

森林土壌の水分動態に関する研究 (第2報)

森林土壌の水分および溶存成分の動態

有 光 一 登⁽¹⁾

Kazuto ARIMITSU : Studies on the Dynamic Aspects of
Water in Forest Soils II
Movement of soil water and solute elements

要 旨 : 筆者の考案したテンションフリーライシメーターによって、森林生態系内の物質循環の担い手としての土壌水分動態、溶存成分の動態を調べた。ライシメーターの毛管連絡試験と、長野県志賀山(亜高山帯針葉樹林)、静岡県浜北(丘陵帯アカマツ林)、山梨県塩山、東京都水源林(山地帯カラマツ・ヒノキ人工混交林と落葉広葉樹天然生林)、奈良県上北山(山地帯スギ・ヒノキ人工林)の4か所の現地試験の結果から概略以下のような結果を得た。

1. 筆者の考案したテンションフリーライシメーターは、ライシメーター集水の際に問題になる soil-air interface での土壌水の表面張力による滞留を、土壌の毛管を利用することによって消去し、土壌水の中の重力水(降水)を捕集するものである。

2. 上記のことは筆者の行った毛管連絡試験によって明らかにされ、テンションフリーライシメーターによって捕集される水の動態は、不飽和土壌水運動理論の先駆的実験とされる WYCKOFF と BOTEST の行った実験結果と現象的に一致する。

3. テンションフリーライシメーターによって捕集される水の量は、一般に当然のことながら下層ほど少ない。これは裏をかえせば森林土壌の貯水機能を表わしているともいえる。なお森林を伐採すると下層土から土壌水流出がふえることが観測された。

4. 土壌水溶存無機態窒素の形態は各種森林下で区々で、低海拔地で硝酸態窒素が多いともいえない。

5. 土壌水溶存硝酸態窒素とカルシウムの濃度の間に高い一次の相関が認められる事例が、山地帯の森林土壌の水分でしばしば認められる。

6. 森林伐採による土壌水溶存成分濃度の変化は、上北山の例では LIKENS らの認めた硝酸態窒素濃度の高まり、それに伴う各種成分濃度の高まりは、伐採後約2年で低下してしまうことが認められた。なお、1回の伐採による変化は、土壌表層の堆積腐植層ではげしく、鉱質土層内での急激な変化はないもののようである。

目 次

第2編 森林土壌の水分および溶存成分の動態	12
第1章 緒 論	12
第2章 テンションフリーライシメーターの装置	16
第3章 ライシメーターの毛管連絡効果試験	17
第4章 土壌水等の分析法	20
第5章 テンションフリーライシメーターによる土壌水分動態の現地測定例	22
第1節 志賀山亜高山帯針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壌の水分、溶存成分の動態	22
5-1-1 試験箇所	22
5-1-2 試験方法	23
5-1-3 試験のねらい	23

5-1-4 結果と考察	23
5-1-5 要 約	32
第2節 静岡県浜北アカマツ天然生林下の褐色森林土の水分、溶存成分の動態	33
5-2-1 試験箇所	33
5-2-2 試験方法	33
5-2-3 試験のねらい	33
5-2-4 結果と考察	34
5-2-5 要 約	38
第3節 東京都水源林ヒノキ・カラマツ混交林と 落葉広葉樹林の土壌水分、溶存成分の動態	39
5-3-1 試験箇所	39
5-3-2 試験方法	41
5-3-3 試験のねらい	42
5-3-4 結果と考察	42
5-3-5 要 約	50
第4節 奈良県上北山スギ・ヒノキ林および その伐採跡地の土壌水分、溶存成分の動態	51
5-4-1 試験箇所	51
5-4-2 試験方法	54
5-4-3 試験のねらい	55
5-4-4 結果と考察	55
5-4-5 要 約	62
第6章 総括的考察	63
謝 辞	68
引用文献	69
Summary	72

第2編 森林土壌の水分および溶存成分の動態

第1章 緒 論

前報⁹⁾の序論で述べたように森林生態系の水収支および物質収支に関する研究は、山地の森林にあっては小流域単位の収支を調べるのが便利であるが、林相、地形、地質、地下水の状態などの理想的な、小流域の試験地を得ることが難しく、この種の研究事例はわが国ではごく少なく、水文学的な水収支調査のための試験流域に関する研究はいくつかあっても（中野⁸⁹⁾、塚本⁸⁸⁾、福富⁸¹⁾など）養分収支までとりあげて研究を行ったものは、岩坪・堤²⁹⁾と西村⁴²⁾の事例があるにすぎない。岩坪と堤は森林生態系の水溶性養分の動態を調べるために、林外降水、林内降水、樹幹流、地表流、地中流、溪流流出水に含まれる養分濃度と量を測定した。西村はやはり山地小流域を一つの生態系と考えて、降水、林内雨、樹幹流の溶存物質質量、落葉落枝として林床にもたらされる養分量と、渓流水と共に系外に流出する物質の収支を測定している。この試験では土壌中の水の動き、物質の動態はこまかく調べられておらず、土壌中を流下した水は渓流水として小流域の末端の量水堰堤で計測され、溶存成分の定量も土壌水については行われていない。なお、上述の岩坪と堤の研究では、地表流は正六角形のワクを林床に埋めて捕集し、地中流は礫をつめた

種 (長さ 360 cm, 深さ 10 cm) を上縁が地下 10 cm になるように埋めて捕集している。

このような流域試験によって森林の伐採の影響, 除草剤, 肥料などの施用の影響を調べることも可能であるが, わが国ではこの種の流域試験で森林の有無が水収支に与える影響を調べた事例はあっても (中野⁸⁰⁾, 白井ら⁸⁴⁾, 永見ら⁸⁸⁾, 勝見⁸⁹⁾, 遠藤ら⁹⁰⁾ など), 人為の影響によって水と共に挙動する物質の濃度, あるいは量がどう変わるかについては, 岩坪と堤, 西村の流域試験でも調べられていない。LIKENS *et al.*⁸⁴⁾⁸⁵⁾ がアメリカ東部の落葉広葉樹林で森林を伐採し, 除草剤を散布して植生の回復を抑えた場合, 山地小流域からの成分流亡が大きく高まるメカニズムについて報告しているのが, 数少ないこの種の研究事例としてあげられるにすぎない。

いずれにしても, この種の山地小流域試験ではその小流域を一つの生態系とみなして, その生態系に降水と共に系外からもたらされる物質の量, 渓流水と共に系外に流亡してしまう物質の量が調べられ, また系内で, 林内雨, 樹幹流, あるいは落葉, 落枝と共に挙動する物質の量が調べられる。

森林生態系に降水としてもたらされた水は第1報⁹⁾でのべたように, 森林の樹冠で遮断され, 一部は葉や枝の表面から蒸発してしまうが, 残りは樹冠を透過して林内雨として林床に到達し, また一部は樹幹流となってこれも林床に到達する。林床に到達した水は斜面であれば地表を流下するものもあるが, 残余は土壌中に浸透して土壌の毛管間隙に毛管水として保持されるか, 非毛管間隙を重力水として流れ (中間流), 地下水面に達し, 河川 (溪流) に流出する。なお, 比較的大きな毛管間隙に保持された水も, 重力にしたがって徐々にではあるが河川に流出する。土壌中に入ったこれらの水は一方で樹木や下草の根から吸われて蒸散し, また, 地表から蒸発する。このような森林生態系内での一連の水の挙動と共に溶存成分も挙動する。

上述の山地小流域試験では, 林床にもたらされ, 土壌中に浸透した水, およびその溶存成分は小流域末端の量水堰堤で計測されるが, 土壌中での水と溶存成分の動きを土壌の層位別, あるいは深さ別, 微地形別, といったように細かく調べることはできない。落葉落枝として林床に供給され, 土壌表層の堆積腐植層となり, これが更に分解されて土壌中を水と共に挙動する成分の動態もこの流域試験では明らかにできない。岩坪・堤⁹⁰⁾は先にのべたように, 樋形のライシメーター (長さ 360 cm) を地中 10 cm に埋め, 一種の地中流を集めているが, 土壌の層位別あるいは深さ別, 微地形のちがいに応じた '地中流' の動態を調べるには至っていない。

このような流域試験では解明できない土壌中の水分, 養分の動きをこまかく調べる目的で, 簡易なライシメーターを *in situ* の土壌の各部位に埋設して土壌水を捕集する手法が世界各国で試みられている*。それらにはテンションをかける方法 (COLE and GESSEL¹⁸⁾¹⁴⁾, 有光・松井¹⁾²⁾, BOURGEOIS and LAVKULICH¹⁰⁾¹¹⁾ とテンションをかけない方法 (JOFFE⁸⁰⁾, ШИЛОВА⁸⁰⁾, JORDAN⁸¹⁾, 稲川ら²⁷⁾, 塩崎・永桶⁵⁸⁾, 有光⁸⁾) があり, いろいろな工夫がなされている。

COLE¹⁸⁾は熔融アランダム製のプレートを用いたテンションライシメーターを考案し, その *in situ* での使用の可能性をさぐり (COLE *et al.*¹⁸⁾), それをコンピューターシステムに組み込んだ Data Logging System を開発し, 森林伐採による土壌中の水と溶存成分の動態の変化を調べ (GESSEL and COLE²⁸⁾), 施肥をした場合の林地土壌中の成分の動態を調べた (COLE and GESSEL¹⁴⁾)。

* *in situ* でない室内あるいは圃場でのライシメーター試験の例はこれまでも数多くの研究があるが本論文ではふれないことにする。

BOURGEOIS and LAVKULICH¹⁰⁾¹¹⁾ は COLE らと同様のシリコンカーバイドを素材にしたプレート状のテンションライシメーターを傾斜林地に用いて、弱い負圧をかけて土壤水を捕集して養分濃度を調べている。彼等は土壤の各層に水平にプレートを埋設するほか垂直方向にもプレートを設置して、傾斜地の斜面に沿って土壤内を流下する水を捕集している。彼等はこのテンションライシメーターを用いて同一斜面上のちがった部位にある肥沃度 (site index) の異なる土壤での水の動態を調べ、土壤水中の溶存成分濃度を調べて、その濃度のちがいが地位のパラメーターとして使えるか否かを検討した。

有光と松井¹⁾ は傾斜地で石礫含量の多いわが国の森林土壤にはプレート状のテンションライシメーターは使用し難いと考えて、第 1 報⁹⁾ で詳述した細菌ろ過管を用いたテンションライシメーターを考案して、ライシメーターの水頭差によって生ずる pF 2.0 のテンションで土壤水を捕集した。ただ、この方法は既述のように pF 2.0 以上に土壤が乾燥すると、ライシメーターの中の水が逆に土壤中に吸い上げられ、土壤の乾湿の変動によって捕集される水の増減があり正確な定量ができないし、また円筒状の形状からして、面積単位の水分、養分の動態に換算できない、などの難点がある。溶存成分の定量はライシメーターの貯水部分にイオン交換樹脂をセロファンチューブにつめて投入して、土壤水中の成分をとらえる方法で濃縮した後、イオン交換樹脂を溶出し分析する方法によった。この方法を既知量の成分を含む水によるモデル実験で検討した結果では、溶存成分は 100% イオン交換樹脂にとらえられているが、筆者らの用いた溶出条件では 1 価イオンは 100% 溶出できたが、2 価、3 価イオンでは溶出効率が悪く、しかも一定ではなかった¹⁾。このイオン交換樹脂を用いる方法は溶出の操作が煩雑でルーティンワークには適用しがたい面があると筆者は考えている。

筆者らのこのテンションライシメーターは COLE のもの、BOURGEOIS and LAVKULICH のもののようにテンションをかけるために特別な装置を要することなく、ただ水頭差を利用するだけで非常に簡便だということでは魅力ある手法で、林地土壤の水分動態を点として相対的な相異として知るためには十分使用できる手法だと考えるが、先にのべたように面として土壤水の動態の絶対量を知ることができないこと、溶存成分の分析にも難点があることから、筆者はテンションをかけないライシメーター (テンションフリーライシメーター) を用いて本論文の土壤水分動態、溶存成分の動態を調べることにした。

テンションをかけないライシメーターを *in situ* に用いた研究の歴史は古く、JOFFE³⁰⁾ によれば、EBER-MAYER²⁸⁾¹⁹⁾ が森林の 'moisture relationship' の研究に用いた方法にならって GEMMERLING²²⁾ がポドゾルの 'moisture regime' の研究を行い、また POPOV⁴⁶⁾ も類似の型のライシメーターを用いているという。JOFFE³⁰⁾ の用いたライシメーターはこれらにならったもので、ブリキ製の円錐形の漏斗 (上面の直径 30.6 cm) に石英の礫をつめたもので、これを土壤断面の各層に横穴を掘って埋め込んでいる。彼はその当時用いられていたいくつかの人為的にタンクに土壤をつめる方法によるライシメーターでは、自然状態での土壤水分動態を調べることはできないとしてこの方法を用いたのであった。

ШИЛОВА⁵⁰⁾ は薄いチリトリ型のライシメーターを考案し、これを用いて *in situ* でのポドゾル化土壤の生成過程を調べている⁵¹⁾⁵²⁾。この手法を用いれば土壤中の非毛管孔隙を流下する土壤水が捕集されると思われるが、筆者が試みに試験した経験では石礫の多い傾斜林地の土壤では、この種のライシメーターと土壤を密着して設置することが難しく、うまく土壤水が捕集できない。このライシメーターで水がうまく捕集できない原因は、いまひとつ、チリトリ型の集水部分がごく浅いために、後で論ずるような soil-air interface を消去する毛管形成には不十分であるからだとも考えられる。

JORDAN³¹⁾の方法は雨樋形のライシメーターを土壌断面に横穴を掘って設置するやり方で、やはりテンションはかけないが、ШИЛОВАのものとは異なり、ライシメーターを設置する部位の土壌と毛管連絡をうまくとり、ライシメーターの中に土壌水を導き入れるように工夫されている。しかしその形状はやはり石礫の多い傾斜林地で使用するのに適したものではない。

これらのテンションをかけないライシメーターで、はたして正確に土壌中の水の動態を把握することができるのかという点についてはいくつかの疑問が提起されている (COLMAN¹⁵⁾, RICHARDS *et al.*⁴⁶⁾, WALLHAM⁶⁰⁾) がその主たる疑点は COLE *et al.*¹³⁾ の指摘するようにライシメーターの出水口での soil-air interface で表面張力がはたらいて、土壌水の正常な流動が妨げられるという点である。ライシメーターからの水の排出が起こるのは、出水孔の直上部の土壌が飽水状態 (ゼロテンション) になってからであることは、RICHARDS ら⁴⁶⁾ のライシメーター実験によって明らかである。したがってテンションをかけないライシメーターによって捕集される水は normal な土壌水の流動量よりも少ないのではないかと考えられた。COLE がテンションライシメーターを考案したのも、彼によればこのようなライシメーターによる土壌水捕集に遅滞が生ずるという問題点を解決するためであった。また、JORDAN が雨樋形のライシメーターの排出口にまで導き入れた毛管連絡を考えたのも、この難点を克服するためであった。

JORDAN³¹⁾ は土壌中にそう入したライシメーターの上面のスクリーンに土壌を接触させた場合に、土壌中を水が流下してその接触面に達しても、表面張力がはたらいてライシメーター中に水が流下するのが妨げられるという。この現象はやはり上述の COLE らの指摘する soil-air interface の問題と同様の現象であろうと思われる。JORDAN はその表面張力を除去するために、steel bar をその soil-air interface に沿わせることによって除去することができ、それによって彼の 'Zero Tension Lysimeter' に土壌水を導き入れることができた。しかし彼はどのような 'physical principle' で表面張力が除去できるかは不明であるとしている。筆者は後に述べるようなキャピラリーロープを用いたモデル実験から、この soil-air interface での表面張力を除去できるのは、毛管現象によるものだと考える。

筆者もテンションをかけないライシメーターでの soil-air interface によって土壌水がうまく捕集できないのを克服するために、JORDAN と同様、毛管連絡をライシメーターの排出孔までうまくとってやることを考えて、テンションフリーライシメーターを考案し、これを志賀山亜高山針葉樹林、浜北のアカマツ天然林、奈良県上北山のスギ・ヒノキ林とその伐跡地、塩山東京都水源林のヒノキ・カラマツ混交林と落葉広葉樹天然林の各土壌の各層位に埋設して、この方法の適用性をさぐり、それぞれの森林型、土壌型での水分動態、溶存成分の動態の特徴を調べた。第2報ではこのテンションフリーライシメーターを用いた森林生態系内の土壌中の水分、溶存成分の動態について論ずることとする。

テンションをかけないライシメーターとしてはこの他に先に述べた岩坪・堤²⁹⁾の礫をつめた樋形のもの、塩崎・永福⁵⁸⁾の $\phi 5,000$ のワグネルポットに自然状態の土壌を入れたもの、稲川ら²⁷⁾の箱形のライシメーターなどがある。岩坪らのものは土壌の攪乱がさけられないと思われるし、土壌の深部では使用できないであろう。また塩崎らのものは表層で使用する限りでは土壌攪乱はさけられるが、これまた深部の土壌には使用できない。

第 2 章 テンションフリーライシメーターの装置*

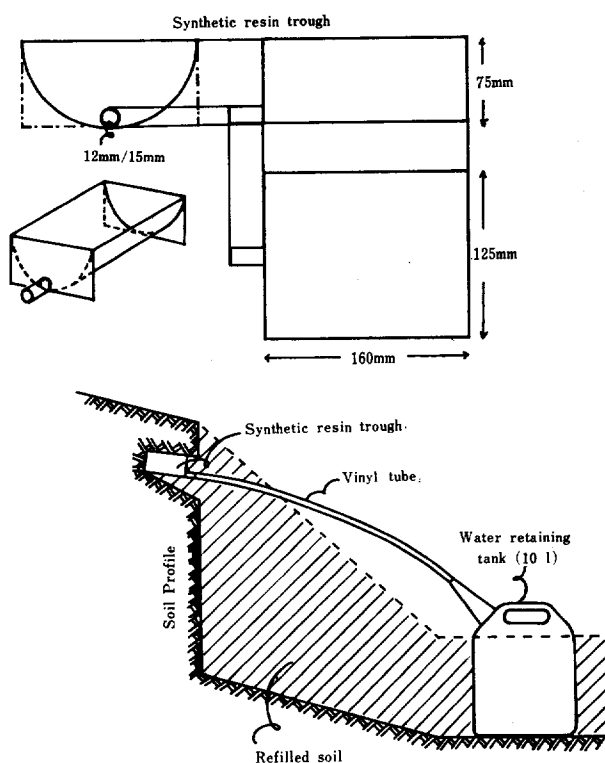


Fig. 1 テンションフリーライシメーターの装置
Tension free lysimeter apparatus.

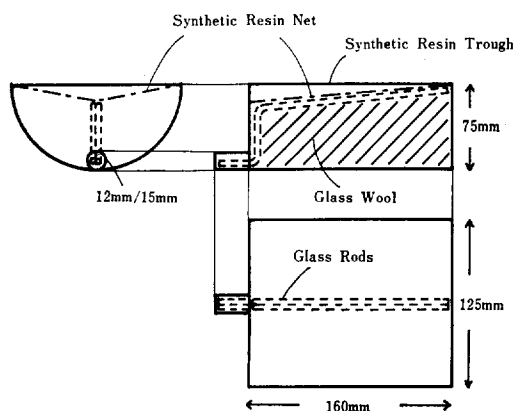


Fig. 2 ジョーダン式のテンションフリーライシメーター
Tension free lysimeter apparatus after JORDAN.

本研究に用いたテンションフリーライシメーターは Fig. 1 に示すもので、硬質塩化ビニール製の丸底の容器で、これを土壌断面の所定の層位に横穴を掘って、上面が土壌とよく接触するように埋め込み、捕集された水をビニールチュービングを介して貯水タンク (10 l 容) の中に集める。

硬質塩化ビニール容器の中は、最初 JORDAN⁸¹⁾ の方法にならって、Fig. 2 のようにガラスウールをつめて、土壌と接触する上面にはサランネットを舟底状に張って、土壌との接触をよくしサランネットの下面に接触するように、径 4 mm のガラス棒 2 本を合わせたキャピラリーを入れ、その下端を容器の内壁に沿わせるようにして排出口の中に導き入れた。この装置は次章にのべる志賀山、浜北の水分動態を調べる際に、それぞれ予備試験に用いてその集水能を調べた。これは緒論でのべた soil-air interface での土壌中を移動する水の動きの滞留の問題を解決するために、集水器に毛管連絡によって土壌水を導き入れようと試みたものである。

予備試験の結果この手法によって、土壌中を流動する水を捕集することができることが認められたが、溶存物質の動態を調べるためには、ガラスウールを多量に用いた場合、ガラスウールからの溶出物の影響が考えられること、サランネットを舟底状にはった面

* この装置については第 83 回日本林学会大会で口頭発表した。

を土壌に密着させて、毛管連絡をとることが実際にはかなり困難な操作であること、などの理由から本研究ではガラスウール、サランネット、ガラス棒のキャピラリーによって毛管連絡をとる方法のかわりに、Fig. 1 のように硬質塩化ビニールの容器に単にそのライシメーターを埋設する部位の土壌を充填し、排水口に少量のガラスウールをそう入したもので土壌とライシメーターの毛管連絡をとるようにし、これをテンションフリーライシメーターと呼ぶことにした。

Soil-air interface での毛管連絡の作用が、ライシメーターの土壌水捕集の機能にどのような意味をもつか、筆者の用いたテンションフリーライシメーター容器につめた土壌の毛管がどのような意味をもつのかについて調べるために以下にのべるような試験を行った。

第3章 ライシメーター の毛管連絡効果試験*

ライシメーターの毛管連絡の効果を調べるために、第1の実験として径30 cm のワグナーポットに林業試験場目黒苗畑の土壌（関東ローム）をつめ、そのポットの底部の排水口から径16 mm のナイロンロープの長さ1 m のものを入れて、その先端部をほぐしてポットにつめた土壌と接触させる。このようにしてポットの土壌とナイロンロープのキャピラリーの連絡をとるようにし、そのロープをポットの排水口にとりつけたビニールチューブに導き入れておく。キャピラリーの量をかえるためにロープの本数を1本、2本、4本とし、複数のものはより合わせた。またロープによるキャピラリーをつけないものも試験に加えた。このように毛管連絡のためのロープの本数を0、1、2、4本とした径30 cm のワ

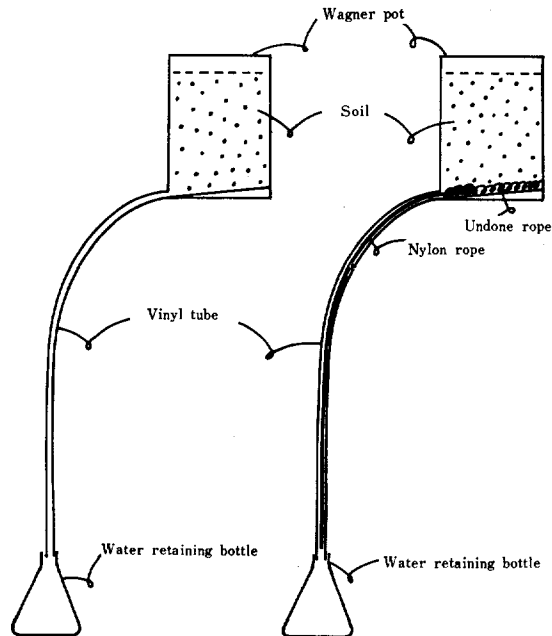


Fig. 3 キャピラリーライシメーター試験-1
用いた装置
Apparatus of capillary lysimeter test-1.

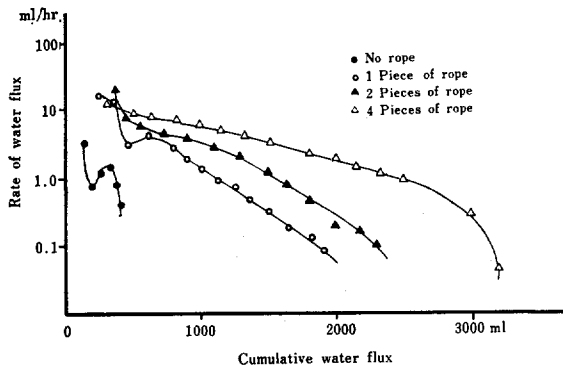


Fig. 4 キャピラリーライシメーター試験-1
ロープキャピラリーライシメーターの積算
流出量と流出率の関係
Capillary lysimeter test-1
Rate of water flux and cumulative amount of
water flux through rope capillary lysimeter.

* 有光・堀田・吉本（未発表）の試験結果による。

グナーポットに水を 7,000cc ずつ加えて排水口から出て来る水の量を測定した。ポット試験の方法の概

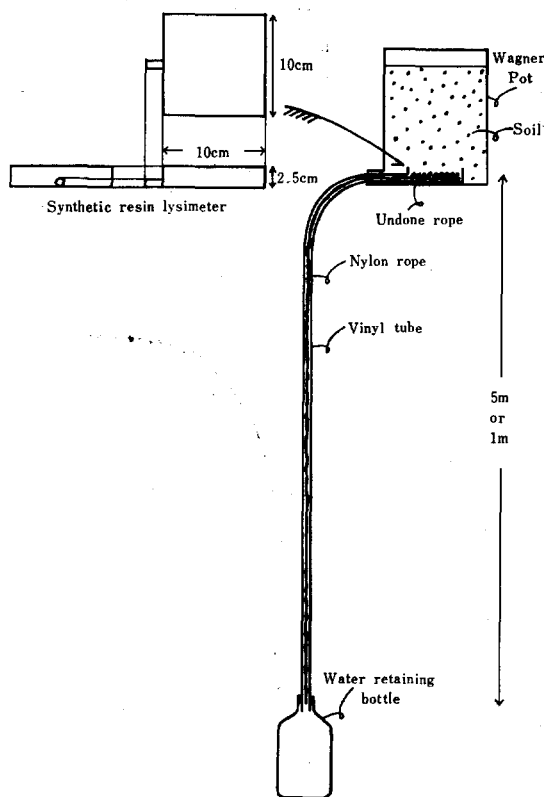


Fig. 5 キャピラリーライシメーター試験—2の装置
Apparatus of capillary lysimeter test-2.

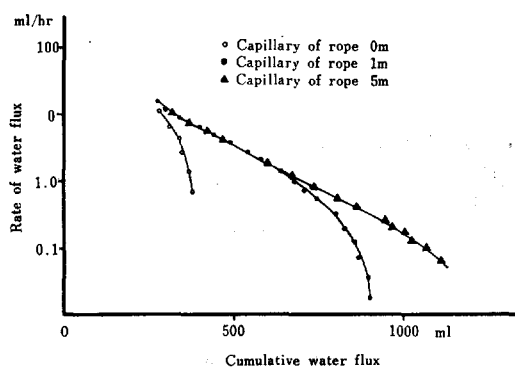


Fig. 6 キャピラリーライシメーター試験—2
ロープキャピラリーライシメーターの積
算流出量と流出率の関係
Capillary lysimeter test-2
Rate of water flux and cumulative amount of
water flux through rope capillary lysimeter.

要を Fig. 3 に、出水量の経時変化を Fig. 4 に示す。毛管連絡の有無、毛管連絡のキャピラリーの量の多少によってポットから流出してくる水の量が異なる。ロープなしの場合にはワグナーポットの底部が飽水状態になった後、重力水が排出されるのに対して、ロープによるキャピラリー連絡をつけたものは、ロープの形成する毛管ポテンシャルにしたがって重力水だけでなく、毛管孔隙に保持された水も毛管移動水として徐々に流出してくるものと思われる。

第2の試験として径 30 cm のワグナーポットに Fig. 5 のような集水器に 1m の前記のナイロンロープをつけたもの、5m のロープをつけたもの、ロープをつけないものの3種類の集水器と、筆者が *in situ* の試験に用いた前述の Fig. 1 のテンションフリーライシメーターをその底部に設置して、同じく目黒苗畑の土壌をつめ、水を最初 3,500 cc 加え更に 500 cc 加えて、それぞれ集水器から流出する水の量の経時変化を測定した。測定結果は Fig. 6 に示す。この結果から、筆者のテンションフリーライシメーターはナイロンロープの毛管連絡をつけない集水器と同様の集水変動を示し*、給水直後にのみ水の流出がみられ、ナイロンロープの連絡のあるものは第1の実験同様、毛管移動水が徐々に流出すると推定されるような集水量の変動を示す。そして 1m のナイロンロープキャピラリーよりも 5m のキャピラリーの方が多くの水を捕集する。このことはナイロンロープによって形成されるキャピラリーの長さが長くなれば、それに相当するより強い毛管ポテンシャルで土壌中に保持されている毛管移

* 筆者のテンションフリーライシメーターを用いたものについては図示しなかった。

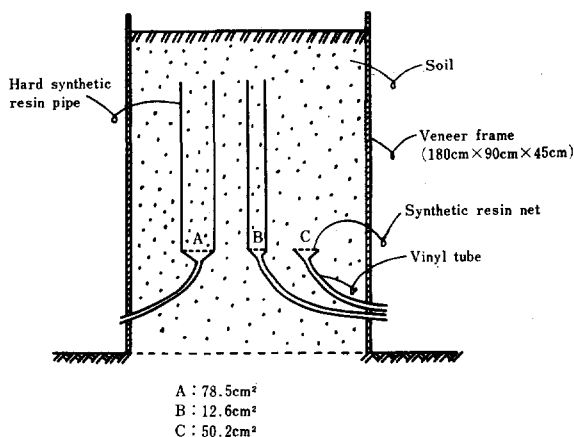


Fig. 7 キャピラリーライシメーター試験—3 の装置
Capillary lysimeter test-3.

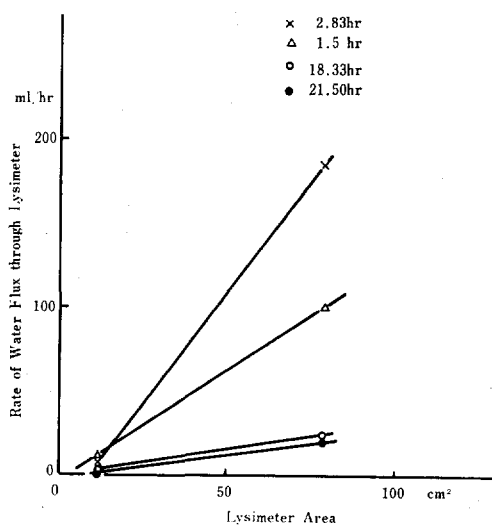


Fig. 8 キャピラリーライシメーター試験—3
ライシメーターからの流出率とライシメーターの集水面積の関係
(土壌キャピラリーの長さゼロのものについては図示できず)
Capillary lysimeter test-3
Rate of water flux through lysimeter and water collecting area of lysimeter.

結果は Fig. 8 に示すとおりである。土壌キャピラリーの長さゼロのライシメーターからはほとんど水が出てこず、大過剰に灌水した場合にのみ集水が観測され、一方、硬質塩化ビニールパイプによる 100 cm の土壌キャピラリーをもつライシメーターからは時々の給水に対応した集水が観測された。この結果から、キャピラリーの長さゼロのサランネットを土壌に接触させただけのライシメーターでは、やはり soil-air interface に表面張力がはたらいて、土壌水が捕集されなかったのに対して、100 cm の土壌キャピラリーをもつライシメーターでは集水速度が変化しても常に面積に比例した集水がみられる。

以上三つのモデル実験結果から、*in situ* の土壌に埋設するライシメーターには COLE らのように ten-

動水までも捕集されることを意味している。

第3の試験としてナイロンロープのキャピラリーによるものだけでなく、土壌そのものをキャピラリーと考えたライシメーターの集水効果を検討するモデル実験を行った。Fig. 7 に示すような耐水ベニヤの木枠 (高さ 180 cm, 幅 90 cm, 奥行 45 cm) の中に目黒苗畑の火山灰土壌をつめ、下端は圃場の土壌表面に直接接触させて立てた。その中に Fig. 7 に示すような表面積 12.6 cm², 78.5 cm² の2種類の硬質塩化ビニールパイプの長さ 100 cm の容器に同じく目黒苗畑の土壌をつめたライシメーターと、上面にサランネットを水平に張っただけのライシメーター (表面積 50.2 cm² と 163 cm² の2種類) を埋め込んだ。前者は土壌による毛管の長さが 100 cm のライシメーターであり、後者は毛管の長さがゼロのライシメーターと考える。長さ 100 cm のパイプ型ライシメーターは土壌表面下 30 cm 深のところに上端があるように、また毛管ゼロのライシメーターは上端が 130 cm 深、つまり 100 cm の毛管をもつライシメーターの下端と一致する部位に埋設した。このような2種類のライシメーターを埋めた木枠中の土壌の表面から人工的に灌水を行ってライシメーターに捕集される水の量を計測した。その結

sion をかけない場合には、その soil-air interface の表面張力による土壤水の滞留を除去するためには、毛管力によって surface-tension をゼロにしてやる必要があることがわかった。

ただこの毛管はその長さあるいは太さによってその毛管ポテンシャルに見合った土壤中の水を引き出す結果になるので、ナイロンロープによるしろ土壤によるしろ、そのライシメーターにつける毛管の長さや太さによって捕集される水の量がちがう、土壤中でどの程度のポテンシャルで保持されている水を捕集することになるのか不明の点が生ずるので、本研究では単に soil-air interface での表面張力を除くという意味で、ごく短い毛管をつけることにした。また、ナイロンロープの毛管をつけることも考えられたが* 水質分析の際にロープから溶出する物質までも定量することになることをおそれて、前述のように本論文では埋設する部位の土壤物質を用いた毛管によることにした。

筆者が *in situ* の試験に用いたテンションフリーライシメーターは、硬質塩化ビニールの容器につめた土壤が、その容器の深さに相当する毛管としてはたいて、soil-air interface による土壤水の移動の遅滞を緩和する役割はしていても、それは 1m あるいは 2m のナイロンロープが形成する毛管連絡のように、毛管移動水までも捕集するほどの効果のあるものではなく、巨視的には非毛管孔隙を流下する水 (Rode⁴⁷) のいう重力水の中の降水水) を捕集しているものとみてさしつかえないものと思われる。

このことは *in situ* で林内雨とテンションフリーライシメーターの集水量との経時変動を、50 cc 容転倒樹量水計で自記記録させた**結果からも裏書される。Fig. 9a, b は栃木県矢板市外矢板営林署管内の落葉広葉樹天然林 B₀ 型土壤と、その近くの栃木県高原県有林のヒノキ人工林 B₀ 型土壤に設定した筆者のテンションフリーライシメーターに捕集された土壤水量と、林内雨量の経時変動を示したもので、林地で降水がはじまってからライシメーターで捕集される土壤水量の経時変動がわかる。降水が終われば土壤水は捕集されないし、図にみられる降水の変動と土壤水の変動の相対関係から考えて、このライシメーターで捕集される土壤水はほとんどが非毛管孔隙を流動する水とみて差し支えないであろう。この点については後述する各森林下での試験例を考察する際にも、雨量と土壤水量との関係を論ずる際に再度ふれることにしたい。

第 4 章 土壤水等の分析法

土壤水、渓流水、林内雨、林外雨等の水質分析は以下の方法によった。

1. pH: ガラス電極法 (東亜電波 101 型 pH メーターによる) を用いた。
2. カルシウム、マグネシウム: 原水を Hitachi 207 型あるいは同 303 型原子吸光分光分析機によって分析した。原水には 1,800 ppm 相当量の塩化ストロンチウムを添加して妨害イオンをマスクした。
3. カリウム: 原水を Eko Flame Photometer Model N を用いて炎光分光法で分析した。
4. 無機態チッ素: アンモニア態と硝酸態について CONWAY の微量分析法¹⁶⁾¹⁷⁾ によって分析した。水質分析では一般にチッ素の定量法としては蒸留法が用いられる³⁷⁾が、この研究では多数点の水試料を短期間に分析する必要から、多数点の試料を硝酸態、アンモニア態同時に分析できる CONWAY の方法によった。
5. リン: 原水をホットプレート上で乾固せぬよう約 10 倍に濃縮した後、過塩素酸と濃硝酸で有機物

* 筆者らは実際に *in situ* の試験で、ナイロンロープの毛管をつけたライシメーターを使用している²⁶⁾。

** 転倒樹量水計と自記記録計はウイジン工業 KK 製のものを用了。

分解とケイ酸分離を行った後、硫酸モリブデン法によって $720\text{ m}\mu$ の波長で Hitachi 101 型光電光度計によって比色定量した。

6. 有機態炭素：一部の試料については 0.1 N 水酸化ナトリウムで $\text{pH } 8\sim 9$ にした後、湯煎上で蒸発乾固させ、これを硫酸希釈熱法⁵⁹⁾によって定量した。その他の試料は原水を Toshiba-Beckman の液体炭素分析機 Model 102 によって定量した。

7. 鉄、アルミニウム：前処理として試水を過酸化水素水、濃塩酸、濃硝酸で有機物分解を行い、塩酸塩とした試料について、鉄は O -フェナンスロリンによる比色を Hitachi 101 型光電比色形の $650\text{ m}\mu$ の

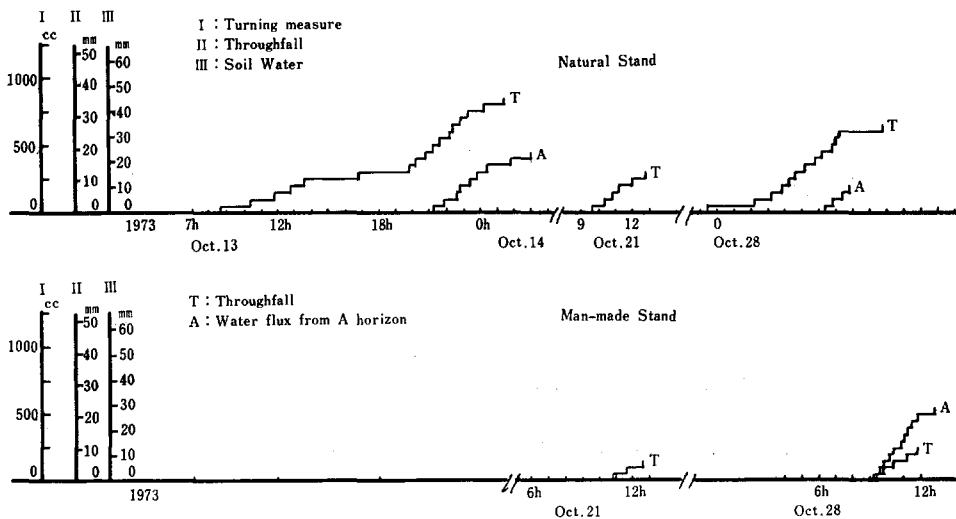


Fig. 9a 転倒樹自記記録装置による林内雨と土壌水流出の計測例

Throughfall and soil water flux measured by self-recording turning measure.

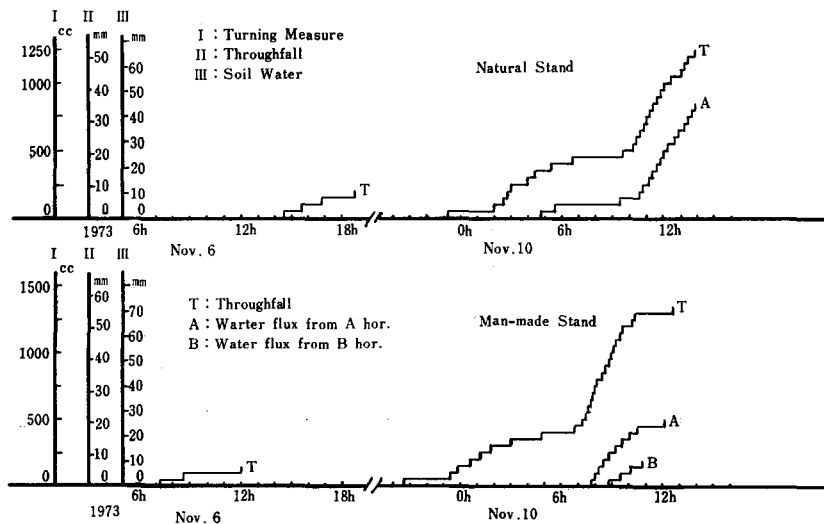


Fig. 9b 転倒樹自記記録装置による林内雨と土壌水流出の計測例

Throughfall and soil water flux measured by self-recording turning measure.

波長で行い、アルミニウムは Hitachi 303 型および 207 型原子吸光分光分析機によって分析した。

各試水は分析に先立って東洋ろ紙 No. 6 で自然ろ過しこれを原水とした。

土壌水の contamination を極力さけるために、テンションフリーライシメーターに用いる硬質塩化ビニール容器、ビニールチューブ、貯水タンク等は使用前に 1:1 塩酸中にしばらく浸漬した後、十分水洗いしたものを用い、また硬質塩化ビニール容器の排水口部分に少量充填物として用いたガラスウールはあらかじめ希塩酸中で煮沸して、十分水洗いをし、アルカリの溶出ししないことをチェックしたものを用いた。現地で採取した水を実験室に持ち帰るために使った 1 l 容または 2 l 容のポリエチレンびんもあらかじめ希塩酸中に浸漬した後十分水洗いしたものを用いた。

現地から持ち帰った土壌水、渓流水、林内雨、林外雨等の試料はできるだけ早く分析に供するようにしたが、場合によっては分析が数か月遅れたものもあった。この場合試料水は、+3~5°C にコントロールしたプレハブ冷蔵庫の中に貯蔵し、保存のために殺菌剤等を加えたりする処置はとらなかった。現地においても貯水びん中にたまる水に防腐等の処理は行わなかった。

試験箇所の土壌の化学的性質を土壌水溶存成分の動態、化学性との対比を試みるために調べた。塩基置換容量と置換性カルシウム、置換性マグネシウムの定量は中性醋酸アンモン抽出液について行い¹⁷⁾、炭素と窒素の含量は CN コーダー（柳本モデル MT 500）によって分析した。pH は 1:2.5 土壌：水懸濁液についてガラス電極法で測定した。

第 5 章 テンションフリーライシメーターによる土壌水分動態の現地測定例

第 1 節 志賀山至高山帯針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壌の水分、溶存成分の動態*

5-1-1 試験箇所

志賀山 IBP 特別研究地域（長野県下高井郡山ノ内町、志賀高原おたの申す平）の第 1 編 3-1-1¹⁸⁾ に示した水湿状態の経時変動を調べた試験箇所と全く同一の箇所、Plot 1(Pw(h)Ⅲ 型土壌)と Plot 2(Pw(h)Ⅱ

Table 1. 志賀山試験地土壌の化学性
Chemical properties of the soils at Shigayama study area

試験箇所 Plot	層 位 Horizon	pH (H ₂ O)	Exch. acidity (γ_1)	C (%)	N (%)	C/N	CEC	Exchangeable		Rate of saturation (%)	
								Ca	Mg	Ca	Mg
								me./100 g			
Plot 1 Pw(h)Ⅲ	A ₁	3.64	24.9	17.2	0.92	19	46.5	0.96	0.73	2.06	1.57
	A ₂	4.51	21.1	12.2	0.44	28	41.7	0.13	0.13	0.31	0.31
	B ₁	4.64	9.7	10.7	0.36	30	51.1	0.09	0.07	0.18	0.14
	B ₂	4.80	7.1	6.2	0.21	29	27.5	0.08	0.02	0.29	0.07
Plot 2 Pw(h)Ⅱ	HA	3.70	35.9	14.5	0.72	20	42.8	0.18	0.36	0.42	0.84
	A ₂	4.38	23.0	8.3	0.30	28	33.9	0.07	0.11	0.21	0.32
	B ₁	4.60	4.4	10.6	0.30	36	47.8	0.04	0.04	0.08	0.08
	B ₂	4.82	2.9	9.4	0.26	34	25.8	0.01	0.02	0.04	0.08

* この節に記述する試験は文部省科学研究費特定研究（生物圏の動態）の一部として行ったものである¹⁹⁾⁴⁸⁾。
この試験結果の一部は第 84 回林学会大会で発表した⁹⁾。

型土壌)で試験を行った。地形、林相、土壌の断面形態は第1編3-1-1に記述したものと同一である。各 Plot の土壌の各層位別の理化学性は第1報第3章⁹⁾の Fig. 7, Table 1 に示したとおりである。各 Plot の土壌の各層位別の化学性は Table 1 に示す。

5-1-2 試験方法

Plot 1 (Pw(h)Ⅲ型土壌)の A₁, A₂, B₁ 層, Plot 2 (Pw(h)Ⅱ型土壌)の F, HA, A₂, B₁ の各層に、水湿状態の経時変動測定のためのテンションライシメーターに隣接して、テンションフリーライシメーターを3個ずつ設定して1971年、1972年の両年の6月から10月まで1か月ごとに集水量を測定し、その一部を持ち帰って溶存成分を定量した。Plot 1, Plot 2 周辺の5箇所では林内雨量をやはり1か月ごとに測定し、林内雨のサンプルも持ち帰って溶存成分を定量した。11月から翌年5月までは積雪のために試験を行うことができなかった。1972年5月に試験を再開する際には前年埋設した装置が冬季間の土壌凍結等で損傷していないか、土壌との接触がはなれていないかをチェックして同一箇所でも試験を続行した。

5-1-3 試験のねらい

この試験は IBP 志賀山特別研究地域における森林生態系の生物生産力に関する総合研究の一環として、土壌中の物質の動態の担い手としての土壌水分の動態、溶存成分の動態を明らかにするために、先に第1報第3章に記述した土壌水分環境の経時変動を調べる試験と並行して行ったもので、亜高山帯針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壌の水分動態、溶存成分の動態の特徴、微地形のちがいによる湿性ポドゾル化土壌の発達の程度のちがいを反映した水分動態、溶存成分動態のちがいを明らかにすることを目的として行ったものである。

5-1-4 結果と考察

テンションフリーライシメーターの土壌水流出量の測定結果を Table 2 に示す。(降水量の数値は長野県農業気象月報⁴⁾所載の志賀高原郵便局(海拔 1,480 m)での観測値を土壌水の測定期間ごとに積算したもので、試験箇所よりも約 280 m 低標高地点の観測値であるが、巨視的には試験箇所の降水量の変動

Table 2. テンションフリーライシメーターの土壌流出量
Monthly soil water flux through tension free lysimeter (mm)

試験箇所 Plot	層位 Horizon	1971					1972				
		Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Oct.
Plot 1 Pw(h)Ⅲ	A ₁	255	188	70	72	40	36	248	98	508	16
	A ₂	243	199	490	80	75	35	600	187	>600	23
	B ₁	569	255	>600	370	40	7	>600	418	>600	5
Plot 2 Pw(h)Ⅱ	F	225	203	151	182	43	55	353	73	261	16
	HA	383	309	446	407	70	22	523	173	>600	17
	A ₂	332	378	294	49	63	27	>600	143	>600	0
	B ₁	30	69	155	231	25	8	>600	68	>600	0
Throughfall		205	212	179	162	*	85	363	135	336	37
Precipitation at weather station		206	326	185	245	120	79	281	136	207	44

*) データとれず。Data is not available.

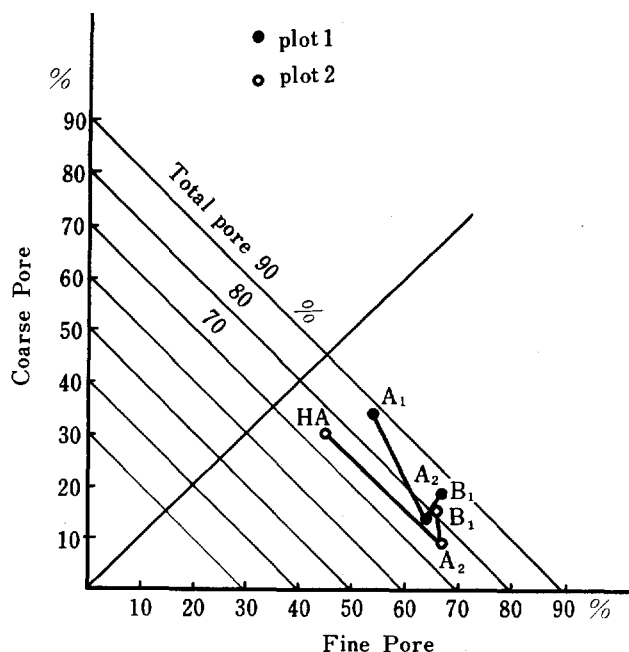


Fig. 10 志賀山試験地の土壌の孔隙解析
Pore size analysis of soils at Shigayama study area.

は林内雨量よりも多い土壌水の流出量が観測される。この結果は A_2 , B_1 層の透水性がわるいことは若干矛盾した結果のようにみえ、透水性の値だけからみれば Plot 2 と同様の水分動態を示してもよいように思われるが、いわゆる毛管移動停止点以上の粗孔隙と細孔隙⁸⁶⁾を区分した孔隙解析図 (Fig. 10) では Plot 1, Plot 2 共に下層は透水不良を裏書きするような孔隙組成であるが、両者を比較すれば Plot 1 の方が相対的には若干粗孔隙の配分が多く、このような孔隙組成のちがいと、地形上の位置関係のちがいが両者の水分動態のちがいをもたらしたものであろう。積算林内雨量が 100 mm 以下の場合、下層とも大差のない流出量で、しかも林内雨量に比べてほぼ半分以下の流出量しか観測されないのが普通である。

Plot 2 (Pw(h)_{II} 型土壌) では Plot 1 とは違って、上位の HA 層よりも下層の B_1 層からの土壌水の流出量が一般に少ない。ただ林内雨量が 300 mm をこすと透水不良層からも 600 mm をこす流出量が見られるほか、中間の A_2 層の土壌水流出量は不規則であるなど、降水量の多寡によって各層位間の流出量の差は一定しない。

Table 2 に示した志賀山の土壌の水分動態と後に述べる浜北 (Table 6 参照)、東京都水源林 (Table 13 参照)、上北山 (Table 18, 19 参照) の各土壌水分動態と比較すると、志賀山の Pw(h) 型土壌の流出水量が他の試験地のそれに比べて際立って多く、降水量の多い上北山試験地の流出水量をもしのぐ。また、他の試験地の流出水量は一般に下層ほど少ないのに対し、志賀山の場合は降水量の多寡によって層位別の流出水量の差が不規則である。これらの事実は先に第 1 報⁹⁾で土壌水分環境を律する水収支式に関連して考察したように、志賀山の湿性ポドゾル化土壌が蒸発散による水消費量が相対的に少ないこと、透水不良層が介在することによる流去水の遅滞があること、融雪水の影響があることなどによる過湿な水分環

パターンを知るには使用できるものと考えた。) この土壌水流出量の数値は各層 3 個のラインメーター観測値を単純に算術平均したものである。

林内雨量 (降水量) の変動に対応した土壌の集水量の変動がみられ、第 1 報第 3 章⁹⁾ Fig. 7, Table 1 に示した両プロットの土壌の物理性を反映したそれぞれ特徴ある変動がみられる。比較的長い斜面の下部にある Plot 1 (Pw(h)_{III} 型土壌) では林内雨量積算 100 mm 以下の場合を除けば、おおむね下層ほど流出量が多く、降水によってもたらされた水が上位層から下層へ浸透するだけでなく、斜面上方からの土壌水の移動が考えられ、特に A_2 層, B_1 層で

境にあることを反映しているものと考ええる。

両プロットの土壌中を移動する自由水の動態と第1報⁹⁾ Fig. 4, 5 の水湿状態の経時変動の観測結果とが必ずしも一致しないのは、テンションライシメーターに捕集される水は pF 2.0 のテンションで引き出される水であり、一方テンションフリーライシメーターで捕集される水のほとんどの部分が重力水（自由水）として比較的自由に土壌中を移動する水であるからで、例えば Plot 2 の A₂ 層、B₁ 層は水分環境としては常に表層の HA 層よりも湿潤であるにもかかわらず、重力水（自由水）の動きは HA 層より少ない。

このようにテンションライシメーターとテンションフリーライシメーターは土壌中の水分動態のそれぞれ異なった局面を観測する手段として並行して用いられるべきものである。

林内雨量と土壌水流出量との関係を、両プロットの土壌の表層についてみたものが Fig. 11 である。後にのべる他の森林型下の土壌のように、明瞭な曲線関係は認められない。これはおそらく土層中に透水不良層が介在するために、土壌中の水の流動が時々乾湿の状態にも左右されて不規則になること、また先にものべたように波状地形の斜面での土壌水の流動は、単一の斜面での動態とは異なることによるものであろう。

なおテンションライシメーターで観測した融雪の影響と思われる 1971 年 6 月の湿潤状態（第1報第3章⁹⁾ 参照）は土壌水の動態にもうかがえる。Table 2 にみるように、1971 年 6 月と 7 月の水分動態を比べると両月ともほぼ等しい林内雨量であるのに 6 月の方が流出水がおおむね多いのは、5 月の融雪の影響とも考えられる。

土壌水中の溶存成分の分析結果、月別の変動を Fig. 12, 13 に示す。pH は $P_w(h)_{III} > P_w(h)_{II}$ で各土層中の変動幅が一定で、層位別にも一定のパターンがあることがうかがえる。また Table 1 に示した土壌の H_2O-pH の値とは必ずしも符合しない。後に述べる他の森林型下の土壌水に比べて pH は低いといえる。

各土層の各層位別の土壌水の溶存各成分濃度の表示は、各層位に埋設した数個のライシメーターの各々

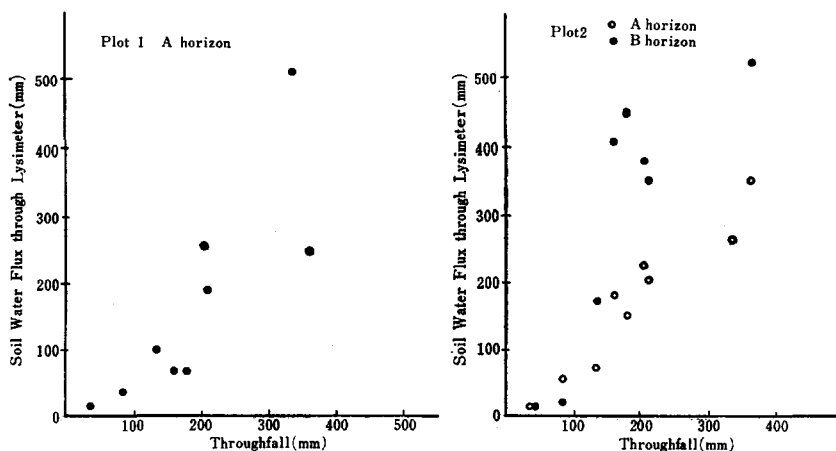


Fig. 11 テンションフリーライシメーターの土壌水流出量と
林内雨の関係（志賀山試験地）

Relation between throughfall and soil water flux through
tension free lysimeter (Shigayama study area).

について、その流出水の成分濃度にそれぞれの流出量を乗じたものを各層位ごとに合計し、それぞれの層位に埋設したライシメーターの流出水量の合計で除して、荷重平均値として示すことにする*。

カルシウム、マグネシウムの土壤水溶存濃度は一般に7, 8, 9月には低く、6月または10月に若干高まる傾向がみられる。流出水量との関係で水量の多い時の希釈効果が示唆されるが、Fig. 14, 15 にみるようにその効果はあまり明瞭ではない。層位別には Pw(h)Ⅱ 型土壤 (Plot 2) の A₂ 層, Pw(h)Ⅲ 型土壤 (Plot 1) の A₂ 層で濃度が若干下層より低いことが多いが、これは流出水量との関係は明確でないので、むしろ湿性ポドゾル化土壤中の物質の移動が、溶脱、集積、還元なども関連して不規則であることを示すものであろう。

カリウムは Pw(h)Ⅲ (Plot 1) の 1971 年の濃度が各層とも異常に高く、月を追って漸減している傾向からして、ライシメーター埋設等の土壤の攪乱が原因とも考えられるが、Pw(h)Ⅱ (Plot 2) ではこの傾向はそれほど明瞭でない。次節以下で論ずる他の森林型下の土壤水の溶存成分の動態をみてもライシメーター埋設時の土壤攪乱が原因とみられる事象はほとんどみられなかった**。なお 1972 年は 6 月、10 月に

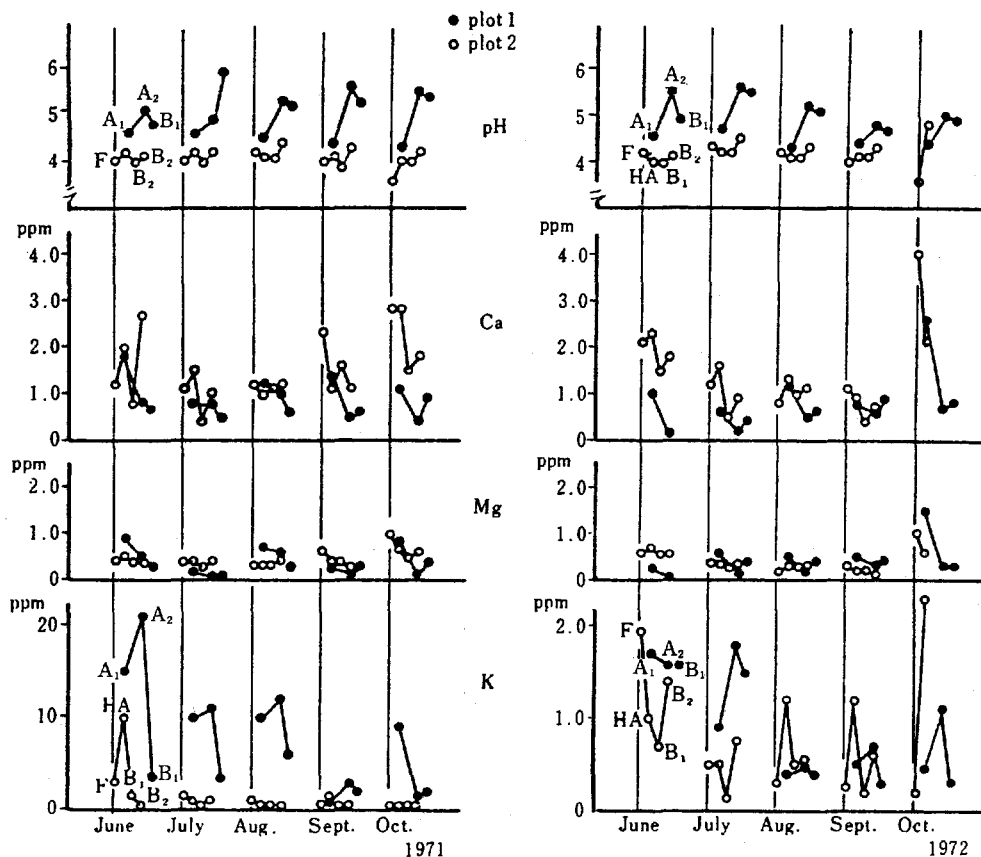


Fig. 12 志賀山試験地の土壤水の溶存成分濃度の月別変動
Monthly fluctuation of element concentration at Shigayama
(pH, Ca, Mg, and K).

* 後に述べる各試験地の溶存成分濃度表示はいずれもこの方法によった。

** 東京都水源林では土壤攪乱が原因と思われる現象がみられた (5-3-4 参照)。

表層が若干濃度が高くカルシウム、マグネシウムと同様の傾向を示す。

無機態窒素（硝酸態とアンモニア態の含量）の濃度は1972年6月、10月の表層での濃度の高まりが明らかであるが、1971年は明瞭な傾向がなく、Pw(h)Ⅲ (Plot 1) ではむしろカリウムの場合と同様土壌攪乱の影響がうかがえる。無機態窒素の中で硝酸態窒素とアンモニア態窒素の占める割合は、各プロット別の月別変動で示すと Fig. 16, 17 のとおりである。Plot 1, Plot 2 共に各月別、各層位別共に硝酸態の方がアンモニア態よりも高濃度の場合が多いが、時として、月によって全層位ともアンモニア態の方が高濃度になることがあり、また層位によってアンモニア態、硝酸態濃度が逆転する場合がある。このような傾向は後節で論述する上北山のスギ・ヒノキ林、塩山のカラマツ・ヒノキ混交林のように常に硝酸態窒素が無機態窒素のほとんどを占める場合とは異なるものであるが、同じく高海拔地の土壌水分動態を筆者のテンションフリーライシメーターで調べた信濃川上の乾性ポドゾル P_DI の調査例⁴⁹⁾、苗場の鉄型湿性ポドゾル Pw(i)I の調査例²⁴⁾²⁵⁾ ではこの志賀山の場合と同様、土壌水中の無機態窒素の中に占めるアンモニア態窒素と硝酸態窒素の占める割合は時として逆転することがあり一定しない。これは高海拔地の土壌の微生物フローラとその消長が低海拔地の土壌の場合と異なること、あるいはポドゾル化土壌内での溶脱集積、あるいは還元といった現象などとの関連で土壌中の有機物の無機化の過程が一定したものでないことを示唆しているものともとれるが、本研究ではその点まで立入った検討はできなかった。土壌水溶

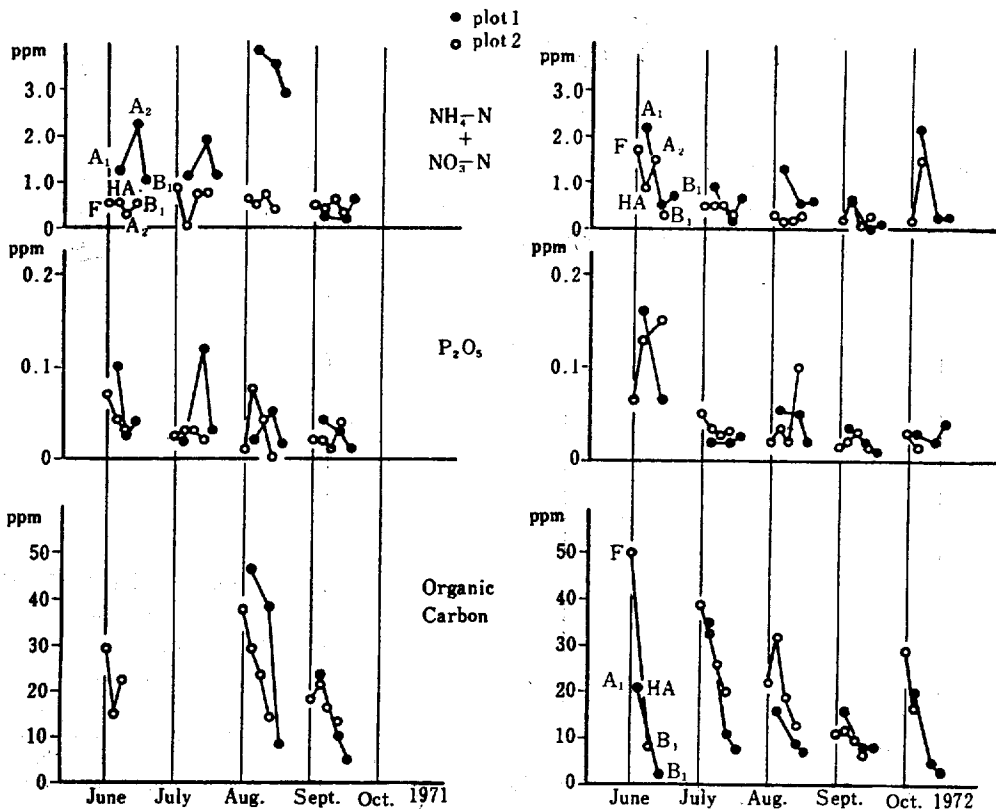


Fig. 13 志賀山試験地の土壌水の溶存成分濃度の月別変動
Monthly fluctuation of element concentration at Shigayama
(N, P and Organic carbon).

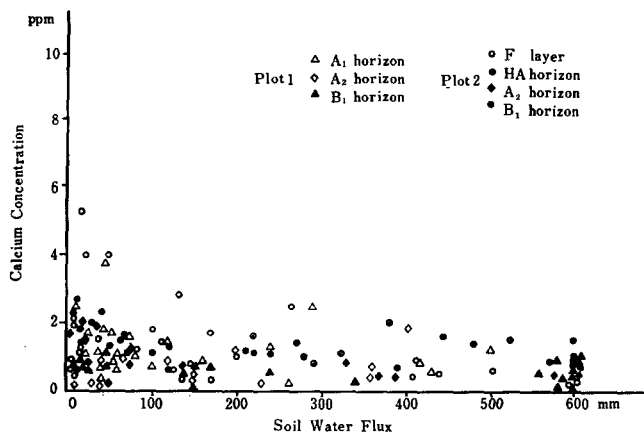


Fig. 14 土壌水流出量とカルシウム濃度の関係 (志賀山試験地)

注) 流出量 600 mm 以上は全て 600 mm として表示

Relation between amount of soil water flux and calcium concentration (Shigayama study area).

The flux of more than 600 mm is shown as 600 mm.

Fig. 15 土壌水流出量と無機態窒素濃度の関係 (志賀山試験地)

注) 流出量 600 mm 以上は全て 600 mm として表示

Relation between amount of soil water flux and Inorganic nitrogen concentration (Shigayama study area).

The flux of more than 600 mm is shown as 600 mm.

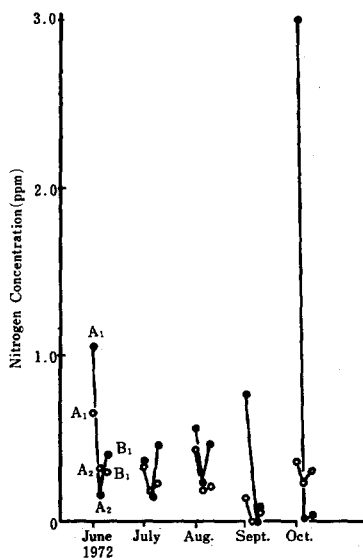
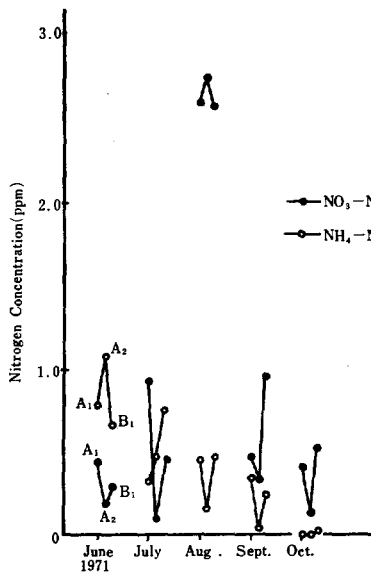
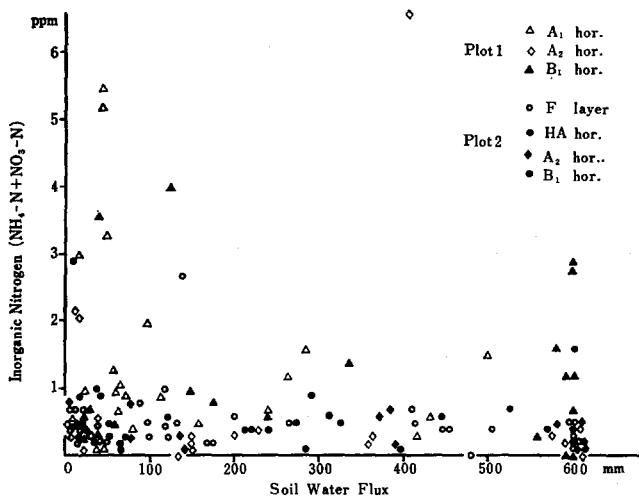


Fig. 16 土壌水のアンモニア態、硝酸態窒素濃度 (志賀山 Plot 1)

Ammonium and nitrate nitrogen concentration of soil water (Shigayama study area Plot 1).

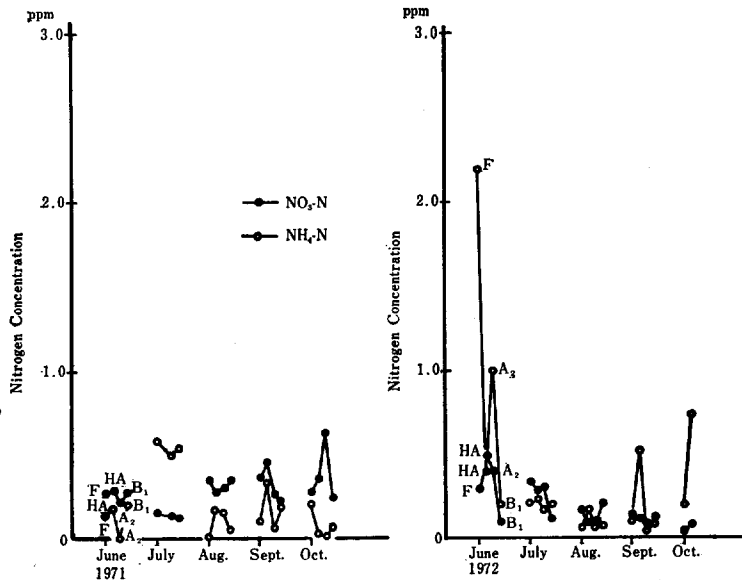


Fig. 17 土壌水のアンモニア態、硝酸態窒素濃度 (志賀山 Plot 2)
Ammonium and nitrate nitrogen concentration of soil water
(Shigayama study area Plot 2).

存窒素の形態と他の溶存成分との関連については後節の総括的な考察で更にふれることにする。なお川上の乾性ポドゾルの A_0 層では8月の乾燥以後流出水の硝酸態窒素濃度が急増する現象が認められ、これは乾燥がもたらした結果だと考えられる²⁴⁾が、湿性ポドゾルではこのような乾燥のもたらす硝酸態窒素の濃度の高まりは認められない。

リンは他の成分にくらべて土壌水中の溶存成分濃度は100分のppmと低く、月別変動は6月に高い濃度を示すものがあるほかは、あまりはっきりした傾向はない。

有機炭素濃度は両プロットとも表層と下層で著しい差がみられる場合が多く、表層で高濃度であることは流出水の色が濃い褐色、ウィスキー色を呈していることからうかがえる。上に記述した他の成分には認められない土壌水中の有機炭素濃度の同一土壌断面内での勾配については平山²⁴⁾の指摘するメカニズムが考えられる。すなわち A_0 層に由来する水溶性有機物が pH の低い環境下 (Table 1 に示すように Plot 1 の土壌の A_1 層の H_2O -pH 3.64, Plot 2 の HA 層で 3.70, 土壌水の pH は Fig. 12 に示すように Plot 1 の A_1 層で 4.3~4.8, Plot 2 の HA 層で 4.0~4.2) ではマイナスイオンとなって水に溶解しており、これが下層へ流下するにしたがって、鉄やアルミニウムに富んだプラスにチャージした集積層に達して徐々に沈殿する。このような有機物の集積は Table 1 の土壌の化学性からうかがわれ、Plot 1, Plot 2 の両土壌とも下層まで炭素含量が多く、Rw(h) II 型土壌では B_1 層での有機物の集積が明らかであるし、また両土壌とも C/N 比が下層で高い値を示す。

ただし、土壌水溶存有機炭素の土壌層位別の濃度勾配を単にこの沈殿 (集積) 現象だけで解釈することはできないと考える。Table 2 に示した各プロットの土壌水の動態からみて、特に Plot 1 では下層の流出量が多いための希釈効果が考えられる。また後に述べる土壌中を水と共に移動する物質量を層位別に kg/ha 単位で示した Table 4 にみるように、Plot 1, Plot 2 とも鉾質土層での有機炭素の移動量は下層

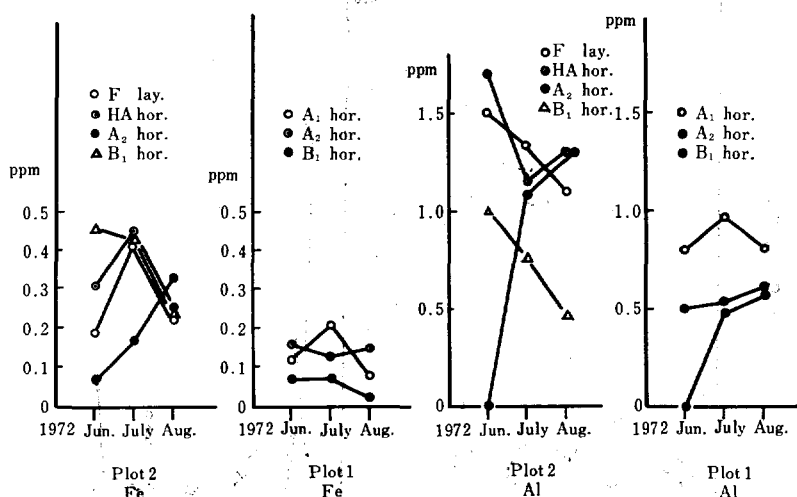


Fig. 18 志賀山試験地の土壌水の鉄とアルミニウムの濃度
Fe and Al concentration of soil water at Shigayama study area.

Table 3. 志賀山試験地土壌水中の Fe, Al 濃度の荷重平均値*

Weighted mean value of Fe and Al concentration of soil water at Shigayama study area (ppm)

Plot	Horizon	Fe	Al
Plot 1 Pw(h)Ⅲ	A ₁	0.16	0.90
	A ₂	0.13	0.55
	B ₁	0.05	0.51
Plot 2 Pw(h)Ⅱ	F	0.41	0.75
	HA	0.35	1.25
	A ₂	0.41	1.19
	B ₁	0.18	1.10

* 1972年6月～8月 3か月間
In three month from June, 1972.

に示した。わずか3か月の分析結果で濃度の変動の特徴をうんぬんすることはできないが、鉄とアルミニウムの濃度を比較すると両プロットの土壌の各層ともアルミニウムの濃度が高く2～3倍から10倍にも達する場合があります、この結果は PONOMAREVA⁴⁴⁾の結果とは逆であるが、平山²⁴⁾、大角ら⁴³⁾のわが国のポドゾル化土壌での結果とは一致し、乾性ポドゾルの土壌水の動態とも一致している。Table 3 にみられるように両プロット共、鉄の濃度の平均値は下層での低下が著しいのに対して、アルミニウムではそれほど顕著ではないことが Pw(h)Ⅲ の A₂, B₁ 層, Pw(h)Ⅱ の A₂, B₁ 層を対比してみると判然とする。このことは、この種の土壌中の鉄とアルミニウムの挙動の違いを示唆するものである。前段に述べた有機炭素の場合と同様 Plot 1 および Plot 2 の B₁ 層での鉄の沈積が考えられ、一方、アルミニウムは下層

ほど少なくなっているが、上位層と下位層の差の部分が上位層に残留沈積すると単純に解釈することもできない。土壌生物にとりこまれ、あるいは無機化されるものが考えられるし、また Plot 2 の水分動態から理解されるように、下位の透水不良層に浸透せずに斜面に沿って層内を流下するものも考えられるからである。

鉄、アルミニウムについては1971年の試料については分析を行わなかったし、1972年も9月、10月のサンプル量が少なく分析できないものもありデーターの欠損が多いので6, 7, 8月の3か月のものについて、各プロットの各層位別の月別変動を Fig. 18 に、その荷重平均値を Table 3

においてもその mobility が低下しないものと考えられる。このような鉄とアルミニウムの挙動の違いは、有機炭素の挙動と相まってこの種の湿性ポドゾルの生成要因解明に糸口を与えるものと考えられ、このテンションフリーライシメーターが土壌生成の分野の研究の手法としても役立つことを示唆しているものとする。

1971年、1972年のいずれも6～10月の5か月の試験期間中に、各 Plot の各層位を土壌水と共に流動した各成分の総量を、用いたライシメーターの集水面積から kg/ha 単位に換算して Table 4 に示した。なお表中*印を付した数値は集水量が貯水タンクをオーバーしたために正確な計量が行えなかったものでそれらはいずれも貯水タンク満タンのものとして計算した。したがって実際にはそれらの数値以上の成分の流動があったはずであるが、Table 2 の林内雨量と集水量の関係からみて、貯水タンクのオーバー量はせいぜい2倍であろうと考えて、実際の成分移動量の概略の数値のオーダーを知るには支障ないとみて、上記のような計算値を表示したものである。

これらの数値は COLE and GESSEL¹⁴⁾ がダグラスファーの林のポドゾル化土壌で、テンションライシメーターを用いて測定した土壌中を土壌水と共に流動する成分量の10か月間の総量 (Table 21 参照) と比較してみても、その表層部 (1インチ深) での数値とほぼ類似のオーダーである。ただ、COLE らは平坦地のダグラスファー林で試験しており、1インチと36インチ深での流出量を比較して rooting zone (36インチ) 以下には成分はほとんど流出せず、植物に利用されるか土壌中にとどまるとしているが、筆者の結果では36インチまでは調べていないものの Plot 1 および Plot 2 の B₁ 層での流出成分の量から考えて、両プロットとも各成分は rooting zone にとどまって植物に利用されるだけでなく、斜面に沿って土壌中を流下する水と共に、かなりの量が下層へ流下するもののようである。成分により、また年によって

Table 4. 5か月の試験期間中に土壌の各層位を流動した成分量

Release of elements from the soil horizons during
the 5-month study period

(kg/ha)

Study year	試験箇所 Plot	層 位 Soil horizon	Inorganic N	P	K	Ca	Mg	Organic C
1971	Plot 1	A ₁	8.7	0.15	65.0	8.4	3.6	—**
		A ₂	27.4	0.26	149.2	9.1	4.5	—
		B ₁	30.2*	0.21*	117.1*	11.5*	5.0*	—
	Plot 2	F	4.5	0.14	16.8	12.1	3.4	—
		HA	7.7	0.31	32.2	23.9	6.4	—
		A ₂	6.3	0.15	6.5	9.0	3.8	—
		B ₁	2.3	0.02	6.0	6.4	1.9	—
	1972	Plot 1	A ₁	7.7	0.14	5.8	8.2	4.9
A ₂			3.2*	0.15*	17.0*	6.0*	3.4*	132.0*
B ₁			7.3*	0.12*	12.8*	10.5*	6.1*	120.8*
Plot 2		F	3.4	0.12	3.8	9.5	2.7	213.5
		HA	7.0*	0.19*	12.3*	16.9*	4.4*	303.8*
		A ₂	4.3*	0.17*	1.9*	7.3*	3.1*	244.3*
		B ₁	3.8*	0.15*	8.8*	10.4*	3.0*	130.7*

* More than this level.

** Data is not available.

各プロットの層位別の流出成分量には必ずしも一定の傾向は認められないが、下部層位の流出量が上部層位よりも多い場合が各プロットの各成分についてしばしば認められるほか、下層で成分流出量が減少しているものも、その減少の度合は上述の Cole らの試験結果ほどに著しくない場合がほとんどである。

このような斜面での流出成分の層位別の動態は、Table 1 に示した両プロットの土壌中の層位別の成分含量の推移とは必ずしも一致しない。このことは斜面土壌にあっては、土壌中に捕捉されあるいは植物に吸収されることなく下層へ流出する成分量がかかなり多い場合のあることを物語っている。これは先に述べた Cole らが調べた平坦地土壌での流出成分の動態と全く異なるところである。

有機炭素の流出量については先に層位別の土壌水中の濃度勾配と関連して若干ふれたが、両プロットの下層においても、5 か月間で 100 kg/ha 以上もの有機炭素が流出する現象は、次節以下に述べる低海拔地の他の森林下の土壌にはみられないものである。年間に litter fall として林地にもたらされる有機物（炭素量）はこの研究地域の場合、年間 3.9 ton/ha といわれ⁴⁸⁾、それに対比すればこの 100 kg/ha をこす流出量もさほど多い量とはいえないかもしれないが、低海拔地の森林下の土壌水にみられないこの現象は、おそらくは環境のちがいによる有機物の分解過程のちがいによるもので、亜高山針葉樹林下でモル型堆積腐植が形成されるような有機物分解の過程では、水溶性の有機炭素として無機化の中間段階の低分子の有機物がかかなりの量、土壌水と共に流動していることが考えられる。一方低海拔の主としてムル型腐植の形成されるような有機物分解過程では、堆積腐植層ですでに無機化が大部分最終段階まで進行して、水溶性有機炭素として土壌水中に溶出してくる部分は前者に比べて少ないものと考えられる。

テンションフリーライシメーターで捕集される土壌水の水溶性有機炭素の質を調べることによって土壌有機物の分解過程、腐植化の過程を明らかにするひとつの糸口とすることもできる。

5-1-5 要 約

志賀山 IBP 特別研究地域におけるテンションフリーライシメーター試験による2か年間の土壌水分動態と溶存成分動態の調査結果から、亜高山帯針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壌でのそれらの動態の特徴を知ることができた。

志賀山の湿性ポドゾル化土壌では下層に透水不良層が介在するために、土壌層内の水分動態が不規則で、それは降水によってもたらされる水の多寡によっても不規則に変化する。また等しく下層に透水不良層をもつ同じ湿性ポドゾル化土壌でも、微地形のちがいによって、また孔隙組成等の理化学性のわずかなちがいによって、その土壌水分動態に大きな相違があり、それが土壌水と共に流動する溶存成分の動態をも左右し、土壌断面形態、理化学性にもそれぞれ反映している。土壌水溶存成分の動態としては特にアンモニア態・硝酸態の窒素、鉄、アルミニウム、有機炭素について論述したが、これらはいずれも低海拔地の森林下の土壌ではみられない特徴的な動態を示す。

(1) 志賀山の湿性ポドゾル化土壌の土壌水では溶存無機態窒素の中でアンモニア態と硝酸態の占める割合は、硝酸態の方が高濃度の場合が多いが、月別、層位別にみて両者の濃度が逆転する場合があり、これは筆者らの調べた同じく高海拔地の森林下の現象と共通するものであり、後述する上北山、塩山の溶存窒素の動態と異なるところである。

(2) 溶存有機炭素の濃度が他の森林型下の土壌水分に比べて極めて高い。易溶性で無機化の中間段階の有機物が土壌水と共に流動しているものと考えられ、高海拔地での堆積腐植等の有機物分解の過程が、低海拔地のそれと異なるものであることが、この有機炭素の動態にも反映しているものと思われる。

(3) 土壌水中の鉄とアルミニウムの溶存濃度を比較すると、アルミニウムの方が mobility が高く湿性ポドゾル化土壌での物質の動態を明らかにする手がかりが、このライシメーターの手法を用いることによって得られることがたしかめられた。

(4) 土壌水と共に流動する成分の量を単位面積当りで試算してみた結果、有機炭素は別としてその他の成分の流動量は他の森林型下の流動量と極端にちがうものではないことが知れた。またこの湿性ポドゾル化土壌の場合、rooting zone 以下の下層へもかなりの成分が流動するものとみられる。

第2節 静岡県浜北アカマツ天然生林下の褐色森林土の水分、溶存成分の動態*

5-2-1 試験箇所

静岡県浜北市、静岡県浜北県営林内の洪積層丘陵地の第1報第3章⁹⁾に記述した水湿状態の経時変動観測を行った箇所と全く同一の箇所、高低差約15mの微凸形斜面の肩部 (Plot 1) と、斜面の下部 (Plot 2) の2箇所で行った。地形、林相、土壌の断面形態はしたがって第1報第3章に記述したものと同一である。各 Plot の土壌の理化学性は第1報の3-2-1の Fig. 10, Table 2 に示したとおりである。各 Plot の土壌の各層位別の化学性は Table 5 に示す。

5-2-2 試験方法

Plot 1 (B₀(d) 型土壌) の A 層 (約5cm 深)、B₁ 層下部 (約40cm 深) と Plot 2 (B₀ 型土壌) の A 層 (約5cm 深)、B₁ 層 (約40cm 深) の各層に水湿状態の経時変動の観測のためのテンションライシメーターに隣接して、テンションフリーライシメーターを各3個ずつ設定し1971年5月10日から翌1972年6月24日までほぼ1年間、おおむね1か月間隔で集水量を測定し、その一部を持ち帰って溶存成分量を定量した。なお試験期間中必ずしも1か月の測定間隔が厳守できず間隔が1か月半にのびた場合が2回あった。第1報⁹⁾の林相の記述からも知れるようにこの試験箇所はアカマツ林とはいっても疎林で下層植生のヒサカキやソゴ等の優占度が高いところで、林内雨の観測は困難であったので実行しなかった。林地に供給される降水量は試験箇所に近い静岡県林業試験場での日観測データーを積算して用いた。

5-2-3 試験のねらい

この試験は各地の主要森林下の土壌の水分動態、溶存成分動態の特徴を調べる研究の一環として、わが

Table 5. 静岡県浜北試験地の土壌の化学性
Chemical properties of the soils at Hamakita study area

試験箇所 Plot	層 位 Horizon	pH (H ₂ O)	Exch. acidity (γ_1)	C (%)	N (%)	C/N	CEC	Exchangeable		Rate of saturation (%)	
								Ca	Mg	Ca	Mg
								me./100 g			
Plot 1 B ₀ (d)	A	4.75	14.1	2.3	0.09	26	9.94	0.96	0.36	9.66	3.62
	B ₁	5.06	17.7	1.1	0.05	24	8.93	0.21	0.12	2.35	1.34
	B ₂	5.00	17.7	0.3	0.02	16	6.05	0.12	0.08	1.98	1.32
Plot 2 B ₀	A	4.92	10.0	3.3	0.13	25	14.90	1.72	0.40	11.54	2.68
	B ₁	4.62	13.5	0.8	0.04	21	7.96	0.11	0.06	1.38	0.75
	B ₂	5.08	13.7	0.4	0.02	20	6.34	0.12	0.12	1.89	1.89

* この研究の一部は第84回日本林学会大会で発表した⁹⁾。

国の低山地の主要な森林型であるアカマツ天然生林を対象とし、このアカマツ天然生林下の褐色森林土の土壤水分の動態、溶存成分の動態を調べたもので、丘陵地の微地形の差が土壤水分、溶存成分の動態にどのように反映するかについても比較を行った。

5-2-4 結果と考察

テンションフリーライシメーターの土壤水流出量の測定結果を Table 6 に示す。この数値は各層 3 個のライシメーターの観測値を単純に算術平均したものである。

降水量の積算値と土壤水流出量を対比してみると、Plot 1, Plot 2 共に A 層ではおおむね降水量の 1/2 ないし 1/3 程度の流出量で、台風時に日雨量 250 mm をこすような大過剰の水が供給された時だけ 75% をこす流出量が観測される。B₁ 層 (約 40 cm 深) での流出量は Plot 1 と Plot 2 で全く対照的で尾根肩部で表層より多い流出量があるのに、斜面下部の B 層でほとんど土壤水の流出がみられず台風などによる一時に多量の降水があった時に限られる。そして、尾根肩部で下層からの流出量が多いとはいってもその量はおおむね降水量の約半分である。このような土壤水の動態は前節で記述した志賀山の亜高山帯針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壤のそれとは全く様相を異にする。

このような土壤水分動態の相違を生ずる要因としては、すでに第 1 報第 4 章⁹⁾ で指摘したことから考えて、この場合は降雨前の土壤の水湿状態のちがいと土壤の物理性のちがいが考えられよう。第 1 報 Table 6⁹⁾ の気象因子からみて、年降水量はむしろ志賀山の方が少ないが蒸発散量もまた少ないと考えられ、これが一つの大きな要因となって第 1 報の Fig. 4, 5 と Fig. 12⁹⁾ に対比されるような水湿状態の差を生ずる。

この水湿状態のちがいとそれをもたらしむとつ因子である土壤の物理性のちがいが、主として孔隙組成のちがいが土壤水の流出量を左右する。

すでに第 1 報の Fig. 7, Table 1 と Fig. 11, Table 2⁹⁾ に示した志賀山と浜北の土壤の孔隙組成のちがいを対比するために、一つの表にまとめて Table 7 に示した。

筆者のテンションフリーライシメーターに捕集される土壤水は主としてこの表で示す非毛管孔隙中を移動するものと考えられるが、土壤中に浸透した水は毛管孔隙中にも保持され、pF 2.7 相当以上の大きさの孔隙中では、毛管移動水が流動するものとされる^{8a)}。この毛管移動水の流動が考えられる孔隙部分は、し

Table 6. テンションフリーライシメーターの土壤水流出量

Soil water flux through tension free lysimeter

(mm)

試験箇所 Plot	層 位 Horizon	1971 5/10 ~6/14	6/15 ~7/20	7/21 ~8/23	8/24 ~9/22	9/23 ~10/29	10/30 ~11/29	11/30 ~1/3	1972 1/4 ~2/28	3/1 ~4/14	4/14 ~6/24
Plot 1	A	60	105	80	342	57	0.1	25	43	102	284
B ₀ (d)	B ₁	147	127	102	417	102	—	68	64	160	260
Plot 2	A	44	64	82	439	86	0.4	27	46	258	206
B ₀	B ₁	—***	18	—	519	—	0.0	—	0.1	—	70
Precipitation		288	260**	204	452*	206	21	112	177	333	734

* 台風 23 号による 8/23~8/24 280 mm を含む。 Including 280 mm by the typhoon No. 23.

** 台風 13 号による 7/6~7/7 115 mm を含む。 Including 115 mm by the typhoon No. 13.

*** 流出なし。 No flux was measured.

Table 7. 志賀山試験地, 浜北試験地の土壌の孔隙組成と透水性
Volume percent composition and water permeability of the soils
at Shigayama and Hamakita study area

試験箇所 Plot	層位 Horizon	容積組成 Volume percent composition (%)						透水性 Water permeability (cc/min)
		固相 Soils phase	採取時水分 Water in situ	水隙量 Porosity	細孔隙 Fine pore	粗毛管孔隙 Coarse capillary pore	非毛管孔隙 Non capillary pore	
Shigayama Plot 1	A ₁	12.5	57.7	87.5	54.2	17.4	15.9	354
	A ₂	21.4	70.6	78.6	64.3	11.3	3.0	11
	B ₁	14.5	79.2	85.5	66.7	15.8	3.0	2
Plot 2	HA	25.5	44.9	74.5	44.7	10.5	19.3	60
	A ₂	24.2	72.8	75.8	66.8	8.5	0.5	7
	B ₁	19.5	74.1	80.5	65.9	12.0	2.6	1
Hamakita Plot 1	A	33.2	47.0	66.8	48.0	15.0	3.8	29
Plot 2	A	34.7	25.6	65.3	26.9	15.5	22.9	58
	B ₁	42.8	24.6	57.2	23.6	18.9	14.7	42

非毛管孔隙 Non-capillary pore		毛管孔隙 Capillary pore	
粗孔隙 Coarse pore		細孔隙 Fine pore	
非毛管孔隙 Non-capillary pore	粗毛管孔隙 Coarse capillary pore	細毛管孔隙 Fine capillary pore	
pF 0	1.8	2.7	4.2*

Fig. 19 土壌孔隙の区分と pF 値
Classification of soil pore and equivalent pF value

* pF 領域は概略の目安として記した (土壌物理性測定法委員会編 土壌物理性測定法, 養賢堂, 東京, 1972 参照)
Roughly equivalent pF values are given.

たがって真下³⁰⁾の区分による粗孔隙の中で, 最小容気量相当のもの (非毛管孔隙) を差し引いた部分である。これをここでは粗毛管孔隙と仮称する。細孔隙, 粗孔隙, 非毛管孔隙, ならびに粗毛管孔隙の区分と相当する pF 値との関係を図示すると Fig. 19 のようになる。この粗毛管孔隙に保持される水は非毛管孔隙を流動する水とは異なり, 一時的にせよ土壌中に貯留され, 徐々に下方へ流動するかまたは蒸発散によって失われる。(この粗毛管孔隙量が土壌の水貯留能, 水源涵養機能を支配する。) そして, 毛管孔隙に保持される水の量は土壌の水湿状態(乾湿)によって異なる。粗毛管孔隙の大部分まで水を保持する湿潤な状態もあれば, pF 2.7 相当以下の細孔隙にも水を含まない乾燥状態もある。志賀山の湿性ポドゾル化土壌はすでにのべたように, 浜北の褐色森林土壌に比べて常時湿潤な状態にあり, 特に下層ではここという粗毛管孔隙の過半も常時水が存在していて, そこに新たに降水によって表層から水が浸透してきても粗毛管孔隙に保持される部分はわずかで, 大部分は非毛管孔隙を流動するか, 非毛管孔隙が少なくて透水が悪く下層へ浸透しきれない水は, 土壌中を斜面に沿って流下することになる。一方浜北の土壌では Table

6 に示す水分動態からみて、Plot 2 では降水によってもたらされた水は非毛管孔隙を流動するだけでなく、粗毛管孔隙にも保持される。つまり粗毛管孔隙に水を満度には保持していない水湿状態にあるものとみられる。表層から下層へこの粗毛管孔隙が、浸透してきた水によって充填されていくとすれば、当然のことながら表層よりも下層の方が、いわゆる重力水（自由水）として流出してくる水が少なくなる。そしてこの粗毛管孔隙に保持された水は、第 1 報⁹⁾ で述べた水分環境の経時変動（第 1 報 Fig. 12）から考えて、下層へ流動する一方、蒸発散によっても消費され、また新たな降水で浸透して来る水が占有する余地を与えることになる。このような土壤水分動態のメカニズムは後に論ずる東京都水源林の土壤についてもあてはまるものと考えられる。

なお浜北の Bo(d) 型土壤 (Plot 1) で上述の論旨とは矛盾する土壤水の動態がみられるのは、B₁ 層以下の石礫含量が非常に多くて円筒試料が採取できず物理性の分析データを得られなかったので全くの推論になるが、その断面形態の特徴からみて（第 1 報⁹⁾ 第 3 章参照）おそらく B₂ 層以下が透水不良な堅密な土壤で、B₂ 層以下へ浸透できない水が B₁ 層を流下することも考えられよう。

溶存成分濃度の層別別の荷重平均値を Table 8 に示す。各成分の濃度は A 層の土壤水の方が B 層より高い場合が多いが、逆転して B 層の土壤水の方が高濃度になる場合も月によってしばしばみられる。このような現象は先にのべた志賀山の湿性ポドゾル化土壤でもみられたし、またこれから述べる東京都水源林、奈良県上北山の試験でも認められた。このように下層の成分濃度が時によって相対的に表層より高くなるのは、表層の土壤水流量が多いことによる希釈効果、表層により多く分布する根系からの植物体への吸収、A 層と B 層の土壤のイオン置換の様相のちがい、土壤水が表層から下層へ流動する間に溶出する成分が富化されることなど、いくつかの要因が考えられるが詳細に検討したわけではないので推論の域を出ない。

溶存成分濃度の月別変動を各プロットの A 層について対比し Fig. 20, 21 に示した。無機態の窒素（硝酸態、アンモニア態の含量）は他の成分と異なり、11 月と 12 月の乾燥のあとの濃度の上昇はみられない。また 9 月に他の成分にはみられない濃度の高まりがみられる。これらの現象には土壤中の生物活動の消長との関係が考えられる。硝酸態、アンモニア態の濃度は極端な開きのない場合が多く、また硝酸態 > アンモニア態の場合もあり、その逆の場合もあって区々で、後述する東京都水源林、上北山の試験地の土壤にみられるような、硝酸態窒素が無機態溶存窒素の大部分を占めるといった現象はみられなかった。また窒素濃度のレベルは先に述べた志賀山のポドゾル化土壤のものにほぼ匹敵し、他の低海拔地の森林下の土壤水の濃度に比べて低い。アカマツ林下の褐色森林土の土壤生態系の環境が、他の褐色森林土あるい

Table 8. 浜北試験地の土壤水溶存成分濃度の荷重平均値

Weighted mean element concentration in soil water
at Hamakita

(ppm)

試験箇所 Plot	層 位 Horizon	NH ₄ -N	NO ₃ -N	P	K	Ca	Mg
Plot 1 Bo(d)	A	0.17	0.18	0.016	1.1	1.2	0.27
	B ₁	0.11	0.19	0.007	0.3	0.8	0.26
Plot 2 Bo	A	0.14	0.22	0.008	1.4	1.4	0.35
	B ₁	0.19	0.18	0.005	1.3	1.0	0.31

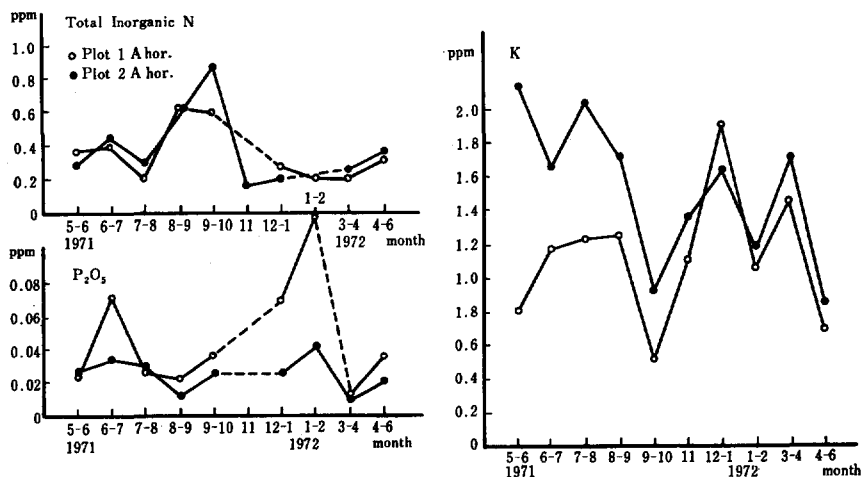


Fig. 20 浜北試験地の土壌水の窒素, リン, カリウムの濃度の月別変動
Monthly fluctuation of nitrogen, phosphorus, and potassium concentration in soil water at Hamakita study area.

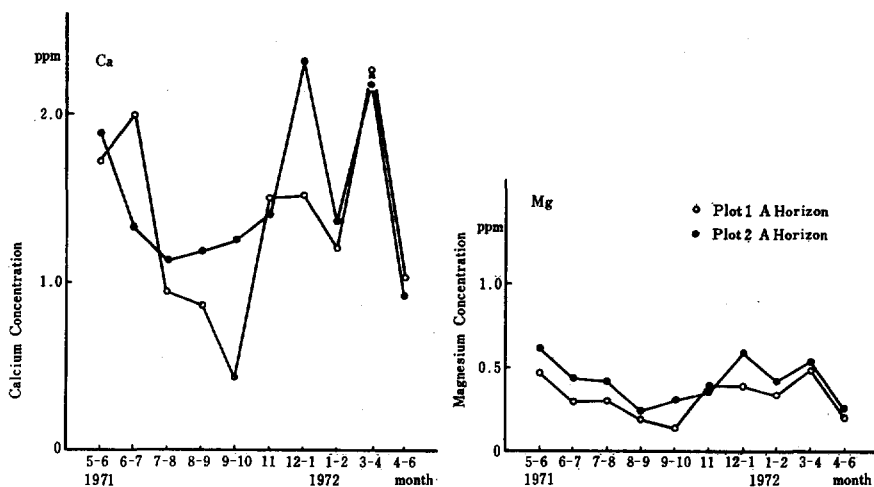


Fig. 21 浜北試験地の土壌水のカルシウム, マグネシウムの濃度の月別変動
Monthly fluctuation of calcium and magnesium concentration of soil water at Hamakita study area.

Table 9. 1年の試験期間中に土壌層位を流動する成分量
Element release through the soil horizons during the 1 year study period

(kg/ha)

試験箇所 Plot	層位 Horizon	NH ₄ -N	NO ₃ -N	P	K	Ca	Mg
Plot 1	A	1.8	2.0	0.17	11.7	13.6	2.9
B ₀ (d)	B ₁	1.5	2.6	0.19	4.8	11.3	3.8
Plot 2	A	1.8	3.0	0.11	19.8	18.7	4.8
B ₀	B ₁	1.5	1.5	0.03	7.0	5.3	1.7

Table 10. 1971年6月から6か月間に土壌層位を流動する成分量
Element release through the soil horizon during the 6 months
from June 1971 (kg/ha)

試験箇所 Plot	層位 Horizon	NH ₄ -N	NO ₃ -N	P	K	Ca	Mg
Plot 1	A	1.6	1.8	0.09	7.4	7.5	1.6
B ₀ (d)	B ₁	1.3	2.3	0.07	3.1	5.5	1.9
Plot 2	A	1.5	2.5	0.06	11.8	8.9	2.3
B ₀	B ₁	1.4	1.4	0.03	6.7	5.0	1.6

は黒色土のそれと異なることがうかがえる。

リンは他の成分より 1/10~1/100 低い濃度であるが、概観的にはカルシウム、マグネシウム、カリウムなどと大体同様の変動を示す。以上いずれの成分も土壌表層の土壌水溶存濃度は、丘陵地の斜面上部でも下部でも大差はない。

1971年6月から1972年6月まで約1年間に各プロットの各層位の土壌中を流動した成分の積算量を Table 9 に、また、他の試験地の結果との対比の便のために1971年6月から11月まで6か月間の積算量を Table 10 に示した。窒素以外の成分の流動量は他の森林下の土壌中の流動量に比べて決して少ないものではない。Table 5 に示す土壌の成分含量にみるようにやや未熟な土壌にあって、その土壌水溶存成分の流動量が少なくないのは、ひとつにはライシメーターに捕集される水は土壌表層から比較的速かに流動するものであること、また Table 5 の土壌の化学性にみるように塩基置換容量が低く、置換酸度が高いというこの土壌の特徴から、土壌水溶存成分が土壌中に捕捉されることが少ないということも考えられよう。土壌型あるいは森林型が異ってもテンションフリーライシメーターに捕集される土壌水の溶存ミネラルの濃度には大差のないことがうかがえる。このことについては後に総括的考察の項で再度ふれることにする。

5-2-5 要 約

丘陵地のアカマツ天然生林下の褐色森林土の土壌水分動態、溶存成分の動態の特徴を明らかにした。

(1) 志賀山の湿性ポドゾル化土壌の水分動態と対比して、丘陵地の褐色森林土の水分動態がその土壌の物理性と蒸発散量に左右されることを明らかにした。この土壌水分動態を左右する要因は、丘陵地の微地形、斜面の下部と上部の尾根肩部での土壌水流動のちがいをもたらすものであることが明らかである。

(2) 志賀山の湿性ポドゾル化土壌と対比しつつ、土壌中を流動する水の動態を土壌の孔隙組成（非毛管孔隙、粗毛管孔隙、細孔隙の組成）と土壌の乾湿（毛管を充填する水の量）の程度のちがいによって説明した。

(3) ほぼ1年間にわたって土壌水溶存成分濃度の変動を調べた結果、カルシウム、マグネシウム、カリウム、リンは11月、12月の乾期のあと濃度の高まりがみられたが、窒素はこれらの成分とは無関係に9月に濃度の高まりがみられ、生物活動の消長との関係が示唆された。

(4) 溶存無機態窒素の中硝酸態とアンモニア態の占める割合は月別、層位別とも区々で低海拔地の他の森林型、東京都水源林、上北山にみられるような硝酸態が過半を占めるという傾向はなかった。また窒素濃度のレベルは低海拔地の他の森林下の土壌水に比べて低く、志賀山の湿性ポドゾルに匹敵する。

(5) 溶存成分が一定期間に流動する量は、他の森林型下の土壌中を流動する量に比べて必ずしも少ないものではない。

第3節 東京都水源林ヒノキ・カラマツ混交林と落葉広葉樹林の土壌水分、溶存成分の動態*

5-3-1 試験箇所

1. ヒノキ・カラマツ混交林

場所：山梨県塩山市萩原山都有林 17 林班，ハビロ沢流域の中の小沢の形成する微小な（約 0.5 ha）流域の斜面上部尾根近くの微凸部 (Plot 1) と、この微小流域の袋状凹地形の底部に当たる部分 (Plot 2)。地形の概況を Fig. 22 に示す。

Plot 1, B_{1c} 型土壌

傾斜：32°，方向：S 25° E，標高：約 1,300 m，土壌母材：花崗閃緑岩と火山灰

土壌の断面形態

L：約 1 cm，カラマツ，ヒノキの落葉

F：約 4 cm

A₁：層厚 10 cm，10 YR 2/2，石礫なし，砂質壤土，粒状構造（部分的に団粒状），軟，小根すこぶる多，下層へ漸変

A₂：10～12 cm，10 YR 2/2，石礫なし，砂質壤土，堅果状ならびに粒状構造，堅，小根すこぶる多，下層への推移判然

B₁：15～20 cm，10 YR 3.5/4，石礫なし，砂質壤土，弱度の堅果状構造，堅，小根多，下層へ漸変

B₂：25～30 cm，10 YR 4/6，石礫なし，砂質壤土，構造なし，堅，小根含む，下層へ漸変

BC：25 cm⁺，10 YR 5/6，石礫なし，砂質壤土，構造なし，堅，根なし

Plot 2, B_{1E} 型土壌

傾斜：20°，方向：S 38° E，標高：約 1,250 m，土壌母材：花崗閃緑岩と火山灰

土壌の断面形態

L F：2 cm，カラマツ，ヒノキの落葉

A₁：層厚 10 cm，7.5 YR 2/1.5，石礫なし，埴質壤土，団粒状構造，しろう，小根含む，下層へ漸変

A₂：15 cm，7.5 YR 2/1.5，石礫なし，埴質壤土，団粒状構造・弱度の塊状構造，軟，中小根含む，下層へ漸変

A₃：14～18 cm，10 YR 2/2，石礫なし，埴質壤土，弱度の塊状構造やや堅，中根稀，下層への推移判然



Fig. 22 塩山の試験地の地形
Topography of study area at Enzan

* この研究の一部は第 85 回日本林学会大会で口頭発表した。

B₁: 15 cm, 7.5 YR 3/3, 石礫なし, 埴質壤土, 構造なし, 堅密度堅, 根系なし, 下層へ漸変

B₂: 20 cm⁺, 7.5 YR 3.5/3, 石礫なし, 埴質壤土, 構造なし, 堅, 根系なし

林況: Plot 1, Plot 2 共に林齢約 60 年のカラマツとヒノキの列状混交林, 林床植生は Plot 1, Plot 2 共に林内が暗いために少なく, ウリハダカエダ, アサノハカエダ, タカノツメなどが極く少数散生する。

2. 落葉広葉樹天然林

場所: 山梨県塩山市萩原山都有林 16 林班, 花の木沢流域の山腹中部平衡斜面 (Plot 3), 地形の概況は Fig. 22 に示す。

Plot 3, B₀ 型土壤

傾斜: 28°, 方向: S58°W, 標高: 約 1,600 m, 土壤母材: 花崗閃緑岩 (火山灰の混入は少ない)

土壤の断面形態

L: 約 2 cm, F, H ほとんどなし

A₁: 層厚 10 cm, 7.5 YR 2/1.5, 石礫小半角含む, 中半角稀, 埴質壤土, 団粒状構造・粒状構造・塊状構造, しよう〜軟, 小根すこぶる富む, 下層への推移判然

A₂: 10~20 cm, 10 YR 2/2, 小中半角礫あり, 埴質壤土, 団粒状構造・塊状構造, やや堅, 小根すこぶる富む, 下層への推移判然

AB: 5~10 cm, 10 YR 2.5/2.5, 小中半角礫あり, 埴質壤土, 塊状構造, 堅, 小中根富む, 下層へ漸変

B₁: 25~30 cm, 10 YR 3/3, 中半角礫あり, 埴質壤土, 塊状構造, 堅, 中根含む, 下層へ漸変

B₂: 20 cm⁺, 10 YR 4/6, 中大半角礫富む, 埴質壤土, 構造なし, すこぶる堅, 中根あり

林況: ウラジロモミを混じえた落葉広葉樹天然林 (ミズナラ, ブナ, ウラジロモミ, ミネカエダ, ウラジロカンバ, ウワミズザクラ, リョウブ, コハウチワカエダ, ガマズミ, スズタケ, アズマネザサなど)。

Table 11. 東京都水源林試験地土壤の物理性
Physical properties of the soils at Enzan study area

試験箇所 Plot	層位 Horizon	容積組成 Volume percent composition (%)						透水性 Water permeability (cc/min)
		固相 Solid phase	採取時水分 Water in situ	孔隙量 Porosity	細孔隙 Fine pore	粗毛管孔隙 Coarse capillary pore	非毛管孔隙 Non capillary pore	
Plot 1 B/c	A ₁	21.5	34.9	78.5	31.9	23.8	22.8	87
	A ₂	24.9	39.1	75.1	35.4	26.0	13.7	112
	B ₁	28.6	40.6	71.4	34.8	30.5	6.1	56
	B ₂	32.1	40.4	67.9	33.2	28.5	6.2	38
Plot 2 B/c	A ₁	16.0	39.0	84.0	34.3	29.2	20.5	52
	A ₂	20.1	47.7	79.9	42.2	29.8	7.9	81
	A ₃	18.2	56.6	81.8	49.8	24.8	7.2	94
	B ₁	18.2	65.6	81.8	55.3	21.8	4.7	25
Plot 3 B ₀	A ₁	15.1	33.4	84.9	26.2	26.7	32.0	151
	A ₂	15.8	49.9	84.2	44.9	27.0	12.3	255
	AB	17.0	55.2	83.0	47.4	28.0	7.6	57
	B ₁	18.3	61.4	81.7	53.4	24.0	4.3	53

Plot 1 (B_{lc} 型土壌) と, Plot 3 (B_D 型土壌) の層序, 土色などは類似するが, Plot 3 が中小半角礫を表層から含み A 層から B 層への漸移層を持つのに対して Plot 1 は全層石礫を含まず A 層から B 層への推移が判然としていること, また 堅果状構造をもつことから Plot 1 は B_{lc} とし Plot 3 は B_D とした。

3 プロットの土壌の各層の物理性を Table 11, Fig. 23 に, 化学性を Table 12 に示す。

5-3-2 試験方法

Plot 1 の A₁ 層 (A₀ 層直下), A₂ 層 (約 15cm 深), B₁ 層 (約 30cm 深), Plot 2 の A₁ 層 (A₀ 層直下), A₂ 層 (約 20cm 深), A₃ 層下部 (約 35cm 深), Plot 3 の A₁ 層 (A₀ 層直下), A₂ 層 (約 20cm 深), AB 層 (約 35cm 深) の各 3 層位に各 3 個ずつテンションフリーライシメーターを設置して, 1972

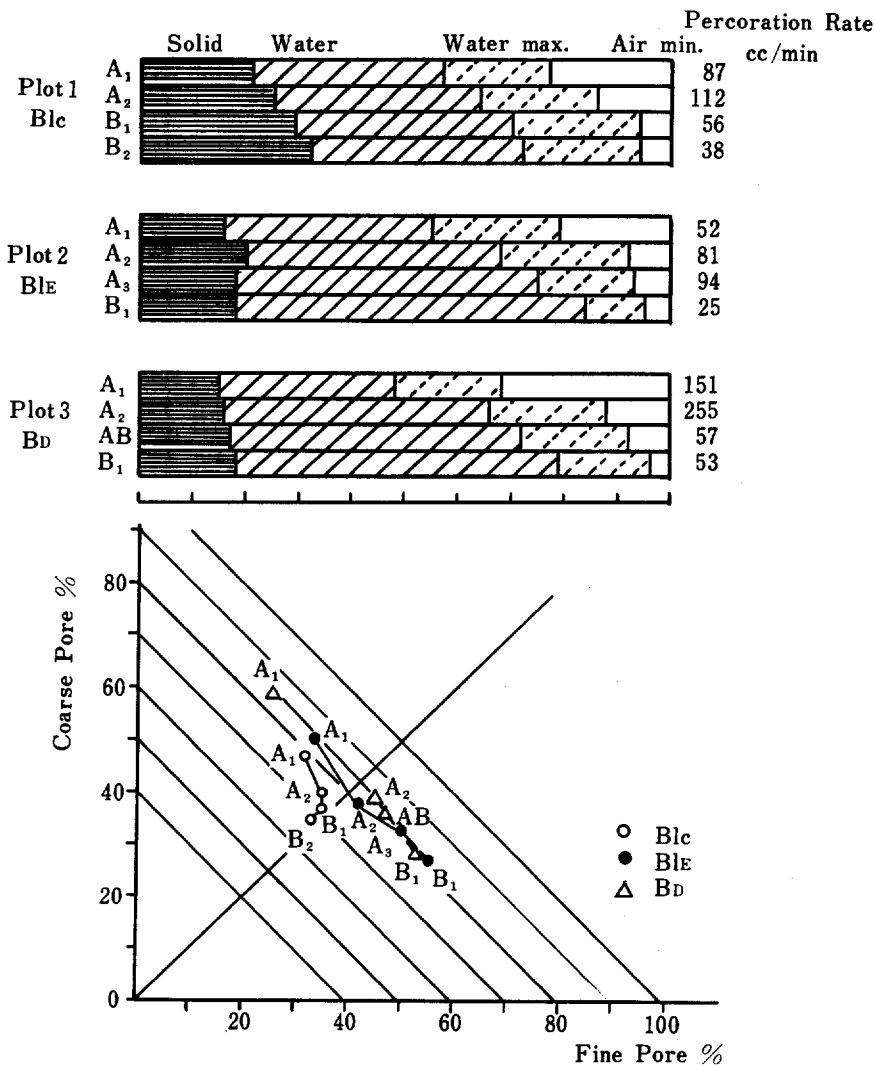


Fig. 23 塩山の試験地の土壌の物理性
Physical properties of soils of study area at Enzan.

Table 12. 東京都水源林試験地土壌の化学性
Chemical properties of the soils at Enzan study area

試験箇所 Plot	層 位 Horizon	y_1	C (%)	N (%)	C/N	CEC	ex. Ca	ex. Mg	pH (H ₂ O)
						me./100 g 乾土			
Plot 1 B/c	A ₁	0.6	8.9	0.47	19	36.14	14.18	2.20	5.86
	A ₂	2.2	7.1	0.39	18	27.49	7.94	1.35	5.44
	B ₁	6.6	3.7	0.18	21	16.55	1.17	0.43	5.55
	B ₂	7.0	1.5	0.07	20	11.60	0.34	0.18	4.96
	BC	7.8	0.6	0.06	10	8.71	0.46	0.33	4.96
Plot 2 B/e	A ₁	4.8	11.1	0.70	16	42.20	8.05	1.11	5.33
	A ₂	2.2	8.9	0.51	17	37.00	7.48	0.81	5.73
	A ₃	2.8	8.2	0.54	15	34.50	4.30	0.56	5.70
	B ₁	1.2	5.3	0.39	14	25.39	1.11	0.22	5.60
	B ₂	1.2	4.8	0.37	13	24.47	0.87	0.17	5.63
Plot 3 B/d	A ₁	15.2	14.7	0.91	16	45.07	0.97	0.60	4.62
	A ₂	12.0	14.0	0.89	16	42.16	0.59	0.40	4.77
	AB	5.3	10.6	0.60	18	33.67	0.20	0.11	4.95
	B ₁	2.7	6.5	0.36	18	28.44	0.19	0.09	4.80
	B ₂	1.4	2.2	0.14	16	16.11	0.20	0.11	4.99

年5月から11月までと、1973年4月から11月まで、ほぼ1か月ごとにライシメーターの集水量を計測し、捕集された水の一部を持ち帰って溶存成分の分析を行った。同時にカラマツ・ヒノキ混交林、天然林に各3個ずつ雨量計を設置して、やはり1か月ごとの積算林内雨量を計測し、その一部について溶存成分の分析を行った。1972年12月から翌年3月までは土壌凍結、積雪のため試験を中断した。なお降水量のデータは山梨県気象月報⁶⁹⁾所載の17林班ハビロ沢の流末部である落合(甲斐落合)での観測データによった。この観測点はPlot 1, Plot 2と至近距離にあり林外雨のデーターとして使用できるものとみなした。

5-3-3 試験のねらい

この試験は火山灰を母材とする黒色土壌の水分動態を調べることで、カラマツ・ヒノキの混交林というあまり一般的でない森林型下の溶存成分の動態を知ること、またそれらを標高のやや異なる温帯落葉広葉樹林下の褐色森林土の水分動態と対比させることを目的として行ったものである。更にまた、Plot 1, Plot 2を選定したハビロ沢には量水堰堤があり、渓流水の分析が可能であることはもちろん、将来は山地小流域試験として流域全体の生態系の物質収支を調べることができる可能性のある場所として、土壌水の動態試験の試験地を選んだものである。

5-3-4 結果と考察

林外雨、林内雨、ライシメーターに捕集される土壌水の月別変動をTable 13に示す。人工林(Plot 1, Plot 2)の林外雨と林内雨を対比すると、試験期間を通じて林内雨は林外雨の1972年で89.7%、1973年で74.1%で残余は樹冠によって遮断され樹冠から蒸発するほか一部は樹幹流となって林床に到達する。したがって林地土壌に供給される水としては林内雨のほかには樹幹流があるが、この研究の各森林型での試

Table 13. 土壌各層位の土壌水流量, 林内雨量, 降水量の変動
Fluctuation of soil water flux through soil horizons, throughfall
and precipitation (mm)

試験箇所 Plot	層位 Horizon	1972							1973							
		V 5.11 ~ 6.13	VI ~ 7.16	VII ~ 8.1	VIII ~ 8.31	IX ~ 10.6	X ~ 11.7	XI ~ 12.7	IV 4.3 ~ 4.26	V ~ 6.5	VI ~ 7.4	VII ~ 8.3	VIII ~ 9.7	IX ~ 10.8	X ~ 11.1	XI ~ 12.1
Plot 1 B/c	A ₁	51	223	106	12	171	2	1	197	4	25	8	18	12	28	0
	A ₂	28	104	39	7	64	0	1	85	5	6	4	17	5	20	1
	B ₁	0	89	13	0	110	0	1	5	0	0	0	0	0	0	0
Plot 2 B/e	A ₁	65	205	121	32	149	17	3	280	20	33	6	80	31	37	3
	A ₂	20	128	33	6	107	0	1	51	0	11	2	14	0	38	0
	A ₃	7	79	42	0	79	0	1	60	0	0	0	0	0	10	1
Throughfall		157	806	199	86	278	37	21	162	78	159	39	158	119	93	16
Precipitation*		175	287	234	113	303	68	30	144	123	188	47	212	146	123	**
Plot 3 B ₀	A ₁	73	269	206	31	156	8	5	62	10	82	8	74	26	51	2
	A ₂	33	140	96	7	119	0	3	132	25	63	0	52	8	49	0
	A B	4	59	38	1	18	0	0	0	0	6	0	0	0	8	0
Throughfall		143	253	201	106	215	49	40	212	115	192	44	165	106	68	29

* 落合気象観測所のデータ

** データーなし

験ではいずれも樹幹流の測定は行わなかった。林外雨量と林内雨量の対比も、至近距離で林外雨の観測値の得られたこの試験についてだけ試みた。

西村⁴²⁾が滋賀県桐生で行った流域試験の水収支計算によれば、桐生試験流域の場合1年間の降雨の配分は降雨量に対して遮断量21.1%, 樹幹流3.6%, 林内雨75.3%になるという。

林床に供給される水の中に占める林内雨量と樹幹流量の割合から考えて、林内雨量だけを土壌水流出量と対比させても大過ないものと考えてこの試験を進めた。

各土壌層の土壌水流出量が1972年の方が1973年より多いのは、各月の降水の積算量が1972年のほうが全般に多いばかりでなく、日降雨量で示される降雨の強度からみても、1972年のほうが強度の降雨の頻度が高かったためである。1973年は6~7月の梅雨時にカラ梅雨で異常に降水が少ないほか、各月とも前年に比べて降水が少なかった。

1973年4月にPlot 1, Plot 2の土壌水流出量が特に表層で多いのは、表層部の凍結土壌の融解の影響だと思われる。

土壌水の流出量の変動を支配する因子、土壌水分動態のメカニズムについては、前節(5-2-4)に論述した。Table 13に示す各プロットの土壌水の流出量の測定結果もまた、この考えを支持するものである。Table 7とTable 11に示した各試験地、各プロットの各層位別の土壌の物理性の中で、上記の土壌水分の動態のメカニズムに直接関係すると思われる粗毛管孔隙量と粗孔隙量をみると、概観的には水源林の3プロットの孔隙組成は類似していて、志賀高原、静岡浜北のプロットの土壌の孔隙組成とは明らかに異なる。それを反映して概観的には水源林の三つのプロットの水分動態は類似している。三つのプロットの

相互の水分動態の細かい相違はやはり粗孔隙量、粗毛管孔隙量、水湿状態のちがいによって毛管孔隙中に保持されている水の量に左右される。

Plot 3 天然林 B₀ 型土壌では表層の粗孔隙が人工林 Plot 1, Plot 2 の B₁ 型土壌の表層に比べて非常に多く、林内雨量から判断して降水量には大差がないと思われるのに、表層からの流出水は Plot 1, 2 より明らかに多い。これが A₂ 層の流出量にもまた影響している。土壌流出水が A₁, A₂ 層で相対的に他のプロットより多いとはいってもそれは AB 層まではおよばず、積算降水量の少ない 1972 年では AB 層からの流出はこの Plot 3 でも稀で、土壌水は AB 層以下では粗孔隙を流動することはまれで、ほとんどが毛管移動水として流動したものと思われる。

Plot 1 と Plot 2 を比較すると、表層の非毛管孔隙は Plot 1 のほうが明らかに多く、これを反映して強度の降水があった月は表層の流出水が Plot 2 より多くなるが、一般的には各層からの流出水は Plot 2

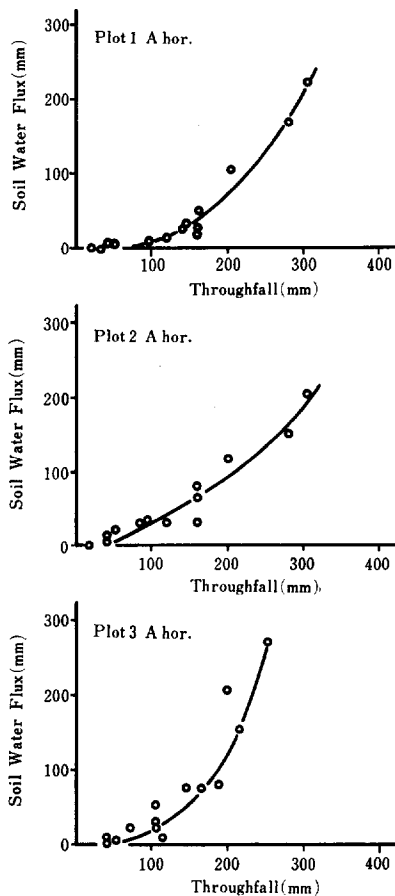


Fig. 24 林内雨量と土壌水流出量の関係 (塩山試験地)

Relation between soil water flux and throughfall (Enzan study area).

のほうが相対的に多くなっている。これは Plot 2 の A₂ 層, B₁ 層の粗孔隙量が少なく、しかも水湿状態が湿潤であるために粗毛管孔隙も Fig. 23 の B₁ 層にみるように過半が水で充填されていることが多いとみられ、土壌水が浸透した場合 Plot 2 の各層の粗毛管孔隙は Plot 1 の各層に比べて速かに水で充填され、より多くの土壌水流出がみられると考えられるし、本節の冒頭に述べた両プロットの位置関係からしても、小流域の袋状の地形の底部にある Plot 2 のほうが、斜面上方からの粗毛管孔隙、非毛管孔隙を流動する土壌水の供給が考えられるので、尾根近くの Plot 1 よりも土壌水の流出量が多くなるのは当然であろう。

いずれにしても、Plot 1, Plot 2 は小流域の中での位置のちがいはあっても、表層から下層へ順次土壌水流出量（そのほとんどが非毛管孔隙を流動する重力水とみられる）は減少していて、この傾向からしておそらくは B₁ 層より下部では重力水の流動は測定期間を通じてほとんどなかったものとみられる。

このような土壌水流出量の層位別変動の特徴は静岡県浜北の Plot 2 でもみられ (5-2-4) 一般論として土層内に透水不良層が存在 (志賀山の Plot 1, Plot 2, 浜北の Plot 1 のように) しないかぎり、土壌が約 50 cm 以上深ければ、下層からの流出水が多いことはないといって差し支えないと判断される。

集水地形に位置している水源林の Plot 2, 浜北の Plot 2 でも下層 (40~50 cm 深) で土壌流出水が台風などの際の強雨のある場合以外は通常非常に少ないということ、裏をかえせば土壌水の流動を考える場合に、粗毛管孔

隙*を流動する毛管水に注目する必要があることを物語っている。

森林土壌中を流動するいわゆる重力水が、土壌の下層ほど少ないということは、林床に林内雨、樹幹流として供給された水が、一時に溪流に流出してしまうのではなく、大部分が毛管水として粗毛管孔隙を徐々に流動して溪流に流出するというで、いわゆる森林土壌のもつ理水機能-洪水緩和機能と渇水調節機能を、この土壌流出水の観測結果からうかがい知ることができる。先にのべた土壌水流出のメカニズム(5-2-4参照)から考えて、森林土壌の理水機能を左右するものは筆者のいわゆる粗毛管孔隙量と粗孔隙量の多寡だといえよう。

土壌水流出は一般に下層ほど少なくなることは上述したが、最表層では林内雨、樹幹流の浸透の直接の影響を受けるので林内雨量、樹幹流量の変動に最も密接に対応した流出量の変動がみられる。月別の土壌水流出量と林内雨量の関係を各プロットのA層についてみると Fig. 24 のようになる。筆者らは先に報告した上北山のスギ・ヒノキ林土壌についての試験例(有光ら⁷⁾)で土壌水と林内雨量の関係を直線関係にあるとしたが、この例では単純な一次関係ではないことがうかがわれる。林内雨量が少ない場合には非飽和毛管を充填する水、蒸発散によって失われる水の割合が多く、林内雨量が一定量以上になると、斜面下方からの土壌中を流動する水の供給もあって、林内雨量以上の土壌水が捕集される場合もあるものと思われる。各土壌のA層からの土壌水流出は、林内雨量がある一定量以下ではおこらない。林内雨が少ない場合、その水は土壌の毛管孔隙を充填するにとどまり、非毛管孔隙を移動する水とはならないことがうかがえる。

林内雨量-土壌水量の関係は Fig. 24 にみるように明らかな曲線関係が認められるが、土壌の理水性、水湿状態、微地形、林相などによってその関係は Plot 1~3 の三者三様であることがうかがえる。(ここ

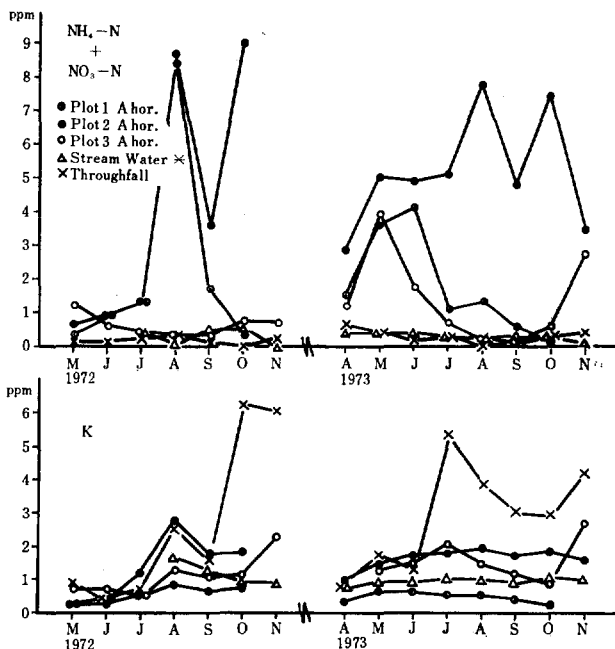


Fig. 25 塩山試験地の土壌水、溪流水、林内雨の溶存成分濃度

Element concentration of soil water, stream water, and throughfall at Enzan study area.

*ハビロ沢

Habirosawa watershed

* 筆者の仮称, 5-2-4 参照

ではこの項の冒頭に述べたような理由から、林内雨量だけを土壤水流出量と対比させたが、正確には樹幹流量をも併せて検討せねばならない。) なお、竹下⁵⁶⁾は受水器による中間流の測定から、土壤表層では雨量と受水量の間に両対数で1次式の関係が成り立つとしている。

先に述べた土壤水分の動態のメカニズムからみても、土壤水流出量と降水量(林内雨量)との関係は一次の関係ではなく、曲線関係にあるとみるのが妥当であろう。なおこの曲線関係が土壤水の不飽和運動理論の WYCKOFF and BOTSET⁶¹⁾の実験結果と一致するものであるということについては、後に総括的考察の項で論述することにする。

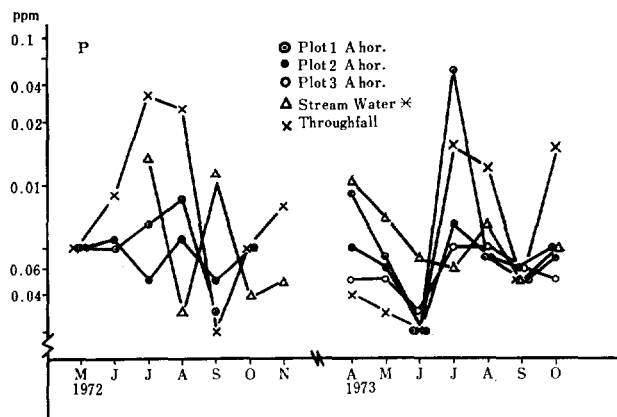
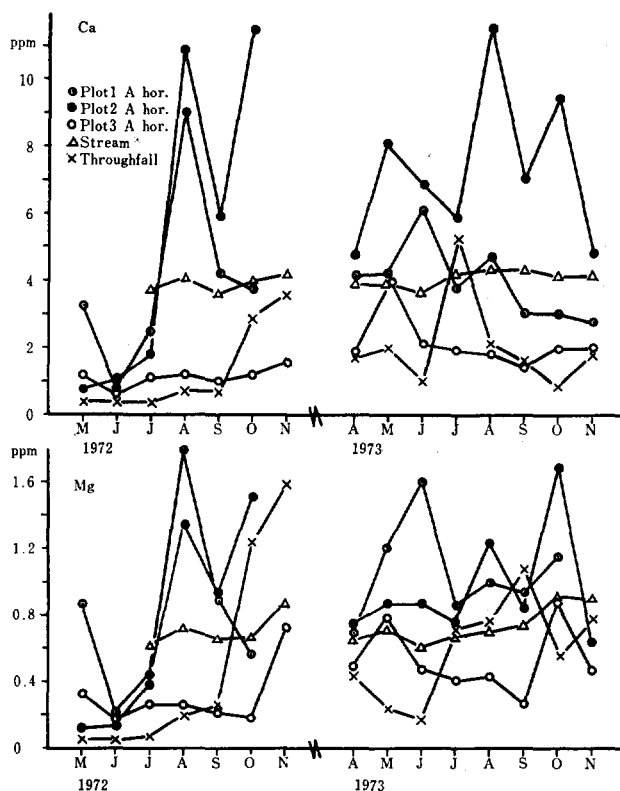


Fig. 26 塩山試験地の土壤水、溪流水、林内雨の溶存リン濃度
Phosphorus concentration of soil water, stream water, and throughfall at Enzan study area.
*ハビロ沢
Habirosawa watershed

Fig. 27 塩山試験地の土壤水、溪流水、林内雨の溶存カルシウム、マグネシウム濃度
Calcium and magnesium concentration of soil water, stream water, and throughfall at Enzan study area.
*ハビロ沢
Habirosawa watershed



土壌水中の各溶存成分濃度の月別の変動を各土壌の A 層について Fig. 25, 26, 27 に示した。図中, Plot 1, Plot 2 のある小流域の本流になるハビロ沢の溪流水の溶存成分濃度をも図示し, また林内雨の成分濃度も示した。

土壌水中の無機態窒素はほとんど大部分が硝酸態で, この濃度が後に記すようにカルシウム濃度との相関が高い。土壌水中の窒素濃度の月別変動は人工林で大きく, 同様にカルシウム, マグネシウム濃度の月別変動も人工林の土壌水で大きい。溪流水, 林内雨の無機態窒素の濃度は土壌水中の濃度に比べて通常低く, 月別変動も一定である。土壌表層を流れる水の高濃度の無機態窒素が溪流水に至って低下するのは, 植物による吸収, 土壌中での吸着などによる固定, 地下水による希釈などいろいろな要因が考えられるが, Table 14 に示した各層位別の土壌水溶存無機態窒素濃度の推移をみると, 下層の土壌水流出がなく分析値を得られない場合が多いが, 数少ない事例からみる限りでは表層の高濃度がすでに下層でかなり低下している事実から, これは地下水による希釈と考えるよりは, 植物による吸収, あるいは土壌中での固定と考える方が妥当であろう。Table 12 に示した土壌中の窒素含量の層位別の数値も土壌水中の無機態窒素濃度の層位別の濃度勾配と各プロットごとに対応していて, 土層中を流下する過程での固定を示唆している。

カリウムの土壌水溶存濃度は他の成分に比べて月別の変動が少なく, 溪流水中の濃度も一定している。林内雨では月によって濃度の高まりがみられるが, 2 か年の試験結果ではその濃度の高まる月は一致していない。4, 5, 6 月は濃度が低い点は一致していても, それ以後の濃度の変動の様相は年によって異なる。

Table 14. 塩山試験地 (東京都水源林) の土壌水溶存成分濃度の荷重平均値
Weighted mean element concentration in soil water at Enzan (ppm)

Study year	試験箇所 Plot	層位 Horizon	Total Inorganic N	P	K	Ca	Mg
1972	Plot 1 B/c	A ₁	1.3	0.009	0.4	2.6	0.55
		A ₂	1.2	0.006	0.2	2.8	0.75
		B ₁	0.3	0.009	0.1	1.2	0.56
	Plot 2 B/E	A ₁	2.3	0.009	1.0	3.2	0.49
		A ₂	3.5	0.009	0.7	4.1	0.61
		A ₃	1.6	0.015	1.0	2.8	0.47
	Plot 3 B/D	A ₁	1.3	0.007	0.7	1.0	0.24
		A ₂	0.4	0.009	0.5	0.9	0.30
		A B	0.4	0.009	0.3	0.6	0.37
1973	Plot 1 B/c	A ₁	1.6	0.016	0.3	4.2	0.86
		A ₂	2.1	0.013	0.2	4.6	1.27
		B ₁	0.8	—	—	2.2	0.80
	Plot 2 B/E	A ₁	4.1	0.009	1.3	6.6	0.86
		A ₂	3.7	0.006	1.4	5.9	0.85
		A ₃	0.8	0.006	0.3	2.3	0.29
	Plot 3 B/D	A ₁	1.0	0.007	1.2	2.0	0.53
		A ₂	0.8	0.009	0.5	1.0	0.47
		A B	0.4	0.009	0.4	0.9	1.00

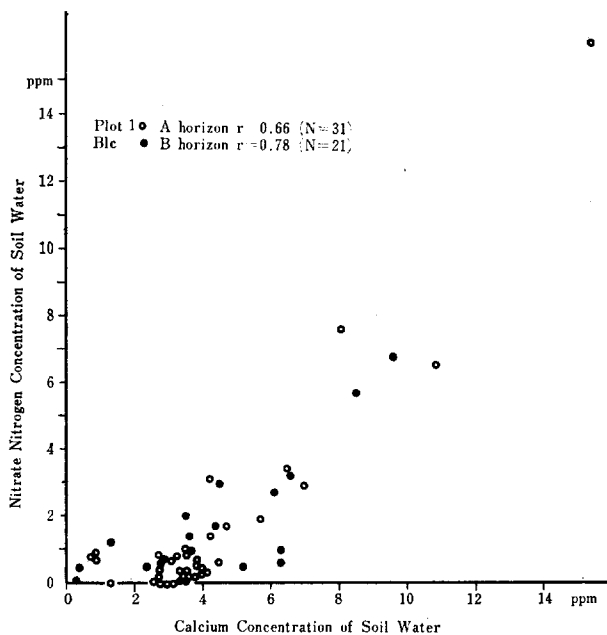


Fig. 28 塩山試験地の土壤水の硝酸態窒素濃度とカルシウム濃度の関係 (Plot 1)

Relation between nitrate nitrogen concentration and calcium concentration of soil water at Enzan study area (Plot 1).

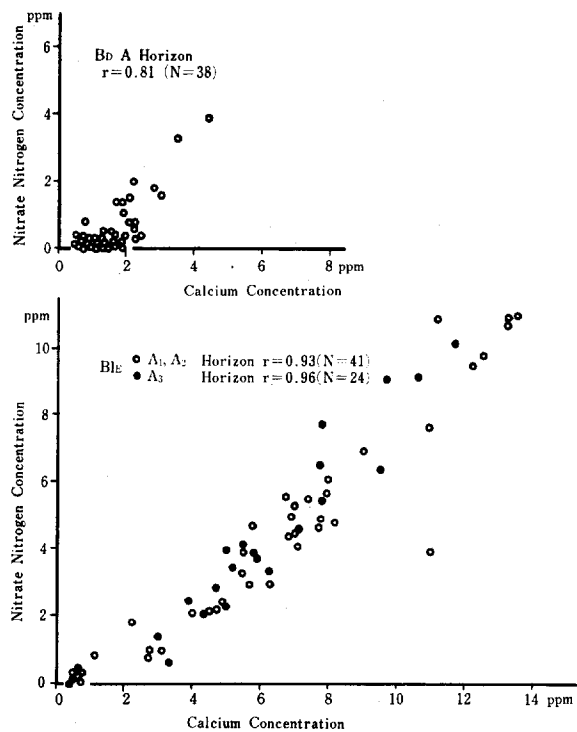


Fig. 29 塩山試験地の土壤水の硝酸態窒素濃度とカルシウム濃度の関係 (Plot 2, Plot 3)

Relation between nitrate nitrogen concentration and calcium concentration of soil water at Enzan study area (Plot 2, Plot 3).

る。1972年と1973年では前述したように降雨の変動の様相が全く異なることが一つの原因で、降水によるカリウムの洗脱のされ方に差を生じたものであろう。このことは林内雨のカリウム濃度の高まりが土壌水中のカリウム濃度の変動には土壌表層においてもあまりひびかないことを示す。なお林内雨のカリウム濃度の月別変動のパターンは林内雨量の多寡とほぼ逆比例の関係にある。岩坪・堤³⁰⁾の林内雨の分析結果でも概観的には各養分物質の濃度は雨量の多寡に逆比例して、雨量の少なかった月は養分濃度が高いとしている。

リンの濃度は他の成分に比べて1/10~1/100低い濃度であるが、相対的な月別変動は大きい。他の成分では月別にあまり変動のない渓流水でも相対的には変動幅が大きい。

土壌水中のカルシウム濃度の変動は先にもふれたように硝酸態窒素の濃度と対応した変動を示す。人工林のほうが天然林よりも濃度が高いのは土壌中の置換性カルシウムの濃度の差に対応している (Table 12 参照)。渓流水中のカルシウム濃度はほぼ一定であるが窒素にみられるほど土壌水の濃度より低くはない。基岩からの溶出がかなりの部分を占めるからであろう。Table 14 の層位別の濃度変動をみても下層よりも渓流水 (Fig. 27) の濃度が高く、このような考えを支持する結果になっている。

土壌水中のマグネシウム濃度の変動はほぼカルシウムのそれと対応するが若干傾向が異なる。すなわちカルシウムは $B/E > B/c > B_d$ であるのに対して、マグネシウムは $B/c > B/E > B_d$ である。Plot 3 (B_d) の土壌水のカルシウム、マグネシウム濃度が Plot 1, 2 より低いのは、Table 12 に示した土壌の置換性カルシウム、マグネシウムの含量に対応している。

土壌水中の硝酸態窒素とカルシウムの濃度の関係を Fig. 28, 29 に示す。 B/E では各層とも高い一次の相関が認められる。 B_d では低濃度の場合が多く関係はあまり明瞭でないが相関係数は0.81であった。 B/c では B/E よりも一次の相関は若干低い。このような硝酸態窒素とカルシウムの濃度の相関が高いことは LİKENS ら³⁵⁾ が森林伐採後の渓流水中の溶存成分濃度の高まりの中で認めており、彼等はそれを土壌中の硝酸化成菌の population の高まりと関連づけて、硝酸化成菌が増加すれば水中の硝酸態窒素の濃度が高まり、それに伴ってカルシウムの溶存濃度も高まるとしているが、本研究の場合そのような微生物相と

Table 15. 塩山試験地 (東京都水源林) の土壌水溶存有機炭素の濃度

Organic carbon concentration in soil water at Enzan

(ppm)

試験箇所 Plot	層位 Horizon	1972							1973							
		V _{5.11 ~ 6.13}	VI _{7.16}	VII _{8.1}	VIII _{8.31}	IX _{10.6}	X _{11.7}	XI _{12.7}	IV _{4.3 ~ 4.26}	V _{6.5}	VI _{7.4}	VII _{8.3}	VIII _{9.7}	IX _{10.8}	X _{11.1}	XI _{12.1}
Plot 1 B/c	A ₁	12.2	10.7	6.7	7.0	9.4	12.2	—	11.5	4.7	6.6	7.9	10.9	9.2	10.9	—
	A ₂	0.9	7.1	3.0	4.0	6.2	—	—	5.6	3.9	4.5	13.0	12.6	6.6	9.4	11.5
	B ₁	—*	1.9	0.2	—	2.2	—	—	7.9	—	—	—	16.1	—	—	—
Plot 2 B/e	A ₁	2.2	6.4	3.4	4.2	5.9	5.9	—	6.2	3.3	3.5	6.7	4.5	4.1	3.6	6.5
	A ₂	50.0	2.5	0.7	3.8	5.5	—	—	2.6	—	—	6.9	2.8	7.2	1.5	—
	A ₃	0.2	1.3	1.2	—	3.1	—	—	2.4	—	—	—	—	—	0.7	26.0
Plot 3 B/d	A ₁	1.9	2.9	2.7	3.0	2.7	6.8	11.1	2.6	7.7	2.3	7.2	4.6	3.0	3.4	8.5
	A ₂	20.0	2.3	2.0	5.0	3.5	—	7.0	3.5	4.5	3.3	—	2.7	1.4	1.8	—
	AB	11.5	2.8	0.4	9.4	7.0	—	—	—	—	10.5	—	—	—	5.0	—

* データなし

の関連まで検討するにはいたらなかった。土壌水中の溶存無機態窒素の形態、他の溶存成分との関係については後に総括的考察の項で更に検討する。

有機炭素の土壌水中溶存濃度の月別変動を層位別に Table 15 に示す。本章第 1 節で述べた湿性ポドゾル化土壌の土壌水溶存有機炭素濃度のように高濃度になることはほとんどなく、表層で 20 ppm をこえることはほとんどない。1972 年 5 月に Plot 2, 3 の A₂ 層で異常な高濃度を呈するのは、ライシメーター設定時の土壌攪乱の影響があると考えられる。各層位別の濃度勾配は必ずしも下層ほど低濃度だとはいえない。特に Plot 3 では AB 層の土壌水が上部層位のものより高濃度の場合がしばしばあり、これは希釈、濃縮の効果とみなすこともできるが、有機物分解過程の時期別の変動にも左右されると考えられ、詳細な解析をまたなければ断定はできない。Plot 3 の土壌中の炭素含量が下層まで Plot 1, 2 の土壌に比較して高い (Table 12 参照) ことが、土壌水溶存有機炭素の挙動に影響していることも考えられるし、また土壌の pH 値 (Table 12 参照) が Plot 1, 2 よりも Plot 3 で低いことが水溶性有機炭素の mobility を左右していることも考えられる。

1972 年の 5～11 月の 7 か月間、1973 年の 4 月から 11 月までの 8 か月間の試験期間中に、各 Plot の各層位を土壌水と共に流動した各成分の総量を、用いたライシメーターの集水面積から kg/ha 単位に換算して Table 16 に示した。

有機炭素を除く各成分とも表層よりも下層とくに第三層での成分移動量が極端に少なくなる。これは溶存濃度の低下によるよりも、流出水量が少ないことによるものである。流出水量が少なくても有機炭素のようにその濃度が高ければ流出総量の減少は著しくない。土壌中を重力水と共に流動する成分量は第三層以下では表層に比べて極く少なくなることがこの結果から知れるが、毛管移動水として徐々に渓流に流出する量は不明である。先に示した渓流水中の各成分濃度からすれば、無機態窒素については毛管移動水による渓流水への成分供給は問題にならないようであり、カルシウム、マグネシウム、カリウム、リンでは毛管移動水による成分流動を考慮する必要があるようである。

5-3-5 要 約

以上の東京都水源林カラマツ・ヒノキ混交林下の黒色土壌、落葉広葉樹天然林下の褐色森林土の水分動

Table 16. 各土 壌 層 位 の 成 分 流 動 量

Element flux through soil horizons

(kg/ha)

試験箇所 Plot	層 位 Horizon	May~Oct., 1972					Apr.~Oct., 1973				
		Total Inorganic N	P	K	Ca	Mg	Total Inorganic N	P	K	Ca	Mg
Plot 1 B _{1c}	A ₁	7.5	0.05	2.3	14.6	3.1	4.5	0.05	1.0	12.4	2.5
	A ₂	3.0	0.01	0.4	6.9	1.8	2.9	0.02	0.2	6.5	1.8
	B ₁	0.7	0.02	0.1	2.5	1.2	0.0	0.00	0.0	0.1	0.0
Plot 2 B _{1e}	A ₁	13.6	0.05	6.0	19.2	2.9	20.1	0.05	6.2	31.9	4.2
	A ₂	10.4	0.03	2.1	12.2	1.8	4.3	0.01	1.6	6.9	1.0
	A ₃	3.3	0.01	2.1	5.9	1.0	0.6	0.00	0.2	1.6	0.2
Plot 3 B _d	A ₁	4.0	0.05	5.1	7.2	1.8	3.0	0.02	3.7	6.2	1.7
	A ₂	1.6	0.03	2.1	3.6	1.2	2.5	0.03	1.7	3.6	1.5
	AB	0.6	0.02	0.5	0.7	0.4	0.1	0.00	0.1	0.1	0.1

態, 溶存成分動態の調査結果から要約以下のことが明らかにされた。

(1) 各プロットの各層位別の土壌水流出量と, 降水量, 林内雨量の変動を対比した結果, 先に筆者が記述した (5-2-4 参照) 土壌水流動のメカニズムがこの試験の各プロットの土壌についてもあてはまることが認められた。

(2) A_1 層の土壌水流出量と林内雨量との間には linear な関係ではなく curvilinear な関係があり, それぞれの土壌の A_1 層の毛管孔隙組成にそれは左右される。

(3) 土壌水中に溶存する無機態窒素の大部分はこの試験地の土壌水の場合硝酸態窒素であった。

(4) 土壌水中の溶存硝酸態窒素濃度と溶存カルシウム濃度との間に非常に高い一次の相関関係が認められた。

(5) 土壌水中の溶存有機炭素の濃度と土壌の pH, 炭素含量, 土壌水の pH などとの間に有機炭素の mobility に関連した関係がうかがわれたが, 一方では希釈—濃縮の効果なども考えられ, 水溶性有機炭素に関して更に検討する必要があることが認められた。

(6) 試験期間中に各プロットの各土壌層位を重力水として流動した各成分の積算量 (kg/ha) を試算した結果, 表層に比べて下層 (第三層) での流出量は概して極めて少なかった。

(7) 林内雨, 土壌水, 渓流水の各溶存成分濃度, 土壌水による成分流出積算量を対比させて検討した結果, 林内雨の成分濃度の変化が土壌水の成分濃度の変動を左右することはほとんどなく, また土壌水の成分濃度が渓流水の成分濃度の変動を左右することもほとんどないものと思われる。各プロットの土壌の下層からの流出水量, 成分流出量と渓流水中の成分濃度を対比させてみて, 土壌中の毛管移動による水分移動, 成分流動も考慮する必要があることが認められた。

第4節 奈良県上北山スギ・ヒノキ林およびその伐採跡地の土壌水分, 溶存成分の動態*

5-4-1 試験箇所

場所: 奈良県吉野郡上北山村東の川大字白川字宮の谷の壮年期地形の山腹中部から上部に位置するスギ・ヒノキの壮齡林 (55 年生) とそれに相隣接するスギ・ヒノキ林の伐採後の新植地 (1969 年伐採, 1971 年植栽) に試験地を設けた。

山腹上部の微凸部のヒノキ林 (Plot 1) とそれに隣接するヒノキ伐採後のヒノキ新植地 (Plot 2), 山腹中部平衡斜面のスギ林 (Plot 3) とそれに隣接するスギ新植地 (Plot 4) を対照させた。

Plot 1. ヒノキ造林地

傾斜: 35° , 方向: $S65^\circ W$, 標高: 約 850 m, 土壌母材: 古生層硬砂岩

土壌の断面形態: B₀ 型土壌

L: ヒノキ落葉, 落枝ごく薄くパッチ状に散在, 鉾質土層の裸出箇所もある。

A: 層厚 18 cm, 10 YR 2/3, 小角礫多, 微砂質壤土, 団粒状構造・部分的に粒状構造, しょう, 小根富む, 下層へ渐变

AB: 20 cm, 10 YR 3/3, 中角礫富む, 小角礫含, 微砂質壤土, 塊状構造・部分的に堅果状構造, 堅, 中根富む, 小根含む, 下層への推移明〜判

B: 50 cm*, 10 YR 5/4.5, 巨角礫すこぶる富む, 中角礫含む, 微砂質壤土, 構造なし, 堅, 中根稀れ

* この試験の一部は第 84 回日本林学会大会で発表した⁷⁾。

林況：ヒノキ（樹高約 15 m）の造林地，林床植生はコガクウツギ，アブラチャン，ヤブムラサキ，ヒサカキ，ヤブニッケイ，シキミ，ウラジログシ，キイチゴ，クロモジ，チヂミザサ，キンミズヒキ等で，コガクウツギ，ヤブムラサキの優占度がやや高い。

Plot 2. ヒノキ新植地（1971 年 3 月植栽）

傾斜：40°，方向：S3°W，標高：約 800 m，土壌母材料：古生層硬砂岩

土壌の断面形態：B₀ 型土壌

L：ヒノキの枝条が 3~4 cm 堆積

A₁：層厚 10 cm，7.5 YR 3/2，巨礫富む，中礫すこぶる富む，埴質壤土，団粒状構造・粒状構造・塊状構造が混在，軟，小根すこぶる富む，下層へ漸変

A₂：10 cm，7.5~10 YR 3/3，巨礫富む，中礫すこぶる富む，埴質壤土，粒状構造と弱度の堅果状構造，やや堅，小根富む，下層へ漸変

A₃：18 cm，10 YR 3/3，巨礫富む，中礫すこぶる富む，埴質壤土，弱度の堅果状構造，堅，中根含む，下層への推移判然

B₁：12 cm，10 YR 3/4，巨礫すこぶる富む，埴質壤土，弱度の塊状構造，堅，中根含む，下層へ漸変。

B₂：20 cm⁺，10 YR 4.5/4，巨礫すこぶる富む，埴質壤土，構造なし，堅，根系なし

ヒノキ林を 1971 年伐採し 1972 年 3 月，ライシメーター設置 1 か月前に新植を行った場所で，各所に地拵えのための枝条の棚積みが等高線沿いにみられる。

Plot 3. スギ造林地

傾斜：34°，方向：S65°W，標高：約 700 m，土壌母材料：古生層硬砂岩

土壌の断面形態：B₀ 型土壌

L：斑状粗に堆積，F：レンズ状に若干みとめられる，H：ほとんどみとめられず

A₁：層厚 5 cm，10 YR 2/3，大角礫富む，埴質壤土，団粒状構造，軟，小根すこぶる富む，下層へ漸変

A₂：28 cm，10 YR 2/4，中角礫すこぶる富む，埴質壤土，団粒状構造・塊状構造，堅，中根含む，下層へ漸変

A B：12 cm，10 YR 3/3，大角礫中角礫すこぶる富む，埴質壤土，塊状構造，堅，中根稀，下層への境界判然

B₁：15 cm，10 YR 3/4，大・中角礫すこぶる富む，埴質壤土，構造なし，堅，中根稀，下層への推移漸〜判

B₂：20 cm⁺，10 YR 4/4，大・中角礫すこぶる富む，埴質壤土，構造なし，堅，根系なし

林況：スギ造林地 55 年生樹高約 22 m，林床植生はミカエリソウが林床の大部分を覆うほかアカソ，モミジガサ，アブラチャン，コガクウツギ，チヂミザサ等がみられる。

Plot 4. スギ新植地（1971 年 3 月植栽）

傾斜：30°，方向：S5°W，標高：約 750 m，土壌母材料：古生層硬砂岩

土壌の断面形態：B₀ 型土壌

L：スギ，ヒノキの枝条が 3~4 cm 堆積，A₀ 層を欠く箇所もある。

A₁：層厚 12 cm，10 YR 2/3，中角礫・巨礫富む，埴質壤土，団粒状構造・弱度の粒状構造，軟，小根富む，下層へ漸変

A₂：40 cm，10 YR 2/3，中・巨角礫富む，埴質壤土，団粒状構造・部分的に粒状構造，やや堅，中根・

Table 17. 上北山試験地土壌の化学性
Chemical properties of the soils at Kamikitayama study area

試験箇所 Plot	層位 Horizon	pH (H ₂ O)	Exch. acidity (%)	C (%)	N (%)	C/N	CEC	Exchangeable		Rate of saturation (%)	
								Ca	Mg	Ca	Mg
								me./100 g			
Plot 1 B ₀ Hinoki stand	A	5.11	17.1	6.4	0.35	18	23.65	0.41	0.23	1.73	0.97
	AB	4.38	10.7	4.2	0.24	17	16.82	0.07	0.13	0.42	0.77
	B	4.56	11.1	1.1	0.07	16	12.37	0.04	0.04	0.32	0.32
Plot 2 B ₀ Hinoki clear cut	A ₁	4.90	4.8	10.3	0.61	17	35.92	4.39	1.24	12.22	3.45
	A ₂	5.08	6.2	6.8	0.42	16	26.27	0.85	0.33	3.24	1.26
	A ₃	5.32	5.4	5.8	0.33	18	23.82	0.38	0.13	1.60	0.55
	B ₁	5.40	3.0	3.6	0.23	15	16.32	0.15	0.06	0.92	0.37
Plot 3 B ₀ Sugi stand	A ₁	4.33	13.0	10.2	0.59	17	39.09	3.10	1.03	7.93	2.63
	A ₂	4.73	6.6	6.5	0.44	15	23.48	0.36	0.20	1.53	0.85
	AB	5.12	5.5	5.9	0.38	16	22.28	0.15	0.11	0.67	0.49
	B ₁	5.13	3.2	3.5	0.24	16	16.12	0.10	0.07	0.62	0.43
	B ₂	4.95	2.9	1.3	0.10	13	9.18	0.15	0.10	1.63	1.09
Plot 4 B ₀ Sugi clear cut	A ₁	5.15	6.0	12.2	0.80	15	34.22	3.40	0.96	9.94	2.81
	A ₂	5.12	6.9	7.2	0.39	19	25.21	0.26	0.13	1.03	0.52
	B ₁	5.22	4.7	3.6	0.24	15	19.37	0.22	0.09	1.14	0.46
	B ₂	5.27	2.8	2.2	0.17	13	9.72	0.18	0.12	1.85	1.23

小根含む, 下層への推移判然

B₁: 15 cm, 10 YR 3/6, 中・巨角礫富む, 埴質壤土, 上部に弱度の堅果状構造, 堅, 根系乏しい, 下層への推移漸変

B₂: 20 cm⁺, 10 YR 4/6, 巨礫富む, 埴質壤土, 堅, 根系乏しい。

ヒノキ, スギ造林地を 1969 年に伐採し, Plot 2 と同様ライシメーター設置 1 か月前に新植を行った場所で, 各所に地拵えのための棚積みが高線沿いにみられる。この箇所はスギ造林地の Plot 3 と対比するには斜面上部にやや偏っており, ヒノキとスギの植えわけの境界付近である。

Plot 1 (ヒノキ造林地) と Plot 2 (ヒノキ新植地) は Plot 3 (スギ造林地), Plot 4 (スギ新植地) より斜面上部にあり, 土壌の断面形態からみてもやや乾

きに偏ってはいるが, いずれの Plot の土壌もその断面形態の特徴は B₀ 型土壌の範疇に入るものと判断された。各 Plot の土壌の各層位別の化学性は Table 17 に示した。各 Plot の土壌とも多礫質で, 採土円筒試料の採取が困難であったため他の試験で行ったような物理性の分析は行わなかった。

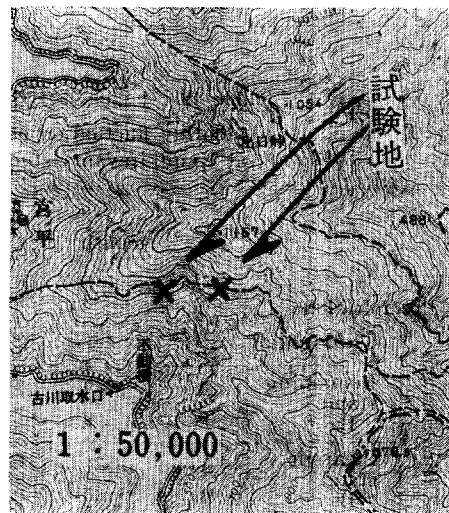


Fig. 30 上北山試験地の地形
Topography of study area
at Kamikitayama.

試験地の地形の概況を Fig. 30 に示す。

5-4-2 試験方法

Plot 1 (ヒノキ造林地, B₀ 型土壌) の A 層 (約 10 cm 深の部位) と B 層 (約 50 cm 深), Plot 2 (B₀ 型土壌, 新植地) の A₁ 層 (約 10 cm 深) と B₁ 層 (約 45 cm 深), Plot 3 (スギ造林地, B₀ 型土壌) の

Table 18. 上北山試験地土壌水, 林内雨量の経時変動 (1972 年)

Monthly fluctuation of soil water flux and throughfall
at Kamikitayama study area in 1972

(mm)

			1 9 7 2							
			month 5	6	7	8	9	10	11	12
林 外 雨 Precipitation			225	466	469	457	>470	197	205	214
Hinoki	Throughfall		184	344	267	445	>470	145	160	189
	Remaining stand B ₀	A	157	299	194	612	>600	46	46	102
		B	72	205	66	304	310	9	10	75
	Clearcut stand B ₀	A ₁	42	189	131	532	>600	—*	—	37
		B ₁	185	429	360	660	>600	—	—	215
Sugi	Throughfall		204	417	294	446	>470	154	150	230
	Remaining stand B ₀	A ₁	119	461	253	571	>600	96	96	192
		B ₁	18	33	10	84	>600	8	13	9
	Clearcut stand B ₀	A ₁	171	340	243	586	>600	145	146	308
		B ₁	27	118	100	552	>600	—	11	—

* 欠測

Table 19. 上北山試験地土壌水, 林内雨量の経時変動 (1973 年)

Monthly fluctuation of soil water flux and throughfall
at Kamikitayama study area in 1973

(mm)

			1 9 7 3							
			month 3	4	5	7	8	9	10	11
林 外 雨 Precipitation			244	336	399	87	>470	>470	171	253
Hinoki stand	Throughfall		142	250	285	67	369	>470	113	169
	Remaining stand B ₀	A	69	160	156	16	465	373	25	108
		B	19	63	75	tr.	115	118	tr.	22
	Clearcut stand B ₀	A ₁	21	182	180	tr.	49	165	4	30
		B ₁	86	125	208	tr.	510	577	58	215
Sugi stand	Throughfall		170	284	349	57	>470	>470	120	204
	Remaining stand B ₀	A ₁	126	226	302	17	318	467	59	135
		B ₁	tr.	tr.	19	tr.	63	49	—*	20
	Clearcut stand B ₀	A ₁	226	411	279	41	455	578	52	305
		B ₁	tr.	8	29	tr.	80	200	—	129

* 欠測

A₁ 層（約 5 cm 深）と B₁ 層（約 50 cm 深）、Plot 4（スギ新植地、B₀ 型土壌）の A₁ 層（約 10 cm 深）と B₁ 層（約 50 cm 深）にそれぞれ筆者のテンションフリーライシメーターを 2 個ないし 3 個ずつ設定した。埋設個数が異なるのはこの試験地の土壌が非常に多礫質でライシメーターの埋設が困難を極めたためである。

1972 年 4 月 23 日にライシメーターを設定してから 1973 年 10 月まではほぼ 1 か月毎に、ライシメーターの集水量を計測し、捕集された水の一部を持ち帰って溶存成分の分析を行った。同時に林内雨量と林外雨量を他の試験地に用いたものと同様の雨量計で、やはり 1 か月毎の積算量として計測した。1973 年 1 月、2 月は土壌水凍結のため試験を中断した。

5-4-3 試験のねらい

この試験はわが国の多雨地域である奈良県上北山村で多雨地域の壮年期山地のスギ・ヒノキ林下の褐色森林土の土壌水分動態、溶存成分の動態を調べるために行ったものであり、同時にスギ・ヒノキ林を伐採し、地拵えし、再びスギ・ヒノキを植栽した場合の土壌水分、溶存成分の動態の変化を調べることをねらいとしたものである。

5-4-4 結果と考察

テンションフリーライシメーターの土壌水流出量、林外雨量、林内雨量の約 1 か月ごとの積算量の測定結果を Table 18, 19 に示す。

多雨地域にあるために毎月の降水積算量は概して多く、したがってヒノキ林 (Plot 1)、スギ林 (Plot 3) 共に林内雨量の毎月の観測値もおおむね 100 mm をこえ、それを反映してこれらの Plot の土壌表層 (A 層) から流出する水の量も、これまでに述べた浜北、塩山の試験結果に比べて多い。しかしながら B 層からの土壌水流出量は極端な豪雨の月以外はそれほど多くはない。月の降水量が 400 mm をこす場合でもヒノキ林の B 層で 100~200 mm、スギ林の B 層では 100 mm 以下の流出量しか観測されないことが多い。これに対してそれぞれの林の伐跡新植地では B 層からの土壌水の流出がそれぞれの保残林分*よりもおおむね多くなり、ヒノキ林の伐採跡地では A 層よりも B 層からの流出量が多くなっている。少数点の調査例で一般論化することはできないが、Plot 2 の土壌断面形態で特に土壌が浅いとか透水不良層が介在するといったことは認められないし Plot 4 スギ伐採跡地の B 層からの流出量も保残林分に比べて降水量の多い時ほど多くなっていることも併せて考えると、この試験地の場合急傾斜地の多礫質土壌であるために、立木の伐採、搬出、地拵えの際に礫や土砂が動くなどして、土壌の攪乱があり、また伐採後の土壌変化もあって土壌の孔隙組成に変化を生じ、毛管孔隙量が減少して非毛管孔隙量がふえたことによるものと解釈することも可能である。そのために保残林分では B 層の毛管孔隙に貯溜される水の一部が伐採跡地では非毛管孔隙を流動することになると推測することもできる。ただ、この試験地が多礫質であるために、常法にしたがって孔隙組成などの土壌の理化学性を調べることができなかったために、このような推論を実証することはできなかった。

しかし、ヒノキ伐採跡地のように A 層よりも B 層からの流出水が多い現象は上述の土壌の攪乱による B 層の非毛管孔隙の増加という推論のみでは理解できないもので、おそらくは伐採による裸地化と土壌表層の攪乱のために、造林地では比較的均等に土壌表層から浸透していた水が、局所的な水道（みち）を作るなどして不規則に浸透し、筆者の装置では A 層内の不規則な土壌水の動態を適確に知ることができな

* 伐採跡地に対して隣接するスギ・ヒノキ林を保残林分ということにする。

かったものとも考えることもできる。局所的な水道（みち）から不規則に浸透した水は土壤の攪乱によって増加した B 層の非毛管孔隙を流れ、これは表層のように不規則なものではなく筆者の装置によって計測されたものとも考えることもできる。

もっともスギ林伐採跡地ではこのような現象はみられず、Table 18, 19 にみるように A 層からの流出量が常に B 層からの流出量よりも多い。したがってヒノキ林伐採跡地でみられるような B 層からの流出量が A 層からのそれよりも多いという現象は極く局所的なものだとみることができる。このような水分動態のちがいはまた B 層の攪乱による孔隙組成の変化がヒノキ伐採跡地とスギ伐採跡地では異なることを示しているといえよう。すなわち後者では前者ほどに B 層の土壤攪乱による粗孔隙量の増加は著しくなかったものと思われる。

いずれにしても急傾斜地の多礫質土壤の林地では、立木の伐採搬出、あるいは地拵えや植栽などによって土壤が攪乱され、孔隙組成が変化して土壤水分動態に変異が生じることが考えられる。下層で土壤毛管孔隙に貯留され徐々に流動していたとみられる水が、伐採後は非毛管孔隙を流動して流出するようになったとすれば、それは林地を伐採することによって林地のもつ水分貯溜機能、すなわち水源涵養機能を低下せしめることになる。

このような森林伐採による土壤水分動態の変化は、土壤攪乱がなくとも起こり得る。立木を伐採したために、土壤水の蒸散による消失が少なくなり、そのために立木のある場合よりも土壤が湿潤な状態に維持されていて、土壤中を流動する水の中で毛管充填に消費される部分が少なくなり、相対的に非毛管孔隙を流動する水の量が多くなると考えることもできる。立木の蒸散によって土壤の下層が乾燥状態になるとみられる事例は、先に第 1 報⁹⁾ でテンションライシメーター試験によって、浜北、沖縄、高尾などで認めており、先にも述べたように四手井ら⁴⁹⁾は有林地、無林地を対比して有林地の下層が無林地に比べて乾燥する現象を認めている。

土壤攪乱による土壤孔隙組成の変化を考えなければ、森林の伐採によって土壤が湿潤になり、そのため

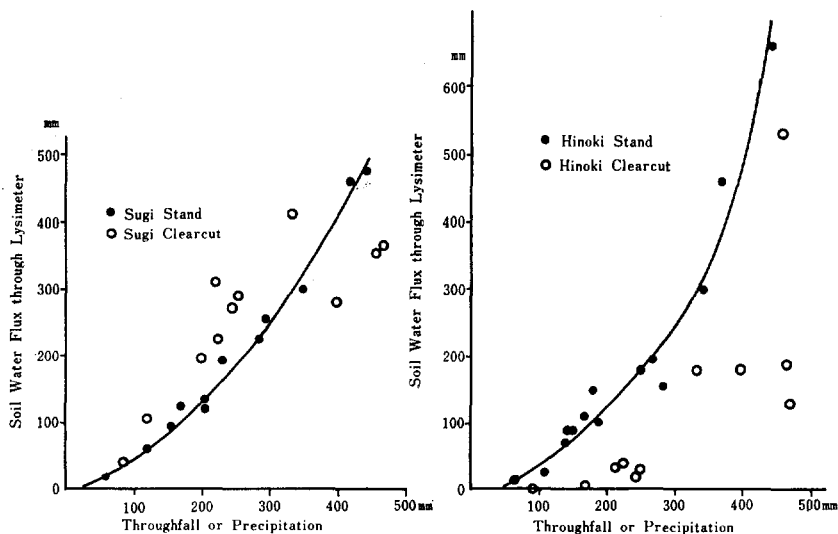


Fig. 31 A 層の土壤水流出量と林内雨量、降水量の関係（上北山試験地）
Relation between throughfall or precipitation and soil water flux
through lysimeter in A horizons (Kamikitayama study area).

に土壌水流出量が増加するということであるから、蒸散による水消費が少なくなった分だけ土壌水流出量が増えたと考えることができ、この限りにおいては土壌の物理性の悪化による水源涵養機能低下ということにはならない。

Fig. 31*はこれまでに述べた各地の試験の場合と同様に林内雨量と土壌水量の関係をみたものである。スギ林、ヒノキ林下の土壌ではいずれもほぼ *curvilinear* な相関関係が認められることは他の森林型下の場合と同様である。300 mm 以下の林内雨量の場合はスギ林、ヒノキ林はほぼ同様の流出量を示すが、300 mm 以上ではヒノキ林の土壌水流出量が多くなる。これは先に述べた東京都水源林の土壌水分動態の例 (Fig. 24 参照) からみても、両者の土壌の表層の孔隙組成がちがいが、ヒノキ林の B₀ 型土壌の方が粗孔隙量が多いことによるものと思われる。東京都水源林の土壌水分動態の例と比較しても、この上北山村の試験地の場合降水量が多く土壌水流出量も表層では非常に多いことがわかる。

スギ林、ヒノキ林の伐採跡の新植地の土壌水分動態について、同様に降水量 (林内雨量ではなく) と A 層の土壌水流出量を比較して同じく Fig. 31 に併記した。伐採跡地の表層では、保残林分にみられるような *curvilinear* な相関はやや不明瞭になる。これは先に述べた土壌水分の動態のメカニズムから考えると、森林を伐採することによって土壌表層が森林下におけるよりも極端に乾燥する場合があることが当然考えられ、そのような場合には湿潤な時と等しい量の降水があっても、毛管孔隙を充填するのに消費される水が多く、非毛管孔隙を流動してライシメーターに捕集される土壌水の量がそれだけ少なくなる場合のあることを物語っているともみられる。また、ヒノキ伐採跡地については、先に推論したように降水として地表にもたらされた水が、局所的な水道 (みち) を作って表層に浸透し、表層での土壌水分の流動する径路が不規則に変動し、筆者の用いた装置ではその流動量が過少に計測される場合があることも考えられる。

Fig. 31 からスギ林、ヒノキ林とその伐採跡の新植地を対比させて、土壌水分の動態のちがいをこれ以上考察することは困難である。何故ならばこの図では新植地の水分動態は林外雨に対して、また保残林分の水分動態は林内雨に対して対応関係を図示してあるからで、保残林分については、新植地と同様に林外雨を基準にしたとしても、遮断雨量、樹幹流を考慮しなければ、新植地との土壌水分動態の比較はできない。

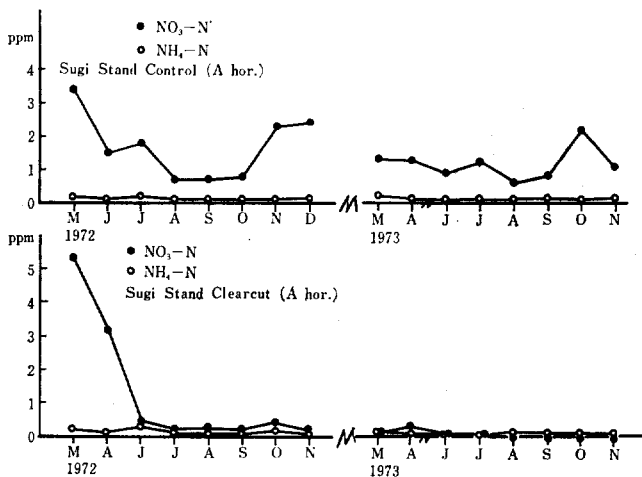


Fig. 32a 上北山試験地の土壌水の
溶存窒素濃度—スギ林
Element concentration of soil
water at Kamikitayama study
area—Sugi (*Cryptomeria japonica*) stand.

* 計測器をオーバーした数値については図示しなかった。

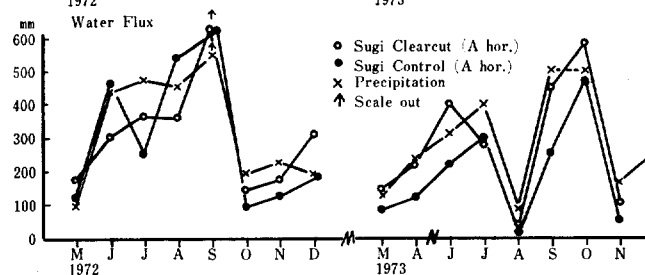
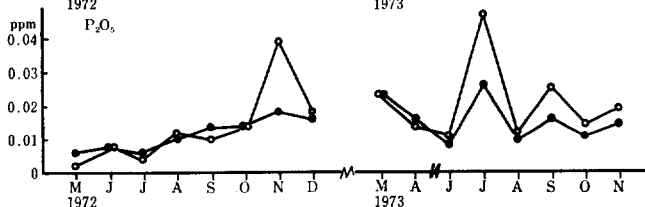
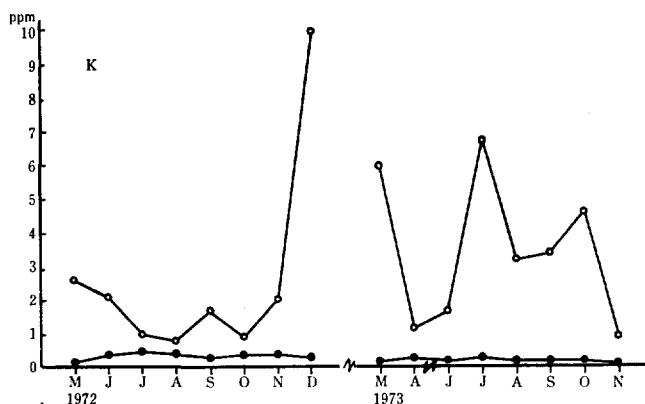
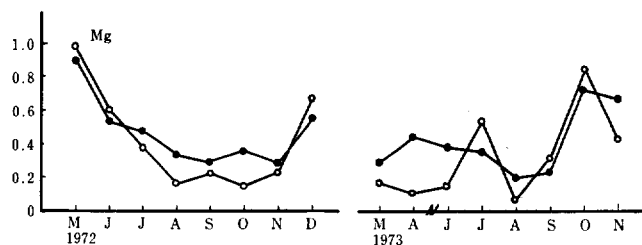
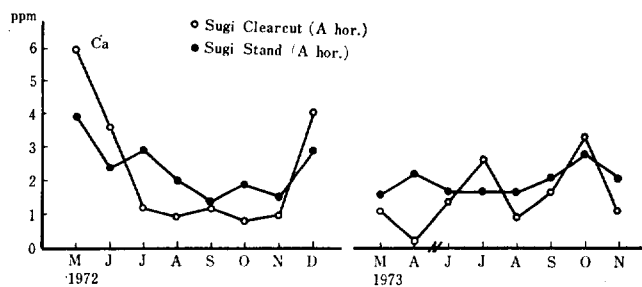


Fig. 32 b 上北山試験地の土壤水の
溶存カルシウム、マグネシ
ウム濃度—スギ林

Element concentration of soil
water at Kamikitayama study
area—Sugi (*Cryptomeria japo-
nica*) stand.

Fig. 32 c 上北山試験地の土壤水の
溶存カリウム、リン濃度—
スギ林

Element concentration of soil
water at Kamikitayama study
area—Sugi (*Cryptomeria japo-
nica*) stand.

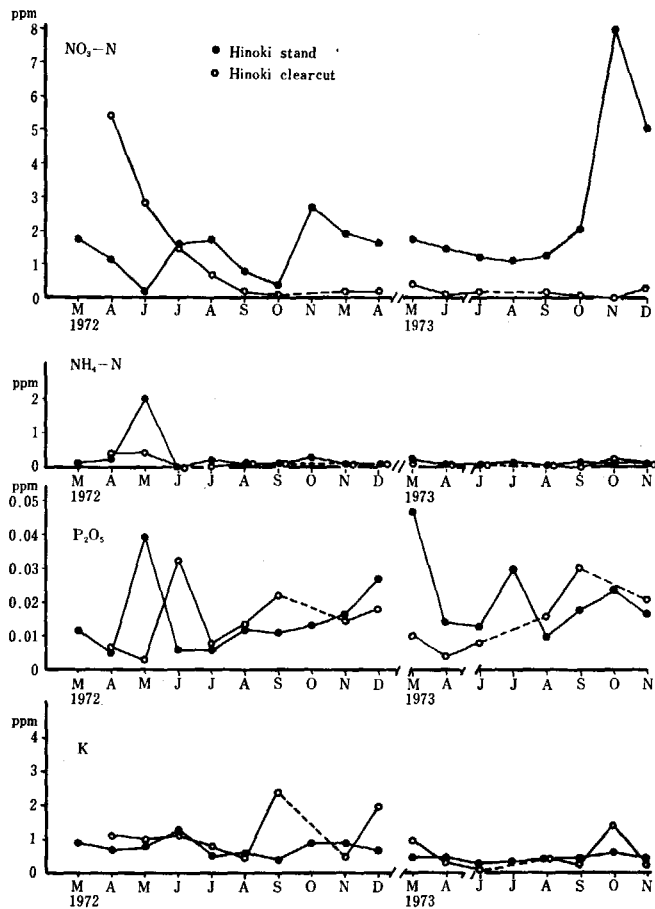


Fig. 33 a 上北山試験地の A 層の土壤水溶存成分
濃度—ヒノキ林

Element concentration of soil water of A horizon
at Kamikitayama study area—Hinoki (*Chamaecy-
paris obtusa*) stand.

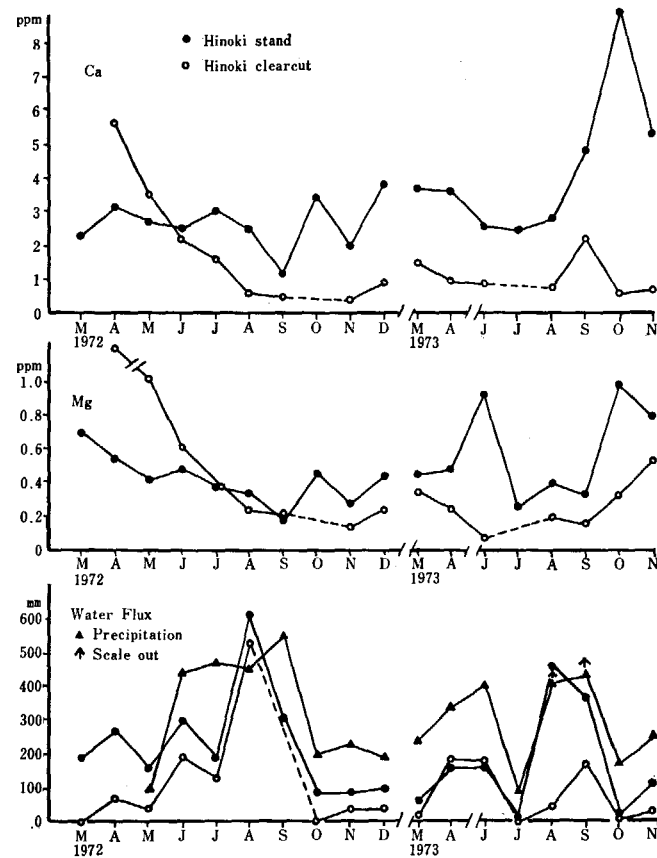


Fig. 33 b 上北山試験地の A 層の土壤水溶存成分
濃度—ヒノキ林

Element concentration of soil water of A horizon
at Kamikitayama study area—Hinoki (*Chamaecy-
paris obtusa*) stand.

いからである。

土壌水の溶存成分濃度の月別変動は、スギ林 (Plot 3) とスギ伐採跡地 (Plot 4) を対比して A 層について Fig. 32 a, b, c に、ヒノキ林 (Plot 1)、ヒノキ林伐採跡地 (Plot 2) を対比して Fig. 33 a, b に示した。

スギ林、ヒノキ林の土壌水溶存無機態窒素は大部分が硝酸態窒素である。これは先に述べた東京都水源林の試験地の、ヒノキ・カラマツ混交林下の黒色土壌、落葉広葉樹林下の褐色森林土の場合と一致する現象である。

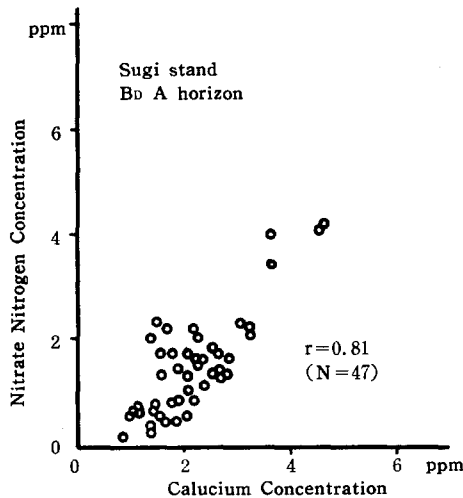


Fig. 34 上北山試験地スギ林の土壌水溶存硝酸態窒素濃度とカルシウム濃度の関係

Relation between nitrate nitrogen concentration and calcium concentration of soil water at Sugi (*Cryptomeria japonica*) stand in Kamikitayama study area.

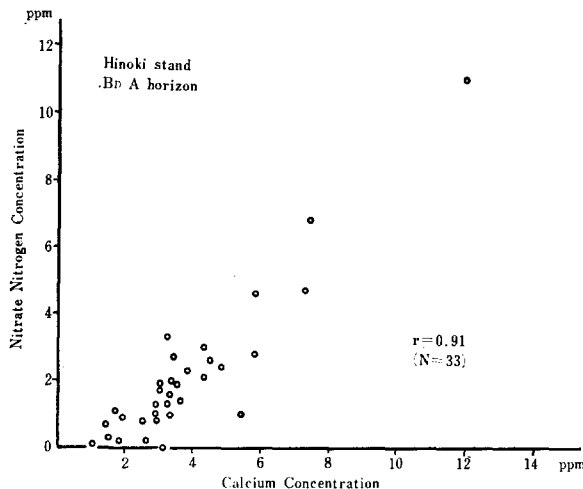


Fig. 35 上北山試験地ヒノキ林の土壌水溶存硝酸態窒素濃度とカルシウム濃度の関係

Relation between nitrate nitrogen concentration and calcium concentration of soil water at Hinoki (*Chamaecyparis obtusa*) stand in Kamikitayama study area.

スギ林、ヒノキ林の伐採跡地では、1972年8月以降は土壌水溶存無機態窒素の濃度がほとんど0.2 ppm以下の低濃度に終始するので、筆者の用いたCONWAYの微量拡散法の定量限界(0.1 ppm)に近いが、アンモニア態、硝酸態の多寡を論ずることは難しいが、1972年6月以前の溶存無機態窒素が高濃度の場合には、保残林分の場合と同様に硝酸態窒素が大部分を占める。伐採跡地の土壌水溶存窒素濃度は、スギ林の場合もヒノキ林の場合も1972年5月、6月と急激に減少し、1972年8月以降は0.2 ppm以下の低濃度に終始する。これは1969年秋～冬にかけて行われた伐採の影響による硝酸態窒素の高まりが、伐採後約2年半経過した後に減衰したものとみなすことができよう。LIKENSら⁸⁵⁾も北米東部の広葉樹林の流域試験で、皆伐後に渓流水中の硝酸態窒素の濃度が非常に高まり、それが2年以上継続することを報告しているが、これは除草剤を用いて植生の回復を妨げたもので、その濃度の高まりが減衰して非伐採流域より低濃度の定常状態に達

するところまでは観測していない。この上北山村試験地の場合は、わが国でも有数の降水量の多い地域で、Table 18, 19 でみたように土壌表層の流出量も概して多く、伐採後の易溶性無機態窒素の流亡も多いと考えられるが、それでも伐採後2年半は濃度の高まりが持続するとみられる。

土壌水溶存硝酸態窒素の濃度と、同じく溶存カルシウム濃度との間には、前節でのべた東京都水源林での試験の場合と同様に、比較的高い相関が認められ (Fig. 34, 35 参照), スギ林の A 層の流出水で相関係数 0.81, ヒノキ林で相関係数 0.91 であった。ただ伐採跡地では保残林分とちがって、1972 年以降硝酸態窒素が低濃度の定常状態になってからは、カルシウム濃度は硝酸態窒素濃度とは無関係の変動を示す。伐採後に易溶性の無機態窒素が流亡し去った後には、カルシウムイオンは他の溶存成分、おそらくは硫酸イオンなどの他の陰イオンの挙動に左右されつつ流出するものと考えられる。なお、ヒノキ林の 1973 年 10 月の溶存硝酸態窒素濃度の上昇、それに伴うカルシウム、マグネシウム濃度の高まりは、降水量が少なかった (Table 19 参照) ための濃縮効果がひとつの要因になっているものとみられる。

カリウムの土壌水中溶存濃度の変動は、上記の諸成分とはまたちがった様相を呈する。スギ林、ヒノキ林とも保残林分の A 層の土壌水では、それぞれ一定の濃度が持続するのに、伐採跡地では全く対照的に変動する。ヒノキ林伐採跡地ではヒノキ林の場合とほぼ同様の濃度で推移するのに対して、スギ林伐採跡地ではしばしば非常に濃度の上昇がみられ変動がはげしい。この Plot 2 と Plot 4 の土壌水のカリウム濃度の変動の違いは、Plot 2 は斜面上部の尾根に近い部位にあり、Plot 4 が斜面中部にあって地拵えのための枝条の棚積みの影響を Plot 4 のほうがより多く受けること、下刈りの影響も Plot 4 のほうがより多く受けることが、一つの要因として考えられるがはっきりした結論は出せない。

溶存有機炭素の含量はスギ林、ヒノキ林とも 1973 年には伐採跡地のほうが濃度が非常に高くなる場合がある。これは伐採後2年半経過する過程で、易溶性の諸成分が流亡しつくした後にも、やや高分子の水溶性有機物が土壌水と共に流動することを示唆しているものと考えられるし、下刈りによる有機物の供給も考えられる。もっとも、下刈りの影響とみるには有機炭素、カリウム以外の成分の濃度変動がこれに対応していないのが疑問である。下刈りによる有機物の供給、分解の過程を別途調べる必要がある。

各プロットの各層位を土壌水と共に流動する各成分の量を 1972 年と 1973 年の 6 月からの 6 か月間の総

Table 20. 6 か月間に土壌各層を流動する成分量
Element flux through soil horizons in 6 months study period (kg/ha)

			1972						1973					
			Inorganic N		P	K	Ca	Mg	Inorganic N		P	K	Ca	Mg
			NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N					NH ₄ ⁺ -N	NO ₃ ⁻ -N				
Hinoki stand	Remaining stand B ₀	A	0.9	19.4	0.07	3.7	40.8	5.6	1.2	22.8	0.09	4.8	49.1	6.7
		B	0.4	3.6	0.02	1.6	6.9	1.6	0.5	4.6	0.02	1.9	8.9	1.9
	Clearcut stand B ₀	A ₁	0.3	0.7	0.03	1.0	7.5	1.3	0.5	1.0	0.04	2.0	9.7	1.8
		B ₁	1.6	1.4	0.05	5.6	23.2	6.1	1.9	1.4	0.06	6.0	24.2	6.4
Sugi stand	Remaining stand B ₀	A ₁	1.4	11.0	0.07	2.8	24.3	9.6	1.7	14.9	0.10	3.7	30.7	10.9
		B ₁	0.2	2.8	0.01	0.2	3.0	0.7	1.6	2.8	0.01	0.2	3.0	0.7
	Clearcut stand B ₀	A ₁	1.8	1.0	0.14	50.6	26.6	9.7	2.1	2.5	0.17	59.6	30.5	10.5
		B ₁	0.5	0.3	0.02	4.6	7.3	1.7	0.5	0.3	0.02	4.8	7.5	1.7

量として kg/ha 単位で計算し Table 20 に示した。この期間について計算したのは、すでに記述した各試験地の結果との対比を便利にするためである。この算出結果によれば、ヒノキ林土壌とスギ林土壌の成分動態を対比すると、窒素（硝酸態窒素が大部分を占める）とカルシウムの流動量は、ヒノキ林土壌がスギ林土壌を倍近く上回るほか、その他の成分もおおむねヒノキ林土壌での流動量が多い。Table 18, 19 にみるように両者の土壌水流出量に大差は無いから、ヒノキ林土壌で高濃度の溶存成分が流動していることになる。このような溶存成分濃度の違いをもたらすものは、もちろん土壌生態系の無機的要因の総合作用であって、林内雨、樹幹流としてもたらされる成分の量に大きな差が無いとすれば、それはひとつには Litter や堆積腐植の分解、無機化の過程が異なることによっておこり、また土壌の理化学的性質の違いによって、土壌中の各種成分の土壌への捕捉のされ方、植物への吸収のされ方などの挙動に違いがあることにもよる。

土壌の化学性を比較すると、Plot 1 が Plot 3 に比べて塩基置換容量が低く、置換酸度が高い。一方、土壌中の炭素、窒素、置換性カルシウム、マグネシウムの含量は、いずれも溶存成分流動量の多い Plot 1 のほうが Plot 3 よりも低くなっている。このことはイオン置換に関する土壌の性質が、溶存成分の流動量に影響することを物語っている。なお、両 Plot の堆積腐植はいずれもムル型で、その形態的特徴に差がなく、この点だけからみれば両者の分解過程に大きな違いは無いとも思われるが、上述したように硝酸態窒素の流動量、濃度に違いがあり、それがカルシウムの流動量の違いにも影響している事実は、両 Plot の微生物相あるいはその活動の違いを示唆するものと思われ、有機物分解の過程にもあるいは何等かの差異があるのかもしれない。またスギとヒノキの樹高成長の差（5-4-1 参照）にみられる現存量の差から考えて、樹体への養分吸収量も Plot 1 と Plot 3 で差があり、それが土壌水溶存成分の差に反映することも考えられる。

次にヒノキ林、スギ林の伐採跡地の成分流動量を、同じく 1972 年、1973 年の 6 月からの 6 か月間についてみると、硝酸態窒素は濃度の著しい低下を反映して、スギ林、ヒノキ林共に保残林分よりも大幅に減少する。アンモニア態窒素は伐採による濃度変化がほとんど無いので、流出量の変化を反映してヒノキ林伐採跡地では保残林に比べて A 層で減、B 層で増、スギ林伐採跡地では A 層で増、B 層では 1972 年には増加し、1973 年には減少する。リンも伐採による濃度変化は著しくないで、ほぼ流出量の変化に対応しているとみてよい。カリウムはヒノキ林伐採跡地では伐採による濃度変化はほとんど無く、やはり流出量の A 層での減、B 層での増を反映して、その流動量も保残林に比べて A 層で減、B 層で増となっているが、スギ林では伐採跡地での濃度の高まりを反映して、保残林分よりも A 層、B 層とも多くなっている。カルシウム、マグネシウムはヒノキ林では伐採跡地での著しい濃度低下によって、A 層では保残林より流動量が著しく減少するが、B 層では流出水量の増加を反映して流動量は保残林分の B 層よりも多く、また他の成分と同様に A 層よりも流動量が数倍多くなっている。

5-4-5 要 約

奈良県上北山村で多雨地域のスギ林、ヒノキ林下の褐色森林土の土壌水分動態、溶存成分の動態、ならびに伐採、地拵え、新植がそれらに与える影響を調べた結果、要約以下のことが明らかにされた。

(1) スギ林、ヒノキ林（保残林）とも A 層からの土壌水流出量は、降水量の多いことを反映して他地域の土壌より多いが、B 層からの流出量は極端な豪雨の時以外はそれほど多くはない。A 層では B 層に比べて非毛管孔隙を流れるものが多く、B 層を流動する水は毛管移動によるものが多いと考えられる。

(2) 伐採、地拵え、植栽の影響で、B層からの土壌水流出量が増える。これは立木を伐採したためにB層からの蒸散による水の消失が少なくなり、そのために立木の有る場合よりも土壌が湿潤な状態に維持されていて、土壌中に浸透した水の中で、毛管に保持され毛管移動にまわる部分が少なくなり、相対的に非毛管孔隙を流動する水が多くなる結果だと考えることができる。また多礫質の土壌の、伐採から植栽に至る間の攪乱によって、おそらく土壌の孔隙組成に変化が生じ、B層の粗孔隙が増えるためだと考えることもできる。

(3) 伐採による地表の裸出、伐採、地拵え、植栽等の人為の影響による攪乱のために、地表に降水としてもたらされた水の土壌表層への浸透が、水道（みち）ができるなどして不均一になることが考えられ、このような場合には筆者の用いたライシメーターでは適確な水分動態の計測ができない場合もあると思われる。このような現象は同一斜面の林地でもヒノキ伐採跡地では明瞭に認められるが、スギ伐採跡地では明らかでないことから、局所的な現象だと考えられる。筆者の用いた手法で土壌水分動態のこのような現象をも知ることができるが、反面、礫質土壌でのこの手法の適用の限界も示唆している。

(4) スギ林、ヒノキ林では林内雨と土壌表層流出水量の間に *curvilinear* な関係が明らかに認められるが、伐採その他の人為によってその関係が不明瞭になる。土壌の乾湿の変動がはげしくなること、土壌の攪乱による孔隙組成の変化などがその原因だと考えられる。

(5) スギ林、ヒノキ林の土壌水中の溶存無機態窒素は大部分が硝酸態で、その濃度は同じ土壌水中の溶存カルシウム濃度と1次の相関が高い。同じくカリウムの濃度はほぼ一定である。

(6) 伐採跡地では溶存硝酸態窒素の濃度の高まりが、伐採後2年半で急激に減衰し、以後は保残林分の土壌に比べて極く低濃度に終始する。同じくカルシウムの濃度は硝酸態窒素濃度が減衰するまでは、それと対応した変動を示すが、減衰後は硝酸態窒素とは無関係に変動する。カリウムの濃度は伐採跡地の地拵えの影響などで、スギ林跡地とヒノキ林跡地では全く異なった変動をする。

(7) 溶存成分の流動量 (kg/ha) はこの試験地の場合、斜面上方のヒノキ林のほうが斜面中部のスギ林（いずれも B₀ 型土壌）に比べて多い。これは土壌のイオン置換に関する性質の違いによることが示唆され、それが土壌中の各成分の含有量の違いに反映されている。また堆積腐植の分解過程の違い、林木による養分吸収量の違いも溶存成分流動量の差をもたらすものと推定される。

伐採跡地の成分流動量は、伐採による溶存成分濃度の変化と流出水量の変化の影響で、保残林分とは異なる動態を示す。ヒノキ伐採跡地ではB層の流出水量の増加による成分流動量の増加が著しく、スギ伐採跡地でもB層の土壌水流出量増に伴う成分流動量の増加がみられ、A層ではカリウムの濃度の高まりによる流動量の増加が認められる。

第6章 総括的考察

1. 土壌水分の動態について

土壌水の流出量を支配する因子、土壌水分動態のメカニズムについてはすでに5-2-4で論述したが、それを要約して再度記述しておくことにする。

土壌中の水分の流動を支配するのは、土壌の孔隙組成である*。非毛管孔隙と筆者の仮称による粗毛管孔隙 (Fig. 19 に説明) の量、それに毛管孔隙を占有している水分量 (乾湿の状態) が土壌水分の動態を

* 疎水性のある土壌はここでは考えないことにする。また土壌のヒステリシスも考えないことにする。

左右する。土壤中に浸透した水は、毛管孔隙のうちまだ水によって占有されていない部分を充填し、また非毛管孔隙を流下する。降雨の強度が強く、一時に多量の水が浸透した場合には、毛管孔隙の充填と非毛管孔隙内流下が同時におこるが、水の浸透速度が毛管孔隙の充填速度より劣れば、水が非毛管孔隙を流動することはない。降水量が少ない場合に下層からの流出水が観測されないのは、土壤中に浸透した水が専ら毛管孔隙の充填に消費されるためであろう。非毛管孔隙を流下した水が下位層に浸透する場合、その下位層が非毛管孔隙が少なく透水性が悪い場合には、浸透しきれない水は上部層中を斜面に沿って流下する(志賀高原の試験例を参照)。毛管孔隙に貯溜された水は、蒸発散によって消費される一方、その中で粗毛管孔隙に保持された水は徐々にではあるが下方へ流動する。したがって土壌水の流動に直接関係するのは非毛管孔隙と粗毛管孔隙で、毛管孔隙の中 pF 2.7 相当以下の細孔隙に保持される水は流動することはないとみなされる。

筆者の用いたテンションフリーライシメーターは毛管連絡試験(第3章参照)、*in situ*における自記記録結果(Fig. 9 参照)から非毛管孔隙を流動する水を捕集すると考えられ、毛管移動水はほとんど捕集していないものと考えられる。このライシメーターによって計測される土壌水流出量と供給される水の量(この場合林内雨量)との間には、土壌表層では明らかな曲線関係が認められた。この曲線関係は土壌水の不飽和運動理論に最初の実証的根拠を与えた WYCKOFF, BOTSET⁶¹⁾ の Air-Water 混合流での実験における水の曲線(Fig. 36 参照)に類似するものである。このことは筆者のライシメーターが土壌水の不飽和流動をほぼ適確に捕捉していることを裏書きしている。なお、伐採跡地のように土壌の乾湿の変動が大きい場合や、湿性ポドゾル化土壌のように下層に不透水層のある場合には、この曲線関係ははっきりせず、また下層土からの流出は上位層での土壌水流動の状態に左右されてこれまた曲線関係は不明瞭である。

筆者の考えた土壌水分の動態のメカニズムは、土壌水運動理論の諸系列⁴⁰⁾⁵⁵⁾の中で毛管ポテンシャルによる不飽和運動理論の中に位置づけられ、中でも KRISCHER³⁸⁾ の毛管モデルによる考え方に近いものであるが、本論文は土壌水運動の理論の考究を指向したものではない。毛管ポテンシャル理論による土壌水運

動理論には前提や仮定が多く、実地の応用にはまだ多くの問題がある⁴⁰⁾ところから、筆者は土壌中を流動する水の中で、主として非毛管孔隙を流動する土壌水の *in situ* での動態をまず明らかにすることを試みたものである。

筆者の行った各地の森林土壌の水分動態試験の結果によれば、土壌中に透水不良層が介在する場合(志賀山)、土壌が浅い場合(浜北 Plot 1)を除いて、一般には下層ほど非毛管孔隙が少ないために、流下する土壌水は下層ほど少なくなっている。降水の多い地域(奈良県上北山村)でも 50 cm 深以下では土壌水流出量は極く少ないものようである。なお奈良県上北山村の試験では、森林の伐採、地拵え、新植の影響で土壌の攪乱が B 層にまでおよび、孔隙組成の変動で土

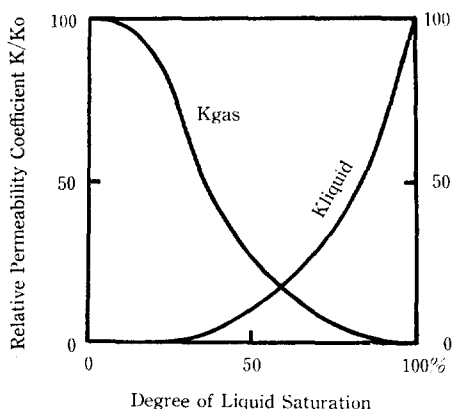


Fig. 36 浸透能と飽水度の関係
(田淵⁵⁵⁾)

Relation between permeability and degree of saturation (TAYUCHI⁵⁵⁾ 1968).

壤水分の動態が大きく変化することが推定され、他方、伐採による蒸散量の減少に伴って土壌が湿潤になり、それによって水分動態が変化するという推論も示唆される。また、特に伐採による林地の裸出、その後の人為の影響で地表から水が不規則、不均等に浸透することが考えられ、ヒノキ伐採跡地にみるようなA層よりもB層の流出量が多いという計測結果が得られた。この結果はこのPlotの土壌の特異な水分動態を推論させるものであると同時に、筆者の用いた装置の適用可能限界を示唆するものとも考えられた。

筆者の試みたテンションフリーライシメーターの試験は、森林生態系全体の、あるいは一つの流域全体の水収支、あるいは理水機能の解明をこの試験だけで行えるという性質のものではないが、土壌中の水分動態を詳細に把握する手段として、筆者の装置が限界点はあるにしても十分使用できるものであることを示していると考ええる。これは森林生態系の水収支、理水機能の重要な局面である土壌中の主として非毛管孔隙を流動する水分動態を、簡便に計測できる方法として有効な手法だと考える。

2. 土壌水溶存成分の動態について

(1) 溶存無機態窒素の形態

土壌水中の溶存無機態窒素の中で、硝酸態窒素とアンモニア態窒素の占める割合は、筆者が本研究のために試験を行った各地の森林下の土壌の中でも区々で、上北山村のスギ林、ヒノキ林、塩山のカラマツ・ヒノキ混交林、広葉樹天然林では常に硝酸態窒素が溶存無機態窒素の大部分を占める。志賀山の亜高山帯針葉樹林では硝酸態よりもアンモニア態のほうが高濃度の場合が多いが、時として、月によって全層位ともアンモニア態が高濃度になることがあり、また層位によってアンモニア態、硝酸態の濃度が逆転する場合もある。また浜北のアカマツ林では硝酸態、アンモニア態の割合は極端な開きのない場合が多く、また硝酸態>アンモニア態の場合もあり逆の場合もあって区々で一定しない。また先にもふれたように、筆者のテンションフリーライシメーターを用いた高海拔地のポドゾル化土壌の水分動態調査²⁴⁾⁴⁸⁾でも、志賀山の場合と同様に、土壌水中の無機態窒素の中に占めるアンモニア態と硝酸態の割合は時として逆転することがあり一定しない。

Bourgeois と Lavkulich¹¹⁾ はテンションライシメーターによって土壌水中の溶存成分濃度を調べ、有光と松井¹²⁾ がテンションライシメーターによって得たスギ林下の褐色森林土の土壌水でアンモニア態窒素のほうが高濃度であったという結果、ならびに Cole ら¹³⁾ の同様の結果に反論している。もっとも、Cole らは温暖気候下の Rongelap Atoll の塩基性土壌では土壌水中の溶存窒素は硝酸態であり、冷涼気候下の Fern Lake の酸性土壌では主としてアンモニア態窒素であるとして対比したのである。Bourgeois と Lavkulich は土壌水溶存窒素が硝酸態であるのは、おそらく 'biological activity' と関係があるとしている。岩坪と堤²⁹⁾ は京都上賀茂のヒノキ林、常緑落葉混交広葉樹林の地中流(10 cm 深)の養分濃度を調べているが、その結果1年間の平均濃度でヒノキ林も広葉樹林も地中流中の溶存窒素はアンモニア態のほうが高濃度であるという(ヒノキ林:アンモニア態約 0.4 ppm, 硝酸態約 0.1 ppm, 広葉樹林:アンモニア態約 0.3 ppm, 硝酸態約 0.2 ppm*)。

以上述べたように土壌水中の溶存窒素の形態は各種森林型下の土壌でそれぞれ区々であるが、これは土壌生態系の無機的、有機的環境、すなわち土壌の水分環境、土壌の酸度などの化学性、微生物フロアとその消長などが、それぞれの森林下の土壌で異なりそれを反映して土壌水溶存窒素の形態が、同じ気候帯、

* 岩坪・堤²⁹⁾の図中から読みとった数値。

同じ森林型下の土壌でも異なるのであろう。

(2) 溶存硝酸態窒素濃度とカルシウム濃度の関係

土壌水中の硝酸態窒素とカルシウムの濃度に一次の高い相関関係があることは、東京都水源林と奈良県上北山村の試験で認められた。この両者はいずれも、土壌水溶存窒素のほとんど大部分が硝酸態の窒素で占められていた。アンモニア態窒素の占める割合が多い場合は、この硝酸態窒素とカルシウムの濃度の関係は明らかでない。

このような硝酸態窒素とカルシウムの濃度の相関は、先にもふれたように LICKENS⁸⁵⁾ が森林伐採後の渓流水中の溶存成分濃度の高まりの中で認めており、彼等はそれを土壌中の硝酸化成菌の population と関連づけて、硝酸化成菌のはたらきで渓流水中の硝酸態窒素の濃度が左右され、それに伴ってカルシウムやマグネシウムの溶存濃度が高まるとしている。本研究の場合、微生物相との関連まで研究することはできなかったが、原因はともあれ、森林土壌水分の溶存硝酸態窒素濃度が同じくカルシウム濃度に関係が深いことは事実であろう。ただ、上北山村のスギ林、ヒノキ林の伐採跡地では溶存硝酸態窒素濃度が低下した後にも、カルシウム濃度の高まりがみられ、この場合には他の要因が考えられるが、この研究では塩素イオン、ケイ酸イオン、硫酸イオンなど他種の陰イオンの溶存濃度は定量しなかったで、これ以上の検討はできなかった。

(3) 溶存成分の流動量

各試験地の土壌の各層位を流動する各成分の流動量を比較するために、ほぼ同じ期間（6月からの6か月間、但し志賀山は5か月間）の流動量を Table 21 に示した。気候条件の異なる各地のデータを同じ期間で区切って比較するのは疑点もあるが、概観的な比較をするために試算してみたものである。

Table 21. 6月からの6か月間に土壌各層を流動する成分量
Element flux through soil horizons in 6 months from June (kg/ha)

Study area soil type Forest cover	層位 Horizon	Inorganic N	P	K	Ca	Mg
Shigayama Pw(h) II Subalpine coniferous	HA	7.7	0.31	32.2	23.9	6.4
	A ₂	6.3	0.15	6.5	9.0	3.8
	B ₁	2.3	0.02	6.0	6.4	1.9
Hamakita B ₀ <i>Pinus densiflora</i>	A	4.0	0.06	11.8	8.9	2.3
	B ₁	2.8	0.03	6.7	5.0	1.6
Enzan B _{1e} Mixed <i>Cham. obtusa</i> and <i>Larix leptorepis</i>	A ₁	13.6	0.05	6.0	19.2	2.9
	A ₂	10.4	0.03	2.1	12.2	1.8
	A ₃	3.3	0.01	2.1	5.9	1.0
Enzan B ₀ Deciduous broad leaved	A ₁	4.0	0.05	5.1	7.2	1.8
	A ₂	1.6	0.03	2.1	3.6	1.2
	AB	0.6	0.02	0.5	0.7	0.4
Kamikitayama B ₀ <i>Cryptomeria japonica</i>	A ₁	12.4	0.07	2.8	24.3	9.6
	B ₁	3.0	0.01	0.2	3.0	0.7
Douglas fir*	1 in	3.5	0.75	6.6	10.4	
	36 in	0.5	0.03	0.8	3.6	

* lb/acre in 10 months, reported by COLE and GESSEL¹⁰⁾.

林相、土壌型の異なる各プロットの成分流動量を、それぞれの最表層について比べてみると、同一斜面の上下の位置の違いによる差のほうが大きい場合もあり、概観的には各プロットとも類似のオーダーの成分量が流動しているといえる。COLE と GESSEL¹⁴⁾ の 10 か月の積算値も巨視的には類似の数値とみることができる。同一プロットの各層位別には下層ほど成分流動量が少ないのが一般である。このように一般に下層の成分流出量が少ないのは、主として下層ほど流出水量が少ないことによるもので、その成分濃度は必ずしも下層で低いといえない場合もあり、逆に下層のほうが濃度が高い場合もある (Table 14 参照)。COLE と GESSEL¹⁴⁾ は表層からの流出量に比べて 'rooting zone' の下部からの流出量が極端に少ないのは、それらの成分が 'rooting zone' で植物に吸収され、あるいは土壌にとりこまれた結果だとしているが、上述の成分濃度からみると、筆者の試験結果では必ずしもそう結論できない場合がある。ただ、この研究では毛管移動による水分、溶存成分の動態はとらえていないので、溶存成分の挙動をこれ以上明確に知ることはできない。

西村⁴²⁾は山地小流域の養分収支に関する研究で、林内雨、樹幹流、落葉落枝によって土壌中に供給される量と、渓流水に含まれて流亡する養分量を比較して、カリウム、カルシウム、マグネシウムは土壌への供給量のそれぞれ 29%, 38%, 45% 相当の量が流出水に含まれて生態系の外へ流亡し、リン、窒素は土壌への供給量のそれぞれ 13%, 4% に相当する量が流亡するにすぎないとし、リンと窒素は他の養分に比べると土壌に供給されたもののかなりの部分が土壌中にとどまったり、植物体に吸収されたりして生態系内を再循環していく可能性が高いとしている。しかし筆者の調べた土壌中の各成分の挙動は、Table 21 にみるように土壌の表層から下層への流動量の推移からみて、西村のいうリンと窒素がカリウム、カルシウム、マグネシウムに比べて、格段多く植物体に吸収されたり土壌中にとどまるという過程はたどらないもののようである。筆者の考えるところでは、西村の明らかにしたリンと窒素の動態と、筆者の調べた土壌中の各成分の流動量からみて、おそらく林床から土壌中に供給され土壌中を土壌水と共に流動する量は各成分間では大差がないものと思われる。西村の結果でカリウム、カルシウム、マグネシウムの流亡量が多いのは、これら成分の流亡量の中に土壌母材料の風化過程で母岩から溶出して供給されるものが含まれるからであろうと思われる。

(4) 森林伐採の影響

奈良県上北山村のスギ林、ヒノキ林とその伐採跡地を対比して土壌水、溶存成分の動態を調べた結果では、その溶存成分のうち、硝酸態窒素の濃度が伐採によって高まる現象がみられ、これは LIKENS ら⁸⁵⁾の結果と一致するところであった。ただ、筆者の試験は伐採直後からはじめたものではなく、伐採後 2 年半経過後の硝酸態濃度の高まりの減衰する状態を観察し得たにとどまった。その後窒素濃度が低濃度に終始することからみて、伐採による溶存硝酸態窒素の濃度の高まりが 2 年半で減衰したと考えたものである。

LIKENS ら⁸⁵⁾は伐採による渓流水の溶存硝酸態濃度の高まりは、土壌中の硝酸化細菌のポピュレーションの増大に起因するものとしているが、本研究では微生物相の消長との関連を検討するに至らなかった。

山谷⁶⁴⁾はヒバ林伐採跡地土壌の経年変化を調べて、A₀層は伐採後の旺盛な分解によって易分解性有機物を伐採後 3 年で消耗するとしている。また有機物の分解は微生物活動によるものであるから、易分解性有機物を分解した過程では微生物活力の低下が予想される(山谷⁶³⁾)としている。上述の硝酸態窒素の消長も易分解性有機物の分解の過程とそれに伴う微生物活動の消長に左右されるとみてよいであろう。ただ、溶存有機炭素の濃度は、硝酸態窒素濃度に伐採の影響がみられると思われる時期でも、保残林分の土壌水

分中の濃度に比べて必ずしも高くない。伐採跡地の易分解性有機物は無機化してしまっているとみなすこともできよう。

その他無機溶存成分は伐採後2年半経過した後は、保残林分の土壤水分に比べて著しく高濃度になることは、スギ林伐採跡地のカリウム以外には認められない。むしろカルシウム、マグネシウムは低濃度の月が多いといえる。伐採後2年半で、伐採時に林地に残された枝条を含めたA₀層の易分解性有機物が分解され、易溶性成分が流亡しつつしたとも考えられるし、また伐採前には落葉落枝等による成分の供給と林木の吸収とのバランスが維持されていたものが、伐採によって成分の吸収者が無くなって、一時的に溶存成分濃度が高まったものが落葉落枝による成分供給も無くなったために、その濃度の高まりが持続しないとみることもできよう。

いずれにしても、伐採直後の土壤水溶存成分濃度の高まりが一旦低下した後は、土壤中を流動する成分量は保残林分に比べて決して多くはない。スギ林伐採跡地の土壤水溶存カリウム濃度が高いのは、下刈りや地拵えの際の枝条の棚積みの影響と考える。

伐採による土壤水溶存成分濃度の変動からみて、A₀層や伐採時に林地に残された枝条の易分解性有機物が、伐採後旺盛に分解されている間はその成分の濃度が高いが、易分解性有機物が消耗し、伐採によって落葉落枝による成分供給が中断した段階では下刈りの影響が有機炭素、カリウムの溶存濃度の高まりに認められるほかは、保残林分に比べて大差ないか、むしろ低い。したがって伐採の影響は鉱質土層中の成分含量にまでおよぶことはなさそうである。堤⁵⁷⁾は1回の皆伐によって土壤中の有機物量、無機成分量が明らかに減少することはないとしている。Table 17に示すスギ林伐採跡地と保残林分の土壤の成分含量を対比しても同様のことがうかがえる。

筆者の用いたテンションフリーラインメーターは、森林生態系の中での物質の動態の一つの局面である主として非毛管孔隙を流動する土壤水分と共に流動する各成分の動態を把握するための、簡便な手段として *in situ* で利用可能な有効な手段であると考ええる。この手法を用いることによって森林生態系内の物質の動態と森林の伐採、施肥、下刈り、新植、除草剤散布等の人為が、その物質の動態におよぼす一つの局面を、土壤水と共に流動する物質の濃度あるいは量として把握することができる。

謝 辞

この研究を進めるにあたって、吉本 衛氏、堀田 庸氏とのラインメーターの集水機能についての度重なる討論が多く、示唆を筆者に与え、この手法による研究の遂行の原動力となった。また堀田 庸氏には土壤水溶存成分の分析法についても示唆をいただき、東京都水源林の試験地設定にも協力をいただいた。大角泰夫博士には各試験地の選定、土壤水分動態の測定、試水のサンプリング、分析について常に協力をいただいた。佐々明幸博士には土壤水の分析、山家富美子氏、八木久義氏には土壤分析の際に協力をいただいた。

松井光瑠博士にはこの研究の計画、遂行に関して常にご教示をいただき、また本論文を読んでいただき多くの助言を賜った。橋本与良博士は静岡県浜北、東京都水源林での試験の機会を与えてくださり、黒鳥 忠博士は志賀高原での試験の機会を与えてくださり、両博士の森林生態系に関する有益な助言は本研究を進める支えとなった。真下育久博士は筆者の研究遂行に多くの便宜を与えてくださった。

この研究に用いた各試験地の選定、土壤水分動態の測定にあたっては、志賀高原では故小島俊郎氏、松

本久二氏, 信州大学自然教育園の各位, 静岡県浜北では県富美夫氏ほか静岡県林業試験場の方々, 奈良県上北山村では高原末基博士ほか土井林学振興会の各位, 東京都水源林では水源林事務所の各位にご協力をいただき, 便宜を与えていただいた。また, この論文をとりまとめるにあたり, 図の作製には海沼秋美氏のご協力をいただいた。

この研究は以上のような多くの方々の指導, 助言, 協力を得てとりまめることができたもので, ここに深く感謝する。

また, 京都大学四手井綱英名誉教授, 堤 利夫教授にはこの論文を読んでいただき, 有益なご助言を賜わった。記して感謝の意を表する。

引用文献

- 1) 有光一登・松井光瑤: 簡易なテンションライシメーターによる土壌水分の動的研究(I), 日林誌, 46, 208~213, (1964)
- 2) ————: 簡易なテンションライシメーターによる土壌水分の動的研究(III), 75 日林講, 154~156, (1964)
- 3) ————: 志賀山特別研究地域の土壌の水分動態(II) テンションフリーライシメーターによる土壌水分動態の測定(予報), 文部省科研費特別研究〔生物圏の動態〕, 亜高山帯および温帯林生態系の生物生産(志賀山特別研究地域) 昭和45年度研究報告, [I], 40~46, (1971)
- 4) ————: 志賀山特別研究地域の水分動態(IV) テンションフリーライシメーターによる土壌水分動態の測定—I, 文部省科研費特別研究〔生物圏の動態〕, 亜高山帯および温帯林生態系の生物生産(志賀山特別研究地域) 昭和46年度研究報告 [I], 18~31, (1972)
- 5) ————: 志賀高原亜高山針葉樹林の水分動態, 84日林講, 93~96, (1973)
- 6) ————・県富美夫: 静岡県浜北アカマツ林の土壌水分動態, 84日林講, 96~98, (1973)
- 7) ————・大角泰夫・松井光瑤・太田誠一: 森林伐採の土壌環境に及ぼす影響(II) 奈良県上北山村スギ・ヒノキ林の土壌水分動態, 84日林講, 102~104, (1973)
- 8) ARIMITUS, K.: Tension and tension-free lysimeter study of soil water in the Shigayama IBP study area, JIBP Synthesis, 15, 15~24, (1977)
- 9) 有光一登: 森林土壌の水分動態に関する研究(第1報) 序説, 森林土壌の水分動態の経時変動, 林試研報, 317, 67~112, (1981)
- 10) BOURGEOIS, W. W. and L. M. LAVKULICH: Application of acrylic plastic tension lysimeter to sloping land, Can. J. Soil. Sci., 52, 375~391, (1972)
- 11) ———— and ————: A study of forest soils and leachates on sloping topography using tension lysimeter, Ibid., 228~290, (1972)
- 12) COLE, D. W.: Alundum tension lysimeter, Soil Sci., 85, 293~296, (1958)
- 13) ————, S. P. GESSEL, and E. E. HELD: Tension lysimeter studies of ion and moisture movement in glacial till and coral atoll soils, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 25, 321~325, (1961)
- 14) ———— and ————: Movement of elements through a forest soil as influenced by tree removal and fertilizer additions, Forest Soil Relationships in North America, 95~104, Oreg. Univ. Press, (1965)
- 15) COLMAN, E. A.: A laboratory study of lysimeter drainage under controlled soil moisture tension, Soil Sci., 62, 365~382, (1946)
- 16) CONWAY, E. J., 石坂音治訳: 微量拡散分析および誤差論, 南江堂, (1957)
- 17) 土壌養分測定法委員会: 土壌養分分析法, 養賢堂, 430 pp., (1973)

- 18) EBERMAYER, E. : Wie Kann Man den Einfluss der Walder auf den Quellenreichtum ermitteln? Forstwiss. Centbl. **1**, 77~81, (1879), (JOFFE³⁰⁾ より引用)
- 19) ————— : Untersuchungs Ergebnisse über die Menge und Verteilung der Niederschläge in den Wäldern, Forstl. Naturw. Ztschr., **6**, 283~291, (1897), (JOFFE³⁰⁾ より引用)
- 20) 遠藤泰造・勝見精一・鴨田武雄 : 出水におよぼす森林伐採の影響について, 林試北海道支場年報 1960, 150~165, (1961)
- 21) 福嶋義宏・加藤博之・松本 潔・西村武二 : 花崗岩山地の2つの小流域について—地形・植生・水収支・流出減衰曲線からみた特性—京大演習林報, **43**, 193~226, (1972)
- 22) GEMMERLING, V. V. : The moisture regime in Podzols from data of lysimeter investigations (Russian) Trudui Moscov. Oblastn. Selsk Khoz. Opuitn. Sta. Bul., **1**, 88~95, (1922), (JOFFE³⁰⁾ より引用)
- 23) GESSEL, S. P. and D. W. COLE : Influence of removal of forest cover on movement of water and associated elements through soil, J. Amer. Water Works Ass. **57**(10), 1301~1310, (1965)
- 24) 平山良治 : 乾性ポドゾルと湿性ポドゾルの土壤浸出液の理化学性について—ポドゾル性土壤の生成に関する2・3の考察—東京農工大学農学部農学科修士論文, (1974)
- 25) 平山良治・有光一登・大角泰夫・松井光瑤 : 乾性ポドゾルと湿性ポドゾルの水分動態の相違, 84日林講, 98~100, (1973)
- 26) 堀田 庸・有光一登・吉本 衛 : 林地土壤水の炭素・チッ素分析例, 84日林講, 121~123, (1973)
- 27) 稲川悟一・伊藤悦夫・金田次弘 : 地表植生の有無及び種類が土壤中の主な肥料成分の流亡に及ぼす影響—簡易ライシメーターによる試験, 静大農研報, **15**, 87~105, (1965)
- 28) 岩坪五郎・堤 利夫 : 森林内外の降水中の養分量について (第2報), 京大演習林報, **39**, 110~124, (1967)
- 29) —————・————— : 森林内外の降水中の養分量について (Ⅲ) 流亡水中の養分量について, 京大演習林報, **40**, 140~156, (1968)
- 30) JOFFE, J. S. : Lysimeter studies I, Moisture percolation through the soil profile, Soil Sci., **34**, 123~143, (1932)
- 31) JORDAN, C. F. : A simple tension-free lysimeter, Soil Sci., **106**(2), 81~86, (1968)
- 32) 勝見精一 : 上川試験林における伐採後の流出量の変化 (第1報), 林試北海道支場業務報告, 特別報告5, 139~148, (1956)
- 33) KRISCHER, O. : Grundgesetze der Feuchtigkeitbewegung in Trockengütern, VDI Zeitschrift, Bd. 82, Nr. 13, 373~378, (1938)
- 34) LIKENS, G. E., F. H. BORMANN, N. M. JOHNSON, and R. S. PIERCE : The calcium, magnesium, potassium and sodium budgets for a small forested ecosystem, Ecol., **48**, 772~785, (1967)
- 35) —————, —————, —————, D. W. FISHER and R. S. PIERCE : Effects of forest cutting and herbicide treatment on nutrient budgets in the Hubbard Brook watershed ecosystem, Ecol. Monographs, **40**, 23~47, (1970)
- 36) 真下育久 : 土壤の理化学性, 吸収板による簡単な pF 値測定とこれによる土壤水および孔隙の区分, 森林立地, **3**(1), 32~34, (1961)
- 37) 三宅泰雄・北野 康 : 水質化学分析法, 地人書館, 200 pp., (1960)
- 38) 永見郷康・吉野昭一・阿部敏夫 : 森林伐採にともなう暖候期間の流出量変化 (宝川森林治水第3回報告), 林試研報, **170**, 59~74, (1964)
- 39) 中野秀章 : 森林伐採および伐跡地の植被変化が流出におよぼす影響, 林試研報, **240**, 1~251, (1971)
- 40) 中野政詩 : 土壤水運動理論の諸系列 (1), 毛管ポテンシャルによる不飽和運動理論, 土壤の物理性, **13**, 55~62, (1965)

- 41) 日本気象協会長野支部：長野県農業気象月報，20～22，(1970～1972)
- 42) 西村武二：山地小流域における養分物質の動き，日林誌，55，323～333，(1973)
- 43) 大角泰夫・有光一登・松井光瑤・平山良治：森林伐採の土壌環境に与える影響 (I) —表日本亜高山針葉樹林の場合—，84日林講，100～102，(1973)
- 44) PONOMAREVA, V. V., T. A. ROZHNova and N. S. SOTNIKOVA : Lysimetric observations on the leaching of elements in podzolic soils, Trans. 9th Int. Cong. Soil Sci., Vol. 1, 155～164, (1968)
- 45) POPOV, V. P. : Soil moisture and methods for its study (Russian), Mleev. Sadovo-Ogorod. Opuitn. Stand. Bul., 16, 1～91, (1928)
- 46) RICHARDS, L. A., O. R. NEAL, and M. B. RUSSELL : Observations on moisture conditions in lysimeters II, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 4, 55～59, (1939)
- 47) RODE, A. A. (山崎不二夫監訳) : 土壌と水，東大出版会，160 pp., (1963)
- 48) 佐藤大七郎ら：志賀山特別研究地域亜高山帯針葉樹林の林分概況と落葉落枝の概算〔生物圏の動態〕亜高山帯および温帯林生態系の生物生産力 (志賀山特別研究地域) 昭和45年度研究報告〔I〕，6～13，(1971)
- 49) 四手井綱英・菅原敬二・片岡健二郎：有無林地表層土の含水量変化に就て (1報)，林業試験場集報，60，31～43，(1951)
- 50) ШИЛОВА, Е. И. : Научные сообщения и методические работы, Почвоведение, 1955(11), 86～90, (1955)
- 51) ————— : О качественном составе лизиметрических вод целинной и окультуренной разновидностей подзолистых почв по данным пятилетних исследований, Почвоведение, 1959(1), 86～97, (1959)
- 52) ————— and L. V. KOROVKINA : Seasonal dynamic of the chemical composition of lysimeter water in podzolic fine clay loam soils, Soviet Soil Sci., 1961(3), 263～272, (1961)
- 53) 塩崎正雄・永桶留蔵：堆積腐植の分解に関する研究 (1) エゾマツ人工林における堆積腐植の分解と土壌浸透水の成分および石灰・尿素施肥の効果，林試研報，242，1～19，(1971)
- 54) 白井純郎・近藤松一・大原忠一：竜の口山水源涵養試験第4回報告，伐採による流量変化の総合的考察，林試研報，124，105～154，(1960)
- 55) 田淵俊雄：土壌水運動理論の諸系列 (4) Darcy に始まる不飽和流の研究，土壌の物理性，19，28～36，(1968)
- 56) 竹下 幸：中間流出量について—自然降雨量による実測例—，日林九州支研究論文集，23，243～244，(1969)
- 57) 堤 利夫：森林の成立にともなう土壌の性質の変化 (II) 皆伐による土壌中の諸物質の変化，京大演習林報，35，110～126，(1964)
- 58) 塚本良則：山地流域内に起こる水文現象の解析，東京農工大農演習林報，6，1～79，(1966)
- 59) WALKLEY, A. and I. A. BLACK : An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method, Soil Sci., 37, 29～38, (1934)
- 60) WALLIHAM, E. F. : An improvement in lysimeter design, J. Amer. Soc. Agron., 32, 395～404, (1940)
- 61) WYCKOFF, R. D. and H. G. BOTSET : The flow of gasliquid mixtures through unconsolidated sands, Physics, 7, 325～345, (1936)
- 62) 山梨地方気象台，日本気象協会山梨県支部：山梨県気象月報
- 63) 山谷孝一：ヒバ林地帯における土壌と森林生育との関係，林野土調報，12，1～155，(1962)
- 64) ————— : ヒバ林伐採跡地土壌の経年変化について (I) 落葉層の形態変化および土壌有機物の動態，日林誌，47，199～204，(1965)

Studies on the Dynamic Aspects of Water in Forest Soils II

Movement of soil water and solute elements

Kazuto ARIMITSU⁽¹⁾

Summary

In the first paper of this series, attention has been drawn to a role of the soil water as a geophysical environment of the forest ecosystem. The changes in soil moisture status with the passage of time were measured *in situ* with the tension lysimeter and the characteristics of the soil moisture status in various forest types were described and studied.

In the study of this second paper, the movements of soil water and dissolved elements were investigated with the tension free lysimeters which were devised by the author.

A preliminary test was made on the effects of capillary contact with the lysimeter. The author's tension free lysimeter could eliminate the stagnation of soil water at the soil-air interface of the contacting face of the lysimeter by applying the capillary of the soil material in the lysimeter trough.

The movement of the soil water, which was measured by the author's tension free lysimeter, coincided with the results of the pioneering experiments which had been done by WYCKOFF and BOTSET⁽¹⁾ for the theoretical study of unsaturated gas-liquid flow.

The tension free lysimeter studies were carried out at four study areas in different site conditions as follows.

1. A two year study was done in subalpine coniferous forest at Shigayama. The Wet podzolic soil of the study area had a horizon of poor water permeability and the soil water moved irregularly in the soil horizons. Even similar Wet podzolic soils, which have horizons of poor water permeability, have great divergences of soil water flux according to differences in the micro topography of their site and slight differences in their physical properties such as the volume composition of their porosity. These great divergences of the soil water flux swayed the solute elements flux and reflected the morphological feature and physio-chemical properties of the soils.

Among the solute elements flux, the flux of ammonium nitrogen, nitrate nitrogen, iron, aluminium, and organic carbon was studied and was found to be quite different from that in the soils in the lower altitude area. The flux of the elements were,

1) The proportion of ammonium nitrogen and nitrate nitrogen in the inorganic nitrogen content was mostly dominated with nitrate nitrogen but the reverse trend was observed in some horizons in some months. These tendencies coincided with the results of the studies which had been done by the author in similar subalpine forests but were inconsistent with the results obtained in the forest of the lower altitude area.

2) The concentration of organic carbon in the soil water of the subalpine area was extremely higher than that of the lower altitude study area. The soil water in the subalpine coniferous forest contained much organic matter which was in the intermediate stage of mineralization and ready to dissolve in the soil water. The difference of the process of organic

Received August 5, 1981

(1) Soil Division

matter decomposition among the study areas of different environments reflected the difference in the flux of organic carbon in the soil water.

3) Comparing the concentrations of aluminium and iron in the soil water, it was found that the mobility of aluminium was higher than that of iron in the subalpine podzolic soil.

The movement of elements in the Wet podzolic soil could be detected and clarified by the author's tension free lysimeter.

4) The amount of elements flux moving with the soil water was calculated and the amount in the Wet podzolic soil was not greatly divergent from that in the soils of other types of forest ecosystem, except for organic carbon.

A considerable amount of the elements moved down beyond the rooting zone in the Wet podzolic soil.

2. The flux of soil water and its solute elements in the Brown forest soil under a natural *Pinus densiflora* forest in a hilly zone at Hamakita was studied.

1) The soil water flux in this study area was investigated in comparison with the flux of subalpine Wet podzolic soil and it was clarified that the flux was mainly controlled by the factors of the physical properties of the soil and evapotranspiration.

The difference of these factors brought the divergence of soil water flux in the micro topography of the hill, i. e. the toe slope and upper concave slope of the hill side.

2) The movement of soil water in the Hamakita study area was described by the composition of soil pores (non-capillary, coarse capillary, and fine capillary pores) and the moisture condition of the soil (the amount of water which was spent to fill the capillaries of the soil).

3) As the result of about one year of study on the fluctuation of the solute concentration of the elements, calcium, magnesium, potassium, and phosphorus concentrations were found to increase to a high level in November and December after a dry period but the concentration of nitrogen rose separately in September and the results suggested a presumable relation with microbial activity.

4) The proportion of ammonium and nitrate nitrogen in the solute inorganic nitrogen varied with the sampling month and the horizon and the tendency of being dominated by nitrate nitrogen was not observed in this study area. The level of the nitrogen concentration was lower than that of the soil water in the subalpine podzolic soil.

5) Element flux through the soil horizons in this study area in a six-month period was not less than that in the other forest types.

3. The flux of soil water and its solute elements in the Black soil in a mixed *Larix leptorepis* and *Chamaecyparis obtusa* forest and in the Brown forest soil in a natural deciduous broad leaved forest at Enzan were studied and the results were,

1) The mechanism of the soil water movement which was described by the author was found to be reasonably applicable to each soil of the study area.

2) The water flux in the A₁ horizon and the amount of throughfall had a curvilinear relation and this was controlled by the capillary pore composition of the soil horizon.

3) Most of the inorganic nitrogen in the soil water of the Enzan study area was nitrate nitrogen.

4) The concentration of nitrate nitrogen and calcium in the soil water had a very high linear correlation.

5) The concentration of organic carbon in the soil water was presumably affected by the pH and carbon content of the soil and the pH of the soil water, and related to the mobility

of the organic carbon. On the other hand, a diluting and concentrating effect worked out the divergence of organic carbon concentration in the soil water.

4. The flux of soil water and its solute elements in the Brown forest soil under Sugi (*Cryptomeria japonica*) and Hinoki (*Chamaecyparis obtusa*) forests in the Kamikitayama study area which is notorious for having an amount of rainfall of more than 3,000 mm, was studied and the effects of clearcutting, land preparation, and reforestation on the flux were also investigated. The results were;

1) The water flux from the A horizon of the Sugi and Hinoki forests was much greater than that of the soils in other study areas reflecting much rainfall but there was not so much flux from the B horizon except in the event of extremely high rainfall. It is considered that most of the soil water flux in the A horizon was owing to the non-capillary flow and the flux in the B horizon was attributed to the capillary flow.

2) The amount of soil water flux from the B horizon increased under the influence of clearcutting, land preparation, and reforestation. The increase was attributed to the decrease in water loss by transpiration and to the increase in non-capillary water flow in the B horizon which kept a higher moisture status after tree removal and did not require much water supply for capillary flow.

The increase of soil water flux in the B horizon was also presumably attributed to the increase of coarse pore composition in the B horizon by the disturbance of the gravelly soil during clearcutting and following reforestation work.

3) Through the disturbance of clearcutting, land preparation, or reforestation, the infiltration of water to the surface soil was thought to become irregular and in such a case the lysimeter measurement could not be done accurately. However, these marking phenomena occurred locally in the Hinoki stand but did not occur in the Sugi stand on the same slope.

4) The curvilinear relationship between the amount of soil water flux and throughfall was recognized at the Sugi and Hinoki stands but the relation became obscure by clearcutting which caused a great change in the soil moisture status and in the pore size distribution of the soil.

5) Most of the proportion of inorganic nitrogen in the soil water of the Sugi and Hinoki stands was nitrate nitrogen and its concentration had a very high linear correlation with the concentration of calcium in the soil water. The potassium concentration was almost constant over the study period.

6) In the clearcut site, the increase of nitrate nitrogen concentration in the soil water sharply fell two and a half years after clearcutting and the concentration stayed at a very low level in comparison with that of the remaining undisturbed stand thereafter.

Calcium concentration had a similar trend as long as the nitrate nitrogen remained at a high level. After the nitrate nitrogen concentration sharply decreased, the calcium concentration varied with no relation to the nitrate nitrogen concentration.

7) The amount of elements flux (kg/ha) of the Hinoki stand at the upper part of the slope was more than that of the Sugi stand at the lower part of the slope. The difference was thought to be due to the soil features related to the ion exchange and the difference was reflected in the element contents of the soil. The differences in the humus decomposition process and the amount of elements absorbed by the trees were also related to the difference in the amount of element flux in the soil. The amount of solute element flux in the clearcut area was different from that of the remaining stand affected by the change of element concen-

tration and the amount of soil water flux.

At the clearcut area of the Hinoki stand, the increase in the amount of element flux with the increase of soil water flux in the B horizon was remarkable. A similar trend was also observed at the Sugi stand whereas the potassium flux in the A horizon increased with the increase of potassium concentration in the soil water.

5. Summarized discussion

1) On the soil water flux.

The factor which controls the water flux in the soil is the composition of the soil pores. The amount of non-capillary pores and coarse capillary pores, which are tentatively designated by the author, and the amount of water which occupies the capillary pores control the soil water flux.

The water which has infiltrated the soil fills capillary pores which are not occupied by water and also runs through non-capillary pores. When it rains heavily and a great amount of water infiltrates the soil at once, the water fills the capillary pores and moves downward in the non-capillary pores simultaneously and when the infiltration rate of water is less than the rate of water filling the capillary pores, the water does not move down through the non-capillary pores. When the amount of rainfall is small, the water is spent to fill the capillary pores and the non-capillary soil water flux is not observed at the lower soil horizon. In case the soil has a lower horizon of poor water permeability, the water flows through the upper horizon along the slope.

The water which is stored in the capillary pores is spent by the evapotranspiration and some portion of it goes slowly downward through the coarse capillary pores. Consequently, the soil pores which have a direct relation with the soil water flux are thought to be non-capillary pores and coarse capillary pores, and the water which is retained in a fine capillary pore of an equivalent pF value of 2.7 does not move capillarily in the soil.

The tension free lysimeter which was devised by the author and used in this study was preliminarily researched through the capillary lysimeter test (cf. Chapter 3) and the self-recording test *in situ* (cf. Fig. 9 and 10) and as the result of these tests, the lysimeter was considered to collect the water of non-capillary flow but not that of capillary flow.

A very clear curvilinear relation was observed between the amount of water flux in a surface horizon and that of the throughfall. The curvilinear relation was similar to the relation of the air-water mixed flow of WYCKOFF and BOREST⁶¹⁾ who gave the first experimental explanation for the non-saturated flow of soil water. This fact lends support to the author's view that the lysimeter collects almost precisely the non-saturated water flux *in situ*. Yet, when the soil had great changes in moisture condition as in clearcut areas or when the soil had a horizon of poor water permeability like a Wet podzolic soil, the curvilinear relation was not clearly observed, and the water flux in the lower horizons did not have a clear curvilinear relation as the flux was controlled by that of the upper horizon.

The mechanism of soil water flux described by the author is situated among the series of theories of unsaturated water movement by capillary potential subsumed by the soil water movement theories; the idea is especially close to the capillary model by KRISHER⁸⁸⁾. However, the author does not intend to study the theory of soil water movement but aimed to clarify the case of non-capillary soil water flow *in situ* because the theoretical study of capillary potential soil water movement has to have many premises and hypotheses and has many difficulties for practical application.

According to the author's experimental studies on the soil water flux in various types of forests, the amount of soil water flux generally decreases in proportion to the soil depth, unless the soil has a horizon of poor water permeability or is shallow, as the lower horizon of the soil has a smaller amount of non-capillary pores. Even in the area which had a great amount of precipitation (Kamikitayama), the amount of soil water flux lower than 50 cm below the surface was very small. In the Kamikitayama study area, the disturbance of the soil by clearcutting, land preparation, or reforestation practice extended to the B horizon. The disturbance presumably caused the changes in the soil water flux. A greater amount of soil water flux was observed in the B horizon in comparison with the A horizon at the Hinoki clearcut area and the results suggested that the amount of evapotranspiration decreased after clearcutting and the soil moisture status became higher and the soil water flux changed.

The water budget of the whole forest ecosystem or a watershed cannot be studied only by the tension free lysimeter which was devised by the author. However, the instrument can be used adequately for studying the details of water flux in the soil although it has some limitations. It is a simple and effective instrument for measuring the soil water flux in non-capillary pores which have an important role in the water budget or for the function of water conservation in a forest ecosystem.

2) On the solute element flux.

i) The form of solute inorganic nitrogen.

The proportions of ammonium nitrogen and nitrate nitrogen in the inorganic nitrogen dissolved in the soil water were different among the forests studied. In the Sugi and Hinoki forest at Kamikitayama and the mixed larch and Hinoki forest and the natural broad leaved deciduous forest at Enzan, most of the solute inorganic nitrogen in the soil water was in the nitrate form. In the subalpine coniferous forest at Shigayama, the concentration of the ammonium form of nitrogen in the soil water was mostly higher than that of the nitrate form but sometimes the concentration of the ammonium form was higher in some months and at some horizons. In the *Pinus densiflora* forest at Hamakita, the concentrations of ammonium nitrogen and nitrate nitrogen did not differ in general. Sometimes the nitrate form concentration was higher than the ammonium form and sometimes vice versa.

BOURGEOIS and LAVKULICH¹⁰⁾ studied the element concentrations of the soil leachate and found the nitrate form to be most abundant in opposition to the result reported by the author and MATSUI¹⁾ and COLE *et al.*¹⁹⁾. However, COLE *et al.* reported that the soil leachate of Rongelapatoll was in the nitrate form in the alkali soil of a warm climate and the leachate of Fern Lake with the acidic soil of a cool climate was in the ammonium form. BOURGEOIS and LAVKULICH presumed that the production of nitrate nitrogen was connected with biological activity. IWATSUBO and TSUTSUMI²⁸⁾ reported that the soil leachate of both a Hinoki stand and a mixed evergreen broad leaved forest were dominated with the ammonium form of nitrogen.

According to these results reported by different investigators, the form of nitrogen in the soil leachates is dependent on the bio-, geospherical environmental conditions of the forest soil ecosystem, i. e. soil moisture status, soil chemical properties, microbial activity, etc.. These environmental conditions differ in each forest and even the soils in the same climatic zone or forest type have a different form of nitrogen in the soil leachate.

ii) The relation between nitrate nitrogen concentration and calcium concentration in the soil water.

A very high degree of linear relation between the concentration of nitrate nitrogen and

that of calcium in the soil water was found in the experiments at the Enzan and Kamikitayama study areas. Almost all of the inorganic nitrogen in the soil leachates of both study areas was in the nitrate form. When the ammonium form dominated, the relation between the nitrate nitrogen concentration and the calcium concentration was not clear.

LIKENS *et al.*³⁴⁾ reported that the regression analyses for Ca^{++} , Mg^{++} , and Al^{+++} concentration on the nitrate concentration in stream water from the cut-over watershed showed extremely high correlation coefficients. They also reported that dilution and concentration effects on water discharge were the principal mechanism controlling ionic concentrations in the undisturbed watershed, while in the deforested watershed nitrification was the more important controlling factor.

In this study, calcium concentration in the soil water of the clearcut area at Kamikitayama maintained a high level even after the nitrate nitrogen concentration lowered and the correlation of the both ions was obscure.

The microbial activity and the concentration of other anions such as chloride, silica, sulfate, bicarbonate, etc. were not investigated in this study and the author cannot discuss this matter further.

4) Amount of element flux.

In order to compare the amount of element flux through the soil horizons among the study areas, the flux in the study period (from June to December) is shown in Fig. 21. Although it is somewhat inadequate to compare the data of areas in different climatic conditions in the same period of a year, a rough comparison can be made by this manner. Comparing the amount of element flux in the surface horizons in the study areas of different forest types and different soil types, the difference in the amount between the upper and the lower parts of the same slope was sometimes bigger than the difference among the study areas and the amount of element flux in every study area was of a similar order, in general.

The ten month cumulation of element flux in a Douglas fir forest studied by COLE and GESSEL¹⁴⁾ showed a similar flux in general.

The lower horizon had generally less element flux than the upper horizon in a plot but when the soil had a horizon of poor water permeability like the Pw(h)II soil at Shigayama the amount of element flux in the lower horizon was more than that in the upper horizon. The amount of element flux was generally controlled by the amount of water flux and the concentration of the elements in soil leachate was not always smaller in the lower soil horizon.

COLE and GESSEL¹⁴⁾ reported that an extremely small amount of element flux below the rooting zone compared with the flux in the surface horizon was attributed to the absorption of the elements by the trees at the rooting zone or the adsorption of the elements to the soil. They used their tension lysimeter for their study whereas in this study only the flux of the soil water and of its solute elements was investigated by the non-capillary flow, and the results of this study are not always consistent with their results.

5) The influence of clearcutting.

The rising of the nitrate nitrogen concentration of the soil water in a clearcut area of the Sugi and Hinoki stand at Kamikitayama was consistent with the results of LIKENS *et al.*³⁴⁾. However, the author's experiment was not started immediately following the tree removal and only the decreasing stage of the nitrate nitrogen concentration could be observed two and a half years after clearcutting.

As the nitrate nitrogen concentration remained at lower level, the high level of the concen-

tration was thought to have decreased two and a half years after tree removal. LIKENS *et al.* attributed the rising of the nitrate nitrogen concentration of stream water by tree removal to an increase in the population of the nitrobacter. However, the reaction to the microbial activity was not investigated in the author's study.

YAMAYA⁶⁴⁾ studied the annual change of the soil after the clearcutting of a Hiba (*Thujaopsis dolabrata*) stand and reported that the A₀ horizon underwent vigorous decomposition after clearcutting and readily decomposable organic matter vanished in three years. He also suggested that the microbial activity decreased after the readily decomposable organic matter was lost.

The above mentioned results of this study also suggest that the fluctuation of the nitrate nitrogen concentration was influenced by the process of organic matter decomposition and the accompanied changing of microbial activity. However, the organic carbon concentration of the soil water in the clearcut stand was not always higher than that in the remaining stand even in the period when the nitrate nitrogen concentration increased under the influence of clearcutting. The readily decomposable organic matter was considered to have been changed to inorganic substances.

The other inorganic constituents of the soil water of the clearcut site, except for potassium in the Sugi stand, were not in markedly higher concentration than those of the remaining site two and a half years after clearcutting.

Calcium and magnesium concentrations of the clearcut site were rather lower than those of the remaining stand during most of the study period. One reason for this phenomenon is that all of the readily decomposable organic matter which had remained on the forest floor at clearcutting was decomposed and soluble elements were leached away. Another reason is that the balance of input and output of the elements was disturbed when the trees which absorbed these elements were removed and the concentrations of the elements tentatively rose, but the high concentration was not maintained as the supply of soluble elements from the forest litter ceased.

In any case, once the high level of the solute element concentration resulting from the clearcutting was lowered, the element flux of the soil leachate at the clearcut site was not always higher than that at the remaining stand. The high level of potassium concentration in the soil leachate at the Sugi clearcut site was considered to be due to the weeding practices and slash deposit for the land preparation.

The element concentrations in the soil water were kept at a high level as long as the readily decomposable organic matter was vigorously decomposed, and once the supply of the element by the litter ceased due to clearcutting, the readily decomposable organic matter was lost from the forest floor. The concentrations were almost similar or even lower than those of the remaining stand thereafter except for when the organic carbon and potassium concentrations rose higher as the result of weeding. Consequently, the influence of clearcutting seemed not to extend to the mineral horizon of the soil. TSUTSUMI⁶⁷⁾ reported that the amount of organic matter and inorganic elements did not decrease by the single event of clearcutting. A similar trend can be recognized from the results in Table 17 which shows the elemental composition of the soils at the clearcut Sugi site and its remaining stand.