

第V章 三瓶小豆原埋没林の成因

(1) 埋没林を埋積する地層について(埋没立木A-5, A-9発掘調査をもとに)

中村 唯史(鳥根県立三瓶自然館)

1. 各層の特徴

三瓶小豆原埋没林を埋積する地層は上から順に、(1)河川堆積層、(2)火砕物の二次堆積層、(3)火砕流堆積層(4)火山泥流(「岩屑なだれ」の末端部に相当)堆積層の4層に大別することができ、その下位には古土壌と基盤岩(花崗岩)とその風化物が分布する。

(1) 河川堆積層

地表下に0.5~2mの層厚で分布し、調査地の南側で層厚を増す傾向がある。下位層に対して浸食面を境して重なる。

最上部は調査前までの旧水田土壌に覆われる。その下はφ40cm以下の大礫~中礫を多含する礫層で、調査区の南側では層厚0.4m以下のシルト質砂~砂質シルト層を挟む。

礫層を構成する礫種はデイサイトを主体とし、花崗岩礫を少量含む。礫形状は垂角礫~垂円礫である。

礫層のマトリックスは細礫~粗粒砂が主体でシルト分は殆ど含まない。マトリックス分は花崗岩片>デイサイト岩片である。礫層には河道構造を示す大型の斜交層理が認められ、層相の変化が大きい。小河道の流路変化に伴って堆積したとみられる。

調査区の南側で礫層に挟まれるシルト質砂~砂質シルト層は、花粉分析の結果から江戸時代以降の旧水田耕作土であると考えられ、また、ビニール袋等の「ゴミ」を含む層準があることから本層はごく新しい時代の堆積層で、埋没林の形成とは直接関係がないと判断される。

なお、小豆原川左岸の一部(調査区南西部の谷出口)にはシルト分を主体とする谷底堆積物が分布している。

(2) 火砕物の二次堆積層

本層は地表下0.5~2m以深に分布し、上位の河川堆積層は本層に対して浸食面を境して重なる。本層はシルト~粗粒砂までの比較的細粒な堆積物を主体とし、一部に礫層を伴う。層理が明瞭である。

厚さ数cmから1m未満の砂質層理とシルト質層理が互層し、層理面はほぼ水平で側方への連続性

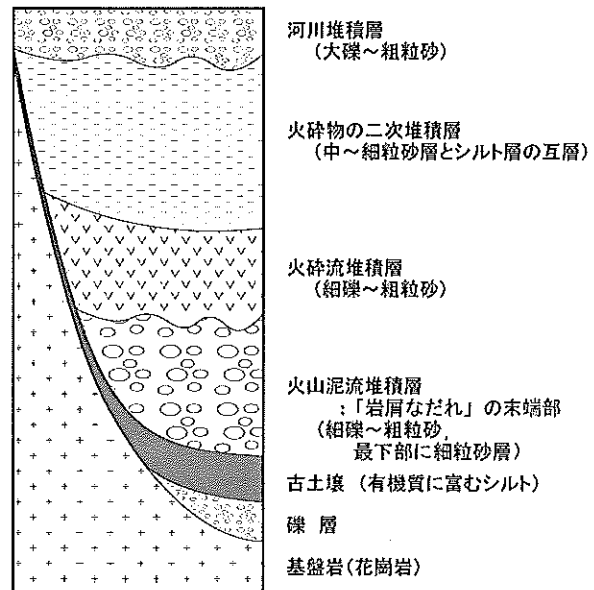


図5.1-1 総合柱状図



写真5.1-1 埋没林発掘調査
状況

A-9, A-19発掘時の状況, これらの埋没樹は基盤からなる埋没斜面の上方にあり, 全体が火砕物の二次堆積層によって埋積されていた。

が良好である。一部に挟まれる礫質層理は下位の堆積層を浸食して, 下に凸の河道状の断面形状を示すこともある。それ以外の部分では, 明瞭な浸食面は認められず, 地層はほぼ連続して堆積したと判断できる。また, 微細な堆積構造がよく保存されていて, 生物などによる擾乱を殆ど受けていない。植物根の侵入も認められない。このことから, 堆積速度が速かったと推定できる。

砂質層理は中～細粒砂を主体とする比較的淘汰がよい地層で, 火山灰質の粒子からなる。斜交葉理が発達し, 植物片密集葉層と軽石礫密集葉層を所々に挟む。植物片密集葉層に含まれる植物片は多くが木片で, 炭化したものも多い。軽石礫密集葉層は発泡の良い白色軽石からなり, 三瓶火山の第Ⅱ活動期の噴出物である大田軽石に類似する。大田軽石は周辺の尾根部に分布しており, 再堆積したものと思われる。

シルト質層理は平行葉理またはごく低角度の斜交葉理が発達する。火山灰質のシルトからなり, 吸着性が強く, 脱水状態ではよく締まる特徴を持つ。炭化した木片を多く含み, それらは火砕流堆積物からの再堆積とみられる。色調は暗灰～黒褐色を呈して一見有機質に富むように見えるが, 繊



写真5.1-2 火砕物の二次堆積層 (A-9発掘坑)
砂層と泥層が明瞭に互層している。河川の氾濫と, 滞水状態が繰り返されてこの地層が堆積したことがわかる。

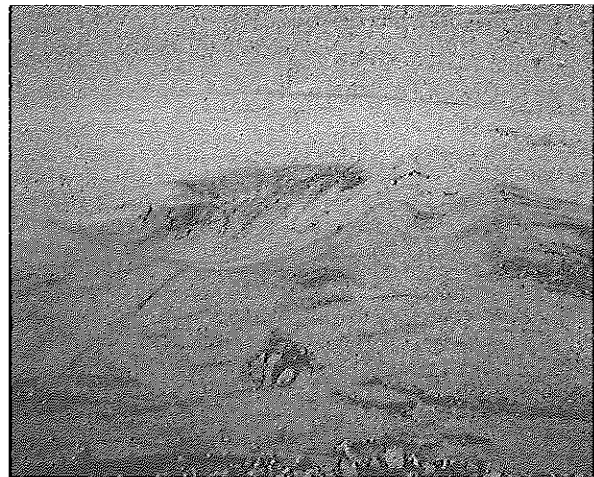


写真5.1-3 砂層にみられる斜交葉理 (A-5発掘坑)
火砕物二次堆積層の砂層部には, 数mm～数cmオーダーの斜交葉理がよく発達している。

維質の腐植はほとんど含まない。

A-5発掘調査坑では、火砕物の二次堆積層の下部に直径30cm程度までの流木がよく含まれていた。

(3) 火砕流堆積層

A-5発掘調査坑（合体木根株地下展示棟内）における層厚は3mで、細礫サイズ以下の粒子を主体とする。無構造で、細礫からシルトサイズの粒子が均質に混じり合った地層である。まれに中礫を含み、大部分は三瓶火山のデイサイトであるが、周辺の基盤岩に由来する花崗岩礫を含むこともある。炭化材の小片を少量含み、未炭化の材片は含まない。

上位の二次堆積層との境界は漸移的で、火砕流堆積層の形成から連続的に「水成」の堆積に移行している。

地層の下部には二次噴気孔とみられる構造が認められる。この火砕流堆積層についてはすでに島根県景観自然課編（2000）において沢田ほかによって300℃以上の熱を持っていたことが推定されている。A-5幹の火砕流堆積層によって埋もれた部分は樹皮の表面（厚さ1mm未満）が炭化している。

(4) 火山泥流（「岩屑なだれ」末端部に相当）堆積層

A-5発掘調査坑における層厚は2m以下で、細礫～粗粒砂を主体として中礫からシルト分までが混じった淘汰が悪い地層である。上面には明瞭な浸食跡が認められ、深さ50cm程度のガリー浸食も認められる。上位の火砕流堆積層は浸食地形を直接覆っている。

構成粒子は大部分がデイサイトで、花崗岩および堆積物ブロックを若干含む。堆積物ブロックには、火砕物および古土壌のブロックがあり、大きさは数cmから数10cmである。また、最大φ50cmの材を含む。材は未炭化のものが多い。

本層の基底と古土壌の間には、厚さ数cmの細粒砂層が挟まれている。水平葉理～ごく低角度の斜交葉理を持ち、層厚は薄いが広く面的に連続する水成の砂層で、古土壌上面の腐植層をパックするように覆っている。泥流の堆積に先行して流入した水流がもたらしたものとみられる。

A-13発掘調査坑（縄文の森発掘保存展示棟内）では、本層は層厚を増し、その中に最大直径2mに達する巨木の流木が多数含まれている。礫も大きくなり、最大直径100cm前後の

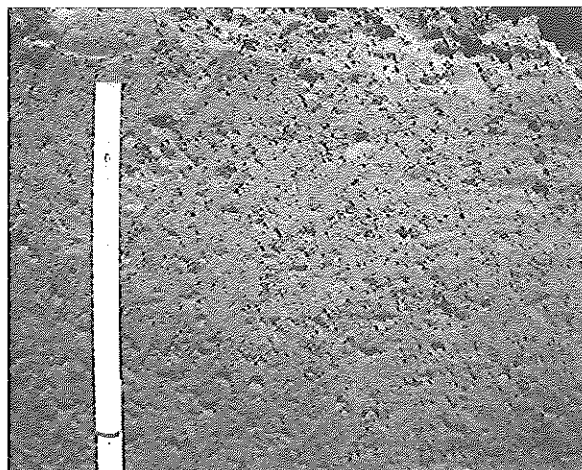


写真5.1-4 火砕流堆積層（A-5発掘坑）
火砕流堆積層は塊状で、堆積構造が認められない。この層準に含まれる小さな木片は炭化していて、埋没樹の表皮も炭化している。

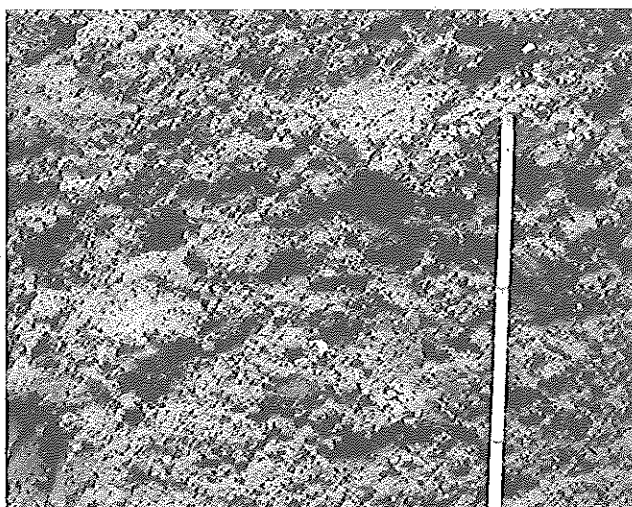


写真5.1-5 火山泥流堆積層（A-5発掘坑）
火砕流堆積層と層相がほとんど変わらないが、木片は炭化していないものが含まれる。写真位置より西側で急激に層厚を増し、粗粒物を多く含むようになる。

デイサイト礫や、堆積物ブロックからなる泥礫が点在する。また、本層の上部では浸食と再堆積を行った様子が認められる。

本層は、調査地区では堆積物は比較的細粒な物を主体として泥流的な層相を示すが、これは多根～山口地区に広く分布する「立石岩屑なだれ堆積物」（福岡・松井，2002）の末端に相当するとみられる。



(5) 古土壌層と基盤岩

埋没林が生育していた古土壌は、上位の堆積物に覆われて、ほとんど乱されずに残されている。埋没

谷の斜面にあたるA-9発掘調査坑では厚さ10cm程度と薄く、その直下に風化した花崗岩が分布している。谷底付近のA-5発掘調査坑では厚さ1m前後に達し、その下位は花崗岩質の礫層に漸移する。

写真5.1-6 巨木の流木群（A-13発掘坑）
火山泥流堆積層に含まれる多量の流木。その産状から谷の下流側から泥流が流入し、この位置がほぼ末端だったとみられる。

2. 堆積過程

発掘調査によって確認された地層から、埋没林が埋積された過程は次のようであったと考えられる。

①三瓶山北麓において岩屑なだれが発生し、伊佐利（多根）川の谷を埋積した。それによって、伊佐利（多根）川と合流する小豆原川は、下流部が塞き止められる形になった。

伊佐利川の谷は岩屑なだれの堆積物で埋め尽くされ、堆積物の一部は尾根の鞍部を越え、また下流の合流点付近から逆流する形で小豆原へ流入した。この時、巨木の流木が運び込まれた。

②火山泥流の堆積からやや時間をおいて、火砕流堆積層が堆積した。火砕流堆積層中に含まれている木片は完全に炭化しているが、A-5幹は樹皮のごく表層が炭化しただけであった。

③火砕流の堆積直後から水流による火砕物の二次堆積層の堆積が始まった。下流部が岩屑なだれ堆積物で塞き止められていることで堆積空間が確保され、そこに周辺に分布している多量の火砕物が水とともに流入し、二次堆積層は急速に堆積した。

3. 引用文献

島根県景観自然課編（2000）三瓶埋没林調査報告書（平成10～11年度概報）. 122p.

福岡孝・松井整司（2002）AT降灰以降の三瓶火山噴出物の層序. 地球科学, 56 : 105-122.

(2) 「三瓶小豆原理没林」の年輪からわかったこと

光谷 拓実（奈良文化財研究所）

1. 年輪年代法とは

温帯や寒帯に生育する樹木は、毎年1層の年輪を形成する。その幅は、おもに年ごとの気象条件に左右されながら、広がったり狭かったりする。実際にわが国のヒノキの年輪変動パターンを現在から過去にさかのぼって経年的に調べてみると、多数の木曾系ヒノキの年輪データで作成した標準年輪変動パターン（略して標準パターン）は約450km離れた高知県魚梁瀬産のヒノキの標準パターン、さらに約650km離れている青森県下北半島産のヒバの標準パターンとも高い相関関係のあることが判明している。つまり、ヒノキの年輪は、広い地域において同じように変動変化しているのである。ヒノキ以外の樹種では、サワラ、アスナロ、ヒノキアスナロ、クロベ、ツガ、スギ、コウヤマキ、カラマツ、エゾマツ、トドマツ、ミズナラ、ブナなどが同様の傾向を示すことが判っている。

上記のような樹種であれば、年輪パターンの相互照合によって、同年代に形成された年輪シリーズかどうか、指紋の照合を行うがごとく、その判定が可能となる。こうした年輪の特性を利用して、年代未知の木材の伐採年や枯死年を知る方法が年輪年代法（Dendrochronology）である。この年代法は、他の自然科学的年代法（¹⁴C年代法、熱ルミネッセンス法など）と違い、プラス、マイナス何年といった統計的誤差をとまなわれない、もっとも高精度の年代法である。こうした長所がある一方で、1) 年代を割り出す際に基準となる長期の暦年標準パターンが作成済みの樹種に限られる点、2) ¹⁴C年代法のように古い年代のものが測定できない点（現在、世界でもっとも長期の暦年標準パターンはドイツで約11000年前まで）、3) 年代未知の木材には100層以上の年輪を必要とする点など、いくつかの短所がある。一方で、年輪形成と気象条件の応答関係が解明できれば、多数の年輪データから導き出される標準パターンの年輪データを使って、過去の気候を1年単位で復元することも可能となる。これが年輪気象法（Dendroclimatology）である。

奈良文化財研究所では、ヒノキ、スギ、コウヤマキの3樹種について、それぞれ暦年標準パターンの作成を継続的に進めている。現在、ヒノキが紀元前912年まで、スギが紀元前1313年まで、コウヤマキが714年から22年までのものができている。この年代確定範囲内においては、1年単位の年代測定が可能である。実際に、南は大分県あたりから北は青森県までの遺跡出土材、建築部材、美術作品（木工品・木彫像など）、火山噴火や巨大地震など自然災害に関連した埋没樹幹の年代測定にその威力を発揮している。一方、年輪気象法の分野では、ヒノキを例にとると、暖冬で初夏の気温が低い年に広い年輪が形成され、逆に厳冬で初夏の気温が高い年に狭い年輪を形成することが判明している。他の樹種については、まだはっきりと解明されていないのが実状である。わが国のようにマイルドな自然環境で生育している樹木の年輪と気象条件との応答関係を明らかにすることは、なかなか難しい要素を含んでおり、あまり進展していないのが実状である。

2. 埋没したスギは何を語るか

日本列島では、これまでくり返し各地で自然災害が発生している。いつ、どこで、どのような規模の災害が発生したか、その情報の収集は、災害予知にとってきわめて重要である。

実際に日本各地において、地中深く埋れたスギやヒノキの大木が偶然、発見されることがある。いつのものか判らないので、神代ヒノキや神代スギと呼ばれている。その多くは過去の火山噴火や巨大地震、大雨などによる泥流、土砂崩壊、地すべりなどで埋没したものである。これらは、まさしく自然災害の生き証人である。これまでにこうした埋没樹幹の年代測定を行った例としては、秋田、山形県の県境にある鳥海山の岩なだれ……紀元前466年発生、長野県八ヶ岳の岩なだれ……紀元後887年発生、これ以外に暦年は確定していないものの、今から約9万年前の阿蘇4火砕流でなぎ倒された森林が埋没した状態で発見された。埋没林の年輪年代学的検討から、一度の火砕流の直撃で埋没したものであることを明らかにした事例がある（光谷，1994）。

今回、三瓶山山麓で発見された「三瓶小豆原埋没林」の多くは、スギであることから、スギを優先種とする安定した林分が成立していたことがわかる。これらの埋没樹幹は、当時の自然環境を知る上で大変貴重なものであり、その学術的価値はきわめて高い。今回は、現地において、比較的樹齢の多いスギを選定し、年輪年代学的な検討を加えることとした。これらの埋没林が今から何年前のものであるのか、そのことをまず最初に知りたいところであるが、¹⁴C年代法による測定では紀元前1500年頃であるという。現在、スギの暦年標準パターンは東北地方のスギで紀元前1313年まで作成している。小豆原埋没林の年代はこれより200～300年位古い年代を示している。そこで今後、東海から山陰地方にかけてのスギ材で、紀元前1500年あたりまで作成できれば、この時の火砕流が何年前に発生したか、実年で明らかにできるであろう。したがって、現時点で判ることは、一度の火砕流で枯死したものか、あるいは年度を違えて複数回発生した火砕流で枯死したものかが判定できる。また、最終形成年の年輪構造を顕微鏡で調べることにより、火砕流の発生した時季がわかる。あるいは、樹齢がどの程度のものであったかもわかる。以下にその結果の概略を報告する。

3. 試料と方法

年輪解析用の試料は、当初、現地において長さ40cmと50cmの2種類のスウェーデン製の成長錐を使い、スギの樹幹から任意に設定した2方向から直径5mmのコア標本を抜くこととした。しかし、見かけ以上に外周部（おもに辺材部分）の保存状態は悪く、標本を抜くことは難しいことが判った。しかし、立木のA-1だけはかろうじて最外年輪までコア標本を採取することができた。これ以外に立木のA-13からは、円盤標本を採取した。この樹幹の直近で発見されたNo. 20, No. 21については断片をノコギリで切断し、採取した。なお、A-1とA-13は直立していたが、他の2点は火砕泥流によって押し流され、A-13の周囲に横倒しになった状態で発見されたものである。

このあと検討用に採取した試料は、平成13～14年度にわたって20数点を現地から送っていただいた。このうち年輪が均一に刻まれているものについて年輪計測をおこなった。これらの試料は、いずれも樹皮直下の最外年輪まで残っていたので、一度の火砕流で埋没したものかどうかの判定が可能である。

年輪幅の計測には、専用の年輪読取器（双眼実体顕微鏡付き、0.01mmまで計測可能）を使用した。計測作業に入る前には木口面にあらかじめ設定した側線部分をカミソリ刃やカッターナイフで平滑に調整した。ついで、側線部分に胡粉を塗布して、年輪境界を見やすくしてから計測作業を実施した。計測した年輪データは、コンピュータに入力し、年輪パターンの照合や年輪パターングラフの作成に備えた。

コンピュータによる年輪パターンの照合は、相関分析手法によった（田中ほか，1990）。これは、2

点の試料の年輪パターンを照合する際に、まず年輪データの多い年輪パターンを基準にして、残る一方の試料の年輪パターンの年輪データを1層ずつ樹心部から樹皮部の年輪データにかけて、1年ずつずらしながら重複させ、そのたびごとの相関係数を求める。この相関係数とデータ点数を用いて、t分布検定を行い、t値を算出する。この一連のt値を見て、t値が最高になる重複位置を検出する。現生のヒノキやスギを例にとると、伐採年を基準にして重複させた位置でt値が最も高くなるのが普通である。t値が最大値になった重複位置で2点の試料の年輪パターングラフを重ね合わせ、目視でその重複状況を詳細に観察する。今回の場合は、まず最外年輪の位置で両者が合致しているかどうかを調べた。この時のt値を表中に示した。さらに、枯死した年が異なっている場合のことを考えて、最大のt値を検出した年代位置を採用した。これまでの経験からして、t値が3.5から4.5あたりまでの値を示す場合では、両者が正しく重複しているかどうか判断しがたい場合が多い。そこで、重複部分がおよそ100層以上になっているかどうか、まずそれを調べ、さらにt値が約4.5以上となるような場合のみ両者が正しく重複しているものと判断した。

4. 結果

検討の材種は、試料14点のうち13点がスギ、1点がヒノキであった。これら14点の計測年輪数と14点相互間の年輪パターンの照合結果は、表5.2-1、図5.2-1に示したとおりである。なお、年輪パターンの照合は、最多樹齢のNo.1（平成13年度）の年輪パターン（636層）をベースにしてそれぞれ行った。

表5.2-1 三瓶山埋没樹幹の年輪年代学的検討

調査年度	試料No.	形状	樹種	年輪数	t値	最外年輪との差	備考
平成10-11年度	A-1	コア標本	スギ	201	4.4	0	立木
〃	A-13	円盤標本	〃	443	6.6	0	〃
〃	21	断片	〃	231	7.4	2	倒木(A-13-1)
〃	20	〃	〃	102	6.1	0	倒木(A-13-2)
平成13年度	1	円盤標本	〃	636	-	0	立木(A-12)
〃	2	〃	〃	221	5.4	0	倒木(A-5根元)
〃	3	〃	〃	114	4.0	0	倒木(B-4)
平成14年度	B-19	〃	〃	283	8.5	0	倒木(直径89.0cm)
〃	B-20	〃	〃	272	8.3	0	倒木(直径57.0cm)
〃	B-22	〃	〃	276	10.2	0	倒木
〃	B-23	〃	〃	284	6.7	0	倒木(樹皮は炭化)
〃	B-24	〃	〃	401	11.5	0	倒木
〃	B-25	〃	〃	185	7.4	0	倒木(直径82.5cm)
〃	B-26	〃	ヒノキ	446	6.8	0	倒木

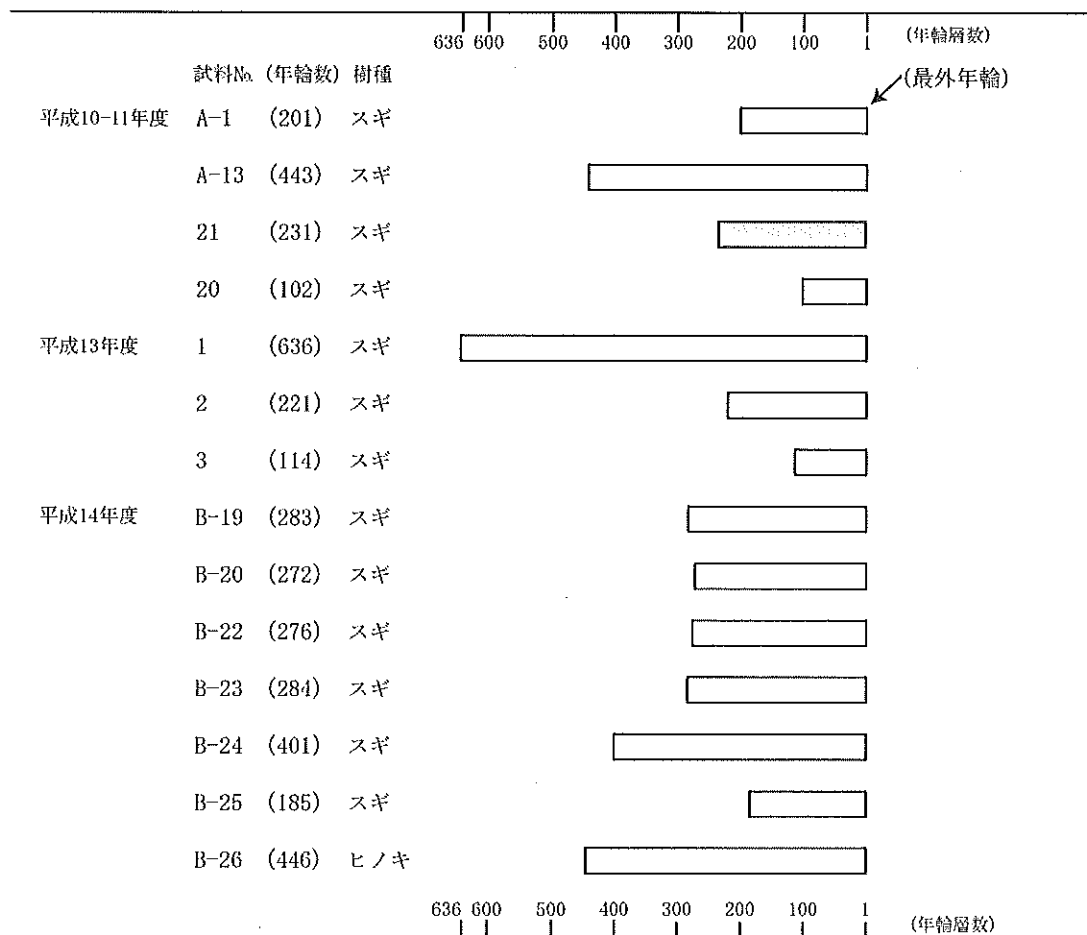


図5. 2-1 試料14点の計測年輪数と年輪パターンの照合結果

(1) 火砕流は1度か2度か

年輪パターンの照合にあたっては、最多年輪データのものに基づにした（ここでは平成13年度、No. 1の636層の年輪データ）。この基本データと13点の個別の年輪データとの年輪パターンの照合はいずれも成立し、それぞれの重複位置を確定することができた（図5. 2-1参照）。これをみると、No. 21を除いて13点はいずれも最外年輪の位置が合致しており、同年に枯死したことを示している。残るNo. 21は、13点の枯死年よりすでに2年前に枯死していたことが判った。この年代差が生じた原因として、年代を異にして2度にわたって火山活動が発生した可能性が指摘できる。あるいは他の原因でNo. 21は火砕流の2年前に自然枯死したとも考えられる。ちなみに、枯死年の2年早いNo.21は岩屑なだれ堆積物中で、他の一群は上位の火砕流堆積物中で発見されている。このことからすると、岩屑なだれの後に火砕流が発生するまでに、2年の間があったと考える事もできる。いずれにしてももう少し事例をふやすことと、地質学的な検討結果とも合わせ総合的に判断しなければならない問題である。

(2) 火砕流発生 of 時期は何時か

大規模な火砕流の発生時季はいつなのか、これについての答えは樹皮直下の年輪の中の仮道管の形成状況を顕微鏡下で観察すれば、おおまかな季節まで推定することができる。普通、ヒノキやスギなどの針葉樹材の木口・(横断)面をみれば、色調の濃淡の周期的なくり返しが認められる。一般に春材（早材）は、生長期のはじめに形成された大型で仮道管の薄い部分をいい、夏材（晩材）は生長期の

後半に形成された小型で仮道管の厚い扁平な細胞部分をいう。この春材と夏材の境界を厳密に決めることはむずかしいが、ある程度までは推定できる場合もある。検鏡用の切片は、No. 1, A-13, No. 21の木口面からそれぞれ採取し、プレパラートに包埋した。顕微鏡下での観察の結果、No. 1, A-13, No. 21ともに1年輪の中の春材部と夏材部とが完全に形成されていることが確認できた。よって、火砕流の発生は秋から翌年の晩春のあいだ、つまり生長停止期間中であつたことが判明した(写真5. 2-1~3)。

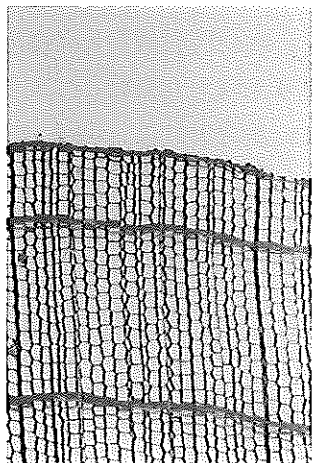


写真5. 2-1 No.1の木口面

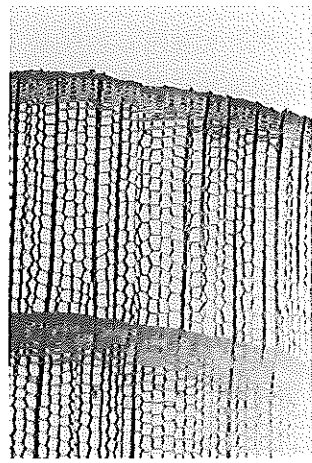


写真5. 2-2 A-1の木口面

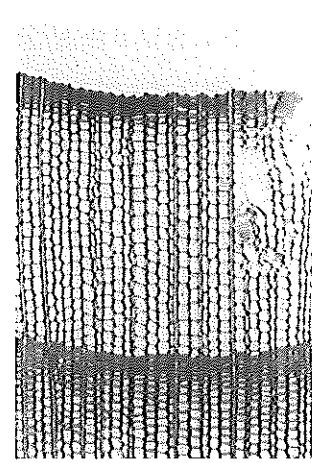


写真5. 2-3 No.21の木口面

(3) 樹齢

平成10-11年度に調査した4点のうちA-13は長径1.6m, 短径1.4mの円盤標本である。これの年輪層数は443年であつた。この標本が根元から何mの高さで採取されたかは不明であるが、この年輪層数から推して、根元付近では、500層を越えていたものと思われる。この他に、平成13年度に送られてきたNo. 1の標本は直径が1.66mあつて、中心までの樹齢は636層を数えた。根元付近の樹齢は700年近いものと思われる。このことから、当時の森林は樹齢500~700年くらいの壮齢林を中心とした安定したスギの大森林があつたことが分かつた。

以上、埋没樹幹の年輪年代学的な検討から、火砕流は2度にわたつて発生した可能性のあること、発生時期は生育停止期間中であること、樹齢は700年をこえるようなスギの大森林であつたことなどを明らかにすることができた。

ここで、これらのスギの大森林を埋めつくした火砕流が今から何年前に発生したのか、これが一番知りたい点であるが、現時点では、年代を割り出すスギの暦年標準パターンの作成が近畿、山陰地方ではまだ紀元前651年をこえるものができていない。今後、この暦年標準パターンを紀元前1500年あたりまで延長できれば、おのずと答えはできるものと期待される。

5. 引用文献

光谷拓実(1994)埋没樹幹の年輪年代法による検討, 佐賀平野の阿蘇4火砕流と埋没林, 51-57, 上峰町教育委員会.

田中琢・光谷拓実・佐藤忠信(1990)年輪に歴史を読む—日本における古年輪学の成立—, 奈良国立文化財研究所学報, 48, 21-27, 同朋舎.

(3) 三瓶小豆原埋没林の被熱調査

沢田 順弘（島根大学総合理工学部地球資源環境学教室）・
渡辺 正巳（文化財調査コンサルタント（株））

1. はじめに

三瓶小豆原埋没林調査では、H/C比温度計を利用した埋没立木の樹皮、火砕流堆積物に含まれた炭片、A-9掘り出し調査中に河川堆積物中より発見された木片の被熱温度見積もりを行っており、その成果を公表している（沢田ほか、2000aほか）。本報ではこれらH/C比温度計による被熱温度見積もりの結果を一括して記載し、成果を紹介する。

2. 方法と結果

炭化木（一部で炭化していない試料もあった）の温度見積もりの方法は、沢田ほか（2000a）に示したH/C比温度計に基づいている。

被熱温度見積もりの結果を表5.3-1に示す。

3. A-5に残された2度の火砕流の痕跡

調査対象とした埋没立木A-9、A-5を含む調査地での地質断面図を図5.3-1に示す。図5.3-1で示したように、調査地東部では「古土壤」を「火山泥流堆積層（「岩屑なだれ」の末端部）」が被い、上位に「火砕流堆積層」、さらに上位に「河川堆積層（火砕物二次堆積層）」、「河川堆積物（近世以降）」が認められる。

「火砕流堆積層」から検出された炭片の温度見積もりは372℃（SB002B）、「火砕流堆積層」に接しているA-5幹表面の温度見積もりは319℃（SB002D）、322℃（SB002A）を示す。したがって、この部分が火砕流により熱を受けたことは明らかである。

さらに「火砕流堆積層」上位の「河川堆積層（火砕物二次堆積層）」と接する部分について、下部では275℃（SB002E）、262℃（SB002F）と算出限界以下であるが、上部では334℃（SB002G）と、熱を受けたことが解る。また、頂部では305℃（SB9901A1）、288℃（SB9901A2）、285℃（SB9901A3）と算出限界に近い熱を受けた可能性が示唆される。また、A-5幹頂部とほぼ同高度を示すA-9幹頂部

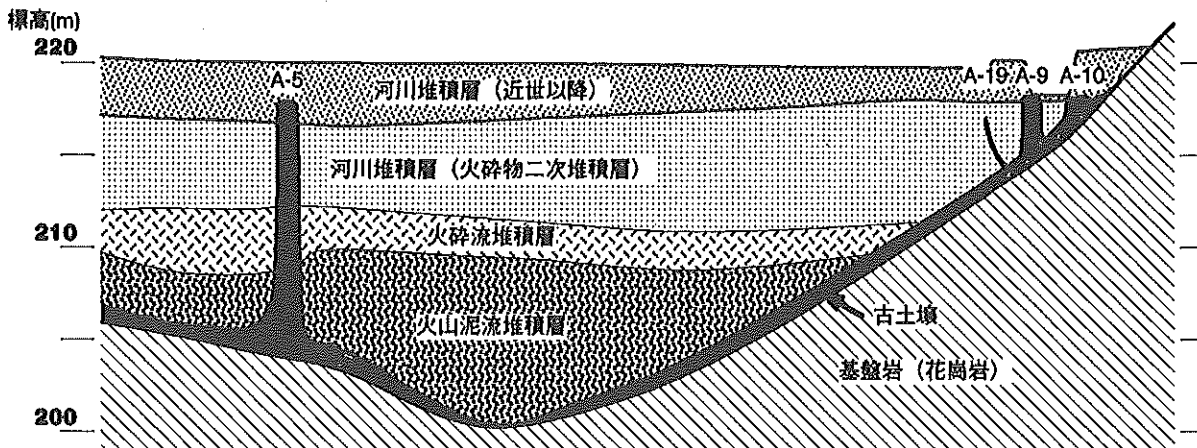


図5.3-1 立ち木A-5とA-9の地質断面図

表5.3-1 三瓶小豆原埋没林周辺の立ち木および堆積物中の木片のH, C量, H/C原子比およびSawada et al. (2000) による炭化木片の実験グループ1から求めた見積もり温度。(沢田ほか, 2000b)

*は温度計の算出限界以下を示す。

試料番号	SB002C からの高さ	産出層	木の部位	色	H (wt%)	C (wt%)	H/C 原子比	見積もり温度 (°C)
立ち木(A-5)								
SB002C	0 cm	土石流堆積物	幹の縁部	黄土色(生木)	5.55	40.2	1.642	242*
SB002D	85 cm	火砕流堆積物	幹の縁部	黒色	4.71	57.4	0.977	319
SB002A	120 cm	火砕流堆積物	幹の縁部	黒色	4.55	56.4	0.961	322
SB002E	160 cm	河川堆積物	幹の縁部	茶褐色	5.28	48.7	1.294	275*
SB002F	212 cm	河川堆積物	幹の縁部	茶褐色	5.62	47.2	1.417	262*
SB002G	約5 m	河川堆積物	幹の縁部	黒褐色	4.71	62.7	0.895	334
SB9901A1	約10m, 頂部	河川堆積物	幹の縁部	茶褐色	4.68	52.4	1.064	305
SB9901A2	約10m, 頂部	河川堆積物	幹の縁部	茶褐色	5.15	51.8	1.185	288*
SB9901A3	約10m, 頂部	河川堆積物	幹の縁部	茶褐色	5.19	51.1	1.210	285*

立ち木(A-9)								
SB9901B1	頂部	河川堆積物	幹の縁部	茶褐色	5.01	51.7	1.155	292
SB9901B2	頂部	河川堆積物	幹の縁部	茶褐色	4.97	51.4	1.151	292
SB9901B3	頂部	河川堆積物	幹の縁部	茶褐色	5.09	51.7	1.173	289
SB99111902A1	基部	河川堆積物	幹の縁部	黒色	4.71	55.3	1.015	313
SB99111902A2	基部	河川堆積物	幹の縁部	黒色	4.89	52.5	1.111	298
SB99111902B1	基部	河川堆積物	幹の縁部	黒色	4.57	55.0	0.992	316
SB99111902B2	基部	河川堆積物	幹の縁部	黒色	4.43	54.5	0.968	320
SB99111902C1	基部	河川堆積物	幹の縁部	黒色	4.87	52.4	1.107	298
SB99111902C2	基部	河川堆積物	幹の縁部	黒色	4.40	55.8	0.939	326
SB99111902D1	基部	河川堆積物	根の縁部	黒色	4.38	55.1	0.946	324
SB99111902D2	基部	河川堆積物	根の縁部	黒色	4.30	53.7	0.953	323
SB99111902E1	基部	河川堆積物	根の縁部	黒色	4.38	49.8	1.047	307
SB99111902E2	基部	河川堆積物	根の縁部	黒色	4.38	49.9	1.046	308
SB99111902E3	基部	河川堆積物	根の縁部	茶褐色	5.48	59.1	1.106	299
SB99111902E4	基部	河川堆積物	根の中心部	茶色	5.37	57.7	1.107	298
基部の平均とσ								311±11

試料番号	産出層	産状	木の部位	色	H (wt%)	C (wt%)	H/C 原子比	見積もり温度 (°C)
SB002B	火砕流堆積物	埋もれ木片	小枝	黒色	4.03	65.7	0.731	372
SB99111903-1	河川堆積物	埋もれ木片	小枝	黒色	4.40	66.2	0.793	356
SB99111903-2	河川堆積物	埋もれ木片	小枝	黒色	4.65	65.3	0.850	343
SB99111904A1		転木	幹の縁部	黒色	4.48	69.4	0.770	362
SB99111904A2		転木	幹の縁部	黒色	4.88	62.7	0.927	328
SB99111904B1		転木	幹の中心部	黒褐色	5.48	66.6	0.981	318
SB99111904B2		転木	幹の中心部	茶色	6.19	53.6	1.376	266
SB99111904C1		転木	幹の中心部	黒色	5.65	74.0	0.909	331
SB99111904C2		転木	幹の中心部	黒褐色	5.74	68.0	1.006	314
SB9902-1	火砕流堆積物	埋もれ木片	小枝破片状	黒色	3.54	73.9	0.571	424
SB9902-2	火砕流堆積物	埋もれ木片	小枝	黒色	3.28	73.7	0.530	441
SB9902-3	火砕流堆積物	埋もれ木片	小枝	黒色	3.41	75.0	0.542	436
SB9902-4	火砕流堆積物	埋もれ木片	小枝破片状	黒色	3.27	71.0	0.548	433
SB9902-5	火砕流堆積物	埋もれ木片	小枝破片状	黒色	3.39	72.2	0.560	428

も289~292°Cと、算出限界に近い値を示す。一方、A-5幹根部は313~326°Cと熱を受けたことが明らかである。

上記の事実についての解釈は以下ようになる。

- ①岩屑なだれの後、火砕流が発生し、その堆積物によって立木が埋まり、被熱された。

- ②河川堆積物が急速に火砕流堆積物を被い、河川堆積物に被われた部分が被熱を免れた。
- ③再度火砕流が発生し、A-5上部とA-9が埋まり、被熱された。
- ④その後の土石流などにより火砕流堆積物が削剥され、河川堆積物に交代された。

4. 上流に分布する火砕流堆積物

埋没林の500m上流（C区）に分布する火砕流中の炭化木片（試料番号SB9902-1～5）は424～441℃の温度見積もりを示し、セグリケーションパイプも認められる。このことから、この温度は火砕流堆積物の定置温度に近いものと判断できる（沢田・檜根ほか，2000）。しかしこの火砕流堆積物が、A-5に痕跡を残した2度の火砕流のいずれに対比できるかは不明である。

5. まとめ

三瓶小豆原理没林に関連して公表されている火砕流堆積物内の炭片、立木表面炭化部の温度見積結果をまとめた。温度見積の結果、A-5には熱を受けた痕跡が2度認められ、最低2度の火砕流に見舞われたことが明らかになった。

6. 引用文献

- 沢田順弘・三瓶良和・檜根知夏子（2000a）三瓶埋没林の被熱調査結果～三瓶小豆原理没林は火砕流の影響を受けているか？～，島根県景観自然課編，三瓶小豆原理没林調査報告書（平成10～11年度概報），84-91.
- 沢田順弘・中村唯史・檜根知夏子・三瓶良和・佐藤仁志（2000b）三瓶小豆原理没林に刻まれた火砕流の記録，島根大学地球資源環境学研究報告，19，17-26.

(4) 三瓶山の噴火と出雲平野西部の古環境

高安克己(島根大学汽水域研究センター・島根県古代文化センター客員研究員)・
出雲古代景観復元チーム*

1. はじめに

現在見る三瓶山の山容は、縄文時代中期から後期に起こった大規模な噴火によって形成されたといわれている(松井・井上, 1971; 福岡・松井, 2002)。とくに、3500~4000年前のVII期の噴火(福岡・松井, 2002)では男三瓶, 女三瓶などの溶岩円頂丘群が形成されただけでなく、同時に大量の火山砕屑物も山体周辺に供給され、地形や植生を一変させた。小豆原埋没林はこの事件を物語る貴重な証拠である。

三瓶山のこの時期の噴火はまた、山体から直線距離で約25km離れた現在の出雲平野にも大きな影響を及ぼしたことが、これまでの研究でも指摘されている。林(1991)は出雲平野西部に分布する比高1~2.5mの微高地が三瓶起源の石英安山岩礫を特徴的に含むことを指摘した(図5.4-1)。そして、これらは神戸川の谷を埋積した約3600年前の太平洋火砕流やそれに伴う泥流堆積物が、当時の神戸川河口で扇状地性三角州を形成しつつ再堆積したものであると考えた。この微高地の上には縄文時代後期から弥生時代にかけての遺跡が分布している(田中・西尾, 1988)。また、中村・渡辺(2000)は斐伊川放水路建設工事に伴って発掘された出雲市上塩冶町の三田谷I遺跡において、同様に三瓶山起源と考えられる火山灰質砂層と火山灰質シルト層の互層を確認している。この互層は上下2層あり、いずれも厚いところで5m以上の層厚をもち、¹⁴C年代値からそれぞれ松井・井上(1971)の第5期と第6期(福岡・松井, 2002のVIおよびVII期にほぼ相当)三瓶火山噴出物に由来した洪水堆積物であるとされた。なお、この遺跡では上位の互層に埋もれた広葉樹を主体とする埋没林が見つかっている。

このように、これまでも表層地形や考古遺跡に関連した調査から、現在の出雲平野部における三瓶山の噴火の影響がいくつか指摘されてきたが、ここでは、出雲平野西部の地下に分布する沖積層に残された記録から、当時の内湾水域で三瓶山の噴火と関連して起こったと思われる環境変化について紹介したい。

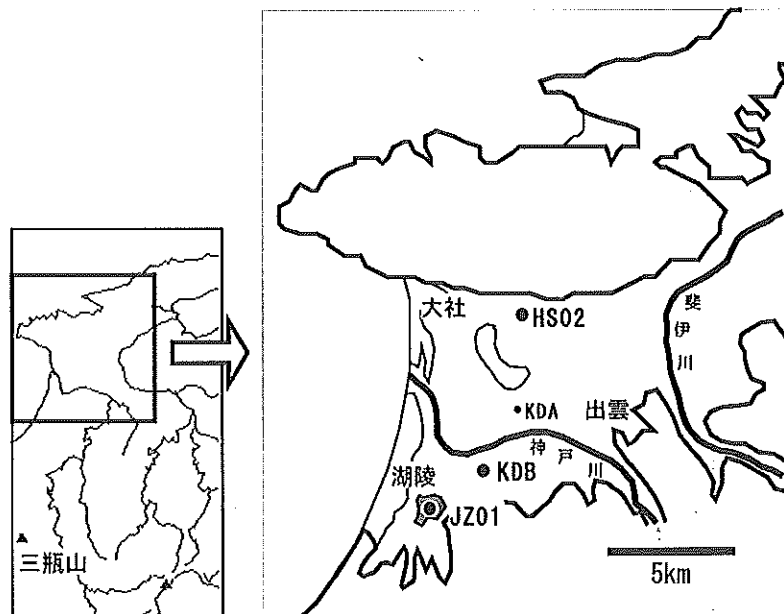


図5.4-1 出雲平野西部域「古代出雲景観復元」のために島根県古代文化センターによって掘削されたボーリングの位置図

*野々村安浩・森田喜久男・岡 宏三・平石 充・目次謙一(以上、島根県古代文化センター)、立見博俊(元島根大学理学研究科)、船来桂子(島根大学汽水域研究センター)

2. ボーリングコアから読みとれる3800-4000年前の異変

(1) コア試料の概要

出雲平野西部にはかつて「神門水海」と呼ばれる潟湖があったことが「出雲国風土記」に記載されている。この潟湖の周辺に出雲古代文化が展開されていくわけであるが、「水海」の起源や埋積過程については不明な点が多い。このため、島根県古代文化センターでは神門水海の古環境復元のためのボーリング調査を2000年から行ってきた。これらの試料は現在、島根大学汽水域研究センターで分析中である。詳細は別途報告することとして、ここでは小豆原埋没林を形成した三瓶山の第VII期噴火に相当する層準に注目する。

今回検討に用いた主なボーリングコアは平成11年度に掘削されたKDB（出雲市大島町地内、北緯35° 20.367′，東経132° 42.150′，孔口標高+1.95m），平成12年度に掘削されたJZ01（出雲市神西湖湖心、北緯35° 19.500′，東経132° 41.067′，孔口標高-1.55m）および平成13年度に掘削されたHS02（簸川郡大社町遙塘地内、北緯35° 23.417′，東経132° 43.017′，孔口標高+1.56m）である（図5.4-1）。これらのコア試料については、肉眼や軟X線写真による堆積構造の観察のあと、ほぼ1cmごとに分割され、含水比、帯磁率の測定、CNS元素分析、貝化石分析などが行われている。また、AMS法による放射性炭素年代測定結果をもとにそれぞれのコアについて年代モデルが設定されており、各層準における暦年代の推定が可能になっている。これらをもとに各コアの概要と年代対比を示したものが図5.4-2である。

図5.4-2からわかるように、年代からみて問題となる層準はHS02では深度21～24m（標高-20m前後）、KDBでは深度17～20m（標高-16m前後）、JZ01では深度13～15m（標高-15m前後）付近である。

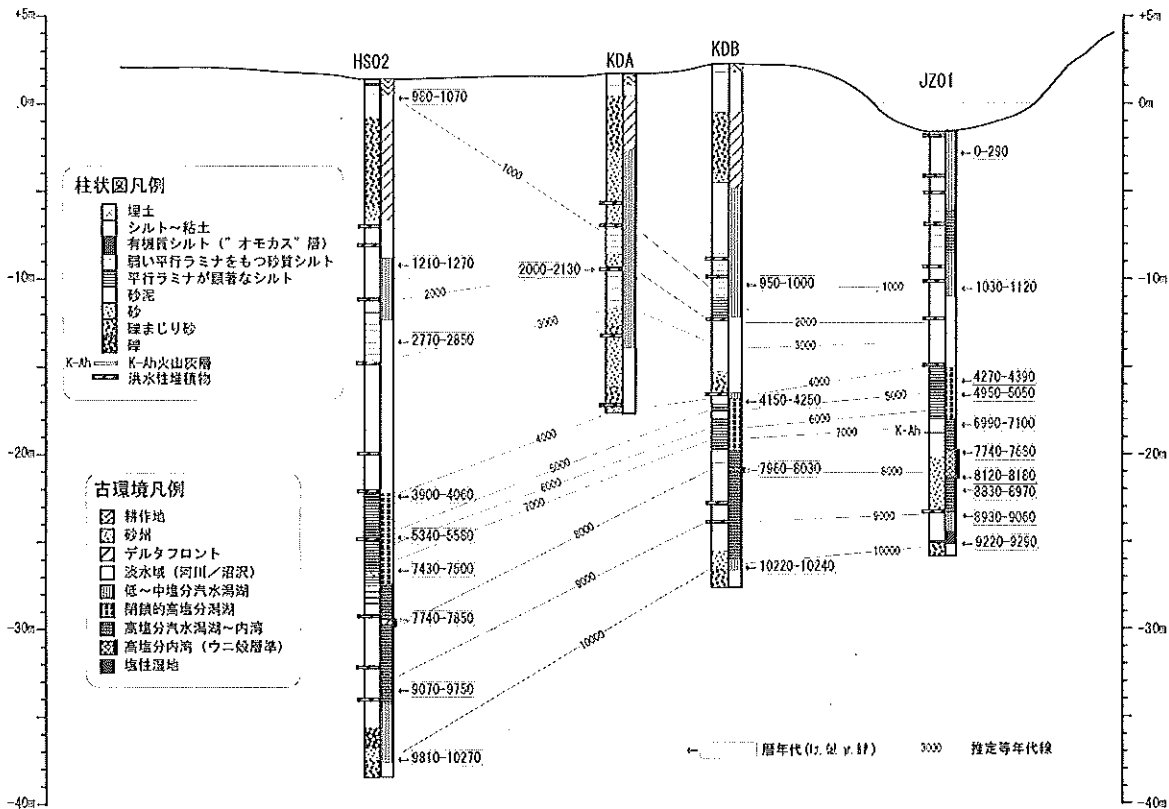


図5.4-2 各ボーリングコアの概要と年代対比

いずれのコアでも、上記の付近で平行ラミナが顕著な泥層からバイオターベーションが良く発達する砂泥層へと層相が急変し、その境界には10～数10cmの中粒～粗粒砂層を挟む。この砂層中には、例えばKDBでは砂粒子と同程度の円磨された軽石が含まれることが確認されている(立見, 2002MS)。砂層は上方に細粒化して砂泥層に移行するが、KDBやJZ01では砂層の基底で下位の泥層を削り込む現象が見られる。これらは、それまで静穏な堆積作用が進行していた水底において、洪水などによって運ばれた砂の急激な埋積が起こったことを示すと考えられる。

洪水性砂層の基底はHS02で深度23.65m, KDBで深度18.78m, JZ01で深度13.42mである。KDBとJZ01では前述したように下位の地層との不連続関係が見られるものの、欠損した地層による年代的ギャップは数10年以内と推定されるため、洪水が起こった年代はいずれも3800～4000年前(暦年代)の範囲に収まるものと考えられる。

(2) 含水比と帯磁率

図5.4-3に洪水層準前後の含水比と帯磁率の変化を示す。

含水比は乾燥試料重量に対する湿試料重量の比で、値が大きいほど試料中に水分を多く含むことを意味する。試料中の水分量は間隙率に比例し、間隙率は構成粒子の大きさに反比例するので、含水比は間接的に粒度の指標となりうる。すなわち、含水比が小さいほど粗粒である。図5.4-3ではHS02とJZ01コアにおいて件の層準(図中Aの矢印で示す層準)で急激に粗粒になりその後徐々に細粒になることが含水比の変化から読みとれる。KDBではこの層準の直上のシンウォールコア試料が採れていないが、代替えで行ったコアチューブによる採取試料では粗～中粒砂が確認されており、前後の状況から同様な変化が起こっているものと推察される。

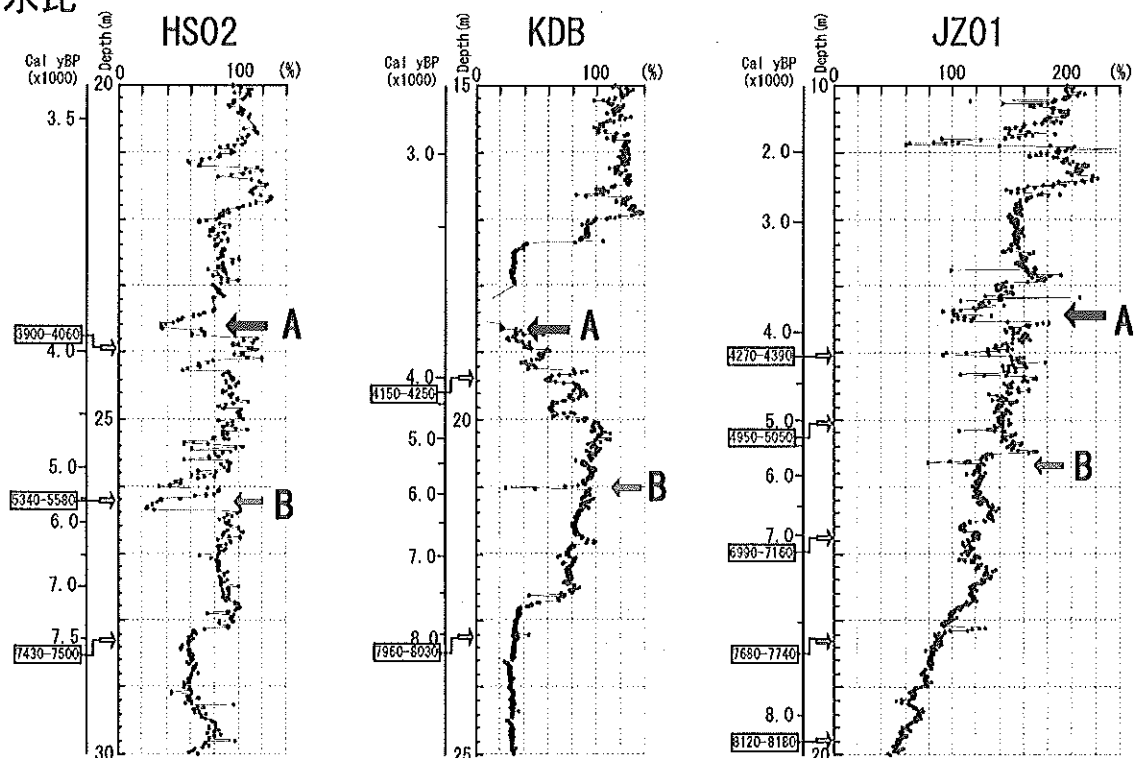
帯磁率は堆積物の残留磁化強度を示す指標で、一般に粒度や磁性鉱物の量、形状などに影響されて変化するとされている(井岡・山崎, 1992など)。還元的汽水環境下で堆積物中に生成される硫化鉄は磁性を持たないが、洪水や火山噴火などによってもたらされる鉄鉱物の中には磁鉄鉱などが含まれ磁性を有する。したがって、帯磁率の変化は外来物質の移入状況を間接的に示すことになる。図5.4-3ではいずれもA層準で帯磁率のピークが認められ、その上位では多少低くなるものの、下位の泥層における帯磁率の値より数倍から10倍の高い値を示すようになる。このことは、A層準を挟んで、泥底の静かな堆積場から外来物質が頻繁に水域に流入して堆積するような環境へ急激に変化したことを意味しており、A層準で見られる変化が大規模な洪水によるものであり、その後、水域の環境が大きく変わったことを示す傍証となる。

なお、A層準より下位の泥層中にも帯磁率のピークが顕著に見られる層準が認められる。例えばHS02の深度26m前後、KDBの深度21m前後で、いずれも2つのピークが認められ、年代的には5500～6000年前(暦年代)を示す(図中Bの矢印で示す層準)。このB層準はJZ01の帯磁率でははっきりしないが、含水比ではいずれのコアでも明瞭な負のピークとして認められる。これもおそらく洪水イベントを示すと考えられ、年代的に三瓶山第VI期の噴火時期に対応していることが興味深い。なお、洪水イベントと考えられる同様な現象はそれぞれのコアの様々な層準で確認されており(図5.4-3)、それらの対比と原因に関する検討は今後の課題である。

(3) 堆積物中の全窒素, 全有機炭素, 全硫黄の濃度変化

内湾性の堆積物において、有機物に起因する窒素や炭素の含有量を検討することは堆積物中の有機物の起源を推定する上で重要である(Sampeï et al., 1997など)。堆積物中の有機物には水域内でプランクトンによって生産されるものと水域外から運ばれて堆積した有機物がある。陸上植物起

含水比



帯磁率

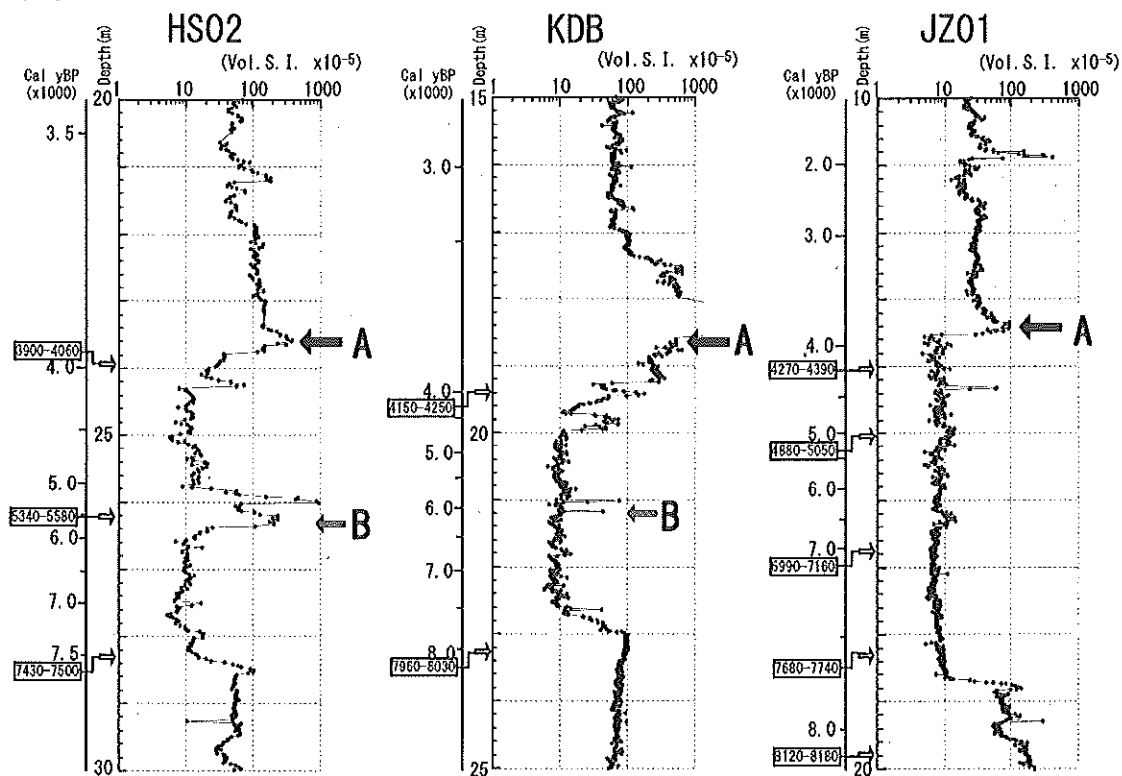


図5.4-3 関連する層準付近の含水比および帯磁率の変化

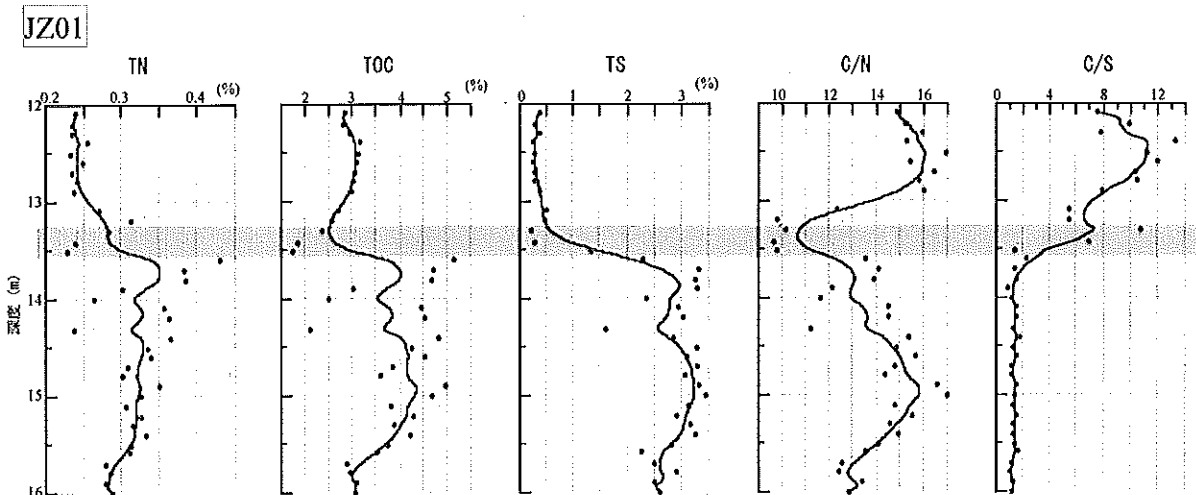


図5.4-4 コアJZ01における関連層準の全窒素(TN), 全有機炭素(TOC), 全硫黄(TS)およびそれらの比(C/N, C/S)の変化

源の有機物ではもともと全窒素(TN)に対する全有機炭素(TOC)の比(C/N)の値がプランクトン起源のそれに比べて圧倒的に大きいことから、外来性の有機物が多く含まれる堆積物ではC/Nの値が相対的に大きくなる。また、堆積物中の硫黄はほとんどが海水起源であり、還元的环境のもとで鉄と反応して堆積物中に固定される。従って、硫黄濃度(TS)は海水進入の指標であると同時に、底層水の酸化還元環境を推定する手がかりとなる。

図5.4-4にはJZ01のTN, TOC, TSの変化が示されている。これを見てわかるように、問題となっている13.42m付近の層準でいずれの値も大きく減少していることがわかる。これは洪水によって堆積速度が急速に上昇したために希釈効果が働き、単位体積当たりのTN, TOC, TSの濃度は相対的に低下したことを意味している。そこでC/N比をみるとこの層準以下では12~16であるが13.42m付近で10前後に落ち込み、上位層準では再び16前後に上昇する。通常、洪水などによって陸起源の有機物が多く混入するとC/Nは上昇するのであるが、ここでは下降している。すなわち、ここで流入した洪水堆積物中には通常のものに比べて有機物の混入が少なかったと理解できる。三瓶(1997)によれば、火山灰を多く含む堆積物ではこのような現象が見られるという。JZ01に記録されている神西湖形成初期の環境は通常の開鎖的水域に比べてTOCの値が1.5倍程度あって本来的に陸上起源有機物の流入の影響が大きい環境であったと考えられるが、陸源有機物の少ない洪水堆積物が流入することによって相乗的にTOCが希釈されたためにC/Nの値が一時的に下がったと解釈できる。

全硫黄(TS)もこの層準を境に激減し、洪水が終わってもしばらく回復することはない。一方TOCは3%程度まで回復するのでC/S比をとってみると洪水前後での違いは歴然とする。本コアでの分析はまだ進んでいないが、神戸川沿いで掘られた複数のコアの珪藻分析では、同様な層準からは淡水性珪藻が卓越して産出することがわかっている(Shrestha, 1992MS)。また、この洪水層準より上位で同様にTSがほぼ0%を示す層準がしばらく続くことはKDBやHS02でも確認されている。これらのことから、洪水後、淡水かそれに近い環境がかなり広域に出現したと推定される。

3. 出雲平野西部の水域変遷史と三瓶山噴火起源の洪水の意味

これまで述べてきたように、3800~4000年前に起こった大洪水の証拠は現在の出雲平野西部に広くみられ、それは時代的にも、また堆積物の証拠からも小豆原埋没林を形成した三瓶山の第VII期

噴火と関連が深いことは間違いないだろう。小豆原は三瓶川上流に位置するが、同様な火砕流や火山泥流は神戸川水系にも流下し、それらが大量に下流域まで運ばれて洪水堆積物として当時の内湾を埋めていったと考えられる。神戸川水系に流入した三瓶山起源の堆積物の詳しい分布調査等が待たれるところである。

縄文時代の汎世界的な海進によって出雲平野は現在の宍道湖水域とともに一連の内湾を形成するようになった。この内湾は「古宍道湾」と呼ばれている(徳岡ほか, 1990)。「古宍道湾」の約8000年前の堆積物中にはウニの殻や棘の化石が含まれ、それは海水の流入がもっとも進んで塩分が高かった時期を示すと考えられる。しかし、鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)の降灰直後にあたる7000年前頃より、「古宍道湾」は急速に閉鎖的な環境に移行する。おそらく、湾口に砂州が発達して沿岸潟湖としての地形が成立したことを意味しているのだろう。これを仮に「古宍道潟」と呼んでおこう。「古宍道潟」の水深は出雲平野西部でまだ15m以上あり、潟湖底は高塩分水が停滞することによって起こる貧酸素環境が恒常的に形成されていたと考えられる(高安, 2002)。この状況はバイオターベーションによって乱されていない細かい縞状ラミナを持つ特徴的な堆積物の存在によって知ることができる(図5.4-5)。

この潟湖の静穏な環境を一変させたのが、3800~4000年前の大洪水である。冒頭で述べたように、「古宍道潟」に注いでいた神戸川の河口には三瓶山起源の火山砕屑物を含むファンデルタが形成され、水域の埋め立てを加速させた。また、このときまでに「古宍道潟」は中央部の埋め立てが進み、東部の宍道湖域(「古宍道湖」とは分離された水域が西部に形成されていたと考えられる。西部水域は出雲國風土記がいう「神門水海」の原型とみなされるものであるが、上述したように当初は淡水に近い状況であったようである。また、この洪水の後「神門水海」は北部を中心に急速に埋め立てが進んだことがコア試料の年代対比から推定できる(図5.4-2)。これは神戸川の河口がデルタの前進によって北上したことと、斐伊川河口もやはり「水海」北部に注ぐようになったことによるものと考えられる。この水域に海水の影響が再び見られるようになるのは場所によってかなり差がある(図5.4-2)。そして、出雲國風土記が編纂される直前の1500~1300年前頃に汽水の潟湖としての「神門水海」はもっとも面積を広げたと推定される。

4. まとめにかえて

小豆原埋没林を形成した三瓶山第VII期の噴火による影響は、下流域で大洪水を引き起こし、当時の出雲平野西部にあった潟湖域の環境を一変させた。いわゆる「神門水海」の原型はこのとき出現し、その周辺にはやがて縄文後期から弥生時代へと引き継がれる古代出雲文化が育まれていった。

大規模な火山噴火は周辺に甚大な被害や自然環境の激変をもたらすことは埋没林の状況を見ても想像に難くないが、遠く離れた地域においても直接的、間接的に様々な影響が現れる。とくに、沖積平野と古代文化の形成とが重なり合った出雲地方の場合には、その背景にあった三瓶火山の噴火を無視しては考えにくく、関連した今後の新しい研究テーマの発掘と展開に期待するところである。

5. 引用文献

- 福岡 孝・松井整司(2002) AT降灰以降の三瓶火山噴出物の層序. 地球科学, 56, 105-122.
林 正久(1991) 出雲平野の地形発達. 地理学評論, 64A-1, 26-46.
松井整司・井上多津男(1971) 三瓶火山の噴出物と層序. 地球科学, 25, 147-163.

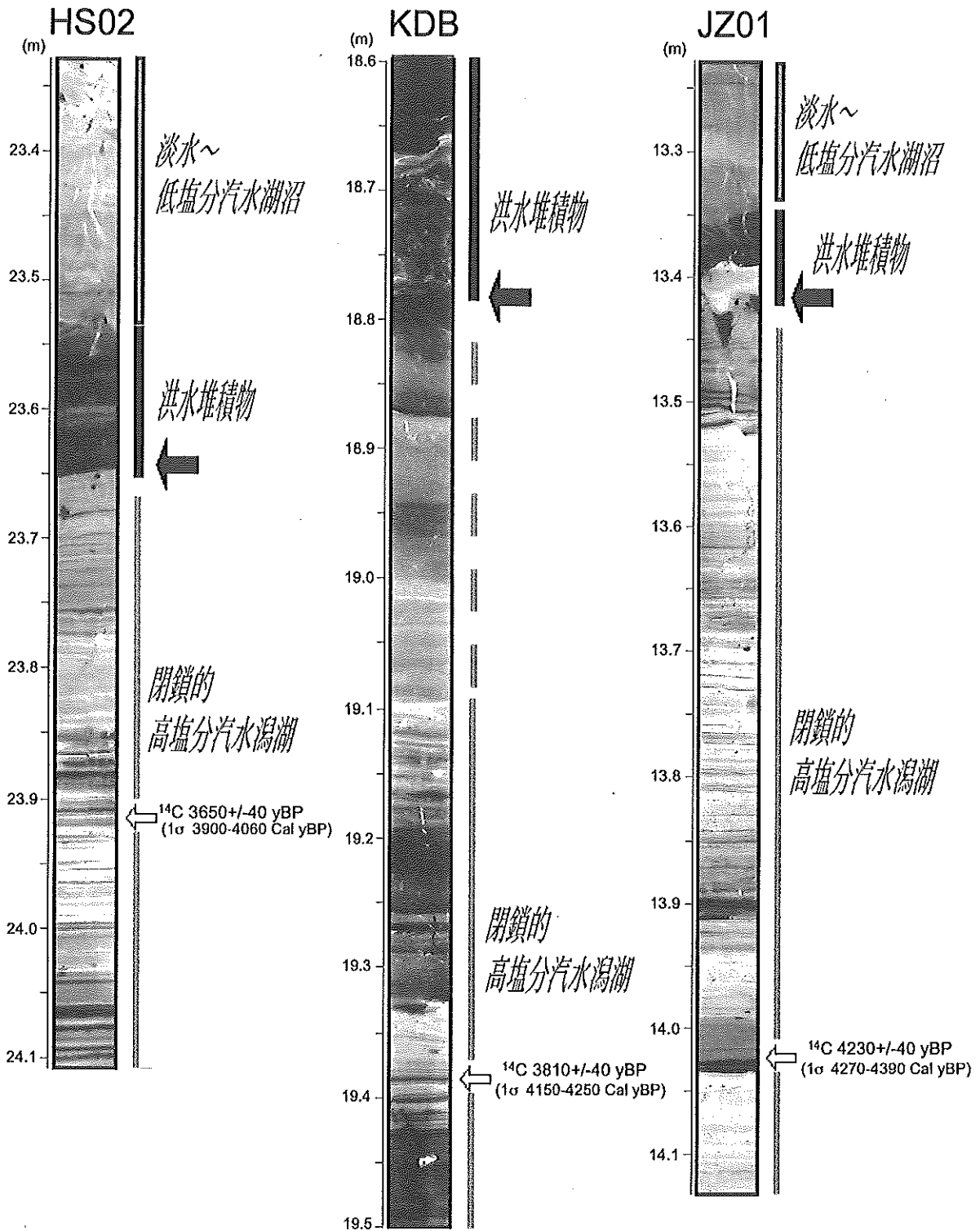


図5. 4-5 洪水による劇的な環境変化を示唆する堆積物の軟X線写真画像

- 中村唯史・渡辺正巳（2000）三田谷 I 遺跡の地下層序と地形発達史. 建設省中国地方建設局出雲工
事事務所・島根県教育委員会編 「斐伊川放水路建設予定地内埋蔵文化財発掘調査報告書 三田
谷 I 遺跡 (Vol. 2)」, 116-127.
- Sampei, Y., Matsumoto, E., Kamei, T. and Tokuoka, T. (1997) Sulfur and organic carbon
relationship in sediments from coastal brackish lakes in Shimane peninsula district,
southwest Japan. *Geochem. Jour.*, 31, 245-262.
- 三瓶良和（1997）C・N・Sによる堆積環境評価. 文部省科学研究費補助金「海跡湖堆積物からみ
た汽水域の環境変化—その地域性と一般性—」（代表；高安克己）平成8年度報告・資料集, 247
-252.
- Shrestha, S. D. (1992) Reconstruction of Paleoenvironment of Izumo Area on the basis of
microfossils and chemical parameters. 島根大学理学研究科特別コース修士論文.
- 高安克己（2002）沿岸潟湖形成史からみた閉鎖的水域における恒久的貧酸素水塊の発生条件. 第12
回環境地質学シンポジウム論文集, 451-456.
- 田中義昭・西尾克己（1988）出雲平野における原始・古代集落の分布について. 山陰地域研究, No.
4, 伝統文化篇, 13-45.
- 立見博俊（2002）出雲平野西部の完新世古環境変遷. 島根大学理学研究科地質学専攻修士論文.
- 徳岡隆夫・大西郁夫・高安克己・三梨 昂（1990）中海・宍道湖の地史と環境変化. 地質学論集36
号, 15-34.