

卒業論文公聴会資料
土壤酸性化予測モデルに関する研究
陽イオン交換速度の影響の導入

大阪大学工学部環境工学科気圏環境工学領域 坂元 義人

1 はじめに

酸性化した降水をはじめとする大気からの地上への酸性降水物負荷の、生態系などへの影響の問題、いわゆる「酸性雨問題」は、地球環境問題の一つとして国際的な関心を集めている。日本に於いては、土壤の酸緩衝能は酸性雨の影響が顕在化している国々に比べて豊富であるとされているが、一方酸性物質の湿性沈着量も多い。さらに、酸性降水物による土壤の酸緩衝能の消費は潜在的に進行し、その影響が顕在化した時点では既にその回復が容易でない所まで事態が進行してしまっているであろうことも考えられ、更に、現在日本に降下している酸性物質の起源の一部分が東アジアからのものであると推測されているので、国内問題のように短期間では発生源対策がとれない。このとき、実態調査の次の段階として必要となるのは、その影響に対する定量的な根拠を持った将来予測であろうと考えられる。

本研究室でのこれまでの研究においては、将来の土壤酸性化を予測するための手段として、土壤の水理化学過程と地上植生による林内雨形成過程を考慮した数理モデル並びに、それに必要なモデルパラメータの推定法を提案してきた¹⁾。その際、これまでは陽イオンの交換平衡が瞬時に達成されると仮定してきたが、本研究では陽イオン交換速度を考慮したモデル化を行い、速度を表現するパラメータを実験により推定した。本報では、陽イオン交換速度の影響を、土中水のうちある割合 r (以下陽イオン交換反応割合) のみが土壤と交換平衡に達し、残りは無反応とする仮定で表現し、土壤を深さごとに分割して、各層毎の年平均の陽イオン交換反応割合を算出し、土壤酸性化予測を行った結果を報告する。

2 土壤酸性化予測モデルの構造

2.1 モデルの枠組み

本報におけるモデルの枠組みは図1の通りである。大気中及び降雨中における微量物質濃度と植生からの土壤浸潤水中イオン濃度を推定し、土壤化学パラメータ推定実験より推定されたパラメータを用いて、土壤化学モデルから土中水中イオン濃度を算出する。本モデルは多層化して扱っており、第1層で反応した土中水と反応しなかった土中水は混合されて第2層以降へと浸潤し、反応過程を経て土壤各層の土中水の化学組成、土壤の化学特性の時間変化が算出される。

2.2 土壤化学モデルでの物質収支

研究に用いる土壤化学モデルは、土壤密度 S 、深さ h の完全混合タンクモデルを、深さ方向に連結 (タンクの多層化) したものである。図2にその模式図を示す。第 j 層では、土壤浸透水のうち、 r_j の割合の水分のみが層内の土壤と交換平衡に達し、 $1 - r_j$ は土壤と接触せずに流出する。 Q の浸潤水中に物質 i が濃度 c_{ij}^0 含まれ、化学的風化による物質の放出速度 (化学的風化速度) が W_{ij} であるとする、モデルにおける物質収支式は式 (1) となる¹⁾。

$$\frac{dT_{ij}}{dt} = W_{ij} + \frac{(c_{ij}^0 - \bar{A} c_{ij}) r_j Q}{Sh} \quad (1)$$

本報に於いては、式 (1) 中の陽イオン交換割合 r_j を実験を行って推定した。実験方法及び結果を以下に示す。

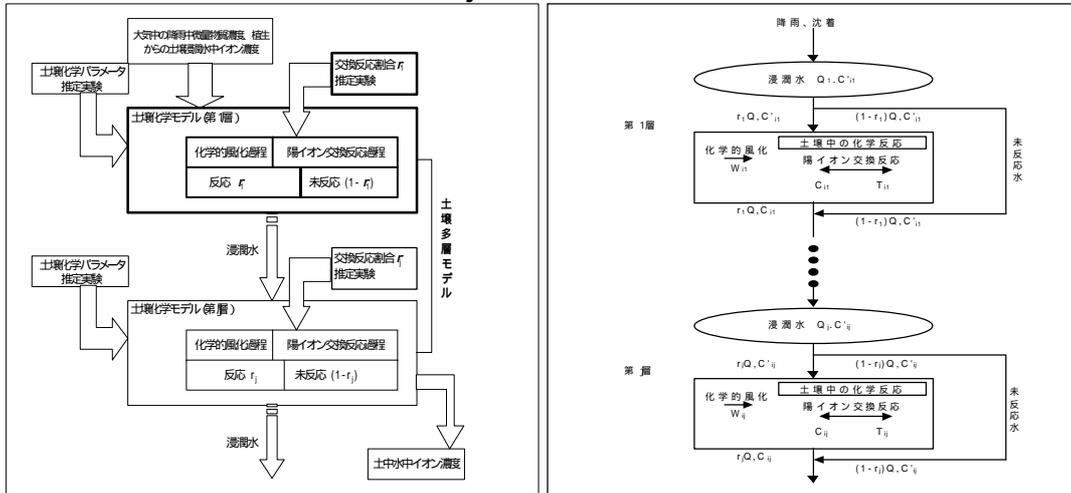


図1: 土壤酸性化予測モデルの関連図

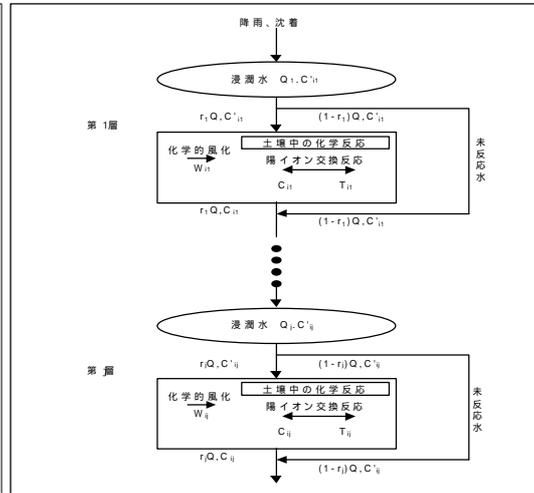


図2: 多層タンクの各タンク内で生じる反応

3 陽イオン交換反応割合の推定

本項では土壤酸性化予測モデルに用いるパラメータである陽イオン交換反応割合を求めるためのモデルの構造を示しモデルに必要なパラメータの推定法を述べる。

3.1 モデルの構造

モデルの構造を図3に示す。地上水理モデルから一年間の降雨データを基に土壤浸透水のフラックス q_{z0} と蒸散が生じているかどうか否かの時系列データを求める。次に土壤水理モデルから、今求めた q_{z0} と蒸散の有無、パラメータ推定実験より求めた数種の土壤物理パラメータを用いて、各層各時刻の q_z と土中水浸潤速度 u_z を求める。一方、「土中水浸潤速度と陽イオン交換反応割合の関係を求める実験」より土中水浸潤速度 u_z と陽イオン交換反応割合 r の関係が求まる。最後に各層における年平均の反応割合を式(11)から求めこれを土壤酸性化予測モデルで使用する陽イオン交換反応割合とする。

3.2 地上水理モデル

降雨量データ、日照量データを基に、葉面 \dot{A} ター層における蒸発をモデル化し土壤表面の浸透水フラックス q_{z0} を求め、蒸散の有無を判断する。

葉面 \dot{A} ター層 \dot{A} 土壤表面をタンクと見なし、そこからの流出水量を計算する。葉面のタンクは被覆度 $\dot{\alpha}_f$ の面積を持つタンクが LAI(Leaf Area Index) 層重なったタンクと見なし、葉面保水高さ \dot{h}_s と蒸発速度を与えている。リター層のタンクに関しては、上部に植生がある部分とない部分の2つのタンクを仮定し、葉面のタンクと同様にリター層保水高さ \dot{h}_l と蒸発速度を与えている。土壤表層のタンクでは最大土壤水浸透速度を定めて浸潤水速度を計算している。

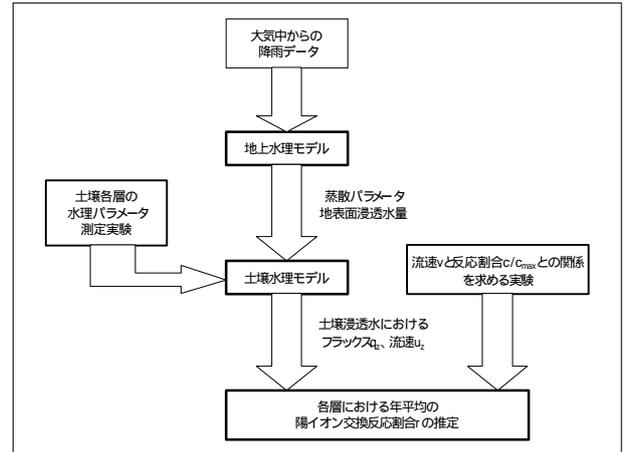


図3: 陽イオン交換反応割合の推定モデルの構造

3.3 土壤水理モデル

3.3.1 モデルの概要

後述する土壤水理パラメータ推定実験より求めた飽和透水係数 k_{zs} 、飽和含水率 \dot{f}_s 、不動含水率 \dot{f}_{dry} 、マトリックスポテンシャル \dot{t}_m と体積含水率 \dot{f} の関係式(3)、地上水理モデルの計算から求めた年間の浸透速度 q_{z0} (m/s)、蒸散の有無の時系列データを使って各層各時刻における q_z 、 u_z を計算する。境界条件は、 $z=0$ で $q_z=q_{z0}$ (地上モデルの値) $z=z_{max}$ で $q_z=q_z$ (年平均降雨量から年平均蒸発散量をひいた値) で、初期条件は年平均定常解 (土壤全層で $q_z=q_z$) とした。 \dot{t}_m 、 \dot{f} は各層の中心、 q_z 、 k_z は層間の境界で定義した。

計算方法 土壤の深さ方向の変化を考慮する多層モデルでは、土中水の浸透フラックスの時間変動がないと考えられる十分な深さまでとった土壤層を、高さ $\dot{A}z$ ごとの多層に分割して各層ごとの土壤の状態量を定義する。時刻 $t=t$ における i 層の含水率を \dot{f}_i とすると、移流と蒸散により、 $t=t+\dot{A}t$ における含水率 \dot{f}_i^n は、土中水フラックス q_{zi} と第 i 層からの蒸散量 E_{Ti} を用いて、

$$\dot{f}_i^n = \dot{f}_i + \dot{f} \frac{q_{zi} \dot{A} - E_{Ti}}{\dot{A}z} g \dot{A}t \quad (2)$$

となる。 \dot{t}_{mi} 、 k_{zi} は \dot{f}_i から次式により求める。

$$\log_{10} \dot{t}_{mi} = A_i + B_i \log_{10} \dot{f}_i \quad (\text{実験式}) \quad (A; B \text{ は実験定数}) \quad (3)$$

$$k_{zi} = k_{zsi} \left(\frac{\dot{f}_i \dot{A} \dot{f}_{dry}}{\dot{f}_{si} \dot{A} \dot{f}_{dry}} \right)^m \quad (m \text{ は経験定数、} \sim 5) \quad (4)$$

次に、 \dot{t}_{mi} 、 k_{zi} から q_{zi} 、 u_i を求める。

$$q_{zi} = \dot{A} \frac{k_{zi} + k_{zi} \dot{A} 1}{2} \left(\frac{\dot{t}_{mi+1} \dot{A} \dot{t}_{mi}}{\dot{A}z} \dot{A} 1 \right) \quad (5)$$

$$u_i = \frac{(q_{zi} \dot{A} 1 + q_{zi}) \dot{A} 2}{\dot{f}_i} \quad (6)$$

3.3.2 マトリックポテンシャル測定実験

実験の目的 土壌水理モデルは q_z を求めるためのモデルであった。 q_z はマトリックポテンシャル ψ_m の関数でありマトリックポテンシャル ψ_m は含水率 θ の関数である。マトリックポテンシャル ψ_m と含水率 θ の関係は式 (3) で近似している。ここでは式 (3) の A_i, B_i を実験より求める。

実験方法 実験はマトリックポテンシャルの大きさによって 2 種類の方法を採った。

方法 1 圧力ポンプを用いる方法。これによって 0.1m ~ 3m の範囲での ψ_m と θ の関係を測定する。

方法 2 試薬を用いる方法。過飽和状態の試薬 (NaCl ($\psi_m=427m$) と K_2SO_4 ($\psi_m=3939m$)) 溶解水と土壌試料を平衡させることで、試薬の種類に応じたマトリックポテンシャルに対応する⁴⁾ので、その時の含水率を測定する。

定数の決定 方法 1 と方法 2 で測定したそれぞれの ψ_m における θ を求め最小二乗法より実験定数 A_i, B_i を求める。体積含水率は式 (7) を用いて算出する。

$$\theta = \frac{w \cdot w_0}{v} \quad (7)$$

ここで、 w : 試料重量、 w_0 : 乾燥試料重量、 v : 試料みかけ体積である。

実験結果 表 1 に求めた定数を示す。

表 1: 実験定数 A_i, B_i

	A_i	B_i
0 ~ 2cm	-2.4807	-5.65
2 ~ 4cm	-2.4876	-5.65
6 ~ 8cm	-2.4234	-5.4057
8 ~ 10cm	-2.5631	-5.49
10 ~ 12cm	-2.8116	-5.6325
12 ~ 14cm	-2.6215	-5.5188
14 ~ 16cm	-2.9137	-5.6725
18 ~ 20cm	-3.0034	-5.6725
20 ~ 22cm	-3.18	-5.67

3.3.3 透水係数測定実験

実験の目的 q_z は k_z の関数であるが、透水係数 k_z はまた含水率 θ の関数である。ここでは k_z を求める手段として比較的測定の容易な飽和透水係数 k_{zs} を実験より求め、 k_z は (4) より算出することとする。

実験方法 厚さ 50mm の土壌試料を飽和状態にし、圧力をかけ速度 v (m/s) と圧力ポテンシャル h (m) を記録する。式 (8) から飽和透水係数 k_{zs} (m/s) が求まる。

$$k_{zs} = v \frac{50 \cdot 10^3}{h} \quad (8)$$

実験結果 各層の結果を表 2 に示す。一般の土壌では飽和透水係数は $10^{A4} \sim 10^{A7}$ (m/s) のオーダーにありこの結果は妥当な範囲といえる。

k_z と k_{zs} の間の関係を与える実験式は

$$k_z = k_{zs} \left(\frac{\theta \cdot \theta_{dry}}{\theta_s \cdot \theta_{dry}} \right)^m \quad (9)$$

であり、実験より求めた θ_s, θ_{dry} は各層ともそれぞれ 0.4 ~ 0.5、0.05 ~ 0.07 の間であった。

表 2: 各層毎の飽和透水係数

深さ	0cm ~ 5cm	5cm ~ 10cm	10cm ~ 15cm	15cm ~ 20cm
$k_{zs}(10^{A5}m=s)$	31.208	1.8267	1.4958	0.885

3.4 土中水の浸潤速度と陽イオン交換反応割合の関係を求める実験

実験の目的 土壌水理モデルでは降雨データから各時間の土壌各層における浸潤速度が計算されている。この実験では、人工酸性雨が土壌層内に浸潤する速度と土壌から土中水に溶出する陽イオンの濃度との間の関係を測定し、陽イオン交換反応割合を算出する。

実験理論 土中水が土壌を通過するとき、土中水と土壌の間には陽イオン交換反応が起こっている。土壌層内での浸潤速度が 0 であれば土壌との陽イオン交換反応は完全平衡状態に達する。一方、任意の浸潤速度では陽イオン交換反応は完全平衡には達せず、交換速度を反映した交換反応割合 r だけの土中水が陽イオン交換平衡状態に到達すると考える。

この実験では pH4 の人工酸性雨を速度を調節して浸潤させることにより、浸潤速度に対する交換反応割合の変化を求める。

実験方法 超純水で水溶性の陽イオンを洗い流した土壌試料に、pH4 の人工酸性雨を設定した速度で浸潤させ、カラム内の体積に相当する人工酸性雨が通過し安定に平衡反応が行われている状態での、流出水中の陽イオン濃度 c をイオンクロマトグラフで測定する。また土壌試料から土壌を 10g 取り出し pH4 の人工酸性雨で 24 時間振とうし、ろ過した溶液の陽イオン濃度 c_{max} をイオンクロマトグラフで測定する。 c_{max} を完全平衡状態で流出した陽イオン濃度、 c を完全平衡状態に達せず流出した陽イオン濃度とし、滞留時間 t (= 土壌試料厚さ / 浸潤速度) (hour) と c/c_{max} の関係を求め、最小自乗法により次式を当てはめる。

$$1 - \frac{c}{c_{max}} = e^{-\frac{r}{v} t} \quad (10)$$

実験結果 実験定数 \bar{a} を表 3に示す。

表 3: 各層毎の \bar{a} (1/hour)

深さ	0cm ~ 5cm	5cm ~ 10cm	10cm ~ 15cm	15cm ~ 20cm
\bar{a}	1.62	2.74	1.67	11.9

3.5 陽イオン交換反応割合の決定

計算方法 前項までで述べたように、地上水理モデルと土壌水理モデルを用いて、各層各時刻のフラックス q_z と速度 u_z が求められている。また、前項の実験により、速度 u_z とそれに対する陽イオン交換反応割合 $c=c_{max}$ の関係が求まった。これらの条件から、次式を用いて年平均の各層に於ける陽イオン交換反応割合 r を算出する。

$$r = \frac{\int_0^{\Delta t} (1 - A e^{-A u_z}) q_z dt}{\int_0^{\Delta t} u_z dt} \quad (11)$$

計算結果 計算結果を表 4に示す。

表 4: 各層毎の年平均陽イオン交換反応割合 r

深さ	0cm ~ 5cm	5cm ~ 10cm	10cm ~ 15cm	15cm ~ 20cm
r	0.9999	0.9999	0.9999	1.0000

4 土壌酸性化予測モデルへの適用

4.1 将来予測結果

前項までで述べたモデルパラメータと、別途測定した土壌の陽イオン交換容量、交換性陽イオン量、選択係数などの土壌化学パラメータを用いた、土壌酸性化将来予測の結果を図 4に示す。時間の原点は 1868 年である。本研究に用いた土壌酸性化予測モデルは現在の値を基にして過去及び将来の値を推定しているが、 $r=1.0$ の場合は時間原点における塩基飽和度は極めて小さくなっている。時間原点においては人工的な酸負荷はかかっておらず、化学的風化のみで生成された塩基飽和度が、殊に第 2 層、第 3 層においては 0 に近い値になっているのは不自然であり、妥当性に欠ける結果となった。一方、 $r=0.6$ とした場合の将来予測の結果を図 5に示す。こちらの計算結果は各層の塩基飽和度が 0.3 前後と、おおむね妥当な値となっている。これから、本研究で用いた手法では、妥当性に欠ける r の値の推定結果しか得られなかったと言える。

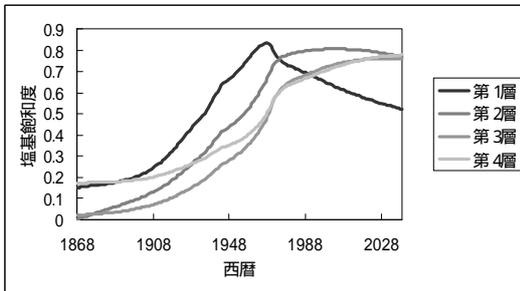


図 4: 塩基飽和度の経年変化 ($r=1.0$)

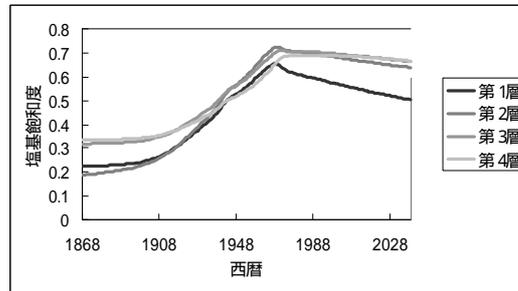


図 5: 塩基飽和度の経年変化 ($r=0.6$)

5 まとめ

本研究では、フィールドからのサンプル土壌に対して実験的に求めたパラメータと土壌水理モデルとから、フィールドの陽イオン交換割合を推定しようとしたが、妥当な値を得ることができなかった。サンプル土壌に対する透水係数は複数の試料に対する測定値の平均値から算出したが、水路が全体を貫通している試料については他に比べて極端に大きい透水係数が得られるため、透水係数として信頼できる平均値が得られていないことが考えられる。試料のサンプル方法、平均値の算出方法を含めて再検討する必要があると考えている。

参考文献

- [1] 富田健太郎, 山口克人, 加賀昭和, 土壌・陸水酸性化予測モデルに関する研究(その7) 土壌履歴モデルの多層化, 空気調和・衛生工学会近畿支部学術研究発表会論文集, 51-54, 1998
- [2] 広澤邦彦, 近藤明, 山口克人, 金成権, 土壌から大気への熱・水分輸送モデルへ適用する水理パラメータの検討(4), 空気調和・衛生工学近畿支部学術研究発表会論文集, 9-12, 1999
- [3] 鶴田敏郎, 山口克人, 加賀昭和, 李虎, 土壌・陸水酸性化予測モデルに関する研究(その3) 物質移動係数を考慮した土壌化学モデル, 空気調和・衛生工学会近畿支部学術研究発表会論文集, 57 - 60, 1993
- [4] G.W.Wilson, D.G.Fredlund, and S.L.Barbour, The effect of suction on evaporative fluxes from soil surfaces, Canadian Geotechnical Journal, 34, 145-155, 1997
- [5] 中野政詩, 土の物質移動学, 東京大学出版会, 1991, p 1 5
- [6] 同上, p 3 8 - p 3 9