs *et al.* (1971), was incorporated into the program from lines 250 to 280. This equation is given as follows:

$$V = \frac{-3\nu + \sqrt{9\nu^2 + 8r^2\rho_W(\rho_S - \rho_W)(0.015476 + 0.19841 \cdot r)}}{\rho_W(0.011607 + 0.14881 \cdot r)} \quad (1)$$

where

V ; Settling velocity in cm/sec

ν ; Dynamic viscosity of water in poises

g ; Acceleration of gravity in cm/sec²

r ; Sphere radius in cm

ρ_W ; Density of water in g/cm³

ρ_S ; Density of sphere in g/cm³

According to Gibbs *et al.* (1971), the applicability of the equation (1) to the prediction of the settling velocities of particles in water is wider than those of the equations presented by Rubey (1933) and Janke (1965). Limitations for the use of the equation (1) are discussed in detail by Gibbs (1974). As far as based on his discussions, there exist no serious problems for the adoption of this equation in our present study.

The theoretical settling times required for particles of any sizes (-1φ to 10φ in this study) to settle on the pan can be calculated from the equation (1) under the conditions of given settling distance and water tempera-

```

10 DIMB(39),T(100),D(100)
20 DEF FNA(X)=10^X
30 FORI=0TO39:READB(I):NEXT
40 DATA17.94,17.32,16.74,16.19
50 DATA15.68,15.19,14.73,14.29
60 DATA13.87,13.48,13.10,12.74
70 DATA12.39,12.06,11.75,11.45
80 DATA11.16,10.88,10.60,10.34
90 DATA10.09,9.84,9.61,9.38
100 DATA 9.16,8.95,8.75,8.55
110 DATA8.36,8.18,8.00,7.83
120 DATA7.67,7.51,7.36,7.21
130 DATA7.06,6.92,6.79,6.66
140 FORI=0TO31:READT(I):NEXT
150 DATA1.3,5.7,9,11,13,15,18,21,24,27
160 DATA30,35,40,45,50,55,60,65,70,75
170 DATA80,85,90,100,110,120,130,140
180 DATA150,180
200 PRINTCHR$(6):"PARTICLE SIZE ANALYSIS "
210 PRINT/F:INPUT"SAMPLE NO ";SN$
215 INPUT"WATER TEMP. ";T
220 INPUT"SETTLING LENGTH (CM) ";L
225 IT=INT(T):SB=T-IT:IFSB>=.5THENIT=IT+1
230 PRINT/F"SAMPLE NO ";SN$
235 PRINT/F"WATER TEMP. ";IT;" N=";B(IT)
240 PRINT/F"SETTLING LENGTH (CM) ";L
245 PRINT/F:PRINT/F"PHI","TIME (S)"
250 N=45:TI=-3*B(IT)*.001
255 T2=9*(B(IT)*.001)^2:P=-1
260 SP=(-.5^P)*.05
265 T3=(-.011607+.14881*SP)*L
270 T4=1617*(SP^2)*(.015476+.19841*SP)
280 TT=T3/(T1+50R(T2+T4)):PRINT/FP,TT
290 IFTT<=1BOTHEN310
300 T(N)=TT:N=N+1
310 P=P+.25:IP=INT(P*100):JP=100*P-IP
312 IFJP><OTHENP=(IP+1)*.01
315 IFP<=10THEN260
320 INPUT"SURE ";I$:IFI$="N"THEN210
330 PRINT!"START":PRINT/F
335 PRINT/F"TIME (S)".WEIGHT (G)"
340 TI$="000000":RSIMODEB,R7,T7,M71,RX1
350 FORI=0TO-N-1
355 RSIBDM$=RSIBD$:T$=TI$
360 H=0:M=0:S=0:FORJ=0TO1
370 H=H+(ASC(MID$(T$,2-J,1))-48)*FNA(J)
380 M=M+(ASC(MID$(T$,4-J,1))-48)*FNA(J)
390 S=S+(ASC(MID$(T$,6-J,1))-48)*FNA(J)
400 NEXT:TI=H*3600+M*60+S
410 IF T(I)>TI THEN355
420 T(I)=TI:D1=0:D2=0:FORJ=0TO2
430 DX=ASC(MID$(D$,14-J,1))
440 DN=ASC(MID$(D$,18-J,1))
450 IFDX<4BTHEN470
460 IFDX<5BTHEND1=D1+(DX-48)*FNA(J)
470 IFDN<4BTHEN490
480 IFDN<5BTHEND2=D2+(DN-48)*FNA(J)
490 NEXT:D(I)=D1+D2/1000
500 PRINT(I),D(I):PRINT/F(I),D(I)
510 NEXT:PRINT"END":PRINT/F
520 STOP:END

```

Fig. 2 Computer program for the particle size analysis.

ture. Weights of the accumulated material on the pan are printed out at these theoretical settling times. Printed-out values are used for the determination of the cumulative-frequency curve for the sample material.

2. Technical and practical problems on operating the system

Following two critical problems must be solved in the particle size analysis using a settling tube. That is,

- 1) Particles have large initial rates of the downward direction due to the introduction of the material into water.
- 2) Particles settle massively through water due to the insufficiency of the separation of individual particles.

In order to solve these problems which cause settling velocities of particles to be apparently fast, we adopted the following methods. At first, a small quantity of the sample material is dispersed into individual particles on a spoon as carefully as possible either by a dispersant such as sodium pyrophosphate or by hot water. Thereafter, sufficiently dispersed particles are released from the spoon instantaneously as gently as possible by hot water ejected from a washing bottle and introduced into water from the top of the settling tube. In this time, the distance between the spoon and the water surface in the tube must be minimized (Photo 2).

A technical problem arises when electronic outputs sent continuously from the balance are processed in the micro-computer. Outputs from the balance were observed to oscillate with time in an early stage of the analysis affected by the undesirable water movement, which is caused by the introduction of the material into water and detected by the water surface fluctuation at the top of the tube. These oscillated outputs from the balance, however, are processed not continuously but intermittently in the micro-computer. Some of the values sent to the printer in an early stage of the analysis, therefore, have a possibility that they are strange ones affected by the undesirable water movement in the tube.

On the other hand, it was observed that the water surface fluctuation induced by the introduction of the material into water continued about 3 minutes after the introduction. Taking this result of the observation into consideration, the program was made so

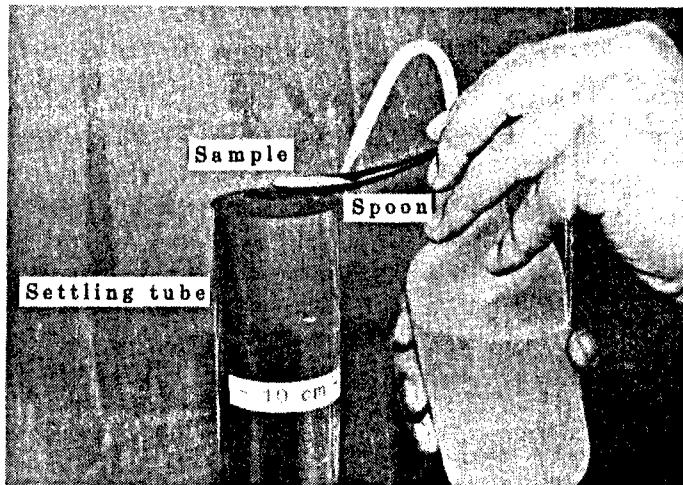


Photo. 2 Photograph showing the method how to introduce the sample material into water at the top of the settling tube.

that weights of the accumulated material on the pan were printed out at given times during the first 3 minutes after the introduction and thereafter at 1-second intervals during 13 seconds continuously (this duration is able to be set arbitrarily; Fig. 2). If printed-out values did not oscillate during these 13 seconds, weights of the accumulated material on the pan were printed out in succession at theoretical settling times for an interval of the 0.25ϕ particle sizes, regarding no undesirable water movement occurred on operating the system at least after 3 minutes of the introduction.

If the largest particle in the material reaches the pan before 3 minutes after the introduction, we must measure its settling time with a stopwatch. This time is used for the direct determination of the maximum particle size from the equation (1).

Printed-out weights sometimes showed a slight decrease in a course of the analysis which continued over half a day. This is considered to attribute to a loss of water in the settling tube by evaporation. In a case of the 1-meter long settling distance, this fact means that printed-out weights are not reliable in a clay-size range. Therefore, it is desirable that the duration of the analysis for the fine material is planned to be as short

as possible by shortening the settling distance.

3. Accuracy of the system

The results of many analyses for silt- to clay-size materials under various conditions indicated that printed-out weights never oscillated at least after 3 minutes of the introduction. Therefore, in this system printed-out weights after 3 minutes (correspond approximately to the particle size of more than 3.75ϕ , that is, less than the silt-size particle in a case of the 1-meter long settling distance) are considered to be reliable with no serious problems due to the undesirable water movement.

An example of the results of the particle size analysis is shown in Fig. 3. Silt-size glass beads with a diameter of less than 44μ (Toshiba Glass beads; NO.GB731) was used as a sample material. Printed-out data are consist of the initial conditions such as water temperature and settling distance, theoretical settling times for particles of -1ϕ to 10ϕ at an interval of the 0.25ϕ particle sizes (column (a) in Fig. 3), and weights of the accumulated material at those times (column (b) in Fig. 3). In this analysis, we used a value of 2.65 g/cm^3 for the mean density of spheres (ρ_S). A cumulative-frequency curve

SAMPLE NO TEST-1
WATER TEMP. 19 N= 10,34
SETTLING LENGTH (CM) 100

| PHI | TIME (S) | TIME (S) | WEIGHT (G) |
|-------|-----------|----------|------------|
| -1 | 3.6519455 | 1 | 0.021 |
| -0.75 | 4.186331 | 3 | .5E-02 |
| -0.5 | 4.8277156 | 5 | .3E-02 |
| -0.25 | 5.6031822 | 7 | .3E-02 |
| 0 | 6.5479539 | 9 | .3E-02 |
| 0.25 | 7.7083151 | 12 | .3E-02 |
| 0.5 | 9.1457758 | 14 | .3E-02 |
| 0.75 | 10.943068 | 15 | .3E-02 |
| 1 | 13.212858 | 18 | .3E-02 |
| 1.25 | 16.110479 | 22 | .3E-02 |
| 1.5 | 19.852614 | 25 | .3E-02 |
| 1.75 | 24.744686 | 29 | .3E-02 |
| 2 | 31.220859 | 31 | .3E-02 |
| 2.25 | 39.901937 | 36 | .3E-02 |
| 2.5 | 51.678207 | 41 | .3E-02 |
| 2.75 | 67.82649 | 46 | .4E-02 |
| 3 | 90.173868 | 51 | .4E-02 |
| 3.25 | 121.32577 | 56 | .4E-02 |
| 3.5 | 164.98438 | 60 | .4E-02 |
| 3.75 | 226.3957 | 65 | .3E-02 |
| 4 | 312.98093 | 70 | .3E-02 |
| 4.25 | 435.23057 | 75 | .3E-02 |
| 4.5 | 607.97152 | 80 | .4E-02 |
| 4.75 | 852.16163 | 85 | .5E-02 |
| 5 | 1197.4296 | 90 | .5E-02 |
| 5.25 | 1685.6678 | 100 | .4E-02 |
| 5.5 | 2376.1114 | 110 | .4E-02 |
| 5.75 | 3352.5375 | 120 | .3E-02 |
| 6 | 4733.4018 | 130 | .3E-02 |
| 6.25 | 6686.2372 | 140 | .3E-02 |
| 6.5 | 9447.9653 | 150 | .3E-02 |
| 6.75 | 13353.642 | 180 | .3E-02 |
| 7 | 18877.11 | 181 | .3E-02 |
| 7.25 | 26688.475 | 182 | .3E-02 |
| 7.5 | 37735.425 | 183 | .3E-02 |
| 7.75 | 53358.182 | 184 | .3E-02 |
| 8 | 75452.124 | 185 | .3E-02 |
| 8.25 | 106697.68 | 186 | .3E-02 |
| 8.5 | 150685.54 | 187 | .3E-02 |
| 8.75 | 213376.83 | 188 | .3E-02 |
| 9 | 301753.03 | 189 | .3E-02 |
| 9.25 | 426736.53 | 190 | .3E-02 |
| 9.5 | 603490.25 | 191 | .3E-02 |
| 9.75 | 853456.47 | 192 | .3E-02 |
| 10 | 1206968.9 | 193 | .3E-02 |
| | 227 | | .3E-02 |
| | 313 | | 0.012 |
| (a) | 436 | | 0.031 |
| | 608 | | 0.061 |
| | 853 | | 0.116 |
| | 1198 | | 0.158 |
| | 1686 | | 0.189 |
| | 2377 | | 0.207 |
| | 3353 | | 0.218 |
| | 4734 | | 0.223 |
| | 6687 | | 0.226 |
| | 9448 | | 0.228 |
| | 13354 | | 0.23 |
| | 18878 | | 0.231 |
| | 26689 | | 0.231 |
| | FIN | | |
| | 80150 | | 0.231 |

(b)

Fig. 3 An example of the printed-out results. The analysis was ceased after 80,150 seconds because printed-out weights of the accumulated material on the pan became constant with time after 18,878 seconds.

compiled from the output data (b) in Fig. 3 is presented in Fig. 4. The curve in Fig. 4 shows a typical feature of a normal distribution.

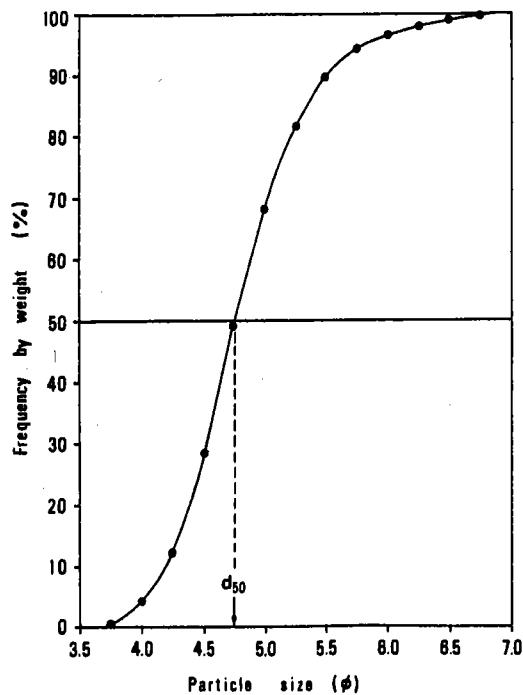


Fig. 4 A cumulative-frequency curve compiled from the results in Fig. 3.

In order to check the reproducibility of the results, additional four-time runs of the analysis were carried out using the same samples. As the results, the difference in the obtained five median diameters (d_{50}) is revealed only to be 2.3 %. This value verifies excellent reproducibility of the present system.

Although slightly expensive, the present system is capable of analyzing particle sizes of silt- to clay-size materials easily and accurately with a small quantity of samples. This system will be a great help in research projects requiring particle size analyses for fine materials.

Acknowledgments

The authors are greatly indebted to Mr. Koji Kakefuda, the Institute of Geoscience, the University of Tsukuba, for his considerable assistance with the computer programming. This study was partly supported by the Tokyu Fundation for Better Environ-

ment, No. 5737.

References

Gibbs, R. J., Matthews, M. D., and Link, D. A. (1971): The relationship between sphere size and settling velocity. *Jour. Sed. Petrol.*, **41**, 7-18.
Gibbs, R. J. (1972): The accuracy of particle-size analyses utilizing settling tubes. *Jour. Sed.*

Petrol., **42**, 141-145.

Gibbs, R. J. (1974): A settling tube system for sand-size analysis. *Jour. Sed. Petrol.*, **44**, 583-588.

Janke, N. C. (1965): Empirical formula for velocities and Reynolds numbers of single settling spheres. *Jour. Sed. Petrol.*, **35**, 749-750.

Rubey, W. (1933): Settling velocities of gravel, sand and silt particles. *Amer. Jour. Sci.*, **25**, 325-338.

VII Reconnaissance study on suspended sediment discharge during a storm event

Tadashi Tanaka, Atsunao Marui, Masaya Yasuhara and Shigemi Takayama

Reconnaissance study on suspended sediment discharge during a storm event

Tadashi Tanaka, Atsunao Marui, Masaya Yasuhara and Shigemi Takayama

Introduction

The understanding of mechanism of suspended sediment discharge from the forested drainage basins represents an important issue within the fields of hydrology, hydraulics and geomorphology. From earlier times numerous studies have been made on suspended load and most of them mainly laid an emphasis on the prediction of suspended sediment discharge during storm events. The relationships between suspended sediment discharge and water discharge are of vital concern to many groups and thus the graphs of suspended sediment concentration versus water discharge generally plot as a straight line on logarithmic coordinates (Walling and Webb, 1982). However, the relationship between suspended sediment concentration and discharge is complex and multivariate in nature and thus has remained subject to empirical treatments.

On the other hand, our increasing knowledge of the mechanism of hydrologic cycle in the drainage basin, particularly that of runoff during storm events, has introduced new perspectives and requirements into the study of suspended sediment discharge during a sequence of storm events.

The present authors have attempted to provide empirical evidence of the hydrologic control of suspended load in a small forested drainage basin.

Study area

Preliminary study was carried out in the Hachioji

experimental basin which is located in the western suburbs of Tokyo (Fig. 1). The experimental basin is a small forested drainage basin with an area of approximately 2.2 ha. The basin lies within the Tama Hills which are underlain by the Pliocene Miura Group and Pleistocene Narita Group. The former is composed of sand, mud and gravel, and the latter of gravel and volcanic ash soil. The topography of the basin is marked with a typical dissected diluvial hill having a wide and gently sloping valley floor with steeper hill-side slopes. The surface soil is composed of clayey loam and silty clay. The vegetation consists of dense deciduous trees approximately 15 m in height and sparse bamboos 1–2 m high with a dense ground cover of ferns and small shrubs (Tanaka *et al.*, 1981).

Instrumentation and method

Within the drainage basin, the valley floor was instrumented for intensive study. Figure 2 shows the sites of instrumentation in the basin. Precipitation was measured by a tipping bucket recording gage and water discharge from the basin was automatically recorded at three sites using a 90° V-notch weir and two Parshall flumes of 3 inches and 5 inches, respectively. Other instrumentations shown in Fig. 2 have been described in detail by Tanaka *et al.* (1981).

Suspended sediment measurements were carried out during the storm rainfall caused by the Typhoon 8124 which occurred on 22nd of October, 1981. This Typhoon provided the total rainfall of 172.5 mm

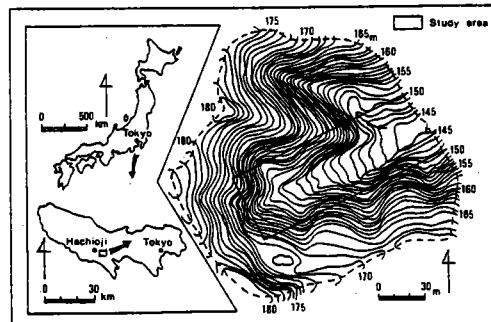


Fig. 1. Location of the study area.

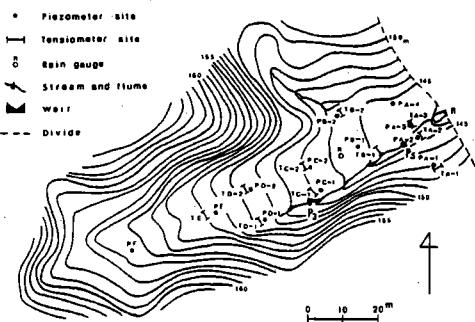


Fig. 2. Map of the instrumented valley floor.

and the resulting total discharge from the basin was 1,555 m³ (Tanaka *et al.*, 1983). Suspended sediment samples were collected manually at the down-stream end of the 5-inch Parshall flume. Twenty samples were taken at an interval of 1 or 2 hours and less interval before and after peak runoff. These samples were processed in the laboratory by the customary procedure of decantation, sedimentation and evaporation. Specific conductance of sampled water was also measured.

Results and discussions

Values of suspended sediment concentration, specific conductance of stormflow and water discharge thus obtained for the storm event caused by the Typhoon 8124 were plotted against time and continuous curves were drawn as shown in Fig. 3. In the figure amounts of precipitation are expressed as the rainfall intensity per 20 minutes.

As can be seen in Fig. 3, suspended sediment concentrations suddenly increase with the onset of rainfall and show some fluctuations reflecting related changes of the rainfall intensity. It is noteworthy that the peak of the concentrations occurs before the peak runoff. This situation is ascribed to land surface conditions in which the maximum sediment entrainment possibility or availability occurs in the earlier stage of a storm event. Values of specific conductance of stormflow decline with the increase of discharge and exhibit an inverse relationship of suspended sediment concentration to discharge. The lowest

value of specific conductance was also recorded before the peak runoff. The relationship between suspended sediment concentration and total discharge is shown in Fig. 4. It is clear from the figure that there are hysteresis effects in the form of the relationship. This hysteresis loop is considered to be different during individual storm events and seasons of the year (Gregory and Walling, 1973). The hysteresis loop in suspended sediment concentration and discharge relationship is explained to be phenomena due to exhaustion effects of sediments (Walling, 1974; Wood, 1977). Whatever the cause of the hysteresis, the result is a limited amount of material of a size suitable for transport by suspension being available.

Traditionally, the value of suspended sediment concentration (C) versus discharge (Q) is plotted as a straight line on a logarithmic paper conforming to the equation;

$$C = aQ^b \quad \dots\dots\dots(1)$$

where a and b are constants proper to the basin and exponent b usually lies between 1.0 and 2.0 (Walling and Webb, 1982). As would be expected from examining Fig. 4, three different rising limbs, each of which has a different slope of the trend line, are discernible, namely A~B, C~D and E~F. Using a least square method the associated regression lines are expressed as follows;

$$\begin{aligned} \text{for A~B} & : C = 569.71Q^{0.63} \\ \text{for C~D} & : C = 19.63Q^{2.05} \\ \text{for E~F} & : C = 21.98Q^{1.28} \end{aligned}$$

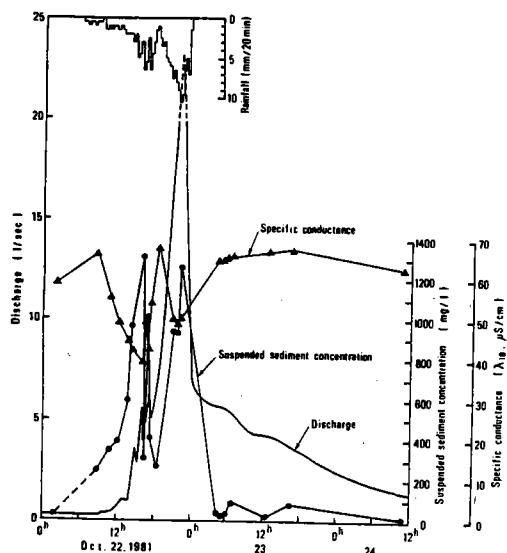


Fig. 3. Time variations of discharge, suspended sediment concentration and specific conductance at the down-stream end of the 5-inch Parshall flume during the storm event, 22 October 1981 (Typhoon 8124).

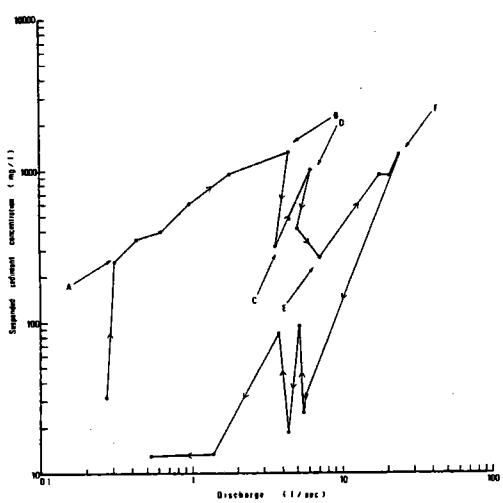


Fig. 4. Relationship between total discharge and suspended sediment concentration.

Values of exponent b in each above equation range widely from 0.63 to 2.05 and these results suggest that the rating relationships rarely provide the means of obtaining precise estimates of storm-period sediment concentrations. There is a negligible difference between suspended sediment concentrations during the first peak of rainfall, that is the period from A to B in Fig. 4, and those during the period from E to F. This can be interpreted as a great amount of sediment particles which are detached by raindrop and entrained by surface flow generated at the beginning of rainfall, were transported away. During the recession flow suspended sediment concentrations remarkably decrease and become as low as that of pre-storm level due to the dilution effect. These interpretations lead the requirement of considering exact mechanisms of storm runoff generation for studying suspended sediment concentrations during a storm event.

Recent studies on flood hydrograph components have cast doubt on the traditional concept of hydrograph separation. Some hydrologists such as Fritz *et al.* (1976) and Sklash and Farvolden (1979) have postulated the importance of groundwater flow as the main contributor of storm runoff. The problem is discussed by many hydrologists and among them Sklash and Farvolden (1979) claimed that most of the recent literatures on storm runoff generation have overlooked true groundwater flow as a significant and an active factor in the storm runoff processes.

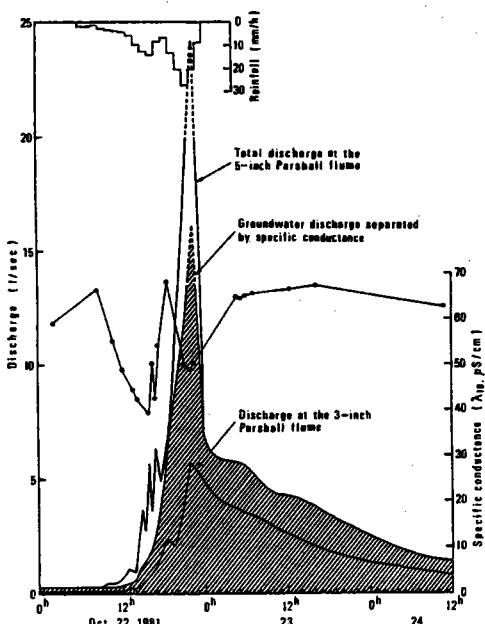


Fig. 5. Separated hydrograph using specific conductance (Tanaka *et al.*, 1983).

In the past decade, basin-wide tracer experiments using environmental isotope techniques have demonstrated that groundwater flow often dominates storm runoff in humid to subhumid regions.

In the previous paper one of the present authors separated the hydrograph components into surface flow and groundwater flow using a simple mixing model (Tanaka *et al.*, 1983) and the result of separation for the hydrograph represented in Fig. 3 is shown in Fig. 5. It is apparent from the figure that groundwater flow dominates the total discharge from the basin and the surface runoff component constitutes a minor part of the hydrograph.

Figure 6 depicts the relationship between suspended sediment concentration and surface flow discharge after separation of the hydrograph. There is no definite relationship between suspended sediment concentration and surface flow discharge as expressed by the equation (1). Figure 6 shows an evidence of considerably lower concentrations on the falling limb of the storm hydrograph and exhibits a constant peak sediment concentration, irrespective of the magnitude of the peak flow discharge. With the decrease of surface flow, suspended sediment concentrations decreased remarkably evidencing the result of dilution effect by the increase of groundwater flow component. Thus the suspended sediment generation is essentially limited to storm events and sediments will be transported to the stream by surface runoff.

It is more realistic to view suspended sediment transport in terms of simple mixing model. Assuming that total discharge (Q_t) is the sum of surface flow (Q_s) and groundwater flow (Q_g), a two-component mixing model is formed as follows;

$$C_t Q_t = C_s Q_s + C_g Q_g \quad \dots \dots \dots (2)$$

where Q denotes discharge and C is the suspended

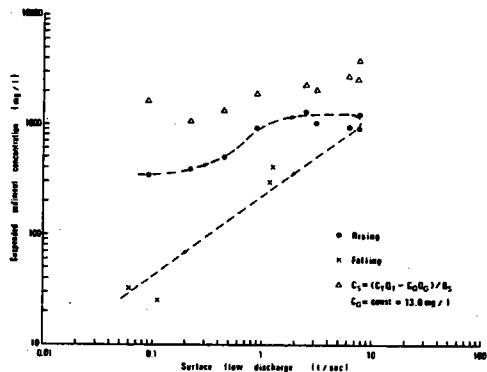


Fig. 6. Relationship between surface flow discharge and suspended sediment concentration. Open triangular marks indicate the calculated values of C_s based on the two-components mixing model.

sediment concentration, subscripts t, s and g refer to the total discharge, surface flow component and groundwater flow component, respectively. Rearranging the above equation to isolate the surface flow sediment concentration (C_s), we get;

$$C_s = (C_t Q_t - C_g Q_g) / Q_t \quad \dots \dots \dots (3)$$

Each term of the right hand side of the above equation is known for the experimental basin and C_s can be computed. The value of C_g is given as 13.0 mg/l from the result of measurements during the base flow period.

The computed values of C_s are plotted against Q_t as shown in Fig. 6. From this figure it should be noted that the tendency of variation of computed values of C_s (Δ) during rising stage corresponds well to that of the measured values of C_s (\bullet). Differences between measured and computed values are interpreted as the result of deposition of materials on stream bed and land surface on their way to the stream course.

The tendency that sediment concentrations do not increase with discharge at a uniform rate but may even remain constant might be explained by the decrease of availability of materials. A different form of plot was used, i.e. the rainfall intensity during 20 minutes versus suspended sediment concentration (Fig. 7). The arrows in Fig. 7 denote the directions of time sequence. From the figure three cycles of rainfall intensities can be recognized in a single storm event. The rainfall intensities of each cycle gradually increase with time, however, the rate of increment of concentrations tends to decrease. This tendency of decreasing concentrations with time may reflect the exhaustion of availability of materials mentioned above. This conclusion is not a new one but at present there are not so many works that would support and prove exhaustion effects.

Acknowledgments

The authors wish to express their gratitude to Dr. I. Tange, Professor of Tokyo University of Agriculture and Technology, for providing us the facilities. This research was partly supported by a grant-in-aid for scientific research from the Ministry of Education, No. 546205.

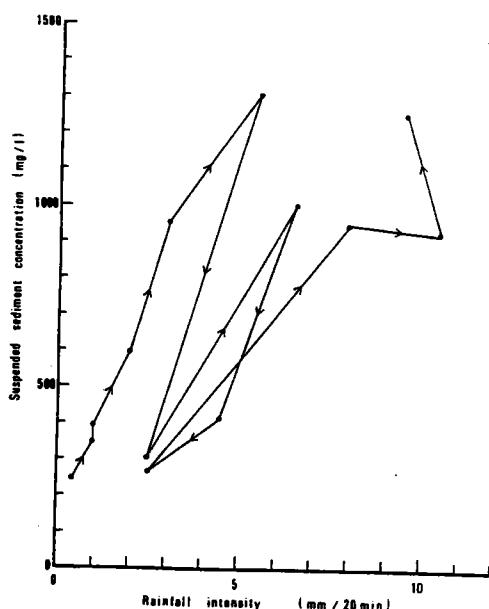


Fig. 7. Relationship between rainfall intensity and suspended sediment concentration.

References

- Fritz, P., Cherry, J.A., Weyer, K.U. and Sklash, M.G. (1976): *Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology*, IAEA, 113-130.
- Gregory, K.J. and Walling, D.E. (1973): *Drainage basin form and process*. 458pp., Edward Arnold, London.
- Sklash, M.G. and Farvolden, R.N. (1979): *Jour. Hydrol.*, 43, 45-65.
- Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M. (1981): *Hydrology*, 11, 1-7.
- , Yasuhara, M. and Marui, A. (1983): *Miscel. Publ., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 1, 50-62. (in Japanese).
- Walling, D.E. (1974): *Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ.*, 6, 169-192.
- and Webb, B.W. (1982): *IAHS, Publ.*, 137, 327-337.
- Wood, P.A. (1977): *Sedimentology*, 24, 437-445.

Key words: Suspended sediment concentration, hysteresis loop, exhaustion effect, dilution effect, two-component mixing model.

VII A試験流域（東の沢）の沢底部における
表層地下水の動きと水質特性

丹下 勲・野口晴彦・新藤静夫

A 試験流域（東の沢）の沢底部における 表層地下水の動きと水質特性

丹 下 熊^{*}・野 口 晴 彦^{*}・新 藤 静 夫^{**}

1. はじめに

これまでの多摩試験地で行われた研究（塚本ら，1981，新藤ら，1983a）で、この地方の流出にかかる土壌中における水の流れは、主として自然のパイプ流によるものと考えられている。したがって地下水は、たん水状態の水のように、土壌中の孔隙をまんべんなく満しているような状態で流れているのではなく、地中の自然のパイプ群中に存在し、移動している水、いわゆる水みちを形成している水として考える必要がある。このような考え方から、流域における表層地下水の物理的・化学的動態を明らかにすることを目的として研究を行ってきた。これまでの研究によると、一つの流域の土層中には、人体における血管のように、大小の自然のパイプがいたるところに発達し、連絡しあって、一つの大きな流出のシステムを形成していると考えることが出来る。雨水は地表に開孔した微細なパイプ・孔隙を通じて浸透し、次第に大きなパイプに集められるが、地下水は、一般に被圧されていると考えることができるので、毛管現象によって、高いところの乾いた土壌へ水を供給するばかりでなく、自然のパイプを通じて、位置的に低いパイプから高いパイプへの圧力による溢出・移動も、流域のいたるところで、常時行われているものと推測される。すなわちパイプ流は上方及び下方などに分岐する他のパイプに水を供給すると共に水をあつめて流下するものであろう。また地表流は、降雨がそのまま地表を流れる場合もあるが、一旦地中に浸透した水が地表に開孔したパイプを通じて湧出し、地表流となっている場合が多い。新藤ら（1983a, b）も、この流域における地表流はほとんどリターンフローであることを認めている。このことからも難透水層下の地下水だけでなく、一般に表層地下水も或程度被圧されているものと考えができる。したがって観測井で測定される地下水位は、井戸を掘ったことによって形成された水面であって、パイプ流である地下水には、水面というものは存在しないと考えられるが、本研究では多数の観測井を設けて、その地下水位の変動を調べることによって水の動態を明らかにしようとした。

すなわち本研究では、東の沢の沢底部に多数の観測井を設け、その中の地下水位や水質を一年間に亘って調べた。また一部の観測井に2~20m³の水を注入し、その流下に伴う他の観測井の水位の上昇から表層地下水の流れの方向と流速を調べ、流域の沢底部における流出にとくに関係の深いと考えられる表層地下パイプ群の分布状況と水の動態を明らかにしようとした。さらに各観測井の設置場所やその周

* 東京農工大学農学部

** 筑波大学地球科学系

辺の地形条件と水質との関係、注入水の流下に伴う水質の変化の状況から、水質形成に及ぼす地形の影響、電気伝導度で示される水質と水に溶存するカチオンの関係などについて検討した。ここでは、これらの結果の概要について報告する。

2. 試験地の概況

東の沢の流域面積は約 2.2 ha で、その沢底部はおよそ 0.3 ha である。図-1 に沢底部の地形と標高 165 m 以下に設けた観測井の位置を示した。沢の入口は南西方向に開き、沢入口から沢頭部にかけて 6 ~ 15° のゆるい傾斜をなし、沢入口部で幅がおよそ 20 m、沢中央部で 15 m の、横断面の沢底部が平らな船底型の地形の沢である。このような船底型の沢地形は多摩地方に、ごく普通に見られる沢である。多摩試験地はこのような船底型の沢が結合した形態をとり、中央の本沢と、それから分岐する東の沢（A 試験地）、西の沢（E 試験地）、南の沢（B 試験地）などの一次谷はすべてこの型の沢となっている。沢の東向きの斜面は傾斜がおよそ 22°、西向き傾斜は 18° で、東向き傾斜がやや急な傾斜を示している。しかし局部的には 30 ~ 40° あるいはそれ以上急なところも見られる。斜面脚部に見られるこのような急傾斜地は、東向き斜面では図-1 の A ~ E 部、西向き斜面では I ~ L 部である。両斜面の相対する尾根部の高さにあまり差がないので、西向き斜面の面積が広く、東向き斜面のおよそ 2 倍の広さとなっている。したがって雨水の供給も西向き斜面からの供給が多く、とくに広い 0 次谷を形成している I ~ J 部で多いものと考えられる。

東の沢の尾根筋は 1948 年に萌芽更新が行われたコナラ、クヌギ、アカシデ等を上木とする広葉樹二次林からなり、沢頭部の附近の約 0.4

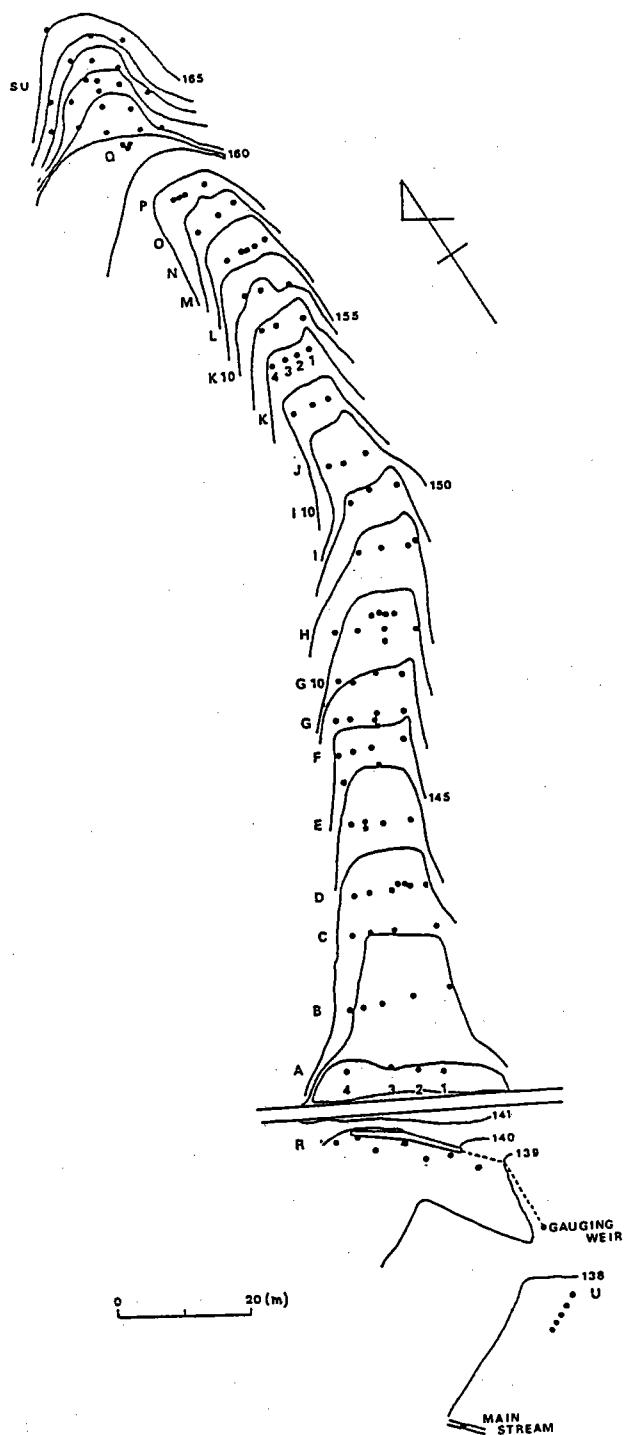


図-1 試験地の地形と観測井の分布

*Kai*は樹高2～10mの若いスギ人工林、その他の斜面はクリとカキの果樹園となっている。しかし果樹園は植栽密度が粗であったことと枯死したものが多かったことから、大部分は疎林状、あるいは草地状となっている。また沢底部と西向き斜面の下部に10本程度のポプラが植栽されている。

また沢入口を車道が、沢頭部のQ部を歩道が横断し、その附近にそれぞれ流出を調べるためのトレーニング（新藤ら、1983b、新藤ら、1984a）が掘られている。

東の沢の地質は第一章で新藤が述べているように、ほとんど新第三紀層からなり、標高150m以下が三沢泥岩層、150～160mが連光寺互層、160～175mが御殿峠礫層で、175m以上にわずかに多摩ローム層が堆積している。

観測井の掘削時の土壤の観察や土壤貫入試験などによって調べた沢底部の土層構造の概要は次の通りであった。沢底中心部の表層部は石礫をほとんど含んでいない黒褐～暗褐色の土壤からなり、その深さは、沢の入口部、A部で約2mと最も深く、E部にゆくに従って浅くなるが、F部より奥は1m内外となっている。この土層は有機物をかなり含む土壤からなるが、深さによる有機物含量はほとんど差のない場合が多いようである。しかし場所によっては深いところで、むしろ多いところも見られる。このことから、この土層は斜面のA層から長い期間に亘って連続して供給されたものと考えられる。またその下層は、きわめて多量の石礫（内礫）を含む土壤からなり、この層のハンドオーガーによる掘削はきわめて困難であった。沢の両側の斜面脚部では、表面から10～30cmの浅いところに石礫をほとんど含んでいない黒褐色～暗褐色の土壤があり、その下部は大小の円礫が広く散在する灰褐色～黄褐色の土層が厚く堆積していた。石礫の量は沢底の場所によって、かなり差があるようであったが、沢の入口に近い東向き斜面の脚部は比較的少いようで、かなり深く掘ることが出来た。とくにA～C部では2～2.5m以下の部分に、ほとんど礫を含まない灰褐色～淡褐色の埴質な土層が存在し、場所によっては青緑化して、還元の状態を示すところが見られた。

3. 研究の方法

(1) 観測井の設定

本研究で測定した観測井のうち標高165m以上に分布する井戸は、通常ほとんど水が入らず、豪雨時に地下水面が見られたので、図-1にはこれらの井戸を除いて示してある。観測井の多くは1981～83年に設けたものであるが、1部は84年春に増設した。これらは大部分ハンドオーガーで掘ったものである。したがって大きい石礫の多い層の掘削はきわめて困難であったので、井戸の深さもそこまでとした。つまり沢の中心部の観測井の地盤からの深さは、ほぼ、その表層の深さを示すことになる。図-1より観測井は沢の入口から沢頭にかけて、A、B、C、D、D10などの系列とし、各系列のなかでは、東側より順次1、2、3……、11、12、13……、21、22……と番号をつけた。そして井戸の名称を系列と番号で示した。また沢頭部はSUと名づけ、SU1からSU29まで（新藤ら、1983）、沢入口部の車道南側の観測井は、トレーニングの南側にR1からR7、北側の路肩部分にR

11からR 13, 本沢中央部の観測井には、北側よりU 1からU 5までの名称をつけた。これらの観測井のうちでB 2, D 11, 12, 13, H 11, 12, 13, 14, K 12, Q 1, 2, U 1, 2の13個の井戸は、その掘削に小型のボーリング機械を用いたので石礫の多い層まで深く掘られている。

観測井の設定は図-2のように行った。すなわち、まず直径10cmの穴を掘り、これに直径7.5cmの塩ビパイプを入れた。塩ビパイプはその下端部40cmの長さに0.7mmの孔をおよそ5cmの間隔であけ、さらに目の細かいサランネットを二・三重に巻き、底穴を包むようにして針金で固定したものである。塩ビパイプの埋設にあたっては、パイプ下端の穴のある部分の周辺に、直径6mm程度の細かい砂利を深さ50cmになるように入れ、さらにその上に掘った土壤を入れ、細く割った竹でつき固めながら埋め戻した。したがって一般的の観測井は、パイプ下端のはぼ50cmの部分を流れる水だけがパイプ内に出入出来るように作られている。また観測井は水のたまるのを待ち、水と共に混入する土砂を汲み上げ、パイプ内の水がほとんど透明になるのを待って完成とした。ただボーリング機械で掘削した井戸は、ストレーナ部分を長くしたものもあり、必ずしもパイプ下端50cmの水だけが入るとは限らない。

(2) 観測井中の地下水位と電気伝導度の測定

各観測井は83年10月6日より84年9月28日まで毎週、金曜日の午後(計52回)に地下水位と電気伝導度を測定した。ただ測定開始後に掘削完成した井戸もあったので、測定回数が半分程度の井戸もあった。地下水位の測定にはおもりをつけた電気コードの先端に白金線の電極をつけ、電極が地下水面上に浸ると電流が流れるようにし、メータの振れで、地下水位の位置が確認できる器具を作成し、これを用いた。電気伝導度はセントラル科学製の携帯用デジタル導電率メータ(UC-33型)で測定した。測定の深さは、地下水位より深さ20cmとし、予め水面の位置を確認したのち、電極の先端の深さが20cmになるようにして測定した。観測井によっては地下水がなかったり、その深さが20cm以下の場合もあった。その場合は電気伝導度の測定はしなかった。

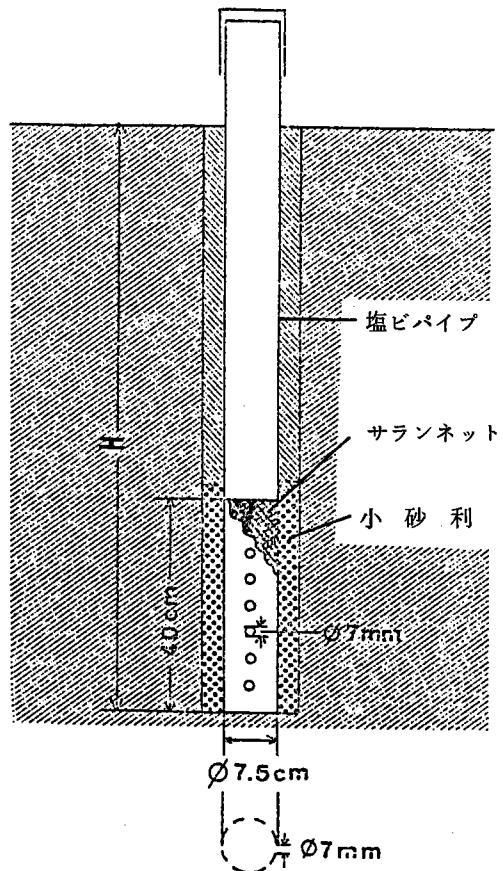


図-2 観測井の設定方法

(3) 地下水中の溶存カチオンの測定

本研究の観測井の数は沢底部の117本、車道道下部の10本、本沢中央部の5本の計132本であるが、採水時に水のない井戸や少い井戸だったので、水が比較的豊富で、清浄な水が採れる井戸から採水して調べた。またこの他に、沢入口のトレーンチからの中間流、本沢溪流、自家水道用の200mの深井戸からも採水した。1984年に比較的降雨の多かった4月29日と乾燥の続いた10月10日に、それぞれ200mlの水を採り試料とした。この時に採水できた井戸は、それぞれ66ヶ所及び48ヶ所であった。採水の一部は直ちに実験室でセントラル科学製のデジタルpH/ORP計、UC-23型でpHを、また東亜電波製の導電率計・CB-7B型で電気伝導度を測定した。他の一部はM5Cの汎紙で渾過し、-20°Cの冷凍庫と+5°Cの冷蔵庫に分けて貯蔵しながら各種の分析に供した。分析したカチオンはCa、Mg、K、Na及び2価のFeで、前4者は日立製の原子吸光分析装置、180-30型で常法に従って分析した。FeはO-フェナスロリン法で分析した。

(4) 観測井への注水試験

乾燥期の沢入口のトレーンチからの流出が見られない時期に一部観測井に注水を行い、下流方向の観測井の地下水位の上昇から水の動きを調べた。注水した井戸、注水月日、注水量などは表-1に示す通りであった。また各注水は、前回の注水によるトレーンチからの流出が見られなくなるまで待ってから行った。A2、A4、B3、C3、C4、D3、D4、D12、R2、R4、R6の11ヶ所の井戸には自記水位計を取りつけ、注水による地下水位の変動状況を調べた。他の観測井は注水後、隨時地下水位の測定を行った。また11月13日のI3への注水の際には電気伝導度の測定も行い、その変化やE12とE4の間に設置してあるテンシオメータの変化なども調べた。

表-1 注水条件と流出

| 注水井 | 注水開始 月 日 | 注 水 条 件 | | | ト レ ン チ | |
|-----|-------------|--------------|------------------|-----------|----------------|------------|
| | | 注水量 m^3 | 速 度 ℓ/hr | 時 間 hr | 流 出 量 m^3 | 流 出 率 % |
| A 4 | 9. 3 0 | 12.8 | 580 | 22 | 4.76 | 37.2 |
| F 1 | 10. 5 | 20.2 | 420 | 48 | 1.67 | 8.3 |
| F 2 | 10. 9 | 2.0 | 330 | 6 | - | - |
| F 4 | 10.10 | 2.0 | 330 | 6 | - | - |
| E 1 | 10.11 | 2.0 | 330 | 6 | - | - |
| I 3 | 11.13 | 15.7 | 330 | 48 | - | - |

(1984)

4. 研究の結果と考察

沢底部の地形は、沢入口から沢頭部にかけて次第に傾斜が急になる傾向を示すが、周辺に比べて比較的急な傾斜を示す部分は標高で 164～162 m, 158～152 m, 149～148 m, 145～144 m, 141～140 m の各部分である。これらのうち、とくに地形変化の著しいところは 144.5 m (F 系列) 地点と 140.5 m (R 10 系列) 地点で、いわゆる押し出し状構造となっている。Q 系列と A 系列の南側に道路があり、両部分とも周辺の斜面をブルドーザで切取り、土盛り、踏圧し、平面化したところである。また Q 系列の北側と R 10 系列の南側にトレンチを掘り、表面流と中間流を分けて測定するように設備してある。

沢の横断面を見ると、沢頭部を除いて、沢底の両側部に比べ、中心線部は全体としてやや高い。すなわち両側に低い所が見られるが、とくに沢入口部では B 4, C 3, D 3 と西側が 10～20 cm 低くなり、連続して凹んだところが見られる。その上流では F 1 から P 1 にかけて東側に低いところが見られる。この両者は押し出し状構造を示す F 系列の南側を F 1, E 1 1, E 3 と沢底を横断する形で低いところが連絡している。F 1 から P 1 にかけては、およそ幅 50 cm, 深さ 10～30 cm の凹地をなし、明瞭な渓流状地形を示している。沢底部にはススキとアズマネザサが一面に繁茂しているが、豪雨時には、この凹地は多量の水によって満され、数日に亘って一時的渓流となることがある。またこの部分には、地中から水の噴出する比較的大きいパイプの開孔がいくつか見られる。そしてこの水は凹地を流れ、A 3 と A 4 の間に設けられた幅 2 m, 長さ 4 m, 深さ 1.5 m の量水槽に流入する。量水された水は直径 25 cm の塩ビパイプで、車道の下を横断し、R 系列の観測井の南側の小溪流に排出される。しかし水の少い時には、量水堰まで到達せず、C 3 のやや南側に開孔した直径 5 cm 程度の自然のパイプに流入し、再び地中へ流入する状況が見られた。このような状況は凹部のところどころに見られ、凹部の水はそのまま連続せず、ところどころに水のない部分がみられる。すなわちパイプ孔からの噴出と、地表流のパイプ孔への浸入が見られ、また同じパイプ孔でも水の多いときには噴出し、水が少くなると却って水を吸収することもあるようである。

83年10月より84年9月まで、毎週、金曜日午後に地下水位と水の電気伝導度を調べた。その結果の一部を図-3～5に示した。この例のように観測井によって、その変動の状況に違いが見られるが、この測定期間を通じて、水位変動の大きな時期は4月13～20日と6月22日～29日に見られた。この二回の変動を比較してみると、井戸によって多少の違いがあるが、一般に6月の変動が大きかった。この時の降雨の状況と地下水位の変動を各系列の井戸毎に図-6～7(a)～(e)に示した。本沢中央部のU系列についてみると、それぞれ水の流入するストレーナーの深さは異なるが、示された地下水位の位置と変動量はほとんど変わらない。しかしこの時期の水の電気伝導度とその変動量は、U 1 から、293 - 4, 151 - 3, 189 + 4, 72 - 6, 80 - 1 μ S/cm と違いが見られた。また4月29日の電気伝導度と pH は 289・7.65, 191・7.08, 149・7.21, 85・6.52, 67・6.40 と違いが見られた。このことからこれらの水は、それぞれ異ったパイプ群から供給された水であると考えられる。その

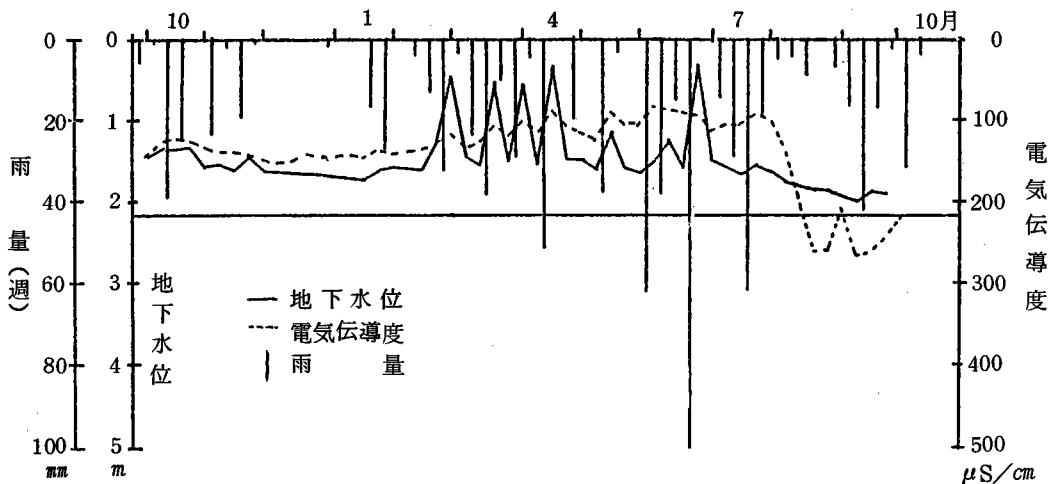


図-3 C 4井の地下水位と電気伝導度の変動(1983～1984)

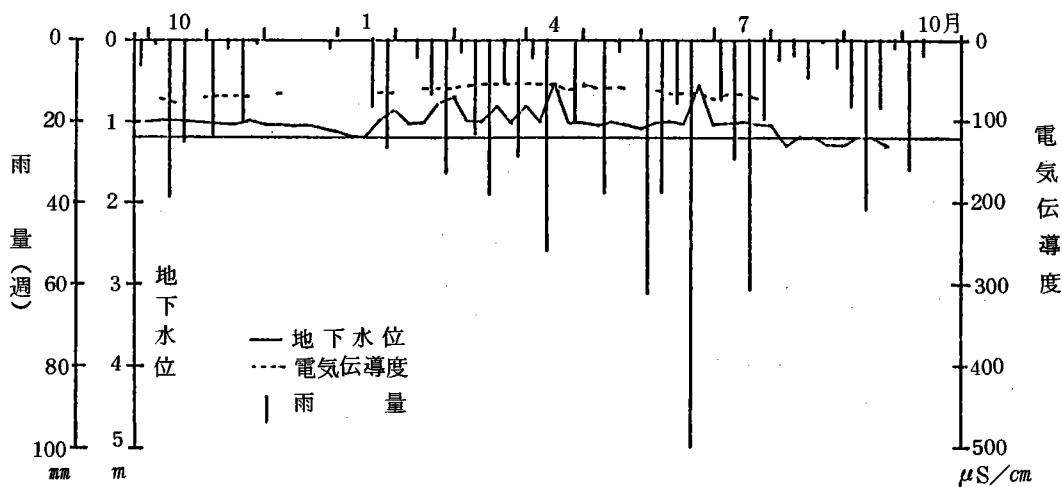


図-4 I 2井の地下水位と電気伝導度の変動(1983～1984)

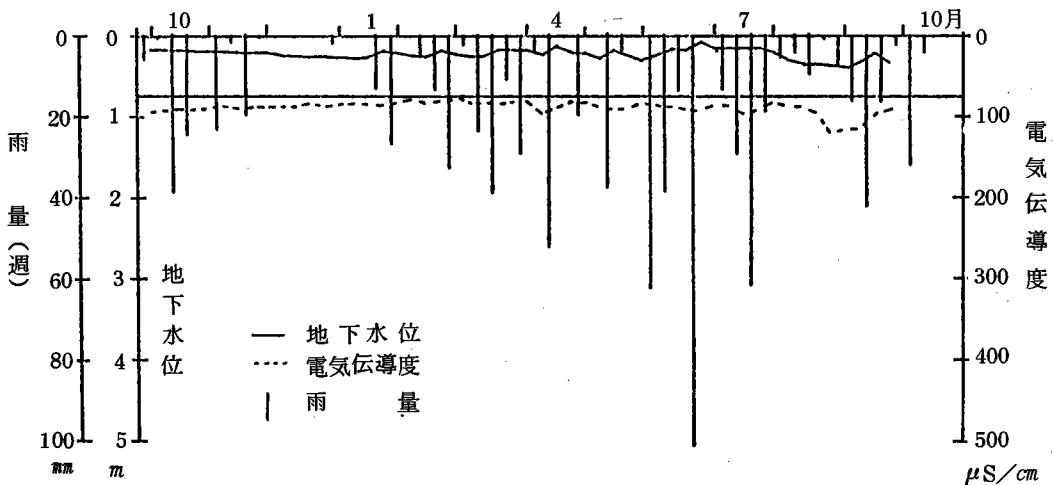


図-5 P 2井の地下水位と電気伝導度の変動(1983～1984)

ためにそれぞれの観測井にはストレーナーから水面までの高さにはば相当する水圧を示す被圧水が流入しているものと考えることが出来る。またO 1とP 1の井戸は83年12月末に掘削したが、パイプを入れることなく、そのまま電気伝導度を測定し、その後4月20日にパイプを入れて完成した。完成の前と後の電気伝導度の変化は図-8、9の通りで、著しい変化が見られた。このことは、完成前は、井戸の深さの土層全体から供給された水の電気伝導度を示しており、完成後はその下部のストレーナー部分附近だけから供給された水の電気伝導度を測定していることになる。そのため著しい電気伝導度の増大が示されたものであろう。またこのことから、この2つの井戸は掘削する深さが深すぎ、表層地下水を測定する観測井としては不適当であったと考えられる。さらに前述のような観測井の設定方法で、ほぼストレーナー附近のパイプ群の水だけを測定することが可能であると考えることが

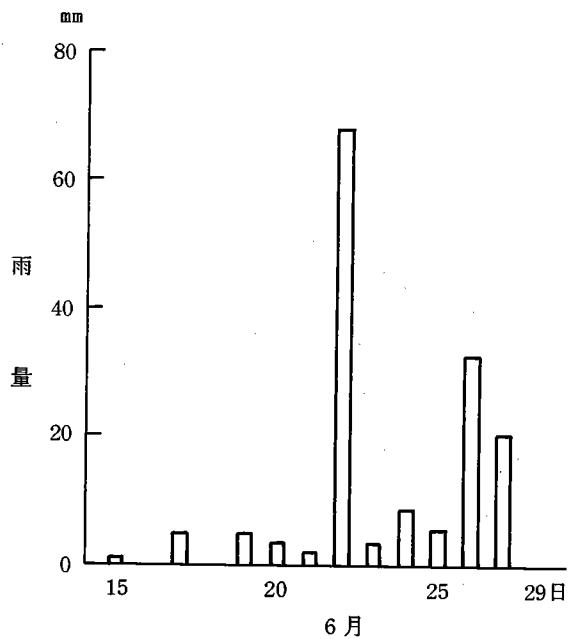


図-6 1984年6月後半の降雨状況

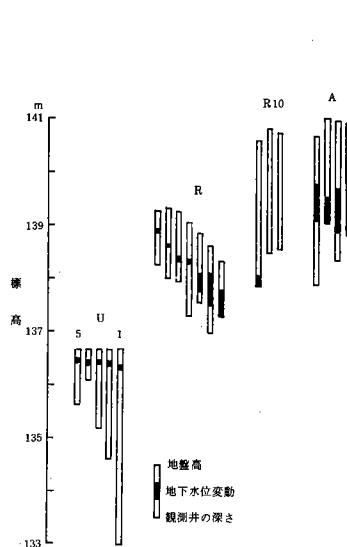


図-7(a) 観測井の地下水位の変動
(1984.6.22～6.29)

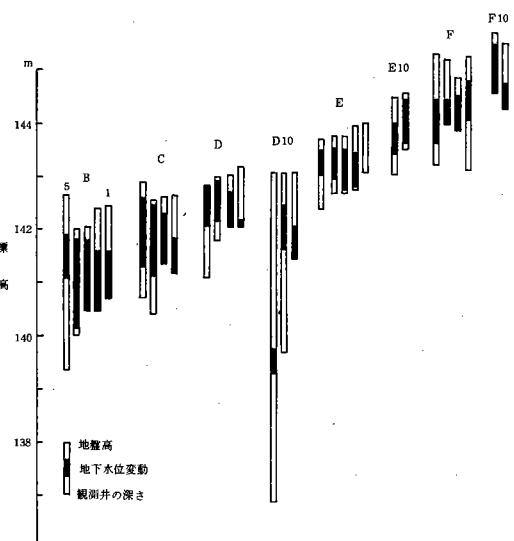


図-7(b) 観測井の地下水位の変動
(1984.6.22～6.29)

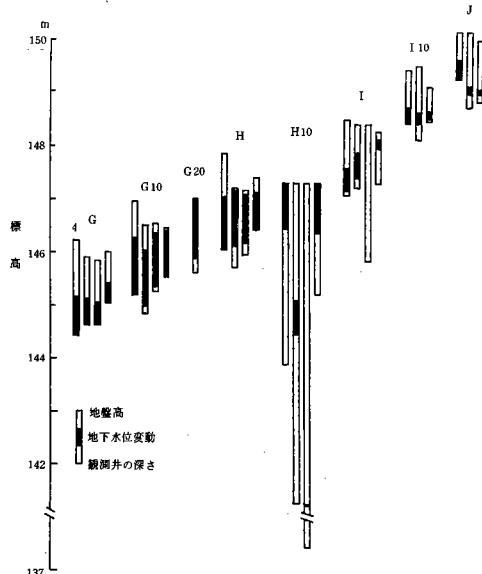


図-7(c) 観測井の地下水位の変動
(1984.6.22～6.29)

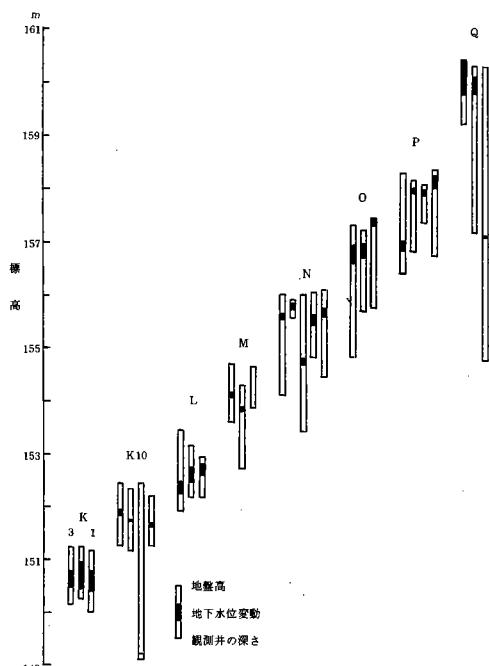


図-7(d) 観測井の地下水位の変動
(1984.6.22～6.29)

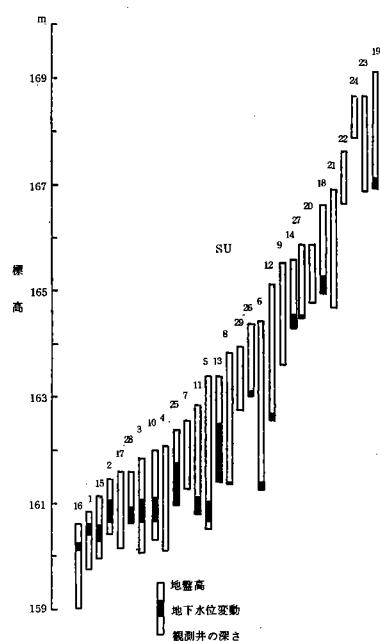


図-7(e) 観測井の地下水位の変動
(1984.6.22～6.29)

出来る。本研究ではとくに深い観測井を除いて、水の掘削孔への流入状況を見て観測井を設定したので、大部分の井戸は表層地下水について調べていることになっているものと思われる。しかし豪雨時にはストレーナーより、浅いパイプ群にも水が流れているであろうから、通常の状態における表層地下水を調べていることになるであろう。比較的接近して多くの井戸が設定されているG 2 0, HおよびH 1 0系列の井戸について調べてみると浅い井戸相互には地下水位にはあまり差が見られないが、深いH 1 0系列の井戸は地下水面の位置が、それぞれに異なり、その変動の状況にも違いが見られる。したがって従来の地下水についての概念では、この部分には何段かの地下水層が存在することになる。しかしパイプ群という概念では

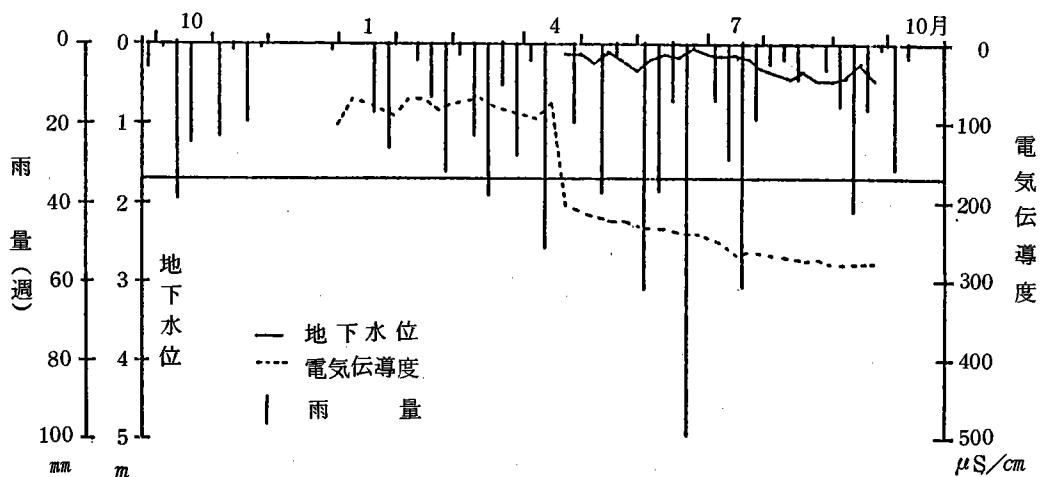


図-8 O1井の地下水位と電気伝導度の変動(1983~84)

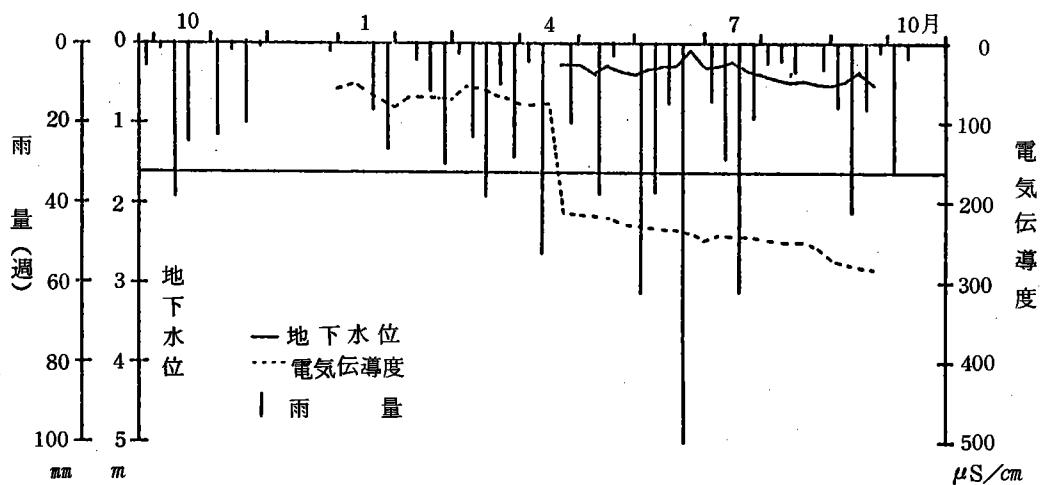


図-9 P1井の地下水位と電気伝導度の変動(1983~84)

土層の深さや場所によって種々のパイプ群が存在するはずであり、またそれらのパイプ群にはそれぞれ異った被圧状態の水が流れており、したがって井戸を設定することによって形成された地下水面やその変動も異っているのが当然であると考えることが出来る。ただ地下に自然のパイプ群の発達しやすい土層が存在するであろうから、層状に地下水が存在するように思われるであろう。例えば、I2のようなI系列で深い観測井でも通常ほとんど水のないところもあり、浅いI1では通常水がみられることがから、この深い土層にはパイプ群の分布がきわめて少いことが考えられる。

深い観測井を除いた井戸の水位変動の大きさの分布を図-1.0に示した。沢頭部を除いて、一般に下流にゆくに従って降雨による水位変動は大きくなる傾向が見られる。しかしC系列、G10, H, H10系列の井戸、すなわち押し出し構造の上段部に水位変動の大きい部分が見られる。地下水位の上昇の程度は、そこに供給される水の量と、土層の透水性の良否によって決るものと考えられる。野口ら(1984)が多摩試験地の西の沢の0次谷で調べた結果では、透水性は下流に行くに従って良好となったが、それ

以上に供給される水の量が大きくなつたためであろう。また押し出し状構造の上段に水位変動が大きいところが見られたのは、この構造部分に水の流れを抑制する要因が存在するものと思われる。田中ら(1982)や新藤ら(1984b)は沢の押し出し状構造部分や溪流、トレントなどの地形変化の大きい部分で、土層の下部から上部への水の流れを観測している。このような流れが抵抗として働いているのではないだろうか。また沢頭部でも、平坦な沢底部につらなる地形変化の大きい部分に水位変動の大きいところが見られる。通常地下水位の高い、U系列、R系列の西側部分、M、N、O、P、Q及び沢頭の平坦部(SU1, 2, 15, 16)は、豪雨時でも、地下水位の変動が小さい。このような傾向は西の沢や南の沢でも見られる。そのようなところでは供給される水に比べて、地下のパイプ群、とくに地表に近いところのパイプ群が発達し、排水がスムーズに行われているものと思われる。新藤ら(1983a)は沢頭平坦部では、地下水の溶存酸素が豪雨後においても1ppm以下と極めて低いことを明らかにした。このことは、深いところはパイプ群が発達していないので、水が排出されずに停滞し、豪雨で供給された水は地表に近いところに発達したパイプ群を通じてほとんどそのまま排出されるという機構になっているようである。沢頭に設定したトレントの断面には深さ20~30cmのところに直径1, 2cmの太いパイプが数個、それ以下の細いパイプが相当数あり、豪雨時には多量の水の排出が観察された。また沢頭平坦部のQ3, SU15, 本沢のU2の地下水は還元状態にあり、2~3ppmの二価鉄の存在が測定された。このことからも通常見られる地下水のパイプ群より浅い土層に太いパイプ群の発達が推測される。

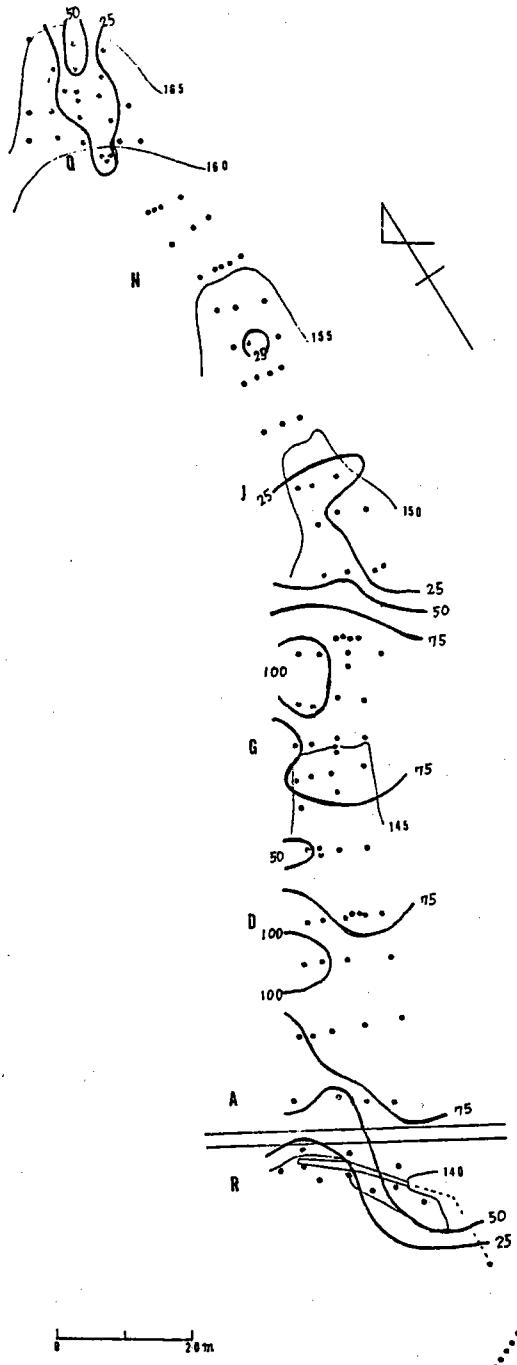
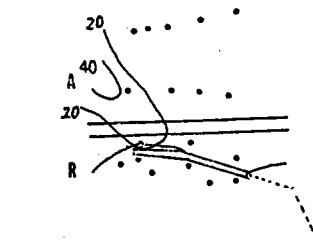
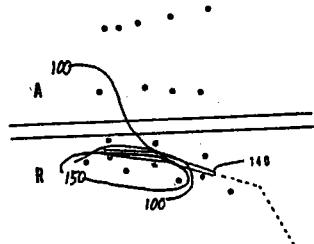
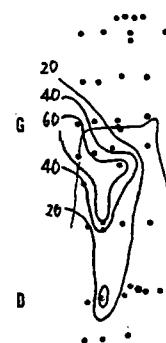
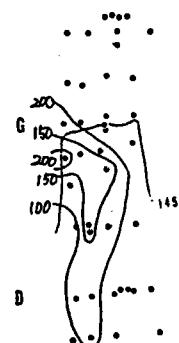
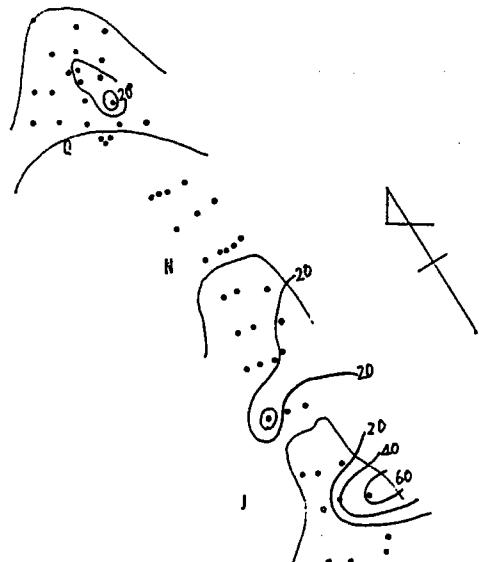
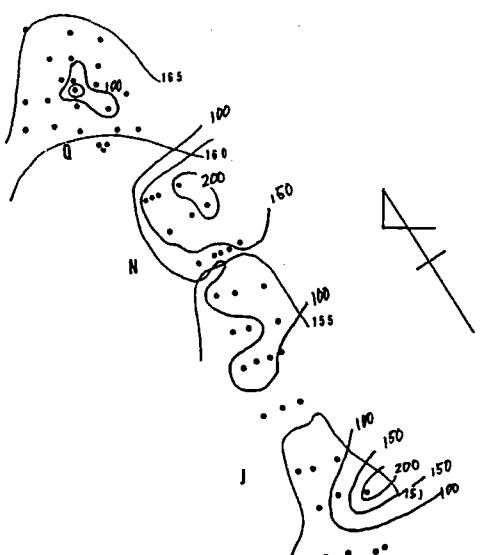


図-10 観測井の地下水位変動量(cm)
(1984.6.20~6.29)

深い観測井では、一般に地下水位の変動が小さく、その変動の状況も緩慢なところが多かった。これは深い土層への水の供給が緩慢なためであろう。しかし場所によっては、きわめて急速に、大きな変化を示す場所もある。後述の I 3 への注水試験では、D 1 2 は 2 m 程度の急激な水位上昇を示した。したがって下層でもパイプ群の状況によっては、このような大きな変動を示す場所があるようである。

図-11, 12 に 6月22日の井戸水の電気伝導度と 29日までのその変動量の分布を示した。電気伝導度は一般に $60 \sim 90 \mu S/cm$ の低いところが多いが、沢頭部では平坦部周辺、上流では K ~ P 系列部分、下流では西側部が高く、ところによっては 200 を超す部分が見られた。降雨による電気伝導度の変動の大きいところも同じようなところに見られるが L ~ P 系列部と車道下の R 系列西側は小さかった。U 系列や O 1 及び P 1 で示したように、地下水の電気伝導度は深い地下水の方が一般に高い傾向がみられる。したがって表層地下水の電気伝導度が高いのは下層からの水の供給が比較的多いところと考えることが出来る。沢頭中央部は地形変化の大きいところであり、上流の K 1 0 から P 系列と下流の R 系列は道路によって浅い土層からの水の流れが抑制されているので、比較的深いところからの水の供給が多いと考えることができる。下流の A から G にかけての系列は西側が高いが、これは西側の急斜面の影響を受けやすいところと考えることができる。とくに F と R 系列の西側が高いのは押し出し状構造の大きい地形変化の影響も大きいのではないだろうか。ただ F 1 と R 系列の東側の電気伝導度が比較的に低くなっているが、F 1 は F 1 から P 1 にかけての渓流状地形から供給される表層地下水の量が極めて多いこと、東側の斜面の傾斜も緩やかなこと、R 系列の東側も地形的にやや緩慢なことなどが影響しているかも知れない。I 1 1 と I 1 2 に電気伝導度が高く、その変動もかなり大きいところが見られる。I 1 0 系列の東には大きい 0 次谷が発達しており、地形変化も大きいためと考えられる。一般に降雨は表層地下水（中間流）として流出する部分が多く、雨量の増大により、ますますその比率が高くなる。さらに降雨量が増大すると地表流成分が急速に増大する。このような現象は多くの流出試験で認められているところである。したがって降雨によって、電気伝導度の低い表層地下水の量が、下層から供給される電気伝導度の高い地下水より相対的に多くなり、電気伝導度は低下する。また電気伝導度がきわめて低い降水による稀釈効果も考えられる。本試験地の観測井中の水は降雨によって一般に低下したが、一部に電気伝導度が上昇した井戸も見られた。ただこの現象は一時的なようで、継続して測定した結果では、結局低下するようである。また図-2～4 に見られたように 83 年の 11・12 月、84 年の 8・9 月の乾燥期には、一般に電気伝導度は上昇した。とくに気温が高く、乾燥が著しく、地下水位低下の大きい 8・9 月には電気伝導度の上昇も顕著であった。

84 年は降雨が少く、年間を通じての降雨量は 83 年の 1,712 mm に対して 1,073 mm と異常な降雨条件にあった。この中で比較的湿潤であった 4 月 29 日と乾燥の続いた 10 月 10 日に、各観測井から採水し、水に溶存するカチオンの濃度を分析した。降雨による急激な変化を避けるために、4 月は約 50 mm の降雨のあった 10 日後、10 月は約 35 mm の降雨後 20 日目に採水した。10 月の採水時には、沢入口のトレーンチからの流出は全く見られない状況にあった。分析の結果を図-13～17 に示した。全



20m

20m

図-11 表層地下水の電気伝導度 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
(1984.6.22)

図-12 表層地下水の電気伝導度
変動量 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
(1984.6.22～6.29)

カチオンの濃度と電気伝導度の関係は図-13の通りで、4月、10月ともにかなり高い相関がみられた。また各要素と電気伝導度の関係では、CaとMgとの相関が高く、とくにCaとの相関が高かった。しかしKやNaとの相関は低かった。すなわち2価イオンとの相関が高かった。ただ水が還元状態にあ

り、二価鉄(Fe^{2+})を含む水は電気伝導度を高くなる傾向が見られた。本研究で還元状態にあった井戸は、僅か3ヶ所であったので、さらに別の機会に検討したい。また乾燥期と湿潤期にはいくらか違いが見られ、湿潤期には一般に要素濃度に比べて電気伝導度がいくらか高くなる傾向が見られた。これは溶存要素のイオン化に違いがあるのか、或いは分析していない他の要素の影響か、よく判らないが、前述の Fe^{2+} の影響と共に、将来検討を加えてみたい。これまで河川や農地の田面水・浸透水などを調べた事例は数多くあるが(水野・1984, 佐藤ら・1973a, b), これらは同一の場所や土壤について継続して採水したり、僅か数点の井戸や土壤について調べた事例で、一つの流域について数多くの採水を行って調べた事例はないようだ

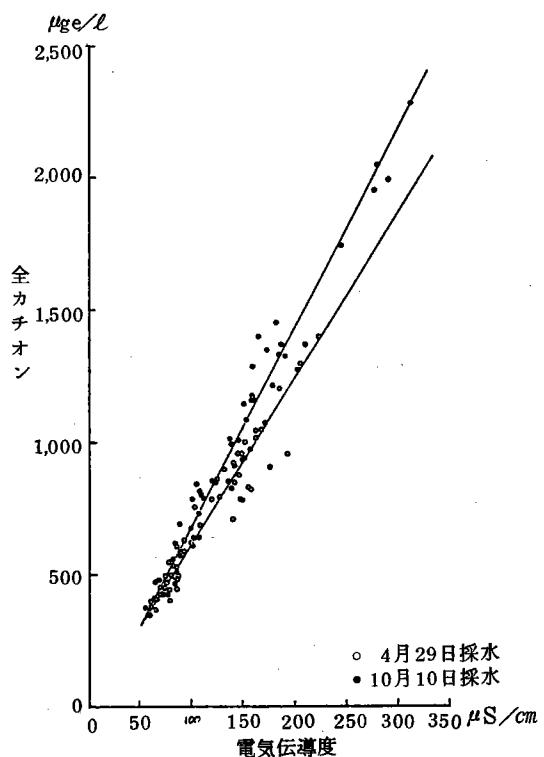


図-13 観測井中の水の電気伝導度と全カルチオン濃度($\text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Na}^+, \text{K}^+$)の関係(1984)
 $Y = 6.47X - 16$ ($r = 0.98$)
 4月29日採水
 $Y = 7.65X - 69$ ($r = 0.98$)
 10月10日採水

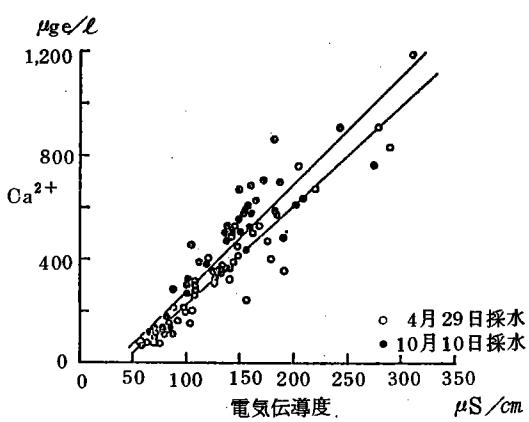


図-14 観測井中の水の電気伝導度と Ca^{2+} 濃度の関係(1984)
 $Y = 3.82X - 157$ ($r = 0.94$)
 4月29日採水
 $Y = 4.13X - 135$ ($r = 0.94$)
 10月10日採水

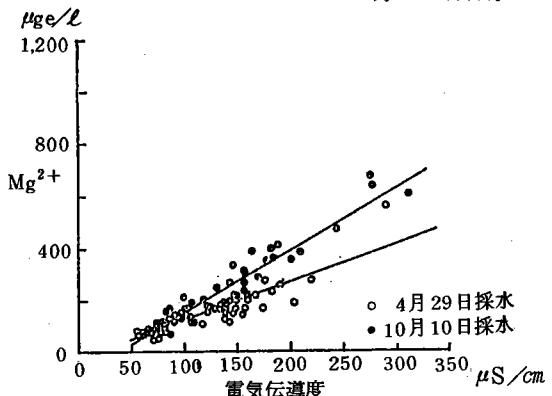


図-15 観測井中の水の電気伝導度と Mg^{2+} 濃度の関係(1984)
 $Y = 1.48X - 27$ ($r = 0.86$)
 4月29日採水
 $Y = 2.42X - 94$ ($r = 0.96$)
 10月10日採水

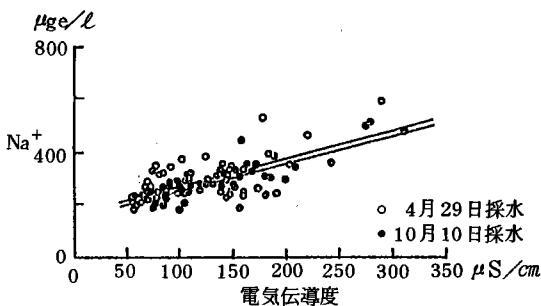


図-16 観測井中の水の電気伝導度と Na^+ 濃度の関係(1984)
 $\text{Y} = 1.05 \text{X} + 166 (r = 0.70)$
 4月29日採水
 $\text{Y} = 1.04 \text{X} + 149 (r = 0.79)$
 10月10日採水

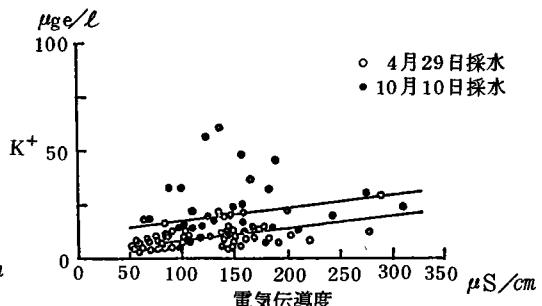


図-17 観測井中の水の電気伝導度と K^+ 濃度の関係(1984)
 $\text{Y} = 0.06 \text{X} + 2.1 (r = 0.59)$
 4月29日採水
 $\text{Y} = 0.06 \text{X} + 11.5 (r = 0.26)$
 10月10日採水

ある。しかしこまでの結果でも本研究と同じような結果が得られている。ただ農地土壤についてはKと電気伝導度の相関もかなり高い(水野, 1984)。農地には一般にKの施肥が行われており、しかも浅い表層について行われたものであるので、このような違いが見られたのかも知れない。次に全カチオン中の2価カチオンの割合と電気伝導度の関係は図-18のようになった。水の電気伝導度が高くなるほど2価イオンの割合が多くなるが、乾燥期には約80%, 湿潤期では約70%ではほぼ一定になる。3価のイオンになり易いAlとFeは、土壤中に大量に存在するが、一般に不溶性であり、2価イオンになるCaやMgは、1価のイオンとなるKやNaより土壤中に多く存在している。これら塩基類は土壤の分解に際して、一般に溶けやすい物質になり易いと考えられるので、土壤中に多く存在する2価イオンの濃度が高くなったものと思われる。また土壤のこれまでの水温状態の違い、4月より10月の深さ30~100cmの地温が9~12°C高かったことも、これらカチオンの溶解に影響を与えて

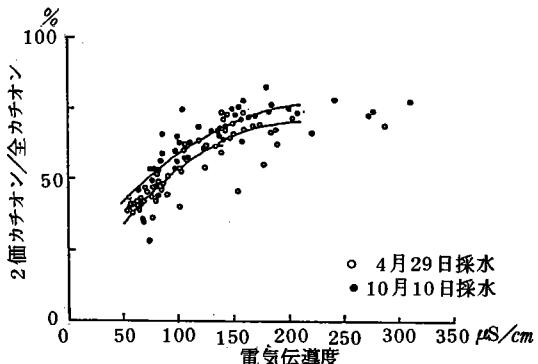


図-18 観測井中の水の電気伝導度と全カチオン中の2価カチオン濃度の割合の関係
 $\text{Y} = 0.0014 \text{X}^2 + 0.59 \text{X} + 7.3$
 4月29日採水
 $\text{Y} = 0.0011 \text{X}^2 + 0.50 \text{X} + 19.8$
 10月10日採水

いるかも知れない。

井戸水の pH は湿潤期は、一般に 6.0 ~ 7.5、乾燥期は 5.5 ~ 7.0 を示す井戸が多く、乾燥によつて、ほぼ 1 度低下した。湿潤期と乾燥期の井戸水の pH の高いところを図-19 と 20 に示した。両

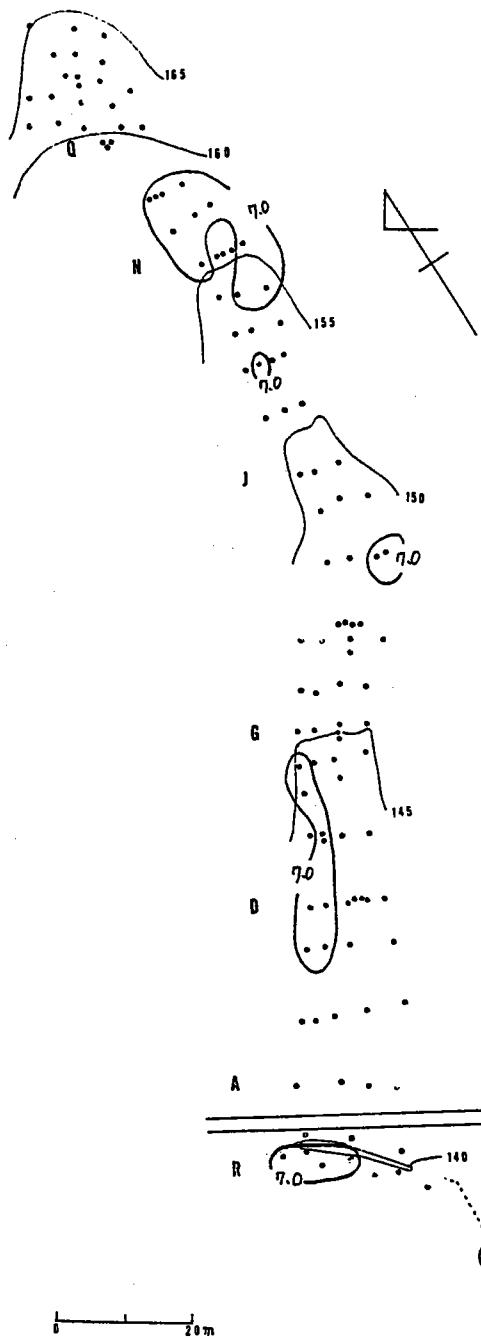


図-19 水の pH が 7.0 以上の井戸の分布
(1984.4.29)

7.0

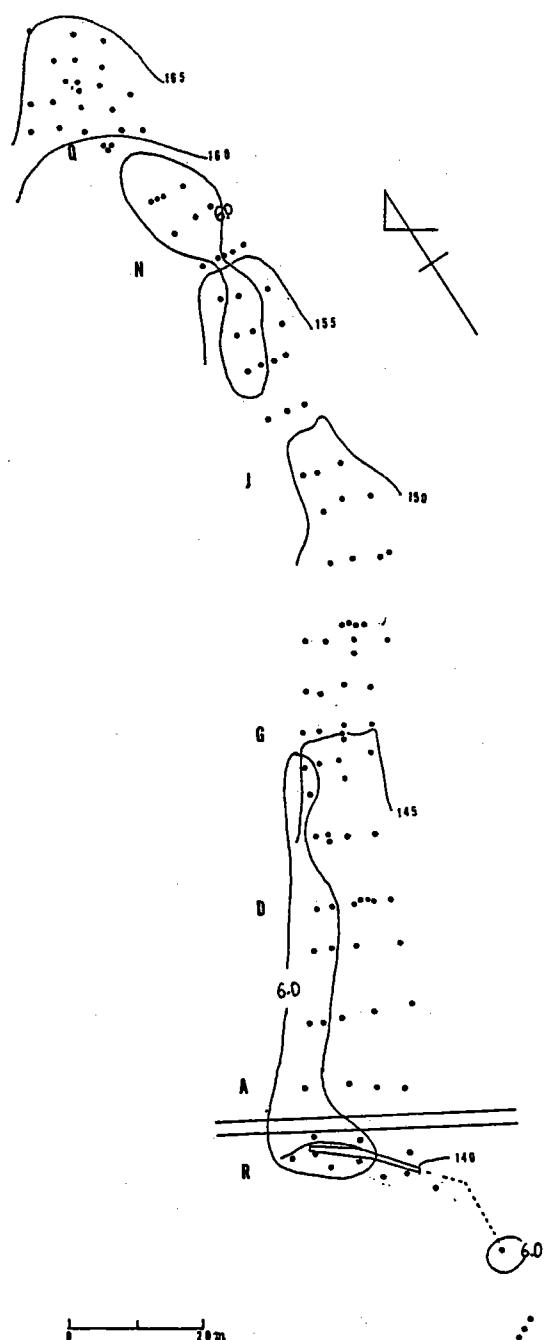


図-20 水の pH が 6.0 以上の井戸の分布
(1984.10.10)

6.0

期とも上流のK 10～P系列と下流の西側にpHの高いところが分布していた。このところは一般に電気伝導度の高いところである。また前にU系列で述べたように深い井戸の水はpHが高い傾向がみられた。したがって水は深く浸透するに従い、2価のCa, Mgイオンを多く含有し、電気伝導度やpHを増大させる傾向が見られる。またこのことからも浅い井戸で電気伝導度やpHが高いところは、下層からの水の湧出が多いところであろうと推察される。乾燥期にpHが低下したことは、表層を流れ供給される水量が少ないので、下層から湧出・供給される水の相対的増加よりも、表層部土層の有機物の分解によって供給される炭酸イオンなどのアニオニン濃度の相対的増大が大きかったためではないだろうか。

6回の注水試験によって推定された表層地下水の流路及び方向は図-21～24の通りであった。F系列からI系列に到る沢の中流では沢の両側に、下流では沢の西側に集中して流れる傾向がみられた。多摩地方の船底型沢底地形をもった沢では、両側斜面

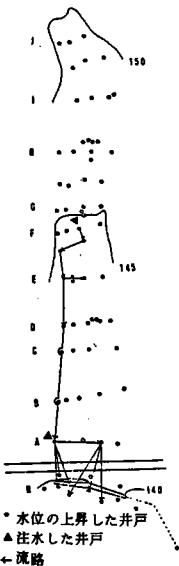


図-21 A 4 と F 2 に注水したときの流路

(A 4 1984. 9. 30
12.8 m³)
(F 2 1984. 10. 9
2.0 m³)

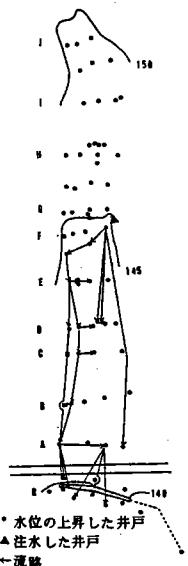


図-22 F 1 に注水したときの流路

(1984. 10. 5
20.2 m³)

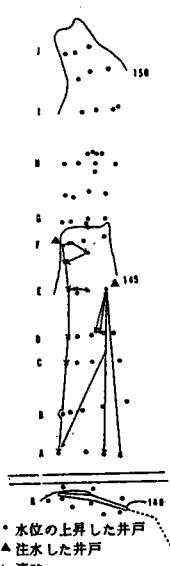


図-23 E 1 と F 4 に注水したときの流路

(E 1 1984. 10. 11
2.0 m³)
(F 4 1984. 10. 10
2.0 m³)

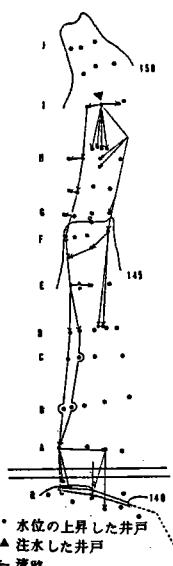


図-24 I 3 に注水したときの流路

(1984. 11. 13
15.7 m³)

あるいは片側斜面の脚部に渓流が発達する事例が多く、多摩試験地では、南の沢が両側に、本沢が南側に渓流が見られ、西の沢は東側に渓流が、西側に大きなパイプの形成がみられる。したがってこの地方では、一般に斜面脚部に大きなパイプ群が発達する傾向があり、パイプの拡大によって、末端部のパイプ上の土壤が崩落・排出されることによって渓流が伸長・形成される状況がしばしば観察される。東の沢の凹部では、その下方に比較的太いパイプが発達しているよう、注入された水はそこをかなりの速度で流下するようである。また一部、上部土層が陥没し、パイプの状況が観察されるところもある。したがってこの凹部は上部土層の陥没・流出によって渓流に発達する可能性もある。深い井戸が少ないので、下層の地下水の動きについては良く判らないが、沢底中央部に設けられた深い井戸の水位上昇も認められる。例えば I 3 に注入すると、比較的速かに、深い H 1 0 系列や D 1 0 系列の水位上昇が見られ、D 1 2 では水の到着後 3 時間で 172 cm、その後徐々に上昇して 197 cm に達した。このことから下層にもかなり発達したパイプ群が分布していることが推測された。

観測井の一部には自記水位計が設定してあるので、ほぼ正確に水の到達時間が判ったが、大部分の井戸は手測定であったので、やや遅れて水の到達を知る状態にあった。したがってここで調べた流速は、実際の流速より一般に遅くなっている。各井戸間の距離とその到達時間から地下水の流速

表-2(a) 注水による表層地下水の流速(1)

| 流 路 | 流 速 | 流 路 | 流 速 |
|-----------|------|-----------|------|
| | m/hr | | m/hr |
| A 4 → A 2 | 4.43 | A 2 → R 2 | 5.86 |
| " → R 1 3 | 4.58 | " → R 3 | 1.41 |
| " → R 6 | 6.73 | " → R 4 | 7.13 |
| " → トレンチ | 5.20 | | |

注水井 A 4 (1984.9.30, 12.8 m³/22 hr)

表-2(b) 注水による表層地下水の流速(2)

| 流 路 | 流 速 | 流 路 | 流 速 |
|---------------|-------|-------------|-------|
| | m/hr | | m/hr |
| F 1 → E 1 1 | 10.10 | E 4 → C 3 | 0.68 |
| " → D 1 2 | 1.31 | " → C 2 | 0.44 |
| " → D 1 3 | 0.67 | " → A 4 | 12.05 |
| " → A 1 | 1.11 | C 4 → B 5 | 1.15 |
| E 1 1 → E 1 2 | 8.69 | A 4 → R 1 3 | 0.79 |
| E 1 2 → E 4 | 4.26 | " → R 6 | 7.58 |
| E 4 → E 3 b | 0.58 | " → トレンチ | 6.07 |
| E 3 b → E 3 a | 0.40 | " → A 2 | 5.58 |
| " → E 2 | 0.99 | A 2 → R 2 | 3.02 |
| E 4 → D 4 | 0.85 | " → R 3 | 1.04 |
| " → D 3 | 0.54 | " → R 4 | 2.45 |
| " → D 2 | 0.95 | " → トレンチ | 6.52 |
| " → C 4 | 1.14 | | |

注水井 F 1 (1984.10.5, 20.2 m³/48 hr)

を計算し、その結果を表-2(a)~2(f)に示した。注水試験は乾燥期に実施したが、注水によって一度水の流れた流路は、次回の注水では湿潤状態になる。また注水井の附近は地下水位がかなり高くなり豪雨時と同じ状態になるが、少し離れると地下水位が下がり、流速は低下する。さらに注水量によってもこの状況は異ってくる。したがってこのような条件を種々考慮する必要がある。流路が乾燥している場合と湿潤な場合は、一般に湿潤状態で流速が大きい。しかし場所によってはほとんど変わらないところも見られる。そのようなところは、通常地下水の豊富なところで、乾燥期においても水があつまりやすく、湿潤状態にあったものであろう。6回の注水試験の結果、流速の最も大きいところはE1-A4間で、その流速は3.9m/hであった。この間には比較的太いパイプが分布し、地下水の流れに対する抵抗がとくに小さかったものと考えられる。またF1に注水したとき、R13井の水位上昇より、トレーニング西側の底面からの水の溢出が速かであった。このことはトレーニング底面より低いパイプ群により速い水の到達があったものと考えられる。ただこの溢出水は量が少く、R3、4附近でトレーニング底面に吸収され、量水堰には流入しなかった。そしてR13附近のトレーニング側面に見られるパイプ孔からの流入によって、はじめて量水堰への流入が認められた。A4からR13へ通ずるパイプ群は、A4の比較的高いところにあるようで、A4の地下水位が或程度高くなないとR

表-2(c) 注水による表層地下水の流速(3)

| 流 路 | 流 速 | 流 路 | 流 速 |
|-----------|-------|-----------|------|
| | m/hr | | m/hr |
| F2 → E11 | 11.22 | E4 → E3b | 5.71 |
| E11 → E12 | 9.53 | E3b → E3a | 1.61 |
| E11 → E4 | 3.91 | " → E2 | 0.75 |

注水井 F2 (1984.10.9, 2.0m³/6hr)

表-2(d) 注水による表層地下水の流速(4)

| 流 路 | 流 速 | 流 路 | 流 速 |
|-----------|------|---------|------|
| | m/hr | | m/hr |
| F4 → F3 | 1.35 | E4 → D4 | 2.87 |
| " → E12 | 3.50 | " → C4 | 7.33 |
| F3 → E11 | 9.09 | " → A4 | 5.43 |
| E12 → E4 | 4.79 | D4 → A4 | 8.70 |
| E4 → E3b | 3.43 | | |
| E3b → E3a | 3.64 | | |
| " → E2 | 1.37 | | |

注水井 F4 (1984.10.10, 2.0m³/6hr)

表-2(e) 注水による表層地下水の流速(5)

| 流 路 | 流 速 | 流 路 | 流 速 |
|----------|-------|---------|-------|
| | m/hr | | m/hr |
| E1 → D12 | 3.20 | E1 → A2 | 18.75 |
| " → D13 | 3.73 | " → A4 | 39.25 |
| " → A1 | 11.88 | | |

注水井 E1 (1984.10.11, 2.0m³/6hr)

I 3への流入は認められなかった。このように表層地下水のパイプ群の状況は観測井の場所だけでなく、僅かな深さの違いによってもかなり異なるものであろう。したがってここで示した流速は単なるいくつかの事例にすぎない。これまで地下水の流速を調べた事例は多く、その方法として染料・塩類・放射性物質などの注入が試みられている。これらの結果を山本(1984)が取締めている。本研究結果はこれらの結果のなかでも最も速い方に属し、ダルシー法則から計算された地下水の移動速度(野口ら、1983)より $10^2 \sim 10^7$ 倍も速かった。

11月13日にI 3に注水したとき、下流の観測井の電気伝導度を測定し、その変化を調べた。その結果は表3(a)~3(c)に示す通りである。注水を行ったI 3は、ほとんど水道水と同じ電気伝導度で、その値は $155 \sim 164 \mu\text{S}/\text{cm}$ であった。H 10系列は $212 \sim 948 \mu\text{S}/\text{cm}$ の深井戸であるが、ストレーナーが高いところまで設定してあるので表層地下水が流入する。したがってその値を示しているものと思われる。またここ

に示した電気伝導度は地下水が上昇してからの電気伝導度で、それ以前に地下水も存在していない井戸も多かった。 $160 \mu\text{S}/\text{cm}$ の水道水は土壤中で速かに $70 \sim 80 \mu\text{S}/\text{cm}$ の表層地下水に変るようで、数mしか離れていないI 1, I 3をはじめF系列に到る井戸まで、すべてこの値の電気伝導度を示した。電気伝導度が $160 \mu\text{S}/\text{cm}$ の水道水が速やかに $70 \sim 80$ に変化したこと、流下した水がほとんどこの値に安定していたことなどを考えると、この沢底の表層土壤には流下水を $70 \sim 80 \mu\text{S}/\text{cm}$ に維持する強い緩衝性があることが考えられた。このことからも高い電気伝導度を示す井戸には、下層からの水の湧出があるものと考えられる。ただF系列になると、F 1はその上流の井戸と同じような電気伝導度を示したが、F 4は水の流入するまでは $230 \sim 202$ 、水が到達したと考えられる11月15日、10時40分には191、さらに14時40分には $78 \mu\text{S}/\text{cm}$ と急激に低下した。またE 11は水が到達するまでは水がなかったが、到達後は、ほとんどF 1と同じ電気伝導度を示した。さらにE 12は、まず

表-2(f) 注水による表層地下水の流速(6)

| 流 路 | 流 速 | 流 路 | 流 速 |
|-------------|------|-------------|-------|
| | m/hr | | m/hr |
| I 3 → I 2 | 0.57 | G 4 → F 4 | 1.26 |
| " → I 4 | 1.09 | F 1 → E 11 | 0.43 |
| " → H 11 | 2.02 | " → D 12 | 0.61 |
| " → H 12 | 0.51 | " → D 13 | 0.71 |
| " → H 13 | 1.42 | E 11 → E 12 | 0.87 |
| " → H 14 | 1.60 | E 12 → E 4 | 1.64 |
| " → H 2 | 0.78 | E 4 → E 2 | 0.30 |
| " → G 21 | 0.70 | " → D 4 | 0.50 |
| " → G 2 | 1.25 | " → D 3 | 0.56 |
| " → F 1 | 4.15 | D 4 → C 4 | 6.00 |
| " → D 12 | 1.37 | " → A 4 | 13.50 |
| " → D 13 | 1.59 | A 4 → A 2 | 2.14 |
| I 4 → H 3 | 2.35 | " → R 13 | 1.81 |
| H 3 → H 4 | 0.12 | " → R 6 | 5.05 |
| " → G 13 | 2.08 | " → トレンチ | 9.10 |
| " → G 4 | 1.69 | | |
| G 13 → G 14 | 0.43 | | |

注水井 I 3 (1984.11.13, $15.7 \text{ m}^3/48 \text{ hr}$)

表-3(a) I 3 注水試験(1)

| 井戸名 | I 3 | I 2 | I 4 | H 1 1 | H 1 2 | H 1 3 | H 1 4 |
|----------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 井戸の深さ | 120 | 261 | 142 | 212 | 948 | 605 | 341 |
| 日 時 刻 | 水位 上昇 EC |
| 13 10:40 | 76 160 | | | | | | |
| 11:40 | 87 161 | | | | | | |
| 13:40 | 90 161 | | 0 - | | | | |
| 14:40 | 84 161 | | 9 - | 0 80 | | | |
| 15:40 | 84 161 | | 21 75 | 0 80 | | | |
| 16:40 | 84 160 | | 27 77 | 3 77 | | 0 78 | |
| 17:40 | 94 161 | 0 - | 30 77 | 16 77 | | 6 78 | 0 68 |
| 18:40 | 95 164 | 11 - | 35 84 | 36 79 | | 31 78 | 39 68 |
| 22:40 | 95 163 | 41 91 | 38 88 | 78 84 | | 177 78 | 208 68 |
| 14 02:40 | 90 156 | 60 89 | 40 89 | 90 81 | 0 - | 198 75 | 253 68 |
| 06:40 | 82 155 | 68 89 | 40 88 | 96 79 | 1 - | 204 71 | 269 67 |
| 10:40 | 88 159 | 73 89 | 40 80 | 98 76 | 2 - | 208 72 | 271 64 |
| 14:00 | 88 158 | 77 86 | 41 81 | 101 75 | 3 - | 210 69 | 272 64 |
| 18:40 | 87 159 | 78 87 | 41 87 | 102 79 | 4 - | 212 72 | 273 68 |
| 15 00:40 | 85 159 | 80 85 | 40 82 | 104 78 | 7 - | 215 72 | 274 66 |
| 06:40 | 86 159 | 80 88 | 40 78 | 105 78 | 9 - | 220 78 | 275 78 |

単位：井戸の深さcm, 水位上昇cm, EC $\mu\text{S}/\text{cm}$ 1984.11.13 10:40 注水開始 注水量 13.09 m^3 (4.55 ℓ/min 48時間)

表-3(b) I 3 注水試験(2)

| 井戸名 | H 2 | H 3 | G 2 1 | G 1 2 | G 1 3 | F 1 | F 4 |
|----------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 井戸の深さ | 121 | 149 | 139 | 130 | 230 | 214 | 210 |
| 日 時 刻 | 水位 上昇 EC |
| 13 17:40 | | 0 - | | | | 0 69 | 0 215 |
| 18:40 | 0 74 | 15 72 | | | | 1 73 | 0 221 |
| 22:40 | 0 74 | 56 72 | | | 5 - | 1 81 | 0 230 |
| 14 02:40 | 9 74 | 61 66 | 0 - | | 22 73 | 16 71 | 0 212 |
| 06:40 | 27 74 | 65 70 | 30 81 | 0 | 26 73 | 21 70 | 0 202 |
| 10:40 | 29 73 | 66 65 | 37 79 | 5 | 31 69 | 21 65 | 2 191 |
| 14:40 | 32 72 | 68 63 | 42 76 | 11 | 34 68 | 21 67 | 21 78 |
| 18:40 | 33 75 | 69 67 | 46 79 | 13 | 35 68 | 21 69 | 40 80 |
| 15 00:40 | 37 70 | 70 66 | 50 77 | 18 74 | 36 66 | 22 66 | 42 82 |
| 06:40 | 41 75 | 69 80 | 52 78 | 19 77 | 38 76 | 22 72 | 43 86 |

単位、注水開始、注水量：表-3(a)に同じ

E 1 1 から水が流入し、その電気伝導度は $90 \mu\text{S}/\text{cm}$ を示したが、15日の0時40分頃に、F 4 から最初に排出された電気伝導度の高い水が流入し、 $113 \mu\text{S}/\text{cm}$ に上昇したものと考えることが出来る。このような電気伝導度の変化の状況からも水の流れる状況を推測することが可能であろう。D 4 から下流の方への水の流れは、量としてかなり少なかったようで、水位の上昇は見られたが、電気伝導度の変動は小さかった。H 1 0 系列の井戸は上部までストレーナーを作つてあるので浅いところからの流入があったようで、豪雨時でもほとんど見られないような水位上昇を示した。そしてその水は地中のかなり深いところを流れ15日の5時20分にD 1 2 に到達し、 197 cm の急激な水位上昇を示したものと思われる。またこの水はR 4 に連絡しているよう A 2 より4時間も早い時期に水位上昇を示した。トレンチに近いA 4 に注水したとき、トレンチからの流出量は約37%，F 1 の場合は8%であった（表-1）。

E 1 2 と E 4 の間に設定したテンシオメータの動きを図-25に示した。I 3 に注

水した水の到達によって15日の9時に深

さ 80 cm と 120 cm のテンシオメータが大きい低下を示した。浅いものにはほとんど影響がなかったので、この土層における毛管現象による影響は数 10 cm 程度であろうと考えられた。15日は9時頃から翌日にかけておよそ 17 mm の降雨があった。深さ 20 cm と 40 cm のテンシオメータの低下はこの雨によるものであろう。

表-3(c) I 3 注水試験(3)

| 井戸名 | E 1 1 | | E 1 2 | | E 3 | |
|----------|----------|-----|----------|-----|----------|-----|
| | 井戸の深さ | 105 | 井戸の深さ | 136 | 井戸の深さ | 132 |
| 日 時 刻 | 水位 上昇 | E C | 水位 上昇 | E C | 水位 上昇 | E C |
| 14 02:40 | 0 | - | | | | |
| 06:40 | 4 | - | | | | |
| 10:40 | 11 | - | 0 | - | | |
| 14:40 | 14 | 66 | 40 | 90 | 0 | - |
| 18:40 | 14 | 69 | 41 | 93 | 43 | 69 |
| 15 00:40 | 15 | 68 | 41 | 113 | 46 | 71 |
| 06:40 | 16 | 72 | 42 | 102 | 48 | 76 |

単位、注水開始、注水量：表-3(a)と同じ

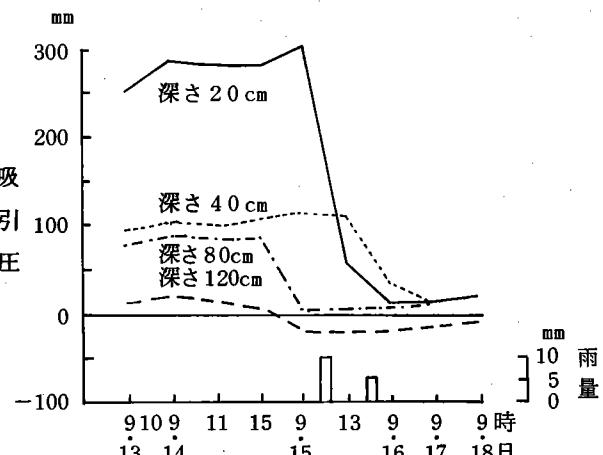


図-25 深さ別テンシオメータの吸引圧の変化
(1984.11.13に13井へ注水)

本研究の実施にあたり、波丘地利用実験実習施設の富沢徳重、富沢実の両技官に終始多大の協力をいただいた。また観測井の増設、地下水位や電気伝導度の測定、化学分析などは林学科学生、松本雅彦、村野剛彦の両君に協力いただいた。これらの方々に深謝する。

5. まとめ

多摩試験地の東の沢（A試験地）の沢底部に132本の観測井を設け、毎週、1年間に亘って、その地下水位や水の電気伝導度の季節や降水による変動を調べた。また湿润期であった春と乾燥期の秋に、これらの井戸から採水し、pHや溶存するCa, Mg, Na, Kなどのカチオンと電気伝導度の関係を調べた。さらに中・下流の6本の観測井に2~20m³の水を注入し、流下する水の流路と流速を調べ、流下に伴う水質変化を調べた。そしてそれらの関係や変化が沢底の地形的条件によってどのように支配されるかを検討した。その結果は次の通りである。

- (1) 降水による地下水位の変動は、上流より下流に行くに従って大きくなる。しかし比較的急な斜面の脚部や押し出し状構造のような地形の変化が大きいところで、さらに大きい変動を示すところが見られた。
- (2) 通常地下水位の高いところでは、降水による地下水位の変動は小さい傾向が見られた。
- (3) 沢底の中心線に近いところでは、表層地下水の電気伝導度は50~90μS/cmと一般に低いが、地形変化の大きいところや道路の下方では100~200μS/cm、あるいはそれ以上の値を示すところが見られた。
- (4) 井戸水のpHは、電気伝導度の高いところで高い傾向が見られた。
- (5) 一般に深い井戸は浅い井戸より地下水位の変動が小さく、電気伝導度やpHが高かった。
- (6) 地形変化の大きいところや道路の下部では、下層のパイプ群から表層のパイプ群への水の供給が多く、そのため電気伝導度やpHが高くなるものと考えられた。
- (7) 乾燥期は湿润期に比べて、電気伝導度が一般に高かったが、pHは逆に低くなる傾向が見られた。
- (8) 地下水の電気伝導度と溶存する2価カチオン(Ca²⁺, Mg²⁺)の相関はかなり高かったが、1価カチオン(K⁺, Na⁺)との相関は低かった。
- (9) 湿潤期には乾燥期より、同じカチオン濃度に比べて、いくらか高い電気伝導度を示す傾向が見られた。
- (10) 水の電気伝導度が高いほど、全溶存カチオン中の2価イオンの割合が高くなつたが、乾燥期にはほぼ80%，湿润期には70%で、ほぼ一定となつた。
- (11) 沢底の中・下流では注水試験を行い、表層地下水の流れを調べた結果では、中流では両端に、下流では西側に流路が発達し、水はその部分にあつまるようにして流れた。また中流の東側の水は、押し出し状構造の下端にある流路を通り、下流の西側流路に流入した。すなわち地形変化の大きいところにパイプ群が発達しやすいようである。
- (12) パイプ群中の水の流速は場所によってかなり異り、一般に0.5~10.0m/hrであった。また最も速いところでは3.9m/hrに達した。
- (13) 沢底部の観測井に電気伝導度が160μS/cmの水道水を流入すると、流下する水の電気伝導度は、ほとんど70~80μS/cmとなつた。したがつてこの沢底の表層土壌には流下する水を70~80

$\mu\text{S}/\text{cm}$ に維持しようとする強い緩衝能があることを示唆した。

参 考 文 献

- 水野直治(1984)：水溶液の電気伝導に対する各種イオン濃度の影響。土肥誌, 55(2), 103~108.
- 野口晴彦, 石原剛一, 上田晃司(1984)：谷頭部斜面の土層構造と水理特性。昭和58年度自然災害特別研究報告書, 谷頭部斜面に発生する地中水の挙動 第2報, 13~22.
- 野口晴彦, 塚本良則, 丹下 熱, 田中永晴, 東 玲子(1983)：小流域の林地における表層地下水の変動(I)。昭和57年度一般研究報告書, 林地の微気候ならびに栄養環境に及ぼす育林施業の基礎的研究, 47~61.
- 佐藤和夫, 山根一郎(1973a)：たん水土壤溶液に関する研究(第一報)。土肥誌, 44(7), 241~245.
- 佐藤和夫, 山根一郎(1973b)：たん水土壤溶液に関する研究(第二報)。土肥誌, 44(7), 246~250.
- 新藤静夫, 酒井 均(1983a)：丘陵地谷頭部斜面の水文学的応答(2)。昭和57年度自然災害特別研究, 谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動, 37~63.
- 新藤静夫, 田中芳則(1983b)：丘陵地谷頭部斜面の水文学的応答(1)。昭和57年度自然災害特別研究, 谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動, 15~37.
- 新藤静夫, 丹下 熱(1984a)：大降雨時における地中水の挙動と地下水流出特性。昭和58年度自然災害特別研究, 谷頭部斜面に発生する崩壊と地中水の挙動, 91~108.
- 新藤静夫, 丹下 熱(1984b)：降雨流出時の初期成分について、第3回水文学研究会・陸水物理研究会合同研究会, 要旨集, 13~14.
- Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M. (1981) : Detection of dynamic responses of subsurface water during a storm event with tensiometer and piezometer nests. ハイドロロジー, 11, 1~6.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T. and Noguchi, H. (1982) : Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield (Proceedings of the Exeter symposium, July 1982), IAHS Publ. no. 137, 89~98.
- 山本莊毅(1984)：地下水流速の実測。第3回水文学研究会・陸水物理研究会合同研究会, 要旨集, 27.

VIII Characteristics of groundwater chemistry in the Hachioji experimental basin

Tadashi Tanaka and Takashi Yamazaki*

Characteristics of groundwater chemistry in the Hachioji experimental basin

Tadashi Tanaka and Takashi Yamazaki*

Introduction

Recent progresses in drainage basin hydrology have stressed the importance of groundwater flow in the hydrological cycle of a basin. Some hydrologists such as Fritz *et al.* (1976) and Sklash and Farvolden (1979) have postulated the importance of groundwater flow as the main contributor of storm runoff. The problem is discussed by many hydrologists and among them Sklash and Farvolden (1979) claimed that most of the recent literatures on storm runoff generation have overlooked true groundwater flow as a significant and an active factor in the storm runoff processes. In the past decade, basin-wide tracer experiments using environmental isotope techniques have demonstrated that groundwater flow often dominates storm runoff in humid to sub-humid regions.

In spite of the hydrological significance of groundwater flow, the groundwater chemistry in the field situation has not been made so clear as to take account of the phenomena in elucidating the stream water chemistry of a basin.

The purpose of the paper is to describe the characteristics of the groundwater chemistry observed in our Hachioji experimental basin over a half-year period from May to October in 1983.

Study area

Preliminary study was carried out in the Hachioji experimental basin which is located in the western suburbs of Tokyo (Fig. 1). The experimental basin is a small forested drainage basin with an area of approximately 2.2 ha. The basin lies within the Tama hills which are underlain by the Pliocene Miura Group and the Pleistocene Narita Group. The former is composed of sand, mud and gravel, and the latter of gravel and volcanic ash soil. The topography of the basin is marked with a typical dissected diluvial hill having a wide and gently sloping valley floor with steeper hill-side slopes. The surface soil is composed of clayey loam and silty clay. The vegetation consists of dense deciduous trees approximately 15 m in height and sparse bamboos 1–2 m high with a dense ground cover of ferns and small shrubs (Tanaka, *et al.*, 1981).

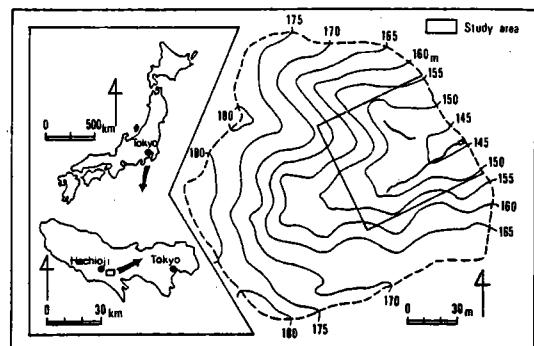


Fig. 1 Location of the study area.

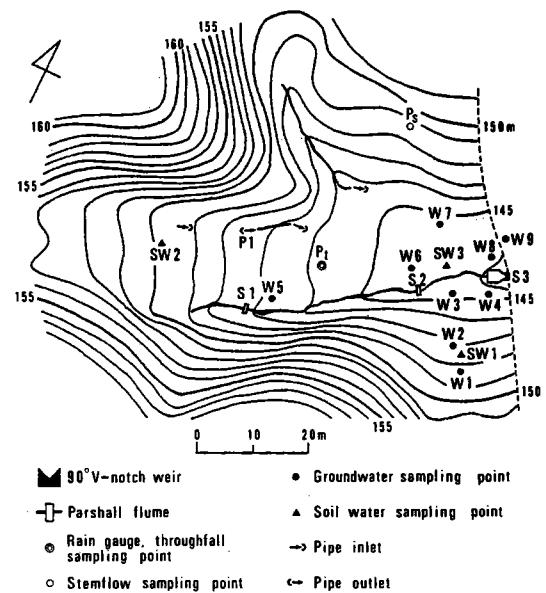


Fig. 2 Map of the instrumented valley floor and water sampling sites.

Instrumentation and method

Within the drainage basin, the valley floor was instrumented for the intensive study. Figure 2 shows the sites of instrumentations in the basin. Precipitation was measured by a tipping bucket recording gauge and water discharge from the basin was automatically recorded at three sites using a 90° V-notch weir and two Parshall

* Mitsui Consultants Company Ltd., Tokyo.

flumes of 3- and 5-inch, respectively. Groundwater levels in the well network were also automatically recorded by water level recorders of a float type. Figure 2 also shows water sampling sites for chemical analyses of various components of the hydrological cycle such as throughfall, stemflow, stream water, soil water and groundwater. Rainwater was sampled at the site located at about 100 m apart from the basin.

Water samples were taken usually at weekly or at an interval of 10 days at 19 sites along various parts of the drainage system. Samples were brought back to the laboratory and processed by the customary procedure of a filtration. Then water samples were analyzed by using a plasma quantometer of Model 975 type manufactured by Jarrell-Ash Ltd. for Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ and Si in the Chemical Analysis Center, University of Tsukuba. In total, 186 shallow groundwater samples were collected during a half-year period from May to October in 1983. These samples make it possible to characterize the groundwater chemistry of the basin.

Results and discussion

Mean concentrations of major-cation and silicon in rainwater, throughfall, stemflow, stream water, soil water and groundwater are presented in Table 1. Concentrations of five solutes in rainwater are generally low. In contrast to rainwater, other different waters of various components of the hydrological cycle gradually increase their solute concentrations as water moving through the ecosystem of the basin. Groundwater has the highest mean concentrations of nearly all solutes with the exception of K^+ . Stream water has relatively high concentrations of all solutes except K^+ comparing with the data of rainwater. This fact indicates that solutes dissolved in stream water are concentrated through the processes of the hydrological cycle within the basin. An interesting aspect of the data represented in Table 1 is that the chemistry of stream water is almost identical to that of groundwater.

The statistical data for the chemistry of groundwater sampled at nine wells are listed in Table 2. Calcium and silicon are the dominant solutes in groundwater with

Table 1 Mean concentrations of major-cation and silicon in waters of various components of the hydrological cycle (May ~ October, 1983).

| Component | Number of samples (n) | Ca^{2+} (mg/l) | Mg^{2+} (mg/l) | Na^+ (mg/l) | K^+ (mg/l) | Si (mg/l) |
|--------------|-----------------------|-------------------------|-------------------------|----------------------|---------------------|-----------|
| Rainwater | 14 | 0.88 | 0.13 | 0.98 | 0.20 | 0.17 |
| Throughfall | 19 | 1.27 | 0.48 | 0.99 | 0.61 | 0.22 |
| Stemflow | 21 | 3.14 | 1.16 | 1.32 | 1.77 | 0.57 |
| Stream water | 21 | 6.39 | 2.99 | 4.59 | 0.18 | 10.46 |
| Soil water | 46 | 5.86 | 3.66 | 4.47 | 0.24 | 9.61 |
| Groundwater | 186 | 9.79 | 3.28 | 4.99 | 0.20 | 10.85 |

mean concentrations of 9.79 and 10.85 mg/l, respectively. Groundwater contains only minor concentrations of K^+ of which concentrations are usually less than 0.7 mg/l. Statistical values calculated for each well show that as far as concerning the individual wells groundwater of the basin has a chemistry that lies within a relatively narrow range of concentrations with exceptions of Ca^{2+} and K^+ . On the other hand, the statistical data of Ca^{2+} concentrations indicate the existing possibility of the spatial variability in solute concentrations of groundwater. In order to interpret possible spatial patterns in the chemical data of groundwater, some mapping techniques have been used. However, we could find out no well-defined pattern of the spatial variability. It seems that this absence of the spatial variability in the chemical data of groundwater would be attributed to the irregularity of mineralogical conditions of soils and geological units within the basin.

The time variability of concentrations of major-cation and silicon at sites W-4, W-5, W-7 and W-8 in the basin is shown in Fig. 3. For all solutes, these four sites represent any one of concentration ranges among the sampling

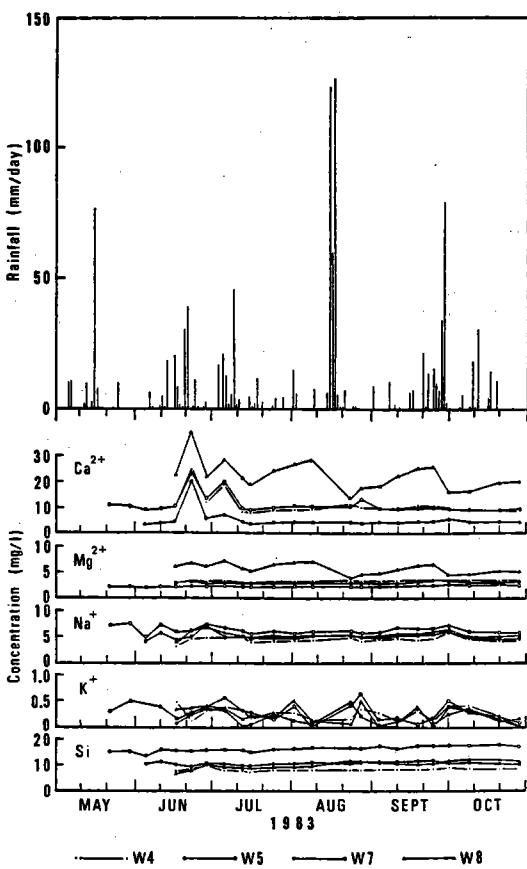


Fig. 3 Time variations of concentrations of major-cation and silicon in groundwater.

Table 2 Statistical summary of the groundwater chemistry (May ~ October, 1983).

| Site number | Statistics | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | K ⁺ | Si |
|----------------------------|---------------|------------------|------------------|-----------------|----------------|-------|
| W-1 | Mean (mg/l) | 10.70 | 3.94 | 5.14 | 0.22 | 9.57 |
| Well depth (m) 1.7 | Median (mg/l) | 9.71 | 3.92 | 5.04 | 0.17 | 9.15 |
| Screen depth (m) 1.3 ~ 1.7 | Max. (mg/l) | 26.37 | 4.57 | 7.45 | 0.45 | 13.74 |
| Number of samples (n) 22 | Min. (mg/l) | 6.89 | 3.22 | 3.18 | 0.0 | 7.94 |
| | SD* (mg/l) | 3.83 | 0.35 | 0.83 | 0.15 | 1.29 |
| | CV** (%) | 35.8 | 8.9 | 16.2 | 68.2 | 13.5 |
| W-2 | Mean (mg/l) | 7.01 | 2.47 | 4.81 | 0.15 | 12.33 |
| Well depth (m) 2.0 | Median (mg/l) | 5.03 | 2.35 | 4.70 | 0.08 | 12.31 |
| Screen depth (m) 1.0 ~ 1.8 | Max. (mg/l) | 23.25 | 3.59 | 6.24 | 0.42 | 13.72 |
| Number of samples (n) 19 | Min. (mg/l) | 3.98 | 1.93 | 3.07 | 0.0 | 10.60 |
| | SD* (mg/l) | 5.27 | 0.48 | 0.65 | 0.14 | 0.81 |
| | CV** (%) | 75.2 | 19.4 | 13.5 | 93.3 | 6.6 |
| W-3 | Mean (mg/l) | 5.91 | 2.79 | 4.72 | 0.12 | 9.80 |
| Well depth (m) 2.9 | Median (mg/l) | 5.04 | 2.73 | 4.65 | 0.10 | 9.82 |
| Screen depth (m) 1.9 ~ 2.9 | Max. (mg/l) | 23.70 | 3.24 | 5.66 | 0.41 | 11.28 |
| Number of samples (n) 19 | Min. (mg/l) | 4.32 | 2.52 | 4.11 | 0.0 | 8.70 |
| | SD* (mg/l) | 4.40 | 0.19 | 0.38 | 0.11 | 0.54 |
| | CV** (%) | 74.5 | 6.8 | 8.1 | 91.7 | 5.5 |
| W-4 | Mean (mg/l) | 10.80 | 3.18 | 4.44 | 0.26 | 8.44 |
| Well depth (m) 2.0 | Median (mg/l) | 9.52 | 3.20 | 4.45 | 0.27 | 8.33 |
| Screen depth (m) 1.5 ~ 1.8 | Max. (mg/l) | 24.44 | 3.67 | 5.95 | 0.48 | 10.26 |
| Number of samples (n) 19 | Min. (mg/l) | 7.65 | 2.77 | 3.19 | 0.0 | 7.74 |
| | SD* (mg/l) | 3.96 | 0.26 | 0.53 | 0.13 | 0.54 |
| | CV** (%) | 36.7 | 8.2 | 11.9 | 50.0 | 6.4 |
| W-5 | Mean (mg/l) | 10.99 | 2.21 | 6.14 | 0.28 | 16.42 |
| Well depth (m) 2.6 | Median (mg/l) | 10.05 | 2.22 | 5.95 | 0.26 | 16.29 |
| Screen depth (m) 1.8 ~ 2.6 | Max. (mg/l) | 23.61 | 2.50 | 7.47 | 0.65 | 17.85 |
| Number of samples (n) 24 | Min. (mg/l) | 8.77 | 1.82 | 4.76 | 0.02 | 13.91 |
| | SD* (mg/l) | 3.45 | 0.16 | 0.70 | 0.17 | 0.98 |
| | CV** (%) | 31.4 | 7.2 | 11.4 | 60.7 | 6.0 |
| W-6 | Mean (mg/l) | 9.16 | 3.42 | 4.66 | 0.17 | 9.60 |
| Well depth (m) 2.1 | Median (mg/l) | 7.93 | 3.36 | 4.65 | 0.12 | 9.64 |
| Screen depth (m) 1.7 ~ 2.1 | Max. (mg/l) | 28.57 | 4.11 | 6.05 | 0.68 | 11.22 |
| Number of samples (n) 24 | Min. (mg/l) | 5.88 | 2.91 | 3.85 | 0.0 | 7.38 |
| | SD* (mg/l) | 5.64 | 0.36 | 0.49 | 0.16 | 0.91 |
| | CV** (%) | 61.6 | 10.5 | 10.5 | 94.1 | 9.5 |
| W-7 | Mean (mg/l) | 5.17 | 2.94 | 5.03 | 0.15 | 10.86 |
| Well depth (m) 2.3 | Median (mg/l) | 4.28 | 2.87 | 4.93 | 0.10 | 10.81 |
| Screen depth (m) 2.0 ~ 2.3 | Max. (mg/l) | 20.03 | 3.60 | 7.01 | 0.48 | 11.95 |
| Number of samples (n) 21 | Min. (mg/l) | 3.44 | 2.70 | 4.01 | 0.0 | 9.80 |
| | SD* (mg/l) | 3.41 | 0.21 | 0.63 | 0.15 | 0.60 |
| | CV** (%) | 66.0 | 7.1 | 12.5 | 100.0 | 5.5 |
| W-8 | Mean (mg/l) | 22.33 | 5.71 | 5.28 | 0.25 | 10.40 |
| Well depth (m) 2.0 | Median (mg/l) | 21.49 | 5.64 | 5.17 | 0.22 | 10.78 |
| Screen depth (m) 1.5 ~ 1.8 | Max. (mg/l) | 38.96 | 7.24 | 7.14 | 0.51 | 12.31 |
| Number of samples (n) 19 | Min. (mg/l) | 13.27 | 3.66 | 3.93 | 0.04 | 7.15 |
| | SD* (mg/l) | 5.67 | 0.98 | 0.70 | 0.15 | 1.39 |
| | CV** (%) | 25.4 | 17.2 | 13.3 | 60.0 | 13.4 |
| W-9 | Mean (mg/l) | 6.04 | 2.88 | 4.71 | 0.19 | 10.27 |
| Well depth (m) 2.1 | Median (mg/l) | 4.52 | 2.87 | 4.56 | 0.12 | 10.26 |
| Screen depth (m) 1.6 ~ 2.0 | Max. (mg/l) | 24.03 | 3.16 | 5.82 | 0.55 | 11.24 |
| Number of samples (n) 19 | Min. (mg/l) | 3.90 | 2.50 | 3.82 | 0.0 | 9.03 |
| | SD* (mg/l) | 4.94 | 0.20 | 0.55 | 0.17 | 0.57 |
| | CV** (%) | 81.8 | 6.9 | 11.7 | 89.5 | 5.6 |

*: Standard deviation

**: Coefficient of variation

wells: highest, lowest and intermediate ones.

Seasonal variations of solute concentrations in groundwater are not observed markedly throughout a half-year period with the exception of Ca^{2+} . The highest Ca^{2+} concentrations in all sites are observed during the period of a Bai-u rainy season. This is presumably a leaching effect. Calcium and magnesium ions at the site W-8 show the cyclical variation to wetness conditions of the basin. During the periods of dry conditions these cations gradually increase their concentrations and rapidly decrease its concentrations just after the heavy rainfall. These phenomena indicate that within the aquifer the accumulation and the dissolution of these cations would be attained relatively in a short time period. This response is particularly evident for the storm event. Figure 4 shows time variations of water level fluctuations and Ca^{2+} concentrations observed at sites W-2 and W-6 during the storm event caused by the Typhoon 8310. Calcium ion of the wells has a tendency to increase their concentrations just after the water level rise. This figure represents an example of the variation of solute concentrations in groundwater to be affected quite sensitively according to water level fluctuations. In general speaking, the most commonly quoted order of solubility is $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Si} > \text{Al} > \text{Fe}$ (Selby, 1982). Therefore, it can be considered that calcium is the most rapid release of ions into solution. Consequently, quick responses of Ca^{2+} concentrations to water level fluctuations would appear during the storm event as can be seen in Fig. 4.

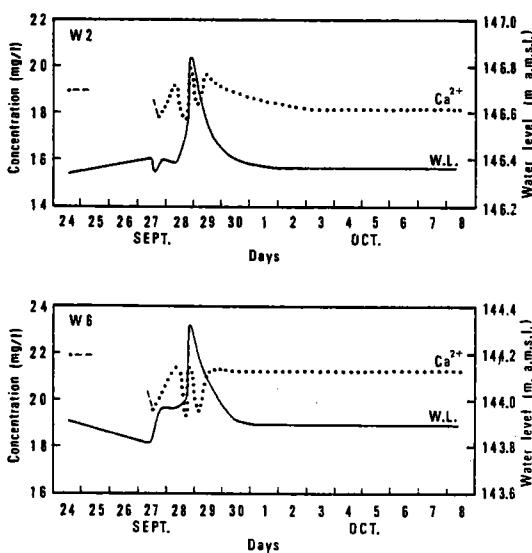


Fig. 4 Time variations of water level fluctuations and Ca^{2+} concentrations at sites W-2 and W-6 during the storm event caused by the Typhoon 8310.

Concentrations of K^+ in groundwater change in a different way compared to the other ions. Potassium ion concentrations are relatively high just after the rainfall and show a decrease afterwards. A similar feature of time variations of K^+ observed in groundwater of the basin has also been reported as the characteristics of the stream water chemistry by many authors such as Edwards, 1973; Schwartz and Milne-Home, 1982 and Duysings *et al.*, 1983. It has been suggested that the fluctuations of K^+ in stream water would be affected by the biological activity (Edwards, 1973) or by the preferential fixation of K^+ in the soil (Duysings *et al.*, 1983). However, the mechanism of the complex behavior of K^+ in both chemistries of stream water and groundwater is not well understood at the present time. Time variations of Na^+ and Si concentrations in groundwater are rather constant over a half-year period.

The characteristics of the groundwater chemistry mentioned above will give an important clue to interpret the stream water chemistry of the basin. Interpretations of the relationships between the chemistry of stream water and that of groundwater of the basin will be discussed elsewhere.

Acknowledgments

The authors wish to express their gratitude to Dr. I. Tange, Professor of Tokyo University of Agriculture and Technology, for providing facilities to undertake the study. The authors also wish to thank Miss F. Kurata for her helpful advice for chemical analyses.

This research was partly supported by a Grant-in-Aid for Research in Natural Disasters from the Ministry of Education, No. 58020010 and also partly supported by the Tokyu Fundation for Better Environment, No. 5737.

References

- Duysings, J.J.H.M., Verstraten, J.M. and Bruynzeel, L. (1983): *Jour. Hydrol.*, 64, 357-375.
- Edwards, A.M.C. (1973): *Ibid.*, 18, 219-242.
- Fritz, P., Cherry, J.A., Weyer, K.U. and Sklash, M.G. (1976): *Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology*, IAEA, 113-130.
- Schwartz, F.W. and Milne-Home, W.A. (1982): *Jour. Hydrol.*, 57, 267-290.
- Selby, M.J. (1982): *Hillslope materials and processes*, 264pp., Oxford University Press, Oxford.
- Sklash, M.G. and Farvolden, R.N. (1979): *Jour. Hydrol.*, 43, 45-65.
- Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M. (1981): *Hydrology*, 11, 1-7.

Key words: Groundwater chemistry, solute concentration, hydrological cycle, Hachioji experimental basin.

IX 水循環過程における水質特性

—多摩丘陵源流域を例として—

田 中 正 ・ 山 崎 崇

水循環過程における水質特性 —多摩丘陵源流域を例として—

田 中 正*・山 崎 崇**

1. はじめに

河川水の水質形成には数多くの因子（土壤的・地質的・化学的・生物的・水文的・人為的など）が関与し、その形成機構は非常に複雑である。しかし、流域における物質循環を考える場合、水以外の物質の多くは、対象流域の水循環に全面的にあるいは部分的に重なり合って循環を繰り返しているものと考えられ、基本的には流域の水循環過程との関連において河川水の水質形成を考察することが重要であろう。

一般に、河川水の溶存成分濃度は降雨流出時に減少し、低水時に増加することが報告されている。降雨流出時における溶存成分濃度の希釈の程度は、対象流域の流出機構と密接に関連しているものと考えられる。近年における森林流域での流出機構に関する研究の進展は目ざましく、従来考えられてきた流出機構とは異なった考え方方が提示されつつある。こうした流出機構に関する新たな研究成果との対応において、降雨流出時における水質形成を再検討する必要もある。

本研究では、多摩丘陵の一角に設定した小試験流域を対象にして、約半年間にわたって水流の溶存成分濃度を明らかにした。その際、流域の水循環過程を念頭に置き、降雨から流出に至る水の循環経路における溶存成分濃度も明らかにするように努めた。水質分析は全主要イオンを対象にして実施したが、一部のサンプルについて陰イオンの分析が終了していないので、本報告では主として陽イオンを考察の対象とした。未だ解析が充分に進んでいないため、水流の溶存成分濃度を定量的に解釈するまでには至っていない。ここでは分析データに基づいて定性的な記述をすることにする。

2. 試験流域の概要および調査方法

(1) 試験流域の概要

試験流域は東京都八王子市堀の内、東京農工大学波丘地利用実験実習施設内に設置されている（第1図）。流域は多摩丘陵の北縁に位置し、多摩川の支流大栗川の一源流部を構成している。流域の標高は144～183 m、流域面積は0.022 km²である。

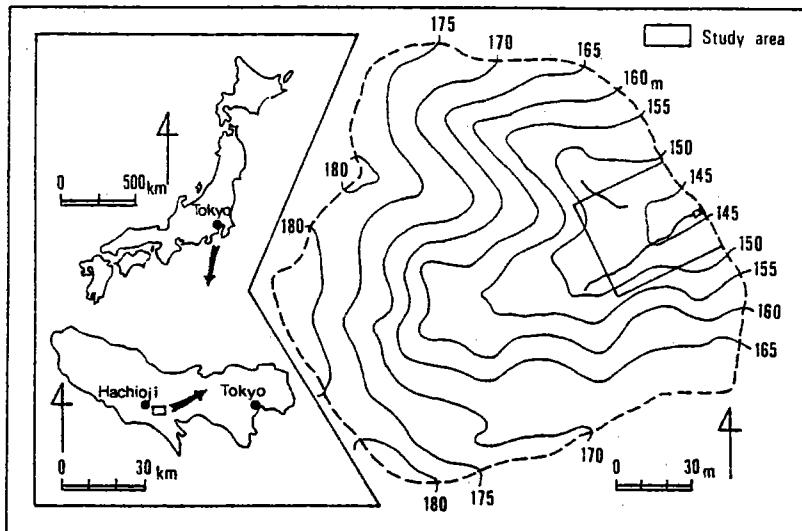
試験流域付近の地質は、下位から上位に平山砂層、三沢泥岩層、連光寺互層、御殿峠礫層および関東ローム層が分布する（寿円・原田、1961）が、本流域の主たる構成層は連光寺互層（標高140～160 m）、御殿峠礫層（標高160 m以上）および関東ローム層である。

谷底の表層約2 mは、シルトおよび粘土分を主体とした埴壤土（clay loam）およびシルト質埴土（silty clay）から構成されている。これら谷底の堆積物は、粒度組成の上から判断すると、オリジナルな関東ローム層とは異なり、いわゆる二次堆積物であるものと思われる。

植生はクヌギ、コナラを主体とする落葉広葉樹が流域のほぼ全域を占めている。斜面では背丈2～3 mの竹が密生し、谷底では春から夏にかけてシダ類が繁茂する自然流域である。

* 筑波大学地球科学系

** 筑波大学自然科学類学生



第1図 研究対象流域

(2) 調査方法

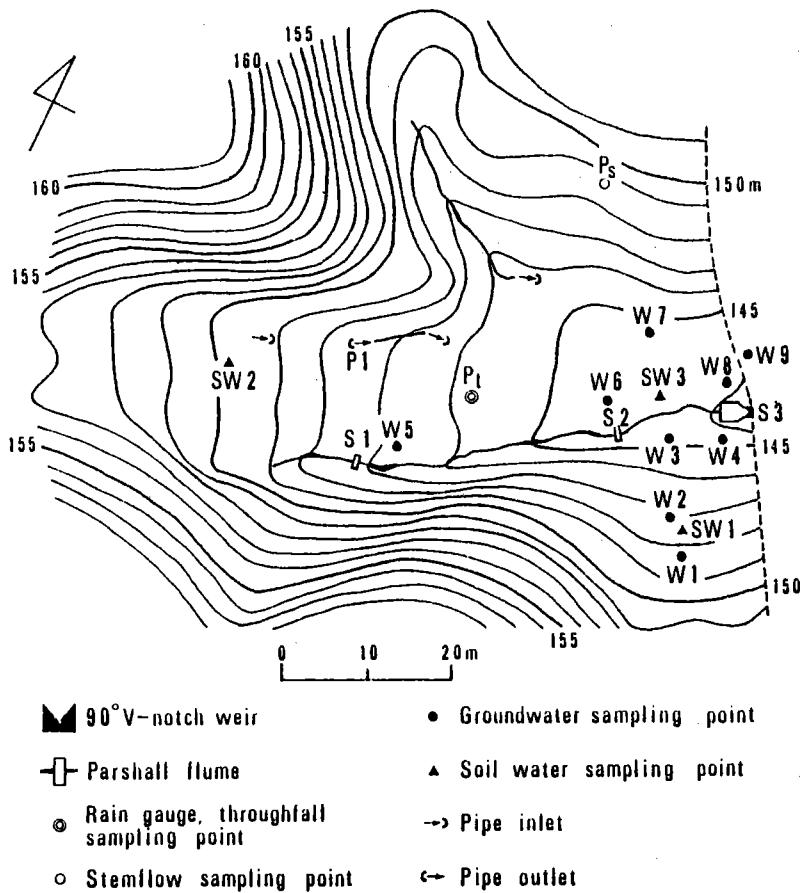
長期的な溶存成分の濃度変化を明らかにするため、1983年5月から10月までの半年間にわたって、7～10日に1回の割合で降雨、林内雨、樹幹流、水流、パイプ流、地下水についてそれぞれ採水を行なった。また、調査期間中、数回にわたって土壤水の採水を実施した。さらに、降雨流出時における溶存成分の濃度変化を明らかにするため、台風8310号に伴う流出を対象に、流出の開始から終了に至るまで適宜採水を実施した。台風8310号は、9月26日13時から29日4時までに総降水量125.5 mmを記録した。

各試水の採水地点を第2図に示す。流域への入力となる降雨については、試験流域から約100m離れた林外地にロートを取り付けたポリエチレンビンを設置して採水した。林内雨は谷底のほぼ中央に設置されている自記雨量計にビニールチューブを接続し、これをポリエチレンビンに貯留して採水した。樹幹流はPsの地点においてコナラの樹幹にビニールチューブを螺旋状に巻き付け、これをポリエチレンバケツに貯留して採水した。

水流の採水は3地点で実施した。S-1地点は最上流部にあたり、この地点には3インチのパーシャル型流量計が設置されている。S-2地点には5インチのパーシャル型流量計が設置されており、この地点においては降雨流出時における浮遊砂のサンプリングが行なわれている。S-3地点は流域の最下流端に位置し、90°の三角堰が設置されている。

パイプ流の採水はP-1地点において実施した。このパイプは、地表面下約60cmの位置にパイプの出口を有する表層土壤中に形成されたものである。パイプ出口の直径は約20cmである。このパイプの上流約10mの地点には、地表に開口したパイプの入口が存在し、大雨時には上流で発生した地表流がこの入口からパイプ中に流れ込み、表層土壤中を通過する復帰流となってP-1地点から再び地表に流出する現象が観察されている。また、無降雨時においても周辺地下水からの涵養によってこのパイプからは絶えず水が流出している。

土壤水はSW-1～SW-3の3地点において採水した。SW-1とSW-3地点においては深度



第2図 観測施設の配置

40, 80, 120 cm の 3 深度において、SW - 2 地点においては深度40, 80cmの 2 深度において土壤水を採取した。各深度における土壤水の採取には、大起理化製土壤溶液採取装置（DIK - 3900）を使用した。

地下水は流域内 9 カ所の観測井を利用して採水を行なった。W - 1 ~ W - 4 は斜面に沿って分布し、W - 5 ~ W - 9 は谷底沿いに分布している。採水の対象となった観測井深度は 1.7 ~ 2.9 m である。

本研究で実施した水質分析項目は、陽イオンとして Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , 陰イオンとして SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- および 4.3 Bx である。この他に Si についても分析を行なった。水質分析には筑波大学分析センターを利用した。陽イオンおよび Si をプラズマ発光分光分析装置（Jarrell-Ash 製, MODEL 975）で、陰イオンをイオノクロマト分析装置（横河電気製作所製, MODEL IC-100）を用いて分析した。また、4.3 Bx は国土調査法に基づき滴定法によって分析を行なった。処理したサンプル数は合計 562 サンプルである。

なお、本試験流域における他の観測施設の概要については、Tanaka et al. (1981)を参照されたい。

3. 半年間における溶存成分の濃度変化

流域への入力となる降雨、林内雨、樹幹流の陽イオンと Siについて、調査期間中に採取したサンプルの平均濃度を示したのが第1表である。いずれの陽イオンも、平均的には降雨→林内雨→樹幹流の順に濃度を増している。第1表に示した降雨、林内雨、樹幹流それぞれの Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ の平均濃度は、丹下(1982)が三重県の美杉試験地(樹種はスギとヒノキ)において1981年4月～11月に測定したそれぞれの値の平均値にはほぼ等しい。また、相馬・生原(1983)が、群馬県大谷山演習林(樹種はスギとヒノキ)で1978年9月～1980年8月かけて測定した降雨、林内雨、樹幹流それぞれの Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ の平均濃度に近い値を示している。これらのことから、調査期間中に本流域へ付加された陽イオン濃度は、森林流域において通常測定される値を示していたものと考えられる。

第1表 降雨、林内雨、樹幹流の陽イオンの平均濃度(1983年5月～10月)

| | サンプル数 (n) | Ca^{2+} (mg/l) | Mg^{2+} (mg/l) | Na^+ (mg/l) | K^+ (mg/l) | Si (mg/l) |
|-----|--------------|----------------------------|----------------------------|-------------------------|------------------------|--------------|
| 降雨 | 14 | 0.88 | 0.13 | 0.98 | 0.20 | 0.17 |
| 林内雨 | 19 | 1.27 | 0.48 | 0.99 | 0.61 | 0.22 |
| 樹幹流 | 21 | 3.14 | 1.16 | 1.32 | 1.77 | 0.57 |

次に、水流およびパイプ流の陽イオンと Siの平均濃度を示したのが第2表である。水流およびパイプ流の陽イオン濃度は、 K^+ を除いて降雨、林内雨、樹幹流のそれに比較していずれも高い値を示している。 K^+ 濃度は林内雨、樹幹流で高く、水流およびパイプ流の平均濃度はこれらに比較してやや低い値を示している。水流の各陽イオン濃度は下流に流下するにつれて濃度を増す傾向にある。

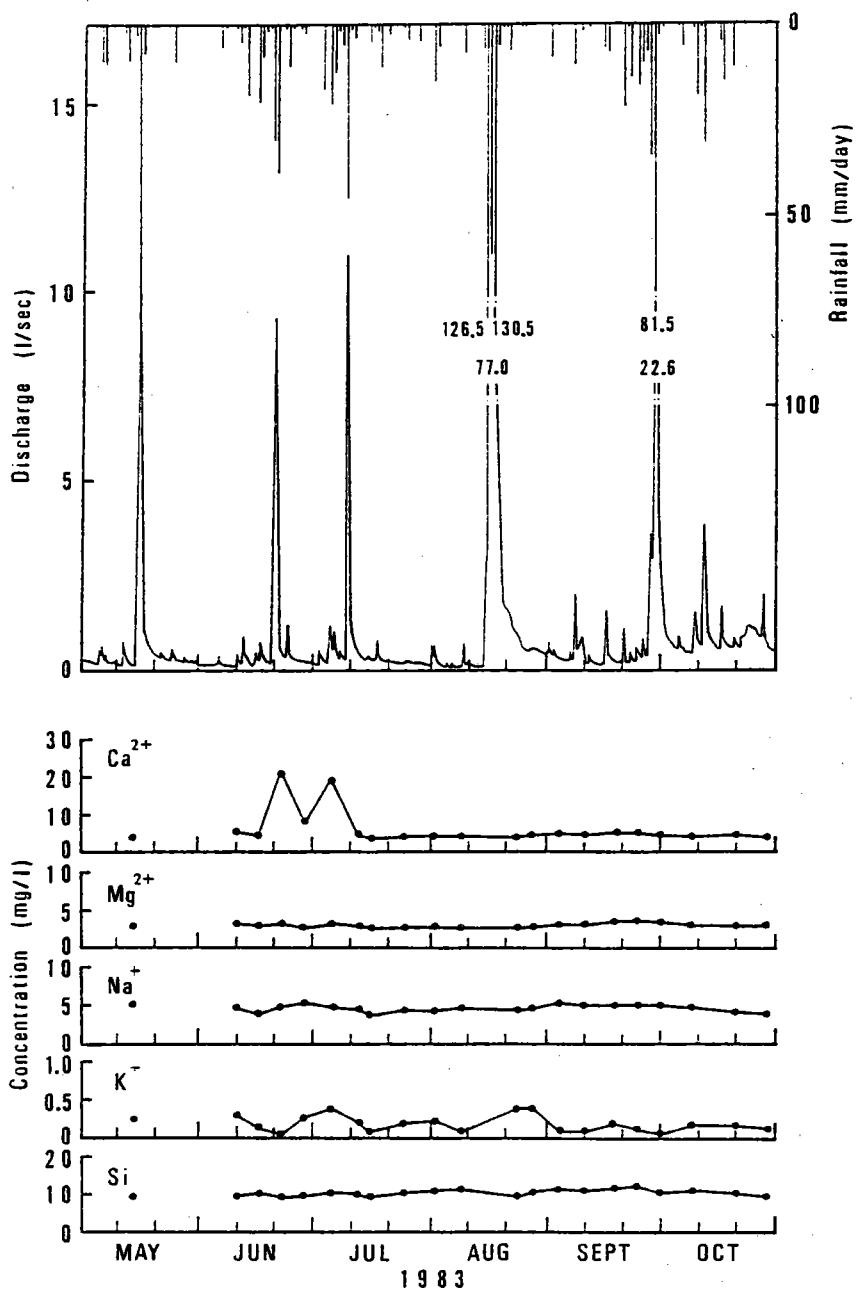
第2表 水流およびパイプ流の陽イオンの平均濃度(1983年5月～10月)

| 測定地点 | サンプル数 (n) | Ca^{2+} (mg/l) | Mg^{2+} (mg/l) | Na^+ (mg/l) | K^+ (mg/l) | Si (mg/l) |
|-------|--------------|----------------------------|----------------------------|-------------------------|------------------------|--------------|
| S - 1 | 24 | 4.15* | 2.63 | 4.32 | 0.15 | 8.96 |
| S - 2 | 24 | 4.24* | 2.61 | 4.18 | 0.16 | 9.53 |
| S - 3 | 21 | 4.88* | 2.99 | 4.59 | 0.18 | 10.46 |
| P - 1 | 23 | 4.87* | 3.07 | 4.77 | 0.12 | 10.18 |

* 6/22と7/5の測定値を除く

第3図は、S - 3地点(流域最下流端)での半年間にわたる水流の各陽イオンの濃度変化をしたものである。 Mg^{2+} , Na^+ およびSiの濃度には大きな変動は見られない。 Ca^{2+} は6月から7月にかけての梅雨期に濃度を増加させるが、7月中旬以降においてはほぼ一定した値を示している。 K^+ は陽イオンの中では最も変動が大きく、濃度の増大、減少を繰り返している。

この様に、多くの陽イオンにおいてあまり大きな変動傾向が見られない理由の一つは採水の時間間隔にあるものと思われる。すなわち、本流域では流域規模が小さいこともあって、一雨による流出が数日間にわたって継続することは稀である。このため、7～10日に1回の採水間隔では本流域で発生するであろう全流量範囲をカバーすることができなかったものと思われる。また、1983年は例年



第3図 S-3地点における水流の陽イオンの濃度変化

に比較して降雨が少なかったこともあり、採水時の水流流量はそのいずれもが1ℓ/sec以下であった。これらのことから、第3図に示した陽イオンの濃度変化は、本流域での基底流出状態での濃度変化を示しているものと考えられる。降雨流出時における濃度変化については後に述べることにする。

梅雨期に見られる Ca^{2+} 濃度の増大は、いわゆる洗脱効果(leaching effect)に起因した現象であるものと考えられる。すなわち、冬期から春先にかけての渴水期において、土壤および帶水層中で Ca^{2+} の集積が行なわれ、この期間中に集積された Ca^{2+} がそれに続く梅雨期の降雨の浸透水によって洗い出された結果と解釈することができる。梅雨期における同様な現象は Mg^{2+} についても見ることができる。低水が永く続いた後の多量の降雨に伴う洗脱効果によって、河川水中のイオン濃度が著しく増大する現象はEdwards(1973)によって報告されている。しかし、第3図に見られる Ca^{2+} の梅雨期における濃度の増大が、洗脱効果に基づく現象であるか否かは今後さらに調査を継続して確かめる必要がある。

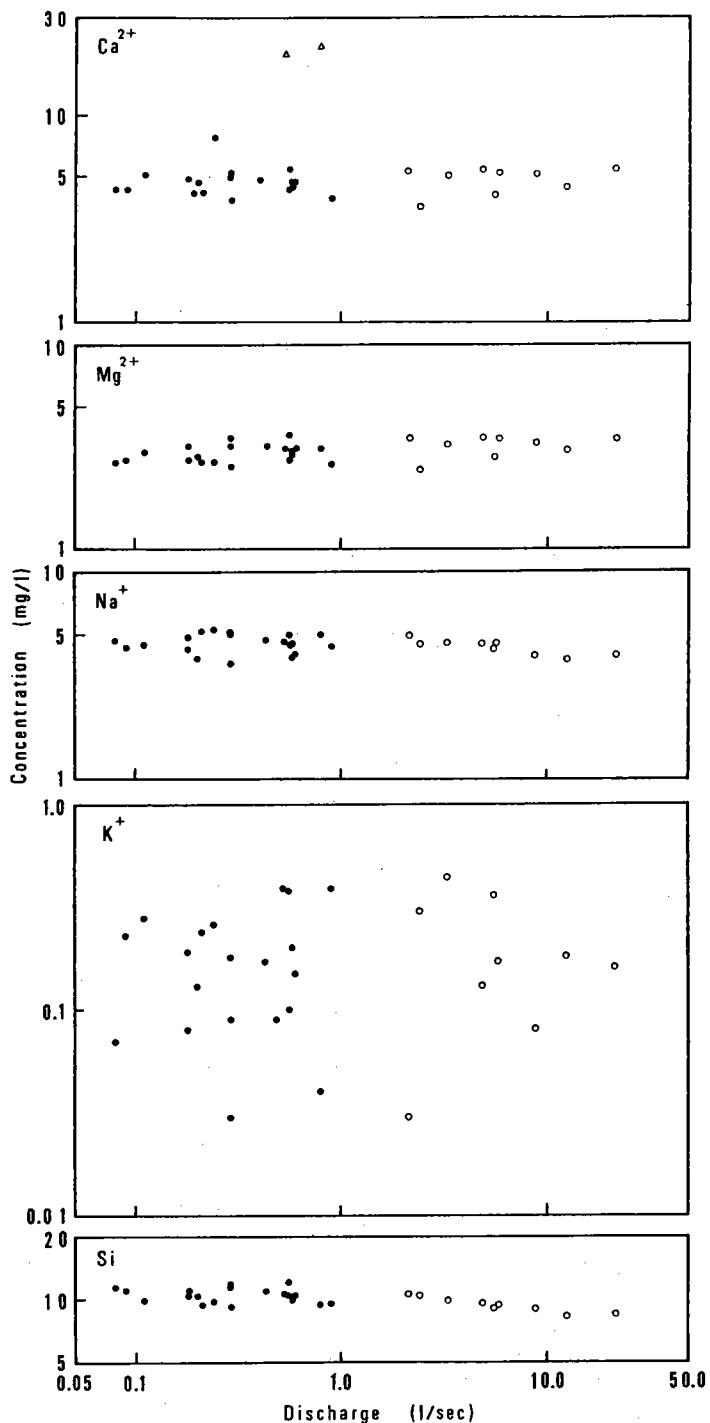
K^+ 濃度の増減は後に示すように水流の流量の増減とは必ずしもよい対応を示さない。第3図に見られる K^+ の濃度変化は、降雨の後数日を経て濃度が低下する傾向にある。これと同様な現象はDuyssing et al.(1983)によって報告されており、彼らはその原因を K^+ の土壤粒子への選択吸着性に由来するものとしている。

第4図は、S-3地点における水流の各陽イオン濃度と流量との関係を示したものである。図中の○印は後述する台風8310号に伴う流出時のデータである。また、 Ca^{2+} の図に見られる△印は梅雨期のデータである。第4図から明らかなように、本流域における水流の各陽イオン濃度は、 K^+ を除いて流量の増減には関係なくほぼ一定値を維持している傾向にある。 Na^+ と Si において流量の増大に伴ってわずかながらイオン濃度の低下が認められるが、一般に指摘されている程にイオン濃度の低下は顕著ではない。

土壤水および地下水に含まれる各陽イオンと Si の平均濃度を第3表および第4表に示す。土壤水、地下水に含まれる各陽イオン濃度は、 K^+ を除いて降雨のそれに比較して高い値を示している。また、地下水の陽イオン濃度は、 Na^+ を除いて場所による濃度差が大きいことが特徴的である。この傾向は Ca^{2+} に特に顕著であり、今回測定した9カ所の地点においてさえも場所による濃度差には約5倍の開きがある。

第3表 土壤水の陽イオンの平均濃度(1983年5月~10月)

| 測定地点 | 深度(cm) | サンプル数(n) | Ca^{2+} (mg/ℓ) | Mg^{2+} (mg/ℓ) | Na^+ (mg/ℓ) | K^+ (mg/ℓ) | Si (mg/ℓ) |
|------|--------|----------|-------------------------|-------------------------|----------------------|---------------------|--------------------|
| SW-1 | 40 | 6 | 4.48 | 3.29 | 3.30 | 0.24 | 7.42 |
| | 80 | 6 | 6.57 | 4.48 | 4.45 | 0.17 | 7.73 |
| | 120 | 6 | 4.40 | 3.10 | 5.40 | 0.25 | 9.74 |
| SW-2 | 40 | 7 | 6.71 | 3.79 | 4.45 | 0.11 | 10.54 |
| | 80 | 7 | 5.35 | 3.37 | 4.39 | 0.18 | 9.32 |
| SW-3 | 40 | 4 | 5.15 | 2.99 | 4.22 | 0.35 | 10.42 |
| | 80 | 5 | 7.23 | 4.02 | 4.94 | 0.29 | 11.15 |
| | 120 | 5 | 6.98 | 4.21 | 4.61 | 0.35 | 10.53 |
| 平均 | | | 5.86 | 3.66 | 4.47 | 0.24 | 9.61 |



第4図 水流の陽イオン濃度と流量の関係

第4表 地下水の陽イオンの平均濃度（1983年5月～10月）

| 測定地点 | 深度(m) | ストレーナー深度(m) | サンプル数(n) | Ca^{2+} (mg/l) | Mg^{2+} (mg/l) | Na^+ (mg/l) | K^+ (mg/l) | Si(mg/l) |
|-------|-------|-------------|----------|-------------------------|-------------------------|----------------------|---------------------|----------|
| W - 1 | 1.7 | 1.3～1.7 | 22 | 9.82* | 3.94 | 5.14 | 0.22 | 9.57 |
| W - 2 | 2.0 | 1.0～1.8 | 19 | 5.27* | 2.47 | 4.81 | 0.15 | 12.33 |
| W - 3 | 2.9 | 1.9～2.9 | 19 | 4.97* | 2.79 | 4.72 | 0.12 | 9.80 |
| W - 4 | 2.0 | 1.5～1.8 | 19 | 9.52* | 3.18 | 4.44 | 0.26 | 8.44 |
| W - 5 | 2.6 | 1.8～2.6 | 24 | 9.55* | 2.21 | 6.14 | 0.28 | 16.42 |
| W - 6 | 2.1 | 1.7～2.1 | 24 | 7.49* | 3.42 | 4.66 | 0.16 | 9.60 |
| W - 7 | 2.3 | 2.0～2.3 | 21 | 4.29* | 2.94 | 5.03 | 0.16 | 10.86 |
| W - 8 | 2.0 | 1.5～1.8 | 19 | 21.01* | 5.71 | 5.28 | 0.25 | 10.40 |
| W - 9 | 2.1 | 1.6～2.0 | 19 | 4.41* | 2.88 | 4.71 | 0.19 | 10.27 |
| 平均 | | | | 8.48 | 3.28 | 4.99 | 0.20 | 10.85 |

* 6/22と7/5の測定値を除く。

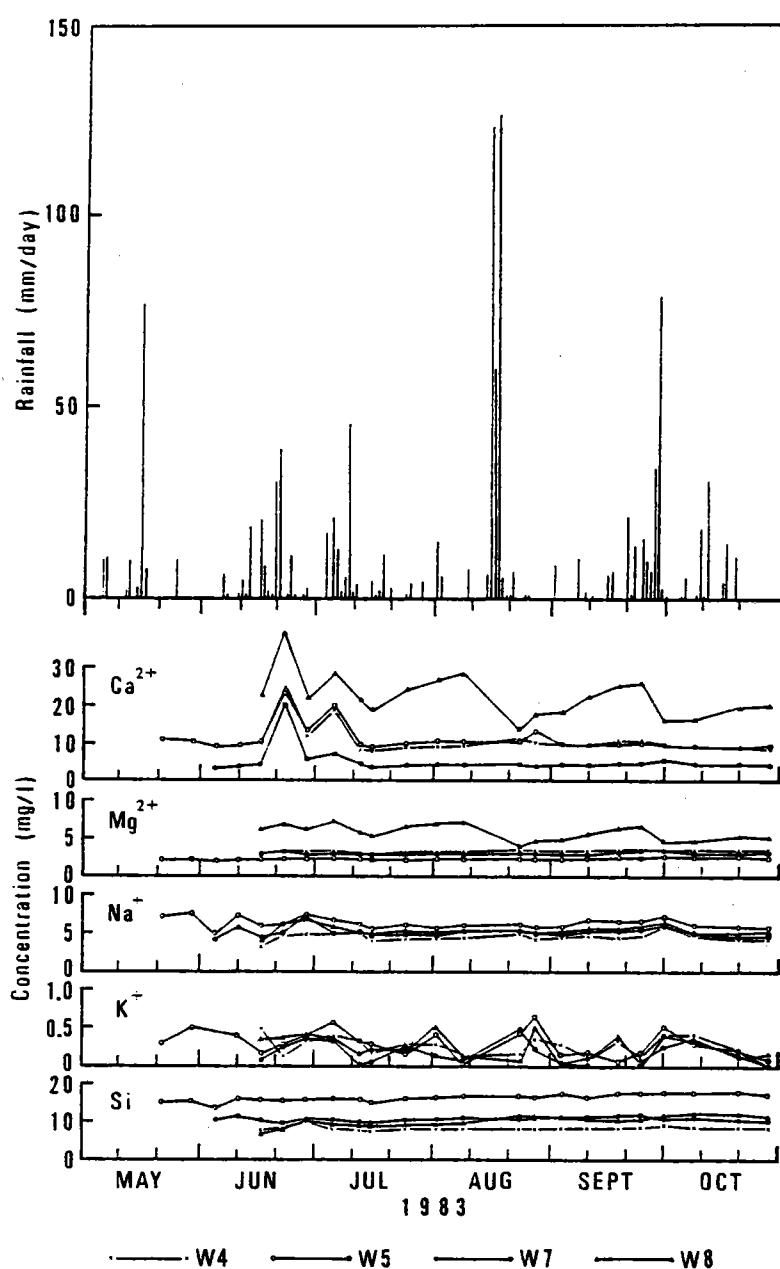
第5図は、半年間における地下水の陽イオンの濃度変化を示したものである。地下水中的陽イオンは地域的な濃度差が大きいため、今回測定した9カ所の井戸のうち、各陽イオンについて濃度が最も高い値を示すもの、最も低い値を示すもの、その中間の値を示すものをそれぞれ選択して第5図に示した。

第5図に示した地下水の陽イオンの濃度変化は、第3図に示した水流のそれによく類似した変動を示している。水流の Ca^{2+} に見られた梅雨期の濃度の増大、 K^+ に見られた濃度の増大と減少を繰り返す現象は、地下水中の Ca^{2+} および K^+ についても見ることができる。また、W-8の Ca^{2+} と Mg^{2+} の濃度変化には、少雨期におけるイオン濃度の増大とその後に続く降雨後のイオン濃度の低下が繰り返し行なわれている様子が顕著に現れている。すなわち、イオンの集積と洗脱が繰り返し行なわれており、地下水帯においては Ca^{2+} や Mg^{2+} の集積がかなり短期間のうちに進行している様子をうかがい知ることができる。

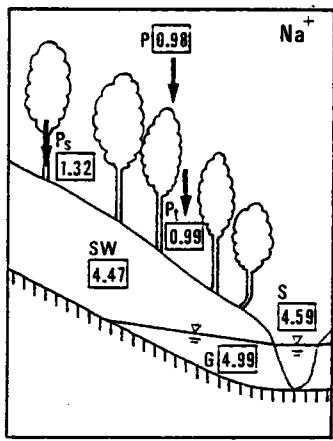
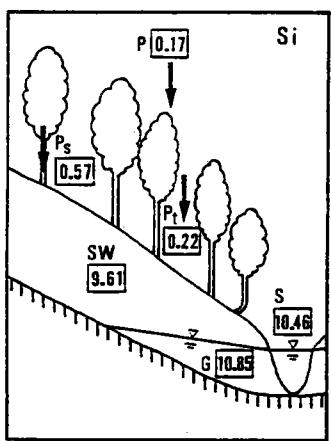
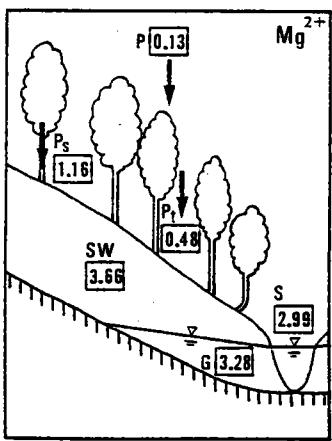
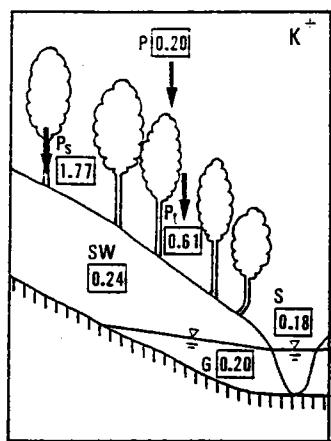
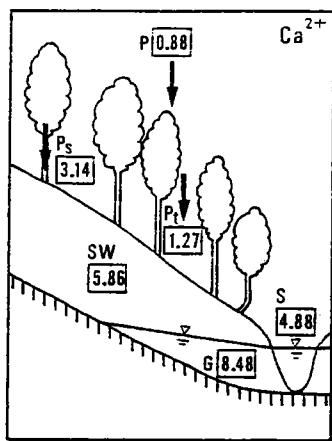
第6図は、第1表～第4表に示した降雨、林内雨、樹幹流、水流、土壤水、地下水の各陽イオンの半年間における平均濃度を流域の模式図に示したものである。水流の濃度は流域最下流端(S-3地点)での平均値であり、土壤水と地下水のそれはそれぞれ半年間において採取した全サンプルの平均値である。

Ca^{2+} を除いた水流の各陽イオン濃度は地下水の平均的な各陽イオン濃度にはほぼ近い値を示しており、基底流出状態での河川水の陽イオン濃度は平均的には地下水の陽イオン濃度に等しいことを示している。また、土壤および地下水帯における各陽イオンの高濃度を反映して、 K^+ を除いた水流の陽イオン濃度は降雨のそれに比較して数倍から数10倍に濃縮されていることがわかる。

Ca^{2+} については、水流の平均濃度が地下水のそれの約1/2となっている。この原因は明らかではないが、第4表のW-8に見られる異常に濃度の高い井戸の存在が両者の濃度差を大きくしているものと思われる。



第5図 地下水の陽イオンの濃度変化



P : Precipitation

P_t : Throughfall

P_s : Stemflow

S : Stream water

SW : Soil water

G : Groundwater

Unit : mg/l

第6図 水循環過程における陽イオンの平均濃度（1983年5月～10月）

4. 降雨流出時における溶存成分の濃度変化

台風8310号に伴う流出時の各陽イオン濃度の経時変化を示したのが第7図である。水流のイオン濃度はS-3地点での測定値であり、地下水のそれは測定した9カ所の井戸の平均濃度である。また、P-1地点におけるパイプ流の濃度変化も合わせて示してある。図中のハイドログラフはS-3地点でのものである。各図の左端に示した濃度レベルは、水流、土壤水、地下水のそれぞれ半年間における平均濃度を示したものである。第3章で述べたように、このそれぞれの濃度レベルは本流域における基底流出時の濃度レベルを示しているものと考えて差しつかえない。

K⁺とSiを除いた他の3つの陽イオンは、水流、パイプ流、地下水とも濃度変化のパターンは類似している。Siについては、水流、パイプ流が同様な濃度変化パターンを示すものの地下水はこれらの濃度変化とは異なったパターンを示している。K⁺は水流、パイプ流、地下水とも3様の濃度変化を記録している。

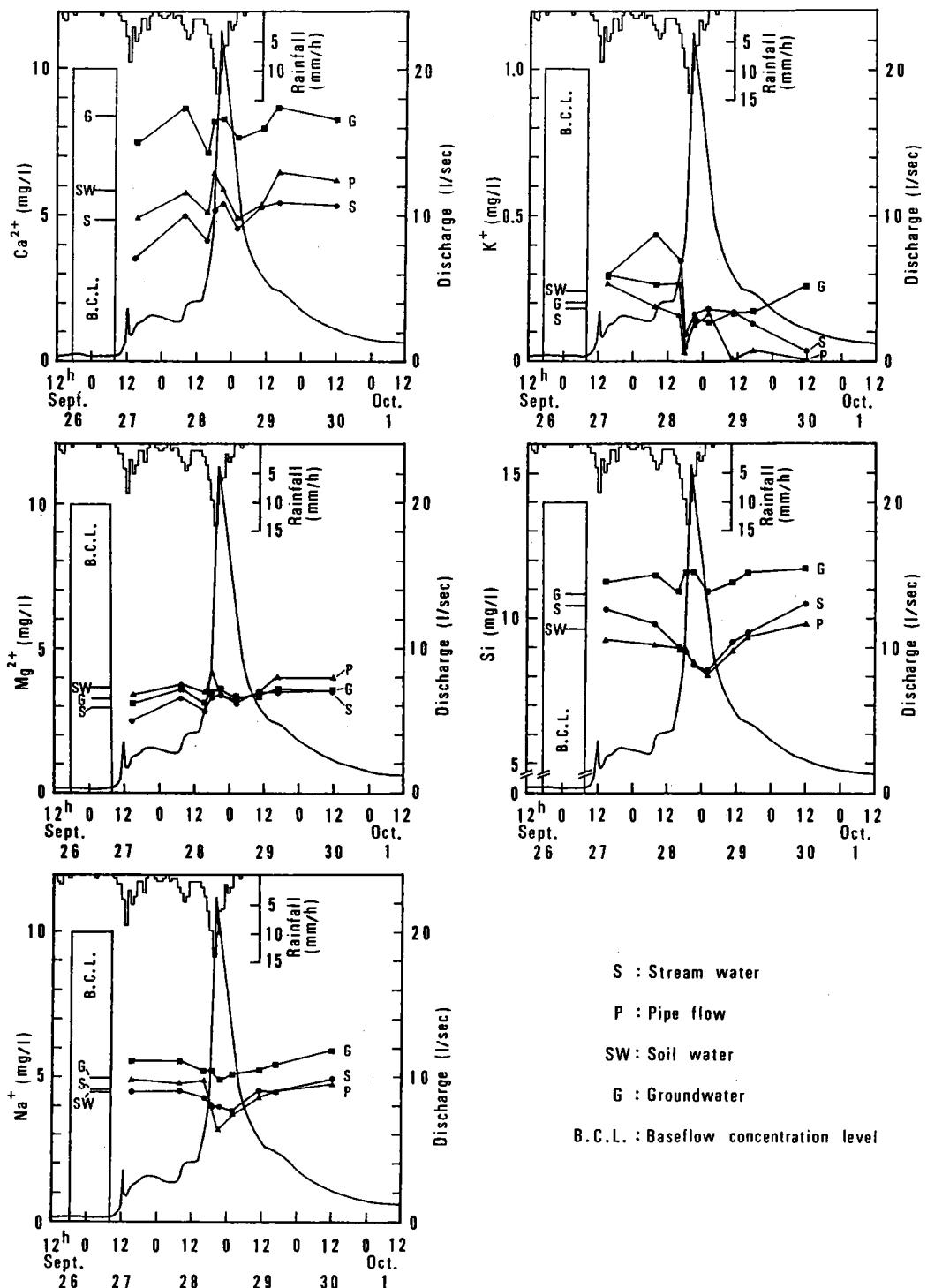
Ca²⁺とMg²⁺の濃度変化に降雨のピークに対応した濃度の上昇が認められる。流出の初期段階において生ずるこのイオン濃度の増大は、フラッシング効果と呼ばれ(Walling and Foster, 1975), それまでに土壤表面に集積されていたイオンが洗い流されて河川に供給されたためと説明されている。ここで、水流のみならず、地下水やパイプ流においても同様の現象が生じていることが注目される。

第8図は、W-2とW-6の井戸における地下水位の変動とCa²⁺の濃度変化を示したものである。水位の上昇直後にCa²⁺濃度のピークが形成されていることがわかる。このことから帶水層中においても水位の上昇に伴ってCa²⁺が洗脱されている様子がわかる。第7図において、水流と地下水におけるCa²⁺およびMg²⁺の濃度変動が対応していることから、水流に見られるフラッシング現象は、単に地表面上に集積したイオンの洗い流し作用だけに基づくものではなく、帶水層中における洗脱効果をより敏感に反映した結果であると見ることができる。

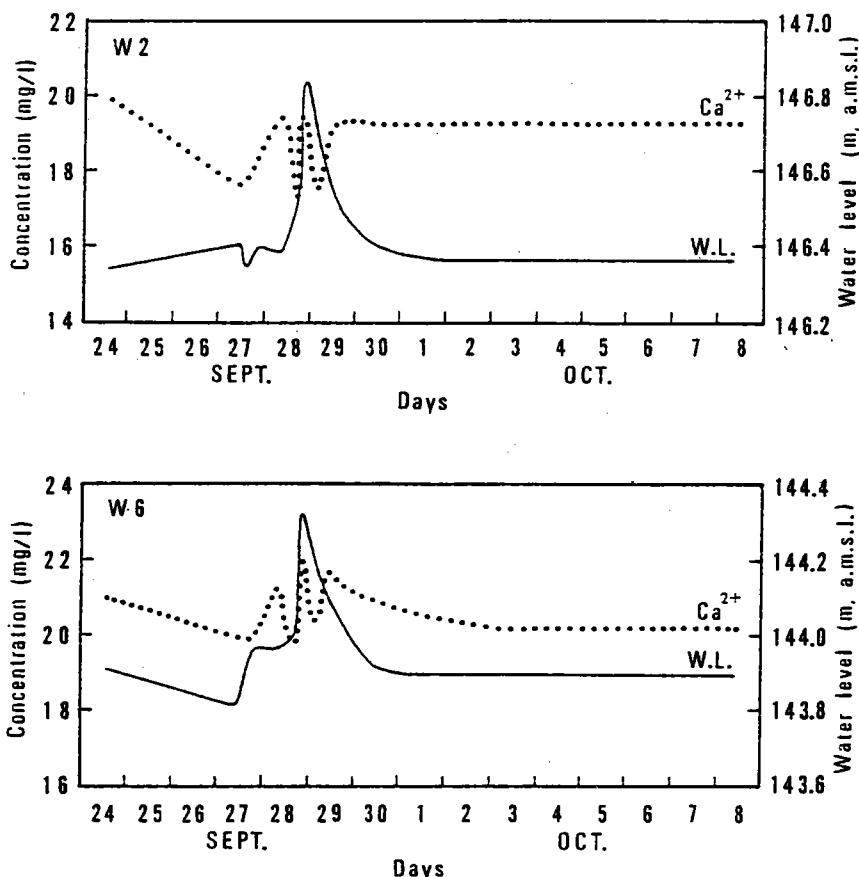
一般に、降雨流出時においては、直接流出水の流入によって河川水のイオン濃度は希釈されるとされている。台風8310号時における水流の各陽イオンの希釈比を示したのが第9図である。ここでの希釈比とは、半年間における水流の各陽イオンの平均濃度を基底流出時の値として、この値で台風8310号に伴う流出時の各測定時刻におけるイオン濃度を除したものである。Ca²⁺とMg²⁺の希釈比の変動は類似しており、流出の初期段階で1以下の値を示すものの、流出量が大きく増大し始める9月28日8時以降においては希釈比の値はほぼ1に等しい。すなわち、両者のイオン濃度は流出ピーク時においても流出開始以前のそれと変わらないことを示している。ハイドログラフの減水部においては、両イオンとも希釈比は1を超えるが、わずかではあるがCa²⁺とMg²⁺は濃縮される傾向にある。

降雨流出時において一般的に見られる希釈形態を示すものがNa⁺とSiである。いずれも流出ピーク後に最も希釈されるが、希釈比の最小はそれぞれ0.82, 0.78であり、大きな希釈効果は受けていない。イオン濃度が無視できる直接流出水によって単純な希釈混合が行なわれているとすると、流出ピーク前後におけるこの直接流出水の流入量は全流出量のわずか2割を占めているにすぎないことになる。

希釈比の変動が最も大きいのがK⁺である。K⁺濃度は流出初期において著しく濃縮され、流出ピーク以後において徐々に希釈される傾向にあり、他の陽イオンとは異なった変動傾向を示している。降雨流出時の初期段階においてK⁺が濃縮されることを多くの研究者によって報告されている(例えば、Edwards, 1973; Walling and Foster, 1975; Schwartz and Milne-Home, 1982; Duysings et al., 1983)。降雨流出時に見られるK⁺の特異的な挙動については、その原因を生物学的な作用に求めるもの(Edwards, 1973)やK⁺の化学的な特性に求めるもの(Duysings et



第7図 降雨流出時における陽イオン濃度の経時変化



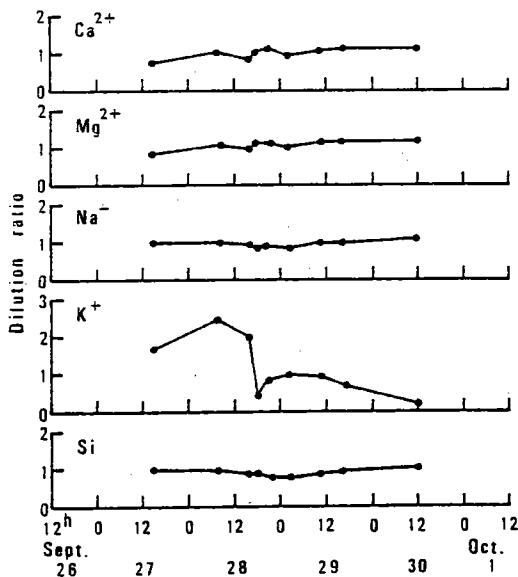
第8図 W-2とW-6における地下水位と Ca^{2+} 濃度の経時変化

al., 1983)などがあるが、明確な原因是明らかではない。

以上見てきたように、本流域における降雨流出時の水流の陽イオン濃度は、 K^+ を除いて大きな希釈効果を受けていないことが明らかである。このことは、降雨流出時においても水流の各陽イオン濃度は流出開始以前のそれとあまり大きく変わらないことを意味しており、濃度の高い基底流出成分が卓越していることを示している。本流域においては、降雨流出時における全流出量の約90%が地下水流出成分によって占められていることが明らかにされている(田中ほか, 1983)。今回観測した降雨流出時における陽イオンの濃度変化は、これまでに明らかにされた本流域での流出機構と良く対応した結果を示しているといえる。

5. 溶存成分の負荷量

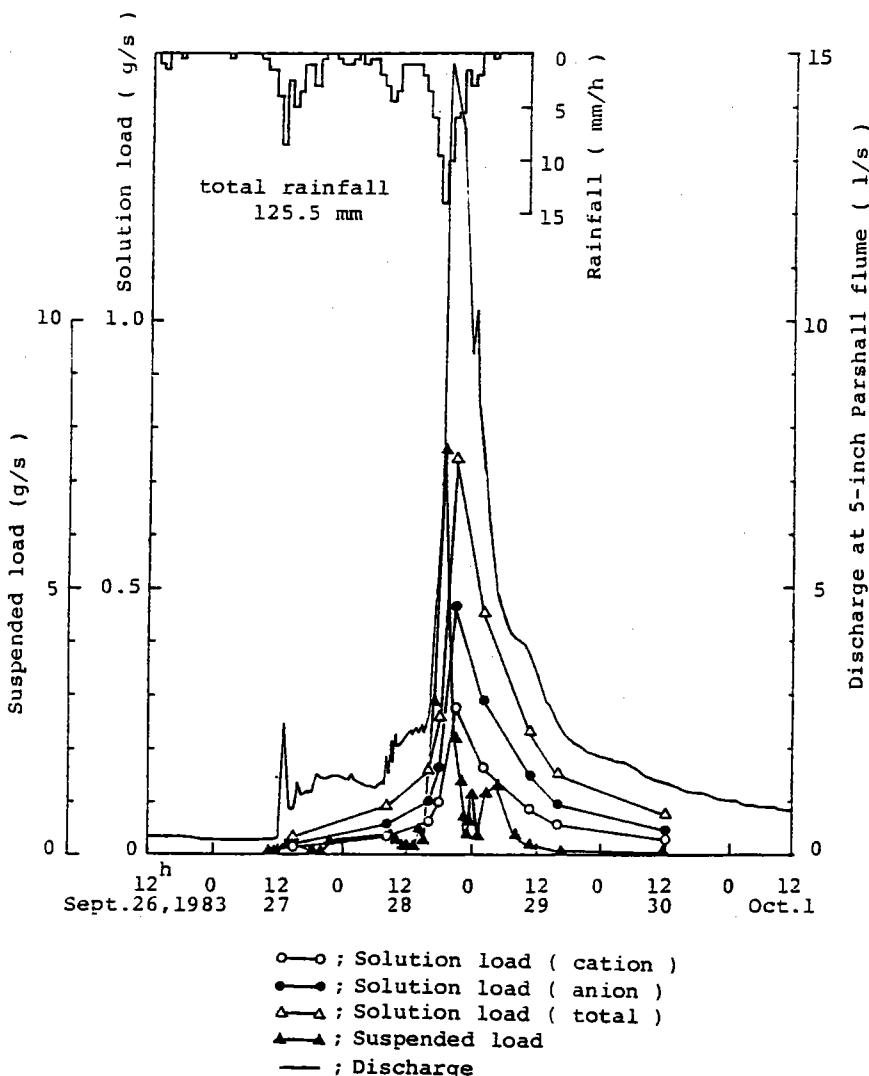
溶存成分としての負荷量が全負荷量(浮遊砂負荷量 + 溶存成分負荷量)に占める割合を明らかにするため、台風8310号に伴う流出について負荷量の算定を試みた。水流によって運ばれる浮遊砂濃度は第2図のS-2地点で測定されているため、溶存成分の負荷量はS-2地点でのデータに基づいて計算を行なった。



第9図 降雨流出時における希釈比の経時変化

第10図は、台風8310号に伴うS-2地点での流出量、浮遊砂負荷量、陽イオン負荷量、陰イオン負荷量、全イオン負荷量の経時変化を示したものである。浮遊砂の負荷流出形態と全イオンの負荷流出形態に著しい差異のあることが特徴的である。浮遊砂は、水流の増大に伴い急激に負荷量を増加し、流出量がピークに達する以前に負荷量のピークを形成している。そして、このピーク形成後は急激に負荷量を減少する傾向にある。こうした浮遊砂負荷量の流出形態を決定する最も大きな因子はavailabilityの急激な減少によるものと考えられる(Tanaka et al., 1983)。これに対して、溶存成分の負荷量は、降雨流出時における溶存成分濃度が大きく変動しないため、その流出形態はハイドログラフの形態にほぼ類似したものとなっている。

台風8310号に伴うS-2地点での浮遊砂の総負荷量は約122kgであった。また全溶存成分の総負荷量は約48kgであった。したがって、S-2地点での溶存成分としての負荷量は全負荷量の約30%を占めていることになる。流域全体からの負荷流出を考える場合には、S-3地点で計算する必要がある。S-3地点での水流流量はS-2地点の約2倍である。そして、この増加量のかなりの部分が地下水流成分によって占められていることがこれまでの調査によって明らかにされている(田中ほか, 1983)。また、第1表から、S-3地点におけるイオン濃度は、S-2地点のそれに比較して平均1.12倍の濃度を有している。これらのことから、S-3地点での溶存成分負荷量は約108kgと見積られる。これに対して、S-3地点での流量増加に寄与する流出成分を考慮すると、S-3地点での浮遊砂負荷量はS-2地点のそれとそれ程大きな差違はないものと考えられる。これらの点を考慮すると、流域全体からの溶存成分負荷量が全負荷量に占める割合は約50%に達するものと推定される。また、台風8310号に伴う降雨のみによって流域へ付加された溶存成分負荷量は約10kgであった。これらのことから、流域における侵食量を考える場合、溶流による侵食量も無視し得ないものであると言える。



第10図 S-2 地点における浮遊砂負荷量と溶存成分負荷量の経時変化

6. まとめ

本研究で明らかになったことからをまとめると以下のようになる。

- ① 半年間の平均で見た水流の陽イオン濃度は、 Ca^{2+} を除いて地下水のそれにほぼ近い値を示している。また、 K^+ を例外として、降雨の陽イオン濃度に比較して数倍から数10倍に濃縮されている。
- ② 降雨流出時における水流の陽イオン濃度は大きく希釈されず、流出ピーク時における希釈比の最小は 0.78 であった。すなわち、降雨流出時においても濃度の高い基底流出成分が卓越して流出していることを意味しており、これまでに明らかにされた本流域での流出機構と良い対応を示している。ただし、 K^+ は例外で特異的な挙動を示す。
- ③ 地下水の陽イオン濃度は場所による差異が大きい。特に Ca^{2+} においてこの傾向は顕著である。

④ Ca^{2+} においては、梅雨期における洗脱効果が顕著に認められる。また、降雨流出時においては、 Ca^{2+} と Mg^{2+} にフラッシング現象が顕著に現れている。この現象は、単に地表面上に集積したイオンの洗い流し作用だけに基づくものではなく、帶水層中におけるイオンの洗脱効果を強く反映している。

⑤ 降雨流出時における溶存成分負荷量は全負荷量の30~50%を占めており、溶流による侵食量も無視することができない。

本研究では、負荷量の計算を除いて陰イオンについての考察は行なわれなかった。残された陰イオンの分析結果を待って後日考察する予定である。また、溶存成分濃度についての定量的な解析は行なわれていない。これは今後の研究課題として残された。

本研究を実施するにあたり、快く施設を提供して下さった東京農工大学農学部丹下勲教授に心から御礼申し上げます。また、水質分析にあたり、手ほどきを頂いた筑波大学環境科学研究所大学院生倉田文女史に感謝致します。本研究には昭和58年度文部省科学研究費補助金自然災害特別研究(1)（研究代表者：新藤静夫、課題番号：58020010）ならびに昭和57・58年度とうきゅう環境浄化財團研究助成金（研究代表者：田中 正、課題番号：5737）の一部を使用した。記して感謝致します。

文 献

- 1) 寿円晋吾・原田静男 (1961) : 波丘地試験地の地下水探査. 東京農工大学農学部波丘地研究所報, 第3号, 50~56.
- 2) 相馬芳憲・生原喜久雄 (1983) : 林地の土壤の発達および栄養物質循環に及ぼす育林施業の影響. 『林地の微気候ならびに栄養環境に及ぼす育林施業の基礎的研究』, 昭和57年度文部省科研費一般研究(A)研究成果報告書, 33~46.
- 3) 田中 正・安原正也・丸井敦尚 (1983) : 多摩丘陵源流域における流出機構. 地理学評論, 57, 1~19.
- 4) 丹下 勲 (1982) : 小流域林分における水および栄養塩類の動態(II). 『森林の環境調節作用』, 昭和56年度文部省科研費特定研究環境科学的研究報告書, 61~69.
- 5) Duysings, J.J.H.M., Verstraten, J. M. and Bruynzeel, L. (1983) : The identification of runoff sources of a forested lowland catchment: A chemical and statistical approach. *J. Hydrol.*, 64, 357~375.
- 6) Edwards, A.M.C. (1973) : The variation of dissolved constituents with discharge in some Norfolk rivers. *J. Hydrol.*, 18, 219~242.
- 7) Schwartz, F.W. and Milne-Home, W.A. (1982) : Watersheds in muskeg terrain. 1. The chemistry of water systems. *J. Hydrol.*, 57, 267~290.
- 8) Tanaka, T., Sakai, H. and Yasuhara, M. (1981) : Detection of dynamic responses of subsurface water during a storm event with tensiometer and piezometer nests. ハイドロロジー, 11, 1~7.
- 9) Tanaka, T., Marui, A., Yasuhara, M. and Takayama, S. (1983) : Reconnaissance study on suspended sediment discharge during a storm event. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 9, 32~35.
- 10) Walling, D.E. and Foster, I.D.L. (1975) : Variations in the natural chemical concentration of riverwater during flood flows, and the lag effect: some further comments. *J. Hydrol.*, 26, 237~244.

X 1984年渴水における溶存成分の
濃度変化

田 中 正 ・ 桂 英 之

1984年渇水における溶存成分の濃度変化

田 中 正^{*}・桂 英 之^{**}

1. はじめに

森林流域における溶存成分の流出に関する研究は、汚染物質に対する森林生態系の浄化機能を考察する上で重要である。また、化学的風化作用等に基づく土壤侵食を考察する上でも重要な研究課題である。

本報告書の第IX章では、多摩丘陵源流域の水循環過程における水質特性に基づいて、河川水の水質形成が流域の流出機構と密接に関係していることを明らかにした。本研究ではこれに引き続き、1983年11月から1984年11月までの13カ月間にわたり多摩丘陵源流域の水循環径路における水質分析を実施した。

調査地域の概要ならびに水質分析方法は前報(第IX章)に記した通りである。研究対象流域を図1に、観測施設の配置を図2に示す。

調査対象となった1984年は、台風の本土襲来が一つもなく、これは台風の定義が現在と同じになった昭和26年以来初めての珍しい記録であった。また、気象庁によれば、台風の定義は違うものの上陸台風がゼロの年は、台風の進路図が残っている明治24年から一度もないと言う。その上、8月には記録的な猛暑となり、1984年の夏は高温少雨の異常気象が続いた。

図3は調査期間中の日降水量を示したものである。8月の降水量は平年の10%以下であり、

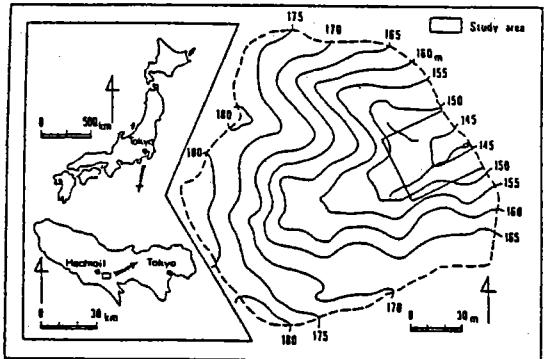


図1 研究対象流域

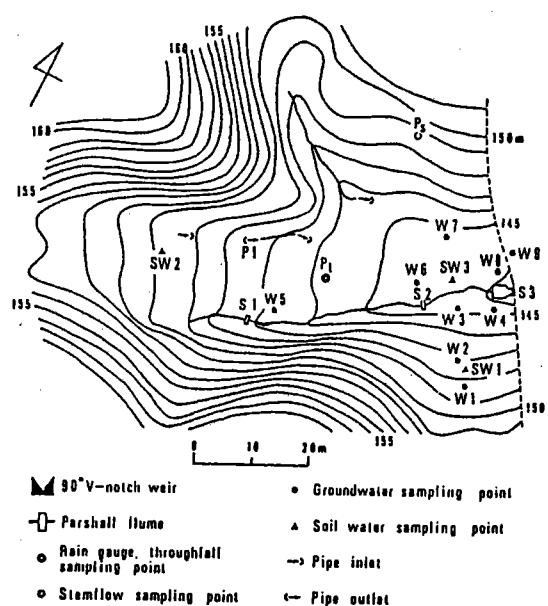


図2 観測施設の配置

* 筑波大学地球科学系

** 筑波大学自然科学類学生

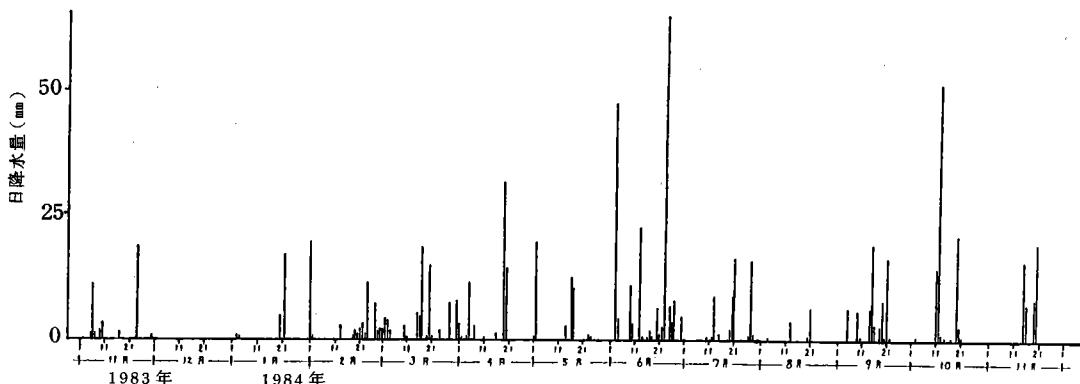


図3 調査期間中の日降水量

7～9月の3カ月間の総降水量は平年の33.7%であった。また、年間の総降水量は958mmと1,000mmを割り、平年値の58.9%しかなく、近年にない異常渇水年であった。気温は9月に入っても日最高気温が30℃を超し、8月の月平均気温は平年値を1.6℃上まわるなど、気象異変に見まわれた年であった。

このような異常気象は、流域の水循環系に影響を与え、また、水質形成の上においても何らかの影響を及ぼしているものと考えられる。本研究ではこの点に焦点をあてて考察を進めることにする。

なお、採水間隔は、1983年11月から1984年8月までは月1回、1984年8月以降は1週間に1回の割合である。処理したサンプル数は合計307本である。

2. 溶存成分の濃度変化

本研究で実施した降雨および地表水の水質分析結果の統計値を表1に、地表水についてのそれを表2に示す。また、図4～図6に地表水、谷底の地下水、側方斜面の地下水の陽イオンの濃度変化をそれぞれ示す。

地表水および側方斜面の地下水にあっては、降雨の少なくなる7月以降において陽イオン濃度の増加が顕著である。これに対して、谷底の地下水の陽イオン濃度の変化率は小さく(表2)、年間を通じて各イオン濃度はほぼ一定している。地表水および側方斜面の地下水について、各イオンごとの変化率をみると(表1、表2)、 Ca^{2+} および Mg^{2+} においてその変化率が大きく、この傾向は側方斜面の地下水、W-1およびW-4において特に顕著である。

図7～図9は、それぞれ地表水、谷底の地下水、側方斜面の地下水の陰イオンについての濃度変化を示したものである。これらの図から以下の特徴を読みとることができる。

- 1) 表流水の Cl^- 濃度は季節変化する。
- 2) 表流水の $\text{NO}_3^- - \text{N}$ 濃度は、側方斜面および谷底の地下水のそれよりも高い。

- 3) 地下水の Cl^- , $\text{NO}_3^- - \text{N}$ については、側方斜面、谷底の区別なく濃度はほぼ一定である。
- 4) 表流水および側方斜面の地下水の SO_4^{2-} 濃度は陽イオン、特に Ca^{2+} と同様な挙動を示す。表流水の Cl^- 濃度が季節変化することは、 Cl^- の起源が地層中にはないことを意味している。また、 $\text{NO}_3^- - \text{N}$ についても、表流水の濃度よりも高い濃度を示すものが樹幹流だけである(表1)ことより、この起源は植物にあるものと考えられる。 SO_4^{2-} については、表流水の濃度が増加する時期と側方斜面の地下水の SO_4^{2-} の濃度が増加する時期が一致していることから、 SO_4^{2-} の起源は陽イオンと同様に地層中に存在するものと考えられる。

表1 降雨および地表水の水質分析結果の統計値

単位: mg/l 但し 変化率は%

| | | 降雨 | | | 表流水 | |
|----------------------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | 林外雨 | 林内雨 | 樹幹流 | S-2 | S-3 |
| サンプル数 | | 11 | 13 | 9 | 22 | 23 |
| Ca^{2+} | 平均値 | 1.95 | 2.02 | 3.4 | 4.94 | 5.36 |
| | 標準偏差 | 0.926 | 0.815 | 1.099 | 0.715 | 0.944 |
| | 変化率 | 47.6 | 40.3 | 32.3 | 14.5 | 17.6 |
| | 最大値 | 4.1 | 3.8 | 5.9 | 7.1 | 7.2 |
| | 最小値 | 0.8 | 0.7 | 2.1 | 4.1 | 4.2 |
| Mg^{2+} | 平均値 | 0.32 | 0.83 | 1.43 | 2.92 | 3.21 |
| | 標準偏差 | 0.075 | 0.475 | 0.278 | 0.351 | 0.416 |
| | 変化率 | 23.6 | 57.2 | 19.4 | 12.0 | 12.9 |
| | 最大値 | 0.4 | 1.9 | 1.9 | 3.9 | 4.0 |
| | 最小値 | 0.2 | 0.3 | 1.1 | 2.4 | 2.6 |
| Na^+ | 平均値 | 0.97 | 1.17 | 1.29 | 3.86 | 4.01 |
| | 標準偏差 | 0.364 | 0.591 | 0.564 | 0.608 | 0.557 |
| | 変化率 | 37.4 | 50.5 | 43.8 | 15.7 | 13.9 |
| | 最大値 | 1.8 | 2.6 | 2.6 | 4.7 | 4.8 |
| | 最小値 | 0.6 | 0.5 | 0.6 | 2.6 | 3.1 |
| Si | 平均値 | 0.27 | 0.45 | 0.68 | 10.12 | 9.56 |
| | 標準偏差 | 0.110 | 0.425 | 0.331 | 2.239 | 1.671 |
| | 変化率 | 40.5 | 95.4 | 48.8 | 22.1 | 17.5 |
| | 最大値 | 0.5 | 1.6 | 1.3 | 13.9 | 12.1 |
| | 最小値 | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 6.6 | 6.7 |
| Cl^- | 平均値 | 1.93 | 3.24 | 4.84 | 5.15 | 5.18 |
| | 標準偏差 | 0.844 | 2.423 | 2.156 | 0.932 | 0.841 |
| | 変化率 | 43.8 | 74.8 | 44.5 | 18.1 | 16.2 |
| | 最大値 | 3.5 | 8.8 | 9.3 | 8.1 | 8.5 |
| | 最小値 | 0.3 | 1.0 | 2.5 | 3.9 | 4.4 |
| $\text{NO}_3^- - \text{N}$ | 平均値 | 0.82 | 0.82 | 2.59 | 1.45 | 1.43 |
| | 標準偏差 | 0.492 | 0.393 | 1.908 | 1.248 | 0.892 |
| | 変化率 | 60.1 | 48.1 | 73.7 | 86.1 | 62.1 |
| | 最大値 | 1.7 | 1.7 | 6.7 | 4.5 | 3.7 |
| | 最小値 | 0.3 | 0.1 | 0.8 | 0.3 | 0.3 |
| SO_4^{2-} | 平均値 | 4.06 | 5.07 | 12.48 | 4.30 | 5.33 |
| | 標準偏差 | 2.037 | 1.684 | 2.922 | 1.568 | 0.879 |
| | 変化率 | 50.1 | 33.2 | 23.4 | 36.4 | 16.5 |
| | 最大値 | 8.8 | 6.6 | 17.6 | 6.9 | 7.6 |
| | 最小値 | 1.7 | 1.6 | 9.0 | 1.6 | 3.7 |

表2 地下水の水質分析結果の統計値

単位： mg/l 但し 変化率は%

| | | 斜面側の地下水 | | | | 谷底の地下水 | | | | | 地下水全体 |
|--------------------------|------|---------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | W-1 | W-2 | W-3 | W-4 | W-5 | W-6 | W-7 | W-8 | W-9 | |
| サンプル数 | | 18 | 23 | 22 | 22 | 20 | 23 | 23 | 23 | 22 | 204 |
| Ca^{2+} | 平均値 | 13.43 | 4.23 | 4.62 | 10.38 | 9.71 | 6.79 | 4.36 | 10.67 | 4.53 | 7.59 |
| | 標準偏差 | 4.432 | 0.625 | 0.524 | 4.318 | 1.245 | 0.449 | 0.362 | 3.481 | 0.315 | 3.925 |
| | 変化率 | 33.0 | 14.3 | 11.4 | 41.6 | 12.8 | 6.6 | 8.3 | 32.6 | 7.0 | 51.7 |
| | 最大値 | 24.1 | 6.0 | 5.4 | 20.0 | 12.0 | 7.6 | 4.9 | 20.4 | 5.1 | 24.1 |
| | 最小値 | 9.3 | 3.4 | 3.8 | 6.7 | 7.6 | 5.7 | 3.8 | 6.6 | 3.9 | 3.4 |
| Mg^{2+} | 平均値 | 6.13 | 2.14 | 2.78 | 4.66 | 2.66 | 3.47 | 2.93 | 3.39 | 2.91 | 3.42 |
| | 標準偏差 | 2.168 | 0.410 | 0.286 | 2.204 | 0.516 | 0.158 | 0.214 | 0.698 | 0.166 | 1.479 |
| | 変化率 | 35.4 | 19.1 | 10.3 | 47.3 | 19.4 | 4.6 | 7.3 | 20.6 | 5.7 | 43.2 |
| | 最大値 | 10.6 | 3.3 | 3.3 | 9.1 | 4.1 | 3.8 | 3.3 | 5.5 | 3.2 | 10.6 |
| | 最小値 | 4.2 | 1.5 | 2.3 | 2.9 | 2.2 | 3.2 | 2.6 | 2.7 | 2.6 | 1.5 |
| Na^+ | 平均値 | 5.27 | 4.41 | 4.26 | 4.23 | 5.44 | 4.03 | 4.33 | 4.53 | 4.28 | 4.58 |
| | 標準偏差 | 0.935 | 0.389 | 0.611 | 0.916 | 0.524 | 0.568 | 0.574 | 0.748 | 0.429 | 0.855 |
| | 変化率 | 17.8 | 8.8 | 14.3 | 21.7 | 9.6 | 14.1 | 13.2 | 16.5 | 10.0 | 18.7 |
| | 最大値 | 6.9 | 4.9 | 5.5 | 6.2 | 6.7 | 5.0 | 5.3 | 6.4 | 4.9 | 7.0 |
| | 最小値 | 3.9 | 3.7 | 3.3 | 3.0 | 4.7 | 3.2 | 3.2 | 3.5 | 3.4 | 3.0 |
| Si | 平均値 | 7.71 | 12.82 | 9.07 | 7.36 | 14.78 | 8.54 | 9.70 | 9.49 | 9.55 | 9.98 |
| | 標準偏差 | 0.816 | 1.829 | 1.176 | 0.657 | 1.362 | 0.992 | 1.210 | 1.401 | 0.945 | 2.518 |
| | 変化率 | 10.6 | 14.3 | 13.0 | 8.9 | 9.2 | 11.6 | 12.5 | 14.8 | 9.9 | 25.2 |
| | 最大値 | 9.0 | 15.2 | 10.6 | 8.5 | 16.7 | 10.0 | 11.0 | 12.5 | 11.1 | 16.7 |
| | 最小値 | 6.0 | 9.7 | 6.7 | 6.4 | 12.1 | 7.0 | 6.8 | 7.1 | 7.5 | 6.0 |
| Cl^- | 平均値 | 5.46 | 4.13 | 6.38 | 5.61 | 3.71 | 5.18 | 4.72 | 5.46 | 5.35 | 5.10 |
| | 標準偏差 | 0.573 | 0.466 | 0.996 | 0.638 | 0.308 | 0.269 | 0.456 | 0.795 | 0.463 | 0.945 |
| | 変化率 | 10.5 | 11.3 | 15.6 | 11.4 | 8.3 | 5.2 | 9.7 | 14.6 | 8.7 | 18.5 |
| | 最大値 | 6.7 | 5.6 | 9.1 | 6.9 | 4.5 | 5.7 | 5.7 | 8.4 | 6.7 | 9.1 |
| | 最小値 | 4.7 | 3.6 | 5.2 | 4.4 | 3.2 | 4.7 | 3.6 | 4.7 | 4.6 | 3.2 |
| $\text{NO}_3^- \text{N}$ | 平均値 | 1.16 | 0.3 | 1.05 | 1.15 | 0.74 | 0.55 | 1.15 | 0.79 | 1.18 | 0.87 |
| | 標準偏差 | 0.599 | 0.268 | 0.523 | 0.879 | 0.330 | 0.412 | 0.680 | 0.252 | 0.811 | 0.633 |
| | 変化率 | 51.6 | 89.3 | 49.6 | 76.2 | 44.6 | 74.6 | 59.0 | 31.9 | 68.9 | 72.5 |
| | 最大値 | 2.1 | 1.1 | 2.5 | 3.2 | 1.4 | 1.9 | 3.1 | 1.2 | 2.6 | 3.2 |
| | 最小値 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0 | 0 |
| SO_4^{2-} | 平均値 | 13.88 | 2.01 | 7.17 | 11.80 | 2.84 | 5.34 | 5.96 | 5.06 | 5.44 | 6.24 |
| | 標準偏差 | 11.049 | 1.825 | 0.587 | 4.800 | 0.749 | 0.723 | 0.487 | 0.785 | 0.772 | 5.152 |
| | 変化率 | 79.6 | 90.8 | 8.2 | 40.7 | 26.4 | 13.5 | 8.2 | 15.5 | 14.2 | 82.6 |
| | 最大値 | 38.4 | 7.0 | 8.5 | 24.3 | 3.5 | 6.0 | 6.5 | 6.1 | 6.5 | 38.4 |
| | 最小値 | 5.8 | 0.3 | 6.1 | 7.6 | 0.7 | 2.5 | 4.6 | 2.8 | 4.0 | 0.3 |

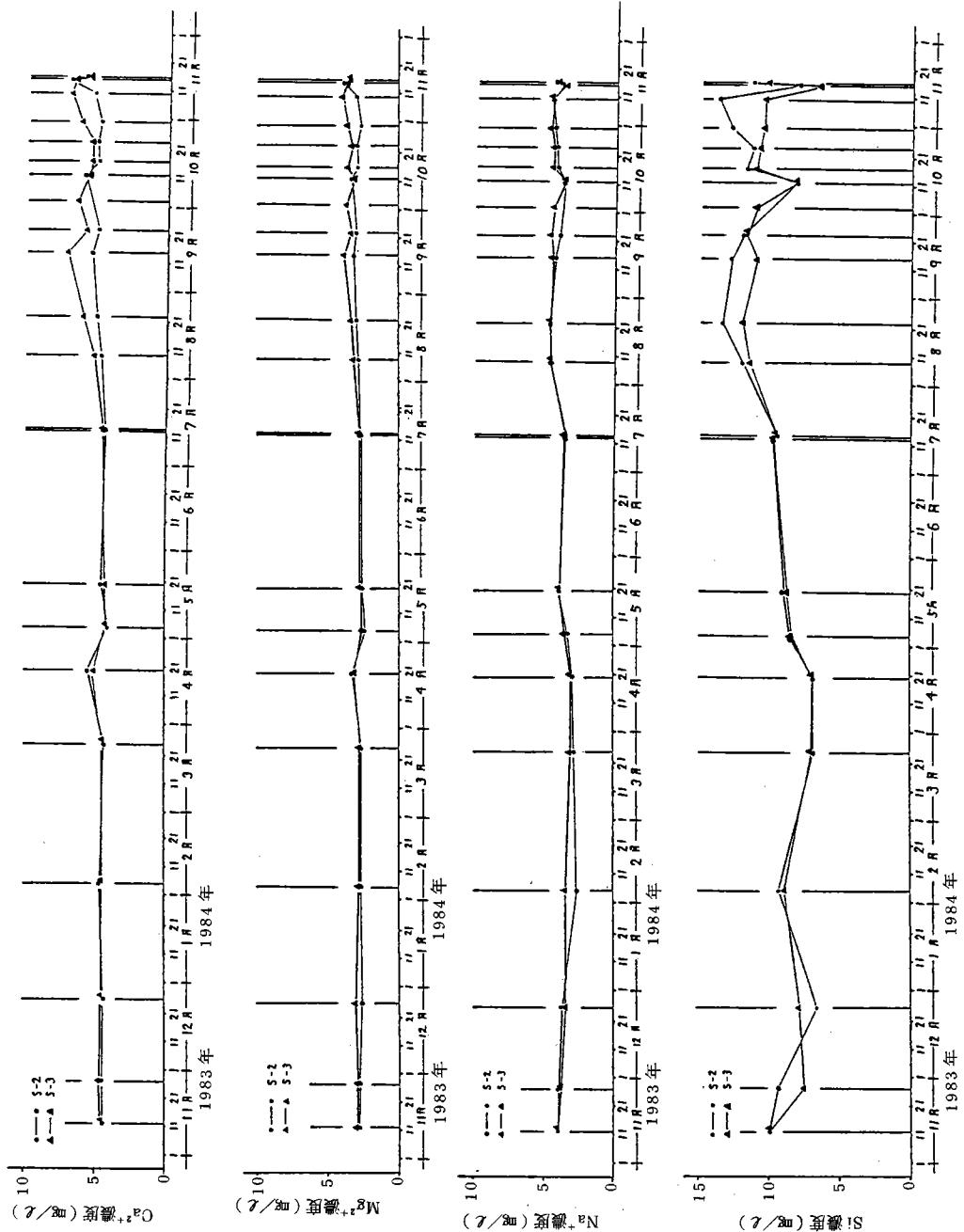


図4 表流水における陽イオン濃度の変化

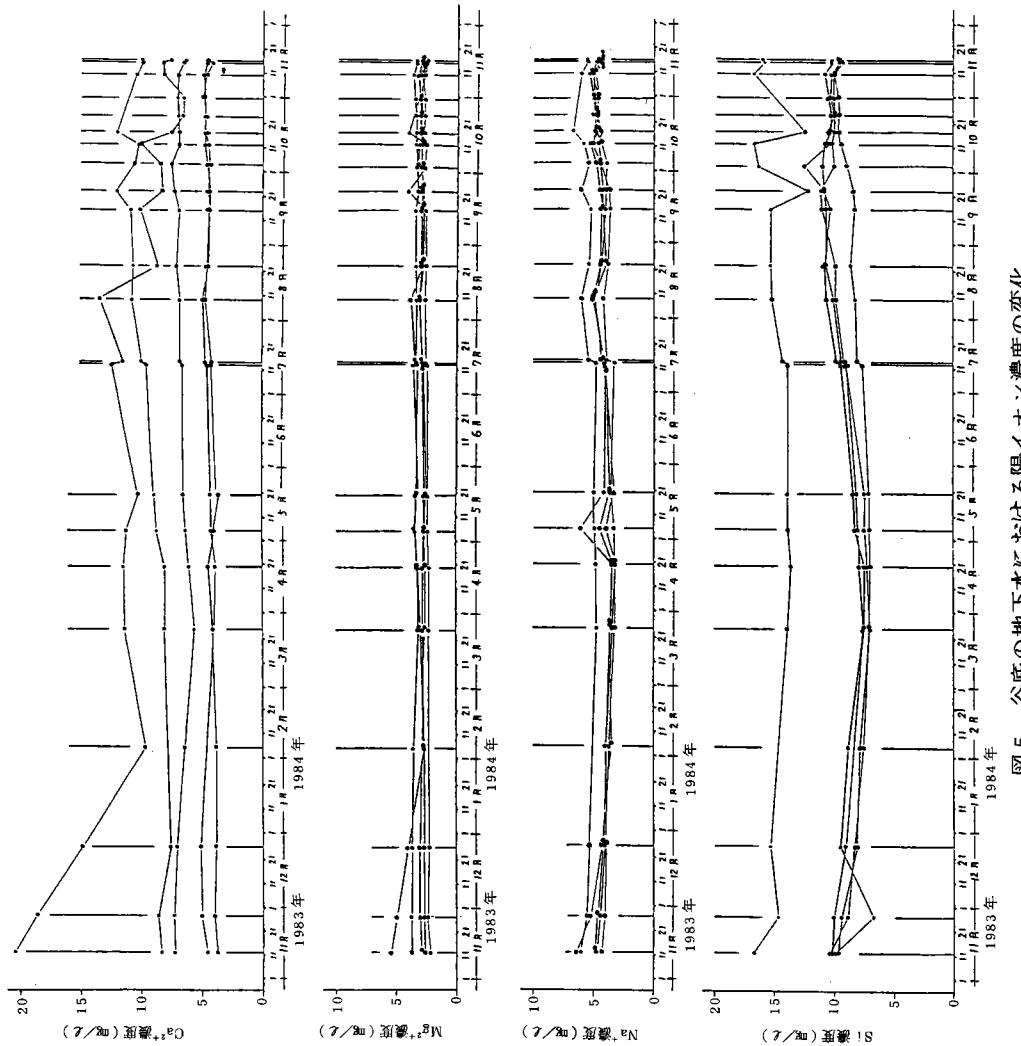


図 5 谷底の地下水における陽イオン濃度の変化

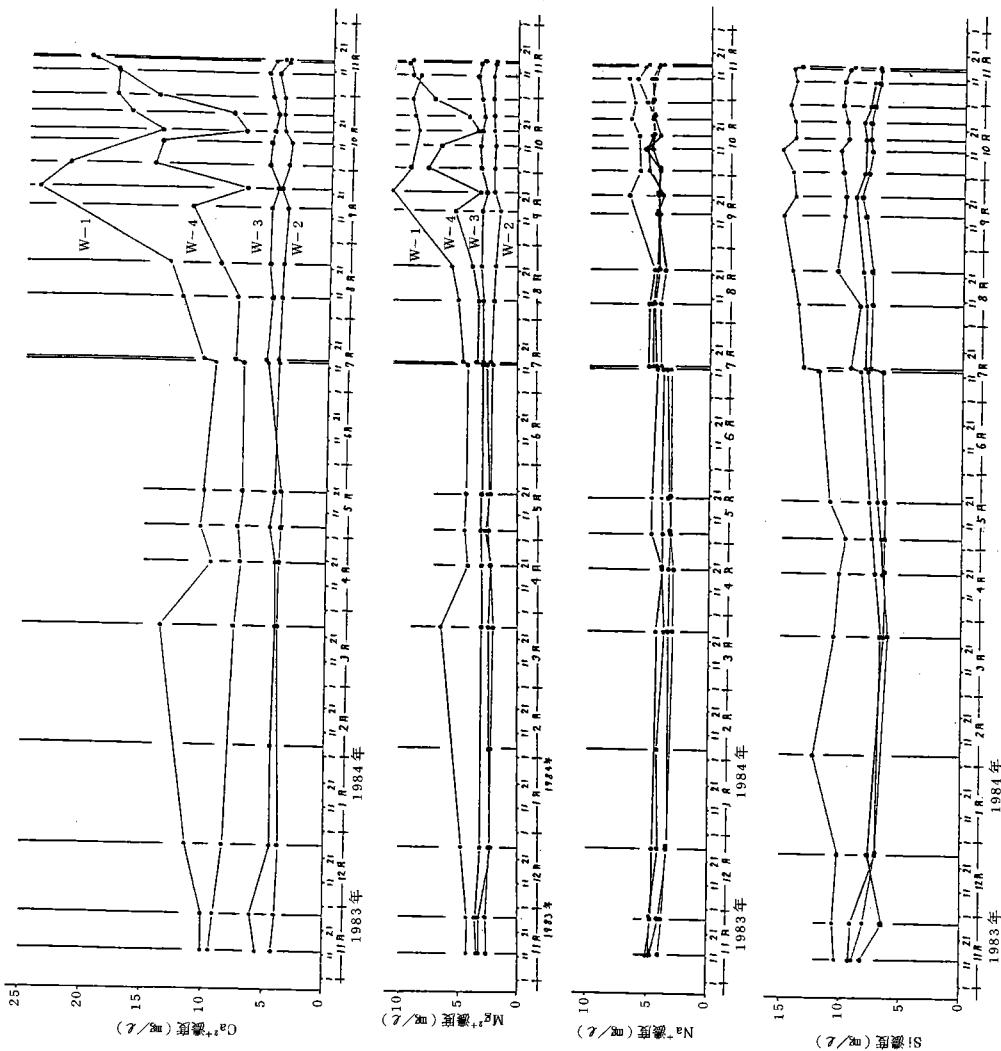


図 6 斜面側の地下水における陽イオン濃度の変化

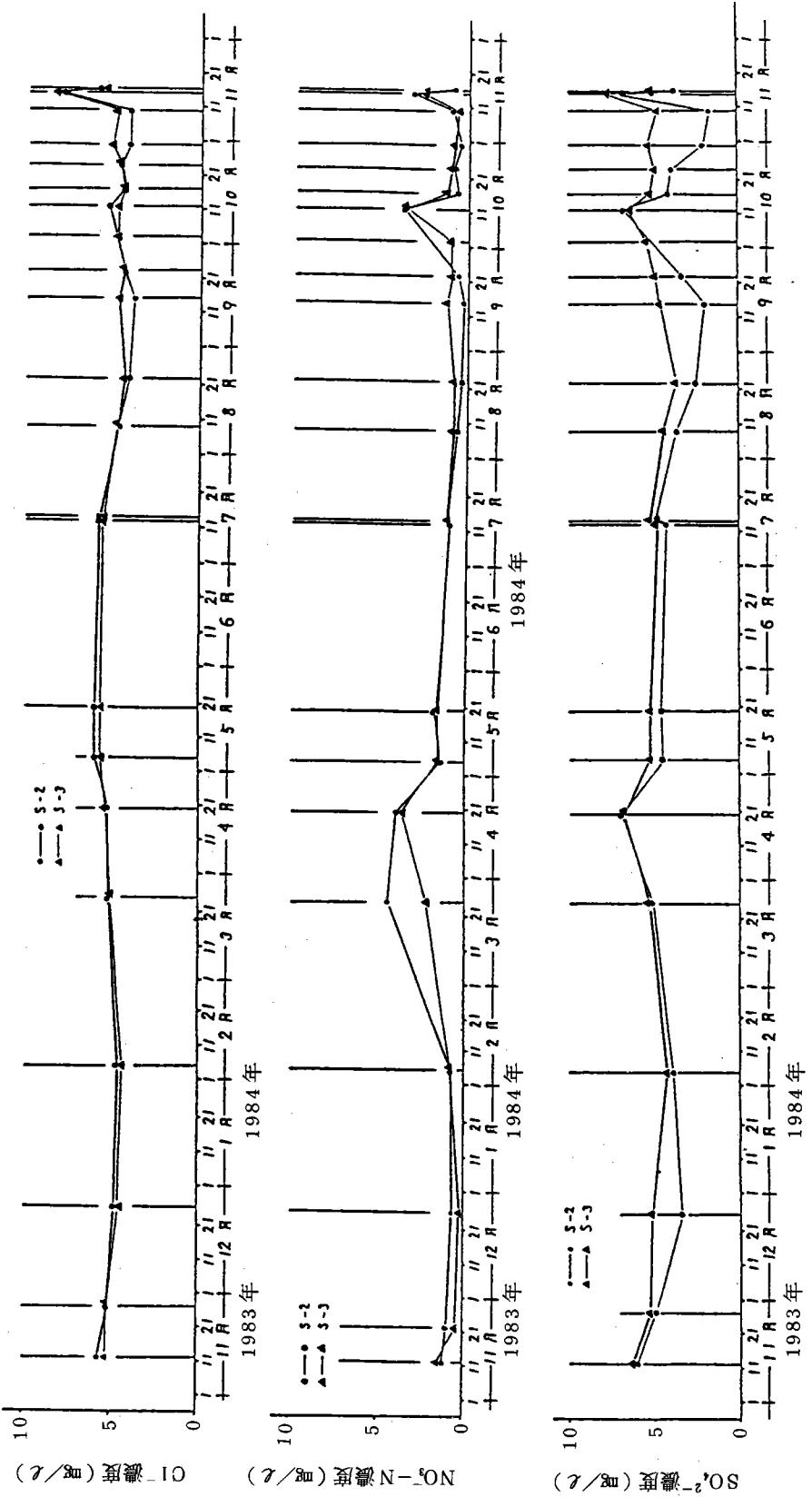


図7 地表水における陰イオン濃度の変化

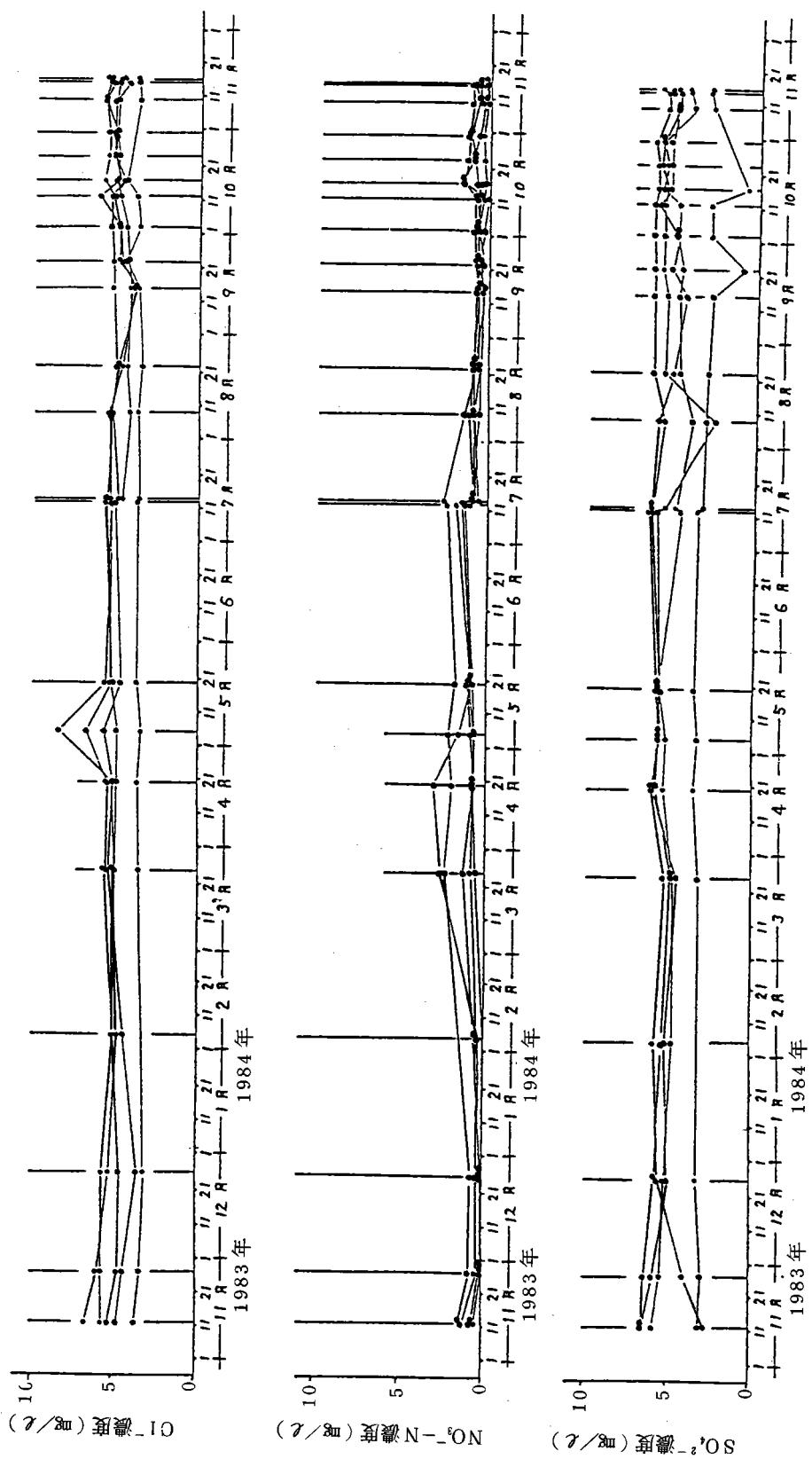


図8 谷底の地下水における陰イオン濃度の変化

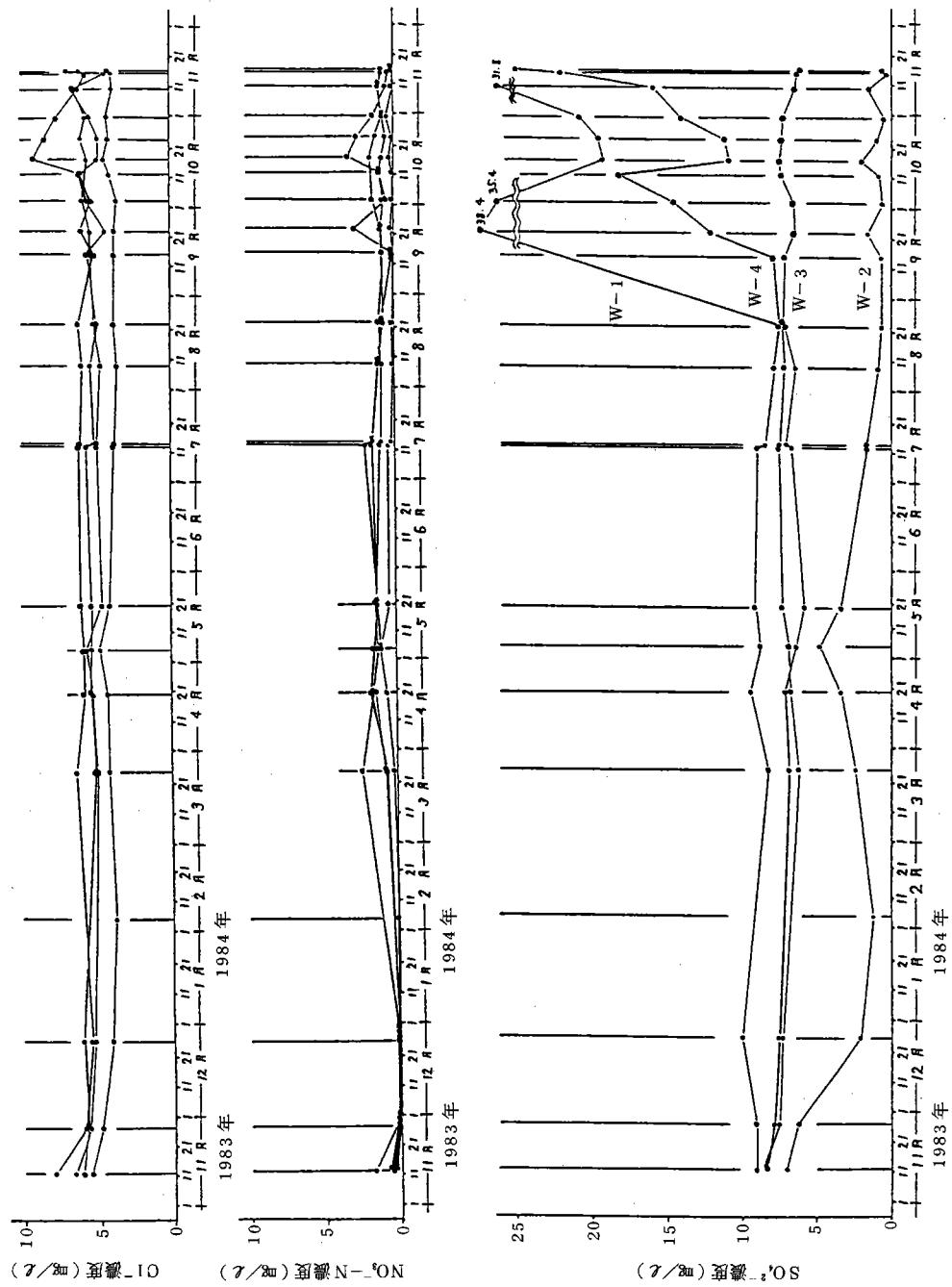


図9 斜面側の地下水における陰イオン濃度の変化

3. 地下水位の低下とイオン濃度の関係

上述した様に、地層中に起源を有する Ca^{2+} , Mg^{2+} および SO_4^{2-} の各イオンにおいては、7月からの少雨期以降においてその濃度を増加させる傾向が見られる。この傾向は、側方斜面に位置するW-1とW-4において特に顕著であった。一方、谷底の地下水におけるこれらのイオン濃度は年間を通じてあまり大きな変動を示さない。

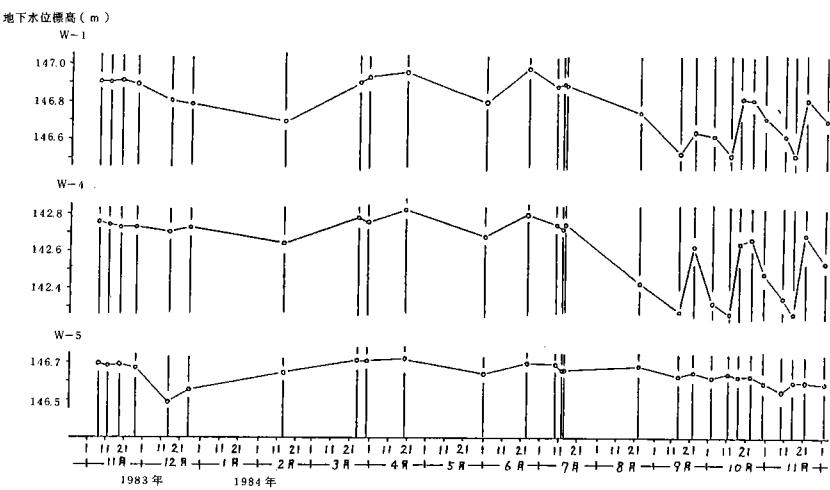


図 10 地下水位の変化

図 10 は、側方斜面に位置するW-1とW-4および谷底に位置するW-5における地下水位の変動を示したものである。イオン濃度変化の著しいW-1とW-4においては、地下水位の変化も激しいことがわかる。これに対して、谷底に位置するW-5の地下水は年間を通じてあまり大きな変動を示さない。

図 11 は、地下水位の低下量(1983年11月～1984年7月の平均水位からの低下量)と Ca^{2+} 濃度の増加量(1983年11月～1984年7月の平均濃度からの増加量)との関係を示したものである。側方斜面の地下水W-1とW-4においては両者の間に正の相関が存在し、溶存成分の高濃度化に地下水位の低下が大きく関与していることがわかる。これに対して、谷底の地下水W-5では、両者の間に明瞭な相関関係は存在しない。

著しい渴水年であったにもかかわらず、谷底の地下水において水位低下が見られないのは、側方斜面からの地下水の補給が絶えず行なわれていたためであろう。一方、側方斜面においては、谷底への流出

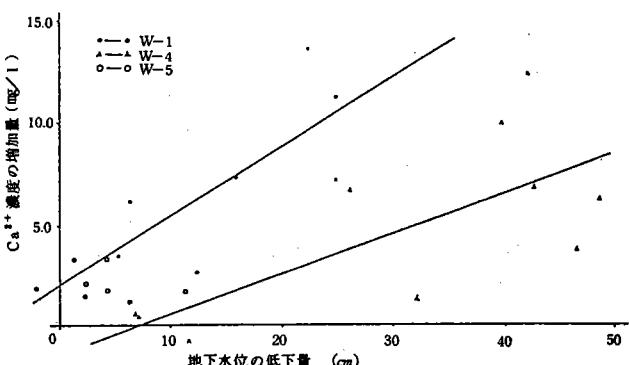


図 11 Ca^{2+} 濃度の増加量と地下水位の低下量との関係

に見合う涵養がないため、無降雨期に著しい水位低下をきたしたものと考えられる。そして、この水位低下の著しい場所において溶存成分濃度の変動も激しいことがうかがわれる。

4. Ca^{2+} の溶出について

本流域においては、降雨が少ない7月以降、水位変動の著しい側方斜面の地下水において Ca^{2+} の溶出が顕著であった。 Ca^{2+} の濃度を支配する最大の因子は地層中に含まれる鉱物組成であることから、本流域の鉱物組成との関連において Ca^{2+} の溶出について考察する。

本流域付近の地質は、下位から上位に、平山砂層、三沢泥岩層、連光寺互層、御殿崎礫層および関東ローム層（多摩ローム層）が分布するが、本流域の主たる構成層は連光寺互層とそれを不整合で覆う御殿崎礫層および多摩ローム層である。そして、本研究で対象としている浅層地下水は、御殿崎礫層および多摩ローム層が崩壊等によって生じた二次堆積物中に帯水している。

図12は、本流域付近の多摩ローム層および御殿崎礫層上部の鉱物組成を示したものである。図から明らかなように、多摩ローム層および御殿崎礫層上部の鉱物組成は、長石の占める割合が高く、その他に石英、角閃石、磁鉄鉱等を含有している。関東ローム研究グループによれば、多摩ローム層中の長石はCa分を多く含む灰長石であるという。

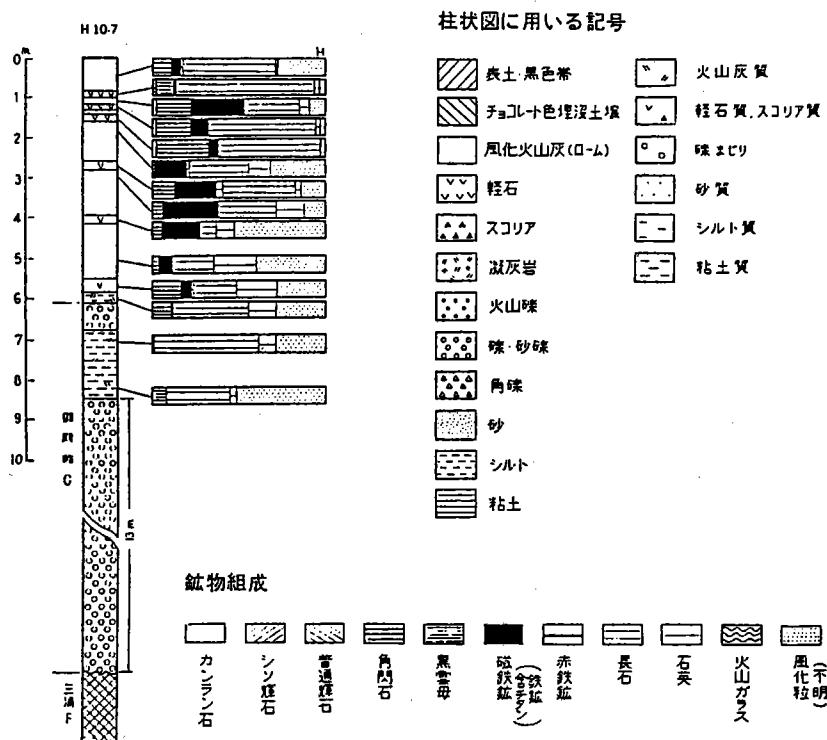
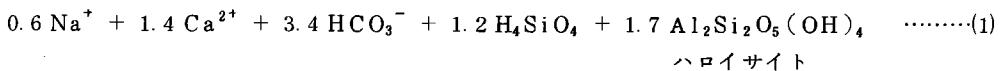
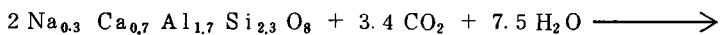


図12 調査流域付近における多摩ローム層と御殿崎礫層の鉱物組成

(関東ローム研究グループ、1965より)

そこで、長石に含まれるNaとCaの比を0.3:0.7とするとこの鉱物の風化反応式は次のようになる。

斜長石



(1)式によれば、斜長石が化学風化を受けると Ca^{2+} とともに HCO_3^- が溶出し、ハロイサイトが生成される。

本研究において Ca^{2+} が著しく増加したサンプルについて HCO_3^- の濃度変化を明らかにするため、pH 4.3アルカリ度の分析を行なった。その1例として、W-1とW-5における Ca^{2+} とpH 4.3アルカリ度の当量変化を示したのが図13である。 Ca^{2+} の変化に呼応してpH 4.3アルカリ度も変化していることがわかる。一般に、pH 4.3アルカリ度は降水中には見い出されないため、この起源は鉱物の化学的風化によるものと考えられていることから、図13は Ca^{2+} 濃度の増大が地層中に含まれる鉱物の化学的風化作用によるものであることを示している。また、図14は調査流域付近の多摩ローム層中に含まれる二次粘土鉱物の割合を示したものである。いずれの深度においても、ハロイサイトの含有率が高くなっているのが特徴的である。すなわち、(1)式に示される斜長石→ハロイサイトの風化様式は本流域においても充分起こり得ることが予想され、乾燥期が続いたあとの Ca^{2+} 濃度の増大は調査流域を構成する鉱物の化学的風化作用の結果と見ることができる。

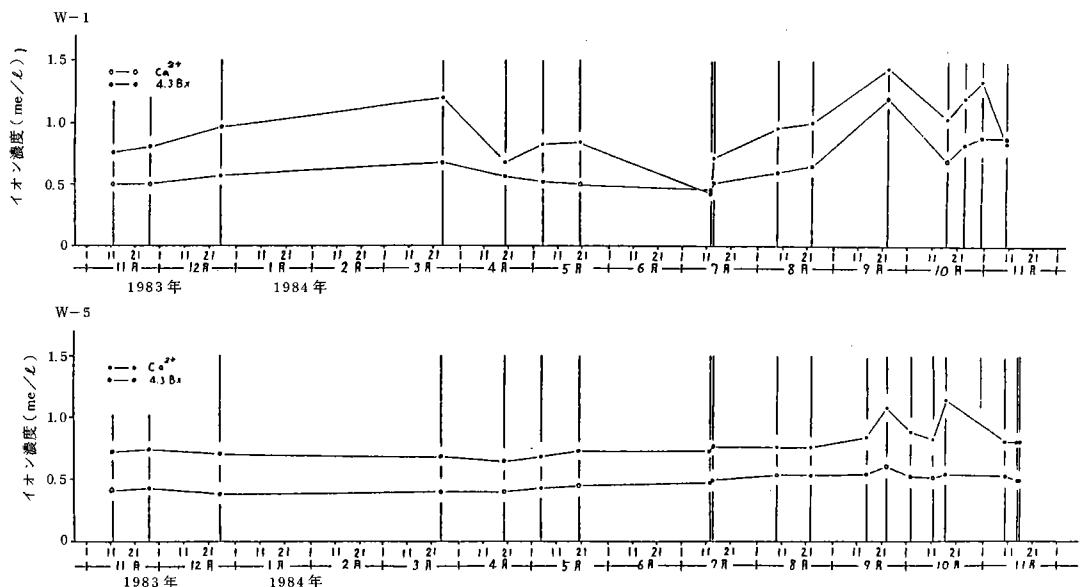


図13 W-1とW-5における Ca^{2+} と4.3 Bxの濃度変化

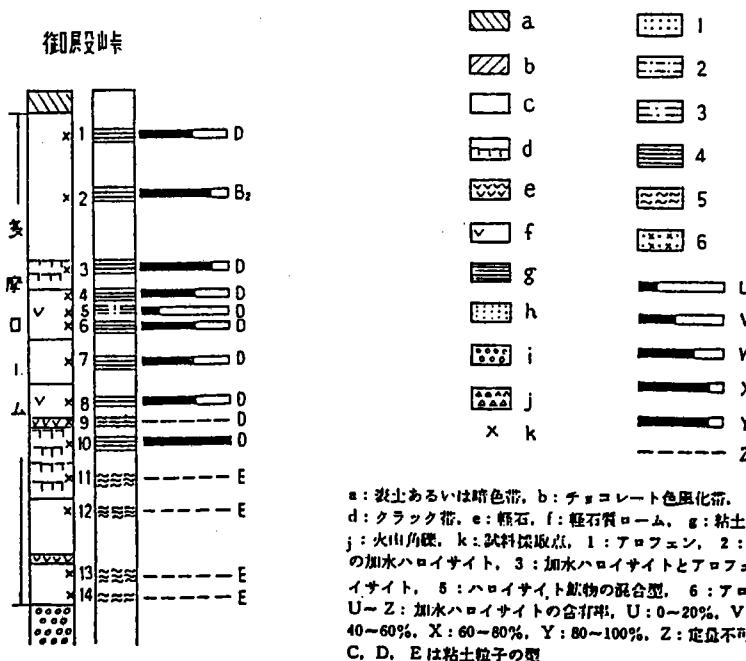
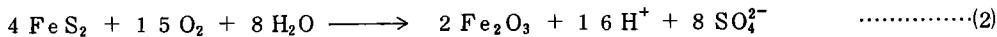


図 14 調査流域付近の多摩ローム層に含まれる二次粘土鉱物

(関東ローム研究グループ, 1965 より)

5. SO_4^{2-} の溶出について

SO_4^{2-} の溶出については、硫化物の酸化および土壤微生物の作用の二つが考えられる。このうち硫化物の無機反応としては次の反応式が考えられる。



この反応系では、堆積物中に FeS_2 (パイライト) が存在することが前提条件となる。 FeS_2 は海成堆積物中に多く見られる硫化鉱物であり、本流域の場合、陸成の多摩ローム層および御殿峠疊層中にどのような生成機構のもとで FeS_2 が存在するのかが大きな問題となる。しかし、陸成の関東ローム層中にも FeS_2 は見い出せるとの考え方もあり、この点に関してはその生成機構も含めて今後充分データを集積する必要があろう。

SO_4^{2-} が生成されるもう一つの機構として、土壤微生物の作用が考えられる。その過程は以下のように考えられる。

- ① 調査対象となった1984年の夏期は気温が高く、この環境のもとで土壤微生物による有機物の分解が活発に行なわれた。
- ② その結果、土壤微生物の呼吸によって地層中の O_2 は消費され、還元状態になる一方土壤中の CO_2

濃度は著しく増大し、この大量のCO₂は(1)式に示した鉱物の化学的風化作用を促進する。

③ この還元状態のもとで硫酸還元菌が繁殖し、地層中のSO₄²⁻をS²⁻に還元する。これはFe²⁺と反応してFeS(硫化鉄)が生成される。

④ その後の降水の浸透によって地層は還元状態から酸化状態に移行し、硫黄バクテリアによってFeSはSO₄²⁻にイオン化される。

①～④の過程は、土壤微生物に関する観測データならびに地層中の酸化還元状態を示す観測データがないため、推論の域を出ないが、乾燥状態が続いたあとの降雨とともにSO₄²⁻が大量に生成される過程を示す一つの考え方であろう。

土壤微生物が地下水の水質形成に大きく関与しているとの指摘がなされてから久しいが、この点については全世界的に未だ充分なデータの集積ははかられていない。今後、流域の水質形成を考える上で早急に解決されなければならない重要研究課題の一つであろう。

6. まとめ

本研究の結果明らかとなったことがらをまとめると以下のようになる。

- 1) 表流水および地下水に含まれる溶存成分のうち、Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, Si, SO₄²⁻, HCO₃⁻の各イオン濃度は、降水が少なくなる7月以降において濃度を高める傾向にある。
- 2) 地下水に含まれる無機イオンのうち、Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻, HCO₃⁻については、谷底よりも側方斜面の地下水において濃度の増大が著しい。これらイオンの濃度の増大は、側方斜面における地下水位の低下量とよい対応を示す。
- 3) Ca²⁺, HCO₃⁻の濃度の増大は、地層中に含まれる鉱物の化学的風化作用に起因し、本流域の場合、斜長石→ハロイサイトの風化様式が推定され、そしてこの風化作用は地下水位低下の大きい側方斜面において顕著であり、側方斜面での溶食量が大きいものと考えられる。
- 4) SO₄²⁻の濃度の増大については、硫酸還元菌、硫黄バクテリア等の土壤微生物の活動が大きく作用しているものと推察されるが、この点については今後これを裏付けるデータの集積が必要である。
- 5) 地層中に起源を有しないCl⁻とNO₃⁻-Nについては、上記1)～3)の傾向は認められない。

参考文献

関東ローム研究グループ(1965)：「関東ローム」，築地書館，東京，378P.