

釧路湿原温根内地区における温室効果気体

吉 田 磨^{1,2,3)}・四 戸 渉²⁾・清 水 日香里³⁾

Greenhouse gasses at Onnenai area in Kushiro Wetland

Osamu YOSHIDA^{1,2,3)}, Wataru SHINOHE²⁾ and Hikari SHIMIZU³⁾

(Accepted 15 January 2014)

1. はじめに

1.1. 温室効果気体

現在の地球は過去 100 年で約 0.74℃上昇しており、今後 100 年で 1.1-6.4℃上昇すると予測されている。この地球規模の温暖化は、気温上昇のみならず、様々な気候変化を伴っている。その原因は温室効果気体の増加によるものとされているが、地球温暖化は微量気体である温室効果気体によって起こっているとされている[IPCC, 2007]。中でも、二酸化炭素 (CO₂)、メタン (CH₄)、一酸化二窒素 (N₂O) は三大温室効果気体であり、大気 CO₂ 濃度は約 379 ppm と極めて高く、地球温暖化に及ぼす影響が大きい。一方大気 CH₄ および N₂O 濃度はそれぞれ約 1774 ppb, 319 ppb であるが、CH₄ と N₂O の 1 単位質量あたりの温暖化能はそれぞれ CO₂ の 25 倍と 298 倍である [IPCC, 2007; 気象庁 Web-Site; <http://www.jma.go.jp/> 2013/02/12]。

1.2. 湿原における温室効果気体

湿原における CH₄ 放出量は地球全体の放出量の 22%を占めている [Watson *et al.*, 1992; IPCC, 2007]。湿地帯における CH₄ の大気への輸送には、溶存 CH₄ の分子拡散、CH₄ バブルの脱ガス、および植物の通気組織を経由した移動があげられている。湿原植生がみられる湿地帯では、大気に放出される CH₄ の最大 50-90%が植物の通気組織を経由して移動しているといわれており、最も重要な大気への移動経路となっている [岩田, 2012]。

また、N₂O も湿原植物を介することで大気へ放出または大気から吸収している。しかし、放出される N₂O は極めて少ないことに加え、水に溶けやすい特徴があるため、溶存 N₂O の動態を知ることが重要であると指摘されている [千賀ら, 2010]。

湿原における CO₂ は土壌から大気へ放出される一方、湿原植物の光合成により固定され、湿原植物と共に泥炭として土壌中に蓄積される [三枝, 2008]。しかし、泥炭層は人間活動や気候変化によって失われ、同時に CO₂ も放出される。更に地球温暖化によって気温が上昇すると泥炭層の分解速度も上昇し、CO₂ 放出量が増加する可能性があることが指摘されている [飯山, 2006]。

一方、湿原土壌中の地下水位が低下すると CH₄ は放出から吸収に転じ、N₂O 放出量は増加し、CO₂ 放出量は大きく増加すると述べられている。泥炭土壌における温室効果気体の研究の大半は農耕地化された土壌で行われており、自然状態に近い泥炭層や湿地林において、土壌が温室効果気体の放出源または吸収源であるかは明確にされていない [森本ら, 2009]。これまで、湿原での研究は夏季が多くを占めていたが、近年では北米、フィンランド、西シベリアで年間放出量の 2-22%が冬季に放出しているとの報告もある [村瀬, 2012]。

1.3. 釧路湿原

釧路湿原は、北海道東部に位置する日本最大の湿原である。屈斜路湖を水源とする釧路川に沿って発達し、湿原の東西の幅は約 10 km, 南北約 35 km,

¹⁾ 酪農学園大学農食環境学群環境共生学類環境地球化学研究室

Laboratory of Environmental Geochemistry, Department of Environmental & Symbiotic Science, College of Agriculture, Food and Environment Sciences, Rakuno Gakuen University, Ebetsu, Hokkaido 069-8501, Japan

²⁾ 酪農学園大学環境システム学部生命環境学科環境地球化学研究室

Laboratory of Environmental Geochemistry, Department of Biosphere & Environmental Sciences, Faculty of Environment Systems, Rakuno Gakuen University, Ebetsu, Hokkaido 069-8501, Japan

³⁾ 酪農学園大学大学院酪農学研究科酪農学専攻修士課程

Graduate school of Dairy Science, Rakuno Gakuen University, Ebetsu, Hokkaido 069-8501, Japan

湿原面積は約 1.9 万 ha におよび、1980 年に湿地保全を目的としたラムサール条約登録湿地となった。また、1987 年には自然性の高い広大な水平的景観などが評価され、国立公園に指定された〔環境省 自然環境共生技術協会，2004〕。

現在、釧路湿原では顕在化している問題として、湿原への土砂流入、湿原の乾燥化、ハンノキ林の拡大がある〔土原ら，2005〕。ハンノキ林の自生域では、地下水位が地表面付近、あるいは地表面より低い場合、更に地下水が地表面より 0.3 m 以上になり基部上端が冠水する場合、ハンノキ林は拡大する傾向にある〔羽石，2010〕。

釧路湿原には低層湿原，中間湿原，高層湿原，湖沼，更に近年急速に増大しているハンノキ林が分布している。それぞれの湿原タイプの割合は低層湿原で約 70%，高層湿原で約 10%，ハンノキ林地帯で約 20%，中間湿原ではごくわずかである。

湿原タイプによる特徴として、低層湿原は土壌が水面よりわずかに低く、周辺から地下水が染み出ている。高層湿原は土壌が水面よりわずかに高く、地下水では土壌に浸透せず、雨水や雪解け水によって維持されている〔岩田，2012〕。また、ハンノキ林の多くは低層湿原内に侵入している。

1.4. 目的

本研究では、釧路湿原の異なる植生における温室効果気体の挙動について他の湿原と比較しつつ先行研究によって明らかになった課題をまとめることを目的とした。また、その課題解決をするための方法を確立することを第 2 の目的とした。

2. 既存研究のレビュー

釧路湿原における課題をまとめるべく、本章では既存研究をレビューし、適宜既存研究論文内の観測値を用いて本論文で新たに図示し議論していく。

2.1. 釧路湿原

2.1.1. 釧路湿原における水質

Terai et al. [2002] は 1993 年から 1997 年にかけて

釧路湿原において夏季の CH_4 フラックスを中心に研究を行った。低層湿原，ハンノキ林地帯，高層湿原，湧水での水質を *Terai et al.* [2002] のデータを用いて表 1 に新たに示した。

高層湿原は腐植物質が豊富に存在しているため、腐植物質が少ない低層湿原と比較すると pH が低く、溶存有機炭素 (DOC) が約 4 倍高濃度である。ハンノキ林地帯では根粒菌がハンノキの根に根粒を作り共生的窒素固定を行うことでアンモニア (NH_4^+) が生成される。生成された NH_4^+ は一部水中へ溶出し、微生物が酸素を消費しながら溶出された NH_4^+ を分解するため、酸化還元電位 (Eh) が低くなった〔*Terai et al.*, 2002; 松中，2003〕。一方、微生物の分解以上の NH_4^+ が生成されることによってハンノキ林地帯の NH_4^+ 濃度が高くなったと考えられる。

2.1.2. 釧路湿原における時間帯別の CH_4 フラックス

1993 年 8 月における時間帯別の CH_4 フラックスを *Terai et al.* [2002] のデータを用いて図 1 に新たに示した。

図 1 より、 CH_4 フラックスは低層湿原で高くなっており、高層湿原とハンノキ林地帯で低くなっていた。これは土壌中の CH_4 が低層湿原に生息する植物の通気組織を通ることで土壌から大気へ直接放出するためである。高層湿原ではコケ類が生息しているが通気組織がないため、土壌から大気へ直接放出されなかったため CH_4 フラックスが低くなったと示唆されている〔*Terai et al.*, 2002〕。このことから植生によって温暖化への寄与は異なるということが考えられる。

2.1.3. 釧路湿原における 1993-1997 年夏季の CH_4 フラックスと気温

釧路湿原における 1993 年から 1997 年夏季の CH_4 フラックスと気温を *Terai et al.* [2002] のデー

表 1. 1994 年 8 月の釧路湿原における表面水の水質〔*Terai et al.*, 2002〕。

湿原タイプ	気温 ($^{\circ}\text{C}$)	Eh (mV)	pH	DOC (mg CL^{-1})	Cl^{-} (μM)	NO_3^{-} (μM)	SO_4^{2-} (μM)	PO_4^{3-} (μM)	NH_4^{+} (μM)
低層湿原	20.1	287	6.4	11.5	22.7	0.81	1.1	0.3	0.9
ハンノキ林地帯	19.9	178	5.8	23.1	10.4	1.1	2.3	2.1	19.6
高層湿原	19.9	281	5.1	49.4	16.5	2.0	3.1	0.4	8.1
湧水	11.8	276	7.6	1.8	90.9	30.9	22.2	1.0	2.4

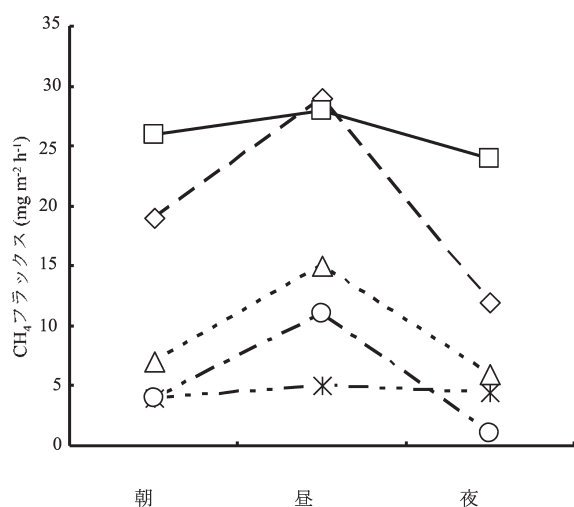


図1. 各時間帯のスゲ・ヨシ (◇), スゲ・シロツメグサ (□), ミカヅキグサ (△), チャミズゴケ (✱), ハンノキ林 (○) の CH_4 フラックス [Terai et al., 2002]。

タを用いて図2に新たに図示した。

図2に示すように、釧路湿原での CH_4 フラックスの高低は観測した年や植生の違いだけでなく、様々な要因が関係しているという報告がある。低層湿原では気温が CH_4 放出の要因となっていることが示唆されたが、高層湿原とハンノキ林地帯では気温が直接 CH_4 放出の要因となることは確認されなかった。しかし、高層湿原は降水による窒素および栄養塩供給を受けることで、微生物による有機物分解と CH_4 放出が促進されることが示唆されている

[Terai et al., 2002]。ハンノキ林地帯では CH_4 放出の要因は明確にされていないことから、今後解明していく必要がある。

2.2. サロベツ湿原, 美唄湿原

サロベツ湿原は、北海道北部のサロベツ川流域に発達した湿原である。ミズゴケやガンコウランなどが生息しており、広大な高層湿原域を持っている [羽山ら, 2003]。美唄湿原はかつて、全面ミズゴケで覆われた高層湿原であったが、現在ではササやウルシの侵入によって、わずかな面積を残すのみとなった [粕淵ら, 1994]。ササの侵入は主に湿原周辺の農地開発に伴う地下水位の低下や乾燥化が要因となっている [高桑・伊藤, 1986]。また、飯塚ら [2008] は地下水位の低下によって不飽和状態の土壌が増加すると、土壌が大気にさらされるため好気的になり泥炭の分解が始まる。このような泥炭の分解は、泥炭土壌に含まれる炭素と窒素を元に温室効果気体を生成すると示唆されている。

美唄湿原の高層湿原及びササが侵入した地点で温室効果気体フラックス及びGWPを永田 [2006] のデータを用いて表2に新たに示した。

表2. 美唄湿原における温室効果気体フラックス ($\text{mg m}^{-2} \text{h}^{-1}$) と地球温暖化指数(GWP) [永田, 2006]。

測点	CO_2	CH_4	N_2O	GWP
高層湿原	0.662	1.507	0.0037	46.58
高層湿原+ササ	14.71	0.719	0.0003	74.43
ササ地区	25.55	0.753	0.0006	115.2

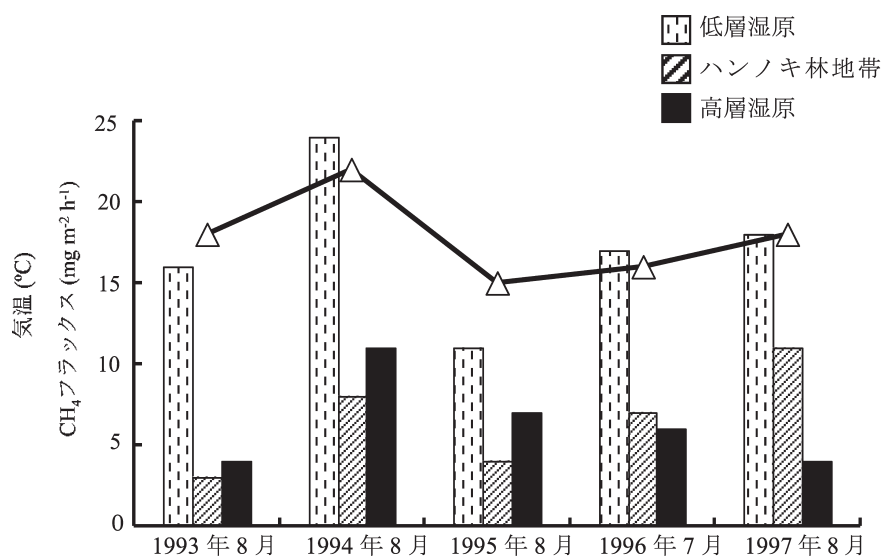


図2. 釧路湿原における低層湿原, ハンノキ林地帯, 高層湿原の CH_4 フラックス及び気温 (△) [Terai et al., 2002]。

表 2 より、ササ地区は高層湿原と比較すると CH_4 、 N_2O フラックスは低いが、 CO_2 フラックスは高層湿原の約 39 倍であり、GWP からササが侵入するほど温暖化への影響が大きくなることが示されている。これは湿原の乾燥化によって泥炭が分解され CO_2 の放出が増加することに加えて、ササの炭素固定能が低いためであると指摘されている [永田, 2006]。

釧路湿原では現在、ササの侵入はみられていない。しかし、釧路湿原では長年にわたる河川流域での農地開発や、それに伴う河川改修、堤防による河川の分断によって、湿原への流入土砂量の急増や地下水位の低下が起り、乾燥化が進行していると考えられている [名久井ら, 2003; 山田ら, 2004]。このことから釧路湿原においても将来的にササが侵入することが懸念される。

2.3. 三江平原, チベット高原

三江平原は中国北東部に位置しており、3つの河川の合流地点にある。河川の洪水が頻繁に起り、湿原内で氾濫が起きているため、ほとんどが低層湿原である。農地開発によって、湿原面積が減少している他に農業由来の窒素汚染が問題視されている。

チベット高原は世界最大の高原であり、その一部が湿原となっているが、その湿原面積は中国における全湿原面積の約 50% を占めており、泥炭の高層湿原が広がっている [Ding et al., 2004; Zhang et al., 2007]。

2001 年から 2002 年にかけての三江平原およびチベット高原での CH_4 フラックスを Ding et al. [2004] のデータを用いて図 3 に新たに図示した。

図 3 に示すように、三江平原のムジナスゲ群落では 2001 年と 2002 年に同様の季節変化がみられたが、チベット高原においてはヌマクロボスゲ群落、木里スゲ群落共に季節変化がみられず、最もフラックスが高くなる月も年によって異なると報告されている [Ding et al., 2004]。

気温の差が小さい 1994 年 8 月の釧路湿原での CH_4 フラックス [Terai et al., 2002] と 2001 年 8 月の三江平原、チベット高原での CH_4 フラックス [Ding et al., 2004] を比較すると、釧路湿原の低層湿原における CH_4 フラックスは約 $24 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ 、それに対して三江平原の低層湿原では約 $52 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ であり、釧路湿原の約 2 倍のフラックスがみられた。高層湿原（ミズゴケ）とチベット高原の高層湿原（ヌマクロボスゲ、木里スゲ）を比較すると、それぞれ 11, 4, $7 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ となる（図 3）。このことから、植生の違いが CH_4 放出に大きく影響していることが考えられる。

2.4. 南極大陸

南極大陸は年間の大半が雪で覆われ、土壌が凍結している状態であるが夏季においてはそれらが融解する。南極では気温が低く、乾燥しているため植物が生息するには厳しい環境である。よって、コケ類や藻類のような限られた植物のみが生息している。

Zhu et al. [2007] や Zhu et al. [2008] のデータを用いて南極大陸東部に位置するツンドラ地域の湿原における夏季の CH_4 及び N_2O フラックスを以下の図 4, 5 に新たに図示した。

南極では気温が低いことに加え、夏季には地下水が低下することによって土壌が好氣的環境になり

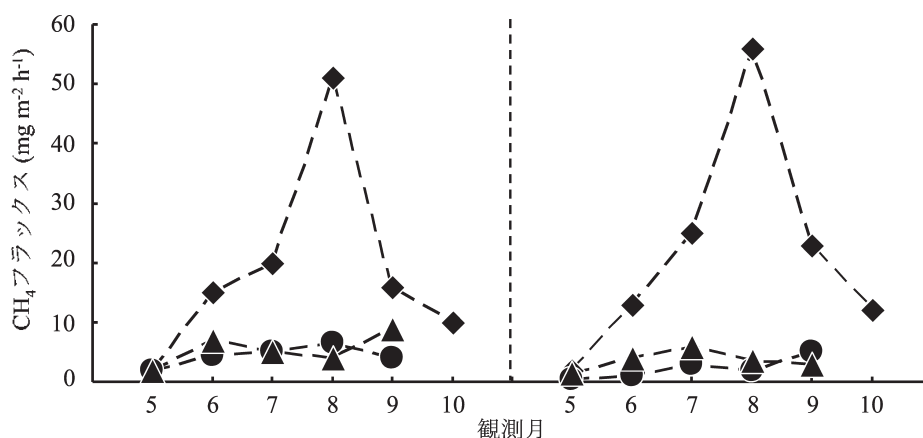


図 3. 三江平原に植生するムジナスゲ(◆), およびチベット高原に植生するヌマクロボスゲ(▲), 木里スゲ(●)の CH_4 フラックス [Ding et al., 2004]。

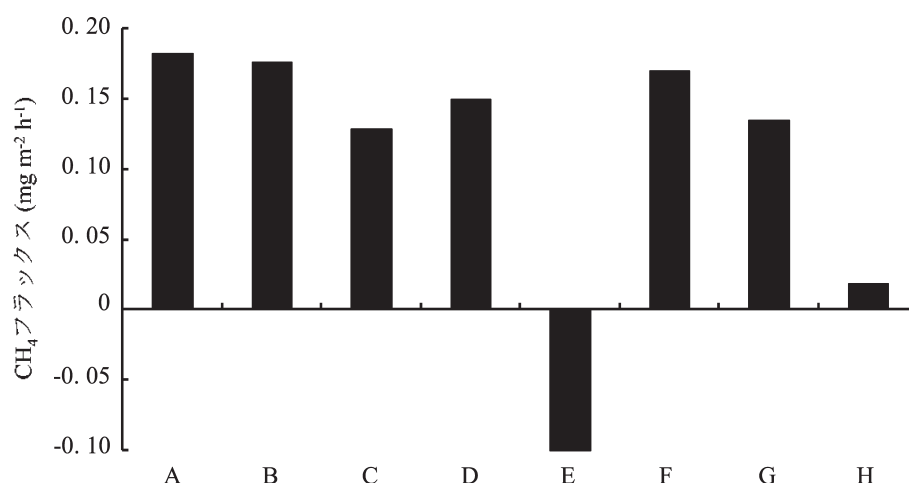


図4. 2005-2006年における夏季の平均CH₄フラックス。各測点の状況はA・B(雪解け水や土壌水の解凍により常に氾濫しており、コケ・藻類が僅かに生息している), C・D(A・Bと同様に氾濫をしているが一時的である。主にコケ・藻類が豊富に生息している), E(氾濫せず、藻類が豊富に生息している), F(沼地となっており底層に藻類が豊富に生息している), G(低層湿原で底層に藻類が豊富に生息している), H(高層湿原で地表にコケ・藻類が生息)である [Zhu *et al.*, 2007]。

CH₄生成が抑制され、N₂O生成は促進されることが示唆されている。また、観測域はペンギンなどの海鳥が糞をすることにより、豊富な窒素源となっており、N₂O放出に大きく寄与していると報告されている [Zhu *et al.*, 2007; Zhu *et al.*, 2008]。

地下水位が低いと考えられるEやHではCH₄がわずかに放出または吸収され、N₂Oフラックスは比較的高い放出がみられた。全体的な傾向をみるとCH₄フラックスが高いところではN₂Oフラックスは低く、CH₄フラックスが低いところではN₂Oフラックスは高くなる傾向にあった(図4, 5)。

2.5. 先行研究のまとめと課題

現在、湿原における温室効果気体の研究は主に

CH₄を中心に行われており、CH₄放出の要因には気温、地温、地下水などがあげられている。それに対してN₂OとCO₂の研究は非常に少なく、放出と吸収の要因は解明されていない。近年、釧路湿原をはじめとする多くの湿原では人為的な影響による地下水位の低下が懸念されている。これに伴い土壌が好気的環境になりN₂O放出量の増加や泥炭の分解によるCO₂の放出などが考えられることから、今後はN₂OとCO₂に関しても更なる研究が必要である。

これまで釧路湿原における温室効果気体の動態は夏季にしかみられておらず、通年での変化は明らかにされていない [Dise, 1992]。また、近年では湿原における冬季のCH₄フラックスが注目されている

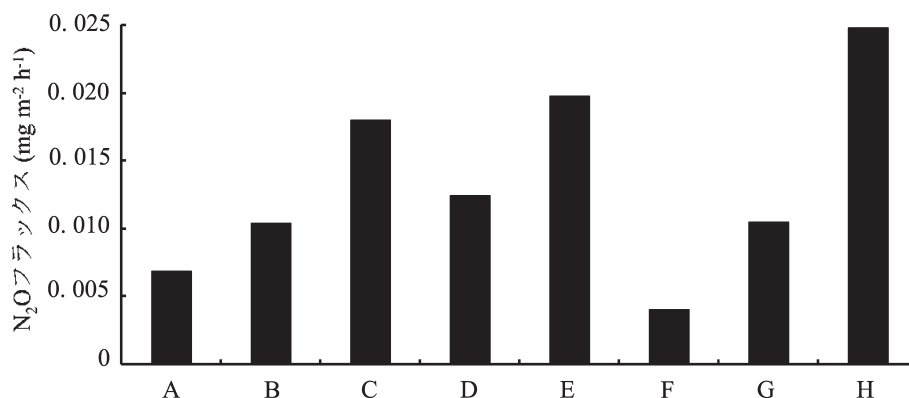


図5. 2005-2006年における夏季の平均N₂Oフラックス。図4と同様に示す [Zhu *et al.*, 2008]。

ことから、釧路湿原においても明確にする必要がある。

土壌で生成された温室効果気体の多くは植物の通気組織を通り大気へと放出され、大気から吸収する際も同じく植物の通気組織を通ると指摘されている [Terai *et al.*, 2002; 千賀ら, 2010]。また、湿原植物は光合成による CO_2 の吸収や根圏での微生物活動による N_2O 生成など温室効果気体の動態に重要な役割を持っている。

低層湿原の CH_4 フラックスは気温に依存しているという研究結果から、 CH_4 放出量が増加することで気温が上昇し、気温が上昇すると CH_4 放出量が増加するという正のフィードバックが起こることが考えられる。釧路湿原は日本一の面積を持ち、その湿原面積の約 70% が低層湿原であることから、温暖化への寄与が大きいことが示唆される。しかし近年はハンノキ林が低層湿原内に侵入するという問題が湿原生態系の観点から大きな問題となっている。その一方で Terai *et al.* [2002] の研究ではハンノキ林は気温に依存していないという結果が得られたことから、ハンノキ林の増大は温暖化への寄与が小さい可能性がある。しかし、ハンノキ林地帯での N_2O と CO_2 の動態が解明されていないため、一概に寄与が小さいとは断言できない。

3. 方 法

3.1. 釧路湿原における測点

2012 年 10 月と 12 月に観測を行った。昼夜によって日射量と気温に違いがあり、大気中の温室効果気体の濃度に差が出るのが考えられるため、本研究では観測を日中に限って行った。測点は低層湿原 (KL01)、ハンノキ林地帯 (KA01-02)、高層湿原 (KH01) の計 4 測点で行った (図 6)。大気試料はクロードチャンバー法を用いて採取し、低層湿原とハンノキ林地帯の 3 測点では土壌表面水を採水した。ハンノキ林地帯でのチャンバーはハンノキが比較的密集した低層湿原に設置した。

3.2. チャンバー

土壌から大気への温室効果気体のフラックス測定には大きく分けると二つある。

一つは微気象学的手法であり、メリットとしては広域観測が可能であること、数 ha 規模の植生における代表値を推定可能なことがあげられる。デメリットとしては、地表付近の地形と植生構造に大きく影響を受ける点があげられる。また、元来は土壤呼吸の測定に用いられていた手法であり、 CH_4 、 N_2O を測定することは想定されていなかった。しかし近

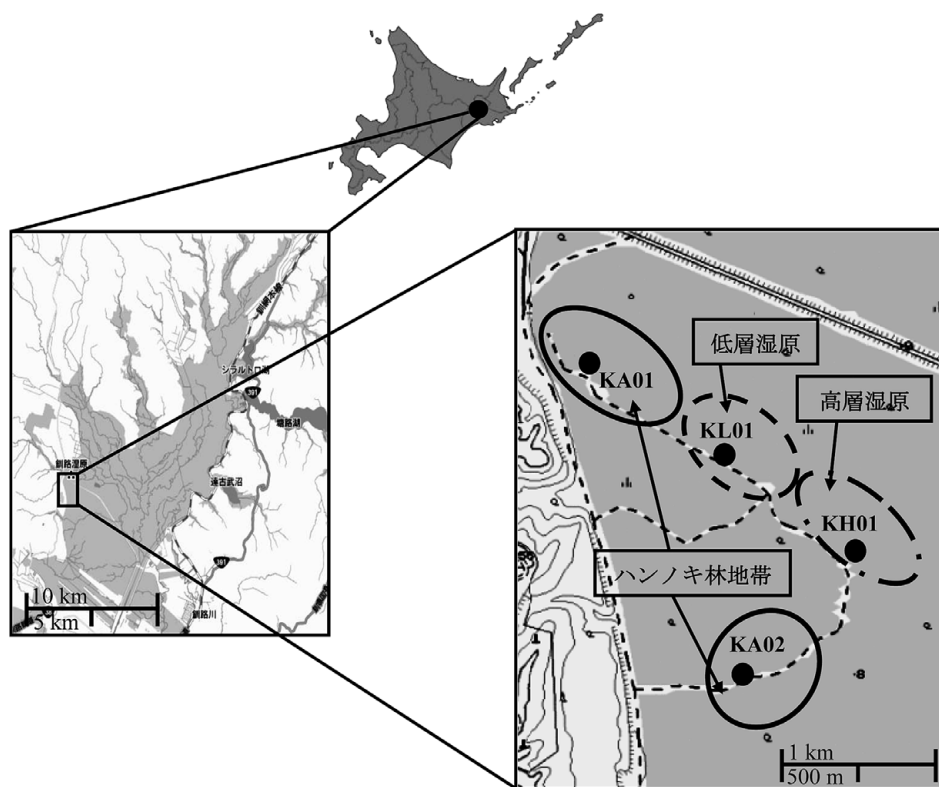


図 6. 本研究における測点。

年はこの手法が応用され、CH₄、N₂O の測定にも徐々に対応されている [菅田ら, 2012]。

もうひとつはチャンバー法で、メリットとしては微細な植生の変化に対応した測定が可能であるという点があげられる。デメリットは空間的不均一性が大きい場合には広域推定が困難であり、スケールアップした場合には常に大きな誤差を含んだ値となる可能性がある。また、チャンバーを地表面に被せることによって、自然状態とは異なる環境条件がチャンバー内に生じることも考慮しなければならない [木部・鞠子, 2004]。

本研究では植生に焦点を当てているため、クロウズドチャンバー法を用いた。チャンバーは森本ら [2009] のチャンバーを元に縦横 30 cm、高さ 25 cm の塩化ビニル製のチャンバーを新たに作成した (図 7)。

3.3. 観測項目

本研究の観測項目は大気 CH₄、大気 N₂O、気温、湿原-大気 CH₄、N₂O フラックスである。具体的な観測方法を以下に述べる。

3.3.1. 大気 CH₄ 濃度

前述したチャンバーを測点に設置した後、仲山 [1994] を参考にし、0 分、10 分、20 分後にそれぞれチャンバー内の空気を 2 L スマートバッグ PA に採取した。

採取した大気試料は水素炎イオン化検出器 (FID) 付きガスクロマトグラフ (SHIMADZU・GC-8A) を使用し分析を行った。

3.3.2. 大気 N₂O 濃度

大気 N₂O 濃度は大気 CH₄ 濃度と同様の方法を用



図 7. 本研究で作成したチャンバー。

いて採取し、分析には電子捕獲検出器 (ECD) 付きガスクロマトグラフ (SHIMADZU・GC-2014) を使用し分析を行った。

3.3.3. 気温

気温は、風速計 (CUSTOM・WS-01) を用いて測定を行った。

3.3.4. 湿原-大気 CH₄、N₂O フラックス

土壌環境分析法 [1997] に準じ、フラックス F (mg m⁻² h⁻¹) を以下の式で求めた。

$$F = \rho \left(\frac{273}{T} \right) \left(\frac{V}{A} \right) \left(\frac{\delta c}{\delta t} \right)$$

ここで ρ は標準状態における気体密度 (表 2)、 T はデジタル温度計で測定したチャンバー内の平均温度 (K)、 V はチャンバー内の空気の体積 (m³)、 A はチャンバー内の底面積 (m²)、 $\delta c / \delta t$ は測定されたチャンバー内の CH₄、N₂O または CO₂ 濃度の増加速度 (ppm h⁻¹) である。

土壌-大気フラックスは主に拡散によるもので、一般にチャンバー内の気体成分の濃度変化はほぼ直線的に増加する。このような場合は、上記のようにデータセットを直線回帰してフラックスを計算した。

C_0 、 C_1 、 C_2 はそれぞれ 0、10、20 分でのチャンバー内濃度 (ppm)、 t は測定間隔 (この場合 10 分 = 0.167 h) である。

4. 結果・考察

本研究のチャンバーの測定結果を表 4 に示し、CH₄ フラックス、N₂O フラックス、気温、地温の結果を図 8 に示す。

4.1. チャンバーの精度

表 4、5 に示すように、10 月における CH₄ 濃度は KA02 では 0 分から 10 分にかけて減少し、10 分から 20 分にかけて微量に増加しており、N₂O 濃度は KL01 では減少後に増加し、KA02 では増加後に減少した。このことから、チャンバー本体または接地面からの漏れがある可能性が考えられた。そこで 12 月の観測ではチャンバー本体からの漏れを防ぐために内側の隙間だけでなく、外側の隙間も埋めた。またチャンバーの接地面からの漏れを防ぐため、チャンバーの設置場所は平坦地を選択した。その結果、

表 3. 標準状態における気体密度 ρ 。

	CH ₄	N ₂ O
ρ (kg m ⁻³)	0.716	1.96

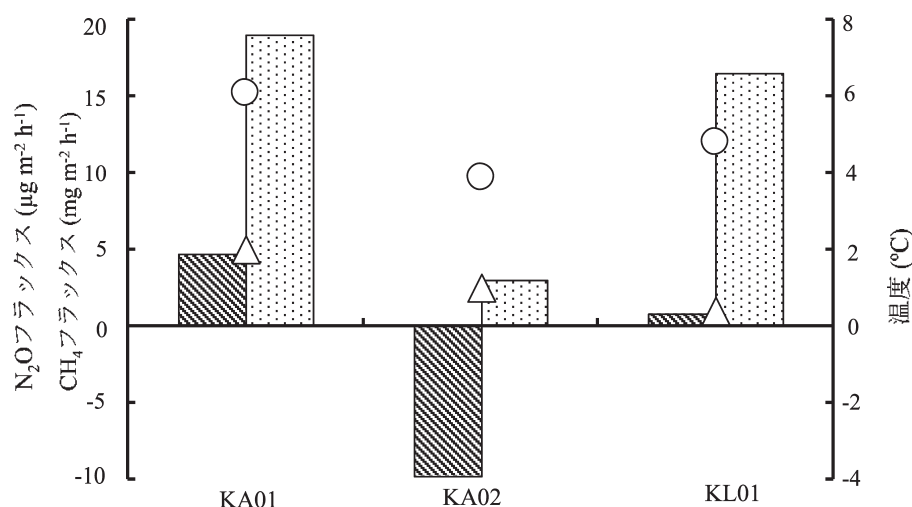


図 8. 12 月における CH₄ フラックス (▨), N₂O フラックス (▤), 地温 (Δ), 気温 (○)。

CH₄ 濃度は全測点で、ほぼ直線的な増減を確認することができた。

10 月における KA01 の CH₄ 濃度と 12 月における KH01 の CH₄ 濃度でそれぞれ他の測点と比較すると値が極めて高くなっており、10 月における KH01 の CH₄ 濃度は 0 分から 10 分にかけて急激に減少している。これはチャンバー設置時、または湿原内に踏み入った際に土壌に圧力がかかり、土壌中から CH₄ が気泡として放出されたと考えられる。

これらの問題を解決するため、チャンバーを設置する土台を土壌中に埋め込むのが適切と考えられる。これによりチャンバー設置の際に必要な以上に圧力がかからず、CH₄ が気泡として放出することを防止することができると考えられ、チャンバー設置地点の表面水の採取も比較的簡便に行うことが可能である。土台は測定期間中常に土壌に設置しておくことが望ましいが、常に設置しておくことができない場合には少なくとも測定の 1 時間前には設置する必要がある。

10 月における KA01, KA02, KH01, 12 月における KA02, KH01 の CH₄ 濃度は比較的高く、これら

の測点では時間の経過と共に CH₄ 濃度の減少がみられた。これは本研究で使用したチャンバーが小型であったため、高濃度の放出がみられた際に濃度差が生じ、土壌へと吸収されたと考えられる。10 月における KA01, KA02, KH01, 12 月における KA02, KH01 の CH₄ 濃度は比較的高く、これらの測点では時間の経過と共に CH₄ 濃度の減少がみられた。これは本研究で使用したチャンバーが小型であったため、高濃度の放出がみられた際に濃度差が生じることで土壌へと吸収されたと考えられる。このことから本研究で使用したチャンバーは低濃度の放出には適応しているものも、高濃度の放出は正確な値を取ることができないという結果となった。

4.2. CH₄, N₂O フラックス及び濃度の動態

Terai *et al* [2002] によると 8 月の CH₄ フラックスはハンノキ林地帯と比較して低層湿原で高くなっていたが、本研究結果をみると 12 月ではハンノキ林地帯 (KA01-02) で CH₄ 濃度が高くなっていたことからハンノキ林が増大すると温暖化を促進する可能性が考えられる (表 4)。低層湿原 (KL01) におけ

表 4. 10, 12 月の釧路湿原における CH₄ 濃度 (ppm)。

		0 分	10 分	20 分
10 月	KA01	1690	1580	1450
	KA02	93.9	80.0	80.6
	KL01	11.0	14.7	19.8
	KH01	258	17.0	11.6
12 月	KA01	22.1	27.1	30.9
	KA02	88.4	79.4	70.2
	KL01	2.40	3.30	3.90
	KH01	697	636	584

表 5. 10, 12 月の釧路湿原における N₂O 濃度 (ppb)。

		0 分	10 分	20 分
10 月	KA01	380	383	394
	KA02	357	360	327
	KL01	380	365	388
	KH01	351	362	364
12 月	KA01	322	322	335
	KA02	303	303	305
	KL01	316	320	327
	KH01	307	308	305

る CH_4 放出は植生と気温が要因となる。KL01 における 12 月の CH_4 放出は気温が低いため微生物活動が抑制されており、また夏季と比較すると植物の通気組織による土壌からの放出も少なくなったと示唆される。ハンノキ林地帯の KA01 では放出、KA02 では吸収がみられたが要因を解明するにはいかなかった (図 8)。

南極のように気温が低く微生物活動が抑制されていても N_2O 放出はみられた [Zhu et al., 2008]。本研究結果をみると低層湿原における N_2O は気温や地温が低い場合においても放出していた。ハンノキ林地帯では測点によって N_2O 放出に差があったが、どのような要因で差が生じたかは明確にすることができなかった (図 8)。

12 月における低層湿原の CH_4 は気温が低温となっているため放出が抑制され、 N_2O は気温が低い場合においても放出していた。ハンノキ林地帯の CH_4 は放出及び吸収がみられ、 N_2O は測点による放出に差がみられたが、どのような要因で差が生じたかは明確にすることができなかった。先行研究から水質も大きく異なっていることから、水質が温室効果気体の放出、吸収の要因となっている可能性が高い [Terai et al., 2002]。

5. ま と め

5.1. チャンバー

本研究では CH_4 濃度に直線的な増減を確認できたことから、チャンバー本体からの漏れはなくなった。しかし、一部測点では他の測点と比較して高い CH_4 濃度を示したことから、チャンバーを設置する過程で土壌に圧力がかかったと考えられる。釧路湿原のような未分解の植物が堆積する泥炭地では、直接チャンバーを土壌中に埋めるには困難が生じるため、更なる改善策が必要である。その改善策として、土壌中に土台を埋める方法がある。土台は測定期間中常に土壌に設置しておくことが望ましいが、少なくとも測定の前 1 時間前には設置する必要がある。

本研究で使用したチャンバーが小型であったため、高濃度の放出がみられた際に濃度差が生じることで土壌へと吸収されたと考えられる。このことから本研究で使用したチャンバーは低濃度の放出には適応しているものも、高濃度の放出は正確な値を取ることができないという結果となった。

本研究では比較対象となる先行研究が少ない秋季から冬季にかけて行ったことやデータ数が少なかったことから、作成したチャンバーの完全な精度チェックを行なうことができなかった。

5.2. CH_4 , N_2O

12 月における低層湿原の CH_4 は気温が低温となっているため放出が抑制され、 N_2O は気温が低い場合においても放出していた。ハンノキ林地帯の CH_4 は放出及び吸収がみられ、 N_2O は測点によって放出に差がみられたが、どのような要因で差が生じたかは明確にすることができなかった。

本研究ではハンノキ林地帯の CH_4 濃度は低層湿原の約 15 倍高濃度であった。このことからハンノキ林地帯が増大することで気温が大きく上昇することが考えられる。気温の上昇によって乾燥化が促進され、低層湿原が減少しハンノキ林地帯が増大する。このことから低層湿原と比較してハンノキ林地帯で温暖化への寄与が大きい場合に正のフィードバックが起こる可能性がある。

6. 今後の課題

6.1. チャンバー

本研究ではチャンバーを直接土壌に設置する手法を使用した。高層湿原では有意な結果を得ることができなかった。よって、事前に土壌中に土台を設置しておき、試料採取時に土壌に必要以上の圧力がかからないようにし、なおかつチャンバー内を密閉する工夫が必要である。例をあげると、土台にチャンバーを設置する溝を作り、その溝に水を入れ密閉する方法がある。チャンバーの土台は土壌中に埋めなければならないが、釧路湿原のような泥炭地では未分化の植物が豊富にあるため、そのまま土台を埋めようとしても埋まらない可能性がある。

土台を使用しない場合の方法としてチャンバーのアルミアングル枠に杭のようなものを取り付け土壌に打ち込む方法が考えられるが、土壌に衝撃を与えるため CH_4 放出が起こる可能性が高い。この方法を使用する場合には、チャンバーを開閉式にする必要があり、なおかつ土台を設置した衝撃による CH_4 放出の影響がなくなるまで測定をすることができないという問題がある。

12 月において、 CH_4 が低濃度の測点では直線的な増加がみられたが高濃度の測点では直線的な減少がみられた。これは本研究で使用したチャンバーが小型であったため、高濃度の放出がみられた際に土壌へと吸収され、高濃度の測点では直線的な減少がみられたと考えられる。このことから本研究で使用したチャンバーは低濃度の放出には対応しているものも、高濃度の放出の場合には正確な値を取ることができないという結果となった。湿原のような CH_4 の大きな放出源となる場所では本研究で使用したチャ

ンバーより大型チャンバーを用いる必要がある。大小それぞれのチャンバーはメリットとデメリットがある。

大型チャンバーは高濃度の温室効果気体を採取する点に優れており、チャンバー内の大気を採取する際の影響が少ないと考えられる。しかし放出された温室効果気体の拡散に時間がかかることや微小な値は観測できないという問題点がある。本研究で使用した小型チャンバーは低濃度の温室効果気体を採取する点に優れており、放出された温室効果気体の拡散にかかる時間が短く、持ち運びに便利という利点があげられる。しかし高濃度の温室効果気体採取は困難であり、チャンバー内の大気採取の影響を大きく受ける可能性がある。このことからチャンバーのサイズの選択は用途や測点にあったものを使用する必要がある。今回の結果で、温室効果気体の放出が多い湿原や田んぼなどでは大型のチャンバーを使用し、温室効果気体の放出が少ない森林や草地などでは小型のチャンバーを使用するのが良いと考えられた。

また、チャンバーに不備がないことを確認するために今後、複数回の精度チェックを行なうことが必要である。

6.2. 植生による温室効果気体の動態

湿原植物による温室効果気体の動態を明確にするためには、年間を通して観測することが必要である。湿原での温室効果気体の放出は夏季に多く冬季に少ないというのが一般的である。夏季では微生物活動が活発に行われていることに加え、気温が高いため植物の蒸散が盛んに行われていると考えられる。近年では冬季においても微生物活動が行われていることが報告されており、また、積雪によって温室効果気体が大気へ放出されず、融雪と同時に高濃度の温室効果気体が放出されると考えられる。先行研究をまとめた結果から、植生によって放出量が異なることがわかったが季節変動は明確になっていない。

本研究では土壌から大気への温室効果気体フラックスを測定したが温室効果気体は水に溶け込みやすい性質を持っているため、水から大気への温室効果気体フラックスを測定する必要がある。よって表面水及び地下水を採取し溶存している温室効果気体濃度を明らかにする必要がある。CH₄ 放出の要因として知られている地下水位や、微生物による働きを推測することができる地下水の栄養塩類や各種イオンなどを測定することは特に重要である。更には栄養塩類と地下水位の変化を調べることで土砂の流入や

ハンノキ林の侵入を予測することができると考えられる。N₂O はハンノキ林の根圏で生成され、CO₂ は湿原植物の光合成によって固定されることから、N₂O と CO₂ の動態は CH₄ と比較して、より植物への依存が高いと考えられる。N₂O は本研究の採取方法及び分析方法を用いることが可能である。CO₂ は本研究の採取方法を用い、分析には熱伝導検出器 (TCD) 付きガスクロマトグラフを使用し分析を行うことが可能である。

本研究ではチャンバー法を用いて測定を行ったがチャンバー法では植物ごとに温室効果気体の測定が可能であるが、湿原全体の温室効果気体を測定する場合は誤差が生じてしまうため不向きとされている。また、樹高が高い樹木などはチャンバーで覆うことができないため森林において正味の温室効果気体フラックスを求めるのは現実的に不可能だと考えられる。そのため、チャンバー法と同時に広範囲の測定に適している微気象学的手法を併用することで湿原における温暖化への影響を明確にすることができる。しかし微気象学的手法を行うにあたり、装置が比較的大きいため湿原への影響を考慮する必要がある。

本研究ではハンノキ林地帯の CH₄ 濃度は低層湿原の約 15 倍高濃度という結果となった。本研究結果が正確であった場合ハンノキ林が増大することで気温が大きく上昇することが考えられる。ハンノキ林による高濃度 CH₄ 放出により本来の湿原より温暖化への寄与が大きくなり、乾燥化が促進される。これによってハンノキ林地帯の拡大や低層湿原の減少が起これ、ハンノキ林地帯が拡大することで更に温暖化への寄与が大きくなるといった正のフィードバックが起こる可能性がある。この正のフィードバックを受け、植生変化を始めとする湿原生態系の変化や湿原からの CH₄ 放出が地球全体の 22% から更に大きくなる可能性がある。しかしこれらの話は N₂O と CO₂ を考慮せず 12 月の本研究結果のみを用いた仮定の話である。仮にハンノキ林の CO₂ 吸収量が CH₄ 放出量より多く、温暖化を抑制している場合は湿原生態系と地球温暖化のバランスをとっていく必要がある。このことから湿原における CO₂、CH₄、N₂O の三種温室効果気体の動態を明確にすることは地球温暖化への影響だけではなく、今後湿原のあり方を左右すると考えられる。

謝 辞

元環境省釧路自然環境事務所（現：環境省自然環境局生物多様性センター）の中山隆治様、元環境省

北海道地方環境事務所釧路自然保護官事務所（現：環境省北海道地方環境事務所羽幌自然保護官事務所）の竹中康進様には釧路湿原で観測を行うにあたり、多くのご助言と調査の協力を頂きました。心より感謝申し上げます。

本稿の改訂に際し、査読同様の大変貴重なコメントを頂きました校閲者に深く感謝いたします。

参考文献

- Ding, W.X., Cai, Z.C., Wang, D.X (2004), Preliminary budget of methane emissions from natural wetlands in China, *Atmos. Environ.*, 38, 751-759.
- Dise NB (1992), Winter fluxes of methane from Minnesota peatlands, *Biogeochem.*, 17, 71-83.
- 羽石 嵩(2010), 釧路湿原のハンノキ林拡大に及ぼす地形と地下水位の影響に関する研究, 室蘭工業大学 建築社会基盤系専攻 水環境研究室, 修士学位論文.
- 羽山早織, 中津川誠, 張 祥偉(2003), サロベツ湿原における水環境の把握と地下水への影響, *水工学論文集*, 47, 175-180.
- 飯塚健仁, 川本 建, 小松登志子, 長谷川周一(2008), 泥炭土のガス拡散・透気特性に脱水収縮が及ぼす影響, *土木学会論文集*, 64, 3, 242-249.
- 飯山一平(2006), 泥炭地における土壌ガス拡散特性, *土壌の物理性*, 103, 79-85.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007), Summary for Policymakers, *Climate Change 2007: The physical Science Basis*, edited by Solomon, S. et al., Cambridge Univ. Press, New York.
- 岩田智也(2012), 積雪期における湿地からのメタン放出過程, *低温科学*, 70, 137-144.
- 環境省 自然環境共生技術協会 (2004), *自然再生 釧路から始まる*, 北海道.
- 粕淵辰昭, 宮地直道, 神山和則, 柳谷修自 (1994), 美唄湿原の水環境の特徴と保全, *日本土壌肥科学雑誌*, 65, 3, 326-333.
- 木部 剛, 鞠子 茂(2004), 土壌呼吸の測定と炭素循環, *地球環境*, 9, 2, 203-212.
- 気象庁 (2012), <http://www.jma.go.jp/> 2013/2/12.
- 松中照夫(2003), 土壌学の基礎, *植物との共生関係*, pp. 61-62, 農文協, 東京.
- 宮田 明, 岩田拓記, 坂部綾香(2012), メタン(CH₄)と一酸化二窒素(N₂O)に関するFLUXNETワークショップの報告, *生物と気象*, 12, 10-17.
- 森本 聡, 永田 修, 川本 健, 長谷川周一(2009), 泥炭林土壌の温室効果ガスの生成と消失, *土壌の物理性*, 113, 3-12.
- 村瀬 潤(2012), 北方湿地生態系からのメタン放出に及ぼす積雪の影響, *低温科学*, 70, 131-136.
- 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.
- 仲山智子, 秋山明胤, 福田正己(1994), 携帯用自動ガス分析装置を用いたメタンフラックスの野外測定法, *日本気象学会*, 41, 10, 685-689.
- 名久井孝史, 清水康行, 藤田隆保(2003), 釧路湿原における河川氾濫に伴う土砂体積と乾燥化現象の関連性に関する研究, *水工学論文集*, 47, 907-912.
- 日本土壌肥料学会監修(1997), *土壌環境分析法*, pp. 130-135, 博友社, 東京.
- 三枝信子(2008), 東アジア森林における炭素収支季節変動・年変動の多点解析, *長期生態系モニタリングの現状と課題-温暖化影響と生態系応答-*, 43-46.
- 千賀有希子, 廣田 充, 野原精一(2010), 水生植物を介したN₂O輸送に関する研究, *地球環境研究*, 12.
- 高桑 純, 伊藤浩司(1986), 湿原におけるササの生態的動向, 北海道大学大学院紀要 環境科学研究科, 2, 47-65.
- Terai, H., K. Ohta, S. Shidara, M. Kasuya, and D. D. Adams (2002), CH₄-, N₂O- and H₂- fluxes and microbial processes in Kushiro Wetland, *Ann. Rept. Res. Inst. Biol. Fn.*, 2, 7-15.
- 土原健雄, 中矢哲郎, 石田 聡, 今泉眞之, (2005), 釧路湿原チルワツナイ川水文環境に河床湧水が及ぼす影響解明, *農工研技報*, 203, 121-137.
- Watson, R.T., L.M. Filho, E. Sanhueza, and A. Janetos (1992), 生物圏におけるメタンの循環, *土壌圏と大気圏-土壌生態系ガス代謝と地球環境(陽捷行編)*, 朝倉書店, 59-61, 東京.
- 山田浩之, 中村隆俊, 仲川康則, 神谷雄一郎, 中村太志, 渡辺綱男, (2004) 自然再生事業区域釧路湿原広里地区における湿原環境の実態-酪農草地化および河川改修が湿原地下水環境に及ぼす影響-, *応用生態工学*, 7(1), 37-51.
- Zhang, L.H., Song, C.G., Wang, D.X., Wang, Y.Y. (2007), Effects of exogenous nitrogen on freshwater marsh plant growth and N₂O fluxes in Sanjiang Plain, Northeast China, *Atmos. Environ.*, 41, 1080-1090.
- Zhu, R.B., Liu, Y.S., Ma, J., Xu, H., Sun, L.G (2008), Nitrous oxide flux to the atmosphere

from two coastal tundra wetlands in eastern
Antarctica, *Atmos. Environ.*, 42, 2437-2447.
Zhu, R.B., Liu, Y.S., Sun, L.G., Xun, H (2007),

Methane emissions from two tundra wetlands
in eastern Antarctica, *Atmos. Environ.*, 41,
4711-4722.

Abstract

The wetlands are a significant source atmosphere of the greenhouse gases. We reviewed the flux of the greenhouse gases discharged from various wetlands by focusing on the difference in the vegetation. We measured the CH₄ and N₂O at different areas of vegetation such as low moor, alder forest and high moor in the Kushiro Wetlands registered on the Ramsar lists, and evaluated observation methods to discuss factors controlling the distribution of greenhouse gases in the Kushiro Wetlands.