J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 129, p.5～12 (2015)

大津波（2011 年）に被災した宮城県沿岸部農地土壌の概況

南條正巳 [1]

Properties of farmland soils affected by huge tsunami (2011) in Miyagi Prefecture

Masami NANZYO[1]

1. はじめに

2011 年 3 月 11 日午後，巨大地震が発生した．その数十分後巨大津波が太平洋沿岸を襲い，多くの人命と資産が失われた．沿岸農地は建築物の破片や倒木などの瓦礫と砂，泥などの津波堆積物に覆われた．その後の 2011 年 5 月 11 ～ 19 日に宮城県沿岸部の津波被災農地において広域土壌調査と試料採取を行った（島ら, 2012; 稲生ら, 2013）．以下の多くはその分析結果である．ここでは主に津波による侵食と堆積，土壌の塩類化とソーダ質化（アルカリ化）について記述した．

2. 宮城県沿岸部における広域土壌調査

2.1 調査の方法

この広域調査の地点数は 1 km^2 メッシュあたり農地の面積に応じて最大 3 圃場とし，合計 344 圃場を調査した．一つの圃場内では 2 カ所で採取した同じ層どうしを同量ずつ混合してその圃場の試料とした．津波堆積物はその下の残存土壌と区別できた．その理由は，津波堆積物の沈降過程の分級により泥層と残存土壌に挟まれて砂層が形成された（2.2 節）ためである．可能な場合（概ね 1 cm 以上）は，泥層と砂層を分けて採取した．その下の残存土壌は一律に 0 ～ 10，10 ～ 20 cm を採取し，それぞれ第 I 層，第 II 層とした．3 月 11 日からこの調査が終わる 5 月中旬までの約 2 ヶ月間の降水量は合計約 100 ～ 150 mm（一度の降水量は約 50 mm 以下）であった．

これらの試料から風乾細土を調製後，分担して以下の分析を行った．そして，島ら（2012）及び稲生ら（2013）は堆積層の電気伝導度（EC (1 : 5)），pH (H_2O)，過酸化水素処理後の pH（pH (H_2O_2)），1 M 塩酸可溶 Cd，Cu，As 含量を報告した．ほぼ全試料について，秋田ら（2012）は EC (1 : 5)，水溶性 Cl^-，SO_4^{2-} 含量など，菅野（2014）は水溶性の Na^+，K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}，交換性の Na^+，K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+} 含量など，南條（2013）は全炭素，全窒素，全イオウ（S）含量など，高田ら（2013）はトルオーグリン含量を報告した．

pH (H_2O_2) からは硫化物含量の度合いを推測できる．硫化物は水没した還元堆積物中で沈殿し，地上で空気に触れると酸化されて，その含量が多いと強酸性土壌となる（伊藤, 2014）．pH (H_2O_2) を測定した理由は，堆積物のうち泥層の硫化物含量が懸念されたためである．水溶性陽イオン含量からは海水の影響を，交換性陽イオンからは海水を被ったために起こる土壌に吸着されているイオンの変化を知ることができる．

交換性イオンは脱塩水にほとんど溶出しないが，他の溶存イオンとは交換可能である．通常，これらの交換性イオン含量は風乾細土を前処理なしで，1 mol L^{-1}，pH 7 の酢酸アンモニウムで抽出して測定する．土壌の水溶性イオン含量は，通常，交換性イオン含量の数パーセント以下だからである．しかし，海水の Na^+，Cl^- の濃度は河川水の千倍以上である．海水を被った土壌の水溶性イオンは大幅に増加する．このような土壌の交換性イオン含量を通常の方法で測定すると，交換性イオン含量として表示される数値は土壌のイオン交換基に保持されうる量を大幅に超えることがある．

ここでは水溶性イオンと交換性イオンを区分するために，陽イオン交換容量を測定するための繰り返し平衡法（土壌環境分析法編集委員会, 1997a）を参考にして逐次抽出法を組み立てた（Nanzyo, 2012）．風乾細土 5 g を 40 mL 容の遠沈管にとり，脱塩水 25 mL を加え，1 時間振とう後，遠心分離と濾過により上澄み液を得，水溶性 Ca^{2+}，Mg^{2+}，K^+，Na^+ の量を測定した．その遠沈管に 1 mol L^{-1}，pH 7 の酢酸アンモニウム液 25 mL を加え，30 分間往復振とう – 遠心分離 – 濾過の操作を 2 回繰り返し，得られた上澄み液を合わせて，酢酸アンモニウム抽出液とした（Thomas, 1982）．この抽出液中の上記 4 種類のイオンの量を原子吸光光度法により測定した．交換性イオンの計算においては，遠沈管中に少量残る水溶性イオンの量を，それらの濃度に遠沈管中の残液量（重量測定による）を乗じて推定し，酢酸アンモニウム液に抽出されたイオンの量から差し引いた．この方法では酢

[1]Graduate School of Agricultural Science, Tohoku University, Sendai 981-8555, Japan. Corresponding author: 南條正巳, 東北大学大学院農学研究科
2015 年 1 月 10 日受稿　2015 年 2 月 18 日受理



Fig. 1 津波による侵食跡（左）と修復状況（右）（道路:宮城県亘理 – 塩釜線）.



Fig. 2 津波が畦を超えた位置にできた侵食跡及び田面のひび割れた泥層と白く晶出した塩類.

酸アンモニウム抽出量から差し引く水溶性イオンの量は水抽出液分離後に試験管内に残存する少ない量であるため，交換性イオンの量が差し引きする量の誤差の影響を受けにくい．その一方，繰り返し平衡の間に溶出する沈殿があれば，その影響（3.2.2 節，3.3 節）を受ける．

交換性の部分を求めるための上記以外の方法として，次の差し引き法も使われている．例えば，交換性 Na^+ 率（ESP）の測定では，1 mol L^{-1}，pH 7 の酢酸アンモニウム水溶液を用い，自動抽出装置で [交換性 Na^+ + 水溶性 Na^+] を測定し，そこから飽和抽出液中の [水溶性 Na^+] を差し引く（Soil Survey Staff, 1999）．ここでは 1000 を超える試料を手持ちの装置で迅速に測定するために前者の逐次抽出法を採用した．

2.2 農地土壌における侵食と堆積の状況

今回の津波の建築物に対する破壊力は甚大であった．これに対して，農地土壌に対する物理的被害は建築物に対するほど壊滅的ではなかった．津波の強い破壊力は津波が衝突する方向にあり，津波が平坦な地表面を進むときに地表面は強い衝突力を受けなかったためと考えられる．

農地における比較的大きな侵食域は海岸から約 1 km 前後の位置を海岸と平行して走る道路の陸側にあった（Fig. 1）．津波がこの道路を超えて農地に落下するときに強く土壌を侵食した（箕浦, 2014）．その深さは水田の鋤床層よりさらに下まで及んだ．同様の侵食は，規模が小さくなっていたが，さらに陸側で畦を超えた位置にも認められた（Fig. 2）．この畦を超えた位置では鋤床が深く削られるほどではなかった．この他，海岸に近く，耕起済みの水田では作土が津波に流された．一方，耕起されていなかった水田では稲の刈り株が立っており，作土の削剥はわずかであった（Nanzyo, 2012）．

津波が退いた跡には堆積物が残された．その堆積物には垂直方向に大まかな規則性が認められた．その堆積物における規則性は，最上位に泥層があり，下位に砂層があるという粒径組成の垂直分布であった．津波が農地から引いた後に残された懸濁状態の海水中で粗砂が先に沈降し，その後に泥層が堆積したと推測される．多くの場合，泥層と砂層の組み合わせは一組であった．その組み合わせが複数ある場合も数カ所認められたが，その理由は波と周囲の地形等の関係で沈降過程が複数回になったためと推測される．なお，泥層と砂層の区分は地点ごとに相対的になされており，地点間で比べるとそれぞれの粒径組成には幅がある．

泥層と砂層を合わせた津波堆積物の厚さは海側で厚く，内陸側で薄い傾向であった．そのうちの砂層は，海岸側で厚く，その由来は海岸や農地土壌に含まれていた粗砂であると考えられた．泥層は，浅海底あるいは農地の作土の細粒部分に由来する可能性が考えられたが，3.1 節のように後者が主であった．泥層の粒径組成は細砂，シルト，粘土からなると推測される．泥層の厚さは海岸線と直角な東西方向の変化が大きく，津波浸入地域の中程で厚くなる傾向であった．その一方，海岸線に沿う南北方向の泥層の厚さの変化は，東西方向ほど大きくはなく，津波の動きを反映するかのようであった．

3. 土壌の分析結果

3.1 炭素含量

泥層の厚さの分布からその由来を推測することは難し

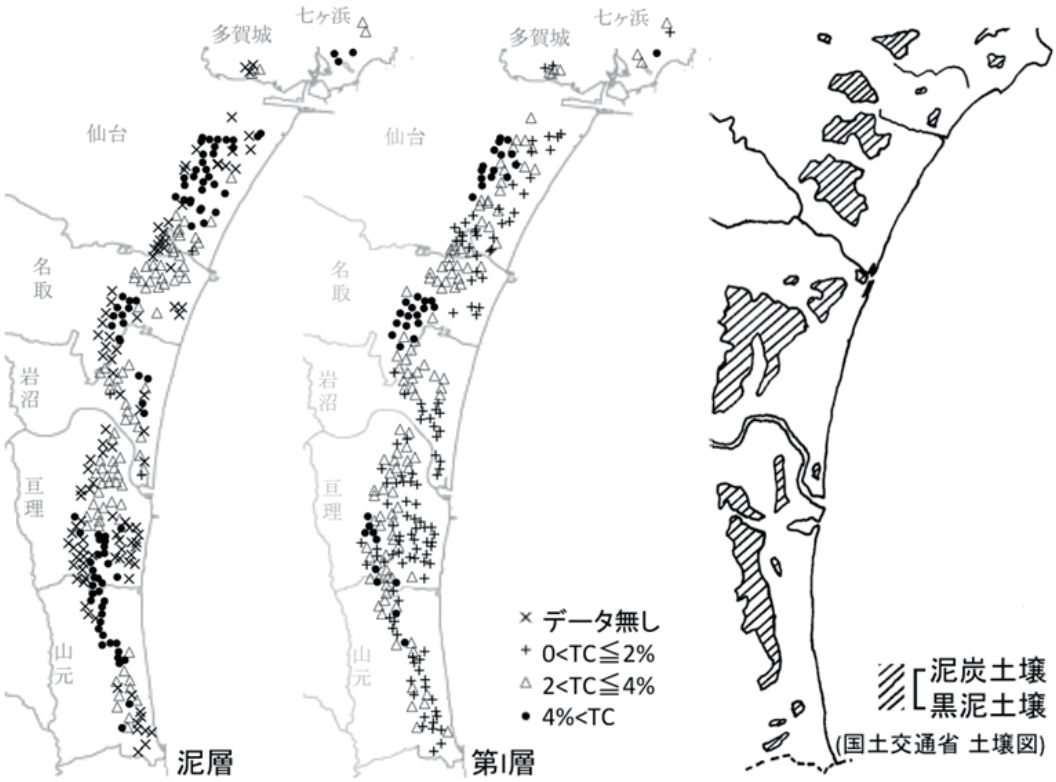


Fig. 3　泥層（左），第 I 層（中央）の炭素含量の分布と土壌図のトレース（右）．

かったが，泥層の炭素含量の分布を調べると，示唆に富む情報が得られた．泥層の全炭素含量を（1）2 % 以下，(2) 2 % より多く 4 % 以下，(3) 4 % より多い，の 3 つに区分してその分布を図示すると，炭素含量 4 % を超える地域は大まかに見て 3 カ所（仙台，名取，亘理 ～ 山元）あった（Fig. 3 左）．同様に第 I 層を図示すると，4 % を超える地域が同様に 3 カ所認められた（Fig. 3 中央）．第 II 層もほぼ第 I 層と同様であった．従って，泥層の全炭素含量は残存土壌と密接な関係があると考えられる．そこで，土壌図（国土調査, 1967 他）を見ると，これらの炭素含量 4 % 以上の地域にはいずれも泥炭土壌または黒泥土壌が分布する（Fig. 3 右）．泥層における炭素含量 4 % を超える地点の分布を詳細に見ると仙台と亘理 ～ 山元では第 I 層よりもやや海側に広がっている傾向が伺われる．その理由として海水の往復による運搬等が考えられる．泥層の炭素含量が 4 % を超える地点が第 I 層より多い理由として，沈降過程における腐植の多い細粒画分の濃縮などが考えられる．以上から泥層の由来は主に農地や表層の土壌が再堆積したものであることが強く示唆された．この結果は津波堆積物中には海由来の生物が少ないとの報告（Szczuciński et al., 2012）とも整合する．

3.2 EC (1 : 5)，水溶性イオン，交換性イオン他

海水を被った土壌の問題点は塩類化（水溶性塩類の増加）とソーダ質化である．塩類化は中生植物に浸透圧障害を与え，塩類のうち，ナトリウム塩の濃度が高いとソーダ質化，すなわち，交換性 Na^+ の増加を引き起こす．土壌のソーダ質化は物理性の悪化を引き起こし，植物の生育にも障害を与えることがある．

3.2.1 塩類化

土壌の塩類化の度合いは土壌の電気伝導度（EC）で表現される．土壌の EC 測定の方法には飽和抽出液，土壌：水 ＝ 1 : 1，1 : 5 などの方法がある（Rhoades and Miyamoto, 1990）．添加する水の多い方法では現地土壌の状態を推定するのが困難であるとの指摘（Rhoades and Miyamoto, 1990）がある一方，測定者による値の変動が少ない利点（土壌環境分析法編集委員会, 1997b）もある．国内では土壌：水 ＝ 1 : 5 の懸濁液中における電気伝導度（EC (1 : 5)）が標準的に使われ（土壌環境分析法編集委員会, 1997b），湿潤気候下の土壌条件を反映すると見ることもできる．

土壌の EC 値 (dS m^{-1}) は測定する溶液中の溶存 Ca^{2+}，Mg^{2+}，K^+，Na^+ 濃度を $mmol_c\ L^{-1}$ で表したときの合計濃度の約 1/10 の数値になるとされる（Rhoades and Miyamoto, 1990; 土壌環境分析法編集委員会, 1997b; 亀和田ら, 1991）．今回の測定結果でも，EC (1 : 5) 値が 10 dS m^{-1} まではこの関係がほぼ成立し，さらに塩濃度が増す（当調査試料では最大 56 dS m^{-1}）と，EC (1 : 5) 値は緩やかにこの関係より低下する傾向であった（Suarez, 2005）．

泥層の EC (1 : 5) 値は，被災から 2 ヶ月を経過した当広域調査の時点でも 10 dS m^{-1} を超える地点が多かった．砂層，第 I 層，第 II 層では泥層より低い傾向であったが，砂層の EC (1 : 5) 値が第 I 層よりわずかに小さい地点もあった．しかし，第 II 層においても除塩の目標値である EC (1 : 5) 値 0.3 ～ 0.6 dS m^{-1} を超える地点が多く，第 II 層まで海水の影響は到達した．当広域土壌調査

の時点における第 II 層までの NaCl 含量を感覚的なわかりやすさのために乾燥密度を 1 と仮定して平方 cm 当たりで示すと，0.002 ～ 1.05 g cm^{-2} （平均 0.17 g cm^{-2}）と試算され，除塩の目標値を 0.1 % Cl とすれば，深さ 15 cm までの NaCl の量は 0.025 g cm^{-2} であり，平均的には NaCl 含量を 1/7 程度まで下げることが除塩の目標と見ることができる．

3.2.2 ソーダ質化

水田土壌の交換性陽イオン組成の改善目標は電荷割合で Ca^{2+} : Mg^{2+} : K^+ = 65 ～ 75 : 20 ～ 25 : 2 ～ 10 とされる（鬼鞍, 1985）．交換性 Na^+ 含量が増すと土壌粒子が分散しやすくなり，水が多いと濁りやすく，乾燥時には固化しやすくなる．このような土壌の悪化は交換性 Na^+ の電荷割合が 15 % 以上で起こりやすくなる（Rhoades and Miyamoto, 1990）．

津波によって形成された泥層と砂層は一旦海水の懸濁物となったものが沈降して堆積した．すなわち，これらの堆積物と海水との間でイオン交換平衡に一旦到達した．第 I，II 層には粗孔隙を中心に海水が浸透したと推測される．さらに，その後の乾湿の影響も受けている．ここでのソーダ質化の検討は水溶性イオン含量を測定する過程，即ち，そのような試料を風乾細土として均一化した試料に重量比で 5 倍量の水を加えて 1 時間平衡させた状態に対して行った．

交換性 Na^+ の増加を海水の主たる影響と見なして，交換性 Na^+ の当量分率 [Na^+ の電荷量 /(Ca^{2+} + Mg^{2+} + K^+ + Na^+ の電荷量)] に対する交換性 Ca^{2+}，Mg^{2+}，K^+ の当量分率との関係を Fig. 4 に示した．その結果，交換性 Na^+ の当量分率の増加に伴って交換性 Mg^{2+}，K^+ の当量分率も微増した．これに対して，交換性 Ca^{2+} の当量分率は低下した．これらの全体的傾向は，交換性 Na^+ の当量分率の集中域が砂層，第 I 層 > 第 II 層と下がるものの，砂層，第 I，II 層でも類似した．但し，泥層の交換性 Ca^{2+} 含量の絶対値は他の土層と比べて大きな差がなかった．その理由として，この節の後半および 3.3 節で

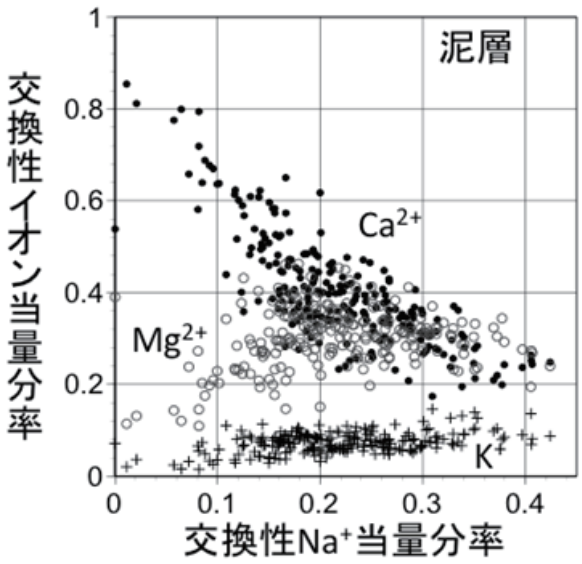


Fig. 4 泥層の交換性 Na^+ 当量分率と交換性 Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+ 当量分率との関係.

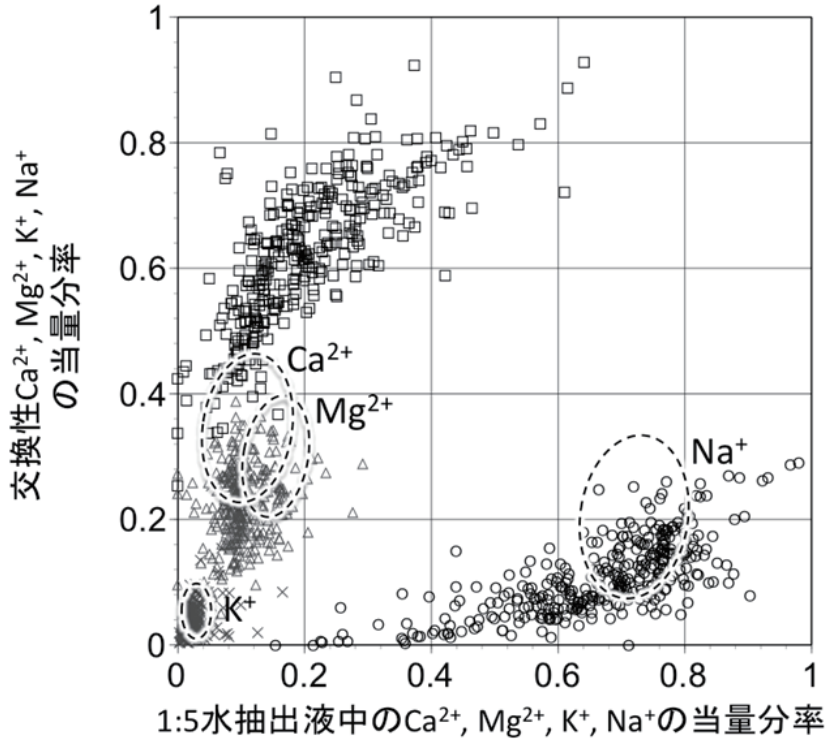


Fig. 5 第 II 層と泥層における 1 : 5 水抽出液中の各陽イオンの当量分率と交換性の各陽イオンの当量分率との関係．第 II 層については各陽イオンを次の記号で示し，□: Ca^{2+}; △: Mg^{2+}; ×: K^+; ◯: Na^+，泥層の各陽イオンについては主な分布域を点線による囲いで示した．砂層，第 I 層は省略した．

述べるように，泥層では交換性イオンの抽出過程でセッコウも溶出したこと，海水の影響で pH と塩濃度が上がり，腐植の解離基の解離が進んで交換性イオン全体の量が増加したことが考えられる．

次に 4 つの交換性イオンの当量分率についての水溶性と交換性との間の関係を Fig. 5 に示した．Fig. 5 では海水の影響の弱い第 II 層の 4 つのイオンを個別のプロットで，泥層の 4 つのイオンの主な分布域を点線の囲いで示した．Fig. 5 からは土壌のイオン交換基に対する 4 つのイオンの選択性を比較することができる．2 価 ～ 1 価の陽イオン交換反応を Fig. 5 の様式で示した場合，「選択性無し」を示す線は下に凸となる（Evangelou and Phillips, 2005）．そして，それらのイオンの合計濃度が増すにつれてプロットは中央側に，即ち凸の度合いが小さくなる方向に変わる（西村 · 取出, 1999）．Fig. 5 の第 II 層に関するプロットから Ca^{2+}，Mg^{2+}，K^+ に対する選択性は Na^+ より高いこと，泥層のプロットの分布域は第 II 層より塩濃度の高い方向に移動する傾向であることが伺われる．

泥層の交換性 Na^+ の当量分率は平均として見れば 18.7 % に留まった．津波被災地の土壌は物理性の悪化する領域に入りつつあるが，その目安を大きく超えるほどではなかった．次に試みたいことは，この状況と他の塩類集積土壌との比較である．その方法として風乾細土試料の 1 : 5 水抽出の過程に次のイオン交換の経験式（岩田ら, 1980）を用いた．

$$\frac{\mathrm{ESP}}{100-\mathrm{ESP}} = 0.015\ \mathrm{SAR} \qquad (1)$$

ここで，ESP は交換性ナトリウム率で，陽イオン交換容量（CEC）に対する交換性ナトリウムの含量（$cmol_c\ kg^{-1}$）の割合を % で表した数値である．右辺の SAR は溶液中のナトリウム吸着比で $[Na^+]/([Ca^{2+}]+[Mg^{2+}])^{0.5}$ である．（1）式は基本的には 1 価 ～ 2 価陽イオンに関するガポンのイオン交換式で，0.015 はガポンのイオン交換平衡定数（K_G）にあたり，以下 K_G と表記する．左辺の分子は交換性 1 価陽イオンの量，同分母は交換性 2 価陽イオンの量である．「0.015」という K_G 値は K^+ を省略した場合のものであり，ここでも省略した．米国西部 9 つの州における 59 点の土壌の K_G は，SAR を $mmol\ L^{-1}$ で表示したときに 0.01475 とされる（US Salinity Laboratory Staff, 1954; 岩田ら, 1980）．ここでは CEC を測定していないので，その代わりに 4 つの交換性陽イオンの電荷合計に対する Na^+ の電荷パーセントを用いて ESP の代用とした．今回の試料の pH (H_2O) は中性付近でやや幅広い範囲にある（島ら, 2012; 稲生ら, 2013）．また，特に泥層では，1 : 5 水抽出液の塩濃度が $0.5\ mol\ L^{-1}$ 程度と CEC 測定の塩濃度に近い試料も少なくない．したがって，上記のような代用をしても CEC と大差はないと推測される．今回の試料に関して K^+ を（1）式に含める場合，（1）式の両辺に関係すること，K^+ に関する溶液中の濃度や交換性画分は $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ より小さく，かつ，Na^+ よりも小さい場合が多いことなどのため，K_G 値の分布範囲に大きな影響はなかった．

K_G 値は粘土鉱物の種類，粘土含量，塩濃度，腐植含量などの影響を受ける（Evangelou and Phillips, 2005; Kopittke et al., 2006）．イライトを 5 % 含む石英中で塩濃度が $40\ mmol_c\ L^{-1}$，SAR が $5\ (mmol\ L^{-1})^{0.5}$ の場合には K_G 値が 0.13 前後まで高まる事例（Endo et al., 2006），カオリナイトに富む土壌では pH 4.5，SAR 約 3 以下で K_G が 0.03 以上に高まる事例（Miller et al., 1990）がある．また，イライトはモンモリロナイトより大きな K_G を示す．したがって，0.015 という値は異なる粘土鉱物が混合している土壌の性質ではないかとの考察（Shainberg et al., 1980）がある．

当広域調査の試料の K_G 値の分布は Fig. 6 のとおりであった．第 I 層と第 II 層については 0.012 ～ 0.024 を示す試料が多かった．土壌の粘土鉱物組成は，当地域の 3 地点だけの結果だが，2 : 1 型ケイ酸塩鉱物およびカオリン鉱物を含む混合物である．したがって，第 I，II 層は他の塩類土壌のイオン交換特性と大きく異なることはないと見られる．

一方，泥層では第 I，II 層と類似の土壌と見られるにも係わらず，第 I，II 層より小さい K_G 値 0.008 ～ 0.016 を示す試料が多かった（Fig. 6）．泥層の K_G 値が小さかった理由に，泥層にはセッコウが含まれること（3.3 節），交換性イオンの測定に逐次抽出法を用いたために水抽出時に溶け残ったセッコウがその後の酢酸アンモニウム抽出の過程で溶出し，その Ca^{2+} が交換性 Ca^{2+} に含まれて交換性 Na^+ の割合が低下したことが挙げられる．これを確認するため，仮にセッコウがないときの K_G を 0.015 とし，$\Delta = 0.015 \times \mathrm{SAR} - \mathrm{ESP}/(100-\mathrm{ESP})$ を計算し，Δ を全イオウ含量と比べると有意な正の相関を得た．泥層の主要部分は農地土壌である可能性が高いので，交換性イオンの測定にセッコウの影響がなければ，第 I，II 層と同様に泥層のイオン交換特性も（1）式で表現される可

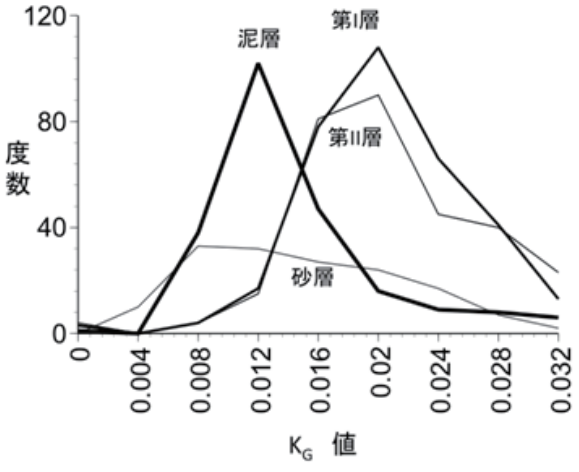


Fig. 6　（1）式における係数値の度数分布．例えば 0.016 における度数は 0.012 より大きく 0.016 以下の試料数である．

能性は高い．砂層の K_G 値は泥層から第 I，II 層に渡る幅広い範囲にあり，セッコウの影響が様々であった．

これらの結果から当農地土壌が今後同様の津波を受けても，あるいは過去の津波を受けた場合（飯沼, 1995; 澤井, 2006）でも，交換性 Na^+ の当量分率は Fig. 4 程度に留まりそうである．そして，泥層のセッコウの沈殿は実際にも交換性 Na^+ の当量分率の上昇に対してある程度抑制的に働いたと推測される．ESP が大きく上昇するのは pH が高く，Ca^{2+}，Mg^{2+} がカルサイトやドロマイトなどの炭酸塩として沈殿し，イオン交換平衡から除外されるような土壌とされる（岩田ら, 1980）．

3.3 イオウの挙動など

全 S 含量を泥層，第 I，II 層の間で比較すると，泥層は第 I，II 層と異なっていた．第 I，II 層の全 S 含量は全炭素，全窒素含量と相関が強く，これらの土層のイオウは有機態が主である（Ericksen, 2009）と見られた．これに対して，泥層では様々な割合で全 S 含量が高まり，無機態 S の存在が示唆された．その無機態 S としてセッコウとパイライトが認められた（南條, 2013）．

セッコウ [$CaSO_4 \cdot 2H_2O$] は走査電子顕微鏡（SEM）観察から棒状結晶の集合体で，エネルギー分散型 X 線分析（EDX）から元素組成を確認し，X 線粉末回折（XRD）図にはセッコウの回折ピークが確認された．セッコウは海水そのものが濃縮されても沈殿しうるが，農地土壌から Na^+ と交換して溶出された Ca^{2+} と海水中に多く含まれる SO_4^{2-} との沈殿反応も関与した可能性が考えられる（南條, 2013）．

パイライトは，全 S 含量の高い泥層を熱 10 % KOH 処理（Vallentyne, 1963）後，残渣を取り，比重分画により重画分を採取することにより検出された．パイライトの形態は SEM によれば，微小多面体結晶の球状に近い集合体（フランボイダルパイライト）であり（Vallentyne, 1963），元素組成を EDX，結晶を XRD により確認した．このパイライトの由来として浅海堆積物または水田下層に含まれていたものが侵食・運搬・堆積した可能性が考えられる．さらには，この地域に行われた過去の客土にパイライトが含まれていたことも報告されている（齋藤ら, 2006）．泥層試料の中には pH (H_2O_2) が 3 以下の試料があり，酸化による酸性化が懸念された（島ら, 2012; 稲生ら, 2013; 伊藤, 2014）．宮城県では津波堆積物の除去と一緒に硫化物の多くも除去されたと思われる．

海水は NaCl が極端に高いことを除けば，他の主な溶存イオンである K^+，Ca^{2+}，Mg^{2+}，SO_4^{2-} は植物の養分となる．Cl^- も濃すぎなければ，必須微量元素の一つである．泥層のトルオーグリンは一般的な農地と同レベルの値であった（高田ら, 2013; Agus et al., 2012）．これらは土壌における作物養分の状態を高める方向に働く．その一方，負の影響として泥層には有害元素や硫化物が過剰に含まれることも懸念された．宮城県の発表によれば，土壌汚染防止法の定める特定有害元素について，1 カ所のヒ素を除いて，カドミウム，銅とも基準を超えないと見られた（宮城県農業振興課普及支援班, 2011; 島ら, 2012; 稲生ら, 2013）．

4. その後の経過と今後の課題

2011 年 5 月の上記広域土壌調査の時点で，大麦は津波堆積物の下から生長して穂を付け，その強い耐塩性が目を引いた．また同年夏には津波被災水田にヒエが繁茂した．ヒエは稲よりも耐塩性が強いが（小合ら, 1976），排水のよい場所ではそれまでの雨で除塩がある程度進んだものと推測される（南條, 2013）．自然の降水により土壌が除塩される様子はインド洋津波の被災地でも報告された（赤江ら, 2010）．土壌の塩類化への対策としてかんがい水を用いる除塩が行われた．除塩の目標は土壌の EC (1 : 5) 値が 0.3 ～ 0.6 dS m^{-1} とされた．宮城県の多くの水田では除塩が順調に進み，2014 年 11 月までに復旧対象面積約 13,000 ha の内約 81 % が復旧した（宮城県, 2014）．除塩の対策策定においては多くの過去の資料（熊本県農政部, 2001; 熊本県農業研究センター, 2001）が役立った．地盤沈下地域の復旧，塩類化した地下水への対策等は今後の課題である．

交換性 Na^+ の過剰は，土壌粒子の単粒化による物理性の悪化と植物体における陽イオンバランスの悪化（特に Ca^{2+} の不足）を引き起こす．交換性 Na^+ は雨水だけではあまり減少しにくい．これに対して国内の河川水は電荷濃度としてみれば Ca^{2+} が Na^+ より高く，平均的な SAR 値は 0.6 (mmol L^{-1})$^{0.5}$ で，(1) 式から推測される ESP 値は 0.9 % である．河川水のかんがいにより交換性 Na^+ 含量は次第に低下すると期待される．

除塩の過程では土壌 pH が上昇傾向にある．塩濃度が低下するにつれて土壌固相表面の $-O^-$ が $-OH$ に変わり，液相中に OH^- が残るためである．このとき，セッコウを加えると pH の上昇は抑えられる（三宅ら, 1988）．Ca^{2+} は土壌固相表面の $-O^-$ と親和性が強く，その $-O^-$ に Ca^{2+} が保持され，溶液中の OH^- 濃度は増加しにくくなるためと考えられる．

除塩後の水田で苗の移植後に田面水の濁りがとれにくいとの観察もあった．しかし，この状況はその後次第になくなり，翌年は発生しなかったとされる．田面ではかんがい水からの Ca^{2+}，Mg^{2+} の補給がある．作土層内では還元が進み，pH が中性付近になり，Fe^{2+} も交換性イオンの一部となる（川口, 1978）．このような水田土壌の特性が水田作土の粘土の分散性を抑制（山根, 1982）した可能性が考えられる．

乾燥時にスコップが跳ね返されるほどに固化した砂壌土質の畑地もあった．検鏡によれば，大小の砂粒子がかみ合って密に充填されていた．津波により，代掻き後に砂質水田で砂が密に詰まって硬くなる「いつき」（北川ら, 1988）に類似の状態になったと推察される．だが，この畑はその後耕起作付けされたので, 大きな問題ではなかったと思われる．

謝辞

支援と協力を頂いた宮城県，仙台市，（独）科学技術振興機構，（株）朝日工業，（株）環境科学コーポレーション，（株）クレハ，大林組技術研究所，被災地農業者，内藤記念科学振興財団，東北大学大学院農学研究科他の方々に厚く謝意を表する．本研究の一部は JSPS 科研費 24248038，25517001 の助成を受けたものである．

引用文献

Agus, F., Rachman, A., W.S. Ritung, S., Mcloid, M., and Slabich, P. (2012): The dynamics of tsunami affected soil properties in Aceh, Indonesia. Journal of Integrated Field Science, 9: 11–20.

赤江剛夫, 濱田浩正, 諸泉利嗣, 石黒宗秀, 守田秀則, 中矢哲郎 (2010): 2004 年インド洋津波による農村地帯の農業被害実態と復旧対策. 農業農村工学会誌, 78: 775–778.

秋田和則, 千葉ゆか, 菅野均志, 高橋　正, 南條正巳, 齋藤雅典, 伊藤豊彰 (2012): 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震津波の宮城県沿岸部農地への影響 — 津波堆積物の可酸化性硫黄 —, 日本土壌肥料学会講演要旨集, 58: 98.

土壌環境分析法編集委員会編 (1997a): 土壌環境分析法. pp. 212–215, 博友社, 東京.

土壌環境分析法編集委員会編 (1997b): 土壌環境分析法. pp. 202–204, 博友社, 東京.

Endo, T., Yamamoto, S., Honna, T. and Eneji, A.E. (2002): Sodium-Calcium exchange selectivity as influenced by clay minerals and composition. Soil Science, 167: 117–125.

Ericksen, J. (2009): Soil sulfur cycling in temperate agricultural systems. Advances in Agronomy, 102: 55–89.

Evangelou, V.P. and Phillips, R.E. (2005): Cation Exchange in Soils, In Chemical Processes in Soils. SSSA Book Series, no. 8. , pp. 343–409, Madison.

飯沼勇義 (1995): 仙台平野の歴史津波. pp.1–234, 宝文堂, 仙台.

伊藤豊彰 (2014): 津波被災水田における除塩後の作物生産上の問題と対策. ペドロジスト, 58: 51–58.

稲生栄子, 上山啓一, 森谷和幸, 今野知佐子, 小野寺和英, 島　秀之, 伊藤豊彰, 菅野均志 (2013): 東日本大震災による津波堆積物の化学的性質（宮城県南部）. 宮城県農業・園芸総合研究所研究報告, 81: 63–87.

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. G.H. Bolt and M.G.M. Bruggenwert (1976): Soil chemistry A. Basic elements, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

亀和田國彦 (1991): 土壌溶液イオン組成からの EC の推定とアニオン種の違いが EC および浸透圧に及ぼす影響. 日本土壌肥料学雑誌, 62: 634–640.

菅野均志 (2014): 2011 年 5 月の広域土壌調査から明らかになった仙台平野の津波被災農地の実態. ペドロジスト, 58: 44–50.

川口桂三郎 (1978):水田土壌学. 講談社, 東京.

北川靖夫, 岡山清司, 東城真治 (1988): 輪換田における「いつき」現象の発現. 日本土壌肥料学雑誌, 59: 149–155.

Kopittke, P.M., So, H.B. and Menzies, N.W. (2006): Effect of ionic strength and clay mineralogy on Na-Ca exchange and the SAR-ESP relationship. European Journal of Soil Science, 57: 626–633.

熊本県農政部 (2001): 平成 11 年 9 月 24 日の台風 18 号による農作物等被害状況及び対策. 130pp.

熊本県農業研究センター (2001): 平成 11 年台風 18 号塩害対策試験成績書. p. 81.

国土調査 (1967): 仙台., 同 (1982): 岩沼., 同 (1986): 角田.

箕浦幸治 (2014): 海溝型地震津波による水災害 — 3.11 津波遡上の水理学的教訓. ペドロジスト, 58: 32–43.

Miller, W.P., Frenkel, H. and Newman, K.D. (1990): Flocculation concentration and sodium/calcium exchange of kaolinitic soil clays. Soil Science Society of America Journal, 54: 346–351.

宮城県農業振興課普及支援班 (2011): 津波被災農地に堆積した土砂の調査結果（速報値）について. 平成 23 年 7 月 21 日記者発表資料.

宮城県 (2014): 復興の進捗状況. http://www.pref.miyagi.jp/uploaded/attachment/285442.pdf, (2015 年 1 月 8 日).

三宅靖人, 下瀬　昇, 河内知道 (1988): 笠岡湾干拓地畑土壌に対する土壌改良資材の除塩効果. 岡山大農学報, 72: 77–87.

Nanzyo, M. (2012): Impacts of tsunami (March 11, 2011) on paddy field soils in Miyagi Prefecture, Japan. Journal of Integrated Field Science, 9: 3–10.

南條正巳 (2013): 農地における塩害の概況とその修復. シリーズ 21 世紀の農学. 日本農学会編, 東日本大震災からの農林水産業と地域社会の復興. p. 1–19, 養賢堂, 東京.

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 —. 農業土木学会誌, 67: 63–70.

小合 龍夫 , 大石 孝治 , 西岡 進 (1976): イネとヒエの耐塩性に関する内的条件の差異（1）. 作物学研究集録, 18: 17–18.

鬼鞍　豊 (1985): 土壌・水質・農業資材の保全 — 法の制定とその技術対策 —. pp. 35–41. 博友社, 東京.

Rhoades, J.D. and Miyamoto, S. (1990): Testing Soils for Salinity and Sodicity. In (eds.) Soil Testing and Plant Analysis. 3rd ed.-, pp. 299–336, SSSA Book Series, No. 3, Madison.

斎藤公夫, 島　秀之, 加藤正美, 広上佳作, 武田　忠 (2006): 仙台沿岸部における酸性硫酸塩水田の改善のための石灰施用量策定. 宮城県古川農業試験場研究報告, 6: 43–52.

島　秀之, 小野寺和英, 金澤由紀恵, 佐藤一良, 小野寺博稔, 阿部倫則, 若嶋惇子, 稲生栄子, 森谷和幸, 今野知佐子, 上山啓一, 伊藤豊彰, 菅野均志 (2012): 東日本大震災による津波堆積物の化学的性質（県北部）. 宮城県古川農業試験場報告, No.10, 33–42.

澤井裕紀, 岡村行信, 宍倉正展, 松浦旅人, Than Tin Aung, 小松原純子, 藤井雄士郎 (2006): 仙台平野の堆積物に記録された歴史時代の巨大津波 — 1611 年慶長津波と 869 年貞観津波の浸水域 —. 地質ニュース, 624: 36–41.

Shainberg, I., Oster, J.D. and Wood. J.D. (1980): Sodium/calcium exchange in montmorillonite and illite suspensions.

Soil Science Society of America Journal, 44: 960–964.

Soil Survey Staff (1999): Laboratory methods for Soil Taxonomy. In Soil Taxonomy A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys (2nd ed.). pp. 857–861, Washington, DC.

Suarez, D.L. (2005): Chemistry of Salt-Affected Soils. In (eds) Chemical Processes in Soils, pp. 689–705, SSSA Book Series, No. 8. Madison.

Szczuciński, W., Kokociński, M., Rzeszewski, M., Chague-Goff, C., Cachao, M., Goto K. and Sugawara, D. (2012): Sediment sources and sedimentation processes of 2011 Tohoku-oki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan — Insights from diatoms, nannoliths and grain size distribution. Sedimentary Geology 282: 40–56.

高田千夏, 高橋 正, 南條正巳, 菅野均志 (2013): 宮城県沿岸部の津波被災農地土壌におけるリン肥沃度の評価. 日本土壌肥料学会講演要旨集第 59 集, p. 98.

Thomas, G.W. (1982): Exchangeable cations. In Page A.L., Miller, R.H. and Keeney, D.R. (ed.) Methods of soil analysis Part 2 Chemical and Microbiological properties (2nd Ed.). pp. 160, Number 9 (Part 2) in the series Agronomy, Madison.

U.S. Salinity Laboratory Staff (1954): Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Agriculture Handbook 60, pp. 25–30, U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.

Vallentyne, J.R. (1963): Isolation of pyrite spherules from recent sediments. Limnology and Oceanography, 8: 16–29.

山根一郎 (1982): 水田土壌学. 農山漁村文化協会, 東京.

要　　旨

宮城県沿岸部の津波被災農地における侵食と堆積，土壌の塩類化とソーダ質化について検討した．農地の比較的大きな侵食は津波が南北に走る道路を越えて落流となった所で認められた．耕起済みの水田では作土が流された所もある一方，耕起前の水田では侵食が弱かった．津波による堆積物は多くの場合泥層と砂層に区分され，砂層は沿岸部で厚く，泥層は津波の到達域の中間部でやや厚い傾向であった．泥層はその炭素含量分布と土壌図の比較から表土が再堆積したものと推定された．津波被災 2 ヶ月後の時点で，残存土壌の少なくとも深さ 20 cm 程度まで塩類濃度が増加した．泥層には塩化ナトリウムの他にセッコウの晶出も認められた．泥層のソーダ質化は交換性イオンの当量分率で 0.4 付近に達したが，平均では 0.2 未満であった．残存土壌の水抽出過程はガポンのイオン交換式でほぼ表現されたが，泥層ではガポン定数が残存土壌より低い値となり，交換性 Ca^{2+} の測定にセッコウが影響したためと考えられた．

キーワード：津波，農地土壌，塩類化，ソーダ質化，イオン交換，セッコウ