

釧路湿原における湿原形態毎の温室効果気体の動態

吉田 磨^{1,2)}・井村 大地¹⁾・千田 幹太²⁾

Dynamics of greenhouse gases each wetland type in Kushiro Wetland

Osamu YOSHIDA^{1,2)}, Daichi IMURA¹⁾ and Kanta CHIDA²⁾
(Accepted 8 December 2015)

1. はじめに

1.1. 温室効果気体

近年世界的な問題として地球温暖化は広く認知されている。地球温暖化の原因は様々であるが、大きな影響の一つに温室効果気体が重要視されている。温室効果気体は地表から放射された一部の赤外線を吸収し再放射することで温室効果をもたらす。その中でも二酸化炭素 (CO₂)、メタン (CH₄)、一酸化二窒素 (N₂O) の大気中濃度は人間活動により 1750 年以降増加しており、2012 年の大気中濃度はそれぞれ 393.1±0.1 ppm, 1,819±1 ppb, 325.1±0.1 ppb であり、工業化以前である 1750 年よりそれぞれ約 141%, 260%, 120% 高い [WMO, 2013]。これらの温室効果気体は年々増加しており温室効果気体による放射強制力は 1990 年から 2012 年までに 32% 増加した [IPCC, 2013]。

1.2. 湿原における温室効果気体

湿原における CH₄ の放出量は自然由来の放出量の 62.5% を占めており、217 Tg y⁻¹ である [IPCC, 2013]。湿原からの CH₄ の放出は主に溶存 CH₄ の分子拡散、メタンバブルの脱ガス、および植物の通道組織を経由する移動の 3 つが知られている。そのうち湿原植生がみられる湿地では、大気に放出される CH₄ の最大 50-90% が植物の通道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 CH₄ の放出は低層湿原では気温に依存しており、CH₄ の放出量が増加することで気温が上昇し、気温の上昇で CH₄ の放出量が増加するという正のフィードバック

クが起こることが考えられる。釧路湿原の湿原面積は日本最大であり、湿原構成の約 70% が低層湿原であるため釧路湿原は温暖化への寄与が大きいと考えられる。

湿地帯の表層水が障壁となって土壌から大気への N₂O 放出を防いでいるため放出量は少ないと考えられることができるが、湿地帯土壌の嫌気性脱窒菌が生成した N₂O は CH₄ と同様に植物の通道組織を経由することによって土壌から大気中へと放出されている [Rusch and Rennenberg, 1998]。N₂O の主だった移動経路は湿原植物を介する土壌から大気への放出、または植物が大気中から吸収し根系へと移動させる 2 つである。また N₂O は放出量が少ないことに加えて水に溶けやすい特徴がある。そのため溶存した N₂O の動態を把握することが重要であると指摘されている [千賀ら, 2010]。

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。面積は 1.9 万 ha に及び、1980 年には湿地保全を目的としてラムサール条約の登録湿地に、1987 年には日本で最も新しい国立公園に指定された。しかし近年湿原の農耕地化やそれに伴う流域からの土砂流入の増加など人間活動や様々な開発の影響を受け続け、60 年間で湿地面積は約 3 割減少している。その反面低層湿原内にハンノキが侵入し、ハンノキ林の面積は 4 倍に増加した [環境省/ (社) 自然環境共生技術協会, 2004; 国土交通省 北海道開発局, 2012]。現在の釧路湿原は低層湿原、中間湿原、高層湿原、湖沼、ハンノキ林が分布しており、それぞれの割合は低層湿原で約 70%、高層湿原で約 10%、ハ

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⁾ 酪農学園大学大学院酪農学研究科酪農学専攻

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

ンノキ林地帯で20%を占め、中間湿原はごくわずかである。

1.4. 低層湿原におけるハンノキ林の侵入

近年、釧路湿原では低層湿原へのハンノキ林の侵入が著しい。これは湿原の農耕地化のような直接的な湿原域の改変ではなく、それに付随する土砂または、栄養塩の流入の変化や湿原に流れ込む地下水位の減少による湿原全体の乾燥化がハンノキの増加の要因であると考えられている [羽石, 2010]。

Terai *et al.* [2002] によればハンノキ林地帯は、低層湿原、高層湿原と比較してCH₄の大気濃度、N₂Oの大気濃度と表層水濃度が高く、また吉田ら [2014b] による先行研究ではハンノキ林地帯のCH₄濃度は低層湿原の15倍と高濃度であり、これにより温暖化への寄与が大きくなりハンノキ林の増加によって乾燥化がより進行し、さらにハンノキ林地帯が増加するといった正のフィードバックが起こる可能性が指摘されている。そのためハンノキ林の増加は地球温暖化への寄与が大きくなると考えられている。しかしこの結果は12月の研究のみによるもので他の時期における湿原形態毎の結果は考慮されていない。

1.5. 目的

本研究では、吉田ら [2014b] の研究結果を踏まえて、低層湿原、高層湿原、ハンノキ林における各湿原形態毎の温室効果気体の動態を把握し、ハンノキ林の拡大による温暖化への寄与の明確化を目的とした。

2. 方 法

2.1. 測点および観測方法

観測は2014年6月、9月、11月にそれぞれ月1回行った。大気試料は昼夜の日射量、気温の違いによって温暖化物質の濃度に違いが出ると考えられるために、観測は日中に限って行った。測点は低層湿原(KL01)、高層湿原(KH01)、ハンノキ林(KA01、KA02)の計4測点で行った(図1)。大気試料はクロズドチャンバー法を用いて採取し縦横30cm、高さ40cmのチャンバーを使用し、低層湿原とハンノキ林では土壌表面水を採水した。

2.2. 観測項目及び分析項目

2.2.1. 大気CH₄・N₂O濃度

大気CH₄および大気N₂Oの採取、分析は吉田ら [2014b] に従って行った。

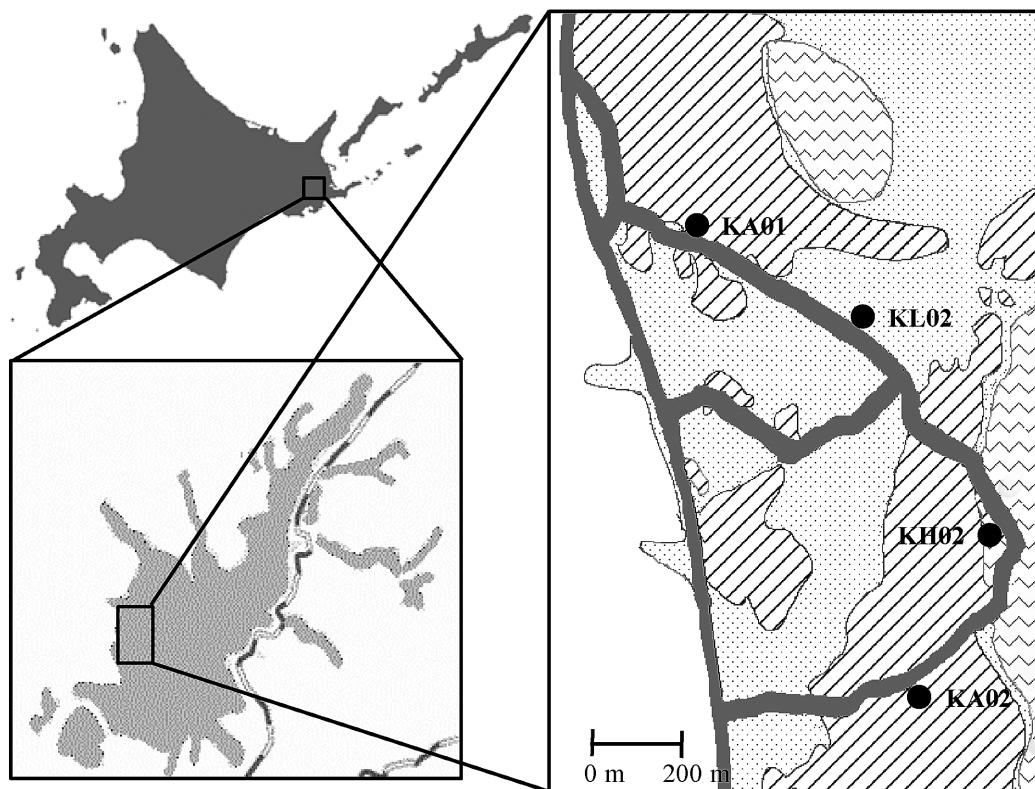


図1 本研究における測点。測点周辺の湿原形態はハンノキ林(斜線), 低層湿原(横線), 高層湿原(縦線), 高台(□), 木道(■)。

2.2.2. 溶存 CH₄・N₂O 濃度

溶存 CH₄ および溶存 N₂O 測定用試料の採取，分析は吉田ら [2011] に従って行った。

2.2.3. 溶存無機炭素 (Dissolved inorganic Carbon; DIC) 濃度

DIC 濃度は専用の 100 mL 炭素瓶に共洗いを 2 回行った後，ゆっくり採水し 24 時間以内に全アルカリ度滴定装置 (KIMOTO・ATT-05) を用いて分析した。

2.2.4. 栄養塩類 (硝酸塩，亜硝酸塩，ケイ酸塩，リン酸塩)

栄養塩測定用試料は 50 mL ポリプロピレン製ボトルで採取し，採取法，分析は吉田ら [2011] に従って行った。

2.2.5. 各種イオン成分

各種イオン成分は，ポリプロピレン製ボトルに採取し，そこから 9 mL スクリュー管瓶に分取し，イオンクロマトグラフ (SHIMADZU・PIA-1000) を用いて分析した。

2.2.6. pH, EC, 水温

pH および水温は吉田ら [2011] に従って計測した。

EC はデジタル EC 計 (YSI) を用いて，pH と同様にデュラン瓶に試料を採取して測定した。

2.2.7. 気温，風速

気温および風速は，吉田ら [2011] に従って計測した。

3. 結 果

3.1. 大気 CH₄ 濃度

図 2 に各月の各測点における大気 CH₄ 濃度を示す。6 月は大気 CH₄ を分析することができなかった。大気 CH₄ 濃度は一部を除きハンノキ林が全期間において高濃度だった。

3.2. 大気 N₂O 濃度

図 3 に各月の各測点における大気 N₂O 濃度を示す。大気 CH₄ と同様に 6 月の大気 N₂O は分析することができなかった。大気 N₂O 濃度は 9 月においてはどの測点でも差はなかったが，11 月においてはハンノキ林からの濃度が高かった。

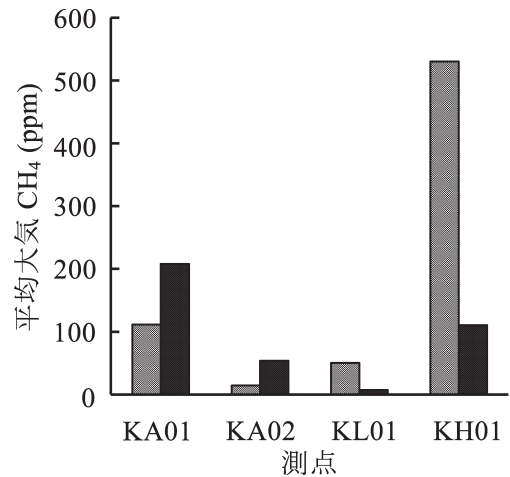


図 2 ハンノキ林 (KA01, KA02)，低層湿原 (KL01)，高層湿原 (KH01) での 9 月 (■) および 11 月 (■) における測点毎の平均大気 CH₄ 濃度 (ppm)。

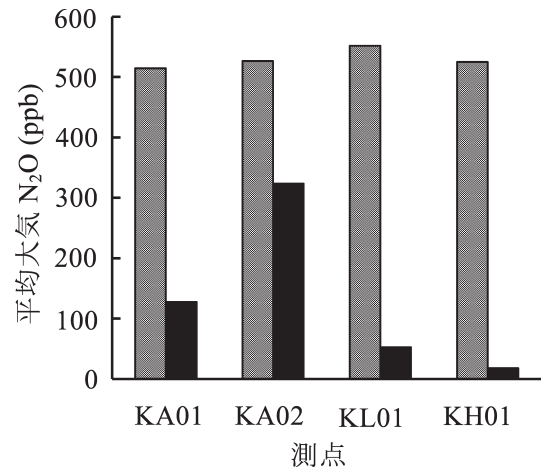


図 3 観測期間における測点毎の平均大気 N₂O 濃度 (ppb)。図 2 と同様に示す。

3.3. 溶存 CH₄ 濃度

図 4 に各月の溶存 CH₄ 濃度を示す。高層湿原は表層水がほとんどの期間で存在していないことから除外した。溶存 CH₄ は 11 月の KA01 を除いてハンノキ林と低層湿原で有意な差はみられなかった。

3.4. 溶存 N₂O 濃度

図 5 に各月の溶存 N₂O 濃度を示す。溶存 CH₄ 濃度と同様に高層湿原は除外した。溶存 N₂O 濃度は大気 N₂O 濃度よりも全測点で高濃度であり，また 6 月の KA01 を除きハンノキ林と低層湿原で有意な差はみられなかった。

3.5. DIC 濃度

図 6 に各月の DIC 濃度を示す。溶存 CH₄ と同様に高層湿原は除外した。DIC 濃度は 6 月，9 月では

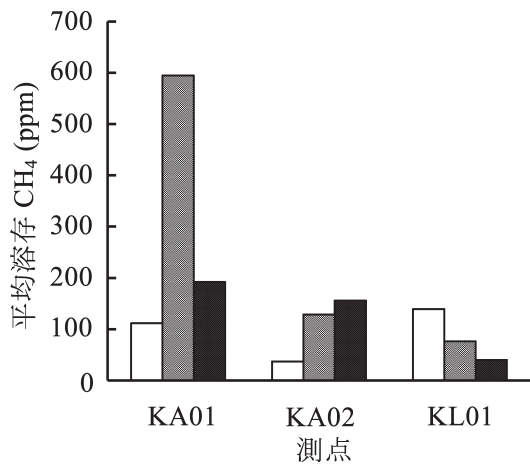


図4 ハンノキ林 (KA01, KA02), 低層湿原 (KL01), 高層湿原 (KH01) における6月 (□), 9月 (■) および11月 (■) の測点毎の平均溶存 CH₄ 濃度 (ppm)。

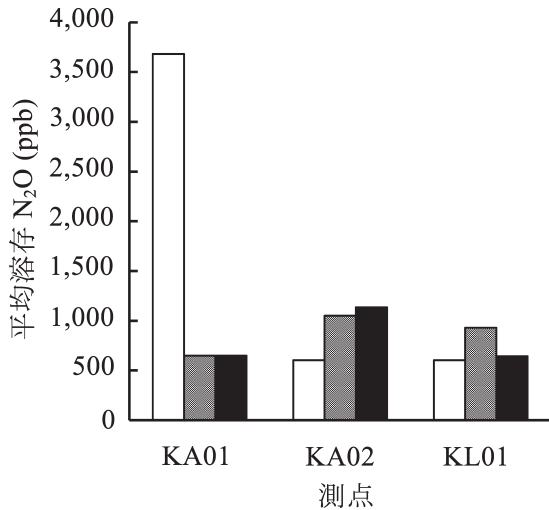


図5 観測期間における測点毎の平均溶存 N₂O 濃度 (ppb)。図4と同様に示す。

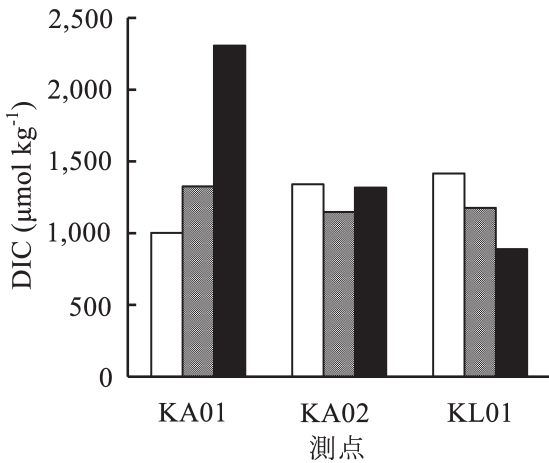


図6 観測期間における測点毎のDIC濃度 (μmol kg⁻¹)。図4と同様に示す。

ほとんど差はみられなかったが、11月において KA01 で高濃度であった。

3.6. 栄養塩 (NO₃, NO₂, PO₄, SiO₂)

図7-10に NO₃, NO₂, PO₄, SiO₂ の各月における濃度を示す。溶存 CH₄ 濃度と同様に高層湿原は除外した。

NO₃ 濃度は6月のKA01で7.06 μMと高濃度であり、その一方で11月のKA02では7.00×10⁻² μMと非常に低濃度であった。

NO₂ 濃度はKA02で高濃度であったが他の測点では大きな差はみられなかった。

PO₄ 濃度はハンノキ林が平均して高濃度であったが、6月のKL01では4.46 μMと高濃度であった。

SiO₂ 濃度は全測点で非常に高濃度であり、とくに9月にKA01では5.67 μMと環境基準値のおよそ

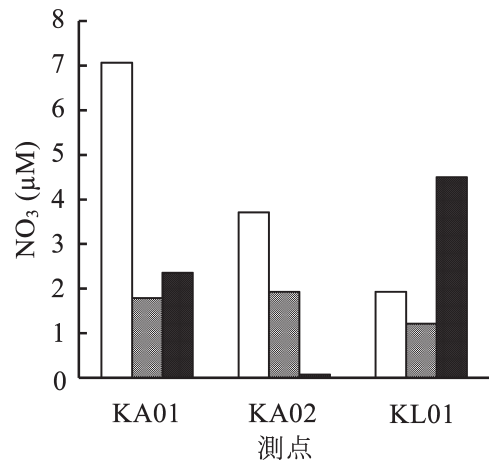


図7 観測期間における測点毎のNO₃濃度 (μM)。図4と同様に示す。

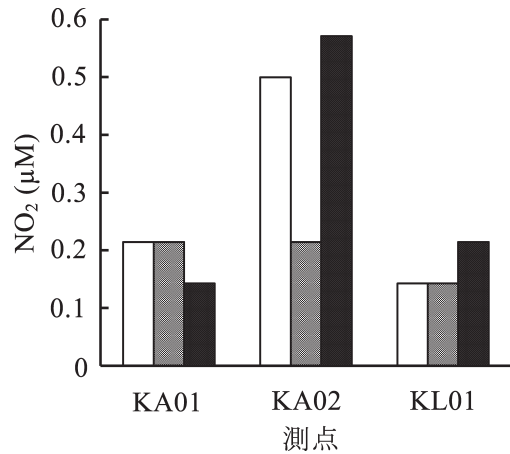


図8 観測期間における測点毎のNO₂濃度 (μM)。図4と同様に示す。

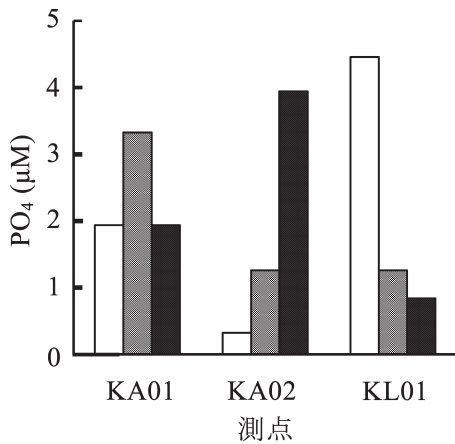


図9 観測期間における測点毎の PO₄ 濃度 (μM)。図4と同様に示す。

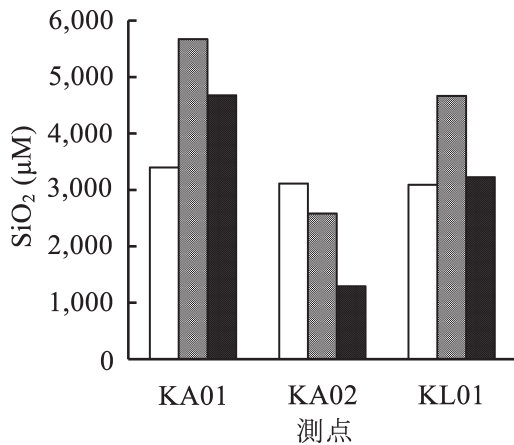


図10 観測期間における測点毎の SiO₂ 濃度 (μM)。図4と同様に示す。

5倍であった。

3.7. 陽イオン濃度 (NH₄⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺)

図11-13に各測点毎の陽イオン濃度を示す。溶存 CH₄ 濃度と同様に高層湿原は除外した。Mg²⁺ 濃度と Ca²⁺ 濃度が他の陽イオンと比較して高濃度である反面、NH₄⁺ 濃度はどの測点においても低かった。

KA01は9月に Mg²⁺ 濃度が 3.32 mg L⁻¹ と非常に高濃度であった。また11月には Ca²⁺ 濃度も高濃度であった。

KA02は9月に Ca²⁺ 濃度が 3.13 mg L⁻¹ と非常に高濃度であった。また11月には Mg²⁺ 濃度も高濃度であり、KA01の陽イオン濃度と逆転した結果となった。

KL01は月毎の陽イオン濃度に大きな差はみられなかったが、11月には K⁺ 濃度が 0.150 mg L⁻¹ と高濃度であった。

測点別でみると、ハンノキ林の陽イオン濃度は低

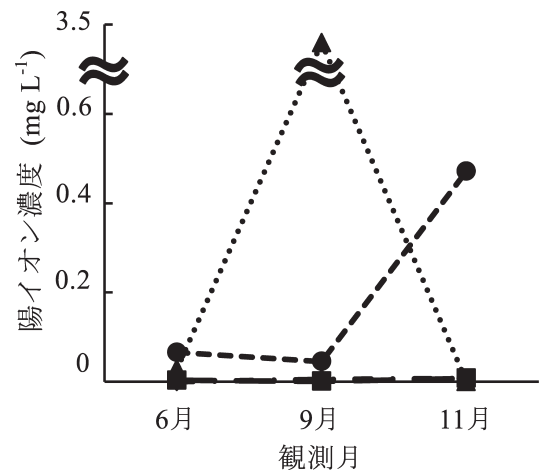


図11 KA01での陽イオン Mg²⁺(▲), Ca²⁺(●), NH₄⁺(■), K⁺(◆) 濃度 (mg L⁻¹)。

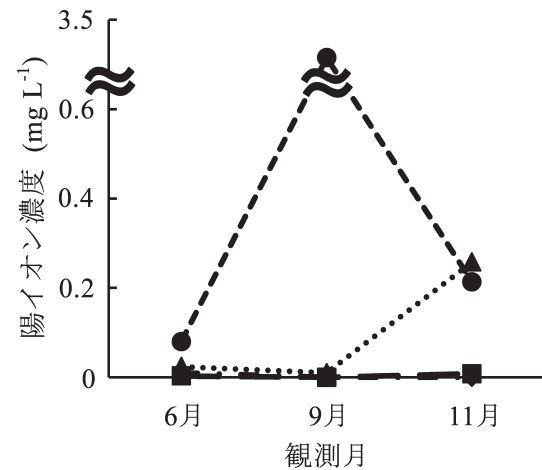


図12 KA02での陽イオン濃度 (mg L⁻¹)。図11と同様に示す。

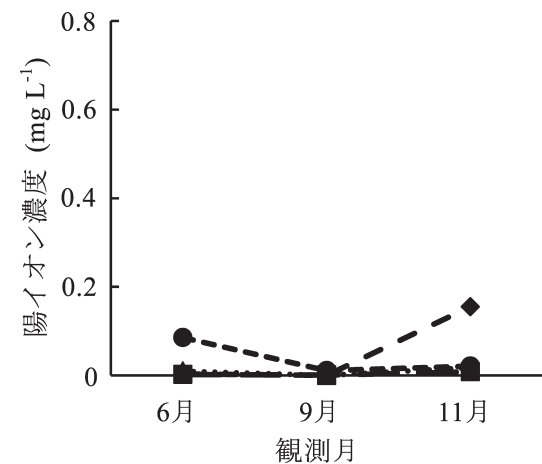


図13 KL01での陽イオン濃度 (mg L⁻¹)。図11と同様に示す。

層湿原よりも高濃度になることが多かった。また釧路湿原への流入河川の陽イオン濃度と比べて全ての

濃度が低濃度であり[吉田ら, 2014a], このことから湿原植物が陽イオンを消費したと考えられる。

3.8. 陰イオン濃度(PO_4^{3-} , Cl^- , NO_2^- , NO_3^- , SO_4^{2-})

図14-16に各測点の溶存陰イオン濃度を示す。溶存 CH_4 濃度と同様に高層湿原は除外した。 NO_2^- 濃度が他の陰イオン濃度と比べて非常に高かった。

KA01で6月の NO_2^- 濃度が 334 mg L^{-1} と非常に高かった。また11月の NO_3^- 濃度も 39.1 mg L^{-1} と高かった。

KA02は月毎に陰イオン濃度に差はみられなかった。また6月の SO_4^{2-} 濃度が他の測点と比べて 10.8 mg L^{-1} と高かった。

KL01は11月の NO_2^- 濃度が 274 mg L^{-1} と非常に高く、6月の NO_3^- 濃度も 44.3 mg L^{-1} と高濃度であった。

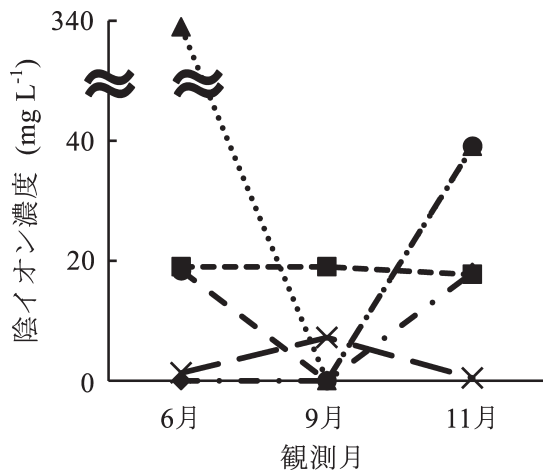


図14 各月におけるKA01での陰イオン NO_2^- (▲), NO_3^- (●), PO_4^{3-} (■), SO_4^{2-} (×), Cl^- (◆)濃度 (mg L^{-1})。

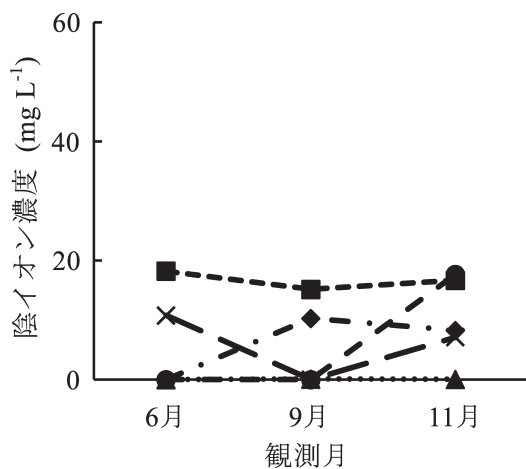


図15 KA02での陰イオン濃度 (mg L^{-1})。図14と同様に示す。

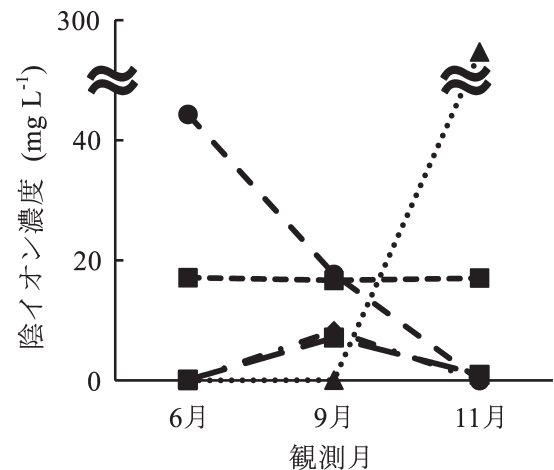


図16 KL01での陰イオン濃度 (mg L^{-1})。図14と同様に示す。

測点別でみるとハンノキ林と低層湿原は陽イオン濃度に大きな濃度差はみられなかったが、窒素酸化物の濃度は低層湿原の方がより高濃度であった。また釧路湿原への流入河川の陰イオン濃度と比べると NO_2^- 濃度が高濃度であり[吉田ら, 2014a], 特にKA01の6月の NO_2^- 濃度は釧路川のおよそ8倍高かった。

4. 考 察

4.1. 湿原形態毎の温暖化への寄与

大気 CH_4 濃度, 大気 N_2O 濃度, 溶存 CH_4 濃度, 溶存 N_2O 濃度, DIC濃度のいずれも全期間でハンノキ林での濃度は一部を除き他の湿原形態よりも高く, ハンノキの侵入によって減少傾向にある低層湿原よりも近年増加傾向にあるハンノキ林は, 温暖化への寄与が大きいと考えられる。

図17に大気 CH_4 濃度と地温を示す。低層湿原における大気 CH_4 濃度は9月と11月で有意な差があった。低層湿原は温度の上昇によって CH_4 濃度が増加することが知られており[Terai et al., 2002], 9月と11月の観測時における温度の差が大気 CH_4 濃度の差につながったと考えられる。また高層湿原では9月において非常に高い大気 CH_4 濃度が観測された。9月の観測は朝方天候が悪く, 降雨によって土壌からの CH_4 が放出されやすい環境となったことが高濃度の大気 CH_4 濃度につながったと考えられる。ハンノキ林は9月, 11月の両方で同じ植生であるKA01とKA02で大気 CH_4 濃度に差がみられた。同じハンノキ林でも林床植生によって CH_4 濃度は変化し[環境省, 2001], また9月においてはKA01とKA02で溶存 CH_4 濃度にも大きな差がみられた。このことから林床植生の違いと9月に関し

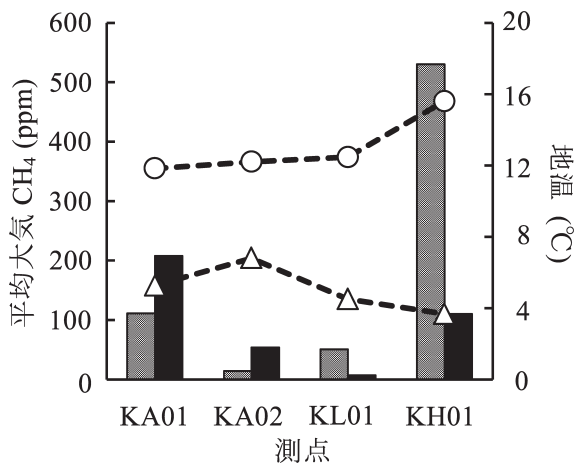


図 17 ハンノキ林 (KA01, KA02), 低層湿原 (KL01), 高層湿原 (KH01) での 9 月 (■) および 11 月 (■) における平均大気 CH₄ 濃度 (ppm) と、9 月 (○) および 11 月 (△) における地温 (°C)。

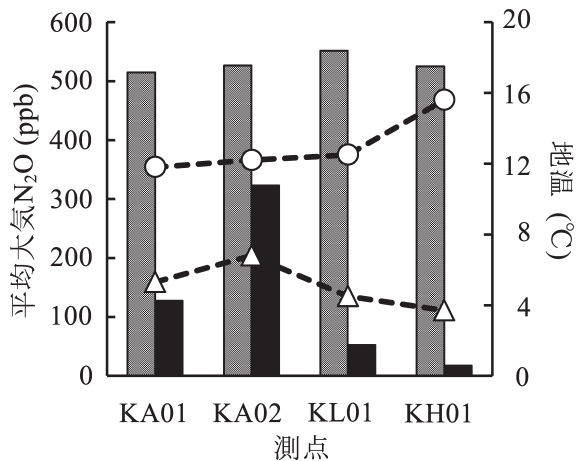


図 18 観測期間における測点毎の平均大気 N₂O 濃度 (ppb) と地温 (°C)。図 17 と同様に示す。

ては湿原表層水からの放出によって大気 CH₄ 濃度に差が出たと考えられる。

図 18 に大気 N₂O 濃度と地温を示す。大気 N₂O 濃度は 9 月では湿原形態毎に大きな濃度差はみられなかったが、11 月では全ての湿原形態で大気 N₂O 濃度の減少傾向がみられ、湿原形態毎に明確に差がみられた。湿原における N₂O の多くは微生物による脱窒や硝化により生成されており [寺井, 1996], 微生物活動は地温の上昇によって活性化するため [Hirota et al., 2007], 温度の高低によって大気 N₂O 濃度に差がみられたと考えられる。また溶存 N₂O 濃度は全期間、全測点で大気 N₂O 濃度よりも高濃度であった。湿原において N₂O は CH₄ と同様に土壌で生成され、植物の通道組織を經由して発散されていると考えられているが [Rusch and Rennenberg, 1998], N₂O は CH₄ と比べて水和性が高く [星野,

2006], 生成された N₂O がそのまま湿原表層水に溶け込むことによって、大気と比べて高濃度になったと考えられる。また湿原の表層水からの放出によって N₂O が大気へと放出されていることも考えられる。

DIC 濃度は 6 月、9 月では湿原形態毎に大きな濃度差はみられなかったが、11 月は KA01 で非常に高濃度であった。湿原において DIC 濃度は泥炭などの有機物の分解や土壌微生物の呼吸などによって増加するといわれており [高津, 2011], 11 月の KA01 は 6 月、9 月と比べて表層水の水位がやや低く、泥炭の分解が進んだ結果非常に高い DIC 濃度になったと考えられる。

4.2. 低層湿原からのハンノキ林への変移

近年増加傾向にあるハンノキ林は湿原周辺域での開発による土砂流入による乾燥化や地下水位の変化、また周辺流域からの栄養塩の供給によって増加しているといわれており [羽石, 2010], 釧路湿原の栄養塩を調べることはハンノキ林の増加要因を把握することにつながると考えられる。ハンノキは低層湿原の主な植生であるスゲやヨシなどと比べて樹高が高い植物であり、そのため低層湿原の植物と比べてより多くの栄養塩が必要である。図 7-10 に示したように、一部を除き、ハンノキ林は低層湿原よりもすべての栄養塩で高い濃度を示していることから、栄養塩が豊富な地点でハンノキ林は生育しやすいと考えられる。しかしハンノキ林と低層湿原間で栄養塩濃度に大きな差はみられず、また観測では低層湿原の一部でもハンノキが生育していた。ハンノキは根茎における窒素固定能力によって栄養塩が少ない地域でも旺盛に生育でき [植村ら, 2010], 羽石 [2010] によればハンノキ林の生育域は地下水位にも影響を受け、低層湿原はハンノキの生育域よりも地下水位が高いが、地下水位の減少によってハンノキの生育条件を満たすとされている。またハンノキは低層湿原の植生であるスゲやヨシなどよりも蒸発散量が 20% 前後高く [高橋, 1995], ハンノキ林の拡大は湿原の乾燥化を促進すると考えられる。よってハンノキ林の拡大は温暖化と湿原の乾燥化を促進し、地下水位が減少することで低層湿原からハンノキ林へと変移する正のフィードバックが考えられる。

表 1 に 北海道開発局釧路開発建設部 [2011] のデータから 2014 年の湿原面積と、その 12 年後である 2026 年の湿原面積を求めた。湿原面積は年々減少しておりそれに伴い低層湿原の面積も年々減少して

表1 北海道開発局釧路開発建設部（2011年）のデータより作成したハンノキ林と低層湿原の面積の増減表

	1947年	1977年	1996年	2004年	2014年	2026年
ハンノキ林 (km ²)	21.0	29.4	71.3	81.4	92.0	105
低層湿原 (km ²)	225	196	123	94.3	71.4	43.9

※ 2014年と2026年の面積は計算で求めた。

いるが、その一方でハンノキ林面積は年々増加しており2004年の調査ではハンノキ林面積と低層湿原面積が逆転した。このままハンノキ林面積が増加していくと2026年には105 km²になり1947年のハンノキ林面積である21.0 km²のおよそ5倍になる。またこの急激なハンノキ林の増加は地球温暖化への寄与だけでなく、低層湿原の植生からハンノキ林にのみ植生が偏ることで生物多様性にも大きな影響を与えられられる。

4.3. ハンノキ林の地球温暖化への寄与

IPCC [2013]によると、CO₂の単位質量あたりの温暖化能を1とするとCH₄、N₂Oの温暖化能はそれぞれ34倍、298倍である。この値を利用して本研究から求めた大気CH₄濃度と大気N₂O濃度をCO₂濃度に換算した(図19)。ハンノキ林からの濃度は3.40×10³ ppmであり低層湿原の濃度の1.07×10³ ppmのおよそ3.18倍にもなり、この結果からハンノキ林の増加は地球温暖化への寄与が大きいと考えられる。

図20に表1で求めた湿原面積の増減の結果から2014年とその12年後の2026年の湿原構成を求めた。2014年のハンノキ林面積は56.3%とおおよそ半分ほどであったが、2026年には70.5%と湿原構成の大

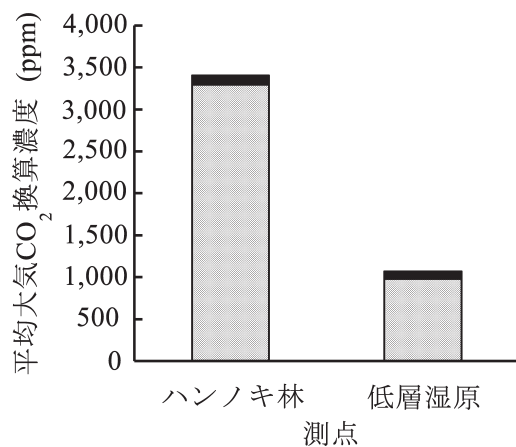


図19 大気CH₄濃度と大気N₂O濃度から求めたハンノキ林(KA01, KA02)、低層湿原(KL01)でのCH₄濃度(■)およびN₂O濃度(■)のGWP(ppm)。

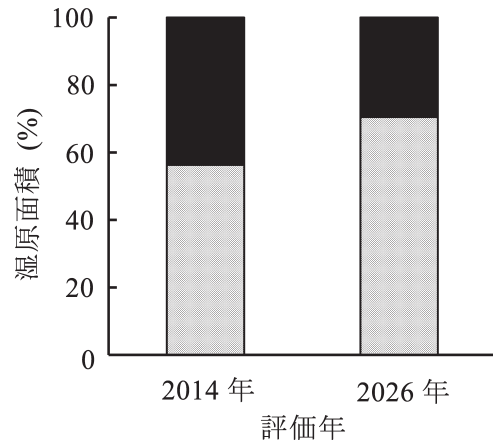


図20 表1から求めた2014年と2026年のハンノキ林(■)および低層湿原(■)の湿原比率(%)。

部分をお占めている。また2014年と2026年の湿原構成の変化による温室効果気体の放出量の違いを求めると、2014年から2026年にハンノキ林面積が14.2%増加することによって、GWPが3.98倍も増加する結果となった。

5. ま と め

ハンノキ林は低層湿原と比べて温暖化への寄与が大きく、低層湿原のおよそ3.18倍もの温暖化への寄与がある。ハンノキ林は低層湿原の植生に侵入し増加しており、低層湿原からハンノキ林へ変移することでさらに温暖化が促進される考えられる。ハンノキ林は低層湿原よりも栄養塩が豊富であったが、低層湿原との栄養塩の大きな差はみられず、栄養塩以外の環境条件である地下水位の減少によって低層湿原にもハンノキ林は生育できることがわかった。これらのことからハンノキの増加によって温暖化が促進されると湿原全体の乾燥化が進み、地下水位の減少によって低層湿原からハンノキ林へと変移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。

謝 辞

温根内ビジターセンターの本藤泰朗様、環境省釧路湿原自然保護官事務所の渡邊雄児様には本研究の

観測において、多くのご助言、調査のご協力をいただき大変お世話になりました。心より感謝申し上げます。

また酪農学園大学環境地球化学研究室のみなさんには観測及び分析について多くのご協力をいただきました。心より感謝申し上げます。

参考文献

- 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.
- Hirota M, Y, Senga, Y, Seike, S, Nohara, H, Kunii (2007), Fluxes of carbon dioxide, methane and nitrous oxide in two contrastive fringing zones of coastal lagoon, Lake Nakaumi, Japan. *Chemosphere*, 68, 597-603.
- 北海道開発局釧路開発建設(2011), 釧路湿原の植生変化, 北海道.
- 星野泰也(2006), 改訂版視覚でとらえるフォトサイエンス化学図録, 数研出版, 231.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2013), Summary for Policymakers, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. edited by Stocker, T.F. 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 自然環境局 東北海道地区自然保護事務所(2001), 湿原生態系および生物多様性保全のための湿原環境の管理および評価システムの開発に関する研究, 環境省.
- 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.
- 国土交通省 北海道開発局(2012), 釧路湿原自然再生事業の取り組みについて, 北海道.
- Rusch, H., H., Rennenberg, (1998), Black alder (*Alnus Glutinosa* (L.) Gaertn.) trees mediate methane and nitrous oxide emission from the soil to the atmosphere, *plant and soil*, 201, 1-7.
- 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, 127-132.
- 高津文人, 今井章雄(2011), 河川水の溶存無機炭素の安定同位体比による河川を含めた流域の炭素循環の解析, 国立環境研究所.
- 高橋英紀(1995), 湿原における微気象と熱の動態, 水文・水資源学会誌, 8(1), 127-133.
- 寺井久慈(1996), 大気水圏科学からみた地球温暖化, 117-126.
- 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.
- 植村 滋, 高田恵利, 中村隆俊(2010), 釧路湿原広里地区の矮生ハンノキ群落の構造と養分利用特性, *Vegetation Sci.*, 27, 11-20.
- World Meteorological Organization(2013), WMO 温室効果ガス年表第9号 気象庁訳.
- 吉田 磨, 今井 翔, 窪田千穂(2011). 地球の測り方, 中原准一教授退職記念論文集——一酪農学徒として考えてきたこと——, 159-169.
- 吉田 磨, 亀井まなみ, 古川雄大(2014a), 釧路川における復元河川が釧路湿原内の物質循環に与える影響, *J. Rakuno Gakuen Univ.*, 39(1), 61-71.
- 吉田 磨, 四戸 渉, 清水日香里(2014b), 釧路湿原温根内地区における温室効果気体, *J. Rakuno Gakuen Univ.*, 38(2), 127-138.

Abstract

We observed greenhouse gas dynamics in the Kushiro wetland, Hokkaido. *Alnus* sp. (commonly known as alder) forests contribute to global warming to a larger extent, by approximately 3.18 times, than low-rise wetlands. These forests have expanded and invaded the low-rise wetlands and this transition to alder forests has promoted global warming. They are nutrient rich compared with low-rise wetlands and are also able to grow in low-rise wetlands at appropriate underground water level. Global warming is thus promoted by the increase of alder, wetlands transition to a drier environment, and lowering of groundwater level. This leads to a positive feedback of global warming.