福井県三方湖の泥土の花粉分析的研究

——最終氷期以降の日本海側の乾・湿の変動を中心として¹⁾——

安 田 喜 憲²⁾

Pollen Analytical Study of the Sediment from the Lake Mikata in Fukui Prefecture, Central Japan

——Especially on the Fluctuation of Precipitation since the Last
Glacial Age on the side of Sea of Japan——¹⁾

Yoshinori YASUDA²⁾

Pollen analytical examination is carried out using the 32.2 m core taken from a bottom of the Lake Mikata which is located in Fukui Prefecture (35°33'32" N.L. . 135°53'40" E.L.). From the result of pollen analysis, 10 local pollen zones can be distinguished that is from lower upward MG (I, II, III), FG (I, II, III, IV, V), L and R. Each local pollen zone is sub-divided into several sub-zones.

MG I and II zones (ca. 50,000~41,000 B.P. years) are characterized by stabilized high values of *Cryptomeria* and *Alnus* suggesting cool and damper climate. This period is correlated with Port Talbot Interstadial in North America.

MG III zone (ca. 41,000~35,000 B.P. years) starts with short cold epoch which is defined by temporal increase of *Tsuga*. After this temporal cold epoch, frequency values of *Cryptomeria* shows unstability decreasing upward, on the other hand, *Tsuga* increases upward. This period is a transitional period from Interstadial to Pleniglacial.

FG zone (ca. 35,000~15,000 B.P. years) is marked by a decline of *Cryptomeria* with increase of *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, *Pinus Haploxylon* and grass pollen like *Artemisia*, *Thalictrum*, *Polygonum* and Compositae indicating cold and dry climate. This zone is roughly sub-divided into three characteristic periods.

FG I zone (ca. 35,000~31,000 B.P. years) is characterized by high values of *Tsuga* and other sub-alpine coniferous trees suggesting cold and dry climate.

FG II zone (ca. 31,000~24,000 B.P. years) is defined by increase of pioneer trees like *Betula*, *Salix* and *Alnus* replacing *Tsuga*. This zone occupies a relatively warm epoch and correlates with Plum Point Interstadial in North America.

FG III, IV, V zones (ca. 24,000~15,000 B.P. years) are dominated by *Tsuga*, *Picea*, *Abies* and *Pinus Haploxylon* indicating cold and dry climate. But the climate at **FG IV** zone (ca. 20,000~18,000 B.P. years) shows wetter condition than those of **FG III** (ca. 24,000~20,000 B.P. years) and **FG V** (ca. 18,000~15,000 B.P. years) zones.

L zone is defined by the decrease of *Tsuga*, *Picea*, *Abies* and *Pinus Haploxylon* with increase of *Quercus* and *Alnus* suggesting a climatic amelioration. The opening of this zone is dated at 15,000 B.P. years.

R zone is characterized by the sudden decrease of *Tsuga*, *Picea*, *Abies* and *Pinus*

1) 1982 年 4 月 8 日受付. 1981 年 8 月の日本第四紀学会シンポジウムで発表. 本研究の一部には日本生命財団研究助成金を使用した.

2) 広島大学自然環境研究室. Department. of Environmental Science, Hiroshima University.

Haploxyton with the sudden increase of temperate trees like *Fagus*, *Quercus*, *Juglans* and *Carpinus*. Grass pollen also decreases suggesting the development of dense temperate broad-leaved forest under warm and moist climatic condition. The opening of this R zone is dated in 10,000 B.P. years.

I. はじめに

日本列島は最終氷期の最寒冷期にも氷床に覆われることがなかった。そのため沈降地域に立地する湖には、第四紀の堆積物がほぼ連続的に堆積している。厚い氷床に覆われた北西ヨーロッパや北アメリカでは、湖底堆積物の花粉分析等によって明らかにしうる環境変遷史は、たかだか晩氷期以降の間にとどまっている。これに対し、日本列島の古代型遺存湖 (HORIE, ed. 1979) は、氷床に覆われることなく、継続的地殻変動により厚い堆積物を連続的に保存していることから、世界の第四紀の標準層序を確立しうるめぐまれた条件をそなえている。

さらに日本列島を大陸とわかし、日本列島の気候に大きな影響を及ぼしている日本海は、第四紀を通してその水域環境を大きく変化させてきた。そして、この日本海の水域環境の変化が、第四紀の日本列島の気候ひいては生物相や地形形成に大きな影響を及ぼしてきた。

日本列島とりわけ日本海周辺は、人類の居住舞台である陸上の第四紀の気候変化あるいは動・植物相の変化を、海洋環境の変化とのかかわりにおいて明らかにしうるめぐまれたフィールドであると言える。

さらに、芹沢 (1965・67) によって明らかにされた前期旧石器時代 (3 万年前) にも、日本列島に人類が居住していたことは、宮城県玉造郡岩出山町の座散乱木遺跡の発掘調査 (石器文化談話会, 1981) でほぼ確実となった。このことから、これまで最終氷期の 2 万年以降に力点のあった人類史の背景としての古環境復元の研究も、最終氷期全体を通した変遷に目をむけることが必要となった。

堀江正治を中心とする琵琶湖の掘削研究は、こうした問題を解明するうえで、きわめて重要な結果をもたらすであろう (堀江編 1980)。ただ琵琶湖は、古環境解析のためにはやや大きすぎるという難点がある。さらに、内陸湖であるため海洋環境の変化とのかかわりを明白に把握できない。

このような点を考慮に入れて、沈降地域に立地し、連続的に第四紀の堆積物が安定した状態で保存され、周辺の環境が一様で、集水域が小さく、環境の変化が短期間に湖底に記録されるだけの小さな湖で、かつ日本海に面

し日本海の海洋環境の変化が湖底に記録されている湖として、福井県三方五湖を調査地域として選定した。

II. 調査地域の概観

三方五湖は福井県三方郡三方町に位置する。五湖とは、日向湖 (最大水深 38.5 m)、久々子湖 (最大水深 2.5 m)、水月湖 (最大水深 34.0 m)、菅湖 (最大水深 13.0 m)、三方湖 (最大水深 5.8 m) (阪上ほか, 1981) である。日向湖と久々子湖は若狭湾に開口し、海水が流入する。水月湖と菅湖はかつては気山の放水路で久々子湖とむすばれていたが、1662 年の若狭地震による気山地域の隆起により排水路が消滅して、新たに 1665 年水月湖と久々子湖の間に、浦見川放水路が開削された。また、1801 年には、水月湖と日向湖の間に嵯峨水道がもうけられた。三方湖は最も内陸に位置し、水月湖とは幅 100 m 前後の水路でつながっている。三方湖には鮎川や

Fig. 1 Map showing the location of the Lake Mikata

別所川が流入している。今回は、五湖の内、この三方湖にボーリングを行い調査を実施した。

三方湖は南北約 1.5 km, 東西約 3 km の湖で、湖面の海拔高度は 0 m である。鮎川や別所川によって埋積が進み、平均水深は 1.3 m 前後である。湖の周囲は、古生層からなる低い山地に囲まれ、山地の最高海拔高度は 318 m である。山地斜面は急傾斜で湖に落ち込んでいる。三方湖周辺の丘陵や山地には、アカマツ林を主とし、これにコナラ・クリ・クヌギ・アカシデなどの落葉広葉樹が混生し、沢すじにはスギの植林がなされている。また、若狭湾に面した海岸部には、クロマツ林が優占する。半島部にはスダジイ・モチノキを主とし、これにタブ・ヤブニッケイ・アオキ・ヤブツバキなどを混える照葉樹林も残存している。また、ブナやミズナラの冷温帯林は、敦賀半島の西方ヶ岳の海拔 530 m 以上から出現しはじめる(香室ほか, 1965)。年降水量は 2400 mm 前後、最深積雪の平均値は 50 cm と日本海側では少ない。年平均気温は 14°C 前後と日本海側では高い値を示している。

III. 試料の採取と層序

ボーリングは 1980 年 11 月 1～7 日の間実施した。ボーリング地点は三方湖南東部(水深 1.5 m)の北緯 35°33'32", 東経 135°53'40" の地点で行った(Fig. 1)。口径 70 mm のシンウォールサンプラーで、32.2 m のコアを採取した。作業は、応用地質株式会社に委託した。採取した試料はただちに広島大学へ持ち帰り、サンプラーから抜き取り、層序の記載を行ってから、8 cm ごとに切断して、プラスチックビンに密封し、低温室にて 4°C で保管した。保管に際しては、広島大学薬学部今井研究室の低温室を借用した。堆積物の層序は Fig. 2 と以下に記載する如くである。

- 深度 -32.2～-31.5m: 暗灰色有機質粘土。
 -31.5～-30.6m: 灰白色砂礫層, 最大粒径 5 mm, 一般に 1～2 mm の亜角礫。
 -30.6～-30.1m: 暗灰色有機質粘土。
 -30.1～-29.0m: 青灰色よくしまった砂質シルト。
 -29.0～-27.84m: 黒色分解泥炭。
 -27.84～-25.6m: 緑灰色シルト, ビビアンナイトの斑点が見られる。
 -25.6～-24.8m: 緑灰色よくしまった砂質シルト, 最下部に砂礫の薄層含む。
 -24.8～-24.2m: 暗灰色シルト質細砂。
 -24.2～-18.6m: 青灰色～灰白色シルト質粗砂～砂礫, 最大粒径 5 mm, 一般に 1～2 mm の石英中心の亜角礫多い。

- 18.6～-17.75m: 青灰色よくしまったシルト。
 -17.75～-17.0m: 青灰色シルト質細砂, 中部にシルトの薄層はさむ。
 -17.0～-16.4m: 青灰色シルト。
 -16.4～-16.0m: 青灰色シルト質細砂。
 -16.0～-13.6m: 青灰色よくしまった砂質シルト。
 -13.6～-12.50m: 灰色砂礫, 中部に暗灰色有機質粘土をはさむ。砂礫の上面は盛り上がっている。
 -12.50～-11.9m: 緑灰色シルト, 有機物多く含む。
 -11.9～-10.7m: 青灰色シルト質細砂有機物多く含む。
 -10.7～-10.1m: 青灰色ソーティングのよい粗砂。
 -10.1～-9.1m: 暗褐色分解泥炭, (中部 -9.6m に灰白色シルトの薄層はさむ)。
 -9.1～-8.3m: 緑灰色よくしまったシルト, ビビアンナイトの斑点がみられる。
 -8.3～-7.3m: 緑灰色シルト質細砂。
 -7.3～-6.2m: 灰白色シルト質砂礫最大粒径 5 mm, 一般に 1～2 mm, 石英粒中心の亜角礫。
 -6.2～-6.0m: 暗褐色有機質粘土。
 -6.0～-5.2m: 黒色未分解泥炭。
 -5.2～-2.9m: 茶灰色有機質粘土, ビビアンナイトの斑点みられる。
 -2.9～-2.1m: 暗灰色シルト質粘土。
 -2.1～-1.6m: 暗褐色未分解泥炭。
 -1.6～-1.1m: 暗灰色シルト質粘土。
 -1.1～-0.8m: 暗灰色有機質粘土。
 -0.8～-0.4m: 暗灰色シルト質粘土。
 -0.4～0m: 浮泥。

三方湖の南東 1 km に位置する鳥浜貝塚(Fig. 1)では、隠岐火山灰(およそ 9,300 年前)とアカホヤ火山灰(6,300 年前)が検出されている(町田ほか, 1981)。今回の柱状試料の肉眼観察では、明瞭な層をなす火山灰は検出されなかったが、今後火山ガラスの洗い出しによって、層位的検討を加えたい。

IV. ^{14}C 年代測定

深度 -5.79～-6.0 m と -9.36～-9.56 m ならびに -28～-29 m の泥炭の ^{14}C 年代測定を実施した。測定は京都産業大学山田研究室に依頼した。測定結果は Table 1 と Fig. 2 に示す如くである。

^{14}C 年代測定値と後述する花粉分析の結果から、湖底下 0～5.2 m までの間は、0.5 mm/year の堆積速度が、また 5.2～25.5 m の間は 1 mm/year が、25.5～32.2 m の間は 0.5 mm/year の堆積速度が推定される。湖底

Fig. 2 Columnar section of the core collected from the Lake Mikata

Table 1 Results of radiocarbon dating

Code No.	Sample	Depth (m)	Date B. P. years
KSU-465	Part	-5.79~-6.0	15,000± 150
KSU-467	Part	-9.36~-9.56	18,100± 140
KSU-509	Peat	-28 ~-29	41,900 ⁺³⁰⁰⁰ -1800

下 0~5.2 m と 25.5~32.2 m の間は、相対的に温暖・湿潤な時代であり、5.2~25.5 m の間は寒冷・乾燥な時代である。類似した気候環境の下では、ほぼ等値の堆積速度が継続したとみて、上記の堆積速度を推定した。温暖・湿潤期に比して、寒冷・乾燥期は約 2 倍の堆積速度を有している。

V. 花粉分析の方法

花粉分析の試料は、10~20 cm 間隔に柱状試料から採取した (Fig. 2)。分析方法は、計量スプーンによる湿潤試料の単位体積の計量を行ったあと、KOH 処理—水洗—比重分離—水洗—酢酸処理—アセトリシス処理—酢酸処理—水洗—マウントの順に行った。マウントに際しては、50% グリセリン溶液にて一定量に薄めた後、マイクロピペットで定量採取し、22 m/m のカバーガラス下にて検鏡を行った。花粉含有量の少ないシルト質砂礫については、50cc の遠沈管を使用して、同様の方法で処理を実施した。検鏡に際しては Nikon Biophot を使用し、通常 400 倍 (plan apo 40, 0.95) にて行い、必要に応じて 1000 倍 (plan apo 100, 1.35) を使用した。同定は樹木花粉 500 個以上に達するまで実施し、イネ型花粉の同定は中村 (1974) の位相差像による方法に準拠した (plan DM 100 1.25 とアニソール使用)。

VI. 花粉分析の結果

花粉分析の結果は、Fig. 2, 3, 4 に示す如くである。Fig. 3 と Fig. 4 のダイアグラムの花粉の出現率はハンノキ属をぬいた樹木花粉数を基数としている。また Fig. 5 のトウヒ属・モミ属・ツガ属・五葉マツ亜属の出現率は、ハンノキ属を含む樹木花粉の総数を基数として表示してある。

主要樹木花粉の変遷から下位より 10 の地域花粉帯が区別され、さらにそれらはいくつかの亜帯に細分される。花粉帯の名称については、NAKAMURA (1952) は後氷期の花粉帯を R と名命し、塚田 (1967) は晩氷期を L とし、中村 (1968) は最終氷期を下位より EG・FG・LG 帯に区分した。ここで使用する MG 帯や FG 帯は、中

村 (1968) の設定した時代とは異なるが、これら諸先達に敬意を表し、混乱をさけるためもあり、花粉帯を下位より、MG (I・II・III)・FG (I・II・III・IV・V)・L・R の 10 花粉帯に区別した。さらに今回の分析結果において最も長い時代を占める FG 帯は、下部 (FG I 帯)・中部 (FG II 帯)・上部 (FG III・IV・V) に大きく区分される。そしてこれらの地域花粉帯はいくつかの亜帯に細分される (Fig. 2)

MG I 帯

この時代はスギ属 (*Cryptomeria*) の安定した高い出現率で特色づけられる。スギ属の出現率は 35% 以上に達する。この他コナラ亜属 (*Quercus Lepidobalanus*)・ブナ属 (*Fagus*)・トチノキ属 (*Aesculus*)・ニレ属・ケヤキ属 (*Ulmus+Zelkova*) それにハンノキ属 (*Alnus*) が高い出現率を示す。ツガ属 (*Tsuga*) は 10% 前後の出現率を示しているが、トウヒ属 (*Picea*)・モミ属 (*Abies*) の出現率は低い。そしてシナノキ属 (*Tilia*) の出現率も低い。一般に西日本の低地の晩氷期以降の花粉ダイアグラム (例えば安田 1974) では、シナノキ属は晩氷期から後氷期初頭にかけて連続的に出現するが、R II 帯以降減少・消滅する。シナノキ属の低い出現率や、スギ属の安定した高い出現率から判断して、この時代の花粉フローラは、後氷期の R II 帯の前半 (R II a の帯) に比較的類似している。しかし、後氷期のスギ属の出現率は、最大でも 27% (後氷期初頭は 7%) であるのに対し、この時代のスギ属の出現率は 39% にも達する。またツガ属が後氷期では 5% 未満であるのに対し、10% 前後の高い出現率を保持している点など、かなりの相違が認められる。

MG II 帯

MG I 帯と MG II 帯の境界は、スギ属の出現率が不安定になること、トウヒ属・モミ属それにシナノキ属が連続的に出現しはじめる時代に求められる。その層準は深度 30.1 m の暗灰色有機質粘土と青灰色のよくしまったシルトの境界に相当する。この時代は 2 つの亜帯に細分される。

Sub-zone 1: スギ属が変動をくり返ししながら 15% 前後にまで低下し、トウヒ属・モミ属・ブナ属・カエデ属・シナノキ属が増加する。またコウヤマキ属 (*Sciadopitys*) が全層準中、最も高い出現率を示す。この他、コウホネ属 (*Nuphar*)、アサザ属 (*Nymphoides*)、オモダカ属 (*Segittaria*)、フサモ属 (*Myriophyllum*) などの水生植物の花粉が全層準中、最も連続的に高率で出現する。

Sub-zone 2: この時代は深度 29.0~27.84 m の黒色分解泥炭に相当する。15% 前後にまで減少したスギ属が再び上方に増加傾向を示す。そして、コナラ亜属が MG 帯の中では最も高い 25% の出現率を示す。一方、泥炭の発達する湿原的環境を反映してハンノキ属・カヤツリグサ科 (Cyperaceae)・イネ科 (Gramineae)・ミズバショウ属 (*Lysichiton*)・セリ科 (Umbelliferae)・キンボウゲ科 (Ranunculaceae)・ガマ属+ミクリ属 (*Typha*+*Sparganium*)・ワレモコウ属 (*Sanguisorba*) などの湿原植物の花粉が一斉に増加する。この泥炭の ^{14}C 年代値は、 $41,800 \pm 3,000$ y. B.P. である。

MG III 帯

MG II 帯と MG III 帯は、深度 27.84 m におけるツガ属の短期間の著しい増加によって区別され、それは泥炭と緑灰色シルトの境界に相当している。この一時的なツガ属の増加は、41% に達する。一方、前時代の末期に 50% に達していたスギ属は同一層準で急減し、2% にまで一時的に低下する。そして、これと同じ層準でハンノキ属やカヤツリグサ科・イネ科・ミズバショウ属・セリ科などの湿原植物の花粉も急減する。かわってオミナエシ属 (*Patrinia*)・タデ属 (*Polygonum*)³⁾・カラマツソウ属 (*Thalictrum*) などが増加する。

この短期間のツガ属の増加期のあと、再びツガ属は 5% にまで出現率を減少させ、スギ属は 61% にまで急増する。しかし、それ以降何回かの著しい変動をくり返す中でツガ属は増加し、この時代の終りには 40% 以上に達する。これに対しスギ属は逆に 5% 以下にまで減少する。この激動の時代は森林の大規模な交代期である。この時代以降、オニグルミ属 (*Juglans*) やブナ属・コナラ亜属は上方に減少し、逆にヤナギ属 (*Salix*) やカバノキ属 (*Betula*) などの先駆的性格の強い植物の花粉が増加を開始する。この交代期の終了をもって FG 帯の開始とする。

FG I 帯

この時代は 3 つの亜帯に細分される。

Sub-zone 1: この時代は前時代以来増加してきたツガ属が 1 つのピークを示す時代であり、出現率は 54% に達する。またこの時代以降五葉マツ亜属が増加する。一方、スギ属は 1~2% の出現率を示すのみである。草本花粉ではキク科 (Compositae)・ヨモギ属 (*Artemisia*)・カラマツソウ属・タデ属・キンボウゲ科などが増加する。

Sub-zone 2: この時代の中部で、ツガ属・五葉マツ

亜属が一時的に減少し、かわってカバノキ属・ハンノキ属が一時的に増加する。また低率ながらこれまでほぼ連続的に出現していたトチノキ属・シナノキ属・カエデ属などが、この時代の中中部で一時的に消滅する。この時代の末期には、一時的にアカガシ亜属 (*Quercus Cyclobalanopsis*)・エノキ属+ムクノキ属 (*Celtis*+*Aphananthe*) が低率ながら出現する層準がある。

Sub-zone 3: ツガ属が再び増加し、この時代の終りにはその出現率は 82% にも達するピークがある。五葉マツ亜属・トウヒ属・モミ属も増加する。スギ属もやや増加し、5% 近くまで増加する小さなピークがみられる。これに対してカバノキ属やハンノキ属・ヤナギ属は減少する。

このように FG I 帯は、中部にカバノキ属・ハンノキ属の一時的に増加する時代をはさんで、下部と上部にツガ属・五葉マツ亜属が高い出現率を示す時代がある。

FG II 帯

この時代は 5 つの亜帯に細分される。

Sub-zone 1: ツガ属・五葉マツ亜属の出現率が減少し、かわってコナラ亜属・ヤナギ属・カバノキ属・クマシデ属 (*Carpinus*)・ハシバミ属 (*Corylus*) が増加する。コナラ亜属はこの時代の下部で 10% 以上の出現率を示す。またシナノキ属・カエデ属・トチノキ属もこの時代以降わずかながら増加しはじめる。そして注目されることはアカガシ亜属が 5% 以下ながら、ほぼ連続的に出現しはじめることである。またエノキ属+ムクノキ属も認められる。花粉ダイアグラムには示していないが、ハイノキ属 (*Symplocos*)・グミ属 (*Elaeagnus*) もわずかながら認められる。

Sub-zone 2: ツガ属の出現率が 14% にまで減少し、かわってヤナギ属が 26% の比較的高い出現率を示す。またこの時代の終りにはハンノキ属も増加する。一方、この時代以降羊歯類孢子が急増してくる。

Sub-zone 3: ツガ属や五葉マツ亜属が再び増加し、ヤナギ属・カバノキ属が減少する。

Sub-zone 4: ツガ属が再び 5% にまで減少する。かわってヤナギ属・カバノキ属・ハシバミ属が増加する。ヤナギ属の出現率は 60% に達する。またブナ属・オニグルミ属もわずかながら増加する。ハンノキ属・カヤツリグサ科が増加し、単条型孢子 (Monolet spore) は一時的に減少する。

Sub-zone 5: ツガ属・モミ属・トウヒ属が再び増加し、逆にヤナギ属・ハンノキ属・カバノキ属などは減少

3) タデ属は花粉形態からイブキトラノオ節型 (*Bistorta* type) とサナエタデ節型 (*Persicaria* type) に区別した。

する。この時代の一つの特色はヨモギ属・キク科・イネ科・ギンギン属 (*Rumex*)・カラマツソウ属・フウロソウ属 (*Geranium*) などとともに、羊歯類胞子が著しく高い出現率を示すことである。樹木花粉は総出現花粉・胞子の 20% 以下を占めるにすぎなくなる (Fig. 2)。

FG III 帯

この時代は 2 つの亜帯に細分される。

Sub-zone 1: 樹木花粉の構成は、前時代と大きく異なる。ただスギ属・ブナ属・コナラ亜属がやや増加する。一方、羊歯類胞子やヨモギ属・キク科・カラマツソウ属・イネ科などの草本類の出現率が急減する。この時代の開始は深度 16 m の青灰色のよくしまった砂質シルトの堆積開始期に相当している。

Sub-zone 2: ツガ属・トウヒ属・五葉マツ亜属が加わり、この時代の始まりにはツガ属は 48% にまで増加する。またカラマツ属 (*Larix*) がわずかながら検出された。ギンギン属・キンボウゲ科・ワレモコウ属・タデ属・それにミズゴケ属 (*Sphagnum*) は比較的高い出現率を示すが、ハンノキ属・カヤツリグサ科・セリ科などの出現率は低い。

FG IV 帯

この時代は、深度 12.50 m の緑灰色シルト層の開始期に相当し、3 つの亜帯に細分される。

Sub-zone 1: ツガ属が減少し、かわってヤナギ属・カバノキ属が増加する。またこの時代の下部ではイネ科・カヤツリグサ科が、上部ではミズバショウ属が増加する。

Sub-zone 2: 樹木花粉の出現傾向は前時代と大きく変わらないが、スギ属がやや増加し、この時代の上部で五葉マツ亜属が減少する。さらに最上部でカバノキ属・ヤナギ属が高い出現率を示す。ヤナギ属の出現率は 59% に達する。またイネ科・カヤツリグサ科等が減少する。

Sub-zone 3: この時代は深度 10.07 m から始まる黒色泥炭に相当する。ツガ属・五葉マツ亜属・トウヒ属・モミ属が増加し、それとともにハンノキ属・カヤツリグサ科・イネ科・ミズバショウ属が急増する。またスギ属が 5% 前後の出現率を示す。この時代の中部の ^{14}C 年代は $18,100 \pm 140$ y. B.P. である。

FG V 帯

この時代は 2 つの亜帯に細分される。

Sub-zone 1: ツガ属が急増し、その出現率は 55% に達する。トウヒ属・五葉マツ亜属の出現率は大きく変わらないが、スギ属はほとんどみられなくなる。そして泥

炭から緑灰色シルトへの堆積物の変化を反映して、ハンノキ属・カヤツリグサ科・イネ科・ミズバショウ属などが急減する。

Sub-zone 2: ツガ属が 30% 前後から 20% 前後に変動をくりかえして上方に減少し、同様に五葉マツ亜属・トウヒ属も上方に減少する。モミ属が深度 7.2 m において、一時的に高い出現率を示すが、一層準のみであり、かつ堆積物が砂礫であることから、その高い出現率に意味をもたせることは困難である。またこの時代はニレ属・ケヤキ属が高い出現率を示す。ハンノキ属・カヤツリグサ科・ミズバショウ属は前時代同様、低率であるが、キク科・ヨモギ属・カラマツソウ属・タデ属・セリ科などが増加する。

L 帯

FG 帯と L 帯の境界は、深度 6.2 m の灰白色砂礫と暗灰色有機質粘土の境界に求められる。この時代の下部ではツガ属が 10% 以下に、五葉マツ亜属が 5% 以下にまで減少し、トウヒ属が一時的に消滅する。かわって、カバノキ属・ヤナギ属が増加し、スギ属・コナラ亜属・クマシデ属・オニグルミ属などが増加を開始する。しかしブナ属の出現率はわずかである。この時代の上部には五葉マツ亜属・モミ属・ツガ属・トウヒ属がやや増加する。そしてコナラ亜属が 15% 以上の出現率を示すようになり、ブナ属・トチノキ属がわずかながら出現率を増加させる。そうしてカヤツリグサ科・ハンノキ属・ミズバショウ属が増加し、ヨモギ属・羊歯類胞子は減少する。最上部では、ヤマモモ属 (*Myrica*) の一時的増加がみられ、ハンノキ属が減少する。この時代の下部の ^{14}C 年代は $15,500 \pm 150$ y. B.P. である。この時代は塚田 (1967) の L 帯に相当する。

R 帯

L 帯と R 帯の境界は、深度 5.2 m の泥炭と暗灰色有機質粘土の境界に相当する。

この R 帯は 4 つの亜帯に細分される。

Sub-zone 1: この時代の開始とともに、トウヒ属は消滅し、モミ属・ツガ属・五葉マツ亜属も急減し、かわってブナ属・コナラ亜属が増加する。ブナ属の出現率は 32% に、コナラ亜属は 29% に達する。この他、オニグルミ属・クマシデ属・トチノキ属・クリノキ属 (*Castanea*) などが増加する。全時代を通して、この時代はブナ属・コナラ亜属などの落葉広葉樹の花粉が最も高い出現率を示す時代である。樹木花粉は総出現花粉・胞子の 90% 以上を占め、周辺が疎林の環境から森の多い環境に変わったことを示す (Fig. 2)。また、ハンノキ属

も高い出現率を示す。そして *Botryococcus* などが増加し、湖の環境が大きく変わったことを示している (Fig. 2)。ただ L 帯と R 帯の間には 2000 年前後の堆積物の欠如がみられると推定される。この Sub-zone 1 は、これまでの中村ほか (1972)・安田 (1974) の R I 帯に比定される。

Sub-zone 2: この時代はブナ属・コナラ亜属は依然として高い出現率を保持しているが、いずれも上方に減少傾向を示し、かわってスギ属が 20% 近くにまで増加し、ニレ属・ケヤキ属も高い出現率を示す。それとともに暖温帯種のエノキ属+ムクノキ属が高い出現率を示すことが特徴的である。そしてこの時代の下部からツバキ属 (*Camellia*)・シキミ属 (*Illicium*) などの暖温帯種が出現をはじめ。またアカガシ亜属やシイノキ属 (*Castanopsis*) も下部から出現するが、増加を開始するのは、この時代の上部に入ってからである。そして、ハンノキ属は上方に減少するが、依然として高い出現率を保持している。また、この時代の上部では *Pediastrum* の急増する時代がある。この時代は、中村ほか (1972) の R II 帯の下部に、安田 (1974) の R II a 帯に対比される。

Sub-zone 3: 移行植生の性格の強い、エノキ属+ムクノキ属が減少し、アカガシ亜属・シイノキ属が急増して、ブナ属・コナラ亜属などの落葉広葉樹の出現率を圧倒した時代である。アカガシ亜属はこの時代の中中部で、シイノキ属は上部でピークに達する。またスギ属は一方的に増加傾向を示して、この時代の終りには 25% に達する。この時代は、中村ほか (1972) の R II 帯上部、安田 (1974) の R II b 帯に対比される。

Sub-zone 4: アカガシ亜属やシイノキ属が減少しはじめ、この時代の最下部では、スギ属の出現率が R 帯の中で最高に達し、27% の出現率を示す。そしてその直後から二葉マツ亜属 (*Pinus Diploxylon*) が増加を開始し、イネ型花粉 (*Oryza* type)・ソバ属 (*Fagopyrum*) が出現する。ただこの時代の中中部、深度 1.0 m 前後において、一時的に二葉マツ亜属が減少する層がある。その原因については、現時点では明らかにし得ない。この時代は、R III 帯に比定される。

VII. 考 察

以上の花粉分析の結果から、最終氷期以降の日本海側の環境変遷史にかかわる 2・3 の問題について考察する。

1) 最終氷期の湿潤期

約 5 万年前から 4.1 万年前の間の MG I・II 花粉帯で

は、スギ属・ハンノキ属が安定した高い出現率を示した。スギの天然林は年降水量 1800 mm 以上の地帯に多く (塚田, 1974)、かつ冬期の積雪量と密接なかわりのあることが報告されている (亀井ほか, 1981)。また西日本のハンノキ林の分布も、積雪量と高い相関を示すことが指摘されている (大野, 1982)。MG I 帯のスギ属の出現率は 35% 以上に達しており、後氷期の最高値の 27% をはるかにうまわっている。このことから、MG I 帯の時代 (約 5~4.4 万年前) は、現在より積雪量の多い湿潤な時代であった可能性が高い。またトウヒ属・モミ属の出現率が低く、かつ冷温帯種のシナノキ属の出現率も低いことから、当時の気候は温暖で、最終氷期後半の寒冷期に突入する直前の亜間氷期を示している。その亜間氷期は、オンタリオ湖・エリー湖周辺で明らかにされた Port Talbot Interstadial (GORDTHWAIT *et al.*, 1965) に比定される (Fig. 5)。また EMILIANI (1972) の Stage 3 に比定される。ただアカガシ亜属などの暖温帯種の出現率が低いことから、当時の気候は現在よりは冷涼であったとみられる。

2) 最終氷期後半の寒冷期へむかう気候変動のパターン

人類が体験した気候悪化の中で、最終氷期後半の寒冷期にむかう気候変化は、もっとも劇的なものであったろう。その変動の一つを、この三方湖の花粉ダイアグラム (Fig. 3・4) では明白に読みとることができた。

およそ 4.1 万年前にはじまる MG IV 帯の開始とともに、ツガ属が一時的に 41% にまで急増する。ツガ属の花粉を光学顕微鏡下でコメツガかツガかを区別するのは困難であり、現時点ではこのツガ属の花粉がコメツガかツガかを断定することはできない。ただ全体の花粉フローラの構成と変遷、とりわけ後氷期に入ってから急激な減少から、このツガ属の多くはコメツガであるとみてよいであろう。コメツガにしてもツガにしても、その分布の中心は太平洋側にあり、かつ乾燥した土壌条件の不安定な所に生育する (倉田, 1975)。このことから、MG III 帯の開始期にみられる一時的なツガ属の増加と、スギ属の急減は、若狭湾沿岸の冬期の気候が日本海型気候から太平洋型気候に変化した、いいかえれば冬期の積雪量が減少したことを物語っている。そしてそれは気候の寒冷化をもともなっていたとみられる。この約 4.1 万年前の特徴的な短期間の寒冷・乾燥期は、およそ 1000 年の間続く。

MG III 帯の開始期に 51% から 2% にまで出現率を減少させたスギ属は、その後、再び 61% という異常

な高率を示すが、ただちに 10% 以下に低下するというはげしい変動をくりかえしている。そしてスギ属の増加期にはツガ属は減少し、逆にスギ属の減少期には増加する。こうしたツガ属とスギ属の交代する様は、花粉ダイアグラムに明示されている。ツガ属の増加は乾燥気候の拡大を、スギ属の回復は湿潤気候の復活を示しているとみてよいであろう。

このように、最終氷期後半の寒冷期にむかう気候悪化は、一方的に進行したのではなく、著しい寒暖・乾湿の変動をくりかえしながら、温暖・湿潤な海洋性気候から寒冷・乾燥な大陸性気候に変化していったことがわかる。

MGⅢ 帯は最終氷期の亜間氷期から、最終氷期後半の寒冷期への移行期であり、大規模な森林の交代期である。その時代はおよそ 4.1 万年前から 3.5 万年前の間である。なお、MGⅢ 帯の中でスギ属が 61% にも達する層準では、コナラ亜属やブナ属も増加し、温暖・湿潤化が顕著であったことがうかがわれる。

3) 日本海の海況変化と気候変動

三方湖の花粉分析の結果から、約 5~4.1 万年前の間は比較的安定した降雪があり、とりわけ約 5~4.4 万年前の間は、現在よりも積雪量が多かった可能性が指摘された。そして、4.1 万年前の短期間の寒冷・乾燥期を境として、気候は不安定となり、著しい寒暖・乾湿の変動をくりかえして、およそ 3.5 万年前には、積雪量の少ない寒冷・乾燥な気候となったことが明らかとなった。

こうした気候変動、とりわけ冬期の積雪量の変化を支配したとみられるのは、日本海の海洋環境である。小泉(1981)は、日本海海底のコアの珪藻遺骸群集の解析から、およそ 6 万年から 3 万年前の間は、寒冷期をはさむが、全体としては温暖な時期で、時折対馬暖流のごく表層部が流入していたと推定している。三方湖の花粉群集の変動から推定される積雪量の変化が、この日本海の海洋環境の変化に強く支配されていたとみるならば、およそ 5 万年前から 4.1 万年前までは、日本海へ対馬暖流が比較的安定して流入していた。4.1 万年前以降、流入が間歇的となり、およそ 3.5 万年前には流入しなくなるとみることができる。海底の珪藻遺骸群集と陸上の花粉群集の変遷は、大略において対応する。

4) 最終氷期の寒冷期にむかう乾・湿の変動パターン

Fig. 5 にはトウヒ属・モミ属・ツガ属・五葉マツ亜属の総樹木花粉(ハンノキ属を含む)に対する出現率を示した。太い破線はそれらの値を移動平均したものである。大型遺体により種まで同定したわけではないので、

現時点では正確な年平均気温の変動を把握することはできないが、その変動がおおまかな寒・暖の変動を反映しているとみてよいであろう。さらに Fig. 5 の下部にはスギ属の変動を中心にしてみた乾・湿の変化(特に冬期)を示した。この図から明らかのように、寒向期に気候は寒・暖の変動をくり返す中で、しだいに寒冷期のピークに達する。一方、乾・湿もまた変動をくりかえしているが、寒冷期のピークの直前まで、湿潤気候が持続している点に注目すべきである。そうして寒冷期がピークに達する直前で、急速に乾燥化が進行するようである。そして寒冷期のピークには、乾燥気候が支配的である。

このように最終氷期の寒冷期にむかう過程で、気候の寒冷化と乾燥化は、かならずしも同じ程度で進行していない。特にその落差は寒冷期の開始期よりも、寒冷化がある程度進行した段階で大きくなるようである。

こうした寒冷期にむかう過程で、気温の低下と乾燥化の程度の違いにズレが生じる原因として、日本海の海洋環境の変化が深くかかわっていると思われる。気温が低下し、海面が低下しても、対馬陸棚が形成されるまでは、冬期の積雪をもたらし対馬暖流は日本海に流入していたのであろう。そして気温の低下は相対的湿度の増加をもたらし、日本海の表面水温との落差を大きくし蒸発を促進したのであろう。おそらく 4.1~3.5 万年前の間は、対馬暖流の表層部が間歇的に何回もくりかえし流入し、その度ごとに日本海側に豪雪をもたらしただけの可能性はある。そしておよそ 3.5 万年前頃、対馬暖流が流入できなくなるまで海面が低下した時、寒冷・乾燥気候が確立した。

5) FG 帯の気候変動のパターン

FGⅠ 帯の Sub-zone 1 の時代(約 3.5 万年前)に寒冷・乾燥の一つのピークに達したあと、晩氷期の開始期に相当する L 帯(約 1.5 万年前)の開始期まで、全体としては寒冷・乾燥な大陸性気候が支配的であった。その時代は EMILIANI (1972) の Stage 2 に対比される亜氷期である。

その中で、寒冷期のピークに相当すると思われるものは、FGⅠ 帯の Sub-zone 1 と Sub-zone 3、FGⅢ 帯の Sub-zone 2、FGⅤ 帯の Sub-zone 1 の 4 期である。FGⅤ 帯の Sub-zone 1 の時代は ^{14}C 年代測定値から、およそ 1.8~1.7 万年前の間とみられる。

一方、FGⅠ 帯の Sub-zone 1 と Sub-zone 3 の寒冷期にはさまれた Sub-Zone 2 の時代には、ツガ属が一時的に減少し、かわってカバノキ属・ハンノキ属が増加する。また FGⅡ 帯には、ツガ属の出現率が低く、アカガシ亜属・エノキ属+ムクノキ属などの暖温帯種の

Fig. 4 Pollen diagram of *Alnus* and NAP from the Lake Mikata in Fukui Prefecture, Central Japan. Values expressed as percentages of total tree pollen except *Alnus*.

出現がみられる。とりわけ FG II 帯の Sub-zone 2 と Sub-zone 4 の時代には、ツガ属の出現率は 20% 以下にまで低下する。そして Sub-zone 4 のツガ属の出現率は 10% 以下にまで低下し、その値は L 帯の出現率に等しい。また FG IV 帯の Sub-zone 2 の時代に、ツガ属が減少し、カバノキ属・ヤナギ属の増加する層準がみられる。その時代は ^{14}C 年代測定値からみて 2.0~1.9 万年前項とみられる。

こうした FG 帯の中での短期間のツガ属の減少とカバノキ属・ヤナギ属・ハンノキ属などの増加、それにアカガシ亜属などの暖温帯種出現は、一時的な温暖化を示すとみてよい。その花粉フローラの変遷はコメツガを中心とする針葉樹林が、一時的に気候の温暖化によって後退したあと、先駆植生としてのカバノキ属・ヤナギ属・ハンノキ属がその後を埋めて急速に拡大したことで説明できよう。

このように FG 帯は、大きくみると亜氷期に比定される 2 つの寒冷期 (FG I 帯と FG III・IV・V 帯) とその間の比較的温暖な時代 (FG II 帯) に区分される。 ^{14}C 年代測定値と堆積速度から、古い方の寒冷期のピーク (FG I 帯) はおよそ 3.5~3.1 万年前、新しい方の寒冷期のピーク (FG III・IV・V 帯) はおよそ 2.4~1.5 万年前の間とみられる。そして中間の温暖期は 3.1~2.4 万年前の間である。この中間の温暖期は、エリー湖・オンタリオ湖周辺の Plum Point Interstadial (GORDTHWAIT, R., 1965) に比定され、その中の特に温暖な FG II 帯の Sub-zone 2 や Sub-zone 4 の時代は、オランダの Hengelo や Denekamp 亜氷期 (HAMMEN *et al.*, 1972) に比定される可能性がある。DANSKARD *et al.* (1972) は Plum Point Interstadial を 4.0~3.2 万年前に置いている。しかし三方湖の分析結果から見る限り、Plum Point Interstadial の年代は、GORDTHWAIT R. *et al.* (1965) が最初に設定した 3.9~2.5 万年前の方がより妥当のようである。

さらに細かにみると、古い方の亜氷期 (FG I 帯) は中部にやや温暖な時代 (Sub-zone 2) をはさみ、下部と上部に寒冷期のピーク (Sub-zone 1 と 3) が存在する。同様に新しい方の亜氷期 (FG III・IV・V 帯) でも、中部にやや温暖な時代 (FG IV 帯) を持ち、下部 (FG III 帯) と上部 (FG V 帯) にそれぞれ寒冷期のピークが存在する。

このように FG 帯の一つの気候変動のパターンとして、中部に亜氷期に対比されるやや温暖な時代を持ちその前後に著しく寒冷な時代が存在するという特色を指

摘できる。そして、中部のやや温暖な時代は、後述する如くその前後の時代に比して降水量の増加がみられる。

6) 亜氷期の気候的特色

亜氷期に対比される FG 帯中の温暖期の花粉群集の変化をみると、ツガ属の減少とともにまずカバノキ属が増加し、つづいてヤナギ属がピークに達し、最後にハンノキ属が増加するという変遷のパターンがみられる (例えば FG II 帯の Sub-zone 1 から Sub-zone 2 への変化, FG IV 帯の Sub-zone 2 から Sub-zone 3 への変化, FG V 帯の Sub-zone 2 から L 帯への変化)。カバノキ属→ヤナギ属→ハンノキ属への変化は、通常の湿原植生の遷移とは逆行している。かつ同様の変遷のパターンが、くりかえしみられることは、その変遷がローカルな地形条件に左右されて偶発的に引き起されたものではないことを示している。それは気候変化と湖面の変動によって引き起された土地条件の変化に起因しているとみられる。カバノキ属→ヤナギ属→ハンノキ属への変化は、土地条件の湿生化を示しているとみてよい。例えば FG II 帯のカバノキ属→ヤナギ属→ハンノキ属への変化や、FG V 帯の Sub-zone 2 から L 帯への変化は、いずれも細砂→砂礫→泥炭という堆積物の規則的な変化に対応している。このことは、降水量の増大によって細粒な物質から粗粒な物質が運ばれるようになり、ついには泥炭の発達する湿原が形成されたとみることができる。亜氷期の寒冷期の堆積物がよくしまったシルトもしくは砂質シルトである (Fig. 2) のに対し、亜氷期に対比される時代の多くは砂礫もしくは泥炭からなっている。このことから、亜氷期の寒冷・乾燥期に比して、亜氷期は相対的に降水量の多い時代であったとみることができる。鈴木 (1972) から、その降水量の増加は夏期に引き起されている可能性が大である。

7) 最終氷期の最寒冷期はいつか

これまで世界的に最終氷期の最寒冷期として位置づけられてきたのは、1.8 万年前である (CLIMAP PROJECT MEMBER, 1976)。日本においても、2.0~1.8 万年前を最寒冷期として位置づける意見が多い。しかし、三方湖の ^{14}C 年代測定結果に準拠する限り、その時代は 1.9 万年前項にピークのある比較的温暖な時代から 1.8~1.7 万年前の間の亜氷期の寒冷期のピークへの移行期に相当している。1.8 万年前項はハンノキ属・ミズバショウ属・カヤツリグサ科などの湿原植物が高い出現率を示し、スギ属もわずかながら増加の傾向を示し、FG 帯の中では、湿润な時代に相当している。したがって氷河の発達には適していたと思われるが、寒冷期のピークは、それ

をすぎた 1.8~1.7 万年前の間あるいは 2.3~2.0 万年前の FGⅢ 帯の Sub-zone 2 の時代に存在する。1.8 万年前は最寒冷期ではなく、むしろその直後あるいは 2.0 万年以前の時代が寒冷、乾燥期であったとみられる。これと類似した傾向が、すでに SAKAGUCHI (1978) の尾瀬ヶ原の分析結果からも得られている。SAKAGUCHI (1978) は 2.1 万年前後を最終氷期の寒冷期として位置づけている。また DANSBARD *et al.* (1971) の氷床コアの酸素同位体比や, HAMMEN *et al.* (1971) のギリシャのマケドニアのボーリングコアの花粉分析の結果にも同様の傾向がみられる。WIJSTRA (1978) は 2.0~1.8 万年前頃に Phillipi 亜間氷期を設定している。

しかし、これまでの日本の研究成果の多くは、2.0~1.8 万年前を最終氷期の最寒冷期として位置づけており、この三方湖のわずか一本のボーリングコアの解析結果と ^{14}C 年代測定値のみから結論を下すことはできない。今回分析した結果においては、従来言われてきた最終氷期の最寒冷期を 2.0~1.8 万年にもとめる見解とはやや異なる結果が得られた点を指摘するだけにとどめた。

8) 氷河の拡大期について

以上の花粉フローラの変遷から明らかに、最終氷期の寒冷期のピークには、乾燥気候が支配的であり、かならずしも氷河の発達に適していなかったとみられる。氷河の発達には雪が多く降らなければならない。そうした湿潤期は寒冷期のピークにむかう過程あるいは亜氷期中の寒冷期のピークから一時的な亜間氷期に対比される温暖期にむかう時に存在する。そうして氷河が発達するためには、融雪をひき起さないだけ寒冷でなくてはならない。こうした寒冷・湿潤（冬期）な時代が氷河の発達に最も適した時代と言えよう。そうした時代は MGⅢ帯の後半（およそ 3.8~3.5 万年前）にある。この時代は寒冷化のスピードに比して乾燥化がおくれ、寒冷・湿潤（冬期）な気候が支配的であった。最終氷期中で、この時代は氷河の発達には好適な時代であったろう。この時代は小野・平川 (1975) のボロシリ亜氷期、深井 (1975) の室堂氷期あるいは五百沢 (1979) の横尾氷期と名づけられた一連の氷河の発達期に対比される可能性がある。また 2.0~1.8 万年前後の FGⅣ 帯の時代も、氷河の発達には適していたであろう。特に 1.8 万年前頃は寒冷期のピークへむかう過程に位置し、寒冷・湿潤な気候の下で氷河の発達には適していたであろう。し

かし、この時代はさきの MGⅢ 帯の後半の時代に比して、やや積雪量が少なく、氷河の発達に適していると思われる寒冷期のピークへむかう時間幅も、MGⅢ 帯の後半よりは短かい。このことから、1.8 万年前頃の氷河の発達の程度は、MGⅢ 帯の後半に比して、小規模であったとみられる。さらにそれにつづく 1.8~1.7 万年前頃は寒冷であるが乾燥しており、氷河の発達には適していない。

ここで注目されることは、氷河の拡大に適した時代が、花粉フローラの変遷から推定される寒冷期のピークとかならずしも一致していない点である。三方湖の花粉分析の結果からみる限り、氷河の発達にもっとも適した時代は、寒冷期のピークにむかう途中にあり、寒冷期のピーク時には、気候はむしろ乾燥して、氷河の発達にはかならずしも適していない。これまでの汎世界的な寒冷期として位置づけられた多くの時代は、氷河の最拡大期をめやすにしている場合が多い。しかし、日本列島の場合、厳密な意味では、氷河の消長から推定された寒冷期のピークと、花粉や酸素同位体比の分析から明らかにされた寒冷期のピークには、ズレが生じる可能性がある⁴⁾。

なお 1.8 万年前頃の比較的降水量（冬期）の多い時代は、太平洋側の瀬戸内海沿岸分析結果（例えば広島県尾道市、安田、1982）などでは、いまのところ明瞭にみとめられない。この時代の太平洋側と日本海側の地形形成作用の相違は、すでに鈴木 (1962)、小嶋 (1972) などによって指摘されているが、この時代の太平洋側と日本海側で降水量（冬期）の差があったかどうかは、今後の興味深い課題である。

9) 粗粒物質の堆積期について

中川 (1981) も指摘しているように、最終氷期はまた顕著な扇状地の形成期でもある。こうした粗粒物質の形成をもたらした気候的背景はどのようなものであったか。今回採取した三方湖のボーリングコアは、堆積物が泥炭から砂礫まで変化に富み、花粉分析にはかならずしも最適ではなかった。しかし堆積物の変化と花粉フローラのかかわりを見るには適していた。Fig. 5 には砂や砂礫などの粗粒物質がみとめられる時代を示した。粗粒物質は、寒冷・乾燥のピークやそれにむかう時代ではなく、寒冷・乾燥のピークが終了した直後から堆積を開始している。

ところで Fig. 1 には単位体積あたりの樹木花粉含有量 (Pollen concentration) を示した。最終氷期の寒冷

4) この点に関しては北大西洋のコアの酸素同位体比の分析から、RUDDIMAN *et al.* (1980) が一つのモデルを提示している。

Fig. 5 Climatic changes in the Lake Mikata. Values of total *Picea*, *Abies*, *Tsuga* and *Pinus Haploxylon* expressed as percentages of total tree pollen including *Alnus*.

1: frequent 2: common 3: less common 4: rare

Most basis for comparison between the result from the Lake Mikata and American glacial chronology is the stratigraphical study of Pleistocene deposits in the Ontario and Erie basins (GORDWAIT *et al.* 1965) and European floral record is the pollen analytical study in Netherland (HAMMEN *et al.* 1972). American glacial chronology is shown in lower part and European record in upper part.

期にむかう MG III 帯から FG I 帯にかけて、単位体積あたりの花粉含有量が減少していくのが明示されている。MG III 帯の堆積物は均質なシルトであり、この花粉含有量の減少が堆積物の性質の変化に起因するものではない。それは森林の減少、いかえれば疎林化を示している。そして寒冷期のピークに相当する FG I 帯の Sub-zone 1 の時代に最低値を示す。このことは、寒冷・乾燥のピークに向う寒期は、疎林化の時代でもあり、寒冷・乾燥のピーク時には、凍結・融解作用によって、多量の岩屑が生産されやすかったとみられる。

一方、三方湖への粗粒物質の供給は、寒冷・乾燥のピークが終了した直後から始まっている。それは亜間氷期に対比される温暖期の開始期に相当している。そしてすでに述べたように、亜氷期の寒冷・乾燥のピーク時から

亜間氷期への移行期には、降水量（主として夏期）の増加がみられた。このことは、寒冷・乾燥期に生産された粗粒物質が、亜間氷期への移行にともなって引き起された降水量の増加によって、下流へ運ばれたものとみられる。さらに粗粒物質の供給の開始期は細粒であり、しだいに粗粒化する規則的な変化がくりかえし認められる (Fig. 2)。このことは、粗粒物質の供給が、突発的な斜面崩壊などによってもたらされたのではなく、降水量の漸次的増加といった気候変化を背景としていることを示唆している。

こうした三方湖でみられた粗粒物質の供給が、これまで述べてきた扇状地の形成機構（貝塚、1962）とどのようなかわりがあるかは、今後の課題であるが、三方湖の場合、亜氷期中の寒冷・乾燥期に生産された粗粒

物質が、亜間氷期もしくは亜氷期中の温暖期に、下流に運搬され堆積している事実を指摘しておきたい。

10) 日本海側の温暖・湿潤化

最終氷期の寒冷期のピークを過ぎたあと、1.5 万年前までの間に、ツガ属は 55% 前後から 20% 前後まで、変動をくり返して低下する。このことは、1.8~1.7 万年前の寒冷期のピーク以降、気候は温暖化したことを示す。一方、スギ属やハンノキ属はいぜん低い値を示し、草本花粉ではヨモギ属、キク科などが高い出現率を示すことから、いぜんとして乾燥気候が支配的であったことを物語る。

そして 1.5 万年前の L 帯の開始期に入ると、ツガ属が 10% 以下にまで減少し、トウヒ属は一次的に消滅し、五葉マツ亜属・モミ属も減少する。このことは、この時代に急速な温暖化が引き起こされたことを物語る。そしてスギ属がやや増加し、ヤナギ属・ハンノキ属・ミズバシヨウ属などが急増する。このことは、湿潤化を示している。しかし、スギ属の出現率は 5% 以下と低く、1.8 万年前の出現率を下まわっている。またハンノキ属も L 帯の上部で一時的に急減する。このことから、1.5 万年前の湿潤化の程度は小さいとみられる。

この三方湖の堆積物では、晩氷期の 1.3~1.0 万年前の堆積物が欠如しているとみられる。それは L 帯につづく R 帯の Sub-zone 1 の時代に、突然ブナ属が 30% 以上の高い出現率を示すことからうかがわれる。三方湖に隣接する鳥浜貝塚の花粉分析の結果(安田, 1979)から、 ^{14}C 年代 $11,180 \pm 180 \text{ y. B.P.}$ の値が得られた層準で、ブナ属は 20% 前後の出現率を示すことが明らかとなっている。そうしてブナ属は上方に増加し、 ^{14}C 年代 $10,500 \pm 145 \text{ y. B.P.}$ の得られた層準の直下で 30% 以上の高率を示す。ところがこの三方湖の L 帯ではブナ属は 5% 以下の低い値しか示さない。このことから、三方湖のボーリングコアでは、ブナ属が増加を開始する晩氷期の堆積物を欠如しているとみてよい。

鳥浜貝塚の花粉ダイアグラムから判断して、若狭湾沿岸では、ブナ属は少なくとも 11,500 年前おそらく 12,000 年前には増加を開始していたとみられる。そして大型遺体の分析から、このブナ属の母樹がブナであることも明らかとなっている。ブナは春先の萌芽後の低温に弱く、春先に積雪が少なく積雪による保護の弱い場合は成林しない(阪口, 1982)と言われる。このことから、およそ 12,000 年前にはブナが生育できるだけの積雪量が日本海側の若狭湾沿岸にはあったことを示している。

さて、1.7 万年前以降気候は温暖化した。しかしその

間はいぜんとして冬の乾燥気候が支配的であった。1.5 万年前に入ってさらに温暖化が進むとともに、ようやく湿潤化のきざしがみえた。しかしその湿潤化の程度は 1.8 万年前にはおよばなかった。そうして、冬の積雪量の増大がはっきりとみとめられるのは、ようやく 12,000~11,500 年前頃の晩氷期に入ってからであった。

このようにしてみると、最終氷期の最寒冷期から後氷期の温暖期へ気候が変化する過程で、気候の温暖化に比して、湿潤化がおくれていることがわかる。

11) 日本海の高況変化と後氷期の花粉帯

三方湖周辺では 12,000~11,500 年前以降、積雪量の増加がみとめられた。しかしこの時代に積雪量の増加がはっきりとみとめられる範囲は、北緯 40° 以南の日本海側の現在の多雪地帯に限られていた(安田, 1982)。太平洋側や東北地方北部を含めた日本列島が広く温帯の広葉樹の生育に適した海洋性気候に覆われるようになるのは、およそ 8,500~8,000 年前のことである(安田, 1974)。その時代は三方湖では R 帯の Sub-zone 2 の時代の開始期に相当し、スギ属の急増と、ツバキ属・シキミ属などの暖温帯種の出現で特色づけられる。

一方、大場ほか(1980)によって、日本海への対馬暖流の本格的流入期はおよそ 8,000 年前であることが明らかにされた。この日本海側に豪雪をもたらす要因となっている対馬暖流の挙動から考えて、氷期から後氷期への気候変化の過程で、温暖化に比して湿潤化がおくれている原因の一つは、やはり日本海の海洋環境の変化にあるように思われる。すなわち、気候が温暖化し、海面が上昇しても、対馬陸橋をこえて日本海に対馬暖流が本格的に流入できるまで高くならないことには、日本海側全域をカバーする冬の多雪化は引き起こされなかったであろう。最終氷期の最寒冷期から後氷期の初頭にかけて気温が上昇する中で、本格的な気候の湿潤化(特に冬季)が 8,500~8,000 年前になるまで引き起こされなかった理由は、まさにこのような日本海の海洋環境の変化に深く関わっていると思われる。氷期から後氷期への気候変化の過程は、大陸性気候から海洋性気候への移行期でもあった。8,500~8,000 年前はこうした海洋性気候の確立期である。

このように、晩氷期以降の日本列島の植生変遷を考える場合、日本海の高況の変化、とりわけ 8,000 年前頃の変化が重要な意味を持つことがわかる。塚田(1981)は後氷期の R I 花粉帯と R II 花粉帯を 7,000 年前に置いた。これに対し中村ほか(1972)や YASUDA(1978)は、8,500~8,000 年前の変化を重視し、R I と R II 帯

の境界を、この年代にもとめている。後氷期の花粉帯の区分に対する塚田と筆者等の見解の相違も、この日本海の海洋環境の変化に注目すればいずれが正しい見解であるかはおのずから明らかとなろう。こうした晩氷期以降の植生変遷・花粉帯の問題については、別稿にて詳述する。なお後氷期の気候変動とりわけ乾・湿の変動については、安田 (1982) を参照いただければ幸いである。

未熟な本稿を、この春、東京大学をご退官された吉川虎雄先生に謹呈いたします。

調査に際しては三方町漁業組合清水組合長をはじめ組合員の皆様ならびに応用地質株式会社の皆様から多大のご助力をいただいた。福井県教育委員会森川昌和氏・若狭考研会長、上野晃氏・広島大学今日日出夫教授・京都産業大学山田治助教授からも、多方面にわたるご協力をたまわった。記して厚くお礼申し上げる。また日頃から指導いただいている東北大学相馬寛吉先生、広島大学福岡義隆・堀信行両先生にも、末筆ながら記して厚くお礼申し上げます。

引用文献

- CLIMAP PROJECT MEMBER (1976) The Surface of the Ice-Age Earth. *Science*, **191**, p. 1131—1137.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S., CLAUSEN, H., & LANGWAY, C., (1971) Climatic record revealed by the Camp Century ice core. K. TUREKIAN (ed.): *The late Cenozoic glacial Ages* (Yale Univ. Press), p. 37—56.
- EMILIANI, C. (1972) Quaternary Paleotemperatures and the Duration of the High-Temperature Intervals. *Science*, **178**, p. 398—400.
- 深井三郎 (1975) 北アルプスの氷地形の形成とその時期。式 正英編「日本の氷期の諸問題」(古今書院), p. 1—14.
- GORDTHWAIT, R., DREIMAIS, A., FORSYTH, J. KARROW, P. and WHITE, G. (1965) Pleistocene deposits of the Erie Lobe. WRIGHT, H., FREY, D. (eds.) *The Quaternary of the United States*. Princeton Univ. Press, p. 85—97.
- HAMMEN, T., WIJNSTRA, T. & ZAGWIJN, W., (1971) The floral record of the late Cenozoic of Europe. K. TUREKIAN (ed.): *The late Cenozoic glacial Ages* (Yale Univ. Press), p. 391—424.
- 畑中健一 (1967) 山口県徳佐盆地の花粉分析。北九州大学教養部紀要, **3**, p. 25—34.
- HORIE, S. (ed.) (1979) International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate. no. 2, 40p.
- 堀江正治編 (1980) 琵琶湖底掘削研究。地学雑誌, **89**, P 213—236, P 273—296.
- 五百沢智也 (1979) 鳥瞰図譜・日本アルプス。190p., 講談社。
- 貝塚爽平 (1962) Würm 氷期における日本の植生分布とそれに関連する問題。第四紀研究, **2**, p. 159—160.
- 亀井節夫・ウルム氷期以降の生物地理総研グループ (1981) 最終氷期における日本列島の動植物相, 第四紀研究, **20**, p. 191—205.
- 香室昭円, 伊藤秀三 (1965) 若狭湾地域の植生。日本自然保護協会: 若狭湾国定公園学術調査報告 (日本自然保護協会調査報告, 16), p. 53—84.
- 小嶋 尚 (1972) 日本の周氷河地形分布と下限高度。日本地理学会予稿集, no. 2, p. 46—47.
- 倉田 悟 (1975) ツガ (樺) とコメツガ。自然と盆栽, no. 67, p. 17—23.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ。科学, **51**, p. 562—569.
- 中川久夫 (1981) 最終氷期における日本の気候と地形。第四紀研究, **20**, p. 207—208.
- NAKAMURA, J. (1952) A parative Study of Japanese Pollen Records. *Res. Rep. Kochi Univ.*, **1**, p. 1—20.
- 中村 純 (1968) 北海道第四紀堆積物の花粉分析学的研究 V. 高知大学学術研究報告, **17**, p. 39—51.
- 中村 純 (1974) イネ科花粉について、とくにイネ (*Oryza sativa*) を中心として。第四紀研究, **13**, 187—193.
- 中村 純・満塩博美・黒田登美雄・吉川 治 (1972) 花粉層序学的研究, その I—高知県の第四系一。高知大学学術研究報告, **21**, p. 87—88.
- 大場忠道・堀部純男・北里 洋 (1980) 日本海の 2 本のコブによる最終氷期以降の古環境解析。考古学と自然科学, **13**, p. 31—49.
- 小野有五・平川一臣 (1975) ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境。地理評, **48**, p. 1—26.
- 大野啓一 (1982) 中国山地の冷温帯に分布するハンノキ林。日本生態学会大会講演要旨, no. 29, p. 40.
- RUDDIMAN, W., MCINTYRE, A., NIEBLER-HUNT, V., & DURAZZI, J. (1980) Oceanic Evidence for the Mechanism of Rapid Northern Hemisphere Glaciation. *Quat. Res.*, **13**, p. 33—64.
- 阪上正信・竹井美智子・北沢英宏・塚本政樹・林 巧・中西 孝 (1981) 三方五湖の地球化学的研究。日本地球化学学会年会講演要旨集, p. 235—236.
- SAKAGUCHI, Y. (1978) Climatic Changes in Central Japan since 38,400 yBP. *Bull. Dep. Geogr. Univ. Tokyo*, no. 10, p. 1—10.
- 阪口 豊 (1982) 過去 7600 年間の気候変動とその原因。日本地理学会予稿集, no. 21, p. 274—275.
- 石器文化談話会 (1981) 座散乱木遺跡発掘調査報告書 2。石器文化談話会誌 2 号, 175p.
- 芹沢長介 (1965) 大分県早水台における前期旧石器の研究。東北大学日本文化研究所研究報告, **1**, p. 1—119.
- 芹沢長介 (1967) 日本における旧石器の層位的出土例と ^{14}C 年代。東北大学日本文化研究所研究報告, **3**, p. 59—109.
- 鈴木秀夫 (1962) 低位周氷河現象の南限と最終氷期の気候区界。地理評, **35**, p. 67—76.
- 鈴木秀夫 (1972) ヴェルム氷期の世界の気候。第四紀研究, **11**, p. 171—180.
- 塚田松雄 (1967) 過去一万二千年間: 日本の植生変遷史

- I. 植物学雑誌, **80**, p. 323—336.
- 塚田松雄 (1974) 古生態学Ⅱ. 231p., 共立出版.
- 塚田松雄 (1981) 過去一万二千年間日本の植生変遷史Ⅱ. 新しい花粉帯. 生態学雑誌, **31**, p. 201—215.
- TSUKADA, M. (1981) *Cryptomeria Japonica* D. Don I. Pollen dispersal and logistic forest expansion. *Jap. J. Ecol.*, **31**, p. 371—383.
- WIJMSTRA, T. (1978) Palaeobotany and climatic change. GRIBBIN, J. (ed.): *Climatic change* (Cambridge Univ. Press), p. 25—45.
- 安田喜憲 (1974) 大阪府河内平野における過去一万三千年間の植生変遷と古地理. 第四紀研究, **16**, p. 211—229.
- YASUDA, Y. (1978) Prehistoric environment in Japan—Palynological approach—. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 7th Series (Geogr.)*, **28**, p. 117—281.
- 安田喜憲 (1979) 花粉分析. 鳥浜貝塚研究グループ編: 鳥浜貝塚 (福井県教育委員会), p. 176—196.
- 安田喜憲 (1980) 環境考古学事始. 270p., NHK ブックス.
- 安田喜憲 (1982) 気候変動. 加藤・小林・藤本編: 縄文文化の研究Ⅰ (雄山閣), p. 163—200.