

原著

宮地直道¹・大井信夫²・能城修一³・藤根 久⁴・神山和則⁵・粕淵辰昭⁶・
柳谷修自⁷：完新世における北海道美唄泥炭地の形成過程と植生変遷

Naomichi Miyaji,¹ Nobuo Ooi,² Shuichi Noshiro,³ Hisashi Fujine,⁴
Kazunori Kohyama,⁵ Tatsuaki Kasubuchi⁶ and Shuji Yanagiya⁷:
Formation process and vegetation history of the Bibai Peatland,
central Hokkaido, Japan, during the Holocene

要 旨 石狩泥炭地中部の美唄泥炭地の形成過程と完新世の植生変遷史を地質調査、堆積物の理化学性分析、珪藻・花粉・木材化石分析により復元した。美唄泥炭地は約8000～7500年前に縄文海進に伴い段丘面が湿地化して形成され始めた。約7500～5000年前になると、前半にはハンノキ属・トネリコ属などの湿地林が形成され、後半にはやや中間～高位泥炭的な要素を持った低位泥炭層が形成された。約5000～3500年前は河川活動が活発化して中～下流性河川堆積物起源の珪藻を含む青灰色粘土を主体とした泥質堆積物が形成された。この時期にはわずかながらハンノキ林が形成されたものの頻りに河川が氾濫する不安定な環境であった。約3500～2200年前には河川活動は比較的鎮静化して、ハンノキ節やトネリコ属の湿地林が成立した。湿地林の水平分布を比較すると、河川に近い地点ではトネリコ属が優勢で、河川から離れた地点ではハンノキ節が優勢となる。約2200年前以降、本地域一帯は安定した後背湿地となり、泥炭地の中央部では泥を含まない低位、中間、高位泥炭層が順に形成された。堆積環境の安定化に伴い泥炭は次第に未分解となり、珪藻化石では沼沢湿地付着生種群やより乾陸下で認められる陸生指標種群が確認されるようになった。一方、花粉化石群では、中間泥炭層でカヤツリグサ科・ヤマモモ属が、高位泥炭層でミズゴケが主要な構成種となった。
キーワード：河川活動、完新世、植生変遷、泥炭地、埋没林

Abstract We reconstructed the formation process and vegetation history of the Bibai Peatland in the middle of the Ishikari Peatland, central Hokkaido, during the past 8000 years, based on geologic and topographic studies, physical and chemical analyses of sediments, and paleobotanical studies of diatom, pollen, and fossil wood assemblages. The Bibai Peatland was created on a terrace surface between 8000 to 7500 yr B.P. with moistening of the surface caused by the Jomon transgression. From 7500 to 5000 yr B.P., peaty mud deposits with marsh forests of *Alnus* and *Fraxinus* first settled and were succeeded by low moor peat with high to transitional moor vegetation of Cyperaceae and *Myrica*. From 5000 to 3500 yr B.P., muddy deposits with small scale *Alnus* forests settled with high fluvial activities. From 3500 to 2200 yr B.P., peaty mud deposits with marsh forests of *Alnus* and *Fraxinus* again formed with stabilization of fluvial activity. In buried forests, *Fraxinus* grew close to the Bibai River and *Alnus* far from it. Since 2200 yr B.P., this area became a stable back marsh, and low moor, transitional, and high moor peat was deposited successively at the central part of the Bibai Peatland. The main vegetation of this stage consisted first of *Alnus*, *Fraxinus*, and *Lysichiton*, and of Cyperaceae and *Sphagnum* afterwards.

Key words: buried forests, floral changes, fluvial activity, Holocene, peatland

- ¹ 〒437-1613 静岡県小笠郡浜岡町合戸字海岸4433 静岡県農業試験場海岸砂地分場
Coastal Sandy Area Branch, Shizuoka Prefectural Agricultural Experiment Station, Hamaoka, Ogasa-gun, Shizuoka 437-1613, Japan
- ² 〒572-0021 寝屋川市田井町21-30 関西環境リサーチ株式会社方 ONP 研究所
ONP Laboratory, c/o Kansai Environment Research Co. Ltd., 21-30 Tai-cho, Neyagawa-shi, Osaka 572-0021, Japan
- ³ 〒305-8687 筑波農林研究団地内郵便局私書箱16号 森林総合研究所木材利用部
Forestry and Forest Products Research Institute, Tsukuba Norin P.O. Box 16, Ibaraki 305-8687, Japan
- ⁴ 〒501-6264 羽島市小籠町島5-63 株式会社パレオ・ラボ東海支店
Paleo・Lab Co., Ltd., Shima 5-63, Oguma-cho, Hashima-shi, Gifu 501-6264, Japan
- ⁵ 〒329-2747 栃木県那須郡西那須野町千本松768 草地試験場草地生産基盤部
National Grassland Research Institute, 768 Senbonmatsu, Nishinasuno-cho, Nasu-gun, Tochigi 329-2747, Japan
- ⁶ 〒997-8555 鶴岡市若葉町1-23 山形大学農学部
Faculty of Agriculture, Yamagata University, 1-23 Wakaba-cho, Tsuruoka-shi, Yamagata 997-8555, Japan
- ⁷ 〒062-8555 札幌市豊平区羊ヶ丘1 北海道農業試験場企画連絡室
Hokkaido National Agricultural Experiment Station, 1 Hitsujigaoka, Toyohira-ku, Sapporo 062-8555, Japan

はじめに

石狩泥炭地は北海道の中央部を流れる石狩川流域に発達し、約550 km²の面積を有する日本最大の泥炭地である(北海道開発庁, 1963)。本泥炭地は1870年代に開発が始まるまでは湿原であったが、現在ではその大半は泥炭農用地に変貌した。石狩泥炭地の成立年代について阪口(1974)は既往の花粉分析結果や泥炭の層厚からもっとも古い泥炭の形成開始時期は約7000年前頃と推定し、松下ほか(1985)は花粉分析結果と放射性炭素年代をもとに本格的な泥炭の形成時期は5000~4000年前であるとした。また、花粉分析結果より泥炭地の植生変遷の概要が明らかにされている(松下ほか, 1985; 塚田・中村, 1988)しかし、その詳細な成立過程および植生の変遷過程はかならずしも十分に明らかにされていない。沖積低地の泥炭地の発達過程は海水準変動などの広域の環境変化と立地環境の差異に基づく地域的变化を反映したものであり(海津, 1994), 石狩泥炭地の詳細な地史の解明は北日本の完新世の環境変動を明らかにするうえで重要な意味があると考えられる。

石狩泥炭地には複数の小河川が流入し、各河川の流域には後背湿地として多数の独立した泥炭地が形成されている。これらは白石、対雁、幌向、篠津、美唄、富良野の6泥炭

地に大別されている(浦上・市村, 1937)。このうち美唄泥炭地(Bibai Peatland)は札幌市の北東に位置し美唄川流域に発達した泥炭地である。美唄泥炭地の大半は1950年代までは美唄原野と呼ばれる広大な湿原であったが、農地開発が進み、そのほとんどが水田や畑になり、現在残されている自然状態の湿原は美唄湿原(Bibai Moor; 草野, 1981)と呼ばれる、美唄市と北海道農業試験場が管理する2箇所の計0.3 km²の範囲のみである(Fig. 1)。美唄湿原の周辺は農地開発が進み、それに伴い表層部の高位泥炭と呼ばれるミズゴケ泥炭の大部分や中間泥炭と呼ばれるスゲ泥炭の一部は、地下水位の低下や、泥炭と鉱質土客土との混層による収縮・分解により消滅した(宮地ほか, 1995)。そこで、石狩泥炭地で唯一泥炭層がほぼ完全に保全されている美唄湿原を中心に地質調査を行い、採取された試料について堆積物の理化学性に関する分析、珪藻・花粉・木材化石の分析を行い、当地域における泥炭地の成立過程および植生変遷史を解明した。

なお、本研究の一部は国立機関等公害防止研究「湿原生態系保全のためのモニタリング手法および農用地からの影響緩和方策の確立」「希少野生生物とその生息地としての湿地生態系の保全及びその周辺地域との調和的管理手法の開発に関する研究」の一貫として行われた。

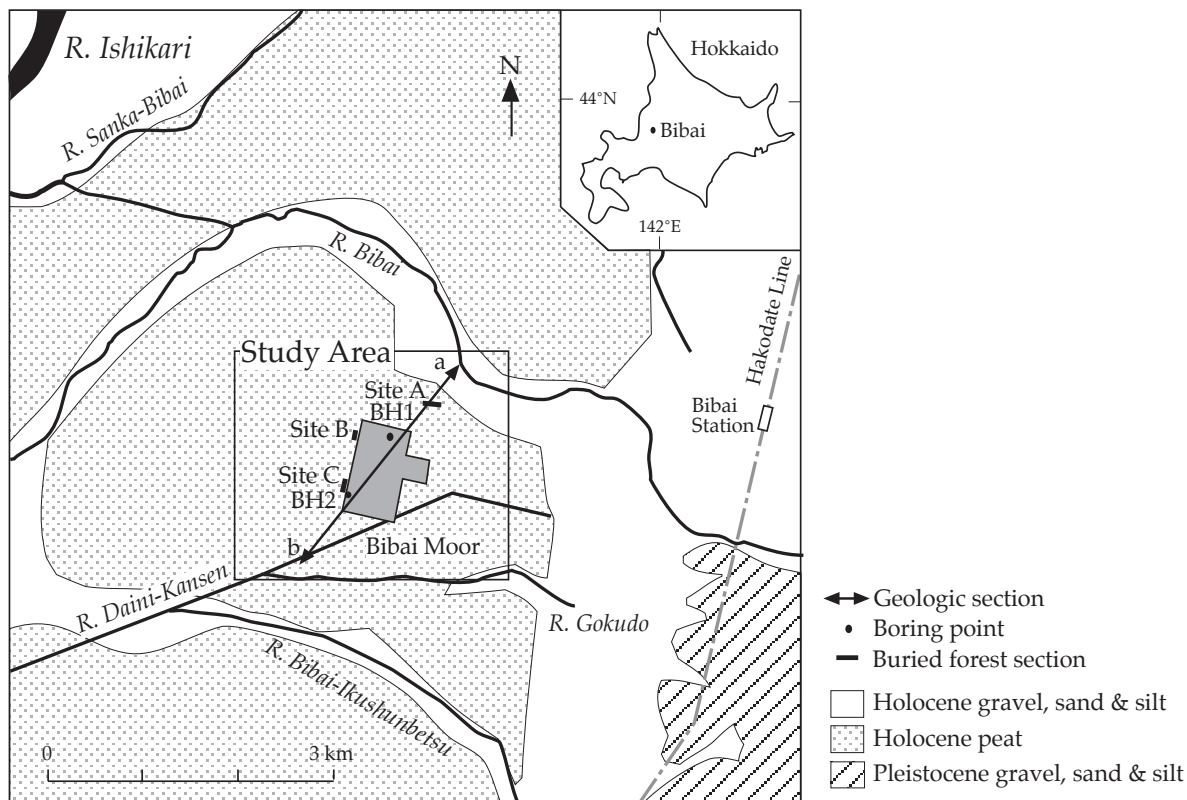


Fig. 1 Geologic location map of the Bibai Peatland. Geologic map after Matsuno *et al.* (1964).

調査地点と調査方法

1. 調査地点

美唄川流域に広がる美唄泥炭地は美唄市を中心とする地域に分布し、その総面積は61 km²であり(浦上・市村, 1937), 現在の標高は海拔13~20 mである。調査は美唄湿原を含む美唄川からゴクドウ川までの東西約3 km, 南北約2.5 kmの範囲で行った。湿原内の2箇所(BH-1, 2)ではボーリング調査を行った。一方、湿原の縁辺部や湿原近傍の防風林沿いに掘られた深さ1~2 mの排水路の3箇所(地点A, B, C)で埋没樹の調査を行った(Fig. 1)

2. 調査方法

土壌・地質調査の方法は以下の通りである。調査地区内のa-b測線沿いでは検土杖を用いて121地点で地表下1 mまで、さらにヒラー式泥炭採土器を用いて15地点で2~5 mまでの土層を調べた。さらに、a-b測線の西方120 mの地点のBH-1で24 m, 同じく西方50 mのBH-2で13 mの深さまでの土層をボーリングにより調査し、オールコア試料を採取した。また、a-b測線以外の調査地区内では、1 kmメッシュ内に複数地点が入るようにして29地点を選び、ヒラー式泥炭採土器で地表下約5 mまでの土層を調べた。これらの土壌調査地点については光波式測量装置(測機社製SET-4c)を用い測量を行った。さらにBH-1, BH-2の他、湿原内の2箇所でもオランダ式二重管コーン貫入試験を行い深さ12~15 mまでの堆積物の連続した貫入抵抗を測定した。

BH-1で採取されたコアについて堆積物の化学的性質を調べた。コアより10~20 cm間隔で試料を採取し、全炭素、全窒素、分解度、および灼熱減量(強熱減量)を測定した。このうち全炭素と全窒素含量はElementar社製全自動分析装置vario ELで測定した。分解度は近藤ほか(1997)の方法で泥炭をこすった時の残渣を容積あたりの繊維含量で示した。灼熱減量は風乾試料を電気マッフル炉により500°Cで3時間、600°Cで1時間加熱後放冷し、減量分を乾土当たりの重量割合で示した。

微化石および木材化石の分析方法は以下の通りである。珪藻分析はBH-1コアより28点の試料を採取して行った。分析法はまず試料から湿潤重量約1 g程度を取り出し30%過酸化水素を加え水による洗浄後、残渣を遠心分離により濃集する。ついでこの残渣を封入してプレパラートを作成し、光学顕微鏡下600~1000倍で珪藻種を同定・計数した。なお、珪藻化石の同定・計数は200個体になるまで行った。ただし、珪藻殻の少ない試料は、プレパラート全面について精査した。花粉分析はBH-1コアより45点の試料を採取し、定法(日本第四紀学会, 1993)により行った。花粉化石の同定・計数は作成したプレパラート全面に

ついて行い、木本花粉総数が200に満たないものはもう一枚作成し同定・計数した。木本花粉総数が200を超えたものについて、木本花粉は木本花粉総数を基数に、その他の草本、シダ孢子、ミズゴケ孢子は花粉孢子総数を基数としてその産出率を求めた。また、主要な花粉・孢子の単体標本を作成した。産出した花粉の図版は単体標本を撮影したものである。木材化石の同定は地点A, B, Cで採取した111点の試料について、定法(日本第四紀学会, 1993)により光学顕微鏡観察用プレパラートを作製して行った。

結 果

1. 地質層序

本調査地区の地表下約10 mまでの堆積物を岩相、堆積物の連続性および斜交関係の有無などにに基づき下位よりA~H層の8層に区分した(Fig. 2)。以下に各層の特徴を記述する。

最下部のA層は上位の凝灰質シルト層および下位の砂礫層よりなる地層で14 m以上の層厚を有し、BH-1, 2で確認された。このうち凝灰質シルト層はBH-1では-9.7~-12.5 m, BH-2では-7.7~-12.4 mの深度で、砂礫層はBH-1で-12.5~-24 mの深度で認められた。一方、貫入試験では貫入抵抗が急激に増加して連続して10 kg・cm²以上になる深度(標高)はBH-1が-10.0 m(7.2 m), BH-2が-8.8 m(7.8 m)で、湿原内の他の2地点ではそれぞれ-11.3 m(6.7 m)と-10.3 m(8.2 m)であった。BH-1, 2のボーリング調査結果と併せて判断すると、この凝灰質シルト層の層準から貫入抵抗が急激に増大する。これらのことから、美唄湿原周辺では地表下8~11 m(標高7~8 m)に凝灰質シルト層や砂礫層からなる比較的平坦な面が存在すると考えられる。

B層はA層を覆う黒色の有機質シルト層でBH-1, 2で確認され、層厚は10 cm程度と薄い。B層はA層を軽微に浸食し、B層下部にはA層由来のシルトの細礫が含まれる。B層の放射性炭素年代はBH-1では7580 ± 170 yr B.P.(GaK-16537), BH-2では7820 ± 110 yr B.P.(GaK-16689)であった。なお本稿で示す年代はすべて放射性炭素年代値で、暦年代補正は行っていない。

C層はB層を覆う泥炭混じり泥層および泥炭層でBH-1, 2で確認され、層厚は1~3 mである。泥炭層は主としてヨシの茎や木本からなる。本論ではこのようにヨシの茎や木本が認められた泥炭を低位泥炭と判断した。BH-1では本層の上部にあたる深度-6.0~-7.0 mの泥炭層中よりヨシの茎に加えて中間泥炭に多くみられるヤマドリゼンマイの地下茎も多数確認された。BH-1では本層中部の泥炭の放射性炭素年代値は5330 ± 110 yr B.P.(GaK-16536)であった。

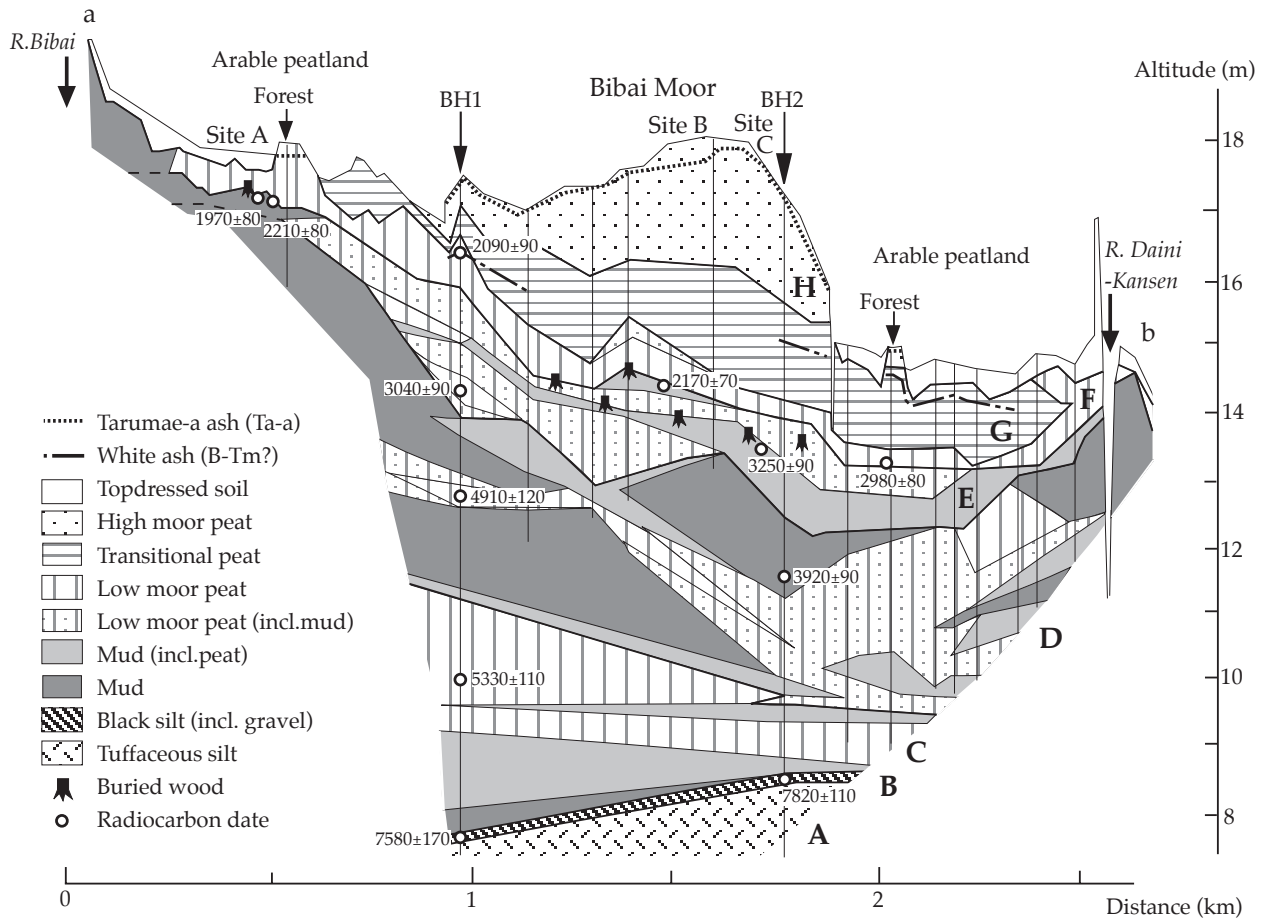


Fig. 2 Topographic and geologic cross section of the Bibai Peatland along line a-b (Fig. 1). A to H show designation of each layer, and vertical lines show bore holes.

D層はC層を覆う青灰色の泥層, 泥炭混じり泥層, 泥混じり低位泥炭層で層厚は3~4 mである。a-b測線沿いでは, 泥層およびこれに続く泥炭混じり泥層は大きく見ると2層存在するように見える。ただし, 美唄湿原の南方ではこれらの泥層は薄くなり大半が泥混じり低位泥炭層となる。青灰色の泥層は美唄川やゴクドウ川に向かうにつれ砂の含有割合が増加して層厚を増す。BH-1ではこの2層の泥層に挟まれた低位泥炭の放射性炭素年代が4910 ± 120 yr B.P. (GaK-16534), BH-2では上部の泥層の下部に含まれる泥炭の年代が3920 ± 90 yr B.P. (GaK-16688)と測定された。BH-1では本層の泥層中より多数の木片が確認された。

E層はD層を覆う泥混じり低位泥炭層および泥炭混じり泥層で, 層厚は1~2 mである。地点A~Cでは下部, 中部, 上部の3層の泥炭混じり泥層と, これらの泥層に挟まれた泥混じり低位泥炭層があり, これらの地層中に立株や根張りの埋没樹が多数存在する。このうち上部の泥炭混じり泥層は連続性が悪い。地点Aでは上部~中部の泥炭混じり

り泥層に相当する泥層中の立株の年代が1970 ± 80 yr B.P. (GaK-17609), これを覆う泥混じり泥炭層の年代は2210 ± 80 yr B.P. (GaK-16690)であり, 地点Bでは上部の泥炭混じり泥層に根張りした立株の年代が2170 ± 70 yr B.P. (GaK-17610), 地点Cでは下部の泥炭混じり泥層に根張りした立株の年代が3250 ± 90 yr B.P. (GaK-17607)であった。年代測定用試料はおおむね立株の外側より採取した。

F層はE層を覆う泥を含まないヨシの茎や木本からなる低位泥炭層で, 層厚は0.5~1 mである。調査地区の南東部の防風林下では, 本層下部の年代が2980 ± 80 yr B.P. (GaK-16691)であった。

G層はF層を覆うワタスゲやヌマガヤなどからなる泥炭層で, 美唄川とゴクドウ川の間広く分布し, 層厚は1~2 mである。本論では, ワタスゲの葉鞘や, ヌマガヤの茎や根, ヤマドリゼンマイの地下茎などが認められた泥炭を中間泥炭と判断した。BH-2およびその南方では本層の中部に層厚が約5 mmでシルト~細砂サイズの白色火山灰

層がある。BH-1では岩相上、この白色火山灰層に対比される火山灰層はF層の最上部に認められる。この火山灰層の火山ガラスの屈折率は1.504~1.507で、軽石型ガラスを主とする。BH-1ではこの火山灰層の直上の低位泥炭の放射性炭素年代は2090 ± 90 yr B.P. (GaK-16532)であった。

H層はG層を覆うミズゴケからなる泥炭層で現在は美唄湿原を中心に認められ、最大層厚は2 mである。本論ではミズゴケの茎や葉が認められた泥炭を高位泥炭と判断した。本層の上部には層厚が約1 cmで中粒~粗砂サイズの黄灰色軽石層が連続して認められる。この軽石層は美唄川に近い地点A付近ではF層中にも認められる。

2. 泥炭の理化学性

BH-1コアの理化学性に関する分析結果を示す (Fig. 3)。灼熱減量は泥炭のように有機物が多い堆積物の場合、有機物含量を示す (土質工学会, 1969)。一方、土壌分類で泥炭に定義される有機質な堆積物は有機物含量が30%以上、炭素含量が17.4%以上とされている (北海道土壌分類委員会, 1979)。BH-1 コアでは灼熱減量が30%以上の堆積物は炭素含量が17.4%以上で、このような堆積物は肉眼で泥炭と判断した堆積物におおむね対応した。また泥炭以外の堆積物でも灼熱減量と炭素含量は同様の変動パターンを示す。泥炭のみからなる - 6.0 ~ - 7.8 m, 0 ~ - 1.4 mの2層準ではいずれも上位の泥炭ほど灼熱減量 (有機物含量) が増加する。

炭素率 (C/N比) は泥炭の種類により異なるといわれており、北海道の泥炭の炭素率については高位泥炭で55 ± 22, 中間泥炭で25 ± 8, 低位泥炭で22 ± 6とする報告がある (近藤, 1981)。BH-1 コアでは0 ~ - 0.7 mの中間・高位泥炭で20~30, これ以深の低位泥炭で15~20であった。なお、- 6.0 ~ - 7.0 m付近では炭素率がわずかに20を越える。

泥炭の分解度を反映する繊維含量は、泥を含まない泥炭では、低位泥炭で20~40%, 中間・高位泥炭で40~70%であり、泥炭の種類による相違が見られた。また、泥を含む低位泥炭には - 1.5 ~ - 3.0 mのもののように灼熱減量が60~80%と有機物含量が高い場合もあるが、繊維含量はいずれの層準でも20%以下と小さい。

3. 珪藻化石

BH-1 コアの試料中から得られた珪藻化石は91分類群で、このうち海水種が4分類群3属3種であり、淡水種が87分類群26属67種5亜種であった。これらは小牧 (1988) および安藤 (1990) の環境指標種群や珪藻化石の出現状況に基づきDIからDIXの9帯に分帯できる (Figs. 4, 5)。ただし、DII帯およびDIV帯についてはわずかながら珪藻化石は出現したが堆積後の珪藻殻の溶出により著しく保存が悪いため、一部を除いて珪藻種を表示していない。以下に下位から順に珪藻化石群の特徴を述べる。

DI帯はB層に相当し、沼沢湿地付着生指標種群 (O, 環境指標の符号; 以下同) の *Eunotia praerupta* var. *bidens*

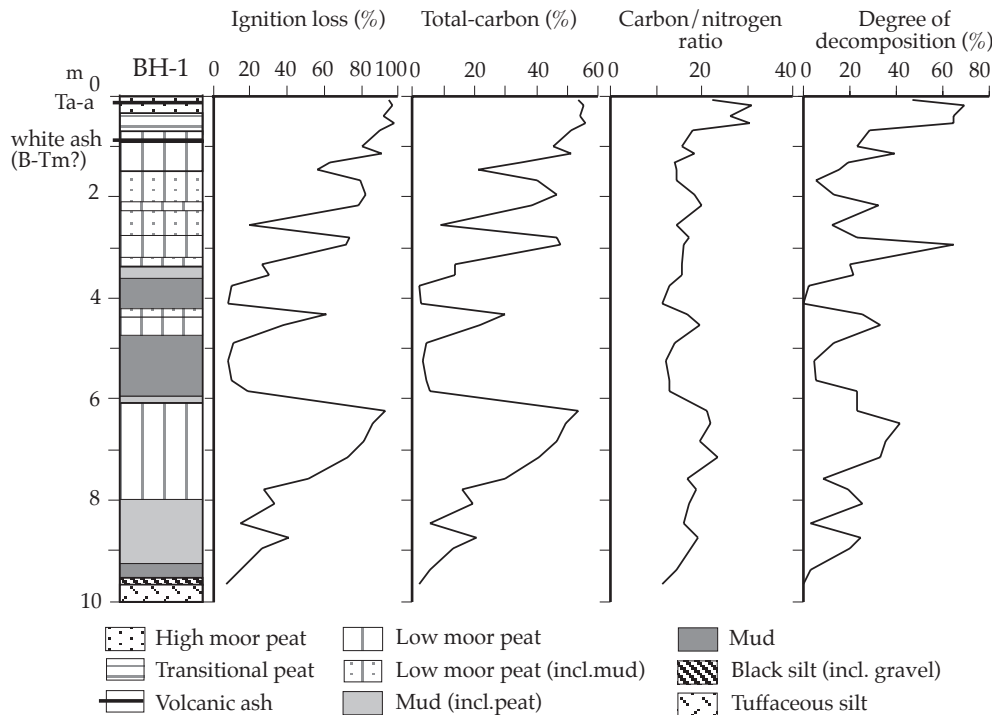


Fig. 3 Physical and chemical properties of the BH-1 core.

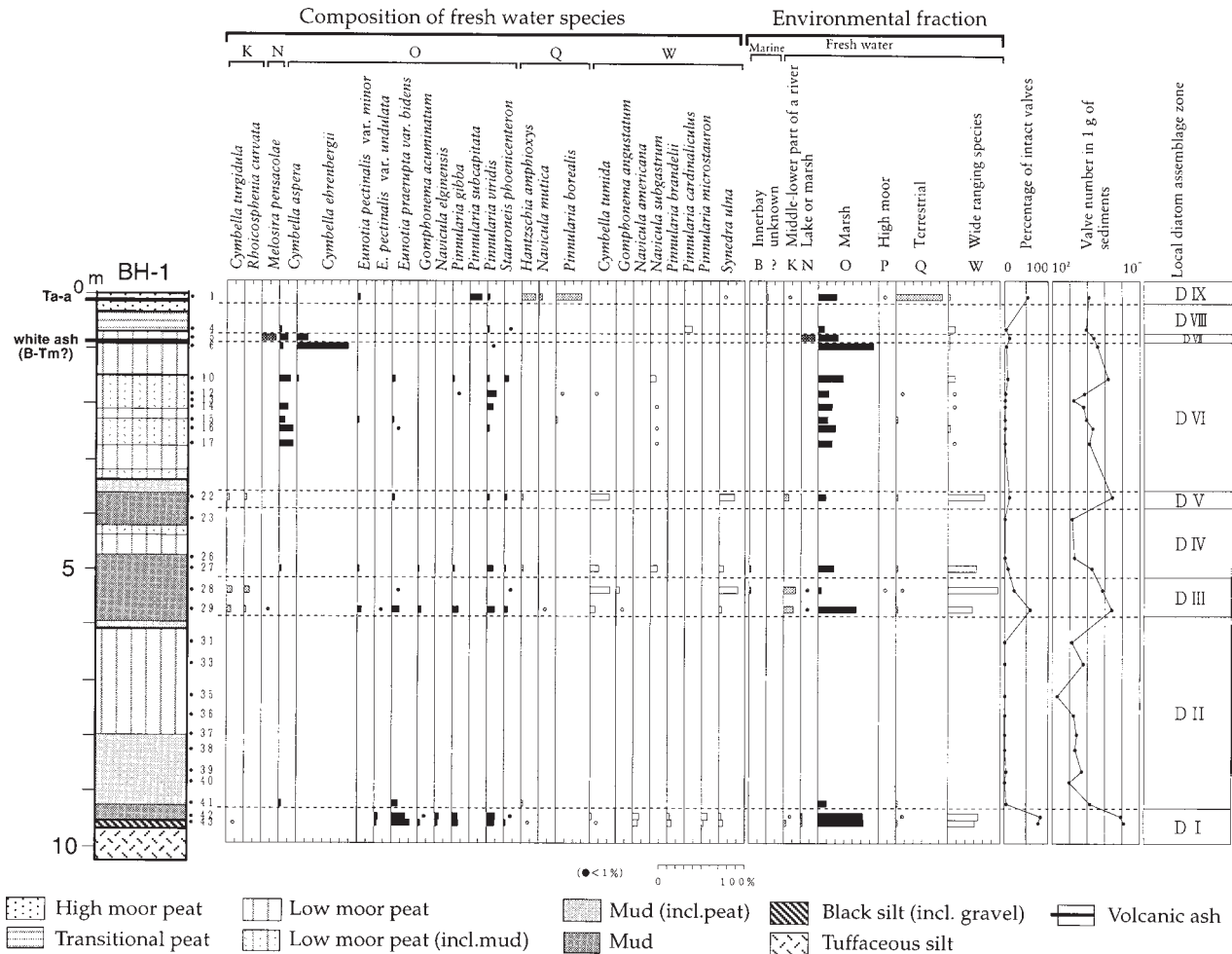


Fig. 4 Diagram of fossil diatoms from the BH-1 core. Percentage of taxa are based on the total diatom counts. Composition of fresh water species shows species occurring over 3.5%. K, N, O, Q, W, and B denote habitat divisions shown in the environmental fraction.

などが特徴的に多く出現する。このため、泥質物が堆積する沼沢湿地環境であったことが推定される。

DII帯はC層に相当し、珪藻化石が少なくその遺骸の保存状態は非常に悪い。こうした珪藻化石の保存の悪さは堆積後の珪藻殻の溶出によるものと考えられる。

DIII帯はD層のうち下部の青灰色粘土層に相当し、沼沢湿地付着生指標種群(O)のほか中～下流性河川指標種群(K)の*Cymbella turgidula*などが特徴的に出現する。このため、流れを伴う沼沢湿地環境であったことが推定される。

DIV帯はD層中部の低位泥炭層に相当し、珪藻化石が少なくその遺骸の保存状態は非常に悪い。このため、堆積後に珪藻殻が溶出したと考えられる。

DV帯はD層上部の青灰色粘土層に相当し、DIII帯と同様、沼沢湿地付着生指標種群(O)のほか中～下流性河川指標種群(K)の*Cymbella turgidula*などが特徴的に出現

する。このため、流れを伴う沼沢湿地環境であったと推定される。

DVI帯はE, F層に相当し、沼沢湿地付着生指標種群(O)の*Cymbella aspera*などが特徴的に多く出現する。ただし試料13～15などでは遺骸の保存状態が良くないことから、堆積後に珪藻殻が溶出したと考えられる。

DVII帯は約2000年前の白色火山灰層の直上の低位泥炭層(F層上部)に対応し、沼沢湿地付着生指標種群(O)のほか湖沼沼沢湿地指標種群(N)の*Melosira pensacolata*が特徴的に多く出現する。

DVIII帯はG層に対応し、珪藻化石が少なくその遺骸の保存状態は悪い。

DIX帯はH層に対応し、陸域指標種群(Q)の*Pinnularia borealis*や*Hantzschia amphioxys*などが特徴的に多く出現する。

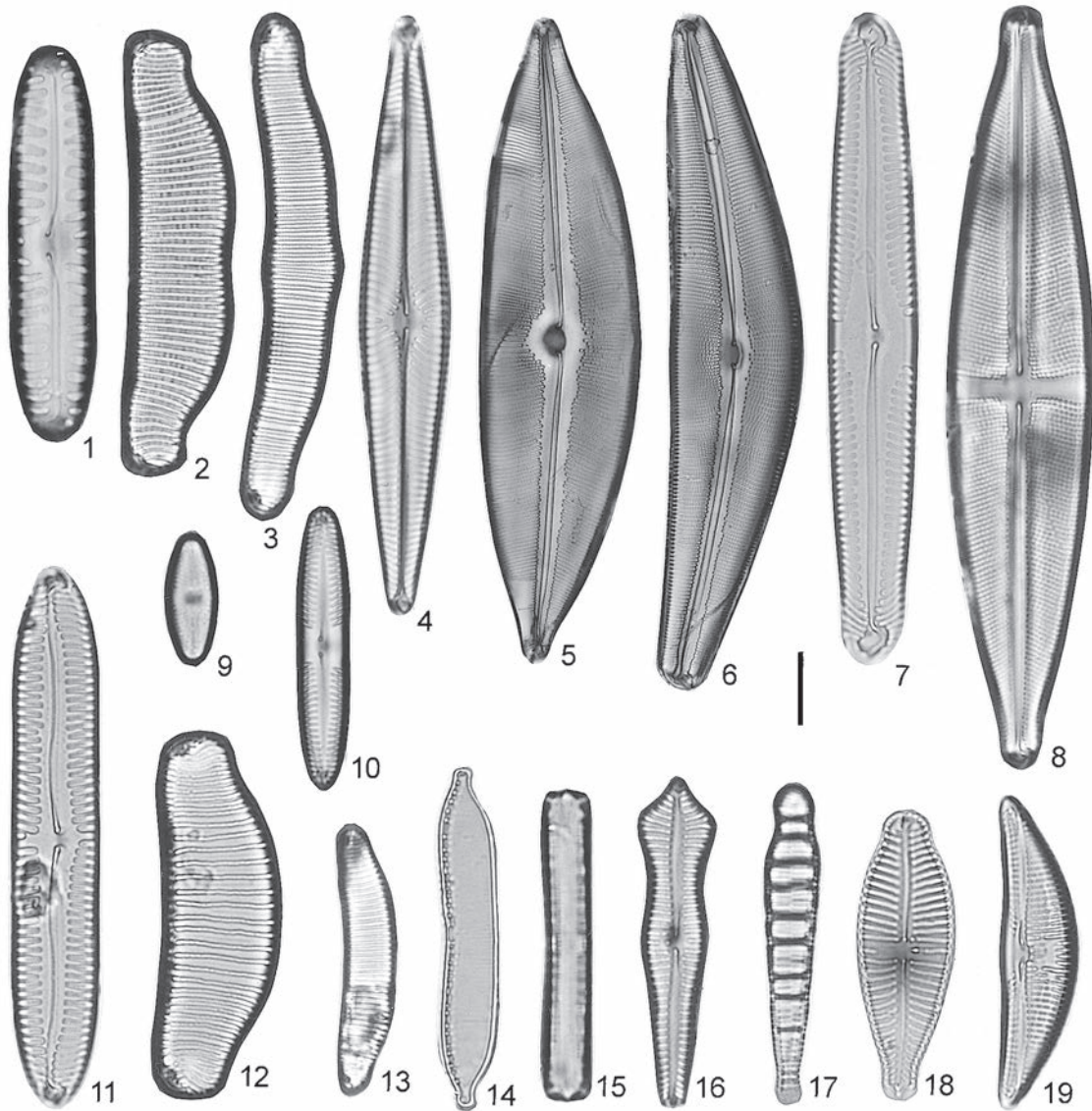


Fig. 5 Fossil diatoms found in the BH-1 core with sample numbers. — 1: *Pinnularia borealis* Ehrenb., 35. — 2: *Eunotia praerupta* Ehrenb. var. *bidens* (Ehrenb.) Grun., 29. — 3: *Eunotia pectinalis* (O. F. Mull.) Rabenh. var. *undulata* (Ralfs) Rabenh., 33. — 4: *Navicula radiosa* Kütz., 43. — 5: *Cymbella ehrenbergii* Kütz., 6. — 6: *Cymbella aspera* (Ehrenb.) Cleve, 10. — 7: *Pinnularia gibba* (Ehrenb.) Ehrenb., 43. — 8: *Stauroneis phoenicenteron* (Nitzsch) Ehrenb., 33. — 9: *Navicula mutica* Kütz., 1. — 10: *Pinnularia subcapitata* Greg., 1. — 11: *Pinnularia viridis* (Nitzsch) Ehrenb., 33. — 12: *Eunotia praerupta* Ehrenb., 29. — 13: *Eunotia pectinalis* (O. F. Mull.) Rabenh. var. *minor* (Kütz.) Rabenh., 29. — 14: *Hantzschia amphioxys* (Ehrenb.) Grun., 1. — 15: *Hantzschia amphioxys* (Ehrenb.) Grun., 1. — 16: *Gomphonema acuminatum* Ehrenb., 33. — 17: *Meridion circulare* (Grev.) Ag. var. *constrictum* (Ralfs) Van Heurch, 33. — 18: *Gomphonema angustatum* (Kütz.) Rabenh., 29. — 19: *Amphora libyca* Ehrenb., 33. Scale bar = 10 μ m.

4. 花粉化石

BH-1 コアの試料中から得られた花粉・孢子化石は樹木花粉 36 型, 非樹木花粉 40 型, シダ孢子 5 型およびミズゴケ孢子 1 型の計 82 型である (Figs. 6-8)。試料 22, 28, 40, 42, 44, 45 の 6 試料からは花粉がほとんど得られず,

試料 23 は木本花粉総数 62 花粉孢子総数 130 だったため産出率は求めず, 図には層位のみを示す。いずれかの層準で 5% 以上産出したもの, および層位的な意味をもって産出する花粉を主要花粉とし, その変動を Fig. 6 に, その他のまれな花粉の産出を Fig. 7 に示す。主要な花粉の産出状況

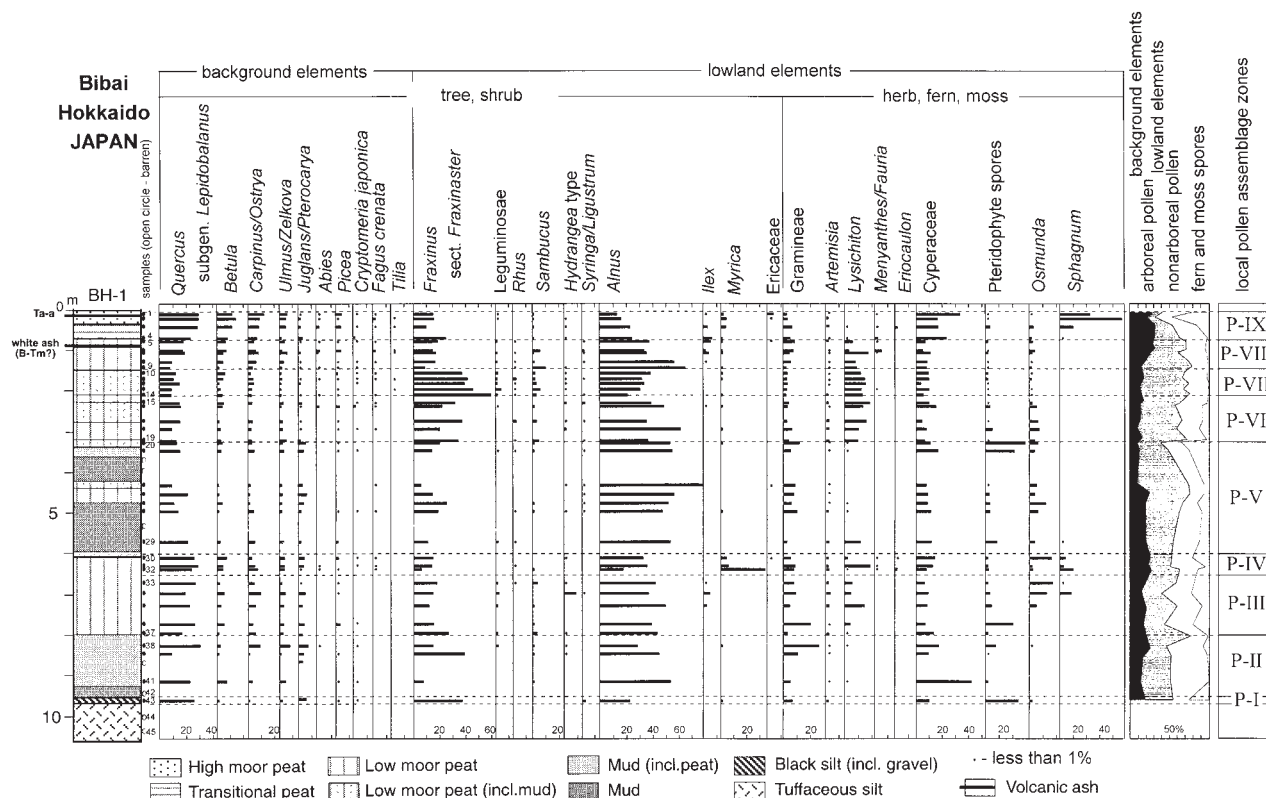


Fig. 6 Major pollen diagram of the BH-1 core. Open circles beside the columnar section indicate samples that rarely yielded pollen or spore types. Percentages of tree and shrub pollen types and of other pollen and spore types are based on the total arboreal pollen counts and the total pollen and spore counts, respectively. Pollen and spore types that occur more than 5% in any samples or show clear stratigraphic occurrence are presented in this diagram. Pollen and spore types are divided into background and lowland elements based on the occurrence of fossil woods and the modern habitat of their mother plants.

に基づき局地花粉化石群帯P-I~P-IXを設定した。木材化石の産出および花粉の産出状況と母植物の現在の生態から、調査地周辺に生育していたと考えられる低地要素 (lowland elements) と、より離れた周辺山地などにも由来すると考えられる背景要素 (background elements) に区分し、図中には上位で増加するものほど右に表示した。すなわち、木材化石の産出がみられるトネリコ属シオジ節 (木材化石ではトネリコ属)、マメ科 (イヌエンジュ)、ハンノキ属、ハシドイ属/イボタノキ属 (ハシドイ)、アジサイ属 (アジサイ類)、湿地内の樹種であるヤマモモ属 (現在の植生から見てヤチヤナギ)、モチノキ属 (現在ツルツゲが生育している)、これらの樹種と類似した産出傾向を示すウルシ属、ニワトコ属、および草本花粉、シダ胞子を低地要素とした。

全体を通して背景要素の変動は少なく、コナラ属コナラ亜属、カバノキ属、クマシデ属/アサダ属、ニレ属/ケヤキ属などの落葉広葉樹が主体で、周辺植生は過去8000年間を通して大きな変化は見られない。以下に、各花粉化石

群帯の特徴を下位から順に述べる。

P-I帯はB層に相当し、トネリコ属シオジ節 (現在の分布から考えてヤチダモの可能性が高い) とシダが多産する。背景要素ではコナラ属コナラ亜属が多い。

P-II帯はC層のうち下半部の泥炭混じり泥層に相当し、湿地林をつくるハンノキ属やトネリコ属シオジ節に、草本のカヤツリグサ科やイネ科が混じる。そのほかの低地要素の樹木や草本は少ない。

P-III帯はC層のうち上半部の低位泥炭層の下部に相当し、トネリコ属シオジ節は減少し、ハンノキ属が優占する。低地要素の樹木、マメ科、ニワトコ属、アジサイ属型、モチノキ属が加わる。草本では、ヨモギ属、ミズバショウ属、ゼンマイ属 (ヤマドリゼンマイの大型遺体が産出する) が増加する。

P-IV帯はC層のうち上半部の低位泥炭層の上部に相当し、ハンノキ属とヤマモモ属 (ヤチヤナギ) が多く、トネリコ属シオジ節も加わる。そのほかの低地要素の樹木は減少する。草本ではミズゴケ属が多く、ギボウシ属、ミソハギ

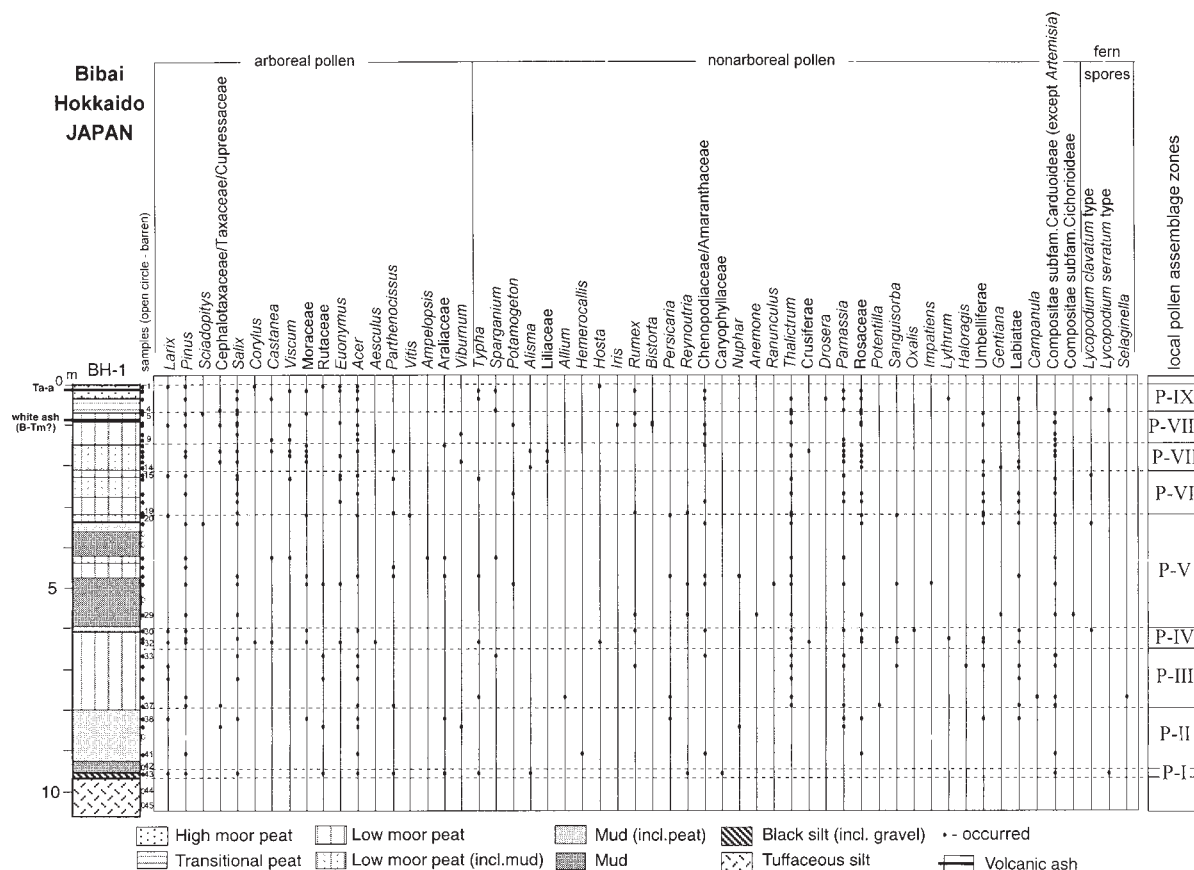


Fig. 7 Occurrences of rare pollen and spore types of the BH-1 core. Open circles beside the columnar section show samples that rarely yielded pollen or spore types, and black dots in the diagram indicate occurrence of rare pollen and spore types.

属が産出する。ブナがP-IV帯以降に少数ながら出現する。

P-V帯はD層とE層最下部に相当し、ハンノキ属とシダが優占する。花粉の含有量が低く、22, 23, 28の3試料からは十分な花粉を計数することができず、花粉の保存状態も悪い。

P-VI帯はE層のうち下部の低位泥炭層および泥混じり低位泥炭層に相当し、ハンノキ属やミズバショウ属が多く産出する。また、シオジ節、ニワトコ属、アジサイ属型などもこれらに加わる。クルミ属/サワグルミ属はこれ以前に比べて減少するが、モミ属、トウヒ属はこれ以前に比べやや高い比率で産出する。

P-VII帯はE層上部の泥混じり低位泥炭層にあたり、トネリコ属、マメ科、ウルシ属、ニワトコ属、アジサイ属、ハシドイ属/イボタノキ属、ハンノキ属などの低地要素の樹木が多産し、ミズバショウ属が随伴する。また、背景要素のシナノキ属がこれ以降連続して産出する。

P-VIII帯はF層にあたり、下位のP-VII帯よりトネリコ属やハンノキ属、ミズバショウ属は減少するものの主体をなし、モチノキ属(ツルツゲ)、ミツガシワ属/イワイチヨ

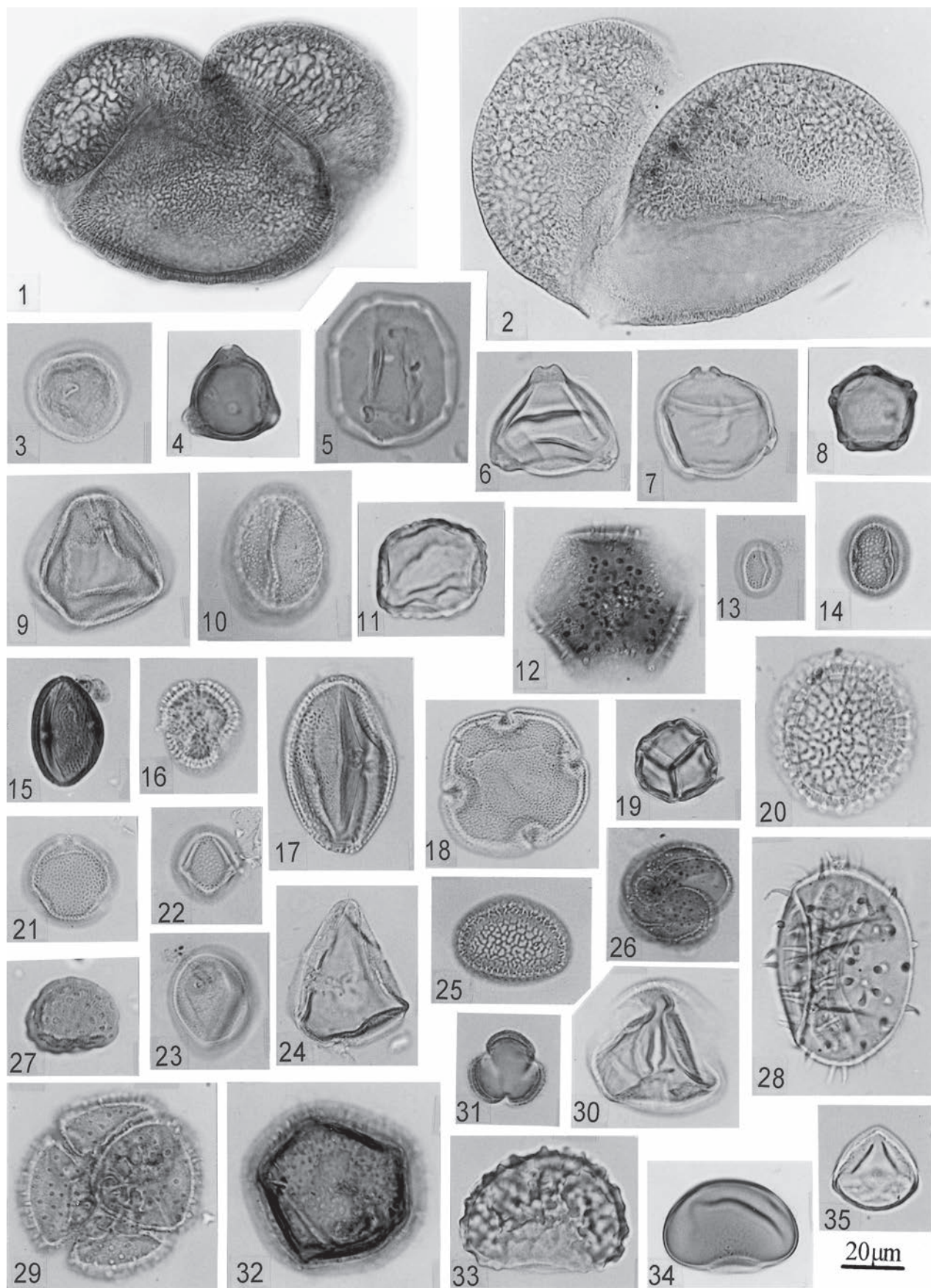
ウ属が産出する。アヤマ属、イブキトラノオ属はわずかながらこの帯にのみ産出する。

P-IX帯はG・H層にあたり、低地要素の樹木はヤマモモ属(ヤチヤナギ)をのぞいて全体に減少し、カヤツリグサ科が増加してミスゴケ属が出現する。ミスゴケ属は最新期の高位泥炭層(H層)で急増する。また、ギボウシ属、モウセンゴケ属、ミソハギ属がわずかながら産出する。

5. 木材化石と埋没樹根部の堆積物

地点A, B, CにはE層に対比される泥混じり低位泥炭層や泥炭混じり泥層が露出し、これらの地層中には多数の埋没樹が含まれる。そこでこれらの埋没樹から採取した木材化石111試料の樹種を検討した。全試料のうちトネリコ属が59%、ハンノキ属ハンノキ節が32%とこれら2分類群が試料の大半を占める。これに地点Aではハシドイ、イヌエンジュ、アジサイ類、サワフタギ類が、また地点B, Cではイヌエンジュが加わる。

埋没樹の主要分類群は地点、産出層位により異なる(Figs. 9, 10)。すなわち地点Aには上部~中部泥層に相



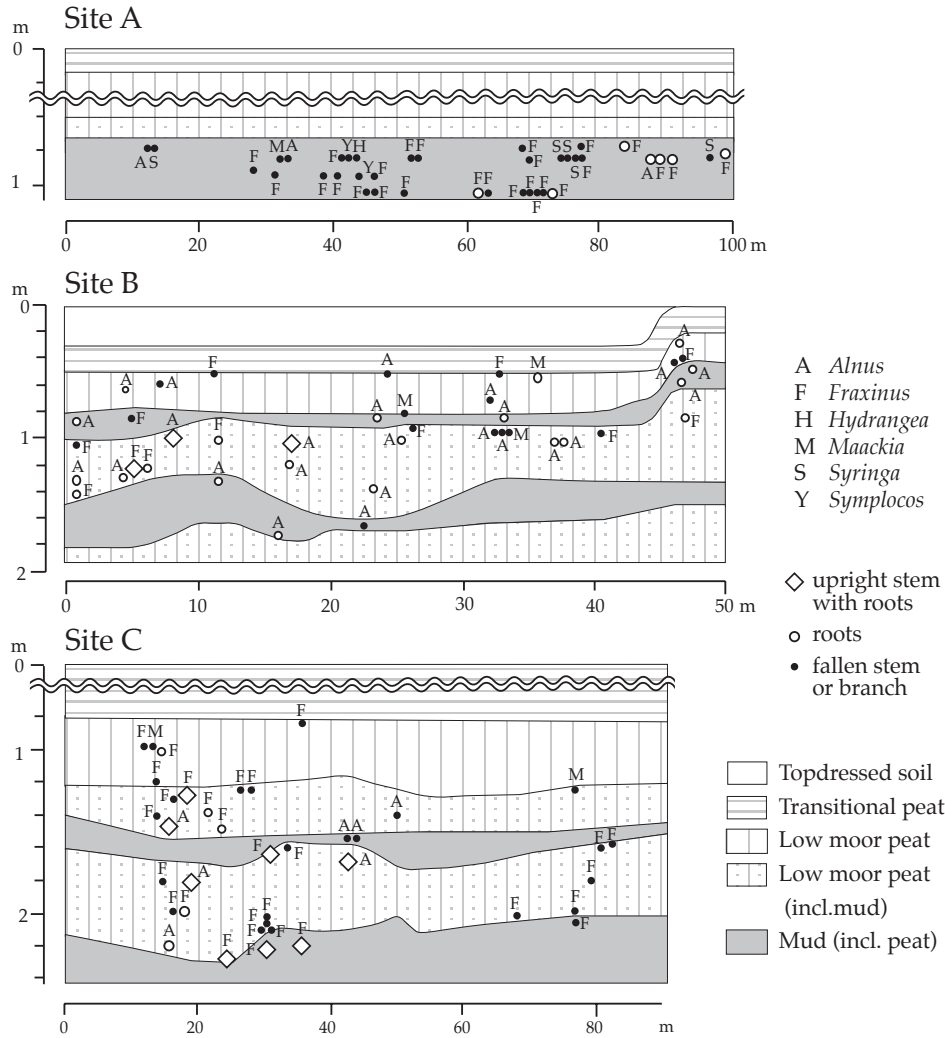


Fig. 9 Geologic sections and fossil wood occurrence of buried forests at sites A, B, and C.

当する泥層が分布し、トネリコ属が大半を占め、これにハンノキ節、ハシドイ、イヌエンジュ、アジサイ類、サワフタギ類が加わる。地点Bでは泥混じり泥炭層を挟み、上部～中部泥層が認められ、ハンノキ節が優勢である。一方、地点Cでは中部泥層でハンノキ節が優勢で、その直上の泥混じり低位泥炭層ではトネリコ属がやや多い。下部泥層からその直上の泥混じり低位泥炭層ではトネリコ属が優勢で

ある。このように、上部～中部泥層の層準で湿地林の水平分布を比較すると、美唄川に近い地点Aではトネリコ属が優勢で、美唄川から離れた地点B、Cではハンノキ節が優勢となる。

また、地点ごとの根株の本数は若干異なる。各地点ごとにすべての層位の根株数を合計して比較すると、地点Cが最も多く2.4本/10mで、地点Bでは1.6本/10mで、地

Fig. 8 Major pollen and spore types obtained from the BH-1 core with specimen and sample numbers. — 1: *Abies*, NOS-4413, 15. — 2: *Picea*, NOS-4422, 3. — 3: *Cryptomeria*, NOS-3417, 3. — 4: *Myrica*, NOS-4450, 32. — 5: *Juglans/Pterocarya*, NOS-3404, 26. — 6: *Betula*, NOS-3823, 11. — 7: *Carpinus/Ostrya*, NOS-3393, 26. — 8: *Alnus*, NOS-4439, 13. — 9: *Fagus crenata*, NOS-3384, 16. — 10: *Quercus* subgen. *Lepidobalanus*, NOS-3389, 16. — 11: *Ulmus/Zelkova*, NOS-3413, 3. — 12: *Viscum*, NOS-3832, 20. — 13: *Hydrangea* type, NOS-4429, 13. — 14: Leguminosae (*Maackia* type), NOS-4459, 34. — 15: *Rhus*, NOS-4454, 11. — 16: *Ilex*, NOS-3416, 3. — 17: *Parthenocissus*, NOS-3396, 26. — 18: *Tilia*, NOS-3927, 5. — 19: Ericaceae, NOS-4424, 1. — 20: *Syringal/Ligustrum*, NOS-4409, 15. — 21: *Fraxinus*, NOS-4441, 13. — 22: *Sambucus*, NOS-4428, 13. — 23: Gramineae, NOS-4410, 15. — 24: Cyperaceae, NOS-4411, 15. — 25: *Lysichiton*, NOS-4443, 13. — 26: *Eriocaulon*, NOS-4449, 32. — 27: Chenopodiaceae/Amaranthaceae, NOS-4455, 12. — 28: *Nuphar*, NOS-3399, 26. — 29: *Drosera*, NOS-4420, 3. — 30: *Menyanthes/Fauria*, NOS-3411, 3. — 31: *Artemisia*, NOS-4403, 15. — 32: *Osmunda*, NOS-4404, 15. — 33: Pteridophyte spore monolete RET type, NOS-4440, 13. — 34: Pteridophyte spore monolete PSI type, NOS-4423, 1. — 35: *Sphagnum*, NOS-4423, 1.

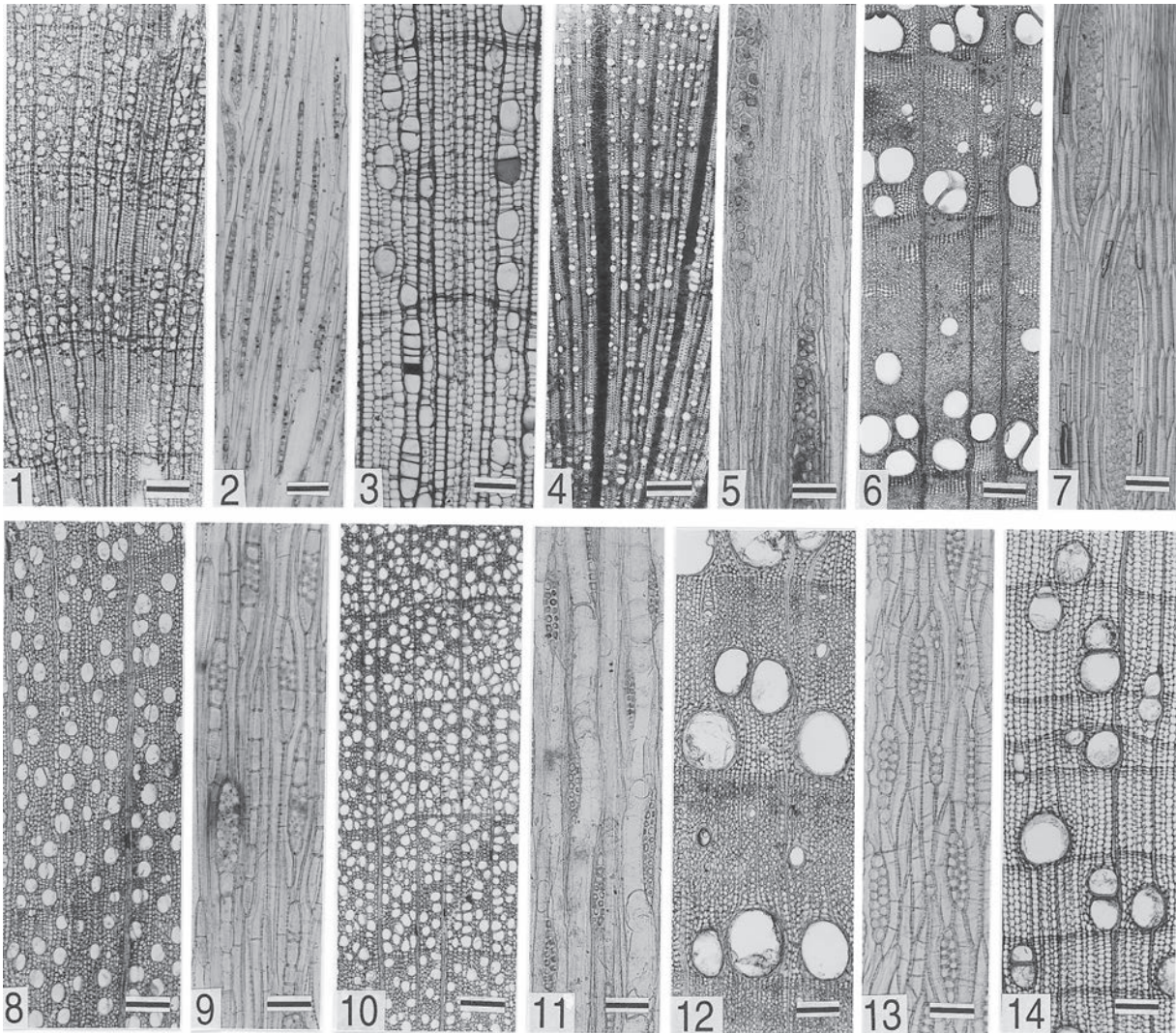


Fig. 10 Fossil woods found at sites A, B, and C with specimen numbers. — 1–3: *Alnus* sect. *Gymnothyrsus*. 1–2: stemwood, TS (1), TLS (2) (HBB-87). 3: rootwood, TS (HBB-59). — 4–5: *Hydrangea* cf. *serrata* (Thunb. ex. Murray) Ser. var. *megacarpa* (Ohwi) H. Ohba, stemwood, TS (4), TLS (5) (HBB-51). — 6–7: *Maackia amurensis* Rupr. et Maxim. subsp. *buergeri* (Maxim.) Kitam., stemwood, TS (6), TLS (7) (HBB-60). — 8–9: *Symplocos* cf. *sawafutagi* Nagamasu, stemwood, TS (8), TLS (9) (HBB-38). — 10–11: *Syringa reticulata* (Blume) Hara, stemwood, TS (10), TLS (11) (HBB-35). — 12–14: *Fraxinus*. 12–13: stemwood, TS (12), TLS (13) (HBB-81). 14: rootwood, TS (HBB-111). TS: transverse section, scale bar = 200 μ m; TLS: tangential section, scale bar = 80 μ m.

点Aでは根株は認められなかった。

埋没林を構成するトネリコ属とハンノキ節の成立環境を明らかにするため、地点A~Cで埋没樹の根の周囲に付着している堆積物を採取し灼熱減量により有機物含量を求めた。そして、有機物含量の割合を100%から除した値を土砂含量とした。採取試料数がトネリコ属で10試料、ハンノキ節で12試料と少なく、試料間で変動は大きいものの、3地点で採取した全試料の土砂含量の平均値はトネリコ属で $66 \pm 24\%$ 、ハンノキ節で $39 \pm 21\%$ とトネリコ属の方が大きい。

考 察

1. テフラ層の対比

F層最上部~G層中に認められる白色火山灰層は、火山ガラスの屈折率や形態は朝鮮半島北部の白頭山周辺で確認されている白頭降下軽石(町田・新井, 1992)に類似する。白頭降下軽石は北日本に分布する白頭山苦小牧テフラ(B-Tm)をもたらしした噴火と一連の噴火の堆積物と考えられており(町田・新井, 1992)、本テフラはB-Tmの一部である可能性がある。一方、従来、北日本で発見されているB-Tmは火山ガラスの屈折率が本テフラよりも値が低く、

ガラスはバブルウォール型のもが多く、噴出年代は西暦947年とされており（早川・小山，1998），本テフラの特徴とは異なる。ただし、北海道でB-Tmとされているテフラには堆積年代が1700～2100年前のものもあるとする指摘もある（遠藤ほか，1996）。火山ガラスの特徴や直上の泥炭の年代が約2100年前であることを考慮すると、本テフラは西暦947年よりも古い時期に噴出したテフラであることも考えられるが、対比にはさらに検討が必要である。

一方、H層上部に認められる黄灰色軽石層は美唄泥炭地以南の石狩泥炭地でも防風林などの未撈乱地の泥炭層では最上部に普通に認められ、南方に向かい層厚、粒径を増す。そして、石狩低地南部でこれまで樽前a軽石層（Ta-a）とされてきたテフラ（山田，1958）に連続する。したがって本テフラは1739年に北海道南部の樽前山から噴出したTa-aと考えられる。Ta-aは北海道内での既往の発見地点の位置より、美唄泥炭地を含む石狩泥炭地の全域に分布することが予想されている（徳井，1989）

2. 泥炭層の発達過程

土壤調査結果および測量結果をもとに、F、G、H層の基底標高面の等高線を復元した（Fig. 11）。各層の基底面は、a-b断面でもテフラの産出層準が場所により異なる場合もあることから、かならずしも同一の時間面を示すものではない。すなわち、美唄川やゴクドウ川近傍ではG層やH層の形成期に引き続きF層が形成されていたと思われる（Fig. 2）。ただし、泥炭地の中央部ではテフラ層は岩相と斜交しないことから、ほぼ時間とともに各層が堆積したと思われる。このため、泥炭層の基底標高面の地形を復元することにより、各層が相対的に下位層上面のどのような位置に堆積したかが明らかになり、泥炭層の成立過程を知る手がかりが得られる。なお、本調査地区では農地開発に伴い、とくにH層の多くは収縮分解により失われており、その正確な基底標高は美唄湿原以外の範囲ではかならずしも明らかではない。ただし、F層およびG層の基底はほぼ地盤沈下の影響を受けていないと思われる。

F層の基底には、E層上面がつくる顕著な地形の凹凸が見られ、このうち地形の高まりは美唄川に沿った調査地区の北東部と、ここから西方に張り出した中央部、ゴクドウ川沿いの南西部に認められる。E層はD層を覆う泥混じり低位泥炭層ないし泥炭混じり泥層であるが、E層上面が地形的高まりを作る部分ではおおむね下位のD層上面も地形的高まりを作る。このような部分のD層は美唄川やゴクドウ川に向かい層厚や粒径を増す青灰色の泥層であり、自然堤防ないしそれに続く後背地の堆積物と考えられる。これに対し、F層の基底が作る凹地は自然堤防間の後背湿地と思われる。G層の基底面にはF層の基底に見られた顕

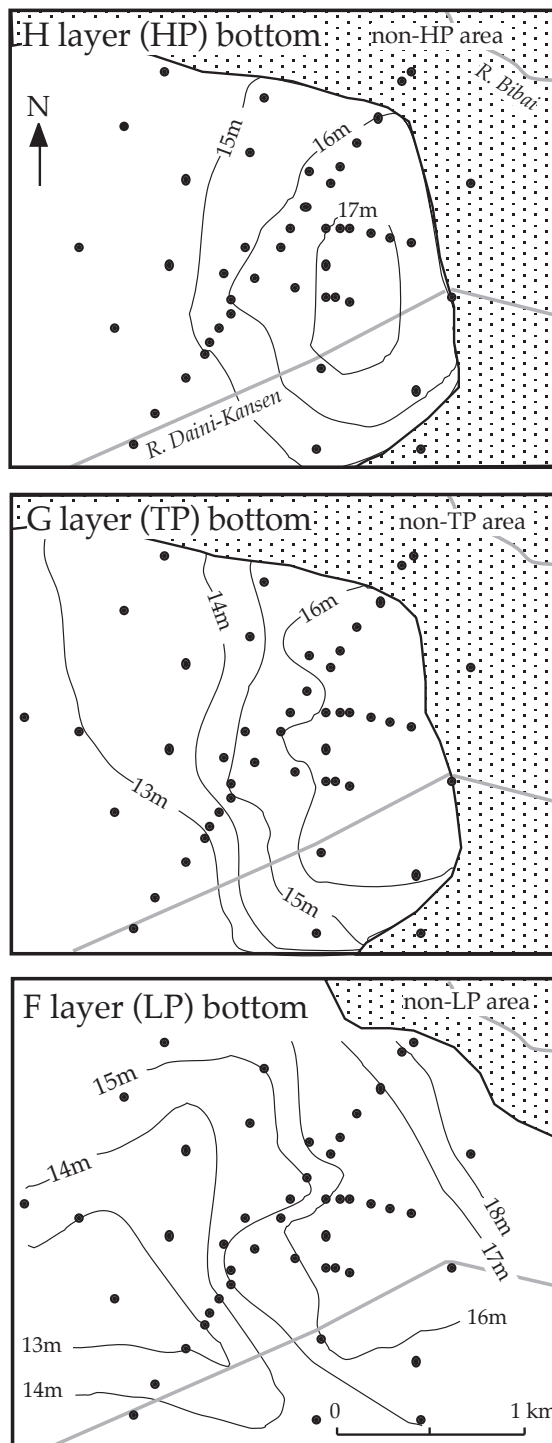


Fig. 11 Basement topography of layers F (low moor peat, LP), G (transitional peat, TP), and H (high moor peat, HP).

著な地形の凹凸はもはや認められないことから、F層は自然堤防間の凹地を埋めるようにして堆積したと考えられる。

一方、G層は分布域内では基底面の標高が東側に向かいやや高まる。この傾向は地盤沈下の影響を受けているもの

Age (yr B.P.)	Layer	Lithology	Local assemblage zone		Environment	Vegetation
			diatom	pollen		
1000	H	High moor peat	D IX	P-IX	bog development <i>R. Bibai</i> settled in the present position	<i>Cyperaceae, Sphagnum</i> <i>Ilex, Myrica</i> <i>Alnus, Fraxinus, Lysichiton</i>
	G	Transitional moor peat	D VIII			
2000	F	Low moor peat	D VII	P-VIII		
	E	Peaty mud	D VI	P-VII		
3000				P-VI	low fluvial activity (buried forest)	<i>Alnus, Fraxinus, Lysichiton</i>
4000	D	Mud	D V	P-V	high fluvial activity	<i>Alnus</i>
			D IV			
			D III			
5000	C	Low moor peat	D II	P-IV	bog development	<i>Cyperaceae, Myrica</i>
6000		Peaty mud		P-III		
7000				P-II	low fluvial activity	<i>Alnus, Fraxinus</i>
8000	B	Black grey silt	D I	P-I	moistening with transgression	<i>Pteridophyte, Fraxinus</i>
Pleistocene?	A	Tuffaceous silt				

Fig. 12 Environmental and vegetational history during the past 8000 years at the Bibai Peatland.

のH層の基底面でも同様である。これらのことから、G層はその基底面をほぼ一様に覆っていると思われる。G、H層の基底面が高まりを作る地区（とくにH層の基底面の標高が17 m以上の地区）は湿原農地開発以前にも周辺部に比べ標高が高かったと言われている。また、この地区は自然堤防の堆積物と考えられるD層が作る地形的な高まりの一つに相当すると思われる。したがって、G層は古い自然堤防が作る地形的な高まりを覆うようにして発達したと考えられる。

3. 美唄泥炭地の形成過程と植生変遷

以上の結果に基づき、美唄泥炭地の形成過程と植生変遷史を考察する（Fig. 12）。美唄泥炭地では、完新世前期の約8000年前より段丘面が湿地化して泥炭地の形成が始まったと考えられる。美唄湿原の周辺では標高7~8 mに凝灰質シルト層や砂礫層からなる比較的平坦な面が存在する。本調査地区から西方の石狩川にかけての低地の地下には、層厚が約10 mでN値が10前後の粘土やシルトからなる堆積物層が、またその下位には調査地区付近では標高10 m前後に、さらに西方では標高0 m付近に、N値が30以上で層厚が10 m前後の砂層ないしは砂礫層が断続的に認められる（北海道空知支庁東部耕地出張所、1979）。これらの砂層ないし砂礫層は複数の層準のものを含む可能性

があるが、一部は湿原下のA層に相当すると思われる。A層の形成年代は明らかではないが、おそらく後期更新世の河成段丘堆積物に相当すると考えられる。本層は岩相が類似することから、美唄市東方の丘陵地帯の周辺部に分布する第四紀更新統の茂世丑層（松野ほか、1964）の一部に対比される可能性がある。

B層（DI帯、P-I帯）は調査地区の地下10 m付近に分布する埋没段丘を覆う美唄泥炭地の最初期の堆積物で、その年代は約8000~7500年前と考えられる。この時期は縄文海進が急速に進行した時期にあたり（Umitsu, 1991）、本層は海水面の上昇に伴い段丘面上が湿地化して形成され始めたと思われる。海津（1994）は比較的海域に近い沖積低地に発達する泥炭層の堆積時期は、海面上昇の停滞期である1万年前前後と縄文海進高頂期にあたる6000年前以降の2時期であるとした。美唄泥炭地は沖積低地の中でも内陸部に位置することから、海域に近い地域とは異なり、湿地化が海水面の上昇過程で生じたことが考えられる。なお、このように地表面の湿地化に伴う泥炭の形成パターンは庄子ほか（1966）の湿地化型泥炭地にあたる。

B層からはトネリコ属花粉やシダ胞子の化石が産出することから、トネリコ属などからなる湿地林が成立していたと思われる。阪口（1974）は、石狩泥炭地中部の当別や長都では完新世の温暖期の花粉化石をふくむ埋没泥炭が存

在し、この泥炭の上位には粘土層をはさみ5 m前後の表層泥炭があることから、これらの埋没泥炭は7000年前ごろに形成されたと推定した。また石狩川河口部の紅葉山砂丘帯付近では、泥炭層底部の年代が3200年前(上杉・遠藤, 1973)であることから、石狩泥炭地は7000~3000年前の間に成立したとした。今回の美唄泥炭地での調査結果はこの推定を支持する。

C層は放射性炭素年代から約7500~5000年前の堆積物と考えられる。C層形成期の前半の泥炭混じり泥層(DII帯, P-II・III帯)ではハンノキ属・トネリコ属などの湿地林が形成される環境だったが、後半の低位泥炭層(DII帯, P-IV帯)にはハンノキ属とヤマモモ属(ヤチヤナギ)が多く、ミズゴケ属孢子が多産し、まれな花粉にもギボウシ属、ミソハギ属といった、G・H層の中間~高位泥炭層(P-IX帯)と共通するものが産出することから、草本性の湿原が形成される環境へと変わった。このことは泥炭層中よりヤマドリゼンマイの地下茎が確認されることや、泥炭の炭素率がやや高いことから支持される。また、有機物含量も次第に増加することから、河川からの土砂流入の影響を受けにくい安定した湿原が成立したと思われる。ただし、後半もハンノキ属は依然として多産し、ヤマドリゼンマイとともにヨシの植物遺体も認められることから、ミズゴケ湿原としては充分発達しなかったと思われる。C層後半の低位泥炭層はa-b断面に示されるように泥炭地の広い範囲に認められるものではなく、一部の安定した後背湿地に形成されたと考えられる(Fig. 2)。

この時期は縄文海進高頂期前後にあたり(Umitsu, 1991), 石狩低地内では石狩川河口から17 km内陸の江別市角山で、標高-20 m付近より約8000年前の暖流系貝化石(サルボウ)が発見されている(松下ほか, 1985)。また、海津(1994)は石狩低地における約6000年前の汀線を石狩川河口から約40 km内陸の岩見沢付近と推定している。美唄泥炭地は石狩川河口より60 km内陸に位置し、縄文海進初期の堆積物であるB層でも標高約8 mに分布する。DII帯の珪藻は溶解して海生珪藻の有無は明らかではないが、貝化石は存在せず、標高も高いことから、本地点までは海岸線は到達しなかったと考えられる。

D層(DIII・IV・V帯, P-V帯)は泥層を主体とし、その一部は自然堤防の堆積物と思われる。D層の形成期には美唄川などの河川の活動が活発化したと考えられる。松下ほか(1985)はBH-1に隣接した地点で、本層に相当すると思われる青灰色の泥層より4540 ± 230 yr B.P.(GaK-8474), 5000 ± 180 yr B.P.(GaK-8473)という放射性炭素年代を得ている。したがって、今回得られた年代値などと併せて判断すると、本層は約5000~3500年前に形成されたと考えられる。この時期には一時的(P-V帯)に

ハンノキ林が形成されたとされるものの、DIII, V帯には中~下流性河川指標種群の珪藻(K)を含む厚い泥層が存在することから、頻繁に河川からの土砂供給が続く環境であったと思われる。この泥層は美唄川およびゴクドウ川に向かい層厚を増す。このように顕著な泥層が美唄川およびゴクドウ川のともに周辺で確認されることから、この泥層の湿原内への拡大が単に河川の流路変動に伴うものではなく、当地域の河川活動が活発化したことを示す。BH-1のコアでは多数の木片が認められたが、このことはD層形成期に一時的に本地区ないしその周辺地区で林地が形成された可能性を示す。

この時期は縄文海進が終了して海退が進行した時代にあたり(Umitsu, 1991), 全国各地で河川掃流物質が増加して沖積上部砂層が形成された(井関, 1983)。石狩川河口部でも5800年前から河川の土砂供給が増加し、花畔砂層と呼ばれる砂層の形成が始まった(松下, 1979)。また、石狩川の下流部に流入する豊平川では3500年前頃に土砂生産量が増加し、扇状地地形が発達した(大丸, 1989)。一方、美唄泥炭地では泥層が卓越し、粗粒な砂礫は泥炭地内まで供給されず、上流部でも顕著な扇状地地形は認められない。その一因として、この時期の美唄川の土砂の主要な供給源が粗粒な礫を供給しうる山地ではなく、シルトや砂礫を主体とする茂世丑層からなる丘陵部であったことが考えられる。

その後、河川活動は比較的鎮静化して、泥炭混じり泥層や泥混じり低位泥炭層からなるE層(DVI帯, P-V・VI・VII帯)が形成された。その年代は埋没樹などの放射性炭素年代などから判断して約3500~2200年前と考えられる。このような河川活動の沈静化に伴い、本地点は河川の影響を強く受ける場から泥炭の堆積域へと変化した。一方、上流では約8500~3500年前まで河畔林を形成していたクルミ属/サワグルミ属が減少し、約3500年前以降はシナノキ属が生育できる環境へと変化した。

この時期に形成された埋没林においては、トネリコ属の方がハンノキ節よりも根部に付着した土壌の土砂含量が大きい傾向にあった。土砂含量のみから生育環境を推定することは困難だが、トネリコ属の方がハンノキ節よりも河川からの土砂の供給を受けやすい環境下で生育していたと推定される。北海道ではハンノキ(ハンノキ節)は低湿地に、ヤチダモ(トネリコ属)は河川からの土砂供給により形成される扇状地などに生育すると言われており(菊沢, 1983), 土砂含量の相違はこのような生育環境の相違を反映したものである可能性が高い。

これらのハンノキ節やトネリコ属の湿地林は泥炭混じり泥層や泥混じり低位泥炭層の互層中に存在することから、河川活動が安定化したり小規模な河川氾濫が頻発する環境

に繰りかえし変化したと思われる。このような頻繁な環境の変化の中で、多数の埋没林が形成された。花粉と木材化石の関係をみると、ハンノキ属が多いところでは、他の低地要素の樹木が少なく、トネリコ属が多いところでは他の低地要素の樹木が多くなる。木材化石で産出したもの以外に、ウルシ属、ニワトコ属などの樹木も生育しており、林床にはミズバショウが生えていた。なお、美唄川に最も近い地点Aでは根株が確認できなかった。これは河川から頻繁に土砂が供給され、樹木が水流により押し流されやすかったため残らなかったと考えられる。一方、E層上部ではトネリコ属やハンノキ属の花粉が減少し、モチノキ属（ツルツゲ）やミツガシワ属／イワイチョウ属が産出することから、湿地林から開けた草原性の湿原に変化し始めたと考えられる。

この時期は3000～2000年前の弥生の小海退と呼ばれる海水準の低下期にあたり、各地で埋積浅谷が発達し、泥炭層や埋没林が形成された（海津，1994）。現在、美唄から岩見沢にかけての地域では、しばしば地表下50～100cmの深さの泥層ないし低位泥炭層中より多数の埋没樹が見いだされるが、いずれもこの時期のものと考えられる。

一方、モミ属、トウヒ属は、E層形成期の約3500年以降以降増加する。D層形成期のP-V帯は河川の影響を強く受けているものの、それ以前のP-II～IV帯は泥炭質堆積物のC層形成期のものであることから、背景の植生の違いを示していると思われる。したがって、約3500年前以降、気候の冷涼化に伴い亜寒帯性針葉樹が増加した可能性が高い。

その後、本地域一帯は安定した後背湿地となり、泥炭地の中央部では泥を含まない低位泥炭層（F層；DVI・VII帯、P-VIII帯）、中間泥炭層（G層；DVIII帯、P-IX帯）、高位泥炭層（H層；DIX帯、P-IX帯）が順に形成された。このうちF層の形成開始年代は地点A、BのE層最上部の年代から約2200年前と考えられる。ただし、美唄湿原南部ではより古い時代からF層が形成され始めていた可能性が高い。また、約2000年前の白色火山灰層は泥炭地の中央部ではG層中に比較的連続して認められることから、泥炭地中央部では約2000年前にはG層の形成が始まっていたと思われる。一方、H層については、松下ほか（1985）によりその形成開始年代が花粉分析結果および泥炭の堆積速度などをもとに約800年前と推定されている。

調査地区内の各堆積物の基底面標高から、F層は古い自然堤防間の凹地を埋めるように発達し、G層は古い自然堤防を覆うようにして発達したと考えられる。河川活動の鎮静化にともなう湿原への土砂供給の減少により泥炭は次第に未分解となり、珪藻化石も沼沢湿地付着生指標種群だけでなく乾陸上で認められる陸域指標種群が確認されるように

なった。ただし、約2000年前の白色火山灰層直上の泥炭には湖沼沼沢湿地指標種群の珪藻化石が認められる。これは、火山灰の降灰により一時的に泥炭の透水性が低下し、水深が深くなったためと考えられる。一方、H層の形成期に陸域指標種群の珪藻が認められるのは、ミズゴケが地下水より高い地表面で形成されたためと思われる。

E層の湿地林からH層のミズゴケ湿原への変化は、美唄湿原で行われた既存の花粉分析（松下ほか，1985；塚田・中村，1988）からも読み取れる。しかし、樹木、カヤツリグサ科、ミズゴケなど主要な変化は同じであるが、それぞれの花粉型ごとの頻度、優占する順番はやや異なり、局地的な植生変遷の違いを反映している。

なお、BH-1コアでは特に低位泥炭層ないし泥炭混じり泥層中で珪藻化石の保存状態が悪く、珪藻の堆積後に溶出によって消失してしまったか、あるいは現在消失過程にあるものと推定される。類似の現象は、愛知県作手村長の山湿原のボーリングより採取した泥炭堆積物中においても観察されている（Murakami，1996）。研究事例が少なくまたその原因も明らかではないが、ある種の泥炭層ないし泥炭質堆積物中で起きる現象と思われる。なお、今回、大部分の珪藻が消失した中でわずかに属を同定できた分類群は、*Pinnularia*や*Cymbella*など肥厚した中軸区や中心区をもつ大型珪藻化石であった。

ま と め

美唄泥炭地の形成過程と植生変遷史は以下のようにまとめられる。

1. 美唄泥炭地は縄文海進にともない約8000～7500年前に段丘面が湿地化して形成され始めた。約7500～5000年前では前半は河川の影響を受け湿地林が発達したが、後半はやや中間～高位泥炭的な要素を持つ低位泥炭層が形成された。

2. 河川活動は縄文海進後の海退期にあたる約5000～3500年前に活発化し、湿原内でも厚い泥質堆積物が形成された。弥生の小海退期にあたる約3500～2000年前には河川活動は比較的沈静化し、ハンノキ節やトネリコ属の湿地林が形成された。

3. 約2200年前以降、本地域一帯は安定した後背湿地となり、泥炭地の中央部では、トネリコ属、ハンノキ属、ミズバショウ属を主体とする低位泥炭層、カヤツリグサ科・ヤマモモ属を主体とする中間泥炭層、ミズゴケを主体とする高位泥炭層が順に形成された。

謝 辞

故小杉正人博士には試料観察および小論の作成に際し貴重なご意見を賜った。神戸大学農学部の大塚紘雄教授、元

北海道農業試験場の宮崎直美博士, 道都短期大学の鈴木正章教授には現地調査に際して多大なご協力を賜った。北海道開発局開発土木研究所の石渡輝夫博士には泥炭採土器の使用をお許し頂いた。学習院大学の木越邦彦名誉教授には放射性炭素年代を測定していただいた。これらの方々に感謝いたします。

引用文献

- 安藤一男. 1990. 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理 42: 73-88.
- 大丸裕武. 1989. 完新世における豊平川扇状地とその下流氾濫原の形成過程. 地理学評論 62A-8: 589-603.
- 土質工学会, 編. 1969. 土質試験法. 675 pp. 土質工学会, 東京.
- 遠藤邦彦・鈴木正章・藤井 亨. 1996. 渡島半島西岸の海岸段丘とテフラ. 「第四紀露頭集日本のテフラ(日本第四紀学会編)」, 135. 日本第四紀学会, 東京.
- 早川由紀夫・小山真人. 1998. 日本海をはさんで10世紀に相次いで起こった二つの大噴火の年月日 十和田湖と白頭山. 火山 43: 403-407.
- 北海道土壌分類委員会. 1979. 北海道の農牧地土壌分類第2次案. 北海道農業試験場研究資料 No. 10: 10-21.
- 北海道開発庁. 1963. 北海道未開発泥炭地調査報告. 315 pp. 北海道開発庁, 北海道.
- 北海道空知支庁東部耕地出張所. 1979. 北海道空知支庁東部耕地出張所管内地盤調査報告書. 119 pp. 北海道空知支庁, 北海道.
- 井関弘太郎. 1983. 沖積平野. 145 pp. 東京大学出版会, 東京.
- 菊沢喜八郎. 1983. 北海道の広葉樹林. 152 pp. 北海道造林振興協会, 北海道.
- 近藤練三. 1981. 泥炭土の有機物に関する化学的研究. 176 pp. 北海道開発局農業水産部農業調査課, 北海道.
- 近藤練三・筒木 潔・森 隆一. 1997. 泥炭地の乾燥化と植生変化に伴う泥炭分解度指標の変化. 日本土壌肥科学雑誌 68: 527-535.
- 小杉正人. 1988. 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究 27: 1-20.
- 草野貞弘. 1981. 美唄湿原の花. 149 pp. らいらっく書房, 札幌.
- 町田 洋・新井房雄. 1992. 火山灰アトラス. 276 pp. 東京大学出版会, 東京.
- 松野久也・田中啓策・水野篤行・石田正夫. 1964. 5万分の1地質図幅「岩見沢」同説明書. 168 pp. 北海道開発庁, 北海道.
- 松下勝秀. 1979. 石狩海岸平野における埋没地形と上部更新～完新統について. 第四紀研究 18: 69-78.
- 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. 北海道地下資源調査所報告 No. 57: 1-18.
- 宮地直道・神山和則・大塚紘雄・粕淵辰昭. 1995. 美唄泥炭地における地盤沈下. 日本土壌肥科学会誌 66: 465-473.
- Murakami, T. 1996. Silicious remains dissolution at *Sphagnum*-bog of Nagano-yama wetland in Aichi prefecture, Central Japan. The Quaternary Research 35: 17-23.
- 日本第四紀学会, 編. 1993. 第四紀試料分析法. 2 研究対象別分析法. 556 pp. 東京大学出版会, 東京.
- 阪口 豊. 1974. 泥炭地の地学. 329 pp. 東京大学出版会, 東京.
- 庄子貞雄・松実成忠・泉谷毅一. 1966. 泥炭地の発達様式について(第2報)風連川泥炭地(その2). 日本土壌肥科学会誌 37: 410-414.
- 徳井由美. 1989. 北海道における17世紀以降の火山噴火とその人文環境への影響. お茶の水地理 30: 27-33.
- 塚田松雄・中村 純. 1988. 第四紀末の植生史. 「日本植生誌 9 北海道」(宮脇 昭編著), 96-130. 至文堂, 東京.
- 上杉 陽・遠藤邦彦. 1973. 石狩海岸平野の地形と土壤について. 第四紀研究 12: 115-124.
- Umitsu, M. 1991. Holocene sea-level changes and coastal evolution in Japan. The Quaternary Research 30: 187-196.
- 海津正倫. 1994. 沖積低地の古環境学. 270 pp. 古今書院, 東京.
- 浦上啓太郎・市村三郎. 1937. 石狩国泥炭地. 泥炭地の特性と其の農業. 北海道農業試験場彙報 No. 60: 135-137.
- 山田 忍. 1958. 火山噴出物の堆積状態から見た沖積世における北海道火山の火山活動に関する研究. 地団研専報 No. 8: 1-40.

(2000年3月7日受理)