

- (4) 壱町田湿地植物群落 H 2 : 武豊町教育委員会
- (5) 作手村誌 S 35 : 作手村教育委員会
- (6) 愛知県の自然環境 1984 : 愛知県
- (7) 自然保護要覧 S 49 : 愛知県環境部
- (8) 周伊勢湾要素植物の自然保護  
1990 : 世界自然保護基金日本委員会
- (9) 大野原湿原研究会報告集 H 3 : 作手村教育委員会

## 愛知県作手村大野原湿原の周辺山地 における後期更新世の植生変遷

中堀 謙二\*<sup>1</sup>・安部亜紀子\*<sup>2</sup>

### I はじめに

日本における最終間氷期以降の植生変遷の研究は、近年連続的に堆積した堆積物が次々と発見されるに伴い、その花粉分析的研究が増加しつつある(3, 6, 8)。しかし、太平洋側地域では未だ良好な堆積物が少なく、その植生変遷は不明な部分が多い。筆者らは愛知県作手村大野原湿原の堆積物に注目し、花粉分析を行って後氷期の植生変遷を明らかにしてきた(7)。今回は最終氷期における湿原周辺山地の植生変遷を推定し、気候変動についても若干の考察をおこなう。

### II 調査地

調査地の概況は既報のとおりである(7)。作手村付近には亜高山帯の植生は存在しないが、現在よりも寒冷的な気候が支配的であった最終氷期には、森林帯が下降し、調査地付近にも亜高山植生が展開していたことが想定される。そのような気候変動に伴う森林帯の昇降量を求めるには、現在の作手村付近の植生帯を推定しておく必要がある。そのために作手村の標高100m毎の暖かさの指数、寒さの指数を計算し、吉良の森林帯区分にしたがって森林帯の境界標高を求めた。それによると標高0~690mまでが照葉樹林帯、690~880mが暖温帯落葉樹林帯、880~1,750mが温帯落葉広葉樹林帯、1,750~2,670mが亜高山針葉樹林帯、2,670m以上が高山帯となる。作手村付近で自然植生の見られる山として鳳来寺山(標高684m)があり、その山頂は照葉樹林で被われているが、この森林帯区分は現在の自然植生とも矛盾しない。調査地は標高535mにあり照葉樹林帯上部に位置している。

### III 試料の採取・花粉分析の方法

花粉分析に供した試料は、前回報告したてU字型鉄棒で採取したコアの深度190cm~460cmの部分である(7)。花粉の抽出法は既報の通りであり(2)、花粉分析結果は本木風媒花粉を基数として各花粉の相対出現率を求めてそれを表示した(図-2, 図-3, 図-4)。450cmの層は花粉のカウント数が百個に満たなかったので白抜き線で表示した。なお190~210cmの部分については前回に報告したが(7)、今回は最終氷期をまとめて論じる都合上再掲載した。出現花粉は山地性、湿地性植物とも多種類にわたったが、今回は山地性植物を中心に報告を行うので、湿地性植物

\*1 信州大学農学部      \*2 緑化技研

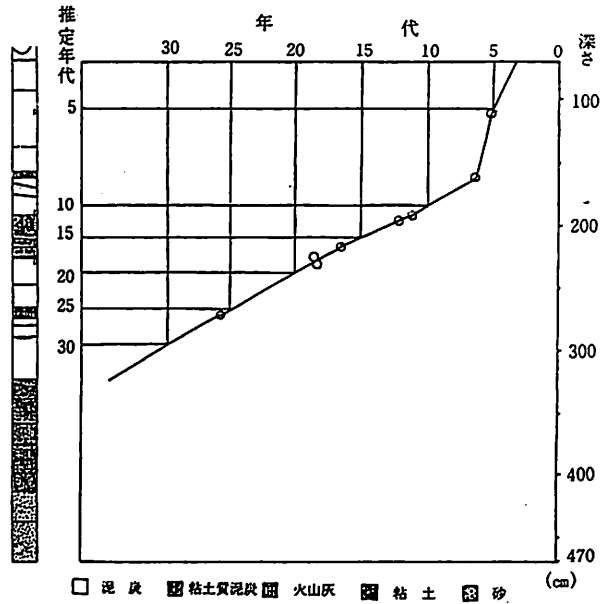


図-1 年代と深さとの関係

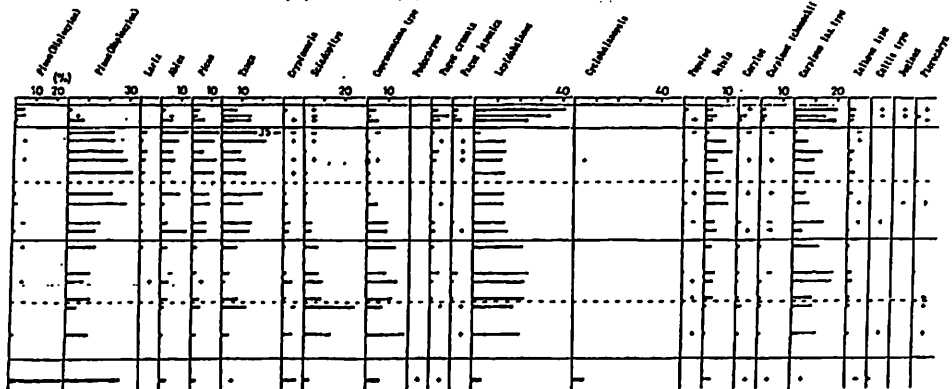


図-2 作手村大野原湿原の木本風媒花粉分布図  
(+は出現率が1%であることを示す)

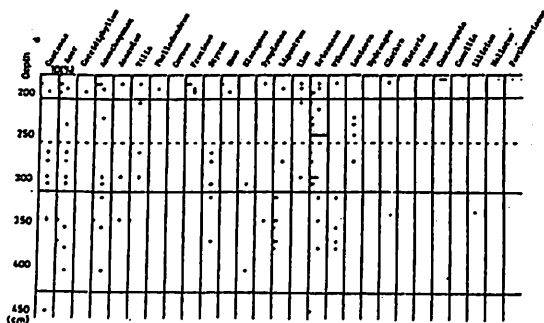


図-3 作手村大野原湿原の木本虫媒花粉分布図

(Cercidiphyllum は風媒花粉であるが、出現率が低いのでここに含めた。+は出現率が1%以下であることを示す)

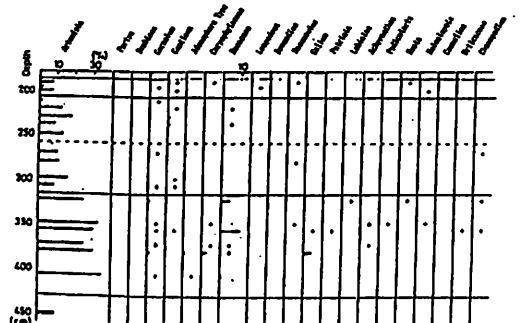


図-4 作手村大野原湿原の草本花粉分布図

(+は出現率が1%であることを示す)

と見なされる花粉は取り上げなかった。

#### IV 堆積物

堆積物の記載は、大野原湿原研前報告集 I に 86-1 コアとして行われている (13)。今回取り扱った試料は泥炭と粘土層である。

##### 1. 火山灰と堆積物の年代

268~277cm の層準に始良 Tn 火山灰 (AT) が含まれている。その降下年代は通常 2.2 万年前とされるが、ここでは松本らの約 2.47 万年前をとる (5)。泥炭の放射性炭素測定年代は、191~195cm が  $11,065 \pm 180$  yBP (Gak -12,774), 195~199cm が  $12,120 \pm 180$  yBP (Gak -12,775), 215~219cm が  $16,560 \pm 290$  yBP (Gak -12,776), 224~228cm が  $18,540 \pm 480$  yBP (Gak -12,777), 230~234cm が  $18,260 \pm 310$  yBP (Gak -12,778) である。

##### 2. 任意の深さの年代

以上の年代資料をもとに、深さと年代との関係を図-1 に表した。任意の深さの年代は、年代が既知の試料間であれば内挿法で AT 火山灰より下層については、深さ 325cm までの泥炭部分の堆積速度が一定であると仮定して外挿法で推定した。325cm より下層は粘土や砂であり、泥炭とは堆積速度が異なるので、年代推定は行わなかった。

#### V 花粉分析結果と考察

大野原湿原は三河準平原面と呼ばれる標高 535m の平坦面にある。湿原中央に 2 つの水系の分水嶺があり、北方に矢作川水系巴川が、南方に豊川水系巴川が流出する。湿原の周囲は標高 570~690m の山稜で囲まれている。湿原に供給され堆積した花粉のほとんどが、この比高 130m と小さくならかな山稜から飛来あるいは水で運ばれたものと考えられる。したがって花粉分析結果の示す植生は、周辺山地の植生と、湿原の植生をあらわすが、ここでは周辺山地の植生に限って結果を示す。

##### 1. 時代区分

木本風媒花粉の花粉分布図 (図-2) に示す各樹種の消長から、植生を 4 時代に区分する。各時代の境界は分析をおこなった 2 試料間に設定される。図-1 から求めた各深さの年代は次のようである。

- |                        |                            |
|------------------------|----------------------------|
| a. 450cm               | c. 316~230cm (3.1~1.8万年前)  |
| b. 416~332cm (~3.3万年前) | d. 222~190cm (1.7~1.05万年前) |

##### 2. 各時代の植生

- a. 照葉樹花粉を伴う温帯性落葉広葉樹・針葉樹混交林時代 (450cm)

この層準では照葉樹林要素である *Cyclobalanopsis* や *Podocarpus* が出現し、暖温帯落葉広葉樹の *Celtis* が伴う。この他に温帯性針葉樹の *Cryptomeria*, *Sciadopitys* やマ

ツ科針葉樹の *Abies*, *Picea*, *Tsuga* 落葉広葉樹の *Lepidobalanus*, *Betula* などが混交している。このような針葉樹類と落葉広葉樹と *Cyclobalanopsis* とが混交する花粉組成は、後氷期の各地の花粉分析結果には見られず、最終氷期以前の温暖期の花粉組成の特徴を示すものであり、濃尾平野の熱田層下部 (9) や、大阪層群の Ma 12 層 (1), 鳥根県の安来層 (10) に対比される。これらの花粉組成はいずれも温暖気候下で生育するサルスベリを伴う。サルスベリは最終間氷期の指標種と見られることもある。作手においてはサルスベリを欠くが、そのことは 450cm の層準の最終間氷期への対比の可能性を否定するものではない。サルスベリを含む花粉群は同時にマツ科針葉樹を伴っており、最終間氷期の気候が完新世に比べて冷涼であったことを示している。したがって、サルスベリの分布は標高 530m の冷涼な作手にはなく、温暖な海岸付近に限られていた可能性が高い。また同じ照葉樹林要素である *Cyclobalanopsis* や *Podocarpus* が出現するが、その花粉は生産量が多く遠くまで飛散する風媒であることを考慮すると、その分布は海岸付近に限られていたと考えられる。

b. 温帯性落葉広葉樹・温帯性針葉樹・マツ科針葉樹混交次代 (416~332m)

この期間には *Lepidobalanus*, *Carpinus*, *lax. type*, *Cryptomeria*, *Sciadopitys*, *Cupressaceae* などの温帯性の広葉樹や針葉樹が優占する。マツ科針葉樹類も伴う。しかし、前時代に出現した暖帯要素はなく、温帯性樹種が卓越する。

この時代の前半には温帯性針葉樹である *Sciadopitys*, *Cryptomeria* が多出している。特に *Cryptomeria* は最終氷期の前期に勢力を拡大したことが、東北地方 (3), 関東地方 (12), 中部地方 (8), 近畿地方 (1), 中国地方 (6, 10) の分析結果から知られている。徳佐盆地, 野尻湖, 福島県矢の原湿原では、その拡大期の堆積物は 7~8 万年前に降下したとされる広域火山灰 Aso - 4 を含むことが明らかにされている (3, 8, 10)。 *Cryptomeria* の勢力が拡大したことは冷涼湿潤な気候が卓越していたことを示している。そして *Cryptomeria* の勢力は大磯や野尻湖では約 6 万年前に縮小し、再びその勢力が拡大し始めるのは完新世になってからのことである。しかし、静岡県一碧湖の花粉分析結果では、A T 火山灰層前後の層準においても *Cryptomeria* や *Sciadopitys* が出現しており、伊豆半島においてはこの時期も湿潤気候下にあったことが推定されている (4)。作手地方では A T 火山灰層準でこれらの針葉樹が優占することはなかったが、伊豆半島同様、太平洋に面しており、暖流の影響の及びやすい地域であることを考慮すると、温帯針葉樹は 6 万年前よりも遅くまでその勢力を維持していた可能性がある。作手では *Sciadopitys* が *Cryptomeria* より多出するのが特徴的であるが、同じ傾向が伊豆半島でも認められる (4)。しかし内陸域や日本海側の花粉分析結果にはそれは見られない。 *Sciadopitys* はそ速紀要素の一つで太平洋側の多雨地帯に分布する種であるが、最終氷期においてもこれらの地域にその花粉が多出するのは、その期間夏雨多雨気候が太平洋側に存在したことを物語るものである。

後半の時代には、*Betula*が増加し始め温帯性針葉樹は前半に比べ後退する。この傾向は岐阜県の深坂湿原や野尻湖の花粉分析結果にも認められる(11, 8)。このことから気候が寒冷化傾向に向かったことが推定できるが、しかしそれは緩やかなものであった。というのは *Carpinus* はむしろ増加し *Quercus* の勢力は依然として強く、また同時に *Fagus* が僅かながら出現し、*Acer* や *Acanthopanax*, *Ligustrum*, *Viburnum* 等の落葉広葉樹の出現頻度が高まっているからである。この湿潤気候を示す温帯性針葉樹林が衰退し、落葉広葉樹林へ移行した原因は、気候の乾燥化が進行し、同時に緩やかに寒冷化が進んだことによるだろう。

この時代には山地性草本花粉が多出する(図-4)。この多出する層は、河川運搬堆積物の粘土層であり湿地性植物遺体を主体とする泥炭層での草本類の出現率は低い。したがって、この多出の原因は、草本類がこの時代に拡大したというより、むしろ雨水で広範囲から花粉を湿地に運ばれたことに求められる。

#### c. マツ科針葉樹優占時代 (316~222cm)

この時代に優占するのは、*Pinus* (*Haploxyton*), *Tsuga*, *Picea*, *Abies*, *Larix* などのマツ科針葉樹であり、広葉樹では *Betula* が勢力を拡大する。*Betula* とマツ科針葉樹がこの時代に共に増大するのは、全国的な現象である。逆に勢力が後退するのは *Quercus*, *Carpinus* などの温帯性広葉樹と *Cryptomeria*, *Sciadopitys*, *Cupressaceae type* などの温帯性針葉樹である。木本虫媒花粉をみると A T 火山灰より下部では *Castanea*, *Acer*, *Tilia*, *Acanthopanax*, *Styrax* などの落葉広葉樹が揃って出現しており、その上部で衰退している(図-3)。木本虫媒花粉は花粉生産量が少なくその拡散範囲が狭いため、その花粉が検出されれば、その種が集水域に育成していた可能性が高い。したがって A T 火山灰層準まで湿原周辺山地には温帯性落葉樹が混生していたが、A T 層準より上部では一層進行した寒冷化のため、植生は現在の亜高山性針葉樹を主体とする森林へ移行したものと思われ、森林帯は現在より少なくとも 1,200m は下降したと推定される。

#### d. マツ化針葉樹林から広葉樹林への移行期 (210~190cm)

この移行期の植生変遷については前報で述べたとおりである(7)。

### 3. 作手の植生変遷の特徴

大野原湿原周辺山地の最終氷期における植生変遷は上述の通りであり、その植生は基本的には針広混交林であり、一貫して広葉樹の出現率が高いところに、太平洋岸に位置する作手地方の植生変遷の特徴があると言える。福島県矢の原湿原や野尻湖などの内陸地で顕著に発達したマツ科針葉樹林は、作手では出現しない。その植生の変遷を各時代を特徴づける樹木により表現すると、堆積物の下部から上部に向かって照葉樹、温帯性針葉樹、落葉広葉樹、マツ科針葉樹、落葉広葉樹の順序で変化する。その植生変化の順序は、最終間氷期以降の植生変遷を示す関東大磯の花粉分析結果や、スギ林時代以降の植生変遷を記録している、野尻湖や矢の原湿原のも

のとおよそ共通している。このことから今回扱った堆積物は、最終間氷期から晩氷期にわたるものである可能性が強く、花粉分布図はその間の植生変遷を示すものである。最終氷期における作手の植生変遷で、*Quercus* を主とする落葉広葉樹が絶えず高率で出現し、またコウヤマキやスギなどの温帯性針葉樹の混交する森林がA T火山灰層準まで続いたことは、最終氷期を通じて作手地方が太平洋に面して気温較差の少ない気候下であり、また三河高原がA T火山灰層準まで豊かな夏雨に恵まれたことを物語っている。

#### 引用文献

- (1) 古谷正和：第四紀研究, 18, 121~141, 1979 (2) 石田仁ほか：第35回日林中支論, 135~138, 1987 (3) 叶内敦子：第四紀研究, 27, 177~186, 1988 (4) 叶内敦子他：第四紀研究, 28, 27~34, 1989 (5) 松本英二他：第四紀研究, 26, 79~83, 1987 (6) 三好教夫：第四紀研究, 28, 41~48, 1989 (7) 中堀謙二：40回日林中支論, 77~80, 1992 (8) 野尻湖花粉グループ：地団研専報, 41, 39~52, 1993 (9) 濃尾平野第四系研究グループ：地質学論集, 14, 161~183, 1977 (10) 大西郁夫：第四紀研究, 29, 223~234, 1990 (11) 田村浩喜他：42回日林中支論, 99~102, 1994 (12) 辻誠一郎：第四紀研究, 20, 289~304, 1982 (13) 作手団体研究グループほか：大野原湿原研究会報告集 I, 1~13, 1989

## 愛知県作手村大野原湿原の周辺山地に おける過去1万2千年間の植生変遷

中 堀 謙 二\*<sup>1</sup>

### I はじめに

日本における最終氷期および後氷期の植生変遷に関する研究は、花粉分析や大型遺体の分析などにより行われている。この研究は泥炭や湖沼堆積物を対象とするため、これらの分布の多い、日本海側や北日本で盛んに行われ、日本海側の植生変遷と日本海的环境変化については情報も多くなりつつある(10)。しかし、太平洋側地域においては、最終氷期より後氷期にかけての連続した堆積物が極めて少なく、その植生変遷は不明なところが多い。太平洋側地域の気候は太平洋の海流の影響を受けるので、その植生変遷を明らかにすることは、植生変遷をひきおこす気候変動および太平洋の海流変化を推定する資料にもなる。大野原湿原には過去3万年以上にわたる連続した堆積物があり(9)、以前に筆者らはハンドボーリングにより採取した約3万年間の試料について花粉分析を行い、その植生変遷について報告した(1)。今回はU字型の鉄棒により試料を採取し、その花粉分析を行った。U字型の鉄棒で採取した試料は、ハンドボーリング試料とは異なり、試料の採取時に上部の試料が下部の試料に混じり込むことがなく、堆積物に記録されている情報を研究するには優れた試料である。ここでは、約3万年間の連続した堆積物の内の過去1万2千年間についてその分析結果について述べる。

### II 調査地

調査地の概況については既報のとおりであるが(1)、作手村は中部地方でも特に夏期に雨量が多い地点である(5)。今回の採取場所は、既報の試料を採取した時と同じ水田内で、前回の採取点から16m北西方向にある。堆積物の採取法はU字型の鉄棒を水田にパワーシャベルで打ち込む方法を取り、これによって表層下70cmから470cmまでの堆積物が採取できた。今回の分析にはそのうち深度70cm~210cmの試料を用いた。花粉の抽出法は概況の通りであり(1)、花粉分析結果は、図-3に示す木本風媒花粉を基数として各花粉の相対出現率を求めそれを表示した(図-3, 図-4, 図-5)。なお、今回は山地性植物を中心に報告を行うので、湿地性植物と見なされる花粉は取り上げなかった。

---

\* 1 信州大学農学部



### Ⅲ 堆積物

堆積物の記載は、大野原湿原研究報告集Ⅰに86-1コアとして行われている(9)。今回取り扱った試料は全て泥炭である。泥炭中に含まれる鉍物量は、花粉抽出作業で鉍物質除去の一過程として用いた浮沈法で残った鉍物質の重さで示した(図-

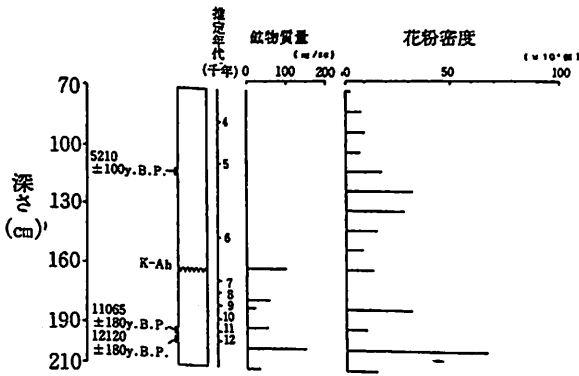


図-1 柱状図, 年代, 鉍物質量, 花粉密度

1)。泥炭中に混入する鉍物質は、160cmの層準を境にして、その上部にはほとんどなく下部に多い。

1. 堆積物の年代 160~165cmの層準に鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)が含まれている。その降下年代は約6300年前である。泥炭の放射性炭素測定年代は、110~114cmが $5210 \pm 100$  yBP (Gak - 12773), 191~195cmが $11060 \pm 180$  yBP (Gak - 12774), 195~199cmが $12120 \pm 190$  yBP

(Gak - 12775)である。深度70cmの堆積物は、地表とアカホヤ火山灰との間にあり、その堆積年代は内挿法から約3500年前と推定される(図-2)。

2. 堆積速度 大野原湿原は1965~67年に水田基盤整備事業が行われ、湿原中央に溝を設け湿原の水抜きが行われた。そのため、泥炭の厚さが縮んだ。測量によると溝のある中央部と試料採取地点では約1mの標高差がある(7)。したがって図-2に深さと年代の関係を示したが、これが示す堆積速度は見掛けの堆積速度である。見掛けの堆積速度は深度197~193cmで $0.038\text{mm}/\text{年}$ , 193~160cmが $0.065\text{mm}/\text{年}$ , 160~112cmが $0.46\text{mm}/\text{年}$ , 112~70cmが $0.215\text{mm}/\text{年}$ である。堆積速度はアカホヤ火山灰を境に大きく変化し、下部で遅く上部で速くなるが、この傾向は他のボーリング地点でも同様に認められる(9)。

### Ⅳ 花粉分析結果と考察

大野原湿原は三河準平原面と呼ばれる標高535mの平坦面にある。湿原中央は2つの水系の分水嶺となっており、北方には矢作川水系巴川が南方に

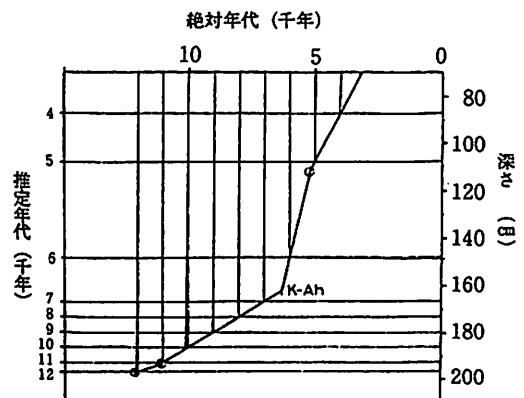


図-2 年代と深度との関係

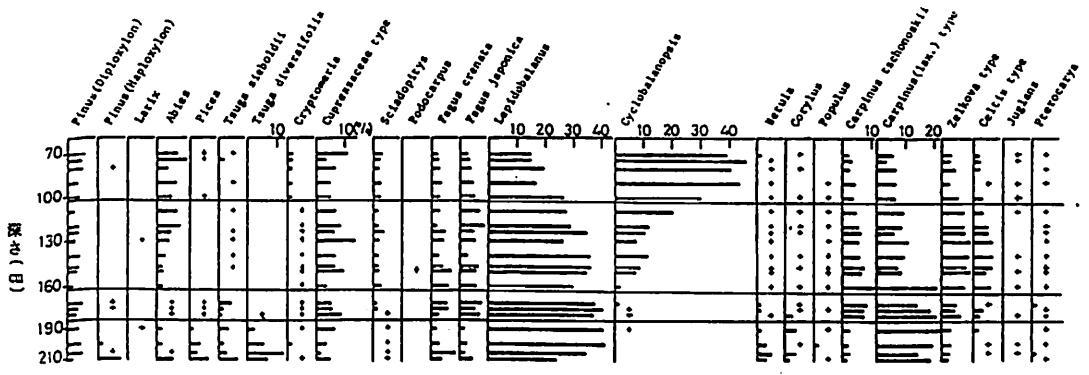


図-3 作手村大野原湿原の木本風媒花粉分布図  
(+は出現率が1%以下であることを示す)

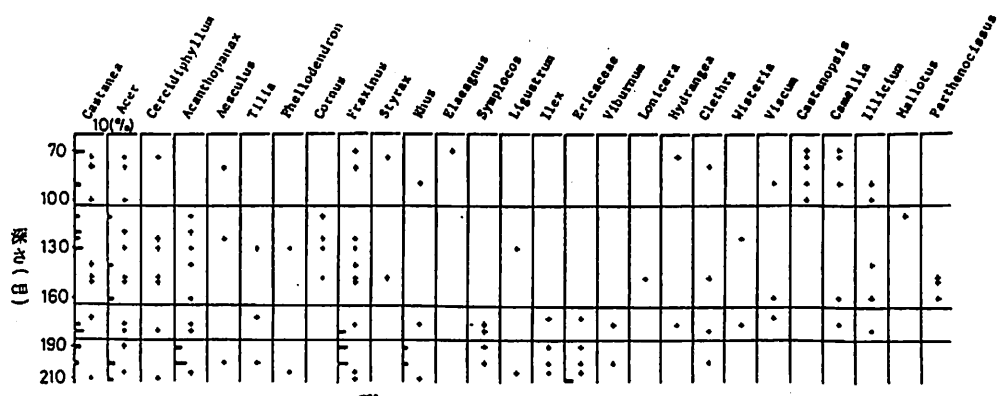


図-4 作手村大野原湿原の木本虫媒花粉分布図  
(Cercidiphyllumは風媒花粉であるが、出現率が低いのでここに含めた  
+は出現率が1%以下であることを示す)

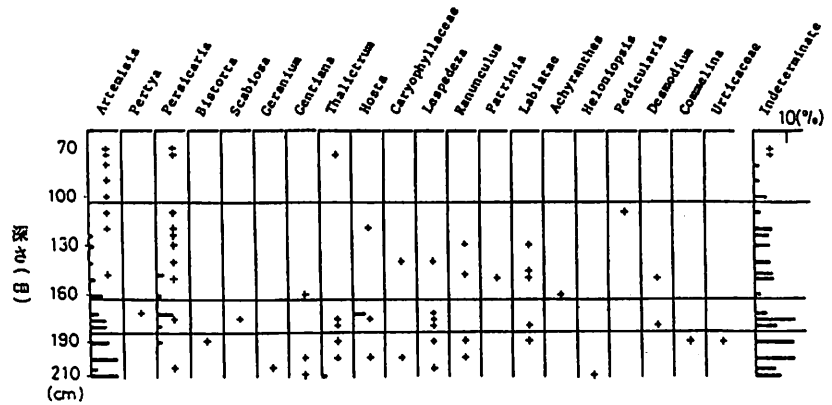


図-5 作手村大野原湿原の草本花粉分布図  
(+は出現率が1%以下であることを示す)

豊川水系巴川が流出する。湿原の周囲は標高570～690mの山稜で囲まれている。湿原に供給され堆積した花粉のほとんどが、この比高130mと小さくならぬ山稜から飛来あるいは水で運びこまれたものと考えられる。したがって、花粉分析結果の示す植生は、おもに周辺山地の植生と、湿原の植生をあらわすが、ここでは周辺山地の植生に限って結果を示す。

## 1. 時代区分

花粉分布図で示す花粉の消長から、植生を4時代に区分する。各時代の境界線は分析をおこなった2試料間に設定されるが、その深度と、図-2から求められるその時代は下記のようにあり、その根拠を次に示す。

### a. 190～180cm (10600～9000年前)

最終氷期から連続して出現してきた *Pinus* (*Haploxyton*), *Abies*, *Picea*, *Tsuga diversifolia* 等のマツ科針葉樹類と、落葉広葉樹の *Betula* が衰退する (図-3)。それとは逆に、落葉広葉樹の *Fagus japonica*, *Carpinus tschonoskii*, *Zelkova* タイプ (*Zelkova* と *Ulmus* を含む), *Celtis* タイプ (*Celtis* と *Aphananthe* を含む) が増加傾向を示し、また温帯針葉樹である *Sciadopitys* や照葉樹林要素である常緑広葉樹の *Camellia*, *Illicium* が出現し始める (図-3)。また木本虫媒花粉のものを見ても、*Acer Acanthopanax*, *Rhus* が減少し、*Hydragea*, *Wisteria* が出現するなど、この層準を境に落葉広葉樹に変動がみられる。

### b. 172～160cm (7800～6300年前)

温帯針葉樹である *Tsuga thunbergii*, 落葉広葉樹の *Betula* が衰退し (図-3)、木本虫媒花粉では低木類の *Symplocos*, *Ericaceae*, *Ilex*, *Viburnum*, 草本類の *Thalictrum* が衰退する。一方、針葉樹である *Abies*, 常緑広葉樹である *Cyclobalanopsis* が増加傾向を示し、*Celtis* はさらに勢力を増す。

### c. 110～100cm (5200～4700年前)

この層準で *Cyclobalanopsis* と *Lepidobalanus* の勢力が逆転する。落葉広葉樹である *Fagus*, *Lepidobalanus*, *Carpinus laxiflora* タイプ (アカシデ, クマシデ, サワシバ, イワシデ), *Zelkova* タイプ, *Celtis* タイプはいずれも衰退する。逆に照葉樹である *Cyclobalanopsis* が増加し、あらたに照葉樹の *Castanopsis*, 針葉樹の *Cryptomeria* も出現し始める。

## 2. 各時代の植生

### a. マツ科針葉樹林から落葉広葉樹林への移行期 (210～190cm)

*Pinus* (*Haploxyton*), *Pinus* (*Diploxyton*), *Abies*, *Picea*, *Tsuga* 等のマツ科針葉樹類と *Lepidobalanus*, *Fagus*, *Castanea*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus laxiflora* タイプ, *Zelkova* タイプ, *Acanthopanax*, *Acer* などの落葉広葉樹が混交している。*Tsuga* はツガとコメツガの両種がある。*Pinus* (*Haploxyton*) は、同じ湿原内の白須地点でU-Oki 火山灰 (9300年前降灰) より下位層準で種子が見つかっておりチョウセン

ゴヨウと同定されている(8)。チョウセンゴヨウやコメツガは亜高山性のものである。これらの花粉組成や花粉出現率から当時の植生は、亜高山性の針葉樹類と温帯落葉広葉樹とが混交していたことが推定される。落葉広葉樹の花粉出現率が高いのは、この時期が1.7万年前から始まったマツ科中心の針葉樹と、後氷期の優占植生である温帯広葉樹林との、勢力交代の末期であるからである(1)。今回の分析では、マツ科中心の針葉樹林が少なくとも190cm層準(1.06万年前)まで存在したことが明らかとなった。この交代の原因は気候の温暖化による森林帯の上昇に求められる。

#### b. 落葉広葉樹林時代(180~172cm)

*Lepidobalanus*, *Fagus*, *Castanea*, *Carpinus*, *Zelkova* タイプ, *Acanthopanax* などと構成される温帯落葉広葉樹林が展開していた。針葉樹では *Pinus* (*Diploxylon*) と *Tsuga thunbergii*, *Cupressaceae* タイプが伴う。*Lepidobalanus* は花粉出現率では優占樹であるが、これはこの時期の少なくとも中部関東地方の太平洋側に共通して見られる現象である(6)。*Fagus* はブナとイヌブナがともに出現し、とくにイヌブナはこの時期から出現率が高くなる。この時期の植生は、温帯落葉広葉樹林であるがそれにも係わらず、*Fagus* 花粉の出現率が低い。この現象は太平洋側に共通している(6)。*Fagus* の花粉出現率が高くなるのは日本海側の多雪地帯であり、それはブナ林の発達と多雪化とが密接な関係にあることに原因している(6)。太平洋側でもブナ林の発達するところがあるが、これはいずれも夏期の降水量の多いところである(5)。したがって、この時期における *Fagus* 花粉出現率が低いことから、この時期には作手地方には多雪気候が及んでいなかったこと、また現在のような夏雨型多雨気候がまだ及んでおらず、夏期の降水量が現在よりずっと少なかったことが考えられる。180cm(9000年前)から照葉樹林要素である常緑広葉樹の *Illicium* が出現し始め *Camellia* も同じ頃現れる。これは気候の温暖化、特に冬季の寒さが和らいできたことを示すが、同じ照葉樹である *Cyclobanopsis* が発達しないことも注目される(図-3)。これらの現象は京都市深泥池の花粉分析結果でも同様に指摘されている(3)。

#### c. モミ・カシ類の発達時代(160~110cm)

この時期の植生は、前時代から引き続き温帯落葉広葉樹が骨格をつくり、花粉の優占種は *Lepidobalanus* であった。落葉樹の中でもこの時期は特に *Zelkova* タイプ, *Celtis* タイプといったニレ科植物が、その属としての盛衰史のなかでも最も勢力をもった時期であった。*Celtis* や *Aphananthe* は、暖かさの指数で示される分布温度範囲の上限が95-104の間にあり、前時代に繁栄した *Carpinus laxiilora* タイプのアカシデやサワシバより10度高い(11)。*Abies* もこの時期増加し始めるが、随伴樹種からその種はモミと判断される。モミの暖かさの指数で示される分布温度範囲(2)は、上限下限とも *Celtis* と一致している(2, 11)。したがって、この時期

は前時代よりもさらに温暖化が進んだと思われる。しかし、*Abies*の発達と*Celtis*の発達を子細に検討すると、*Abies*の発達は*Celtis*より遅く、その開始期は約5千年遅れる。*Abies*林の発達には温度以外の要因が働いたことが推察される。

*Abies*の増加と平行して、顕著に単調増加を示すのは*Cyclobalanopsis*である。照葉樹林要素が180cmから出現していることから分かるように、気温の面から言えば、約9000年前から既に照葉樹の分布を許す暖かい条件が揃っていた。しかし、*Cyclobalanopsis*はこの時期には発達せず、発達開始は最も気候的に温暖であったとされるアカホヤ火山灰降下期頃であり、勢力が最も拡大するのは、その後の気温が減暖傾向に向かった頃であった。この傾向は、西日本から関東地方にかけてみられ、とくに東日本ほどその時期は遅れ、また発達程度も貧弱となる(4)。このように、*Cyclobalanopsis*の発達には温暖な気候以外の要因も大きく作用していることが考えられるが、それは、夏雨気候の浸透拡大であったと思われる(4, 5)。モミ林の発達も、*Cyclobalanopsis*とほぼ時期を同じくしていること、モミ林が夏雨地帯にのみ発達することから、モミ林の発達にも夏期の降水量の増加が影響を及ぼしたと考えられる(4)。

#### d. 照葉樹優占時代 (100cm~70cm)

*Cyclobalanopsis*が本格的に発達し、*Castanopsis*もこの時期から出現する。落葉樹の*Lepidobalanus*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Celtis*は前時代に比べて減少するが、この時期の構成樹である。針葉樹では*Abies*, *Pinus (diploxylon)*が出現する。

#### 引用文献

- (1) 石田仁ほか：35回日林中支論，135~138，1987 (2) 吉良龍夫：自然・生態学的研究，中央公論社，133~161，1967 (3) 中堀謙二：深泥池学術調査報告書，163~180，1981 (4) 中堀謙二：種生物学研究，10，14~27，1986 (5) 中堀謙二ほか：35回日林中支論，139~142，1987 (6) 中堀謙二：35回日林中支論，143~146，1987 (7) 佐宗勝美ほか：大野原湿原研究会報告集Ⅱ，59~61，1991 (8) 鈴木忠司ほか：大野原湿原研究会報告集Ⅱ，22~23，1991 (9) 作手団体研究グループほか：大野原湿原研究会報告集Ⅰ，1~13，1989 (10) 安田喜憲：第四紀研究，21，255~271，1982 (11) Y. J. Yim：日本生態学会誌，27，177~190，1977

## 泥炭の脂肪酸組成から見た大野原湿原の変遷 (古宮城址前水田86-1断面の分析から)

筒木 潔\*<sup>1</sup>・徳測紀子\*<sup>2</sup>

### 1. はじめに

筆者ら(1989, 1991, 1992, 1993ab)は, 主として泥炭の有機物組成によって大野原湿原の形成過程について研究を行ってきた。本報では, 泥炭の脂質画分中の脂肪酸組成が, 大野原湿原における過去3万年間の気候変化, 植生変化, 火山灰の降灰などと対応してどのように変化したかを報告する。

### 2. 試料および方法

#### 試料

古宮城址前水田86-1断面から4cm毎に採取された泥炭試料

#### 脂肪酸の抽出法

乾燥しディスクミルで粉碎した泥炭試料2.5gを, クロロホルム:メタノール(2:1)30mlで3回超音波抽出(Sonfier Cell Disruptor 350W 90秒)した。なお, 最初の抽出の際, 内部標準としてスクワランのヘキサン溶液(8.2g/l)を50 $\mu$ l添加した。抽出液は遠心分離し, 濃縮乾固したのち, 10mlのクロロホルム:メタノール(2:1)に溶解して冷凍庫に保存した。

\*\*\*

#### 脂肪酸のチメル化

脂質保存溶液全量(10ml)を濃縮した後, スクリューキャップ付きパイレックスガラス試験管に移し, さらに濃縮乾固した。これに1M塩酸メタノール溶液1mlを加え, 密栓し90 $^{\circ}$ Cで2時間加熱した。反応後1mlの水を加え, 5mlのヘキサンで3回抽出し, 20g/l炭酸水素ナトリウム水溶液4mlで洗浄し, 無水硫酸ナトリウムで脱水し, 濃縮乾固した。これをヘキサン1mlに溶かし, ガスクロ分析用の試料とした。

#### キャピラリーガスクロマトグラフィーの条件

上記の溶液1 $\mu$ lをキャピラリーガスクロマトグラフィーで分析した。分析条件は以下の通りである。

機器: 島津GC14A

キャピラリーカラム: ULBON HR SS-10 内径0.25mm 長さ50m

\*1 帯広畜産大学 〒080 帯広市稲田町西2-11 \*2 現在 宮崎県庁

カラム温度：150-220℃ 昇温速度 3℃/分

インジェクターおよび検出器の温度：250℃

キャリアーガス：ヘリウム 2.5kg/cm<sup>3</sup>

検出器：FID データ処理装置：島津クロマトパック C-R 6 A

### 3. 結果および考察

図1に大野原湿原断面の全炭素含量，C/N比，有機物当りの全フェノール性化合物収量と全脂肪酸収量を示した。前3者は前報で報告したものであるが，比較のため本報告でも示したものである。

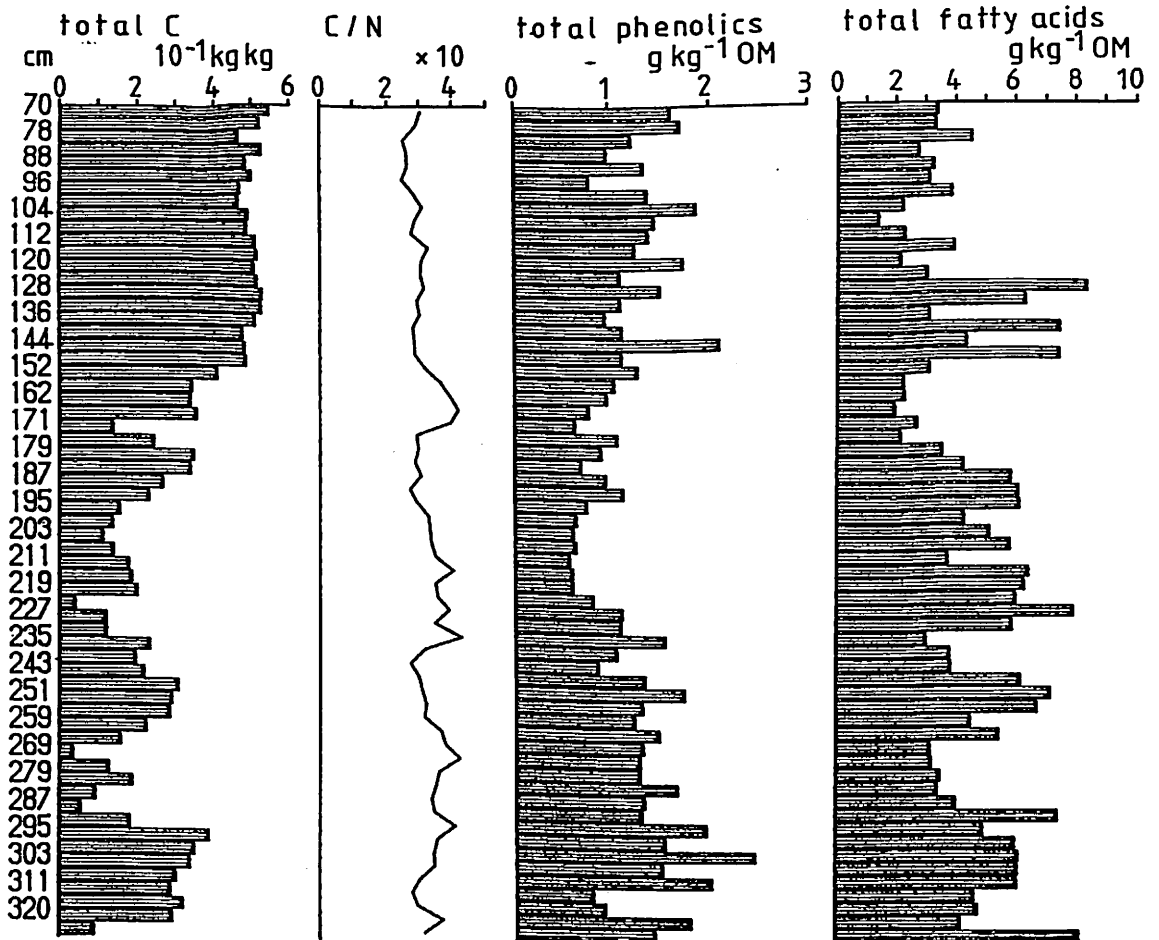


図1 古宮城址前86-1断面における炭素含量，C/N比，フェノール性化合物，脂肪酸の総収量の変化（収量は有機物1kg当り）

泥炭土の炭素含量は、始良火山灰、大山系火山灰、鬱陵隠岐火山灰、アカホヤ火山灰の降灰層でそれぞれ極小値を示した。またアカホヤ火山灰の降灰以降は一定の炭素含量に近づき、湿原状態が安定に継続したことを示した。

C/N比は約30から40の間で変動し、あまり大きな変化を示さなかった。

脂肪酸の全収量はフェノール性化合物の収量の2～3倍であった。また、断面内におけるその変動は、フェノール性化合物とはかなり異なっていた。

脂肪酸の収量には、各種火山灰の降灰の影響が、フェノール性化合物に対してよりもより顕著に現れていた。すなわち、始良火山灰が降灰した269cm付近、大山系火山灰の223cm付近、鬱陵隠岐火山灰の203cm付近、アカホヤ火山灰の169cm付近では、有機物当りの脂肪酸含量はいずれも減少していた。また、その減少のピークは炭素含量に見られたようなシャープな減少ピークではなく、それぞれの降灰時期より古い時代および降灰後の時代に及ぶブロードな減少を示した。これは、火山灰の無機成分が泥炭中の脂肪酸の分解を促進したためと考えられる。

アカホヤ火山灰の降灰から鬱陵隠岐火山灰の降灰までさかのぼる時期に、有機物当りのフェノール性化合物の収量は極小値を示していたが、脂肪酸の収量はそのような傾向を示さなかった。

反対に、フェノール性化合物の収量はアカホヤの降灰以降現代に到るまで増加したが、脂肪酸の収量はアカホヤ以前の時代よりも減少した。

大野原湿原泥炭断面における年代と深度の関係は、新しい年代になるほどその勾配が急になっているが、特にアカホヤ火山灰の降灰以降は泥炭の堆積速度が著しく増加している（作手団体研究グループ他、1989）。泥炭の堆積速度が遅い場合、それだけ一定量の泥炭中により多くの難分解性の有機成分が濃縮されていることになり、反対に、堆積速度が速ければ、難分解性の有機成分は希釈される。脂肪酸を始めとする脂質は、泥炭中でもかなり難分解性の成分であり、このため、古い時代の泥炭中の脂肪酸の含量が比較的高かったのであろう。

図2に同定された個々の脂肪酸の割合を示した。

用いたガスクロの条件ではC14からC26までの脂肪酸が定量可能であった。これらのうちC16からC26までの直鎖脂肪酸が泥炭の主要な構成脂肪酸であった。その組成は断面内で一定ではなく、年代の経過とともにかなりの変動を示した。

C18（ステアリン酸）は始良火山灰の降灰以降から大山系火山灰の降灰を経過し、鬱陵隠岐火山灰が降灰したころまで、すなわち最終氷期の最盛期から晩氷期にかけて最も高い割合を示した。

これとは反対にC20（アラキジン酸）は鬱陵隠岐火山灰の降灰した頃から徐々にその割合が増大し、アカホヤ火山灰の降灰以降に最高値に達した。これは後氷期の気候の温暖化とはほぼ同調した傾向を示した。

C22（ベヘン酸）はC20（アラキジン酸）と似た傾向を示したが、C20ほど顕著



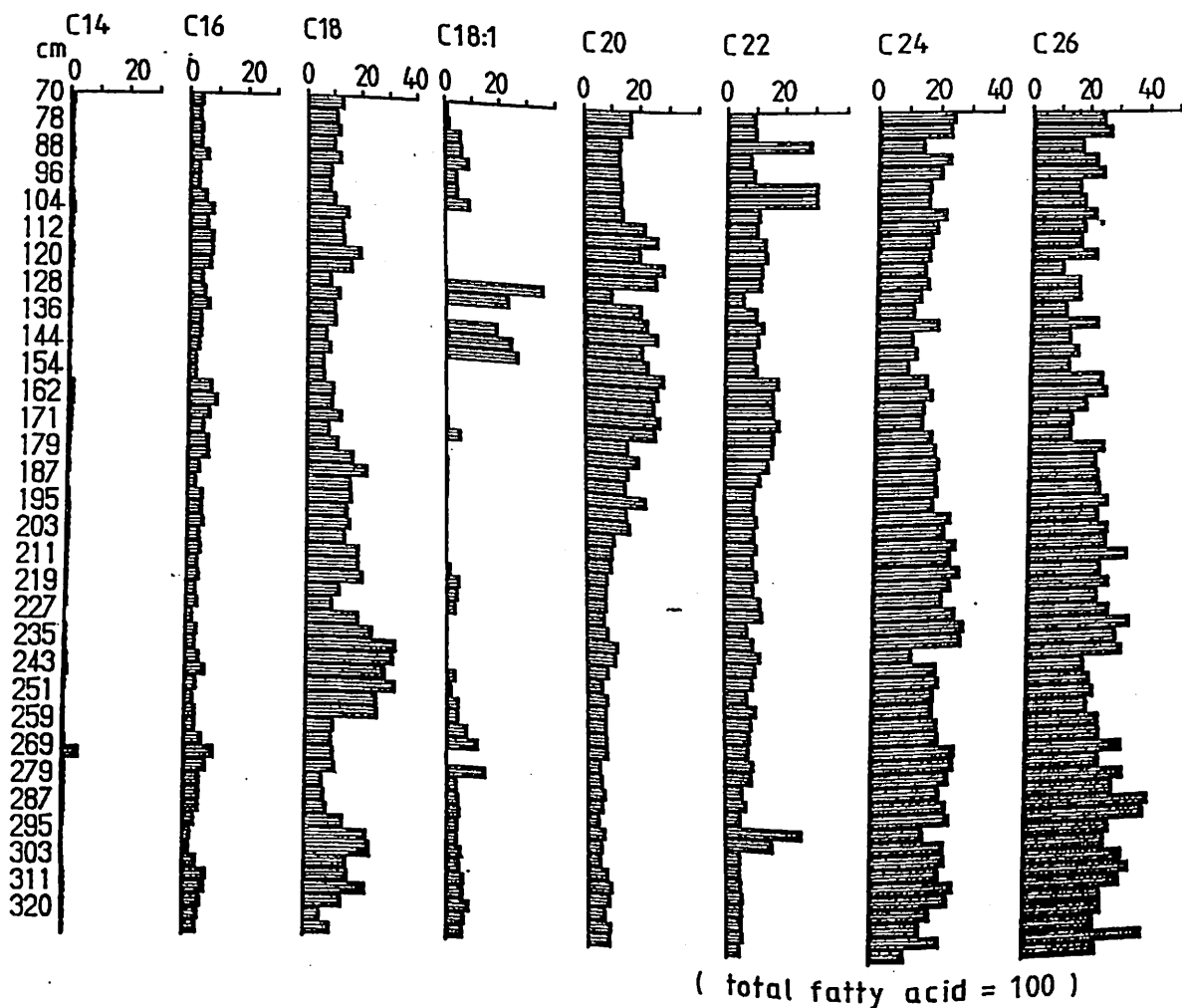


図2 泥炭の脂質を構成する各脂肪酸の割合の断面内での変化  
(C14からC26までの脂肪酸の収量の合計を100とした)

な傾向は示さなかった。

C24 (リグノセリン酸) と C26 (セロチン酸) は互いに非常によく似た傾向を示した。各泥炭層間の差は、他の脂肪酸の場合ほど大きくなかったが、脂肪酸の全収量における傾向と同様、アカホヤ降灰以前のほうが、降灰以降よりも、その構成割合が高い傾向を示した。

C18:1 (オレイン酸) は、不飽和脂肪酸の中で唯一泥炭中にかなり多量に検出された脂肪酸であるが、その収量は変動が激しく、収量がゼロに近い泥炭層とかなりの収量を示す泥炭層が、断続的に交互に現れた。不飽和脂肪酸は飽和脂肪酸よりも酸化分解を受けやすいため、嫌気的条件が維持された泥炭層で高い収量を示しているものと考えられる。

上記のような泥炭の構成脂肪酸の割合の違いには、泥炭構成植物の脂肪酸組成も大きな影響を及ぼしている。著者らは、各種の泥炭構成植物を分析して、このことを明らかにした。特に、ヨシ (*Phragmites communis*) の脂肪酸組成は上記の脂肪酸組成の変化と良い対応を示したが、このことについては別に報告する予定である。

#### 引用文献

- 作手団体研究グループ・大野原湿原研究グループ・新井房夫 (1989) 大野原湿原堆積物の堆積年代。大野原湿原研究会報告集 I : 1-13
- 筒木 潔・武内良恵・渡辺 彰・鉄塚昭三 (1989) 埋没泥炭土壌における年代経過に伴う腐植の性質の変化。大野原湿原報告集 I : 42-52
- 筒木 潔・白石祐彰・鉄塚昭三 (1991) 埋没泥炭土の<sup>14</sup>C年代と有機物組成。大野原湿原研究会報告集 II : 24-33
- Tsutsuki, K., Kondo, R., Shiraishi, H., Kuwatsuka, S., and Ohnohara Wetland Research Group (1993) Composition of Lignin-Degradation Products, Lipids, and Opal Phytoliths in a Peat Profile Accumulated since 32,000 Years B. P. in Central Japan. *Soil Science and Plant Nutrition*, 39(3) : 463-474
- 筒木 潔・江崎幾郎・鉄塚昭三 (1993) フェノール性化合物組成から見た大野原湿原の変遷。大野原湿原研究会報告集 III : 52-61
- Tsutsuki, K., Esaki, I., and Kuwatsuka, S. (1994) CuO-Oxidation Products of Peat as a Key to the Analysis of the Paleo-Environmental Changes in a Wetland. *Soil Science and Plant Nutrition*, 40(1) : 107-116

..

1. The first part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are given in full. The list includes names such as Mr. J. H. Smith, Mr. W. B. Jones, and Mr. C. D. Brown.

2. The second part of the document is a list of the names and addresses of the members of the committee who have been appointed to the various sub-committees. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are given in full. The list includes names such as Mr. J. H. Smith, Mr. W. B. Jones, and Mr. C. D. Brown.

3. The third part of the document is a list of the names and addresses of the members of the committee who have been appointed to the various sub-committees. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are given in full. The list includes names such as Mr. J. H. Smith, Mr. W. B. Jones, and Mr. C. D. Brown.

4. The fourth part of the document is a list of the names and addresses of the members of the committee who have been appointed to the various sub-committees. The names are listed in alphabetical order, and the addresses are given in full. The list includes names such as Mr. J. H. Smith, Mr. W. B. Jones, and Mr. C. D. Brown.

## 埋没泥炭の生成環境について有機物から 何がわかるのか

渡 辺 彰\*<sup>1</sup>

これまでに作手村大野原湿原の古環境変遷を明らかにすることを目的として多くの研究が多方面から行われてきたが, その中に有機物に関する化学的研究もいくつか含まれている(新井1989; 新井ら1989, 1990, 1993; 筒木ら1989, 1991, 1993a; Tsutsukiら 1993, 1994; 渡辺 1993). しかしながら, 有機物の分析を古環境解明のために行った例が少ないこともあり, 他の研究, 例えば<sup>14</sup>C年代測定や火山灰, 花粉の分析等と比較して分かりにくいところが多いように思われる. そこで, ここでは, フェノール性化合物, 脂質, 腐植の分析から過去の環境についてどのようなことが言えるのかを, 白須および細田断面に関するデータを例に取っもう少し詳しく説明しようと思う. なお, データについてはいずれも過去に報告されたものの引用である.

### 1. フェノール性化合物

植物体は, 炭水化物(セルロース, ヘミセルロース), タンパク質, 脂質, リグニン等の成分から構成されている. このうちリグニンは, フェニールプロパン単量体から構成されている不定形の高分子物質であり, 維管束を持ったシダ類以上の高等植物にのみ含まれている. 植物体のリグニン含量は草本類で15~25%, 木材では20~35%にのぼる(中野 1982). リグニンの種類は植物の種類によって異なり, また, その腐朽分解が好氣的(酸素の有る)条件下で主に糸状菌(カビ)によって行われ, 嫌氣的(酸素の無い)条件下ではほとんど起こらないことから, 堆積当時の植生や環境を知る手がかりとなり得る.

高分子物質であるリグニンをそのまま分析するのは困難であるため, 化学的に分解し, 得られた低分子化合物の量や種類から情報を得る. 筒木ら(1989, 1991, 1993a)が行った酸化銅-アルカリ分解では, リグニンの25~75%が低分子のフェノール性化合物として回収される. 全フェノール性化合物量は, リグニンの残存量を反映するものと考えられるため, それが多いときはリグニンの分解が進まない水の多い嫌氣的環境下にあり, 少ないときにはリグニンの分解が進みやすい比較的乾いた酸化的条件下にあったと推定される(図1).

分解で得られるフェノール性化合物は, メトキシル基(-OCH<sub>3</sub>)の数が異なる

カヒドロキシフェノール類(H), バニルフェノール類(V), シリンジルフェノール類(S)および側鎖にC=Cをもつケイ皮化合物(C)に分類される(図2).

\* 1 名古屋大学農学部

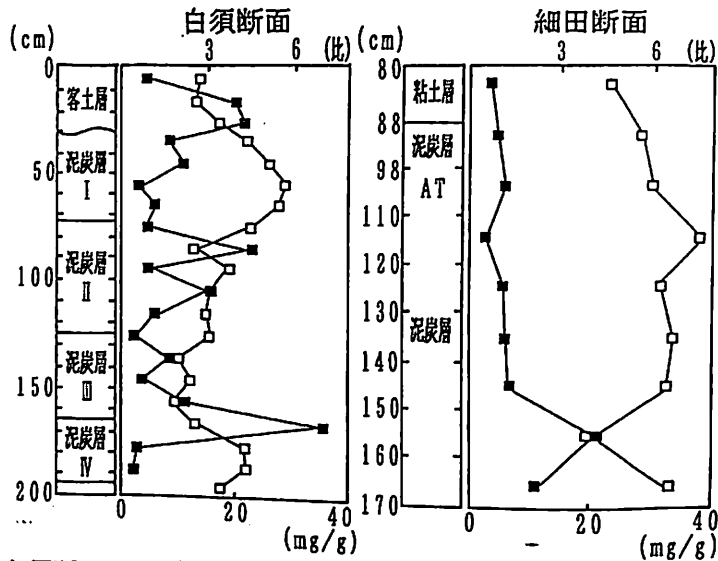


図1 白須断面および細田断面の酸化銅-アルカリ分解で得られた全フェノール性化合物量 (■, 有機物あたり) およびバニリン酸/バニリン比 (□) (白石 1991 より)

	p-ヒドロキシ化合物	バニリル化合物	シリンジル化合物
ケイヒ化合物	<chem>C=C(C(=O)O)c1ccc(O)cc1</chem> p-クマル酸 (C)	<chem>C=C(C(=O)O)c1ccc(OC)c(O)c1</chem> フェルラ酸 (C)	<chem>C=C(C(=O)O)c1ccc(OC)c(O)c(OC)c1</chem> シナピン酸 (C)
フェノール酸	<chem>OC(=O)c1ccc(O)cc1</chem> p-セロキシフェン酸 (H)	<chem>OC(=O)c1ccc(OC)c(O)c1</chem> バニリン酸 (V)	<chem>OC(=O)c1ccc(OC)c(O)c(OC)c1</chem> シリンガ酸 (S)
アルデヒド	<chem>O=Cc1ccc(O)cc1</chem> p-セロキシベンズアルデヒド (H)	<chem>O=Cc1ccc(OC)c(O)c1</chem> バニリン (V)	<chem>O=Cc1ccc(OC)c(O)c(OC)c1</chem> シリンガアルデヒド (S)
ケトン	<chem>CC(=O)c1ccc(O)cc1</chem> p-セロキシアセトフェノン (H)	<chem>CC(=O)c1ccc(OC)c(O)c1</chem> アセトバニロン (V)	<chem>CC(=O)c1ccc(OC)c(O)c(OC)c1</chem> アセトシリンゴン (S)

(C): ケイヒ化合物  
 (H): p-ヒドロキシフェノール類  
 (V): バニリルフェノール類  
 (S): シリンガフェノール類

図2 酸化銅-アルカリ分解で得られるリグニン由来のフェノール性化合物

針葉樹からは主としてV類およびP類が、広葉樹からはV類およびS類が検出される。P類は、被子植物では草本類からのみ検出される。また、ケイ皮化合物(C)は被子植物、裸子植物ともに草本類からのみ検出される。さらに、各種フェノール性化合物の存在比を求めたときに、S/V比、C/V比がともに0.4以上のときは被子植物の非木質組織、C/V比が0、S/V比が1.2以上のときは被子植物の木質組織、C/V比が0.4~0.6、S/V比が0に近いときは裸子植物の非木質組織、両方が0に近いときは裸子植物の木質組織に由来するとされている (Hedges & Mann 1979)。

P, V, Sはそれぞれアルデヒド(CHO)体、カルボン酸(COOH)体、ケトン(COCH<sub>3</sub>)体が検出される(図2)。未分解の木材組織中の存在比はアルデヒド74%、酸11%、ケトン15とアルデヒドが圧倒的に多いが、リグニンの腐朽過程で酸あるいはケトン体が増加してアルデヒドが減少する(樋口・近藤 1982)。全フェノール性化合物量に占めるフェノール酸とフェノールアルデヒドの割合の間には負の相関関係が認められており(Tsutsukiら 1993)、酸/アルデヒド比はリグニンの酸化の指標となると考えられる。図1のバニリン酸/バニリン比は全フェノール性化合物量と全く対照的な変化を示しており、リグニン含量の少ない層では、残ったリグニンも部分的に酸化を受けていることがわかる。

これらのことを組み合わせると、例えば、細田断面では始良降灰以後、C/V比、S/V比が低く(図3)、裸子木本の侵入が考えられた以外は、S/V比、C/V比と

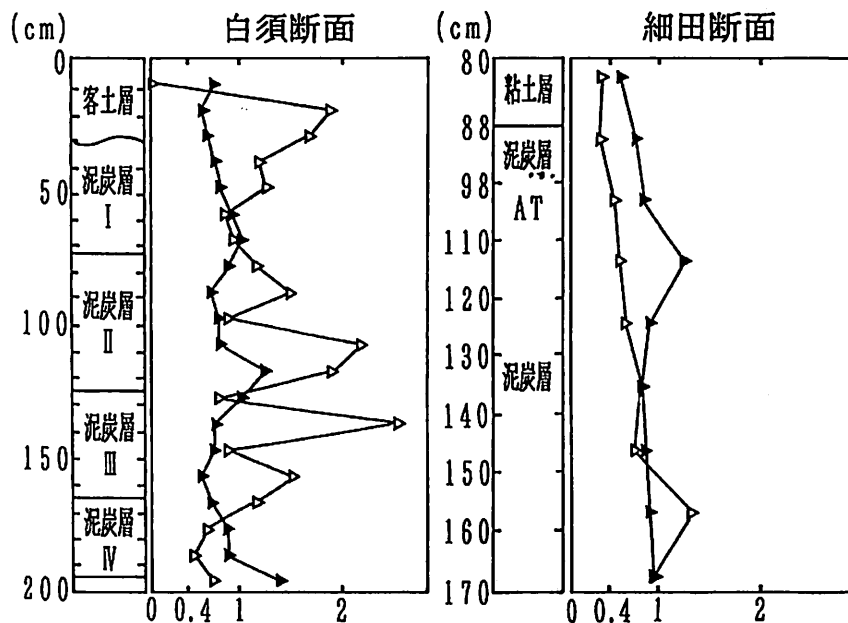


図3 白須断面および細田断面のフェノール性化合物のS/V比(▲)およびC/V比(△)  
(白石 1991 より)

もに高く、全フェノール性化合物量が大きく、バニリン酸/バニリン比が小さいことから、被子植物草本類を主植生とした水の十分にある湿地が続いていたと推察される。白須断面においては、泥炭層Ⅱ、Ⅲで、全フェノール性化合物量の減少と、バニリン酸/バニリン比の増大が認められ、上下の層の堆積時よりも乾燥していたことが推察される。S/V、C/V比は、草本の被子植物が常に主であったことを示しているが、Cの量はイネ科で特に多いことから泥炭層Ⅱ、Ⅲではしばしばイネ科が卓越していたことを推察させる。

## 2. 脂質

泥炭の脂質（ここでは有機溶媒で抽出される全ての有機物を指す）含量はpHによって異なるが、Ca含量の少ない酸性泥炭では全有機物量の10~20%にも達する（Stevenson 1982）。脂質もまた、嫌気的条件下ではほとんど分解されず、水に溶解しないため溶脱されることもない。したがって、全脂質量の変化は、全フェノール性化合物量と同様、堆積時にどれぐらい好気的な環境にあったかを示唆していると考えられる（図4）。

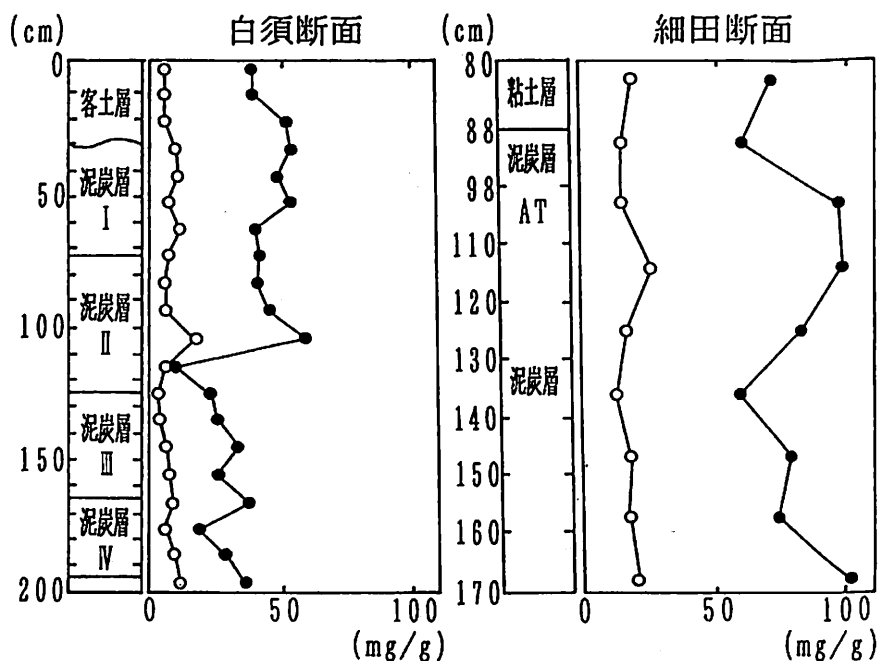


図4 白須断面および細田断面の全脂質含量 (●) および脂肪酸含量 (○, 有機物あたり) (白石 1991 より)

主要な脂質のひとつである脂肪酸(脂肪族モノカルボン酸： $\text{CH}_3(\text{CH}_2)_n\text{COOH}$ )は、大部分がワックス等の単純脂質(脂肪酸とアルコールがエステル結合したもの)と

して存在している。白石 (1991) の白須・細田断面の分析結果によれば脂肪酸は全脂質の36~50%を占める (図4)。微生物体にも脂肪酸は含まれるが、泥炭から検出される脂肪酸のほとんどは植物由来と考えて差し支えないだろう。

両断面から検出された脂肪酸は特に炭素数の多いものが多いが (図5)、C24以上の長鎖脂肪酸の割合は湿原植物中のそれと比較して著しく高い。この点について Tsutsukiら (1993) は炭素数の多い脂肪酸は分解されにくいワックスに由来し、炭素数の少ない脂肪酸はより分解されやすい脂質成分に由来するためであろうと推察

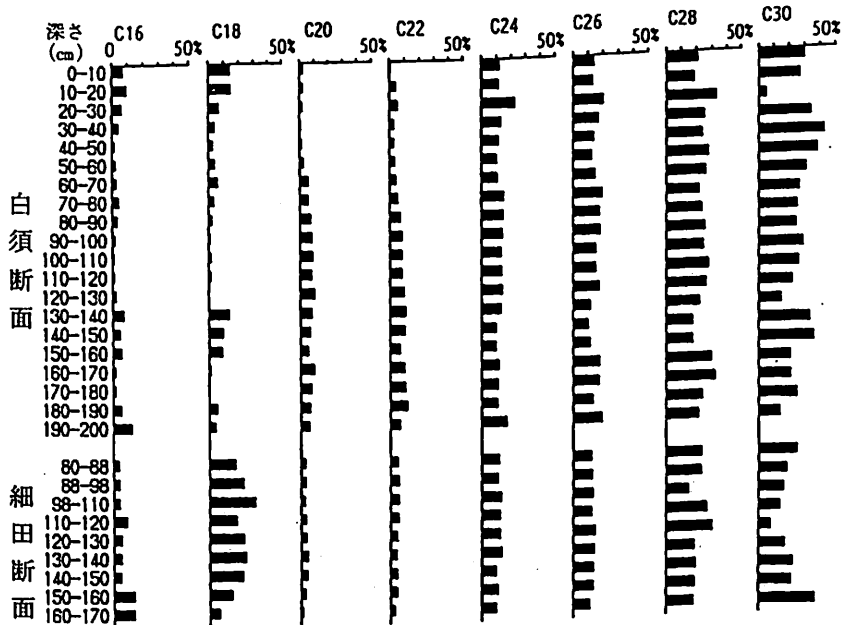


図5 白須断面および細田断面の脂肪酸組成 (Tsutsukiら 1993)

している。セロチン酸 (C26) やモンタン酸 (C28) は微生物の生育を阻害し、分解を抑制する効果があることも知られている (Dinelら 1990)。植物の脂肪酸組成としては、むしろC20以下の脂肪酸の相対含量に特徴があり、ヨシはアラキジン酸 (C20)、ヌマガヤはステアリン酸 (C18)、ミズゴケはパルミチン酸 (C16) が特に多いと報告されている (筒木ら 1993b)。したがって、植物の脂肪酸組成と比較することによって植生をある程度予想できると考えられる。また、量的には少ないだろうが、脂肪酸以外にも、植生や環境の変化の指標となり得る各種植物や微生物に特異的かつ環境中で安定な脂質成分は存在するであろう。しかしながら、このような研究はまだほとんど未開拓であり今後期待するところが大きい。

### 3. 腐植

土壌有機物 (腐植) の中で、糖や脂肪酸のように同定しうる化合物はわずかであ



り、大部分は複雑な構造をもつ高分子物質である。腐植はその研究において、酸・アルカリに対する溶解性の違いに基づいて3画分に分別されてきた。水酸化ナトリウムやピロリン酸ナトリウム等のアルカリ溶液によって抽出され、抽出液を無機酸で酸性 (pH 1以下) にすることによって沈殿する画分を腐植酸画分、抽出液を酸性にしても沈殿しない画分をフルボ酸画分、アルカリでも酸でも抽出されない画分をヒューミン画分と呼ぶ (図6)。

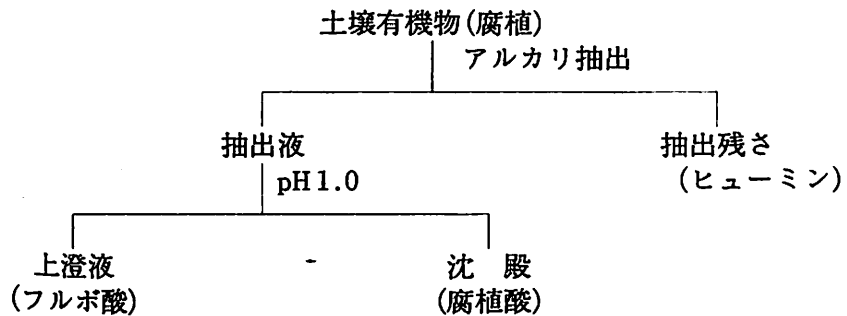


図6 腐植の分画

腐植酸は芳香環構造を中心とした暗色物質群で、その暗色化の程度 (腐植化度) は土壌の種類によって異なる。腐植化度の異なる腐植酸は、元素組成、官能基組成、芳香族性、平均分子量等多くの化学的性質が異なっている。腐植化度は、腐植酸を 0.1N NaOH 溶液に溶かして測定した可視・紫外線吸収スペクトルの傾き (吸光係数: 600nm と 400nm の吸光度の比の対数值) と単位炭素濃度当たりの 600nm の吸光度 (相対色度) によって表す (熊田1981)。すなわち、吸光係数が低いほど、また、相対色度が高いほど腐植化度は高い。腐植酸の腐植化度は黒ボク土で最も高く、泥炭では常に低いことがわかっている (表1)。

表1 各種土壌の腐植酸の相対色度

	相対色度*
黒ボク土	3.0-10.4 (ほとんどは6以上)
褐色森林土	3.0-5.2
ポトゾル	1.5-5.2
石灰質土壌	1.5-4.4
チェルノーゼム	1.5-4.4
泥炭土	1.0-3.0

\*600 nm の吸光度 / 1 mg C

(熊田1981より)

さて、白須断面から抽出された腐植酸の相対色度は70cm以深で増大し、深さ110-140cmでは黒ボク土の腐植酸に匹敵することが新井 (1989) によって報告されている (図7)。同じ結果は他の断面でも得られている (新井ら 1989)。黒ボク土に含まれている腐植化度の高い腐植酸は、そのアルカリ溶液にアルコールを加えたときに沈殿しやすい性質を持つが、白須断面から得られた腐植酸溶液に濃度が30%になるようにアルコールを加えた際、110~160cmの試料は10~60%が沈殿している (図7)。同じ濃度のとき、黒ボク土の腐植酸は80%が沈殿し、他の土壌では1%未満しか沈殿しない (Kawamura & Kumada 1969)。これらの結果はいずれも湿原への

黒ボク土の混入を示唆するものである。

近年、腐植の構造に関する研究に最もよく使われている方法のひとつに<sup>13</sup>C-NMRがある。図8に新井ら (1993) が白須断面の深さ40cm付近および130cm付近の腐植酸粉末試料について測定した<sup>13</sup>C-NMR (<sup>13</sup>C CP/MAS NMR) スペクトルを、大野原湿原から十数km離れた鞍掛山黒ボク土の腐植酸のスペクトルとともに示す。<sup>13</sup>C-NMRスペクトルでは種類の異なる構成炭素は異なる位置にシグナルを与える。また、ここで用いた測定法ではシグナル強度と炭素数がほぼ比例していると考えられるため、腐植酸のような混合物であっても、各種炭素の相対含量を求めることができる。

スペクトルに認められた主要なシグナルは、アルキル炭素 (CH<sub>2</sub>, CH等)、メトキシル炭素、糖に由来する第2アルコール (CHOH)、芳香族炭素、フェノールおよびアリルエーテルのC<sub>1</sub> およびカルボキシル炭素によるもので、黒ボク土腐植酸ではこれらのうち、芳香族炭素のシグナルが強く、脂質

(アルキル炭素)、リグニン (メトキシルおよびフェノール炭素)、糖 (第2アルコール) 等に関連する炭素のシグナルが弱いという特徴が共通して認められる。これ

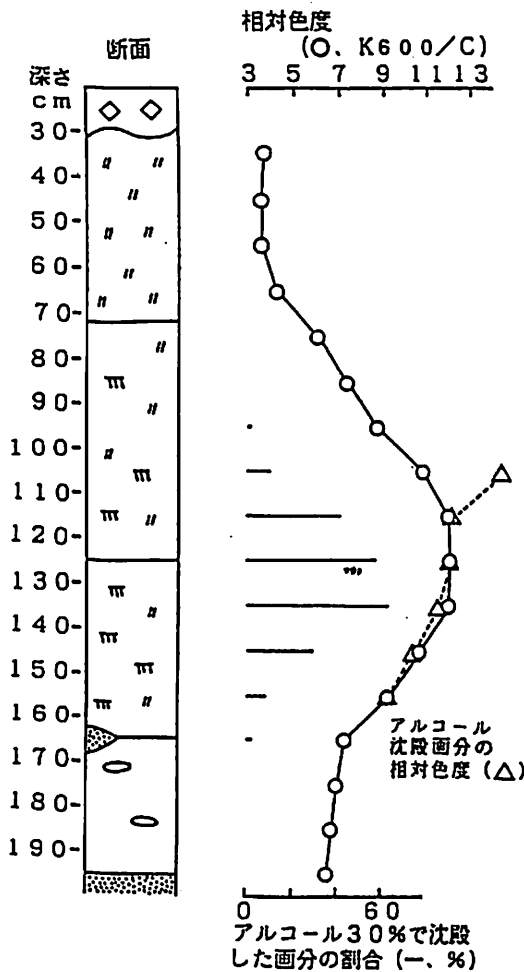


図7 白須断面の腐植酸の相対色度およびアルコール沈殿画分の割合 (新井 1989)

らのことは、有機物の酸化分解が進み、芳香環が濃縮されたことを意味している。一方、泥炭腐植酸の場合には、アルキル、メトキシル、フェノールおよびアルコールの炭素がいずれも多く残っているため、黒ボク土腐植酸とはかなり異なったスペクトルを示す。しかし、ここでも白須断面の深さ130cm付近から得られた腐植酸は黒ボク土の腐植酸と類似したスペクトルを示している。ただし、アルキル炭素のシグナルも強いため、湿原が途絶えて黒ボク土が生成したというよりは、黒ボク土が

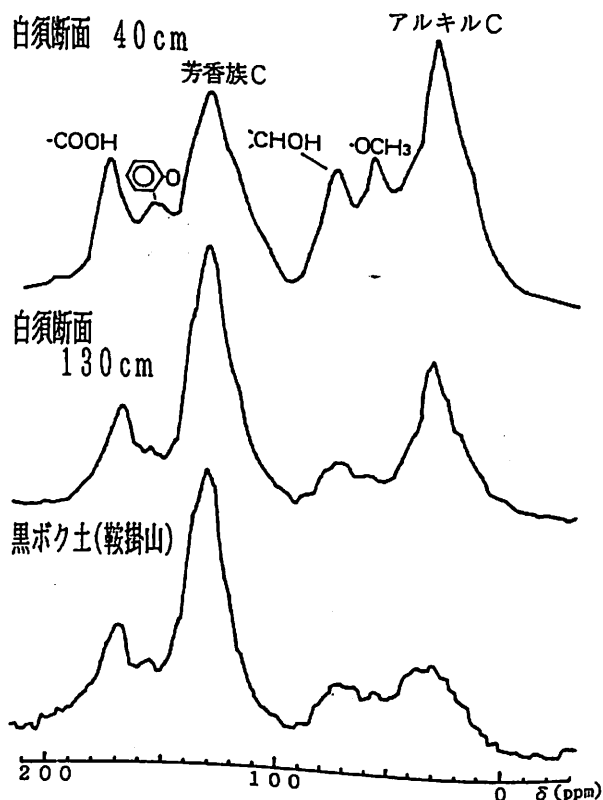


図8 白須断面および鞍掛山黒ボク土の腐植酸の<sup>13</sup>C CP/MAS NMRスペクトル (新井ら 1993 より)

流入し、泥炭と混じりあった可能性の方が高いと推察される。このように、腐植の性質にもまた、環境変化の証が刻印されている。

#### 謝辞

本稿を書くにあたり、データの使用をお許し下さり、かつ有益な御助言を賜りました農水省農業環境技術研究所新井重光博士、帯広畜産大学筒木潔博士ならびに(株)奥村組白石祐彰氏に深く感謝いたします。

## 引用文献

- 新井重光 (1989) 大野原泥炭腐植酸の光学的性質と分画. 大野原湿原研究会報告集 I : 53-54, 作手村教育委員会
- 新井重光・渡辺 彰・高木賢二・筒木 潔・鉄塚昭三 (1989) 大野原湿原堆積物の土壌化学的解析—特に黒ボク土に関連した性質について. 大野原湿原研究会報告集 I : 56-60, 作手村教育委員会
- 新井重光・中井 信・大塚紘雄 (1990) 大野原泥炭の腐植および無機成分に認められた黒ボク土の性質. ペドロジスト, 34 : 31-36
- 新井重光・伊藤 治・林 繁信・早水紀久子 (1993) 固体高分解能<sup>13</sup>C-NMR法による泥炭地有機成分の変性過程および古黒ボク土の混入の観察. ペドロジスト, 37 : 2-14
- Dinel, H., Schnitzer, M., and Mehuys, G.R. (1990) Soil lipids: Origin, nature, content, decomposition, and effect on soil physical properties. *Soil Biology* 6 : 397-429, Marcel Dekker Inc.
- Hedges, J. I. and Mann, D. C. (1979) The characterization of plant tissues by their lignin oxidation products. *Cosmochim. Geochim. Acta*, 43 : 1803-1809
- 樋口隆昌・近藤民雄 (1982) : 微生物分解. リグニンの化学—基礎と応用 : 303-346, ユニ出版
- 熊田恭一 (1981) 土壌有機物の化学 (第2版). 304p, 学会出版センター
- Kumada, K. and Kawamura, Y. (1968) On the fractionation of humic acids by a fractional precipitation technique. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 14 : 198-200
- 中野準三 (1982) 植物中のリグニン. リグニンの化学—基礎と応用 : 20-36, ユニ出版
- 白石祐彰 (1991) 埋没泥炭土有機物組成による古環境変遷の解明. 64p, 名古屋大学農学部修士論文
- Stevenson, F. J. (1982) Soil lipids. *Humus Chemistry. Genesis, Composition, Reactions* : 172-194, John Wiley & Sons
- 筒木 潔・武内良恵・渡辺 彰・鉄塚昭三 (1989) 埋没泥炭土壌における年代経過に伴う腐植の性質の変化—愛知県南設楽郡作手村大野原湿原堆積物の有機物組成. 大野原湿原研究会報告集 I : 42-52, 作手村教育委員会
- 筒木 潔・白石祐彰・鉄塚昭三 (1991) 埋没泥炭土の<sup>14</sup>C年代と有機物組成. 大野原湿原研究会報告集 II : 24-33, 作手村教育委員会
- 筒木 潔・江崎幾朗・鉄塚昭三 (1993a) フェノール性化合物組成から見た大野原湿原の変遷 (古宮城社前水田86-1断面の分析から). 大野原湿原研究会報告集 III : 52-61, 作手村教育委員会
- 筒木 潔・近藤鍊三・町田理枝・吉藤真紀子 (1993b) 泥炭地構成植物および泥炭土壌のフェノール性化合物・脂肪酸組成. 日本土壌肥科学会講演要旨集第39集 : 10
- Tsutsuki, K., Kondo, R., Shiraishi, H., Kuwatsuka, S., and Ohnohara Wetland Research Group (1993) Composition of lignin-degradation products, lipids, and opal phytoliths in a peat profile accumulated since 32,000 years B. P. in central Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* 39 : 463-474
- Tsutsuki, K., Esaki, I., and Kuwatsuka, S. (1994) CuO-oxidation products of peat as a key to the analysis of the paleo-environmental changes in a wetland. *Soil Sci. Plant Nutr.* 40 : 107-116
- 渡辺 彰 (1993) 古宮城社前断面の有機物について—炭素および窒素含量. 大野原湿原研究会報告集 III : 48-51, 作手村教育委員会

1. The first part of the document  
describes the general situation  
of the country and the  
state of the economy.

2. The second part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

3. The third part of the document  
describes the state of the  
country and the  
state of the economy.

4. The fourth part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

5. The fifth part of the document  
describes the state of the  
country and the  
state of the economy.

6. The sixth part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

7. The seventh part of the document  
describes the state of the  
country and the  
state of the economy.

8. The eighth part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

9. The ninth part of the document  
describes the state of the  
country and the  
state of the economy.

10. The tenth part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

11. The eleventh part of the document  
describes the state of the  
country and the  
state of the economy.

12. The twelfth part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

13. The thirteenth part of the document  
describes the state of the  
country and the  
state of the economy.

14. The fourteenth part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

15. The fifteenth part of the document  
describes the state of the  
country and the  
state of the economy.

16. The sixteenth part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

17. The seventeenth part of the document  
describes the state of the  
country and the  
state of the economy.

18. The eighteenth part of the document  
describes the state of the  
economy and the  
state of the country.

## 湿原における物質の流入と流出

渡 辺 栄 次\*<sup>1</sup>

### 1. はじめに

愛知県三河高原の作手村には、30数年前に農地に転換されるまで、約35,000年前から続く大野原湿原が広がっていた。湿原の形成過程において、湿原には様々な物質が周りの山々からだけでなく、遙か遠くのところからももたらされる。湿原に流入した物質の多くは湖底や泥炭上に堆積し、一部は主に河川によって、湿原の外へ運び出される。これらの物質が湿原の形成に何らかの影響を与えることは明らかである。従って、湿原における物質の流入と流出の状況を把握することは湿原の形成の再現に重要な課題である。

周辺の地域からの流入の例として、新井ら(1990)はこの泥炭層中に黒ボク土的特徴を持つ層位を認め、周辺の山地や段丘上で生成した黒ボク土が湿原に流入した結果であると考えている。

遠くからの流入の例として、火山灰がある。大野原湿原の泥炭中には未同定を含めて7, 8枚の火山灰層が含まれていることが明らかになった。断面中の肉眼でも明瞭に確認できる主な火山灰層としては、鬼界-アカホヤ(K-Ah, 約6,300y.B.P)及び始良火山灰(AT, 約25,000y.B.P)がある。更に、沢井誠ら(1991)は顕微鏡などを用い、火山ガラスや重鉍物組成などの特徴に基づいて、ウツリョウ-隠岐(U-Oki, 約9,300y.B.P)や大山系火山灰(D, 約17,000y.B.P)の火山噴出物を同定している。また、これらの火山灰よりも新しい火山噴出物も同定されつつある。

しかしながら、物質の流入の有無を明瞭に確認できない場合、新たに他の方法を用いて調べる必要がある。また、流出に関しては、まだ十分に把握されていないのが現状である。

そこで、本研究では、泥炭層中に含まれる土などの無機物を取り上げ、その構成鉍物の組成や無機物の化学成分組成を調べ、湿原への物質の流入の状況を検討した。さらに、泥炭中の化学成分の含有量分布から物質の移動の程度を調べ、湿原形成時の湿原中を流れていた水の方向などの推定を試みた。

### 2. 実験

図1に示した大野原湿原の4つの地点(A:86-1コア, H:87b細田断面, S:白須断面, N:長ノ山断面)において試料を採取した。各泥炭断面の層序を図2に示した。

大野原湿原の泥炭断面層序の詳細な記載は藤井登美夫ら(1991)によって報告さ

\* 1 工業技術院名古屋工業技術研究所 462 名古屋市北区平手町

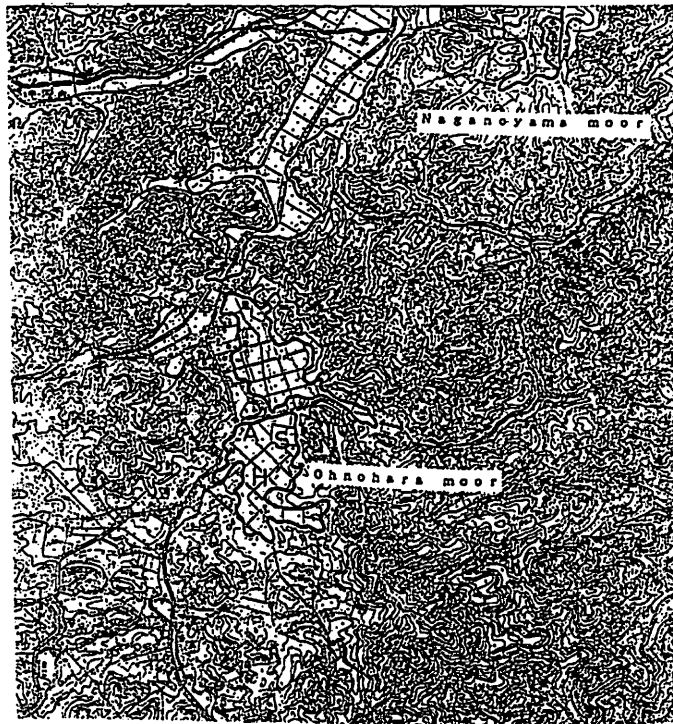
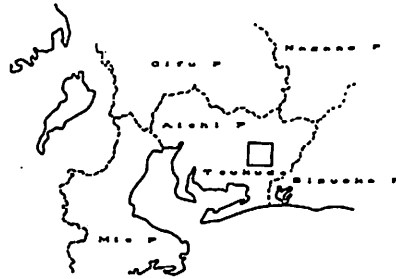


図1 調査地点

H : 細田    A : 86-1コア    S : 白須    N : 長ノ山  
 Map showing the study areas and sampling points in  
 Ohnohara and Naganoyama moor  
 H : Hosoda    A : 86-1 core    S : Shirasu  
 N : Naganoyama

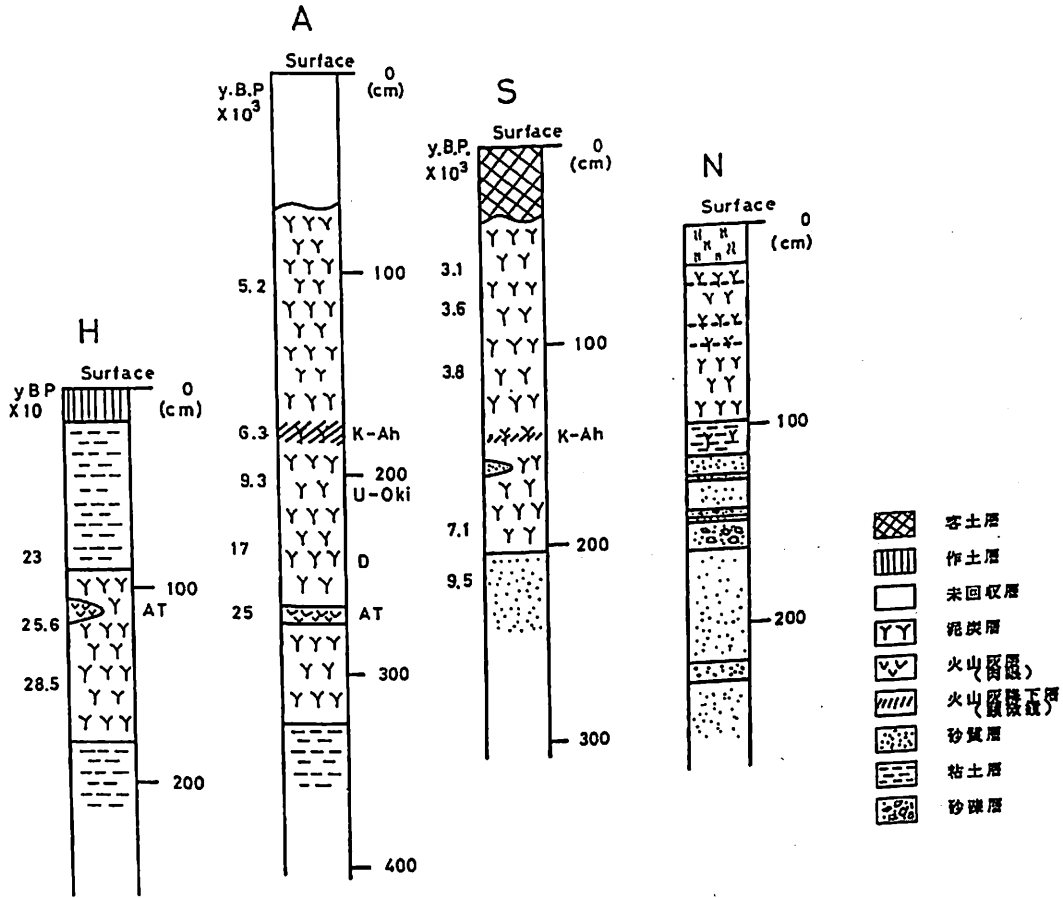


図2 泥炭断面模式図  
 H: 細田 A: 86-1コア S: 白須 N: 長ノ山  
 Profile and geologic columnar sections  
 H: Hosoda A: 86-1 core S: Shirasu  
 N: Naganoyama

れている。

泥炭断面をモノリス試料として採取した後、2 cmないし4 cmに分画し、風乾、粉碎後、70メッシュの篩を通した。分画した試料は過酸化水素水を用い、有機物を分解し、定法に従って鉱物を固定した。また、示差熱-熱重量分析 (DTA-TG) による物質の熱的变化からも鉱物の同定を行なった。

更に、泥炭断面のモノリス試料の無機成分量を蛍光X線分析法により測定した(渡辺ら, 1991)。

ただし、本報告では長ノ山湿原の結果は載せなかった。



### 3. 結果及び考察

#### 3-1 無機成分量比

泥炭が最も深く堆積している白鳥神社前の86-1コアでは、泥炭断面層序からどのような物質がほかの場所から流入しているのかを明瞭にみることができる。例えば、肉眼でも AT 火山灰は最大10数cmの厚さに堆積し、K-Ah 火山灰は数cm程度の厚さであるが認められる。しかしながら、ほかの火山灰は顕微鏡下で検出される程度であるため、流入を確認するのが困難である。また、泥炭層中では、火山灰以外の物質については容易に確認できない場合が多い。そこで、化学成分分析を通して、物質の流入状況を検討した。

図3は86-1コア断面の無機成分の全分析結果に基づき、風化抵抗性の高い  $\text{TiO}_2$  含有量を基準としてほかの成分との比をとり、それぞれの成分量比（量比と略）を求めて、断面の深さに対してプロットしたものである。

AT や D, K-Ah 火山灰層などでは、ガラス成分である珪素、ナトリウムなどが特異的に高いピークとして現れている。火山ガラスなどを主とする火山灰が降り積もっている状況を明瞭に示していることが分かる。しかしながら、U-Okki については明瞭なピークは認められなかった。

更に詳細に検討すると、これらのピークの下面は鋭く立ち上がるが、上方へは緩やかに減少する傾向を示している。 $^{14}\text{C}$ 年代値と対応させて泥炭断面におけるピークの変遷をみると、ピークの変化は各火山灰がこの地域に降灰した後、周りの山などに積もったものが、風や雨によって次第に湿原に流れ込んだことを示している。

このように、化学成分の上から物質の流入の様子が泥炭の中に記録されていることがよく示されている。

新井重光ら (1990) によると、K-Ah 層よりも浅い層に黒ぼく土的特徴を持つ層位が認められると言うことである。アルミニウム、珪素についてみると、黒ボク土の特徴を持つ層位において特異的に高い値の領域が認められる。火山ガラスの成分の流入を示すナトリウムは低い値であることから、この領域の層位には、この2成分はアルミノ珪酸塩化合物として流入している可能性を示唆すると考えられる。

#### 3-2 白須断面中の鉱物組成からみた流入

白須断面は堆積年代が約1万年前と比較的新しい層位なため、AT 火山灰層は認められなかった。また、K-Ah 以外の火山灰は、断面層位としては認められないので、同定用試料を分離、採取することが困難である。このため、X線回析分析に供する事ができなかった。

図4は、白須断面における断面試料のX線回析結果から鉱物組成を見たものである。泥炭下部の粘土やシルト、砂層及び泥炭中に含まれる粘土鉱物は主にパーミキュライト、カオリナイト及びその最終風化物であるギブサイトであった。これらは

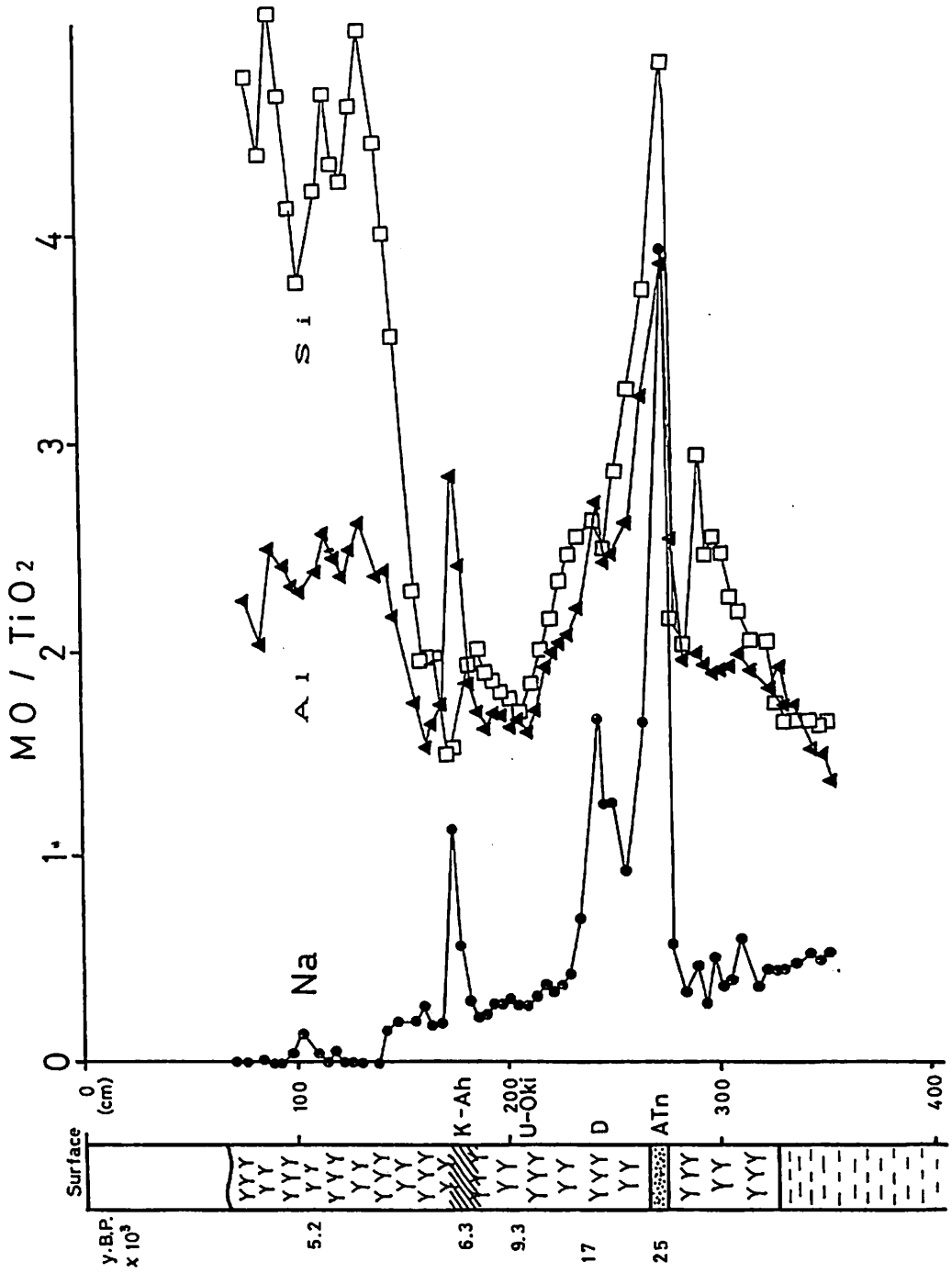


図3 A地点における TiO<sub>2</sub>量を基準とした各成分の断面変化  
(数値: Si  $\frac{1}{25}$ , Al  $\frac{1}{10}$ )

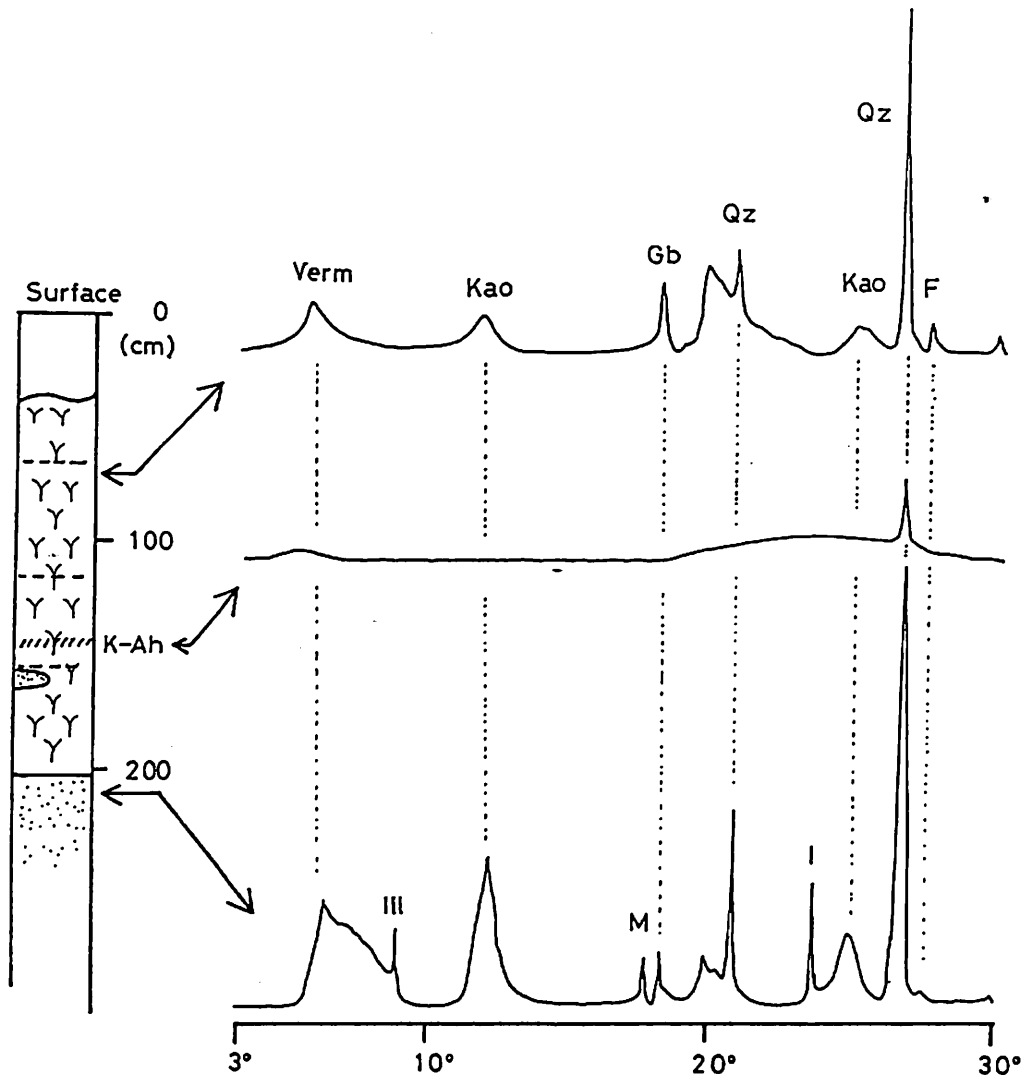


図4 大野原湿原（白須断面）試料の粉末X線回析パターン（風乾試料）

Verm: Vermiculite Ill: Illites Qz: Quartz Kao: Kaolinite Gb: Gibbsite  
M: Muscovite F: Feldspars I: Ilmenite

それに対し、K-Ah層は、上記の層で認められる鉱物はほとんど認められず、幅広いブロードなピークが認められた。これは非晶質のアロフェン様粘土鉱物に由来するピークである。すでに報告したように、AT火山灰層においても、鉱物組成はK-Ah層とほぼ同様であった（渡辺ら（1991）、渡辺ら（1993））。

DTA-TG曲線の測定結果から、渡辺ら（1991）の報告と同様に、粘土層や泥炭層では、ギブサイトやカオリナイト型粘土鉱物が検出された。それに対して、K-Ah層及びAT層では、アロフェン様粘土鉱物に特有のピークが認められている。

以上のように、DTA-TG曲線およびX線回析パターンの結果から、K-Ah及び

AT 火山灰層に含まれる粘土鉱物は、粘土層や泥炭層で同定された粘土鉱物はあまり認められず、火山ガラスや石英の他は殆ど純粹のアロフェン様粘土鉱物からなることが明らかになった。このことから、これらの火山灰層はほぼ純層であり、降灰層準として年代決定の鍵層になることは間違いないものと思われる。

泥炭層中には周りの土や岩石由来の物質が必ず含まれる。このことは最下層の粘土層形成以後、湿原中には周りの山々や平地から常に土などが供給され、泥炭層中に沈積し、残留していることをよく示しているものと考えられる。

### 3-3 黒ボク土様層位の生成

黒ぼく土の起源との関連で、化学成分の断面分布を検討すると、アルミニウム、珪素、リンなどのデータから黒ボク土の特徴を示す層は、K-Ah 層形成後100年程度を経た層から認められるようになり、4000年前付近で極大を示し、3700年前付近でほぼ終わる。こうした黒ボク土的な特徴を示す変化は、アカホヤ層よりも深い泥炭層では認められない。例えば、多量に堆積している AT 火山灰層形成以後の層位には同様な傾向を認められない。

新井重光氏の考えのように、K-Ah の降灰後、100年くらい掛けて黒ボク土が生成し、その後、洪水や風送などによって湿原へ黒ボク土が流入したとすると、AT 層以後の層には認められないので、AT 火山灰起源の黒ぼく土の生成がなかったとも考えられる。

黒ボク土の生成には草原の存在が不可欠であると言われているが、25,000年前の AT 火山灰は最終氷期の最盛期に当たり、針葉樹森林植生下ではあまり黒ボク土の生成が進まなかったのかも知れない。一方、最終氷期最盛期（1.8万年前）以後、気候は次第に温暖化し始める。完新世1万年前には後氷期となり、9300年前の U-Okii, 6300年前 K-Ah 降灰があった時代には温暖な気候下で、植生を変わり、また、人的な作用なども加わってきた。こうして、K-Ah 火山灰を母材として、土壌の黒ボク化が進み、3700年前頃には黒ボク土の生成も終わっていたとみることができよう。

### 3-4 流水域の推定

湿原にもたらされた様々な物質の大部分はその後、湿原内に留まるが、一部は主に河川水によって流域外に運ばれていき、湿原から失われる。湿原内の河川の流水方向は湿原の形成に大きな影響を及ぼすと考えられる。過去の流域の状況を再現することが湿原の形成過程を把握する上で重要である。

流水方向は地形地質的な方法に基づいて検討される場合が多いが、湿原のように地形が明確に把握できない場合にはほかの方法を検討する必要がある。この場合、断面内の物質の量的な把握に基づく等高線図という、いわば高度の地形ではなく、

濃度の地形とも言うべき地図に作成することが有効であろう。

湿原泥炭の3調査地点により得られた種類の化学成分の量比を大まかに平均して、その値に基づいて等高線を作成した。用いた量比の数値は地表下100cmよりも深い泥炭層のもので、 $\text{TiO}_2$ が供給された後、その位置を変えなかったと仮定した場合のものである。

図5は、酸化カリウムと酸化チタン量の量比に基づいて、等高線を図示したものである。実線は3地点の量比の平均値に基づいて等高線を引いた場合である。同様に、ほかの化学成分についても図化した。南西が高く東北が低いという等高線が示す濃度勾配は泥炭中の化学成分が南西の給源より離れるに従って、減少することを示している。すなわち、これらの成分は水の流れに従って、移動しながらその間に一部は水に溶けて流域外に流亡し、順次泥炭中の残留濃度を減じていったものと考えられる。この結果より、多くの成分が南西から北東方向への移動を示すことがわ

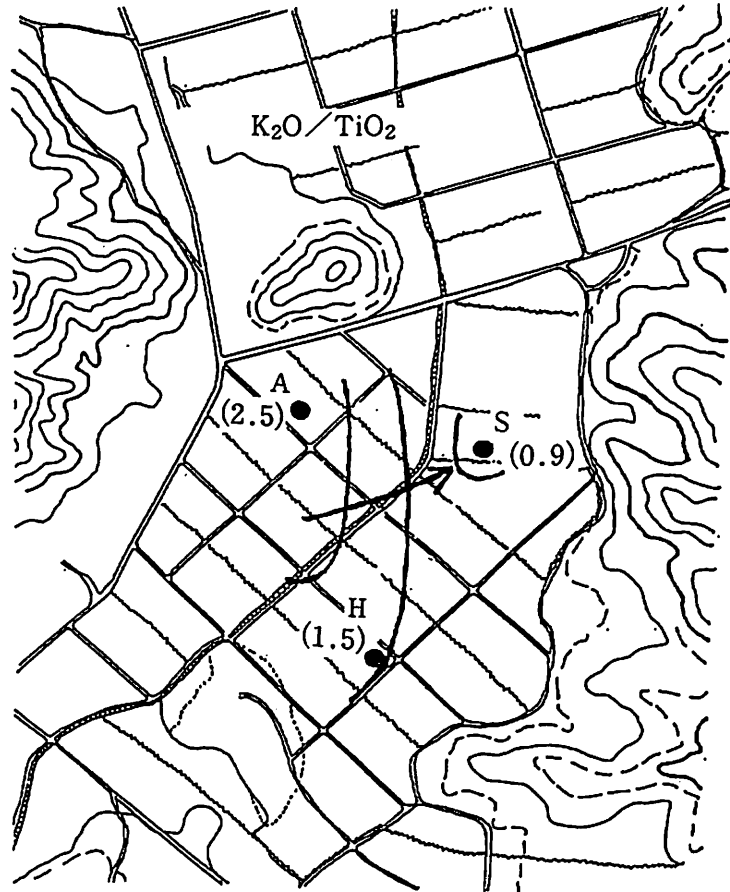


図5  $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ 量比の等高線

( ) 内は量比の数値

かった。このことは、流域の水の流れが北東方向にあったことを推定させるものである。ただし、CaOのみは南東方面にある谷からの供給の可能性もある。

上記の成分に対し、北西から南東への移動を示す成分がある。Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>の2成分である。図6は、アルミニウムの移動について示したものである。両成分とも白鳥神社付近を中心として、同心円状に減少する傾向が認められる。アルミニウムはリンをきわめて強固に結合し、不動化する成分である。リンの供給源として、特に、鳥などの動物の排泄物が考えられる。白鳥伝説によると、白鳥神社周辺には鳥の群生地があったといわれている。リンの分布はその伝説を例証しているのではないかと考えられる。アルミニウムはまた、アロフェン様粘土鉱物のような火山灰起源の非晶質粘土鉱物の構成成分であり、この粘土のリン結合活性の主因である。黒ボク土の主要な物質でもあり、黒ボク土の湿原への供給の問題とも関連して、興味ある結果となっている。

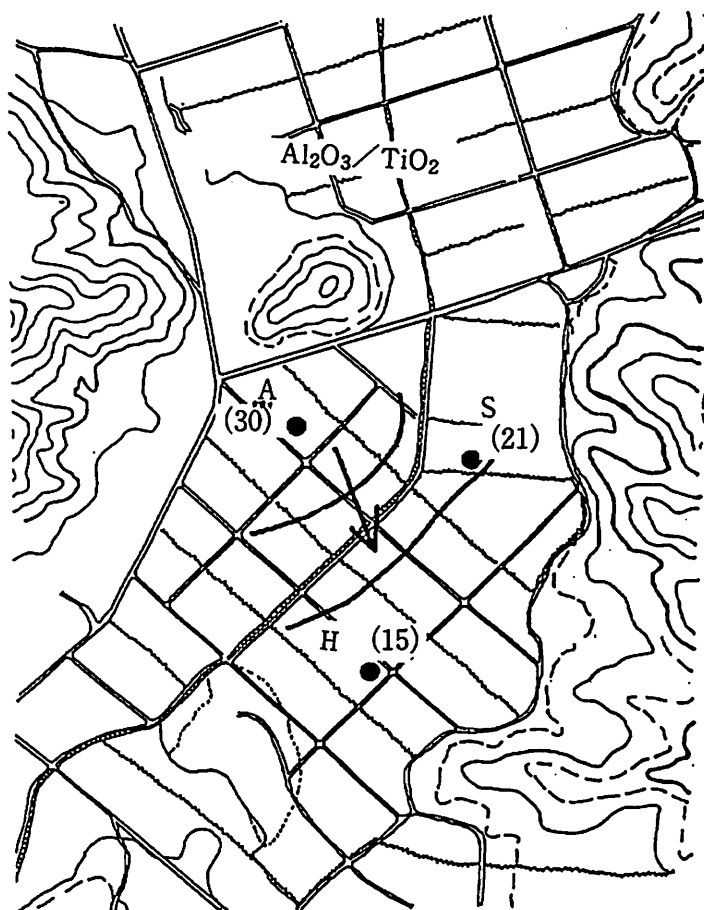


図6 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>量比の等高線  
( )内は量比の数値

これらの成分をさらに移動の程度による分類を試みた。これは単純に各調査地点のそれぞれの成分量比の最大値と最小値の大小を比べたものである。移動の程度が比較的小さい成分（最大値と最小値の比率が2倍以内）として、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ の2成分、比較的大きい成分（比率が2から3倍程度）には $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{MnO}$ の3成分、さらに移動の程度がきわめて大きいもの（比率が10倍程度）では、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$ の2成分の3つに分けることができた。

移動の程度の大小は、一國雅巳（1989）によって明らかにされたものとはほぼ同じ傾向を示している。すなわち、ナトリウムやカルシウムなどの水中に容易の溶けやすい成分ほど、水によって流亡しやすく、珪素や鉄は動きにくい傾向にある。従って、植物の栄養分となる成分ほど流亡する傾向があり、このことは湿原内の貧栄養をもたらすと考えられる。

以上の結果から湿原の流域は、化学成分の移動の程度から主に南西から北東への流れが主であったと示唆された。

しかしながら、調査地点が3点のみであり、大まかな流域の流水方向の推定は可能であると考えられるが、十分に流域を再現することが難しい。

更に調査地点を増やし、流域全体の流れの方向をより詳細に明らかにする必要がある。また、特定の時代における流域については、年代の明らかな層位をトレースしていく必要がある。これらは今後の課題であろう。

#### 4. まとめ

無機成分の $\text{TiO}_2$ に対する量比、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 及び $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 比などは各火山灰の降灰位置及び断面中の広がりを見事に示した。湿原への物質の流入の顕著な例である。また、常に周りの山々や平地から土が湿原に供給されていたことも明らかになった。

大野原湿原泥炭断面中において、黒ボク土的特徴を示す層位はK-Ah層形成後（約100年を経た層位）のみに認められることから、この地域では黒ボク土はATあるいはD降灰後には形成されず、K-Ah降灰後に生成した可能性を示すと考えられる。東海地方のこの地域における黒ボク土の母材の起源として、K-Ah火山灰の存在が大きいと考えられる。

化学成分の移動の程度の結果から、湿原の中の水は北東の方へ流れ出ていたと推定される。

#### 5. 参考文献

藤井登美夫・大野原湿原研究グループ（1991）大野原湿原堆積物の野外調査結果（1987年～1990年）. 大野原湿原研究会報告集Ⅱ：1-7.

- 新井重光・中井信・大塚紘雄 (1990) 大野原泥炭の腐植及び無機成分に認められた黒ボク土的性質. ペドロジスト, 34(1): 31-36
- 渡辺栄次・堀尾正和 (1989) 大野原湿原断面の化学成分分布の特徴. 大野原湿原研究会報告集 I : 30-39, 作手村教育委員会
- 渡辺栄次・堀尾正和 (1991) 白須断面の化学成分からみた特徴. 大野原湿原研究会報告集 II : 49-58, 作手村教育委員会
- 渡辺栄次 (1993) 現生湿原堆積物中の無機成分. 大野原湿原研究会報告集 III : 49-58, 作手村教育委員会
- 沢井誠 (1991) 大野原湿原堆積物中に新たに見いだされた広域テフラ. 大野原湿原研究会報告集 II : 34-41, 作手村教育委員会
- 一國雅巳 (1989) ケイ酸塩の風化とその生成物. 「土の化学」: 6-18, 学会出版センター