O-1　北海道東部サロマ湖周辺域における10～17世紀の海水準変動

添田　雄二・赤松　守雄（北海道開拓記念館）

Yuhji Soeda and Morio Akamatsu : Sea-level Change during the 10th - 17th century around the Lake Saroma,eastern Hokkaido

Ⅰ.研究の背景

北半球における結氷域の南限であるオホーツク海は、環境変化にもっとも敏感に反応する海域として知られている。しかも、同沿岸域には、完新世以降の海水準変動を反映した地形が数多くみられ、その要因として、荒天となる冬の間、流氷が海岸部を保護するためといわれている。また、北海道東部は、歴史時代のマーカーテフラが数多く分布する地域としても知られている。

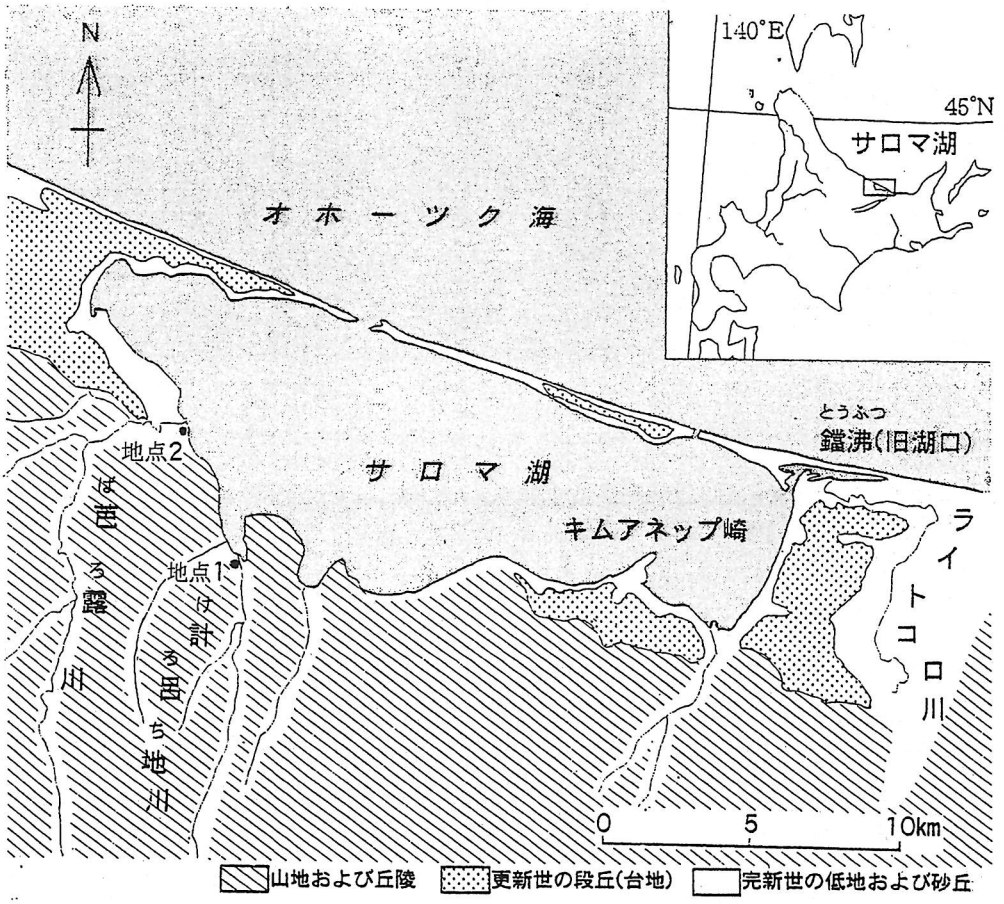
近年、北海道とサハリンのオホーツク海沿岸域に分布する貝塚の古環境解析や、同海の海底および沿岸域の堆積物における珪藻遺骸分析、さらに湖沼周辺の微地形による検討などから、平安海進期（中世温暖期）の存在が明らかにされてきている（平井, 1994、赤松・右代, 1995、児平,1996、赤松ほか,1998、嶋田ほか, 2000）。また、日本海南部およびサロマ湖におけるボーリング資料（貝類）の炭素年代値などの分析から、15世紀前後の温暖期の存在が報告され（赤松・右代,2000）、沢井・三塩（1998）は、北海道厚岸湖北方の湿原における珪藻遺骸分析から、約600年前以降に小規模な海進がみられたとしている。このように、10世紀以降における古環境については徐々に解明されてきてはいるものの、より詳細なデータの蓄積が課題となっている。

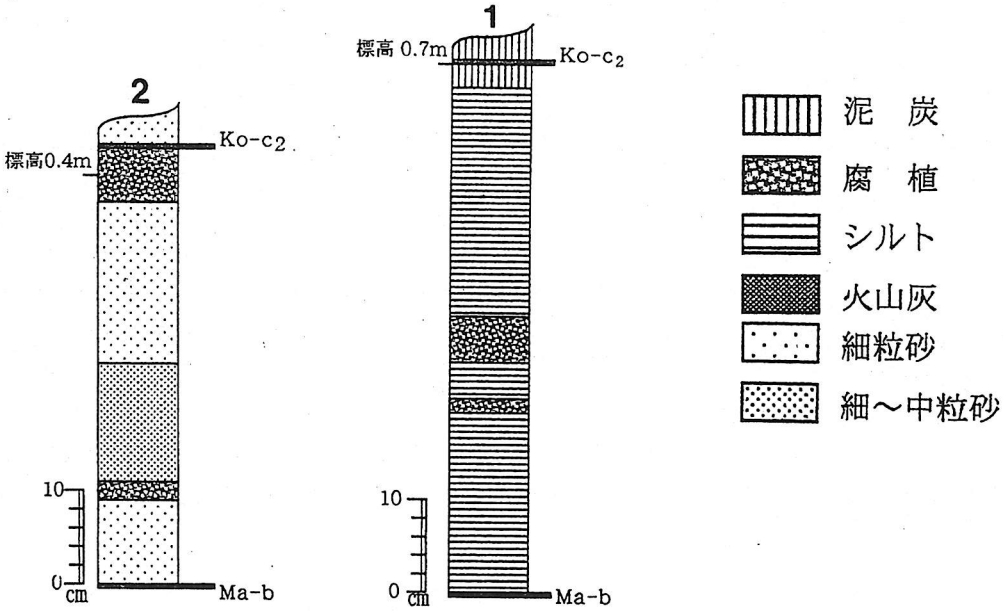
Ⅱ.調査地域および珪藻遺骸分析の結果

今回、北海道東部サロマ湖南方の計呂地川流域（河口から約500m陸側、標高約0.8m）および芭露川河口東方の湖岸(湖から約20m陸側、標高約0.8m）において堆積物を採取し、珪藻遺骸分析による環境復元を試みた。各地点では、表層から深さ約１mまでを掘削し、幅10㎝・奥ゆき６㎝ほどのケースを地層断面に直接押し当て堆積物をはぎ取った。その際、３枚のテフラを確認することができ、このうち中位および下位に位置する火山ガラスの主成分化学組成を調べ、既存の分析データと比較・検討した結果、下位のテフラがMa-b（摩周ｂ火山灰、約970年噴火：勝井,1996）、中位のそれがKo-c２（駒ヶ岳c２火山灰、1694年噴火）であることが判明した。分析試料としては、ケース内のMa-bとKo-c２間の堆積物を厚さ５㎜づつ連続で取り出し、過酸化水素水で処理した後、蒸留水を加えて上澄みを捨てる作業を数回行い、珪藻遺骸を抽出した。

分析の結果、全層準を通じて淡水生種が多産するが、*Cocconeis scutellum*や内湾指標種の*Palaria sulcata*などの海生～汽水生種や、*Rhopaodia gibberula*、*Cyclotella meneghiniana*、*Thalassiosira bramaputrae*などの淡水～汽水生種が特徴的に産出する２層準が確認された。これは、塩分濃度の上昇を示唆していると考え

られる。Ma-b と Ko-c 2 の噴出年代から両テフラ間の堆積速度を算出することによって、分析試料の暦年代を推定し、全層準における珪藻遺骸群集が示すデータとサロマ湖周辺に分布する完新世海水準変動によって形成された地形（平井, 1987、1994）などを検討した結果、今回明らかとなった塩分変動は、海進-海退のサイクルに対応した現象である可能性が高いと思われる。





O-2　気候の急激な温暖化に対する植生の応答：最終氷期末期の湿原植生の変化

紀藤典夫（北教大函館）・新谷世生子

Norio KITO and Yoko SHINTANI; Vegetation response to rapid climatic warming : Vegetation changes of wetland at the Latest Glacial

本研究の目的は，最終氷期から完新世にかけての急激な気候の温暖化に対して植物群がどのような応答をしたのかを花粉分析により，短い時間分解能で詳しく解明することである．今回は特に，樹木に対して1世代が短い草本類が，どのように変化するかを明らかにするのが目的である．

試料採取地点は，函館市北東部の山地に位置するアヤメ湿原（標高750m，41°54'34"N，140°50'02"E）である．採取された深度440cmまでのコア（Ay4）は，最下位が砂・有機質粘土からなり，テフラを挟在するほかは，ほとんどが泥炭からなる．このコアの深度240cm以深について花粉分析および13件のAMS^{14}C年代測定を行ない，層序関係と矛盾しない9件の年代値を採用した．分析層準は約8500～14000cal yr BPの堆積物で，1分析試料（厚さ1cm前後）が含む堆積年数は，約20～70年である．

非樹木花粉・胞子は，カヤツリグサ科・イネ科・ヨモギ属・ワレモコウ属などが多く産出し（図1），単条溝型胞子，ツツジ目，シモツケソウ属，セリ科，ミツガシワなどを伴う．ミツガシワは下部に多く約15000cal yr BP以降はほとんど産出しない．ウメバチソウ属は，ほぼ全層準にわたって産出する．産出した非樹木花粉・胞子の大部分は，この湿原の植生の構成員と考えられる．

Younger Dryas期開始の寒冷化は，約12700cal yr BPのカヤツリグサ科・イネ科・ワレモコウ属の増加に相当すると考えられ，針葉樹花粉（大部分がトウヒ属・モミ属・マツ属）の増加と対応している．一方，Younger Dryas期終了の温暖化に対応すると考えられる非樹木花粉・胞子の顕著な変化は，約112000cal yr BP以降のゼンマイ科の増加，約10900cal yr BPのワレモコウ属の減少や約10300cal yr BPのカヤツリグサ科の減少が対応する．針葉樹花粉は，約11600 cal yr BPにPARの最大値に達し（百分率最大は約11400calyrBP），その後変動しながら急激に減少して（図1），約10900cal yr BPにはトウヒ属が消滅する．カバノキ属を除く落葉広葉樹は，11200 cal yr BP以降，PAR・百分率が急激に増加し始める．完新世開始の温暖化は，針葉樹花粉の減少開始で示された変化とすると11600cal yr BPと考えられる．

樹木花粉と非樹木花粉・胞子の変化を比較すると，Younger Dryas期の開始は両者がほぼ同調し，非樹木花粉・胞子が先行して変化してはいない．一方，急激な温暖期で終了するとされるYounger Dryas期末期は，樹木花粉の変化が先行し，主要な非樹木花粉・胞子の変化は，これに数100年遅れている．草本類は1世代が短いにも関わらず，気候の温暖化に密接に対応して変化していないのは，容易に他の植物が侵入できない湿原植生の特殊な環境によるものと考えられる．

本地点の花粉組成の変化から推定される最終氷期末期～完新世の気候変動の年代は，グリーンランドの氷床の酸素同位体の変化から推定される気候変動の年代と概ね一致する．

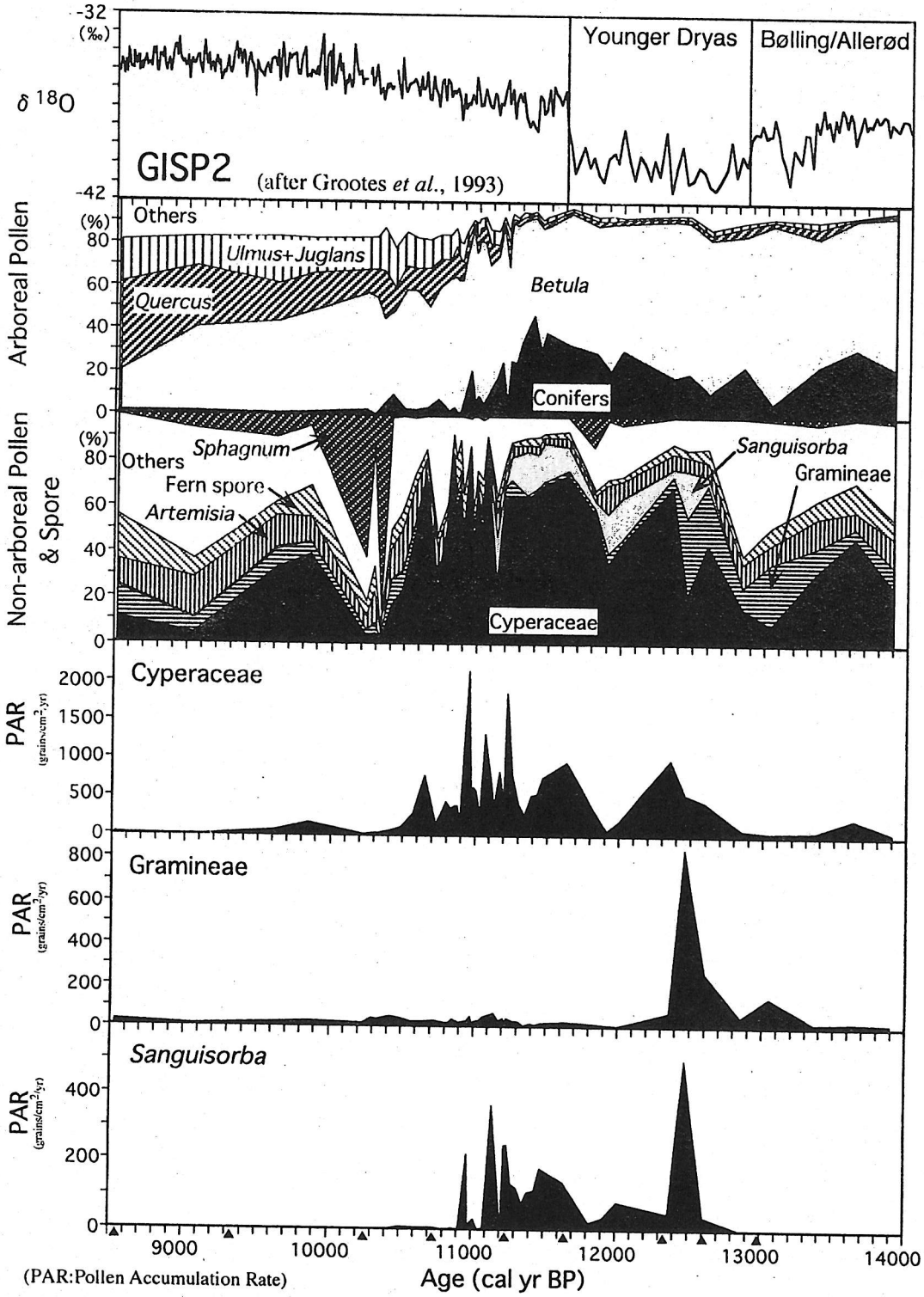


図1　最終氷期末期/完新世境界における花粉組成および花粉流入量の変化
年代軸の▲は年代測定の層準を示す.

O-3　下北半島・上北平野における海成段丘の形成と野辺地層の埋積過程および第四紀地殻変動.

桑原拓一郎(東京都立大)

Takuichiro KUWABARA: Quaternary tectonic movement deduced from marine terraces and Noheji formation in Kamikita Plain, Shimokita Peninsula, northeast Japan.

下北半島のある東北日本は，日本海溝における太平洋プレートの沈み込みに対応する典型的な島弧であり，著しい隆起運動と火成活動を特徴とする．とくに東北日本弧で顕著なのが，外弧の西縁に南北方向に発達する明瞭な地溝状凹地「中央沈降帯」である．東北日本弧の更新世地殻変動とくに中・後期の隆起運動については，沿岸域を中心に多く得られている(例えば宮内，1985;1988)．しかし中央沈降帯の隆起と沈降の検討については，下北半島北部・田名部低地帯の段丘地形と更新統に基づく資料(桑原・山崎，2000)を除いてほとんど無い．

一般に中・後期更新世の地殻の上下変動を明らかにする場合，調査地として海成段丘と海成層に恵まれた沿岸域が選ばれる．海成段丘の分布と旧汀線，および海成層の累重様式に基づいて，垂直地殻変動の変遷を知ることができるからである．しかし中央沈降帯の大部分は内陸部にあるため，一般には海成段丘と海成層の存在が望めない．ところがその中で下北半島南部の上北平野は，半島北部の田名部低地帯と共に海に囲まれている数少ない所である．従って上北平野の海成段丘の形成と海成層の堆積過程を明らかにし，中・後期更新世の垂直変動を検討することは，島弧中央沈降帯の地殻変動を知る上でも重要である．

岩井(1951)は上北平野の海成更新統を，段丘構成層とその基盤を成す「野辺地層」に細分した．野辺地層は鮮新統・近川層群を不整合関係で覆い，その最大層厚は 140m に達するとされ，厚い．一般に海成段丘とその構成層は隆起地域で形成される．そして厚く累積している海成層は沈降地域で堆積すると考えられている．従って上北平野は更新世において，とくに野辺地層堆積期～段丘地形形成期に，「沈降→隆起」と急激に垂直地殻変動が反転したと考えることも可能である．しかしその様な変動の急変が本当に存在するのか疑問である．そこで演者は，岩井(1951)の海成段丘は幾つかに細分され，それらの構成層群が野辺地層であると予測した．そしてこの考えに基づき，段丘地形と海成更新統の再検討を行った．

そこでまず，本地域に分布する海成段丘と野辺地層との層位関係を述べ，野辺地層が「沈降」の指標とはならないことを明らかにする．それから海成段丘の形成と海成更新統の埋積過程を検討して，沈降よりもむしろ上北平野の隆起と氷河性海面変動の影響を受けた結果，野辺地層が厚くなったことを述べる．

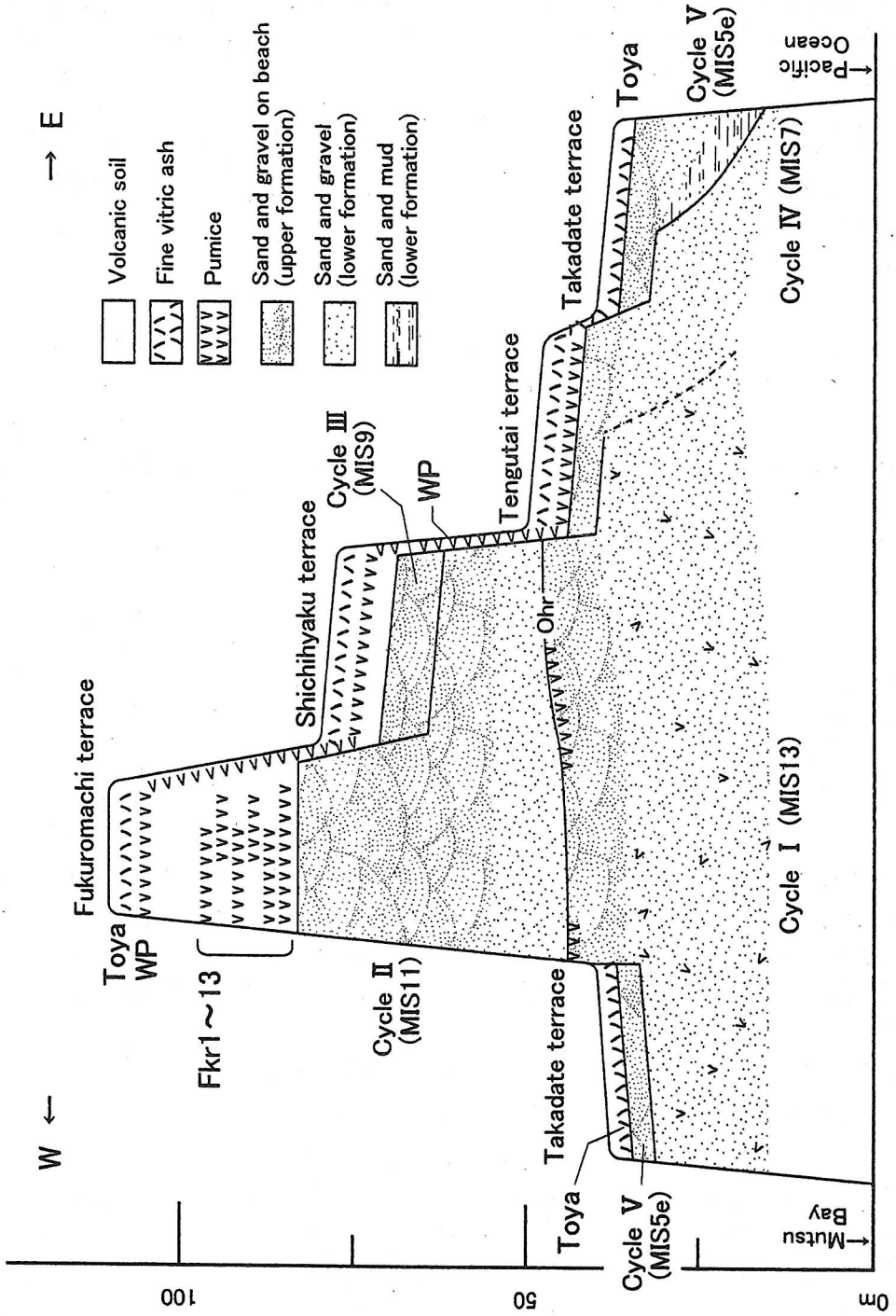


Fig. 1 Generalized section showing relationships between marine terraces and the marine Pleistocene from western to eastern parts of the central Kamikita Plain. Cycle II～V comprise marine terrace deposits of Fukuromachi, Shichihyaku, Tengutai, and Takadate. Noheji formation is composed of Cycle I, II, and IV which are the basements under marine terraces.

O-4　東北日本弧の大規模火砕流にともなう中期更新世広域テフラ—八甲田国本テフラ

鈴木毅彦（都立大）・Dennis Eden・檀原　徹（京都FT）・藤原　治（JNC東濃地科学センター）

Takehiko SUZUKI, Dennis Eden, Toru Danhara and Osamu Fujiwara: Correlation of Hakkoda-Kokumoto tephra, a widespread middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda caldera, northeast Japan

第四紀に噴出した大規模火砕流とそれに伴う広域テフラの研究は，南九州姶良カルデラ起源のATテフラの認定を契機に，最近20年間に著しく進展した．この間，九州や北海道の大カルデラ起源の大規模火砕流堆積物に焦点があてられ，とくに九州のカルデラを給源とし，偏西風の風下側にあたる大阪層群・上総層群などの堆積盆堆積物に含まれるテフラの認定に力点がおかれた．ところで大規模火砕流の噴出は九州や北海道に限られない．東北日本弧では鮮新世-中期更新世に幾度となく大規模火砕流が噴出した．しかしこれら大規模火砕流流出に伴い広域テフラが生産されたか否かはあまり論じられていない．鈴木・藤原(1998)は，八甲田カルデラ起源の大規模火砕流堆積物と房総半島上総層群中のガラス質テフラの対比可能性を指摘した．その後の調査でこの対比の確度は高まり，八甲田起源の広域テフラは他地域でも見出されるに至った．ここではその紹介とともに，その他の東北日本弧起源の広域テフラ存在の可能性について触れる．

<u>八甲田国本テフラHkd-Ku</u>　今回対比したテフラは，八甲田起源の八甲田第1期火砕流堆積物，上総層群国本層に含まれる国本1テフラ(Ku；徳橋・遠藤，1984)，大阪層群中の今熊I火山灰(Itihara et al., 1975)，男鹿半島北浦層中に挟在されるガラス質火山灰(的場，1992のOT21か?)である．ここでは本テフラを八甲田国本テフラ(Hkd-Ku)と呼ぶ．EDS分析(表1)とICP分析による火山ガラスの化学組成及び火山ガラスと斜方輝石の屈折率には良い一致がみられ，これらの4テフラの対比を支持する．八甲田第1期火砕流堆積物の噴出年代はK-Ar年代などから0.65Maと推定される(村岡・長谷，1990)．一方，Ku 1，今熊I，OT21?はいずれもB/M境界(780ka)のやや上に位置する．この様に放射年代値や層位からみても上記テフラを対比することに矛盾はない．また上総層群で編まれた酸素同位体層序(Pickering et al., 1999)からみるとHkd-Kuの層位は同位体ステージ19.1-18.4に位置し，降下年代は約760kaとなる(図1)．

<u>他の東北を起源とする広域テフラ存在の可能性</u>　水野(2001)は火山ガラスに含まれる元素について，Fe/(Fe+Mg)mol%比とLa/Y比が給源域の推定に役立つことを述べた．とくに東北起源テフラのLa/Y比が0.5以下であることを示した．各地のHkd-KuのLa/Y比は0.27-0.30に集中し，東北日本弧起源を示唆する．同様に検討した結果，上総層群柿ノ木台層中のKa1と男鹿半島北浦層のOT26のLa/Y比は0.36-0.38を示し，これらテフラも東北日本弧起源を示唆する．さらに，主成分化学組成(表1)やHkd-Kuとの層位関係からみて，両テフラは対比される可能性が高い(図1)．また，北浦層のOT30(OT26の上位)は九州起源の誓願寺-栂テフラと主成分化学組成が合致し(表1)，対比される可能性が高い．誓願寺-栂テフラはKa1(=OT26?)上位の長南層中のCh2に対比される可能性が指摘されている(町田・新井，1992)ので，層位的にも整合する(図1)．

Hkd-Kuは給源から南西方向800km以上にかけて分布する．遠隔地のHkd-Kuは大規模火砕流に伴なういわゆるco-ignimbrite ash fallとみられる．Hkd-KuやToya，詳細不明ではあるがKa1-OT26の例も含め，東北日本弧起源の広域テフラは偏西風の風上地域にも分布し，大規

模火砕流に伴なうco-ignimbrite ash fall特有の同心円状分布を示す．このような事例から関東以西の第四紀層中にも東北日本弧起源の広域テフラが多数存在する可能性が高く，地層や地形面の広域対比の重要な指標として今後注目する必要がある．

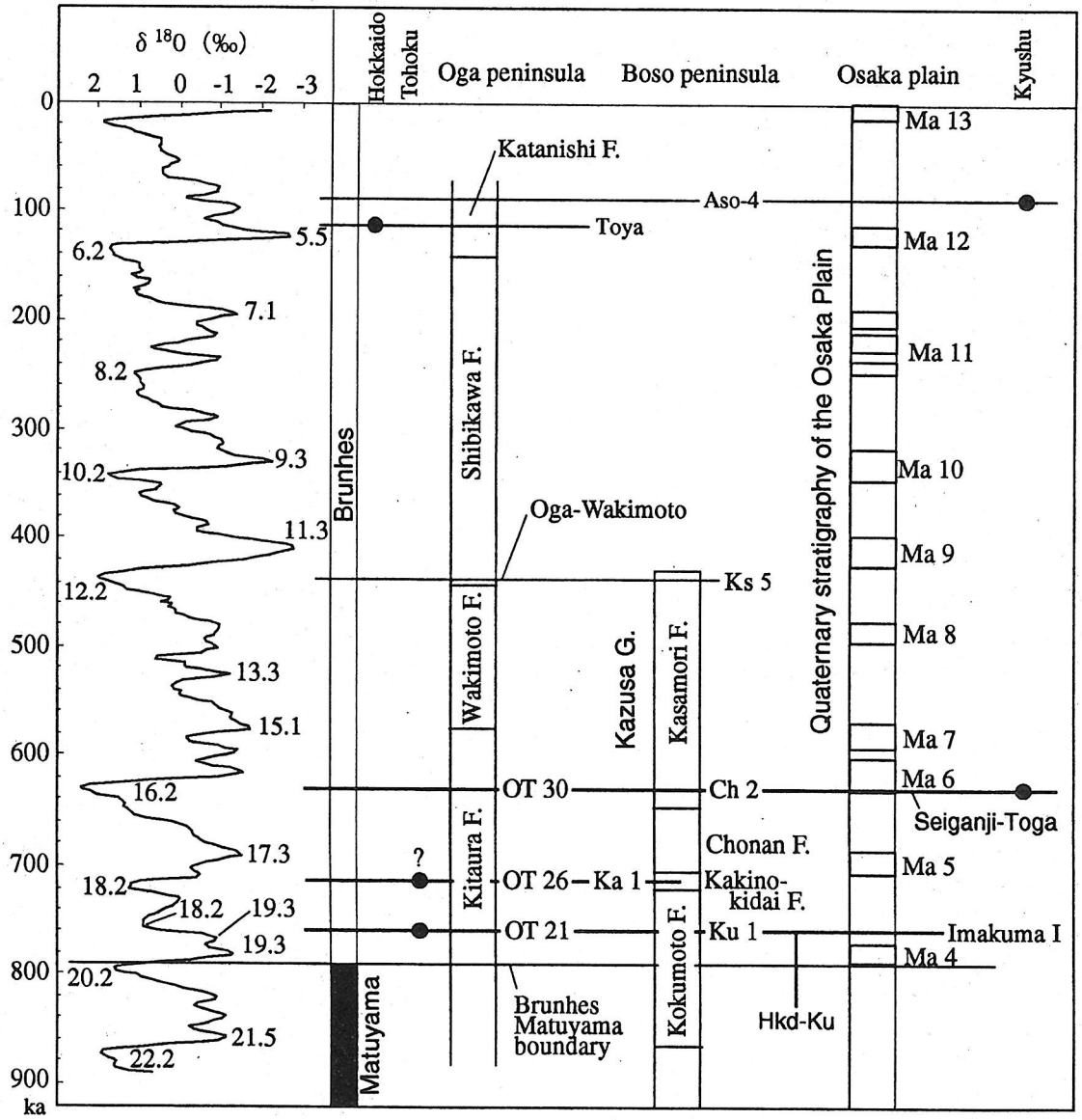


図1　八甲田国本テフラを中心とした中期更新世前半の編年

表1　八甲田国本テフラの火山ガラスの化学組成

テフラ (火砕流堆積物: pfl)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	Water	*n*
八甲田第1期pfl	78.8 ±0.2	0.2 ±0.0	11.8 ± 0.1	1.5 ±0.1	0.1 ±0.1	0.4 ±0.0	1.2 ±0.0	2.3 ± 0.1	3.7 ±0.1	8.1 ±0.5	23
八甲田第1期pfl	78.3 ±0.2	0.2 ±0.0	12.0 ± 0.1	1.3 ±0.1	0.1 ±0.1	0.4 ±0.1	1.2 ±0.0	2.3 ± 0.1	4.3 ±0.1	4.6 ±0.9	19
OT21	78.5 ±0.2	0.2 ±0.0	11.9 ± 0.1	1.3 ±0.1	0.1 ±0.0	0.4 ±0.0	1.2 ±0.0	2.2 ± 0.1	4.2 ±0.1	5.7 ±2.3	22
Ku1	78.6 ±0.2	0.2 ±0.1	11.9 ± 0.1	1.3 ±0.1	0.1 ±0.0	0.4 ±0.0	1.2 ±0.0	2.2 ± 0.1	3.9 ±0.1	8.7 ±1.3	23
今熊I火山灰	78.7 ±0.3	0.2 ±0.1	11.7 ± 0.1	1.5 ±0.1	0.1 ±0.1	0.3 ±0.0	1.2 ±0.0	2.2 ±0.1	4.1 ±0.1	4.6 ±1.0	22
OT26	78.3 ±0.2	0.3 ±0.1	12.1 ± 0.1	1.3 ±0.1	0.1 ±0.1	0.5 ±0.1	1.4 ±0.1	2.2 ± 0.1	3.9 ±0.1	6.0 ±1.2	24
Ka1	78.5 ±0.2	0.3 ±0.0	12.0 ± 0.1	1.3 ±0.1	0.1 ±0.0	0.5 ±0.0	1.5 ±0.0	2.2 ± 0.1	3.7 ±0.1	7.7 ±3.1	25
OT30	76.5 ±0.2	0.2 ±0.0	13.0 ± 0.1	1.0 ±0.1	0.1 ± 0.1	0.4 ± 0.0	0.7 ±0.0	4.3 ± 0.1	3.8 ± 0.1	7.6 ±1.2	23
誓願寺	76.3 ±0.2	0.2 ±0.0	13.1 ± 0.1	1.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.5 ± 0.0	0.7 ±0.0	4.4 ± 0.1	3.8 ± 0.1	4.6 ±1.2	20

FeO: total iron as FeO.　測定値は，水を除いて100%になるよう再計算したもので，n回の測定による平均値と標準偏差を示した．
JEOL JED-2001およびJSM-5200を用いて測定した．

O-5　東北北部古代土器の胎土分析

松本建速（筑波大・院）

Takehaya MATSUMOTO : Chemical Analysis of Ancient Pottery Body from Northern Tohoku Region in Japan .

1. はじめに

東北地方の土師器や須恵器の胎土成分の分析は、蛍光X線分析法を用いて数多くおこなわれてきた（三辻,1984,1998,2000など）。それらの分析の目的は土器の産地推定である。須恵器のように焼成窯が明らかな製品については、焼成窯出土品の分析値との比較により、産地推定がある程度は可能であることがわかっている。だが、これまでの分析結果は、窯出土品の形態・色調・胎土の肉眼観察を基本にした考古学的な分析結果と異なる場合もあり（坂井,1992）、データの解析法はいまだ確立したとは言い難い。更に、焼成に窯が用いられない土師器の場合、確実な比較資料が無く、須恵器と同じ解析法では産地推定はできない。

そこで、演者は、東北北部地方の土師器や須恵器の胎土分析をおこない、胎土の地球化学的特徴に注目した解析法を考えることにした。試料には、東北北部にある30遺跡の7～11世紀代の、考古学的考察が可能な土師器406点と須恵器63点を選択した。また、それらの遺跡周辺15地点の第四紀粘土121点を比較資料とした。

2. 分析

試料を瑪瑙乳鉢で粉砕した後、混酸（硝酸・過塩素酸・フッ化水素酸）処理して溶液試料を作った。土師器と粘土は、粉砕後マッフル炉で灰化したものを混酸処理し、溶液試料を作成した。分析には筑波大学分析センター設置の導結合プラズマ発光分光分析装置（日本ジャーレル・アッシュ社製）を用いた。地質調査所発行のJA1、JB1、JG1a、JGb1、JR1、JSd1を標準試料として20元素（Ti、Al、Fe、Mn、Mg、Ca、Na、K、P、Ba、Cr、Cu、La、Li、Sc、Sr、V、Y、Zn、Zr）を定量した。

3. 結果

(1)　須恵器は土師器に比べ、Kが高く、Na、Caが少ない傾向があるが、両者の元素組成は平均地殻の組成とほぼ同じである。Mnは地殻の平均値よりも1桁少ない場合が多い。

(2)　地域ごとに決まった値となる元素はCa、K、Srである。

(3)　同じ地域であっても、遺跡や層位ごとに決まった値となる元素はAl・Fe・Mn・Mg・Pである。Mnは褐色ローム層に多く、灰色系の粘土や土器にはあまり含まれていない。

4. 考察

(1)　3.(2)であげた元素とともに長石を構成するNaを用いて、指標①（K/Na+Ca、Ca/Na+K）を作った。3.(3)であげた元素と、Fe、Mgと関係の深い元素であるTiを用いて、指標②（Ti/Al+Fe+Mg）を作った。その結果、指標①では、土器も粘土も各地ごとにほぼ同じ値を示し、日本海側から太平洋側に向かって、値が系統的に変化することがわかった。

これまでに発表されている東北第四紀火山の噴出物（火山岩）のデータを用いて、指標①②を作成し、土器・粘土試料との比較をおこなったところ、日本海側の遺跡出土の土器は鳥海火山帯と、太平洋側の遺跡出土の土器は那須火山帯と元素組成の傾向が似ていた。

(2)　今回分析した更新世後期～1万年前ほどの火山灰やそれらの直上に堆積する粘土・シルト・砂などの試料からは、それらの主体は、火山灰由来であることが予想された。ただし、Ca、Na主体の火山灰が発達する地域でも、火山灰層から離れ、土層が上位に発達するにつれて、Kが増加する傾向があった。「ミルクチョコ層」と通称される粘土層でKは特徴的に多く存在した。同じ層について実施された酸素同位体の分析結果（張ほか,1994）にもとづけば、Kが多く含まれる粘土は広域風成塵によってももたらされた可能性があり、Kが多い粘土を利用している須恵器に含まれる粘土については、窯のある地域の火山などの地質背

景だけを考えるのではなく、広域風成塵も含まれていることを考えておく必要があろう。

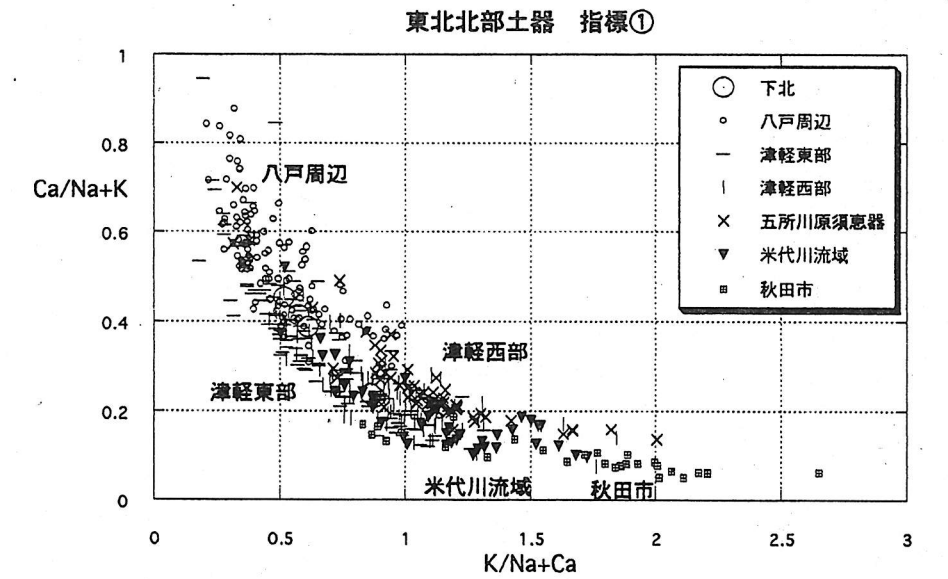
5. まとめと予察

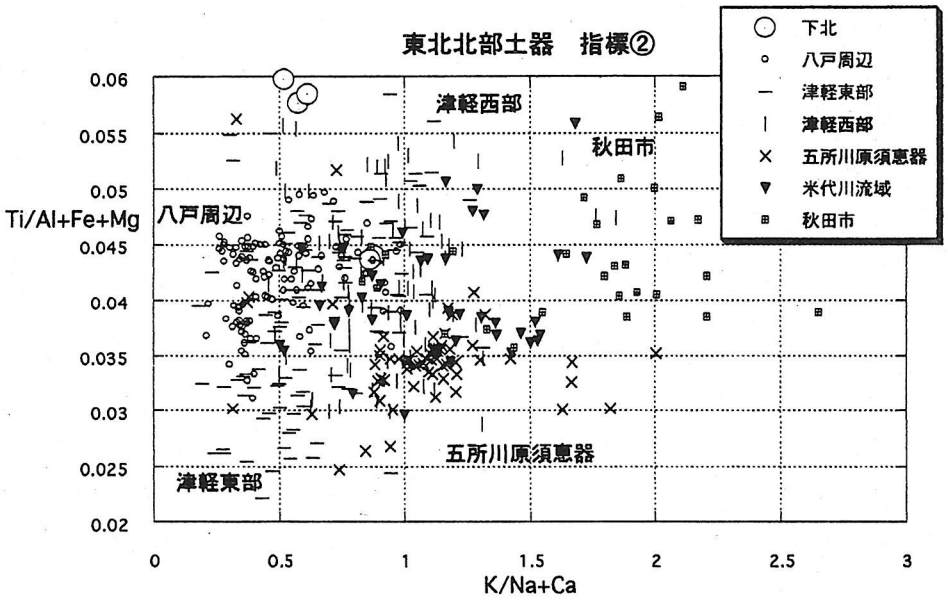
(1) 土器の素地は、遺跡周辺の第四紀更新世粘土層の値に最も近かった。東北北部の火山灰降下地帯では、古代の土器の素地として、第四紀の火山灰の風化したものや広域風成塵などから成る粘土を利用することが多かったのである。

(2) Mnの量から、褐色ローム層など表土に近い層は古代の土師器・須恵器の原料としては普通は利用されていないことがわかった。今回分析した粘土層では、津軽地方の更新世中期・後期の灰色系の粘土が、古代の土器製作者に利用されている層に最も似ていた。

(3) 東北北部の場合、東西の火山帯でK、Caの量が系統的に変化するし、Tiに対するFe、Mgの比率が異なるので、指標①②を用いれば、土器の産地推定がある程度は可能である。

(4) ただし、地理的には遠く離れていても、類似した地質環境にある場合、7つの元素の組合せでしかない指標①や②だけでは、須恵器や土師器の値が一見類似した図となる場合があると予想される。他地域の粘土や土器の分析をおこない、更に、有効な方法を考えたい。





O-6　新潟県下，沖積粘性土層における堆積環境と電気伝導度・自然含水比の関係

安井　賢（新潟基礎工学研究所）・神蔵勝明（両津高校）・
小林巖雄（新潟大学）

Satoshi YASUI, Katsuaki KANZO and Iwao KOBAYASHI; Relationship between sedimentary environment and electric conductivity / water content ratio in the alluvial muddy sediments, Niigata prefecture

地質学などの理学的観点から土質工学的性質を検討することは，これらの学問の新たな進展のために非常に重要な境界分野である．

越後平野白根地域と佐渡国中平野（図１）には，縄文海進期に形成された海成～汽水成粘性土層が厚く分布している（図２）．珪藻分析結果によると，白根地域の標高-25m以深は，海水～汽水域の堆積環境が推定されている（安井ほか，2001）．一方，国中平野の同時代の堆積物においても白根地域と同様の珪藻群集が得られ，海水～汽水域の堆積環境が復元できる．

珪藻分析と同一のボーリング孔で実施した電気伝導度（EC：横山，1993の方法）と自然含水比（Wn）の測定結果を図２に示す．両地域とも電気伝導度と自然含水比には良好な相関関係があり，これは自然含水比と間隙中に含まれるイオン総量が比例関係にあることを示す．

ここで，海成～汽水成層のEC/Wn比を両地域で比較すると（図３），国中平野におけるEC/Wn比は白根地域の海成～汽水成層の値に比較して著しく小さく，白根地域の淡水成層の値に類似したトレンドを示す．これは，両地域の粘性土層がほぼ同一の環境（塩分濃度）で堆積したものの，国中平野の粘性土層中に含まれるイオンの総量が著しく少ないことを示す．また，別途実施した塩分濃度と自然含水比の関係においても同様の結果が得られた．

石黒ほか（2000）は鋭敏比が大きいことなどから，国中平野の沖積粘性土層が下位に分布する被圧帯水層の影響で塩分溶脱（リーチング）を受けていることを報告した．一方，白根地域では粘性土の鋭敏比は測定していないものの，自然含水比は液性限界と塑性限界のほぼ中央に位置し（安井ほか，1998），安定した粘性土といえる．したがって，国中平野におけるEC/Wn比の低下は，沖積層堆積後のリーチングによって生じたと考えるのが妥当である．

最近，日本各地の沖積層においてリーチングを受けた粘性土層が発見されている．しかし，土質工学的な検討は多々なされているものの，堆積時の環境について十分検討された例が少ない．上記のように珪藻群集によって復元される堆積時の環境と，電気伝導度および自然含水比を総合的に検討することによって，堆積後の環境変化といえるリーチングの度合いをある程度評価できるものと考えられる．

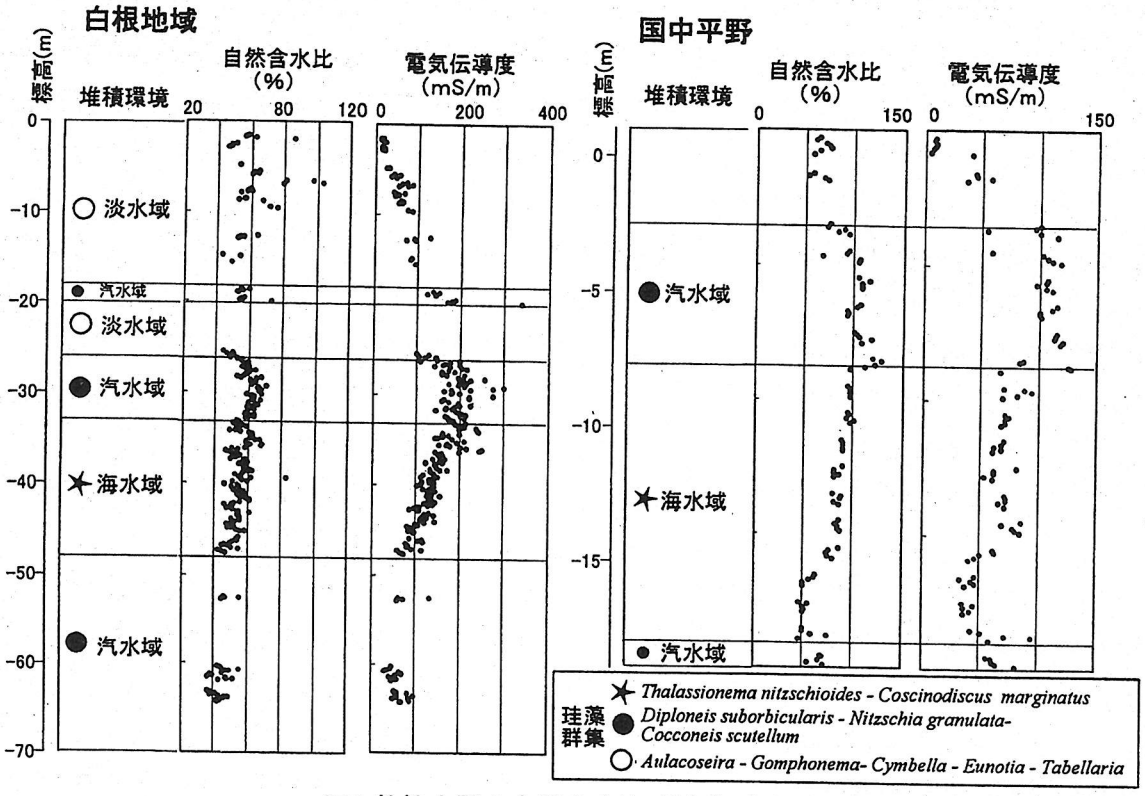


図2 粘性土層の自然含水比・電気伝導度と堆積環境

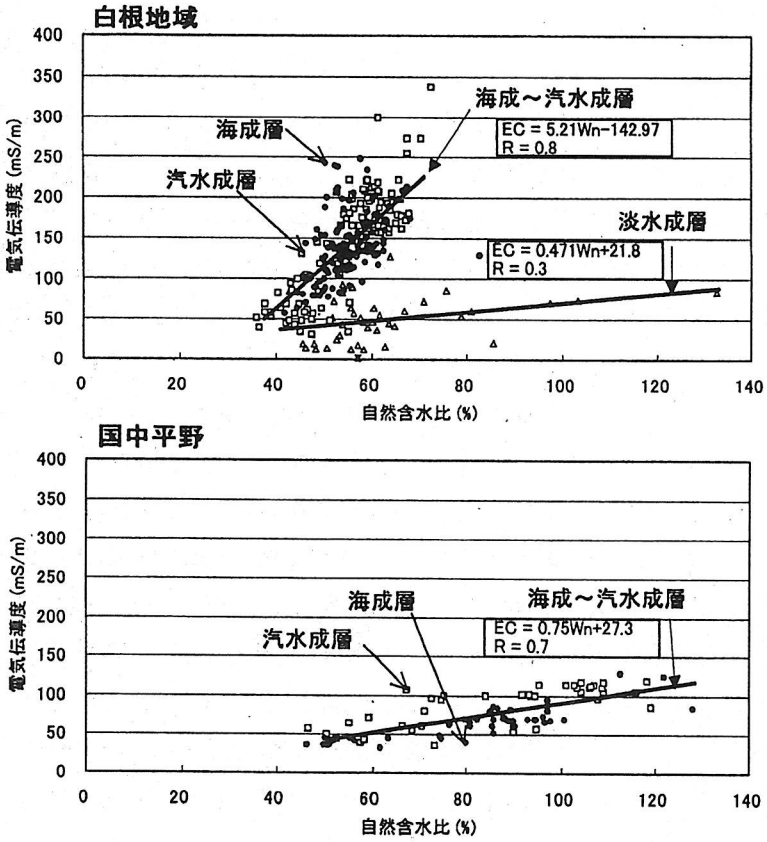


図3 自然含水比と電気伝導度の関係図

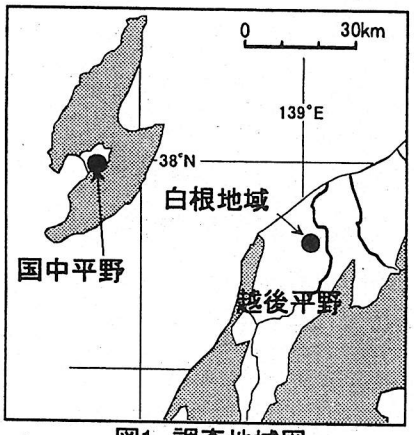


図1 調査地域図

文献

横山卓雄(1993)電気伝導度測定法. 第四紀試料分析法, 109-118, 東大出版会.

安井 賢ほか(1998)越後平野"沖積層"の層序・堆積環境と粘性土層の工学的性質. 地盤工学会「理学・工学情報が臨海平野の地盤解釈に果たす役割に関するシンポジウム」発表論文集, 93-98.

石黒圭一郎ほか(2000)佐渡国仲平野に分布する鋭敏性粘土の土質工学的特性. 第35回地盤工学研究発表会要旨集, 401-402.

安井 賢ほか(2001)越後平野中央部, 白根地域における完新世の環境変遷. 第四紀研究, 40, 121-136.

O-7　越後平野に埋没した縄文時代中～後期の遺跡と砂丘列

卜部厚志・高浜信行（新潟大）・寺崎裕助（新潟県埋文事業団）

Atsushi URABE・Nobuyuki TAKAHAMA・Yusuke TERASAKI; Buried archeological remains and paleo sand dunes of middle to late Jomon period in the Echigo Plain, Niigata, Japan

新潟県の日本海側には，70km 以上にわたって砂丘が分布しており新潟砂丘と呼ばれている．これらには，複数の砂丘列があり現在の海岸線に沿ってほぼ平行に分布している．越後平野北部の東新潟地域では，10 列の砂丘列が区分され新砂丘Ⅰ，新砂丘Ⅱ，新砂丘Ⅲに区分されている．しかし，平野中央部の西蒲原地域（白根地域）では，新砂丘Ⅰと新砂丘Ⅱの分布が認められない（新潟古砂丘グループ，1974 等）．

また，これらの砂丘列の内陸側には，いくつかの潟や広大な芦沼が広がっており，これまでこの芦沼は，縄文海進時に平野内部まで広がった海域が次第に海退いく中で，砂丘列にはばまれ最後まで水域（湿地・潟）として残存したものであるとされていた．

このため，平野部の遺跡の分布からみた縄文時代以降の人類の生活環境の変遷は，多くの遺跡が砂丘に立地していることから，砂丘列が主な生活の場であり平野内部（芦沼）は，現在にいたるまで人の進出を拒みつづけていたものであると考えれていた．しかし，近年，西蒲原の平野部（緒立・的場遺跡，味方排水機場遺跡），新潟県北部の旧紫雲寺潟（青田遺跡）や亀田郷の芦沼（東囲遺跡）であった場所から遺跡が発見され，地質学的・考古学的にその存在が注目されている．

近代まで水域（湿地・潟）と考えられていた場所の地下から埋没した遺跡が発見されたことは，遺跡の成立当時は人間が居住できる陸化した地盤であったことを示すものであり，当時の地表面が地下に埋没していることを意味している．このような古代の地盤の沈下は，新潟平野の“潟”と呼ばれていた地域に共通して認められる現象であることが明らかとなってきた．この平野地盤の沈降は，これまで単純に海が後退して陸化したと考えられてきた新潟平野の発達史を復元する上でも重要であるばかりでなく，過去の地形・地理は，縄文～古代～現在にいたるまで現在の平野の様相とは全く異なっていたことを示しており，地質学的・考古学的にも多くの課題を提起できるものとなっている．

平野に沈んだ縄文時代の遺跡と砂丘列

越後平野には，大きく区分して亀田町周辺の新砂丘Ⅰ（縄文時代前期～中期以降），新潟市南部の新砂丘Ⅱ（古墳時代以降）と現在の海岸線沿いに分布する新砂丘Ⅲの 3 つの砂丘列がある．現在の平野北部から亀田町には，新砂丘Ⅰから新砂丘Ⅲまでの砂丘列が分布している．しかし，信濃川以西の西蒲原地域にはいると現在の海岸線である新砂丘Ⅲは分布しているが，より古い時代に形成された新砂丘Ⅲより内陸側に分布しているはずの新砂丘ⅡとⅠの分布が認められない．これらの砂丘列は，形成当時は基本的に弧状の分布形態を示していたものが，現在は認められていないものと考えられる．これまでの沖積層の検討から，この消えた砂丘列は，西蒲原地域の大きな沈降によるものである可能性

が高いことが指摘されているが，平野地下の締まった砂層を砂丘砂と解釈しているものや砂丘列についての堆積学的な記載，具体的な埋没位置・深度についての検討は行われていない（中川，1987；青木，1996；海津，1989；貝塚他，1985 等）．

平野地下－19mに埋没した縄文時代中～後期の遺跡

この問題を考える手がかりとして，味方村の縄文時代中期～後期の排水機場遺跡がある．この遺跡は，味方村の中之口川左岸にあり，約 30 年前の排水機場の工事に伴い地下—19mの地点から発見された遺跡である．遺跡は，再調査により改めて確認され，遺物包含層（相当層）と沼沢火山灰層（約 5000 年前）が発見されている（高浜ほか，2000）．遺跡の発見は，約 5000 年前の遺物包含層（古地表面）と人間の活動した痕跡が，地下—19mの深度に埋没していることを意味しており，5000 年間に平野が 19m沈降したとう事実と合わせて，西蒲原地域にも人間の活動が進出していたことを意味しており，地質学的・考古学的にも重要な問題を提起している．

縄文時代中～後期の古地理の復元と砂丘列

そこで，蒲原地域の約 1300 箇所におよぶボーリング資料を見直してみると，排水機場遺跡で発見された沼沢火山灰層が平野地下の広い地域に分布していることが明らかとなり，これを鍵層として沖積層の層相の分布から，平野の古地理を復元した．さらに，亀田町～巻町を結ぶ円弧状の地域の地下約 17～20mの深度には，比較的固結度が高く淘汰のよい砂層が分布していることが明らかとなった．このような砂層は，砂丘列を含む浅海の砂層である可能性が高いため，いくつかの地点においてオールコアボーリングを実施して，堆積相の記載・堆積環境の認定・堆積環境の変遷を検討した．

この結果，従来のボーリング資料による淘汰のよい砂層は，浅海成の砂層（下部外浜，上部外浜，前浜，ウオッシュオーバーなど）から構成されていることが明らかとなり，西蒲原地域では砂州（砂丘列ではない）が埋没していることが明らかとなった．また，この砂州によって外洋と隔てられた内陸側には汽水の潟が分布し，さらに内陸側には極浅い水域に繁茂したアシ等の水生植物の密集地帯（芦沼），低湿地（乾陸）が分布することが明らかとなった．この中で，味方排水機場遺跡は，当時の潟に面した部分に位置しており，潟を使った生活環境が復元できた．

砂州（砂丘列）～潟～芦沼～低湿地（河川環境）の連続した復元は，縄文時代当時確かに外洋と内側の潟を隔てる砂堆が分布していたことを意味しており，砂堆が埋没していることを示している．これらの検討から，新潟平野の北部から亀田町まで現在の地表に分布する砂丘列（新砂丘Ⅰ）は，西蒲原地域では平野地下に埋没していることが明らかとなり，さらに新砂丘Ⅱも地下に埋没していることが明らかとなった．

今後，砂丘列-潟-河川低地の堆積システムの累重システムとそれらの累重時期・要因等について検討を加えるとともに，縄文時代以降の古地理の変遷を時代ごとに復元し，地質学的・考古学的に検討する必要がある．

O-8　新潟砂丘の形成年代

鴨井幸彦（(株)興 和）・安井 賢(新潟基礎工学研究所)・小林巖雄(新潟大学)

KAMOI Yukihiko, YASUI Satoshi and KOBAYASHI Iwao ; Formative Age of the Niigata New Sand Dune in the Echigo Plain, central Japan

新潟砂丘は村上市から角田浜にいたる延長約 80km，幅約 10km の規模を有する日本海側最大の砂丘である．砂丘列は全部で 10 列からなり，内陸からそれぞれ新砂丘Ⅰ-1～Ⅰ-4，新砂丘Ⅱ-1～Ⅱ-4，新砂丘Ⅲ-1，Ⅲ-2に区分されている（新潟古砂丘グループ，1974）．その形成年代については，新潟古砂丘グループ（1974），Moriwaki（1982），大平（1992），田中ほか（1996）などの研究がある（表－1）．これらの研究は主に考古遺跡の分布状態に基づいてなされたもので，参考にした^{14}C年代は少なく，大づかみなものに止まっていた．

筆者らは現在，新潟県内各地において，ボーリングコアの観察に基づいた平野部の表層地質断面図の作成作業を進めているが，その過程で，砂丘間低地に発達する泥炭層や砂丘内部に挟まれる木片や腐植物層を中心に，かなりの数の^{14}C年代を測定してきた．このうち，新潟砂丘がもっとも典型的に現れている福島潟から新潟東港にいたる断面について検討し，新潟砂丘の形成年代に関して新しい知見が得られたので紹介する．資料の使用を許可された新潟県，および収集にご尽力いただいた明治コンサルタントの石橋輝樹氏に厚くお礼申し上げる．

新しい「新潟砂丘形成史」は以下のように要約される．従来の見解との相違は，新砂丘ⅠおよびⅡの形成年代を細分化し，特定した点にある．

①約 8,000 年前（縄文時代早期）に新砂丘Ⅰ-1およびⅠ-2の形成が始まった．新潟砂丘の形成は，これまでは単に縄文時代前期初頭以前とされていた（田中ほか，1996）．これが砂州となり，内側に潟湖が形成され，福島潟や塩津（紫雲寺）潟にシルト層や粘土層が堆積した．

②約 6,000 ～ 5,000 年前（縄文時代前期），新砂丘Ⅰ-3が形成された．新砂丘Ⅰ-2の形成はそれ以前，約 8,000 ～ 6,000 年前と考えられるが，年代の特定は今のところできない．

③約 5,000 ～ 4,000 年前（縄文時代中期），新砂丘Ⅰ-4が形成された．これは，新砂丘Ⅰ-4を構成する砂層中に沼沢火山起源と見られる軽石粒（5,000 年前に噴出）を含む（田中ほか，1996）ことからも支持される．

④約 4,000 年前（縄文時代中～後期），新砂丘Ⅱ-1が形成された．

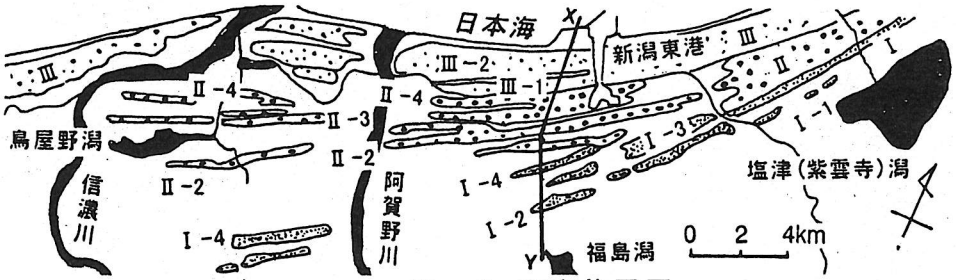
⑤約 4,000 年前から約 3,000 年前の間（縄文時代後期）に新砂丘Ⅱ-2が形成されたと考えられる．

⑥約 3,000 年前（縄文時代後～晩期），新砂丘Ⅱ-3が形成された．

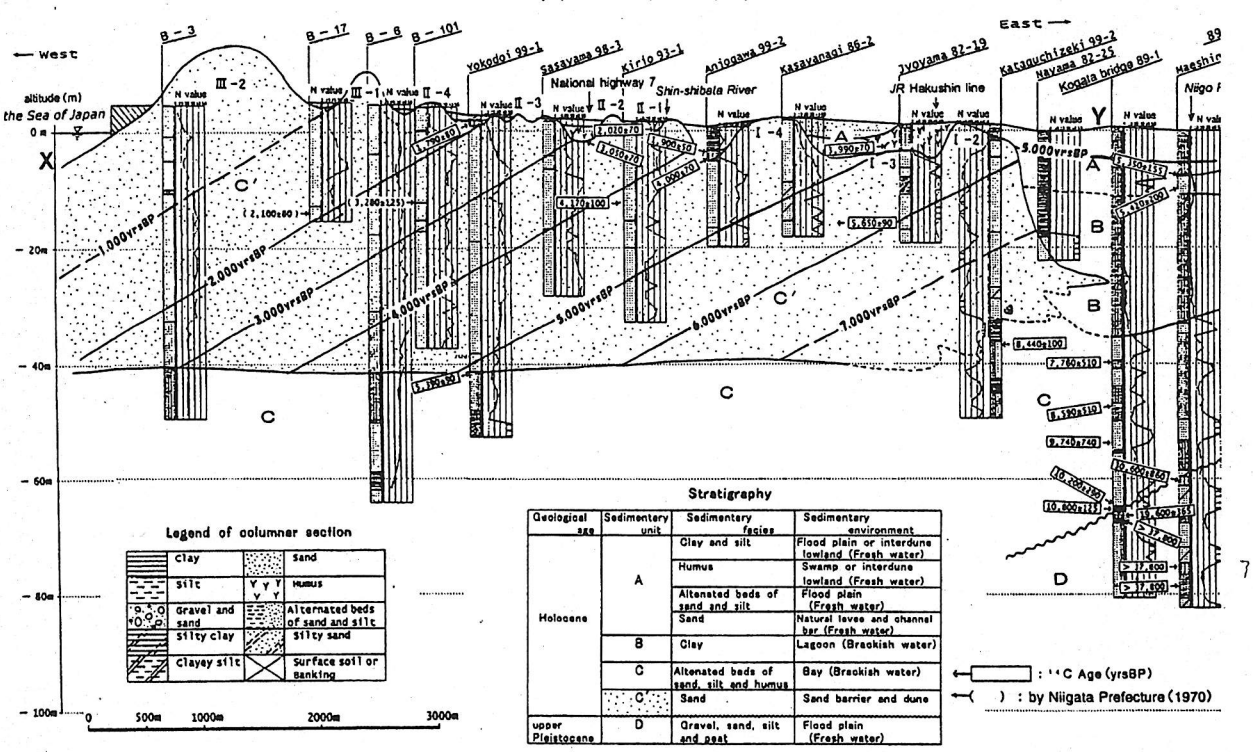
⑦約 2,000 年前（弥生時代），新砂丘Ⅱ-4が形成された．

⑧新砂丘Ⅲ-2の形成は，約 1,500 ～ 1,000 年前以降と考えられる．新砂丘Ⅲ-1の形成は，約 2,000 年前から約 1,500 年前の間（古墳時代）と推定される．

一方，砂丘内部における堆積時間面が，内陸から海岸に向かって傾斜していることから，砂丘砂層が沖合に向かって漸進的に堆積していった様子が示唆される．



図－1 調査位置図



図－2 新潟東港～福島潟 地質断面図

表－1 新潟砂丘の形成史

砂丘列（新砂丘）		砂丘の形成年代 Moriwaki (1982)	大平（1992）	新潟古砂丘グループ（1974）及び田中ほか（1996）	本報告	14C年代	備考
Ⅲ	2	2,500年前以降	縄文時代晩期以降	室町時代以降	古墳時代以降（約1,500～1,000年前以降）		Ⅲ-1とⅢ-2の間の低地に，じゅんさい池が形成される
	砂丘間低地			室町時代以前		1,480 ± 70（泥炭）	
	1				弥生時代後期～古墳時代（約2,000～1,500年前）		
	砂丘間低地						
Ⅱ	4	4,000～3,000年前	縄文時代中期以降，晩期以前	縄文時代後期以前	弥生時代（約2,000年前）	2,100 ± 80*	
	砂丘間低地					1,790 ± 80（泥炭）	
	3				縄文時代後期～晩期（約3,000年前）	3,280 ± 125*（砂丘砂中の腐植物）	Ⅱ-3の成立で砂丘間低地に鳥野潟，御手洗潟，どんち池が形成される（下位泥炭の堆積）
	砂丘間低地					3,050 ± 70（泥炭） 2,900 ± 70（泥炭） 2,730 ± 80（泥炭）	
	2				縄文時代後期（約4,000～3,000年前）		Ⅱ-1の成立で砂丘間低地に佐潟が形成される
	砂丘間低地					3,090 ± 70（泥炭）	
	1				縄文時代中期～後期（約4,000年前）	4,170 ± 100（炭質物） 4,000 ± 70（泥炭） 3,570 ± 130**（泥炭	
	砂丘間低地						
Ⅰ	4	6,000～4,000前	縄文時代前期以降，中期以前	縄文時代中期以前	縄文時代中期（約5,000～4,000年前）		
	3				縄文時代前期（約6,000～5,000年前）	5,650 ± 90（砂丘砂中の炭質物）	Ⅰ-3の成立で砂丘間低地に北山池が形成される
	2			縄文時代前期以前	縄文時代早期（約8,000～6,000年前）	6,700 ± 80……塩津（砂丘砂中の炭質物）	
	1		縄文時代前期以前	縄文時代前期初頭以前	縄文時代早期（約8,000年前）	（8,440 ± 100，炭質物）	縄文海進でプライマリーバリヤー（やがて砂丘Ⅰ－1に成長）出来始め，その内側に岩船潟，塩津潟，福島潟が形成される

*：新潟県（1970），**：百原（2000）

O-9　北部フォッサマグナ西縁，糸魚川—静岡構造線の鮮新世以降の活動史

植木　岳雪（東京都立大学大学院理学研究科）

Takeyuki UEKI: Active history of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line since Pliocene, northern Fossa Magna Region, central Japan

1. はじめに

北部フォッサマグナ西縁には，小谷—中山断層と糸魚川—静岡構造線活断層系があり，鮮新世以降のインバージョンテクトニクスと飛騨山脈の隆起を反映した運動をしてきたと考えられる．本研究では，大峰帯中部に分布する下部～中部更新統と地すべり地形を，テフラ・礫種・残留古地磁気によって編年し，鮮新世以降の糸魚川—静岡構造線の活動史を議論する．

2. 大峰帯中部に分布する下部～中部更新統と地すべり地形（図１・２）

青木平層は，火成岩の中礫と大峰溶結凝灰岩の巨礫を含む礫層である．大峰溶結凝灰岩を軽微な不整合で覆う．層厚 3 m 以上の非溶結の火砕流堆積物を伴う．礫層中のシルト層およびその上位の火砕流堆積物は，逆帯磁である．

居谷里層は溶結凝灰岩の大礫を主とし，黒部川花崗岩の礫を含む礫層であり，氾濫原性のシルト・砂層がはさまれている．大峰累層中部層中の霊松寺溶結凝灰岩を不整合に覆う．礫層中の砂・シルト層は，逆帯磁である．

新行累層は，主に大峰溶結凝灰岩の角礫からなる上部層・下部層と，シルト層からなる中部層に分けられる．大峰溶結凝灰岩を不整合で覆う．上部層および中部層は，南西に緩く傾く緩斜面を形成している．下部層は，大町 Apm テフラ群（Apm）に覆われ，中部層は Apm をはさむ．上部層は立山Ｄテフラ（Tt-D）に覆われる．

八坂村相川および唐花見には，東に向かって移動した大規模な尾根移動型の地すべり地形が見られる．地すべり堆は破砕された大峰溶結凝灰岩からなり，その凹部を Apm のブロックが埋め，その上を Tt-D が斜面を覆うように堆積している．

3. 鮮新世以降の糸魚川—静岡構造線の活動史

小谷—中山断層は，2.1 Ma の太郎山安山岩の貫入後に活動を開始し，前期更新世中期の青木平層の堆積時には活動を終了していた可能性が高い．小谷—中山断層から糸魚川—静岡構造線活断層系に活動がシフトしたのは，青木平層の堆積後で約 0.8 Ma の居谷里層堆積前である．当時，糸魚川—静岡構造線活断層系の断層崖はかなりの比高を持ち，飛騨山脈から流れる河川は断層崖に沿って南流していた．それ以降糸魚川—静岡構造線活断層系の活動が継続し，断層崖の発達に伴って東への大規模な尾根移動型地すべりが発生した．

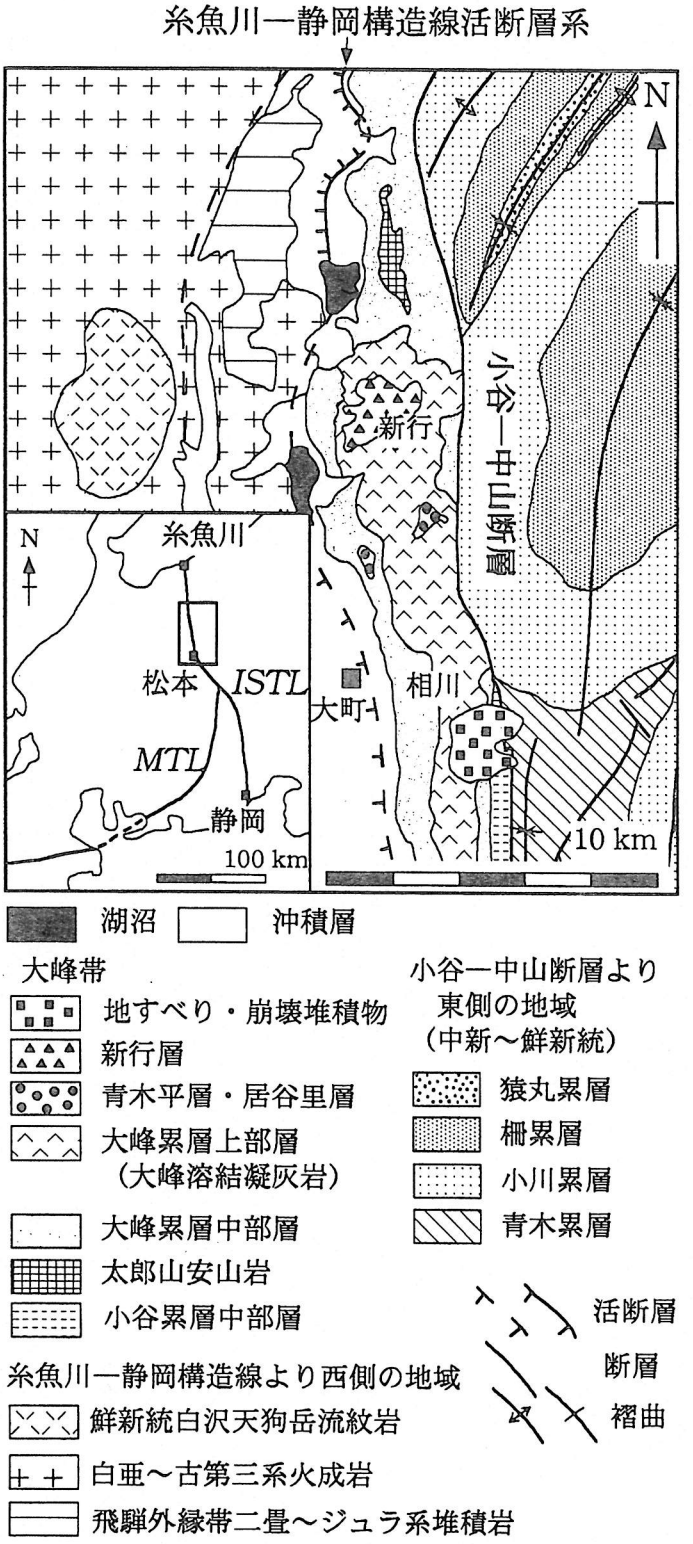


図1　北部フォッサマグナ西縁の地質

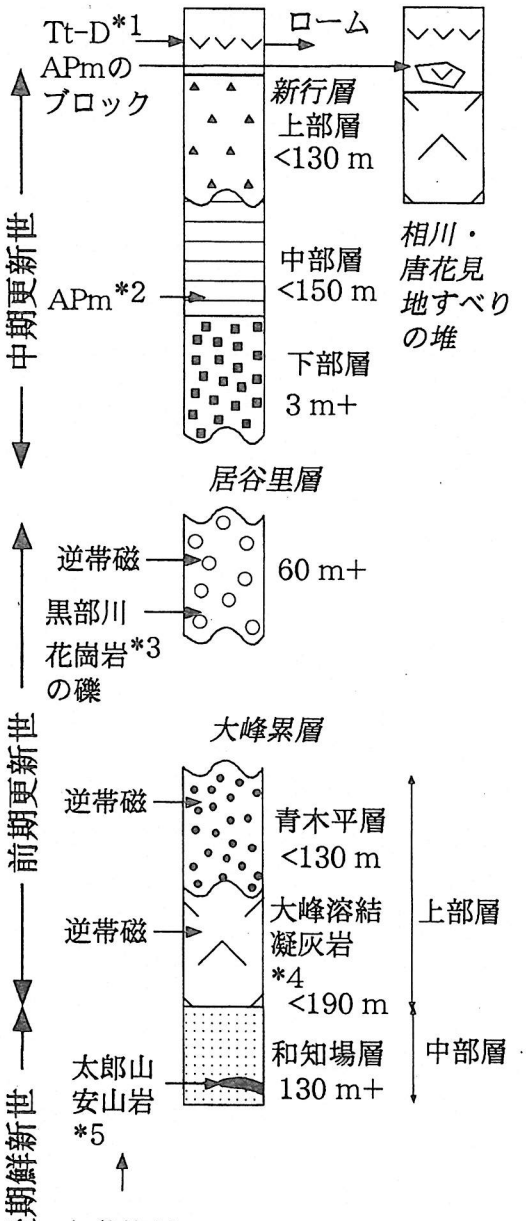


図2　大峰帯中部の層序

O-10　急速埋没イベントを示す貝類化石群：千葉県館山市に分布する完新統の例

鎌滝孝信・藤原　治（サイクル機構東濃地科学センター）

Takanobu KAMATAKI and Osamu FUJIWARA: Molluscan assemblage as an indicator of rapid burial events: an example from the Holocene bay deposits in Boso Peninsula, central Japan

海岸地域における地形発達は，定常的な侵食・堆積作用よりむしろ突発的なイベント時の急激な侵食・堆積作用によるところが大きい．このようなイベントやその周期性を地層から読みとり，地形発達のプロセスを解明するために，千葉県館山市西郷の平久里川河岸に露出する完新統を事例に，堆積相と貝化石に着目した調査をおこなっている．

房総半島南部は相模トラフに面しており，繰り返されるプレート境界型の巨大地震によって隆起速度が大きな地域である．この速い隆起のため，この地域では完新世の海成層が陸上に露出している．千葉県館山市に露出する完新統沼層には，海棲軟体動物化石が豊富に産出し，古くから古生物学的な研究が行われてきた．沼層は主に泥質の堆積物からなり，何枚もの粗粒な砂質堆積物を挟む．泥質堆積物はウラカガミ（*Dosinella penicillata*）などを自生産状で含む水深 10m 程度の内湾に堆積した地層で，そこに挟まれる砂質堆積物は，基底部はシャープな侵食面を示し，他生の貝化石や礫を含む．この粗粒堆積物の成因としては，南関東に分布する完新世の海岸段丘の離水時期との比較から，相模トラフ周辺で発生した海底地震に伴う津波がその一つに挙げられている（藤原ほか，1997．1999）．今回，このような粗粒堆積物直下に，急速埋没を受けたと思われる二枚貝の生き埋め産状を見いだしたので報告する．

急速埋没によって形成された化石群，すなわちセンサス化石群は，最近さまざまな時代の地層から報告されている（Kondo, 1997；近藤，1999 など）．例えばストームによる侵食のあとに急速な堆積作用が生じ，それに対応しきれなかった底生動物が生き埋めになることがある．堆積物に浅く潜る二枚貝の場合，多くの種は堆積物に急速に埋められると，通常の生息姿勢とは上下逆転した姿勢をとって上に向かって脱出しようとするものが多い（Kranz, 1974）．このとき，脱出に成功したものは再び通常の生息姿勢に戻るが，脱出に失敗して窒息死したものは逆転姿勢のまま堆積物中に残される．したがって，地層中に見られる逆転姿勢を示す二枚貝化石は，急

速な堆積作用を伴うイベントが生じたことの証拠となる．このように，内生二枚貝の産状観察が，過去に生じた地層の攪乱を評価する手法となる可能性がある．

調査地点の堆積物は前述したように，泥質堆積物と粗粒な砂質堆積物からなる．泥質堆積物は生物撹拌作用を受けた砂質シルトからなり，ウラカガミ，イヨスダレ（*Paphia undulata*），マツヤマワスレ（*Callista chinensis*），トリガイ（*Fulvia mutica*），オオモモノハナガイ（*Macoma praetexta*），ウミタケ（*Barnea dilatata*）などを自生もしくは同相的な産状で含む．この堆積物をここではノーマル堆積物と呼ぶ．一方砂質堆積物は，基底部がシャープな侵食面を示し，侵食面直上には場合によって泥岩の偽礫を含む．上方細粒化し，上部は漸移的にノーマル堆積物へと変化するこの堆積物は，1回の堆積イベントで形成されたと考えられ，大量の礫，他生の貝化石をレンズ状に含む．この粗粒堆積物はいわゆるイベント堆積物である．ここに含まれる化石はウラカガミやトリガイに加え，上下のノーマル堆積物中に含まれる化石とは生息環境の異なる（岩礁など）ものが含まれ，湾周辺から運搬されてきたものが混在している．このイベント堆積物の基底部から約10cm下位に，正常な生息姿勢とは逆転した姿勢を示すマツヤマワスレやイヨスダレがみられる．これらの種は堆積物中に浅く潜って生活し，水管を水中に出して植物プランクトンを摂食する懸濁物濾過食者である．一方，オオモモノハナガイは通常の生息姿勢と思われる姿勢で見つかる．この種は水管を海底面上にのばし，海底のデトリタスを摂食する堆積物食者である．一般的に，懸濁物濾過食者は摂食する際に活発に移動して餌を探す必要がないため，運動能力に乏しい．一方堆積物食者の場合，海底面上の餌を探して移動する必要があるため，優れた運動能力を持っている．その運動能力の差によって，マツヤマワスレなどが急速な堆積イベントによる埋没からの脱出に失敗したことに対し，オオモモノハナガイは脱出に成功したと解釈される．また，浅潜没者であるマツヤマワスレなどがノーマル堆積物中に逆転姿勢でみつけられることから，この急速埋没を起こした堆積イベントが，この地域ではそれほど大きな侵食量を伴わなかったと解釈される．すなわち，イベントの種類は津波やストームなど複数の可能性が考えられるが，ある程度の水深がある内湾環境においては，イベントの影響が侵食よりも堆積作用を大きく引き起こすものであったと解釈される．

このように，二枚貝化石の産状を指標とすることによって，底質の攪乱を量的に評価すること，すなわち，過去のイベントの性質を読みとれることが明らかにされつつある．

O-11 南関東の累積性火山灰土壌における腐植成分と風化指標との関係

大井隆志・坂上寛一・鈴木創三・田中治夫(東京農工大学)
渡邊眞紀子・青木久美子(東京工業大学)

Takashi OHWI, Kan-Ichi SAKAGAMI, Sohzoh SUZUKI, Haruo TANAKA, Makiko WATANABE and Kumiko AOKI; Relationship between humus status and weathering index of cumulative volcanic ash soils in southern Kanto district

目的:火山灰土壌は母材であるテフラが累積しており、給源から遠くなるとともにテフラの堆積速度が遅くなる。火山灰土壌の特徴には多量の腐植の集積とその要因として Al-腐植複合体の形成による腐植の保持があげられる。ここでは腐植の集積量と遊離酸化鉄の関係を論議するとともに、火山灰の堆積速度の違いが Al-腐植複合体と土壌の風化程度に与える影響について検討する。

試料及び方法:静岡県駿東郡湯船原(以下 YU)、神奈川県藤沢市(NF)、東京都国分寺市(KB)の 3 地点の完新世層位を供試試料とした(図 1)。完新世の全層厚は YU820cm、NF174cm、KB79cm であり、給源である富士山からの距離は YU17km、NF67km、KB77km である。全炭素(T-C)は乾式燃焼法(Sumigraph NC-80)を用いて測定、全量元素分析はガラスビード法・蛍光 X 線(理学電機 RIX-3000)で測定し、風化指標 PI を算出、選択溶解抽出にはジチオナイト(Fed)、酸性シュウ酸塩(Feo)、ピロリン酸ナトリウム(Alp,Fep)を用い、それぞれの抽出溶液中の Al・Fe を蛍光 X 線で点滴ろ紙法を用いて測定した。ピロリン酸ナトリウムで抽出された炭素は立川法を用いて測定した(Cp)。腐植の光学特性は簡易抽出法(CD 法)により色密度(CD)を測定した。

結果及び考察:全炭素量を各断面の富士黒土層(FB)内の平均値で同一層準の地点間の比較をすると NF>KB>YU であった(図 2)。Alp・Cp・CD でも、NF>KB>YU であった(図 2)。PI は KB>NF>YU であり、鉄の活性度(Feo/Fed)は NF>YU>KB であった(図 2)。以上のことから無機成分の風化はテフラの堆積速度が遅くなるほど進行するが、腐植は必ずしも同一の傾向を示さず、複雑な要因が考えられる。

T-C と Feo/Fed の関係を見ると YU 表層を除き 0.1%で相関があり、鉄も腐植の集積に寄与するとともに、腐植の存在が結晶化を抑制すると考えられた(図 3)。次に Al-腐植複合体の地域間での比較検討を行なった。Cp-Alp、Cp/Ct-Alp/Alt の関係は同様の傾向を示し YU と NF・KB で異なった。回帰直線の傾きを比較すると KB>NF>YU であった(図 4)。Cp と CD の関係は YU 表層を除くと 0.1%で相関が得られ(図 5)、Al-腐植複合体が多く集積するほど腐植化が進行していた。Al 腐植複合体を形成しやすい環境は、腐植の重縮合が進み腐植化が進みやすい条件、と考えられる。Alp と PI の関係は YU と NF・KB では回帰直線の傾きが逆になった(図 6)。YU、NF の FB は他層位と違う回帰直線となった。FB の風化は他層位より一段と進行したためと考えられる。

結論:以上のことから火山灰土壌では腐植の存在やその性状の変動には多くの要因が

関係していた。腐植の存在により鉄の結晶化が抑制された。Al腐植複合体の集積条件は腐植化を進行させる条件でもあった。

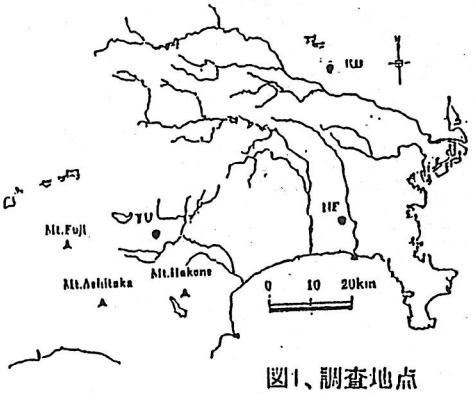


図1、調査地点

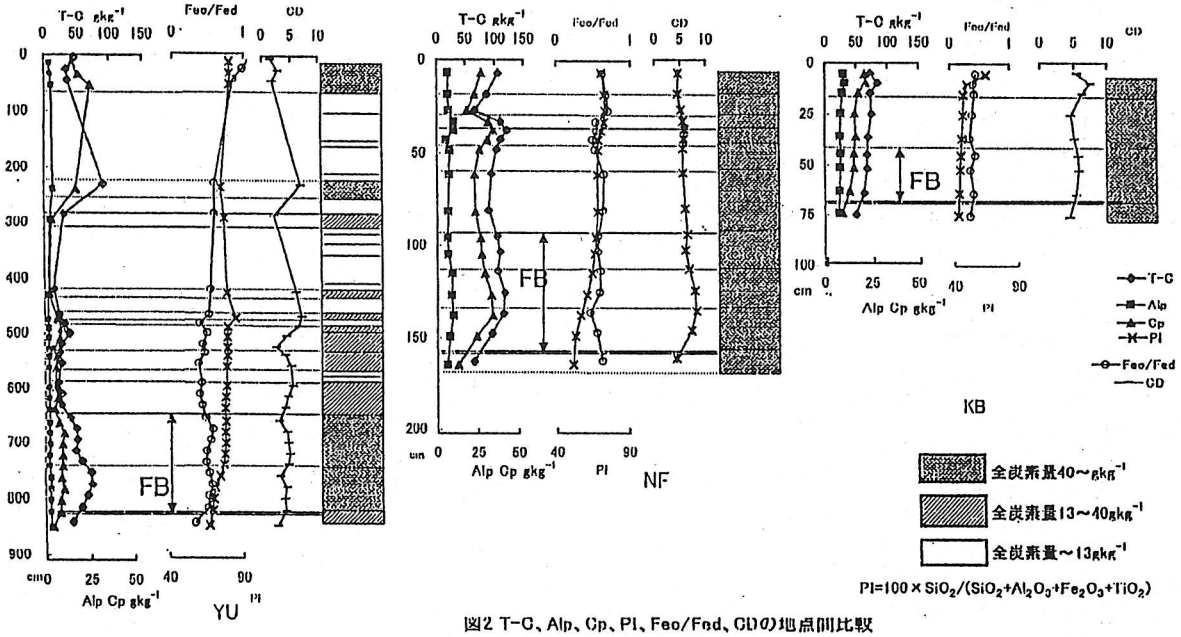


図2 T-C、Alp、Cp、PI、Feo/Fed、CDの地点間比較

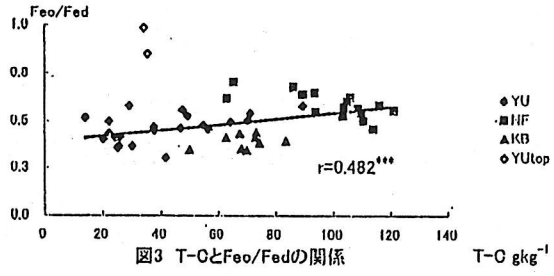


図3 T-CとFeo/Fedの関係

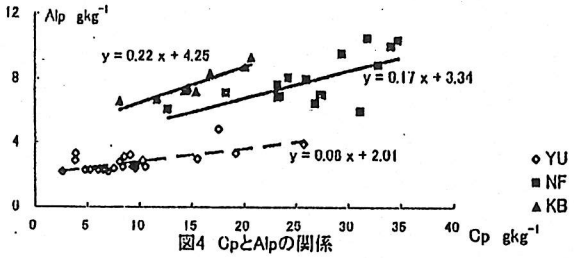


図4 CpとAlpの関係

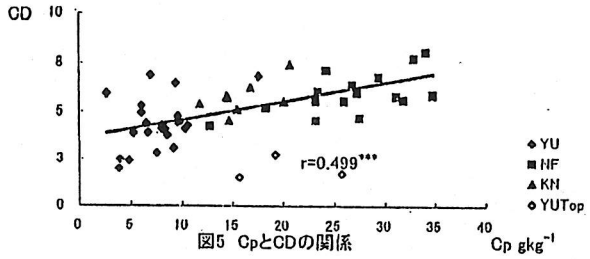


図5 CpとCDの関係

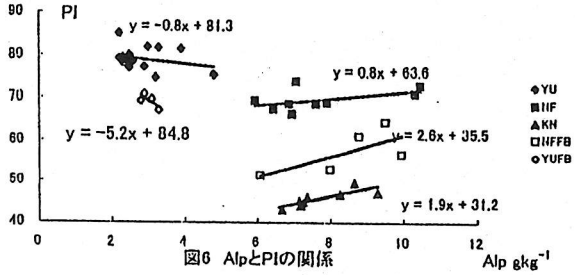


図6 AlpとPIの関係

O-12 東京湾西岸、多摩川低地における完新世の古環境変遷

増渕和夫(川崎市青少年科学館)・杉原重夫(明治大学)・上西登志子(自然史研究会)・浜田　晋介(川崎市市民ミュージアム)

Kazuo MASUBUCHI,Shigeo SUGIHARA, Toshiko KAMINISHI, Sinsuke HAMADA: Holocene palaeoenviromental changes in the Tama River Lowland,western site of Tokyo Bay,Japan

沖積層や沖積面下に埋没する地形については、羽鳥ほか(1962),池田(1964),建設省計画局(1969),松田(1973),海津(1977;1984),岡ほか(1984)などによって詳しく研究されてきている。松島ほか(1987)は、これら研究成果を踏まえつつ、3本の学術用ボーリングコアを用い、約10,000年前以降の古地形・古環境変遷を総合的に研究した。松島ほか(1987)の3本のボーリングは、いわゆる縄文海進によって海域化された多摩川低地・古多摩湾の湾口部で行われており、古多摩湾の湾奥部については、既存のボーリング資料から推定している。演者らは、松島ほか(1987)の成果を踏まえつつ、多摩川低地の古環境変遷をトータルに解明するため、古多摩湾湾奥部で学術用オールコアボーリング及びシンウオールボーリングを実施した(とうきゅう環境浄化財団調査・試験研究助成第 2000-08 号による)。ボーリング調査は、多摩丘陵－下末吉台地を開析して流れる矢上川が、多摩川低地に合流する子母口(川崎市立子母口小学校校庭)で行った。子母口小の西隣の台地上には縄文時代早期の貝塚「子母口貝塚」が存在する。ボーリング地点の沖積層は、沖積層基底礫層とこれを覆う砂層と厚い粘土層からなる。粘土層中には深度約15m～13mと約7～6mに砂層が挟まる。沖積層基底礫層は基盤を深く刻む古多摩川の谷を埋積している。調査地点付近では古多摩川の谷底は、約－25mに達する。深度7.5mにK-Ahが、深度1.8～1.6mに富士宝永スコリア(1707年噴火)が認められる。

珪藻化石分析からは、深度21～18mまでは淡水生種群が最優占し、僅かに海生種群や汽水生種群が混じるが、上位に向けて淡水生種群の全体に占める割合は減少する。河口部の塩水遡上上限域が推定され、沖積層基底礫層を覆う粘土層は縄文海進の影響下で堆積を始めたと推定される。深度7mまでは海生種群が優占し、淡水生種群が僅かにまじり、泥質干潟が古環境として推定される。深度6～5mまでは汽水生種が優占、5mより上位は珪藻化石の産出が悪いが、淡水域と推定される。K-Ahと富士宝永スコリアの挟在から、本調査地点では、縄文海進最盛期直後に、汽水域へと変化したと思われ、調査地点の東側には「自然堤防」が発達することや、深度約7～6mの砂層の挟在などから、この「自然堤防」は砂州であり、海進とともに砂州が発達し、これにより閉塞された汽水域が形成されたと思われる。花粉化石分析からは、K-Ah降灰前後に、常緑広葉樹林要素としてはシイ属、アカガシ亜属が優占し、落葉広葉樹林要素としてはコナラ亜属、クマシデ属、ケヤキ属、エノキ属－ムクノキ属が優占するなどの古植生が明らかとなっている。このような古環境、古植生変遷と貝塚の形成・消滅についても考察を加える。

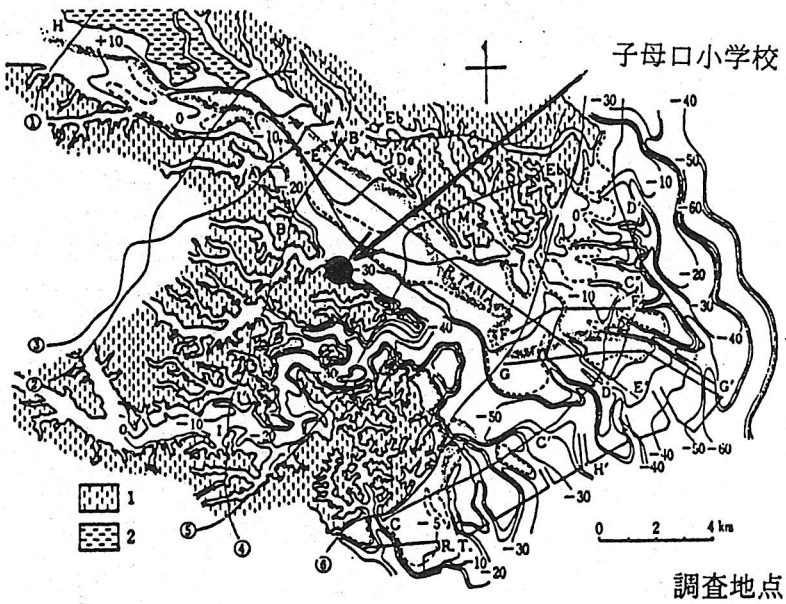
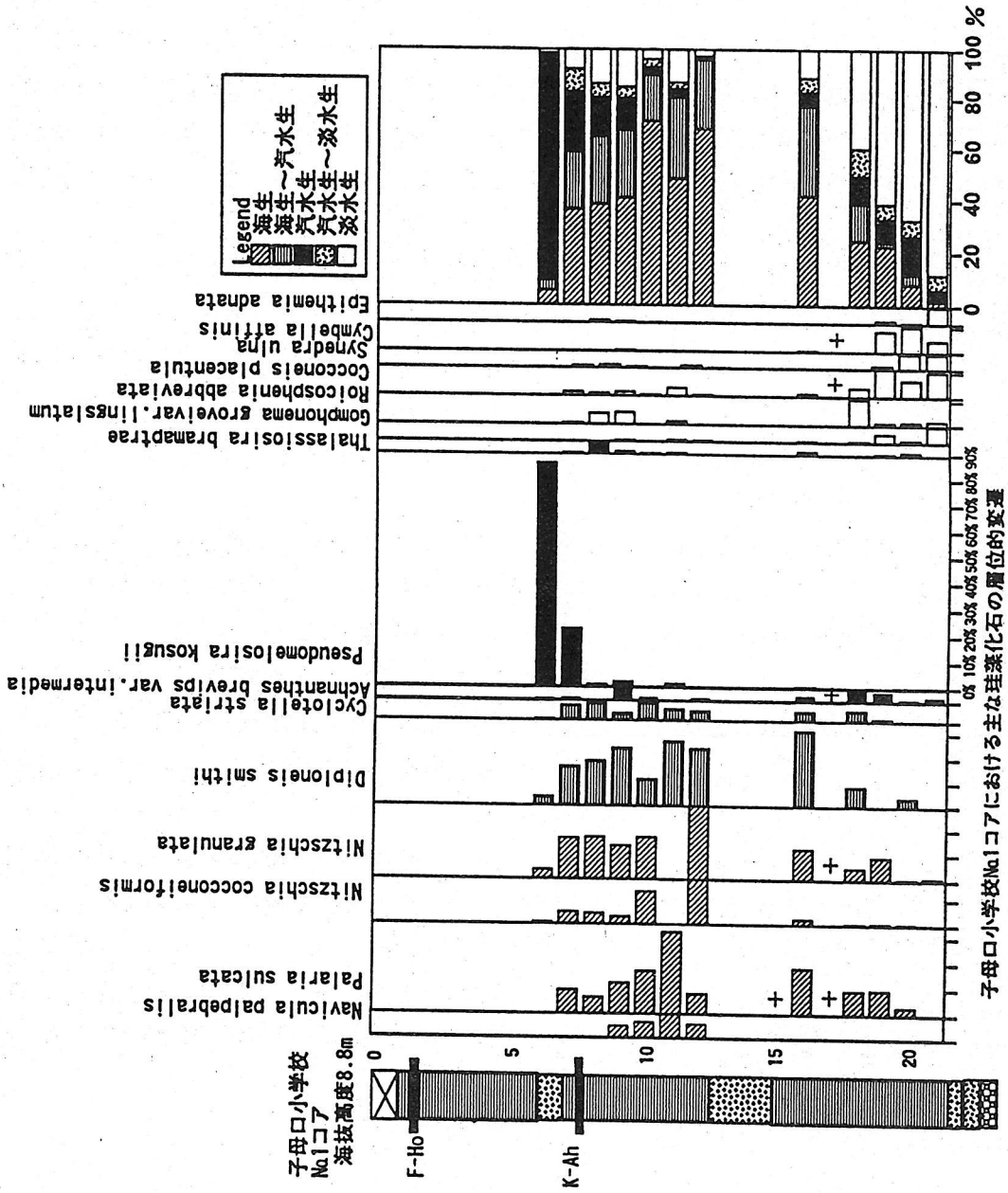


Fig. 5 Basal landform of Recent deposits.

Hills and terraces-1 : Hills and terraces older than 2, 2 : Tachikawa terrace, Eb : Ebara-dai of Shimosueyoshi terrace, De : Denenchōfu-dai of Shimosueyoshi terrace.

調査地点

(松田(1973)「多摩川低地の沖積層と埋没地形」地理評,46-5 を使用した。)



O-13　大磯丘陵酸素同位体ステージ 5e 付近の埋没土層における腐植酸 Pg の特性

野澤智明(東工大)・渡邊眞紀子(東工大)・細野衛(東京自然史機構)

Tomoaki NOZAWA,Makiko WATANABE and Mamoru HOSONO: Characteristics of humic acid Pg in buried humus layer around MIOS 5e,Oiso Hill,Japan

1.目的　土壌中のキノン系色素の生成、分布に関する研究は土壌腐植化学のみならず、第四紀学における貢献が期待される。キノン系色素(DHPQ)を母核とする腐植酸緑色画分(Pg.)は Pg 吸収強度(Pg abs)として相対的な発現強度を測ることが出来る(Watanabe,1992)。Pg abs の年代分布についてはこれまでに中央ヨーロッパのレス古土壌の酸素同位体ステージ(MIOS)3 で Pg abs が強くなるという知見が得られている (Watanabe,et al.,1998; Watanabe&Kado,2000)。また約 9 万年間のシークエンスを持つ南九州のテフラ累積断面内では MIOS:3 に相当する岩戸パミス層付近で強い表層風化作用を受けた層位のやや下層において Pg が強く発現し、振れを持った特徴的な年代分布が捉えられている (渡邊・小林,2001)。本研究ではさらに古い年代(MIOS:5e)付近のテフラ古土壌断面における Pg abs の年代分布を求め、Pg 吸収強度の特性について検討を行った。

2.分析方法　本研究では大磯丘陵の岩倉川東谷に位置する土屋ローム上部層から吉沢ローム下部層までのテフラ累積層(上杉ほか、1998)とその間に存在する埋没土層を対象とした。分析は 10cm もしくは 20cm 毎に採取した全 98 サンプルを対象に以下の手順で行った。Watanabe&Kado(2000)に準じ、アルカリによる腐植酸の加熱抽出を行い、吸光度を測定した(紫外可視分光光度計:UV-2400 使用) 。Pg abs は$(K_{600}-K_{700})/(K_{600}-K_{700})$として算出した(ただし K_{λ}は波長λnm における吸光度)。また抽出腐植酸の安定性を検討するために Pg abs の時間変化を調べた。この他に全炭素率(TC%)の測定、CIE 表色系の色属性 L*,a*,b*の測定、Fe の選択溶解(ジチオナイト-クエン酸塩可溶成分:Fed、酸性シュウ酸塩可溶成分:Feo およびピロリン酸塩可溶成分 :Fep)の測定を行い各成分を定量した(原子吸光 AA6200 使用)。下末吉埋没土層(SB 土層)の試料 13 点については pH(NaF)測定、植物珪酸体分析、全分析(蛍光 X 線分析装置使用)に供試した。

2.結果および考察　Pg abs の鉛直分布(図 1)を見ると MIOS:5e の開始時期に生成された下末吉埋没土層(SB 土層)で Pg は強く発現している。全断面を 5 区分して(図 1:①～⑤)、各グループから 2 サンプルずつ Pg abs の値の時間変化を調べたところ、年代が古いものの方が大きく変化し(図 2)、Pg 吸収強度を測定する際の Na 型腐植酸に変質性がみられた。これは試料年代が 13-16 万年と古いため

に腐植酸の構造が不安定であることに起因すると考えられる。SB 土層で顕著に発現する Pg は Fe 結晶化指数とは負の相関が、また抽出腐植酸の色調係数 ΔlogK とは負の相関があった(図 3a,b)。おそらく Pg は有機物供給が旺盛な環境下で生成された比較的結晶化度の弱いフェリハイドライト的な鉄とともに、縮合が進んだ腐植酸の構造中に取り込まれて残存したものと考えられる。

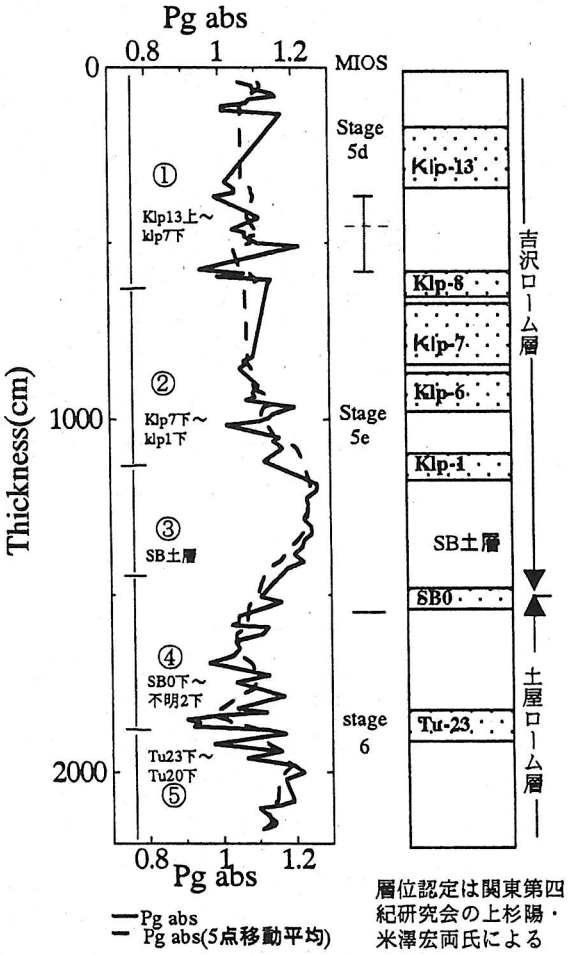


図1 Pg abs 鉛直分布

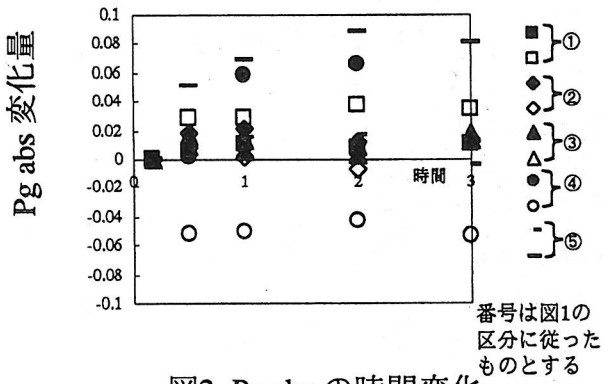


図2 Pg abs の時間変化

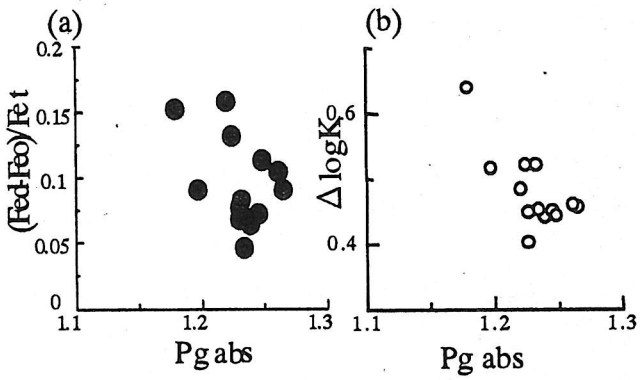


図3 (a) SB土層のFe結晶化指数-Pg abs 相関図
(b) SB土層のPg abs-ΔlogK 相関図

引用文献

上杉　陽・青木さとこ・落合暁子・長崎　正・岡　重文・関東第四紀研究会(1998): 吉沢ローム層最下部～下部標準柱状図.関東の四紀, 21, 3-18

Watanabe,M.(1992):Environmental changes clarified by humus properties of volcanic ash soils and their shift of zonal distribution. *The Science of total environment*, 117/118, 293-304

渡邊眞紀子・小林孝行(2001)：南九州テフラ-土壌累積断面における腐植酸 Pg の存在形態と生成環境.第四紀研究 40, 19-28

Watanabe,M.,Hosono,M.,Zhou,L.P. & Shackleton,N.J.(1998)：Pg absorption strength in loessic and tephric paleosol sequences : implication for Quaternary Paleo-environmental reconstruction. 日本腐植物質研究会講演要旨集 14, 29-30

Watanabe,M. & Kado,T. (2000): Chronological distribution of humic acid Pg in loessic paleosol of Langenbogen, eastern Germany. Journal of Geography, 109, 753-758

O-14　離水海岸地形・生物遺骸の高度分布からみた三浦半島南部における完新世地震性地殻変動

宍倉正展（産総研・活断層研究センター）・越後智雄（千葉大・院）

Masanobu SHISHIKURA and Tomoo ECHIGO: Holocene seismotectonics in the southern part of the Miura Peninsula, inferred from the height distribution of emerged shoreline topography and fossilized sessile assemblage.

はじめに

最近，房総半島南部での完新世地震性地殻変動に関する研究が進み，1703年元禄関東地震時の地殻上下変動や1923年大正関東地震と同様の地殻変動を伴う「大正型」地震の発生時期や再来間隔が明らかになっている（宍倉，2000；宍倉ほか，2001など）．しかしながら相模トラフ沿いのプレート間巨大地震の性質を知る上では，三浦半島や大磯丘陵南縁など相模湾周辺での完新世地殻変動の解明も重要となる．本研究では，三浦半島南部沿岸域（図1）において，旧汀線の示標となる離水したベンチ，ノッチ，海食洞などの地形や，ヤッコカンザシ（*Pomatoleios kraussii*）に代表される潮間帯の固着生物化石の高度分布を調べ，過去の地震に伴う地殻上下変動について検討した．

大正関東地震より一つ前の隆起イベント

三浦半島南部沿岸には，大正関東地震時に離水したと考えられるベンチや化石化した固着生物群が，標高1.0～1.5mに分布している（図2）．これより高位にも離水ベンチや化石ヤッコカンザシの密集帯が分布していることが従来から報告され，元禄関東地震に関連していると指摘されている（松田ほか，1974；西畑ほか，1988）．しかし，観察地点が数カ所に限られており，年代の根拠がなく，半島南部全体での変動の傾向も明らかにされていない．筆者らは半島沿岸の30箇所以上の地点で大正ベンチよりも高位の離水ベンチや化石ヤッコカンザシの密集帯を見いだし，その高度を測定した．その結果，標高1.8～2.6mの範囲で分布していることが確認され，大正関東地震に関連したそれより1m程度高いことが確認された（図2）．すなわち1m程度かそれ以上の間欠的な隆起イベントが推察される．また，分布高度は北へ低くなる傾向がみられた．これらの隆起量や変動パターンは大正関東地震時のそれとよく似ており，同質の地殻変動を伴う地震が過去に発生したと考えられる．これは元禄関東地震か，あるいはそれ以前の大正型地震に相当するものである可能性が高い．現在，一部の固着生物化石については^{14}C年代測定中である．

完新世旧汀線示標の高度分布

半島西岸の天神島周辺から半島東岸の津久井浜周辺にかけて旧汀線示標（ベンチ，ノッチ，海食洞，固着生物化石）の高度を測定し，従来より知られる海食洞穴遺跡の分布と併せて海岸沿いに投影した（図2）．三浦海岸には連続性の良い3段の段丘（高位から野比Ⅰ～Ⅲ面）が分布する（熊木，1982）．一方，南端の離水岩石侵食地形は最高位のものが標高11mで，それ以下は全体的に高度分布はばらついている．特定のレベルで連続性を追跡することは難しい

が，松輪周辺（図 3）など各地でおよそ 1～2m の比高を持った小段丘群や離水ノッチ群などが観察され，旧汀線が複数のレベルに細かく分布していることが明らかになった．これは大きな隆起を伴う間欠的な地震が，野比面群の段数分の 3 回だけ生じたのではなく，比較的小さい隆起を伴う地震（おそらく大正型地震）がくり返し生じ，それが累積していると考えられる．ここで仮に房総半島で明らかになった 6800～6700 年前以降の 11 回程度の大正型地震（宍倉ほか，2001）を想定した場合，本地域の完新世最高位の旧汀線は標高 13～14m 以上に予想され，実測値（標高 10～11m）との差を生じる．これについては未発見の旧汀線が高位に存在するのか，あるいは大正型地震の累積以外の地殻変動（内陸活断層など）が加わっているのか考えられ，今後個々の離水地形の年代を明らかにし，検討する必要がある．

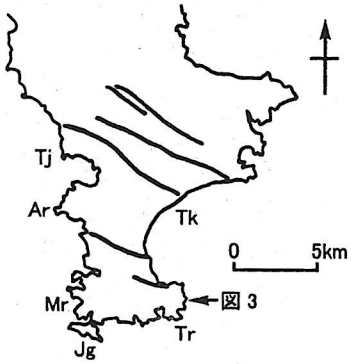


図 1　三浦半島の概観
Tj：天神島，Ar：荒崎，Mr：諸磯
Jg：城ヶ島，Tr：剣崎，Tk：津久井浜
太線は活断層

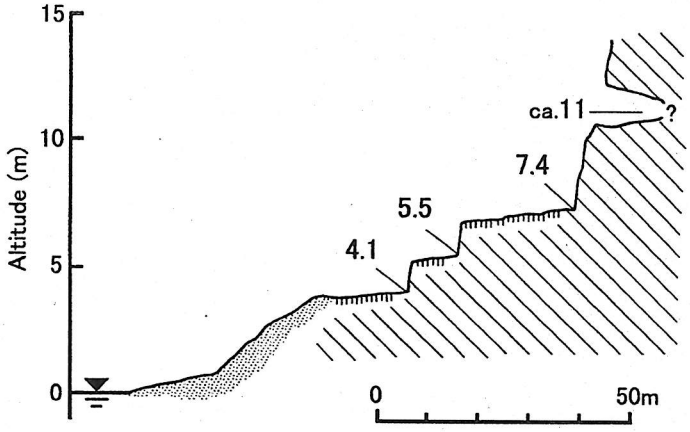


図 3　松輪周辺の地形断面

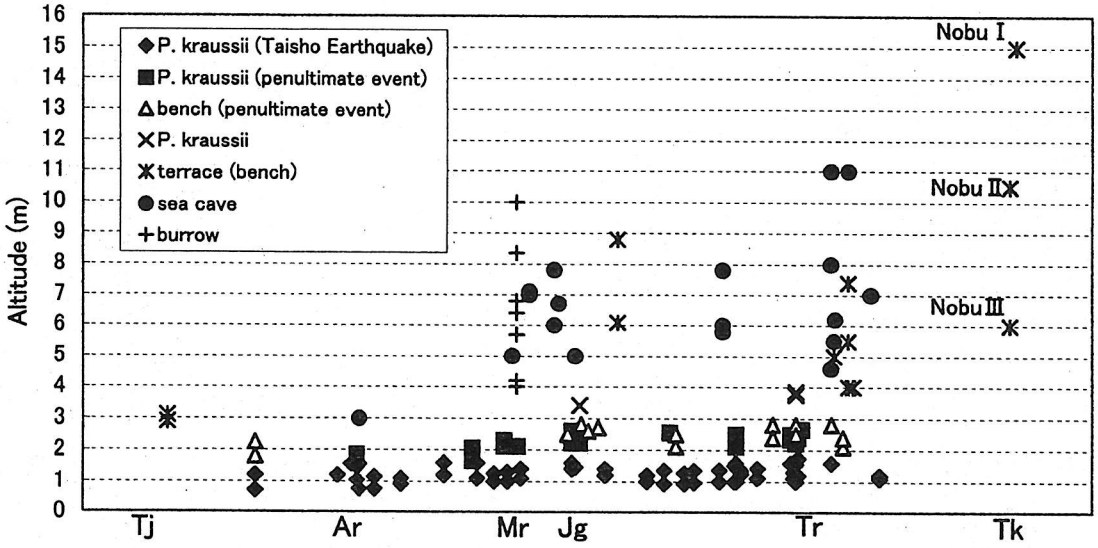


図 2　三浦半島南部沿岸における旧汀線示標の高度分布
離水海食洞の一部は横須賀考古学会（1984），諸磯の巣穴化石群は蟹江ほか（1989）に基づく

O-15　富士五湖山中湖ボーリングコアの岩相とテフラ層序

内山　高・輿水達司（山梨県環境科学研究所）

UCHIYAMA, Takashi and KOSHIMIZU, Satoshi ; Lithology and tephrostratigraphy of sediment core from Lake Yamanaka, central Japan

富士山北麓の富士五湖は富士山の火山活動の過程で形成され，各湖は新富士火山の噴出物等により堰き止められ，現在の形になったのは約千年前とされている．その中で山中湖は湖面海抜高度 981m，面積 6.5 ㎢と富士五湖の中で，もっとも標高が高くかつ最大の湖である．その水深は本栖湖の約 120m や西湖の約 70m とは対照的に，河口湖の約 15m と並んで約 13m と浅いが，音波探査の結果厚い堆積物が堆積していることが判明している．その成因や形成史について遠藤ほか（1992）によれば，鷹丸尾溶岩の流下による堰き止めによって形成された可能性が高いとしており，その年代は 1850 年前頃と推定されている．しかし，現在の富士五湖が形成される以前にはセの海，旧河口湖，宇津湖などの湖が存在したとされているが，その形成史や火山活動との関連についての研究は少ない．

我々の研究室では五湖の形成史を含めて富士五湖周辺の自然環境変遷史を解明するために，これまで河口湖・山中湖・本栖湖において湖底堆積物を採取してきた．河口湖湖底堆積物については輿水ほか（1999）や内山・輿水（2000）で概要を報告している．今回山中湖で深度約 18m まで採取した湖底堆積物について，岩相と挟在するテフラについて述べる．山中湖湖底ボーリング地点を図 1 に示す．

湖底堆積物の岩相(図 2)は深度 11.4m を境にして大きく変化する．深度 11.4m 以浅ではシルトなど細粒物を主体し，下半部に砂層や砂礫層を挟在する．厚いスコリア層は深度 2.3m から多く挟まれ，一部は再堆積性を示す．一方，深度 11.4m～13.5m は黒色火山灰からなる黒ボク土で，スコリアが点在する．また，一部降下スコリア層の薄層を挟在する．深度 13.5m 以深では上位より風化が進んだスコリア層を多く挟在し，間にロームを挟在する．

山中湖湖底ボーリングの岩相と ^{14}C 年代から，現在に続く山中湖は約 6000 年前まで陸地環境で，これ以降河川性～沼沢性の環境になり湖へと変遷していったと推定される．今後陸上部のテフラとの対比や珪藻等の微化石分析を進めて，環境変遷や湖の成因について明らかにしていく予定である．

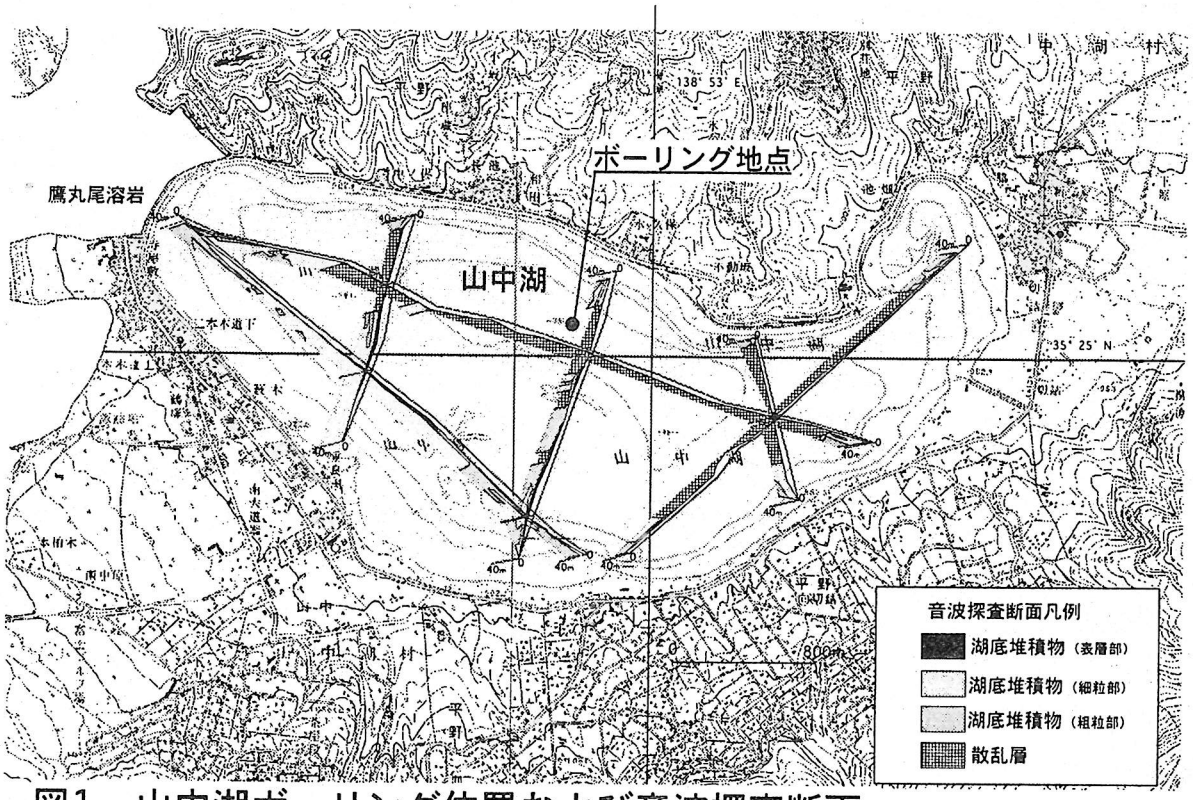


図1　山中湖ボーリング位置および音波探査断面

（国土地理院発行数値地図25000「富士吉田」「御正体山」「須走」「駿河小山」を使用）

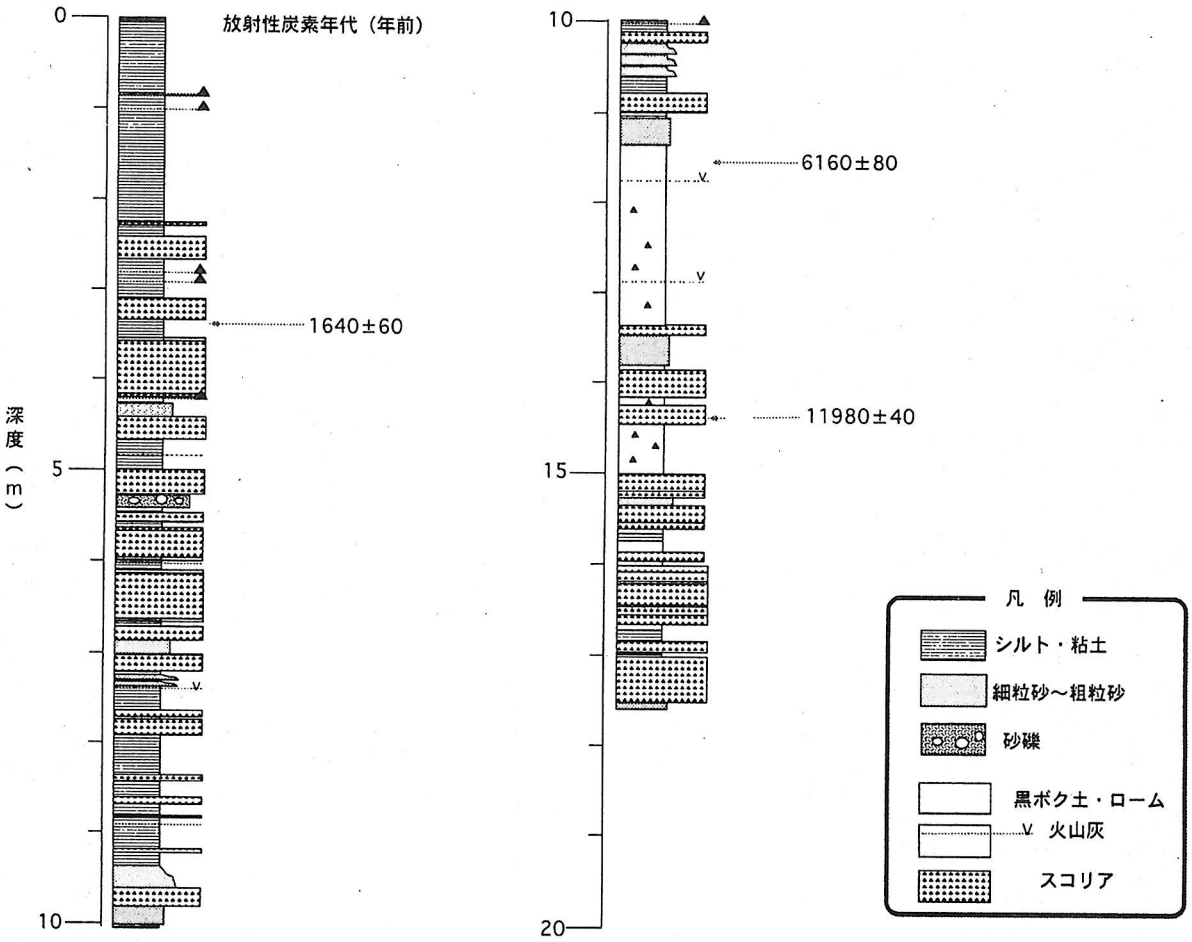


図2　山中湖ボーリングコア柱状図

O-16　中部－関東地方におけるMIS8付近のテフラの対比

中里裕臣（農業工学研究所）・鄭　重（綜合開発株式会社）

Hiroomi NAKAZATO and Zhong ZHENG: Correlation of the tephras occured around MIS8 in the Chubu-Kanto region.

1．はじめに

房総半島の中－上部更新統下総層群上泉層基底には徳橋・遠藤(1984)によって Km1 と命名された、厚さ数 cm の複数の細粒ガラス質火山灰層、軽石層、スコリア層からなるテフラ群が挟在する。Km1 テフラ群（以下 Km1G とする）の細粒ガラス質火山灰層の下部のユニットは Suzuki(1996)および福岡ほか(1996)によって八ヶ岳東麓のヌカ４および Aso-1 テフラとの対比が示された。八ヶ岳東麓ではヌカ４の上位に BBP および BP とよばれる軽石層が挟在し、特徴的な重鉱物組成と角閃石の屈折率特性から多摩ローム層の $GoP_{1.2}$、下総層群藪層の Yb5 と対比されてきた（新井、1972；町田ほか、1974）。BBP と Yb5 については、火山ガラスの屈折率、主成分組成（鈴木・早川、1990）および希土類元素組成（町田ほか、1988）についても特性が一致し、対比が確実とされたが、房総半島では Yb5 は Km1G の下位層準にあることから、八ヶ岳と房総のテフラの対比に矛盾が生じることとなった（鈴木ほか、1997）。

本報告では、八ヶ岳においてヌカ４と BBP の間に挟在する Kt-4 テフラ（内山、1998）と Km1G の一部が対比できることを示し、MIS8 付近の中部－関東地方のテフラの対比に関する再検討を行う。

2．Km1-dとKt-4の対比

Km1G について、中里(1999)は主要なユニットについて下位から a ～ g の番号を付し、記載を行った。ガラス質火山灰層のうち下部の Km1-b は火山ガラスの屈折率が 1.522 におよび、Aso-1 との対比が可能なユニットである。Km1-d は、火山ガラスの屈折率が 1.499 モードと低く、重鉱物組成は角閃石に富むことが特徴で、房総半島中北部の上泉層の対比に重要なユニットである。千葉県佐原市以北では岩相層序学的には藪層の最上部に挟在し、茨城県玉造町まで追跡が可能である。

Kt-4 は中部広瀬ローム層に挟在する最大層厚 20cm の粗粒ガラス質火山灰層で、火山ガラスの屈折率は 1.499 モード、重鉱物組成は斜方輝石、単斜輝石、角閃石をほぼ等量に含み、直下の Lw.O.P.軽石層噴出に関連した火山灰と考えられている（内山、1998）。

このように岩石記載学的特徴が類似する Km1-d（木更津市根岸）と Kt-4（南牧村杣添川左岸）について、EPMA による火山ガラスの主成分分析を行った。

両テフラについて、分析点毎に SiO_2 で正規化した各成分量の散布図を作成して比較すると、両テフラの火山ガラスの主成分組成はよく一致し、対比が可能であると考えられる（図１）。同時に分析した Km1-b ではアルカリに富む火山ガラスが確認され、Aso-1 が含まれていると考えられる。

３．考察

八ヶ岳東麓において、BP,BBP の上位には Ata-Th に対比される Kt-6 が挟在する（内山、1998）。Ata-Th と Aso-1 の年代は 250ka、270ka（吉川・井内、1993）、MIS は 8.0、8.2（白井ほか、1996,1997）と考えられており、BP,BBP の降灰時期はステージ８と考えられる。これに対し、Yb5 および $GoP_{1.2}$ の層位はステージ９の最大海進後の海退期と考えられており（町田ほか、1980 など）、最近の貝塚ほか編（2000）では Yt-GoP_1（Yb5）は Aso-1（Km1）の下位に置かれている。Kt-4 と Km1-d、ヌカ４と Km1-a の対比を組み合わせで考えると、BBP と Yb5 は各種特性が一致するものの、対比されない可能性が高い。

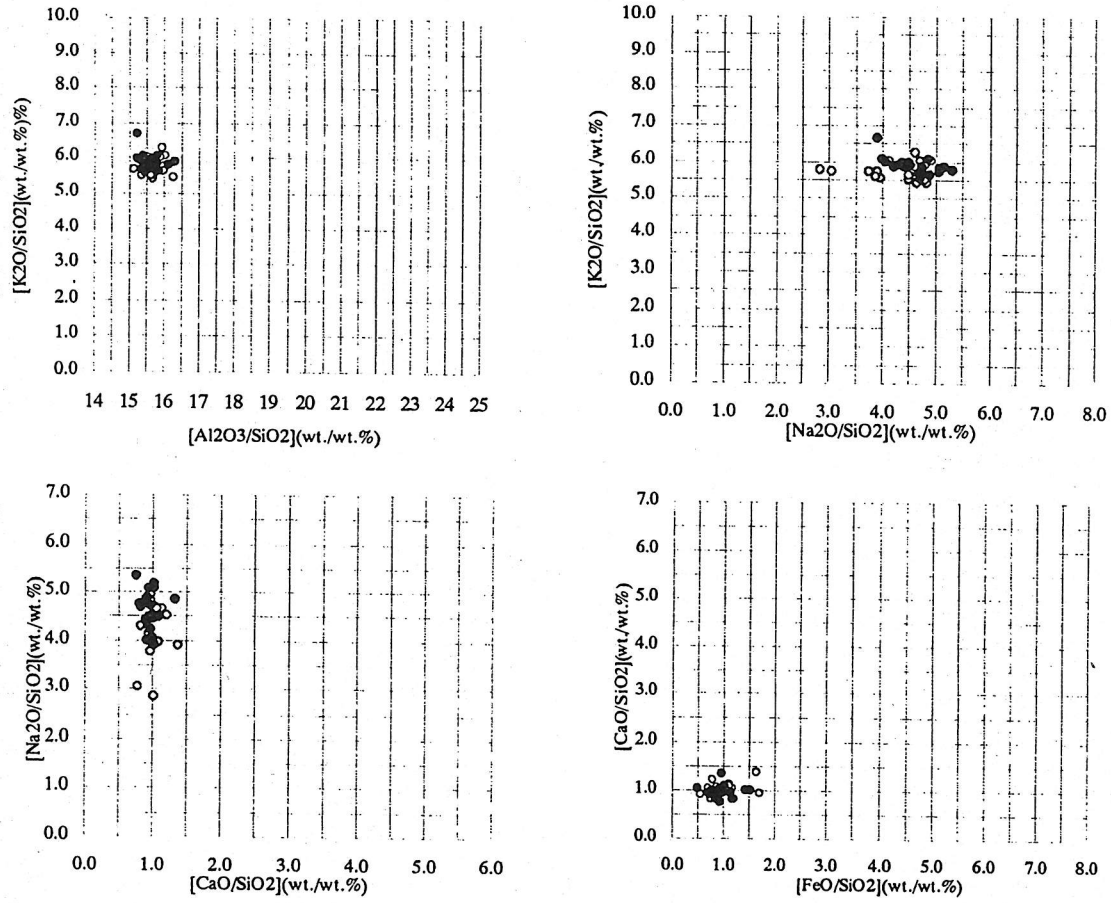


図１　Km1-d（○）とKt-4（●）の火山ガラス主成分組成比較
EDS 装置は島津製 EPM-810Q ＋ Oxford 製 QX-2000。分析条件は加速電圧 15kV、試料電流 3nA、ビーム径 10 μ m、LIVETIME100sec。

O-17 静岡と石垣島における赤色土壌中のヘマタイトとゲータイト含量の比較

SOURI, Bubak・坂上寛一（東京農工大学）

Bubak SOURI and Kan-ichi SAKAGAMI: A comparison between Hematite and Goethite content of red soils of Shizuoka and Ishigaki Island

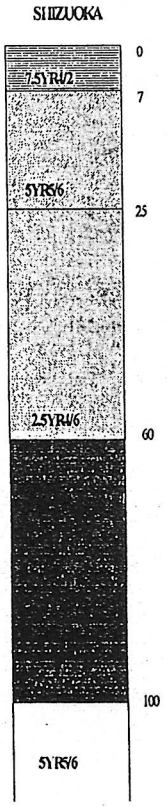
Two of the most important iron oxide compounds in soil are hematite and goethite, which are main causes to soil color, specially red and yellow soils. Obviously, existence of hematite is an evidence to recognize more weathered soils refer than goethite. In this study, we analyzed content of hematite and goethite of 7 profiles from Ishigaki Island. Geographically, Ishigaki Island is located in almost the warmest part of Japan and as it is clear the temperature is recognized as an important factor to weathering, also. Shape of this island is drawn from north to south. The sampling sites were selected with reference to red soils distribution in the island. Parent Material in this island is coral mainly, and high amount of precipitation and organic matter have influenced on soil profile genesis processes. Also, drainage situation of the soil profile is another effective factor on soil genesis route. In this case, we selected some sampling sites in some part of the island, which has almost permanent wet situation in their profiles. Also, we made a profile in Shizuoka. The profile was selected in a hillside of a relief, where contains good natural drainage condition. In this study, we considered not only iron oxides situation, especially hematite & goethite contents and their ratio, but also measured some effective factors on content of hematite and goethite and their exchanges to each other. We use Gt+Hm/Gt as a judgment parameter about the soils characteristics. Then, we interpret the resulted data to understanding the relations between pH, depth and Gt+Hm/Gt. Here, there is an example about hematite and goethite content and some soil characteristics about Shizuka profile. I heated samples by 850-Celsius degree for five hours, and treated them by NaOH (5 M) for 14 hours (two hours boiling and 12 hours keeping them in same situation-no boiling- to completion of reaction). We used the integrated peaks area of goethite (110)

and hematite (102) lines with those of goethite and hematite standards (N.KAMPF and U. SCHWERTMANN, 1982). Also, Gt+Hm/Gt ratio is a scale to comprise of hematite and goethite content of soil. (Yuji Maejima, Shizuo Nagatsuka and Teruo Higashi, 2000). The results of determination of hematite and goethite peaks area for the profile samples are in below. (Table 1)

Table 1. SHIZUOKA

Horizon	Color	pH (water)	Gt	Hm	Gt+Hm/Gt
0-7	7.5YR4/2	4.64	507.5	99	1.19
7-35	5YR5/6	4.37	756	96	1.13
35-60	2.5YR4/6	4.40	725	330	1.45
60-100	2.5YR4/7	4.46	84	525	7.25
+100	5YR5/6	4.56	72	800	12.11

In this study, we heated the samples in 850-Celsius degree for 5 hours, during the treatment processes. According to this process, real amounts of hematite and goethite in natural situation of the soil samples change. Although, these changes increase the measured hematite and goethite quantities in the samples (with reference to our experiments results to trace hematite and goethite by XRD), but still these measured amounts can present the rational quantities of hematite and goethite in the samples, which have close relations to the original quantities in no-heated (natural) samples. Then, lets name these obtained amounts through this processing method as hematite and goethite potential quantities (HPQ, GPQ). Obviously, some another forms of iron oxides will change to hematite and goethite during heating process (for example frrihydrite and lepidocrocite respectively), but we have to say about some samples, we were obliged to heating; otherwise the amounts of hematite and goethite were so low to be traced by XRD.



O-18　伊豆諸島，御蔵島と八丈島の湿原堆積物の花粉分析

関口千穂（明治大学大学院）・叶内敦子（明治大学非常勤講師）

Chiho Sekiguchi and Atsuko Kanauchi : Pollen analysis of moor deposits, Mikurajima and Hachijojima , Izu Islands

1．調査地域

伊豆諸島では歴史時代以降にも火山活動が盛んであったため，湿原や泥炭層の形成は限られているが，御蔵島北麓と八丈島西山火山には，僅かながら湿原が認められる（図1）．御蔵島は全島を常緑広葉樹林が覆い，主成層火山である御山の北側緩斜面に鈴原湿原が形成されている．八丈島では，西山山頂の火口内にミズゴケ湿原が形成され，^{14}C年代測定によりModern の結果が得られている（関口ほか，1999）．また，西山と東山の間の低地では八重根漁港整備に伴う調査で泥炭層が発見され，八重根泥炭層と呼ばれている（杉原ほか，1993）．本報告では，伊豆諸島の約3,000年間の植生変遷について，離島での飛来花粉の状況と合わせて検討する．

2．堆積物の層序

御蔵島鈴原湿原：鈴原湿原堆積物は厚さ約60cmで，御山の最後の噴火と考えられる約5,200年前の噴出物（杉原・嶋田，1999）直上から泥炭質粘土が堆積している．堆積物の年代は最下部で約3,640yrs BPである．堆積物中には西暦838年に神津島天上山噴火により噴出したIz-Ktが挟在する．

八丈島八重根泥炭層：八重根泥炭層は最大層厚約8mの八重根溶岩の下位にあり，泥炭層は厚さ110cmである．泥炭層からは，約2,720yrs BP（木片）と約3,800 yrs BP（泥炭）の^{14}C年代測定値が得られている．

3．花粉分析

御蔵島および八丈島に現在分布が知られている主要な樹木について，花粉分析結果をダイアグラムに示した（図2）．

御蔵島鈴原湿原：湿原堆積物下部では，湿原周辺から高標高域に分布するヤマグルマ属が主要素であるが，次第にハンノキ属が増加して優占する．御蔵島の標高500m以下の常緑広葉樹林の主要素であるシイ属・クリ属は，最上部で出現する．

八丈島八重根泥炭層：泥炭層下部ではシイ属・クリ属が優占し，泥炭層中部ではハンノキ属が代わって優占するが，上部では再びシイ属・クリ属が増加する．

御蔵島，八丈島のハンノキ属花粉は，花粉形態からオオバヤシャブシの可能性が高い．御蔵島鈴原湿原表層と八丈島西山山頂の湿原堆積物の分析の結果，本州の山地帯から飛来する花粉が認められた．

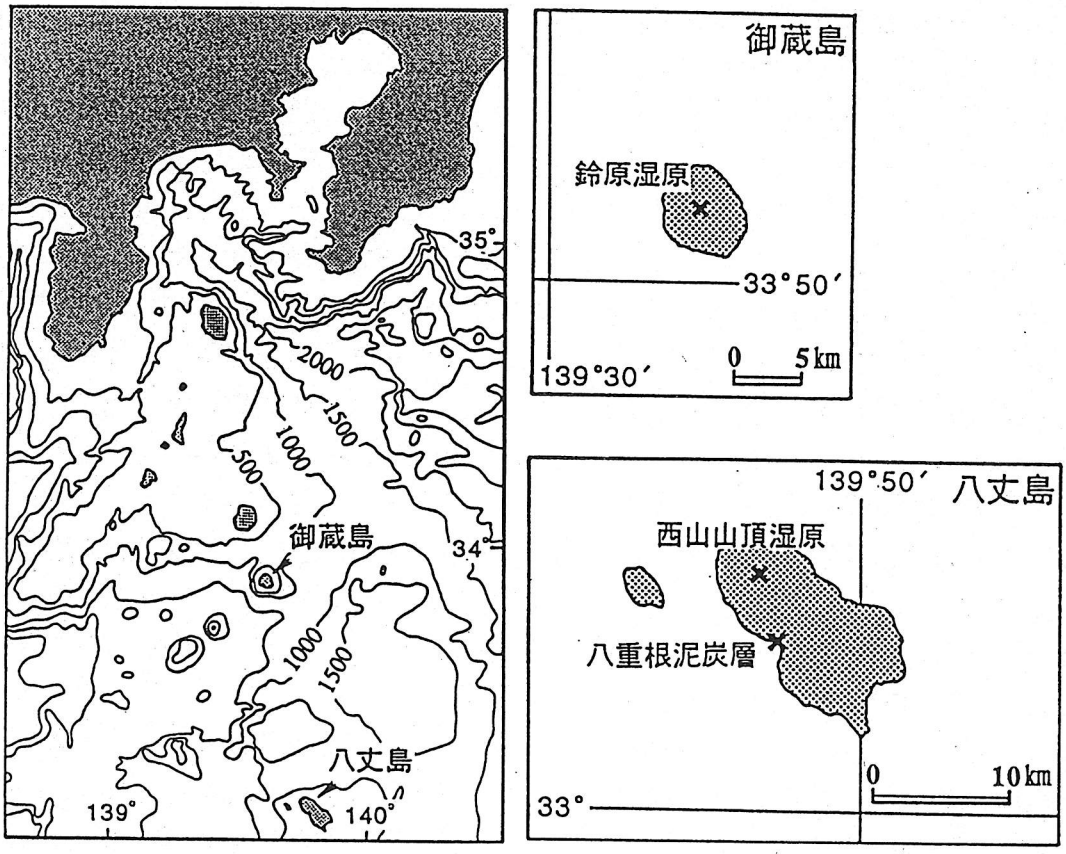


図1　調査地位置図　×印：試料採取地点

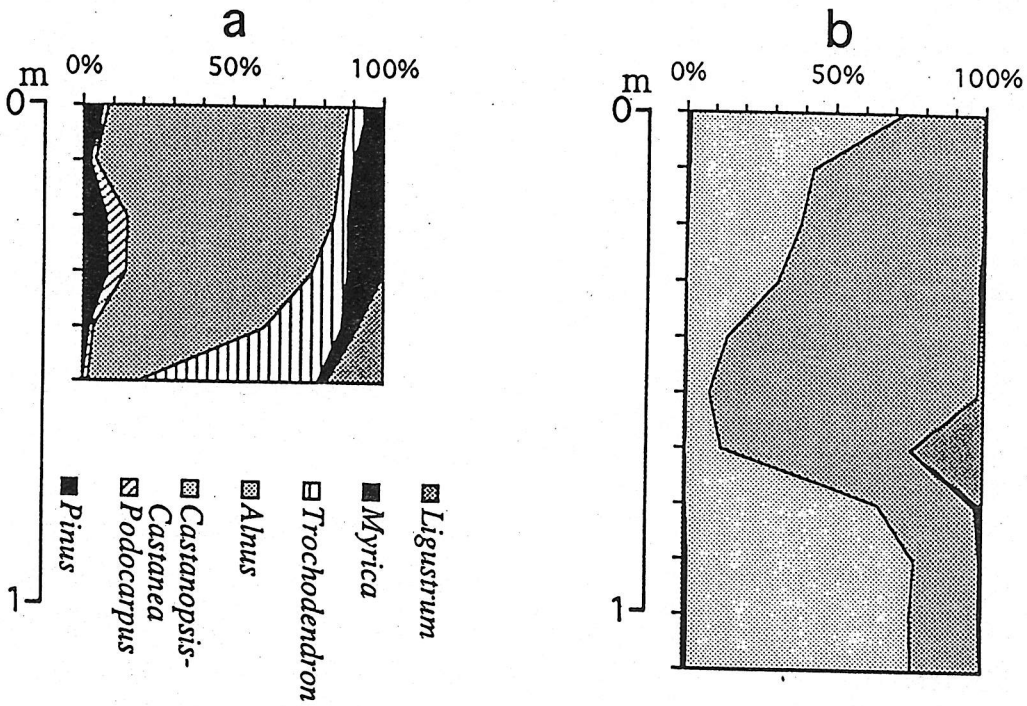


図2　主要樹木花粉のダイアグラム　a：鈴原湿原　b：八重根泥炭層

O-19 伊豆・小笠原弧の構造区分と火山岩量

藤岡換太郎・木戸元之（海洋科学技術センター）

Kantaro FUJIOKA and Motoyuki KIDO: Structural division and volcanic volume of the Izu-Bonin Arc

伊豆・小笠原、マリアナ弧のような海洋性の島弧は大陸性物質の汚染がほとんど無く、プレートの沈み込みに伴って付け加わった火山性物質だけが島弧を作っているために火山岩の量は即、形成されたマグマそのものを表している。我々は単位時間内にどのくらいのマグマが形成されて来たのかを知るために伊豆・小笠原弧全体の海底地形図を元にして火山岩量を見積もってみた。伊豆・小笠原弧北部の火山岩量に関しては菅・藤岡（１９９０）は北緯３０°以北の伊豆・小笠原弧の火山岩量を海底地形図を元に積算した。彼らによれば当時発行されていた２０万分の１の海底地形図から海山や海丘を拾い出し、円錐、円錐台、楕円錐近似して火山岩量を求めた。その結果、（１）伊豆・小笠原弧北部の火山岩量は、火山フロントで最大、背弧側で減少するという、結果が得られた。しかし、火山フロントから 80km 以西の西七島海嶺（雁行海山群）で再び火山岩量が増大する。それは西七島海嶺を構成する海山の中に、火山フロントの火山に匹敵する体積を有するものが混在するためで、その大半は第三紀火山である可能性が高い。

（２）火山フロントの火山岩量は青ケ島付近を境に北へ向かって増大する。これは 1000m 等深線で囲まれる陸塊の存在と調和的であり、火山フロントでの火山性物質の噴出量と島弧の成長度とに相関があることを示唆している。

（３）火山フロントの火山のうち、塩基性岩を主体とする大型成層火山と、酸性岩を主体とする海底火山及び海底カルデラとでは体積が明瞭に異なり、前者は後者の３－４倍である。

（４）西七島海嶺以外の背弧域の火山の体積は、火山フロントの火山の体積よりも１－２桁小さい。

（５）緯度に沿う（島弧に沿う）方向の火山岩量の変化を追うと、火山岩量の極小値が存在するところがあり、そこでは火山フロント上の間隔も広く、構造線の存在が予想される。

（６）伊豆・小笠原弧北部では、東北日本弧よりも火山フロントの単位長さ当たりの火山性物質の噴出量が多い可能性がある。

これらの結果を踏まえ今回火山岩量を計算するに当たって伊豆・小笠原弧を構造的に三区分した（Fujioka, 1992）。青ケ島の南を通る青ケ島構造線と孀婦岩を通る孀婦岩構造線（Yuasa & Murakami, 1986）を用いて構造区分をすると地形の違いが極めて明白に区分出来る。

我々は海上保安庁水路部発行の海底地形図を元にして伊豆・小笠原弧全体の火山岩量の計算を行った。海山の体積の計算は，以下のアルゴリズムに従い自動で行った．海上保安庁水路部の 500m メッシュの海底地形のデータを用い，FFT （高速フーリエ変換）で 45 km 以上の長波長を削除した後，周辺より浅い格子点の座標(x0,y0)を海山の核の初期位置として定義する。このように定義された多数の核を，ガウス関数 A*exp[-{(x0-x)^2+(y0-y)^2}/r^2] で最小二乗法でフィットさせる。パラメータは海山の中心の位置(x,y)および，高さ A と半径 r の計 4 つである．厳密には二乗誤差を r^2 で割った値を最小にするフィッティングを行う。これは，地形に大小の凹凸があった場合になるべく大きなものを海山として認識させるためである。
こうして得られたパラメータの作るガウス関数の体積を海山の体積とした。実際にはガウス関数とかけ離れた形状をしていてもフィットする段階でなるべく平均するような大きさのガウス関数が選択されるので，体積自体の見積もりに大きな誤差は無い。計算の結果は火山フロントで最も大きく、西七島海嶺でもやはりピークが出た。西七島海嶺のピークはしかし孀婦岩構造線より南ではほとんど出てこない。火山岩量から見ても伊豆・小笠原弧の構造は三区分出来る。

すなわち北部は海底地形が浅く、地殻は厚く火山岩量は火山フロントでも背弧の西七島海嶺でも大きい。中部は北部とパタンは似ているが背弧凹地の火山岩量が少し認められる。地形は雁行海山列が顕著である。これに付いては年代に有意な差があるということが最近報告されている。南部では火山フロントだけが飛び抜けて大きく、背弧に向けて急激に火山岩量は減少する。地形は深く地殻は薄いことが知られている。年代別に見ていくと太平洋プレートの運動の向が変化した 43Ma 以前（第一期）と 43-34Ma（第二期），34-17Ma（第三期），17-6Ma（第四期），6-2Ma（第五期），2Ma 以降（第六期）の六つの時期にわけて考える。第一期は High Magnesian andesite の活動で特徴づけられる。第二期は最初の島弧が形成され水深が極めて浅くにまで成長してきた時期で、この間千万年の間に島弧の原形が形成されたと考えられる。第三期はパレスベラ海盆や四国海盆の拡大の起こっていた時期で島弧の火山活動は余り活発ではなかった。第四期は主として背弧雁行火山列の活動が起こっていた。第五期は背弧凹地の形成が始まった時期で最後が現在の火山フロントが出来た時期に当たる。火山岩の量を見ると第二期が圧倒的に大きくまた第六期が大きい。

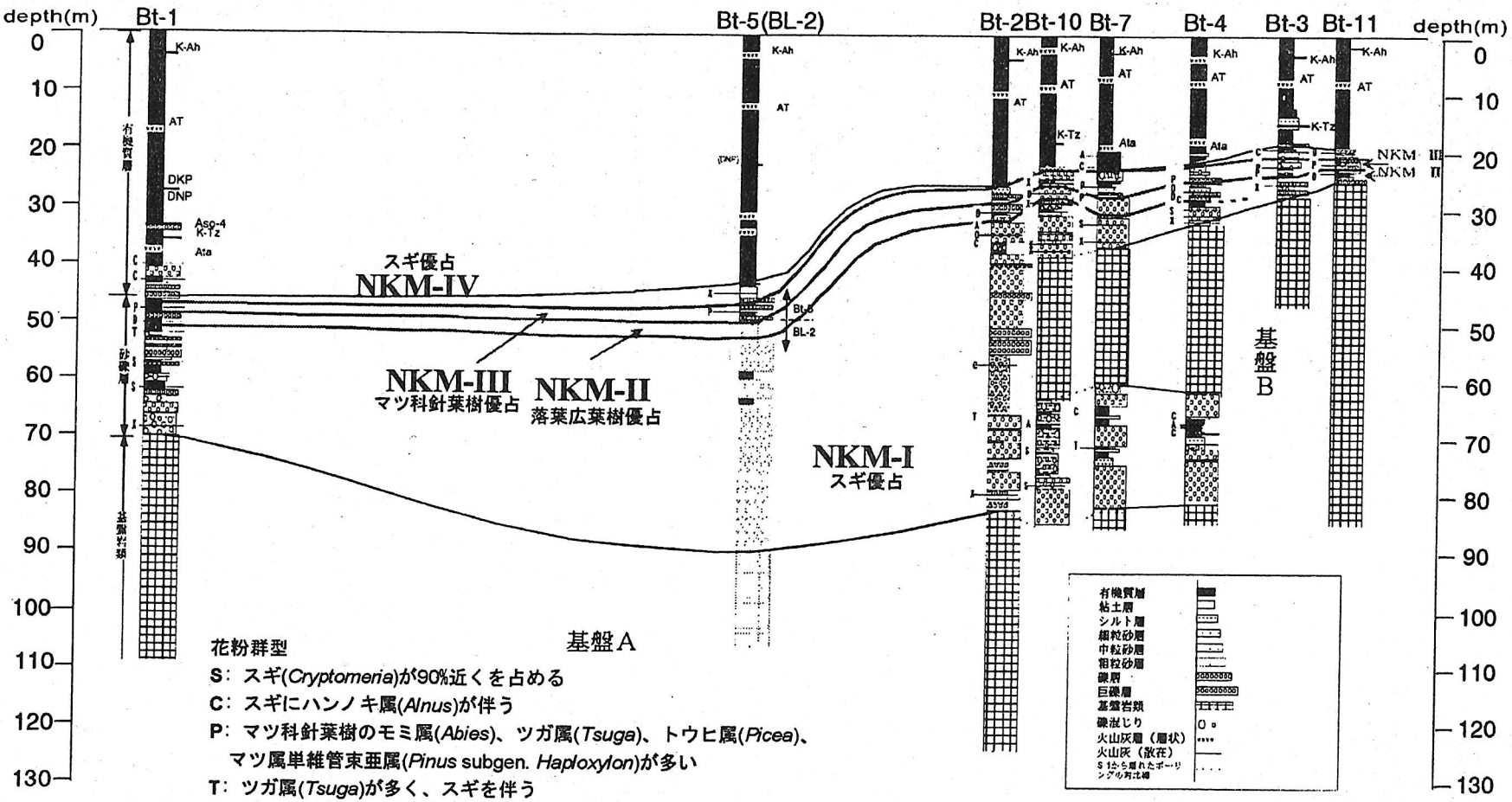
このことから海洋性の島弧は約１０００万年で形成されること、形成の初期の段階が火山岩量が最も大きいことが結論される。このパタンは東北日本と同じで島弧の成長に基本的なものかもしれない。伊豆・小笠原弧の南北の構造の差は時間的な変遷を表していると結論される。すなわち北部ほど長い間沈み込みを受けていてマグマの活動が長く続いたと思われる。

O-20　福井県中池見における中期更新世堆積物の花粉分析に基づく対比と古環境

大井信夫（ＯＮＰ研究所）・北田奈緒子・宮川ちひろ・斎藤礼子
（財団法人地域地盤環境研究所）・岡井大八（大阪ガス株式会社）

Nobuo OOI, Naoko KITADA, Chihiro MIYAGAWA, Reiko SAITO & Daihachi OKAI: Palynological study of middle Pleistocene sediments at Nakaikemi, Fukui Prefecture, central Japan; correlation and palaeoenvironment.

福井県中池見凹地は最終間氷期以降の連続性のよい泥炭質堆積物や、スギの埋没林などで知られている。この泥炭層は多くの火山灰を含み、既存の花粉分析結果からも最終間氷期以降のものであることが明らかである。今回、花粉分析に基づく対比を試みたのは、その下部の砂礫層である。ボーリング試料の対比を行うことを目的とし、砂礫層から比較的細粒の有機物に富んだシルト・粘土部分を各ボーリング試料から採取し、花粉分析を行った。砂礫層であるため泥炭層のように連続的な試料採取はできず、ボーリング試料ごとに花粉帯を設定して対比する手法は使えない。そこで、樹木花粉が 50 以上産出した試料について、主要樹木花粉の産出率をもとにクラスター分析(ユークリッド距離、ウォード法)を行い、その結果を基に各試料の花粉群を６つの型、C、S、P、T、D、Ａに分けた。それぞれ、C:スギ(*Cryptomeria japonica*)にハンノキ属(*Alnus*)が伴う、S:スギが 90%近くを占める、P: マツ科針葉樹のモミ属(*Abies*)・ツガ属(*Tsuga*)・トウヒ属(*Picea*)・マツ属単維管束亜属(*Pinus* subgen. *Haploxylon*)が多い、T: ツガ属(*Tsuga*)が多くスギを伴う、D: 落葉広葉樹のコナラ属コナラ亜属(*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*)・ブナ属(*Fagus*)が多い、A: ハンノキ属が多くスギを伴うという特徴をもつ。このうち、S、C、T、Ａの４型はスギが多いという点で共通する。花粉群型は中池見凹地およびその周辺の環境を反映していると考えられる。これらの花粉群型の地質断面図における分布に基づいて地域花粉群帯 NKM-I～IV を設定した。すなわち、スギの多い時期(NKM-I:S、C、T、A型からなる)のあとに、落葉広葉樹(NKM-II:D型)、マツ科針葉樹(NKM-III:P 型)の優占が見られ、ふたたびスギが多くなる(NKM-IV:C,A 型)。この花粉組成の変動は中期更新世に繰り返された周期的な気候変動の一部を反映していると考えられる。落葉広葉樹が多い NKM-II は高温多湿な時期、マツ科針葉樹が多い NKM-III は寒冷乾燥な時期に対応すると推定され、スギが多い NKM-I と IV は土壌が不安定で雨量が多い時期であると考えられる。したがって、この地域花粉群帯は時間層位単位とみなすことができる。このような変化を他地域と対比し時代を推定するには中期更新世の花粉分析資料はまだ充分ではない。しかし、砂礫層はその後の有機質層とほぼ連続するものである可能性がもっとも高い。



花粉群型

S：スギ(*Cryptomeria*)が90%近くを占める

C：スギにハンノキ属(*Alnus*)が伴う

P：マツ科針葉樹のモミ属(*Abies*)、ツガ属(*Tsuga*)、トウヒ属(*Picea*)、マツ属単維管束亜属(*Pinus* subgen. *Haploxylon*)が多い

T：ツガ属(*Tsuga*)が多く、スギを伴う

D：落葉広葉樹のコナラ属コナラ亜属(*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*)、ブナ属(*Fagus*)が多い

A：ハンノキ属が多く、スギを伴う

X：花粉が充分に産出しなかったためクラスター分析から省いた試料

図　中池見凹地のボーリング柱状図および砂礫層の花粉分析結果

各試料の層準を細線で示し、脇にクラスター分析に基づく花粉型を示した。花粉群型の対比に基づき地域花粉群帯(Regional Pollen Assembalge Zone)NKM-I～IVを設定した。太線は地域花粉群帯の境界を示す。

O-21 渥美半島の海成第四系層序と海成段丘の区分に関する再検討

池田　誠・菊地隆男（東京都立大学）

Makoto IKEDA and Takao KIKUCHI ; Re-examination into succession of marine Pleistocene formations and terraces in the Atsumi Peninsula, Central Japan

1. はじめに

渥美半島には遠州灘沿岸側から三河湾側に低下する広い海成平坦面が存在し，高位の天伯原面と低位の福江面の２つの段丘面が識別されていた．石川・太田（1967）は福江面を南関東の下末吉面（stage 5e）に対比，杉山（1988，1991）は天伯原面を構成する豊橋累層を浜名湖東岸の浜松層に対比して，stage９の堆積物とした．以来，２つの海成段丘は海進・海退の堆積シーケンスをもつstage 5eとstage９の堆積物として受け入れられてきた（廣木・木宮，1990；島本ほか，1994）が，stage 7 の堆積物や地形面が存在しない理由は不問に付されていた．演者らは本地域の地形と地質について再検討したところ，従前の説とは異なり，渥美半島にけるstage９から5eまでの３つの海成段丘面とその堆積物の存在を確認した．

2. 平坦面の高度から読む海成段丘の区分

渥美半島では，段丘を構成する豊橋累層の杉山砂層の物理的性質が原因で段丘の崖線は不明瞭で，この地形の“曖昧さ”が地形区分を困難にしてきた．詳しい地形の観察によって従来の天伯原面は高度の異なる２つの地形面に区分されることがわかり，新しく高位から天伯原Ⅰ面(高度80～60m)，天伯原Ⅱ面(高度60～40m)と命名した（図１，２）．

3. 天伯原Ⅰ面と天伯原Ⅱ面を構成する地層

代表的な地点における各段丘の地質柱状図を図３に示す．天伯原Ⅰ面の構成層は豊橋累層の杉山砂層と天伯原礫層で，従来いわれるように両部層は整合である．一方天伯原Ⅱ面は天伯原Ⅰ面の北側から半島西部に分布し，段丘堆積物は杉山砂層に平坦な削剥面をもって重なる厚さ 10m 以下の砂礫層である．砂礫層の層相は天伯原礫層と酷似するものの，削剥面や赤色土の存在から層準の異なる波食面上の海進ラグ堆積物で，これを百々砂礫層と命名した．

4. 天伯原Ⅱ面の時代

豊橋市街地南方海岸近くの伊古部に，杉山砂層を切る谷埋堆積物を示す人工露頭がある．谷埋堆積物は泥炭層を挟む砂泥層（東赤沢泥層と命名）で上限は人工的に削除されるが，地形図では天伯原Ⅱ面の可能性がある．厚さ4cmの白色ガラス質テフラを挟み，RIMSによるガラスの屈折率は$n=1.499-1.501$を示した．この値はAT（stage 3～2）もしくはAta-Th（stage 8～7）を示し，層準を決めがたい．しかし泥炭層は温暖な環境を示すマツ属二葉マツ亜属の球果化石（大沢進氏鑑定）を含み，地形面をも考慮してAta-Thと判断した．

以上の事実から演者らは，東赤沢泥層はstage 7初期の谷埋堆積物，前述の百々砂礫層はstage 7の海進ラグ堆積物から海退期の外浜ないし後浜環境の堆積物で，併せて一つの堆積シーケンスを構成するものと考え，これにより渥美半島の明らかな海成段丘面としては，stage 9，7，およびstage 5eの３面が存在するものと結論した．

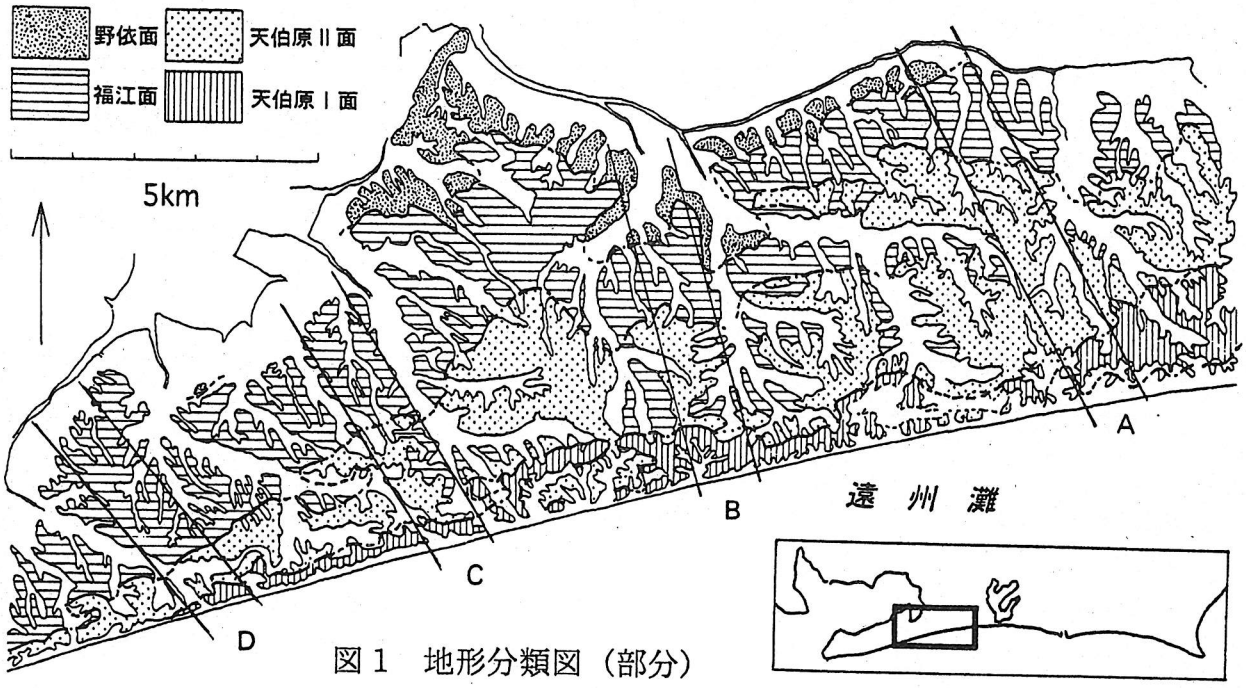


図１　地形分類図（部分）

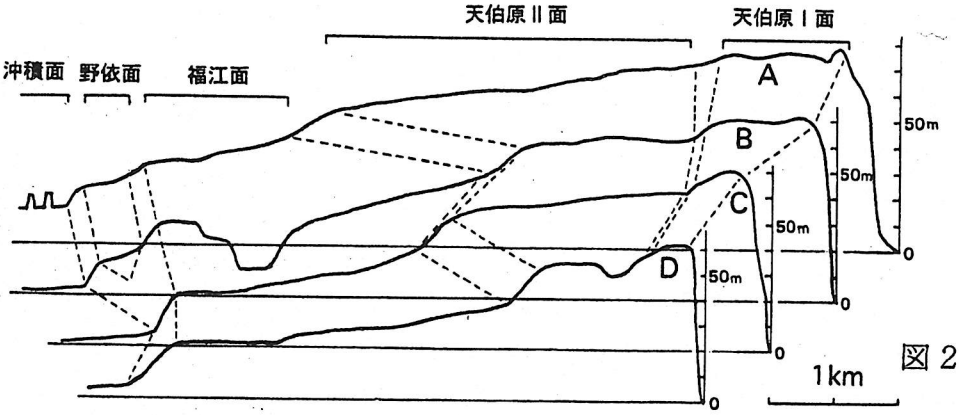


図２　地形投影断面図

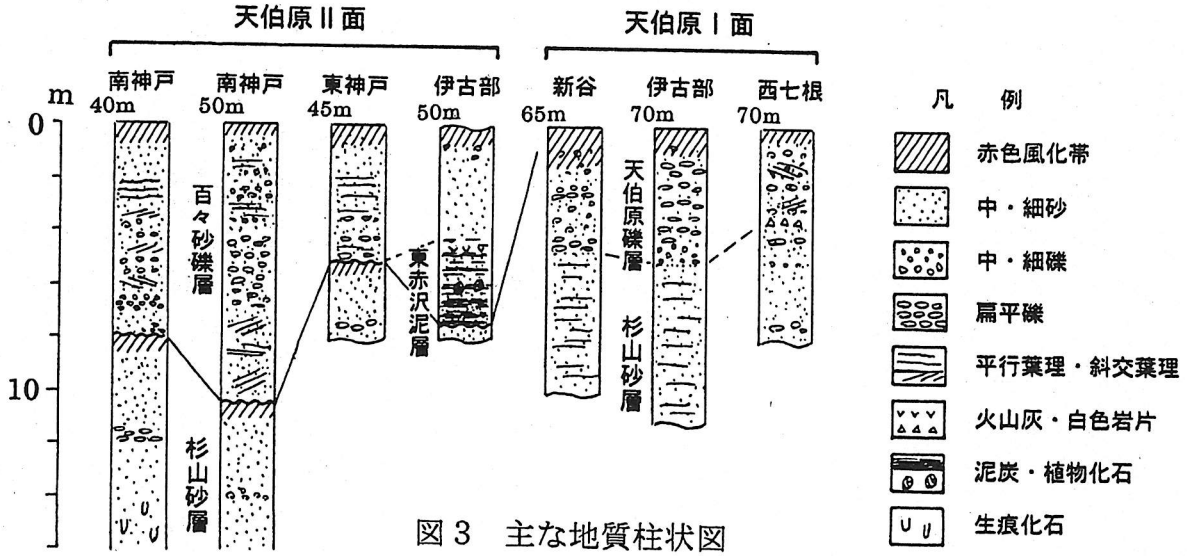


図３　主な地質柱状図

O-22　鳥羽市相差の湿地堆積物に見出されるイベント堆積物（その１）

三田村宗樹（大阪市大）・岡橋久世(京都大)・廣瀬孝太郎・吉川周作・内山美恵子（大阪市大）・中村俊夫（名古屋大）・原口　強(復建調査設計)

Muneki MITAMURA, Hisayo OKAHASHI, Kotaro HIROSE, Shusaku YOSHIKAWA, Mieko UCHIYAMA, Toshio NAKAMURA, Tsuyoshi HARAGUCHI: Event deposits preserved in coastal marsh at Osatsu, Toba, central Japan (1)

紀伊半島および志摩半島沿岸部は，東海地震をはじめとする海域地震の地震津波の危険度が高い地域である．筆者らは，志摩半島沿岸地域の低湿地帯の堆積物からイベント堆積物を見出し，それらのイベント堆積物と低湿地の堆積環境の変遷との関係について検討する目的で調査を行った．堆積物の試料採取は，志摩半島の東岸に位置する三重県鳥羽市相差町宇塚の沿岸低湿地帯で，地層抜き取り装置(中田・島崎,1997)を用いて実施した．

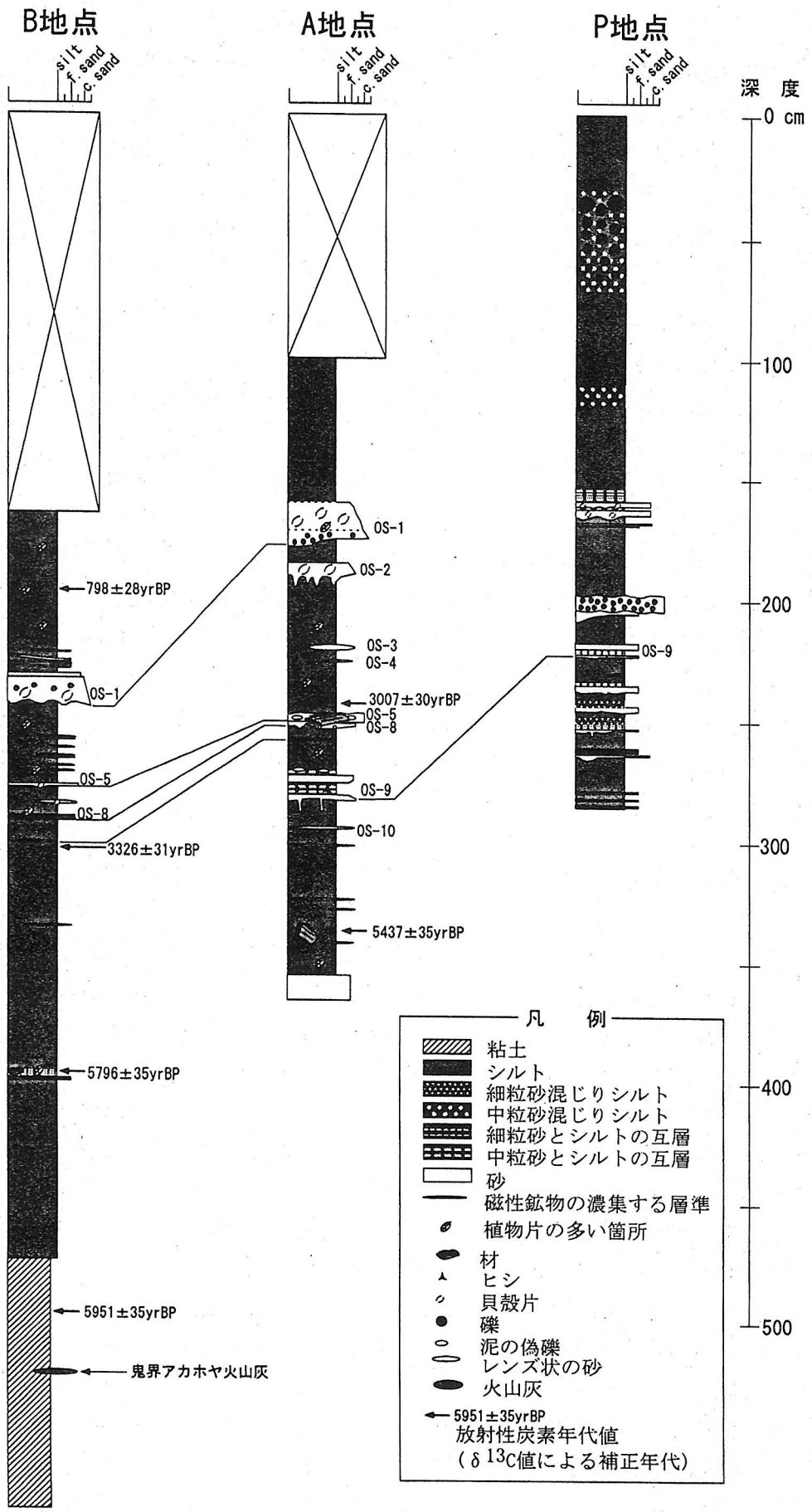
試料採取地は，周囲を丘陵地と台地に取り囲まれた 300～400m 四方の広がりをもつ標高 1m 前後の沿岸低湿地である．この低湿地の東側には海岸との間に標高約 2.5m 浜提がある．試料採取は，浜提から約 150m 離れた湿地東部にある溜池の P 地点，浜提から約 200m 離れた湿地中央部の A 地点，浜提から約 350m 離れた湿地西部の B 地点で複数本実施した．

採取された堆積物は，最大層厚 580cm のシルト・粘土を主とする軟質堆積物で，その間に，層厚数～10 数 cm の砂層や 1cm 以下のレンズ状の砂層を挟む（図１）．

B 地点の深度 580～472cm は，灰色の均質な粘土層からなり，全体に貝殻片を多く含むほか，深度 520cm には鬼界アカホヤ火山灰に対比される灰色細粒ガラス質火山灰が挟まれる．B 地点の 472cm 以浅や A および P 地点の主要部は，灰褐色～暗褐色のシルト層で，部分的に細粒～中粒砂を含み，互層状を呈する．

挟まれる砂層の多くは，基底部に侵食面をもつことが多く，下位層とは明瞭な境界をなしている．側方への連続がよい砂層を上位より順に OS-1～OS-12 層とする．このうち，厚く，側方連続のよい OS-1，OS-2，OS-5，OS-6 層は，貝殻片や有孔虫殻を含み，基底部に侵食面をもち，下部で逆級化構造を示す中粒～極粗粒砂からなる．その中部では材片・植物片を多数含むほか，マッドクラストや最大径 5mm 程度の礫を含んでいて淘汰が悪い．上部では,貝殻片や有孔虫殻を含み，正級化する中粒～粗粒砂からなる．これらの砂層は，低湿地の静穏な堆積環境に堆積したと見られるシルト・粘土層を侵食して明瞭な境界を持ってそれらを覆って堆積する点や上記の特徴が，従来報告されている津波堆積物の特徴と類似する点などから，津波堆積物である可能性が高い．この他の薄い砂層については，さらに細かな検討が必要であるが，部分的には，深い水深で生息している有孔虫殻が含まれるものもある．これらの砂層は津波堆積物や高波などによる浜提の破提によって生じたイベント堆積物である可能性が高い．

シルト・粘土層中に挟まれる材片を用いて ^{14}C 年代測定を行った結果，5951±35yrBP～798±28 yrBP の年代値が得られた．これらの年代値を考慮すると，歴史記録に残らない過去のイベントをとらえたことになる．今後，より詳細・確実なイベント堆積物の判別とその時期の特定を行うことにより，この地域の過去の津波をはじめとするイベントの履歴やそれにかかわる環境変化を検討できるものとみられる．


B地点
A地点
P地点
silt
f. sand
c. sand
深 度
0 cm
100
200
300
400
500
798±28yrBP
OS-1
OS-5
OS-8
3326±31yrBP
5796±35yrBP
5951±35yrBP
鬼界アカホヤ火山灰
OS-1
OS-2
OS-3
OS-4
3007±30yrBP
OS-5
OS-8
OS-9
OS-10
5437±35yrBP
OS-9
凡 例
粘土
シルト
細粒砂混じりシルト
中粒砂混じりシルト
細粒砂とシルトの互層
中粒砂とシルトの互層
砂
磁性鉱物の濃集する層準
植物片の多い箇所
材
ヒシ
貝殻片
礫
泥の偽礫
レンズ状の砂
火山灰
5951±35yrBP
放射性炭素年代値
(δ13C値による補正年代)

O-23　鳥羽市相差の湿地堆積物に見出されるイベント堆積物（その２）

岡橋久世（京都大学）・秋元和實（熊本大学）・三田村宗樹・廣瀬孝太郎・吉川周作・内山美恵子（大阪市立大学）・原口強（復建調査設計）

Hisayo OKAHASHI, Kazumi AKIMOTO, Muneki MITAMURA, Kotaro HIROSE, Shusaku YOSHIKAWA, Mieko UCHIYAMA, Tsuyoshi HARAGUCHI : Event deposits preserved in coastal marsh at Osatsu, Toba, Central Japan(2)

南海トラフ沿いを震源とする巨大地震は過去に繰り返し発生し，紀伊半島及び志摩半島沿岸部に津波被害を与えたことが，歴史地震の研究から判明している．筆者らは志摩半島沿岸地域の低湿地堆積物からイベント堆積物を見出し，それらのイベント堆積物の特性及び，低湿地の堆積環境の変遷との関係について検討する目的で調査を行った．研究用試料は湿地中央部（A 地点）において，海岸に直行して数 m の間隔で合計 5 本採取されたものである．試料は，海岸に近い方から順に，相差 1～相差 5 とする．

採取した堆積物は，5 本ともに，主に定常的に湿地で堆積していると思われる有機質シルト～粘土からなる軟質堆積物から構成され，その中に層厚数～10 数 cm の砂層やレンズ状の砂層をイベント的に挟む．それらの砂層を岩相にもとづき 5 本の試料で対比を行った．砂層は上位から順に OS-1～OS12 層とする．以下にそれら砂層の特徴を述べる．

OS-1 層；相差 2，3，4，5 で見られる．相差 2 ではレンズ状に狭在するが，2，3，4 では主に細粒～粗粒砂の正級化構造をもち，基底には亜円～亜角礫を含む．いずれも砂層直下には植物片や材が多く見られる．

OS-2 層；5 本すべての試料に見られる．貝殻片や有孔虫殻を多く含む細粒～中粒砂からなり，明瞭な侵食基底面を持つ．相差 1 では下部に長径 15cm の角礫を含む．

OS-3 層；5 本すべての試料に見られる．細粒～極粗粒砂からなり，基底には侵食面を持つ．層厚は海岸から離れるに従って，層厚約 2.5cm～レンズ状へと減少する傾向がある．

OS-4 層；相差 1～3 と 5 で見られる．細粒砂～粗粒砂からなるが，相差 2 では上部に細礫を多く含む逆級化構造が見られる．下位のシルト層との境界は不明瞭である．層厚は海岸から離れるに従って減少し，約 4cm～レンズ状へと減少する．

OS-5 層；5 本すべての試料で見られる．極粗粒砂からなり，全体に細礫混じりの厚い砂層である．淘汰は悪く，材やシルトの偽礫を含む．下位の OS-6 層との境界は不明瞭である．相差 1～4 までは層厚 10cm 以上だが，5 で層厚が 3cm と薄くなっている．相差 3 では OS-5 と OS-6 の間に植物片を極粗粒砂混じりシルト層を狭在する．

OS-6 層；相差 1～4 で見られる．最も厚く相差 2 では層厚 23cm になる．全体に貝殻片や有孔虫殻を多く含む細粒～粗粒砂からなり，基底には侵食面を持つ．最上部で粗く礫を含むが，中部では細粒～中粒砂で，貝殻片や有孔虫殻が多い．最下部で再びやや粗くなり，相差 2 では，極粗粒砂が見られる．

OS-7 層；相差 3 だけで見られる．層厚 2cm の中粒砂からなり，貝殻片や有孔虫殻を多く含む．OS-6 層との間にはシルトと中粒砂の互層がみられる．相差 1 や 2 では OS-6 層によ

り侵食を受けて残らなかったものと考えられる．相差 4 では OS-6 層の下位のシルト層中 3mm，1mm の砂層を狭在している．これらが OS-7 層に対比できる可能性がある．

OS-8 層；5 本すべての試料で見られる．全体的に細粒～中粒砂であるが，相差 5 でやや粗く中粒～粗粒砂の逆級化構造になっている．貝殻片や有孔虫殻を多く含み，基底には侵食面を持つ．直上のシルト層には植物片を含み，下位にある黒色シルト層でよく対比される．

OS-9 層；5 本すべての試料で見られる．上部はシルト細粒～中粒砂，中部でシルトとの互層となり，下部で再び正級化構造を持つ，細粒～粗粒砂になる．貝殻片や有孔虫殻を多く含み砂層の直上には，植物片を含む．

OS-10 層；5 本すべての試料で見られる．層厚 5mm～レンズ状の細粒～中粒砂で，相差 5 ではやや粗い．

OS-11 層；相差 1～3 で見られる．層厚 5mm の細粒～中粒砂で砂層の直上には植物片が多い．

OS-12 層；相差 1～3 で見られる．細粒～粗粒砂で，相差 2 ではシルトの偽礫を挟む．相差 1，2 では，極少量の貝殻片を含む．

津波は海底の堆積物を侵食・運搬し津波堆積物を形成する．そこで，堆積物中に含まれる底生有孔虫の生息深度帯を明らかにし，各砂層の供給源の推定を行うこととした．図 1 に相差 1 の各砂層について産出した有孔虫の試料 1g あたりの数を示す．産出した有孔虫は，ほとんどが内湾や浅海域の種である．しかし，極少量ではあるが，外洋種も含まれており，砂層が大きなエネルギーを持った波によって運搬されてきたことが考えられる．

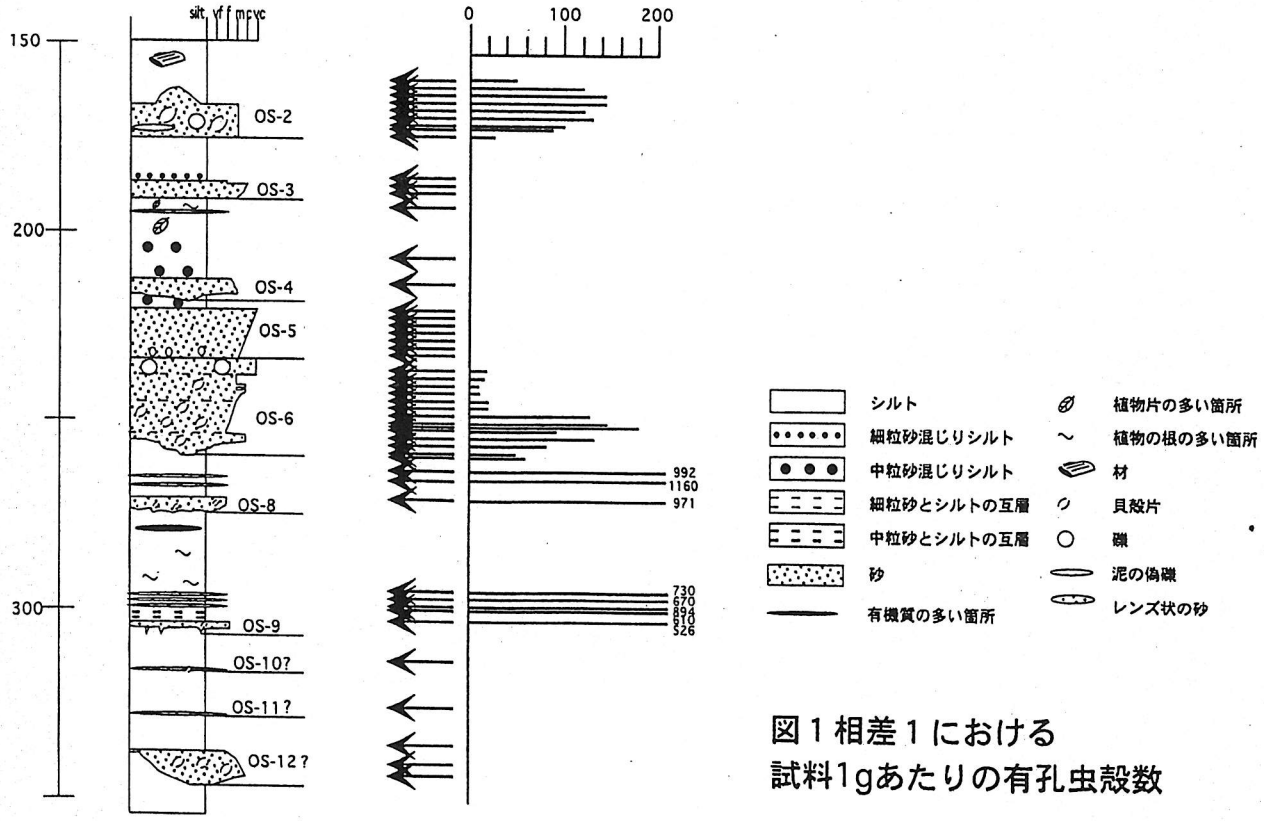


図 1 相差 1 における
試料1gあたりの有孔虫殻数

O-24　鳥羽市相差の湿地堆積物に見出されるイベント堆積物（その3）
-珪藻化石群集変化と過去約6000年間の環境変遷-

廣瀬孝太郎・吉川周作・三田村宗樹（大阪市大）・後藤敏一（近大医学部）・
岡橋久世（京都大）内山美恵子（大阪市大）
Kotaro HIROSE, Shusaku YOSHIKAWA, Muneki MITAMURA, Toshikazu GOTOH, Hisayo OKAHASHI, Mieko UCHIYAMA:Event deposits preserved in coastal marsh at Osatsu, Toba, centaral Japan(3)-Diatom fossil assemblages and those relations to environmental changes during the past 6,000 years-

志摩半島は太平洋に面し，南海トラフから約 200 kmに位置する．そのため本地域の海岸低湿地では，過去の東南海沖地震をはじめとする地震やその津波の痕跡が堆積物中に保存されている可能性がある．著者らは三重県鳥羽市相差町宇塚の中央部に分布する湿地（地点Ａ・Ｂ・P）において，これらのボーリングコア（コアＡ・コアＢ・コアP）を採取した．本研究では，採取した3本のボーリングコアの珪藻化石分析をおこない，海岸低湿地における過去約6000年間の古環境変遷を検討したのでここに報告する．

3本のコアはいずれもシルトが主体で，数mm～20数cmの砂が層状，またはレンズ状に挟在する．砂層は厚いものほど粗粒で，礫を含むものもある．基底部のシルトとの境界には，浸食面がみられるものも多くあった．厚い砂層は，岩相によって2層に細分できるものが多くみられた．コアＢの深度475 cm以下は，貝殻を多く含み，海生付着性珪藻が出現する海成の粘土である．この粘土層の深度521～524 cmにレンズ状の火山灰が含まれ，約7300年前の鬼界アカホヤ火山灰と対比された．

採取したコアを切り分けて分析試料とし，プレパラートを作成した．光学顕微鏡による検鏡により総殻数が200殻になるまでカウントし，20属100種以上の出現を確認した．このうち，海～汽水生種である *Fragilaria flavovirens*，汽～淡水生種である *Fragilaria brevistriata*，淡水生種である *Fragilaria exigua*，*Fragilaria pinnata var.pinnata*，*Fragilaria pinnata var.*，*Fragilaria construens*，*Fragilaria leptostauron var.leptostauron*，*Achnantes minutissima*，*Achnantes exigua* 等，出現率がいずれかの層準で5%を越える種を優占種として出現頻度グラフを作成した．

コアＡは，ＡⅠ～ＡⅢ帯に区分し，ＡⅠ帯をさらに2つの亜帯a，bに区分した（図1）．海～汽水生種が卓越するＡⅡ帯に比べ，Ⅰ帯，Ⅲ帯では比較的淡水生種が多産する．このことは，ＡⅡ帯に比べ，ＡⅠ帯，ＡⅢ帯が，海水の影響の大きい時期にあたることを示すと考えられる．また，コアＢもコアＡとほぼ同様の群集組成変化を示し，その変化は両コアの岩相対比とよく一致する．このことから，調査地域の堆積環境は，陸域への海水の影響が大きな時期と小さな時期が，約千年周期で変化したことを示すと考えられる．また，顕著な砂層（OS-9,OS-5,8）に注目すると，その上下で珪藻の群集組成が大きく変化することから，堆積環境の変化が津波などのイベントとかかわっている可能性がある．

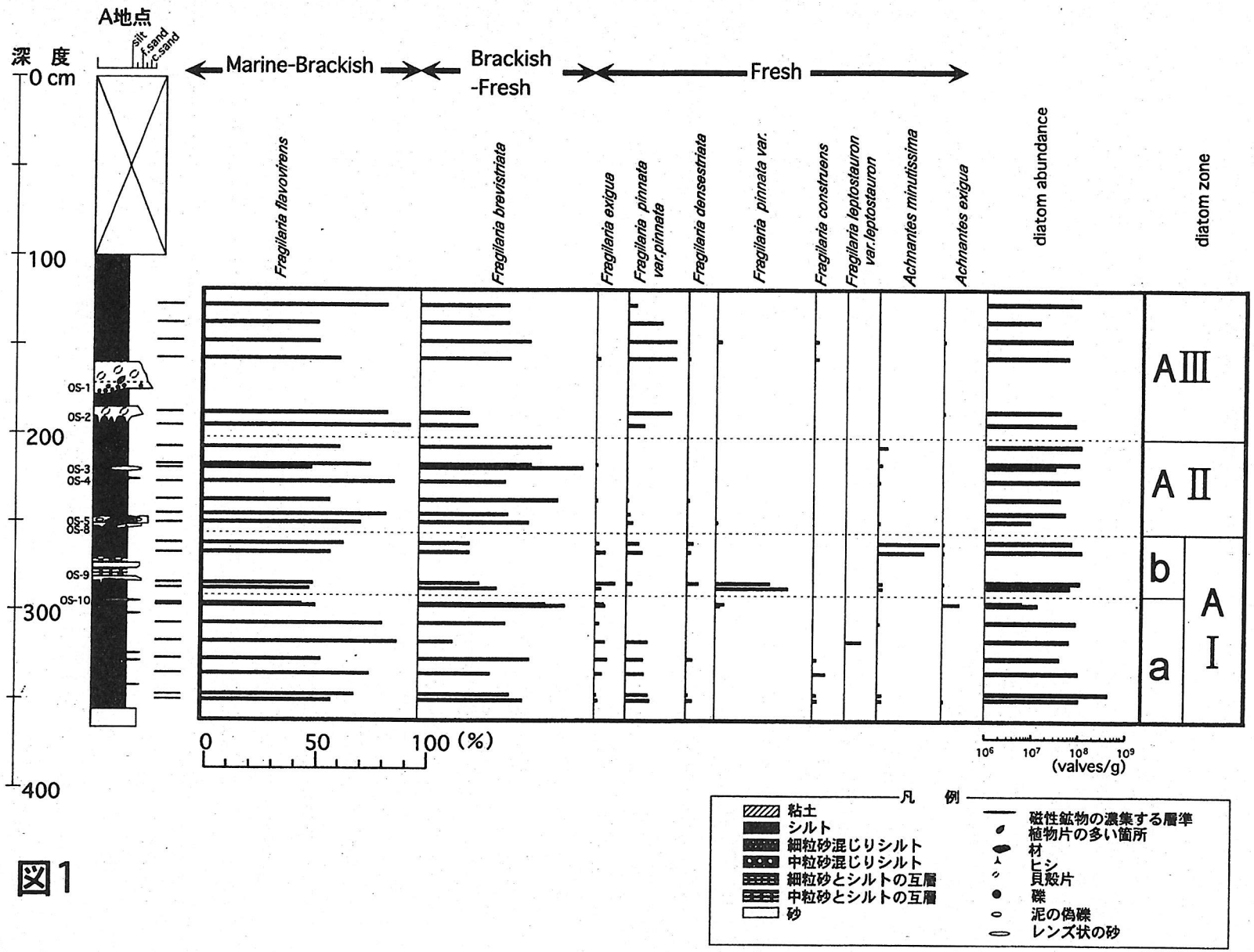

A地点
深 度
0 cm
100
200
300
400
silt
f.sand
c.sand
OS-1
OS-2
OS-3
OS-4
OS-5
OS-6
OS-8
OS-9
OS-10
Marine-Brackish
Brackish
-Fresh
Fresh
Fragilaria flavovirens
Fragilaria brevistriata
Fragilaria exigua
Fragilaria pinnata var.pinnata
Fragilaria densestriata
Fragilaria pinnata var.
Fragilaria construens
Fragilaria leptostauron var.leptostauron
Achnantes minutissima
Achnantes exigua
diatom abundance
diatom zone
AⅢ
AⅡ
b
a
AⅠ
0
50
100 (%)
10⁶
10⁷
10⁸
10⁹
(valves/g)
凡 例
粘土
シルト
細粒砂混じりシルト
中粒砂混じりシルト
細粒砂とシルトの互層
中粒砂とシルトの互層
砂
磁性鉱物の濃集する層準
植物片の多い箇所
材
ヒシ
貝殻片
礫
泥の偽礫
レンズ状の砂

図1

O-25　滋賀県伊吹町寺林に分布する山麓堆積物の年代

里口保文・山川千代美（琵琶湖博物館）・此松昌彦（和歌山大）
Yasufumi SATOGUCHI, Chiyomi YAMAKAWA and Masahiko KONOMATSU：
Terrace deposits in the Terabayashi, Ibuki-cho, Shiga prefecture

滋賀県伊吹町寺林に分布する山麓堆積物の地形面区分については，いくつかの見解があるが（経済企画庁，1968；池田ほか，1979；植村，1987；脇田ほか，1992；杉ほか，1994など），これまで本地域に分布する堆積物の年代については不明であった．

本研究は寺林地域の伊吹山麓堆積物の調査を行い，そこに含まれる火山灰と植物化石から年代を得たので，その結果を報告する．なお，この堆積物の分布する地域は，採石の対象となっており，いずれ削剥・消失してしまう可能性が高く，地域地質情報の保存の観点からも重要と思われる．本研究は琵琶湖博物館総合研究費「博物館資料の収集・整理・保管と利用に関する研究」の一部を使用した．

伊吹町寺林に分布する堆積物は，主に材化石を含む粒径1～15cmの亜角礫層からなり，層準によっては，有機質泥砂の薄互層や，泥層の卓越することもあり，2層の火山灰層が挟在する．礫層は塊状無層理のものが多いが，級化や逆級化構造が見られるものもある．泥層や極細粒砂層には大型植物化石を含む．

火山灰層は下位より，寺林Ⅰ火山灰（新称），寺林Ⅱ火山灰（新称）の2層が挟在する．これらの火山灰について，岩相，鉱物組成，火山ガラスの形状，火山ガラスの屈折率，重鉱物組成を検討した結果，寺林I，II火山灰はそれぞれ，高島沖ボーリングコアの火山灰のBT60，BT59（吉川・井内，1991）に対比される．吉川・井内（1993）はこれらの下位にあるBT61をAso-1火山灰に，上位のBT58を阿多鳥浜火山灰に対比しており，BT60，BT59はどちらもBT61に近接している事から，これらの火山灰の年代はAso-1の約27万年前（吉川・井内，1993）に近く，これらに対比される寺林I，II火山灰も同様の年代と考えられる．

泥試料の花粉分析結果による，出現傾向はマツ科針葉樹が全木本花粉の70％以上を占め，特にトウヒ属が約23％の高率で，次いでマツ属（単維管束亜属を含む）が約20％，ツガ属が約17％，モミ属が15％の順に出現する．広葉樹ではカバノキ属の約7％を最高に，ハンノキ属，クルミ属－サワグルミ属，クマシデ属の順に出現する．他にハリゲヤキ属，ニレ属－ケヤキ属，シナノキ属，トネリコ属が1％以下で出現する．草本では全体的に木本に比べ低率で，ヨモギ属，キク亜科，カヤツリグサ科の花粉が出現しただけである．

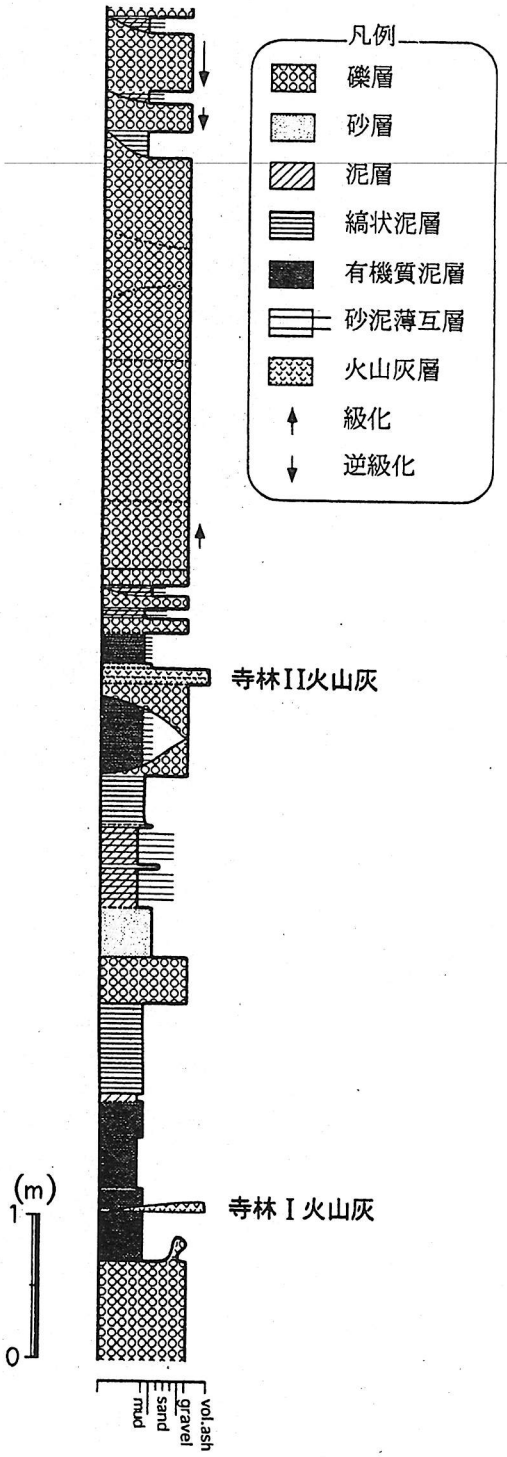


図1　寺林の山麓堆積物．2つの火山灰が観察される地点の柱状図．

粘土～シルト・細粒砂にふくまれる大型植物化石は，マツ科ツガ属の球果や葉が多産しており，そのほかチョウセンゴヨウ，トウヒ属，ヒメグルミ，コナラ属，カバノキ属の葉，球果や果実，種子が産出している．草本では，カヤツリグサ属，ホタルイ属，ヒルムシロ属，キク科などが確認できた．材化石の樹種は全てマツ科モミ属であった．

花粉化石，大型植物化石からみた当時の植生はモミ属，ツガ属，トウヒ属などの針葉樹林が優占し，クルミ属，カバノキ属，コナラ亜属などの落葉広葉樹が混在していたと考えられる．全体的に種数も少なく，チョウセンゴヨウやカバノキ属など寒冷な気候を示す植物を含んでいることから，気候は著しく寒冷だったと思われる．

火山灰の対比から，寺林地域の伊吹山麓堆積物は約27万年前前後に堆積したと考えられる．この年代は酸素同位体ステージ8の寒冷な時期にあたり（Shackleton，1995），この事は植物化石からみた古気候とも矛盾しない．

O-26 琵琶湖，過去13万年間の高解像度珪藻生産量記録から読み取れる数千年周期の気候変動

加　三千宣（大阪市立大学）・吉川周作（大阪市立大学）・井内美郎（愛媛大学）
Michinobu Kuwae, Shusaku Yoshikawa, Yoshio Inouchi ;

Millennial-timescale paleoclimate changes implied from high-resolution diatom productivity records for the last 130 ka from Lake Biwa, Japan

琵琶湖北湖の湖底には，現在から約40万年前までの堆積物が連続的に堆積している．この堆積物は，ほぼ均質なシルト質粘土で，1000年で30～50cmという速い堆積速度をもつことから膨大な地質学的情報を記録しており，これにより過去40万年間の環境変動を詳細に読み取ることが可能である．

1986年に琵琶湖北湖で掘削された高島沖ボーリングコアを用いて珪藻分析を行った結果，過去40万年間の琵琶湖の珪藻生産量，特に沖合で繁殖する浮遊性珪藻の生産量が地球規模の気候変化すなわち数万年周期のミランコヴィッチスケールでの気候変化と密接に関連し，珪藻生産量変化が気候変化の指標となる可能性が指摘された（加ほか、1997）．

本研究では，さらに高時間分解能で珪藻分析を行うことにより，近年グリーンランド氷床コアで明らかにされた過去13万年間の数千年スケールの短周期気候変化と琵琶湖の珪藻生産量変化がどのように対応するかを検討した．

堆積物の年代については，年代が明らかとなっている6枚の広域火山灰をもとに各層準の年代を求めた．図1に過去13万年間の珪藻殻数変化，特に北湖沖合域で繁殖する浮遊性珪藻の時系列変化曲線とGRIP氷床コアの酸素同位体比曲線を示す．

珪藻殻数変化曲線をみると，0～1.2万年前の多産層準，1.3万年前の希産層準，3～5.6万年前のピーク群，5.6～6.9万年の希産層準，6.9～8.2万年前のピーク群，12.1～13万年前の多産層準が認められる．それぞれは多少のずれが生じるものの，火山灰推定年代の誤差範囲内（6～7 ka）で完新世，Younger Dryas期，ステージ3，ステージ4，IS number19～21，5e5に対比できると考えられる．ステージ3やその他の期間にも，殻数の短周期のピークが多数認められ，それぞれは他のIS numberや5e1～5e4の各イベントに対応する可能性がある．

このように珪藻殻数変化は数千年オーダーの短周期の気候変動と比較的よく類似した変動を示し，琵琶湖北湖沖合の珪藻生産量が地球規模の気温変動と密接に関連していると考えられる．

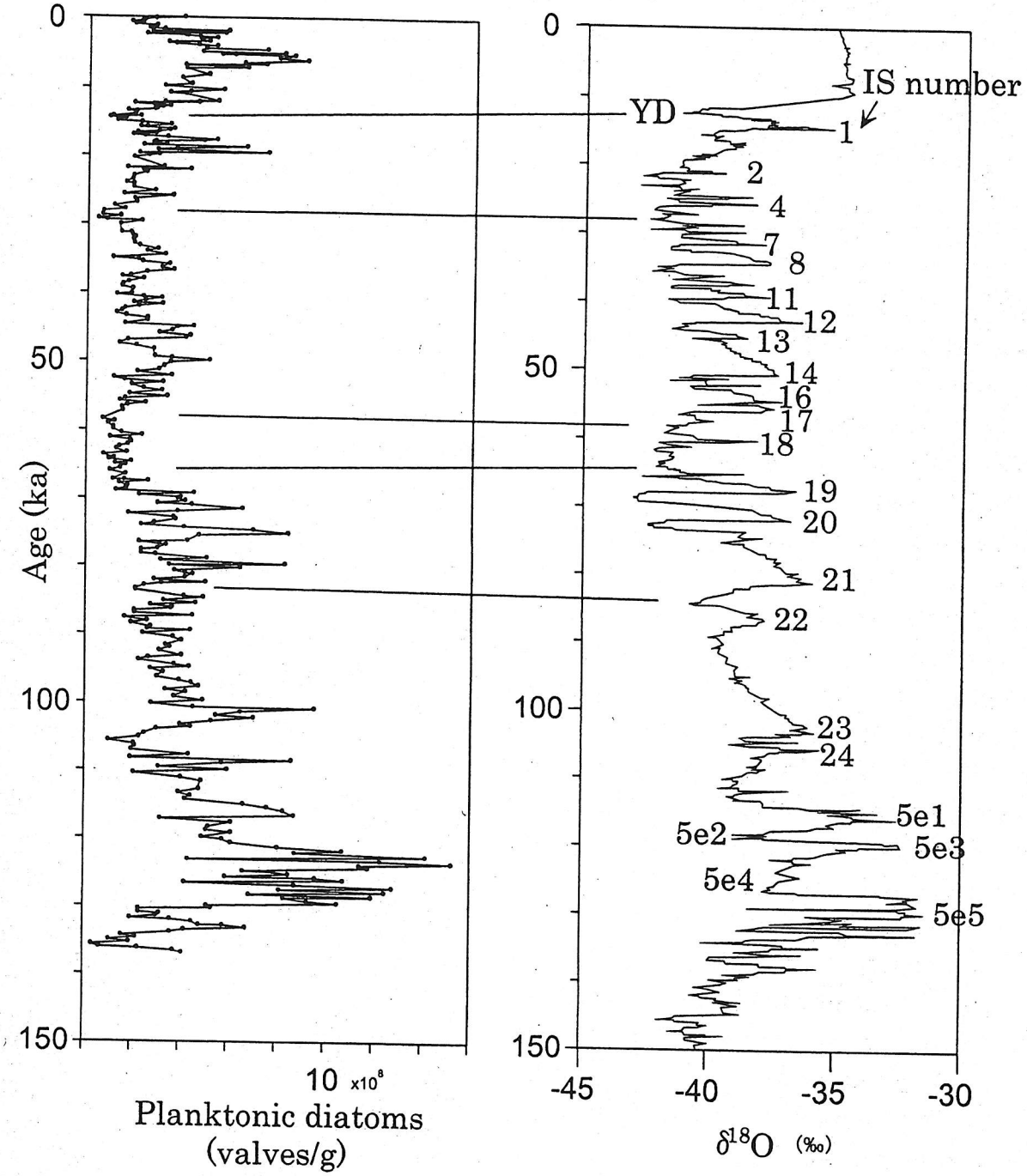


図1. 高島沖ボーリングの乾燥重量1 g 中の浮遊性珪藻殻数(左)とGRIP Summit 氷床コアの酸素同位体比記録(右；Dansgaard, et al.,1993)

O-27 兵庫県豊岡市香住荒原遺跡でみられた縄文時代後期の貝塚および原地性貝化石層の産状

別所秀高 ((財) 東大阪市文化財協会*)・木庭元晴 (関西大学)・瀬戸谷　晧 (豊岡市出土文化財管理センター**)・宮村良雄 (**)・中村由美 (**)・貝柄　徹 (関西外国語大学)・松田順一郎 (*)

BESSHO, H., KOBA, M., SETODANI, A., MIYAMURA, Y., NAKAMURA, Y., KAIGARA, T., and MATSUDA, J.; Occurrence of late Jomon shell midden and autochthonous molluscan shell bed at Kasumi-Awara archaeological site, Hyogo prefecture, Western Japan.

1999年度に実施された豊岡市出土文化財管理センターによる兵庫県豊岡市香住荒原遺跡（図1）の発掘調査では地下4～7m（標高1～2m）付近の貝塚を含む堆積層を観察することができた。この堆積層から10～20cmごとに柱状サンプルを採取し、貝化石の組成や鉱物組成・形状について詳細に検討した。この結果、貝塚と原地性貝化石層の関係、貝塚の形成一埋没過程を明らかにすることができた。

本調査地では下位より原地性貝化石層、貝塚層、泥炭層が累重する（図2）。

原地性貝化石層は無層理の砂混じり中礫～細礫からなり、両殻合わせ直立状態のハマグリ、オキシジミなどの貝化石を現地で確認した。礫は角礫～亜角礫形状をなし、ほとんどが風化のすすんだ石英である。豊岡盆地は全長約9kmの狭い峡谷を通じて日本海に繋がっており、同盆地に海が広がっていた時期は外洋からのうねりの影響はなく、これらの礫が海浜流系によって運搬されてきたとは考えにくい。背後の通称「ブリ山」の斜面から重力や水流によって運搬され、海面下に堆積したものと考えられる。本層から産出した貝化石には潮間帯中部～潮下帯に生息する種が多くみられ（図2）、本層上限付近は当時の海水準を支持している。

貝塚層では見かけ上カキの化石が卓越し、その間隙を細粒砂混じりの粘土質シルトが充填する。とくに上部に分布する貝化石は風化が著しい。わずかに縄文時代後期の土器が産出する。貝化石にはマガキ、ヤマトシジミ、ウネナシトマヤ、イシマキガイなどがみられるが、原地性貝化石層に比べて種類が少ない。これらの貝は原地性貝化石層からヒトによって採集され、陸上でそれらの貝殻が積み上げられて貝塚ができた。その後貝塚は周辺の水位の上昇にともなって完全に埋没したと考えられる。

泥炭層は未分解の植物化石と粘土～シルトの砕屑物からなり、貝塚を分厚く覆う。「ブリ山」の斜面から運搬された大礫～細礫が本層中に散見される。

以上から香住荒原遺跡の貝塚形成一埋没過程を模式的に示したものが図3である。

なお、本地点から採取した材化石および貝化石については関西大学地理学教室で引き続き現在も放射性炭素年代測定を実施している。また、貝化石の同定にさいしては大阪市立自然史博物館の石井久夫氏よりご教示を得た。記して感謝いたします。

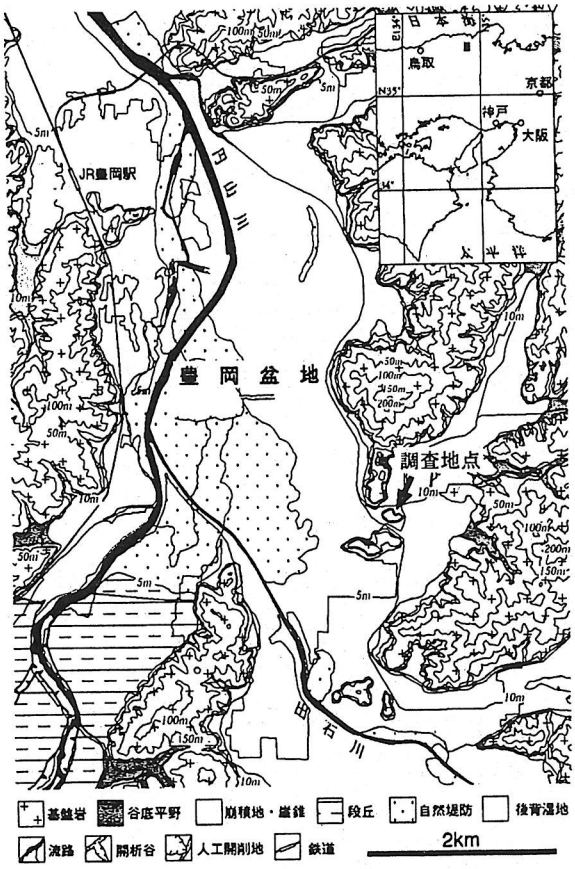


図1　香住荒原遺跡の位置と豊岡盆地周辺の地形分類

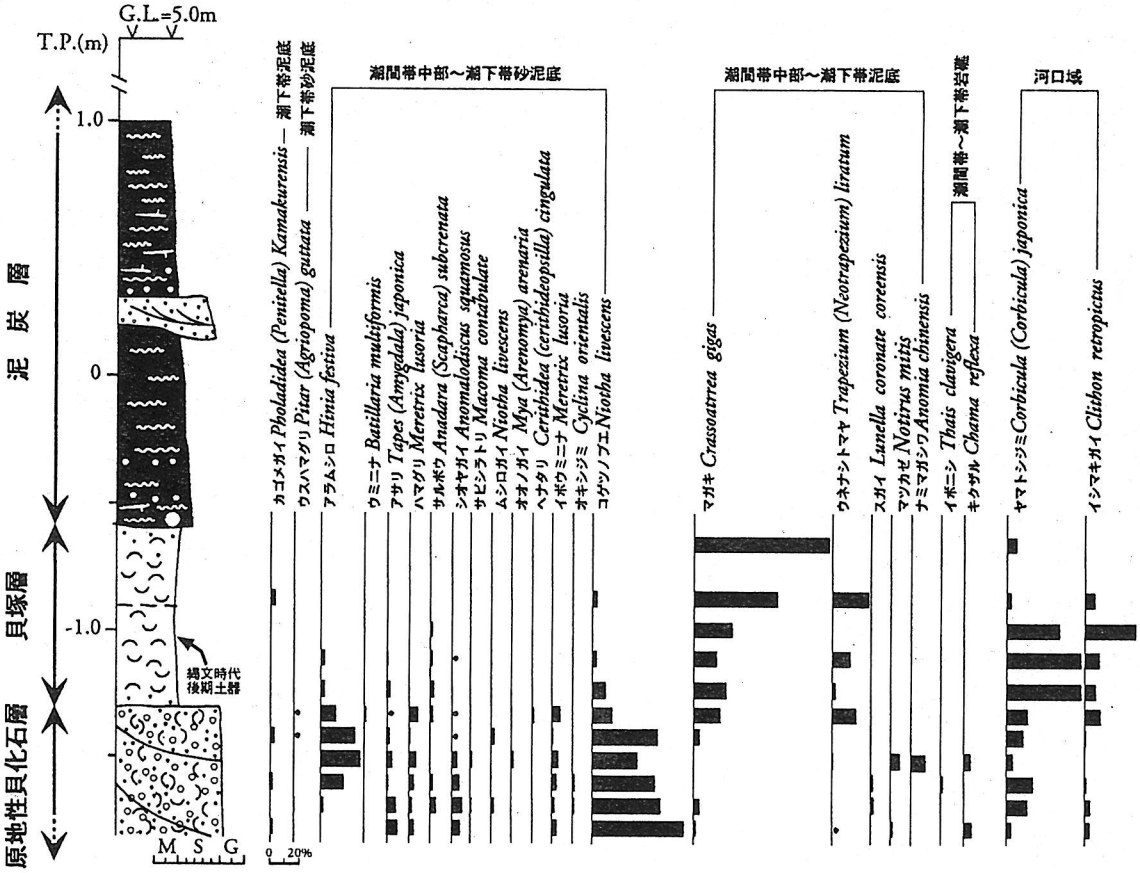


図2　堆積柱状図と主な貝化石の組成．貝の生態区分は樋泉ほか(2000)および吉良(1954)を参考にした。・は出現率が1%未満．

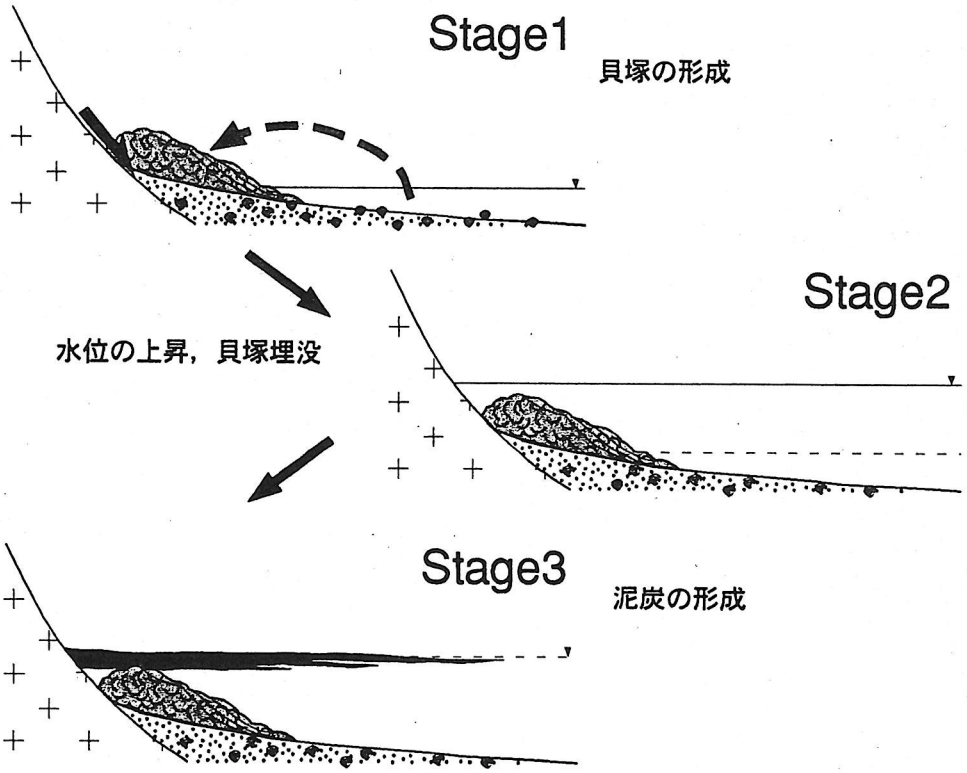


図3　香住荒原遺跡の貝塚形成―埋没過程

O-28

山陰地域中央部における中～後期完新世の花粉組成変遷
－地域花粉帯と古環境変遷－

渡辺正巳（文化財調査コンサルタント㈱）

Masami WATANABE ; Middle and Late Holocene paleoenvironmental change in Central Sanin District, Southwest Japan.

はじめに

山陰地域中央部は、宍道湖、中海に代表される大小の海跡湖およびこれらを埋めて形成された沖積平野が広がる地域である（第１図）。

本地域の花粉組成変遷は、大西(1990),大西ほか(1993)により中海･宍道湖地域の完新世地域花粉帯として第1表のようにまとめられた。その後、既存試料の再検討によりK-Ah火山灰層が発見され（中村･徳岡，1996)、花粉帯と堆積年代の矛盾が指摘された。これを受け地域花粉帯の見直しが地域内各地で行われ、中期完新世以降の花粉組成変遷は、SB1で認められた花粉組成変遷で代表できることがほぼ明らかになってきている(たとえば波根湖；廉・渡辺，1996，西川津遺跡；渡辺1999など)。

地域花粉帯と境界年代の修正

前述のように、当地域内での花粉組成変遷はSB1の花粉組成変遷（大西，1990）で代表することが可能である。しかし、西川津遺跡海崎地区や、島根大学構内遺跡、目久美遺跡などでは、局地的な植生と考えられる花粉組成を示すのも確かである。

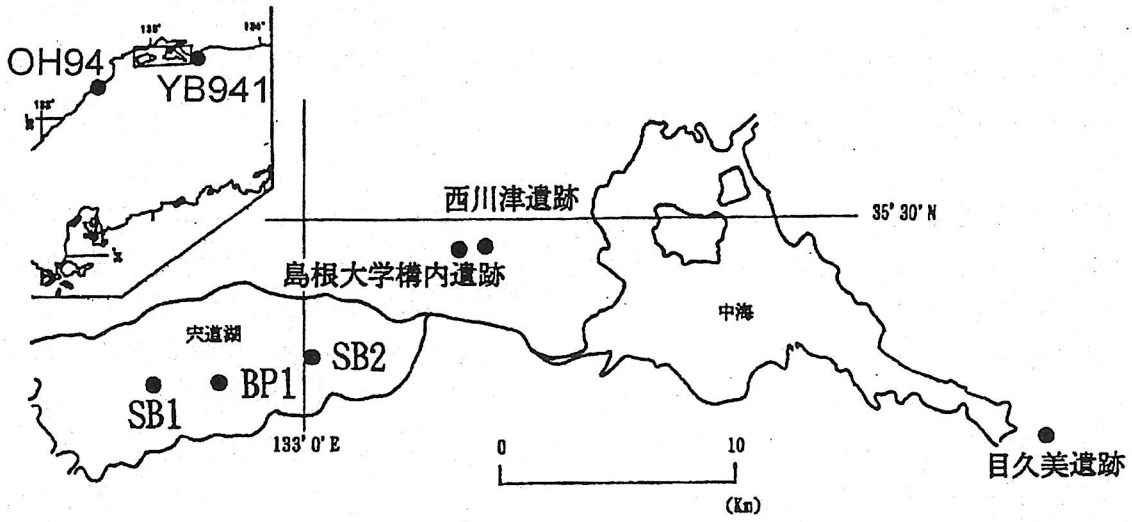
各花粉帯・亜帯の境界年代は、^{14}C年代測定や出土考古遺物より第１表の様に修正される。

古環境変遷（古気候・古植生と古地理）

Castanopsis は *Cyclo.-Castano.* 帯Cyclo.亜帯より連続して認められ、*Castanopsis* 亜帯で最も高率を示す。*Castanopsis* は暖温帯下部の表徴種であり、この時期が最も温暖であったと考えられる。

Podocarpus 亜帯での *Podocarpus* の西高東低の出現は、現在の本地域内の気候と当てはめると積雪量に関係することが分かる。

Gramineae 帯 *Cryptomeria* 亜帯はいわゆる「弥生の小海退」期に相当する。砂州発達の顕著な時期の一つであり、細屑物の供給量増加や海面低下などが考えられる。このことは、Cryptomeria 増加の原因と考えられる多雨化・冷涼化と結びつく。



第１図　山陰地域中央部での主な花粉分析地点

第１表　山陰地域中央部の花粉帯と年代

Pollen zone	Subzone	Estimated Age of the Base	
		OHNISHI et al.(1990), OHNISHI(1993)	This paper
Gramineae	*Pinus-Cryptomeria*	AD 1930	after AD1900
	Pinus	AD 1500	after AD1200
	Cyclobalanopsis-Quercus	AD 700	after AD700
	Cryptomeria	ca. 2400	befor ca.2400 after ca.3000
Cyclobalanopsis -Castanopsis	*Podocarpus*	ca. 3200	befor ca.4000 after ca.4500
	Castanopsis	ca. 4000	ca.6000
	Cyclobalanopsis	ca. 5200	ca.7300
Pinus-Abies	*Ulmus-Zelkova*	ca. 5700	ca.8300
	Abies	ca. 6400	
Fagus-Tsuga	*Aphananthe-Celtis*	ca. 7000	
	Tsuga	ca. 8500	
	Carpinus	ca. 9000	
Aphananthe -Celtis	*Fagus*	ca. 9600	
	Quercus	ca.10000	
Alnus-Quercus		ca.10500	
Quercus-Alnus		ca.11000	

O-29　瀬戸内海周辺地域に分布する下部，中部更新統と両者間の堆積間隙

水野清秀(産業技術総合研究所)

Kiyohide MIZUNO : The lower and middle Pleistocene deposits in and around the Seto Inland Sea, and their hiatuses.

瀬戸内海周辺地域には，段丘堆積物以前の中・下部更新統が点在するが，それらに挟在する植物化石やテフラの対比などから，その堆積時代が少なくとも前期更新世と中期更新世前半の２つの時期に分けられると考えられるようになった．

大分市南部地域では，傾斜した碩南層群を大分層群上部が不整合に覆う露頭が報告されている(吉岡ほか,1997)．碩南層群中の敷戸火砕流は大阪層群のイエローⅠ火山灰に対比され，地層の年代は前期更新世と考えられる．碩南層群と大分層群下部は断層で接するため，両者が本来整合かどうかはわからないが，大分層群上部は大分層群下部をも不整合に覆う．大分層群下部からはメタセコイアの産出はなく，また曲火砕流(=今市：アズキ火山灰に対比)，米良火砕流(狭山火山灰に対比)を挟むことからその年代は前期更新世末期である．大分層群上部には誓願寺軽石層(栂火山灰に対比)，由布川火砕流を挟み，約 0.6-0.5Ma と推定される．別府湾を挟んで対岸の杵築でも，碩南層群を大分層群上部が覆っている(峯元ほか，2000)が両者の間に少なくとも一部は不整合関係で火山角礫～溶岩が挟まっている．姫島では，植物化石と年代測定から 1.2Ma より古いと考えられる丸石鼻層を川尻礫層を挟んで海成層の唐戸層が覆っている(伊藤ほか,1997)．唐戸層には狭山，今熊Ⅱ火山灰に対比されるテフラが挟まれていることから，その年代は 0.8-0.7Ma 頃と推定される．

四国西海岸沿いの山間盆地には厚い礫層が転々と分布するが，大洲付近では，テフラの年代測定(浅野ほか,1992;鹿島,1996)と産出する植物化石から，前期更新世の地層と 0.6Ma 頃の地層に分けられると考えられる．内子町菖蒲にみられる地層に挟まる火山灰は，大分層群上部の誓願寺，由布川両テフラの間にある横尾火砕流(新称)に対比される．また横尾，由布川テフラに対比される火山灰は御荘町付近の地層中にも認められる(熊原,2001)．

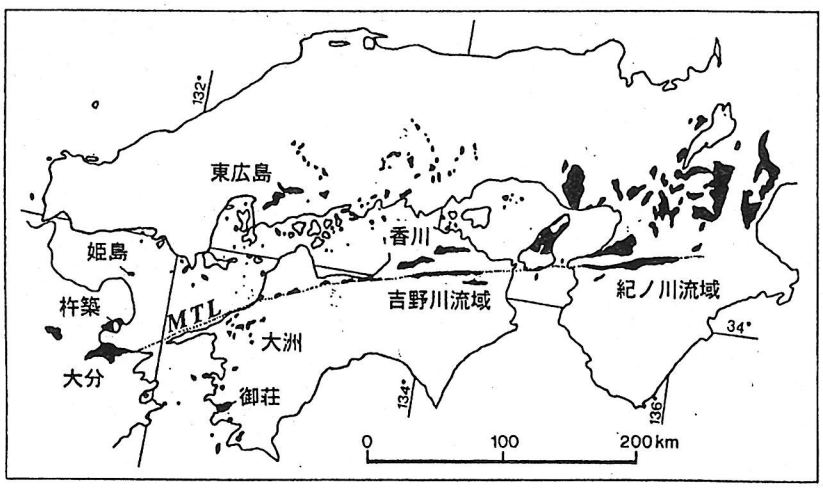
香川県に分布する三豊層群はメタセコイアなどの化石を産出し，前期更新世の地層と考えられたが，その上部に位置すると推定された上高野火山灰(水野,1987)は 0.6±0.2Ma というフィッション・トラック年代が求められ(京都フィッショントラック社測定)，また栂火山灰に酷似することがわかった．上高野火山灰を挟む地層は三豊層群を不整合に覆う焼尾峠礫層に相当する可能性がある．吉野川流域に分布する，上高野火山灰に対比された井出口火山灰(水野,1987)を挟む地層も，同様に新しいと判断され，ピンク火山灰を挟む土柱層とは時代が異なると考えられる．

東広島の西条盆地周辺には約 0.7-0.5Ma の西条層が分布する．ほぼ同じ時代とみられ，栂火山灰を挟む非海成層が倉敷の埋立地地下で見つかっている(星野ほ

か,1998).

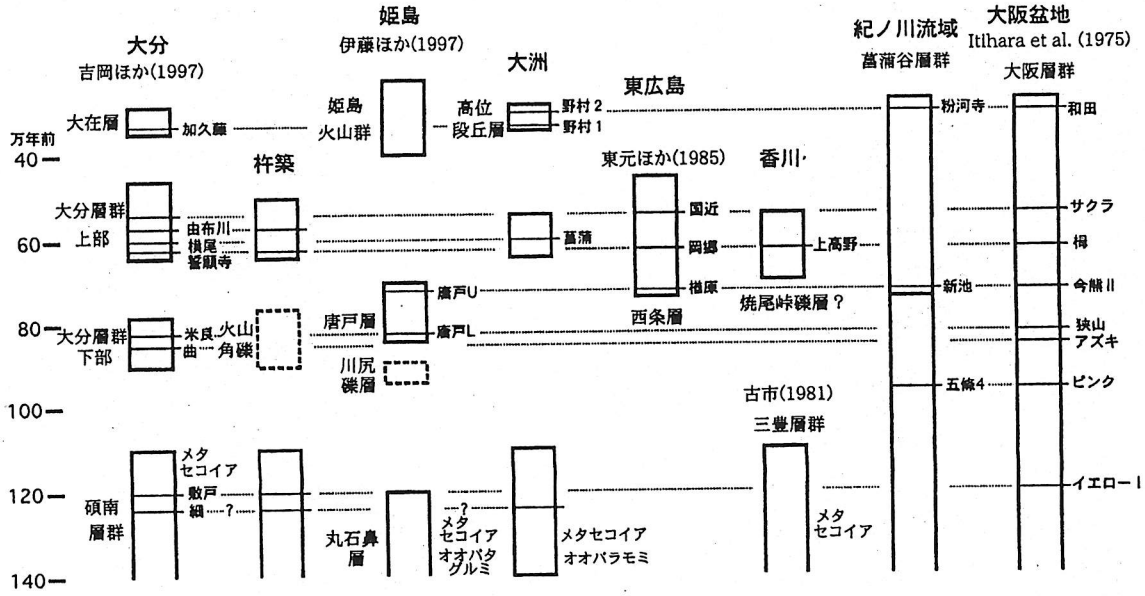
このように淡路島以西の瀬戸内海周辺地域には，前期更新世と中期更新世前半の地層が点在し，両者の間には時間間隙があると推定される．中期更新世前半の地層は，鹿児島の国分層群や宮崎の四家・野尻層にも対応するとみられる．これらの地層の多くには複数回の海進(温暖)期が含まれ，単一の海進あるいは海退に伴って形成された段丘堆積物とはメカニズムが異なると考えられる．一方，大阪盆地，琵琶湖西岸などに分布する大阪層群，古琵琶湖層群は前期更新世から中期更新世にかけて連続的に堆積をしている．紀ノ川流域では明瞭な不整合はないが，中期更新世のはじめ頃に堆積場が大きく下流側に移動している．

不整合が認められるのは西日本のテクトニクスの特徴かもしれない．地層の観察地点は現在隆起地域であるため，別府湾中央部など長期間にわたって沈降していると推定される地域でのデータが必要である．また数 10 万年オーダーでの海水準変動についても検討する必要がある．



←図 1
鮮新・更新統の分布

↓図 2
テフラの対比を中心とした地層の編年



O-30 長崎県西山水源池堆積物（その１）－原爆の「黒い雨」－

吉川周作（大阪市大）・山崎秀夫（近畿大）・長岡信治（長崎大）・三田村宗樹（大阪市大）・兵頭政幸（神戸大）・内山　高（山梨県）・内山美恵子（大阪市大）

Shusaku YOSHIKAWA, Hideo YAMAZAKI, Shinji NAGAOKA, Muneki MITAMURA, Masayuki HYODO, Takashi UCHIYAMA, Mieko UCHIYAMA: Nishiyama reservoir sediments(part 1)-'Black rain' from the Nagasaki atomic bomb

1945 年,広島・長崎に原子爆弾て半世紀以上が経過した．被爆直後に，自然科学・医学や人文・社会科学分野などの多くの調査・研究が実施され，原爆の被害とその影響について，膨大な結果が公表されている．しかし，被爆後，50 年以上が経過した現在，原爆の証拠は徐々に風化・消失し，研究の進展が困難な状況にある．本研究では，長崎原爆（プルトニウム原爆）の「黒い雨」を記録した証拠として水源池堆積物に注目した．西山水源池は爆心地から東へ約 3km にある．爆発当時，毎秒 3m の東ないし東北東の風が吹いていたと推定され，西山地区周辺では原爆投下後 20 分ほどしてから，放射性物質や灰・塵・微粒炭などをまじえた「黒い雨」が多量に降った（図１）．

1999 年 12 月，西山水源池で，長さ約 330cm の柱状試料を採取した．この試料を厚さ 3～2cm ごとに切断し，放射能測定などを行った．水源池周辺土壌についても測定を行った．採取試料は，乾燥，粉砕した後，10cm 厚の鉛で遮蔽した低エネルギー測定用 Ge 半導体検出器を用いるγ線スペクトロメトリーで放射性核種濃度を測定した．試料 20gr を 1.7×10^5 秒測定した場合の検出限界は ^{137}Cs で 0.6 Bq／kg，^{241}Am で 0.8 Bq／kg であった．

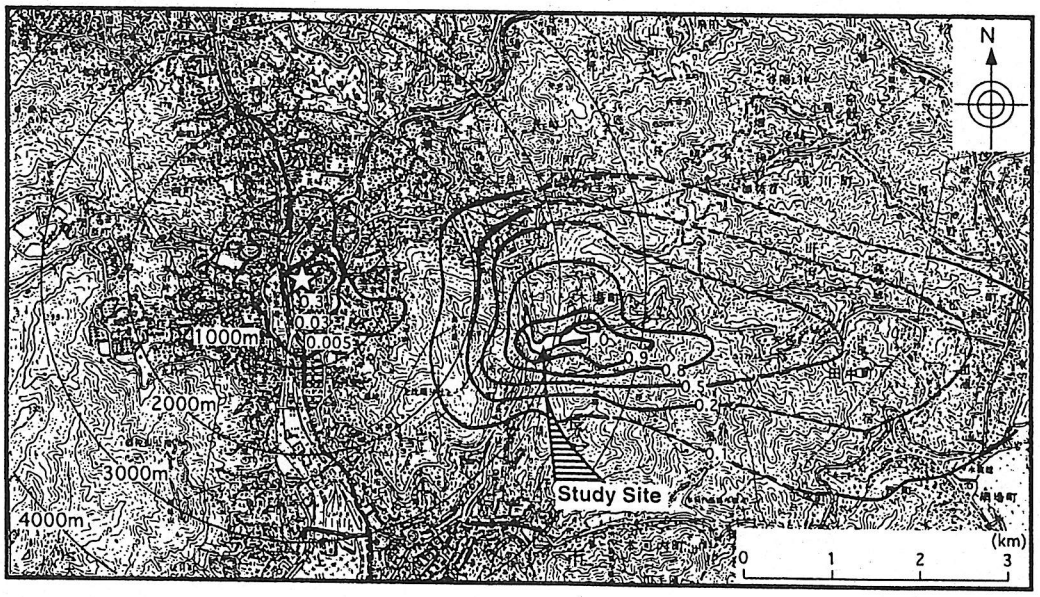


図 1

分析の結果，人工放射性核種である ^{137}Cs は．深度 289～305cm 間で 44Bq／kg 以上の高濃度，深度 298cm において 90Bq／kg のピークを示す．また，^{241}Am はほとんどの層準で検出限界以下であるが，^{137}Cs が高濃度を示す深度 292～300cm では，^{241}Am も検出される．^{137}Cs については，日本周辺の堆積物からはこのように高濃度で明瞭なピークを示す例は報告されていない．このことは，^{137}Cs を高濃度に含有し，^{241}Am も検出できる深度 289～305cm の層準は，原爆の「黒い雨」降下物であることを示す（図２）．さらに，この「黒い雨」降下物は，深度 293～295cm に表面反射率の高い大微粒炭の濃集層準があることからも支持される．大微粒炭は近接した地域の火災と密接に関連することが指摘されている．西山水源池を含む長崎市周辺では，被爆時以外では大規模な火災は知られていないことから，この層準が「黒い雨」降下物と判断できる．

今回，原爆の証拠である「黒い雨」が水源池堆積物中に記録されていることを明らかにした．長崎周辺には多くのダム・溜池があり，これらの堆積物について，同様の研究を進めることによって，原爆に伴う降下物の分布範囲や環境への影響範囲などの再検討が可能である．今後，ダムや溜池堆積物は，原爆の影響やその環境へのインパクトを研究するための貴重な研究対象になると考えられる．

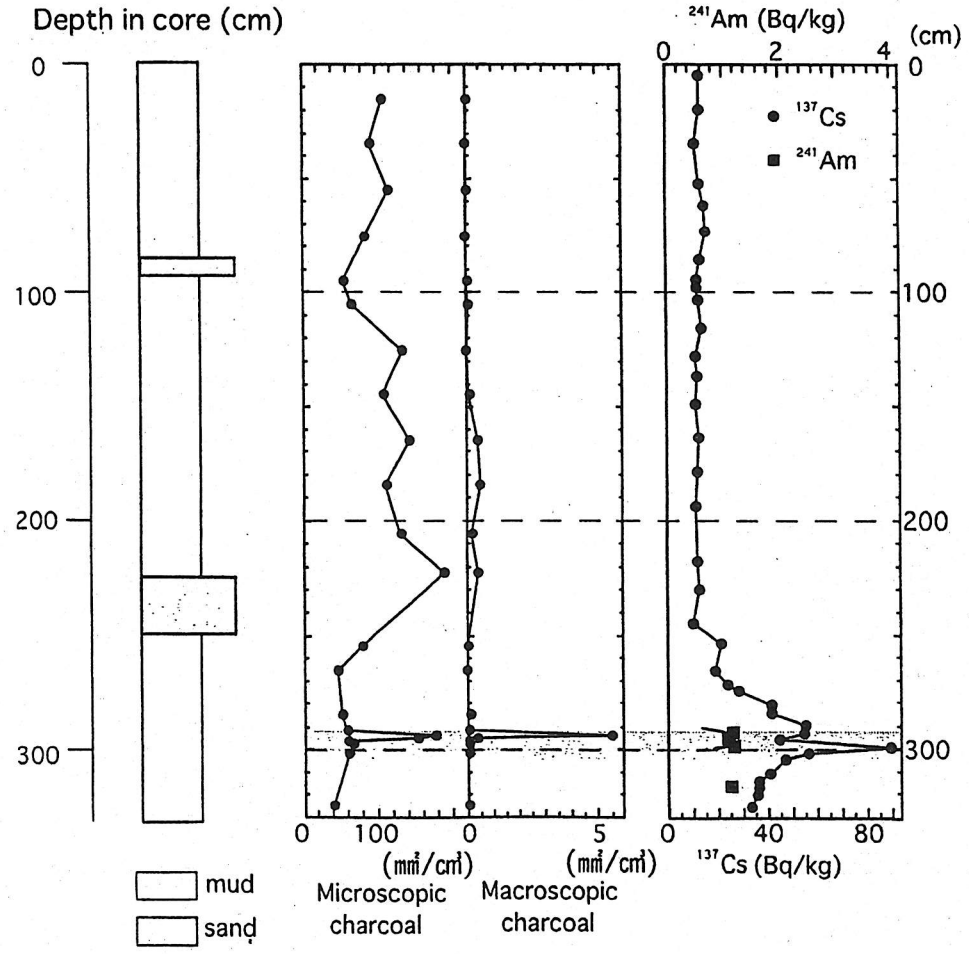


図２

O-31 長崎県西山水源地堆積物（その 2）－「微粒炭分析」－

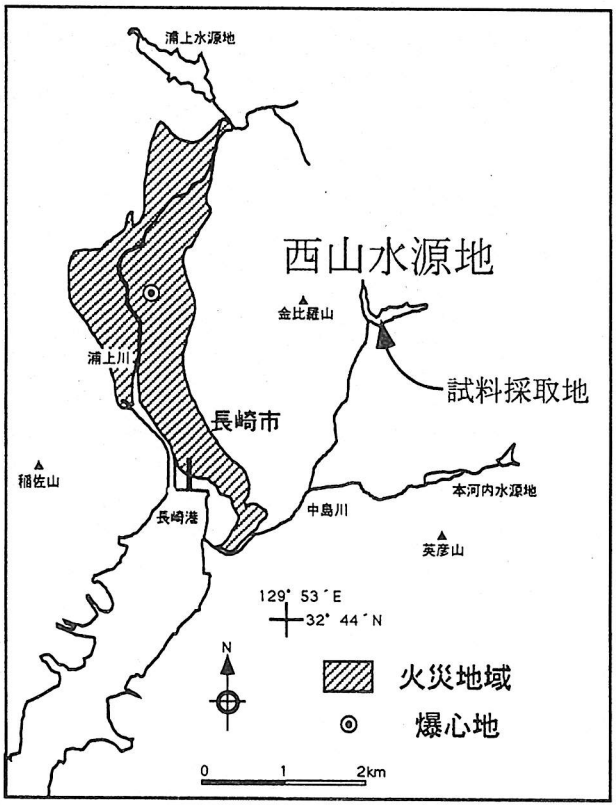
井上　淳（大阪市大）・吉川周作（大阪市大）・長岡信治（長崎大）
Jun INOUE, Shusaku YOSHIKAWA, Shinji NAGAOKA ; Nishiyama reservoir sediments (part2)–'Black rain' from the Nagasaki atomic bomb

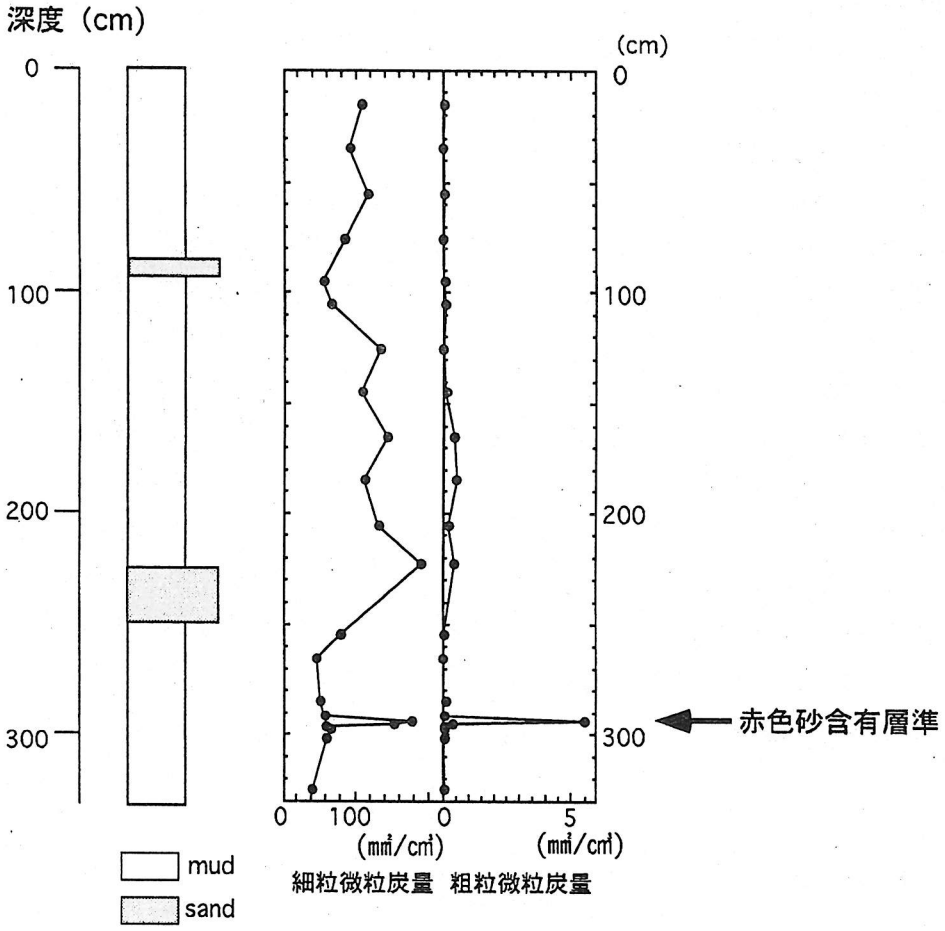
本研究を含む一連の研究の目的は，堆積物研究の視点から原爆の影響などを明らかにすることである．本研究では，長崎原爆爆心地から東へ約 3km に位置する西山水源地を研究対象とした．西山水源地を含む西山地区周辺では，原爆投下約 20 分後から，放射性物質や灰・塵・微粒炭などが混じった「黒い雨」が多量に降った事が知られている．1999 年 12 月，この西山水源地で長さ 330cm の柱状試料を採取し，放射能測定などの分析を行った．放射能測定の結果についてはすでに発表されており，ここでは微粒炭の分析結果と特定の層準に含まれる特徴的な赤色の粗粒砂について報告する．

分析方法は湿潤試料約 1cc を採取し，KOH 処理,物理的処理（0.25mm sieve），HF 処理，アセトリシス処理を行い，微粒炭を抽出し，プレパラートを作成した．そして，光学顕微鏡で検鏡を行い，湿潤試料 1cc 当たりの微粒炭含有量（面積量）を算出した．また，篩い上に残った比較的粗粒な微粒炭（> 0.25mm: macroscopic charcoal）についても実体顕微鏡を用いて試料 1cc 当たりの面積量を測定した．

分析の結果，粗粒な微粒炭，細粒な微粒炭ともに深度 294cm 前後で大きな値を示す．特に，粗粒な微粒炭はこの層準以外にはほとんど含まれていない．このような多量の粗粒な微粒炭は極めて近縁の大きな火災によるものか，もしくは微粒炭を非常に高い高度にまで舞上げるような大規模かつ高温度の火災によると考えられる．西山水源地を含む長崎市周辺では，原爆投下時以外に大きな火災は知られていないことから，これらの微粒炭が原爆投下に伴う燃焼によって生成されたと考えられる．また，粗粒な微粒炭を多量に含む深度 294cm では特徴的な赤色砂が多く含まれる．長岡（1997）によると，このような赤色砂は爆心地近縁の原爆堆積物にも含まれ，表土層などが高温酸化を受けたためだとされている．これらの粗粒な微粒炭や赤色砂を多く含む層準は，人工放射性核種 ^{137}Cs と ^{241}Am の高濃度層準とほぼ一致することから，原爆投下時の高温状態で生成された赤色砂や燃焼で生成された微粒炭が上空に巻き上げられ，^{137}Cs・^{241}Am などと共に西山地区周辺に降下したと考えられる．

本研究では，原爆投下に伴う生成物の降下層準を詳細に示すことができた．また，原爆投下という都市部での大規模かつ人工的な火災が堆積物中に記録されていることを明らかにした．


浦上水源地
西山水源地
金比羅山
試料採取地
浦上川
長崎市
稲佐山
長崎港
中島川
本河内水源地
英彦山
129° 53´E
32° 44´N
N
火災地域
爆心地
0
1
2km


深度（cm）
0
100
200
300
(cm)
0
100
200
300
赤色砂含有層準
0
100
(mm³/cm³)
0
5
(mm³/cm³)
細粒微粒炭量
粗粒微粒炭量
mud
sand

O-32　長崎県西山水源池堆積物（その３）―重金属元素―

稲野伸哉（大阪市大）・山崎秀夫（近畿大）
三田村宗樹（大阪市大）・吉川周作（大阪市大）
Shinya INANO, Hideo YAMAZAKI, Muneki MITAMURA, Shusaku YOSHIKAWA: Nishiyama reservoir sediments(part 3)- 'heavy metal elements' -

本研究では長崎県長崎市西山高部貯水池堆積物を高い時間分解能で化学分析し周辺地域の戦後から現在における，人為的重金属汚染の歴史の復元を行なった．

西山高部貯水池は長崎市中心部から北東へ約 3km の西山町にあり，山間部を流れる中島川を堰きとめて造られたダムである．貯水池の大きさは東西約 700m，南北約 500 m，標高は約 100m である．ダムは 1904 年(明治 37 年)に建設された．

長崎市は明治以降造船産業を中心に重工業が発展した都市である．1945 年 8 月 9 日に原爆が投下される．西山高部貯水池は爆心地から東へ約 3km に位置し，原爆を起源とする黒い雨が降った．戦後，造船産業はさらに発展し，人口が増加したため，市街地が拡大された．

1999 年 12 月，西山水源地で、長さ約 330cm の柱状試料を採取した．この試料を約 1.1cm 間隔で粒度分析を行った．さらに重金属(Pb, Zn, Cu, Hg)を含む 22 元素の濃度の分析を行った．蛍光 X 線分析は 3cm 間隔で 108 試料(A コア)に対して行なった．Hg 分析は 36 試料(A コア)に対して行なった．

粒度分析の結果、主にシルト～粘土で構成されていることがわかったが，深度 250～214cm, 95～84cm において，細粒砂～極細粒砂が認められた．化学分析の結果，Pb, Zn, Cu の濃度は深度 300cm 付近で最大値をとる．その後減少するが深度 150cm 付近から表層にかけて上昇する．Hg 濃度は深度 100cm 付近まで上昇するがそれ以浅では，濃度は減少する．

粒度分析の結果と長崎の水害の歴史から，深度 250～214cm の細粒砂～極細粒砂は 1953 年の豪雨，95～84cm の細粒砂～極細粒砂は 1982 年の長崎豪雨によるものと考えられる．化学分析の結果より Pb, Zn, Cu 濃度は 1945 年において最大をしめす（図 1）．これは原爆起源の“黒い雨”に起因すると考えられる．また，1970 年代後半から現在にかけて，Pb, Zn, Cu 濃度は再び増加傾向を示す．これは周辺地域の産業活動の活発化，自動車交通量の増加に関連すると考えられる．Hg 濃度は 1945 年では変化は認められなかったが，1950 年代前半から 1970 年後半にかけて上昇する．これは，周辺地域における Hg 系農薬の使用，産業活動の活発化に関連すると考えられる．

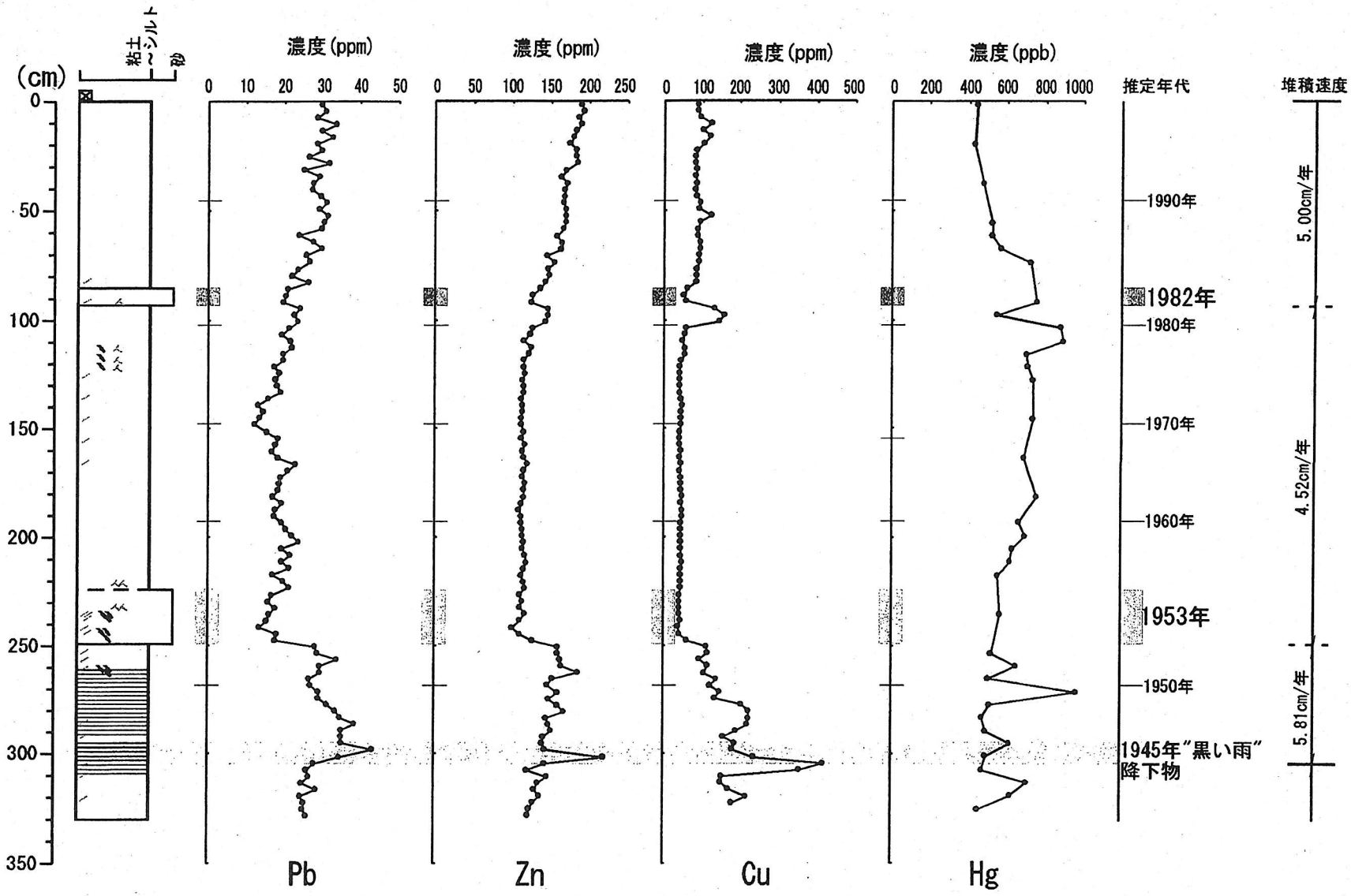

(cm)
粘土
シルト
砂
濃度(ppm)
濃度(ppm)
濃度(ppm)
濃度(ppb)
推定年代
堆積速度
1990年
1982年
1980年
1970年
1960年
1953年
1950年
1945年"黒い雨"降下物
5.00cm/年
4.52cm/年
5.81cm/年
Pb
Zn
Cu
Hg

図1

O-33 長崎県西山水源池堆積物(その 4)—珪藻分析—

中垣玲子(大阪市大)・加三千宣（大阪市大）
広瀬孝太郎（大阪市大）・吉川周作(大阪市大)
Reiko NAKAGAKI, Michinobu KUWAE, Kotaro HIROSE, Shusaku YOSHIKAWA: Nishiyama reservoir sediments(part4)-Diatom Analysis-

珪藻は、栄養塩濃度、水の流れ、PH などの環境によって、その群集組成や生産量が変化することはよく知られている。しかし、放射能が珪藻に与える影響については、あまり知られていない。本研究では、放射能が珪藻に与える影響について明らかにするため、長崎県の西山高部貯水池で採取されたボーリング試料の珪藻分析を行った。

調査地は、長崎市中心部から北東へ約 3km の西山町に位置する。採取したコア試料の長さは 330.0cm であり、採取地点の水深は約 12m であった。吉川ほか（2001）によると Cs の濃度鉛直変化より、1945 年の原爆投下起源である‘黒い雨’による放射性降下物質が負荷された堆積物の層準が明らかとなっている。これに従うと、Cs 濃度が急激に上昇をはじめる深度 304.5cm から Cs 濃度が急激に低下する深度 295.5cm までが‘黒い雨’の層準とされる。

図 1 には試料の柱状図と試料採取深度を示す。試料は、約 20cm 間隔おきに採取し、特に Cs 濃度のピークに相当する深度 299cm 付近と深度 85cm～93cm と 224cm～249cm の砂層は直下及び直上で採取した。その 15 試料についてはプレパラートを作成し検鏡を行った。さらに、深度 300.5cm～291cm の原爆層準付近において、時間的な珪藻の群集変化を詳細に調べるため、次のような処理を行った。セロハンテープを、コア試料の葉理に対して垂直方向に貼り、コア試料を一定の厚さでセロハンテープ上に剥ぎ取った。このセロハンテープをカバーガラスに貼り付け、さらにスライドガラスに装着し、プレパラートを作成した。結果を以下に示す。深度 248cm 以深では珪藻殻数は多く、保存の状態も良い。Fragilaria、Stephanodiscus、Cyclotella 属が優占する。深度 220cm～146cm においては珪藻殻が認められない。深度 112cm～93cm においては、珪藻殻数は大変少なく、保存の状態が悪い。深度 84cm より上部においては珪藻殻数が多く、保存の状態も良い。Aulacoseira、Cyclotella、Fragilaria 属が優占する。図 2 は 1945 年の堆積物であると考えられる層準を中心に、深度 300.5cm～291cm までの層準に関して、ボーリングコアの単位断面積あたりの珪藻殻数を示したものである。グラフから、およそ深度 300cm～293cm にかけて珪藻殻数が次第に減少し、深度 293cm～290cm にかけて珪藻殻が確認できなくなり、上部の深度 290.5cm から珪藻殻数が再び増加する傾向を読み取ることができる。また、深度約 295.2cm 付近には原爆による火災起源とされるいわゆる‘黒い雨’とともに堆積した微粒炭の濃集層が確認される。

本論では、微粒炭濃集層の深度約 295.2cm 付近を 1945 年の層準と考え議論する。

微粒炭濃集層の深度約 295.2cm 付近を境にその上部では、珪藻殻数が減少し、殻数が回復しないまま、深度 293cm～290.5cm までの珪藻殻が確認できない層準に連続する。この珪藻殻数

の減少の原因として、季節変化、放射性物質などによる影響が考えられる。

今後は、単位断面積あたりの珪藻殻数について、さらに長い年代幅でデータを検討し、珪藻殻数の減少の原因について考察する必要がある。また、種構成の変化についても、詳しいデータをもとに検討する予定である。

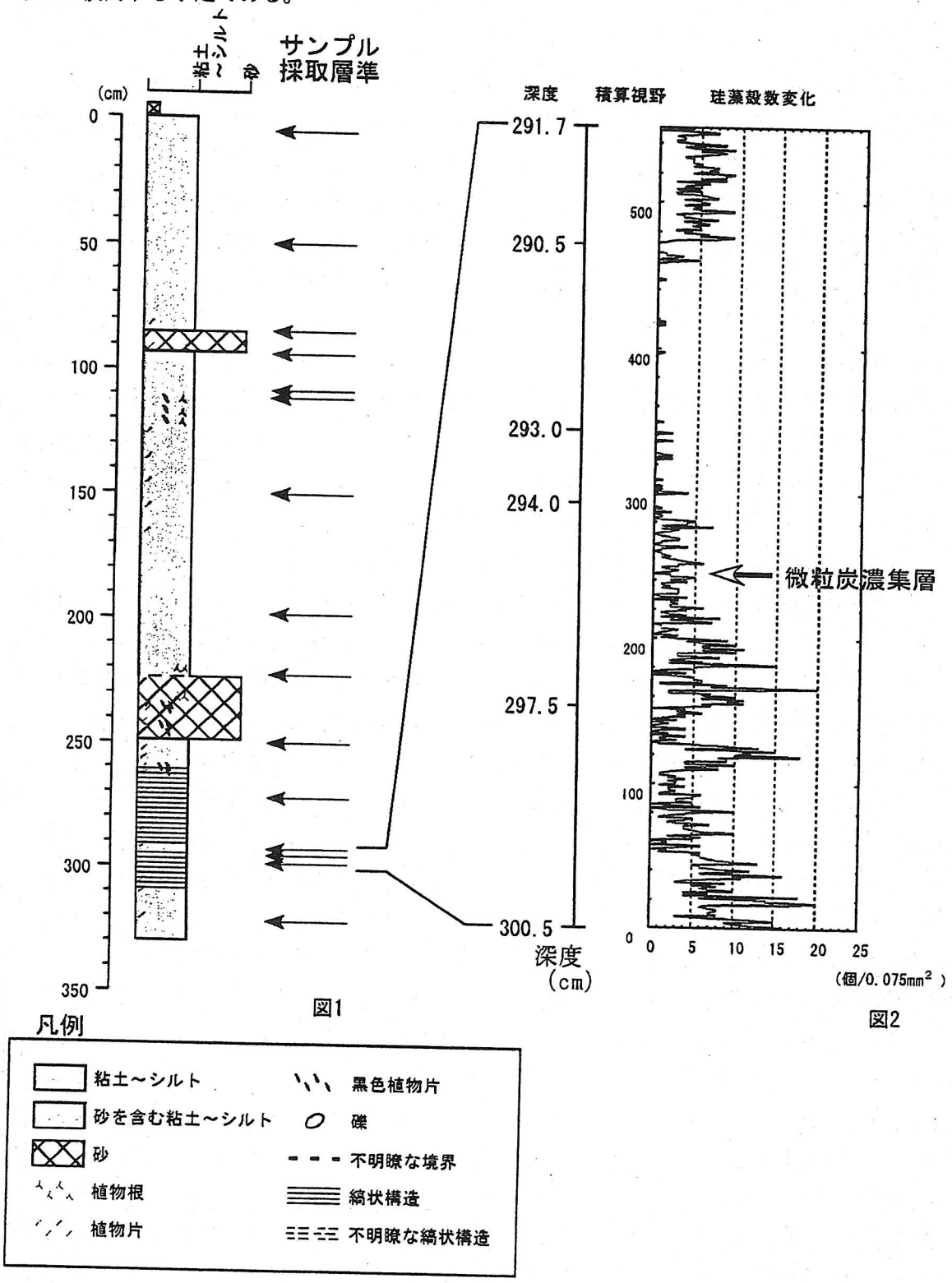


図1

図2

O-34　雲仙噴火に伴う降下火山灰の環境への影響

磯　望（西南大）・陶野郁雄（環境研）・黒田圭介（福教大・院）
Nozomi Iso, Ikuo Tohno and Keisuke Kuroda; Environmental Effects of air-fall ash caused by Unzen Eruption.

1）研究の目的

雲仙噴火は，1990年11月17日に開始し，1991年5月24日に最初の火砕流発生以降，大量の火山灰を島原半島東部にもたらしたが，1995年2月11日に記録された火砕流を最後に，顕著な活動を終息させた。噴火活動開始から10年を経た現在，噴火に伴う降下火山灰のもたらした様々な環境への影響を，災害記憶への影響と堆積層としての影響の両面から検討・報告し，火山噴火に伴う降灰の評価・観測の課題について検討したい。

2）雲仙噴火災害の記憶

雲仙噴火は，災害の記憶は一般にどのような内容を中心に記憶されていくであろうか。このことを検討する目的で，福岡市にある西南学院大学で共通科目の環境地理を受講している学生に，次の質問をし，その回答の中にどのような用語が書かれているか，その出現割合を検討した。質問文は，次の通り。「雲仙火山の噴火に伴って生じた災害について，どのような自然現象によってどのような被害がもたらされたかを中心に，あなたの知見を述べなさい。」質問は2000年11月25日に実施した。回答者の大部分は雲仙噴火開始当時に小学3～6年生であった。また，学生の出身地は福岡県内が中心で，九州一円の出身者も3割ほど含まれる。1クラス139名分を調べた段階では次のようになった。

災害を引き起こした自然現象として記述されていた用語の回答者総数の中での出現比率は次の通り。：火砕流（59.7%）・火山灰（56.8%）・土石流（50.4%）・溶岩または溶岩ドーム（19.4%）・火山ガス（10.8%）・熱風または突風（10.8%）・地震（5.0%）・火山泥流（4.3%）・ドーム崩落（4.3%）・崖崩れ（3.6%）。これらの結果雲仙噴火で災害をもたらした自然現象として，火砕流・火山灰・土石流の3つを過半数の学生が言及したことがわかる。

これらの自然現象に伴って生じた被害について，記述されていた被害内容の出現比率を検討した結果は次の通り。：建造物被害（63.3%）・人的被害（30.9%）・農作物被害（22.3%）・植生被害（12.2%）・火山灰の付着等による生活被害（10.8%）・土地や集落の埋没（10.1%）・火災（10.1%）・倒木（9.4%）・河川の土砂埋没と氾濫（8.6%）・住民避難（7.9%）・農地被害（6.5%）・交通の不通（6.5%）・橋梁流失（5.0%）・地震被害（3.5%）・心理的不安（2.9%）・地形形状の変化（2.9%）・観光客減少（2.2%）・動物被害（1.4%）。これらの結果雲仙噴火の被害として最も印象に残るものは建物被害であったことがわか

る。なお，人的被害については過少評価の傾向が見られ，死者数人程度ないしは死者無しとする記述も散見された。

雲仙噴火災害では，火砕流と土石流による，人的被害や建物被害が著しかったにもかかわらず，自然現象として火山灰に言及している学生が多かった点は，噴火災害の観測面での降灰観測の重要性を示唆している。

3）降灰被害と降灰分布の特徴

雲仙噴火活動中の降灰被害について，高橋和雄（1997)は 1993 年 10 月に実施したアンケート調査をもとに生活・健康・住宅・交通・農業・商業・水産業にわたる多面的なものであったことを指摘した。火山灰の被害は一過性で，回復可能にも見えるため，あまり重要視されない傾向にある。しかし，実際には噴火中の市民生活に大きな影響を残しており，市民生活への支障の発生と降灰量との対応関係を明らかにしておくことも，火山灰研究の応用的課題の一つとして重要である。

雲仙噴火に伴う降下火山灰は、主として火砕流に伴う噴煙として発生し、雲仙火山の東麓地域を中心に堆積し、降下火山灰層を形成した。火砕流に伴う火山灰の降灰量や火山灰層の層厚一面積曲線で示す分布特性は，大規模なプリニー式噴火に伴う降下テフラとは異なり，雲仙噴火では、降灰量の極大付近に近づくと、逆に単位面積当たりの降灰重量の増加傾向が小さくなることが認められた。これらの事実は，比較的低温の火砕流から大量の細粒物質が噴煙として拡散する形式の雲仙噴火の，降下火山灰分布の特徴を示すものと判断される。

4）火山灰層の経年的変化

雲仙噴火の降下火山灰層は、堆積後数年を経た現在でもなお層厚が変化したり、色調が変化しつつある。また，火山灰層厚が 1 cm 未満の地点では，土壌化作用のため肉眼では識別不能となっている。

火山灰層厚は，1995 年から 1996 年にかけての降灰終了直後は，層厚の大きい地点では層厚が縮小する圧密効果が認められた。この時期には実際に火山灰層の堆積密度も変化し，春から秋にかけて 0.55 から 1.1 程度まで増加した。1996 年から 1997 年にかけては，圧密効果は認められず，層厚数 cm 地点の火山灰層は，生物擾乱を受けて同一地点で層厚変化が認められる。同様の生物擾乱の傾向は 1997 年と 2000 年の間にも認められる。この期間は，生物擾乱の影響を受けて火山灰層部分の層厚が増加する傾向が認められた。なお，海抜高度の高い地点でも，冬季の表土の凍結融解に伴う火山灰層の擾乱傾向は認められなかった。一方，新しく堆積した火山灰層は，次第に灰色から褐色に変化する傾向にあり，土壌化が進行しつつあることを示している。

寛政噴火で形成された新焼溶岩分布域では 1999 年以降，樹林が急速に生長しつつあり，火山灰堆積が環境に与えた効果の一つと考えられる。

O-35 人吉盆地西部の扇状地とテフラとの関係

黒木貴一・髙本　隆（福岡教育大学）

Takahito KUROKI and Takashi TAKAMOTO: Relationship between alluvial fan sediments and tephras in the western part of the Hitoyoshi Basin

1．はじめに　人吉盆地は四万十帯北帯と南帯の境界に位置する断層角盆地とされ、その南縁には人吉盆地南縁断層(千田,2000)[1]がある。球磨川左岸では南東の山地の麓に傾斜 2～3 度の扇状地群が発達する。これらの扇状地は人吉盆地南縁断層による変位を受けており、扇状地面の形成時期や変位量を明らかにすることは、九州南部の応力場を理解する上で重要なものと考えられている(千田,2000)。その他、人吉盆地には火砕流台地や段丘が広く分布する(宮地,1978)[2]。町田(1996a,b)[3),4)]などには、人吉盆地の数多くの広域テフラ(A-Ito, Aso-4, Ata, Ata-Th, Aso-3, Kkt)が記載されている。本研究では、人吉盆地西部の扇状地と台地(段丘)の各地形面について、その地形的特徴や構成層とを対比させながら扇状地の地形形成過程を検討した。

2．地形面区分(図－1)　1/4 万米軍空中写真を判読して地形面区分を行った。台地(段丘)は高位からⅠ面、Ⅱ面、Ⅲ面に区分でき、氾濫原をⅣ面とした。扇状地は高位からA面、B面、C面、D面に区分できた。A面は扇頂部に、C面は扇端部に分布する。B面は扇状地で最も広い分布があり、そのB面を侵食するような形態でD面が発達する。C面はB面と遷緩線で接し、その傾斜は扇状地で最も緩くほぼ水平で、その標高は約 150m～155m である。今回は、Ⅰ面及びⅡ面の構成層とB面及びC面の構成層から検討した、扇状地B面及びC面の形成過程と時期について報告する。

3．テフラの調査結果(図－2、表－1)　Loc.1～Loc.8 の柱状図に示した②-2は、成層する灰白色の細粒ガラス質火山灰層(二次シラス)である。斑晶と主成分組成の特徴からも A-Ito の二次堆積物とみなせる。Loc.3、7、8 ではその下位に一次シラス(②-1)もみられる。Loc.2S の③は、平行層理の見られる灰黒色の軽石質火山灰層である。一方、Loc.3、5、6 の③は、黄褐色の発泡の良い軽石質火山灰層である。宮地(1978)の層相に関する記述や、斑晶に角閃石が多い点と主成分組成の特徴から、③はともに Aso-4 と考えられる。その他、Loc.2S では Ata、Loc.3 では Ata-Th と思われるテフラを確認した。

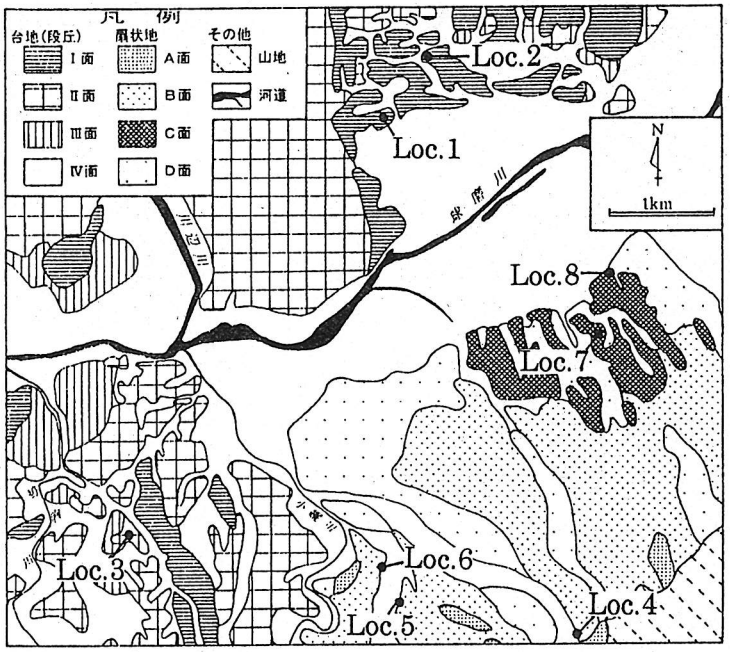
4．扇状地の構成層と地形形成環境の検討

1) B面　Loc.4 では、礫層の上位のローム及び埋没土壌を二次シラスが薄く覆う。Loc.5 では、最上部の礫層の上位は二次シラスと表土である。Loc.6 では、礫層が二次シラスを薄く覆い、その礫層の上位はローム～表土である。したがって、A-Ito 堆積直前には、B面の形成はほぼ終了していたとみなせる。Loc.5 と Loc.6 では、Aso-4 と二次シラス間よりもはるかに厚い礫層が Aso-4 の下位にある。また Loc.4 の礫層の上位はローム及び古土壌である。したがって、B面を構成する礫層の主な供給時期は最終間氷期頃にあり、約 7～9 万年前の Aso-4 堆積時は、B面ではテフラが侵食されにくい比較的安定した環境となっていたものと思われる。その後、最終氷期に礫層は少し堆積したが、約 2.2～

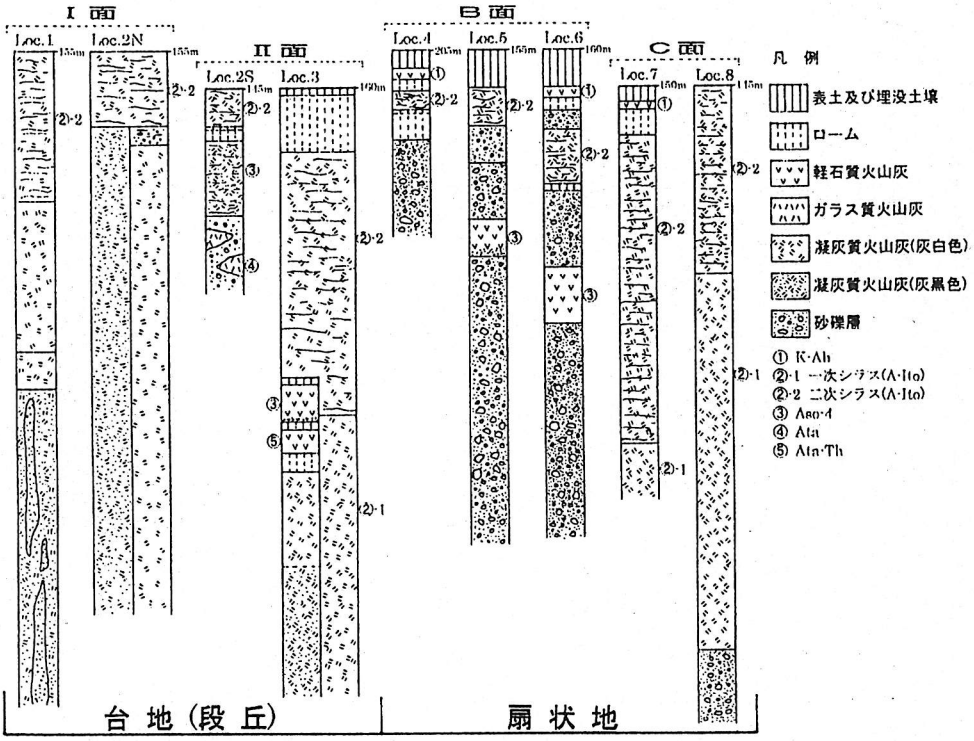
2.5万年前にB面は段丘化したものと思われる。

2) C面　Loc.8では礫層を覆う厚い一次シラスと二次シラスが観察できる。C面とB面の傾斜や分布関係から、この礫層はB面構成層とみなせる。したがって、扇状地を覆ったA-Itoは扇頂部と扇央部からは大半が排出され、盆地底及び扇端部に厚く堆積し標高約150m～155mのC面を形成したものと思われる。台地I面及びII面の標高域はそれぞれ150m～155m域を含み、また表層部がともに二次シラスであるため、現段階ではC面がいずれの地形面と対比できるかの判断が難しい。

3) 今後の課題　扇状地及び台地の地形面対比を進め、人吉盆地形成における扇状地発達の意味を検討したい。



図－1　地形面区分



図－2　各地点の柱状図

参考文献

1) 千田　昇(2000)：人吉盆地南縁の活断層．活断層研究，19，87-90.

2)宮地六美(1978)：熊本県人吉盆地の火砕流堆積物．九大教養地研報，20，9-17.

3)町田　洋(1996a)：人吉盆地における阿蘇・阿多などの火砕流堆積物．第四紀露頭集-日本のテフラ，p55，日本第四紀学会．

4)町田　洋(1996b)：人吉盆地における加久藤テフラ．第四紀露頭集-日本のテフラ，p73，日本第四紀学会．

表－1　火山灰の分析結果

火山灰	露頭位置	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total	斑晶
A-Ito	Loc.2②-2	77.84	0.14	12.41	1.10	0.16	0.20	1.11	3.64	3.40	100.00	opx, cpx
A-Ito	Loc.3②-1	77.88	0.14	12.60	1.10	0.06	0.17	1.07	3.65	3.32	99.99	opx, cpx
A-Ito	Loc.7②-1	77.75	0.14	12.42	1.25	0.06	0.19	1.10	3.69	3.39	99.99	opx, cpx
Aso-4	Loc.2③	71.20	0.40	15.41	1.70	0.11	0.56	1.37	5.12	4.12	99.99	opx, ho, cpx
Aso-4	Loc.5③	70.21	0.43	16.05	1.46	0.14	0.61	0.97	5.36	4.78	100.01	opx, ho, cpx
Aso-4	Loc.3③	71.46	0.49	15.67	1.78	0.12	0.55	1.53	4.09	4.30	99.99	opx, ho, cpx
Ata	Loc.2④	76.19	0.48	13.07	1.98	0.12	0.54	1.53	3.26	2.82	99.99	opx, cpx, ho
Ata-Th	Loc.3⑤	77.35	0.16	12.63	1.15	0.05	0.14	1.13	3.94	3.45	100.00	opx, ho ; qt
不明	Loc.3灰白	72.80	0.48	15.48	2.09	0.15	0.68	1.68	3.86	2.79	100.01	opx, cpx
不明	Loc.3灰黒	75.48	0.42	13.03	1.90	0.13	0.59	1.66	4.02	2.77	100.00	opx, cpx

*火山灰ガラスの主成分組成分析には、福岡教育大学環境教育講座 上野研究室のWDS(波長分散型スペクトロメーター)(JEOL 50A)を使用した。

O-36 縄文時代前期曽畑式土器にみる九州～南西諸島の人間活動ー胎土分析から

矢作健二・橋本真紀夫（パリノ・サーヴェイ株式会社）
小田静夫（東京都教育庁）・江坂輝彌（慶応大学名誉教授）
前迫亮一（鹿児島県立埋蔵文化財センター）
Kenji YAHAGI, Makio HASHIMOTO, Shizuo ODA, Teruya ESAKA, Ryoichi MAESAKO ; The activity of people in Kyushu～Southwest Islands area assumed by the ceramic peterological analysis of Early Jomon Sobata type pottery.

はじめに

縄文時代前期の曽畑式土器は、九州西北部から南部の地域にかけて広範かつ多量に出土する。最近では奄美諸島や沖縄本島でも出土例が報告されており、該期の九州から南西諸島におよぶ地域の文化の動態を考える上で注目されている。本報告では、曽畑式土器の標識遺跡となった熊本県曽畑貝塚出土の曽畑式土器および鹿児島県内と沖縄本島の遺跡より出土した同型式の土器について、その材質（胎土）の比較を行う。これにより、胎土の背後にある製作事情を推定し、さらに当時の人々の動きについて考察する。

1．試料

試料は発掘調査において曽畑式とされた土器片計29点である。試料の出土した遺跡の位置および遺跡名を図1に示し、内訳を図2に併記する。

2．分析方法

曽畑貝塚および鹿児島県内各遺跡の試料については薄片作製観察と重鉱物分析（細砂径の重鉱物粒のみを抽出する）を用い、沖縄県の遺跡出土試料については薄片作製観察のみを行った。薄片作製観察も重鉱物分析もともに胎土と地質との関連性を考えやすいことが元素分析にはない利点である。

3．結果

九州の曽畑式土器では滑石を多量に含む胎土と滑石を全く含まない胎土とに大きく分類され、沖縄の曽畑式土器では有孔虫殻や貝殻片およびサンゴ片などの石灰質の砕屑物を含む胎土とそれらを含まない胎土とが認められた。これらの特徴に重鉱物組成やその他の岩石片の産状などを組み合わせると表1に掲げるような分類をすることができる。結果として曽畑貝塚では4種類、干迫遺跡では6種類、伊礼原B遺跡では4種類、渡具知東原遺跡では3種類の胎土が識別されたが、遺跡間で共通する胎土は認められなかった（図2）。なお、滑石を多量に含む胎土においても、曽畑貝塚の試料と干迫遺跡の試料とでは、他の鉱物片や岩石片の産状が明瞭に異なり、製作地が共通するとは考えられない。

4．考察

今回の結果からは、土器そのものが広範に移動した痕跡は捉えられない。しかし、一箇所から多種の胎土が検出されたことは、複数の製作地から土器が集まっていることも示唆している。今後、九州および南西諸島各地における曽畑式の胎土を追跡することができれば、当時の動態をより明瞭に知ることができると考えられる。

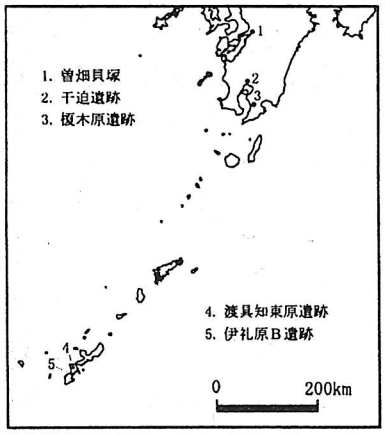


図1　遺跡の位置

表1　曽畑式土器の胎土の分類基準

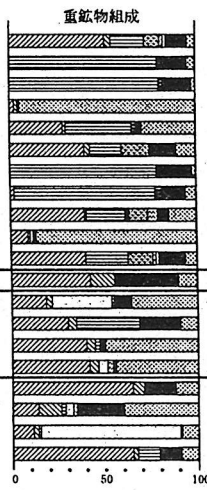
大分類	中分類	小分類	Ta	主要重鉱物 Opx	Ho	Am	Bt	Opq	副次的重鉱物 Opx	Cpx	Ho	G	Opq	主要岩石片 Md	Ls	An	Gr	Vg	石灰質片 F	Shl
So	a	1		●							●	●					●			
		2		●						●			●			●		●		
		3		●							●		●					●		
	b			●	●					●			●	●						
	c				●								●			●				
	d（砂少量）																			
	e													●		●	●			
	f						●										●			
St	a		●																	
	b	1	●	●	●															
		2	●	●		●				●			●							
		3	●	●						●	●									
	c		●					●	●	●							●			
Sc	a	1													●				●	
		2												●		●			●	
	b	1												●						●
		2																		●

Ta:滑石　Opx:斜方輝石　Ho：角閃石　Am：角閃石族　Bt:黒雲母　Opq:不透明鉱物　Cpx:単斜輝石　G:ザクロ石
Md:泥岩、チャートなど堆積岩類　Ls:砂質石灰岩　An:安山岩、デイサイトなど火山岩類　Gr:花崗岩、閃緑岩など酸性深成岩類　Vg:火山ガラスおよび軽石　F:有孔虫、サンゴ片など　Shl:貝殻

So:曽畑式(Sobata) の胎土でｔもｃも含まない(o)という意
St:曽畑式の胎土で滑石(talc)を含むという意
Sc:曽畑式の胎土で石灰(calcite)質のものを含むという意

遺跡名	試料番号	砂粒 全体量	淘汰度	最大径	砂粒の種類構成 鉱物片 石英	カリ長石	斜長石	斜方輝石	単斜輝石	角閃石	角閃石族	黒雲母	ザクロ石	滑石	不透明鉱物	岩石片 チャート	砂岩	泥岩	砂質石灰岩	安山岩・デイサイト	花崗岩・閃緑岩	軽石	火山ガラス	結晶片岩	石灰質破片 有孔虫	貝殻	サンゴ片など	石灰藻片	胎土
曽畑貝塚	1	○	○	0.7	○	△	△	+		+			+					+			△		+						So-a-1
	2	◎	△	1.8	○		○			○					△			+		△									So-c
	3	◎	△	1.8	○		○			○					△			+		△									So-c
	4	◎	△	1.7	+			+						◎															St-a
	5	◎	△	1.0	△		△	+		△				◎		+													St-b-1
	6	○	△	1.3	○	△	○	+		+		+	+			+					△								So-a-1
	7	◎	△	1.8	○		○			○					△			○		○									So-c
	8	◎	○	0.6	○		○	+		○					△			+		+			△						So-c
	9	◎	×	1.7	◎	+	○	+		△		+	+							+	○								So-a-1
	10	◎	○	0.9	+							+		◎															St-a
	11	○	△	1.3	○	+	△	+		+		+	+		+						△		+						So-a-1
榎木原遺跡	12	○	△	0.7	○		○	△	+											△		○	△						So-a-2
干迫遺跡 A-2	13	◎	×	2.2	△		+	+			+			◎										+					St-b-2
	14	○	○	0.9	○	+	○	△		△					△	+		△											So-b
	15	◎	×	2.0	△		+	+						◎															St-b-3
	16	◎	×	1.7	△		+	+			+			◎															St-b-2
干迫遺跡 A-3	17	△	○	0.5	△		△	+							+					+			+						So-a-2
	18	◎	×	2.2	△		+							◎							+								St-c
	19	◎	△	2.0	△	+	+				△			◎										+					St-b-2
	20	△	○	0.9	△	+	△	+		+						+				+	+	+	△						So-a-3
北谷町 伊礼原B	1	◎	△	1.5	△		+									+			○						◎		△		Sc-a-1
	2	○	○	1.5	○		○	△										△		△			+		△		○		Sc-a-2
	3	○	△	1.7	○		○	△		+									○	+					○		△		Sc-a-1
	4	◎	△	3.3	◎	+										◎		△								○			Sc-b-1
	5	○	△	2.5	○																					○			Sc-b-2
	6	◎	△	1.5	○														○						◎			◎	Sc-a-1
読谷村 渡具知東原	7	△	◎	0.3	△																								So-d
	8	○	△	2.5	○											△				○	△								So-e
	9	◎	○	2.0	◎	+	△						△				+				○								So-f

重鉱物組成



重鉱物凡例
斜方輝石　酸化角閃石　ザクロ石　不透明鉱物
単斜輝石　角閃石族　緑レン石　その他
角閃石　黒雲母　電気石

量比 …… ◎：多量．○：中量．　△：少量．＋：微量．
淘汰度 …… ○：良好．△：中程度．×：不良．
砂粒の最大径の単位は mm．

図2　胎土の重鉱物組成および胎土薄片観察結果

O-37 南九州テフラにおける腐植酸 Pg 吸収強度と培養法による菌体数との対応

青木一恵（東工大）・渡邊眞紀子（東工大）・太田寛行（茨城大学）・青木久美子（東工大）

Kazue AOKI, Makiko WATANABE, Hiroyuki OTA, Kumiko AOKI: Correspondence between Pg absorption strength of humic acid and microbial counts by cultivation method in tephra layers of southern Kyushu.

1. はじめに

腐植酸緑色画分 Pg の起原は植物を寄主とするミコリザ菌（菌根菌）の代謝産物と考えられており（Kumada and Hurst,1967;熊田,1977）、森林土壌に卓越的に存在している（Orlov,1968）。一方で、南九州テフラにも特徴的な Pg 吸収を示す層が認められており（大塚,1974;渡邊・小林,2001）、こうしたテフラ中に存在する Pgの 成因を解明していく必要がある。そこで本研究では、Pg 吸収強度と現生の微生物との関係を考察した。

2. サンプリングおよび分析

宮崎県宮崎市宮崎大学の構内で、鬼界アカホヤ（K-Ah:6.3ka）、姶良 Tn（AT:ca.25ka）、姶良岩戸（A-Iw:60ka）の各テフラを含む 3 断面（図 1.断面 1;2,3 参照）、また宮崎県国富町亀の甲で、姶良岩戸（A-Iw:60ka）を含む 1 断面（図 1.断面 4 参照）、計 4 断面で、テフラに加えてその上位層と下位層もサンプリングを行い、計 25 試料を得た。各試料から 0.1N-NaOH と 0.1M-$Na_4P_2O_7 \cdot H_2O$ の混液（液比はそれぞれ 4:1）を用いて抽出した腐植酸の紫外可視吸光スペクトル(220～700nm)を測定し、以下の式に従い、Pg 吸収強度（Watanabe,1992）を算出した。

$$\text{Pg abs}=(K_{615}-K_{700})/(K_{600}-K_{700}) \qquad K_{\lambda}：波長\lambda nmにおける吸光度$$

また希釈平板法により、各試料の糸状菌および細菌を培養した。糸状菌には pH6.8 に調整したローズベンガル培地を、細菌には 100 倍希釈肉エキス培地を用い、それぞれ 27℃で 10 日間、 27℃で 3 週間の条件で培養し、コロニー数を計測した。Pg 吸収の特徴が顕著に見られた宮大 A-Iw の下層の試料から直接、抽出した細菌キノンを HPLC で分析し（キノンプロファイル）、細菌フロラの解析を行った。

3. 結果と考察

図 2 にいくつかの吸光スペクトル曲線を示した。宮大 A-Iw や亀の甲 A-Iw の吸光スペクトル曲線は 615,570,450nm 付近に Pg による特徴的な吸収を持ち、吸収の強度を評価した Pg abs を比べると宮大 K-Ah3、宮大 A-Iw2~7、亀の甲 A-Iw4,5 で、1 を超える大きな値となった。概して各テフラの下部で Pg abs が大きい傾向が認められ、断面 3 では、上位層を除くすべての層で強い Pg 吸収の特徴がみられた。糸状菌のコロニー数は、断面 1 と断面 4 で 10^3/g(乾土)程度を示したが、一般的な土壌（例えば、草地で 10^5~10^6/g(乾土)）に比べると 2～3 桁少なく、断面 2,3 では有効な計測数は得られなかった。宮大 K-Ah3 や亀の甲 A-Iw4,5 にみられる Pg 吸収の特徴は、Pg 吸収を持つ層、またはその上層に認められた糸状菌由来の可能性があるが、断面 3 では上位層にも糸状菌が見られなかったために、宮大 A-Iw の Pg は現環境下で生成されたものでなく、過去に生成されたものが残存していると考えられる。

細菌のコロニー数は、全層において 10^3～10^6/g(乾土)程度認められた。宮大 A-Iw5,6 について、キノンプロファイルを分析したところ、イソプレンユニット数 7 のメナキノン(MK-7)を持つ細菌（代表的な菌種は *Bacillus* 属）が大部分を占めるという結果が得られた。細菌のコロニー数も一般的な土壌（10^7~10^8/g(乾土)）に比べれば少ないが、どの層にもある程度認められたことから、微生物活動を由来とする Pg と現環境下での細菌活性との関連については、今後取り組む課題の一つである。

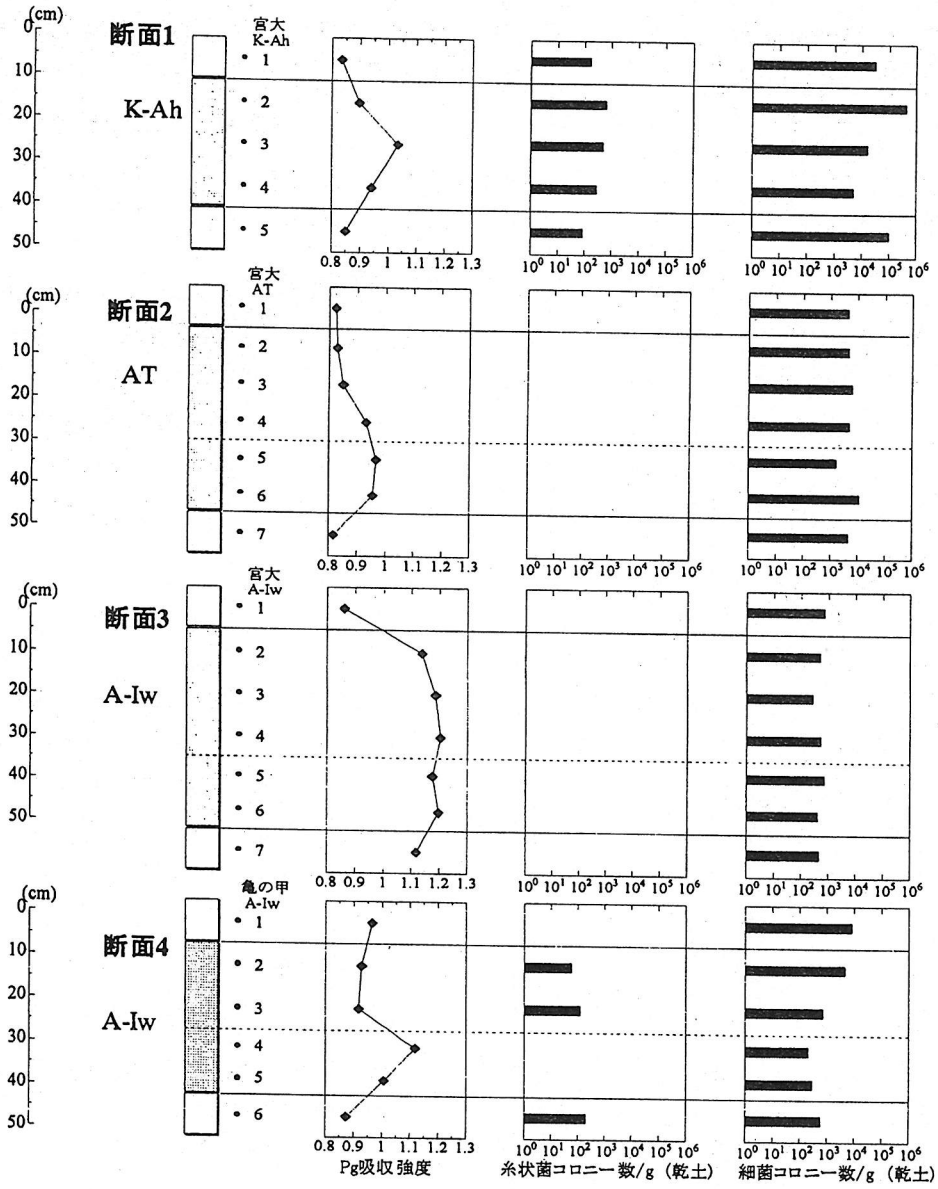


図1. Pg吸収強度と培養法による菌体数との関係

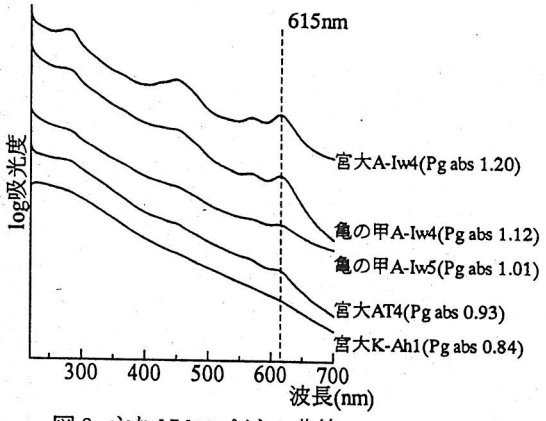


図 2. 主な UV スペクトル曲線

《引用文献》

Kumada, K. and Hurst, M.H. (1967): Green humic acid and its possible origin as a fungal metabolite. *Nature*, 214, 631-633.

熊田恭一(1977): 土壌有機物の化学(第２版),学会出版センター

Olrov, D.S. (1968): Absorption spectra and distribution of P type humic acids in USSR soils. *Soviet Soil Sci.*, 10, 1384-1393.

大塚紘雄(1974): 鹿児島県垂水市大野原の火山性土壌に関する研究（第１報） 断面形態と表土および腐植質埋没土層の腐植の研究. 土肥誌, 45, 197-203.

渡邊眞紀子・小林孝行(2001): 南九州テフラ-土壌累積断面における腐植酸Pgの存在形態と生成環境. 第四紀研究,40, 19-28.

Watanabe, M. (1992): Environmental changes clarified by humus properties of volcanic ash soils and their shift of zonal distribution. *The Science of the Total Environment*, 117/118, 293-304.

O-38 中部琉球喜界島に分布する最も新しい更新世礁成サンゴ石灰岩のウラン系列年代とそれが意味するもの

大村明雄・八木洋江（金沢大学）

Akio OMURA and Hiroe YAGI：U-series Age of the Newest Pleistocene Reef Limestone at the Kikai Island, Central Ryukyus, and Its Implications.

Hanzawa（1935）と中川（1969）によって，それぞれ琉球石灰岩および琉球層群と命名された喜界島の更新統は，現在のところ6層以上の年代層序単位に細分されている（大村ほか，2000）．しかし，筆者らは Konishi *et al.*，（1970，1974），Omura *et al.*，（1985）および大村（1988）等が報告した年代値が，最近の海面変化や地殻変動に関する議論の緻密さに対応できる精度に達していなかったと判断し，とくに喜界島の更新統で最も新しいと考えられる礁成サンゴ石灰岩の発見を機に，その $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定を行うとともに，現在まで保管してきた小西（1967）の荒木石灰岩産試料の再測定を試みた．

本研究で年代測定に用いた試料数は 17，その内再測定したのは荒木石灰岩の模式地とされていた荒木北方地区および手久津久と志戸桶で採集された 6 試料（表 1）で，他の 11 個（表 2）は，すべて荒木北方地区産試料である．その内の 7 試料（表 2 中の❶および❸）を礁成サンゴ石灰岩から，残り 4 試料（❷と❹）は含サンゴ砕屑性石灰岩から採取した．なお，再測定した 6 試料からは，これまで 38±2ky～55±2ky の年代値が得られていたが，それらの値は，大村ほか（1995）の 5 段階検証法に従えば信頼性が低いと判定せざるを得なかった．そこで，徹底した異質物の除去，実体顕微鏡下における組織変化が全く認められない骨格片のみのピッキングおよび XRD 法による鉱物組成分析を繰り返すなど，ウランおよびトリウム同位体分析のための試料準備に細心の注意を払った．その結果は，表 1 に示す通りである．一方，荒木北方地区で初めて存在が確認された礁成サンゴ石灰岩（採集地点高度 25m）から，大型（直径 75～160cm 以上）の現地性造礁サンゴ（*Acropora palifera*）5 試料（❶）を選び測定したところ，1.122±0.008 の初生 $^{234}U/^{238}U$ 比［表 2 中の $(^{234}U/^{238}U)_0$］］を示した 1 試料を除き，他の 4 試料から計数誤差（1σ）の範囲内で一致する信頼できる $^{230}Th/^{234}U$ 年代値（加重平均，41.3±0.4ky）を得た．また，同地区内高度 28m の地点で造成工事中一時的に出現した同一岩相の造礁サンゴ石灰岩から採取した *A. palifera* 2 試料（❸）については，それぞれ 49.6±0.6ky および 49.8±0.7ky と測定された．

小西（1967）によって中川（1969）の湾層を不整合に覆う一つの独立した岩相層序単位として定義された荒木石灰岩は，その主部が含サンゴ粗粒砕屑性石灰岩で構成されており，その他に Rodolith 石灰岩や海浜堆積物も狭在するような岩相上の特徴や軟体動物化石の酸素同位体比と含有されるサンゴ化石の成長速度の測定結果に基づき，礁本体構成相を含まないとする見解もあった（辻，1979MS）．しかし，上記の結果から，荒木北方地区には 40～41ka 当時小規模なサンゴ礁が形成されていたことは疑う余地がなく，このサンゴ礁はヒュオン半島のサンゴ礁 $\mathrm{III}c_{lower}$ と同時期に形成されていたと結論できる．但し，本研究で確認された更新統で最も新しい礁成サンゴ石灰岩は喜界島の他地域では認められない．それは，本島主部と断層で境される荒木北方地区が過去 5 万年の間，相対的に 7～12m 多く隆起したことによるものであろう．

表１　荒木石灰岩中の造礁サンゴ化石に関する既報のウランおよびトリウム同位体組成と $^{230}Th/^{234}U$ 年代の再測定結果

Locality Sample No.	Species	^{238}U (ppm)	$^{234}U/^{238}U$ (A.R.)***	$^{230}Th/^{234}U$ (A.R.)***	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (A.R.)***	Date (ky)
N. Araki						
OA037*	*Favites* sp.	3.54±0.14	1.07±0.06	0.320±0.014	1.08±0.07	~~42±3~~
AO489		2.910±0.018	1.122±0.007	0.3764±0.0036	1.141±0.008	50.7±0.6
OA038*	*A. palifera***	3.78±0.09	1.14±0.01	0.399±0.010	1.16±0.01	~~55±2~~
AO490		4.501±0.027	1.116±0.006	0.4386±0.0039	1.138±0.007	61.9±0.7
OA051*	*Favites* sp.	3.06±0.08	1.09±0.04	0.301±0.011	1.10±0.04	~~39±2~~
HY-03		2.832±0.017	1.128±0.007	0.4543±0.0040	1.153±0.008	64.8±0.8
OA055*	*Favites* sp.	3.04±0.11	1.05±0.05	0.331±0.014	1.06±0.06	~~43±3~~
AO491		2.673±0.016	1.114±0.007	0.4679±0.0044	1.138±0.008	67.6±0.9
Tekutsuku						
AO092*	*Galaxea* sp.	3.26±0.04	1.12±0.01	0.317±0.022	1.13±0.01	~~41±4~~
AO488		3.297±0.020	1.126±0.007	0.3426±0.0033	1.143±0.008	45.1±0.5
Sitooke						
OA045*	*Favia* sp.	2.60±0.08	1.08±0.04	0.296±0.009	1.09±0.04	~~38±2~~
HY-09		2.652±0.016	1.118±0.007	0.3905±0.0037	1.137±0.008	53.2±0.7

*, 既報の荒木石灰岩産造礁サンゴ試料；それらのウランおよびトリウム同位体分析結果と $^{230}Th/^{234}U$ 年代は，大村ほか（2000）より引用；各試料の下行に示したデータが再測定結果.

, *A.*, *Acropora* ; *(A.R.), activity ratio（放射能比）

［注］表１と２中の取り消し線を付した年代値は，大村ほか（1995）の５段階検証法により信頼性が低いと判断された.

表２　喜界島荒木北方に分布する更新世サンゴ石灰岩から新たに採集した造礁サンゴのウランおよびトリウム同位体組成と $^{230}Th/^{234}U$ 年代

Sample No.	Species	^{238}U (ppm)	$^{234}U/^{238}U$ (A.R.)***	$^{230}Th/^{234}U$ (A.R.)***	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (A.R.)***	Date (ky)
HY-07❶	*A. palifera***	4.059±0.044	1.135±0.011	0.3149±0.0040	1.135±0.012	40.7±0.6
HY-10❶	*A. palifera***	3.420±0.024	1.108±0.007	0.3157±0.0031	1.122±0.008	~~40.9±0.5~~
AO485❶	*A. palifera***	3.904±0.026	1.133±0.007	0.3162±0.0033	1.150±0.008	40.9±0.5
AO460❶	*A. palifera***	3.982±0.027	1.126±0.007	0.3165±0.0033	1.142±0.008	41.0±0.5
HY-01❶	*A. palifera***	3.918±0.026	1.129±0.007	0.3205±0.0034	1.145±0.008	41.6±0.5
HY-06❷	*Goniopora* sp.	3.478±0.022	1.131±0.007	0.3204±0.0032	1.147±0.007	41.6±0.5
HY-08❸	*A. palifera***	4.149±0.029	1.129±0.007	0.3700±0.0035	1.148±0.008	49.6±0.6
AO486❸	*A. palifera***	4.245±0.029	1.124±0.007	0.3706±0.0039	1.142±0.008	49.8±0.7
HY-02❹	*Cyphastrea* sp.	2.714±0.007	1.122±0.007	0.3490±0.0034	1.139±0.008	46.2±0.6
HY-05❹	*Platygyra* sp.	3.345±0.022	1.103±0.007	0.4210±0.0038	1.122±0.008	~~58.7±0.7~~
HY-04❹	*Favites* sp.	2.719±0.017	1.119±0.007	0.4257±0.0041	1.140±0.008	49.5±0.8

❶～❹，試料採集地点番号（その他については本文参照）

O-39　湖沼堆積物によるチベット高原西部の完新世後期の環境変遷

福澤仁之（都立大・地理）・李　世傑（南京地理湖沼研）・岩田修二（都立大・地理）

Hitoshi FUKUSAWA, Shijie LI and Shuji IWATA: Late Holocene paleoenvironemtal changes reconstructed by lake sediments on western part of Tibetan Plateau.

［１．はじめに］

2000年にチベット高原西部の多尓改錯（北緯35.531度、東経91.875度）で、全長１mの堆積物柱状試料（コア）が南京地理湖沼研究所によって採取された．このコアについて、堆積物の記載、分光反射率の測定、鉱物・化学組成の測定およびスミアスライドによる鏡下観察を都立大地理学教室環境変遷学研究室で実施した．これらの検討によって、過去2,000年間の湖水準変動を明らかにすることができた可能性があり報告する．なお、現在^{210}Pbおよび^{137}Csによる年代測定を行なっており、詳細な年代については講演時に報告する予定である．

［２．堆積物柱状試料の岩相と年代］

この堆積物は暗灰色～赤褐色の砂質シルトから粘土から構成されており、最上部（深度０cm～10cm）には層厚１mm程度の暗灰色ラミナ層は発達する．深度10cm～40cm、深度50cm～60cm、深度68cm～73cmおよび深度80cm以深の層準の堆積物では、粒度がシルトから砂質シルトと粗粒化して赤褐色を呈している．とくに、深度80cm以深は砂質シルトから細粒砂へと極端に粗粒化する．これらの層準を除く暗灰色を呈する層準には層厚５mm程度のラミナを伴うやや不明瞭な層理が発達している．

チベット高原中央部の色林錯付近の地形と湖底堆積物から更新世以降の環境変遷に関する研究（野村ほか、1993）によれば、湖水準が大きく変動していることが明らかにされていると同時に、湖底堆積物の年代も明らかになっている．それらの色林錯の湖底堆積物コア（全長３m）の検討によれば、深度116cm前後が4,100年前に、深度180cm前後が8,200年前にそれぞれ対比され、深度60cm前後から下位に向かって構成粒子の平均粒径が急激に粗くなっている．これらの岩相の比較から、今回、多尓改錯で採取された全長１mのコアは過去2,000年間をカバーしている可能性が大きいものと考えられる．

［３．堆積物柱状試料の鉱物・化学組成と推定される堆積環境］

多尓改錯で採取されたコアについて、5mmから１cm間隔で分析用試料を分割・採取して、60℃で48時間乾燥させた後にスミアスライドを作成し、残りの試料を200mesh以下に摩砕した．そして、Ｘ線回折分析装置（JEOL JDX3530）を用いて鉱物組成を、エネルギー分散型蛍光Ｘ線分析装置（SHIMADZU Rayny EDX700）をもちいて主成分化学組成を、高周波燃焼型炭素分析装置（LECO C200）を用いて炭酸塩・有機炭素量をそれぞれ測定した．その結果、以下のような堆積学的特徴を明らかにした．

①深度10cm以浅のラミナ粘土層準では、ほかの層準に比べて硫黄含有量が極端に多く、その鉱物は黄鉄鉱と同定された．この層準形成時には、水塊の成層状態が維持されるほど湖水準が上昇して、湖底表層では硫酸還元作用によって硫化水素が発生して黄鉄鉱が沈澱したものと考えられる．この解釈は有機炭素量の測定結果からも支持される．

②深度10cm～40cm、深度50cm～60cm、深度68cm～73cmおよび深度80cm以深の層準では赤鉄鉱を主体とする鉄の含有量が多量に含まれている．これらの層準の間には層理がやや明瞭に発達することや石膏（$CaSO_4$）がほとんど認められないことから、深度10cm以深の層準堆積時には湖水準が低下して粗粒砕屑物が堆積していたが水域が消失したとは考えられない．

③スミアスライドの鏡下観察によれば、すべての層準を通じて、円磨された炭酸塩鉱物（方解石が主体）や鉄鉱物が認められる一方、円磨度が低い砕屑粒子（石英と斜長石が主体）が含まれていた．円磨度が大きいものは風成塵起源であり、小さなものは砕屑粒子として集水域から流入したものと考えられる．深度80cm以深には多量の円磨された炭酸塩鉱物粒子が含まれており、主成分化学組成に反映している．

④深度10cm以深の円磨度が小さい砕屑粒子についてみると、アルバイト成分が多い斜長石が流入した層準と、アノーサイト成分が多いものが流入した層準が層厚20cm程度の間隔で交互に繰り返している．この鉱物組成の特徴は主成分化学組成にも反映しており、ナトリウムに富む層準とカルシウムに富む層準が交互に繰り返していることが明らかになった．この原因については、湖水準の変動によって多尓改錯周辺に分布する基盤岩から流入変化が可能性の一つとして考えられる．

［４．おわりに］

チベット高原西部の多尓改錯における湖底堆積物コアを用いて、過去2,000年間の環境変遷について考察した．共同発表者の李　世傑によれば、この多尓改錯の周辺には氷河が存在しておらず、氷河の融解あるいは成長によってローカルに湖水準が変動したものとは考えられず、今回示した湖水準変動はチベット高原における一般的な湖水準変動を示しているものと考えられ、乾湿変動が層厚10cm～20cmに相当する期間で突然かつ急激に繰り返して生じている可能性を明らかにした．

O-40　中国東北地方，吉林省南龍湾マールの古環境復元

小森次郎[1]・加藤めぐみ[1]・山田和芳[1]・福沢仁之[1]・尹 懐寧[2]
([1]: 都立大学，[2]:遼寧師範大学)

Paleoenvironmental Reconstruction of Lake Nanlongwan Maar, Jilin Province, Northeastern China

KOMORI Jiro, KATO Megumi, YAMADA Kazuyoshi, FUKUSAWA Hitoshi and Yin Huaining

【はじめに】

湖沼や内湾の堆積物の多くは，堆積速度が早いことから高精度・高時間分解能の古環境変遷記録の獲得を可能にしている．なかでも，周囲を急峻な地形に囲まれた地形を示すマールの堆積物には，年縞が形成されることが多く，年単位の年代尺度を得ることができる．これまでに，ヨーロッパにおいてはマール年縞堆積物を用いた古環境変遷に関わる研究例の報告(*Quaternary Science Reviews,* Vol.18, 7(1999)など)があるが，アジアにおける研究は，数例が認められるだけである．

中国吉林省の東に位置する龍崗火山地域には，前期更新世に形成された複数のマールが点在している．周辺における年間降水量のほとんどは，夏季モンスーンによってもたらされており，過去の乾湿記録を獲得することで，この夏季モンスーンの盛衰を復元することが可能である．また，この地域は中国中央部からの偏西風と，シベリアからの冬季モンスーンの風下にあたり，年縞堆積物中の風成塵フラックスの変動は，偏西風や冬季モンスーンの活動，および東アジア内陸部の植生被覆域の拡大・縮小を反映している．本研究では，これらのマールのうち，南龍湾マールの湖底堆積物を用いて，堆積層相，機器分析・珪藻分析結果にもとづいて周辺の古環境復元をすすめている．

【試料と分析方法】

南龍湾マールの水深 8m 地点において，マッカラス式ピストンコアラーによって採取されたコア(全長 270cm)には，中間の葉理状シルト層と，その上下に塊状シルト質粘土層が連続する(図 2)．コアの層相記載は自然状態の試料の肉眼観察，および軟 X 線透過画像により実施し，また深度 10cm ごとにスミアスライドを作成して構成物質の観察をおこなった，深度 1.15cm ごとに初磁化率(帯磁率)，蛍光X線分析による主要元素組成，全炭素量測定，分光測色，および粉末X線回折による鉱物組成分析を実施した．さらに深度約 20cm ごとに珪藻分析を実施して大まかな群集組成の変動を把握した．

【結果と考察】

中間の葉理状シルト層には褐色と灰褐色の葉理が繰り返されていて，葉理1枚ごとに作成したスミアスライドの観察では，特定の珪藻が周期的に多産するのが確認されたことから，それらの葉理 1 セットが年縞であることが示唆された．

各分析の結果は堆積物の層相変化とほぼ一致した変動が認められて，特に珪素，硫黄，珪藻産出量，L*の変動は，中間の葉理状シルト層と上下の塊状シルト質粘土層で明らかな変化を示した．分析の結果から，葉理状シルト層では上下と比べて湖底が還元環境であったことが予想されるが，その環境の成因として次の 2 つが考えられる．①現在よりも湖面の結氷期が長引くことにより，波浪による水塊の撹拌が減衰して水温躍層が形成されやすくなった．②降水量の減少により，湖内への地下水の湧出量が減り，湖底水の溶存酸素が低下した．以上のことは葉理状シルト層形成時の気候の寒冷・乾燥化を示している．

仮にコア全体の堆積速度を一定として，年縞の層厚から求めた堆積速度を用いて堆積年代を推算した場合，葉理状シルト層を形成した寒冷・乾燥な年代は，西暦 1450 年から

西暦 1750 年となって，この推定年代は小氷期に相当する．また，深度 55cm～30cm は，このコアでは最も明瞭で，なおかつ複数の分析値に共通する変動を示す層準である．この深度の推定年代はおよそ 150 年前～70 年前となり，周辺のマール堆積物や泥炭の花粉分析結果から推定された人間活動による影響の開始年代(Mingram et al., 2001; 尹ほか, 1999)と一致する可能性がある．これらの年代値は堆積速度を一定とした試算であることから，さらにコアに含まれる植物遺体によって放射性炭素年代を測定中である．

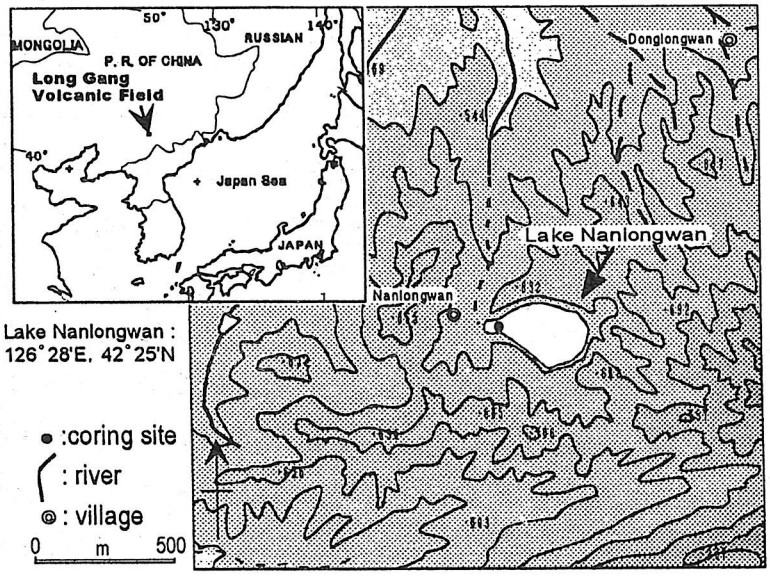


図 1　コア採取位置図

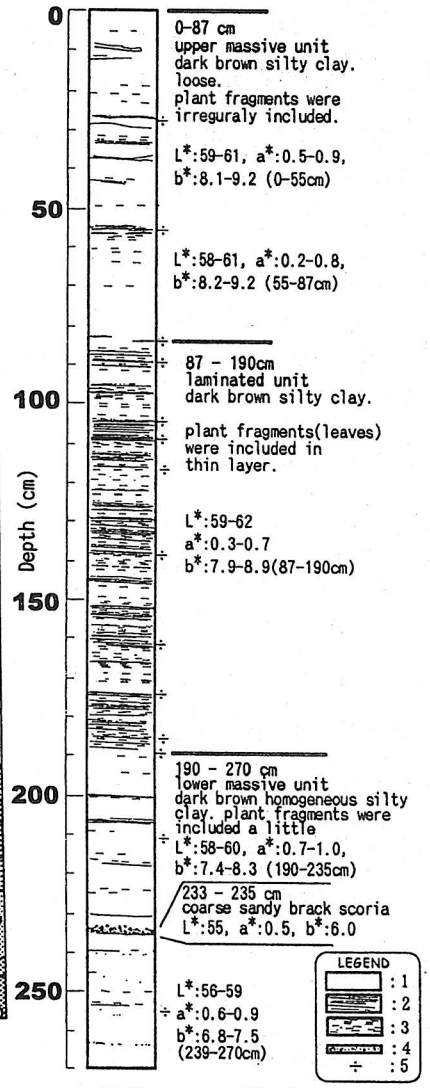


図2．コア柱状図
1:塊状シルト質粘土，2:葉理状シルト，3:葉理状シルト(不明瞭)，4:スコリア，5:層相変化の境界

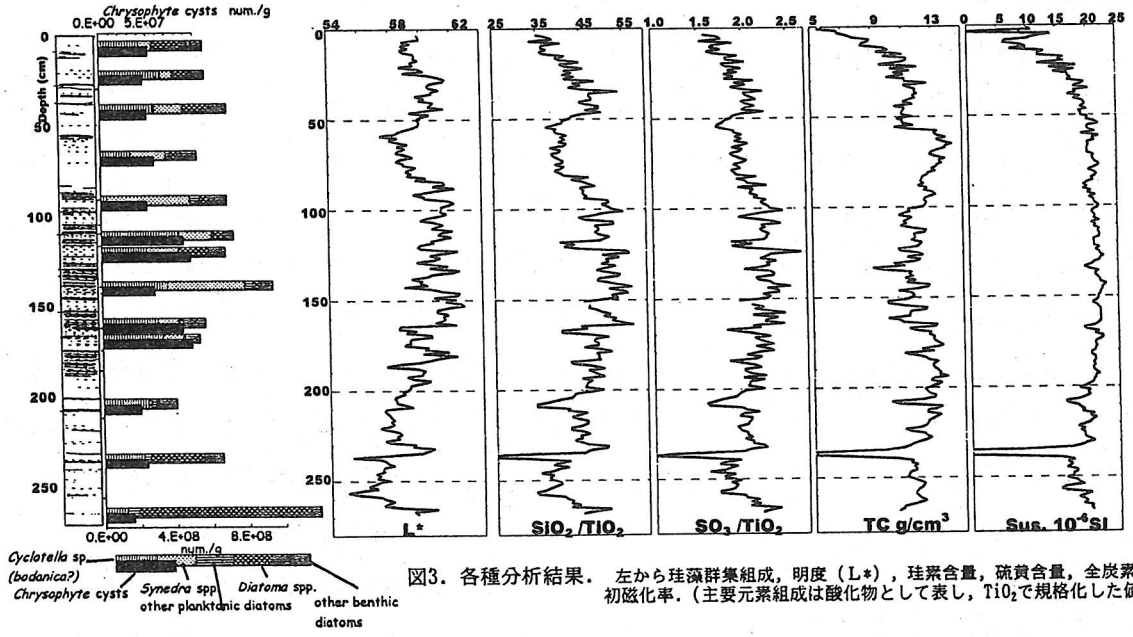


図3．各種分析結果．　左から珪藻群集組成，明度（L*），珪素含量，硫黄含量，全炭素量，初磁化率．(主要元素組成は酸化物として表し，TiO_2で規格化した値)

O-41 Palaeoenvironmental changes on the Gimhae fluvial plain since ca. 3000 years, Korean Peninsula: with viewpoint of palynology

Sangheon **YI**[a], Ju-Yong **KIM**[b], Sun **YOON**[c], Sora **KANG**[c], Yoshiki **SAITO**[a]

[a]*Coastal Environment Research Group, MRE, Geological Survey of Japan, AIST, Central 7, Higashi 1-1-1, Tsukuba, Japan.* [b]*Geology Division, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Korea.* [c]*Department of Geology, Pusan National University, Korea.*

1. Pollen zones and palaeoenvironments

Pollen Zone I, *Pinus-Quercus* Assemblage Zone (4.05-2.60m in BH-1, 5.60-2.30m in BH-3): This zone is characterized by the predominance (30-42%) of conifer pollen and temperate hardwood pollen combined with common (>5%) tree pollen, a few (<4%) representatives of herbs, and pteridophytic spores. Freshwater algae (<5%), mainly zygospores, associated with marine dinocysts (5-10%) are also consistently present in this zone.

Pollen Subzone Ia, *Pinus-Quercus-Taxodium* Assemblage Zone (5.60-4.65m in BH-3) is marked by the predominance of pollen of *Pinus* and *Quercus* with common *Taxodium*. Dinocysts such as *Achomosphaera* sp., *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites bulloideus* and microforaminiferal test-linings are commonly present. The warm-water indicators *S. mirabilis*, *Tuberculodinium vancampoae* and *Lingulodinium machaerophorum* are either rare or absent. It may be assumed that the sediments encompassed by this zone were deposited in lower intertidal flat environments in a shallow bay under the influence of cold water derived from mountain slopes on which coniferous and broadleaved deciduous trees lived.

Pollen Subzone Ib, *Pinus-Quercus-Pterocarya* Assemblage Zone (4.05-2.6m in BH-1, 4.65-2.30m in BH-3). The base of this zone is indicated by a sudden decline in numbers of dinocysts (<3% as opposed to 5-10% in subzone Ia), combined with an increase in relative abundance and diversity of freshwater algae in core BH-3. Pollen grains derived from *Pinus* and *Quercus* predominate. Those derived from *Pterocarya* and *Betula* become more common upwards within this subzone. NAP is generally scarce in BH-3 and even more rare in BH-1, because the herbaceous plants from which they are derived could not live in transitional brackish environments at depths unsuitable for growth. The combination of percentages of freshwater algae, dinocysts and NAP recovered from this subzone Ib indicates that they accumulated on an upper intertidal flat in a shallow bay environment under considerable freshwater influence.

Pollen Zone II, *Pinus-Quercus*-Graminae Assemblage Zone (2.60-1.30m in BH-1, 2.30-1.25m in BH-3): This palynozone is most clearly marked by high percentage frequencies (>5%)

of herbaceous pollen combined with the complete disappearance of marine dinocysts. This zone is characterized by the products of conifers, broadleaved deciduous trees and some herbs. NAP and pteridophytic spores are comparatively common. The natural vegetation of the Gimhae fluvial area near the mouth of the Nakdong River comprises mixed broadleaved deciduous and coniferous forest. As there is good agreement between interpretations derived independently from vegetation and pollen assemblages, the climatic during the time represented by this zone is considered to have been warm temperate, as today.

2. Conclusions

The palynological data recovered from two coreholes clearly indicate major changes in the aquatic environment of the Gimhae fluvial plain during the past 3000 years. The deposits that contain dinoflagellate cysts are within Pollen Zone I and were below sea level at the time of deposition. There is decline in dinocyst abundance and diversity toward the top of Pollen Zone I, suggesting reduced marine influence on the depositional environment. During the period, 1700±85 yr BP, the deposits associated with Pollen Zone I are considered to have accumulated in a shallow bay, enabling the Golden Crown Gaya people to establish a port. They may have traded with the neighbouring countries and created a powerful state of the Great Gaya at that time. Pollen Zone II is devoid of dinoflagellates but includes a few freshwater algae, and reflects deposition above sea level. The intertidal region of the shallow bay became shallower and fluvial. The changed environment reflected by Pollen Zone II and uplift of the land led to the loss of the harbour in the Masan Coastal Erosion Area. As a result the Golden Crown Gaya State may well have lost much of its power.

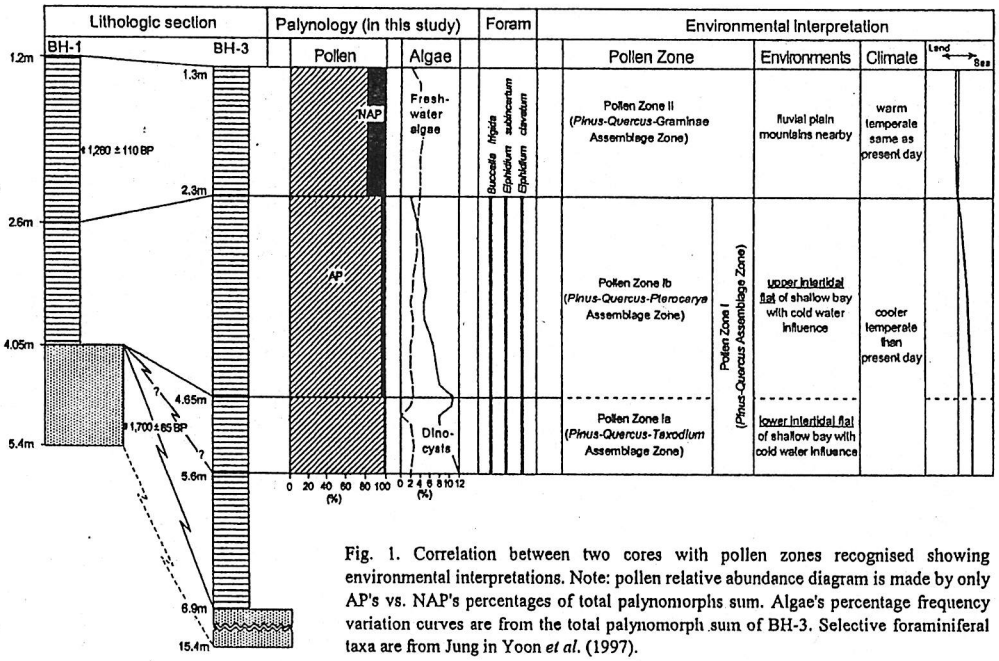


Fig. 1. Correlation between two cores with pollen zones recognised showing environmental interpretations. Note: pollen relative abundance diagram is made by only AP's vs. NAP's percentages of total palynomorphs sum. Algae's percentage frequency variation curves are from the total palynomorph sum of BH-3. Selective foraminiferal taxa are from Jung in Yoon *et al.* (1997).

O-42　フィリピン・カガヤン河貝塚群の ^{14}C 年代測定および食性分析

三原正三(九州大院・比文)、奥野充(福岡大・理)、小川英文(東京外国語大)、
田中和彦(敬愛大)、中村俊夫(名古屋大・年代セ)，小池裕子(九州大院・比文)
Shozo. MIHARA, Mitsuru. OKUNO, Hidefumi. OGAWA, Kazuhiko. TANAKA, Toshio. NAKAMURA and Hiroko. KOIKE; Radiocarbon-chronology and dietary analysis for Cagayan shell-midden sites, Northern Luzon, Philippines.

はじめに

フィリピン、ルソン島北東部を流れる Cagayan 河は、流域面積が 34.5 平方 km^2 とフィリピン有数の河川である。その下流域には、貝塚の数と規模において東南アジア有数の貝塚群が発見されている(図 1)。この貝塚群において、河岸段丘上の貝塚からは鉄器時代に属する黒色土器、貝層下シルト層および石灰岩台地上の貝塚からは、先鉄器（新石器）時代に属する赤色土器が出土する。土器に関しては黒色、赤色ともに、有文から無文への編年が考えられている（小川, 1998）。前回大会においてこの貝塚群の、無文黒色土器を含む河岸段丘上の 3 ヶ所の貝塚から出土した人骨および炭化木片の年代測定を報告した。

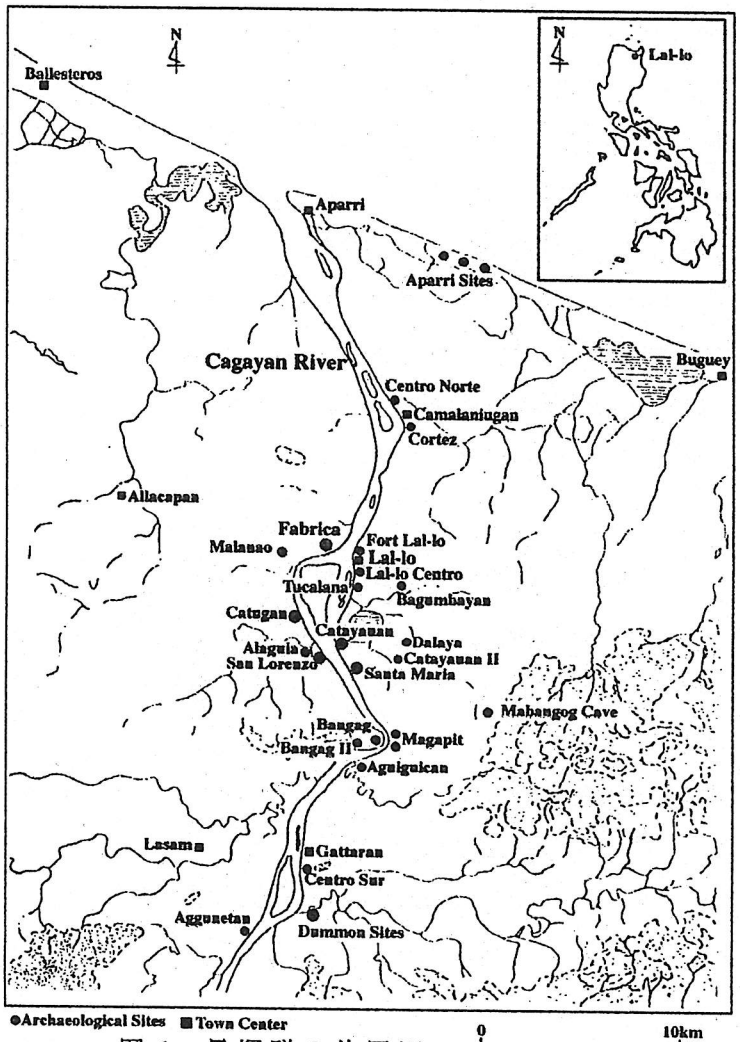


図 1　貝塚群の位置図

^{14}C 年代測定

2000 年度の発掘において、Catayauan 貝塚 Conciso 遺跡から人骨 3 体、貝塚の分布状況等を調査するために数カ所でおこなわれた試掘により、San Lorenzo 貝塚 Mirafiente 遺跡から人骨 1 体が出土した。今回の講演では、上記の人骨に San Lorenzo 貝塚 Siliban 遺跡においてすでに発掘されている人骨 1 体を加えた計 5 体、および、試掘により出土した San Lorenzo 貝塚 Mirafiente 遺跡、Dummon 貝塚 Gaerlan 遺跡、Fabrica 貝塚 Pasqua 遺跡の 3 遺跡と Catayauan 貝塚 Conciso 遺跡

の獣骨等約20試料について年代測定を進め、貝塚群の層位的な編年を試みた。

現在までに分かっている年代値として、無文黒色土器文化層は 1900~1000 cal BP の範囲にわたること、無文赤色土器文化層は 3450~2950 cal BP とかなり古くさかのぼることが分かっている。また、Catayauan 貝塚 Conciso 遺跡 の貝層から出土した8点の獣骨の ^{14}C 年代より、この貝塚では 1200 cal BP ごろから約 250 年の間で、深さ 150cm におよぶ貝層が形成されたことが示唆された。また、貝層下シルト中に掘り込まれた墓坑から出土した人骨のうち1点の年代は 1400~1300 cal BP で、貝層形成以前のものであった。

人骨の食性分析

また、これら8体分の人骨に関して、骨コラーゲンを用いた炭素、窒素の安定同位体分析による食性解析をおこなった（図2）。骨中のコラーゲンに含まれる安定同位体には、生前に主食としたタンパク源の情報が記録されており、炭素安定同位体（$\delta^{13}C$）からは陸上生態系由来か海洋生態系由来かを、窒素安定同位体（$\delta^{15}N$）からは栄養段階を、さらにそれらの比率等を推定することができる。今回の分析の結果、これらの人々は川沿いで生活し、大量の貝を採集して大規模な貝塚を形成しているにもかかわらず、その多くは陸上資源に依存した、関東縄文時代人の食性と似た結果を示した。陸上資源の依存が強いことは、貝を食料としてのみならず、現在もこの地域で行われている交易の手段として利用していた可能性も示唆される。得られた年代結果と合わせて人類学的検討を試みたい。

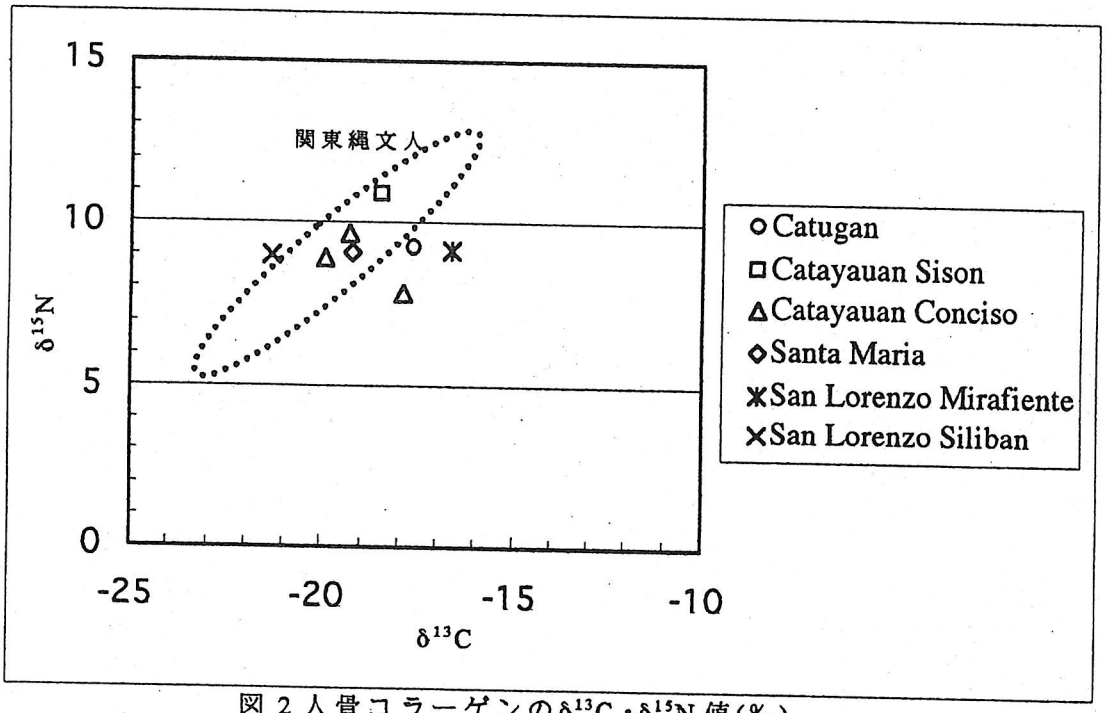


図2 人骨コラーゲンの $\delta^{13}C$・$\delta^{15}N$ 値(‰)

O-43　メコンデルタの堆積相と発達様式

斎藤文紀（産総研海洋資源環境）・TA Kim Oanh, NGUYEN Van Lap（ベトナム国立自然科学技術センター），立石雅昭・小林巌雄・田辺　晋（新潟大学）

Yoshiki SAITO, TA Kim Oanh, NGUYEN Van Lap, Masaaki TATEISHI, Iwao KOBAYASHI, Susumu TANABE: Sediment facies and evolution of the Mekong River delta, Vietnam

中国からインドシナ半島を南北に流下するメコン河は，東南アジアで最も大きな河川であり，多くの国を流域に持つ国際河川である．メコン河は半島の東南端のベトナム南部で世界３位の面積を有するデルタを形成している．デルタの区分には河川・潮汐・波浪の３成分の三角ダイアグラムで表示される Galloway Diagram が有名だが，メコンデルタは潮汐卓越型に区分され，波浪卓越との境界に位置している．

メコンデルタ平野は，平野の内側では河川，自然堤防，氾濫原の地形が明瞭なのに対し，南東の海側では浜堤列の発達が良い．これら平野の微地形からも波浪の影響が及んでいることが読み取れ，北東からの冬期の季節風により南西向きの沿岸流が卓越し，浜堤を形成し，カマウ半島にまで堆積物が運搬されている．

1997 年からメコンデルタの発達史を明らかにするため，デルタ平野において９本のボーリングを行った（図１ボーリング地点図参照）．これらのボーリング試料の詳細な記載と放射性炭素年代によって，過去約４千年間のデルタの発達過程が明らかになった．図２は２測線のメコンデルタの縦断面で，放射性炭素年代から推定された暦年代の同時間線も描いている．約３千年前頃から浜堤平野が発達するようになったこと，デルタの前進速度がそれ以前に比べて遅くなったこと，デルタフロントの勾配が徐々に急になっていったことなどが読み取れる．

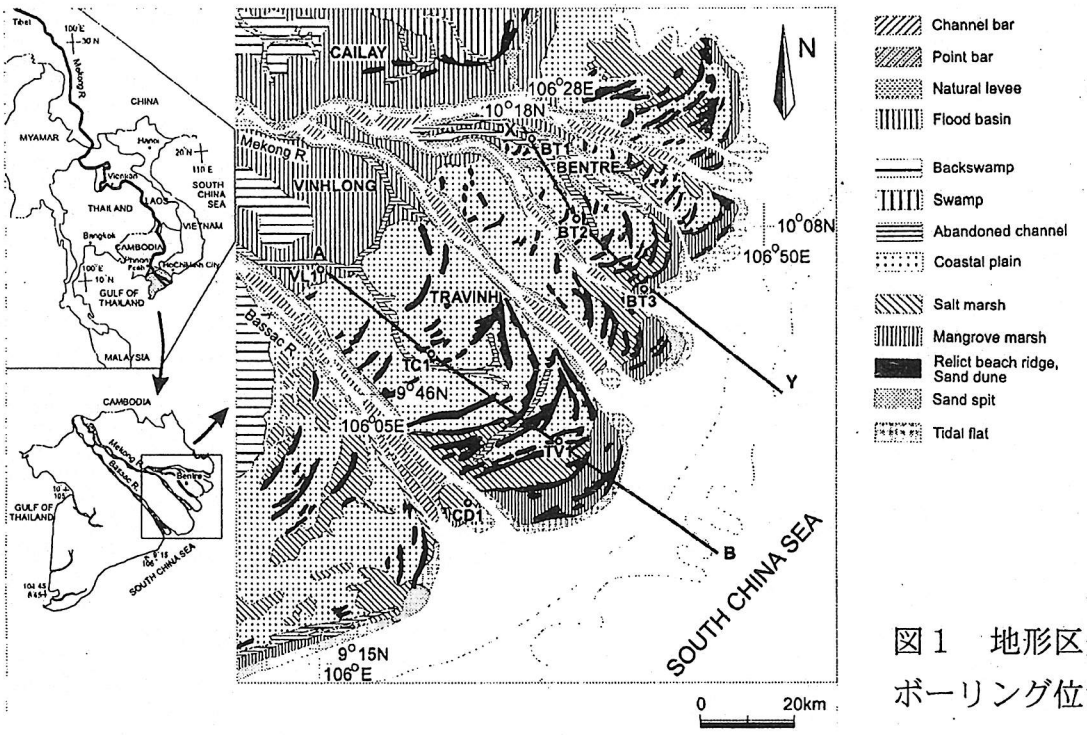
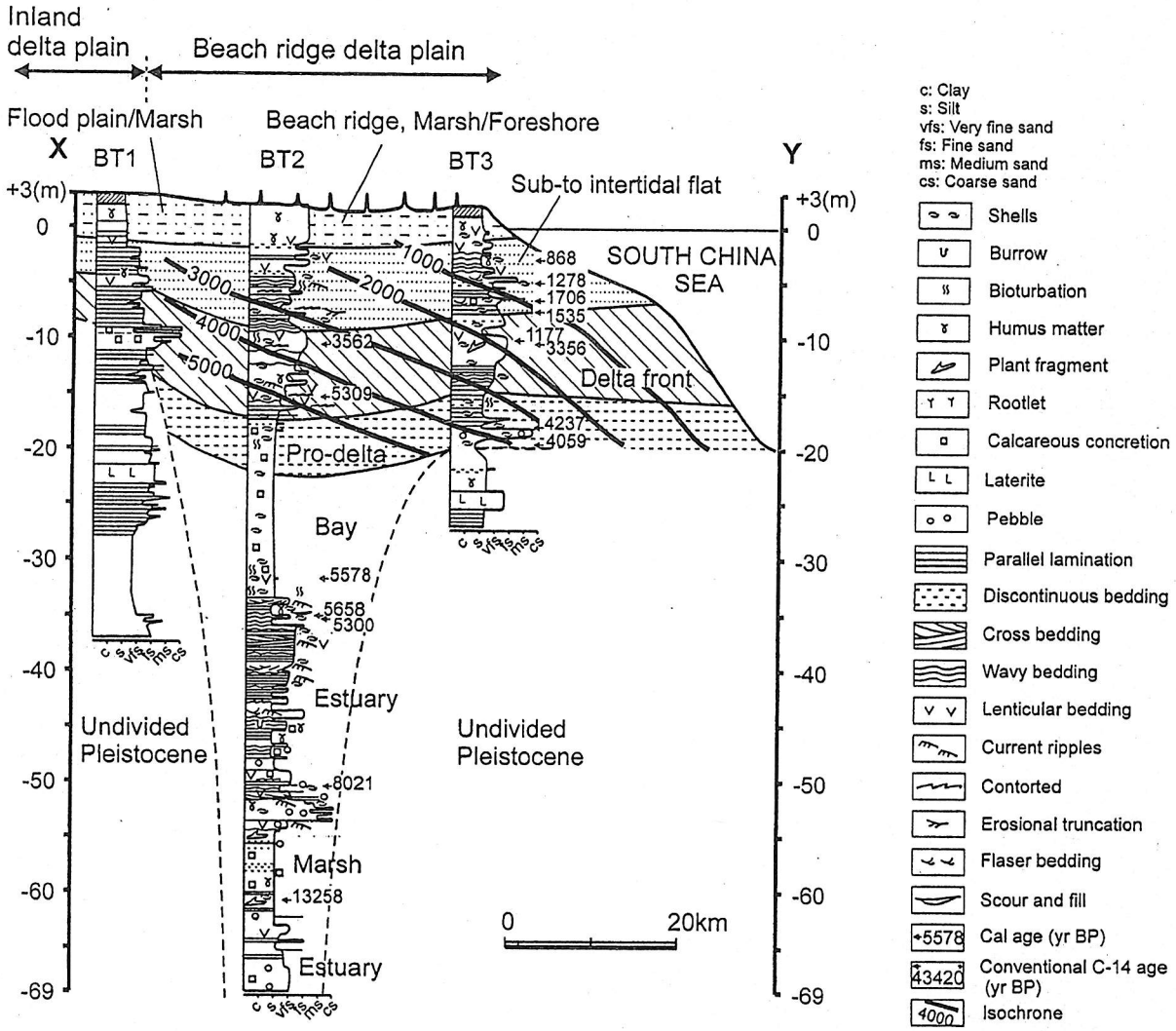


図１　地形区分図
ボーリング位置図


Inland delta plain
Beach ridge delta plain
Flood plain/Marsh
Beach ridge, Marsh/Foreshore
X
BT1
BT2
BT3
Y
Sub-to intertidal flat
SOUTH CHINA SEA
Delta front
Pro-delta
Bay
Estuary
Marsh
Undivided Pleistocene
0
20km
c: Clay
s: Silt
vfs: Very fine sand
fs: Fine sand
ms: Medium sand
cs: Coarse sand
Shells
Burrow
Bioturbation
Humus matter
Plant fragment
Rootlet
Calcareous concretion
Laterite
Pebble
Parallel lamination
Discontinuous bedding
Cross bedding
Wavy bedding
Lenticular bedding
Current ripples
Contorted
Erosional truncation
Flaser bedding
Scour and fill
Cal age (yr BP)
Conventional C-14 age (yr BP)
Isochrone

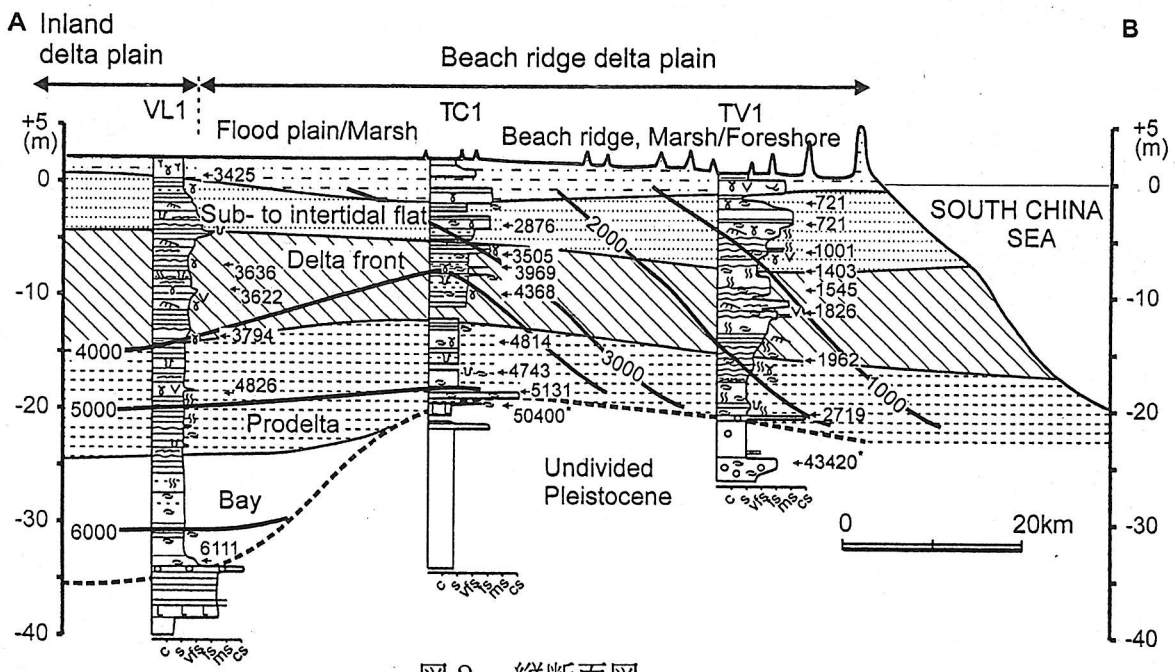

A
B
Inland delta plain
Beach ridge delta plain
VL1
TC1
TV1
Flood plain/Marsh
Beach ridge, Marsh/Foreshore
Sub- to intertidal flat
Delta front
Prodelta
Bay
Undivided Pleistocene
SOUTH CHINA SEA
0
20km

図２　縦断面図

O-44　ジオスライサーの技術的適用条件

原口　強（復建調査設計・東京）・中田　高（広島大・地理）

Tsuyoshi HARAGUCHI, Takashi NAKATA : GEOSLICER , its technical application conditions

1.　はじめに

ジオスライサー（中田ほか 1997，原口ほか 1998）は，未固結堆積物の地層断面を不攪乱状態で面的に観察することを可能とした．その基本構造はUチャンネル型サンプルボックスと蓋板シャッターからなる．これらをサンプルボックス・蓋板の順に地中に打ち込み地中で両方を閉合後，地層を挟むように引き抜き採取する（図１）．採取した地層は蓋板を外せばその場ですぐに観察でき，必要に応じて地層断面として実験室に持ち帰ることが可能となった．

本方法は，活断層調査におけるトレンチ調査の隘路を切り開くことを目的として開発された．その後，津波堆積物，海浜堆積物，河川堆積物，湖沼堆積物，液状化層の内部構造，堆積残留磁気など，多くの第四紀研究で使われている．調査地域は国内 20 地域以上，米国・トルコなどの海外事例も増えている．ここでは，これらの適用事例に基づき，主にジオスライサーの標準的な形状・寸法，適用地盤条件，作業性・使用重機などの技術的な適用条件を紹介する．

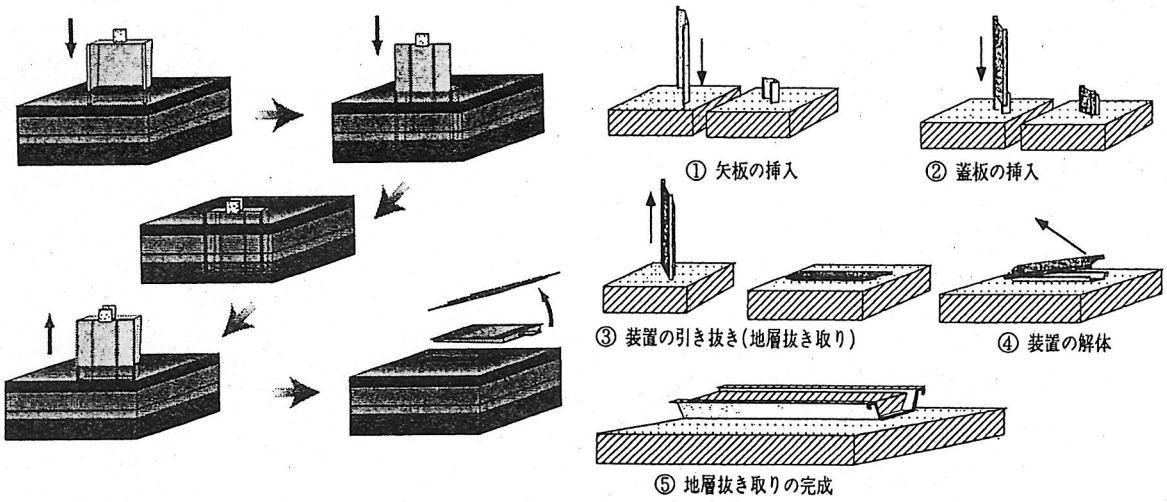


図１ジオスライサー調査法の手順

2．適用条件

１）ジオスライサーの形状・寸法等：

構造はシンプルで，標準形状は①単純U型断面，②先端を絞ったテーパー状U型断面の２タイプ．標準寸法は LGS 型（W=0.4m, L=4.0m, H=0.07m），GS 型 W=1.5m, L=4m, H=0.1m，の２タイプ．これ以外は現地の条件を考慮して，工事用

U型鋼矢板，蓋板を現地調達・加工して対応している．最大長さの実績は 16m である．さらにジオスライサーの改良を進め、極めてルーズな砂層でも試料の落下を防ぐために，改良型ではサンプルボックス側に開閉式のストッパーをつけることで落下を防ぎ採取率の向上を図っている．

2）適用地盤条件：

本来ルーズな堆積層を対象としており，経験的にはN値 10 以下の含水した粘土，砂などの未固結堆積物が標準である．れき層，シルト岩で採取した実績があるが、作業性が著しく低下し、採取された地層の変形が大きい。これまでの実績では、通常のボーリングでは極めて採取が困難な含水したゆるい砂層，たとえば地下水位以下の海浜堆積物や液状化層での地層採取に有効であった．さらに．水深 5m の河川水中での実績もあり，水中の実施も可能である．

一方、粘土のように粘着力の強い地層の場合、採取時に地層が引きずられて変形することがあり，注意を要する．

3）作業性・使用重機等：

ジオスライサーは構造がシンプルで、作業内容が一般の建設工事での杭打ち作業とほぼ同じであることから，これらに従事する建設業者であれば、国内・国外を問わず、短時間の技術指導により作業が可能となった．さらに一般的建設機材を使って作業することから，トータルコストを十分考慮する必要があるが，ほぼ全ての資機材は現地調査調達が可能である．

使用する重機は，一度に採取する表面積に比例して大きくなる。LGS 型では 7.5kw バイブロハンマ，5T 未満小型クレーンで対応可能であるが、これ以上大きなものではより大型の重機が必要となる．特に引抜き時には、振動をかけずに引抜く必要があることから GS 型や、矢板方式で 7m 以上の地層を採取する際には 25T 以上，50T のクレーンが必要となる場合もある．

作業時間は使用する機材や重機に大きく依存して大きく変化する．これら設置撤去時間を除くと，LGS で 1 本あたり 4m の採取時間は 1 時間程度である。

3．おわりに

ジオスライサー調査は，従来の調査法では実現困難であったいくつかの課題を解決する手段のひとつとして着実に成果を上げている．今後，ジオスライサーの利点を生かした調査が多くの国や地域で展開されることが期待される．

文献

[1] 中田　高・島崎邦彦：活断層研究のための地層抜き取り装置（ジオスライサー），地学雑誌，106，59-69．(1997)．

[2] 原口　強ほか：未固結堆積物の定方位連続地層採取方法の開発とその応用，応用地質，39，59-69．(1998)．

O-45　活断層の多い地域で中規模地震も多く発生しているか

松田時彦（西南学院大学）

Tokihiko MATSUDA : Have we more moderate-size earthquakes in the area of many active faults ?

日本列島の陸域を５万分の１地形図幅ごとに区分した時，M 6.5~7 以上の大地震は活断層の多い地域（図幅）に多いことが指摘されている（Matsuda,1981）．そのような活断層と地震の密接な分布関係はＭ５~Ｍ６級の中規模地震についてもいえるであろうか．今回は日本列島を島弧としての地体構造区にわけて活断層と中規模地震の対応関係を調べた．

１）用いた資料は 1900 年代に陸域に生じたＭ５以上の地震（深さｈ≦ 20km，２３０地震）と長さ 10km 以上の起震断層（２６３断層）である．地震と断層の資料は主に気象庁資料と「新編日本の活断層」（活断層研究会，1991）に基づいて作成された松田ほか（2000）の付表によった．以下で述べる地震数にはＭ７以上の地震も僅かに（１３地震）含まれているが大部分（約９４％）はＭ７未満の地震であるから，その地震数をほぼ中規模地震の地震数とみなすことができる．

２）面積あたりの地震数は概して西日本島弧系で大きく（$7.0/10^4km^2$），東日本島弧系で小さい（$5.4/10^4km^2$）．既知活断層の断層数密度も西日本島弧系で大きく（$10.4/10^4km^2$），東日本島弧系で小さい（$4.4/10^4km^2$）．

３）地体構造区別にみた地震と断層の分布状態を図１および図２に示す．図１で明瞭なように外帯（根室帯 A，北上阿武隈帯E，四国ー赤石帯Ｊなど）はどの島弧でも共通して内帯に比べて地震（$1.8/10^4km^2$）も断層（$2.5/10^4km^2$ も顕著に少ない．すなわち外帯では断層も少ないが（大地震だけでなく）中規模地震の発生も少ない．

４）内帯では地震も断層も概して多いが，地体構造区（地帯）による差異が大きい．図２（C）にみるように断層も地震もともに多い地帯（いずれも $5/10^4km^2$ 以上）は東日本島弧系では日本海東縁地帯Ｇ，南部フォッサマグナ衝突帯Ｈおよび伊豆・小笠原弧内帯Ｉである．西日本島弧系では美濃・飛騨帯Ｋ，近畿三角帯Ｍ１，山陰ー北九州帯Ｍ３および別府ー沖縄トラフ帯Ｎ２である．瀬戸内帯Ｍ２と能登ー宍道帯Ｌは地震数密度が低く（図２ A）該当しない．一方，断層も地震も少ない地帯（いずれも $5/10^4km^2$ 未満）は，両島弧系の外帯のほか内帯では北海道の大雪山ー知床帯Ｂと北見帯 A である（および北海道の衝突帯Ｄ）．

５）都道府県別にみると断層も地震も $10/10^4km^2$ 以上の多断層で多地震の都道府県は，神奈川県，山梨県，長野県，京都府，兵庫県，鳥取県，熊本県，鹿児島県，沖縄県である．

６）地震比（E/F）の大きな地帯すなわち断層数Ｆの割に地震数Ｅが多い地帯は，伊豆・小笠原弧の内帯（地震比 6.7），日本海東縁帯（4.0），琉球弧内帯（九州南西部，3.8），山陰ー北九州帯（2.4）の各地帯である．一方，地震比の小さい地帯（断層数の割合に地震数の少ない地帯）は西南日本内帯（K，M１，M２，L，いずれも地震比 0.4 以下）である．奥羽ー道南帯も比較的小さい（地震比 0.7）．地震比は主として地体構造区の地学的特性を表していると考えられるが，地震活動の時間的変動が加わっている可能性もある．後者の場合には地震比の小さな地帯では近い将来に，1900 年代よりも活発な地震活動が予想される．

図２　地帯別の面積当たりの地震数（A），断層数（B）
およびそれらの多寡による区分（C）

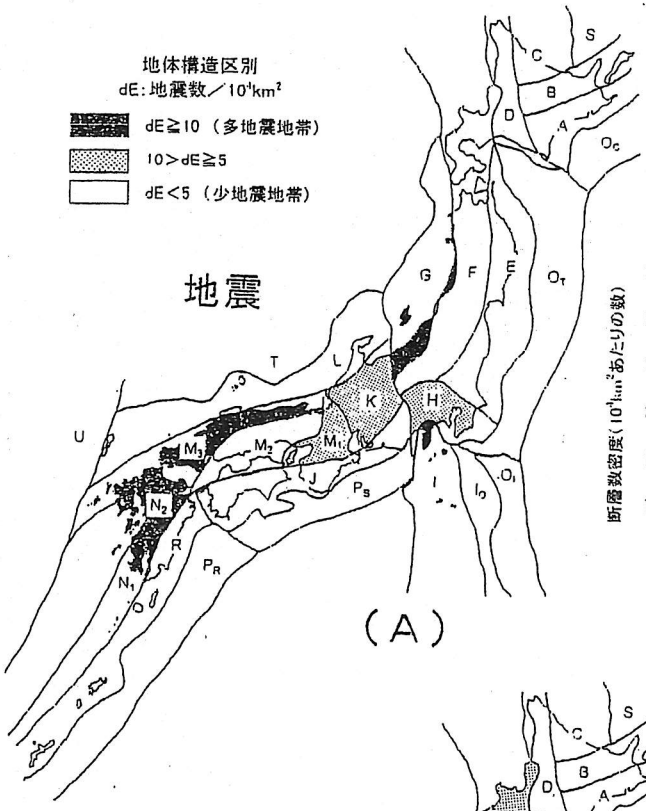
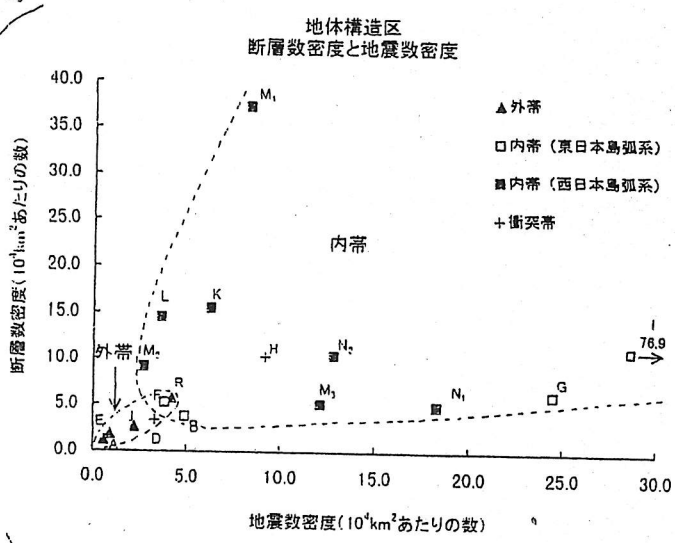
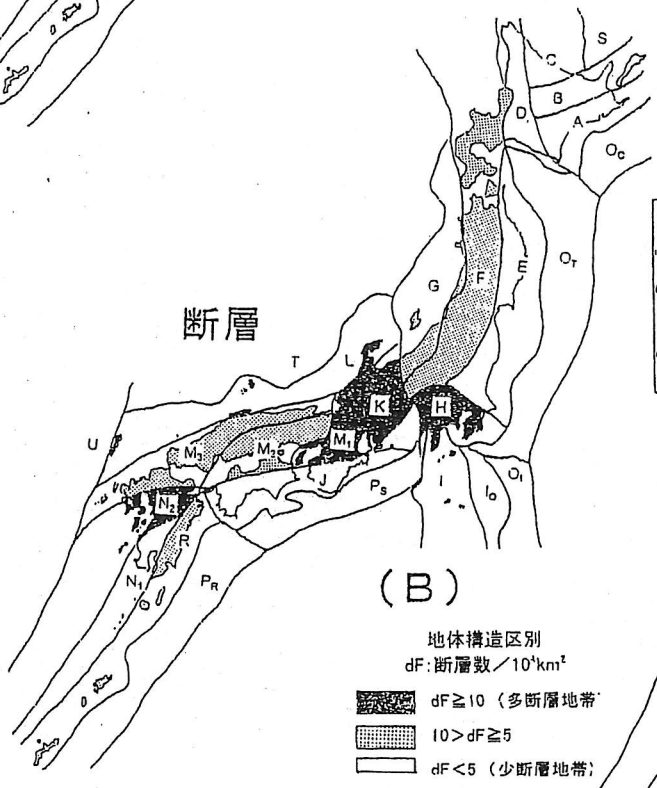
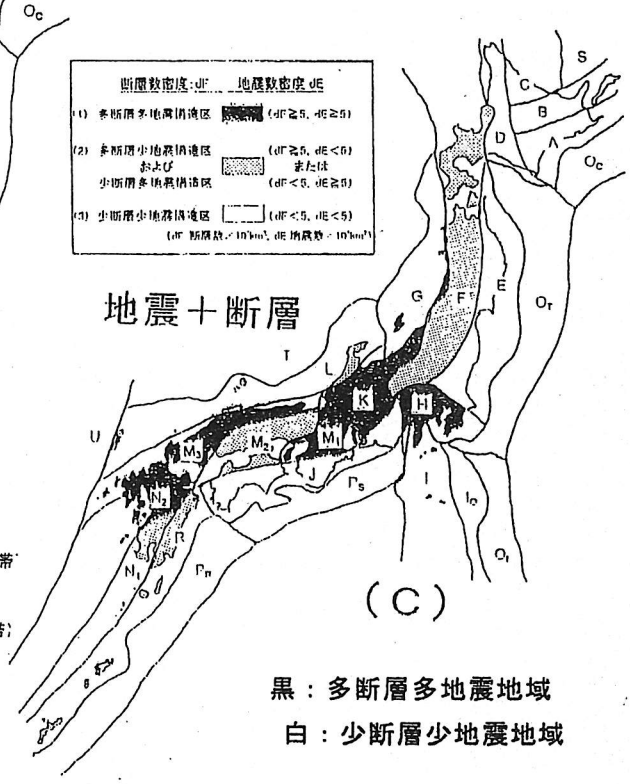


図１　地体構造区別の断層数と地震数
（面積 $10^4 km^2$ あたり）







黒：多断層多地震地域
白：少断層少地震地域

P-1　北海道東部温根沼湿地に分布する埋没泥炭層と過去数千年間の古環境変遷ー大型植物遺体・花粉・珪藻化石群集の推移からー

澤井祐紀（学振研究員・日文研）・藤木利之（学振研究員・日文研）・
那須浩郎（総研大・国際日本研究）

Yuki SAWAI, Toshiyuki FUJIKI, and Hiroo NASU: Paleoenvironmental change inferred from plant macrofossil, pollen, and diatom fossil in buried peat layers beneath Onnetoh marsh, eastern Hokkaido, northern Japan.

近年の研究結果から，北海道東部の沖積低地には後期完新世の環境変動・相対的海水準変動が精度良く記録されていることが明らかになってきた．演者らは，これらの湿地群のうち北海道東部太平洋沿岸に分布する温根沼湿地に注目し，堆積物中の大型植物遺体，花粉化石，珪藻化石群集を明らかにすることによって古環境変動の復元を試みた．

温根沼低地は根室市西方に位置する小規模な沖積低地で，南部と東西部を stage 5e, 7, 9 相当の段丘群によって囲まれている．沖積面は標高 5m 以下で，北部のオンネベツ川下流部には顕著な沿岸砂州が発達している．空中写真判読を行ったが，沖積面に顕著な地形的特長は検出することができなかった．

合計 48 地点においてハンドボーリングを行うとともに，地形測量を行った．これらの資試料をもとに地形地質断面図を作成した結果，本地域には無機質粘土層に挟在する明瞭な埋没泥炭層が少なくとも 5 層以上存在することが明らかになり，これらの埋没泥炭層を上部から a 層（tephra Ko-c2 以浅），b 層，c 層，d 層，e 層，f 層と名付けた．これらの泥炭層が堆積した当時の環境を推定するために，埋没泥炭層中の大型植物遺体，花粉化石，珪藻化石の抽出を行った．

大型植物遺体は，0.25 mm の篩で水洗して選別した．選別した大型植物のうち，蘚類は葉を，その他の大型植物遺体は葉と種子を同定した．花粉化石の抽出は，KOH－$ZnCl_2$ 比重分離ーアセトシリス法で行った．珪藻化石の抽出は，次亜塩素酸ナトリウム処理法を用いて行った．

これらの化石群集の産出状況から，合計 10 の bio-zone を認めることができた．これらの概要は以下のとおりである．

I 帯：本帯では，イネ科・スゲ属の種子が産出する．花粉化石は，カバノキ属・コナラ亜属・ハンノキ属が優占的に産出し，珪藻類は，汽水ー海水生珪藻 *Paralia sulcata*, *Tryblionella compressa* などが優占する．珪藻化石の産出状況から，海水の影響が強かったことが考えられる．

II 帯：本帯では，I 帯と同様にスゲ属の種子が多く産出する．花粉化石は，カバノキ属・コナラ亜属が産出する．また，淡水生珪藻 *Eunotia praerupta* var. *bidens* などが多く産出する．珪藻の産出状況から，陸化が進行したことが推定される．

III 帯：本帯では，タデ属・スゲ属の種子が特徴的に産出する．花粉化石はカバノキ属・コナラ亜属・ハンノキ属が多く見られる．大型植物遺体から，水の影響を常に受けていた可能性がある．

IV 帯：イネ科・キイチゴ属の種子が多く観察される．花粉化石は，引き続きカバノキ属・コナラ亜属が多産し，珪藻化石群集は，*Luticola mutica* などの淡水生珪藻が優占するのが特徴的である．大型植物遺体・珪藻化石の産出状況は，乾燥環境を示している．

V 帯：タデ属の種子が特徴的に産出する．花粉化石は，IV 帯と同様の傾向が続くが，珪藻類の組成は大きく変化し，汽水一海水生珪藻 *Paralia sulcata* が産出するようになる．当時は海水の影響を受けていたと考えられる．

VI 帯：カヤツリグサ属・オトギリソウ属の種子が主に観察され，希にミズゴケ属の葉片が見られた．花粉化石は，その組成が変化しモミ属・トウヒ属・カバノキ属・コナラ亜属が多産傾向になる．珪藻類は，淡水生珪藻 *Aulacoseira* sp.-1 などが産出するのが特徴的である．

VII 帯：スゲ属・セリ科の種子が見られる．花粉化石の組成は，引き続きモミ属・トウヒ属・カバノキ属・コナラ亜属が多産する．珪藻化石群集では，汽水一海水生珪藻が優占するようになる．当時の環境は，再び海水の影響を受けるようになった．

VIII 帯：スミレ属・オトギリソウ属の種子が主に観察される．花粉化石は VII 帯と同様の傾向にあるが，珪藻類は淡水生珪藻が多く観察されるようになる．

IX 帯：スゲ属・ホシクサ属の種子が多く観察される．花粉化石は，モミ属・トウヒ属・カバノキ属・コナラ亜属が多産する．珪藻化石群集では，汽水一海水生珪藻 *Paralia sulcata*, *Pseudopodosira kosugii* が産出するのが特徴としてあげられる．若干海水の影響が強くなったと推定される．

X 帯：スゲ属の種子が多く観察される．淡水一汽水生珪藻が多く観察される．

本発表では，これらの詳しい推移や年代値等について議論を行う予定である．

P-2　大型植物化石・花粉化石・珪藻化石群集からみた最終氷期末期における軽井沢盆地の立地と植生の変遷

那須浩郎（総研大・国際日本研究）・藤木利之（学振研究員・日文研）・
澤井祐紀（学振研究員・日文研）・百原　新（千葉大・園芸）

Hiroo NASU, Toshiyuki FUJIKI, Yuki SAWAI and arata MOMOHARA:
Changes in habitat and vegetation reconstructed from plant macrofossil, pollen fossil, and diatom fossil assemblages in the sediments formed in the last deglaciation at Karuizawa basin, central Japan.

軽井沢盆地に分布する第四系には，最終氷期末期以降に形成された泥炭層が連続的に保存されていることが知られている．この泥炭層には浅間火山起源の降下テフラが多数狭在しており，その降下年代は炭素年代測定によって明らかにされている．本地域のように，最終氷期最寒冷期以降の火山灰編年が明らかにされている泥炭地は，降下テフラによる立地の変化と植生変遷の関係を議論するのに最も適した地域と言える．以上のような背景から，本研究では，最終氷期最寒冷期から晩氷期までの軽井沢盆地の立地と植生の変遷を詳細に復元することを目的に調査を行った．本研究で用いた試料は，As-YPより古い7枚の降下テフラ（As-OkP-2, As-OkP-1, MK-9, MK-8, MK-7, MK-7'：中村ほか，1997）が狭在する約1.5mの泥炭層から採取したものである．これらの試料中の大型植物化石，花粉化石，珪藻化石を明らかにすることによって立地環境・古植生の復元を試みた．

分析に用いた泥炭試料は，分解の度合いから42層準に区分し，1層準15×15×1cm^{3}の平板状にした．そこから花粉化石，珪藻化石分析用試料を取り出し，残りを大型植物化石分析用試料とした．大型植物化石は，泥炭試料をふるいで慎重に水洗し，種子や葉を選別，同定し，個数を計数した．計数が困難な蘚類に関しては，乾燥重量を測定した．花粉化石の抽出は，KOH－$ZnCl_2$比重分離―アセトシリス法で行った．珪藻化石の抽出は，次亜塩素酸ナトリウム処理法を用いて行った．これらの化石群集の産出状況から，軽井沢盆地の立地と植生の変遷を以下のように推察した．

泥炭層最下部～MK7'（約21,650 ^{14}CyrB.P.）：　下部では，浮遊生活をする *Aulacoseira ambigua* など *Aulacoseira* 属の珪藻類が多産し，まれに *Cymbella naviculiformis* などの底生珪藻が見られる．上部に従い，*Epithemia* 属の珪藻類が増加．また *Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira granulata* がまばらに見られる．蘚類化石は水中でも生育できるミヤマカ

ギハイゴケが多産してくる．これらの変化から，当時の環境は湖沼～低層湿原に近い立地だったと推定できる．森林植生は，花粉化石でトウヒ属，マツ属（ゴヨウマツ類），ツガ属が多産しモミ属を伴い，大型植物化石でトウヒ属バラモミ節の針葉，種子が産出することから，湖沼周辺にトウヒ属バラモミ節が分布し，周辺山地でマツ属（ゴヨウマツ類），ツガ属，モミ属が分布していたと考えられる．

MK7'～MK9(約 19,060^{14}C yrB.P.)：　底生珪藻の *Eunotia praerupta* var. *bidens*, *Eunotia praerupta* var. *praerupta*, *Eunotia veneris* をはじめとする *Eunotia* 属が多く産出する．また，*Cymbella naviculiformis* などの *Cymbella* 属，*Gomphonema acuminatum* などの *Gomphonema* 属が多くみられる．蘚類化石ではミヤマカギハイゴケが多産するがタチハイゴケも増加してくる．これらから，当時の環境が低層湿原から中間湿原への移行期にあたるものであったと考えられる．森林植生は，花粉化石でトウヒ属，マツ属（ゴヨウマツ類），ツガ属に加え，クマシデ属，カバノキ属，ハンノキ属が増加し，大型植物化石ではミツガシワ，クロバナロウゲの種子が多産する．このことから，湿地周辺の森林植生は基本的に変化しなかったが，周辺山地では降下テフラの影響でカバノキ属やハンノキ属が一時的に増加したと考えられる．

MK9～As-OkP-1（約 16,700^{14}C yrB.P.）：　珪藻化石群集は前帯とほぼ同じ組成である．蘚類化石は下部においてタチハイゴケが多く見られるが，上部でミズゴケ属がわずかに増加する．これらの変化から，当時は中間湿原からミズゴケ湿原への移行期であったと推定できる．森林植生は，花粉化石でカバノキ属，ハンノキ属が減少し，再びトウヒ属，マツ属（ゴヨウマツ類），ツガ属が多産する．大型植物化石ではコケモモなどツツジ科低木の葉片が産出するようになる．このことから，この時期にはかなり陸化したことが伺える．

As-OkP-1～As-OkP-2：蘚類化石で下部ではタチハイゴケが多いが，上部でミズゴケ属が多くなる．森林植生は前帯とほぼ同じと考えられる．

As-OkP-2～As-YP（約 13,320 ^{14}C yrB.P.）：　蘚類化石でホソバミズゴケが多産する．大型植物化石でトウヒ属バラモミ節，ハイマツの針葉，コケモモの葉が多産する．このことから，ホソバミズゴケを主体とする湿地が形成されたことで，ハイマツやトウヒ属バラモミ節からなる湿地林が形成されたと考えられる．

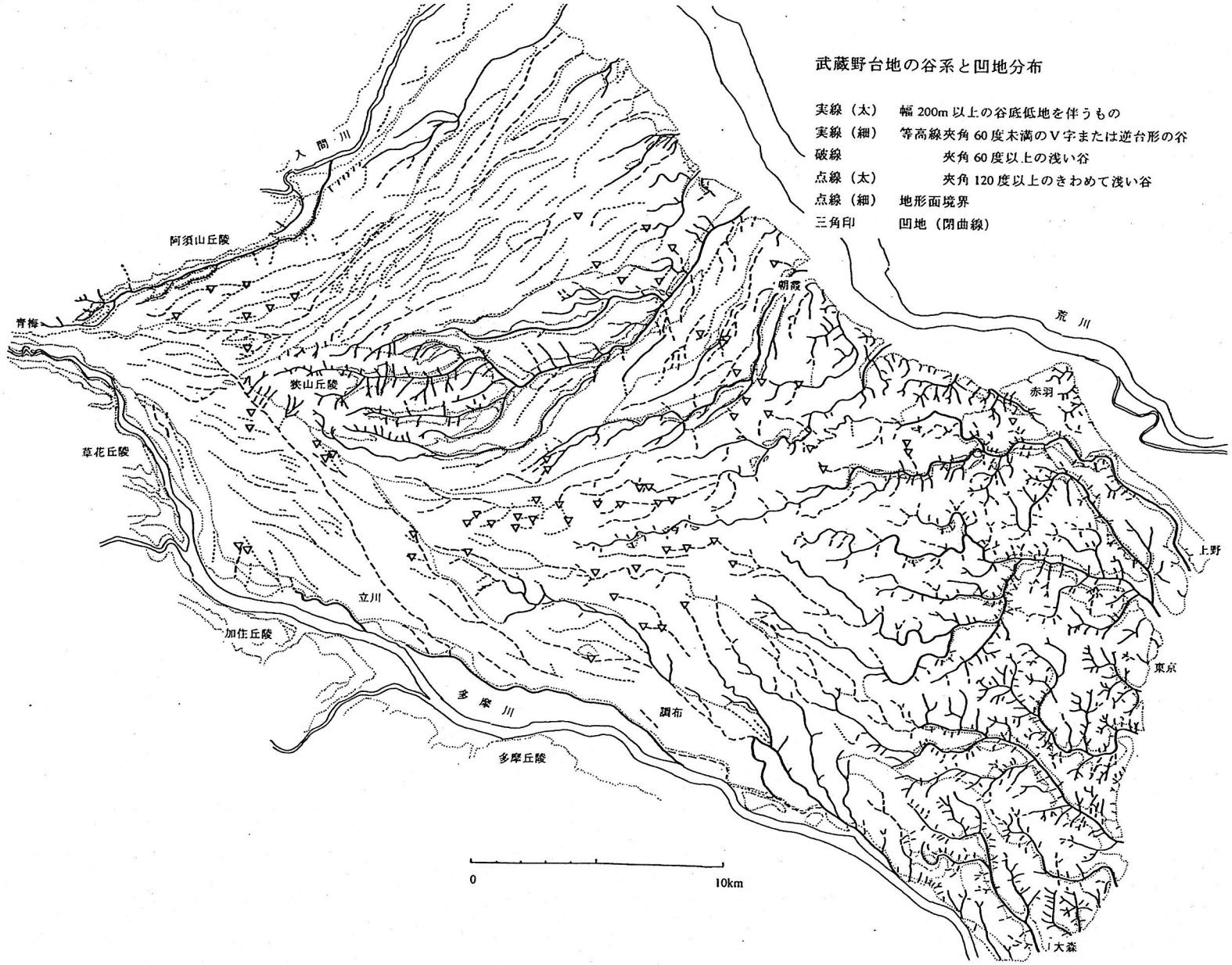
引用文献：中村俊夫・辻誠一郎・竹本弘幸・池田晃子（1997）長野県，南軽井沢周辺の更新世末期の浅間テフラ層の加速器 ^{14}C 年代測定．地質学雑誌，103，990－993.

P-3　武蔵野の地形発達と水環境の変遷

羽鳥謙三・角田清美（武蔵村山高校）・加藤定男
・久保純子（早稲田大学）・細野義純（奈良大学）

Kenzo HATORI·Kiyomi SUMIDA·Sadao KATO·Sumiko KUBO·Yoshizumi HOSONO :The change of water environment accompanied by geomorphologic development in Musashino districts

武蔵野台地は基本的には扇状地である。この扇状地には閉曲線で示される凹地や浅い谷のような特異な地形が数多く存在する。武蔵野台地の主として西半部に多くみられるこれらの地形は関東ローム層堆積以前の扇状地礫層表面における、あるいはローム降灰途中における豊富な湧水・流水のあった痕跡を示す。湧水・流水のあった場所は関東ローム堆積時の降灰が洗い流され、周囲の降灰を堆積させた場所に比べて相対的に低くなったのが現在の台地を刻む谷の主たる成因である。この湧水や流水の減衰に伴って、以後の降灰物質は谷を半ば埋積することになった。この湧水・流水の減衰は武蔵野台地がたどった段丘化の過程に応ずる。段丘化によって生じた段丘崖（国分寺崖線など）や武蔵野台地東部の支谷谷壁からの地下水流出は、武蔵野台地の地下水位低下をもたらした一因と考えられる。しかし、より決定的と見られるのは多摩川流路の低下にある。初期扇状地が広範な氾濫原を擁していた時期の多摩川は幅広い掃流的広がりをなしていたのに対し、立川面形成後の多摩川は上流ほど幅狭い穿入流路に固定され、氾濫原の幅が著しく狭隘化した。このことは完新世に入ってからの多摩川上流部での下刻、いわゆる沖積段丘と呼ばれる新期段丘群形成過程と関係している。武蔵野扇状地の扇頂部に当たる青梅付近の多摩川河床は立川面から４０ｍも深く切り込み、峡谷状になっている。青梅ー立川間に顕著に表れた下刻は地盤運動の結果ではなく、立川期の海面低下による下刻作用が、時を経て上流に遡行した結果だとみる方が理解しやすい。この下刻に伴い、かつて武蔵野扇状地の扇頂付近から扇状地礫層（青梅礫層・武蔵野礫層・立川礫層）に注入されていた多摩川河水の供給は減少し、拝島面形成後は完全に停止したことが上流部青梅・羽村一帯の地質から明らかである。その結果武蔵野扇状地西部領域での地下水位は完新世に入った頃から著しく低下することになった。そして扇状地各所に湧水していたかつての湧出点は凹地や窪地となり、流水路の上流部は涸れ川の浅い谷状地形となって残された。こうして生じた凹地や浅い谷の分布状態を図に示す。そしてこのような水環境の変化は武蔵野地域における更新世から完新世にかけての先史時代遺跡立地のあり方に多大の影響を与えたはずで、その事例のいくつかを本図の中に指摘することができる。またこのような地形発達史的理解は、有史時代に入ってからも長らく欠水地域であった武蔵野西部・北部の水環境を考察する上でも意味があるであろう。


武蔵野台地の谷系と凹地分布
実線（太）　幅 200m 以上の谷底低地を伴うもの
実線（細）　等高線夾角 60 度未満のＶ字または逆台形の谷
破線　夾角 60 度以上の浅い谷
点線（太）　夾角 120 度以上のきわめて浅い谷
点線（細）　地形面境界
三角印　凹地（閉曲線）
入間川
阿須山丘陵
青梅
狭山丘陵
草花丘陵
朝霞
荒川
赤羽
上野
東京
立川
加住丘陵
多摩川
調布
多摩丘陵
大森
0
10km

P-4　東京都の地形と土壌

宇津川徹・坂上寛一・鈴木創三・田中治夫（東京農工大学・農学部）
・浜田竜之介（江戸川大学）
Toru UTSUGAWA,Kan-ichi SAKAGAMI,Sohzoh SUZUKI,Haruo TANAKA
and Ryunosuke HAMADA : Soils and Landforms in the Tokyo Metoropolis

（１）はじめに：１９８９年から、東京都と国土庁による「土地分類基本調査（国土調査）」事業が開始された。われわれは本土の調査から参加し、1/5 万の土壌図の作成に関った。１９９９年度ですべての調査が完了し「秩父・五日市・三峰・丹波」、「八王子・藤沢・上野原」、「川越・青梅」、「東京西北部」、「東京西南部」、「東京東北部・東京東南部」６地区の刊行が終了した(Fig.1)。ここでは、これらの経過の中で生じたいくつかの課題について報告する。

（２）東京都の代表的土壌断面図：東京都の土壌図を作成するために、新たに土壌断面調査をおこなった。土壌断面調査の結果の一部を柱状図に表現した。主な項目は、層位名・層界・土色・腐植・礫及び砂・斑紋及び結核・基岩及び盤層などについてである。代表的土壌断面図は６図幅の合計１７１地点であるが、その一部を示した(Fig.2)。

（３）東京都の土壌・地形・植生の関係：地形は、西側から東側にかけて高度を減じて，山地・丘陵地・台地（段丘）・沖積低地および埋立地（干拓地も含む）の地形からなる。土壌は山地が褐色森林土壌、丘陵地は褐色森林土壌・黒ボク土壌・厚層黒ボク土壌、台地（段丘）が黒ボク土壌・厚層黒ボク土壌からなる。沖積低地は東京湾に面した地域や台地を刻んだ谷底平野に灰色・褐色低地土壌が分布する。さらに、江戸時代からの干拓地、人工地盤の埋立地がみとめられた。植生は山地側が自然度の高い森林からなり自然林・雑木林および植林。丘陵地は住宅地など大規模開発の進む地域の森林。台地（段丘）は現在では公園・街路樹・生垣および住宅地の緑、市街地は社寺林と台地傾斜地の残存林などが分布する(Fig.3)。

（４）潜在土壌：とくに１９９６年からほぼ５年間費やしてきた「東京西北部・東京西南部・東京東北部・東京東南部」の４図幅の土壌図には従来報告されていない都市の土壌図が完成した（坂上・宇津川・鈴木・田中、1999.10）。人工改変地の一部について、潜在土壌の概念を用いて図面上に表現した。**潜在土壌とは「現在は人工物により被覆されているが、人為の影響を一切停止したとき、その立地に存在すると判定される土壌」**と考えた。潜在土壌は、土壌タイプの分類では関東ロームに由来する火山灰土壌や沖積低地の土壌で、潜在黒ボク土壌、潜在厚層黒ボク土壌、潜在灰色褐色低地土壌などからなる。

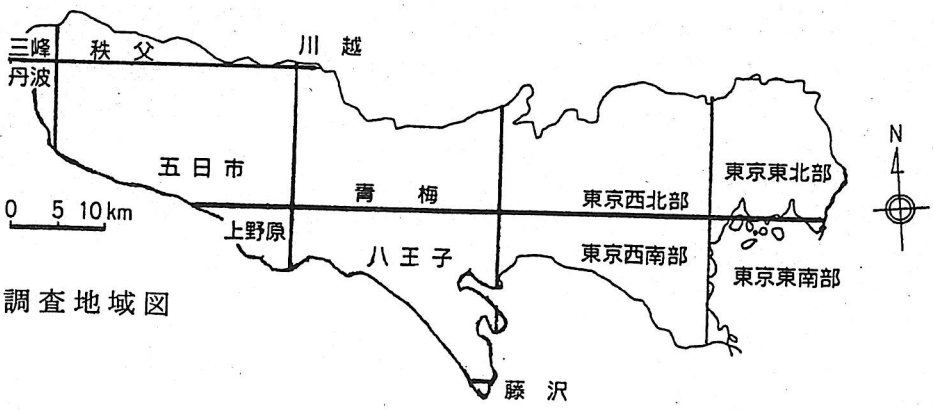


Fig.1　調査地域図

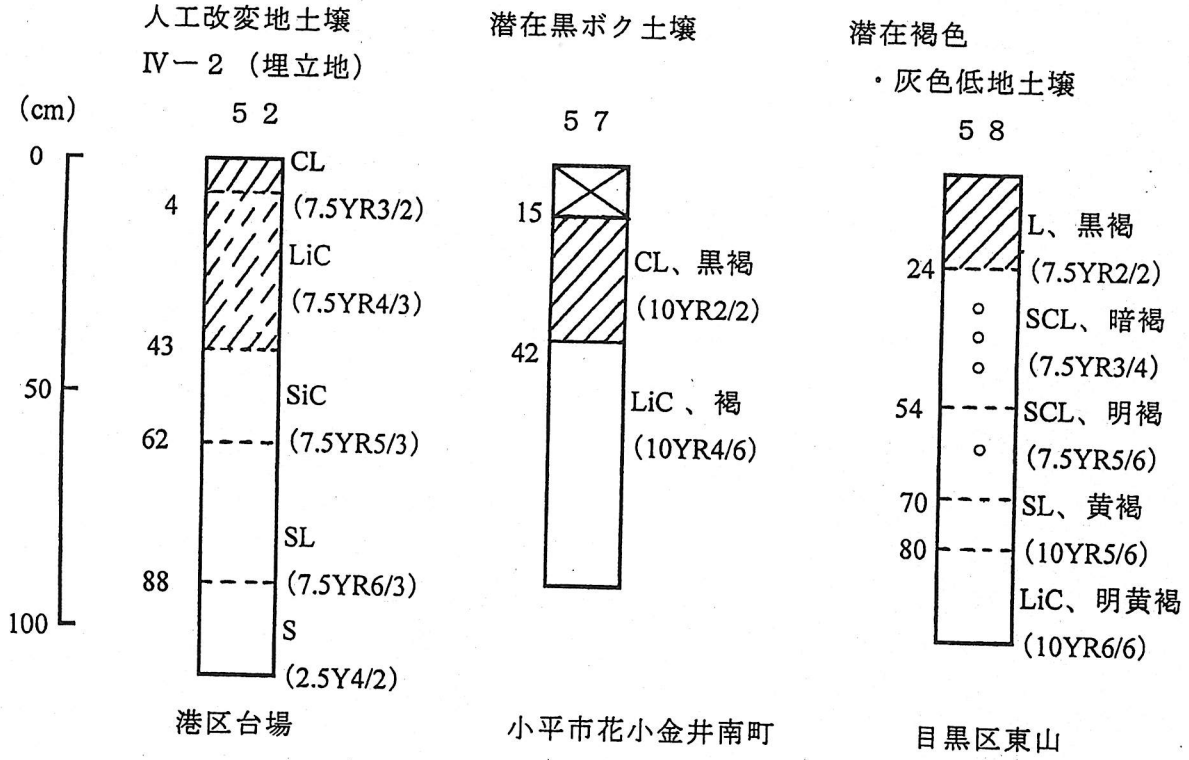


Fig.2　代表的土壌断面図

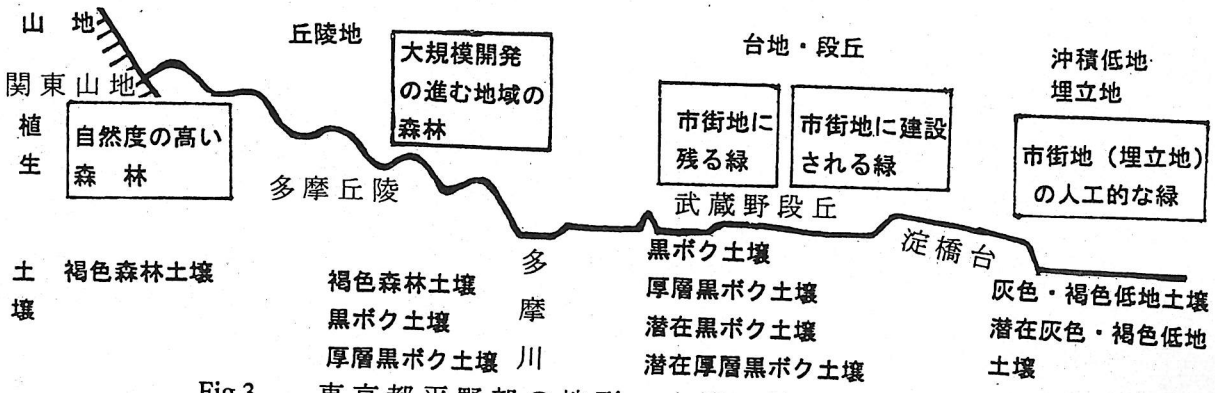


Fig.3　東京都平野部の地形・土壌・植生の関係図

P-5 東京湾東岸縄文後期貝塚群における古地理と動物資源利用
－ＧＩＳを用いた空間解析の試み－

樋泉岳二（早稲田大学）・津村宏臣（総合研究大学院大学）・
西野雅人（千葉県文化財センター）

Takeji TOIZUMI, Hiro'omi TSUMURA and Masahito NISHINO ; Palaeogeopraphical analysis by using GIS on the faunal resourse use of Late Jomon shell midden sites in the east coast of Tokyo bay, central Japan

東京湾東岸の縄文後期の貝塚分布は，臨海型・内陸型など，立地が多様化傾向を示すようになる．そこで，貝塚の立地条件と資源利用との関係を解明するため，千葉県都川・村田川流域の立地を異とする５つの貝塚（矢作・加曽利南・多部田・誉田高田・木戸作）について，動物遺体群の内容を比較した（表１）．各貝塚の立地条件と各種動物資源の利用パターンの関係には，以下のような特徴が認められる．

（1）貝類は，立地条件に関わらず，すべての貝塚で海産貝類が卓越しており，種類組成も高い均一性を示す．ただし微視的に見ると，都川水系の多部田・誉田高田の貝種組成は，同水系の矢作・加曽利南よりも，村田川水系の木戸作に類似しており，この方面からもたらされた可能性がある．

（2）魚類の内容は立地条件の違いを比較的明瞭に反映している．すなわち，海産大型魚については加曽利南と多部田の間にボーダーがあり，これを越えると遺体の出土量が急速に減少する．小型魚の利用については多部田と誉田高田の間にボーダーが存在し，これを越えると漁獲物が淡水魚主体へと変化する．このように魚類資源の利用パターンは，海からある程度の範囲内にあるムラでは海まで出漁するが，漁獲物の多様性は海から遠ざかるにつれて減少し，さらに海までの距離がある限度を越えると淡水魚漁主体に切り替わる．

（3）陸獣については遺跡の立地の差に関わらず，内容に大きな相違は見られない．ウミガメは矢作貝塚のみで特徴的に見られ，海産資源利用の多様性の一端を示す．

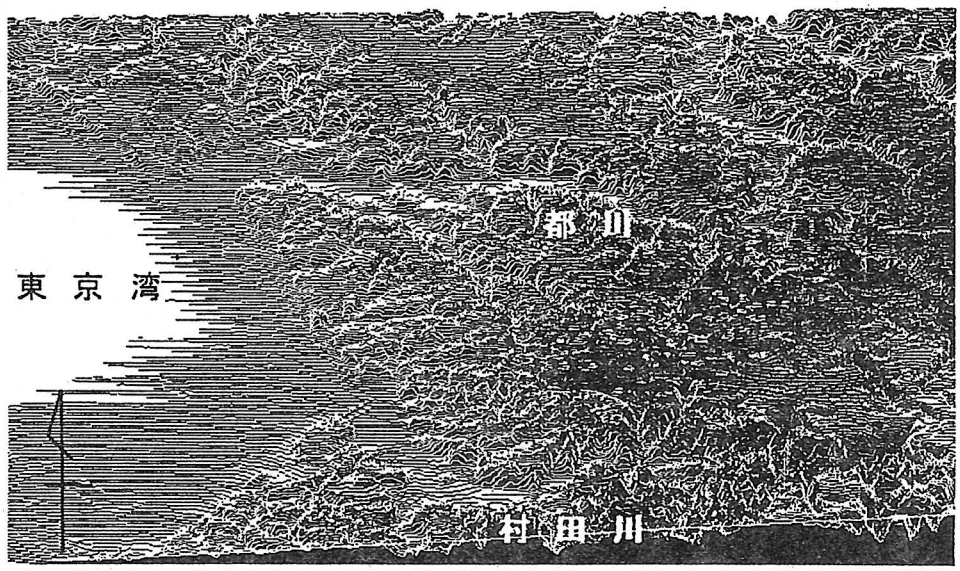
（4）このように，各貝塚の動物資源の利用パターンは遺跡ごとにユニークなあり方を示しており，貝塚立地の多様化が資源利用の多様化に対応する現象であることを示唆している．

以上のように，各貝塚の立地条件と動物資源利用パターンとの間に深い関連があることは容易に推測できる．しかしながら，従来の考古学における遺跡立地条件や周辺の古地理との関連に対する理解は，経験的・直感的なレベルにとどまっていた．このため，様々な人間活動が，いかなる地理的条件と具体的にどう関連しているのかについては，充分な検討がなされてこなかった．しかしながら，近年ではＧＩＳの発達にともなって，遺跡立地とそれをとりまく地理的な諸条件を多角的・客観的に把握することが可能となってきた．そこで本研究では，各貝塚の地理的属性をＧＩＳを用いて多角的に分析し，各種の生業活動との関連についての考察を試みる．

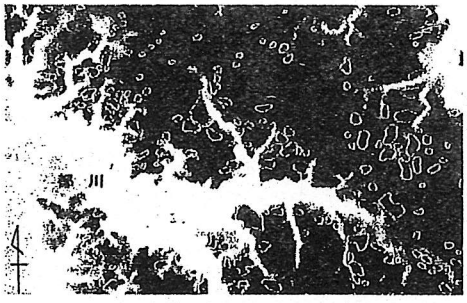
表1. 千葉県都川・村田川流域の縄文後期貝塚における動物資源利用状況の比較

遺跡名				矢作	加曽利南	多部田	誉田高田	木戸作
分析試料の考古年代				縄文後期前葉	縄文後期前葉～中葉	縄文後期初頭～中葉	縄文後期前葉～中葉	縄文後期前葉
遺跡の位置				都川河口域に隣接	都川中流(支谷奥)	都川中流(支谷奥)	都川谷奥	村田川下流支谷奥
海岸線からの距離		谷沿い距離		約1km	約6.5km	約7.5km	約12km	約2.5km
		直線距離		約1km	約4km	約6km	約6km	約2km
主要動物質食料の構成				貝＋海産魚＋陸獣(魚が多い)	貝＋海産魚＋陸獣	貝＋陸獣＋海産魚(大型魚が少ない)	貝＋陸獣＋淡水魚	貝＋陸獣＋海産魚(大型魚・陸獣が少ない)
貝層の規模				中	大	大	中	中
貝類	組成	主要構成種		イボキサゴ・ハマグリ	イボキサゴ・ハマグリ	イボキサゴ・ハマグリ(大半を占める)	イボキサゴ・ハマグリ(大半を占める)	イボキサゴ・ハマグリ(大半を占める)
		アサリ:シオフキの比		アサリ＞シオフキ	アサリ＞シオフキ	シオフキ＞アサリ	シオフキ＞アサリ	シオフキ＞アサリ
		ヤマトシジミ		普通	少ない	なし	ごくまれ	少ない
	ハマグリの殻高分布			25～50mm主体	25～50mm主体	25～45mm主体	25～40mm主体	20～40mm主体
	ハマグリの採集季節			周年(春中心)	周年(夏と冬にやや多い)	未分析	周年(夏中心？)	周年(秋～冬中心)
魚類	海生	産量 *1	魚(NISP)/CS(NISP)	1.96	1.12	0.03	＜0.04	不明
			魚(NISP)/CS(MNI)	37	10	0.5	不明	2.6
	大型魚	種類組成		マダイ・クロダイ主体,スズキ多い	クロダイが大半	―	―	クロダイ主体,スズキ・マダイ多い
	海生	産量(椎骨数／貝層1m^3)		高い(3500)	低い	低い(1000)	不明	低い(1200)
	小型魚	種類組成		多様な種が混在	多様な種が混在(詳細不明)	多様な種が混在(ニシン科・サヨリ卓越)	少ない	多様な種が混在(ニシン科・サヨリ卓越)
	淡水魚			まれ	まれ？	まれ	フナ主体(詳細不明)	まれ
鳥獣類	陸獣			シカ＞イノシシ	イノシシ≒シカ	イノシシ＞シカ	シカ＞イノシシ	シカ＞イノシシ
	鳥類			少ない(カモ類主体)	少ない(キジ主体)	まれ	まれ	まれ
	ウミガメ			あり	あり(加工品)	なし	なし	あり(加工品)

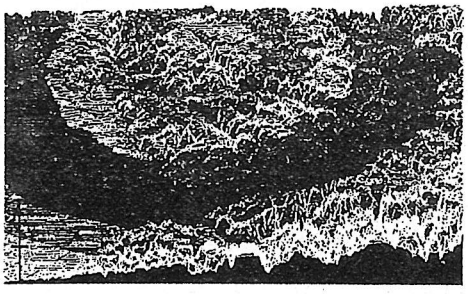
*1 NISP:同定された標本数, MNI:最小個体数, CS:シカ＋イノシシ.



都川・村田川流域の地形と縄文時代遺跡分布



都川流域の縄文時代遺跡



加曽利貝塚からのコストモデル

P-6　道路状遺構と覆土ー推定鎌倉街道ー

松田隆夫（府中市教育委員会）・建石 徹（東京芸術大学）・
西野善勝（府中市遺跡調査会）・坂上寛一（東京農工大学）

Study on the Deposit Soil of Medieval Road Site (Kamakura-Kaido)

給源火山から離れた遠隔地にあるテフラの覆土は、そのテフラ分析によって覆土堆積の時期や遺構内の覆土形成過程の一部を得ることができる。東京都府中市・国分寺市の台地を通る鎌倉街道（上道）は、多くの地点で調査が実施され、点から線に古道が認定されてきた。中世から近世にかけての鎌倉街道の覆土分析は、府中市・武蔵台東遺跡と国分寺市・泉町遺跡の道路状遺構を対象とした。

道路状遺構の形状は、道路幅 11 m前後で両サイドにU字状の側溝を伴う。古道面（硬化層）は、武蔵台東遺跡でテフラの重鉱物組成から立川ローム層のハードローム中まで掘下げられ、古道面直上には宝永スコリア層（1707.A.D.富士山噴火）が堆積する。また、泉町遺跡の鎌倉街道は、武蔵台東遺跡の古道の延長上にあって、北方へ約 200 mの地点にある。泉町遺跡の古道面は、テフラの岩片組成から立川ローム層最上部となる漸移層中まで掘下げられ、古道面直上には宝永スコリアを含む表土層（黒ボク土層最上部）に覆われている。武蔵台東遺跡の古道面がハードローム中まで掘下げられたのは、同遺跡南方 150 mに武蔵野段丘崖（国分寺崖線）があり、崖の切り通しを経て緩斜面を形成する必要があったためで、台地平坦部では拡散して観察できない宝永スコリアも、その凹地に純層として埋積したものである。鎌倉街道の古道側溝は、上位から黒ボク土層（黒土層）の表土層・黒色帯上部（H-1BB上部）が累積し、古道側溝に埋積した表土層・黒色帯上部はテフラの岩片組成で武蔵野台地南部の同層にそれぞれ対比できる。

このことから、鎌倉街道（上道）の覆土形成過程は、古道側溝の構築が側溝に黒色帯上部の一部が埋積される以前の時期であるが、黒色帯上部は周辺地域の遺構覆土の観察や出土遺物から、主に奈良時代～宝永スコリアが降灰前の近世前期までの遺物包含層であることから、その時代幅が長く、したがって、テフラ分析から古道側溝の構築期を確定することができない。また、古道側溝の覆土は黒色帯上部以上のテフラで、古道面直上の覆土は宝永スコリア層や表土層で形成されていることから、道路状遺構で新旧のテフラ層がみられる。鎌倉街道は在地の生活道路の中で主要街道となった道路を整備したものとも指摘され、古道側溝が黒色帯上部でほぼ埋積された後も、古道面は宝永スコリアが降灰する以前まで硬化層として維持されたことを示す。このことは鎌倉街道が古道面（硬化層）形成以後で宝永スコリア降灰までの間、主要街道として人々の往還があり、その後（近世・甲州街道の開通・整備以降）、人々の往還が減少したことを示すものと思われる。

図1　府中市・国分寺市の鎌倉街道（上道）の調査地点

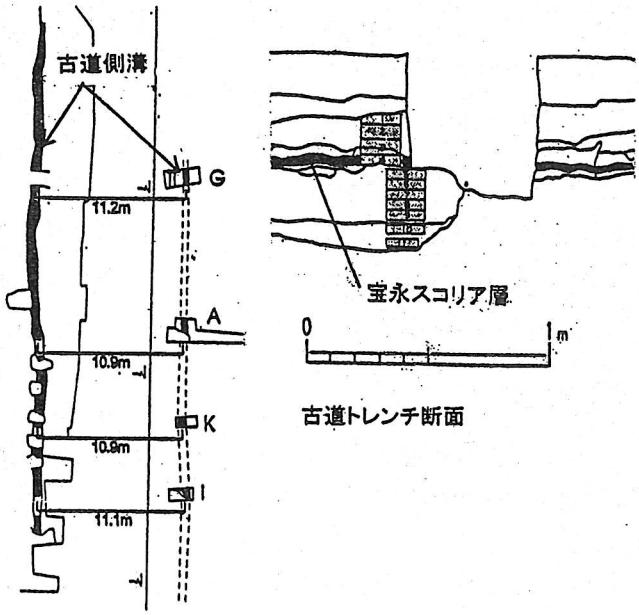


図2　武蔵台東遺跡・鎌倉街道の古道面と側溝

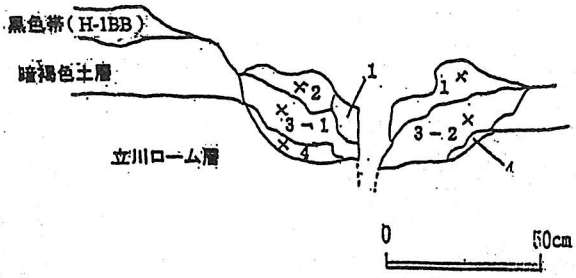


図3　泉町遺跡・鎌倉街道の古道側溝と覆土
×印は試料採取位置

図4－1　武蔵台東遺跡、古道面東壁のスコリア（軽鉱物・重鉱物・スコリア組成、粒径 0.25 ～ 0.125mm）

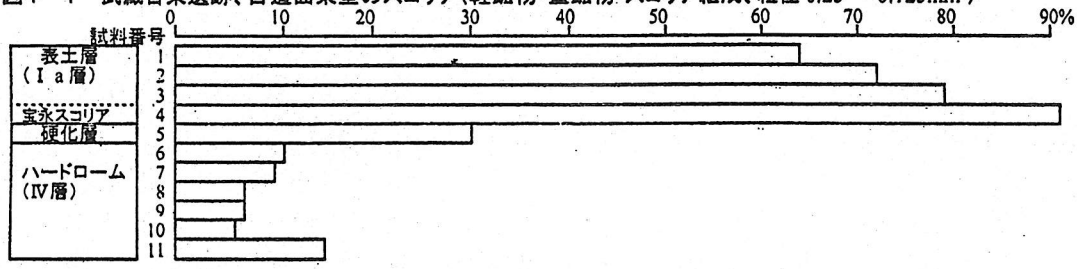


図4－2　試料4の宝永スコリア（スコリア組成、粒径 0.25 ～ 0.125mm）

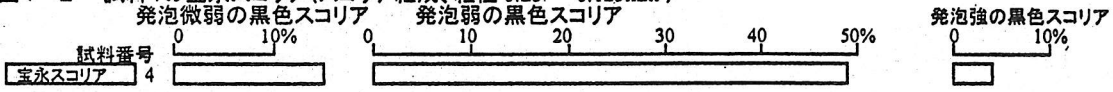
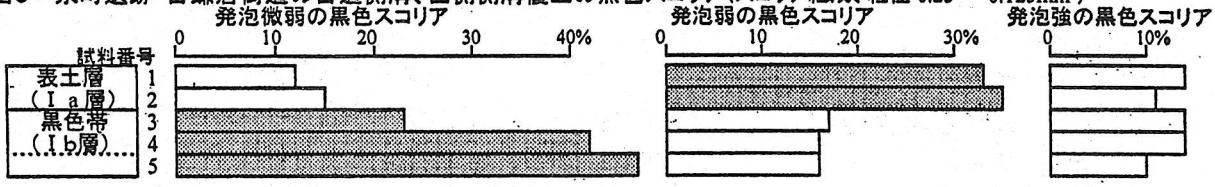


図5　泉町遺跡・古鎌倉街道の古道側溝、西側側溝覆土の黒色スコリア（スコリア組成、粒径 0.25 ～ 0.125mm）



P-7　福井県敦賀市，中池見の地質調査（その１）

斎藤礼子*・北田奈緒子*・宮川ちひろ*・岡井大八**・目堅智久**
*(財)地域地盤環境研究所，**大阪ガス株式会社
Reiko SAITO , Naoko KITADA , Chihiro MIYAKAWA , Daihachi OKAI , Tomohisa MEKATA ;
Geophysical and geochronological survey at NAKAIKEMI moor , Tsuruga City , Fukui Prefecture , Central Japan (No.1).

＜はじめに＞

中池見は福井県敦賀市，敦賀平野北東部に位置する凹地群のうちのひとつである。数百 m 東側には敦賀断層が存在しており，Okada（1978）ではこれらの凹地は敦賀断層の活動によって形成された袋状の埋積谷としている。凹地を埋める高有機質土は数十mの厚さで堆積しており，過去数万年間の環境変遷が記録されている可能性が指摘された。また，宮本ほか（1995）では中池見内で行われたボーリングコアを用いてこの高有機質土の層序，堆積年代を明らかにし，過去５万年間はほぼ連続した堆積物が保存されていることを示した。

本発表では，中池見凹地の形状，層序，地層分布をより詳細に把握するために実施された地質調査結果を報告する。

＜調査内容・結果＞

調査内容は，中池見を東西に横断する２測線で反射法地震探査（Ｓ波）を，その測線上で基盤岩まで到達する 12 本のボーリングを掘削した（図１）。

中池見のほぼ中心部を横断するＳ-１測線の結果，基盤を含めて３層構造になっていると考えられる。表層部分の 20m程度は西端から東端までほとんど水平に縞模様が見られ，地層が水平に堆積している。この層の下位には反射面が側方に不連続な部分が見られる。その下に凹型の顕著な反射面がみられ，これが基盤の上面を示していると考えられる。基盤は西から中央部にかけては緩やかに東に傾斜する，すり鉢状構造で，最も深い Bt-5 孔付近で深度約 80m（標高-35m）である。中央部やや東付近から基盤の反射面は急激に浅くなり，谷の出口へと続く。南側のＳ-2 測線はＳ-1 測線と同様に表層部に水平な堆積物が見られ，すり鉢状の形状を示す基盤と表層堆積物の間に反射面が不明瞭な堆積物が見られる。東端はほとんど基盤岩の露岩地で，西端も堆積層は非常に薄い。

12 本のボーリングのうち，８本は S-1 測線上で，４本は S-2 測線上で実施し，うち１本は斜めボーリングである。S-1 測線上のボーリング調査の結果，下位より美濃 - 丹波帯の砂岩，頁岩を主体とする基盤岩，粘土混じり砂礫層，有機質粘土層，植物密集層の４層に分けられることがわかった。また，植物密集層中には K-Ah 火山灰，AT 火山灰が挟在されている（詳細は本学会で報告する『福井県敦賀市，中池見の地質調査（その 2)』を参照)。また，反射法の結果で基盤深度が急激に浅くなる地点から東側で掘削した Bt-10，7，4 の３本のコアで，風化した基盤岩の下位に堆積層が分布し，その下位にまた基盤岩が現れた。この構造について詳細なコア観察と鏡下観察などを行ったが，破砕帯や断層粘土など構造的な痕跡は認められなかった。S-2 測線でも S-1 測線とほぼ同様の地層が見られ，下位より基盤岩，砂礫～砂層，有機質粘土，植物密集層の４層

に区分できる。しかし，基盤岩直上の砂礫層は層厚が非常に薄く，Bt-8 より東では存在していない。S-2 測線では S-1 測線に比べて基盤の出現深度が浅く（深度約 30m：標高+15m），50m もの落差が生じている。なお，S-1 測線で見られた，基盤が 2 度見られたような現象は S-2 測線では認められなかった。

<まとめ>

以上の結果から，中池見の形状，層相をまとめると以下のようになる。

- 中池見の基盤形状は凹地中部，南部ともに中央付近が深くなるすり鉢状の構造を示す。
- 中池見内の地層は下位より，美濃-丹波帯の砂岩頁岩を主体とする基盤，粘土混じり砂礫層，有機質粘土層，植物密集層の 4 層に区分できる。
- S-1 測線東側ボーリングでは基盤が 2 度現れる現象が認められた。この構造について詳細なコア観察や鏡下観察などを行ったが，破砕帯や断層粘土など構造的な痕跡は認められなかった。
- S-2 測線では上記のような現象は認められていない。
- S-1 測線と S-2 測線の基盤出現深度に 50m の上下差がある。
- 基盤直上の粘土まじり砂礫層は概ね基盤の形状に沿って分布し，植物密集層中に見られる K-Ah，AT 火山灰は凹地の中心部に向けて緩やかに西傾斜を示している。

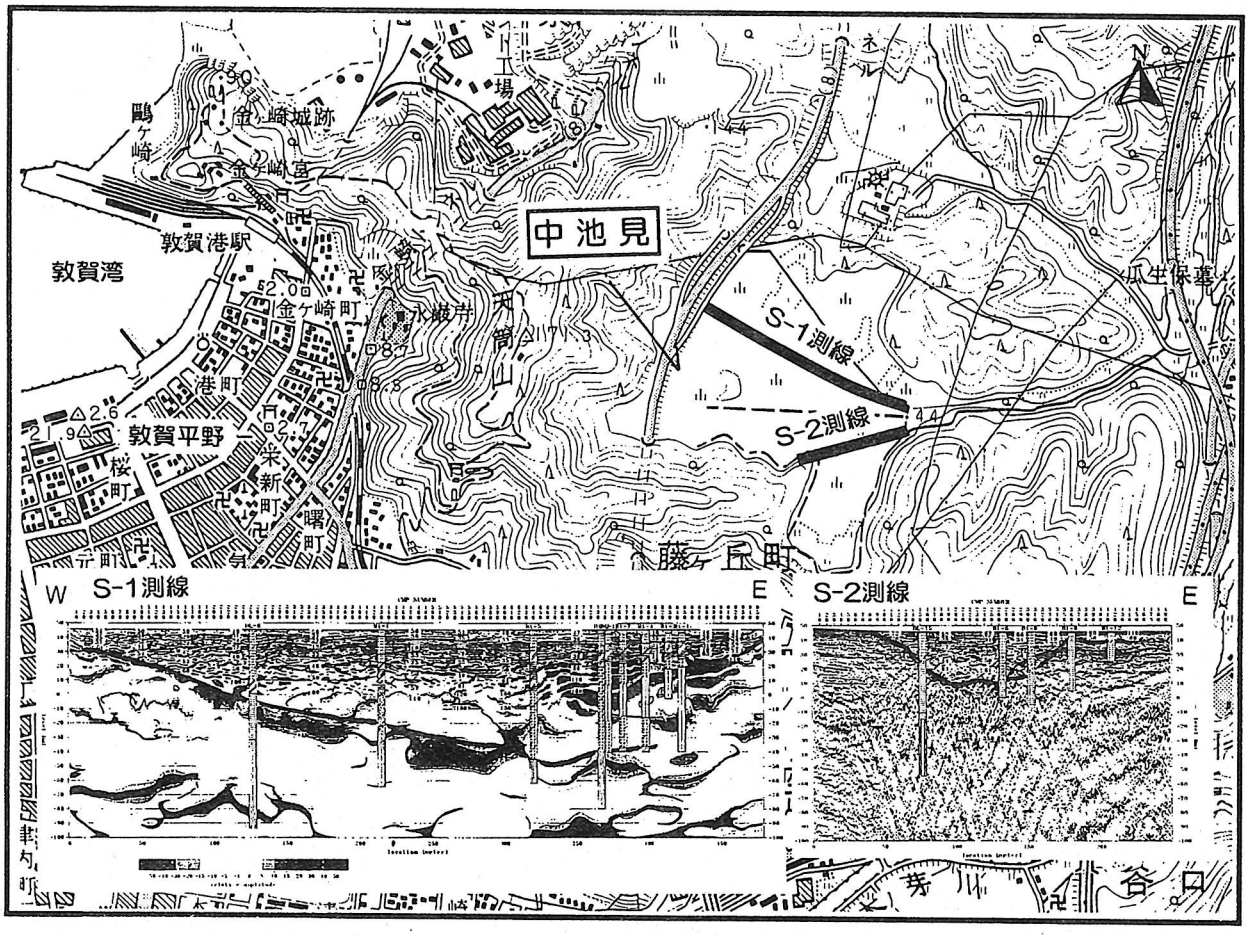


図１　中池見での地質調査概要　　0　0.5(km)

P-8　福井県敦賀市，中池見の地質調査（その2）

宮川ちひろ*・北田奈緒子*・斎藤礼子*・岡井大八**・目堅智久**
*（財）地域地盤環境研究所・**大阪ガス株式会社
Chihiro MIYAKAWA・Naoko KITADA・Reiko SAITO・Daihachi OKAI・
Tomohisa MEKATA

; Geophysical and geochronological survey at NAKAIKEMI moor, Tsuruga City, Fukui Prefecture, Central Japan (No.2).

＜概　要＞

本学会で報告を行なう「福井県敦賀市，中池見の地質調査（その１）」で示したボーリングの，有機質層の部分については，凹地の形成過程を調べるためにテフラ分析，花粉分析，^{14}C年代測定，帯磁率測定，含水比測定など多くの分析を行なっている．ここではテフラ分析および帯磁率測定の結果について報告する．なおS-1およびS-2断面の位置は「その１」に示す通りである．

＜分析及び測定結果＞

有機質層には，約10万年前以降に降灰した広域テフラが数多く挟在されている．今回の調査では，肉眼観察および帯磁率測定結果によるピーク層準を分析することにより，堆積物中にあるテフラを高い精度で検出した．

テフラの対比は鉱物組成・重鉱物組成・火山ガラスの形状などの岩石記載的性質と，火山ガラスや鉱物の屈折率を温度変化型測定法で測定することにより行なった．今回発見されたテフラのうち，広域テフラに対比されたものは鬼界アカホヤ（K-Ah），姶良Tn（AT），大山倉吉・生竹（DKP・DNP）などの大山系テフラ，阿蘇4（Aso-4），鬼界葛原（K-Tz），阿多（Ata）などである．図1にS-1断面での主要なテフラ層を示す．どのテフラも側方への連続性が非常に良く，特にK-Ah，ATなどはほぼ全てのコアで観察できた．また上記の広域テフラ以外でも，近畿地方の沖積層下底に含まれている阪手火山灰が層状で，たびたび挟在されていた．

テフラ層の中で一番年代の古いものはAtaで，凹地中央付近のBt-1でも，基盤の高まったBt-7やBt-4などの東側でも有機質粘土層の下部に含まれており，砂礫層上面の形状に沿って堆積している．従って有機質層の堆積は，凹地中央部のS-1測線付近では約10万年より少し前に始まったと考えられる．しかし南側のS-2測線側にAtaは無く，K-Tzの再堆積が見られることから，南側に有機質土が堆積したのはS-1測線側より遅かったと考えられる．

帯磁率はUチャネルによる連続サンプルで測定した．テフラを時間軸に用

いて側方対比を行なうと，ATの明瞭なピークおよびDKP・DNP付近の緩やかに増加するパターンが特徴的に対比できる．大山系のテフラの場合はパターンが特徴的なので，肉眼テフラが発見できない場合には逆にピークの部分を洗い出すと高い確率で発見する事ができた．また火山灰層による明瞭なピーク以外の小規模なピークについても，比較的よく側方対比が出来るように見える．^{14}C 炭素年代と堆積速度の関係や，他の分析結果と合わせても，有機質堆積物は側方・深度方向とも連続性が良く，比較的平穏な環境下で堆積しているように見える．また，火山灰の出現深度については高有機質土の圧密や分解の影響を受けていることも考えられる．

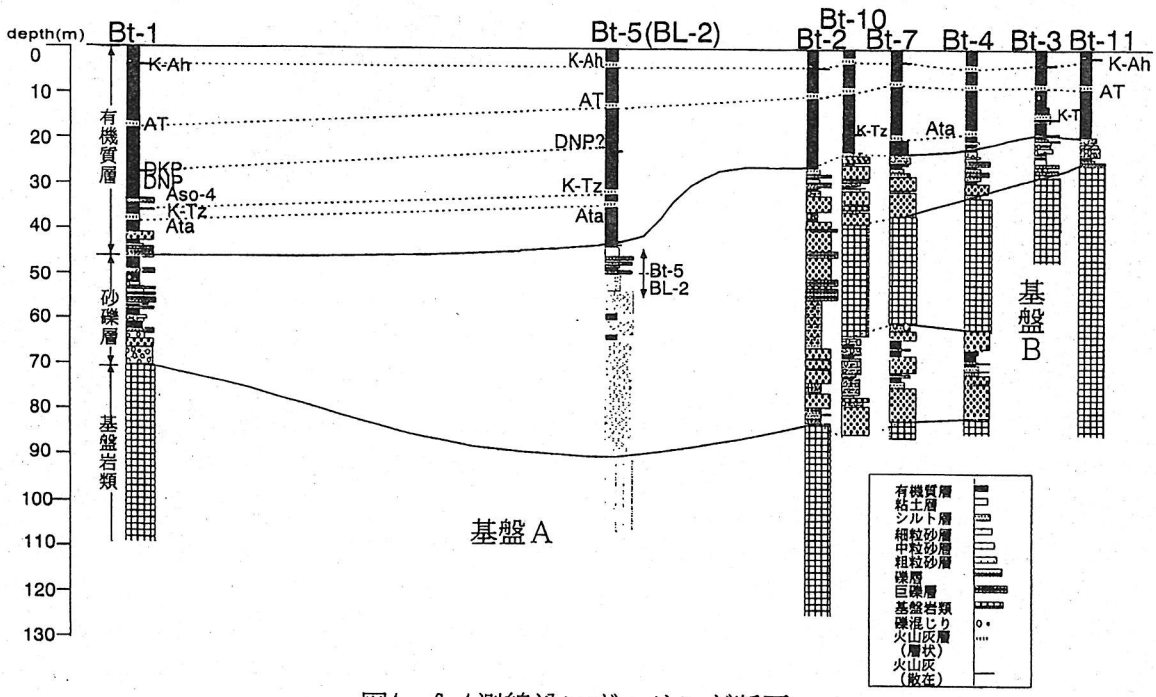


図1　S-1測線沿いボーリング断面

縦横比　1：1

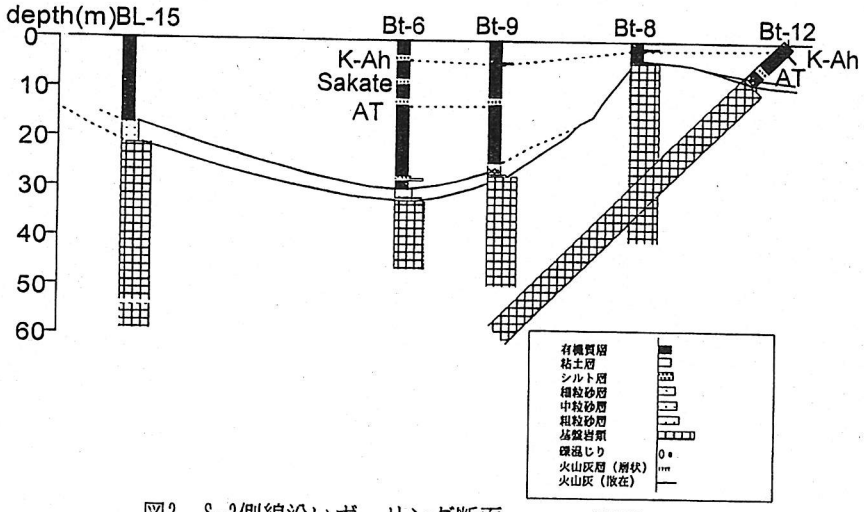


図2　S-2側線沿いボーリング断面

縦横比　1：1

P-9　水月湖年縞堆積物から復元された歴史時代の環境変化と植物プランクトン群集の応答速度

加藤めぐみ（都立大）・谷村好洋（科博）・福沢仁之（都立大）

これまでに採取された水月湖湖底堆積物には明瞭な葉理構造が認められており，これらは湖内のプランクトン生産や陸源・湖内自生鉱物の堆積環境の周年変化がそのまま蓄積された年縞堆積物であることが福沢（1995）などにより明らかにされている．年縞堆積物には珪藻などの植物プランクトンの化石が良好に保存されており，葉理に含まれるそれらの層序を詳細に観察することで 1 年単位あるいは季節単位で過去の植物プランクトン群集の変化を読み取ることが可能である．このような特徴をもつ年縞堆積物を高時間分解能で解析して，水塊の物理・化学的な変化に対する植物プランクトンの応答速度を明らかにすることを試みた．そして，分類群ごとの応答速度の差異について検討した．

本研究で用いたピストンコア試料 SGP-12（全長 384cm，採取地点は図 1 参照）にも細かな葉理構造が認められて，堆積物の構成粒子はおもに珪藻化石であることが観察された．そして，西暦 1664 年の人工排水路建設によって湖に海水が侵入したために，珪藻群集が変化したことが示された．海水が侵入する以前の淡水環境下で優占していた *Aulacoseira ambigua*，*Stephanodiscus carconensis*，*A. granulata* などはこの人工改変以降に減少して，ほとんど *A. longispina* 単一種からなる珪藻群集へと変化した（図 2）．しかしながら，この珪藻群集の交替には時間間隙が存在して，海水の侵入と底層水の塩分上昇による湖水の成層の強化に対して珪藻群集は徐々に遷移していったと考えられる．年縞の枚数計数にもとづく編年によれば，*A. ambigua* がほとんど産出しなくなってから *A. longispina* が優占しはじめるまでに数十年間かかったと推定される．この数十年に対比される層準には，*Synedra* spp.や *Stephanodiscus* sp.からなる珪藻葉理が認められるものの，珪藻化石の出現数が総じて少なかった（図 2）．したがって，この時代には珪藻による一次生産が少なかったことが示唆される．

これに対して，この珪藻産出量が少ない層準には桿状生物化石が多く産出することが明らかになった（図 2）．桿状生物化石はシアノバクテリアの休眠細胞（アキネート）である可能性が高い．これらの観察結果から，西暦 1700 年ごろの水月湖では，一時的にあるいは季節的にではあるが珪藻にかわってそれらが水域生態系の一次生産者として重要な役割を担っていたと考えられる．また，海水侵入後に安定した珪藻群集が成立するのに先立って桿状生物化石が多産することから，淡水湖への海水侵入による水塊構造の変化に対してシアノバクテリアの方が珪藻群集よりすばやく応答して増殖したと推定される．

［引用文献］

福沢仁之，1995．天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物．第四紀研究，**34**，135-149．

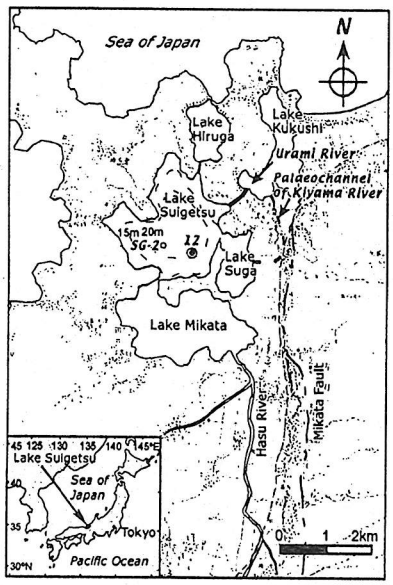


図1　水月湖の位置図と堆積物コア試料採取地点

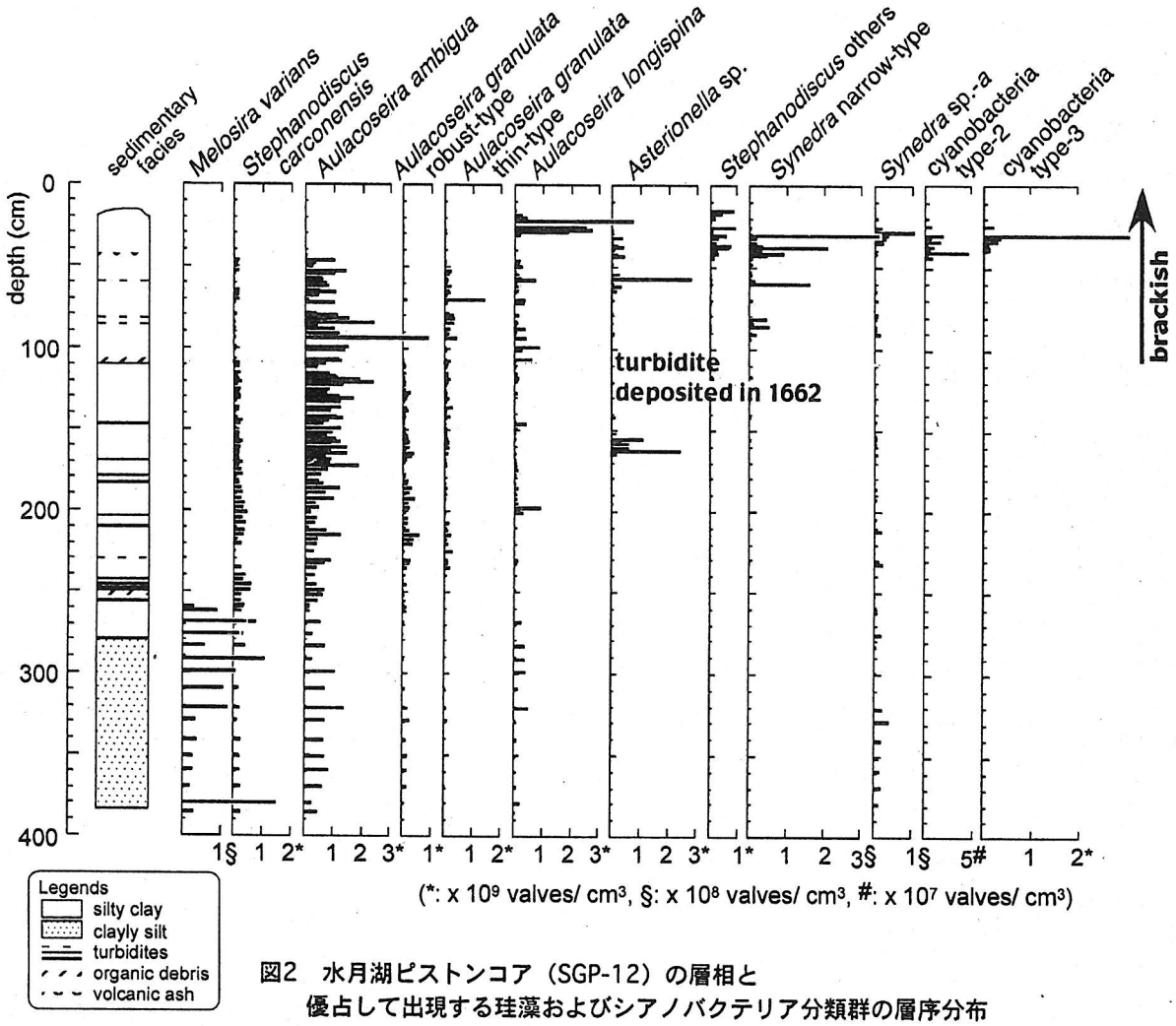


図2　水月湖ピストンコア（SGP-12）の層相と
優占して出現する珪藻およびシアノバクテリア分類群の層序分布

P-10　完新世の相対海面高度記録から推定される西神戸沿岸域の隆起速度

佐藤裕司（姫路工大・自然研／兵庫県・人博）・奥野淳一（東大・地震研）
中田正夫（九州大）・前田保夫（姫路工大・自然研）

Hiroshi SATO, Jun'ichi OKUNO, Masao NAKADA and Yasuo MAEDA: Holocene uplift derived from relative sea-level records along the coast of western Kobe, Japan

神戸の沿岸域は過去約 100 万年間にわたって六甲山地の上昇を伴う局地的な地殻変動（六甲変動）の影響下にある．当地域における完新世の地盤変位量を評価するために，神戸市玉津（ＴＭ）と垂水（ＴＲ）において相対海面高度の変化を推定した．両地点は 1995 年兵庫県南部地震の震央近くに位置する．このような変動の大きい地点において，地質学的に認定される海面高度の観測値と，ハイドロアイソスタシーの地球物理学モデルから求められる海面変化の理論値を比較することにより，六甲変動によってもたらされた完新世の地盤変位量を評価することを試みた．

相対海面高度の観測値は，堆積物中のイオウ含有量と珪藻遺骸群集の分析にもとづき，完新世中期から後期における平均海面（海水準）の高度を推定した（図１）．本研究では，環境指標としてのイオウおよび珪藻遺骸群集の特性を考慮し，現在の大潮時の平均潮位差（ＴＭ：± 0.30 m，ＴＲ：± 0.40 m）と測量時の誤差（± 0.10 m）を古海水準推定の際の観測誤差とした．一方，堆積年代はアカホヤ火山灰層準と放射性炭素による年代測定にもとづき，結果の考察には暦年代較正した年代値（cal BP）を用いた．海水準変化の理論値は，Nakada et al.（1998）に示された初期値にもとづくモデル計算より求めた．

玉津では，古海水準を指示する観測値（RSL index point）とその年代値として，標高 +1.80 m ± 0.40 m（6415-6290 cal BP），+2.37 m ± 0.40 m（5585-5320 cal BP）および +2.20 m ± 0.40 m（5700 cal BP）がそれぞれ得られた．一方，垂水では，標高 +2.00 m ± 0.50 m（7300 cal BP），+2.06 m ± 0.50 m（3835-3485 cal BP）および +1.88 m ± 0.50 m（3580-3365 cal BP）の観測値が得られた．玉津と垂水において海水準変化の理論値と古海水準高度の観測値を比較したところ，両地点とも観測値が理論値を上回る結果が得られた．玉津では年平均隆起速度 0.1 ～ 0.3 mm（図２），垂水では年平均隆起速度 0.3 ～ 0.5 mm をそれぞれ仮定すると，理論値と観測値はよく適合する．

これらの隆起速度は，西神戸の沿岸域に分布する過去約 13 万年間に形成されたとされる段丘面の高度分布（田中，1989）をうまく説明すると思われる．このことから，今回の推定は西神戸沿岸域における後期更新世の地殻変動量の概算値を与えるものと考えられる。

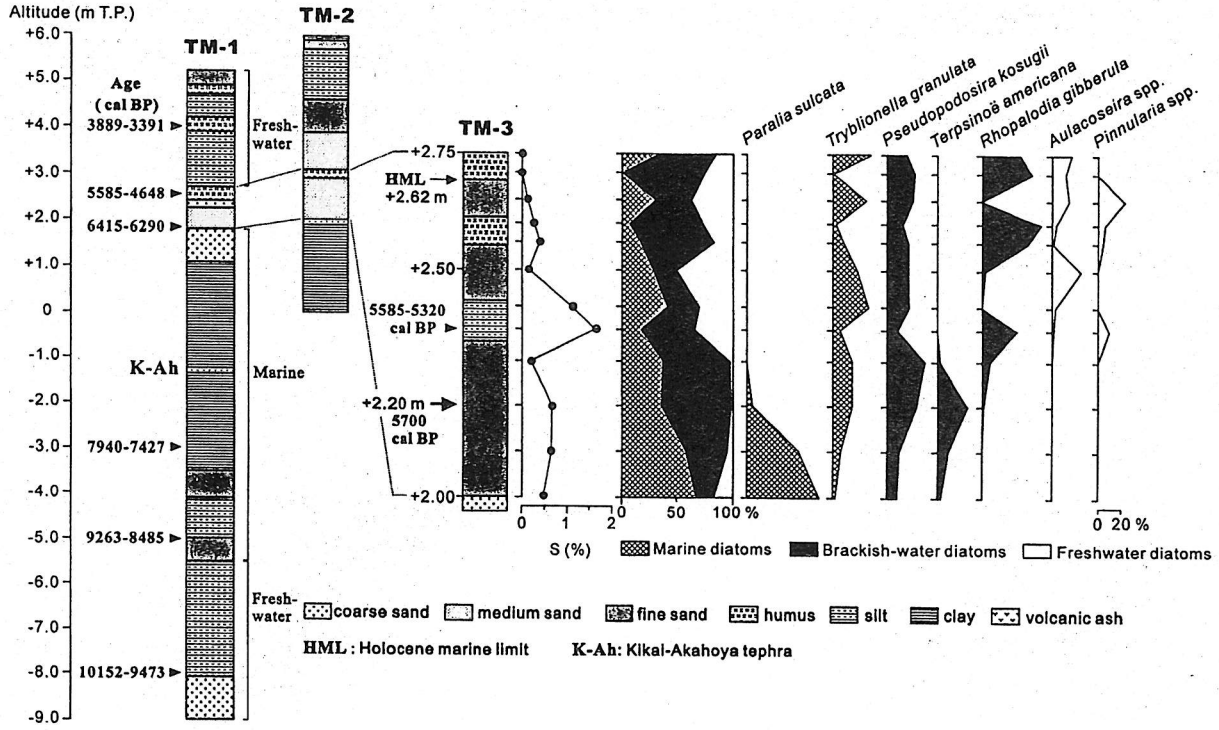


図１　神戸市玉津（ＴＭ）における地質柱状図，堆積年代，および堆積物中のイオウ含有量と珪藻遺骸群集の鉛直分布
神戸市玉津の調査地点TM1～3の柱状図とＴＭ３におけるイオウ含有量（S%）と珪藻遺骸群集の出現状況を示す．堆積年代は暦年代（cal BP）で示される．神戸市玉津では，標高 +1.80 m（6415-6290 cal BP）と +2.37 m（5585-5320 cal BP）および +2.20 m（5700 cal BP）の堆積環境は干潟と推定され，標高 +2.20 m の干潟堆積物が最もよく当時の海水準を示すと考えられる．

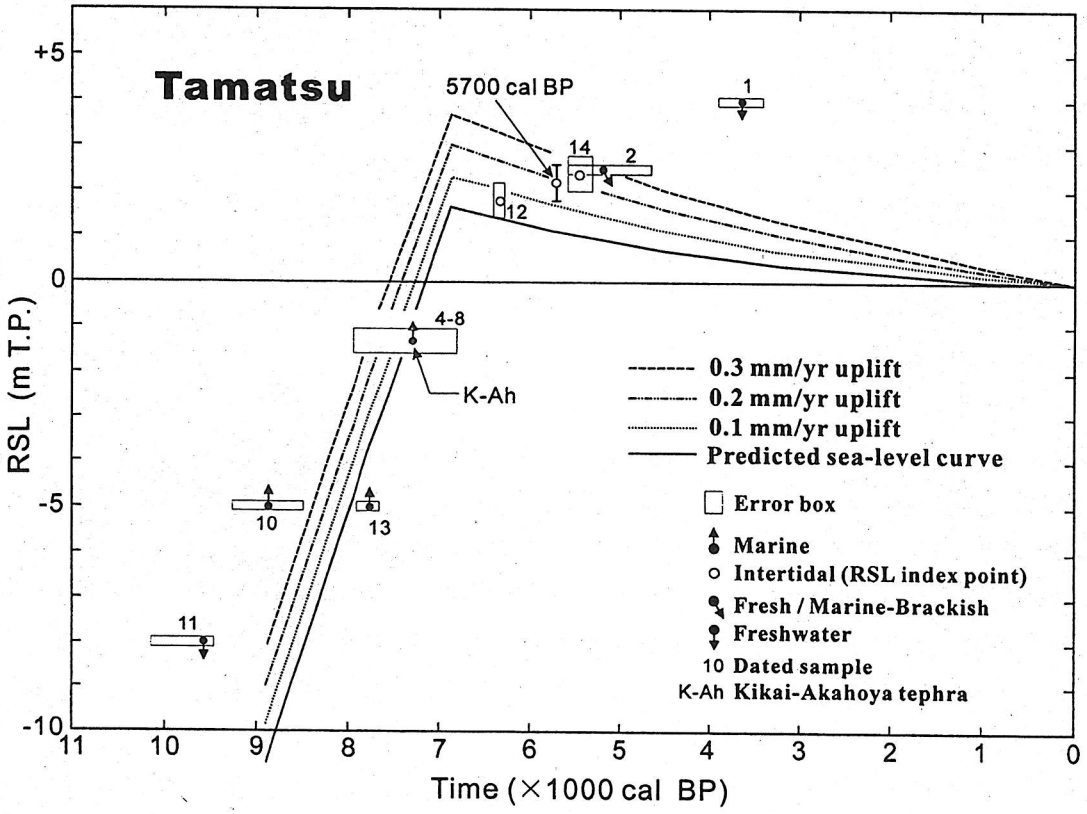


図２　神戸市玉津における海水準変化曲線の理論値と相対海面高度の観測値の比較
海水準変化曲線の理論値の計算は，氷床モデル ARC3+ANT4b，リソスフェアの厚さ 30 km，アセノスフェア（200 km）の粘性率 10^{20} Pa s，上部マントルの粘性率 2×10^{20} Pa s，下部マントルの粘性率 10^{22} Pa s による．縦軸は標高（m T.P.），横軸は堆積年代(暦年代 cal BP)を示す．

P-11 芸予地震(2001)時の墓石の点・回転運動より見た潜在活断層

鹿島　愛彦(松山東雲短期大学)

Naruhiko KASHIMA: On the potential-active fault inferred from moving response of tombstones by the Geiyo 2001 earthquake in northwestern part of Matsuyama Plain.

地震動被害調査の一環として，墓石に発生した転倒・並進・回転現象などの変状から地震動の水平振動方位分布や地表変状の方向規制などのについての解析が行われている－例えば，兵庫県南部地震については岩尾他(1995)・高林(1995)・横山他(1998)などが，鳥取県西部地震については岡田他(2001)がある．

平成 13 年 3 月 24 日に発生した芸予地震についても，四国北西部の松山平野に散在する多くの墓地において，墓石(和式・洋式・兵士墓など)・石灯籠・香炉などに転倒・並進・回転・跳躍現象などの変状が認められた．

演者は，一般に「猫脚(ねこあし)」と呼ばれている 4 脚で竿石を支えているタイプの墓石の脚先が地震動により台座に刻んだ「傷跡の軌跡」(写真-1)と，和式・兵士墓の「回転運動」とに注目して，松山平野各地の墓地の調査を行った．

今回調査を行うことの出来た墓地は，松山平野北西部を中心とした 100 ヶ所程度に過ぎないが，右回転(時計回り)・左回転(反時計回り)・左右両者混在・無回転のそれぞれの 4 種類に区分し地質図に示した．

右回転墓地・左回転墓地および左右両者混在墓地の直線状の分布の状態は，従来松山平野北西部の堀江地溝帯(村上，1949)を構成するとされてきた走向 NNW-SSE の衣山断層・山越断層・祝谷断層(鹿島・篠原，1997)及びこれらに平行する断層に規制されていると見ることが出来る．

防災科学技術研究所による 2001 年芸予地震(安芸灘の地震)に伴う理論地殻変動は，「余震分布と発震機構解析から，長さ 25km，幅 10km，上端の深さ 40km，走向 N172E，傾斜角 63 度(西落ち)の断層面上で左横ずれ成分 49cm，正断層成分 110cm の断層運動を起こしたもの」と推定されている．そしてこの断層モデルから理論的に予測される地表の上下・水平変動は，最大 1cm 前後の量であるとされている．

竿石の猫脚が墓石台座に刻み付けた上下・水平動を示す引掻き傷の軌跡は，「兵庫県南部地震の際に，神戸市直下に想定された震源断層からの地震動の粒子運動の軌跡(土木学会関西支部－地震活動分科会，1998)」に酷似しており，潜在断層面を挟んで右回転墓地と左回転墓地が分布することは，断層面を挟んだ地面の揺れの軌跡は逆向きの回転を示すと指摘されていることとも合致するように思われる．

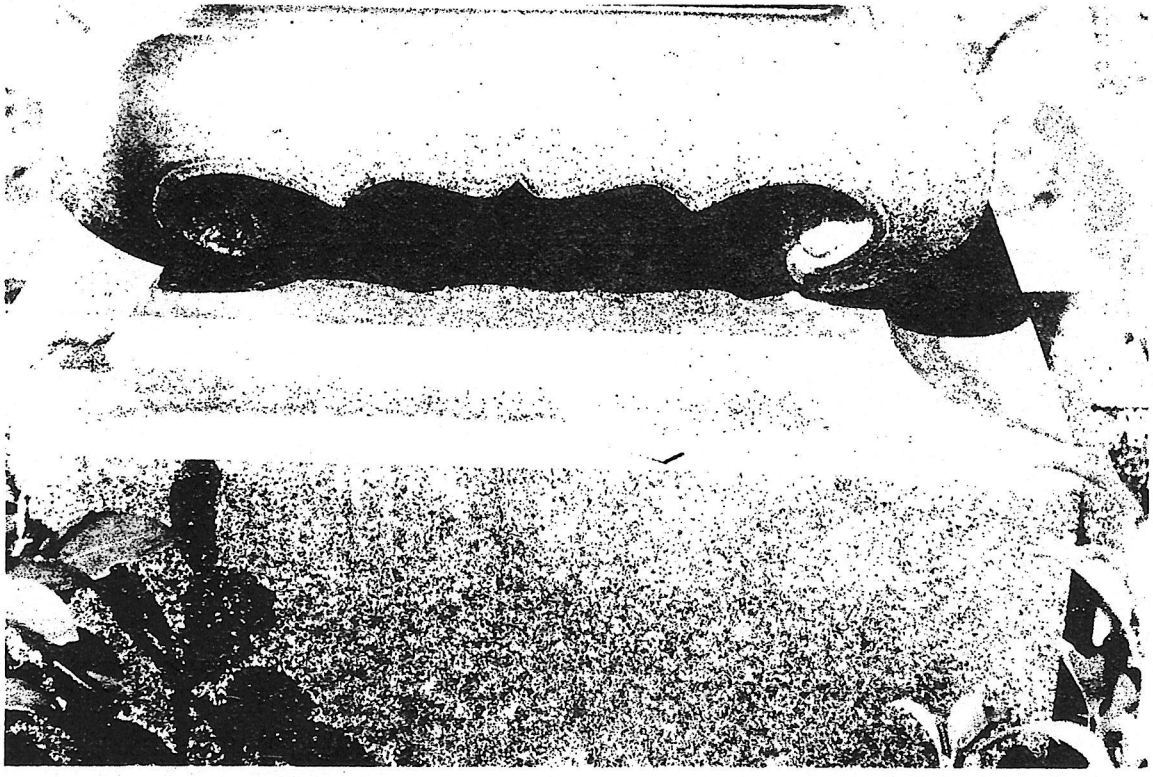
今回の芸予地震においては，安芸灘の震源域に生じた左横ずれの断層破壊が

SSE(N127E)方向に伝播した結果，松山平野北西部に地表断層の形成は認められなかったものの，潜在活断層線を境界とする地面の揺れの軌跡は逆向きの右回転・左回転運動を生じ地表の墓石に回転現象を与えたものと考えられる．

更に，今回観察された「猫脚が墓石台座に刻み付けた傷の軌跡」は，先に発表された地表の上下・水平変動が最大 1cm のオーダーにとどまらずこれを大きく上回っており，今後の研究課題として残されている．

今回の芸予地震のマグニチュードは Mw6.9 とされているが，もし地表断層(活断層)を形成する規模の断層破壊が発生しておれば松山平野の建築物などに大災害をもたらしていた可能性がある．

四国とくに愛媛県においては，東西方向に発達する中央構造線活断層系の活動に起因する大地震のみに注目が集まり，南北方向の活断層の存在は疑問視又は無視されることの方が多かった．しかしながら，芸予地震(2001)を松山平野の堀江地溝帯を構成する南北方向の断層群が潜在活断層である可能性を示唆したものと捉え，早急な防災対策が望まれるところである．



(写真-1)墓石の猫脚が台座に描いた「地震動の粒子運動の軌跡」
(松山市道後義安寺墓地：矢印は全長 5cm，北を指す)

P-12　都城盆地の累積性黒ボク土における有機炭素含量，植物珪酸体組成，$\delta^{13}C$ 値および腐植組成

井上　弦（宮崎大・農）・米山忠克（東京大・農）・杉山真二（古環境研究所）・岡田英樹（前筑波大・院）・長友由隆（宮崎大・農）

Yudzuru INOUE, Tadakatsu YONEYAMA, Shinji SUGIYAMA, Hideki OKADA, and Yoshitaka NAGATOMO ; Organic carbon content, phytolith composition, natural abundance of stable carbon isotope, and humic composition in a cumulative Andisol in Miyakonojo basin.

1. はじめに

これまで，演者らは，累積性黒ボク土の発達過程を明らかにする目的で，宮崎県都城盆地の成層シラス台地上に標準断面（都城市大岩田町）を選定し，入戸火砕流（A-Ito; ca.24.5ka）堆積以降の累積性黒ボク土の発達過程について検討してきた（井上ほか，1997; 2000 ; accepted ）．今回は，この断面について，これまでに分析した有機炭素含量，植物珪酸体組成，および $\delta^{13}C$ 値の結果に，新たに腐植組成を調べ，それらを総合して，累積性黒ボク土における土壌有機物（植物珪酸体を含む）の特性について考察した．

2. 試 料

試料は約4.5mの断面から層位毎に約5～10cmずつ連続的かつ細密に区分・採取した合計69点の風乾細土を用いた．

3. 分析方法

分析方法は，有機炭素含量がチューリン法（土壌標準分析・測定法委員会編，1986），植物珪酸体分析がプラント・オパール定量分析法（藤原，1976）をもとに杉山（1999，2000）の方法で，$\delta^{13}C$ 値（炭素安定同位体自然存在比）が米山・吉田（2000）に準じ，ANCA-SL 質量分析計（Europe Scientific, U.K.）で測定した．腐植の形態分析は熊田・太田（1963）の加熱逐次抽出法で行った．

4. 結果および考察

$\delta^{13}C$ 値および植物珪酸体分析の結果から，埋没腐植層（クロニガ；4A および2A）における土壌有機物の給源植物種は，C_3 植物であるイネ科草本植物のメダケ属（メダケ節，ネザサ節）が主体であることが明らかになった．

生成年代が異なる埋没腐植層4A(ca.6.5~4.2ka)および2A (ca.4.2ka~A.D.1471) では，有機炭素含量と植物体生産量（植物珪酸体含量から推定されたイネ科植物生産量の合計）との相関が高く (R^2=0.89, 0.87)，回帰式の傾きも近似する．また，腐植組成における遊離形腐植（fH）の比率は，ともに約90%の高い値を示し，変化していない．これらの結果から，本断面の埋没腐植層における腐植は，少なくとも数千年の間，安定であったと推定される（図1）．

褐色ローム層では，有機炭素含量と植物体生産量はいずれも低い値を示すが，両者の変遷は良く一致している（図1）．また，植物珪酸体組成から推定される植物種の主体は，C_3植物のイネ科草本植生であり，樹木起源の植物珪酸体は検出されなかった．さらに，腐植酸のタイプは一般に草本植生に起因するA型を示した．以上の結果から，褐色ローム層の腐植集積量は，生成当初から低含量であったと考えられ，ほとんど変化していないと推定される．

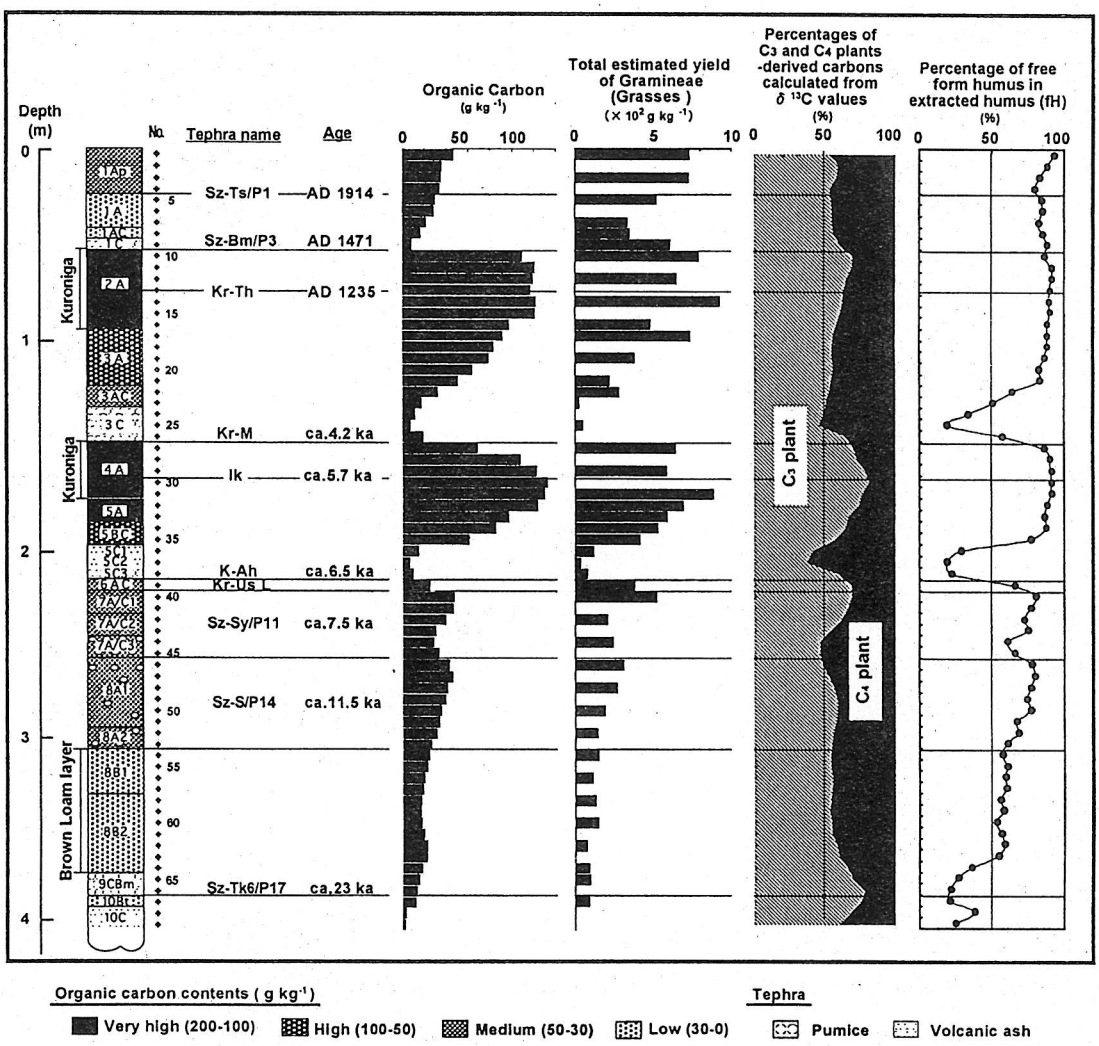


Fig.1 Vertical distribution of organic carbon content, total estimated yield of Gramineae (Grasses), percentages of C_3 and C_4 plants-derived carbons calculated from $\delta^{13}C$ values, and percentage of free form humus in extracted humus (fH) in a cumulative Andisol unit. Tephra name ; Sz-Ts/P1 : Sakurajima-Taisho, Sz-Bm/P3 : Sakurajima-Bunmei, Kr-Th: Kirishima-Takaharu, Kr-M:Kirishima -Mi-ike, Ik:Lake Ikeda, K-Ah:Kikai-Akahoya, Kr-Us L: Kirishima-Ushinosune lower, Sz-Sy/ P11:Sakurajima-Sueyoshi, Sz-S/P14:Sakurajima-Satsuma, Sz-Tk 6/P17: Sakurajima-Takatoge 6 (modified from Inoue *et al.*, accepted).

P-13　南九州火砕流堆積物のフィッション・トラック年代

井村隆介(鹿大)・奥村晃史(広大)・須貝俊彦(東大)・檀原 徹(京都 FT)

Ryusuke IMURA, Koji OKUMURA, Toshihiko SUGAI and Toru DANHARA; Fission-track ages of some ignimbrites in southern Kyushu, Japan

1. はじめに

南九州には多くの火砕流堆積物が分布しており，これらの火砕流堆積物の噴出年代については，近年とくに，その co-ignimbrite ash の広域対比に基づいて議論されている．演者らは，噴出源に近い地域の火砕流堆積物の溶結部から得た試料について，ジルコンのフィッション・トラック（FT）年代を外部ディテクター法に基づいて測定した．その結果を以下に報告する．

2. 測定試料採取地点

姶良岩戸火砕流：国分市岩戸（31° 46′ 11″ N, 130° 46′ 36″ E）で採取．溶結度は弱く，ハンマーでたたくとやや鈍い音がした．

加久藤火砕流：小林市永久井野（32° 01′ 31″ N, 130° 58′ 46″ E）で採取．ユータキシティック構造が顕著な暗灰色の強溶結火砕流堆積物．加久藤火砕流の上位には阿多鳥浜火砕流が見られる．

下部加久藤火砕流：人吉市漆田（32° 10′ 43″ N, 130° 47′ 32″ E）で採取．ユータキシティック構造が顕著な灰色の強溶結火砕流堆積物．

下門火砕流：鹿児島市河頭（31° 38′ 59″ N, 130° 30′ 37″ E）で採取．ユータキシティック構造が顕著な暗灰色の強溶結火砕流堆積物．ここでは下門火砕流をサンドパイプの発達した小山田層（大木・早坂，1970；鹿大理紀要）が不整合に覆う．小山田層の上には加久藤火砕流が不整合に載る．

吉野火砕流：鹿児島市川上（31° 38′ 41″ N, 130° 33′ 15″ E）で採取．ユータキシティック構造が顕著な灰色の強溶結火砕流堆積物．

ISHIKI97-RI：鹿児島市河頭（31° 38′ 03″ N, 130° 31′ 02″ E）で採取．ユータキシティック構造が顕著な暗灰色の強溶結火砕流堆積物．大木（1974；鹿大理紀要）の伊敷軽石流（火砕流）．

KENO97-RI：鹿児島市河頭（31° 38′ 04″ N, 130° 31′ 06″ E）で採取．ユータキシティック構造が顕著な灰色の強溶結火砕流堆積物．大塚ほか（1983；地質学会巡検案内書）の花野火砕流 II.

3. 年代測定結果（次ページ表）

4. 年代値の検討

姶良岩戸火砕流：この火砕流の放射年代の報告はこれまでになく，その噴出年代は，阿蘇 4 テフラなどとの層位関係から，約 5 万年前と推定されている（長岡、1984、地学雑）．今回得られた 0.07 ±0.05Ma という年代値は，この推定値よりやや古いが，約 7 万年前とされてきた阿蘇 4 テフラの噴出年代が約 9 万年前と考えられるようになった（Machida, 1999；第四紀研究）ので，得られた年代値は比較的よい値を示しているといえよう．

加久藤火砕流：加久藤火砕流の放射年代は，これまでにも報告があるが，その値は，6.3×10^4 年から 0.3Ma まで大きくばらついている（Miyachi, 1983；岩鉱）．一方，最近になって加久藤火砕流の co-ignimbrite ash が中部地方や関東の各地で発見され，その層位から加久藤火砕流の噴出年代が 0.30Ma 前後であることが明らかになってきた（町田・新井，1992；火山灰アトラス）．今回

得られたFT年代値(0.47±0.17Ma)は，広域テフラの層位から推定される年代値より明らかに古い．年代値が古くでた理由は不明である．

下門火砕流および下部加久藤火砕流：今回，鹿児島市で採取した下門火砕流と人吉市で採取した下部加久藤火砕流は，同じ火砕流堆積物と考えられている（鈴木ほか 1984；鹿児島県火砕流分布図）．宮地（1987；地団研専報）の用いる下部加久藤火砕流の名称は，噴出時代の異なる加久藤火砕流の下部という誤解を招くおそれがあるので，ここでは大木・早坂（1970；鹿大理紀要）の定義した下門火砕流の名称を用いる（町田・新井，1992；火山灰アトラスは，これを樋脇テフラと呼んでいる）．下門火砕流には，いくつかの放射年代の報告があり，それらは 0.30Ma あたりに集中している（宮地，1987；地団研専報）．今回2カ所で採取した下門火砕流の2つの年代値（0.60±0.08Ma，0.61±0.08Ma）は，よく一致しているが，これまで報告されてきた年代値とは大きく異なる．下門火砕流は，近年，上総層群中の火山灰（Ks-18）との対比が指摘されている（たとえば，Machida，1999；第四紀研究）が，この対比が正しいとすると，今回得られた年代値は，比較的よい値を示しているといえよう．

吉野火砕流：吉野火砕流の噴出年代としては，0.5±0.2Ma の FT 年代がこれまでに報告されている（Miyachi，1983；岩鉱）．今回得られた FT 年代値（0.46±0.10Ma）はこれに近い．吉野火砕流は他の広域テフラとの層序関係がよくわかっていない火砕流の 1 つである．今後，他のテフラとの層位関係を確かめる必要がある．

ISHIKI97-RI：伊敷火砕流の放射年代の報告はなく，逆帯磁している（笹島ほか，1980；第四紀研究）こと以外，層位に関する情報は知られていない．今回得られた 2.8±0.4Ma の FT 年代値は，鹿児島市周辺で見つかっている火砕流のもっとも古い時代のものとほぼ同じ年代値である（宮地，1987；地団研専報）．今後，層位学的に検討する必要があろう．

KENO97-RI：花野火砕流 II の放射年代としては，0.11Ma（笹島ほか，1980；第四紀研究），0.87±0.10Ma，0.96±0.10Ma（高井・宮地，1984；岩鉱）の年代値が報告されている．また，逆帯磁していることが明らかにされている（笹島ほか，1980；第四紀研究）．今回得られた年代値(2.7±0.3Ma)は，これまで得られている年代値より大幅に古い．上記した伊敷火砕流同様，この火砕流堆積物についても層位学的に検討する必要がある．

測定結果

試料名	測定鉱物	結晶数（個）	自発核分裂飛跡 ρs (Ns) (cm^{-2})	誘発核分裂飛跡 ρi (Ni) (cm^{-2})	χ^2検定 P (χ^2) (%)	熱中性子線量 ρd (Nd) ($10^4 \times cm^{-2}$)	相関係数 r	ウラン濃度 ppm	年代値 Age±1σ (Ma)
95012601 岩戸火砕流	Zr	30	5.54×10^3 (2)	2.72×10^6 (982)	0	8.79 (1354)	-0.124	250	0.07±0.05
95012701 加久藤火砕流	Zr	30	2.20×10^4 (8)	1.54×10^6 (561)	89	8.80 (1355)	-0.175	140	0.47±0.17
95012602 下部加久藤火砕流	Zr	102	2.21×10^4 (66)	1.16×10^6 (3480)	81	8.56 (1318)	0.282	110	0.60±0.08
95012501 下門火砕流	Zr	102	2.43×10^4 (61)	1.26×10^6 (3168)	66	8.57 (1319)	0.330	120	0.61±0.08
95012503 吉野火砕流	Zr	102	1.51×10^4 (23)	1.04×10^6 (1592)	26	8.57 (1320)	0.275	100	0.46±0.10
95012502 ISHIKI97-RI	Zr	30	1.15×10^5 (47)	1.29×10^6 (527)	78	8.34 (2562)	-0.120	120	2.8±0.4
95012502 KENO97-RI	Zr	30	1.55×10^5 (110)	1.79×10^6 (1270)	69	8.35 (2565)	0.773	170	2.7±0.3

P-14 大隅半島中部における完新世の環境変化

永迫俊郎（東京都立大・院）・松下まり子（神戸大）・松島義章（神奈川県立生命の星・地球博）・松原彰子（慶應義塾大）・奥野　充（福岡大）・森脇　広（鹿児島大）・中村俊夫（名古屋大）
Toshiro NAGASAKO, Mariko MATSUSHITA, Yoshiaki MATSUSHIMA, Akiko MATSUBARA, Mitsuru OKUNO, Hiroshi MORIWAKI & Toshio NAKAMURA; ***Holocene landscape evolution and its correlation with volcanic events in central Osumi Peninsula, southwest Japan***

はじめに　本発表では，南九州大隅半島中部の串良川吉元橋で掘削された沖積層のオールコア（全長56m；KYコア）を対象とした花粉分析・貝類群集解析・有孔虫分析・^{14}C年代測定の結果などにもとづき，大隅半島中部の完新世の環境変化（植生・地形・流域環境）をまとめて提示する．なお，このKYコアの層相変化，テフラ層準，^{14}C 年代，貝類群集の変遷，珪藻分析については既に報告を行っており，完新世の海面変化（永迫ほか，投稿中）はある程度明らかにされている．ここでひとつのlocal unitとする大隅半島中部は，概ね肝属川流域にあたり，上流域に位置する高隈・肝属山地，中・下流域にひろがるシラス（入戸火砕流）台地，下流域から臨海部に分布する肝属平野・志布志湾砂丘から主に構成される．卓越風の風下に相当するため，南九州諸火山起源のテフラが多数累積しており，時間指標のみならず，流域環境への影響あるいは土砂供給源という側面からも重要である．とくに，この流域は全域が，垂水と志布志を結んだ鬼界アカホヤ噴火・幸屋火砕流の分布北縁（町田・新井，1978）の内側に位置している．

沖積層コアの解析　KYコアは，深度55m以浅が完新統で，沖積層基底礫層の上部1mまで採取されている．最下部層（深度55m以深：砂礫層），下部層（深度55～28.8m：砂シルト互層），中部層（深度28.8～19.0m：シルト層），上部層（深度19.0～3.8m：軽石混じり砂層），最上部層（深度3.8m以浅：シルト層）に層序区分され，年代は4枚のテフラと5つの層準での^{14}C年代測定で与えられている（表1）．貝化石は深度約10～28mで検出され，硫黄析出の下限である深度37.5mから上部層までが海成層である．

花粉分析は，深度3.8mから53.7mまで60層準について行った．花粉帯は下位より，深度42.6m以深のKY-Ⅰ，深度42.6～28.8mのKY-Ⅱ，深度28.8～19.0mのKY-Ⅲ，深度13.0m以浅のKY-Ⅳに4分帯される．対応する植生は，KY-Ⅰ（～9.4 ^{14}C ka）：落葉広葉樹林，KY-Ⅱ（9.4～8 ^{14}C ka）：落葉広葉樹林―常緑広葉樹林移行期（エノキ―ムクノキ林を伴う），KY-Ⅲ（8～6.5 ^{14}C ka）：照葉樹林（シイ林），KY-Ⅳ（6.2 ^{14}C ka～）：照葉樹林（シイ―カシ林）である．

有孔虫化石分析は，深度約10mから約27mまでの14層準について行った．全体に，外洋水の流入を示す浮遊性有孔虫化石の産出は少ない．底生有孔虫化石群集は，*Ammonia beccarii*が最も多くを占め，*Elphidium subgranulosum*や*E. jenseni*などがこれに随伴する．これらは，いずれも内湾環境に特徴的な種である．なかでも，深度11～14mの層準からは，閉塞環境の指標となる*Ammonia beccarii* formaAが産出した．これは，砂州による閉塞の影響を示すものと推定される．

こうした内湾の閉塞度の変化は，貝化石においても対応してみられ，砂州の形成に伴う堆積環境の変化と古水深変化の関わりを考察できる有効な資料である．また，K-Ah層準を境にシルト層から軽石を含む砂層へと層相が急変し，破損の激しい異地性の貝類が多く産出する．その後の回復過程に関して，貝化石がイボキサゴ・アサリを主体とする内湾砂底群集から，イヨスダレ・ヒメカノコアサリを中心とした内湾泥底群集に内湾砂底群集が随伴する組成へと置き換わる，深度14m前後の堆積環境の変化が注目される．

Local Standardの提示　後氷期の海面上昇により現在の河口から10数kmの内陸まで海進が及んだ肝属平野では，完新世前半に活発な環境変化が展開された．その一方で，台地は縄文海進最盛期を中心とした7～5 ^{14}C kaに海食崖において侵食が進展した以外は，安定した状態にあった．高隈・肝属山地は，

最終氷期・晩氷期と比較して斜面の更新が不活発で，完新世を通して地形変化は静穏である（永迫，1999）．KY コアの掘削地点は 9〜4 ^{14}C ka の間水面下にあり，また沖積層が分析対象であることから，ここで復元された植生変化は，近傍の低地よりむしろ隣接するシラス台地上や上流域の植生を示していると言える．したがって，台地・山地には大部分の期間，上述の森林植生が成立していたと推定される．幸屋火砕流の流下や池田降下軽石の堆積によって流域環境が激変したものの，火山噴火イベントの影響は長く持続せず，数 100 年以内には気候変化に則った定常状態の景観に回復したと考えられる．しかし，テフラが環境変化の契機として駆動する期間は短いながらも，沖積層の埋積に大きく寄与し，土砂供給の面で重要な役割を果たした．ここで概要を述べた大隅半島中部における完新世の環境変化は，図 1 のようにまとめられる．

表1　串良川吉元橋56mボーリングコアの年代資料

テフラ / 年代試料	深度 (m)	採取高度 (m)	δ ^{13}C (‰)	^{14}C 年代	リザーバー効果補正年代値	較正年代	測定番号
霧島御池 [Kr-MiP]	3.43-46	1.54	—	4.2 ^{14}C ka [2]	—	4.6 cal ka [6]	—
池田降下軽石 [Ik-P]	7.15-46	-2.46	—	5.6 ^{14}C ka [3]	—	6.4 cal ka [7]	—
貝殻完型[1]	13.40	-8.40	-0.3	6570±40 ^{14}C BP	6170±40 ^{14}C BP		GX-25312
鬼界幸屋降下軽石 [K-KyP]	18.82-19.03	-14.03	—	6.5 ^{14}C ka [4]	—	7.3 cal ka [4]	—
貝殻片[1]	19.88	-14.88	0.5	6780±50 ^{14}C BP	6380±50 ^{14}C BP		GX-25310
貝殻片（イセシラガイ）[1]	27.75	-22.75	-1.8	8300±50 ^{14}C BP	7900±50 ^{14}C BP		GX-25307
桜島高峠3 [Sz-Tk3/P13]	42.56-59	-37.59	—	9.4 ^{14}C ka [5]	—	10.6 cal ka [7]	—
有機質シルト[1]	43.69-71	-38.69-71	-24.0	9430±50 ^{14}C BP	—		GX-25308
植物片[1]	52.37-38	-47.37-38	-15.2	9910±50 ^{14}C BP	—		GX-25306

1)永迫ほか(投稿中) 2)奥野(1996) 3)奥野ほか(1996) 4)Kitagawa et al.(1995) 5)Okuno et al.(1997) 6)Okuno & Nakamura(submitted) 7)奥野(未公表資料)

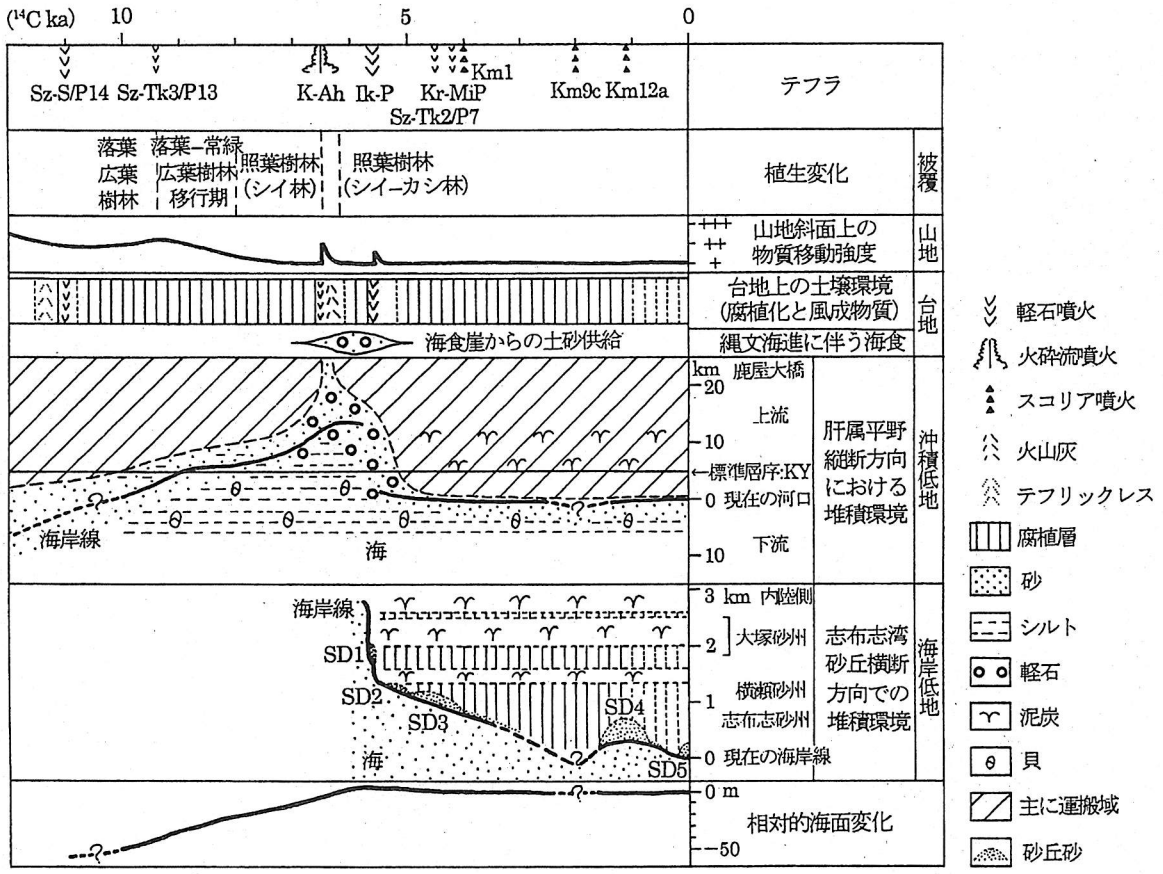


図 1　大隅半島中部における完新世の環境変化ダイアグラム

P-15　「続日本紀」の噴火記録と隼人三島

大木公彦（鹿児島大学総合研究博物館）・奥野　充（福岡大学）・
三木　靖（鹿児島国際大学）・二之宮ますみ・桑代　勲
ŌKI Kimihiko, OKUNO Mitsuru, MIKI Yasushi, NINOMIYA Masumi and KUWASHIRO Isao：The Hayato Isles (Santo) and Records of Eruption written in "Shoku Nihongi".

隼人三島は、鹿児島湾最北部の隼人町沖に位置する辺田小島、弁天島、沖小島からなる（図１）。海抜高度は、陸に近い辺田小島が最も高く、海抜124.6mで、最も沖の沖小島が94m、弁天島は10m強の平坦な地形を呈している。

「続日本紀」の天平宝字８年（764年）12月の箇所に火山噴火の記述があり、７日後に三島が出現したと書かれている。この三島が、隼人三島であると報告された例はいくつかあるが、本間（1938）、小林（1982）は、この天平宝字８年（764年）の噴火は桜島の東部に存在する鍋山で起こったと考えている。小林（1982）は、その溶岩が海中へ流入したことにより島を生じたが、その後水没したと推定している。

筆者の一人、二之宮ますみは鹿児島短期大学の卒論として隼人三島の段丘堆積物を調査し、サンゴ（図２）や貝殻からなる段丘堆積物が海抜15mの高さまで分布していることを報告した。その後、隼人三島が「続日本紀」の記述にある噴火によって出現した島であるかどうかを明らかにする目的で、筆者らは調査を重ね、沖小島の段丘堆積物下部の２箇所から採集したキクザルガイとエガイ（神奈川県立生命の星・地球博物館の松島義章博士の鑑定による）の^{14}C年代を測定した。

^{14}C年代測定

試料の^{14}C年代は、名古屋大学年代測定総合研究センターのタンデトロン加速器質量分析計（General Ionex 社製：中村・中井，1998；Nakamura *et al.*, 1985）を用いて測定した。測定結果を表１に示す。^{14}C年代値は、Libbyの半減期5568年を用いて算出し、1950年から遡った年数で示した。また、試料のδ^{13}C値により同位体分別効果を補正した（中村ほか、1994）。測定誤差は、１標準偏差（±１σ）で示した。

表１．隼人三島から採取した貝化石の年代測定結果

	試　料	δ^{13}C (‰)	^{14}C age (BP)	NUTA
1	キクザルガイ	1.7	6480±100	6917
2	エガイ	0.9	5000± 90	6918

考　察

貝化石の^{14}C年代値から、隼人三島の段丘堆積物下部の年代は6,000年前後で縄文海進の最盛期に相当する。沿岸浅海域に生息するサンゴや貝の化石の存在から、海抜94mの峰を持つ沖小島が約6,000年前にほぼ今と同じ高さを持つ島であることは間違いなく、その後水没して、天平宝字８年（764年）の噴火で再び94mの島になったとは考えにくい。島が完全に水没していた証拠となる固着性生物の化石が海抜15mより高い、島の斜面に認められないこと、段丘堆積物の上面を覆う溶岩や火山灰層が存在しないことも、この事実を裏付けている。以上のことは、本間（1938）、小林（1982）の、天平宝字８年（764年）の噴火が桜島の鍋山で起こったという考えを間接的に支持している。

縄文海進の最盛期の海水準は、一般に現在より２mほど高かったと考えられている。段丘堆積物の最上部が海抜15m付近に認められることは、隼人三島が過去6,000年ほどの間に13mも隆起したことになる。この隆起量は、森脇ほか（1986）の、鹿児島湾奥部北岸域が縄文海進以降に隆起傾向にあり、その隆起量は最高15mにも達するという報告と調和的である。

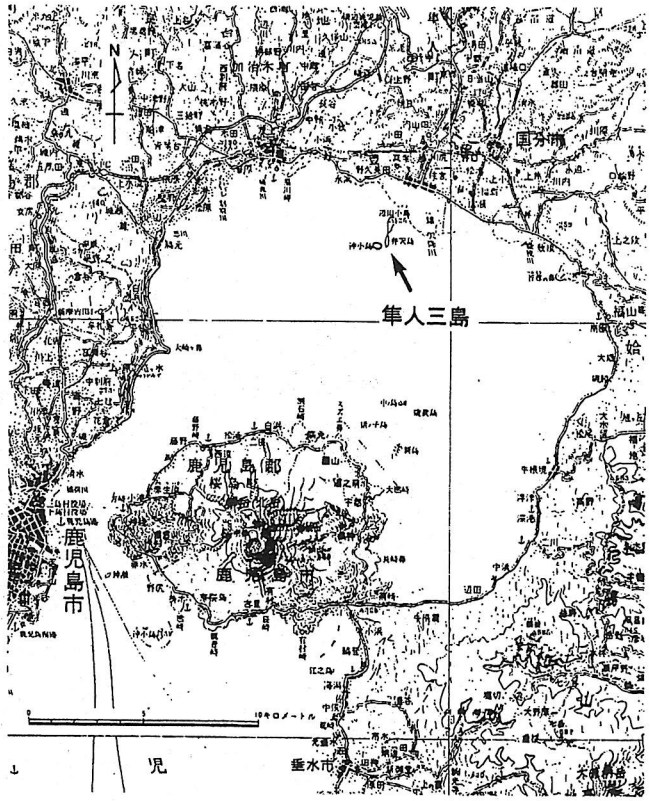


図１．隼人三島の位置（国土地理院20万分の１を使用）。

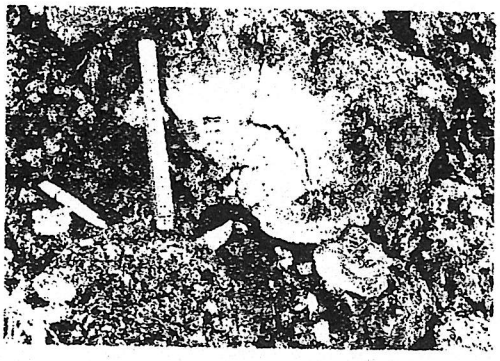


図２．沖小島の段丘堆積物とサンゴ化石。

P-16 古地磁気学的手法によって検出された鹿児島県指宿市水迫遺跡の赤色土の被熱の痕跡

菊山浩喜（川崎地質（株））、下山覚・中摩浩太郎・渡部徹也・鎌田洋昭（指宿市教育委員会）、西谷忠師（秋田大工学資源）、（株）古環境研究所
Hiroki KIKUYAMA・Satoru SHIMOYAMA・Kotaro NAKAMA・Tetsuya WATANABE・Hiroaki KAMADA・Tadashi NISHITANI・Paleoenvironment Institute Research Co.: Detection The Trace of a Baking Process from the Red soil in Mizusako site by means of Paleomagnetism

1．はじめに

水迫遺跡は鹿児島県指宿市のほぼ中央、標高 126m の舌状台地末端部にある。この遺跡から後期旧石器時代（約１万５千年前）の集落が発見され、宿利原火山灰層を逆台形に掘りこんだ長径約 70cm の楕円形の土壙から赤色の土と炭が検出された。

この調査の目的は古地磁気学的測定によって、この炉跡と思われる赤色土部分が実際に熱を受けているかどうかの判定を行う事にある。具体的手法としては、同一層内で被熱が想定される部分と、隣接する被熱を受けていない部分について、①残留磁化強度、②残留磁化方向、③残留磁化の安定性、④帯磁率の測定、比較検討を行い、対象部分の被熱の有無について判定を行った。

2．試料

採集した試料は採取位置によって次のように分類できる。

M1：炉跡を埋める攪乱された焼土（表層）と思われる箇所
M2：炉の底面付近とされる地点
M3：炉の壁面付近とされる地点
M4：炉跡基底部の膠結の進んだ宿利原火山灰層（非焼土）
M5：炉跡基底部の宿利原ローム層（非焼土）
M6：炉の壁面最下部の焼土と思われる箇所

ローム層が受けた熱の影響を見るには、熱の影響の無い同一ローム層との比較が望ましい。従って、本調査では炉の底面とされる地点（M2）と炉跡基底部面の宿利原ローム層（M5）との比較を中心に検討を行った。

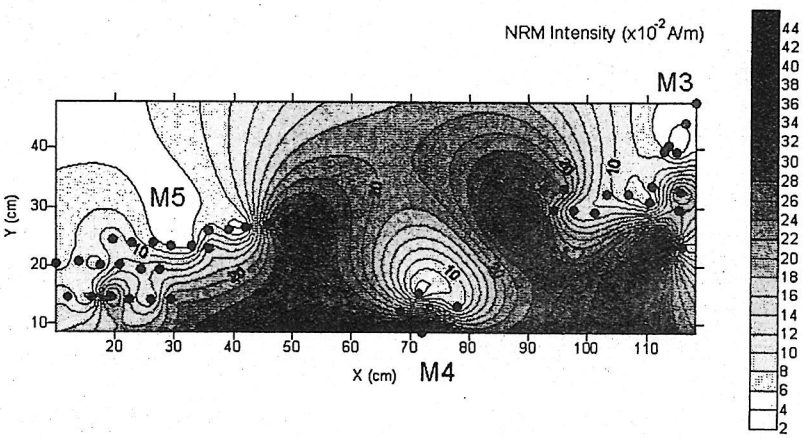
3．自然残留磁化(NRM)測定

一般に窯跡や炉跡など熱的影響を受けた堆積物は、熱残留磁化を獲得することによって残留磁化強度が大きくなり、残留磁化方向は加熱された時の地磁気方向を保持する傾向がある。同一層のうち熱的影響の無いことが明らかな部分の残留磁化強度、方向と比較することによって被熱の有無が判定可能である。

3．1　自然残留磁化強度

測定した全試料の位置関係と自然残留磁化強度を平面的な分布として図－１に示した。M2、M3 付近が炉跡と思われる箇所である。自然残留磁化強度は M2～M3 の炉跡付近が M5 の非焼土ローム層付近に比べて相対的に大きい傾向が見える。ここでは特に M2（炉跡底面と思われる部分）と M5（宿利原ローム層）に注目する。M2 サイトの平均

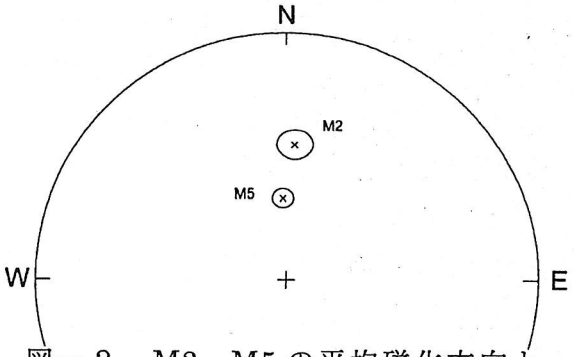
は 19.6×10^{-2}A/m であり、被熱の影響を全く受けていないと思われる M5 サイトの平均は 12.3×10^{-2}A/m である。自然残留磁化強度は 1.6 倍の差があり、この差は、被熱の影響によることが考えられる。



図－1　自然残留磁化強度分布

3．2　残留磁化方向

全試料の段階交流消磁を行った結果、二次的磁化成分は現れなかった。各強度の消磁段階で残留磁化方向はほとんど変化しないことから、記録されている磁化成分は後の時代に擾乱作用を受けていないと考えられる。よって自然残留磁化方向を試料の記録していた残留磁化方向と考える。



図－2　M2、M5 の平均磁化方向と95%信頼区間

図－2にサイト M2（炉跡底面）とサイト M5（宿利原火山灰層）の残留磁化方向をシュミット円に投影したものを示す。M2 と M5 の平均残留磁化方向は、誤差を考慮しても明らかに異なっている。試料採集現場の状況からも M2、M5 共に後の時代に傾動・変形作用が加わったとは考えられない。従って、残留磁化方向が M2 と M5 で異なっていることは、炉跡底面とされる M2 サイトが被熱の影響を受けて宿利原ローム層の残留磁化方向が変化したと考えられる。

4．帯磁率

熱の影響を受けているかどうかの判断には、帯磁率を用いることも可能である。地層中に含まれる磁性鉱物に変化が生じるため、一般に加熱により帯磁率は高くなる傾向がある。炉跡とされる地点は周辺の宿利原ローム層と比較して 1.2～1.3 倍程度高い帯磁率を示しており、このような傾向は、炉跡とされる地点が被熱の影響を受けている可能性を示している。

5．まとめ

古地磁気的手法を用いて、炉跡とされる地点に被熱の影響が認められるか検証した。その結果、

(1) 宿利原ローム層(M5)に比べて炉跡底面(M2)の自然残留磁化強度が 1.6 倍大きい
(2) 宿利原ローム層(M5)と炉跡底面(M2)の残留磁化方向が異なる
(3) 獲得されている残留磁化は非常に安定である
(4) 宿利原ローム層より炉跡とされる地点の現地測定帯磁率が 1.2～1.3 倍大きい

ことが明らかとなった。これらの測定結果から、炉跡と推定される地点は被熱の影響を受けていることが考えられる。

P-17 種子島南部、上中周辺における更新世含貝化石海成層とその層位

田口公則(神奈川県立生命の星・地球博物館)

Kiminori TAGUCHI: Stratigraphic Horizon of the Pleistocene deposits in Kaminaka Area, Southern Tanegashima.

はじめに

種子島は、平坦な台地からなる島である。断層で区切られた地塊ごとに段丘が発達しており、中田(1968)や町田(1969)は８段の段丘面を区別した。段丘地形の調査から段丘面の形成年代や傾動運動が議論される一方、高位段丘を形作る更新統の地質情報については未だ明らかでない部分が多い。特に、中種子町を中心に分布する鮮新～更新統の増田層については、全島に点在する増田層相当層あるいは竹之川層との対比や層序に関しての再調査が課題となっている。

今回は、南種子町上中の焼野地区周辺に分布する増田層相当層の含貝化石シルト層（：以下焼野シルト層とよぶ）に注目し、分布、層序、産出貝化石について報告する。

焼野シルト層（仮称）

焼野シルト層は、南種子町上中台地と野大野台地の間を刻む沢沿い（谷戸）に一見、おぼれ谷型の堆積物のように分布する。層厚はおよそ10mで、基盤である下位の古第三系熊毛層群あるいは第三系茎永層群の凸凹を埋めて堆積する。分布高度は、地形図から判断すると標高105～115m付近である。暗灰色の塊状シルトからなり、貝化石を多産する。これは従来知られてきた上中層群（Hannzawa, 1935）の化石産地に相当する。

焼野シルト層の層位

分布上本層の下位に、茎永層群田代層の礫岩層を被っていると考えられるが不整合面は確認していない。上位には、細～中粒砂よりなる黄褐色砂層が基底礫をともなって被っている。この黄褐色砂層について、早坂(1974)は増田層としたが、下山(1998)では竹之川層としている。さらにこの黄褐色砂層の上位には、小瀬田火砕流堆積物に相当すると思われる砂礫層が位置している。

焼野シルト層産貝化石

３地点(Loc. A, B, C)より貝化石のサンプリングを行った。産出した貝化石は、53属67種である。基本的に岩礁性、内湾性群集が多い。また、特徴種として現在奄美以南に分布する温暖種のオオベソスガイ(*Lunella cnerea*)があげられる。

また、地点A、B、Cの３地点で群集を比較すると、本層下部の地点C、Aからは湾

奥に特徴的なイボウミニナ(*Batillaria zonalis*)、カワアイガイ(*Cerithieopsilla djadjariensis*) や潮間帯下付近に生息するシャコガキ(*Hyotissa hyotis*)やカリガネエガイ(*Barbatia virescens*)を多産し、これに比して上部の地点Bではヒメシラトリ(*Macoma incongrua*)やチヂミマメハマグリ(*Costellipitar chordatum*)といった強内湾性を示す種や10m以深に生息するような種を含むようになる。このことは、本層が海進により堆積していったことを示唆している。

考察

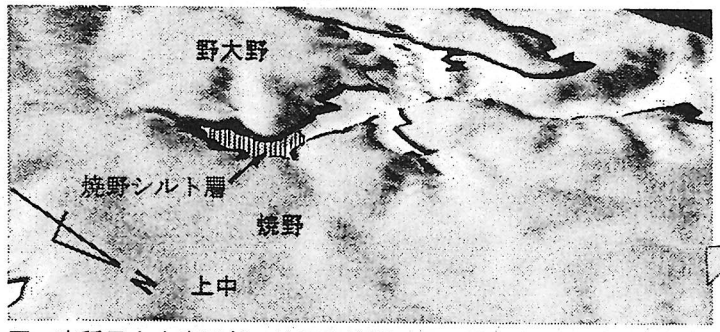
温暖種を産すること、湾奥群集から湾中央部群集への変化があることは、焼野シルト層がおぼれ谷型の海進期の堆積物であることを意味している。温暖期の海進堆積物とすれば酸素同位体奇数ステージに対応できる可能性がある。

最近、森脇ほか(2000)は屋久島に分布する小瀬田火砕流堆積物の年代をおよそ0.58Maとした。焼野シルト層の上位の上中周辺に分布する凝灰質砂礫層を小瀬田火砕流堆積物とするならば、焼野シルト層を堆積させた温暖期は、ステージ15以前となる。

焼野シルト層と同様なシルト層が、中種子地域にも点在することが知られている。今後、今回注目したシルト層のほかに増田層、竹之川層あるいは長谷層とよばれる高位海成段丘礫層もふくめ種子島の更新世海成堆積物の層序確立が期待される。

表　種子島南部の地質層序

時代	地層	層厚m	
更新世	竹之川層	10	
	長谷層	5	不整合
	増田層	20～	
	(焼野シルト層)	10	不整合
中新世	茎永層群大崎層	1000	
	茎永層群河内層	300	
	茎永層群田代層	400	不整合
古第三紀	熊毛層群		



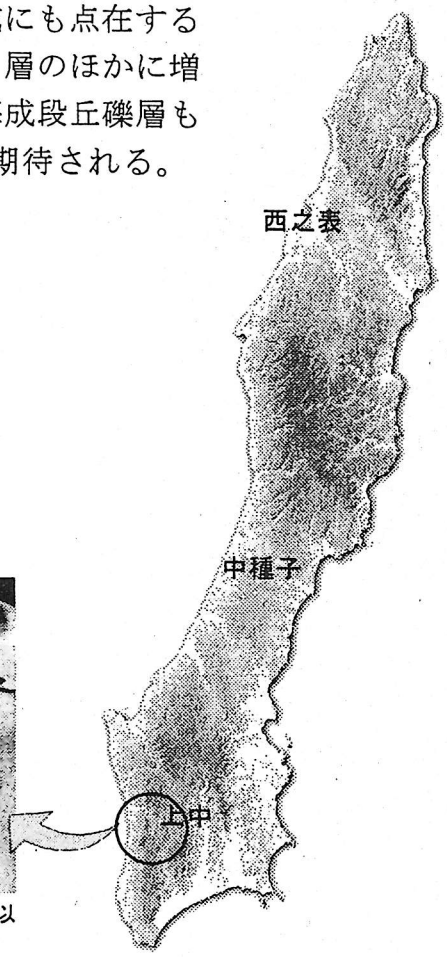


図　南種子上中南西部の地形と焼野シルト層分布域（標高110m以上に彩色；数値地図50mメッシュを用いて作成）

P-18　ネパール，カトマンズ盆地の湖成段丘堆積物中に見いだされた急速な湖水準の低下を示す堆積物

酒井哲弥・高川智博（京大・理）・田端英雄（岐阜県立森林文化アカデミー）
Ananta, P. Gajurel・Bishal, N. Upreti（ネパール，トリブバン大・地質）

T. Sakai, T. Takagawa, H. Tabata, A. P. Gajurel & B. N. Upreti: Discovery of sediments indicating rapid lake level fall in the lacustrine terrace deposits in the Kathmandu Valley, Nepal

カトマンズ盆地はレッサーヒマラヤに発達した山間盆地の１つで，鮮新世以降の湖，河川，三角州の堆積物で埋積される．盆地の中心部には少なくとも３つの湖成段丘（パタン面，ティミ面，ゴカルナ面）が認められており，これまでの年代測定（^{14}C 年代）からそれらの形成は最終氷期に起こり，盆地の中心部の段丘ほど形成年代が若いことがわかっている．これらの段丘はかつてこの盆地に存在した古カトマンズ湖が最終氷期に盆地の中心方向に縮小することでできたと考えられてきた（Yoshida and Igarashi, 1984）．が，段丘が湖の縮小に伴って形成された具体的な証拠は地形からも堆積物からも示されてはいない．

これまでにカトマンズ市の東部および北部に分布するゴカルナ段丘，ティミ段丘の堆積物（ゴカルナ層，ティミ層）の調査の結果，とくに段丘の縁辺部の地層で，プロデルタ，デルタフロント，三角州平野堆積物の順で重なる典型的な三角州サクセッションが複数重なる様子が観察された．このことは，段丘堆積物の形成は湖の縮小というよりは，むしろ湖水準の上昇と関係していることを示している．三角州堆積物が積み上がった後，何らかの原因で水位が低下し，三角州堆積物が積み上がることでできた地形的な高まりが離水し，段丘が形成されたといえる．

また，ゴカルナ層中には少なくとも２つの追跡可能な侵食面がみつかった．その侵食面のうち，1320m 付近のものは面上の堆積物の特徴から急速な湖水準の低下によって形成されたことが明らかになった．その特徴は，(1) 侵食面の陸側延長部に見られる三角州堆積物（厚さおよそ 1 m）で，デルタフロントのトップの高さがデルタの前進につれて低くなり，構成する堆積物は他のデルタフロント堆積物よりも粗粒で，フォアセットの傾斜も他の層準のものよりゆるい；(2) デルタフロントの前進が止まる部分では，アンティデューン斜交層理の見られる砂層とデルタフロント堆積物が指向関係にある；(3) さらに沖側では侵食面が下位の地層を大きく削り込んでおり，そこを大規模な変形構造の発達した地層が埋積している．この変形構造を伴う地層は露頭スケールでは厚さの変化も少なく，連続性が良い．

上記の (1) の特徴はその三角州堆積物の堆積時にゆるやかに湖水準が低下したことを表している．ゆるい傾斜の斜交層理は堆積物の供給が大きく，デルタフロントの前進速度が速かったことを示す．一般に前進速度の大きなマイクロデルタのフォア

セットの傾斜は前進速度が遅いものに比べて緩くなる傾向がある (Jopling, 1965 を参照). (2) で述べたアンティデューンは浅い水深で，流れの強い場で一般的には形成される．このことから，湖水がデルタフロントから抜ける際に速い流れが生じたことを表す．そして谷地形の存在から，その後大きく湖水準が低下したことがわかる．これらの形成ストーリーとしては次のようなことが考えられる．(1) の三角州は下位に別の三角州堆積物があることから，それ以前の三角州堆積物が積み上がることによってできた地形的な高まりの上の浅い水塊を前進をしていたものである．湖水準の低下とともにそれまでの河床が侵食され始め，それまでよりも多くの堆積物がデルタフロントに供給されるようになった．徐々に水深も浅くなるためデルタフロントの前進は速められた．これによって (1) の堆積物が形成された．さらに水位が低下するとデルタフロント環境が完全に離水し，その時に速い流れが生じた．それによって (2) の堆積物が形成された．その後，地形的高まりも完全に離水をした．離水をする際にその縁では谷が形成，完全に離水する直前には堆積物を大量にふくんだ流れがそこに集中した．変形構造の見られる厚い砂層はこのときに形成された．これが地層として保存された理由は，それが保存されている部分の谷の底面がほとんど平坦であったことが影響していると考えられる．

段丘の形成に影響を与えたような湖の形成，湖水準の上昇は，盆地の唯一の出口であるバグマティ川の峡谷が地滑りなどによって封鎖されること，湖水準の急速な低下はそのプラグが崩壊することで説明できる．また，これまでに具体的な証拠は示されていないが，積み上がった三角州堆積物の離水による段丘の形成も，段丘の縁辺部に小規模な開析谷や扇状地が存在すること (段丘崖が急であることを表す) や，段丘のトップにゆるやかな湖水準低下の痕跡 (Dam and Surlyk, 1993 などを参照) が見られないことから，同じくプラグの崩壊が重要であると考えられる．

先に述べたように，段丘堆積物の断片的な年代測定結果に基づくと確かに若い時代の段丘が盆地の中心に分布し，見かけ盆地の中心に湖が縮小するような傾向が見られるが，本質的には湖が縮小したのではないことは明白である．この場合，湖水準の上昇の上限を決めるのはプラグの高さであることから，当然段丘の高さもそれに規制される．見かけ湖の縮小を示すような段丘の分布は単に若い時代に形成された盆地のプラグの高さが低かったためと認識すべきである．

文献

Dam, G. and Surlyk, K., 1993, Cyclic sedimentation in a large wave- and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian - Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., v. 18, pp. 419-488.

Jopling, A.V., 1965, Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. Jour. Sediment. Petrol., v. 38. pp. 971-984.

Yoshida, M. and Igarashi, Y., 1984, Neogene to Quaternary lacustrine sediments in the Kathmandu Valley, Nepal. Jour. Nepal Geol. Soc., v. 4, pp. 73-100.

P-19 中国東南部 Chen San 島の黄土・古土壌における Rb/Sr.Ba/Sr 値と古気候標識

漆富成・遠藤邦彦（日大文理・院・地球）

Qi Fucheng・Kunihiko Endo;Quantitative research of Quaternary paleoclimate on the discriminant analysis for Rb/Sr,Ba/Sr of south-east Chinese loess

1. はじめに

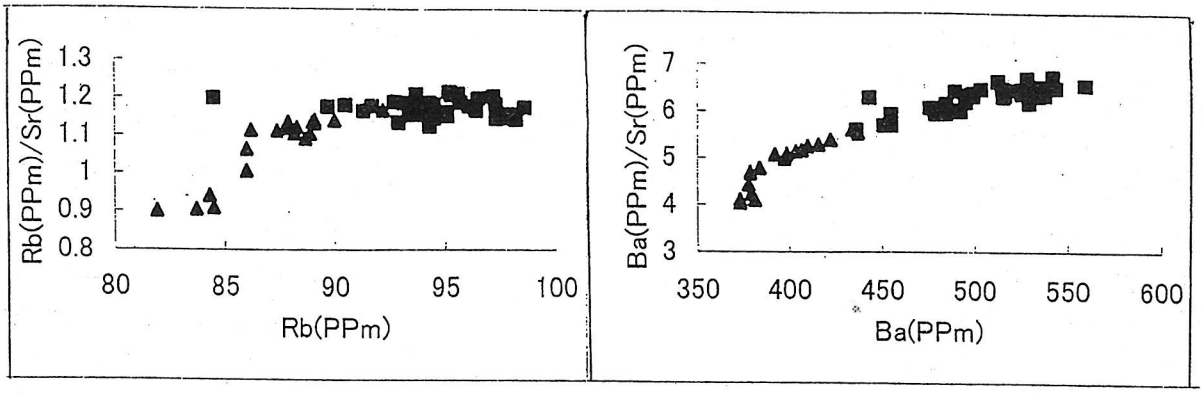
中国黄土高原地域は亜寒帯気候帯（年平均気温 14℃以下，年平均降水量 700mm 以下）に属する．その地域に分布する黄土・古土壌における Fe_2O_3+FeO, $CaCO_3$ は黄土・古土壌を形成する古気候の潜在的な標識となる．$CaCO_3$ に直接対応する CaO の含有量は黄土中では古土壌中の 5 倍となる．中国東南地域は熱帯―亜熱帯気候帯（年平均気温 15℃以上，年平均降水量 1,000mm 以上）に属する．この地域に分布する黄土・古土壌は化学的風化作用と溶脱作用を強く受けたため CaO の含有量はほぼ同じ値（黄土の CaO 含有量：0.362～0.42%，古土壌の CaO 含有量：0.362～0.405%）になる．このことから黄土・古土壌の古気候標識は Fe_2O_3+FeO, $CaCO_3$ による判別が困難になった．そのため Fe_2O_3+FeO, $CaCO_3$ 以外の新しい古気候標識を求めることが非常に重要である．本研究では，中国東南部 Chen San 島の黄土・古土壌に対して微量元素 Rb，Ba，Sr を用いた定量判別分析による新しい古気候標識について考察する．本研究においてX線蛍光分析による元素分析は東大地震研究所および荒牧重雄東大名誉教授の協力を得た．

2. 中国東南部 Chen San 島の黄土・古土壌における Rb，Ba，Sr の定量判別分析による古気候標識

微量元素 Rb，Ba，は古土壌生成作用において溶脱しにくい特徴があり，黄土と古土壌では相対的に古土壌に多く含まれる．それに対して Sr は古土壌生成作用において溶脱しやすい特徴があり，黄土に相対的に多く含まれる．X線蛍光分析により求められた Chen San 島黄土中の Rb, Ba, Sr の平均含有量はそれぞれ 88.2ppm, 398.4ppm, 81.2ppm，古土壌の Rb, Ba, Sr の平均含有量は 93.1ppm，528.4ppm，78.4ppm である．さらに黄土・古土壌について Rb，Ba，Sr，Rb/Sr，Ba/Sr を用いた相関分析と重判別分析を行った．相関分析に基づく Chen San 島古土壌中の Rb と Ba は正相関(相関係数 0.7330)を示し，Rb と Ba は Sr に負相関(相関係数-0.8024 と-0.6804) を示す（図 1)．また重判別分析からも黄土と古土壌の判別が可能であることが明らかになった（図 2)．

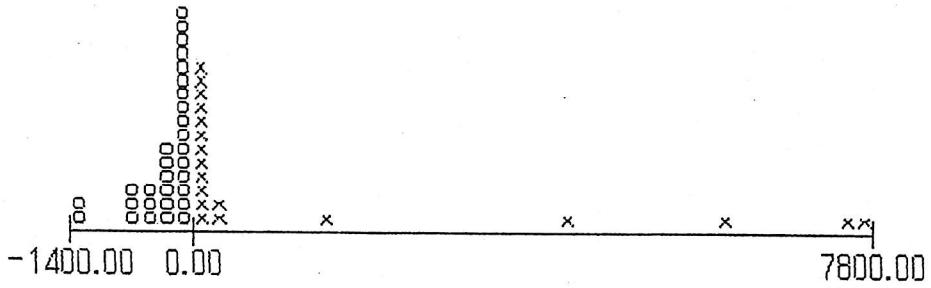
3. 今後の課題

化学的風化作用と溶脱作用を強く受けた黄土・古土壌に対する分析により微量元素 Rb, Ba, Sr と Rb/Sr, Ba/Sr が古気候標識となることが本研究により明らかになった．寒冷地域に分布する黄土・古土壌にも適用できる古気候標識を研究することが今後の重要な研究課題である．



〔凡例〕 ▲黄土 ■古土壌

図 1. 溶脱作用を受けた黄土・古土壌における Rb/Sr－Rb, Ba/Sr－Ba



〔凡例〕 ×黄土 □古土壌

図 2. Rb, Ba, Sr と Rb/Sr, Ba/Sr の重判別分析による黄土・古土壌の判別得点

P-20　西赤道太平洋の Coccolithophorids－RV/みらい MR99-K07 航海－

西田史朗（奈良教育大学地学）・筒井英人（金沢大学大学院自然科学研究科）

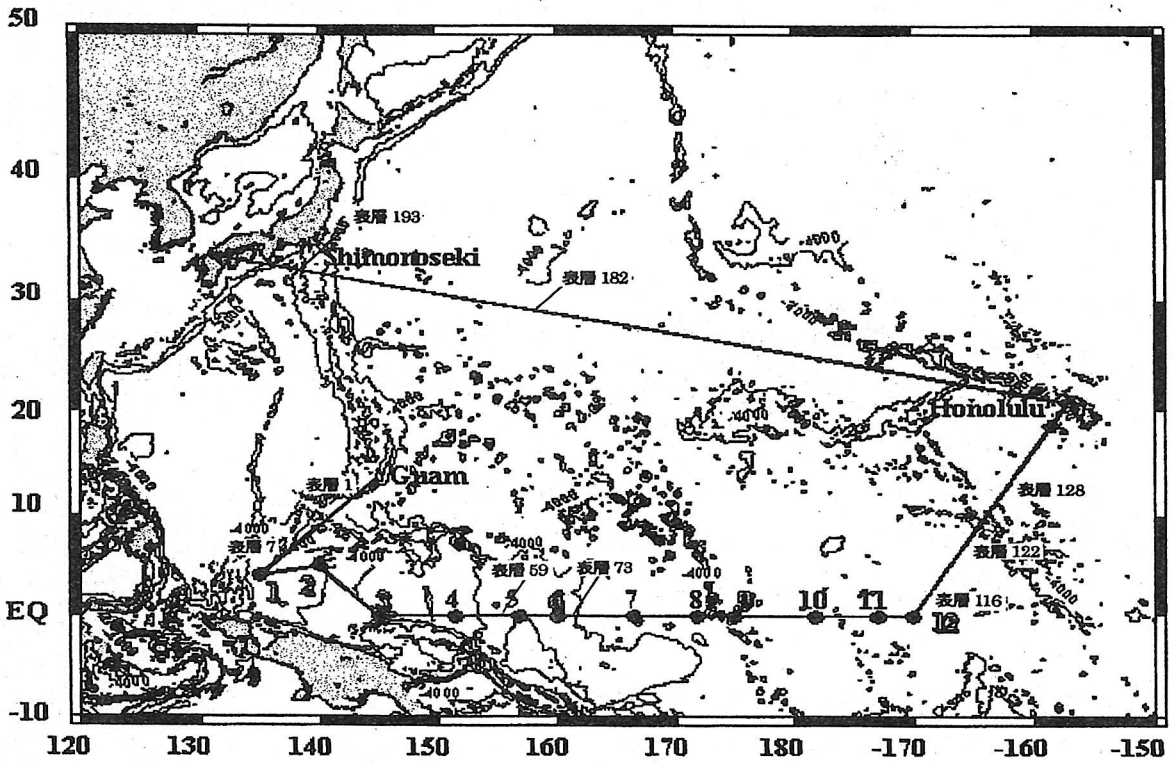
Shiro NISHIDA and Hideto Tsutsui: Western Equatorial Pacific Coccolithophorids during the Cruise of RV/Mirai MR99-K07

海洋科学技術センター・海洋地球研究船みらい MR99-K07 研究航海で得た赤道断面の Coccolithophorids について報告する．試料は測点 1～12 の 200m 深までの任意の 12 層にわたる 145 試料である．

赤道に沿う測点断面の Coccolithophorids の分布深度は，150m 以浅の有光帯で，最大分布深度は 50m 内外である．海水 1 l あたりの Coccolithophorids 個体数の最高は，測点 1 の 50m 深で 3.6×10^4 個に達する．各測点断面での多産深度は 30～50m にみられ，150m を境に著しく少なくなる．l あたり 1×10^4 個以下となる深度は，測点 1 では 100m よりも浅い．測点 2 では全断面で Coccolithophorids の産出が少なく，全体的な上下の撹乱がイメージされ，このようすは測点 3-4 にまで影響する．

測点 1-4 断面では，*Emiliania huxleyi* に乏しく，*Umbellosphaera irregularis* と *Discosphaera tubifer* が比較的多く産出する．一方測点 5-12 断面では *Emiliania huxleyi* と *Gephyrocapsa oceanica* で特徴づけられその出現の中心は東に移り，*Emiliania huxleyi* の産出は測点 12 で最高となる．分布域を東に偏らせる Coccolithophorids には，これらのほかに *Calcidiscus leptoporus*, *Umbilicosphaera sibogae foliosa* と *Olithotus fragilis* があり，水塊の特性を反映したものである．

特定種の出現深度の中心は，*Oolithotus fragilis cavum* と *Umbilicosphaera sibogae* では 100m 深あたりに，*Frolisphaera profunda* と *Tbrosphaera flabellata* は 100-150m 深にみられる．出現数はそれほど多くはないが *Coccolithus* sp.は，分布の中心を 150m 以深にもつ．



P-21　インター・キャリブレイションによる放射性炭素年代測定データの検証

ダーデンフッド（ベータアナリティック）浅井和見・松山澄久（地球科学研究所）

Darden Hood, Kazumi Asai, Sumihisa Matsuyama: The verification of the radiocarbon data by Inter-calibration.

It is most important to ensure researchers are obtaining reliable radiocarbon dates from our laboratory. To achieve such purposes all our dating results are verified prior to reporting. We introduce examples of our ongoing Quality Assurance Program.

As a matter of course, all accepted international convention for radiocarbon dating are carefully followed and we participate in all international radiocarbon inter-calibrations such as IAEA(International Atomic Energy Agency), TIRI(Third International Radiocarbon Inter-calibrations), and TIRI(Third International Radiocarbon Inter-calibrations). These procedures are routine to all radiocarbon dating laboratories, but since everyone knows they are being tested, special attention is always given to the test samples. These conventions and tests do not verify the routine accuracy of the results. To overcome this problem and ensure that every result is accurate, we perform extensive routine inter-calibrations between our radiometric detectors and AMS detectors using blind samples, international standards, daily monitoring of instrumentation and chemical purity. We perform extensive computer cross checks of statistical analyses and verify the integrity of the data before final age calculations. This work is performed by a experienced professional staff.

Table 1. is the dating results represents the examples of our "Blind Inter-calibration Quality Assurance Standardization" which is one of the most unique features of us. The samples have been analyzed by both Beta Analytic Inc.'s Radiometric and AMS Laboratories. These samples are selected at random from excess sample material that has previously been dated by Radiometric Laboratory. These standards once graphitized, are sent to AMS Laboratories without their knowledge of the age that was determined by the Radiometric Laboratory. This ensures a true, external test on accuracy and systematic results between radiometric and AMS analysis. This is done in addition to a complete suite of International "known-age" Standard samples which were graphitized in conjunction with the analyses of the clients unknown sample materials.

Table 2. is the dating results represents the examples of International "known-age" Standard samples.

The results of all of the International "known-age" standards and "Blind" Inter-calibration Quality Assurance Standard must be within acceptable statistical distributions of their known consensus or previously measured ages.

At least 30% of all analyses in both the radiometric and AMS divisions are Quality Assurance Standards. All dating, Radiometric and AMS, use identical "Modern" reference material from the same bottle. This allows for the dating results from these two techniques to be exactly compared.

Table 1. Inter-calibration Results of Blind Quality Assurance Standards between Radiometric and AMS

sample material	Radiometric Age	AMS-1	AMS-2
charred material	2430+/-50	2490+/-30	2600+/-70
bone	23050+/-180	23040+/-90	23390+/-60
charred material	260+/-60	310+/-30	270+/-50
charred material	1990+/-60	2050+/-40	1980+/-40
charred material	4440+/-70	4550+/-40	4520+/-60
wood	130+/-50	180+/-40	100+/-40
wood	290+/-50	230+/-40	230+/-50
charred material	33510+/-550	32770+/-210	33590+/-930
charred material	660+/-60	770+/40	660+/-40
wood	>46070	>50300	>48400

Table 2. Inter-calibration Results of International "known-age" Standards

TIRI Turbidite 18155+/-34 "Consensus Value"	TIRI Wood 4503+/-6 "Consensus Value"	NBS Ox Acid I 103.5+/-1.0% Modern	NBS Ox Acid II 133.5+/-1.0% Modern
18160+/-110	4470+/-30	105.2+/-0.7	133.8+/-0.6
18160+/-50	4470+/-50	104.3+/-0.3	133.6+/-0.7
18280+/-190	4450+/-30	103.2+/-0.8	134.6+/-0.5
18180+/-50	4480+/-30	103.8+/-0.4	134.6+/-0.6
18110+/-50	4470+/-30	104.2+/-0.4	136.0+/-0.2
18130+/-50	4500+/-30	104.7+/-0.4	136.0+/-0.2
18210+/-60	4480+/-30	103.9+/-0.4	133.7+/-0.6
18170+/-50	4470+/-40	104.1+/-0.4	134.0+/-0.5
18360+/-130	4390+/-40	103.0+/-0.8	134.0+/-0.4
18250+/-50	4630+/-70	104.0+/-0.3	136.0+/-0.1

P-22　^{14}C 年代－暦年代較正データ（INTCAL98)と日本産樹木年輪の ^{14}C 年代の比較検定

中村俊夫・福本浩士・丹生越子・小田寛貴・池田晃子　・南　雅代・太田友子（名古屋大）・光谷拓実（国立奈良文化財研）・今村峯雄・坂本　稔（国立歴史民俗博）
Toshio NAKAMURA, Hiroshi FUKUMOTO, Etsuko NIU, Hirotaka ODA, Akiko IKEDA, Masayo MINAMI, Tomoko OHTA, Takumi MITSUTANI, Mineo IMAMURA and Minoru SAKAMOTO : A comparison study of INTCAL 98 calibration data with 14C ages of tree rings formed in Japan

1．はじめに

放射性炭素（^{14}C）年代測定法は，約 50 年の歴史を持ち，今や地質学・考古学・文化財科学などの研究に深く浸透している．昨年の第四紀学会歴博大会でも議論されたように，昨今では測定された ^{14}C 年代そのものではなく，^{14}C 年代を暦年代（年輪年代）に較正して用いることが一般的になってきている．

^{14}C 年代を暦年代へ較正するために使用されている“^{14}C 年代－暦年代較正データ(INTCAL98; Stuiver et al, 1998)は，主として米国西海岸や西洋のアイルランドやドイツ産の樹木を用いて作成されたものである．現生の巨木から古い建材，さらに埋没樹木などを年輪年代測定法で過去へつないで，年輪の形成年を確定しそれらの年輪の ^{14}C 年代を高精度で測定して作成された．地球温暖化ガスである二酸化炭素の動態の研究に関連して，環境中の炭素循環はよく調べられており，^{14}C 濃度は，南北両半球間で年代値に換算して約２３年の差があるものの，両半球内では，大気が良く混合し ^{14}C 濃度はほぼ一定であるとされる．従って，欧米の北半球内の樹木試料を用いて作成された INTCAL98 は，局地的な二酸化炭素のソースの影響を受けることがない場合には，広く北半球の試料に適用可能であって，日本の試料にも適用できるはずである．しかし，この点については，確認しておくことが望ましい．

そこで，歴史民俗博物館，奈良文化財研究所，名古屋大学の３機関の共同研究として，日本産樹木について，年輪年代を確定した後，それらの年輪の１年輪ごと，あるいは 10 年分の年輪をまとめて，高精度に ^{14}C 年代を測定し，得られた結果を INTCAL98 データと比較する研究を進めている．^{14}C 年代測定では，名古屋大学に設置されている，最新型の高性能タンデトロン加速器質量分析計を用いている．

2．タンデトロン加速器質量分析計２号機の諸性能

2．1．$^{14}C/^{12}C$ 測定の再現性

定常的な測定では，毎回 HOx-II(NBS oxalic acid, RM-49)標準体から作成した Fe-graphite ターゲットを６個一緒に測定して，それらの測定における $^{14}C/^{12}C$, $^{13}C/^{12}C$ 比の再現性を調べている．この結果，６個の $^{14}C/^{12}C$ 比のばらつきは，１標準偏差でほぼ 0.2～0.4%であり，互いによく一致している．なお，個々のターゲットの ^{14}C 計数に基づく統計誤差はほぼ±0.3%である．

2．2．^{14}C 年代の誤差

2000 年に，約 1400 個のターゲットを測定した経験によれば，１万年前より若い試料の測定誤差は，±20～±30 年である．もちろん，年代が古くなれば，^{14}C の計数

が減ってくるために，誤差は大きくなる．ここで述べている誤差としては，試料と一緒に測定する6個の標準体（Hox-II）の ^{14}C /^{12}C 比のばらつきによる誤差（1標準偏差）と試料についての ^{14}C 計数の統計誤差をあわせて算出したものである．このように，新型機で誤差が小さくなった理由は，新型機では ^{14}C の検出効率が向上したため ^{14}C 計数に基づく統計誤差が小さくなったこと，及び装置が安定して ^{14}C 測定の再現性が良くなったためである．

2．3．^{14}C 濃度の正確度（IAEA 試料の測定）

^{14}C 年代測定では年代既知試料として国際原子力機関 IAEA から C-1, -8 までの8個の試料が提供されている．これらの試料について ^{14}C 濃度測定を繰り返した結果，測定された ^{14}C 濃度は既知 ^{14}C 濃度と±0.5%程度でほぼ一致することがわかった．^{14}C 年代の正確度は，±40 年程度と推察される．

3．年輪年代が確定している日本産樹木についての ^{14}C 年代測定

これまで，歴史民俗博物館，奈良文化財研究所，名古屋大学の共同研究として，（1）箱根芦ノ湖湖畔の埋没樹木，（2）秋田県払田柵跡遺跡の埋没材，（3）奈文研から提供されたスギ，ヒノキ各1本，などの年輪年代が確定された樹木試料について研究を進めている（Imamura, et al, 1998）.上記のヒノキ材についての比較を下図に示す．

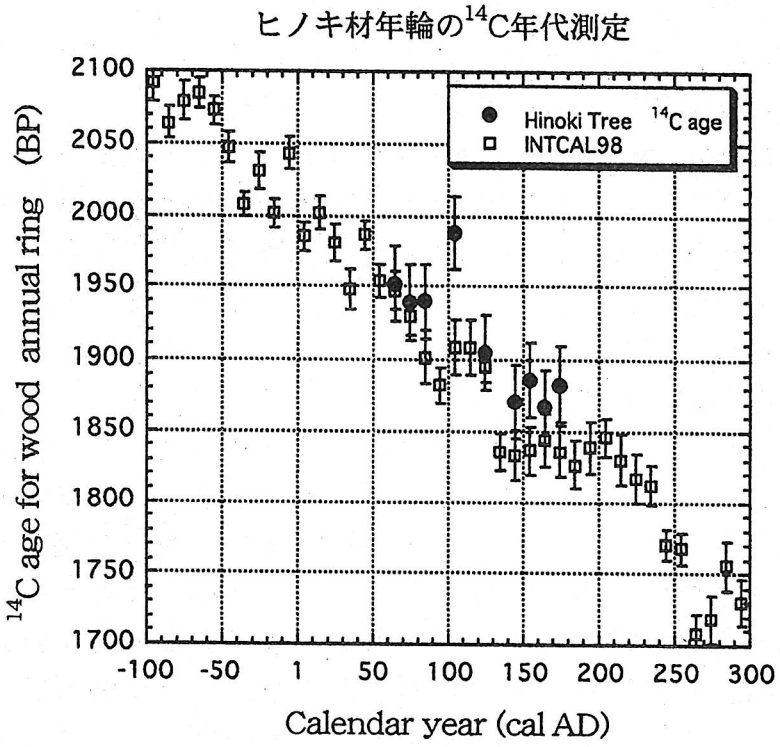


図1　INTCAL98 と日本産ヒノキ材の ^{14}C 年代の比較

文献：Imamura, M., Sakamoto, M., Shiraishi, T., Nakamura, T., Mitsutani, T., and J. Van Der Plicht (1998) Radiocarbon age calibration for Japanese wood samples: wiggle-matching analysis for a test specimen. *Actes du colloque <C14 Archeologie>*, 79-82.

P-23　浅海成堆積サイクルを利用した地殻の垂直変動の復元；堆積サイクルの形成時期と垂直変動を交互に絞り込む手法の考案

白井正明・阿部信太郎（電中研　地質部）

Masaaki SHIRAI and Shintaro ABE: Reconstruction of vertical crustal movement using shallow marine sedimentary cycle; Alternate estimations of depositional age and vertical crustal movement.

はじめに　第四系浅海成堆積物は，主に氷河性海水準変動に起因する周期的な堆積環境の変化を記録しており，いわゆる浅海成堆積サイクルを形成する．この浅海成堆積サイクルを利用して地殻の垂直変動を復元する手法を，広く日本の中－上部更新統に適用することを目的とし，堆積サイクル中の堆積物の形成時期の見積もりと，基準面の高度変化，すなわち地殻の垂直変動の見積もりを，交互に絞り込んで行く方法を考案した．

従来の手法の問題点　堆積物を用いて地殻の沈降を求めた例は，従来にも存在する．ただし大多数は堆積物の層厚，もしくは層厚と古水深の和の年代変化をプロットし，それを沈降曲線とみなしている．この関係は堆積物の層厚が極めて大きく，汎世界的海水準変動の影響が無視できる場合に成り立つが，中－上部更新統に無条件で適用する事には問題がある．

汎世界的海水準変動の影響を評価し，更新世中－後期の地殻垂直変動を復元した例も若干存在する．浅海成堆積サイクルは汎世界的海水準変動の影響を強く受けるが，氷期－間氷期サイクルとの対比が容易であるので，何らかの方法で汎世界的海水準変動を推定すれば，地殻の垂直変動の復元が可能である．ただし報告例のほとんどは，堆積サイクル最上部（主に海浜堆積物に相当）が最高海水準期に形成されたと仮定している．しかし堆積物の古水深は，汎世界的海水準変動，地殻の垂直変動，堆積場の埋積（堆積作用）により変化することを考慮すると，ある地点における堆積サイクルが，必ず最高海水準期に離水するとは限らない．つまり，適切な年代基準面が無いと，堆積サイクル内の堆積物が氷期－間氷期サイクル中のどの時点で形成されたか，具体的に推定する事は難しい．汎世界的海水準の推定結果を利用して地殻の垂直変動を復元する場合，この堆積物の形成時期の見積もり結果により，垂直変動の復元結果も大きく異なるが，従来この点について十分な議論が行われてきたとは言い難い．

手法の概略　地層中の特定の層準（“基準面”と定義する）と海面（汎世界的海水準）の間の距離の変化（相対的海水準変動）は，基準面と海面間に存在する堆積物の層厚と水深の和の変化に等しい．この関係を利用し，堆積サイク

ル中の堆積物の形成時期と地殻の垂直変動の見積もりを，交互に絞り込む．ここで汎世界的海水準変動曲線は酸素同位体比変動曲線を基に，古水深と堆積物の層厚は現地調査を基に認定した堆積相毎に，予め推定している．また地殻の垂直変動速度は基本的には一定と仮定する．

① **地殻垂直変動の概算**；海水準上昇期・下降期中に形成された堆積物の場合，わずかな年代見積もりの誤差により，大きな汎世界的海水準の見積もり誤差が生じる．その結果，基準面高度の見積もり誤差も増加する．これを避けるため，ユースタシーの変化が収まる最高海水準期前後に形成された層準を推測し，当時の汎世界的海水準の高度から，その層準形成時の古水深，基準面までの層厚を差し引く事により，基準面の取り得る高度を推定した．更に変動速度一定の仮定から，大まかな地殻垂直変動（一次見積もりとする）を推定した．

②-1 **各堆積物の形成時期の推定**；地殻垂直変動の一次見積もりと汎世界的海水準変動を合成し，基準面と海面の高度差の変化（相対的海水準変動）を見積もった．前述の通り，相対的海水準変動は，堆積物の層厚と水深の和の変化としても表されるので，各堆積相毎に古水深と層厚の和を見積もり，相対的海水準変動曲線との比較から，各堆積相の形成時期を推定した．

②-2 ②-1 **の結果を利用した地殻垂直変動の推定**；各堆積相の形成時期の推定結果を基に，各堆積相形成時に取り得る汎世界的海水準の高度を見積もる事ができる．従って①同様の方法を用い，各堆積相形成時に基準面が取り得る高度が推定可能である．各堆積相形成時の基準面が取り得る高度を総て満たし，現在の基準面の高度と直線で結べる範囲が，変動速度一定の仮定の基，地殻の垂直変動が取り得る範囲である．この作業により，地殻の垂直変動見積もりを絞り込む事ができる．

③ ②の操作を数回繰り返す事により，堆積物の形成時期と地殻の垂直変動の見積もりを，更に絞り込む事ができる．

手法の適用結果 秋田県男鹿半島の上部更新統，潟西層には，酸素同位体層序との対応関係が詳細に見積もられている広域火山灰が二枚挟まれる．潟西層を対象に，上記の手法を適用して堆積物の形成時期および地殻の垂直変動の見積もりを行い，火山灰層序を利用した堆積物の形成時期および地殻の垂直変動の見積もり結果と比較した．地殻の垂直変動の見積もり結果は，広域火山灰層序を利用した地殻の垂直変動復元結果と良く一致し，堆積サイクル内部に氷期－間氷期サイクルとの詳細な対比に有効な手掛かりが存在しない場合でも，本手法により地殻の垂直変動を精度良く復元できる可能性を示唆する．一方堆積物の形成時期については，うまく絞り込みができない場合があるが，将来的に古水深見積もり精度を高める事ができれば絞り込みが可能となろう．

P-24　小型 Geoslicer の開発とその第四紀研究への応用

中田高（広島大学）・宮城豊彦（東北学院大学）・高田圭太（活断層研究センター）
Takashi NAKATA, Toyohiko MIYAGI and Keita TAKADA: Mini-Geoslicer and its application to Quaternary Studies

1. はじめに

土壌や地層試料の採取は，第四紀研究の様々な分野で不可欠であり，簡単に不攪乱試料を採取できれば，研究の発展に大きく寄与することになる．中田・島崎(1997)は，地層を面的に垂直に抜き取り，地上で観察するという発想を実現するために，全く新たな地層採取装置(Geoslicer)を開発した．この装置は，未固結堆積物の地層断面を不攪乱状態で面的に観察することを可能としたが，これまでの Geoslicer による試料採取は，クレーンと矢板打ち込み用のバイブロハンマーを使用した大がかりな調査が主体をなしてきた（原口ほか，1998）．このため，通常の調査に Geoslicer を利用する事は難しいのではないかという印象を与えてきた．本報告では，研究者が比較的簡便に試料採取を行うために開発した小型 Geoslicer の特徴とその調査事例を紹介し，第四紀研究への普及を目指す．

2. 小型 Geoslicer の構造と動作

小型 Geoslicer の基本構造は，大型のものと大差はないが，少人数で簡便に作業を行うために幾つかの工夫がされている．

Pocket Geoslicer：地表付近の土壌採取のために試作された幅 5-10cm，厚さ 2-3cm，深さ 30-50cm 程度の試料を採取するもので，人力やハンマーなどで打ち込み，道具を使うことなく人力で引き抜き可能なものである．

Portable Geoslicer：幅 10-15cm，厚さ 3-5cm，深さ 50-300cm 程度の土壌試料を採取するためのもので，新たに開発した打ち込み装置を使用する．装置の引き抜きには，小型の三脚とチェーンブロックを用いる．

3. 小型 Geoslicer を用いた調査事例

中央構造線活断層調査の予備的調査：現在，活断層の活動履歴解明のために，トレンチ掘削調査などが盛んに実施されてる．中央構造線活断層系岡村断層の新居浜市岸の下における本格的な Geoslicer 調査地点の選定のために，小型 Geoslicer を用いて予察的調査を行った．この際，Geoslicer の打ち込みには，電動ハンマーを使用した．打ち込み作業は騒音が激しく困難を極めたが，幅 15cm の Geoslicer の中に活断層を抜き取ることが出来た．

アメリカ西海岸における津波堆積物の採取：アメリカ北西岸はプレート境界で発生する巨大地震に伴って繰り返し津波に襲われたことが知られてい

る．ワシントン州 Discovery Bay での小型 Geoslicer を用いた調査では，人力によって幅 15cm,厚さ 3-4cm,長さ 100cm の試料を採取することができた．この試料は，直近でボーリングステッキによって採取された試料に比べ，津波堆積物の観察に圧倒的に有利であることが明らかとなった．日本でも，紀伊水道の友が島において，小型 Geoslicer を用いて海跡湖の湖底から津波堆積物の試料採取が試みられた（七山ほか，2000）．

マングローブ林の生態学的調査：マングローブ堆積物のように軟弱で根の含有が極端に多い場合，円筒形のコアチューブでは，太い根の抵抗による攪乱が生じ易い．宮城・藤本（2001）は，西表島やタイ国などで小型 Geoslicer を用いた１～２人の人力による作業で，幅 8cm，厚さ 6cm 内外，長さ 260cm までの不攪乱，定体積コアを一日に４本程度採取している．これにより，堆積構造のみならず堆積物組成,組成別容積比などの定量分析が可能になった．不攪乱試料の採取により，海水準微変動，マングローブ林床堆積物の炭素蓄積量などの解析はもとより，「地形-生物の相互作用系」と言われるマングローブ生態系の形成メカニズムが解明されようとしている．

4．今後の展開

沖積層の微細構造を解明するために簡便な地層抜き取り装置は既に開発済みであるが，この調査法に関心のある研究者とともに，それぞれの調査適地において使用し，その有効性を確かめるとともに，さらに効率的に試料採取可能な装置に改良していきたい．また，Pocket Geoslicer については，土壌調査などにどの程度有効かを確認する試験的な調査を実施していきたい．

今回，開発した小型 Geoslicer を利用して独自の調査研究を目指したい方は，ぜひ，発表者に連絡いただきたい．

[1] 中田　高・島崎邦彦：活断層研究のための地層抜き取り装置（ジオスライサー），地学雑誌，106，59-69．(1997)．

[2] 原口　強ほか：未固結堆積物の定方位連続地層採取方法の開発とその応用，応用地質，39，59-69．(1998)．

[3] 七山太ほか：南海トラフ沿岸地域における地震津波イベント堆積物の予察的検 討－紀淡海峡友ヶ島，深蛇池における研究例－．地質調査所速報，no.EQ/00/2，195-206．（2000）．

[4] 宮城豊彦・藤本潔：マングローブ林分の土砂堆積過程の地質学的解析「内閣府委託調査，マングローブに関する調査研究報告書，亜熱帯総合研究所」，164-179．（2001）．

S-1　南九州におけるAT噴火以降のテフラの年代学的研究

奥野　充（福岡大・理）

Mitsuru OKUNO: Chronological study on tephra layers erupted after the AT eruption in Southern Kyushu, Japan

I. はじめに

南九州には数多くのテフラが分布しており，考古遺跡・遺物の年代推定によく利用されてきた。住居址や連穴土拡の年代が注目された上野原遺跡（国分市）でも，桜島高峠3テフラ（Sz-Tk3/P13）の年代（9.4 ka：奥野ほか，1999）が重要な役割を果たした。本講演では，南九州に分布するAT噴火（大隅降下軽石，入戸火砕流，姶良Tn火山灰などをもたらした大規模火砕噴火）以降のテフラの年代を概観する。これらのテフラの年代は，炭素に含まれる放射性炭素（^{14}C）が放射壊変して減少する性質（半減期＝5730年）を利用した^{14}C年代測定法（Libby, 1952）を用いて求められてきた。

最近では^{14}C年代－暦年代較正曲線（radiocarbon calibration curve）の確立（Stuiver *et al.*, 1993; Stuiver *et al.*, 1998）にともない，縄文遺跡の年代学的議論も^{14}C年代から較正した暦年（以下，較正暦年という）を用いて展開されるようになってきた（北川，1994；谷口，1999；中村・辻，1999など）。このような年代学的議論では^{14}C年代と較正暦年などを明確に区別する必要があり，ここでは^{14}C年代を「BP」，較正暦年を「cal BP」，年稿年代を「vy BP」の単位を用いて表記する。以下では，まず鬼界アカホヤテフラ（K-Ah）や姶良Tnテフラ（AT）といった広域テフラ（町田・新井，1992），次に霧島，桜島，開聞岳のテフラについて最近の年代学的議論を紹介する。

II. K-Ah と AT

K-Ah や AT については，これまでに多くの ^{14}C 年代が報告されてきた。町田・新井（1992）は，これらの年代値を収集して，それぞれ 21～25 ka BP，6.3 ka BP であると推定した。これらの年代は，水月湖の湖底堆積物の年稿編年学・^{14}C 年代学的研究から詳しく検討されている（福沢，1995；Kitagawa *et al.*, 1995；Kitagawa and van der Plicht, 1998）。

K-Ah の噴出年代は，年稿堆積物中の植物の葉や昆虫の ^{14}C 年代から 6.5 ka BP（較正暦年で 7.3 cal ka）と推定された（Kitagawa *et al.*, 1995）。一方，福沢（1995）は，年縞堆積物の計数から，AD 1664 年より 6994 年前（7280 vy BP）と考えた。両者はよく一致しており，K-Ah は 7.3 cal ka BP に噴出したと考えられる。

AT の噴出年代も，四国沖のピストンコアの浮遊性有孔虫の ^{14}C 年代から 24.5 ka BP と算出された（村山ほか，1993）．この年代は，松本ほか（1987）や池田ほか（1995）などとも一致している。AT を覆う桜島テフラ群（Sz）の最下位のテフラ（Sz-Tk6/P17）の ^{14}C 年代は約 22.5 ka BP で（Okuno *et al.*, 1997），およそ 24～25 ka BP に AT が噴出したと考えられる。AT の較正暦年は，水月湖の年稿堆積物（Kitagawa and van der Plicht, 1998）から約 29 cal ka BP と推定できる（図１）。

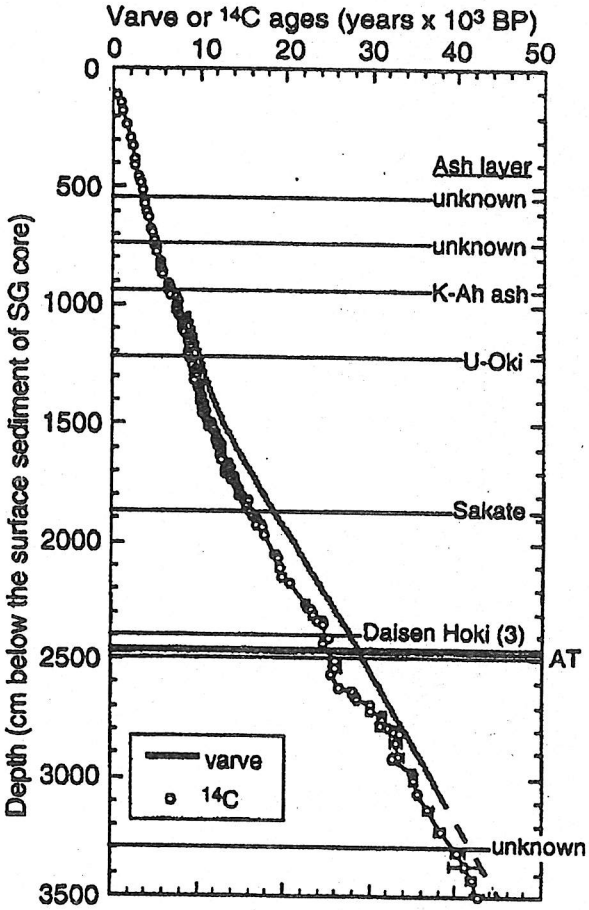


図１　水月湖（SGコア）の年稿年代と^{14}C年代
(Kitagawa and van der Plicht, 1998)

III. 霧島，桜島，開聞岳火山のテフラ

霧島と桜島については，埋没土壌を用いた ^{14}C 年代が多数報告されている（Okuno *et al.*, 1997，1998；奥野ほか，2001）。霧島火山のテフラの ^{14}C 年代を図2に示す。これまで高原スコリア（ThS）は「続日本紀」の記述から延暦7年（AD 788）に噴出したと考えられていた（井ノ上，1988）。しかし，多くの層準での ^{14}C 年代から，下位の片添スコリア（KzS）が AD 788 の噴火記録に対応し，ThS は文暦元年（AD 1235）に噴出した可能性が高いと考えられる（Okuno *et al.*, 1998）。これは，宮崎県高原町の広原地区遺跡（宮崎県教育委員会，1996）などで9世紀～10世紀前半とされる土師器が ThS の下位から出土することと調和的である。

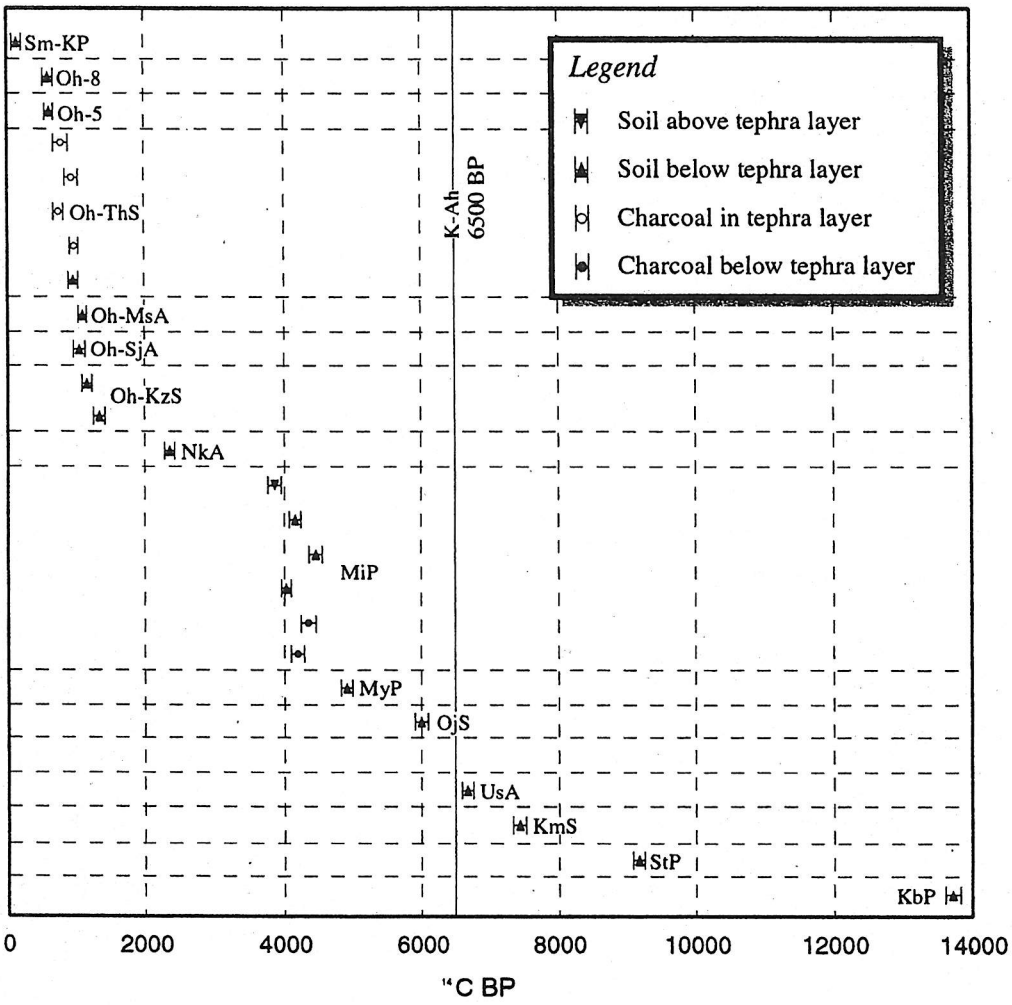


図2　霧島火山群のテフラの加速器 ^{14}C 年代（奥野ほか，2001）

鹿児島県高山町新富で採取した泥炭層（河合ほか，2000）の ^{14}C 年代（Okuno and Nakamura, 2001）を図３に示す。泥炭層の堆積速度が一定であると仮定して，Stuiver *et al.*（1998）の ^{14}C 年代－暦年代較正曲線にプロットすると，堆積速度 8.4 cm/ky でよく一致する。桜島高峠２テフラ（Sz-Tk2/P7）および霧島御池テフラ（Kr-MiP）の ^{14}C 年代は，それぞれ 4.4 ka BP，4.1 ka BP であり，土壌試料の ^{14}C 年代（奥野，1996）ともほぼ一致している。これらの ^{14}C 年代は，それぞれ 5.0 cal ka BP と 4.6 cal ka BP の較正暦年に相当する．開聞１テフラ（Km1：藤野・小林，1997）に対比されるテフラは 3.5 ka BP となり，古川・中村（1969）の ^{14}C 年代からは開聞４テフラ（Km4）に対比される可能性もある。開聞岳のテフラについては，土壌試料を用いた ^{14}C 年代などから再検討する必要がある。

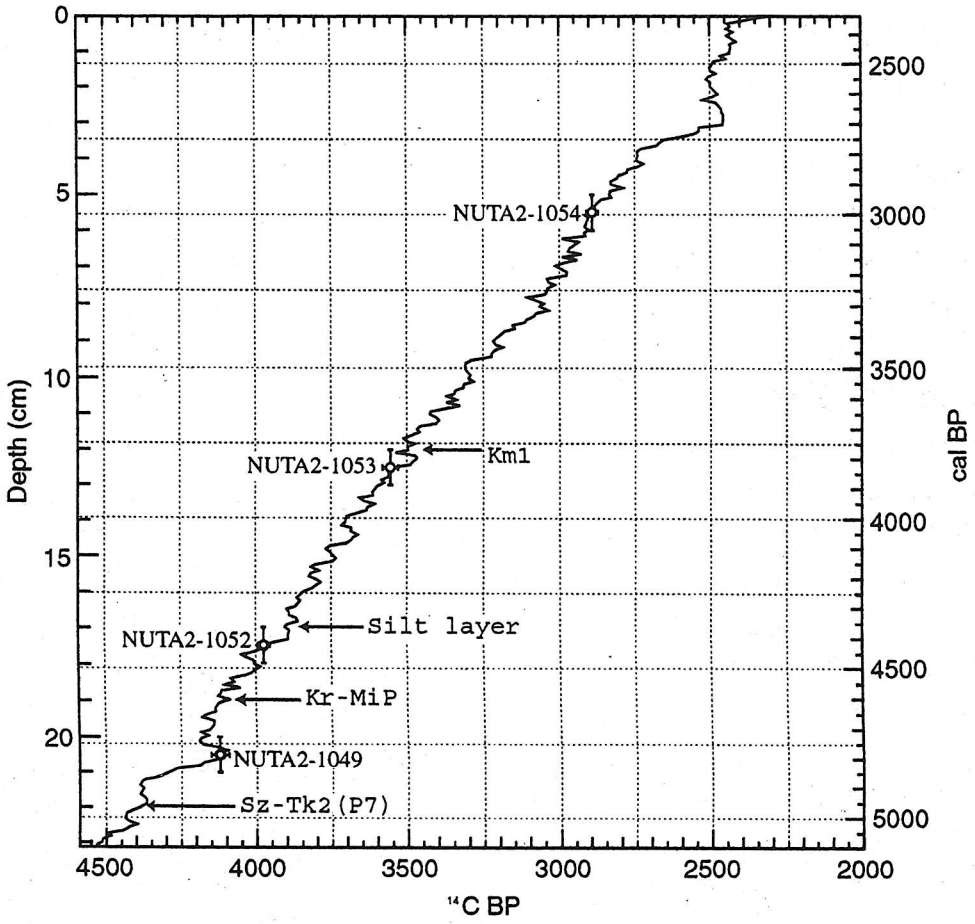


図３　肝属平野の泥炭層の ^{14}C 年代（Okuno and Nakamura, 2001）
^{14}C 年代 - 暦年較正曲線は，Stuiver *et al.*（1998）による．
測定誤差は１ σ，試料の厚さは1 cm.

S-2　上野原遺跡周辺の植生と環境

杉山真二（古環境研究所）

Shinji Sugiyama: Paleoenvironmental study on the surroundings of Uenohara site in southern Kyushu, Japan.

1．はじめに

九州地方における後氷期の植生・環境については、九州北部を中心として、おもに花粉分析の結果から検討が行われている（畑中ほか，1998など）。しかし、南九州では厚く堆積した火山灰層の影響で植物遺体の保存に適した泥炭層が形成されにくいため、この分野の研究例が少ないのが現状である。鹿児島県国分市のシラス台地上に位置する上野原遺跡（第４工区）とその周辺でも、現在のところ花粉分析のデータは得られていない。

植物珪酸体は、植物の細胞内にガラスの主成分である珪酸（SiO_2）が蓄積したものであり、植物が枯れたあとも微化石（プラント・オパール）となって土壌中に半永久的に残っている。このため、低湿地の堆積物はもとよりローム層や黒ボク土などの台地上の堆積物も分析の対象となる。また、花粉分析で細分が困難なイネ科については属・節レベルで同定が可能であり、照葉樹林の主要な樹種であるシイ属、アカガシ亜属、クスノキ科、イスノキ属などについても同定が可能である（近藤，1981，杉山，1999）。

ここでは、おもに植物珪酸体分析の結果から、上野原遺跡周辺の植生と環境について検討を行った。なお、テフラの暦年代（cal BP）については奥野（2001，本要旨集）を引用した。

2．上野原遺跡の植生と環境

上野原遺跡の第４工区では、桜島13テフラ（Sz-13，10,600 cal BP，^{14}C年代で9,500 BP）の下位から国内で最古最大級とされる集落跡が出土している。ここでは、住居跡の覆土および集落南側のE7区基本土層断面（図１）について植物珪酸体分析を行った（古環境研究所，1997）。その結果、Sz-13直下の９層ではクマザサ属型が多量に検出され、ウシクサ族、ミヤコザサ節型なども検出された。また、ブナ属やコナラ属などの落葉樹に由来する植物珪酸体も検出された。樹木はイネ科と比較して一般に植物珪酸体の生産量が低いことから、植物珪酸体分析の結果から古植生を復原する際にはかなり過大に評価する必要がある。なお、すべての樹種で植物珪酸体が形成されるわけではなく、落葉樹では形成されないものも多い。

以上の結果から、Sz-13より下位の９層の堆積当時は、クマザサ属などのササ類を主体としてウシクサ族（チガヤ属？）なども見られる草原的な環境であったと考えられ、遺跡周辺にはブナ属やコナラ属などの落葉樹林が分布していたと推定される。クマザサ属は氷点下５℃程度でも光合成活動をしており、雪の中でも緑を保っていることから、大半の植物が落葉または枯死する秋から冬にかけてはシカなどの草食動物の重要な食物となっている（高槻，1992）。遺跡周辺にクマザサ属などのササ類が豊富に存在したことは、当時の動物相を考える上でも重要である。なお、９層ではヒエ属型（ヒエが含まれる）、エノコログサ属型（アワが含まれる）、モロコシ属型（モロコシが含まれる）、ジュズダマ属型（ハトムギが含まれる）などの栽培種を含む分類群も検出されている。これらの可食植物の利用については、考古学的所見ともあわせて慎重に検討していく必要がある。

植物珪酸体は現地性が高いことから、これらの結果は集落跡付近の比較的限られた範囲の植生を示していると考えられる。今後、Sz-13直下層について集落跡から台地縁辺部まで連続的に分析することで、当時の集落周辺の植生が空間的に詳細に把握されると期待される。

Sz-13混の８層でも、９層とおおむね同様の状況であったと考えられるが、８層上部ではススキ属やチガヤ属などが生育する草原的なところが拡大し、遺跡周辺ではクスノキ科などの照葉樹林が見られるようになったと推定される。花粉分析によると、9,000～8,800年前（^{14}C年代）には鹿児島市でシイーカシ林が成立していたと推定されており（岩内ほか，1992）、上野原遺跡周辺でもこの頃までにクスノキ科などの照葉樹林が成立していたと考えられる。桜島11テフラ（Sz-11，8,400 cal BP，^{14}C年代で7,500 BP）直下の７層から鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah，7,300 cal BP，^{14}C年代で6,300 BP）直下の６層にかけては、クスノキ科やシイ属などの照葉樹林が拡大し、クマザサ属などのササ類は大幅に減少したと推定される。

その後、K-Ahの堆積によって当時の植生は大きな影響を受けたと考えられるが、火砕流が及ばなかった本遺跡周辺では比較的早い時期に照葉樹林が回復したと考えられ、K-Ah直上の５a層の時期にはクスノキ科などの照葉樹林に覆われるような状況であったと推定される。

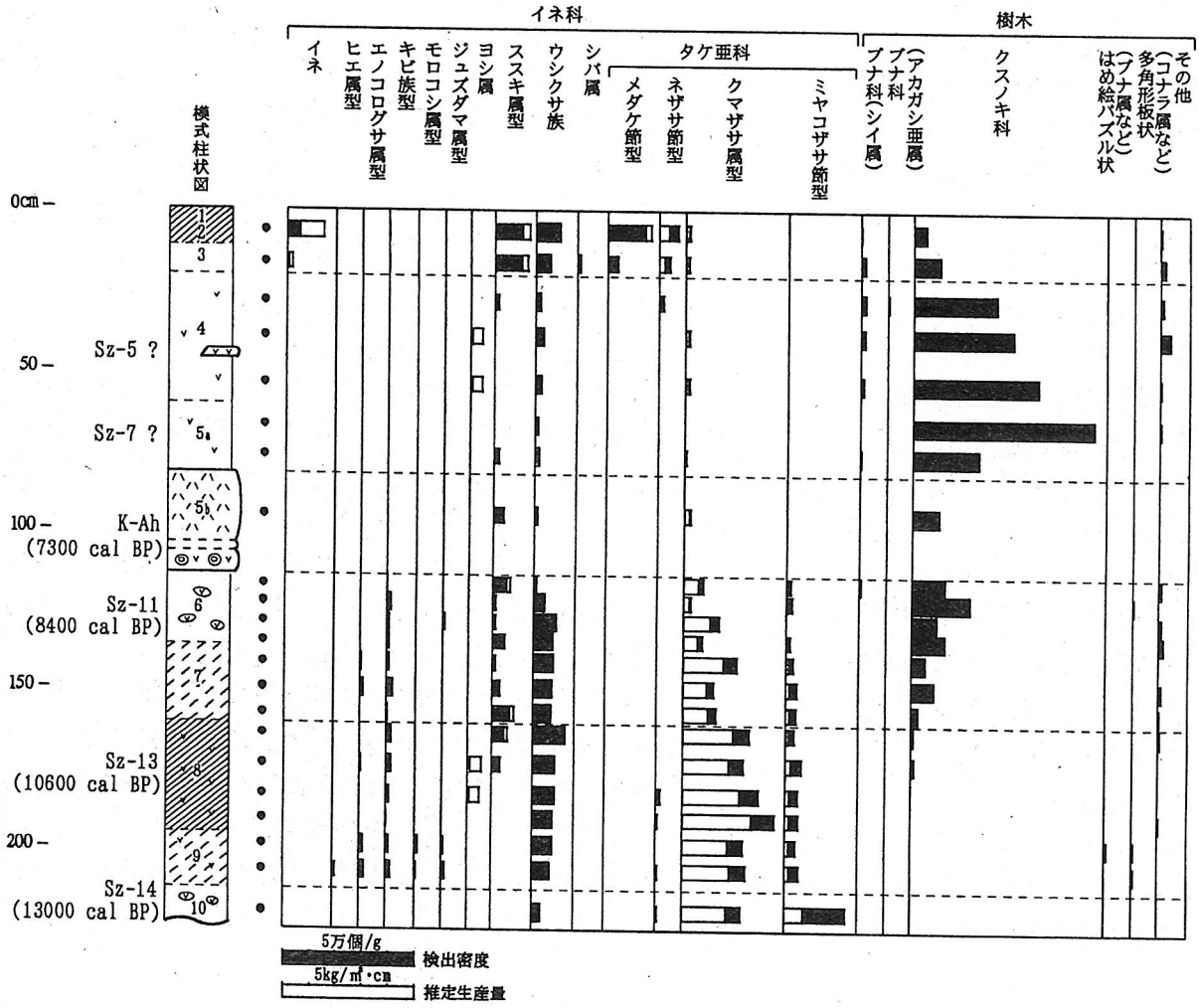


図１　鹿児島県国分市上野原遺跡第４工区E7区における植物珪酸体分析結果（主な分類群）

3．後氷期における照葉樹林の分布拡大とイネ科植生の変遷

植物珪酸体分析によると、桜島薩摩テフラ（Sz-14，13,000 cal BP）直下層の時期には、薩摩半島の沿岸部などでクスノキ科の分布拡大が開始されていたと推定される（図２-1）。ただし、当時の森林植生の主体はおもにコナラ属などの落葉樹林であったと考えられ、その林床植生などとしてクマザサ属が繁茂していたと推定される。

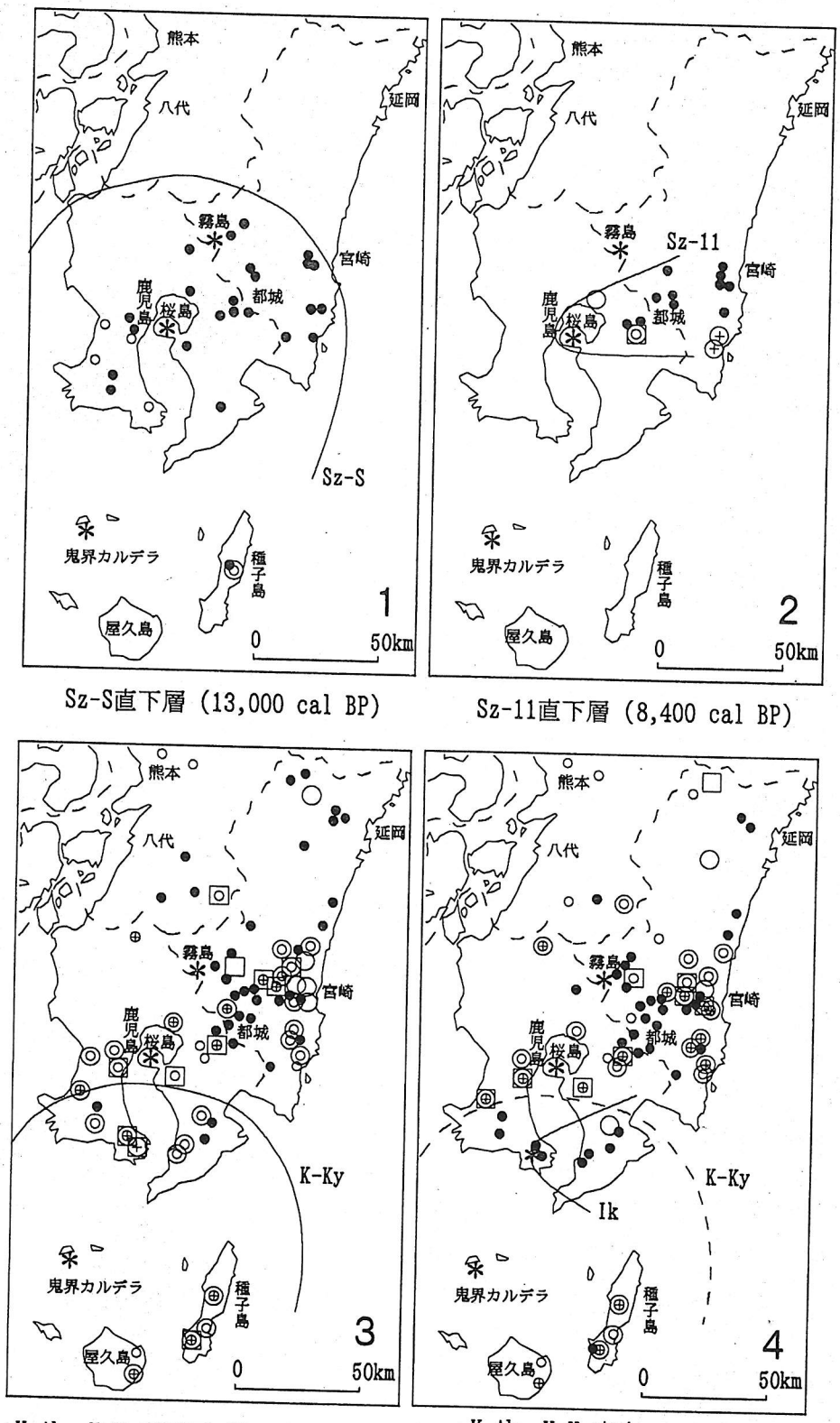
Sz-14の上層では、クマザサ属がしだいに減少し、約１万年前頃にはメダケ属を主体としてススキ属やチガヤ属なども見られる草原植生に移行したと推定される。タケ亜科植物のうち、メダケ属は温暖、クマザサ属は寒冷の指標とされ、両者の植生変遷は地球規模の氷期ー間氷期サイクルの変動と良く一致することが確かめられている（杉山・早田，1996）。また、ススキ属やチガヤ属は日当たりの悪い林床では生育が困難であり、これらの草原が維持されるためには定期的な刈り取りや火入れ（焼き払い）が必要である（堀田，1991）。以上のことから、このような植生変化は、後氷期における気候温暖化の影響に加えて、森林伐採や火入れなど人間による植生干渉の増加を示していると考えられる。南九州の台地上には黒ボク土とよばれる黒色土が広く分布しているが、その形成時にはこのようなイネ科主体の草原植生が継続されていたと推定される。

Sz-11（8,400 cal BP，^{14}C年代で7,500 BP）の下層の時期には、シイ属を主体とした照葉樹林が錦江湾沿岸部や宮崎県南部沿岸部などに拡大していたと推定される（図２-2）。宮崎県佐土原町の花粉分析によると、7,500年前（^{14}C年代）にはシイ林が成立していたと推定されており（松下，1992）、植物珪酸体分析の結果と符合している。その後、K-Ah（7,300 cal BP）の下層の時期までには、シイ属やクスノキ科を主体とした照葉樹林が、南九州の沿岸部をはじめ九州の内陸部にまで拡大していたと推定される（図２-3）。

4．鬼界カルデラの巨大噴火が植生に与えた影響

鬼界アカホヤ噴火に伴う幸屋火砕流（K-Ky，7,300 cal BP）が及んだ大隅半島南部や薩摩半島南部では、それまで分布していた照葉樹林が絶えて、ススキ属などが繁茂する草原植生に移行したことが確かめられた（図２-4）。上位の池田湖テフラ（Ik，6,400 cal BP）との関係から、これらの地域の大部分では約900年間は照葉樹林が回復しなかったと推定される。なお、最近の研究では、薩摩半島南端の指宿市でIk直下層からブナ属などの落葉樹、K-Kyの到達限界付近の吾平町でシイ属が認められ（Machida and Sugiyama，印刷中）、当時の森林植生の回復過程を検討するうえで重要な知見が得られている。

K-Kyが及ばなかった鹿児島県中部以北では、K-Ah直上でススキ属などの草原植生に移行した形跡が認められず、むしろ照葉樹の樹種や量が増加する傾向が認められた。これらのことから、照葉樹林の回復はかなり早かったと考えられ、泥流などの２次的災害を受けにくい台地上などではK-Ah直上で照葉樹林が拡大したところも見られたと推定される。このような照葉樹林の回復と拡大には、現在よりも平均気温が約２℃前後高かったとされる当時の高温・多湿な気候環境が大きく影響したと考えられる。



記号： ○シイ属 ○クスノキ科 □アカガシ亜属 ＋イスノキ属 ● 照葉樹未検出

図2 九州南部における照葉樹起源の植物珪酸体の出現状況 杉山 (1999) に加筆

S-3　化石からみた鹿児島湾の環境変遷

（大木公彦・鹿児島大学総合研究博物館）

ŌKI Kimihiko：The change of sedimentary environment in the Kagoshima Bay area analyzed from a paleontological point of view.

鹿児島湾は南北に約70km、幅25kmほどの南に開いた内湾で、その水深は深く、湾奥部で200m、湾中央部で230mにも達する。湾口部は水深100m前後で、湾中央部の海盆と沖縄舟状海盆を結ぶチャンネル地形を呈している。鹿児島湾は全体に海岸近くまで山体が迫り、沿岸地域には沖積平野が少ない。比較的広い沖積平野は国分市、加治木町から蒲生町へ至る地域および鹿児島市に認められる（図１）。ここでは１０点のボーリングコアが得られている鹿児島市中央部を中心に述べる。

最終氷期（約16,000年前）

最終氷期に海水準が110～120mほど下がった（Zheng *et al.*, 1994；斉藤、1998）と考えられていること、湾口部の水深が100m前後であることを考えあわせると、当時の鹿児島湾は湖になった可能性がある。しかし、これまでに鹿児島湾から得られたロングコア（ピストンコアラを使用）から淡水の証拠は見つかっていない。見つからない理由として堆積速度が著しく速いことも考えられる（早坂ほか、1976；Ōki, 1989）。

海進初期（約16,000年～11,000年前）

鹿児島市の沖積平野で行なわれた、約2000本のボーリング資料から作成された沖積層基底面の等高線図（図２；鹿児島市地盤図編集委員会、1995）を見ると、現在の沖積平野の地下では、およそ海水準下20～50m付近に沖積層基底面が存在する。この値は、この地域から得られた１０本のボーリングコアのデータと矛盾しない。図３から、海水準が50mほど下がっていた時期は約11,000年前にあたることから、この頃から、鹿児島市地域に海が浸入しはじめと考えられる。

海進後期（約11,000年～約6,000年前）

貝化石は、現在の海岸線近くでは、海水準下38～22m付近に認められたが、鹿児島市中央部付近では22～０m付近に見られた。現在の甲突川河口から4.5kmほど上流の草牟田では海水準下９m付近にのみ貝化石が認められた。鹿児島市中央部の山之口では、貝化石の認められたほぼ同じ層準（海水準下22m～10m）から底生・浮遊性有孔虫が産出した。いずれの層準でも内湾浅海域を示す*Ammonia*のグループが最優勢種で、とくに汽水域の指標である*Ammonia tepida*が12.7～32.0％を占めていた。海水準が上昇するにつれ堆積が進み、海底は常に潮間帯～潮下帯の環境が保たれたと考えられる。

海進最盛期（約6,000年前）

海進最盛期には、現在の甲突川河口より５km以上も上流の伊敷町付近にまで海が広がったことがボーリングのデータから分かっている。海水準下８～12mの層準に、現在では沖縄以南に生息しているモクハチアオイ（*Lunulicardia retusa*）が産出する（図３）。一方、国分平野の周辺部では、隼人町の鹿児島神宮付近に小規模ながらノッチが認められ、サンゴの化石が産出した。この場所の標高は約20mで、この地域が縄文時代以降に隆起傾向にあることを示唆している。隼人三島のサンゴ化石からも、10m以上の隆起が確認されている（大木ほか、本学会で発表）。

海進以降（約6,000年～）

鹿児島市中央部のボーリングコアでは、海水準下10mほどはまったく貝化石を含んでいないことや、堆積物が主に砂礫で構成されていることから、海水準の上昇が止まり（やや下降）、甲突川河口部のプログラデーションによって堆積したと考えられる。

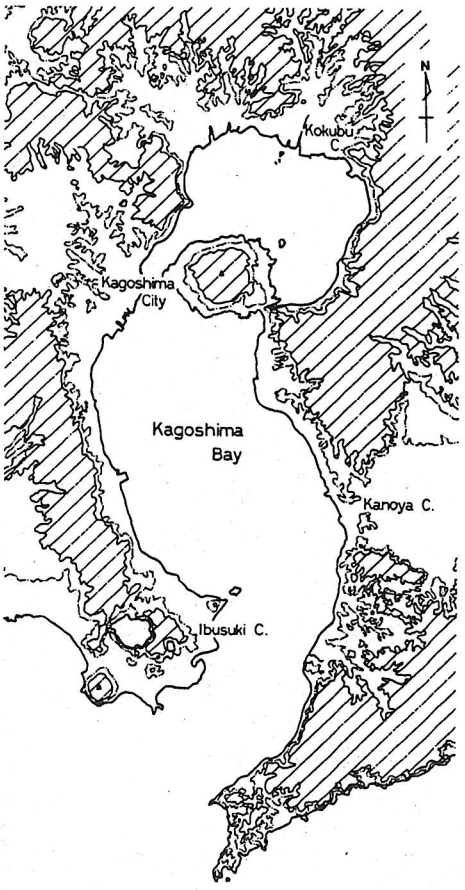


図１．鹿児島湾周辺地域の地形（一点鎖線は100m の等高線：斜線域は200m より高い山地、丘陵を示す）。

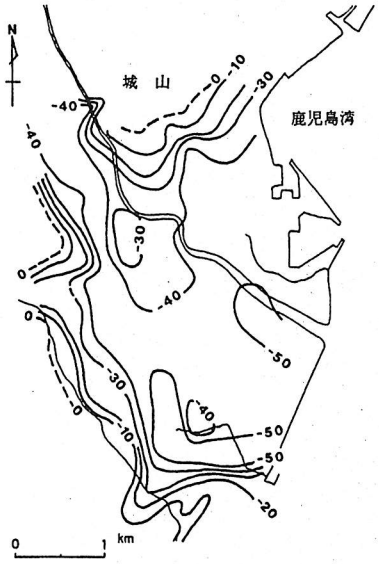


図２．沖積層基底面の深さ（鹿児島市中央部；単位はm；鹿児島市地盤図編集委員会、1995 を改変）。

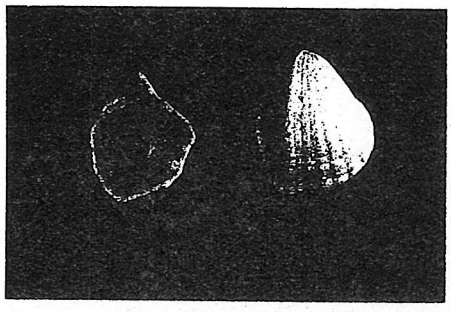


図３．沖積層から産出したモクハチアオイ。

S-4　南九州縄文時代早期の先駆性

～国分市上野原遺跡の調査事例から～

黒川忠広（鹿児島県埋文センター）

1　はじめに

近年の南九州における発掘調査及びその成果は，火山灰を鍵層とした層位的検証による部分が大きい。今回紹介する国分市上野原遺跡も例外ではなく，アカホヤ火山灰・Ｐ－13火山灰・Ｐ－14火山灰という３つの火山灰によって縄文時代早期前葉の定住集落や後葉の埋納壺に代表される祭祀的行為の復元などが可能になったといっても過言ではない。この上野原遺跡の発見や現地保存によって，鹿児島県では考古学研究は言うに及ばず埋蔵文化財行政への理解等，多くの分野で変化が起こっている。

2　遺跡の概要

上野原遺跡は，鹿児島県の県央部あり標高250～260ｍの上野原台地上に位置している。調査は国分上野原テクノパーク造成に伴って昭和61年から調査が開始された。調査区は１～４工区に区分され，このうち全面調査は３・４工区で実施された。今回報告する４工区は，さらに２から７地点に分かれている。このうち，縄文時代早期前葉の集落が検出されたのは２・３地点で，該期の遺物もここに集中して他の地点からは出土していない。

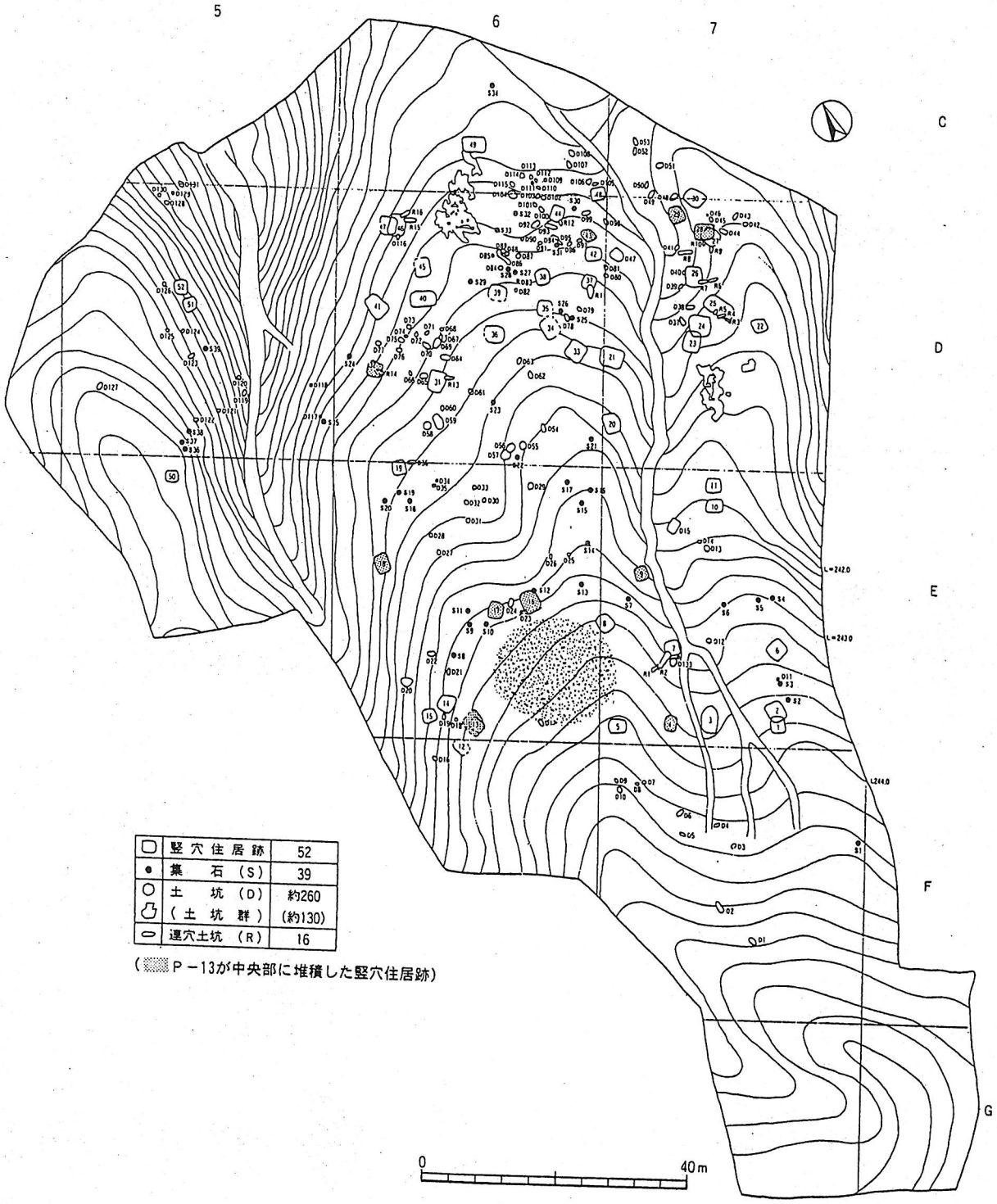
第１図　上野原遺跡位置図

3　層位

２・３地点の遺構・遺物はアカホヤ火山灰層と薩摩火山灰層との間に検出・発見されている。9,500年前とした根拠の１つであるＰ－13火山灰は，包含層中においては明瞭な一次堆積をしていない。すなわち，ゴマシオ状堆積物として存在し一次パミスと考えられる黄色パミスは，遺構内埋土中にしか観察されなかった。このことは，Ｐ－13火山灰の降灰分布エリア周辺部の様相を呈するものであろうと思われる。

4　調査の成果

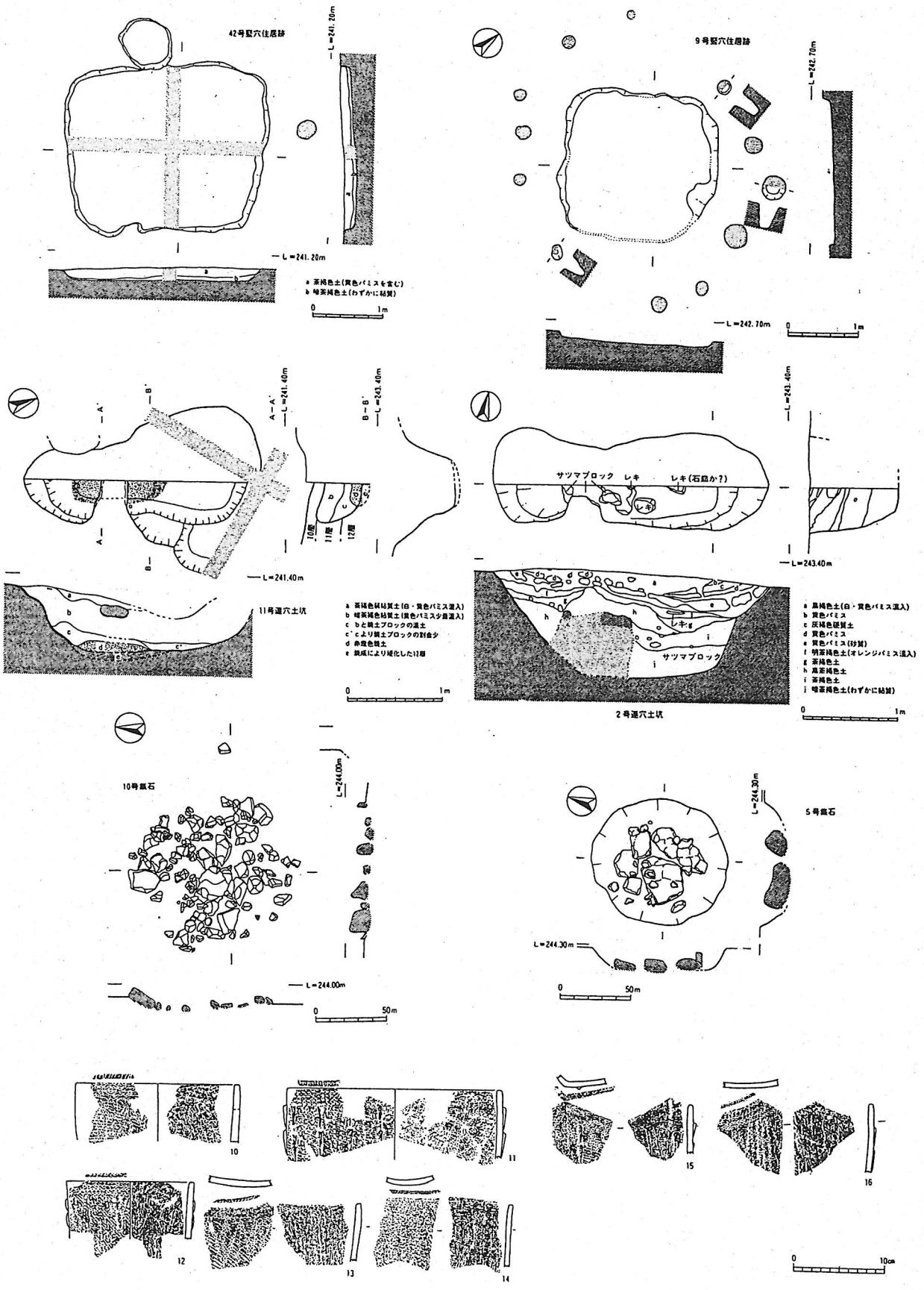
縄文時代早期前葉の遺構としては，竪穴住居跡52基・集石39基・連穴土坑16基・土坑約260基・道跡２本が検出された。特に，竪穴住居跡・連穴土坑内にはＰ－１３火山灰の黄色パミスが見られ，廃棄されしばらく経過した後に降灰が



▢	竪穴住居跡	52
●	集　石（S）	39
○	土　坑（D）	約260
	（土坑群）	(約130)
⬭	逆穴土坑（R）	16

（▒ P－13が中央部に堆積した竪穴住居跡）

第２図　上野原遺跡縄文時代早期遺構配置図



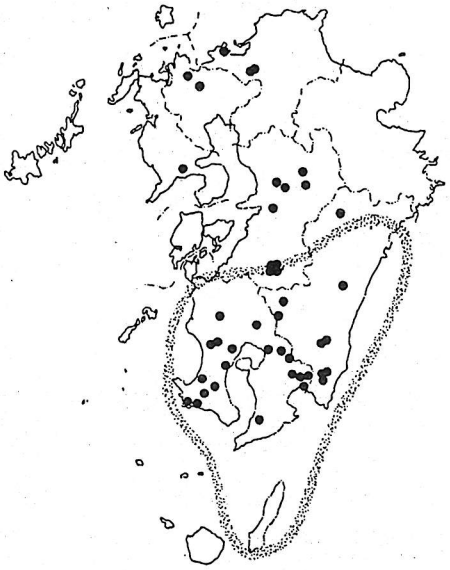
第３図　上野原遺跡の主な遺構・遺物

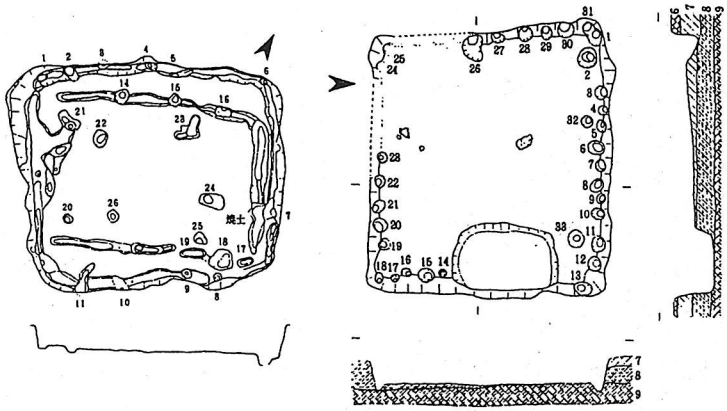
あったことを示している。

遺物としては，土器（前平式土器をはじめとする南九州貝殻文系土器）・石器（石鏃・クサビ形石器・石斧・磨石・石皿）・軽石及び軽石製加工品などが出土している。これらは，調査区全体に出土している。現在，報告書作成に伴ってこれらのデータを分析中である。

鹿児島県を含めた九州の縄文時代早期の集落遺跡は決して多くはない。その中で，前葉段階まで遡るものの大半が南九州に集中して発見されている。52基という竪穴住居跡の検出例から，南九州においても上野原遺跡は突出したイメージで語られていることがある。だが，建昌城跡，永迫平遺跡，前原遺跡，加栗山遺跡，坂の上遺跡，別府原遺跡など多くの集落遺跡はそのエリア全てを掘り上げたわけではなく，調査区外に集落が延びている可能性も考えられる。

竪穴住居跡の形態については，柱穴が竪穴外周に巡るタイプの他に内面にあるもの，内外面共にあるもの，全く検出されなかったものがあり，巡るタイプは決して普遍的なものではなく，柱穴の検出されないものも多い。時期的にも近いと考えられている加栗山遺跡や前原遺跡等では，壁際に柱穴が見られるタイプや溝を掘り込んだものなどが見られ，この時期の竪穴住居跡は複数の形態が見られるようである。





第５図　２種類の竪穴住居跡

第４図　縄文早期の集落と貝殻文土器の分布

5　おわりに

縄文時代早期前葉段階の南九州には数多くのデータが蓄積されている。このような遺構・遺物の多さは南九州の気候が当時の生活に適したものであったとも考えられよう。そして，このことが全国的にも先駆けた定住集落の発達，円筒土器と角筒土器という筒形で平底の土器の出土と華麗さ，上野原遺跡10地点に代表される祭祀的行為と10万点を超す遺物などへとつながっていったと考えられる。

S-5　桜島火山の噴火災害の歴史

小林哲夫（鹿児島大学）

Tetsuo KOBAYASHI: The history of volcanic disasters of Sakurajima Volcano

1．はじめに

桜島火山の噴火記録は和銅元年（西暦 708 年）が最古であり，その後，多数の記録が残されている．そのなかで大噴火と呼ばれる噴火のなかで最も新しいのは大正噴火（1914）である．大規模な軽石噴火に始まり，その後流出した溶岩は南東側の海峡を埋め立て，桜島が大隅半島と陸つづきとなった話は有名である．それ以前では安永噴火（1779）と文明噴火（1476?）がある．このような大規模な噴火では，まず軽石の噴出に始まり，途中で火砕流を発生させ，最終的には溶岩の流出で終わるという類似した噴火推移をたどっている．それ以前の 1200 年前の天平宝字噴火（764）については様々な説があったが，最近では桜島島内で発生した同様なタイプの噴火として認知されるようになった（小林，1982；Okuno et al., 1997, 1998；味喜，1999）．

上記した４つの噴火のなかで噴火災害の記録が詳しく残されているのは大正噴火（1914）であり，安永噴火（1779）がそれに次ぐ．さらに古い文明噴火（1476?）や天平宝字噴火（764）になると，多大の災害が生じたことが記録されているだけである．まして記録のないそれ以前の噴火による災害の規模等については，記録に残る噴火からの類推か，遺跡の発掘等によって知るしか手段がない．ここではまず大正噴火を中心に，歴史時代の噴火災害を概観し，その後に噴火史をもとに，噴火災害の歴史について総括する．

2．大正噴火での広域的な被害

大規模噴火で発生した火砕流や溶岩は，その流路にあるものはすべて破壊しつくすが，一般には島内～海岸までに限られている．それに反し，プリニー式噴火の産物である降下軽石は広域にわたり，田畑や家屋を埋め尽くしたり，森林地域に大きな被害をもたらした．特に軽石が厚く堆積した地域では，降雨時に土石流（ラハール）が多発し，それによって下流域ではより広範囲に破壊的な被害を受けている．大正噴火では降灰の厚さが 30cm 以上の地域内で土石流が多発した（下川・他，1991）．現在，その地域で軽石層の厚さを調べると，噴火直後のデータと比較し，ほぼ例外なく何割かは減少している．厚く堆積した島内のデータで比較したところ，現在では 4/5 から 1/2 以下（時には 1/10 以下）に減少している．このような層厚の減少は堆積後の浸食や厚密作用が最も主要な原因と考えられる．大正噴火時の降下軽石でもこれだけ減少しているということは，より厚密を受けている古いテフラでは，その傾向はさらに著しいと考えるべきであろう．

3．桜島火山の噴火史

桜島火山からの降下軽石は全部で17層が識別され，上位からP1～P17と命名された（小林，1986b，Kobayashi *et al.*, 1988）．このうち上位4層は歴史時代のテフラである．それ以前の多くのテフラの年代を測定した結果，火山の発達史は古期北岳，新期北岳，南岳の3つのステージに区分できることが判明した（Okuno et al., 1997）．古期北岳の活動（P17～P15）は22kaから20kaの比較的短期間であると考えられた．また新期北岳の活動は約8,000～9,000年の休止の後，11.5kaの薩摩テフラ（P14）の噴出から始まった．新期北岳は10回の軽石噴火を繰り返し，約3.5kaには活動を停止したと考えられる．南岳はその後北岳の山腹に生じた火山であり，現在でも活動を継続している．

この間噴出したテフラで最も大規模なものはP14（11km^3）であり，P13（1.3km^3），P17（1.1km^3），P11（1.0km^3），P3（0.8km^3），P7（0.7km^3），P1（0.5km^3）と続く．P3は桜島火山のなかでは噴出量の大きな部類であり，P1も大きな方に分類される．

このうちP14は他とは桁違いの大きさであり，南九州の本土だけでなく，鬼界カルデラまで分布している（奥野・他，1994）．また鹿児島市付近を中心に，推定噴火地点から10kmの範囲内にはベースサージが到達している（小林・溜池，1999）．堆積物中からは太い炭化した樹幹が発見されており，P14噴火による被害は，他とは比較にならないほど甚大なものであったと想像される．

4．上野原遺跡における噴火災害

上野原遺跡において認められるテフラとしては，上位よりP1，アカホヤ火山灰（K-Ah），P11，P14，および古期のP17である．さらに保存状態の良い場所では，P3，P7，(P12)，P13も識別が可能である．この遺跡では，P13の層準の前後に住居跡が見いだされ注目をあびたが，P13の軽石は住居跡などの窪地に厚く集積・堆積しているだけである．なおP13の噴火年代については，現在のところ9200～9400 yr BPと考えられており，暦年代では約10,300～10,600 cal yr BPに相当する（奥野・他，1999）．

P13の噴出量は桜島のテフラのなかでも2番目であり，大正テフラの2倍ほどである．図1はP13の層相変化図である（奥野・他，1999）．P13は分布軸が1つではなく，3つのユニットに細分できる．このうち下の2ユニットは南東～東方向に分布するが，上のユニットは北西方向に分布軸を持つと考えられる．主要な分布の主軸は桜島から東方にのびており，上野原遺跡はどのユニットでも分布の主軸からは外れており，P13の層厚は保存状態の良い場所でも10cm以下である．厚密の減少を考慮しても，遺跡付近では壊滅的な被害は受けなかったものと判断できる．ただし姶良カルデラ周辺の北半分では，P13が広範囲に分布しており，遺跡周辺の場所での定住は困難であったと想像される．しばらくの間はより遠方に生活圏を移動せざるを得なかったのではなかろうか．

5．噴火と生活

歴史時代における桜島火山の大噴火としては，大正（1914），安永（1779），文明（1471）の他に，1200 年前の天平宝字噴火（764）の４つがある．地質現象と噴火の記載をあわせて考察すると，大規模噴火の共通性として，1）前兆現象（地震・井戸の沸騰），2）プリニー式噴火，火砕流噴火，3）溶岩の流出，4）後遺症（地震・地盤の沈降）が認められる．広域にわたり最も被害をもたらすプリニー式噴火は，最初の数日がピークで，その後徐々に沈静化していく．しかし大正噴火では噴煙活動は数カ月以上も継続した．安永噴火でも 3～4 日は噴火が激しく，噴煙活動が沈静化したのは一月後である．文明噴火と天平宝字噴火では，7 日ほどは激しい降灰にみまわれた．多量の降灰は田畑や家屋を埋没させるだけでなく，その後数年間にわたり土石流の発生要因ともなっている．溶岩の流出は 1 年以上継続することもあるが，いったん終息すると長期間（数十年～数百年）穏やかな状態が続く．一時的にはひどい災害となるが，長期的にみれば安定した時期の方がはるかにながい．

一方，桜島の南岳が成長する過程では，断続的なブルカノ式噴火が長期にわたって継続したことが知られている（小林，1986a）．現在の南岳の活動的な時期と似た噴火様式であったと推定される．このタイプの活動では，遠方のカルデラ周辺地域では壊滅的な災害の発生は認められない．事実，桜島の島内にあっても，その当時の遺跡（武貝塚）が存在している（泉・他，1991）．この貝塚では，貝塚堆積物に挟まれた火山灰が確認されており，噴火時においても定住が続いていたことを示唆している．ただしこの遺跡は土石流に埋積されており，それ以降，生活の痕跡は認められない．島内における土石流災害の一例であろう．

噴火の発生頻度でみると，最近の 500 年間は桜島の噴火史のなかでも異常に活動的な時期と判断できる（荒牧・小林，1986）．この間，島内では噴火のたびに降下軽石，火砕流，溶岩流等による災害に見舞われた．島外においては，軽石に覆われた田畑が発見されてはいるが，土石流災害等の発掘事例な無いようである．今後は，噴火の影響がリアルにイメージできるような調査・研究が必要とされよう．

文献

荒牧重雄・小林哲夫（1986）姶良カルデラ・桜島火山の噴出物の全岩組成と安永噴火．第５回桜島火山の集中総合観測，115-129.

泉　拓良・小林哲夫・松井　章・諏訪　浩・江頭庸夫・加茂幸介（1991）桜島における縄文人の生活と火山災害 - 桜島・武貝塚の発掘調査-．京大防災研年報, 34 号 A, 81-190.

小林哲夫（1982）桜島火山の地質：これまでの研究の成果と今後の課題．火山，27，277-292.

小林哲夫（1986a）桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層．鹿児島大学南科研資料センター報告特別号，No. 1, 1-12.

小林哲夫（1986b）桜島火山の形成史と火砕流．文部省科学研究費自然災害特別研究，計画

研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流（火砕流等）の特質と災害」（代表者荒牧重雄）報告書，137-163.

小林哲夫・溜池俊彦（1999）桜島火山，薩摩テフラの層厚・粒径の変化．高密度重力測定による桜島火山体密度構造探査，平成９・10年度科学研究費補助金（基盤研究C(2)）研究成果報告書（研究代表者宮町宏樹），31-97.

Kobayashi, T., Ishihara, K., Hirabayashi, J., and Ohsumi Work Office of Ministry of Constraction (1988) A guide book for Sakurajima Volcano. Kagoshima Prefectural Government, 73pp. Ed. Kagoshima International Conference on Volcanoes.

味喜大介（1999）古磁気方位・強度測定による桜島の溶岩流の年代推定．火山，44，111-122.

奥野　充・新井房夫・森脇　広・中村俊夫・小林哲夫（1994）鬼界カルデラ，籠港テフラ群に挟在する腐植土の加速器 14C 年代．鹿児島大学理学部紀要（地学・生物学），No. 27, 189-197.

奥野　充・溜池俊彦・成尾英仁・森脇　広・中村俊夫・小林哲夫（1999）桜島 P13 テフラ（Sz-P13）の噴出年代－埋没土壌の加速器 ^{14}C 年代から－．鹿児島考古，No. 33，95-102.

Okuno, M., Nakamura, T., Moriwaki, H., and Kobayashi, T. (1997) AMS Radiocarbon dating of the Sakurajima tephra group, southern Kyushu, Japan. Nucear Instruments and Methods in Physics Research, B 123, 470-474.

Okuno, M., Nakamura, T., and Kobayashi, T. (1998) AMS ^{14}C dating of historic eruptions of the Kirishima, Sakurajima and Kaimondake volcanoes, southernKyushu, Japan. Radiocarbon, 42, 825-832.

下川悦郎・地頭園隆・小林哲夫（1991）大正３年桜島大噴火が火山周辺域の侵食に及ぼした影響．文部省科学研究費重点領域研究（２），「火山噴火が火山体とその周辺域の侵食に及ぼす影響」（代表者下川悦郎）報告書，3-26.

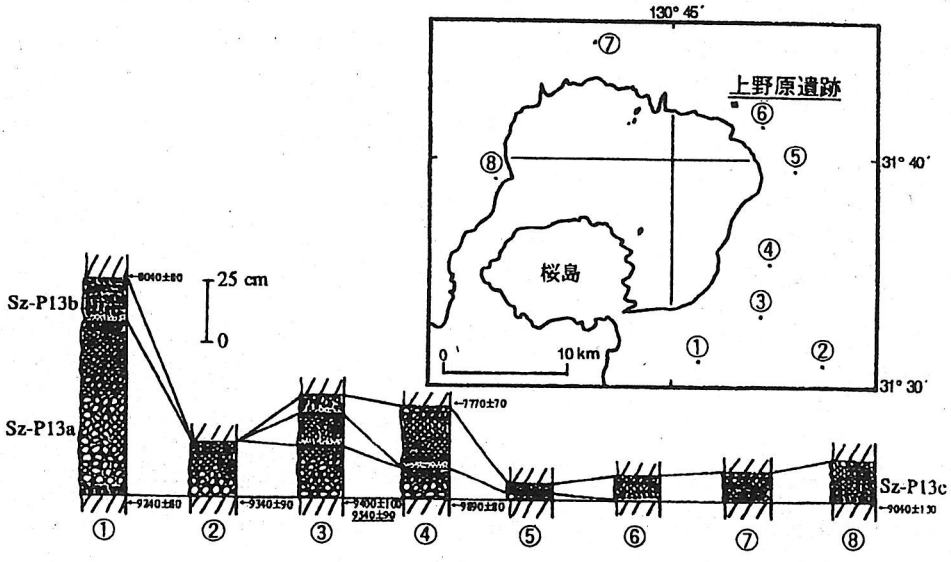


図１　P13 の層相変化図

S-6　火山災害の評価と適応戦略に関する考古学的アプローチ

ー橋牟礼川遺跡の事例からー

下山覚　指宿市教育委員会

Satoru SHIMOYAMA;

An Approach from Archaeology of Assessment and Strategy to Volcanic Disaster

-From a case of the Hashimuregawa Archaeological site in Ibusuki city-

1. はじめに

鹿児島県指宿市に所在する指宿橋牟礼川遺跡は、大正7, 8年に濱田耕作氏らによる発掘調査によって、縄文土器と弥生土器の使用時期差について火山噴出物堆積層を利用して弁別することに成功し、大正13年に国指定史跡となった。

また、昭和63年には、濱田が「日本ポンペイ或いはサントリン」と称したように、開聞岳のテフラによって直接被覆された集落跡が発見され、当時のの災害状況をよく示す遺跡として、集落エリアが追加指定された。

考古学におけるテフラの利用は、遺物の弁別から始まり、そして、広域火山灰を利用した遺物、遺構の同時期性の検定、また、テフラ前後の遺物、遺構の脈絡の問題が主に議論されてきた。

また、旧鎌原村、黒井峯遺跡、中筋遺跡、橋牟礼川遺跡例が示すように直接的にテフラに被覆された事例が増えると、次に、災害復元とともに、考古学的には、共時における集落構造などの復元が可能となった。すると、これまで、テフラ前後の遺物のシークェンスを災害の諸プロセスを考慮した上で議論することが求められるようになった。つまり、テフラ堆積以前の状況の中で、具体的に何が被災し、当時の人々がその急激な環境変化に対し、どんな評価を行い、そして、災害を乗り越えるための戦略を採用したのかというレベルに議論がシフトアップされるようになってきた。

災害プロセスの復元を行うと同時に、人がそれをどのように評価し、戦略を採用したかという議論は、先験的に災害が文化に影響を与えたとする考え方から発展して新たな地平を提示することが考えられる。

これら議論の成果から巨大噴火の場合でさえ災害のグラディエーションが描けるであろうし、このような視点が災害と文化との関わりをより明示することになろう。

2. 災害遺跡に残る災害評価と適応戦略の痕跡

(1) 7世紀第4四半期の災害の場合

考古学的な対象には、大きく遺物と遺構があるが、基本的な探査の視点は次のよ

うにまとめられる。

① 災害直前の状況
② 災害によって受けたダメージの詳細
③ 災害後の状況

これらを意識して発掘調査を実施するとき、被災者の災害に対する評価や適応戦略を読み取ることができる場合がある。

橋牟礼川遺跡の場合、Ａｋ（青コラ、Km11）などと呼ばれる７世紀第４四半期に発生した開聞岳の火山災害に注目すると、結論的には、集落を継続して生活を続けている。これを時系列にまとめたものを図に示した。

これを見ると、貝塚の継承や、地域的な土器様式、そして、竈を持たない地域性のある住居形態、鉄製武具などは、火山噴火後も継承していることがうかがえる。つまり、当時の被災者にとっての火山災害は復旧可能と評価されたものと考えられる。そして、その後、Ａｋ堆積後においては、Ａｋを路面として利用するなどの適応行為も看取されるなど、災害に対する適応行動の結果が遺構として残存するなど、その適応戦略の一端が読み取れる。

ところが、Ａｋの堆積に伴う災害後、８世紀段階までそれ以前と同様の生活様式が継承されているが、９世紀段階になると、指宿市敷領遺跡例から水田や畠などの拡大化が進行していると同時に、土器様式や住居形態などが変化している。また、鉄製武具が極めて少なくなる。

このような変化は指宿地域だけのものではなく、災害の影響範囲外の地域でも同様に生活様式が大きく変化している現象があることから、こうした生活様式の変化の要因は災害にあるのではなく、むしろ律令制度に伴う中央型の文化の流入が大きく生活様式を変化させたことが考えられる。

しかし、貝塚の形成や、一部の土器などは継承していることを考えると、中央型の文化が完全に移入されていたとは考えにくい。

(2) 874年3月25日の災害の場合

橋牟礼川遺跡の場合、Mk（紫コラ、Km12）と呼ばれる874年3月25に発生した開聞岳の火山災害に注目すると、結論的には、集落は放棄されている。

テフラ直下では、広大な水田や畠地経営が行われていたことが看取される。しかし、これまで、指宿市街地付近の遺跡では、テフラの除去痕跡は見られず、また、このテフラの堆積以降においては10世紀後半頃の土師器が見られるなど少なくとも数十年の集落放棄が選択されたものと考えられる。

この災害では、基本的にＡｋと同様、堆積、土石流、テフラの硬化などの災害を

受けているが、、層厚がＡｋの場合20cm程度であるのに対し、Mkは、テフラの二次堆積まで含めると50cm以上の厚さが認められるなど、災害程度に差があったことがわかる。

3. 災害の評価の差異について

災害は被災者が存在して初めて災害と認めうるものであるから、被災者の生活施設の残存状況を見ることで、その評価を推定できると考えられる。

Ａｋの災害でさえも存続していた貝塚はＭｋの段階では完全に放棄された。ここで考古学がさらに進める必要があるものは、当時の被災者が生活の存続ついて、可能、或いは、放棄せざるを得なかった要因の問題である。

例えば、層厚などの災害の程度、食料生産体系の復元、食糧備蓄状況、復旧技術力、救援体系、制度の追求なども考慮する必要があると考えられる。

この問題については、特に、文献史学の成果から一部言及できるものがあり、今後、考古学的には言及できないこのようなバックグラウンドの復元は極めて重要なものとなることが予測できる。

いずれにせよ、橋牟礼川遺跡の場合、比較的近接した二時期の火山災害の痕跡が認められ、その両者を比較することによって、災害に対する評価の差異の問題や、災害に対する適応戦略の差異などを言及できる可能性がある。

4. 結論

指宿橋牟礼川遺跡における二時期の開聞岳の火山災害事例から、災害に対する適応戦略に差異があることが認められた。そして、生活様式の変化が火山災害ではなくむしろ、律令制度の拡大に伴って発生していることが看取された。

このことは、これまでの考古学において考えられていた「災害が文化に影響を与えた」という先験的な理解だけでは不充分であり、災害の詳細な復元が極めて重要であることを示している。もちろん、災害は地域文化に対して大きく作用していることは一般的には認められることであるが、文化変化の理由を単に、災害に求めることは危険であることをこの事例は示している。

また、考古学的には、テフラで直接被覆された遺跡は、その構造が当時のまま保存されていることに価値を置いてきているが、それと同時に、災害に付随して、被災者がどのようにそれを評価して適応したかという問題については、むしろ、テフラの堆積層上面における遺物や遺構を視野に入れて資料のシークェンスを復元することが重要であると思われる。

新	文化項目	住居形態	竈・炉	土器	道	水田	畠	土器捨場	貝塚	溝	河川	森林	呪術行為
1000年代				土師器									
		×	×	×	××	×	×		×		×	×	
土石流堆積物 第5層	災害	土石流											
	影響項目	火山灰・火山礫の二次堆積に伴う衝撃・埋積（30cm～）・加圧・硬化（25kg／cm～/支持強度）											
	災害程度	遺構状態	壊滅	壊滅	壊滅	壊滅	壊滅	壊滅	－	壊滅	－	壊滅	壊滅	－
	災害評価	被災者による	不可	不可	不可	不可	不可	不可	－	不可	－	不可	不可	－
	適応行為	被災者による	無	無	無	無	無	無	－	無	－	無	無	－
Mk 第5層	災害	開聞岳の火山噴火に伴う災害											
	影響項目	火山灰・火山礫降下による埋積（～30cm）・加圧・硬化（25kg／cm～/支持強度）											
	災害程度	遺構状態	壊滅	壊滅	壊滅	壊滅	壊滅	壊滅	－	壊滅	－	壊滅	壊滅	－
	災害評価	被災者による	不可	不可	不可	不可	不可	不可	－	不可	－	不可	不可	－
	適応行為	被災者による	無	無	無	無	無	無	－	無	－	無	無	－
874年3月25日		掘建柱建物	竈		外来系竈	計画的道路	水田と坪区画	畠		貝塚	河川	直径20-40cm程度の樹木痕跡	馬頭埋納
第6層													
800年 班田収授制施行													
第6層		方形竪穴式住居	炉	×在地系竈	×								
720年 隼人の乱													
第6層													
674年 朝貢													
土石流堆積物 第7層	災害	土石流											
	影響項目	火山灰・火山礫の二次堆積に伴う衝撃・埋積（10cm程度）・加圧・硬化（19kg／cm～/支持強度）											
	災害程度	遺構状態	未知	未知	未知	壊滅	壊滅	壊滅	壊滅	継続	壊滅	未知	壊滅	－
	災害評価	被災者による	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	不可	継続可	不可	継続可	継続可	－
	適応行為	被災者による	再構築	再構築	再構築	再構築	再構築	再構築	放棄	無	放棄	無	無	－
7世紀第4四半期													長頸壺祭祀
						×	×	×		×			
Ak-2 第7a層	災害	開聞岳の火山噴火に伴う災害											
	影響項目	火山灰・火山礫降下による埋積（～15cm）・加圧・硬化（22kg／cm～/支持強度）											
	災害程度	遺構状態	未知	未知	未知	壊滅	壊滅	壊滅	壊滅	継続	壊滅	継続	壊滅	－
	災害評価	被災者による	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	不可	継続可	不可	継続可	継続可	－
	適応行為	被災者による	再構築	再構築	再構築	再構築	再構築	再構築	放棄	無	放棄	無	無	－
第7b層								畠			溝		
Ak-1 第7c層	災害	開聞岳の火山噴火に伴う災害											
	影響項目	スコリア降下による埋積（～5cm）											
6世紀後半～7世紀前半	災害程度	遺構状態	継続	継続	継続	継続	継続	継続	継続	継続	継続	継続	継続	継続
	災害評価	被災者による	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可	継続可
	適応行為	被災者による	無	無	無	無	無	無	無	無	無	無	無	無
第8層					在地系土器様式	自然発生的道路	水田		土器廃棄所				
6世紀前半 第9層		円形+方形竪穴式住居	円形竪穴式住居										
5世紀 第10層													
1～4世紀													

S-7　アカホヤ噴火と完新世の地形変化

森脇　広（鹿児島大）

Hiroshi MORIWAKI: **Akahoya Eruption and Holocene Change in Landform**

縄文時代早期末に鬼界カルデラで起こったアカホヤ噴火は，体積 100km^3 以上の噴出物を生み出した日本列島の火山噴火の中では，最新の大規模テフラ噴火である．この噴火の特徴は，海底噴火で，大量の火砕流とこれに伴う広域降下火山灰を生じたことにある．このテフラ-Ah-によって明らかにされた地形変化・環境変化は，大規模テフラ噴火にかかわる第四紀の地形変化・環境変化を考える上で，基本的な資料を提供する．このテフラの給源が位置する南九州では，一連の噴火で生じた火砕流堆積物や降下テフラが厚く堆積しており，これらの問題を考える上で重要な地域となっている．ここでは，Ah による 1）完新世の地形編年と，2）給源に近い地域でのこのテフラの堆積状態とこの噴火による地形変化の痕跡を報告し，シンポジウムの検討課題を提供する．

1）Ah は臨海の沖積低地の編年にもっともよく使われてきた．その噴火年代は臨海の沖積低地の離水開始時期に当たっており，Ah はこの時期の海岸線変化とこれを支配した海面変化の広域対比と年代決定にとって重要な指標テフラである．隆起地域となっている鹿児島湾北岸では，Ah は山地と臨海の低地との境界付近において海成堆積物の最上位にあり，これより海側では海成堆積物の中に介在する（図 1）．このことからみても Ah 噴火は海面変化史の上では後氷期の急速な海面上昇がほぼピークに達し，現在の海面付近で停止した時期にほぼあたる．さらに，Ah は南九州では海成沖積層中に厚く堆積し，よく保存されていることから，降灰当時の海底地形を詳しく復元するのにもっとも効果的な鍵層となっている．これによって，中・後期完新世の沖積層の堆積量や沖積低地の形成の速さを高い精度でもとめられる．

2)南九州の諸地域は給源の鬼界カルデラに近いため，Ah の火砕流と降下火山灰が大量に堆積した．南九州の低地は，流域から大量の堆積物の流入により広範囲にわたって急激な埋積が起こったとみられる．鹿児島湾奥周辺の低地では，厚さ 3m 以上の純度のよい Ah が三角州堆積物中に認められている．給源からおよそ 100km 以内の範囲は火砕流－幸屋火砕流－が覆い，特に大きな地形変化が生じたとみられる．給源に近い屋久島では，全島が厚さ 1m ほどの火砕流に覆われた．流域内に堆積した Ah の二次堆積物は厚さは 5m 以上に達しているところもある．宮之浦の隆起三角州は上部の厚さ 3m 以上が粗粒な Ah の二次堆積物よりなっており，ここでも当時の湾内が急激に埋積されたこと示している．

山地斜面の荒廃による崩壊や土石流も広範囲に生じたとみられる．南九州でもっとも急峻な山地地形をもつ屋久島では，これらの堆積物のなかに Ah がしばしば認められる．

この噴火のもう一つの特徴は海底噴火であったことである．最近の大噴火による例からみて，大規模な津波を発生したことは確実とみられ，それが，海岸地形や環境，さらに人類に及ぼした影響をみることは興味深い．しかし，この火山灰とこのころの津波堆積物との関係を示す直接の痕跡はまだ認められず，津波の全貌はわかっていない．これらの関係をとらえることは今後の一つの課題といえよう．

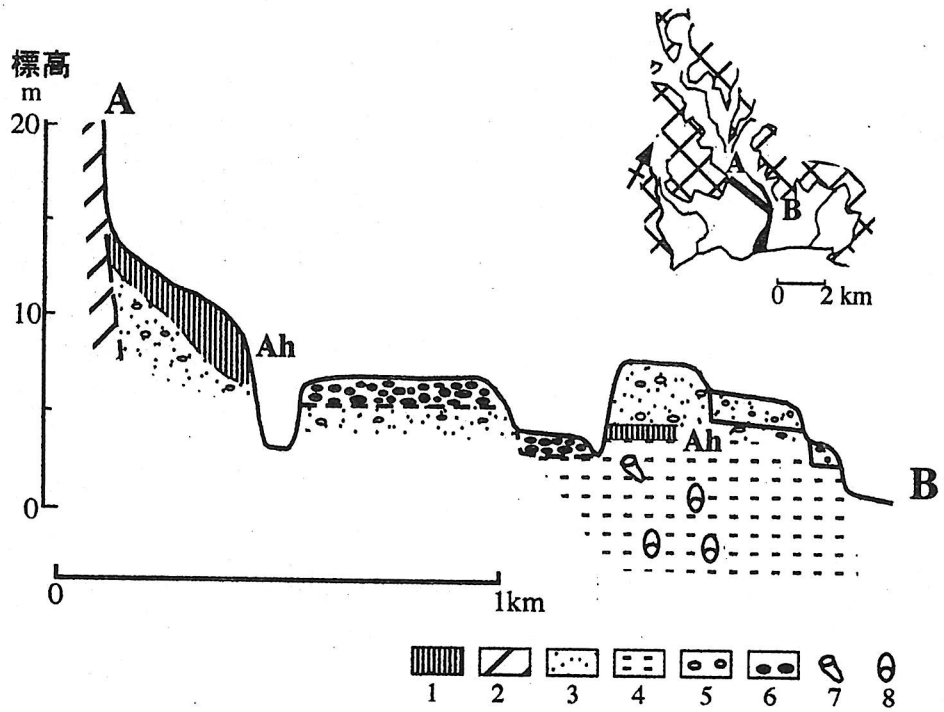


図1　鹿児島湾北西岸平野の地形・地質断面

1: 鬼界アカホヤ火山灰, 2: 基盤岩, 3: 砂, 4: シルト, 5: 軽石礫, 6: 礫, 7: 生痕, 8: 貝殻

森脇ほか(1986)

S-8　アカホヤ噴火に伴って発生した巨大地震

成尾　英仁（鹿児島県博）

Hideto NARUO : Large-scale Earthquakes associated with the 6500 yr BP Eruption from Kikai Caldera, Southwest of Japan.

はじめに

6500 yr BPに発生した鬼界カルデラの巨大噴火（アカホヤ噴火）は，プリニー式噴火から火砕流噴火へと推移し，火砕流は海を隔てた鹿児島県本土南半にまで達し，火砕流に伴うco-ignimbrite ash（アカホヤ火山灰）は日本列島西半部を覆ったことが知られている（町田・新井1978）。成尾・小林（1996）は，この一連の噴火に関連して巨大地震が発生し，カルデラ近傍の種子島・屋久島では噴礫現象が，鹿児島県本土では噴砂現象が発生したことを明らかにしている。ここではアカホヤ噴火に関連した巨大地震の発生時期について議論する。

噴礫現象

一般に地震規模が大きくなり震度５程度になると，沖積平野を中心に地盤の液状化現象が発生し砂泥と水が同時に噴き出すが，さらに揺れが大きくなると，例えば兵庫県南部地震で観察されたように巨礫が噴き出すこともある（Nirei et al.,1996）。

種子島・屋久島では中位～低位段丘面および砂丘地帯において，広範囲にわたって噴礫脈および噴砂脈が認められる。噴礫脈のうち最も高い位置のものは，標高約１００ｍの段丘面上に現れる。いずれの地点でも火砕流堆積物の上位には礫層は認められず，噴礫の給源としては，１）更新世末の段丘礫層　２）基盤の熊毛層群の砂岩・頁岩の破砕礫層の２つがある。これらの給源層はK-Tz（Nagaoka,1988）より下位にある。礫脈は上位にくるローム層や砂丘堆積物を貫いて上昇している。

断面では地表面に対し直交する形態が一般的であるが，斜めに切るものも少数ながら存在する。また，途中から枝分かれしたり，他の噴礫脈と交差するものもある。一般的な礫脈の高さは２ｍ程度であるが，まれには４ｍ以上に達するものもある。露頭断面では噴礫脈は５～１０ｍ毎に並列するが，平面では互いに交叉し網目状になっている。

種子島および屋久島ではプリニー式噴火の降下軽石層が明瞭でなく，噴礫の正確な発生時期は特定できないが，１）礫脈は火砕流堆積物の下位で横方向に広がっており，それを貫いていない　２）鬼界カルデラ南部の口永良部島では，新鮮な深い地割れ中に幸屋火砕流堆積物が入り込んでいる　３）降下軽石層のある場所では，その基底面が激しく波打っている等の観察事実から，噴礫の発生時期は降下軽石の堆積後で火砕流が到達するまでの間と推定される。

噴砂現象

大隅半島中部および薩摩半島南西部では，いわゆるシラス台地上で広範囲にわたって噴砂脈が存在する。噴砂の給源は入戸火砕流堆積物の二次堆積物層で，それを反映し噴砂脈内部はシルト・砂・軽石，および細礫により充填される。また，噴砂脈上部で黒色腐植土，ロームの破砕片が砂・軽石等と混在する地点があり，これらは噴砂形成後に噴砂脈周辺が陥没・崩壊し，噴砂脈内部に落ち込み形成されたと考えられる。砂脈内部では細かいラミナが発達し，内部充填物が激しく流動したことを示している。

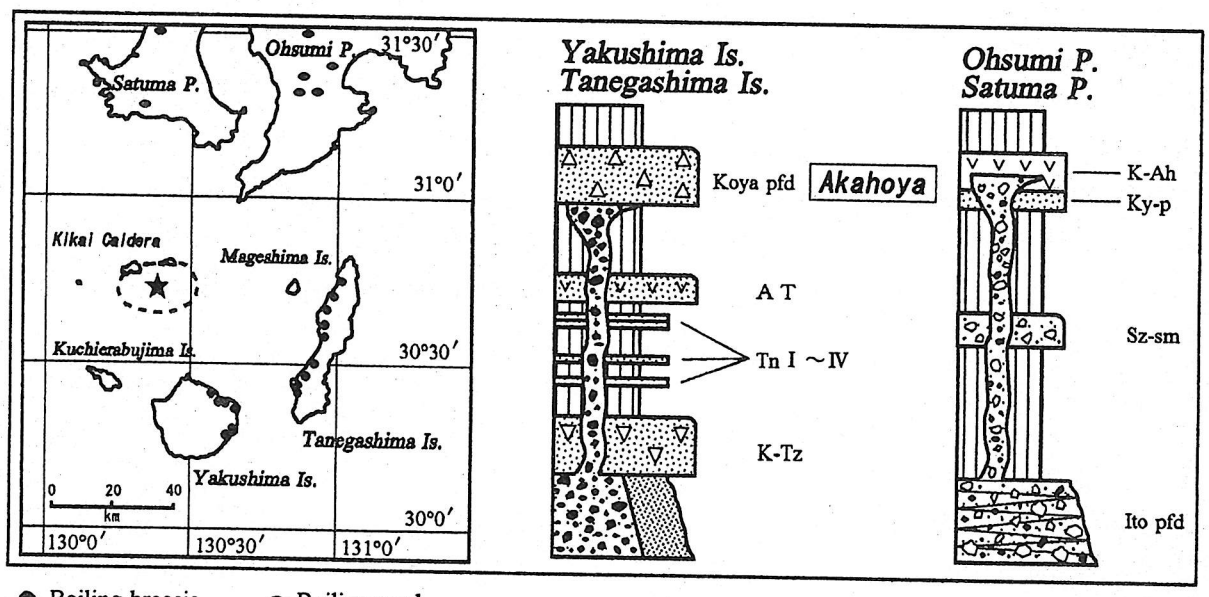
貫入形態は噴礫脈とよく似て，断面では直線上に上昇し，降下軽石層を剥ぎ取った平面では網目状に広がる。噴砂脈の高さは１～２ｍ程度である。断面および平面での砂脈の幅は場所により変化するが一般的には10～20cmであり，平面では地点によって径１ｍ程度の円形・楕円形状の噴き出しが存在する。

噴砂脈は降下軽石層を覆うアカホヤ火山灰層の下部を貫き，その途中で平面的に広がり，アカホヤ火山灰に覆われたような産状を示す。この事実から，噴砂現象がアカホヤ火山灰の降下途中に発生したことが確実である。

巨大噴火と巨大地震

アカホヤ噴火は総体積200km^3（町田・新井1992）に達する巨大噴火であったが，それに関連して発生時期の異なる２回の巨大地震があったことが明らかになった。

アカホヤ噴火では，50km以上も流走した火砕流により各所で地層の横転や森林火災が発生したことが知られている（成尾，2001）が，噴火に関連して２回の地震が発生したことから地割れや山崩れ・津波などが発生し，広範囲にわたる自然環境の荒廃があった可能性がある。



● Boiling breccia　● Boiling sand

S-9　アカホヤ噴火が縄文文化（人間生活）に与えた影響

新東晃一（鹿児島県教育委員会）

Koichi SHINTO : Influence that the eruption of Akahoya gave to the Jomon culture(the life of the human being)

1　はじめに

人類の活動は，自然環境や自然現象によって大きな影響を受けてきた。特に，気候の変動や火山活動などは大きな要因の一つであり，人類活動の変遷に大きな影響を与えたことが考えられている。南北に長く海に囲まれた日本列島では南と北とでは自然環境の差が大きく，その影響は強かったことが想定される。また日本列島各地では，多くの火山噴火が確認されている。旧石器時代の終わり頃の約 15,000 年前の日本列島では，温暖化にともなって各地域の文化にさまざまな変化が生じ，地域差がみられるようになる。そして気候の温暖化と黒潮の影響を真っ先に受けた南九州には，日本列島の他の地域に先駆けて初期縄文文化(草創期から早期)が異常に繁栄した様相が最近の発掘調査の成果から窺い知れるようになってきた。

しかし，このことが判明したのはアカホヤ火山灰が発見された 1976 年頃からであり，それ以前は到底考えられない事であった。ここでは，アカホヤ噴火が縄文文化にどのような影響を与えたか，南九州の事例から検討してみたい。

2　火山灰層で明らかになった南九州の初期縄文文化

日本の縄文文化は，関東地方や東北地方を中心に発達して，その後西日本などの各地に伝播していったとする，いわゆる縄文文化の『東高西低論』が一般的であった。

ところが，近年の南九州では縄文時代初期の大遺跡の発見が相次ぎ，その時代の様相が極めて明瞭にみえるようになってきた。特に，草創期文化(約 13,000 年～ 10,000 年前)では，全国に先駆けて多彩な遺構や多量の遺物を伴う大遺跡が発見されている。それに続く早期文化(約 10,000 年～ 6,400 年前)は，いち早く定住集落を形成し，独創的で成熟した豊かな縄文文化が展開している。つまり，この南九州では，日本列島の縄文文化の展開の中では考えられない異った「もう一つの縄文文化」といっても過言ではない先進的で豊かな縄文文化の存在が判明してきた。

南九州では，桜島の爆発によって堆積した薩摩火山灰層(約 11,500 年前＝P14)の下層から草創期の遺跡が，上層からは早期の遺跡が発見されている。つまり，この火山灰層は，南九州の縄文時代草創期と早期を明確に区分する重要な鍵層としての役割を果たしてきた。そして，南九州の早期文化の展開後，その上層に屋久島の北海底の鬼界カルデラ噴出の分厚いアカホヤ火山灰層(約 6,400 年前)が南九州の早期文化を密閉した形で堆積している。そしてその後，

南九州では，一変して前期文化（轟式土器や曽畑式土器）が展開してくる。

このように南九州の先進的な様相をもつ草創期文化は薩摩火山灰層によって判明し，次の南九州の独創的で成熟した豊かな様相をもつ早期文化はアカホヤ火山灰層によって明らかとなった。さらに火山灰層などによってその実年代が明確になることによって日本列島他の地域の縄文文化との比較ができるようになり，南九州の初期縄文文化の正当な位置づけも可能となった。

3　アカホヤ噴火以前の南九州の縄文文化

ヴュルム氷期最盛期(20,000 ～ 18,000 年前)頃は種子島や屋久島などの島嶼部は，九州本土と陸続とされ，花粉分析などによると日本列島の中ではこの地域はすでに照葉樹林が存在していたと考えられている。

そして最近，この氷河期の真っただ中にあたる約 30,000 年前頃の種子島(南種子町横峯遺跡，中種子町立切遺跡)では，日本最古の生活跡が発見され注目された。これも火山灰層によって時代(年代)が明確になった一例である。立切遺跡では，姶良カルデラ噴出の「姶良 Tn 火山灰」層(約 25,000 年前)のさらに下位の鬼界カルデラ噴出物とされる「種子Ⅳ火山灰」層(約 31,000 年前)の下位から土坑(穴)や礫群や炉址などの遺構が発見されている。これらに伴う出土遺物は，石斧や礫器のほか，台石や敲石や凹石など植物質の食料に依存していたことを窺わせる加工具などが出土している。このように南の種子島ではこれまでの想像以上に温暖化が進み，すでに旧石器時代に植物質食料に依存できる自然環境が存在したことを窺い知ることができる。

次の縄文時代草創期の段階では，加世田市栫ノ原遺跡や鹿児島市掃除山遺跡などで質・量とも一級の大遺跡が発見され全国的に注目されている。このような南九州の草創期遺跡では，一遺跡から膨大な量の土器や石器の出土とともに配石炉，集石，炉穴(煙道付き炉穴)，貯蔵穴などが発見され，すでにこの時期から定住化を窺わせる多彩な遺構が出現している。

さらに，これらの遺跡の花粉分析などによると，落葉広葉樹に伴って照葉樹のクスノキなどが出現していることが確認されており，南九州の草創期の時期には落葉広葉樹林と照葉樹林の混合林地帯が形成されていたことが考えられている。全国の他の草創期遺跡ではこのような大規模な情報をもつ遺跡は今のところ発見されておらず，この混合林帯の形成に伴って南九州の草創期文化は急速に発展したことを窺うことができる。つまり，南九州の草創期文化は，全国に先駆けた自然環境の変化によって形成された文化ともみることができるのである。

次の南九州の早期前葉(約 9,500 年前)頃は，全国に先駆けて大型集落が形成され始めた時期であり，1997 年度に明らかになった国分市上野原遺跡（４工区）は特に注目された。同様な集落遺跡は以前には鹿児島市加栗山遺跡などが

知られており，最近でも松元町前原遺跡や伊集院町永迫平遺跡など南九州地域に広く発見されるようになった。

早期前葉の上野原遺跡では，竪穴住居跡 52 軒，石蒸し料理の施設とされる集石遺構 39 基，燻製施設と考えられる炉穴（連穴土坑）16 基，貯蔵穴や埋葬墓を思わせる土坑 260 基以上，道跡２本など多数の遺構からなる集落跡が発見された。これらの遺構は，桜島を起源とする薩摩火山灰層（Ｐ 14：約 11,500 年前）を切って構築されているところから，この火山灰の降灰堆積以後につくられたことになる。さらに，52 軒中の 10 軒の竪穴住居跡の埋土内には同じ桜島起源のＰ 13（約 9,500 年前）と呼ばれる火山灰が堆積しているところから，約 9,500 年前頃に形成された集落であることも判明した。

そして，早期中葉には在地系の貝殻文土器文化地帯の南九州へは，それまで北部九州を主体とした押型文土器が南下し，さらに手向山式土器のような独特な南九州的縄文文化が形成されている。

４　南九州の縄文文化の成熟期とアカホヤの噴火

早期後半の南九州では，国分市上野原遺跡（３工区）を代表とするように最も成熟した縄文文化が形成された様相が窺える。その一つは，縄文土器（深鉢）のセットとして「壷形土器」が出土していることである。壺や土製耳飾，土偶，異型石器，土製品など装飾的遺物や祭祀的遺物が際立って出土している。これまでの日本列島の土偶や土製耳飾などの出現は縄文時代後期から晩期（約 3,000 年前頃）とされ，この時期に縄文文化は最盛期を迎えたと考えられている。ところが南九州では早期の後半（約 7,000 年前頃）にこの種の遺物は出土しており，この時期が南九州の縄文文化の最盛期とみることができる。

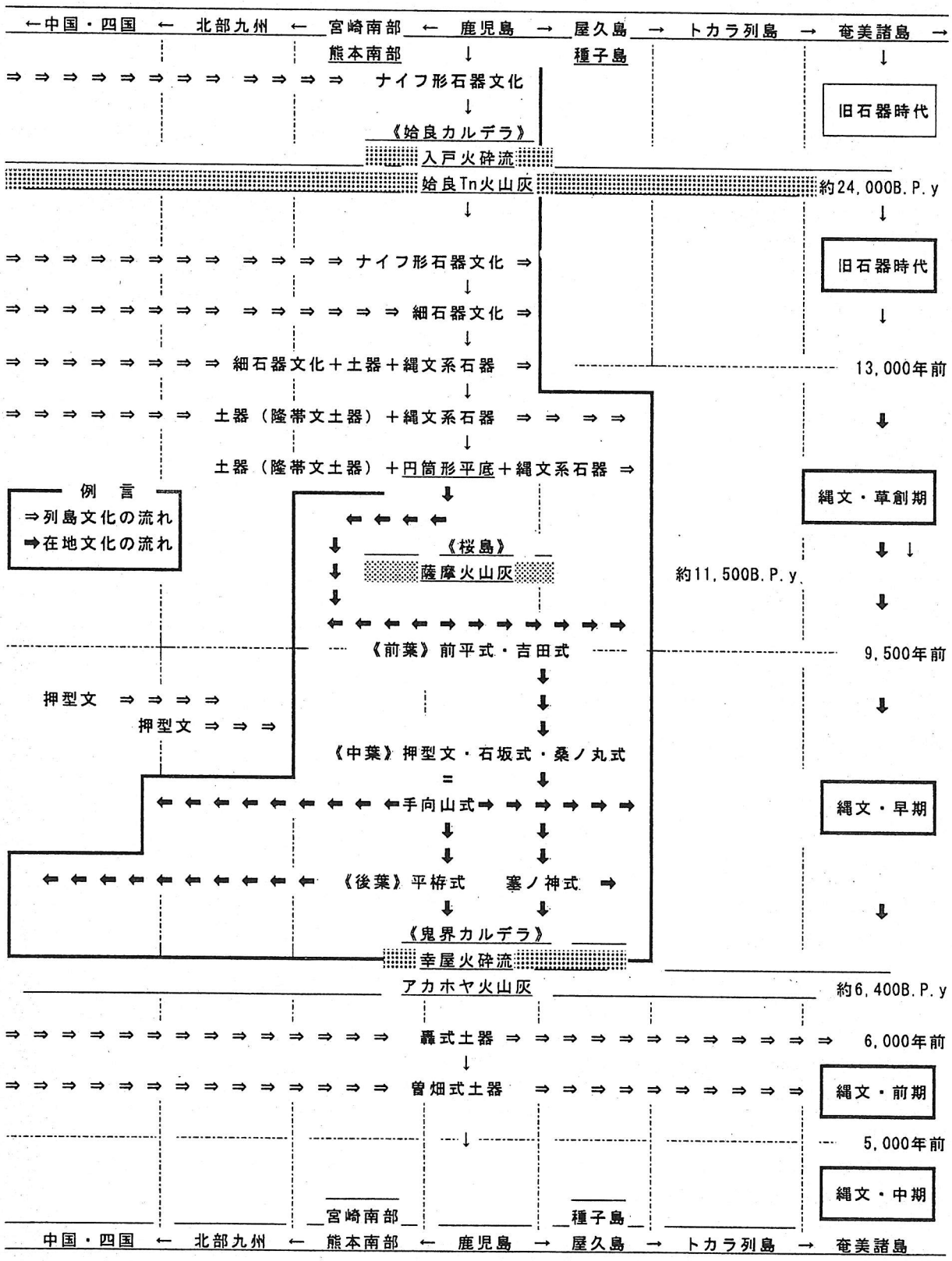
そして，この早期後半の南九州の縄文文化は，その文化圏を九州島を越えて愛媛県や鳥取県や岡山県（最近では兵庫県まで確認されている）など，さらに遥か中国・四国地方まで北上して拡大している。

この文化圏の北方への拡大は何に起因するものか大きな課題である。一つには，南九州では草創期から早期前半にいち早く進出した照葉樹林帯の植生環境の中に独特の縄文文化が成立し，早期後半には照葉樹林帯の発達に伴って成熟した縄文文化が形成された。そして，照葉樹林帯の北への拡大に伴って南九州的文化圏が大きく北進したと考えられるのである。

そして，南九州の文化圏が中国・四国地方まで拡大した早期の終り頃（約 6,400 年前）にアカホヤの大噴火が起こり，南九州を中心とした縄文文化は消滅の運命をたどったことが考古学的資料から裏付けられることになった。

つまり日本列島の南端の南九州にこの「もう一つの縄文文化」が存在したことは，皮肉にもこの約 6,400 年前頃に大噴火した「アカホヤ火山灰」によって知り得たといっても過言ではない。

火山活動と南九州の初期縄文文化



S-10　植生の変遷―自然環境への影響

松下まり子（神戸大学）

Mariko MATSUSHITA : Vegetation changes under the influence of Kikai-Akahoya eruption

鬼界-アカホヤ噴火のうち大規模な火砕流（K-Ky ：幸屋火砕流）の堆積物には各所で炭化木片が挟在し、樹木の横転などがみられることから，火砕流に襲われた地域の植生は壊滅的な打撃を受けたとみられている（成尾、1999）。

幸屋火砕流が及んだ地域における火山噴火の植生への影響についての資料としては、杉山（1999）の大根占町厚ケ瀬の植物珪酸体分析（図２）および演者の肝属平野での花粉分析（図３）がある。杉山（1999）によれば、幸屋火砕流が及んだ地域ではそれまで分布していた照葉樹林が絶えて、ススキ属などが繁茂する草原植生に移行し、少なくともIK-P（池田湖テフラ）が降灰した後までの少なくとも 600 年間は照葉樹林が回復しなかったとしている。肝属平野 KY 地点ではIK-P の６ｍ下方の 6570±40yBP（6170±40：大気-リザーバー効果補正値；永迫ほか、投稿中）の層準で、アカガシ亜属、シイ属がヤマモモ属、マキ属、ユズリハ属、シキミ属などの豊富な照葉樹林要素を伴って出現している。ここでは K-Ah 噴火層準直後から軽石を含む砂が６ｍ近く堆積しているため噴火直後の植生変化について花粉からの情報は得られないが、シイを主とする照葉樹林が噴火の影響を大きく受けた後約 200 年以内でシイ-カシ林として回復した様子が読みとれる。

一方、桜島の文明（1476）、安永（1779）、大正（1914）、昭和（1940）の各溶岩流における植生遷移の研究が Tagawa（1964）によって行われている（表１）。これによれば安永溶岩流すなわち噴火後 175 年の溶岩流上にはアラカシやクロマツの林がみられる。

以上、南九州での３例を紹介したが、火砕流の厚さ、地形、海岸からの距離等により植物の移入の程度や回復速度が異なり、一概には言えないが火砕流に覆われた地域では森林は 200 年程度で回復するものと思われる。

表１（田川、1973）

表 1.2　桜島の各溶岩流における主な種の移り変わり

(Tagawa, 1964)

各溶岩で最大の個体数を示す種名	個体数（ha 当たり）			
	昭和溶岩	大正溶岩	安永溶岩	文明溶岩
大正溶岩				
ヤシャブシ	−	56	−	−
タマシダ	2	2083	186	−
イタドリ	10	487	76	10
ベニシダ	−	392	19	68
ススキ	3	357	170	193
ミツデウラボシ	+	166	6	−
安永溶岩				
アラカシ	−	+	884	768
ネズミモチ	−	−	846	255
ナワシログミ	−	−	734	245
ヒサカキ	−	81	564	137
シャシャンボ	−	1	514	77
マルバウツギ	−	100	460	63
シヤリンバイ	−	−	372	78
ハクサンボク	−	−	156	145
クロマツ	1	4	96	93
ノリウツギ	−	42	68	−
ジャノヒゲ	−	−	188	145
チジミザサ	−	16	178	152
ヤブラン	−	−	140	112
ヒトツバ	−	112	850	177
ツタ	−	33	176	125
文明溶岩				
イズセンリョウ	−	−	−	325
コガクウツギ	−	3	4	297
タブ	−	41	4	282
ヤブツバキ	−	−	2	263
マテバシイ	−	−	−	162
ヤブニクケイ	−	−	8	202
イヌビワ	−	47	56	128
フジウツギ	−	−	−	110
マルバハギ	−	−	106	257
ホシダ	−	−	66	208
チガヤ	−	−	−	177
ササクサ	−	−	92	110
テイカカズラ	−	−	−	997
ヘクソカズラ	−	65	118	428
ナツフジ	−	−	−	318
サルトリイバラ	−	−	138	203
サネカズラ	−	−	−	140

〈引用文献〉

成尾英仁（1999）南九州縄文通信 13 ： 67-73
杉山真二（1999）第四紀研究 38 ： 109-123
田川日出夫（1973）生態学講座　生態遷移Ⅰ　共立出版

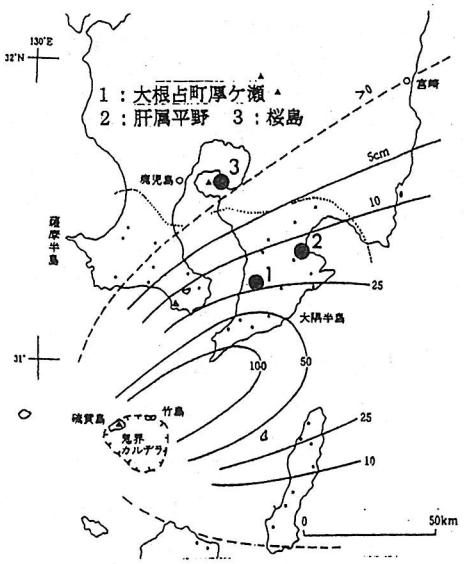


図2.1-1　鬼界カルデラの幸屋（船倉）降下軽石（K-KyP）と幸屋（竹島）火砕流堆積物（K-Ky）の分布図.
点線はK-Kyの北限を示す．南限は図の範囲外.
[町田・新井（1978），Walker *et al.*（1984）より編集]

図1（町田・新井、1992に作図）

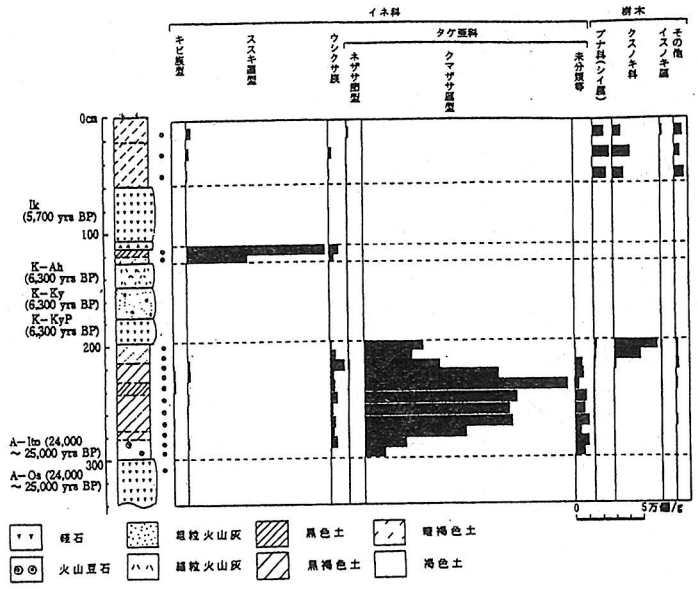


図5　鹿児島県大根占町厚ケ瀬（No. 20）における植物珪酸体分析結果

図2（杉山、1999）

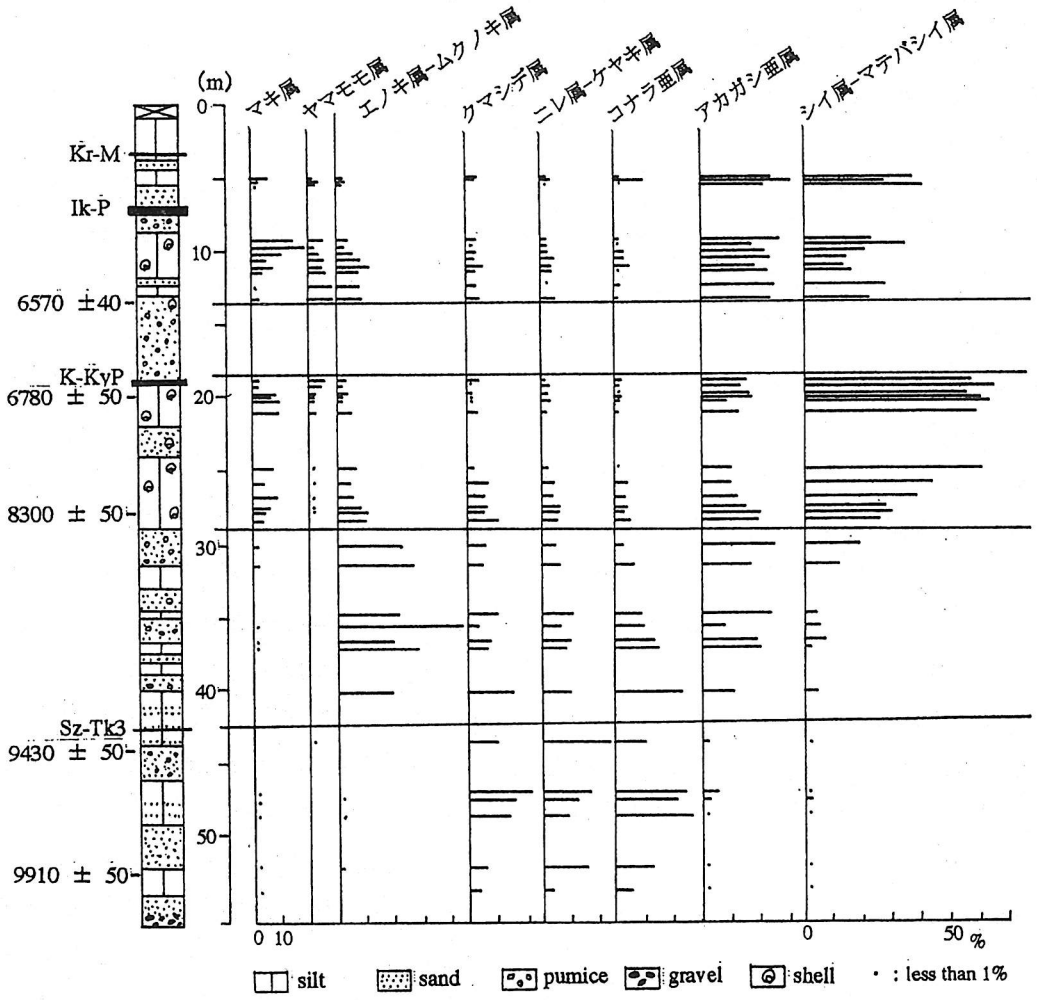


図3　肝属平野YK地点における花粉ダイアグラム

S-11 鬼界アカホヤ火山灰と九州縄文時代早期の土器編年

桑畑光博（宮崎県都城市教育委員会）

Mitsuhiro KUWAHATA ; Kikai Akahoya tephra and pottery chronorogy of Jomon Early period in Kyusyu

1．はじめに

九州の縄文時代早・前期の土器編年が，鬼界アカホヤ火山灰の認識（町田・新井 1978）とそれを利用した層位的な発掘調査・研究によって，大きく進展したことはよく知られている。すなわち，それまで型式学的な方法によって早期の土器群とされてきた尖底・丸底形態の轟式土器や曽畑式土器が鬼界アカホヤ火山灰の上位に見いだされ，前期に位置付けられていた平底形態の貝殻文円筒形土器群や塞ノ神式土器などが同テフラの下位から発見される事実によって，両者の配置が逆転し，編年の再構築がなされたのである（新東 1978)。その後，鬼界アカホヤ火山灰の下位に包含される縄文時代早期の土器編年については，大枠では落ち着いてきているものの，系譜関係や個別的な細分編年をみると，多くの研究者によってさまざまな見解が示されており，混乱をきたしている。例えば，いくつかのタイプに分類できる円筒形貝殻文土器群内部の変遷とその後に位置付けられる平栫式・塞ノ神式土器群の編年，そして，鬼界アカホヤ火山灰に時間的に最も近い土器は何か等々，課題が多く残されている。特に後者に関しては，確実な被災遺跡が未発見ということもあってか，噴出時期をどの土器型式の段階に対応させるかについては諸説がある。

ここでは，近年の鬼界アカホヤ火山灰およびその下位に堆積するローカルテフラを利用した層位的発掘調査成果をもとに，縄文時代早期後半を中心とした土器編年を整理した上で，鬼界アカホヤ火山灰の噴出時期の土器型式について検討する。

2．「南九州アカホヤ論争」と土器編年観

鬼界アカホヤ火山灰噴出時の土器型式と文化に与えた影響の度合いについては，おおまかには二つの異なる見解が対立しており，「南九州アカホヤ論争」と呼ばれている（木崎 1992)。論争を整理すると，鬼界アカホヤ火山灰の噴出を塞ノ神式土器の時期とする説（新東 1980 ・ 1984）と轟式土器の継続時期とする説（河口 1985 ・ 1991， 高橋 1989）に分けることができる。この原因は端的に言えば，轟式土器の編年観の違いによるもので，前者が轟式土器の範囲をいわゆる轟Ｂ式土器に限って解釈することによって，噴火の影響を塞ノ神式土器文化の断絶という九州規模の様式交替へつながるとしているのに対し，後者は鬼界アカホヤ火山灰の下から出土する条痕文系土器（轟Ａ式土器）と同火山灰の上から出土する轟Ｂ式土器とを同一系統とすることによって，土器文化の連続性を説いており，土器様式への影響についてはほとんど問題としていない。いずれにしても，この論争決着のためには，鬼界

アカホヤ火山灰を挟んでの土器型式の断絶か連続かという詳細な型式学的検討を進めると同時に，各土器型式の確実な層位的出土状況をおさえておく必要もあろう。

3．鬼界アカホヤ火山灰下位のローカルテフラからみた早期後半の土器編年

桜島の東側にあたる大隅半島北部や霧島火山群東南側に位置する宮崎県西南部の遺跡では，鬼界アカホヤ火山灰の下位に，ほぼ同時期に降下したとみられる桜島Ｐ11や霧島蒲牟田スコリアなどのローカルテフラの堆積が認められる(成尾 1991，桒畑 1996)。

鹿児島県末吉町東部の遺跡では，黒色系土層中に多数の桜島Ｐ11 軽石粒が集中した状態で認められるが，この濃集層を鍵として，早期後半の平栫式・塞ノ神式土器群の編年に見通しがつけられつつある（桒畑・東 1997)。同町の平松城跡では，桜島Ｐ11 軽石の濃集層より下位の土層から撚糸文をもつ塞ノ神式土器が出土している（倉元・弥栄 1995）のに対し，平松城跡の西方 2 kmにある野田後遺跡では，桜島Ｐ11 濃集層の中から貝殻文をもつ塞ノ神式土器が出土している（立神 1985)。さらに，末吉町西部に位置する桐木遺跡では桜島Ｐ11 の 1 次堆積層を挟んで，下位から撚糸文系塞ノ神式土器が，上位から貝殻文系塞ノ神式土器が出土するという確実な層位的事例も得られているという（東 1999)。宮崎県都城市でも，市北西部に位置する黒生第２遺跡で，桜島Ｐ11 と霧島蒲牟田スコリアの混合した濃集層中から苦浜式土器が出土し，下位から平栫式土器が出土している（矢部 1990)。また，同市十三束遺跡では，同濃集層の下位から，撚糸文をもつ塞ノ神式土器がまとまって出土しているのに対し，近隣の松ケ迫遺跡では，同濃集層中から貝殻文をもつ塞ノ神式土器と条痕文土器が出土している（桒畑 1998)。

これらの事例から，桜島Ｐ11 ・霧島蒲牟田スコリアを鍵として下位から平栫式土器・撚糸文系塞ノ神式土器，上位から貝殻文系塞ノ神式土器・苦浜式土器・条痕文土器という層位的関係が導き出される。この関係を考慮すると，早期後半の土器編年は平栫式土器→撚糸文系塞ノ神式土器→貝殻文系塞ノ神式土器→苦浜式土器という変遷案が妥当であると考えられる（桒畑 1998)。そうなると，平栫式土器・塞ノ神式土器は鬼界アカホヤ火山灰噴出前にはすでに終焉を迎えていた可能性が高い。

4．鬼界アカホヤ火山灰噴出前後の土器型式

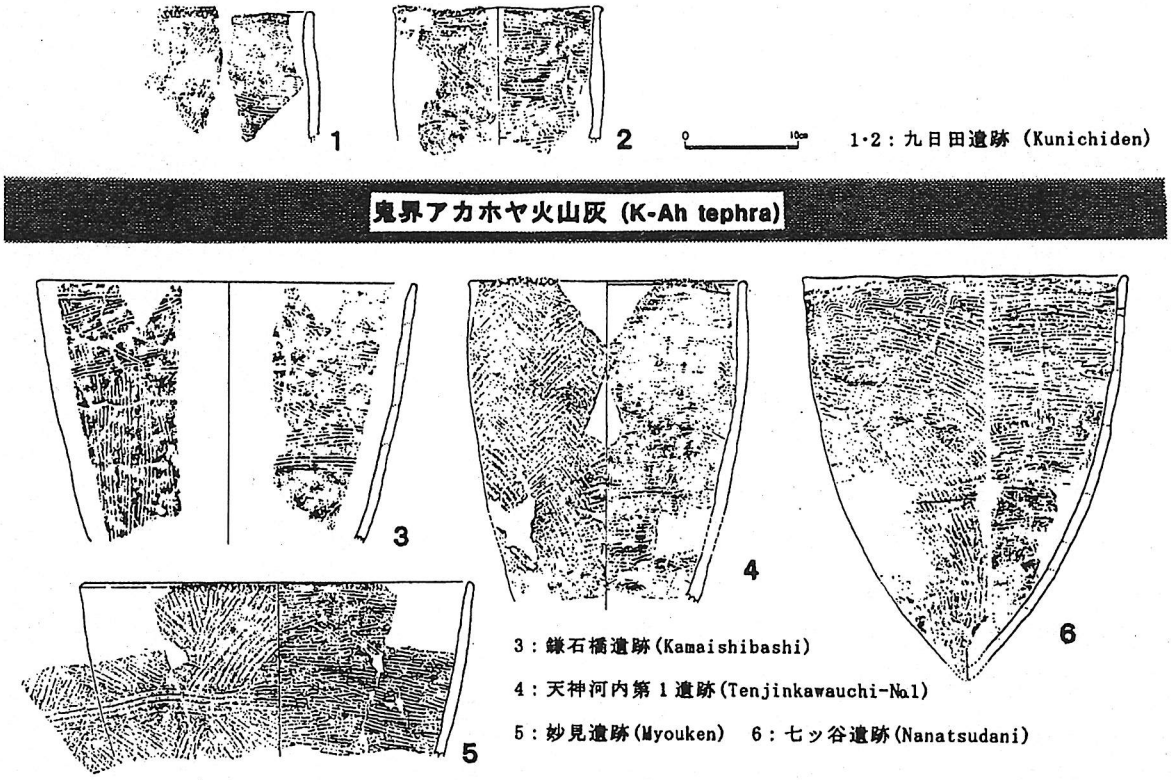
鬼界アカホヤ火山灰が比較的安定して堆積し，その後の腐植も著しくない遺跡，つまり，当時の地表面がパックされた状態の遺跡において，同テフラ直下から条痕文土器群が検出される事例が増えている。例えば，宮崎県えびの市妙見遺跡（吉本 1994)，同県田野町天神河内第１遺跡（菅付 1991)，鹿児島県吉松町七ッ谷遺跡（盛園・藤井 1999）などがあり，いずれも鬼界アカホヤ火山灰最下部の豆石・軽石に覆われた状態で出土している。そして，報告時には明言されていなかったものの，鹿

児島県志布志町鎌石橋遺跡でも轟Ａ式該当の条痕文土器が鬼界アカホヤ火山灰の火砕流堆積物直下において検出されたという（河口 1985)。これらの土器群は，鬼界アカホヤ火山灰直下で見出されるだけでなく，明らかに他の早期土器よりも上位に包含されるという状況が認められるようである。

なお，種子島南西海岸側に位置する鹿児島県南種子町横峯Ｃ遺跡（堂込 1993）では，幸屋火砕流堆積物の中ないし直下から苦浜式土器・微隆起線文土器＝右京西タイプが出土しているが，出土地点は北西（鬼界カルデラ）向きの斜面であり，土層の流失しやすい環境や火砕流の破壊力によって当時の地表に攪乱が生じた可能性も考慮しなければならないだろう（桒畑 1996)。

鎌石橋遺跡・妙見遺跡・天神河内第１遺跡・七ッ谷遺跡出土の条痕文土器を観察すると，条痕は単なる器面調整によるものではなく，何らかの文様が意識されており，綾杉状，鋸歯状，波状などヴァラエティーに富んでいる。また，底部形態も平底と推定されるものや尖底などがあり，平底から尖底への移行的様相が看取される。今後，時間的・空間的分類を含め詳細に検討する必要があるが，ここでは便宜上ひとまとまりのグループととらえ，轟Ａ式系土器としておく。

一方，鹿児島県北部の牧園町九日田遺跡では，鬼界アカホヤ火山灰の上位から轟Ａ式系の条痕文土器が出土している（池畑・児玉 1993)。この遺跡では，同火山灰下位に土器包含層は認められず，自然現象あるいは何らかの人為によって轟Ａ式系土器が同火山灰上位に再堆積したとは考えられない。今のところ数は少ないが，



図．鬼界アカホヤ火山灰前後の土器群

Fig.　Potteries under and above Kikai-Akahoya tephra

同じような事例は鹿児島県本土の北半部をはじめ宮崎県でも認められる。これらの土器群と鬼界アカホヤ火山灰直下で出土している土器群とを比較すると，断面形態・器外面の条痕文モチーフ・口唇部刻目などの多くの要素について型式学的には同一型式もしくは同一系列の範疇でとらえられるものと考える。

これらの出土状況を考慮すると，鬼界アカホヤ火山灰は轟A式系土器の段階に噴出したと推定され（図），火砕流の及ばなかった南九州北部以北では同火山灰を挟んで，轟A式系土器が継続していたと考えられる。したがって，噴火によって土器圏全体が壊滅し，土器様式が断絶する状況ではなかったことがうかがえる。

引用・参考文献

池畑耕一・児玉健一郎 1993『九日田遺跡』牧園町埋文報(4)牧園町教委

河口貞徳 1985「塞ノ神式土器と轟式土器」『鹿児島考古』第19号

河口貞徳 1991「南九州における縄文早前期の土器文化」『交流の考古学』肥後考古第8号

木崎康弘 1992「アカホヤ火山灰が残したもの」『人間・遺跡・遺物 ーわが考古学論集2ー』発掘者談話会

倉元良文・弥栄久志 1995『平松城跡』鹿児島県立埋文センター報（13）鹿児島県立埋文センター

桒畑光博・東和幸 1997「南九州の火山灰と考古遺物」『月刊 地球』 Vol.19,No.4 海洋出版株式会社

桒畑光博 1996「南九州の火山灰と土器型式」『名古屋大学加速器質量分析計業績報告書(Ⅶ)』名古屋大学年代測定資料センター

桒畑光博 1998「東南部九州のテフラと平栫式土器・塞ノ神式土器の出土層位」『九州縄文土器編年の諸問題』九州縄文研究会

新東晃一 1978「南九州の火山灰と土器形式」『どるめん』19 JICC出版局

新東晃一 1980「火山灰から見た南九州縄文早・前期土器の様相」『鏡山先生古稀記念古文化論攷』

新東晃一 1984「鬼界カルデラの爆発と縄文社会への影響」『Museum Kyushu』第15号

菅付和樹 1991「Ⅵ層の遺構と遺物，土器」『天神河内第1遺跡』宮崎県教委

高橋信武 1989「轟式土器再考」『考古学雑誌』第75巻第1号

立神次郎 1985「野田後遺跡の調査」『箱根遺跡・前畑遺跡・真方入口遺跡・通山上川路遺跡・野田後遺跡』末吉町埋文報(3) 末吉町教委

堂込秀人 1993『横峯遺跡』南種子町埋文報(4) 南種子町教委

成尾英仁 1991「南九州縄文早期テフラの有効性」『南九州縄文通信』No.4

東和幸 1999「鹿児島県」『日本考古学年報』50 日本考古学協会

町田 洋・新井房夫 1978「南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラーアカホヤ火山灰ー」『第四紀研究』第17巻第3号

盛園尚孝 ・藤井義則 1999「第Ⅳ章七ッ谷遺跡の調査」『七ッ谷遺跡・石打遺跡』吉松町埋文報(4) 吉松町教委

矢部喜多夫 1990「竹山・胡麻ケ野地区試掘調査」『平成元年度遺跡発掘調査報告』都城市文調報第11集 都城市教委

吉本正典 1994「まとめ，土器の出土層位」『野久首遺跡・平原遺跡・妙見遺跡』九州縦貫自動車道（人吉～えびの間）建設工事にともなう埋文報第2集 宮崎県教委

L-1 考古学からみた新・海上の道

小田静夫（東京都教育庁）

New 'Ocean Road' from Archaeological Point of View

shizuo ODA: Tokyo Metroporitan Board of Education, Cultural Section

1　琉球列島の枠組み

九州島の最南端、鹿児島県大隅半島から台湾島までの約 1,250キロメートルの洋上に、 100余りの島々が花綵のように分布している。これらの島嶼群は地理学的名称で、南西諸島、琉球列島、琉球弧などと総称され、九州島に近い方から薩南諸島（大隅諸島、トカラ列島、奄美諸島）、琉球諸島（沖縄諸島、宮古諸島、八重山諸島）に区分されている。また一般的に「南島」と呼称されることもあり、考古学的な視点から北部圏（種子島、屋久島、トカラ列島）、中部圏（奄美大島、徳之島、沖縄本島）、南部圏（宮古島、石垣島、西表島、与那国島）に三区分されることもある。最近、沖縄の考古学研究者間で、琉球王国の勢力範囲、または珊瑚礁島環境を目安にした北琉球圏（奄美諸島、沖縄諸島）、南琉球圏（宮古諸島、八重山諸島）という琉球文化圏独自の二大区分も行われている。

2　旧石器時代

①　琉球列島最古の住人の源郷は

琉球列島に更新世（旧石器時代）に、ヒトが生活していたことは確かである。沖縄本島、宮古島の石灰岩洞穴やフィッシャーから、更新世化石人骨が発見されている。年代にして、 3万 2千～ 1万 8千年前頃である。人類学的研究では、この沖縄最古の住人は、中国南部の大陸沿岸部や黒潮海流の流れてくる東南アジアの島嶼部に生活していた現代型ホモ・サピエンス（新人）集団と考えられている。考古学的な研究は、これら化石人骨発見地（ 8カ所）から確かな石器や骨角器の出土がなく、その文化様相は不明である。

近年、北側の鹿児島県島嶼部で、旧石器時代遺跡が確認され、琉球列島の旧石器文化を考える上で重要な資料が知られている。

②　九州旧石器文化圏

九州島は大陸との窓口的な場所であり、早くから旧石器人が渡来した可能性は大きい。現在、 3万年前頃の遺跡が最古であるが、姶良カルデラの巨大噴火（ 2万 5千～ 2万 6千年前）後の遺跡が大多数である。ナイフ形石器、台形石器、剥片尖頭器などを特徴にしている。 1万 6千年前になると、朝鮮半島経由で細石刃石器群が流入し、その新しい時期には「土器」が出現している。

九州島に定着した旧石器人は、新期の細石刃文化段階で、種子島に進出する

が、さらに南のトカラ海峡を越えて南下することはなかった。

3　縄文時代（沖縄・貝塚時代前期）

①　栫ノ原型石斧文化圏

更新世最終末から完新世のはじめにかけて、鹿児島県を中心にした南九州地域に「南の縄文王国」と呼ばれる、先進的な新石器集落が多数形成された。この背景には、琉球列島の島々が現在と同じ状況になり、黒潮本流が東シナ海側を通過し、さらに北上して対馬海峡を越えて日本海に流入する時期であった。

鹿児島県栫ノ原遺跡の草創期（ 1万 2千年前）に、基部が亀頭状に膨らみ刃部が丸ノミ状に凹んだ円筒形の磨製石斧が出土した。この特徴的な石器の分布を追跡すると、南は沖縄本島から奄美大島を経て、鹿児島県本土、宮崎県、さらに長崎県五島列島にまで、一つの丸ノミ形石斧文化圏が浮上してきた。

②　南島爪形文土器文化

沖縄本島から奄美大島にかけての北琉球圏に、「爪形文土器」と呼ばれる特徴的な土器が分布している。爪形文土器は一般的には列島内部の草創期（ 1万年前）の土器型式であるが、この北琉球圏の土器は鬼界アカホヤ火山灰より上層に発見され、年代的に 6～ 7千年前と新しい時期の土器文化とされている。この土器の出自系統は不明で明である。南島独自の土器文化の可能性もある。

③　九州縄文人の南下

南九州の初期縄文社会は、完新世最大の巨大噴火（鬼界カルデラ、 7千～ 6千 5百年前）によって壊滅的な打撃を被ってしまう。この地を逃れた南九州の縄文人は列島各地に拡散していった。特に「海人集団」は丸木舟や筏で、対馬暖流を北上し、日本海を北海道へ、また黒潮本流を太平洋沿岸地域から伊豆諸島まで移住した集団も確認されている。

やがて、巨大噴火の影響も薄れた 6千年前頃（縄文海進最盛期）になると、九州の前期縄文人（轟Ｂ式・曽畑式土器）が、さらに 3千年前には、後期縄文人（市来式土器）も沖縄本島にまで南下している。彼らは琉球列島の豊かなサンゴ礁の海に魅せられ定着し、独自の土器（南島式土器）と美しい貝製品を中心にした「サンゴ礁文化（南島文化）」を誕生させた。

④　黒曜石の流布

火山ガラスの黒曜石は、石器時代人の石器製作材料として多用された。佐賀県腰岳産の黒曜石は九州島で最も質が良く、縄文時代に朝鮮半島や沖縄本島へも運ばれ利用された。

⑤　南島人の北上

九州縄文人の大規模な南下行動に対して、南島からの先史時代人の北上行動は少ない。最古の例は、 4千年前（縄文前期）に、沖縄本島の「室川下層式」

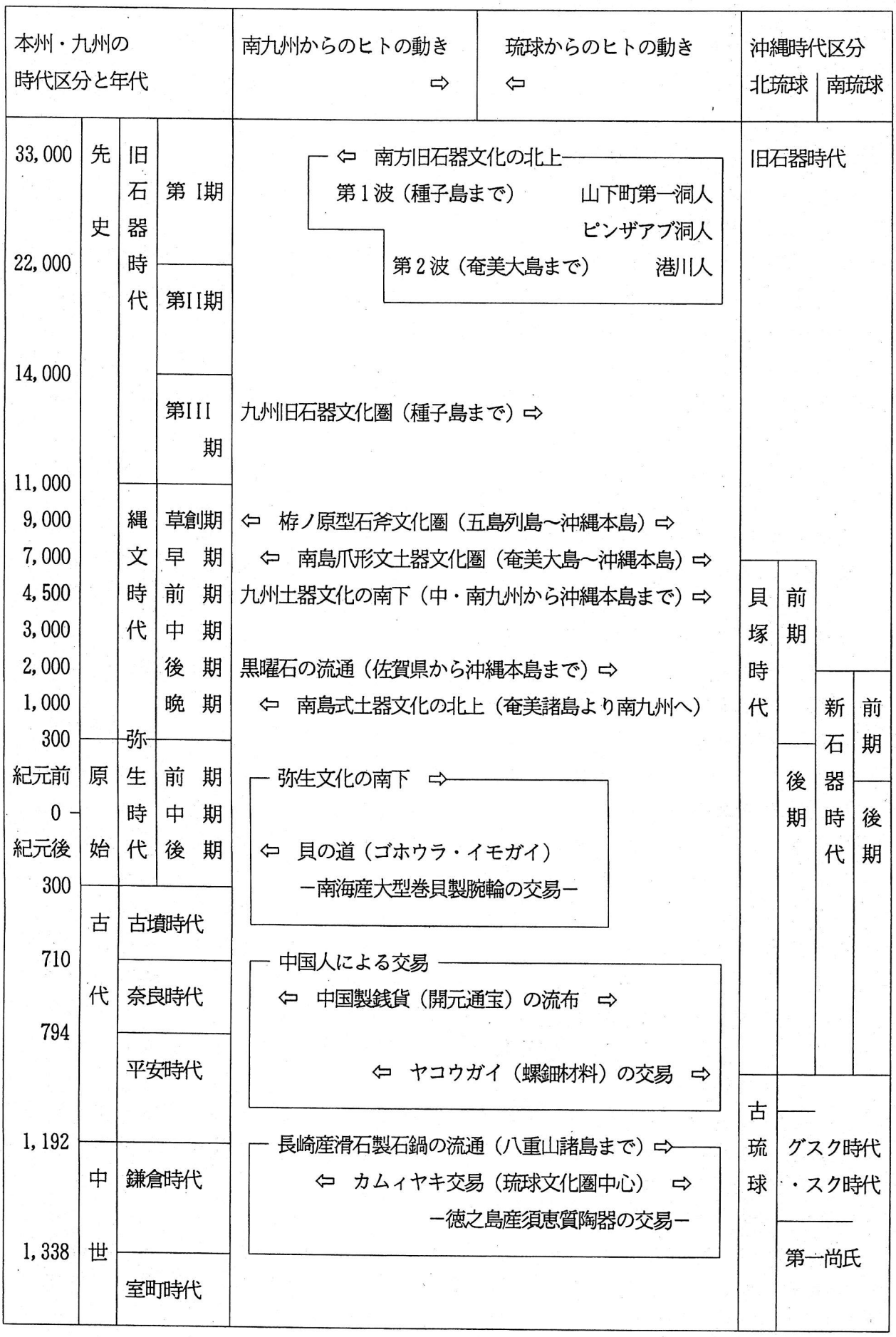


図1　考古学からみた琉球列島文化の交流

が種子島で発見されている。 3千年前（縄文後期）には、屋久島まで北上した「喜念Ⅰ式土器」があり、 2千 5百年前（縄文晩期）には、鹿児島本土に上陸した「上宿上層式」が知られている。しかし、土器の出土量は少ない。

4. 弥生～古墳時代（沖縄・貝塚時代後期前半）

① 九州弥生人の南下

水田稲作農耕を中心にした弥生社会は、琉球列島には定着しなかった。しかし、弥生土器と弥生系土器（現地製作品）、鉄器、青銅器、ガラス玉、紡錘車などが奄美大島から沖縄本島の遺跡から出土している。最近では甕棺までが確認され、弥生人との交流は縄文人以上であったと考えられる。

②「貝の道」の成立

弥生人南下の目的の一つに、南海産の大型貝殻の入手がある。サンゴ礁域の美しい貝殻、貝製品は九州本土の縄文、弥生人を魅了した。特に南海産大型巻貝（ゴホウラ、イモガイ）製の腕輪は、北九州弥生人によって珍重され、琉球列島との間に交易ルート「貝の道」が開設された。その後、南海産大型巻貝製腕輪は、権力者の威信財として古墳時代にまで継続使用された。

5 奈良～平安時代（沖縄・貝塚時代後期後半）

① 中国人の交易活動

奄美大島、沖永良部島の名が記された八世紀前半頃の木簡（荷札）が、福岡県太宰府跡から出土した。貢納品の赤木につけた木札らしい。この頃の遣唐使は南島路を利用した時期でもあり、中国や日本船がこの地域で活動していた。

琉球列島の遺跡から、中国銭貨（唐代）の開元通宝が多数発見されている。また、奄美大島には夜光貝を多量に出土する遺跡が多数存在している。夜光貝は螺鈿の材料として珍重され、中国人によって交易された可能性が大きい。

② カムィヤキの流通

カムィヤキ（類須恵器、亀焼）は、北は鹿児島本土から南は与那国島、波照間島まで分布する陶質の焼物で、11～13世紀頃に徳之島の伊仙町で生産された。このカムィヤキ陶器の分布は、琉球王国の勢力（文化）範囲に重なっている。

6 南琉球（宮古・八重山諸島）との関係

南琉球と北琉球は互いに目視出来ない距離にある。このことが先史時代、両地域の文化的関係を少なくしていた。14世紀、第一尚氏が琉球王国を誕生させると両地域ははじめて一つの政治勢力圏に統合された。この頃、長崎県に産地がある滑石製石鍋や徳之島産のカムィヤキ陶器が、琉球圏に流通していたことが知られている。

L-2　「北からと南からと，そして西からも—植物の場合」

南西諸島の植物地理—分布と分化の過程

堀田　満（西南日本植物情報研究所）

Mitsuru HOTTA: Plant Geography of the Ryukyu Islands - It's distribution and differentiation

南西諸島のトカラ列島以南は暖かさの指数 (WI) 180 以上の，気候的には湿潤な海洋性の亜熱帯気候域となる。南西諸島の亜熱帯地域から九州南部かけての地域は日本列島の植物相の中では，その多様性で特異な地位を占めている。日本列島の陸地面積のたった３％しかないこの地域から，日本列島で記録される 20 種の絶滅種の約半数の９種もの絶滅が記録されている。絶滅危惧種もずば抜けて多く，Ⅰ類とⅡ類をあわすと日本列島から記録される絶滅危惧種の種の約1/3がこの地域に分布していることが知られている。

この地域は，最近の百万年ほどの間でも大陸地域との接続と分断を繰り返した島嶼地域であり，第四紀の気候変動の波の中で，複雑な植物相の侵入・分化・絶滅過程が繰り返されてきた地域である。

南方系の植物の北上　最も最近，ウルム氷期が終わった後に気候が温暖化し，この地域から本州のにかけては海岸植生を構成する種や森林植生構成種で分散能力の高い植物群の急速な北上分布が行われた。この南方系の植物群の北上は現在も進行中である（ツワブキ，ハマウド，ボタンボウフウ，ノジギク，ハマユウ，など多い）。

南方系植物群の北上において最も安定した基地（寒冷期の避難場所）となったのは，氷期の海面低下によって広大な陸地となった大隅半島から種子島 - 屋久島地域であっただろう（他に四国南部，紀伊半島南部，伊豆半島から伊豆諸島，房総半島南部が寒冷期における暖温帯系植物の避難場所になった）。

ウルム氷期の２つの出来事　ウルム氷期の寒冷な時期には，２つの大きな出来事が南西諸島地域であったと推定される。

一つは温帯系の植物群の南下であるが，屋久島以南の南西諸島には数百メートル以上の高地がトカラ列島の火山を除いてはないから，多くの冷温帯系植物群は屋久島を南限とした分布するにとどまったが，一部は南西諸島の高地域にまで及び，それらは現在も奄美大島や徳之島の山地域に遺存的に分布している（ヤクシマスミレ，ヒメカカラなど）。

もう一つの出来事は，現在も中国大陸の長江流域に残る暖温帯落葉樹林植生の構成種が，広く陸化した東シナ海地域を経由して，乾燥化した中琉球地域に侵入した。奄美大島を中心にして落葉性の木本植物，それも中国大陸中南部から隔離分布をしている種やそこに近縁種を有する奇妙な種が見られる。その多くはパイオニア的な植物である（シマウリカエデ，シマサルスベリ，ヒロハタマミズキ，ホソバハマセンダンなど）。奄美地

域が現在では温暖で多湿な気候に恵まれ，常緑広葉樹林が極相の安定した植生であることから，このような落葉の植物群が生存し続けられたことは興味有る問題である。

沖縄トラフ形成以前　ウルム氷期以前のことについては，全く推測の域を出ない。沖縄トラフ形成以前までさかのぼれば，この地域は湿潤な大陸東岸地域を構成し，トラフ形成以後もしばしば大陸や日本列島と陸橋で繋がった陸域となったとされているが，この陸橋を通って中国大陸南部から台湾地域の植物群の北上や日本列島地域の植物群の南下のエベントが繰り返されてきただろう。林床性で多くの種を分化させているカンアオイ群や原始的な形態特徴を有するアマミテンナンショウなどはこのエベントの古い時期に分布した可能性が高い。また中琉球地域の遺存的な固有種の多くも沖縄トラフ形成以前，あるいはそれ以後でも古い時期の中琉球地域の大陸との接続時期に分布してきたものであると推定される。

隔離分布の起源　南西諸島の植物相を通覧してみると，九州南部から屋久島地域と台湾地域との隔離分布が目に付く。同じ種とされる場合も近縁別種とされることもあるが，この分布型の起源の時期は多分様々であろう。ヤマグルマやブナ属のようなものは古い起源だろうし，中・遠距離分散の可能性を有するシダ類やラン科植物のようなものは新しい起源の隔離分布である可能性が高い。屋久島から台湾の間の南西諸島には冷温帯的な環境が現在では存在しないことが，この分布型の背景となっている。生育できるような場がないのである。

分断と分化　南西諸島地域の島々は幾度もの接続と分断を繰り返しているが，その過程で地理的な分化が生じた例が幾つか知られている。中琉球地域の島々を取ってみてもオキナワギクやアマミテンナンショウで沖縄島・徳之島・奄美大島の各地域集団が分化しているような場合が知られているが，その分化の程度はかなり微妙なものが多い。また北琉球地域では西側のトカラ列島に代表される火山列島地域と奄美-屋久島-種子島の東側の列島の間で分化が見られる例もある。これは生態的な環境への適応的分化とも考えられる。

生態環境への適応　トカラ列島宝島以南の海岸には広く琉球サンゴ石灰岩が分布している。ここを主な生育場所としている植物に，ソテツやテッポウユリに代表されるようないくつかの南西諸島地域固有種が見られる。またトカラ列島には500 mを超える火山（最高は中之島979 m）があるが，新しい起源の単純な植物相のために，マルバサツキが海岸-森林帯-火山岩礫地と様々な生態環境に侵入し，適応的な形態分化を示していることが知られている。

ヒトの移住と帰化植物　ヒトの移住と農耕の開始は，この地域の自然植生を大きく変えてしまった。そしてごく最近になって目立つことは大量の帰化植物種の侵入である。帰化率は10％を超え，米軍基地の存在も預かって多くの熱帯・亜熱帯系の植物が侵入しているのが特徴である。

L-3　南西諸島の動物たち：それらの来た時期と来た道

大塚裕之（鹿児島大学）

Animals in the Nansei Islands: geological ages and routes of their migration

南西諸島には、多くの陸棲脊椎動物の化石種が産出する他、現在でも数多くの固有種が棲息しており、世界の島嶼域における陸棲脊椎動物の進化の研究にとって重要なフィールドの一つである。これら化石および現生の陸棲脊椎動物群集は、新第三紀中新世末期（約600万年前）以降更新世後期までの、少なくとも４回の陸繋期に、それぞれ大陸から渡来し、島嶼での繁栄の後、更新世末期に一斉絶滅した種や、絶滅を免れた種の子孫である現生の固有種から成る。それらの分布および種構成は、同諸島と大陸との陸繋状態、とくに生物分布境界線としての渡瀬線が通るところとして知られるトカラ・ギャップ（トカラ海峡）やケラマ・ギャップの形成時期に密接に関連している。すなわち、更新世前期のトカラ海峡の形成時期は、同海峡の北部の北琉球（大隅諸島）と南部の中琉球（奄美諸島、沖縄諸島）における化石および現生動物群集の構成に明瞭に反映されている。すなわち、中琉球および日本本土には、更新世末期のウルム氷期までに大陸の旧北区から渡来した動物群集からなるが、一方、その南側の中琉球（奄美諸島沖縄諸島）には更新世中期までの数回の陸繋時期に大陸から渡来し、その子孫が島嶼へ隔離された後、更新世末に一斉絶滅した古型シカ類や大型リクガメ類で代表される化石群集を多産し、さらに絶滅を免れた遺存種の固有種が多数棲息しており、これらは全体として、東洋区の動物相に共通した種類が多い。このようなこの海峡を境としての動物群集の違いから、ここに旧北区と東洋区の境界として、渡瀬線（Okada, 1927)が引かれている。

ではこの生物分布境界線としての渡瀬線の形成時期はいつか？　南西諸島の化石および現生動物群の先祖の起源およびそれらの渡来はいつ、どのようなルートに沿って行われたのか？　近年の南西諸島における脊椎動物化石およびそれらの包含層の地質学的・古生物学的研究成果は、同列島の化石および現生動物群集の渡来時期ならびにそれらの起源について重要な手がかりを与えた他、島嶼への隔離がもたらす陸棲脊椎動物のサイズの変化のテンポや多くのモルフォタイプの形成過程についての重要なデーターを提供した。

南西諸島における鮮新世以降の陸棲脊椎動物化石群集は、マストドン類を産出する島尻

層群最下部の層準（中新世最末期）を除くと、鮮新統および更新統のほぼ４つの層準から産出する。

1. 鮮新世末期から更新世初期の第２陸繋期（1.8-1.5 Ma)には、琉球弧一帯は台湾北部から奄美諸島までのびる一大半島を形成した（木村, 1996; kimura, 2000)。この陸地を通って、大陸は中国中部の四川省巫山（巫山動物群）または安徽省繁昌（癩痢山動物群）の揚子江下流域から、シカやネズミ類によって特徴づけられる動物群が琉球列島へ渡来し、第２層準のリュウキュウジカーレオポルダミス動物群(*Cervus astylodon-Leopoldamys* fauna)（今泊ー赤木又脊椎動物化石群集; 1.5 -1.3 Ma）を形成した(Otsuka 2000)。それらの一部は中琉球の奄美諸島まで達したが、この時既に形成されていたトカラ海峡によって、北琉球（大隅諸島）へは到達出来なかった。　この陸繋期に渡来した動物群集は、第３～第５層準の化石動物群を形成したのみならず、カエル類(イシカワガエル、ヒメアカガエル）、ハブで代表されるヘビ類のように、100万年以上も島嶼へ隔離されて、現生動物群の母体となった種類が多く含まれている。カメ類の一部も現在まで生き延びている可能性がある。

一方、種子島の増田層形之山部層(1.3±0.2Ma)からは奄美諸島と沖縄島の固有種であるイシカワガエル化石を産出するが、その先祖の北琉球（種子島）への渡来は、増田層を堆積せしめ、トカラ海峡（渡瀬線）を形成した約130万年前の海進前に存在した陸地を通って行われたであろう。その時期は150万年よりもやや古いと考えられる。

2. 第３陸繋期（約20万年前）は、更新世中期に広がった琉球サンゴ海の隆起や傾動運動（ウルマ変動）、さらにその後の侵食によって生じた台湾から中琉球の奄美諸島まで連なった半島にそって、大型リクガメ（オオヤマリクガメ）の*Manouria*属、リュウキュウヤマガメ(*Geoemyda japonica*)やハコガメ類(*Cistoclemmys*),古型 ムンチャク類 Munticinea の*Dicrocerus (?)　sp.* などが南から渡来した可能性がある。これらの子孫は、琉球石灰岩の裂罅や洞穴を充填した更新世後期の堆積物から多産するが、そのうちのリュウキュウヤマガメとハコガメは沖縄島と石垣島に現在まで生き延びている。

3. ほぼウルム氷期にあたる第４陸繋期には、台湾北西部から八重山・宮古諸島までの南琉球は大陸と陸地接続し、北方系の動物群集であるノロジカ*Capreolus* 動物群の渡来があった。これらは、宮古島においては更新世前ー中期までに渡来していた動物群の子孫と混在した第４層準の「宮古脊椎動物化石群」として認められる。

この時期には、中琉球（沖縄諸島および奄美諸島）は北琉球（大隅諸島）および南琉球とは陸地接続は無かったか、あるいは不完全で、第2および第３陸繋期に渡来した動物群の遺存種から成る更新世末期のリュウキュウジカーオオヤマリクガメ動物群（*Cervus astylodon-Manouria* fauna)を形成した。これらの動物群は琉球石灰岩裂罅や洞穴堆積物（第４層準）から産出する。その中で、リュウキュウジカ(*C. astylodon*)やリュウキュウムカシキョン(*Dicrocerus* sp.)等のシカ類や大型リクガメ(*Manouria* sp.)は更新世末(約2.5万～1.5万前）に一斉絶滅したが、この時代に絶滅を免れたその他の哺類乳・爬虫類・両生類の子孫は、現在の南西諸島の固有種を形成している。

表：今泊ー赤木又脊椎動物化石群の構成種

（＊ 絶滅種。ツチガエルを除くその他の種は南西諸島における現生種）

＜哺類乳＞

●リュウキュウジカ *Cervus (Metacervulus) astylodon*＊

●キョン類 *Muntiacus* sp.＊

●齧歯類 *Leopoldamys* sp.＊

＜爬虫類＞

カメ類 Chelonia gen. et sp. indet

ヘビ類

ナミヘビ科 Colubridae

●アカマタ ?*Dinodon aff. semicarinatus* sp.

コブラ科 Elapidae

●ハブ *Trimeresurus* sp.

＜両生類＞

カエル類

アカガエル科 Ranidae

アカガエル属 *Rana* sp.

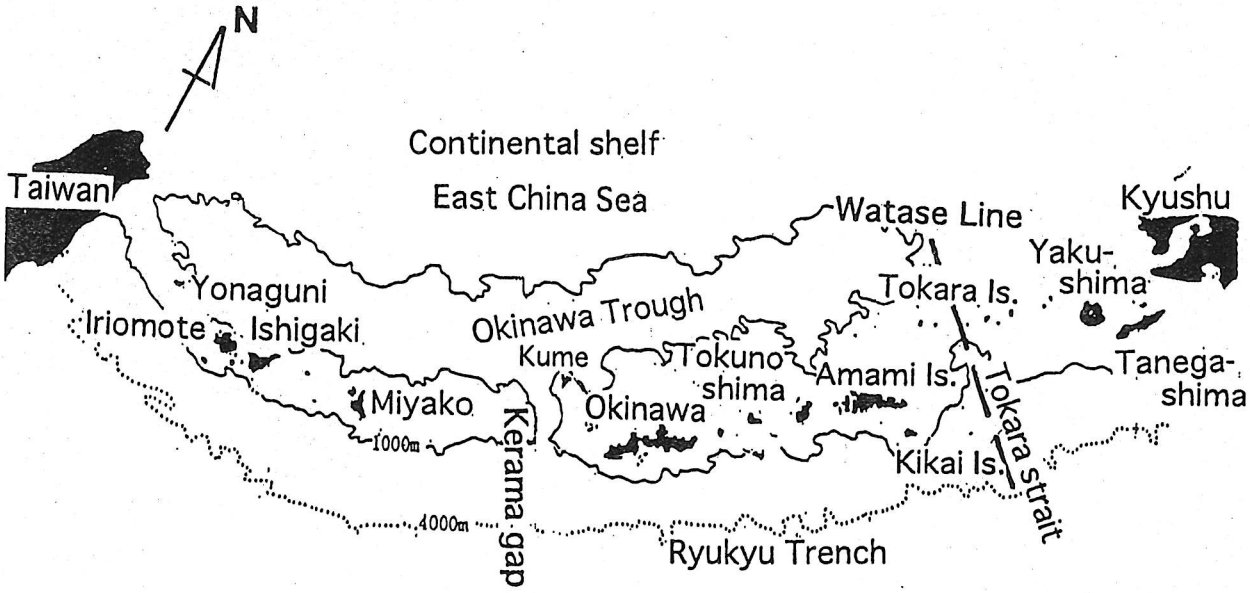
●イシカワガエル *Rana (? Eburana) cf. ishikawae*

●ツチガエル *Rana (Rugosa) rugosa*

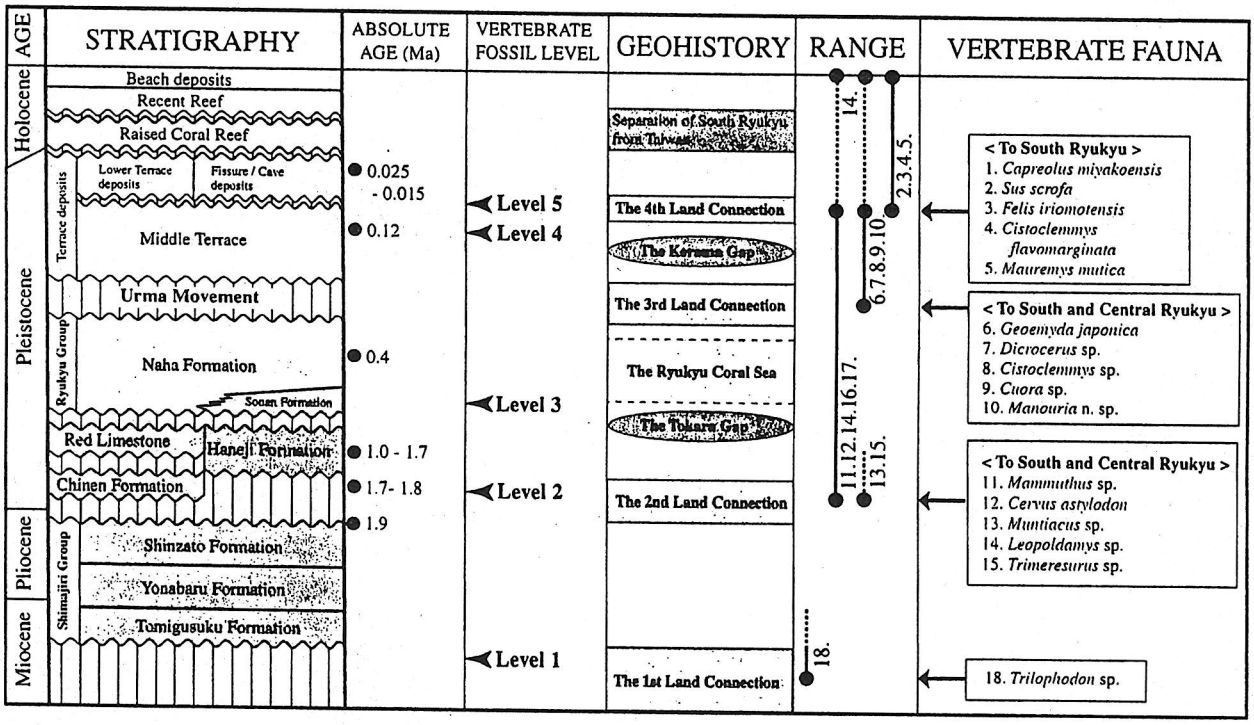
ジムグリガエル科 Brevicipitidae

ヒメアカガエル属 *Microhyla*

● ヒメアカガエル *Microhyla (Diplopelma) ornata*



南西諸島位置図



南西諸島に分布する新第三系から第四系の層序と地史
(Otsuka & Takahashi, 2000を改変)