

原 著

吉田明弘<sup>\*1</sup>・百原 新<sup>2</sup>・木村南月<sup>3</sup>・帥 帆嘉<sup>4</sup>・  
工藤雄一郎<sup>5</sup>・大山幹成<sup>6</sup>・佐々木明彦<sup>7</sup>・谷口康浩<sup>8</sup>：  
新潟県苗場山小松原湿原群のボーリングコア試料の  
植物化石からみた亜高山帯針葉樹林の発達過程

Akihiro Yoshida<sup>1\*</sup>, Arata Momohara<sup>2</sup>, Mitsuki Kimura<sup>3</sup>, Fanjia Shuai<sup>4</sup>,  
Yuichiro Kudo<sup>5</sup>, Motonari Ohyama<sup>6</sup>, Akihiko Sasaki<sup>7</sup> and Yasuhiro Taniguchi<sup>8</sup>:  
Expansion process of *Abies mariesii* woodland since the early Holocene revealed  
from plant fossils obtained at the Komatsubara peat bogs, Mt. Naeba, central Japan

**要 旨** 本研究は、新潟県苗場山小松原湿原群の下ノ代（標高 1330 m）と上ノ代（標高 1570 m）で採取したボーリングコア試料においてテフラ分析と <sup>14</sup>C 年代測定に基づき堆積物の詳細な年代軸を構築した。また、花粉分析と大型植物化石分析、木材化石の同定から完新世における両湿原の植生変遷を解明するとともに、苗場山における亜高山帯針葉樹林の発達過程と拡大要因を検討した。8000 年前以前の下ノ代ではカバノキ属とマツ科針葉樹の混交林、8000–1200 年前にはブナ林が分布し、1200 年前以降には湿原縁辺にオオシラビソ林が分布を開始した。7300–6100 年前の上ノ代では偽高山帯のような低木・草本植生が広がり、6100–640 年前にはブナとダケカンバの落葉広葉樹林が分布し、2100 年前以降にはオオシラビソ林が拡大した。苗場山のオオシラビソは 2100 年前以前には標高 1600 m 付近に生育し、その後この標高帯を中心にして高標高域と低標高域へ拡大した。オオシラビソ林の拡大には高標高域では土壌形成、低標高域では湿性環境が大きく影響していた可能性が高い。

**キーワード**：大型植物化石、オオシラビソ、花粉分析、木材化石、苗場山

**Abstract** To advance our understanding of vegetation history on the subalpine zone, we reconstructed vegetation changes on Mt. Naeba since the early Holocene based on the well-dated pollen records and plant macrofossils (leaves, seeds, fruits, and woods) from the Komatsubara peat bogs. The data from the Shimonoshiro (1330 m a.s.l.) and Kaminoshiro (1570 m a.s.l.) sites indicated a continuous appearance of *Abies mariesii* stands since ca. 1200 and 2100 cal BP, respectively. Our spatial-temporal comparison of reconstructed vegetation for Mt. Naeba across sites at different altitudes indicated that *A. mariesii* existed at ca. 1600 m a.s.l. since at least ca. 2100 cal BP and that its distribution expanded to both higher and lower altitudes after that. It is highly probable that the geomorphological environment and soil development in the subalpine zone influenced the colonization of *A. mariesii*.

**Keywords**: *Abies mariesii*, Mt. Naeba, plant macrofossil, pollen analysis, wood fossil

<sup>1</sup> 〒 890-0065 鹿児島県鹿児島市郡元 1-21-30 鹿児島大学法文教育学域法文学系  
Institute of Geography, Kagoshima University, 1-21-30 Korimoto, Kagoshima, 890-0065, Japan

<sup>2</sup> 〒 271-8510 千葉県松戸市松戸 648 千葉大学大学院園芸学研究院  
Graduate School of Horticulture, Chiba University, 648 Matsudo, Matsudo, Chiba, 271-8510, Japan

<sup>3</sup> 〒 819-1192 福岡県糸島市前原西 1 丁目 1-1 糸島市役所  
Itoshima city, 1-1-1 Maehara-nishi, Itoshima, Fukuoka, 819-1192, Japan

<sup>4</sup> 〒 271-8510 千葉県松戸市松戸 648 元千葉大学大学院園芸学研究科  
ex Graduate School of Horticulture, Chiba University, 648 Matsudo, Matsudo, Chiba, 271-8510, Japan

<sup>5</sup> 〒 162-8650 東京都新宿区戸山 3-20-1 学習院女子大学国際文化交流学部  
Gakushuin Women's College, 3-20-1 Toyama, Shinjuku, Tokyo, 162-8650, Japan

<sup>6</sup> 〒 980-0862 宮城県仙台市青葉区川内 12-2 東北大学学術資源研究公開センター植物園  
Botanical Gardens, Tohoku University, 12-2 Kawauchi, Sendai, Miyagi 980-0862, Japan

<sup>7</sup> 〒 154-8515 東京都世田谷区世田谷 4-28-1 国士舘大学文学部史学地理学科  
Department of Geography and Environmental Studies, Kokushikan University, 4-28-1 Setagaya, Setagaya, Tokyo, 154-8514, Japan

<sup>8</sup> 〒 150-8440 東京都渋谷区東 4-10-28 國學院大學文学部史学科  
Department of History, Kokugakuin University, 4-10-28 Higashi, Shibuya, Tokyo, 150-8440, Japan

\* 責任著者 (Corresponding author) : 吉田明弘 (A. Yoshida), e-mail: yoshy.akitan@gmail.com



## は じ め に

現在の日本列島における森林植生は、高山帯（沼田, 1971）には草原やハイマツ *Pinus pumila* 林が、亜高山帯にはトウヒ *Picea jezoensis* var. *hondoensis* やオオシラビソ *Abies mariesii*, シラビソ *A. veitchii*, コメツガ *Tsuga diversifolia* などで構成される亜高山帯針葉樹林が分布する。山地帯にはブナ *Fagus crenata* やミズナラ *Quercus crispula* var. *crispula* などからなる落葉広葉樹林が、丘陵帯にはヤブツバキ *Camellia japonica* やカシ類, シイ類などからなる常緑広葉樹林が分布する。このように現在の日本列島における森林植生の分布は、緯度や標高による気温条件の影響を強く受けている。しかしながら、中部地方から東北地方にかけての亜高山帯域の森林植生には、太平洋側と日本海側で背腹性が認められている。太平洋側の地域ではオオシラビソやコメツガ、トウヒなどを主とする亜高山帯針葉樹林が広く分布している。一方、日本海側の一部の山岳では、亜高山帯であっても針葉樹林が発達せず、もしくはわずかな林分しか発達せず、ミヤマナラ *Quercus crispula* var. *horikawae* やナナカマド *Sorbus commixta*, ミヤマハンノキ *Alnus alnobetula* などからなる低木林やチシマザサ *Sasa kurilensis* などが優占する草原が卓越する。このような山岳における植生を、四手井（1952）はあたかも高山帯のような植生景観が広がることから「偽高山帯」と呼んだ。

亜高山帯域の植生については、植物生態学や地形学、古環境学などの様々な分野の研究によって、その成立の要因や過程が長年に渡って議論されてきた。例えば、梶（1982）は最終氷期に低標高域に分布していた亜高山帯針葉樹林が後氷期の気温上昇によって高標高域へと分布を移動させ、さらに完新世中期における温暖化に伴って追い出されるように消滅したとする「追い出し説」を提唱した。しかし、守田（2000）はオオシラビソの大型植物化石が最終氷期に低標高域で産出していないこと、完新世中期の温暖期に高標高域にモミ属花粉が出現しないことから、「追い出し説」では亜高山帯域の植生環境の成立を説明できないと指摘した。また、守田（2000）は高山帯・亜高山帯域の花粉分析データに基づき、現在オオシラビソ林がある山岳域でも、完新世中期までは偽高山帯の植生景観が広がり、約3000年前以降からオオシラビソ林が増加・拡大したと推測している。さらに、この研究ではオオシラビソ林の増加開始期には地域差があり、とく北緯37度付近では6500–2500年前にその増加時期に大きな時間差が存在するとしている。したがって、亜高山帯針葉樹林の発達過程や拡大要因を解明するためには、各山岳において様々な標高帯の植物化石データに基づく時空間的な植生復元と、それに基づく亜高山帯針葉樹林の分布変化や要因の検討の必要がある。

新潟県苗場山は標高の異なる多数の湿原が発達しており、これまでに多くの花粉分析結果が報告されている（梶, 1982；辻, 1975 など）。また、近年では近隣の新潟県平標山や苗場山の堆積物中におけるテフラ層序が報告されており（荻谷ほか, 1998；佐々木・荻谷, 2000；卜部・片岡, 2013）、これらのテフラ層を鍵層としてより高精度に時空間的な植生復元を行える可能性が高い。

そこで、本研究では新潟県苗場山小松原湿原群の上ノ代（標高1570 m）と中ノ代（標高1520 m）、下ノ代（標高1330 m）でボーリングコア試料を採取した。これらのうち標高の異なる上ノ代と下ノ代の堆積物についてテフラ分析と放射性炭素年代測定を行い、堆積物の詳細な年代軸を構築するとともに、花粉分析と大型植物化石分析、木材化石の同定を行って各湿原における植生変遷を明らかにする。さらに、苗場山の先行研究における花粉分析結果と比較して、本山岳域における亜高山帯針葉樹林の発達過程と拡大要因を検討する。

## 調査地域の概要

本研究では新潟県苗場山の小松原湿原群（標高1330–1570 m）を調査地とした（Figs. 1, 2）。苗場山は標高2145 mで、中期更新世以前に活発な火山活動が生じた安山岩質の第四紀火山である（金子ほか, 1991）。植村・山

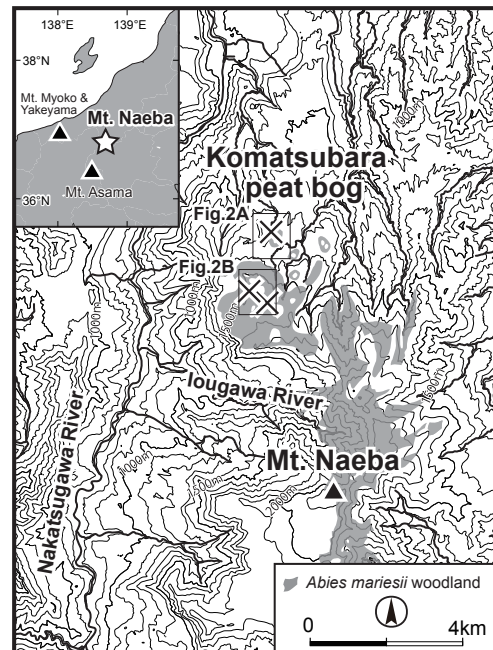


Fig. 1 Index map of the Komatsubara peat bogs on Mt. Naeba. The topographic maps are modified from the 10 m Digital Elevation Model issued by the Geospatial Information Authority of Japan.

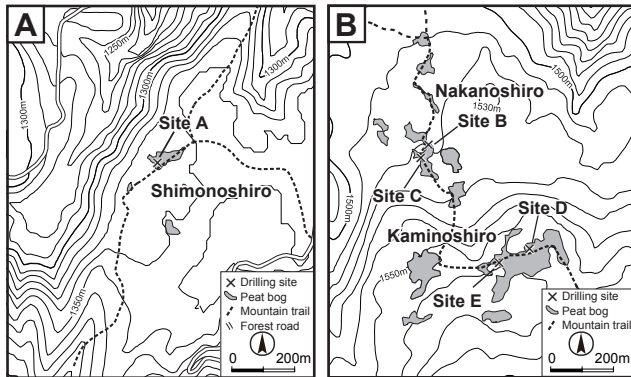


Fig. 2 The drilling sites in Shimonoshiro (A), Nakanoshiro, and Kaminoshiro (B). The topographic maps are modified from the 10 m Digital Elevation Model issued by the Geospatial Information Authority of Japan.

田 (1988) によれば、苗場山の火山活動は第1期～第4期の4つの時期に分けられる。第1期では主に火砕流を噴出して、溶岩流を伴いながら北方に流出した。第2期では柱状節理のある層厚 20 m 以上の溶岩流を北方に十数 km 流下させた。第3期では主に溶岩流を北方・南方に流下させた。この時期に北方へ流れた溶岩流は平坦面(小松原面)を形成した。第4期では溶岩流を噴出し、山頂付近に平坦面を形成した。このように苗場山では、第四紀の火山活動によって南北方向に溶岩流や火砕流を流出しており、いくつかの階段状の平坦な地形面が形成されている(島津・立石, 1993)。また、第3期の溶岩流が形成した平坦面と、第4期の溶岩流が山頂付近に形成した平坦面には、現在多くの湿原群が発達している(卜部・片岡, 2013)。

小松原湿原群から東に 14.1 km にある湯沢観測所(標高 340 m)の 1991～2020 年における気象データ(<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>)によれば、この地域の気候的な特徴は以下になる。年平均気温は 11.7°C で、最暖月は 8 月で 24.7°C、最寒月は 1 月で -0.4°C である。また 5～9 月の平均月降水量は 165.9 mm であり、11～2 月の平均月降水量は 258.1 mm である。降水量の特徴として、降雪の影響で冬季の降水量が多い、典型的な日本海側の気候を示している。また、気象データの月平均気温を基にして温量指数(吉良, 1949)を計算すると、湯沢観測所では 95.7°C・月となる。気温遞減率を 0.6°C/100 m とすると、小松原湿原群では 50.8–43.6°C・月と推測され、冷温帯(45–85°C・月)と亜寒帯(15–45°C・月)の境界付近に位置する。

苗場山周辺の植生は標高 500 m 以下では下位よりミズナラアカイタヤ *Acer pictum* subsp. *mayrii* の混交林と、ブナミズナラ林が分布する(文化庁, 1974)。標高 500–

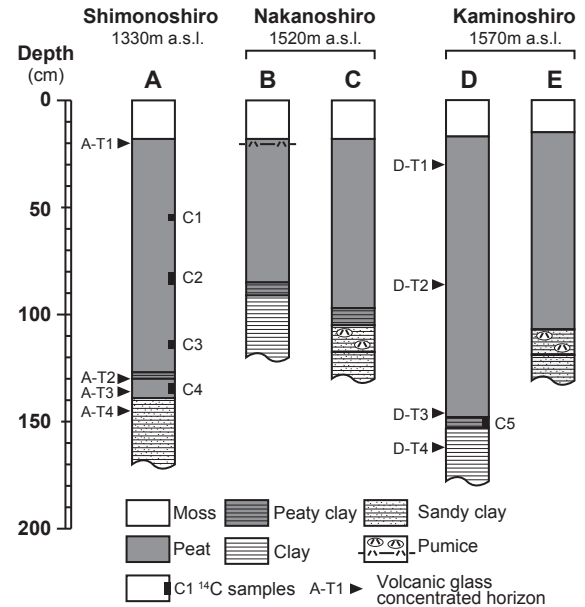


Fig. 3 Lithological columns in the Komatsubara peat bogs. Refer to Fig. 2 for the location of the sampling points.

1200 m では主にブナ林が分布する。標高 1200–2000 m ではオオシラビソやコメツガなどからなる亜高山帯針葉樹林が分布し、低木層にはツツジ科 *Ericaceae* が多く生育する。また、ブナ林上部と亜高山帯針葉樹林の下部にはダケカンバ *Betula ermanii* 林が見られる。標高 2000 m 以上ではハイマツの低木林や高山草原が広がる。

小松原湿原群は第3期に形成された階段状の溶岩台地上にあり、下ノ代(標高 1330 m)、中ノ代(標高 1520 m)、上ノ代(標高 1570 m)の3つの湿原から構成されている。上ノ代と中ノ代ではオオシラビソやコメツガ、ダケカンバを主とした亜高山帯針葉樹林が分布する(Fig. 1)。一方、下ノ代ではブナ林が分布するものの、湿原周辺のみにはオオシラビソやコメツガが分布する。

#### ボーリング試料

本研究では小松原湿原群の下ノ代と中ノ代、上ノ代の計 5 地点から、シンウォール型サンプラーを用いてボーリングコア試料(以下、「コア試料」または「コア」とする)を採取した。コア試料は実験室に持ち帰った後に半割し、柱状図の記載をした。以下では各地点における堆積物の層相について述べる(Fig. 3)。

下ノ代の A 地点では下位より深度 170–139 cm では砂質粘土層、深度 139–130 cm では泥炭層となる。さらに深度 130–127 cm では泥炭質粘土層となり、深度 127–20 cm では木片を含む分解の良い泥炭層となる。深度 20 cm–地表面はミズゴケ層となる。



中ノ代のB地点では、下位より深度120–91 cmでは粘土層、深度91–85 cmでは泥炭質粘土層、深度85–18 cmでは草本質の分解の悪い泥炭層となる。深度18 cm–地表はミズゴケ層となる。C地点では下位より深度130–105 cmでは軽石を含む砂質粘土層、深度105–97 cmでは泥炭質粘土層となる。深度97–18 cmでは分解の悪い泥炭層となる。深度18 cm–地表はミズゴケ層となる。

上ノ代のD地点では、下位より深度178–153 cmでは粘土層、深度153–148 cmでは泥炭質粘土層となる。深度148–17 cmでは泥炭層となり、深度50–17 cmにかけて分解の悪い泥炭層から分解の良い泥炭層へと徐々に変化する。深度17 cm–地表はミズゴケ層となる。E地点では下位より深度131–107 cmでは軽石を含む砂質粘土層、深度107–15 cmでは分解の悪い泥炭層となる。深度15 cm–地表はミズゴケ層となる。

以上のように、本研究では小松原湿原群の下ノ代と中ノ代、上ノ代から計5本のコア試料を採取した。そのうち、標高帯が異なり、かつ長尺でコア試料の状態も比較的が良い、下ノ代のコアAと上ノ代のコアDを各種分析用とした。

## 方 法

### 1. 放射性炭素年代測定

下ノ代のコアAにて4試料を、上ノ代のコアDで1試料を採取して、AMS加速器質量分析装置による $^{14}\text{C}$ 年代測定を東京大学博物館と(株)加速器研究所、(株)パレオ・ラボに依頼した。 $^{14}\text{C}$ 年代値は $\delta^{13}\text{C}$ による補正後、IntCal20 (Reimer et al., 2020)の較正曲線に基づくOxCal4.4 (Bronk Ramsey, 2009)を用いて、 $2\sigma$ の範囲で較正年代(cal BP)を算出した。

### 2. テフラ分析

コアA(下ノ代)とコアD(上ノ代)には肉眼で認識できるテフラが確認できなかった。本研究では肉眼で認識できない微量なテフラであるクリプトテフラを検出するために、各コアから堆積物を厚さ約2–4 cm間隔で、コアAから39試料を、コアDから41試料を採取した。これらの試料について椀がけ法と超音波洗浄機により水洗した後、実体顕微鏡を用いてクリプトテフラの有無を確認した。この結果からコアAではA-T1～A-T4、コアDではD-T1～D-T4の計8つのクリプトテフラを検出した。これらの試料は実体顕微鏡と偏光顕微鏡を用いた観察によって、火山ガラスの形態と有色鉱物の組成を調べた。また(株)京都フィッション・トラック社製の温度変化型屈折率測定装置(RIMS2000)によって、各試料の火山ガラスの屈折率を測定した。この火山ガラスの屈折率測定の結果およびテフラ層序に基づいて、既存研究によってこの地域周辺で報

告されているテフラとの対比を行った。

### 3. 花粉分析

花粉分析の試料は、コアA(下ノ代)とコアD(上ノ代)から約8 cm間隔でそれぞれ1 cm<sup>3</sup>を採取した。試料の処理は10%水酸化カリウム溶液による堆積物の泥化とフミン酸の除去を行い、傾斜法と250  $\mu\text{m}$ メッシュの金網による物理的なふるいを施した。その後、比重1.70に調整した塩化亜鉛溶液によって試料の比重分離を行ない、花粉・胞子化石を抽出した。抽出した花粉・胞子化石はアセトリシス混合液(濃硫酸1:無水酢酸9)によってセルロースを除去した。これらの処理によって得られた残渣は1%塩基性フクシン溶液によって赤色に染色した後、グリセリンゼリーを封入材にしてプレパラートを作成した。

花粉・胞子化石の同定と計数は、250～400倍の光学顕微鏡下で行った。各試料の同定・計数作業は木本花粉が200個以上に達するまで行い、その間に産出した草本花粉とシダ類胞子を同定した。花粉・胞子化石の出現率は、木本花粉はその総和を基数として、草本花粉とシダ類胞子は産出したすべての花粉・胞子化石の総和を基数にして、それぞれを百分率で表した。なお、光学顕微鏡下で識別が困難な2つの花粉分類群をハイフン(-)で結び、同定した上で2つの類似した花粉分類群を合計したものをプラス(+)で結んで示した。

### 4. 葉・種子・果実化石

コアA(下ノ代)とコアD(上ノ代)ともに、それぞれ18層準から50 cm<sup>3</sup>の堆積物を採取して分析試料にした。水中でほぐした試料を0.35 mm目の篩に載せて植物化石から無機物を洗い流した。篩の上の残渣をシャーレに取り分け、実体顕微鏡下で種実や葉などの植物化石を拾い上げ、分類群や部位ごとに同定・計数した。破片で産出した植物化石は完形に復元したときの個数を産出個数とした。蘚類は植物体の枝部の長さ1 cmを1と計数し、120よりも多い場合は++と表記した。モミ属の葉は、葉肉細胞が保存されている資料については、カミソリで横断面を切り出し、落射蛍光照明装置を用いて観察・同定をした。これらの植物化石は千葉大学大学院園芸学研究院で、70%エタノール液浸のサンプル管瓶に入れて保管している。

### 5. 木材化石

木材化石の試料は、下ノ代のコアAに挟在していた7点を採取した。各試料は徒手切片法で横断面、放射断面、接線断面の3断面の切片を作成した。各試料の切片はガムクロラルで封入し、プレパラートを作成した。各試料のプレパラートの観察は、200～400倍の光学顕微鏡

**Table 1** Radiocarbon dates obtained from samples in the drilling cores of Shimonoshiro and Kaminoshiro

Sample No.	Lab. Code	Core	Depth (cm)	Material	$\delta^{13}\text{C}^*$ (‰)	Conventional age (1 $\sigma$ , $^{14}\text{C}$ yrs BP)	Calibrated age** (2 $\sigma$ , cal BP)
C1	IAAA-211961	A	53–56	Peat (bulk)	- 26.76	1820 $\pm$ 30	1820–1620
C2	PLD-51143	A	80–86	Seeds ( <i>Betula maximowicziana</i> , <i>Rhynchospora</i> spp.)	- 28.68	1630 $\pm$ 20	1550–1410
C3	IAAA-211960	A	112–116	Peat (bulk)	- 27.70	3020 $\pm$ 20	3340–3145
C4	TKA-21980	A	132–137	Wood	- 27.20	7060 $\pm$ 30	7965–7795
C5	TKA-21979	D	148–153	Fungi (sclerotia)	- 29.10	4150 $\pm$ 25	4825–4575

\*  $\delta^{13}\text{C}$  values are those of AMS.

\*\* Calibrated age were based on IntCal20 (Reimer et al., 2020) using OxCal4.4 (Bronk Ramsey, 2009).

下で行い、木材解剖学的な特徴に基づき、森林総合研究所の日本産木材識別データベース (<https://db.ffpri.go.jp/WoodDB/IDBK/home.php>) を参照しながら樹種同定を行った。同定された各試料のプレパラートは、東北大学植物園 (TUSw) に保管している。

## 結 果

### 1. 放射性炭素年代測定

上ノ代と下ノ代から得られた 5 試料について  $^{14}\text{C}$  年代測定を行った (Table 1)。下ノ代のコア A における泥炭層の最下部で得られた木片で 7965–7795 cal BP であった。上ノ代のコア D における砂質シルト層の上部で得られた菌核で 4825–4575 cal BP であった。

### 2. テフラ分析と対比

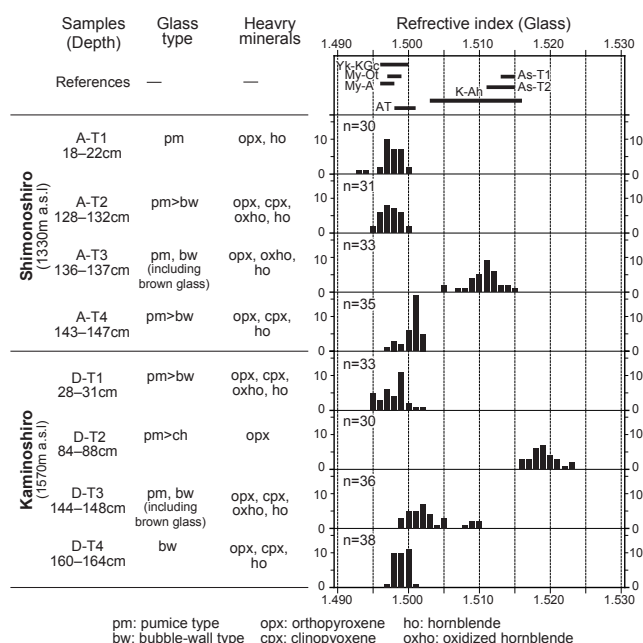
テフラ分析を行った 8 試料 (A-T1 ~ A-T4, D-T1 ~ D-T4) の火山ガラスの形態観察と屈折率測定を行った (Fig. 4)。以下、各テフラの特徴から中部地域北部における広域テフラや地域テフラとの対比とその根拠について述べる。

A-T4 と D-T4 は主にバブルウォール型火山ガラス (bw) からなり、それぞれ  $n = 1.497\text{--}1.501$  と  $n = 1.497\text{--}1.502$  であった (Fig. 4)。これらのテフラの特徴は始良 Tn 火山灰 (AT : 約 29,000 cal BP, Miyairi et al., 2004; Smith et al., 2013) に対比される (町田・新井, 2003)。しかし、この地域の AT には含まれない普通輝石や斜方輝石、普通角閃石などの有色鉱物が含まれている。また、苗場山山頂付近の湿原では泥炭層下位のシルト層で、AT の再堆積が認められている (ト部・片岡, 2013)。したがって、本研究における A-T4 と D-T4 も AT の再堆積である可能性が高い。

A-T3 は軽石型火山ガラス (pm) とバブルウォール型火山ガラスの両者からなり、これらには褐色ガラスが含まれている (Fig. 4)。また、A-T3 における火山ガラスの屈折率は  $n = 1.505\text{--}1.515$  と広い範囲になり、鬼界アカホヤ火山灰 (K-Ah : 約 7300 cal BP, 町田・新井, 2003 ; Smith et al., 2013) に対比される。

A-T2 は軽石型火山ガラスが主であり、わずかにバブルウォール型火山ガラスが含まれる。火山ガラスの屈折率は  $n = 1.495\text{--}1.500$  となる (Fig. 4)。また、有色鉱物では酸化角閃石や普通角閃石が含まれ、妙高火山や新潟焼山火山の噴出物の特徴を持つ。K-Ah 降灰後の完新世中期には、妙高火山では My-A と妙高大田切テフラ (My-Ot : 約 4700 cal BP, 荻谷ほか, 1998 ; 町田・新井, 2003) が認められている。しかし、苗場山山頂の湿原堆積物には My-Ot は確認されていない (ト部・片岡, 2013)。また A-T2 は A-T3 のわずか 4 cm 上位にあることから、AT-2 は My-A に対比される。

D-T3 は A-T3 と同様に軽石型火山ガラスとバブルウォール型火山ガラスからなり、褐色ガラスを含む。その他に有色鉱物として酸化角閃石が含まれている。D-T3 における



**Fig. 4** Petrographic properties of tephras at Shimonoshiro and Kaminoshiro. Refer to Fig. 3 for the sampling horizon of each tephra.

火山ガラスの屈折率は $n = 1.499\text{--}1.505$ と $n = 1.508\text{--}1.510$ のバイモーダルになる。このうち火山ガラスの屈折率が $n = 1.508\text{--}1.510$ を示すものは、褐色のバブルウォール型火山ガラスを含むことからK-Ahと考えられる。一方、火山ガラスの屈折率が $n = 1.499\text{--}1.505$ を示すものは、A-T3とA-T2の間隔がわずか4 cmであることを考慮すると、D-T3はMy-Aであると考えられる。

D-T3に酸化角閃石が含まれることも、妙高火山起源のテフラであることと矛盾しない。卜部・片岡(2013)によれば、苗場山山頂付近の湿原ではK-Ahとともに、ほぼ同時期に妙高火山から噴出した妙高赤倉テフラ(My-A: 約6600 cal BP, 町田・新井, 2003)の混在したNB3テフラの存在が認められている。これらの火山ガラスの屈折率はMy-Aで $n = 1.499\text{--}1.502$ 、K-Ahで $n = 1.511\text{--}1.516$ と報告され、これまで報告されるMy-Aの火山ガラス屈折率( $n = 1.496\text{--}1.499$ , 早津, 1992; 荻谷ほか, 1998など)と比較してやや低い値となる。しかし、EPMAによる火山ガラスの化学組成や酸化角閃石が含まれること、さらには火山ガラスの屈折率が1.500前後で重なることから、NB3テフラに含まれるのはMy-Aとしている。K-AhやMy-Aの噴出年代に近似し、かつ酸化角閃石やバブルウォール型火山ガラスを含むようなテフラは、これまで本地域では報告されていない。またD-T3に類似するテフラはコアDに存在せず、再堆積の可能性は考え難い。前述のように本研究では2–4 cm間隔で泥炭試料を水洗して、微量のクリプトテフラを確認している。すなわち、本研究における試料採取の間隔が原因で、隣接して一次堆積したK-AhとMy-Aが混合した可能性が高い。したがって、本研究のD-T3は少なくともNB3テフラ(卜部・片岡, 2013)に対比でき、K-AhとMy-Aの混在したものと考えられる。

D-T2は軽石型火山ガラスを主体し、屈折率は $n = 1.516\text{--}1.523$ となる。この屈折率は比較的に高い値であり、この地域に対比されるテフラはない。よって、D-T2は不明テフラとした。

A-T1とD-T1はバブルウォール型火山ガラスを主とし、屈折率は $n = 1.493\text{--}1.501$ である(Fig. 4)。また、有色鉱物には酸化角閃石や普通角閃石が含まれていることから、妙高火山や新潟焼山火山を起源とする火山噴出物の可能性が高い。したがって、苗場山山頂の湿原堆積物でも認められる新潟焼山高谷池cテフラ/早川火砕流(Yk-KGc: 約725–706 cal BP, 早津, 1985; 早川ほか, 2011)に対比される(卜部・片岡, 2013)。

### 3. 花粉分析

花粉分析の結果、検出された花粉・孢子化石は木本花粉が39分類群、草本花粉およびシダ類孢子は27分類群で

あった。小松原湿原群の下ノ代と上ノ代における花粉組成図をFig. 5に示す。高木花粉の出現率の変化によって、下ノ代では下位よりS1～S4の4つ、上ノ代ではK1～K3の3つの局地花粉帯(以下、「花粉帯」または「帯」とする)に区分した。以下では、両湿原における各花粉帯の特徴について述べる。

#### 1) 下ノ代

##### S1帯(試料番号22–19, 深度164–136 cm)

カバノキ属 *Betula* が39–73%と優占する。マツ属単維管束亜属 *Pinus* subgen. *Haploxylon* が最大10%となり、ツガ属 *Tsuga* やモミ属 *Abies*, トウヒ属 *Picea* なども数%ながら連続的に出現する。コナラ属コナラ亜属 *Quercus* subgen. *Lepidobalanus* が2–7%出現し、上部に向かって増加する。クマシデ属–アサダ属 *Carpinus-Ostrya* とツツジ科 *Ericaceae* は下部でそれぞれ最大で12%と15%出現する。ハンノキ属 *Alnus* は2–14%出現し、上部に向かって減少する。草本花粉とシダ類孢子では、カヤツリグサ科 *Cyperaceae* が上部で6–8%となり、キンポウゲ属 *Ranunculus* が下部で9%出現する。また、わずかだがコケスギラン *Selaginella selaginoides* が出現する。

##### S2帯(試料番号18–7, 深度136–40 cm)

ブナ属ブナ型 *Fagus crenata* type (以降、「ブナ」とする)とコナラ属コナラ亜属がそれぞれ最大で57%と20%出現する。クマシデ属–アサダ属とニレ属–ケヤキ属 *Ulmus-Zelkova* が低率ながら連続的に出現する。前帯で出現したトウヒ属やモミ属は散点的な出現となり、マツ属単維管束亜属も低率となる。ハシバミ属 *Corylus* とモチノキ属 *Ilex* が最下部でそれぞれ最大で26%と13%出現するのが目立つ。草本花粉とシダ類孢子では、カヤツリグサ科が中部から上部にかけて4–26%出現し、上部に向かって増加する。ゼンマイ科 *Osmundaceae* が下部で最大34%出現する。

##### S3帯(試料番号6–3, 深度40–12 cm)

前帯と同様に、ブナが46–50%、コナラ属コナラ亜属が6–17%と高率となる。一方、前帯まで散点的な出現であったモミ属が、低率ながら本帯より連続的に出現する。草本花粉とシダ類孢子では、カヤツリグサ科が下部で最大21%出現し、イネ科が4–11%出現する。ヨモギ属 *Artemisia* は最上部で7%出現する。

##### S4帯(試料番号2・1, 深度12 cm–地表)

ブナが22–24%となり、前帯に比べて減少する。モミ属は数%ながら連続的に出現する。前帯まで出現が見られなかったマツ属複維管束亜属 *Pinus* subgen. *Diploxylon* が最大で16%出現し、スギ属 *Cryptomeria* は最上部で25%出現する。草本花粉とシダ類孢子はカヤツリグサ科が7–18%、イネ科が2–6%となる。



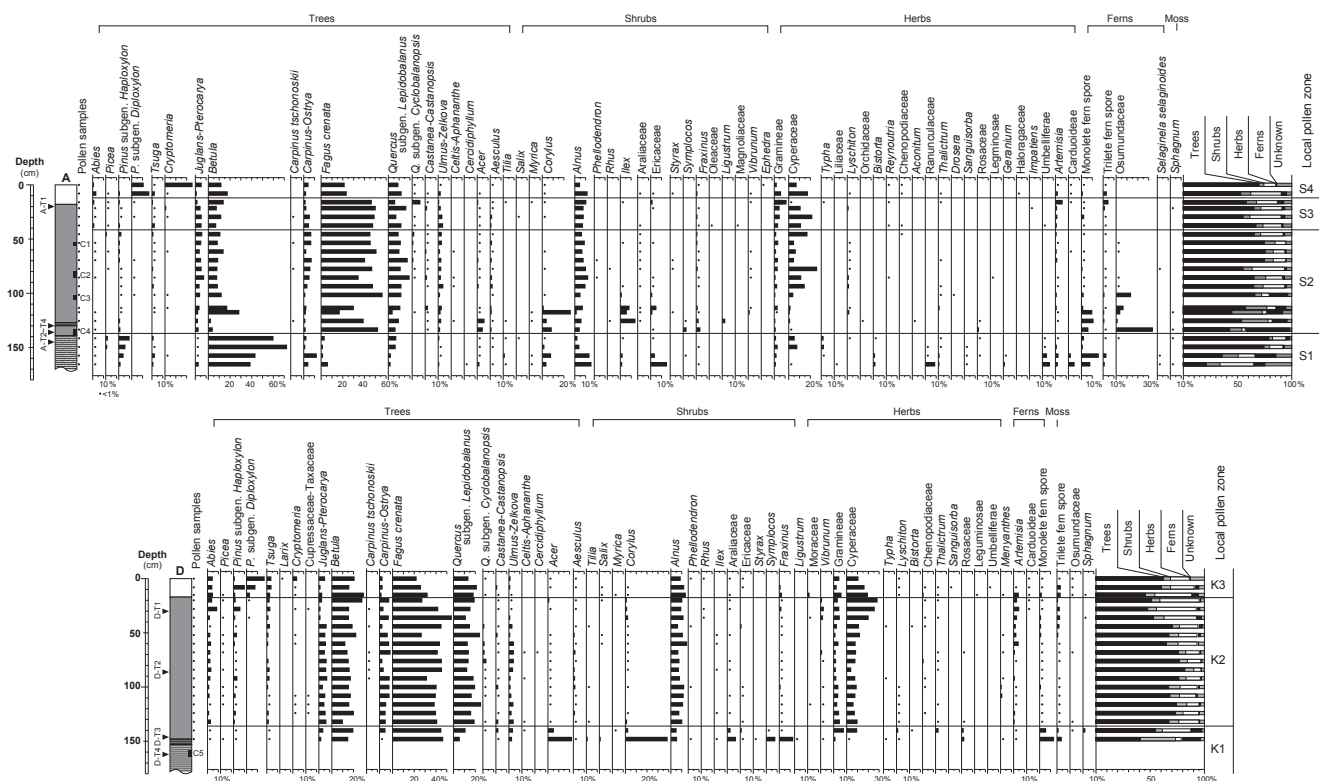


Fig. 5 Conventional pollen diagrams at Shimonoshiro (upper) and Kaminoshiro (lower) in the Komatsubara peat bogs. Refer to Fig. 3 for the symbols of the lithological column.

## 2) 上ノ代

### K1 帯 (試料番号 20・19, 深度 148–136 cm)

ブナが45–46%と優占する。カバノキ属が15–20%, コナラ属コナラ亜属が5–11%出現する。ハシバミ属とカエデ属 *Acer* は最下部でそれぞれ39%と22%と高率になる。草本花粉とシダ類胞子の割合は比較的に低率である。イネ科とカヤツリグサ科が上部で9%となる。単条型シダ類胞子 *Monolete fern spore* は6–13%出現する。

### K2 帯 (試料番号 18–4, 深度 136–17.5 cm)

ブナが27–55%と優占し、コナラ属コナラ亜属が11–25%と高率となる。これに伴ってカバノキ属が10–28%出現する。モミ属やツガ属、マツ属単維管束亜属などは低率ながら連続的に出現する。草本花粉とシダ類胞子では、カヤツリグサ科が4–28%出現し、上部に向かって増加する。ヨモギ属や単条型胞子、三条型胞子 *Trilete fern spore* が数%であるが、上部で増加するのが目立つ。

### K3 帯 (試料番号 3–1, 深度 17.5 cm–地表)

ブナが22–33%と減少する。コナラ属コナラ亜属とカバノキ属はそれぞれ最大で22%と30%増加する。モミ属やツガ属、マツ属単維管束亜属などは低率ながら連続的に出現する。これまで低率であったマツ属複維管束亜属が

3–16%出現し、スギ属が最上部で4%出現する。草本花粉とシダ類胞子ではカヤツリグサ科が10–20%と高率になり、イネ科は3–7%出現する。

## 4. 葉・種子・果実化石

下ノ代と上ノ代の大型植物化石群集に含まれる木本は7分類群で、針葉樹3分類群、落葉広葉樹3分類群、常緑広葉樹で矮性低木の1分類群、草本は5分類である (Tables 2, 3)。この他に蘚類と菌類の菌核が産出した。下ノ代の大型植物化石の層位分布は、最下層 (深度 146–140 cm) では菌核だけが産出するが、深度 137–132 cm でタラノキが産出し、深度 132–101 cm からはハクサンスゲ節を含むスゲ属が連続的に産出する。深度 95–27 cm ではダケカンバとウダイカンバが連続的に産出し、高層湿原に生育するミカヅキグサ属やワタスゲ属がミズゴケなどの蘚類ともに産出する。深度 27 cm から表層にかけての堆積物からはウダイカンバ、モミ属、スギ属、タラノキが産出し、木本の種数は多いが、草本は深度 4 cm–地表からのミカヅキグサ属の産出だけである。

上ノ代では、深度 170–131 cm からは菌核だけが産出し、深度 130–123 cm からウダイカンバとミカヅキグサ属が

Table 2 Plant macrofossils and wood fossils detected from core A of Shimonoshiro

Depth (cm)	Plant macrofossils											Wood fossils		
	<i>Abies</i> (seed)	<i>Cryptomeria</i> (seed)	<i>Betula ermanii</i> (fruit)	<i>B. maximowicziana</i> (fruit)	<i>Aralia elata</i> (stone)	<i>Carex</i> sect. <i>Glareosae</i> (fruit)	<i>Carex</i> sp. (fruit)	<i>Eriophorum</i> (fruit)	<i>Rhynchospora</i> spp. (fruit)	<i>Scirpus</i> sp. (fruit)	unknown (fruit)	Bryophyte (plant body)	Fungi (sclerotia)	
0-4	-	1	-	1	-	-	-	-	2	-	-	1	-	-
6-10	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11-15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21-27	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	1	++	-	-
27-36	-	-	1	-	-	-	-	2	-	-	-	110	-	-
36-44	-	-	1	7	-	-	-	1	-	-	-	++	-	-
47-53	-	-	2	22	-	-	-	2	6	-	1	3	-	-
53-59	-	-	6	10	-	-	-	3	10	1	-	2	-	-
59-65	-	-	1	3	-	-	-	1	2	-	-	1	-	-
72-79	-	-	3	7	-	-	-	4	4	-	-	-	-	-
82-88	-	-	7	8	-	-	-	-	6	-	-	-	-	-
88-95	-	-	2	-	-	7	-	-	2	-	-	3	-	-
101-109	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	1	2	1
109-116	-	-	-	-	-	-	33	-	-	-	-	-	5	-
120-124	-	-	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	1	-
125-131	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
132-137	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
140-146	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-

++: more than 120

Table 3 Plant macrofossils detected from core D of Kaminoshiro

Depth (cm)	Plant macrofossils													
	<i>Abies mariesii</i> (leaf)	<i>Thuja standishii</i> (shoot)	<i>Betula ermanii</i> (fruit)	<i>B. maximowicziana</i> (fruit)	<i>Andromeda polifolia</i> (leaf)	<i>Carex</i> sect. <i>Glareosae</i> (fruit)	<i>Carex</i> sp. (fruit)	<i>Eriophorum</i> (fruit)	<i>Rhynchospora</i> spp. (fruit)	unknown (fruit)	Bryophyte (plant body)	Fungi (sclerotia)		
0-3	-	-	1	-	22	-	5	-	2	-	-	-	-	-
7-12	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
13-17	-	1	-	-	-	-	-	-	2	4	1	-	-	-
18-25	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-
25-32	1	-	-	-	-	-	-	-	12	-	1	-	-	-
33-38	2	-	2	-	-	-	-	-	11	-	1	-	-	-
42-49	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
53-61	1	-	1	1	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
67-73	-	-	2	1	-	-	-	-	4	-	++	-	-	-
75-80	-	-	2	3	-	-	-	1	36	-	6	-	-	-
88-95	-	-	2	-	-	-	1	1	7	-	-	-	-	-
98-108	-	-	-	2	-	2	-	-	-	-	5	-	-	-
110-118	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
123-130	-	-	-	1	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-
131-136	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
139-145	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12	-
146-153	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
161-170	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

++: more than 120

産出し始める。深度 118–110 cm よりも上位の地層からは、それらに加え、ダケカンバ、スゲ属ハクサンスゲ節、ワタスゲ属、ミズゴケ属を含む蘚類が産出するようになる。深度 61–25 cm からはオオシラビソの葉が連続的に産出する。深度 17–13 cm からはネズコが、深度 3 cm–地表からはヒメシャクナゲが産出する。

以下に、同定した植物化石の分類群における形態的な特徴と同定根拠を記載する。

オオシラビソ *Abies mariesii* 葉 (Fig. 6-1 ; Fig. 7)

幅 1.5–1.9 mm, 線形で扁平, 先端中央は窪み, 着点は円形, 下面に気孔が分布する。樹脂道は維管束の左右に 2 本配列し, 樹脂道は下面の表皮細胞に接する。本州産モミ属の葉のうち, オオシラビソは樹脂道が下面の表皮細胞に接し, その他のモミ属では表皮細胞から離れて樹脂道が位置することで区別される (岩田・草下, 1954)。

モミ属の 1 種 *Abies* sp. 種子 (Fig. 6-2)

高さ 6.4 mm, 幅 3 mm の倒卵形で基部が尖り, 頂部は丸い。種皮には油体が落脱した痕の複数の窪みがある。種皮に油体があるマツ科のうち, ツガ属よりも油体が大いことで, モミ属に同定される。表層に近い地層からの産出であることから, オオシラビソ由来の種子と考えられる。

スギ *Cryptomeria japonica* 種子 (Fig. 6-3)

高さ 7 mm, 幅 3.5 mm の長楕円形で扁平, 種皮は黒色で鈍い光沢がある。本種は種子の縁が比較的厚く, 薄い翼を持つ他のヒノキ科の種子とは区別される。

ネズコ *Thuja standishii* 枝条 (Fig. 6-4)

幅 1.8 mm で, 十字対生の鱗片葉から構成される。気孔は葉の裏面に分布するが, 葉の先端が尖らないことでサワラと区別される。

ダケカンバ *Betula ermanii* 果実 (Fig. 6-5)

扁平で, 高さ 2.0–2.4 mm, 幅 1.4–1.7 mm の広倒卵形, 2 本の花柱が目立つ。果実表面は黄褐色で, 縁には薄い翼の組織がしばしば残る。シラカバの果実は非常に薄く, 楕円形で果皮が赤褐色であること, ミズメやチョウセンミネバリの果実は長さに対して幅がより狭いことで区別される。

ウダイカンバ *Betula maximowicziana* 果実 (Fig. 6-6)

扁平で, 高さ 1.5–2.0 mm, 幅 1.2–1.4 mm の菱形に近い倒卵形, 2 本の花柱がしばしば残存する。果実表面は暗灰色で鈍い光沢があり, 花柱とその着点付近は黄白色である。他のカバノキ属の果実は果皮が薄く, やや透き通るのに対し, 本種の果皮は厚く, 表面に鈍い光沢があることで区別される。果実の前面観が菱形になるのも他の種にはない特徴である。



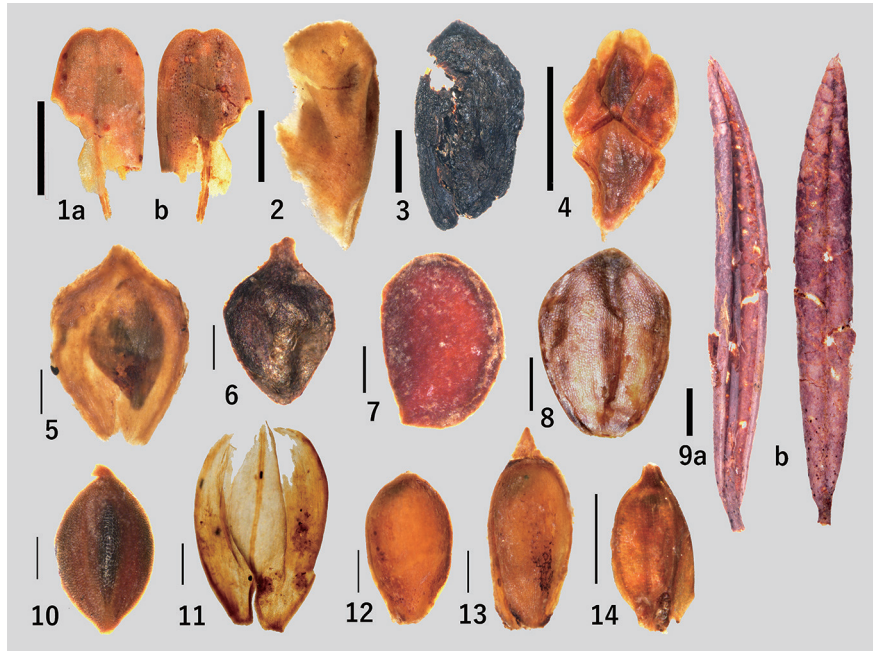


Fig. 6 Plant macrofossils obtained from the Komatsubara peat bogs. — 1: *Abies mariesii*, leaf (Core D, 42–49 cm, a: abaxial side, b: adaxial side). — 2: *Abies* sp., seed (Core A, 6–10 cm). — 3: *Cryptomeria japonica*, seed (Core A, 0–4 cm). — 4: *Thuja standishii*, shoot (Core D, 13–17 cm). — 5: *Betula ermanii*, nut (Core D, 33–38 cm). — 6: *Betula maximowicziana*, nut (Core A, 59–65 cm). — 7: *Aralia elata*, drupe (Core A, 132–137 cm). — 8: *Carex* sp. (sect. *Glareosae*), fruit (Core D, 98–108 cm). — 9: *Andromeda polifolia*, leaf (Core D, 0–3 cm, a: adaxial side, b: abaxial side). — 10: *Carex* sp., fruit (Core A, 109–116 cm). — 11: *Eriophorum* sp., fruit (Core A, 59–65 cm). — 12, 13: *Rhynchospora* spp., fruit (Core D, 25–32 cm). — 14: *Scirpus* sp., fruit (Core A, 53–59 cm). Scales: 2 mm for 1–4, 9; 0.5 mm for 5–8, 10–14.

#### タラノキ *Aralia elata* 核 (Fig. 6-7)

側方に扁平で、側面は丸みを帯びた半円形、高さ 2 mm、幅 1.4 mm。果皮は赤褐色で強く、外側の縁に沿って不規則な隆線が走る。同属のウドやミヤマウドの果皮は黄褐色で柔らかいことで区別される。

#### ヒメシャクナゲ *Andromeda polifolia* 葉 (Fig. 6-9)

長さ 17–19 mm、幅 1.5–3.2 mm の線形で両端は尖り、約 1 mm の短い柄がある。葉の表面および裏面は平滑で、葉縁の 1/2 ～ 1/4 は内側に巻く。葉の大きさと形状が類似するイソツツジは葉の表面に皺があり、葉の縁は本種ほど強く巻き込まないことで区別される。

#### スゲ属ハクサンスゲ節の 1 種 *Carex* sp. (sect. *Glareosae*) 果実 (Fig. 6-8)

扁平で、側面観が高さ 1.8–1.9 mm、幅 1.1–1.3 mm の楕円形、横断面は凸レンズ形。頂部の花柱の着点は円盤状に平らになり、その中心に花柱の維管束の基部が残存する。凸レンズ形の果実をつける湿原生スゲ属のうち、アゼスゲ節は花柱の基部が残存することで、花柱が落脱し明瞭な着点が残るハクサンスゲ節とは区別される。

#### スゲ属 *Carex* spp. 果実 (Fig. 6-10)

側面観が高さ 1.9–2.2 mm、幅 1.1–1.5 mm の倒卵形で、

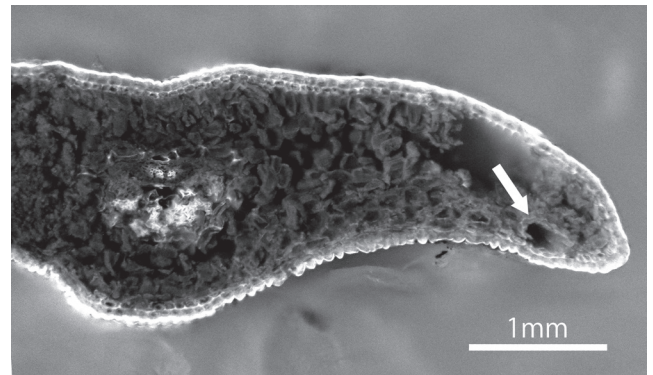


Fig. 7 Fluorescence microscope image of the transvers section of *Abies mariesii* leaf (Core D, 42–49 cm). Arrow: resin duct.

横断面が正三角形である。Fig. 6-10 のように花柱の基部が折れ曲がるものや折れ曲がらないものがあり、多角形の表皮細胞の大きさも様々で、複数の種類が含まれると考えられる。横断面が正三角形の果実をつけるカヤツリグサ科のうち、カヤツリグサ属の果実の側面観の高さは 1.5 mm 以下であることで区別される。

ワタスゲ属の 1 種 *Eriophorum* sp. 果実 (Fig. 6-11) 側面観が高さ 2.6–2.7 mm、幅 1.5–1.7 mm の倒卵形で

三稜がある。横断面はやや広角の頂点をもつ二等辺三角形で、角は丸みを帯びない。果皮は黄褐色で薄く、半透明。スゲ属の果実は、横断面が正三角形で、果皮が厚く透き通らないことで区別される。

ミカヅキグサ属 *Rhynchospora* spp. 果実 (Fig. 6-12, 13)

側面観が高さ 1.8–2.4 mm、幅 1.0–1.2 mm の倒卵形ないし、狭倒卵形で、横断面は横長楕円形。三角形の花柱基部や線形の花被がしばしば宿存する。果皮は黄色で厚い。ミカヅキグサ属は果実の横断面が横長楕円形になることで、横断面が凸レンズ形ないし正三角形となるスゲ属や、二等辺三角形となるその他のカヤツリグサ科の果実と区別される。ミヤマイヌノハナヒゲ *R. yasudana* に同定される狭倒卵形の果実 (Fig. 6-13) が含まれるが、それ以外のミカヅキグサ属とは形態が連続しているのでミカヅキグサ属に一括した。

アブラガヤ属の 1 種 *Scirpus* sp. 果実 (Fig. 6-14)

高さ 1 mm、幅 0.5 mm と小型で、倒卵形、三稜があり花柱の基部が残る。横断面はやや広角の頂点を持つ二等辺三角形である。果皮は褐色でやや透き通る。1 mm 程度の小型で三稜のある果実をつけるカヤツリグサ科のうち、カヤツリグサ属の果実の横断面は正三角形であることで、二等辺三角形となるアブラガヤ属とは区別される。果皮が薄く透き通ることも他属とは異なるアブラガヤ属の特徴である。

藓類 Bryophyte 植物体

大部分はミズゴケ属 *Sphagnum* で、ミズゴケ属は葉が透明細胞と葉緑細胞が交互に並ぶことで他の藓類と区別される。

菌類 Fungi 菌核

直径 3 mm 以下の球形の *Cenococcum geophylum* に同定される菌核と、直径 4 mm 以上のいびつな球形で *Cenococcum geophylum* 以外の種類だと考えられる菌核が含まれる。

## 5. 木材化石

木材化石のすべてが広葉樹であり、カバノキ属 2 点とスノキ属 4 点は幹・枝材で、ハシバミ属 1 点は根材であった (Table 2)。以下に、同定した木材化石の解剖学的な特徴および同定根拠を記載する。

カバノキ属 *Betula* カバノキ科 (Fig. 8-1a–1c)

小型～中型の道管が単独あるいは数個放射方向に複合し、均一に散在する散孔材。木部柔組織は短接線状。道管の穿孔は階段状で、横棒は 10 本以下。道管相互壁孔は小さく、交互状で密に配列する。放射柔組織はほぼ同性で 1–3 細胞幅。

ハシバミ属 *Corylus* カバノキ科 (Fig. 8-2a–2c)

小型の道管が単独あるいは数個放射方向に複合し、放射方向に連なる傾向を示す散孔材。道管の穿孔は階段状で、横棒は 10 本以下。放射組織柔細胞は異性で 1–2 細胞幅がほとんどで、やや集合状になる部分が存在する。本試料は道管が通常よりさらに小さく、量が少ないこと、木繊維の細胞壁が薄いことなどから根材と判断した。

スノキ属 *Vaccinium* ツツジ科 (Fig. 8-3a–3c)

小型で角張った道管が均一に散在する散孔材。道管の穿孔は階段状で、横棒は 10 本程度。放射組織は単列で直立または方形細胞からなる。道管相互壁孔は、対列状～階段状。

## 考 察

### 1. 堆積曲線と各花粉帯期の年代

$^{14}\text{C}$  年代測定とテフラの対比結果から、下ノ代と上ノ代におけるコア試料の堆積曲線を求めた (Fig. 9)。下ノ代のコア A では C4 試料の年代値 (7965–7795 cal BP) であり、A-T3 が K-Ah (約 7300 cal BP) に対比されることから、コア A における最下部の年代は少なくとも約 8000 年前以上に遡るものと考えられる。A-T4 は AT の再堆積である可能性が高く、花粉組成からみても S1 帯は針葉樹花粉が出現するものの、落葉広葉樹のカバノキ属が優占することから、最終氷期まで遡るとは考え難い。したがって、S1 帯期と S2 帯期の境界は約 8000 cal BP と考えられる。一方、C1 試料 (1820–1620 cal BP) と C2 試料 (1550–1410 cal BP) の年代値が逆転するため、2 つの年代モデルが考えられる。しかし、両者の年代値はテフラ年代とも矛盾しないことから、両者の年代モデルに基づき S2 帯期と S3 帯期の境界は平均値付近の年代である約 1200 年前と推測した。S3 帯期と S4 帯期の境界は約 450 年前と考えられる。

上ノ代では D-T3 が K-Ah と My-A (約 6600 cal BP) の混合層に対比され、約 7300 年前には泥炭の堆積が開始したことを示している。一方、C5 試料は 4825–4575 cal BP と若い年代値となり、テフラ年代とは大きく矛盾する。佐々木・荻谷 (2000) は、新潟県平標山山頂付近の亜高山帯の泥炭質土層においてテフラ年代と放射性炭素年代測定の結果が大きく逆転したことを報告している。C5 試料の年代値が逆転する理由については不明である。しかし、テフラの層位は逆転することなく堆積していることから、本研究ではコア D における堆積曲線に D-T3 のテフラ年代を採用した。したがって、K1 帯期と K2 帯期の境界は約 6100 年前と、K2 帯期と K3 帯期は約 640 年前と推測される。また、K1 帯期の開始時期は D-T3 とほぼ同じ深度に花粉分析の試料があることから、少なくとも約 7300 年前と推測される。



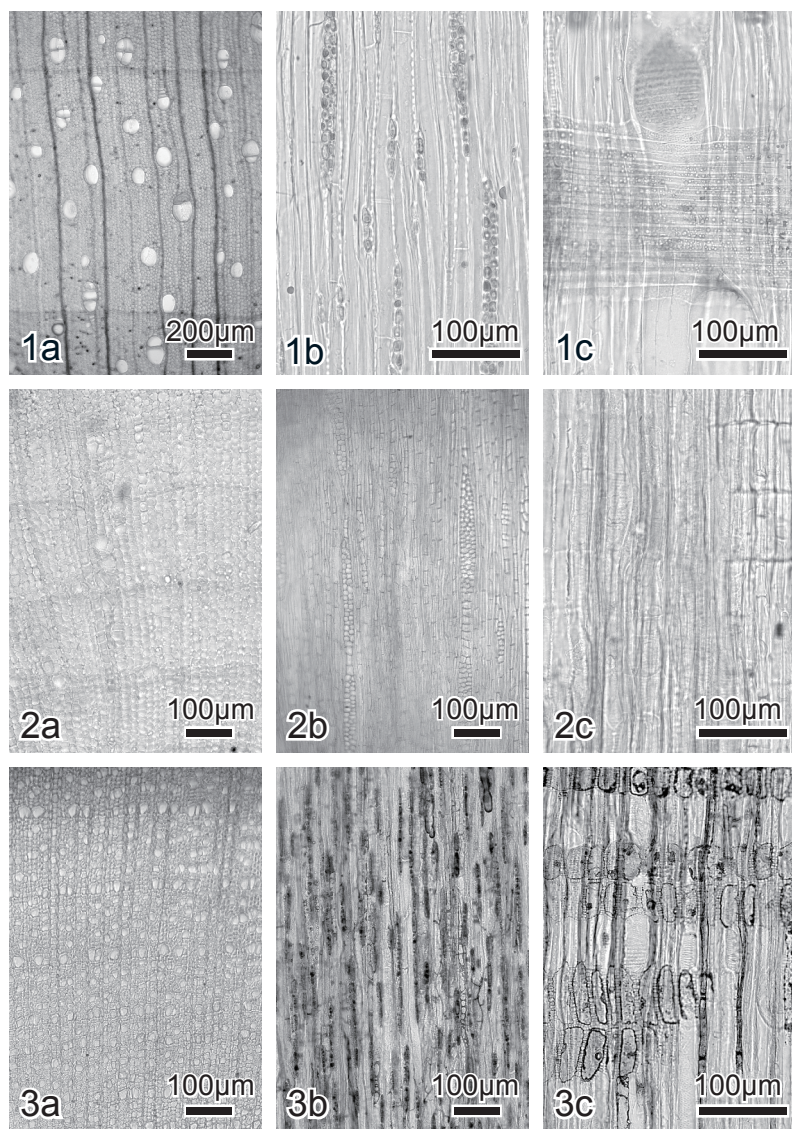


Fig. 8 Photomicrographs of fossil wood obtained from the Shimonoshiro site. — 1a, b, c: *Betula*. — 2a, b, c: *Corylus*. — 3a, b, c: *Vaccinium*. a: cross, b: tangential, c: radial sections.

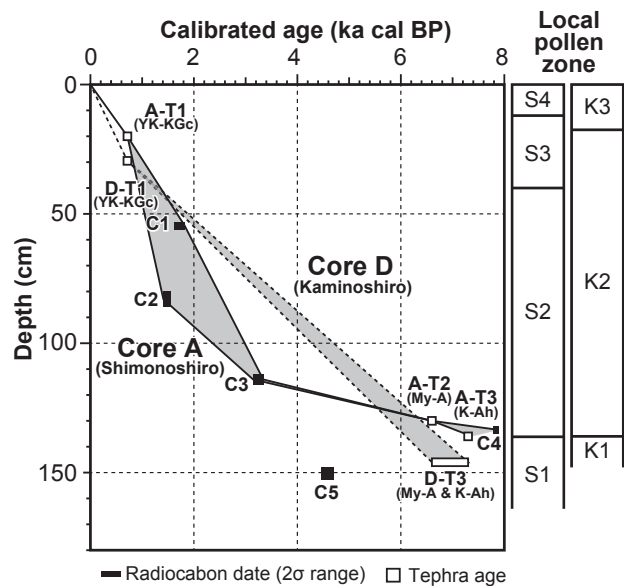


Fig. 9 Age-depth model from radiocarbon dates and tephra ages of cores A and D. Refer to Table 1 and Fig. 4 for radiocarbon dates and tephra identifications.



## 2. 小松原湿原群における完新世の植生変遷

小松原湿原群の下ノ代と上ノ代の花粉分析や大型植物化石、木材化石の同定の結果は、完新世前期からの苗場山の山地帯～亜高山帯下部における植生変遷を詳細に記録していた。前述のように堆積曲線から求められた各花粉帯期の年代は、下ノ代では S1 帯期が少なくとも約 8000 cal BP 以前、S2 帯期が約 8000–1200 cal BP、S3 帯期が 1200–450 cal BP、S4 帯期が 450 cal BP–現在までと推測された。また、上ノ代では K1 帯期が約 7300–6100 cal BP、K2 帯期が 6100–640 cal BP、K3 帯期が 640 cal BP–現在までと推測された。以下では、花粉化石と大型植物化石、木材化石の結果を基にして、下ノ代と上ノ代の各花粉帯期における植生変遷について検討する。なお、守田(1998)によれば、山地では上昇・下降気流によって容易に他の植生帯に花粉が運搬される。さらに、亜高山帯の花粉組成では、面積の大きい山地帯から多くの花粉が飛来・堆積し、花粉の出現率が歪曲されることが指摘されている(守田, 1998)。そこで、本研究では花粉化石の出現率だけでなく、花粉組成や大型植物化石の産出状況も含めて小松原湿原周辺の植生変遷を考察する。

### 1) 下ノ代

下ノ代の S1 帯期(約 8000 cal BP 以前)ではカバノキ属が優占し、ハンノキ属やクマシデ属、ツツジ科などの落葉広葉樹の花粉化石が出現する(Fig. 5)。これに伴って針葉樹のマツ属単維管束亜属やトウヒ属やモミ属の花粉化石も認められた。また、わずかであるが、高山帯～亜高山帯上部に分布するコケスギランの胞子化石も産出した。この時期の大型植物化石や木材化石では目立った産出が認められなかった(Table 2)。したがって、S1 帯期には冷涼な気候環境のもとで、カバノキ属を主とする落葉広葉樹林にマツ科針葉樹が混交するような森林が湿原周辺に広がっていたと考えられる。一方、草本花粉ではカヤツリグサ科や水生植物のミズバショウ属やガマ属の花粉化石が産出する。この時期の湿原には砂質粘土層が堆積することから、下ノ代は湖沼環境であったと推測される。

S2 帯期(8000–1200 cal BP)になると、ブナやコナラ属コナラ亜属などの落葉広葉樹の花粉化石が高率となり、針葉樹花粉はほとんど見られなくなる(Fig. 5)。現在も分布しているブナ林が約 8000 年前から下ノ代周辺に分布を開始したと考えられる。また、ブナや後述するウダイカンバなどとともに落葉広葉樹林の高木層を形成するのはミズナラであることから、コナラ属コナラ亜属の花粉化石はミズナラに由来するものと考えられる。一方、約 3000 cal BP に木材化石では、カバノキ属やスノキ属の幹・枝材、ハシバミ属の根材が産出する(Table 2)。約 2800–2000

cal BP 以降には、大型植物化石でダケカンバやウダイカンバの果実の産出が多くなる。したがって、この時期から湿原周辺にはブナを主体にしてミズナラやウダイカンバなどが混交する森林が分布していた。また、湿原周辺や湿原内にはダケカンバやスノキ属、ハシバミ属、モチノキ属などの低木が生育していたと考えられる。草本類ではこの時期に花粉化石でカヤツリグサ科が、大型植物化石でスゲ属やワタスゲ属、ミカヅキグサ属の果実などの湿性草本が多産する。また、この時期から泥炭の堆積が開始することから、現在のような湿原環境は約 8000 年前から成立したものと考えられる。

S3 帯期(約 1200–450 cal BP)になると、ブナやコナラ属コナラ亜属だけでなく、モミ属の花粉化石が低率ながら連続して出現するようになり(Fig. 5)、S4 帯期(約 450 cal BP–現在)でも出現率の増加が認められる。また深度 6–10 cm ではモミ属の種子が産出した(Table 2)。前述のように、ブナ帯に位置する下ノ代ではあるが、湿原周囲を取り囲むようにオオシラビソ林が分布している(Fig. 1)。すなわち、下ノ代の湿原周囲では約 1200 年前からオオシラビソが生育を開始したと推測される。その後、S4 帯期(約 450 cal BP–現在)ではブナやコナラ属コナラ亜属が優占するものの、マツ属複維管束亜属やスギ属が高率となる。これは苗場山地域においても山地帯下部を中心にして森林への人為的な干渉が強まり、アカマツ二次林やスギ植林が成立したことを反映している。

### 2) 上ノ代

K1 帯期(約 7300–6100 cal BP)は、それ以前に粘土層が堆積していることから、湿原やその周辺は植生に乏しい環境であったと考えられる。この時期には泥炭層の最下部でハシバミ属とカエデ属などの低木花粉が高率となり、ブナとカバノキ属、コナラ属コナラ亜属など落葉広葉樹の花粉化石が上部で増加する(Fig. 5)。すなわち、泥炭層が堆積を開始した以前にはハシバミ属やカエデ属などの偽高山帯のような低木林が広がっていた可能性が高い。その後、ブナやカバノキ属、コナラ属コナラ亜属などの落葉広葉樹林が覆うようになったと考えられる。

K2 帯期(約 6100–640 cal BP)になると、泥炭層が堆積を開始し、現在のような湿原環境になったと考えられる。この時期には落葉広葉樹だけでなく、モミ属やツガ属、マツ属単維管束亜属の針葉樹の花粉化石が連続して出現するようになる(Fig. 5)。一方、大型植物化石では約 5800 年前からウダイカンバの果実が、約 2100 年前からオオシラビソの葉化石が連続的に産出する(Table 3)。ウダイカンバは北海道から本州中部に分布し、ブナ林に混交する落葉高木である。すなわち、K2 帯期の上ノ代周辺ではブナや

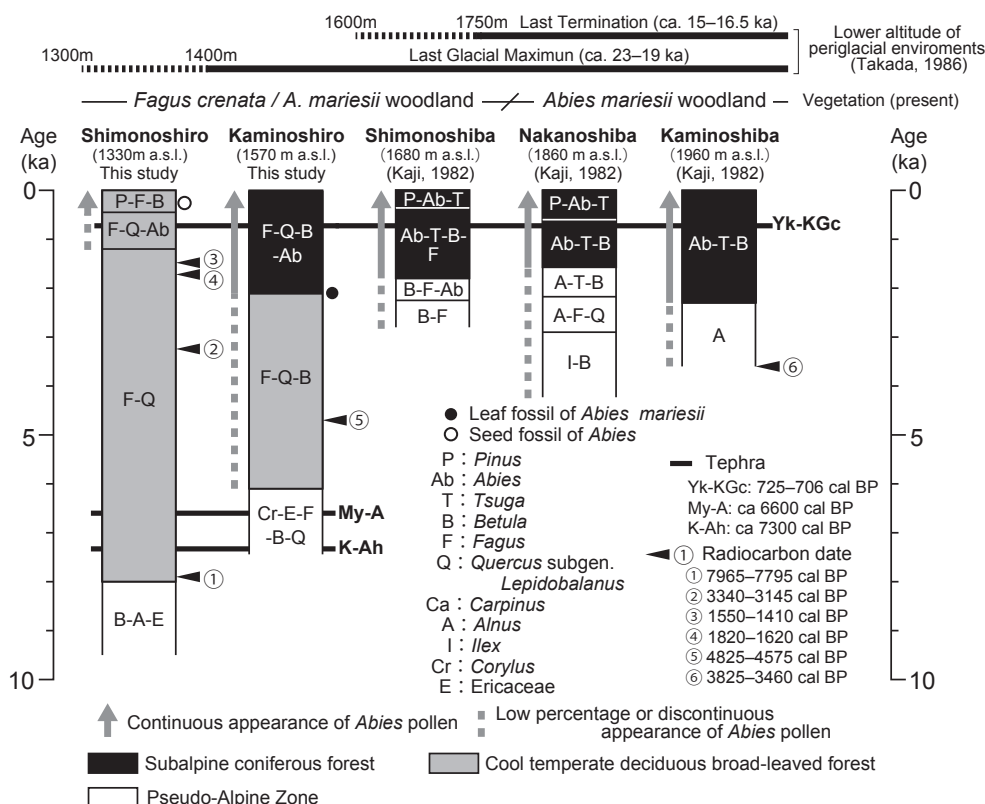


Fig. 10 Spatial-temporal comparison of the palaeo-environment on Mt. Naeba.

ミズナラ、ウダイカンバなどの落葉広葉樹林が分布していたと考えられる。表層花粉の分布パターンではモミ属花粉は飛散性に乏しく、かつ母樹の周囲に大部分の花粉が落下すると指摘されている (守田, 1981)。また、ブナ林内ではモミ属花粉は低率になることが指摘されている。K2 帯期では低率ながらモミ属の花粉化石が連続的に産出することから、約 6100 年前にはすでにオオシラビソの小林分が上ノ代周辺に分布していた可能性が高い。その後、約 2100 年前からはモミ属の葉化石が認められ、モミ属の花粉化石の出現率も増加することから、オオシラビソ林が分布を拡大させ、現在のような亜高山帯針葉樹林になったと考えられる。

K3 帯期 (640 cal BP–現在) には、マツ属複雑管束亜属やスギ属が出現するようになる。この帯期は推定年代に 200 年ほどの年代差があるものの、下ノ代の S4 帯期 (450 cal BP–現在) に対比できると考えられる。したがって、山地帯下部におけるアカマツ二次林やスギ植林を反映しているものと考えられる。

### 3. 古植生データの時空間的な比較による苗場山の亜高山帯針葉樹林の発達過程

本研究によって小松原湿原群のオオシラビソは下ノ代

(標高 1330 m) では約 1200 年前に分布・拡大を開始したことが示された。一方、上ノ代 (標高 1570 m) では約 6100 年前にはすでに分布をしており、約 2100 年前以降に分布範囲を拡大させたと考えられる。これまで苗場山では、小松原湿原群よりも高標高域での花粉分析データが報告されている (梶, 1982; 辻, 1975)。しかしながら、これらの研究ではテフラ層序や放射性炭素年代測定による年代軸が十分でない。そのため、今後も継続的なデータの蓄積が必要ではあるが、ここでは各標高帯における花粉分析データを対比し、苗場山における亜高山帯針葉樹林の発達過程について検討する (Fig. 10)。

なお、梶 (1982) は苗場山山頂より北東に伸びる尾根上にある小湿原の上ノ芝 (標高 1960 m) と中ノ芝 (標高 1860 m)、下ノ芝 (標高 1680 m) で湿原堆積物の最上部に挟在するテフラを報告している。また、梶 (1982) は上ノ芝 (標高 1960 m) で  $3380 \pm 60$  yrs BP (TK-143b) の  $^{14}\text{C}$  年代値を得ており、IntCal20 を基にした OxCal4.4 で較正年代を算出した。守田 (2000) はこれらの湿原で確認された最上部のテフラを近隣の榛名火山に由来する榛名二ツ岳伊香保テフラ (Hr-FP, 約 1400 cal BP, 町田・新井, 2003) と推測した。しかしながら、前述のように My-A の上位に認められたテフラは Yk-KGc であり (ト部・片岡,

2013), 小松原湿原群においても Hr-FP は認められなかった。したがって、本研究ではこれら3つの湿原のテフラは Yk-KGc と推定し、この年代を基にして堆積年代を推定した。

下ノ代では約 8000 cal BP 以前にはカバノキ属を主とする落葉広葉樹と針葉樹が混交する森林が分布しており、上ノ代では 6100 cal BP までダケカンバやミヤマハンノキなどの低木と草本を主体とする植生が広がっていたと考えられる (Fig. 10)。その後、両湿原ではブナやコナラ属コナラ亜属などの落葉広葉樹の花粉化石が高率になり、湿原周辺はブナ林に覆われたと推測された。最終氷期最寒冷期 (LGM; 約 23,000–19,000 cal BP, Clark and Mix, 2002) の三国山地では標高 1300–1400 m 以上では周氷河環境が広がり、凍結破碎による角礫の生産や激しい物質移動が生じたと推測されている (高田, 1986)。また、三国山地平標山 (標高 1984 m) ではおおむね約 8000–7000 cal BP から泥炭層の形成が開始している (佐々木・荻谷, 2000)。すなわち、LGM の周氷河環境の下限高度付近に位置していた下ノ代では後氷期の安定した気候環境下で、いち早く森林植生が回復したと考えられる。一方、LGM の激しい周氷河作用を受けた上ノ代ではすぐに森林植生は回復せずに、偽高山帯のような開放的な植生が約 6100 cal BP まで継続したと考えられる。

晩氷期の約 15,000–16,500 cal BP まで周氷河環境に覆われていた標高 1600–1750 m 以上 (高田, 1986) の下ノ芝や中ノ芝、上ノ芝では、約 4200–2800 cal BP に泥炭層の形成が開始する (Fig. 10)。その後、下ノ芝では約 1800 cal BP、中ノ芝では約 1500 cal BP、上ノ芝では約 2300 cal BP までカバノキ属やハンノキ属、モチノキ属などの花粉化石が優占しており (梶, 1982)、これらの低木や草本の植生が広がっていたと考えられる。その後、各湿原ではモミ属やツガ属の花粉化石が高率になり、オオシラビソやコメツガなどの亜高山帯針葉樹林が形成されたことを示している。一方、上ノ代ではオオシラビソの葉化石が産出することから約 2100 cal BP に、下ノ代では約 1200 cal BP から湿原周囲を中心にしてはオオシラビソ林が分布するようになった。

このように苗場山における亜高山帯針葉樹林の出現開始期を比較すると、上ノ代が約 2100 cal BP と早い時期から形成を開始し、それよりも低標高域や高標高域になるにしたがって新しくなる傾向がある。前述のように、モミ属花粉の飛散距離は極めて小さく (守田, 1981)、上ノ代では約 6100 cal BP からオオシラビソの存在が認められた。したがって、約 2100 cal BP 以前におけるモミ属の花粉化石の存在は、ブナ林の上限付近である標高 1600 m 付近にオオシラビソが小林分を形成した可能性を示している。その後、苗場山では標高 1600 m 以上の高標高域にオオシラ

ビソは分布域を急速に拡大させたものと推測される (守田, 2000)。

オオシラビソの拡大要因を検討すると、土壌形成が大きな影響を与えたと考えられる (Fig. 10)。オオシラビソ林が形成される以前の標高 1600 m 以上の高標高域では、後氷期になり周氷河環境が消滅するとともに、偽高山帯のような植被に乏しい景観が広がっていたと考えられる。佐々木・長谷川 (2012) によれば、苗場山西側斜面の標高 1600 m 以上では晩氷期まで周氷河砂礫斜面が分布しており、K-Ah 降灰以前の約 8000 年前には草原や湿原の環境が成立し、泥炭質土壌が堆積を開始したと推測している。下ノ芝や中ノ芝、上ノ芝ともに、湿原内で泥炭層が堆積を開始した後に、偽高山帯のような草本・低木植生からオオシラビソ林へと変化している。すなわち、標高 1600 m 以上の高標高域では約 8000 年前から土壌形成が開始されるとともに、オオシラビソ林は高標高域へ分布を拡大させたものと考えられる。

一方、オオシラビソ林は高標高域だけでなく、低標高域のブナ林内にある下ノ代にも分布域を拡大させたと考えられる。一般に、オオシラビソは深根性の樹種で適潤性～耐湿性の土壌環境を適地としており (荻住, 1979)、ブナと比べて湿潤な土壌環境やポトゾル土にも耐性を持っている (Sugita, 1992)。また、オオシラビソの優占林は湿性環境に分布し、より乾燥環境である場所ではササ類やダケカンバ、ブナと混交する (今野, 2016)。すなわち、湿原周辺の湿潤な土壌環境ではブナなどの他の植物との競争が少なく、オオシラビソの生育にとって適した場所である。前述のように、下ノ代では約 1200 年前からモミ属の花粉化石が低率ながら連続的に出現し (Fig. 5)、約 450 年前以降にはモミ属の種子が産出する (Table 2)。したがって、このようにオオシラビソはブナ林内の湿原周辺を核として低標高域に分布域を拡大させた可能性が高い。

## 結 論

本研究は、新潟県苗場山小松原湿原群の上ノ代と下ノ代におけるボーリングコア試料を用いてテフラ分析と放射性炭素年代測定を行い、両湿原における詳細な年代軸を構築した。さらに、コア試料の花粉分析と大型植物化石分析、木材化石の同定を行い、両湿原周辺での完新世初頭からの植生変遷を明らかにした。さらに、苗場山における亜高山帯針葉樹林の発達過程と拡大要因について検討した。

小松原湿原の下ノ代では約 8000 年前以前 (S1 帯期) にはカバノキ属を主とする落葉広葉樹林にマツ科針葉樹が混交するような森林が、約 8000–1200 年前 (S2 帯期) にはブナ林が、約 1200 年前以降 (S3 帯期) には湿原縁地にオオシラビソ林が分布するようになり、約 450 年前 (S4 帯期)



にはアカマツ二次林やスギ植林が増加した。一方、上ノ代では約 7300–6100 年前 (K1 帯期) では偽高山帯のような低木・草本植生が、約 6100–640 年前 (K2 帯期) にはブナとダケカンバを主とする落葉広葉樹林になるとともに、約 2100 年前以降にはオオシラビソ林が拡大した。約 640 年前 (K3 帯期) にはアカマツ二次林やスギ植林が増加した。

苗場山における標高の異なる 4 地点の植生復元の結果を比較すると、オオシラビソは現在のブナ林の最上部付近にあたる標高 1600 m 付近に生育していた可能性が高く、ここを中心にして約 2100 年前から高標高域と低標高域に向かって急速に拡大した。とくに、晩氷期まで周氷河環境であった標高 1600 m 以上の高標高域では、完新世における土壌形成の進行とともに、オオシラビソ林が拡大した。一方、湿潤な土壌環境やポトゾル土にも耐性を持つオオシラビソは、ブナ林内の湿原縁辺を中心にして低標高域にも分布域を拡大した可能性が高い。

以上のように、本研究では新潟県苗場山小松原湿原群の上ノ代と下ノ代の植生変遷を明らかにするとともに、苗場山における亜高山帯針葉樹林の発達過程と拡大要因を検討することができた。しかし、上ノ芝では放射性炭素年代測定の結果により、約 2300 年前からオオシラビソ林が成立したと推測されるものの、火山灰などの十分な年代的な証拠があるわけではない。そのため、苗場山における亜高山帯針葉樹林の発達過程と拡大要因を高精度に検討するためには、信頼性の高い年代軸を基にした古植生データを構築するとともに、これら各標高帯における古植生データを比較・検討をする必要がある。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり、苗場山麓ジオパーク振興協議会の皆様には調査許可申請や現地案内等で多大なご協力を頂いた。また、2 名の匿名査読者と担当編集委員の貴重なご教示やご助言により、本稿は大きく改善された。以上の方々に、深く感謝いたします。本研究は JSPS 科研費 JP17H00939「更新世–完新世移行期における人類の生態行動系と縄文文化の形成に関する先史学的研究」(基盤研究 A, 谷口康浩), JP19K01159「最終氷期最盛期以降の中部高地における森林限界高度の復元と森林発達プロセスの解明」(基盤研究 C, 吉田明弘), JP23K23645「最終氷期終末期の急激な気候温暖化に伴う植生変化過程の高精度・学際的手法による解明」(基盤研究 B, 百原 新)の助成を受けた。

## 引用文献

Bronk Ramsey, C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon

dates. *Radiocarbon* 51: 337–360.

文化庁. 1974. 天然記念物緊急調査, 植生図・主要動植物地図 15. 新潟県, 42 pp. 国土地理協会, 東京.

Clark, P. U. & Mix, A. C. 2002. Ice sheets and sea level of the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* 21: 1–7.

早川由紀夫・藤根 久・伊藤 茂・Zaur, L.・尾寄大真・小林紘一・中村賢太郎・黒沼保子・宮島 宏・竹之内耕. 2011. 新潟焼山早川火砕流噴火の炭素 14 ウィグルマッチング年代. 地学雑誌 120: 536–456.

早津賢二. 1985. 妙高火山群—その地質と活動史—. 344 pp. 第一法規出版, 東京.

早津賢二. 1992. 山麓の火灰層からみた妙高火山中央火口丘の活動と年代. 地学雑誌 101: 59–70.

岩田利治・草下正夫. 1954. 邦産松柏類図説. 247 pp. 産業図書, 東京.

梶 幹男. 1982. 亜高山性針葉樹の生態地理学的研究—オオシラビソの分布パターンと温暖期気候の影響—. 東京大学農学部演習林報告 72: 31–120.

金子隆之・清水 智・板谷徹丸. 1991. 信越高原に分布する第四紀火山の K-Ar 年代と形成史. 東京大学地震研究所 66: 299–332.

苅住 昇. 1979. 樹木根系図説. 1121 pp. 誠文堂新光社, 東京.

苅谷愛彦・佐々木明彦・新井房夫. 1998. 三国山地平標山に分布する第四紀末期のテフラ層. 地学雑誌 107: 92–103.

吉良竜夫. 1949. 日本の森林帯. 36 pp. 日本林業技術協会, 東京.

今野明咲香. 2016. 秋田駒ヶ岳の偽高山帯におけるオオシラビソ小林分の立地環境. 季刊地理学 68: 165–182.

町田 洋・新井房夫. 2003. 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺. 360 pp. 東京大学出版会, 東京.

Miyairi, Y., Yoshida, K., Miyazaki, Y., Matsuzaki, H. & Kaneoka, I. 2004. Improved  $^{14}\text{C}$  dating of a tephra layer (AT tephra, Japan) using AMS on selected organic fractions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 223–224: 555–559.

守田益宗. 1981. 八甲田山の表層花粉の分布パターンと植生の関係について. 日本生態学会誌 31: 7–328.

守田益宗. 1998. 亜高山帯針葉樹林の変遷. 「図説日本列島植生史」(安田喜憲・三好教夫編), 179–193. 朝倉書店, 東京.

守田益宗. 2000. 最終氷期以降における亜高山帯植生の変遷—気温温暖期に森林帯は現在より上昇したか?—. 植生史研究 9: 3–20.

沼田 眞. 1971. 日本の山岳の垂直分布帯と富士山植生の特性および研究史. 「富士山:富士山総合学術調査報告書」(国立公園協会編), 347–370. 富士急行, 山梨.

Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., Plicht, J. V. D., Reimer, R.

- W., Richards, D. A. Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Buntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, M., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. & Talamo, S. 2020. The IntCal20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62: 725–757.
- 佐々木明彦・荻谷愛彦. 2000. 三国山地平標山の亜高山帯に分布する泥炭質土層の生成開始期. 季刊地理学 52: 283–294.
- 佐々木明彦・長谷川裕彦. 2012. 秋山の地形と森林. 「新・秋山記行」(白水 智編), 16–35. 高志書院, 東京.
- 四手井綱英. 1952. 奥羽地方の森林帯(予報). 日本林学会東北支部会誌 2: 2–8.
- 島津光夫・立石雅昭. 1993. 苗場山地域の地質, 地域地質研究報告—新潟(7) 第74号.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Bronk Ramsey, C., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara T. & Suigetsu 2006 Project Members. 2013. Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews* 67: 121–137.
- Sugita, H. 1992. Ecological geography of the range of the *Abies mariesii* forest in northeast Honshu, Japan, with special reference to the physiographic conditions. *Ecological Research* 7: 119–132.
- 高田将志. 1986. 三国山脈主稜線周辺の化石周氷河性平滑斜面・化石雪食凹地. 地理学評論 59 (Ser. A): 729–749.
- 辻誠一郎. 1975. 新潟県苗場山山頂部の傾斜地泥炭地の花粉分析. 地学研究 26: 10–12.
- 植村 武・山田哲雄, 編. 1988. 日本の地質 4 中部地方 I, 332 pp. 共立出版, 東京
- ト部厚志・片岡香子. 2013. 苗場山山頂の湿原堆積物に挟在するテフラ層. 第四紀研究 52: 241–254.
- 役割分担  
吉田明弘: 花粉分析, テフラ分析, 論文全体の執筆。  
百原 新: 大型植物化石の同定と記載。  
木村南月: 花粉分析およびその実験処理。  
帥 帆嘉: 大型植物化石分析およびその試料調整。  
工藤雄一郎: 放射性炭素年代測定による堆積年代の推定。  
大山幹成: 木材化石の同定と記載。  
佐々木明彦: テフラ分析による堆積年代の推定。  
谷口康浩: ボーリング試料採取。
- (2025 年 3 月 5 日受理)