

# 泥炭地転作田の営農期における 泥炭分解由来の沈下量の推定

国立研究開発法人土木研究所 寒地土木研究所 資源保全チーム ○國島 隼人  
長竹 新  
清水 真理子

泥炭地の農地では、泥炭の分解は沈下の一因である。水田では田畑輪換や排水改良などによる水田の乾燥化が進み、泥炭分解による沈下が生じていると予想される。そこで、泥炭地転作田を対象に、泥炭の分解生成物である二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、メタン(CH<sub>4</sub>)の生成量から、泥炭分解量を推定した。また、泥炭分解に由来する沈下量を推定した。

キーワード：泥炭分解、沈下、CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>

## 1. はじめに

泥炭地の農地では、圃場が沈下することがある。沈下の主な要因は泥炭の圧縮・圧密や乾燥収縮、分解であり、農地からの排水および地下水位の低下によって沈下が促進されることが知られている。現在、北海道の大規模水田地帯では、担い手への農地集積と農地の大区画化とともに水田の汎用化が推進されている。日本有数の泥炭地域である石狩・空知地域も水田の大区画化や水田での畑作が進む地域の一つである<sup>1)</sup>。田畑輪換や基盤整備による排水改良などによって農地の乾燥化が進むと、農地の沈下が促進される可能性が考えられる。

泥炭地の水田における泥炭分解の実態は、泥炭の圧縮・圧密や乾燥収縮と比べて知見が不足している。そこで筆者らの既報<sup>2)</sup>では上層が鉍質土、下層が泥炭で構成される泥炭地転作田を対象に、泥炭の分解生成物である二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、メタン(CH<sub>4</sub>)の生成量から、圃場の深さ別の泥炭分解量を推定した。本報では泥炭分解量の推定値をもとに、泥炭分解に由来する沈下量の推定結果について報告する。

## 2. 調査方法

### 2.1 調査圃場

調査は、北海道新篠津村に位置する大豆作付け圃場で行った。圃場面からの土層構成は、0~30 cmが鉍質土、30 cm以深が泥炭であった。泥炭の構成植物はホロムイヌグサ、ヌマガヤ、ツルコケモモであり、高位泥炭もしくは中間泥炭に分類される。調査圃場には1/500下り勾配の暗渠吸水渠が設置されており、以降で述べる調査地点付近における吸水渠の管底の深さは圃場面から約90 cm深である。

調査地点の土壌断面および調査器具設置・試料採取状

況の模式図を図-1に示す。調査地点の土層を鉍質土下端から60 cm深までのP1層と、60 cm深から80 cm深までのP2層にわけた。事前の調査から、調査圃場の沈下はおもにP1、P2層の層厚減少によって生じていることが分かっている<sup>3)</sup>。P1、P2層を対象に後述の方法で泥炭分解量および泥炭分解に由来する沈下量を推定した。なお、本研究では2つの方法で泥炭分解量を推定した。1つは調査期間前後での泥炭層中に含まれる有機物質質量の変化から泥炭分解量を推定する方法である。もう1つは調査期間中に泥炭層で生成されたCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量から泥炭分解量を推定する方法である。泥炭層中の有機物質質量の調査は2018年4月16日と2023年5月2日に、泥炭層からのCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量の調査は2022年7月14日から9月28日、2023年6月21日から10月4日に行った。沈下量の調査は2018年4月17日と2023年4月24日に行った。

### 2.2 土壌調査

2018年4月と2023年4月にP1、P2層内から攪乱試料と不攪乱試料を採取した。攪乱試料は強熱減量 $Li$ (g g<sup>-1</sup>)の分析と、有機元素分析装置(JM1000CN、J-SCIENCE LAB)を用いた炭素濃度 $Conc_c$ (g g<sup>-1</sup>)の分析に供した。不攪乱試料は乾燥密度 $\rho_d$ (g cm<sup>-3</sup>)と間隙率 $n$ (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>)の分析に供した。

### 2.3 有機物質質量の変化から泥炭分解量を推定する方法

P1、P2層の有機物質質量 $M_{OM}$ (g)は乾燥密度 $\rho_d$ (g cm<sup>-3</sup>)×強熱減量 $Li$ (g g<sup>-1</sup>)×体積 $V$ (cm<sup>3</sup>)として求め、調査前後における各層内の有機物質質量の変化量 $\Delta M_{OM}$ (g)を求めた。この方法では $\Delta M_{OM}$ を泥炭分解量と仮定した。また、P1、P2層の間隙由来の層厚 $L_p$ (cm)は間隙率 $n$ (cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>)×体積 $V$ (cm<sup>3</sup>)÷単位面積 $S$ (cm<sup>2</sup>)として求め、調査前後における各層内の間隙由来の層厚変化量 $\Delta L_p$ (cm)を求めた。ここで、体積変化はすべて鉛直方向の変化のみで生じ、体積変化量 $\Delta V$ (cm<sup>3</sup>)は層厚変化量 $\Delta L$ (cm)に等しいと仮定した。な

お、層厚変化量の評価方法は2.5で後述する。

## 2.4 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量から泥炭分解量を推定する方法

泥炭が分解される過程で発生するCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量を求めた。この方法ではCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量を泥炭分解量と仮定した。土壌中のガス移動は圧力勾配による移流と濃度勾配による拡散がある。一般に、気圧、温度、風速の変化によって生じる移流が土壌中のガス移動に果たす役割は小さく、土壌中のガス移動については拡散が支配的であるとみなされる<sup>4)</sup>。したがって、土壌中のガス移動はFickの法則を用いて次式のように表すことができる<sup>5) 6)</sup>。

$$q = -D_s \frac{\Delta \text{Conc}_{\text{CO}_2, \text{CH}_4}}{\Delta z} \quad (1)$$

ここで $q$ は土壌中のガスフラックス ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) で上向きの移動を正の値とした。 $D_s$ は土壌ガス拡散係数 ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )、 $\text{Conc}_{\text{CO}_2, \text{CH}_4}$ は着目するガスの濃度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )、 $z$ は距離 (m) である。また土壌中において、質量保存則から次式が成り立つ。

$$\frac{\Delta(\theta_a \text{Conc}_{\text{CO}_2, \text{CH}_4})}{\Delta t} = -\frac{\Delta q}{\Delta z} + r \quad (2)$$

ここで $\theta_a$ は土壌の気相率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )、 $t$ は時間 (s)、 $r$ は単位体積あたりのガスの生成あるいは消失速度 ( $\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$ ) である。通常ガス移動は水や溶質移動に比べて非常に速いため、左辺に示す土層内におけるガス貯留量の変化は無視できるほど小さいと考え、(2)式は次のように簡略化することができる。

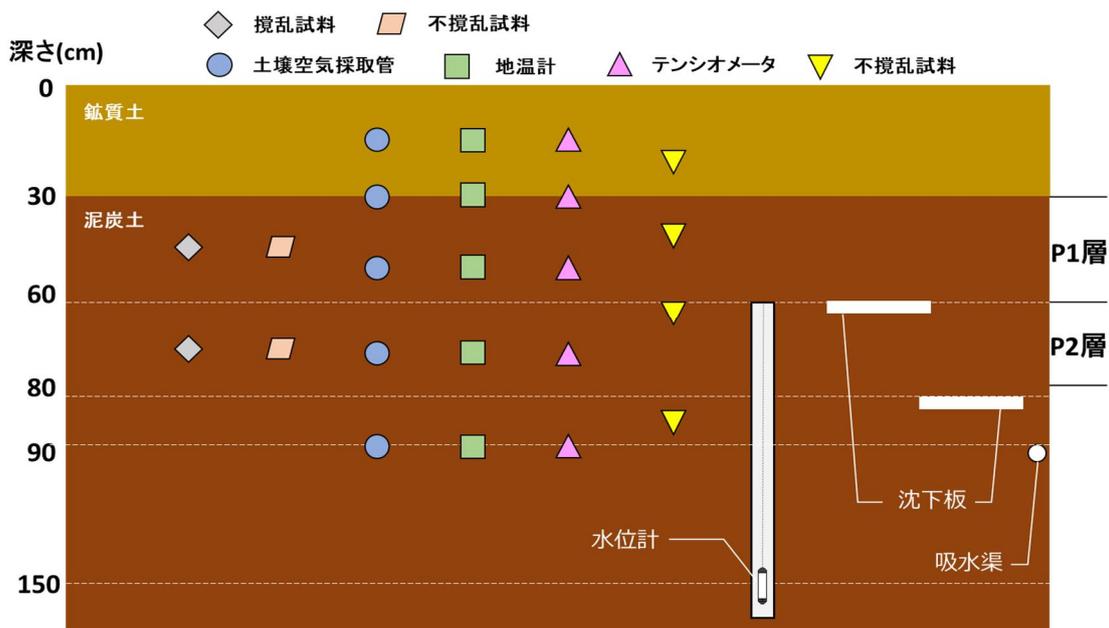
$$\Delta q = \Delta z r \quad (3)$$

これは層厚が $\Delta z$ の土層に対する流入フラックスと流出フラックスの差 ( $\Delta q$ ) から、その土層における単位体積あたりのガスの生成あるいは消失速度  $r$  が求まることを意味している。本研究では (1) 式と (3) 式を用い、CO<sub>2</sub>、

CH<sub>4</sub>の単位面積あたりのガス生成速度 ( $\Delta q$ ) を各測定日間で線形補完し、調査期間中のCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量を求めた。

土壌中のCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>のガス採取にあたり、土壌空気採取管 (以下、土空管) を設置した。泥炭地は地下水位が高く、土壌間隙が飽和されやすい。飽和状態に近い土壌中のガスを採取するため、ガスは通すが水は通さないシリコンチューブ方式の土空管を採用した。土空管の構造は加藤ら<sup>7)</sup>を参考にした。土空管のガス採取部は長さ5 cm、内径3 cmの円筒形であり、円筒の周囲を厚さ0.5 mmのシリコンゴムシートで覆った。調査地点の15、30、50、70、90 cm深に土空管を3本ずつ設置し、同じ深さの土空管同士は平面に約30 cm離れた。測定日に各深さの土壌空気をプラスチックシリンジで採取し、あらかじめ真空脱気した10 mLのバイアル瓶に15 mL封入して、実験室でCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>濃度を分析した。CO<sub>2</sub>濃度は赤外線CO<sub>2</sub>コントローラ (ZFP9、富士電機) で、CH<sub>4</sub>濃度はFID付ガスクロマトグラフィー (GC-14B、SHIMADZU) で分析した。小型温度データロガー (おんどとり TR-52i、T&D) とテンシオメータを15、30、50、70、90 cm深に設置し、各深さの地温とマトリックポテンシャルを計測した。また、テンシオメータ間のマトリックポテンシャルは計測値を深さ方向に線形補完して推定した。

土壌ガス拡散係数  $D_s$  は、50 cm<sup>3</sup>の試料円筒で採取した不攪乱試料を用い、遅沢・久保田の方法<sup>8)</sup>を参考に測定した。不攪乱試料は25、42、63.5、86.5 cm深で採取した。実験室において不攪乱試料のマトリックポテンシャルが0、-10、-32、-100、-316、-500 cmになるように加圧板法で段階的に脱水し、各段階における $D_s$ を測定した。 $D_s$ を大気中のガス拡散係数 $D_0$ で除し、相対ガス拡散係数 $D_s/D_0$ を求めた。実験室で調整したマトリックポテンシャル $h$ と $D_s/D_0$ との関係式と、土壌空気の採取日時にテンシ



図ー1 調査地点の土壌断面および調査器具設置・試料採取状況の模式図

オメータで計測したマトリックポテンシャルから、採取日時における深度別の  $D_s/D_0$  を推定した。推定した  $D_s/D_0$  に  $D_0$  を乗じて採取日時における  $D_s$  へと変換し、式 (1) のガスフラックスの計算に用いた。なお、以上の調査は、観測結果に対する植物の呼吸に由来する  $\text{CO}_2$  の影響を小さくするため、圃場内に約 10 m×2 m の裸地区を設け、その中で行った。

地表下 150 cm 深における圧力水頭を 2018 年に設置した小型絶対圧水位計 (S&DLminiModel4900) を用いて 30 分間隔で測定した。

## 2.5 層厚変化量の評価方法

圃場面の標高と泥炭層内の 60、80 cm 深 (それぞれ P1、P2 層の下端) に設置した沈下板の標高を 2018 年 4 月と 2023 年 4 月に計測した。使用した沈下板は 300 mm×300 mm×8 mm の有孔の塩化ビニル板で、一边を鋭角に処理している。調査地点で小坑を掘削し、攪乱されていない断面に沈下板を水平に差し込んで設置した。沈下板の標高は、地表からゾンデ (長さ 100 cm で先の尖った棒) を垂直に差し、その頂部の標高を計測することで求めた。P1、P2 層の層厚変化量は、調査前後での圃場面と沈下板の標高変化量および鉦質土層厚の変化量から求めた。鉦質土層厚は 2018 年 4 月と 2023 年 4 月の土壌調査時に計測した。調査前後では、主に P1、P2 層の層厚の減少によって圃場面が沈下していたため、以降では P1、P2 層の層厚変化量を沈下量と呼ぶ。

## 2.6 泥炭分解に由来する沈下量の推定方法

前述のとおり、本研究では泥炭分解量の推定を、調査期間前後で泥炭層中の有機物質質量の変化量から推定する方法と、泥炭層で生成される  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  生成量から推定する方法の 2 通りを行った。後述の 3.2 にて有機物質質量の変化を検出できなかったため、泥炭分解に由来する沈下量は  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  生成量から推定した。なお、本研究では泥炭分解に由来する沈下量とは、泥炭の固相由来の層厚の減少量を指し、以下の方法で  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  生成量から泥炭の固相由来の層厚の減少量を推定した。

2022 年と 2023 年に調査した計 6 か月間の  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  生成量を代表値とし、2018 年 4 月から 2023 年 4 月の間同じ速度で  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  が生成されると仮定して 6 か月間の泥炭分解に由来する沈下量を推定した。P1、P2 層の各層において、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  生成量 ( $\text{g C m}^{-2} \text{ six months}^{-1}$ ) を 2018 年 4 月時点の

炭素量 ( $\text{g C m}^{-2}$ ) で除し、泥炭分解率 ( $\% \text{ six months}^{-1}$ ) を求めた。ここで炭素量 ( $\text{g C m}^{-2}$ ) は層厚  $L$  (cm)×乾燥密度  $\rho_d$  ( $\text{g cm}^{-3}$ )×炭素濃度  $\text{Concc}$  ( $\text{g g}^{-1}$ ) で求めた。次に、2018 年 4 月時点の P1、P2 層の固相由来の層厚 (cm) に、各層の泥炭分解率 ( $\% \text{ six months}^{-1}$ ) を乗じて固相由来の層厚 (cm) の減少量とした。なお、固相由来の層厚 (cm) は体積  $V$  ( $\text{cm}^3$ )×(1-間隙率  $n$  ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ))÷単位面積  $S$  ( $\text{cm}^2$ ) として求めた。ここで固相の体積変化はすべて鉛直方向の変化のみで生じると仮定し、固相の体積変化量 ( $\text{cm}^3$ ) は固相由来の層厚変化量 (cm) に等しいと仮定した。

また沈下量に対する泥炭分解の寄与を次のように推定した。前述の 2.5 の方法で実測した沈下量は調査期間中に同じ速度で沈下すると仮定し、2018 年 4 月から 2023 年 4 月までの 5 年間の実測値を 6 か月換算した。次に 2.6 で求めた 6 か月間の泥炭分解に由来する沈下量 ( $\text{cm six months}^{-1}$ ) を 2.5 で求めた 6 か月間の実測沈下量 ( $\text{cm six months}^{-1}$ ) で除して、6 か月間の沈下量に対する泥炭分解の寄与 ( $\% \text{ six months}^{-1}$ ) を推定した。

## 3. 結果と考察

### 3.1 測定環境

2018 年 4 月から 2023 年 4 月までのの圧力水頭はおおむね圃場面と吸水渠管底との間で変動した。圃場面標高と圧力水頭標高の差を地下水深とした場合、地下水深の平均値は約 -74 cm であった。泥炭層からの  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  生成量の調査時期における地温の平均値は、P1、P2 層でそれぞれ 20.1°C、17.9°C であった。

### 3.2 有機物質質量の変化から推定した泥炭分解量

2018 年から 2023 年までの有機物質質量の変化量および間隙由来の層厚変化量を表 1 に示す。調査前後での有機物質質量に対して検定を行った結果、調査前後で P1、P2 層の有機物質質量は有意に変化せず、有機物質質量は減少しなかった。一方で間隙由来の層厚は調査前に比べて調査後で有意に減少した。これらのことから、調査圃場の沈下は泥炭の分解よりも泥炭の圧縮や乾燥収縮の影響が大きいと考えられた。

### 3.3 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ の生成量から推定した泥炭分解量

調査期間中の P1、P2 層の  $\text{CO}_2$  生成量と  $\text{CH}_4$  生成量の合計 (6 か月間) はそれぞれ 65.6  $\text{g C m}^{-2} \text{ six months}^{-1}$ 、10.2  $\text{g C}$

表 1 2018 年から 2023 年までの有機物質質量の変化量および間隙由来の層厚変化量

深さ (cm)	層位名	有機物質質量 $M_{OM}$ ( $\text{kg m}^{-2}$ )				t-test	間隙由来の層厚 $L_f$ (cm)			
		$M_{OM2018}$	$M_{OM2023}$	$\Delta M_{OM2018-2023}$	t-test		$L_{f2018}$	$L_{f2023}$	$\Delta L_{f2018-2023}$	t-test
30-60	P1	25.0±0.4	26.2±1.5	1.3±1.7	p=0.329	27.1±0.1	17.8±0.2	-9.3±0.2	p<0.001	
60-80	P2	15.4±1.0	16.6±1.7	1.1±1.0	p=0.191	18.0±0.1	16.1±0.1	-1.9±0.2	p=0.002	

表一 2 泥炭分解に由来する沈下量の推定値 (6か月間)

深さ	層位名	炭素量 (2018.4)	CO <sub>2</sub> 、CH <sub>4</sub> 生成量 (2022-2023計6か月)	泥炭分解率	固相由来の 層厚 (2018.4)	泥炭分解由来の 沈下量	実測沈下量 (2018.4)	沈下量に対する 泥炭分解の寄与
(cm)		(gCm <sup>-2</sup> )	(gCm <sup>-2</sup> six month <sup>-1</sup> )	(% six month <sup>-1</sup> )	(cm)	(cm six month <sup>-1</sup> )	(cm six month <sup>-1</sup> )	(% six month <sup>-1</sup> )
30-60	P1	144×10 <sup>3</sup>	65.6	0.46	1.7	7.82×10 <sup>3</sup>	0.81	1.0
60-80	P2	9.2×10 <sup>3</sup>	10.2	0.11	1.1	1.21×10 <sup>3</sup>	0.22	0.6

\*6か月間を182日間としている

m<sup>2</sup> six months<sup>-1</sup>であり、このうち99%以上がCO<sub>2</sub>生成量であった。CO<sub>2</sub>生成量とCH<sub>4</sub>生成量の合計を各層に含まれる炭素量 (P1 : 14.4×10<sup>3</sup> g C m<sup>-2</sup>、P2 : 9.2×10<sup>3</sup> g C m<sup>-2</sup>) で除すと、調査を行った6か月間でP1、P2層でそれぞれ0.46%と0.11%の泥炭が分解したと推定された。泥炭層に含まれる有機物質量に比べて有機物質量の変化が小さいため、3.2では有機物質量の変化を検出できなかったと考えられた。以降では泥炭分解に由来する沈下量をCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>生成量から推定した。

### 3.4 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量から推定した泥炭分解に由来する沈下量

泥炭分解に由来する沈下量の推定値(6か月間)を表一2に示す。2018年4月時点のP1、P2層の固相由来の層厚はそれぞれ1.7 cm、1.1 cmであった。調査を行った6か月間でP1、P2層でそれぞれ0.46%と0.11%の泥炭が分解したと推定されたため、P1、P2層の泥炭分解に由来する沈下量はそれぞれ7.82×10<sup>3</sup> cm six months<sup>-1</sup>、1.21×10<sup>3</sup> cm six months<sup>-1</sup>と推定された。

2018年4月から2023年4月のP1、P2層の沈下量 (5年間) はそれぞれ8.2 cm five years<sup>-1</sup>、2.2 cm five years<sup>-1</sup>であり、6か月換算では0.81 cm six months<sup>-1</sup>、0.22 cm six months<sup>-1</sup>であった。泥炭分解に由来する沈下量 (P1 : 7.82×10<sup>3</sup> cm six months<sup>-1</sup>、P2 : 1.21×10<sup>3</sup> cm six months<sup>-1</sup>) を実測沈下量 (P1 : 0.81 cm six months<sup>-1</sup>、P2 : 0.22 cm six months<sup>-1</sup>) で除すと、P1、P2層の6か月間の沈下量に対する泥炭分解の寄与はそれぞれ1.0%、0.6%と推定された。

## 4. まとめ

本研究では2つの方法で泥炭分解量を推定した。1つは調査期間前後での泥炭層に含まれる有機物質量の変化から泥炭分解量を推定する方法である。もう1つは調査期間中に泥炭層で生成されたCO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量から泥炭分解量を推定する方法である。有機物質量の変化から推定する方法では、調査前後で有機物質量は有意に変化せず、泥炭分解を検出できなかった。CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成量から推定された期間中の泥炭分解量はP1、P2層それぞれで65.6 g C m<sup>-2</sup> six months<sup>-1</sup>、10.2 g C m<sup>-2</sup> six months<sup>-1</sup>であり、調査を行った6か月間でP1、P2層でそれぞれ0.46%と

0.11%の泥炭が分解したと推定された。

また、泥炭の固相由来の層厚減少量を泥炭分解由来の沈下と仮定した場合、P1、P2層の泥炭分解に由来する沈下量はそれぞれ7.82×10<sup>3</sup> cm six months<sup>-1</sup>、1.21×10<sup>3</sup> cm six months<sup>-1</sup>と推定された。また、P1、P2層の6か月間の沈下量に対する泥炭分解の寄与はそれぞれ1.0%、0.6%と推定された。

謝辞：現地調査を進めるにあたり、土地所有者及び関係機関にご協力を賜った。ここに記して謝意を表する。

## 参考文献

- 1) 横地穰、長竹新、田中健二、奥田涼太、萩原大生：北海道石狩平野の水田活用の実態と課題、農業農村工学会誌、91(9)、pp.7-10、2013.
- 2) 國島隼人、長竹新、奥田涼太：泥炭地転作田の営農期における泥炭分解量—CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>の生成・消失量からみた推定—、寒地土木研究所月報、No.864、pp.44-50、2024.
- 3) 長竹新、國島隼人、清水真理子：泥炭地の水田における層別の沈下要因の推定、寒地土木研究所月報、No.865、2024.
- 4) Laursen,S.: Ongaseous diffusion of CO<sub>2</sub> in the unsaturated zone. J. Hydrology, Vol 122, pp.61-69, 1991.
- 5) Rolston,D.E., and Moldrup,P.: 4.3 Gas diffusivity, Methods of soil analysis Part 4-Physical methods, Eds. Dane,J.H. and Topp,G.C.,SSSA Soil Sci.Soc.Am,Book Series No.5, pp.1113-1139, 2002.
- 6) Webb,S.W.: Chapter 2 Gas transport mechanisms, Gastransport in porous media (Theory and applications of transport in porous media), Eds. Ho,C.K., and Webb, S.W., Springer, pp.5-26, 2006.
- 7) 加藤千尋、井本博美、西村拓、宮崎毅：小型チューブ埋設型土壌ガスモニタリングシステムを用いた農地土壌中 CO<sub>2</sub> ガス濃度変動の検討、土壌の物理性、No.124、pp.25-33、2013.
- 8) 遅沢省子、久保田徹：土壌のガス拡散係数の測定、日本土壌肥料学会誌、第58巻、第5号、pp.528-535、1987.