

多摩川最上流域における水質形成に及ぼす立地環境の影響の解明

—環境変化に対する水源水質の予測モデル構築に向けて—

1 9 9 9 年

小野寺 真 一

広島大学総合科学部講師

目 次

第Ⅰ章. はじめに	1
Ⅰ-1 環境科学的背景	1
Ⅰ-2 従来の研究	1
(1) 斜面の水流出過程	1
(2) 生物地球化学過程	4
(3) 地球環境変化の影響	6
Ⅰ-3 研究目的	7
Ⅰ-4 研究計画	8
Ⅰ-5 研究組織	9
Ⅰ-6 研究成果報告	9
(1) 発表論文	9
(2) 学会発表	10
Ⅰ-7 謝 辞	10
第Ⅱ章. 研究地域の自然環境概要	12
Ⅱ-1 位置、地形及び地質	12
Ⅱ-2 植生・土壌	16
Ⅱ-3 気候・気象	17
Ⅱ-4 過去の崩災の記録	17
第Ⅲ章. 山地流域の地下水理構造	19
Ⅲ-1 山地溪流の縦断形と地質構造—堆積岩と花崗閃緑岩の比較	19
(1) はじめに	19
(2) 方 法	19
(3) 調査結果及び考察	20
(4) まとめ	24
Ⅲ-2 試験流域の地下構造と水理特性の推定	25
(1) はじめに	25
(2) 方 法	25
(3) 結果及び考察	26
(4) まとめ	30

第IV章. 山地流域の流出機構	31
IV-1 小流域での流出機構	31
(1) はじめに	31
(2) 方法	31
(3) 結果と考察	32
①長期的な流出特性	32
②短期的な流出特性	35
(4) まとめ	38
IV-2 土砂流出機構	39
(1) はじめに	39
(2) 試験斜面	39
(3) 地中水流出および土砂流出の季節変化	41
①方法	41
②調査地域における年間の降水状況	41
③粗粒物質の流出量	41
(4) 豪雨時における集中観測	42
①方法	42
②1997年台風7号の観測結果	43
③その後のイベント	46
(5) 考察	48
(6) まとめ	51
第V章 湧水・渓流水の溶存成分濃度の空間分布特性	52
V-1. 湧水の溶存成分濃度の空間分布特性	52
(1) はじめに	52
(2) 方法	52
(3) 結果及び考察	54
①水温と標高の関係	54
②標高と一般水質の関係	56
③溶存CO ₂ 環境	60
④植生と湧水水質の関係	61
(4) まとめ	63
V-2. 渓流水の流下にもなう水質変化	64
(1) はじめに	64
(2) 方法	64
(3) 結果と考察	64
(4) まとめ	69

第VI章 山地流域の生物地球化学過程に及ぼす立地環境の影響	71
VI-1 表層土壌の生物地球化学過程に及ぼす標高及び土壌水分の効果	71
(1) はじめに	71
(2) 方法	72
(3) 結果	75
(4) 考察	84
(5) まとめ	89
VI-2 地球化学過程に及ぼす標高の影響	89
(1) はじめに	89
(2) 方法	90
(3) 土壌の物理特性	90
(4) 風化土層中の温度環境及びCO ₂ 濃度	91
(5) 土壌中の溶存物質濃度	93
(6) 考察	96
(7) まとめ	100
VI-3 植生の土壌化学過程に及ぼす影響	102
(1) はじめに	102
(2) 方法	102
(3) 結果	104
(4) 考察	113
(5) まとめ	119
VI-4 水文過程の影響	120
(1) はじめに	120
(2) 方法	120
(3) 結果と考察	121
(4) まとめ	125
第VII章 気候変化の影響についての推定	126
(1) はじめに	126
(2) データ及び計算方法	126
(3) 結果と考察	126
(4) まとめ	129
参考文献	130

第 I 章. はじめに

小野寺 真一

I - 1 環境科学的背景

多摩川の中でも奥多摩湖の上流域は、東京都の水道水源地として東京都によって 100 年にわたり管理されてきた。特に、その森林は、水源涵養林としての意味合いだけでなく砂防的にも注意が払われてきた。例えば、近年の自然にやさしい林業として注目されている複層林施業が行なわれ、峡谷の続く丹波山村の急傾斜地では人為的攪乱を加えていない。

しかし、近年多くの事例から指摘されてきている地球温暖化は、今後 100 年の間に、流域内の物質循環の変化や流出負荷量の増加などを引き起こす可能性がある。多摩川最上流域は、標高が 2000m に至る山地で、植生、地質も多様であり、環境変化に対する水質形成の変化は、各立地環境毎に異なることが予想される。将来における水質変動の予測のためにも、現在における立地環境毎の水質形成を解明することが必要である。

I - 2 従来の研究

山地流域における環境変化にともなう水質変動を予測するためには、山地流域での水・物質循環過程を多様な立地環境で明らかにすることが必要であり、山地流域、斜面、土壌という異なるスケールで、かつ、時間、月、年という異なる時間スケールで、生物化学及び地球化学反応と水流出過程を明らかにする必要がある (Moldan and Cerny, 1994 ; Kovar *et al.*, 1998 など)。ここでは、以上の点に関する従来の研究と現状の問題点を整理する。

(1) 斜面の水流出過程

湿潤森林流域の斜面では、降雨のほとんどが一旦地表下に浸透し流出する (Kirkby, 1978 ; Anderson and Burt, 1990) ため、水質形成という点では地表下での化学変化が重要となる。また、降水が湧水に到達するまでの時間という点から地下のどのような部分を経由するかは大きな問題である (Anderson and Burt, 1990 ; Brammer and McDonnell, 1997 など)。例えば、透水係数の大きい表層土壌や地下に存在する水路状のいわゆる土壌パイプを経由する場合、流出速度は速いが (Dunne, 1978 ; Mosley, 1979 ; Tanaka *et al.*, 1988)、かなり湿潤な条件でないと生じない (McDonnell, 1990 ; Tsuboyama *et al.*, 1994)。一方、地下水流出の場合その速度は遅い (Dunne, 1978) が常時存在する (Anderson and Burt, 1990)。そのため、水質形成としては、一般に後者がより重要となる。

山地流域では傾斜が 40° 以上と急であるため、斜面地中水は基本的に斜面位置の影響を大きく受け斜面上部から下部へ向けて流動するため（窪田、1996）、斜面においては位置（標高）の低下とともに溶存成分の上昇傾向が見られることが多い（McDonnell *et al.*、1998）。表層土壌が薄い場合には降雨時飽和側方流が生じ（恩田、1989；田中、1996 など）、また、透水性基盤地域では山体内部の影響を強く受ける（小野寺、1991）。特に、Montgomery *et al.* (1997) は、割れ目の発達する変成岩からなる山地源流域での観測及び降雨実験から、基盤中の割れ目を經由する流出成分が少なくないことを指摘した。流域を構成する地質によって、基盤が透水性かどうか、また土層が厚いかどうか異なるため、水流出過程は、基盤地質によって異なるといえる（恩田ほか、1996 など）。恩田（1989）や海老塚・近藤（1992）は、異なる2種類の基盤地質からなる小流域で、Hirose *et al.* (1994) は、異なる4種類の基盤岩質からなる小流域で、それぞれ土層構造の違いにともない斜面地中水の流動及び河川の流出特性が異なることを指摘した。

以上の研究では、土層構造の推定に簡易貫入試験が適用された。その使用時の簡便さから、多数の点におけるデータを集めることが可能であり（逢坂、1996）、3次元的な土層構造まで明らかにすることが可能である（太田、1988）。しかし、この方法では、明瞭な不透水基盤を捉える前に、礫や粗砂を含む層があると、見かけ上そこで停止しその下の層厚を評価できない（小野寺、1990）。特に、山地流域では礫を含む層が多く、簡易貫入試験だけでは厳密に不透水基盤までの地下構造を評価することが困難であり、新たな手法の導入が望まれている（水山、1998）。従来の研究（太田・鈴木、1986；寺嶋・諸戸、1990 など）では、簡易貫入試験で得られた基盤が、必ずしも不透水層でないとしても、対象とする現象が降雨流出過程という短期的な現象であるため、相対的にその浸透量は誤差の範囲であると仮定されてきた。しかし、Montgomery *et al.* (1997) の結果は、山地源流域で割れ目の発達した基盤を經由する流出成分が重要であることを示した。割れ目の発達した基盤や透水性の基盤の流出に果たす役割を解明することは、山地流域では大きな課題である。そのため、簡易貫入試験で不透水基盤と見なされてきた層の浸透特性を実際に評価することが必要である。

一方で、植生の種類や植被率の違いは、流域の蒸発散量や地表流の発生量に差を生じ、結果として年流出量や基底流出量に差を生じる（Bosch and Hewlett、1982；鈴木、1983；小野寺、1996 など）。例えば、森林伐採後には、地表の攪乱にともなう A 層の形態変化や有機物の減少（山谷、1965；小林、1982 など）、表層でのクラストの形成にともなう浸透能の低下や地表流の発生（村井、1971 など）や蒸発散量の減少にともなう降水の流出過程の変化（Bosch and Hewlett、1982 など）などが引き起こされる。蒸発散量の変化は、基底流出時の Cl^- 濃度及び水の安定同位体組成に影響を及ぼす（Neal and Rosier、1990）。また、洪水流出時の流出経路に応じて化学組成が異なる（Wels *et al.*、1991）ため、降水の流出経路の変化は渓流水の化学組成に影響を及ぼすと考えられる。

また、人工林施業にともなう浸透能の変化として、ヒノキ林の例が多く報告されている。

清野 (1988) は、ヒノキ-齊林では林冠の閉鎖により下層植生の生育が妨げられ、林床の裸地化が進むことを示した。さらに、小林 (1982) や有光 (1987) は、ヒノキ林で不攪乱土壌試料を採取し、pF 試験を行い粗孔隙量を測定し、表層で粗孔隙量が減少することを報告している。また、湯川・恩田 (1995) は、ヒノキ林で 1m×1m の散水型浸透能実験を行い、裸地化した林床をもつヒノキ林斜面での低い浸透能を確認した。また、浸透能が低い表層土壌において、土壌硬度が高く乾燥した皮膜が形成されていること確認した。この皮膜は、いわゆる土壌クラストであると考えられる。Chen *et al.* (1980) によると、クラストとは裸地の土壌表面に存在する難透水性の皮膜であり、主に雨滴衝撃の増加により団粒構造が破壊され、土壌粒子が目詰まりを起こした結果、形成されるものである。また、これに関連して、恩田・山本 (1998) は、室内実験によりマツリターで被覆された土壌で、堆積性のクラストの形成を明らかにした。以上のように、人工林施業によって浸透能は低下し、地表流の発生が引き起こされるが、さらにそれにともない土壌侵食を生じることが報告されている (宮川ほか、1988)。Richardson and Hole (1978) は、植生による土壌の撥水性を比較し、わずかな菌糸を有する落葉樹林の土壌に比べ、草原焼失地の土壌や菌糸の多い腐植土を有する針葉樹林で撥水性の強度が強いことを指摘した。このように、人工林施業などの人為的インパクトによって、土壌の物理環境はもちろん水文過程も変化する。奥多摩上流域のように標高 700m 以上の山地流域では、天然に落葉広葉樹林(ブナ林)が分布するが、このような地域での人工林施業にともなう土壌物理性及び水文過程に関する影響を明らかにした研究は少なく、また、土壌の化学特性や養分環境との関連も十分に明らかにされていない。

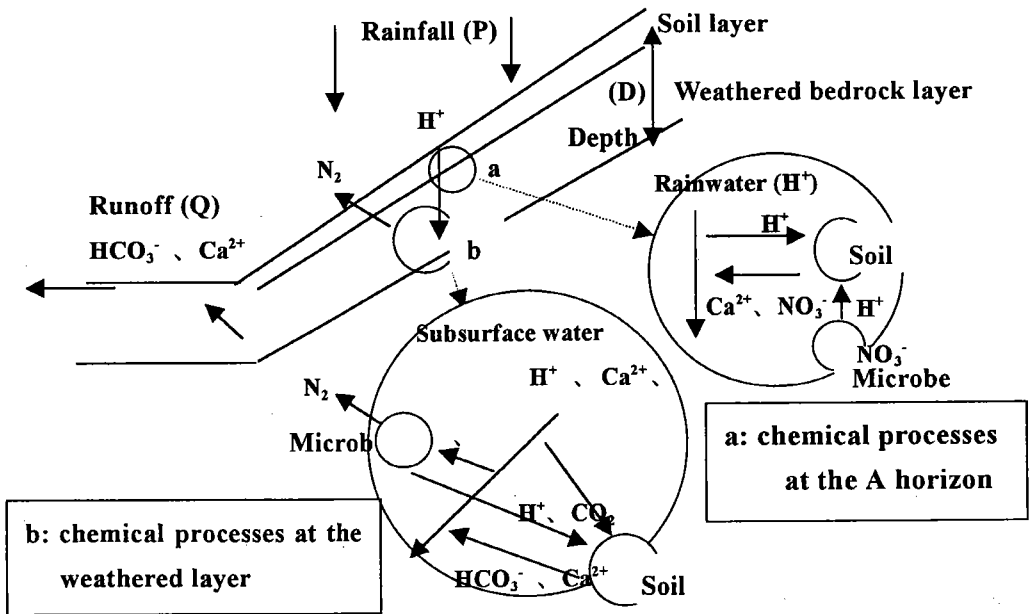


図 I - 1 生物地球化学過程の模式図

(2) 生物地球化学過程

山地森林流域での水質形成に関しては、これまで以下のような視点から研究が行われてきた。森林科学的には森林生態系の物質循環の指標 (Moldan and Cerny, 1994 ; Likens and Bormann, 1995 など) として、環境科学的には下流域の富栄養化に関わる流出負荷量 (宗宮, 1990 ; Burt *et al.*, 1993 など) として、水文学及び砂防学的には斜面の降雨流出過程の指標 (Anderson and Burt, 1990 ; Kovar *et al.*, 1998 など) として、地球化学的には岩石の風化速度指標 (Bricker *et al.*, 1994 など) としてである。

特に、森林生態系の物質循環を解明するために、1960年代から渓流水質データが集められてきた (Likens *et al.*, 1967 ; 岩坪・堤, 1968 など)。その背景には、表層土壤中における植物の養分吸収、有機物の分解、窒素の無機化及び再有機化等の比較的速い物質循環とは異なり、降雨及び流出にともなう物質の出入りは測定が容易で年間の収支も捉えやすい点があった。その後、降雨と渓流水だけでなく、土壌を含めた各化学成分の生成・流出過程の解明が進んだ。例えば、平田・村岡 (1988)、大類ほか (1993) は、 NO_3^- やそれとともに移動する主要陽イオンの動態を、Tokuchi *et al.* (1993) は、土壌中の NO_3^- 濃度変動に及ぼす流域内の地形的位置の影響を、Ohte *et al.* (1995) は、岩石の風化や土壌中の生物活動に密接な成分として溶存 CO_2 ガスの空間分布を明らかにした。上述のような土壌中の生物地球化学反応 (図 I-1) は、系内に大量に貯留されている窒素及び炭素の動態だけでなく、 H^+ とともに陽イオンの動態にも大きく影響し、それぞれの変動に相互に影響する。渓流水の水質形成を予測するためには、斜面での生物地球化学過程を明らかにすることが必要である。

森林生態系での窒素循環は、流域の生物化学過程として中心的に議論されてきた。その主なものは、窒素の無機化、硝化、脱窒過程である。例えば、硝化過程に関して、Likens *et al.* (1970) は森林伐採後の斜面で観測し、それにともない土壌中の pH が低下していることを確認した。加藤ほか (1995) は、スギ林流域での観測から、土壌表層で硝化反応にともない生成した H^+ が Ca^{2+} と交換していること、深層で植物による吸収や脱窒により NO_3^- 濃度が低下し HCO_3^- に置き換わることを示唆した。無機化過程に関して、Nambu *et al.* (1994) は、表層土壌における H^+ の起源として、外部からの酸性雨等による酸性降下物が 10%程度であるのに対し、土壌中の微生物化学過程 (無機化及び硝化) が 60%程度になることを算出した。戸田ほか (1994) は、スギ・ヒノキ林の土壌を 3 種類の温度下で培養実験を行い、幼年林より壮齢林、斜面上部より下部、土壌下層より表層といった、土壌有機物量の多い場所で無機化速度が大きいことを確認した。呉ほか (1998) は、スギ・ヒノキ中齢林で表層土壌を野外培養し、窒素無機化量が土壌水分より温度に大きく影響されることを示した。徳地 (1996) は、斜面上の異なる位置における窒素循環機構を明らかにするため、斜面に沿って、土壌の無機態窒素の現存形態、土壌の無機化・硝化等の純窒素生産反応速度と個々の反応速度、土壌中の可水溶性有機炭素量、土壌微生物バイオマス量、

土壌溶液の組成などを測定した。その結果、斜面の位置により可給態窒素のプール及びフラックスが異なり、窒素の循環機構が変化することを推定した。また、土壌水分量に依存して斜面上部では無機化、下部で無機化及び硝化が起き、pH は斜面上部ほど低くなることを示唆した。脱窒に関しては、木平ほか (1997) や石塚・小野寺 (1997) が、窒素の安定同位体比をもとに小流域の流出域付近で脱窒が起きていることを確認した。小野寺ほか (1996) は、ヒノキ林伐採にともなうライシメーター (深度 1m) の流出水質の変化から、伐採後硝化作用により上昇した土壌中の NO_3^- が、その後成長した草本類による吸収と脱窒反応により減少したことを明らかにした。また、Stark and Hart (1997) は窒素の安定同位体比から、壮齡林で窒素の無機化速度とほぼ同程度の再有機化が生じていることを明らかにし、無機化から再有機化という窒素循環速度の速さを示した。

一方で、地球化学的過程として主なものは、化学風化過程である。化学風化により 1 次鉱物が 2 次鉱物に変質する際、酸を消費し主要陽イオンを放出する。放出された陽イオンは、風化の際生成された 2 次鉱物 (粘土鉱物) 表面及び有機物表面に吸着される (Moldan and Cerny, 1994 ; Likens and Bormann, 1995 など)。この時、酸として作用するのは、 CO_2 の水への溶解で生じる炭酸、酸性雨中の強酸、先に示した生物化学過程で生じる硝酸及び有機酸などがある。Asano *et al.* (1998) は、森林遷移の異なる流域で地下水及び湧水水質の調査を行い、森林の遷移にともない植物土壌間の養分循環過程で産出される物質と、風化によって産出される物質のバランスが変化することを確認した。以上のような酸性物質の収支という視点では、生物化学過程は地球化学過程に密接に関係している。すなわち、表層での生物活動にともなうリター等の分解 (大政, 1982) 及び無機化反応により生成される酸と化学風化との関係などを解明することが必要であるといえる。

さらに、将来の水質について空間的相違を予測していくためには、異なる樹種からなる流域、または気候の異なる流域において、前述のような生物地球化学過程がどのように異なるかを明らかにしていくことが必要である。従来、渓流水質の空間分布特性をもとに、流域の立地環境による内部過程の違いについて推察した例はいくつかある。例えば、植生や林齢の違いに注目した研究としては、Vitousek (1977) や広瀬ほか (1988) などがある。Vitousek (1977) は、林齢、種 (標高に依存する) の異なる森林からなる 57 の流域で渓流水の水質を調査し、幼齡林に覆われた流域より老齡林で渓流水の NO_3^- 濃度が高いことを指摘した。Lelong (1990) は、トウヒ林、ブナ林、草原からなる流域で降水と河川水の物質収支の比較研究を行い、トウヒ林 (針葉樹林) 流域での酸性化の傾向を明らかにした。この傾向はその他の研究でも指摘されている (井上ほか, 1993 ; 堀田ほか, 1993)。これは、トウヒ (針葉樹) の葉面積が大きく大気からの酸性降下物の捕獲量が多いことによる (Matzner and Meiwes, 1989 ; Ivens, 1990) と推察される。地形に注目した例では、同じく Vitousek (1977) が標高の上昇にともなう Na^+ や SiO_2 の低下傾向を、また、大類ほか (1994) が流域の平均勾配の増加にともなう NO_3^- の上昇傾向を示唆した。基盤岩質に関しては、Hirose *et al.* (1994) が阿武隈山地の基盤岩質の異なる 4 流域で、また、

Ichiyanagi *et al.* (1994) が南アルプス及び中央アルプスの岩質の異なる3流域で調査を行い、岩質に起因する水循環の違いを示唆した。堤 (1987) や岩坪 (1996) などは、気候の変化に応じて植生が変化し、それに対応して土壌も変化し、物質循環も変化することを報告し、熱帯多雨林、温帯落葉広葉樹林、亜寒帯常緑針葉樹林についての個々の物質循環について研究例を示している。しかし、以上の研究では、立地環境と渓流水質分布の関係は明らかにされたが、流域生態系の内部過程（生物化学過程）を考慮した物質循環過程（生物地球化学過程）との関係については十分に明らかにされたとはいえず、不明確な部分が多く残されている (Nihlgard *et al.*, 1994)。

(3) 地球環境変化の影響

近年、森林生態系における自然浄化機能や温室効果ガスを構成する元素 (C, N) の制御などの面から、酸性雨や温暖化などの地球的規模の環境変化と森林生態系または流域の物質循環との関係解明が必要とされてきている (Moldan and Cerny, 1994 ; Likens and Bormann, 1995)。

欧米では 1970 年代から流域の酸性化が問題となり、多くの研究者により生物地球化学的な視点から酸性雨が土壌中に浸透する時の酸緩衝能について議論されてきた (Moldan and Cerny, 1994 ; 大手・徳地, 1997 など)。酸性物質 (H^+) は土壌中の交換性陽イオンとの交換反応等によって中和されるが、土壌自身は酸性化することになる。土壌の酸性化の結果、土壌 pH の急激な低下が生じ Al^{3+} が土壌から溶出し、生物にとって毒性のある溶存 Al^{3+} 濃度が生態系で急上昇し始める (宮永ほか, 1994)。そのため、 Al^{3+} 濃度及び主要陽イオン濃度との比の上昇は、酸性化の指標とされてきた (Moldan and Cerny, 1994)。ポドゾル土壌 (酸性土壌) が、1 万年スケールで気候変動にともない形成されてきたことを踏まえると、土壌の酸性化は自然環境の中でも進行することが理解できる。一方で、近年の酸性雨は、流域における酸緩衝能をはるかに上回る酸性物質の供給を引き起こし、その結果流域の酸性化を引き起こしたと考えられる (Likens and Bormann, 1995 など)。Ohte *et al.* (1998) は、アジア、北東アメリカ、北ヨーロッパにおける森林流域で測定された雨水、土壌水、湧水の pH、重炭酸イオン濃度と流域の母岩、森林土壌タイプ、地形との関係を示した。その中で、 HCO_3^- を風化による地球化学的指標として、世界的規模の酸緩衝能の地理的相違を推定し、欧米では酸緩衝能がアジアに比べて低いことを推察した。その理由として、アジアでは土地の隆起量が大きいため起伏比が大きく、風化ポテンシャルの高い新鮮な岩石が地下から多く供給されるためであると推定した。一方、Vitousek (1977) は、風化に関係のある Ca^{2+} 、 SiO_2 等の成分は標高の低下にともなって上昇することを示した。すなわち、この結果は水温の低下による風化速度の低下傾向と同時に酸緩衝能の低下傾向を示唆していると考えられる。これは、Ohte *et al.* (1998) によって指摘された欧米とアジアの酸緩衝能の違いについても、温度による風化速度の違いを考慮していくことが必要であることを示唆する。Johnson and Siccama (1983) は、アメリカ東部の

化学風化との関係などは不明確である。以上の点から、気候（特に気温）の変化にとまなう風化速度の違いを明らかにすることが必要である。

温度と生物地球化学過程の関係を議論したものはこれまでにいくつかある。例えば、地中水や湧水の化学成分の季節変化と気温の変化との関係に注目したものである。HCO₃⁻に関しては大類ほか（1995）などが、溶存CO₂に関しては Ohte *et al.*（1996）などが、NO₃⁻-N や Na⁺、Ca²⁺などに関しては Vitousek（1977）、平田・村岡（1988）や Tokuchi *et al.*（1993）などが、SiO₂に関しては大類ほか（1995）などが指摘している。この変動の大きな要因は、温度の上昇に伴い生物活性が上昇し、呼吸の促進に伴う溶存CO₂濃度の上昇と、硝化反応の促進に伴うNO₃⁻-Nの上昇と密接に関連する。前者は、風化速度の上昇に、後者はCa²⁺等との陽イオン交換反応の促進に関連する。上述した従来の研究の多くは、季節変化に着目したもので長期的に比較した例は少ない。Reynolds *et al.*（1992）は、イギリス西部の土壤水及び河川水の10年間におけるNO₃⁻-N濃度の変化を測定し、降雨の少ない年の夏季に土壤水の濃度が上昇し、半年遅れて河川水の濃度が上昇したことを報告した。このように、数年間のスケールにおいても気温の変動に伴うNO₃⁻-Nの変動傾向は明確である。また、小野寺・加藤（1997）は、森林土壤中の物質移動を4年間観測し、NO₃⁻-N濃度とSO₄²⁻-S濃度生成に関連する生物化学過程と夏季の気温と降水量との関連を明らかにした。しかし、地球化学過程との関係など不明確な部分がある。

Sommaruga-Wograth *et al.*（1997）は、近年の酸性雨及び温暖化がアルプス山脈の湖沼水質に及ぼす影響を調査し、温暖化による化学風化速度の上昇により酸性化よりむしろ温暖化の影響が強いことを示し、湖沼が富栄養化傾向にあることを示唆した。ただし、この地域は3000m近い高山帯であり、他地域での同様な調査が必要であることを提言した。しかし、以上のような研究例は奥多摩上流域のような標高2000m以下の山地流域ではなく、その影響は予測がつかない状況である。

I-3 研究目的

前節までにまとめた環境科学的な問題点かつ学術的な問題点の1つは、山地流域における水質形成機構として重要な水流出過程と生物地球化学過程に対する、空間的多様性を与える立地環境の多様性と時間的変動を与える地球環境変化という各外的要因の影響が不明確な点である。すなわち、多摩川最上流部の水質形成に及ぼす立地環境の影響について流域内の水流出過程及び生物地球化学過程を考慮した上で解明することは、環境科学的にも学術的にもその意義は大きい。特に、低山帯から亜高山帯における調査は世界的にも不足し、また、多摩川流域においても奥多摩湖上流域での調査例は少ないことから、奥多摩湖上流域において水・物質循環の調査を行うことは必要である。

本研究の目的は、多摩川最上流部の水質形成に及ぼす地質、標高、植生などの立地環境の影響について解明することとする。特に、温室効果ガス（CO₂、N₂O）に関連する溶存

の影響について解明することとする。特に、温室効果ガス (CO₂、N₂O) に関連する溶存イオン (HCO₃⁻及び NO₃⁻) の形成に注目する。立地環境という外的要因は、生態系における物質循環、特に生物地球化学反応を制御すると同時に水循環を制御する。そのため、特に以下のような詳細な目的を定めて研究を行い、最終的に集約して研究をまとめた。

- 1) 水流出の場となる土壌、岩盤を含む地下水理構造を明らかにする。
- 2) 水流出過程を明らかにする。
- 3) 各立地環境と湧水における溶存成分の関係の解明を行う。
- 4) 各立地環境と水質形成機構の関係を明らかにする。
- 5) 気候変化の影響を推定する。

以上の順番は、報告書としてまとめやすいように並べ替えたものであり、次に示す3年間の計画の順とは異なっている (図 I-2)。なお、本報告書は上述の詳細な目的の項目順にまとめた。

I-4 研究計画

本研究では、研究対象地域を奥多摩湖より上流域として、試験流域における詳細な調査と流域全域における多点の調査という異なるスケールの調査を統合して進める (図 I-2)。試験流域は、地質の異なる小流域である。詳細は以下の通りである。

- 1) 水流出の場となる土壌、岩盤を含む地下水理構造の解明のために、①地質の異なる河川で地質構造の調査を行い、主に割れ目の密度や地形の違いを明確にし、②試験流域を中心に物理探査を行い地下水理構造の調査を行う。(第三章)

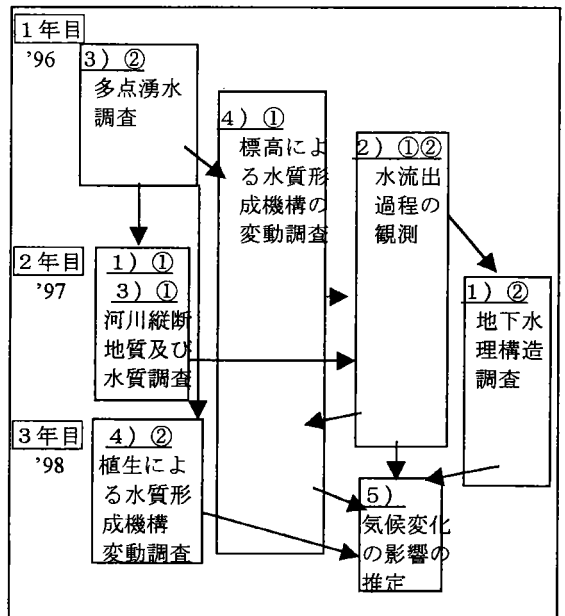


図 I-2 研究計画

- 2) 水流出過程の解明のために、①試験流域で降雨流出過程の観測を行う。さらに、②降雨流出にともなう流出負荷、特に土砂流出についての観測を行う。(第四章)
- 3) 各立地環境と渓流水における溶存成分との関係を解明するために、①地質の異なる河川流域で支流の流入等を考慮して標高 2000m から 1200m 程度まで流下する間の水質変動を調査し、また、②流域全体において岩質、標高、植生の異なる多数の湧水で採水を行い、水質の空間分布特性を調査する。(第五章)
- 4) 各立地環境と水質形成機構の関係を明らかにするため、①標高の異なる 4 流域で土壌

及び深層土壌を採取し、土壌水及び湧水の溶存成分の変動に及ぼす温度の影響を調査し、②植生の異なるいくつかの流域で土壌及び湧水を採取し、流域における水文-生物地球化学過程への植生の影響を調査する。(第VI章)

- 5) 気候変化の影響を推定するため、①前述までの水質形成に対する温度の影響を考慮し、温暖化による水質変動の推定を試みる。②さらに、地質や植生の違いによるその応答の違いについても考慮する。(第VII章)

I-5 研究組織

研究組織は以下の図 I-3 の通りである。

研究代表者	小野寺 真一 (広島大学・総合科学部)
研究分担者	松谷 順 (山梨県森林総合研究所); 1年目 宮岡 邦任 (文教大学・教育学部); 2年目
研究協力者	廣瀬 孝 (筑波大学地球科学系、現 琉球大学法文学部) 野田 岳史 (筑波大学大学院環境科学研究科、現 筑波大学研究生) 成岡 朋弘 (筑波大学大学院環境科学研究科) 安道 幸仁 (広島大学総合科学部学生) 村井 知里 (広島大学総合科学部学生)

図 I-3 研究組織

I-6 研究成果報告

本研究に関する研究成果の公表状況は、以下の通りである。ただし、本研究におけるデータは貴重かつ膨大であり今後更に公表していく予定である。

(1) 発表論文

- 1) 小野寺真一・松谷 順・井岡聖一郎 (1997): 奥多摩湖上流域における渓流水質に及ぼす標高の影響. 水資源に関するシンポジウム論文集、Vol.5、 151-156.
- 2) S.Onodera、 J.Matsutani、 & T.Hirose(1998): Effect of elevation、 vegetation、 rock on element concentrations in mountainous catchments、 western side of Tokyo、 Japan. Proc. Int. Con. Headwater'98、 221-225.
- 3) 小野寺真一・宮岡邦任・廣瀬 孝・野田岳史・成岡朋弘・井岡聖一郎・小野孝也 (1998): 関東山地流域の地下構造とその水理特性. 筑波大学水理実験センター報告、 23、 11-16.

- 4) T.Naruoka & S.Onodera(1999) : Changes in dissolved load and biogeochemical processes from low mountainous to sub-alpine watershed、 linked to air. IAHS Publication. No.257、 103-109.
- 5) T.Miyaoka、 S.Onodera、 & T.Hirose(1999): Estimation of storm runoff generations in steep、 small catchments、 using ^{18}O tracer and electric explorations. IAHS Publication. (in press)

(2) 学会発表

- 1) 小野寺真一・松谷 順 (1996) : 関東山地源流域の水質形成に及ぼす標高及び岩質の影響、日本地理学会秋季大会
- 2) 野田岳史・小野寺真一 (1997) : 急峻な山地源流域における洪水時の土砂生産の変動、日本地理学会秋季大会
- 3) 成岡朋弘・小野寺真一 (1997) : 花崗閃緑岩山地の標高にともなう溶出過程の変化、日本地理学会秋季大会
- 4) 小野寺真一・廣瀬 孝 (1997) : 花崗岩及び石灰岩からなる小流域の水質変化から推定される降雨流出特性、水文・水資源学会
- 5) 宮岡邦任・小野寺真一・廣瀬 孝・成岡朋弘・野田岳史 (1998) : 異なる基盤地質から成る山地流域における流出特性、日本地理学会春季大会
- 6) 廣瀬 孝・野田岳史・小野寺真一・宮岡邦任・成岡朋弘 (1998) : 花崗岩溪流と堆積岩溪流の河床縦断形、日本地理学会春季大会
- 7) 野田岳史・小野寺真一・廣瀬 孝 (1998) : 山地源流域における流出土砂の粒径の変動－花崗閃緑岩山地と堆積岩山地の比較、日本林学会
- 8) 成岡朋弘・小野寺真一・松本栄次 (1998) : 関東山地花崗閃緑岩地域におけるレゴリスの化学風化特性、日本林学会
- 9) 小野寺真一 (1998) : 関東山地流域における水の溶存成分の空間分布特性と気候変化の影響、京都大学防災研究所水－土研究集会
- 10) 小野寺真一・宮岡邦任・廣瀬 孝・成岡朋弘・野田岳史 (1999) 急傾斜山地小流域の地下水理構造と流出特性、日本林学会
- 11) 村井知里・小野寺真一・成岡朋弘・野田岳史・安道幸仁 (1999) : ブナ林及びカラマツ林からなる山地小流域の浸透特性と土壌化学特性、日本林学会
- 12) 安道幸仁・小野寺真一・成岡朋弘・村井知里 (1999) : 亜高山帯山地流域における酸の生成・緩衝特性、日本林学会
- 13) 宮岡邦任・小野寺真一・廣瀬 孝 (1999) : 関東山地流域における降雨流出過程の解明、水文学学会

I-7 謝辞

なお、本研究の遂行には研究協力者の他に、多くの方のご教示、及びご支援があった。以下、記して感謝の意を表します。

現地調査においては、東京都水道局水源管理事務所の方々に、本試験地での気象データや1/5000地形図など現場の情報の提供、シルエットメディカル企画(株)の間嶋 誠氏には宿舎の貸し出し、民宿しゃくなげの田辺氏には調査活動に対するご支援、塩山市小佐野安明氏には700m流域試験地の利用とそれぞれ多くの便宜をはかっていただき、筑波大学大学院生 井岡聖一郎氏には、度々ご協力いただいた。

野外調査における測器に関して、筑波大学地球科学系松本栄次先生には自記温度計や調査器材等、筑波大学地球科学系水文教室の田瀬 則雄先生にはポータブルpH計及びEC計、データ回収用コンピューター、ハンドオーガー等、同じく田中 正先生、嶋田 純(現熊本大学)先生には電気探査等の装置等、農林水産省森林総合研究所の加藤 正樹博士及び広島大学総合科学部開発一郎先生にはTDR 土壌水分計と、それぞれの使用に対して便宜をはかっていただくとともに貴重なご助言をいただいた。

農林水産省森林総合研究所の小林 政広氏、伊藤 優子氏、釣田 竜也氏には試験流域における土壌調査に際し、筑波大学地球科学系松本 栄次先生には関東山地の地形土壌特性について、恩田 裕一博士には浸透試験について、愛知教育大学辻村 真貴博士には、試験流域の流出機構に関して、それぞれ現地でご教示いただいた。

実験室内においては、筑波大学地球科学系水文教室の田中 正先生、嶋田 純(現熊本大学)先生に安定同位体分析に関して、広島大学総合科学部竹田 和彦博士にICP分析に関して便宜をはかっていただいた。

第 II 章. 研究地域の自然環境概要

小野寺 真一・野田 岳史

II - 1 位置、地形及び地質

研究地域は、奥多摩湖上流域の関東山地中部、山梨県丹波山村及び塩山市に位置する。研究地域のほとんどは、奥多摩湖上流域の多摩川流域である(図 II-1a)が、一部富士川水系の重川流域、多摩川水系の日原川流域で比較のための調査を行った。また、集中的に調査を行った試験流域は、多摩川水系一ノ瀬川朝日谷の支流であり、多摩川之最源流域の一つをなす(図 II-1b)。

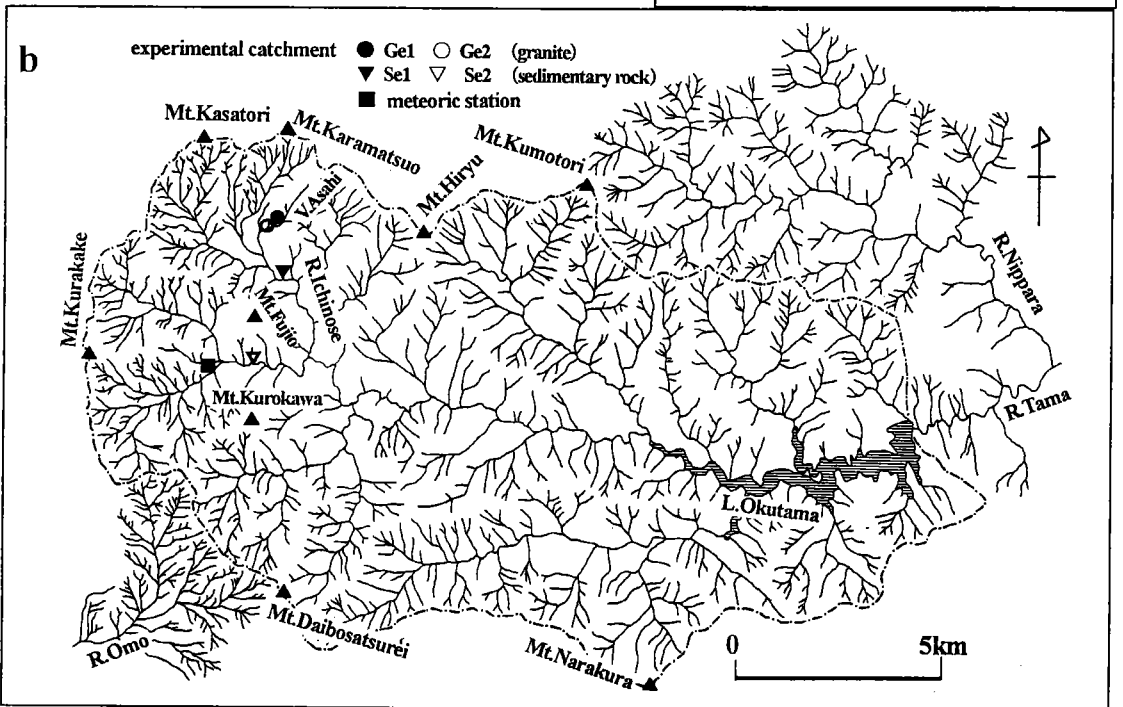
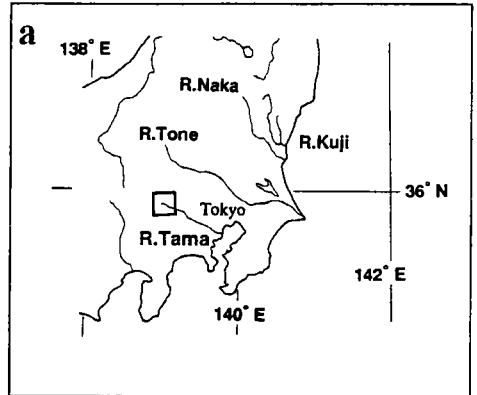


図 II - 1 (a)研究地域の位置と(b)水系図

この地域は秩父多摩国立公園に属し、秩父山地(通称奥秩父)主脈の南面に当たる。主稜線は、多摩川之最源流部といわれる水干沢の尾根部を構成する笠取山(標高 1953m)から東京都の最高点をなす雲取山(標高 2017m)まで東西に伸びほぼ標高 2000m 以上である。その間、最高点でもある標高 2109m の唐松尾山、竜喰山(標高 2011m)、多摩川水

系随一の峡谷をなす大常木谷の尾根部となる飛龍山（標高 2069m）と連なる。本稜線は、荒川水系との分水界となる。一方、笠取山から南に 10km ほどにある大菩薩嶺（標高 2057m）に伸びる西側の稜線は、富士川水系との分水界となる。この間、倉掛山で標高 1777m、柳沢峠からすぐ東側の頂部で標高 1706m と北側の稜線に比べやや低い。さらに、大菩薩嶺から奥多摩湖の南 4km に位置する標高 1349m の奈良倉山まで東に伸びる南側の稜線は、北側の稜線に比べると高度は低い。本稜線は相模川水系との分水界をなす。

図 II-2 に流域の南北方向と東西方向の地形縦断面図を示す。南北断面は唐松尾山から大菩薩嶺にかけての断面(a)で、東西断面は一之瀬川から多摩川の奥多摩湖に至る河床縦断面図(b)である。南北断面では、唐松尾山の北麓に比べ南麓で緩傾斜であること、標高 2000m の唐松尾山と大菩薩嶺の間に標高 1500m 程度の一段低い藤尾山及び黒川山のブロックがあること、それらの間を、一之瀬川、柳沢川、泉水谷が刻んでいることがわかる。なお、唐松尾山南麓の標高 1500m 付近には花崗閃緑岩の試験流域 (Ge1)、標高 1100m 付近には堆積岩の試験流域 (Se1) がある。河床縦断面では、笠取山斜面が 30° 程度と急傾斜で、その後は 10° から 4° へと緩くなり、一之瀬高原に至る。しかし、地質境界を境に遷急点となり、一旦 7° 程度まで急勾配になる。その後は、奥多摩湖に至るまで勾配が徐々に緩くなる。

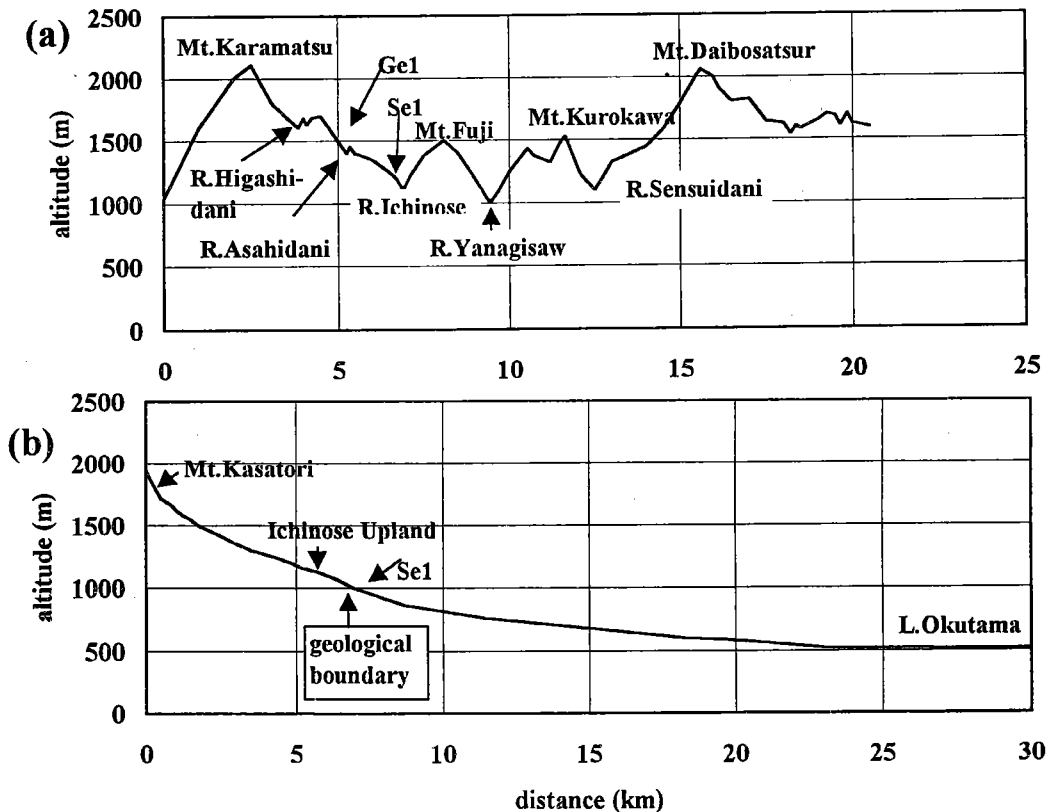
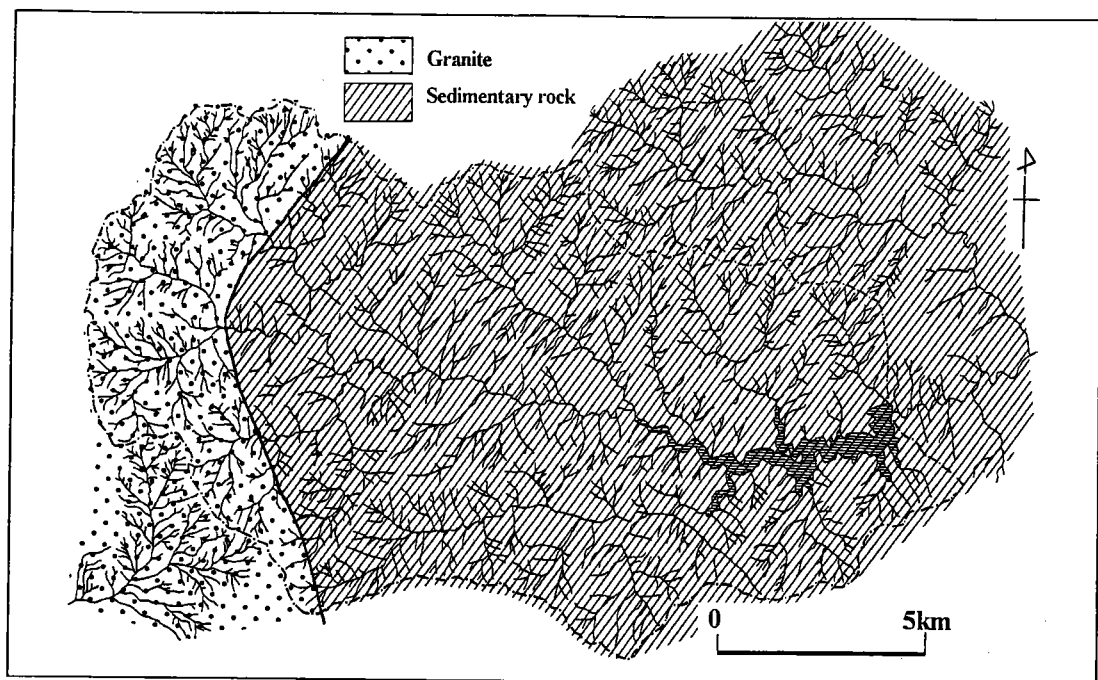


図 II-2 地形縦断面図 (a)南北断面図 (唐松尾山-大菩薩嶺)、(b)河床縦断面図



図Ⅱ-2 流域の地質

この地域の基盤は、唐松尾山から大菩薩嶺へのラインより東側がほぼ中生代の砂泥互層からなる堆積岩で、西側が花崗閃緑岩である(図Ⅱ-2)。堆積岩は、四万十帯の小河内層群と小仏層群に分類され、唐松尾山の南1km付近から奥多摩湖の南1km付近へのラインより北側が小河内層群である。小河内層群には、一部石灰岩も混在する。奥多摩湖から雲取山にかけて分布する青岩谷層中には、三疊紀のコンドントを含むチャートが発見されている。また、小仏層群中の小菅層には白亜紀の二枚貝に似た化石が発見されている。四万十帯には、北縁に仏像構造線が南縁に藤野木-愛川線が分布し、その間も五日市-川上線のような北西-南東方向の断層が分布する(日本の地質『関東地方』編集委員会, 1986)。一方、花崗閃緑岩は発達した風化マサ土が厚く基盤岩を覆っている。この基盤岩は甲府北方の金峰山から甲府盆地の北部一帯、さらに盆地東部の御坂山地にまで連続して分布する甲府深成岩帯の一部であり、徳和型花崗閃緑岩として分類されている。本地域のものはさらに広瀬型と呼ばれ、カミントン閃石をふくむホルンブレンド黒雲母花崗閃緑岩であり、黒雲母と角閃石が目立つのが特徴である(日本の地質『中部地方Ⅰ』編集委員会, 1988)。もともと白亜紀~古第三紀の四万十統を新第三紀以降に貫いた貫入岩体であるとされているが、詳細な調査はなされていない。

日本の国土の地表面において、深成岩類が露出している面積は全体の12%であり、この深成岩類はさらに新第三紀の花崗岩・閃緑岩類(1%)と古第三紀以前の花崗岩類(11%)に大別される(貝塚ほか, 1986)。貝塚ほか(1986)はまた、この花崗岩体の年齢を約1000万年前(中新世後期)以降としている。したがって、この地域の花崗岩類は

全国のなかでもかなり新しいものといえる。

この地域では、花崗閃緑岩の風化土層に被覆された斜面を多くの開析谷が侵食しているが、傾斜の急な斜面ではV字谷が卓越し、傾斜の緩い斜面では舟底型の谷 (Onda, 1994) が卓越している。本研究における試験流域は前者にあたる。また、一ノ瀬高原より下流域の堆積岩流域では、極めて開析の進んだ深い峡谷を形成している。唐松尾山から大菩薩嶺にかけての地質境界と断層の影響で、唐松尾山から 5km 南の藤尾山 (標高 1606m) やさらに 3km 南の黒川山 (標高 1710m) などは比較的単独の山塊を形成し、周囲は峡谷により刻まれている。

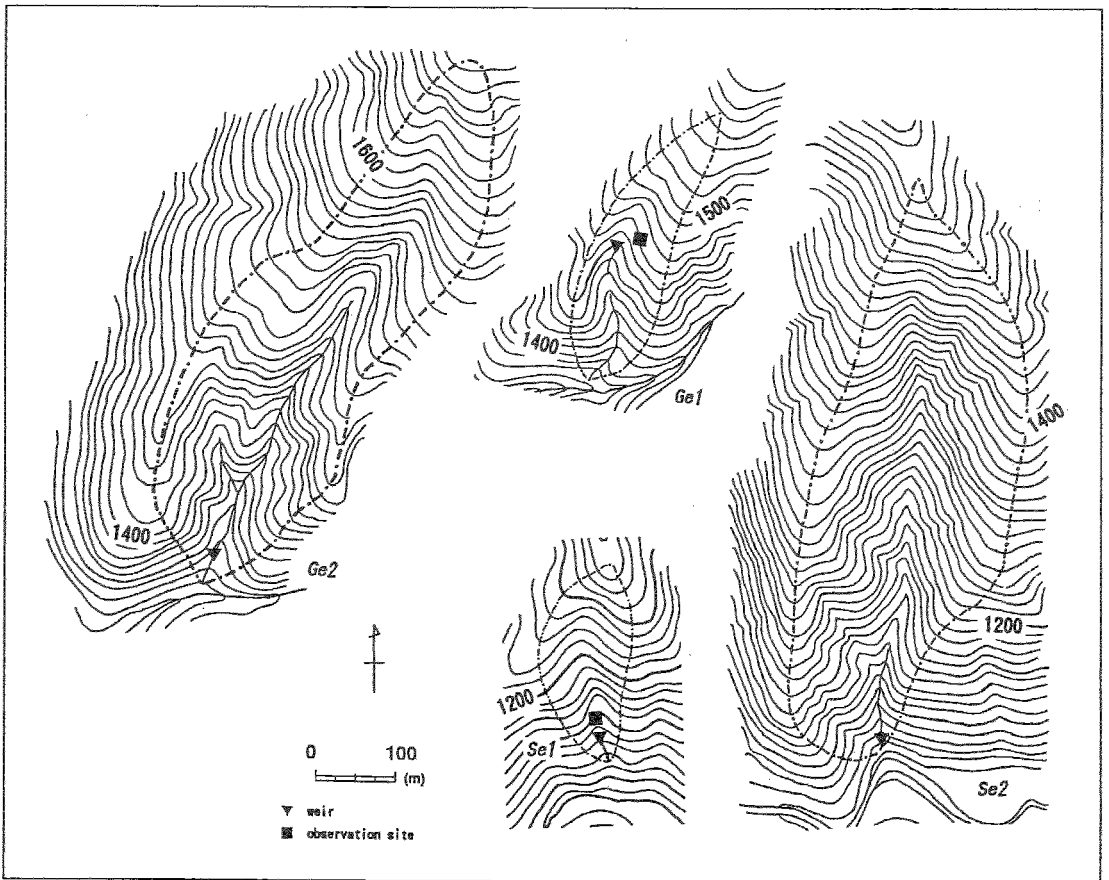


図 II - 3 試験流域の地形図

試験流域は、花崗閃緑岩流域からなる唐松尾山北東斜面の中腹に位置する標高 1400m ~1500m の 1 次谷 (Ge1) と標高 1300m~1600m の 2 次谷 (Ge2)、及び堆積岩からなる標高 1100~1200m の 1 次谷 (Se1) と藤尾山の南斜面に位置する標高 1100m~1600m の 2 次谷である。それぞれ流域面積は、ほぼ 2ha 及び 8ha である (図 II-3)。

II-2 植生・土壌

塩山市一之瀬付近の植生は、大部分がヒノキ・カラマツの混交林で、植林地となっている。カラマツは 70~80 年生で、ヒノキは 50~80 年生と成熟林である。ただし、複層林化している地域では 20~30 年生程度のヒノキがある。また、これらの針葉樹の樹間に、ミズナラ、イタヤカエデ、ミズキといった広葉樹が部分的に混じるが、矮生である。また、林床には下草としてチシマザサが繁茂している。一方、丹波山付近は、ほとんどが天然林であり、ブナ、ミズナラ等の落葉広葉樹林及び標高 1800m 程度以上の地域ではウラジロモミ、ツガ等の針葉樹林が分布する。

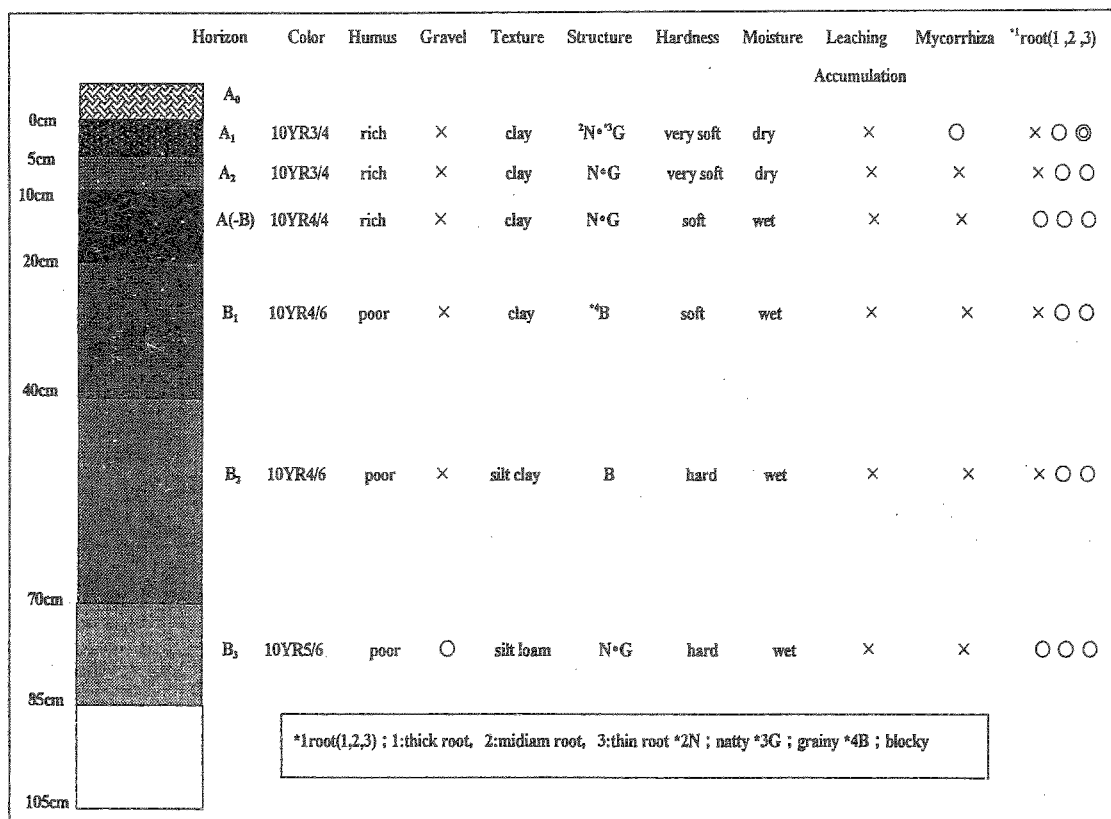


図 II-4 土壌断面調査結果 標高 1500m (G15 地点)

試験流域の尾根部において、土壌調査を行った。調査地点は大きな沢に向かって突き出した尾根上で、この地点において深さ 1m のトレンチを掘り、土壌の形態的特徴を記載した (図 II-4)。結果は次のようにまとめられる。すなわち、腐食は比較的深くまで浸透しているが色は淡く (A₁、A₂)、割れ目に沿っての腐食の浸透が見られ、モザイク状になっている (AB、B₁)。また A 層から B 層上部にかけて乾性の指標である堅果状構造があった。以上の観察結果から、この土壌を Bc (弱乾性褐色森林土) と判断した。Bc 型では一

一般的に A₀ 層は発達しないものとされているが、この土壌断面においてはやや厚い傾向を示した。これはカラマツの落葉が分解しにくいためであると考えられる。

II-3 気候・気象

東京都水道局水源管理事務所落合出張所（笠取山山麓、標高 1,120m 付近）では、1901 年から継続した気象データを記録している。それによれば、年平均降水量が 1,781 mm、年平均気温が 9.0℃である。本研究において使用した降水量のデータは、全てこの水源管理事務所のものを利用した。また、奥多摩湖より下流の多摩川と日原川が合流する付近に位置する同じく水源管理事務所奥多摩出張所（標高 350m）では、年平均降水量が 1491mm、平均気温 13.5℃である（図 II-5）。なお、本地域からほぼ等距離（20km）に位置する

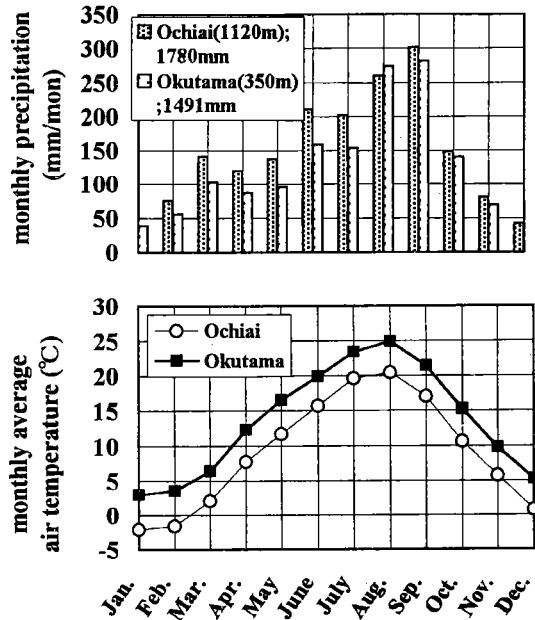


図 II-5 気候特性

「小河内」（東京都、北緯 35° 47.4' , 東経 139° 03.5'、標高 530m）及び「勝沼」（山梨県、北緯 35° 39.7' , 東経 138° 43.6'、標高 382m）の AMeDAS の準平年値をみると、年降水量及び年平均気温の値はそれぞれ 1558.7mm、11.5℃, 1020.2mm, 13.4℃となっている。

この地域は太平洋側気候区に属し、その主な出水時期は、6～7月にかけての梅雨期と、9～10月にかけての台風期である。

II-4 過去の崩災の記録

本地域では、流域の側壁斜面や谷頭に伸長したガリー内において、表層崩壊の痕跡が多数みられる。崩壊の多発する原因としては、本地域が急峻な山地斜面を一面に有していること、花崗閃緑岩が基盤をなし、厚い風化土層を形成していること、また本州の太平洋岸に位置し、梅雨前線や秋霖・台風による豪雨の影響を強く受けていることなどが考えられる。

吉永・小岩（1996）は、日本の森林山地斜面において、更新世末期から完新世初頭にかけて、谷の形成、その埋積、安定化という一連の地形変化が起こったことを指摘し、その原因として、この時期における豪雨頻度・強度の増大が山地斜面での崩壊の発生を顕著に

した可能性を示唆している。前述のように、本地域の花崗閃緑岩体の貫入時期は少なくとも更新世末期以前であると考えられることから、本地域においても同時期に崩壊の多発していた可能性が高い。

この地域では、1982年7月31日～8月1日にかけて台風10号が通過し、総雨量およそ400mm近い降雨にともなって、付近一帯に多数の斜面崩壊が発生したことが知られている。これは水源管理事務所の1901年からの観測史上、もっとも大規模な記録であった。1974年8月31日にも、これに準じる規模の崩壊が発生している。

第三章. 山地流域の地下水理構造

小野寺 真一・廣瀬 孝・野田 岳史・成岡 朋弘・宮岡 邦任

山地流域の水質形成を明らかにするためには、降水の排水経路を明確にすることが必要である。特に、本地域のように隆起性の山地では、地形が急傾斜になるとともに岩盤中の割れ目も多数存在するため、有機質な土壌を含む軟弱な土層は薄く、透水性の基盤が厚く存在すると考えられる。しかし、現状では、透水性の基盤の分布やその水理特性などは明らかでない。本章では、山地流域の地下水理構造について明確になった部分を取りまとめる。

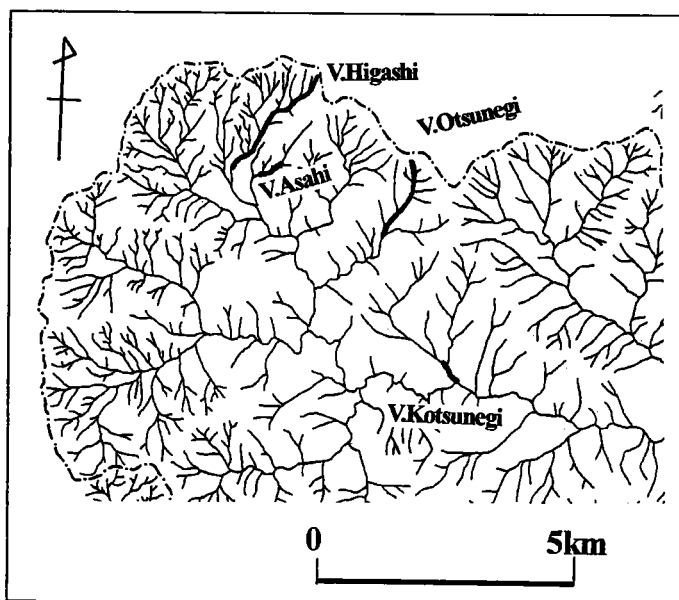
III-1 山地溪流の縦断形と地質構造—堆積岩と花崗閃緑岩の比較

(1) はじめに

基盤岩石が異なることによって地形が異なることは古くから知られている。特に、日本に広く分布する花崗岩類及び中古生代の堆積岩類からなる地域では、地形の差異について様々な議論がこれまで行われてきた。例えば、谷の入り方に大きな違いがみられ、花崗岩類の地域では樹枝状に、一方堆積岩地域では直線状になっている (Onda, 1994)。また、堆積岩地域では滝が少なく、花崗岩地域では滝が多い傾向がある (田中他, 1993)。ここでは、比較的急峻な山地流域において、花崗岩類と堆積岩類それぞれからなる溪流の滝や節理の調査を行い、基盤岩地質の構造と河床縦断面形についての検討を行った。

(2) 方法

調査地域は、多摩川の最上流部である山梨県塩山市と丹波山村の境界付近に位置している (図II-1)。堆積岩からなる大常木谷 (2.7km²) と花崗閃緑岩からなる東谷 (3.5 km²) について、現地調査を1997年11月に行った。溪流を下流から上流まで歩き、河床や岩盤の状況 (特に滝と節理) の調査を行った。節理の状況は、河床の岩盤上に3mの測線を張り、それに交わる節理の数を計測した。ま

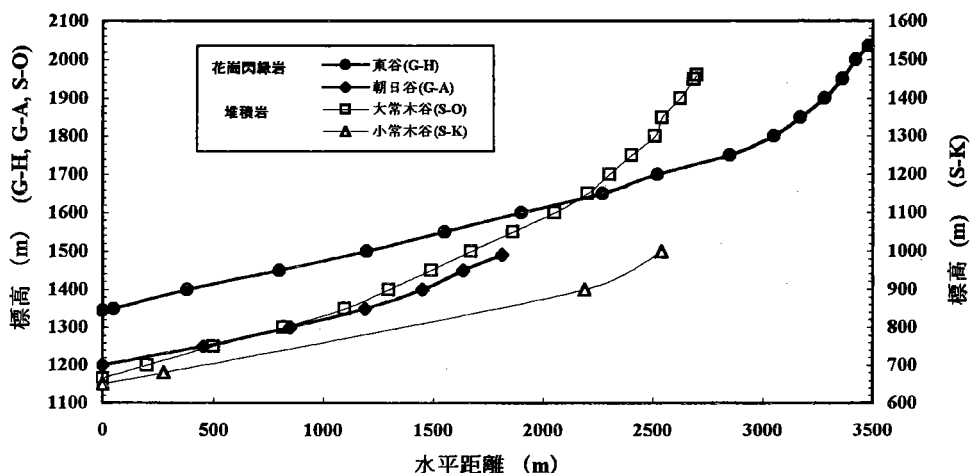


図III-1 調査地域

た、岩盤からなる 50cm 以上の滝（段差）の数とその大きさを計測した。これらの調査は、主に河床の岩盤露出域を対象に水平距離で 100m～500m 間隔に、河床勾配や河床形状の変化、割れ目密度の変化、及び支流との合流などに応じて行った。ただし、東谷は上流域で崩壊がありその土砂生産の影響もあり岩盤の露出域が少なかったため、同じ岩質の花崗閃緑岩からなる朝日谷の特に岩盤が露出している範囲について、また、大常木谷は河床勾配が 10° 以下の区間がなかったため、河床勾配の緩い小常木谷の一部で補足調査を行った。調査は、1997 年 12 月に行った。それぞれの区間は、東谷が標高 1350m から 2000m まで、朝日谷が標高 1300m 周辺、大常木谷が標高 1150m から 2000m まで、小常木谷が標高 700m 周辺である。

(3) 調査結果及び考察

①河床縦断形と河床勾配

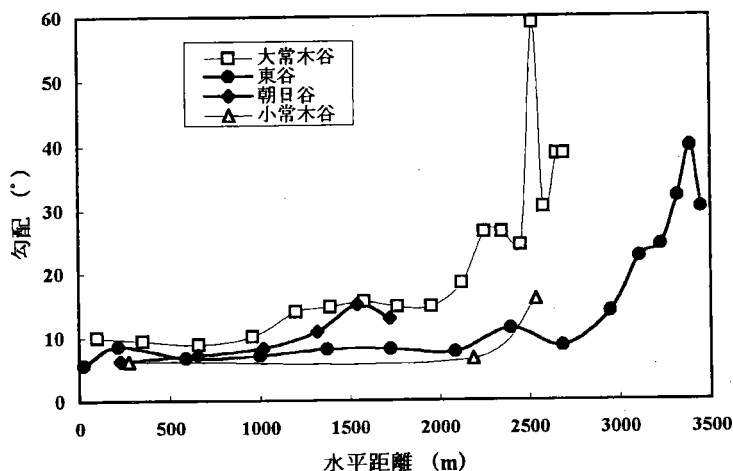


図Ⅲ-2 調査溪流の縦断形

図Ⅲ-2 にそれぞれの溪流の河床縦断面形を示す。なお、図には調査を行った 4 河川について調査区間の周辺のみが示されている。東谷と朝日谷は花崗閃緑岩からなる溪流で、大常木谷と小常木谷は堆積岩からなる溪流である。小常木谷は標高 1000m 以下とやや下流で多摩川本流に合流するが、その他は最北部の稜線から流下している。全体的に、堆積岩溪流が花崗閃緑岩溪流より急勾配である。例えば、同じ標高 2000m 付近から流下する東谷と大常木谷を比較すると、堆積岩溪流の大常木谷がほぼ同じ水平距離の地点で花崗閃緑岩溪流より標高が低くなっている。

河床勾配の変化を図Ⅲ-3 に示す。いずれも、源流域付近では平均で 20° を越え、最大で 40°（大常木谷では多数の滝が連続する区間で 60° に達する）に達する急勾配溪流となっている。大常木谷では、標高 1150m の調査開始地点においても勾配が 10° 以上あり、ほぼ 7-8° となっている東谷やその他の調査区間の下流側でと比べると全体的に急勾配な

傾向を示す。また、同一地質溪流でも、東谷に比べると朝日谷で急勾配の区間が存在する。溪流の勾配分布を見ると、7-8°、10°、15°、25°、それ以上とほぼ5段階に分類され、それ以外の勾配は比較の見られない。



図Ⅲ-3 調査溪流の勾配分布

②節理密度と滝の分布

図Ⅲ-4 に、各溪流における調査結果を示す。矢印は、節理の頻度を計測した地点である。図では、調査地点での割れ目密度を河床縦断線の上に3m 当たりの本数として示し、調査区間中の滝の数を縦断線の下に総数で示した。また、縦の点線で区切られた各区間の滝の数を計測した。数値は上の値が50cm 以上2m 以下の段差をもつ滝の数、下の値が2m 以上の段を持つ滝の数である。節理に関してみると、花崗閃緑岩では東谷、朝日谷とも3m 当たり10本未満(最大13本)と少ないのに対して、堆積岩では10本以上(最大30本)と多くなっている。すなわち、堆積岩の方が節理(弱線)が密に発達している。

次に、滝の数についてみると、特に東谷で少ないことがわかる。河床状況の観察では、東谷は、角の取れた巨礫の堆積が多く(岩盤の露出が少ない)、これが滝状の地形を形成している(調査区間で100以上の段)。これに対し、岩盤の露出している朝日谷では、滝が多い。大常木谷の河床状態は、岩盤の露出が多く、比較的小さい角礫が堆積している。滝の状態も、花崗閃緑岩ではなめ滝(滝の断崖が垂直ではなく滑らかに傾斜しているもの)が多いのに対し、堆積岩は、階段状になっている。また、これに関連して溪流の横断形も異なる。堆積岩溪流では、ほぼ垂直な谷壁を有する箱型の形状となっている。河床だけでなく谷壁も基盤が露出している。一方、花崗閃緑岩溪流では、ほぼ50°前後の谷壁斜面を有するV字谷となっている。谷壁斜面に基盤が露出する場所は少なく、風化土層が露出している。

図Ⅲ-5 に、大きさ別にみた滝の頻度と3m 当たりの節理数の頻度分布を示す。滝の数は堆積岩からなる大常木谷で圧倒的に多い。また、大きいサイズの滝も大常木谷で多くなっ

ている。花崗岩溪流では、段差の大きいものはなめ滝状になっているが、堆積岩溪流では、垂直の段差を有する大きいサイズの滝がみられる。また、節理については、花崗閃緑岩に比べて堆積岩溪流の方が密である。花崗閃緑岩溪流は、3m あたり 10 本未満であるのに対し、堆積岩では 10-15 本の頻度が最も高く、30 本以上の場所も見られる。

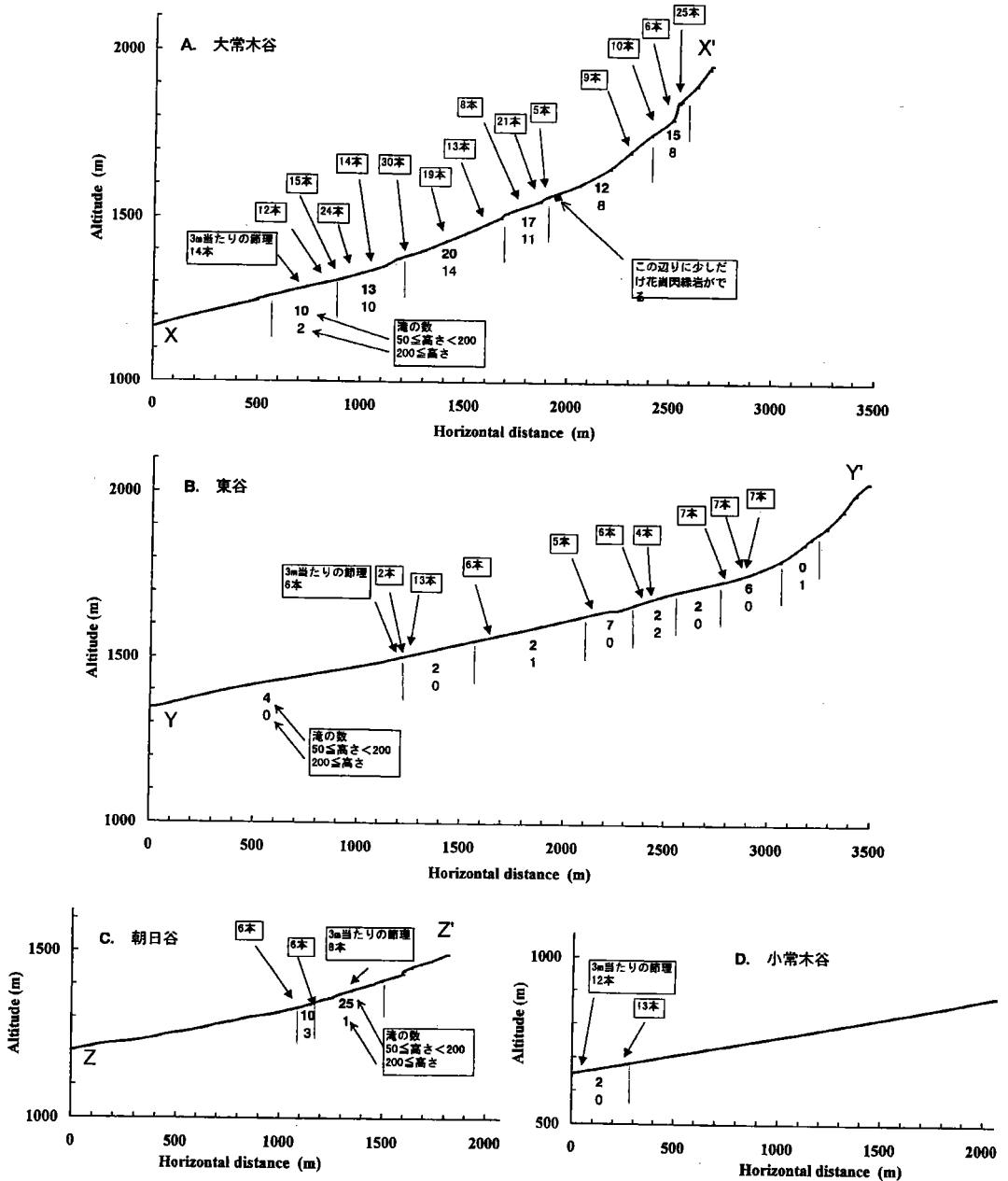
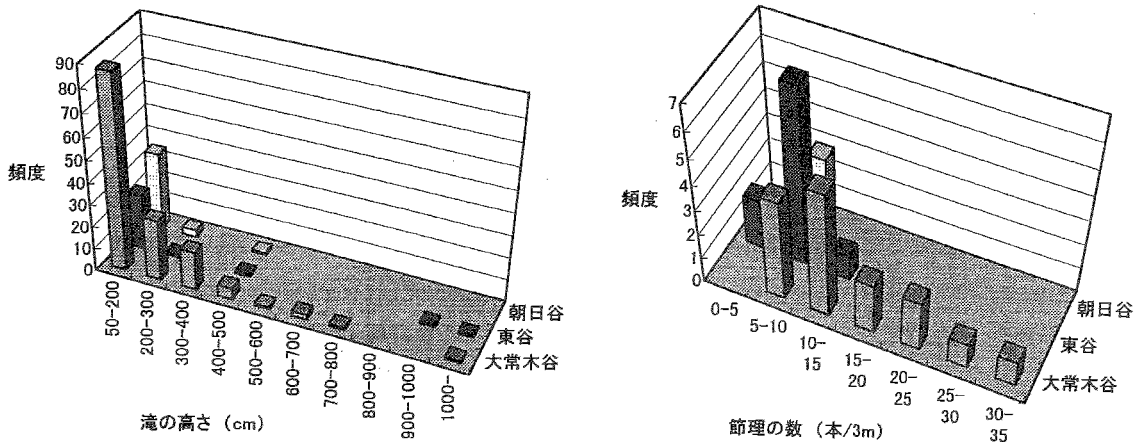


図 III - 4 調査溪流の滝の分布と節理の密度

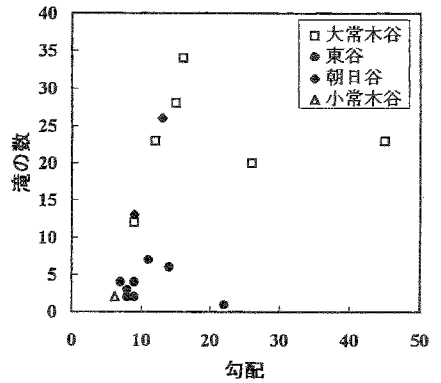


図Ⅲ-5 (a)大きさに別みた滝の頻度と(b)3m当たりの節理数の頻度分布

③滝の数の支配要因と溪流流域の水文地形特性

図Ⅲ-6に区間の勾配と滝の数との関係を示す。

ここでは、滝の数にはサイズを考慮していない。全体として、区間勾配の上昇にともなって滝の総数が増加する傾向を示す。この傾向には、地質の違いは見られない。ただし、滝の数は、河床勾配が 8° 未満の時にはほとんど0であるのに対し、それ以上の区間で滝の数が増加する傾向がある。これは、この程度の河床勾配では土砂が堆積し基盤が露出していないことと関係が有りそうである。また、勾配が 8° から 15° までは急激に増加している。一方で、急勾配の区間では滝の数は減少しているが、実際には1つのサイズが増大しているため、全落差は増加していると考えられる。以上のように、滝の数はいくつかの勾配



図Ⅲ-6 区間の勾配と滝の数との関係

(8° 、 15°)で臨界的な変化を示した。これは、①で記載した河床勾配の分布が連続的ではなく断続的である点と類似し、山地溪流の地形発達に関与しているものと考えられる。

堆積岩の方が花崗岩よりも節理が密に入っていることは、従来の結果(例えば、田中ほか、1993)と矛盾しない。しかし、滝の数を比べると堆積岩で多いという田中ほか(1993)とは逆の結果になった。この要因の一つとしては、勾配が考えられる(勾配は、堆積状態にも大きく影響する)。田中ほか(1993)の調査した河床勾配は 10° 未満であったのに対して、本研究ではそれ以上の領域でも行った。すなわち、河床勾配が 10° 以上(正確には 8°)になると、滝の数は岩質によらず増加することが明らかになった。この傾向は、小山・池田(1998)によっても実験的に確認されている。

さらに、滝の形態や河床縦断形の違いについては、以下の点が考えられる。花崗閃緑岩

の露頭をみると、風化によって露頭内部の岩盤表面自体も丸みを帯びている傾向がある。そのため、このような岩盤が河床に露出しても、割れ目も少ないため、滝はなめ状になると考えられる。一方、堆積岩の露頭をみると、節理が多く角張った礫あるいは岩盤が存在する。そのため、滝は多数の割れ目に沿って形成されるため、垂直なステップになるものと考えられる。また、田中ほか（1993）によれば、中生代の堆積岩は花崗岩とほぼ強度的には等しいことを示している。しかし、割れ目の数が大きく異なるため、削剥速度は堆積岩流域で速く、その削剥方向は割れ目の向きに左右されるものと考えられる。そのため、堆積岩溪流では下刻により高度を下げ、上流域で急勾配河川を形成し、また、谷の形状は直線的になるものと考えられる。

一方で、上流域では、堆積岩溪流と花崗閃緑岩溪流の高度差及び勾配に差はみられない。これは、削剥速度に大きな差がないことを意味する。その一因として、上流域では侵食に必要な河川流量が十分でないことが考えられる。特に堆積岩流域では、基盤中に割れ目が発達しているため、降水は基盤中深くまで浸透し、上流域で流出する割合が低いことが予想される。これらの議論については、次節を含め流出過程の章で中心に行う。また、下流域においても、河道が地下水面の基準面であるとすれば、河床の標高がより堆積岩流域で低いことを考慮すれば、地下水面のレベルはより堆積岩流域で低い。すなわち、同一レベルにもたらされた降水が堆積岩流域でより深部まで浸透することを示唆する。この点に関しても、湧水の水質特性の節で議論する。

表Ⅲ-1 調査溪流の地質及び地形特性

	大常木谷	東谷	朝日谷	小常木谷
地質	堆積岩	花崗閃緑岩	花崗閃緑岩	堆積岩
勾配（相対的）	大	小	大	小
割れ目の頻度	多	少	少	多
滝の数	多	少	多	少
滝の様子	直線的	なめ	なめ	直線的

（4）まとめ

以上の調査結果をまとめると次のようになる。なお、簡単なまとめを表Ⅲ-1に示す。

- 1)山地溪流は、勾配が 8° 以上の区間が長く分布し、多数の滝が見られた。堆積岩溪流でより急勾配の区間が長かった。
- 2)地質によって岩盤中の割れ目の密度が大きく異なった。堆積岩ではほぼ 10 本/3m 以上の密度であったのに対し、花崗岩ではそれ以下であった。
- 3)滝の数は、 8° 以上の勾配では地質よりも勾配に依存して増加した。ただし、形状は、堆積岩が垂直なステップであったのに対し、花崗岩は滑らかなステップであった。
- 4)割れ目の密度の違いは、削剥速度に大きく影響を及ぼし、結果として河道勾配に影響

響を及ぼした。また、河道のレベルに依存する地下水面は堆積岩流域で低く、岩盤中には多数の割れ目があることから、同一レベルで浸透した降水はより深部まで降下することが示唆された。

Ⅲ-2 試験流域の地下構造と水理特性の推定

宮岡 邦任・廣瀬 孝・小野寺 真一・野田 岳史・成岡 朋弘・井岡聖一郎

(1) はじめに

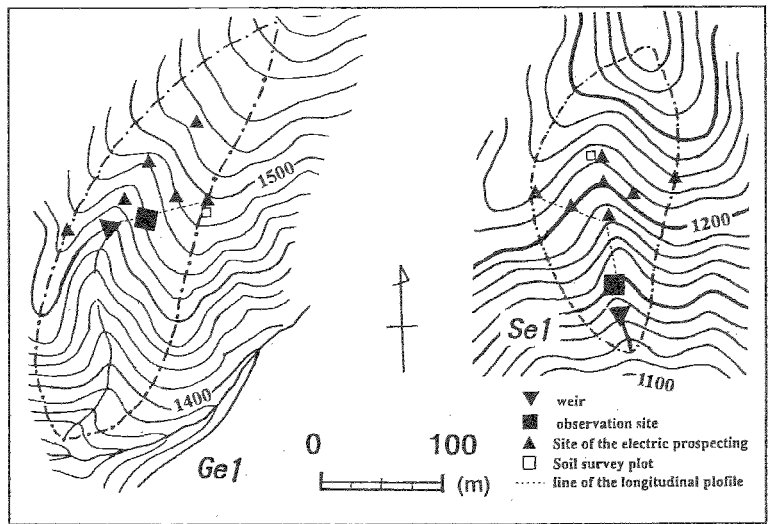
ここでは、山地流域の地下水理構造を明らかにすることを目的とし、物理探査及び土壌調査を試みた。主に、地下水理構造は、地質に起因すると考えられるため、堆積岩及び花崗閃緑岩の試験流域を中心に調査を行った。

(2) 方法

異なる基盤岩質からなる2つの小流域斜面を対象として、調査を行った(図Ⅲ-7)。それぞれ、堆積岩からなる流域を Se-1、花崗閃緑岩からなる流域を Ge-1 と呼ぶ。Se-1 の斜面は傾斜が平均 50°、Ge-1 の斜面は平均 45° とともに急斜面である。植生は、Ge-1 が人工林、Se-1 が天然林である。

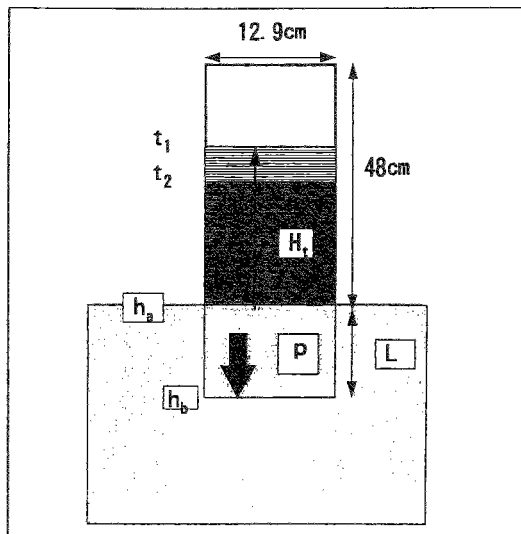
本研究では、地下構造を明らかにするため電気探査、貫入試験、土壌断面調査を行った。電気探査は、ウェンナー4極法(山本・榎根, 1980)により、林道沿いの露頭で明らかな基盤の値を求め、試験地ではそれに至るまでの比抵抗値の変化をもとに地下構造を推定した。露頭は、各試験地付近の4箇所で見えの場所で行った。試験地では、なるべく直線的な測線を引ける場所で行ったため、場所が限定され、またその長さも限定された。貫入試験は、電気探査を行った地点で行い、Nc 値が30に達するまで測定した。土壌断面調査については、Ge-1 流域は尾根部1箇所、Se-1 流域は斜面中部で行った。

また、浸透特性を明らかにするため、土壌断面及び露頭で確認された各層において、現場浸透能試験を行った。浸透能試験は変水位法(図Ⅲ-8)で行い、10秒ごとの水位を計測した。浸透能を測定した円筒は、径12.9cmのアクリルパイプで、切り出した各鉛直断



図Ⅲ-7 調査地点

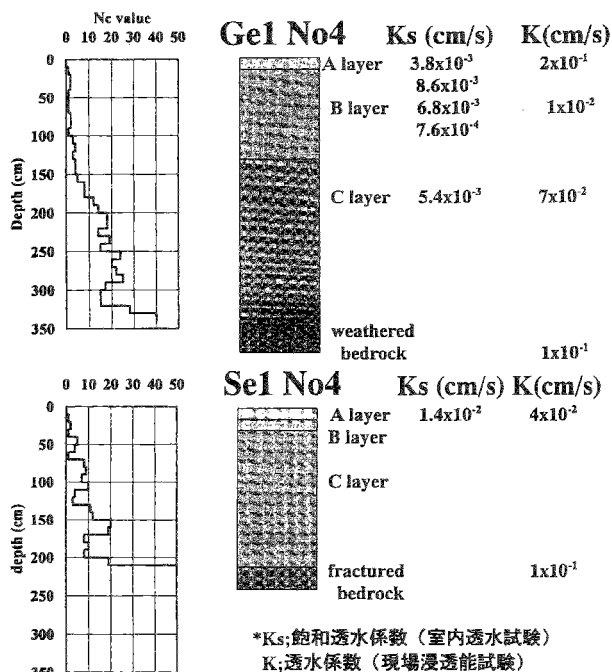
面もしくは露頭面を乱さないように軽く置き、浸透面とパイプを市販の粘土で固定した。これにより、浸透面が多少不連続であっても、横漏れはなく下方のみの浸透を計測できた。同時に、実験を行った地点では、C層までは100cc採土円筒により土壌を採取し、定水位透水試験により飽和透水係数を、炉乾法により含水率及び間隙率を測定した。ただし、堆積岩の割れ目の発達した基盤での計測には、前節で計測した割れ目の頻度に合わせ、割れ目画分の面積が妥当な割合（5～10%）になるように浸透能測定用の円筒を設置し、その面積比から間隙率を推定した。



図Ⅲ－8 現場浸透試験の模式図

(3) 結果及び考察

① 土層構造



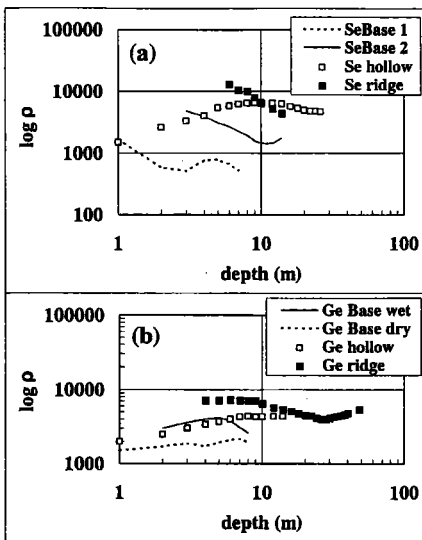
図Ⅲ－9 土壌断面図および土層構造

図Ⅲ-9 に、Se-1 流域の斜面中部及び Ge-1 流域の尾根部における土壌断面調査、簡易貫入試験の結果を示す。柱状図はそれぞれ表層 50cm 及び 110cm までが土壌断面調査の結果を示す。

果を基に作成したもので、それ以深については貫入試験の結果を基に作成した。それぞれ N_c 値が 50 の深度は 210cm、330cm であり、値が漸増しており風化残積土の特徴を示す（逢坂，1996）。貫入試験結果から、C 層とそれ以下の層とに分けた。Se-1 流域では、A 層、B 層ともに薄く、C 層はほとんど礫混じりである。C 層以下は、露頭の観察からほぼ割れ目の発達した岩盤が存在するものと考ええる。

また、Ge-1 流域では、A 層は薄い、B 層は 100cm 程度である。C 層は細砂～粗砂からなりいわゆるマサ土である。C 層以下は、露頭の観察からかなり粗粒のマサ土であり、風化花崗閃緑岩である。

②地下の水利構造



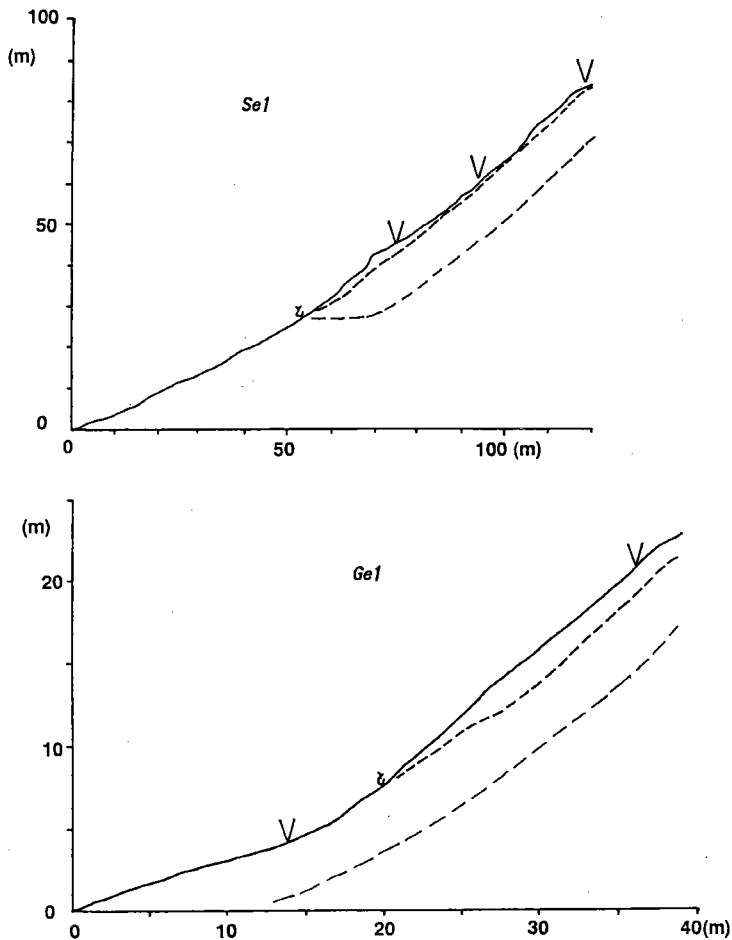
図Ⅲ-10 電気探査結果

表Ⅲ-2 比抵抗値の一般的傾向

比抵抗値	低 ←	→ 高
固結度	高い	低い
岩質	堆積岩	火成岩
粒径	小さい	大きい
水飽和度	高い	低い
巨礫	なし	ある

図Ⅲ-10 に電気探査の結果を示す。また、比抵抗値の一般的な傾向を表Ⅲ-2 に示す。堆積岩流域及び花崗閃緑岩流域の露頭から得られた基盤の値は、それぞれ 500～5000 Ωm 、200～4000 Ωm である。堆積岩ではその中間の値のものを図示した。一般的な参照値（山本・榎根，1980）に比べるとやや高めである。また、花崗閃緑岩の林道沿いの露頭では、電気探査を行った地点とほぼ同じ高さの両側の谷に渓流水がある地点（地下水面があると考えられる地点）と無い地点（地下水面がないと考えられる地点）で行ったものを図示した。花崗閃緑岩地域の結果から、地下水面がある場合は、無い場合に比べると、浅層では地下水の存在の効果が大きく低い値を示すものの、深度とともに固結し一旦抵抗値が上昇し、その後低下する傾向を示す。これは、地下水面の存在により基盤全体として見た場合の不均質性が生じるため抵抗値が一旦上昇するものと考えられる。ただし、さらに下方に行くとより密になるため、抵抗値は幾分低下するものと考えられる。

各試験流域における模式斜面の谷部と尾根部で行った測定例を図Ⅲ-10中に示す。両流域とも、谷部では図上で上に凸型の変化、尾根部では右下がりの変化を示す。堆積岩流域の谷部及び花崗閃緑岩流域の尾根部で、それぞれ30m及び50mの深度まで計測しているものの、露頭で得た基盤の値まで到達していない。ここで、露頭で得た値自体も、厳密にはかなりばらついていたこと、参照値自体にもかなりの幅があること、風化途上にあるコアストーンなどの存在により抵抗値が高くなることなどを考慮すると、本試験斜面における結果から、必ずしも基盤に到達していないとは断言できない。特に、基盤の露頭では巨礫のような明らかに周辺とはことなるコアストーンの存在が確認されており、値が高くなることも考えられる。



図Ⅲ—11 側線における縦断面図

本研究では、以下のように解釈した。尾根部では、表層は乾燥した土層であるため比抵抗値は高く 10000 Ω m 以上を示すが、深度とともに緻密になり抵抗値が低下すると考えられる。一方、谷部では、表層は砂礫質の堆積物で間隙率も高く地下水面が存在し飽和して

いることが予想され、相対的に比抵抗値は低い。その後深部に向けて固結度は増し含水率が低下するため、不均一性が高くなり、抵抗値が上昇する。ここで、それぞれの地点で収束した値になる深度が、比較的固結した基盤ではないかと考える。収束した後は、さらに値が低下しているが、さらに固結したためと考える。

以上の結果から解釈すると、堆積岩流域ではほぼ 12m~20m 程度割れ目の発達した基盤が存在することになる。また、花崗閃緑岩流域ではほぼ 15m~30m 程度風化した岩盤が存在することになる。この結果は、浸透性の基盤が明らかに貫入試験結果より深いことを示している。図Ⅲ-7 の地形図上の側線における縦断面図を、図Ⅲ-11 に示す。花崗閃緑岩の流域では、透水性の基盤が谷底付近まで存在することが、また、堆積岩流域では谷底付近ではほとんどないものの、谷頭斜面ではほぼ 10m 以上存在することが推定された。

③浸透能試験の結果

図Ⅲ-12(a)に、浸透能試験の測定例を示す。Ge-1 流域における C 層での値及び Se-1 流域における割れ目の発達した基盤での値である。ここで、土の中では次に示すダルシー式が成り立つものとする。

$$q = K \, dh / dz \quad (III-1)$$

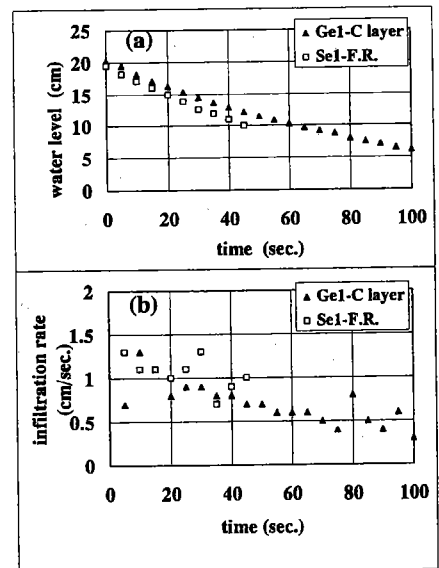
q は浸透速度 (cm/s)、 K は飽和透水係数 (cm/s)、 dh/dz は単位深度方向への水理水頭差、すなわち動水勾配である。さらに、実験での濡れ前線の降下について、次のように GreenAmpt 式を仮定する。

$$q = K (h_a - h_b) / L \quad (III-2)$$

ここで、 q は単位時間当たりの浸透速度 ($t_1 - t_2$)、各 h の値は a の添え字が地表面での水理水頭値で、 $(H t + L)$ である。 b が濡れ前線の水理水頭値で、ほぼ 0 と仮定する。 L は濡れ前線の深度で、 $(\Sigma q / p)$ である。 Σq は総浸透量、 p は浸潤域の平均含水率であるが、間隙率と仮定する。以上から、

$$K = q (\Sigma q / p) / (h_a - h_b) \quad (III-3)$$

となり、終期浸透能が求まる。



図Ⅲ-12 浸透能試験結果

図Ⅲ-12(b)に、その計算結果の例を示す。多少のばらつきはあるものの、ある一定の値に収束している傾向を示す。各土層の浸透能は、図Ⅲ-9 中に飽和透水係数ともに示す。この結果、深層の浸透能は、 10^{-1} cm/s オーダーとかなり高いことが示された。ただし、地中での側方への移流の影響があることが予想される。飽和透水係数と浸透能との比較から、1~2 オーダー程度値が低くなることが推定される。しかし、それにしても無視する程度でないことは明らかである。

(4) まとめ

本研究では、より風化基盤や割れ目の発達した基盤が水の通り道となりやすい、急傾斜で地下水面が低い山地流域における、地下構造とその水理特性を明らかにすることを試みた。その結果、以下のことが明らかになった。

- 1)急傾斜地であるため、尾根部においても A 層は薄く、C 層に漸移していた。また、堆積岩流域では深度 2m 程度で貫入試験が終了したものの、割れ目の発達した基盤がその下方には存在した。一方、花崗閃緑岩流域では深度 3m 程度で貫入試験が終了したものの、その下方には粗粒の風化花崗岩が存在した。
- 2)電気探査の露頭での結果及び試験流域での結果から、値が収束する付近、特に尾根部と谷部での値が収束するあたりを比較的固結した基盤であると定義した。その結果、花崗岩流域では 20m 程度、堆積岩流域では 10m 程度の透水性の基盤が存在することが明らかになった。
- 3)浸透能試験の結果、透水性基盤の浸透能は両流域ともに 10^{-1} cm/s オーダーであり、実験の精度 (10^2 オーダーの変化) を考慮しても、十分に無視し得ない量が浸透することを明らかにした。

今後は、より精度を上げた推定法を確立するため、ボーリングデータとの対応を検討する予定である。また、実際の流出過程との対応も見えていく予定である。

第IV章. 山地流域の流出機構

小野寺 真一・宮岡 邦任・野田 岳史・廣瀬 孝

山地流域において、降水の排水経路が浅い土層中であるのか基盤中であるのかによっては、水自体の滞留時間が異なるだけでなく、そこでの生物地球化学過程も大きく異なる。そのため、水質形成過程を解明していくためには、降雨-流出過程を明らかにすることが必要不可欠となる。現在においても、従来の山地流域における観測データの蓄積は一般化について議論し、水質形成を議論する上では、十分なものとはいえないと考えられる。本章では、流出機構について明らかになった点及び洪水流出の際に生じる土砂生産の変動について明らかになった点を示す。

IV-1 小流域での流出機構

(1) はじめに

山地源流域における従来の研究 (Montgomery *et al.*, 1997 など) では、割れ目の発達した基盤を経由する流出成分が少なくないことを指摘している。すなわち、山地流域の流出過程に、透水性基盤を経由する流出成分を考慮することが必要であるといえる。ここでは、異なる地質からなる2小流域において、前章で明らかにした地下水理構造と観測された洪水流出との関係を明らかにする。

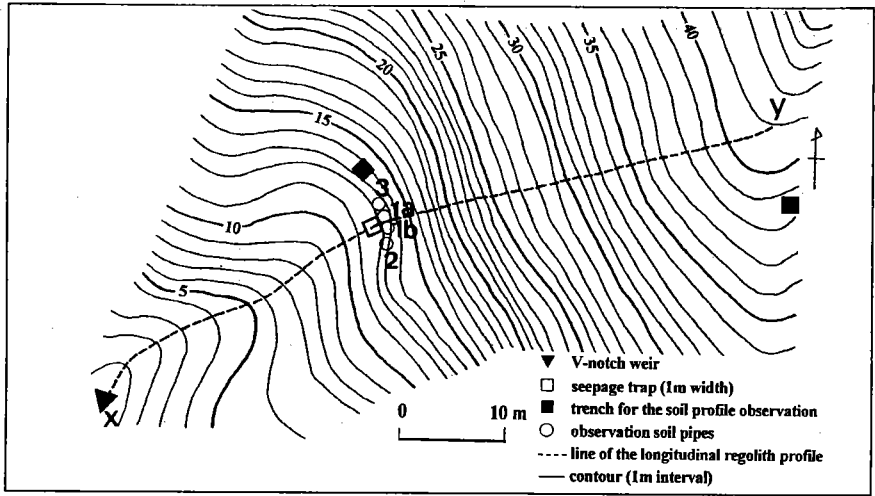
(2) 方法

研究地域は、地質が中生代の砂岩及び花崗閃緑岩からなる1次谷試験流域 (Se-1、Ge-1) である (図II-3)。植生は、Ge-1が人工林、Se-1が天然林である。試験地では、湧水点付近に30° Vノッチ堰を設置し河川流量を測定した。また、1997年には数回の集中観測を行い、そのうち100mm前後の降雨イベントを2回観測した。1997年6月20日のイベントではGe-1で、1997年7月26日のイベントではSe-1で河川水を採水した。採水したサンプルは、陰イオン分析及び酸素安定同位体分析に供した。

各流域の湧水点直下に設置した30° V-ノッチ堰では、水位を10分間隔で自記計測した。得られた、水位データは、次式の水位-流量曲線から流量に換算した。この水位-流量曲線は、実際の洪水流出時に計測した関係を近似したものである。

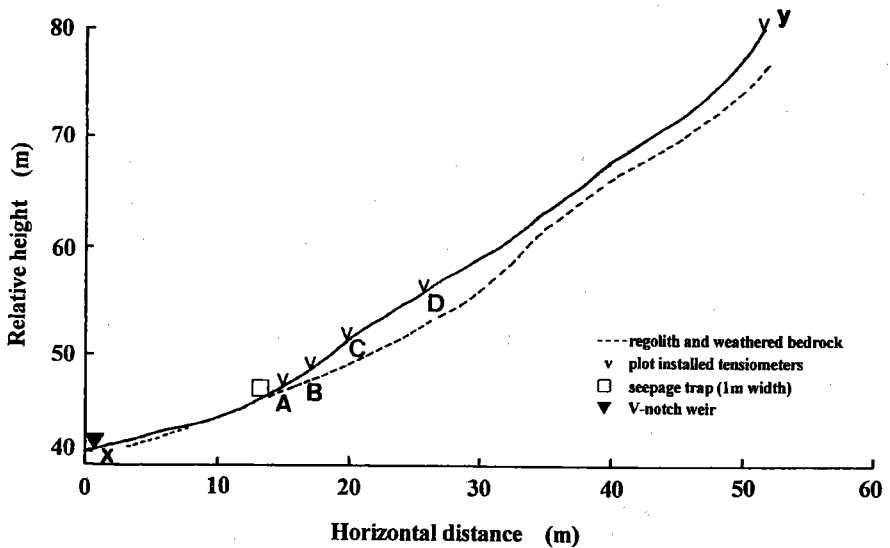
$$Q = 0.0029 (H - 2.5)^{2.5} \quad (\text{IV-1})$$

ここで Q: 流出量(L/sec), H: 水位センサーの記録する水位である。(H - 2.5) は30° V-ノッチにおける水位を表す。



図IV-1 Ge-1 流域中の試験斜面地形図

Ge1 (図IV-1) では、地中水の流出に及ぼす斜面内の飽和域の分布や動水勾配を明らかにするため、斜面にテンシオメーターを設置した。設置状況は、図IV-2 の通りである。試験斜面は、主谷の左岸側の谷壁斜面にできた小さな谷頭凹地とそれに続く斜面である。試験斜面周辺の地形を図IV-1 に、また試験斜面の縦断プロファイルを図IV-2 に示す。Ge1 では、本流の谷線沿いには恒常水流は見られないが、試験斜面の末端部は湧水点となっており、年間を通して浸出水が発生し流下している。

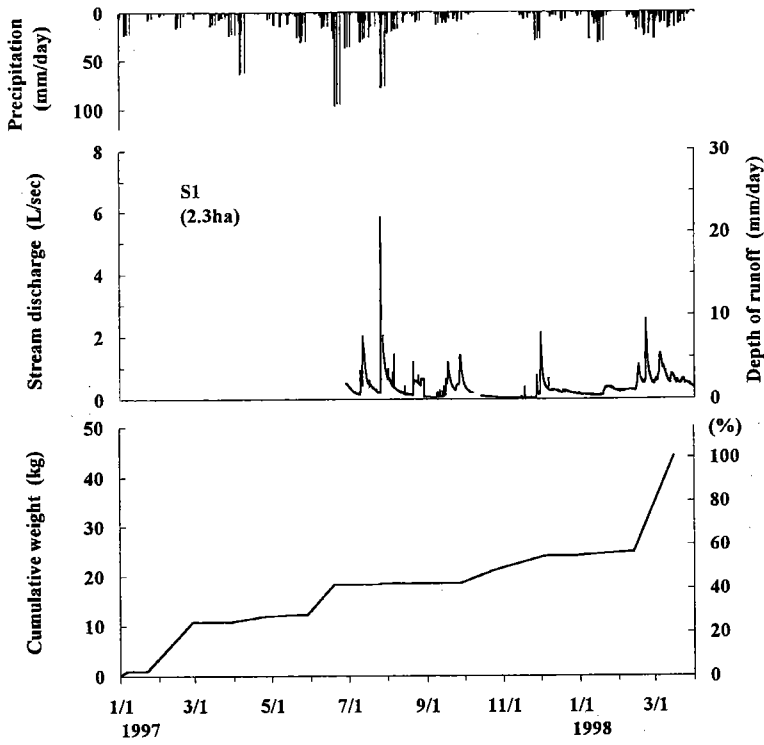


図IV-2 試験斜面の縦断面形

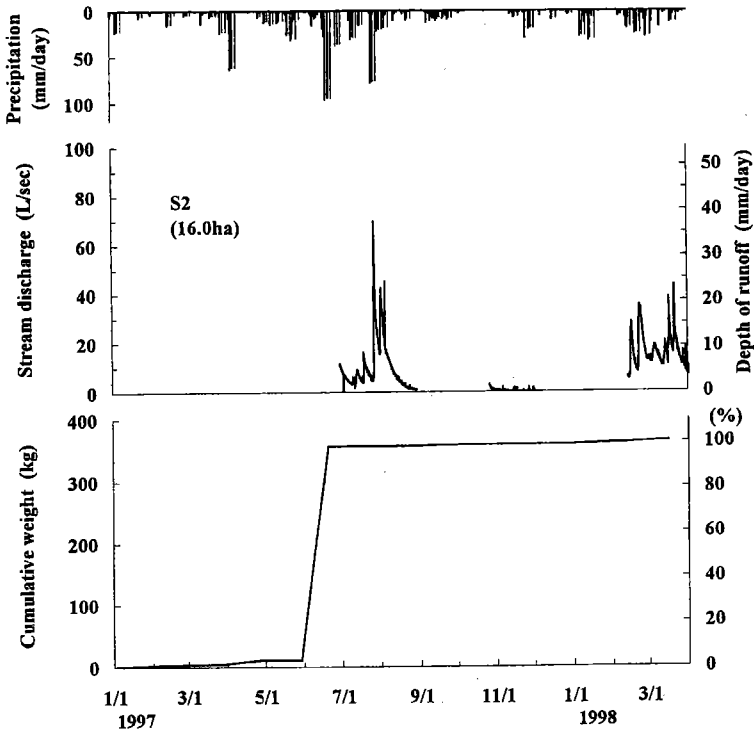
(3) 結果と考察

① 長期的な流出特性

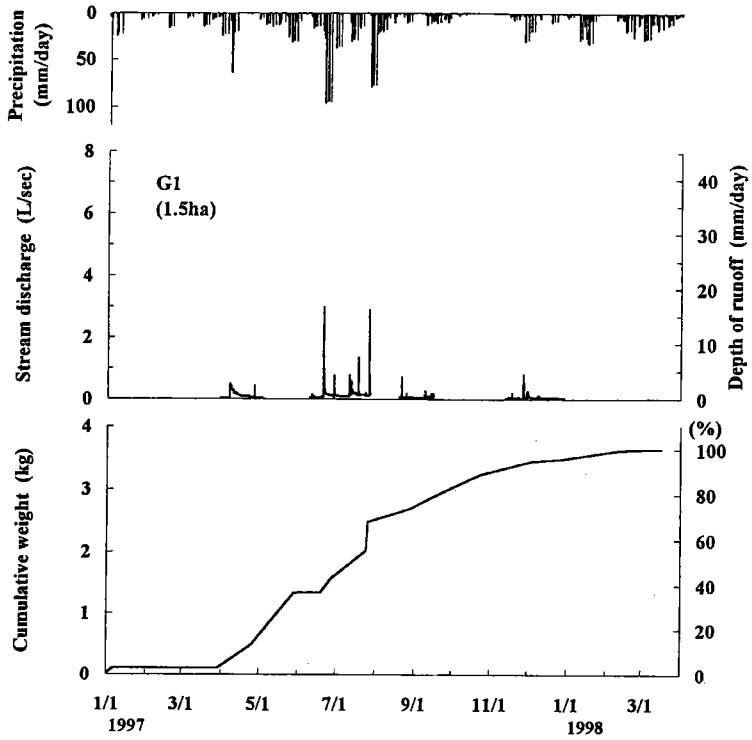
図IV-3 に長期的なハイドログラフを示す。花崗岩流域については 1997 年のデータを、



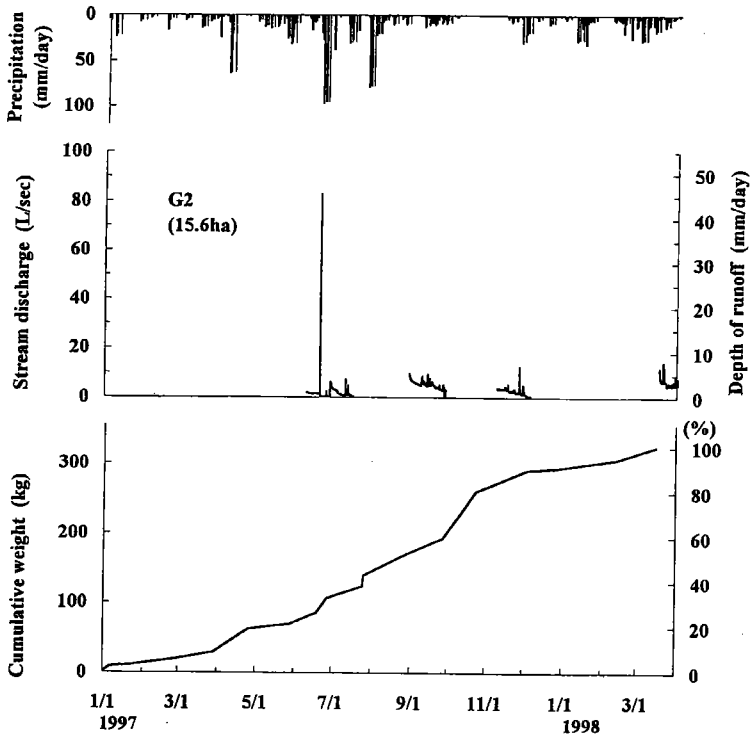
図IV—3 a 堆積岩試験流域の流量及び土砂流出量変化 (Se1)



図IV—3 b 堆積岩試験流域の流量及び土砂流出量変化 (Se2)

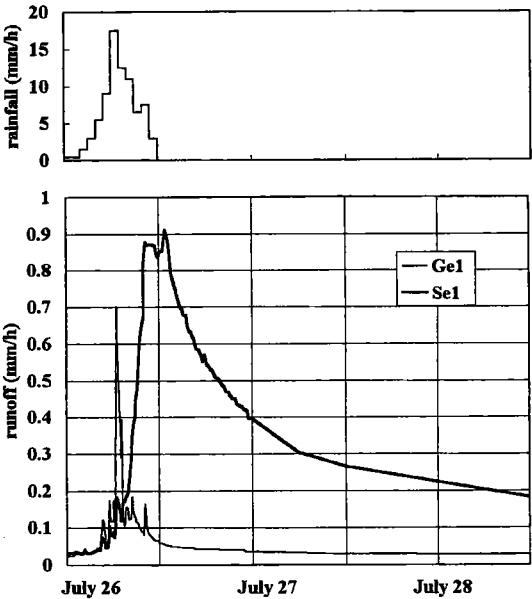


図IV—3c 花崗岩試験流域の流量及び土砂流出量変化 (Ge1)



図IV—3d 花崗岩試験流域の流量及び土砂流出量変化 (Ge2)

年3月までのデータを、堆積岩流域については1997年7月から1998年3月までのデータを示す。また、各岩質からなる流域で1次谷及び2次谷の流量をそれぞれ示す。なお、流量とともに掃流土砂流出量も積算値で示す。長期的な特徴は、堆積岩流域で降雨の多い時期に相対的に基底流量が増加する傾向を示すのに対し、花崗岩流域で基底流出量が比較的安定している傾向を示すことである。また、降水量の多い降雨イベントに対して、堆積岩流域ではピーク流量がより大きい傾向を示す。例えば、1997年7月26日の約80mmのイベントでは、Se1で6L/sec.、Se2で65L/sec.であるのに対し、Ge1で3L/sec.である。また、1997年11月26日の約30mmのイベントでは、Se1で2.2L/sec.、Se2で2L/sec.、Ge1で0.9L/sec.、Ge2で12L/sec.である。それぞれ1次谷では、堆積岩でピーク流量が多い。ただし、2次谷の場合には、11月のように比較的乾燥した時期の降水量の少ないイベントに対しては、堆積岩流域の方がより応答が小さい傾向がみられる。



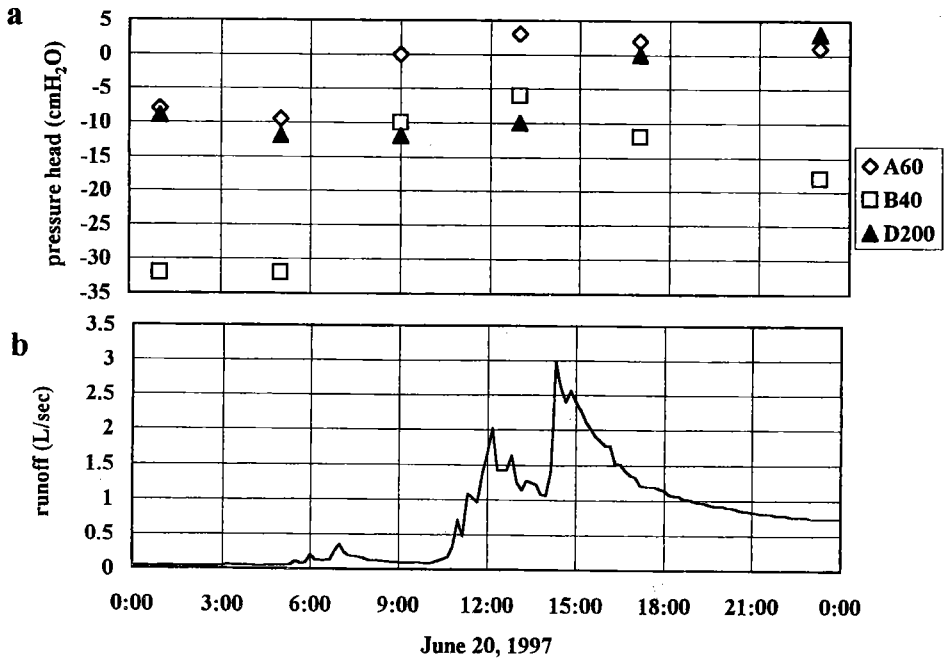
図IV-4 洪水ハイドログラフ (1997年7月26日-27日)

②短期的な流出特性

図IV-4に1997年7月26日～7月27日にかけての降雨イベント時におけるハイドログラフを示す。総降水量は78.5mm、1時間最大降水量は17.5mmである。Se-1及びGe-1流域の流出は、それぞれ降雨ピーク時にピークに達し、その後6時間経過してSe-1のみ2次ピークが生じた。2次ピークの流量は、1次ピークの5倍にも達した。Hirose et al. (1994) や恩田ほか (1999) は、この現象に関して、豪雨時に基盤中を經由する成分が増加し、それによって降雨のピークから大きく遅れた2次ピークが形成されるものと指摘している。堆積岩流域では、露頭及び電気探査によって、また、直接流出の流出率はそれぞれ50%、12%と顕著に異なる。大きな降雨イベントでは、長期的流出でも示したように、

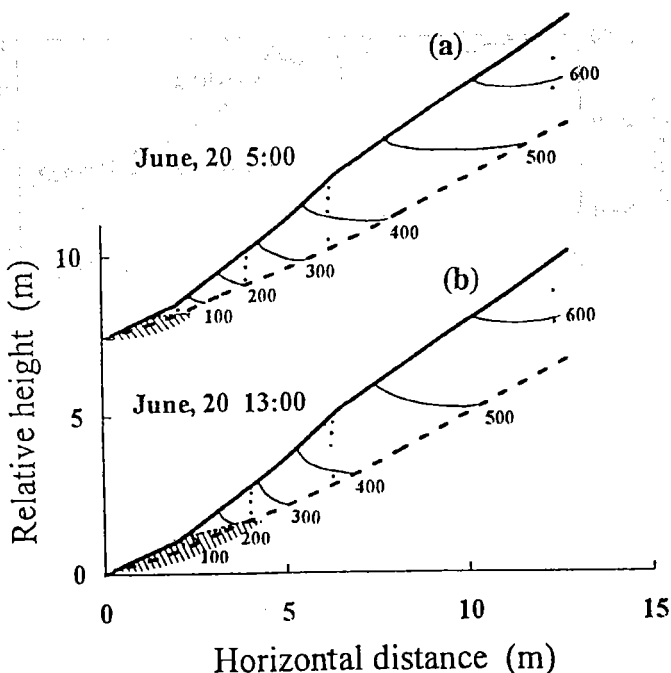
堆積岩で流出率が高い傾向がある。

図IV-5に1997年6月20日の降雨イベントにおけるGe1での洪水ハイドログラフと圧力水頭の変化を示す。このイベントの総降水量は、120mmである。流量の顕著なピークは3つあり、7時に約0.3L/secを示す小さな第一のピークを、12時前に急激な立ち上がりを見せる第二のピーク（約2.0L/sec）を、14時から15時の間に、最大となる第三のピーク（約3.0L/sec）を形成した。降雨の終了にともない、以後緩やかな減衰を示した。これは、花崗岩質の山地流域に特徴的な流出ハイドログラフであると考えられる（Hirose et al, 1994; Onda, 1994 など）。また、圧力水頭は、斜面末端に近いA地点の深度60cmおよびB地点の深度40cmは5時から9時の間に顕著に増大し、以後13時まででは漸増し、以降減少に転じた。特にA地点の深度60cmは9時以降正圧を示し、A地点の深度60cm地点の周辺に飽和域が拡大したことを示した。それに対し、より上部に位置するD地点の深度200cmは減少傾向から9時以降増加に転じ、17時まで増加を続けた。



図IV-5 Ge1の洪水ハイドログラフと斜面の圧力水頭変化

1997年6月20日1時、5時および13時の斜面中における飽和帯および水理水頭分布および飽和域の分布を図IV-6に示す。斜面下層の飽和域の変化を見ると、降雨前の1時には板金直上のみが飽和しているにすぎない。5時にはB地点の深度95cmのみ飽和域が発現し、13時には末端部全体にわたって飽和域が拡大しているのが読みとれる。しかし、対象としている斜面末端部のみの反応であり、従来の花崗岩類からなる流域での観測研究（新藤, 1988; 恩田, 1989; 寺嶋・諸戸, 1991 など）に比べると大きな変化ではない。



図IV-6 Gelの水利水頭分布と飽和域の分布

すなわち、急傾斜であるため、土層中に飽和帯が拡大しにくいということと、より下方の透水性基盤に浸透しているということが示唆される。

図IV-7及び図IV-8にSel及びGelにおける河川水のCl濃度及び酸素安定同位体組成の変化を示す。Selでは、降水のCl濃度は0.05mg/L～0.15mg/Lであり、河川水の濃度0.54mg/Lとは明らかに相違がる。それにもかかわらず、河川水の濃度には洪水流出の間変化が見られなかった。一方、Gelでは、降水の酸素同位体比は-12.1‰～-8.4‰と変化が大きかったのに対し、河川水は-10.7‰前後と安定していた。

以上の濃度変化をもとに、次式(IV-2、3)の物質収支を仮定し、(IV-4、5)のように変形した式から、降水成分と降雨前成分(流域内に貯留されていた古い水)の2成分分離を行った。

$$Q_t = Q_e + Q_{pre} \quad (IV-2)$$

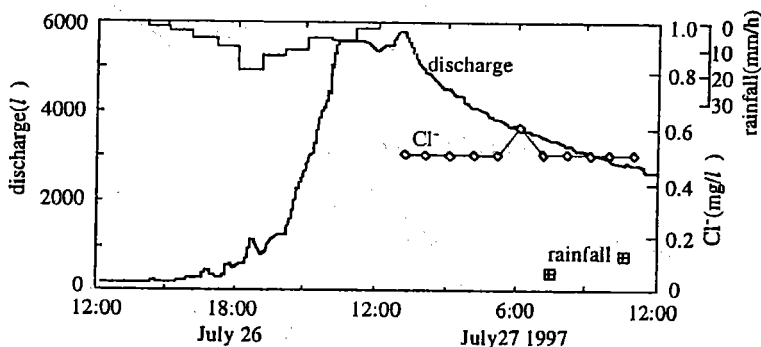
$$Q_t C_t = Q_e C_e + Q_{pre} C_{pre} \quad (IV-3)$$

$$Q_e = Q_t (C_{pre} - C_t) / (C_{pre} - C_e) \quad (IV-4)$$

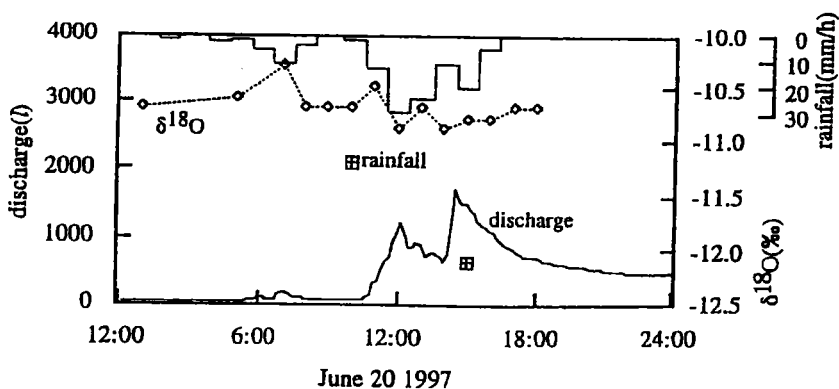
$$Q_{pre} = Q_t (C_t - C_e) / (C_{pre} - C_e) \quad (IV-5)$$

ここで、Qは流量、Cは濃度である。添え字のt、e、preはそれぞれ河川水、降水、降雨前の基底流出の成分である。2成分分離結果、降水成分はほとんどないことが示された。

すなわち、先の水利構造との関係から推察すれば、ともに降雨前から流出があるため地



図IV-7 Se1の洪水ハイドログラフと河川水のCl⁻濃度変化



図IV-8 Ge1の洪水ハイドログラフと河川水の安定同位体組成

下水面が存在し、そのため両流域とも降雨に対しては敏感に応答するが、いずれも、一旦、透水性基盤に浸透するため、降水成分のほとんどが流出には寄与していないと考えられる。ただし、透水性基盤の水分特性は、相対的に砂岩流域が割れ目であるのに対し、花崗閃緑岩流域がマトリックスであるため、Se-1で水分保持特性が小さく流出率が結果として大きくなったものとする。

(4) まとめ

各試験流域での観測の結果、地質によって流出特性が異なることが明らかになった。

- 1) 花崗閃緑岩流域では、降雨に対して安定した応答を示すのに対し、堆積岩流域では、降雨量の多いイベントでは、6時間以上遅れたピークを形成した。
- 2) ハイドログラフの成分分離によれば、いずれの流域も降雨成分のほとんどはすぐに流出に寄与しないことが示された。
- 3) 花崗閃緑岩流域の試験斜面では、斜面末端部において飽和帯の拡大が見られたが、斜面全体としては飽和帯の拡大は明瞭でなかった。これは、急傾斜であること、透

水性基盤への浸透の可能性などが示唆された。

IV-2 土砂流出機構

野田 岳史・小野寺 真一・廣瀬 孝

(1) はじめに

山地流域における降雨流出過程にともない、流域を構成する土砂も流出する。その典型的な例は、崩壊をともなう土石流である。このような土砂流出のイベントは、年に何回も起こることはなく、通常は河川水とともに河床の土砂が運搬されるにとどまる(倉茂、1996)。土砂流出過程は、降雨流出過程と密接な関係があるため、水質形成にも重要な役割を果たす。例えば、浮遊土砂からなる懸濁物質は、水源水質の基準項目であり、これらは、河川の増水にともなう河床からの細粒分の巻き上げや河岸の侵食及び斜面地中流や地表流による斜面侵食によって供給される(倉茂、1996)。特に、斜面地中水によって侵食されるパイピングについては、降雨時の河川水質が斜面地中水の成分から大きな寄与を受ける(田中、1996)ことから、水質形成と共通した議論が必要である。また、パイプ流自体は、地中流としては不均一過程であり、流出過程を明らかにするためにも、パイプ流及びパイピング自体を明確にすることは重要である。

Terajima *et al.* (1996) は、札幌郊外の丘陵地源流部において融雪流出時の地下水流出量とそれに伴うパイプから生産される浮遊土砂量を同時に観測し、その結果、数回の連続した融雪流出イベントで浮遊土砂量の減少傾向を見だし、侵食可能土砂量の低下を示唆した。また、連続観測から、細粒物質によるパイプの目詰まりと、それによる排水能の低下及び地中流出量の減少を推察し、同時に土壤間隙水圧の上昇とその後のパイピングによる圧力開放を示唆した。さらに、Terajima *et al.* (1997) は、同一試験地の降雨流出時の観測結果から、浮遊土砂の流出量に降雨前の流出量、地下水流出量の変化率が関係することを示唆した。しかし、地域的な特性から粗粒土砂についての検討はなく、大量に土砂が生産される豪雨時のデータもなかった。また、より侵食が盛んな急傾斜の斜面からなる山地源流域では、同様な野外観測に基づいた研究はまだない。

ここでは、山地谷頭部における地下侵食による土砂流出機構について明らかにすることを目的とした。

(2) 試験斜面

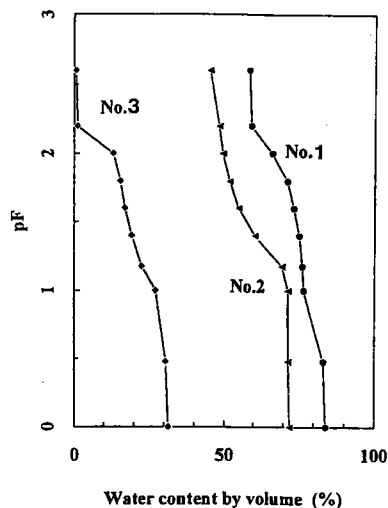
試験地は Ge1 流域の源流部付近の斜面である。斜面傾斜は、遷緩点より上方では尾根にいたるまで平均斜度約 40° 、下方では谷底まで含め約 20° となっている。この試験斜面は、斜面上部から、田村(1996)による上部谷壁斜面、下部谷壁斜面、谷底面と連続している。

試験斜面における風化土層の分布を明らかにするため、簡易貫入試験をおこなった。試験は、 N_{10} 値が 50 以上になるまでおこなった（飯田・田中、1997）。試験斜面の土層構造を図IV-2 に示す。斜面における土層厚は上部で 3m を超えるが、下部に向かって漸減し、遷緩点直下では岩盤が露出している。湧水点から約 2m 背後の斜面において土壌断面調査を行った結果、土層構造は次の通りである。 A_0 層は厚さが 2cm 程度あり、A 層はその下に 20cm 程度、また B 層は深度 75cm まで、C 層はそれ以深である。A 層は粘土分に富むローム質土壌からなる。B 層は粗砂を含む砂礫質土壌からなり、C 層はいわゆる風化マサ土である。A 層から B 層中位までは根系がよく発達している。B 層下部の C 層との境界付近には、中礫が多数みられる。また B 層と C 層の境界は、1m 幅の断面において、20cm 程度の高低差があり、明瞭な境界を呈している。このため 上部層は斜面上部からの崩積土、あるいは運積土であり、下部層は残積土であると考えられる。

表IV-1 飽和透水係数

サンプル名	サンプリング地点	透水係数(cm/sec)	飽和含水率(%)
No.1	seepage face; A_0 層直下	1.9×10^{-3}	84
No.2	斜面中部; A_0 層直下	8.2×10^{-3}	72
No.3	マサ露頭; 露頭表面	1.8×10^{-2}	32

試験斜面の風化土層について層位ごとに 100cc 採土円筒を用いてサンプリングをおこない、飽和透水試験と pF 試験をおこなった。飽和透水試験は JIS A 1218 に準拠し定水位法によって測定した。得られた飽和透水係数は、A 層で 2×10^{-3} cm/sec、B 層で 8×10^{-3} cm/sec、C 層は 2×10^{-2} cm/sec であった（表IV-1）。pF 試験は JSF T 151 に準拠し脱水過程をおこない、pF2 までは水頭法で、それ以上は吸引圧法で測定した。測定には大起理化工業（株）製土壌 pF 測定器 DIK-3340 を使用した。風化土層の水分特性曲線を図IV-9 に示す。図から、露頭のサンプルは砂質土壌の傾向を、表層土壌は、森林土壌に見られる特徴を示した（塚本、1992）。



図IV-9 水分特性曲線

湧水付近は、観察の結果 4 つの明瞭な土壌パイプが存在し、地中水流出の大部分がこのパイプを通して流出していることが確認された。これらをそれぞれ pipe 1-a、pipe 1-b、pipe 2、pipe 3 とする（図IV-1）。このうち pipe 1-a および pipe 1-b については、パイプの出口付近が上位の A_0 層を構成するリターによる被覆のため不明瞭であるが、pipe 2 および pipe 3 についてはパイプの直径がそれぞれ 1.5cm および 2cm であることが観察できた。

湧水点直下に露出している基盤岩について、シュミットロックハンマーによる反撥値を求めた。まず、基盤表面に付着した土砂や植物の枝葉を丁寧に取り除き、基盤上を走る割れ目によって、12 のエリアに分割した。そして、それぞれのエリアごとに多点法によって約 10 回の打撃をおこない、各エリアの平均と基盤全体の平均を求めた。それによれば、各エリア内においては値にかなりばらつきがみられるものの、エリア間での有為な差はなかった。基盤の全打撃反撥値の平均は 31.1 を示した。この結果は、基盤表面の全体的な風化の進行程度を示しているものと考えられる。なお、湧水からの地中水流出によって基盤表面全体が濡れているため、シュミットロックハンマーの反撥値は、乾燥している場合に比べて若干低く表れているものと思われる。

(3) 地中水流出および土砂流出の季節変化

① 方法

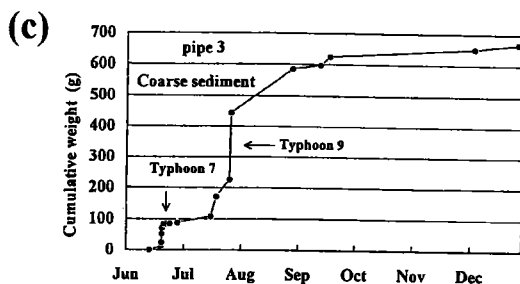
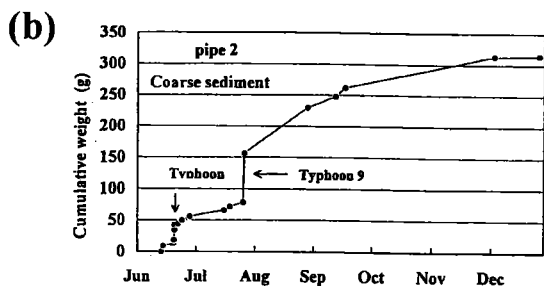
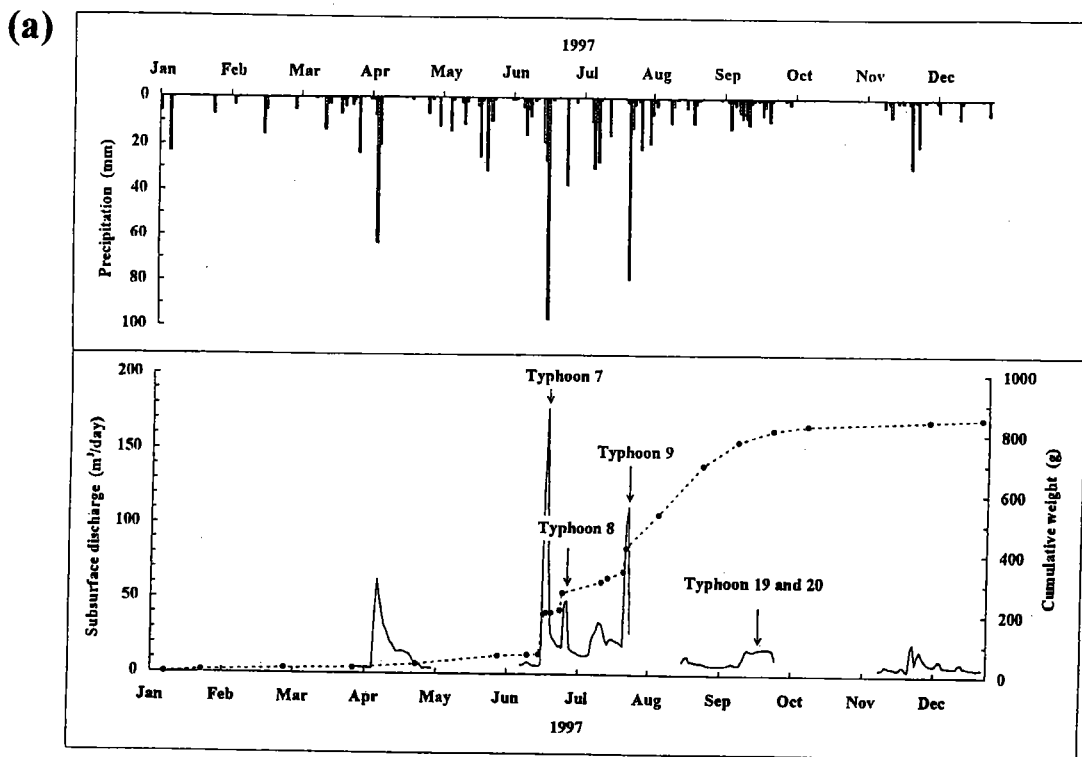
谷頭斜面の土層末端部から湧き出す地中水を集水するため、幅 100cm、奥行き 50cm のステンレス製のトラップをほぼ水平に、斜面に 10cm 程度差し込んで固定した。これは湧水をダイレクトに受ける形となっており、前出の pipe 1-a、pipe 1-b はこの幅内に含まれる。板金の下端部から樋によって導水し、その末端にフィルターペーパー（メッシュ間隔約 100 μ m）を設置した。これによってトラップされる土砂を粗粒物質（粒径 $d: d > 100\mu$ m）とし、乾燥重量を求めた。また、pipe 2、pipe 3 の出口には樋を差し込み、流出土砂量を継続して測定した。

② 調査地域における年間の降水状況

1997 年 1 月から 11 月にかけての降水状況と土砂流出量の変化を図 IV-10 に示す。1997 年の本地域は年間を通してきわめて少雨であった。大きな雨量をもたらした降雨イベントは 4 月 6 日（総雨量 63.5mm）、6 月 20 日（総雨量 124.5mm）、7 月 26 日（総雨量 78.5mm）に代表され、それ以外の降雨は少なかった。年の後半は少雨がより顕著であり、特に 10 月 5 日から 11 月 13 日まで一月以上も無降雨の状態が続き、落合観測所において、10 月の降水量としては統計上過去最少を記録した。12 月末日までの降水量の累計は 1034.5mm であり、平年値の 1642.9mm に対して 600mm 以上も少なかった。

③ 粗粒物質の流出量

1997 年 1 月からの粗粒物質の積算流出量を図 IV-10 に示す。1997 年初期の月間の増分は 10g 程度にすぎないが、次第に増える傾向を示し、5 月には月間約 30g という値を示している。6 月 20 日の台風 7 号の通過によって、土砂流出量は著しい増加を示し、一日で 50g を超える量を記録し、積算値もわずか一日でそれまでの 60g に比べ、2 倍の量となった。続く 6 月 29 日から 30 日にかけて通過した台風 8 号の際にも、50g 近い量が記録され、積算量はこの 6 月下旬だけで従来の量 130g の 3 倍となる約 200g に達した。この短期的な著しい増分に比べ、1 月から 6 月中旬までの増加の割合はきわめて小さい。また、8 月



図IV-10 土砂流出量の季節変化 (a)Ge1, (b)pipe2, (c)pipe3

には降雨が少ないにも関わらず土砂生産量は多くなっているが、これについては、7月までの降水の影響で基底流出量が多かったことが影響しているものと推察される。

また、pipe 2、pipe 3の土砂流出量（図IV-10）も板金部分と同様の傾向を示しており、板金部分もパイプから主に土砂が供給されていることが示唆される。

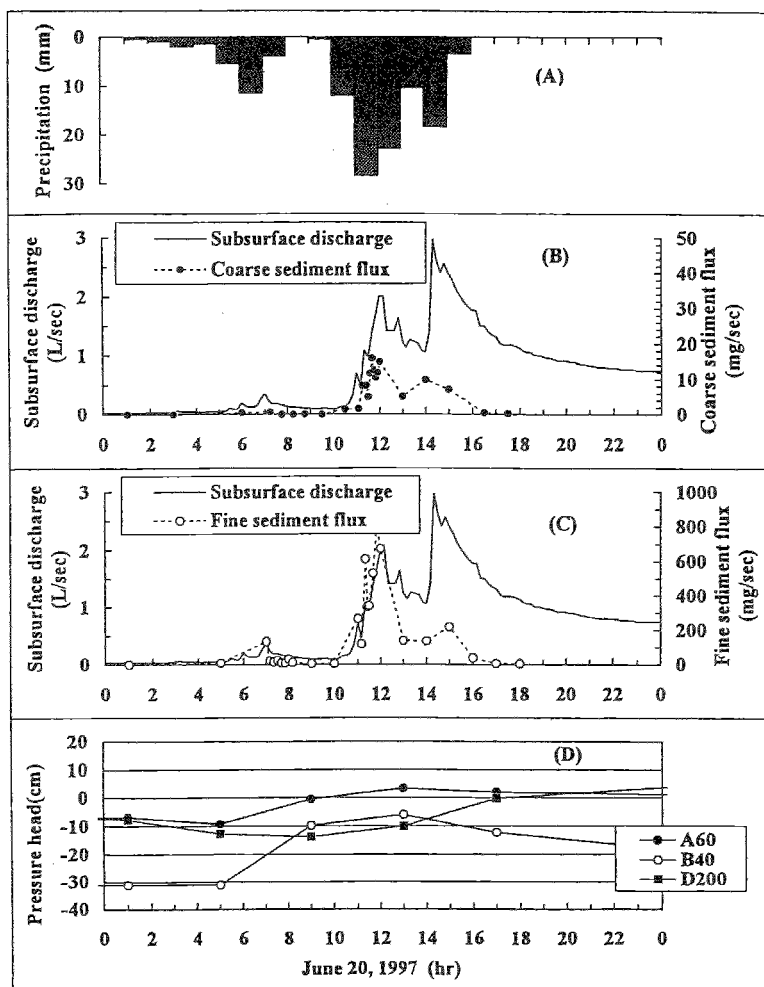
(4) 豪雨時における集中観測

①方法

ここでは、粗粒物質の測定と同時にフィルターを通過した流出水を250 ccのポリビンで採水し、実験室に持ち帰り0.45 μm フィルターで吸引濾過後、その濃度を求めた。この土砂を細粒物質 ($0.45 \mu\text{m} < d < 100 \mu\text{m}$) とした。

②1997 年台風 7 号の観測結果

1997 年 6 月 20 日の台風 7 号は、総降水量が 124.5mm、一時間最大降雨強度が 28.5mm であった。降水量、地中水の流出量、粗粒物質および細粒物質流出量の変化、圧力水頭の変化を図IV-11 に示す。粗粒物質、細粒物質ともに 1 秒あたりの流出量 (mg/sec) に換算してある。

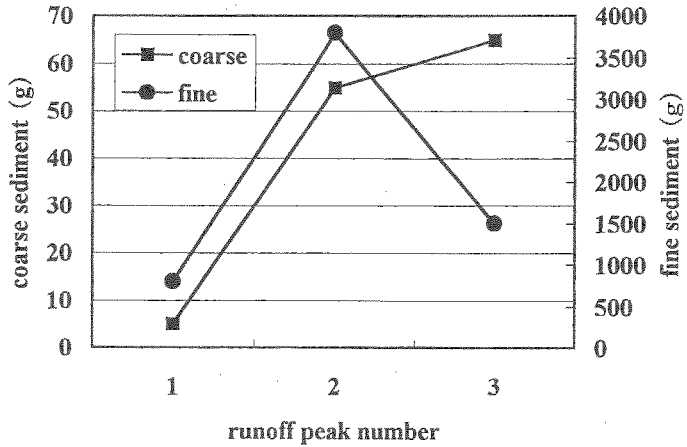


図IV-11 降雨流出観測結果

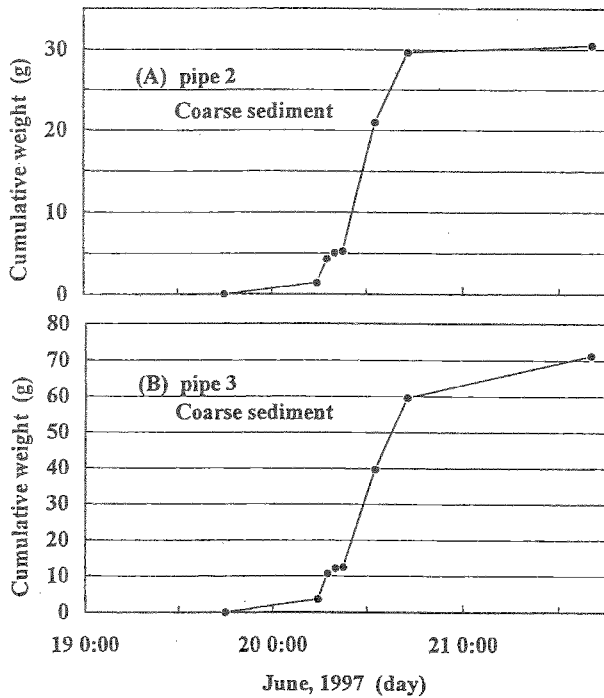
地中水流出量の顕著なピークは、前節で記したように、7時、12時、14時30分と3つあり、それぞれピーク流量は約 0.3L/sec、約 2.0L/sec、約 3.0L/sec と、3番目が最も大きい。降雨の終了後は緩やかな減衰を示した。流量ピークと流出土砂との対応をみると、まず、第一の流量ピークにおいて粗粒物質は約 1mg/sec とほとんど対応は見られないのに対して、細粒物質は極めてダイレクトに対応し、約 150mg/sec を示している。次に、第二の流量ピークにおいては、細粒、粗粒ともに流量の著しい増加に対応して最大のピーク（それぞれ約 16mg/sec、800mg/sec）を示している。特に細粒物質はきわめて大きく鋭いピーク

クを形成している。また、細粒物質の流出は流量の変化にやや先行する傾向を示す。しかしながら、最大の流量ピークをなす 14 時~15 時において、粗粒物質、細粒物質ともに土砂ピークとしてはむしろ弱く、それぞれ約 10mg/sec、200mg/sec を記録したにすぎなかった。

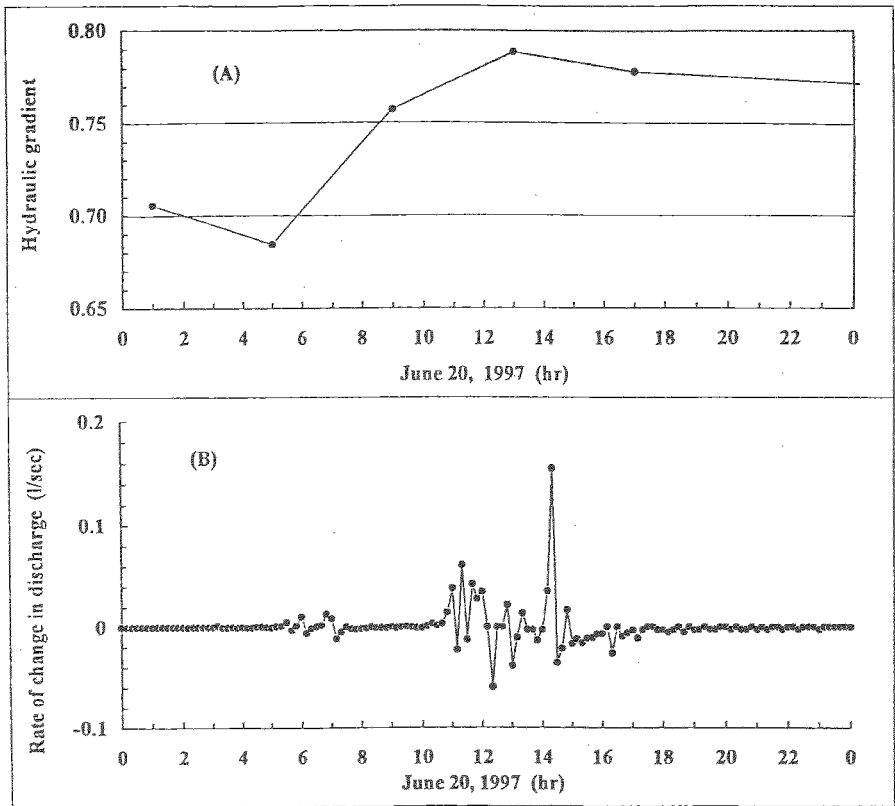
土砂流出量をピーク毎に積算量で表すと (図IV-12)、細粒物質が粗流物質より 1 オーダー以上も多いことが明かである。さらに、各ピーク毎の土砂流出量は、細粒物質が 0.8kg、3.8kg、1.5kg と変化し、粗流物質が 5g、55g、65g と変化した。すなわち、細粒物質が第



図IV-12 ピーク毎の細粒物質及び粗粒物質の流出量



図IV-13 積算土砂流出量 (A) pipe2, (B) pipe3



図IV-14 地中水流出のフラックス変化

(A) A地点の深度60cmから湧水点までの動水勾配変化、及び(B)流量の時間変化

1のピークから流出したのに対し、粗流物質は、やや遅れて流出する傾向を示した。また、pipe 2、pipe 3 についての積算量の変化は(図IV-13)、トラップ地点と同様の変化を示した。

A地点の深度60cmと湧水との間における動水勾配の変化および、流量の変化率をそれぞれ図IV-14に示す。流量の変化率(dQ/dt)は単位時間当たりの地中水流出量の変化を表したもので、以下の式によって求められる。

$$dQ/dt = (Q_n - Q_{n-1})/t \quad (IV-6)$$

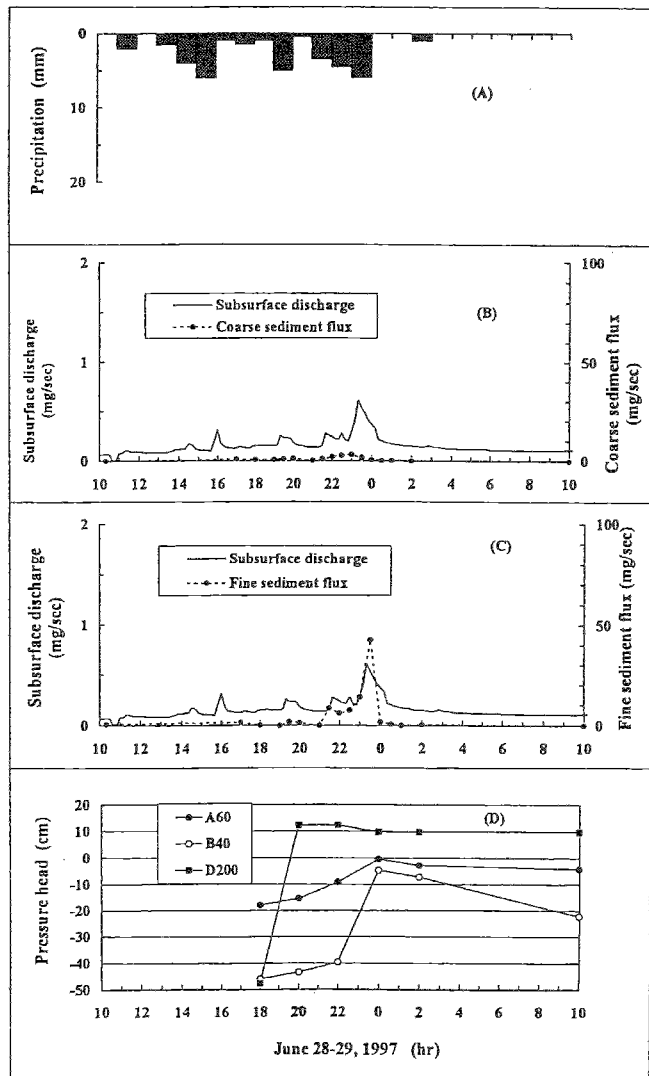
ここで、 Q_n ; Q_{n-1} : n番目およびn-1番目の地中水流出量(L)、t: Q_n , Q_{n-1} 間の時間(sec)である。tは、今回の観測では地中水流出量を10分間の平均値で自記していることから、一様に600secである。

この流量の変化率をみると、流量の上昇時に正の変化が出現し、最大のピーク時に最大値を示している。また動水勾配も流量の最大時にピークに達している。先に示した、飽和域との対応をみると、飽和域の拡大時には、流量の変化率には小規模ながら正の変化が出現している。細粒物質の初期のピークは、この斜面末端の飽和域の拡大に対応している傾

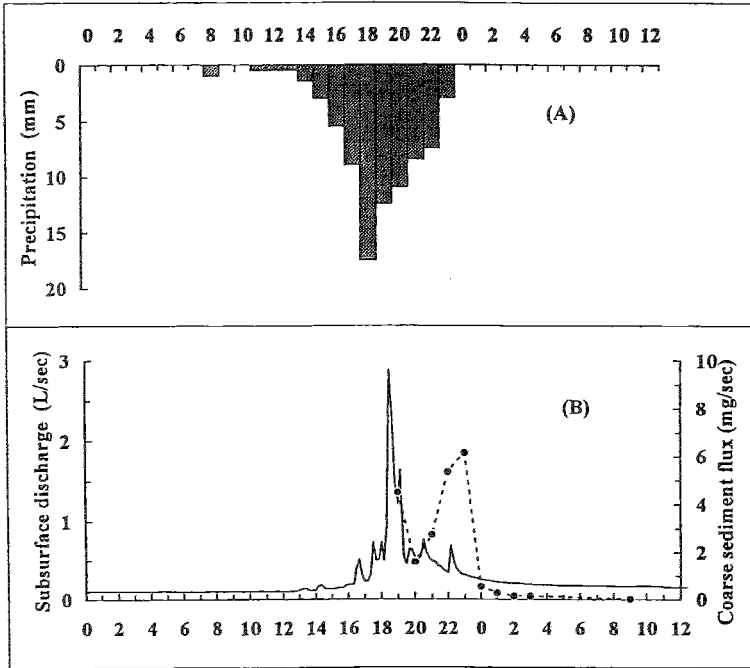
向を示す。また、その後流量の増加に伴ってそれぞれの物質の流出が認められた。すなわち、斜面からパイプを通した土砂の流出には、地中水及びパイプ流の営力が関係したことが示唆される。また、3つ目の洪水ピーク時に土砂流出が低下したことは、パイプ内において流出可能な状態にある土砂、すなわち侵食可能な状態にある土砂が、この時点ですでに存在しなかったということを示している。

このように、台風7号の結果は、細粒物質の初期ピーク、細粒・粗粒物質による本格的な地下侵食、さらに侵食可能な土砂の流亡という過程が、一つの降雨イベント中において出現した可能性を示唆する。なお、この降雨イベント中、観測点付近の斜面において地表流の発生および雨滴侵食はみられなかった。

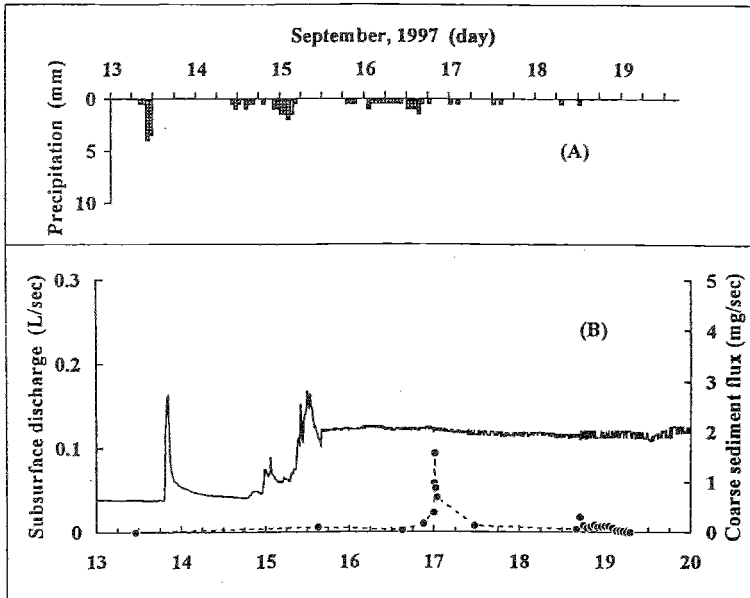
③その後のイベント



図IV-15 a 1997年6月27日の降雨イベントの観測結果



図IV-15b 1997年7月26日の降雨イベントの観測結果



図IV-15c 1997年9月13日~19日の降雨イベントの観測結果

1997年6月28-29日には、総降水量が37.5mm、1時間最大降水量が6.0mmの降雨イベントがあった。台風8号における観測結果を図IV-15に示す。降雨は28日午後から29日0時迄の間に弱いピークを3つ形成した。流量のピークもほぼ同時刻に形成されたが、28

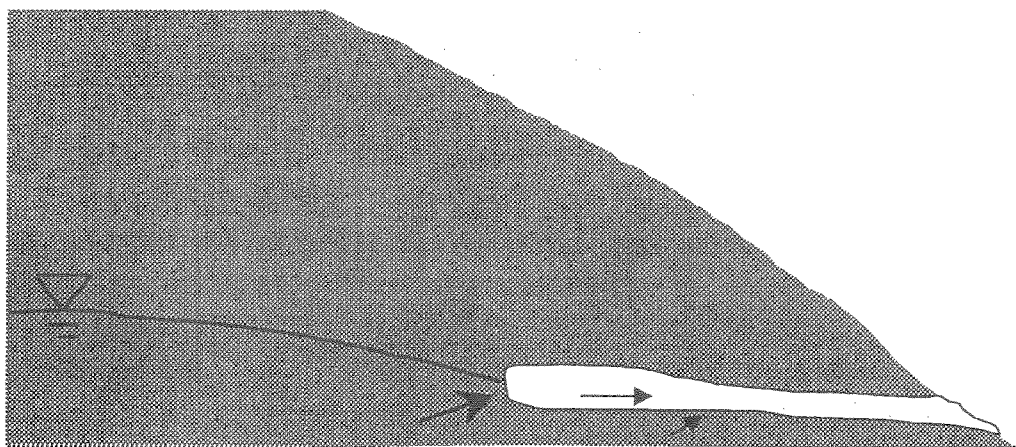
日 23 時から 29 日 0 時にかけての最大のピークでも 1 L/sec に満たなかった。粗粒物質の流出はきわめて弱く、ピークと認められるものをほとんど形成しなかった。一方、細粒物質は、最大の流量ピークに対応して、約 50mg/sec のはっきりとしたピークを形成した。圧力水頭は、18 時から 0 時にかけて急激に上昇し、以後緩やかに減衰した。

1997 年 7 月 26 日の総降水量は 78.5mm、1 時間最大降水量は 17.5mm (26 日 17-18 時) であった。台風 9 号 (1997 年 7 月 26-27 日) における観測結果は以下の通りである。降雨のピークは 18 時で、観測では土砂流出のピークを逃したが、その後、降雨終了に近い 23 時に、6mg/sec の顕著な粗粒物質のピークを確認した。粗粒物質の積算量の増加過程は、18 時から 23 時の間に激増した。

1997 年 9 月 13 日から 19 日にかけて、総降水量が 37.5mm、1 時間最大降水量が 4.0mm の一連のイベントがあった。流量の増加、土砂流出ともに目立った現象はみられなかった。この一連のイベントの中では、9 月 17 日 0 時頃に 2mg/sec 近い粗粒物質のピークが形成された。積算の値は、総じて緩やかな増加傾向を示した。

(5) 考察

現地における観測結果から、地中水の流出量及び流量の変化率との対応が示唆された。ここで、パイプ内の土砂流出について考慮してみる。パイプの模式図を図IV-16 に示す。



図IV-16 パイプの模式図

Howard and McLane (1988) によれば、パイプ内において、先端部では、ほとんどが浸出力によって土砂が生産され、パイプの出口へ向けてパイプ流そのものによる侵食力が増加することを示されている。地中水の浸出力については、後述することとして、パイプの侵食力は、次式で表される。

$$F_w = C_1 \pi / 4 d^2 \tau \quad (\text{IV-7})$$

ここで、 C_1 は係数、 d は粒径、 τ は剪断力である。 τ は径深及び勾配に比例する。すなわちパイプ内の深度に伴って変動するものであり、ほぼ流量と比例すると考えられる。また、浸出力は、Howord and McLane (1988) によれば、動水勾配に比例する。すなわち、流量と比例する。

現地の観測結果を基に、土砂流出量と地中水流出量、及びその変化率との関係を図IV-17 に示す。この結果、流量と極めて良い対応を示すことが明らかになった。これは、パイプ内に堆積していた土砂及びパイプ壁そのものが、パイプにより侵食されたか、地中水により浸出を受けて流出したかが考えられる。ただし、そのどちらが重要であるかについては、今後さらなるデータが必要である。ただし、Howord and McLane (1988) の実験によれば、土砂の生産のほとんどがパイプ先端で行われていることを考慮すれば、地中水の浸出力による影響は重要であると考えられる。

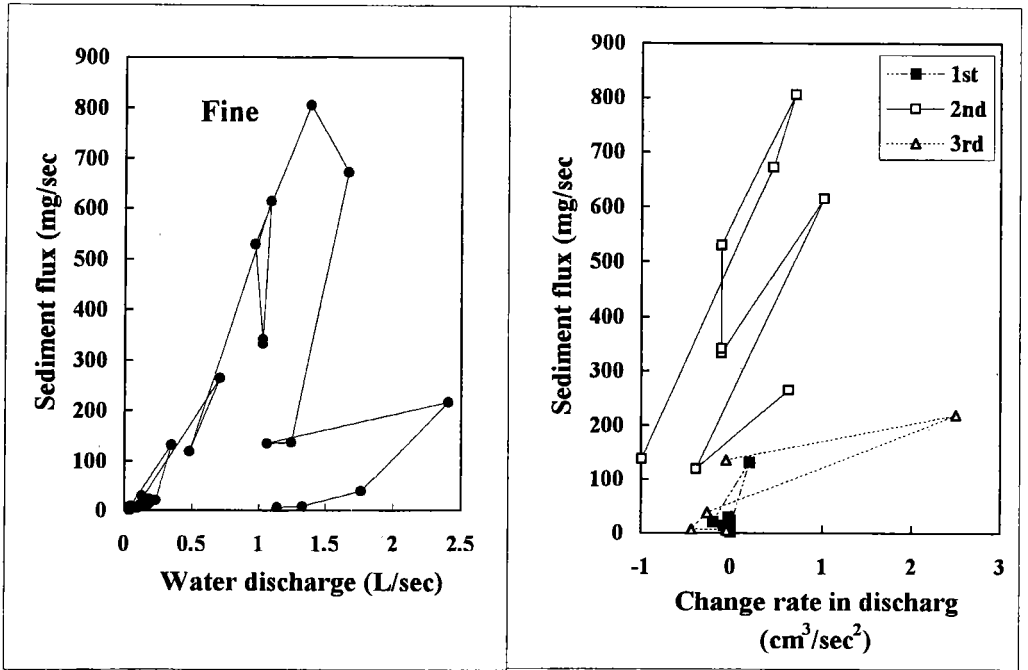
また、Namiki *et al.* (1993) をもとに、流量の変化率との対応を観測データにあてはめてみる。この結果、流量の変化率との対応が認められた。以上の傾向は、土砂の浸出力として、今後新たに地中水の加速度を考慮することの必要性が示された。

また、6月20日のイベントでは、流量の変化率が最大となった3回目の流出ピークに関しては、土砂流出量は逆に小さかった。これに関して、sediment availability の低下という概念、つまり、侵食可能な土砂が流亡した現象ととらえることができる。このように山地斜面では、常に土砂が流出しているため、一回のイベント内においても、流亡現象が生起しているものと考えられる。

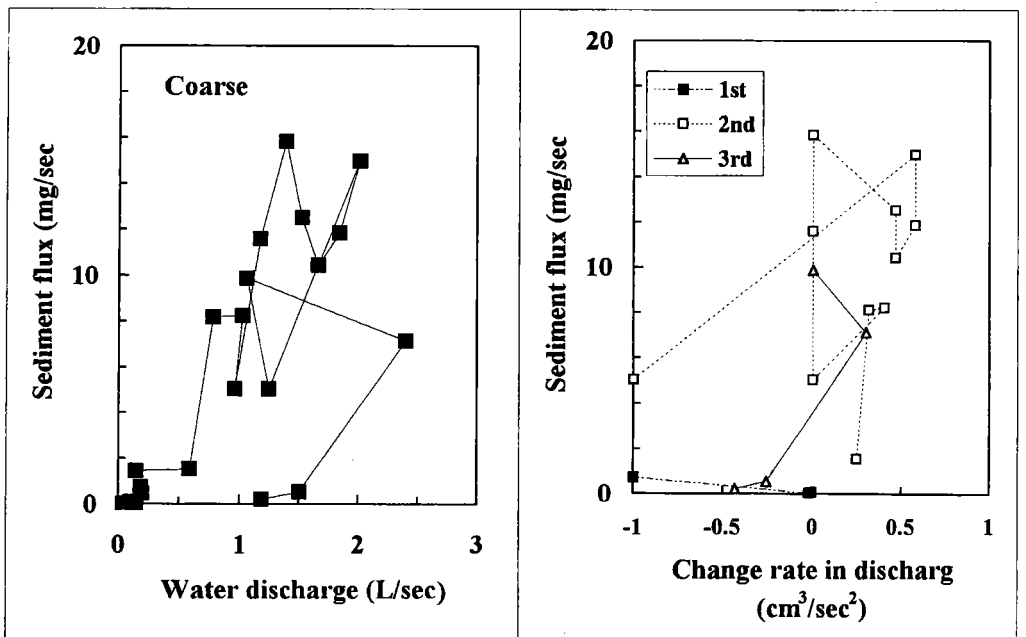
一方、Terajima *et al.* (1997) はイベント間の土砂の流出を観測し、浮遊土砂の流出過程を概念的に示すものとして次のような式を提唱した。

$$S = \alpha \{ dQ/dt - (dQ/dt)_0 \} \quad (\text{IV-8})$$

ここで、 S は浮遊土砂フラックス (mg/sec)、 α は係数、 t は時間 (sec)、 Q は地下水流出量 (L/sec)、 $(dQ/dt)_0$ は土砂移動が発生するための閾値である。Terajima *et al.* (1997) は、この式の $(dQ/dt)_0$ は侵食可能土砂量の変化を加味したのではないかと考えられる。しかし、実際には係数 α は、流出可能な土砂の存在量、あるいはパイプ網の発達状況、土壌水分の初期条件など、様々なパラメータを内包した変数であり、 $(dQ/dt)_0$ は、きわめて経験的な値であり、土粒子の剪断抵抗力をも示している可能性がある。したがって、式の確立には、地中の土層構造と斜面物質および地中水の挙動について、多数の観測結果をもとに考慮することが必要となる。したがって、Namiki *et al.* (1993) を拡張して考え、重力と粘着力から構成される剪断抵抗力を加速度を考慮した浸出力が上回る場合に土砂流出が生じると考えることも、一つの方策であり、より具体的な方向性であるといえる。ただし、その考えに



図IV-17 a 細粒土砂流出量と地中水流出量、流出量変化率との関係



図IV-17 b 粗粒土砂流出量と地中水流出量、流出量変化率との関係

立てば、剪断抵抗力は、細粒物質の流出にともなって変化するといえる。例えば、本観測結果では、1回目のピークで細粒物質の流出にともない剪断抵抗力は上昇し、3回目の流出ピーク時には、浸出力を上回っていたものと推定される。すなわち、さまざまな過程における剪断抵抗力の推定が、sediment availability の概念をより具体的な議論へと発展させるものと考えられる。

今後、谷頭斜面における地下侵食プロセスの解明のために、流出可能土砂の供給源とその生成期間の解明、土層構造の不均一性の解明、および個々の土粒子に作用する剪断抵抗力の推察と、それにかかるストリーム・パワー (Bagnold, 1960) と浸出力の力学的な解析を行っていくことが必要である。また、地下水流出は水質形成にも重要な役割を果たすことから、土砂流出と同様に水質形成も説明し得る流出モデルの構築が望まれる。

(6) まとめ

本研究では、急峻な山地小流域の谷頭部の谷壁斜面における地下侵食過程を明らかにした。土砂流出の変動過程は次のようにまとめられる。

- (1) 豪雨時の土砂流出量は年間の流出量の大部分を占めた。また、本試験斜面では、地表流や雨滴侵食は起きていなかったため、豪雨時に起こる谷壁斜面からの土砂生産は主に土壌パイプから寄与されているものと考えられた。以上から、本地域では、豪雨時の地下侵食が谷頭の形成に大きく寄与しているものと推察される。
- (2) 洪水流出の初期には、細粒物質が優先的に流出した。これは、地中水のパイプ流への寄与域、すなわち斜面末端の飽和域の拡大とそれにもなう流量の変化率 (dQ/dt) の増大に対応した。この流量の変化率 (地中水の加速度) と土砂流出との対応は、室内実験によっても裏付けられた。特に本観測で最大のイベント (125mm) であった 1997 年 6 月 20 日には、粗粒物質より 1 オーダー以上も多く流出した。
- (3) 洪水流出量の著しい増加にともなって粗粒物質が流出した。粗粒物質を含め細粒物質の流出は、流量とよく対応しており、パイプ近傍の浸出力の著しい上昇とパイプ流そのものの侵食力に対応してしたことによるものと考えられる。
- (4) 流量の第三のピークでは、流量は最大値を示し、変化率 (加速度) も最大となったにもかかわらず、流出土砂量はむしろ細粒物質、粗粒物質ともに著しく低下していた。これは斜面内部の侵食可能な土砂が一時的に流亡したため、土砂流出が一時的に弱まったという過程を示すものと考えられる。また、土粒子の力学的なバランスからいえば、流出の初期に比べ、土粒子の剪断抵抗力が、細粒物質の流出にともない増大したと考えられ、今後、これらの評価が必要である。

第V章 湧水・渓流水の溶存成分濃度の空間分布特性

V-1. 湧水の溶存成分濃度の空間分布特性

小野寺 真一・松谷 順・村井 知里

(1) はじめに

奥多摩湖の上流域は、II章で記載したように、気候、植生、地形、地質といった自然環境が多摩川流域の中で最も多様である。特に、標高 1500m 以上は亜高山帯に分類され、針葉樹はスギからカラマツ、さらにはウラジロモミ、ツガへと変化し、冬季には土壤の凍結も生じる。山地流域における今後の水質保全のためには、現在の詳細な水質形成機構を解明し、立地環境毎の水質形成の変化を解明することが必要である。小流域における水質形成機構に関しては、これまで多くの研究が行われてきたが、山地源流域における多様な立地環境での水質形成は、十分に解明されていなかった。Vitousek (1977) は、アメリカニューハンプシユア地域において標高にともなう水温や水質の変化を調査し、水質形成に及ぼす標高の影響を明らかにした。また、Nakano *et al.* (1994) は、屋久島において花崗岩と堆積岩流域の河川水質を計測し、岩質による化学風化特性や標高による降水量の違いの水質に及ぼす影響を明らかにした。しかし、以上の研究では、基盤岩質と標高の相互の影響、標高の生物活動や化学風化・溶出過程への影響、岩質の水循環系への影響など不明確な点が多く残されていた。

本節では、湧水水質の空間分布と標高、植生、地質といった立地環境との関係を明らかにする。

(2) 方法

湧水の採水は、主に多摩川源流域の奥多摩湖上流域で行った (図V-1)。一部は、多摩川の支流である日原川流域、及び富士川の支流である重川流域を含む。各湧水は、ほぼ南向きの0次谷斜面末端で湧出しているものであるものを選定した。

標高の影響を明らかにするために、各地質の異なる標高に分布する計 60 地点の湧水において採水を行った。堆積岩地域については主に砂岩からなる地域と石灰岩からなる地域を選定した。湧水の最高点はほぼ標高 1900m、最低点はほぼ標高 500m である。ただし、堆積岩流域では、標高 1400m から 1700m の範囲が 2 地点と少なく、一方、花崗閃緑岩流域では、多摩川流域が標高 1200m 以上、重川流域が標高 700m 以上であったため、標高 700m 以下の湧水はなく、700m~1200m でも 4 地点と少なくなった。また、石灰岩については、日原川流域で標高 550m の 2 地点である。植生については、現地観察により記載し、主に針葉樹林と広葉樹林に分類した。採水は 1996 年 5 月 2 日~5 月 6 日及び 10 月 31 日~11 月 3 日に行った。笠取山山麓の標高 1120m 付近の東京都水道局落合出張所と標高

350m の日原川と多摩川の合流地点にある東京都水道局奥多摩出張所における気温データから、この間の年平均気温減率は $0.58^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ と見積もられる。

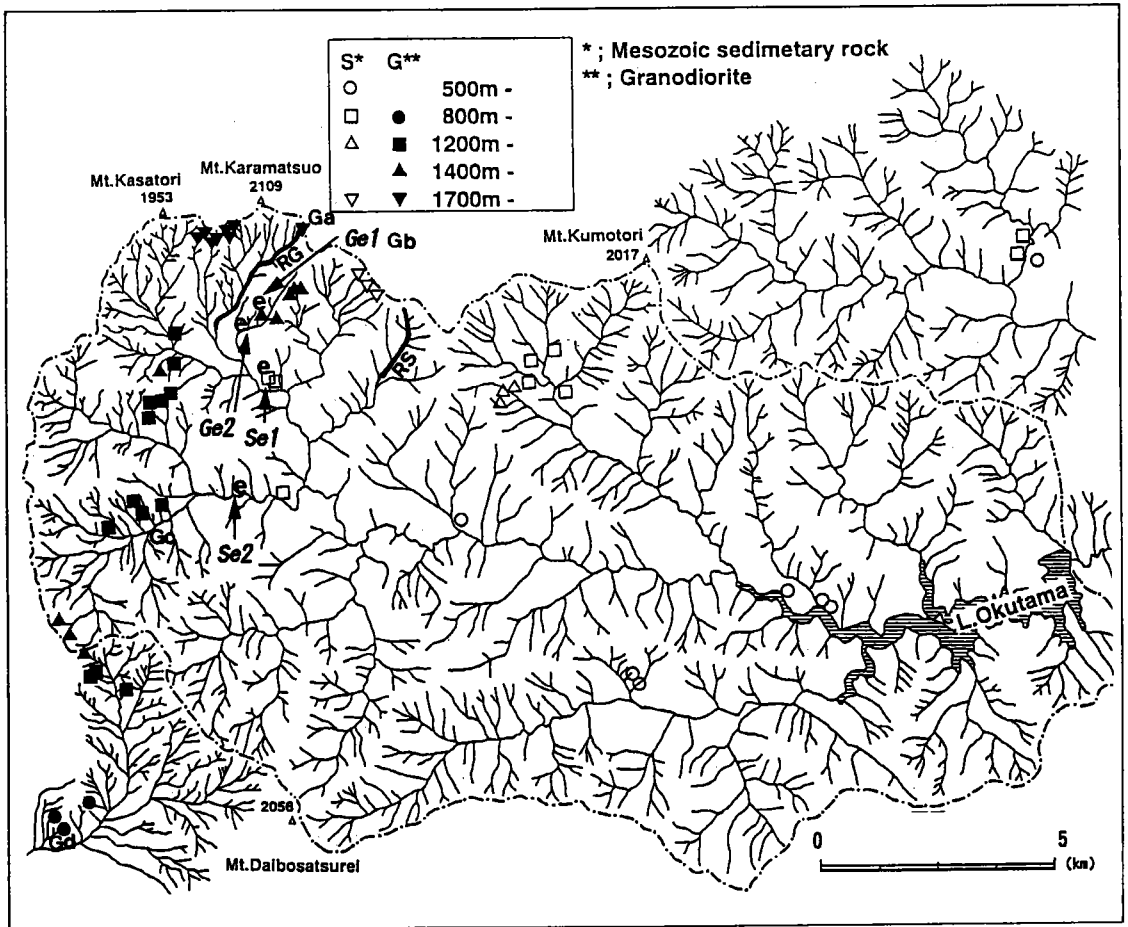


図 V - 1 湧水採水地点

また、植生の影響を明らかにするため、標高が $1300\text{m}\sim 1400\text{m}$ の範囲にあたる植生の異なる小流域の湧水を採水した。ここでは、林齢が 50 年以上経過した人工針葉樹林及び天然広葉樹林について区分して採水した。採水地点は、人工林及び天然林でそれぞれ 5 及び 3 地点である (図 V-2)。地質は花崗閃緑岩からなる地域に限定した。AF1 と NF1 については、流域の地形図を図 V-2 に示す。採水は、1998 年 8 月 21 日～27 日 (以下夏季)、及び 10 月 31 日～11 月 3 日 (秋季) に行った。AF1 及び NF1 では、1998 年の間定期的 (約 1 ヶ月おき) に採水を行った。各 2 回の採水時期の気候条件は、夏季の方が乾燥傾向を示し、15 日降水量で 100mm の差があり、気温では夏季が 20°C と秋季より 10°C 近く高い。

採水時には、同時に pH、伝導度、水温、流出量の測定を行った。サンプルは、実験室に持ち帰ったあと、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} はイオンクロマトアナライザーにより、 HCO_3^- は MR

混合指示薬で pH4.8 アルカリ度 (0.01N 硫酸滴定) として、陽イオン及び SiO_2 はプラズマ発光分光分析装置によりそれぞれ分析した。

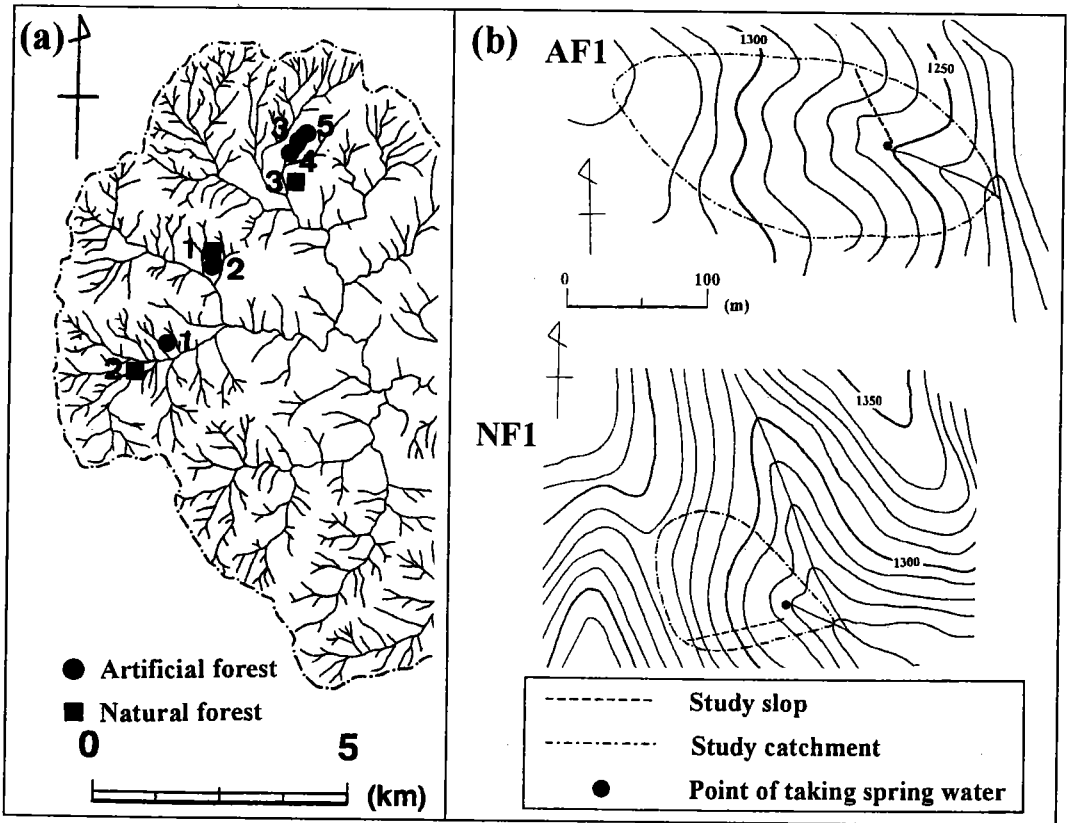


図 V-2 (a)採水地点と(b)小流域地形図

(3) 結果及び考察

①水温と標高の関係

図 V-3 に湧水の水温と湧水地点の標高の関係を示す。湧水の水温は、標高の低下にともない上昇した。5月と11月の差は、ほとんどの地点で比較的小さく、5~10℃の気温差の影響を受けていないことを示し、湧水温自体が測定されていたものと考えられる。ただし、標高の高い地点では、5月に残雪のあった幾つかで大きな差が見られた。さらに、花崗閃緑岩流域では、同一標高で比べると、堆積岩の流域に比べ水温が高く、岩質によって標高と水温の関係の傾きが異なることが示された。これは、斜面向き等が同じことから、堆積岩地域の涵養標高が高いことによるものと考えられる。

一般に、湧水の水温は、地熱の影響が少なければ涵養域における地温の恒温層上限の温度に等しく、年平均気温 (T_a) と降水と気温の年加重平均値との間になる。年加重平均値 (T_w) は、気温が 0°C 以下の期間を 0°C の水が浸透するとして算出する。一般に、気温の低い地域では、加重平均値に近い傾向を示す。東京都水道局の2地点の観測地点では、上

述の方法で求めた加重平均気温は、標高 1120m で 12.7℃、350m で 17.6℃である。2 地点の年平均気温及び年加重平均値を結ぶ線は、それぞれ次式で示される。

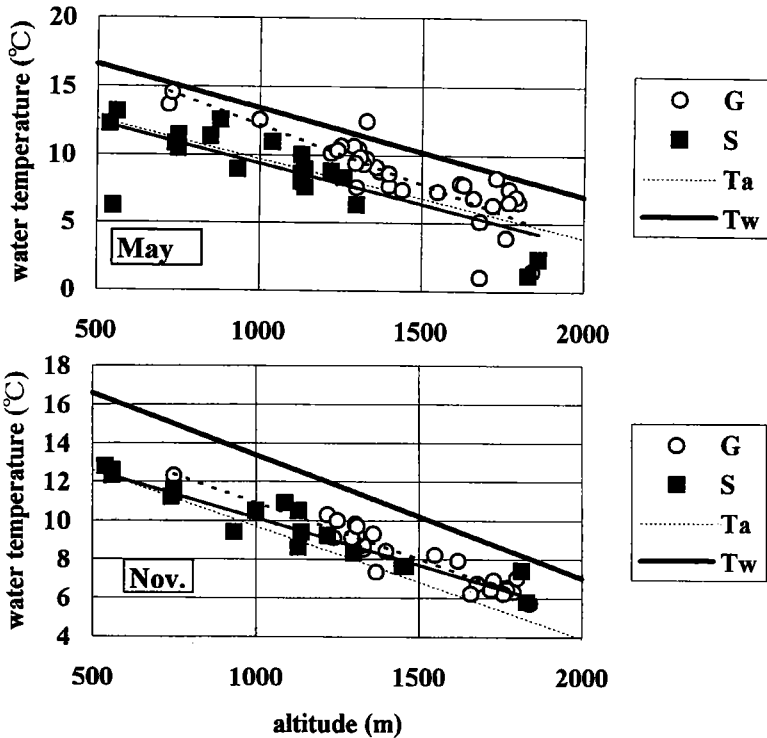


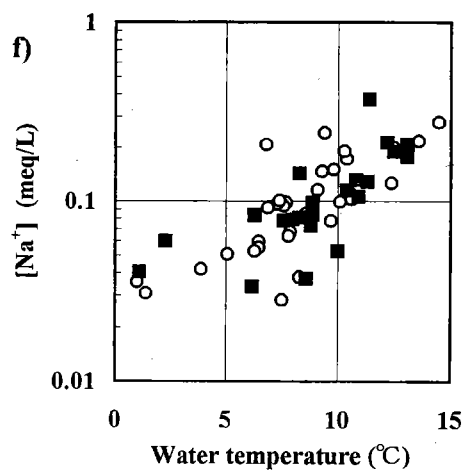
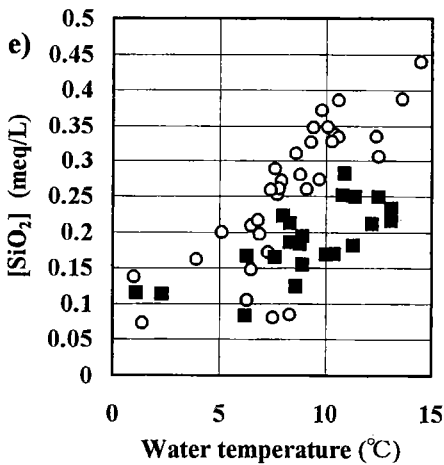
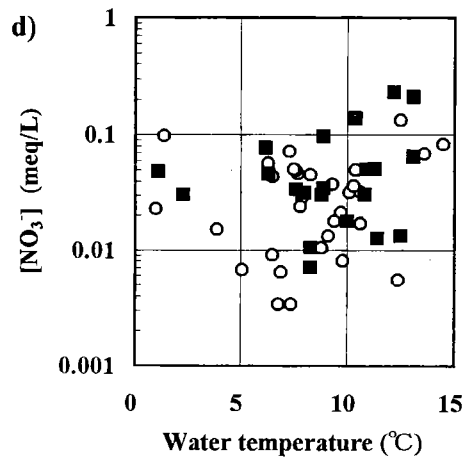
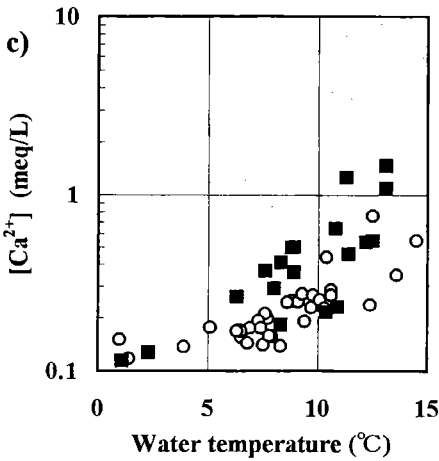
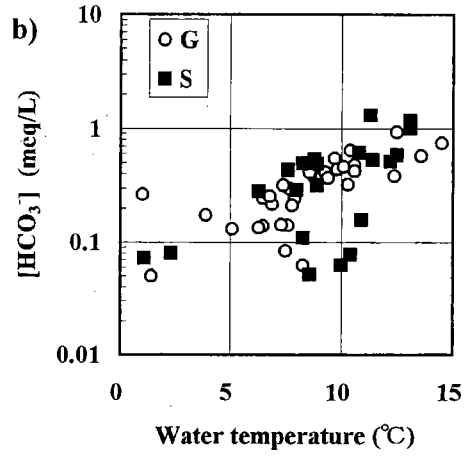
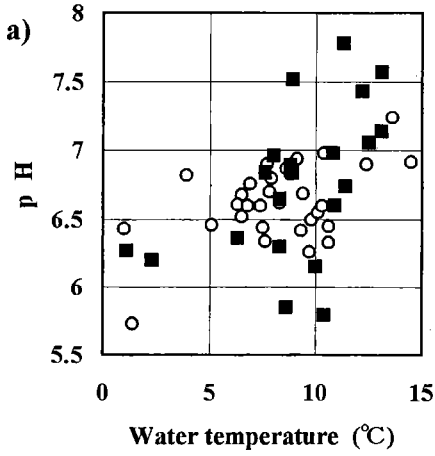
図 V-3 湧水の標高と水温の関係

$$Ta = -0.0058H + 15.5 \quad (V-1)$$

$$Tw = -0.0064H + 19.8 \quad (V-2)$$

ここで、 H は標高(m)である。図 V-2 に、年平均気温 (Ta) と加重平均気温 (Tw) の関係を示す。また、堆積岩流域及び花崗閃緑岩流域の湧水温については、残雪の影響を取り除くため 11 月の結果から相関を求めるとそれぞれ相関係数が 0.94 と高い相関を示した (堆積岩 ; $T_s = -0.0049H + 15.1$ 、花崗閃緑岩 ; $T_{sp} = -0.0058H + 16.7$)。そして、この湧水温は、(1)及び(2)式で示された 2つの直線の間プロットされた。一部、年平均気温よりも低い地点は、湧水地点付近で確認された残雪の影響を受けたものと、湧水地点から離れているため気温の影響を受けたものであると考えられる。以上の結果からだけで、各地点における平均涵養標高を推定することは困難であるが、少なくとも、堆積岩流域では、特に標高の低い地域で、より涵養標高の高い水が寄与していることは明かである。例えば、標高 1800m では各岩質の流域における水温差がほとんど 0℃であったのに対し、標高 500m では水温差が 1.2℃で、涵養標高にして 180m の差を生じていた。これは、堆積岩流域では花崗岩流域に比べ谷が深いという地形的な傾向と一致する。

②標高と一般水質の関係



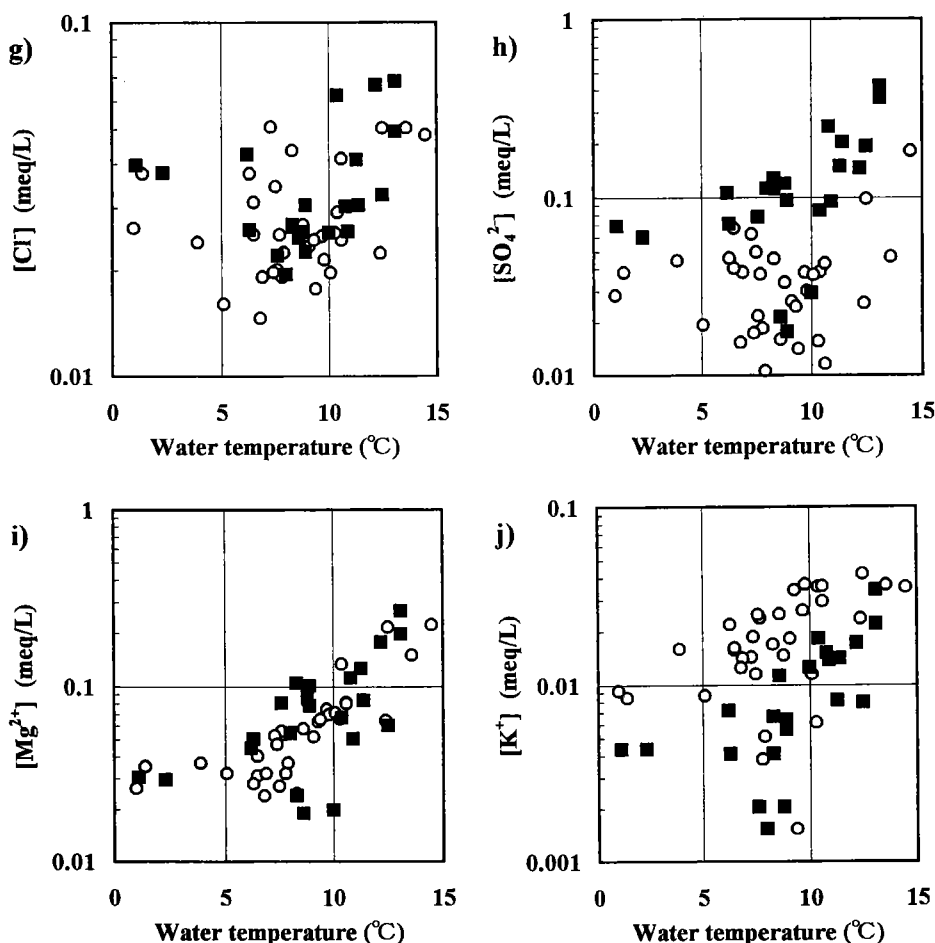


図 V-4 湧水の水温と水質の関係

(a) pH、(b) HCO_3^- 、(c) Ca^{2+} 、(d) NO_3^- 、(e) SiO_2 、
 (f) Na^+ 、(g) Cl^- 、(h) SO_4^{2-} 、(i) Mg^{2+} 、(j) K^+

図 V-4 に 1996 年 5 月に採水した湧水の水温と水質の関係を示す。pH は水温の上昇にともない上昇し、その他の成分濃度も概ね上昇する傾向を示す。さらに、傾向を見るために、岩質毎に湧水を標高でいくつかに分け、その区間毎の平均値を陰イオン、陽イオンの各成分の積算当量分布を図 V-5 に示す。総イオン量は、標高の低下とともに増加する傾向を示し、1000m の低下に対しほぼ 5 倍になった。ただし、堆積岩流域では、大きなばらつきが認められた。各成分については、主要な成分である HCO_3^- 及び Ca^{2+} が標高にともなう変化を示し、特に 1000m の変化に対し 5~8 倍になった。また、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 K^+ 濃度も標高及び水温とともに同様に増加し、1000m の変化に対し 3~5 倍になった。花崗閃緑岩流域では Ca^{2+} が、堆積岩流域では K^+ が、それぞれ他の岩質より多かった。以上の成分は、岩石の主要成分であり、化学風化にともなって生成する成分である。

したがって、標高の低下にともなう水温の上昇によって、化学的風化速度が増大したこ

とが示唆される。また、標高の低い地点では、降水量がやや減少し、前述した水温から推定される平均涵養標高を考慮すれば、各岩質間の涵養標高の差は標高の低下にともなって増大するため、相対的に滞留時間の長い水が寄与し、結果として溶存成分濃度が上昇することも示唆される。

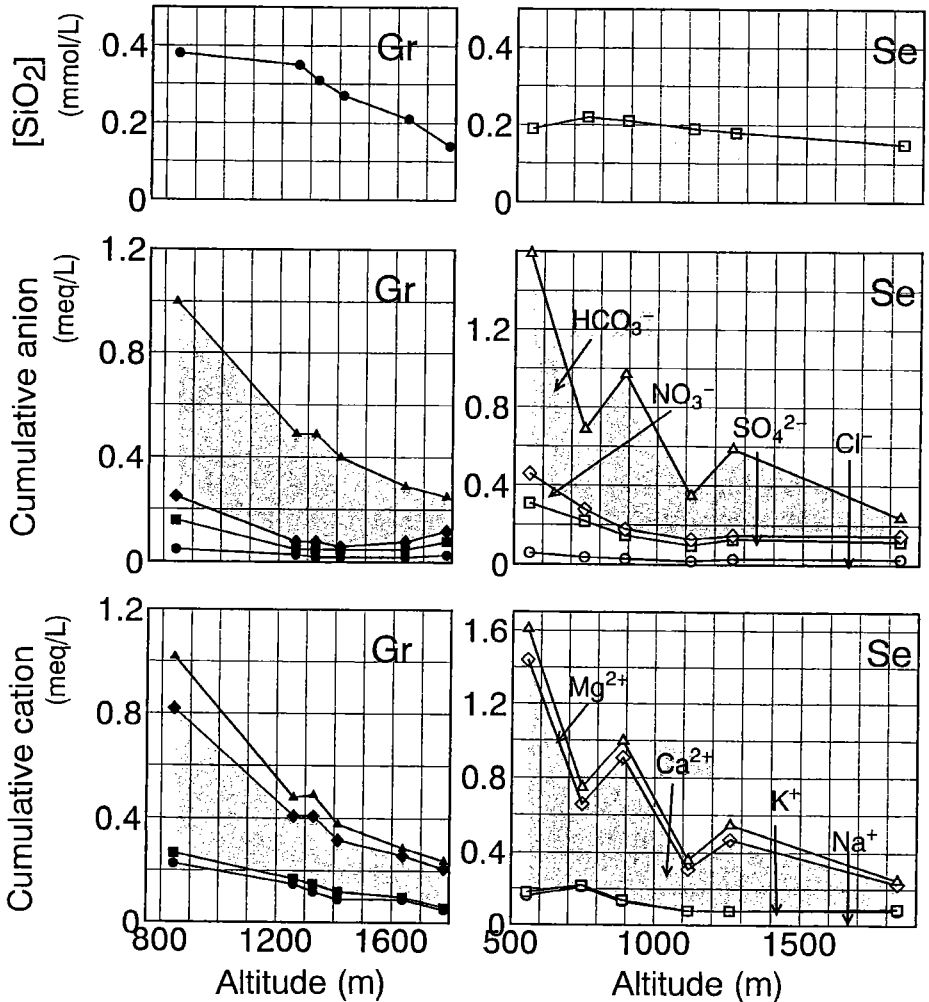


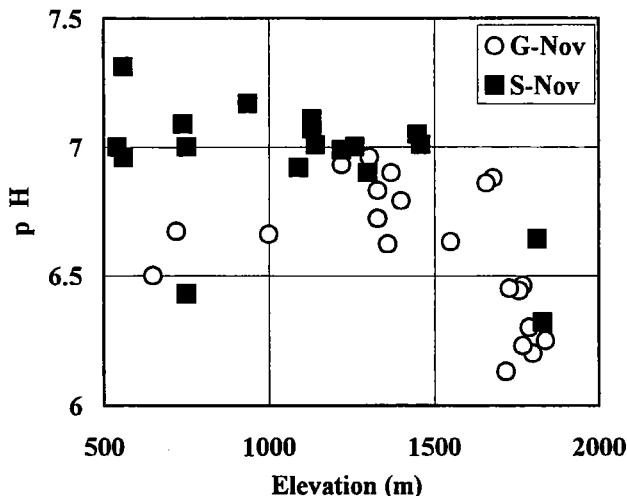
図 V-5 標高と平均積算当量の関係

図 V-4(b)に示した湧水の水温と HCO_3^- 濃度の関係では、前述の通り水温とともに濃度が上昇する傾向が見られる。特に、岩質による大きな差は見られなかった。ここで、もし標高の低い地域での HCO_3^- 濃度の上昇に対し、前述した滞留時間の影響が大きければ、同一水温を有する各岩質の湧水は、標高が低くなるにしたがって滞留時間の差は大きくなり、 HCO_3^- 濃度の差も大きくなるはずである。しかし、その傾向はみられないことから、 HCO_3^- 濃度には、前述した滞留時間の違いの影響は小さく、水温による化学風化速度の違いが大きく影響していることが示唆された。ただし、堆積岩の流域ではばらつきが大きく、

流動経路が複雑であることが示された。

一方、図V-4及び5より、 NO_3^- 及び SO_4^{2-} 濃度は、標高1200mより低い地域で標高との関係が見られるが、それ以上では明瞭でない。図V-4(d)で示した湧水の水温と NO_3^- 濃度との関係は、全体にばらつきが大きく傾向は見られない。ただし、一般に森林流域の湧水中の NO_3^- 濃度が、0.1meq/L以下であることを考慮すれば、堆積岩地域における水温が 8°C 以上の湧水で濃度の高い湧水がややみられる。一方、花崗閃緑岩地域では濃度上昇が顕著ではなかった。標高1200m付近の湧水の水温は 10°C であり、平均値としては、硝化反応が生じる最低温度(15°C)よりも低く、微生物活性は低いと考えられる。ただし、夏季には気温の上昇にともない微生物活動が活発になることが予想され、1200m付近はその際の臨界的な温度を有する地域であることが推察される。また、花崗閃緑岩で NO_3^- 濃度が一定であった点については、比較的酸性で保水性の低い土壌が分布しているため、堆積岩流域に比べ硝化能が低く、2つの時期の流出量や水温が安定していることから、湧出域に地下水の貯留帯が存在し、脱窒等の作用を受けやすかったことなどが示唆される。また、濃度のばらつきが大きい点については、植生、地形などその他の要因の影響が大きいことが示唆される。 SO_4^{2-} 濃度は、堆積岩地域で高い傾向が見られ、標高にともなう変化が認められた。堆積岩には、岩石中に溶存している成分の溶出が考えられる。 Cl^- 濃度は、その差は大きくないが、堆積岩流域の水温の高い湧水でやや高い傾向が見られる。

また、図V-4より、 SiO_2 濃度は、堆積岩流域より花崗閃緑岩流域で水温に対し直線的な上昇を示した。花崗閃緑岩では、化学風化にともないより SiO_2 が溶出するためであると考えられる。図V-5で標高1200m以上の花崗閃緑岩地域で標高との関係が顕著に認められる。本地域では、1600m以上にポドゾル土壌が分布することから、ポドゾル土壌からの溶出の影響も示唆される。また、標高の高い地域では土壌pHが低く、それにより溶出作用が増大し、温度に依存して溶出していたことが考えられる。



図V-6 湧水の高さとpHの関係

湧水の標高と pH の関係を図 V-6 に示す。図 V-4 では 5 月のデータを示したが、ここでは、11 月のデータを示す。図 V-4 も考慮すると、pH は 5.5~7.5 の範囲に分布する。また、標高の低下にともなって上昇している。ばらつきの特に大きい 5 月 (図 V-4) に比べ、11 月は岩質による違い、すなわち、花崗閃緑岩流域でより pH が低い傾向が見られる。ここで、降水の pH には大きな差がないことから、土壌中の生物地球化学的過程の違いによるものと推察される。この点に関しては、次章で触れる。

HCO_3^- 濃度や Ca^{2+} 濃度は、水温が 7°C 以上で濃度の上昇傾向が顕著に見られた (図 V-4)。しかし、 7°C 以下でその勾配は小さかった。花崗閃緑岩では湧水の集水面積が等しく降水量にも大きな差が見られないことから、前述したように温度と濃度の関係は風化速度によるものと推察される。ただし、それだけでは、 7°C での勾配の変化は説明できない。水温と標高の関係から、上述の臨界的な温度である 7°C は標高 1600m に相当し、亜高山帯と低山帯の境界に当たる。すなわち、この標高で、土壌が変わり、生物地球化学過程が変化することが影響しているものと推定される。この点についても次章で触れる。

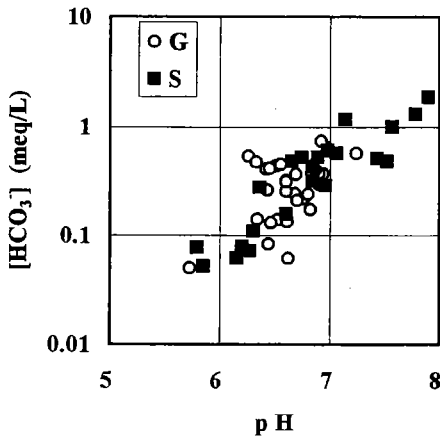


図 V-7 湧水の pH と HCO_3^- 濃度の関係

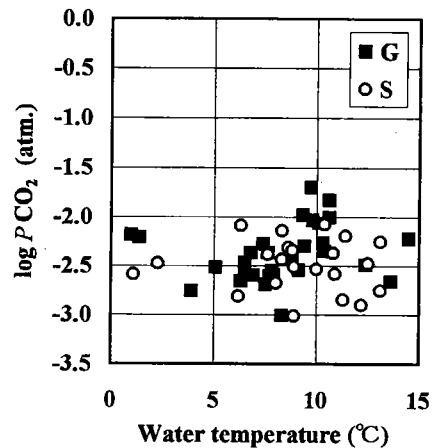


図 V-8 湧水の標高と溶存 CO_2 濃度の関係

③溶存 CO_2 環境

図 V-7 に pH と HCO_3^- 濃度の関係を示す。pH の上昇にともなって HCO_3^- 濃度も上昇する傾向を示した。この関係から、湧水中の溶存 CO_2 濃度を算出する。土壌中で生物活動によって生成した CO_2 は、水に溶存し炭酸 (H_2CO_3) を形成し、pH の上昇にともない HCO_3^- を形成する。その反応過程と各平衡式は次の通りである。



$$K_1 = [\text{H}_2\text{CO}_3] / \text{PCO}_2 \quad (\text{V-5})$$

$$K_2 = [\text{H}^+][\text{HCO}_3^-] / [\text{H}_2\text{CO}_3] \quad (\text{V-6})$$

$[\text{HCO}_3^-]$ は活動度（濃度を使用）を示し単位は mol/l である。PCO₂は炭酸ガス分圧であり単位は atm.である。K₁及びK₂は平衡定数であり、25℃のときそれぞれ 10^{-1.47}、10^{-6.35}である。さらに、(V-5)式を(V-6)式に代入し対数で表すと、

$$\log \text{PCO}_2 = \log[\text{HCO}_3^-] - \text{pH} - (\log K_1 + \log K_2) \quad (\text{V-7})$$

となる。(V-7)式は、pH が 8 以下の範囲における平衡式である。本論では、便宜的に 25℃での平衡定数 (log K₁ + log K₂ = -7.82) を使用した。この値は±10℃の温度変化に対し±0.05 で、その影響は(V-7)式より pH 等では±0.05 という測定誤差の範囲である。

(V-7)式から算出した溶存 CO₂ と標高の関係を図V-8 に示す。その結果、溶存 CO₂ は 10^{-1.6}~10^{-3.1}atm.であり、標高による変化はあまり明確にはならなかった。傾向としては、標高 1200m の地域がピークとなり、その上下で低下した。これは、今回の調査地域は全体に低温であり、標高による温度差から生じる生物活性の違いは大きくなかったものと考えられる。ただし、図V-7 で示されたように、溶存 CO₂ 濃度はほぼ一定で、HCO₃⁻濃度が上昇していたことから、地下水の流動系は比較的浅く、CO₂ の供給は十分に行われながら化学風化を受けていたものと考えられ、標高による風化速度の違いを制限してはいなかったことが予想される。

④植生と湧水水質の関係

表V-1 夏季及び秋季の水質組成

a) Summer	pH	EC(μs)	temperatur(°C)	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Si(meq/l)
AF1	7.17	25.9	10	0.38	0.4278
AF2	6.81	43.4	13.6	0.35	0.3473
AF3	7.11	58.8	11.5	0.542	0.3246
AF a.v	7.03	42.7	11.7	0.424	0.3666
NF1	6.89	47.1	9.2	—	—
NF2	7.2	43.8	13	0.41	0.4029
NF3	6.86	41	14.4	0.326	0.3205
NF a.v	6.98	44	12.2	0.368	0.3617

b) Autumn	pH	EC(μs)	temperatur(°C)	HCO ₃ ⁻ (meq/l)	Si(meq/l)
AF1	7.34	—	10.2	0.268	0.29911
AF3	6.98	—	9.85	0.36	—
AF a.v	7.16	—	10	0.31	0.29911
NF1	7.08	46.9	10.2	—	—
NF2	6.92	38.1	10.3	0.33	—
NF a.v	7	42.5	10.3	0.33	—

表V-1 に、1998 年夏季及び秋季における試験地の湧水の pH、電気伝導度、水温、

HCO₃濃度、SiO₂濃度を示す。湧水の pH は、夏季では、人工林流域で 6.8~7.2、天然林で 6.9~7.2、秋季では平均で 7.0 とほぼ同程度である。HCO₃濃度は、人工林流域が 0.4~0.5meq/l(夏季)、0.31(秋季)、天然林が 0.3~0.4meq/l(夏季)、0.33(秋季)で、夏季では人工林でやや高い。また、水温は、夏季で 2°C(AF: 11.7°C、NF: 13.7°C)、秋季で 0.3°C(10.0°C、10.3°C)天然林流域で高い。

表 V - 2 秋季の湧水の水質組成

location	pH	EC(μ s)	temperatur(°C)	HCO ₃ (meq/l)	Si(meq/l)
AF	7.43	26.6	8.5	0.26	0.24815
AF	7.34	27.3	9.9	0.246	0.25834
AF	7.4	29.4	10.6	0.3	0.27150
AF a.v	7.39	27.8	9.7	0.27	0.25933
NF	7.32	21.3	8.6	0.342	0.23461
NF	7.36	21.4	8.5	0.634	0.23400
NF	7.3	23	8.8	0.564	0.22930
NF a.v	7.33	21.9	8.6	0.51	0.23263

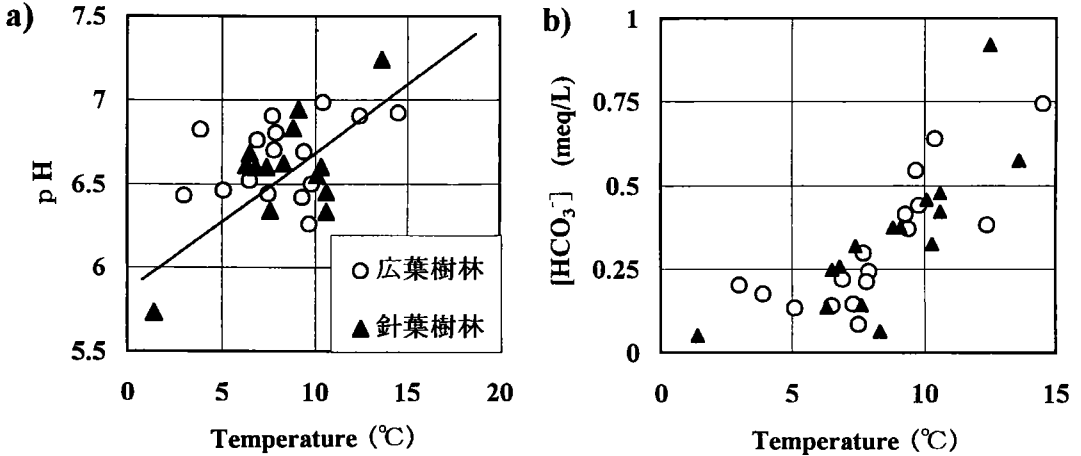
表 V-2 に、秋季に採水した試験斜面以外の湧水の pH、電気伝導度、水温、HCO₃濃度、SiO₂濃度を示す。先に述べた結果と同じように pH はほぼ同様の値を示した(人工林流域 7.39、天然林流域 7.33)。しかし、温度は人工林で、やや高かった(人工林流域 9.7°C、天然林流域 8.6°C)。また、HCO₃濃度は天然林流域で大きな値を示した(人工林流域 0.27meq/l、天然林流域 0.51meq/l)。

表 V - 3 試験地の水質変化

Artificial forest cathment					
Date	pH	EC(μ s)	temperatur(°C)	HCO ₃ (meq/l)	Si(meq/l)
1997/7/2	6.54	40.7	10.8	—	—
1997/9/27	7.31	40.9	14	—	—
1997/11/12	6.93	42.6	8.7	—	—
1997/12/26	6.7	39.4	6.1	—	—
1998/2/13	—	—	—	0.378	0.33921
1998/6/7	7.17	38.9	9.7	0.360	0.31087
1998/7/2	—	—	—	0.346	0.33814
1998/8/23	7.17	25.9	10	0.350	0.42785
1998/10/11	6.6	37.4	10.6	0.316	0.28160
1998/11/1	7.34	—	10.2	0.268	0.2991
Natural forest cathment					
Date	pH	EC(μ s)	temperatur(°C)	HCO ₃ (meq/l)	Si(meq/l)
1998/7/3	6.92	47	9.6	0.49	0.31528
1998/8/24	6.89	47.1	9.2	—	—
1998/9/19	—	—	—	0.44	0.32272
1998/10/13	—	—	—	0.44	0.29335
1998/11/2	7.08	46.9	10.3	—	—

AF1 及び NF1 において定期的に採水した湧水の pH、電気伝導度、水温、HCO₃濃度、SiO₂濃度を表 V-3 示す。pH には、季節的な変化は見られない。電気伝導度は夏季にやや低下する。逆に、HCO₃濃度、SiO₂濃度は夏季に上昇する。

また、1996年に採水した湧水の水質データを植生で整理したものを図V-9に示す。図では、花崗閃緑岩流域についてpH及び HCO_3^- 濃度と水温の関係を示す。それぞれ、植生による湧水の水質組成の違いは顕著でない。ただし、針葉樹及び広葉樹林のpH及び HCO_3^- 濃度の各平均値は、6.58、0.32meq/L、6.66、0.32meq/Lであり、やや、人工針葉樹林でpHが低い傾向を示した。



図V-9 1996年に採水した湧水の水温とpH及び HCO_3^- 濃度の関係

(4) まとめ

本論では、堆積岩及び花崗閃緑岩からなる低山～亜高山帯山地（尾根部の標高が600m～2100m）で湧水の調査を行い、標高が水質に及ぼす影響を明らかにした。その結果は以下の通りである。

- 1) 標高の低下にともなう水温の上昇傾向は、堆積岩流域に比べ花崗閃緑岩流域で大きく、標高が低い地域では堆積岩流域で花崗閃緑岩に比べ涵養標高がより高い傾向を示した。
- 2) 岩石の主要成分である Ca^{2+} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 濃度、及び風化過程で生成される HCO_3^- 濃度は、水温とともに上昇した。特に、 HCO_3^- 濃度は、岩質による差が小さく滞留時間に依存しないこといことを示し、温度にともなう風化速度の上昇によるものであることが示唆された。
- 3) NO_3^- 濃度は標高1200m以下の堆積岩の地域で、水温との関係が認められた。これは、生物活動との関係が示唆された。また、 SiO_2 や Ca^{2+} 濃度など、7°Cを境にそれ以下になると温度と濃度の関係の勾配が小さくなることが確認された。7°Cの水温は標高1600m程度であり、亜高山帯において生物地球化学過程が異なることが示唆された。
- 4) 溶存 CO_2 濃度と標高との関係は明瞭でなく、山地流域における風化速度の上昇に対し CO_2 濃度の関与が小さいことが示された。
- 5) 人工林に比べ、天然林では水温がやや高い傾向を示し、溶存成分濃度もやや高い傾向を示した。ただし、pHでの違いは大きくなかった。

以上、明らかになった山地湧水の水質特性は、気温の変化や酸性雨の影響に対して、空間的な評価の指標になるものと考えられる。

V-2. 渓流水の流下にもなう水質変化

宮岡 邦任・小野寺 真一・廣瀬 孝・野田 岳史・成岡 朋弘

(1) はじめに

山地流域では、低地流域に比べ河床勾配が急であるため、渓流水の流速は非常に速い。そのため、渓流水の流下に伴う水質の変化も大きいものと予測される。また、その影響も地質によって異なることが予測される。しかし、従来の研究では以上のような視点からの調査事例はなく、山地流域における水質浄化機能を議論する上では、現地における調査が必要である。

本節では、地質の異なる 2 流域の山地溪流において、約 2km の区間での水質変化を明らかにすることを目的とする。

(2) 方法

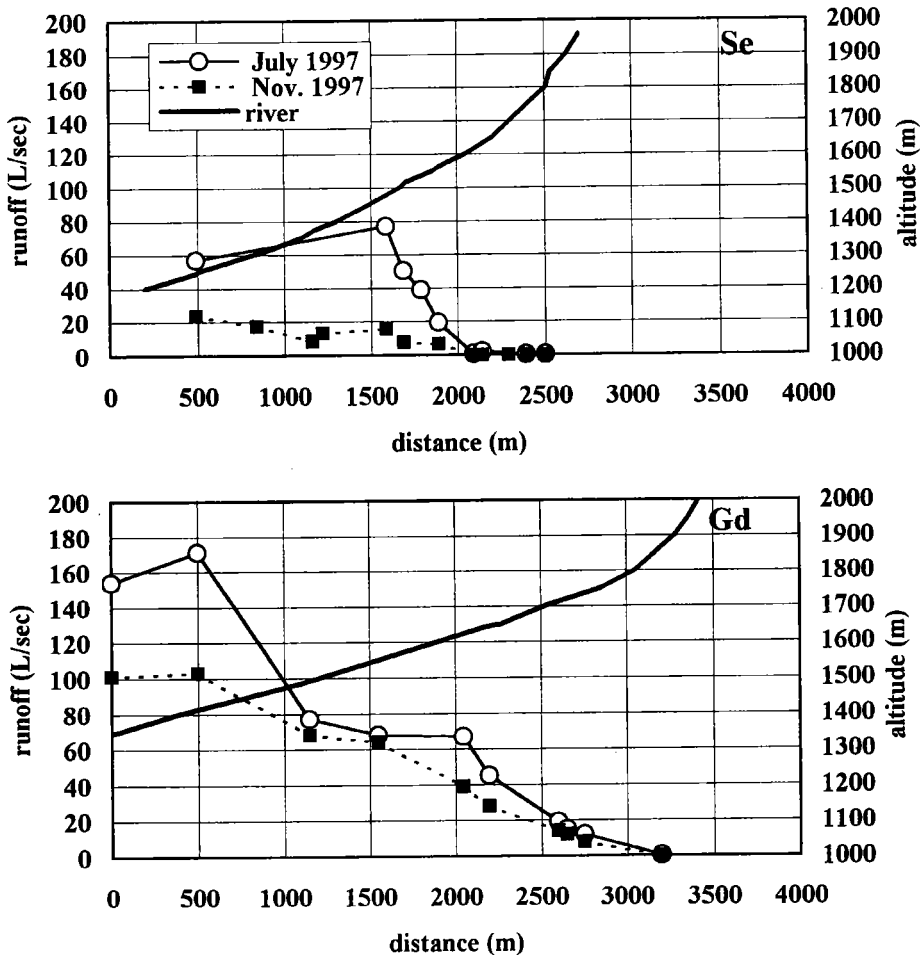
調査地域は、図 V-1 に示したように、地質境界付近に位置する 2 流域 (RS 及び RG) で、堆積岩からなる大常木谷 (2.7km²) と花崗閃緑岩からなる東谷 (3.5 km²) である (図 III-1)。現地調査は 1997 年 7 月及び 11 月に行った。7 月は、梅雨の後の湿潤な時期であり、一方 11 月は乾燥期にあたる。調査は、溪流を下流から上流まで歩き、支流を含め各 10~20 地点程度流量の測定及び水の採水を行った。それぞれの区間は、東谷が標高 1350m から 2000m まで、大常木谷が標高 1150m から 2000m までである。

採水時には、同時に pH、伝導度、水温、流出量の測定を行った。サンプルは、実験室に持ち帰ったあと、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻はイオンクロマトアナライザーにより、HCO₃⁻は MR 混合指示薬で pH4.8 アルカリ度 (0.01N 硫酸滴定) として、陽イオン及び SiO₂ はプラズマ発光分光分析装置によりそれぞれ分析した。

(3) 結果と考察

図 V-10 に堆積岩流域溪流 (大常木谷) と花崗閃緑岩流域溪流 (東谷) それぞれにおける 1997 年 7 月及び 11 月の流量の分布を示す。図には、河床縦断形を示す。堆積岩流域においては、源流域から水平距離で 500m、すなわち標高 1600m 以上の区間ではほぼ流量が 2L/sec 以下と小さく、その後の 500m、すなわち標高 1600m~1500m の区間で 80L/sec まで急激に流量が増加し、さらにその下流 1000m、すなわち標高が 1500m~1250m の区間では流量が変化していない。これは、源流域から流量が一様に増加する花崗閃緑岩流域とは大きく異なる。また、流量の絶対値も渇水時及び湿潤時ともに花崗閃緑岩流域で大きい。

花崗閃緑岩流域で流域面積が約2倍であることを考慮しても、比流量は花崗閃緑岩流域で高いことが明らかである。以上の結果は、堆積岩流域では、源流域で降水の多くが深く浸透し、比較的大きな比高差の谷へ流出していることが示唆され、主に割れ目系の発達に支配されているものと考えられる。また、この流域内での地下への浸漏が大きくないとすれば、水収支的には、堆積岩流域で降雨時に洪水流出として流域外へより排水されていることが推定される。



図V-10 2つの溪流における流量の分布

図V-11に7月の流量に対する11月の流量の比を示す。これは、流量の季節的な変動の大きさを示す指標であると考えられるが、花崗閃緑岩流域が0.4~0.93であるのに対し、堆積岩流域では0~0.4と大きな変動を示した。先の議論において堆積岩流域では比流量が小さいということを考慮すれば、堆積岩流域で地下水流出が安定していない、すなわち貯留量及び保水量が小さいと考えられる。これは、前章までの議論と一致する。

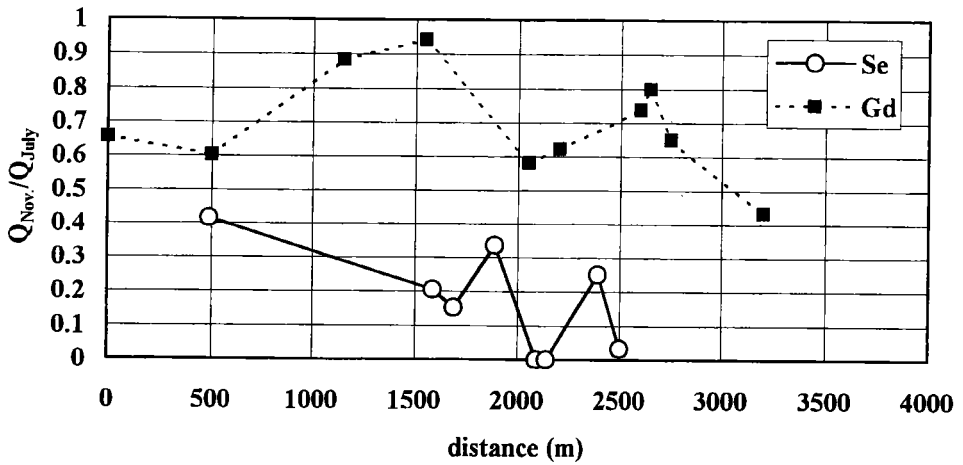


図 V-11 7月の流量に対する11月の流量の比

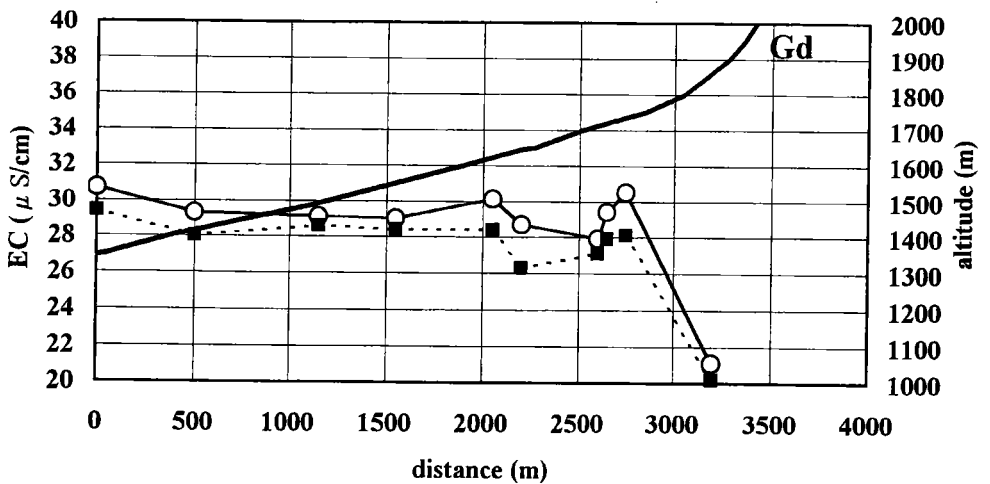
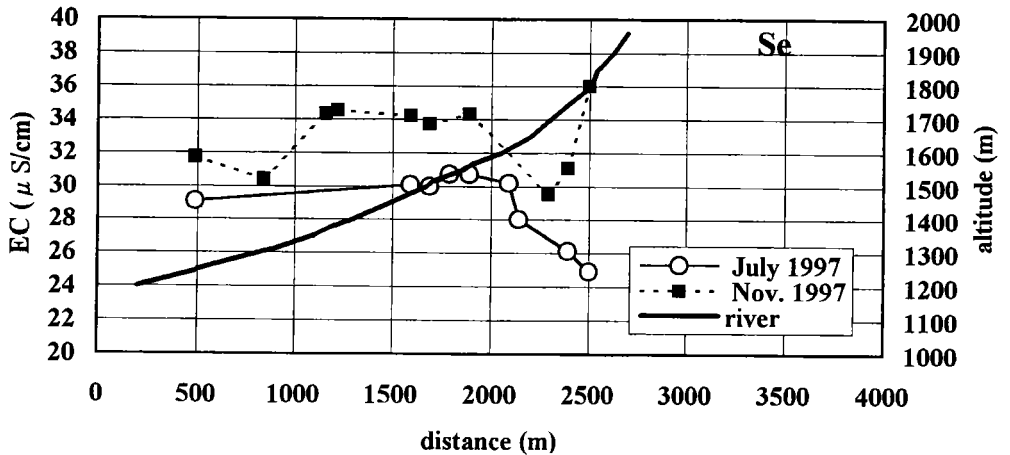
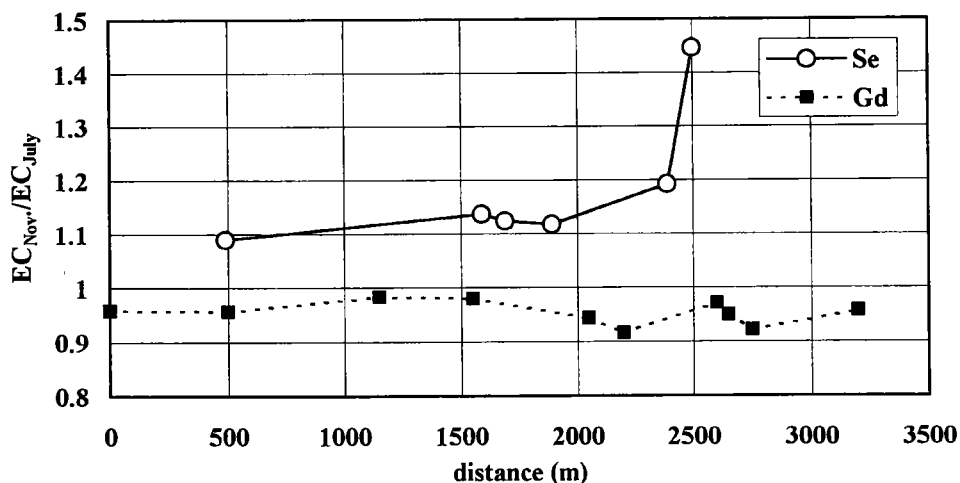


図 V-12 2つの溪流における電気伝導度の分布

図V-12に2つの溪流における電気伝導度の分布を示す。流量と同様に、電気伝導度も堆積岩流域で上流から下流へのばらつきが大きく $25 \mu\text{S/cm} \sim 35 \mu\text{S/cm}$ と変化し、特に、流量の増加区間で電気伝導度は増加した。一方、花崗閃緑岩流域では、源流域で $20 \mu\text{S/cm}$ と低いが、その後は $30 \mu\text{S/cm}$ とほぼ一定の値を示した。すなわち、花崗閃緑岩流域における均一な安定した地下水流出に対し、堆積岩流域での不均一な地下水流出が示唆される。図V-13には、7月の電気伝導度に対する11月の電気伝導度に対する比の分布を示す。堆積岩流域では、源流域が1.45で、それ以降が1.2~1.1へと低下し、下流ほど安定している傾向を有する。全体に流量の多かった7月の値が低い傾向を示す。一方で、花崗閃緑岩流域では、ほぼ0.95前後と7月と11月の差は小さく、その変化も上流から下流まで一定である。まず、堆積岩流域において値が1以上で上流から下流まで低下傾向を示す点については、湿潤な時期に降水による地下水成分の希釈が生じ、地下水貯留量が相対的に多い下流ほどその割合が低下するためと考えられる。一方で、花崗閃緑岩流域においてほぼ変化が見られなかった点については、均一な地下水流動が生じていたものと推定される。



図V-13 7月の電気伝導度に対する11月の値の比

図V-14に2つの溪流における HCO_3^- 濃度の分布を示す。花崗閃緑岩流域では標高1850mの源流部が 0.1 meq/L で、標高1750mで 0.23 meq/L まで上昇し、それ以降標高1300mの下流域まで 0.24 meq/L 前後と安定した値を示した。この安定した値は、標高1500m付近の湧水の濃度に相当する。また、堆積岩流域では、標高1800mの源流部が 0.14 meq/L で、標高1600mまで流下して 0.17 meq/L と大きな変化はないが、流量の増加する標高1500mまでの区間では $0.2 \sim 0.22 \text{ meq/L}$ まで上昇し、その後標高1250mまでは 0.19 meq/L 前後で安定している。安定した値 (0.19 meq/L) は、花崗閃緑岩同様に標高1500m付近の湧水の濃度に相当する。また、流量の増加区間で濃度が上昇したことは、

先に電気伝導度で指摘したように、深い流動系を經由した滞留時間の長い濃度の高い成分の流出が示唆される。また、堆積岩流域の流量の増加域に当たる水平距離で 1700m～2200m までの区間では、流量の増加の著しい 7 月には濃度上昇が大きく、流量の増加が小さい 11 月には濃度上昇が小さくなっている。

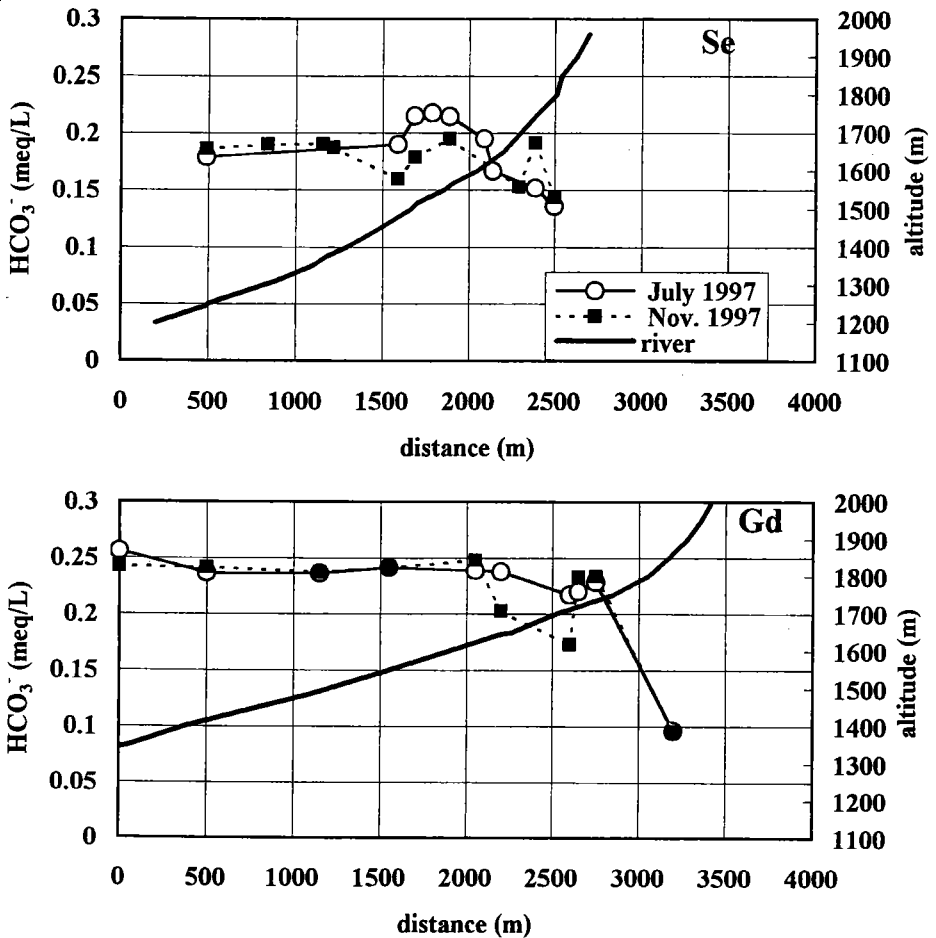
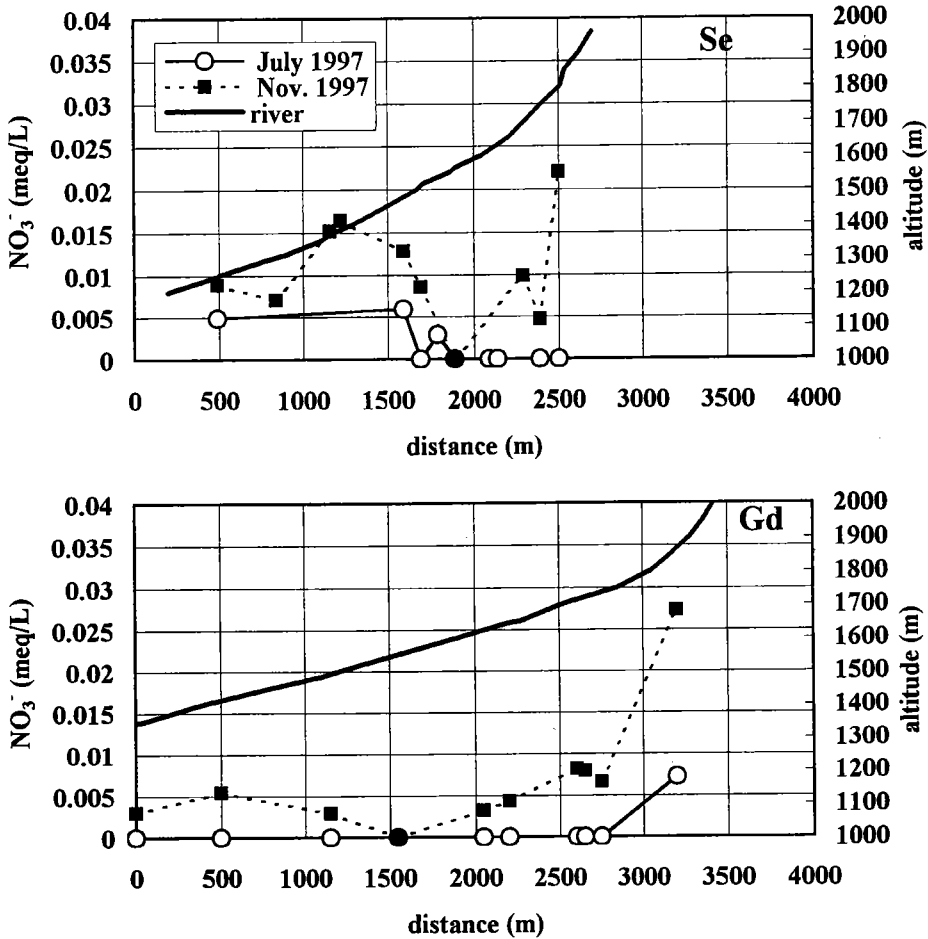


図 V—14 2つの溪流における HCO_3^- 濃度の分布

図 V-15 に、2つの溪流における NO_3^- 濃度の分布を示す。全体的に、源流部で濃度が高く下流に向けて濃度が低下する傾向を示す。また、流量の多い7月ほど濃度が低く、特に堆積岩流域では標高 1500m 以上の上流域で、花崗閃緑岩流域では標高 1700m 以下の下流域で濃度が 0 であった。一般に、地下水中の濃度は低く、斜面土壤水で濃度が高いことを考慮すれば、流量が多い時期には地下水の寄与が大きいことが示唆される。それぞれの濃度は、堆積岩流域で高い傾向があり、湧水の傾向と同調した。ここで、各流域の濃度は全体に低い、先に議論したように、本溪流出口付近においてほぼ標高 1500m 程度の湧水の濃度に相当していることから、 NO_3^- 濃度は堆積岩流域のこれより下流側で高くなるもの

と予想される。



図V—15 2つの溪流における NO_3^- 濃度の分布

(4) まとめ

以上の結果をまとめると以下のとおりである。

- 1) 流量が一様に増加する花崗閃緑岩溪流とは大きく異なり、堆積岩溪流では標高が1500m~1600mの区間のみで流量が増加した。また、堆積岩溪流では、渇水時と湿潤時で流量が大きく変動した。すなわち、堆積岩流域では、源流域で降水の多くが深部へと浸透し、比較的大きな比高差の谷へ流出していることが示唆され、主に割れ目系の発達に支配されているものと考えられる。
- 2) 各溪流の電気伝導度及び HCO_3^- 濃度は、各流域の地下水貯留量の変動を示唆した。すなわち、花崗閃緑岩溪流では各値に大きな変動はなく、地下水貯留量が安定していることを示し、一方、堆積岩溪流では各値が大きく変化し、地下水貯留量の大きな変動が示唆された。

- 3) また、堆積岩溪流では、流量の多い時期に各溶存濃度が高く、特に流量の増加区間で濃度上昇が著しい点から、深部を経由した滞留時間の長い地下水の寄与が示唆された。
- 4) NO_3 濃度は、源流部で濃度が高く下流に向けて濃度が低下した。また、流量の多い7月ほど濃度が低かった。すなわち、流量が多い時期には濃度の低い地下水の寄与が大きいことが示唆された。
- 5) 本溪流出口付近における溪流水質の濃度は、ほぼ標高 1500m 程度の湧水の濃度に相当した。

第VI章 山地流域の生物地球化学過程に及ぼす立地環境の影響

本章では、山地流域の水質形成機構に関して、特にその立地環境との関わりについて明らかにすることを目的とする。渓流水の水質形成には、4章で論じた流域内での流出経路すなわち滞留時間による影響の他に、生物地球化学過程が重要である。特に、山地流域においては、立地環境が多様であるため、化学変化の多様性が増すものと考えられる。そこで、以下、化学変化過程として表層土壌及び下層の風化土壌における生物地球化学過程を考慮し、それに及ぼす標高（温度）、斜面における湧水からの比高（土壌水分）、及び植生の影響について明確になった部分を議論する。さらに、地中水の流動にともなう水質変化も重要な水質形成過程であり、本研究では十分なデータを収集できたとはいえないが、本章で若干触れる。

VI-1 表層土壌の生物地球化学過程に及ぼす標高及び土壌水分の効果

安道 幸仁・小野寺 真一・成岡 朋弘

(1) はじめに

Vitousek (1977) は、北東アメリカの標高及び樹齢の異なる 57 流域での湧水の溶存成分を測定し、湧水の溶存成分を規制する要因として、風化に関係のある Ca^{2+} 、 SiO_2 等の成分は標高の低下にともなって上昇し、樹木の養分に関係のある K^+ 、 NO_3^- 等の成分は樹齢の増加にともなって上昇することを明らかにした。また、Johnson and Siccama (1983) は、New York、Vermont、New Hampshire に位置する標高の高い流域において、表層土壌の pH が標高の上昇とともに低下する傾向を示した。以上の研究成果から判断すると、流域における水質形成には、標高すなわち温度の影響があることが示唆される。しかし、水質形成過程を明らかにするためには、従来のように各種成分の空間分布を示すだけでなく、化学変化過程を含めた検討を行う必要がある。例えば、土壌中での酸の中和作用としての交換性陽イオン量及び化学風化過程（地球化学過程）や、酸性物質の起源としての土壌中の無機化・硝化反応（生物化学過程）などを明らかにしていくことが重要であると考えられる。

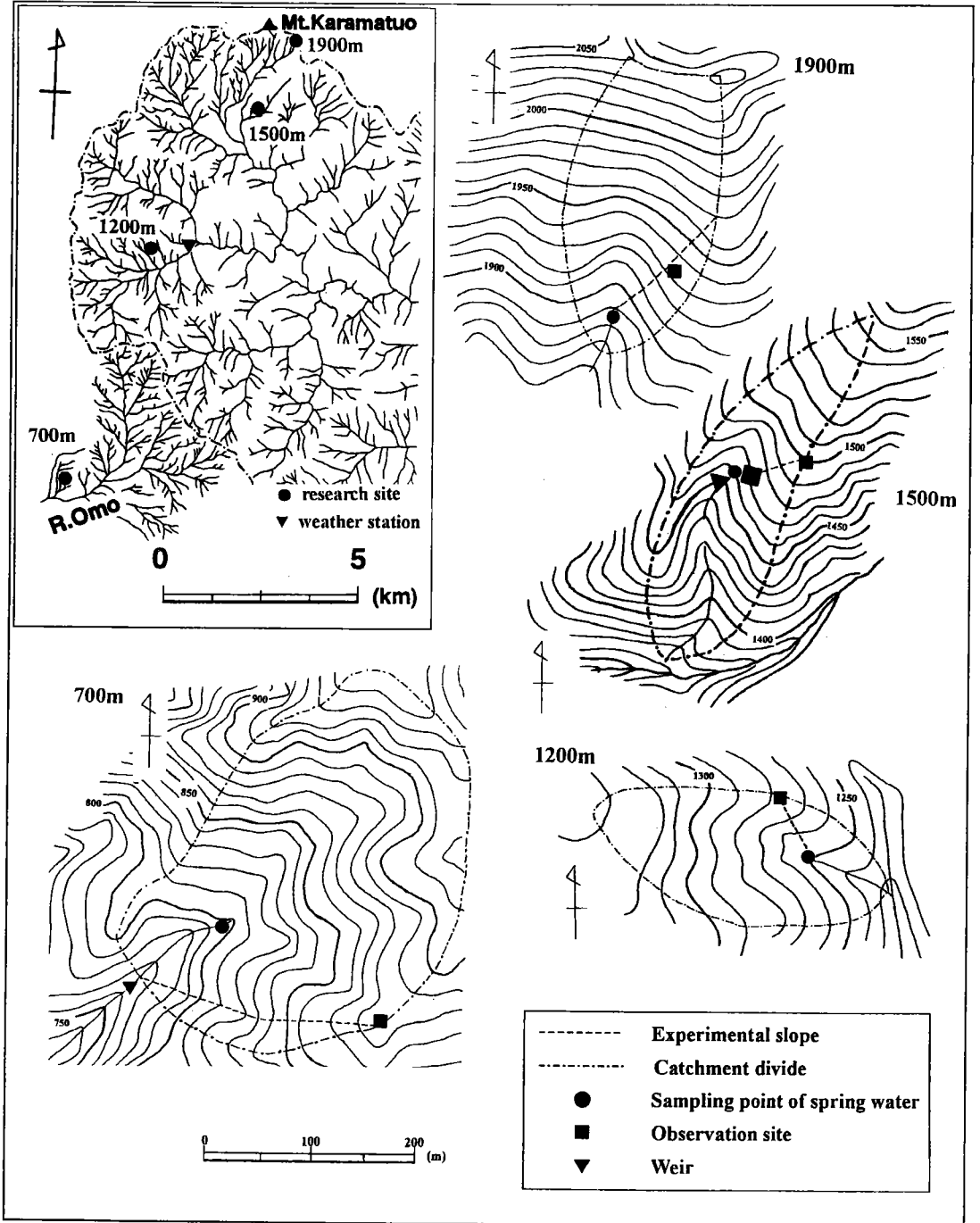
すなわち、標高が 1000m 以上の幅をもつ山地流域規模で、生物地球化学過程を考慮した水質形成機構の空間分布は明らかでない。そのため、流域の気候条件（特に温度）と地形条件（特に土壌の水分条件や土壌の厚さに関する）の異なる地点において、水質形成機構を推定していくことが必要である。本節では、水質形成機構に対する標高の影響について明らかにすることを目的とする。特に、以下の点に留意する。

- 1) 山地流域における表層土壌中の酸生成反応の空間分布を確認する。
- 2) 生成される酸の緩衝過程に及ぼす温度の影響を推定する。

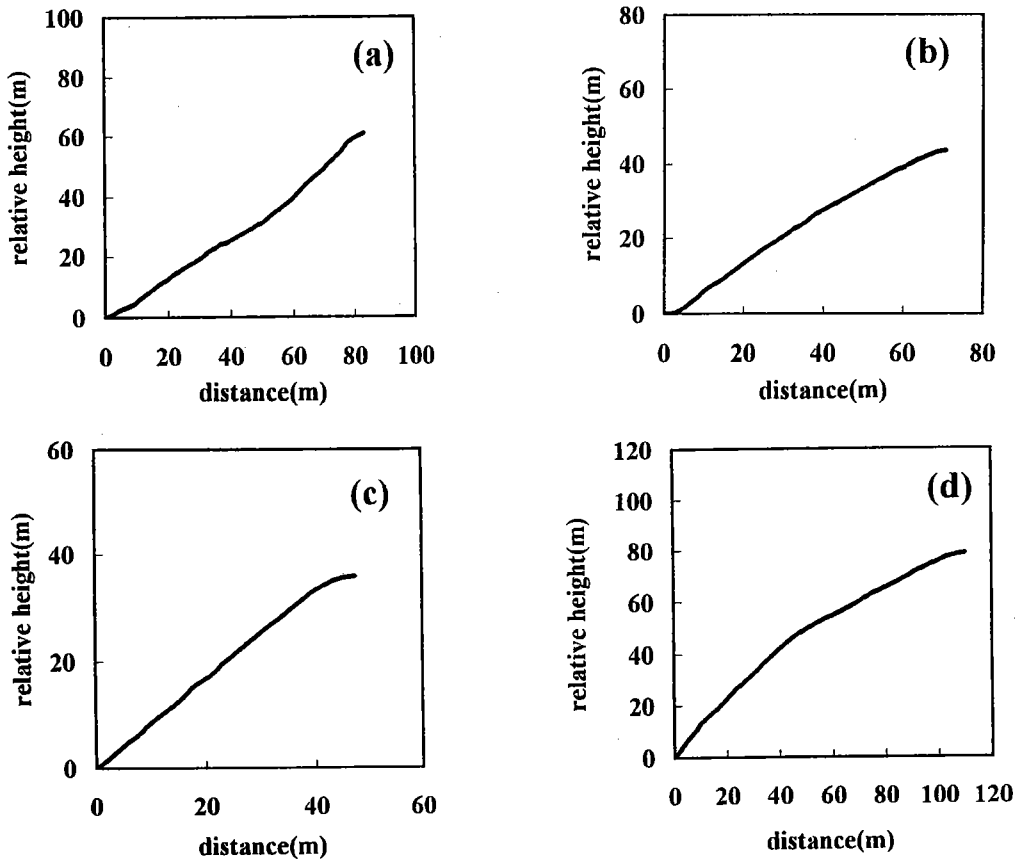
3)山地流域の斜面位置の異なる地点において酸緩衝過程に及ぼす水分の影響を推定する。

(2) 方法

① 研究地域



図VI-1 試験流域地形図



図VI-2 試験斜面の縦断形 (a)700m、(b)1200m、(c)1500m、(d)1900m

本研究では、標高が1900m、1500m、1200m、700m前後にある2~3ha程度の流域面積をもつ4つの小流域を試験地とした(図V-1におけるGa、Gb、Gc、Gd)。試験流域の谷壁斜面の一部にできた谷頭凹地とそれに続く斜面を本研究における試験斜面として設定した(図VI-1)。試験斜面において斜面測量を行った結果、試験流域の尾根から湧水点までの比高は40~100m程度であり、斜面傾斜は 35° ~ 50° である。土壌は、1500m流域についてはII章で記載したように、ムル型のA₀層が厚く存在する弱乾性褐色森林土(Bc)であると推定される。

植生は、標高1900mがツガ及びウラジロモミ、1500m、1200mがヒノキ及びカラマツ、700mがスギを中心とした針葉樹林である。標高1500m及び1900mの流域には下草としてチシマザサが繁茂している。

②方法

各試験流域において、湧水点から尾根まで斜面距離4~10mごとに表層土壌の採取及びTDR土壌水分計(TRIME)を用いて体積含水率の測定を行った。表層土壌のサンプリングは1998年8月21日~28日と1998年11月1日~3日に行った。サンプリング前1ヶ月

間の気候条件 (表VI-1) は、1130m 付近で降水量が 8 月に 162.0mm、11 月に 183.5mm であり、平均気温が 8 月において 19.2°C、11 月において 11.7°Cであった。各流域の気温及び地温は、尾根部に自記温度計 (ティアンドディ おんどとり TR-1) を設置し測定した。地温の測定深度は、10cm、50cm、100cm である。

表VI-1 調査時期の気候条件

date	rainfall (mm)	average air temperature (°C)		
	1200m	700m	1200m	1900m
24 August	162.0	22.9	19.2	16.0
1 November	183.5	15.4	11.7	9.5

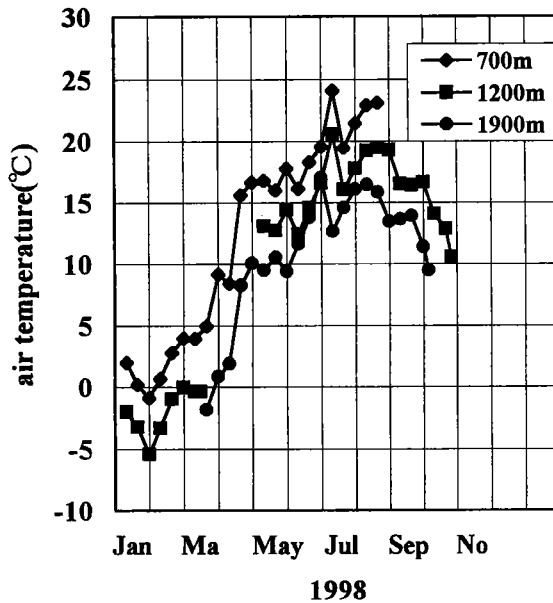
各土壌試料は実験室に持ち帰り、生土と蒸留水の比を 1:5 としたものを 1 時間ほどおいた後濾過し、その水抽出液を用いて pH 及び化学組成を測定した。一般に、pH の測定には、生土と蒸留水の比を 1:2.5 にした土壌抽出液を用いるが、多少比率が変わっても pH はそれほど大きな変化はないため(藤原ら、1996)、1:5 の比率で行った。pH の測定は、ポータブル pH 計により、Na⁺、K⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、Al³⁺、Fe³⁺、Sr²⁺、SiO₂ 濃度の測定は、多元素原子発光分光分析装置 (ICP-AES(Optima3000)) により、Cl⁻、Br⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻濃度の測定は、イオンクロマトグラフィー (LC-VP 島津製作所 (株)) により、NH₄⁺濃度の測定はインドフェノール法 (墓目ら、1981) の操作により測定した。インドフェノール法とは、アンモニア態窒素が次亜塩素酸塩の共存のもとでフェノールと反応して生ずるインドフェノール青の吸光度を測定して定量する方法である。以下に実験分析操作を示す。試験管に 0.20 μm 濾紙でろ過した土壌抽出液を 5ml 取り、フェノール・ニトロプルシナドナトリウム溶液を 2ml 加えて混合し、つづいてすばやく次亜塩素酸ナトリウム溶液を 3ml 加えた。この溶液を室温で 45 分以上放置した後、分光光度計 (島津製作所 UV-120-01) を用い 635nm で吸光度を測定し定量した。

11 月の各土壌については、交換性塩基量及び CEC (陽イオン交換容量) を吸引法 (Peech 法) (土壌養分測定法委員会編、1975) で測定した。吸引法は、ルーチンワークとして一般に行いやすく、米国農務省の方法に準ずる方法である。この方法は、ある特定の陽イオンによって negative charge を完全に飽和させ、その飽和イオン全量を測定する直接的な方法である。以下に実験分析操作を記す。まず、生土 20g を 1mg の位まで秤量し三角フラスコ中に採取し、中性 1N-NH₄OAc 液約 100ml 加え、往復振とう機で約 30 分間振とうし、1 夜放置した。この三角フラスコの内容を、濾紙をセットした桐山漏斗で、アスピレーターによって吸引ビン中に吸引濾過し、ガラス棒を用いて土壌の大部分を漏斗内に移し込み、さらにすべての土壌が漏斗内に入るように中性 1N-NH₄OAc 液で洗い流し込んだ。この際、吸引ビン内の濾液が全容約 300ml となるように 1N-NH₄OAc 液を加え濾過した。次に、NH₄OAc の過剰を除去するために別の吸引ビンに変え、約 95%メタノール約

200ml で土壌の洗浄を行い、吸引ろ過を行った。つづいてすばやく別の吸引ビンに変え、弱酸性にした 10%NaCl 液約 450ml で土壌を洗い再び吸引濾過し、Na⁺による NH₄⁺の置換抽出を行った。濾過された NH₄OAc 抽出溶液を用いて、ICP 分析装置により陽イオン濃度を測定し、主要 4 成分の和を全交換性塩基量とした。また、NaCl 抽出液は、上記のインドフェノール法により NH₄⁺濃度を測定し、陽イオン交換容量 (CEC) とした。各土壌は炉乾装置 (ISUZU Drying Oven Model 2-2000) を用い 105°C で乾燥させ、含水比 (土壌水分質量 (g) / 乾燥土壌質量 (g)) を求め、これを用いて上述の結果とあわせて各土壌の乾燥土壌 100g 当りの化学成分を求めた。

(3) 結果

① 気温、地温変化



図VI-3 1998年気温変化

図VI-3 及び図VI-4 に、各流域における 1998 年の 10 日間平均の気温及び地温変化を示す。ただし、1500m 流域における気温データは測定できなかったため記載していない。また、装置不調のため気温データの測定を行えなかった期間がいくつかある。各流域の気温、地温とも基本的に同時期に上昇、低下する傾向がある。以下、各流域における同一時期の 10 日間平均値の差を記す。気温では、700m 流域と 1200m 流域の間において 2.9~5.3°C の違いがあり、1200m 流域と 1900m 流域の間において -0.4~7.9°C の違いがあった。また、地温では 1900m 流域でデータがそろっているため、1900m 流域と各流域との温度差を記す。深度 10cm では、700m 流域と 2.3~6.6°C、1200m 流域と -0.2~3.4°C、1500m 流域と 1.5~2.7°C の違いがあった。深度 30cm では、700m 流域と 3.4~6.7°C、1200m 流域と

1.0~3.4℃、1500m 流域と 1.0~2.2℃の差があった。深度 50cm では、700m 流域と 3.2~4.8℃、1200m 流域と 0.8~3.9℃、1500m 流域と 0.4~1.5℃の差があった。深度 100cm では、700m 流域と 3.7~5.6℃、1200m 流域と-1.9~4.1℃、1500m 流域と 0.0~1.6℃の差があった。

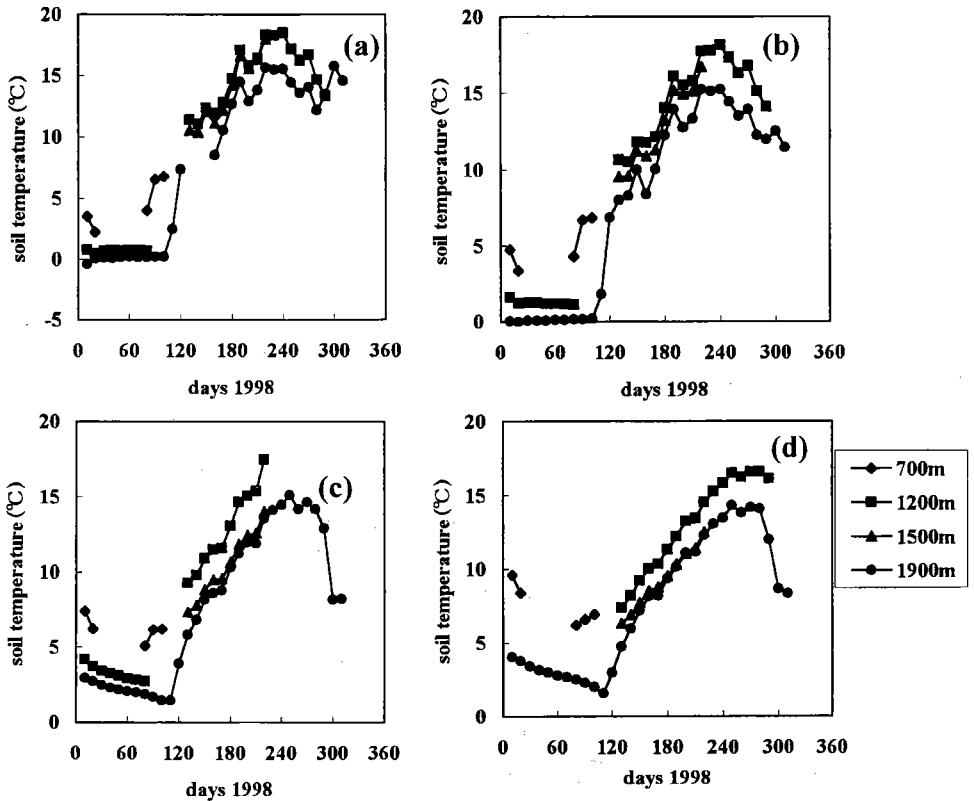


図 VI-4 1998 年の地温変化

② 土壌の化学性

表 VI-2 は、試験斜面における土壌の化学性の測定結果である。全体的に標高及び斜面位置による違いがみられる。次にそれぞれの関係、すなわち、各斜面の湧水からの比高と主要化学成分の関係を図示していく。黒のプロットは 8 月のデータ、白のプロットは 11 月のデータを示すこととする。ただし、700m では 11 月に 8 月と同じ土壤斜面が取れなかったため、傾斜を 45° とし比高を算出している。また、各流域の 0m 地点は、ほぼ水分は飽和状態であり、また崩積土及び各値を他の地点と比較するには、条件が大きく異なっていると判断し、ここでは触れないことにする。

図 VI-5 に、各斜面の湧水からの比高と土壌 pH (H₂O) の関係を示す。8 月は、700m 斜面で 4.66~5.65 (平均)、1200m 斜面で 4.13~5.47 (平均 4.98)、1500m 斜面で 4.41~5.01 (平均 4.78)、1900m 斜面で 4.43~4.85 (平均 4.68) である。土壌 pH (H₂O) は、700m、1200m、1900m 斜面で比高の上昇とともに低下する傾向がみられるが、1500m 斜面で変化

表VI-2 試験斜面の土壌化学性 a) 1998年8月

catchment	S.D. ¹⁾ (m)	R.H. ²⁾ (m)	slope (°)	θ ³⁾ (%)	ω ⁴⁾ (%)	ρ_T ⁵⁾ (g/cm ³)	pH ⁶⁾	W-S.C. ⁷⁾ (meq/100g)	Al ³⁺ ⁸⁾ (meq/100g)	T.E.C. ⁹⁾ (meq/100g)	CEC ¹⁰⁾ (meq/100g)	B.S. ¹¹⁾ (%)	W-S.NO ₃ ⁻¹²⁾ (meq/100g)	W-S.NH ₄ ⁺¹³⁾ (meq/100g)	W-S.Or.a. ¹⁴⁾ (meq/100g)
700m	0	0	—	—	0.32	—	6.47	0.070	0.026	—	—	—	0.007	0.002	0.075
	12	5.6	39	14.2	0.24	58.37	5.53	0.109	0.007	—	—	—	0.053	0.000	0.060
	42	22.7	29	12.4	0.32	38.21	5.33	0.244	0.014	—	—	—	0.167	0.024	0.106
	72	39.5	44	11.8	0.35	33.50	5.65	0.115	0.006	—	—	—	0.065	0.044	0.098
	90	52.0	44	3.5	0.39	8.97	5.23	0.187	0.025	—	—	—	0.043	0.033	0.196
	104	61.0	28	0.8	0.14	5.61	4.66	0.114	0.031	—	—	—	0.003	0.044	0.144
1200m	0	0	—	—	2.51	—	4.79	1.386	0.061	—	—	—	1.040	0.017	0.349
	12	6.0	45	19.4	0.61	31.99	4.53	0.437	0.012	—	—	—	0.432	0.039	0.074
	32	17.9	35.5	9.6	0.52	18.43	5.17	0.385	0.003	—	—	—	0.331	0.112	0.172
	36	20.1	34	8.3	0.52	15.90	4.97	0.728	0.011	—	—	—	0.716	0.064	0.051
	58	32.1	30	4.6	0.45	10.35	5.14	0.275	0.016	—	—	—	0.252	0.040	0.077
	82	43.4	22	15.3	0.78	19.58	4.13	0.199	0.078	—	—	—	0.352	0.156	0.132
1500m	0	0	—	48.2	1.67	28.84	6.1	0.126	0.019	—	—	—	0.010	0.098	0.188
	12	7.7	44.0	11.500	0.71	16.25	4.84	0.596	0.009	—	—	—	0.641	0.095	0.031
	30	19.3	47.0	3.900	0.69	5.67	4.79	0.105	0.015	—	—	—	0.135	0.130	0.103
	48	30.7	40.0	2.300	0.72	3.18	4.78	0.056	0.046	—	—	—	0.019	0.192	0.225
	60	35.8	6.5	3.4	0.99	3.43	4.83	0.046	0.022	—	—	—	0.054	0.161	0.033
1900m	10	8.0	51	—	0.38	—	4.63	0.048	0.005	—	—	—	0.053	0.010	0.022
	40	29.3	46	—	0.37	—	4.84	0.029	0.004	—	—	—	0.034	0.013	0.017
	70	49.0	27	—	1.62	—	4.77	0.030	0.005	—	—	—	0.049	0.077	0.072
	100	63.4	36	—	1.49	—	4.39	0.025	0.011	—	—	—	0.051	0.061	0.093
	130	76.8	24	—	1.18	—	4.43	0.049	0.009	—	—	—	0.081	0.085	0.092

*1 S.D.: slope distance(m)

*2 R.H.: relative height(m)

*3 θ : volumetric soil water content(%)

*4 ω : mass soil water content(%)

*5 ρ_T : bulk density(g/cm³)

*6 pH: soil pH(H₂O)

*7 W-S.C.: water-soluble cation(H₂O)(meq/100g)

*8 Al³⁺: aluminium ion(meq/100g)

*9 T.E.C.: total exchangeable cation(meq/100g)

*10 CEC: cation exchange capacity(meq/100g)

*11 B.S.: base saturation(%)

*12 W-S.NO₃: water-soluble NO₃⁻(H₂O)(meq/100g)

*13 W-S.NH₄⁺: water-soluble NH₄⁺(H₂O)(meq/100g)

*14 W-S.Or.a.: water-soluble organic acid(H₂O)(meq/100g)

表VI-2 試験斜面の土壌化学性 b) 1998年11月

catchment	S.D. ¹ (m)	R.H. ² (m)	slope (°)	θ^{*3} (%)	ω^{*4} (%)	ρ_T^{*5} (g/cm ³)	pH ⁶	W-S.C. ⁷ (meq/100g)	Al ³⁺ ⁸	T.E.C. ⁹ (meq/100g)	CEC ¹⁰ (meq/100g)	B.S. ¹¹ (%)	W-S.NO ₃ ⁻ ¹² (meq/100g)	W-S.NH ₄ ⁺ ¹³ (meq/100g)	W-S.Or.a ¹⁴ (meq/100g)
700m	0	0	45	—	0.30	—	6.23	0.045	0.001	—	—	—	0.003	0.002	0.027
	10	7.1	45	—	0.37	—	5.49	0.101	0.005	5.864	15.680	37.399	0.070	0.003	0.025
	20	14.1	45	—	0.33	—	5.4	0.057	0.005	2.427	15.153	16.014	0.036	0.008	0.023
	30	21.2	45	—	0.21	—	4.99	0.031	0.003	0.199	9.803	2.025	0.014	0.003	0.013
	35	24.7	45	—	0.32	—	4.9	0.043	0.013	0.393	22.399	1.753	0.028	0.005	0.023
1200m	0	0	—	—	1.33	—	5.52	0.209	0.024	4.772	68.836	6.932	0.105	0.021	0.151
	10	4.6	39.5	—	0.59	—	5.22	0.070	0.012	1.317	29.693	4.436	0.054	0.025	0.055
	40	22.6	40	—	0.58	—	5.55	0.055	0.008	0.914	29.325	3.118	0.033	0.012	0.035
	50	28.1	31.5	—	0.94	—	5.5	—	—	1.662	27.673	6.007	0.023	—	—
	60	33.1	32.5	—	0.63	—	5.23	0.037	0.011	1.572	36.463	4.310	0.012	—	—
	70	38.2	30	—	0.67	—	5.76	—	—	0.294	45.680	0.643	0.003	—	—
	78	42.6	23	—	0.85	—	5.47	0.030	0.039	0.862	62.283	1.384	0.001	0.026	0.077
1500m	0	0	—	—	2.60	—	6.4	0.195	0.008	—	—	—	0.006	0.006	0.179
	10	6.4	37.5	—	0.84	—	4.97	0.077	0.008	1.345	49.658	2.708	0.070	0.006	0.018
	20	12.8	41.5	—	0.77	—	4.81	—	—	0.811	34.348	2.360	0.089	—	—
	30	19.3	47	—	1.08	—	4.61	0.221	0.036	1.485	55.808	2.661	0.095	0.010	0.195
	40	25.7	39.5	—	0.61	—	5.19	—	—	1.012	31.195	3.243	0.042	—	—
	50	32.0	39	—	0.68	—	4.69	0.036	0.026	0.390	47.708	0.817	0.021	0.008	0.049
	60	35.8	6.5	—	0.68	—	5.02	0.038	0.028	—	—	—	0	0.004	0.062
1900m	0	0	—	—	0.17	—	5.73	0.011	0.001	—	—	—	0.005	0.008	0.006
	10	8.0	51	—	0.81	—	4.74	0.083	0.033	0.828	42.152	1.963	0.072	0.014	0.057
	50	36.4	51	—	0.66	—	4.88	0.060	0.027	0.570	30.758	1.853	0.038	0.020	0.019
	90	58.3	29	—	1.39	—	4.67	0.073	0.038	0.453	93.018	0.487	0.038	0.028	0.092
	140	78.9	24	—	1.74	—	4.55	0.088	0.037	—	—	—	0.067	0.034	0.092

*1 S.D.: slope distance(m)

*2 R.H.: relative height(m)

*3 θ : volumetric soil water content(%)

*4 ω : mass soil water content(%)

*5 ρ_T : bulk density(g/cm³)

*6 pH: soil pH(H₂O)

*7 W-S.C.: water-soluble cation(JD)(meq/100g)

*8 Al³⁺: aluminium ion(meq/100g)

*9 T.E.C.: total exchangeable cation(meq/100g)

*10 CEC: cation exchange capacity(meq/100g)

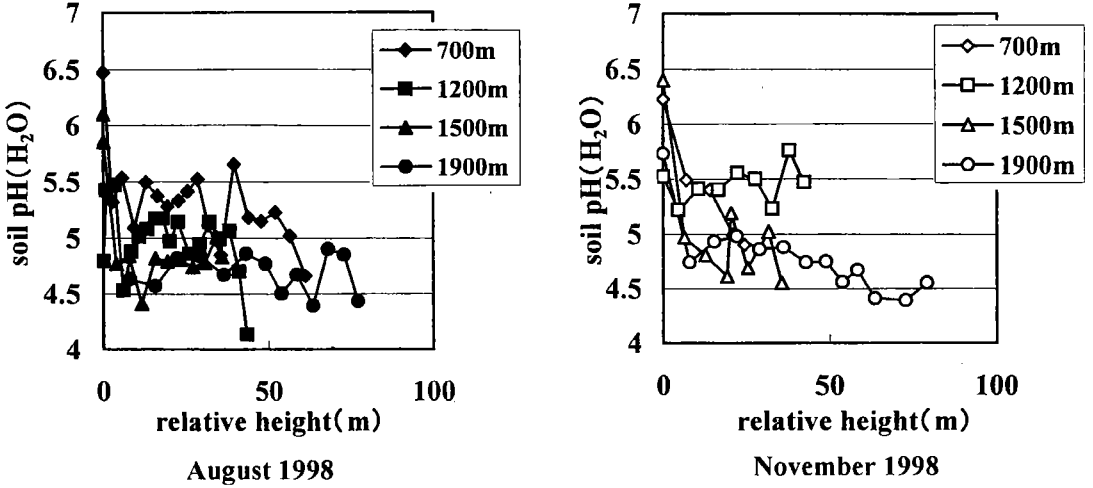
*11 B.S.: base saturation(%)

*12 W-S.NO₃⁻: water-soluble NO₃⁻(meq/100g)

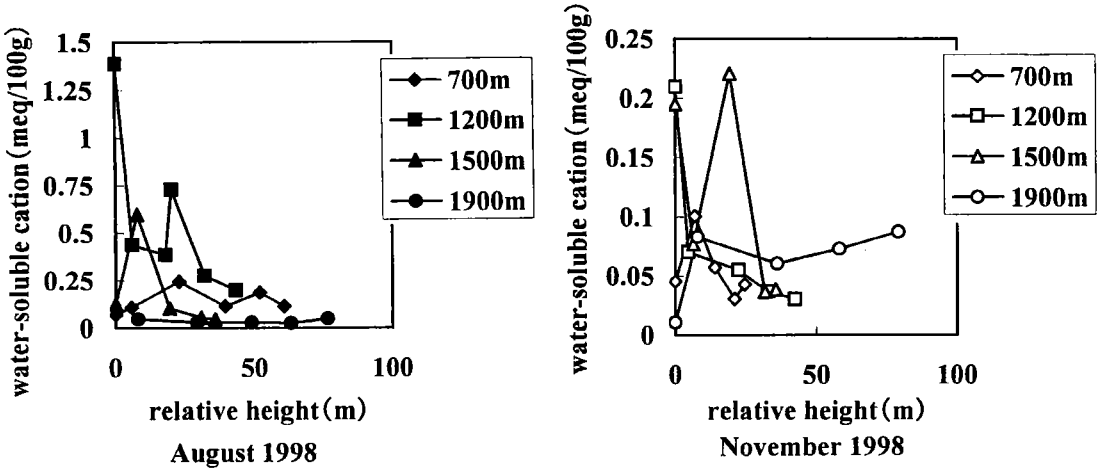
*13 W-S.NH₄⁺: water-soluble NH₄⁺(meq/100g)

*14 W-S.Or.a: water-soluble organic acid(H₂O)(meq/100g)

が小さい。11月 は 700m 斜面で 4.9~5.49 (平均 5.195)、1200m 斜面で 5.22~5.55 (平均 5.45)、1500m 斜面で 4.61~5.19 (平均 4.88)、1900m 斜面で 4.55~4.88 (平均 4.71) である。8月 と 11月 を比較すると、明らかに 11月 において pH が高く土壤の酸濃度が低下している。



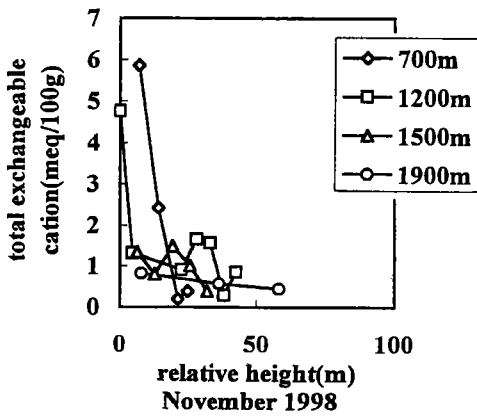
図VI-5 表層土壤の pH の空間分布、
黒印；1998年8月、白抜き印；1998年11月



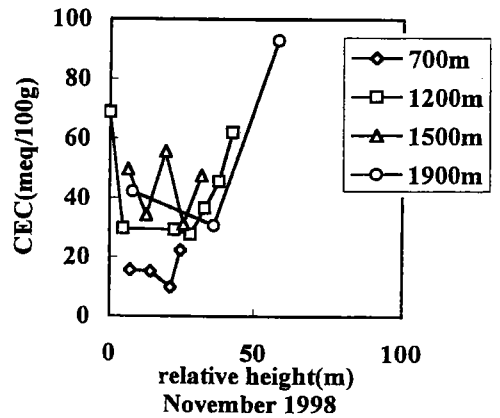
図VI-6 表層土壤の水溶性塩基量の空間分布、
黒印；1998年8月、白抜き印；1998年11月

図VI-6 に各斜面の湧水からの比高と土壤乾土 100g 当りの水溶性塩基当量 (Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+}) の関係を示す。8月 は、700m 斜面で 0.109~0.244meq/100g (平均 0.058meq/100g)、1200m 斜面で 0.345~0.814meq/100g (平均 0.448 meq/100g)、1500m 斜面

で 0.245~0.725 meq/100g (平均 0.386meq/100g)、1900m 斜面で 0.057~0.188 meq/100g (平均 0.123 meq/100g) である。全体的には、斜面の下部で水溶性塩基当量が高い。また、1500m 斜面の下部で 1200m 斜面の水溶性塩基当量を上回っていたが、水溶性塩基当量は全体的に標高の上昇とともに低下している。しかし、700m 斜面では、土壌の流亡により、A₀層のみならず、A層もほとんどない地点が多く、またそのため乾燥も進んでいるため、水溶性塩基量が 1200m 斜面より低くなっている。11 月は 700m 斜面で 0.031~0.101meq/100g (平均 0.058meq/100g)、1200m 斜面で 0.030~0.070meq/100g (平均 0.032meq/100g)、1500m 斜面で 0.036~0.221 meq/100g (平均 0.062meq/100g)、1900m 斜面で 0.060~0.088meq/100g (平均 0.076meq/100g) である。8 月と 11 月を比較すると、明らかに 11 月に値が低く季節変化がみられる。



図VI-7 全交換性塩基量の空間分布



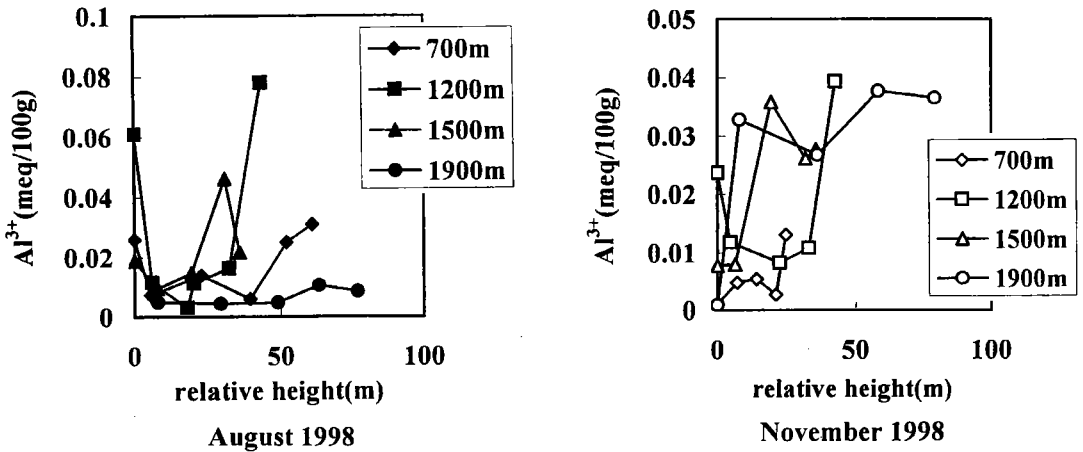
図VI-8 陽イオン交換容量の空間分布

図VI-7に、11月における各斜面の湧水からの比高と土壌乾土 100g 当りの全交換性塩基量の関係を示す。700m 斜面では 0.393~5.864 meq/100g (平均 2.894 meq/100g)、1200m 斜面では 0.862~1.572meq/100g (平均 1.166 meq/100g)、1500m 斜面では 0.390~1.485meq/100g (平均 1.073meq/100g)、1900m では 0.453~0.828meq/100g (平均 0.617meq/100g) である。全交換性塩基量は比高の上昇とともに低下し、標高の上昇とともに低下している傾向が見られる。

図VI-8に、各斜面の湧水からの比高と土壌乾土 100g 当りの陽イオン交換容量 (CEC) の関係を示す。700m 斜面では 9.8~22.4meq/100g (平均 15.8meq/100g)、1200m 斜面では 27.7~62.283meq/100g (平均 38.5meq/100g)、1500m 斜面では 31.2~55.8meq/100g (平均 43.7meq/100g)、1900m 斜面では 30.8~93.0meq/100g (平均 55.3meq/100g) である。CEC は斜面下部で高く、比高の上昇とともに一旦低下し、尾根において再び高くなる傾向を示す。また、標高の上昇とともに増加する傾向を示す。

図VI-9に、各斜面の湧水からの比高と土壌乾土 100g 当りの Al³⁺当量を示す。8 月は、

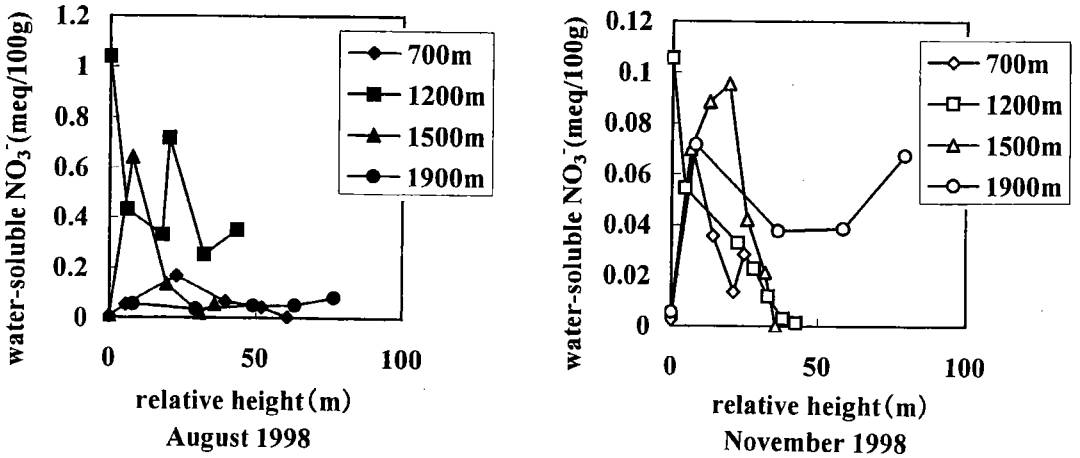
700m 斜面で 0.007~0.031meq/100g (平均 0.017meq/100g)、1200m 斜面で 0.003~0.078meq/100g (平均 0.024meq/100g)、1500m 斜面で 0.009~0.046meq/100g (平均 0.023meq/100g)、1900m 斜面で 0.004~0.011meq/100g (平均 0.007meq/100g)である。Al³⁺当量は、比高の上昇とともに上昇する傾向がみられる。また、700m 斜面を除いて、標高の上昇とともに Al³⁺当量が低下する傾向がある。これは、上述したように 700m 斜面では土壌の流亡等の影響によるものだと考えられる。11 月には、700m 斜面で 0.003~0.013meq/100g (平均 0.007meq/100g)、1200m 斜面で 0.008~0.039meq/100g (平均 0.012meq/100g)、1500m 斜面で 0.008~0.028meq/100g (平均 0.016meq/100g)、1900m 斜面で 0.027~0.038meq/100g (平均 0.033meq/100g)である。8 月と 11 月を比較すると明らかな季節変化が存在し、700m、1200m、1500m 斜面では 8 月に比べ 11 月に低下する傾向があり、1900m 斜面では逆の傾向がみられる。



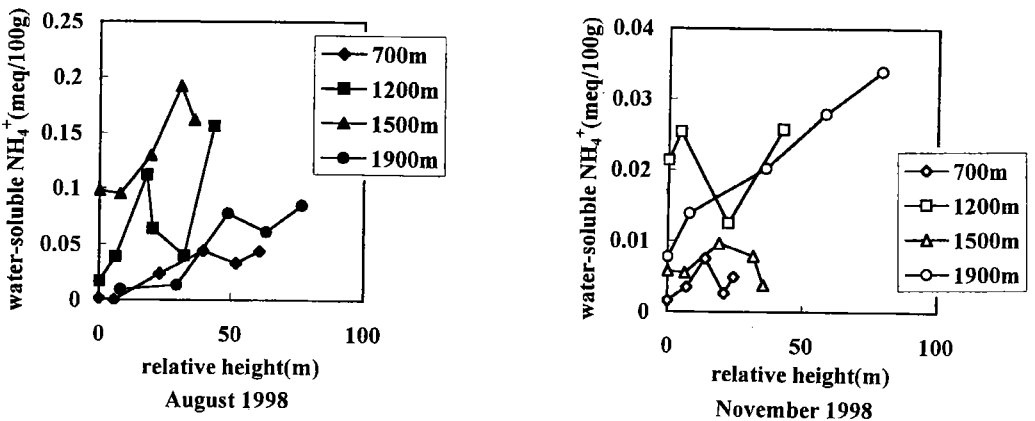
図VI-9 表層土壌の水溶性 Al³⁺当量の空間分布、
黒印；1998年8月、白抜き印；1998年11月

図VI-10に、各斜面の湧水からの比高と土壌乾土100g当りの水溶性 NO₃⁻-N 当量の関係を示す。水溶性 NO₃⁻-N 当量は、8 月には、700m 斜面で 0.003~0.167 meq/100g (平均 0.066 meq/100g)、1200m 斜面で 0.252~0.716 meq/100g (平均 0.347 meq/100g)、1500m 斜面で 0.019~0.641 meq/100g (平均 0.212 meq/100g)、1900m 斜面で 0.034~0.081 meq/100g (平均 0.054 meq/100g) である。700m、1200m、1500m 斜面で比高の上昇とともに低下する傾向がみられるが、1900m 斜面においてその傾向は見られなかった。また、全体として標高が上昇するにつれて低下する傾向がある。ただし、700m 斜面においては上述した条件より低い値を示している。また、1500m 斜面の下部では 1200m 斜面の下部の水溶性 NO₃⁻-N 当量を上回っており、1500m 斜面の上部では 1900m 斜面の上部の水溶性 NO₃⁻-N 当量を下回っている。11 月には、700m 斜面で 0.014~0.070 meq/100g (平均 0.037

meq/100g)、1200m 斜面で 0.001~0.054 meq/100g (平均 0.021 meq/100g)、1500m 斜面で 0.000~0.095 meq/100g (平均 0.047 meq/100g)、1900m 斜面で 0.038~0.072 meq/100g (平均 0.054 meq/100g) である。8 月、11 月のデータを比較すると、700m、1200m、1500m 斜面において明らかに季節変化がみられるが、1900m において大きな違いは見られない。



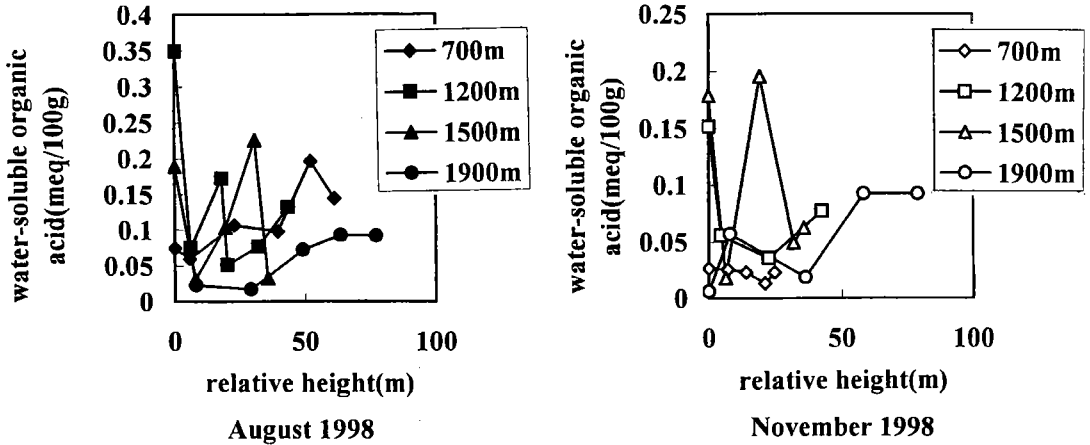
図VI-10 表層土壤の水溶性 NO_3^- -N 当量の空間分布、
黒印；1998年8月、白抜き印；1998年11月



図VI-11 表層土壤の水溶性 NH_4^+ -N 当量の空間分布、
黒印；1998年8月、白抜き印；1998年11月

図VI-11に、各斜面の湧水からの比高と土壤乾土100g当りの水溶性 NH_4^+ -N 当量の関係を示す。水溶性 NH_4^+ -N 当量は、8月には700m 斜面で 0.000~0.044 meq/100g (平均 0.029 meq/100g)、1200m 斜面で 0.039~0.156 meq/100g (平均 0.069 meq/100g)、1500m 斜面で 0.095~0.192 meq/100g (平均 0.144 meq/100g)、1900m 斜面で 0.013~0.085 meq/100g (平均 0.059 meq/100g) である。水溶性 NH_4^+ -N 当量は、比高の上昇とともに上昇する傾向があり、尾根部の値を比較すると1200m と1900m ではそれぞれ 0.165 meq/100g、0.085

meq/100g と標高が低いほど高い傾向を示した。ただし 1500m においては 0.161 meq/100g と 1200m とほぼ同じ値を示した。11 月には、700m 斜面で 0.003~0.008 meq/100g (平均 0.005meq/100g)、1200m 斜面で 0.012~0.026meq/100g (平均 0.018 meq/100g)、1500m 斜面で 0.004~0.010meq/100g (平均 0.007 meq/100g)、1900m 斜面で 0.014~0.034meq/100g (平均 0.024 meq/100g) である。8 月と 11 月のデータを比較すると、700m、1200m、1500m 斜面において明らかに季節変化がみられるものの、1900m 斜面で大きな変化はみられない。



図VI-12 表層土壤の水溶性有機酸当量の空間分布、
黒印；1998年8月、白抜き印；1998年11月

図VI-12に、各斜面の湧水からの比高と土壤乾土100g当りの有機酸当量の関係を示す。ここで、有機酸当量は、次式で示したように水抽出中の陽イオン及び陰イオン濃度の差を有機酸濃度として算出し、乾土100gあたりの当量に換算した。

$$(\text{Organic acid}) = (\sum [c_i] v_i) - (\sum [a_j] v_j) \quad (\text{VI-1})$$

(VI-1)において、(Organic acid)は有機酸濃度 (meq/L)、 $[c_i]$ は各陽イオン濃度 (mol/L)、 $[a_j]$ は各陰イオン (mol/L)、 v_i 、 v_j は各種イオンの価数である。なお、(VI-1)式の差に含まれる測定誤差の範囲は5%以下であるものを使用した。8月の値は、700m 斜面で 0.060~0.196meq/100g (平均 0.121meq/100g)、1200m 斜面で 0.051~0.172 meq/100g (平均 0.084 meq/100g)、1500m 斜面で 0.031~0.225 meq/100g (平均 0.098 meq/100g)、1900m 斜面で 0.017~0.093 meq/100g (平均 0.068 meq/100g) である。有機酸当量は斜面の上昇とともに上昇する傾向があり、中部においてピークがみられる。尾根部の値は標高が上昇するにつれて低下する傾向がある。11月の値は、700m 斜面で 0.013~0.025 meq/100g (平均 0.021 meq/100g)、1200m 斜面で 0.027~0.077 meq/100g (平均 0.047 meq/100g)、1500m 斜

面で 0.018~0.195meq/100g (平均 0.081 meq/100g)、1900m 斜面で 0.019~0.092 meq/100g (平均 0.065 meq/100g) である。8 月と 11 月のデータを比較すると 700m、1200m、1500m において季節変化がわずかにみられ、1900m で大きな変化はみられない。

(4) 考察

ここでは、得られた結果をもとに、山地流域の酸緩衝能に及ぼす温度環境や水分環境の影響について議論する。はじめに、表層土壌での生物化学過程にともなう自然の酸供給システムと、温度水分環境との関係を明らかにし、次に風化土層における化学風化、すなわち地球化学過程と温度環境との関係を明らかにし、最後に流域内の酸緩衝能の空間分布機構を推定する。

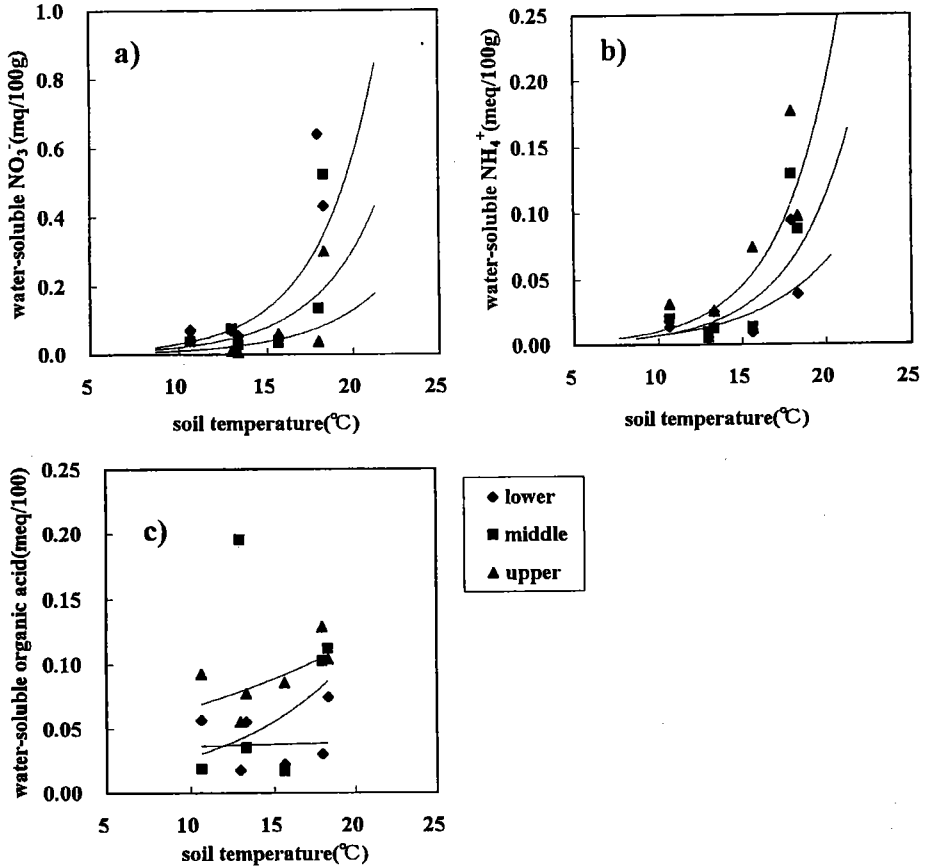
①表層土壌における生物化学過程の空間分布

表層における生物化学過程に対する温度及び水分の影響については、それぞれ標高及び斜面位置(湧水からの比高)による比較を中心に議論する。ただし、700m 斜面では土壌の乾燥化、及び土壌の流亡により有機物層が欠如している傾向がみられるため、他の3流域とは大きく条件が異なることを考慮し、ここでは除外して議論する。3章において図VI-10、11、12で記載したように表層土壌中の水溶性 NO_3^- -N、 NH_4^+ -N、有機酸当量は各斜面の湧水からの比高、及び斜面の標高との関係がみられた。すなわち、水溶性 NO_3^- -N 当量は、徳地(1996)などの指摘と同様に1200m、1500m 斜面で比高の上昇とともに低下する傾向を示し、標高の上昇とともに低下する傾向を示した。また、水溶性 NH_4^+ -N 当量は、従来の研究(加藤ら、1989; 徳地、1996)と同様に、比高の上昇に伴って上昇し、尾根部の値を比較すると標高が低いほど高い傾向を示した。有機酸当量は、全体的に斜面上部に向けて上昇する傾向を示し、斜面中部で一旦濃度のピークを示した。また、尾根部の値は標高の上昇とともに低下する傾向を示した。

次に表層土壌の温度と NO_3^- -N、 NH_4^+ -N、及び有機酸の各当量との関係を図VI-13に示す。ここでは8月と11月にサンプリングしたときの、それぞれの地点の温度と各当量との関係をプロットした。なおここで、地温はサンプリング前10日間平均値とした。水溶性 NO_3^- -N 当量は、地温 15~16°C以上において全体的に上昇する傾向を示し、また、その傾向は斜面下部で水溶性 NO_3^- -N 当量が多く、斜面上部にいくほど低下していることが明瞭である。一方で、15~16°C以下においては、大きな差が出ていない。これは、水溶性 NO_3^- -N 当量の発生、つまり硝化過程が水分環境の規制を受けるが、それ以上に温度によって大きく規制されていることが示唆され、戸田ら(1992)及び小野寺・加藤(1997)などと同様に、ほぼ15°Cを境界にした硝化反応に対する温度の作用が示された。

水溶性 NH_4^+ -N 当量は、斜面下部において低く、斜面上部に行くほど上昇していることが明瞭にみられ、水分環境による作用がみられる。また、水溶性 NO_3^- -N 当量と同様に、15~16°C付近において臨界的な温度の作用が存在することが示唆され、呉ら(1998)と同

様に無機化過程を示唆する水溶性 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 当量に温度の影響があることが示された。しかし、図のも最も地温の高い斜面では水溶性 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 当量がピークより低下している。これは、水溶性 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 当量が有機物の無機化に影響されるだけでなく、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ から $\text{NO}_3^-\text{-N}$ への硝化反応による損失も考慮する必要があり、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ の多くが土壤中に吸着されることなど、複数の要因が関与するためと考えられる。特に、温度の上昇によって、硝化による $\text{NH}_4^+\text{-N}$ の損失が生じていることが示唆される。

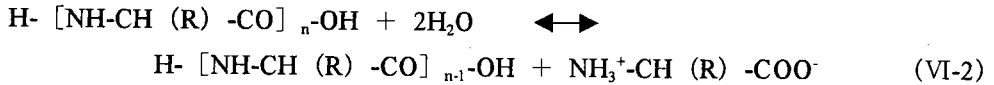


図VI-13 表層土壌の温度と $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 、 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 、及び有機酸の各当量との関係

水溶性有機酸当量は、斜面下部において低く、斜面上部に行くほど上昇している傾向がみられる。また、地温の上昇にともなう当量の増加はわずかにみられる。これは、有機酸の生成過程は、水分環境により影響を受けるため、温度による影響がそれほど大きく現れていないことを示唆するものとする。

以上の結果、有機物の分解過程、無機化過程、及び硝化過程の全てにおいて温度の影響を受けていることが明らかになった。ここで、生物活動にともなう自然の酸性化を考える場合、 H^+ が生成される微生物化学反応が重要である。主に酸を生成する生物化学過程は、有機物の分解過程、無機化過程、及び硝化過程が考えられる (Bengt et al.1994)。有機物

の分解過程、無機化過程は、次の通りである。まず、有機窒素では、蛋白質のペプチド結合が切れ、



となり、次に遊離したアミノ酸が加水分解し、

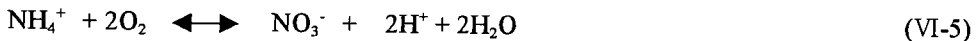


となる。ここで、R は炭化水素基である。この過程が無機化反応である。また、有機炭素において、イオン化にともない



H⁺が放出する。これらが有機物の分解・無機化で生じる酸であると考えられる。

次に硝化過程の反応を記す。有機物の分解・無機化過程で生じたアンモニウムイオンは次のように硝酸へと反応が進む。その反応式は

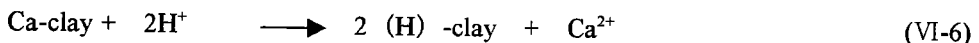


であり、アンモニウムイオン1分子から硝酸1分子、水素イオン2原子が放出されている。これが硝化過程で生じる酸であると考えられる。

すなわち、生物化学過程の中で酸を生成す過程では、先の結果から、各成分の中でNO₃⁻-N が主成分となっておりその傾向が保存されるため、酸の生成は斜面下部で高く、標高の低下とともに上昇する傾向を示す。すなわち、水分の多い斜面下部で高く、標高の低下（温度の上昇）とともに上昇することが示唆された。

②山地流域における交換性塩基量の空間分布

土壌中の交換性塩基は、酸の緩衝過程で重要な役割を果たす（宮永ら、1994；大手・徳地、1997）。陽イオン交換反応は、次式のように表され、交換性塩基、例えば、Na⁺、K⁺、Mg²⁺、Ca²⁺により、

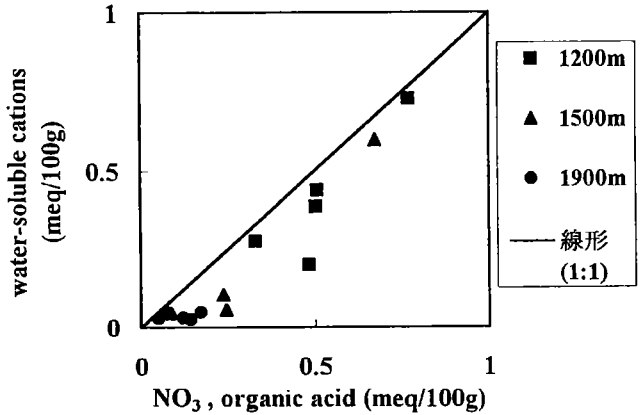


酸を緩衝する。そこで、以下において表層での交換性塩基量の空間分布について、酸緩衝

過程を考慮して議論し、流域の水質形成に及ぼす影響を論じる。

はじめに表層土壌における酸緩衝過程について議論する。先に論じたように、 NO_3^- 、及び有機酸生成時に H^+ が生成されると考えられる。図VI-14 に水溶性 NO_3^- -N 当量と有機酸当量との総和と水溶性塩基当量 (Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+}) の関係を示す。水溶性 NO_3^- -N 当量と有機酸当量の生成は、微生物活動による酸の供給の増大を示唆する。また、土壌中の交換性塩基が十分に存在すれば、

微生物化学過程、すなわち NO_3^- -N と有機酸の生成過程によって供給された酸の総和は、交換性陽イオンのイオン交換反応により緩衝されると考えられる。その場合、イオン交換により可溶態に放出された陽イオンと水溶性 NO_3^- -N 当量と有機酸当量の総和は、同量であると考えられる。すなわち、図中の原点を通る傾き 1 のライン上にプロットされることになる。一方で、酸緩衝能の低下すなわち、酸の量に対して交換性塩基が不足すれば図中では 1:1 のライン



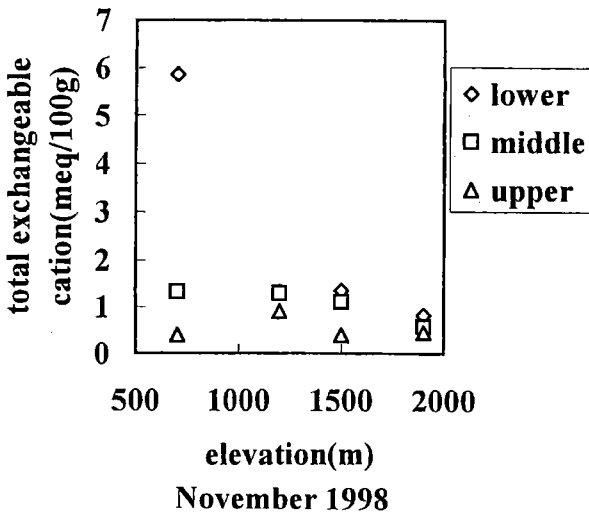
図VI-14 水溶性 NO_3^- -N と有機酸当量との総和と水溶性塩基当量の関係

より緩い傾きをもつライン上にプロットされることが考えられる。8 月には、水溶性 NO_3^- -N 当量及び有機酸当量の総和と水溶性塩基量の関係の傾きは、700m 斜面で 0.83、1200m 斜面で 0.81、1500m 斜面で 0.77、1900m 斜面で 0.28 である。標高が上昇するにつれて傾きの値が小さくなっており、生物化学過程で生じる酸を緩衝する割合が低下していることを示す。各斜面を比較すると、基本的には標高の上昇とともに生物活動は低下し、 H^+ の負荷量は低下していることが明らかである。しかし、結果で記載したように、土壌 pH (H_2O) は、標高の上昇とともに低下している。すなわち、酸緩衝能が標高の上昇とともに低下していることが推定される。11 月には生物化学過程の温度による抑制によって、生物化学過程で生じる酸がいずれの斜面においても低下しているため、8 月ほど関係が明瞭ではない。

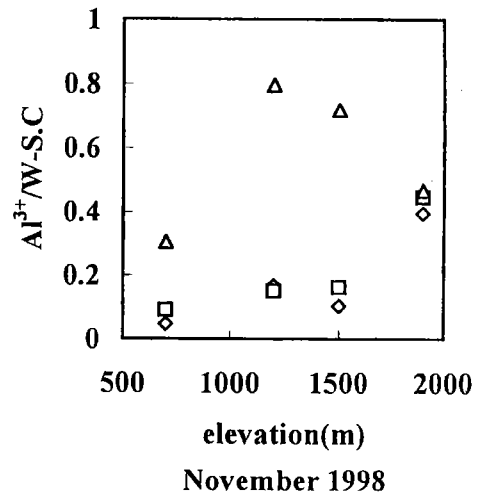
次に、標高と各斜面の表層における全交換性塩基量との関係を図VI-15 に示す。全交換性塩基量は、酸緩衝能の傾向を示すものと考えられる。ここでは、斜面のデータを湧水からの比高が 0~10m のとき斜面下部、10m~30m のとき斜面中部、30m 以上のとき斜面上部として、それぞれの地点の平均値をプロットした。全交換性塩基量は標高差による違い、すなわち温度の影響による絶対量の違いが現れている。また流域内での比高による違い、すなわち土壌水分環境による違いは標高差によるものよりも小さいが傾向として斜面下部、中部、上部の順に低下しているといえる。全交換性塩基は、前述したように、化学

風化によってもたらされている(大手・徳地、1997)と考えられる。すなわち、以上の結果は、特に水分量の多い斜面下部においては、風化速度が温度のみによって決まる傾向を示唆する。一方で、標高の同じ斜面の湧水から上部に向けて、水分量の減少にともなう化学風化速度の低下が示され、温度の上昇にともなう風化速度の上昇を抑制した。一方で、生物活動は、水分量の少ないところでも標高の低下とともに増大していた。すなわち、斜面上部では生物活動にともなう H^+ イオンは温度に依存して生成されるが、その緩衝源となる全交換性塩基の供給は水分の制限を受け低下するため、水分量の少ない斜面上部では標高の効果は小さくなるものと考えられる。

図VI-16 に標高と Al^{3+} /水溶性塩基量比の関係を示す。 Al^{3+} と水溶性塩基量の比は酸の供給に対する陽イオン交換の比率である。この値が高ければ、酸の供給に対する Al^{3+} による緩衝が大きく、土壌の酸性化(劣化)が進んでいると推定され、酸緩衝能が低いことが示唆される。8月では、斜面上部において酸緩衝能が低いことが示唆される。また、標高による傾向は1500m 上部で卓越しているが、全体的にみると標高の上昇とともに比の値が上昇し、酸緩衝能が低下していることが示唆される。これは、上述した全交換性塩基量からの考察と同様に、水分量、温度による酸緩衝能の低下を示唆する。11月には、温度の低下により、化学風化速度が低下し、上の関係がさらに明瞭に現れている。先に示した表層土壌における pH (H_2O) の傾向も上述の結果と調和的である。



図VI-15 標高と各斜面における表層土壌の全交換性塩基量との関係



図VI-16 標高と Al^{3+} /水溶性塩基量比の関係

以上のように、表層土壌における酸の生成・緩衝過程は、流域の温度及び水分によってその強度が決定される傾向が明らかになった。すなわち、温度の上昇(標高の低下)及び水分量の増加(湧水及び地下水面近傍)にともなう、酸緩衝過程は活発になるため、溶存成分濃度も上昇した。一方で、温度の低下は、その逆の傾向を示し、特に15℃以下で

は顕著な律速を示した。すなわち、特に標高 1900m 流域では斜面全体での溶存成分の低下傾向、及び酸性化傾向が明らかになった。

(5) まとめ

本節では、亜高山帯山地流域を含む標高の異なる小流域で、表層土壌における化学性の空間分布を明確にした結果、以下のことが明らかになった。

- (1) 表層土壌における生物化学過程は、無機化及び硝化反応が斜面下部で、無機化が斜面上部で、有機酸の生成が斜面上部で卓越した。特に生物化学過程（硝酸及び有機酸生成過程）にともない発生する H^+ は、斜面下部において多く生成されていた。
- (2) 標高の低い斜面では、水溶性 NO_3^- -N 当量と有機酸当量の総和は、水溶性塩基当量 (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) とほぼつりあっていた。一方、標高の上昇ともなう水溶性塩基の不足、すなわち酸緩衝能過程の律速を示し、土壌がより酸性化している傾向を示した。
- (3) 酸緩衝能の指標としての全交換性塩基量は、湧水からの比高が上昇するにつれて低下し、水分量の低下ともなう化学風化速度の低下が示された。また、標高の低下とともに全交換性塩基量は上昇し、温度の上昇ともなう化学風化速度の上昇が示唆された。
- (4) 温度の低下とともに生物化学過程が抑制されるだけでなく、化学風化速度も低下する傾向を示した。一方、土壌水分の低下によって生物化学過程が抑制をあまり受けなかったのに対し、化学風化速度が低下する傾向を示した。その結果、斜面上部では温度の上昇とともに土壌 pH が上昇し、 Al^{3+}/W -S.C (水溶性塩基量) 比が低下するという酸緩衝能が進む傾向を示したが、斜面上部では温度の上昇による変化は大きくなかった。すなわち、酸緩衝能は標高 1900m の亜高山帯ではきわめて小さかったが、1200m においても斜面上部では小さいことが示された。

VI—2 地球化学過程に及ぼす標高の影響

成岡朋弘・小野寺 真一・安道 幸仁

(1) はじめに

土層や植生で覆われている温帯気候下の山地では、一般に化学的風化作用が主要な風化プロセスである。花崗閃緑岩は花崗岩類の中でも化学風化速度 (= 溶出速度) が速く (飯田ほか、1986; 高屋ほか、1996)、いわゆる深層風化により比較的厚い土層が形成されている (恩田、1989)。しかし、現場の風化土層中での溶出過程や、その支配要因も明確ではない。

化学風化に伴って、水に岩石の成分が溶出するため、湧水の水質は流域における風化作

用の速度（強度）の指標として取り扱うことが可能である（Bormann and Likens, 1996 など）。Vitousek（1977）は山地流域の湧水の水質調査を行い、その結果、標高の低下にともなう水温の上昇と湧水のイオン濃度の上昇を確認した。そして、標高の低下にともなうイオン濃度の上昇は、土層中での風化速度の上昇によるものであると推察した。しかし、風化土層中の成分や季節変化などは明らかでなく、標高の変化に伴う風化速度の変化の要因は明らかでなかった。

本研究では花崗閃緑岩を基盤とする山地において、標高の異なる斜面での風化土層中の溶出過程を明らかにし、溶出過程に及ぼす温度、CO₂、微生物活動の影響について推定することを目的とする。

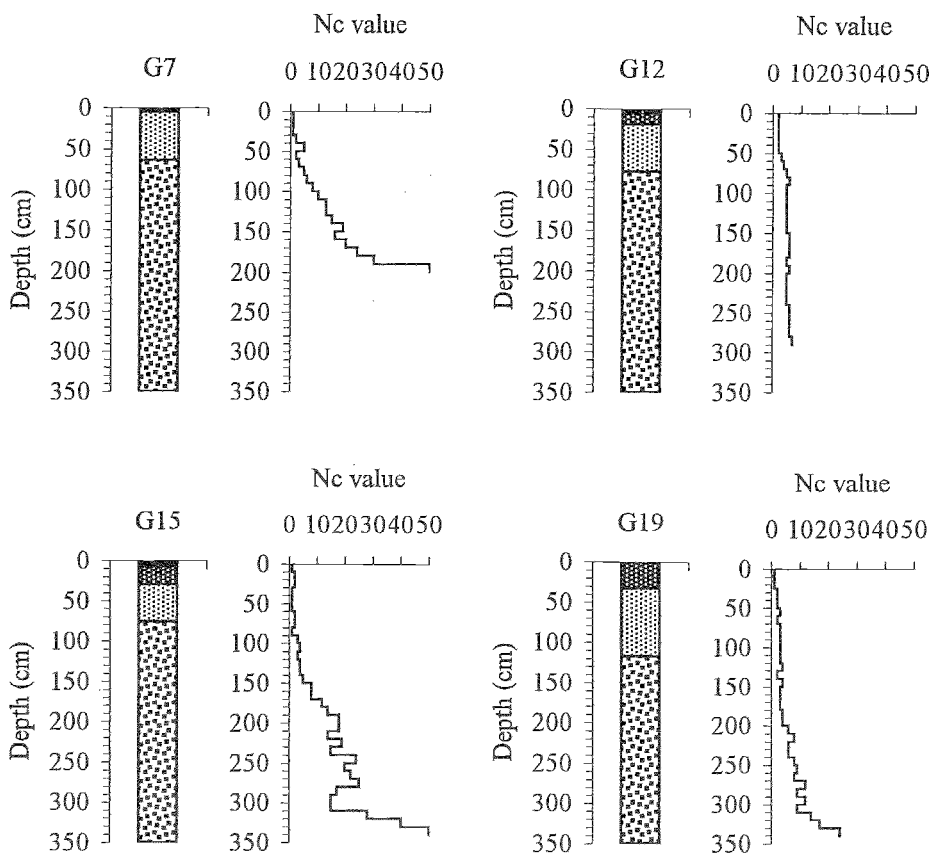
（2）方法

試験地は、前節同様に標高が 1900m、1500m、1200m、700m 前後にある 4 つの小流域である。なお、各試験地は G19、G15、G12、G7 とした。各試験流域では湧水の採水及び湧水点から 50m 程度の比高がある尾根状の斜面で土壌の採取を行った。土壌の採取は、100cc 採土円筒により地表から深度 10cm、30cm、50cm、以降 25cm 間隔で 200cm まで行った。また、同じ深度に径 20mm の採気管を設置し、検知管（ガステック 2LL 型）により CO₂ 濃度を測定し、自記温度計により気温及び地温の測定を行った。土壌試料は、実験室に持ち帰り、1.5MPa の脱水圧で遠心分離法により土壌溶液を採水し分析に用いた。Al³⁺、Fe³⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺、K⁺及び SiO₂濃度は ICP 分析装置で、HCO₃⁻濃度は硫酸滴定で、SO₄²⁻、NO₃⁻及び Cl⁻濃度はイオンクロマトグラフィーで定量した。調査は 1997 年 4 月から 1997 年 12 月まで行った。採水については 2 ヶ月に 1 度行った。

また、1998 年 11 月 1 日～3 日には各流域付近の比較的新しい露頭において、風化土層中の土壌（C 層）をサンプリングした。サンプリングは、露頭の上部にあたるかつての地表面から深層に 1～10m 程度まで行った。分析は、前節に記述した土壌化学分析を行った。

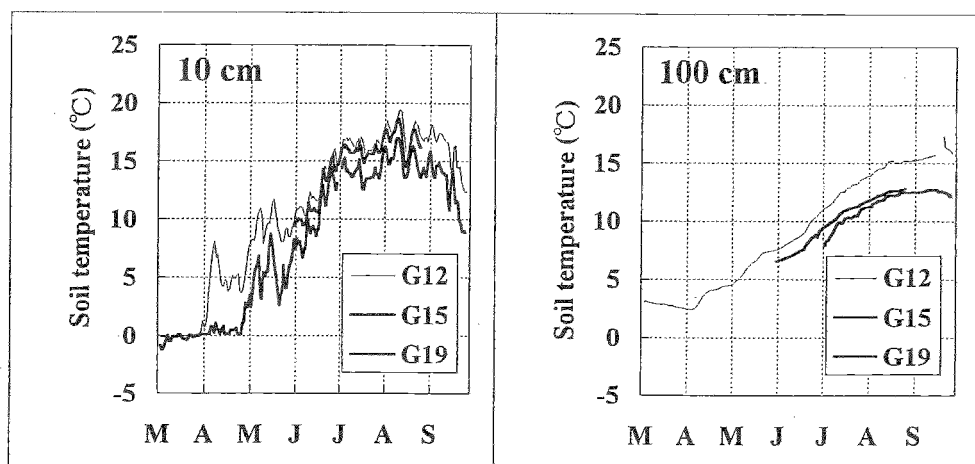
（3）土壌の物理特性

各試験地の土壌採取地点における簡易貫入試験結果と土層構造の観察結果を図 VI-17 に示す。試験流域は基盤の花崗閃緑岩を母材とする比較的厚い風化土層によって覆われ、明瞭な土層層位の分化がみられる。表層の A₀ 層は主に落葉によって構成される。A 層は黒褐色の砂質ローム土壌で、特に G19、G15 において発達がよく、20cm～30cm である。B 層は、黄褐色または赤黄褐色のローム質土壌で、層厚は 50～80cm 程度で、C 層との境界付近は砂及びレキ混じりとなる。C 層は砂質土壌でいわゆるマサである。植生の根系は A 層と B 層に集中する。G7 と G15 及び G19 とは A 層及び B 層の発達状態がやや異なるが、全体的には土層断面の形態に明瞭な違いはみられない。Nc 値プロファイルは、逢坂ほか（1992）に従えば風化残積性の土層構造として分類される。すなわち、各試験地の土壌採取地点は比較的安定した場所であることを示している。



図VI-17 各試験地の土壌採取地点における簡易貫入試験結果と土層構造の観察結果

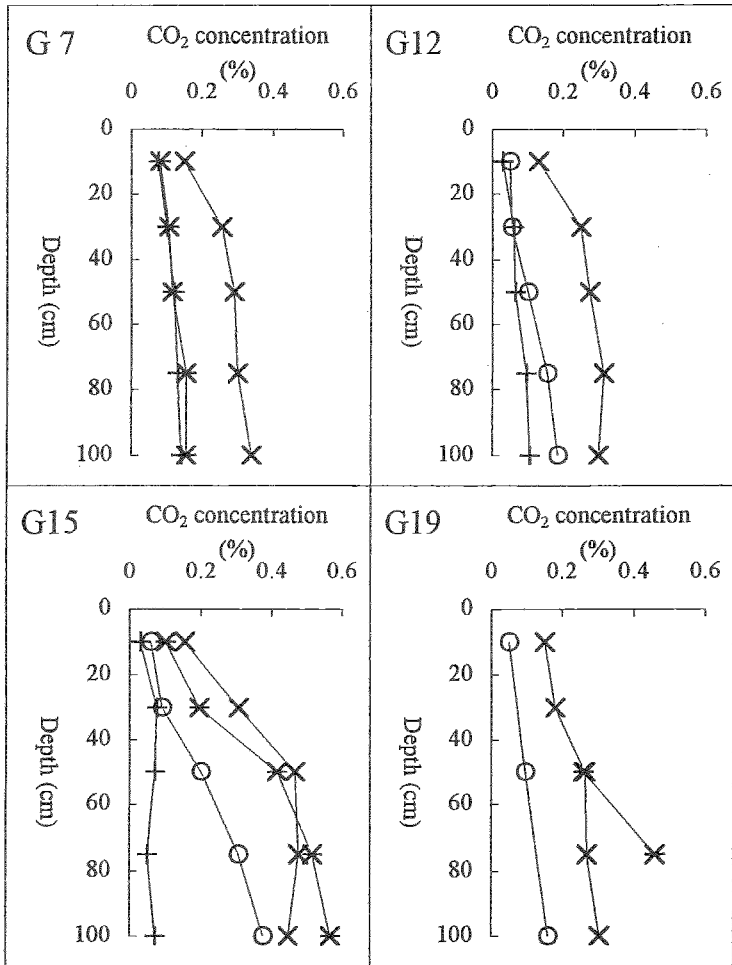
(4) 風化土層中の温度環境及びCO₂濃度



図VI-18 G12、G15及びG19の1997年4月から9月までの
深度10cm及び100cmの地温変化

図VI-18にG12、G15及びG19の1997年4月から9月までの深度10cm及び100cmにおける地温の変化を示す。深度10cmの地温はG12では4月初旬、G19では4月下旬から上昇し始め、7月の始めには15℃前後に達し、8月初旬にピークになり、9月頃から下降する傾向を示す。G19では、15℃を上回ったのはわずかに15日だけである。深度100cmの地温は、9月初旬にピークに達した。いずれの深度においても標高が低い地点ほど、地温は高い傾向がみられた。

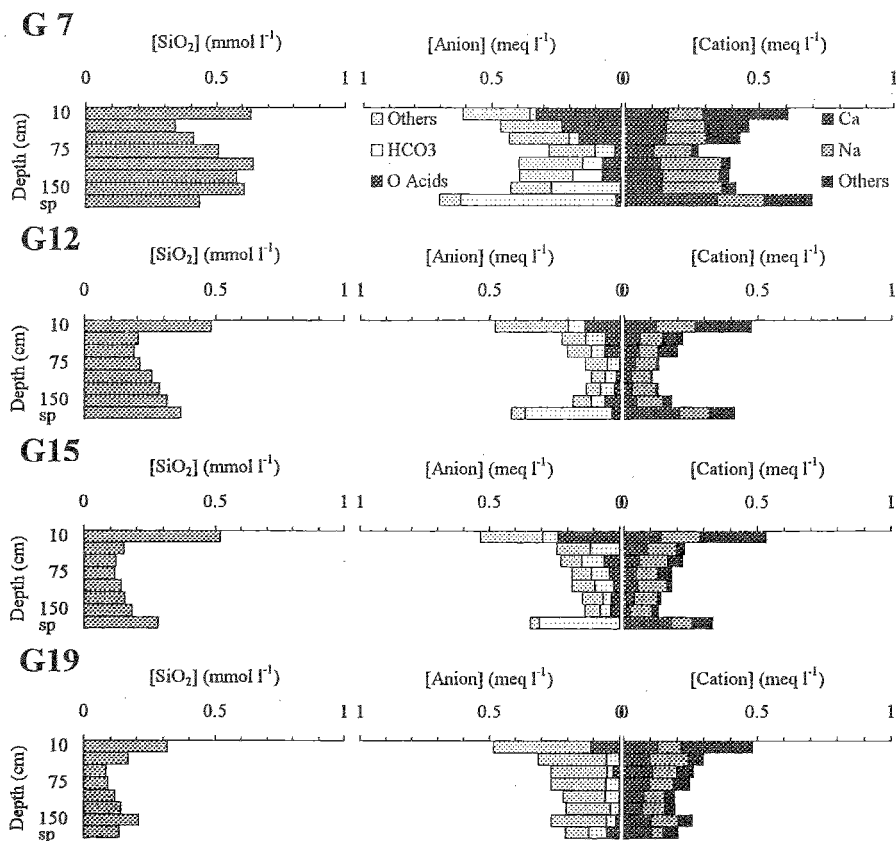
図VI-19に土壌中のCO₂濃度の観測結果を示す。観測期間中を通じてG15で比較的高い濃度が観測されたが、他の3地点の濃度はほぼ同じ傾向を示す。また、全ての試験地において季節的な変化が明瞭である。土壌中の濃度のピークは深度75cmまたは100cmにみられ、その濃度は3000~5000ppm程度を示し、それ以深では濃度が低下する傾向を示す。



図VI-19 土壌中のCO₂濃度の観測結果

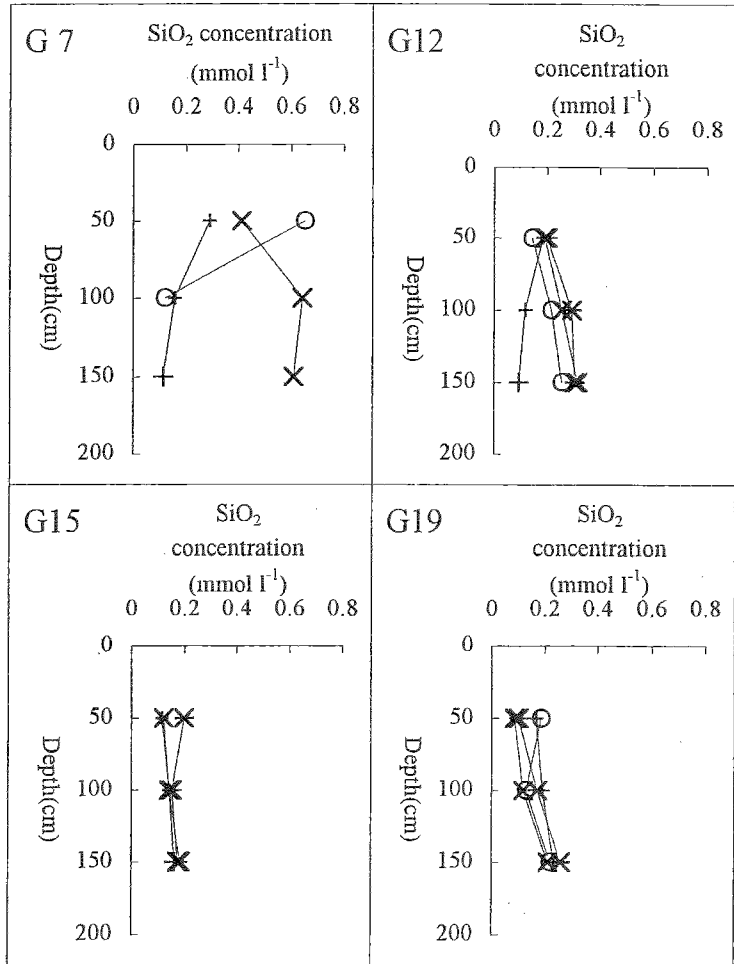
(5) 土壌中の溶存物質濃度

① 尾根部の土壌水



図VI-20 土層中の溶存陽イオン、陰イオン及び SiO₂ 濃度
(1997年7月3日)

1997年7月3日の各試験地における土層中の溶存陽イオン、陰イオン及び SiO₂ 濃度を図VI-20に示す。図では、陽イオンと陰イオンそれぞれ、各成分の積算値で表す。また、最深部の地点の下に、湧水の値も示す。なお、陽イオンと陰イオンのバランスから、不足している陰イオンを有機酸であると定義し積算した。全ての地点で土層中の溶存陽イオン、陰イオン濃度は深度 10cm の表層で最大値を示し、深度 100cm にかけて濃度が低下し、深度 100cm 以深で再び濃度が上昇する傾向を示す。また陰イオンでは、表層で有機酸が卓越し、下層で HCO₃ が卓越している。SiO₂ 濃度は深度 10cm で最大値を示し深度 30cm で濃度が低下し、それ以深では濃度が上昇する。標高が低い地点では、土層中の溶存物質濃度が高くなる傾向を示し、また、深さ方向への上昇の割合が大きい。一方、標高が最も高い G19 は最深部と湧水との濃度の差は小さい。特に SiO₂ 濃度の変化はその傾向が明瞭である。イオンバランスから求めた有機酸濃度についても同様の傾向がみられる。



図VI-21 SiO₂濃度の季節変化

土層中の溶存 SiO₂ 濃度の季節変化を図VI-21 に示す。SiO₂ 濃度は G7 において季節変化が明瞭であるが、G12 では若干認められる程度であり、G15、G19 において濃度はほぼ一定であった。

②露頭における風化土層の化学性

表VI-3 に各流域における風化土層の化学性を示す。また各流域における風化土層の各溶存成分の分布を図VI-22 に示す。図VI-22(a)に風化土層の土壌 pH (H₂O) の分布を示す。700m、1200m において深度とともに pH が上昇する傾向がある。1500m では深度とともに一旦 pH が下がり、続いて上昇している。1900m では深度とともに一旦 pH が上がり、続いて低下している。しかし、いずれも pH の変化幅はごく小さなものである。各流域を比較すると標高の上昇とともに pH が低下している。

表VI-3 風化土層の化学性

catchment	depth (m)	ω ^{*1} (%)	pH ^{*2}	W-S.C ^{*3} (meq/100g)	Al ^{3+*} 4 (meq/100g)	T.E.C ^{*5} (meq/100g)	CEC ^{*6} (meq/100g)	B.S ^{*7} (%)
700m	1	0.05	5.82	0.006	0.000	—	—	—
	2	0.04	5.84	0.007	0.000	—	—	—
	3	0.04	5.91	0.005	0.000	—	—	—
	4	0.04	5.85	0.015	0.000	—	—	—
	5	0.03	5.9	0.008	0.000	—	—	—
	6	0.03	5.87	0.009	0.000	2.882	3.334	86.42
1200m	0.8	0.12	5.41	0.010	0.000	—	—	—
	1.8	0.10	5.75	0.005	0.000	—	—	—
	5.3	0.09	5.76	0.007	0.000	—	—	—
	9.6	0.06	5.78	0.005	0.000	1.345	4.355	30.89
1500m	1	0.00	5.66	0.020	0.000	—	—	—
	3	0.00	5.52	0.006	0.000	—	—	—
	5	0.00	5.86	0.009	0.000	0.765	3.935	19.45
1900m	1	0.00	5.31	0.015	0.001	—	—	—
	3	0.00	5.34	0.013	0.001	—	—	—
	5	0.00	5.27	0.027	0.002	0.931	4.115	22.62

*1 ω : mass soil water content(%)

*2 pH: soil pH(H₂O)

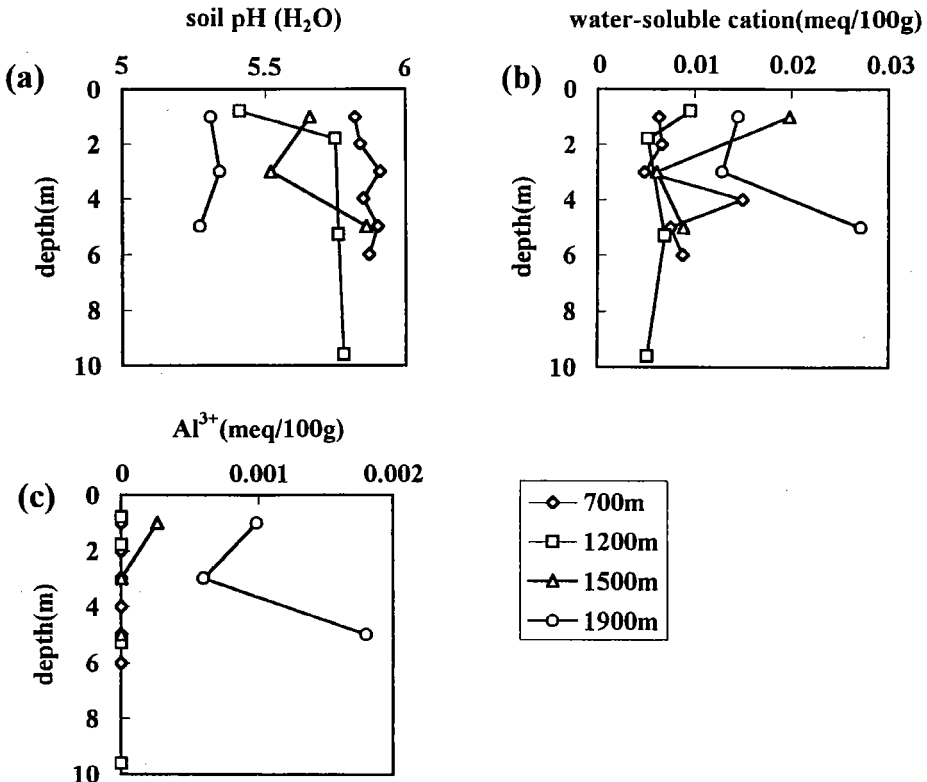
*3 W-S.C: water-soluble cation(H₂O)(meq/100g)

*4 Al³⁺: aluminium ion(meq/100g)

*5 T.E.C: total exchangeable cation(meq/100g)

*6 CEC: cation exchange capacity(meq/100g)

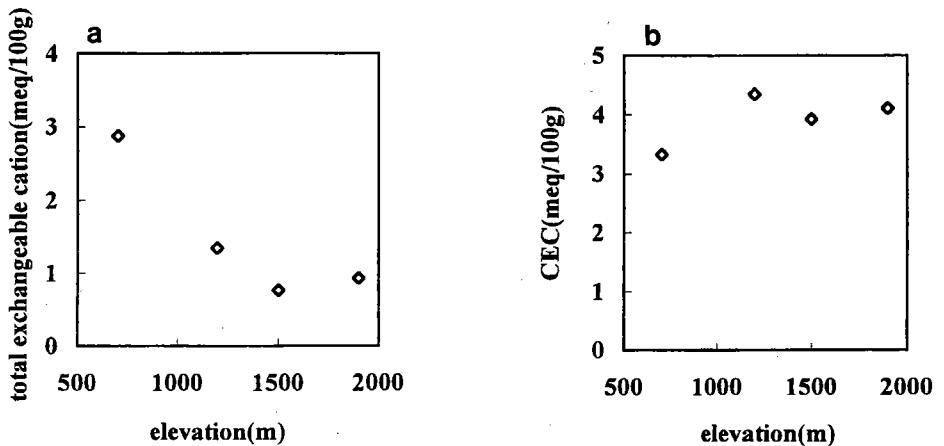
*7 B.S: base saturation(%)



図VI-22 風化土層の各溶存成分の分布

図VI-22(b)に風化土層の水溶性塩基量の分布を示す。700m では深度とともに水溶性塩基量が増加する傾向を示している。1200m、1500m では深度とともに水溶性塩基量が低下する傾向がある。1900m では深度とともに水溶性塩基量が上昇する傾向がみられる。各流域を比較すると 700m、1200m、1500m ではほぼ同じ値をとっており、1900m において高い値を示している。図VI-22(c)に風化土層の Al^{3+} 当量の分布を示す。700m、1200m では Al^{3+} は溶出しておらず、1500m では浅い深度でわずかに溶出しており、1900m では他の露頭に比べ多く溶出している。

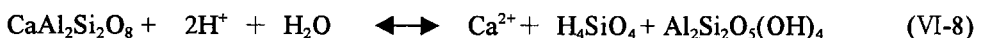
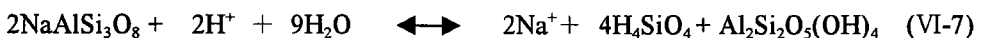
図VI-23 に風化土層の全交換性塩基量と陽イオン交換容量 (CEC) 示す。なおここでは、各流域におけるもっとも深い深度の風化土層サンプルを用いた。全交換性塩基量は標高の上昇とともに低下する傾向があり、700m で 2.9meq/100g と最も高く、続いて 1200m で 1.3 meq/100g ある。1500m、1900m ではほぼ等しい値でありそれぞれ 0.8meq/100g、0.9meq/100g あった。陽イオン交換容量 (CEC) は、標高による変化は見られず 700m で 3.334 meq/100g、1200m で 4.355 meq/100g、1500m で 3.935meq/100g、1900m で 4.115 meq/100g であった。ここでは各流域における大きな変化はみられなかった。

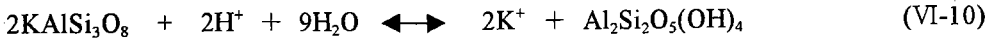


図VI-23 風化土層の全交換性塩基量と陽イオン交換容量 (CEC)

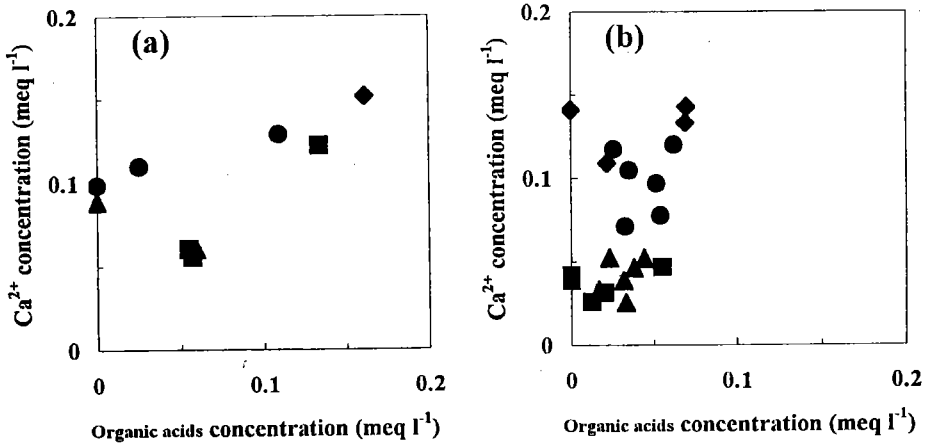
(6) 考察

溶出過程について明らかにするために、以下の化学風化過程について検討する。前章で触れたように土壌空気中の二酸化炭素が土壌水に溶解し、 HCO_3^- と H^+ を生成する (式V-3、4)。花崗閃緑岩の主な成分である斜長石類中のアルバイト ($NaAlSi_3O_8$) 及びアノーサイト ($CaAl_2Si_2O_8$)、石英 (SiO_2)、カリ長石 ($KAlSi_3O_8$) は、それぞれ上述した H^+ により化学風化反応により、

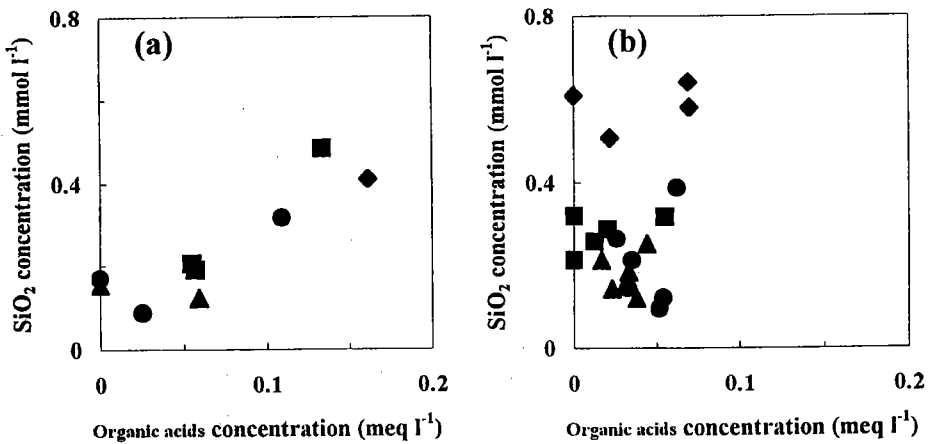




2次鉱物及び、塩基、 H_4SiO_4 を生成する。ここで、土壤空気からさらに二酸化炭素が水に溶解し H^+ イオンが補充されれば、連続して反応が進んでいく。上述の式には HCO_3^- は記述していないが、前述したように、 HCO_3^- は上の反応によって H^+ イオンと交換して生成される塩基とバランスすることになる。すなわち、塩基濃度、 HCO_3^- 濃度及び SiO_2 濃度は、化学風化の指標になる。



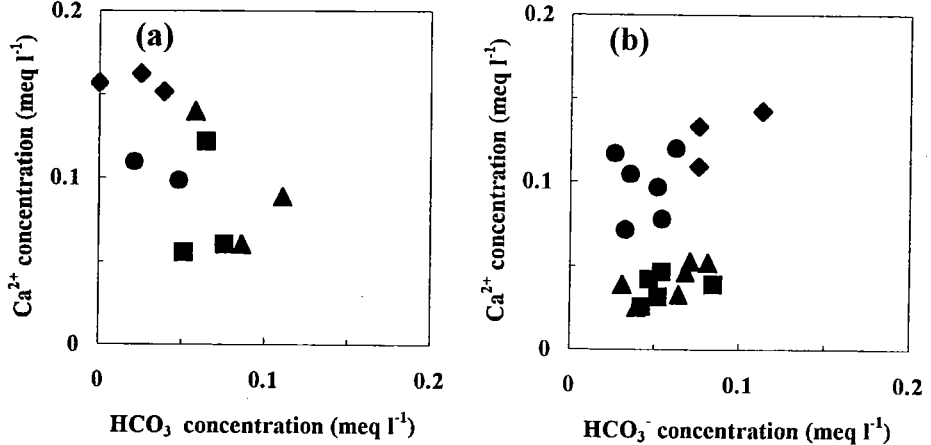
図VI-24 土層中の溶存 Ca^{2+} 濃度と有機酸濃度との関係
(a) 表層、(b) 深層、◆G7、■G12、▲G15、●G19



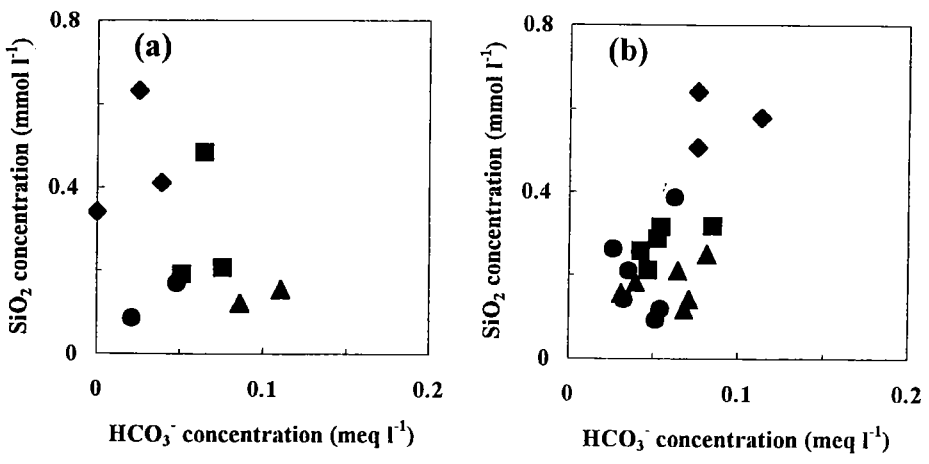
図VI-25 土層中の溶存 SiO_2 濃度と有機酸濃度との関係
(a) 表層、(b) 深層、◆G7、■G12、▲G15、●G19

土層中の溶存 Ca^{2+} 及び SiO_2 濃度と有機酸及び HCO_3^- 濃度との関係を図VI-24、25 及び図VI-26、27 に示す。図より表層においては Ca^{2+} 、 SiO_2 とともに有機酸との対応がみられ、溶出過程に有機酸が作用していることは明らかである。特に G7 において、高濃度の対応がみられた。観測期間中で有機酸が検出されたのはいずれの試験地においても夏期の7月3

日の観測のみである。従って、G7において SiO_2 濃度に季節変化がみられた原因は有機酸によるものと推測される。一方、深層においては HCO_3^- との対応関係が明瞭である。これは、土層中の CO_2 が水に溶解する際に生じた H^+ が溶出過程に作用した結果、すなわち、化学風化過程と考えられる。



図VI-26 土層中の溶存 Ca^{2+} 濃度と HCO_3^- 濃度との関係
 (a)表層、(b)深層、◆G7、■G12、▲G15、●G19

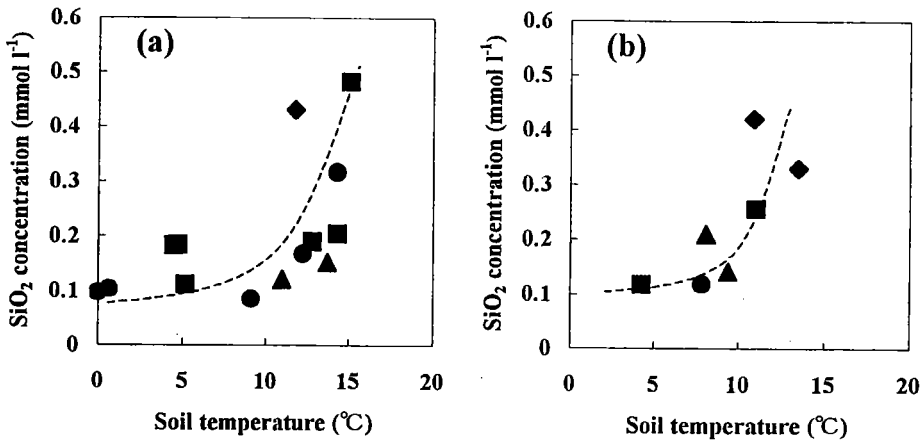


図VI-27 土層中の溶存 SiO_2 濃度と HCO_3^- 濃度との関係
 (a)表層、(b)深層、◆G7、■G12、▲G15、●G19

CO_2 との関係は、標高の低下に伴ってより高濃度での対応が見られる。 CO_2 濃度は各試験地で濃度はほぼ同じ値を示していたにも関わらず、溶出に作用した CO_2 の割合は標高の低下にともなって高くなる結果となった。つまり、深層における溶出過程を制御する要因は CO_2 ではなく、溶出速度を直接支配する地温であると考えられる。そこで、溶存 SiO_2 濃度と地温の関係を図VI-28に示した。

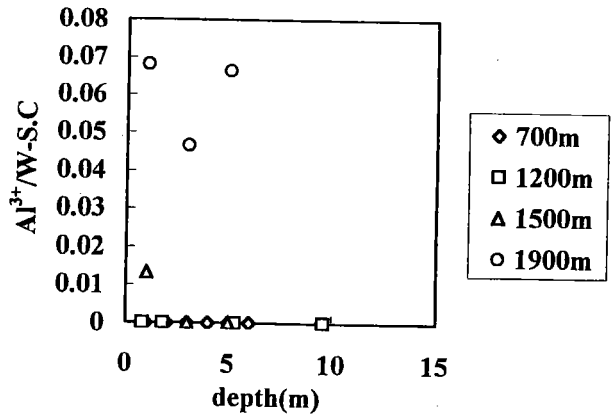
地温が 10°C 未満の場合、 SiO_2 濃度は $0.1\sim 0.2\text{mmol/L}$ でほぼ一定の値を示すが、 10°C を越

えると、濃度が徐々に上昇する傾向が見られた。さらに、15℃前後からは急激な上昇が見られる（甲斐、1981；小野寺・加藤、1997）。15℃という地温は一般的に、微生物活動が活発になる温度環境であるといわれている。つまり、有機酸が生産されやすい環境であり、より溶出過程に作用し得る環境であるといえる。さらに、深層においては標高の低下（＝地温の上昇）によって溶出速度そのものが変化しているものと推測された。G7 については地温のデータが得られていないが、G12 の地温から推測すると、夏期に 15℃を上回っていることはほぼ確実である。従って、溶出速度についても 15℃という温度環境は重要な意味を持っているものと推定される。このことは、深層における化学風化過程において、表層での生物化学過程（硝化反応等の酸生成過程と生物呼吸による二酸化炭素生成）が果たす役割が少ないことを示唆する。



図VI-28 溶存 SiO₂ 濃度と地温の関係
(a)表層、(b)深層、◆G7、■G12、▲G15、●G19

また、先に図VI-23 で記載したように、各流域における標高と風化土層の全交換性塩基量は、標高の上昇とともに低下する傾向を示した。風化土層（C層）中では有機成分がないため、全交換性塩基量は土壌鉱物の化学風化によって供給される。以上の交換性塩基の分布からも、風化土層における化学風化速度の温度にともなう変化が示唆された。ただし、1500m と 1900m ではほぼ同じ値であり、先の 15℃での律速を指示した。



図VI-29 標高と風化土層中の Al³⁺/水溶性塩基量比の関係

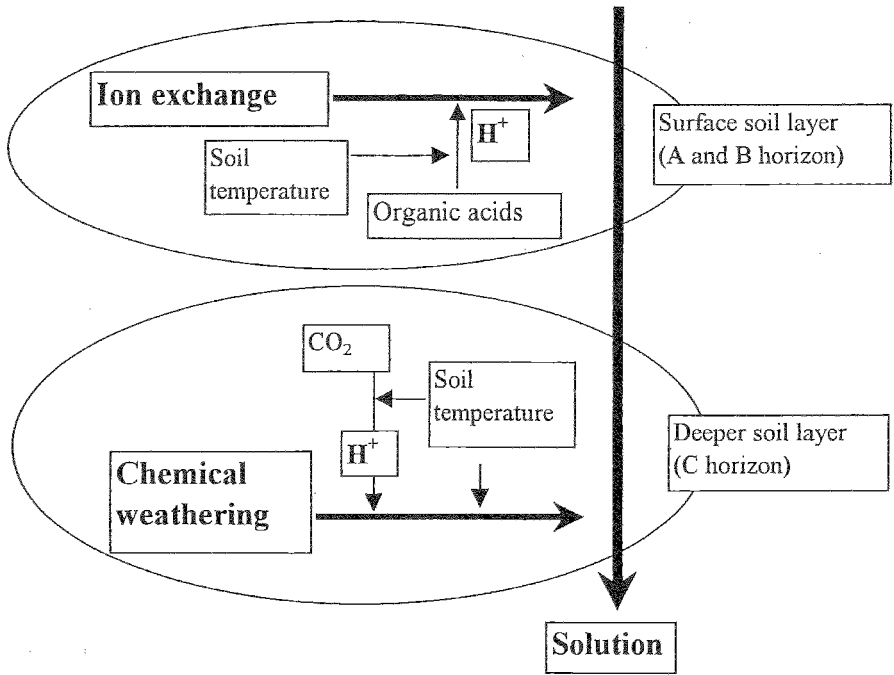
一方で、前節で示したように、標高の上昇とともに土壌中の化学風化反応等の酸緩衝過程が低下するため、深層にもその影響が及ぶと考えられる。前述のように、風化土層中の酸緩衝作用を有する全交換性塩基量は、標高の上昇とともに低下していた。すなわち、深層においても酸緩衝能は標高の上昇とともに低下していることが明らかになった。また、前述のように全交換性塩基量を供給する化学風化速度も、標高の上昇、温度の低下とともに低下していた。さらに、各流域における標高と風化土層の水溶性塩基量の関係(図VI-22)は、700m、1200m でほぼ同じ値で、1500m でやや高い値を、1900m で高い値を示した。すなわち、亜高山帯における深層での水溶性塩基量の上昇は、上層から酸の供給が風化土層にまで及んでいることを示唆する。ただし、表層土壌に比べ小さな値であり、酸の供給に対する緩衝の大部分は表層で行われることを示す。さらに、各流域における標高と風化土層の Al^{3+} /水溶性塩基量比の関係を図VI-29 に示す。水溶性塩基量と同様に 1900m 流域では高い値をとっており、酸緩衝能が標高の上昇とともに低下していることが示唆される。以上の結果は、各流域における標高と風化土層の pH (H_2O) の関係からも示された。すなわち、亜高山帯では酸の負荷が深層にまで達し風化土層の pH が低下していることが示唆された。

以上の結果、深層における風化土層の酸緩衝能が標高の上昇とともに低下していることが明らかになった。

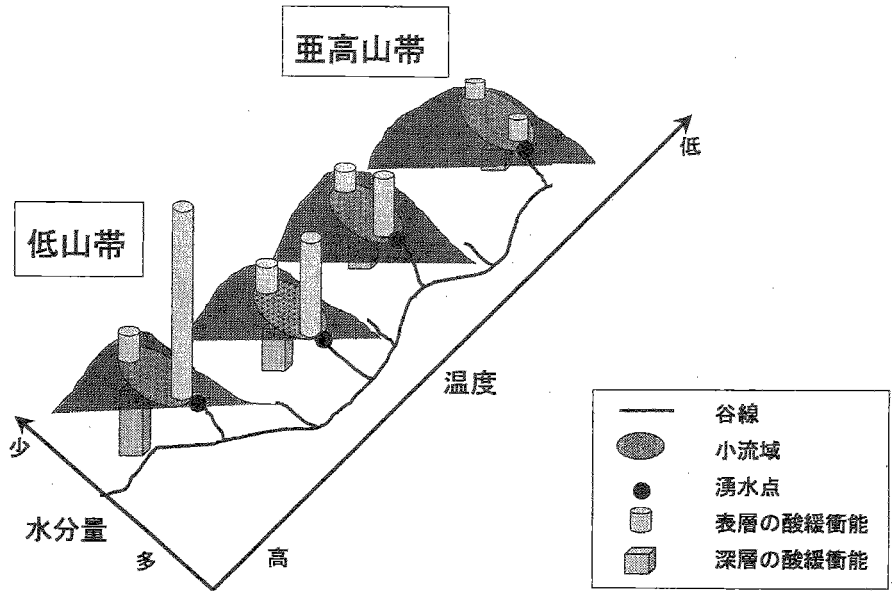
(7) まとめ

本節では、風化土層中の溶出機構と酸緩衝過程に及ぼす標高の影響が明らかになった。まず、溶出機構については以下の通りであり、その模式図を図VI-30 に示す。

- (1) 標高の低下に伴って土壌水及び湧水中の溶存物質濃度は高くなる傾向がある。また、土壌下層から湧水点に至る間での溶存物質濃度の変化をみると、G19 でほとんど変化がなかったが、これより低い各地点では、濃度の上昇が確認され、その勾配は標高の低下とともに増加した。
- (2) 土壌中の二酸化炭素濃度には標高による変化がみられなかった。すなわち、各試験地において土壌中及び湧水の溶存物質濃度が標高の影響を受けている要因は、地温の上昇とともに反応速度の変化であると推測され、直接 CO_2 が山地流域の溶出過程における支配要因ではないことが明らかになった。
- (3) 土壌表層では、有機酸が陽イオン濃度と対応し、深層では重炭酸濃度が対応した。つまり、地温は、表層においては微生物活動を、深層においては溶出速度そのものを制御し、その場所における溶出過程に間接的或いは直接的に影響をおよぼしているものと推測される。すなわち、夏期に有機酸の生産が活発になる低山帯においては、溶出についても微生物活動の活性化によって一時的に活発になっていると思われる。特に、亜高山帯では地温 $15^{\circ}C$ を夏季に越えるかどうかという点が、微生物活動とともに風化土層中の溶出過程において重要な意味をもつものと推測された。



図VI-30 土層中の溶出機構に関する模式概念図



図VI-31 山地流域の酸緩衝過程に及ぼす温度及び水分の影響に関する模式概念図

さらに、風化土層における酸緩衝過程は、以下のことが明らかになった。特に、表層の酸緩衝能と風化土層の酸緩衝能に関する模式図を図VI-31に示す。

- (1) 表層土壌における酸緩衝能は、標高の上昇及び湧水からの比高の上昇とともに低下していた。そのため、1900mでは、風化土層中の Al^{3+} /水溶性塩基量比が増加し、表

層では緩衝できなかつた酸が風化土層にまで達している傾向を示した。

(2) 標高の高い流域では、風化土層で全交換性塩基量が少なく水溶性塩基量が大きく、酸との陽イオン交換反応による交換性塩基の溶脱（酸性化）、及び交換性塩基の供給過程である化学風化速度の低下が示唆された。

VI-3 植生の土壤化学過程に及ぼす影響

村井 知里・小野寺 真一・野田 岳史

(1) はじめに

本節では、物質循環速度の低い落葉広葉樹林帯(ブナ林帯)において、人工林施業にともなう土壌の変化について、特に、人工林化にともなう 1) 土壌の浸透特性・物理的特性の変化、2) 土壌の化学特性の変化を明らかにすることを目的とした。

(2) 方法

① 調査地域

調査地域の植生は、標高 1200m から 1600m の場所では、カラマツ (*Larix leptolepis*) とヒノキ (*Chamaecyparis obtusa*) の複層林からなる森林 (人工林施業が行われているため本論中では「人工林 (AF)」と呼ぶ) と、ブナ (*Fagus crenata*) やミズナラ (*Quercus crispula*) などからなる落葉広葉樹林 (ここでは「天然林 (NF)」と呼ぶ) が主流となっている。

試験斜面として標高が 1300m~1400m の範囲にあたる小流域の斜面を 7 つ選定した。(図 VI-31)。この際、各々の斜面がほぼ南向きであるよう注意して選定を行った。このうち 4 つはほぼ同じ林齢

(約 40 年)の人工林、3 つは天然林からなる斜面である。なお、AF1 と NF1 の流域地形図は前章で示した(図 V-2)。さらに、圧力水頭測定のため標高が 1500m の流域を選定した (AF5)。流域は、0 次谷の末端で湧水のみられる 1 次谷である。

② 方法

7 試験斜面(人工林 4 斜面、天然林 3 斜面)で、斜面測量、土壌サンプリング、および土壌物理性の測定を行った。現地調査は、1998 年 8 月 21 日~27 日(以下夏季)、及び 10 月

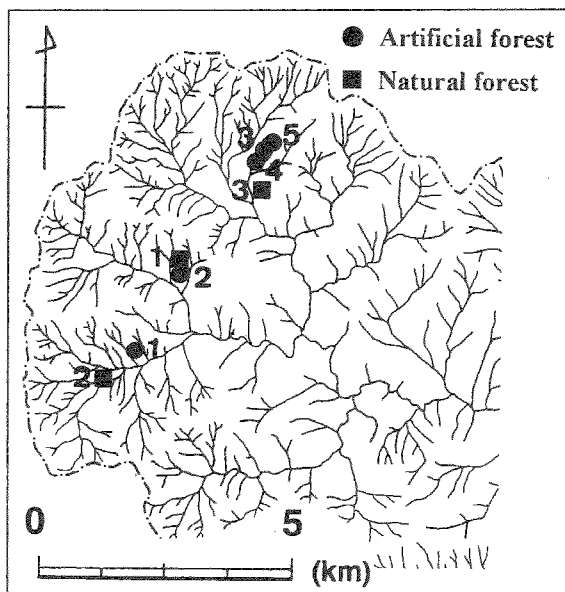
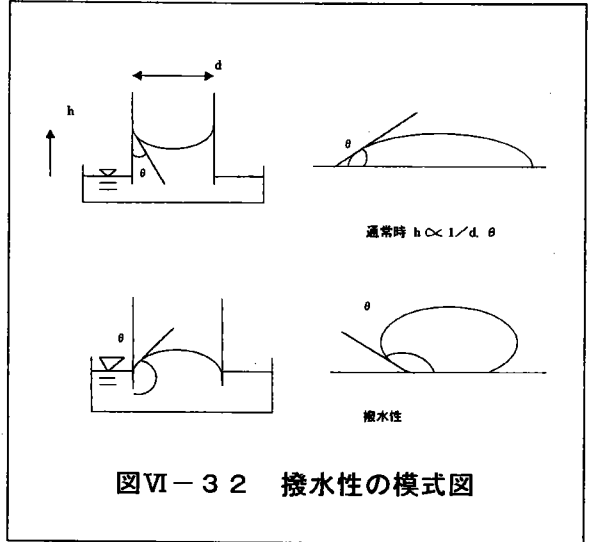


図 VI-31 調査地域

31日～11月3日(秋季)に行った。各時期はVI-1節と同様で、この間の気候条件は表VI-1に示した。降水量は、15日降水量で100mmの差がみられ、夏季の方が乾燥している傾向をもつ。また、気温は夏季が20℃と秋季より10℃近く高い。各斜面では、湧水から尾根部まで、一定間隔(斜面距離で4～10m)毎にA層の土壌を採取した。同時に、体積含水率(夏季のみ)を測定した。体積含水率は、TDR水分計(TRIME)を用いて各地点で、それぞれ3回ずつ測定した。AF1及びNF1においては、1998年秋に生産された新しいリターと1997年以前に堆積したと思われる変色したリターを11月1日に採取した。

試料採取を行った各地点において、 A_0 層とA層(夏季のみ)の水滴侵入時間(The water drop penetration Time ; WDPT)を測定した。WDPTは、Richardson and Hole(1978)によって行われた方法を用い、土壌面に滴らした3～4滴の水滴が完全に浸み込むまでの時間として測定した。WDPT測定は、特に手法の簡便さから乾季における野外での測定に適している。撥水性とは、図VI-32に示すように通常 90° 以下である水と土粒子の接触角が 90° 以上になるよう状態であり、そのため毛管上昇は通常0以上になる土粒子の間隙で、0以下になる。土粒子を覆っている自然の界面活性による撥水によって、結果として水滴は速やかに浸み込むことができなくなる。すなわち、この実験は、土壌の時間経過に対する水の湿潤耐性に対する初期の保水力と撥水性を表わすため、この測定値を土壌の撥水性を表わす指標とした。経験的に、WDPA値が5secを超える土壌では撥水性があると考えられている(Krammes and DeBano、1965)。一般に、過酷な流出や洪水などによってダメージを受けた土壌では、高い撥水性を示すことが報告されている。また、土粒子の粗い土壌では、細かい土壌より高い撥水性をもつ傾向があると指摘されている(Bond、1969)。



図VI-32 撥水性の模式図

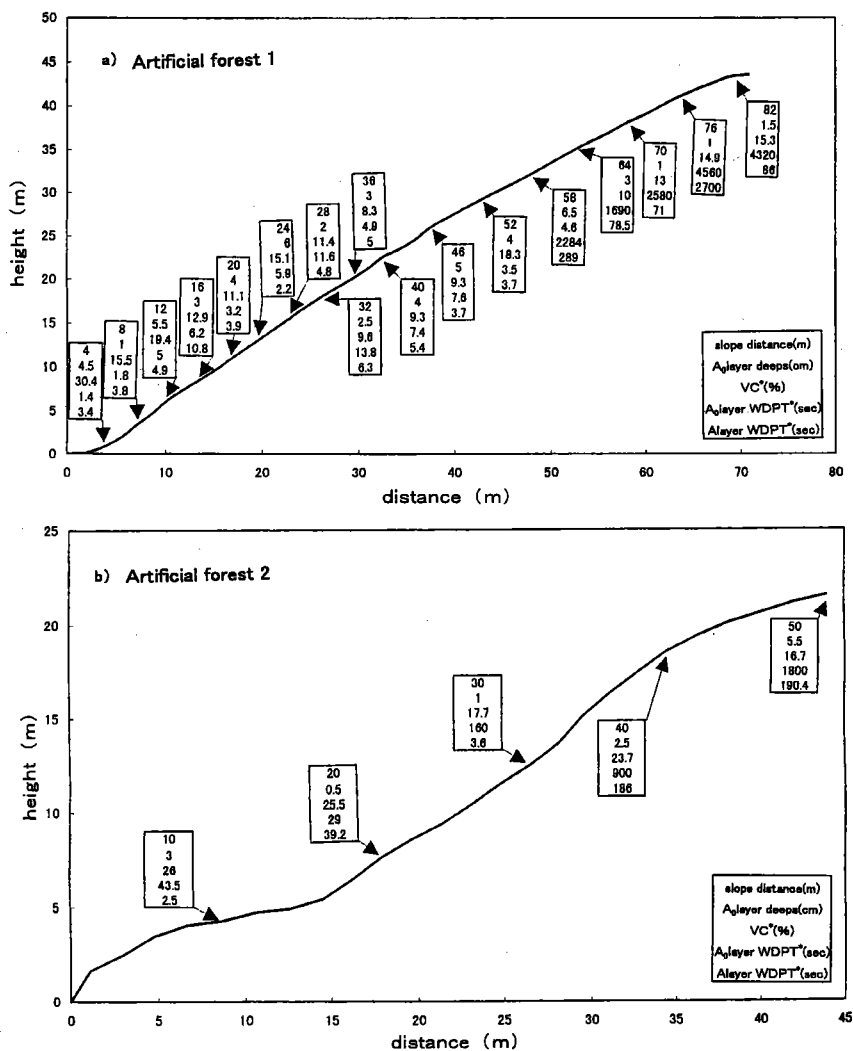
異なる林分における表層土壌の浸透能を比較するため、表層の攪乱が少ない散水型浸透能試験を行った。小型浸透能試験は、1998年11月1、2日に、AF1およびNF1において、各5地点(斜面距離で約20mおき)で行った。人工降雨は、農業用噴霧機(TOSHIBA、ガーデンプレーEH-53)を使用し、20cm×20cmの範囲に散水した。散水部の下流側には、幅20cmの表面流トラップを A_0 層とA層の境界に攪乱のおきないように設置した。流量は3分間隔で測定し、その浸透速度がほぼ一定になった12分～15分を散水時間とし、測定終了前3分間の浸透能を最終浸透能とした。平均散水強度は、390mm/hであった。また、各地点では、100cc採土円筒で表層土壌(A層)を不攪乱で採取し、飽和透水試験を

行った。さらに、この土壌サンプルを用いて、吸引法により pF 試験を行った。

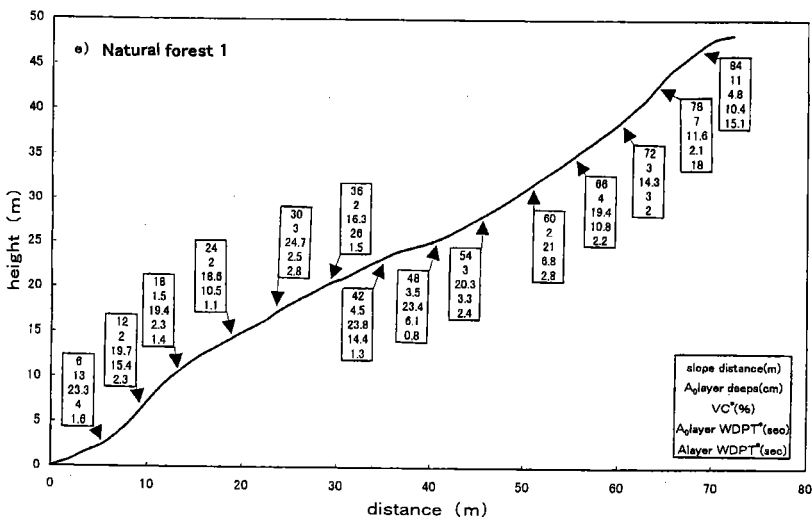
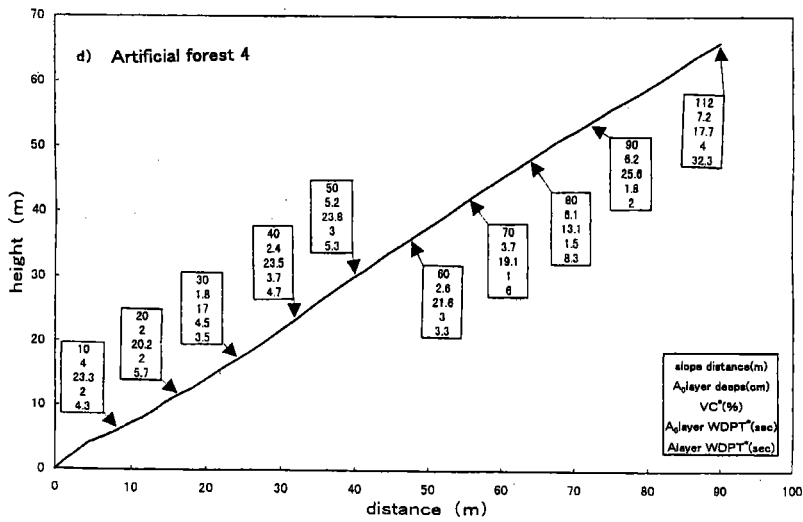
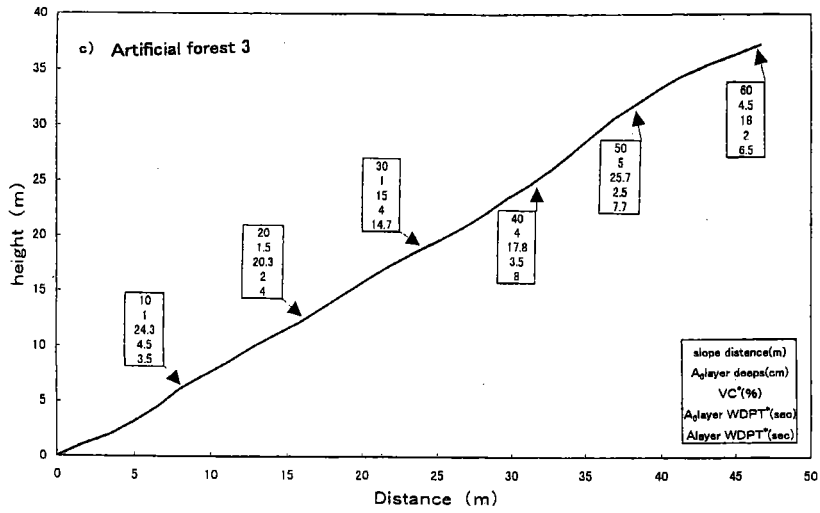
各斜面において採取した土壌及びリターは実験室に持ち帰り、土壌 pH(H₂O)を測定した。生土と蒸留水を 1 : 5 の比率で混ぜ合わせ、1 時間ほどおいて濾過した後 pH を測定した。測定にはポータブル pH 計(東亜電波 HM-12P)を用いた。ただし、リターについては 1:10 の割合で行った。また、各土壌は 105°C で、リターは 60°C で乾燥させ含水比を求めた。さらに、土壌の水抽出液は、VI-1 節と同様の方法で化学分析に供した。また、秋季の AF1 及び NF1 の土壌サンプルを使って、吸引法(Peech 法)により陽イオン交換容量(CEC)及び全交換性塩基量を測定した。各分析法は、VI-1 節に記した通りである。

(3) 結果

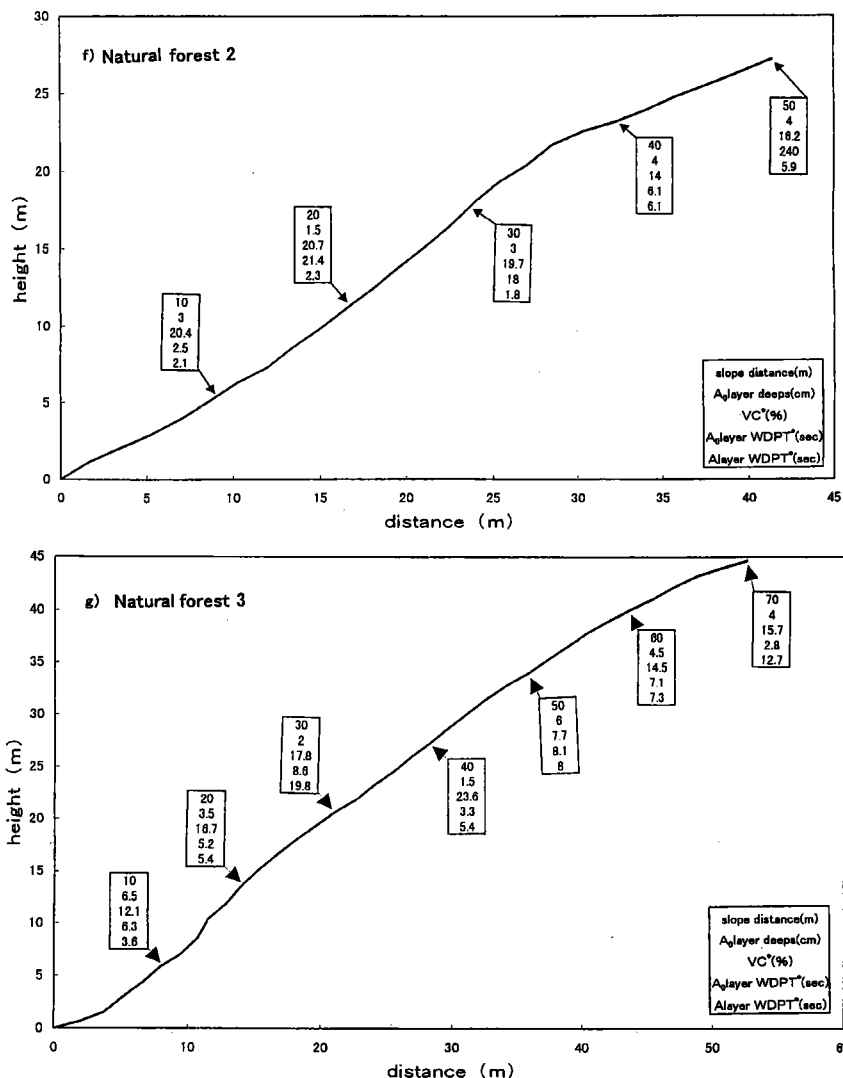
① 試験斜面における土壌層位と A₀ 層の分布



図VI-33 試験斜面縦断形と土壌調査結果(a) AF1、(b) AF2



図VI-33 試験斜面縦断面形と土壌調査結果(c)AF3、(d)AF4、(e)NF1

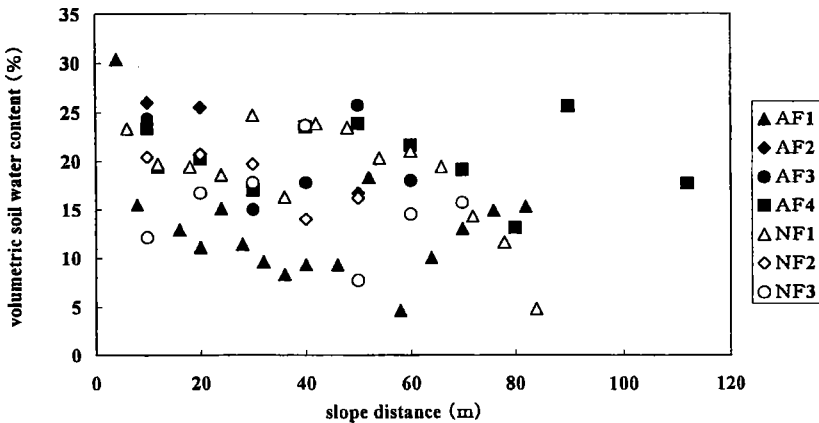


図VI-33 試験斜面縦断形と土壤調査結果 (f)NF2、(g)NF3

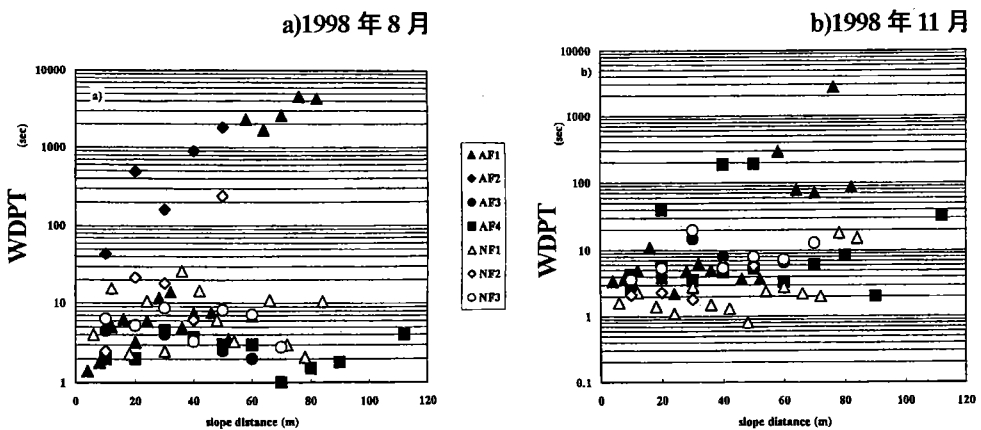
全7斜面の地形断面を図VI-33に示し、夏季に土壤調査を行った地点とその結果(A₀層の厚さ、体積含水率平均、A₀層及びA層のWDPT)を記載する。傾斜は、平均40~45°と急傾斜であるが、NF3.4、NF2では、より急傾斜で平均45~50°である。斜面距離とA₀層の厚さとの関係を図VI-33に示す。斜面下部では、人工林斜面に比べ天然林斜面でA₀層の厚さは相対的に薄い傾向を示すが、斜面上部では天然林斜面で厚い傾向がみられる。各斜面での表層土壤の土色はほぼ黒褐色であり、褐色森林土からなる。NF1の土壤断面を示す。両者とも、同様の土壤層を持つことが示され、この流域全体の土壤層位に大きな相違はないものと思われる。

②土壌の浸透特性

図VI-34 に斜面距離と体積含水率との関係を示す。大きな差はないが、全体的に人工林斜面の方が高い値を示す。また、人工林斜面では湧水から 30m 付近まで低下しその後、増加する傾向があった。それに対し天然林斜面ではほぼ一定の値を示していた。水侵入時間(WDPT)は、人工林斜面の A₀ 層及び A 層が 1~4560s、2~2700s、天然林斜面の A₀ 層及び A 層が 2.1~240s、0.8~19.8s であり、ともに人工林斜面の方が長い(図VI-35)。Richardson and Hole(1978)の研究では、焼失した草地で 9sec、落葉樹林で 3.5~15sec、針葉樹林で 1~1800sec 以上の値を観測している。前述したように、経験的に、WDPT 値が 5sec を超える土壌では撥水性があると考えられている。以上の結果、本試験斜面のすべての地点で撥水性が確認されたことになる。人工林斜面の A₀ 層と A 層では、A₀ 層の方がより長い。湧水からの比高が上がるるとともに WDPT 値は増大している。季節的には、11 月の人工林斜面で 5s~2700s、天然林斜面で 2s~15s の値を示しており、乾燥していた 8 月の方がより長い。



図VI-34 斜面距離と体積含水率の関係



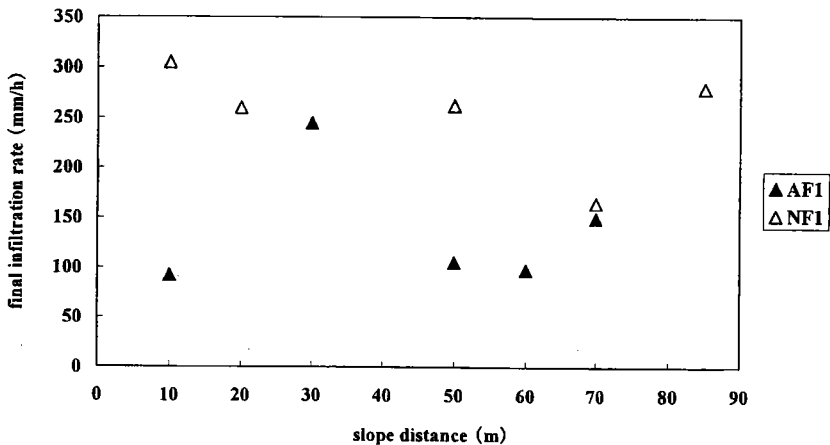
図VI-35 水侵入値 (WDPT) の分布

表VI-3 浸透能試験地点(AF1、NF1)における湧水からの比高、傾斜、最終浸透能、降雨強度及び飽和透水係数

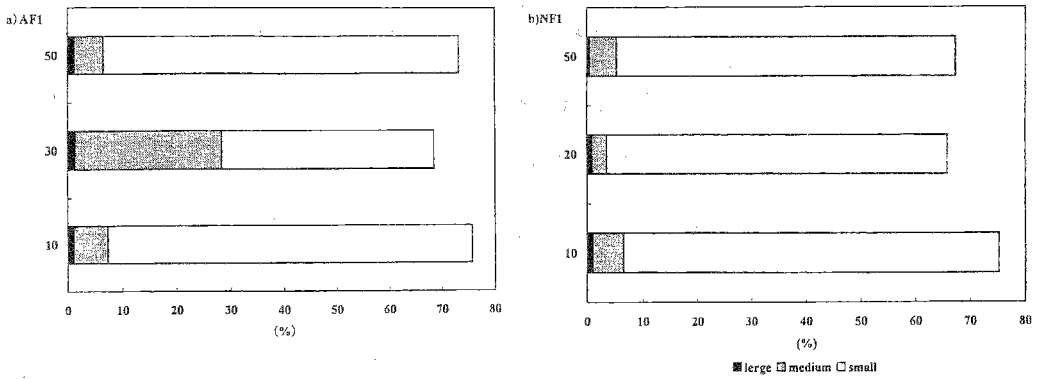
	R.H ^{*1} (m)	slop (°)	A ₀ T ^{*2} (cm)	ω ^{*3}	LR ^{*4} (mm/h)	R.I ^{*5} (mm/h)	Ks ^{*6} (cm/s)
AF1	4.6	39.5	2	0.586	92	300	1.4×10 ⁻²
	16.6	37.5	2.5	0.765	245	450	1.4×10 ⁻²
	28.1	31.5	4	0.938	105	420	1.4×10 ⁻²
	33.1	32.5	3	0.635	97.5	408	6.9×10 ⁻²
	39	25.5	1	0.671	150	390	2.1×10 ⁻²
a.v			2.5	0.719	137.9		2.6×10 ⁻²
NF1	5.2	46.5	7.5	1.005	305	348	8.9×10 ⁻³
	17.4	37.5	2	0.759	260	330	2.0×10 ⁻³
	26	24.5	3	0.951	262.5	318	8.6×10 ⁻³
	37.3	37.5	3	0.653	165	300	4.6×10 ⁻³
	48	34	11	0.707	280	300	3.3×10 ⁻²
a.v			5.3	0.815	254.5		1.1×10 ⁻²

*1 R.H: relative height from the spring point to the plot *2 A₀T: A₀ layer thickness *3 ω: mass soil water content
*4 LR: Final infiltration rate *5 R.I: Rainfall intensity *6 Ks: Saturated hydrologic conductivity

表VI-3 に、浸透能試験を行った地点(AF1、NF1)における比高(湧水からの垂直距離)、傾斜、最終浸透能、降雨強度及び飽和透水係数を示す。浸透能については前記の式を用いて算出した値である。図VI-36 に各地点における最終浸透能を示す。人工林斜面で 92mm/h～245mm/h(平均 137.9mm/h)、天然林斜面で 165mm/h～305mm/h(平均 254.5mm/h)と、人工林斜面で半分程度の明らかに低い値を示す。飽和透水係数は、人工林斜面で 1.4×10⁻²cm/s～6.9×10⁻²cm/h(平均 2.64×10⁻²cm/s)、天然林斜面で 2.0×10⁻³cm/s～3.3×10⁻²cm/s(平均 1.1×10⁻²cm/s)と、やや人工林斜面で大きく、大型浸透能試験での結果と同じ傾向を示す。浸透能試験を行った、数地点での土壌サンプルを用いて行った pF 試験の結果から算出した孔隙分布を図VI-37 に示す。ここで、大孔隙は吸引圧が 10cm まで、中孔隙は吸引圧が 100cm までとし、それ以上を小孔隙とした。AF1 で、大・中孔隙の割合がやや高い。

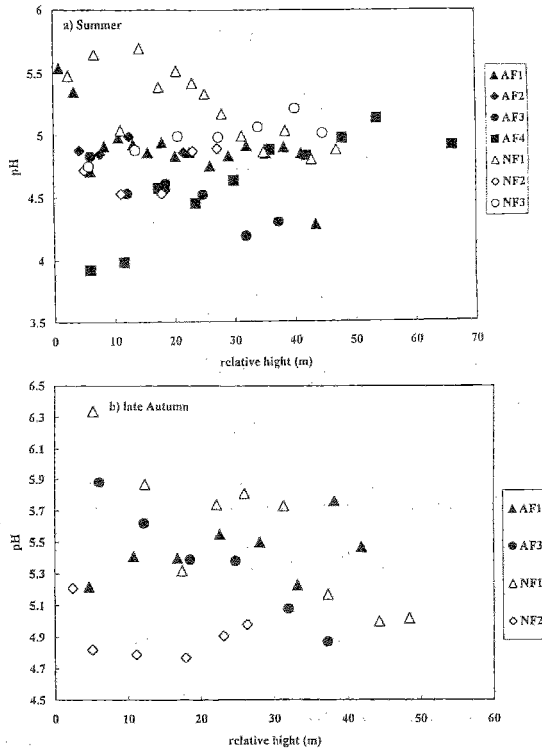


図VI-36 最終浸透能の分布



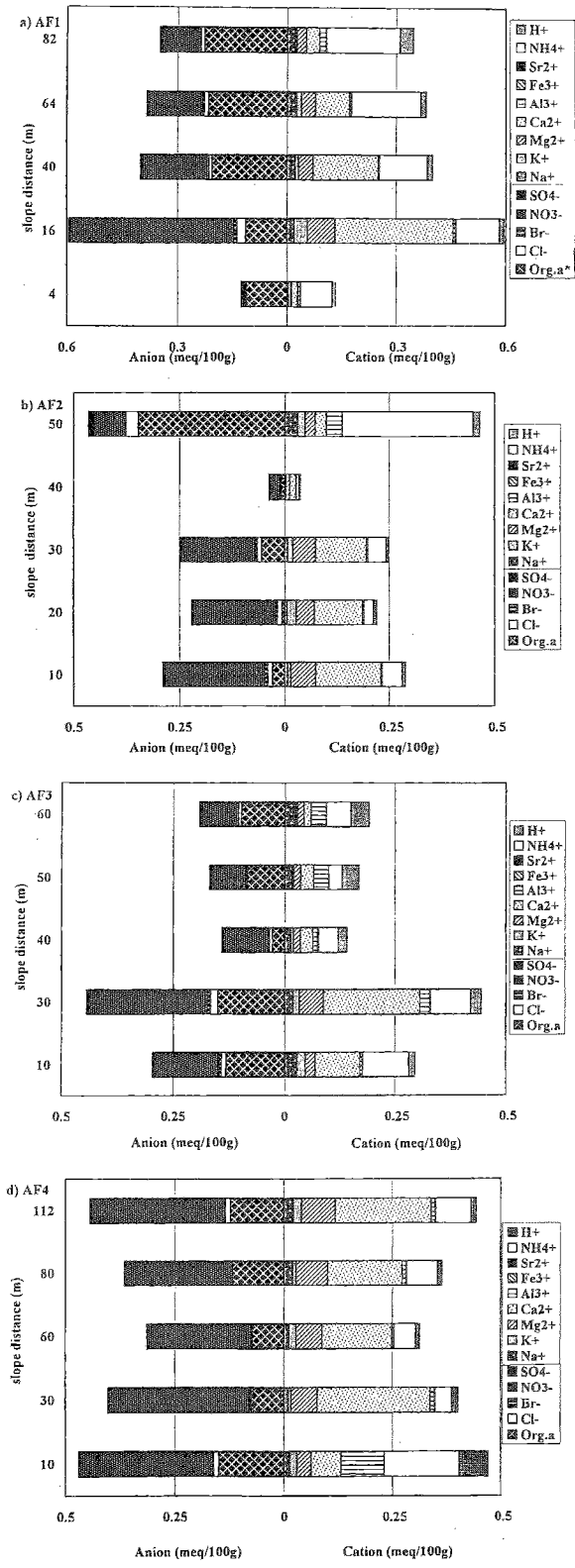
図VI-37 孔隙分布

③ 土壌の化学性

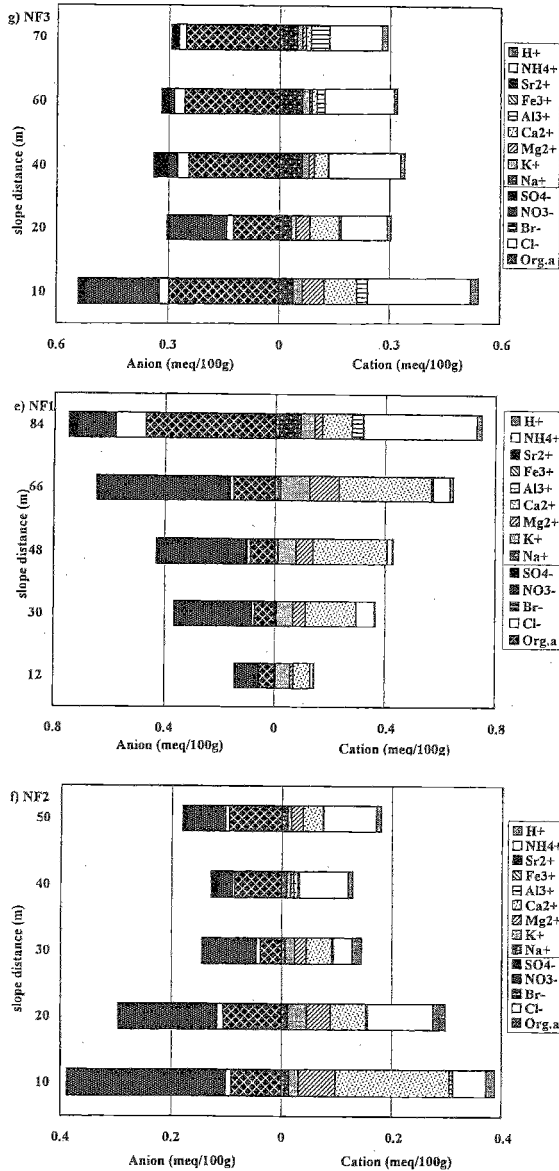


図VI-38 土壌 pH(H₂O) の分布。(a) 夏季及び (b) 秋季

図VI-38 に試験斜面における夏季及び秋季の土壌 pH(H₂O)の分布を示す。夏季の人工林斜面では pH(H₂O)が 3.92~5.54(平均 4.7)、天然林斜面では 4.53~5.7(平均 5.0)である。人工林斜面ではおよそ 5 以下、天然林斜面では 5 以上の値を示す。多くの斜面では、湧水からの比高とともに pH が低下する傾向を示したが、一部、逆の傾向もみられる。秋季の人工林斜面では pH(H₂O)が 4.87~6.17(平均 5.4)、天然林斜面では 4.77~6.53(平均 5.2)であり、夏季のような明瞭な変化は見られない。



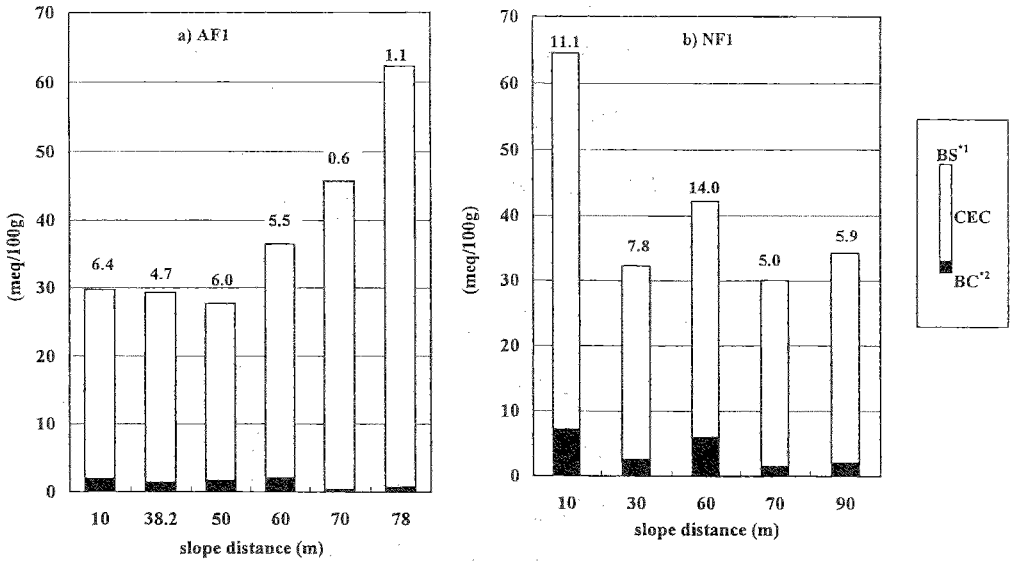
図VI-39 夏季の土壤抽出液中の化学組成 (a)AF1、(b)AF2、(c)AF3、(d)AF4



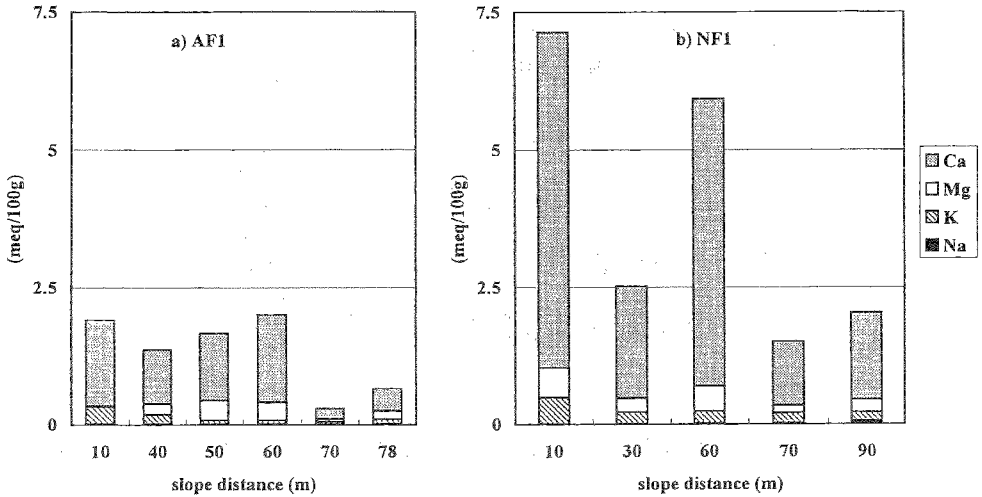
図VI-39 夏季の土壤抽出液中の化学組成 (e) NF1、(f) NF2、(g) NF3

図VI-39 に夏季の土壤抽出液中の化学組成について示す。有機酸濃度については、陽イオン総量と陰イオン総量の差から算出した。なお、図示した有機酸濃度は、本論で分析した分析誤差やその他微量元素を考慮に入れても、有意な濃度であると考えられる。陽イオンでは、カルシウムイオンとアンモニウムイオンが、陰イオンでは硝酸イオンと有機酸が大部分を占めている。特に、斜面下部でカルシウムイオンと硝酸イオンが、上部でアンモニウムイオンと有機酸がそれぞれ対になって主要成分を成している。また、主要陽イオンは、カルシウムイオンやアンモニウムイオンであるがマグネシウムイオンやカリウムイオンもカルシウムイオンとともに斜面下部で濃度が上昇する傾向をもつ。全体の総イオン量

は、人工林で天然林に比べやや低い傾向(AF 平均 0.345meq/100g、NF 平均 0.384meq/100g)がみられる。



図VI-40 陽イオン交換容量(CEC)と全交換性塩基量の分布

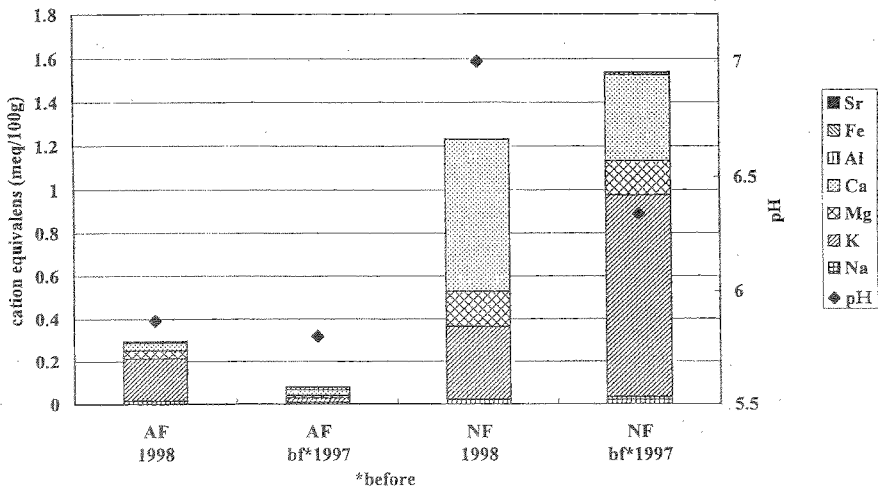


図VI-41 全交換性塩基の組成

図VI-40 に陽イオン交換容量(CEC)、全交換性塩基量及び塩基飽和度(全交換性塩基量 (meq/100g) / CEC (meq/100g) × 100(%))を示す。陽イオン交換容量(CEC)は人工林斜面で 29.69~62.28meq/100g(平均 38.52meq/100g)、天然林斜面で 30.04~64.53meq/100g(平均 40.67meq/100g)であり、わずかに天然林で高い傾向を示す。全交換性塩基は、天然林斜面で 1.5~7.1meq/100g(平均 3.83)と人工林斜面での 0.8~2.1meq/100g(平均 1.31)に比べ高い値を示す。図VI-41 に全交換性塩基の組成を示す。全交換性塩基の大部分を Ca²⁺が占める。

また、全交換性塩基は、斜面下部でより高い傾向を示し、特に Ca^{2+} が増加している。塩基飽和度は、人工林で 0.6~6.4%(平均 4.1)、天然林で 5.0~11.1%(平均 8.8)と天然林で 2 倍近い値を示す。

図VI-42 に 1998 年秋に生産された新しいリターと 1997 年以前に堆積したと思われる変色したリターの水抽出液中の pH 及び陽イオン当量を示す。天然林(主にミズナラ及びブナ)のリターについては、それぞれ pH が 7.0 と 6.3、陽イオン当量が 1.51 と 1.67meq/100g、人工林(主にカラマツ)のリターについては、それぞれ pH が 5.8 と 5.9、陽イオン当量が 0.36 と 0.16meq/100g である。各値ともに天然林で高い値を示す。また、変質の見られたリターと新鮮なリターとの溶出塩基総量の違いは広葉樹で明瞭である。



図VI-42 リターの水抽出成分

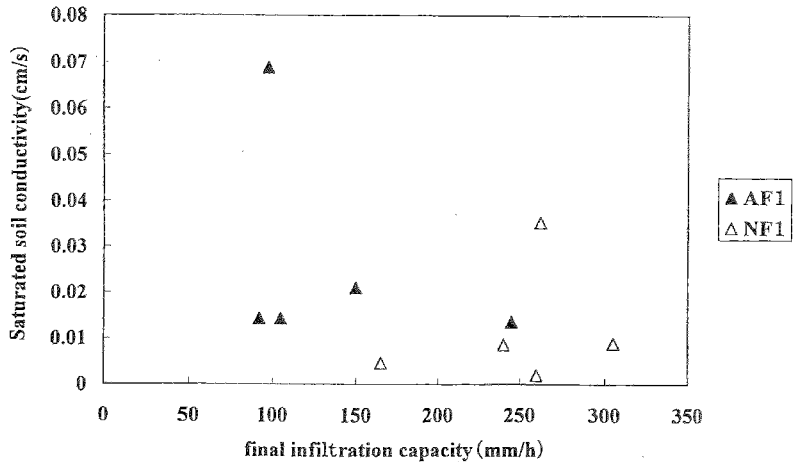
(4) 考察

①人工林化にともなう降雨流出過程の変化

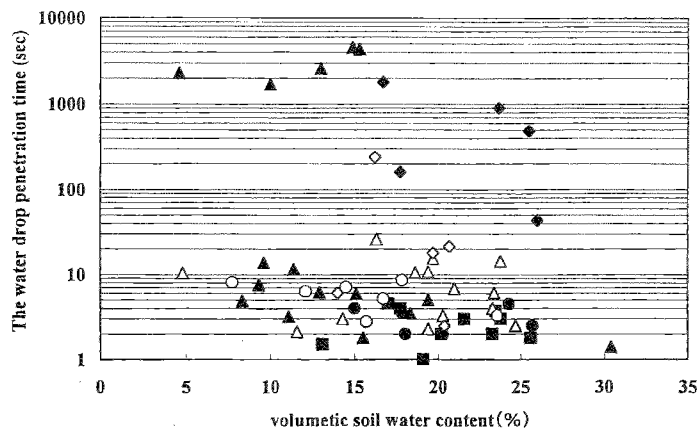
浸透能試験の結果、人工林斜面で浸透能が低い傾向を示した。良好な森林土壌の最終浸透能は、一般的に 400mm/h である(村井・岩崎、1975)と言われており、人工林斜面では正常な状態からは浸透能が低下していることが示された。湯川・恩田(1995)は、下草がないヒノキ人工林斜面で樹冠に一旦貯留された降雨が降下する際、雨滴が直接土壌に当たるため、土壌表面の構造が壊れ目詰まりを起こし、土壌硬度が高くなると同時に浸透能が低下するという関係を示している。本試験地でも、人工林斜面における A 層の土壌硬度が 10mm~13mm であるのに対し、天然林斜面で 1mm~5mm と、同様の傾向を示した。本試験地の人工林斜面は、一斉林ではなく複層林化してあり樹冠は 2 層からなっているが、天然林斜面がチシマザサに一面覆われているのに比べると、土壌を覆う下草は少ない。そのため、湯川・恩田(1995)が指摘したように土壌表面の目詰まり、すなわちクラストの形成が示唆される。

図VI-43 に土壌表面 (A₀層上面) での最終浸透能と A 層の飽和透水係数との関係を示す。

人工林斜面では、浸透能は低いにもかかわらず、A層での飽和透水係数は天然林よりやや大きな値を示している。これは、人工林斜面におけるA₀層でのWDPTが長い、すなわち撥水性が高いことによるものと考えられる。つまり、人工林斜面では、A層土壌の浸透能は天然林斜面とほぼ等しいが、A₀層で強い撥水性をもつため、表層土壌(A₀層を含む)の浸透能が低い値を示しているものと考えられる。他の地域において、撥水性の強度を測定した研究例(Debano, 1981; Wells *et al.*, 1978)では、WDPTが1000sを超えることは非常にまれで、それらの地域では斜面で地表流が生じ、土壌浸食が発生していることを確認している。本試験地でも、人工林斜面上部で撥水性の強さにともないA₀層が薄い傾向を示し、土壌の移動が示唆される。以上の点から推察すれば、本流域の人工林斜面では、特に夏季のWDPTは1000sを超える地点が多数あり、撥水性が非常に強く、それにともない地表流が発生していたものと考えられる。また、Bond(1969)は、土粒子の粗い土壌でより強い撥水性をもつことを指摘しているが、本研究においても、人工林斜面において大・中孔隙の割合が多く撥水性が高くなっており、同様の結果を得た。



図VI-43 最終浸透能とA層の飽和透水係数



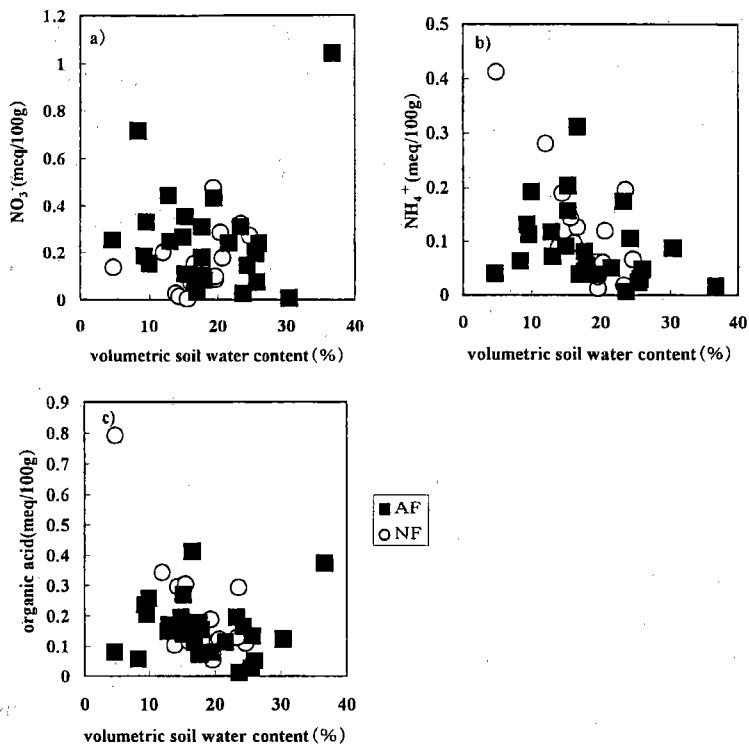
図VI-44 A層体積含水率とA₀層のWDPTの関係(夏季)

さらに、撥水性により人工林斜面では A 層に到達する水分量が減少し、A 層及び流域全体の貯留水分量が減少していることが推定される。図 VI-44 に体積含水率と A₀ 層の WDPT の関係(夏季)を示す。体積含水率の上昇に伴い、少しずつではあるが WDPT 値も低下する傾向を示す。秋季に測定した浸透能は、撥水性が小さい 11 月に測定した値であり、人工林斜面で撥水性の高かった 8 月(夏季)には、さらに浸透能が低かったものと推定される。特に、人工林斜面では、天然林斜面と同じ体積含水率でもより撥水性が強い傾向を示す。これは、人工林斜面では、リター中の菌糸や未分解の有機物を作る膜の影響だけでなく、下層植生の裸地化による A₀ 層中でのクラストの形成などが起因し、WDPT の増大がもたらされていると考えられる。Richrdson and Hole(1978)によれば、アメリカの針葉人工樹林で土壤の A₀ 層は、広葉樹に比べモル型になり、より菌糸が発達し、撥水性が強いことを報告している。しかし、本研究では、どちらかという人工林(針葉樹林)より天然林(広葉樹林)でモル型の A₀ 層がみられ、菌糸の発達が確認されている。それにもかかわらず、人工林では撥水性が強いことが確認された。小林ら(1995)などによれば、撥水性は、一旦湿潤な環境に晒されると低下する傾向がある。すなわち、人工林斜面における浸透能の低下は、表層土壤の湿潤化を阻害し、より土壤水分量の低下を促進し、さらに A₀ 層における撥水性を増大させようことを示唆する。ただし、夏季の場合、それぞれの斜面で含水率にそれほど大きな相違は見られない。これは、この時期降水量が少なく乾燥していたため天然林斜面において、下層植生などによって表層の水分が消費されるのに対し、人工林斜面では、樹冠が遮蔽しているため、地表面からの蒸発散量が少なく、土壤水分量には差がみられなかったものと推定される。

従来から、林床の裸地化に伴って浸透能が低下することが指摘されている(有光、1987)。特にヒノキ林においては、土壤の目づまりとクラスト化により浸透能が低下し土壤浸食が生じリター層が薄くなり、下層植生にまで影響をあたえていることが知られている(湯川・恩田、1995)。さらに、恩田・山本(1998)は、マツのリターで被覆された土壤では、堆積クラストが形成され、浸透能低下に影響をしていることを指摘している。本論では、人工林斜面(カラマツ林)での林床の裸地化により、カラマツのリターからなる A₀ 層での撥水性とそれともなう浸透能の低下、さらには土壤の乾燥化を示した。

②人工林化にともなう土壤の酸性化特性

土壤 pH(H₂O)は、人工林斜面で明らかに低かい傾向を示した。一方で、前章で記述したように湧水の pH に大きな差はなかった。これは、人工林斜面では先に述べたように森林への水分供給量が少ないため、比較的ゆっくりと土中を移動し、徐々に風化などの作用を受け、酸が緩衝され pH が上昇したものと考えられる。しかし、流域面積や標高は、ほぼ同じ条件であるにもかかわらず、湧水の HCO₃濃度は天然林で比較的高く、風化速度は天然林流域でやや大きいと考えられる。人工林流域と天然林流域における各 2 地点での湧水の温度は、8 月は 2℃、11 月は 0.5℃程度人工林流域で低く、この仮説を支持する。

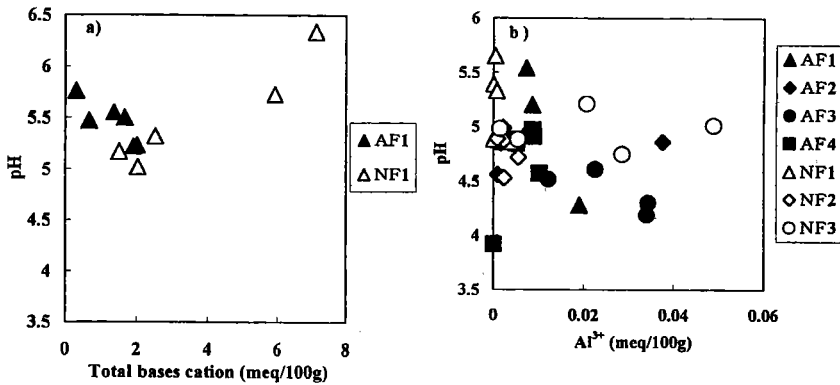


図VI-45 表層土壌の体積含水率と水溶性 NO_3^- 、 NH_4^+ 及び有機酸当量との関係

ここで、人工林斜面における土壌の酸性化について、以下考察する。この要因としては、表層での生物活動、酸緩衝能、酸性降下物量の違いが上げられる。図VI-45に表層土壌の体積含水率と水溶性 NO_3^- 、 NH_4^+ 及び有機酸当量との関係を示す。有機酸は、表層において、有機物の分解や窒素の無機化等の微生物活動によって生じる酸であり、 NO_3^- は、 NH_4^+ の硝化という微生物活動によって生じ、同様に H^+ を生じる(Bunt *et al.*, 1993)。一般に体積含水率の上昇に伴って、 NH_4^+ 当量は低下し、 NO_3^- 当量は上昇する(加藤ら、1989；徳地、1996など)。図においても同様の傾向を示す。また、有機酸は体積含水率の低下にともなって上昇する傾向を示す。ここでは、AF1とNF1の差は明瞭でなく、生物活動による H^+ の供給に大きな違いはないものと考えられる。

次に、酸緩衝能について考える。図VI-40に示したようにでのCECがほぼ同じ値を取ることから、元来人工林斜面及び天然林斜面が持つ塩基類保持能力に大きな違いはない。全交換性塩基量及び水溶性 Al^{3+} 当量とpHとの関係を図VI-46a)、b)に示す。図VI-46a)では、全交換性塩基量の低下にしたがってpHが低下していることが示される。全交換性塩基量は、 H^+ と交換可能な塩基の総量、すなわち酸緩衝が可能な成分と考えられる(Van Breemenら、1983)。その量は、人工林斜面の方が全体的に低く、斜面上部で低下していた。全交換性塩基量の低い人工林斜面では、相対的に酸緩衝能が低く、そのため土壌pHは低い値を示したと考えられる。また、 Al^{3+} は、土壌の持つ主要な塩基の多くが交換された場合に

溶出する傾向をもつ。図VI-46b)では、 Al^{3+} 当量が人工林斜面でやや高いことが認められる。この結果、人工林斜面で他の塩基の多くが交換され、より酸性化している傾向が示唆される。



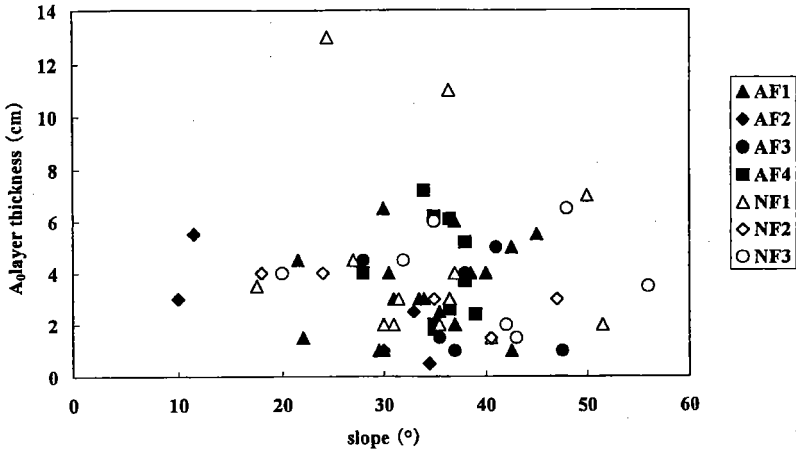
図VI-46 全交換性塩基量 (a) 及び水溶性 Al^{3+} 当量 (b) と pH との関係

ここで、全交換性塩基量の異なる要因としては、リターの分解特性と風化速度の違いが考えられる。リターからの溶出成分は、主要な4つの塩基量が天然林斜面で多くなっており、落葉の分解速度は人工林より天然林で相対的に早いという指摘(大政、1982)と同じ傾向を示した。すなわち、天然林斜面でのA層における交換性塩基は、人工林斜面に比べA₀層から多く供給されていることが示唆される。さらに、先に示した浸透特性の点から、A₀層からA層への水分供給量(浸透量)は、天然林斜面で多いことが推定され、より塩基の供給量に差が生じていると考えられる。また、人工林リターから、より多く H^+ イオンが供給されていること(図VI-42)から、A層でよりpHが低下していると考えることができ。一方で、化学風化速度は温度や体積含水率(地中水の移動速度)に比例すると考えられている。人工林斜面では、一般に樹冠が遮蔽しているため、A層に到達する日照量が少なく、地温は低いことが予想される。これは、先に述べた湧水での水温の差からも示唆される。また、浸透特性から明らかなように、人工林斜面では降水量に対する水侵入量の割合が天然林斜面に比べ減少している可能性もある。従って、風化速度は、より天然林斜面で大きいことが推定される。以上から、化学風化による塩基の供給も天然林斜面で多くなることが予想される。

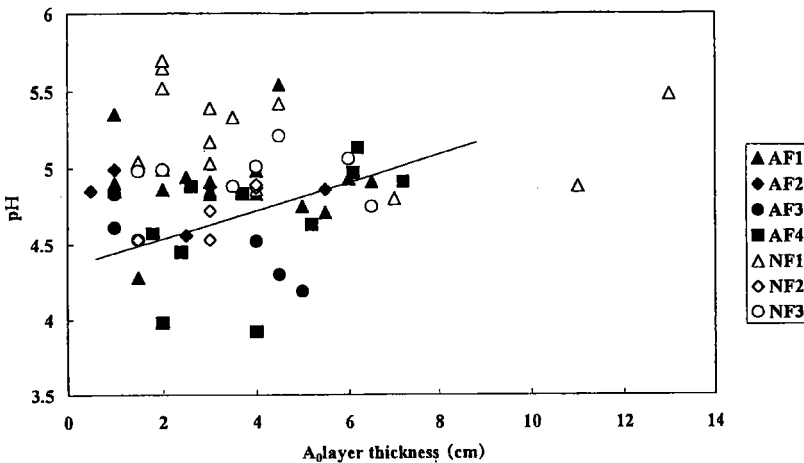
酸性降下物については、トウヒ林などの針葉樹林では樹冠による酸性物質の補足量が大きく、これが降水によって土壤に供給されるということが指摘されている(Lelong *et al.*, 1990)。ただし、本地域での雨水中のpHはさほど低くなく(5.5~6前後)、酸性降下物の捕獲の影響が大きく寄与している可能性は低いと考えられる。

③急傾斜な山地斜面の土壤酸性化への影響

図VI-47 に傾斜と A_0 層の厚さとの関係を示す。傾斜が急になるにしたがって、 A_0 層の厚さは薄くなる傾向を示している。すなわち、急傾斜になるほど、土壤侵食もしくは土壤の移動が発生していると考えられる。ただし、NF1 の数地点ではこの傾向がみられないが、これは特に斜面下部もしくは上部に位置する地点で、上部から運搬された有機物の堆積量が多いためと思われる。



図VI-47 傾斜と A_0 層の厚さとの関係



図VI-48 A_0 層の厚さと pH との関係

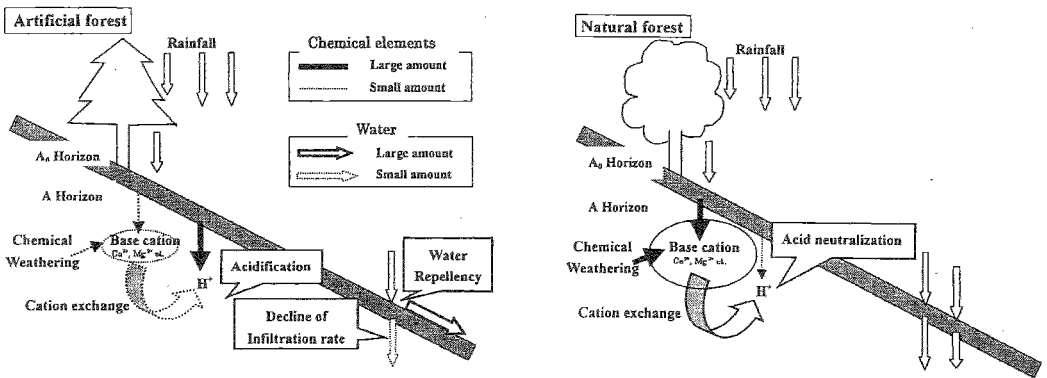
以下に、前節までの水化学的特性とあわせて議論する。天然林斜面では、急傾斜にもなって、 A_0 層が薄くなると、 A_0 層からの交換性塩基の供給量がより低下し、酸性化が進みやすくなることが予想される。図VI-48 に A_0 層の厚さと pH との関係を示す。 A_0 層の厚さが薄くなると、pH が下がる傾向がみられ、前述の仮説を支持する結果を示した。ただし、NF1 では、 A_0 層が薄いにもかかわらず pH が高い値を示している点がみられる。こ

これは、体積含水率にともなって A₀ 層の分解速度が上昇し、より交換性塩基の供給量が多く酸緩衝が進み、土壌 pH(H₂O)が上昇するためであると思われる。また、天然林斜面では、NF1、NF3 に比べて NF2 が急傾斜となっている。そのため、相対的に A₀ 層の厚さも薄い。そして、結果として土壌 pH は他の 2 斜面に比べて低くなっていた。

一方、A₀ 層の厚さは全体的に人工林でわずかに厚い傾向を示しているが、これは先述したように撥水性が強いため、土壌水分量が少なく分解速度が遅いにもかかわらず、斜面下部では地表流の発生にともない、土壌の移動が生じているためであると考えられる。前節までの話から考察すれば、A₀ 層が厚いほどリターから溶脱した水素イオンが多くなることが予想され、結果として天然林に比べより酸性化が促進するものと考えられた。一方、急傾斜になり A₀ 層の厚さが薄くなると、A₀ 層からの H⁺ の供給量が減少し、土壌へ水の侵入量が増加することにもない風化速度が上昇し、相対的に土壌 pH は低下するものと考えられる。AF3 では、斜面下部で A₀ 層薄い。結果として pH(H₂O)は、高い傾向がみられた。

(5) まとめ

本論では、ブナ林帯において、人工林施業にともなう土壌環境の変化を明らかにするため、ブナ林とカラマツ・ヒノキ人工林の比較調査を行い以下の結果を得た。土壌環境の変化についての模式図を図VI-49 に示す。



図VI-49 表層土壌における水文化学過程に及ぼす人工林化の影響に関する模式図

- 1)人工林斜面では、A₀ 層での水滴侵入時間 (WDPT) 値が高く、高い撥水性を示し、それともない浸透能も低下していた。
- 2)A₀ 層からの H⁺ の供給は人工林で多く、一方交換性塩基の供給量は少なかった。そのため、表層土壌の交換性塩基量も少なかった。
- 3)人工林斜面における表層土壌では、交換性塩基量が少ないだけでなく、水溶性 Al³⁺濃度も高く、土壌 pH もより低く、土壌が酸性化している傾向が明らかになった。以上から、

酸緩衝能は人工林斜面でより低いことが推定された。ただし、前章の議論からこの傾向は、湧水には至っていない。

4) 前章でも触れたように人工林斜面の湧水では、 HCO_3^- 濃度や SiO_2 濃度が低い傾向を示し、同時に水温も低く、風化速度が低いことを示唆した。これは、先の A_0 層の分解速度とともに、人工林斜面における土壌中の交換性塩基量の低下に寄与していることが推定される。また、浸透能試験の結果から、 A_0 層から A層への地下への浸透量が人工林で少ないことが示され、地温が天然林に比べ低いことと同様に、風化速度に影響しているものと考えられる。

5) 天然林においも急傾斜地では A_0 層の移動が生じ、それにより、土壌への塩基の供給量が低下し、より酸性化することが示された。

ただし、本節で示した調査は、それぞれ成熟した森林の比較であり、あくまでも現在の水文化学過程の違いを明らかにしたに過ぎない。人工林化した後の変化過程、すなわち、 A_0 層の構造及び分解過程の変化、物理性の変化などは、今後の課題である。

VI-4 水文過程の影響

小野寺 真一・成岡 朋弘・安道 幸仁

(1) はじめに

水文過程にともなう水質変化は、従来から多くの研究がある。近年、McDonnell *et al.* (1998) が指摘しているように、流域の流出経路（斜面側方流と深層地下水流）によって水質形成過程が異なり、それらの混合過程によって湧水の水質が決定されると考えられる。その意味では、流出への寄与域という概念（佐倉, 1998）は重要となり、IV章で触れた降雨流出過程が各流域での水質形成過程を制御しているといえる。一方で、花崗岩山地小流域における大手ら（1991）の研究では、流域地下水を飽和帯型から不飽和帯型に分類し、降水から不飽和帯型、飽和帯型地下水、湧水と溶存成分濃度の上昇と二酸化炭素分圧の上昇にともなう pH の上昇を示した。また、木平ら（1998）は、流域地下水中における脱窒過程により硝酸態窒素が減少していることを明らかにした。このように、流域内の水流出過程にともなう化学変化過程も極めて重要である。

本節では、斜面地中水の流出過程にともなう化学変化過程を中心に明らかにすることを目的とする。

(2) 方法

試験地は、先に調査した標高 700m、1200m、1500m、1900m である。1998 年夏季に 1 度、湧水から斜面距離で 5m の地点で地下水を、10m 及び 20m の地点で土壌水を、それぞれサクシオンライシメーターを設置して採水した。また、1500m 流域 (Gel) では、土

壤水の採取のためにサクシオンライシメーターを常設し、斜面中部の地点（湧水からの斜面距離 21m 地点）及び斜面下部の地点（湧水からの斜面距離 1m 地点）に、それぞれ深度 10cm、50cm、100cm、及び深度 10cm、50cm にサクシオンライシメーターを設置した。ここでは、ほぼ 1 ヶ月に 1 度採水した。サクシオンライシメーターによって採水した試料は、その場でポータブル pH 計を用いて pH を測定し、実験室では主要イオンの測定を行った。測定法は前節までと同様である。

(3) 結果と考察

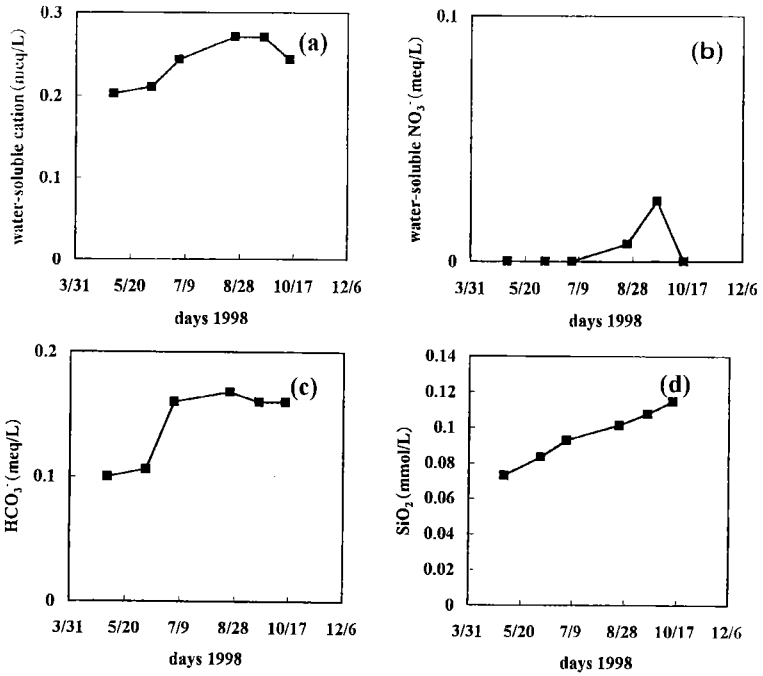
表VI-4 土壤水の水質組成の季節変化

plot	day	W-S.C ^{*1} (meq/L)	W-S.NO ₃ ^{-*2} (meq/100g)	HCO ₃ ⁻ (meq/L)	SiO ₂ (mmol/L)
lower depth 10	5/4	0.395	0.186	0.380	0.129
	8/23	0.354	0.007	0.384	0.231
	9/19	0.195	0.129	0.100	0.086
	10/13	0.216	0.000	0.180	0.140
lower depth 50	5/4	0.207	0.000	0.200	0.208
	6/8	0.312	0.040	0.460	0.232
	7/3	0.345	0.023	0.268	0.229
	8/23	0.327	0.012	0.368	0.234
	9/19	0.331	0.026	0.432	0.243
	10/13	0.266	0.001	0.320	0.237
	11/1	0.347	0.000	0.400	0.249
middle depth 10	9/19	1.107	0.748	0.260	0.212
middle depth 50	5/4	0.270	0.114	0.100	0.117
	6/8	0.198	0.048	0.152	0.103
	7/3	0.169	0.108	0.050	0.127
	8/23	0.309	0.088	0.140	0.153
	9/19	0.165	0.096	0.048	0.140
	11/1	0.149	0.005	0.200	0.167
middle depth 100	5/4	0.202	0.000	0.100	0.073
	6/8	0.210	0.000	0.106	0.083
	7/3	0.244	0.000	0.160	0.093
	8/23	0.271	0.007	0.168	0.101
	9/19	0.271	0.025	0.160	0.108
	10/13	0.244	0.000	0.160	0.115

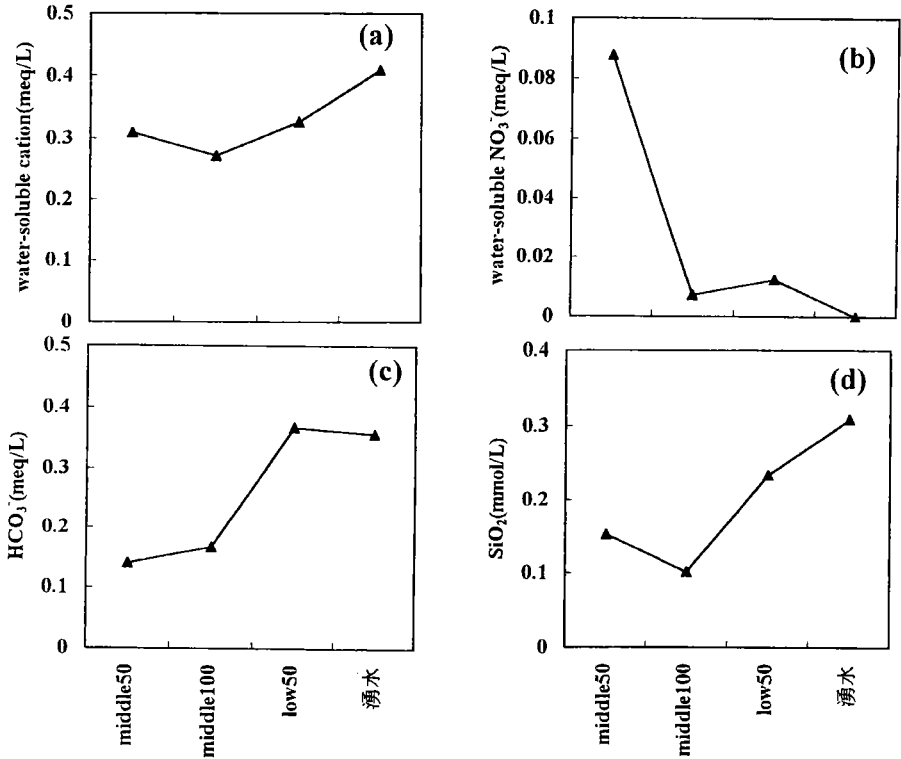
*1 W-S.C: water-soluble cation(meq/L)

*2 W-S.NO₃⁻: water-soluble NO₃⁻(meq/100g)

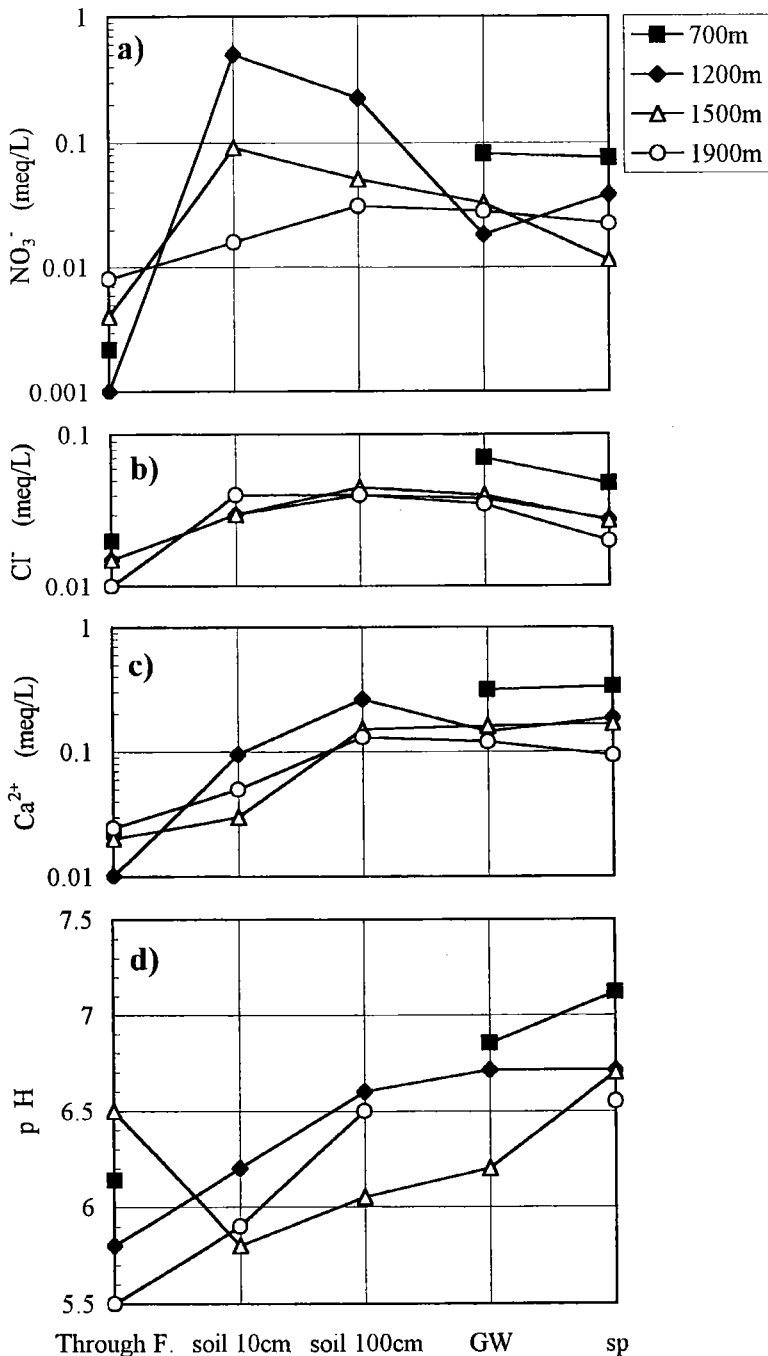
表VI-4 に、1500m 斜面下部、中部の深度 10cm、50cm、及び 100cm における溶存化学成分の季節的変化を示す。ただし、途中サンプルが取れなかったことによりデータがぬけている箇所がある。また、ここでは斜面中部の深度 100cm における土壤水の溶存成分濃度変化を図VI-50 に示す。図VI-50(a)に、主要 4 成分塩基濃度 (Na⁺、K⁺、Ca²⁺、Mg²⁺) の



図VI-50 1500m 流域における土壌水の化学性の季節変化



図VI-51 1998年8月の1500m 流域における水の流出過程にともなう水質変化
(a)主要塩基濃度、(b)NO₃⁻濃度、(c)HCO₃⁻濃度、(d)SiO₂濃度

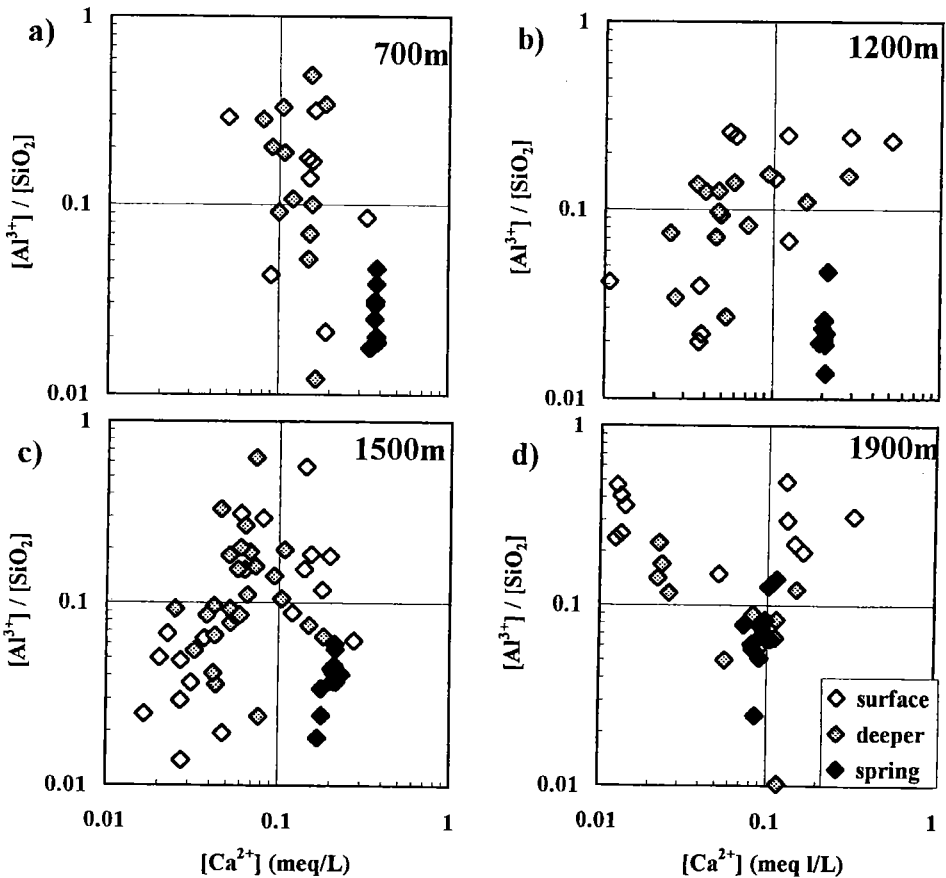


図VI-52 1998年8月の各流域での地中水の流動にともなう濃度変化
 (a) NO₃⁻濃度、(b) Cl⁻濃度、(c) Ca²⁺濃度、(d) pH

季節変化を示す。図から、季節変化が明瞭にみられ、夏季に高い値を示している。図VI-50(b)に、NO₃⁻濃度の季節変化を示す。先の成分同様に季節変化が明瞭で、夏季に高い値を示している。ただし、8月付近以外では全く検出されなかった。図VI-50(c)に、HCO₃⁻濃

度の季節変化を示す。先の成分同様に、季節変化がみられ、夏季において高い値を示している。図VI-50(d)に、 SiO_2 濃度の季節変化を示す。同様の季節変化がみられ、夏季からそれ以降にかけて、高い値を示している。

図VI-51に1500m流域における水の流出過程にともなう溶存成分の変化を示し、表層、深層土壤における緩衝様式を考察する。ここでは斜面土壤水(深度50cm)、深層土壤水(深度100cm)、斜面末端地下水、湧水の順に並べてみた。斜面表層土壤水から湧水に近づくにつれ NO_3 濃度は小さくなっており、主要4成分塩基、 HCO_3^- 、 SiO_2 濃度は上昇している。これは地下で脱窒反応が起こり、深層土壤において化学風化反応が進んでいる(Ohte *et al.*, 1996)ことを意味する。さらに、図VI-52に、各流域での地中水の流動にともなう水質変動を示す。林内雨、斜面中部の表層土壤、深度100cmの土壤、さらに湧水近傍の地下水、湧水という順である。全ての地点でデータがそろっているわけではないが、ある程度の傾向が見られる。 NO_3 濃度では、表層での濃度の上昇、すなわち硝化反応が標高の低下とともに促進していることが、さらに、地下水における濃度の低下、すなわち脱窒過程が標高の低下とともに増大していることが示唆された。それとともに、pHが上昇し、酸緩衝が進んでいることが示された。



図VI-53 各流域における表層、深層土壤水、湧水の Ca^{2+} 濃度と $\text{Al}^{3+}/\text{SiO}_2$ 比の関係

図VI-53に、各流域における表層、深層土壌水、湧水の Ca^{2+} 濃度と $\text{Al}^{3+}/\text{SiO}_2$ 比の関係を示す。ここで、 $\text{Al}^{3+}/\text{SiO}_2$ 比は酸性化の指標であり、 Ca^{2+} 濃度は酸緩衝過程の指標である。先の議論から、表層から浸透し地下水まで流動する過程で、化学風化等の酸緩衝過程が進み酸性化は緩和されていくと考えられる。すなわち、表層から深層、そして湧水へと流動する過程で、右下がりの軌跡をたどるものと考えられる。700m 及び 1200m では明らかに湧水は右下にプロットされている。しかし、1500m では土壌水と湧水の値が近づき、 $\text{Al}^{3+}/\text{SiO}_2$ 比は上昇し、 Ca^{2+} 濃度は低下した。そして、1900m ではさらに $\text{Al}^{3+}/\text{SiO}_2$ 比は上昇し、 Ca^{2+} 濃度は低下した。結果として、ほぼ湧水の値が土壌水の値の平均値となっている。すなわち、1900m では、酸性化の影響が湧水まで出やすい環境にあることが示された。

(4) まとめ

極めて地下水の勾配の大きい流域において観測した結果、地下水の勾配の小さい流域で従来報告された研究と同様に、脱窒が起きている傾向が示された。また、それにもなつて、地下水中の HCO_3^- 、 SiO_2 濃度は上昇し、化学風化が進行したことが示唆された。すなわち、地下水における脱窒過程は重要な酸緩衝過程であることが示された。ただし、それは、標高の上昇とともに急激に低下していることが確認された。以上のことから、標高の高い亜高山帯では酸性化し易くなっていることが明らかになった。

第七章. 気候変化の影響についての推定

小野寺 真一

本論では、前章までの内容について、各節毎にまとめてきているため、あえて最終章としてまとめることは避け、その代わりに、本章で水質変動予測についての議論を付け加えたい。前章までの議論のなかで、各立地環境の水質形成に果たす役割が確認された。特に、標高の異なる湧水の溶存成分の空間分布から、また、標高及び季節の異なる土壌水の化学成分の時空間分布から温度による化学成分の変化が確認された。ここでは、それらの情報をもとに、温度変化に対する水質変化の特性を明確にし、温暖化の影響を推定する。はじめに、温暖化の水質に及ぼす影響を検討し、そのあとで、各水質形成過程への影響を検討する。なお、この内容については、本来本研究の予定に含まれているものではなかったため、議論が不十分なところも多く、今後まだ改良の余地が多いと考えられる。

(1) はじめに

本節では、温度変化にともなう湧水及び土壌水の水質変化の関係をもとに、温暖化の影響について検討することを目的とする。

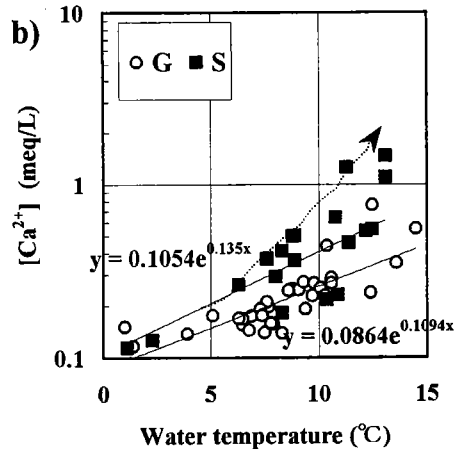
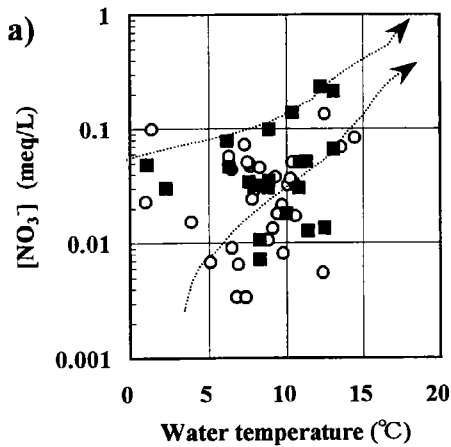
(2) データ及び計算方法

データは、V章及びVI章で議論されたものを使用する。各流域の湧水温、気温、地温、化学成分濃度である。

ここでの推定法については、水質形成モデルをもとに計算するのではなく、現地情報が多彩にあることから、各成分と温度との密接な関係式をもとに推定を試みる。

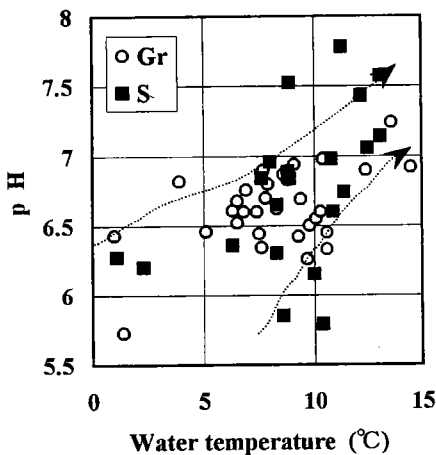
(3) 結果と考察

湧水温と各成分の関係は、V章で示してあるが、そこに最大と最小の傾向を考慮したカーブ（最大値及び最小値のみで近似したもの）及び全点を対象にした指数関数での近似曲線を加えて改めて示す。図VII-1には、水温と NO_3^- 及び Ca^{2+} 濃度の関係を示す。 NO_3^- 濃度に関しては、水温が 15°C 以下のためか、大きな濃度上昇は見られない。ただし、 10°C 以上では、最大及び最小カーブともに上昇傾向を示す。これは、VI-4節で記載したように、基本的には温度の上昇にともなって硝化反応が作用し濃度が上昇するが、その分地下水において脱窒が生じているため、下流域への負荷量は急増しないと考えられる。例えば、 4°C の温度上昇に対して、 NO_3^- 濃度を最大値カーブから見積もると、亜高山帯（ 5°C 前後）では、 $0.01\sim 0.03\text{meq/L}$ であり、一般的な森林の窒素負荷量（ 0.1meq/L 以下）からすれば、誤差の範囲である。ただし、低山帯（ 10°C 以上）では、 0.1meq/L の上昇が想定され、この場合には、下流域の富栄養化が加速されることが危惧される。一方、栄養塩類の

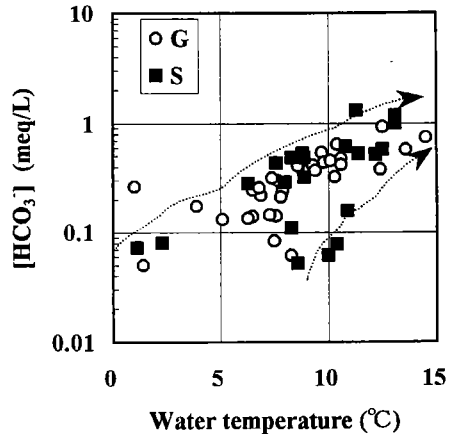


図VII-1 水温と NO_3^- 濃度及び Ca^{2+} 濃度の関係

陽イオン成分として Ca^{2+} 濃度は、土壤水のプロファイルから、風化によってもたらされていると考えられ、酸緩衝という点でも重要である。この場合、 4°C の温度上昇に対して、亜高山帯では $0.02\sim 0.05\text{meq/L}$ であり、やはり誤差の範囲になる。一方、低山帯では、指数関数近似（実線）の場合、 $0.1\sim 0.2\text{meq/L}$ と大きな変化である。しかし、最大曲線の場合、 0.4meq/L にも達する。すなわち現状の倍以上になる。これらは、風化速度が増加するというだけでなく、有機物の無機化も促進し余剰分の成分の漏出が生じるものと考えられる。特に、近年は酸性雨により土壤中で酸緩衝がおきやすく、 Ca^{2+} の損失が起きつつあると考えられる。ここで、亜高山帯では、温暖化によって風化速度はわずかしか上昇しないと考えられ、酸緩衝能が大きく上昇することもなさそうである。その点では、現状でも土壤は酸性化している傾向をもつため、今後そのモニターが必要であると考えられる。



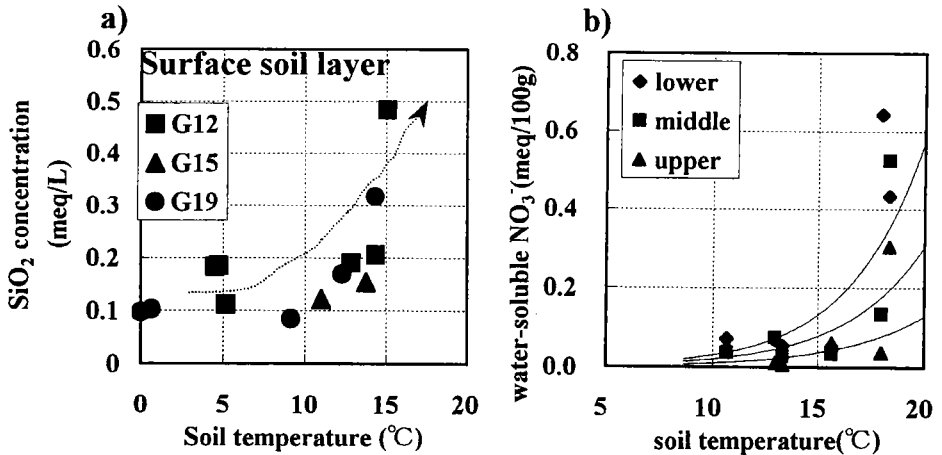
図VII-2 水温と pH の関係



図VII-3 水温と HCO_3^- 濃度の関係

ここで、pH は図VII-2 の通りである。低温域でもやや pH の上昇が生じている。全体に pH7 に収束するような傾向がみられる。これは、先の Ca^{2+} 濃度の結果と若干矛盾する。しかし、 Ca^{2+} 濃度は、風化だけでなく生物学的無機化によっても供給され得るため、特に、生物活動が低下する亜高山地域では、生物学的無機化の低下によって、化学風化のみで Ca^{2+} が供給されていると考えられる。また、 HCO_3^- 濃度と水温との関係を図VII-3 に示す。これは、pH とほぼ同様な変化を示す。これらの結果から、7°C以下の亜高山帯では4°Cの温度変化で濃度がほぼ倍になることが示される。すなわち、風化速度が倍になることが示唆される。

土壌中での成分の温度との関係について、図VII-4 に表層土壌の SiO_2 及び NO_3^- 濃度との関係を示す。いずれも、15°C付近を境に濃度の指数関数的な上昇が見られる。すなわち、季節変化において、年平均気温が4°C上昇した際、内陸でかつ高山であることを考慮すると、夏季の最高気温の上昇はより大きいと考えられ、その場合には、表層での生物地球化学過程によりもたらされる成分の量は湧水で推定しているよりはるかに大きいと考えられる。例えば、小野寺・加藤 (1997) は、温度の年々変動が地下水涵養成分に及ぼす影響を調査した。その結果、猛暑の年に著しい地下水への負荷量の増加を確認した。特に、 NO_3^- 濃度は、湧水において温度による上昇傾向があまり明確でない。これは、前章でも触れたように地下水において脱窒等によりあるレベルにまで NO_3^- 濃度を押さえているためであろう。すなわち、表層での大きな変動に対して十分に平均化しかつ脱窒し得るだけ地下水を貯留していると考えられる。これは、1度だけではあるが、観測された洪水ハイドログラフの分離結果と一致する。



図VII-4 表層土壌の地温と SiO_2 及び NO_3^- 濃度の関係

その他の要因については、岩質によって涵養標高が異なることなどを考慮する必要がある。植生については、表層のみの影響で、湧水においては、大きな変動は見られないといえる。

(4) まとめ

本章では、これまでのデータで示された温度と化学成分濃度の関係を議論した。その結果をもとに、温暖化にともなう以下のような負荷量の変化を推定した。

- 1) 4°Cの温度上昇に対して、NO₃⁻濃度を最大値カーブから見積もると、亜高山帯（5°C前後）では、0.01~0.03meq/Lと誤差の範囲であるのに対し、低山帯（10°C以上）では、0.1meq/Lの上昇が想定され、下流域の富栄養化を加速することが危惧された。
- 2) 栄養塩類の陽イオン成分として Ca²⁺濃度は、4°Cの温度上昇に対して、亜高山帯では0.02~0.05meq/Lと誤差の範囲であるのに対し、低山帯では指数関数近似の場合、0.1~0.2meq/L、最大曲線の場合、0.4meq/L（現状の倍以上）にも達した。これは、風化速度が増加するというだけでなく、有機物の無機化も促進した結果であると考えられる。
- 3) pH及びHCO₃⁻濃度は、ともに直線的及び対数関数的な変化を示した。この結果、7°C以下の亜高山帯では4°Cの温度変化で濃度がほぼ倍に、すなわち、風化速度が倍になることが示唆された。
- 4) 表層土壌中ではより敏感に応答したが、それが湧水に至る過程では、流域内に貯留されている地下水により十分に平均化されていることが推定された。

今後、さらに、水源水質の変動予測を的確にするためには、酸性化との相互の影響など亜高山帯流域を中心にモニターが必要であると考えられる。

参考文献

- 有光一登 (1987) 森林土壌の保水のしくみ. 199pp, 創文, 東京.
- 飯田智之・田中耕平 (1997) 簡易貫入試験からみた土層深と地形の関係. 地形, **18**, 61-78.
- 飯田智之・吉岡龍馬・松倉公憲・八田珠郎 (1986) 溶出による花崗岩風化帯の発達: 地形, **7**, 79-89.
- 石塚成宏・小野寺真一(1996) $\delta^{15}\text{N}$ 値による平地林浅層地下水における脱窒の検証: 茨城県南西部常総台地の例. 土壌肥料学会誌, **68**, 1-7.
- 井上克弘・横田紀雄・村井 宏・熊谷直敏・望月 純 (1993) 富士山麓におけるブナ林, ヒノキ林及び土壌浸透水の水質とブナの酸性雨中和機能. 日本土壌肥料科学雑誌, **64**(3), 265-274
- 岩坪五郎 (1996) 森林生態学. 305pp, 文永堂出版, 東京.
- 岩坪五郎・堤利夫 (1968) 森林内外の降水中の養分量について(Ⅲ) 流亡中の養分量について. 京大演報 **40**, 140~156.
- 海老塚正朗・近藤昭彦 (1990) 降雨流出過程における土層の効果. ハイドロロジー (日本水文科学会誌), **20**, 53-64.
- 逢坂興宏 (1996) 斜面土層構造の測定. 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編「水文地形学」古今書院, 56-66.
- 逢坂興宏・田村 毅・窪田順平・塚本良則 (1992) 花崗岩斜面における土層構造の発達過程に関する研究. 新砂防, **182**, 3-12.
- 太田猛彦 (1988) 森林山地斜面における雨水の流出について. 水文・水資源学会, **1**, 75-82.
- 太田猛彦・鈴木隆司 (1990) 山腹凹斜面における雨水移動機構の解析 (第一報) - 斜面の内部構造と飽和帯の形成. 東京農工大演習林報告, **22**, 1-7.
- 大手信人・徳地直子 (1997) 森林流域における酸緩衝機構の空間的多様性. 水文・水資源学会誌, **10**, 463-476.
- 大手信人・徳地直子・鈴木雅一 (1991): 森林流域内の水移動にともなう地中水・渓流水の水質変化. 京都大学演習林報告, No. **63**, 69-81.
- 大政正隆 (1982) 土の化学. 225pp, 日本放送出版協会, 東京.
- 大類清和・生原喜久雄・相場芳憲 (1993) 森林集水域での土壌から溪流への水質変化. 日林誌 **75**, 389~397.
- 大類清和・生原喜久雄・相場芳憲 (1994) 森林集水域における渓流水質に及ぼす諸要因の影響. 日林誌 **76**, 383~392.
- 大類清和・生原喜久雄・相場芳憲 (1995) 森林小集水域での水質変化の過程. 水文・水資源学会誌, **8**, 367-381.
- 小野寺真一 (1991) 多層構造を有する丘陵地斜面における地中水の挙動. 地理学評論, **64A**, 549-568.
- 小野寺真一 (1990) 丘陵地斜面における地中水の流出プロセスとその水文地形特性について. 地

形, 11, 369-385.

小野寺真一 (1996) 熱帯半乾燥地域における集中的な地下水涵養機構. ハイドロロジー (日本水文科学会誌), 26, 87-98.

小野寺真一・加藤正樹 (1997) 森林土壌中の溶質移動に及ぼす冷夏および猛暑の影響: 陸水学雑誌, 58, 45-59.

小野寺真一・小林政広・加藤正樹 (1996) ライシメーターの流出水質に及ぼす 13 年生ヒノキ林の伐採の影響. ハイドロロジー (日本水文科学会誌), 26, 181-194.

恩田裕一 (1989) 土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響. 地形, 10, 13-26.

恩田裕一・山本高也 (1998) リターに被覆された土壌表面におけるクラスと形成プロセスの解明. 日林誌 80(4), 302-310

恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編 (1996) 「水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用—」. 古今書院, 270pp.

恩田裕一・小松陽介・辻村真貴・藤原淳一 (1999) 降雨流出ピークの遅れ時間の違いからみた崩壊発生時刻予知の可能性. 砂防学会誌, 51, 48-52.

甲斐秀昭 (1981) 土壌中における窒素の動態: 土壌微生物研究会編「土の微生物」第 11 章-2 博友社, 352-372.

貝塚爽平・鎮西清高・小嶋 尚・五百沢智也・松田時彦・藤田和夫 (1986) 「日本の山-日本の自然 2」, 岩波書店, 259pp.

加藤正樹・小野寺真一・小林政広 (1995) 源頭部森林小流域における土壌溶液と湧水の硝酸態窒素の動態. 日本林学会誌, 77, 516-526.

加藤正樹・荒木 誠・宮川 清・小林繁男・有光一登 (1989) 皆伐及び間伐が土壌の窒素動態に与える影響 (I) A 層土壌の無機態窒素の変動. 100 回日林論, 227-230

清野嘉之 (1988) ヒノキ人工林の下層植生群の被度・種数の動態に影響を及ぼす要因の解析. 日林誌 70, 445-460.

窪田順平 (1996) 地中水の挙動のモデル化. 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編 (1996) 「水文地形学—山地の水循環と地形変化の相互作用—」. 古今書院, 44-55.

倉茂好匡 (1996) 浮流土砂の測定および解析方法. 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編「水文地形学」古今書院, 132-142.

呉, 国南・戸田浩人・生原喜久雄・相場芳憲 (1998) 森林土壌の窒素無機化が水溶性イオン量に及ぼす影響. 日林誌, 80, 21-26.

木平英一・楊 宗興・戸田任重・八木一行・窪田順平 (1997) 森林流域谷底部土壌の脱窒作用— NO_3^- -N 窒素安定同位体比による解析, 日林誌, 79, 83-88.

小林繁男 (1982) 森林の皆伐に伴う土壌の変化. ペドロジスト, 26, 150-163.

小林政広・小野寺真一・加藤正樹 (1996) 撥水性が森林土壌の水分特性曲線に与える影響. 水文・水資源学会誌, 9, 88-91.

小山 力・池田 宏 (1998) 岩盤河床形状に及ぼす河床勾配の影響に関する実験的研究. 筑波大

学水理実験センター, 23, 25-34.

佐倉保夫(1998):「地下水涵養と流出」IV. 山地・丘陵地における地下水涵養と流出. 日本水文科学会誌, 28, 145-150.

新藤静夫(1987) 崩災の規模、様式、発生頻度とそれに関わる山体地下水の動態. 文部省科学研究費自然災害特別研究(1), 262pp.

鈴木雅一(1983) 降雨-流出過程における森林の影響. ハイドロロジー(日本水文科学会誌), 13, 1-10.

宗宮 功(1990)「自然の浄化機構」技報堂, 252pp.

高屋康彦・八田珠郎・松倉公憲(1996) 堆積岩類および火成岩類の溶解特性に及ぼす岩石物性の影響. 地形, 17, 193-202.

田中 正(1996) 降雨流出過程. 恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編「水文地形学」古今書院, 56-66.

田中幸哉・恩田裕一・安形 康(1993) 河床縦断形に対する岩石物性の影響-花崗岩溪流と古生層溪流について. 地理学評論, 66A, 203-216.

田村俊和(1996) 微地形分類と地形発達. (恩田裕一・奥西一夫・飯田智之・辻村真貴編:「水文地形学-山地の水循環と地形変化の相互作用-」. 古今書院, 270pp.). 177-189.

塚本良則(1992):「森林水文学」文永堂出版, 319p

堤 利夫(1987) 森林の物質循環. 124pp, 東京大学出版, 東京.

寺嶋智巳・諸戸清一(1990) 花崗岩山地小流域における水流発生機構. 地形, 11, 75-96.

徳地直子(1996) 竜王山森林試験地の斜面上の異なる位置における窒素循環機構. 京大演習林報告, 68, 9-24.

戸田浩人・生原喜久雄(1994) 森林土壌中における窒素無機化の反応速度論的解析(I) 林齢・斜面位置・深さ別の窒素無機化特性. 日林誌, 76, 144-151.

日本の地質「中部地方I」編集委員会(1988) 日本の地質4. 中部地方I. 共立出版, 332pp.

平田健正・村岡浩爾(1988) 森林域における物質循環特性の溪流水質に及ぼす影響. 土木学会論文集, 399, 131-140.

広瀬 頭・岩坪五郎・堤 利夫(1988) 森林流出水の水質についての広域的考察(1). 京大演習林報告 60, 162~173.

堀田庸・森川靖・埴田宏・松本陽介・松浦陽次郎・石塚和祐(1993) 森林衰退-酸性雨は問題になるか-. 102pp, 林業科学技術振興所, 東京.

丸井敦尚(1991) 層状に堆積した斜面における降雨流出プロセスと地中水の貯留機能. 地理学評論, 64A, 145-166.

村井宏(1971) 森林と地表流下・浸透・土砂流出・侵食との関係(1) 植被及び土地条件と地表流下・浸透の関係. 水利科学, 15(2), 1-34.

村井宏・岩崎勇作(1975) 林地の水および土壌保全機能に関する研究(第1報) 森林状態の差異が地表流下浸透および侵食におよぼす影響. 林試研報 274: 23-84

- 水山高久 (1997) 砂防学会としての研究課題. 新砂防, 213, 1-2.
- 宮川清・荒木誠・加藤正樹・小林繁男 (1988) ヒノキ復層林施業の土壤保全効果(IV). 99 回日林論, 157-160.
- 宮永洋一・佐藤一男・池田英史・高橋 章・安池慎治 (1994) 土壤の酸中和能. 電力中央研究所レビューNo. 31 : 62-66
- 山本荘毅・榎根 勇 (1980) 「地下水調査法」古今書院, 490pp.
- 山谷孝一(1965) ヒバ林伐採跡地土壤の経年変化について(1). 日林誌, 47, 199-204.
- 湯川典子・恩田裕一 (1995) ヒノキ林において下層植生が土壤の浸透能に及ぼす影響(I)散水型浸透能計による野外実験. 日本林学会誌, 77, 224-231.
- 吉永秀一郎・小岩直人 (1996) 森林山地における更新世末期から完新世初頭にかけての斜面変化. 地形, 17, 285-307.
- Anderson, M. G. and Burt, T. P. (1990) *Process studies in hillslope hydrology*. John Wiley and Sons, Chichester, 539pp.
- Asano, Y., Ohte, N., Katsuyama, M. and Kobashi, S. (1998) Impacts of Forest Succession on the Hydrogeochemistry of Headwaters, Japan. In Haigh, M.J. Krecek, J. Rajwar, G.S. Kilmartin, M.P. (eds.), *Headwaters Water Resources and Soil Conservation*. 459pp, A.A Baelkema, Rotterdam, 86-95.
- Bagnold, R. A. (1960) : Sediment discharge and stream power, a preliminary announcement. *U. S. G. S. circular. 421*: 1-23.
- Bengt, J.N., Wayne, T.S. and Myron J.M. (1994) Biological process and catchment study. In *Biogeochemistry of small catchments*. Moldan, B. and Cerny, J. (eds), 419pp, John & Wiley & Sons, Chichester, 133-161.
- Bond, R. D. (1969) Factor responsible for water repellence of soils. In DeBano L.F. and Letey J. (eds.) *Proc. of the symp. on water repellent soils*, University of California, Riverside, 259-264.
- Bosch, J.M and Hewlett, J.D. (1982) A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55, 3-23
- Brammer, D.D. and McDonnell, J.J. (1996) An evolving perceptual model of hillslope flow at the Maimai catchment. In Anderson, M.G. and Brooks, S.M. (eds) *Advances in Hillslope Processes*, John Wiley & Sons, New York, 35-60.
- Bricker, O.P., Paces, T., Johnson, C.E. and Sverdrup, H. (1994) Weathering and erosion aspects of small catchment research. In Moldan, B. and Cerny, J. (eds.) *Biogeochemistry of small catchments*. John & Wiley & Sons, Chichester, 85-105.
- Burt, T.P., Heathwaite, A.L. and Trudgill, S.T. (1993) *Nitrate*. John Wiley & Sons, New York, 444pp.
- Chen, Y., Tarchitzky, J., Brouwer, J., Morin, J. and Banin, A. (1980) Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. *Soil Sci.* 130, 49-55
- DeBano, L.F. (1981) Water repellent soil : a state-of-the-art. U.S. Dep. Agric., General Technical Report

- Dunne, T. (1978) Field studies of hillslope flow processes. In Kirkby, M. J.(ed) *Hillslope Hydrology*. John Wiley and Sons, Chichester. 330pp, 227-293.
- Hirose, T., Onda, Y. and Matsukura, Y. (1994) Runoff and solute characteristics in four small catchments with different bedrock in the Abukuma Mountains, Japan. *Transaction of Japanese Geomorphological Union*, **15A**, 31-48.
- Howard, A. D. and McLane III, C. F. (1988) Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage. *Water Resources Research*, **24**, 1675-1688.
- Ivens, W. (1990) Atmospheric deposition onto forests. *In An analysis of the deposition variability by means of throughfall measurements*. Ph.D.Thesis(Eds.), 153pp, Faculty of Geographical Sciences, University of Utrecht, The Netherlands.
- Ichivanagi, K., Onda, Y., Tomatsu, O., Iwashita, H. and Kato, H. (1994) Determination of components of stormflow using water chemistry and isotope tracers in steep forested catchments underlain by different bedrocks. *Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology, Tokyo*, 569-576.
- Johnson, A.H. and Siccama, T.G. (1983) Acid deposition and forest decline. *Environ.Sci.Tecnol.* **17**, 294A-305A
- Kirkby, M. J.(1978) *Hillslope Hydrology*. John Wiley and Sons, Chichester. 330pp.
- Kovar, K., Tappeiner, U., Peters, N.E. and Craig, R.G. (1998) *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*. IAHS Publ. No.248, 576pp.
- Krammes, J.S., and DeBano, L.F. (1965) Soil wettability: a neglected factor in watershed management. *Water Resour. Res.* **1**, 283-286
- Lelong, F., Dupraz, C., Durand, P. and Didonlescot, J.F. (1990) Effects of vegetation type on the biogeochemistry of small catchments (Mont. Lozere, France). *J. Hydrol.* **116**, 125-145
- Likens, G.E. and Bormann, F.H. (1995) *biogeochemistry of a Forested Ecosystem*. Springer-Verlag, New York., 159pp.
- Likens, G.E., Bormann, F.H., Johnson, N.M., and Pierce, R.S. (1967) The calcium, magnesium, potassium and sodium budgets for small forested ecosystem. *Ecology*, **48**, 772-785..
- Likens, G.E., Bormann, F.H., Johnson, N.M., Fisher, D.W., and Pierce, R.S. (1970) The effect of forest cutting and herbicide treatment on nutrient budgets in the Hubbard Brook watershed-ecosystem. *Ecol. Monogr.*, **40**(1): 23-47.
- Matzner, E. and Meiwes, K.J. (1989) Solling research area. *Berichte des Forschungszentrums Waldokosysteme, Reihe B Bd.15*, 1-35
- McDonnell, J. J. (1990) A rationale of old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, **26**, 2821-2831.
- McDonnell, J. J., McGlynn, B. L., Kendall, K., Shanley, J. and Kendall, C. (1998) The role of near-stream riparian zone in the hydrology of steep upland catchments. In Kovar, K., Tappeiner, U., Peters, N. E.

- and Craig, R. G. (eds.), *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*, International Association of Hydrological Sciences Publication, No. 248, 173-180.
- Moldan, B. and Cerny, J. (1994) *Biogeochemistry of small catchments*. John & Wiley & Sons, Chichester, 419pp.
- Montgomery, D. R., Dietrich, W. E., Torres, R., Anderson, S. P., Heffner, J. T. and Loague, K. (1997) Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resour. Res.*, **33**, 91-109.
- Mosley, M.P (1979) Streamflow generation in a forest watershed, New Zealand. *Water Resources Research*, **15**, 795-806.
- Nakano, T., Yokoo, Y. and Okumura, M. : Deficiency of Ca in the forested ecosystem of Yakushima island, a world heritage site, Proc. Int. Sym. Acidic Deposition and its Impact, Nat. insti. Env. Studies, Japan, pp172- 180, 1996.
- Nambu, K., Kunimasu, T., and Kyuma, K. (1994) Rate of soil acidification under different pattern of nitrogen mineralization. *Soil Sci. Plant Nutr.* **40**, 95-106.
- Namiki, K., Yui, K., Onodera, S., Shindo, S. and Terashima, H. (1993) Experimental study on sediment yield mechanism on the hillslope. Abstracts of Int. Workshop Hydrogeomorphology, in Yokohama.
- Nihlgard, B. J ., Swank, W. T. and Mitchell, M. J . (1994) Biological processes and catchment studies. In Moldan, B. and Cerny, J.(Eds.) *Biogeochemistry of small catchments.*, 419pp, John Wiley & Sons, Chichester, 133-187
- Neal, C. and Rosier, P. T. W.(1990) Chemical studies of chloride and stable oxygen isotopes in two conifer afforested and moorland sites in the british upland. *J. Hydrol.*, **115**, 269-283.
- Ohte, N., Tokuchi, N. and Suzuki, M. (1995) Biogeochemical influences on the determination of water chemistry in a temperate forest basin :Factors determining the pH value, *Water Resour. Res.*, **1.31**, .2823-2834.
- Ohte, N.,Tokuchi, N., and Asano,Y. (1998) Geographical Variations in the Acid Buffering Process in Forest Catchment. In *Headwaters Water Resources and Soil Conservation*. Haigh,M.J. Krecek,J. Rajwar,G.S. Kilmartin,M.P. (eds.), 459pp, A.A Baelkema, Rotterdam, 69-83.
- Onda, Y. (1994) Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheater valley heads: a case study at Obara, Japan: *Earth Surface Processes and Landforms*, **19**, 627-640.
- Richardson, J. L. and Hole, F. D. (1978) Influence of Vegetation on Water Repellency in Selected Western Wisconsin Soils. *Soil Sci.Soc.AM.J.* **42**, 465-467
- Sommaruga-Wograth, S., Koingin,K.K., Schmidt, R., Sommaruga, R., Tessadri, R. and Psenner, R. (1997) Temperature effects of remote alpine lake. *Nature*, **387**, 64-67.
- Stark, J.M. and Hart, S.C. (1997) High rates of nitrification and nitrate turnover in undisturbed coniferous forests, *Nature*, **385**, 61-64.
- Tanaka, T., Yasuhara, M., Sakai, H. and Marui, A. (1988) The Hachioji experimental basin study – storm

- runoff processes and the mechanism of its generation. *Journal of Hydrology*, **102**, 139-164.
- Terajima, T., Sakamoto, T., Nakai, Y., and Kitamura, K. (1996) Subsurface discharge and suspended sediment yield interactions in a valley head of a small forested watershed. *J. For. Res.* **1**, 131-137.
- Terajima, T., Sakamoto, T., Nakai, Y., and Kitamura, K. (1997) Suspended sediment discharge in subsurface flow from the head hollow of a small forested watershed, northern Japan. *Earth surface processes and landforms*, **22**, 987-1000.
- Tokuchi, N., Takeda, H. and Iwatsubo, G. (1993) Vertical changes in soil solution chemistry in soil profiles under coniferous forest. *Geoderma*, **59**, 1-17.
- Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Noguchi, S. and Hosoda, I. (1994) Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, **30**, 879-890
- Van Breemen, N., Mulder, J., and Driscoll, T. (1983) Acidification and alkalization of soils. *Plant and Soil*, **75** : 283-308
- Vitousek, P.M. (1977) The regulation of element concentrations in mountain streams in the northeastern United States: *Ecol. Monogr.*, **47**, 65-87.
- Wells, C. G., Campbell, R. E., DeBano, L. F., Lewis, C. E., Fredriksen, R. L., Fredriksen, R. L., Froelich, R. C., Dunn, P. H. (1978) Effects of fire on soil. Prepared for the Forest Service National Fire Effects Workshop, Denver, Colo.
- Wels, C., Cornett, R. J. and Lazerte, B. D. (1991) Hydrograph separation: a comparison of geochemical and isotopic tracers. *J. Hydrol.* **122**, 253-274.

「た ま が わ き い じ ょ う け り い き 多摩川最上流域におけるす い し つ け い せ い 水質形成に及ぼすお よ 立地環境のり っ ち か ん じ ょ う 影響のえ い じ ょ う 解明」
—か ん じ ょ う へ ん 環境変化に対するた い 水源水質のす い げ ん す い し つ 予測モデル構築によ そ く 向けて—
こ う ち ぐ に向けて—

(研究助成・学術研究 VOL. 28—No.204)

著 者 お の で ら し ん い ち 小野寺 真 一
発行日 2000年3月31日
発 行 財団法人 とうきゅう環境浄化財団
〒150-0002
渋谷区渋谷 1-16-14 (渋谷地下鉄ビル内)
TEL (03)3400-9142
FAX (03)3400-9141
