

中国山地の湿原に堆積する風成塵と古環境復元

鈴木 信之

キーワード：風成塵，最終氷期，モンスーン変動，ESR，細池湿原

1. 本研究の目的

アジア地域においては、モンスーン気候が人々の生活や文化にまで深く浸透している。このモンスーン気候の産物のひとつである黄砂の飛来現象は、遠く北太平洋までおよんでいる。このことは、黄砂を含む風成塵がモンスーン気候に影響されていることは無論、広域的な気候の指標になることを示唆しており、風成塵を研究することによって過去の気候変動を明らかにしようとする試みである。

日本において風成塵の研究というのは、1980年代になるまで、行われていなかった。なぜなら、火山帯に属する日本では、風成塵を母材とする赤色風化土等はすべて火山起源の物質として考えられていたからであり、また、 $30\mu\text{m}$ 以下の微細粒を詳しく分析することは難しいことも手伝って、長年、火山起源の噴出物がその起源と考えられていたのである。

そのため、日本において風成塵の研究は未解決の点が多く、しかも風成塵の研究方法も完全には確立していない現状である。本研究では、ポーリングコア中に含まれる細粒物質について無機物堆積量、粒度組成、ESR信号強度などを分析し、同地域の花粉分析の結果(Miyoshi, 1989)やグリーンランドの氷床コアの解析結果と比較することにより、次の諸点について検証することを本研究の目的として設定する。

- (1) 中国山地（細池湿原）に堆積した無機物が風成塵起源であることの確認。
- (2) 周辺での気候変動と風成塵堆積量の変動との関連。
- (3) 北大西洋を中心とする極域における気候変動との関連性。
- (4) 総合的に中国地方における古環境の復元。

このことを踏まえたうえで、次の3つ理由により研究対象地の選定を行った。

- (1) 岡山県苫田郡加茂町細池湿原では、岡山理科大学や神戸大学の先行研究により大山等を噴出起源とする火山灰層が判明している。
- (2) ^{14}C 放射性炭素年代による年代測定とテフラ年代から地層の年代を高精度に解析できる。
- (3) 風成塵を中心とした高精度分解能による第四紀後期（酸素同位体ステージ3以降）古環境復元では中国地方で初めての試みである。

2. 研究方法

- (1) 供試試料のサンプリング(柱状試料)
- (2) 火山灰の同定
- (3) 全無機物量の堆積量測定
- (4) 粒度分析
- (5) X線回折
- (6) ESR分析(電子スピン共鳴法)

研究方法概要

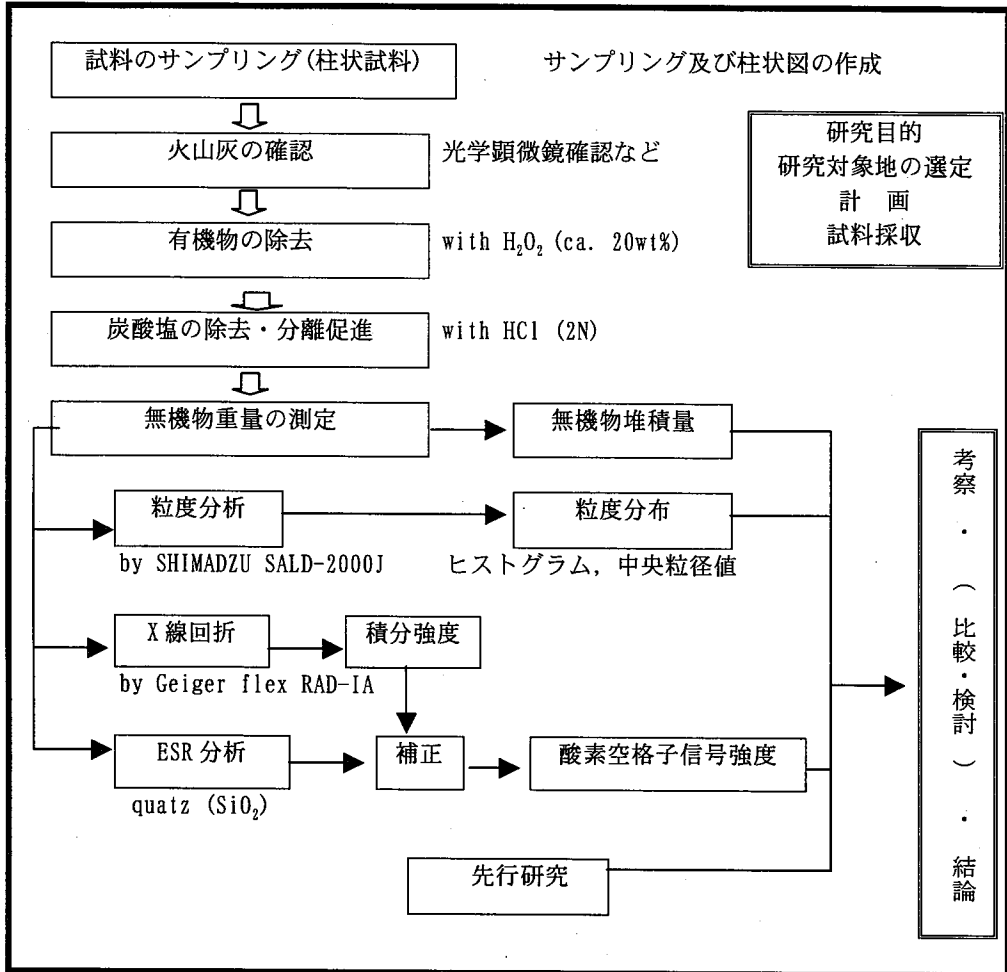


図1 研究過程

3. 試料採取地域の概要

(1) 岡山県細池湿原の自然環境位置と特色

岡山県北部にある五輪原細池湿原は岡山県苫田郡加茂町に位置し、中国山地脊梁部の標高約960mの山地に形成された湿原である。調査地点の経緯度は、北緯35°15′東経134°04′である。標高1,000m近いこの地域は、冷涼な気候のため、大根の害虫や病気が少なく、良好な大根ができることが予想され、更には、出荷の便がよいことから、この地を大根の大産地にするために県営農地開発事業が進められ、大根畑が広がっている。

(2) 地質

細池湿原を取り巻く中国山地は、花崗岩ないし花崗斑岩からなっているが、細池湿原の周囲は石英を含まない玄武岩からなっている。玄武岩の上には、玄武岩の風化物、第四紀に噴出した大山、三瓶山、それに鹿児島県から運ばれた広域火山灰、それにアジア大陸から飛来堆積した風成塵などが堆積している。細池湿原には玄武岩地域に発する小河川が流入している関係で、湿原の堆積物は玄武岩の風化物質、火山灰、風成塵物質からなる。本研究は石英を多く含む風

成塵を研究対象にしているために、石英を含まない玄武岩地域にある細池湿原は、研究条件に優れている。

(3)採取試料の層序

最上部 4.3cm は、ミズゴケである。1.8cm の漸移層をはさんで、深度 64cm までは黒色の泥炭が堆積し、深度 26~28.3cm と深度 60cm に火山灰が挟まれている。このうち、深度 60cm の火山灰はアカホヤ火山灰 K-Ah である。なお、深度 40~43cm に炭化物層がある。

深度 64~98cm は褐色 (10 YR4/6) の粘土層である。この下位は再び淡黒色の泥炭層となり、深度 144cm まで続いている。この泥炭層の最下部に近い深度 140~141cm に阪手火山灰 (19,000 年前) が挟まれている。

深度 144~218cm までは 3~4cm の薄い砂層を挟む灰黄褐~黒褐色~黒色の粘土層である。深度 218~247cm は、黄褐色の粗砂層で、3mm 径の玄武岩礫や火山起源物質が混じっている。この粗砂層には AT ガラス (27,500 年前) が多く含まれている。

深度 247~304cm は再び黒褐色~黒色の粘土層となり、深度 272~275cm に大山起源の DNP7 火山灰 (約 70,000 年前) が挟まれている。したがって、247~272cm 層準では厚さ 25cm の粘土・砂が堆積するのに約 25,000 年かかったことになる。堆積速度は 0.006 cm/年である。AT よりも上層において堆積速度の最も遅い阪手火山灰~K-Ah の層準ですら 0.069 cm/年であるのに対して、この層準は 1/10 の速度である。したがって、その層準の中の深度 255cm に不整合を設定した。

最下部の深度 304~323cm は、にぶい黄色粘土が堆積している。

以上の層序をまとめると、細池湿原 HIB2 コアにおける堆積環境は、約 7 万年前には粘土が堆積していたが、その後、この粘土層が侵食を受ける時期があった。その時期は AT 火山灰が堆積する以前であるとし、現段階ではわからない。

AT 火山灰の堆積後に、粘土と砂が交互に堆積する環境に変化した。その後、阪手火山灰が堆積する直前 (19,000 年前) から、細池に湿原が形成されるようになり、途中、粘土が堆積する時期を除いて、泥炭が堆積する環境が続いた。

なお、深度 300cm~K-Ah 層までの堆積速度は、0.082 cm/年、K-Ah 層~サカテ火山灰層までの堆積速度は 0.069 mm/年、サカテ火山灰層~AT 層直上までの堆積速度は 0.15 cm/年である。

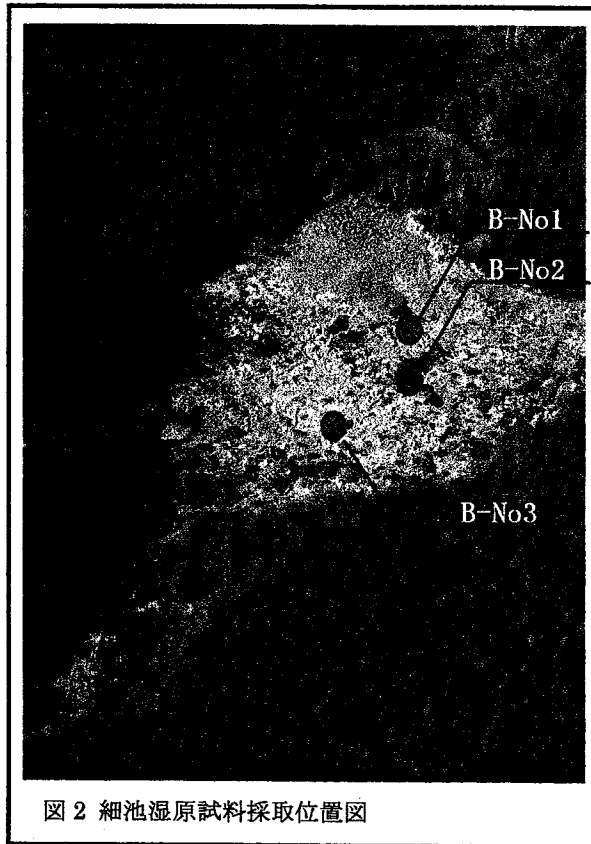


図2 細池湿原試料採取位置図

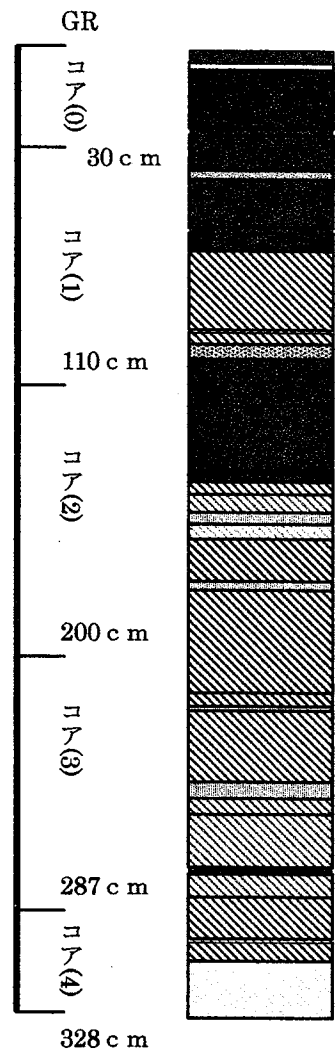


図3 細池湿原 B-No2 柱状図

5. 細池湿原における古環境復元

(1) 無機物堆積量, 粒度組成, ESR 値の変動と古環境

細池湿原から採取した厚さ 323cm のコアについて, 無機物堆積量分析, 粒度分析, ESR 測定を行ない, 火山灰編年による年代決定を行なった. さらにグリーンランド氷床コアで得られた GRIP と GISP2 の酸素同位対比変動曲線を採用して古環境復元図 4 を作成した.

本研究で使用したコア試料のうち, 深度 323~249cm までは約 7 万年前より前の時代, すなわち海洋酸素同位体ステージ (MIS) 5 に対比される. そして 249cm よりも上層に AT ガラスが多く含まれることから, 249cm よりも上位の層が MIS 3~MIS 1 に対比される. したがって 249cm 層準に MIS 5 と MIS 3 の不整合が存在すると考えている.

以下, GISP2 と GRIP で明らかになった高精度気候変動と細池湿原の諸分析結果を対比させながら古環境変動を考察することにしたい.

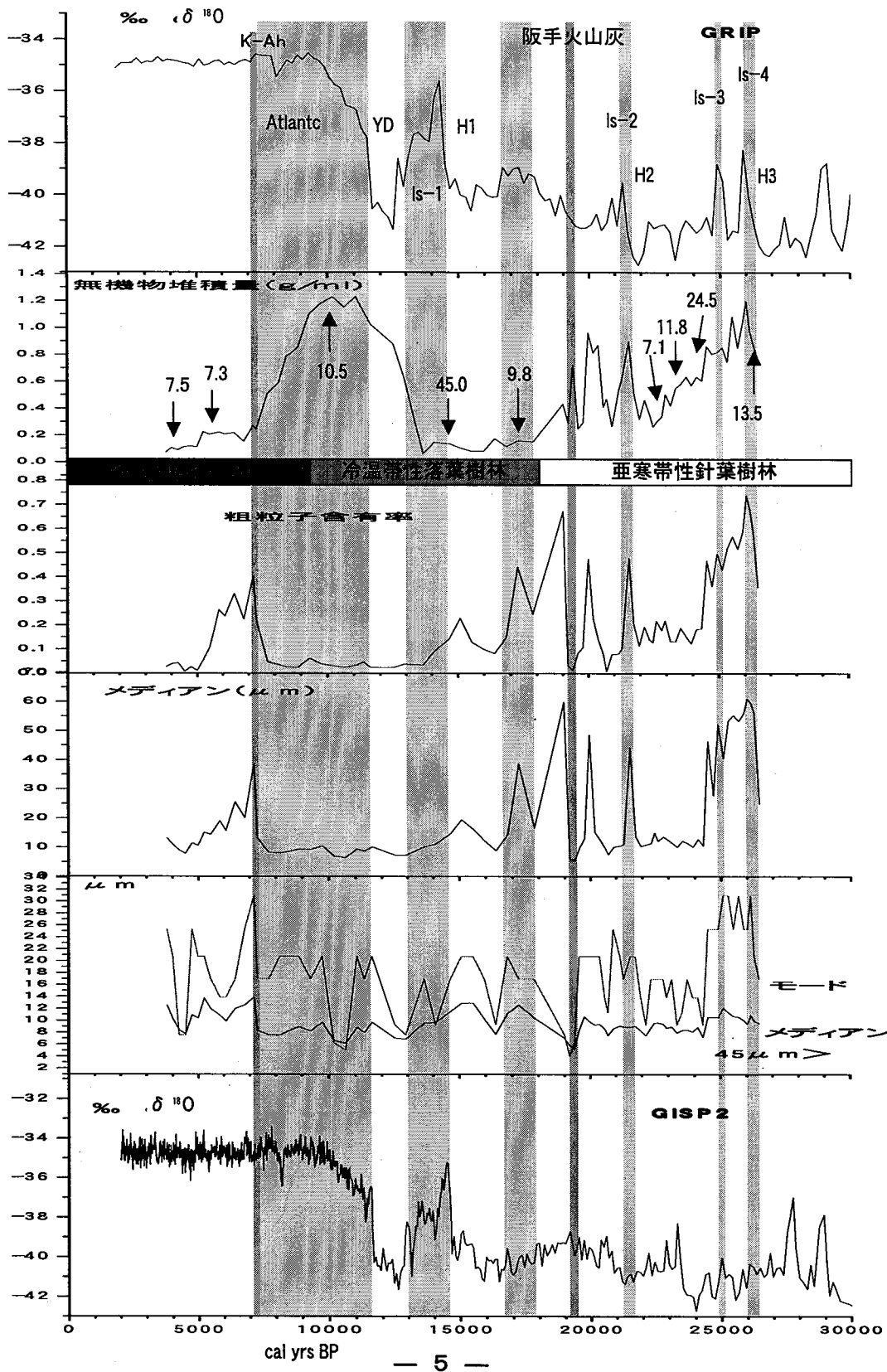


図4に示した6つの図のうち、まず、(a)と(f)はグリーンランド氷床コア GRIP と GISP2 の酸素同位体比のグラフである。両者は、細部において若干の差異はあるものの、14,500~12,500年前の温暖期、寒冷な新ドリラス期 YD、12,000年前から温暖な Atlantic 期の年代及び酸素同位体比值についてほぼ一致している。GRIP においては、27,000年前~14,500年前にかけて寒冷な Heinrich event 1~3、逆に短期間ではあるが温暖な Interstadial 1~4 の存在が認められている。

(b)は、無機物堆積量 (g/ml) で、これに ESR 値を書き入れている。

(c)は、粗粒子含有率である。(以後(c)粗粒子率と記載)

(d)は、全無機物の中央粒径値(メディアン MD)である。(以後(d)MD と記載)

(e)は、 $<45\mu\text{m}$ の無機物中央粒径値(メディアン MD)と最頻度粒径値(モード)である。(以後それぞれ、(e)MD, (e)モードと記載)

これによると、火山灰層準では粗粒子含有率、メディアン MD ともに増加し、火山灰の粒子径が両者に反映していることがわかる。ところが (e) モードと MD をみると、アカホヤ火山灰は明瞭なスパイクが認められるのに対して、阪手火山灰の場合には認められない。その理由は、阪手火山灰が三瓶山から運ばれた火山灰であるので粗粒画分が主体で細粒画分を多く含まないからである。それは (d) MD の増加と (e) の減少に表れている。

また阪手火山灰の場合は無機物含有量のスパイクが認められるのに対して、アカホヤ火山灰の場合は低いピークしか認められない。それは含有量を重量%で求めた関係で、アカホヤのように火山ガラスが主体の火山灰は比重が軽く、重量が少なく見積もられているからである。

なお、アカホヤ火山灰、阪手火山灰、AT 火山灰によって平均堆積速度を求めると、深度 300 cm~アカホヤ層までの堆積速度 (年 0.082 cm)、アカホヤ層~阪手火山灰層までの堆積速度 (年 0.069 cm)、阪手火山灰層~AT 層直上までの堆積速度 (年 0.15 cm) となる。

(2)AT (27,500 年前) ~現在までの古環境変動

H3 から Is-4・Is-3, そして H2 へ

GRIP に認められるように 27,000 年前 (cal yrs BP) は寒冷な Heinrich event 3 (H3) であった。H3 は無機物含有量、粗粒子含有率ともに多くなく、(d)と(e)も細粒であった。しかし、その直後、26,000 年前に急激な温暖化が起り、Interstadial 4 を迎えた。(b),(c)ともに急増し、(d),(e)ともに粗粒化した。ESR 値は 13.5 である。

Interstadial 4 の直後は、短期間のやや寒冷な時期であった。そして 25,000 年前に再び温暖な Is-3 がやってきた。無機物含有量、粗粒子含有率ともに増加し、MD, モードともに粗粒化した。しかし、その後は 22,000 年前の寒冷な H2 に向かって徐々に寒冷化していった。含有量、含有率ともに気温の寒冷化に歩調を合わせるように徐々に減少し、MD, モードも細粒化していった。

この時期の急激な環境変動は以下のように説明されるであろう。

寒冷な H3 期において、細池湿原には北西モンスーンによってアジア北方の先カンブリア岩地域から風成塵が運ばれ、玄武岩の上や、細池湿原内にも堆積した。この直後に急激な温暖化が起り、夏季モンスーンが強くなって夏雨が増加した。その夏雨によって背後の山地に堆積していた風成塵や火山灰物質などが流水によって湿地に多量に流れ込んだ。

Is-4 後に短期間の寒冷な時期を挟んで、再び温暖な Is-3 (25,000 年前) が訪れた。この時期にも Is-4 とほぼ同じ変化が生じ、堆積量、含有量ともに増加し、粗粒化した。ただ Is-3 は Is-4 ほどには温暖ではなく、夏季モンスーンも Is-4 ほどには強くなく、夏雨がもたらす湿原へ運ばれる流水物質も多くなかった。

Is-3 を過ぎると、気候は H3 に向かってしだいに寒冷化するようになった。これに合わせるように含有量、含有率も低下し、MD, モードも細粒化していった。これは寒冷化とともに夏季モンスーンが弱くなり、夏雨が減少することによって、湿原に流水物質を運ぶ量が減少してい

ったことを示唆している。この時期、微細石英の ESR 値が 11.8 を示すように北方アジア大陸から北西季節風によって風成塵が運ばれた。しかし、その後に ESR 値が 7.1 を示すのは、説明が難しい。

このような変動傾向はまさにボンドサイクルを示しているといつてよい。

Is-2 ~Is-1 まで

H2 の寒冷な時期の直後に急激な温暖期 Is-2 (22,000 年前) がやってくる。無機物含有量、粗粒子含有率ともにスパイクが認められ、MD, モードも粗粒化する。

このような傾向は 20,000 年前にも存在するが、この時期については、現在のところ説明が困難である。この層準は粒径が粗く、大山系の弥山軽石 (MsP)、あるいはホーキ火山灰層 (UK) の可能性がある。

そして 19,000 年前に三瓶山が噴火し、阪手火山灰が堆積する。17,000 年前にやや温暖な時期があるが、全体として 14,500 年前の H1 の最寒冷に向かって寒冷化が進行している。

17,000 年前のやや温暖な時期には無機物含有量に変化は認められないが、粗粒子含有量が増加し、MD, モードも粗粒化している。この層準の ESR 値は 9.8 である。

この間の古環境についても、上述の H3 から H2 にかけての変動と似通っており、温暖期に夏雨の増加によって流水物質が湿原に多く堆積し、寒冷期には乾燥化して堆積量が減り、粒子の大きさも減少する。ただし、17,000 年前の温暖期に無機物含有量だけに変化が認められない理由は現在のところ不明である。

Is-1~アカホヤ火山灰まで

14,500 年前の H1 を過ぎると、急激に温暖化が進行するようになる。Is-1 である。最終氷期が終了し、地球は後氷期と呼ばれる温暖な時期を迎える。途中新ドリラス期という短期間の寒冷期を挟んで、11,000 年前から本格的な温暖期、完新世 MIS 1 となる。このコアにもこの時期の急激な環境変動が記録されている。Is-1 に無機物含有量の急激な増加が始まる。しかし粗粒子含有量や MD も変化は認められない。モードは Is-1 には粗粒化するが、新ドリラス期には細粒化する。そして 11,000 年前から粗粒化する。

この間の古環境については、寒冷な H1 が終り、温暖な Is-1 になると、夏季モンスーンが強くなり、夏雨が増加した。この夏雨によって湿原に流入する水量が増え、湿原に運ばれる物質も急激に増加するようになった。日本では新ドリラス期の寒冷化現象は明瞭でないとしており、本地域でも明瞭に認められなかった。10,000 年前あたりが無機物含有量のピークであるが、その後は減少する。その理由は後述するように植生にあると考えられる。

アカホヤ火山灰層~現在まで

約 7,500 年前にアカホヤ火山灰が堆積した。この層準に粗粒子含有率が急増し、MD, モードともに粗粒化する。火山灰の粒度組成を反映しているか、あるいは火山灰の堆積によって植生が破壊されたためのどちらかであろう。その後は無機物含有量、粗粒子含有率、MD ともに減少、細粒化する。この時期の微細石英の ESR 値は 7.3~7.5 であるので、亜熱帯ジェット気流によってタクラマカンやゴビなど中緯度の砂漠から運ばれた風成塵である。

(3) 無機物堆積量と植生との関係

AT 層準 (27,500 年前) から阪手火山灰層準 (1.9 万年前) の約 7,500 年間で堆積速度において 0.15mm/年であり、他の時期よりも約 2 倍近い堆積速度である。阪手火山灰からアカホヤ K-Ah 層準 (7500 年前) までの約 11,500 年間は堆積速度が 0.069mm、表層からアカホヤ火山灰層準までの間は約 0.082mm である。

細池湿原一帯の植生は、最終氷期後期後半から約 18,000 年 (cal yrs BP) までは、マツ科針葉樹が占優していた (Miyoshi, 1989)。マツ科針葉樹は疎林をなしていたために、Is-3 や Is-4 のような温暖期に、夏雨によって土壌侵食が進み、その結果、侵食された土壌が湿原に流れ込む量が多くなった可能性が高い。このような環境で、温暖期には流水物質が多く堆積し、

寒冷乾燥期には減少するような傾向が見られた。すなわち、夏雨による流水物質が気候変動に敏感に対応する時代であったと考えられる。

18,000年前からは、マツ科針葉樹がしだいに減少していった。かわって、カバノキ属をはじめコナラ亜属、ブナ属、クマシデ属などの落葉広葉樹が増加するようになり、亜寒帯性針葉樹林から冷温帯性落葉樹林に遷移していく。このころから湿原には泥炭が堆積するような湿地性の環境に移り変わっている。すなわち、植生がより密になったために、土壤侵食が起りにくく、このため、堆積速度が半減したと考えられる。

14,500年前からは、温暖化が始まり、植生もより密になっていった。しかし夏季モンスーンの強まりとともに、夏雨も増加し、山地斜面に堆積した火山灰、風成塵、玄武岩風化物が侵食され、湿原に堆積していった。したがって14,500年前から9,000年前にかけて無機物含有量が非常に多くなった。

縄文海進期(9,000~6,000年前)になると、アカガシ亜属が増加し、細池湿原一帯も常緑広葉樹林が広がるようになった。この常緑広葉樹林の被覆によって土壤侵食が抑えられるようになり、したがって9,000年前以降になると急速に無機物含有量が減少していくとともに、粗粒子含有率も低下し、MDも減少していった。

(4) 風成塵の給源とポーラーフロントの位置

図4の(b)に示したように、無機物に含まれる微細石英(20 μ m以下)のESR値は、風成塵の給源と当時のポーラーフロントの位置を示唆している。

まず、最終氷期の27,000年前~14,500年前までの微細石英のESR値は9.8~13.5であった。この値は北方アジア大陸に広域に分布する先カンブリア紀岩地域から北西季節風によって運ばれた風成塵であることを示している。なお、23,000年前の層準に含まれる微細石英のESR値が7.1と低い値を示す理由については現在のところ不明である。

当時のポーラーフロントは瀬戸内海から関東を結ぶ線にあったと推定されている(Toyoda and Naruse, 2002)。細池湿原はこの線よりも北に位置しているのもっぱら北西季節風によって運ばれた風成塵が堆積していたであろう。ポーラーフロントは南の暖気と北の冷気がぶつかり合う前線であるので、この前線よりも北に位置する細池湿原は北からの乾燥した冷気が卓越する気候環境であったと思われる。

後氷期の10,000年前に堆積した粘土層に含まれる微細石英のESR値は10.5である。これは最終氷期に山地斜面に堆積した風成塵が、土壤侵食を受けて湿原に再堆積したものである。アカホヤ火山灰以降に堆積した泥炭層に含まれる微細石英のESR値は7.3~7.5である。この値は黄土高原に堆積する黄土と同じ数値であるので、完新世に入ると、亜熱帯ジェット気流によってタクラマカンやゴビといった内陸砂漠から運ばれた風成塵が細池湿原にも堆積するようになったことを示している。完新世になるとポーラーフロントは北海道北部まで移動し、細池湿原はポーラーフロントの南側に位置し、南からの暖気が卓越するようになった。

6. 結論

岡山県と鳥取県の県境に近い岡山県苫田郡加茂町にある標高 960m の細池湿原で採取した長さ 323cm のボーリングコアについて無機物堆積量、粒度分析、ESR 分析を行い、得られた分析結果から最終氷期 27,000 年前～現在までの古環境復元をおこなった。

(1) 長さ 323cm のボーリングコアは、0～64cm はアカホヤ火山灰を挟む泥炭層、64～98cm は粘土層、98～144cm は阪手火山灰を挟む泥炭層、144～218cm は粘土層、218～247cm は AT ガラスを含む粗砂層、247～304cm は DNP7 火山灰を挟む粘土層、最下部に最終間氷期以前の黄色粘土層からなる。泥炭は阪手火山灰層 (1.9 万年前) あたりから堆積を始め、途中、粘土層を挟んで 7,500 年前から再び堆積するようになった。

(2) コア中の火山灰は、下から DSP7 (約 7 万年前)、AT 火山灰 (27,000 年前)、阪手火山灰 (19,000 年前)、アカホヤ K-Ah (7,500 年前) をはじめ、同定をしていない火山灰層が数枚認められた。

(3) 無機物堆積量、粗粒子含有率、モード、MD から古環境復元を行ない、以下のような古環境変遷が明らかになった。

27,000 年前から細池湿原には GRIP や GISP2 に認められる寒冷な時期ハイネリッヒイベントに無機物堆積量・粗粒子含有率が少なく、MD・モードも細粒である。その直後のインタースタディアルに無機物含有量、粗粒子含有率が急増し、MD・モードともに粗粒化する。このことは、寒冷で乾燥した時期に雨が少なく、主に細粒な風成塵が堆積した。その直後の温暖期に夏季モンスーンが強まって夏雨が増加し、粗粒な流水物質が増加したことを示唆している。14,500 年前から温暖化にともなう無機物堆積量が増大し、そのピークは 10,000 年前である。その後、9,000 年前から無機物堆積量が減少する。このような古環境変遷は、寒冷化が徐々に進行し、温暖化が急激に起こるとしたグリーンランドの GRIP や GISP2 の研究で認められたボンドサイクルに対比可能である。

(4) こうした無機物堆積量、粗粒子含有量、MD、モードの変化には気候変動のほかに、湿原を取りまく山地植生の変化ともかかわりがある。無機物堆積量は 19,000 年前までは 0.15mm、19,000～7,500 年前は 0.069mm、7,500 年前～現在は 0.082mm であった。18,000 年前までは、この地域は亜寒帯性針葉樹林であり、山地斜面は土壌侵食を受け易く、急激な温暖化に伴う夏雨の増加によって侵食された流水物質が多く堆積した。18,000～9,000 年前には冷温帯性落葉樹林に変わり、土壌侵食が防がれるようになった。しかし、14,000 年前からの急激な温暖化と夏雨の増加は土壌侵食を加速した。9,000 年前から常緑広葉樹林に変わり、地表はうっそうとした植生に覆われるようになった。このために土壌侵食も進まなくなり、無機物堆積量が激減した。

(5) 風成塵の給源と飛来コース

ESR 値によって、最終氷期には北方アジア大陸の先カンブリア紀岩地域から北西季節風によって風成塵が運ばれ、細池湿原はポーラーフロントの北側に位置する寒冷乾燥気候が卓越した。完新世になるとポーラーフロントが北上し、細池には亜熱帯ジェット気流によって内陸砂漠から黄土高原を通るコースを風成塵が運ばれ、細池湿原はポーラーフロントの南側に位置するようになった。

参考文献

- 池谷元伺・三木俊克(1992):『ESR顕微鏡』シュブリーンガー・フェアラー・ク東京, pp.65-83.
- 井上克弘・溝田智俊(1988):黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の2:1型鉱物と微細石英の風成塵起源. 粘土科学, **28**, pp.30-47.
- 井上伸夫(2001):北西インド・タール砂漠における完新世気候変動とインダス文明の盛衰. 兵庫教育大学大学院修士論文(未公開).
- 熊井久雄(1993):地球環境の変遷史. 日本地質学会環境地質研究委員会編『環境地質学からみた地球環境の諸問題』pp.1-25, 東海大学出版会.
- 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**, pp.339-347.
- 町田 洋(1977):『火山灰は語る』324p, 蒼樹書房
- 町田 洋・新井房夫(1992):『火山灰アトラス[日本列島とその周辺]』276p, 東大出版会
- 菱輪貴治(2001):福島県矢原湿原におけるモンスーン変動の復元. 兵庫教育大学大学院修士論文(未公開).
- 溝田智俊・井上克弘(1988):風成石英粒子の酸素同位体組成-そのトレーサーとしての意義-. 粘土科学, **28**, pp.38-54.
- 文部省国立天文台編(2000):『理科年表 平成13年度版』218p., 丸善.
- 成瀬敏郎・柳 精司・河野日出夫・池谷元伺(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**, pp.25-34.
- 成瀬敏郎・小野有五(1997):レス・風成塵からみた最終氷期のモンスーンアジアの古環境とヒマラヤ・チベット高原の役割. 地学雑誌, **106**, pp.205-217.
- 成瀬敏郎・小野有五・平川一臣・岡下松生・池谷元伺(1997):電子スピン共鳴(ESR)による東アジアの風成塵石英の産地同定-アイソトープステージ2の卓越風復元への試み. 地理学評論, **70A**, pp.15-27.
- 成瀬敏郎・井上克弘(1982):北九州および与那国島のレス-後期更新世の風成塵の意義. 地学雑誌, **91**, pp.164-180.
- 成瀬敏郎・井上克弘(1983):山陰および北陸沿岸の古砂丘に埋没するレスについて. 地学雑誌, **92**, pp.117-129.
- 成瀬 洋(1982):『第四紀』269p, 岩波書店.
- 野村亮太郎・田中眞吾・柏谷健二・相馬秀廣・小倉博之・川崎輝雄(1995):岡山県北部, 細池湿原のテフラについて. 第四紀研究, **34**, pp.1-8.
- 住 明正・安成哲三(1996):『岩波講座地球惑星科学11 気候変動論』pp.103-156, 岩波書店.
- 多田隆治(1997):ダンスガード・サイクル-突然かつ急激な気候変動と日本海海洋変動-. 科学, **67**, pp.597-605.
- 多田隆治(1998):数百年~数千年スケールの急激な気候変動-Dansgaard-Oeschger Cycle に対する地球システムの応答-. 地学雑誌, **107**, pp.218-233.
- 鳥居雅之・福岡浩司(1988):黄土層の初磁気化率:レビュー-. 第四紀研究, **37**, pp.33-45.
- 鳥居雅之(2000):黄土層の磁性-まだやることはあるか?!-. 月刊 地球, **22**, pp.146-148.
- 矢田貝真一(1999):韓国済州島における最終氷期の風成塵堆積とモンスーン変動. 兵庫教育大学大学院修士論文(未公開).
- 安田喜憲・小泉 格(1995):『講座 文明と環境 第1巻 地球と文明の周期』270p, 朝倉書店.
- 安田喜憲・三好教夫(1998):図説日本列島植生史, 朝倉書店.
- 安成哲三・柏谷健二(1992):『地球環境変動とミランコヴィッチ・サイクル』25-52, 古今書院.
- 吉川周作・近藤洋一・井内美郎(1993):帯磁率による「肉眼では識別することができない火山灰」の検出. 地質学雑誌, **99**, pp.293-296.