

# 泥炭林土壌の温室効果ガスの生成と消失

森本聡<sup>1</sup>・永田修<sup>2</sup>・川本健<sup>3</sup>・長谷川周一<sup>4</sup>

Production and consumption of greenhouse gases in a peatland forest soil

Satoshi MORIMOTO<sup>1</sup>・Osamu NAGATA<sup>2</sup>・Ken KAWAMOTO<sup>3</sup>・Shuichi HASEGAWA<sup>4</sup>

**Abstract:** Peat wetlands are considered to be the major sources of greenhouse gases. Many studies have been conducted to evaluate quantitatively greenhouse gases production and consumption in peat soils, however, only limited information on dynamics of greenhouse gases in peatland forest soils. In this study, emission, production, and consumption of greenhouse gases such as CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O were investigated at a soil profile in the peatland forest by combining techniques of a closed-chamber method, annual monitoring of soil gas concentrations in the unsaturated zone, and laboratory measurements on water retention and gas diffusivity for soil core samples. Results show that the annual amounts of 725 g CO<sub>2</sub>-C m<sup>-2</sup> were emitted from the soil surface and approximately 90% of the CO<sub>2</sub> was produced at the depth interval less than 10 cm. On the other hand, the soil profile acted as a CH<sub>4</sub> sink and the annual amounts of 0.47 g CH<sub>4</sub>-C m<sup>-2</sup> were oxidized (consumed) within the 0–10 cm depth interval. For the dynamics of N<sub>2</sub>O, the annual amounts of 0.249 g N<sub>2</sub>O-N m<sup>-2</sup> were emitted from the surface and both production and consumption occurred at each depth interval above the water table. Especially, the production and consumption of N<sub>2</sub>O was significant at the 22-cm depth from the surface. It was also revealed that the N<sub>2</sub>O was produced / consumed markedly even during the snowfall and snowmelt periods differing from the CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>.

**Key Words:** carbon dioxide, methane, nitrous oxide, peatland forest, gas production and consumption

## 1. はじめに

泥炭は陸域面積の約3%を占めるのみであるが、その炭素含有量は全土壌中の約3分の1に相当する455 Pg以上と言われている(Gorham, 1991)。国内において泥炭は北海道に広く分布し、その総面積は約20万haであり、現在その約70%は明治以降の開発により農地や宅地として利用されている(富士田, 2007)。泥炭の特殊

性から、このような土地利用には排水改良や客土等が不可欠であるが、それは泥炭の分解を促進させ、様々な問題を発生させてきた。泥炭の分解による急激な地盤沈下はその代表的な例である(宮地ら, 1995)。さらに、近年の地球温暖化への関心の高まりとその炭素含有量の多さから、湿地における温室効果ガスの発生も大きく注目されてきている(Alm et al., 1999; Pilegaard et al., 2003; 永田, 2006)。

このような背景から泥炭地を含めた湿地では、温室効果ガスの湿地における存在形態や輸送経路に関する研究(Le Mer and Roger, 2001; Tokida et al., 2005)をはじめとして、温室効果ガス放出に土地利用形態の変化(Naser et al., 2005; Yu et al., 2006)、地下水位変動(Yu et al., 2003; van Huissteden et al., 2006)、湿原植生の変化(Nagata et al., 2005)、積雪・融雪(Alm et al., 1999)が及ぼす影響など、温室効果ガスに関する研究は数多く行なわれている。これらの既往の研究成果から、一般に、地下水位が地表付近に存在する自然状態の泥炭地では、CH<sub>4</sub>やCO<sub>2</sub>は地表から大気へ放出(ガスフラックスが正)され、N<sub>2</sub>Oは放出されない、もしくは僅かに吸収(ガスフラックスが負)にある(Regina et al., 1996)との傾向が示されている。そして、地下水位が低下し、泥炭地に不飽和帯が形成されると、CH<sub>4</sub>は放出から吸収に転じ、泥炭基質の有機物分解によりCO<sub>2</sub>の放出が大きく増加し、N<sub>2</sub>Oの放出も増加するとの報告がされている。しかし、このように不飽和帯を有する泥炭土における温室効果ガスの研究は、客土や排水等により農耕地化された土壌での研究が大半であり、防風林内のように不飽和帯を有する自然状態に近い泥炭林や湿地林において、土壌が温室効果ガスの放出源/吸収源として機能するのかを調べた研究は少ない。Magnusson(1995)やYu et al.(2006)らは、不飽和帯を有する泥炭林や湿地林における土壌ガス濃度分布と土壌水分量や酸化還元電位について統計的相関を調べ、土壌水分量変化にともなう酸化・還元状態の違いが温室効果ガスの生成・消失と密接に関係することを示したが、温室効果ガスの生成・消失量の季節変動や、土壌内での生成・消失部位の詳細な検討は行なっていない。不飽和帯を有する泥炭林や湿地林は、水文地形的・植生学的には、還元状態が容易に形成されCH<sub>4</sub>の放出源とされる湛水湿地や地下水位が地表付近に存在する泥炭土壌から、一般にCH<sub>4</sub>の吸収源である森林

<sup>1</sup>DOWA ECO-SYSTEM Co., Ltd. Hanaokamachi Aza Tsutsumisawa Odate, Akita 017-0005, Japan. Corresponding author: 森本聡, DOWA エコシステム(株)

<sup>2</sup>National Agricultural Research Center for Hokkaido Region, Sapporo 062-8555, Japan

<sup>3</sup>Graduate School of Science and Engineering, Saitama University, Saitama 338-8570, Japan

<sup>4</sup>Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University, Sapporo 060-0811, Japan

2009年4月1日受稿 2009年8月10日受理  
土壌の物理性 113号, 3–12 (2009)

土壌へと移行する重要な遷移域であり、今後、湿地全域における炭素収支や温室効果ガスの放出量の算出精度を高める上で重要な土地形態であるといえる。

そこで本研究では、農地化されておらず、不飽和帯を有する泥炭林土壌を調査対象地とし、温室効果ガス(CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O)の地表放出量および土壌内ガス濃度分布を約1年間測定するとともに、各深さの土壌試料のガス拡散係数を測定した。そして、これらの結果を用いて、温室効果ガスの生成・消失量の季節変動を明らかにするとともに、地表面及び土壌内各深さのガスフラックスを定量的に解析し、不飽和帯を有する泥炭林土壌内での温室効果ガスの生成・消失部位の検討を行なった。

## 2. 方法

### 2.1 調査地

調査は、北海道美唄市の北海道農業研究センター美唄試験地より約200 m北に位置し、約70 mの幅で東西に広がる防風林に3 m × 3 mの試験区を設けて行った。同地域は石狩泥炭地と呼ばれ、かつて約6万 haの湿原が存在していたが、開拓によりその大部分が農地となった。調査地とした泥炭林は客土が行われず、自然状態のまま防風林として残されている貴重な場所である。土壌は高位泥炭に分類され、層序は泥炭の分解程度からH1(0–3 cm), H2(3–42 cm), H3(42–76 cm)で、以下、粘土混じりのC1(76–124 cm), 粘土のC2(124 cm以下)であった。本調査地の地下水位は降雨に対応して変動したが、8月から9月は深さ約90 cmで最も低く、融雪期の4月には深さ約40 cmで最も高かった。調査期間は2007年6月13日から2008年10月20日であった。気象庁による同地域の気象統計情報(1979–2000年)によると、年平均気温は7.1 °C、年平均降水量は1,156 mmであり、最大積雪深は100 cmを超える。

### 2.2 土壌中のガスフラックス、生成量の計算法

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とがある。一般に、気圧・温度・風速の変化によって生じる移流は土壌中のガス移動に果たす役割は小さく、土壌中のガス移動は通常拡散が支配的であるとみなされる(Laursen, 1991; 藤川ら, 2003)。そこで本研究もこの拡散移動のみに着目した。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(例えば, Rolston and Moldrup, 2002; Webb, 2006)。

$$q = -D_s \frac{\Delta C}{\Delta z} \quad (1)$$

ここで  $q$  は土壌中のガスフラックス ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ )、 $D_s$  は土壌ガス拡散係数 ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )、 $C$  は着目するガスの濃度 ( $\text{kg m}^{-3}$ )、 $z$  は距離 (m) である。 $D_s$  を大気中のガス拡散係数  $D_0$  で除すことにより、相対ガス拡散係数  $D_s/D_0$  が求まる。なお、 $q$ 、 $z$  とも上向きを正の値とした。

また土壌中において、質量保存側から次式が成り立つ。

$$\frac{\Delta(\theta_a C)}{\Delta t} = -\frac{\Delta q}{\Delta z} + r \quad (2)$$

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、左辺に示す貯留項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2深度のフラックスの差 ( $\Delta q$ ) を計算することにより、2深度間 ( $\Delta z$ ) の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。このように本研究では(1)式と(3)式を用い、土壌中のガスフラックス、生成あるいは消失速度を求めた。

### 2.3 測定項目

土壌断面と測定および採取項目を Fig. 1 に示す。

土壌ガス濃度は6, 15, 30, 40 cm深と地下水面近傍である地表面下60 cmの各深度から、先端に直径10 mm、長さ15 mmのポリエチレンフィルターをつけた採気管により、試験区内の異なる3点で採取した。同時に地表面の空気(0 cm)も異なる3点で採取した。採取した空気は予め真空にした3 mLのバイアル瓶に引き入れた。

地表面からのフラックスは、0 cmと6 cmの濃度勾配から(1)式により算出した(以下、拡散法)。また、直接測定ができるクローズドチャンバー法(以下、チャンバー法)によっても測定し、拡散法の評価を行った。

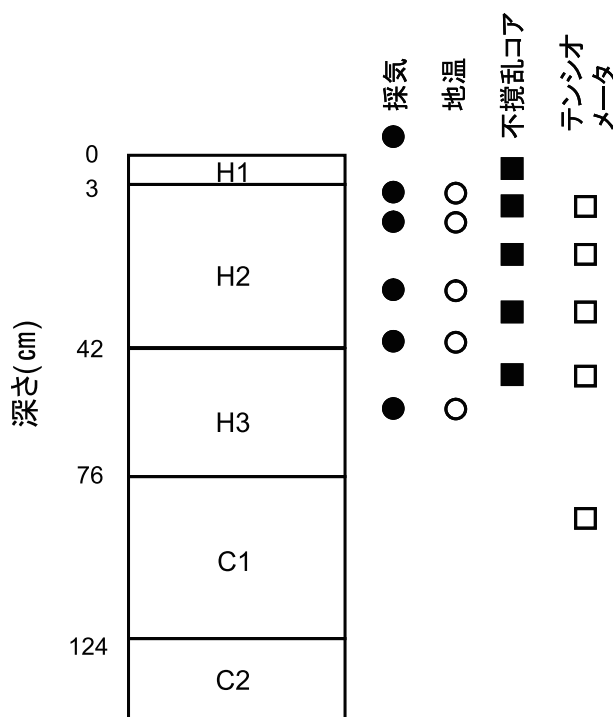


Fig. 1 調査地の土壌断面と測定および採取項目。Soil profile and depths of measurements and core sampling.

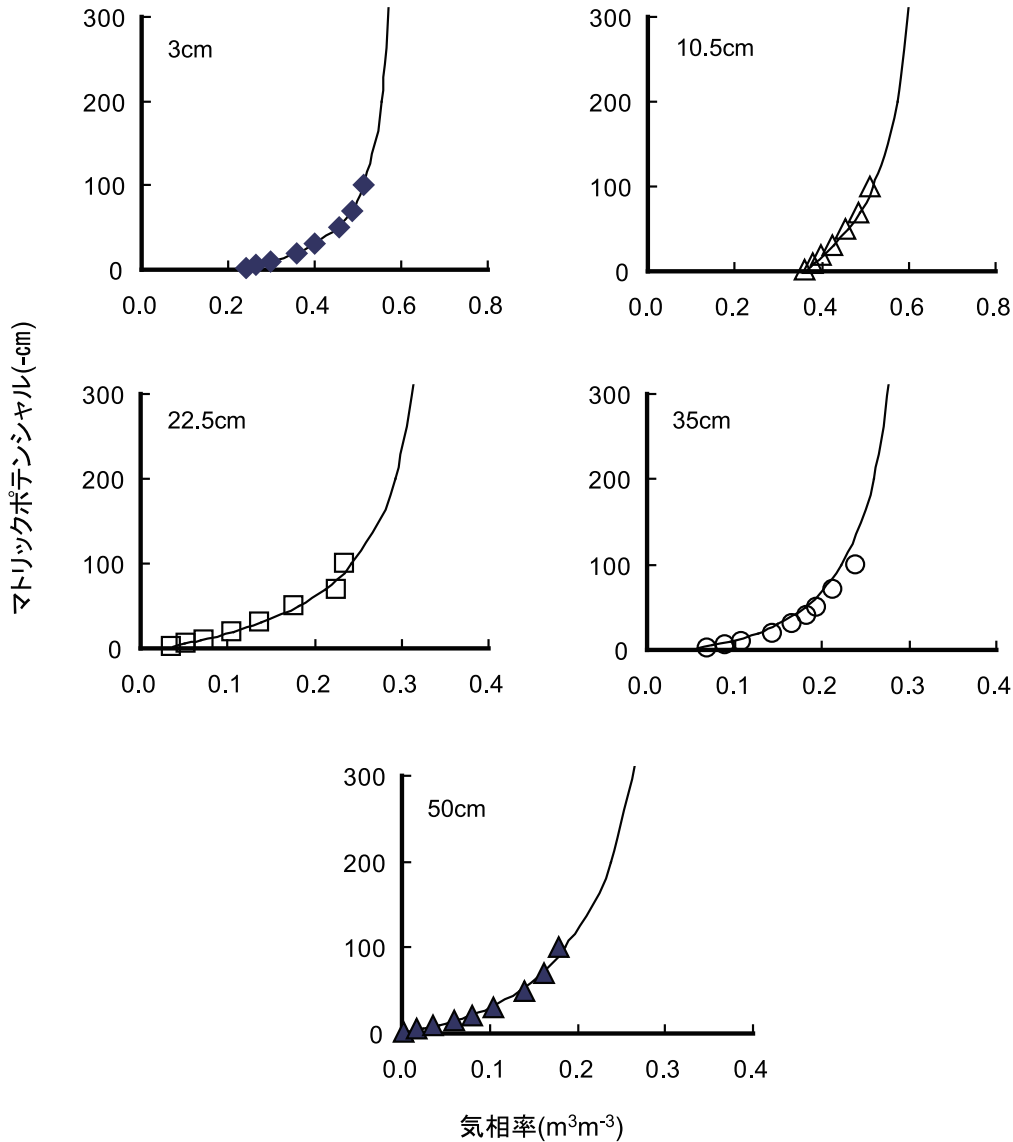


Fig. 2 気相率とマトリックポテンシャルの関係。グラフ内の値は深度，実線はモデル値を表す。

Relations between matric potential and air-filled porosity at five different depths. Fitted curves with the van Genuchten soil-water retention model are given.

チャンパーは底面積が 30 cm × 30 cm，高さが 26 cm の塩化ビニル製で，試験区周囲の異なる 3 定点にあらかじめ設置しておいたチャンパーベースに載せて測定した。測定の際には表面の植生および落葉を取り除いた。また積雪期は雪の上から測定した。この時，チャンパーと雪面の間の漏れを防ぐため，チャンパー周辺の雪を手で固めた。なお，ガス採取はチャンパーを載せる直前の 0 分と，非積雪期は 6，10，20 分後に，積雪期は 60 分後に行った。

採取した空気試料は 10 時間以内にガスクロマトグラフィー (SHIMADZU GC-8A) により CO<sub>2</sub>，CH<sub>4</sub>，N<sub>2</sub>O 濃度を分析した。チャンパー法によるガスフラックスは，CO<sub>2</sub> は 0 と 6 分後の濃度変化から，CH<sub>4</sub>，N<sub>2</sub>O は 0 と 20 分後の濃度をもとに，積雪期はどのガスフラックスも 0 と 60 分後の濃度をもとに直線回帰法で算出した (土壌環境分析法，1997)。

地温は深さ 6，15，30，40，60 cm に小型温度データ

ロガー (サーモクロン G タイプ，KN ラボラトリーズ製) を埋設し，3 時間ごとの経時測定を行った。

現場のマトリックポテンシャルは，2008 年 5 月 7 日に深さ 10.5，22.5，35，50，90 cm にテンシオメータを埋設し，1 時間ごとの経時測定を行った。それ以前の期間 (2007 年 6 月 13 日から 2008 年 5 月 7 日) における各深度のマトリックポテンシャルは，地下水位から推定した。すなわち，2008 年 5 月 7 日以降の各深度のテンシオメータの値と地下水位の関係を導くことにより，それ以前の期間におけるマトリックポテンシャルを推定した。

土壌ガス拡散係数  $D_s$  は遅沢・久保田 (1987) の方法に準拠し測定した。試料は，試験区近傍の各深さ (3，10.5，22.5，35，50 cm) から断面積 100 cm<sup>2</sup>，体積 500 cm<sup>3</sup> の円筒試料を用いて 3 反復で採取し，毛管飽和後，吸引法により土壌水分を数段階に調節した。測定範囲は試料の収縮を考慮して，マトリックポテンシャルが 0 cm から -100 cm とした。

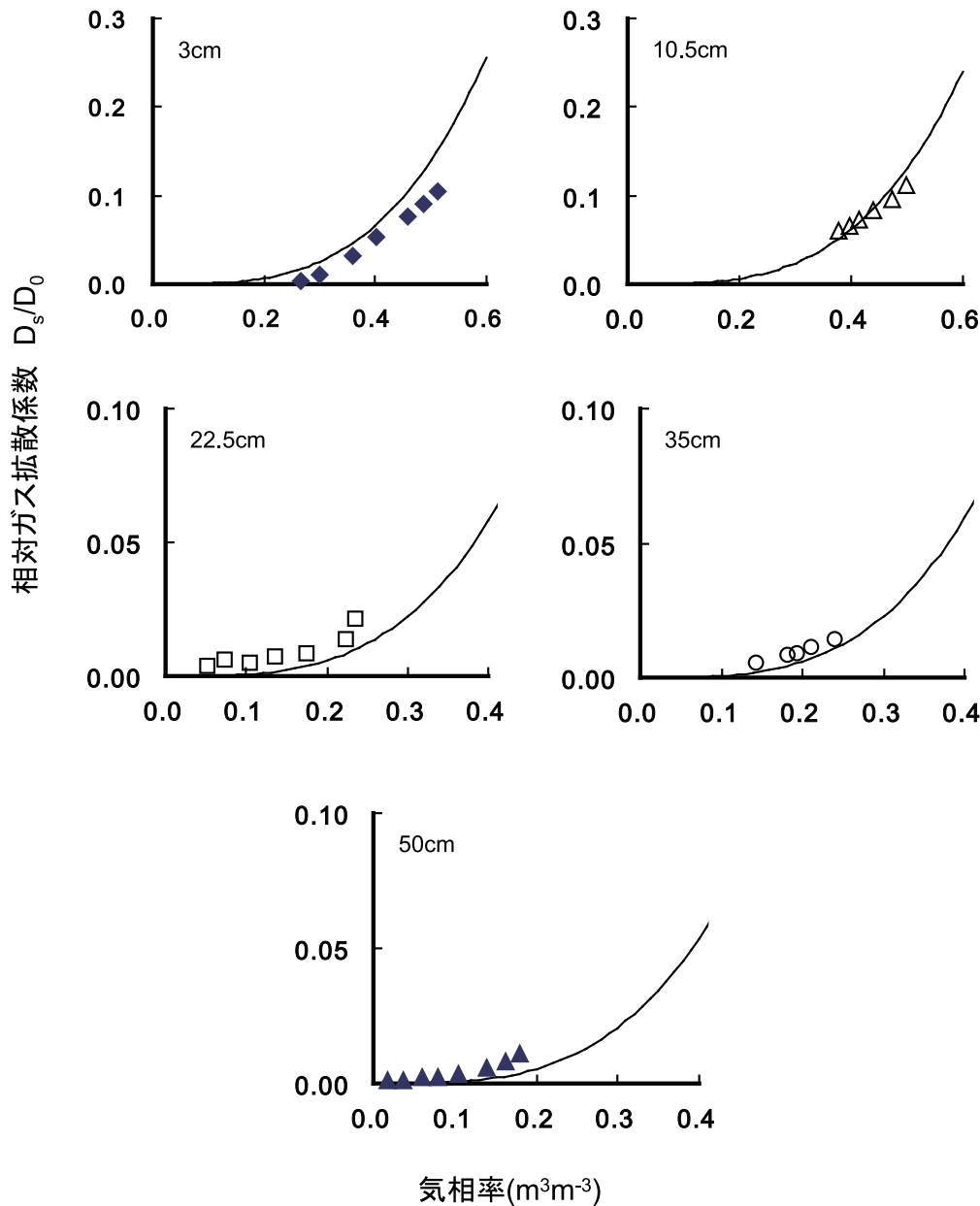


Fig. 3 気相率と相対ガス拡散係数の関係．グラフ内の値は深度，実線はモデル値を表す．

Soil-gas diffusivity as a function of air-filled porosity at five different depths. Predicted curves with the Millington and Quirk model are given.

#### 2.4 土壌ガス拡散係数の推定

土壌ガス拡散係数は気相率の関数であるため，テンシオメータから得たマトリックポテンシャルと室内試験で得た土壌ガス拡散係数から現場の土壌ガス拡散係数を推定した．

現場でマトリックポテンシャルが  $-100$  cm よりも低い場合の体積含水率（気相率）は（4）式の van Genuchten モデル（van Genuchten, 1980）を用いて推定した．

$$\theta = (\theta_s - \theta_r)(1 + |\alpha h|^n)^{-m} + \theta_r \quad (4)$$

ここで  $\theta$  は体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )， $\theta_s$  は飽和体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )， $\theta_r$  は残留体積含水率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) である． $h$  はマトリックポテンシャル (cm)， $\alpha$ ， $n$  は定数， $m$  は  $1 - 1/n$  である．（4）式にテンシオメータから得られたマトリックポテンシャルを代入することにより  $\theta$  を

求め， $\theta_s$  から引くことにより  $-100$  cm よりも低いマトリックポテンシャルに対応する気相率  $\theta_a$  を算出した．この気相率に対応するガス拡散係数は次式で示される Millington-Quirk モデル（Millington and Quirk, 1961）を用いて算出した．

$$D_s/D_0 = \theta_a^{10/3} / \Phi^2 \quad (5)$$

ここで  $\theta_a$  は気相率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )， $\Phi$  は全間隙率 ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) を表す．

なお，マトリックポテンシャル，気相率，ガス拡散係数のヒステリシスは考慮しなかった．また，3 cm 深にはテンシオメータを埋設しなかったため，3 cm 深のマトリックポテンシャルは静的平衡を仮定し 10.5 cm のマトリックポテンシャルの値に  $-7.5$  cm を加えた．

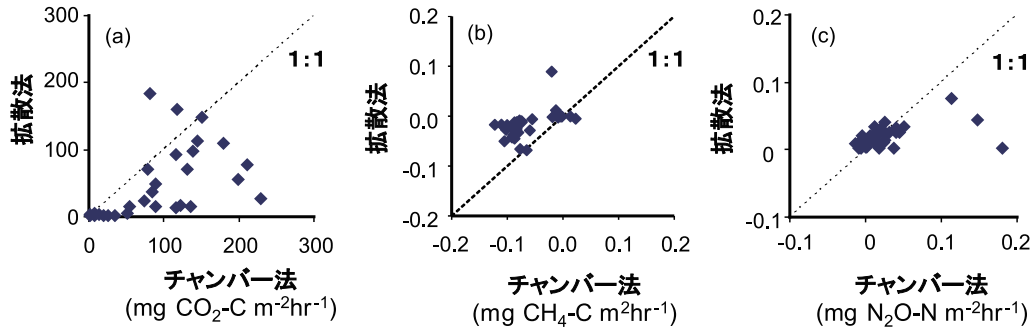


Fig. 4 地表面からのガスフラックスのチャンパー法と拡散法の比較．破線は  $y = x$  , (a)  $\text{CO}_2$  , (b)  $\text{CH}_4$  , (c)  $\text{N}_2\text{O}$  . Comparison of gas flux values at the soil surface obtained by the closed-chamber method and the soil-gas diffusivity-based method. Dotted lines show 1:1. (a)  $\text{CO}_2$ , (b)  $\text{CH}_4$ , and (c)  $\text{N}_2\text{O}$ .

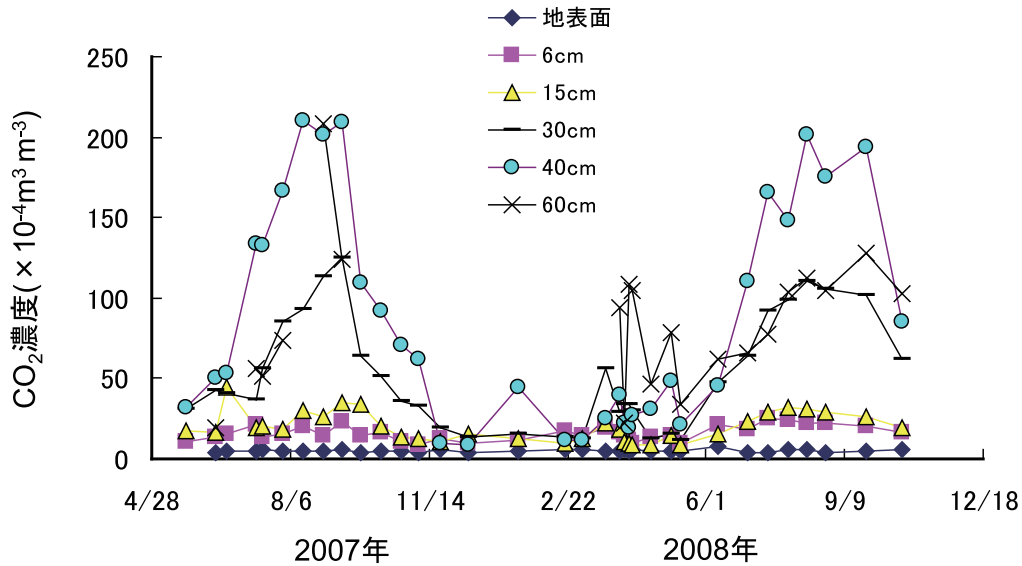


Fig. 5 地表面と土壌中の  $\text{CO}_2$  濃度 . Measured  $\text{CO}_2$  concentrations at the soil surface and the depths of 6, 15, 30, 40, and 60 cm.

### 3. 結果と考察

#### 3.1 マトリックポテンシャル，気相率，相対ガス拡散係数の関係

Fig. 2 に各深度の気相率とマトリックポテンシャルの関係を示す．3 cm 深と 10.5 cm 深では毛管飽和時 (0 cm 時) において気相率が  $0.2 - 0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  と粗大な間隙が多いのに対し，22.5 cm 深以下では気相率は  $0 - 0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であり粗大な間隙は少ないことがわかる．また，どの深度においても van Genuchten モデルは実測値とよい適合を示した．

Fig. 3 に各深度の気相率と相対ガス拡散係数の関係を示す．どの深度も気相率の増加と共に相対ガス拡散係数は増加する傾向にあった．Millington-Quirk モデルは 3 cm 深では実測値よりやや過大であり，22.5 cm より深い部位では過小評価となった．気相率と相対ガス拡散係数の傾向は，美唄湿原の泥炭土を対象にした Iiyama and Hasegawa (2005) と類似した．

#### 3.2 クローズドチャンパー法と拡散法の比較

Fig. 4 にチャンパー法と拡散法によるガスフラックス値の比較を示す．正の値は大気への放出，負の値は土壌の吸収を表す． $\text{CO}_2$  は全体的にチャンパー法が拡散法よりも大きい値を示し (Fig. 4 (a))， $\text{CH}_4$  は全体的にチャンパー法が拡散法よりも小さい値を示した (Fig. 4 (b))． $\text{N}_2\text{O}$  はチャンパー法の大きな 2 点を除けば，全体的に他のガスよりもよい一致を示した (Fig. 4 (c))．拡散法のフラックスの平均はチャンパー法のフラックスの平均を 100 とすると， $\text{CO}_2$  は 53 %， $\text{CH}_4$  は 27 %， $\text{N}_2\text{O}$  は大きな 2 点を除くと 105 % であった．絶対値が  $\text{CO}_2$ ， $\text{CH}_4$  ではチャンパー法が拡散法より大きくなったのに対し  $\text{N}_2\text{O}$  では良い一致を示したことは，土壌ガス拡散係数の影響よりも濃度勾配の影響が大きいと考えられる．つまり  $\text{CO}_2$ ， $\text{CH}_4$  では，6 cm 深よりも浅い部位で濃度勾配をとる必要がある．このようなことが生じるのは  $\text{CO}_2$ ， $\text{CH}_4$  の生成・消失がごく浅い層で盛んに起きているためと考えられる．同様に， $\text{N}_2\text{O}$  がチャンパー法で非常に大きい値が測定されるときも，土壌のごく表層で生成が起きていることが考えられる．

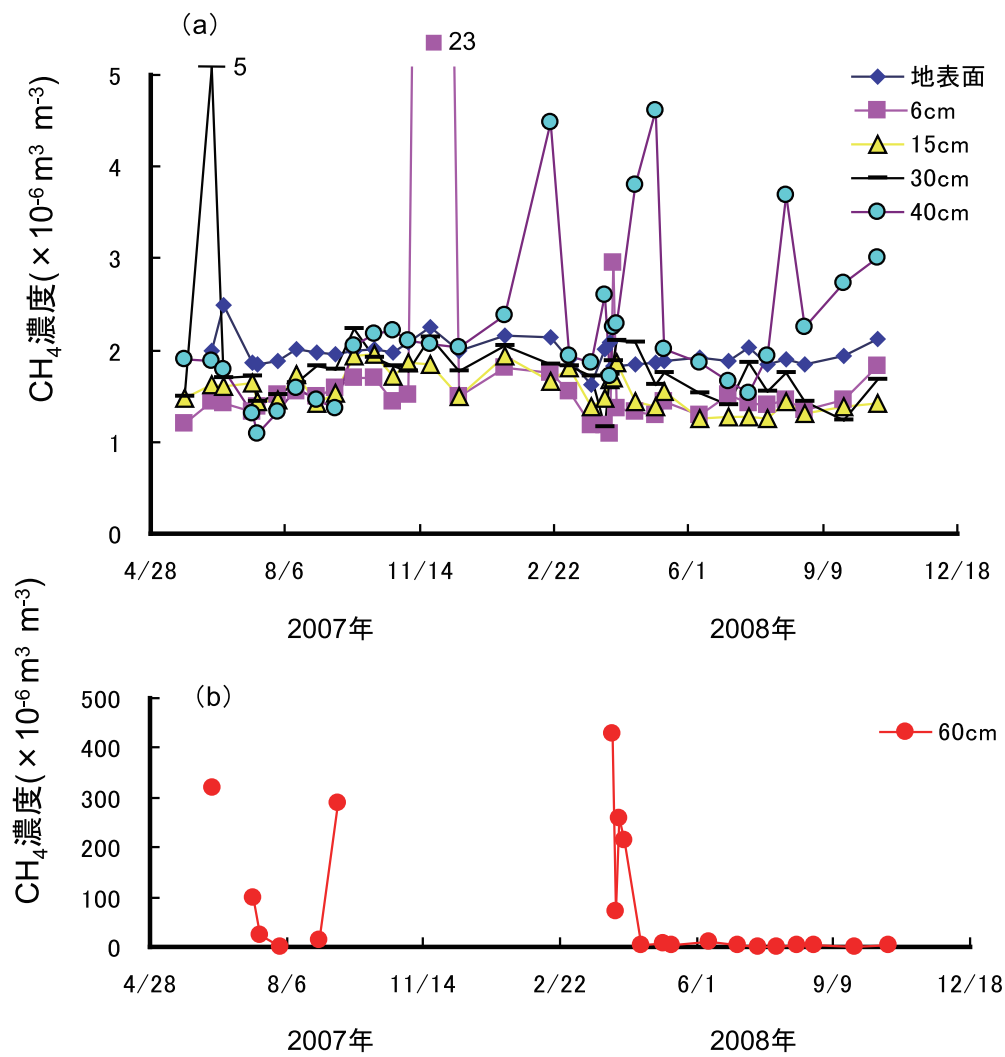


Fig. 6 地表面と土壌中の CH<sub>4</sub> 濃度 . (a) 地表面から 40 cm 深の濃度 , (b) 60 cm 深の濃度 .  
Measured CH<sub>4</sub> concentrations (a) at the soil surface and the depths of 6, 15, 30, and 40 cm, and (b) at the depth of 60 cm.

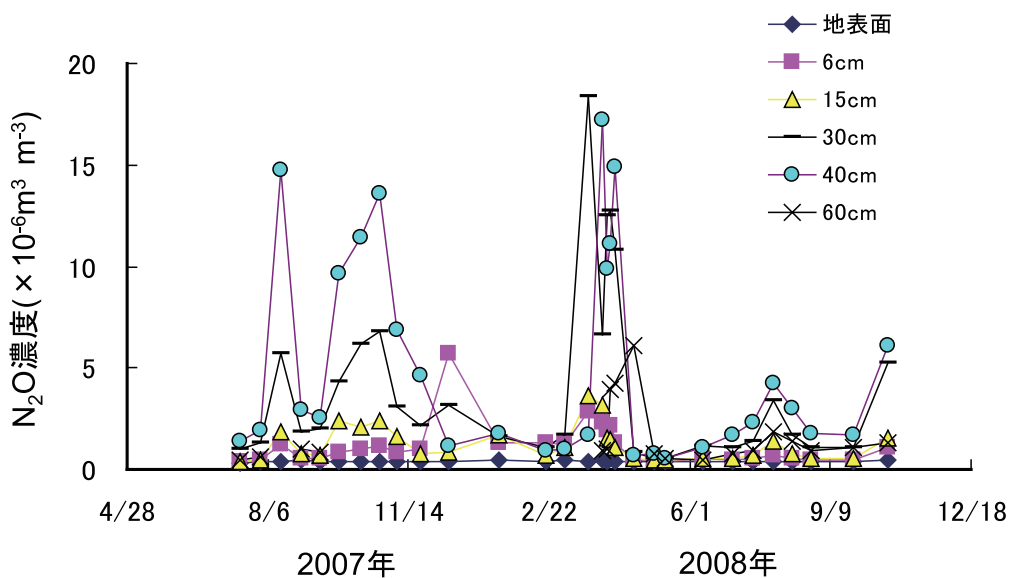


Fig. 7 地表面と土壌中の N<sub>2</sub>O 濃度 .  
Measured N<sub>2</sub>O concentrations at the soil surface and the depths of 6, 15, 30, 40, and 60 cm.

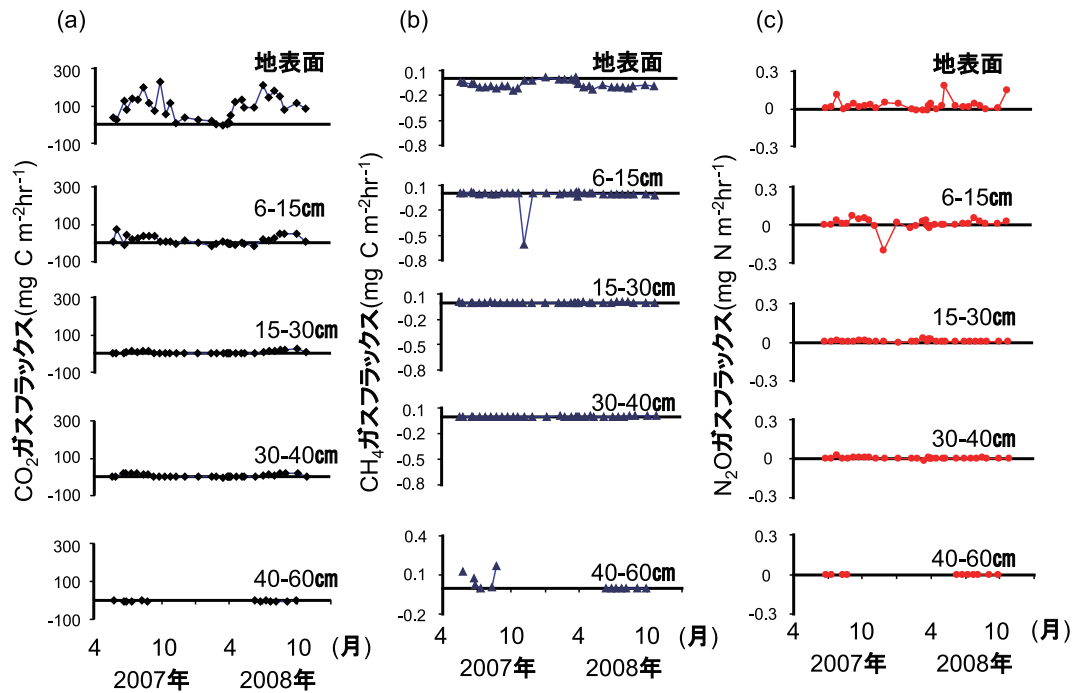


Fig. 8 地表面および土壌中のガスフラックス。グラフ内の値は濃度勾配の決定深度（地表面はチャンパー法の値）, (a)  $\text{CO}_2$ , (b)  $\text{CH}_4$ , (c)  $\text{N}_2\text{O}$ 。

Gas flux values at the soil surface and each soil-depth interval. (a)  $\text{CO}_2$ , (b)  $\text{CH}_4$ , and (c)  $\text{N}_2\text{O}$ .

### 3.3 土壌中のガス濃度

Fig. 5, 6, 7 に地表面および土壌中のガス濃度の年間変動をガスごとに示す。

地表面の  $\text{CO}_2$  濃度は季節変化がなく年間  $4 \times 10^{-4} - 6 \times 10^{-4} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で推移した (Fig. 5)。土壌中の  $\text{CO}_2$  濃度は積雪期 (2007 年 11 月 - 2008 年 4 月) を除いて, 6 cm から 40 cm にかけて濃度が増加し 60 cm で減少あるいは増加する傾向があった。積雪期はどの深度の濃度も低くほとんど差がなかった。濃度ピークは 8 - 9 月に現れ, 40 cm が最大で  $0.021 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  であった。地表面の  $\text{CH}_4$  濃度は季節変化がなく, 年間  $1.6 \times 10^{-6} - 2.7 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で推移した (Fig. 6 (a))。深さ 6, 15, 30 cm の  $\text{CH}_4$  濃度はほぼ同じで地表面よりもやや低く  $1 \times 10^{-6} - 3 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で推移したが, 6, 30 cm 深では突発的に大きい値が観測されることがあった。40 cm の濃度はそれらよりもやや大きく  $2 \times 10^{-6} - 4.5 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  を示した。60 cm の濃度は非常に大きい値を何度か示す傾向がみられた (Fig. 6 (b))。地下水位は夏期には地表から 50 - 90 cm の間を変動し, 冬期・融雪期は 40 - 50 cm であった。60 cm での高い濃度は地下水下の嫌氣的条件下で  $\text{CH}_4$  が生成され, 噴出し上昇してきたものと考えられる。

地表面の  $\text{N}_2\text{O}$  濃度は季節変化がなく  $0.3 \times 10^{-6} - 0.6 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  で推移した (Fig. 7)。 $\text{CO}_2$  と同様に 6 cm から 40 cm にかけて増加し, 60 cm で減少あるいは増加する傾向があった。融雪期間 (2008 年 3 月 21 日から 4 月 9 日) に 15 cm より深い層で濃度の急上昇がみられ, その後減少した。濃度ピークは 3 月 21 日に 30 cm で  $18 \times 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  を示した。

### 3.4 土壌中のガスフラックス, 生成量

拡散法を用いて各土層におけるガスフラックスと生成量 (消失量) を算出した。地表面からのガスフラックスは, 3.2 の結果からチャンパー法により測定した値を用いた (Fig. 8)。

得られたグラフから線形補間を用いてフラックス, 生成量の年積算値を算出した。40 - 60 cm のフラックスはデータ数が少ないため年積算値の計算は行わなかった。また, 突発的な大きな  $\text{CH}_4$  フラックスは計算から除外した。年積算値は地表面からのフラックスを 100 として土壌中のフラックス, 生成量の相対値を示した (Fig. 9)。

美唄泥炭林における地表面からのフラックスの年積算値は  $\text{CO}_2$  が  $725 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ,  $\text{CH}_4$  が  $-0.47 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  が  $0.249 \text{ g N m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  であった (Table 1)。 $\text{CO}_2$  は微生物呼吸と根呼吸の両方を含む土壌呼吸の値である。既往の報告によれば,  $\text{CO}_2$  は温帯針葉樹林が  $681 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , 温帯落葉樹林が  $647 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  であり

Table 1 美唄泥炭林で得られた地表面からのガスフラックスの年積算値と文献値との比較。 $\text{CO}_2$  は土壌呼吸値。

Comparison of the annual amounts of gas flux at the soil surface in Bibai peatland forest with literature data. Values of  $\text{CO}_2\text{-C}$  are soil respiration.

	$\text{CO}_2$ $\text{g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$	$\text{CH}_4$ $\text{g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$	$\text{N}_2\text{O}$ $\text{g N m}^{-2} \text{ y}^{-1}$
美唄泥炭林	725	-0.47	0.249
温帯針葉樹林 <sup>1)</sup>	681	—	—
温帯落葉樹林 <sup>1)</sup>	647	—	—
美唄水田 <sup>2)</sup>	—	82.16	0.078
美唄転換畑 <sup>2)</sup>	—	0.07	0.866

<sup>1)</sup>Raich and Schlesinger (1992)

<sup>2)</sup>北海道農業研究センター (2006)

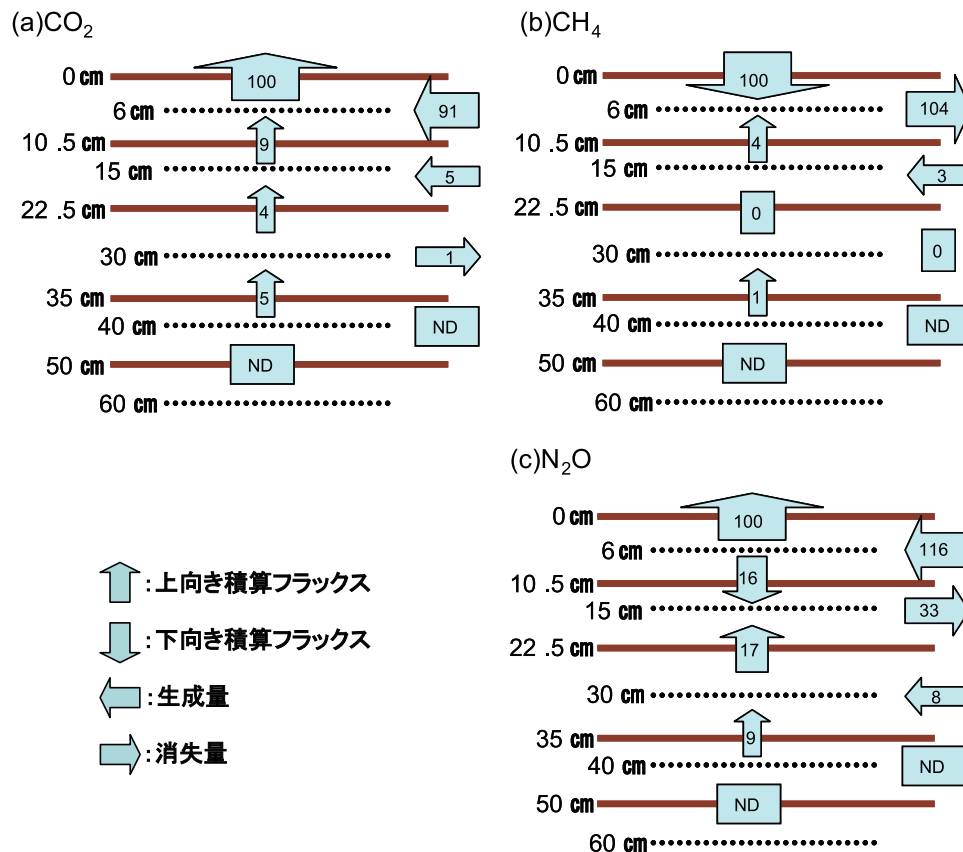


Fig. 9 年間の地表面および土壌中のガスフラックス。左側の値は深度、矢印の中の値は地表面からのフラックスを 100 としたときの値。生成量は左矢印が生成、右矢印が消失、N.D. はデータなし、(a)CO<sub>2</sub>, (b)CH<sub>4</sub>, (c)N<sub>2</sub>O を表す。

Gas flux, production, and consumption at each soil-depth interval. The values in the arrays are shown as relative percentages to the annual amounts of gas flux at the soil surface. The ND is no data. (a) CO<sub>2</sub>, (b) CH<sub>4</sub>, and (c) N<sub>2</sub>O.

(Raich and Schlesinger, 1992), 本研究はそれらよりもやや高い水準にあった。これは泥炭の持つ炭素含有量の多さが影響しているものと考えられる。CH<sub>4</sub> は美唄地域での水田が  $82.16 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , 転換畑が  $0.07 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  であり (北海道農業研究センター, 2006), 本研究はそれらと異なり吸収であった。一般に森林の地表面は CH<sub>4</sub> の吸収源であるということが言われており (Le Mer and Roger, 2001), 本調査地の不飽和帯を有する泥炭林においても例外ではなかった。このことから, CH<sub>4</sub> の地表面のフラックスは, 土壌の特性よりも土地利用形態の影響が強いと考えられる。N<sub>2</sub>O は同地域の水田で  $0.078 \text{ g N m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , 転換畑で  $0.866 \text{ g N m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  が報告されており (北海道農業研究センター, 2006), 泥炭林の値は水田よりも高く, 転換畑より低かった。これは, 泥炭林は水田よりも好気的条件下にあり, 泥炭の無機化による N<sub>2</sub>O の発生が水田よりも多く, 施肥や有機物の施与がないので転換畑より低いことが考えられる。

地表面からのフラックスと比較して土壌中の CO<sub>2</sub> フラックスは年間通じて変動がほとんどなく, また 15 cm より深い層ではほぼ 0 であった (Fig. 8(a))。CO<sub>2</sub> の年積算値は, 全ての深度で大気へ向かう上向きフラックスであった (Fig. 9(a))。地表面からのフラックスに対し, 0–10.5 cm の土壌でその 91% が生成し 10.5 cm より深い層の土壌では 9% が寄与しているに過ぎなかった。これにより CO<sub>2</sub> はそのほとんどが地表面から 10.5 cm ま

で生成されており, 生成された CO<sub>2</sub> はそのまま大気へ放出されていることがわかった。これはチャンパー法と拡散法の比較による考察と一致する。CO<sub>2</sub> は 22.5–35 cm で消失となったが, 通常 CO<sub>2</sub> が土壌中で消失することは考えられないため, 濃度やガス拡散係数のばらつきによるものと考えられる。また夏期として 2007 年 7–9 月, 積雪期として 2007 年 11 月–2008 年 4 月の間のフラックスを算出した。夏期は年積算放出量の 35% を占め, 0–10.5 cm の生成量も年間の約 30% を占めた。一方積雪期は地表面からのフラックスの値も小さく, 10.5 cm より深い層ではガスフラックス, 生成量ともに 0 であった。

CH<sub>4</sub> では, 地表面からのフラックスは年間を通じて負であった (Fig. 8(b))。6 cm から 40 cm までは年間通じてほぼ 0 であったが, 6–15 cm の土壌で 2007 年 11 月 22 日に 1 度非常に大きな値を示した。また, 40–60 cm のフラックスは他と異なり大きい正の値を数回示した。このような他と大きく異なる値が生じた理由は不明であるが, 概ね 60 cm 以深の地下水面で生成された CH<sub>4</sub> が高濃度の気泡として上昇したことが可能性として考えられる (Tokida et al., 2005; Kusmin et al., 2006)。CH<sub>4</sub> の年積算値をみると, 大気から拡散により移動してきた CH<sub>4</sub> は全て 10.5 cm までには酸化され, 消失していることがわかった (Fig. 9(b))。これは, 植物根圏における酸化的環境の発達によるメタン酸化作用 (Lombardi



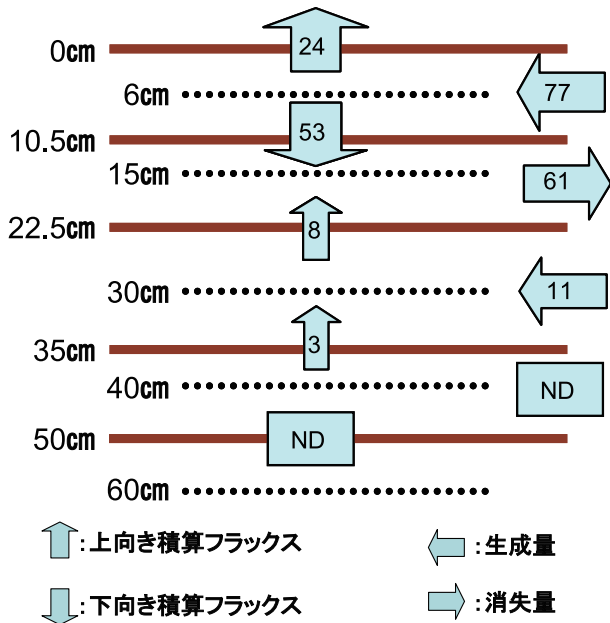


Fig. 10 積雪期の地表面および土壌中の  $N_2O$  ガスフラックス。矢印の中の値は、年間の地表面からのフラックスを 100 としたときの値。  
 $N_2O$  gas flux, production, and consumption at each soil-depth interval during the snowfall period. The values in the arrays are shown as relative percentages to the annual amounts of gas flux at the soil surface.

et al., 1997) が大きいものと考えられる。10.5–22.5 cm でわずかに生成の値を示した。また  $CO_2$  と同様、積雪期は土壌中での移動、生成はほとんど起こっていなかった。

$N_2O$  は、地表面からのフラックスは年間を通じて正の値であったが、6–15 cm では正負どちらの値も示し、15 cm より深い層では  $CO_2$ ,  $CH_4$  と同様、ほぼ 0 であった (Fig. 8(c))。年積算値をみると、0–10.5 cm で 116% 生成し、10.5–22.5 cm で 33% の消失があった (Fig. 9(c))。地表面付近の 0–10.5 cm では生成が盛んであるが、 $CO_2$  と異なり生成がそのまま地表面からの放出につながっていなかった。22.5 cm 以深の生成量が比較的小さいことから地表面のフラックスに影響するのは主に 0–22.5 cm である。夏期 (2007 年 7–9 月)、秋期 (2007 年 9–11 月)、積雪期 (2007 年 11 月–2008 年 4 月) を比較した結果、40 cm より浅いどの深さからも生成・消失が起こっており、 $CO_2$  や  $CH_4$  の生成・消失と大変異なった傾向を示した。Fig. 10 に積雪期のフラックスと生成を示す。Fig. 9 と同様に、地表面におけるフラックスの年積算値を 100 とした相対値で示してある。 $CO_2$  や  $CH_4$  と異なり、積雪期の移動、生成量が大きかったが、地表面からの放出量には影響しなかった。 $N_2O$  は土壌中の生成が大きいとき、それを打ち消すように消失も大きくなるという特徴がみられた。 $N_2O$  の生成、消失は、地温、土壌水分、pH 等、様々な影響を受けるため、本研究で得られた  $N_2O$  の挙動に関する要因解明については、今後、さらに検討する必要がある。

## 4. まとめ

0 cm と 6 cm の濃度勾配から算出した拡散法のフラックスはチャンパー法のフラックスと比較したところ、 $N_2O$  はほぼ一致した。一方、 $CO_2$ ,  $CH_4$  では拡散法は過小評価であり、6 cm より浅い層での生成、消失が盛んであることが考えられた。

土壌中のガス濃度は、 $CO_2$ ,  $N_2O$  は深いほど濃度が高くなる傾向にあった。 $CO_2$  は最大濃度の季節変化がみられたが、 $N_2O$  は一定の傾向がみられなかった。 $CH_4$  は地表面の濃度が高く、土壌中ではそれより低い傾向にあったが、時折土壌中で深度に関わらず非常に高い濃度がみられた。

どのガスも地表面からのガスフラックスと比較すると、土壌中のガスフラックスはかなり小さく、15 cm より深い層ではどの時期においてもほぼ 0 であった。しかし  $CH_4$  は深部で時折大きい上向きフラックスを生じており、地下水面からの放出が考えられた。

年積算値を算出した結果から、地表面からの放出に主に影響する土壌中のガスの生成・消失は  $CO_2$ ,  $CH_4$  では地表面から約 10 cm、 $N_2O$  では地表面から約 20 cm で起こっていた。また  $CO_2$ ,  $CH_4$  は積雪期の生成・消失はほとんどなかったが、 $N_2O$  では積雪期の生成・消失が盛んであった。

今後は、土壌中の温室効果ガス挙動を地温や土壌水分量の変化に起因する微生物・植物活性、および地下水位の変動と結びつけて考察するなどし、不飽和帯を形成する泥炭森林土における温室効果ガスの生成・消失の実態解明に向けてさらなる検討を行なう予定である。

## 謝辞

本研究の一部は日本学術振興会科学研究費 (No. 18360224, 代表者小松登志子) の補助を受けた。また、平成 20 年度平和中島財団国際学術共同研究助成を受けた。埼玉大学大学院の濱本昌一郎氏からは原稿段階で貴重な指摘を受けた。記して謝意を表します。

## 引用文献

- Alm, J., Saarnio, S., Nykänen, H., Silvola, J., and Martikainen, P.J. (1999): Winter  $CO_2$ ,  $CH_4$  and  $N_2O$  fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeochemistry*, 44: 163–186.
- 土壌環境分析法編集委員会編 (1997): 土壌環境分析法, pp.129–138, 博友社, 東京.
- 藤川智紀, 宮崎毅, 井本博美 (2003): 耕盤層を有する土壌中の  $CO_2$ ,  $O_2$  ガス挙動に関する研究. *農業土木学会論文集*, 225: 111–118.
- 富士田裕子 (2007): 北海道の湿原生態系とその保全・再生. *地球環境*, 12(1):7–20.
- Gorham, E. (1991): Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic. *Warming Ecological Applications*, 1(2):182–195.

- 北海道農業研究センター (2006): 泥炭土農耕地における土地利用形態と温室効果ガス, <http://cryo.naro.affrc.go.jp/seika/h18/h18-seisan324.htm>.
- Iiyama, I. and Hasegawa, S. (2005): Gas diffusion coefficient of undisturbed peat soils. *Soil Sci. Plant Nutri.*, 51(3): 431–435. 気象統計情報: <http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html>.
- Kusmin, A., Bazhin, N.M. and Conrad, R. (2006): Experimental test of a mechanistic model of production, flux, and gas bubble zonation in non-vegetated flooded rice field soil. *Biogeochemistry*, 78: 315–342.
- Laursen, S. (1991): On gaseous diffusion of CO<sub>2</sub> in the unsaturated zone. *J. Hydrology*, 122: 61–69.
- Le Mer, J. and Roger, P. (2001): Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. *Eur. J. Soil Biol.*, 37: 25–50.
- Lombardi, J.E., Epp, M.A. and Chanton, J. P. (1997): Investigation of the methyl fluoride technique for determining rhizospheric methane oxidation. *Biogeochemistry*, 36: 153–172.
- Magnusson, T. (1995): Relationship between soil properties and the soil atmosphere in Swedish forest soils. *Scand. J. For. Res.*, 10: 209–217.
- Millington, R.J. and Quirk, J.P. (1961): Permeability of porous solids. *Trans. Faraday Soc.*, 57: 1200–1207.
- 宮地直道, 神山和則, 大塚紘雄, 粕淵辰昭 (1995): 美唄泥炭地における地盤沈下. *日本土壌肥科学雑誌*, 66(5): 465–473.
- Nagata, O., Takakai, F. and Hatano, R. (2005): Effect of Sasa invasion on global warming potentials in Sphagnum dominated poor fen in Bibai, Japan. *Phyton*, 45: 299–307.
- 永田修 (2006): 泥炭地・湿原における温室効果ガス. *土壌の物理性*, 104: 85–95.
- Naser, H.M., Nagata, O. and Hatano, R. (2005): Greenhouse gas fluxes and global warming potentials in crop fields on soil dressed peatland in Hokkaido, Japan. *Phyton*, 45: 285–293.
- 遅沢省子, 久保田徹 (1987): 土壌のガス拡散係数の測定法. *日本土壌肥科学雑誌*, 58(5): 528–535.
- Pilegaard, K., Mikkelsen, T.N., Beier, C., Jensen, N.O., Amundsen, P. and Ro-Poulsen, H. (2003): Field measurements of atmosphere-biosphere interactions in a Danish beech forest. *Boreal Env. Res.* 8: 315–333.
- Raich, J.W. and Schlesinger, H.W. (1992): The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 44B: 81–99.
- Regina, K., Nykänen, H., Silvola, J., and Martikainen, P.J. (1996): Fluxes of nitrous oxide from boreal peatlands as affected by peatland type, watertable and nitrification. *Biogeochemistry*, 35: 401–418.
- Rolston, D.E., and Moldrup, P. (2002): 4.3 Gas diffusivity, Methods of soil analysis Part 4-Physical methods, Eds. Dane, J. H. and Topp, G. C., SSSA Book Series No.5, pp.1113–1139, Soil Sci. Soc. Am..
- Tokida, T., Miyazaki, T., Mizoguchi, M., and Seki, K. (2005): In situ accumulation of methane bubbles in a natural wetland soil. *Eur. J. Soil Sci.*, 56: 389–395.
- Yu, Z., Shangguan, X., Pollard, D. and Barron, E. J. (2003): Simulating methane emission from a Chinese rice field as influenced by fertilizer and water level. *Hydrol. Process.*, 17: 3485–3501.
- Yu, Z., Faulkner, S.P. and Patrick Jr. W.H. (2006): Redox potential characterization and soil greenhouse gas concentration across a hydrological gradient in a Gulf coast forest. *Chemosphere*, 62: 905–914.
- van Huissteden, J., van den Bos, R. and Alvarez, I.M. (2006): Modelling the effect of water-table management on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes from peat soils. *Netherlands J. Geosciences*, 85-1: 3–18.
- van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 892–898.
- Webb, S.W. (2006): Chapter 2 Gas transport mechanisms, Gas transport in porous media (Theory and applications of transport in porous media), Eds. Ho, C.K., and Webb, S.W., pp.5–26, Springer.

## 要 旨

泥炭地は潜在的に温室効果ガスの放出源となり得るため、その土壌中の挙動を明らかにすることは重要である。本研究では、これまであまり報告例のない泥炭林土壌中における温室効果ガス (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O) の挙動を、クロードチャンパー法と土壌ガス拡散係数と濃度勾配に基づく拡散法を用いて約 1 年間調査した。その結果、次の点が明らかになった。CO<sub>2</sub> の地表面からの年間放出量は 725 g C m<sup>-2</sup> であり、その 90 % が 0 から約 10 cm までに生成されていた。CH<sub>4</sub> の年間吸収量は 0.47 g C m<sup>-2</sup> であり、地表面から約 10 cm までに大気から移動してきた全てが酸化され消失していた。10 cm 以下での CH<sub>4</sub> の移動はほとんどなかったが、地下水表面近傍で何度か大きな上向きフラックスを生じていたことから、地下水表面下で発生していることが示唆された。N<sub>2</sub>O の地表面からの年間放出量は 0.249 g N m<sup>-2</sup> であり、土壌のどの深さでも生成、消失が起こっていた。生成、消失が活発なのは地表面から約 22cm であった。CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> と異なり N<sub>2</sub>O は積雪期に生成、消失が活発であった。

キーワード：二酸化炭素, メタン, 亜酸化窒素, 泥炭林, ガスの生成と消失