HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	除塩対策に関する基礎情報 ： 1.溶質移動の基礎と除塩(進歩総説: 津波被災農地土壌の実態調査と除塩対策)
Author(s)	石黒, 宗秀
Citation	日本土壌肥料学雑誌, 86(5), 381-386 https://doi.org/10.20710/dojo.86.5_381
Issue Date	2015
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/70052
Rights	© 1994 一般社団法人日本土壌肥料学会
Type	journal article
File Information	86_KJ00010178204.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition

除塩対策に関する基礎情報
1. 溶質移動の基礎と除塩

石黒宗秀

キーワード　除塩，溶質移動，拡散，移流，選択流

1．は　じ　め　に

津波被災地では，農地に海水が多量に侵入したため，その塩分を取り除く除塩作業が必要となった．除塩は，土壌中における高濃度のイオンを効率的に移動排出させることが目的である．したがって，溶質移動の基礎知識が除塩を効果的に進める上で役立つ．ここでは，津波被災後の除塩を行う際の要点について述べ，その基礎となる溶質移動について解説する．また，海水中に多量に含まれるナトリウム（Na）が土壌に吸着すると，真水で洗脱する過程で土壌が膨潤分散しやすくなり，透水性の低下を招いて除塩作業を停滞させ，作物の生育にとって良好でない土壌構造となることがある（「6.ナトリウム吸着」を参照）．そこで，Na の吸着についても触れる．

溶質移動の基本メカニズムは，溶媒である水に運搬される移流と，分子のランダムな熱運動に起因する拡散である（「5.拡散」を参照）．大量の塩水は，移流によって農地の外へ運び出されるが，その際に，土壌中のほとんどを占める透水性の低い微細間隙からは，拡散によって水の流れ道である粗間隙中へ排出される．どちらも除塩に不可欠な動きである．除塩に限らず，土壌中の吸着や生体中での生合成等の諸反応は，物質の拡散による反応位置への衝突が出発点となって引き起こされるため，拡散は自然現象を理解する基本でもある．ここでは，その重要な拡散についても詳しく記述する．

2．除塩の基本的な考え方

農地にたまった塩水を真水で洗脱するためには，多量の水が必要となり，用水が確保されなければならない．また，土層から塩水を排出する必要があるため，容易に地下排水できない場合は，排水路が必要であり，排水した塩水が下流の農地に影響を与えない注意も必要である．したがって，津波の被害を受けた場合には，用排水路の復旧が除塩作業の前提となる．具体的な除塩方法は，「農地の除塩マニュアル」（農林水産省農村振興局，2011）が参考になる．

ある程度長期間かけても良い場合は，排水良好なら，日本のような多雨地帯では，降雨に頼ることも考えられる．作土層から塩水を排除すればよいのだから，大雑把に言えば，塩水がたまった日から T 日後に，下式が満たされれば，除塩できることになる．

総降雨量－総蒸発量
＞作土層中の飽和水分量（mm）　(1)
（単位表面積あたりの作土層中の水分量を mm で表す）

この考え方の詳細は，「4.土壌中の溶質移動実験」で説明する．T 日後に（1）式が満たされていても，その後晴天日が続いて T＋t 日後に，

総降雨量≦総蒸発量　(2)

となると，下層に一度排出された塩水が蒸発に伴う上方浸透により元に戻るので，注意しなければならない．真水を入れて除塩しても，夏期の土壌の乾燥によって，塩分が再び高くなった例もよく見られる（例えば，本総説の「津波被災農地の除塩対策　6. 宮城県の津波被災現地ほ場の除塩後のイネまたはダイズ栽培」）ため，排出された塩水が上昇しないような対策が必要である．

暗渠施工されておらず，排水性の不良な水田での除塩は，地表排水に頼ることになるため，効率が悪い．この場合，水田に真水を湛水して，作土を良くかき混ぜて塩水が土壌の微細間隙から出やすくし，地表排水する．塩水濃度が低くなるまでこれを繰り返す．初回の濃度希釈率 α は，次式で表される．

$$\alpha = \frac{\text{作土層の塩水量}}{\text{作土層の塩水量}+\text{かんがい水量}} \times 100\ (\%) \quad (3)$$

作土層の塩水量が大量であれば，十分希釈するには，大量のかんがい水が必要となるが，希釈率はあまり小さくならない．降下浸透による排水が可能な場合，(1) 式左辺が作土層の飽和水分量と同量程度以上で効率的に除塩が完了するのと大きな違いである．排水不良の場合，作土層の塩水量と同じかんがい水量を加えても，(3) 式から 50％の希釈率にしかならないことから相違が明瞭である．水田の暗渠を利用した除塩（本総説の「津波被災農地の除塩対策　4. 宮城県における除塩方法と効果」）が良好であること，降

Munehide ISHIGURO: Fundamental information about measures of desalinization. 1. Fundamentals of solute transport for desalinization
北海道大学大学院農学研究院（060-8589 札幌市北区北 9 条西 9 丁目）
日本土壌肥料学雑誌 第 86 巻 第 5 号 p.381～386（2015）

NII-Electronic Library Service

Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition

雨による水田の除塩は透水性が良いと進む（「津波被災農地の実態調査　1. 岩手県の無作付水田における土壌ECを指標とした塩類の溶脱に対する土壌物理性の影響」）ことは，降下浸透による除塩効果を示している．

作土層の塩水を排出しても，その下の層に塩水があれば，その影響を受ける可能性がある．水自体が下方に徐々に浸透して行けば問題ないが，塩水との境界が動かない場合は，拡散で塩分が作土層へ移動する．拡散による平均移動距離 x(cm) と時間 t(s) は，次の関係式で簡便に計算できる．

$$x=\sqrt{2Dt} \qquad (4)$$

ここで，Dは溶質の拡散係数（$cm^2 s^{-1}$）である．飽和土壌中におけるNa^+の拡散係数は，約$0.7\times10^{-5} cm^2 s^{-1}$であるから，1cm拡散するのに約20時間，5cm拡散するのに約20日である．この20日後における5cmの拡散が栽培に影響するのであれば，さらに除塩対策を講じる必要がある．表1に，平均拡散距離と拡散時間の対応関係を示す．実際には，蒸発や降下浸透等で塩水は複雑に移動するが，拡散のみを考慮する場合は，これを目安とすることができる．

3．除塩と選択流

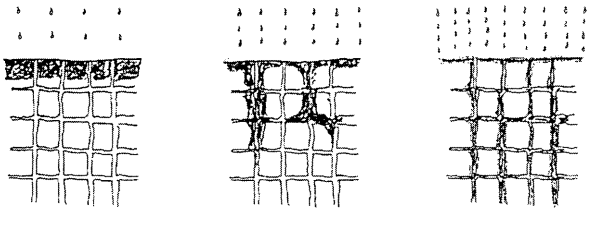
1）畑地の除塩

土壌には，亀裂等の粗間隙があり，除塩の効果を左右する．まず畑地の粗間隙の影響を考えよう．図1に，降雨あるいはスプリンクラーによる散水の強度と水移動を模式的に示した(Bouma and Dekker, 1978)．微細間隙のある土壌基質中に塩水があり，散水で除塩する場合については，散水強度が小さいと，散布した水は，土壌基質をゆっくりと浸透し，塩水は下方へ押し流される．散水強度が大きく，土壌基質の透水性を上回る場合は，土壌基質中を十分に浸透しないで，粗間隙中を迅速に流れ去る．このような流れを選択流と言う．この場合に塩水を除去するためには，土壌基質中を水が降下浸透して塩水を押し出す時間あるいは塩水が土壌基質中から拡散移動する時間が必要になる．それまでの間，大きな強度で散水し続けると，多量の水が粗間隙から選択流により排出され，浪費される．散水する総量が同じなら，散水強度が小さい方が少ない水で効率的に除塩できる．このことから，長期間非湛水状態にある農地の除塩では，適切な強度の降雨により除塩が進むと考えられる．

表1　飽和土壌中のナトリウムイオンの平均拡散距離と時間

平均拡散距離	時間
1μm	0.7×10^{-3}秒
1mm	12　分
1cm	20　時間
5cm	21　日
10cm	83　日
50cm	5.7　年

拡散係数を$0.7\times10^{-5} cm\,s^{-1}$として計算



(a) 8 mm h^{-1}　(b) 16 mm h^{-1}　(c) 32 mm h^{-1}

図1　散水強度と亀裂のある土壌の水浸透の模式図
散布量は10mm（Bouma and Dekker, 1978を元に作図）．

2）暗渠のある水田の除塩

暗渠のある水田の地下排水は，暗渠埋め戻し部の良透水性とそれにつながる亀裂を利用している．そのため，亀裂を発達させて始めて暗渠が効果を発揮する（丸山, 1968；冨士岡・丸山, 1971；田渕, 1984, 1999）．この場合においても，亀裂等粗間隙中の選択流が速すぎて，土壌基質中の塩水が真水と交換する前に多量の水を排水することにならないように注意する必要がある．暗渠の出口で排水量を調節するなどして，土壌基質中の塩水と真水の交換が十分行われる時間を確保して除塩すればよい．次章でその考え方を詳しく述べる．

4．土壌中の溶質移動実験

土壌中の溶質移動を理解するため，実験をしてみよう．図2の飽和土壌カラムに，吸着しないイオンの一定濃度C_0の溶液を飽和浸透し続け，浸透開始からの流出液のイオン濃度の変化を測定する．その濃度変化の例を図3に示す．横軸は，土壌カラム中の含水量を基準にした流出水量

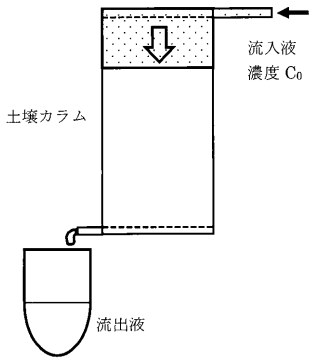


図2　土壌カラム中の浸入溶液の模式図
ピストン流の場合，初期に入っていた水と混合せず，押し出すように流入する．

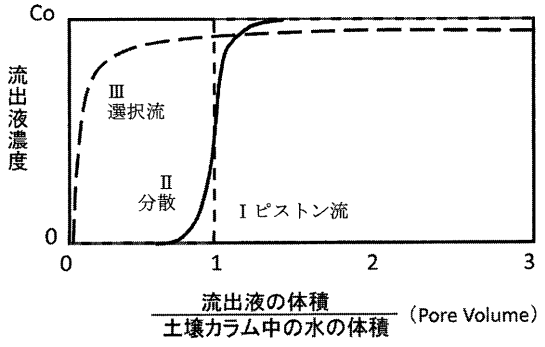


図3　流出濃度曲線

NII-Electronic Library Service

Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition

を表す．1 pore volumeは，流出水量がちょうど土壌カラム中の含水量と同じになった時である．始めにカラム中に入っていた水が，図2のように，浸透する溶液と交わることなく押し出される場合，1 pore volumeで流出液のイオン濃度が0からC_0に上昇する（図3のⅠ）．これをピストン流と呼ぶ．始めに土壌中に塩水が入っている場合，このようなピストン流が起これば，浸透させた真水で置き換えられ，除塩が完了する．大まかに考えれば，これで平均的な除塩ができるので，(1) 式のように示すことができる．もう少し詳しく見れば，土壌中では，水の流れは速いところと遅いところが必ず存在し，イオンは拡散しながら水に運ばれるため，平均の流れより遅いものと早いものが生じて，図3のⅡのような流出濃度曲線になる．これを溶質移動における分散現象と呼ぶ（波多野，1987）．カラム中に亀裂など粗間隙があり，選択流が生じていると，図3のⅢのように，初期の急な濃度上昇とその後のC_0への漸近を示す流出濃度曲線となる（Hatano *et al.*, 1985；石黒，1994）．このような選択流のある構造を持つ土壌の場合，先述のように除塩に際して注意が必要になる．

図4は，厚さ4 cm，半径5 cmの不かく乱水田耕盤試料を用いた臭素（Br）の流出濃度曲線である．耕盤には，鉛直に伸びた根成孔隙があるため，その中をイオンは移流で移動しつつ，微細間隙のある土壌基質部分へ拡散しながら移動する．図5に示すように，根成孔隙とそれを囲む土壌基質の共軸円筒モデルを用いてイオン移動を数値計算した．根成孔隙中の水の平均流速が速いと，土壌基質中へ十分にイオンが拡散しないうちに根成孔隙中を流下して流出する（図5A）ため，図4のAのような，初期の急な濃度上昇とその後のC_0への漸近を示す流出濃度曲線となる．根成孔隙中の水の平均流速がゆっくりであると，土壌基質中へイオンが拡散しながら根成孔隙中を流下して流出する（図5B）ため，図4のBのような，徐々に濃度が上昇するシグモイド型に近い流出濃度曲線となる（Ishiguro, 1991）．この例は，吸着のないイオンの動きであるが，水分子の動きとほぼ同じと考えてよい．したがって，土壌中に初期に存在する塩水を効率的に洗い流せるかどうかを示している．Aのような流れ構造の場合，新しく浸透させた水は，初期に土壌基質中に存在する塩水と十分交換する前に大量に根成孔隙中を流下して，除塩効率が悪い．

流出濃度曲線が，どのような形になるかは，溶質が根成孔隙中を流下するのに要する時間t_Lと土壌基質中を横拡散するのに要する時間t_Dを比較することで目安がつく．ここで，

$$t_L = \frac{L}{v} \tag{5}$$

$$t_D = \frac{R^2 - r^2}{3.8^2 D} \tag{6}$$

Lは根成孔隙を流下する距離（試料厚さ），vは根成孔隙中の水の平均流速，Rは土壌基質の半径（共軸円筒モデルの外半径），rは根成孔隙の半径，Dは土壌基質中のイオンの拡散係数である．(6) 式は，放射方向拡散であるため，一次元拡散の（4）式と数字の係数が異なるが，基本的に同じである．$t_L \ll t_D$であれば，図3のⅢのような流出濃度曲線になる．$t_L \gg t_D$であれば，図3のⅠのピストン流的な流出に近づく．この流れ構造の場合，新しい浸透水は，初期に土壌基質にあった塩水を効率的に除塩できる．除塩を効率的に行うには，t_Lを大きくするために洗脱水

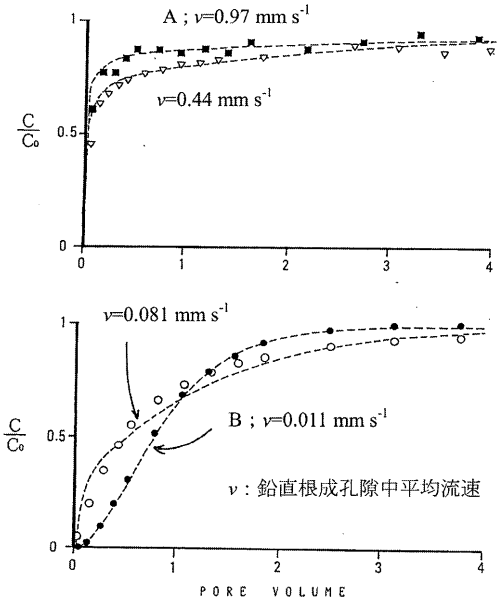
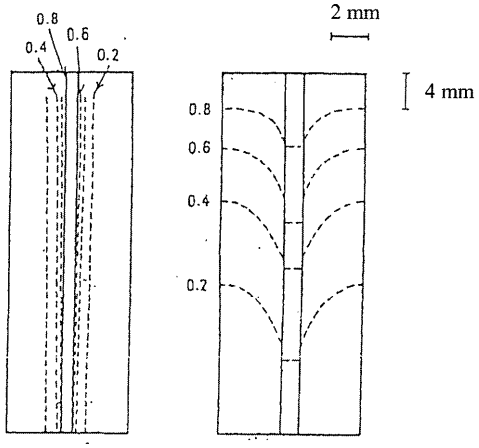


図4　鉛直根成孔隙を持つ水田耕盤の流出濃度曲線
印は実測値，点線は共軸円筒モデルによる計算値．Cは流出液濃度，C_0は流入液濃度（Ishiguro, 1991を一部改変）．



A ; v=0.97 mm s^{-1}. B; v=0.011 mm s^{-1}.

T=551 s	T=20700 s
t_L=41 s	t_L=3600 s
t_D=940 s	t_D=1300 s
t_L/t_D=0.044	t_L/t_D=2.8

図5　共軸円筒モデルによる流入イオンの水田耕盤中における濃度分布
図中の数値は流入イオンの相対濃度C/C_0．vは鉛直根成孔隙中平均流速，Tは流入開始後の経過時間，t_Lは根成孔隙中を流下するのに要する時間，t_Dは土壌基質中を横拡散するのに要する時間（Ishiguro, 1991を一部改変）．

NII-Electronic Library Service

Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition

の流速を遅くし，t_Dを小さくするために土壌基質の距離を短くすれば良い．洗脱水の流速を遅くするためには，暗渠のある水田では暗渠流出口の流量の制御，あるいは降雨によるゆっくりとした洗脱が効果的である．土壌基質の距離を短くするには，亀裂等粗間隙が多ければ良い．土壌基質中の代表的拡散距離（(6) 式の$R-r$に対応）を見積ることができれば，(4) 式で大まかに拡散交換に必要な時間を計算できる．

上述の例は，土壌基質中の透水性が小さく，拡散によってイオン移動が規定される場合である．飽和透水係数が$10^{-5}\,\mathrm{cm\,s^{-1}}$程度であれば，数mmの長さを拡散するのに要する時間と飽和浸透するのに要する時間が同程度になる．土壌基質部分がそれ以下の透水性の場合は，拡散が重要となる．それより透水性が良い場合は，平均的な浸透流による洗脱の方が主となり，浸透流の評価が重要になる．

5．拡　　散

分子の熱運動に起因するランダム運動である拡散は，溶液中および気体中で常に生じている重要な自然現象である．拡散（ブラウン運動）は，Einsteinによって初めて理論的に明らかにされた．物理学の世界では，この理論によって分子の存在が認められるようになった歴史的な成果でもある．1905年は，Einsteinが相対性理論，光量子理論，そしてこのブラウン運動の理論を発表した奇跡の年と呼ばれている．ここでは，Einsteinのブラウン運動の理論（井上, 1971；大井, 1998）の要点を示す．

拡散は，ランダム運動であるから，一次元の拡散を考えた場合，時間$t=0$で$x=0$に存在していた粒子（あるいは分子）の，$t=t$における平均の予測位置は，$x=0$となる．しかし，時間が経過するほど広がって行く性質を持つため，一つ一つの粒子のt時間後の変位（原点からの距離）Δxの2乗の平均（平均2乗変位）を取ると，次の式を得る．

$$\langle(\Delta x)^2\rangle=\int_{-\infty}^{\infty}x^2c(x,t)dx=\int_{-\infty}^{\infty}x^2\frac{1}{2\sqrt{\pi Dt}}\exp\left(\frac{-x^2}{4Dt}\right)dx$$

$$\because c(x,t)=\frac{1}{2\sqrt{\pi Dt}}\exp\left(\frac{-x^2}{4Dt}\right)$$

$$=\int_{-\infty}^{\infty}x^2\frac{1}{\sqrt{2\pi}s}\exp\left(\frac{-x^2}{2s^2}\right)dx \qquad \because s=\sqrt{2Dt}$$

$$=s^2=2Dt \tag{7}$$

ここで，〈　〉は平均を表し，$c(x,t)$は$t=0$で原点に位置した粒子のt時間後における正規確率分布関数，sは正規確率分布関数の標準偏差である．(7) 式は，拡散現象を表す基礎式である．平均2乗変位の平方根が平均拡散距離であり，これが (4) 式である．平均拡散距離は，(7) 式より正規分布の標準偏差を示すことがわかる．

拡散係数Dは，次のStokes-Einsteinの関係式で表せる．

$$D=\frac{kT}{6\pi\eta a} \tag{8}$$

ここで，kはボルツマン定数，Tは絶対温度，ηは液体の粘性係数，aは粒子半径（イオンでは水和半径）である．

(8) 式は，液体中で平衡分布状態にある粒子の力の釣合と粒子移動の釣合の式から求められる．液体中を粒子が重力で沈降し，かつ拡散で広がって平衡状態にある場合を考える．図6に示すように，単位断面積を持つ微小幅Δxの体積中にn個の粒子がある．粒子には，鉛直下方に重力が作用し，上方に浮力が作用している．一方，浸透圧による力が図6に示すように位置xと$x+\Delta x$の単位断面積に作用している．浸透圧は，一般に半透膜を用いて説明されるが，それが無くても図6のように考えたところが，Einsteinのユニークな点である．平衡状態にあるから，次式のように，微小体積Δxにかかる外力（重力-浮力）と浸透圧力は釣り合う．

$$Fn\Delta x-\frac{\partial P}{\partial x}\Delta x=0 \tag{9}$$

ここで，Fは，1粒子に作用する外力（重力－浮力），Pは浸透圧である．図6および (9) 式において，次の近似式を用いた．

$$P(x+\Delta x)=P(x)+\Delta P=P(x)+\frac{\partial P}{\partial x}\Delta x \tag{10}$$

$$P=CRT=\frac{n}{N}RT=nkT \tag{11}$$

ここで，Cはモル濃度，Rは気体定数，Nはアボガドロ数である．これを用いて，(9) 式は，

$$Fn-kT\frac{\partial n}{\partial x}=0 \tag{12}$$

となる．粒子移動の釣合は，図7に示すように，1粒子に作用する外力Fによる沈降と，粒子拡散による移動を考えて，次式で示される．

$$nu-D\frac{\partial n}{\partial x}=0 \tag{13}$$

ここで，uは粒子の沈降速度である．(13) 式の左辺第1項が単位時間当たりの沈降移動量，第2項が拡散移動量を表す．半径aの球粒子では，uはストークスの法則により，

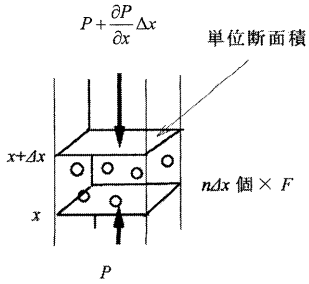


図6　液体中における平衡分布した粒子にかかる力
Fは粒子1個にかかる外力（重力－浮力），Pは浸透圧，nは単位体積当たりの粒子個数．

NII-Electronic Library Service

Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition

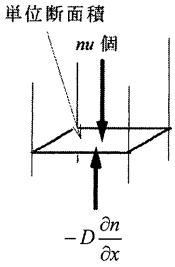


図7　液体中における平衡分布した粒子の移動
nは単位体積当たりの粒子個数，uは粒子の沈降速度，$-D\partial n/\partial x$は粒子の拡散フラックス．

$$u=\frac{F}{6\pi\eta a} \tag{14}$$

で与えられるから，これを(13)式に代入して，次式を得る．

$$\frac{nF}{6\pi\eta a}-D\frac{\partial n}{\partial x}=0 \tag{15}$$

力の釣合の式(12)式と，粒子移動の釣合の式(15)式から，拡散係数の式

$$D=\frac{kT}{6\pi\eta a} \tag{8}$$

が得られる．

土壌中における拡散は，固相が自由な移動を制限するため，自由水中よりも小さくなる．飽和状態では，球粒子の集合体の場合，自由水中の拡散係数の2/3であり，等方性の管網の場合1/3となる（大井, 1988）．不飽和状態では，含水率の減少に伴い急速に拡散係数は低下する（Mehta *et al.*, 1995）．

6．ナトリウム吸着

海水流入により，土壌中の交換性Naが増加する．真水で除塩を進めて行くと，土壌溶液中のNa濃度の減少に伴い，土壌が膨潤分散しやすくなり，透水性が低下して除塩の進行が妨げられる場合がある．水田の場合，湛水できることが基本条件であるから，ある程度Na濃度が小さくなれば，透水性が低いことは問題とならないが，畑の場合は注意を要する．Naは土粒子表面近傍に形成される拡散二重層に吸着し，土壌溶液濃度が低下すると，拡散二重層の厚さが大きくなる．そのため，土粒子間の電気的反発力が大きくなり，土壌が膨潤分散し，畑作物にとって劣悪な土壌物理性となり，透水性が低下する．カルシウム（Ca）は拡散二重層の発達を抑制し，凝集効果があるため，吸着したNaをCaでイオン交換させて除塩を行う場合がある．これらの詳細に関しては，日本土壌肥料学雑誌掲載の講座「土壌と界面電気現象1, 2」（石黒, 2013；鈴木・石黒, 2013）およびその他（大井, 1998；西村・取出, 1999；足立・岩田, 2003；足立, 2011）を参照していただきたい．

土壌のソーダ質化は，植物による水と養分の吸収阻害と土壌物理性の劣悪化を起こすため，その指標として，陽イオン交換容量（CEC）に対する交換性Naの百分率が良く用いられる．これを，ナトリウム飽和率（Exchangeable Sodium Percentage, ESP）と呼ぶ．ソーダ質土壌と非ソーダ質土壌の境界値として，ESP＝15％が用いられるが，これはかなり便宜的に決められたものである．ESPを測定するより土壌溶液濃度を測定する方が簡便なので，次のナトリウム吸着比（Sodium Adsorption Ratio, SAR）が用いられることもある．

$$\mathrm{SAR}=\frac{C_{Na}}{\sqrt{(C_{Ca}+C_{Mg})/2}} \tag{15}$$

ここで，C_{Na}は土壌溶液中のNa濃度（$\mathrm{mmol_c\,L^{-1}}$），C_{Ca}は土壌溶液中のCa濃度（$\mathrm{mmol_c\,L^{-1}}$），C_{Mg}は土壌溶液中のMg濃度（$\mathrm{mmol_c\,L^{-1}}$）である．ESPとSARの関係は，

$$\frac{\mathrm{ESP}}{1-\mathrm{ESP}}=0.015\cdot\mathrm{SAR} \tag{16}$$

で表せる．これは，経験式である次のガポン式から導かれる．

$$\frac{Q_+}{Q_{2+}}=\mathrm{K_G}\frac{C_+}{\sqrt{C_{2+}/2}} \tag{17}$$

ここで，Q_+は1価カチオンの吸着量（$\mathrm{mol_c\,kg^{-1}}$），Q_{2+}は2価カチオンの吸着量（$\mathrm{mol_c\,kg^{-1}}$），C_+は土壌溶液中の1価カチオン濃度（$\mathrm{mol_c\,L^{-1}}$），C_{2+}は土壌溶液中の2価カチオン濃度（$\mathrm{mol_c\,L^{-1}}$），K_Gはガポン定数である．(Bolt and Bruggenwert, 1976；西村・取出, 1999)

2価のCaは1価のNaと比べて吸着力が強く，吸着しているNaと交換しながら移動する．しかし，(15)式と(16)式からわかるように，溶液中のCaとNaの濃度比が同じでも，濃くなるほどナトリウム飽和率ESPが大きくなる．つまり，高濃度になるほどCaとNaの吸着力の差は縮小される．吸着しているNaは，新たに流入してきたカチオンとイオン交換しながら排出される．Simunek and Suarez（1997）は，1次元ダルシー流が適用できる均質な流れの土壌を対象に，吸着交換・沈殿溶解と透水性変化を組み入れた数値モデル計算を行い，ソーダ質土壌の改良対策を検討している．

選択流が生じている場合は，「4. 土壌中の溶質移動実験」で記したのと同様に，流入溶液は粗間隙を選択的に流れてNa排出効率が悪くなる．図8に，先述の不かく乱水田耕盤試料を用いたイオン交換を伴う溶質移動の結果を示す（Ishiguro, 1992）．ここでは，Ca飽和させた試料を純水で洗浄した後，臭化ストロンチウム（$\mathrm{SrBr_2}$）溶液を浸透させて，その流出液の濃度変化を測定した．鉛直根成孔隙中平均流速が大きいAの場合は，根成孔隙へ流入したストロンチウム（Sr）が土壌基質へ拡散して吸着Caとイオン交換する前にSrが流出し，Caは徐々にイオン交換排出するため，Sr流出濃度曲線は初期から高濃度となり，交換流出するCa濃度は長期間低濃度になっている．一方，鉛直根成孔隙中平均流速が小さいBの場合は，根成孔隙へ流入したSrが土壌基質へ拡散して吸着Caとイオン交

NII-Electronic Library Service

Japanese Society of Soil Science and Plant Nutrition

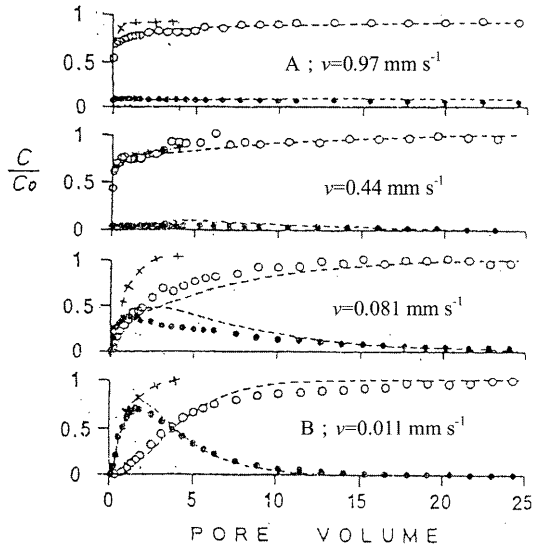


図8　鉛直根成孔隙を持つ水田耕盤のイオン交換を伴う流出濃度曲線

●は初期に吸着していたCaの実測値，○は流入Srの実測値，＋は吸着の無い流入Brの流出濃度曲線．点線は共軸円筒モデルによる計算値．vは鉛直根成孔隙中平均流速，Cは流出液濃度，C_0は流入液濃度（Ishiguro, 1992を一部改変）．

換しながら流出するため，Sr流出濃度曲線は徐々に濃度上昇し，Caは初期にピークを持って流出する．このように，選択流は，吸着交換を伴う条件においても，明瞭な影響を及ぼす．その流出は，移流に要する時間と拡散に要する時間によって排出効率が規定される．

7．おわりに

津波被災後の除塩対策について，その基本的な考え方を記した．実際の農地においては，排水性，暗渠の効果，粗間隙の分布状態，除塩用水の利用可能性，降雨による洗脱可能性等，除塩に影響する要因が多様である．除塩に際しては，農地の特性を把握した上で，適切な対策を立てて効果的に進めることが望まれる．その際に，溶質移動現象の基礎知識が役立つことを示した．

除塩する際に，溶質移動の基本メカニズムの1つである拡散が大切なことを指摘した．イオンが飽和土壌中を10 cm拡散するには約80日もかかり，遅い動きであるが，1 μmの拡散には約0.001秒で非常に速い．対象とするスケールにより，その影響は大きく異なる．除塩とは異なるが，福島第一原子力発電所事故による土壌の放射性セシウム（Cs）汚染対策に関連した研究の進展により，Csの粘土鉱物への強い吸着は，従来考えられていたフレイドエッジへの吸着ではなく均質な吸着があることが示された（Kogure *et al.*, 2012；Okumura *et al.*, 2014）．これは，短距離における迅速な拡散が寄与していると考えられる．拡散は，自然界における普遍的な現象であるため，除塩に限らず，物質移動に関連する基礎的視点を与える．また，拡散現象は，統計と確率を学ぶ際にも有用であり，その応用展開も期待されている（足立, 2013）．

文　献

足立泰久 2013. ブラウン運動から学ぶ確率．イセブ，つくば．

足立泰久 2011. コロイド界面現象の動的基礎(上)．イセブ，つくば．

足立泰久・岩田進午 2003. 土のコロイド現象，土・水環境の物理化学と工学的基礎．学会出版センター，東京．

Bauma, J., and Dekker, L. W. 1978. A case study on infiltration into dry clay soil I. Morphological observations. *Geoderma*, **20**, 27-40.

Bolt, G. H., and Bruggenwert, M. G. M. 1976. Soil chemistry A. Basic elements, 2nd ed. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 岩田進午・三輪睿太郎・井上隆弘・陽捷行訳 1980. 土壌の化学，学会出版センター，東京．

冨士岡義一・丸山利輔 1971. 粘土質水田における暗キョ排水に関する研究（I），暗キョ埋戻し部と作土キ裂の役割．農土論集，35, 48-53.

井上　健 1971. ブラウン運動．湯川秀樹監修，中村誠太郎・谷川安孝・井上健訳編アインシュタイン選集1, p.201-264. 共立出版，東京．

波多野隆介 1987. 土壌中におけるイオンの挙動．日本土壌肥料学会編，移動現象，p.41-82. 博友社，東京．

Hatano, R., Sakuma, T., and Okajima, H. 1985. The source-sink effect of clayey soil peds on solute transport. *Soil Sci. Plant Nutr.*, **31**, 199-213.

石黒宗秀 2013. 土壌と界面電気現象 1. はじめに：土壌における界面電気現象と農業・環境．土肥誌，**84**, 405-410.

石黒宗秀 1994. 土壌中の溶質移動におよぼす粗間隙の影響．土肥誌，**65**, 349-356.

Ishiguro, M. 1991. Solute transport through hard pans of paddy fields 1. Effect of vertical tubular pores made by rice roots on solute transport. *Soil Science*, **152**, 432-439.

Ishiguro, M. 1992. Solute transport through hard pans of paddy fields 2. Cation exchange process. *Soil Science*, **153**, 42-47.

Kogure, T., Morimoto, K., Tamura, K., Sato, H., and Yamagishi, A. 2012. XRD and HRTEM Evidence for Fixation of Cesium Ions in Vermiculite Clay. *Chem. Lett.*, **41**, 380-382.

丸山利輔 1968. 暗キョ排水とキ裂について．農土誌，**36**, 247-249.

Mehta, B. K., Shiozawa, S., and Nakano, M. 1995. Measurement of molecular-diffusion of salt in unsaturated soils. *Soil Science*, **159**, 115-121.

西村　拓・取出伸夫 1999. 土のコロイド現象の基礎と応用（その12）コロイドから見た土の透水性と侵食．農土誌，**67**, 277-284.

農林水産省農村振興局 2011. 農地の除塩マニュアル．http://www.maff.go.jp/j/press/nousin/sekkei/pdf/110624-01.pdf

Okumura, T., Tamura, K., Fujii, E., Yamada, H., and Kogure, T. 2014. Direct observation of cesium at the interlayer region in phlogopite mica. *Microscopy*, **63**, 65-72.

大井節男 1998. 土のコロイド現象の基礎と応用（その5）コロイド現象の物理的基礎．農土誌，**66**, 743-751.

大井節男・岩田進午 1988. 土の中の物質移動（その5）土の中の化学物質の移動．農土誌，**56**, 1115-1121.

Simunek, J., and Suarez, D. L. 1997. Sodic soil reclamation using multicomponent transport modeling. *J. Irrigation and Drainage Engineering*, **123**, 367-376.

鈴木克拓・石黒宗秀 2013. 土壌と界面電気現象2. 拡散電気二重層とDLVO理論．土肥誌，**84**, 411-417.

田渕俊雄 1984. 粘土質水田の排水改良，土壌の物理性，**50**, 3-6.

田渕俊雄 1999. 世界の水田日本の水田，p.60-61. 農文協，東京．

NII-Electronic Library Service