

土 壌 カ ラ ム 中 の 無 機 塩 の 移 動

飯 塚 文 男*

Movement of salts in Soil Columns

Fumio IIZUKA

Akita Agricultural Experiment station

1 は し が き

土壌中の水溶性塩類は、液相中に固相とある交換平衡を保って溶存し、水の移動にともなう輸送(Convection)と拡散(Diffusion)によって孔隙中を移動するものと考えられ¹⁾、これらの要因を考慮した理論的考察が数多くなされている。これらの理論的研究においては、モデルの構成と解析解の求めやすさから、水の移動は均一な土層における飽和・定常流を前提条件として設け、イオン交換反応についてはカラム・クロマトグラフィーの理論に基づき交換平衡の成立を前提にし、さらに多くの場合、等温吸着線の線型性を仮定している²⁾。

しかし、土壌を対象とする場合、これらの前提や仮定は必ずしも現実と合致せず、このくい違いが理論と実験結果の不一致を生む原因になっていると考えられる場合が多い³⁾。土壌はイオン交換樹脂などと異なり、水みちになる孔隙は複雑な構造をもち、交換基の性質も多様でかつ不安定である。したがって、土壌中の塩の移動を考える際には、これまでの理論の前提条件についても検討を要するであろう。

ここでは、以上のような前提や仮定を考慮に入れた、等温条件下における土壌カラム中の塩の移動について、水分状態との関連で現象的に述べる。

2 飽和水分状態における塩の移動

水分が飽和状態にある土壌中では、水は主として粗孔

隙を通路とする重力水移動になるので、比較的均一な速い流れになり、それにともなって塩の移動も速やかになる。

塩の移動についてみると、固相との相互作用の弱い陰イオンは水の移動の前線とほぼ一致し、陽イオンは陰イオンと電気的に中性な状態を保つように固一液相間で交換反応を行ないつつ移動している。しかし、細かくみると、土壌の孔隙特性によっては、陰イオン排除水の影響を受け、陰イオンの移動が水のそれより速くなることもある。

試料として中程度のCECをもつ豊平埴壤土(T_0)とCECが小さく、物理的に特異な性質を示す西の里砂壤土(N_i)及び一部に砂丘である花畔砂土(Ba)を用いたカラム実験について、以下に述べる。試料の一般的理化学性を第1表に示した。

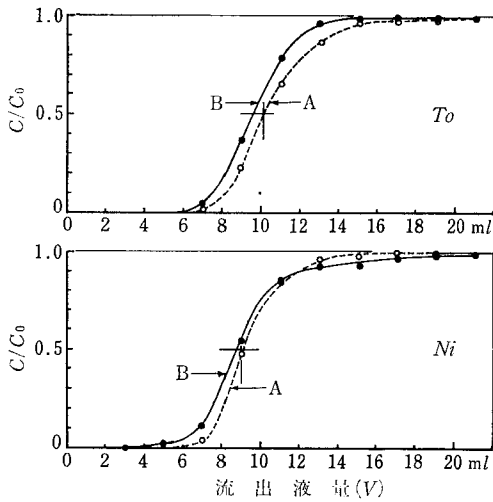
第1図は D_2O を用いて水の移動を追跡し、陰イオンとして Cl^- を用いて両者の流出をみたものである⁴⁾。すなわち、ショーレンベルガー法の土壌浸出装置を用い、カラム($\phi=14mm$)に風乾細土を常法によって層厚80mmになるように均一に充填する。充填後、 $1N-CaCl_2$ で浸出し、続いて脱塩水で洗浄して遊離の Cl^- を除去する。カラムの水量を充填試料の飽和容水量の約120%になるように調節して、一日放置し、次いで0.01 M- $CaCl_2-20\%D_2O$ 溶液を浸透させる。カラム下端からの流出液を2mlごとに分画採取し、 D_2O 濃度を質量分析計で Cl^-

第1表 供試土壌の理化学性

	機 械 組 成			容積 比重	全孔 隙量	孔 隙 分 布*					pH (H_2O)	CEC	摘 要
	砂	微砂	粘土			150~47	47~15	15~1.5	1.5~ 0.1	0.1以下			
豊 平	58.1	25.3	16.6	0.95	60.2	4.0	15.5	9.6	9.0	16.0	4.8	18.9	沖積土 火山性土 (豊平浮石層) 砂丘土
西の里	87.5	8.8	3.7	0.67	63.0	3.8	27.1	14.5	5.5	9.7	5.3	9.9	
花 畔	95.5	1.7	2.8	1.27	44.0	3.0	31.0	2.2	1.0	5.4	5.4	4.4	

* 孔隙径(単位・ μ)別容積%

*秋田県農業試験場



第1図 D₂OおよびCl⁻の流出曲線
 C : 流出液の濃度 C₀ : 添加した溶液の濃度
 A : D₂Oの流出曲線 B : Cl⁻の流出曲線

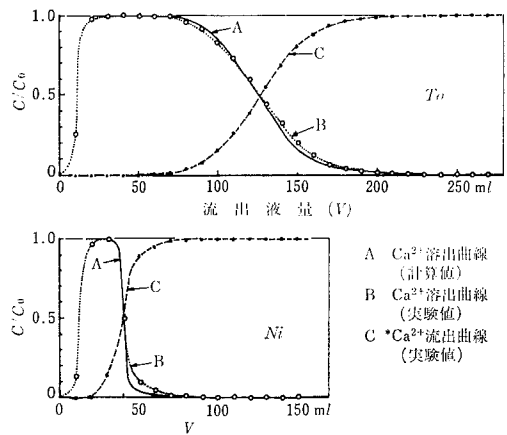
を比色法で測定する。なお浸透速度は6.5cm/hr程度になっていた。

Toでは第4画分からCl⁻が検出され、わずかに遅れてD₂Oの流出が始まる。両流出曲線はともにシグモイド曲線をなし、Cl⁻についてのC/C₀=0.5に相当する流出液量(以下V_{0.5Cl}などと略記する)は9.5ml、V_{0.5D2O}は10.2mlになる。このV_{0.5D2O}はカラムの1孔隙容量(1pvと略記)によく一致している。これに対して、Niの流出はToよりやや早く、V_{0.5Cl}≒V_{0.5D2O}の関係にある。またCl⁻の流出曲線にはC/C₀=0.5の点に対してやや強い非対称性が認められ、両曲線はC/C₀=0.85、V=11ml付近で交差している。

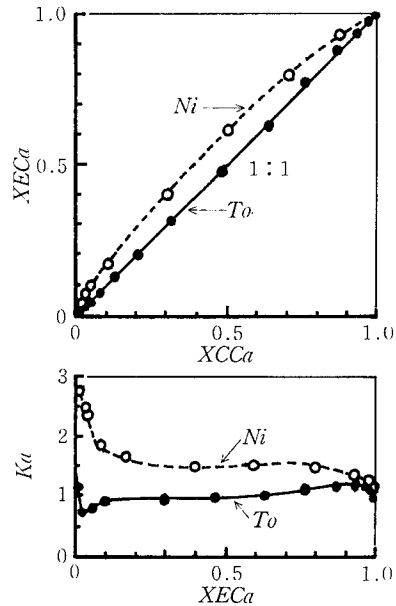
この流出曲線から、D₂Oの輸送に関与した総液量に対するCl⁻排除水(土粒子の影響を強く受け、Cl⁻の輸送に関与しない水)の割合は、Toでは9.8%になるが、Niのそれは1%以下の無視しうる値になる。ToのCl⁻排除水量はpF5.5~5.7水分率に相当する。通常、この陰イオン排除水の張力水準はpF5.5内外と考えられている。

次に、以上に述べたような陰イオンに対する陽イオンの液-固相間の交換反応をみる。第2図はCa飽和カラムに0.01M⁴⁵CaCl₂溶液を浸透させてCa-⁴⁵Caの交換流出過程における両者の溶、流出曲線を示したものである。図中の実線はGlueckaufの理論式¹²⁾より求めた計算値である。また第3図に両試料の交換等温線と平衡恒数を示した。

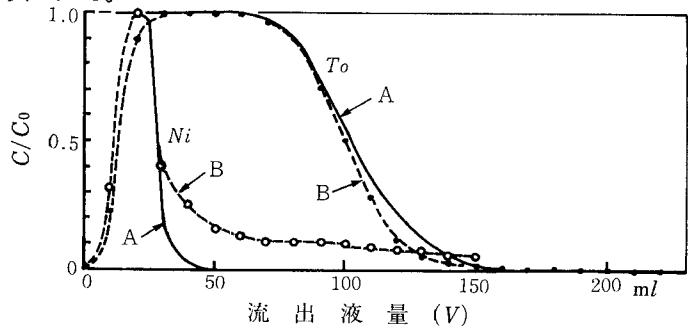
同位体交換においては、Toでは理



第2図 Ca²⁺-⁴⁵Ca²⁺系の溶・流出曲線



第3図 Ca²⁺-⁴⁵Ca²⁺系の交換等温線と平衡恒数
 X : 総量に対する比 E : 交換態
 C : 容存 Ka : 平衡恒数



第4図 K⁺-Ca²⁺系からのK⁺の溶出曲線
 A : 計算値 B : 実験値

論値からのズレは小さく、交換等温線も1:1の直線に重なり、平衡恒数もほぼ1に近似できる。しかしながら、Niではいずれも理論値から大きくズレており、交換平衡が成立しがたい状態にあると考えられる。

一方、異種陽イオン間の交換流出についてみると、第4図に示したように、同位体交換に比べ平衡状態は保たれがたく、イオン種によっては平衡関係から大きくズレてくる。

以上のように水分飽和状態のカラムにおいては、水の移動は重力水が主となる速い流れとなり、固相と相互作用の弱い陰イオンは水とともに移動し、陽イオンは陰イオンと電気的に中性な状態を保つように、固一液相間で

交換反応を行ないながら移動している。しかしながら、水と陰イオンの移動は必ずしも同一ではなく、また固一液相間の交換反応も、純系の同位体イオン交換を除いては、交換平衡の維持は困難であった。その原因としては、速い水の移動、土壌の孔隙特性、交換基の多様性、不安定性などが考えられる。

3 不飽和水分状態における塩の移動 (その1)

i) 水の移動が無視しうる状態での塩の移動 (拡散)

カラム (L=10cm, $\phi=5$ cm) の右半分にCa (NO₃)₂ 溶液を左半分に脱塩水を加えて、pF3 水分率の土壌カラムを調製し、カラム内のNO₃⁻の分布を調べた。その結果を第5~7図に示す。図のように、カラム内の水分移動が無視しうる条件下でも、土壌中では塩の濃度勾配による移動 (拡散) が起きている。

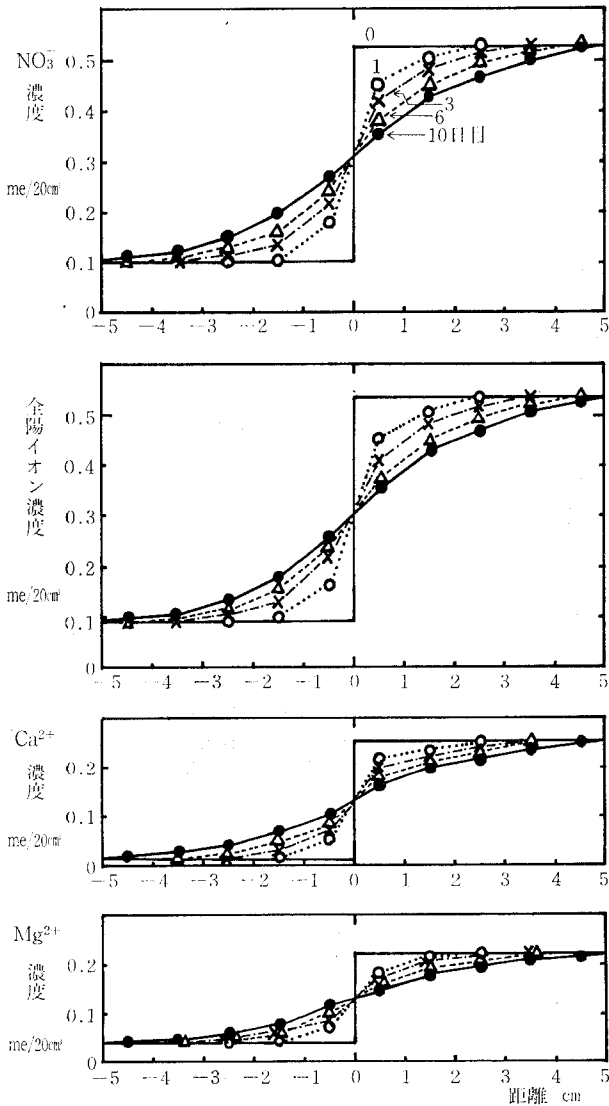
Toでは、イオン分布曲線上の距離0の点に対して対称なシグモイド型のNO₃⁻分布を示し、10日目にはカラム両端にまで濃度変化が及んでいるのに対し、Niではシグモイド型の分布であるが対称性は乱れ、NO₃⁻濃度変化の距離も短い。両カラムとも陽イオン濃度分布を示したが、NO₃⁻の分布と極めて類似した分布を示している。また2層系カラムでは単層系カラムに比べ、NO₃⁻分布の対称性はさらに乱れ、砂のBaの関与したカラムで乱れはより大きくなっている。

図のNO₃⁻分布より求めた拡散係数 (D) は $D_{To} = 1.36 \times 10^{-6}$ 、 $D_{Ni} = 3.5 \times 10^{-7}$ cm²/secであり、 $D_{To} > D_{Ni}$ になっている。

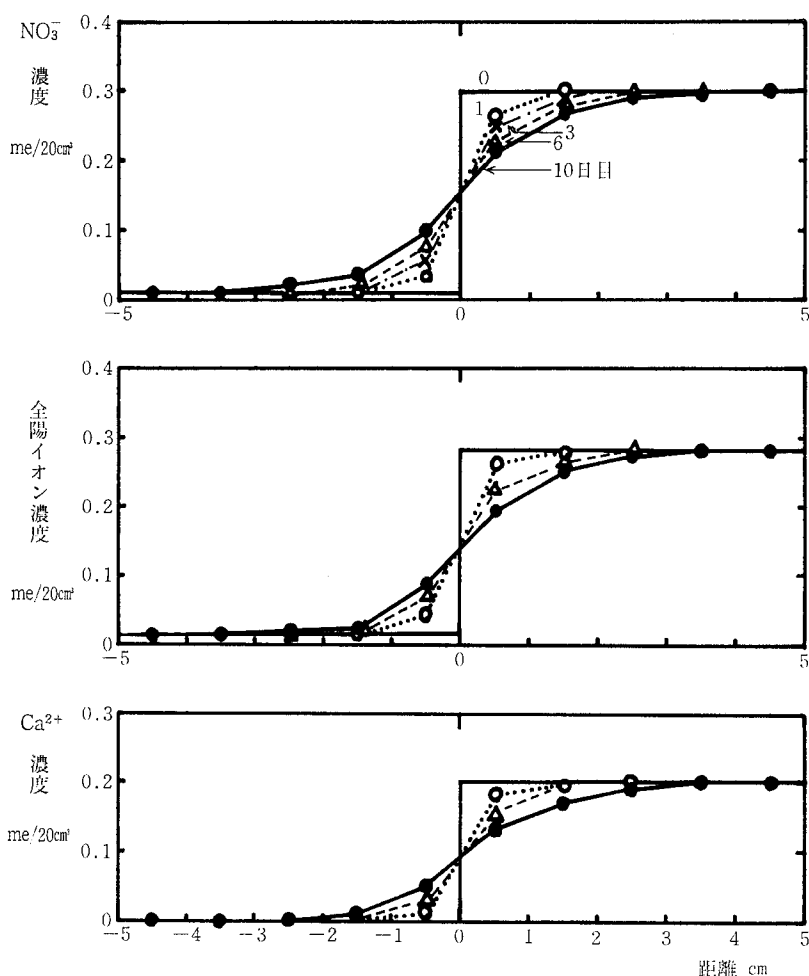
塩の拡散速度は土壌の水分率によって大きく左右され、高水分率ほど拡散は速くなるといわれる⁹⁾。したがって、同じpF水分率であっても、その条件で多くの孔隙が水分に充たされている土壌ほど塩の拡散径路が多くなり、拡散速度も速くなる。両試料のpF3の水分率がTo=30%、Ni=16%であることから、 $D_{To} > D_{Ni}$ になったものと考えられる。

2層系カラムでは塩無添加層に配置された土壌によって、塩添加層のDは律せられていた。なお砂の $D_{Ba} = 7 \times 10^{-8}$ cm²/secであった。

また拡散過程においても、陰イオンとともに陽イオンが移動し、両者間の電気的平衡は保たれている。



第5図 NO₃⁻および陽イオン分布の変化 (To) 全陽イオン=Ca²⁺+Mg²⁺+K⁺+Na⁺



第6図 NO₃⁻および陽イオン分布の変化 (Ni)

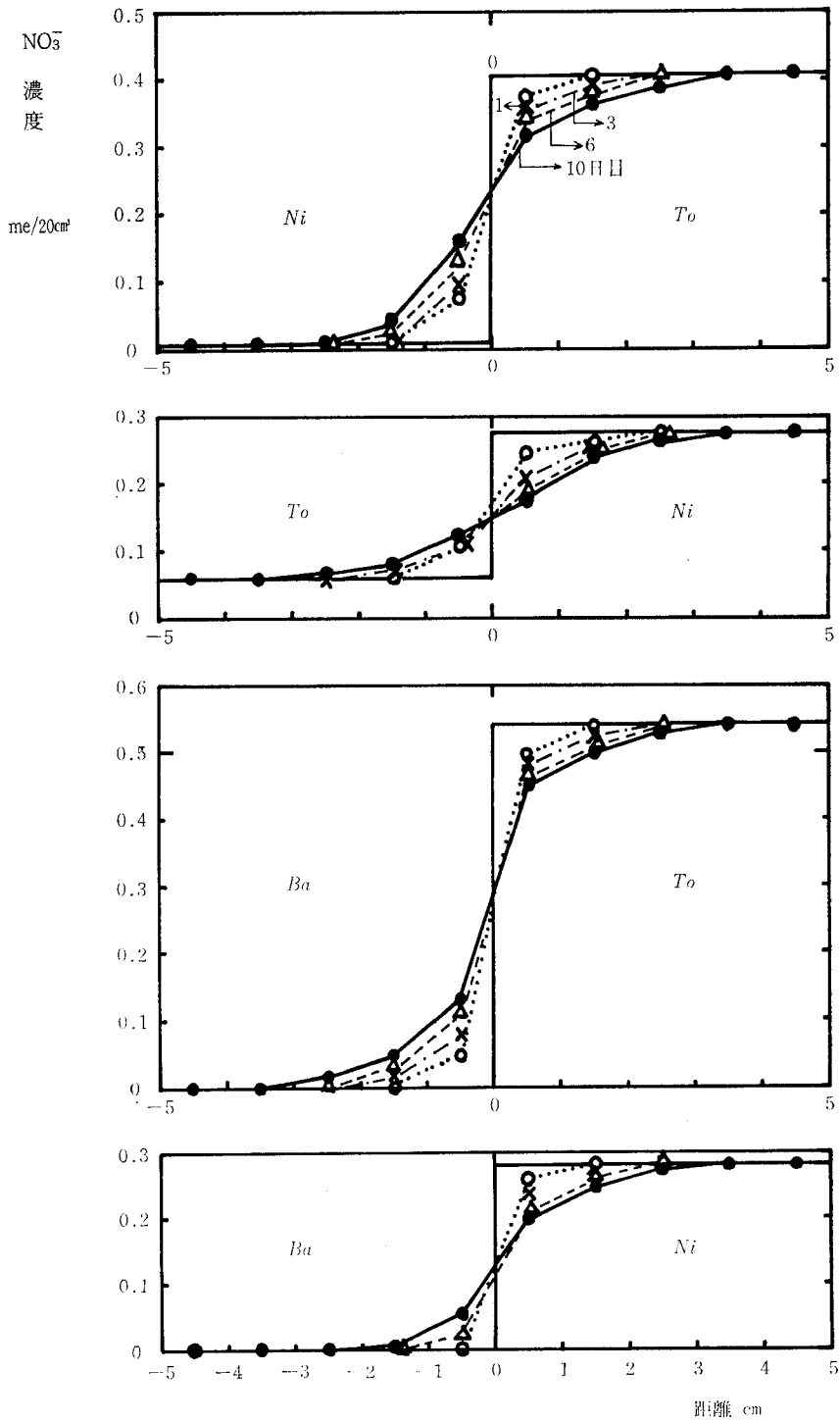
ii) 水の移動にともなう塩の移動 (コンベクション) 動水勾配による水分流にともなう塩の移動 (convection) を示したのが第8～11図である。初期条件を pF 1.5水分率 ($T_0=52$, $Ni=57\%$) に調製したカラム ($\phi=50\text{mm}$, $L=102\text{mm}$) を pF1.5—pF2.3の張力勾配下において、カラム最下層に $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ を添加し、水分流にともなう NO_3^- 分布の変化を調べた。

NO_3^- の移動は水の移動とともに起り、カラムへの流入水量の増加につれ、 NO_3^- の分布層位はカラム上部へ移っている。流入水量と添加した NO_3^- 分布のピーク層位の移動距離はほぼ直線関係にあり、カラム間に大きな差異は認められなかった。しかし、流入水量と時間の関係では T_0 カラムが Ni カラムより速くなっていた。

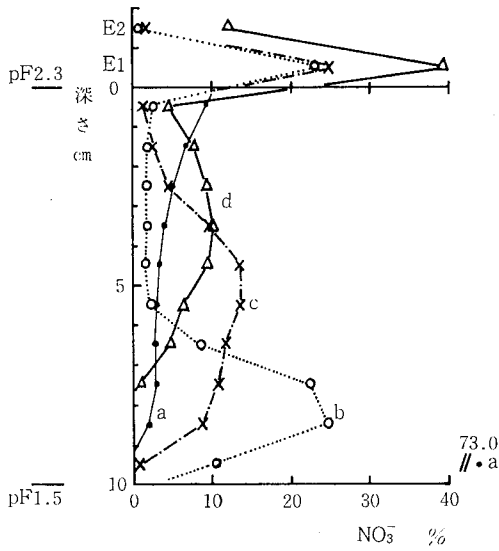
流入水量と時間から求めた両カラムの透水係数は $T_0=10^{-4}$, $Ni=10^{-5}\text{cm/sec}$ のオーダーにあり、両試料に

よる2層系カラムの T_0/Ni , Ni/T_0 では、 Ni の透水係数によって規制され 10^{-5}cm/sec のオーダーにあった。この透水係数の差異は、pF1.5—pF2.3で両試料の孔隙量が逆転し、pF2.3では $T_0=30$, $Ni=21\%$ になっていることによるであろう。なお両試料の NO_3^- 分布に大きな差異は認めがたかった。

拡散の結果と pF2.3水分率から、 T_0 , Ni の拡散係数を求める⁵⁾と $D_{T_0}=10^{-6}$, $D_{Ni}=10^{-7}\text{cm/sec}$ のオーダーになり、コンベクションによる塩の移動を透水係数で近似すると $K_{T_0}=10^{-4}$, $K_{Ni}=10^{-5}\text{cm/sec}$ のオーダーになる。このことから pF1.5—pF2.3の動水勾配下での塩の移動は、主に水の移動にともなうコンベクションによることわかる。実際に土壌中での溶質移動に占める拡散の比率は10%以上に限られることが多いといわれる⁶⁾。



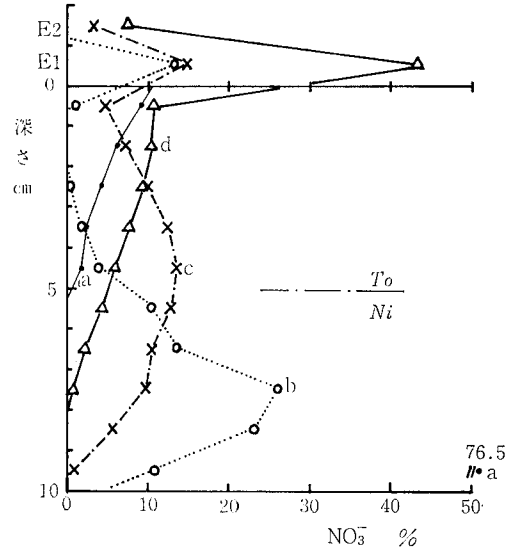
第7図 NO_3^- 分布の変化 (2層系)



第8図 NO₃⁻分布の変化 (To)

	流入水量 ml	流出水量 ml	時間 hr
a :	0	0	0
b :	12	36	0.5
c :	21	55	3.5
d :	50	78	5.5

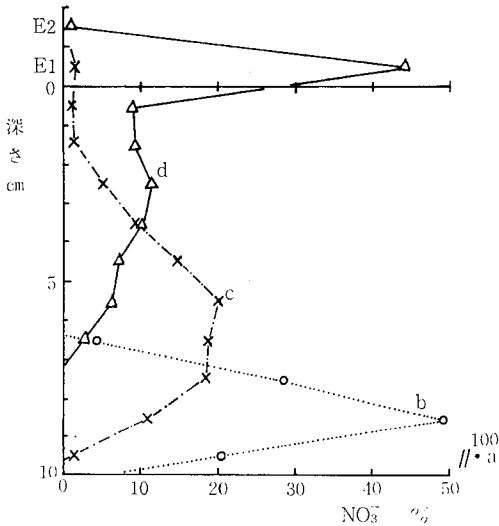
E 1 : 流出液第1画分, E 2 : 同第2画分



第10図 NO₃⁻分布の変化 (To/Ni)

	流入水量 ml	流出水量 ml	時間 hr
a :	0	0	0
b :	10	40	3.0
c :	30	71	10.0
d :	50	81	20.0

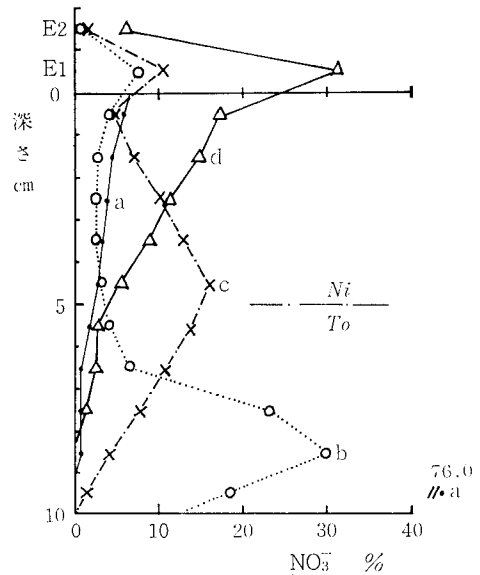
E 1 : 流出液第1画分, E 2 : 同第2画分



第9図 NO₃⁻分布の変化 (Ni)

	流入水量 ml	流出水量 ml	時間 hr
a :	0	0	0
b :	12	42	1.5
c :	25	70	2.5
d :	50	93	13.0

E 1 : 流出液第1画分, E 2 : 同第2画分



第11図 NO₃⁻分布の変化 (Ni/To)

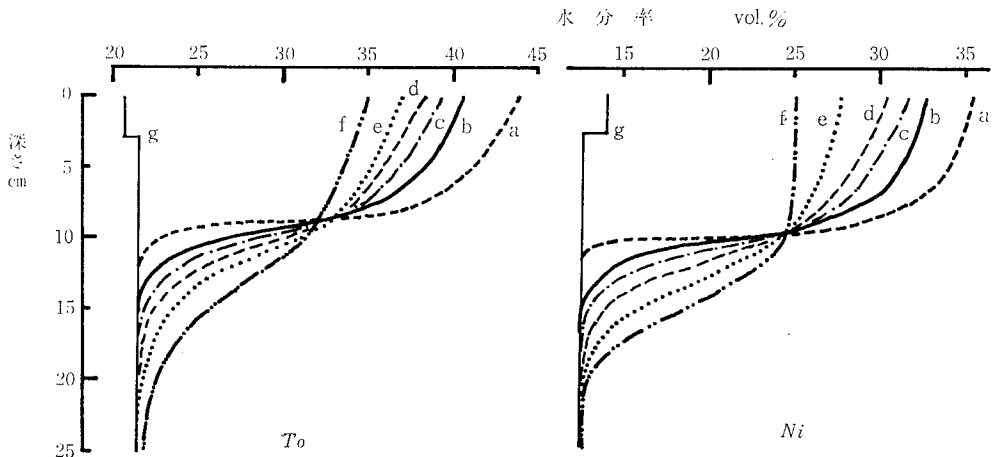
	流入水量 ml	流出水量 ml	時間 hr
a :	0	0	0
b :	10	20	5.0
c :	30	68	4.5
d :	50	82	16.0

E 1 : 流出液第1画分, E 2 : 同第2画分

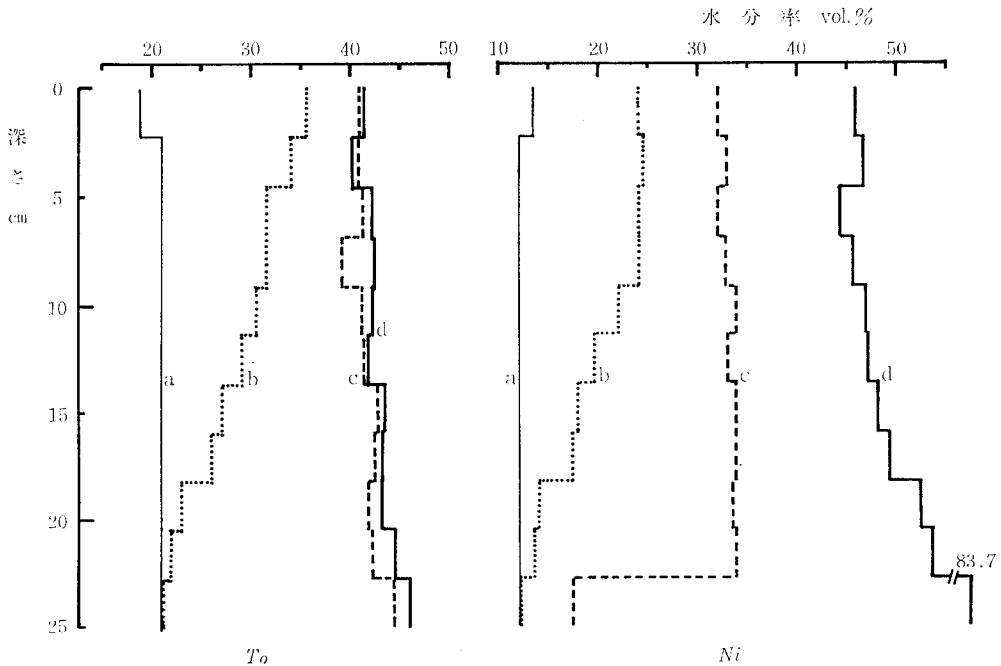
3 不飽和水分状態における塩の移動 (その 2)

これまで、比較的小さいカラムで、飽和、不飽和水分状態の水、塩の移動について述べてきたが、いずれも条件を制限した純系に近いものである。すなわち、飽和の場合の単一なイオン組成、不飽和の場合の水分移動を無視しうる条件における拡散などである。

ここでは、より現実に近い状態の比較的大きなカラムを用いて実験を行なった結果についてみる。その際、土壌カラム内の水の移動は毛管孔隙が水分で充たされているか、否かで大きく変わってくる。毛管水不足の状態に順次かん水して、不足の状態と充たされている状態の水分分布をみる⁷⁾。すなわち、内径7.5cm、高さ25cmの有底カラムに初期水分率をpF3.5相当に調節した土壌を均一に充填する。最上層2.3cmにCa、Mg、K、Naの塩化物



第12図 かん水終了後の水分率分布の推移 (18.3mmかん水)
 a : かん水終了後0時間目, b : 同0.5時間目, c : 同1時間目, d : 同2時間目,
 e : 同8時間目, f : 同24時間目, g : かん水前



第13図 かん水終了後24時間目の水分率
 a : かん水前, b : 18.3mmかん水, c : 55mmかん水, d : 110mmかん水

各5 meを添加する。かん水はカラム上面から、1回かん水量約20mmを目標に24時間間断でおこない。表面にたん水を生じないように、かん水速度は平均約 2×10^{-3} cm/secとする。かん水にともなう水分率変化の追跡には γ 線透過法と重量法を併用した。

毛管水不足の状態におけるカラム中の水分分布の変化を第12図に示す。図は初期水分率 pF3.5相当のカラムに18.3mmかん水した時の水分分布の経時変化である。よく知られているように、かん水にともなって、水は明瞭な浸潤前線を形成して急速に下降する。かん水停止後は、下降速度の急減と浸潤前線の拡散をともなう再分配の過程に移行する。

かん水量が増加すると、浸潤前線の下降が速くなり、浸潤部がカラムの末端に達すると、流出水が観測されるようになる。この段階になるとカラム内の水分率はほぼ一定になる。第13図に各かん水後24時間目の水分率分布を示す。

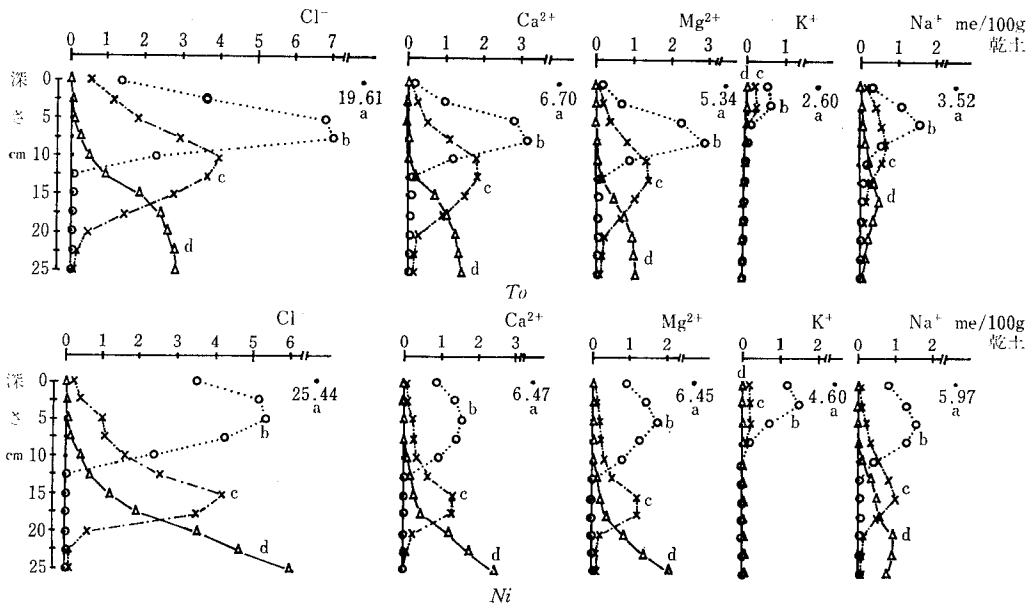
T_0 は、55mmかん水で平均約41% (pF1.7~1.8相当の水分率に達してカラム上下の水分率勾配が消失し、流出水がみられる。それ以上、かん水量が増加しても、水分率の絶対値、分布様式ともにほとんど変化せず、流出水量のみが増加する。これに対して、 N_i では、55mmかん水で10層目までの水分率が33% (pF2.0相当)になるが、110mmかん水ではさらに水分率が増加して、10層目までの水分率は平均47.5% (pF1.7相当)になる。この際、11層目の水分率は約84%という高い値になり、下端

からの流出水が観測される。

両カラムの水分率とその分布パターンは、粗毛管孔隙領域 (pF1.8~2.2)の孔隙分布と初期水分率の相違を反映している。すなわち、 N_i はこの張力範囲に約23%の孔隙が集中しており、とくにpF1.9~2.0相当の容水量が多いのに対して、 T_0 のそれは約7%にすぎない。一方、 T_0 は高張力領域の毛管水が多くpF3.5相当の初期水分率が21%で、 N_i のその約2倍になっている。このために、初期条件における毛管水不足 (pF1.8水分率-初期水分率)は、 $N_i=376$ ml, $T_0=206$ mlとなつて、前者が90mmかん水に相当するのに対し、 T_0 のそれは45mmかん水にしか当たらない。したがって、 T_0 では55mmかん水で、平均水分率が46~47% (pF1.6~1.7)に達し、急速な重力流出に移行するのである。このことは毛管水不足の多少が水の移動距離と密接な関係にあることを示している。

このような水分移動にともなって、塩の移動も先に述べたコンベクションと拡散の組み合わせられた状況になる。毛管水不足の水分状態においては、浸潤時にはコンベクションが、そして再分配過程では相対的に拡散が塩の移動に大きく寄与していると考えられる。毛管水が飽和になった状態では、水の移動は重力によるものが主となるので、コンベクションが塩の移動の主たる機作となると考えられる。

第14図に第13図の水分分布に対応する溶存イオンの分布を示した⁹⁾。



第14図 かん水にともなう溶存イオン分布の変化

a : かん水前 b : 18.3mmかん水 c : 55mmかん水 d : 110mmかん水

表層に添加された Cl^- は、かん水による浸透水の下降につれ、ピーク濃度の低下と分布幅の拡大をとまいつつ下層に移動していく。分布パターンは T_0 55mm かん水のように、上下対称になる場合もあるが、通常非対称形をなし、 Ni 55mm かん水のように低い副次的なピークが現われることもある。また、かん水量が増加してくると、カラム末端への水の集積傾向を反映して、非対称性が強くなり、曳尾現象も顕著になる。このような傾向は、 T_0 よりも Ni のほうにより強く現われる。

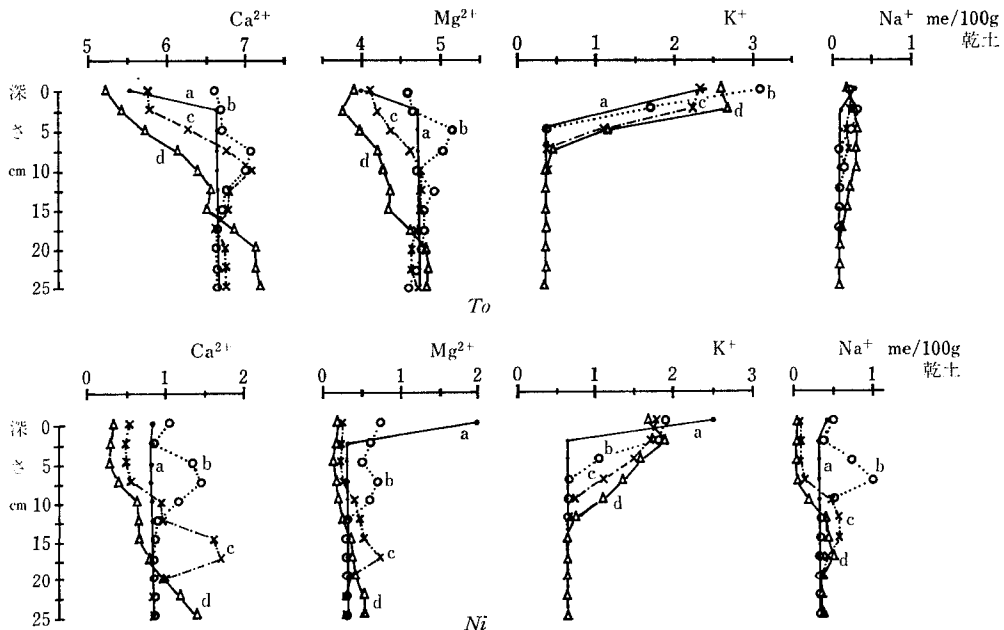
溶存陽イオンのうち Ca^{2+} と Mg^{2+} の分布パターンは Cl^- のそれと酷似しているのに対し、 K^+ の挙動は特異的で、かん水による分布位置の変化がほとんどみられないままに急激に濃度の低下を起す。 Na^+ の分布は Ca^{2+} 、 Mg^{2+} と K^+ の中間の形態を示す。この間、溶存イオンの電気的中性は保たれており、 K^+ のような特異な挙動を示す陽イオンによる陽電荷の不足は固相からの他の陽イオンの放出によって完全に補償されながら溶脱が進む。この際、放出される陽イオンが主として2価陽イオンであることは第14図から明らかである。

次にかん水にともなう交換態陽イオンの分布についてみる。上述の溶存イオンに対応する交換態陽イオンの分布を第15図に示した。交換態陽イオンは、両カラムともかん水量によって変化している。第14、15図を比較すると、全般的傾向として外液のイオン濃度が高い層位で、該当する交換態陽イオンも多くなっているが、とくに Ca^{2+} 、 Mg^{2+} で溶存—交換態両者の分布がよく対応

していることがわかる。すなわち交換態の Ca^{2+} 、 Mg^{2+} は外液の Ca^{2+} 、 Mg^{2+} の濃度変化に応じてその量がかん水により容易に変化する。これに対して交換態の K^+ は上層1~5層に局在しており、かん水量を増しても分布域の下層への拡大は極めて緩慢である。この傾向はとくに T_0 で顕著であり、 Ni ではかん水量の増加につれてわずかながら下層に移動していく傾向を示す。

このようにかん水量が多くなるにつれて交換態 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} の多い層が下層に移っていき、 K^+ がそのあとに取り込まれる結果、カラム表層部の交換態2価陽イオンは塩添加前よりも少なくなる。以上のように表層添加塩の溶脱が進む過程では、溶存イオンの濃度変化だけでなく、固相に保持されている交換態陽イオンの組成にも変化が起り、富化されるものと溶脱されるものができてきている。

以上、述べてきたように、不飽和水分状態、非定常流を含むカラム内の水、塩の移動においても、小カラムの純系に近い条件下の水、塩の移動と同様のことが組み合わさって起きていることがわかる。すなわち、前者においても、水の浸潤過程では、水は毛管孔隙を充たしながら、粗孔隙を通る速い移動になり、塩は拡散による移動を含みながらも、コンベクションによる移動が主となる。続く再分配過程では、水は拡散による緩やかな移動になり、塩もそれにともなうコンベクションと塩の拡散による移動になる。毛管水飽和の状態になると水の移動は粗孔隙を通る速い移動になり、塩の移動もコンベクシ



第15図 かん水にともなう交換態陽イオン分布の変化

a : かん水前 b : 18.3mmかん水 c : 55mmかん水 d : 110mmかん水

ンによるものがほとんど全てになってくる。

4 圃場における塩の移動

実際の系では、上述のような系が組み合わさっていると考えられる。大筋では、水が通る土層における溶相への塩の溶解、あるいは固相から液相への脱着、次いで拡散によって液相の塩濃度が平衡になろうとする。その平衡液へ新たな水分流入が入ってきて、平衡液中の一部の塩はそれとともに土層を去る。

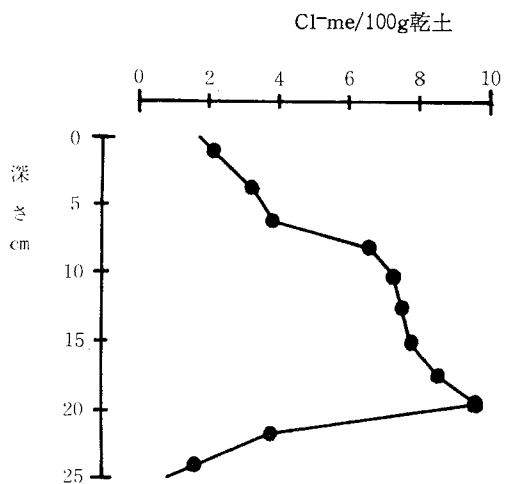
一例として、最も単純な孔隙分布を示す砂について塩多量添加の場合を第16図に示す。塩はカラム上部部に添加され、過飽和状態にあり、結晶が析出している。図は18.3mmかん水時の分布を示したものである。これまで述べてきたカラムでは、Cl⁻の分布に明瞭なピークが認められていたが、この例ではプラトー状の高濃度域を示している。これは水の移動速度と塩の溶解平衡によると考えられる。砂の場合、粗孔隙が大部分を占るので、水分流は著しく速くなり、塩の溶解平衡に関与する水量、時間も不充分である。そのため塩と水の移動は、必ずしも、これまでのカラムのように一致せず、分布のピークの形成も不明瞭になる。

このような粗孔隙を通る重力水の速い流れと微細孔隙を通る拡散による遅い流れの対比は構造が発達した土壌で顕著である。第17図は構造の発達度が強い3種の土壌におけるNO₃⁻の流出曲線を示したものである⁹⁾。

なお第17図には、これまで述べたTo, Ni, Baについてのものも示してある。

Sd: 粒状~亜角塊状構造で極めて強い発達程度のも、Hd: 強い発達程度の粒状構造のもの、Rd: 発達程度極強の粒状~亜角塊状構造のものである。

図の碎塊一飽和カラムからのNO₃⁻の流出曲線の形か



第16図 Cl⁻の分布 (Ba, 18.3mmかん水)

ら、次の3群に類別できる。第1群は砂質試料のBad, Nid, 第2群は粗大な粒団を含むSd, Rd, そして第3群はTod, Hdである。

これらの流出曲線について、NO₃⁻の積算流出率Rを求め、流出液量Vとの関係に対数一正規確率紙上にプロットし、流出曲線ごとに構成成分を分けてみた。

1) 第1群に分けられたBad, Nidの流出量分布は、単一な対数正規分布になる。

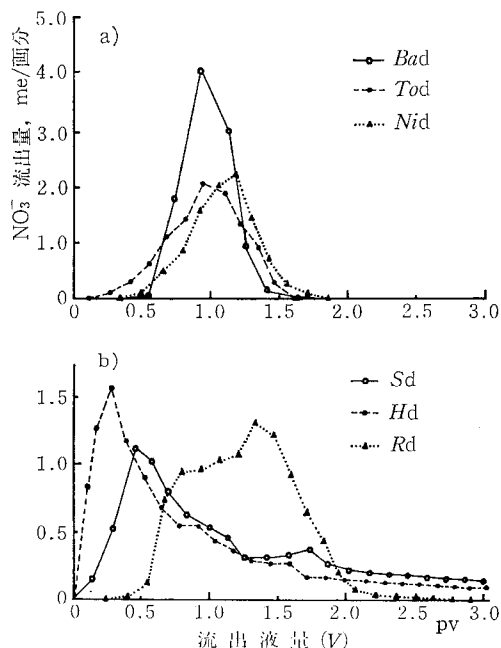
2) 第2, 3群の流出量分布は、いずれも2つまたはそれ以上の副成分が重なり合った複合型分布をなす。

3) 第3群の流出量分布は、曳尾現象が弱く、2つの対数正規分布が複合したものとみなせるが、第2群のそれは、初期の流出量が著しく多い反面、曳尾現象も顕著で、少なくとも3つの副成分に分割できる。

これらの3つの成分は次のような流出機構によると考えられる。

第1成分は、流出が速いこと、最大値が大きいこと、減衰が速いことなどから、粒団間の粗孔隙に沿った急速なコンベクションによるものと考えられる。この形で流出するNO₃⁻は、粒団内の細孔隙に取り込まれないままに流出されてしまうものと考えられる。この意味で、この成分を直接流出と呼ぶ。

第3成分は、直接流出とは逆の性質を示し、流出曲線の尾の部分構成している。流出がかなり進んだ段階で現われること、最大値が小さいこと、Tod, Hdなどには認められないことなどから、この成分は、一度粗大粒団



第17図 碎塊一飽和系列のNO₃⁻流出曲線

の内部に取り込まれた溶質が、徐々に流出する過程を示すものと解される。この意味で、第3成分は遅延流出と呼ぶことができる。

この2つの中間の性質を示すのが第2成分である。 $V_{0.5}$ が1 pv内外以上の値を示すことなどから、この成分は小粒団とその内外の毛管孔隙を主な場とする相互拡散、および低流速のコンベクションによる流出を示すものと考えられる。第2成分は性格づけがむずかしいので、とりあえず中間流出と呼んでおく。

Badのように、極端に大きな孔隙がなく、単粒状で、溶質を粒子に包蔵しない試料の場合、直接流出、遅延流出がともに少なく、一様な流れによる中間流出が優占して、典型的な単一对数正規型の分布曲線を与える。一方、小粒団が多い T_{od} 、 H_d などでは、粒団間孔隙の径が小さく、曲路率(tortuosity)が比較的大きいために、直接流出が中間流出と類似の性格をもつようになる。また粗大粒団が少ないために、遅延流出はほとんど認められない。

カラム表面に層状に加えた水溶性物質の分散、移動について、孔隙径別に拡散モデルを適用し、これを積分する形で解析値を求めたLindstromら¹⁰⁾の結果によれば、孔隙径が単一な場合には、Badと類似した濃度分布になる。しかし孔隙径がある幅をもつときには、一般に非対称な複合分布になる。とくに孔隙径が2~3水準で、その間の差が大きいつきには、 T_{od} 、 H_d などと類似の分布が現われる。そして先に現われる山は、粗大な孔隙中の速い輸送によるものであり、後にくるものは細孔隙による遅い輸送を示している。これが極端な形で現われたものが、 R_d 、 S_d の流出量分布と考えられる。すなわち、この種の試料では、径の大きい粒団間孔隙が連続した水みちを形成し、浸透水の大部分がこれによって急速に流出される。一方、粒団はち密で粗な内孔隙に乏しいために、これを經由するコンベクションはきわめて遅く、結果的に直接流出の比率が極めて大きくなる。

以上のように、粗粒団を含むカラムの NO_3^- 流出機構には、いくつかの性格のことなる輸送現象が関与しており、これを包括した形で拡散モデルを適用することには疑問がある。

以上、動水勾配、重力ポテンシャルおよび拡散による水及び塩の挙動について述べて、現実の土壤においては、これらによる水、塩の移動が複雑に組み合わさったものと考えられることを指摘した。しかし、これらはいずれも等温条件下におけるものであった。実際の圃場においては、さらに温度勾配、浸透圧勾配などの条件が関与してくるものと考えられる。そのなかの温度勾配下における土壤中の水、塩の挙動については、別に報告しているので参照されたい¹¹⁾。

5 要 約

1) 豊平埴壤土(T_o)と西の里砂壤土(N_i)を主として供試したカラム実験によって、土壤中の水と塩について述べた。

2) Cl⁻排除水は中粒質の T_o では約10%であったが、 N_i では認めがたかった。

3) 陰イオンの移動にともなう固-液相間の陽イオンの交換平衡は、 T_o の同位体交換の場合を除いて成立しがたく、カラム・クロマトグラフィーの理論値からのズレも大きかった。

4) 拡散による塩の移動は T_o で速く、 N_i で遅くなり、この差は水分条件(pF 3)における両カラムの水分量の差異によるものと考えられた。

5) コンベクションによる塩の移動では、流入水量と塩の移動はほぼ直線関係にあり、塩の移動は土壤の透水性によって左右されていた。

6) 水の移動は毛管水不足がかん水量より多い条件では遅く、初期条件での毛管水不足が少ないほど、またかん水量が多いほど、水の移動は速くなる。

7) 塩の移動は、水分流にともなうコンベクションによるものが主であり、拡散によるものの比率は小さかった。

8) 土壤中の水、塩の通路の違いから、塩の流出過程を、粗大孔隙を通る速い流れによる直接流出、一度粗大粒団に取り込まれ、徐々に流出する遅延流出、及び小粒団とその内外の毛管孔隙における拡散と低流速による流出の組み合わせだった中間流出の3つに分けて考えた。

引 用 文 献

- 1) Bresler, E.: Control of Soil Salinity. in Optimizing the Soil Physical Environment Toward Greater Crop Yields, ed. D. Hillel, p.102~128, Academic Press, New York. (1972).
- 2) Aylmore, L. A. G. and Karim, M.: Leaching of Fertilizer Ions in Soil Columns. Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci., 1, 143~153. (1968). など多数.
- 3) Biggar, J. W. and Nielsen, D. R.: Miscible Displacement: V. Exchange Processes. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27, 623~627. (1963).
- 4) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫: 畑土壤における水分と無機塩類の挙動(第2報), イオン交換をともなう流出過程の検討, 土肥誌, 47, 470~476. (1976).
- 5) Kemper, W. D. and van Schaik, J. C.: Diffusion of Salts in Clay-Water Systems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 30, 534~540. (1966).
- 6) G. H. Bolt, M. G. M. Bruggenwert 編著, 岩田ら訳: 土壤の化学, p.141, 学会出版センター, (1980).
- 7) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫: 畑土壤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. (1975).

- 8) 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫：畑土壌における水分と無機塩類の挙動(第3報), 表層添加中性塩の溶脱経過と陽イオンの挙動, 土肥誌, 49, 75~81. (1978).
- 9) 佐久間敏雄・老松博行・飯塚文男・岡島秀夫：粗大粒団を含むカラムからのNO₃⁻の流出, 土肥誌, 50, 17~24. (1979).
- 10) Lindstrom, F. T. and Boersma, L.: A Theory on the Mass Transport of Previously Distributed Chemicals in a Water Saturated Sorbing Porous Medium. Soil Sci., 111, 192~199. (1971).
- 11) 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫：畑土壌における水分と無機塩類の挙動(第4報), 温度勾配下の水分と塩の挙動, 土肥誌, 50, 133~137. (1979).
- 12) Glueckauf, E.: Theory of Chromatography, Part VI, Precision Measurements of Adsorption and Exchange Isotherms from Column-elution Data. J. Chem. Soc., 1949-4, 3280~3285. (1949).

(昭和56年12月11日受理)