

叶内敦子*：山地湿原の発達史と古環境

Atsuko KANAUCHI * : Development and Palaeoenvironment of Montane Bog in Japan

Abstract Many bogs distributed in the mountains of Japan are characterized by their own vegetation. They are usually high-moors built up only by rain fall, and were formed by climatic changes during the Last Glacial Age. In this paper, climatic change was considered the key to the manner of the formation of montane bog, it was studied using borings and pollen analysis. Study areas were from the northern part of the Kanto district to the southern part of the Tohoku district, where many montane bogs are distributed. These bogs were formed in two short periods. One was after the Holocene warm period, namely hypsithermal, and the other was from the Last Glacial Age to the Holocene. The origin of some bogs was not lakes or ponds but the over-humidization of the ground. These bogs were formed when the climate became relatively more humid. The humidization at that time was caused by an increase in snowfall and also by changes in seasonal rainfall patterns.

Key Words : Climatic change, Last Glacial Age, Montane bog, Palaeoenvironment

1. はじめに

日本の山地には、山地帯から高山帯まで数多くの湿原が形成され、植生景観を特徴づけている。山地湿原 (montane bog, Bergmoor) は「山地の斜面や凹状地・河口沼沿いに発達する湿性草原」(沼田編, 1988) で、降水のみに涵養される高層湿原であることが多い。本論では、山地湿原を「山地に形成された湿原」として扱う。山地湿原は、侵食作用が圧倒的に優勢な山地地域の中の局地的な堆積域であり、連続する森林帯の中では森林がとぎれて湿性草原になる、植生の不連続部分でもある。

最終氷期以降に形成された湿原のうち、沖積低地の湿原 (または泥炭地) は海面変化によって形成されることが多く(井関, 1983)、山地湿原は降水量の変化などの気候変化が直接の原因となって形成されるものが多いと考えられる。山地湿原は平野の湿原と比較して堆積物の人為的な攪乱の影響が少なく、さらに、山地では100m上がれば約0.6°C気温は低下する(吉野, 1961)ため、最終氷期以降の気候変化に伴って植物の分布範囲が変化したときにその変化が表われやすい。したがって、山地湿原堆積物の研究からは、詳細な植生・気候の変化を読み取ることができる。

山地湿原の泥炭層を利用した花粉分析の研究は多数あるが、湿原の成因について目を向けられることは少なかった。筆者は、山地湿原の発生そのものが過去の気候変化の指標となる場合があると考え、これまでに東北地方南部から北関東の山地湿原で行なったボーリング調査と花粉分析の結果を紹介し、それをもとに山地湿原の発達史と古環境についての知見を述べる。

2. 東北地方を中心とした山地湿原の研究史

山地湿原の植生史的研究はほとんどが花粉分析を手法としている。1970年代までの研究史については、中村(1967)、阪口(1974)、YAMANAKA(1978)、などにその概要が述べられている。ここではそのうちの、湿原の堆積物について年代学的な検討を行っている研究を取り上げて紹介する。

* 〒101 東京都千代田区神田駿河台1-1 明治大学文学部地理学教室

Department of Geography, Faculty of Literature, Meiji University, Chiyoda-ku, Tokyo 101, Japan.

日本の山地湿原の花粉分析学的な研究はJIMBO(1932)の八甲田山の湿原研究に始まり、1930年代から1940年代には日本の各地で湿原堆積物の研究と、花粉分析が盛んに行なわれた。泥炭層の年代については、宮井(1932)が日光禿島で泥炭層に挟まった火山灰の推定年代から堆積速度を算出し、1年間に約1mmの値を得た。火山灰を利用したこの方法は、泥炭層の¹⁴C年代測定が一般的になるまで広く利用された。1952年には、尾瀬ヶ原上田代湿原で、最終氷期に達する堆積物が花粉分析の結果から発見され、ヨーロッパの気候変化との対比によるRI~R IIIの花粉帯区分が行なわれた(NAKAMURA, 1952)。これ以降、日本の山地湿原の研究では花粉分析結果をヨーロッパやアメリカにおける第四紀後期の気候変化と対比する研究が盛んに行なわれるようになった。

この頃HORI(1957)は中部日本の15か所の湿原で花粉分析を行ない「沖積世」の気候変化を総括的にまとめている。ここでは泥炭層中の火山灰層を草津白根山と浅間山の歴史時代の噴火によるものと考え、噴火の年代をもとに堆積速度を求めた。その結果、泥炭層の厚さから八島ヶ原と大峰沼を同時代に形成された湿原と考え、花粉分析による植生変遷を相互に対比した。1954年には尾瀬ヶ原の総合調査が開始され、この湿原の形成についての研究が地形、地質、植物など様々な専門分野から検討された。この中でKUNO *et al.* (1954)は尾瀬ヶ原湿原は古尾瀬ヶ原湖が埋められてできた湿原であると考えたが、阪口(1954)は尾瀬ヶ原の地形と堆積物を検討し、後背湿地に発達した湿原であると考えた。このことはその後のボーリング調査の結果、泥炭層の下位には湖に堆積した粘土層ではなく、砂、礫、泥炭の薄層から構成された河川の氾濫原堆積物が存在することによって確認された(SAKAGUCHI *et al.*, 1982)。

1960年代になると日本各地で「ヴェルム氷期」の堆積物が研究され、泥炭層の¹⁴C年代測定も行なわれるようになった(岡崎・佐藤, 1965)。しかし、山地湿原について堆積物の¹⁴C年代測定が本格的に行なわれるのは1970年代になってからである。

1970年代の山地湿原研究の特徴は、¹⁴C年代測定により花粉分析結果を地域的に対比することであった。YAMANAKA(1978)の八甲田山の湿原における植生史的研究や、川村(1979)の東北地方のスギ属の変遷についての研究などが例として上げられる。これらの研究では、花粉帯の分帯と泥炭層の年代測定による分析結果の対比は行なわれたが、堆積物の層序についての検討はほとんど行なわれていない。

同じ頃、始良Tn火山灰(AT)、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)などの広域テフラが発見され(町田・新井, 1976, 1978)、花粉分析学的な研究でも各分析地点間の同時代面の対比のために利用されるようになった。とくに、ATは降下年代が約21,000~22,000年前(町田・新井, 1976)で最終氷期の寒冷期の示標として、またK-Ahの降下年代が約6,300年前(町田・新井, 1978)で完新世の温暖期の示標として重要なテフラである。湿原の泥炭質堆積物中からテフラが発見されるようになると、従来は湿原の泥炭層に挟まる薄い砂層・シルト層として記載されていた無機質の堆積物の大部分がテフラとして認定され、花粉層序の対比に利用されるようになった。

1980年代は、山地の植生史の研究では¹⁴C年代測定と、広域・地域的なテフラの組み合わせにより詳細な花粉層序の編年学的研究が行なわれるようになった。守田(1981, 1982)は八甲田山の湿原で十和田a火山灰を利用して湿原堆積物の同時代面を認定し、火山灰降下時期の復元植生図を作成した。また、東北地方の山地湿原で地域的なテフラを利用して、亜高山帯森林植生の変遷を明らかにした(守田, 1984, 1985, 1987)。辻ほか(1983)は北八甲田山の湿原で火山灰層序をもとに湿原堆積物の対比を行ない最終氷期から完新世の植生史の編年を行なっている。東北地方北部の亜高山帯森林植生についてはこれらの研究により、完新世についてはかなり明らかになった。

現在までに、最終間氷期から最終氷期を経て完新世に至る平野の植生史は、辻(1985)の関東地方の研究によって全体像が明らかになっている。東北地方では、福島県猪苗代地方の赤井谷地と法正尻湿原(SOHMA, 1984)および矢の原湿原(叶内, 1988)の花粉分析結果から最終氷期の植生変遷が明らかになり、辻(1985)の関東地方の植生変遷と対応することが認められた。

3. 北関東から東北地方南部の山地湿原の発達史

(1) 山地湿原堆積物の層序と編年

i. 湿原堆積物の編年に利用されるテフラ

北関東から東北地方南部は、浅間山と榛名山二ツ岳を給源とする完新世テフラの分布地域で(新井, 1979), 湿原堆積物の編年には日本全国を覆う AT, K-Ah などの広域テフラとあわせてこれらの地域的なテフラを利用できる。完新世の主要なテフラは、浅間山を給源とする浅間 A (As-A: 噴火年代は 1783 年), 浅間 B (As-B: 1108 年), 浅間 C (As-C: 4 世紀中頃) と, 榛名山を給源とする二ツ岳軽石 (FP: 6 世紀中~後半) である。

一般に、テフラは偏西風の影響を受けて給源火山の東側に分布することが多いが、なかには、伊豆天城山のカワゴ平火口から約 3,000 年前に噴出したカワゴ平軽石(葉室, 1977)のように給源から北西に分布し、入笠山大阿原湿原(津田, 1990)や八島ヶ原湿原(叶内ほか, 1988)の泥炭層から発見されるテフラもある。また、十和田カルデラ起源の十和田 a (To-a) 火山灰も噴火口から南に分布し、東北地方の南部に至ると考えられている完新世の重要なテフラである。

ii. 山地湿原の堆積速度と年代

関東地方北部から東北地方南部にかけての、主な山地湿原堆積物の堆積速度を図 1 に示した。●は¹⁴C 年代を、▲はテフラの年代を示している。

図 1 にみられるように、これまでに調査を行なった湿原の堆積物の層序と年代は一樣ではなく、その基底年代も最終氷期前半から完新世半ばまでかなり年代的な幅がある。さらに、堆積物の堆積速度も一定ではなく年 0.1mm 以下~1.0mm 以上と差が大きい。また、同じ一つの湿原でも堆積速度は一定ではない。

日本の山地湿原の多くは、完新世になってから形成され泥炭層の堆積が始まったと考えられている。図 1 に示した、日光戦場ヶ原湿原、鬼怒沼湿原、大峰沼、尾瀬ヶ原湿原 (SAKAGUCHI *et al.*, 1982), 苗場山(梶, 1982) は、アカホヤ火山灰を示標とする温暖期以降に湿原が形成され、その後の湿原堆積物が連続していること、FP 降下以降の堆積速度が早くなることが共通している。最終氷期に形成された駒止湿原と矢の原湿原は見かけ上の堆積速度はかなり遅い。湿原堆積物の花粉分析結果によれば、どちらの湿原も最終氷期から完新世にかけての同じ時期に顕著な植生変化が見られる(叶内, 1988; 米林, 1989)。後述のよ

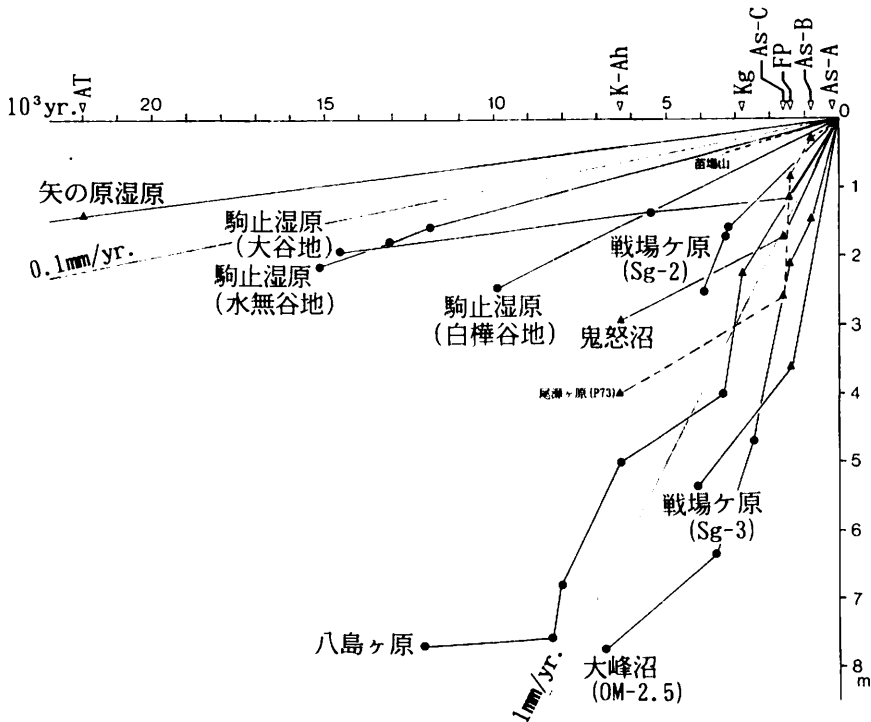


図 1 泥炭層の堆積速度
▲はテフラによる年代, ●は¹⁴C 年代測定による年代を示す。
苗場山は梶 (1982), 尾瀬ヶ原は SAKAGUCHI *et al.* (1982) による。

うにこの時期は東北地方南部で山地湿原が盛んに形成された時期である。

(2) 山地湿原の成因と発達史

東日本には第四紀の火山活動によって形成された溶岩台地や火山噴出物に覆われた緩斜面が広く分布する。山地湿原はこれらの火山の平坦面や緩斜面に多く分布するほか、日本海側の多雪地域にも認められる。

湿原はその発生から、陸化型と沼沢化型の2つに分類される(阪口, 1974)。このうち陸化型の湿原は湖沼の埋積が進み湿性植物が繁茂するようになって形成される湿原で、やがては埋め立てられて森林へと移行する(坂本, 1976)。一方、沼沢化型の湿原は地表面が何らかの原因で過湿になったためにできる湿原である。山地緩斜面や山頂の平坦面に形成された湿原には、沼沢化型の湿原が多い。陸化型湿原は湿→乾へ、沼沢化型湿原は乾→湿への変化を示す指標となり得る。

SAKAGUCHI (1979)の湿原の分布によると、本州の山地湿原は、八甲田山、八幡平、吾妻山および尾瀬ヶ原周辺に集中している。ここでは尾瀬ヶ原周辺と、その北側の火砕流台地に形成された湿原を取り上げ、湿原の成因と発達史について考察する。

i. 尾瀬ヶ原周辺の山地湿原の発達史

尾瀬ヶ原周辺の山地には数多くの湿原が分布している(図2)。尾瀬ヶ原と日光戦場ヶ原は山間部の盆地または凹地に形成された湿原で、周辺の、平ヶ岳、会津駒ヶ岳、鬼怒沼山、田代山には山頂の小起伏面に湿原が形成されている。図3に湿原堆積物の柱状図と泥炭層の基底部の¹⁴C年代を示した。尾瀬ヶ原はSAKAGUCHI *et al.* (1982)の地点P73の資料を引用した。そのほかは筆者の行った調査結果である。平ヶ岳については山頂湿原の泥炭層からAs-B, As-C, FPが発見されているが(SAKAGUCHI *et al.*, 1982)ここでは筆者の年代資料を示す。

湿原基底の泥炭層の年代から、尾瀬ヶ原、鬼怒沼、田代湿原はほぼ同時代に形成が始まった湿原である

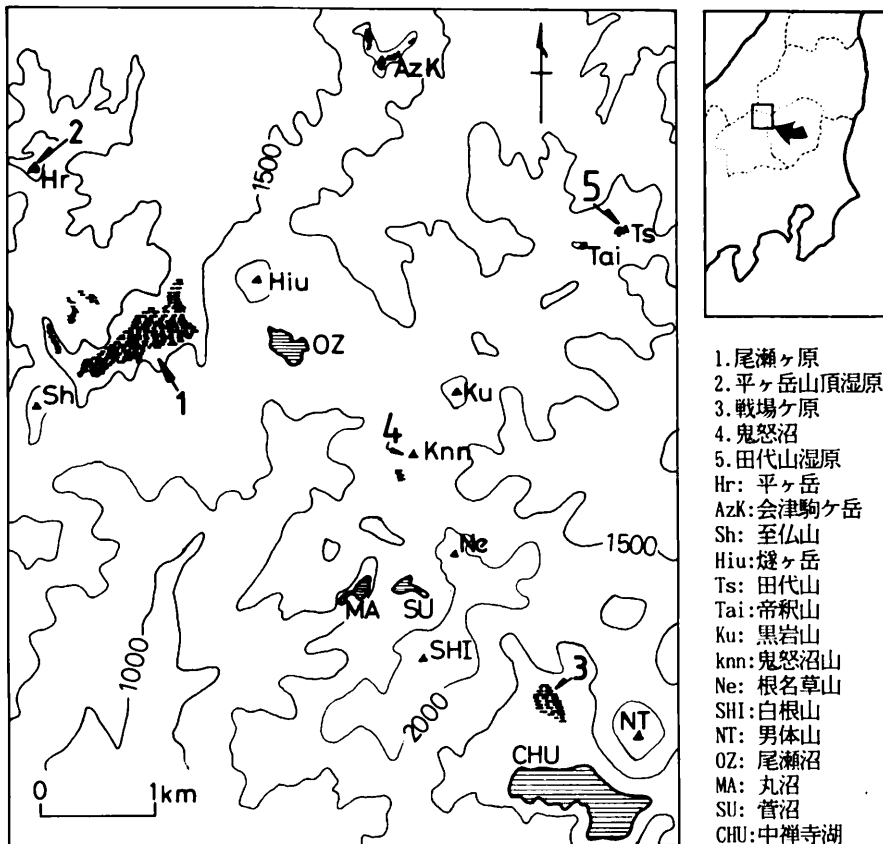


図2 尾瀬ヶ原周辺の山地湿原(等高線は500m間隔)

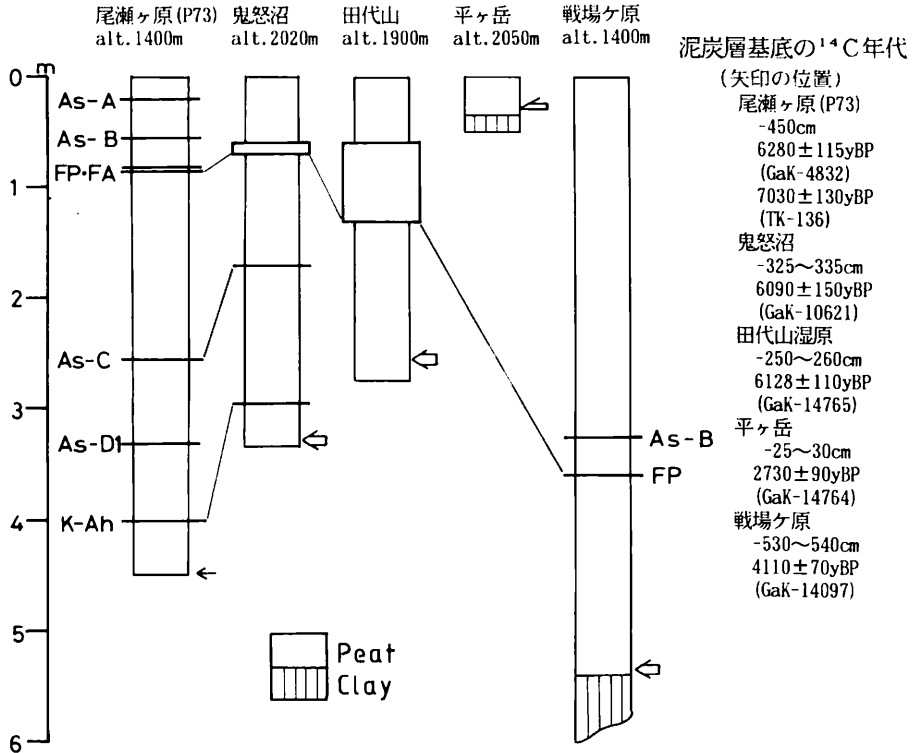


図3 尾瀬ヶ原周辺の山地湿原堆積物の柱状図と泥炭層基底の¹⁴C年代
尾瀬ヶ原は SAKAGUCHI *et al.* (1982)による。

ことがわかる。鬼怒沼湿原と田代湿原は山頂の小起伏面に発生した湿原で、基盤の風化物の上に直接泥炭層が堆積した典型的な沼沢化型湿原である。尾瀬ヶ原 (SAKAGUCHI *et al.*, 1982) は後背湿地から発達した沼沢化型湿原で、この地域は約 6,000 年前ごろに湿原が発生するような湿润な環境になったことを示唆している。戦場ヶ原はボーリング資料によれば、泥炭層の下部に湖沼成の青灰色の厚い粘土層があり、かつては湖であったが、周辺火山の噴出物により短期間に埋め立てられて、湿原が形成されたと考えられる。平ヶ岳は基盤の花崗岩の風化マサの上に薄い粘土層があり、その粘土層が不透水層となってできた湿原である。平ヶ岳の粘土層の起源は明らかではないが山頂の小起伏面に形成された沼沢化型湿原である。

尾瀬ヶ原周辺の山地湿原は、完新世の温暖期以降に形成された湿原である。これらの湿原は沼沢化型湿原であることから乾→湿への環境変化を示唆している。この乾→湿の変化は降水量の増加であろうが、現在の多雪地の雪田植生の分布と形成から考えると、山頂部の平坦面を過湿にし、中間～高層湿原の形成と泥炭層の堆積を促進するのは、夏期の多雨よりも冬期の積雪量の増加と残雪期間の延長によると考えられる。

ii. 駒止湿原群の発達史

福島県南部の南会津地域には、約 400 万年前に噴出した駒止火砕流台地と呼ばれる火砕流台地が分布している (守屋, 1978)。この台地の頂陵部には浅い谷状の凹地と比高 20~30m の小丘群が分布し特徴的な地形景観が見られる。この谷状の凹地に湿原が形成されている (図 4)。

この地域では、矢の原湿原 (叶内, 1988)、駒止湿原 (米林, 1989)、宮床湿原 (崔・日比野, 1985) でボーリング調査が行なわれている。いずれの湿原も花粉分析の結果から最終氷期に達する堆積物を有すると考えられる。図 5 には、それぞれの湿原で筆者が行なったボーリング調査の結果を示した。

矢の原湿原は、南側の「上の沼」と北側の「下の沼」の 2 つに分かれている。南側の湿原については既に報告したように湿原に約 6m の泥炭層が堆積しており、泥炭層のなかからは Pm-1 (御岳第一浮石層:

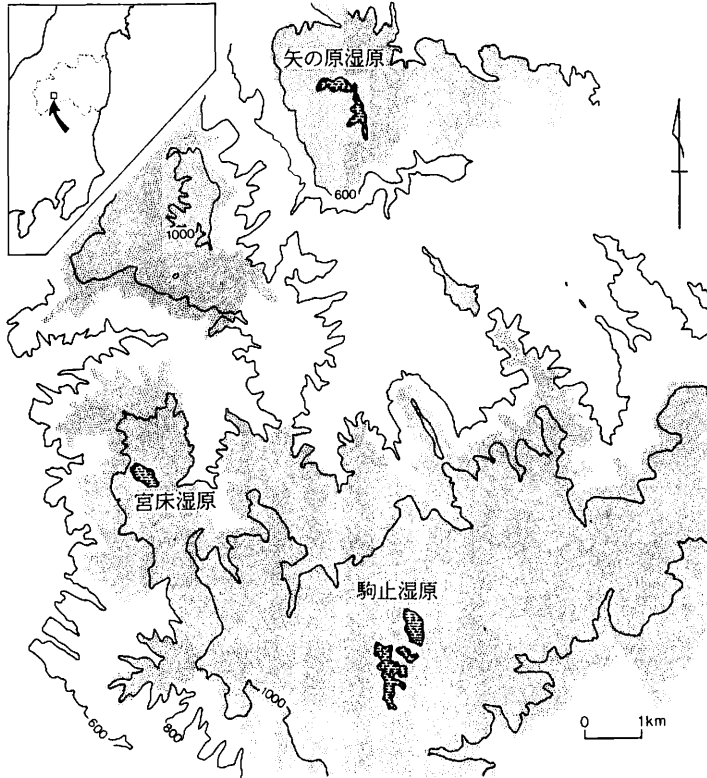


図4 駒止火砕流台地の主な湿原の分布

アミの部分は福島県(1980)による駒止火砕流の分布範囲

小林ほか, 1967), Aso-4 (阿蘇4火山灰層: 町田ほか, 1985), DKP (大山倉吉軽石層: 町田・新井, 1979), ATの4枚の広域火山灰層が検出された。これによって、湿原の堆積物は最終氷期のほぼ全時期にわたるものであることが明らかになった。花粉分析の結果からも、これまで考えられてきたように最終氷期にはほぼ2回の寒冷な時期とその間にやや温暖な時期があったことが明らかとなった(叶内, 1988)。矢の原湿原の北側の湿原については、1989年11月にボーリング調査を行ない、その結果約3.6mの泥炭層と下位の粘土層を得た。粘土層中からはATとみられる白色細粒火山灰が検出された。駒止湿原の大谷地は、花粉分析の結果泥炭層の最下部は更新世末期のものであると考えられている(米林, 1989)。湿原基底の泥炭の ^{14}C 年代から、水無谷地、大谷地、白樺谷地の順に形成されたことがわかる。

宮床湿原は、崔・日比野(1985)の花粉分析結果から、堆積物の下部は最終氷期の堆積物であると考えられる。筆者のボーリング調査の結果、厚さ5.6mの泥炭層の下位には青灰色の粘土層が続き、粘土層中から分級のよい明瞭な白色火山灰層を検出した。

駒止、宮床、矢の原の3湿原のうち、矢の原湿原(上の沼・下の沼とも)と宮床湿原は泥炭層の下位に青灰色の粘土層があり、泥炭層が堆積する前に湖もしくは沼であったことを示している。これらの湿原は、それが埋積されてできた「陸化型」の湿原であると考えられる。

これに対して駒止湿原は、基盤の風化物の上に直接形成された「沼沢化型」湿原であると考えられる。駒止湿原周囲の地形は起伏が小さく火砕流台地上の凹地の深さも限られるため、宮床湿原や矢の原湿原のようにかつては湖沼であった可能性はほとんどない。

この3湿原の層序と年代の関係は、火山灰、花粉分析、 ^{14}C 年代から、3か所の湿原のうち矢の原湿原(上の沼)がもっとも古く、最終氷期の寒冷期以前に形成された。その後、最終氷期から完新世に至る1.5万年前頃から1万年前頃にかけて、駒止湿原、宮床湿原、矢の原湿原(下の沼)が次々と形成された。これは、日本の山地貧養泥炭の形成が、約1.2万年前の多雪化により始まったとする説(小泉, 1982)と矛盾しない。

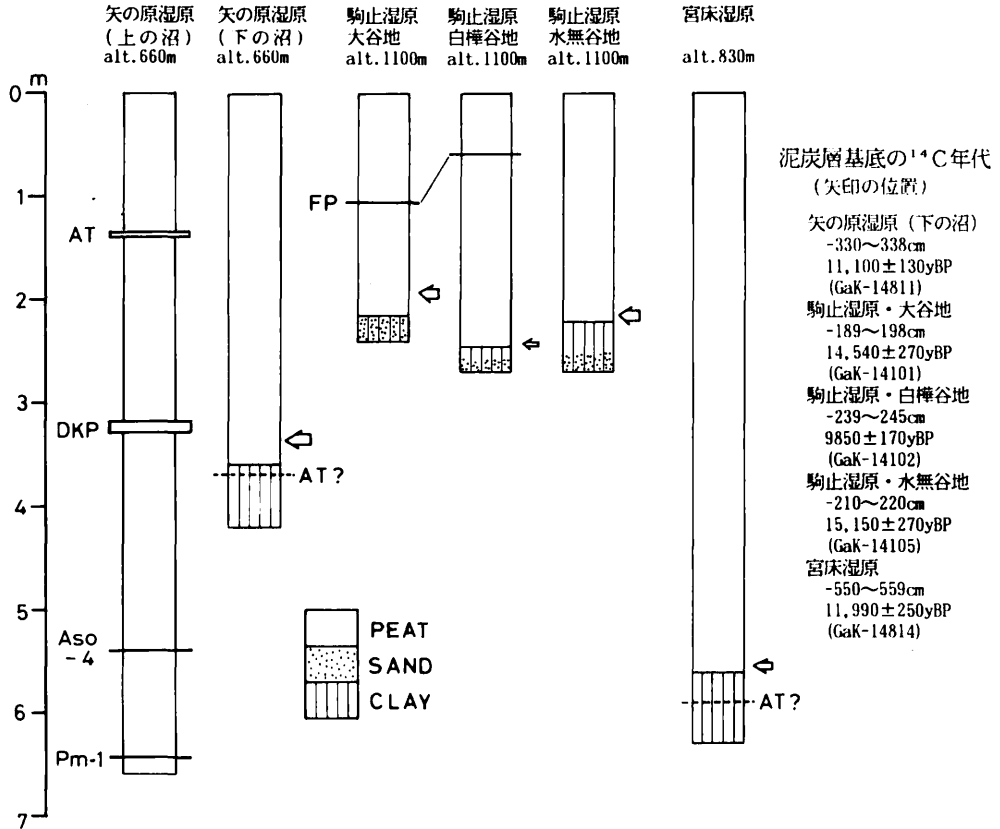


図5 駒止火砕流台地の湿原堆積物の柱状図と¹⁴C年代

とくに、沼沢化型の駒止湿原の形成と陸化型の宮床・矢の原湿原の形成が同時代であることは、ごく近い地域で湿地化と乾陸化が同時に起こったことを示し、最終氷期の末期に目まぐるしく環境が変化したと考えられる。

沼沢化型の湿原と高位泥炭地(高層湿原)の存在そのものが気候に支配され、降水量・湿度の増大によって形成される(阪口, 1974)ため、山地湿原の発達史の研究は、これまで復元することが難しかった過去の気候の乾湿について多くの資料を提供すると考えている。

本研究の一部に平成2年度文部省科学研究費補助金(課題番号02780216)を使用した。

引用文献

- 新井房夫. 1979. 関東地方北西部の縄文時代以降の示標テフラ層. 考古学ジャーナル, No. 157: 41-52.
- 福島県. 1980. 土地分類基本調査「針生」. 58pp.
- 栗室和親. 1977. 大室山・天城側火山群地久保中央火口丘降下スコリア・カワゴ平火砕流の¹⁴C年代. 火山, 第2集, 22: 277-278.
- HORI, S. 1957. Pollen analytical studies on bogs of central Japan, with special references to the climatic changes in the Alluvial Age. Jap. Journ. Bot., 16: 102-127.
- 井関弘太郎. 1983. 沖積平野. 145pp. 東京大学出版会, 東京.
- JIMBO, T. 1932. Pollen analytical studies of peat formed on volcanic ash. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. 4, Biol., 7: 129-132.
- 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の気候の影響—. 東京大学農学部演習林報告, No. 72: 31-120.

- 叶内敦子. 1988. 福島県南部・矢の原湿原堆積物の花粉分析による最終氷期の植生変遷. 第四紀研究, 27: 177-186.
- ・田原 豊・杉原重夫・小嶋 尚. 1988. 八島ヶ原湿原堆積物の年代と花粉分析. 日本第四紀学会講演要旨集, 18: 156-157.
- 川村智子. 1979. 東北地方における湿原堆積物の花粉分析的研究—とくにスギの分布について—. 第四紀研究, 18: 79-88.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男・小林武彦. 1967. 御嶽第一浮石層—御嶽第一浮石層の研究 その1—. 地質学雑誌, 73: 291-308.
- 小泉武栄. 1982. 化石周氷河斜面, 雪食凹地ならびに山地貧養泥炭地の形成から見た晩氷期以降の多雪化について. 第四紀研究, 21: 245-253.
- KUNO, H., YAMASAKI, M., SEKI, Y., MATSUI, T. & SHIMIZU, J. 1954. Geology of Ozegahara and surrounding area. "Ozegahara", 68-77. Tokyo.
- 町田 洋・新井房夫. 1976. 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, 46: 339-347.
- ・———. 1978. 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17: 143-163.
- ・———. 1979. 大山倉吉軽石層—その広域性と第四紀編年上の意義—. 地学雑誌, 88: 33-50.
- ・———・百瀬 貢. 1985. 阿蘇4火山灰—分布の広域性と後期更新世示標層としての意義—. 火山 第2集, 30: 49-70.
- 宮井嘉一郎. 1932. 奥日光兎島泥炭湿原地. 地球, 20: 257-286.
- 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: 317-328.
- . 1982. 八甲田山の古植生図作成に関する花粉分析学的研究—特に, 十和田 a 火山灰降下直前期について—. 日本生態学会誌, 32: 99-106.
- . 1984. 東北地方における亜高山帯の植生史について I. 吾妻山. 日本生態学会誌, 34: 347-356.
- . 1985. 東北地方における亜高山帯の植生史について II. 八幡平. 日本生態学会誌, 35: 411-420.
- . 1987. 東北地方における亜高山帯の植生史について III. 八甲田山. 日本生態学会誌, 37: 107-117.
- 守屋以智雄. 1978. 会津盆地と周辺の火砕流堆積物. 日本地理学会予行集, No. 14: 276-277.
- NAKAMURA, J. 1952. A comparative study of Japanese pollen records. Res. Rep. Kochi Univ., 1: 1-20.
- 中村 純. 1967. 花粉分析. 232pp. 古今書院, 東京.
- 沼田 真編. 1988. 生態学辞典. 増補改訂版. 518pp. 築地書館, 東京.
- 岡崎由夫・佐藤博之. 1965. 秋田県十和田カルデラ付近における上部洪積層の花粉分析と年代. 第四紀研究, 4: 162-171.
- 崔 基龍・日比野紘一郎. 1985. 福島県宮床大谷地湿原に置ける花粉分析的研究. 宮城農短大報, 33: 81-82.
- 阪口 豊. 1954. 尾瀬ヶ原地形発達史—モールの形成を中心にして—. 「尾瀬ヶ原総合学術調査団研究報告書『尾瀬ヶ原』」, 45-67.
- . 1974. 泥炭地の地学. 329pp. 東京大学出版会, 東京.
- SAKAGUCHI, Y. 1979. Distribution and genesis of Japanese peatlands. Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo., No. 11: 17-42.
- SAKAGUCHI, Y., ARAI, F. & SOHMA, H. 1982. On Deposits of the Ozegahara basin—a contribution to late Quaternary evolution of the largest raised bog in Japan and its paleo-environments. "Ozegahara: Scientific Researches of the Highmoor in Central Japan", 1-29.

- 坂本 充. 1976. 生態遷移II. 生態学講座 11b. 238pp. 共立出版, 東京.
- SOHMA, K. 1984. Two Late-Quaternary pollen diagrams from northeast Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 4, Biol., 38 : 351-369.
- 津田美弥子. 1990. 長野県入笠山大阿原湿原堆積物の花粉分析. 第四紀研究, 29 : 439-446.
- 辻 誠一郎. 1985. 最終氷期以降の植生史—関東地方を例にして—. 月刊地球, 72 : 333-337.
- . 宮地直道・吉川昌伸. 1983. 北八甲田山における更新世末期以降の火山灰層序と植生変遷. 第四紀研究, 21 : 301-313.
- YAMANAKA, M. 1978. Vegetational history since the Late Pleistocene in northeast Japan. I. Comparative studies of the pollen diagrams in the Hakkoda Mountains. *Ecol. Rev.*, 19 : 1-36.
- 米林 伸. 1989. 花粉分析による復元植生の広がり—駒止大谷地湿原(福島県)の例—. 第四紀研究, 28 : 103-109.
- 吉野正敏. 1961. 小気候. 274pp. 大明堂, 東京.

(1990年10月16日受付)

書評：魚津市教育委員会編. 1990. 魚津市立博物館紀要第2号. 98pp.

植生史研究に携わっているものにとって魚津という地名は埋没林と切り離すことができないほど脳裏に焼きついている。本書は1989年7月10日から12月27日までに実施された魚津埋没林の発掘調査と関連して実施された古環境・古植生復元の経過ならびに成果をとりまとめたものである。魚津埋没林が発見されたのは1930年であるから、いまから60年も前のことである。研究の一端が1933年に地理学評論に発表されるやいなや、辻村・脇水らの現地調査がなされ、1936年には「日本海側が陥没するという現象を現実を示す地学上希有な参考資料」として国の天然記念物に指定された。さらに1955年には特別天然記念物に指定されている。教育長の序文に、「風土に則した自然科学研究をおこなうとすれば、魚津では埋没林、蟹気楼、ホタルイカをおいてほかにない」とあるのもうなずける。

本書の内容は、I. 埋没林調査の概要、II. 魚津埋没林の研究の2部からなる。Iでは埋没林発見から天然記念物指定を経てその後の保存にいたるまでの経過、今回の発掘調査の概要と標準層序がよくまとめられている。IIでは、埋没林の層位と復元に関する検討結果が次の7章にわたってまとめられている。魚津埋没林包含層の花粉分析、富山県魚津埋没林で発掘された樹木遺体の加速器¹⁴C年代、埋没林樹種鑑別結果、魚津埋没林包含層の珪藻分析による蓄積環境の予察、魚津埋没林出土の種実遺体、魚津埋没林の掘削(1989年度)で得られた層序、魚津埋没林の成因について。長谷川益夫氏の樹種同定の結果では、10樹根のうち6点がスギ、3点がハンノキ、1点がカシ類であった。中村俊夫氏のタンデム加速器質量分析計による放射性炭素年代測定の結果では、埋没樹木が1760~1350年前、最下位の泥炭が1700年前で、従来測定されていた埋没林館の樹木の年代1960年前およびそれをおおう上部の泥炭の年代1750年前に比較するとやや若い年代値が得られたという。吉井亮一氏の種実遺体の同定結果から、スギ・ハンノキ・ミツガシワ等が認められ、当時周辺には豊富な湧水に涵養された低湿性の植物群落を中心とした植生が立地していたと推定されている。藤井昭二氏は各章の検討結果から魚津埋没林の成因について、「日本各地で知られている弥生の海退時代の延長の海水準低下期にスギ沢の様な環境の所が何らかの原因で、水はけが悪く、泥炭ができる様な環境に形成された」と考えた。

近年、低地や開析谷における遺跡発掘調査の機会が多くなり、埋没林が発見されることもしばしばである。また、遺跡発掘の対象にはならなくとも、古くから水田下にスギなどの埋没林が存在することは各地で知られており、それらを植生史研究の立場から検討する機会も増えてきたように思われる。そういう時期に、埋没林研究の出発点ともいえる魚津埋没林の再度の調査が実施されたことは意義深いことといえよう。ただ、ひとこと付言すれば、諸々の検討を施した総合的研究としてはそれぞれの噛み合いが乏しく、こうした研究が総合研究であるのか多少の疑問を抱くものである。

(辻 誠一郎)