

論 文

森林土壌の交換性イオンの特性が土壌溶液のイオンの
動態に及ぼす影響^{*1}図子光太郎^{*2,*3}・生原喜久雄^{*2}・相場芳憲^{*2}・小林健吾^{*2,*4}

図子光太郎・生原喜久雄・相場芳憲・小林健吾：森林土壌の交換性イオンの特性が土壌溶液のイオンの動態に及ぼす影響 日林誌 75: 176~184, 1993 スギ・ヒノキ林において、 NH_4Cl で土壌溶液の陰イオンを増加させた場合、土壌の交換性イオンの特性の違いによって、土壌溶液の陽イオン、とくに Al^{3+} や H^+ の動態がどのように異なるか調査した。試験地は群馬県勢多郡にある東京農工大学演習林の33年生スギ・ヒノキ林の0.5ha小流域である。土壌pH(H_2O)が5.5以上になると塩基飽和度は著しく増加した。一方、5.5以下になると、土壌中の全主要交換性陽イオン[交換性塩基($\text{K}^+\cdot\text{Ca}^{2+}\cdot\text{Mg}^{2+}\cdot\text{Na}^+\cdot\text{NH}_4^+$) + 交換性 Al^{3+}]に占める交換性 Al^{3+} は著しく増加した。土壌溶液の全主要陰イオン($\text{NO}_3^-\cdot\text{Cl}^-\cdot\text{SO}_4^{2-}$)濃度の増加に伴って、土壌溶液中の陽イオン濃度、とくに Al^{3+} , Ca^{2+} が増加するが、陽イオン濃度の増加割合は土壌pHによって著しく異なった。土壌pH(H_2O)が5以下になると、全主要陰イオン濃度の増加で Al^{3+} の土壌溶液への溶出が起こった。pHの低い土壌では、いったん、土壌溶液の Al^{3+} 濃度が増加すると、全主要陰イオン濃度が減少しても、引き続き全主要陽イオン濃度に占める Al^{3+} 濃度の高い割合は保持された。土壌溶液の Al^{3+} 濃度は陽イオンの動態に強い影響を及ぼすので、地力や健全な森林生態系の維持には表層土壌pHの長期のモニタリングが必要である。

ZUSHI, Koutaro, HAIBARA, Kikuo, AIBA, Yosinori and KOBAYASHI, Kengo: Effects of exchangeable ions in soils on the movements of ions in forest-soil solutions. J. Jpn. For. Soc. 75: 176~184, 1993 The effects of exchangeable ions in soils on the movements of ions in forest-soil solutions were studied by measuring the increases of anions in soil solutions after applying NH_4Cl to sugi (*Cryptomeria japonica*) and hinoki (*Chamaecyparis obtusa*) stands. The study site was a 0.75 ha watershed with 37-year-old stands in the Experimental Forest of Tokyo University of Agriculture and Technology. Soil parent materials are paleozoic strata of sandstone and phyllite, and soils are classified as Brown Forest Soils, B_c-B_o. The percentage of base saturation increased to more than pH 5.5 while the ratio of exchangeable Al^{3+} to total major exchangeable cations (exchangeable bases + exchangeable Al^{3+}) increased pH 4.0, starting from about zero at pH 5.5. Cations such as Al^{3+} and Ca^{2+} increased by anions in the soil solutions, but the amount of dissolution of each cation differed markedly with soil pH. Below pH 5.0, Al^{3+} increased with increases in the concentrations of the major anions in the soil solutions. A large ratio of Al^{3+} to total major cations was maintained even after the total major anions decreased when Al^{3+} in the soil solutions was increased for a short time in a lower pH soil. As the concentrations of Al^{3+} in the soil solutions have an effect on the movement of cations, monitoring surface soil pH for a long time is important to maintaining site productivity and a sound forest ecosystem.

I. はじめに

土壌溶液の溶存元素の移動特性を把握することは、
溪流の水質特性の解明、酸性降下物などの外部インパ

クトに対する森林土壌の浄化機能評価や森林生態系の
物質循環の機構を明らかにする上で重要である(2)。
土壌溶液の陰イオン濃度の変化(強度因子)に応じ
て電氣的にバランスを補うのが、粘土鉱物や腐植に吸

*1 本研究の一部は第102回日本林学会大会で口頭発表した。本研究の一部は文部省科学研究費(課題番号03304018)によって行われた。

*2 東京農工大学農学部 Fac. of Agric., Tokyo Univ. of Agric. and Technol., Fuchu 183

*3 現勤務先: 富山県林務部 Dept. of For., Toyama Pref., Toyama 930

*4 現勤務先: 長野県林務部 Dept. of For., Nagano Pref., Nagano 380

着されている交換性の陽イオン（供給因子）である。硝酸化成を行う微生物の働きによって生成される NO_3^- は、植物の根や微生物による吸収、脱窒による消失を受けるなど変化しやすい。一般に陰イオンは陽イオンに比較して粘土鉱物などに吸着しにくいことから、土壤溶液のイオン動態は動的に不安定な陰イオンに規制されている。

前報(14)において、pHの低い土壤では、土壤溶液の全主要陰イオン濃度の上昇とともに土壤溶液の Al^{3+} 濃度が上昇することを報告した。斜面位置や土壤の深さなどによって土壤の交換性陽イオン量が異なると、それに応じて土壤溶液のイオンの動態も変化すると考えられる。

そこで、スギ・ヒノキ林において、 NH_4Cl を散布施用して、土壤溶液の NO_3^- や Cl^- 濃度を増加させた場合、土壤の交換性陽イオン量の違いによって土壤溶液の陽イオンの動態がどのように異なるのかを調査した。

陰イオンのトレーサとして NH_4Cl を用いたのは、土壤中で Cl^- の動きが土壤溶液や NO_3^- の動きに似ていること(6, 10)、また NH_4Cl に起因する NH_4^+ はただちに陰イオンの NO_3^- になるため土壤溶液中の陽イオンの動態に及ぼす複雑化がさけられるためである。

II. 試験地の概況および調査方法

試験地は東京農工大学大谷山演習林にある33年生スギ・ヒノキ林分の0.5haの小流域で、海拔800~850mである。試験地の概況を図-1に示す。斜面上部はヒ

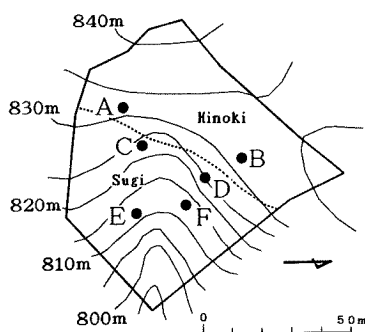


図-1. 試験地の概況

Experimental site

Dashed line: Boundary between sugi (*Cryptomeria japonica*) and hinoki (*Chamaecyparis obtusa*) stands.

Legend: A~F, Sampling points of soil solutions and soils.

ノキ林で B_c 型土壤、斜面中・下部はスギ林で B_0 型土壤である。母材は秩父古生層の砂岩および粘板岩であるが、斜面上部の表層は火山灰の影響を受けている。立木本数はスギ、ヒノキ林ともにおよそ ha 当たり 1,400 本、胸高直径（樹高）はそれぞれ 22.7cm(17m), 16.8cm(10m)であった。調査期間中の降水量は 1990 年 5 月~1991 年 4 月の 12 カ月間で 1,670 mm, 1991 年 5 月~1991 年 11 月の 7 カ月間で 1,651 mm であった。

1990 年 5 月、斜面上部（ヒノキ林）の A・B、斜面中部（スギ林）の C・D、斜面下部（スギ林）の E・F の計 6 カ所の採水点を設け（図-1）、幅 50 cm、深さ 1 m の土壤断面を設定し、各断面の深さ 10, 30, 50, 70, 90 cm の採水点にポーラスセラミックカップ製の簡易採水器を横挿入した。各断面とも A 層から B 層への推移帯は深さ 30 cm 付近に現れ、深さ 1 m 付近で風化母材層がみられた。

1990 年 7 月、 NH_4Cl を N で 100 kg ha^{-1} 施用した。土壤溶液の採水回数は NH_4Cl 施用前の 1990 年 5 月と 6 月の 2 回、 NH_4Cl 施用後の 1990 年 7 月~1991 年 11 月に 16 回の合計 18 回で、採水の条件は前報(14)と同じである。採取した土壤溶液の溶存元素の分析は、 Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Al^{3+} を原子吸光法で、 NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} をイオンクロマト法で、また pH をガラス電極法（以後、土壤溶液 pH という）で行った。

NH_4Cl 施用前の 1990 年 5 月と施用後の 1991 年 3 月に分析用の土壤を採取した。採取場所は各採水区の採水用土壤断面の近くで、採水器の挿入位置と同じ深さである。土壤の交換性塩基量、塩基交換容量(CEC)をセミクロ SCHOLLENBERGER 法(4)で、また、1N KCl で抽出した交換性 Al^{3+} 量を原子吸光法で測定した。土壤の pH (H_2O) (1:2.5) をガラス電極法で測定した（以後、土壤 pH という）。

III. 結 果

1. 土壤の交換性イオンと土壤 pH の関係

NH_4Cl 施用前の各採水断面の土壤 pH、交換性塩基量 ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Na}^+$) および交換性 Al^{3+} 量の垂直的变化を図-2 に示す。土壤 pH は各採水区とも表層で低く 4.8 以下、深くなるにしたがって土壤 pH は上昇するが、深さ 70~90 cm でも 5~6 と弱酸性を示した。とくに、斜面上部のヒノキ林の A と B では最上層の pH は 4.5 以下であった。

交換性塩基量は深さ 10 cm で比較的多く、30~50 cm にかけて減少するが、70~90 cm で再び増加する傾

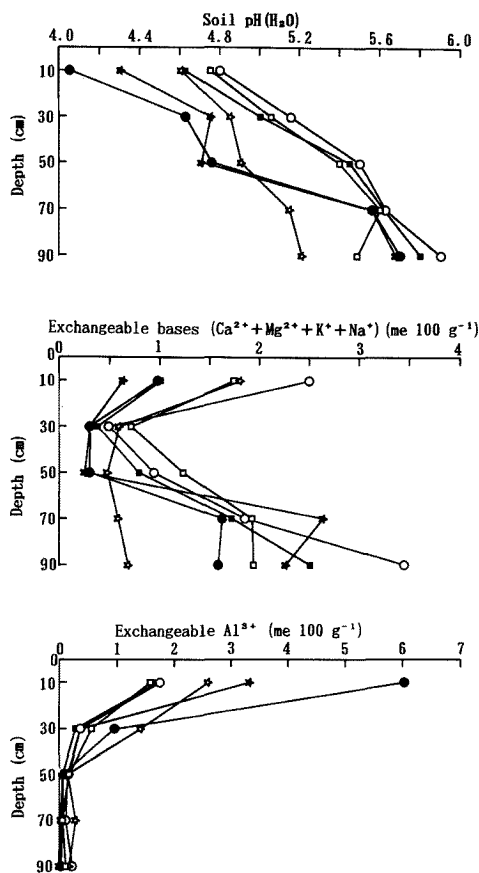


図-2. 土壌の pH(H₂O), 交換性塩基および Al³⁺ の採水点別の垂直的变化

Soil pHs(H₂O) and concentrations of exchangeable bases and Al³⁺ at sampling points

Legend: ●, A; ★, B; ■, C; ○, D; ☆, E; □, F.

向にあった。個々の交換性イオンは交換性塩基量の変化パターンとほぼ同じであったが、K⁺はばらつきが大きく、Na⁺は 70~90 cm での高まりがみられなかった。また交換性塩基に対する各交換性陽イオンの割合は各採水区の各深さごとでばらつきが大きい。Ca²⁺ が 5~8 割で最も多く、Mg²⁺ と K⁺ が 2 割前後、Na⁺ は 1 割以下であった。

交換性 Al³⁺ は深さ 10 cm で最も多く、深さ 30 cm で急減し、50~90 cm ではすべての採水点で 0.5 me 100 g⁻¹ 以下で推移した。とくに、斜面上部 A の深さ 10 cm では同じ場所の Ca²⁺ の約 15 倍近い 6 me 100 g⁻¹ と著しく高かった。

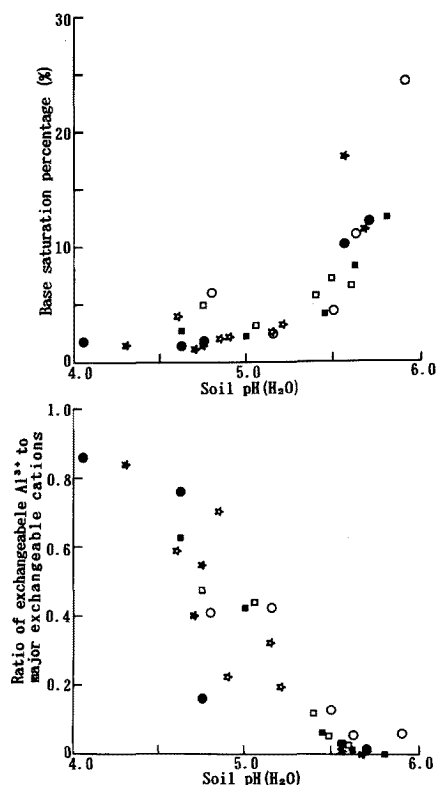


図-3. 土壌 pH と土壌の塩基飽和度および全主要交換性陽イオン (交換性塩基 + 交換性 Al³⁺) に対する交換性 Al³⁺ の比との関係

Relationships between soil pHs(H₂O) and base saturation percentages or ratios of exchangeable Al³⁺ to the major exchangeable cations (exchangeable bases + exchangeable Al³⁺)

Note: Legend is the same as in Fig. 2.

本調査地では斜面下部に比べて斜面上部の表層の土壌 pH はとくに低く、また交換性 Al³⁺ も多い。塩基飽和度と全主要交換性陽イオンに対する交換性 Al³⁺ の比を図-3 に示す。塩基飽和度は土壌 pH 5.5 まではわずかな増加傾向が、pH 5.5 以上になると指数関数的に上昇し、塩基飽和度と土壌 pH とは密接な関係があった。

全主要交換性陽イオン (交換性塩基 + 交換性 Al³⁺) に対する交換性 Al³⁺ の比は、土壌 pH が 5.5 以下になると交換性 Al³⁺ は直線的に増加し、土壌 pH との間に強い関係があった。

施用前の土壌の CEC と施用後 10 月経過した CEC

との関係を図-4 に示す。施用前後の関係は傾き 0.732 の直線式で示された。施用前の CEC がおよそ 20 以下の土壌では、施用前と施用後で CEC に大きな違いはみられないが、施用前の CEC が 20 以上では、施用後 CEC は減少した。

2. 陰イオン付加後の土壌溶液の陰イオンの動態

土壌溶液の Cl^- 濃度の経時変化を図-5 に示す。均一

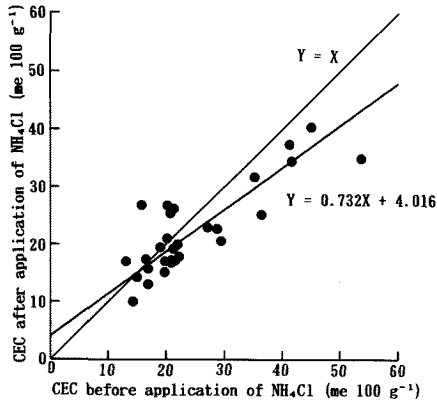


図-4. NH_4Cl 施用前と施用後の CEC の関係
Relationships between CECs before and after applications of NH_4Cl

に NH_4Cl を施用したにもかかわらず採水区によって Cl^- の移動特性や濃度分布は不均一になった。深さ 10 cm の Cl^- の濃度ピークをみると、A・D・F のように 3 me l^{-1} 以上増加する採水区、B・C・E のように 1 me l^{-1} 前後しか増加しない採水区があった。

NH_4Cl 施用による NH_4^+ は、夏季であり微生物の活動が活発であったため硝化作用は速やかに行われ、 NO_3^- 濃度の上昇が起り始める時期はどの採水点の各深さでも Cl^- 濃度と一致していた。しかし、各深さで NO_3^- 濃度のピークの出現する時期は異なり、深さ 10 cm では Cl^- 濃度に比べて約 1 カ月遅れたが、その濃度は Cl^- と大差はなく、また深さ 30 cm 以下では Cl^- 濃度のピークとほぼ同時期であった。

3. 陰イオン付加後の土壌溶液の陽イオンの動態

散布の影響の最も大きい表層 10 cm における土壌溶液 pH の変化を図-6 に示す。土壌溶液 pH は NH_4Cl 施用後低下し、多くの採水点で 2 カ月経過した 9 月に最も低くなった。施用前の pH の高かった D および F では、施用後 1 年経過した翌年の 8 月に、また施用前の pH の低かった A・B・C・E ではさらに早く、施用前の pH にまでほぼ回復した。土壌溶液 pH の高い D および F では、 NH_4Cl 施用後の Cl^- および NO_3^- 濃度の変化と土壌溶液 pH の変化とが対応していた

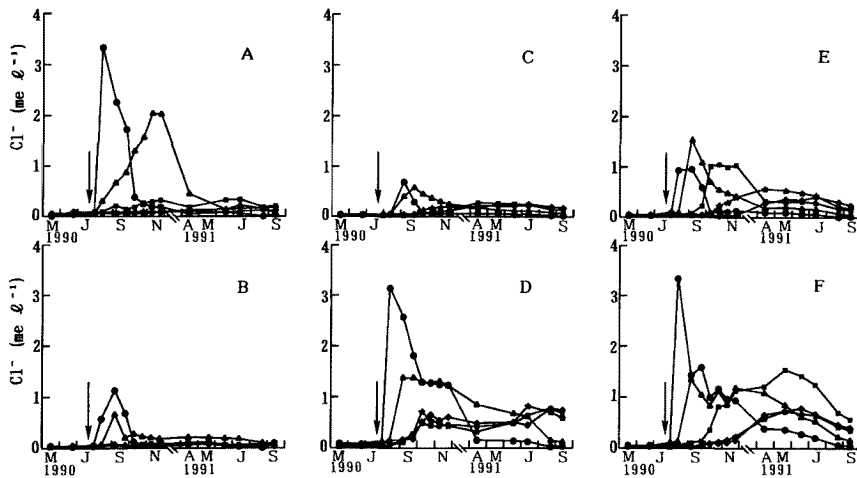


図-5. NH_4Cl 施用 (矢印) による土壌溶液の Cl^- 濃度の経時変化
Changes of Cl^- concentrations in the soil solutions at different depths after applications of NH_4Cl

Legend: ●, 10 cm; ▲, 30 cm; ■, 50 cm; ★, 70 cm; ◆, 90 cm. Arrows, Applications of NH_4Cl .

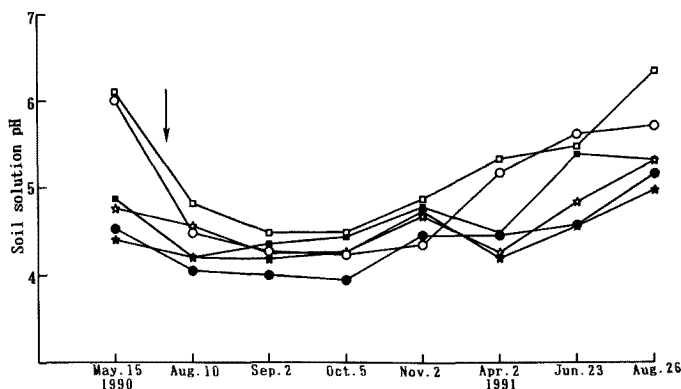


図-6. NH_4Cl 施用 (矢印) による深さ 10 cm の土壌溶液 pH の経時変化
Changes of soil solution pHs at 10 cm depths after applications of NH_4Cl (arrows)

Note: Legend is the same as in Fig. 2.

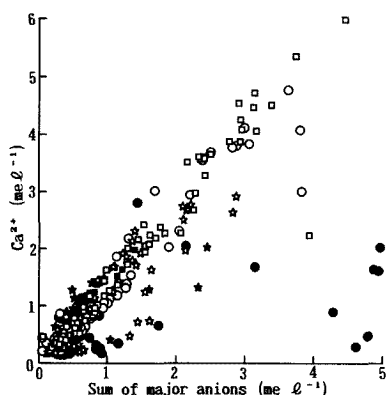


図-7. 土壌溶液の全主要陰イオン濃度と Ca^{2+} 濃度との関係

Relationships between the sums of the major anions and Ca^{2+} in the soil solution

Legend: A (●), $Y=0.179X$ ($r=0.575$); B (★), $Y=0.526X$ ($r=0.668$); C (■), $Y=0.724X$ ($r=0.960$); D (○), $Y=0.614X$ ($r=0.963$); E (☆), $Y=0.556X$ ($r=0.916$); F (□), $Y=0.667X$ ($r=0.963$).

が, pH の低い他の採水点では, Cl^- や NO_3^- 濃度が減少しても, pH はそれほど高まらなかった。

全主要陰イオン濃度と Ca^{2+} 濃度との関係を図-7 に示す。陰イオン濃度の増加に対して, 土壌コロイドなどからの土壌溶液への Ca^{2+} の溶出がみられた。しかし, Ca^{2+} の濃度増加は各採水点で著しく異なった。 NH_4Cl 施用後, 斜面上部の A, 中部の D, 下部の E と

F で陰イオン濃度の増加がみられたにもかかわらず, 同じ全主要陰イオン濃度でみると, A の Ca^{2+} 濃度は E や F の 1/3~1/4 程度であった。

陰イオンの濃度増加に伴って土壌溶液の Ca^{2+} 濃度の増加が少ない斜面上部の A および Ca^{2+} 濃度の増加の大きい斜面下部の F の全主要陰イオン濃度と各陽イオン濃度の関係を図-8 に示す。A は陰イオン濃度の増加に伴って Al^{3+} の濃度の増加が著しい。A は F よりも土壌 pH が低く, 交換性塩基の少ない採水区である。陰イオンの付加によって生じる交換性陽イオンの放出には, 土壌 pH の違いで Al^{3+} が放出されるか Ca^{2+} が放出されるかの大きな違いを示した。土壌溶液に陰イオンが増加すると, 電気的中性を保つため, 陽イオンが土壌コロイドなどから土壌溶液へ溶出するが, 溶出する各元素の量的割合は土壌 pH の違いで大きく異なった。

全主要陰イオン濃度と K^+ 濃度の関係を図-9 に示す。多くの採水点で, 陰イオン濃度と K^+ 濃度との間に正の関係がみられた。しかし, Ca^{2+} や Mg^{2+} に比較して (図-7) ばらつきが大きく, Ca^{2+} の傾向と異なり, 陰イオン濃度の増加に伴って, K^+ 濃度の増加がみられたのは E と F で, 陰イオンの増加によって Ca^{2+} の増加が著しい A や D では K^+ の増加はほとんどみられなかった。

図-10 に示した AR^{K} (K^+ の活動度比: $p\text{K}-1/2 \cdot p(\text{Ca}+\text{Mg})$) (8) と K^+ 濃度には一定の関係がみられた。 K^+ 濃度が 0.05 me l^{-1} 以下になると AR^{K} の値は 2

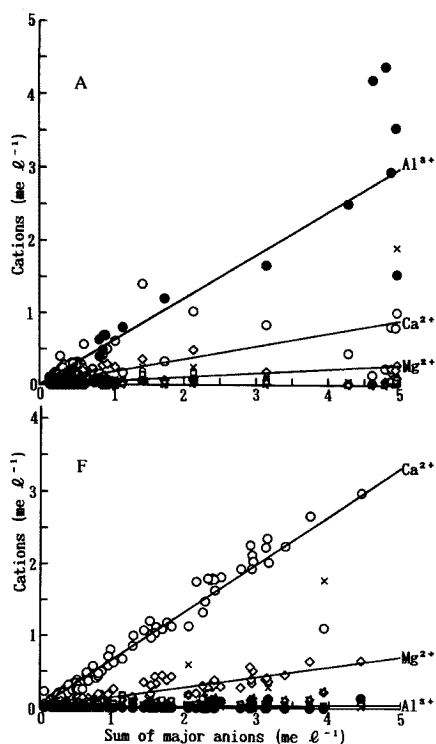


図-8. 採水点 A および F での土壌溶液の全主要陰イオン濃度と各陽イオン濃度との関係

Relationships between the sums of the major anions and individual cations in soil solutions from sampling points A and F

Legend: ●, Al^{3+} ; ○, Ca^{2+} ; ◇, Mg^{2+} ; ☆, K^{+} ; □, Na^{+} ; ×, $\text{NH}_4^{+}\text{-N}$.

から 7 へと大きく変化した。AR^Kの値の大きい D では、交換性の K⁺が Ca²⁺や Mg²⁺などで交換されにくく、土壌水の K⁺の移動が Ca²⁺や Mg²⁺に制限されていない(6, 7)といえる。K⁺濃度が 0.1 me l⁻¹以上になると AR^Kの値は約 2 と一定値を示し、本調査の結果からも農耕地のような土壌水の K 濃度の高い土壌では、K⁺の濃度は AR^Kが一定値のもとで変化していることを示していた。森林土壌水での AR^Kについてはさらに調査する必要がある。

A と F では図-2 に示したように、表層 10 cm 土壌の pH が大きく異なり、A の土壌 pH は F のそれよりも低く、交換性塩基も少ない。A と F の深さ 10 cm における土壌溶液の全主要陽イオンに対する陽イオン成分の比率の経時変化および全主要陰イオン濃度の経時

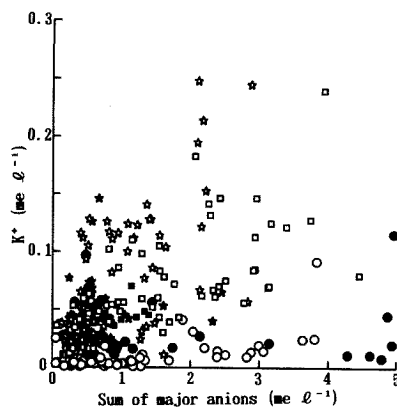


図-9. 土壌溶液の全主要陰イオン濃度と K⁺濃度との関係

Relationships between the sums of the major anions and K⁺ in the soil solutions

Note: Legend is the same as in Fig. 2.

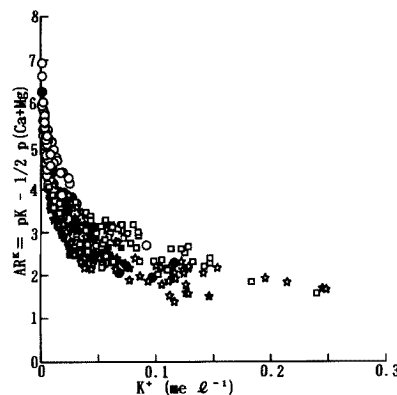


図-10. 土壌溶液の全主要陰イオンと K⁺の活動度比との関係

Relationships between the activity ratios for K⁺ and the sums of the major anions in the soil solutions

Note: Legend is the same as in Fig. 2.

変化を図-11 に示す。

斜面上部の A では、NH₄Cl 施用前でも土壌水の Al³⁺濃度は全主要陽イオン濃度の 20 % であった。NH₄Cl 施用後、NH₄⁺の比率は大きくなるが、陰イオン濃度の上昇に伴い NH₄⁺は減少して溶液中の Al³⁺濃度の割合が急増した。そのときの Ca²⁺は大きく変化しないが、Mg²⁺、K⁺、Na⁺濃度の比率の減少が著しい。Al³⁺濃度の割合は、陰イオン濃度が 2 me l⁻¹以下に減少したときでも約 70% を保ち続け、1991 年の 4 月に陰

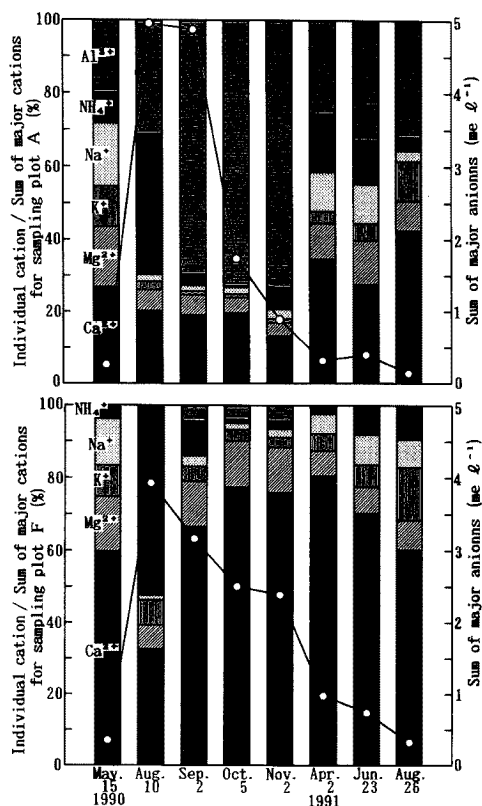


図-11. 土壌溶液(深さ 10 cm)の全主要イオン濃度に対する各陽イオン濃度の比率および全主要陰イオンの和との変化 (NH₄Cl 施用: 1990 年 7 月)

Changes of the rates of individual cations to the sums of the major cations and the sums of the main anions in the soil solutions at 10 cm depths for sampling points A and F

Legend: ○, Sum of the major anions (NH₄Cl application: July, 1990).

イオン濃度が施用前のレベルになっても施用前の濃度よりも高く 30%以上を占めている。

一方、pH の高い F では、NH₄Cl 施用後、NH₄⁺の比率は高まるが、まもなく低下した。そして、全主要陰イオン濃度が増加しても、土壌水の Al³⁺濃度の増加はわずかで、Ca²⁺濃度の増加が大きかったことがわかった。また、全主要陰イオン濃度が施用前のレベルになったときには交換性陽イオンの比もほぼ回復していた。

NH₄Cl 施用後の Al³⁺濃度の増加は、施用前の交換性陽イオンに占める交換性 Al³⁺の割合が高い土壌ほ

ど高くなるようである。

すべての採水区の土壌溶液の全主要陰イオン濃度 (x) と、Al³⁺濃度または Ca²⁺+Mg²⁺濃度 (y) の関係を図-9 のように原点を通る直線で回帰し、それらの直線の傾き (Al³⁺または Ca²⁺+Mg²⁺の比率) と表層 10 cm の土壌 pH の関係を図-12 に示す。表層土壌の pH が 4 から 4.8 では、土壌 pH (x) と Al³⁺の比率との関係は負の直線式 ($y = -0.741x + 3.53$, $r = -0.987$) で近似され、土壌 pH 4.8 で Al³⁺はほぼ 0 になっていた。このことから、土壌溶液へ Al³⁺を溶出させないためには表層の土壌 pH を 4.8 以下にしないことが重要である。また、図には示さなかったが、土壌溶液 pH すなわち H⁺濃度と Al³⁺濃度の間には、前報 (14) と同様に指数関数的な関係があり、pH 4.2 程度から Al³⁺濃度の急激な上昇がみられた。

また表層 10 cm の土壌 pH (x) と Ca²⁺+Mg²⁺の比率 (y) との関係は、正の直線式 ($y = 0.714x - 2.57$, $r = 0.924$) で近似された。これらの式から、本調査地地域において、表層の土壌 pH がわかれば、陰イオンを増加させたときにどの程度の Al³⁺や Ca²⁺+Mg²⁺が土壌溶液へ溶出するか推定可能である。

IV. 考 察

本調査地の土壌 pH は表層で低く、4.8 以下で、交換性 Al³⁺は表層で顕著に多かった (図-2)。また、土壌 pH は塩基飽和度と交換性 Al³⁺と密接な関係がみられ (図-3)、pH 5.5 を境に塩基飽和度は指数関数的に上昇する傾向にあった。表層付近では植物の根や土壌微生物の活動が活発であるため、養分吸収に伴って放出された H⁺、呼吸によって生成された H₂CO₃の解離による H⁺および硝化菌の NH₄⁺-N の酸化によって放出された H⁺など、交換性 H⁺が土壌溶液で増加し、土壌 pH を低下させている (1)。

交換性 H⁺の多い土壌では、粘土の Al の八面体が破壊されて交換性 Al³⁺を増加させる (13)。降水量の多いわが国の土壌では、交換性塩基の流亡が大きいが、交換性 Al³⁺や交換性 H⁺の流亡が少ないため、交換性陽イオンの多くは Al³⁺および H⁺で占められている場合が多い (3)。

CEC 20 以上の土壌では、NH₄Cl 施用後に、CEC の低下が顕著であった (図-4)。吉田 (13) によれば、土壌溶液の Al³⁺は pH 4 以下では 3 価のモノマーとして存在するが、pH 4 以上になると一部は Al(OH)²⁺や、Al(OH)⁺の塩基性イオンとして増加するので、この塩

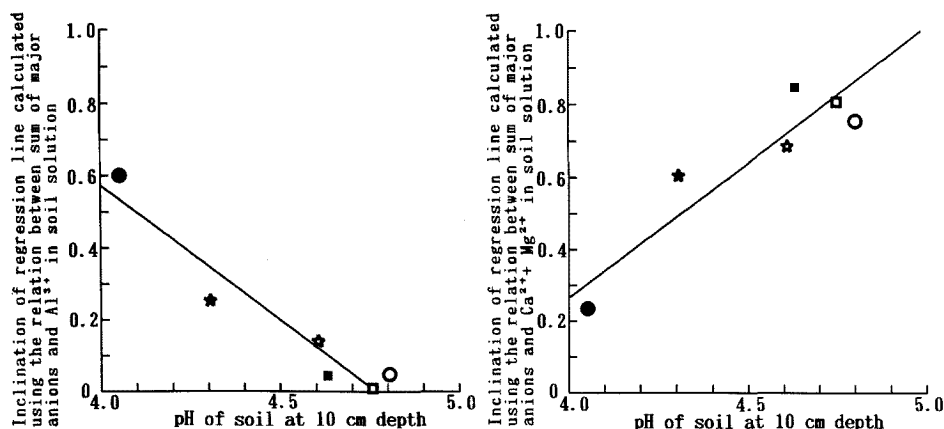


図-12. 表層土壌の pH(H₂O)と、全主要陰イオン濃度と Al³⁺および Ca²⁺+Mg²⁺濃度の回帰直線の傾きとの関係

Relationships between the pHs of surface soils at 10cm depths and inclination regression lines calculated using the relationships between the sums of the major anions (me l⁻¹) and Al³⁺ (me l⁻¹) or Ca²⁺ + Mg²⁺ (me l⁻¹) in the soil solutions

Notes: $y_{Al} = -0.741x_{pH(H_2O)} + 3.53$ ($r = -0.987$)
 $y_{Ca+Mg} = 0.714x_{pH(H_2O)} - 2.57$ ($r = 0.924$)

基性イオンは2:1型粘土鉱物にきわめてよく吸着される。吸着された塩基性イオンの一部は交換性となるが、大部分は非交換態化して交換基の不活性化とそれに伴う CEC 減少をきたす。このことから、土壤溶液の Al³⁺の増加は植物に対する直接的な害だけでなく、半ば永久的に土壤の CEC を低下させることによって、土壤の酸性化をより進め、地力の低下をもたらすものと考えられる。また、土壤 pH が 5.5 以下になると、塩基飽和度は著しく減少し、全主要交換性陽イオン(交換性塩基+交換性 Al³⁺)に対する交換性 Al³⁺の比は著しく増加する(図-3)。このことから、斜面上部の表層土に代表されるような、土壤 pH の低い林地では、Al³⁺の溶出について十分留意する必要がある。

土壤 pH の低い斜面上部の一部では、NH₄Cl 施用後、陰イオンが増加すると、土壤溶液の Al³⁺の濃度は、水耕液でのスギ苗の成長抑制のみられる Al³⁺濃度の 1 me l⁻¹(11)を越える 4 me l⁻¹に達していた(図-8)。このような高濃度の Al³⁺の溶出は、それ自体だけでも根の伸長阻害や呼吸能の低下を引き起こすが、難溶性の Al(OH)₃・Fe₂PO₄を形成することによって土壤溶液の P⁵⁺濃度の低下を引き起こすことも危惧される(5)。

陰イオン濃度の増加で、Al³⁺が土壤溶液にいったん

溶出すると、増加した陰イオンが減少しても、全主要陽イオンに対する Al³⁺の低下、回復は遅かった。これは陰イオンによる交換性塩基の溶出と交換性 Al³⁺の吸着による CEC 低下、粘土構造破壊に伴う強酸的交換基からの交換性 Al³⁺の出現など、交換基上での交換性 Al³⁺の相対的増加をもたらしたものと推察された。

均一な土層を用いた定常流下水でのカラム実験によると、Cl⁻は水の下降につれてピーク濃度の減少と分布幅の拡大を伴いつつ下層に移動する(9)というが、本試験のような野外実験では、均一に NH₄Cl を施用したにもかかわらず採水点によって Cl⁻の移動速度や濃度分布は不均一になった(図-5)。この原因として、土壤有機物は CEC が大きいために、A₀層がイオン交換に重要な働きをしていると思われるので、降水が A₀層を通過することによる影響とともに、AEC(陰イオン交換容量)および林木の根による養分吸収、そして鉛直方向でのルートチャンネルや礫等の混入状態による水みちの影響などが考えられる。

土壤の交換性 K⁺は交換性 Mg²⁺とほぼ同量であるにもかかわらず、NH₄Cl 施用後の土壤溶液の K⁺濃度は Mg²⁺濃度の 1/2 程度であった。また土壤溶液中では、全主要陰イオン濃度と Ca²⁺や Mg²⁺濃度との間には正の相関があったが、K⁺濃度との間には明確な関係

はみられなかった(図-9)。しかし、土壤溶液の K^+ と AR^+ との間には、 K^+ 濃度が 0.05 me l^{-1} 以下になると AR^+ の値は2から7へと大きく変化するが、 K^+ 濃度が 0.1 以上では AR^+ の値は約2と一定値になる(図-10)という関係がみられた。農耕地のように土壤水の K^+ 濃度の高い土壤では、 K^+ の濃度は AR^+ が一定のもとで変化しているが(12)、森林土壤のような土壤水の K^+ 濃度の少ない土壤では、 K^+ の特異吸着による影響が強いものと推察された。

土壤溶液の陰イオン濃度を増加させた場合、土壤溶液の陽イオン濃度は増加するが、土壤pHによって増加するイオン元素は異なった。土壤pHが4.8以上では Ca^{2+} の増加が、4.8以下になると Al^{3+} の増加がみられた。本調査地での、表層土壤のpHが4(主要陰イオン濃度で 5 me l^{-1} 以下)以上であれば、陰イオンを増加させた場合、 Al^{3+} 濃度の増加がどの程度かを予測する式を提案した。この推定式は本調査地の秩父古生層地帯以外の、多くの地域で適用できるものと考えられる。

V. ま と め

土壤pHと塩基飽和度や交換性 Al^{3+} との間には密接な関係がみられた。置換性 Al^{3+} は斜面上部の土壤pHの低い表層土で $1.5\text{ me }100\text{ g}^{-1}$ と多く、下層では急激に減少した。土壤pHが5.5以下になると交換性陽イオンに占める交換性 Al^{3+} が著しく増加し、土壤pH4では80%以上になった。土壤溶液の Cl^- や NO_3^- 濃度の上昇に伴って、土壤の交換基からの塩基が溶出した。土壤溶液への Al^{3+} 、 Ca^{2+} や Mg^{2+} の溶出程度は、土壤pHによって大きく異なり、土壤pHが4.8以下では、 Al^{3+} の溶出が起こる。また、pHの低い土壤では、いったん土壤溶液の Al^{3+} 濃度が増加すると、全主要陰イオン濃度が低下しても引き続き全主要陽イオンに占める Al^{3+} の高い割合が維持された。

表層の土壤pHがわかれば、本調査地の全主要陰イオン濃度の増加に伴う土壤溶液の Al^{3+} や $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 濃度の増加割合を推定できる式を提案した。この推定式の有効性についてはさらに検討していく必要がある。土壤溶液の Al^{3+} 濃度は塩基の動態に強い影響を及ぼすので、土壤溶液の塩基の動態を考える上で土壤

pHは非常に重要である。地力や健全な森林生態系の維持には表層土壤pHの長期のモニタリングの必要性が指摘される。

引用文献

- (1) BINKLEY, D. and RICHTER, D. (1987) Nutrient cycles and H^+ budgets of forest ecosystems. *Adv. Ecol. Res.* **16**: 1~51.
- (2) 生原喜久雄(1992)森林流域における渓流水質の形成. 森林水文学(塚本良則編), 215~237, 文永堂, 東京.
- (3) 熊田恭一(1982)土壤環境. 193pp, 学会出版センター, 東京.
- (4) 蔵本正義・小菅伸郎・高橋和司(1981)塩基置換容量・全置換性塩基・塩基飽和度. 土壤養分分析法(土壤養分分析法委員会編), 33~41, 養賢堂, 東京.
- (5) 松田敬一郎(1984)化学肥料の施与による土壤の酸性化. 酸性土壤とその農業利用(田中 明編), 195~216, 博友社, 東京.
- (6) McMAHA, M. A. and THOMAS, G. W. (1974) Chloride and tritiated water flow in disturbed and undisturbed soil cores. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **38**: 727~732.
- (7) 岡島秀夫(1976)土壤肥沃度論. 235pp, 農文協, 東京.
- (8) 岡島秀夫(1986)土の構造と機能. 138pp, 農文協, 東京.
- (9) 佐久間敏夫・飯塚文夫・岡島秀夫(1974)畑土における水分と無機塩類の挙動(第1報)カラム中の水と塩素イオンの移動. *土肥誌* **46**: 126~132.
- (10) 徳地直子・黒田幸夫・岩坪五郎(1991)森林生態系における溶存物質濃度・量の垂直変化(1)スギ人工林における塩素イオンとナトリウムイオンと土壤水の垂直的移動. *日林誌* **73**: 135~144.
- (11) 八木久義・佐々木恵彦・斯波義宏・丹下 健・相沢州平・石塚成宏(1989)スギに対する酸性雨の影響. 「人間環境系」研究報告集, 酸性雨が陸域生態系におよぼす影響の事例評価とそれに基づく対策の検討. 1987/1989年度研究成果報告集. 137~149, 東京.
- (12) 吉田 稔(1957)土壤の吸着能に関する研究(第3報)土壤吸着基の吸着特異性による分類とその分別定量. *土肥誌* **28**: 195~198.
- (13) 吉田 稔(1984)土壤酸性の土壤化学的解析. 酸性土壤とその農業利用(田中 明編), 143~168, 博友社, 東京.
- (14) 図子光太郎・生原喜久雄・相場芳憲(1992)2種の陰イオンを付加した森林土壤溶液における陽イオンの動態. *日林誌* **74**: 185~193.

(1992年4月13日受理)