J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 133, p.29 ～ 36 (2016)

資　料
Miscellaneous

福島県飯舘村における水田土壌の物理性

勝田洋平[1]・木村叡人[1]・市田知子[2]・森也寸志[3]・登尾浩助[2]

Physical properties of paddy soils in Iitate Village, Fukushima Prefecture

Yohei KATSUTA[1], Eito KIMURA[1], Tomoko ICHIDA[2], Yasushi MORI[3] and Kosuke NOBORIO[2]

Abstract: Transport of ^{137}Cs in soil may be important to establish a decontamination scheme for contaminated areas. As a monovalent cation ^{137}Cs is supposed to be transported by diffusion and convection processes like other aqueous cations, soil hydraulic properties rule the transport. To provide a simulation model with basic physical properties, we investigated clay minerals and hydraulic properties of soils collected from the rice paddies of 15 locations in Iitate Village. Because all the soil samples mostly contained Al-vermiculite, illite, and chlorite that tended to fix ^{137}Cs in their structures, ^{137}Cs might stay near the surface layer for a long time but might not contaminate groundwater.

Key Words : Bruce and Klute method, clay minerals, soil water characteristic curve, hydraulic conductivity, soil water diffusivity

1. はじめに

福島第一原発から放出された主要な放射性物質は ^{131}I（半減期約 8 日），^{134}Cs（半減期約 2 年），^{137}Cs（半減期約 30 年）である（芝田ら, 2012）．半減期が最も長い ^{137}Cs は今後の長期的な除染計画を立てていく上で重要な物質であると考えられる．土壌中に侵入した ^{137}Cs の一部は粘土鉱物に吸着されるが，吸着の様態は粘土鉱物によって異なる（津村ら, 1984）．土壌表面に降下した ^{137}Cs の 75 ～ 90 % は土壌中の粘土鉱物の層間に捕捉（固定）され，残りの 10 ～ 25 % が交換態陽イオンとして土壌水中を可動すると考えられる（Vidal et al., 1995）．水溶性で 1 価の陽イオンである ^{137}Cs は，雨水と共に土壌中に侵入すると考えられるので，土壌中の ^{137}Cs 移動を予測する際には土壌水理特性の把握が必要不可欠である．同じ放射性陽イオンであっても ^{137}Cs と ^{90}Sr では土壌中での移動速度に 4 倍程度の差があることが報告されている（Mahara, 1993）．また，粘土鉱物種のみでは土壌断面中の ^{137}Cs 分布を表すことができない（Shand et al., 2013）ことから，土壌の水理特性と粘土鉱物種の両方を調査する必要がある．

本研究では，土壌中における ^{137}Cs の移動予測に資するために，飯舘村 15 箇所の水田から採取した土壌の水理特性の測定と粘土鉱物の同定を行った．

2. 実験方法

2.1 試料

飯舘村 20 行政区の内の 15 行政区に代表水田を 1 箇所ずつ選定し，各水田において深さ 0 ～ 10 cm の表層土壌を採取した（Photo 1）．土壌乾燥密度は，定容積サンプラー法または土塊をパラフィンでコーティングして測定した（Blake and Hartge, 1986）．各採取土壌を風乾後に 2 mm ふるいを通過させ，試料として使用した．土粒子密度はピクノメータ法で決定した（地盤工学会, 1991）．間隙率 n ($cm^3\ cm^{-3}$) を式 (1) で計算した（宮崎ら, 2005）．

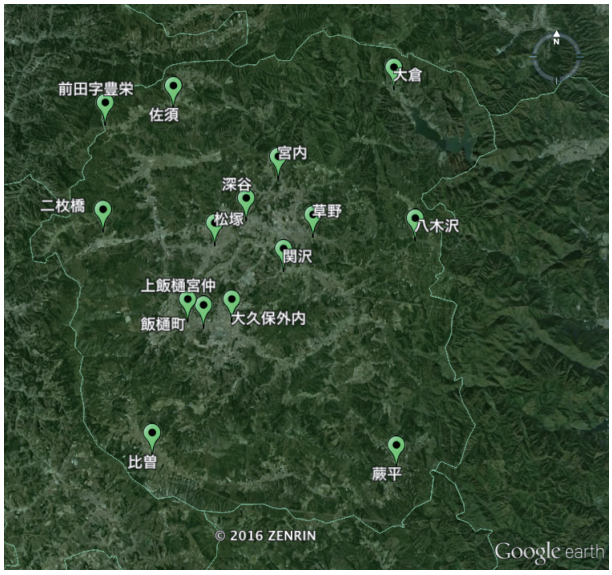


Photo 1　福島県相馬郡飯舘村における土壌試料採取地点と採取地点が属する行政区の名前．
Soil collection sites in Iitate Village, Fukushima Prefecture.

[1]Formerly School of Agriculture, Meiji University, 1-1-1 Higashimita, Tama-ku, Kanagawa, 214-8571, Japan.
[2]School of Agriculture, Meiji University, 1-1-1 Higashimita, Tama-ku, Kanagawa, 214-8571, Japan. Corresponding author: 登尾浩助, 明治大学農学部.
[3]Graduate School of Environmental and Life Science, Okayama University, 3-1-1 Tsu-shima-naka, Kita-ku, Okayama, 700-8530, Japan.
2014 年 12 月 28 日受稿　2016 年 6 月 16 日受理

$$n = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_p} \quad (1)$$

ここで，ρ_b は土壌乾燥密度（g cm^{-3}），ρ_p は土粒子密度（g cm^{-3}）である．封入空気が無ければ，間隙率 n は飽和体積含水率 θ_s に等しい．さらに，各土壌試料の粒度分布を比重計法で測定し，粘土（0.002 mm 未満），シルト（0.002 ～ 0.02 mm），砂（0.02 ～ 2.0 mm）の質量百分率を求めた（地盤工学会, 1991）．

2.2 土壌水分特性曲線

マトリックポテンシャル ψ_m と体積含水率 θ の関係である土壌水分特性曲線を 3 種類の方法で測定した．$0 \geq \psi_m \geq -100$ cmH$_2$O（0 ≤ pF ≤ 2.0）では吸引法，$-100 > \psi_m \geq -10000$ cmH$_2$O（2.0 < pF ≤ 4.0）では遠心法，$\psi_m < -10000$ cmH$_2$O（pF > 4.0）ではサイクロメーター法を採用した．サイクロメーター法は，大久保外内，松塚，柳沢，比曽，蕨平，佐須の土壌試料に対しては適用しなかった．

2.2.1 吸引法

吸引法（水頭法）では，多孔質板付きホルダーと脱気水を入れたマリオット管をチューブで繋ぎ，チューブ内に気泡が入っていないことを確認した後，マリオット管の水位を上げて多孔質板を脱気水で飽和させた（地盤工学会, 1991）．また，100 cm^3 土壌サンプラーに所定の乾燥密度で試料を詰めた後，バットに水を張り試料を充填したサンプラーを 24 時間以上放置して毛管飽和させた．その後，サンプラーを多孔質板上に設置して，マリオット管の水頭がサンプラーの中心の高さになるように合わせ，24 時間以上放置した．マリオット管は，排水量測定器としても使用した．所定の pF になるようにマリオット管の高さ（サンプラー中心から高さ −5，−10，−20，−30，−50，−70 及び −100 cm）を調節し，平衡に達するまで放置した．試料の質量は全ての高さでの測定が終了した時点で測定し，各高さの排水量から各高さにおける体積含水率を算出した．

2.2.2 遠心法

試料の飽和は吸引法と同様にして行った．遠心容器内で対面する試料重の差が ±1.0 g 以内になるように重りを入れ調整した後，遠心容器を遠心分離機（K-1400 pF, Kokusan 社）にセットした．所定の pF に相当する回転数でそれぞれの pF について 60 分間の遠心脱水を行った．設定した pF は 2.0, 2.25, 2.5, 2.75, 3.0, 3.25, 3.5, 3.75, 4.0 で，設定 pF に対する遠心機の回転数は（2）式によって決定した（地盤工学会, 1991）．

$$\mathrm{pF} = 2\log_{10} n + \log_{10}(r_0 - r_1) + \log_{10}\frac{r_0 + r}{2} - 4.95 \quad (2)$$

ここで，n は 1 分間当たりの回転数（r.p.m.），r_0 は試料下端から回転中心までの距離（cm），r_1 は試料中心から回転中心までの距離（cm）を表す．本実験では，r_0 = 9.4 cm，r_1 = 7.0 cm であった．また，各回転数での遠心終了時に，試料の沈降深をノギスで測定した．測定した沈降深から r_1 を計算し直し，実際のポテンシャルを算出した．

2.2.3 サイクロメーター法

測定には，Decagon 社製の WP4-T を使用した（Decagon Devices, Inc., 2007）．各試料の遠心法による pF = 4.0 に対応する体積含水率から風乾状態までのマトリックポテンシャルの測定を行った．水分を少しずつ蒸発させて，試料の質量とマトリックポテンシャルを測定した．

2.3 水平浸潤実験

土壌の水分拡散係数を得るために Bruce and Klute (1956) に倣って水平浸潤実験を行った．内壁にシリコングリスを塗布した 41 個の透明アクリル製リング（内径 2.4 cm，幅 1.0 cm）をセロハンテープで接続したカラムを使用した．カラムに所定の乾燥密度になるように試料を徐々に充填した．ステンレス製のレール上に水平になるようにカラムを乗せ，マリオット管と接続した．マリオット管の空気孔の高さはカラム直径の中心位置と同じ高さとした．マリオット管とカラムをつなぐ三方コックを開き，蒸留水が試料を浸潤し始めた時から時間測定を開始した．浸潤前線が 35 ～ 40 cm の距離に達した時に給水を止め，この時の浸潤時間 t を測定した．その後，直ちに乾燥側からカラムを分解して各リング内土壌の質量を測定し，105 °C で 24 時間炉乾燥後に体積含水率を決定した．

体積含水率と吸水口からの距離の関係を近似する水分分布曲線を目視で求めた（Fig. 1）．水分拡散係数は（3）式によって求めた（Bruce and Klute, 1956）．

$$D(\theta_x) = -\frac{1}{2t}\left(\frac{dx}{d\theta}\right)_{\theta_x}\int_{\theta i}^{\theta_x} x\,d\theta \quad (3)$$

ここで，θ_x は吸水口から x cm の距離における体積含水率（cm^3 cm^{-3}），θ_i は初期体積含水率（cm^3 cm^{-3}），D（θ_x）は θ_x における水分拡散係数（cm^2 s^{-1}），t は浸潤時間（s），x は吸水口から各カラム中心までの距離（cm）である．

土壌リング中心位置から吸水口までの距離を x_i，x_1，x_2，…，x_n とした（Fig. 1）．吸水口から最初の土壌リング中心位置までの距離は x_n = 0.5 cm であった．x_i は初期体積含水率 θ_i のままの土壌リング，即ち，浸潤前線先端の直後までの距離とした．また，x_1 は浸潤前線先端の土壌リングまでの距離，x_2 は x_1 の一つ手前の土壌リングまでの距離とした．それぞれの土壌リングまでの距離 x_i，x_1，x_2，…，x_n に対応する目視で求めた水分分布曲線の体積含水率を θ_i，θ_{x1}，θ_{x2}，…，θ_{xn} とした．

$D(\theta_x)$ の計算は，目視で求めた水分分布曲線の θ_{x1} から θ_{xn} に向けて順番に次のように行った．先ず，$D(\theta_{x1})$ の計算に必要な $(dx/d\theta)\theta_{x1}$ は，対象とする θ_{x1} の両側の土壌リングの距離差 $(x_i - x_2)$ を対応する体積含水率差 $(\theta_i - \theta_{x2})$ で除して，$(x_i - x_2)/(\theta_i - \theta_{x2})$ と計算した（Fig. 1）．Fig. 1 の例では，θ_i = 0.009 m^3 m^{-3} であった．次

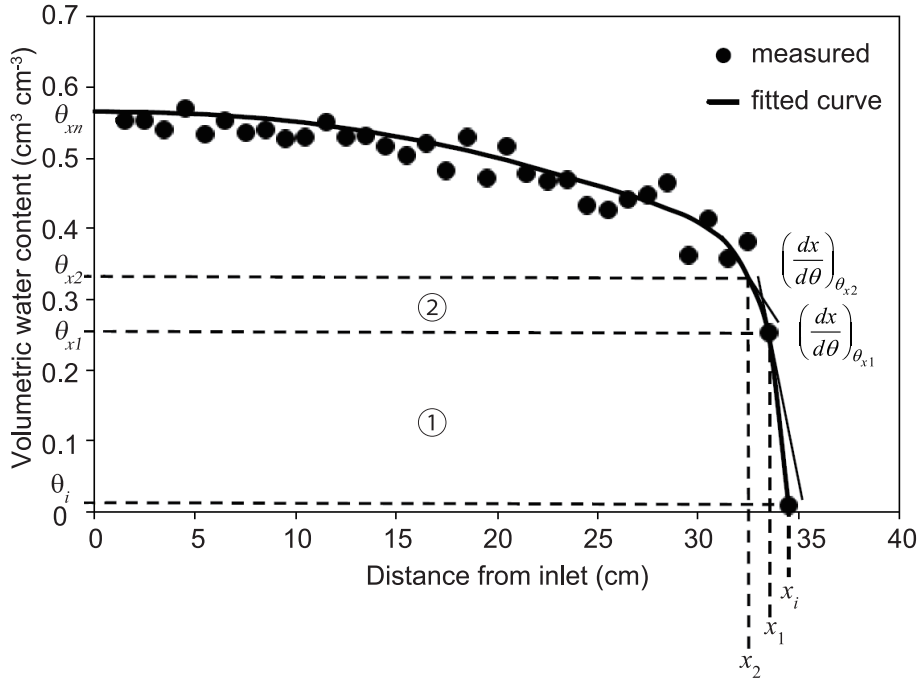


Fig. 1　水平浸潤実験の結果と Bruce and Klute 法による水分拡散係数の計算手順．
x_i は浸潤終了時の浸潤前線の一つ先のカラム中心までの距離，θ_i はそのカラムの体積含水率を表す．
$(dx/d\theta)_{\theta x1}$ は θ_{x1} における微分を表し，①と②はそれぞれの水分量間の積分面積を表す．
（3）式参照のこと．
The results of horizontal water infiltration and the Bruce and Klute procedure for calculating water diffusivity. Refer to Eq. (3). x_i is the distance between the water inlet and the center of next column of the end of the infiltrating front. θ_i is the volumetric water content of that column. ① and ② are the integrating areas between corresponding volumetric water contents.

に，(3) 式右辺の θ_i から θ_{x1} までの定積分は，Fig. 1 の①部の台形面積として $0.5(x_i+x_1)(\theta_{x1}-\theta_i)$ と計算した．これらを（3）式に代入して $D(\theta_{x1})$ を計算した．$D(\theta_{x2})$ の計算も $D(\theta_{x1})$ とほぼ同様の手順で行った．θ_i から θ_{x2} までの定積分の計算は，Fig. 1 の②部の台形面積として $0.5(x_1+x_2)(\theta_{x2}-\theta_{x1})$ を計算し，先に計算した①部の台形面積と合計して求めた．同様の手順を θ_{xn} まで繰り返して，$D(\theta)$ を求めた．

2.4 不飽和透水係数

水平浸潤実験によって得られた水分拡散係数 $D(\theta)$ から飽和透水係数 $K(\theta)$（cm s^{-1}）を定義によって求めた（宮崎ら, 2005）．

$$K(\theta) = C(\theta) \times D(\theta) \tag{4}$$

ここで，$C(\theta)$ は水分特性曲線上の任意の点における傾きである比水分容量（cm^{-1}）で，(5) 式で表される．

$$C(\theta) = \frac{d\theta}{d\psi_m} \tag{5}$$

2.5 飽和透水試験

飽和透水係数の測定は変水位法により行った．測定器には，サンケイ理化社製の SK-7201-3-K を使った．土壌試料を毛管飽和させた後，土壌試料を充填したサンプラーをセットし，測定を開始した．各試料において 5 回の測定を行い，平均の測定時間を（6）式に代入し求めた（赤井ら, 1998）．

$$K_s = \frac{2.3aL}{At}\log_{10}\frac{h_1}{h_2} \tag{6}$$

ここで，K_s は飽和透水係数（cm s^{-1}），a は立ち上がり管の断面積（cm^2），L はサンプラーの長さ（cm），A はサンプラーの断面積（cm^2），t は立ち上がり管内水位が h_1 から h_2 に到達するまでの時間（s），h_1 は流出面から測定した初期の管内水面の高さ（cm），h_2 は測定終了時における流出面から測定した管内水面の高さ（cm）である．

2.6 粘土鉱物同定

土壌試料の粘土画分を使って粘土鉱物の同定を行った．同定には X 線回折法を使った（Olson et al., 2000）．

3. 結果及び考察

各土壌試料の採取地区名，採取地点の緯度経度及び土壌の物理的性質を Table 1 に示す．乾燥密度，土粒子密度および飽和透水係数は採取場所によって変動した．乾燥密度は 0.81 g cm^{-3}（八木沢）から 1.45 g cm^{-3}（前田字豊栄）まで変化して，平均値 ±1 標準偏差は 1.10 ± 0.19 g cm^{-3} であった．土粒子密度は 2.14 g cm^{-3}（大久保外内）から 2.87 g cm^{-3}（宮内）の範囲で変動し，平均値は 2.49 ± 0.21 g cm^{-3} であった．飽和透水係数は 3.8 × 10^{-6} cm s^{-1}（大久保外内）から 2.7 × 10^{-4} cm s^{-1}（大倉）まで変動した．土壌の性質のうち，飽和透水係数は

Table 1 飯舘村土壌採取行政区名と採取地点座標及び採取土壌試料の土壌乾燥密度，土粒子密度，間隙率（n）と飽和透水係数（K_s）.
The location names and global coordinates of soil collecting sites, dry bulk and particle densities, void ratio, n, and saturated hydraulic conductivity, K_s, of collected soil samples in Iitate Village.

location	latitude North	longitude East	dry bulk density (g cm^{-3})	particle density (g cm^{-3})	n (cm^3 cm^{-3})	K_s (cm s^{-1})
大倉	37°44'33.30"	140°47'58.20"	1.34	2.54	0.47	2.7×10^{-4}
上飯樋宮仲	37°39'51.77"	140°42'40.37"	1.10	2.61	0.58	1.3×10^{-4}
前田字豊栄	37°43'47.40"	140°40'35.93"	1.45	2.51	0.42	1.5×10^{-4}
二枚橋	37°41'39.80"	140°40'31.50"	1.23	2.32	0.47	9.6×10^{-5}
関沢	37°40'52.32"	140°45'06.20"	1.15	2.63	0.56	1.9×10^{-4}
草野	37°41'33.10"	140°45'51.90"	1.13	2.69	0.58	7.8×10^{-5}
飯樋町	37°39'44.90"	140°43'04.59"	1.27	2.73	0.53	1.0×10^{-4}
深谷	37°41'53.76"	140°44'09.42"	1.08	2.43	0.56	1.9×10^{-4}
宮内	37°42'43.90"	140°44'58.70"	1.30	2.87	0.55	1.4×10^{-4}
大久保外内	37°39'51.83"	140°43'47.53"	0.93	2.14	0.57	3.8×10^{-6}
松塚	37°41'23.51"	140°43'21.72"	0.97	2.61	0.63	8.2×10^{-6}
八木沢	37°41'28.71"	140°48'28.70"	0.81	2.41	0.66	2.8×10^{-5}
比曽	37°37'10.1"	140°41'47.61"	0.88	2.30	0.62	2.7×10^{-5}
蕨平	37°36'54.34"	140°48'00.37"	0.95	2.40	0.60	6.8×10^{-5}
佐須	37°44'08.65"	140°42'18.92"	0.86	2.18	0.61	1.9×10^{-5}

Table 2 各採取地点における土壌試料中の粘土，シルト，砂の質量配分.
Mass basis clay, silt, and sand contents of soils collected at each sampling site.

location	clay (%)	silt (%)	sand (%)
大倉	13	8	79
上飯樋宮仲	9	10	81
前田字豊栄	13	7	80
二枚橋	10	12	78
関沢	8	10	82
草野	12	19	69
飯樋町	12	11	77
深谷	10	9	81
宮内	9	4	87
大久保外内	13	13	74
松塚	10	18	72
八木沢	9	12	79
比曽	20	10	70
蕨平	14	3	83
佐須	8	3	89

特に空間変動が大きいことが知られており（Nielsen et al., 1973），Nishiwaki et al.（2016）は飯舘村佐須に位置する別の水田一筆内において 10^{-2} から 10^{-5} cm s^{-1} まで変動したことを報告している.

比重計法による粘土，シルト，砂の質量百分率を Table 2 に示す．これらの比率から決定した土性は，砂質埴壌土（比曽），壌質砂土（宮内と佐須），砂質壌土（その他の地区）であった．調査地点の全てにおいて比較的砂分の多い土壌であることが分かった．飯舘村が位置する阿武隈山地では，前期白亜紀（約 1 億 4600 万年 ～ 1 億年前）に貫入した花コウ岩が主に分布している（藪崎・島野, 2015）．従って，飯舘村の土壌は花コウ岩起源と考えられ，長石と石英を主成分とした砂分が多いと推察される.

Table 3 に各地区における粘土鉱物同定の結果を示す．大半の試料に層状珪酸塩であるイライト，Al-バーミキュライトが含まれていた．また複数の地区でクロライトの存在が確認された．砂分と同様に花コウ岩起源の風化物である粘土鉱物が同定された（Fig. 2）．クロライトは Cs

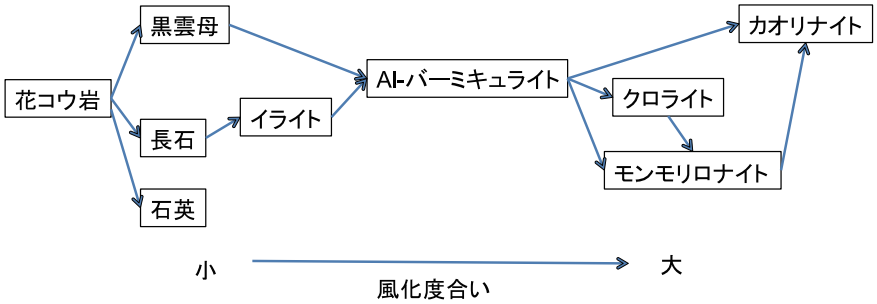


Fig. 2 風化の度合いと生成される粘土鉱物の関係（Jackson, 1959; Tardy et al., 1973 を改変）.
Relationship between weathering degrees and clay minerals produced (modified from Jackson, 1959; Tardy et al., 1973).

Table 3 各採取地点における土壌試料中の粘土鉱物同定結果.
Clay minerals identified for soil samples collected at each sampling site.

地区名	カオリナイト	ハロイサイト	イライト	モンモリロナイト	Al - バーミキュライト	クロライト
大倉	○	–	○	–	○	△
上飯樋宮仲	○	–	○	–	○	○
前田字豊栄	○	–	○	–	○	△
二枚橋	○	–	○	–	○	△
関沢	○	–	○	–	○	–
草野	○	–	○	–	○	–
飯樋町	○	–	○	–	○	–
深谷	○	–	○	–	○	–
宮内	○	–	○	–	○	○
大久保外内	–	–	△	–	○	○
松塚	–	–	○	○	○	○
八木沢	–	–	○	–	○	○
比曽	–	–	○	–	–	○
蕨平	–	–	○	–	○	○
佐須	△	–	○	–	–	○

（○ はその粘土鉱物が含まれていることを，△ は含まれている可能性があることを，–は含まれていないことをそれぞれ示す.）

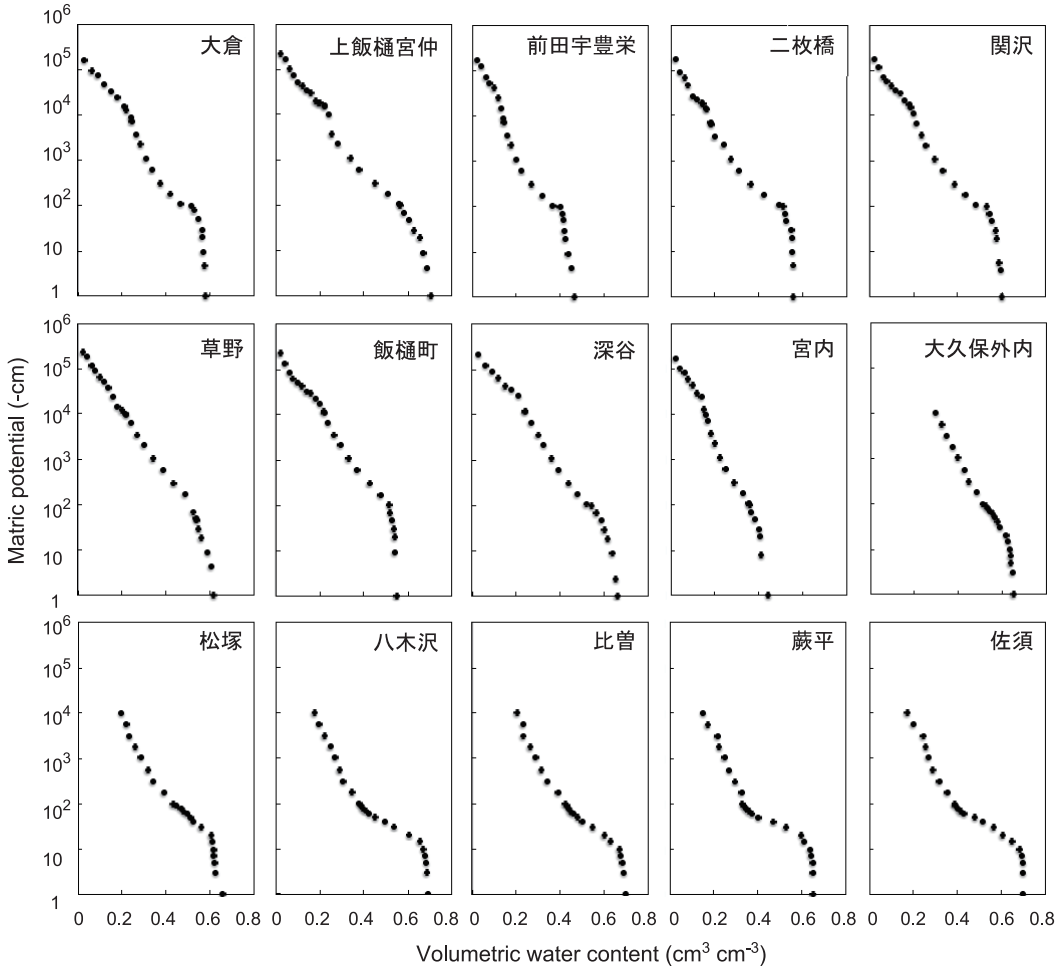


Fig. 3 各採取地点における土壌試料の土壌水分特性曲線.
Soil water characteristic curves for soil samples collected at each sampling site.

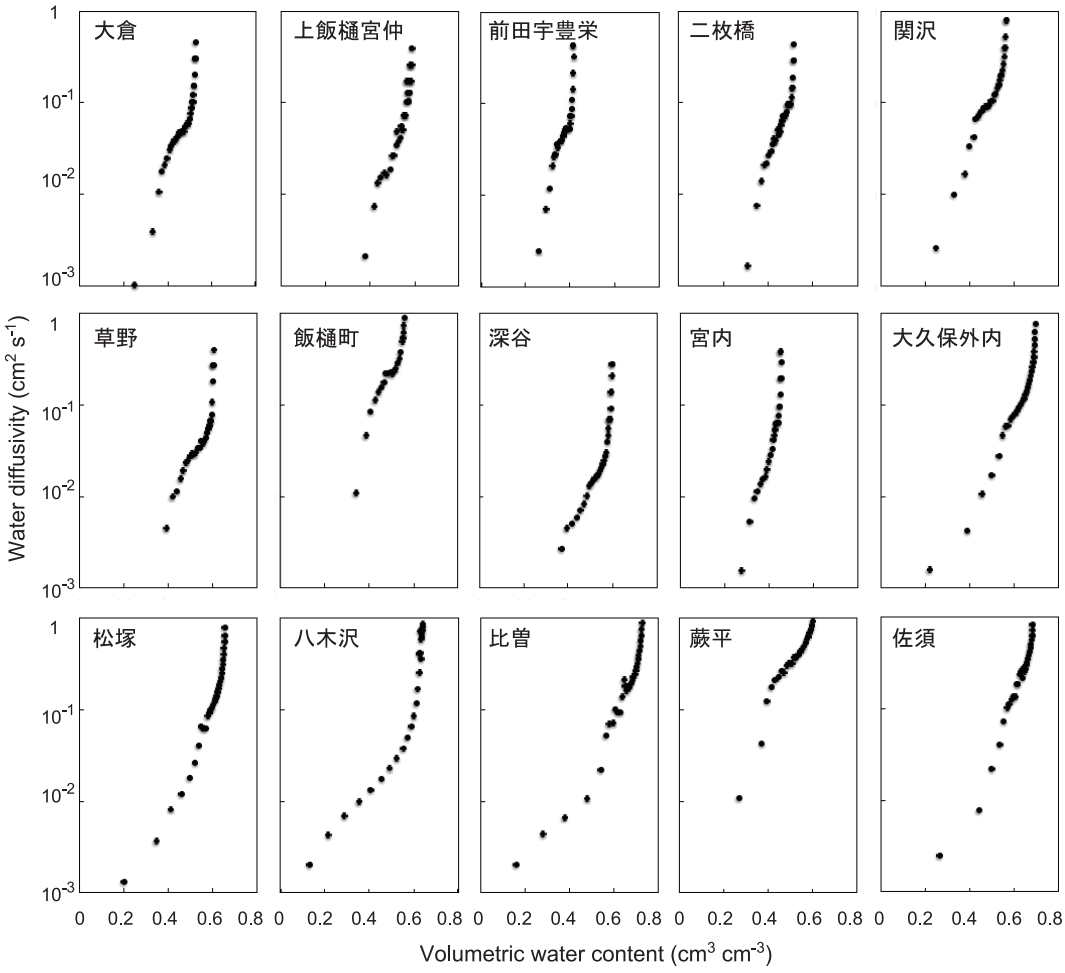


Fig. 4 各採取地点における土壌試料の土壌水分拡散係数（3 式）.
Soil water diffusivities for soil samples collected at each sampling site (Eq. 3).

を固定することが（Vrdoljak and Henderson, 1994），また我が国の水田土壌に多く含まれるイライトも ^{137}Cs を固定することが報告されている（石川ら, 2007）．さらに，飯舘村の水田土壌は，様々な風化過程の層状ケイ酸塩鉱物を含んでおり，複数の研究者によって雲母と Al-バーミキュライトは層状ケイ酸塩鉱物の層間に Cs を固定することが報告されていることから，モンモリロナイトとカオリナイトを除いた飯舘村の土壌に含まれる粘土鉱物は Cs を強く固定する性質がある（山口ら, 2012）．一方で田村ら（2013）は，バッチ試験の結果から，山口ら（2012）が Cs 固定を認めなかったカオリナイトとモンモリロナイトも Cs を固定したと報告している．

Fig. 3 に各試料の土壌水分特性曲線を示す．土壌中の水分は圃場容水量 ～ 生長阻害水分点に相当する水分量までの範囲内で変化することが多く，pF2.0（−100 cmH_2O）と pF3.0（−1,000 cmH_2O）に相当する体積含水率の差（$\Delta\theta$）を保水性の指標と考えることができる（田中, 1993）．宮内，大久保外内，八木沢，蕨平，佐須では $\Delta\theta$ が小さく，大久保外内以外では圃場容水量が小さかった．大倉，上飯樋宮仲，前田宇豊栄，二枚橋，沢では $\Delta\theta$ が大きく，前田宇豊栄以外では圃場容水量が大きかった．草野，飯樋町，深谷，松塚，比曽での $\Delta\theta$ は中程度であった．

Fig. 4 に各試料の水分拡散係数の測定結果を示す．水分拡散係数は不飽和水分条件下での水分の移動のし易さを示す指標である．いずれの土壌の場合も空気侵入圧付近（Fig. 3 参照）に変曲点があり，拡散係数の変化の仕方がこの変曲点を境に変化している．

各試料の不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの関係を Fig. 5 に示す．水分拡散係数と同様に，多くの調査地点のデータで空気侵入圧付近に変曲点が見られる．特に，二枚橋と飯樋町ではマトリックポテンシャルが −1 cm から -10^2 cm まで，また比曽では −1 cm から −10 cm までほぼ一定の透水係数で，更にマトリックポテンシャルが減少すると急激に透水係数が小さくなる様子が示された．Fig. 3 の土壌水分特性曲線でも空気侵入圧付近までは体積含水率の変化が極めて小さいことから，Richards の発見通りに透水係数は水の通り道の有効断面積に依存することが容易に想像出来る（登尾, 2008）．土壌水分特性曲線との比較で透水係数の測定値の妥当性が判断できるのではないかと思われる．

更に水平浸潤実験から導出した飽和透水係数（10^{-3} ～ 10^{-4} cm s^{-1}）が，変水位法で測定した飽和透水係数（10^{-4} ～ 10^{-6} cm s^{-1}）（Table 1）より大きくなる傾向が見られた．異なる原理の実験結果が一致しないことについての考察は今後の課題である．

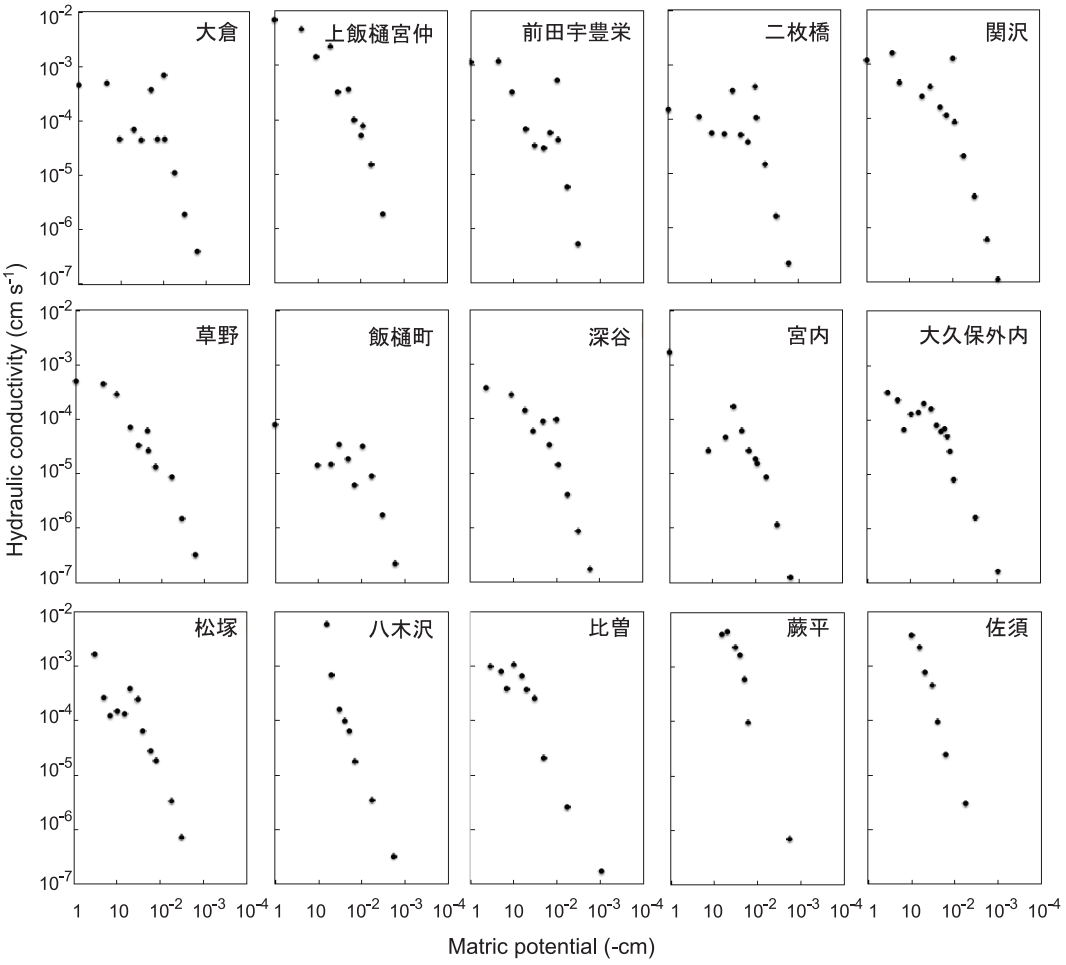


Fig. 5　各採取地点における土壌試料の不飽和透水係数とマトリックポテンシャルの関係（4 式をマトリックポテンシャルの関数として記載）.
Unsaturated water conductivities as a function of matric potential for soil samples collected at each sampling site (Eq. 4 modified for matric potential).

4. まとめ

本研究では，福島県飯舘村における 15 箇所の水田土壌の水理特性と含有粘土鉱物の調査を行った．土壌の透水性が高いと，交換態陽イオンとして土壌中に存在する ^{137}Cs の移動速度が速くなると予想される．しかし，粘土鉱物の中でも特に ^{137}Cs を固定しやすい Al-バーミキュライト，イライト，クロライトが含まれていたので，これら粘土鉱物によって固定された多くの ^{137}Cs が土壌表層部分にとどまる可能性がある．原爆投下後 40 年が経過した爆心地から東 2 km に位置する長崎市西山地区の土壌（少々のクロライトと Cs を固定しないハロイサイトが主な粘土鉱物，馬原（1992））では，表層 10 cm 以内に 95 % 以上の ^{137}Cs が存在して 40 cm 以深及び地下水では観察しなかったことから（Mahara, 1993），飯舘村においても長期間にわたって表層に留まることが予想される．一方でこのことは地下水の汚染をほぼ引き起こさないと考えられるので，飲料水が ^{137}Cs で汚染されることによって帰村の道が絶たれる心配はなさそうである．しかし，長崎市西山地区では年降水量 2,400 mm の中で ^{90}Sr（半減期約 29 年）が ^{137}Cs の 4.2 倍の速度（4.2 mm y^{-1}）で下方に移動して，ところによっては少量ではあるが地下水中で測定されている（Mahara, 1993）．地下水位が比較的高く地表への ^{90}Sr 降下が認められる所では注意が必要であろう．土壌断面における粘土鉱物種の分布と ^{137}Cs の濃度分布に関連がないことが報告されているので（Shand et al., 2013），粘土鉱物の同定のみでは ^{137}Cs の固定量を定量的に評価することができない．今後は土壌中の各種粘土鉱物の含有量を把握し，それらを溶質移動モデルパラメータへ関連付けることが必要である．

5. 謝辞

本研究を進めるにあたり，特定 NPO 法人ふくしま再生の会の皆様，飯舘村農業委員会の皆様，飯舘村農業委員会委員長の菅野宗夫氏，茨城大学農学部の西脇淳子助教に飯舘村での土壌採取にご協力頂いた．明治大学農学部土壌圏化学研究室の竹迫紘教授，三浦玄太氏及び同研究室の方々に粘土鉱物分析のご指導を頂いた．明治大学大学院藤田紀之氏には地図作成にご協力を頂いた．また本研究の一部は，2011 年明治大学震災復興・防災プロ

ジェクト（代表：登尾浩助），科研費挑戦的萌芽研究（研究課題番号：26550067，代表：森也寸志），2014 年度明治大学大学院研究科間共同研究（代表：市田知子）の助成により行った．ここに記して謝意を表します．

引用文献

赤井浩一, 能城正治, 林田師照, 安川郁夫 (1998): 土質力学入門, pp. 46–47. 実教出版株式会社, 東京.

Blake, G.R. and Hartge, K.H. (1986): Bulk density, pp. 363–375. In Klute, A. (ed.) Method of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods — Agronomy monograph no. 9 (2nd ed.), American Society of Agronomy-Soil Science Society of America, Madison, WI, U.S.A.

Bruce, R.R. and Klute, A. (1956): The Measurement of Moisture Diffusivity. Soil Sci. Soc. Am. J., 20: 458–462.

Decagon Devices, Inc. (2007): Dewpoint PotentiaMeter for models WP-4 and WP-4T. Operators manual. Ver. 5. Pullman, WA, U.S.A.

石川奈緒, 内田滋夫, 田上恵子 (2007): 放射性セシウムの水田土壌への吸着挙動における粘土鉱物の影響. RADIOISOTOPES, 56: 519–528.

Jackson, M.L. (1959): Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formation. Clays and Clay Minerals, 6: 133–143.

地盤工学会 (1991): 土の試験実習書 — 第二回改訂版 —, pp. 15–20, pp. 25–36, pp. 55–59. 社団法人地盤工学会, 東京.

馬原保典 (1992): 土壌に対する核種の分配係数. 日本原子力学会誌, 34: 387–392.

Mahara, Y. (1993): Storage and migration of fallout strontium-90 and cesium-137 for over 40 years in the surface soil of Nagasaki. Journal of Environmental Quality, 22: 722–730.

宮﨑 毅, 長谷川周一, 粕渕辰昭 (2005): 土壌物理学, pp. 5–6, p. 41, pp. 43–44. 朝倉書店, 東京.

Nielsen, D.R., Biggar, J.W. and Erh, K.T. (1973): Spatial variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia, 42: 215–259.

Nishiwaki, J., Asagi, N., Komatsuzaki, M., Mizoguchi, M. and Noborio, K. (2016): Effect of added organic matter on soil fertility after stripping off Cs-contaminated top soil at Iitate village in Fukushima Prefecture. Paddy and Water Environment, DOI 10.1007/s10333-016-0524-4.

登尾浩助 (2008): 古典を読む LA Richards 著 「多孔質体を通る液体の毛管伝導」. 土壌の物理性, 109: 75–79.

Olson, C.G., Thompson, M.L. and Wilson, M.A. (2000): Phyllosilicates, pp. F-77–F-123. In M.E. Sumner (ed.). Handbook of Soil Science. CRC Press, Boca Raton, FL.

Shand, C.A., Rosen, K., Thored, K., Wendler, R. and Hillier, S. (2013): Downward migration of radiocaesium in organic soils across a transect in Scotland. Journal of Environmental Radioactivity, 115: 124–133.

芝田隼次, 古屋仲茂樹, 村山憲弘, 伊与木茂樹 (2012): 福島原子力発電所から排出される放射性物質を含む汚染水の処理技術の開発. 京都大学防災研究所年報, 55: ROMBUNNO, KYODOKENKYUHOKOKU, 23U-11.

田村昭典, 西脇淳子, 軽部重太郎 (2013): 茨城県南部土壌のセシウム吸着特性. 農業農村工学会論文集, 81: 595–600.

田中 明 (1993): 土壌の保水性と透水性評価指標による水分供給力評価. Bull. Fac. Agr., Saga Univ., 74: 141–148

Tardy, Y., Bocquier, G., Paquet, H. and Millot, G. (1973): Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. Geoderma, 10: 271–284.

津村昭人, 駒村美佐子, 小林宏信 (1984): 土壌及び土壌 – 植物系における放射性ストロンチウムとセシウムの挙動に関する研究. 農技研報 B, 36: 57–113.

Vidal, M., Roig, M., Rigol, A., Llaurado, M., Rauret, G., Wauters, J., Elsen, A. and Cremers, A. (1995): Two approachhes to the study of radiocaesium partitioning and mobility in agricultural soils from the Chernobyl area. Analyst, 120: 1785–1791.

Vrdoljak, G.A. and Henderson, G.S. (1994): Specific ion adsorption at the mineral-water interface: cesium adsorption on chlorite. Colloids Surfaces A: Physicochemical and Eng. Aspects, 87: 187–196.

藪崎志穂, 島野安雄 (2015): 福島県北部沿岸域とその周辺地域の名水. 地下水学会誌, 57: 221–236.

山口紀子，高田裕介，林健太郎，石川 覚，倉俣正人，江口定夫，吉川省子，坂口 敦，朝田 景，和穎朗太，牧野知之，赤羽幾子，平舘俊太郎 (2012): 土壌 – 植物系における放射性セシウムの挙動とその変動要因. 農環研報, 31: 75–129.

要　　旨

土壌に降下した放射性物質のうち半減期が比較的長い ^{137}Cs は今後の除染計画を立てる上で重要だと考えられており，^{137}Cs の土壌中での移動予測に資するために土壌調査を実施した．本報告では，福島県相馬郡飯舘村における 15 箇所の水田土壌の水理特性及び含有粘土鉱物種を明らかにした．ほぼ全ての土壌試料には，^{137}Cs を固定する Al-バーミキュライト，イライト，クロライトが含まれていたので，^{137}Cs は地表面付近に長期間留まり，地下水汚染は引き起こさないと考えられる．

キーワード：Bruce and Klute 法，粘土鉱物，水分特性曲線，透水係数，水分拡散係数