

敦賀、中池見湿原における風成塵の堆積と古環境

鈴木裕治

1. はじめに

現在、求められている古環境復元の目的は、地球環境の変遷が、人類の活動、すなわち文明にどのような影響を及ぼしたかを明らかにしていく段階におかれている。そこで、これまでの数万年単位であった古環境復元の時間スケールを人類活動の周期と対応させるため、数千年、あるいは、それよりも短いスケールに高精度化することが要求されている。しかも高い連続性のある環境変動データが強く求められている。

過去の環境、すなわち古環境を知るには、堆積物中に残された様々な記録が、重要な手掛かりとなる。その中でも近年、風成塵(eolian dust)の供給・運搬・堆積といった一連の作用が、第四紀の大気循環、地形、植生などの自然環境変化と深く関わっており、高精度な古環境復元を行なっていく上で、有効な指標になることが知られるようになってきた(成瀬ほか, 1996)。

本研究は、福井県敦賀市の中池見湿原で、ボーリングにより採取された試料のうち、過去4万年余りにわたる泥炭堆積物と周辺山地の地表堆積物を研究対象とし、その中に含まれている風成塵の分析を通して、高精度で連続性の高い古環境の復元を行なおうとするものである。研究の目的は、次のように定めた。

- (1) 中池見湿原に堆積する無機物が、風成塵起源であるかどうかを明らかにする。
- (2) 気候変動と風成塵の堆積量変動との関連を確認する。
- (3) 風成塵の酸素空格子信号強度、粒度分布、鉱物組成等の総合的な判断により最終氷期の古風系を明らかにする。

なお、中池見湿原の調査対象としての意義は、①過去5万年間の堆積物コアに不整合が存在せず、その連続性が確かめられていること。②さらに泥炭の特性として放射性炭素年代測定や火山灰同定(宮本ほか, 1995)によって、細かな時間目盛りの設定ができることにある。しかも泥炭は、微細な堆積物を逃さず包みこむように保存しているので、風成塵の堆積量や物理的・化学的特性などの変化を詳細に知ることができる。③また、中池見湿原はその位置が日本列島のほぼ中央部にあり、古風系の中緯度・高緯度コース間の漸移帯の存在やその可能性(成瀬, 1996)について検討できる新たなデータを得ることができること。④黒田低地、三方湖などの近隣地域諸研究との比較検討ができることなどが、その意義として挙げられる。

2. 調査地域の概観と堆積物の層序

福井県敦賀平野には、東西にそれぞれ沈降地域があり、東部沈降地域には、内池見・中池見・余座池見と呼ばれる3つの湿原が南北方向に並んでいる(図1)。これらは、西側に開く「やつでの葉」のような形をしており、一種の構造運動による沈降とみなされる地形で、敦賀断層の東上がり西落ちの断層運動による袋状の埋積谷と考えられている(Okada, 1978)。

その中央に位置する中池見湿原は、東西約650m、南北約740mに広がり、周囲を標高150m前後の低山に囲まれて、小さな盆地状の地形を呈している。天筒山をはじめ周囲を取り囲む山地の谷部には小規模な川もなく、湿原の集水域は極めて狭い範囲となる。パイプ状の細い谷で木ノ芽川とつながっているが、かなりの降雨があっても流れはほとんど見られず、現状においても排水は非常に悪い状態にある。

このように、数万年にわたって沈降現象が連続的に起こったこと、しかも排水状態が悪く一定水位を保ったことにより、中池見湿原には数十mの厚さの泥炭堆積物が形成された。したがって泥炭堆積物中には、微量な風成塵をも確実に保存されている可能性が高く、それにより高精度で連続性のある古環境復元が期待できる。さらに集水域が狭いことは、流水性堆積物が多量に流入する可能性を少なくし、風成塵分析におけるノイズを低く抑えることができると考えられる。なお周辺山地の基盤岩は、風化の進んだ中・古生層頁岩で、その上に第四紀層が被覆している。

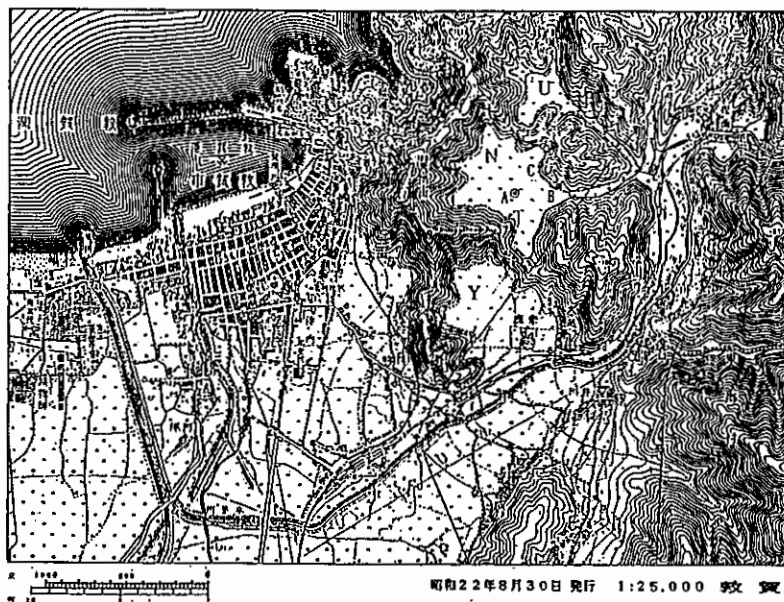


図1 研究地域(U:中池見, N:中池見, Y:余座池見,
A:ボーリング地点, B・C:表土採取地点)

中池見湿原における堆積物の層序については、宮本ほか(1995)によって詳細に報告され、火山灰の同定、 ^{14}C 年代測定、容積比重、灼熱消費量、花粉分析が行われている。本論で、分析対象とした深度24.2mから地表までの堆積物の年代については、火山灰が2層確認され、5.28~5.29mに鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)、17.56~17.67mに始良Tn火山灰(AT)が認められている。また、11か所で ^{14}C 年代測定が行われ、深度0.65mでModern、2.8mで1,700 yrs BP、4.6mで4,000 yrs BP、6.35mで7,700 yrs BP、10mで12,000 yrs BP、13.9mで

19,000yrs BP.、A T直上の17.5mで24,000yrs BP.、A T直下の17.7mで24,000yrs BP.、20mで33,000yrs BP.、23.2mで40,000yrs BP.の値が得られている。

ボーリングは、湿原のほぼ中央部(標高47m, 35°39' N., 136°5' E.)で、行なわれた。

3. 研究の方法

(1) ボーリングコア試料、および周辺山地の地表堆積物の採取

堆積物の採取は、重機による掘削で65m行なわれた。(宮本ほか, 1995)。また、湿原内の泥炭堆積物と周辺山地の地表を被覆している堆積物を比較するため、B, Cの2地点(図1)の露頭より試料を採取した。本論では、深度24.2mから地表までの泥炭堆積物96サンプルと、周辺山地から採取した2サンプルの分析によって論を展開する。

(2) 採取試料の分析

①全無機物の堆積量測定

分析に供した試料はすべて泥炭堆積物であり、そのほとんどに未分解の植物遺骸や木片が多く含まれていた。広域風成塵の堆積量やその変動について論じる場合、これら有機物を除去する必要がある。そのため20cm³の試料を超音波処理後、1000μmの篩で水洗し、分解されていない植物遺骸や木片を取り除いた。さらに有機物を分解するため、約1週間、過酸化水素水(H₂O₂)につけ放置した。この際、水面付近に浮く未分解の植物遺骸などもすくい取り、除去することにした。沈澱させた全無機物を乾燥させ、その「容積」・「重量」を測定した。

②≤20μm無機物の堆積量測定

全無機物を沈降法により20μmを境として分離し、≤20μm無機物の重量%を算出し、すでに得ている全無機物の堆積量(g/cm³)に乗じた。

③≤20μm石英の堆積量測定

先に得られた≤20μm無機物をX線回折することによって、石英重量%を定量し、≤20μm無機物の堆積量に乗じることにより、≤20μm石英の堆積量を求めた。

④堆積速度の算出

堆積速度は、最上部から今回分析を行なった最下部24.2mまでの総堆積量を100%として、≤20μm無機物、≤20μm石英にわけて表した。

⑤粒度分析

堆積量分析により、無機物の堆積が顕著であった層より、10試料と周辺山地の地表付近から採取した2試料の粒度分析を行なった。各試料は超音波処理後、1000μmの篩で水洗し、未分解の植物遺骸や木片を取り除いた。さらに過酸化水素水で約1週間、有機物を分解し、乾燥後、重量測定を行なった。次に0.2%カルゴン液を分散液として超音波処理を再び行ない、処理した試料を篩にかけ、乾燥させ重量測定を行なった。30μm以下については、粒度分析機により分析を行なった。

⑥X線回折

堆積量分析により、≤20μm無機物の堆積が顕著であった10試料と周辺山地の地表付近から採取した2試料についてX線回折を行ない、鉱物組成を求めた。

⑦電子スピン共鳴 (E S R) 分析

泥炭堆積物より抽出した無機物について、その中に含まれている石英の電子スピン共鳴 (E S R) 分析を行ない、酸素空格子信号強度を求めた。E S R 分析では、石英の酸素空格子信号強度 (任意単位) が、その生成年代を反映しているため、給源地の同定に重要な手掛かりを与えることになる。

試料の事前処理は、無機物の堆積量分析と同じく、過酸化水素水により有機物を分解し 6 M 塩酸で煮沸した。さらに沈降法により $>20\mu\text{m}$ (現地成)、 $\leq 20\mu\text{m}$ (風成塵) に分離、乾燥させた。本来であれば、ここで重液分離を行ない石英の含有率を高めなければならないが、試料が微量であることなどから、そのまま E S R 分析による測定を行ない、X線回折により石英重量%を求め補正した。E S R 分析は、大阪大学池谷研究室の岡下氏、黄氏により測定された。

4. 結果と考察

(1) 無機物・石英の堆積量と先行研究との比較

①近隣地域で行われた研究との比較

図2は、中池見湿原の亜寒帯性針葉樹花粉の出現率 (宮本ほか, 1995) と、近隣地域である三方湖の針葉樹花粉の出現率 (安田, 1982) を中池見湿原の $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物の堆積量に対比したものである。いずれの花分析もトウヒ属・モミ属・ツガ属・ゴヨウマツ属の亜寒帯性針葉樹を対象としており、その出現率の増加は気候の寒冷化と関連が深いと考えられている。

まず、中池見湿原の亜寒帯性針葉樹花粉の出現率 (宮本ほか, 1995) と $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物の堆積量に対比してみると、いずれも相対的に M I S 2 では高い値を示し、M I S 1 では低い値を示す点において対応しているといえる。

しかし、詳細に出現率と堆積量のピークを対比してみると、必ずしも時期的な一致をみていないものもある。例えば、12,000yrs BP. に着目すると、 $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物ともに非常に高い値を示しているにも関わらず、花粉の出現率は非常に低い値を示している。この12,000yrs BP. という時期をヤンガー・ドリヤス (Younger Dryas) 期と考えると、直前に起こった急激な温暖期に亜寒帯性針葉樹林が消滅し、連続して起こった極めて短期間で急激な寒冷化に植生が順応しないうちに再び温暖化が進行したのではないかと考えられる。つまり、この時期の気候変動は、花粉の出現率の変化に表れないほど、急激でかつ短期間に起こったことを示唆している。また、このように考えると、各ピークの微妙な時期的不一致も、短期間で急激な気候変動と植生変化のタイム・ラグとしてとらえることができる。実際、 $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物の各ピークの深度より若干浅い方、わずかに遅れた時期に花粉の出現率のピークがあるようにもみえる。

安田 (1982) が行なった隣接地域である三方湖の花分析の結果は、中池見湿原で明らかにされた風成塵の量的変化とよく対応している。安田 (1982) によると、ツガ属の一時的な高い出現率は、41,000yrs BP. を境として気候の寒冷化が始まったことを示唆し、その後、寒暖の変化を繰り返しながら、亜寒帯性針葉樹が増加し、35,000yrs BP. が寒冷・乾燥化した大陸型気候期のピークのひとつであるとする。この2つの寒冷化の時期は、中池見湿原の42,500yrs BP.、35,000yrs BP. 頃の風成塵堆積量の増加期に対比されよう。

さらに、安田 (1982) は、最終氷期の20,000~18,000yrs BP. は寒冷期のピークではなく、寒冷・乾燥化の最大のピークは、23,000~20,000yrs BP. もしくは18,000~17,000yrs BP. と考えている。そして、18,000yrs BP. の層準にハンノキ属・ミズバショウ属が増加するので、20,000~18,000yrs BP. は降水量の増加する相対的に温暖でかつ湿潤な時代であったとしている。この時期、中池見湿原においても、22,500~21,000yrs BP. 頃と17,500

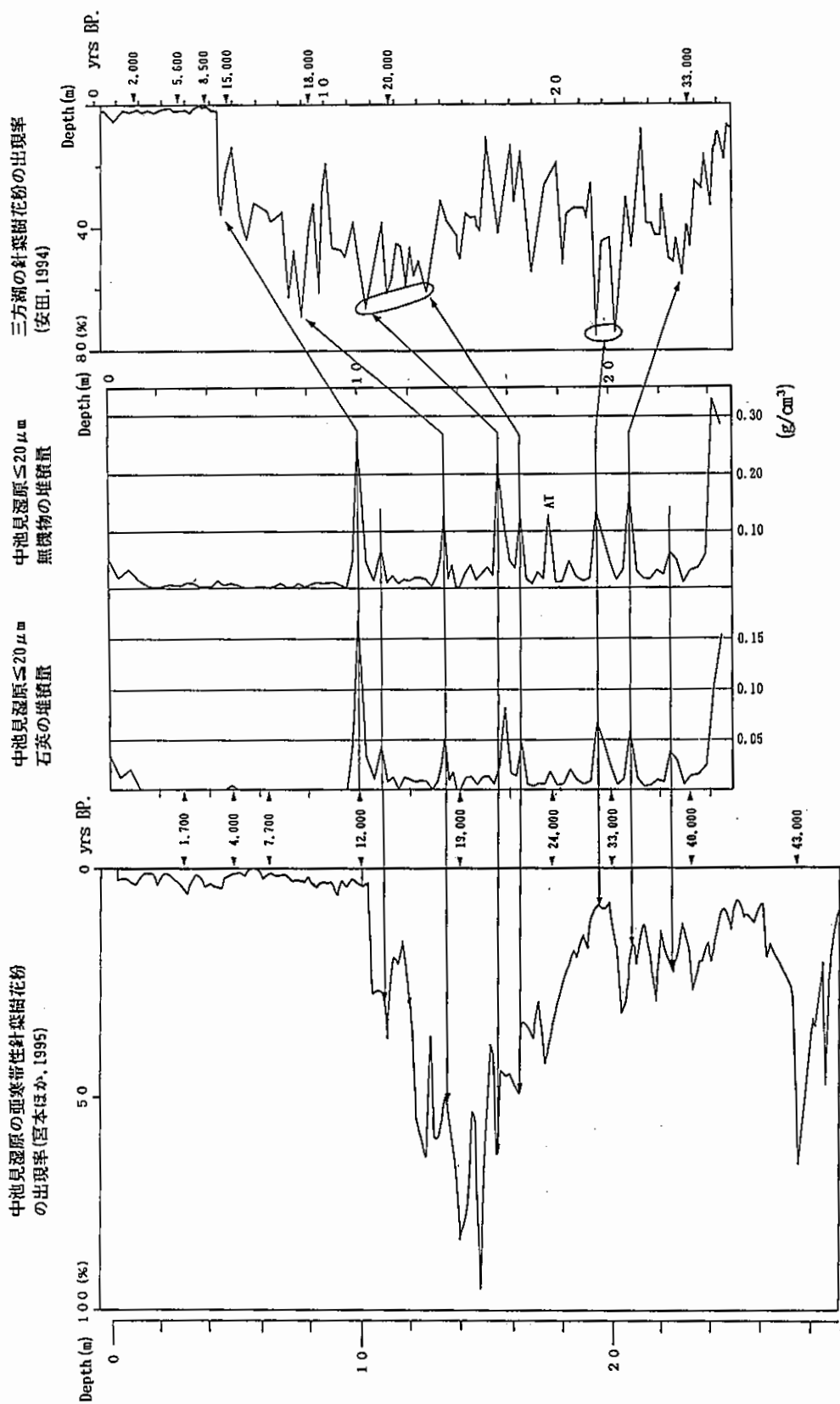


図2 中池見湿原の亜寒帯針葉樹花粉の出現率と ≤ 20 μm 石英・無機物の堆積量と三方湖の針葉樹花粉の出現率との対比

yrs. BP. 頃に風成塵の堆積量の増加が認められ、また、19,000yrs BP. 頃には風成塵の堆積量が減少している。このことから、本論では風成塵の堆積量の多い時期を寒冷期に、少ない時期を温暖期に対比できると考えた。

これらを裏づけるように柳(1995)は、三方町黒田低地の泥炭堆積物の分析を行い、70,000~60,000yrs BP.、33,000yrs BP.、19,000~17,000yrs BP. に広域風成塵の堆積量が顕著に増加することから、これらの時期を寒冷・乾燥期と考えた。さらに、24,000~22,000yrs BP.、14,000~12,000yrs BP.、10,200~9,400yrs BP.、5,700yrs BP. にも寒冷・乾燥期が存在する可能性を指摘した。これらに対応する中池見湿原の風成塵の堆積量の多い時期は、31,000yrs BP. 頃、もしくは、35,000yrs BP. 頃、17,500yrs BP. 頃、22,500~21,000yrs BP. 頃、12,000yrs BP. 頃の4つの時期である。

このように隣接する地域で復元された寒冷期の存在と中池見湿原の風成塵堆積量から推定された寒冷期は、時期的によく一致している。また、これまでに隣接する地域では検出されなかった寒冷期(13,000yrs BP. 頃、14,000yrs BP. 頃、15,000yrs BP. 頃、27,000yrs BP. 頃、38,500yrs BP. 頃)の存在を本研究において指摘できた。

②世界における研究成果との比較

図3は、グリーンランドGISP2(北緯72°58' 西経38°48')の氷床コアから得られた酸素同位体比(Bender et al., 1994)と北東太平洋サンタバーバラ海盆 Site 893(カリフォルニア沖)の礫状海底堆積物から得られた酸素同位体比(Behl and Kennett., 1996)を中池見湿原の $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物の堆積量に対比したものである。いずれの酸素同位体比も中池見湿原の $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物の堆積量と非常によく対応している。

特に明確な対応が見られるのは、12,000yrs BP. 頃、17,500yrs BP. 頃、22,500~21,000yrs BP. 頃、31,000yrs BP. 頃、35,000yrs BP. 頃、42,500yrs BP. 頃にみられる酸素同位体比の増加期と風成塵堆積量の増加期の6つの時期である。また、比較的小さなピークであるが、13,000yrs BP. 頃、14,000yrs BP. 頃、15,000yrs BP. 頃、27,000yrs BP. 頃、38,500yrs BP. 頃の5つの時期にもそれぞれ対応が見られる。

さらにこれらを世界的な規模の気候変動ととらえ、最終氷期最盛期以降の寒冷期に対比するとすれば、12,000yrs BP. 頃をYounger Dryas [YD]、14,000yrs BP. 頃をOlder Dryas [OD2]、15,000yrs BP. 頃をOldest Dryas [OD1] (Nilsson, 1983; Johnsen et al., 1992)、13,000yrs BP. 頃をintra-Allerød cold period [IACP] (Lehman and Keigwin, 1992)、17,500yrs BP. 頃をlast glacial maximum [LGM] に比定することができる。

このように、中池見湿原における $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物の堆積量が増加する時期は、隣接地域の三方湖や黒田低地で示された気候変動—寒冷期—の時期とよく一致し、さらには、グリーンランド、北東太平洋地域、それに大西洋沿岸地域で明らかにされたLGM以降の寒冷期と対比できることが明らかになった。このことは、少なくとも北半球における気候の寒冷化が同時性をもったものであったこと、さらに、中池見湿原における広域風成塵の堆積量変動が、気候変動の影響を如実に反映したものであることを表している。

(2) 石英の堆積量と酸素空格子信号強度の関係

図4は中池見湿原の $\leq 20\mu\text{m}$ 石英の堆積量と酸素空格子信号強度の関係を表している。これによると、中国黄土高原起源(7.2~7.4)と考えられる石英(成瀬ほか, 1996)は、Younger Dryasに対比される12,000yrs BP. 頃と42,500yrs BP. 頃に顕著な堆積が認められる。また、その堆積量は、 $0.15\text{g}/\text{cm}^3$ を超える高い値を示している。

これに対して、先カンブリア紀石英(9.0~12.1)と考えられている石英は、LGM直後の17,500yrs BP. 頃、直前の22,500yrs BP. 頃、そして、31,000yrs BP. 頃と34,800yrs BP.

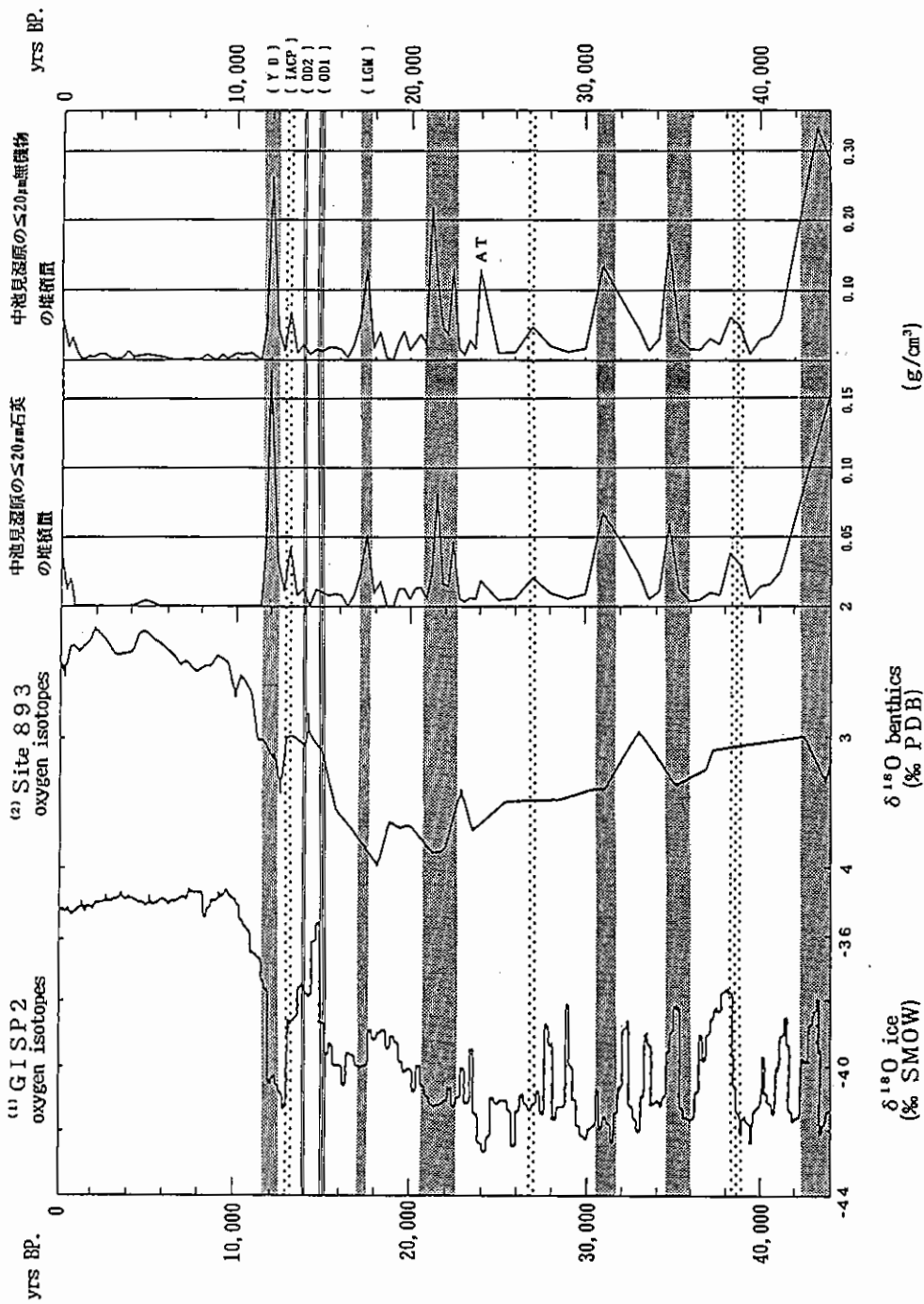


図3 GISP2・Site 893の酸素同位体比と中池見冠原の $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物の堆積量との対比
 (1): Bender et al. (1994), (2): Behl & Kennett. (1996)

頃に堆積しており、その堆積量は、やや低い0.05~0.08g/cm³である。

このように $\leq 20\mu\text{m}$ 石英の酸素空格子信号強度によって、広域風成塵の給源地、および堆積量が時期的に異なることが明らかになった。こうした給源地および堆積量の違いは各時期における風向頻度の高さ、すなわち古風系を表しているものと考えられる。

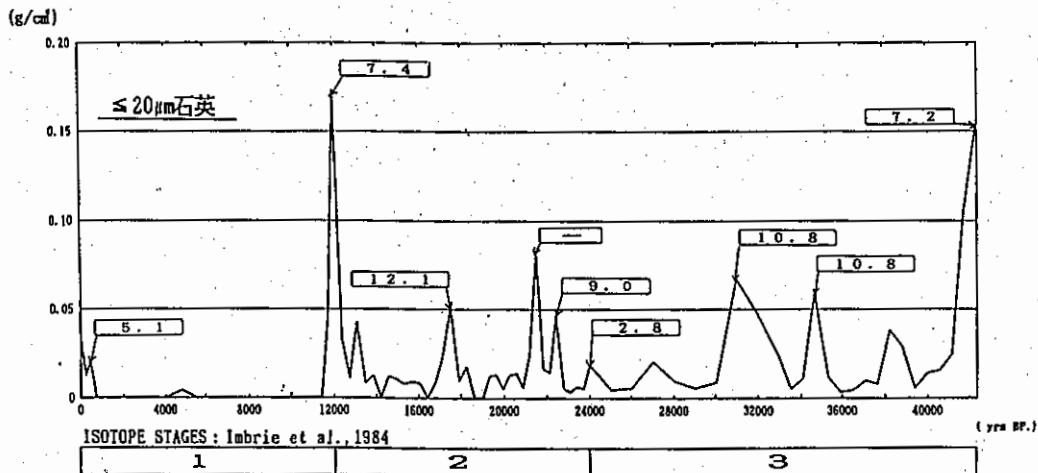


図4 中池見湿原の $\leq 20\mu\text{m}$ 石英の堆積量と酸素空格子信号強度(任意単位)

(3) 粒度分布と酸素空格子信号強度の関係

図5は、中池見湿原の泥炭堆積物中に含まれる無機物の粒度分布と石英の酸素空格子信号強度との関係を表したものである。これによると、 $\leq 20\mu\text{m}$ と $>20\mu\text{m}$ 石英の酸素空格子信号強度は、NKM30-15がほぼ同じ値であるのを除いて、おおむね $\leq 20\mu\text{m}$ 石英の値が高く、 $>20\mu\text{m}$ 石英の値が低い傾向にある。

さらに注目すべきは、①人為的な改変を受けたNKM2-3とATの影響を強く受けたNKM23-2を除いて、細粒なNKM13-17, 30-15($\leq 20\mu\text{m}$) (平均粒径 $10\sim 11\phi$ の割合が非常に高い)酸素空格子信号強度が、7.2~7.4であり、これは中国黄土高原由来の石英の値を示していること。②より粗粒なB, C, NKM17-13, 21-11, 25-5, 26-13($\leq 20\mu\text{m}$)の酸素空格子信号強度は、9.0~12.3という先カンブリア紀石英を起源とする値を示していることである。

風成塵の平均粒径が、堆積時の風の強さを表しているとするならば、中国黄土高原を起源とする広域風成塵が堆積した寒冷期に比べ、先カンブリア紀石英を起源とする広域風成塵が堆積した寒冷期の方が、相対的に強い風が吹いていた可能性が高いのではないだろうか。

(4) 鉱物組成と酸素空格子信号強度の関係

表1は、 $\leq 20\mu\text{m}$ 無機物の鉱物組成と石英の酸素空格子信号強度の関係を表したものである。

この中で、特に広域風成塵の鉱物組成の特性をよく示していると考えられる泥炭堆積層中のVのグループに注目すると、粘土鉱物を多く含む⑦は、酸素空格子信号強度が9.0

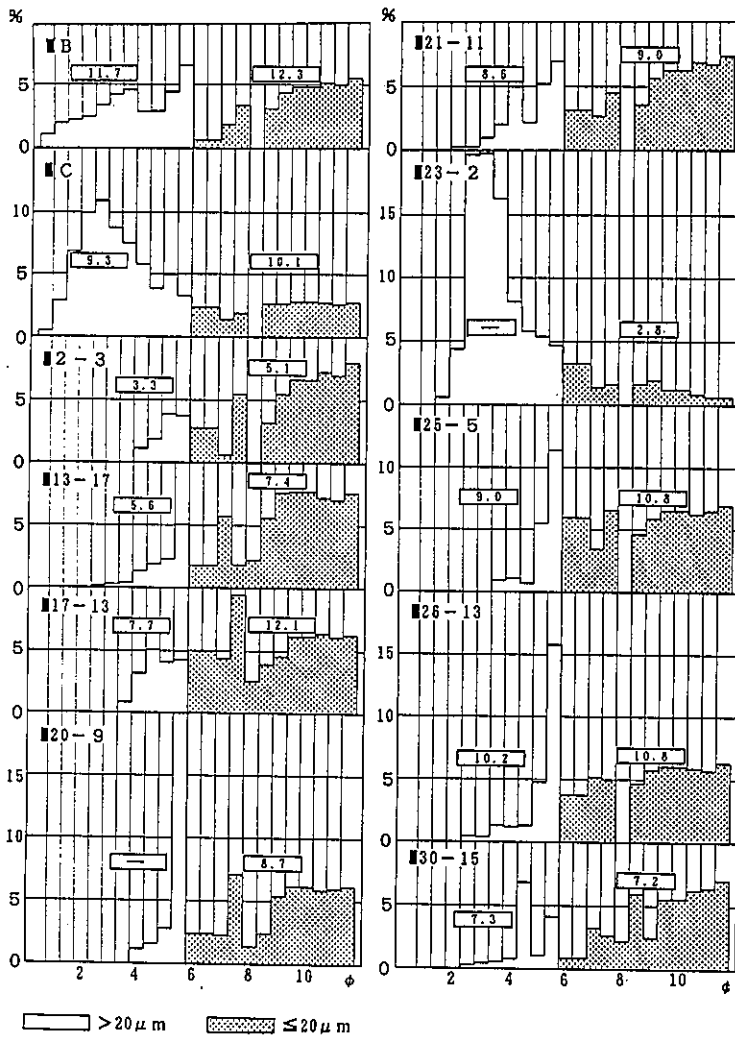


図5 中池見湿原の泥炭堆積物の粒度分布と酸素空格子信号強度

~12.1と相対的に高く、その値は、先カンブリア紀石英の値にはほぼ合致する。

また、粘土鉱物をイライトだけに限定するならば、IV⑤もこのグループに含めることができる。一方、粘土鉱物が少ない⑥は、7.2~7.4の範囲の値を示し、これらは中国黄土高原を起源とする石英の値によく合致している。

このように広域風成塵の鉱物学的特性を備えた無機物の中でも、粘土鉱物、特にイライトの含有率の低いものは、中国黄土高原を中心とした地域を給源地とし、高いものは、先カンブリア紀岩分布地域を給源地としている可能性が高いと考えることができる。

また、その他の試料について、酸素空格子信号強度とあわせて判断すると、I①は火山灰の影響を強く受けた堆積物、II②は先カンブリア紀石英を給源地とする広域風成塵の影響を強く受けた周辺山地の地表堆積物、III③は粒度が比較的粗いことと酸素空格子信号強度が高いことを考え合わせると、II②の広域風成塵が風化した物質と現地成基盤岩の風化物質が混合したものと考えられる。IV④は広域風成塵の影響を受けつつも、人工改変を強く受けた現地成の耕作層と考えられる。

表1 中池見湿原の $\leq 20\mu\text{m}$ 無機物の鉱物組成と酸素空格子信号強度

記号	鉱物組成	sample no.	酸素空格子信号強度
I①	火山灰の特徴を示すもの	7-9 23-2	— 2.8
II②	緑泥石・イライト・カオリナイト・石英を含むが長石類を含まないもの	B	12.3
III③	カオリナイトを多く含み、長石類・緑泥石・イライトをほとんど含んでいないもの	C	10.1
IV④	緑泥石を含まず、イライトも少ないもの	2-3	5.1
⑤	緑泥石を含まず、イライトが多いもの	25-5	10.8
V⑥	緑泥石・イライト・カオリナイト・石英・長石類を含むが、粘土鉱物(緑泥石・イライト)が少ないもの	13-17 30-15	7.4 7.2
⑦	緑泥石・イライト・カオリナイト・石英・長石類を含み、粘土鉱物(緑泥石・イライト)が多いもの	20-9 21-12 26-13 17-13	— 9.0 10.8 12.1

このように、広域風成塵は泥炭中に堆積しているのみならず、周辺山地の地表にも累積していることが明らかになった。

(5) 古風系の復元

図6は、成瀬ほか(1996)がMIS2の風成塵の発源地と飛来方向を表したものに、今回の中池見湿原の分析結果を加味して、風向(→1)、および酸素空格子信号強度の漸移帯(A-A')の位置を修正したものである。

黄土高原起源と考えられる石英(酸素空格子信号強度:7.2~7.4)が、12,000yrs BP.頃と42,500yrs BP.頃に堆積し、先カンブリア紀露岩地域が起源と考えられる石英(酸素空格子信号強度:9.0~12.3)は、17,500yrs BP.頃、22,500yrs BP.頃、31,000yrs BP.頃、35,000yrs BP.頃に堆積している。

先カンブリア露岩地域は、図6に示すようにモンゴル高原以北に広く分布しており、17,500yrs BP.頃、22,500yrs BP.頃に中池見湿原の風成塵は、シベリア方向(→1:高緯度コース)から北西風により飛来した可能性が高い。また、12,000yrs BP.頃に堆積した風成塵は、中国黄土高原地域の方向(→2:中緯度コース)から偏西風により飛来したと考えられる。

中緯度コースの風成塵は、平均粒径 $10\sim 11\phi$ の割合が非常に高い極めて細粒な粒度分布を示し、高緯度コースの風成塵は、粗粒な粒度分布を示した。このことから、12,000yrs BP.頃は、中国黄土高原地域からの、比較的緩やかな偏西風が卓越していたのに対し、17,500yrs BP.頃、22,500yrs BP.頃は、シベリア方向からの比較的強い北西風が卓越していた可能性が考えられる。

鉱物組成の特性からは、高緯度コースの風成塵はイライトの含有率が高く、中緯度コースの風成塵は低い傾向が見いだされた。福沢ら(1995)は、イライトを乾燥気候条件下で生成されやすい粘土鉱物と考え、特にレス分布域が湿潤化して、土壌が形成された場合にその量が減少し、乾燥した場合に生産量が増加すると考えている。この考えにもとづく

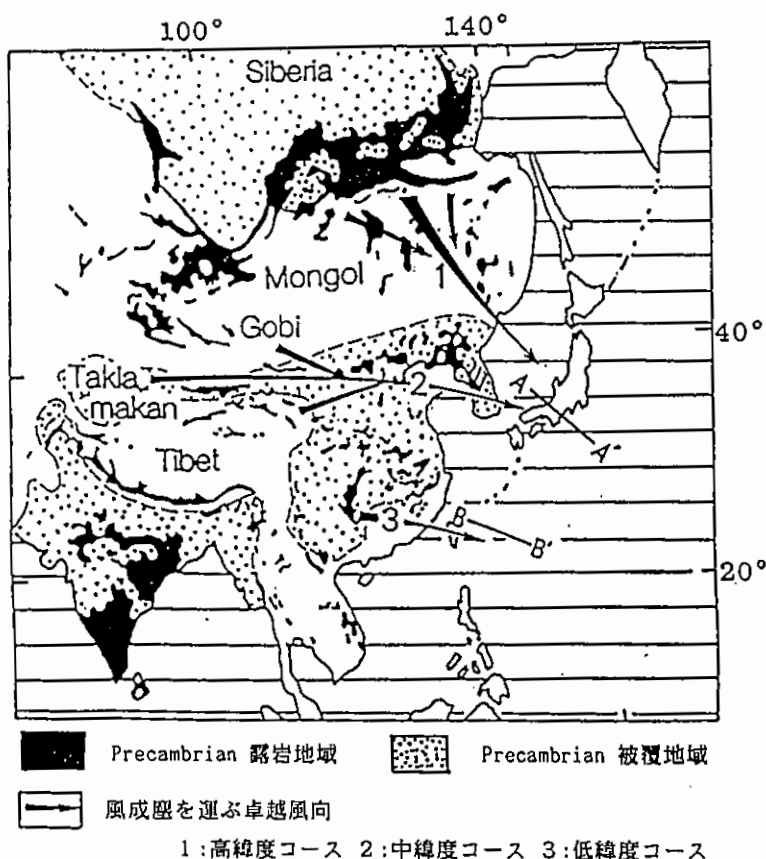


図6 MIS2における風成塵の供給源と飛来方向
(成瀬ほか, 1996を改図)

と、17,500yrs BP.頃、22,500yrs BP.頃の高緯度コースの風成塵は、乾燥気候が卓越した条件下で生成され、12,000yrs BP.頃の中緯度コースの風成塵は、それに比べると乾燥の度合いがいくぶん緩やかな条件下で生成されたと考えられる。

なお、これまで日本国内で酸素空格子信号強度が10以上の高い値を示す先カンブリア紀露岩地域を起源とする風成塵の分布域は、成瀬ほか(1996)による北海道羽幌(10.0)、苫前(12.7)、青森県牛潟(12.6)、柳(1995)による福井県黒田低地(10.3・11.1・15.3)などで確認されていた。本研究の福井県中池見湿原でも新たに7試料がこの値を示した。よって現在のところ高緯度コースの卓越風によって運ばれたと考えられる風成塵の南限は、この若狭湾沿岸地域である。また、黄土高原を起源とする中緯度コースの風成塵も同時に確認されていることから、この地域が両コース古風系の漸移帯にあたると考えられる。

5. おわりに

敦賀、中池見湿原の泥炭堆積物、および周辺山地地表面の堆積物を分析した結果は、以下のように要約できる。

- (1) 泥炭堆積物中に含まれる $\leq 20\mu\text{m}$ 無機物・石英の堆積量変化から、12,000yrs BP.頃、

17,500yrs BP.頃、22,500~21,000yrs BP.頃、31,000yrs BP.頃、35,000yrs BP.頃、42,500yrs BP.頃の6つの時期に広域風成塵の飛来が活発化したと考えられる。また、堆積量が微増する13,000yrs BP.頃、14,000yrs BP.頃、15,000yrs BP.頃、27,000yrs BP.頃、38,500yrs BP.頃の5つの時期にも広域風成塵の飛来が活発化した可能性があり、これらの時期はいずれも寒冷期にあたると思われる。

- (2) $\leq 20\mu\text{m}$ 無機物・石英の堆積速度はM I S 2で急激に増す。最も急激な堆積が行なわれたのは12,000yrs BP.頃で、次いで22,000yrs BP.頃、17,500yrs BP.頃であった。また、M I S 3の42,500yrs BP.頃にも急激な堆積が見られる。
- (3) $20\mu\text{m}$ (5.6ϕ)よりも細粒な広域風成塵起源の無機物は、 $6\sim 8\phi$ ($16\sim 4\mu\text{m}$)と $10\sim 11\phi$ ($1\sim 0.5\mu\text{m}$)の2つのモードをもつ正規分布集団からなっている。
- (4) 泥炭堆積物中に含まれる $\leq 20\mu\text{m}$ 無機物の鉱物組成は、イライト、緑泥石、カオリナイト、石英、長石類などからなり、広域風成塵の組成と一致している。さらに、周辺山地の地表にも、広域風成塵の影響を強く受けたと考えられる土壤が堆積している。
- (5) 広域風成塵と考えられる無機物には、粘土鉱物(イライト・緑泥石)の含有量が多いものと少ないものがある。
- (6) 無機物中に含まれる $\leq 20\mu\text{m}$ 石英の酸素空格子信号強度は、①9.0~12.3といった高い値を示すグループ、②7.2~7.4といった値を示すグループ、③2.8~5.1といった低い値を示すグループがあり、①は先カンブリア紀石英、②は中国黄土高原起源の石英、③は現地性の基盤岩、もしくは火山灰起源の石英の値と一致する。広域風成塵起源と考えられるのは①・②である。これらは堆積時期によって風成塵の給源地が異なり、卓越風の風向が時代によって異なることを示唆している。
- (7) 中池見湿原における $\leq 20\mu\text{m}$ 石英・無機物の堆積量変化は、隣接する三方湖や黒田低地で示された気候変動とよく一致し、さらにはグリーンランドや北東太平洋地域、大西洋沿岸地域で明らかにされたLGM以降の寒冷期とも対応している。これらのことから、少なくとも北半球における気候の寒冷化が同時性をもっていたこと、中池見湿原の広域風成塵の堆積量変化と世界的な気候変動との間に強い関連があることが確かめられた。
- (8) $\leq 20\mu\text{m}$ 石英の堆積量変化・粒度分布・鉱物組成の特性と酸素空格子信号強度の対比によって、M I S 2の中池見湿原では、LGMに比定される17,500yrs BP.頃や22,500yrs BP.頃の寒冷期に、厳しい乾燥気候のもと、高緯度コースの比較的強い北西風が卓越していたと考えられる。また、ヤンガー・ドリアスに比定される12,000yrs BP.頃の寒冷期では、比較的穏やかな乾燥気候のもと、中緯度コースの比較的弱い偏西風が卓越していたと考えられる。同様にM I S 3の42,500yrs BP.頃に中緯度コースの偏西風が、31,000yrs BP.、35,000yrs BP.頃に高緯度コースの北西風が卓越していた可能性が考えられる。
- (9) 現在のところ高緯度コースの卓越風によって運ばれたと考えられる風成塵の南限は、この若狭湾沿岸地域である。また、黄土高原を起源とする中緯度コースの風成塵も同時に確認されていることから、この地域が両コース古風系の漸移帯にあたると思われる。

広域風成塵の判定および給源地の同定にESR分析が有効であることは、本研究においても一層明らかになったと考える。しかし、分析値の絶対数がまだまだ十分でない現時点においては、各測定値が複数の給源地の平均化された数値である可能性も指摘できる。今後、ユーラシア大陸全域、日本各地の堆積層、周辺海域の海底堆積物などの測定値の絶対数を増やしていくことで、より高精度な判断基準を得ることができ、アジア地域の古環境の復元に重要な役割を果たすことになると考えられる。

また、今回の分析対象であった泥炭堆積物の処理過程にもいくつかの課題がある。無機物の含有量が高い分解の進んだ試料についてはかなり精度の高い数値がえられたが、含有率の低い未分解な試料については、有機物分解処理によって得られる無機物量もごく微量で、測定値の誤差の範囲を広げてしまう危険性がある。今回、分析に使用した1試料当たりの分量は約20cm³であったが、今後、未分解な試料については、より多量の試料を分析することが必要である。

さらに無機物中の石英の含有量についてはX線回折(step scan)によって求め、ESR測定値の補正を行なったが、測定値どうしを乗することは、誤差の拡大につながるため、石英のみを物理的に純粋分離する方法を模索する必要があると考えられる。

<文 献>

- 成瀬敏郎・柳 精司・河野日出夫・池谷元何(1996):電子スピン共鳴(ESR)による中国・韓国・日本の風成塵起源石英の同定. 第四紀研究, 35:25-34
- 宮本真二・安田喜憲・北川浩之(1995):福井県・敦賀市, 中池見湿原の層相と年代 - 過去5万年間の堆積環境の変遷 -. 地学雑誌, 104:865-873
- 成瀬敏郎・小野有五・平川一臣・岡下松生・池谷元何(1996):酸素同位体ステージ2における東アジアの風成塵石英の供給源. 日本地理学会予稿集, 49:222-223
- Okada, A. (1978): Structure of the waste-filled valleys and associated crustal movements at the eastern part of the Tsuruga Plain, North of Lake Biwa. *Paleolimnology of Lake Biwa and Japanese Pleistocene*, 6:66-80
- Toyoda, S., Ikeya, M., Morikawa, J. and Nagatomo, T. (1992): Enhancement of oxygen vacancies in quartz by natural external β and γ ray dose: a possible ESR geochronometer of Ma-Ga range. *Geochemical Journal*, 26:111-115
- 安田喜憲(1982):福井県三方湖の泥土の花分析的研究. 第四紀研究, 21:225-271
- 柳 精司(1995):山陰東部と北陸西部における最終間氷期以降の広域風成塵の堆積量と古環境. 兵庫教育大学修士論文(未公開)
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M., Orchard, J., Grootes, P., Mayewski, P. A., Meese, D. A. (1994): Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature*, 372:663-666
- Behl, R. J., Kennett, J. P. (1996): Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature*, 379:243-246
- Nilsson, T. (1983): *The Pleistocene, Geology and Life in the Quaternary Ice Age*. Reidel, Dordrecht.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., Steffensen, J. P. (1992): Irregular glacial interstadials record in a new Greenland ice core. *Nature*, 359:311-313
- Lehman, S. J., Keigwin, L. D. (1992): Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, 356:757-762
- 福沢仁之・小泉 格・岡村 真・安田喜憲(1995):水月湖細粒堆積物に認められる過去2,000年間の風成塵・海水準・降水変動の記録. 地学雑誌, 104:69-81