J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 104, p. 85～95 (2006)

泥炭地・湿原における温室効果ガス

永田　修*

Greenhouse Gases in Peatlands and Wetlands

Osamu NAGATA*

* Climate and Land-use Change Research Team, Bibai Experimental Field, National Agriculture Research Center for Hokkaido Region, Kaihatsu-cho minami, Bibai, Hokkaido, 072-0045, Japan

1. はじめに

湿原は，独特の景観を持ち，多様な空間構成や複雑な立地環境が野生生物を育む場を提供するという生態学的価値が評価されているばかりでなく，水質浄化など環境面での機能も評価されている（例えば，北海道農政部，2004)。世界の全生態系の面積は，151×10^6 km^2 あり，湿原はその2％を占める（IPCC, 2000)。地球規模での分布をみると，湿原は，熱帯および北方域に多く存在する。さらに，北方域には全世界の約半分の湿原が存在し，その多くが有機物に富む高層湿原に区分されている（Matthews and Fung, 1987)。

国土地理院の調査によると，明治・大正時代，日本の湿地は，2,110 km^2 存在していたのに対し，平成12年時点では，820 km^2 まで減少している（国土地理院，2006)。減少した湿地面積は琵琶湖の約2倍の広さに該当する。都道府県別にみると，北海道の湿地面積は，大正時代で1,771.99 km^2（全国の約84％），現在では708.67 km^2（全国の約86％）で，今も全国一の湿地面積を有しているが，減少面積においても全国一である。北海道の湿原分布の変化をみると，道央石狩川流域に広く分布していた湿原はすでに消滅し，現在，比較的広く分布するのは釧路湿原，サロベツ湿原が含まれる道東および道北地域のみである（冨士田，1997)。

湿原は，泥炭によって構成される。泥炭は，有機質土壌で植物残体を多く含み，枯死した植物体が完全に分解されずに堆積したものと定義されている（北海道泥炭地研究会，1988)。この堆積された有機物が開発等にともなって分解などで消失すると，地盤沈下という問題を引き起こす。北海道では，農地開発にともない，約40年間で3 m以上の地盤沈下が生じた事例も報告されている（宮地ら，1995)。この様に，泥炭の分解は，農業基盤に影響をおよぼすとともに，有機物に含まれている炭素，窒素がソースとなり，温室効果ガス発生という環境問題を引き起こす可能性が危惧される。

本稿では，泥炭地，湿原における温室効果ガスの発生，土地利用変化に伴う地球温暖化への影響などを中心に解説する。

2. 有機物の蓄積と分解

2.1 炭素の循環と蓄積

形質変化や物質の流れは各コンパートメントの集まりとしてみなされ，さらに，各コンパートメント間で物質の移動が同時に起こっている（図-1)。植物のコンパートメントにおいて，水生植物や藻類は光合成によって無機態炭素を有機態炭素に変化させる。有機態炭素は生きた生命体（植物や微生物バイオマス）あるいは，非生命体（枯死した植物組織，リター，土壌有機物）として蓄積される。湿原における非生命体による有機態炭素の蓄積は，他の生態系に比べて非常に大きい。そして，湿原生態系にとってこの有機態炭素の蓄積は，エネルギーの蓄えともなる。

地球上の各生態系における植生および土壌での炭素蓄積量をみると，最も蓄積量が多いのは，北方林，ついで，熱帯林である（表-1)。湿地は240 Gtの炭素蓄積があるが，その9割以上が土壌に蓄積されている。また，単位面積当りの炭素蓄積量でみると，湿地は1平方キロメートル当たり約70 tの炭素を蓄積しており，生態系の中で最も大きく，重要な炭素プールである。表-2には，世界各地で測定された年間の泥炭堆積厚と炭素蓄積速度を示す。年間の泥炭堆積厚は，0.15 mmから1 mmと地域によってばらつきがみられる。また，有機物の堆積による炭素蓄積速度は，年間1 m^2 当たり，11 gから80 gと，堆積厚同様，地域間にばらつきがある。

* 北海道農業研究センター寒地温暖化研究チーム　〒072-0045 北海道美唄市開発町南北海道農業研究センター美唄試験地
キーワード：泥炭地，湿原，土地利用変化，温室効果ガス，地球温暖化

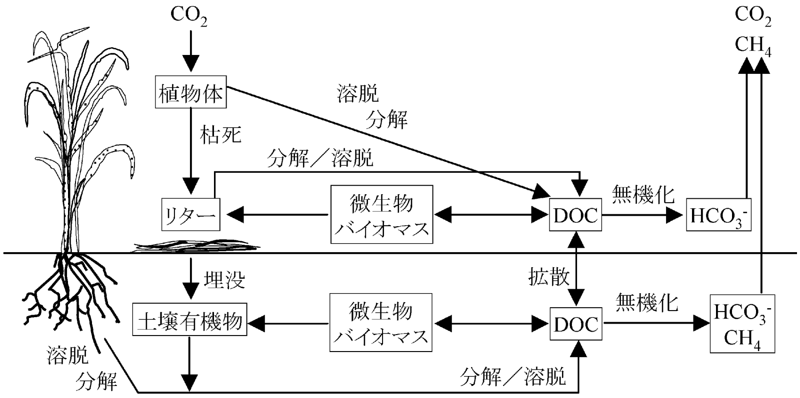

図-1 湿地生態系における炭素循環（Collins and Kuehl（2001）をもとに作図）

表-1 世界の各生態系における炭素蓄積量（IPCC, 2000）

	面積 (10^6 km^2)	炭素蓄積量 (Gt C)			単位面積当たりの炭素蓄積量 (t C km^{-2})
		植生	土壌*	計	
熱帯林	17.6	212	216	428	24
温帯林	10.4	59	100	159	15
北方林	13.7	88	471	559	41
熱帯サバンナ	22.5	66	264	330	15
温帯草地	12.5	9	295	304	24
砂漠，半乾燥地	45.5	8	191	199	4
ツンドラ	9.5	6	121	127	13
湿地	3.5	15	225	240	69
農地	16.0	3	128	131	8
	151.2	466	2011	2477	16

*表層1m以内

2.2 有機物分解速度および分解速度測定法

泥炭地の地盤沈下は，有機物の分解，排水に伴う泥炭の収縮，浮力消失に伴う圧密の総和であるが（松下ら，1985），泥炭の分解にともなう地盤沈下についての研究例は希有である。宮地ら（1995）は，北海道道央に位置する農地化が進んだ美唄泥炭地において，水準測量および土壌調査から，約40年間で3m以上の沈下が起こったことを明らかにした。さらに，泥炭の分解量をもとに沈下に対する泥炭の分解の寄与が30%であると報告している。また，土地利用の違いでみると，水田にくらべ転換畑で沈下速度が大きく，この要因が深耕による客土と泥炭の混層による泥炭の分解によるのではないかと考察している。

泥炭の分解速度を測定した例として，石田ら（2001）はタイの原生泥炭湿地林生態系において通気式チャンバー法での測定を行い，泥炭土壌の分解によるCO_2放出速度は炭素換算値で年間1.20 t C ha^{-1}と報告している。

Murayama *et al.*（1996a）は，マレーシアの熱帯泥炭の分解速度と分解速度を規定する要因を解明するため，泥炭を35℃，畑水分，好気的条件下で培養し分解量を求めた。この結果，分解速度は表層，作土層で大きく下層で小さいこと，また，農耕地に比べ未墾地で小さいことが示された。さらに，Murayama *et al.*（1996b）は，野外で測定した炭酸ガス発生速度から泥炭の分解損失による泥炭地の沈下量を求める計算式(1)式を開発した。

$$h = 105.12 \times \alpha d^{-1} \theta^{-1} \quad \cdots\cdots (1)$$

hは年間沈下量（cm），αはCO_2フラックス（mmol h^{-1}

表-2　世界各地域における年間の泥炭堆積厚および炭素蓄積速度

地域	泥炭タイプ	面積 (Mha)	泥炭の厚さ (m)	炭素含有率 (%)	泥炭堆積厚 ($mm\,y^{-1}$)	炭素蓄積速度 ($gC\,m^{-2}\,y^{-1}$)	引用文献
South Sweden and North Germany					0.7		Gorham, 1991
South and central Finland					0.75		
Northern Europe					0.6		
Boreal USSR					0.6–0.8		
Siberian palsa province					0.2–0.4		
Euracia					0.52		
Subarctic Canada					0.31		
Boreal Canada					0.54		
Canada overall					0.48		
European Part, West and Central Siberia Region	mire, bog, swamp, fen, march	4.8–68.5	0.50–3.00	56–57	0.15–1	12–79.8	Botch *et al.*, 1995
Baikal and SE Siberia Region	Fens	1.8	0.14	57	1	79.8	
Kamchatka Region	mire, bog, fen	0.6–1.2	2–3.5	56–57	1	44.8–79.8	
Aakhalin Region	Blanket bogs	0.4	0.80	56	1	44.8	
Far East Region	bog, fen	0.75	0.14–0.80	56–57	0.75–0.9	33.6–71.9	
Western boreal Canda	*Sphagnum fuscum* peat					11.0–32.0	Kuhry and Vitt, 1996
West Siberia	Ridge-hollow pine bogs			51.7–55.7	0.28–0.48	13.4–23.7	Turunen *et al.*, 2001
West Siberia	*Sphagnum fuscum* pine bogs			50.2–52.7	0.27–0.37	12.1–16.9	
West Siberia	Dwarf-shrub pine bogs			52–53.3	0.31–0.35	17–18.1	
Finland	Ridge-bog regions	0.01–0.06	0.52–2.22			16.6–30.3	Turunen *et al.*, 2002
Finland	Ridge-bog region	0.02–0.13	0.43–1.88			16.7–35.3	
Finland	Aapa-mire region	0.05–0.31	0.49–1.63			15.1–21.8	
Finland	Aapa, palsa etc.	0.08–0.64	0.52–1.51			15.4–21.2	

cm^{-2})，d は現地容積重（$g\,cm^{-3}$），θ は泥炭の炭素含有率（%）である。

この式と地盤沈下を下層の非泥炭層の安定地盤まで達する不動の置換観測棒を用いた沈下量の比較から，泥炭土壌農耕地の地盤沈下における泥炭有機物の寄与が60% 以上と，先述した美唄泥炭地の寄与と比較しても極めて大きいことが示されている。

有機物の分解程度を簡易に評価する方法として，重量が既知の有機物を埋設し，一定期間後にそれを掘り出して残存した有機物の重量から分解量を求めるリターバック法がある。Haraguti *et al.*（2002）は，6 cm 四方，0.25 mm のナイロンメッシュにろ紙を入れ，重量変化から分解程度を評価した。また，石田ら（2005）は 1 mm メッシュのポリエチレン製ネットに，ろ紙，市販のミズゴケ，松板を入れ分解程度を調査した。さらにこの研究では，埋設深度が深い場合の有機物分解量を明らかにするため，リターバック埋設用の鋼鉄製の切込みのみと埋設具を考案し，深さ 145 cm までのリターバックの埋設を行っている。

近藤・遠藤（1993）は泥炭土の各種分解度測定法の有効性とそれらの日本の泥炭土への適合性について検討を行った。火山灰など無機物混入が多い日本の泥炭土に適合した分解度指標は，有機物当たりおよび容積当たりの繊維含量，ピロリン酸ナトリウム指数現地仮比重ならびに含水比であり，これらの指標を用いることで，未知の泥炭土試料の物理，化学的性状の概要を知る上で有用であるとしている。

3. メ タ ン

3.1 メタン発生源

メタンは自然および人為的発生源から大気へと放出されている。現在，大気のメタン濃度は 1,760 ppb で，1750 年以降 1,000 ppb（約 150%）増加しており，この傾向はさらに続いている（IPCC, 2001）。そして，この濃度は，過去 42 万年間で最も高い濃度である。

地球規模における各起源からのメタン発生量の推定についての報告はこれまでにいくつかなされており，IPCC（Intergovernmental Panel on Climate Change：気候変動に関する政府間パネル）によって報告されたメタンの発生源とその推定発生量を表-3 に示す。これをみると，メタン総放出量の多くは人為活動に由来するものであるが，自然発生源において湿地はメタンの最も大きな放出源となっている。世界の緯度別での湿地からのメタン発生量を図-2 に示すが，緯度別にみると 60% 以上が熱帯から，そして，30% が北方域からもたらされている（Bartlett and Harriss, 1993）。

3.2 メタン放出の季節変化

図-3 は北海道中央部に位置する美唄湿原におけるメタンフラックスの季節変化を示す。調査が行われた美唄湿原は，高層湿原と区分される湿原であるが，周辺は農

表-3　メタンの発生源と推定年間発生量（IPCC, 2001）

		報告されている値の範囲（Tg y^{-1}）	報告されている値の平均値（Tg y^{-1}）
自然発生源	湿地	92–237	163
	シロアリ	20	20
	海洋	10–15	13
	ハイドレート	5–10	8
人為発生源	化石燃料燃焼	75–110	96
	埋め立て地	35–73	45
	反芻動物	80–115	92
	下水処理	14–25	20
	水田	40–100	68
	バイオマス燃焼	23–55	39
	その他	15–20	18

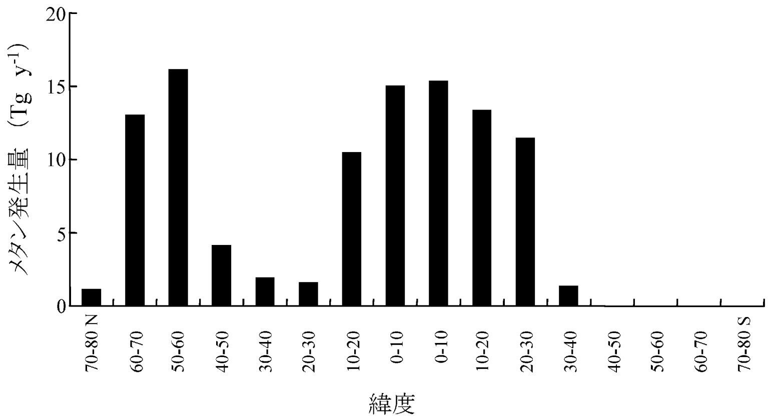

図-2　緯度別でみた自然湿地からのメタン発生量．森林性・非森林性湿原，森林性・非森林性沼沢，沖積性湿地を含む（Bartlett and Harriss（1993）をもとに作図）

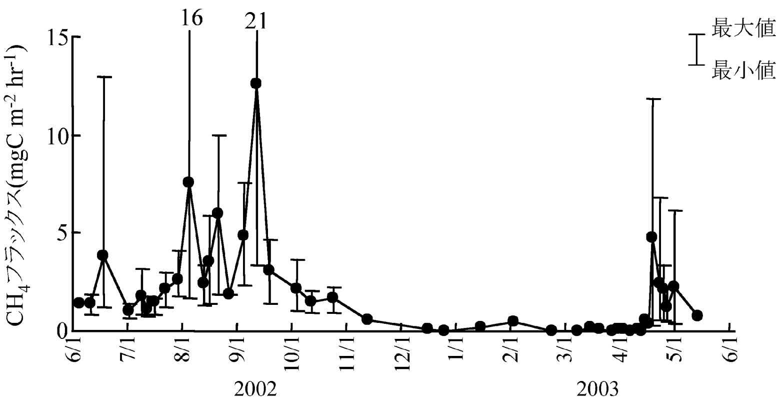

図-3　北海道美唄湿原におけるメタンフラックスの季節変化

耕地化されており，湿原内にはササが侵入し本来の高層湿原植生が消失しつつある湿原である。図-3は，ミズゴケ等，現在も高層湿原本来の植生が残っている区のメタンフラックスの季節変化であるが，これをみるとフラックスは，8月から9月にかけて高くなるという傾向があることが示されている。

また，図-3では，融雪～融雪後にかけての4月にもフラックスが高くなることが示されている。メタンの年間放出量に対する積雪・融雪期における放出の寄与を文献値でみると，2%から多い地点では22%に達するものもある（Dice, 1992 ; Melloh and Crill, 1996 ; Alm *et al.,* 1999 ; Panikov and Dedysh, 2000, Nagata *et al.,* 2005)。積雪は，土壌が寒冷な外気にさらされることを防ぐ役割をしており，そのため土壌は低温にならないので土壌微生物の活動が可能になると報告されている（Mast *et al.,* 1998 ; Alm *et al.,* 1999)。冬期間，土壌中で生成されたメタンは，圧密された雪や氷によって拡散を妨げられ，雪や氷が融解するとともに放出されるのではないかと考えられる（Nagata *et al.,* 2005)。積雪地域での積雪-融雪期間の測定は困難を伴うが，年間を通じたフラックスを評価するためには，この期間における測定も重要である。

3.3　メタン発生メカニズム

湿原は自然界におけるメタンの最も大きな発生源であるが，湿原におけるメタン放出経路は，(1)水生植物の通気組織を通じての放出，(2)濃度勾配による拡散，(3)泥炭中に気泡として存在するガス状のメタンの上昇という3つの形態が考えられている（Mer and Roger, 2001)。(1)については，ヨシ，スゲなど通気組織をもつ植物体を経由してメタンが放出されることが報告されている。これは，水田における稲の通気組織を通じたメタンの移動形態（例えば，八木，2003）と同様である。

(2)について，Romanowicz *et al.*（1995）は，拡散移動によるメタン放出が全メタン放出量の約20%であると推定している。(3)は近年注目されつつある移動経路である。Mattson and Likens（1990）はニューハンプシャー州の水深が浅く，厚い堆積物が存在する湖での調査から，気圧の僅かな低下（1-3%）でメタンの突発的放出があることを最初に報告した。Tokita *et al.*（2004）は，先述の北海道美唄湿原においてメタンが地下水面下の泥炭土壌中で気泡として存在していることを明らかにした。さらに，同湿原における泥炭不攪乱サンプルを用いたカラム実験において，大気圧の低下により，気泡中のメタンが突発的に噴出されることも示されている（Tokita *et al.,* 2005)。融雪期における放出と合わせて，突発的なメタン放出量をより正確に見積もることは，湿原におけるメタンの年間放出量の算出にとって重要である。

4.　亜酸化窒素

湿原における亜酸化窒素に関する報告は，メタンに比べると極端に少ない。IPCCの報告においても（IPCC, 2001)，亜酸化窒素の発生源に湿原は含まれておらず，主な発生源は，農業活動が関係する畑地，草地，畜産廃棄物，バイオマス燃焼であり，これらで全放出量の半分近くになると推定されている。亜酸化窒素は，NO_3^-やNO_2^-がN_2まで還元される脱窒過程の中間産物として，また，NH_3がNO_3^-へと酸化される硝化過程においてアンモニア酸化細菌により副産物として生成される（楊，1994)。本来，自然状態の湿原は酸化状態になることはないので硝化が生じる環境ではない。また，貧栄養状態であるため基質のNO_3^-がほとんど存在しないため亜酸化窒素は放出されず，逆に，僅かではあるが吸収傾向にあるという報告もある（Regina *et al.,* 1996)。湿原からの亜酸化窒素の発生は，渇水（Freeman *et al.,* 1993）や排水（Martikainen *et al.,* 1993 ; 1995 ; Nykänen *et al.,* 1995）による水位の低下によってもたらされるという報告が多い。Martikainen *et al.*（1993)，Martikainen *et al.*（1995）は，排水が行われた湿原でも貧栄養な湿原（bog）では亜酸化窒素の放出が増加せず，逆に，富栄養的な湿原（fen）では放出が増加すると報告している。湿原における亜酸化窒素の放出には，排水による水位低下という物理的要因とともに，もともとの湿原の養分状態が重要な要因である。また，Dowrick *et al.*（1999）は，様々な渇水状態を想定したモノリス試験から，地下水位の低下による泥炭の極度の乾燥が亜酸化窒素の放出をもたらし，これは，地下水位面より上からの脱窒によって引き起こされるものであったと報告している。

Takakai *et al.*（2005）は，先述した美唄湿原において，泥炭表層の物理性の測定を行うとともに，大気および深度別に土壌空気及び泥炭地水を採取し亜酸化窒素濃度を測定した。その結果，ミズゴケなど高層湿原植生が残されている地点での土壌中の濃度は大気濃度レベルのままであったのに対し，ササが侵入した地点における濃度は減少する傾向が認められた。ササが侵入した地点の泥炭表層の気相率，また，相対ガス拡散係数は，高層湿原植生が残されている地点に比べ低くかった。ササが侵入した地点においては，ガス拡散の抑制によってより深い泥炭層への酸素の供給が減少する。その結果，土壌溶液中に溶存する酸素も減少し，脱窒による亜酸化窒素の消費が生じたと考えられる（Mühlhurr and Hiscock, 1998)。

5. 環境変化と温室効果ガス

5.1 北海道石狩泥炭地における事例

5.1.1 湿原の植生変化が地球温暖化へおよぼす影響

北海道にはいまだ多くの湿原が残っているが，湿原へのササの侵入により湿原本来の植生が失われつつあるという問題が顕在化している。先述した美唄湿原においても，ササの侵入によりミズゴケを中心とした本来の高層湿原植生が失われつつある。この美唄湿原においてササの侵入が地球温暖化へ及ぼす影響について調査が行われた（Nagata *et al.*, 2005)。温室効果ガスフラックスの測定は，ミズゴケを中心とした高層湿原植生が現存する地点，高層湿原植生にササが侵入しつつある地点，ササが侵入した地点にかけて行われた。表–4 はこの調査で得られた各地点における温室効果ガスの年間フラックスを示す。生態系純 CO_2 交換量（NEE ; net ecosystem exchange of CO_2 : この値が負の場合は大気から生態系へ CO_2 が吸収，正の場合は生態系から大気へ CO_2 が放出）はササが侵入するに伴い，有意に高くなる傾向がみられる。メタンは，有意差はないものの，ササ侵入した地点に比べ，高層湿原植生が現存する地点において顕著に高い傾向がみられる。亜酸化窒素は，地点間で有意な差もなくどの地点も低い値である。表–5 はフラックスの値をもとに算出された地球温暖化指数（GWP : Global Warming Potential）を示す。GWP とは，ある温室効果ガスについて CO_2 と比較した時の相対的な放射効果の尺度であり，ある一定の時間範囲で積分して求められる（IPCC, 2001)。この値が正の場合，温暖化を促進することを示し，逆にマイナスの場合は，温暖化が抑制されることを示す。GWP はササの侵入程度が増大するほど高くなり，温暖化が促進されていることが示されている。GWP に対する各植生区における寄与は，高層湿原植生区では 90% 以上メタンが占めていたが，ササが侵入するに従って生態系純 CO_2 交換量の寄与が大きくなっている。さらに，生態系純 CO_2 交換量の内訳をみると，純光合成量の差が顕著である。つまり，高層湿原におけるササの侵入により，生態系への炭素固定能が減少し，結果として，炭素放出量が多くなり，地球温暖化を促進する結果となっていることが示されている。

景観上，また，植物学的な見地から湿原保全の声は多いが，Nagata *et al.*（2005）が示した結果は，地球温暖化という側面からも湿原の保全が重要であることを示した事例である。先述したとおり，北海道に残された湿原では，ササの侵入という問題が既に顕在化している。今後，湿原の植生変化が地球温暖化へおよぼす影響を評価するためには，広域的に影響評価を行う手法を開発する必要がある。そのためには，条件の異なる地点での測定を増やすとともに，条件が同じだと考えられる地点にお

表–4 北海道美唄湿原で測定された温室効果ガスフラックス

	Sp	Sp-Sa	Sa
生態系純 CO_2 交換量（$g\,C\,m^{-2}\,y^{-1}$）	5.8±31.1a	128.9±120.5b	223.8±25.8b
メタン（$g\,C\,m^{-2}\,y^{-1}$）	13.2±3.5	6.3±1.7	6.6±6.2
亜酸化窒素（$g\,N\,m^{-2}\,y^{-1}$）	0.032±0.038	0.003±0.003	0.005±0.010

値は平均値±S.D.。Sp ; 高層湿原植生が現存する地点，Sp-Sa ; 高層湿原植生にササが侵入しつつある地点， Sa ; ササが侵入した地点。正の値は大気への放出を示す。異なる英文字は地点間で有意差があることを示す（$p<0.05$)。Sp（n=5)，Sp-Sa（n=2)，Sa（n=2)。Nagata *et al.*（2005）より

表–5 北海道美唄湿原における地球温暖化指数

	純光合成量	生態系呼吸量	生態系純 CO_2 交換量	メタン	亜酸化窒素	地球温暖化指数
Sp	−1774±207	1795±169	21±114	370±98	16±19	408±129a
Sp-Sa	−1358±557	1830±115	473±442	178±46	2±1	652±394ab
Sa	−1067±734	1887±639	820±95	186±173	2±5	1009±73b

値は平均値±S.D., $g\,CO_2\,m^{-2}\,y^{-1}$。Sp ; 高層湿原植生が現存する地点，Sp-Sa ; 高層湿原植生にササが侵入しつつある地点， Sa ; ササが侵入した地点。生態系純 CO_2 交換量の値は純光合成量と生態系呼吸量の和。地球温暖化指数は生態系純 CO_2 交換量とメタンおよび亜酸化窒素の合計。正の値は温暖化を促進することを示す。地球温暖化指数における異なる英文字は地点間で有意差があることを示す（$p<0.05$)。Sp（n=5)，Sp-Sa（n=2)，Sa（n=2)。Nagata *et al.*（2005）より

いてもどの程度のバラツキがあるのかを把握する事などが求められるであろう。

5.1.2　湿原の農地化の影響

北海道石狩川流域にはかつて550 km²におよぶ湿原が存在していたが，1890～1900年代にかけての開拓期と1950～1960年代の食糧増産期の2時期に急速に農地化が進み，1970年代までに湿原の99%が消滅した（宮地・神山，1997）。1950～1960年代の食糧増産期には主に水田として開発が進められたが，1970年代に米の生産調整が始まると，水田は畑へと転換が進んだ。この様に，石狩川流域に広がるかつて湿原であった泥炭地は，戦後の農業政策によっても土地利用形態が激変した地域である。ここでは，前節で紹介した美唄湿原での測定と周辺農地における測定を比較し，湿原を含む泥炭地の土地利用変化と温室効果ガスの関係について述べる。

Naser *et al.*（2005）は，石狩泥炭地に位置する水田，小麦，大豆圃場において温室効果ガスの測定を行った。測定された微生物呼吸（微生物による有機物分解に伴う呼吸）によるCO_2フラックスは，水田圃場で682 g Cm^{-2} y^{-1}，大豆圃場圃場で533 g Cm^{-2} y^{-1}，小麦圃場で388 g Cm^{-2} y^{-1}であり，これらの値は，鉱質土壌で報告された文献値（Paustian *et al.,* 1990；Hu *et al.,* 2004）に比べ，2～3倍の値であったと報告されており，泥炭中の有機物の分解がこの増加に影響している可能性が示唆されている。図-4は，Nagata *et al.*（2005）が行った美唄湿原および，Naser *et al.*（2005）がその周辺農地で測定した結果から算出されたGWPをそれぞれのガスの寄与に分けて示したものである。美唄湿原における値は，高層湿原植生が現存する地点のものであり，これらを合わせてみると，石狩泥炭地の土地利用の変遷，つまり，湿原～水田～転換畑という土地利用変化と地球温暖化の関係を知ることが出来る。本来の湿原植生においてもメタンの放出により地球温暖化を促進する結果となっているが，農地化によりその傾向がさらに高まっている。湿原の地球温暖化指数を1とした場合，小麦および大豆圃場では3倍，また，水田では6倍，地球温暖化への寄与が大きくなっていた。Naser *et al.*（2005）が報告した農地での測定は，各1圃場づつの結果であるため，あくまでも傾向として捉えるべきなのかもしれないが，本来のこの地域の姿であった湿原を開発し農耕地へと土地利用を変えてきた経緯は，地球温暖化を促進する過程であったことが示唆されている。

5.2　熱帯泥炭における事例

前節では，北海道石狩泥炭地の土地利用変化と温室効果ガスの関係について述べた。世界でみると，インドネシアなど東南アジアの地域には，いわゆる熱帯泥炭が存在している。熱帯泥炭は，木質が主体で，高温という有機物分解に適した環境であるにも関わらず，嫌気状態で安定に保存された泥炭である。熱帯，亜熱帯に存在する泥炭土壌は，全世界の泥炭土壌の約8%であるが（FAO, 1988），世界の土壌炭素の約25%が保持されていると推定されている（Batjes, 1996）。

熱帯泥炭が広がる地域においても，開発に伴う森林伐採，バイオマス燃焼，乾燥化によって有機物の分解が促進され，温室効果ガスの発生が懸念されている。これまで，熱帯泥炭における温室効果ガスの研究は，マレーシアやインドネシアにおいてデータの集積が進められている。

Hadi *et al.*（2000）は，泥炭地における二次林や水田，輪作畑など異なる土地利用形態において土壌からの亜酸化窒素放出量を測定し，土地利用変化にともなう地下水位や土壌の化学性の変化が亜酸化窒素放出量に影響をお

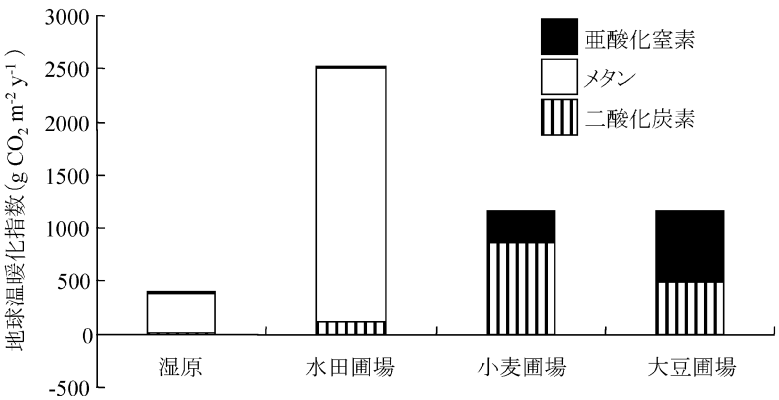

図-4　泥炭地の土地利用と地球温暖化指数.（Nagata *et al.*（2005），Naser *et al.*（2005）をもとに作図）

よぼすことを明らかにしている。また，二次林から水田，輪作畑へと土地利用形態が変化すると土壌中の全炭素量・全窒素量が減少するとともに，微生物相が変化し，温室効果ガス発生に影響をおよぼすことも示されている（Hadi *et al.,* 2001）。

Inubushi *et al.*（1998）は，マレーシアにおいて湿地林をサゴヤシプランテーション化した場合の影響について調査した。土壌表層からのメタン放出量は湿地林，サゴヤシプランテーションともに小さく変化がなかったが，プランテーション化した地点では，下層土壌にメタンが多量に蓄積されていた。プランテーション化により地下水へ可溶化した炭素の溶出量が促進されることが示された。さらに，Inubushi *et al.*（2005）は，インドネシアの泥炭地と日本の尾瀬ヶ原湿原における調査結果を比較し，泥炭土からのメタン放出に影響をおよぼす要因について，泥炭土におけるメタンフラックスはメタン生成能や pH と関係すること，また，湿原を耕地化すると地下水位が低下しメタンの生成は減少，メタンの酸化は増加すると考察している。一方，この報告では，土地利用変化にともなう pH や微生物活性の長期的変化とメタン生成能の関係については解明出来ていない点が多いとも指摘されている。

熱帯アジア地域では，人口の急増に伴って湿潤熱帯林や泥炭湿地が伐採や焼き畑によって消失し，農耕地化という土地利用変化が急速に進行している。そして，その土地利用変化は，温室効果ガスの放出・吸収量に変化をもたらし，地球温暖化に影響を及ぼしていると考えられる。IPCC でも，熱帯地域の土地利用変化が温室効果ガスの発生量に与える影響の重要性を指摘していることから，今後，さらに範囲を広げた調査が期待される。

6. 今後の課題

湿原，湿地，泥炭地と言われる地域での温室効果ガスに関する報告例は少なく，これらの地域の地球温暖化への寄与を明らかにするためにもモニタリング地点を増やす必要がある。また，年間放出量の推定をより精緻化するために，積雪-融雪期，また，突発的に発生するメタンフラックスの寄与を明らかにする必要がある。これらによる放出量の算出精度を高めるためには，連続測定の手法の確立も必要である。

日本における温室効果ガスのインベントリーデータにおいて，泥炭土（有機質土壌）の炭素収支や CH_4，N_2O 排出についてはオリジナルデータが無く，排出量を算出するためには，IPCC のデフォルト値を使用せざるを得ないのが現状である。今後，この泥炭土の地域において土地利用毎の温室効果ガスフラックスの測定データを収集し，地域独自の値をまず確立する必要がある。さらに，泥炭地という土壌的な特異性を考慮した温室効果ガス排出抑制技術の確立も今後，重要な課題となってくるものと考えられる。

熱帯泥炭の土地利用変化は世界規模で見ても地球温暖化に関して最も注目されている要因の一つである。しかし，重要性に比例してデータ収集が進んでいるとは言えず，まずはこの地域における調査研究を幅広く行いデータ収集を行うことがまず先決である。

引 用 文 献

Alm, J., Saarnio, S., Nykänen, H., Silvola, J. and Martikainen P. (1999) : Winter CO_2, CH_4 and N_2O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. Biogeochemistry, **44** : 163-186.

Batjes, N.H. (1996) : Total carbon and nitrogen in the soils of the world. Eur. J. Soil Sci., **47** : 151-163.

Bartlett, K.B. and Harriss, R.C. (1993) : Review and assessment of methane emissions from wetlands. Chemospere, **26** : 261-320.

Botch, M.S., Kobak, K.I., Vinsion, T.S. and Kolchugina, T.P. (1995) : Carbon pools and accumulation in peatlands of the former Soviet Union. Global Biogeochem. Cycles, **9** : 37-46.

Collins, M.E. and Kuehl, R.J. (2001) : WETLAND SOILS Genesis, Hydrology, Landscapes, and Classification. p 148, Lewis Publishers.

Dice, N.B. (1992) : Winter fluxes of methane from Minesota peatlands. Biogeochemistry, **17** : 71-83.

Dowrick, D.J., Hughes, S., Freeman, C., Lock, M.A., Reynolds, B. and Hudson J. (1999) : Nitrous oxide emissions from a gully mire in mid—Wales, UK, under simulated summer drought. Biogeochemisrty, **44** : 151-162.

FAO (1988) : Nature and Management of Tropical Peat Soils, FAO SOILS BULLETIN 59 : [http : //www.fao.org/docrep/x5872e/x5872e00.htm#Contents にて閲覧可].

Freeman, C., Lock, M.A. and Reynolds, B. (1993) : Fluxes of CO_2, CH_4 and N_2O from a Welsh peatland following simulation of water-table draw-down : potemtial feedback to climatic change. Biogeochemistry, **19** : 51-60.

冨士田裕子（1997）: 北海道の湿原の現状と問題点. 財団法人自然保護助成基金 1994-1995 年度研究助成報告書「北海道の湿原の変遷と現状の解析—湿原の保護

を進めるために―」，231–237.

Gorham, E. (1991) : Northern peatlands : Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. Ecol. Appl., **1** : 182–195.

Hadi, A., Inubushi, K., Purnomo, E., Razie, K., Yonebayashi, K. and Tsuruta, H. (2000) : Effect of land-use change on nitrous oxide (N_2O) emission from toropical peatlands. Chemospere—Global change science, **2** : 347–358.

Hadi, A., Harid, M., Inubushi, K., Purnomo, E., Razie, F. and Tsuruta, H. (2001) : Effect of land-use change in tropical peat soil on the microbial population and emission of greenhouse gases. Microbes and Environments, **16** : 79–86.

Haraguchi, A., Kojima, H., Hasegawa, C., Takahashi, Y. and Iyobe, T. (2002) : Decomposition of organic matter in peat soil in a minerotrophic mire. Eur. J. Soil Biol., **38** : 89–95.

北海道泥炭地研究会（1988）：泥炭地用語事典．pp. 23–24，エコ・ネットワーク．

北海道農政部（2004）：休耕田等を活用した湿地ビオトープの生物生息空間および水質浄化機能の評価．平成 16 年普及奨励ならびに指導参考事項，254–255.

Hu, R., Hatano, R., Kusa, K. and Sawamoto, T. (2004) : Soil respiration and net ecosystem production in onion field in central Hokkaido, Japan, Soil Sci. Plant Nutr., **50** : 27–33.

Inubushi, K., Hadi, A., Okazaki, M. and Yonebayashi, K. (1998) : Effects of converting wetland forest to sago palm plantations on methane gas flux and organic carbon dynamics in tropical peat soil. Hydrol. Process., **12** : 2073–2080.

Inubushi, K., Otake, S., Furukawa, Y., Shibasaki, N., Ali, M., Itang, A.M. and Tsuruta H. (2005) : Factors influencing methane emission from peat soil : Comparison of tropical and temperate wetlands. Nutr. Cycl. Agroecosyst., **71** : 93–99.

IPCC, Intergovernment Panel on Climate Change (2000) : Land Use, Land-Use Change and Forestry. Cambridge University Press.

IPCC, Intergovernment Panel on Climate Change (2001) : Climate Change 2001, the scientic basis. [http : //www1.gsi.go.jp/geowww/marsh/index.html にてダウンロード可].

石田哲也・石渡輝夫・小野寺康浩・栗田啓太郎・君和田健二・永田　修・安田道夫（2005）：泥炭地用のリターバック埋設器具の開発とこれを用いた 3 種の有機物の分解量．土肥誌，**76** : 187–191.

石田朋靖・鈴木　覚・長野敏英・大澤和敏・吉野邦彦・福村一成・タニット　ヌイム（2001）：タイの原生泥炭湿地林生態系からの二酸化炭素放出速度．生物環境調節，**39** : 305–312.

国土地理院（2006）：日本全国の湿地面積の変化．[http : //www1.gsi.go.jp/geowww/marsh/index.html にて閲覧可]．

近藤錬三・遠藤健一（1993）：泥炭土の各種分解指標と理化学性．ペドロジスト，**37** : 41–56.

Kuhry, P. and Vitt, D.H. (1996) : Fossil carbon/nitrogen rations as a measure of peat decomposition. Ecology, **77** : 271–275.

Martikainen, P.J., Nykänen, H., Crill, P. and Silvola, J. (1993) : Effect of lowered water table on nitrous oxide fluxes from northern peatlands. Nature, **366** : 51–53.

Martikainen, P.J., Nykänen, H., Alm, J. and Silvola, J. (1995) : Change in fluxes of carbon dioxide, methane and nitrous oxide due to forest drainage of mire sites of different trophy. Plant Soil, **168–169** : 571–577.

Mast, M.A., Wickland, K.P., Striegl, R.T. and Clow, D. W. (1998) : Winter fluxes of CO_2 and CH_4 from subalpine soils in Rocky Mountain National Park, Colorado. Global Biogeochem. Cycles, **12** : 607–620.

松下勝秀・五十嵐八重子・梅田安治（1985）：石狩泥炭地の生成とその変貌，地下資源調査報告，**57** : 1–18.

Matthews, E. and Fung, I. (1987) : Methane emission from natural wetlands : Global distribution, area, and environmental characteristics of sources. Global Biogeochem. Cycles, **1** : 61–87.

Mattson, M.D. and Likens, G.E. (1990) : Air pressure and methane fluxes. Nature, **347** : 718–719.

Melloh, R.A. and Crill, P.M. (1996) : Winter methane dynamics in a temperate peatland. Global Biogeochem. Cycles, **10** : 247–254.

Mer, J. and Roger, P. (2001) : Production, oxdation, emission and consumption of methane by soils : A review. Eur. J. Soil Biol., **37** : 25–50.

宮地直道・神山和則（1997）：石狩泥炭地における湿原の消滅過程と土地利用の変遷．財団法人自然保護助成基金 1994–1995 年度研究助成報告書「北海道の湿原の変遷と現状の解析―湿原の保護を進めるため

に—」，49-57.

宮地直道・神山和則・大塚紘雄・粕渕辰昭（1995）：美唄泥炭地における地盤沈下．土肥誌，**66**：465-473.

Mühlhurr, I.H. and Hiscock, K.M. (1998) : Nitrous oxide production and consumption in British limestone aquifers. J. Hydrol., **211** : 126-139

Murayama, S. and Bakar, Z.A. (1996a) : Decomposition of tropical peat soils 1. Decomposition kinetics of organic matter or peat soils. Japan Agricultural Research Quarterly, **30** : 145-151.

Murayama, S. and Bakar, Z.A. (1996b) : Decomposition of tropical peat soils 2. Estimation of *in situ* decomposition by measurement of CO_2 flux. Japan Agricultural Research Quarterly, **30** : 153-158.

Nagata, O., Takakai, F. and Hatano, R. (2005) : Effect of Sasa invasion on global warming potential in Sphagunum cominated poor fen in Bibai, Japan. Phyton, **45** : 299-307.

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.

Nykänen, H., Alm, J., Lång, K., Silvola, J. and Martikainen, P.J. (1995) : Emissions of CH_4, N_2O and CO_2 from a virgin fen and a fen drained for grassland in Finland. J. Biogeog., **22** : 351-357.

Panikov, N.S. and Dedysh, S.N. (2000) : Cold season CH_4 and CO_2 emission from boreal peat bogs (West Siberia) : Winter fluxes and thaw activation dynamics. Global Biogeochem. Cycles, **14** : 1071-1080.

Paustian, K., Andren, O., Clarholm, M., Hansson, A.C., Johansson, G., Lagerlof, J., Lindberg, T., Pettersson, R. and Sohlenius, B. (1990) : Carbon and nitrogen budgets of four agro-ecosystems with annual and perennial crops, with and without N fertilization. J. Appl. Ecol., **27** : 60-84.

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.

Romanowicz, E.A., Siegel, D.I., Chanton, J.P. and Glaser, P.H. (1995) : Temporal variations in dissolved methane deep in the Lake Agassiz Peatlands, Minnesota. Global Biogeochem. Cycles, **9** : 197-212.

Takakai, F., Nagata, O. and Hatano, R. (2005) : Effect of Sasa invasion on CO_2, CH_4 and N_2O fluxes in Sphagunum cominated poor fen in Bibai, Hokkiado, Japan. Phyton, **45** : 319-326.

Tokita, T., Miyazaki, T., Mizoguchi, M. and Seki, K. (2004) : *In situ* accumulation of methane bubbles in a natural wetland soil. Eur. J. Soil Sci., **56** : 389-395.

Tokita, T., Miyazaki, T. and Mizoguchi, M. (2005) : Ebullition of methane from peat with falling atmospheric pressure. Geophysical Research Letters, **32** : L13823, doi : 10.1029/2005GL022949.

Turunen, J., Tahvanainen, T. and Tolonen, K. (2001) : Carbon accumulation in West Siberian mires, Russia. Global Biogeochem. Cycles, **15** : 285-296.

Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K and Reinikainen, A. (2002) : Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland-application to boreal and subarctic regions. The Holocence, **12** : 69-80.

八木一行（2003）：土壌生態系からの微量ガスの発生と大気環境，土壌の物理性，**94**：21-31.

楊　宗興（1994）：土壌圏と大気圏．pp 85-105，朝倉書店.

要　　旨

湿地は1平方キロメートル当たり約70tの炭素を蓄積しており生態系の中において重要な炭素プールである。年間の泥炭堆積厚は0.15mmから1mm，また，炭素蓄積速度は，年間1m^{2}当たり11gから80gと報告されている。

湿地は自然発生源においてメタンの最も大きな放出源で，世界の緯度別にみると60％以上が熱帯から，そして，30％が北方域からもたらされている。フラックスは8月から9月にかけて高くなるという季節的な傾向がみられ，さらに，融雪後にも大きな値がみられる。メタン放出については，大気圧の低

下により，気泡中のメタンが突発的に噴出されることも示されている。

湿原における亜酸化窒素に関する報告は少なく，自然状態で発生は認められないが，排水によって水位が低下した場合には放出される場合がある。

ササが侵入した湿原での温室効果ガスの測定から，ササの侵入が地球温暖化を促進することが示されている。

北海道石狩川流域における湿原から農耕地への土地利用変化は地球温暖化を促進する過程であった。

受稿年月日：2006 年 7 月 24 日
受理年月日：2006 年 9 月 26 日