J. Jpn. Soc. Soil Phys.
土壌の物理性
No. 104, p. 97～108（2006）

泥炭地の特性と湿原植生

冨士田　裕　子*

Lectures on Features of Peatland and Mire Vegetation

Hiroko FUJITA*

* Botanic Garden, Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University, Kita-3, Nishi-8, Chuo-ku, Sapporo 060-0003, Japan

1.　はじめに

ユーラシア大陸の東端に位置する日本は，温暖なモンスーン気候下にあるため植物の生育に十分な降水量があり，基本的に人間の手が加わらなければ森林が日本列島の気候的極相群落となる。さらに南北に細長い日本列島では，主に温度条件によって北と南では異なる極相林が形成される。一方，特殊な環境条件の場所には，これらの気候的極相林とは別の植生が成立する。泥炭地もそのひとつであり，有機質土壌と過剰な土壌水分という条件に進化適応した植物で構成される植物群落が湿原景観を形成する。北海道は日本の中でも特に冷涼な気候条件の地域であるため，泥炭が堆積しやすく，広大な泥炭地が分布する湿原の宝庫となっている。

本論では，泥炭地の成立条件と北海道の湿原についてまず説明し，次に湿原のグルーピング，泥炭地の植生配列と水文環境，そして泥炭地に人為が加わると植生がどのように変化するのかについて概説する。

2.　泥炭地の成立条件と北海道の湿原

2.1　泥炭地成立の気象条件

泥炭地とは泥炭が堆積・形成している土地の総称で，堆積する泥炭の種類や堆積環境の違いによって，低位泥炭地，中間泥炭地，高位泥炭地に区分される。泥炭は，植物の有機物生産量が分解量にまさる場合に形成され，それは水分過剰な還元状態の下で起こる。したがって，泥炭は熱帯から寒帯まで広くみられ，わが国においても条件さえそろえばどこででも生産される。ただしわが国でまとまって泥炭地が分布しているのは，新期火山岩地帯と本州中部以北の沖積平野である（Sakaguchi, 1961）。一方，気候的に広大な泥炭地が形成される泥炭多産地域は，湿潤係数（年降水量：年蒸発量）が1以上，ただし永久凍土を形成するような地域を除いたところで，気候的には亜寒帯と温帯の一部が含まれる（坂口，1974）。Sakaguchi（1961）は，7月の平均気温20度の等温線は日本における泥炭多産地域の南限とほぼ一致し，7月の平均気温が25℃の等温線は，低地で泥炭が形成される南限とみなせると述べている。7月の平均気温20℃の等温線を考えると，北海道はほぼこの限界線の内に位置し（坂口，1974），泥炭，特に高位泥炭が低地で十分に形成・集積される気候条件下にあることになる。実際に，北海道の現存湿原のうち最も南で低地に高層湿原が存在するのが南西部の静狩湿原（長万部町），歌才湿原（黒松内町）である。

2.2　北海道の湿原

以上のように，北海道は泥炭が堆積しやすい環境下にあり，低地にも高層湿原が広く分布するが，多くの湿原は明治以降の開発によって消滅あるいは減少を余儀なくされてきた。かつての北海道の泥炭地面積は，北海道開発庁（1963）によると200,642 haで，低位泥炭地が約71%，中間泥炭地が約12%，高位泥炭地が約17%で，多くは低地の沖積平野に分布している。特に大きいものが石狩川，釧路川，サロベツ川の流域の泥炭地で，この3湿原だけで全体の46%を占めた。低地の泥炭地は沖積平野の後背湿地に形成されたものがほとんどで，多くは川の氾濫の影響を受ける鉱水涵養性の低位泥炭地であるが，石狩泥炭地，サロベツ湿原，標津湿原，あるいは別寒辺牛湿原などでは，湿原が発達して泥炭の集積が進み，地表面が盛り上がって地下水位面より高くなり，降水や海霧など天水のみで涵養されるようなった（雨水涵養性）貧栄養性の高層湿原が発達した。中でも，石狩泥炭地は日本一の面積を誇る湿原で，北海道開発庁（1963）によるとその面積は55,000 haにものぼった（北海道農業試験場が実施した土性調査（大正7年～昭和3年：特

* 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター植物園　〒060-0003 札幌市中央区北3条西8丁目
キーワード：北海道の湿原区分，地下水位の変動と湿原植生，退行遷移

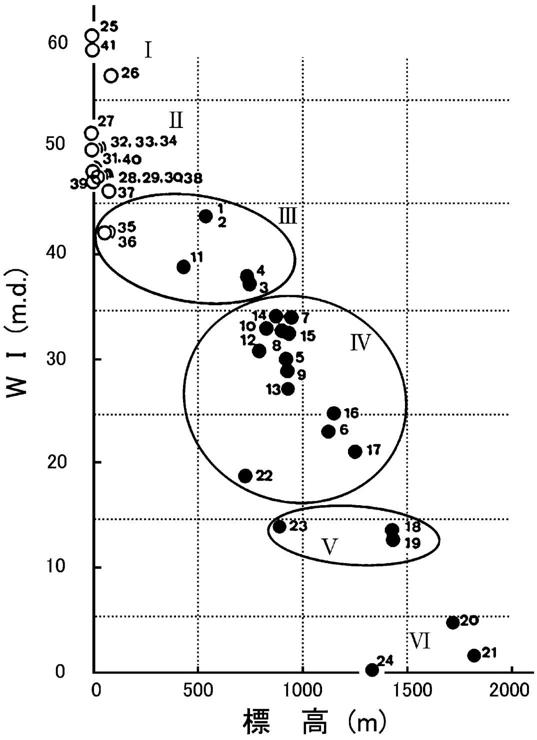


図-1　湿原の分布高度と暖かさの指数（WI）（橘，1997）
●山地湿原：1 ニセコアンヌプリ，2 鏡沼，3 神仙沼，4 大谷地，5 パンケメクンナイ，6 チセヌプリ，7 京極，8 中山，9 大蛇ケ原，10 雨竜沼，11 中峰の平，12 松山，13 ピヤシリ，14 浮島，15 天人峡瓢箪沼，16 原始ケ原，17 天人ケ原，18 沼ノ平，19 沼ノ原，20 平ケ岳，21 忠別沼，22 羅臼湖，23 知床沼，24 二ツ池
○低地湿原：25 静狩，26 歌才，27 サロベツ，28 モケウニ沼，29 浅茅野，30 猿骨沼，31 標津，32 風蓮川，33 西別，34 走古丹，35 落石岬，36 ユルリ島，37 別寒辺牛，38 霧多布，39 釧路，40 十勝海岸，41 勇払

Fig. 1　Relationship between elevation and warmth index for mires in Hokkaido (Tachibana, 1997).
●Mountain mires : 1 Nisekoannupuri, 2 Kagami-numa, 3 Shinsen-numa, 4 Ohyachi, 5 Pankeme-kunnai, 6 Chisenupuri, 7 Kyougoku, 8 Naka-yama, 9 Orochigahara, 10 Uryu-numa, 11 Naka-minenotaira, 12 Matsuyama, 13 Piyashiri, 14 Uki-shima, 15 Tenninkyo-Hyoutann-uma, 16 Gennshi-gahara, 17 Tenninngahara, 18 Numanotaira, 19 Numanohara, 20 Hiragadake, 21 Chubetsu-numa, 22 Rausuko, 23 Shiretoko-numa, 24 Futatsuike.
○Lowland mires : 25 Shizukari, 26 Utasai, 27 Sarobetsu, 28 Mokeuni-numa, 29 Asagino, 30 Sarukotsu-numa, 31 Shibetsu, 32 Furengawa, 33 Nishibetsu, 34 Hashirikotan, 35 Cape Ochiishi, 36 Yururitou, 37 Bekanbeushi, 38 Kiritappu, 39 Kushiro, 40 Tokachi-Kaigan, 41 Yuhfutsu.

殊土壌調査事業）の結果から石狩川流域の泥炭地面積を計算した値）。浦上ら（1954）によれば，美唄（びばい），幌向（ほろむい），当別篠津（とうべつしのつ），対雁（ついしかり）などの高層湿原が点在する複数の泥炭地の集合体であった。国土地理院発行の5万分の1の旧版地形図から湿原面積の減少を解析した宮地・神山（1997）によると，明治以降の北海道の開発とともに他地域に先駆け急速に失われ，1870年に50,690 haの面積であった石狩地方の湿原は，農業上利用しやすい褐色低地土，灰色低地土などの低地土からまず畑地として開発され，1910年代までに低位泥炭からなる低層湿原の多くが，1950–1960年代に高位泥炭からなる高層湿原の多くが農地開発により失われ，1983年には119 ha（残存率0.2%）にまで激減している。

一方，標高400 m以上の山地帯にも多くの湿原が分布している。冨士田ら（1997）が作成した北海道の1 ha以上の湿原目録によると，150ヶ所の湿原のうち山地湿原は43ヶ所，面積は923 haで北海道の現存湿原面積59,881 haの1.5%にすぎない。しかし，大雪山系の沼ノ原湿原，沼ノ平湿原，天人ケ原湿原，銀杏ケ原湿原，原始ケ原湿原（いずれも国立公園指定地），浮島湿原，松山湿原，国定公園指定の雨竜沼湿原など，山地湿原は北海道の山岳景観を代表する重要な要素となっている。

3.　北海道の湿原のグルーピング

泥炭地の植生は，高位泥炭地，中間泥炭地，低位泥炭地によって大きく異なる。これはそれぞれの泥炭地で堆積する泥炭の理化学性が異なること，泥炭が集積する際の地形，水文や水質条件が異なることに起因する。さらに，湿原の存在する場所の気候条件や植物相（flora：ある地域に生育する植物の種類全体をその地域の植物相という）の違いも湿原植生に深く関係し，各泥炭地には，高層湿原，中間湿原，低層湿原を形成する様々な植物群落が分布する。日本の湿原植生については，宮脇，藤原，奥田ほかが植物社会学の手法で群落分類を行なっており，様々な群集や群落が記載されている。詳細は日本植生便覧（宮脇ら，1994），日本植生体系ウェブサービス（http：//www.jise.or.jp/cgi-bin/data2/data.cgi）を参照されたい。

北海道の湿原を歩いてみると，低地の湿原と山岳地帯

の湿原とでは，植生景観や湿原植生を構成する植物が異なることに気づく。山地の湿原と低地の湿原では，湿原の地史的背景や形成年代，成因が異なっている。湿原を区分する場合，まず低地と山地別に考える必要がある。さらに，同じ低地の湿原でも道北のサロベツ湿原と道東の釧路湿原の高層湿原では，植生景観や構成植物がだいぶ異なり，これは湿原の位置する地域の植物相に加え，特に気候・気象条件の相違と深く関連している。

北海道の湿原植生については，橘（1997），橘（2002）が長年の研究を集大成しており，北海道の泥炭地をフィールドとする者にとってはもっとも理解しやすい概説となっている。橘（1997），橘（2002）は，北海道の湿原を各湿原の成立している場の環境条件の違いでグルーピングしている。橘（1997）は，まず植物の生育と分布に関する積算温度の一つである吉良（1948）の「暖かさの指数（WI）」をそれぞれの湿原で求め，分布高度との関係図を作成した（図-1）。暖かさの指数は湿原の成立している場所の温度環境を示し，標高400 m以上の山地湿原においては，暖かさの指数と標高との間に負の相関がある（橘，1997）。図-1より山地湿原はⅣ，Ⅴ，Ⅵに区分される。一方，低地湿原は標高では区分できず，暖かさの指数によってⅠ，Ⅱのグループに2分される。さらに，図-1のⅢのグループには標高450 mから770 mに位置する日本海側の多雪地域の山地湿原と，低地でありながら気候環境が極めて厳しい北海道東部根室地方の海岸地域の低地湿原が含まれる。このグループが山地湿原と低地湿原の境界グループとなる。橘（1997），橘（2002）はさらに低地湿原のⅠ，Ⅱのグループをそれぞれ2つに，低地湿原と山地湿原が混在するⅢのグループを2つに，そして山地湿原のⅣのグループを3つに細分している。これらの細分は，表-1に示した寒候期降水量（冬季の降雪量）と最深積雪と関係する。この分類によって，北海道の湿原は温度と降水量（降雪量）の環境傾度上の分布から，低地湿原は5グループに山地湿原は6グループに細区分される（橘，1997；橘，2002）。

橘（1997），橘（2002）はさらに，自身のこれまでの調査結果と既存の報告から北海道の低地湿原と山地湿原に分布する主な植物群落と，それらが上記で分けた湿原グループのどこに出現するかを2つの表にまとめている。群落分布や特徴については，かなり専門的であるので本報では割愛するが，北海道の湿原植生は泥炭地の種類と，山地湿原・低地湿原の別，湿原の存在する場所の気候条件に大きく左右されるといえよう。

4. 泥炭地の植生配列と水文環境

次に泥炭地内での植生の配列について考えてみる。泥炭地内での植生配列を決める主要な環境要因は，水文環境であり特に地下水位とその変動パターンである。泥炭地内での植物群落の分布状況と，地下水位と水の供給パターンとの関係について，北海道東部の別寒辺牛湿原を例に見てみよう。

北海道の多くの泥炭地は河川下流の沖積平野に分布しており，その形成は河川の影響下で開始する。低位泥炭地が発達し次第に河川の影響を受けなくなると，高位泥炭地が形成される。別寒辺牛湿原は，北海道東部の厚岸湾に注ぐ別寒辺牛川およびその支流の河川沿いの沖積地

表-1　北海道の湿原の分布高度と推定気候環境（橘，2002）

Table 1　Elevation and estimated climatic environment for mires in Hokkaido (Tachibana, 2002)

湿原グループ	湿原番号	湿原名	標高（m）	WI（m.d.）	年平均気温（℃）	最暖月平均気温（℃）	最寒月平均気温（℃）	寒候期降水量（mm）	最深積雪（cm）
Ⅰa	41	勇払	3～10	60.0	6.8	20.3	−6.7	509	97
Ⅰb	25, 26	静狩，歌才	5～100	57.3～60.9	6.5～7.2	20.1～20.8	−4.5～−4.7	794～1081	300
Ⅱa	28, 29, 30 32, 33, 34 37, 38, 39 40	モケウニ沼，浅茅野，猿骨沼 風蓮川，西別，走古丹 別寒辺牛，霧多布，釧路 十勝海岸	0～40	46.8～50.1	4.8～5.2	17.5～18.3	−8.1～−8.6	556～691	100～150
Ⅱb	27, 31	サロベツ，標津	0～10	47.7～51.5	5.2～5.3	17.5～18.5	−6.9～−7.9	758～840	156～170
Ⅲa	35, 36	落石岬，ユルリ島	30～50	40.9	5.6	16.1	−4.7	469	121
Ⅲb	1, 2, 3, 4 11	ニセコアンヌプリ，鏡沼 神仙沼，大谷地，中峰の平	450～770	35.6～43.7	2.8～4.3	16.4～17.7	8.2～−11.2	877～947	277～297
Ⅳa	15, 16, 17	天人峡瓢箪沼，原始ケ原，天人ケ原	940～1320	32.1～20.1	−0.8～1.1	13.3～15.2	−14.2～−16.1	529～600	98～152
Ⅳb	12, 13, 14	松山，ピヤシリ，浮島	800～920	26.8～34.8	0.0～1.9	14.5～16.0	−12.1～−15.6	701～842	155～200
Ⅳc	5, 6, 7, 8 9, 10, 22	パンケメクンナイ，チセヌプリ 京極，中山，大蛇ケ原、雨竜沼 羅臼湖	730～1135	19.8～33.1	0.1～2.0	12.8～15.7	−9.6～−12.9	877～1236	265～330
Ⅴ	18, 19, 23	沼ノ平，沼ノ原，知床沼	880～1450	13.8～14.4	−1.6～0.5	11.9～12.7	−10.5～−15.7	701～980	155～314
Ⅵ	20, 21, 24	平ケ岳，忠別沼，二ツ池	1320～1800	−1.2～4.2	−2.1～3.8	9.3～11.1	−13.1～−17.9	822～980	165～314

アメダス観測点（札幌管区気象台，1982）：鵡川，大津，鶴居，別海，厚岸，茶内，納沙布，標津，羅臼，浜頓別，黒松内，長万部，蘭越，京極，空知吉野，豊富，問寒別，美深，上川，東川，麓郷，糠平

に発達する。中でも中流部の別寒辺牛川本流とその支流トライベツ川とに挟まれた地域には，長さ1.5 km，幅400 mの瓢箪型の高層湿原が存在する。井上（1997），佐藤ら（2002）は，トライベツ川から低位泥炭地，高位泥炭地を横断して再び低位泥炭地を通り丘陵地基部にいたる延長約1 kmの調査線を設置し，井上（1997）は地形測量と地下水位断面調査，泥炭層のボーリング，6地点での地下水位の連続測定を，佐藤ら（2002）は井上の調査線とほぼ同じラインで植生調査を行なっている。図-2は，井上（1997）と佐藤ら（2002）の図から作成した調査線の地形断面と地下水位面，群落の分布を示したものである。井上（1997）によると，トライベツ川の河岸には自然堤防が発達し，後背湿地の低位泥炭地面より比高で約0.6 m高い。河川水位は平常時，低位泥炭地面より低いが，出水時には河川水位の方が高くなる。低位泥炭地は幅約300 m続くが，そのほぼ中央に湿原域を集水域とする小河川がある。佐藤ら（2002）によると，トライベツ川の自然堤防上にはケヤマハンノキ群落が分布し，その背後と小河川の両側にはハンノキ群落が出現する。そして低層湿原は広くヨシ–イワノガリヤス群落で覆われ，一部にヤラメスゲ群落が見られる。小河川と丘陵地の間には高位泥炭地が発達し，低位泥炭地面との比高は1.3 mにもおよび，これはトライベツ川の自然堤防よりも高い。植生はランド（rand，縁辺斜面：泥炭の集積が進み，地表面が盛り上がり凸地形になった高位泥炭地の縁辺，あるいは傾斜部分をさす）下部にヤチヤナギ–ムジナスゲ群落がみられるが，高位泥炭地のドーム（dome：泥炭の集積が進み凸状になった高位泥炭地の盛り上がり部分）の上はカラフトイソツツジ–チャミズゴケ群落のブルテ（Bulte (n)，hummock：高層湿原に特有な微地形の1つで，泥炭地表面にできる塚状の高まり）が連続する高層湿原となる。高位泥炭地と丘陵の間は，ふたたび低位泥炭地となり，高層湿原のドームをすぎるとイボミズゴケ群落，ホロムイソウ–ミカヅキグサ群落へと変わる。そして低位泥炭地部分にはヤチヤナギ–ムジナスゲ群落が出現し，再びハンノキ群落となる。図-2に示された地下水位面と最高地下水位を見ると，高層湿原のカラフトイソツツジ–チャミズゴケ群落の部分では，地表面より上に地下水位が上昇することはないが，低層湿原やハンノキ林の分布する部分は水位が地表面より上に上昇する。

図-3は図-2に示した6地点での地下水位の連続測定結果である（井上，1997）。以下，井上（1997）によれば，6地点で水位変動幅が最も大きいのはトライベツ川の水位で，約1.3 mにも及ぶ。定常時はB，C，D地点より水位が低いが，出水時にはBからDの低位泥炭地内のどの水位よりも高くなる。また，8月下旬と11月上旬の大きな出水時には，トライベツ川の河川水は自然堤防を越

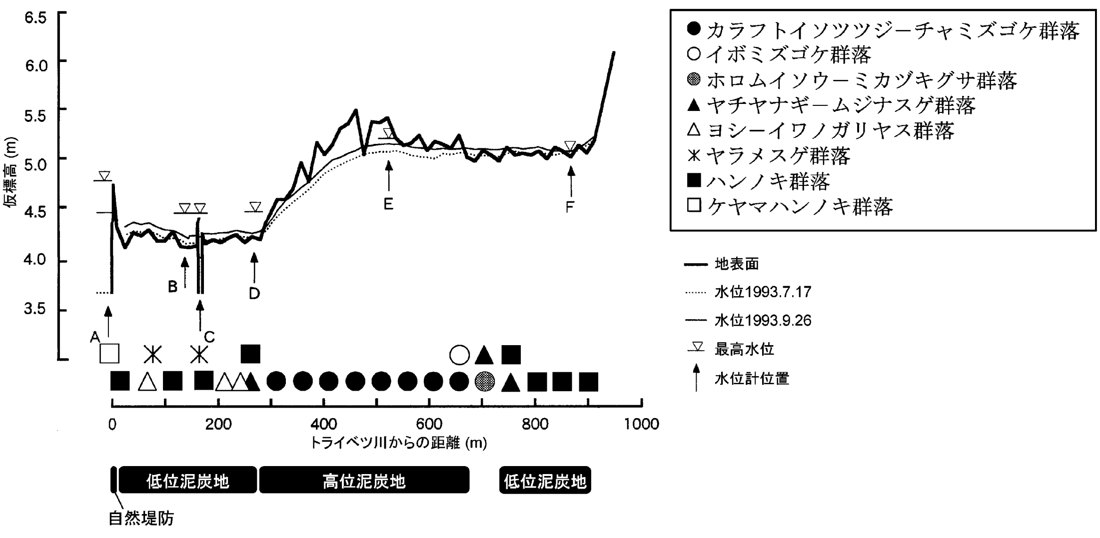


図-2 別寒辺牛湿原の泥炭地横断面および地下水位と群落分布（井上，1997；佐藤ら，2002より作成）
Aから F は地下水位計を設置した場所

Fig. 2 Ground water level and distribution of plant communities at a cross-section of Bekanbeushi Mire (Inoue, 1997 ; Sato *et al.,* 2002).
A〜F : the setting points of a ground water level logger.

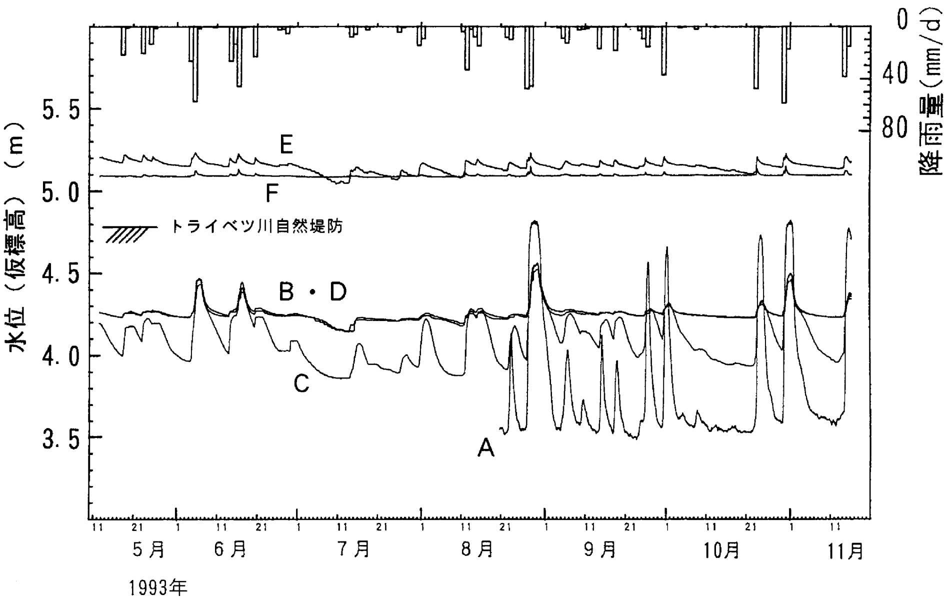


図-3 別寒辺牛湿原の河川水位および地下水位の変動（井上，1997）
A：トライベツ川，B：ハンノキ林（低位泥炭地），C：低位泥炭地内の小河川の河川水位，D：ヤチヤナギ-ムジナスゲ群落（低位泥炭地），E：カラフトイソツツジ-チャミズゴケ群落（高位泥炭地），F：丘陵側のハンノキ林（低位泥炭地）．位置については図-2 参照。

Fig. 3 Fluctuation of ground water level and river level at Bekanbeushi Mire (Inoue, 1997). A : Toraibetsu River, B : Alder forest (rich fen), C : water level of the small stream on the fen zone, D : *Myrica gale* var. *tomentosa*-*Carex lasiocarpa* var. *occultans* community (poor fen), E : *Ledum palustre* ssp. *diversipilosum*—*Sphagnum fuscum* community (bog), F : Alder forest near the hill side (rich fen). See Fig. 2.

流し，B, C, D 地点すべてで水位が高くなっている。B と D は湿原内の小河川を挟んだ低位泥炭地内に位置し，両地点はほぼ同一の水位変動を示す。C の小河川の水位は無降雨時に B, D より低く，周辺の低位泥炭地の水を排水している。無降雨期および盛夏を除くと B, D の水位変動はほぼ一定で，微高地となっている両岸の小自然堤防に排水が阻まれている。一方，高位泥炭地 E は，降雨による上昇とその後の緩やかな水位の低下という，高位泥炭地特有の水位変動パターンを示す。丘陵側のハンノキ林の成立する低位泥炭地 F は，水位変化が非常に小さく，降雨によりわずかに上昇するが，降雨後速やかに元の水位に戻る。水位が一定であることは，水がたえず丘陵側から浸出水（湧水）として供給され，かつ流出も継続していることを示している。この様に低位泥炭地部分は，河川の氾濫や雨水の集水，浸出水（湧水）によって鉱水が流れ込む鉱水涵養性で，鉱水は一般に富栄養といわれている。一方，高位泥炭地部分は雨水によってのみ涵養される雨水涵養性であるので，貧栄養な状況に保たれている。

泥炭地特有の地形は，水文環境，つまり地下水位の高さや変動パターンに影響し，さらに供給される水が雨水なのか鉱水なのか，あるいは浸出水（湧水）なのかによって，植生は決まってくる。そのため泥炭地では微地形に応じた群落の配列が見られるのである。

5. 人為による植生変化と泥炭の物理性

5.1 排水の影響による植生の変化

北海道には現在，わが国の残存湿原の約 9 割の面積が集中するとされる。しかしながら，開拓の進展と戦後の泥炭地開発によって，1990 年代後半には北海道の湿原の実に 7 割が消失している（冨士田，1997）。湿原の減少は近年も続いており，残った湿原でも特に人為による排水の影響で植生の退行が顕在化している。

北海道南西部から日本海側北部までの高層湿原では，泥炭地排水の影響でササ（チマキザサやクマイザサ）の湿原内への侵入が著しい（冨士田・井上，2005；冨士田・橘，1998；冨士田・武田，2002；冨士田ら，2003；羽山・中津川，2004；橘・伊藤，1980；武田，2000；舘脇，

1928；梅田ら，1988)。この地域の低地湿原では，排水の影響が現れると，まずヌマガヤが大型化して優勢となり（冨士田・井上，2005；舘脇，1928)，幌向泥炭地（舘脇，1928)，月ケ湖湿原（冨士田・武田，2002)，篠路湿地（冨士田・井上，2005）では，サワシロギクの増加も顕著になることが報告されている。さらに排水の影響が強まり退行が進むとササが優占する群落へ変化する。石狩泥炭地を含む北海道南西部の残存湿原では，ヤマウルシの進入が見られるケースも多い（冨士田・武田，2002；冨士田・橘，1998；武田，2000)。

一方，冬季寡雪低温な十勝から道東地域では，分布するササの中心がミヤコザサであるため，過湿な立地に弱いミヤコザサは湿原内に容易に侵入しない。これらの地域の湿原で排水による地下水位の低下あるいは変動パターンの変化が起こった場合，高層湿原ではチャミズゴケ群落からヌマガヤ群落への退行がまず起こる。橘ら（1997）が行なった道東の標津湿原での調査によると，湿原の北，西，南に掘削された排水溝の影響でエゾゴゼンタチバナ−チャミズゴケ基群集からヌマガヤ−ハンノキ基群集への退行が起きている。また，チャミズゴケ群落内にシラカンバやケヤマハンノキ，ナナカマド，ノリウツギの侵入が見られ，特にシラカンバの侵入が著しいと述べている。道東地域での泥炭地排水による植生の変化に関する報告が少ないため，詳細は今後の調査にゆだねるが，排水の影響で高層湿原の地下水位が低下するとヌマガヤが優勢になるのは，北海道南西部や日本海側の湿原と同様であるが，その後ササが侵入せずにハンノキやシラカンバといった樹種が直接侵入すると考えられる。

5.2　湿原内へのササの侵入と地下水位の低下

道北のサロベツ湿原では，橘・冨士田（2004）が1998年から2001年まで湿原全域から391個の植生調査資料を得，二元指標種分析（TWINSPAN）によって解析を行ない，合計30タイプの群落を区分している。そして1970年代の植生データ（宮脇ら，1976；橘・伊藤，1980）と比較し，高層湿原の小凹地ではチマキザサ−ウツクシミズゴケ群落が，高層湿原のローン（lawn：山地湿原や高層湿原に成立しているミズゴケ類やイネ科，小型のスゲ類から構成される芝生状の緻密でやや平坦な植生。）ではチマキザサ−イボミズゴケ群落といったチマキザサが侵入した新しい群落が加わったことを示している（橘・冨士田，2004)。また，橘・松原（2000）は，サロベツ湿原全域の2万分の1の植生図を作成し，宮脇ら（1976）の植生図と群落型を比較している。その結果，中間湿原のカラフトイソツツジ−ヌマガヤ群落，低層湿原のイワノガリヤス−ヨシ群落の典型基群集とムジナスゲ−ヨシ基群集の面積が減少し，一方で中間湿原，低層湿原でチマキザサを伴った群落が面積を増加させていることを示している。橘・冨士田（2004）は，最近30年間の植生変化からサロベツ湿原の植生退行遷移モデルを作成している。元々サロベツ湿原では，高層湿原，中間湿原，低

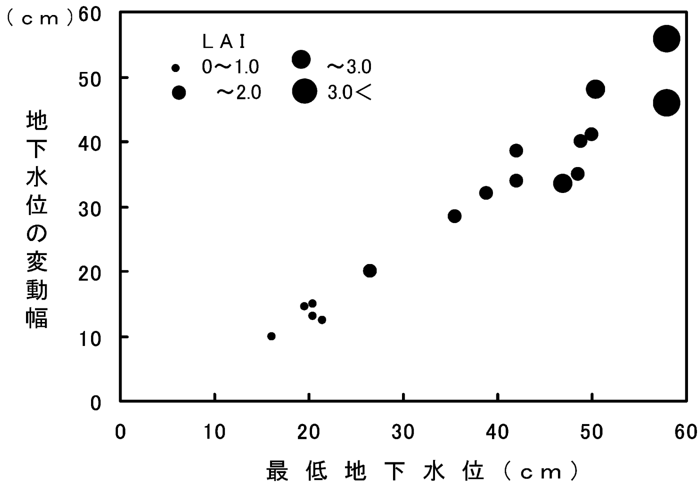


図-4　サロベツ湿原のチマキザサの葉面積指数（LAI）と地下水位の関係
ここでの地下水位は地表面から地下水位面までの深さを示す。

Fig. 4　Relationship between the leaf area index (LAI) of *Sasa palmata* and ground water level at Sarobetsu Mire.
The ground water level indicates the depth of water table from the ground surface.

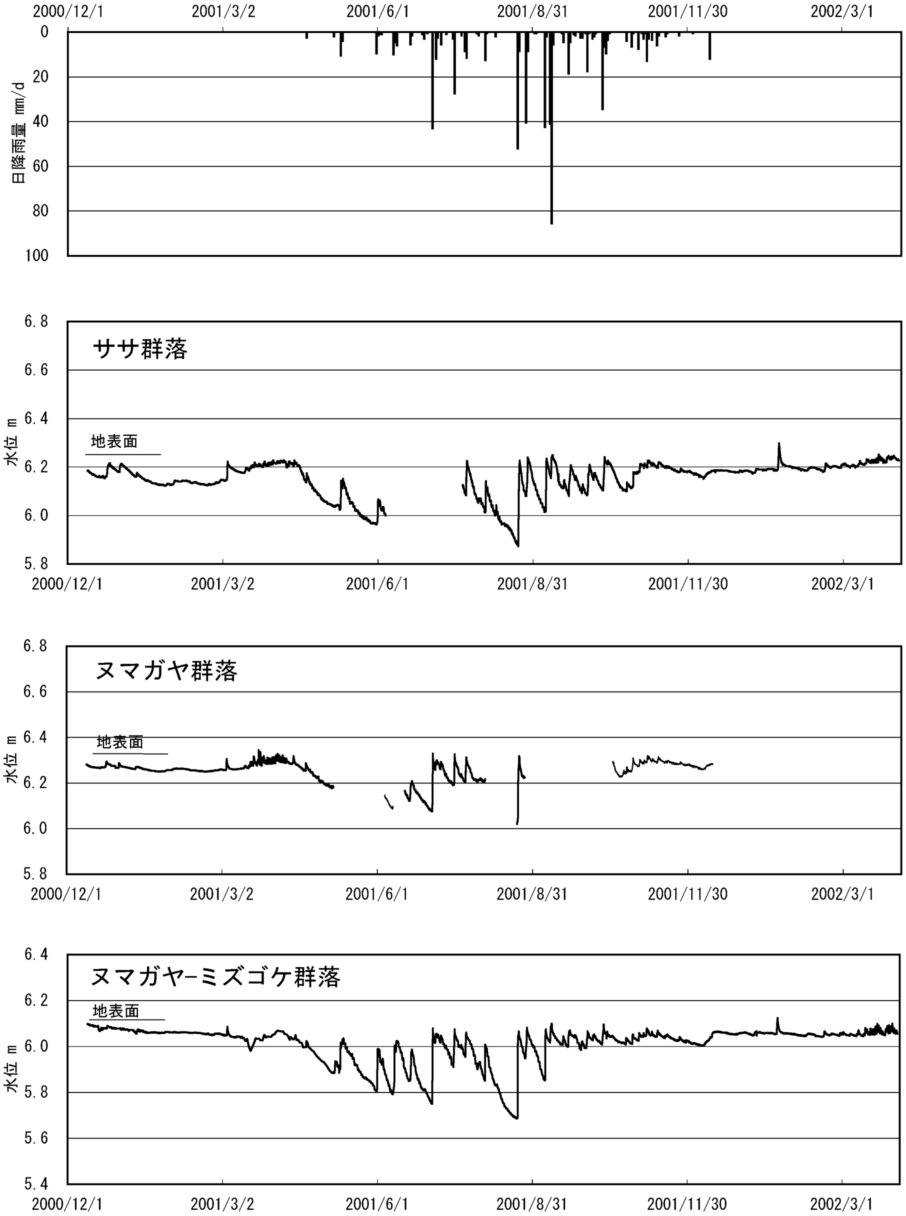


図-5　篠路湿地の2000年12月から2002年3月までの3地点における地下水位の連続測定結果と降水量
欠測部は地下水位計の不具合による（冨士田・井上，2005）。

Fig. 5　Ground water level fluctuations and precipitation at three points in Shinoro Mire from December 2000 to March 2002.
Missing data is due to instrument problem. (Fujita and Inoue, 2005)

層湿原，湿地林，湿原周辺のリュレ（Rülle(n)，湿地溝：ドーム状高位泥炭地で流去水の水みちとなっているところ。他の高位泥炭地部分よりも幾分鉱物質に富み，低位泥炭地となる（北海道泥炭地研究会，1992））ごとに異なる群落が分布しており，これらが排水効果の大小によって様々な群落に移り変わっていくが，いずれの退行群落もチマキザサを伴っているのが特徴である。

ササの侵入と地下水位の関係については，高桑・伊藤

(1986) が，地下水位が高く泥炭中の酸素拡散速度が低い場所では，ササの分布や生育が抑制されやすいことを示している。また，梅田ら（1988）は，サロベツ湿原での調査結果から湿原へのササの侵入は地下水位の低下と相関することを報告しており，地下水位低下はササの侵入を容易にしている。図-4 は，サロベツ湿原における地下水位の測定結果とササの葉面積指数との関係を図化したものである（環境庁自然保護局，1993）。葉面積指数とは，単位土地面積上にある全葉面積の割合である。横軸に地下水位が年間で最も低くなった時の地表からの深さを，縦軸には地下水位の年間変動幅を示し，葉面積指数はドットの大きさで示してある。ササは地下水位が低くかつ変動幅が大きいほどよく繁茂し，最低地下水が 20 cm，変動幅が 10 cm 程度までは侵入するが，その現存量はかなり小さい。そして最低地下水位が 15 cm より高く変動幅が 10 cm 以内の場所には，ササが侵入していない。

それでは実際に地下水位の低下によってササが侵入し，植生が退行している湿原の水文環境は，どのように変化しているのだろうか。図-5 は，札幌市北区の篠路湿地での地下水位の測定結果である（冨士田・井上，2005）。篠路湿地では植生の退行が著しく，高層湿原植生が現在では 6 群落に分化している。図-5 はササ群落，ヌマガヤ群落，ヌマガヤ−ミズゴケ群落での地下水位を示している。3 地点ともに， 冬季の積雪期間中はほとんど水位変動のない安定した水位を保ち，春の融雪開始とともに水位は日周期の増減を繰り返しながらやや上昇し，消雪とともに低下する。夏季は，降雨により水位が上昇し，降雨後急激に低下するというパターンを繰り返し，水位変動は大きなものになっている。退行の程度に差があり分布する群落が異なるにもかかわらず，地下水位の変動パターンには大きな違いが見られず，全域で夏季に大きく低下していることは，この湿地全体が乾燥状態にさらされていることを示している。図-6 は，湿地植生が比較的よく残存しているヌマガヤ−ミズゴケ群落での地下水位測定結果と道北・サロベツ湿原のミズゴケの優占する高層湿原での地下水位測定データ（西村ら，2004）とを対比したものである。サロベツの高層湿原の地下水位変動幅が 20 cm 弱に留まっているのに対し，篠路湿地のヌマガヤ−ミズゴケ群落では約 40 cm に及ぶ大きな水位変動を呈している。夏季無降雨時の水位低下が大きいことは，その間表層の泥炭が好気的条件にさらされることを意味する。篠路湿地での泥炭のボーリング結果によると， 地表付近 0–0.5 m の泥炭が黒色を呈し分解が進んでいる（冨士田・井上，2005）。このことは，最近の水位低下のため空気が侵入し，泥炭の分解が促進され，湿原土壌としての泥炭そのものの質的変化が生じていることを示している。

5. 3 泥炭地排水による泥炭物理性と植生の変化

梅田ら（1983）によれば，泥炭の理工学性については，

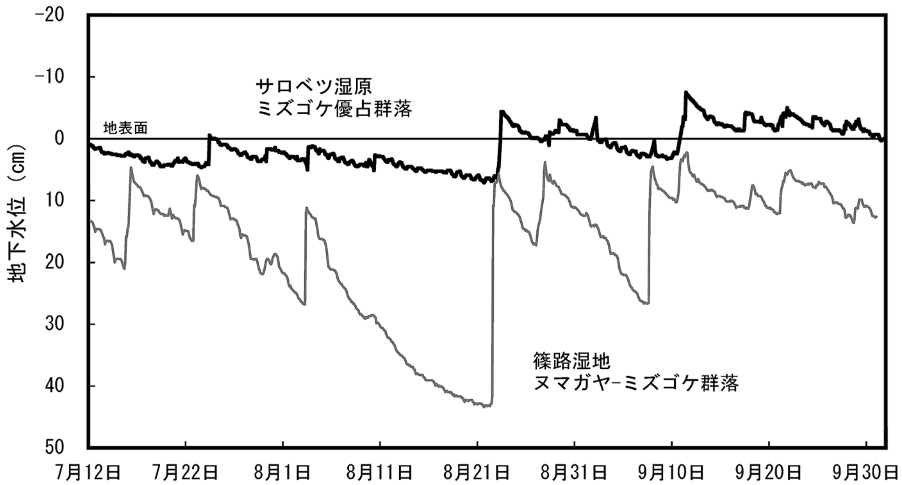
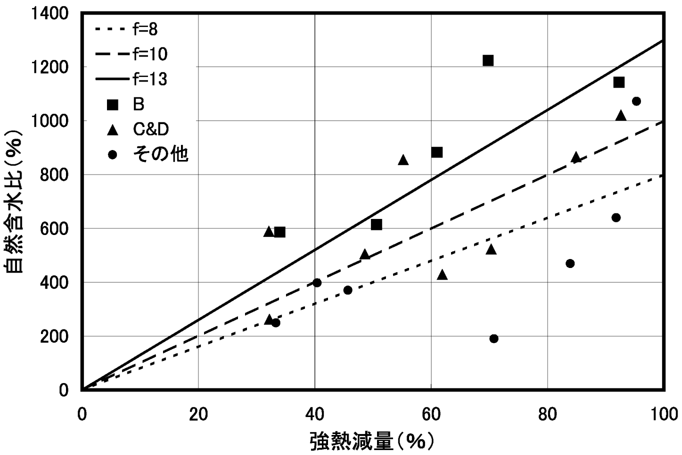


図-6 2001 年夏季の篠路湿地ヌマガヤ−ミズゴケ群落とサロベツ湿原ミズゴケ優占群落における地下水位の変動
水位標高は地表面を 0 とする相対標高に直した。

Fig. 6 Ground water level fluctuations at a *Moliniopsis japonica-Sphagnum* community in Shinoro Mire and a *Sphagnum* bog in Sarobetsu Mire.
Elevation of water table is converted into water depth from the ground surface.

含水比，分解度，密度，間隙比，強熱減量などいずれも大きなばらつきを持っており，含水比で400–1,000%，間隙比2–19，強熱減量で20–98%などといった範囲であるという。能登（1991）によると，泥炭地盤は平面的にも深さ方向にも土質工学的性状の変化が激しいため，土質調査で土質性状を精度よく完全に把握することは困難であるという。したがって，泥炭の物理性に関する分析データから植生の退行と泥炭の物理性の変化の間に明確な関係を見出すことは難しいが，いくつかの要因との間には傾向が読み取れる。図–7は川端・神谷（未発表）が行なった石狩泥炭地内の残存湿原や植生遷移の進行した泥炭地，静狩湿原からサンプリングした高位泥炭の物理性に関する分析結果のうち，泥炭自然含水比（%）と強熱減量（%）の関係を示したものである。図中のfとは，宮川（1958）が提唱した含水–強熱減量比と呼ばれる指数である。含水比と強熱減量は一般に比例関係にある。しかし，含水比は圧縮（排水）履歴により変化し，fの値は宮川（1958）は素地泥炭で10，圧縮泥炭で7となると報告している。それゆえ，fの値で圧縮（排水）履歴が評価できる。高層湿原本来の植生が残る地点であるBは，自然含水比と強熱減量との間のf値が大きく，やや植生が退行したCとDの群落グループ，退行遷移がさらに進んだ「その他」のグループになるほどf値が小さくなる傾向が現れる。つまり強熱減量が高く有機物含量が多いにもかかわらず，排水などの影響で自然含水比が低くなるほど植生の退行が顕著であることが示された。また，図–8は同様のデータから圧密降伏応力（kN/m^2）と自然含水比（%）の関係を示したもので，両者は反比例の関係を示す。植生の退行が進むほど圧密降伏応力が大きくなり自然含水比が小さくなる。

以上のように湿原が人為によって排水され，地下水位が低下したりその変動パターンが変化したりすると，植生が退行するだけではなく，泥炭そのものの理工学性の変化が起こるのである。



図–7　石狩泥炭地および静狩湿原の泥炭の自然含水比（%）と強熱減量（%）の関係
fは，含水–強熱減量比と呼ばれる指数（宮川，1958）．泥炭の含水比は圧縮（排水）履歴により変化し，fの値は素地泥炭で10，圧縮泥炭で7となる。（宮川，1958）。B：高層湿原本来の植生が残る地点の泥炭資料（ヌマガヤ–イボミズゴケ群落）；C & D：やや植生が退行した地点の泥炭資料（ヤマウルシ–ヌマガヤ群落，ヤマウルシ–ヌマガヤ・チマキザサ群落）；その他：更に退行遷移が進んだ群落．（川端・神谷，未発表データより作成）。

Fig. 7　Relationship between natural water content (%) and ignition loss (%) of peat in Ishikari Peatlands and Shizukari Mire.
Factor ‘f’ indicated the ratio of natural water content to the ignition loss of peat. As natural water content of peat defers by its compression history, the ‘f’ value of virgin peat is about 10 whereas compressed peat may have value of around 7 (Miyagawa, 1958). B : *Moliniopsis japonica-Sphagnum papillosum* community ; C & D : *Rhus trichocarpa-Moliniopsis japonica* community, *Rhus trichocarpa-Moliniopsis japonica* and *Sasa palmata* community ; Others : communities with greater retrogressive succession (from Kawabata and Kamiya, unpublished data).

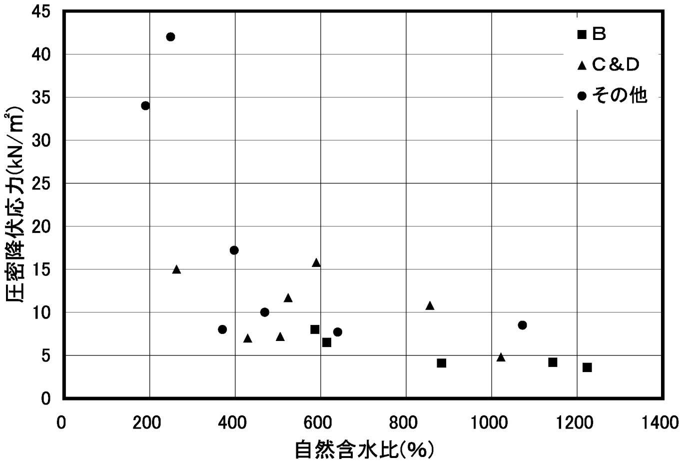


図-8 石狩泥炭地および静狩湿原の泥炭の自然含水比（%）と圧密降伏応力（kN/m^2）の関係
B : 高層湿原本来の植生が残る地点の泥炭資料（ヌマガヤ–イボミズゴケ群落）; C & D : やや植生が退行した地点の泥炭資料（ヤマウルシ–ヌマガヤ群落，ヤマウルシ–ヌマガヤ・チマキザサ群落）; その他 : 更に退行遷移が進んだ群落。（川端・神谷，未発表データより作成）

Fig. 8 Relationship between natural water content (%) and consolidation yield stress (kN/m^2) of peat in Ishikari Peatlands and Shizukari Mire.
B : *Moliniopsis japonica-Sphagnum papillosum* community ; C & D : *Rhus trichocarpa-Moliniopsis japonica* community, *Rhus trichocarpa-Moliniopsis japonica* and *Sasa palmata* community ; Others : communities with greater retrogressive succession (from Kawabata and Kamiya, unpublished data).

6. おわりに

役に立たない土地として忌み嫌われてきた湿原も，近年では生物多様性あるいは自然環境の保全の観点から，保護すべき自然と認識されるようになった。しかしながら多くの湿原，特に低地の湿原では，何らかの人為の影響にさらされ植生の退行と立地環境の変化が顕在化している。今後はどのように周辺の農用地や人間活動と折り合いをつけ共存していくのかが，最大の課題であろう。豊かな自然を未来に残すためには，共存・共栄の方策を確立するための研究と，さらなる湿原生態系の解明に関する基礎研究が重要で，今後それらの成果を踏まえた保全や修復の技術が開発されることを期待したい。

引 用 文 献

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―，pp. 231–237．自然保護助成基金，東京．

冨士田裕子・井上　京（2005）: 札幌市篠路湿地の植生および水文環境の現状と保全について．植生学会誌，**22** : 113–133.

冨士田裕子・加納左俊・今井秀幸（2003）: 上サロベツ湿原時系列ササ分布図の作成とササの面積変化．北大植物園研究紀要，**3** : 43–50.

冨士田裕子・橘　ヒサ子（1998）: 元国指定天然記念物静狩湿原の変遷過程と現存植生．植生学会誌，**15** : 7–17.

冨士田裕子・高田雅之・金子正美（1997）: 北海道の現存湿原リスト．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―，pp. 3–14．自然保護助成基金，東京．

冨士田裕子・武田恒平（2002）: 月ケ湖湿原の植生．財団法人前田一歩園財団創立20周年記念論文集　北海道の湿原（辻井達一・橘ヒサ子編），pp 153–160．北海道大学図書刊行会，札幌．

羽山早織・中津川誠（2004）: サロベツ湿原の地下水位環境と植生変化について．北海道開発土木研究所月報，**612** : 3–20.

北海道泥炭地研究会（1992）: 泥炭地用語事典　改訂第2版．エコ・ネットワーク，札幌．

北海道開発庁（1963）: 北海道未開発泥炭地調査報告．

pp. 315, 北海道開発庁, 札幌.
井上 京（1997）：別寒辺牛泥炭地にみる低地泥炭湿原の水文環境と形成過程. 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―, pp. 41-47. 自然保護助成基金, 東京.
環境庁自然保護局・北海道地区国立公園管理事務所利尻礼文サロベツ国立公園利尻管理官事務所（1993）：環境庁サロベツ原野保全対策事業 サロベツ湿原の保全. 北海道地区国立公園管理事務所, 札幌.
吉良竜夫（1948）：温量指数による垂直的気候帯のわかちかたについて. 寒地農学, **2**：143-173.
宮川 勇（1958）：泥炭地の土質工学的調査研究（第3報）. 北海道開発局土木試験所報告, **20**：68-71.
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―, pp. 49-57. 自然保護助成基金, 東京.
宮脇 昭・奥田重俊・藤原一絵・井上香世子（1976）：サロベツ原野の植生. 財団法人環境資源保護財団, 東京.
宮脇 昭・奥田重俊・藤原睦夫（1994）：改訂新版 日本植生便覧. pp. 910, 至文堂, 東京.
西村鈴華・井上 京・冨士田裕子（2004）：サロベツ泥炭地ミズゴケ復元実験区の水文環境. 第53回農業土木学会北海道支部研究発表会講演集, 78-81. 札幌.
能登繁幸（1991）：泥炭地盤工学. pp. 202, 技報堂出版, 東京.
Sakaguchi, Y. (1961)：Paleogeographical studies of peat bogs in northern Japan. J. Fac. Sci. Tokyo Univ., Sec. 2, **12**：421-513.
坂口 豊（1974）：泥炭地の地学―環境の変化を探る―. pp. 329, 東京大学出版会, 東京.
佐藤雅俊・橘ヒサ子・松原光利・新庄久志（2002）：別寒辺牛湿原の植生. 財団法人前田一歩園財団創立20周年記念論文集 北海道の湿原（辻井達一・橘ヒサ子編）, pp. 65-86. 北海道大学図書刊行会, 札幌.
橘ヒサ子（1997）：北海道の湿原植生概説. 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―, pp. 15-27, 自然保護助成基金, 東京.
橘ヒサ子（2002）：北海道の湿原植生とその保全. 財団法人前田一歩園財団創立20周年記念論文集 北海道の湿原（辻井達一・橘ヒサ子編）, pp. 285-301. 北海道大学図書刊行会, 札幌.
橘ヒサ子・冨士田裕子（2004）：地下水位低下の湿原への影響評価と保全的管理手法の開発 1湿原の乾燥化による植生の退行遷移及び原植生の解明と評価手法の開発. 研究成果第421集「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及び評価システムの開発に関する研究」, pp. 10-17, 農林水産省農林水産技術会議事務局, 東京.
橘ヒサ子・井上 京・新庄久志（1997）：標津湿原の発達過程と植生. 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―, pp. 151-170, 自然保護助成基金, 東京.
橘ヒサ子・伊藤浩司（1980）：サロベツ湿原の植物生態学的研究. 環境科学・北海道大学大学院環境科学研究科紀要, **3**：73-134.
橘ヒサ子・松原光俊（2000）：土地利用変化に伴う湿原植生の退行遷移に関す研究Ⅰ. サロベツ湿原の過去20年間の植生変化. 日本生態学会第47回大会講演要旨集：117.
高桑 純・伊藤浩司（1986）：湿原におけるササの生態的動向. 北海道大学大学院環境科学研究科邦文紀要, **2**：47-65.
武田恒平（2000）：北海道南西部における湿原の退行遷移系列に関する研究. 平成11年度北海道大学農学部生物資源科学科植物体系学研究室卒業論文（未公刊）.
舘脇 操（1928）：群落生態より見たる石狩國幌向泥炭地. 札幌農林學會報, **19**：531-563.
梅田安治・辻井達一・井上 京・清水雅男・紺野康夫（1988）：サロベツ泥炭地の地下水位とササ―泥炭地の形態的研究（Ⅲ）―. 北海道大学農学部邦文紀要, **16**：70-81.
梅田安治・月館光三・矢橋晨吾（1983）：Ⅲ-2. 泥炭・黒泥土. 土の理工学性実験ガイド（農業土木学会土の理工学性実験ガイド編集委員会）, pp. 184-191, 農業土木学会, 東京.
浦上啓太郎・飯塚仁四郎・瀬尾春雄（1954）：北海道農業試験場土性調査報告 第4編 石狩国泥炭地土性調査報告. 北海道農業試験場, 札幌.

要　　旨

広大な泥炭地が広がる北海道には，数多くの湿原が残存する。多くは低地の沖積平野に分布し，河川氾濫の影響を受ける鉱水涵養性の低層湿原であるが，雨水涵養性の高層湿原まで発達したものも見られる。北海道の湿原植生は，橘（1997），橘（2002）により温度と降水量（冬季の降雪量と最深積雪）の環境傾度上の分布から，低地湿原は5グループに，山地湿原は6グループに区分される。泥炭地内での植物群落の配列は，泥炭地特有の微地形と水文環境，特に地下水位の高さとその変動パターン，更に雨水涵養性か鉱水涵養性かによって規定される。近年は，残存湿原で排水の影響による植生の退行が顕在化している。特に北海道南西部から道北地域の低地湿原では，ササの湿原内への侵入が顕著で地下水位低下との関係が指摘されている。

受稿年月日：2006年 1 月27日
受理年月日：2006年 6 月10日