

平成 15 年度霧多布湿原学術研究助成 研究報告書 要約  
霧多布湿原におけるメタン及び亜酸化窒素の放出量とその制御要因に関する研究  
碓井敏宏（北海道大学大学院地球環境科学研究科）

この研究は、温室効果ガスであるメタン（ $\text{CH}_4$ ）と亜酸化窒素（ $\text{N}_2\text{O}$ ）が、霧多布湿原の土壌から大気へどれくらい放出されているのか、それが湿原内の場所や季節でどれくらい変わるのか、放出量の変化に影響を与えているものは何か、それらを明らかにすることを目的として行いました。温室効果ガスには二酸化炭素、メタン、フロン、亜酸化窒素があります。このうちフロンを除く 3 種類は、もともと自然界でも生成されていました。温室効果ガスで問題となっているのは、産業革命以降の人間活動の増大により増加した分です。大気中のメタンと亜酸化窒素の濃度は、現在は二酸化炭素の 210 分の 1、1160 分の 1 と低いのですが、1 分子あたりの効果がそれぞれ二酸化炭素の 21 倍、206 倍と大きいので、その動向には注意が必要です。温室効果ガスの問題に対しては、人間の活動（農業、鉱工業、運輸、生活、自然破壊など）による放出を減らす、また自然界に影響を与えて、もともとそこから出てくるものを増やすようなことをしない、ということが求められています。自然界での生成に関しては、どこからどれくらい出ているのか、またどのような環境要因の影響で生成が増えるのか、これらを理解することが重要です。

自然界では、メタンも亜酸化窒素も土や水の中の微生物の働きで生成されています。人間活動を含めた地球上の全メタン発生のうち、約 2 割が自然の湿原によるもので、さらに北海道などの亜寒帯と、さらに北の寒帯の湿原が、熱帯を含めた全湿原からの放出のうち 1/3 を担っていると考えられています。亜酸化窒素に関しては、亜寒帯・寒帯の湿原からの放出はわずかとされています。しかしガスの放出量には季節や場所による変化が大きい、冬の観測は大変なのでデータが少ない、などの問題があり、放出量の見積もり精度には問題があります。よって世界のさまざまな湿原での調査がさらに必要です。道内では実は、霧多布湿原の含め 7 つの湿原でメタンの調査がなされているのですが、環境要因や冬の放出量の調査が少ないという問題があります。また亜酸化窒素に関しては、霧多布以外の 2 つの湿原でしか調べられていません。

霧多布湿原は日本でも有数の広さを持つ湿原で、また湿原内には高層湿原から低層湿原、さらに塩性湿地があり、一つの湿原の中に多様な環境が存在しているという珍しい場所です。環境が多様ということから、メタンと亜酸化窒素に関しても、場所による変化が大きくて面白いということが期待されます。

そこで夏季（2003 年 7、8 月）、秋季（2003 年 11 月）、冬季（2004 年 2 月）に、湿原表面からのメタンと亜酸化窒素の放出量の調査を行いました。湿原の表面にたらいのような容器をかぶせて縁を少し埋めて、出てくるガスをその中に捕らえて、一定時間での容器内の濃度の上昇から放出量を計算するという方法を用いました。クローズドチャンバー法といいます。冬に雪が積もっていた場所では、雪の上でこの観測を行いました。

琵琶瀬川の河口近くの塩性湿地の観測地点 1（Stn. 1 と略記）、ヤチボウズ木道わき

のアシ原の低層湿原 Stn. 2 (7月と11月のみ測定)、MG ロード脇の、高層湿原と低層湿原の中間的な植生の Stn. 3 の各地点におけるメタン放出速度は、それぞれ $<0.008\sim 0.066$ 、 $3.26\sim 7.93$ 、 $0.150\sim 0.824$  mgC/m<sup>2</sup>/hr でした。一方亜酸化窒素に関しては、ほとんど放出されていないという結果でした。この調査から、霧多布湿原でのメタンと亜酸化窒素の放出速度は、これまで道内や世界の湿原で報告された値と同じくらいということが分かりました。

Stn. 1 と 3 のメタン放出量は夏季に高く、冬季に低下しました。Stn. 2 では夏季よりも秋季の方が放出量が上でした。冬季の低下は、温度の低下により微生物の働きが弱まったためと思われます。しかし Stn. 3 では冬にも  $0.150$  mgC/m<sup>2</sup>/hr という無視できない速度で放出が起こっており、雪の下の土壌が凍っておらずそこでメタンが生成されていたと考えられました。Stn. 1 でもっともメタン放出量が少なかったわけですが、湿原の土壌水の電気伝導度が他の観測点よりずっと高く、また土壌に硫化水素臭があったことから、河口近くであるため電気伝導度が高い海水の影響を受け、海水に豊富にある硫酸イオンを使った硫酸還元が起きていたと考えられました。硫酸還元を行う微生物が活発に働くと、メタン生成を行う微生物は食物となる有機物の奪い合いに負けてしまうことが知られています。そのためメタン生成活性が低くなったと考えられました。

ヤチボウズ木道脇の Stn. 2 で最もメタン放出が盛んでした。なぜそうなのかまだ良くわからないのですが、ここは周辺の丘陵からの河川水の流入の影響を受けていると考えられる場所です。開発など何らかの理由で周辺からの影響を受ける範囲や水質が変わり、Stn. 2 のようなタイプの場所が広がると、もしかしたら霧多布湿原からのメタン放出が増加するかもしれません。

霧多布湿原においては、土壌の無機態窒素（硝酸態窒素及びアンモニア態窒素）の濃度が極めて低いことが過去の研究により報告されています。これには、湿原に水分が多く、かつ冷涼な気候のため有機物の分解が進んでおらず、有機物に含まれていた窒素が土の中に開放されにくいことと（有機物の分解が遅いということは、光合成により固定された二酸化炭素を閉じ込めておくという湿原の持つ重要な働きでもあります）、廃水や大気汚染などにより汚されておらず外部からの窒素流入が少ない、ということが寄与していると考えられます。そのため土の中の窒素の大半が植物や微生物の体を作るため吸収されてしまい、窒素が無機態で残らない状況になっていたと思われます。微生物が亜酸化窒素を生成するためには無機態窒素が必要なため、その不足により、霧多布湿原では亜酸化窒素の生成が少ないと考えられました。しかしもし今後、農牧業や民家からの廃水による外部からの窒素の流入や、湿原の排水により土壌水分が減少して有機物分解が進行するようなことが起これば、亜酸化窒素の生成が増える可能性があります。

以上のようなことが今回の研究で分かりました。今後は放出量の一年間の変化の測定や、Stn. 2 でメタンの放出速度が高い理由の解明など、残された課題に取り組むことが必要と考えられます。

平成 15 年度霧多布湿原学術研究助成 研究報告書

霧多布湿原におけるメタン及び亜酸化窒素の放出量とその制御要因に関する研究

碓井敏宏

北海道大学大学院地球環境科学研究科

地球環境変遷学講座

連絡先：碓井敏宏

〒060-0810 北海道札幌市北区北 10 条西 5 丁目

北海道大学大学院地球環境科学研究科 地球環境変遷学講座

電話：011-706-2232、FAX：011-706-4867

E-mail：tusui@ees.hokudai.ac.jp

## 1. はじめに

メタン ( $\text{CH}_4$ ) と亜酸化窒素 ( $\text{N}_2\text{O}$ ) は温室効果ガスであり、温室効果ガスの増加が温暖化に与える影響の内、それぞれ 19%と 6%がそれらの働きによるものと考えられている (IPCC, 2001)。自然の湿地は地球上における最大のメタン発生源であり、全発生源の約 2 割が湿原起源と考えられている (Fung et al., 1991)。亜寒帯・寒帯には多くの湿原が存在し、地球上の全湿原からのメタン放出のうち、1/3 が亜寒帯・寒帯からによるものとの推定がある (Bartlett & Harriss, 1993)。しかし、これらの見積もりには今だに大きな誤差が含まれており、より多くの湿原で研究を行うことが求められている (IPCC, 2001; Le Mer & Roger, 2001)。

自然の土壌は地球上における最大の亜酸化窒素源であり、自然土壌から大気への放出は全発生源の約 1/3 を占めると推定されている (Mosier et al., 1998; Kroeze et al., 1999; IPCC, 2001)。自然土壌における亜酸化窒素生成は主に温帯と熱帯で起こっており、湿原を含む亜寒帯・寒帯での生成量は少ないと考えられている (Bouwman & Taylor, 1996)。しかし亜寒帯・寒帯での研究例は限られており、より正確な放出量の把握のために、研究例を増やすことが求められている。

自然界ではメタンは微生物の活動により生成されている (Le Mer & Roger, 2001)。メタン生成は硝酸還元、硫酸還元などとともに嫌氣的な有機物の分解過程の一つである。有機物含量が高く、湛水により酸素の供給が制限され嫌氣的になりやすい湿原の環境はメタン生成に好適である。一方、土壌中では微生物によるメタン酸化も起こるため、土壌からのメタン放出は生成と酸化による消費のバランスで制御されている。

自然界での亜酸化窒素の主な生成過程は、微生物による硝化と脱窒である (Yoshinari, 1990)。硝化は酸素によりアンモニア態窒素が酸化され硝酸態窒素が生成する過程で、亜酸化窒素は副産物である。硝化は酸素を必要とする過程であるが、酸素濃度が低いと生成物中の亜酸化窒素の生成比が高まる (Goreau et al., 1980; Hynes & Knowles, 1984)。脱窒は硝酸還元の内の一つの過程で、低酸素もしくは嫌気条件下で、酸素の代わりに硝酸態窒素を用いて有機物等を酸化する過程である (Tiedje, 1988)。硝酸態窒素は主に窒素ガスに還元されるが、中間生成物として亜酸化窒素が生成する。よって脱窒では亜酸化窒素が消費されることもある。湿原土壌中には低酸素もしくは嫌氣的な環境が存在し、基質など他の条件が整えば亜酸化窒素生成に適した場となる。

わが国においては、亜寒帯の湿原は主に北海道に分布している。道内では比較的多くのメタンフラックスの測定例があり、霧多布湿原、ウトナイ湖周辺湿地、サロベツ原野、長節湖周辺湿地、尾岱沼周辺湿地、月ヶ湖湿原、美唄湿原において観測がなされている (岩田, 1999; 深澤ら, 1999; 永田ら, 2003; 高階ら, 2003)。しかし環境要因との関係の把握や、それに基づく時間的・空間的なメタンフラックスの変化のメカニズムの解析は進んでおらず、そのような検討がなされているのは月ヶ湖湿原と美唄湿原のみである。一方亜酸化窒素に関しては、研究が行われたのは美唄湿原のみである (永田ら, 2003; 高階ら, 2003)。

亜寒帯・寒帯の湿原でのガスフラックスの研究の大半が、春から秋の期間にのみ行われている。道内でも、冬季の観測は月ヶ湖湿原と美唄湿原で行われただけである（深澤ら, 1999; 永田ら, 2003）。しかし土壌からは冬季にもメタンと亜酸化窒素の放出が起こることが知られており、冬季の観測例が少ないことが、湿原からのそれらの放出量を見積もる際の大きな不確定要因となっている（Mast et al., 1998; Alm et al., 1999; Kim & Tanaka, 2002）。

霧多布湿原は北海道東部、太平洋岸にあり、面積は 3168 ヘクタールで、わが国有数の広さを持つ湿原である。また湿原内には高層湿原から低層湿原、さらに塩性湿地があり、一つの湿原の中に多様な環境が存在している。これは他の湿原にはあまり見られない大きな特徴である。環境の変化が大きいのことは、学術的にも興味深いことであり、メタンと亜酸化窒素の放出に関しても、場所により大きな変化があることが期待される。1922 年より湿原中央部が天然記念物に指定されているほか、1955 年より湿原の大半が道立自然公園になっている。また 1993 年にはラムサール条約登録湿地となり、保護が図られている。

人間活動による湿原の富栄養化や乾燥化、さらには気候の変動や二酸化炭素濃度の上昇などの環境変化は、湿原からの温室効果ガスの放出量に変化を引き起こすと考えられている（Martikainen et al., 1993; Mosier, 1998; Kang et al., 2001）。霧多布湿原においても将来環境の変化が起こり、それに対し湿原の保全のために何らかの対策を行う事態が生じないとも限らない。京都議定書により各国は温室効果ガスの排出量を削減することが求められており、湿原の保全・管理にあたっては温室効果ガスの生成量を増加させないよう配慮することが求められる可能性がある。その際には現場での温室効果ガスの挙動に関する知見が必要になる。

このようなことから、霧多布湿原をフィールドとして、夏季から冬季にかけて湿原内の環境条件の異なる数地点でメタン及び亜酸化窒素の放出量を測定し、その空間的、季節的な変化の要因を明らかにすることを目的として研究を行った。

## **2. 試料及び方法**

調査は平成 15 年度の夏季（2003 年 7、8 月）、秋季（2003 年 11 月）、冬季（2004 年 2 月）に霧多布湿原で行った。観測地点の位置を Fig. 1 に示す。湿原北東部に接している榊町でのアメダス観測によれば、1979-1990 年の年平均気温は 5.0℃、年降水量は 964mm である（高橋, 2002）。周囲の丘陵から湿原に河川が流入しているが、人為的な汚染源は少なく、河川水の溶存無機態窒素・リン酸態リンの濃度は低い（井上・山本, 1997; 斉藤ら, 1998; 橘ら, 2002; 朴木・若菜, 2003）。また湿原の河川は琵琶瀬湾に流出し、河口部とその周辺は海水の影響を受ける汽水域となっている（原口, 1995; 内山, 1996; 谷ら, 1997; 斉藤ら, 1998; シュテファン, 2002）。

湿原内に以下の 4 つの観測点を設けた（Fig. 1、Plate 1）。

Stn. 1 : 奥琵琶瀬木道の終点にある塩性湿地。満潮時には冠水する。7月と2月の観測は干出時に行い、11月の観測は干出時に開始し途中で潮位が上がって冠水した。ガスフラックスは裸地となっている滞筋ではなく、草が生えている所で測定した。

Stn. 2 : 霧多布湿原センター近くのヤチボウズ木道わき。アシが主体の低層湿原。

Stn. 3 : 道々琵琶瀬茶内停車場線 (MG ロード) 沿い。天然記念物に指定された地域にあり、文化庁の許可を得て調査を行った。橘ら (1996) によれば、主な植物はヌマガヤ、ワタスゲ、イボミズゴケであり、高層湿原と低層湿原の要素が共に存在する地域である。

Stn. 4 : 湿原北東部、ジュンサイ沼に通じる林道沿い。ミズゴケの植物遺体が堆積していた。

なお Stn. 2 においては夏季と秋季のみ、Stn. 4 においては夏季のみ調査を行った。

メタンと亜酸化窒素の放出速度の測定は、クローズドチャンバー法により行った (阪田, 1999)。これは湿原表面を一定容量のチャンバーで覆い、一定時間のチャンバー内のガス濃度変化から、単位時間、単位面積あたりのガスフラックスを測定する方法である。本研究では3つのタイプのチャンバーを使用した (Fig. 2)。湿原においては、維管束植物の通気組織を通したガス放出が重要であるため (Le Mer & Roger, 2001)、植生を覆うことができるように草の丈に応じて適切な大きさのチャンバーを用いた。チャンバーの A と B は円柱形、C は方形で、いずれもステンレス製である。A は台の部分で湿原に約 5cm 埋め込み、それに本体をのせる。台の上部の溝に水を入れてシールするようになっている。B は円筒形の本体とふたに分かれるようになっており、本体を 5cm 程度埋め込んだ後に、ふたをフック状の取付金具で固定する。両者の間にはシリコンゴムのパッキンがはさんである。C は一体形で、上面の採気管部品を外した状態で 5cm 程度埋設し、採気管部品を取り付けてシールする。

内部の空気を採取する際に負圧にならないように、いずれのチャンバーにも大気に開放された圧力調整袋 (ガスを通さないテドラバッグ) が取り付けられている。チャンバーを 1-2.5 時間設置し、その間 3-4 回のガス採取を行った。採取した試料は、あらかじめ真空にしておいたブチルゴム栓付きの 19ml のガラスバイアルに移して持ち帰った。また観測中に現場の気温、地温、地下水位を測定すると共に、表層 0-5cm の土壌を採取した。土壌は冷蔵して持ち帰った。

メタン濃度は FID 検出器付きのガスクロマトグラフ (島津 GC8A) で測定した。カラムは Charcoal、カラム及び検出器の温度はそれぞれ 50°C と 70°C、キャリアーガスは純ヘリウムである。また亜酸化窒素濃度は ECD 検出器付きのガスクロマトグラフ (島津 GC14B) で測定した。カラムは Porapak N、カラム及び検出器の温度はそれぞれ 60°C と 340°C、キャリアーガスはアルゴンに 5% のメタンを混合したものであった。メタン、亜酸化窒素とも日本酸素製の標準ガスを用いた。

採取した土壌に関しては、土壌溶液の電気伝導度、含水率、有機炭素及び全窒素含量を測定した。土壌溶液の抽出には 1:5 水浸出法を用いた(土壌環境分析法編集委員会, 1997)。土壌溶液の電気伝導度は Horiba Twin cond B-173 を用いて測定し、抽出操作による希釈の影響を補正した値で示した。含水率(土壌水分の重量/土壌の湿重量)は土壌を 60°C で乾燥し、その前後の重量変化から算出した。また土壌試料を、60°C で乾燥し 1M 塩酸溶液で無機炭素を除去した後、有機炭素及び全窒素含量を元素分析計(Fisons NA1500)で測定した。

### 3. 結果

観測時の地温、地下水位、表層土壌(0-5cm)の土壌溶液の電気伝導度、含水率、有機炭素・全窒素含量を Table 1 に示す。地温は夏季から冬季にかけて低下した。11月及び2月の観測ではどの観測点でも草本植物の地上部が枯れていた。2月の観測においては Stn. 1 の地表はほぼ凍結しており、Stn. 3 は降雪に覆われていた。地下水位は地表に近いレベルであった。

土壌溶液の電気伝導度は Stn. 1 で最も高く、Stn. 2、3、4 の順に低下した。シュテファン(2002)は湿原南部を東西に横切ったトランセクト観測において、湿原西部の丘陵の裾で地表水の電気伝導度が 313  $\mu$  S/cm と高く、湿原内では低下し 100-200  $\mu$  S/cm となり、河口近くでは急激に上昇し最高で 5144  $\mu$  S/cm となったことを報告している。Stn. 2 は丘陵近くに存在し、丘陵から溶存イオン濃度が高い渓流水や地下水が流入しているため、降水による水供給が主体である湿原内部の Stn. 3 および 4 より電気伝導度が高かったと考えられる。塩性湿地である Stn. 1 の伝導度が極めて高いことは、河口域を通して海水がもたらされていることを示している。また Stn. 1 では土壌に硫化水素臭があった。このことから Stn. 1 では海水に豊富に含まれる硫酸イオンを用いた硫酸還元が起きていたことが示唆された。

4 地点とも土壌中には植物の根や地下茎、分解途中の植物片が多く含まれており、有機炭素含量と C/N 比が高かった。

メタン及び亜酸化窒素の放出速度の測定結果を Table 2 に示す。7月には Stn. 4 においても観測を行ったが、測定がうまくいかなかったので数値は示していない(後述)。クローズドチャンバー法による測定中、チャンバー内のメタン濃度は時間に対してほぼ直線的に上昇した。7月の Stn. 1 において2つのチャンバーを用いて測定を行ったが、チャンバー間の速度のばらつきは小さかった。

Stn. 1 から 3 の観測においては、測定開始時のチャンバー内のメタン濃度は大気の数値(1.7ppmv)に近かったが、7月の Stn. 4 の観測では開始時のチャンバー内濃度が 248 及び 525ppmv と大変高くなっていた(2つのチャンバーで測定)。さらに測定中に濃度の変化が見られなかった。Stn. 4 の地表はやわらかなミズゴケ由来の植物遺体で覆われており、チャンバー埋設時の衝撃・振動により泥炭中の高濃度のメタンを含む気泡が放出され、チャンバー内の濃度を高めたと考えられた。このことは Stn. 4 が大気に対するメタンの放出

源となっていた可能性が高いことを示している。しかしチャンバー内空気メタン濃度が通常の大気より高まったため、地表からのメタンの拡散による放出が阻害され、放出速度が測定できなかったと考えられる。

同じ季節で比較すると、Stn. 1、Stn. 3、Stn. 2の順にメタン放出速度が高くなった。Stn. 1とStn. 3の放出速度は夏季に高く、秋季、さらに冬季に低下した。Stn. 2では夏季よりも秋季の方が速度が高かった。

Stn. 1から3における亜酸化窒素フラックスの測定中、チャンバー内の濃度は大気に近い値で有意な変化が見られず、速度は検出限界 ( $2.5\sim 9.0 \mu\text{gN}/\text{m}^2/\text{hr}$ ) 以下であった。同様に、7月のStn. 4においてもチャンバー内の濃度が大気濃度に近く変化が見られなかったため、有意な亜酸化窒素放出が起こっていない可能性が高い。

## 4. 考察

### 4-1. メタンフラックス

メタンフラックスには観測点間での違いが見られた (Table 2)。土壌からのメタン放出に影響を与える要因としては、地下水位、温度、易分解性有機物量、植生、硫酸イオン濃度、硝酸態窒素濃度などがある (Bubier, 1995; Sugimoto & Fujita 1997; Kang et al., 1998; Nykanen et al., 1998; Le Mer & Roger, 2001)。地下水位が高いと大気から土壌への酸素供給が制限され土壌が嫌氣的になる。また逆に地下水位が低下すると土壌表層に酸化的な層が出来やすくなる。メタン酸化は好気条件で、またメタン生成は嫌気条件で起こるため、地下水位が高くなるとメタン生成の方が促進され、メタン放出量が増加することが多い。メタン生成とメタン酸化は共に微生物の活動によるものであり、地温が上昇するとそれらの活性は高まるが、メタン生成の方が温度に対する感受性が高い (Dunfield et al., 1993)。よって一般的には地温が上昇するとメタンの放出速度が増加する。しかし観測点間におけるメタン放出速度の違いと、地下水位および地温の変化の間には一貫した関係は見られず、これらの要因では観測点間の違いを説明できなかった (Table 1, Table 2)。

湛水した土壌など酸素供給が制限され無酸素な場が生じている環境においては、硝酸還元、硫酸還元、メタン生成などの嫌氣的な微生物過程による有機物の分解が起こる。硫酸イオンや硝酸態窒素が豊富である場合は、有機物に関する競合に負けるなどの理由でメタン生成が阻害され硝酸還元や硫酸還元が主要な無機化過程になることが知られている (Jørgensen, 1983; Yavitt et al., 1987; Oremland, 1988; Freeman et al., 1994)。これまでに報告されている霧多布湿原の地表水および地下水の硝酸態窒素濃度は  $2.4 \mu\text{M}$  以下と低く (谷ら, 1997; 斉藤ら, 1998; 橘ら, 2002; 朴木・若菜, 2003)、また後述のように亜酸化窒素の放出がほとんど見られないことから、霧多布湿原においては硝酸還元の活性は低く、硝酸態窒素によるメタン生成への影響は小さいと考えられた。一方、Stn. 1においては土壌溶液の電気伝導度が高く (Table 1)、また土壌に硫化水素臭があったことから、硫酸イオン



濃度が高い海水の影響を受けて硫酸還元が起こっていたことが示唆された。Stn. 1 のメタン放出速度が低かったのは、硫酸還元が起こる環境であるため、メタン生成が抑制されていたことが原因と考えられる。

観測期間を通じ Stn. 3 よりも 2 の方がメタン放出速度が高かった。理由は現時点では明確ではないが、植生の違いが影響している可能性があると思われる。両地点とも主に草本類が繁茂していたが種は異なっていた。湿地に生える維管束植物には通気組織が発達しており、それを通して根まで酸素が供給されている。通気組織は土壌で生成されたメタンが大気へ放出される重要な経路ともなっており、水田では稲が生長すると、稲の通気組織を通した放出が、土壌を通した拡散と泡によるメタン放出をあわせた全放出量の 90%以上にもなると報告されている (Le Mer & Roger, 2001)。植物の種による通気組織を通した換気能力の違い、また通気組織を持つ植物量の違いが観測点間のメタンフラックスの違いを引き起こしていたのかもしれない。また植生が違うことにより、土壌にもたらされる植物遺体起源の有機物の量と質 (分解のしやすさ) が異なり、それを基質として生成するメタンの放出量を変化させていた可能性もある (Sugimoto & Fujita 1997; Le Mer & Roger, 2001)。

冬季の観測時、Stn. 1 の地表はほぼ凍結し、Stn. 3 は積雪に覆われていた。そのような状況でも、凍っていない土壌深層や積雪の下の土壌でメタンや亜酸化窒素が生成され、大気への放出が起こることが知られている (Mast et al., 1998; Alm et al., 1999; Kim & Tanaka, 2002)。霧多布湿原においても Stn. 3 では積雪を通したメタンの放出が起こっていた。冬季にメタンの放出速度が低下したのは、地温の低下が原因と考えられた (Table 1)。

霧多布湿原においては、岩田 (1999) により 1998 年の 7 月と 11 月に 6 地点でメタンフラックスが測定されている (Table 3)。数値が明示されていた地点 1、2、3、5 においては、7 月の方がフラックスが高かった。地点 1 と 2 は霧多布湿原北部の高層湿原であり、6 地点の中で最も高いフラックスが観測された。地点 3 は中間湿原で、MG ロード (Fig. 1) の南側、泥川の東側にあり、本研究の観測点では Stn. 3 が一番近い位置にあった。地点 5 は塩性湿地で、本研究の Stn. 1 の近傍であった。観測点 4-1 と 4-2 は低層湿原だが本研究と異なり、泥川の河口近く、川の東側に設けられていた。4-1 は比較的湿った地点、4-2 は乾燥した地点であり、4-1 においては、7 月と 11 月の変化は不明であるがメタンフラックスが 0.053~0.059 mgC/m<sup>2</sup>/hr と低く、4-2 では若干のメタン吸収が起こっていた (数値は不明)。岩田 (1999) の観測の際の地温、地下水位、植生など環境条件が報告されていないため、場所による変化や本研究の値との違いに関する議論を行うのは難しいが、地点 3 と Stn. 3、および地点 5 と Stn. 1 のメタンフラックスの差は 3 倍程度の範囲にあった。

道内では霧多布湿原の他に、ウトナイ湖周辺湿地、サロベツ原野、長節湖周辺湿地、尾岱沼周辺湿地 (いずれも岩田, 1999)、月ヶ湖湿原 (岩田, 1999; 深澤ら, 1999)、美唄湿原 (永田ら, 2003; 高階ら, 2003) においてメタンフラックスが測定されている。深澤ら

(1999) の月ヶ湖湿原の観測は 5 から 12 月、永田ら (2003) の美唄湿原の観測は年間を通して行われており、それ以外の湿原では 6 もしくは 7 月から 10-11 月に調査がなされていた。サロベツ原野の値が 4.16~35.6 mgC/m<sup>2</sup>/hr と高かったことを除けば、メタン放出速度は <0.008 から 6.56 mgC/m<sup>2</sup>/hr の間にあった。また世界の亜寒帯・寒帯の湿原では、場所や季節により変動が大きく、62 mgC/m<sup>2</sup>/hr という高い値も報告されているが (Barlett & Harris, 1993)、おおむね検出限界以下から 10 mgC/m<sup>2</sup>/hr の間の値であった (Svensson & Rosswall, 1984; Moore & Knowles, 1990; Wahlen & Reeburgh, 1992; Dise, 1993; Freeman et al., 1994; Kang et al., 1998; Mast et al., 1998; Nykänen et al., 1998; Alm et al., 1999; Le Mer & Roger, 2001; Tsuyuzaki et al., 2001; Nykänen et al., 2002; Morishita et al., 2003; Ding et al., 2004)。本研究で得られた霧多布湿原での値 (<0.008~7.93 mgC/m<sup>2</sup>/hr) は道内および世界の北方の湿原と同様の範囲にあった。

#### 4-2. 亜酸化窒素フラックス

霧多布湿原の亜酸化窒素フラックスは検出限界以下であった (Table 2)。亜寒帯・寒帯の湿原で亜酸化窒素の放出量が少ないこと、その原因は亜酸化窒素の主要な生成過程であるに硝化及び脱窒の活性が湿原土壌中で低いためであるということが、これまでの研究により報告されている (Martikainen et al., 1993; Regina et al., 1996; Kang et al., 1998; Regina et al., 1999)。亜寒帯・寒帯の湿原の土壌は、低温と、湛水による酸素供給の制限により有機物の分解が進んでいないため C/N 比が高く、有機物分解を行う微生物にとり窒素が不足していて、有機物分解の際にアンモニア態窒素が生成されずむしろ微生物が不足分の窒素を土壌から取り込もうとすること、さらにそのため河川や降水などを通して外部から無機態窒素が湿原にもたらされても、微生物や植物に同化されて土壌中に残りにくいということが知られている (Martikainen et al., 1993; Regina et al., 1996; Dise et al., 1998; Regina et al., 1999; Yoh, 2001)。霧多布湿原においても同様の状況であると考えられる。霧多布湿原においては実際に、土壌中の無機態窒素濃度が低いことがこれまでの研究により明らかになっている。窒素固定が起こることが予想されるハンノキ林 (Vitousek et al., 2002) では、1m の深さの地下水のアンモニア態窒素が 18 μM という値であったが (斉藤ら, 1998; 橘ら, 2002)、それ以外の霧多布湿原の土壌溶液と地下水中のアンモニア態窒素は 4.6 μM 以下、硝酸態窒素は 2.4 μM 以下と低い値であった (谷ら, 1997; 斉藤ら, 1998; 橘ら, 2002; 朴木・若菜, 2003)。また湿原の周辺に人為的な汚染源が少なく、外部からの湿原への窒素負荷が小さいことも寄与しているであろう。このように霧多布湿原では無機態窒素が不足しているため硝化と脱窒の活性が低く、それにより亜酸化窒素生成も抑制されていたと考えられた。

道内では美唄湿原で亜酸化窒素フラックスが測定されており、年間の放出量は 0.031 gN/m<sup>2</sup>/yr、時間単位に直すと 3.5 μgN/m<sup>2</sup>/hr という値であった (永田ら, 2003)。世界の亜寒帯・寒帯域の湿原では 20~76 μgN/m<sup>2</sup>/hr のフラックスが報告されている (Goodroad &

Keeney, 1984; DeLaune et al., 1990; Martikainen et al., 1993; Schiller & Hastie, 1994; Nykanen et al., 1995; Regina et al., 1996; Verhoeven et al., 1996; Kang et al., 1998; Nykanen et al., 2002)。マイナスの値は土壌での亜酸化窒素の消費が起こっていたことを示している。亜酸化窒素は脱窒過程の中間生成物であり、硝酸態窒素が不足するとその代わりに基質として消費されることがある (Blackmer & Bremner, 1976)。亜寒帯・寒帯域の湿原では硝酸態窒素の供給が少ないため、亜酸化窒素の生成活性が低だけでなく消費も起こると考えられている (Regina et al., 1999)。放出速度の最高値は Schiller & Hastie (1994) で得られた。この研究では多数の観測点で季節を変えて 1028 回の測定を行っており、その測定値の 98% は  $6.4 \mu\text{gN/m}^2/\text{hr}$  以下であった。高い放出は、湿原土壌からの泡の放出に伴い突発的に起こったものと考察されている。Schiller & Hastie (1994) の突発的な高フラックスを除くと、亜寒帯・寒帯域の湿原での値は  $-20 \sim 20 \mu\text{gN/m}^2/\text{hr}$  となった。本研究の観測値はこの範囲に入っていた。

## 5. 摘要とまとめ

霧多布湿原において夏季 (2003 年 7、8 月)、秋季 (2003 年 11 月)、冬季 (2004 年 2 月) に、クロズドチャンバー法を用いて湿原表面からのメタン及び亜酸化窒素の放出量を測定した。塩性湿地の Stn. 1、低層湿原の Stn. 2 (7 月と 11 月のみ測定)、高層湿原と低層湿原の中間的な植生の Stn. 3 の各地点におけるメタン放出量はそれぞれ  $<0.008 \sim 0.066$ 、 $3.26 \sim 7.93$ 、 $0.150 \sim 0.824 \text{ mgC/m}^2/\text{hr}$  であった。亜酸化窒素に関しては、全ての観測において放出量は検出限界 ( $2.5 \sim 9.0 \mu\text{gN/m}^2/\text{hr}$ ) 以下であった。Stn. 1 と 3 のメタン放出量は夏季に高く、冬季に低下した。Stn. 2 では夏季よりも秋季の方が放出量が高かった。Stn. 1 の表層 0-5cm の土壌溶液の電気伝導度 ( $28000 \sim 260000 \mu\text{S/cm}$ ) は他の観測点 ( $80 \sim 210 \mu\text{S/cm}$ ) より高く、また土壌に硫化水素臭があったことから、汽水環境であるため硫酸還元が起こり、メタン生成が抑制されていたと考えられた。霧多布湿原においては、土壌の硝酸態窒素及びアンモニア態窒素濃度が極めて低いことが過去の研究により報告されている。そのため基質の不足により亜酸化窒素の生成過程である硝化と脱窒の活性が低く、亜酸化窒素生成活性も低かったと考えられた。亜寒帯・寒帯の湿原で報告されているメタンと亜酸化窒素のフラックスはそれぞれおおむね検出限界以下  $\sim 10 \text{ mgC/m}^2/\text{hr}$ 、 $-20 \sim 20 \mu\text{gN/m}^2/\text{hr}$  の範囲にあり、本研究の測定結果はその範囲に入っていた。

今後の課題としては、まずメタンと亜酸化窒素の年間の放出速度を知るために春季を含めた観測を行うこと、またガス放出速度と環境要因 (温度、地下水位、土壌溶液の電気伝導度と無機態窒素濃度、植物の種組成、土壌有機物の量と質など) の季節的・空間的変化の調査をさらに行い、両者の関係をより明確にすることが挙げられる。これらの結果と、霧多布湿原全域での環境要因の分布のデータ (必要に応じてその調査も行う) を組み合わせることにより、湿原全体からのメタンと亜酸化窒素の放出量を見積もることが可能にな

ると考えられる。環境要因との関係を明らかにすることは、湿原の環境に変化が起こったとき、メタンと亜酸化窒素の放出量がどのように変化するのかを予測することにも役立つ。

## 謝辞

本研究は浜中町の霧多布湿原学術研究助成金の補助を受けて行われました。調査に際しては、伊東俊和さん、久野義仁さんとその他の霧多布湿原センターの皆様大変お世話になりました。北海道環境科学研究センターの岩田理樹さんには2種類のチャンバーをお借りしました。メタンの分析については北海道大学大学院地球環境科学研究科の吉田磨さんと渡辺豊さん、亜酸化窒素の分析については北海道大学大学院農学研究科の波多野隆介さん、中原治さん、片柳薫子さん、高階史章さんにお世話になりました。東京農工大学農学部の楊宗興さんと北海道大学大学院地球環境科学研究科の成田尚史さんには、ガラスバイアルの減圧装置をお借りしました。北海道大学厚岸臨海実験所の向井宏さん、長谷川夏樹さん、田中義幸さんには夏季の調査の際にお世話になりました。北海道大学理学部地球科学科の足立洋輔さん、三苫 歩さん、ならびに北海道大学大学院地球環境科学研究科の島村道代さん、大場忠道さんには現場観測を手伝っていただきました。北海道大学大学院地球環境科学研究科の南川雅男さん、長尾誠也さんには研究全体に関して支援していただきました。皆様に心より感謝いたします。

## 引用文献

- Alm J, Saarnio S, Nykänen H, Silvola J, & Martikainen PJ, 1999, Winter CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeochemistry*, 44, 163-186.
- Bartlett KB & Harriss RC, 1993. Review and assessment of methane emissions from wetlands. *Chemosphere*, 26, 261-320.
- Blackmer AM & Bremner JM, 1976. Potential of soil as a sink of atmospheric nitrous oxide. *Geophy. Res. Lett.*, 3, 739-742.
- Bouwman AF & Taylor JA, 1996. Testing high-resolution nitrous oxide emission estimates against observations using an atmospheric transport model. *Global Biogeochem.Cycl.*, 10, 307-318.
- Bubier JL, 1995, The relationship of vegetation to methane emission and hydrochemical gradients in northern peatlands. *J. Ecol.*, 83, 403-420.
- DeLaune PD, Patrick WH, Lindau CW & Smith CJ, 1990. Nitrous oxide and methane emissions from Gulf Coast wetlands. In: Bouwman AF (ed) *Soils and the Greenhouse Effect*, John Wiley & Sons, pp. 497-502.
- Ding WX, Cai ZC & Wang DX, 2004. Preliminary budget of methane emissions from natural wetlands in China. *Atmos. Environ.*, 38, 751-759.

- Dise NB, 1993. Methane emission from Minnesota peatlands – spatial and seasonal variability. *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 123-142.
- Dise NB, Matzner E & Forsius M, 1998. Evaluation of organic horizon C : N ratio as an indicator of nitrate leaching in conifer forests across Europe. *Environ. Pollut.*, 102, 453-456.
- 土壤環境分析法編集委員会 (編), 1997, 「土壤環境分析法」, 博友社, 427pp.
- Dunfield P, Knowles R, Dumont R & Moore TR, 1993. Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils – response to temperature and pH. *Soil Biol. Biochem.*, 25, 321-326.
- Freeman C, Hudson J, Lock MA, Reynolds B & Swanson C, 1994. A possible role of sulphate in the suppression of wetland methane fluxes following drought. *Soil Biol. Biochem.*, 26, 1439-1442.
- Fung I, John J, Lerner J, Matthews E, Prather M, Steele LP & Fraser PJ, 1991. Three-dimensional model synthesis of the global methane flux. *J. Geophys. Res.*, 96, 13033-13065.
- Goodroad LL & Keeney DR, 1984. Nitrous oxide emission from forest, marsh, and prairie ecosystems. *J. Environ. Qual.*, 13, 448-452.
- Goreau TJ, Kaplan WA, Wofsy SC, McElroy MB, Valois FW & Watson SW, 1980. Production of NO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O by nitrifying bacteria at reduced concentration of oxygen. *Appl. Environ. Microbiol.*, 40, 526-532.
- 原口 昭, 1995, 霧多布湿原の水質に影響を及ぼす要因の解析, 平成 6 年度霧多布湿原学術研究助成研究報告.
- 朴木英治・若菜 勇, 2003, イオン組成から見た霧多布湿原内の水環境の特性とそれに対する湧水の寄与, 平成 14 年度霧多布湿原学術研究助成研究報告.
- ホーテス・シュテファン, 2002, 霧多布湿原の形成過程・水文環境・植生に関する研究—二番川およびジュンサイ沼周辺泥炭地の調査結果—, 辻井 達一、橘 ヒサ子 (編) 「北海道の湿原—財団法人前田一步園財団創立 20 周年記念論文集」, 北海道大学図書刊行会, 95-104.
- 深澤達矢・荒川 豊・浦安 功・工藤憲二・橘 治国・清水達雄, 1999, 月ヶ湖湿原からのメタン放散に関する研究. *環境工学研究論文集*, 36, 87-92.
- Hynes RK & Knowles R, 1984. Production of nitrous oxide by *Nitrosomonas europaea*: effects of acetylene, pH, and oxygen. *Can. J. Microbiol.*, 30, 1397-1404.
- 井上 京・山本忠男, 1997, 浜中町の河川水質と流域の土地利用について—湿原・林地・農地の関係—, 平成 8 年度霧多布湿原学術研究助成研究報告.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, UK. 398pp.

- 岩田理樹, 1999, 地球問題検討調査-道内湿原からのメタン排出-, 北海道環境科学研究センター所報, 第 26 号, p.96-97.
- Jørgensen BB, 1983. Processes at the sediment-water interface. In: Bolin B & Cook RB (eds), *The Major Biogeochemical Cycles and Their Interactions*. SCOPE 21. John Wiley & Sons, New York, pp. 477-509.
- Kang H, Freeman C & Lock MA, 1998. Trace gas emissions from a North Wales fen – role of hydrochemistry and soil enzyme activity. *Wat. Air Soil Pollut.*, 105, 107-116.
- Kang HJ, Freeman C & Ashendon TW, 2001. Effects of elevated CO<sub>2</sub> on fen peat biogeochemistry. *Sci. Total Environ.*, 279, 45-50.
- Kim Y, Tanaka N, 2002. Winter N<sub>2</sub>O emission rate and its production rate in soil underlying the snowpack in a subboreal region, Japan. *J. Geophys. Res.*, 107 D, Art. No. 4406.
- Kroeze C, Mosier A & Bouwman L, 1999. Closing the N<sub>2</sub>O budget: A retrospective analysis. *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 1-8.
- Le Mer J & Roger P, 2001. Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review. *Eur. J. Soil Biol.*, 37: 25-50.
- Martikainen PJ, Nykänen H, Crill P & Silvola J, 1993. Effect of a lowered water table on nitrous oxide fluxes from northern peatlands. *Nature*, 366, 51-53.
- Mast MA, Wickland KP, Striegl RT & Clow DW, 1998. Winter fluxes of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> from subalpine soils in Rocky Mountain National Park, Colorado. *Global Biogeochem. Cycles*, 12, 607-620.
- Moore TR & Knowles R, 1990. Methane emissions from fen, bog and swamp peatlands in Quebec. *Biogeochemistry*, 11, 45-61.
- Morishita T, Hatano R & Desyatkin RV, 2003. CH<sub>4</sub> flux in an Alas ecosystem formed by forest disturbance near Yakutsk, eastern Siberia, Russia. *Soil Sci. Plant Nutri.*, 49, 369-377.
- Mosier A, Kroeze C, Nevison C, Oenema O, Seitzinger SP & van Cleemput O, 1998. Closing the global N<sub>2</sub>O budget: nitrous oxide emissions through the agricultural nitrogen cycle. *Nutr. Cycl. Agroecosyst.* 52, 225-248.
- 永田 修・高階史章・波多野隆介, 2003, 高層湿原における温室効果ガスフラックスーササが侵入した美唄湿原での年間測定-, 日本土壤肥料学会講演要旨集第 49 集, 188.
- Nykänen H, Alm J, Lang K, Silvola J & Martikainen PJ, 1995. Emissions of CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> from a virgin fen and a fen drained for grassland in Finland. *J. Biogeogr.*, 22, 351-357.
- Nykänen H, Alm J, Silvola J, Tolonen K, Martikainen PJ, 1998. Methane fluxes on

- boreal peatlands of different fertility and the effect of long-term experimental lowering of the water table on flux rates. *Global Biogeochem. Cycles*, 12, 53-69.
- Nykänen H, Vasander H, Huttunen JT, Martikainen PJ, 2002. Effect of experimental nitrogen load on methane and nitrous oxide fluxes on ombrotrophic boreal peatland. *Plant Soil*, 242, 147-155.
- Oremland RS, 1988. Biogeochemistry of Methanogenic Bacteria. In: Zehnder AJB (ed), *Biology of Anaerobic Microorganisms*. John Wiley & Sons, New York, pp 641-705.
- Regina K, Nykänen H, Silvola J & Martikainen PJ, 1996. Fluxes of nitrous oxide from boreal peatland as affected by peatland type, water table level and nitrification capacity. *Biogeochemistry*, 35, 401-418.
- Regina K, Silvola J & Martikainen PJ, 1999. Short-term effects of changing water table on N<sub>2</sub>O fluxes from peat monoliths from natural and drained boreal peatlands. *Global Change Biol.*, 5, 183-189.
- 斉藤寛朗・中村信哉・橘 治国, 1998, 霧多布湿原周辺域の水質と地下水・土壌組成, 平成 9 年度霧多布湿原学術研究助成研究報告.
- 阪田匡司, 1999, 地表面のガスフラックス, 森林立地調査法編集委員会 (編)「森林立地調査法」, 博友社, 209-211.
- Schiller CL & Hastie DR, 1994. Exchange of nitrous oxide within the Hudson Bay lowland. *J. Geophys. Res.*, 99D, 1573-1588.
- Sugimoto A & Fujita N, 1997. Characteristics of methane emission from different vegetations on a wetland. *Tellus B*, 49, 382-392.
- Svensson BH & Rosswall T, 1984. In situ methane production from acid peat in plant-communities with different moisture regimes in a subarctic mire. *Oikos*, 43, 341-350.
- 橘 治国・斉藤寛明・中村信哉, 2002, 霧多布湿原の水および土壌環境, 辻井 達一・橘 ヒサ子 (編)「北海道の湿原—財団法人前田一步園財団創立 20 周年記念論文集」, 北海道大学図書刊行会, 91-94.
- 橘ヒサ子・富士田裕子・佐藤雅俊・赤坂 准, 1996, 霧多布湿原の植生 (I), 平成 7 年度霧多布湿原学術研究助成研究報告.
- 高橋英紀, 2002, 霧多布湿原の気象, 辻井 達一・橘 ヒサ子 (編)「北海道の湿原—財団法人前田一步園財団創立 20 周年記念論文集」, 北海道大学図書刊行会, 89-90.
- 高階史章・永田 修・波多野隆介, 2003, 高層湿原の温室効果ガスフラックスにササの侵入が与える影響, 日本土壌肥料学会講演要旨集第 49 集, 188.
- 谷 昌幸・奥山昌隆・近藤錬三, 1997, 霧多布湿原の土壌溶液と河川の水質特性, 平成 8 年度霧多布湿原学術研究助成研究報告.

- Tiedje JM, 1988. Ecology of denitrification and dissimilatory nitrate reduction to ammonium. In: Zehnder AJB (ed), *Biology of Anaerobic Microorganisms*. John Wiley & Sons, New York, pp. 179-244.
- Tsuyuzaki S, Nakano T, Kuniyoshi S & Fukuda M, 2001. Methane flux in grassy marshlands near Kolyma River, north-eastern Siberia. *Soil Biol. Biochem.*, 33, 1419-1423.
- 内山秀樹, 1996, 世界の中の霧多布湿原 : 植物群落及び泥炭堆積の特性から見たその位置づけ, 平成7年度霧多布湿原学術研究助成研究報告.
- Verhoeven JTA, Keuter A, VanLogtestijn R, VanKerkhoven MB & Wassen M, 1996. Control of local nutrient dynamics in mires by regional and climatic factors: A comparison of Dutch and Polish sites. *J. Ecol.*, 84, 647-656.
- Vitousek PM, Cassman K, Cleveland C, Crews T, Field CB, Grimm NB, Howarth RW, Marino R, Martinelli L, Rastetter EB & Sprent JI, 2002. Towards an ecological understanding of biological nitrogen fixation. *Biogeochemistry*, 57, 1-45.
- Wahlen SC & Reeburgh WS, 1992. Interannual variations in tundra methane emission: A 4-year time series at fixed sites. *Global Biogeochem. Cycles*, 5, 261-273.
- Yavitt JB, Lang GE & Wieder RK, 1987. Control of carbon mineralization to CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> in anaerobic, sphagnum-derived peat from Big Run Bog, West-Virginia. *Biogeochemistry*, 4, 141-157.
- Yoh M, 2001. Soil C/N ratio as affected by climate: An ecological factor of forest NO<sub>3</sub><sup>-</sup> leaching. *Water, Air Soil Pollut.*, 130, 661-666.
- Yoshinari T, 1990. Emissions of N<sub>2</sub>O from various environments - the use of stable isotope composition of N<sub>2</sub>O as a tracer for the studies of N<sub>2</sub>O biogeochemical cycling. In: Revsbech NP & Sørensen J (eds), *Denitrification in Soil and Sediment*. Plenum Press, New York, pp 129-150.



Table 1. 霧多布湿原の地温、地下水位、0-5cm土壌の土壌溶液の電気伝導度(EC)、含水率、有機炭素・全窒素含量

観測日	観測点	地温 <sup>a</sup> (°C)	地下水位 <sup>b</sup> (cm)	EC ( $\mu$ S/cm)	含水量 (%)	有機炭素 (%乾重)	全窒素 (%乾重)	C/N (mol/mol)
2003年7月25日	Stn. 1	21.7 (19.6~22.5)	-7	28000	87.4	23.1	1.51	17.8
2003年7月24日	Stn. 2	14.4 (14.1~14.7)	0	200	83.1	15.2	0.88	20.2
2003年7月25日	Stn. 4	24.6 (23.8~25.9)	0	80	97.4	37.4	1.34	32.6
2003年8月14日	Stn. 3	16.2 (15.5~16.9)	0	86	84.0	11.3	0.80	16.4
2003年11月25日	Stn. 1	2.6 (2.3~2.8)	0~11	260000	86.2	23.9	1.14	24.5
2003年11月28日	Stn. 2	1.0 (0.5~1.9)	-5	210	90.3	20.9	1.20	20.4
2003年11月28日	Stn. 3	0.3	0	91	71.9	18.4	1.03	20.9
2004年2月29日	Stn. 1	-1.7 (-1.5~-1.9)	— <sup>d</sup>	33000	84.9	— <sup>d</sup>	— <sup>d</sup>	— <sup>d</sup>
2004年2月28日	Stn. 3 <sup>c</sup>	— <sup>d</sup>	— <sup>d</sup>	— <sup>d</sup>	— <sup>d</sup>	— <sup>d</sup>	— <sup>d</sup>	— <sup>d</sup>

a: 深さ1cmで測定。観測中に測定された地温の平均値と、括弧内に測定された範囲を表した。

b: 地表より下がっている場合を負の値で表示。

c: 積雪上で観測。土壌採取は行わなかった。

d: 測定せず

Table 2. 霧多布湿原からのメタンと亜酸化窒素の放出速度

観測	CH <sub>4</sub> 放出速度 (mgC/m <sup>2</sup> /hr)			N <sub>2</sub> O放出速度 (μgN/m <sup>2</sup> /hr)		
	Stn. 1	Stn. 2	Stn. 3	Stn. 1	Stn. 2	Stn. 3
2003年7月	0.066 (0.057~0.075) <sup>a</sup>	3.26	- <sup>b</sup>	n.d.	n.d.	- <sup>b</sup>
2003年8月	- <sup>b</sup>	- <sup>b</sup>	0.824	- <sup>b</sup>	- <sup>b</sup>	n.d.
2003年11月	0.010	7.93	0.344	n.d.	n.d.	n.d.
2004年2月	n.d.	- <sup>b</sup>	0.150	n.d.	- <sup>b</sup>	n.d.

a: 2つのチャンバーを用いて測定。平均と値の範囲(括弧内)を示した。

b: 測定せず。

n.d.: 検出限界以下。検出限界は濃度分析時の標準ガスの測定値のばらつきにより決定。  
 検出限界はチャンバーの形状と観測時間により変化し、フラックスの絶対値でメタンでは  
 0.008 mgC/m<sup>2</sup>/hr。亜酸化窒素では2.5~9.0 μgN/m<sup>2</sup>/hr。

Table 3. 霧多布湿原からのメタンの放出速度(岩田, 1999)<sup>a</sup>

観測	CH <sub>4</sub> 放出速度 (mgC/m <sup>2</sup> /hr)			
	地点1	地点2	地点3	地点5
1998年7月	5.88	2.4	0.31	0.18
1998年11月	1.1	2.2	0.11	0.038

a: 観測点の位置は本研究と異なる(本文参照)。

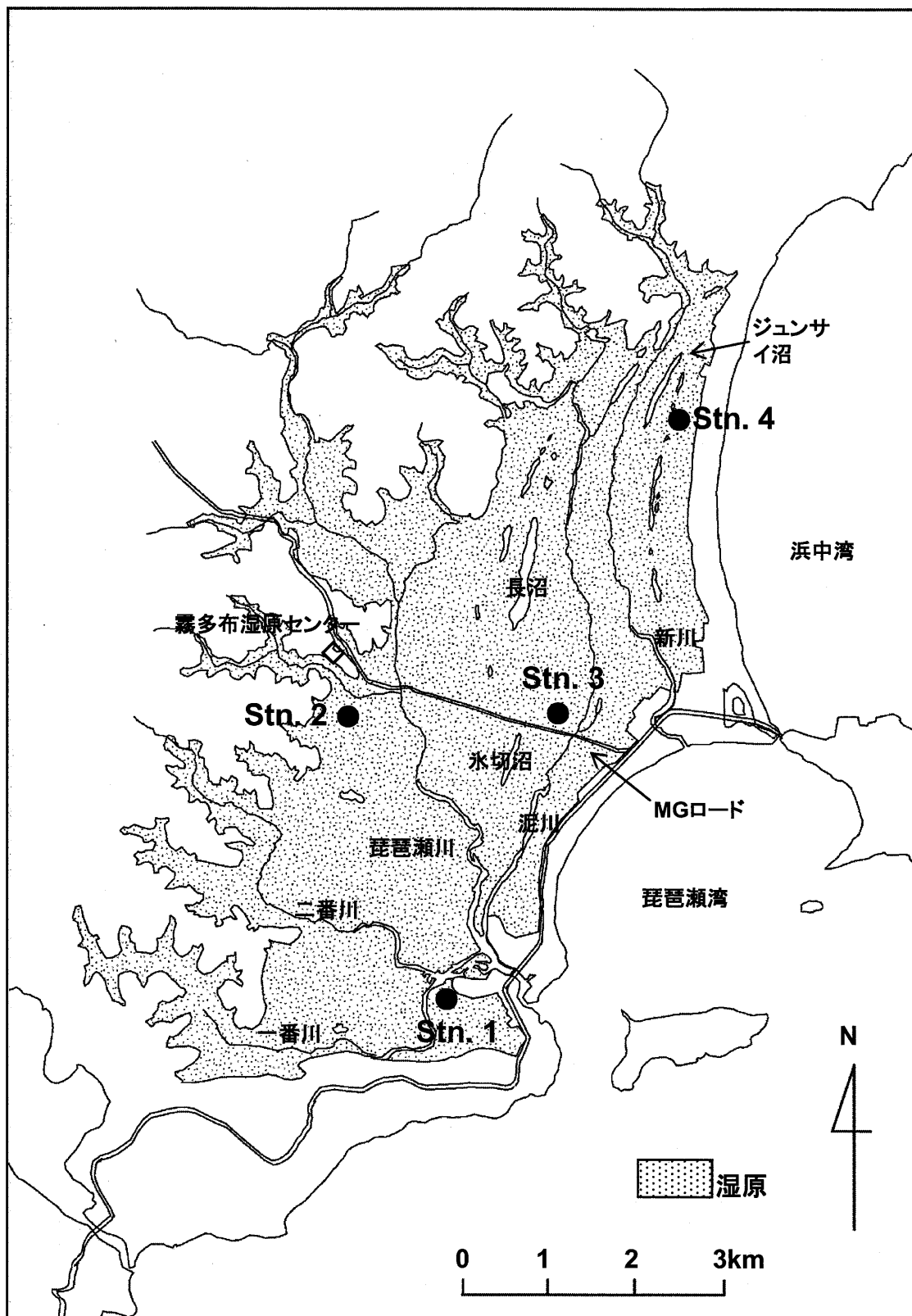


Fig. 1. 試料採取地点

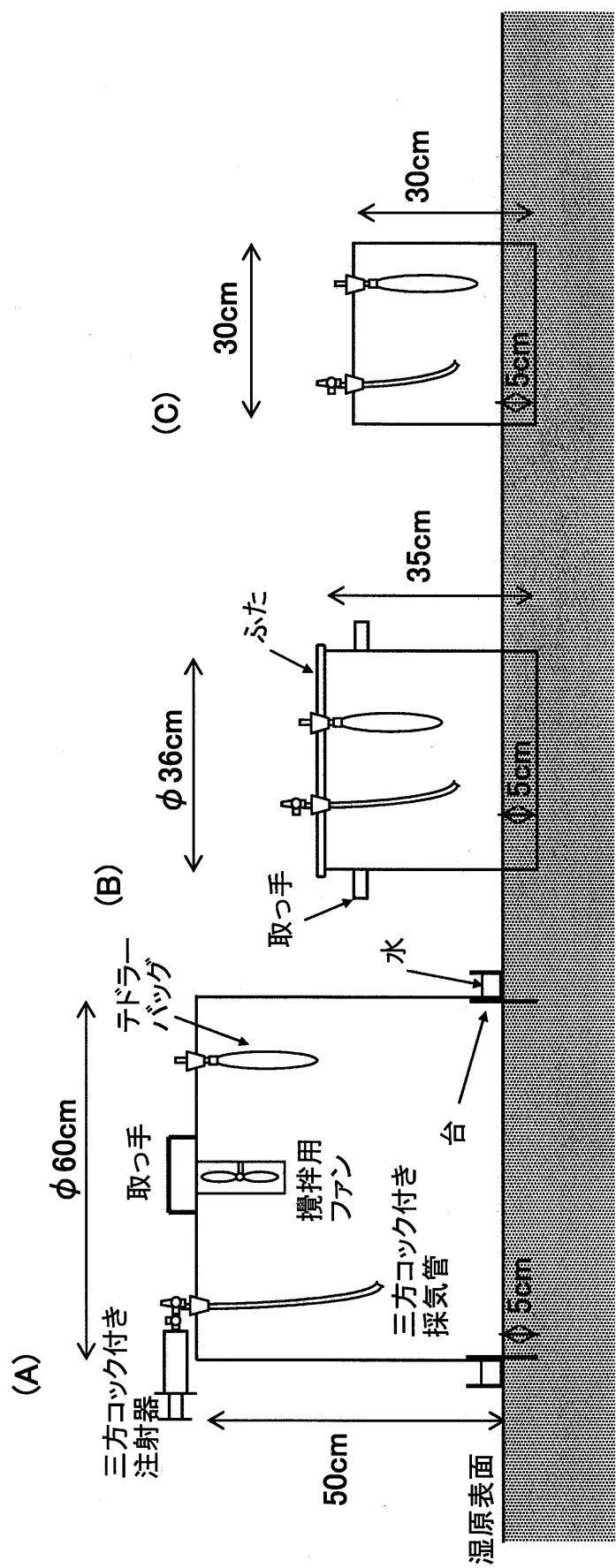


Fig. 2. ガスフラックス測定用チャンバー



Stn. 1



Stn. 2



Stn. 3



Stn. 4

Plate 1. 試料採取地点