

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

有 光 一 登⁽¹⁾

Kazuto ARIMITSU : Studies on the Dynamic Aspects of
Water in Forest Soils I
Fluctuation of soil moisture status

要 旨 : 森林に降水としてもたらされ、土壌に到達した水が、森林生態系内ではたす役割には二つの局面が考えられる。ひとつは土壌の水分環境、つまり無機的環境としての役割であり、いまひとつは森林生態系内の物質循環の担い手としての役割である。

第1報では筆者らの考案したテンションライシメーターによる土壌水分環境の経時変動の現地調査結果について考究した。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)、沖縄県南明治山(亜熱帯常緑広葉樹林)、東京都八王子(低山帯スギ林)の4か所の試験結果から概略以下のような結果を得た。

1. 筆者らの考案し、用いたテンションライシメーターは土壌の湿度状態を直接観測できるものではないが、日観測を行い難い遠隔地の森林下の、土壌の水分環境の経時変動を観測する簡便法として十分使用できるものである。

2. 土壌の水分環境を律する要因は、年降水量に大差がなければ、蒸発散と土壌水流出量の違いであることが、上記4地点の観測結果からうかがわれた。志賀山の湿性ポドゾル化土壌と他の低海拔地域の土壌の湿度の程度の大きな差異は、ひとつには蒸発散量の差に負うところが大い。沖縄の灰白化赤黄色土は志賀山よりも年降水量の多い環境下であり、しかも透水不良な土壌で、一見して表層グライと思わせる土壌であるが、その水分環境は必ずしも志賀山のように湿潤ではない。むしろ浜北の土壌に類似する水分環境といえる。これも蒸発散の程度が土壌の水分環境を律する事例であるといえよう。

3. 沖縄の灰白化赤黄色土は上述のような水分環境下にあることから、単なる透水不良に由来する表層グライ土壌とは考えられず、灰白化層は表層グライ化作用とは別の生成要因によって発現したものとみなされる。

4. 同一地域の土壌においても、根系分布のちがいによって蒸散による水消費に差があり、同一土壌断面内でも表層より下層が乾燥する事例がしばしば観測される。

5. 微地形のちがいによる土壌水流出量のちがい、土壌断面内の理学的の差異による透水性のちがいによって、同一地域の狭い範囲の土壌、同一斜面の土壌でもその水分環境に大きな違いのあることが観測された。

目 次

序 説	68
第1編 森林土壌の水分環境の経時変動	70
第1章 緒 論	70
第2章 テンションライシメーターの装置	73
第3章 現地試験例	74
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環境	74
3-1-1 試験箇所	74
3-1-2 試験方法	75

3-1-3 試験のねらい	75
3-1-4 結果と考察	78
3-1-5 要 約	83
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環境	83
3-2-1 試験箇所	83
3-2-2 試験方法	84
3-2-3 試験のねらい	84
3-2-4 結果と考察	87
3-2-5 要 約	90
第 3 節 沖縄本島亜熱帯広葉樹林下の灰白化赤黄色土, 黄色土の水分環境	90
3-3-1 試験箇所	90
3-3-2 試験箇所の土壌の理化学性	91
3-3-3 試験方法	93
3-3-4 試験のねらい	93
3-3-5 結果と考察	98
3-3-6 要 約	101
第 4 節 東京都八王子スギ林下の褐色森林土の水分環境	101
3-4-1 試験箇所, 試験方法	101
3-4-2 結果と考察	102
3-4-3 要 約	104
第 4 章 総括的考察	105
謝 辞	107
引用文献	107
Summary	111

序 説

森林は Ecosystem, Biogeocoenose, 生態系などの名で呼ばれる一つの系を構成する。森林は樹木や林床植生を構成する他の植物, 鳥獣, 昆虫, 微生物などの生物相と, それをとりまく無機的環境, すなわち土壌, 地形, 地質, および降水, 気温, 湿度, 照度などの気象要因が相互に作用しあう一つのシステムだといわれる⁽⁴⁸⁾⁽⁵⁴⁾。この生態系の中で土壌は単なる無機構成要素のひとつだとはいえない。土壌自体が環境の相互作用の結果生成されたものであることは DOKUCHAEV 以来一般に認められるところで⁽¹¹⁾⁽²⁴⁾, 土壌は生物, 母材, 気候因子, 地形, 時間の要因の相互作用の結果の産物である。土壌は森林樹木, 下草の存立の基盤であるし, それらの根系の生活の場であり, また土壌動物, 微生物などの生物群の生活の場でもある。したがって森林生態系の中で土壌生態系という系を考えることもできる。この森林生態系あるいは森林土壌生態系の個々の構成要因の状態と, 相互作用の実態を明らかにすることが, とりもなおさず森林生態学の主たる命題であるといえよう。森林樹木の生育のメカニズムや, 病虫害の発生, 人為による森林環境の改変もしくは劣悪化の現象一例えば皆伐による土壌の悪化, 施肥や除草剤散布による環境汚染, 伐採による理水機能の変化や崩壊などの地表変動一の因果関係も森林生態系を構成する各要素の特徴, その相互作用の実態を把握することによってはじめて解き明かすことができるものであろう。

本研究でとりあげる森林土壌中の水は, 森林生態系あるいは森林土壌生態系の無機構成要素の一つとして主要な役割を果たしている。降水として森林にもたらされた水は, 林冠に遮断され, 一部は葉や枝の

表面から蒸発してしまうが、残余は林冠を透過して林内雨として地表に到達し、また一部は樹幹流となつて、樹木の幹を伝って流下しこれも地表に到達する。地表に到達した水は斜面であれば地表を斜面に沿って流下するものもあるが、残りは土壌中に浸透して土壌の毛管孔隙に毛管水として保持されるか、非毛管孔隙を重力水として流れ地下水面に達し、河川に流出する。土壌中に入ったこれらの水は、一方では樹木や下草の根に吸われて蒸散し、また地表から蒸発する。森林生態系内でのこれらの水の挙動は森林の構成、地形、土壌、気候条件(降水や気温)などの生態系構成要因に左右され、個々の生態系独特の様相を示し、またその水の行動が逆に森林の構成、地形、土壌、微気象に作用して森林生態系に影響を与える。

降水として森林にもたらされ上述のような経路をたどって土壌中に到達した水が、森林生態系内で果たす役割には二つの局面が考えられる。ひとつは土壌の水湿状態、あるいは水分環境、つまり無機的环境としての役割であり、いまひとつは森林生態系内の物質循環の担い手としての役割である。

わが国は気候帯的にはモンスーン気候下にあつて、北海道の北東部など一部をのぞいては、ほとんどが年降水量1,000mm以上の湿潤な気候下にあるが、森林は主として山地、丘陵地の傾斜地に分布するために、等しく湿潤気候下でありながら、主として地形および地形に由来する微気象の差異によってその森林下の土壌の水湿状態は異なり、相対的に乾湿の差異が生じる。この水湿状態の差異は腐植の形態、土壌の構造、土壌中の塩基の移動、集積に反映されるとして、大政⁴⁴⁾は主としてその形態的特徴によって本邦の森林土壌の土壌大群を土壌型に細分した。この形態的特徴に指標される水分環境の差異は、いわば平均値的な水湿状態の相違であるが、これがよく林木の成長の良否と対応していることが知られている⁸¹⁾。一方、これらの静的な(形態的な)乾湿の特徴をもつ土壌の生成過程、形態的特徴の発現過程を解明するためには、その乾湿の季節変動あるいは一時的な変化の実態を明らかにする必要があるし、また平均値的な乾湿の特徴のみでは解明できない森林生態系内の諸現象(たとえば伐採による土壌変化、水源かん養機能の変化、更新時の稚樹の成育、病虫害の発生など)の解明のために、土壌の水分環境の経時的な変動をしらべる試みがなされるべきであろう。

本論文の第1編(第1報)は森林土壌の水分環境(水湿状態)の経時変動に関する研究をとりまとめたものである。すなわち、筆者らの考案したテンションライシメーター¹⁾によって、いくつかの森林土壌についてその水分環境の経時的変動を明らかにし、この種の手法の *in situ* での適用の可能性を探り、水湿状態の経時変動と気象条件(主として降水)、土壌条件との対応について考究した。

本論文の第2報では森林生態系の物質循環の担い手としての水の役割について、主として土壌中の水という局面に限ってその動態をしらべ結果をとりまとめる予定である。

森林生態系内の物質循環*に関しては従来非常に多くの研究がなされてきたが、それらは落葉落枝による養分還元、微生物等による堆積腐植の分解、現存量からの樹体による養分吸収の推定といった生態系内の物質循環の一局面としてとらえたものがほとんどで、系全体の物質循環を総括的に把握した研究は非常に少ない⁸²⁾。物質循環の担い手である水に着目した研究事例も、上述した生態系内の一連の水の挙動について、林外雨、林内雨、樹幹流、土壌水、渓流水について一貫して物質の動きを追ったものは、研究手法の困難さもあって非常に少ない、林外雨、林内雨、樹幹流のいずれか、あるいはその組み合わせのいずれかについてしらべたものは多いが¹²⁾¹⁶⁾²¹⁾²²⁾³⁰⁾³⁴⁾、土壌内での水、溶存物質の動きを調べたもの¹⁾²⁾⁹⁾¹⁰⁾¹⁸⁾¹⁹⁾な

* 筆者は物質循環という語を単に閉鎖系内を文字通り循環するという意味には解釈しない。系外からの物質の流入、系外への物質の流出も含めて物質循環という語を用いることにする。

いずれも森林生態系内の水および溶存物質の動きの一つの局面をとらえたにとどまっている。また森林生態系外への水と溶存物質の流亡については、山地小流域の末端の量水堰で定量するという手法がとられるが、わが国では水文現象として山地小流域の水収支を調べた事例はいくつかあっても¹⁷⁾¹⁸⁾³⁸⁾³⁹⁾⁵²⁾⁵⁸⁾、これに溶存物質の収支まで加えた研究はごく少なく³⁹⁾⁴¹⁾、外国においてもその研究事例はごく少数である¹⁸⁾³⁹⁾。生態系内の水と溶存物質の降水から渓流水に至るまでの一連の動きを一貫してとらえた研究事例として岩坪と堤³⁸⁾および西村⁴¹⁾の研究は貴重なものである。近年森林生態系内の物質の動態に関する研究事例は多数の成果を生んでいるにもかかわらず、それらが主として地上部での現象、局面に限定されているのは、土壌水、渓流水の計測が困難なことによるものと思われる。山地小流域の末端に量水堰を設置したとしても、流域内の基岩からの滲漏を無視できる理想的な流域を選定することが非常に困難で、これに林相、地形、土壌等の条件も加わると、山地小流域での物質収支の研究の場をもとめることはさらに至難である。さらに、この種の試験地を多数点設定し維持することもまた困難である。筆者はこの困難さを克服するひとつの便法として、渓流水を計量し溶存物質を定量するかわりに、生態系内の地下部を移動する水を土壌中でライシメーターによって捕捉計量し、溶存成分を定量する手法をとった。

この手法によれば、山地小流域の物質収支、系外に流出、流亡していく物質の量を、上述の岩坪と堤、西村の研究のように一括して適確に把握することはできないが、そのかわりにたとえば土壌中での各層位ごとの水や、溶存成分の動態を細かく追跡することができ、単に渓流水をおさえるだけでは判然としない、土壌中を水と共に挙動し土壌中に貯えられ、あるいは溶脱し、あるいは植物に吸収されていく物質の動態を明らかにすることができる利点はある。したがってこのライシメーターの手法によれば、森林生態系内の地下部の水と溶存成分の動態の一局面をおさえているにすぎないとしても、物質循環の一連の水の挙動の中に位置づけることができるのみでなく、本論でのべるように、各種森林型あるいは土壌型ごとの土壌中の物質の動態の特徴、伐採の影響、肥料や除草剤の施用の影響を端的に知ることができ、この方法はまた土壌生成のメカニズムを知るため土壌中の物質の挙動を把握するひとつの手法としても使用可能であると考えて、この手法による研究を進めたものである。

本論文では水分環境測定法の簡便法としてのテンションライシメーター法、土壌水分、溶存成分動態の測定法の簡便法としてのテンションフリーライシメーター法をいずれも筆者の考案した装置を用いて *in situ* で各種森林型、土壌型について試験した結果について論述する。

第 1 編 森林土壌の水分環境の経時変動

第 1 章 緒 論

序説でのべたように、森林生態系内の諸現象、たとえば伐採による土壌変化、理水機能の変化、更新時の稚樹の成育、病虫害の発生、土壌動物や土壌微生物の消長、あるいは土壌の生成過程を解明するためには、土壌の静的な（形態的な）乾湿の特徴を把握する段階から、更に進んで土壌中の水湿状態の経時的変動を知る必要があり、これは降水量、気温、地温などの気象因子と同列あるいはそれ以上の重みをもつものとして考えられるべきであろう。

土壌の水湿状態の変動は、土壌の層位ごとの水分布の状況と、土壌とそれを取りまく環境との間の水の交換に左右される。土壌中の水の移動もこの中に含まれる。土壌の水湿状態の変動とこれに関与する諸因

子を量的に水収支式で表現することができる。ある一定の場所、一定の深さの土層について、ある一定の時間での水収支は $REBUT^{47)}$ によれば、収・支の代数和として下記のように表現される。

$$W_0 + O + Q_{gp} + Q_k = E_n + E_t + Q_u + Q_h + W_t + \Delta W \dots\dots\dots (1)$$

ここで W_0 : 期間のはじめにおける土層の水分貯留量, O : 期間の全降水量, Q_{gp} : 期間の地下水からの供給量, Q_k : 期間の凝結水量, E_n : 地面蒸発量, E_t : 蒸散量, Q_u : 期間の浸透量, Q_h : 期間の表面流出量, W_t : 期間のおわりにおける土層の水分貯留量, ΔW : 期間の水分貯留変化。

$RODE^{48)}$ はこの水収支式を簡略化して次式を提案している。

$$W_t = W + O + Q_{gp} - (E_n + E_t + Q_u) \dots\dots\dots (2)$$

記号は $REBUT$ のものと同じ。

一方 $BASYLIEV^{8)}$ は水収支の簡略式でも別の項を考慮する必要があると考え、以下の式を提案した。

$$V_1 = V_0 + (O_s + BP_r + PGS) - [D + I_p + OGS + PS + VPS + GS] \dots\dots\dots (3)$$

ここで V_0 : 観測期間のはじめの土壌水分貯留量, V_1 : 観測期間のおわりの土壌水分貯留量, O_s : 降水量, BP_r : 表面水・土壌水・地下水の流入量, PGS : 深層からの上昇水, D : 植物の利用水量, I_p : 地面蒸発, OGS : 深層への降下流去水, PS : 表面流去水, VPS : 土壌内流去水, GS : 地下流去水。

筆者が本研究で試験を行ったような山地、丘陵地の傾斜林地では、斜面の上方から下方への土壌中の水の流動が考えられるから、 $REBUT$, $RODE$ のように降水と地下水のみを主な水の供給源と考えることはできない。したがって上述の式の中では $BASYLIEV$ の式が傾斜林地での水収支式としては最も適切な表現だといえよう。

$BASYLIEV$ の式を更に簡略化すれば、林地のある地点の土壌のある深さの部位の水湿状態を規定する水収支式は以下になるだろう。

$$W_1 = W_0 + (P + I) - (E + T + R) \dots\dots\dots (4)$$

ここで W_0 : 観測期間のはじめの土壌の水分貯留量（水湿状態）, P : 観測期間の全降水量, I : 表面流・土壌水・地下水などの流入量, E : 地表面、植被などからの蒸発量, T : 植物の蒸散などの利用水量, R : 表面流・土壌水・地下水としての流去水量, W_1 : 観測期間のおわりの土壌水分貯留量（水湿状態）。

したがって、ある地点の林地の土壌のある部位の水湿状態は、その部位へ $Input$ される降水、表面流、土壌水、地下水などの供給量と、蒸発散量、流去水量などの $Output$ 量の収支のバランスによって変動する。

土壌の水湿状態の経時変動を調べることは、何等かの手法によって（4）式の W_0 , W_1 を経時的に観測することにはほかならないが、その水湿状態の経時変動と、土壌をとりまく無機的、有機的環境諸因子の因果関係を明らかにするには、（4）式の残余の項、 $P \cdot I \cdot E \cdot T \cdot R$ をそれぞれ計測する必要がある。この中で降水量の観測は比較的容易であるが、土壌のある部位への表面流、土壌水、地下水などの流入量、その部位からの流去量、地表面からの蒸発量、植物による蒸散量を計測することは、そのいずれのひとつをとりあげても、それを経時的に記録することは非常に困難である。

したがって本編で記述する森林土壌の水分環境の経時変動に関する研究においては、（4）式の各項の中、実際に計測されたものは土壌の水湿状態の変動と降水量だけで、その他の各項の計測は行われなかった。

なお、土壤の水湿状態（水分環境）の経時変動を計測すること自体も、現在のところ必ずしも適切な手法があり普遍的にそれが用いられているとは言い難い。

土壤の水分環境（乾湿）の経時変動を計測する手段としては、多種多様の手法がこれまでに考案され、それぞれ得失区々で、それらについては COPE and TRICKETT¹⁴⁾ が通覧しているが、それらの手法は①土壤を定期的に採取して乾熱法で含水率を求める方法、②電気抵抗を測定する方法、③誘電率を測定する方法、④中性子が土壤中の水素原子によって減速されるのを利用して水の量を知る方法、⑤ γ 線の減衰が密度によって異なるのを利用する方法、⑥水分張力をテンションメーターによって負圧として測定する方法、⑦Dew Point 法などに大別できる。

これらの手法の中①は破壊調査になり厳密な意味で一定点の水湿状態の経時変動を知ることはならず、②は測定可能な水湿状態の範囲が限定されていて、特に湿潤側の測定ができない難点があり、また温度あるいは土壤水の塩類濃度に左右されるなどの限界があり、③は②よりも測定可能な水湿状態のレンジは広いといわれるが②と同様に現地土壤の水湿状態（含水率パーセント若しくは水分張力）と計器の数値（誘電率あるいは抵抗値）との間のキャリブレーションをあらかじめとっておく必要があり、必ずしもこれが正確には行えない。④、⑤についてもキャリブレーションが必要であり、放射性物質を扱うために特別の注意が必要である。⑥は①のような破壊調査でなく、②～⑤のようにキャリブレーションをとる必要もなく、湿潤側領域は水分張力ゼロまで測定可能であるが、pF 3.0 以上の乾燥領域では理論的に測定不可能である。土壤の水分環境を水分張力として直接測定できるのは、この方法の大きな利点である。⑦は乾燥領域の水分測定法として利用できる可能性が高いがまだ一般的な方法とはなっていない。

現在考えられるこれら計器を使用した測定法として最上のものは、pF 3.0 未満までの湿潤領域についてはテンションメーターによって水分張力を直接測定し、pF 3.0 以上の乾燥領域については他の測定法、例えば誘電式水分計あるいは電気抵抗水分計によるという二つの方法の併用であろう。

これまでに森林土壤の水湿状態の経時変動を調べた事例としては、山谷⁶¹⁾がヒバ林土壤水分の季節変化を土壤採取円筒で土壤試料を季節ごとに採取してその含水率を調べることによって観測したもののほか、森林の理水機能を調べる視点から四手井ら⁶⁰⁾が有無林地で同じく採土円筒試料によって含水率の時期別変動を調べ、また玉手⁶⁷⁾は検土杖によって土壤試料を採取して含水率の経時変化を調べている。近年では筆者と松井¹⁾のテンションフリーライシメーターによる方法、井上と岩川⁶⁰⁾、吉岡^{62)~65)}のテンションメーターによる方法が報告されているにすぎない。

山谷、四手井ら、玉手の方法は試料採取の時期、地点を細心の注意を払って選定したとしても厳密な意味で同一地点での水湿状態の変動を連続観測したことにはなっていない。テンションメーターを用いて井上と岩川は日観測⁶⁰⁾、吉岡は3日ごとの観測を数か月にわたって継続した結果を報告している^{63)~64)}が、これらは多大な労力を要するために、いまだに一般的な手法として林地での測定に広く利用されるには至っておらず、遠隔地での測定のために長期自記記録の方法も開発されている^{62)~65)}が、現状では野外で簡便に使用できるものはほとんどない。

このような土壤の水分環境の継続観測の困難さを克服する一つの簡便法として、さきに筆者と松井¹⁾はテンションライシメーターを考案した。このテンションライシメーターによる方法は、上述したテンションメーターによる方法とはちがって、現地土壤の水湿状態を水分張力あるいは含水率として直接測定することはできないが、ある一定間隔（たとえば1週間）で測定を継続すれば、その測定間隔の間での装置の

貯水びんの水の増減の収支勘定として、水湿状態の変動の様相を大略知ることができる。

本編ではこのテンションライシメーターによって、志賀高原亜高山帯針葉樹林、東京都高尾のスギ林、静岡県浜北アカマツ天然生林、沖縄県南明治山の亜熱帯広葉樹林下の土壌の水湿状態の経時変動を継続観測してその変動の特徴を明らかにし、それぞれの地域の気象条件や土壌条件、地形との関係について考察し、さらにそれぞれの水湿状態の変動を比較し考察する。

第2章 テンションライシメーターの装置

土壌の水分環境の経時変動を測定するのに用いた装置についてはすでに発表済み¹⁾であるから、ここではその大要を示す。

装置 (Fig. 1) は、シャンベルラン型細菌ろ過管 (日本化学陶業製 L 3 型) の長さ 150mm, 径 16mm のもの (A) と 5l 容貯水びん (C), 両者を連絡するビニールチュービング (B) から成る。ろ過管とビニールチュービングに水を充填して貯水びん中の水と連絡を取り、土壌断面の測定しようとする部位にろ過管部分をそう入し、ろ過管部分と貯水びん中の水との間に 100cm の水頭差を生じるように貯水びんの位置を固定し土壌断面が露出しないように土壌を埋め戻す。

水頭差を 100cm に保つことによって土壌中にそう入したろ過管部分に pF 2.0 相当の張力がはたらく。このためろ過管近傍の土壌が pF 2.0 より湿っていれば土壌中の水は、この張力によって貯水びんの中に引き出される。逆に土壌が pF 2.0 より乾いていれば、100cm の水頭差以上の張力が土壌からろ過管にはたらい貯水びん中の水はその張力によってろ過管から土壌中に引き出される。したがって土壌の pF 2.0 を境にした乾湿の変動によって貯水びん中の水の量は増減する。この水の増減を定期的に (たとえば 1 週間おきとか 10 日おきに) 測定すれば、間接的にはあるが測定間隔の間の、貯水びん中の水の増減の収支決算という形で、土壌の乾湿の変動を知ることができる。この方法では前章にのべたように土壌の水湿状態を含水率、あるいはエネルギー値という直接的な数値ではつかみ得ないが、一定測定間隔中に貯水びんの中に引き出される水の量が多いほどその土壌はその期間 pF 2.0 を境にして、より湿っ

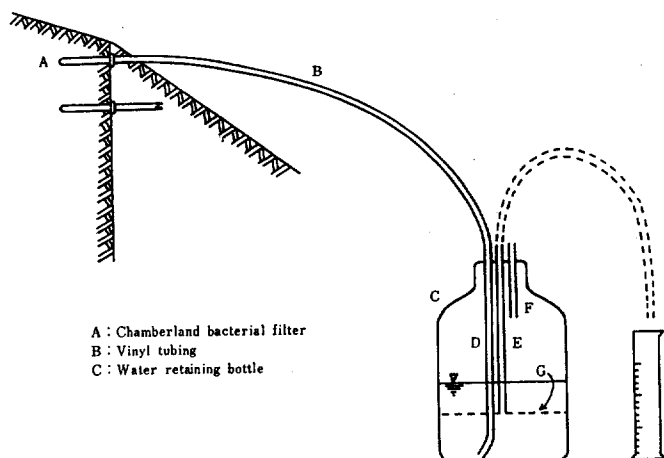


Fig. 1 テンションライシメーターの装置
Tension lysimeter apparatus.

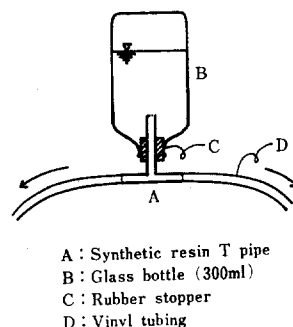


Fig. 2 テンションライシメーターの空気溜め
Air-trap of tension lysimeter.

ていたものとみなされ、また貯水びんからの水の減少が多いほど乾燥していたとみなされる。

貯水びんには3本の管があり（D）は下端が貯水びんの底部に達するようにしてろ過管に連絡し、（E）の下端はびんの底部と約10cmの間隔を保つ。貯水びん中の水の量を測定する時には管（E）の下端に達する水位（G）まで水を排出する。貯水びんからの水の増減を考慮して、測定の都度水位（G）の上に更に既知量の水を付加しておく。

試験中にろ過管、ビニールチュービングに気泡がたまると水の連絡が断たれるので、チュービングの途中に Fig. 2 のような空気だめを置くとよい。以下に記述する *in situ* の試験例でも志賀山と浜北の試験ではこの空気だめを用いた。

細菌ろ過管の透水能には個体差があるので使用前に透水能を測定し、100cmの水頭差でほぼ500ml/hrの透水能のものを選んで使用した。

第3章 現地試験例

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環境*

3-1-1 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）の安山岩を基岩とする火山泥流の、巨視的には比較的平坦であるが、微視的には起伏に富んだ波状地形の中で、斜面長の比較的長い斜面の下部（Plot 1）と、波状に連なるマウンドの一つの短い斜面の下部（Plot 2）の2か所に、テンションライシメーターを設定した。試験箇所の地形を Fig. 3 に示す。林相はアオモリトドマツ、コメツガを主体とし、ダケカンバが混生する亜高山帯針葉樹林で、林床はササ型（チシマザサ）の部分とコケ型（イワダレゴケ、タチハイゴケ、シッポゴケなど）の部分とが不規則に混在するが、試験箇所の林床は両プロット共コケ型である。林床にはその他にコメツガ、アオモリトドマツの稚樹、ムラサキヤシオ、ナナカマド、オガラバナが散生する。

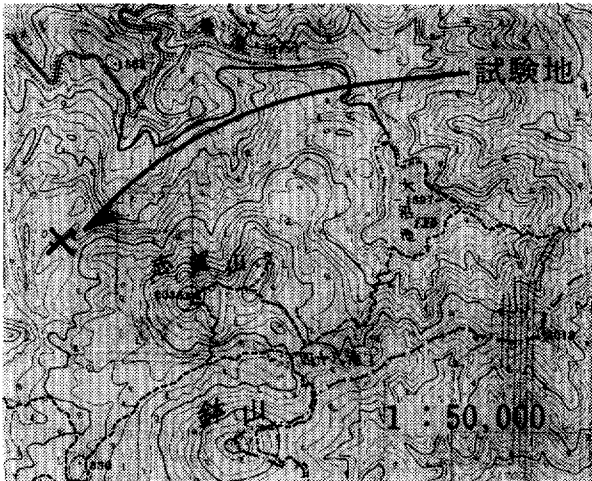


Fig. 3 志賀山の試験地の地形
Topography of Shigayama study area.

両プロットの土壌はいずれも湿性ポドゾル化土壌で、Plot 1 は Pw(h)Ⅲ型、Plot 2 は Pw(h)Ⅱ型土壌である。土壌の断面形態の特徴を以下に示す。土壌調査の方法および結果の表示法は林野土壌調査方法書⁴⁶⁾に準拠した**。

Plot 1 Pw(h)Ⅲ型土壌

方向：N50°W、傾斜：26°、海拔高：1,770m、母材：安山岩、火山灰。

土壌断面の形態

FH：3～4 cm

* この節に記述する試験は文部省科学研究費特定研究（IBP 生物圏の動態）の一部として行ったものである⁴⁵⁾⁷⁾。

** 本論文中の土壌断面記載はいずれもこれに準拠した。

A₁: 層厚 6~8 cm, 土色* 5 YR 2/1.5, 小半角礫あり, 土性壤土, 団粒状構造, 堅密度しろう, 中小根すこぶる富む, 下層への推移判然。

A₂: 10 cm, 5 YR 2/2.5, 中小半角礫あり, 砂質壤土, 構造なし, 堅, 小根含む, 下層へ漸変。

B₁: 25 cm, 7.5 YR 3/4, 中小半角礫あり, 砂質壤土, 構造なし, 堅, 小根あり, 下層へ漸変。

B₂: 30 cm*, 10 YR 3/3.5, 大半角礫富む, 構造なし, 堅, 根系なし。

A₂ 層, B₁ 層に弱度の斑鉄 (5 YR 2/3.5) がみられる。

Plot 2 Pw(h)Ⅱ 型土壌

方向: N75°W, 傾斜: 20°, 海拔高: 1,760m, 母材: 安山岩, 火山灰。

土壌断面の形態

L: 1 cm, F: 6~8 cm, H: 8 cm。

HA: 層厚 2~5 cm, 土色 5 YR 2/1.5, 石礫なし, 土性壤土, 団粒状構造, 堅密度軟, 中小根すこぶる富む, 下層への推移判然

A₂: 10 cm, 5 YR 3/2, 5 YR 4/1.5 ほか, 石礫なし, 壤土, カベ状構造, 堅, 上部に大根富む, 下層へ漸変, 斑鉄あり

B₁: 20 cm, 5 YR 3/2, 小角礫あり, 砂質壤土, カベ状構造, すこぶる堅, 小根あり, 斑鉄あり, 下層へ漸変

B₂: 15 cm, 7.5 YR 3/3.5, 小角礫含む, 砂質壤土, 構造なし, すこぶる堅, 小根あり, 斑鉄あり, 斑状集積あり, 下層へ漸変

BC: 20 cm*, 10 YR 5/6, 小角礫含む, 砂質壤土, 構造なし

A₂ 層の土色は 5 YR 3/2 が基調で, 斑状に 5 YR 4/1.5, 5 YR 4/3, 7.5 YR 4/3~4/2 の色調がまじる。B₂ 層の斑鉄の色は 5 YR 3/3。

3-1-2 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 HA, A₂, B₁ 層にそれぞれテンションライシメーターを2個ずつ設定した。同一層位の2個のライシメーターのろ過管は約50cmはなしてそう入した。テンションライシメーターの水の増減の測定は1970年6月~11月, 1971年6月~9月, 1972年6月~10月の3か年にわたって, ほぼ10日間隔で行った。毎年11月から翌年5月までは冬季積雪のため現地での観測ができないので測定は中断した。冬季の測定中断後1971年6月, 1972年6月に試験を再開する場合には同一地点で土壌断面を数十cm掘り進んで新たに土壌断面を設け, 各層位に新しい装置を埋設した。したがって以下に記述する測定結果は, 3か年を通じて全く同一地点, 同一部位の水湿状態を測定したことはなっていない。

3-1-3 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, 土壌環境を明らかにするために土壌の水湿状態の経時変動を調べたもので, 亜高山帯針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壌の水湿状態とその経時変動の特徴, 巨視的には比較的単純な地形面での微地形のちがいによる土壌水分環境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。

* 本論文中的土色の記載はいずれも Munsell 方式による新版標準土色帖 (農林水産技術会議監修, 富士平工業, 東京, (1967)) によった。

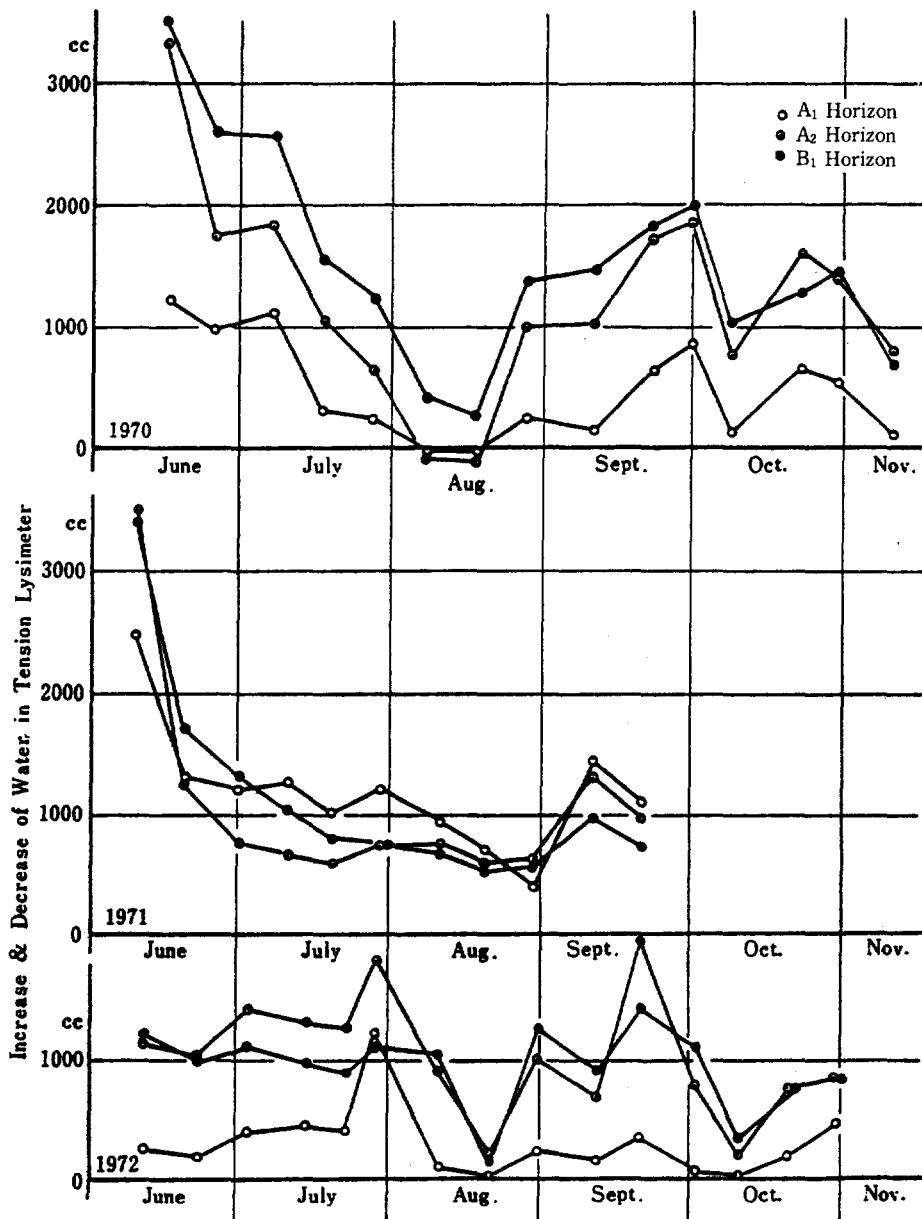


Fig. 4 テンションライシメーターで測定した土壤の水湿状態の変動—志賀山 Plot 1
Fluctuation of soil moisture condition measured by tension lysimeter—Shigayama Plot 1.

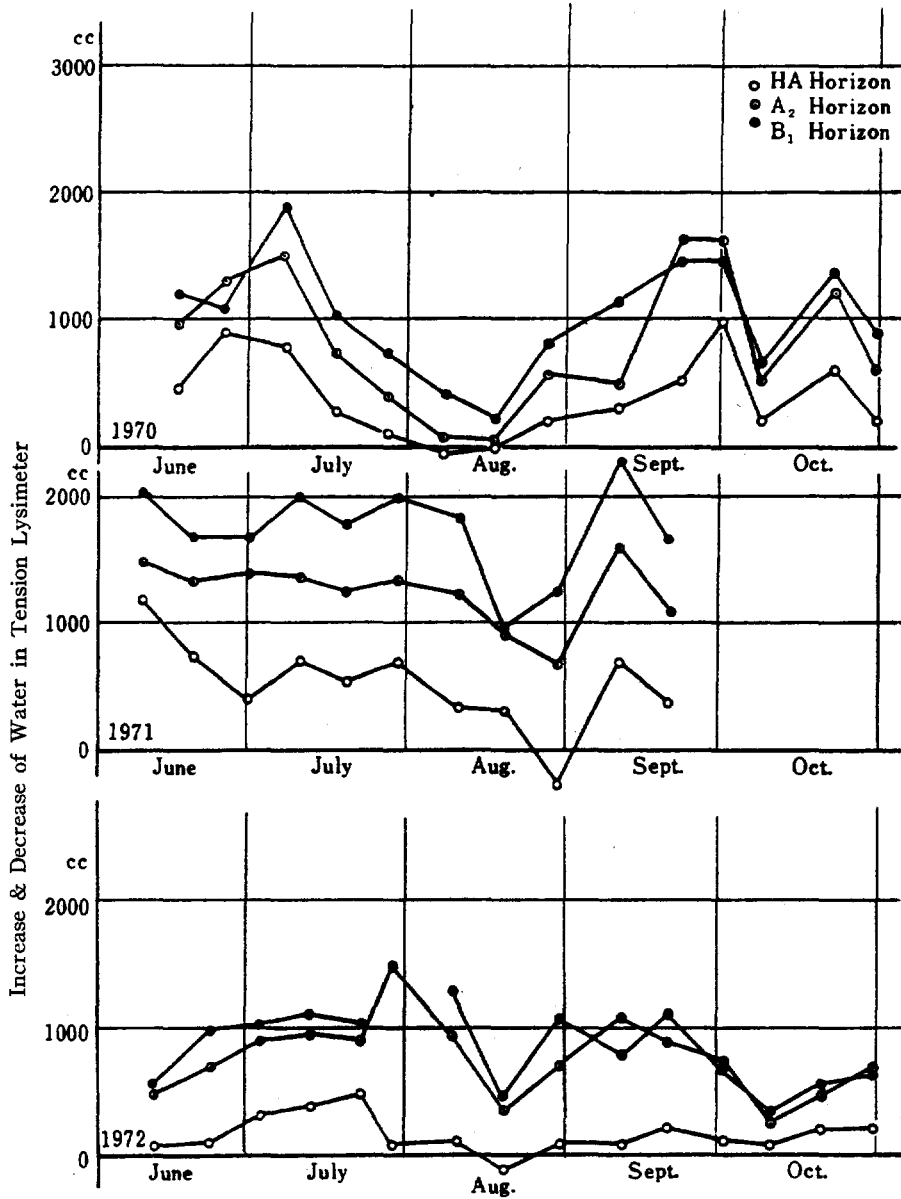


Fig. 5 テンションライシメーターで計測した土壌の水湿状態の変動—志賀山 Plot 2
Fluctuation of soil moisture condition measured by tension lysimeter—Shigayama Plot 2.

3-1-4 結果と考察

テンションライシメーターの測定結果を Fig. 4, Fig. 5 に示す。図示した結果は同一層位に埋設した 2 個のテンションライシメーターの測定値の平均値である。

降水量の変動と土壤の乾湿の変動との関係を知るために、Fig. 6 に降水量の日観測値の変動と、テンションライシメーターの観測間隔の積算値の変動を示した。降水量の観測値は長野県農業気象月報⁴⁰⁾所載のもので、志賀高原郵便局（海拔 1,480 m）での観測値で試験箇所よりも約 280 m 低標高であるが、巨視的には降水量の変動のパターンを知るのには使用できるものと考えた。

土壤の物理性と土壤の乾湿の変動との関係を知るために、両プロットの各土壤の各層位別の三相組成、透水性などを調べ Fig. 7, Table 1 に示した。

これらのデータから得られた両プロットの土壤の乾湿の変動の特徴は次のようなものであった。

i) 両プロットの各層位の土壤の乾湿の変動（測定間隔期間中の テンションライシメーターの水の増減量 cc）と、その期間中の降水量の積算値 mm との関係を図示したものが Fig. 8 a, b, c と Fig. 9 a, b, c である。これらの図によれば、先に示した Fig. 4, Fig. 5 の土壤の乾湿の変動と Fig. 6 に示した降水量積算値の変動の対応関係はプロットにより、層位によってそれぞれ異なる。これは本編緒論で述べた土壤の水湿状態を規定する水収支式（4）

$$W_1 = W_0 + [P + I] - [E + T + R] \quad (\text{記号は71頁の説明を参照})$$

で表現されるように、ある地点のある層位の土壤の水湿状態は単に降水量の多寡に左右されるだけではなく、その部位の土壤への降水以外の流入水（表面流、土壤水、地下水）の量と、同じく流出水（表面流、土壤水、地下水）の量、蒸発、蒸散による損失量などがその土壤の水湿状態に関与するからである。

同一年で比較すれば、Plot 1 と Plot 2 は至近距離の同一森林型の区域にあるから（4）式の P 、 E 、 T の項はほぼ等しいとみなされるが、前述のように Plot 1 は比較的長大な斜面の下部にあり、Plot 2 は斜面長の短いマウンドの下部に位置することから、流入水量 I と流出水量 R が両プロットの位置の地形のちがいで異なり、それが両プロットの土壤の水湿状態の差異に反映しているものと考えられる。

また Fig. 8, Fig. 9 にみるように、一般に降水量が増加しても、それに見合ったテンションライシメーターの水の増加がみられない（湿潤の度合が増大しない）場合が多いのは上記（4）式で $[E + T + R]$

Table 1. 志賀山試験地の土壤の孔隙組成、透水性
Volume percent composition and water permeability of
the soils at Shigayama study area

断 面 Profile	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	全孔隙量 Total porosity	細 孔 隙 Fine pore	粗毛管孔隙 Coarse capillary pore	非毛管孔隙 Non capillary pore	
Plot 1 Pw(h)Ⅲ	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 Pw(h)Ⅱ	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

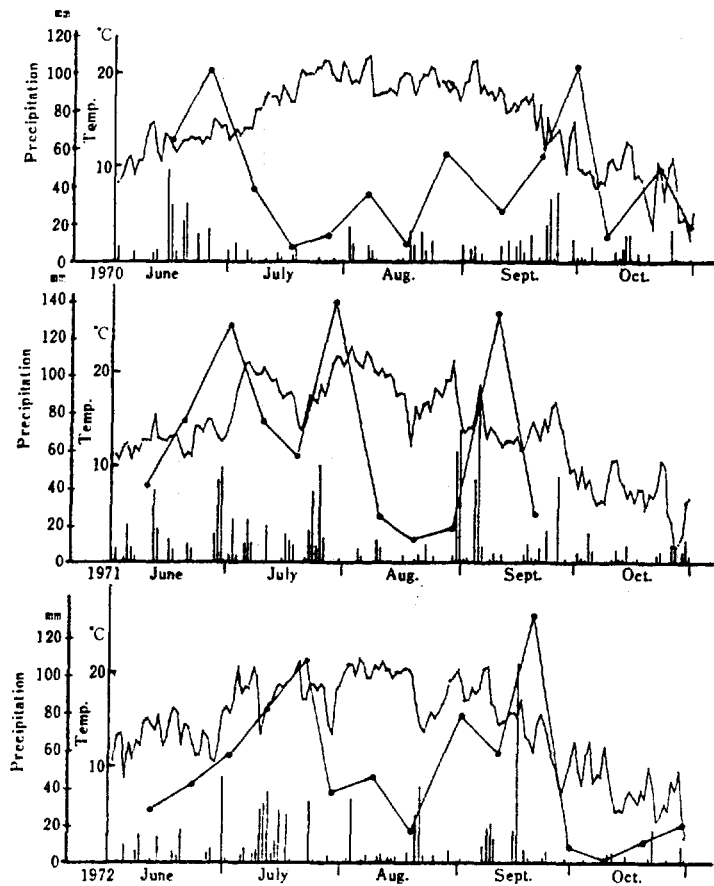


Fig. 6 降水と気温の日変化ならびに測定期間毎の積算雨量
Daily precipitation and temperature and cumulative precipitation in lysimeter measuring interval.

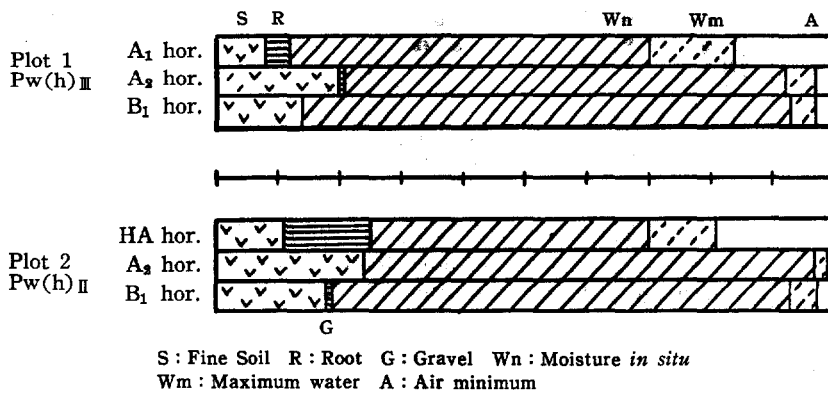


Fig. 7 志賀山試験地の土壌容積組成
Volume percent composition of soils at Shigayama study area.

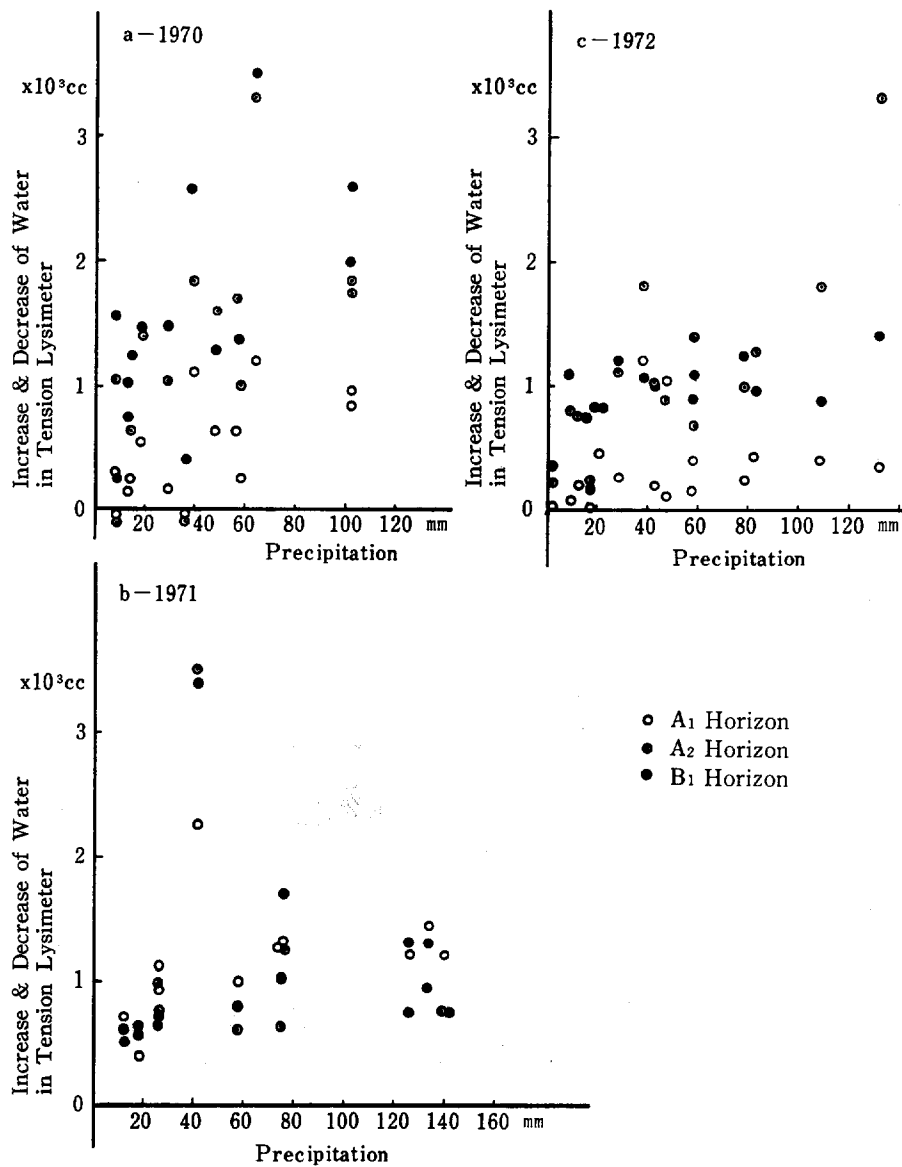


Fig. 8 降水量とテンションライシメーターの水の増減の関係—Plot 1
Relation between amount of precipitation and of water increase
and decrease in tension lysimeter—Plot 1 Pw(h)Ⅲ.

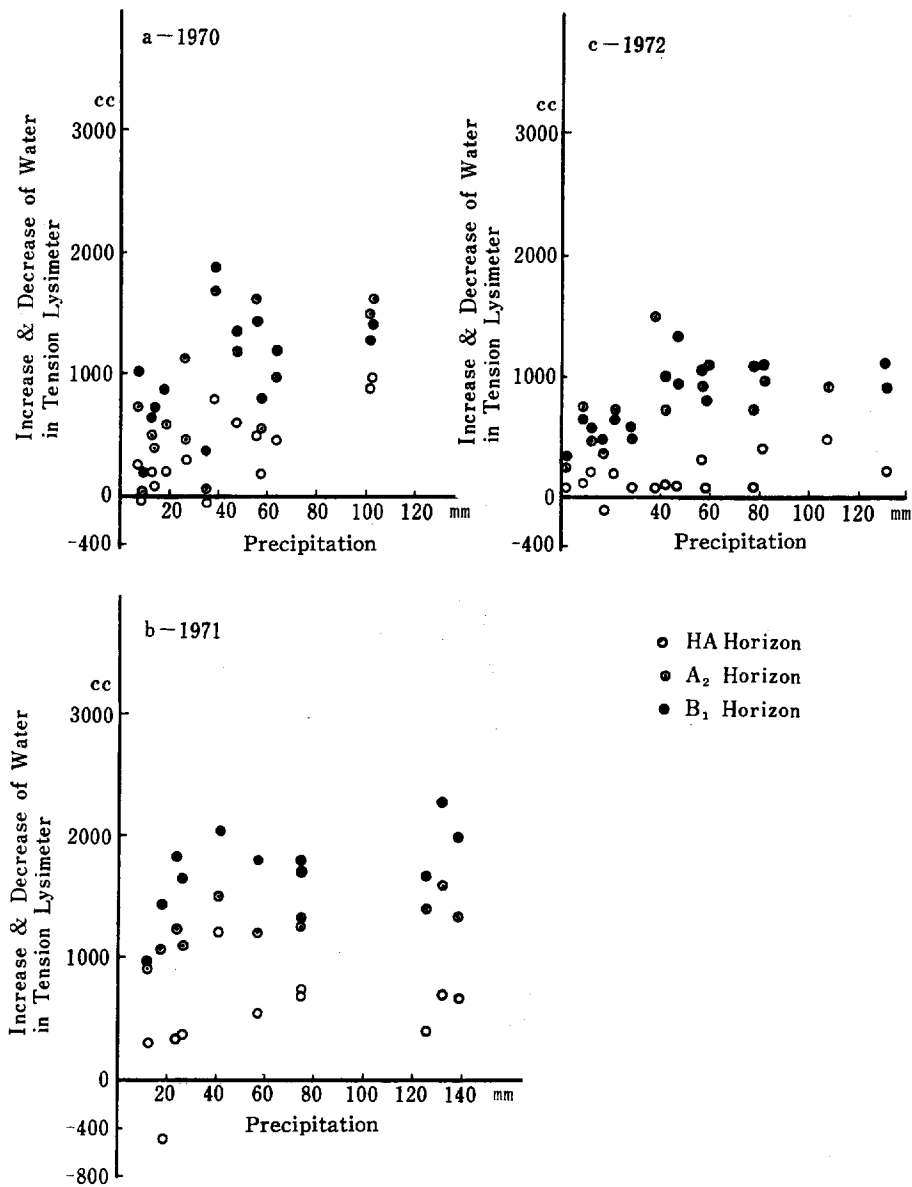


Fig. 9 降水量とテンションライシメーターの水の増減の関係—Plot 2
Relation between amount of precipitation and of water increase
and decrease in tension lysimeter—Plot 2 Pw(h) II.

の項, おそらくは表面流, 土壌水, 地下水として流去する R 項が降水量が増加するほど大きく効いてくるためと思われる。なお長大斜面の下部にある Plot 1 では R 項の他に I 項, 特に斜面上方からの表面流, 土壌水としての水の流入量が大きく作用する場合があって降水量と土壌の水湿状態の関係が Plot 2 よりも不規則になっている。また Fig. 4 にみられる Plot 1 の 1970 年, 1971 年の 6 月から 7 月上旬にかけての, 極端な湿潤状態は融雪の影響と考えられ, これも Fig. 8 の関係を不規則にしている。1972 年にはこのような融雪の影響はみられなかったが, これは志賀郵便局での観測で前 2 年は 4 月中旬で根雪が消えたのに, この年は 3 月下旬に根雪が消えている⁴⁰⁾ことからして, このプロットでの融雪も早く, 前 2 年のような融雪水の影響が, 6 月にはすでになくなっていたものと判断される。

同一プロットでの土壌の水湿状態の変動は上述のような融雪水の影響だけでなく, 観測年ごとの降水の日変動のちがいで, 3 か年ともそれぞれちがった様相を呈した。融雪水の影響の少なかったとみられる Plot 2 でも Fig. 9 にみるように観測年によって各層位ごとの降水量と水湿状態の対応関係は 1970 年のように不明瞭な場合もあり, 1971 年, 1972 年のように層位別に夫々の対応関係が明らかであってもそれが年によって若干異なる場合もある。Plot 2 の場合は Plot 1 の場合のように斜面上方からの水の input を考慮しなくてもよいと思われるが, 下層では地下水からの input を考えなければならない場合があると思われる。このような現象も観測年ごとの降水の日変動のちがいで前述べの (4) 式の積算値としての P は等しくとも, I 項と R 項に差異を生じる結果になるものと理解される。

ii) 降水量の日変動の年次別の差異によって各プロット, 各層位別に, それぞれ異なった水分環境の変動を示すことは, 前項で若干ふれた通りである。これは降水分布, 強度の違いによる水分供給のパターンが異なれば, 微地形によって各層位別の水分環境が大きく異なることを物語っているものといえよう。

比較的長い斜面の下部 (Plot 1) では, 短い斜面の下部 (Plot 2) に比べて降水の多寡によって斜面上方からの水の供給の多寡の変動が大きいと考えられ, 斜面上方から下方へ, 土壌表層から下層への水の動きが単純なものではなく, Fig. 5 にみるように Plot 1 では 1971 年のように土壌表層がむしろ湿潤になる場合がある。この年は Fig. 6 にみるように 6 月下旬から 7 月の間の降水量が 1970 年, 1972 年にくらべて多い。なお Plot 2 では Fig. 5 にみるように 3 か年とも表層が下層より湿潤になることはなかった。このような Plot 1 の水分環境の特徴は土壌の断面形態にも反映されていて, 層位別の乾湿の変動が不規則なために, 表層にも下層にも斑駁がみられ, 各層位の層界が水平でなく不規則である。

iii) 土壌の理化学性との関係を Fig. 7, Table 1 を参照しつつみると, 両プロットとも第 2 層以下の下層の理化学が悪く, 透水性不良で極端に細孔隙が多く, ち密でしたがって根系の分布も表層に局限されている。このような理化学性を反映して両プロットとも 3 年間の測定期間を通じて, 表層の HA 層あるいは A 層を除いては, 一時の無降水の時期以外は, おおむね過湿の状態にあるとみてよい。ただ, このような湿潤環境下にある湿性ポドゾルにあっても, 表層部は 8 月の寡雨時期に, 一時的に pF 2.0 よりも乾燥する。したがってこの試験では測定しなかったが表層の堆積腐植層では, 更に乾燥するものと思われる。真下³⁴⁾が採取時期のちがう多数点の適潤性の森林土壌 (褐色森林土と黒色土) の採取時の水湿状態を調べた結果では, その pF 値は一部の例を除いてほぼ 2.0 前後であるという。これは RUSSELL⁴⁹⁾ のいう圃場容水量の範囲 pF 1.7~2.0, LAATSCH²⁸⁾ のいう圃場容水量の範囲 pF 1.7~2.2 に照らして, ほぼ圃場容水量に相当する水湿状態とみなされる。

湿性ポドゾル化土壌にみられる過湿の状態は, 後に論ずる低海拔地の他の森林型下の土壌の水分環境と

大いに異なるところで、湿性ポドゾル化土壌の水分環境の特徴といえよう。なお、先にもふれたように根系の分布が表層に局限されているために、後にのべる他の森林下の土壌にみられるような、また四手井ら⁵⁰⁾の指摘したような蒸散による下層土壌の乾燥という現象も、ここではみられなかった。

3-1-5 要 約

以上のような志賀山 IBP 特別研究地域におけるテンションライシメーター試験の、3 年にわたる土壌水分環境の経時変動の観測結果から、亜高山帯針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壌の水分環境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、後述する低海拔地の各種森林下の土壌に比べて、とくにその下層において相対的に非常に湿潤な環境下にあることがうかがえるが、時季的には湿潤の程度に大きな差があり、融雪時季に最も湿潤になるほかは、おおむね降水量の変動に対応した水分環境の変動を示す。しかも高海拔地にあって気温が低いいためか、低海拔地の森林下でみられるような蒸発散によると思われる土壌水分環境の変動は、夏季の極く短期間を除いては明らかでない。

志賀山特別研究地域のような波状地形で、微地形の変化に富んだ所では、等しく湿性ポドゾル化土壌群に位置づけられる土壌であっても、微地形のちがいによって水分環境とその変動の様相は一様でなく、このような地域での土壌水分環境の経時変動の把握は、微地形に対応してきめ細かく行う必要がある。

また、テンションライシメーターの観測によって知り得たこれらの微地形のちがいによる土壌水分環境とその経時変動のちがいは、土壌の断面形態の特徴、すなわち斑鉄の存在や還元色の発現などからうかがえる水分環境の特徴に、当然のことながらよく符合していた。

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環境*

3-2-1 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、高低差約 15m の微凸形斜面の肩部 (Plot 1) と斜面下部 (Plot 2) の 2 か所にテンションライシメーターを設定した。試験箇所の地形を Fig. 10 に示す。林相はアカマツ天然生林で斜面肩部 Plot 1 付近ではアカマツの平均樹高 11.5m、本数 687 本/ha、平均胸高直径 23.3cm、林床植生はヒサカキ、イヌツゲ、ソヨゴ、ヤマツツジ、ネズミサシ、コシダ、ススキ等が混生、コシダ、ヒサカキ、ソヨゴの優占度が高い。斜面下部の Plot 2 付近ではアカマツの平均樹高 18.7m、本数 346 本/ha、平均胸高直径 27.2cm、林床はウラボシが密生し、ヒサカキ、ヤマツツジが散生する。

両プロットの土壌はいずれも褐色森林土に



Fig. 10 浜北試験地の地形
Topography of Hamakita study area.

* この試験結果の一部は第 84 回日本林学会大会で発表した⁵⁾。

属する土壤の適潤型で、Plot 1 の土壤はその偏乾性亜型である。

両プロットの土壤の断面形態等を以下に記す。

Plot 1 B₀(d) 型土壤

方向：S 60°W, 傾斜：10°, 標高：100m, 母材：古生層由来の円礫に富む洪積層

土壤断面の形態

F：層厚 1～2 cm, H 層はほとんどなし

A：層厚 10cm, 土色 10 YR 4/3, 小円礫多し, 砂質埴壤土, 粒状構造と弱度の団粒状構造, 堅密度稍堅, 中小根富む, 下層への推移判然

B₁：30cm, 10 YR 5/6, 中小円礫多し, 砂質埴壤土, 弱度の塊状構造, 堅, 中小根含む下層へ漸変

B₂：50cm, 10 YR 5/8, 中円礫頗る多し, 砂質埴壤土, 構造なし, 頗る堅, 中根稀, 下層へ漸変

B C：20cm⁺, 10 YR 5.5/8, 中円礫頗る多し, 砂質埴壤土, 構造なし, 頗る堅, 根系なし。

Plot 2 B₀ 型土壤

方向：S 60°W, 傾斜：上方へ 20° 下方へ 10° の変換点, 標高：約 85m, 母材：古生層由来の円礫に富む洪積層

土壤断面の形態

L：2 cm, F：2 cm, ウラジロの枯死遺体

A：層厚 28cm, 土色 10 YR 4/4, 中小円礫富む, 砂質埴壤土, 団粒状構造, 堅密度軟, 中小根富む, 下層へ漸変

B₁：50cm, 10 YR 5/6, 中円礫富む, 砂質埴壤土, 構造なし, 堅, 中小根含む, 下層へ漸変

B₂：20cm⁺, 10 YR 5/6, 大中円礫富む, 砂質埴壤土, 構造なし, 頗る堅, 中根稀, B 層下部から洪積円礫の巨大なものが多くなる。

Plot 1, Plot 2 の土壤の理化学性を 400cc 容採土円筒で採取した各層位の土壤について調べ、その結果を Fig. 11, Table 2 に示した。なお Plot 1 の土壤の B 層以下については、土壤の石礫含量が非常に多いために円筒試料が採取できず、理化学性の分析ができなかった。両土壤は固相部分の比率が高く石礫含量が多いという点では共通しているが、孔隙解析の結果では Plot 1 B₀(d) 型土壤の表層では粗孔隙の比率が少なくち密であるのに対して、斜面下部の B₀ 型土壤では A 層, B 層とも細孔隙よりも粗孔隙が多く、また透水性にも差がある。

3-2-2 試験方法

Plot 1 (B₀(d) 型土壤) の A 層 (5 cm 深), B₁ 層 (30cm 深), Plot 2 (B₀ 型土壤) の A 層 (10cm 深), B₁ 層 (30cm 深) にそれぞれテンションライシメーターを 3 個ずつそう入設定した。同一層位の 3 個のライシメーター細菌ろ過管は約 50cm はなしてそう入した。テンションライシメーターは 1971 年 5 月 14 日に設定して同 5 月 22 日から観測を開始し、1972 年 5 月 27 日までの 12 か月間はほぼ 1 週間ごとに水の増減の測定を行い冬季間も中断することなく連続観測することができた。

3-2-3 試験のねらい

この試験は各地の主要森林型下の土壤の水分環境を調べる一環として、丘陵地のアカマツ天然生林下のやや未熟な褐色森林土壤の水分環境の経時変動を調べ、他の森林型下の土壤の水分環境と比較対比するために行ったもので、丘陵地形の微地形の差が、土壤の水分環境にどのように反映されるかについても調査

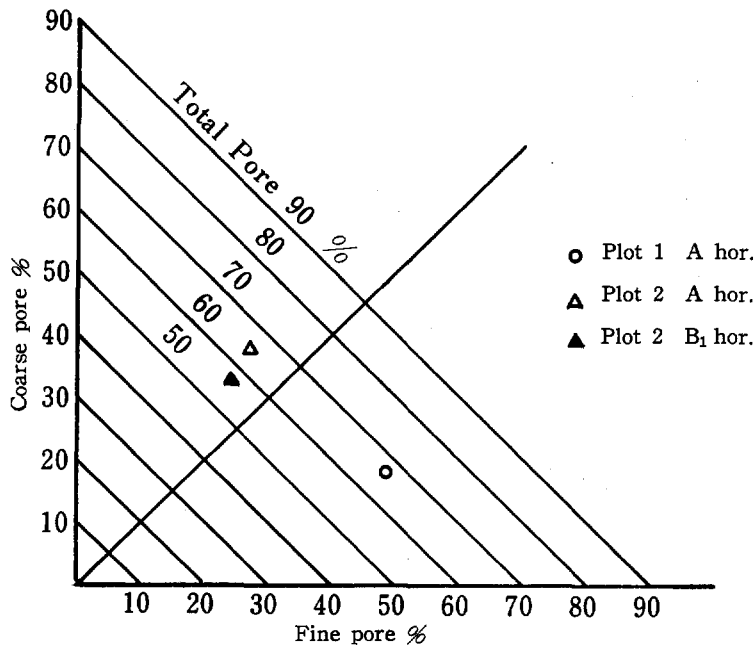
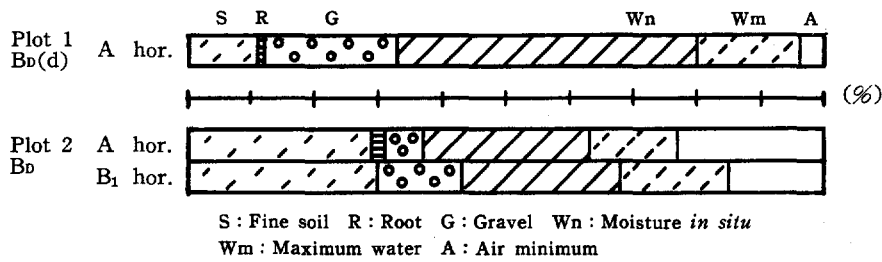


Fig. 11 浜北試験地の土壌の容積組成と孔隙解析

Volume percent composition and pore size analysis of soils at Hamakita study area.

Table 2. 浜北試験地の土壌の孔隙組成, 透水性

Volume percent composition and water permeability of the soils at Hamakita study area

断面 Profile	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	全孔隙量 Total porosity	細孔隙 Fine pore	粗毛管孔隙 Coarse capillary pore	非毛管孔隙 Non capillary pore	
Plot 1 B0(d)	A	33.2	47.0	66.8	48.0	15.0	3.8	29
Plot 2 B0	A	34.7	25.6	65.3	26.9	15.5	22.9	58
	B1	42.8	24.6	57.2	23.6	18.9	14.7	42

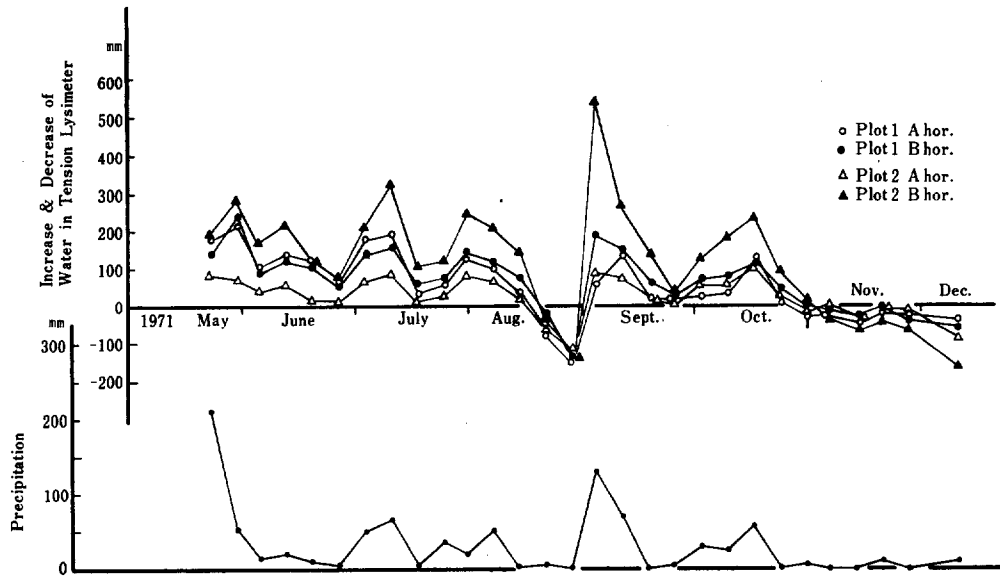


Fig. 12a. テンションライシメーターで計測した土壤の水湿状態の変動
(浜北試験地)

Fluctuation of soil moisture status measured by tension lysimeter
(Hamakita study area).

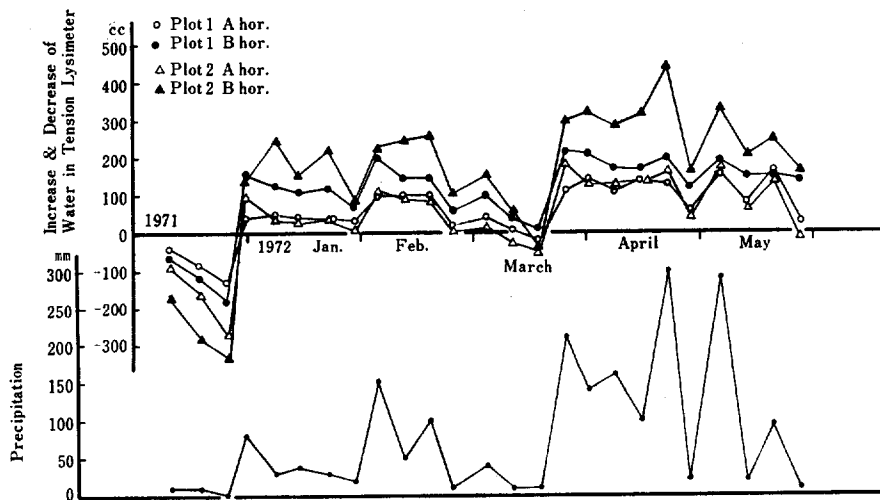


Fig. 12b. テンションライシメーターで計測した土壤の水湿状態の変動
(浜北試験地)

Fluctuation of soil moisture status measured by tension lysimeter
(Hamakita study area).

を行うために、同一斜面の肩部と斜面下部谷底近くの2地点での水分環境のちがいを比較した。

3-2-4 結果と考察

テンションライシメーターによって観測した Plot 1, Plot 2 の土壌の層位別の水湿状態のちがいを、経時変動の様相を Fig. 12 a, b に示す。図示した結果は同一層位に埋設した3個のテンションライシメーターの測定値の平均値である。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を測定間隔ごとに積算したものである。この積算降水量の変動と土壌の乾湿の経時変動とがよく一致している。10mm以下の積算降水量が2測定間隔以上続くと、斜面上部、下部いずれの土壌も、表層、下層とも pF 2.0 以下に乾く。丘陵地形の短い斜面であるために、斜面の上部も下部も類似の水分環境にあり、類似の変動の様相を呈する。B層は湿潤時には斜面下部が上部より湿潤な状態になり、斜面上方からの水の供給が示唆されるが、一方乾燥時には斜面下部の方が乾燥状態になる。11月、12月の降水の少ない時期には斜面下部で極端にB層がA層より乾くほか、斜面上部でもこの期間には下層の方が乾く。降水が少ないために表層の乾きを潤すにとどまって下層の乾燥を緩和するに至らないことが、B層のA層より乾燥した状態をもたらす一つの要因であろうし、斜面下部の下層の方が斜面上部の下層よりも極端に乾燥する事実は、植生による下層からの水の蒸散が斜面下部の方が上部に比べて大きいことによるものと考えられる。Fig. 11, Table 2 に示した両プロットの土壌の理化学および前項に示した両土壌の断面形態から、斜面上部では表層から土壌が緊密で、植生の根系が主としてA層にのみ分布するのに対して、斜面下部ではB層まで比較的粗孔隙が多く、根系の分布もB層にまでおよび、アカマツ等の植生の生育状態も斜面上部より良好なこと等がこの推論の根拠となるものと考えられる。

このように林地で下層土の方が乾燥する事実は、すでに四手井ら⁶⁰⁾がスギ壮齡林とその伐採跡地の土壌の含水量変化を調べた際にみとめており、有林地と無林地を比較して森林が存在すると表層土が著しく乾燥することがないかわりに、下層土では含水量の変化が大で、根の分布する下層土で比較的乾燥しやすいのは、有林地では表土からの蒸発が林冠被覆によってよく制されるかわりに、下層土からは林木の根による水分吸収、蒸散により水分が失われるためであろうと考えている。

筆者がアカマツ林木の土壌で得た測定結果は有林地と無林地を比較したものではないが、植被の状態の相違、根系の発達等から判断して、同様の推論が符合するものと考えられる。

玉手⁶¹⁾も林地と裸地の水分環境の変動を10cm, 20cm, 30cmの深度別に月別に調べているが、それによれば裸地では下層ほど土壌が湿潤であるのに比べて、林地では20cm深が10cm深、30cm深よりも乾燥しているという測定結果を得ているが、これを植物根による水分吸収、蒸散とは結びつけては考えておらず、単に林地においては裸地に比して水分の配布状態が複雑であるためだと指摘するにとどまっている。

山谷⁶²⁾はヒバ林の土壌水分量の季節変化を調べて「植物の蒸散作用を含めた地表からの消失量は植生の差異に無関係に同一である」として土壌水分の消費面においては植生状態はあまり考慮する必要はないとして、蒸発量と降水量についてのみ土壌水分環境との関係を論じている。そして結局は土壌水分量と気象要素との相関関係は一般に低いとし、地形、土壌条件との関係が支配的だとしている。土壌の水分環境を論ずるに当たって蒸散作用を無視する山谷の論議には疑義があるが、蒸散作用が直接土壌の乾湿の変動に影響しない場合のあることは当然考えられることで、このことは前節で論じた志賀山の土壌の水分環境の変動に関してすでに指摘したとおりである。この場合地形、土壌条件の相違が山谷の指摘するように、より

直接的に関与しているものと考えられる。降水量が潤沢である場合、斜面上方からの水分供給がある場合、あるいは土壤に特殊な性質がある場合など、それぞれ異った水分環境を呈することは緒論で述べた(4)式から明らかである。

井上²⁰⁾もテンシオメーターによって *in situ* で土壤の水分環境の経時変動を調べ、弱乾性褐色森林土(Bc 型)の下層が、中位の層より乾燥することを観測し、これを中層の透水性が極わめてわるく、降水による水の浸透が中層において妨げられるためだとしている。また吉岡²¹⁾は乾性の褐色森林土(Ba 型とBd(d) 型)で下層の pF 値が常に高く、表層より乾燥していることを観測し、これを乾性土壤の履歴効果とも考えられるとしている。

浜北アカマツ林下の土壤で観測された表層よりも下層が乾燥するという事実は、先にのべた通り蒸散作用によるものとみること可能であるが、ただ斜面下部の土壤の下層が最も乾燥するのが、筆者の観測結果では 12 月であり、常緑の針葉樹であるアカマツの蒸散作用の季節変動との関連を考えた場合、必ずしも蒸散のおう盛な時期とは思われないが、この点に関する詳しい検討はできなかった。林木の蒸散量の季節変化を調べた事例は非常に少なく、アカマツの蒸散量の季節変動についての資料は得られないが、MORIKAWA²⁶⁾は東京大学田無演習林の 8 年生のヒノキ林の蒸散量の季節変動を調べて 7 月、8 月の晴天時にほぼ 40~50 t/ha/day (4~5 mm/day) であるのに、11 月の晴天時には 8~18 t/ha/day (0.8~1.8 mm)、12 月の晴天時には 3~11 t/ha/day (0.3~1.1 mm) という結果を得ており、11 月、12 月には、7 月、8 月の 20% 以下の蒸散量しかないことがうかがわれる。

MORIKAWA がヒノキの幼齢林で得た結果が浜北のアカマツ林の場合に直ちに適用できないことは無論であるが、仮りに 11 月、12 月のアカマツ林の蒸散量が 1 mm/day 以下であったとしても浜北での試験結果ではこの両月の測定間隔(ほぼ 7 日)の積算降水量が連続して 10 mm 以下で、前述の(4)式 $W_1 = W_0 + [P + I] - [E + T + R]$ に照らして $[P + I]$ の項に比べて $[E + T + R]$ の項が大きいことがうかがわれる。しかもこのような寡雨時には下層では $[P + I]$ の項は無視できるほどに小さく、 $[E + T + R]$ の R の項も無視できるから $[E + T]$ の項が専ら作用して下層の方が表層より乾燥する結果になるのであろう。11 月、12 月の蒸散量が夏季の 20% 以下であったとしても、寡雨時期が連続すればそれが積算されて土壤乾燥におよぼす乾燥は無視できないであろう。この浜北の場合のように丘陵地の比較的短い斜面の上下を対比した場合 $[E + T]$ の項の中、蒸発量は差がないものとみて、筆者は、根系が下層にまで分布している斜面下部の方が斜面上部より乾燥するのは、蒸散量のわずかなちがいが積算された結果だとみ

る。

測定間隔の積算降水量とテンションライシメーターの水の増減量(水湿状態)との関係を各プロットの層位別に示したものが、Fig. 13 a, b である。ここでも前述の(4)式の水収支式を参照して降水量と水湿状態の関係を考察することにする。浜北の試験地は丘陵地形の比較的短い斜面の上、下にプロットを設定したので $W_1 = W_0 + [P + I] - [E + T + R]$ の水収支式で両プロットの降水量 P と地表面蒸発量 E はほぼ等しいと考えることができる。斜面上方の Plot 1 では表層と下層の I と R の量に大差がなくほぼ同様の降水量—水湿状態の関係にあり、表面流出量が考えられまた蒸散量による損失量が多いと思われる表層の方が、降水量が多い場合にも下層より湿潤の度合いがやや少ない。積算降水量が 50 mm をこえても表層、下層ともほとんど土壤の湿潤の度合いが高まらないのは、ある程度以上の降水によって $P + I$ が増加してもその大部分が R として流去するためである。斜面下部の Plot 2 でもほぼ同様のことがい

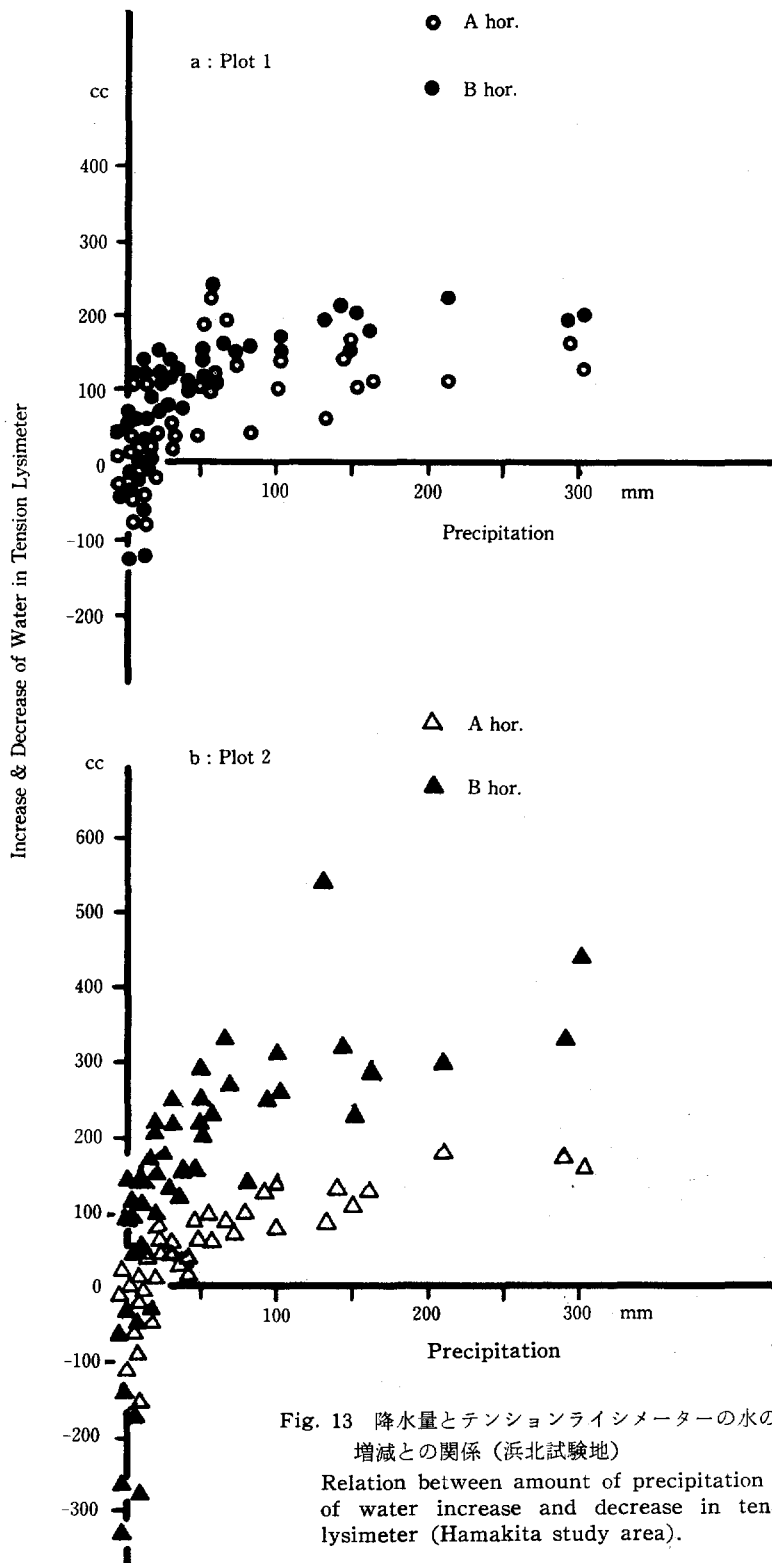


Fig. 13 降水量とテンションライシメーターの水の増減との関係（浜北試験地）

Relation between amount of precipitation and of water increase and decrease in tension lysimeter (Hamakita study area).

えるが、Plot 1 と異なって、その下層において斜面上方からの土壌水の流入あるいは表面流の流入等によって I 項の量が表層に比べて多くなり、表層と下層で明瞭な差がみられ、下層の方が湿潤度合が高くなる。なお、両プロットとも先に述べた志賀山の試験例のような (Fig. 8, 9 参照) 不規則な降水量—水湿状態の関係はみられない。これは志賀山の場合のような融雪の影響がみられないこと、地形が比較的単純であること、土壌中に極端な不透水層がないことなどによるものと考えられる。

3-2-5 要 約

浜北アカマツ天然生林下の褐色森林土の 1 年間継続した土壌水分環境の観測結果から、前節に述べた亜高山帯針葉樹林下のポドゾル化土壌とは全く異なった、低海拔地丘陵地形の褐色森林土の水分環境の経時変動の特徴を知ることができた。

土壌の水分環境の経時変動は、測定間隔期間ごとの降水量変動とはほぼ対応しているが、降水量の少ない 12 月に、丘陵地形の斜面下部の下層が斜面上部よりも、また斜面下部の表層よりも乾燥する現象が観測され、筆者はこの現象を蒸散作用による結果だと考えた。森林土壌の下層土が表層土よりも乾燥する現象は、すでに他の研究事例でも認められているところである。

なお、いくつかの既往の土壌水分環境測定の事例からみて、当然のことながら各種森林下の土壌の各層位の乾燥、水分環境を支配する因子は単一なものではなく、降水、地形、土壌、植被、温度日射、風などが土壌の水分環境を左右する因子であり、これらの因子の総合作用の結果としてある地点での土壌の水分環境、その変動の特徴が現出するもので、それを端的に表現したものが (4) 式だといえる。

第 3 節 沖縄本島亜熱帯広葉樹林下の灰白化赤黄色土^{*}、黄色土の水分環境^{**}

3-3-1 試験箇所

沖縄本島の中中部、久志村にある沖縄県林業試験場 (試験実行当時は琉球政府林業試験場) 南明治山実験林内の洪積層丘陵地にある亜熱帯常緑広葉樹林 (二次林) 下に分布する黄色土と灰白化赤黄色土²⁷⁾ にそれぞれ調査地点を設定してテンションライシメーターを埋設した。試験箇所の地形は Fig. 14 に示す。

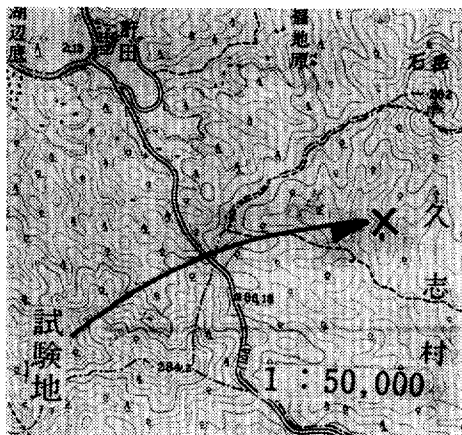


Fig. 14 沖縄試験地の地形
Topography of study area at Okinawa.

灰白化赤黄色土のプロットは標高 50m の丘陵性微凹斜面、傾斜 20° の箇所で、林相はシイ、アデク、シャリンバイ、コバンモチ等の低木林で、林床にはリュウキュウチク、シラタマカズラ等が散生する。

黄色土のプロットは若干標高が高く標高約 80m の丘陵性凸形斜面、傾斜 25° の箇所で、林相は、シイ、コバンモチ、モクダチバナ等の低木林で、林床はタカワラビが散生する。

両プロットの土壌の断面形態を以下に記す。

Plot 1 灰白化赤黄色土

方向：W、傾斜：20°、標高：50m、母材料：古生層由来の礫を含む洪積層、地形：小谷頭部の微凹

* この土壌は林野土壌の分類 (1975)⁴²⁾ の表層グライ灰白化赤黄色土に相当する。

** この試験結果の一部は第 81 回日本林学会大会で口頭発表した。

地形

土壌断面の形態

L : 層厚 2 cm, シイ, ササ等の落葉, F : 極薄, H : 3 cm, 中小根系すこぶる多

A₁ : 5 cm, 土色 7.5 YR 4/2, 石礫なし, 壤土, 団粒状構造, 弱度の塊状構造, 堅密度やや堅, 中小根系すこぶる富む, 下層へ漸変

A₂ : 5 cm, 2.5 Y 7/2 (2.5 Y 7/6 斑), 石礫まれ, 微砂質壤土, 構造無し, すこぶる堅, 根系まれ, 下層への推移判然

B₁ : 20~30cm, 2.5 Y 6/6 (2.5 Y 5.5/6 斑), 中角礫含む, 微砂質壤土, 構造無し, すこぶる堅, 根系なし, 下層へ漸変

B₂ : 40~50cm, 10 YR 5/8, 小中角礫含む, 軽埴土, 構造無し, すこぶる堅, 根系無し, 下層へ漸変

BC : 10cm⁺, 10 YR 4/8 (10 YR 5/8 斑), 小中角礫含む, 軽埴土, 構造無し, すこぶる堅

A₁ 層と A₂ 層が灰白化し, A₁ 層から B₁ 層あるいは B₂ 層に達するき裂が数条断面内にみられ, き裂に沿う形で A₂ 層の灰白色微砂質部分が B₁ 層にまで及んでいる。A₂ 層, B₁ 層は固結したパン層になっていて, 植物の根系は H 層, A₁ 層にのみ密集し, A₂ 層以下にはほとんど伸びていない。

植生 : シイ (4), アデク (2), シシアクチ (1), シャリンバイ (1), コバンモチ (1), イジュ (+), シバニッケイ (+), タイミンタチバナ (+), ナカハラクロキ (+), ハゼ (+), マンリョウ (+), シラタマカズラ (+), リュウキュウチク (+), ヒョウタンカズラ (+), クチナシ (+), () 内は優占度。

Plot 2 黄色土

方向 : S85°E, 傾斜 : 上方へ 25° 下方へ 30° の傾斜変換点, 標高 : 80m, 母材料 : 古生層由来の礫を含む洪積層, 地形 : 丘陵性微凸斜面中部

土壌断面の形態

L : 層厚 2 cm, シイ等の落葉, F : 極薄, H : 0.5~1 cm, 根系富む

A : 層厚 8 cm, 土色 10 YR 4.5/6, 小角礫含む, 埴質壤土, 団粒状・粒状構造, やや堅, 小根富む, 下層へ漸変

B₁ : 9 cm, 10 YR 7/8, 小角礫含む, 埴質壤土, 塊状構造, 堅, 中小根含む, 下層へ漸変

B₂ : 23cm, 10 YR 6/8, 小角礫含む, 埴質壤土, 弱度の塊状構造, 堅, 小根含む, 下層へ漸変

BC : 50cm⁺, 10 YR 6.5/8, 小中角礫含む, 埴土, 構造無し, すこぶる堅, 根系まれ

植生 : シイ (3), コバンモチ (1), タイワンフウ (1), モクタチバナ (1), イジュ (+), クスノキ (+), アカミズキ (+), トキワアケビ (+), シマミサオノキ (+), カキバカンコノキ (+), エゴノキ (+), アカメガシワ (+), リュウキュウアオキ (+), タブ (+), ヒメイタビ (+), アデク (+), イヌビワ (+), タカラワビ (+), シラタマカズラ (+), ヒリュウシダ (+)

B 層の塊状構造が顕著に発達する。B 層までは石礫量が少ないが BC 層は風化した砂岩の礫が多い。

3-3-2 試験箇所の土壌の理化学性

試験箇所の土壌の理化学性を調べるために各層位の土壌を 400cc 容採土円筒で採取して常法⁴⁶⁾にしたがって理化学性の分析を行い, また淘汰分析によって粒径組成を調べた。その結果を Fig. 15, Table 3, Table 4 に示す。

灰白化赤黄色土, 黄色土ともに容積組成で固相の占める割合が大で, 容積重は各層とも 100 以上, 孔隙

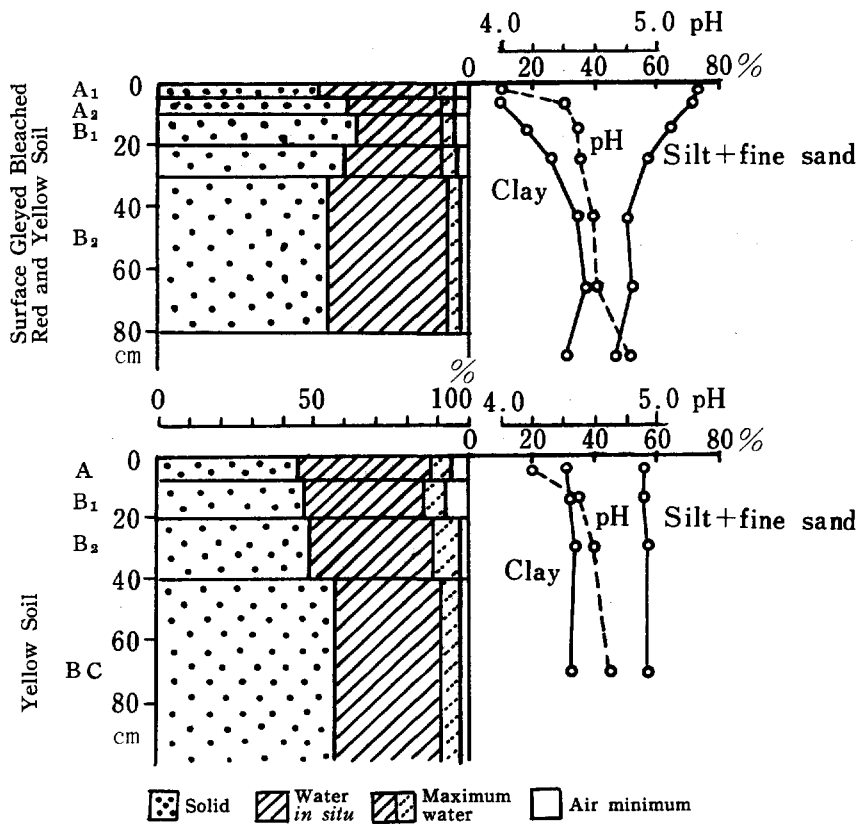


Fig. 15 沖縄試験地の土壤の容積組成, pH, 粒径分布
Volume percent composition, pH, and particle size distribution
of soils at Okinawa study area.

Table 3. 沖縄試験地の土壤の孔隙組成, 透水性
Volume percent composition and water permeability of
the soils at Okinawa study area

土 壤 Soil	層 位 Horizon	容 積 組 成 (%) Volume percent composition						透水性 Water permeability (cc/min)	容積重 Bulk density
		固 相 Solid phase	採取時水分 Water in situ	全 孔 隙 Total porosity	細 孔 隙 Fine pore	粗毛管孔隙 Coarse capillary pore	非毛管孔隙 Non capillary pore		
Bleached red yellow soil 灰白化赤黄色土	A ₁	51.0	36.7	49.0	30.9	12.8	5.3	23	124
	A ₂	60.7	29.8	39.3	25.6	8.2	5.5	4	157
	B ₁ (upper)	64.2	27.2	35.8	24.5	6.0	5.3	0.5	169
	B ₁ (lower)	60.4	30.8	39.6	26.8	9.0	3.8	1	158
	B ₂	55.0	38.4	45.0	34.6	7.3	3.1	15	141
Yellow soil 黄色土	A	45.4	41.9	54.6	39.9	8.8	5.9	27	111
	B ₁	46.8	37.9	53.2	35.5	10.0	7.7	26	121
	B ₂	49.1	39.4	50.9	36.2	12.2	2.5	22	130
	BC	56.7	34.2	43.3	29.9	9.8	3.9	20	143

Table 4. 沖縄試験地土壌の粒径組成(%)
Mechanical composition of the soils at Okinawa study area (%)

土 壌 Soil	層 位 Horizon	粒 径 組 成 (%) Mechanical composition				土 性 Texture
		粗 砂 Coarse sand	細 砂 Fine sand	微 砂 Silt	粘 土 Clay	
Bleached red yellow soil 灰白化赤黄色土	A ₁	16.3	35.9	37.0	10.9	壤 土 Loam
	A ₂	18.4	33.7	37.8	10.3	壤 土 Loam
	B ₁ (upper)	17.3	28.6	35.2	18.4	埴壤土 Clay loam
	B ₁ (lower)	16.7	25.0	32.2	26.0	軽埴土 Light clay
	B ₂ (upper)	14.7	21.0	29.5	34.8	軽埴土 Light clay
	B ₂ (lower)	10.0	18.0	34.0	38.0	軽埴土 Light clay
	BC	22.0	24.0	23.0	31.0	軽埴土 Light clay
Yellow soil 黄色土	A	13.2	26.4	29.7	30.8	軽埴土 Light clay
	B ₁	11.4	22.9	32.3	33.4	軽埴土 Light clay
	B ₂	10.5	24.2	32.6	32.6	軽埴土 Light clay
	BC	11.1	24.4	32.2	32.2	軽埴土 Light clay

の中に占める細孔隙 (pF 2.7 を境界にして孔隙を細粗に分けた³³⁾) の比率が高い。これらの事実を反映して透水性が悪く、特に灰白化赤黄色土の A₂ 層以下は極めて透水性が悪い。

灰白化赤黄色土の A₂ 層と B₁ 層は固相率が上位、下位の層より大で 60% をこえ、透水性が極端に悪い固結層となっている。この固結層は Fig. 15 にみえるとおおり、その粒径組成の粘土フラクションの比率は 10% にすぎず、むしろ微砂+細砂の占める割合が高い。B₁ 層は上位の A₂ 層から微砂~細砂物質が網目状に浸透して斑状を呈し、容積重は 170 に達する。このような微砂+細砂質固結層の生成する要因については、水分環境と関連して後で若干考察を加える。

黄色土はこのような固結層は介在せず、Fig. 15 にみるように固相の占める割合が下層に向って漸増する。

Table 4, Fig. 15 に示した粒径分析の結果を閲覧すると、灰白化赤黄色土は上記のように表層の粘土含量は 10% にすぎず、微砂、細砂のフラクションが多く、B₁ 層、B₂ 層と下方へ粘土分が増加する。粘土分の比率は B₂ 層下部でピークに達して BC 層で減少し、粘土が B₂ 層下部に集積しているかのような様相を呈する。黄色土では、各層位間の各フラクションの比率に大きな差はなく、いずれも軽埴土の範囲に入る。

3-3-3 試験方法

灰白化赤黄色土の A₁, A₂, B₁ 上部, B₂ 中部の 4 部位, 黄色土の A, B₁, B₂ 中部, BC 層の 4 部位にテンションライシメーターのろ過管をそう入して設定、1969 年 10 月 17 日から 1970 年 10 月 5 日までほぼ 1 年間、おおむね 1 週間間隔で、ライシメーターの水の増減を観測した。観測結果の解析のために用いた気象データは、同じ南明治山実験林内の気象観測露場での日観測のデータである。

3-3-4 試験のねらい

沖縄本島中部以北の森林下に一般に出現する土壌は、黒鳥らの区分によれば黄色土、赤色土もしくは赤黄色土、および灰白化赤黄色土である³⁷⁾。黒鳥らは沖縄諸島の主要森林土壌群の設定と細区分を行って、

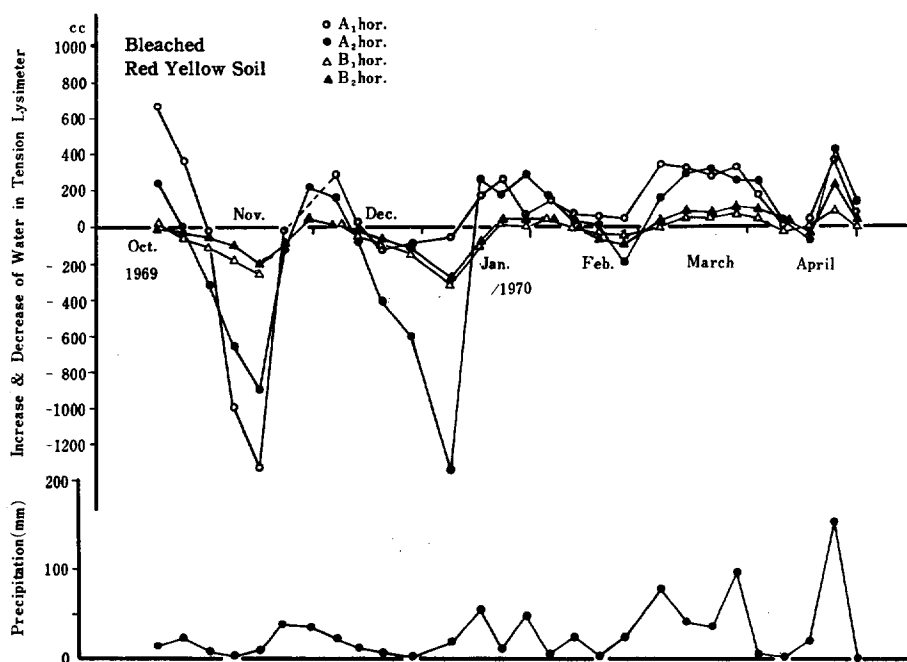


Fig. 16 a. テンションライシメーターで計測した土壤の水湿状態の変動
(沖縄試験地の表層グライ灰白化赤黄色土)

Fluctuation of soil moisture status measured by tension lysimeter
(Bleached red yellow soil at Okinawa study area).

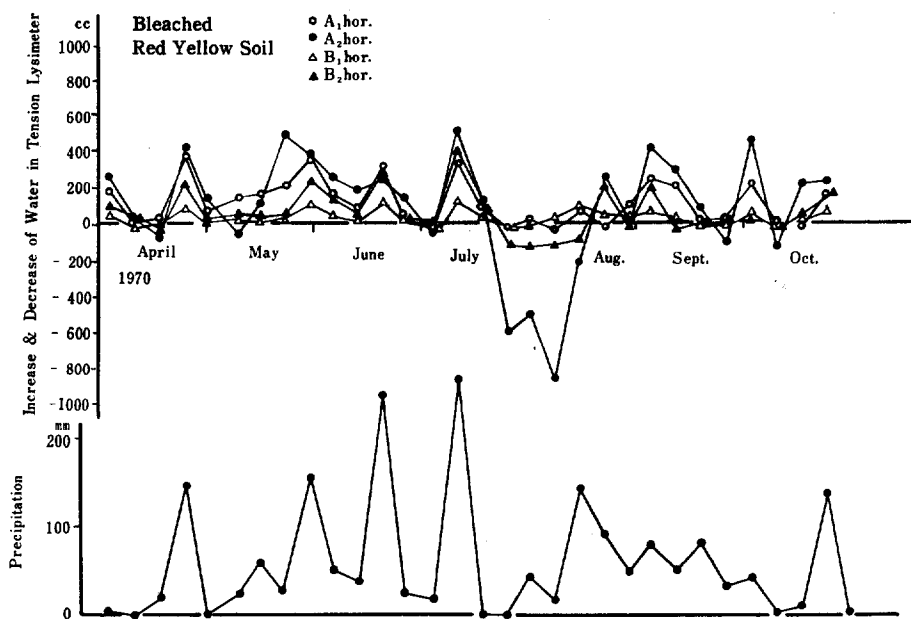


Fig. 16 b. テンションライシメーターで計測した土壤の水湿状態の変動
(沖縄試験地の表層グライ灰白化赤黄色土)

Fluctuation of soil moisture status measured by tension lysimeter
(Bleached red yellow soil at Okinawa study area).

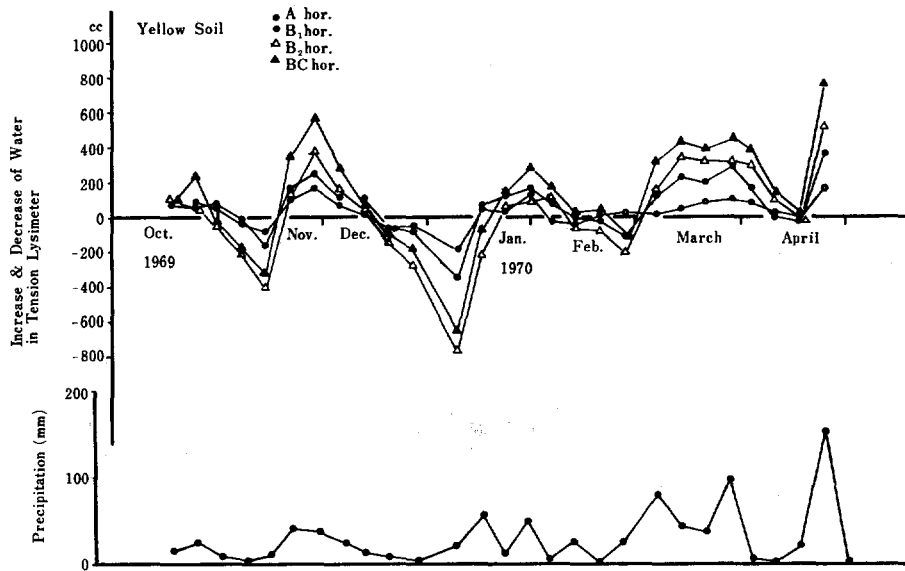


Fig. 17 a. テンションライシメーターで計測した土壌の水湿状態の変動
(沖縄試験地の黄色土)

Fluctuation of soil moisture status measured by tension lysimeter
(Yellow soil at Okinawa study area).

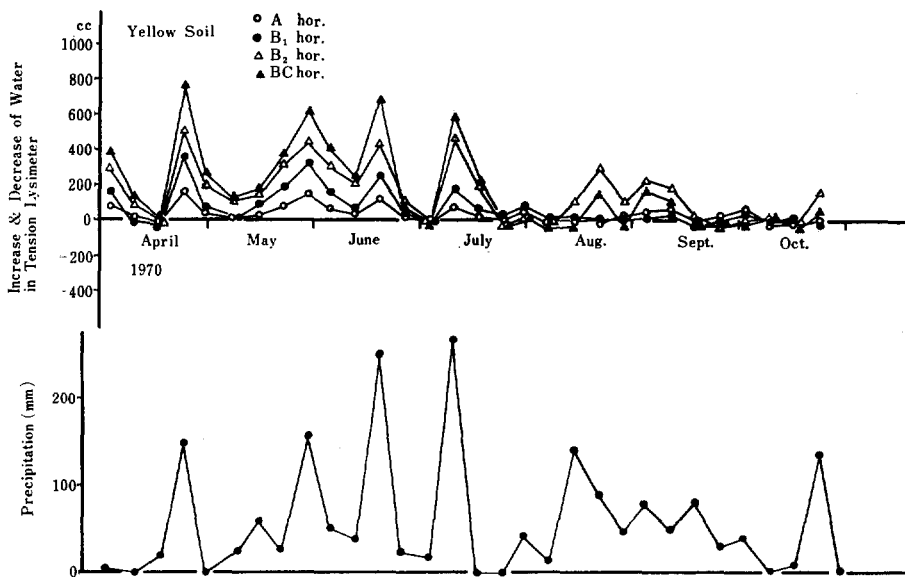
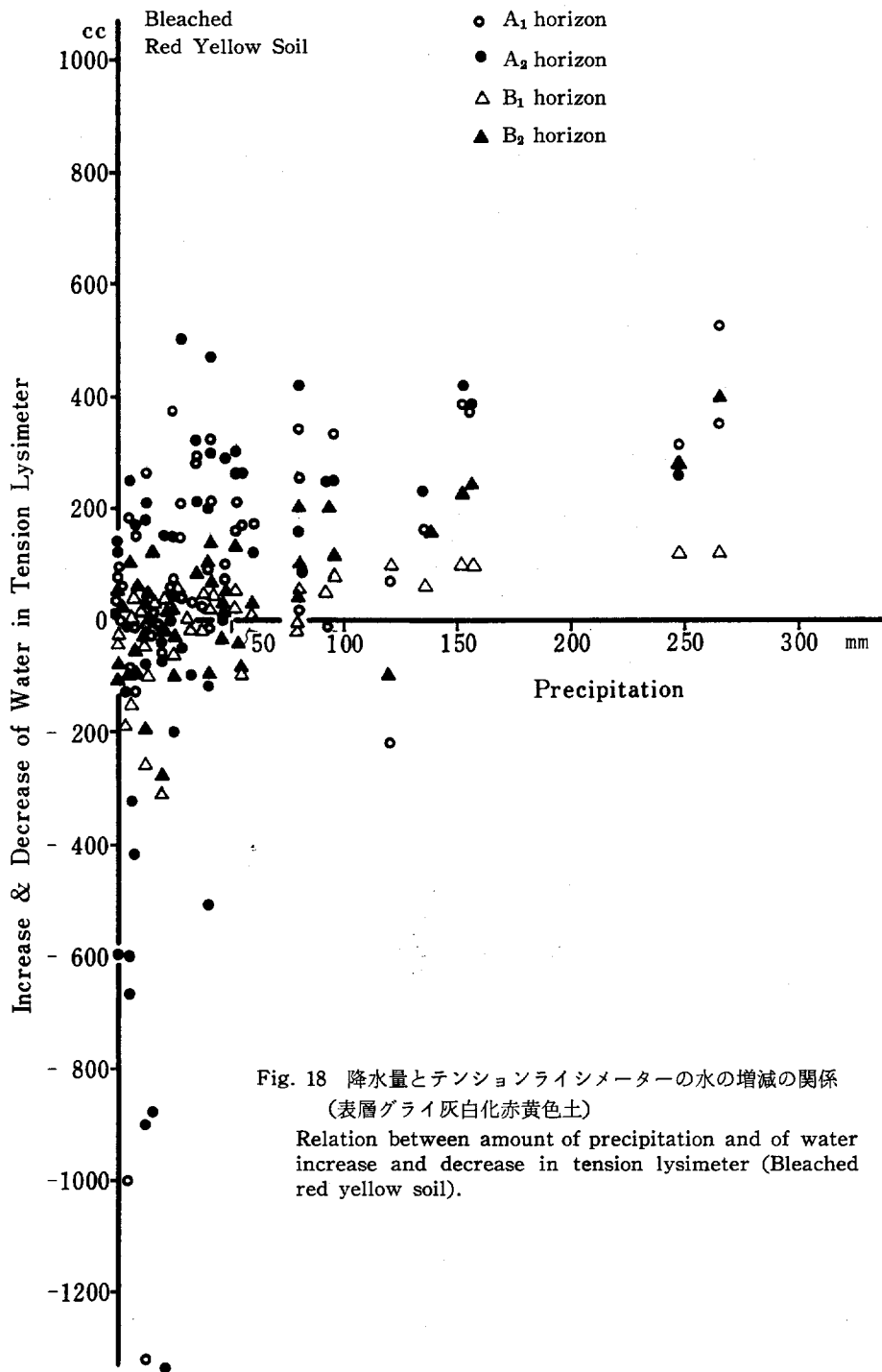
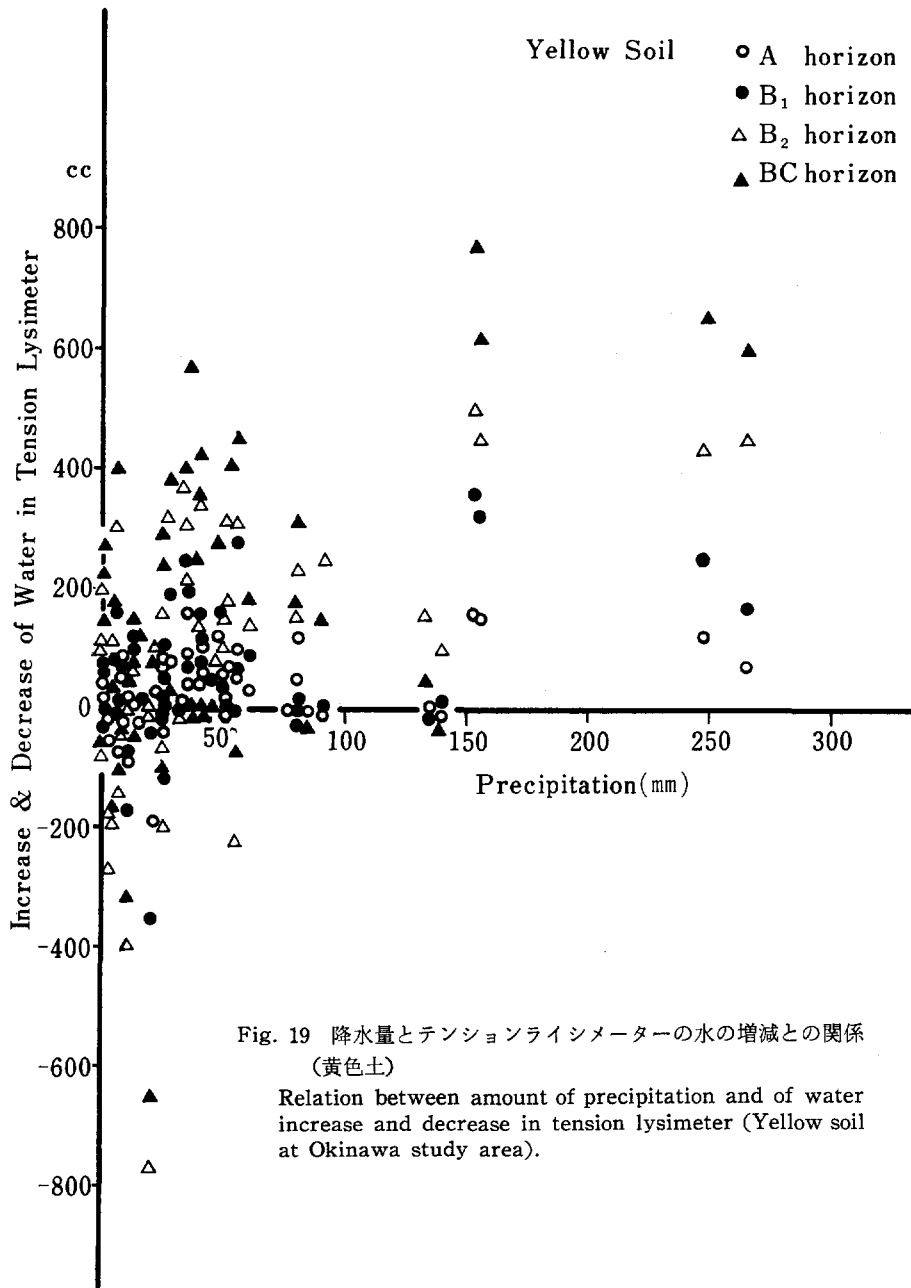


Fig. 17 b. テンションライシメーターで計測した土壌の水湿状態の変動
(沖縄試験地の黄色土)

Fluctuation of soil moisture status measured by tension lysimeter
(Yellow soil at Okinawa study area).





これら土壌の位置づけを明らかにし、生成過程について考察を加えている。この中で竹原⁵⁶⁾が赤黄色土の中に一括して強度にポドゾル化された Red and Yellow Podzolic Soil に属するものとした灰白化赤黄色土について、産状、形態の特徴およびデビルジル反応等から判断して、これらをむしろ Pseudogley⁵⁶⁾あるいは表層グライ*の一種とした。この灰化赤黄色土は沖縄中部以化に普遍的に分布する土壌で、前述のようにその理化学性が極めて劣悪であるために、森林施業上も、また土地保全上も、土地利用の際に注意が必要な土壌である。また、わが国では九州以北には分布していない亜熱帯気候下の特殊な土壌であるが暖帯林土壌、温帯林土壌と対比し、相互の位置づけを明確にするためにも、この種の土壌の性状が明らかにされねばならない。

黒島と小島⁵⁷⁾は先にも述べたように、この灰白化赤黄色土を表層部に停滞水の影響による還元部分をもつブソイドグライ若しくは表層グライとしたが、その生成過程についての彼等の論拠は、十分な科学的実証に裏付けられたものとは必ずしも言い難い面もあると考える。

筆者は、灰白化赤黄色土が上述のように Pseudogley 若しくは表層グライとみられる特殊な土壌で、その水分環境を知ることがこの土壌の生成過程を解明する一つの大きな鍵だと考え、この土壌の各層位の水分環境の経時変動を観測して、その生成過程解明の手がかりにし、また劣悪な土壌の物理性を端的に反映する土壌の水分環境を知ることによって、この土壌の土地利用上の問題点をより明確にすることを目的にこの試験を行った。なお、灰白化赤黄色土に対比する意味で、やはり沖縄本島中部以北に極く普遍的に分布する黄色土についても、同様のライシメーター試験を行った。

3-3-5 結果と考察

ほぼ1年間、おおむね7日間隔で観測したテンションライシメーターによる土壌の乾湿の変動の観測結果を Fig. 16 a, b, Fig. 17 a, b に示す。図中の降水量は南明治山実験林内の気象観測露場での日観測値を、ライシメーターの水量の観測期間ごとに積算したものである。

灰白化赤黄色土、黄色土の各層位とも、降水量の変動に対応した土壌の水湿状態の変動を示すが、各土壌の各層位の水湿状態と降水量の変動との関係を更に詳細に検討するために、志賀山、浜北の試験の場合と同様に、測定間隔期間中の積算降水量とテンションライシメーターの水の増減量の関係を Fig. 18, Fig. 19 に示した。

灰白化赤黄色土では (Fig. 18) B₁ 層の水湿状態は、降水量が多い場合にも著しく湿潤になる (ライシメーターの水が著しく増加する) ことはなく、むしろ上部の A₁, A₂ 層、下位の B₂ 層の方が湿潤になる。このような現象は黄色土 (Fig. 19) ではみられないし、志賀山、浜北の土壌でも認められなかった特徴である。このように降水量が増大しても、それに対応してライシメーターの水量が増大しないばかりでなく、B₁ 層が相対的には、A₁, A₂, B₂ 層に比べて湿潤でないのは、Table 3 にみるように A₂ 層の透水性が非常に悪く、B₁ 層自体も固結層で、A₂ 層よりも更に極端に透水不良であるために、先に述べた水収支式 ((4) 式参照) $W_1 = W_0 + [P + I] - [E + T + R]$ で流入量 I と流出水量 R の中、土壤水若しくは地下水部分が非常に少ないことが原因のひとつであろう。ただ、透水不良ということではこの灰白化赤黄色土の A₂ 層、B₁ 層と大差のない志賀山の Pw(h) 型土壌 (Table 1 参照) の下層で、はるかに湿潤度が高い (テンションライシメーターの水の増加が多い) ことを考えると (Fig. 4, Fig. 5 参照)、

* 表層グライについては、その後いくつかの研究が報告されている^{55) 59) 60)}。また灰白化赤黄色土については三土³⁵⁾の報告がある。

灰白化赤黄色土の B_1 層が A_1 層, A_2 層より湿潤でないのは透水不良のほかに, 志賀山の場合とちがって, 亜熱帯常緑広葉樹林であるから蒸発散によって表層の A_1 , A_2 層から失われる水が多く B_1 層が湿潤になり得ないことも一因と考えられる。また地形からみて志賀山の場合のように斜面上方からの土壌水の流入 (志賀山 Plot 1), 地下水からの input (志賀山 Plot 2) が上記水収支式の I 項として大きく作用することは考えられないから, B_1 層への input, B_1 層からの output 量が共に少なく, 寡雨期間が持続しない限り B_1 層の水湿状態の変動は他の層位に比べて最も少ないものと思われる。 B_1 層よりも下位の B_2 層で, 特に降水量の多い場合に湿潤度が高いのは, A_2 層, B_1 層が上述のように透水不良で, しかも B_1 層の方がライシメーターの水量が少ないことから, この場合の B_2 層の水湿状態は上部層位からの input によるものとするよりは, 先に述べた BASYLIEV⁶⁾ の水収支式の PGS 項, 深層からの上昇水の影響によるものとした方が理解しやすい。

寡雨期間が持続する場合には, A_1 , A_2 層のテンションライシメーターの水の減量は, 浜北など他の試験地ではみられないほど多く, 亜熱帯林での蒸発散量が多いことを物語っている。この A_1 , A_2 層の極端な乾燥の影響が下層の B_1 層, B_2 層にも及んで, これらの層位でも pF 2.0 以下に乾燥し, またいったん乾燥した場合, 各層位とも多少の降水があっても湿潤度の回復が遅れる場合がみられる。これには後で述べる乾燥緩和のメカニズムが考えられる。

なお, この灰白化赤黄色土の A_1 , A_2 層でも浜北の土壌で認められたように, 積算降水量が増大してもそれに対応して土壌の湿潤度は高まらない (テンションライシメーターの水が増加しない) で, ほぼ一定の湿潤状態にとどまる。これは先にもふれたように, 水収支式 ((4) 式) の $[P + I]$ 項が増加しても, その多くが $[E + T + R]$ として失われるためと考えられる。その “ほぼ一定の湿潤状態” が土壌により, 森林型によって異なるのは, 土壌の水分保持力のちがいによる R 項の量のちがい, 森林型のちがいによる $E + T$ の量のちがいによるものであろう。

灰白化赤黄色土に対比させて調べた黄色土の水分環境の変動は Fig. 17 a, b に示すとおりである。Table 3 に示したこの土壌の理学生にみるように, 各層位の透水性はほぼ一様で, 下層ほど透水性が若干低下する程度で, 特に不透水層が存在することはなく, したがって各層位ごとの水分環境の変動は, 灰白化赤黄色土と異なった様相を示す。すなわち3月から7月までの降水の比較的多い湿潤な時期には, 表層から下層へ, A , B_1 , B_2 , BC 層と順次湿潤の度合いが増し, この序列が湿潤期間中おおむね維持される。一方降雨の少ない比較的乾燥した時期で, 表層からライシメーターの観測値がマイナスになる場合には, A , B_1 , BC , B_2 の順に乾燥の度合いが大となる。

湿潤な時期に下層ほど土壌が湿っているのは, 地表から浸透した水が, 特に遅滞することなく下層へ浸透していくと考えられるこの土壌にあっては, 下層ほど斜面上方からの水の供給が大大からである。更に, 根系の分布は下層の B_2 層まで達しているが表層ほど多く, したがって蒸発散による水消費は, 表層ほど多いはずであるから, 降水の直接の影響をうけるのは A 層であるとしても, 水の供給と消費のバランスは今までに度々ふれた (4) 式の水収支からみて, 表層ほど消費が多いことから上記のような序列になるのであろう。一方少量の降雨が断続する比較的乾燥した時期には降水によってもたらされた水は表層の乾きを潤すにとどまり, 下層では消費の方が多く, 特に根系の分布する B_2 層が, 根系のほとんど分布しない BC 層よりも蒸散による水消費の影響でより乾燥するという結果になるのであろう。このような現象は前節で述べた浜北のアカツ林下の土壌で観測された結果と同様のものと考えられる。

Fig. 19 に示した黄色土の場合のテンションライシメーターの水量の増減と、観測間隔期間の積算降水量の関係をみても、上述した各層位の湿潤の度合の序列が裏書きされる。灰白化赤黄色土と対比して (Fig. 18 参照) 特に際立った相異点は、透水不良の固結層が介在する灰白化赤黄色土の A_1 , A_2 層が黄色土の A 層よりもかなり湿潤な環境にあることであろう。しかしその湿潤の程度は決して過湿と思われるほどではなく、多くの場合黄色土の下層 B_2 , BC 層の湿潤の程度にはおよばない。まして志賀山の亜高山帯針葉樹林下で観測されたような、湿性ポドゾル化土壤の湿潤状態とは比ぶべくもない。志賀山の湿性ポドゾル化土壤は Plot 1 の B_2 層, Plot 2 の B_1 層が極端に透水性が悪く、テンションライシメーターの観測値からも、最表層を除いてはこれら透水不良層も含めて非常に湿潤な環境下にあり、それが断面形態にもグライ斑として現われている (3-1 参照)。先にも述べたようにこの表層の過湿状態による表層のグライ化作用が、この土壤の生成要因の一つと考えられるが、灰白化赤黄色土の場合は、湿性ポドゾル化土壤と同様透水不良層をもつにもかかわらず、この透水不良層は湿性ポドゾル化土壤のそのように過湿な状態ではなく、その湿潤の程度は先にも述べた浜北アカマツ林下の B_0 型土壤の下層の水分環境に匹敵する程度である。また湿性ポドゾル化土壤とは異なって、一定の水湿状態が数測定間隔にわたって持続するということがほとんどなく変動がはげしく、その点でも浜北アカマツ林下の土壤の水分環境の変動のパターンと類似する。これは降水量とその日変動のちがいが、立地条件のちがいがいによる蒸発量、蒸散量のちがいがいによる水分供給と水分消費のバランス、水収支が亜高山針葉樹林下と亜熱帯の広葉樹林下とで大きく異なるためであろう。いずれにしても、灰白化赤黄色土の A_2 層, B_1 層の水分環境は亜高山針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壤にみられるような湿潤な (過湿な) ものではなく、また一時的に湿度が増しても、それが持続することはほとんどない。もっとも透水の不良な B_1 層は乾湿の変動幅は小さいが、決して過湿な状態ではなく、黒鳥と小島²⁷⁾によってグライ化作用の発現であるとされた A_1 , A_2 層にしても、単なる過湿状態による還元状態を裏書きするような水分状態にあるとは、筆者の観測結果からは考えられない。少なくとも A_1 層, A_2 層あわせて 10cm の厚さに達する表層グライ化層を発現せしめるほどの過湿状態にあるとは考えられない。

筆者は灰白化赤黄色土の生成は、赤黄色土の透水不良による停滞水に起因する表層グライ化の結果であると単純に結論することはできないと考える。3-3-2 でふれたようにこの灰白化赤黄色土の A_1 , A_2 , B_1 層は粘土フラクションが少なく、特に B_1 層は微砂質の固結した透水不良層になっている。灰白化赤黄色土の生成を考える場合、この微砂質固結層の生成の過程が表層グライ化作用に先行したと考える方が無難なように思われる。このような固結層の生成する原因は、土壤断面内の各部位の粘土、微砂、細砂各粒径フラクションの消長や、断面内にみられる亀裂からみて収縮、膨潤が行われると考えられることから、 B_1 層とその近傍での土壤のわずかな収縮と膨潤の繰り返しの過程の中で、収縮時に A 層の微砂、細砂に富む土壌物質が割目を埋めて、膨潤時に圧縮されてパン層化するという Fragipan⁶⁸⁾ の生成に関する仮設が当てはまるように思われるが、現段階では確証はない。

しからば表層 A_1 層, A_2 層で粘土フラクションの占める割合が少なく、Fig. 13 に示すように B_2 層下部に粘土フラクション含量のピークがあるという一見粘土の移動集積とみられる現象をもたらしたものが、レシベーション²⁷⁾による粘土の機械的な分散、移動、集積なのか、ポドゾル化作用による溶脱集積によるのか、または表層部のグライ化によって粘土フラクションが分散移動した結果によるものであるかは、微細構造、粘土鉱物の検討にまたねば不明である。しかしながらテンションライシメーターによる各

層位の土壌の水分環境の変動の特徴からみて、表層の過湿によるグライ化が原因で B₂ 層まで粘土が分散したとは考え難い。したがって筆者は A₂, B₁ 層の灰白色は表層グライ化による色調とするよりは、何かのメカニズムで粘土フラクションが失われた後の Quartz に富む微砂、細砂部分の発現する色調であろうと考える。そして A₂ 層以下の透水不良によって一時的に水の浸透が遅滞してグライ化作用がおこるとすれば、それは有機物を多く含む A₁ 層に限られるものとする。A₁ 層では湿潤状態での有機物の分解が原因となってグライ化がおこる^{38) 59) 60)}とするのが妥当であろう。

3-3-6 要 約

以上記述したように、沖縄本島の黄色土と灰白化赤黄色土の水分環境の経時変動を、テンションライシメーターによって1年間にわたって観測した結果、両土壌の水分環境の特徴を知ることができ、それを両土壌の理化学性と関連づけて考察し、また 3-2 で記述した浜北アカマツ林下の土壌水分環境との類似性をも見出した。

その結果灰白化赤黄色土の水分環境の特性を、同じく表層グライ化作用が考えられる志賀山の湿性ポドゾル化土壌の水分環境と対比しつつ、その生成過程についての推論を行った。すなわち単なる表層の過湿に起因する表層グライ化現象とするには、灰白化赤黄色土の表層は湿性ポドゾルのように過湿ではなく、しかも乾湿の変動があって常時湿潤状態にあるのでもないことから、その理化学性の特徴、特に微砂質固結層の生成過程が前段にあって、その結果として不透水層が形成され、現在最表層の A₁ 層で有機物分解の影響もあって表層グライ現象が発現しているものと推論した。

第4節 東京都八王子スギ林下の褐色森林土の水分環境

東京都八王子市、林業試験場浅川実験林内の、スギ林下の褐色森林土の水分環境の経時変動に関しては、すでに発表済み^{1) 2)}であるが、いままでに本論文で記述してきた他の森林型下の土壌の水分環境と対比するために、簡単にその結果の一部についてふれておくことにする。

3-4-1 試験箇所、試験方法

試験を行ったのは浅川実験林内の約40年生のスギ林で、東斜面、傾斜35°、斜距離約70mの同一の平

Table 5. 八王子試験地の土壌の理化学性
Volume percent composition and water permeability of
the soils at Hachioji study area

位 置 Location	土 壌 型 Soil type	層 位 Horizon	容積組成(%) Volume percent composition				透 水 性 Water permeability (cc/min)
			固 相 Solid phase	孔 隙 量 Total porosity	最大容水量 Water maximum	最小容気量 Air minimum	
Upper part of the slope 斜面上部	Bc	A	35	65	39	26	164
		B ₁	44	56	41	15	90
		B ₂	50	50	36	14	157
Middle part of the slope 斜面中部	B ₀ (d)	A	42	58	40	18	239
		B ₁	51	49	44	5	19
		B ₂	46	54	44	10	110
Lower part of the slope 斜面下部	B ₀	A	20	80	70	10	84
		B ₁	21	79	74	5	55
		B ₂	26	74	79	— 5	68

斜面の上部 (Bc 型土壌), 斜面中腹部 (B_d(d) 型土壌), 斜面下部 (B_d 型土壌) の 3 箇所にテンションライシメーターをそれぞれ 10cm, 30cm, 50cm の深さの部位に 2 個ずつそう入設定した。試験箇所の土壌の 理 学 性 は Table 5 に示す。土壌母材は 中 生 層 砂 岩 に 火 山 灰 が 混 入 し て い る。試 験 を 行 っ た 期 間 は 1962 年 6 月 から 10 月 ま で と 1963 年 6 月 から 11 月 ま で で、測 定 は そ の 間 約 1 週 間 の 間 隔 で 行 っ た。

3-4-2 結果と考察

1962 年 6 月 から 10 月 ま で の 試 験 で は、6 月 下 旬 か ら 7 月 中 旬 に け っ て は 梅 雨 期 で、9 月、10 月 は 異 常 乾 燥 が 続 いた た め に 試 験 期 間 の 前 半 は 雨 期、後 半 は 乾 期 と 対 照 的 な 降 水 分 布 を 示 し、そ れ を 反 映 し て 土 壌 の 水 分 環 境 も 対 照 的 な 変 動 を 示 し た。結 果 は Fig. 20 に 示 す。

斜面中腹部の 10cm 深 (B₁ 層) は 透 水 速 度 が 極 端 に 低 い た め に、降 水 の 比 較 的 に 多 い 湿 潤 時 の 水 分 環 境 を み る と 下 層 (50cm) で は 他 の 斜 面 部 位 に 比 べ て 降 水 に よ る 水 分 供 給 に よ っ て 湿 潤 度 が 大 き く 変 る こ と

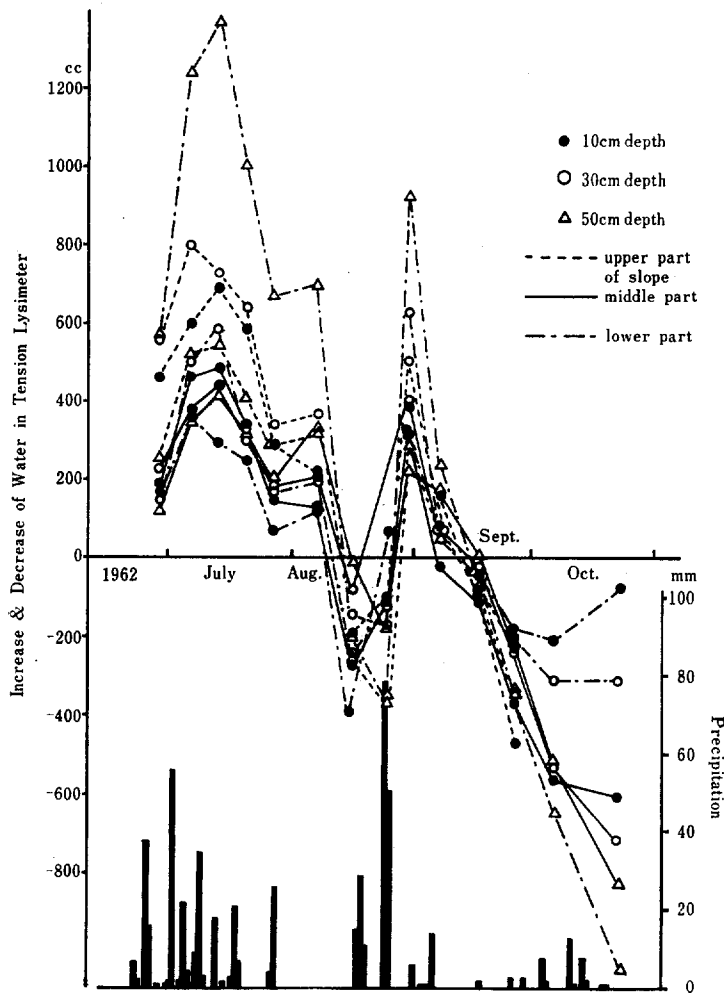


Fig. 20 高尾試験地の土壌の水湿状態の変動 (1962 年)
Fluctuation of soil moisture status by tension lysimeter
at Takao study area (ARIMITSU, MATSUI, 1962).

がない。ただ、測定期間後半の乾期には下層の方がより乾燥した状態を呈する。これは浜北のアカツ林下の土壌（3-2-4 参照）の水分環境に関連して考察し、沖縄の灰白化赤黄色土、黄色土についても観測された（3-3-5 参照）現象と同様の現象で、降水の極端に少ない時期には降水は表層の乾きを若干緩和するにとどまって、下層では根系からの水の蒸散によって更に乾燥状態が進行するのであることは先に考察したとおりである。

斜面上部と斜面下部を比較した場合、対照的な水湿状態の変動を示す。降水の多い湿潤な時期には斜面上部では 30cm 深 > 10cm 深 > 50cm 深という湿潤度の序列であるが、斜面下部では 50cm > 30cm > 10cm の湿潤度の序列で下層はど湿っている。このように斜面部位によって深度別の水分環境の相対的な関係が

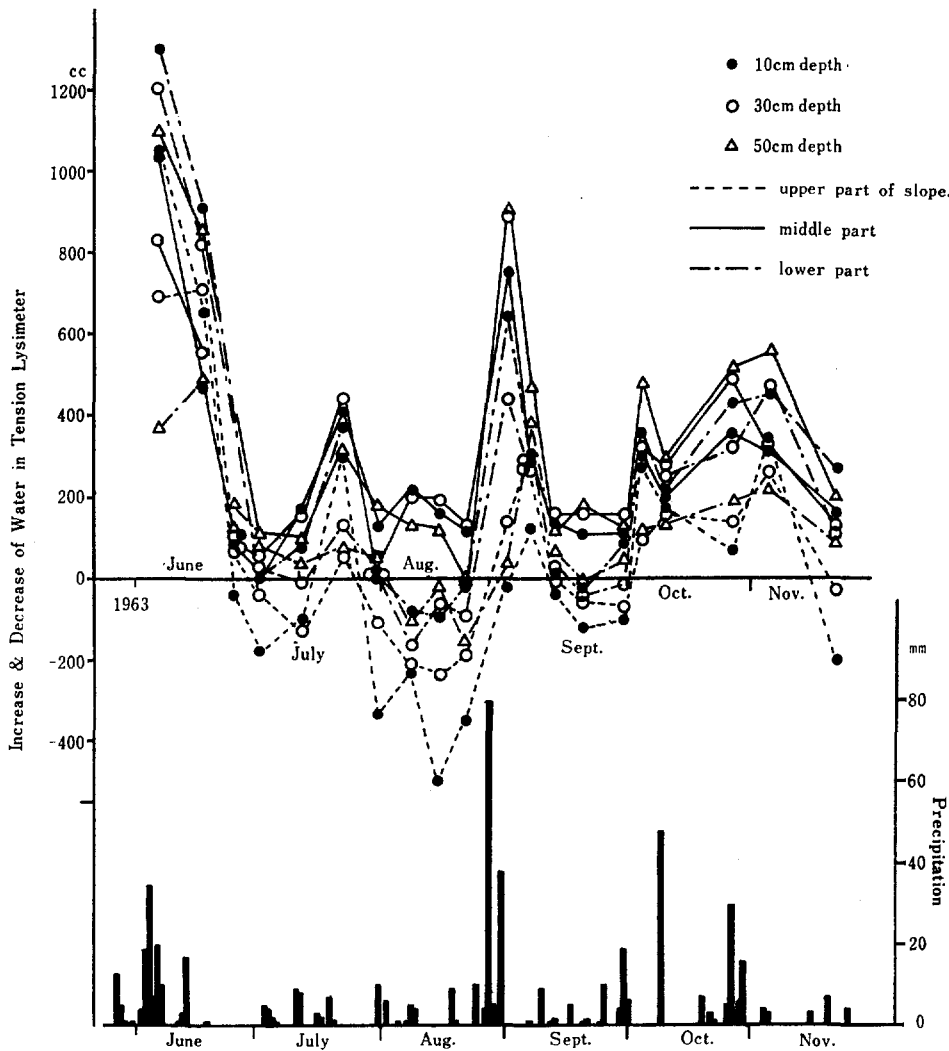


Fig. 21 高尾試験地の土壌の水湿状態の変動（1963年）
Fluctuation of soil moisture status measured by tension
lysimeter at Takao study area (ARIMITSU, MATSUI, 1963b).

違うのは、この試験地の場合は斜面上部の設定箇所は、尾根筋から斜距離約 10m 下った所であり、斜面上方からの水の移動供給の影響はそれほどないと考えられ、その地点での降水の供給と蒸発散のバランスの結果と、中間層で若干透水性が低いという理学的特徴 (Table 5 参照) から、中間層 (30cm 深) で最も湿潤になるのに対し、一方斜面下部では斜面上方から土壤中を移動する水が、毛管孔隙、非毛管孔隙を通して供給されるものと考えられ*、Table 5 にみるように各層位間の透水性の相対的なちがいはそれほど大きくないことから、土壌内を流下する水の移動も遅滞ないと思われるので、降水の多い時期には下層の方がより湿潤となるのであろう。

しかしながら降水の極端に少ない測定期間後半の乾期には、先に述べた斜面中腹部の場合と同様、50 cm > 30 cm > 10 cm と下層の方がより乾く。乾期にはたとえ斜面下部であっても、斜面上方からの水の供給がなくなり、若干の降水は土壌表層の乾燥を緩和するにとどまって、下層は植物の蒸散による根系からの水の吸収によって乾燥状態が持続する。しかも斜面下部の方が中腹部よりも林木の根系の発達で土壌下層までおよんでおり、蒸散による土壌水分の収奪は、斜面下部の下層の方がよりおう盛であるとみられる。このようなことが要因となって乾期の土壌乾燥が斜面の下部の下層で最もはなはだしいのであろう。なお斜面上部のライシメーターは 10 月の乾燥時には貯水びんの水が消費されてしまい、装置と土壌の水の連絡が断たれてしまっており、測定不可能であった。

以上のべた試験例は雨期と乾期に時期的に明瞭に 2 分される場合の土壌水分環境変動の測定結果であったが、同一試験箇所でも翌 1963 年にその極く近傍で行った試験結果⁹⁾では、降水の変動が 1962 年の場合とはちがって極端な乾期がみられなかったために、Fig. 21 に示すように土壌水分環境も若干異なった変動を示した。この試験箇所は前年の試験箇所にごく隣接した箇所であるが、斜面上部は B_a 型土壌、斜面中腹部、下部は B_b 型土壌であった。斜面上部の B_a 型土壌は土層が浅く、50cm 深にはテンションライシメーターを設定できなかった。テンションライシメーターによる測定は 1963 年 6 月から 11 月まで約 6 か月、約 1 週間の間隔で行った。図にみるように 1962 年の場合と同様、斜面の各部位、各深さとも降水量と大体パラレルな土壌水分環境の変動を示すが、前年の場合とちがって斜面下部にまで極端な乾燥がみられることはなかった。斜面上部 B_a 型土壌では明瞭な乾燥の傾向を示し、表層が最も乾く。上述のように土壌が浅く、根系が土壌最表層に集中して発達し、この部位から蒸発散によって失われる水の量が最も多いものと思われる。また乾燥がはげしい場合には、降雨による土壌の湿潤のピークが斜面の他の部位のピークからずれて、遅れてあらわれることがある。これは pF 2.0 以下に乾いている土壌が、一定の降水量を得てまず pF 2.0 にまで湿潤度を回復し、更に pF 2.0 以下に湿潤になった時点でテンションライシメーターに水が出てくる。その間の時間が pF 2.0 近傍の湿潤状態にあって降雨直後直ちにライシメーターに水が出てくる場合との“ずれ”になるのであろう。

斜面中腹部、下部は共に B_b 型土壌であるが、斜面中腹部が最も湿潤状態にあり、斜面下部は湿潤時の水分環境は中腹部と大差ないが、乾燥時の影響が中腹部より強く現われている。この差異は前年度の結果と同様で蒸散による土壌水分の収奪の差とみるのが妥当であろう。

3-4-3 要 約

2 か年にわたるスギ林下の褐色森林土の水分環境の経時変動の観測結果から、おおむね降水量の変動のパターンに対応した乾湿の変動が観測され、また極度の乾燥時には斜面下部の適潤型の土壌の下層にあっ

* 土壌水の流動については第 2 報で詳しく論述する予定である。

でも、蒸発散によるとみられる強度の乾燥がみられること、地形上の位置あるいは土壌の理化学性を反映して各土壌各層位ごとに特徴的な水分環境の変動をすることが明らかにされた。また褐色森林土の土壌型の段階の区分の基準は、主として土壌断面形態に反映されている土壌の乾湿(水分環境)によっているが⁴⁴⁾、この短期間の土壌型のちがう土壌の乾湿の変動の観測結果では、pF 2.0 以下の湿潤時の湿潤度合が乾性グループである B_b 型もしくは B_c 型土壌と適潤性グループである B_d(d) 型もしくは B_d 型土壌とで明らかに相違があるが、各グループの中で B_b と B_c、B_d(d) と B_d の間では湿潤度に明瞭なちがいはない。また乾燥時の乾燥度合は、適潤性の土壌でも極端に乾く場合があり、大政の土壌型の乾湿の系列とは必ずしも対応しない場合がある。これは乾燥時の蒸発散の影響が適潤型土壌の下層土にも強くはたらいた結果である。土壌断面形態に標的にみられる土壌の乾湿の特徴は平均値的な乾湿のちがいであって、適潤型土壌でもその乾湿の経時変動を調べた結果では、降水量の少ない乾期にはその下層土でも乾性型土壌以上に乾燥することのあることが明らかにされた。

第4章 総括的考察

筆者の用いたテンションライシメーターは本編緒論で述べたように、含水率あるいは水分ポテンシャルとして観測値が得られるものではないが、一定間隔ごとに測定を継続することによって、その測定期間中の土壌の水湿状態の収支決算として水分環境を観測することができ、日観測が行い難い遠隔地の森林下の土壌の水分環境の経時変動を観測する簡便法として考えたものである。

亜高山帯針葉樹林下の湿性ポドゾル化土壌、丘陵地アカマツ林下の褐色森林土、亜熱帯常緑広葉樹林下の灰白化赤黄色土、黄色土、スギ林下の褐色森林土の水分環境の経時変動をこの手法によって連続観測した結果、それぞれの土壌の水分環境の経時変動の特徴を観測することができ、上述のように含水率、水分ポテンシャルなどの数値は観測できなくとも同一の装置を用いることによって、それぞれの森林下の土壌の水分環境、その経時変動のちがいを知ることができた。また同一森林型下の微地形のちがいによる相対的な水分環境のちがいが、同一土壌亜群の中の土壌型の相異とよく対応していることも認められた。

筆者の調べた四つの森林型下の土壌は、亜高山帯から亜熱帯にまたがり、気候条件がそれぞれ異なる。土壌水分影響を調べた4地点の気象条件は Table 6 のとおりである。

この表によれば志賀山亜高山帯針葉樹林の年降水量は4者の中で最も少ない（志賀高原での実測値の累年平均でも 1,480mm⁴⁰⁾）にもかかわらず、テンションライシメーターによる水分環境の観測結果では、4者の中でその土壌水分環境は最も湿潤である。また沖縄の常緑広葉樹林では年降水量約 2,400mm と4者の中では最も降水量が多いにもかかわらず、その土壌水分環境は浜北アカマツ林下の土壌の水分環境にむしろ類似し、志賀山の土壌に比べればはるかに乾燥側に偏った水分環境にあるといえる。東京都八王子のスギ林の降水量は、志賀山よりも若干多い程度であるが、志賀山の湿性ポドゾルのように湿潤な土壌はみられな

Table 6. 各試験地の気象条件*
Climatic condition of the study areas

	年降水量 Annual precipitation (mm)	温度指数 Warmth index
志賀山 Shigayama	1,500	35
八王子 Hachioji	1,600	100
浜北 Hamakita	2,200	125
南明治山 Minamimeijiyama	2,400	200

* 日本森林立地図⁴¹⁾から概数を読みとり最寄りの気象観測データを参考に補正した。

い。また八王子は沖縄中部、浜北よりは降水量が少ないが、土壤の水分環境はこれら 2 地点の土壤に比べて、微地形の位置のちがいによる若干の乾湿の相違はあるが、概して湿潤な環境下にあるといつてよい。

わずか 4 地点での土壤水分環境の観測結果ではあるが、これらの結果は土壤の水分環境が必ずしもその地点の降水量によってのみ左右されるものではないことを物語っている。これは先に Fig. 8, 9, 13, 18, 19 に示した志賀山、浜北、沖縄南明治山の各試験地の土壤の水湿状態と降水量の関係からも明らかである。また、前述の日本森林立地図⁴¹⁾あるいはその編さんの基本になった 50 万分の 1 土壤図(経済企画庁)⁴⁶⁾にみられる乾性土壤の卓越する地域が、必ずしも日本森林立地図にみる年降水量の少ない地域とは一致しないことから理解されるところである。年降水量が 4,000mm をこえる紀伊半島尾鷲地方においても乾性土壤が卓越して分布する。

土壤の水分環境を律する要因は、(4) 式の水収支式 $W_1 = W_0 + [P + I] - [E + T + R]$ から考えて、年降水量に大差がない場合には、地下水からの input が大きいような特定の場所を除けば一般に蒸発散と土壤水の流去の程度によるものである。蒸発散を左右する要因は日射、気温、風(季節的な卓越風と山谷風や海陸風などの局地風)、湿度などであり、土壤水の流去を律するものは、地形や地質、土壤の理学的性(主として土壤の層位ごとの孔隙組成)などであることは、大政⁴⁸⁾の指摘をまつまでもないことであろう。更に、冬季間積雪をみる地域では、積雪という形で降水が流去することなく冬季間地表に貯えられ、融雪時あるいは融雪後にも土壤の水分環境を左右する(3-1 参照)。

蒸発散が土壤の水分環境を律する事例として、地域的にみて志賀山の湿性ポドゾル化土壤と他の低海拔地域の土壤の湿潤の程度の大きな差異が、蒸発散の差に負う所が大きいと推定された。また同一地域の土壤にあっても、同一土壤断面内の乾湿の程度のちがいが、植物の根系分布のちがいによって蒸散による水分消費に差があることに起因していると思われる事例は、志賀山、浜北、沖縄、高尾の各試験でいずれの場合にも認められ指摘したとおりである。

次に、地形の位置のちがい、土壤の理学的性のちがいによる土壤水流去のしかたのちがいによって、土壤水分環境とその経時変動に差が生じていると思われる事例は、志賀山の波状地形の中での微地形のちがう二つのプロットで、Pw(h)Ⅱ、Pw(h)Ⅲという湿性ポドゾル化土壤の発達の程度のちがう土壤を対比することによって明らかにされた(3-1 参照)。沖縄の土壤についても黄色土と灰白化赤黄色土という、断面形態、理学的性の全く対照的に異なる土壤の水分環境を対比して観測することによって、流去水の挙動がその土壤の水分環境を左右する事実をみることができた(3-3 参照)。高尾のスギ林の場合も、同一斜面の上、中、下部における流去水の挙動がそれぞれの斜面部位の土壤の水分環境を左右している事例である(3-4 参照)。

以上土壤の水分環境を律する要因の主たるものとして蒸発散と土壤水の流去をとりあげて、筆者の行った *in situ* での土壤水分環境の経時変動の観測の、各地の試験結果を対応させて考えてみたが、当然のことながら、これらの要因が個々別々に試験地の土壤水分環境を左右しているのではない。同じように透水不良層が介在して、表層のグライ化現象が土壤生成の主たる要因をなしているものとみられている志賀山の湿性ポドゾル化土壤と、沖縄の灰白化赤黄色土とを対比してみると、その土壤水分環境には大きなちがいがあることが認められた。湿性ポドゾル化土壤ではその断面形態に現われた斑鉄、グライ斑を裏書きするような湿潤状態が観測されたのに対し、灰白化赤黄色土ではその灰白化層を表層グライ層とするには、その水分環境は湿潤の度合いが弱いと観測された。また常時湿潤状態が持続するのではなく、乾湿の変動が湿

性ポドゾル化土壌よりもはげしい。また降水の少ない時期には、蒸発散によって A_1 層、 A_2 層の灰白化層が極端に乾燥することが観測された。このような観測結果から、黒鳥と小島²⁷⁾によってグライ化作用の発現とされた A_1 、 A_2 層も、単なる過湿状態による還元状態の所産だとは考えられない。表層の灰白色は表層グライ化による色調とするよりは、何等かのメカニズムで粘土フラクションが失われた後の、石英に富む微砂、細砂部分の発現する色調であろうと考えた。そして A_3 層以下の透水不良によって水の浸透が遅滞してグライ化作用がおこるとすれば、それは有機物を多く含む A_1 層に限られるものと考えた（3-3-5 参照）。なお、志賀山の湿性ポドゾル化土壌の過湿な水分環境は、透水不良層が介在することによる流水の停滞や蒸発散による水消費が相対的に少ないことなどの要因のほかに、融雪水の影響も作用していることは先に述べたとおりである。以上のような、志賀山と沖縄の土壌の対比からも、ある土壌の水分環境を律するものは単一ではなく、土壌をとりまく環境諸要因の総合作用であることが理解される。

以上のようにテンションライシメーターは各種土壌あるいは同一土壌の各層位の水分環境を相対的に把握するには有効な手段として、特殊な機器を使用することなく簡便に用いることができる。この手法を用いれば土壌生成要因としての水分環境を知ることができるばかりでなく、この土壌水分環境に関する情報は、森林生態系内の他の諸現象を理解するためにも役立つものである。

謝 辞

本研究のテンションライシメーターによる試験は、松井光瑤博士の指導のもとにはじめたもので、これが筆者の本研究を進める端緒となった。松井光瑤博士にはその後の研究の計画遂行に関して常にご教示をいただき、またこの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での試験の機会を筆者に与えてくださり、黒鳥 忠博士は沖縄南明治山と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の研究に関する有益な助言は本研究を進める支えとなった。ま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、土壌水分動態の測定に関して、志賀高原では松本久二氏、故小島俊郎氏、静岡県浜北では 富美夫氏、沖縄では津波古充清氏、友利一男氏、故小島俊郎氏のご協力をいただいた。また信州大学志賀山自然教育園、静岡県林業試験場、林業試験場浅川実験林の各位に多くの便宜を与えていただいた。

このほか、この研究の予備試験を各地で行った際に、林業試験場岡山試験地、十日町試験地、高萩試験地の各位にご協力をいただき、この予備試験が本研究を進める土台となった。また、本論文のとりまとめにあたって山家富美子氏、八木久義氏、大角泰夫博士、海沼秋美氏らのご協力をいただいた。

本研究は以上多くの方々の指導、助言、協力を得てとりまと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、有益な助言を賜った。ここに深く感謝する。

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) 有光一登: 吸収板による土壤孔隙解析, 森林立地, **12**(1), 31~35, (1970)
 - 4) ———: 志賀山特別研究地域の水分動態 (I) 土壤水湿状態の変動—1, 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], 31~39, (1971)
 - 5) ———: 志賀山特別研究地域の水分動態 (III) 土壤水湿状態の変動—2, 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], 13~17, (1972)
 - 6) ———・梶富美夫: 静岡県浜北アカマツ林の土壤水分動態, 84 日林講, 96~98, (1973)
 - 7) ARIMITSU, K.: Tension and tension free lysimeter study of soil water in the Shigayama IBP study area, JIBP Synthesis, **15**, 15~24, (1977)
 - 8) BASYLIEV, I. S.: ポドゾルの水分変化, ドクチャエフ名称土壤研究所紀要 **32**, (1952), (REBUT, Ts. V., 土壤物理⁴⁷⁾より引用)
 - 9) BOURGEOIS, W. W. and L. M. LAVKULICH: A study of forest soils and leachates on sloping topography using a tension lysimeter. Can. J. Soil Sci., **52**, 375~391, (1972)
 - 10) ——— and ———: Application of acrylic plastic tension lysimeter to sloping land. Ibid., 228~290, (1972)
 - 11) BUNTING, B. T.: The geography of soil, Aldine Pub. Co. 213 pp., (1965)
 - 12) CARLISLE, A., A. H. F. BROWN and E. J. WHITE: The nutrient content of tree stem flow and ground flora litter and leachate in a sessile oak (*Quercus petraea*) woodland. J. Ecol., **55**, 615~627, (1967)
 - 13) COLE, D. W. and S. P. GESSEL: Movement of elements through a forest soil as influenced by tree removal and fertilizer additions. Forest Soil Relationship in North America, 95~104, Oregon Univ. Press, (1965)
 - 14) COPE, F. and E. S. TRICKETT: Measuring soil moisture. Soils and Fertilizers, **28**, 201~208, (1965)
 - 15) CRISP, D. T.: Input and output of minerals for an area of Pennine moorland: The importance of precipitation, drainage, peat erosion and animals. J. Appl. Ecol., **3**, 327~348, (1966)
 - 16) EATON, J. S., G. E. LIKENS and F. H. BORMANN: Throughfall and stemflow chemistry in northern hardwood forest. J. Ecology, **61**, 495~508, (1973)
 - 17) 遠藤泰造・勝見精一・鶴田武雄: 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)
 - 18) 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)
 - 19) 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)
 - 20) 井上輝一郎・岩川雄幸: 林地における土壤水分の動態 (1), 日林誌, **52**, 238~243, (1970)
 - 21) 伊藤悦夫・稲川悟一・佐敷 修: 林内雨の養分循環に果する役割, 静大演報, **14**, 189~201, (1964)
 - 22) 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)
 - 23) ———・———: 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)
 - 24) JENNY, H.: Factors of soil formation. A system of quantitative pedology. McGraw-Hill,

281 pp., (1941)

- 25) 河田 弘：森林生態系における養分循環 (総説), 森林立地, **13**(1), 1~16, (1971)
- 26) 経済企画庁国土調査課 (編)：土地分類図 (土壌図) 1 : 500,000, (1969)
- 27) 黒鳥 忠・小島俊郎：沖縄森林土壌概説, 日林誌, **51**(8), 227~230, (1969)
- 28) LAATSCH, W. : Dynamik der Mitteleuropäischen Mineralboden. T. Steinkopff, 277 pp., (1954)
- 29) LIKENS, G. E., F. H. BORMANN, N. M. JHONSON and R. S. PIERCE : The calcium, magnesium, potassium and sodium budget for a small forested ecosystem. Ecol., **48**, 772~785, (1967)
- 30) 丸山明雄, 岩坪二郎・堤 利夫：森林内外の降水中の養分量について (第1報), 京大演習林報, **36**, 25~39, (1965)
- 31) 真下育久：森林土壌の理学的性質とスギ・ヒノキ林の生長に関する研究, 林野土調報, **11**, 1~182, (1960)
- 32) ————：土壌の理学的性, 吸収板による簡単な pF 値測定とこれによる土壌水および孔隙の区分, 森林立地, **3**(1), 32~34, (1961)
- 33) 松井光瑤：亜高山地帯の造林技術 (草下, 岡上共著), 91~43, 創文, (1970)
- 34) MINA, N. V. : Influence of stemflow on soil, Soviet Soil Sci., 1967(10), 1321~1329, (1967)
- 35) 三上正則・山田 裕・加藤好武：沖縄本島に分布するフェイチシャ (灰白化赤黄色土) の生成について, ペドロジスト, **21**, 111~122, (1977)
- 36) MORIKAWA, Y. : Daily transpiration of a 14-year-old *Chamaecyparis obtusa* stand, 日林誌, **53**(10), 337~339, (1971)
- 37) MÜCKENHAUSEN, E. : Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland, DLG Verlag., 148 pp., (1962)
- 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), 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) 日本気象協会長野支部：長野県農業気象月報, **20~22**, (1970~1972)
- 41) 西村武二：山地小流域における養分物質の動き, 日林誌, **55**(11), 323~333, (1973)
- 42) 農林省林業試験場土じょう部：林野土壌の分類 (1975), 林誌研報, **280**, 1~28, (1976)
- 43) ODUM, E. P. : Fundamentals of ecology, W. B. Saunders Co., 574 pp., (1971)
- 44) 大改正隆：ブナ林土壌の研究, 林野土調報, **1**, 1~243, (1951)
- 45) ————：森林土壌と私 (その4—ネオ森林帯論), 森林立地, **14**(2), 1~12, (1973)
- 46) 林野庁・林業試験場：国有林野土壌調査方法書, 林野共済会, 47 pp., (1955)
- 47) REBUT, Ts. V. : Fyzyka Pochiv, 土壌物理 (農林水産技術会議資料 54), 258 pp., (1964)
- 48) RODE, A. A. : 土壌水分変化の研究, ソ連科学アカデミー版 (REBUT⁴⁷⁾ より引用), (1960)
- 49) RUSSELL, M. B. : Soil water and plant growth, Soil physical condition and plant growth, New York, (1952), (真下³¹⁾より引用)
- 50) 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), 林業試験集報, **60**, 31~43, (1951)
- 51) 森林立地懇話会：日本森林立地図, 土壌図, (1972)
- 52) 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, 伐採による流量変化の総合的考察, 林試研報, **124**, 105~154, (1960)
- 53) Soil Survey Staff, SCS, USDA : Soil Classification, A comprehensive system, 7th Approximation, 265 pp., (1960)
- 54) SUKACHEV, V. and N. DYLLIS : Fundamentals of forest biogeocoenology (Engl. Transl.) Oliver & Boyd, 612 pp., (1964)

- 55) 鷹見守兄・松井光瑤：湿性ポドゾルの 2 価鉄について，80 日林講，108～109，(1969)
- 56) 竹原秀雄：南西諸島の亜熱帯性森林土壌（2）非石灰質母材の赤・黄色土について，日林誌，47（1），1～8，(1965)
- 57) 玉手三稜寿：土壌水分と森林気象要素との関係に就て，森林治水気象集報，12，41～79，(1932)
- 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) 八木久義・松井光瑤：湿性ポドゾルの粘土鉱物について，80 日林講，117～119，(1969)
- 60) 八木久義・大角泰夫・松井光瑤：Pw 型土壌の生成要因に関するモデル実験（I），83 日林講，138～141，(1972)
- 61) 山谷孝一：ヒバ林伐採地土壌の経年変化（I）落葉層の形態変化 および 土壌有機物の動態，日林誌，47(5)，199～204，(1965)
- 62) 吉岡二郎：土壌の水環境に関する研究（II）水分測定装置について，83 日林講，135～136，(1972)
- 63) ———：森林土壌の土壌水分に関する研究（第 1 報）長期にわたる野外の土壌水分測定用装置の考案と若干の測定例，林試研報，250，35～52，(1973)
- 64) ———・梅原武夫：森林土壌の土壌水分に関する研究（III）乾性褐色森林土（Ba 型土壌）の水湿状態，日林誌，56(12)，425～433，(1974)
- 65) ———：森林土壌の土壌水分に関する研究（第 4 報）テンションメーターの自記化と装置の改良，林試研報，275，23～36，(1975)

Studies on the Dynamic Aspects of Water in Forest Soils I

Fluctuation of soil moisture status

Kazuto ARIMITSU⁽¹⁾

Summary

Soil water, which is derived from precipitation and is brought to the soil, has two aspects to its roles in a forest ecosystem. One is in the role as a geophysical environment and another one is in the role as a carrying agent for element cycling in a forest ecosystem.

In the study of this first report, changes in soil moisture status with the passage of time were measured *in situ* with tension lysimeters which were devised by the author. The tension lysimeter measurements were carried out at Shigayama, Nagano-ken (subalpine zone coniferous forest), Hamakita, Shizuoka-ken (hill zone *Pinus densiflora* forest), Minamimeijiyama, Okinawa-ken (subtropical zone evergreen broad-leaved forest), and Hachioji, Tokyo-to (montane zone *Cryptomeria japonica* forest) and the results were analysed as follows.

1. The tension lysimeter could be satisfactorily used as a simple device for the indirect measurement of the fluctuation of soil moisture status, whereas it could not be used for the direct measurement of soil moisture conditions as a tensiometer.

2. The factors which controlled the soil moisture status were considered to be the amount of evapotranspiration and run-off water when the precipitation did not differ greatly among the locations. One of the major causes which brought about the great diversity of soil moisture conditions between Wet podzolic soil in Shigayama and other soils in the lower altitude areas was the difference in the amount of evapotranspiration.

The Wet podzolic soil in Shigayama was in a relatively higher moisture status, especially its lower horizon as compared with the other soils which were studied in the lower altitude areas. The soil moisture status changed greatly with the passage of time during the three year study period. The soil was in the wettest condition at the time of snow melting, and the moisture status generally corresponded to the fluctuation of precipitation during the rest of the observation period. The fluctuation of soil moisture status attributed to evapotranspiration as observed in the lower altitude forests was not observed in Shigayama except for a short period in summer. In such rolling and varying micro topography as the Shigayama study area, even the soils of the same Wet podzolic soil group had a great diversity in moisture status depending on the micro relief. Consequently, the observation of the status in such areas should be done finely along with the micro relief.

Such differences in moisture status observed with the tension lysimeter coincided well with the morphological features of the soil profile such as the evidence of mottling or color of reduction.

3. The moisture status of the Brown forest soil in a *Pinus densiflora* forest at a hill of the lower altitude area was entirely different from that of the Podzolic soil in a subalpine coniferous forest. Although the soil moisture status varied, corresponding well to the fluctu-

Received July 3, 1981

(1) Soil Division

ation of precipitation throughout the one year study period, the lower horizons of the soil in the lower part of the hill slope were drier than the upper horizons of the same profile and the soil in the upper part of the slope. The results were presumably due to the differences in the amount of evapotranspiration among the places and the horizons in the study area.

4. The Bleached red yellow soil in Okinawa was in an environment of greater annual precipitation than that of the subalpine Shigayama and had poor water permeability. However, the soil moisture status was not as wet as that of the Wet podzolic soil in Shigayama and was rather similar to that of the soil in Hamakita. This fact was another example of evapotranspiration controlling the soil moisture status. The Bleached red yellow soil was not simply comprised of the surface-gleyed soil and its bleached horizon was considered to be developed by a soil formation process other than surface gleyization. The surface horizon was not as excessively wet as a Wet podzolic soil and did not always keep its wet condition but sometime got into a rather water deficit condition. In these circumstances, the silty consolidated A_2 and B_1 horizons were developed in the earlier stage of the soil formation process presumably by the clay movement and the consolidated silty horizons eventually attained a poor water permeability. Then under the influence of organic matter decomposition in the A_0 and A_1 horizons, surface gleyization supposedly took place in the A_1 horizon.

5. As a result of the two year observation of moisture status of the Brown forest soils under a *Cryptomeria japonica* forest, the soils in a rather small area, even in the same tiny slope, were found to have had a great divergence in moisture status caused by differences in the amount of run-off water in accordance with the micro topography or due to poor water permeability caused by differences in the physical properties of the soils.

The soil moisture status of the Brown forest soils observed with the tension lysimeters and their soil types, which were classified mainly the soil moisture status reflected by the morphological features of their soil profiles, were collated together and the degree of wetness when they were below pF value of 2.0 apparently distinguished the groups of B_s (Dry brown forest soil) and B_c (Weakly dried brown forest soil) types of soils from the groups of $B_{d(d)}$ (drier subtype of Moderately moist brown forest soil) and B_d (Moderately moist brown forest soil) types of soils. But no evident distinction of wetness between B_s and B_c or $B_{d(d)}$ and B_d types was observed by the tension lysimeters. The degree of dryness, on the other hand, happened to become extremely high even in the moderately moist type soil and in such a case, the degree did not correspond to the dry-wet sequence of the soils types. The moisture status which was indicated by the morphological characteristics of the soil profile was the average moisture status and even the subsoil of the moderately moist soil sometimes became drier than the dry type soil during the actual observation of the fluctuation of its moisture status.