J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 103, p. 79～85（2006）

泥炭地における土壌ガス拡散特性

飯　山　一　平*

Characteristics of Soil Gas Diffusivity in a Peatland

Ippei IIYAMA*

* Water Quality and Solute Dynamics Group, Department of Environmental Chemistry and Biochemistry, National Institute for Agro-Environmental Sciences, Kannondai 3-1-3, Tsukuba, Ibaragi, 305-8604, Japan

1.　はじめに

泥炭地湿原は大きな炭素貯留の場であり，その量は北半球において455 PgC に達するとも言われる（Gorham, 1991）。この数字は，世界の土壌炭素貯蓄量である1,395 PgC（Post *et al.*, 1982）に対して1/3程度に相当する。一方で，泥炭地湿原は人為活動や気候変動に対して容易に失われやすい生態系であり，たとえば，温暖化により気温が数℃上昇すれば泥炭土壌の分解速度が倍増する可能性があるなど（Chapman and Thurlow, 1998），潜在的な炭素放出源といえる。

炭素放出源としての泥炭地湿原の評価を試みた研究例には，チャンバー法によって泥炭地湿原の地表面からの炭素放出量を測定したものが多い。理由として，泥炭地湿原からの土壌中炭素の放出が主として二酸化炭素 CO_2 やメタン CH_4 のようなガス態で生じていることとともに，チャンバー法という方法の簡便性，すなわち，ある程度少ない費用でも多くの測定点を設けることができることや評価手順の普遍性が，挙げられる。

CO_2 を例にとって具体的な放出量を見ると，おおむね，最低で数10 mg CO_2/m^2/hr. が観測されている。Chapman and Thurlow（1996），Langeveld *et al.*（1997）や Maljanen *et al.*（2001）などを見る限り，測定値の変動幅は数100 mg CO_2/m^2/hr. 程度，最頻の測定値が数100～500 mg CO_2/m^2/hr. とみられ，1,000 mg CO_2/m^2/hr. を超える観測例もある。人為的な開発を免れている泥炭地においても300 mg CO_2/m^2/hr. 超の例が報告されている（Ikkonen *et al.*, 2001）。地球上での炭素収支における泥炭地湿原の位置づけを評価しようとする場合，上述のように大きな変動性を示すことが予想され，放出量の測定値そのものが時間的にも空間的にも多く必要となる。よって，泥炭地湿原からの CO_2 放出量の測定は，今後も続くとみられる。

一方，泥炭土壌内部でのガス動態を扱った研究例は，1970年代にはすでに，De Jong and Schappert（1972）が野外での土壌中の CO_2 分布から CO_2 発生速度の評価を試みているものの，放出量測定を主体とした研究例に比べて数が少ない。泥炭地湿原という環境を評価するうえで多地点多時点での測定値を基に統計的に CO_2 発生特性を把握する手法が必要とされる一方で，泥炭地湿原に貯蓄された炭素の減少量や減少速度などを予測し制御していくための方策を考えていく際には，土壌中ガスの輸送機構についての知見もまた，重視されるべきであろう。

土壌など多孔質体中のガス輸送は主として拡散現象によるものと考えられることから，土壌ガス拡散係数 D_s と土壌の間隙率 P や気相率 a との関係に関する知見が追及されてきた。D_s についての初期の研究では，気相率の関数 $D_s(a)$ の曲線形状は多孔質体の孔隙構造を表現するための単純な仮定を用いている（Millington, 1959 ; Millington and Quirk, 1961）。これらの $D_s(a)$ 曲線は主として，供試土壌を所定の容器に再充填して作成した撹乱試料を用いて，検証されてきた。そして近年では，不撹乱土壌試料に対する $D_s(a)$ 曲線の予測モデルについても，土壌水分特性曲線に関する情報を含む形に修正されてきており（Moldrup *et al.*, 1999 ; Moldrup *et al.*, 2000 (a) ; Moldrup *et al.*, 2004），日本の火山灰土の不撹乱土壌試料に対して評価を試みた例も含まれている（Moldrup *et al.*, 2003）。

しかし，泥炭土壌のガス拡散係数に関する知見はほとんど報告されておらず，泥炭土壌中のガス輸送の量や速度の予測について議論する上での判断材料の不足につな

*農業環境技術研究所化学環境部栄養塩類研究グループ　〒305-8604 つくば市観音台3-1-3
キーワード：泥炭地湿原，土壌ガス輸送，気相率，土壌ガス拡散係数，温室効果ガス

がっている。以上の背景を踏まえ，本稿では，不攪乱泥炭土壌の相対ガス拡散係数 D_s/D_0（D_0 大気中のガス拡散係数）を測定し，D_s/D_0 が a の変化に対して示す特性の比較を試みた例を紹介する。

2. 方　　法

2.1 試料採取地および供試体

泥炭土壌試料の採取地として，北海道の美唄湿原を選んだ。この湿原は本来，貧栄養状態の下で発達する典型的な高層湿原であり，北海道農業研究センター水田土壌管理研究室美唄分室の 50 ha ほどの敷地の中で原生のまま保全されている。湿原を取り囲む土地は 40 年以上前から農地化されており，その排水の影響により湿原の地下水位が湿原辺縁部で顕著に低下し，外来植生が原生植生であるミズゴケやスゲの優生を脅かしている。

相対ガス拡散係数 D_s/D_0 を求めるための不攪乱泥炭土壌試料は，湿原辺縁部の，排水路から 10 m 内側の地点から採取した。採取深さは，12.5，22.5，32.5，42.5，52.5 および 62.5 cm であり，土層ごとに 2 反復，100 cm^3 コアおよび刃渡り 33 cm の牛刀を用いて，採取した。

図–1（a）は乾燥密度及び土粒子密度の深さ方向の分布であり，図–1（b）は土壌炭素含有量および C/N 比の分布である。試料採取地点における泥炭土層は不飽和条件にさらされており，よって，地表面に近いところから泥炭土壌の分解が進行している。土壌炭素含有量および C/N 比は，C-N アナライザー（SUMIGRAPH NC-1000，住化分析センター）およびガスクロマトグラフ（GC-8A，島津製作所）を用いて測定した。

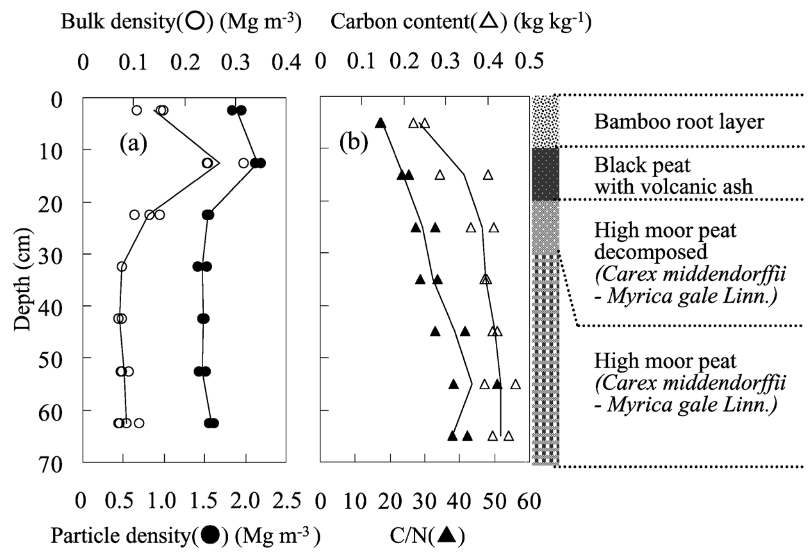
泥炭土壌に対する比較試料として，北大農場の作土層から採取した土壌を用いた。D_s/D_0 測定試験において乾燥密度および気相率を揃えるために，2 mm 篩通過画分を 100 cm^3 コアに再充填して供試体を作成した。乾燥密度は，採取地点での値を考慮して，乾燥密度 1.18 Mg/m^3 に揃えた。気相率は，土粒子密度の実測値 2.63 Mg/m^3 を用いて，後述の手順で調整した水分量から算出した。

2.2 土壌試料の気相率の調整

試料の気相率を変化させていくために，水分特性曲線を得る方法である水頭法を用いた（Dane and Hopmans, 2002）．まず，25℃の恒温室において試料を 24 時間飽和し，その後，マトリックポテンシャルを段階的に下げていくことで脱水した。適用したマトリックポテンシャルの範囲は，現場での地下水位履歴から判断し，−5 cm から −100 cm の範囲で求めた。そして，各段階で水分平衡状態となるごとに，含水率および気相率 a を求めるために供試体質量を測定し，D_s/D_0 の値を求める試験を行った。

2.3 土壌ガス拡散係数の決定

相対土壌ガス拡散係数 D_s/D_0 の値は，Taylor（1949），



図–1　美唄湿原における試料採取地点の土壌断面.（a）は乾燥密度（3 反復）および土粒子密度（2 反復），（b）は炭素含有量（2 反復）および C/N 比（2 反復）であり，実線はそれぞれの平均値を示す.

Fig. 1　Soil profile at the sampling point in the Bibai mire showing (a) bulk density (n=3), soil particle density (n=2), (b) carbon content (n=2) and C/N ratio (n=2). Solid lines denote the average values.

Currie（1960）そして遅沢（1987）による単一拡散容器法を参考に，供試土壌を通じた N_2-air 相互拡散現象を利用して決定した。N_2 に対する相互拡散によって拡散容器内に入ってくる air の量の指標として O_2 ガスを選び，ガルバニ電池（OS-3S-D，新コスモス電機）を用いてガス拡散容器内の O_2 濃度変化を測定することにより，O_2 の破過曲線を求めた。泥炭土壌供試体とコア壁との間に隙間が，低マトリックポテンシャル領域での脱水による乾燥収縮などによって生じた場合には，粘土様充填材（NEO SEAL B-3，日東化成工業）を用いてこれを塞ぎ，O_2 の破過曲線を測定している最中に気体が土壌試料部分をバイパスすることを防いだ。

単一拡散容器法による D_s の決定に際しては，測定対象ガスの拡散容器内における拡散挙動を考慮に入れて破過曲線を解析することが望ましいとされる。たとえば，El-Farhan *et al.*（1996）は，D_s を Currie（1960）の解析解から決定する場合，撹拌などによって拡散容器内ガス濃度を一様に保たなければ，D_s を過大評価する恐れがあることを報告している。ここでは，拡散容器内のガス拡散挙動を考慮に入れた場合の測定系のガス輸送を表現する支配方程式として，以下の式を適用した。

$$\begin{cases} a\dfrac{\partial C}{\partial t}=D_s\dfrac{\partial^2 C}{\partial x^2}(0\leq x\leq L_s) \\ \dfrac{\partial C}{\partial t}=D_0\dfrac{\partial^2 C}{\partial x^2}(L_s\leq x\leq L_s+L_a) \end{cases} \tag{1}$$

ここで，C は気相中の測定対象ガスの濃度，t は経過時間，x は土壌供試体の大気開放端を 0 に定めたガスの輸送方向の位置座標，D_0 は大気中での N_2-air 相互拡散係数，L_s は土壌供試体の長さ（＝5.1 cm），そして L_a は拡散容器の長さ（＝10.3 cm）である。絶対温度 T での D_0（$cm^2 s^{-1}$）である $D_{0,T}$ は次式によって算出した（化学工学協会，1970）。

$$D_{0,T}=D_{0,0℃}\left(\frac{T}{273.2}\right)^{1.67}\left(\frac{p_{0℃}}{p}\right) \tag{2}$$

ここで $D_{0,0℃}=0.178\ cm^2 s^{-1}$（化学工学協会 1970）を用いた。また，大気圧 p は 0℃のもとでの大気圧 $p_{0℃}$ にほぼ等しいと仮定した。測定系の初期条件及び境界条件は，以下のようにした。

$$\begin{aligned} &C=C_i,\ 0\leq x\leq L_s,\ t=0 \\ &C=C_0,\ L_s\leq x\leq L_s+L_a,\ t=0 \end{aligned} \tag{3}$$

$$\begin{aligned} &C=C_i,\ x=0,\ t>0 \\ &\frac{\partial C}{\partial x}=0,\ x=L_s+L_a,\ t>0 \end{aligned} \tag{4}$$

ここで C_i は測定系周りの大気中における測定対象ガス濃度，C_0 は時刻 $t=0$ における拡散容器内の測定対象ガス濃度である。D_s の値は，実測の O_2 破過曲線に対して，式(1)，(3)，(4)によって表される初期値境界値問題の有限要素数値解を適合させることによって決定した。

2.4　$D_s(a)/D_0$ 曲線を与える既存のモデル

泥炭土壌の D_s/D_0 が a の変化に対して示す特性を把握するために，次式で表される Millington-Quirk モデル（MQ）（Millington and Quirk 1961）

$$\frac{D_s}{D_0}=\frac{a^{\frac{10}{3}}}{P^2} \tag{5}$$

を実測値に対して適用した。ここで P は間隙率（$m^3\ m^{-3}$）である。MQ モデルによる $D_s(a)/D_0$ 曲線の予測に必要なパラメータは P のみであり，また広い適用例があることから，泥炭土壌の実測の $D_s(a)/D_0$ 曲線の特性を把握する際の参照という意図で用いた。

また，Moldrup *et al.*（2004）が提案した Three-Porosity Model（TPM）も適用した。TPM は，多くの種類の土壌および広い気相率範囲において高い信頼性を示した実績を持つ $D_s(a)/D_0$ の予測モデルである。TPM は，以下に示すような単項べき乗の式によって表される。

$$\frac{D_s}{D_0}=P^2\left(\frac{a}{P}\right)^X \quad 0<a\leq P \tag{6}$$

ここで X は屈曲度を反映したパラメータである。TPM では，X を決定するために以下に示す経験式を適用した（Moldrup *et al.* 2000 (a)）。

$$\frac{D_{s100}}{D_0}=2a_{100}{}^3+0.04a_{100} \tag{7}$$

ここで D_{s100} は供試土壌のマトリックポテンシャルが -100 cm のときの D_s の値，a_{100} はこれに対応する気相率である。式(7)は，供試土壌の種類や間隙率に依らない 126 通りの不撹乱鉱物土壌供試体に対する 752 回の測定において，相関係数 $R^2=0.97$ を示した（Moldrup *et al.*, 2000 (a)）。この式(7)を式(6)へ代入すると，次式が得られる。

$$X=\frac{\log(2a_{100}{}^3+0.004a_{100})-\log P^2}{\log a_{100}-\log P} \tag{8}$$

式(6)および(8)から，$D_s(a)/D_0$ 曲線を予測する上で TPM が必要とするパラメータは，a_{100} および P のみであることがわかる。

3. 結果および考察

図-2は，不撹乱泥炭土壌試料の，相対ガス拡散係数D_s/D_0の気相率aに対する変化を表している。図中の実線および破線はそれぞれ，TPMおよびMQモデルから得られた曲線である。各試料のaの最大値を与える点はa_{100}におけるD_s/D_0に相当する。上述の2つのモデルに対して適用したパラメータは，各土層の試料に対して2反復で求めたものである。主として$a≦0.1$の低い気相率領域では，泥炭土壌試料のD_s/D_0の値は0付近にとどまったままであった。このことは，通気性に対する非有効間隙の存在を示している。aの値が上昇するにつれて，黒泥層のD_s/D_0は，その他の高位泥炭土層のそれらに比べて顕著に大きく上昇した（図-2（a））。

MQモデルは，TPMよりも実測値をよく近似したが，図-2（c），（d），（e）そして（f）に見られるように，気相率が0.4よりも小さい領域でやや過小評価する傾向も見られた。また，図-2（c）および（f）に見られるように，MQモデルは実測値を過大評価する傾向があった。Millington（1959）自身もまた，MQモデルがTaylor（1949）による実測のD_s/D_0を，0.4より小さい気相率では過小評価し，0.5より大きい気相率では過大評価することを指摘している。Jin and Jury（1996）においても，MQモデルが示す同様の評価誤差について指摘している。これらを考慮すれば，MQモデルに対しては，泥炭土壌も他土壌と似た振る舞いをすると考えられる。

TPMは，黒泥層の試料に対してのみ実測値に比較的近い曲線を再現したが，ほぼ全ての泥炭土壌試料に対してD_s/D_0曲線を過大評価した（図-2（a））。原因は，TPMによるD_s予測の基本となる，式(7)によるD_{s100}の評価値が，D_{s100}の実測値を過大評価していたことにあった。式(7)の再現性の高さは，十分な数の実測値に対する高い相関係数により明らかであるが（Moldrup *et al.*, 2000 (a)），ある種類の土壌のD_{s100}/D_0予測には当てはまらない場合もあるであろう。たとえば，Moldrup *et al.*（2003）は，式(7)が日本の火山灰土壌のD_{s100}/D_0に対し

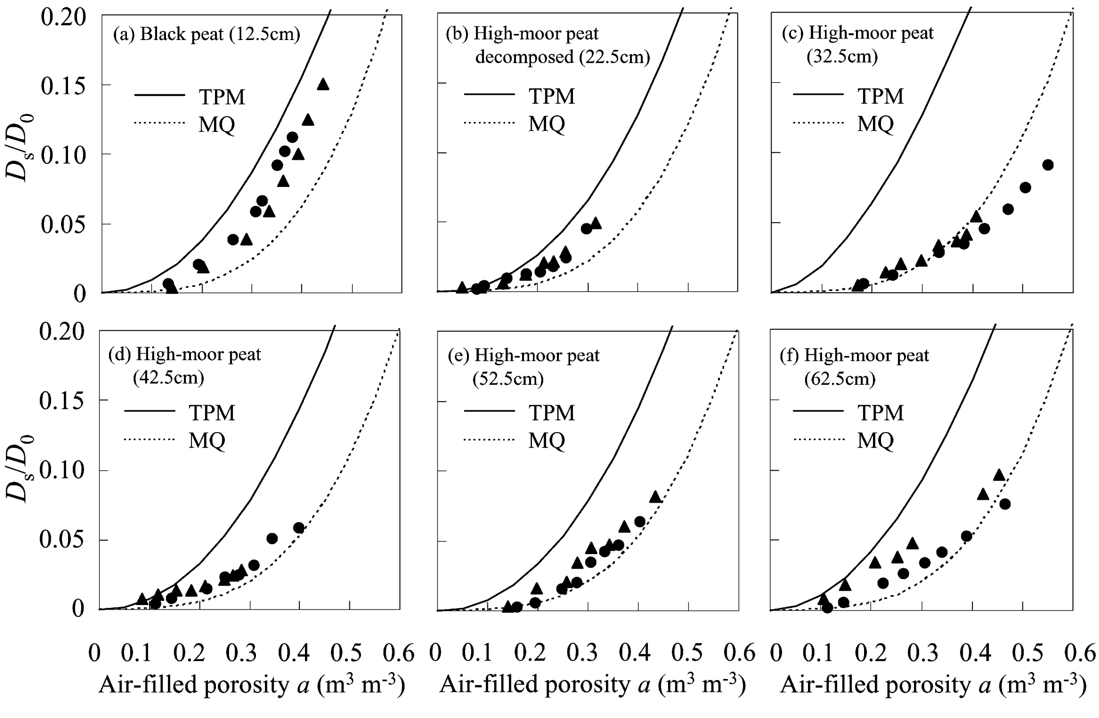


図-2 深さ毎の泥炭土壌試料の相対ガス拡散係数D_s/D_0の気相率aに対する変化．実線および破線はそれぞれ，Three-Porosityモデル（TPM）およびMillington-Quirkモデル（MQ）による予測曲線．●および▲は当該層より採取した2反復試料による測定データ．

Fig. 2 Changes in the diffusivity D_s/D_0 with the values of the air-filled porosity a for peat soil samples taken from different depths. Solid line and dotted line represent the curves derived from the Three-Porosity Model (TPM) and the Millington-Quirk model (MQ), respectively. ● and ▲ are measured data sets of duplicate samples taken from each soil layer.

て再現性が低下すること，これに想定される理由として，日本の火山灰土壌がヨーロッパなどの土壌に比べて特異な粗孔隙の連続性を持っていること，を述べている。ここでの泥炭土壌試料の式(7)に対する振る舞いは，泥炭土壌の D_s が，ある気相率において通常想定される D_s の値よりも，低いことを示唆した。

図-3 は，黒泥層，高位泥炭土層，北大農場表土の D_s/D_0 曲線を比較したものである。黒泥層試料および高位泥炭土層試料の D_s/D_0 曲線はそれぞれ，図-2（a）および図-2（c）のものと同一のものである。この例では，北大農場表土の試料は，気相率が 0.25 程度までは他 2 試料と同様の D_s/D_0 増加挙動を示し，気相率が 0.25 よりも大きい領域では他 2 試料よりも高い D_s/D_0 の値を示した。既往の研究例（Penman, 1940 ; Millington, 1959 ; Currie, 1984 ; Jin and Jury, 1996 ; Moldrup *et al.*, 2000 (a) ; Moldrup *et al.*, 2000 (b) など）においても，不撹乱試料，再充填試料を問わず，気相率 0.4 での D_s/D_0 が 0.15 を上回る測定例が多く，これらに比べればやはり，泥炭土壌の D_s/D_0 の値は低めであると思われた。

図-4 は，泥炭土壌試料の土壌水分特性曲線である。高位泥炭土層である 3 つの層から採取した深さ 42.5 cm，52.5 cm，および 62.5 cm の試料は，ほとんど同一の曲線形状を示した。そして，図-2 に示したこれら 3 試料の D_s/D_0 曲線もまた，それぞれほぼ同一の形状であったことから，連続したこれらの 3 土層は，ガスの拡散輸送の観点からは一様とみなせると判断できた。一方，深さ 22.5 cm から採取した高位泥炭土試料の D_s/D_0 の値は，水分特性曲線から明らかなように，－100 cm までのほとんど全てのマトリックポテンシャル領域において他試料よりも高い含水率であったために，先述 3 試料よりも小さくなったと考えられた（図-2（b））。これらのことは，水分特性がほぼ同一の泥炭土層同士であるならば，基本的には，ガス拡散性もほぼ同一とみなせることを示している。

しかしながら，黒泥層と深さ 32.5 cm から採取した泥炭土層とを比べると，土壌水分特性曲線の形状は両者でほぼ同じであるにもかかわらず，D_s/D_0 曲線は全く異なる形状を示した（図-2（a）と（c））。黒泥層では，それ以下の泥炭土層に比べると炭素含有量が少なく（図-1（b）），分解が進行していたことと，図-3 において見られた傾向とを考え合わせると，泥炭土壌が分解によって鉱物土壌へと近づくにつれて D_s/D_0 が大きくなる，すなわち，泥炭土壌の分解がそれ自身の促進要因である土壌通気性をさらに高める，という正帰還的な機構の存在が示唆された。

泥炭土壌の D_s/D_0 値が低めであった理由としては，以下の二つが考えられる。まず，泥炭土壌の間隙構造に原因を求めるならば，泥炭土壌の間隙構造は鉱物土壌に比べて屈曲度が高い，すなわちガスの拡散経路が長いことが想定される。次に，泥炭土壌が同じ気相率の鉱物土壌

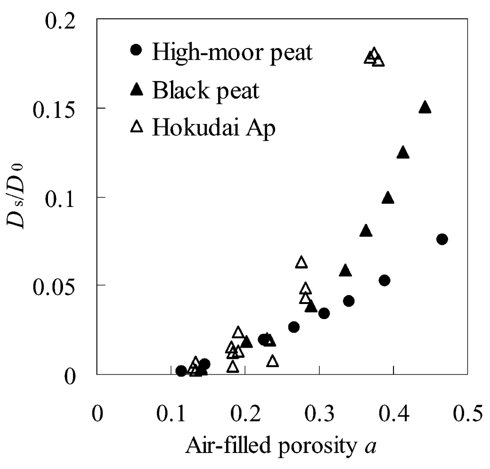


図-3 泥炭土壌および鉱物土壌の D_s/D_0 曲線の比較.

Fig. 3 Comparison of D_s/D_0 curves of peat soil samples with those of triplicate mineral soil samples.

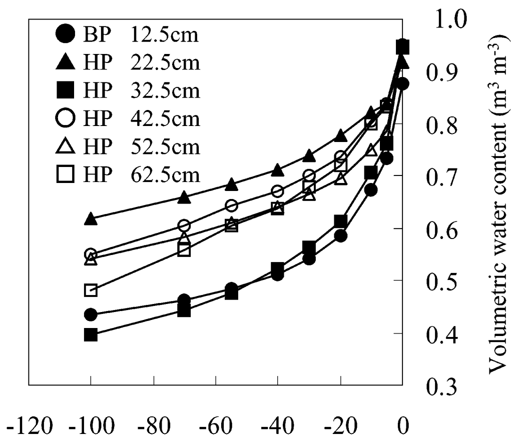


図-4 深さ毎の泥炭土壌試料の土壌水分特性曲線. 凡例中の BP および HP はそれぞれ，黒泥層および高位泥炭土層を示す.

Fig. 4 Soil water characteristic curves of peat soils at different depths. BP and HP stand for Black Peat and High-moor Peat, respectively.

に比べて高い含水率を示すことに原因を求めるならば，泥炭土壌中の気相は鉱物土壌のそれに比べて，液相と接している面積が相対的に広くなっている可能性が高く，よって，間隙を通過していくガス分子のうち液相へ溶解するものが増え，ガス輸送現象の見かけの遅延につながることが予想される。この予想どおりの現象であれば，測定対象ガス濃度の気相液相間の平衡が対象ガスの液相中への溶解を伴って達成されるような場合，すなわち，気相中の測定対象ガス濃度が時間とともに上昇していく場合において，生じると考えられる。

4. おわりに

本稿では，泥炭地湿原が炭素放出源として捉えられるようになっている現状を動機として，土壌ガス拡散係数の観点から，泥炭土壌の物理性について考察を試みた。湿原という土地は本来，土壌水分量がほぼ飽和体積含水率という処であるから，ガス拡散係数と気相率との関係についての知見が少なかったことは当然であったともいえる。しかし，人為活動の営まれる土地に隣接すれば，湿原もまた，好気的な条件に置かれることになる。

泥炭土壌のガス拡散係数は，そのままであれば他土壌に比べて低い値であるが，泥炭土壌の分解に伴って上昇する性質を持っている，ということが示唆された。このことは，人為活動と隣接併存する湿原の保全を考える際にも興味深いが，現状では測定例も少なく，定量的な議論には遠い。土壌中のガス発生・輸送現象に関わる研究課題のひとつとして，泥炭土壌のガス拡散係数が相対的に低い値を示す原因や，分解とともにガス拡散係数が上昇するという仮説の検証とその機構について，今後，明らかにする必要がある。

謝　　辞

永田修博士はじめ美唄分室スタッフの方々には，美唄湿原での調査を行わせていただく上での便宜をはかっていただいた。また，北海道大学大学院農学研究科造林学分野の斎藤秀之助手および大学院生の方々に，C-N アナライザーおよびガスクロマトグラフを使用させていただいた。ここに記して感謝いたします。

引 用 文 献

Chapman, S.J. and Thurlow, M. (1996) : The influence of climate on CO_2 and CH_4 emissions from organic soils. Agricultural and Forest Meteorology, **79** (4) : 205–217.

Chapman, S.J. and Thurlow, M. (1998) : Peat respiration at low temperature. Soil Biology & Biochemistry, **30** : 1013–1021.

Currie, J.A. (1960) : Gaseous diffusion in porous media Part 1 - A non-steady state method. British Journal of Applied Physics, **11** : 314–317.

Currie, J.A. (1984) : Gas diffusion through soil crumbs : the effects of compaction and wetting. Journal of Soil Science, **35** : 1–10.

Dane, J.H. and Hopmans, J.W. (2002) : Water retention and storage. In : Methods of Soil Analysis : Part 4, Physical Methods, SSSA Book Series 5 (eds J.H., Dane and G.C., Topp), pp. 680–683. Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA.

De Jong, E. and Schappert, H.J.V. (1972) : Calculation of soil respiration and activity from CO_2 profiles in the soil. Soil Science, **113** (5) : 328–333.

El-Farhan, Y.H., Petersen, L.W., Rolston, D.E. and Glauz, R.D. (1996) : Analytical solution for two-region diffusion with two well-mixed end chambers. Soil Sci. Soc. Am. J., **60** : 1697–1704.

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

Ikkonen, E.N., Kurets, V.K., Grabovik, S.I. and Drozdov, S.N. (2001) : The rate of carbon dioxide emission into the atmosphere from a southern Karelian mesooligotrophic bog, Russian Journal of Ecology, **32** (6) : 382–385.

Jin, Y. and Jury, W.A. (1996) : Characterizing the dependence of gas diffusion coefficient on soil properties. Soil Sci. Soc. Am. J., **60** : 66–71.

化学工学協会編（1970）: 物性定数，第 8 集，223–235，丸善.

Langeveld, C.A., Segers, R., Dirks, B.O.M., van den Pol - van Dasselaar, A., Velthof, G.L. and Hensen, A. (1997) : Emissions of CO_2, CH_4 and N_2O from pasture on drained peat soils in the Netherlands, European Journal of Agronomy, **7** : 35–42.

Maljanen, M., Martikainen, P.J., Walden, J. and Silvola, J. (2001) : CO_2 exchange in an organic field growing barley or grass in eastern Finland, Global Change Biology, **7** (6) : 679–692.

Millington, R.J. (1959) : Gas diffusion in porous media. Science, **130** : 100–102.

Millington, R.J. and Quirk, J.P. (1961) : Permeability of porous solids. Trans. Faraday Soc., **57** : 1200–

1207.

Moldrup, P., Olesen, T., Schjonning, P., Yamaguchi, T. and Rolston, D.E. (2000 (a)) : Predicting the gas diffusion coefficient in undisturbed soil from soil water characteristics. Soil Sci. Soc. Am. J., **64** : 94–100.

Moldrup, P., Olesen, T., Schjonning, P., Yamaguchi, T. and Rolston, D.E. (2000 (b)) : Predicting the gas diffusion coefficient in repacked soil : Water-induced linear reduction model. Soil Sci. Soc. Am. J., **64** : 1588–1594.

Moldrup, P., Olesen, T., Yamaguchi, T., Schjonning, P. and Rolston, D.E. (1999) : Modeling diffusion and reaction in soils : VIII. Gas diffusion predicted from single-potential diffusivity or permeability measurements. Soil Sci., **164** : 75–81.

Moldrup, P., Olesen, T., Yoshikawa, S., Komatsu, T. and Rolston, D.E. (2004) : Three-Porosity Model for predicting the gas diffusion coefficient in undisturbed soil. Soil Sci. Soc. Am. J., **68** : 750–759.

Moldrup, P., Yoshikawa, S., Olesen, T., Komatsu, T. and Rolston, D.E. (2003) : Gas diffusivity in undisturbed volcanic ash soils : Test of soil-water-characteristic-based prediction models. Soil Sci. Soc. Am. J., **67** : 41–51.

遅沢省子（1987）：土壌ガス拡散係数測定と土壌診断．土壌の物理性，**55**：53–60.

Penman, H.L. (1940) : Gas and vapour movements in the soil II. The diffusion of carbon dioxide through porous solids. Journal of Agricultural Sciences, **30** : 570–581.

Post, W.M., Emanuel, W.R., Zinke, P.J. and Stangenberger, A.G. (1982) : Soil carbon pools and world life zones. Nature, **298** : 156–159.

Taylor, S.A. (1949) : Oxygen diffusion in porous media as a measure of soil aeration. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **14** : 55–61.

要　旨

泥炭土壌のガス拡散係数 D_s は，温室効果ガスの潜在的な発生源である泥炭地湿原における土壌ガスの輸送機構を明らかにする上で重要である。本稿では，不撹乱泥炭土壌の D_s を様々な気相率 a の下で測定し，鉱物土壌の D_s との比較や既存の D_s 予測モデルの適用を通じて，泥炭土壌の D_s が持つ特性の把握を試みた例を紹介した。

泥炭土壌試料は北海道の美唄湿原の不飽和土層から，鉱物土壌は北大農場の作土層から，それぞれ採取した。泥炭土壌の D_s が鉱物土壌の D_s よりも低い値を示したことや，鉱物土壌に対して信頼度が高いとされた D_s 予測モデルが泥炭土壌の D_s を過大評価したことから，泥炭土壌の D_s は他土壌に比べて低い値を持つと考えられた。また，分解の進行した黒泥層の D_s が高位泥炭土層の D_s よりも高い値を示したことから，泥炭土壌の分解によって泥炭土壌の通気性が上昇し，これがさらに泥炭土壌の分解を誘発する，という正帰還的な機構の存在が仮定された。

受稿年月日：2005 年 12 月 5 日
受理年月日：2006 年 1 月 20 日