シンポジウム

“陸の古環境復元”

－趣　旨－

石田志朗（京都大・理・地鉱）

Symposium on “the Reconstruction of Paleoenvironments on Land”

－－ Preface －－

Shiro ISHIDA

環境変遷の解明は第四紀学の大きなテーマである。変遷の解明には、ある時間における環境の復元が正確になされることが必要である。環境変遷の研究は陸と海洋とに大別される。陸の場合、氷河・周氷河やレスなど地域的に大いに異なる環境が知られている。しかし、それらを統一して基本となるものは、気候変化と海水準変動であり、また地殻変動である。これらは時間の尺度のとり方により、精度の問題と浮かび上がる事象に違いが生じる。

３０周年を迎えた日本第四紀学会の新しいスタートに当たる、神戸における学会シンポジウムに「陸の古環境復元」のテーマをとりあげた。この３０年間は第四紀の年代学と地球規模の環境変遷の知識とにめざましい進歩があった。日本における第四紀研究の新しい出発点として、それらの知識の基礎データの精度を高める研究の推進を望んだ。

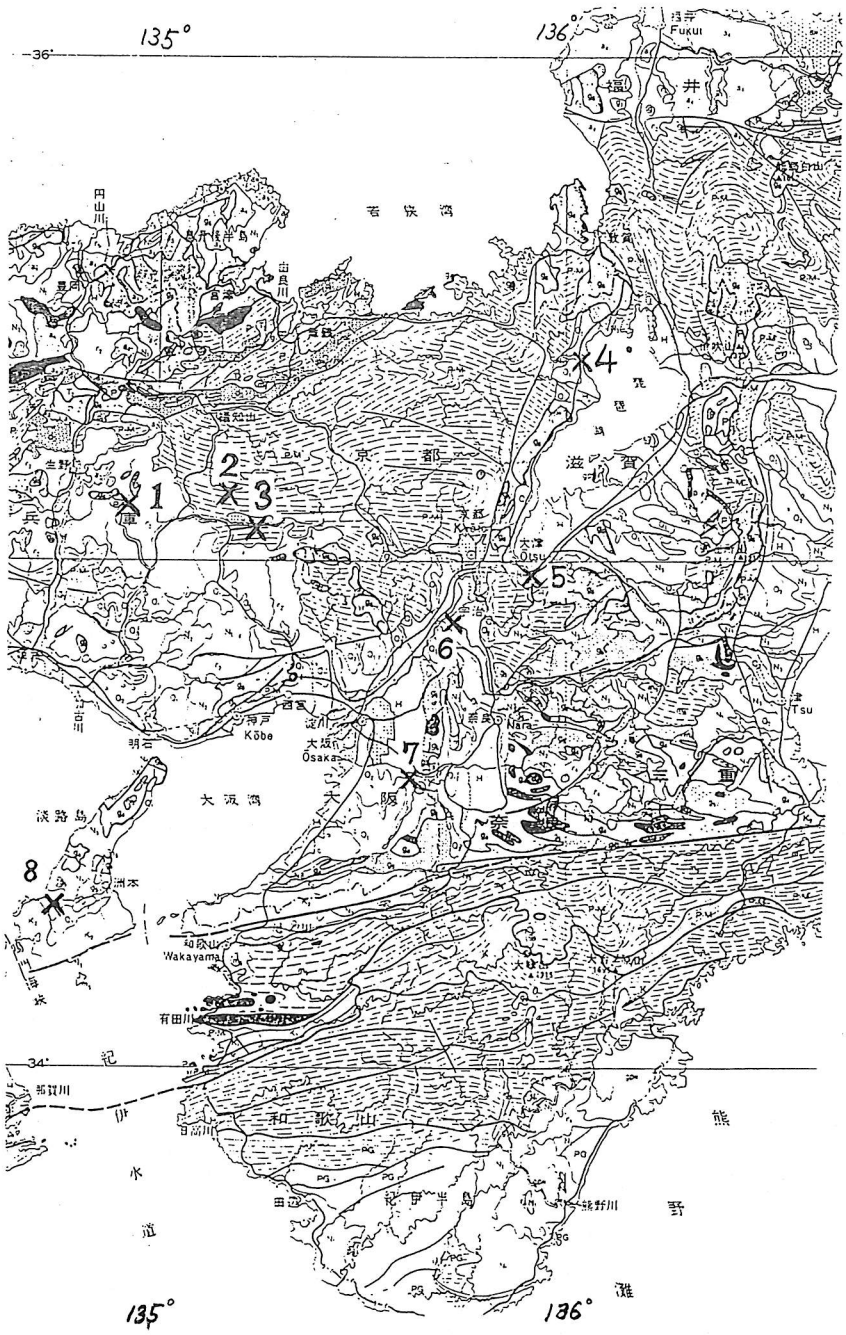
時代と地域とを問わず、古環境復元につながる精度の高い研究を紹介してもらい、討論することを目的とした。そのような仕事は、近年の第四紀研究にいろんな分野についてみられるが、今回発表していただく研究は、遺跡発掘で行われ、また Tephro-chronology を利用している。その時代は最終氷期以降のものになった。共通していえることは、観察から得た新しい発想にもとづき、発掘を意識的に進めていることであろう。

日本において「陸の古環境復元」といえば、地形－地質・土壌・植生・動物群・気候－気象・地殻変動・災害など多くの分野が浮かぶ。今回用意された６講演は、地形学・地震地質学・考古学・古植物学の分野にしぼられた。これは時間的制約によるもので、より多くの角度からの提言があってしかるべきである。また短い時間しか取れないが、４講演について、別の角度からのコメントをお願いした。以上今回のシンポジウムの準備について説明してきて、「古環境復元」の精度の吟味を希望したが、一つの大きな特徴といえることは自然と人間とのかかわりという点を取り上げたことであろう。

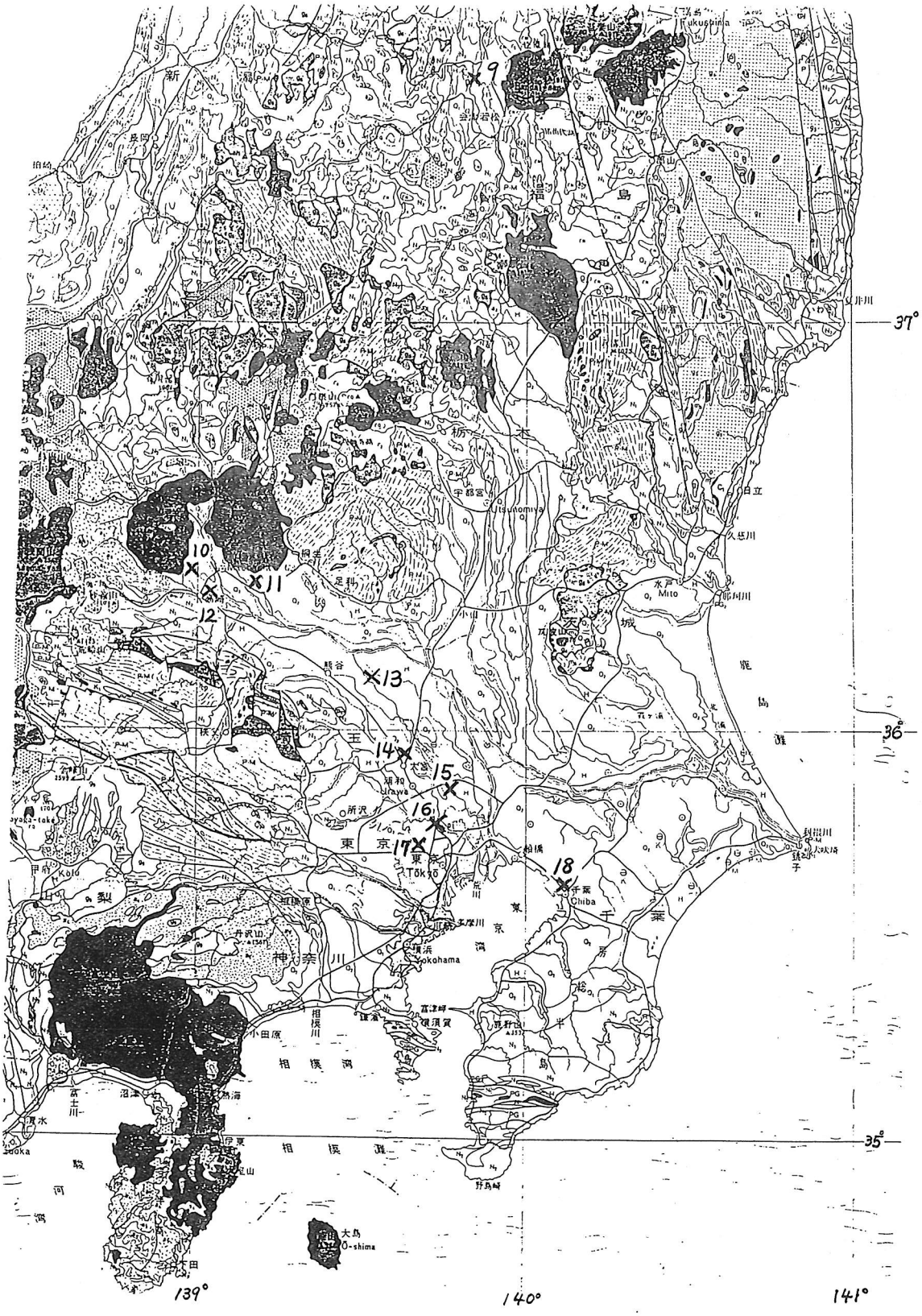
地域については、関東と関西に集中してしまった。講演で取り上げられる地点を、地質調査所発行の地質図に１－１８の番号で示し、講演番号と対比して示す。

地点と講演番号

1．　杉原川流域
加美町　妙見山
西麓　　S 1
2．　多紀連山中
山地区　氷山郡
春日町　　S 1
3．　篠山盆地
　　S 1
4．　北仰　今津
町北仰（きとう
げ）　　S 2
5．　蛍谷　大津
市蛍谷　　S 2
6．　木津川河床
八幡市　　S 2
7．　誉田山古墳
（こんだやま）
　　S 2
8．　三原平野
　　S 3
9．　会津坂下町
（あいずばんげ
まち）　　S 2



10．	同道遺跡（どうどういせき）	S 4
11．	宮川	S 4
12．	高崎市新保遺跡	S 5
13．	行田市小敷田遺跡（ぎょうだし　こしきだいせき）	S 5
14．	大宮市寿能泥炭層遺跡	S 5
15．	川口市赤山陣屋跡遺跡	S 5・S 6
16．	東京都北区中里遺跡、袋低地遺跡	S 5
17．	東京都中野区北江古田遺跡	S 5
18．	千葉市村田服部遺跡	S 5


9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
37°
36°
35°
139°
140°
141°
Fukushima
宇都宮
Utsunomiya
水戸
Mito
千葉
Chiba
東京
Tokyo
横浜
Yokohama
大宮
Omiya
所沢
Tokorozawa
甲府
Kofu
大島
O-shima
栃木
群馬
茨城
千葉
東京湾
相模湾
相模灘
神奈川
静岡
伊豆半島
房総半島

S1 兵庫県内陸部における最終氷期以降の地形発達

野村亮太郎・田中眞吾（神戸大学）

Geomorphological Development of the Inland Hyogo Pref. since Last Ice Age : Ryotaro NOMURA, Shingo TANAKA

1. はじめに

兵庫県の内陸部、加古川、由良川の源流近くに位置する杉原川流域・氷上低地・篠山盆地を対象域とし、主として後二者の山間低地を取り上げる。氷上低地・杉原川流域では堆積性の山麓緩斜面、麓層面が顕著に発達し、篠山盆地では盆地西部に河岸段丘が発達している。最終氷期以降の地形発達は氷上低地では麓層面・扇状地形成に、篠山盆地では排水路の変遷と河岸段丘の形成に特徴がある。この山間盆地における最終氷期以降の地形変遷を検討する。

2. この地域の最終氷期に関する年代資料

この地域の地形編年資料には^{14}C年代資料と広域火山灰がある。氷上低地の平野部は河川が無能河川化し、しばしば湛水するため地表付近にATを挟む泥炭層が形成されている。また、篠山盆地の段丘面上にも同様の泥炭層が分布している。泥炭層中や麓層面構成層中には広域火山灰のAT・Ahがみられ、その中間の層準には、弥山軽石（MsP）、オドリなどの大山起源の火山灰がある。それらの^{14}C年代は図1の通りである。ATとMsPが混合してNT状態（田中ほか,1981）で見られることもある。

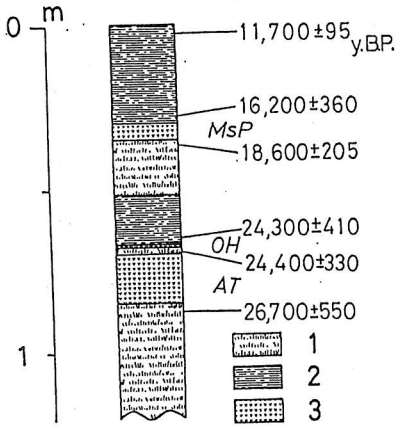


図1. 氷上低地の火山灰
1：泥炭層 2：シルト層 3：火山灰層 MsP：弥山軽石 OH：オドリまたはホーキ AT：姶良Tn火山灰

本地域では兵庫県の瀬戸内側で観察されているU_2（野村・田中,1987）は分布していない。

3. 多紀連山北麓の地形 － 麓層面

篠山盆地の北側には東西約25km、標高700～800㍍の多紀連山がある。この山地は中・古生層からなり、チャートの岩峰を中核とする。北側斜面は比高500㍍前後の急崖をなし、その最高所には比高数十㍍以上のトアがある。この急崖下の麓層面の分布を春日町中山地域の例で示す（図2）。ここでは、麓層

面をⅠ～Ⅲ面に区分し、Ⅱ面をⅡ1面、Ⅱ2面に、さらにⅡ2面をc部、d部、f部に区分した。麓屑面の区分は6面となる。

Ⅰ面は山体近い位置、あるいは高位の面として尾根状・長舌状にみられその表面は平滑である。構成層は亜角礫を主とし、くさりが進行し赤色に着色されている。

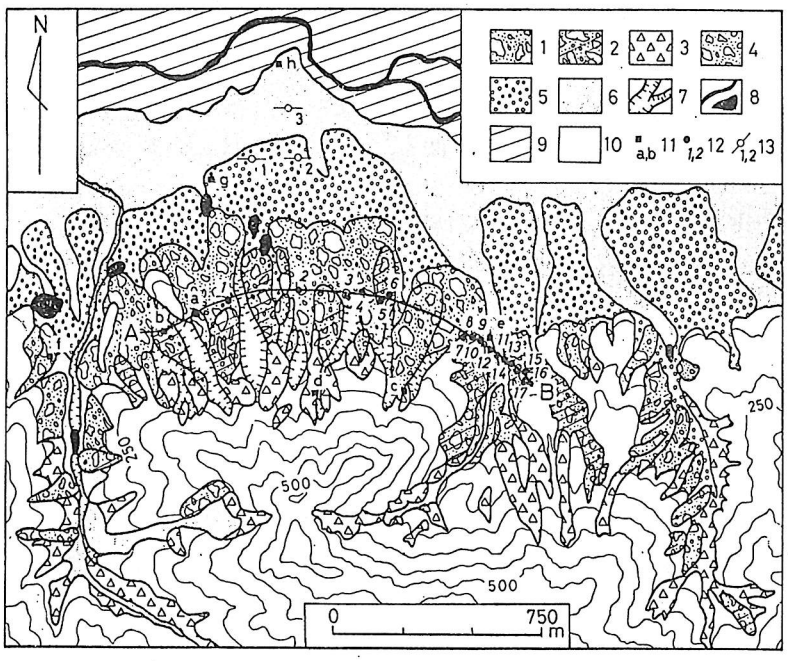


図2. 中山地区の麓屑面および露頭位置
1：Ⅰ面 2：Ⅱ1面 3：Ⅱ2面c部 4：Ⅱ2面d部 5：Ⅱ2面f部 6：Ⅲ面 7：渓流部 8：河川・池
9：氾濫原 10：山地 11：露頭位置および同記号 12：ボーリング位置および同番号 13：電気探査地点

Ⅱ面は山麓上部から下部にスカート状・カマボコ状にみられる。Ⅱ面を面の位置、形状、岩屑の固結度、風化程度、着色の違いによって、Ⅱ1面、Ⅱ2面の二面に細分した。Ⅱ1面構成層は黄赤色に着色し、固結は比較的進んでいる。Ⅱ2面構成層は、やや固結が進行しているが、礫は新鮮である。杉原川流域の麓屑面ではⅡ面構成層の下部にDNPが挟まれており、Ⅱ1面の下限を示している。Ⅱ2面の小地形単位は位置的にはc部がトアの下部に、d部はそれより下流に、f部は山麓に広がっている（図3）。堆積物は、それぞれ、岩屑、角～亜角礫、亜角～亜円礫よりなり、形態的には崖錐、土石流扇状地、扇状地である。このⅡ2面構成層中にはAT・MsPが降下状態、あるいは再堆積の状態で含まれる。Ⅲ面は扇状地としてみられ、最上部にAhを挟む未固結な礫層よりなる。Ⅲ面は現河床によって段丘化され、その下位にⅣ・Ⅴ面面がみられる場合がある。杉原川流域では段丘化するものの外、Ⅲ面を覆うⅣ・Ⅴ面がみられる。

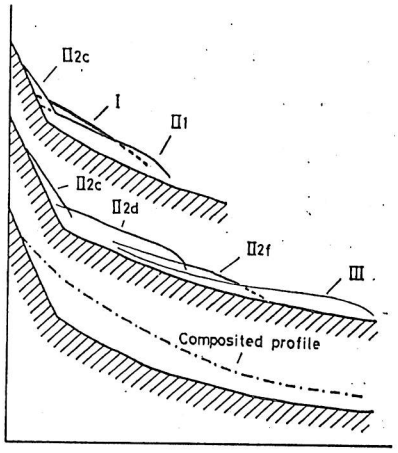


図3. 麓屑面の模式断面図
A：麓屑面の高所ぞいの断面
B：麓屑面の低所ぞいの断面
C：遠景における麓屑面(合成された断面)

Ⅰ面構成層の固結は大きく、風化度や赤色土化は最終間氷期の風化作用を受けたと判断でき、それ以前に形成された地形であると考えられる。Ⅱ面の形成はDNP、AT、MsPの挟在から判断して、最終氷期を通じて行われた。また、多紀連山北麓で見られるⅡ1面はその最上部を層厚1㎝前後の火山灰層によって覆われ、Ⅱ2面はその火山灰を挟む状態である。Ⅱ1面の固結度・風化状態

・色調・火山灰から、その形成は最終氷期の前半であり、Ⅱ2面は同後半である。Ⅲ面は6000年前ごろに形成が終了した。Ⅳ・Ⅴ面はその後の形成である。

堆積物の堆積時期、特徴などから判断される最終氷期以降の麓屑面形成過程は次のようである。Ⅱ2面c部は露岩下にあり、比較的急傾斜の地形で、堆積物の淘汰は悪く、水流運搬の層相を示さない。このことはc部の岩屑の生産が最終氷期の寒冷期に凍結破砕によって行われ、重力落下ほか種々のマスムーブメントによって形成されたものであることを示す。d部は巨礫から細礫を含み、砂質の部分もある。この地形単位がⅡ2面の中で最も広く、地表には微起伏がある。これらから判断して、この地形は土石流の反復によって形成された。f部は亜角～亜円礫からなり、c・d部と同時期に水流の影響下で形成された。Ⅲ面は亜角～亜円礫より構成され、礫の淘汰も良好で、層理もみられる。このことからⅢ面は晩氷期の降水量の増加に伴う、Ⅱ2面より古い堆積物の再移動によって形成された地形である。

時代ではⅡ1面・Ⅱ2面が最終氷期の地形面であり、それぞれ前半と後半の時期に当たると考えられる。また、Ⅲ面は晩氷期であり、Ⅳ面はそれ以降である。

4．篠山盆地の地形発達　－　河川争奪

多紀連山の南では篠山川が東西に流れ加古川に、盆地の南部の小河川は武庫川に流出する。盆地底には河岸段丘が発達し、上位から川代面・大山面・宮田面に区分される。川代面は篠山盆地西部にみられ、盆地内に向かって高度を下げ、下位の大山面と交差する。大山面は篠山盆地の盆地底の大部分をなし、加古川水系、武庫川水系の両水系に連続して分布し、その境は谷中分水界となっている。宮田面は篠山川沿いの、大山面下位に分布する。

川代面の構成層は砂岩・頁岩・流紋岩の円礫を主とした、風化の著しい、赤黄色に着色した礫層である。篠山盆地の流出口に位置するにも関わらず、多紀連山地域に顕著な分布を示すチャート礫はみられない。礫層の示すインブリケーションは東方への水流を示している。大山面の構成層中にはチャート・砂岩礫などを含む、比較的新鮮な礫層である。大山面の上部には有機物に富む弁天黒土と呼ばれる泥層があり、泥層中にAT、MsPなどの火山灰層がみられる。盆地西部では東方へのインブリケーションが観察できた。下位の宮田面は主に古生層起源の礫を主とする、ルーズな砂礫層からなる。

篠山盆地の基盤地形を露頭・ボーリング試料・電気探査よって検討した。これによると、篠山盆地の基盤の高度は西部で約180㍍、盆地内部で165㍍以下であり、盆地南部で電探により160㍍と推定した。このことは、川代峡谷付

近に基盤岩からなる敷居が存在し、基盤高度からみると、盆地内の排水は川代峡谷から行われるよりも、武庫川を通して行うのが妥当のようである。

河岸段丘面の高度分布・構成層の示す古水系・礫種構成・基盤形などから判断して、篠山盆地の水系は当初武庫川に属し、加古川によって争奪を受けたと考える。河川争奪の原因は麓屑面の成長と古武庫川の河床勾配のなさと思われる。盆地南部の麓屑面の成長は武庫川の排水能力を低下させた。麓屑面構成層中にはATが見られることから、これは弁天黒土と同時代の堆積物であると判断できる。即ち、麓屑面堆積物の巨大岩片の河床への落下が結果的に盆地内部の排水環境に影響し、ここに弁天黒土を堆積させた。その水は、折から谷頭侵食の及んでいた加古川に溢流し、篠山盆地の水系は加古川に争奪され、盆地内に新たな水系に基ずく河岸段丘が発達することとなった。

地形面の形成時期は川代面が最終間氷期以前、大山面が最終氷期、宮田面が晩氷期以降後氷期と考える。

5．兵庫県内陸部の地形発達

以上、おもに氷上低地、篠山盆地を例にして兵庫県内陸部の地形発達を検討したが、この地域の山地では最終氷期の寒冷期に二度にわたって大量の岩屑が生産された。その大部分は山麓に麓屑面のⅡ2面c部、d部として堆積し、一部は水流の影響の下で、斜面の下方に移動しf部を形成した。この様な形成過程を通じ、兵庫県内陸部の山麓においてはⅡ2面並びにⅢ面が広く発達した。それらの扇状地部分の頂部は山麓では現地表面としてみられるが、下流部では現地表下に埋没する場合もある。すなわち、最終氷期の山麓高度は現在と同様か、あるいはより高く、低地は低い位置にあり、現在よりも起伏がやや大きい地形であった。篠山盆地では最終氷期の後半から、氷上低地では晩氷期ごろから、それぞれ、低地の埋積が進行する。すなわち、兵庫県内陸部の地形変化は、気候変化に対応し、寒冷期には山地内部での岩屑の生産・山麓への移動と堆積が行われ、温暖期にはこの堆積地形の侵食と、岩屑の再移動に基づく扇状地の形成、斜面下部の埋積が進行した。篠山盆地では最終氷期には、盆地底の埋積が進んだが、河川争奪による盆地の排水難の解消時点からは一転して侵食環境となり、河岸段丘が形成された。

これら兵庫県内陸部における地形発達と旧石器時代の遺跡の立地との関連についても述べる予定である。

［文献］ 野村(1984),地理評,57-8.野村・田中(1986),第四紀研究,24-4.野村・田中(1987),神大教養部紀要,39.田中ほか(1981),地理予20.田中・井上茂・野村(1982), 地理評55-8.田中・野村・井上(1986),地理評59-5.

SC1 兵庫県板井・寺ヶ谷遺跡、春日・七日市遺跡の古環境

前田保夫（神戸市教育研究所）

Late Paleolithic age, Environmental Changes at the Itai site and Nanokaichi site in the Central part of Hyogo Pref.,　MAEDA YASUO

野村、田中が報告する兵庫県内陸部の篠山盆地、氷上低地には、広域火山灰であるAT火山灰が広く分布するが、地域によってはAT火山灰が泥炭層中に挟在されており、当時の古環境復原に関して重要な役割を果す。

とくに篠山盆地の多紀郡西紀町の板井・寺ヶ谷遺跡と、氷上低地の氷上郡春日町の春日・七日市遺跡では、AT火山灰の上下の層準から旧石器が発見されており、AT火山灰降灰前後に人間の生活が営まれていたことは確実である。今回はパネラーの報告する地形環境以外の古環境を補説の形でコメントしたい。

板井・寺ヶ谷遺跡、春日・七日市遺跡の概要

板井・寺ヶ谷遺跡は加古川の支流、篠山川の流れる篠山盆地北西部の標高210mの山麓緩斜面にあり、AT火山灰の上下に2枚の文化層をもつ。下層からは、配石・配石群、土壙、炭化物密集個所などの遺構のほか、石器2500点、礫約1300点が出土する。石器はナイフ型石器、掻・削器、使用痕・加工痕を有するもの、局部磨製石斧等で、石材はサヌカイトが約4割で、チャートほか6割である。上層は、礫群、土壙などの遺構と、約700点の石器、約2500点の礫が出土している。石器は角錐状（船底型）石器、ナイフ形石器、掻・削器、使用痕・加工痕のある石器等からなり、石材はサヌカイト約6割、チャートほかが約4割である。

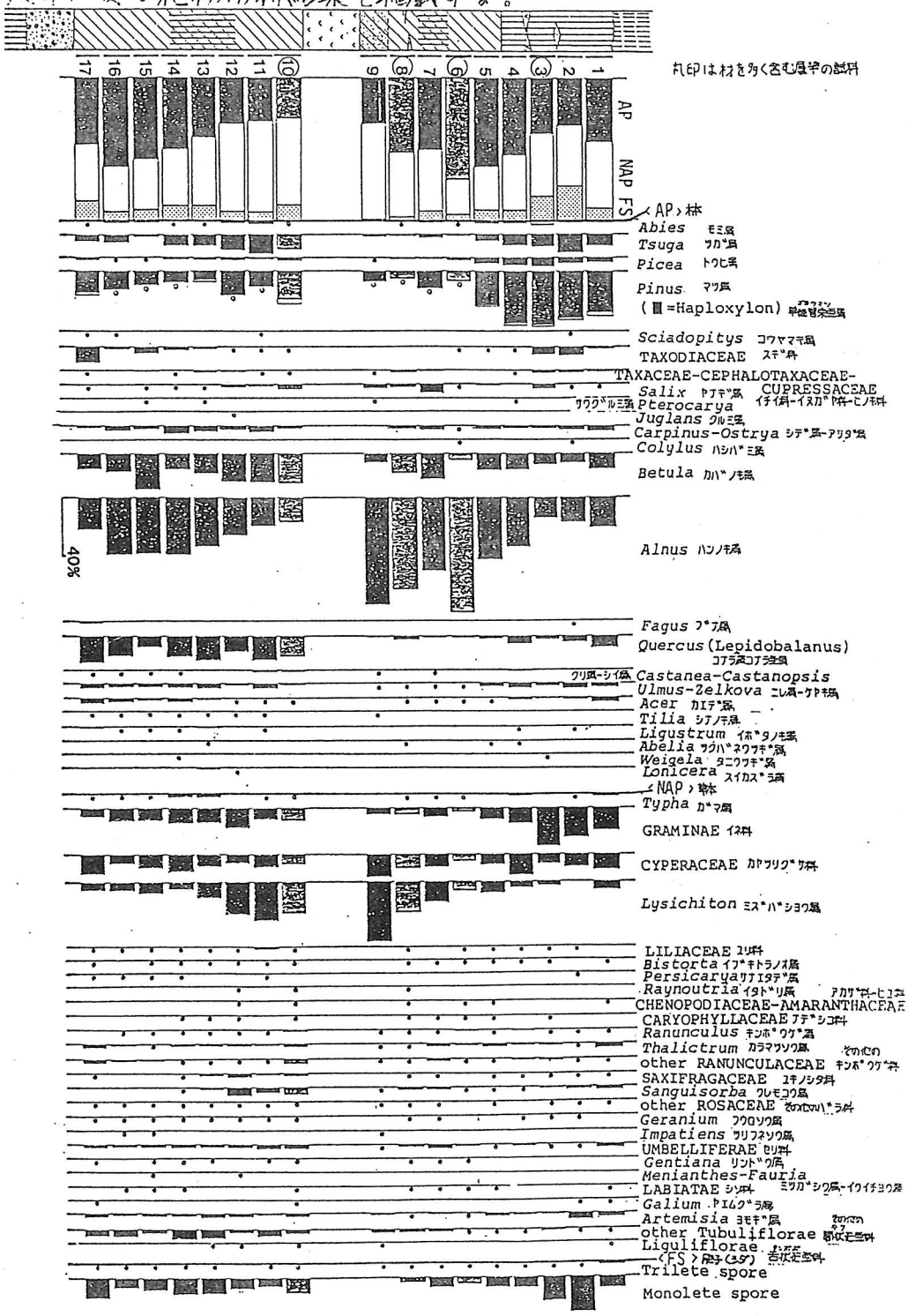
春日・七日市遺跡は加古川・由良川の分水界に近い氷上低地のほぼ中央の由良川の支流の一つ、竹田川左岸に広がる下位段丘上に位置する。AT火山灰直下の灰白色シルト～砂礫層中に3枚以上の文化層をもつ。礫群、配石？、遺物集中個所等の遺構とともに約5000点の石器、礫が出土している。石器はナイフ型石器、削器、使用痕・加工痕有石器、局部磨製石斧等が知られ、石材はチャートからなり、サヌカイトは1パーセント未満である（久保・藤田・山口 1985）。

板井・寺ヶ谷遺跡周辺の植物相と植生の復原

板井・寺ヶ谷遺跡の南側には居住区をとりまくようにAT火山灰を挟む泥炭層が分布し、その中から豊富に産出した花粉、胞子、果実、種子、葉、材などの植物遺体群にもとづいて、AT火山灰の降灰期前後の植生の復原が試みられている（南木・大井・能城 1985）。

それによれば、当時の植物の分布を遺跡近くの湿地と山地との2地形区に単純化して考察しているが、湿地にはトウヒ属（バラモミ節を含む）、ヤナ

ギ属、ハンノキ属（ハンノキ節を含む）、カバノキ属（シラカンバを含む）、カエデ属などの木本が生えており、草本では下図にあげたような多くのものが生育していた。山地にはツガ属、トウヒ属、マツ属単維管束亜属（ヒメコマツを含む）、コナラ属コナラ亜属などが主要樹種として分布していた。次に大井による花粉分析結果を掲載する。



松本ほか（1987）はAT火山灰の噴出年代を24,720±290y. B.P.と報告しているが篠山盆地、氷上低地及び両遺跡の14C年代測定値は調和的である。

S 2 考古学と古地震研究の接点

寒　川　　旭　（地質調査所）

Point of contact between Archaeology and Paleo-earthquake Research

: Akira Sangawa

日本は第四紀の地殻運動が激しく，人々の居住の歴史も古い．そのため，考古学で扱う研究対象の中に，地震の痕跡が多く残っているはずである．このような地震跡を観察し，精度の良い考古学（歴史学も含む）の時代目盛りを用いて地震の時期を推定することによって古地震研究を大きく発展させうると考える．

演者の最近の研究の中で，上述の意味で，考古学と古地震研究の接点となり得る3つのテーマについて紹介する．

1)古墳の変形と地震

わが国には様々な種類の古墳が広範囲に分布している．中でも，形態研究の進んでいる前方後円墳については，厳密な設計のもとで特定の規格に築造された可能性が強い（上田，1969；小沢，1986；森，1986など）．築造時には整った形態を示していた古墳が，その後の人工及び自然改変をうけて現在の形に至っているが，この中には地震による自然改変が明らかな例もある．

大阪平野南東部の誉田山古墳（応神天皇陵）は南北走向の活断層（誉田断層）の上に築造されている（第1図）．そして，古墳の中堤が断層と交差する2地点で東上りの食い違い（最大1.8m）を示している．また，断層に沿って墳丘の前方部の北西端が大きく崩れており，誉田断層の活動によってこれらの変形が生じたものと考えられる（日下，1975；寒川，1986）．

誉田山古墳の築造時期は4世紀末葉から5世紀初頭と考えられているので，誉田断層の最新の活動は5世紀以降に生じたものと思える．また，古墳の築造から現在まで1500年程度しか経過していないので古墳の変位は1回の断層活動によると考えられる．中堤の変位量を1回の断層変位量(D)と考えて，松田(1975)の式 $\mathrm{Log}\ D=0.6\ M-4.0$ に代入するとM（地震規模）は7.1となる（寒川，1986）．

5世紀以降にM7.1程度の地震が生じたと考えて，文部省震災予防評議会(1941)・宇佐美(1975)に記された地震資料より該当する地震を検討した．これによると，永正７年(1510年）の摂津・河内地震によって誉田山古墳の変位が生じた可能性が最も高い．この地震によって誉田山古墳に近接した藤井寺が壊滅し，大阪東部に大きな被害が生じている．誉田断層は生駒断層系に属していることより，この地震は生駒断層系によってもたらされた可能性が強い（寒川，1986）．

２）　遺跡発掘により検出された地震跡

最近，遺跡の発掘調査において過去の地震跡が認められている．具体的な例として，築垣の崩壊跡(戸田・松井・1976)，住居跡の断層変位（松島・伴，1979)，亀裂（梅田他，1984），地辷り跡（東郷他，1985），噴砂（堀口他，1985）があ

る．以下，演者が観察した地震跡について紹介する．

ａ）北仰西街道遺跡

滋賀県高島郡今津町に位置し，昭和59年以降今津町教育委員会による発掘調査が行われ，縄文～弥生時代の大規模な集団墓であることが確認されている．

昭和61年の発掘調査で幅1m，長さ31m以上で南北方向にのびる直線的な噴砂が検出された．第2図の垂直断面図で見られるように，厚さ約20mで水平に推積している細砂層が上位の粘土質砂層を引き裂いて垂直方向に上昇している．平面図（第3図）で示したように，噴砂はa・bの土拡墓を引き裂いている．また，cの土拡墓，d・e・fの土器棺墓，gの方形周溝墓は噴砂の発生後に設置されている．aは時代不明，bは縄文晩期前半代，c・d・fは縄文晩期後半代，eは縄文晩期中頃，gは弥生中～後期に形成されている．このことより，縄文晩期前半代中頃に，当地域に液状化をもたらせた大きな地震が発生したことが明らかになった（寒川・佃・葛原，1987；今津町教育委員会，1987）．

ｂ）螢谷遺跡

滋賀県大津市螢谷地先の瀬田川川底に位置しており，昭和59～60年にかけて滋賀県文化財保護協会による発掘調査が行われ，古代の推積物を引き裂く噴砂が認められた．

第4図の垂直断面図に示したように，少なくとも1.6m以上の深さにあった細砂層が縄文早期から平安時代末期に至る地層を突き破って噴出している．平安時代末期の生活面上では，この噴砂は長径約2.6mの楕円状の平面形態を示している．平安末期以降にこの地域に著しい地震動をもたらせた可能性のある地震として，文治元年（1185年）・慶長元年（1896年）・寛文2年（1662年）・文政2年（1819年）・嘉永7年（1854年）の地震があり，この中のいずれかによって噴砂が生じたものと思える（濱・寒川，1987）．

ｃ）木津川河床遺跡

京都府八幡市に位置し，昭和57年以来，財・京都府埋蔵分化財センターによる発掘調査が行われ，弥生～古墳時代の住居跡，中世～近世の田畑の溝の外に噴砂が検出されている．

噴砂は，地表下1m前後に推積した砂層が上位の粘質土を引き裂いて噴出したものである．その多くは，中世までの溝跡に沿って東西及び南北方向に直線的に延びている．また，当時の地表面に噴出して人・牛の足跡を覆った砂が観察できる例もある．さらに，第5図のように液状化に伴う地層の変形もよく観察できる．

噴砂は室町時代中頃までの地層を引き裂き，江戸時代中期以降の地層に覆われており，噴出時期は15～17世紀と考えられる．文部省震災予防評議会（1941)の地震史料に基くと，当遺跡周辺に著しい液状化をもたらせたことが記されている慶長元年（1596年）伏見地震・寛文2年（1662年）近江地震のいずれか，又は両方に

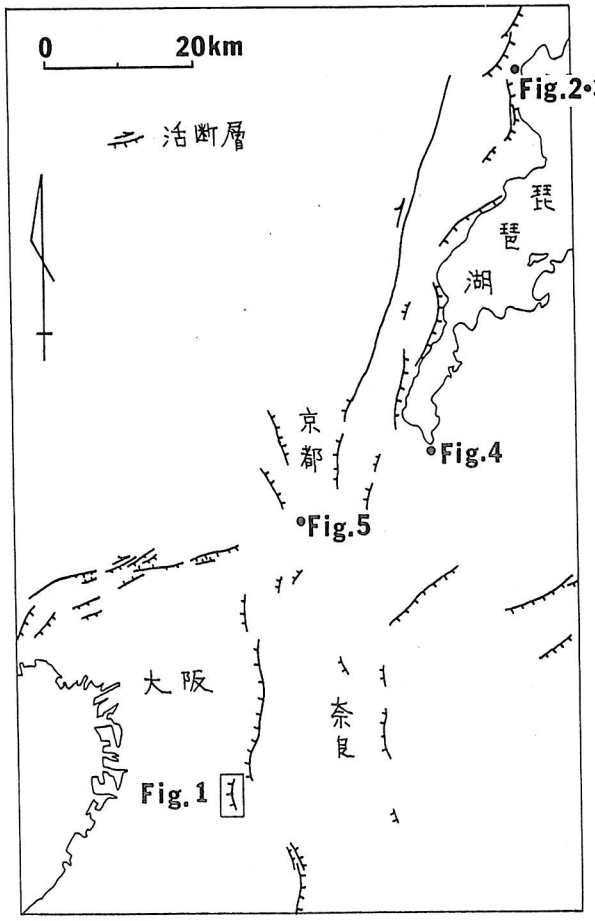
よって噴砂が生じた可能性が強い（寒川・岩松・黒坪，1987）．

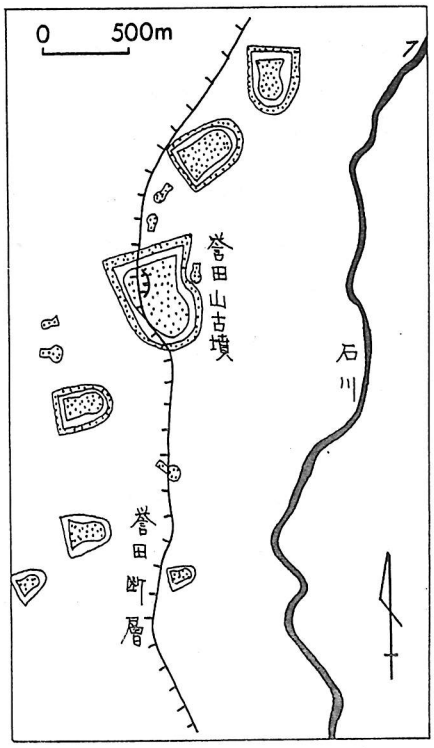
3）地震による陸域の水没

慶長16年（1611年）会津地震において，会津盆地の西縁を限る会津活断層系が約2.5m西上りの変位を行い，河川を塞き止めて湖（山崎新湖）を形成した（寒川，1986）．このため，当時の越後街道が水没し，約4km南に新街道が開設された．また，亀ケ森古墳・青津亀甲古墳の周辺も湖水で満たされ，当時の人々は両古墳を湖に浮かぶ二匹の亀に例えた（会津坂下町史編纂委員会，1974など）．

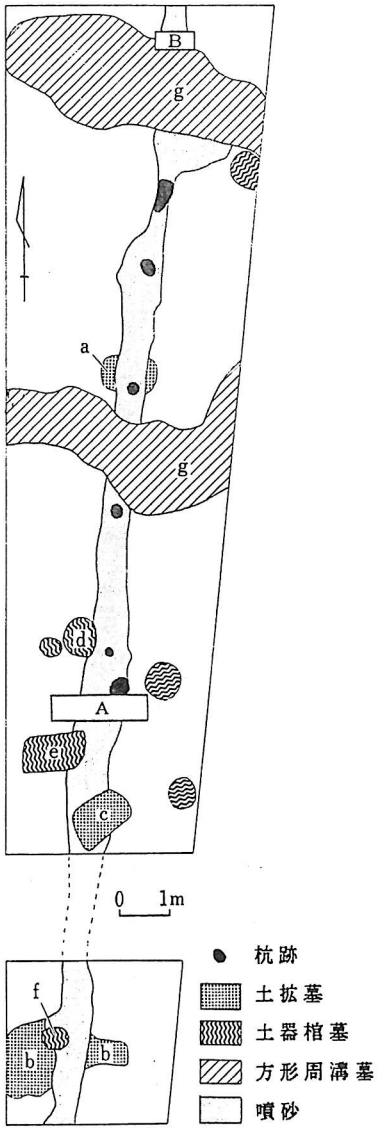
琵琶湖北西岸の滋賀県高島郡では，寛文2年（1662年）の地震により，3m前後湖面が上昇して，旧街道・田畑・集落が水没したと考えられている（古川，1973など）．また，この地域以南でも，この地震において陸域が広範囲に水没している（萩原編，1980）．琵琶湖西岸沿いに琵琶湖西岸活断層系が発達し，約5.000年前以後に形成された非常に新しい段丘面を数m東落ち（琵琶湖側が低下）に変位させているので，寛文2年の地震はこの活断層系の活動によって生じた可能性が強い（寒川・佃，1987）．

最近，湖面及び海面下において遺跡・遺物が認められているが，上述のように，地震における陸域の水没によって説明できる場合が少なくないと考えられる．

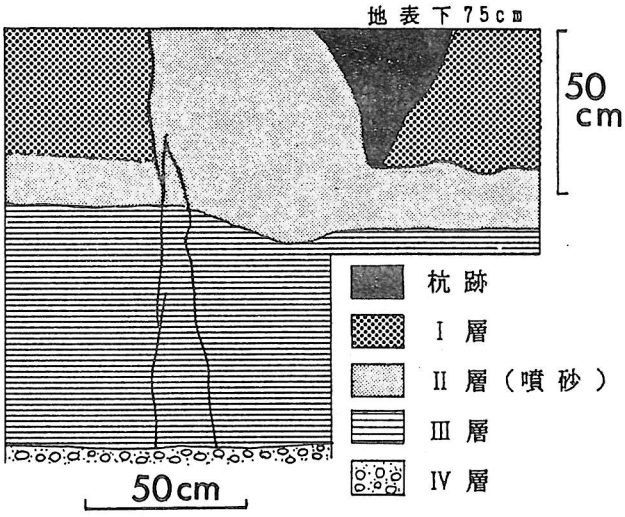




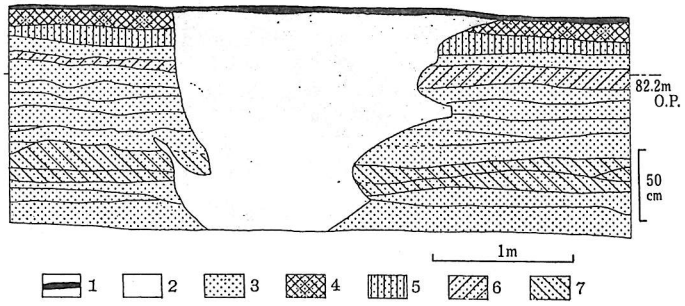
第１図　古市古墳群と誉田断層



第３図　北仰西海道遺跡の噴砂の平面形
（寒川・佃・葛原，1987より）

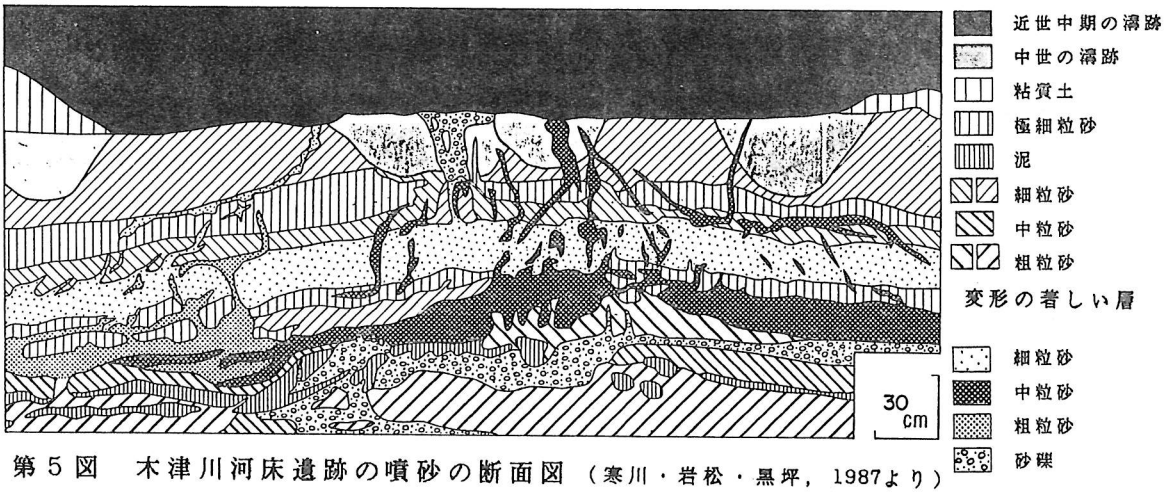


第２図　北仰西海道遺跡の噴砂の断面形
（寒川・佃・葛原，1987より）



第４図　螢谷遺跡の噴砂の断面形
（濱・寒川，1987より）

1黒褐色粘質土
2噴砂
3砂～砂礫層
4平安時代末期の遺物を含む層
5弥生時代の遺物を含む層
6縄文時代早期末～前期の遺物を含む層
7縄文時代早期の遺物を含む層



第５図　木津川河床遺跡の噴砂の断面図（寒川・岩松・黒坪，1987より）

SC2 地殻運動と考古学との関連

岡田篤正（愛知県立大学）

Relationship between the crustal movement and archaeology:Atsumasa OKADA

地殻運動とくに活断層の研究にとって、数万年以降におけるそれらの詳細な活動の経緯ないし履歴はとりわけ重要な課題であり、将来を推測する手がかりとなる。この時期は石器時代から縄文・弥生・古墳・有史時代へとつながるので、いわゆる地質年代に比べて時間目盛りをより細かくすることが可能であり、活断層の活動間隔では数百年以下の精度が必要である。現在この年代決定には14C年代測定法が使われる場合も多いが、それだけでは試料の質や前処理の問題等から年代精度や決定年齢に疑問のある場合も多々あり、クロスチェックの必要がよく生じる。また、考古遺跡付近の地形環境や遺物包含層の堆積環境を理解していくことは、地形や地質をより詳しく解明していく上でも貴重であるだけでなく、地殻運動を解明する手がかりにも深く関連することが最近のいくつかの調査で判ってきたので、これら事例について紹介する。

1）トレンチ発掘調査と考古遺物

我々の調査したトレンチ発掘地点では、法面を構成する地層の中から考古遺物が産出したことも多い。山崎断層系安富断層では、断層により切られた上部の地層と、断層を不整合状に覆う地層からも土器が産出した。これら土器類の編年による年代と、土器包含層に挟まれていた現地成と思われる小木片の14C年代測定結果とはよい年代の一致をみた。こうして、この断層の最新活動時期は8世紀から12世紀の間であり、いわゆる播磨地震(868年、M=7.1)を引き起こした可能性が大きいことが判った（岡田ほか、1987a）。

跡津川断層のトレンチ地点でも上部の腐植土層中に幾つかの土器片が含まれ、腐植土の14C年代と土器の時代とは一致していた（跡津川断層発掘調査団、1983）。

岡谷市中島では、遺跡発掘中に土器包含層である黒色腐植土層が急に切断される直線状の部分があり、活断層存在の可能性について考古学者から情報が伝えられた。そこで有志が集まり、トレンチ調査が1983年と1984年に行われたが、糸静線岡谷断層の最新活動時期や活動間隔の究明に貴重な成果が得られた（岡谷断層発掘調査研究グループ、1984）のみならず、遺跡の立地や保存等の環境復元にも重要な判断材料が得られたのである。

中央構造線岡村断層のトレンチ調査でも、法面上部における数層準の腐植層中に縄文ー弥生時代の土器片が産出した。これらは地層の年代決定にも役立ち、断層運動の発生時期の解明にも重要であった（京都大学防災研究所、1985）。

阿寺断層系萩原断層のトレンチ地点では、上部の黒色腐植土の中にいわゆる下呂石のフレークや土器片が多く含まれ、地層の年代や断層の活動間隔についてよい検討材料を提供してくれた（岡田ほか、1987b）。

以上述べた土器片はそれが含まれる地層の年代がその作製以後であることを意味するが、14C年代結果と比較・検討するのに非常によい試料となっている。

２）遺跡の立地環境からみた地殻運動

関東平野の中央部では厚い上部完新統の下に各時代の考古遺跡が埋没し、造盆地運動が現在まで進行しているとみなされている。濃尾平野では同時代の遺跡の高度や埋没深度が東西方向で異なるので、東高西低の傾動運動が継続していることが指摘されている（井関、1966他）。このような例は各地でも指摘されている。

九州北西部では縄文前期の土器を含む海底遺跡が各地で見つかっている。この地域では一般に遺跡は基盤岩石に近接した場所にあるので、沖積層の圧密や沈下が起こりにくい。これらは当時の生活面であり、完新世の高海面期（5･6千年前、約2~3m）以降に少なくとも3~4m沈降が生じたと推定される（太田・岡田、1984）。この地域に海成段丘面が見られず、沈水海岸線をなすこととよく符号している。

福井県三方五湖の南岸に位置する鳥浜遺跡では、縄文最前期から前期にかけての膨大な遺物が産出している。ここでは縄文時代前期（約5500年前）の住居跡が標高1.1mmから発見された。寛文2(1662)年の大地震の前には三方湖の水位は標高3m程度であり、この地震の時に下流（北側）で東高西低の地殻運動が生じた（岡田、1984）。現在ではこの湖面も人工的な排水路の建設により、ほぼ海水面になっているが、内陸の湖面であるから古くから海水面より常に高いはずである。地震の前には湖面より少し高い位置、標高4~5mに住居が作られていたとみなければならず、完新世の高海面が2~3mであればさらに高い位置に設置されたと考えられる。したがって、縄文前期の（高）海水面以降から現在に至るまでに少なくとも4m程度は三方五湖側が低下してきたとみなされる。

３）古地震による噴砂・液状化現象の地形・地質学的な意義

噴砂現象も利用して活断層の活動間隔をトレンチ調査で解明したのはSieh,H.(1978)であるが、南Carolina州の1886年Charleston地震の周辺地域でも完新統にいくつかの噴砂現象が検出された（Obermeier et al,1985)。寒川ほか(1987)も考古遺跡で噴砂を見つけ、その発生年代解明に努めた。この調査ではある地域の噴砂や液状化現象を地層の中から見いだすことは可能であるが、その震源断層を同定することは日本のように活断層密度の高い国では相当困難である。しかし、こうした現象が見つかった地域では、周辺にある活断層の活動履歴を検討するだけでなく、その地域の地形・表層地盤の判定にも実に重要な課題を提供している。

S 3 埋没水田遺構の地形環境分析

髙橋学（立命館大・地理・非常勤）

Geoarchaeological Analysis of the Protohistoric Paddy Field

Manabu TAKAHASHI

はじめに

過去における人間の土地利用や開発について考察しようとした場合，自然環境の復原が重要な基礎作業となる。特に，対象とする時代が過去に遡るほど，人間の生活と自然環境との関係は，より密であったと考えられるし，自然環境そのものも現在と異なっていたはずである。従来，このような視点に立ち第四紀学の諸分野から多くの研究がなされてきた。しかしながら，そこで用いられたのは最も精度が高い場合であっても，縄文海進といったような現象を認識するのに適した10^3年タイムスケールのものがほとんどであった。このため，人間の土地に対する働きかけが顕著になる先史時代末以降の自然環境の変化については，充分な検討が加えられていない。

他方，考古学や歴史学および歴史地理学の分野においては，過去の自然環境が現在のそれと変っていないと漠然と思いこんでいたり，現在の地表面の状況を示しているにすぎない土地条件図や地形分類図をもちい，過去の集落立地や土地開発について考察してきた。

確かに，先史時代末以降には，第四紀全体を見た時のように大規模な自然環境の変化が認められるわけではない。しかしながら，米を主要な糧とし，低平な平野に居住してきた我々の祖先にとって，50㎝あるいは１ｍといった極めてわずかな地形の変化も重大な意味があったに違いない。土地利用，河川の氾濫に対する安全性，水田の土地生産性，水利灌漑システムなどの点で，それは無視し得ないのである。

地形環境分析

従来，研究領域の狭間にあり充分検討が加えられなかった先史時代末以降の自然環境の把握にあたっては，「純粋自然」ではなく，「人間の生活環境としての自然」といった観点が重視されねばならない。たとえば地形研究においては，単なる地形変遷史（発達史）ではなく災害史，土地開発史といった面も含めた総合的な検討が望まれるのである。地形環境分析は，このような視点に立脚した地形環境復原の試案である。この分析は，地形面分析，地形帯分析，微地形分析，超微地形分析（仮称）の４段階の精度から構成されている。（第１表）このうち，精度の粗い地形面分析・地形帯分析は従来，地形発達史と呼ばれていたものにあたる。これに対し，精度の細かな微地形分析・超微地形分析は発掘を伴う考古学の調査と密接な関係にある。

〔微地形分析〕

微地形分析は，土地条件，土地利用，土地区画，字界などに影響を及ぼしている現地表面の微地形だけでなく，直接にはそれらに関与しない現地表面下に埋没した微地形－過去の微地形－を検出する方法である。従来，現地表面の地形分類からは低湿な後背湿地とされ，顕著な遺構は存在しないであろうとされた場所から，集落や墓がしばしば発見された。これらの遺構はほとんどの場合，埋没微地形のひとつである埋没自然堤防上に立地している。したがって，微地形分析によって埋没微地形の状態を予測することは，発掘地点の選定に大きく役立つものと思われる。また，狭い面積の発掘によって明らかになった土地利用を，より広い範囲の中で位置づけることも可能であろう。

〔超微地形分析〕

超微地形分析は，発掘調査の際に実施されるもので，河川の氾濫堆積物（火山噴出物）によって地表面が埋没し，新しい地表面が形成されるのを基本単位として，それぞれのステージにおける地形，土地条件，土地利用などの状況を明らかにすることを目的とする。従来，地形の基本単位と考えられていた微地形は，詳細にみると数回の河川の氾濫堆積物の集合体であり，基本単位とは言い難い。そこで，１回の氾濫堆積物（注１）によって形成される地形をここでは「超微地形」と仮称する。超微地形分析にあたっては，発掘時における地層の詳細な観察が重要であり，特に以下の点に注意を要する。

(1) 地層断面の多相性－発掘現場で観ることのできる地層は粒度，堆積構造，色調などさまざまな点から細分することが可能である。しかしながら，そこで認められる層相の差異には，a.自然状態の相，b.堆積後の二次的変化の相，c.人為的攪乱の相があり，同等に扱うことができない。このうちａからは，堆積物の供給方向，供給形態，供給回数などを知ることができる。また，ｂからは旧地表面を，ｃからは旧地表面および当時の人間の土地条件評価を読みとることが可能である。

(2) 火山噴出物が広範囲に同一時代面を埋没させるのに対し，河川の氾濫堆積物は極めて狭い範囲を覆うにすぎない。また，その層相は水平方向に著しく変化する。さらに，堆積は海成層や湖成層のように斉一的に進むのではなく激変的である。そのため少なくとも10^3年以下のタイムスケールでは，外挿法による堆積速度の算出は意味を持たないと思われる。

埋没水田遺構の地形環境分析

1976年に日高遺跡（群馬県）が発掘されて以来，全国各地で火山灰あるいは河川の氾濫堆積物によって埋没した水田遺構が相次いで発見された。それらは大きく次の３タイプに分類できる。

すなわち不定形大区画水田（登呂・大中ノ湖南等），不定形小区画水田（a:菜畑・日高等，b:服部・百間川等，c:御布呂・芦田貝戸等），定形大区画水田（更埴条里・深江北町等）である。このうち，瀬戸内海沿岸で最も数多く検出されているのが，不定形小区画水田bタイプである。このタイプの水田は，自然堤防帯および三角州Ⅰ帯の埋没自然堤防から埋没後背湿地にかけて営まれたもので，河川の氾濫堆積による地形変化と密接に係わって様相を変貌させる。今回報告する志知川沖田南遺跡（注２）も，不定形小区画水田bタイプに属する埋没水田遺構である。この遺跡において地形環境分析を行なったところ，以下の諸点が明らかとなった。

①当遺跡は淡路島三原平野の三角州Ⅰ帯で発見された。

②遺跡付近は縄文海進ピーク時（ステージⅢ，6,400年B.P頃）に浅い海域であった。この海域は2,600年B.P頃には，海水準の低下や湾口部に砂嘴が形成されたことでラグーン化し，アシの繁茂する湿地(ステージⅣ)となっていた。

③埋没水田遺構は不定形小区画水田bタイプが４層準に，定形大区画水田が１層準に確認された。

④古墳時代前期を中心に10回以上旧三原川の氾濫堆積があり，その範囲が発掘域の上流側から下流側へと移るとともに開田域も下流側へと拡大していった。

⑤当初，後背湿地の一部に拓かれた水田は，埋没するたびに範囲を拡大させ，後背湿地の全域に，そして自然堤防上にまで広がっていった。氾濫堆積物は水田を埋めるマイナスの面と，低湿な土地を生産性の高い高燥な土地条件へと変化させるプラスの両面を持っていた。

⑥水田は高低差６㎝以内になるように区画されており，土砂の堆積によりこれ以上の起伏が形成されると畦畔で細分された。それ以外の部分では基本的に畦畔の位置は踏襲されており，埋没から次の開田まであまり時間がたっていないと考えられる。

⑦上層水田の段階には高燥な水田と低湿な水田の差が存在する。また水利条件の良い水田とそうでないものがある。

おわりに

地形環境分析はやっと緒についたばかりであり，多くの問題点を内包している。しかしながら，古環境を考察するためにはぜひ必要な観点である。
今後，より多くの地点でその有効性と限界について検討してみたい。

注１　本来，これが微地形であり，従来，微地形とされていた地形は「微地形群」とする方が良いと考えられる。

表１　地形環境分析の手順

地形面分析・地形帯分析

- １ｍ等高線図（1/2500を編集）
- 地質断面図（ボーリングデータ）
- 地形分類図（空中写真判読〔1/1万～1/2万〕・現地調査）

↓

10^3年オーダーの地形発達史

⇩

微地形分析

- 10㎝等高線図（実測・工事用地盤図より編集）
- 微地形分類図（空中写真判読〔1/2500～1/5000〕）
- 試錐（ボーリングステッキ）

↓

試掘範囲・地点の選定

↓

- 試掘による表層地質観察（埋没微地形の確認）

↓

10^2年オーダーの地形発達史・土地利用変遷史

発掘地点・範囲の選定（遺跡の広がり推定）

⇩

超微地形分析

- 層序の確立（旧表土を指標としたステージの設定）
- 超微地形・構成層の観察（分布範囲・成因・形成時期・土地条件・土地利用等）
- 超微地形変化の原因・時期の推定

↓

氾濫（降灰）ごとの地形発達史・土地利用変遷史

⇩

景観変遷史（他分野の研究成果と総合化）

注２　兵庫県教育委員会によって1978年～1982年に発掘調査が実施された。兵庫県教育委員会編『淡路・志知川沖田南遺跡』（1987）

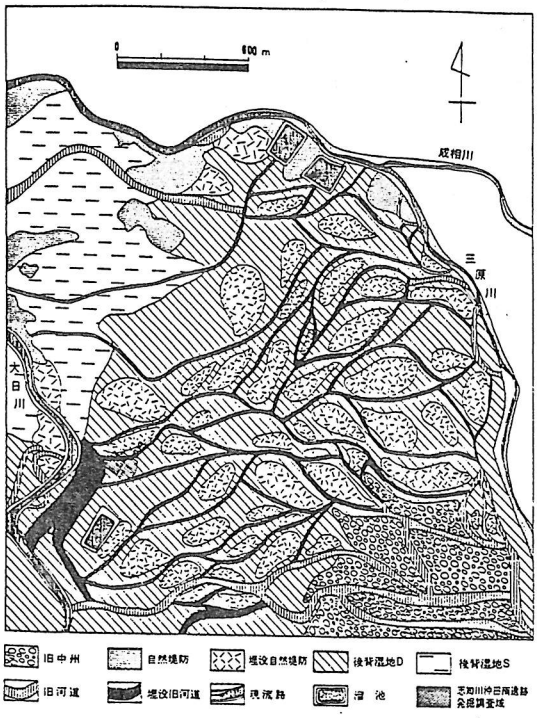


Fig. 1　志知川沖田南遺跡周辺の微地形分類図

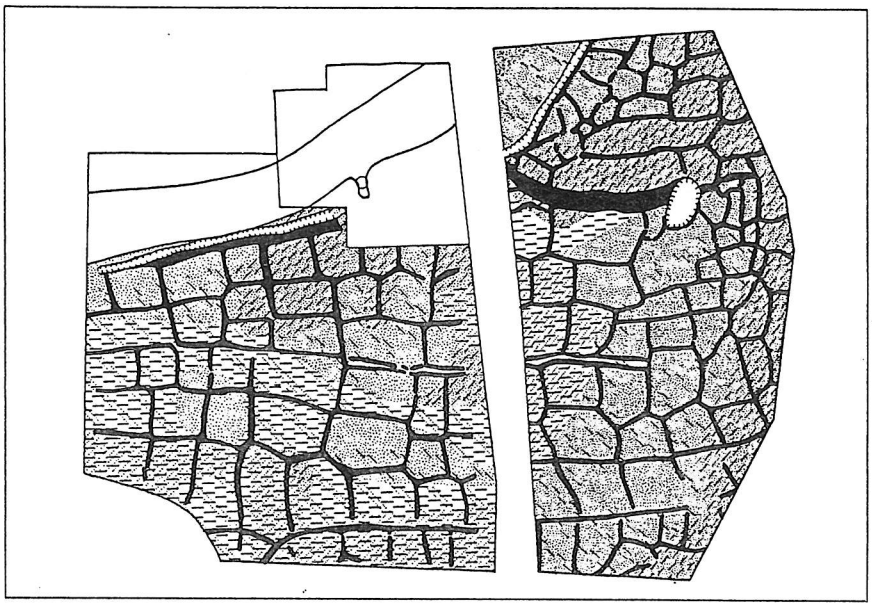


Fig. 2　ステージⅣ14

SC3 水田遺構と地形環境

工楽善通（奈良国立文化財研究所），

The paddy field remains and topographical environment

Yoshiyuki K

1976年以来、九州・本州の各地で、弥生時代以降の各時代にぞく田跡が発掘され続けている。これらの水田跡は時代を問わず、畦畔に大きく区画されたもの、また、きわめて小さく区画されたものなどである。このように大小の大きさに区画する必然性は、その地を開田の立地、とりわけその地形環境および土壌環境に左右されるものであ
水田形態を類型化するには、このような条件を充分考慮に入れなけらない。

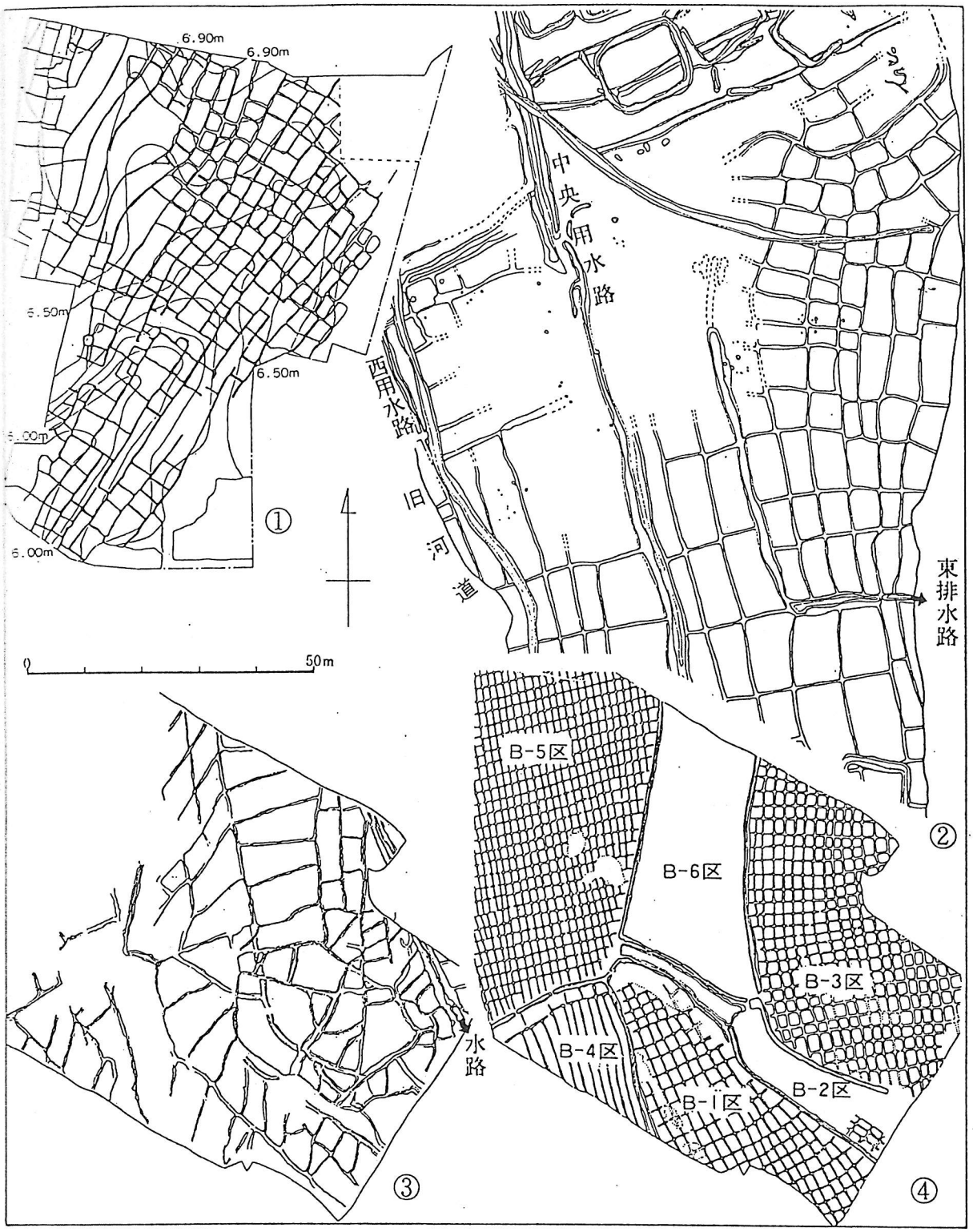


図	遺跡名	所在地	時期	立地	水田区画の広さ	備考
①	田村	高知県南国市	弥生Ⅰ期	微高地～低地	8～15㎡が大半	調査範囲内水路なし
②	服部	滋賀県守山市	弥生Ⅰ期末	微高地～低地	10～282㎡	微高地上から三本の水路あり
③	御布呂（浅間C層下）	群馬県高崎市	3～4C.初	扇状地末端	平均30㎡前後	西方はかなりの部分区画不明
④	御布呂（FA層下）	群馬県高崎市	6C.初頭	扇状地末端	3～5㎡	大畦畔区画内を小区画にする

S 4 火山災害と水田耕地への影響

ー農業社会の中での火山災害とその復旧を中心にしてー

能登　健（群馬県教育委員会）

Recovery of ricefields from volcanic disaster in Gunma prefecture, Japan

Takeshi NOTO

1　はじめに

農業社会は、水田生産物である稲を政治的、経済的な基盤として成立している。そして、この体制を維持するためには、水田耕地の確保と拡大が不可欠な要件となる。群馬県下では、ここ十数年間で多くの古代水田遺跡の発掘調査が進み、初期農業社会の生産構造が解明しつつある。また、これらの水田遺跡の多くは、浅間山や榛名山の火山活動によるテフラによって埋没していることから、火山災害史的な分析も進められている。ここでは、同道遺跡のテフラ埋没水田を中心にして、古代の火山災害の実態と、それによって埋没した水田耕地の復旧の状況を述べる中で、農業社会下での火山災害の影響や対応について考えてみたい。

2　水田を埋めたテフラ

テフラの名称	降下堆積年代	降下堆積季節
浅間Ａ層（As-A）	1783（天明３）年：古文書の記載あり．	夏
浅間Ｂ層（As-B）	1108（天仁元）年：古文書の記載あり．	初秋
榛名山二ッ岳軽石層（ＦＰ）	６世紀後半と６世紀中葉説あり．	初夏
榛名山二ッ岳火山灰層（ＦＡ）	６世紀初頭	初夏
浅間Ｃ層（As-C）	４世紀中葉	晩秋

3　同道遺跡の発掘調査

同道遺跡は群馬郡群馬町に在り、榛名山麓から流出する井野川の中流域の左岸にあたる。群馬県下でも水田遺跡が集中しているところである。同道遺跡は1678年に発掘調査され、同一地点にテフラで埋没した水田４面が重複して検出されたことで注目された。このような重複水田は、その地点における水田経営の変遷を分析する上で重要である。

①　４面の水田

Ⅰ期水田　最下層で検出．As-Cで埋没．耕作土は黒褐色粘質土．

Ⅱ期水田　ＦＡで埋没．耕作土はAs－Ｃを大量に含む．

Ⅲ期水田　ＦＰの軽石流で埋没．耕作土はＦＡを鋤込んでいる．

Ⅳ期水田　As-Bで埋没．耕作土はＦＰの軽石流上面．

②　水田区画の型式学的検討

同道遺跡の水田は、地割りを示す大アゼと、湛水面を保つ小アゼ（クロ）で構成されている。水田区画の型式学的検討によって、Ⅰ～Ⅲ期の各水田は基本的な地割りである大アゼに重複がみられる。このことは、各水田は災害後に放棄されたのではなく、旧地割

りが忘れられない時点で復元を目的とした復旧がおこなわれたことを意味している。

③　小区画の意味

復旧後にあらわれた小区画(クロ)は、テフラによる漏水を防止するための工夫と考えられる。追証として、河川灌漑による水路の付け替えと、一水系の用水供給範囲の縮小などが挙げられる。なお、群馬県下の小区画には、同道遺跡のような火山災害後の安定湛水を目的とした格子目状のものと、傾斜地の開田を目的とした帯状のものとの二種類があり、前者は復旧型小区画、後者は開田型小区画として区別できる。もちろん、前者は下層にテフラと、それによる埋没水田を伴っている。これに対して後者は、全国で検出される一般的な小区画の水田に相当するものと考えられる。

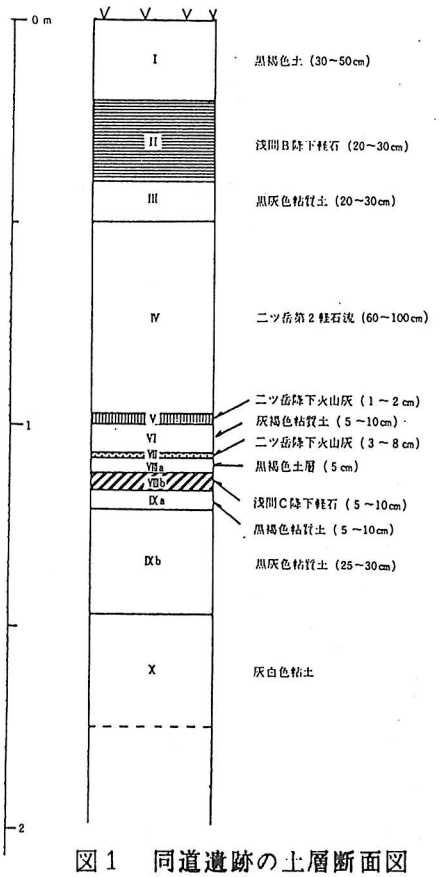


図1　同道遺跡の土層断面図

④　小結

以上の分析結果から、火山災害で埋没した水田は放棄されることなく、早期に復旧していることがわかる。すなわち、水田耕地を経済的基盤とした社会体制下では基本的に「土地」である水田耕地の放棄はないということが理解できる。従来の「放棄移住説」の変更が必要になる。

4　農業社会における人為的な自然環境の改変

①　農業社会における集落拡大のプロセス

狩猟・採集社会から農業社会への変化は経済的基盤が大地(自然)から土地(耕地)へ変化することによって象徴される。一たん開発された耕地は「土地」として基盤の存続＝保守として継続性を有することになる。このことは、沖積地に接した地点に成立した弥生時代の遺跡が、原則として古墳－奈良－平安時代へと継続した複合遺跡となることで証明できる。また、他地点への農耕地の拡大過程は古墳－奈良－平安、奈良－平安、平安といった遺跡の複合や単独関係を分析することによって明確に理解できる。このような集落の継続性は、取りも直さず水田耕地の継続性を意味している。そして、これらの農耕地の拡大プロセスが、その地域の自然環境を改変させつつ、農業社会的風土性を形成していく根幹をなすことになる。

②　火山災害への対応

同道遺跡の分析結果は、遺跡における集落の継続性からも証明された。さらに、古墳時代という時代が、火山災害による大被害にもかかわらず、耕地の復旧・継続を可能にするほどの強力な政治体制を有していたことをも理解させた。一方、律令体制下の浅間

Bテフラによる災害については、古墳時代と異なったプロセスをみることになる。平安時代の政治的中心地(国府域)である前橋台地一帯では、大災害にもかかわらず条里制耕地の復旧がおこなわれている。しかし、この周縁地域である赤城山南麓や大間々扇状地地域では水田は復旧されずに放棄され、台地上での広大な畠作に切り替えられている。これは、乏水性地域であることのほかに、国衙勢力の衰退に伴う現象とおもわれ、ここでは水田＝租税の放棄という民衆的な思考が卓越した結果が現れている。しかし、この地域においても、半世紀後には新しい荘園勢力によって女堀という巨大灌漑用水の開削が計画されて、再度の水田下が図られることになる。

5　結論

農業社会に入ってからの自然環境の変遷は、耕地の拡大プロセスに象徴されるように、耕地の造成や水路による河川の移動などの自然地形の改変として、人為の介在が大きく作用している。また、火山災害などに代表される地域的災害についても、「復旧」によって現状の回復が図られる。もちろん、火山災害の地域へ及ぼす影響は大きなものがあり、子持村黒井峯遺跡のような消滅するムラもあったし、火砕流や泥流による河川の影響などは看過できないものがある。しかし、これらの事象は歴史学的には極地的な災害史に止どまる。すなわち、農業社会での自然環境の変化・変遷は、人間社会の政治的な動向の下での人為的なものが主流をなすことになる。このような社会体制下では、自然環境の変化は人為的な介入によって発生するとともに、人為的なコントロールによって克服されることになる。これらのことから、自然環境の変化を前提として社会が大きく変貌するというような、いわゆる「社会の変質」は原則としてないことになる。以上の結論は、農業社会下での古環境の分析をおこなうための大きな前提となる。

6 使用文献

1　群馬県埋蔵文化財調査事業団『同道遺跡』1983年3月

2　能登 健「群馬県下における埋没田畠調査の現状と課題」『群馬県史研究』17号 1983年

3　能登 健・石坂　茂・小島敦子・徳江秀夫「赤城山南麓における遺跡群研究」『信濃』35－4 1983年4月

4　能登 健「小区画水田の調査とその意義－群馬県同道遺跡－」『地理』28－10 1983年10月

5　原田恒弘・能登　健「火山災害の季節」『群馬県立歴史博物館紀要』5 1984年3月

6　能登 健「里棲み集落の研究－集落変遷からみた農耕地の拡大過程とその背景－」『内陸の生活と文化』1986年9月

7　能登 健「火山災害と人間生活」『子持村誌』1987年3月

図2　同道遺跡Ⅰ期水田

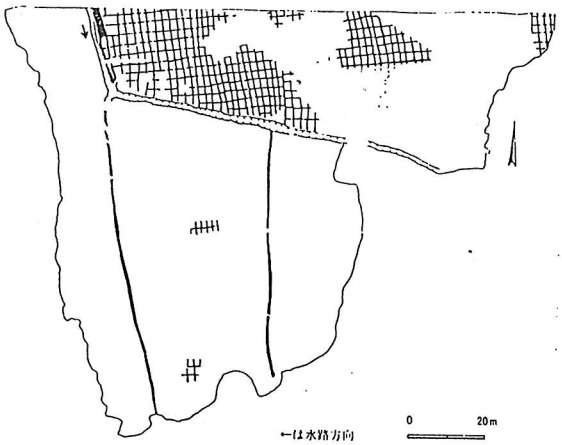


図3　同道遺跡Ⅱ期水田

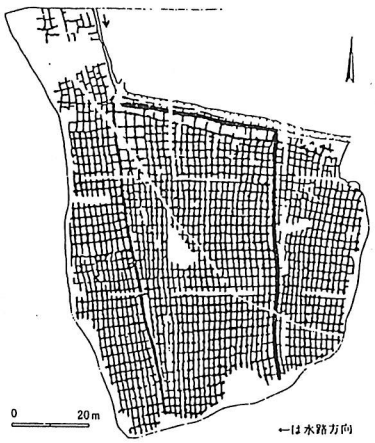


図4　同道遺跡Ⅲ期水田

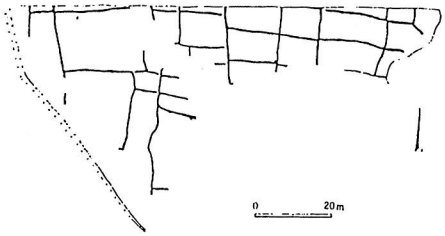


図5　同道遺跡Ⅳ期水田

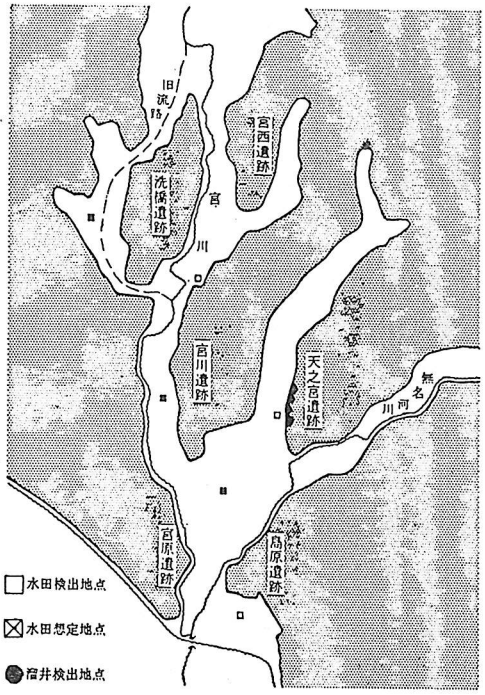


図6　赤城山麓の遺跡群(宮川下流域)

	遺跡名	弥石	和泉	鬼高	真間	国分	所在地
伝統集落	熊野堂Ⅰ	●	●	●	●	●	群馬町
	堀ノ内	●	●	●	●	●	藤岡市
	寺谷	●	●	●	●	●	白沢村
	清水田	●	●	●		●	太田市
	下佐野Ⅱ	●	●	●		●	高崎市
	安房田	●	●	●		●	太田市
	多田山東	●		●	●	●	赤堀村
	本宿・郷土	●		●	●	●	富岡市
	重殿	●		●	●	●	新田町
	中尾	●		●	●	●	高崎市
	三ツ木	●		●	●	●	境町
	綿貫	●		●	●	●	高崎市
	有馬	●		●	●	●	渋川市
	石墨	●		●	●	●	沼田市
	荒砥島原	●		●	●	●	前橋市
	今井南原	●		●	●	●	赤堀村
	糸井宮前	●		●		●	昭和村
	堤東	●		●		●	前橋市
	諏訪	●		●			月夜野町
	荒砥二之堰	●		●			前橋市
	大竹	●		●			月夜野町
第一次新開集落	天神風呂		●	●	●	●	大胡町
	歌舞伎		●	●	●	●	尾島町
	森		●	●	●	●	藤岡市
	賀茂		●	●	●	●	太田市
	八幡中原		●	●	●	●	高崎市
	今井柳田		●	●	●	●	赤堀村
	下触向井		●	●	●	●	赤堀村
	大久保A			●	●	●	吉岡村
	内匠			●	●	●	富岡村
	門前A			●	●	●	月夜野町
	槍峰			●	●	●	前橋市
	村西・堀殿			●	●	●	高崎市
	荒砥天之宮			●	●	●	前橋市
第二次新開集落	御堀				●	●	榛東村
	西丙				●	●	渋川市
	大釜				●	●	沼田市
	多屋					●	榛東村
	下川前					●	藤岡市
	受宿山					●	松井田町
	中Ⅰ					●	藤岡市
	北貝戸					●	水上町
	上石倉					●	月夜野町
	清里陣場					●	前橋市
	高平					●	月夜野町
	峰岸					●	新里村
	稲荷山					●	笠懸村
	藪田東					●	月夜野町
	沖					●	藤岡市
	倉海戸					●	榛東村

図7　遺跡の分類と継続性

SC4 榛名火山二ツ岳の噴火と災害

早田　勉（パリノ・サーヴェイ研究所）

Two volcanic eruptions and disasters occurred in Haruna volcano, central part of Japan

:Tsutomu SODA

関東地方北西部には，浅間火山をはじめとして榛名火山や草津白根火山など歴史時代に噴火記録をもつ活動的な火山が分布している．これらの火山から噴出した比較的大規模なテフラは，示標テフラとして編年学的研究に利用されてきた．一方，近年群馬県では，火山噴火によって破壊されたり焼失した遺構などが相次いで発見されており，災害をもたらした噴火活動に関して多くの情報が得られるようになってきた．

本講演では，群馬県のほぼ中央部に位置する榛名火山の古墳時代における２度の噴火に焦点を当て，火山学的方法により各々の噴火活動の経緯を明らかにする．さらに最近の発掘成果から得られた噴火に関する情報をもとに，噴火活動が人間生活に対してどのような直接的ダメージを与えたのか考察する．

［榛名火山６世紀初頭の噴火と災害］

この噴火活動の噴出物は，二ツ岳第１軽石流堆積物（ＦＰＦ－１）と二ツ岳降下火山灰（ＦＡ）から構成されている（新井，1979）．両者の層位関係および堆積様式については，これまで不明な点が多かった．演者はこの噴火に由来する一次的なテフラの総称として”榛名－伊香保テフラ層（Haruna-Ikaho tephra formation;HI)”の名称を用いることにする．なおＦＡの噴出年代については，６世紀初頭と考えられている（能登，1987）．

ＨＩは，下位よりＨＩ－１からＨＩ－４まで４つのテフラ・メンバーに区分することができる．ＨＩ－１は，細粒の褐色降下火山灰層である．給源火口に比較的近い地域では，上部にベースサージ堆積物を認めることができる．いずれの堆積物にも火山豆石が多く含まれており堆積時に湿った状態で降下・堆積したことを示している．ＨＩ－２は，流動性の大きい火砕流堆積物で，榛名火山東麓の広い地域に分布している．この堆積物は，堆積直前の谷部では厚く堆積しており通常の不淘汰な火砕流堆積物の層相を示す．台地上では層理をもつ比較的淘汰の悪い薄い堆積物である．これらの堆積物には炭化物が多く含まれており，堆積時に高温であったことがわかる．いずれの層相を示す場合にも，最上部に火砕流から舞上がったと考えられる不淘汰な黄褐色火山灰が堆積している．この火山灰にも火山豆石が含まれている．ＨＩ－３は，比較的粗粒の降下軽石である．ＨＩ－４は，ＨＩ－２同様の層相，連続の堆積物である．以上のように，ＨＩを噴出した噴火活動は，大きくみて細粒火山灰の噴出－ベースサージの発生－火砕流の発生－軽石の噴出－火砕流の発生という経緯をたどっている．なお一連のテフラの給源火口は，ＨＩ－１の層厚分布およびＨＩ－２，４の火砕流堆積物に含まれる石質岩片の最大粒径の分布などから，現在の二ツ岳が位置するあたりと推定できる．

榛名火山の山腹から前橋台地にかけては，ＨＩの直上に複数の洪水の堆積物が認められる．これらの洪水堆積物は、大部分ＨＩの二次的なテフラであることから，洪水は流域への大量のテフラの堆積が生じたことによって発生したと考えて良い．台地上では，洪水堆積物と榛名火山の次の噴火に由来するテフラの間に黒土の堆積がみられることから，大規模な洪水の発生は比較的短時間のうちに終了したようである．これらの洪水堆積物は，前橋台地において自然堤防の一部を形成している．

ＨＩの噴火に伴って様々な様式の災害が発生したと考えられるが，考古学的な調査・研究では，ＨＩ－２の火砕流によって焼失・倒壊した家屋（渋川市中筋遺跡；渋川市教育委員会，1987）や火砕流堆積物や洪水堆積物によって埋没した水田や畠が多く発見されている．

［榛名火山６世紀中葉または後半の噴火と災害］

ＨＩの噴火から数１０年経過した後，榛名火山では再び大規模な噴火活動が発生した．この噴火に由来するテフラは，二ツ岳第２軽石流堆積物（ＦＰＦ－２；新井，1979）と二ツ岳軽石（ＦＰ；新井，1962）から構成されている．ＦＰは大規模な降下軽石層で，仙台周辺でも発見されている（町田ほか，1984）．ＦＰの噴出年代は，６世紀の中葉または後半と考えられている（能登，1987）．この一連の噴火に由来する一次的なテフラの総称として，”榛名－二ツ岳テフラ層（Haruna-Futatsudake tephra formation;HF）”の名称を用いることにする．

ＨＦは，ＦＰ全体のほぼ分布軸上に位置する子持火山南麓では層厚約２ｍで，下位より灰白色降下軽石層，桃白色降下軽石層，白色降下軽石層，桃白色降下軽石層，黄白色降下軽石層から構成されている．これらのテフラの中で白色降下軽石層は，他のテフラと比較して非常に厚く，数fall unitsからなっている．給源火口は，降下軽石層に含まれている軽石や石質岩片の最大粒径の分布から，現在二ツ岳の周辺に火口壁をめぐらせている火口と推定できる．給源火口の近くでは，少なくともＨＦの上部および最上部の２層準に火砕流堆積物が認められる．火砕流堆積物の分布は，ＦＰＦ－１の分布とは異なり榛名火山東麓では，ほぼ旧河谷内のみに分布している．また二ツ岳山頂には，ＦＰの堆積が認められないことから，一連の噴火活動の最後に二ツ岳溶岩円頂丘が形成されたと考えて良い．以上のことからＨＦの噴火活動は，大きくみて大量の軽石の噴出－火砕流の発生－軽石の噴出－火砕流の発生－溶岩円頂丘の形成という経過をたどったことが推定できる．

榛名火山の山腹から前橋台地にかけてＨＦの直上に洪水堆積物が認められる．洪水の成因は，ＨＩのときと同様と考えて良い．この堆積物もＨＩの噴火直後の洪水堆積物とともに前橋台地において自然堤防を形成している．

考古学的な調査・研究によって，降下軽石によって埋没した集落（子持村黒井峯遺跡；子持村教育委員会，1986）が発見されている．また火砕流堆積物によって埋没した水田や畠もこれまでに多く発見・調査されている．

S 5 低地の遺跡にみる２種類の木材遺体群集

鈴木三男（金沢大・教養・生物）・能城修一（大阪市大・理・生物）

Two types of fossil wood assemblages in the Holocene archaeological sites: Mitsuo SUZUKI and Shuichi NOSHIRO

植物化石は過去に存在した植物相を直接的に示す確かな証拠だが，逆に，ある地点，ある地層から出た植物化石がその地層堆積時の古植生を直接的に示すわけではない．高等植物の化石は植物体が大きいので個体単位で化石化することはなく，植物体を構成する各器官，組織，或は細胞に分かれて，それぞれそれぞれ別の経過をたどって地層中に埋積され，その中で別々の化石化作用を受け，結果的には異なった形で出土する．従って植物体の器官，部分が異なれば，同じ植物相由来でも違った組成を示す．また，地層中に埋め込まれている全ての植物質由来のものが古植物相を示す証拠たりうるが，現実には如何なる器官，部分でもその元植物が特定できるわけではなく，ここに同定の問題が出てくる．木材遺体（木材化石）はその元植物が樹木に限られること，化石自体が大きいので，堆積層が厳密に特定できないことなどの弱点はあるが，遺跡成立当時の古環境，とりわけ古植生を復元する場合，低湿地ではしばしば遺物包含層それ自体を木材遺体が構成すること，人間が利用した木材（加工材）が，その痕跡がない木材（自然木）と共に出土することが多く，自然環境と人間の活動を直接的に示す証拠たりうること，などの利点がある．この発表では，木材遺体群集の資料が最近比較的多く集まってきた関東平野の低湿地遺跡を中心に，木材遺体同定の問題を踏まえて，木材遺体の出土状況とそれからの古植生の復元の問題，自然木と加工木の意味するものについて検討する．

１．低地遺跡の木材遺体群集． 木材遺体は砂層，粘土層など完新世の低地堆積物の何れにも包埋されているが，縄文時代後期から晩期の泥炭層で特に木材遺体の集積が甚だしいものが見つかる．これを辻ら（１９８７）は木本質泥炭と呼び，それは木材遺体及び樹木起源の有機物が泥炭の主体をなしていて，それはその上位の堆積物にしばしば認められるマコモやヨシなどの遺体が中心となった草本質泥炭と呼ぶべきものと好対照をなしているとしている．関東平野では更新世台地を切り開く完新世の低地に木本質泥炭層が広く認められ，それを構成する木材の樹種が埼玉県大宮市寿能泥炭層遺跡，川口市赤山陣屋跡遺跡，東京都北区中里遺跡，同袋低地遺跡（未発表），東京都中野区北江古田遺跡などで調べられてきた．これらの堆積状況を大まかにみると，寿能と北江古田では木材遺体は遺跡内を蛇行する流路内に集積している一方，赤山（図２）と中里（図１）ではその様な流路無しに平担面上に堆積し，また袋（図３）では流路とそれの肩の部分の平坦な場所との２ヶ所に集積が認められる．平坦面上に堆積している木材遺体群集は発表時に詳細に検討するように，現地性の堆積物で，埋没林と呼べるものである．一方，同じ関東平野には古墳時代から古代の頃の低湿地遺跡で，多量の自然木と共に様々な加工木がが集積している例が良くある．それらの樹種は寿能，中里，

北江古田の他，群馬県高崎市新保遺跡（未発表），埼玉県行田市小敷田遺跡（未発表），千葉県千葉市村田服部遺跡などで調べられており，何れもが流路内に集積した木材遺体群集であるところに特徴がある．

この様に，関東平野では縄文後～晩期と古墳時代の頃に木材遺体の集積が認められ，その集積状態には埋没林と流路内集積の二つのタイプがあることが分かってきた．時代によってこの様な違ったタイプの遺体群集が形成される原因は，海水準変動を含め，完新世の気候変動，地形形成作用の変化，および森林開発などの人文活動の変化が絡み合って引き起こされたと考えられるが，その点の検討はまだ進んでいない．ここでは堆積の問題はひとまずおいて，あくまでも植物に焦点を絞り，それらの木材遺体群集から想定される遺跡或はその周辺の森林の復元を試みると，赤山の埋没林はトネリコ属とハンノキ属の，中里のそれはトネリコ属の，袋のそれはハンノキ属の卓越する湿地林であったことが分かる．赤山と中里のトネリコ属，ハンノキ属は木材と同層準から出土する大型植物遺体の結果からそれぞれヤチダモとハンノキであると見なされる（南木，吉川，１９８７；印刷中）．一方，袋のハンノキの埋没林は花粉及び大型植物遺体の結果（辻，南木，未発表）から縄文後・晩期相当とされる木材集積層に成立していた林ではなく，その上の，古代の遺物が包含されている地層のどこかの面に生えていた木が下の縄文相当層に根を張ったものであることが明らかになってきた．このように埋没林由来の木本質泥炭が，泥炭層が堆積したときの木材遺体で形成されているとは限らず，泥炭質の土層の上に成立した森林に由来する木材遺体が入り込んでいることがあることは，根材を幹材から区別して同定し，出土層位による出現の違いを調べることにより初めて可能となった．このことは古植生を木材遺体から復元する上で注意を要する問題である．

２．自然木と加工木　流路内には多くの自然木に混じって，農工具，弓，各種の棒や板材など多くの加工木が出土することがある．これらの試料が十分に多くてしかもそれを包含する堆積層の時代が慎重に検討されれば，遺跡成立当時の森林の復元と，それの人間の利用を知る重要な手がかりとなる．その様な試みは上述の各地の遺跡でなされているが，ここでは群馬県新保遺跡の弥生時代中期から古墳時代前期の遺物を出土した大溝を取り上げ，検討する．そこでは表１にみるようにコナラ属のクヌギ節とコナラ節，クリ，エノキ属，オニグルミ，ヤマグワなどが自然木として多量に出土していて，針葉樹ではモミ属のほかはわずかしかない．一方，常緑樹はコナラ属アカガシ亜属が１％あるものの他にはサカキなどがほんのわずかあるに過ぎなく，全体的にみれば圧倒的に暖帯性から温帯性の落葉広葉樹が占めている．これに対して加工木では，自然木として多いクヌギ節，クリ，エノキ属，コナラ節が比較的多く使われているものの，自然木では少ないアカガシ亜属，モミ属，イヌガヤ，カヤなど，また自然木では１点もないスギなどがかなりたくさん出土している．この様な結果から，自然木と加工木の調査・検討が，遺跡周辺からの木材の選択，少しはなれた森林からの伐採，そしてかなり離れた地

域からの木材の持込みなどを考える資料となり得ることがわかる．

木材遺体の研究は第四紀学の分野では少なく，以前にはほとんどが考古学関連の加工木に限られていた．しかも調査点数が少ないため断片的な情報しか得られなく，用材の事例調査レベルにあったといえる．近年の木材遺体の研究は，低湿地遺跡の出土試料を大量に扱うことにより，花粉や大型植物遺体と対比でき，しかも古植生を復元する上で互いに補完し得る調査法として確立する努力が払われている．

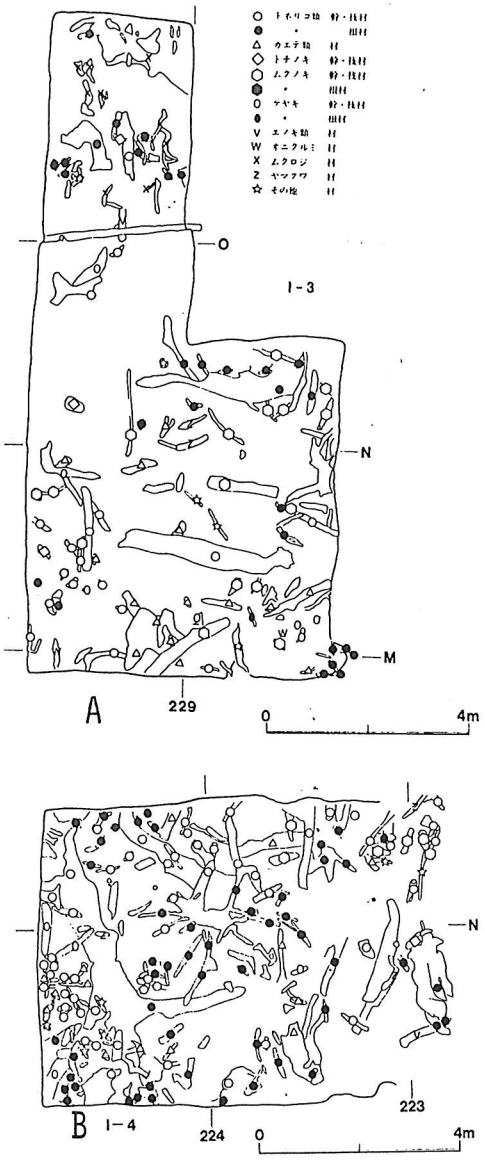


図１．　東京都北区中里遺跡の縄文後・晩期の木材遺体群集．Ａ－Ｉ３区，Ｂ－Ｉ４区．（能城・鈴木，１９８７）

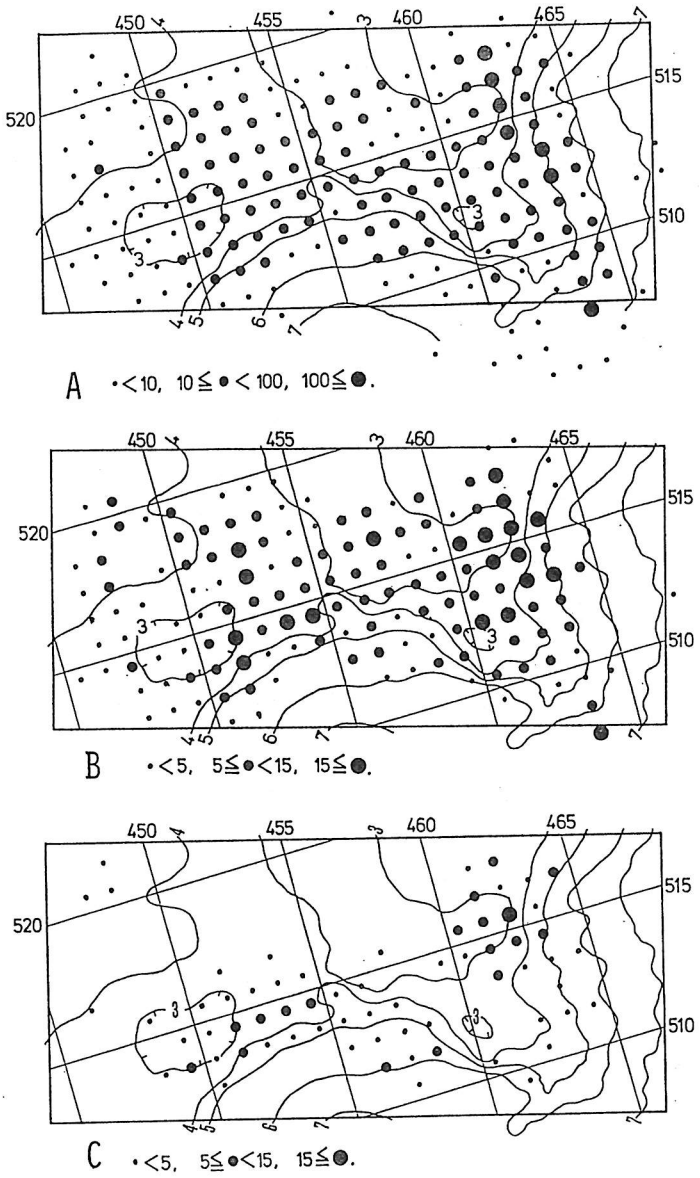


図２．　埼玉県川口市赤山陣屋跡遺跡の縄文時代の泥炭層中の木材遺体数の平面分布．グリッドの一辺は２０ｍ，等高線は泥炭層基底面の標高．Ａ－全試料数の分布．Ｂ－トネリコ属．Ｃ－コナラ属コナラ節．

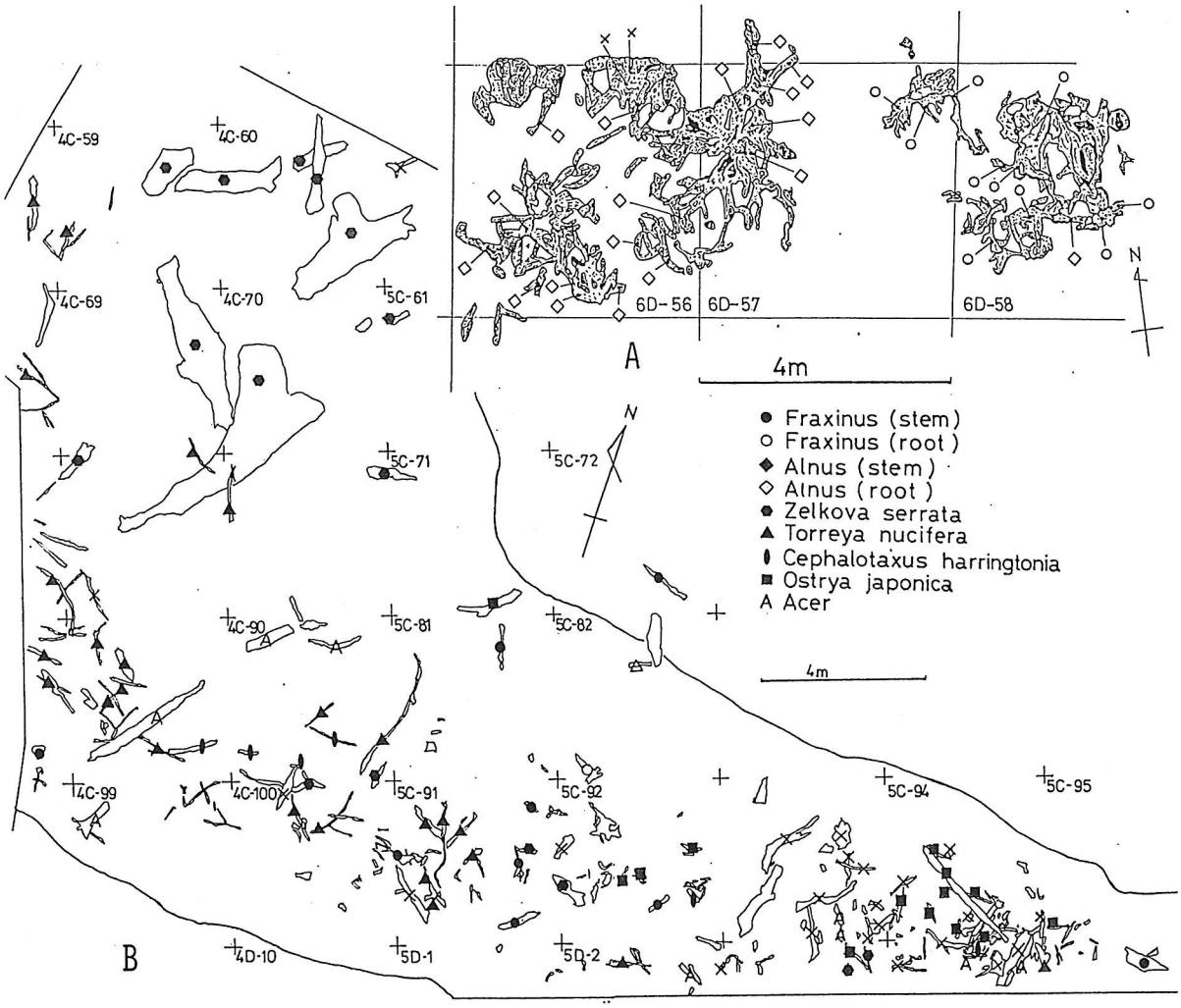


図３．　東京都北区袋低地遺跡の縄文時代後・晩期相当層の木材遺体群集．Ａ－埋没林遺体群集．Ｂ－流路遺体群集．（能城・鈴木，未発表）

表１．群馬県新保遺跡の弥生中期～古墳前期の大溝出土の自然木と加工木の対比．

樹　　種	自然木（％）	加工木（％）	
コナラ属クヌギ節	33.9	43.6	
クリ	13.0	9.7	
エノキ属	9.4	2.3	
オニグルミ	8.3	0.9	
コナラ属コナラ節	7.8	2.9	
ヤマグワ	6.6	0.7	
ヤナギ属	2.1	0.6	
カエデ属	1.8	0.4	
モミ属	1.3	7.5	＊
ニレ属	1.1	0.5	
コナラ属アカガシ亜属	1.0	15.1	＊
ウコギ属	1.0	0.2	
ガマズミ属Ｂ	1.0	0.1	
ツルウメモドキ	1.0		
ムクノキ	0.9	0.2	
ケヤキ	0.8	1.4	
クロウメモドキ	0.7		
ムクロジ	0.6	1.0	
コクサギ	0.5		
コウゾ属	0.5	0.1	
ガマズミ属Ａ	0.5	0.1	
イヌガヤ	0.4	5.0	＊
カヤ	0.2	1.7	＊
スギ		0.6	＊
合計（％）	94.4	94.6	
試料総数	1280	1028	

自然木，加工木共に０．５％未満のものはこの表から省略してある．
（能城・鈴木，未発表，より）

S 6 低地の遺跡発掘と古環境復元

辻　誠一郎（大阪市立大学理学部生物学教室）

Reconstruction of the Paleoenvironments at the Archaeological Sites in the Lowland Areas : Sei-ichiro Tsuji

最近、急激な早さで進められているさまざまなかたちの土地改変にともなって、遺跡発掘もおびただしい数にのぼり、層序や古環境復元を目的としたいわゆる自然科学分析とか自然科学調査が並行されることも多くなってきた。なかでも、低地における遺跡発掘は、ひとり考古学だけでなく、第四紀学の諸領域やその他関連諸領域においても次第に注目を集めつつある。それは、埼玉県大宮台地東端の寿能泥炭層遺跡や福井県鳥浜貝塚など近年に行われた遺跡発掘への注目をみても明らかである。

低地の遺跡が注目される理由は主として次のようなものであろう。いままでに発掘された例をみてもわかるように、低地下には偶然流下堆積した遺物がみられるばかりか、ある時期にはそこで人間が生活を営みさまざまな活動をした場であったことがしばしばで、生活様式や活動の様相を考える上で現在の台地・丘陵・山地とその斜面から続く一連のものとして考えなければならなくなったことであろう。なかでも古くから注目されてきたのは、生産活動の場である水田遺構であった。注目をさらに高めたものは、遺物・遺構群がただ土器や石器とそれに関するものばかりではなく、陸上では残りにくいか保存がきわめて悪かった生物遺体群が良好に保存されていることであろう。木製品群や木材群からなる遺構はその代表的なものである。自然科学方面の注目は、考古学的テーマや興味に従属するものも多いが、従来工事現場などでの露頭調査やボーリング調査に依存してきた古地理変遷や動植物相の変遷を、発掘というある程度の広がりをもつ面積を通して精度の高い解析をする手段が与えられたことであろう。発掘の対象となる低地下の堆積物の大半が水成層であるために生物遺体の保存性も良く、多くの事例でみられるようにテフラの保存も良好であるなど、地史を組み立てる上で有効なことはいまさら述べるまでもない。

ところが、演者がおもに関わってきた関東地方での例に限ってみても、低地の遺跡発掘の機会は、発掘の技術的困難さとそれにかかる費用の大きさなどから、台地・丘陵上の発掘調査に比してきわめて少ない。また多くの遺跡発掘がそうであるように、低地の遺跡発掘のほとんどは道路建設など大工事にともなうもので、発掘の技術的困難さの上にさらに時間的制約を加え、注目される、あるいは予想される多くの重要な情報をも見捨てざるをえないか、検討の手を加えることができないということもしばしば聞かれるところである。

一方、低地の遺跡発掘に伴う古環境復元を主な目的とする自然科学方面からの検討のしかたや内容はさまざまであり、調査の体制や調査への関わり方、調査の方法や進め方、遺跡あるいは考古学との関連性などについてみても、先に述べた発掘の技術的あるいは時間的問題とあいまって、雑多な多くの問題を抱えているように思われる。

この話題提供では、関東地方においてこれまで関わることができた低地の遺跡発掘の一つ、川口市赤山陣屋跡遺跡での例を主に紹介し、低地の遺跡発掘にともなう古環境復元のための検討の進め方や古環境復元の問題点について考えてみたい。さらに、一歩進めて、得られた多くの成果をどのように展開していくかについても考えてみたい。

〔赤山陣屋跡遺跡：低地遺跡発掘の概要〕

赤山陣屋跡遺跡は大宮台地南東部のいわゆる鳩ヶ谷支台の東部に位置する。低地の遺跡発掘はこの支台に開析された２つの支谷（東に位置するものを東堀、西に位置するものを西堀と呼ぶ）について、１９８３年８月から１９８５年３月までのほぼ１年半にわたり行われた。この調査は一般国道２９８号新設に伴うものである。

赤山陣屋跡遺跡における自然科学方面からの調査の体制は、遺跡とそれをとりまく古環境を復元することを目的に、古環境復元の軸となる地質・層序と、古地理を復元するうえで有機的に密接な関係をもつ生物遺体群を対象とする人達の積極的な参加によってつくられた。調査は野外調査に重点が置かれた。これは、まだまだ未熟な低地の遺跡発掘では、調査方法や調査のありかたをさまざまな立場から模索しようとしたことがこの遺跡調査のもっとも大きな契機となっているからである。そのため、考古学でよくいわれる自然科学分析の項目分担などというのにはとらわれず、野外の調査においては層序を確立し古地理を復元するための基礎的な項目について共有の一次・二次資料の蓄積を図った。さらに、室内での堆積物・層序やさまざまな生物遺体群集の検討のための試料採取地点・採取方法はできるかぎり多くの人達の現場での討論を通じて検討した。とりわけ高等植物の遺体群集は遺体として産するさまざまな植物体の部分を統一的にみることによって実在した母植物群を具体的なものにするので、それぞれの部分の散布・堆積の様相が検討でき、情報の質・量的な欠点を補えるように試料採取を検討した。それぞれの部分遺体の検討はこのような野外での相互の検討の上にたってなされたものである。

東堀の発掘調査は１９８３年度に実施した。まず調査の進行状況と地形・地質を予察した上で、地質層序を軸とした体制づくりを行った。東堀調査は、層序を確立するための基礎的な項目、すなわち層相の観察をいかに系統的にまたどの程度まで行うか、編年・対比に有効なテフラをどのような方法で探索し追跡するか、同時間面でのさまざまな面的検討のための試料採取をどのように行うか、また以上の検討のために先進導トレンチ発掘をどのように進めるか、室内での層序・堆積物の検討のために試料採取をどのように進めるかなどの野外での検討に多くを費やした。

西堀の発掘調査は１９８４年度に実施された。西堀の調査では、東堀で行った地質層序と生物遺体群集についての基礎的検討を踏まえた両堀の比較と、東堀調査で明らかとなってきた古地理・古環境変遷史上重要なことがらに焦点を据えた検討が行われた。この重要なことがらとは、縄文海進と低地の古地理、縄文時代の多量の木材遺物からなる木本質泥炭の形成、縄文時代最末期における木本質泥炭から草本質泥炭への急激な変化、縄文時代末期のおびただしい遺物・遺構群が主なものである。西堀におけるこれらに焦点を据えた検討の結果、両堀に共通した重要な検討課題であることが明らかにされた。そのため、木本質泥炭と草本質泥炭の境界およびその前後の観察と試料採取、木本質泥炭上部に含まれる遺物・遺構群とその前後の堆積物の観察などの野外調査に多くが費やされた。

東堀・西堀の発掘調査の進め方や発掘調査では得られない深部あるいは周辺地域の堆積物の検討のために、手動のシンウォール・サンプラーと機械シンウォール・サンプラーによるボーリング調査を実施した。この調査の成果の主要なものは、埋没古地形が発掘調査に入る前に推定されたこと、この古地形の一部をつくる堆積物がＡＴを含む立川期堆積物であることが明らかになったことである。

表１　赤山陣屋跡遺跡および鳩ヶ谷支台に隣接する草加低地における層序

（遠藤邦彦ほか作成、１９８７）

赤山陣屋跡遺跡				草加低地	
yBP	テフラ	層位・堆積物		層序と古環境	
		S（表土）			
250	(Ak-a=Hoei)	Ⅰ層（黒泥）			低地の開発
1000	(Ak-b)		Ⅱa		
	(Ak-c=FA)				
	(Ak-d1-3)				
	(Ak-e-f)	Ⅱ層（草本質泥炭）	Ⅱb		河跡沼沢地
2000		（未分解）			
	(Ak-g=Yu-2)		Ⅱc		
	(Ak-h=S-18)				
		（分解質）	Ⅱd		
3000				有楽町層上部層（谷塚層吉川部層）	
	(Ak-i=Yu-1)				
4000		Ⅲ層（木本質泥炭）	Ⅲa		
				河川作用活発	
	(Ak-j=R-11)				小湾残存
5000			Ⅲb		
	(Ak-k=R-1)				
					干潟発達 縄文海進最盛期
6000	ｱｶﾎﾔ (K-Ah)		Ⅲc		
7000		Ⅳ層（暗灰色有機質シルト）（地辷り活発）		有楽町層下部層（谷塚層三郷部層）	デルタ進出
8000		Ⅴ層（暗青灰色砂質シルト）（内湾成）			内湾化 海の浸入
9000		Ⅵ層（黒色土壌／HBG）		ＨＢＧ（基底礫層）	谷の形成
10000	(UG)			七号地層（八潮層）	七号地海進
	(BBI)	Ⅶ層（立川ローム層）			
	(AT)				ＢＧ
	(BBII,BBIII)			立川埋没段丘	
50000	(TP)	武蔵野ローム層			
	(Pml)	川口粘土層			
100000		下総層群			

〔成果と展望〕

地質層序を確立し、他地域との対比を行う上で重要な役割を果たすテフラについて有益な資料が蓄積された。これらはすべて、分析によるのでなく野外での観察によって発見されたものである。これらのいくつかは給源および給源地域でのテフラとの対比ができたものもあるが、不明なものもまだ多い。これらは周辺地域での調査や給源地域からの追跡、あるいは岩石記載の方法の開発などによって対比されることが望まれる。ただ、縄文時代以降、Ｋ－Ａｈを含めると１４層が、上部の草本質泥炭のみでも１０層ものテフラが確認されたことは、おおむね１００年のオーダでの時空的な古環境復元や遺物・遺構との関係を明らかにする布石となるものである。

表２には赤山陣屋跡遺跡における基本層序と隣接する草加低地でのそれとの対応が示されている。赤山陣屋跡遺跡で確認された古環境史上重要な事象は、古いほうからみると、縄文海進期の開析谷への海の浸入、波浪による地滑りの活発化とそれによる谷の埋積作用の活発化、大量の木材遺体を主とする木本質泥炭の堆積、谷底と斜面でのトチノキやクリの林の形成と急激な消滅、木本質泥炭から草本質泥炭への急激な変化、古墳時代・古代を主とする草本質泥炭の堆積を上げることができる。これらは決して局地的な事象ではなく、すくなくとも関東地方ではふつうに認められる、地域的あるいは広域的な事象であることが周辺地域で並行した調査で分かってきた。これらの事象は地域的・広域的な視野にたって他地域でも検討されることが望まれ、それによってそれぞれのあるいは一連の変化の自然史的意義が明らかになるだろう。

高等植物の部分遺体の相補的検討と珪藻遺骸などによる堆積環境の検討から、確認された植物群がどこにどのように生育し、時空的にどのように変化したかが明らかになってきた。この解明の基礎となるのは、遺体群の産状の質的な捉え方である。たとえば木材を根と幹に区別して捉えたり、花粉を塊か単粒かあるいは虫媒か風媒かで区別して捉えるなどである。

以上は成果と展望の主要なものであるが、この調査を通じて感じられたことは、遺跡と遺跡をとりまく古環境の復元では自然と人間の交渉史を念頭において取り組まなければならないだろうということである。ただ海水準変動、気候変動や、森林帯論に根ざした植生変遷を論ずるのとは違う、精度の高い解析が要求され、そのための方法論の開発が必要であるように思われる。それはただ局地的な解析にほかならない感を与えるかも知れないが、人間の関わる部分をたとえば関東地方の生態系という世界像のなかで評価するためには欠かせないように思われる。すでに進められつつある遺物・遺構群をつくる木材と木本質泥炭の木材との対応のつけかたや、樹種構成と並行した年齢構成の把握などはそのよい例となるであろう。

なお、以上の概要・成果を含む赤山陣屋跡遺跡における調査の内容は、「川口市赤山陣屋跡遺跡発掘調査報告書」の、とくに第Ⅰ章（川口市赤山陣屋跡遺跡の自然科学調査の概要：辻）、第Ⅱ章（川口市赤山陣屋跡遺跡の地質層序：遠藤邦彦ほか）、第Ⅶ章（川口市赤山陣屋跡遺跡をとりまく古環境：辻ほか）に詳しく述べられている。

1　大山倉吉軽石層とこれに関する2，3の問題について

竹本弘幸　（駒沢大・院）

Stratigraphy and Correlation of Daisen Kurayoshi Pumice, central Japan：

Hiroyuki TAKEMOTO

大山倉吉軽石層（DKP）は、町田・新井（1979）により、最終氷期前半の諸問題の解明に重要な示標テフラであることが明らかにされている。しかし、近年，層位・年代・地史的意義については，2，3の再検討が行なわれている（津久井，1984，小林，1983，竹本，1984，竹本ほか，1987，OMURA，1986）。本報告では、DKPとこれに関連する2，3の問題点について検討した結果を述べる。

DKPの層位・噴出年代：DKPの層位は、北関東テフラのHPとUPとの層位関係を検討した結果，UP下位のIcP-2とIcP-3の間に挟まれており、赤城火山の形成史の中では、後期カルデラ期の後半の時代に降灰したことが明らかとなった（図2）。噴出年代については、東関東地方の下館・星野遺跡での層位をもとに、48,000±5,000y.B.P.，54,000±10,000y.B.P.の2つの推定年代が得られた。

中部日本における地史的意義：DKP降下期は、内陸諸河川の多くで、堆積段丘形成後の下刻と側刻を繰り返した侵蝕段丘形成期に相当する（図1）。この時期に海岸部では、濃尾平野の小牧面が沖積層下に埋没すること（桑原ほか，1982），日本海沿岸の古砂丘がDKP降下以前（約6～6.5万年前）に固定

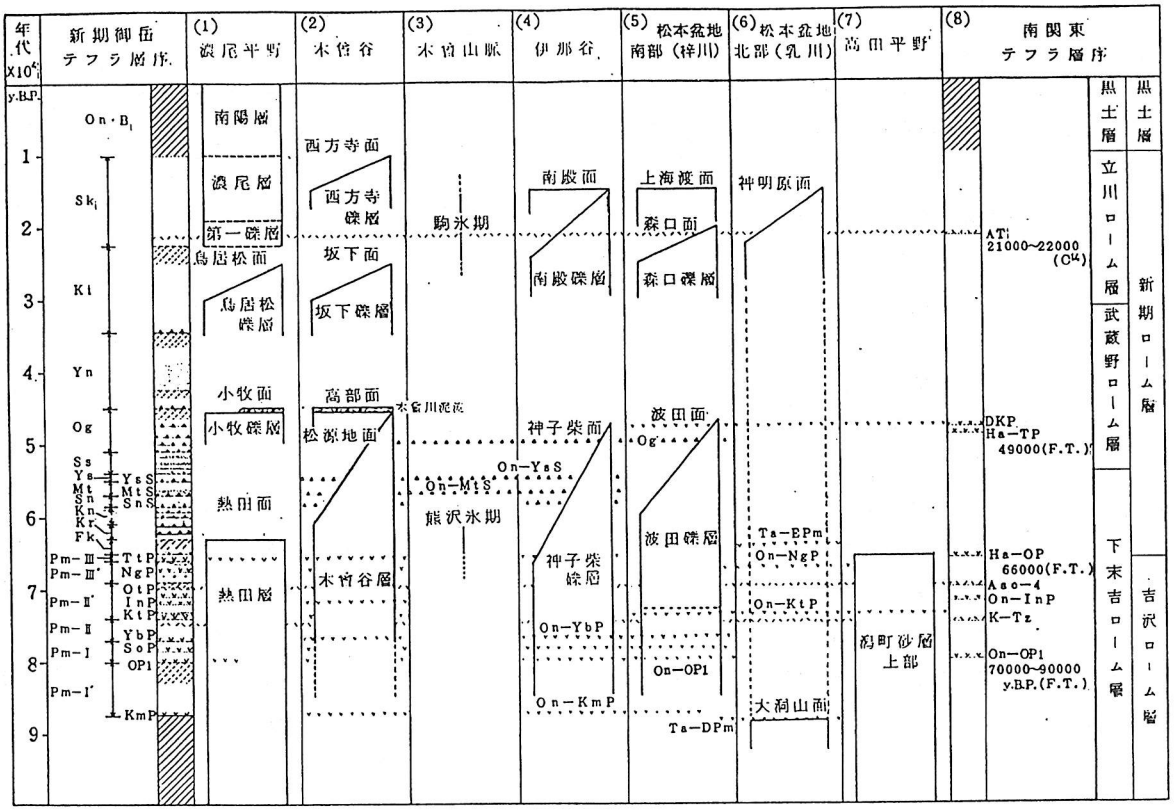


図1　示標テフラ層による中部日本の第四紀後期の編年　竹本ほか(1987)に一部加筆

化していたことから、かなりの海面低下が予想される。当時の海水準は、桑原ほか(1982)によって明らかにされている大曽根層(小牧礫層)の資料からは、濃尾傾動運動を考慮した場合でも−40〜−50m以深まで低下していたと考えられる。また、中部日本各地の花粉分析結果(野尻湖地質グループ, 1984, 早津, 1985, 酒井, 1987など)からは、年降水量の少ない寒冷な古気候が推定されている。

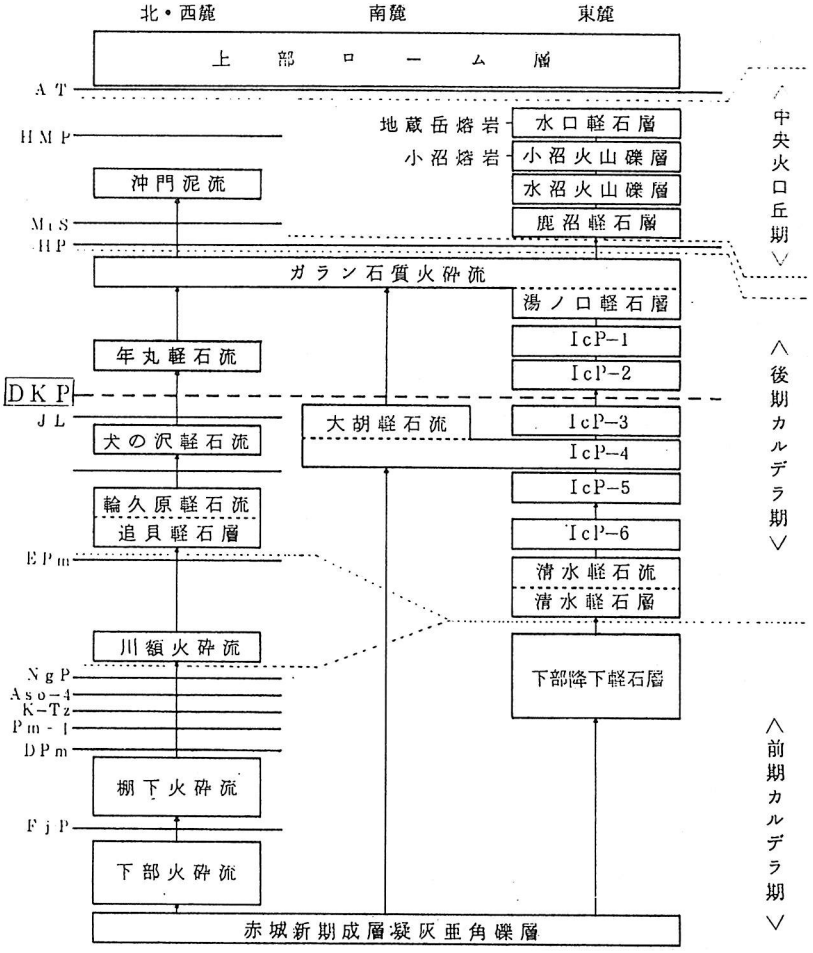
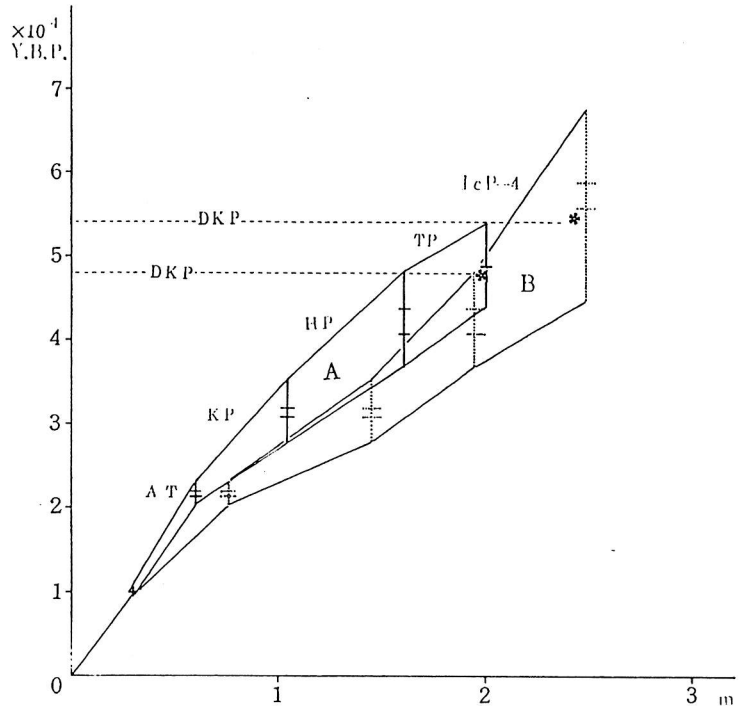


図2　赤城火山の形成過程



A：下館　DKP

48000 ± 5000 y.B.P.

B：星野遺跡　DKP

54000 ± 10000 y.B.P.

OMURA (1986)

46000 ± 3000 y.B.P.

図3

下館，星野遺跡のテフラ層序からみたDKPの推定年代

2　三重県員弁郡付近の東海層群の火山灰層

吉川周作（大阪市立大），吉田史郎（地質調査所），服部俊之（五条高）

Volcanic Ash Layers of the Tokai Group in Inabe Area,Mie Prefecture

: Shusaku Yosikawa, Fumio Yoshida and Toshiyuki Hattori

伊勢湾西岸地域には鮮新・更新統の東海層群（奄芸層群）が広く分布している．未固結の河湖成の礫・砂・シルト・粘土層からなり，鍵層となる数十層の火山灰層を挟んでいる．

養老山地南麓の員弁・多良地域の丘陵地に発達する東海層群の層序は，嘉藤（1957），横山（1980），竹村（1984），安田（1956），宮村ほか(1971)により研究され，火山灰層序が明らかにされている．これらの研究によると，この地域の東海層群は，層厚1000m以上で，岩相にもとずいて下位より，礫層主体の美鹿累層，砂泥互層の古野累層，礫泥互層の市之原累層，砂泥互層の大泉累層，礫層からなる米野累層に区分され，約30層の火山灰層を挟んでいる．

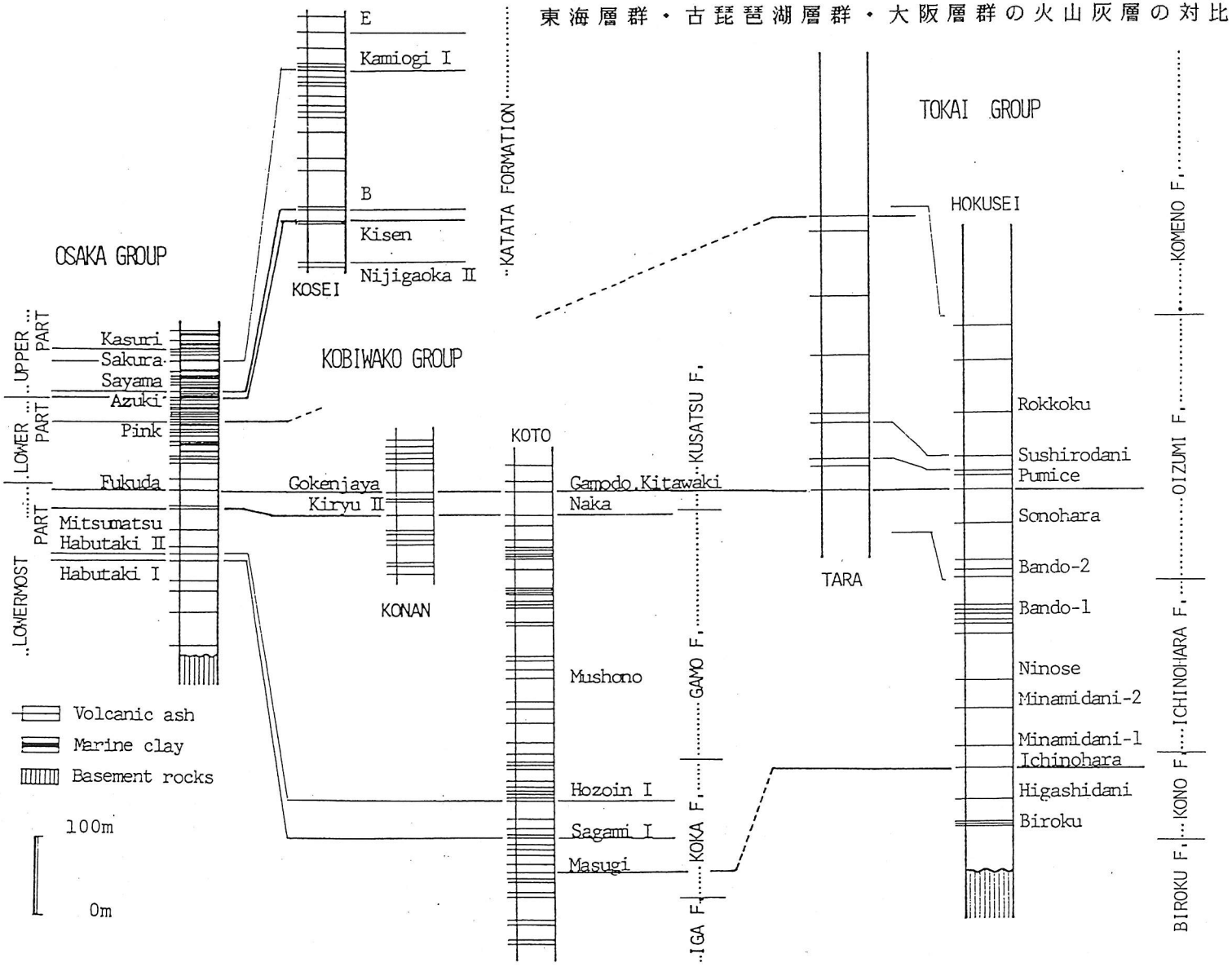
本研究では，これらの研究，とくに竹村（1984），宮村ほか（1971）の火山灰層序にもとづき，本地域の東海層群に挟在されている主要な火山灰層の岩相・岩石記載的性質を明らかにし，近江・伊賀盆地の古琵琶湖層群や大阪盆地周辺の大阪層群に挟まれる火山灰層との対比を行ったので，ここに報告する．

1．火山灰層の岩相・岩石記載的性質は，Yoshikawa（1984）と同様の方法を用い，本地域の東海層群に挟在される25層の火山灰層ー下位より，美麓Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ，東谷，市之原，南谷-1，南谷-2，二之瀬，大辻新田，坂東-1，坂東-2，其原，バミス，スシロ谷，米野Ⅰ，米野Ⅱ，米野Ⅲなどーについて記載した．

2．東海層群の火山灰層と他地域に分布するその相当層の火山灰層の対比は，すでに石田・横山（1969）や森（1971），池田ほか（1978），竹村（1984）などによって行われている．これらによると，市之原・バミス火山灰層は古琵琶湖層群の馬杉・虫生野火山灰層にそれぞれ対比されている．

東海・古琵琶湖・大阪層群の層序学的資料と今回の東海層群火山灰層の岩相・岩石記載的性質の資料及びYoshikawa(1984) の古琵琶湖層群・大阪層群火山灰層の岩相・岩石記載的性質の資料に基づいて３層群の対比をおこなうと，東海層群のバミス火山灰層は古琵琶湖層群の五軒茶屋・蒲生堂火山灰層，大阪層群の福田火山灰層に対比できる．従来のバミス・虫生野火山灰層の対比は誤りである．このほか多良地域の大泉累層の最上位に挟まれる火山灰層は大阪層群のピンク火山灰層に対比される可能性がある．

東海層群・古琵琶湖層群・大阪層群の火山灰層の対比



3 北関東における最終間氷期前後のテフロクロノロジー

鈴木毅彦（都立大・院），町田　洋（都立大），新井房夫（群馬大）

Tephrochronological study of the Last Interglacial Age in North Kanto.:Takehiko SUZUKI, Hiroshi MACHIDA, Fusao ARAI

北関東において最終間氷期前後のテフロクロノロジーを確立するには，榛名や赤城火山などを給源とするテフラについて，１）関東平野北東部に分布し海成層を含む見和層との層位関係，２）噴出年代が推定がされている広域火山灰との層位関係，の２点をまず明らかにする必要がある．

本研究ではこれら１），２）の点を中心に，湯ノ口軽石（ＵＰ）から真岡軽石までのテフラを，赤城山南東麓から足尾山地，宇都宮付近をへて水戸周辺の海岸部にかけて調査した．

その結果，１）に関して次の諸点が明らかになった．

真岡軽石（ＭｏＰ）　宝積寺ローム層の示標層であるＭｏＰは角閃石（屈折率n_2=1.676-1.681）を多く含むことで特徴づけられ，水戸市南方の涸沼付近で見和層中部層（坂本，1975；見和層上部層を堆積させた海進直前の河成礫層）に挟在する（図２;Loc.6）．また足尾山地でも見いだされ，本軽石層は少なくとも赤城－水沼第５軽石，同第６軽石（Ｍｐ５，Ｍｐ６）より下の層準を占める（図２;Loc.2）．

Ｍｉｗａ－Ｌ，Ｍｉｗａ－Ｕ　那珂台地周辺では３枚の細粒軽石層が見和層上部層に挟在される（図２;Loc.5）．このうち２枚の軽石層（Ｍｉｗａ－Ｌ,Ｍｉｗａ－Ｕ）は，鹿沼から宇都宮周辺で満美穴スコリア（ＭａＳ）とＭｏＰのほぼ中間を占める埋没土層直上の２枚の軽石層に，それぞれ対比される可能性がある．

２）については次の諸点が明らかになった．

御岳第一軽石（Ｏｎ－Ｐｍ　１）　中部日本から南関東にかけて分布するＯｎ－Ｐｍ　１は，北関東にも広く分布し重要な示標となる．本層は赤城山南東麓では水沼第５軽石（Ｍｐ５）と同第六軽石（Ｍｐ６）の間に位置し(図２;Loc.1)，軽石型の火山ガラス（ｎ=1.500-1.503）や角閃石，黒雲母を含む．一方那須周辺で小池ほか(1985)がすでに可能性を指摘しているように，ＭａＳの直上の白坂軽石と呼ばれるガラス質火山灰は，重鉱物組成，ガラスの屈折率からＯｎ－Ｐｍ　１と同定される．宇都宮周辺でも那須付近同様にＭａＳの直上にＯｎ－Ｐｍ　１が認められる．

赤城－水沼第１軽石，同第２軽石（Ｍｐ１，Ｍｐ２）　Ｍｐ１およびＭｐ２は守屋（1968）のＰ１，Ｐ２にあたり，赤城山麓から宇都宮にかけて分布する．このうちＭｐ１は最下部にスコリアをともない，阿久津(1957)の楡木軽石に対比される．その層準は大山倉吉軽石（ＤＫＰ）の直下である．

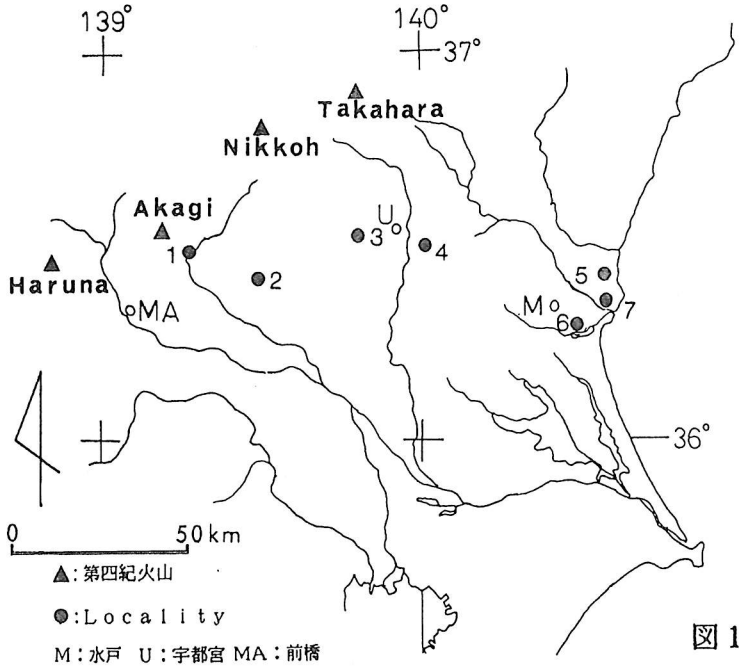


図1　テフラ柱状図の位置

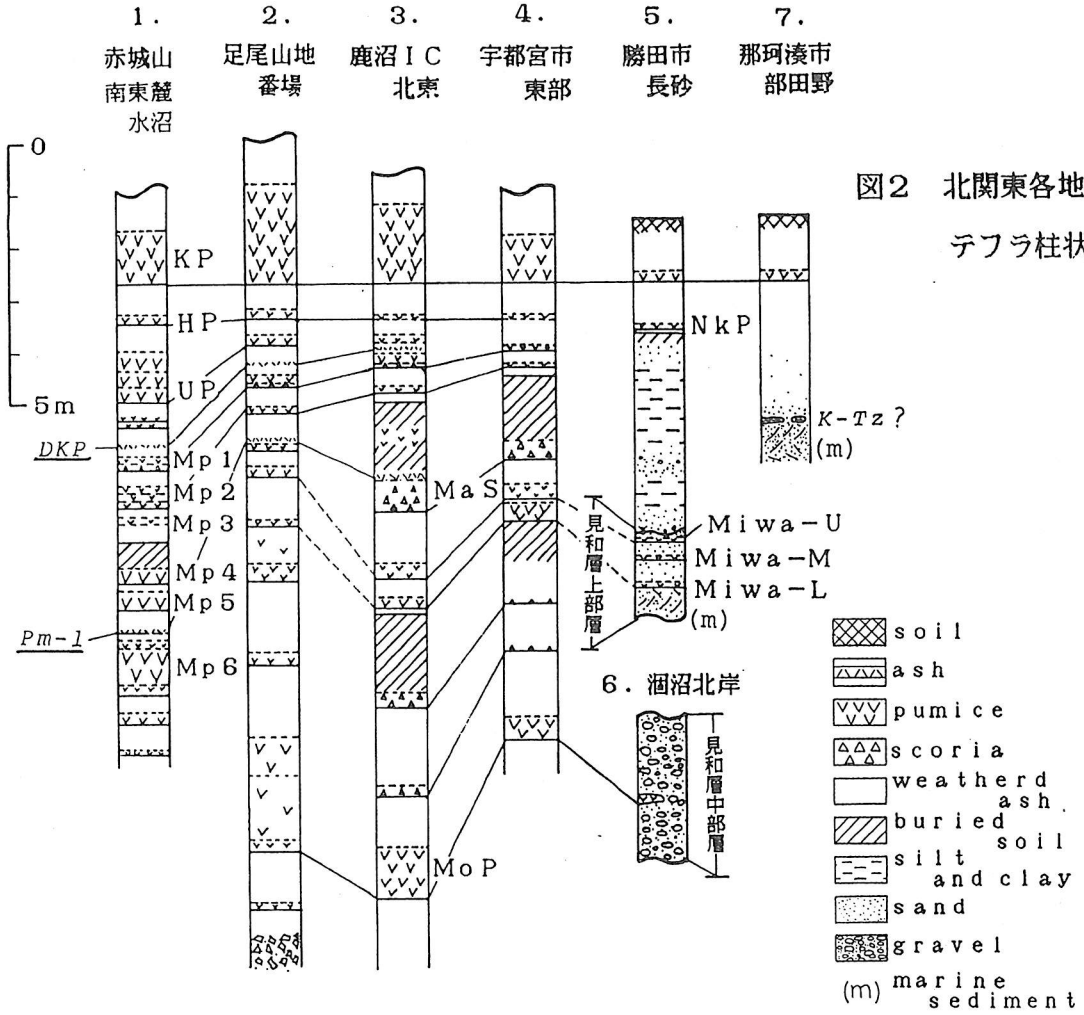


図2　北関東各地のテフラ柱状図

4 草津白根火山の噴火史

早川　由紀夫（都立大・地理）　由井　将雄（東大地震研・研）

Eruptive History of Kusatsu Shirane Volcano: Yukio Hayakawa and Masao Yui

草津白根火山の噴火史は３回の噴火期にまとめられる.

第１噴火期:　溶岩流出と小爆発を繰り返して円錐形の松尾沢火山（17km³）が形成された。

第２噴火期:　洞口溶岩（0.5km³）の流出、太子火砕流（8km³DRE）噴出による火砕流台地の形成、厚い旧期溶岩（6km³）の流出、谷沢原火砕流（0.01km³DRE）の噴出が引き続いておこった。これに関連して、前口・仙之入地区18km²が約150m沈降した。厚さ100mを超える旧期溶岩は多所で崩壊して山麓に凝灰角礫岩を堆積させた。

第３噴火期:　新期溶岩（0.9km³）の流出を伴って山頂域に３つの火砕丘（0.1km³DRE）が形成された。

それぞれの噴火期の長さは０～５万年であり、噴火期と噴火期の間に２０～３０万年間の休止期があったと考えられる。

第１噴火期の年代は、宇都（1983）が測定した松尾沢火山の溶岩のＫ-Ａｒ年代　0.54±0.09, 0.54±0.07Maをよりどころにして、約５０万年前と考える。単一の円錐形火山体が形成されただけであるから噴火期の長さは１万年より短いかもしれない。第１噴火期に続く第１休止期に関しては、その間に堆積した地層が見いだせないため詳しいことは不明である。

第２噴火期の年代は、太子火砕流台地を覆う広域火山灰（北アルプス）-２Ｃ火山灰の年代を採用すべきである。この火山灰は、斜長石，黒雲母，普通角閃石，石英などの結晶粒子に富み、中谷（1972）の大町ＡＰｍに対比される。ＡＰｍの年代は流動的であるがここでは約３０万年前と考えておく。太子火砕流堆積物と谷沢原火砕流堆積物との間の土壌層厚は、200cmであるので、両者の年代差は２～３万年である。先行する洞口溶岩噴火まで含めても第２噴火期の長さは５万年程度であろう。旧期溶岩がこの間に流出したことは、溶岩台地縁急崖の崩落によって生じた西の河原凝灰角礫岩がこの土壌層中に挟まれることと、宇都（1983）が測定した旧期溶岩のＫ-Ａｒ年代が３０万年前頃に集中することを根拠とする。谷沢原火砕流噴火直前にプリニー式噴火があったことが今回新しく判明した。第２噴火期に続く第２休止期には、層厚１０ｍに達する褐色火山灰土が太子火砕流台地上に堆積した。その中に山頂域での噴火を示唆する堆積物は含まれない。

第３噴火期は、浅間火山からの嬬恋軽石の降下（1.1万年前）とほぼ同時期に始まり、現在も継続中である。５千年前には湯釜付近で軽石噴火があった（早田勉,私信）。その規模は比較的小さく10^6km³DRE程度である。テフロクロノロジーによると、香草溶岩の流出は1.1万年前より新しく、５千年前より古い。　おそらく７千年前頃であろう。殺生溶岩の流出は、５千年前より新しい。おそらく３千年前頃であろう。　歴史時代には、1882年以降噴火のあった年が18年あり、その中でも1882,1902,1925,1932,1939年の噴火の規模が比較的大きく、それぞれ10^6ｍ³程度の粘土と溶岩塊が水蒸気爆発により飛散した。水蒸気爆発による降下粘土は山頂域から６km以上離れると土壌断面で見分けることができなくなる。第２休止期にこのような小規模水蒸気爆発があったかどうかについては、断定はできないが、旧期溶

岩の上の土壌層の発達が1.1万年前頃に始まったことから考えて、ほとんど無噴火に近い30万年間があったとみなすのが適当であろう。

第１噴火期（17km³）、第２噴火期（15km³）に比べて、第３噴火期（1.0km³）に噴出したマグマ量は1/10以下である。ひとつの噴火期がひとつのマグマバッチの地下浅所への上昇に対応するのかもしれない。もしそうであるならば、今後２～３万年以内に10km³を超えるマグマの噴出が草津白根火山で起こる確率が高い。

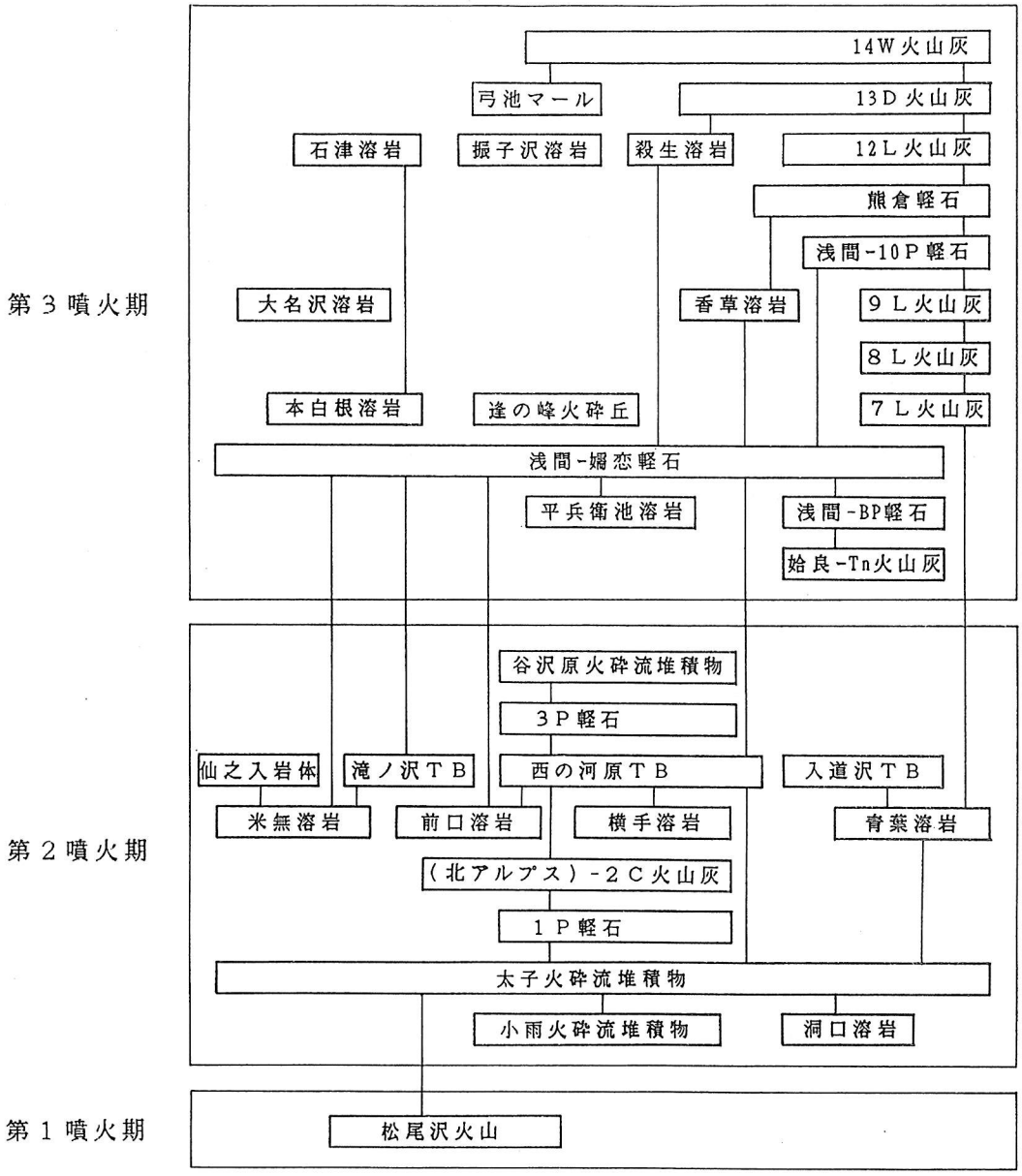


図１　草津白根火山の各地質岩体と示標テフラとの層序関係
ＴＢ：凝灰角礫岩，枠の長さに意味はない

5 東北地方中～南部のテフラ

早田　勉（パリノ・サーヴェイ研究所）・八木浩司（防衛大学校）・
西城　潔（東北大・地理・院）

Tephra stratigraphy in southern and central part of the Tohoku district, Northeast Japan:Tsutomu SODA, Hiroshi YAGI, Kiyoshi SAIJO.

東北地方の大部分は，第四紀に噴出したテフラによって覆われている．これらのテフラの層序については，従来より地域ごとに研究が行なわれてきた．最近では広域テフラを時間軸として，示標テフラの編年がされるようになってきた(Arai et al.,1986)．本講演では，従来比較的示標テフラの編年が遅れていた東北地方中～南部に分布する示標テフラの層序および噴出年代について述べる．編年に利用した広域テフラは，AT（2.1-2.2万年前；町田・新井，1976），DKP（4.5-4.7万年前；町田・新井，1979），Aso-4（約7万年前；町田ほか，1985），Pm-I（7-9万年前；町田・鈴木，1971），Toya（約10万年前；八木・宮内，1986）である．各地で発見された広域テフラの同定は，顕微鏡下での特徴のほかＥＤＳ型Ｘ線マイクロアナライザー（東北大学理学部青木研究室）による火山ガラスの主成分分析の結果によった．さらに群馬大学新井房夫教授に屈折率の測定を依頼した．

［胆沢扇状地］　北上低地帯の中部，胆沢扇状地を中心とする地域には，焼石－村崎野軽石群（Y-MK,Y-MI,井上・小沼，1981，町田ほか，1984）およびその下位に北原火山灰（KtA；早田ほか，1986）をはさむ第四紀後期のテフラが堆積している．胆沢町萩森では，Y-MIとKtAの間にAso-4，KtAの下位にToyaを確認した．広域テフラとの層位関係から，Y-MKおよびY-MIの噴出年代は約4-5万年前と推定できる．

［宮城仙北平野］　北上低地帯の南部，仙北平野周辺には，主に鳴子・鬼首火山を給源とするテフラが厚く堆積している（早田ほか，1986）．AT，Aso-4，Toyaとの層位関係から鳴子－上原テフラ(N-U)が約2.5-3万年前，鳴子－柳沢テフラ(N-Y)が4-5万年前，鳴子－荷坂テフラ(N-N)が約7-8万年前，KtAが約8万年前に噴出したと考えて良い．

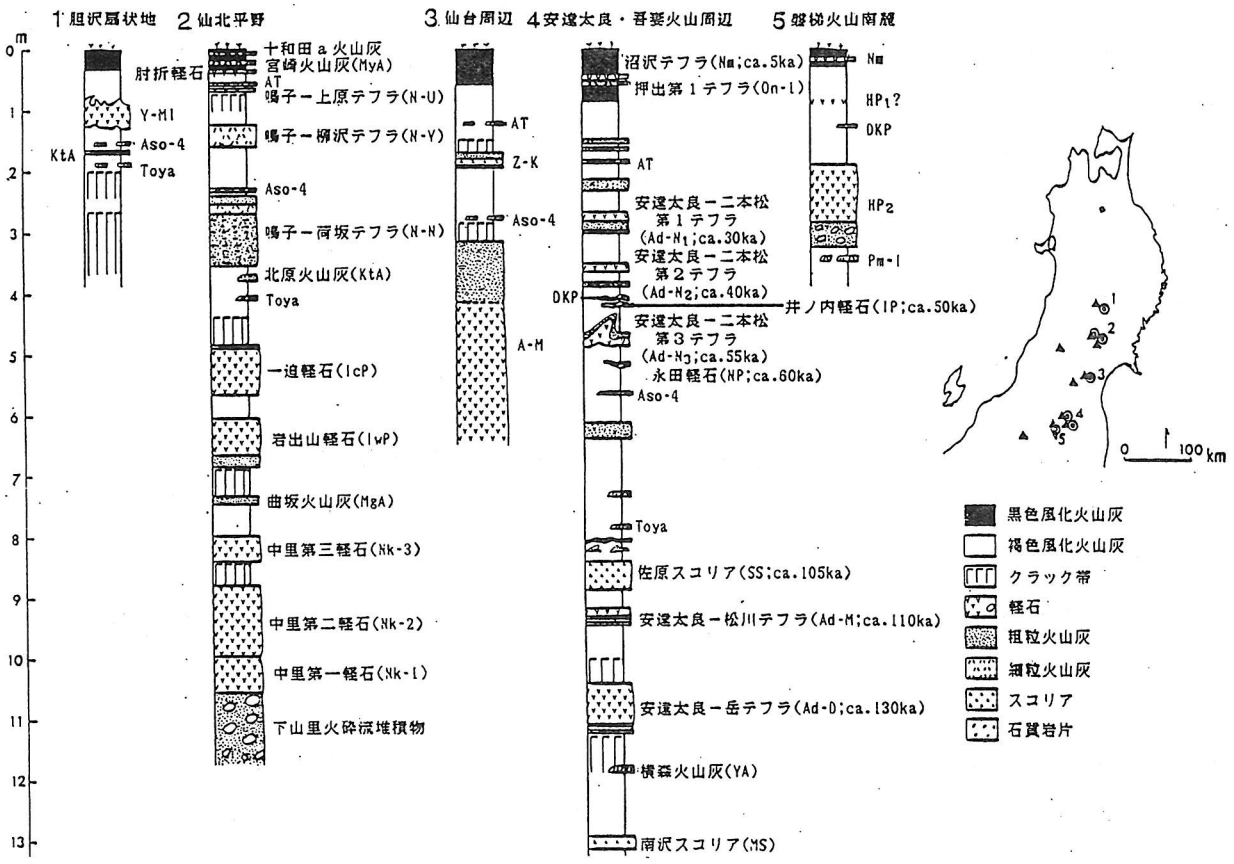
［仙台周辺］　仙台周辺に分布する第四紀後期のテフラとしては，蔵王－川崎スコリア（Z-K;3万数千年前～2万数千年前，板垣ほか，1981)や安達－愛島軽石（蟹沢ほか，1986,A-M）が知られている．川崎町では，Z-KとA-Mの間にAso-4，Z-Kの上位にATが確認された．広域テフラとの層位関係からA-Mの噴出年代は，約9万年前と推定できる．

［安達太良・吾妻火山周辺］　阿武隈低地帯の中部，安達太良・吾妻火山の

東山麓には，”安達ローム”（吉田ほか，1968)とよばれるテフラが厚く堆積しており，示標テフラの数も多い．演者らは，これらの示標テフラの間にAT，DKP，Aso-4，Toyaなどの広域テフラを確認し，示標テフラの噴出年代を推定した（柱状図参照）．

［磐梯火山南麓］　磐梯火山南麓には，”葉山火山灰層”（吉田・鈴木，1981)とよばれるテフラが堆積している．これらのうちHP_2（中島・吉田，1982）の直下にはPm-I，上位にはDKPが認められる．このことからHP_2の噴出年代は，おおよそ6-9万年前と考えて良い．

東北地方中部から南部に分布するテフラのうち，KtA,MyA,YA,NPおよび山形県押出遺跡で発見されたOn-1は，比較的広く分布している可能性がある．またこれらのうちMyAとOn-1は，層相および層位が良く似ており，同一テフラの可能性が考えられる．



東北地方中～南部の代表的なテフラ総合柱状図

6 いわゆる「風化火山灰土」の構成物質
－八甲田山周辺の完新世火山灰層の例－

吉永秀一郎（林試）・鳥居厚志（林試関西支）・河室公康（林試）

Parent materials of "Weathered volcanic ash" soils.：Shuichirou YOSHINAGA,Atsushi TORII,Kimiyasu KAWAMURO.

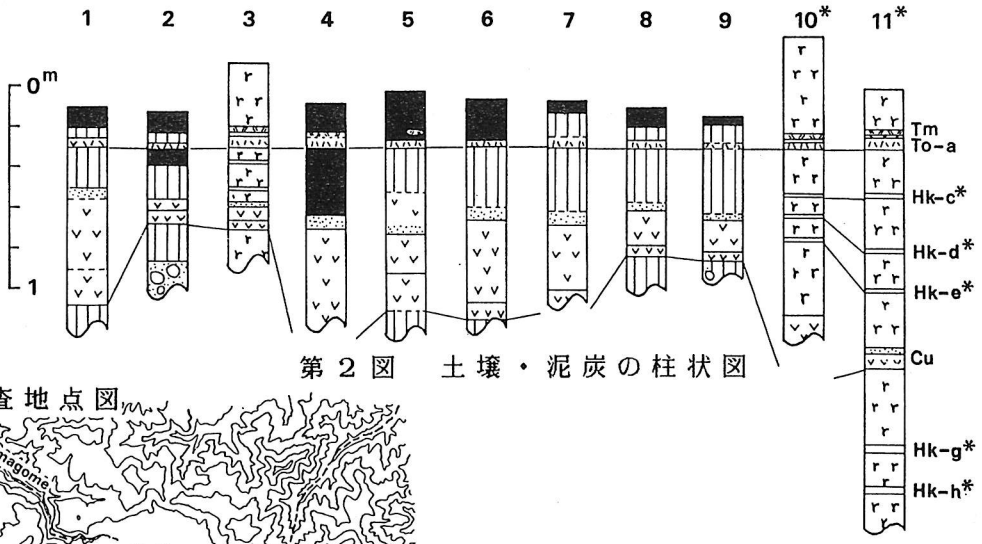
火山周辺では層厚が厚いテフラでも，火口から離れるとともに指数関数的に層厚および粒径が減少する．層厚が薄くなったテフラは，風化の進行とともに一枚の地層として認識できなくなることが多い．このような層厚の薄いテフラが連続的に堆積することによって，関東ロームのような一連の，いわゆる「風化火山灰土」が形成されたと考えられている（町田ほか，1971）．この考えに立てば風化火山灰土は，その大半が一次堆積したテフラによって構成されていることになる．

本発表では，八甲田山周辺（第１図）に分布する完新世テフラを対象として，中掫浮石および十和田ａ火山灰（以後Cu，To-aと略する）の上位に堆積している風化火山灰土（腐植土も含める）についてその構成物質を検討する．

土壌中ではCuとTo-aが明瞭な示標層として認識できる（第２図）．これに対して泥炭中では，辻ほか（1983）によって報告されているように1－2cmのテフラがCuとTo-aの間に２－３層挟在し，またTmも認めることができる（第２図）．Cu以降に本地域に降灰したテフラは，To-a以外には泥炭から認められるように多くて４層である．これらの薄いテフラでは，風化火山灰土を構成するに足る量を供給するには不十分である．また泥炭中に含まれる無機成分の含有率は低い（第３図）．なおCuおよびTo-aの層厚は泥炭中でも土壌中でも大きな変化はなく，成層していることから，激しい移動を受けていないと考えられる．

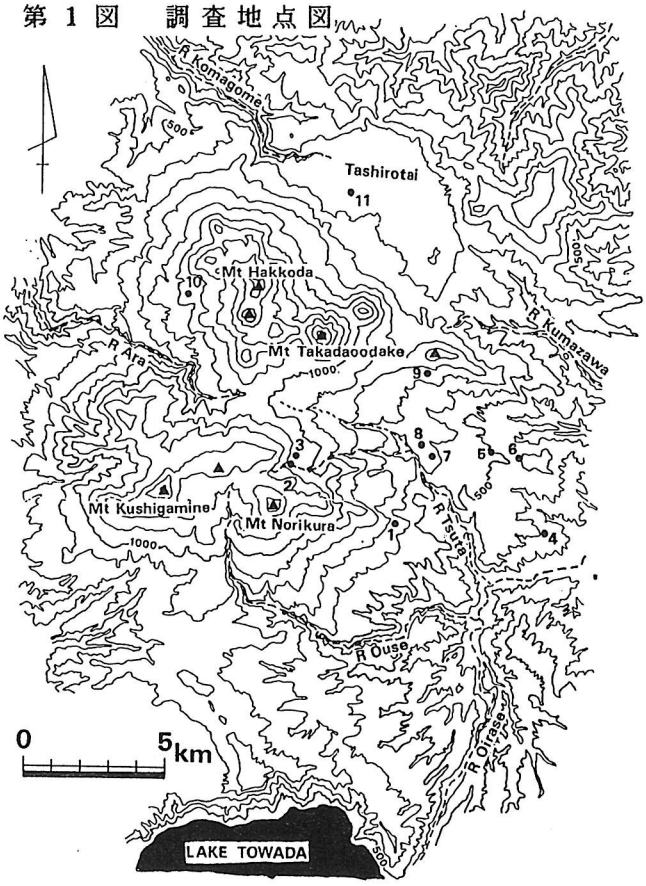
湯の台（断面５）について粒径組成と各画分の構成物質を検討した（第４図）．To-a・Cu では粘土含量が少なく，粘土鉱物中の石英・7,10,14A鉱物の含有量も少ない．これに対して風化火山灰土では粘土が多くなり，石英・7,10,14A鉱物の含有量が多くなる．この粘土鉱物組成は泥炭中に含まれる無機成分の組成と一致する．テフラの風化によって石英が生成することは考えにくいので，この石英は風成塵などのような外来の物質起源と考えられる．ただし砂画分は火山ガラスや浮石などのテフラ起源の物質より構成されている．

これらのことから八甲田山周辺の「風化火山灰土」はテフラの二次堆積物を骨格とし，それに風成のシルト，粘土が付加され，風化したことによって形成されたものと考えられる．つまり「風化火山灰土」は，Cu，To-a自体が風化して細粒化したものではなく，小林（1964）が指摘したように連続的に堆積した細粒な物質によって構成されていると考えた方が妥当である．



第２図　土壌・泥炭の柱状図

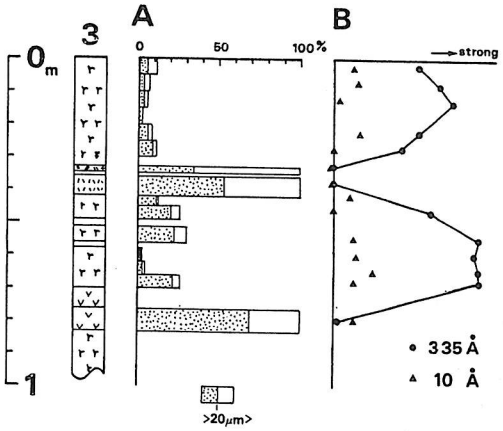
第１図　調査地点図

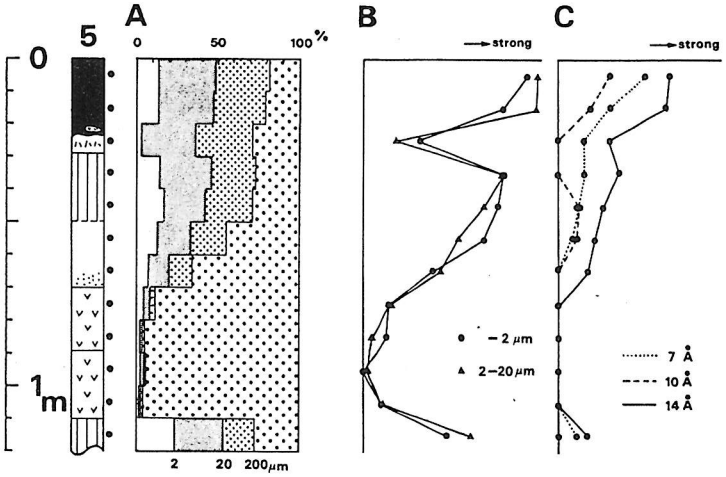


第３図　ヤビツ谷地（断面３）の構成物質の特性

A：泥炭中の無機成分含有量

B：粘土鉱物のＸ線反射強度





第４図　湯の台（断面５）の構成物質の特性

A：粒径組成

B：3.35A鉱物（石英）のＸ線反射強度

C：7,10,14A鉱物のＸ線反射強度

7　屈斜路火山のテフラ層序と火山活動史（斜里～小清水地域）

隅田　まり（日大文理・院）

Tephra stratigraphy in NE of Kutchara Caldera, northeast Hokkaido, Japan : Mari Sumita

日本で最も大きな屈斜路カルデラ（図1）は、一連のデイサイト質巨大噴火で生じ、その際に噴出した火砕流は道東一帯に広大な台地を形成した（勝井，1962，勝井・佐藤，1963）。しかし従来の研究では、火砕流堆積物が中心であり、降下テフラの多くはほとんど記載がなされていなかった。屈斜路カルデラの形成史を考えるうえでは、火砕流堆積物に加えて降下テフラを含めたカルデラ内外の層序を確立し、給源地域との対比を行うことが重要な課題である。このため演者は多くの小～中規模噴火の降下テフラに着目し、それらの分布と層位関係を調べた。今回は主としてカルデラ北東に位置する斜里・清里・小清水地域に重点を置き、テフラ層序を編み（表1，図2），約12万年前（Kpfl-Ⅳ）から現在までの活動について考えた。この結果、次のような事が示唆された。

- カルデラ外でKpfl-Iより上位，Ma-fo より下位に、明らかに火砕流と考えられる白色細粒軽石質堆積物が見つ出された。この火砕流は（アトサ，表1），カルデラ内の古期アトサ又ブリ火山（勝井，1986）に由来する噴出物の可能性がある。
- Kpfl-Ⅳ～Kpfl-Iの間の降下軽石の分布軸から読み取れる給源の才何は，いずれも（一部の他火山に由来するものをのぞくと）屈斜路カルデラ内にある。このことから，アトサ又ブリ火山の成層火山体や中島火山などの活動の始まりは，Kpfl-Ⅳ 流下直後までさかのぼる可能性がある。

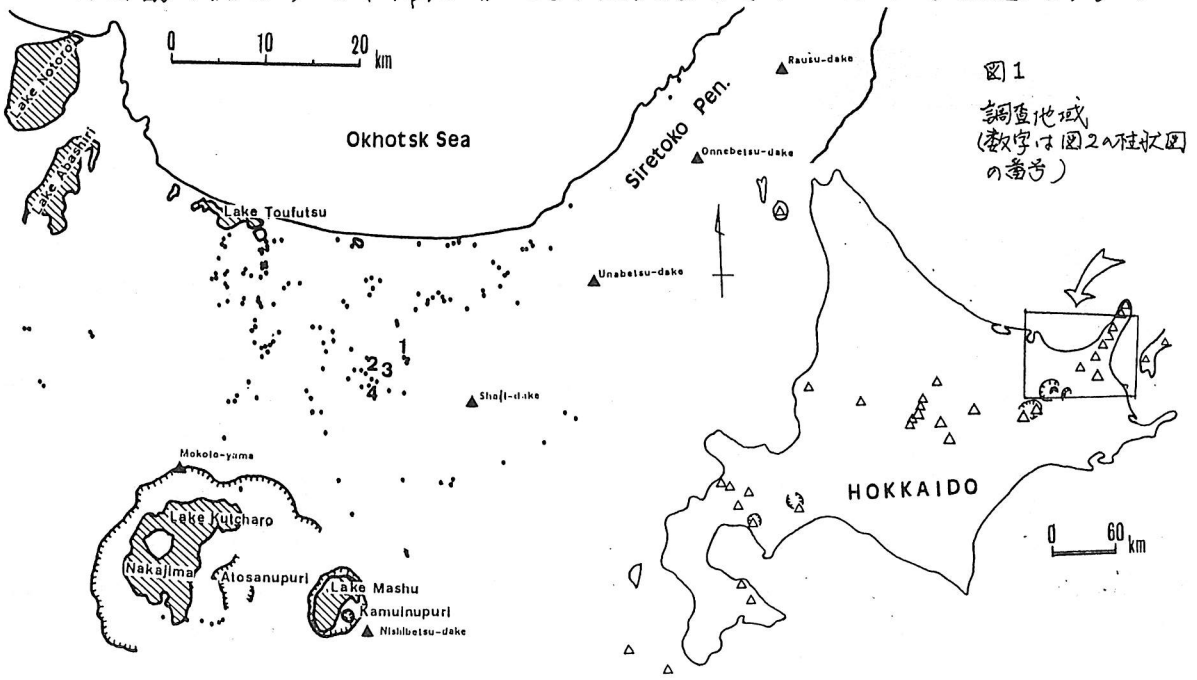


図1
調査地域
（数字は図2の柱状図の番号）

表 / 斜里～小清水地域の火山灰層序（Ｋｐｆｌ－Ｖより新しい火山灰）

			降下火山灰	火砕流	給源火山
完新世	A		Ｍｅ－ａ$_{1}$～$_{3}$[b] Ｍａ－ｂ$_{5}$[c] Ｍｅ－ｂ[b] Ｍａ－ｆ$_{1}$ Ｍａ－ｉ Ｍａ－ｊ	Ｍａ－ｆ$_{3}$[e]	カムイヌプリ[c] 雌阿寒岳[b] 摩周カルデラ 摩周火山
後期更新世	B	U	赤２Ｐｍ．（江トンビ軽石[g]） 白帯 赤１Ｐｍ．（中斜里軽石[g]） ホワイトカステラ 黒ツブ	アトサ	摩周火山あるいは アトサヌプリ火山， 中島火山[i]
		M	豊住軽石－３[f] 豊住軽石－２[f] 豊住軽石－１[f] 上部東カヤ野火山灰[f] 東カヤ野軽石[f] 下部東カヤ野火山灰[f]		
		L	止別軽石　（Ｋｐｆａ－Ｉ[d]） 止別火山灰	Ｋｐｆｌ－Ｉ[d]	
	C	U	タラコＰｍ Ｓｐｆａ－Ｉｈ）　支笏 泉スコリア[g] 清里軽石－３ 清里軽石－２ 清里軽石－１（Ｋｐｆａ－ＩＩ[d]）		屈斜路カルデラ
		L	岩片Ｐｍ． 岩片Ｐｍ．ハカマａｓｈ Ｂｉｇ　Ｐｍ． 来遥軽石－２（Ｋｐｆａ－ＩＩＩ[d]） 来遥軽石－１		
	D	U	Ａｓｏ－４ｈ）ｊ）　阿蘇	Ｋｐｆｌ－ＩＩ[d] Ｋｐｆｌ－ＩＩＩ[d]	
		M	錦軽石－５ 錦軽石－４ 錦軽石－３ 錦軽石－２ 錦軽石－１		
		L	しもふりａｓｈ アワオコシＳｃ．		
	E	U		Ｋｓｆｌ[d] Ｋｐｆｌ－ＩＶ[d]	屈斜路火山
		L	上徳軽石 上徳火山灰 黒白軽石		
	F			Ｋｐｆｌ－Ｖ[d]	

a)山田（1940）　b)山田（1958）　c)勝井（1962）　d)勝井・佐藤（1963）　e)瀬尾ほか（1963）
f)佐藤（1968）　g)曽根（1985）　h)奥村ほか(1985)　i)勝井ほか（1986）　J)町田ほか（1985）
Ａ～Ｆ：Formation 区分

※Formationは斜交関係や土壌層位などを基準に、比較的大きな時間間隙を示す層準で区分した。この表は隅田（1987）（地質学会）を修正したもの。

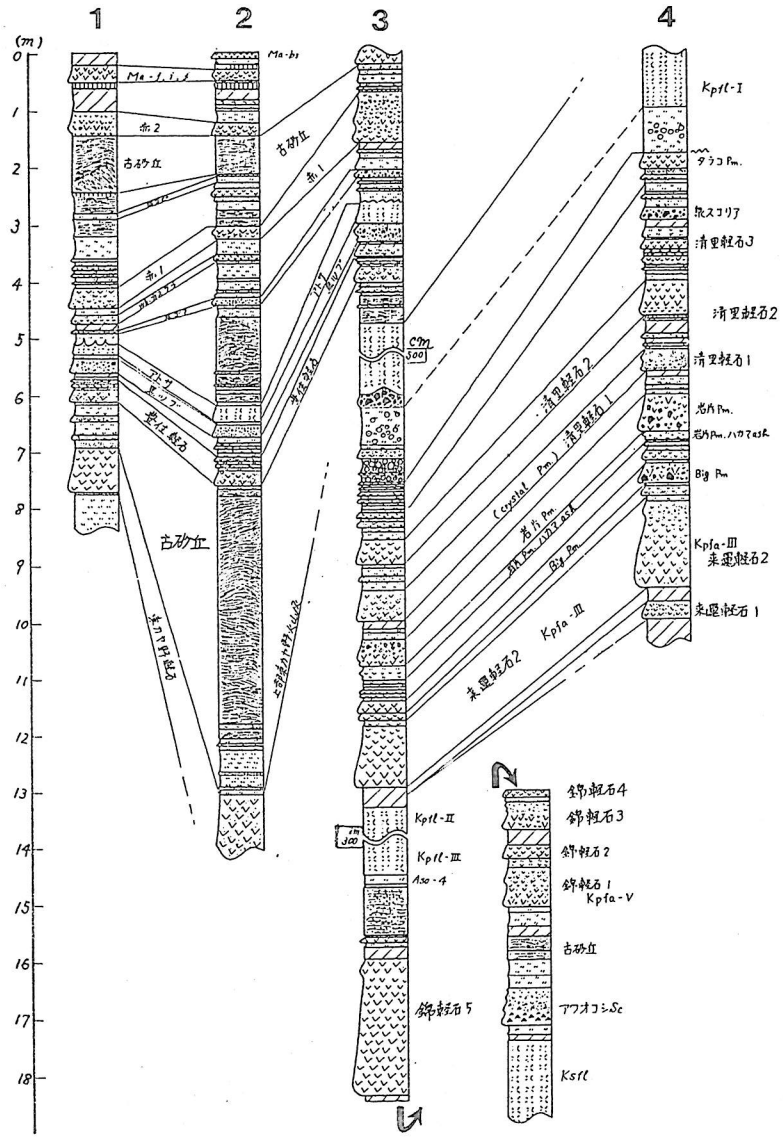


図2，清里付近の模式的な柱状図.

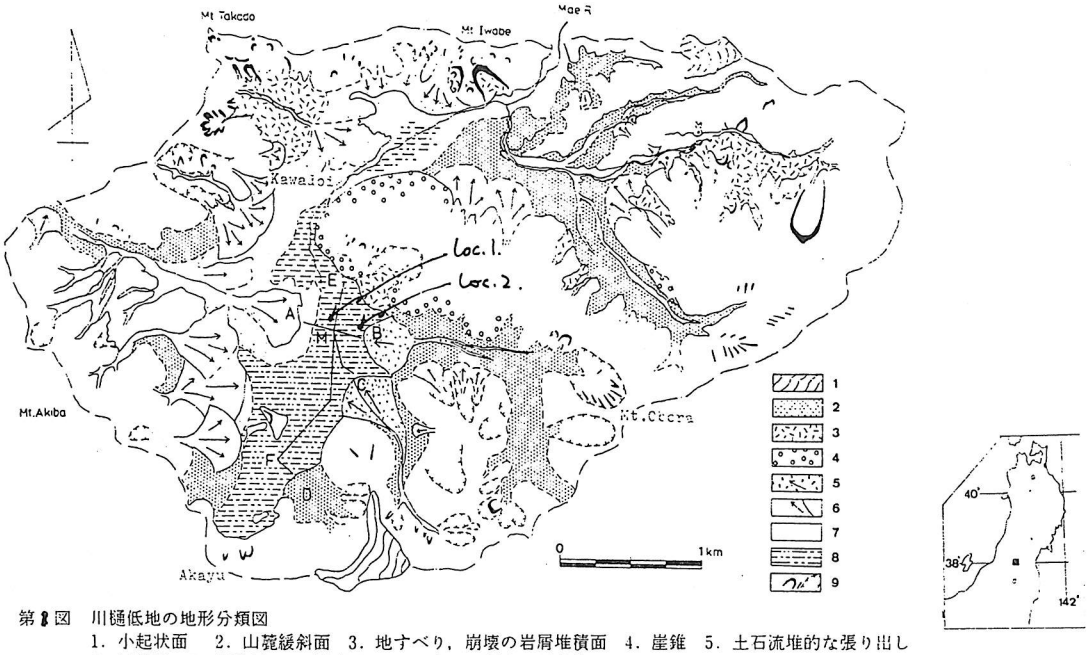
8 閉鎖系堆積物からみた最終間氷期以降の環境変化と斜面発達（予報）

宮城豊彦（東北学院大）日比野紘一郎（宮城農業短大）
八木浩司（防衛大）菅原　健（日本工営KK）

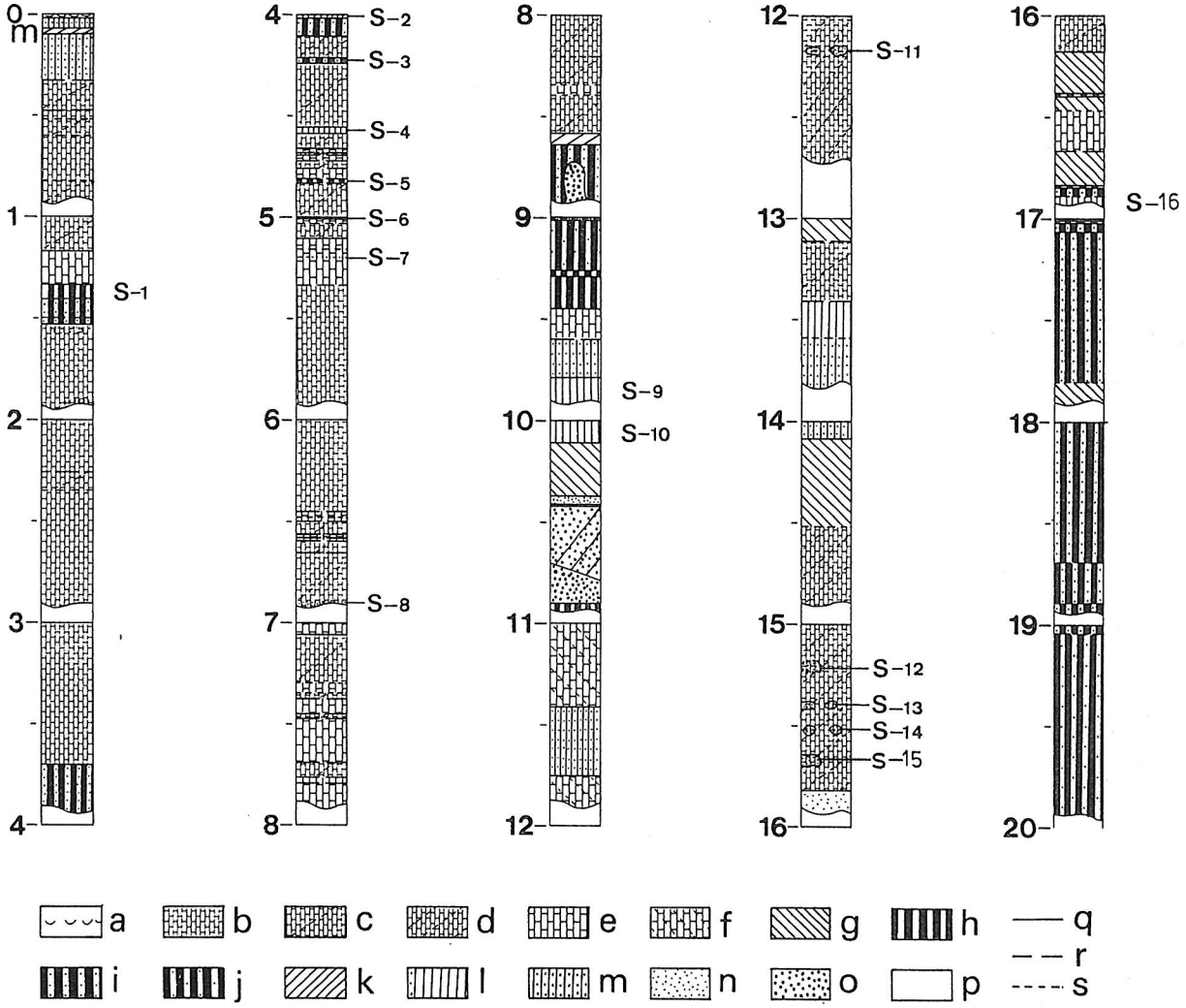
Hillslope Development and Sediments Yield under Changing Environment since Last Interglacial stage in the Kawadoi Basin, Northeast Japan.

Miyagi T., K. Hibino, H. Yagi and T. Suganuma

山形県南部，川樋低地は，形成プロセス・時期を異にする様々な斜面で囲まれた，ほぼ閉鎖系の土地条件に恵まれている（第1図）。このような盆地では，斜面の微地形単位形成の様子が盆地底堆積物と微地形双方から解析できる可能性を有する。更に，その盆地底の一部に泥炭層が発達していれば，地形形成の背景となった生物的自然，気候・水文条件・時期など，およそ自然史解明のための小道具が，ひとまとまりで獲得できる可能性を持つことになる。発表者の一部は，従来からこの川樋低地で，この観点から上記テーマの解析を行ってきた（中山・宮城：1984）。今回，2本の不攪乱試料を採取した結果，本低地では，少なくとも最終間氷期以降現在まで，泥炭地の形成を伴なう閉鎖系の土地条件が保たれてきた事が明らかとなった。そこで本報告では，第四紀の最も基本的な一波長である最終間氷期以降現在までの諸環境要素の解析を試みる予定である。



第1図　川樋低地の地形分類図
1．小起状面　2．山麓緩斜面　3．地すべり，崩壊の岩屑堆積面　4．崖錐　5．土石流堆的な張り出し
6．沖積錐　7．扇状地　8．泥炭地　9．地すべり崩壊，遷急線



第2図　低地中央地点（Loc.01）の地質柱状図および火山灰試料採取位置.

凡例　a：植物細片．b：未分解泥炭　c：やや分解した泥炭　d：分解のすすんだ泥炭　e：粘土質泥炭　f：黒泥　g：泥炭質粘土　h：粘土　i：有機質粘土　j：わずかに有機質を含む粘土．k：シルト質ローム．l：シルト　m：有機質シルト　n：細砂　o：中～粗砂　p：試料欠落部　q～s：土層境界．q：判然～極判然，r：やや判然　s：漸移．

S-1～16：火山灰採取位置　S-6：AT対比（約2.2万年前）　S-8：鳴子柳沢火山灰対比（約4.3万年前），S-10：鬼首，黄灰色火山灰対比（八木仮称，約8～9万年前），S-12-15：横森火山灰（早田・西城仮称，約9万年前）

9　北海道根釧原野における化石周氷河現象

曽根　敏雄（北大・院）・宮田雄一郎（石油公団）

Fossil periglacial phenomena in Konsen-genya plain, Hokkaido:Toshio Sone and Yuichiro Miyata

1　はじめに

本地域では以前より化石周氷河現象の報告がなされていた（高倉・田上、1972；小疇ほか、1974）が、更新統火山灰層の層序関係や年代についての地質学的検討は必ずしも充分ではなかった。しかし最近になって、更新統火山灰層序に検討が加えられ（宮田ほか、1987）、周氷河現象の形成層準を特定できるようになった（図１）。

2　本地域の化石周氷河現象

アースハンモック：完新世の３つの層準に認められる。

インボリューション（図２９：発達が良いのは約１万年前後である。十勝平野で発達の良い３万年前後の地層には余り顕著に見られない。これには下位の地層の露出が良くないことに加えて、母材となる地層の影響も考えられる。（例えば層の厚い所ではMa-1層は殆ど乱れていないが、層の薄い所では変形が認められることが多い（図３）。）

ソイルウェッジ（図４）：小規模のものが多く、露頭では数ｍ～数10ｍの間隔で出現する。化石アイスウェッジとともに、茶志骨砂礫層の上部に集中する。この砂礫層はKPf1－Ⅰ（約３万年）を切って堆積していることから、３万年よりも新しい時代に形成された。ソイルウェッジはアイスウェッジの消滅後も発達する。

化石アイスウェッジ（図５）：規模の大きなSag-vein型の構造や一度の埋積の幅が数cm以上の構造はアイスウェッジの可能性がある。ソイルウェッジの数％の出現率である。大きな露頭（延長100m程度）での出現の度合からみて、ポリゴンを形成するならば、径100～数100mオーダーであろう。

ソリフラクション（図６）：起伏を埋め地形をなだらかにするのに役立っている。約１万年前まで発達がよい。

古砂丘：新たに更新世の古砂丘が２つの層準に見いだされた。

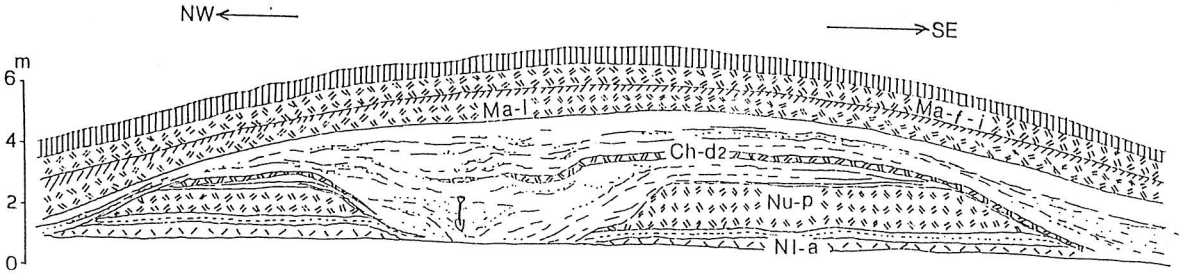


図６　中春別のソリフラクション

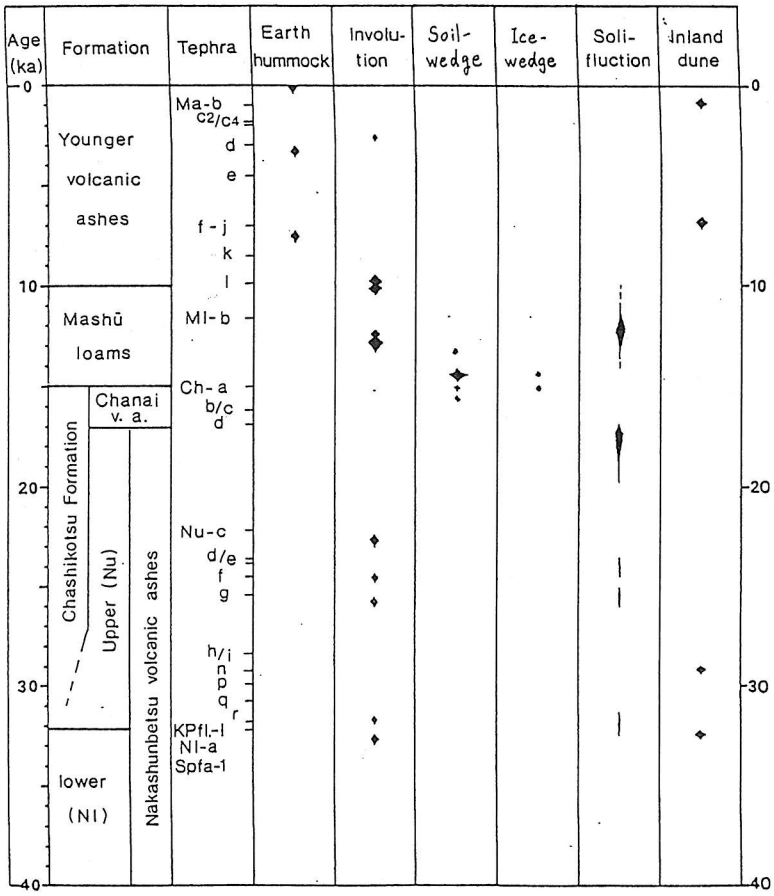


図 1　化石周氷河現象の編年

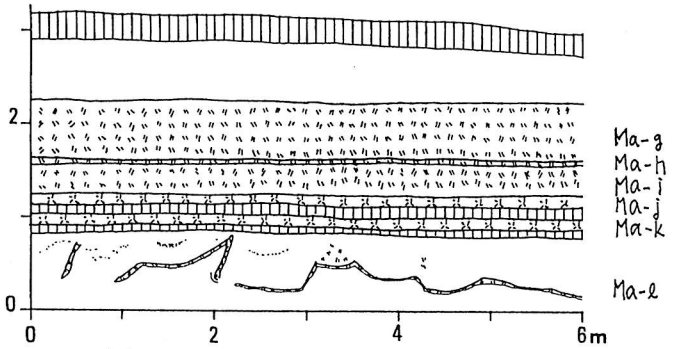
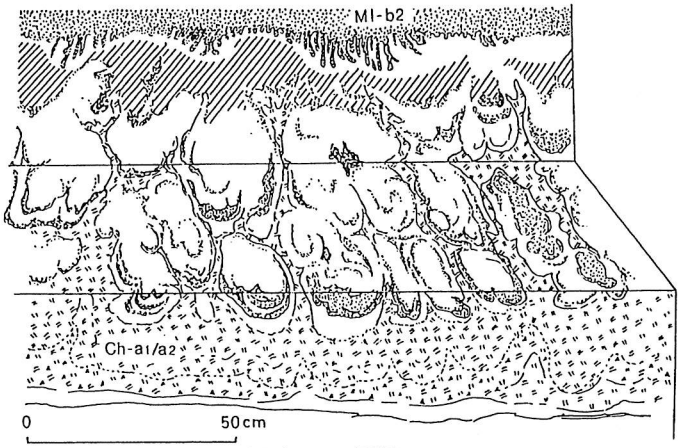


図 3　インボリューション



pumice　scoria　gr. ash　loam　図 2　インボリューション

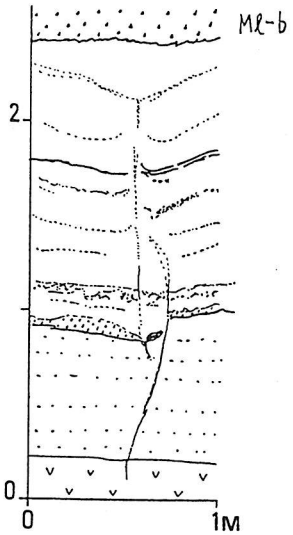


図 4

ソイルウェッジ

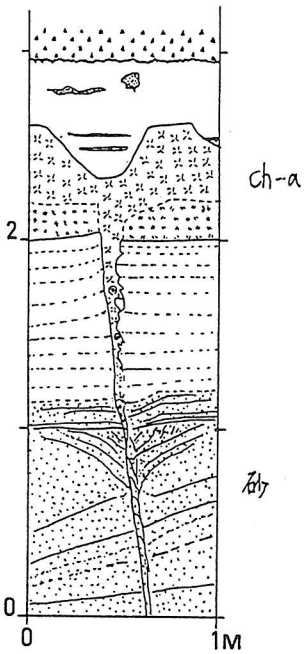


図 5

化石アイスウェッジ

10　南西諸島・マリアナ諸島における完新世のサンゴ礁の発達

茅根　創（東京大・院），ＨＩＰＡＣ team，河名俊男（琉球大・教育）

HOLOCENE CORAL REEF GROWTH IN THE RYUKYU AND THE MARIANA ISLANDS

KAYANNE, Hajime (Univ. Tokyo), HIPAC team and KAWANA, Toshio (Univ. Ryukyus)

Ⅰ．はじめに

サンゴ礁は，南北両緯度30度以内の海域に分布し，その発達は，海面変化・気候変化・地殻変動などの第四紀後期の環境変化に規定されている．こうした特性を利用して，バルバドス島やヒュオン半島，喜界島の離水サンゴ礁の段丘の層相と放射年代とから，第四紀後期の模式的な海面変化史が復元されている．しかし，現成サンゴ礁の内部構造にかんする知見が乏しかったために，現在みられるサンゴ礁が，完新世の海面変化と温暖化に伴ってどのように形成されたかについては，不明な点が多かった．こうした点をふまえて本研究では，南西諸島の喜界島（KK），与論島（YR），沖縄本島（OK），マリアナ諸島のロタ島（RT），グアム島（GM）において（図１），現成および完新世に離水したサンゴ礁の地形調査にもとづいて，６地点16孔で浅層掘削調査をおこない，81点の試料の^{14}Ｃ年代を求めた．この結果にもとづいて，本地域の完新世のサンゴ礁の地形構成，内部構造，形成年代を明らかにして，サンゴ礁の発達過程と環境変化との関係を考察した．

Ⅱ．サンゴ礁の地形構成と内部構造

模式的なサンゴ礁の地形は，陸側から，礁池（Mt:Moat）・礁嶺（RC:Reef Crest）・縁脚－縁溝系・礁斜面の順に帯状に配列する（図２）．礁嶺は，サンゴ礁の海側を縁どる高まりで，南西諸島では，盤状のミドリイシ類（Acropora spp.）と固結した石灰砂礫によって構成され，層状に皮殻する石灰藻も認められる．マリアナ諸島のロタ島では太い枝をもつオヤユビミドリイシ（Acropora humilis）が、グアム島の掘削地点では様々な種類の塊状サンゴが礁嶺を構成している．発達した礁嶺では，礁嶺の陸側にサンゴ礫が付加して，礁舗（R Pv:Reef Pavement）を形成する．礁嶺の下位には，現成サンゴ礁の縁脚－縁溝系に連続する巾広い礁台（R Pf:Reef Platform）が見られる．礁台も，縁脚－縁溝系と同様，塊状サンゴと固結しない石灰砂礫によって作られる．

Ⅲ．サンゴ礁の発達過程と上方成長速度

調査地域において，サンゴ礁は，礁台→礁嶺→礁池，礁舗，縁脚－縁溝系の順に発達して，分帯構成が完成した．図３に，各掘削孔におけるサンゴ礁の上方成長曲線をまとめて示した．礁嶺の形成は 2.8-4.2kaBPに集中している．沖縄本島（OK）では，これに先立つ 5.5-6.5kaBPに湾入部で尖礁（Pc:Pinnacle）が成長して礁原を作った．マリアナ諸島のロタ島（RT），グアム島（GM）では，2.9-4.1kaBPに形成された礁嶺が地殻変動によって離水した後，その海側に厚さ2mの石灰藻嶺（AR: Algal ridge）が形成された．各層相区分ごとに求めた上方成長速度は，礁台（R Pf）が 3.4-16m/ka，礁嶺（RC）が 1.0-3.2m/ka，石灰藻嶺（AR）が 0.5-1.2m/ka，尖礁（Pc）が3.2-11m/kaである．

Ⅳ．サンゴ礁の発達にかかわる要因

沖縄をのぞく各島では，陸上調査などの結果から，4.2kaBPまでに海面は高位安定水準に達したと考えている．これらの島々では，海進期に巾広い礁台が形成され，それに続く海面安定期に，高位安定水準より 0.5-1ka以上遅れてこの安定海面に追いついて礁嶺が発達した．一方，沖縄本島では，すでに 6.1kaBPには海面が高位安定水準に達しており（高橋ほか，1987），この安定海面に追いついて，尖礁が形成された．沖縄と他の島々の間での高位安定海面に達した年代の相違は，Hydro-Isostasyの効果によって海面変化の様態が異なっていたことを示す可能性がある．

2.8kaBP 以降，調査地点においては礁嶺の顕著な発達は認められない．これが，ひとたび礁嶺が形成されてしまうとサンゴ礁の前方成長が妨げられることを示しているのか、気候変化などの環境変化に規定されているのかは今のところ不明である．マリアナ諸島のロタ島，グアム島では，この時期に石灰藻嶺が発達しており，南西諸島とは様相が異なっている．

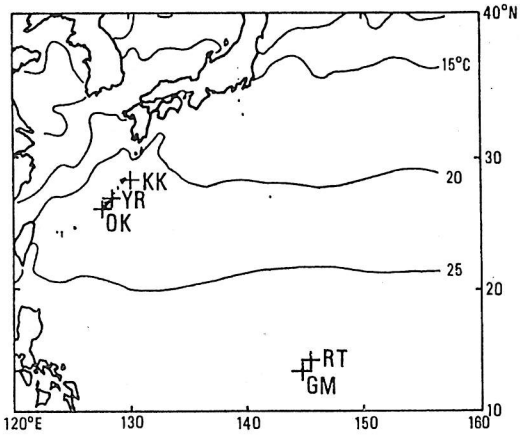


図１．調査地域

KK：喜界島，YR：与論島，
OK：沖縄本島，
RT：ロタ島，GM：グアム島．

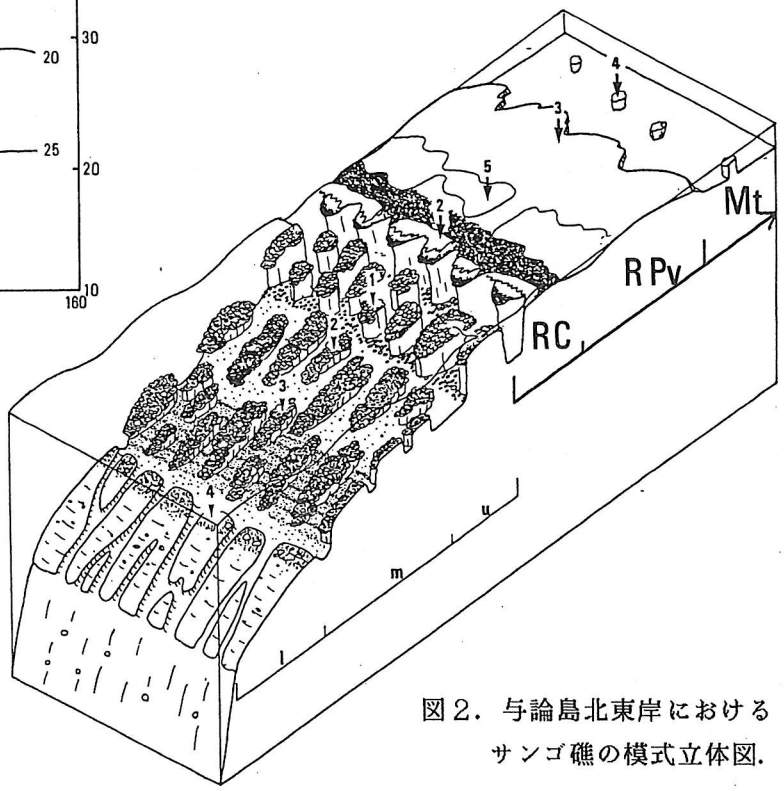


図２．与論島北東岸における
サンゴ礁の模式立体図．

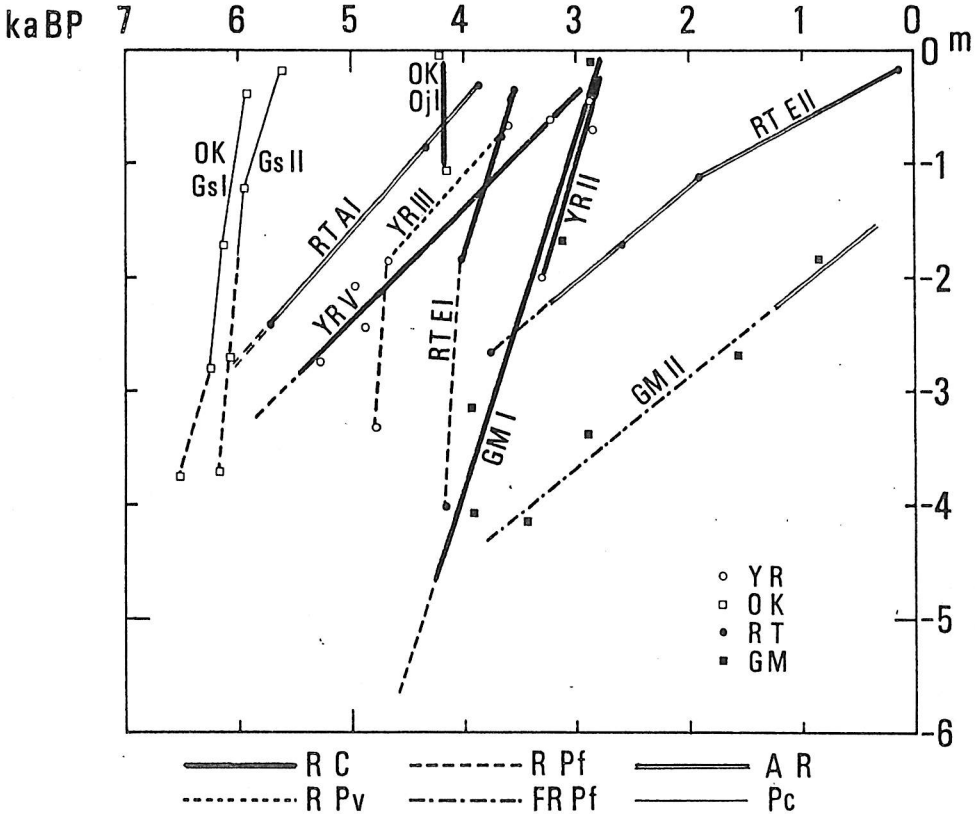


図３．各掘削コアにおけるサンゴ礁の上方成長曲線

11 ハワイ諸島カウアイ島における完新世高海面の記録

松島義章（神奈川県立博物館）・松本英二（名古屋大学）・
宮田隆夫（神戸大学）・前田保夫（神戸市教育研究所）

Holocene high sea level records in Kauai, Hawaiian Islands :

Yoshiaki Matsushima, Eiji Matsumoto, Takao Miyata and Yasuo Maeda

Hawaii諸島における完新世海面変化は、Easton・Olson（1971）の明らかにした海面変化曲線が基準となっている。それによると約5000年前の海面は－4mにあり、その後1000年前には現海面の高さに達し、それ以降現海面より高くなった証拠のないことを示している。

HIPACによるHwaii諸島の完新世海面変化調査は、中部太平洋の海洋島で広く実施されているサンゴ礁を対象とした研究方法をとらず、おぼれ谷を埋積する海成沖積層に注目し、その掘削調査を1984年と1986年におこなた。その結果、Kauai島において約4000年前の海面が、現海面より1.3m高い位置にあった証拠を発見したのでここにその概要を報告する。

Kauai島は北緯21° 52′～22° 13′ 西経159° 17′～47′ に位置し、東西約50km、南北約40kmの東西にやや長い楕円形の島である。海岸低地は東海岸のKealia からKokoma、北海岸のHanalei湾沿岸、西海岸のMonaからWaimeaにかけて発達する。MonaからWaimeaにかけての海岸平野を除くと、他の低地はいずれも小規模なおぼれ谷を埋積して形成されたものである。完新世高海面を記録する露頭は、東海岸のKealia低地でみつかった。この低地はKapaa川の河口に位置し、湾口約1km、奥行き1kmの小さなおぼれ谷を埋積した沖積低地で、地表面高度が＋2～＋3mを示す。この低地には現在の海岸線と平行するように砂丘砂に被われた砂堆がみられる。この砂堆が低地を閉そくする形をとっている。

調査地点を図2に示す。いずれの地点も低地の縁辺に近い位置にある。各地点で明らかになった地質柱状を図3にまとめた。観察された完新世堆積物は厚さ約1.8mである。この堆積物のほぼ中部層準の＋1.3mを境にして、上位は Leptachatina spp.や Cerelia spp.などの陸生巻貝を含む黄褐色の粘土質細砂、下位は Tellina spp. Barchidontes sp. Isognamon sp.などの内湾性二枚貝を多く含む黄灰色細砂となり二分される。両層に含まれる貝化石の生態的特徴や産状、層相などから判断して、上位の粘土質細砂層は非海成層、下位の黄灰色の細砂層は内湾潮間帯で形成された海成層である。この海成層について3層準の粒度分析をおこなった。それによると下部から上部に向かって淘汰が悪くなる。下部・中部層準の堆積物は共に極細粒砂からなり、浮遊によって供給された砂と考えられる。特に下部層準は淘汰がよく、ある程度の流速下で堆積したものであり、この層準にラミナの発達することと対応する。一方上部層準は粘土質砂となり停滞水域に沈積したことが推定される。この点はKealia低地の湾口部に形成された砂堆が、湾口部を閉じる程度まで発達したことによるといえよう。本層の形成年代は3層準の貝化石の^{14}C年

代値から約4000年前をしめす。その堆積面の上限高度は、＋1.3mにあり、この高さ付近に海成層堆積時の汀線があったと推定できる。すなわち、約4000年前の海面が現海面より、1.3mも高い位置にあったことを物語る。なお、海成層を覆う非海成層の年代は2650年前である。このことは、この時期にはKealia湾がすでに離水したことを現すものである。

Kealiaの低地でみつかった高海面を示す海成層と同時期に堆積したと考えられる海成層は、隣接する Kapaa の低地、北海岸の Hanalei湾沿岸、西海岸の Mona 付近にも分布している。今後これらの地域を調査することによってKauai島における完新世高海面のあったことがより一層明確になるであろう。

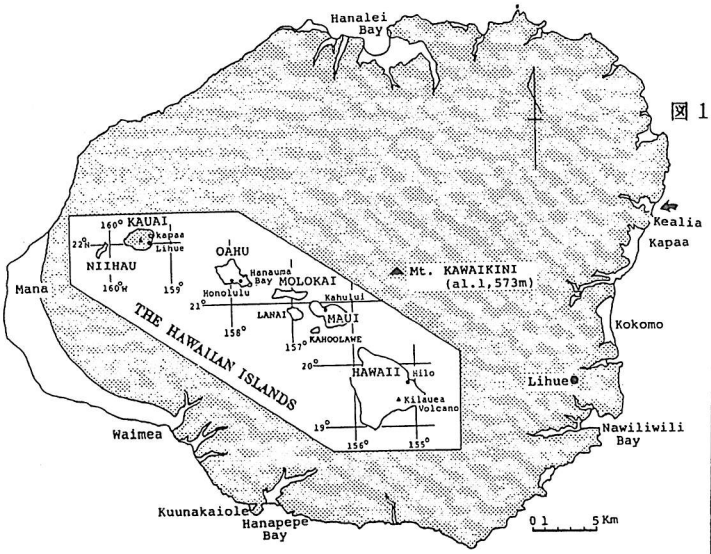


図１　ハワイ諸島 Kauai島における沖積低地の分布
(Macdonald et al.,1960 による)

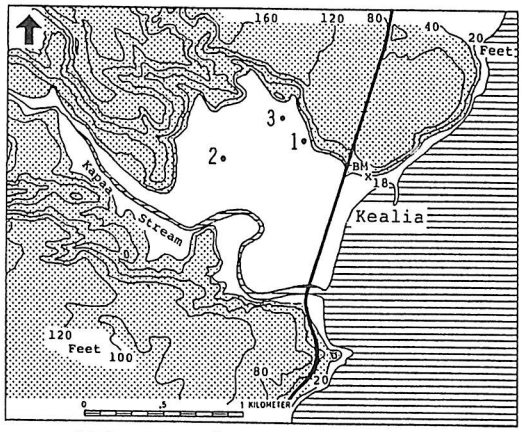


図２　Kauai島 Kealia の低地における沖積層の調査地点（st.1～3）

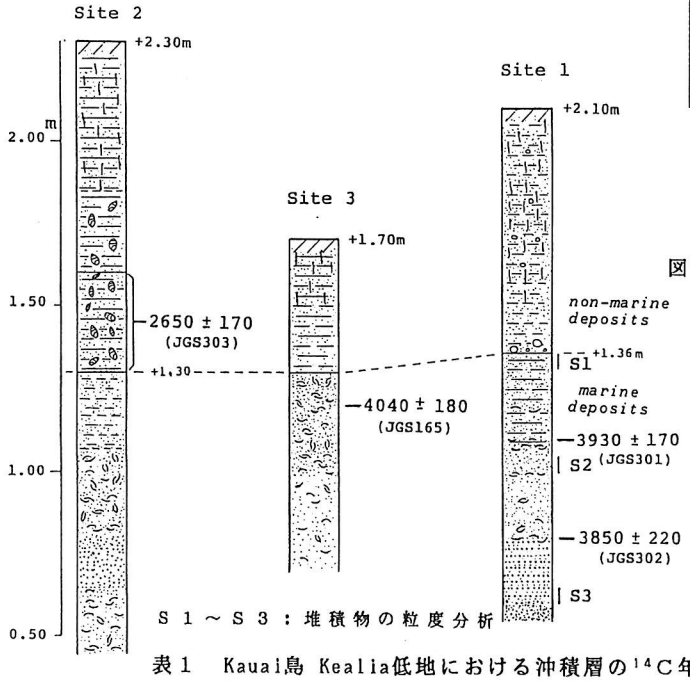


図３　Kealia低地の沖積層調査地点の地質柱状図

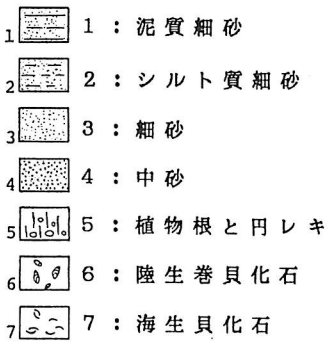


表１　Kauai島 Kealia低地における沖積層の^{14}C年代測定値（分析：松本英二）

Location		Altitude of Sample (m above MSL)	C-14 Code No.	C-14 Age (years BP, ±2σ)	Materials	Top of marine deposits (m above MSL)
Kauai, Kealia	St.1	+1.1	JGS301	3930±170	Shell(*Tellina* spp.)	+1.36
	St.1	+0.8	JGS302	3850±220	Shell(*Tellina* spp.)	+1.36
	St.2	+1.6—+1.3	JGS303	2650±170	Shell(*Leptachatina* spp.)	+1.30
	St.3	+1.2	JGS165	4040±180	Shell(*Tellina* spp.)	+1.30

12 堆積有機物の炭素同位体比変動からみた完新世の海水準変動

中井信之，大石昭二，栗山豊子（名大理），中村俊夫（名大RI）

Sea level changes during the Holocene deduced from $^{13}C/^{12}C$ ratios and C/N of sedimentary organic matter : Nobuyuki Nakai, Shoji Ohishi, Toyoko Kuriyama and Toshio Nakamura.

堆積物コアを用い，その堆積物中の有機炭素安定同位体比とC/N比の変動から古海水準及び古気候（温度）変化のパターンを求めることができる（中井等，1982；Nakai, 1986；Nakai et al., 1987）。この相対的な海水準変動を地球規模で比較してlocal-globalの検討をする為には，より正確な年代スケールに対応したパターンを得る必要がある。そこで今回は，川崎市で掘削された東京湾の完新世堆積物コア（全長45m）を用い，堆積有機物の$^{13}C/^{12}C$（$\delta^{13}C$, ‰），C/N比を測定すると同時に，^{14}C－年代測定を名大RIの加速器質量分析計（Accelerator Mass Spectrometer）により25層準について行った。

堆積有機物の$^{13}C/^{12}C$比（93試料）はStandardの比（0.0112372）からの千分偏差，$\delta^{13}C = [\{(^{13}C/^{12}C)_{sample}/(^{13}C/^{12}C)_{std.}\} - 1] \times 1{,}000$ で表現し，C/N比（136試料）は重量比で示した。AMSによる^{14}C－年代は貝化石（17試料），フミン質（8試料）の計25層準について測定した。この年代測定はすべて元素状炭素とし，3～5mgのCとAg粉を1：1mol比で混合して3mmφのペレットを作り，加速電圧1.9MVで$^{14}C/^{13}C$比を測定する方法を用いた。

^{14}C－年代－－－－－川崎Loc.3コアから得られた17層準の貝化石（ウラカガミ）と8層準の有機物（disseminated organic matter, humic matter）による^{14}C－年代値をFig.1に示した。その結果，貝化石年代は堆積物深度と良い対応を示すが，有機物年代は良い対応を示さず異状値を与えることがあることが判明した。また，この有機物年代の異状値は貝化石年代と一致しない層準で，粗粒の堆積物にみられ，貝化石年代に比べ1,500～2,000年古い年代を示した。そこで，以下の議論には貝化石年

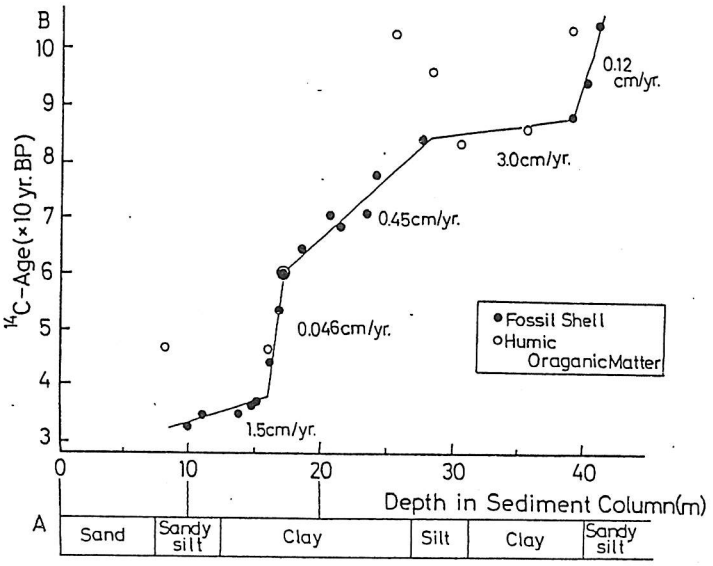


Fig.1 川崎Loc.3コアの加速器^{14}C年代と堆積物深度（数字は堆積速度）

代を用いることとした。さらに，堆積物深度17.75～18.10mのアカボヤ火山灰(6,300年BP)と^{14}C-年代値はよい一致を示した。

堆積速度の変動------Fig.1に示したように，約11,000年BP以降堆積速度の異なる5層準に分けることができ，各々の層厚では^{14}C-年代と堆積物深度との間に直線関係がみられた。各層厚の堆積速度を最小二乗法で求め図に示したが，0.046～3.0 cm/yr.と二桁近い大きな変動がある。そして，最高海水準期に最低堆積速度，海退期に高い堆積速度を示した。この変動はAMSによる詳細な年代測定により見出されたもので，今後の応用が期待される。

海水準(気候)変動-----河口及び沿岸堆積物のように，陸・海の二起源の堆積有機物を含む場合，二起源の有機物の堆積物への寄与の程度は海水準変動により左右される。しかも，有機物の$\delta^{13}C$値とC/N比は海洋生産物と陸上(淡水を含む)生産物では明確に区別できる異なる値をもつ。従って，光合成過程の同位体の温度効果も含めて，相対的に高温・高海水準期程$\delta^{13}C$値は大きくC/N比は小さくなる(中井，1982；Nakai et al, 1987)。川崎Loc.3から得られた$\delta^{13}C$，C/N比を貝化石^{14}C-年代に対する変化でFig.2に示した(C/N比は逆のスケール)。図で明らかなように，$\delta^{13}C$値とC/N比の各々の変動から11,500年BP以降の連続的な海水準(気候)変動のパターンを示すことができた。すなわち，(1)最終氷期以後の海水準の上昇，(2)約6,500年BPに最高海水準に達し，それ以後4,000年BP頃までは海水準に大きな変化がなく停滞，(3)4,000年BP～3,500年BPの間に急速な海水準の低下，(4)3,500年BP以降約1,000～1,500年の間小氷期的な低海水準期，(5)2,000年BP前後から再び海水準上昇がみられた。さらに特徴的なことは，(1)の海進期の約7,500年BPにNeo-glaciationとも云うべき海退期が見出されたことである。

以上の海水準変動は，浜名湖及び矢作川河口堆積物コアからも全く同一パターンが得られた。

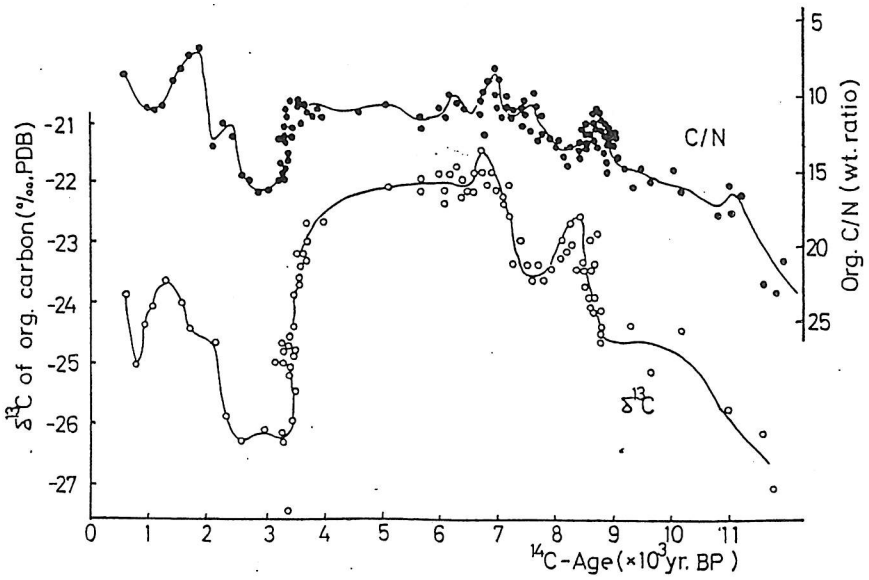


Fig.2 川崎Loc.3コアの$\delta^{13}C$，C/Nの^{14}C-年代に対する変動

13　有孔虫化石群集解析による完新世海成層の古環境復元

松原　彰子（東大・研）

Reconstruction of the Palaeoenvironment based on the Fossil Foraminiferal Assemblages in the Holocene marine deposits: Akiko MATSUBARA

《目的と方法》　海岸低地における地形発達過程の考察は、海面変化を軸に、日本の各地で進められてきた。しかし、従来の研究では、堆積物の層相変化といった間接的な証拠に基づいて、堆積環境の推定が行われることが多かった。そのために、地形的な証拠が残らず、比較的均一な内湾堆積物から成る海水準上昇期の地層については、堆積環境の変遷が十分には明らかにされていなかった。本研究では、このような問題を解決するために、完新世海成層中に含まれる有孔虫化石の分析を行った。

現在の内湾に生息する底生有孔虫は、湾内の位置によって、優勢な種が異なり、それは、主に塩分濃度、すなわち外洋水の影響の度合に対応しているものと考えられる。したがって、海成堆積物中の有孔虫化石群集の変遷を明らかにすることによって、内湾への外洋水の影響の変化を推定し、内湾の拡大・縮小過程を検討することが可能になる。

本研究では、日本の内湾における生息分布から、底生有孔虫を以下の８つの種群に分類し、それらの出現頻度を指標として、内湾の堆積環境復元を試みた。

種群	主な構成種	分布の中心	
I	*Ammonia beccarii* forma A	内湾最奥部	
II	*Ammonia beccarii tepida*	湾奥部	
III	*Ammonia beccarii* forma B,C	湾奥～湾央部	
IV	*Elphidium advenum*　*Pseudononion japonicum*	湾央部	砂質底
V	*Buliminella elegantissima*　*E.subgranulosum*		泥質底
VI	*E.clavatum*　*Massilina secans*		
VII	*Quinqueloculina seminulum*	湾央～湾口部	
VIII	*Bulimina marginata*	湾口部	

また、このほかに、沿岸水流入の度合を示すものとして岩礁地性海藻帯種（*Elphidium crispum*　*E.reticulosum*　など）、水深増加の指標として *Ammonia ketienziensis*　*Bolivina* cf.*robusta* などの水深50m以下に分布の中心をもつ種、高温海水流入の指標として熱帯～亜熱帯性の *Bulimina* cf. *fijiensis*　*Trimosina orientalis*、また、外洋水の影響の指標として浮遊性有孔虫産出頻度を、それぞれ用いた。

《結果と考察》本研究では、駿河湾周辺の松崎低地、狩野川低地、浮島ヶ原、静清低地、榛原低地を対象に、有孔虫化石の解析を行った。

Ｆｉｇ．１には、各地域について推定した、上の５つの指標に基づく堆積環境の変遷と、それに対応した砂州地形の発達過程をまとめた。その結果、有孔虫化石群集の変遷から、9000～7000-6000 yrB.P.における外洋水の影響の増加、内湾の拡大過程、および、7000 yrB.P. 以降にあらわれる砂州による閉塞過程を明確にすることができた。

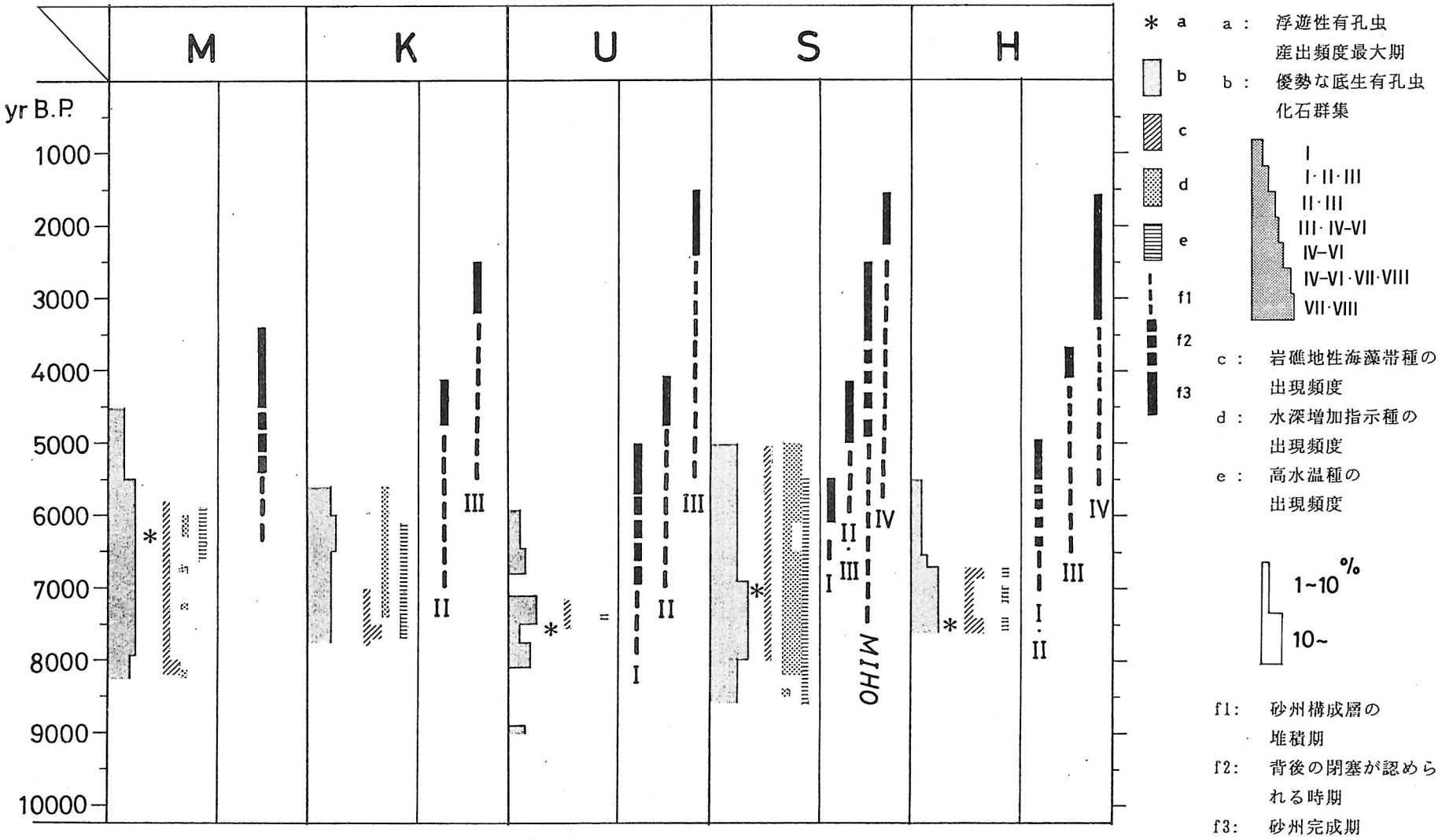


Fig. 1

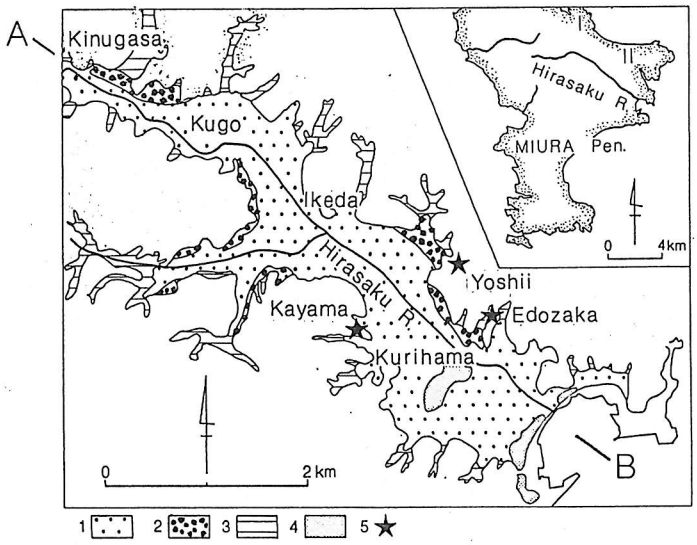
M：松崎低地，K：狩野川低地，U：浮島ヶ原，S：静清低地，H：榛原低地

14 三浦半島平作川低地の完新世の古地理

澤真澄，澤　祥（津久井浜高校），松島義章（神奈川県立博）

HOLOCENE PALEOGEOGRAPHY IN THE HIRASAKU RIVER LOWLAND, MIURA PENINSULA, SOUTHERN KANTO, JAPAN: Masumi SAWA, Hiroshi SAWA & Yoshiaki MATSUSHIMA

平作川は三浦半島中部を北西－南東方向に流れる全長約10kmの河川である（第1図）。その河口より下流の沖積低地において，従来のボーリング資料（140点余）及び^{14}C年代測定資料を収集・整理し，うち19地点については貝類群集の解析を行って，完新世における古地理の変遷を考察した。

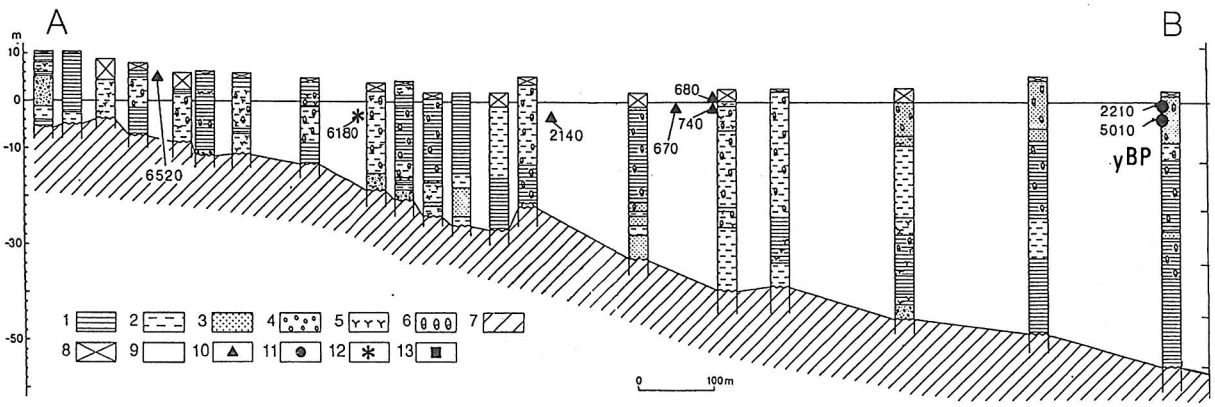


第1図　地形分類図　　1.I面　2.II面　3.河成面　4.砂堤　5.貝塚

本地域は標高8m以下のI面が大部分を占め，河口部に2列の砂堤が発達している。また周辺の標高25～50mの台地上には縄文時代早～中期の貝塚が分布している。

地形・地質縦断面図（第2図）を見ると，完新統の基底高度は上流で-6m，河口で-52mであり，その上を厚さ10～40mの内湾性の貝を含む海成シルト，粘土層が堆積している。このかつての内湾は"古平作湾"と呼ばれている。古平作湾では完新世の海進は，現河口から最大6.kmに及び，その時期は約6500年前（第1表）で，当時の相対的古海面高度は>5mである。

当地域の完新世の古環境の変遷を以下の4時期に分けて考える。



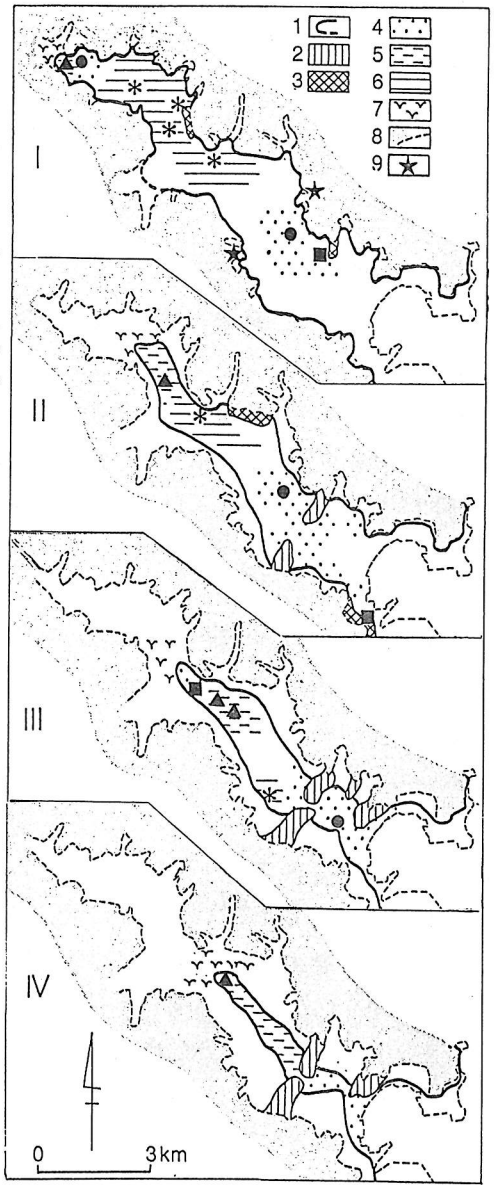
第2図　地形・地質縦断面図　　1.粘土 2.シルト 3.砂 4.礫 5.泥炭 6.貝 7.基盤岩 8.埋土 9.不明 10～13.貝類群集；干潟群集・内湾砂底群集・内湾泥底群集・岩礁群集

Ⅰ期（約6500～5500年前）：海進は現河口から約6km内陸に達し，そこではマガキ，イボウミニナを主とする干潟群集が生息する。湾央部はやや水深があり，イヨスダレ，ウラカガミに代表される内湾泥底群集が棲む。

Ⅱ期（約5000～4000年前）：Ⅰ期の内湾泥底群集は干潟群集に移行し，海域の縮少・浅化が始まる。湾央から湾口部にかけては砂堤が形成され始める。

Ⅲ期（約2000年前）：湾央～湾口部に砂堤が発達し，そこにはアサリ，ヒメシラトリなどの内湾砂底群集が優占している。背後の湾奥部は広く干潟域となる。

Ⅳ期（現在；江戸時代）：2列の砂堤は湾口をふさぐようにさらに発達する。しかし，入江は完全には閉塞されず，万治3年（1660）の新田開発まで残存した。



第3図　平作川低地の古地理の変遷

1.海岸線　2.砂堤　3.波食台　4.砂（海成）　5.シルト（海成）　6.粘土（海成）　7.泥炭（陸成）　8.現海岸線及び丘陵・台地　9.縄文時代早期貝塚

（その他凡例は第2図と同様）

コード番号	地点	東経	北緯	地表面高度(m)	海成層上限高度（m）	試料採取高度（m）	試料名	測定値 y.B.P.	備考
N-2988	公郷町　平作川右岸	139°40′15″	35°15′9″	+7.5	＞+5.0	+5.0	マガキ *Crassostrea gigas*	6,520 ±100	松島(1980)
N-2577	森崎町　五郎鉄橋	139°40′52″	35°14′53″	+5.0	+2.5	-3.0	ウラカガミ *Dosinella penicillata*	6,180 ± 80	松島(1976)
N-3231	池田町　湘南橋	139°41′20″	35°14′35″	河床	——	-3.5～-4.0	マガキ *Crassostrea gigas*	2,140 ± 80	
N-3232	池田町　平作川右岸	139°41′44″	35°14′17″	——	——	-1.0～-1.5	マガキ *Crassostrea gigas*	670 ± 75	
GaK-7770	舟倉町　平作川左岸	139°41′53″	35°14′16″	+3.5	——	+0.5～+0.7	マガキ *Crassostrea gigas*	680 ±100	
GaK-7771	〃　〃	〃	〃	+3.5	——	-1.5～-1.7	マガキ *Crassostrea gigas*	740 ±140	
GaK-10602	久里浜　市立工業高校	139°42′30″	35°13′20″	+2.5	+0.5	-0.5	サルボウ *Scapharca subcrenata*	2,210 ±100	太田ほか(1984)
GaK-10603	〃　〃	〃	〃	+2.5	+0.5	-2.5～-3.5	サルボウ *Scapharca subcrenata*	5,010 ±140	〃
TH-586	久里浜1丁目	——	——	——	——	-7.5	貝殻	2,290 ±120	菅沼未公表＊
TH-585	久里浜8丁目	——	——	——	——	+6.3	オオヘビガイ *Serpulorbis imbricatus*	3,680 ±130	〃
GaK-11815	小川町　横須賀市役所	139°40′33″	35°17′32″	+2.27	-6.0	-17.5	オオヘビガイ *Serpulorbis imbricatus*	6,680 ±150	蟹江ほか(1985)
GaK-11816	〃　〃	〃	〃	〃	〃	-24.0	カガミガイ *Dosinia japonica*	9,160 ±150	〃
GaK-11817	〃　〃	〃	〃	〃	〃	-24.1	ケトキ *Zelkova serrata*	8,940 ±160	〃
GaK-11818	〃　〃	〃	〃	〃	〃	-25.0	オオヘビガイ *Serpulorbis imbricatus*	9,020 ±270	〃
GaK-10604	馬堀町2-6 県道浦賀港線	139°42′30″	35°15′30″	約3.0	——	+0.9～+1.5	オニアサリ *Notochione jedoensis*	1,400 ±100	太田ほか(1984)

＊　国土地理院(1982)

†　位置は第1図参照

第1表　平作川低地及び周辺の^{14}C年代測定資料

15 珪藻分析から推定される浜名湖の完新世における古環境変遷

鹿島　薫（東京大・研究生）

Holocene paleoenvironment in the Lake Hamana ,presumed by diatom analysis : Kaoru KASHIMA

（１）はじめに

浜名湖で，1985年12月に採取した32地点の湖底表層試料と，1985年12月・1986年９月に採取した４地点の湖底ボーリングコア試料について珪藻遺骸の分析を行った．そして，現湖底における珪藻の分布と比較しながら，完新世における浜名湖の珪藻遺骸群集の変遷について考察を加えた．

（２）湖底表層における珪藻殻の分布

Thalassionema nitzschioides, Thalassiosira spp. Cyclotella caspia, Fragilaria sp.-1 などが多く出現した．全体的にみて浜名湖における珪藻の種構成は中海の場合とよく似ている．しかし，浜名湖とほとんど塩分環境が変わらない，サロマ湖や上甑島まなこ池で多く出現したParalia sulcataは，今回の試料からはほとんど観察されなかった．また，現在の浜名湖の堆積環境では周囲からの淡水生珪藻殻の湖底への流入はほとんどない．

（３）湖底ボーリングコア試料中の珪藻遺骸

湖底ボーリングコア試料中の珪藻遺骸の特徴から，完新世における浜名湖の湖底堆積物層は，下位より次の５つの珪藻化石帯に大きく区分された．

Zone１：Cyclotella caspia, Thalassionema nitzschioidesが多く出現した．淡水生珪藻もこれに混じって出現した．

Zone２：Thalassiosira spp., Thalassionema nitzschioides が多く出現した．現湖底に比べてThalassiosira spp.の出現する割合が大きい．

Zone３：Cyclotella caspiaが特に多く出現した．この１種のみで出現した全珪藻殻の60～80％を占めた．

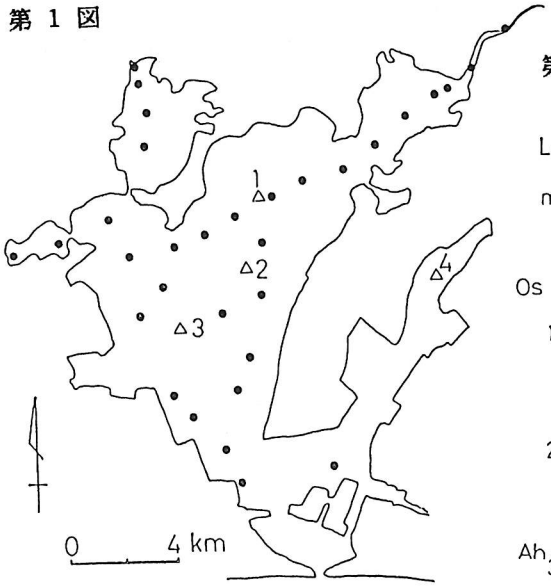
Zone４：Melosira granulataなどの淡水生珪藻が，Cyclotella caspiaなどの汽水生珪藻と混じって出現した．

Zone５：再びThalassionema nitzschioides, Thalassiosira spp.などが多く出現するようになる．

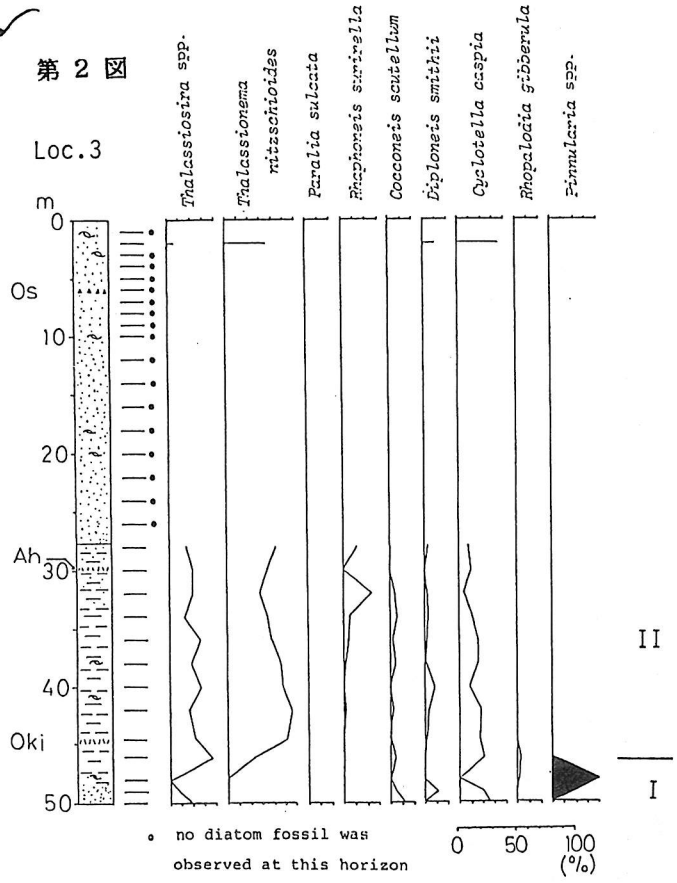
（４）浜名湖の完新世における古環境変遷についての予察．

各珪藻化石帯の堆積環境は，現湖底における分布などと比較して以下のように推定された．Zone１において汽水湖沼の形成が始まった．Zone２になると湖域は急速に拡大した。また現在よりも湖口が開いており外洋水の湖内への流入も多かった．ところが，Zone３になると湖口は現在よりも狭まり，現在の宍道湖のような低鹹汽水湖沼となった．Zone４になると湖水の塩分はさらに低下し，極めて短期間ではあるが淡水湖沼となった可能性もある．Zone５では再び現在のような高鹹汽水湖沼となった．なお，ボーリングコア試料中に含まれる火山灰層の特徴からおおよそ，Zone１は9000y.B.P.以前，Zone２は約9000～6000y.B.P.ごろ，Zone３は約6000～3000y.B.P.ごろ，Zone４は約3000～1000y.B.P.ごろ，Zone５は1000y.B.P.以降と推定された．

第１図

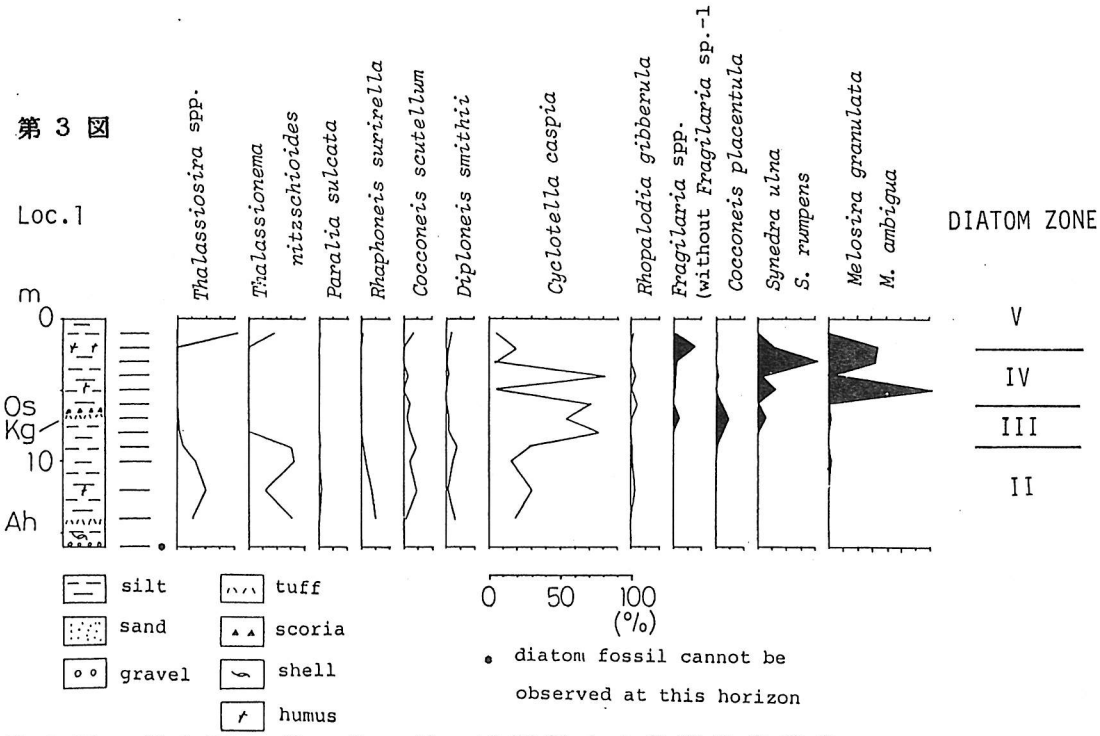


第２図



第１図
調査地点位置図
黒丸：表層試料採取地点
１～４：ボーリングコア試料採取地点

第３図



第２図　第３図　ボーリングコア試料中の珪藻遺骸群集

Os,Kg：大沢スコリア、カワゴ平パミス（ca.3,000y.B.P.）、Ah：アカホヤ火山灰（ca.6,300y.B.P.）、Oki：U－隠岐火山灰（ca.9,300y.B.P.）

黒塗は淡水生珪藻

16 沖積上部砂層の上位でみられる海成粘土層

安藤一男（豊岡高校）

Marime clay deposits on the upper sand: Kazuo Ando

1．はじめに

Kaizuka et al.（1977）によると，沖積層の上半分の層序は，UC，US，UA に区分されている。しかるに，演者が荒川低地の沖積層から採取された多数の試料に基づいて珪藻分析を行なったところ，上部砂層の上位には海成の粘土層が広く分布していることが明らかとなった。すなわち，UC→US→海成粘土層→UA という地形発達過程が認められた。今回はこの調査結果について発表したい。

2．珪藻帯区分

第Ⅲ珪藻帯……縄文海進による奥東京湾で形成された，大部分が真塩性珪藻からなる珪藻帯。第Ⅳ珪藻帯……第Ⅲ珪藻帯と第Ⅴ珪藻帯の間にあって，両珪藻帯の移行帯という特徴をもつ珪藻帯。当帯はさらに次の珪藻分帯に細区分できる。ⅣA……真塩性種と中塩性種の産出率を合せた値と，貧塩性種の産出率の値とがほぼ等しい。ⅣB……貧塩性種が多くを占め，真塩性種，中塩性種の産出率は低い。ⅣC……中塩性種が大部分を占める。ⅣD……真塩性種が多くを占める。主として粘土層よりなるが，シルト層の場合もある。今回の海成粘土層を，珪藻帯区分上はⅣD と表記している。第Ⅴ珪藻帯……沖積層の最上部にあって，大部分あるいはすべての産出種が貧塩性種で占められている珪藻帯。

3．調査結果

（1）調査地点〔南畑新田〕の分析結果：図1は，図2の二重丸地点の珪藻分析結果を図示したものであるが，+0.35m 以深の砂層の部分は第Ⅳ珪藻帯A，+0.35～+2.80m の部分は第Ⅳ珪藻帯D，そして+2.80m 以高は第Ⅴ珪藻帯と判断される。（2）第Ⅳ珪藻帯Dの分布範囲：図2は，上記の地点のように，US の上位で海成層，すなわちⅣD が確認された地点を黒丸印で示すことによって当層の拡がりを表わしたものである。（3）地質断面と第Ⅳ珪藻帯D：図3は，図2のA－A′線に沿って位置する各地点の地質柱状図，ならびに珪藻帯区分を示したものである。この図から明らかなように，ⅣD は上部砂層の上位にあって，海抜高度－1.6m～+3.6m でみられる。

4．考察

ⅣD の形成と海進との関係を考察するに当り，次の2つの方法を試みた。1つは上流域からの堆積物供給の影響をほとんど受けない地点，例えば図2の屋に丸印地点と，受け易い地点との比較である。他は^{14}C年代測定に基づい

た各層準の堆積時期に関する調査である。これらの検討結果では，IVDの形成は縄文海進の末期に形成されたと考えるのが妥当のようである。ただし，IVDの形成は上部砂層の形成と密接に関係しているので，上部砂層の性格，層位関係が十分解明されないと，IVDの問題も完全に解決するのはむずかしい。

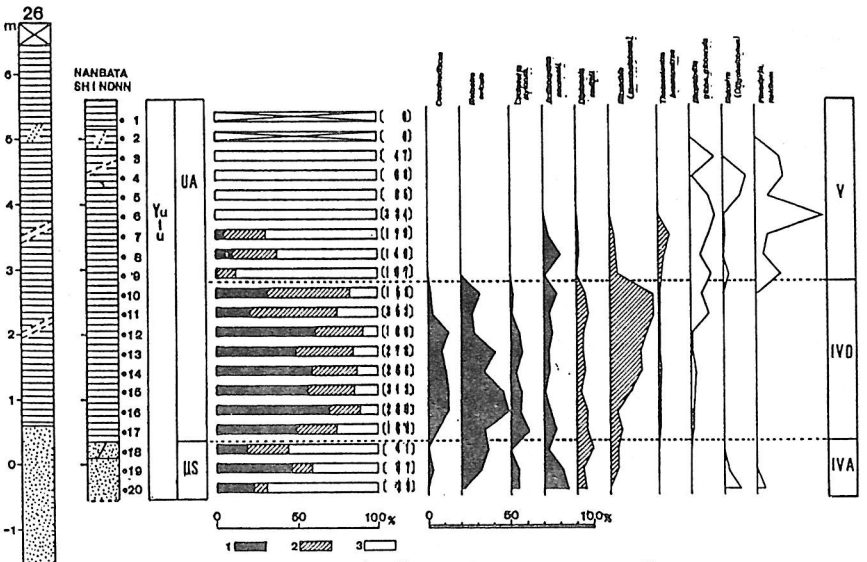


図1．調査地点〔南畑新田〕の珪藻分析結果

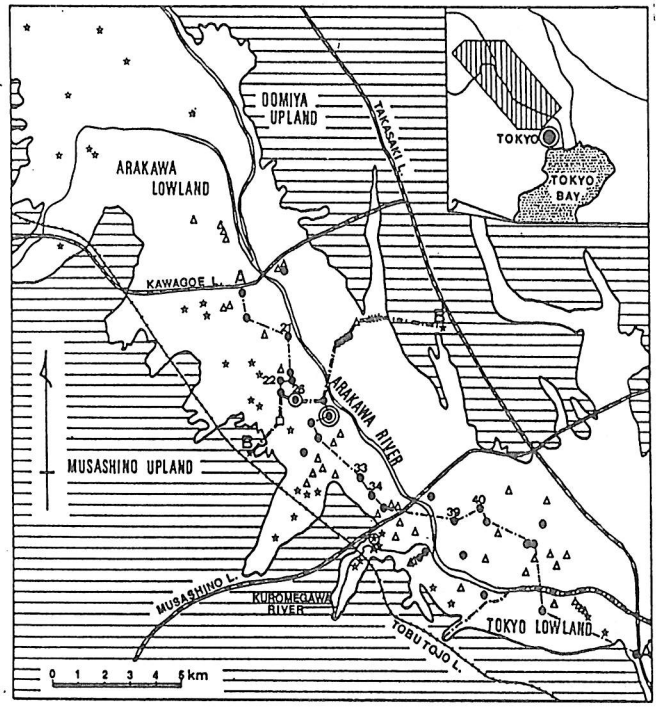


図2．各調査地点の珪藻分析結果．黒丸印：IVDが確認された地点，星印：IVDが認められない地点，三角印：自然堤防上等のため深部までの掘進が困難，IVD相当層から試料が抽出されていない，下流域では最上部が浸食されてしまっている等の理由で判定が不可能な地点。

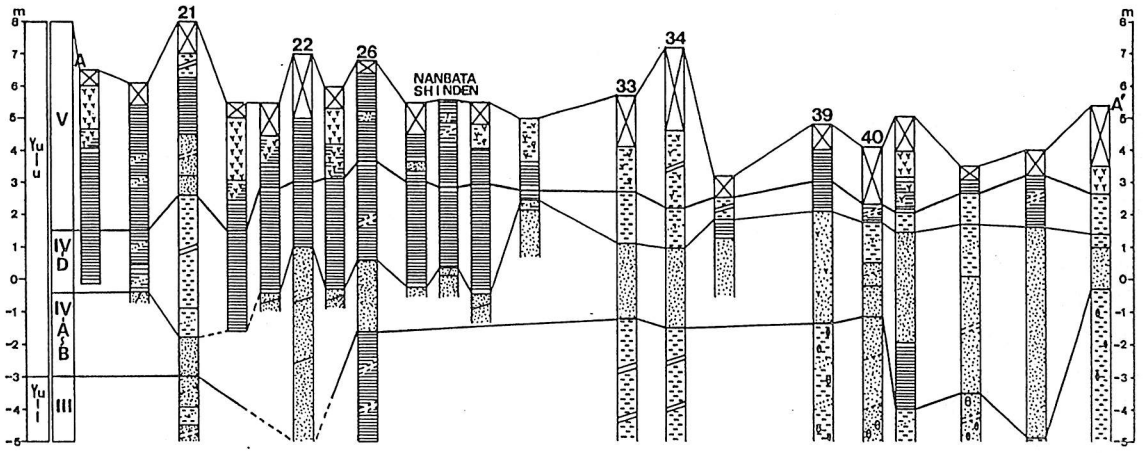


図3．荒川低地の沖積層上部の地質縦断面と珪藻帯

17　中川低地中流域における完新世の珪藻化石と古環境の変遷史

小杉正人・遠藤邦彦（日大・文理・応用地学）

Historical Change of Fossil Diatom Assemblages and Paleoenvironments in Holocene around the Middle Reach of the Nakagawa Lowland.

中川低地中流域には、縄文海進以降のデルタの前進により形成された低湿地が続く。本地域は、都市化にともない各種の建設工事が実施され、ボーリング試資料などの膨大な地質データが蓄積されてきた。演者らは、多数のボーリング試資料の収集と観察、14C年代の測定、含まれるテフラや化石群の検討により、本地域の沖積層の層序の確立や古環境の変遷史の解明を試みてきた。本地域でのこうした研究は、奥東京湾全域の古環境を考えるうえでも有益である。今回は珪藻化石をとりあげ、複数地点において群集の層位的変化を地質層序に位置づけることにより、水平的広がりのある環境変遷史の復元を試みた。

珪藻分析を行なった地点を沖積層の基底面図上に示す。このうち埋没谷上に位置するSK-1地点の珪藻化石の層位分布図を図3に、そこを通る地質断面を図2にそれぞれ示す。図1および図2から読みとれるように、沖積層の基底面はさまざまな時代に形成された地形の集合である。また、図2の地質断面からこうした地形面を埋没させた沖積層が観察される。基底れき層と七号地層は古利根川および綾瀬川の地下にみられ、後者では11,190±270 y.BP.(Gak-12531)の14C年代値が得られている。この上位には、HBG(完新世基底れき層)をはさみ軟弱なシルト層がみられる。この中央部に8,010±380 y.BP.(Gak-12532)を示す連続性のよい砂層がみられる。シルト層の上位にはデルタ性の砂層や腐植物に富むシルト層がみられる。この砂層の下部からは4,250±130 y.BP.(Gak-11497)の14C年代値が得られている。

図3にSK-1地点の珪藻化石の層位分布図を示す。ここでは、出現種をおおきく淡水生と汽水～海水生にわけ、さらに前者を浮游生、好流動生、好酸性、陸生の4群に、後者を付着生、浮游生の2群にそれぞれわけ、各群の特徴種を示した。これらの層位分布と堆積物1g中の殻数、完形殻の出現率（殻の保存度）に基づいて、下位からP，I，IIa，IIb，IIIの5つの分帯を設定した。P帯は、更新世に相当し淡水生好酸性種Pinnu

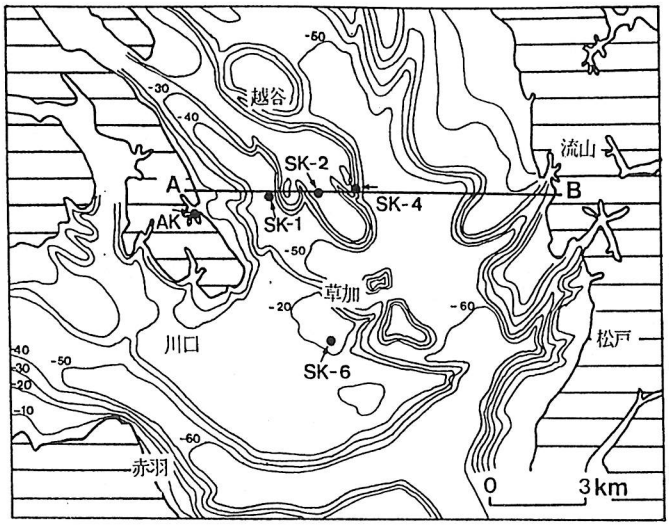


図1　草加周辺の中川低地の沖積層基底面，珪藻分析地点および地質断面（A－B）の位置

laria 属が卓越した。Ⅰ帯は、七号地層に相当し淡水生種が卓越した。Ⅱa帯とⅡb帯は、ともに汽水～海水生の浮游生種が卓越したが、これらの一時的減少により亜分帯した。この年代は約7,500 年前と推定された。Ⅱ帯全体は、上部と下部で汽水～海水生の付着生種が増加していることから、海進の1サイクルを示すといえる。Ⅲ帯は、淡水生種の増加と汽水～海水生種の減少により特徴づけられる。堆積物1g中の殻数および完形殻の出現率は、各分帯の境界で変化する傾向がある。

SK-1地点の珪藻化石群集の層位分布は、他の地点のそれとの比較の結果、この地域を代表していることがわかった。講演ではSK-1の他の地点での分析結果を示し、珪藻化石群集の空間的変化と古環境との関係を検討する。

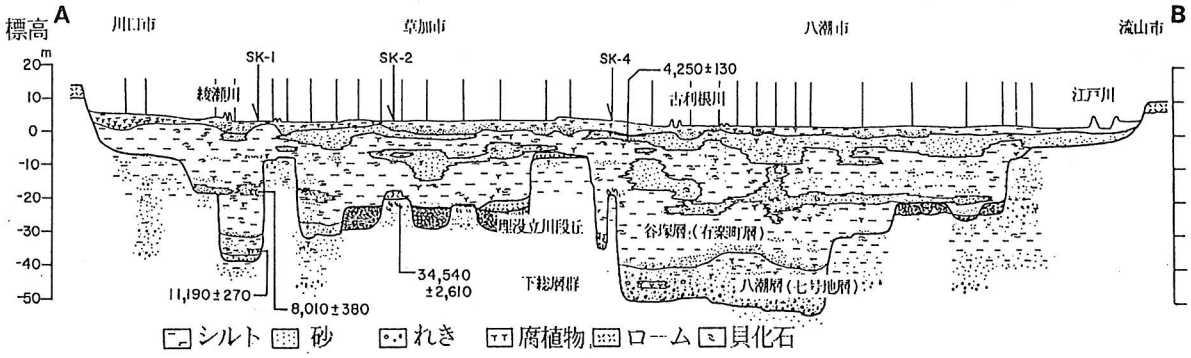


図2 中川低地草加付近の地質横断面図

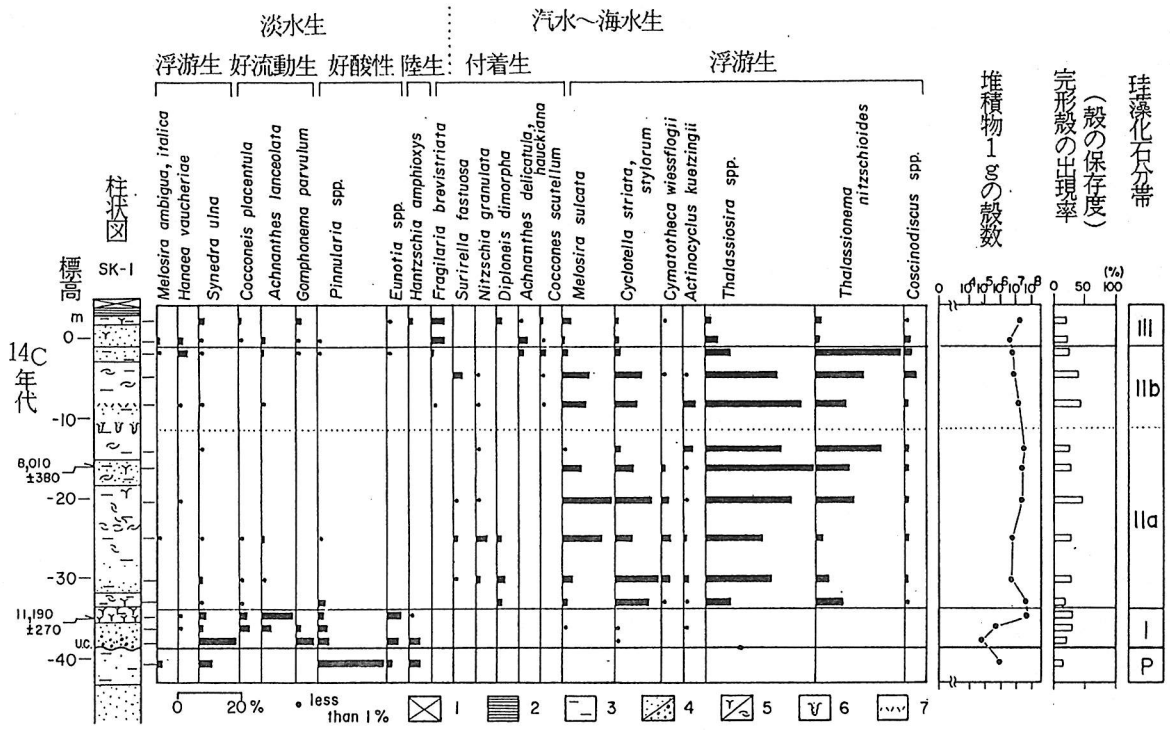


図3 SK－1地点における珪藻化石の層位分布図
1：盛土，2：粘土，3：シルト，4：砂／れき，5：腐植物／貝化石，6生痕，7：火山ガラス

18 完新世における淡路島三原平野の植生変遷

松下まり子（神戸大・教養・生物），前田保夫（神戸教育研究所）

On Vegetation Change during Holocene in Mihara District on the Awaji Island, Hyogo Prefecture : Mariko MATSUSHITA & Yasuo MAEDA

現在，淡路島に残存する自然林は三熊山，先山，諭鶴羽山等にみられる程度であるが，それらからみて淡路島のほぼ全域が後氷期以降の温暖化に伴って，スダジイ，タブノキ，ホルトノキ，アカガシ，ウバメガシ等からなる照葉樹林でおおわれていたことが推定できるが，その詳細についてはほとんど解明されていない。今回は淡路島南部に位置する諭鶴羽山地（海抜608 m）の北西部に広がる三原平野で得た柱状試料の花粉分析により，当地方の完新世における植生変遷を明らかにする。さらに，淡路島の南方，沼島のそれと比較した結果，大きな差異が認められたので報告する。Fig. 1 に調査位置図を示す。

三原平野（Fig. 2）　照葉樹林の構成要素であるQuercus（Cyclobalanopsis），Castanopsisは最下層から数%の比率で連続的に検出されるが，K-Ah層準（約6,300 年前）より上位にかけて増加をはじめ，とくにQ.(Cyclobalanopsis)は上層で50%以上の比率を占めるようになる。K-Ah層準より下位では，Quercus（Lepidobalanus），Celtis-Aphananthe，Ulmus-Zelkova，Carpinus等の比率が圧倒的に高く，これらの樹種からなる落葉広葉樹林が広く繁茂していたといえる。また，K-Ah降下後もしばらくの間存続するがやがて照葉樹林と交替する。三好・新井（1982），松下（1987）による三原，志知川沖田南遺跡の分析結果でも，2,500 y.B.P. 頃より古墳時代～中世以降にQuercus（Cyclobalanopsis），Castanopsis が優占する時代が認められる。

沼島（Fig. 3）　上位以外の全層準でCastanopsisが35～80%の高率で検出されることが大きな特徴である。Q.(Cyclobalanopsis）はCastanopsisに比較して圧倒的に低いが，砂質シルトから腐植質粘土へと変化する層準より上位でMyricaと共に増加する。Q.(Lepidobalanus)，Celtis-Aphananthe，Carpinus等の落葉広葉樹の出現は全層準を通じて5%以下である。また，Cryptomeria，C-T-Cが三原平野と比べて高く，とくにCryptomeriaは上層で10%近くに達する。Castanopsisは上層で急減し，替わってPinusが急増する。この傾向は三原平野でも認められ，これは人間の干

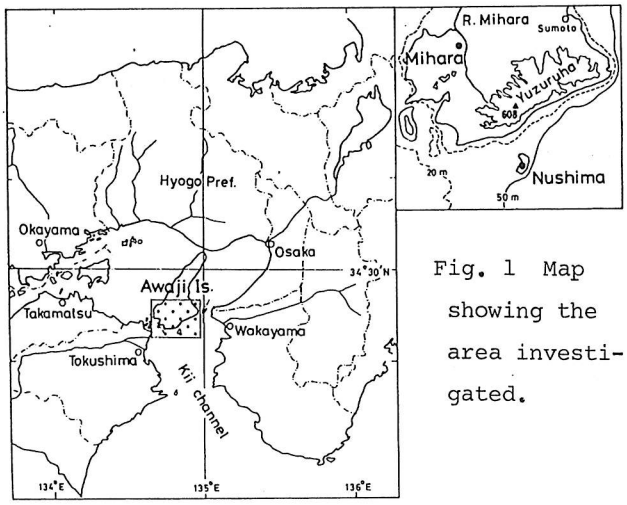


Fig. 1 Map showing the area investigated.

渉下に成立するマツの二次林の拡大を意味している。

両地域とも照葉樹林が極相林を形成していたが，その優占樹種は三原平野ではQ.(Cyclobalanopsis)，沼島ではCastanopsisであった。この相違は，淡路島南部は中西部に比較して降雨量が多く瀬戸内海性気候の中でも半外洋性気候帯に属するためと思われる。また，沼島におけるCryptomeria，C-T-Cの増加も降雨量の差を示唆している。

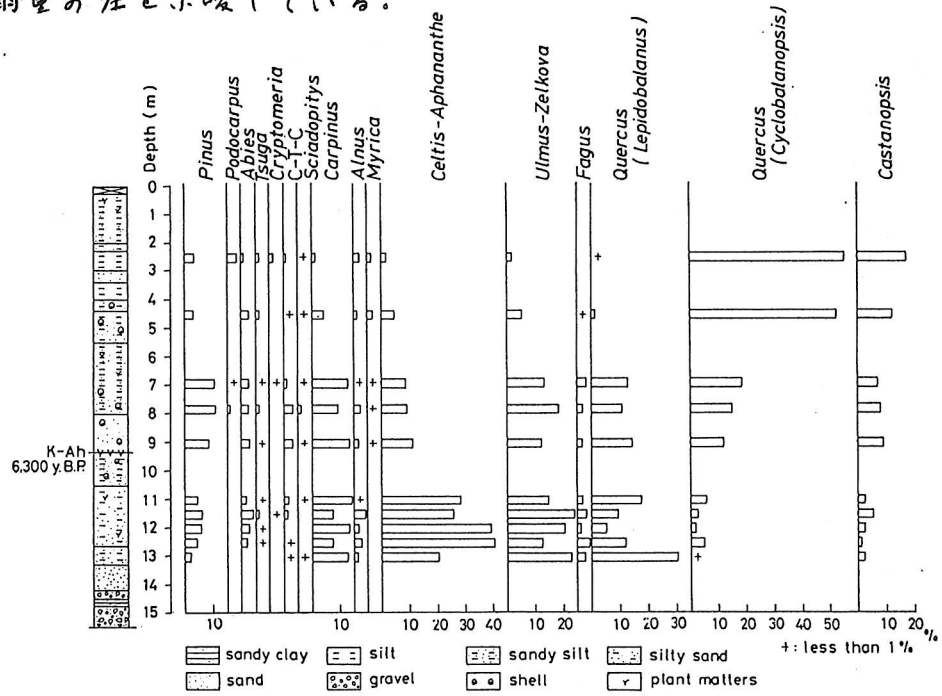


Fig. 2 Pollen diagram of Mihara district (B51).

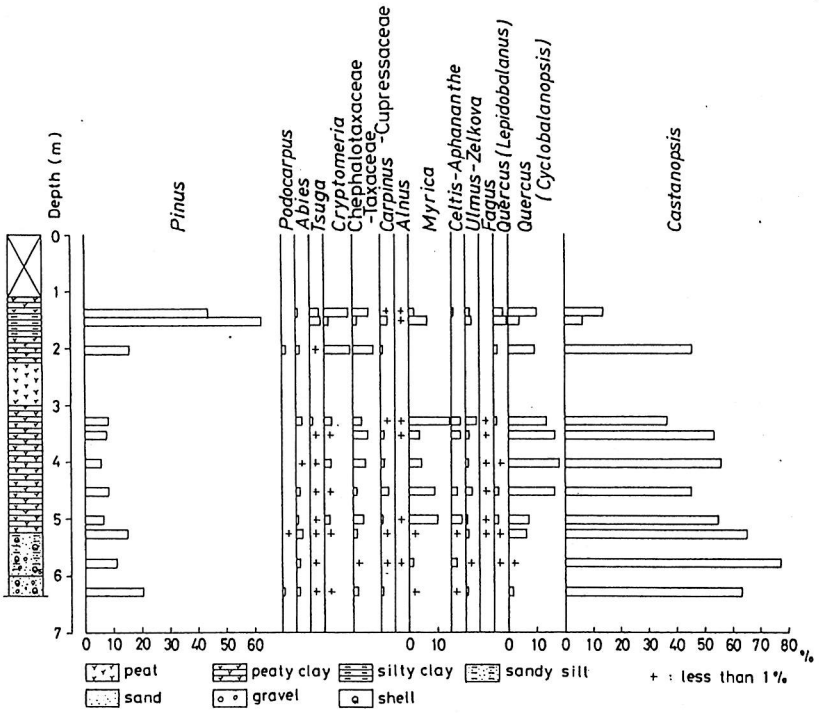


Fig. 3 Pollen diagram of Nushima (N1).

19 近江盆地北部山崎山泥炭地堆積物の花粉分析

松井順太郎（立命館大・地理・院）

Pollen Analysis of the Sediment from Yamazakiyama Peat Land in the Nothern Part of Omi Basin : Juntaro MATSUI

これまで，近江盆地北部の日本海側気候区と内陸型気候区との境界付近は，完新世の植生変遷が未解明の地域であった。また，日本列島各地において，古植生の変遷を通じて明らかにされたB.P.7,000年頃からB.P.1,500年頃までの気温変化に関する報告には，B.P.7,000年頃～B.P.4,000年頃が温暖期，B.P.4,000年頃以降が温暖期に比べて気温の低下する時代というものが多い。滋賀県高島郡マキノ町山崎山山麓の泥炭地堆積物の花粉分析と周辺の現存植生調査を実施し，古植生の変遷からB.P.7,500年以降B.P.1,500までの気候変化について検討したが，前記のようなB.P.4,000年を境界にした温暖→冷涼という気温変化を確かめることが出来なかった。山崎山泥炭地堆積物から得たB.P.7,500年以降の植生変遷のエポックは，B.P.5,300年頃，B.P.4,000年頃，B.P.3,000年頃，B.P.2,000年頃であった。

山崎山泥炭地（北緯35°27′30″，東経136°4′3″，標高86.5m）は，日本海指数105°（鈴木ら，1971による），暖かさの指数102°，寒さの指数－8.4°（吉良，1945の算出法による）の気候環境下に位置し，中央部がヨシ群落，西部がハンノキ林に覆われており，東部が水田化されている。泥炭地周辺の現存植生は，標高約200mまでがシイノキ属を伴った常緑広葉樹林，標高200～350mはシイノキ属が欠如し，シラカシ・ウラジロガシ・アカガシなどのアカガシ亜属による常緑広葉樹林，標高350～500mがサワシバ・クマシデなどのクマシデ属，ミズナラ・コナラなどのコナラ亜属，ウラジロガシ・アカガシなどのアカガシ亜属，イロハカエデ・オオモミジ・オオイタヤメイゲツなどのカエデ属等による中間温帯林，標高500m以上がブナ・ミズナラ・トチノキ・イタヤカエデ・ウリハダカエデ・アシウスギ（ウラスギ）等による冷温帯林である。泥炭地周辺の各森林帯には，モミ・ウラジロモミ・ツガ・コウヤマキなどの針葉樹が現在ほとんど生育していない。

泥炭地堆積物について，KOH→$ZnCl_2$→Acetolysis法による花粉分析を実施した結果，花粉出現傾向は以下の如くである。

B.P.7,500年以前は，ブナ・コナラ亜属→コウヤマキ属・ツガ属→ブナ・コナラ亜属と高出現率を示すタクサが変化する。B.P.7,500年以降，アカガシ亜属が増加し，シイノキ属が出現し始める。B.P.6,000年頃，シイノキ属の出現率が高くなる。B.P.5,300年～B.P.4,000年の間，コナラ亜属・カエデ属が増加し，アカガシ亜属が減少する。この間，シイノキ属はほとんど出現せず，出現しても1％前後の出現率となる。B.P.4,000年～B.P.3,000年の間，アカガシ

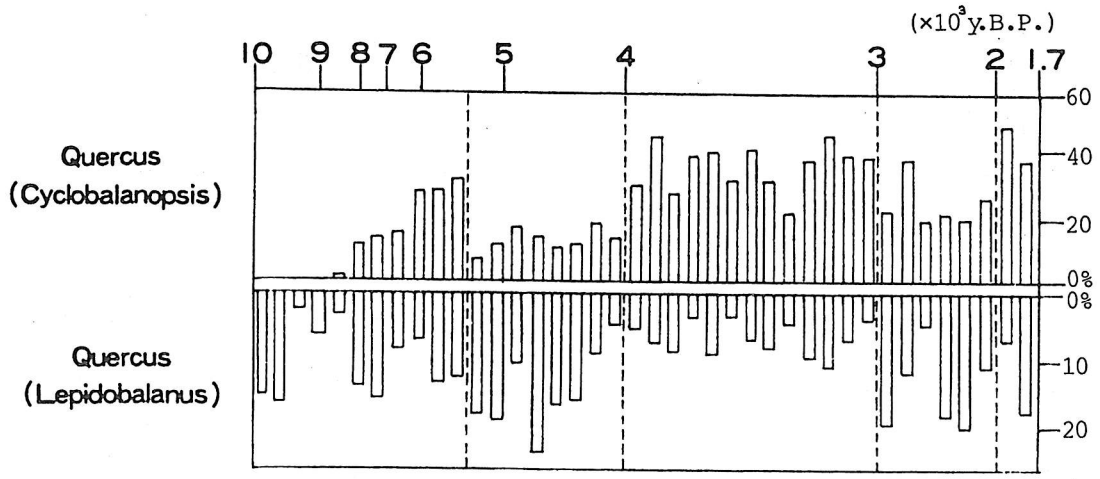


図１．　山崎山泥炭地における Quercus 属の出現率

亜属・シイノキ属が増加し，コナラ亜属・カエデ属・ブナが減少する。B.P. 3,000年～B.P. 2,000年の間，再びコナラ亜属やブナが増加し，アカガシ亜属が減少する。B.P. 2,300年～B.P. 2,200年頃には，シイノキ属の出現率が１％未満となる。B.P. 2,000年以降，再度アカガシ亜属・シイノキが増加する。B.P.1,700年頃以降は，マツ属（ニヨウマツ類）が急増する。またスギ属はB.P. 1,400年以降高い出現率を示す。

以上のような結果から，ツガ属やコウヤマキ属などの針葉樹はB.P. 7,500年頃にはすでにこの地域から消滅したものと思われ，B.P. 6,000年からB.P. 1,700年までの間に，各森林帯が降下した時期が２回あったものとみられる。森林帯が降下していたのは，B.P. 5,300年～B.P. 4,000年，B.P. 3,000年～B.P. 2,000年であり，その降下は少なくとも100mと考えられる。少なくとも100m森林帯が降下した根拠として，これらの時期に，コナラ亜属やカエデ属・ブナが増加し，アカガシ亜属が減少ことのほか，シイノキ属がほとんど欠如することがあげられる。

20 角田層の古環境

星野フサ（札幌静修高校），伊藤浩司（北大環境研），矢野牧夫（北海道開拓記念館）

Palaeoenvironments of Kakuta formation : Fusa Hoshino, Koji Ito, Makio Yano

北川芳男ほか（1974）は、北海道石狩低地帯三川南西4kmの新川砂利採取場において、下位の砂礫層を東千才層，その上位の粘土層を新川層，風積火山灰層の3層に区分し時代は後期洪積世であるとした。岩見沢団研グループ（1983）は、新川の砂利採取場で仮称された下位の砂礫層を東千才層，これより上位でSpfa3までの陸水成堆積物層を角田層とよび，風成の火山灰層はこれに含めないと定義した。東千才層の時代は角田層と整合でやや温暖であることからR/W間氷期であるとした（岩見沢団研グループ，1986）。

今回，演者らは，東千才層に整合に堆積している角田層の　花粉分析を行った結果極めて重要な興味ある内容が得られたので報告する。

(1) SH-I帯

常緑針葉樹Piceaが優勢で65%に達する。落葉針葉樹Larixがほぼ連続出現するが出現率は10%位である。他にはBetulaが多い。非樹木ではCyperaceaeが多い。なお本花粉帯は東千才層の礫層の直上から得られたものである。気候的には現在より寒冷で湿地であったと考えられる。

(2) SH-II帯

常緑針葉樹Abiesが優勢で30%に達する。他には落葉広葉樹AlnusおよびQuercusが多い。非樹木では単条型胞子が多い。SH-I帯でみられたLarixが見られずPiceaの出現率が低いことからみて現在より気候が温暖な亜間氷期であったと考えられる。

(3) SH-III帯

常緑針葉樹Piceaが優勢で60%に達する。落葉針葉樹Larixが28%出現し落葉広葉樹ではMyricaが多く50%に達する部分もみられる。非樹木ではCyperaceaeが多い。この時代はSH-I帯よりはさらに寒冷な亜寒氷期であったと考えられる。コケスギランはほとんど見られない。

(4) SH-IV帯

落葉広葉樹Alnusが極めて優勢で80%をこえる。他にはBetula，Myrica，

Corylus が多い。非樹木では単条型胞子が多い。このような花粉組成からみて当時の古環境は現在程度で水辺であった証拠はみられない。

以上、角田層の中でも特にR/W間氷期と考えられている東千才層の直上に堆積している泥炭層から、亜間氷期1回と亜氷期2回を発見することができた。なお、SH・Ⅲ帯の亜氷期ではLarixが増加することはすでに述べたが、ここではスギ科の少量の産出がみられた。

引用文献

北川芳男ほか(1974)：野幌丘陵周辺の第四紀に関する諸問題，北海道開拓記念館研究年報，第3号，

岩見沢団体研究グループ(1983)：茂世丑低地・角田盆地の茂世丑層と角田層，日本地質学会北海道支部総会個人講演要旨集

岩見沢団体研究グループ(1986)：茂世丑低地・角田盆地の茂世丑層と角田層，地学団体研究会第40回総会シンポジウム資料集

21 静岡県有度丘陵の上部根古屋層の花粉分析

此松昌彦（島根大・理）

Pollen analytical studies of the Upper Nekoya Formation in Udo Hill, Shizuoka Prefecture ：Masahiko Konomatsu

駿河湾の西部沿岸に有度丘陵がある．更新統からなる本丘陵の最下位層として根古屋層（近藤，1985）が分布する．現在まで海生生物の化石から堆積年代や古環境の推定は行なわれているが，陸生生物の化石の報告はない．そこで演者は花粉化石を用いて古植生や古気候についての考察をした．

本層は中期更新世の未固結堆積物からなり，上位の久能山層とは不整合で接し，基盤は不明である．近藤(1985)は露出する最大層厚が 200m で，北東方向へ尖滅する３枚の礫層を挟む海成泥層からなるとした．また３枚のテフラ（Ng-1, Ng-2, Ng-4）も記載している．

試料採取地点を図１にしめす．Ng-2タフ，Ng-4パミスの両テフラを含む約40mの本層上部に相当する層準を 1mおきに（礫層をのぞく），久能山層の直下まで30試料採取し，分析した．

その結果，木本花粉を 250個以上計数した19試料と 200～ 249個の 2試料より花粉ダイヤグラム（図２）を作り３花粉帯に区分した．

A帯

Alnus の高率で特徴づけられ，他に *Abies, Picea, Quercus* が多い．このことから *Alnus, Fagus, Quercus* を主とする落葉性広葉樹林と *Abies, Picea* を主とする針葉樹林が広く分布していたと推定される．

B帯

*Pinus (Diploxylon)*が高率となり，*Ulmus － Zerkova* も増え，*Alnus* は減少する．このことから *Fagus, Ulmus － Zerkova* を主とする広葉樹林をともなった *Pinus* を主とする針葉樹林が広く分布していたと推定される．

C帯

針葉樹では，*Pinus* などのPinaceaeが減少するが，*Picea* だけがしだいに高率になる．また広葉樹では，*Alnus* が高率となる．*Alnus* を主とする落葉広葉樹林と *Picea* を主とする針葉樹林が広く分布していたと推定される．

後背地の気候ついては主に３分帯とも冷温帯に属していると考えられる．しかし *Cyclobalanopsis, Castanopsis-Pasania* などの常緑広葉樹や *Lagerstroemia* の花粉が低率ながら安定して出現することから暖温帯林が沿岸部に存在していたと推定される．これは暖流系の貝化石の産出（土，1960）が報告されていることと調和的である．このことから，海岸部のみ暖温帯林が存在し，内陸部には冷温帯林が存在したと推定される．

文献

近藤（1985）：地質雑，91，121--140

土（1960）：地質雑，66，251--262

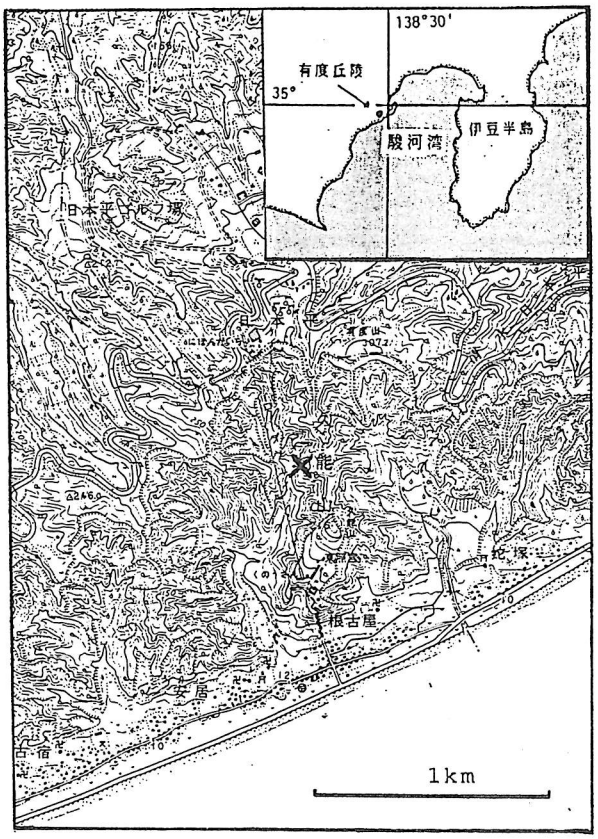


図１　試料採取地点

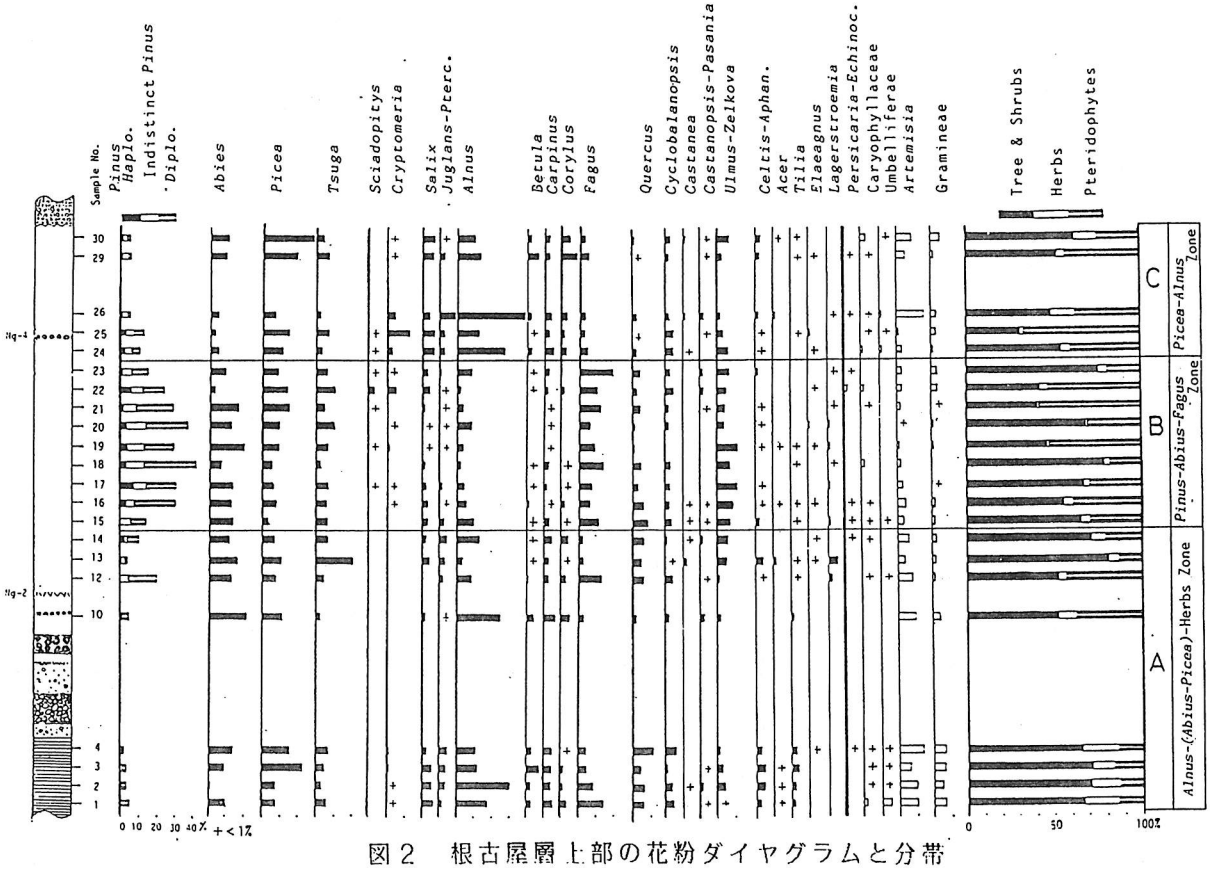


図２　根古屋層上部の花粉ダイヤグラムと分帯

22 前期更新世の植物相の変遷—和歌山県橋本市北部の菖蒲谷層の例—

百原 新（大阪市立大・理・生物），水野清秀（地質調査所）

The Early Pleistocene floral exchange — A case of the Shōbudani Formation in the northern part of Hashimoto city, Wakayama Prefecture: Arata Momohara, Kiyohide Mizuno

和歌山県橋本市北部の下部更新統菖蒲谷層からは，メタセコイア，オオバラモミなどの植物化石が多産する。この地域の41の植物化石群集の種構成を調べ，亜熱帯，暖温帯に分布する樹種と，冷温帯，亜寒帯に分布する樹種の層位的産出状況から6つの大型植物化石群集帯を設定した。大型植物化石群集帯は，下位よりSB-I帯，SB-II帯，SB-III帯，SB-IV帯，SB-V帯，SB-VI帯である。

〈各化石群集帯の特徴〉

SB-I帯：コウヨウザン属，シナヒイラギモチといった暖温帯に分布する樹種と，トウヒ属などの冷温帯に分布する樹種が共に含まれる。

SB-II帯：トウヒ，ヒメバラモミ，ウダイカンバなど，冷温帯から亜寒帯に分布する樹種が多い。暖温帯以南に分布する樹種を含まない。

SB-III帯：コウヨウザン属，シナヒイラギモチなどの暖温帯に分布する樹種の他に，オオイタビ近似種，シマサルナシ近似種，ハマセンダン，ハマクサギといった主に亜熱帯に分布する樹種を含む。これらの樹種とトウヒ属，サワラ，ヒメシャラ，ウダイカンバなど冷温帯に分布する樹種が共存する。

SB-IV帯：コウヨウザン属などの暖温帯に分布する樹種とサワラ，トウヒ属といった冷温帯に分布する樹種を共に含むが，SB-III帯で多く見られた亜熱帯に分布する樹種は含まれない。

SB-V帯：トウヒ，チョウセンゴヨウ，シラカバなど冷温帯から亜寒帯に分布する樹種が多い。暖温帯以南に分布する樹種を含まない。

SB-VI帯：シマサルナシ近似種，オオイタビ近似種といった主に亜熱帯に分布する樹種と，コウヨウザン属など暖温帯に分布する樹種が含まれる。冷温帯に分布する樹種はサワラがわずかに含まれる。

〈絶滅種の層位的産出状況〉

日本からの絶滅種の層位的産出状況を図1に示す。メタセコイアはSB-I帯からSB-IV帯までのほぼすべての植物化石群集に含まれ，SB-II帯からは冷温帯以北に分布する樹種に伴って比較的多く含まれる。SB-II帯からは，メタセコイア以外の絶滅種は産出しない。SB-III帯には絶滅種が多く含まれ，絶滅種の種数は，SB-III帯後半からSB-IV帯にかけて減少していく。コウヨウザン属，タイワンブナ近似種，シキシママンサクはSB-VI帯にも含まれる。

〈各植物化石群集帯の古気候〉

SB-I帯は温暖な気候，SB-II帯は寒冷な気候が考えられる。SB-III帯と

SB-Ⅳ帯は温暖な気候が推定されるが，特にSB-Ⅲ帯は，亜熱帯に分布する樹種と冷温帯に分布する樹種が共に含まれる事から，冬期が温暖で夏期が冷涼な気温年格差の小さな気候が考えられる。SB-Ⅴ帯は寒冷な気候が考えられる。SB-Ⅵ帯は温暖な気候が考えられるが，冷温帯に分布する樹種がほとんど伴わないことから，SB-Ⅰ,Ⅲ,Ⅳ帯と較べて夏期の気温が高く，気温年格差が大きい気候が考えられる。

<絶滅種の消滅過程>

図1に示すように，多くの絶滅種がSB-Ⅲ帯の後半からSB-Ⅳ帯にかけて産出しなくなる。これらがすべて実際に消滅現象を意味するとは限らない。しかし調査地域の菖蒲谷層の上部は火山灰層序などから前期更新世の終り頃だと考えられており（水野・百原，本講演要旨集参照），菖蒲谷層と近接した大阪層群ではこの頃にメタセコイアなど多くの絶滅種が消滅しているので，図1にあげた絶滅種の多くは，SB-Ⅲ帯からSB-Ⅳ帯にかけてこの地域から消滅したと考えるのが妥当である。これらの絶滅種のうち，シナサワグルミ，シキシマサワグルミ，シナヒイラギモチは現在中国の暖温帯に分布する樹種であり，これらはSB-Ⅳ帯からSB-Ⅴ帯にかけての冬期の気温低下によって消滅したと考えられる。しかしメタセコイアはSB-Ⅱ帯では冷温帯や亜寒帯に分布する樹種に伴うが，これはメタセコイアが過去において温度条件のかなり広い範囲にわたって分布していたことを示唆する。したがってメタセコイアの消滅は気温低下だけでは説明できない。メタセコイアの消滅要因を明らかにするには気候条件の変化の他に，後背地の古地形の変化などもあわせて考慮する必要がある。

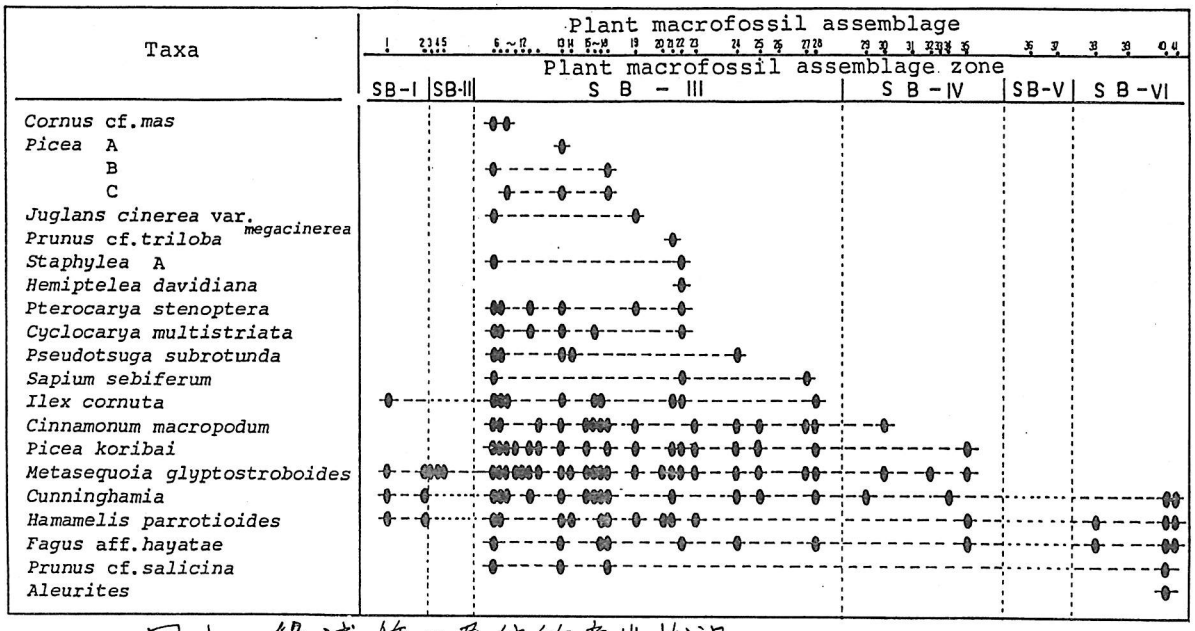


図1．絶滅種の層位的産出状況

23 紀ノ川中流域の古期第四系と“菖蒲谷時階”について

水野清秀（地質調査所）・百原　新（大阪市立大学）

The older Quaternary deposits and faulting along the Kinokawa Valley : Kiyohide MIZUNO and Arata MOMOHARA

紀伊半島中部の紀ノ川中流域には、鮮新・更新統が分布している。これらは一般に北縁部及び南縁部では扇状地成の、紀ノ川沿いでは本流系のれき層が主体で、所々に氾濫原ないし小規模な湖沼成の堆積物がみられる。各層は指交関係にある。

菖蒲谷や五条地域に分布する地層（菖蒲谷層）は他の地域に比べ、細粒堆積物の割合が多く、数枚の火山灰層(Sh1-Sh6,Go1-Go5) や多数の炭質層が挟在している。菖蒲谷層の上部には本流系のれき層が北縁部にまで広がる層準がありこれを境に菖蒲谷層は下部層と上部層に区分できる。炭質層からは多数の植物化石が産出し、特にメタセコイアは最上部を除いたほとんどの層準にみられる。しかし鮮新世を示すと考えられるメタセコイア植物群繁栄期の要素は全くみられない。最上部の層準はメタセコイアの消滅を意味するものと考える。Sh5,Go2A・2B,Go3等の火山灰層は、多孔質型ガラスや角閃石を多数含み、大阪層群のテフロゾーンＢの特徴を示す。以上の点から菖蒲谷－五条地域の菖蒲谷層の年代は、前期更新世の初頭から末ないし中期更新世の初頭にかけてであると考えられる。五条の東にはメタセコイア植物群繁栄期を示す化石を産出する地層があり、地質構造から五条付近の菖蒲谷層の下位に整合に重なるものと推定され、菖蒲谷層の下限は後期鮮新世まで遡るとみられる。東端地域ではカリヤ、ヌマミズキが産出する地層（香東累層）が報告されている（三木、１９４８）。両化石は近畿地方ではガウス正磁極期より以前の地層からのみ産出していることから、本層は菖蒲谷層より古い地層と考えられる。香東累層はカリヤ、ヌマミズキを産出した下部の地層のみなのか、その上位のこの付近にのみ分布するデイサイト等の巨れきを主体とする地層（図１で香東層？とした）を含めたもの

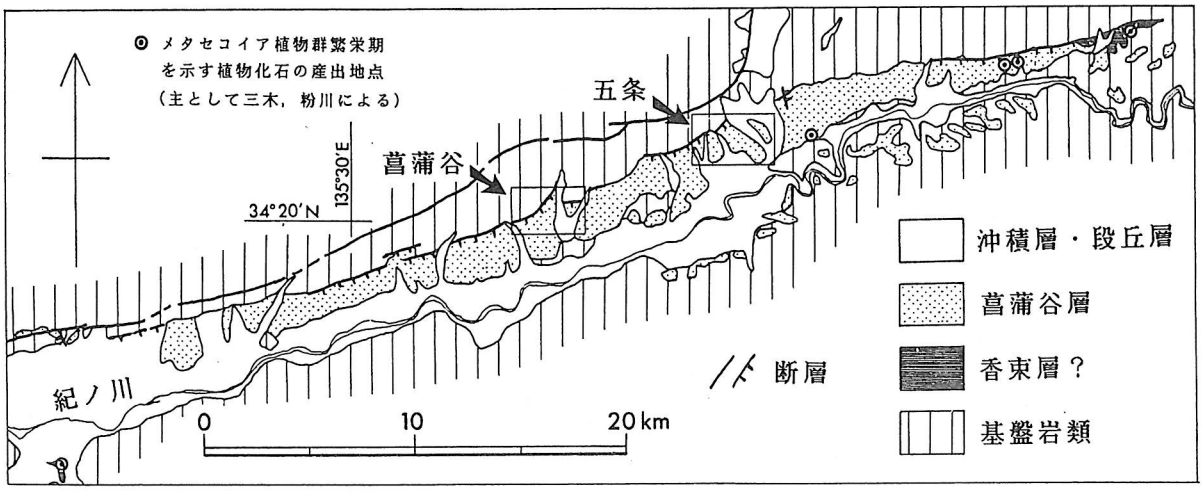
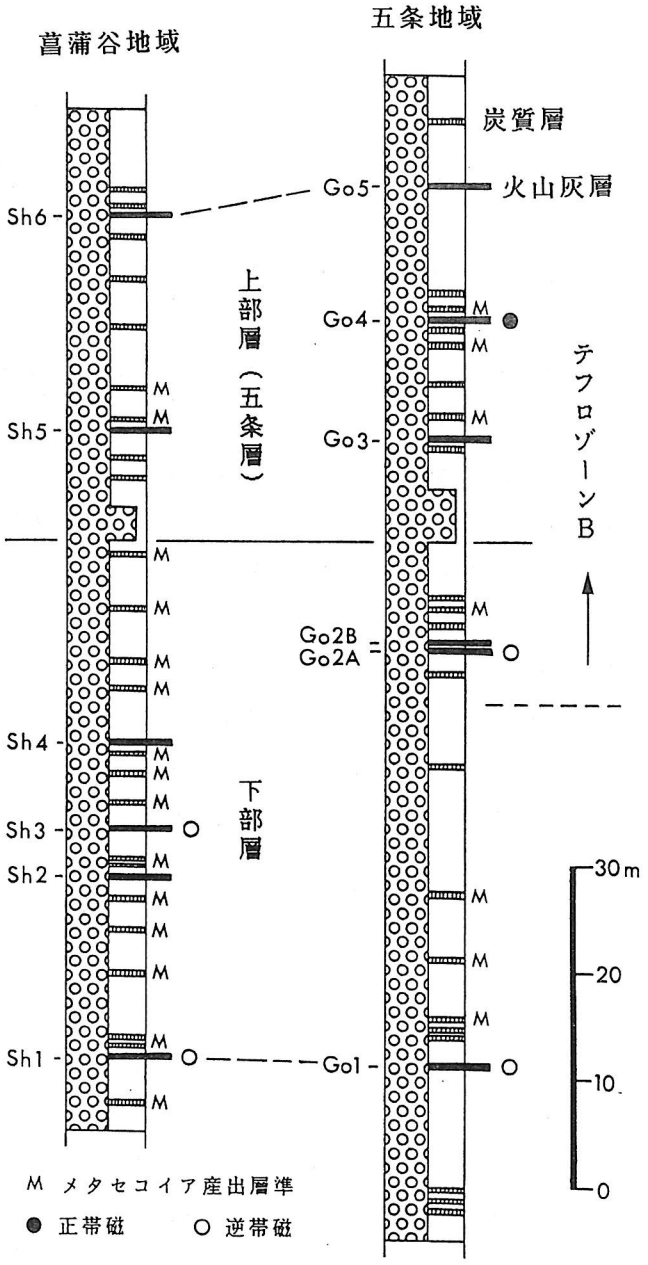


図１　紀ノ川流域における鮮新・更新統の分布

なのかは明らかではない。

鮮新・更新統分布域の北縁には断層が存在する。五条の東では菖蒲谷層を切る断層が五条層と呼ばれる地層に覆われている事が報告されている（寒川、1977）。五条層は堆積物の連続性等から菖蒲谷層上部層に相当すると考えられ、従って東部地域では断層運動は前期更新世の後期には不活発になったと考えられる。一方西部域では、断層は菖蒲谷層上部層までを変位させており、前期更新世末でも活動的であったとみられる。しかしこれらの断層は変位地形が明瞭でなく、最近では殆ど活動していないとみなされている。これらの断層の活動時期（菖蒲谷時階）は、菖蒲谷層堆積の時期と重なり、断層活動は菖蒲谷層の堆積盆を作る運動と密接に関係していると考えられる。



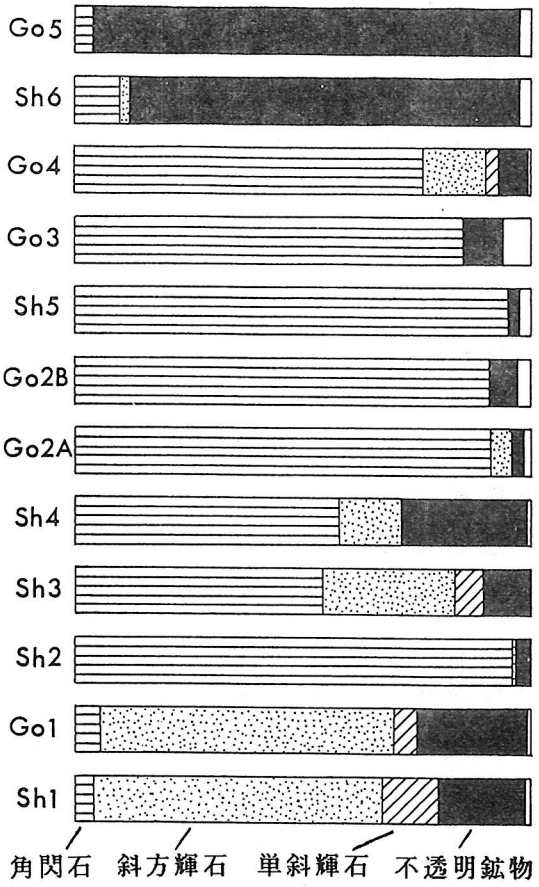


図3　火山灰層の重鉱物組成

図2
菖蒲谷層の模式柱状図

24 隠岐トラフの後期第四紀における堆積速度と堆積作用

池原　研・山本博文（地質調査所海洋地質部）

Late Quaternary Sedimentation of the Oki Trough, Japan Sea

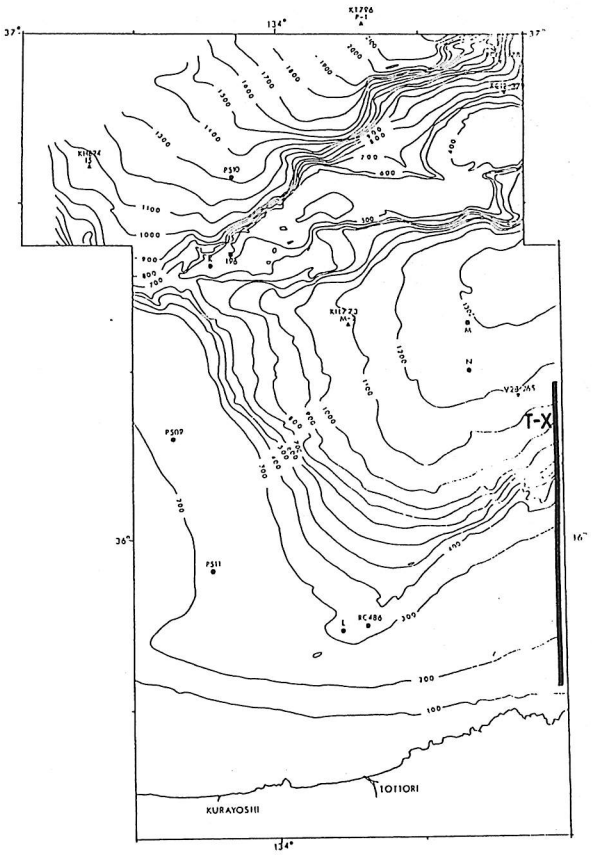
: Ken Ikehara and Hirofumi Yamamoto

隠岐トラフは，鳥取～丹後沖の日本海にある水深1000～1740mの海盆である．その北側は隠岐リッジに，南側は縁辺台地外縁の斜面で境される．1986年６～７月及び９～10月に行われた地質調査所による白嶺丸のＧＨ86-2及びＧＨ86-4航海において，山陰沖日本海の表層堆積物分布と，音波探査による海底地質構造の調査が行われた．隠岐トラフ周辺では，香住沖（東経 134°40'）以西の隠岐トラフ西部及びその周辺において，３本のピストンコアと４本のグラビティコアが採取され，総延長約3800マイルの音波探査記録が得られた．これらのコアのうち，火山灰や石灰質ナンノ化石群集及び岩相から年代目盛の入った３本（ピストンコア２本，グラビティコア１本）と，これまでに隠岐トラフの西部から報告された２本のピストンコア（ＫＨ77-2-Ｍ-2，Ｖ28-265）から，縁辺台地の一部を含む隠岐トラフ付近での後期第四紀における堆積速度を見積もった．ここでは，これらの採泥結果と音波探査記録から，予察的ではあるが，隠岐トラフの後期第四紀の堆積速度とトラフの埋積作用について考察する．

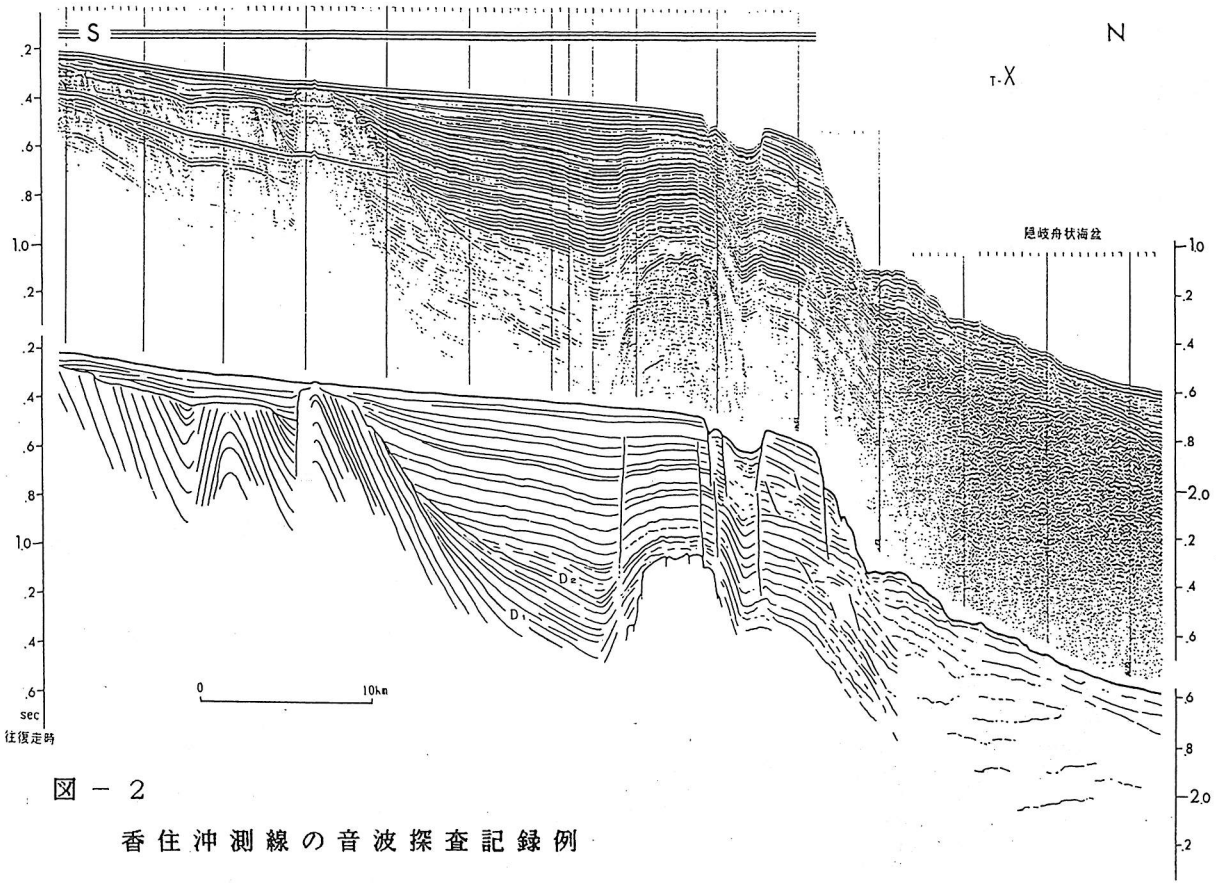
コアサンプルの検討から，隠岐トラフ西部の南側（縁辺台地側）の後期第四紀における堆積速度は中央部（最深部）にくらべて速いという傾向が認められる（約10cm／1000ｙ：約25cm／1000ｙ）．縁辺台地の上は使えるコアが１本しかないためその詳細については不明であるが，香住の沖では，音波探査断面で見ると堆積盆が認められ，堆積盆の中心では堆積速度が速いことが予想される．

隠岐トラフを埋積する堆積物の供給過程を考えたとき，隠岐トラフの周辺には，堆積物を大量に供給できるような明らかな海底谷は見られず，トラフの埋積の多くを，堆積物が海底谷を通じて供給されるようなタービダイト－海底扇状地の様式では考えづらい．また，縁辺台地全域ではないが，少なくとも香住沖の測線では，縁辺台地内に堆積盆が形成されており，陸側からもたらされた砕屑物の多くは，ここで沈積してしまうであろうことが予想される．音波探査記録上には，縁辺台地外縁付近に海底地すべりによると思われる滑落面や大規模な斜面崩壊を示す記録が見られ，一方トラフ内には音響的散乱層（acoustically chaotic bed）が多く認められる．これらの音響的散乱層がどのような堆積層であるのかについて今のところそれを直接的に示す証拠はないが，他海域からの報告例との比較などから，乱堆積層と考えられる．これらの乱堆積層の厚さは，一般に南側ほど厚くなる傾向がみられ，

その南に位置する縁辺台地の外縁斜面には大規模な斜面崩壊も見られることから，この斜面崩壊による乱堆積物の供給が隠岐トラフの埋積に大きな役割を果しているものと考えられる．この大規模な斜面崩壊は，縁辺台地外縁付近の海底下に存在する山陰沖リッジの隠岐トラフ側の沈降にともなう相対的上昇に起因するものと思われる．



図－1
隠岐トラフにおける柱状採泥点位置



図－2
香住沖測線の音波探査記録例

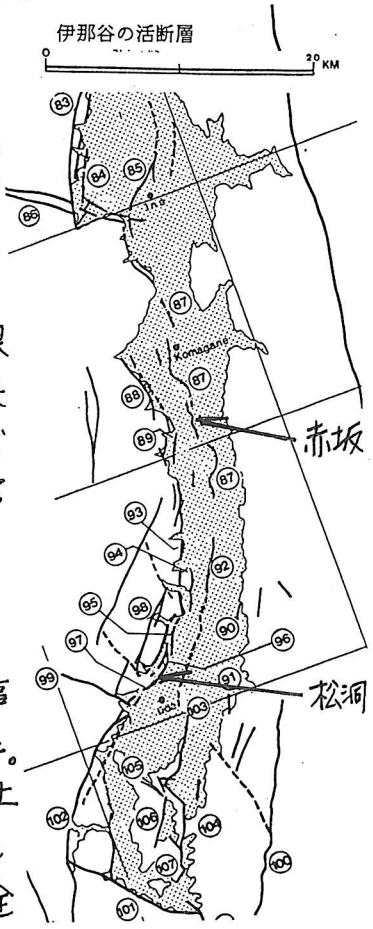
25 伊那谷の段丘状地形をつくる"前ずれ逆断層"

松島信幸(松尾小)

Forward-slip faults, making terrace scarps in the Ina Valley. : NOBUYUKI MATSUSHIMA

1 はじめに

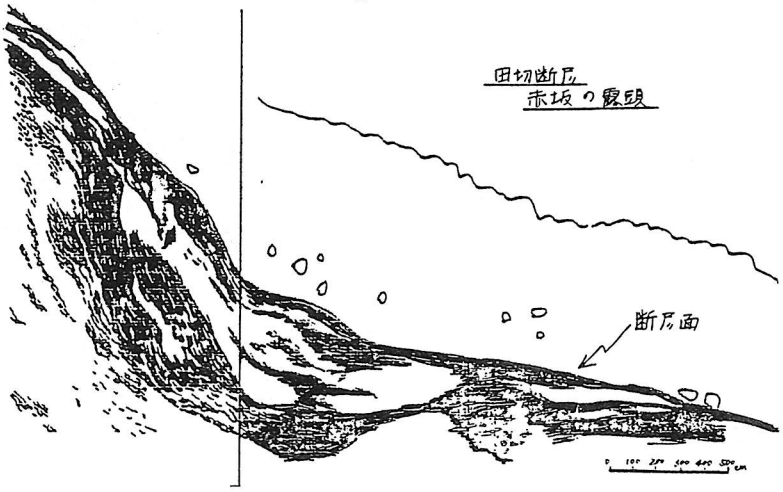
伊那谷の段丘が断層によってつくられてきたことについては松島(1966)以来いくつかの報告をしてきた。今回、最近出現した断層露頭を紹介し、伊那谷における断層のでき方について若干の考察をする。



2 飯島町 赤坂 の田切断層の露頭

田切断層は伊那谷の中部、上伊那郡宮田村・駒ヶ根市・飯島町・中川村に分布し、盆地中央部を盆地の長軸方向と平行して走っている。田切断層は新旧のすべての地形面を変位させて断層崖をつくっている。断層線の屈曲が著しく、分岐断層や支断層を伴っている。地形の変位から西上がり東落ちの縦ずれ断層であり、断層面の露頭は2ヶ所で観察されていた。

62年1月末、赤坂の会所裏、国道に面した崖が工事により全面削り取られ、崖の下部に断層面が現われた。断層は40～30°の低角逆断層である。上盤側には粘土質砂・砂レキ・風成テフラ層があり、断層面の下にも風成のテフラ層がある。上下のテフラ層はまったく全じものである。垂直変位量は7.5～8mである。断層下部のテフラ中に御岳オ4軽石層が含まれていることから、断層下のテフラの最新の年代は約3万年前である。これから得られる垂直変位速度は0.26m/4年となる。



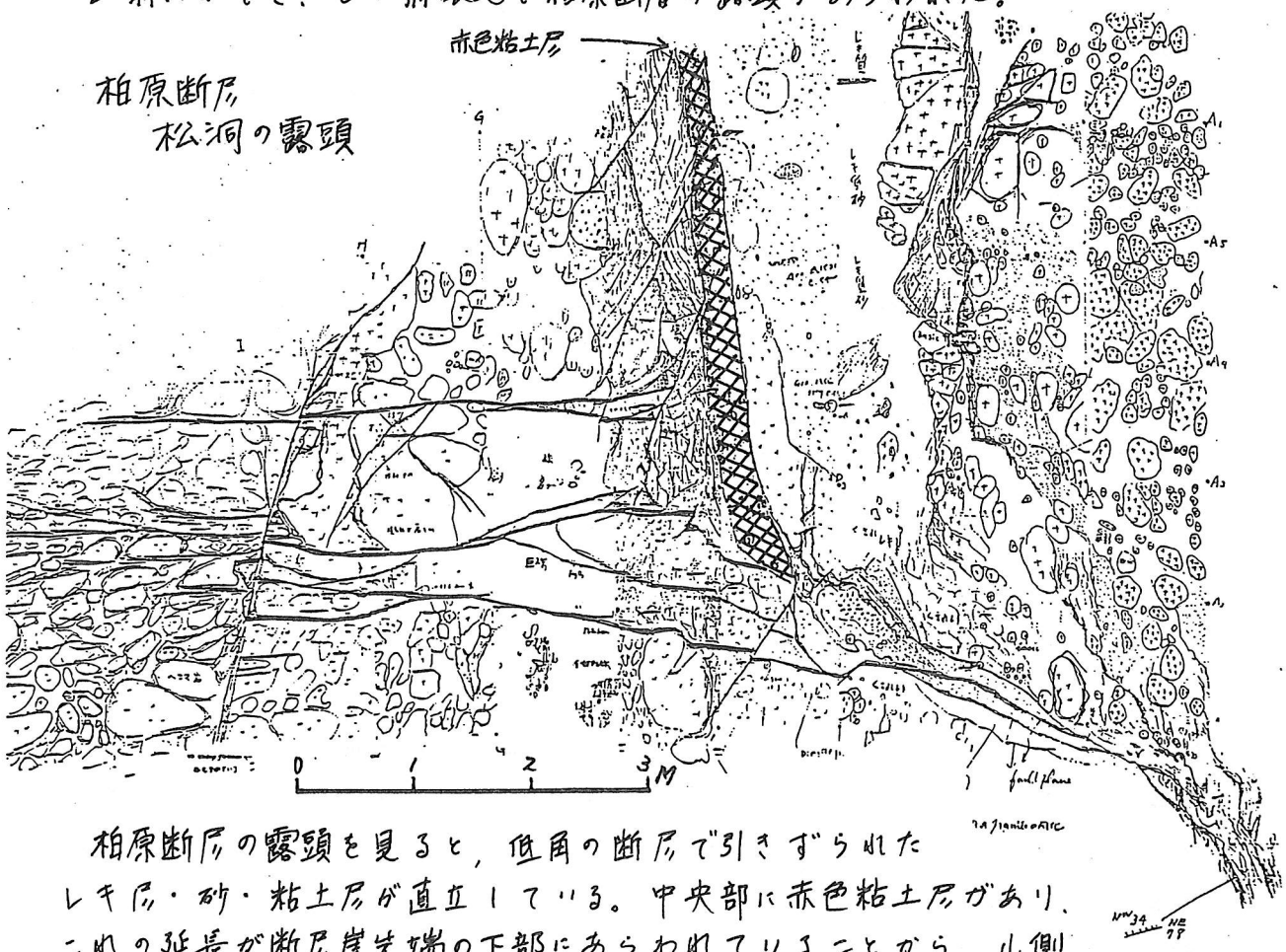
ところが、断層の上下に同じテフラ層が重複していることから、このテフラ層を断層前の状態にもどすことにより水平方向のずれを14～20mと推定でき、その変位速度は0.46～0.66m/4年となる。田切断層は縦ずれ断層であるため、垂直変位量のみ問題にされてきたが、前

方向への水平変位量の方が2〜3倍も大きいことに注目しなければならない。

3 飯田市 松洞 の柏原断層の露頭

木曽山脈の山麓部には盆地の西縁を画する断層が集中している。これを木曽山脈山麓活断層群と呼んでいる。飯田市〜上郷町にかけては野底山の山麓部を中心に、古期扇状地の扇頂部が階段状に隆起し、まわりが開析されて台地状の地形をつくっている。柏原の台地はこのような原状台地の代表的なものである。

柏原断層は盆地部と柏原台地とを画する主断層で柏原を隆起させた断層である。柏原は飯田市街地の上に比高60mの断層崖をもった高台をつくっている。柏原の南側に県立飯田工業高校のある台地が並んでいる。その間の谷を松洞という。工業高校の台地の先端部で、柏原断層の通過する松洞側の斜面に山崩れができ、その崩壊地で柏原断層の露頭があらわれた。



柏原断層の露頭を見ると，低角の断層で引きずられたレキ層・砂・粘土層が直立している。中央部に赤色粘土層があり、これの延長が断層崖先端の下部にあらわれていることから、山側から盆地側へ向う水平ずれによって粘土層が切られ、上盤側の地層が前方へ向ってずったものと考えられる。

4 伊那谷は縮まり"前ずれ逆断層"をつくっている。

赤坂・松洞のような断層は"前ずれ逆断層"である。この断層は盆地の巾が縮まることによっておこる、盆地表層部の被覆層がおこす変形形態である。

26　　諏訪湖の古環境変遷と地殻変動（予報）

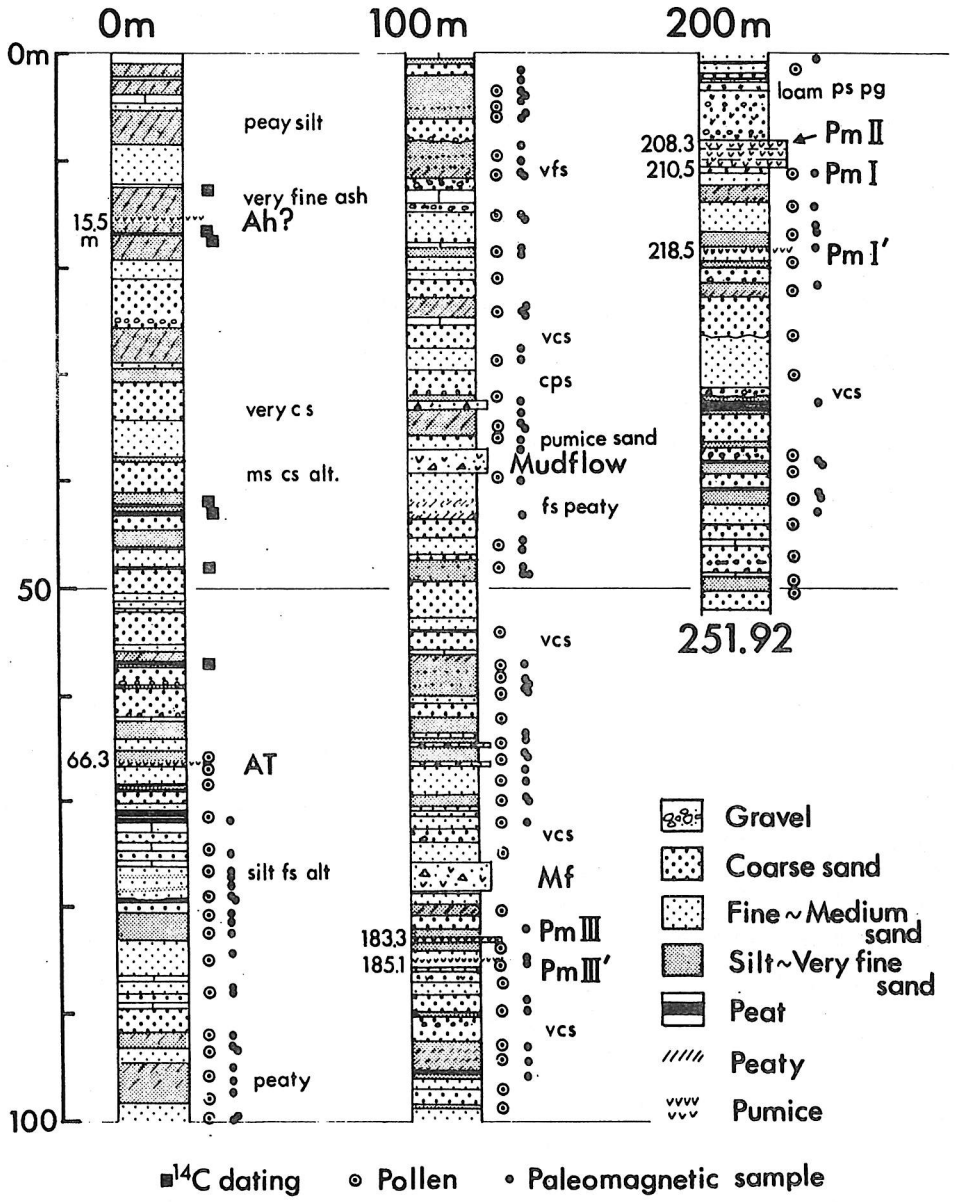
山崎晴雄（地質調査所），長岡信治（都立大・研）
吉川清志（地質調査所），下川浩一（地質調査所）

History of crustal subsidence and paleo-environment of Lake Suwa: Haruo YAMAZAKI, Shinji NAGAOKA, Kiyoshi YOSHIKAWA and Koichi SHIMOKAWA

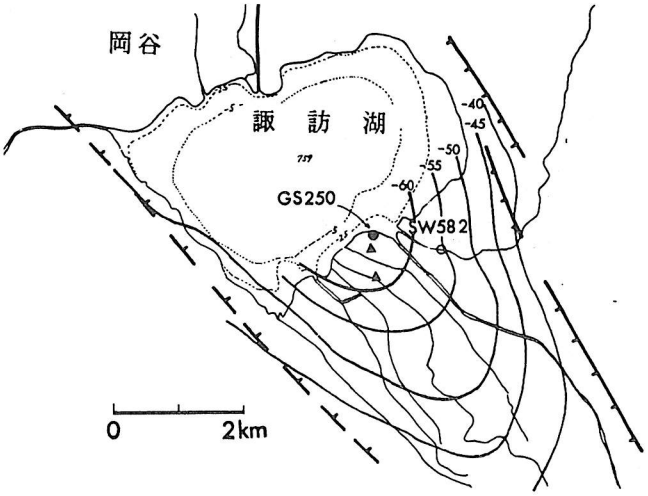
フォッサマグナの西縁に沿っては、甲府・諏訪・松本・北城等の構造性の盆地が並んでいる。堆積盆地は本来地史に関する情報が保存され易いところだが、上記盆地の多くは周辺の急峻な山地から供給された粗粒堆積物に充填されており、地下の地層から古環境や地殻変動史を読み取るのは困難である。しかし、諏訪盆地だけは比較的細粒な堆積物に埋め立てられており、ここにはフォッサマグナ沿いの地史に関する詳しい情報が保存されているものと予想される。このため地質調査所では、科学技術振興調整費による研究の一環として、諏訪市渋崎の諏訪湖岸においてボーリング調査を行い、その採取コアの分析を通じて同地域の第四紀地史及び地殻変動史の解明を試みた。この調査では、一部の礫層を除き深度250m迄の地層が連続的に採取された。コアの分析は層序の詳細な記載の他にテフラの同定・対比、^{14}C年代測定、花粉分析、古地磁気測定等が実施された。また、一部は現在分析中である。

深度250m迄の堆積物は、全体として未固結の砂・シルトの互層である。但し、粗粒な砂の割合が多いのが特徴である。深度100m以浅では泥炭層や腐植混じりシルト層が多く挟まれる。深度100-180mには径 6cm以上の軽石や安山岩礫を含む淘汰の悪い砂礫層が数枚認められる。これらは宮川上流の八が岳西麓に広く分布する、大塩火砕流や菅沢火砕流に由来する泥流堆積物と考えられる。

コア中には数枚のテフラが挟まれており、これらは鉱物組成や火山ガラスのＩＣＰによる化学分析等によって、南九州からのＡＴ（深度 66.3m）、御岳起源のＰｍ－Ⅲ（183.3m）、Ｐｍ－Ⅲ'（185.1m）、Ｐｍ－Ⅰ（210.5m）に同定・対比される。また、テフラの深度に基づいた地層の平均的な堆積速度はＡＴ以降3.1m/10^{3}年、Ｐｍ－Ⅰ以降2.6m/10^{3}年である。圧密を考慮すると、諏訪盆地では後期更新世以降、平均3m/10^{3}年の速度で堆積が連続していたと考えられる。盆地におけるこの様な地層の連続的な堆積は、地殻変動による盆地の沈降がその原因と考えられ、上記の堆積速度はほぼ同盆地の沈降速度を示すものと考えられる。深度100m以浅の部分では多数の泥炭層などが砂層やシルト層の間に挟まれることから、湖は水位の上下、即ち湖面の拡大縮小を繰り返しながら沈降運動を受けてきたものと考えられる。



第１図　地質調査所諏訪湖２５０ｍボーリング柱状図



第２図　諏訪湖２５０ｍボーリング位置図
黒三角は昭和２０年代に実施した
天然ガス探査のための調査試錐
コンターはブーゲー異常を示す

27 長岡市東部山麓の活構造

吉岡敏和（地質調査所・地質部）

Neotectonics in the eastern part of Nagaoka City, Niigata Prefecture, Japan : Toshikazu YOSHIOKA

1．はじめに

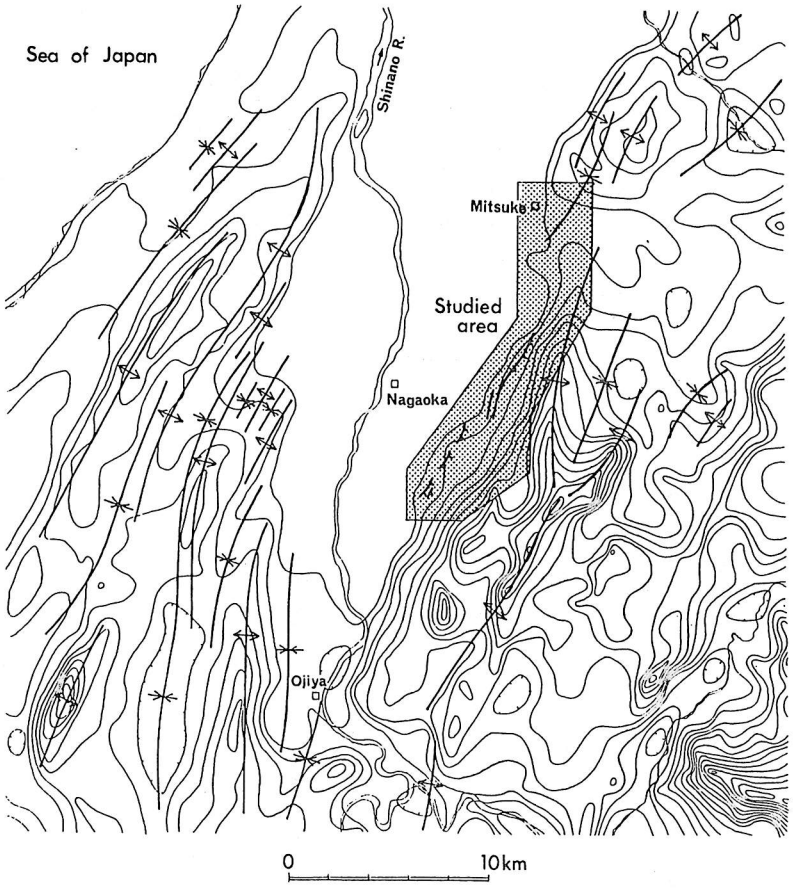
新潟県長岡市の東部地域は東山背斜（島田ほか，1974）の西翼部にあたり、新第三系～第四系の堆積岩類（一部火成岩を含む）が西に急斜している。その山麓部には活断層が分布し、段丘面を変位させる。今回、演者は当地域の新第三系～第四系をマッピングするとともに、断層地形についても検討を加え、東山背斜西翼の活構造について考察した。

2．地質の記載

当地域の地質は、島田ほかの区分に従うと、下位より椎谷層、”西山層”*、”灰爪層”*、魚沼層、悠久山層及び段丘堆積物に区分できる。このうち椎谷層から”西山層”にかけて数枚の火砕岩層を挟むが、その他はシルト層と砂層を主とし、特に”灰爪層”の上部は塊状のシルト層、魚沼層の下部は軽石を挟む砂層からなる。悠久山層は著しく赤色風化したシルト層及びクサリ礫層からなる。

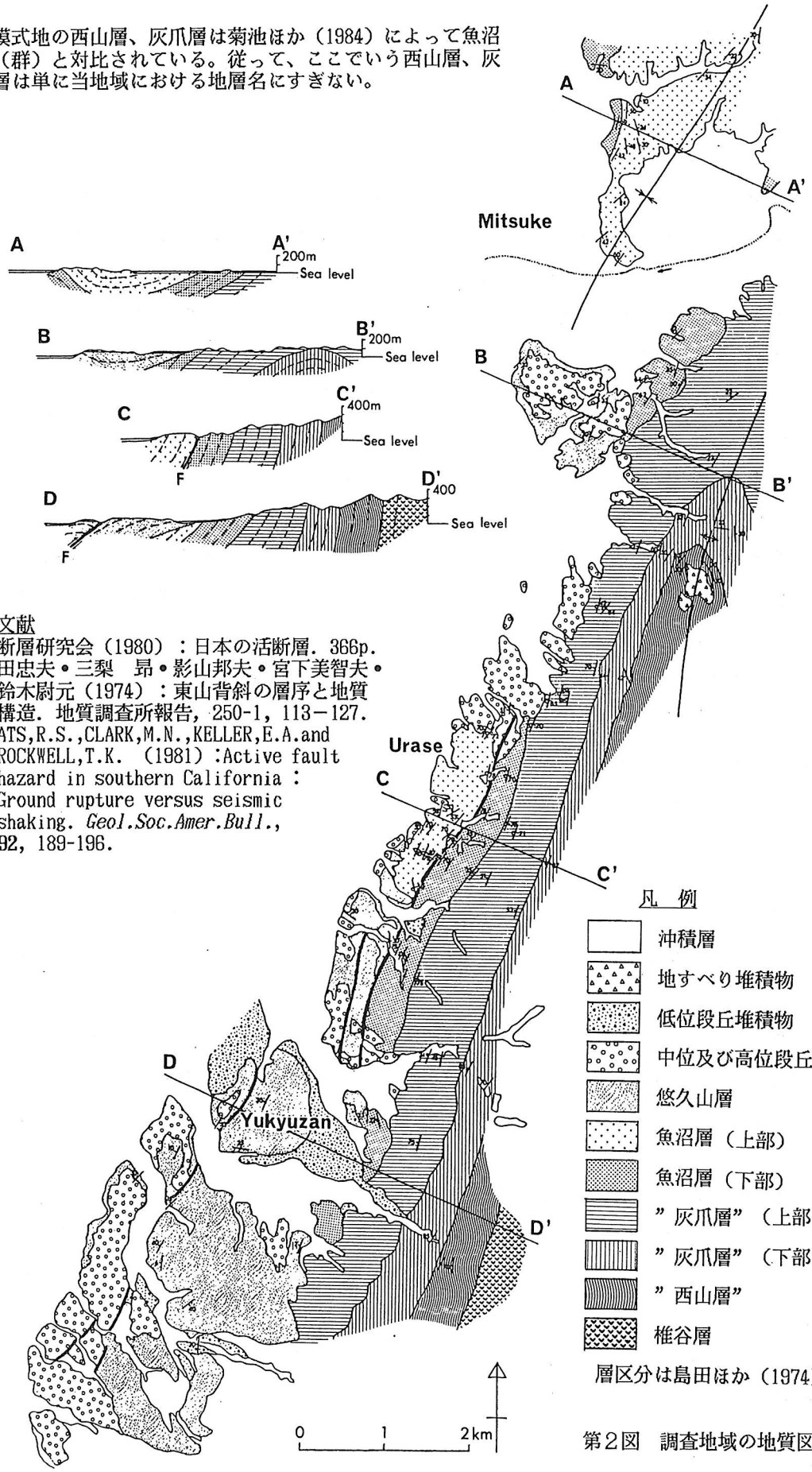
3．活断層

活断層研究会（1980）は、当地域に悠久山断層として西側隆起の１本の断層線を引き、左横ずれ成分をもつ可能性を示している。しかし、調査の結果この断層は雁行するいくつかの断層にわかれ、北部と南部でやや性格を異にすることが判明した。これらをまとめて悠久山断層系とする。北部の断層は魚沼層の上部と下部の境界に一致し、地形から西側隆起と考えられることから、褶曲運動に伴う層理面すべり（Flexural-slip fault ; Yeats,et.al.,1981 ）と推定できる。また南部の断層については、断層の隆起側（西側）で悠久山層・段丘堆積物に引きずりがみられること、断層のトレースが断続的であることから、やや低角の逆断層であると考えた。これは周辺の地層が30°内外と緩傾斜であるため、層理面ですべりにくくなるためと考えられる。なお横ずれについては、断層系の中部以南では右横ずれを示す谷の屈曲が見い出され、さらに検討が必要である。



第１図　調査地域周辺の接峰面図（１㎞方眼を用いた）

※ 模式地の西山層、灰爪層は菊池ほか（1984）によって魚沼層（群）と対比されている。従って、ここでいう西山層、灰爪層は単に当地域における地層名にすぎない。



層区分は島田ほか（1974）に従う。

第2図　調査地域の地質図

文献

活断層研究会（1980）：日本の活断層．366p.

島田忠夫・三梨　昂・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元（1974）：東山背斜の層序と地質構造．地質調査所報告，250-1，113－127.

YEATS,R.S.,CLARK,M.N.,KELLER,E.A.and ROCKWELL,T.K.（1981）:Active fault hazard in southern California：Ground rupture versus seismic shaking. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, 92, 189-196.

28 古神城湖堆積物からみた断層運動

下川浩一・山崎晴雄（地質調査所）

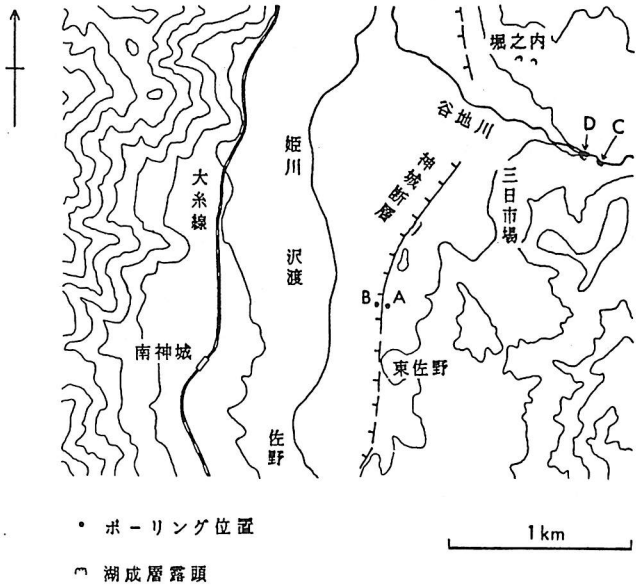
Fault movement analyzed from deposits of Lake Old Kamishiro : Koichi SHIMOKAWA・Haruo YAMAZAKI

フォッサマグナ西縁を限る糸魚川－静岡構造線の北部に沿って、松本、北城などの盆地や木崎、中綱、青木の仁科三湖と呼ばれる湖が南北に連なっている。これらの盆地や湖の周縁には、松本盆地東縁、神城、細野の各活断層がのびており、盆地や湖の発達と密接に関連していると考えられる。演者らは、この中の神城断層について調査を行い、断層東側で、かつて付近一帯に湖が広がっていたときの推積物である湖成層を発見し、かつこの湖成層中にＡＴ火山灰層が挟在することを明らかにした。この当時の湖を古神城湖と呼ぶことにする。また断層を挟んで両側でボーリング調査を実施し、この断層の活動性について新たな知見を得たので、あわせて報告する。

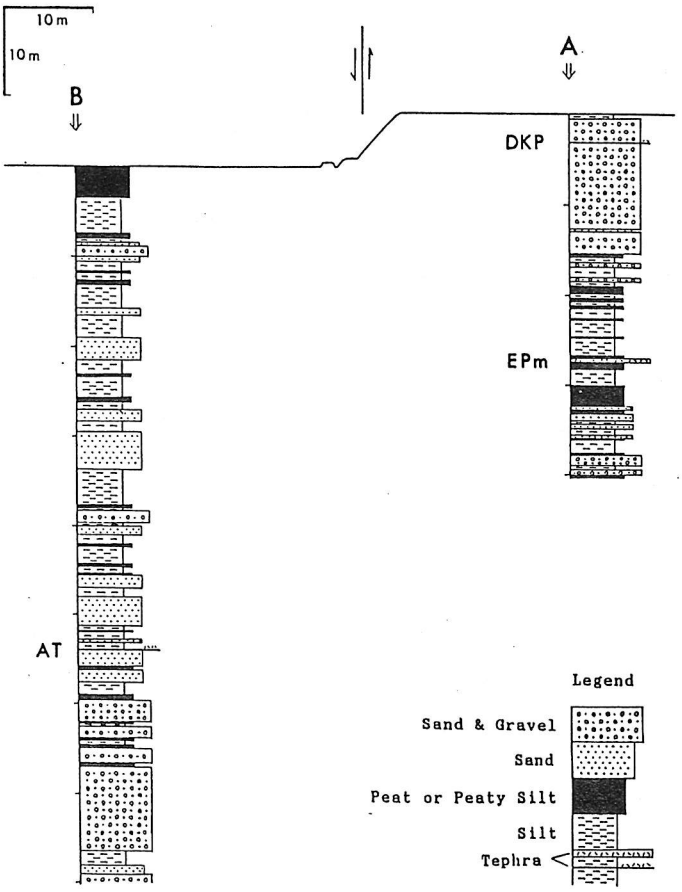
古神城湖推積物の露頭とボーリング地点の位置を第１図に示す。湖成層は、主に腐植層を挟む青灰色シルトからなっていて、ほぼ水平な推積面をもつ。今回、我々は、第１図のＣ及びＤの露頭において、腐植層に挟まれる厚さ2～5cmのバブルウオール型を主とするガラス質火山灰を発見した。この火山灰は、火山ガラスと斜方輝石の屈折率、及び火山ガラスの化学組成からＡＴ火山灰に対比される。

ボーリングは断層の東側のＡ（標高739.7m）で40m深度、西側のＢ（標高733.6m）で80m深度まで行った。ボーリング柱状図を第2図に示す。Ａでは地表から18.5mまで砂礫層が続き、それ以深からはシルトを主体とし腐植層を挟在する湖成層が現われる。深度3.0mで厚さ2cmの火山灰層が、また27.1m深度では厚さ22cmの軽石層が挟在する。この火山灰層及び軽石層は重鉱物の構成比等からＤＫＰ及び大町テフラのＥＰｍに対比できると考えられる。Ｂボーリングでは地表から59.5m深度まで湖成層が続き、この中で深度54.1mでは厚さ4cmのＡＴに対比される火山灰層が見つかった。59.5m以深では、砂礫層が卓越するようになるが、Ａボーリングとの対比に有効な火山灰層は発見されていない。

以上のことから、断層運動に関しては次のようなことが指摘される。断層の東側では、ＡＴは標高750～755mの露頭で発見され、これはＡボーリングの標高より10～15m高い。またＢボーリングでは、ＡＴは地表下54.1mに分布するが、この2m上位及び1.7m下位で腐植層が出現することから、Ｂボーリング地点でのＡＴ堆積当時の水深は比較的浅かったと考えられる。従って、ＡＴが断層を挟んでほぼ水平に堆積したとすると、それ以降の累積変位量は約73mとなり、平均変位速度は約3.4m/10^3yと推定される。



第１図　ボーリング位置及び露頭位置図



第２図　ボーリング柱状図

29　富蒄大噴砂孔における擾乱帯形成過程のシミュレーション

社本康広（清水建設）・陶野郁雄（国立公害研究所）

A Simulation for Process of 'Zone of Chaotic Facies' caused by Liquefaction at Tomiyachi:Yasuhiro SHAMOTO and Ikuo TOHNO

Ⅰ．はじめに

1983年の日本海中部地震によって生じた巨大噴砂孔の形成要因を明らかにする目的で、筆者らは過去２年にわたって富蒄大噴砂孔付近の掘削調査を実施してきた[1)]。この結果、深度2.3～2.9mに擾乱帯と呼ばれるオリエンティションが完全に失われた地層が観察された。この形成過程を明らかにするため、地震応答シミュレーション解析を実施し検討を行った。

Ⅱ．シミュレーション解析の概要

解析手法は、筆者らの開発したもので、図１のようにモデル化し、地震発生から時間と共に変化する地盤の挙動を追跡できるものである。この手法は、砂層に特有の液状化過程をも表現できる特長を有している[2)]。

Ⅲ．解析結果

図１の最下部（地震入力基盤）に、日本海中部地震で秋田港において観測された地震波を、現地の実状に合わせて最大応答加速度が150galとなるように調整して入力した。

解析結果の中で、入力加速度、地表面の加速度、要素２、３、４の過剰間隙水圧上昇度（100%で完全液状化になる）と地盤の変位（歪）を図２に示す。要素３（深度 -2.5m）の水圧上昇度は、100%に達しており、液状化現象が生じていたことが、解析によっても明らかとなった。また地表面の加速度は、各要素の水圧が急に増加する２２秒以降に長周期化しており、要素３の水圧上昇度が100%に達する２６秒以降は長周期化の傾向が著しい。新潟地震の際、液状化の生じた川岸町で記録された地震観測記録は、この解析結果と同様に途中から加速度波形が長周期化しており、この解析手法は液状化の状態をよく表現していると言える。

過剰間隙水圧が100%に達した要素３と、その上下で最大の過剰間隙水圧が51%、78%であった要素２、４を比較すると、要素２、４は1.2×10^{-3}、4×10^{-3}程度の歪であるのに対し、要素３は8×10^{-2}の歪を生じており、歪の大きさにして１０倍以上の開きがある。従って、この要素３で急激なせん断が生じ、砂層の持つオリエンティションが壊されたと推定され、擾乱帯の観察結果と良く対応している。

Ⅳ．まとめ

以上のように、数値解析によって、擾乱帯の形成過程をシミュレートすることができ、擾乱帯は液状化現象によって形成されたものと推定される。

V. 参考文献

1）陶野・遠藤・千葉・社本・中村(1986)第四紀学会講演要旨集、No.16

2）社本・清水(1986)第7回日本地震工学シンポジウム

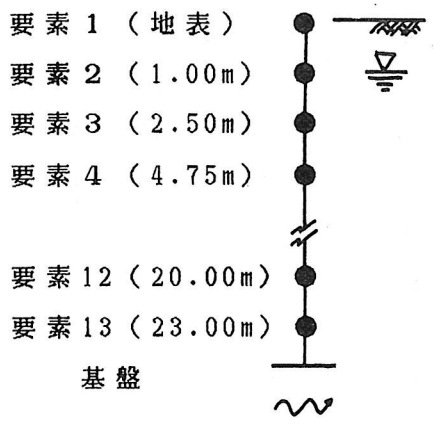


図1 地震応答解析モデル

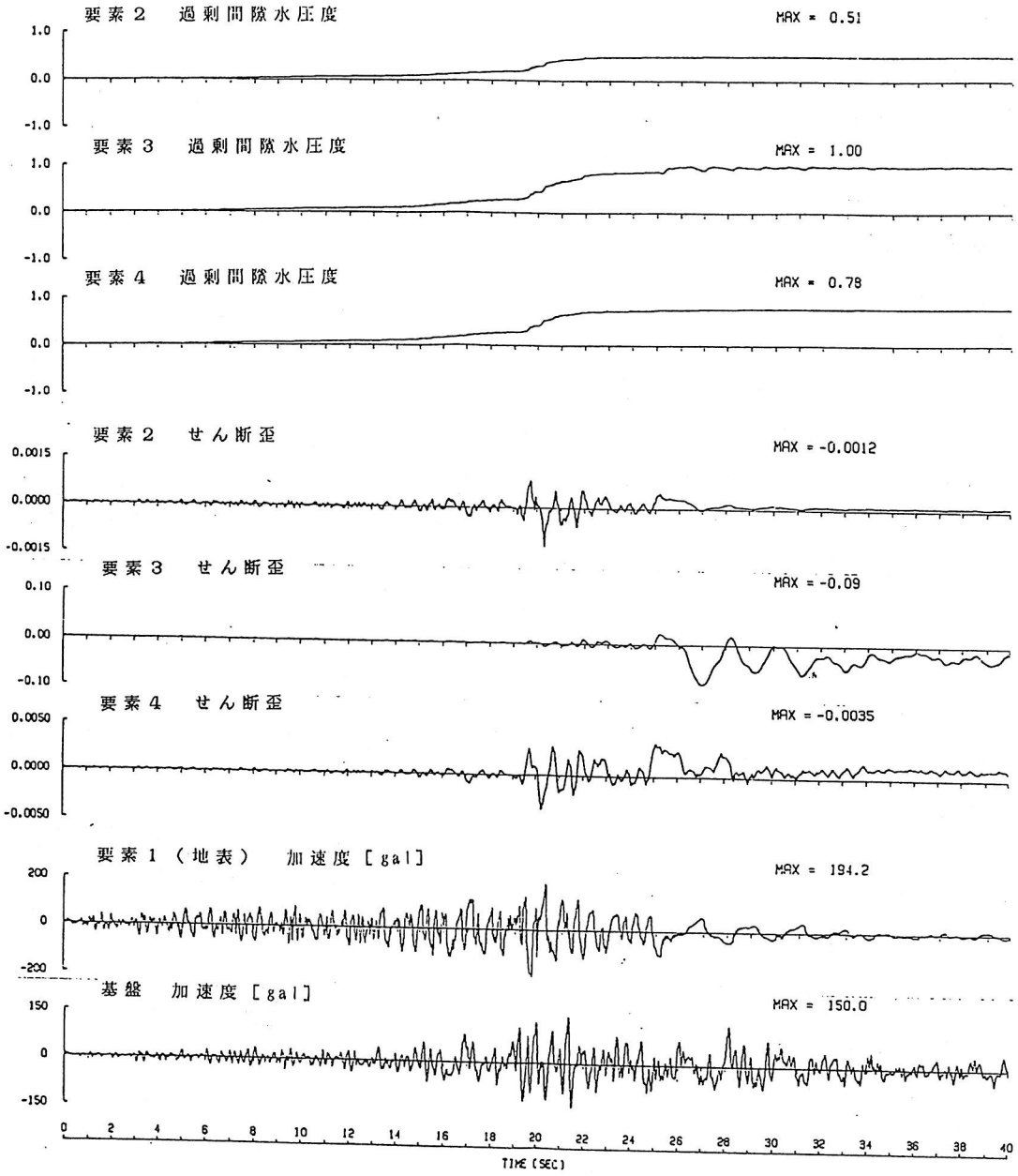


図2 シミュレーション解析の結果

30 液状化による永久変位の再現実験

安田　進（九州工業大学）、多田　浩、中島良二、山本芳生

Shaking Table Tests of Liquefaction Induced Permanent Ground Displacement: Susumu Yasuda, H.Tada, R.Nakashima and Y.Yamamoto

◆まえがき◆

新潟地震（1964年）の際、新潟市川岸町付近の地盤が信濃川に向かってすべったらしいことが報告されている。また、日本海中部地震（1983年）にも能代市や若美町などで緩斜面がすべったことも観察されている。その量については不明であったが、最近、浜田ら[1)]により真相が解明されてきている。それによると、前者では埋立層や沖積層が、また後者では砂丘端部の緩い砂層が液状化し、それぞれ最大８ｍや５ｍ余りの永久変位が生じている。

このようなすべりがどのようなメカニズムにより発生しているか、特にすべり面が形成されているのか否かを調べるため、また、永久変位量（すべり量）に与える傾斜、層厚、液状化層の密度や土性の影響をみるために、振動台で再現してみた。

◆実験装置および方法◆

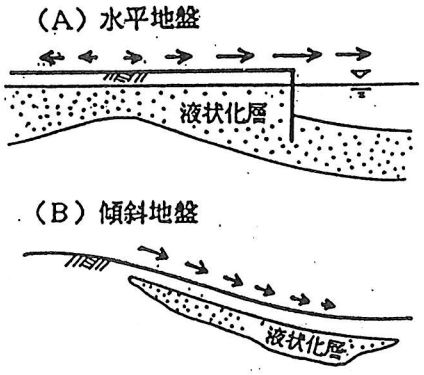
新潟市や能代市での事例によると、永久変位が生じたパターンは図－１のように分けられる。つまり、地表面が平らでも液状化層下面が傾いたり、護岸を有す場合と、地表面が緩い傾斜となっている場合である。これらを再現するため、図－２に示したモデル地盤を作成し、振動台上にのせて振動を加えた。地盤内は同一試料で作成したが、下部は液状化しないように予め締固めてあり、上部だけ加振により液状化するようにしてある。ただし、液状化層を次の条件で変化させ、計１３ケースの実験を行った。

(A)　$\theta_s=0$, $\theta_b=5\sim10\%$, H=7.5～27.5cm

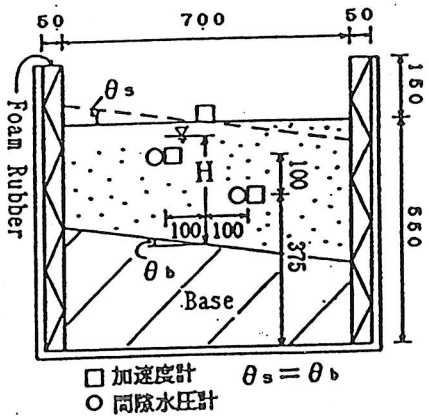
(B)　$\theta_s=\theta_b=5\sim10\%$, H=7.5～27.5cm

(C)　$\theta_s=\theta_b=5\%$, H=17.5cmで密度を変化したり、細粒分を含む砂に変えたもの（(A),(B)は細粒分を含まない豊浦砂）

なお、液状化層の動きは側面（ガラス面）から地盤内に設置した”うどん”を、また、上方から地表に設けたマーカーで測定した。



図－1　永久変位発生パターン



図－2　モデル地盤

また、全ケースとも液状化発生後10秒まで加振し、その間の動きを読んだ。

◆実験結果◆

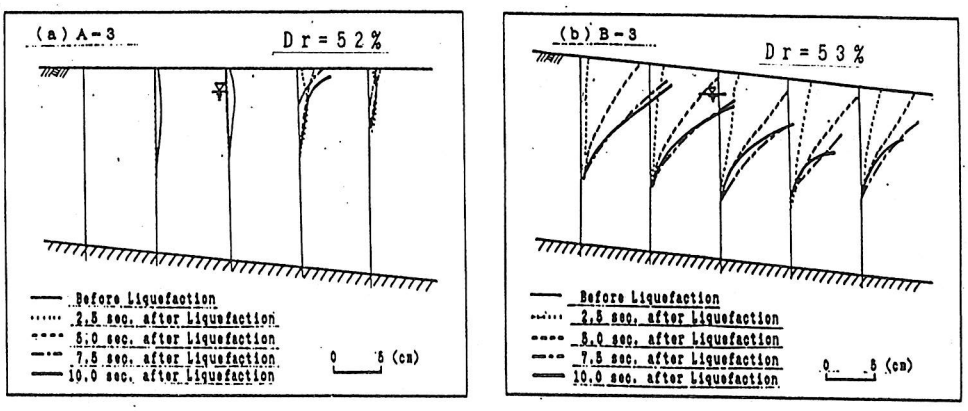


図-3　液状化後10秒までのうどんの動き

側面から測定された"うどん"の動きの例を示すと図－3となる。まず地表面が傾いている場合はもとより、地表面が水平でも液状化層下面が傾いていると、確かに永久変位が生じることがわかる。また、ある深さにすべり面が生じてすべるのではなく、単純せん断的な変形状況となっていることがわかる。さらにこのような永久変位は液状化発生直後に一気に発生するのでなく、徐々に進行していっている。

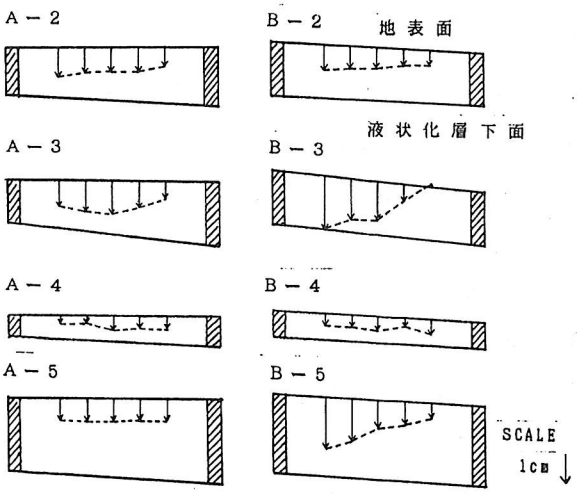


図-4　地表マーカーの沈下量

図－4には液状化発生10秒後の地表面沈下量の分布を示す。液状化後全体に沈下することは勿論のこと、さらにBシリーズでは斜面下部で盛り上がる傾向を示している。Aシリーズでも明瞭ではないかその傾向はある。

新潟市や能代市での事例をもとに、浜田ら[1]は永久変位量D(m)と傾きθ(地表または、液状化層下面の大きい方、%)、液状化層厚H(m)の間に、概ね$D=0.75\sqrt{H}\sqrt[3]{\theta}$なる関係があることを見出している。今回の実験でも$\theta$、Hが大きいとDが大きい傾向が得られた。さらに、細粒分を含んだ土や密な土になるとDが減ることもみられた。

◆あとがき◆

今後もいくつかの地盤モデル、試料で実験を続けてゆく予定である。

◆参考文献◆

1)浜田政則・安田進・磯山龍二・恵本克利：液状化による地盤の永久変位と地震被害に関する研究、土木学会論文集、No.376,Ⅲ-6,pp.221～229,1986.

31 石灰洞窟内二次生成物（石筍）による過去数万年の地磁気及び気温変化の研究

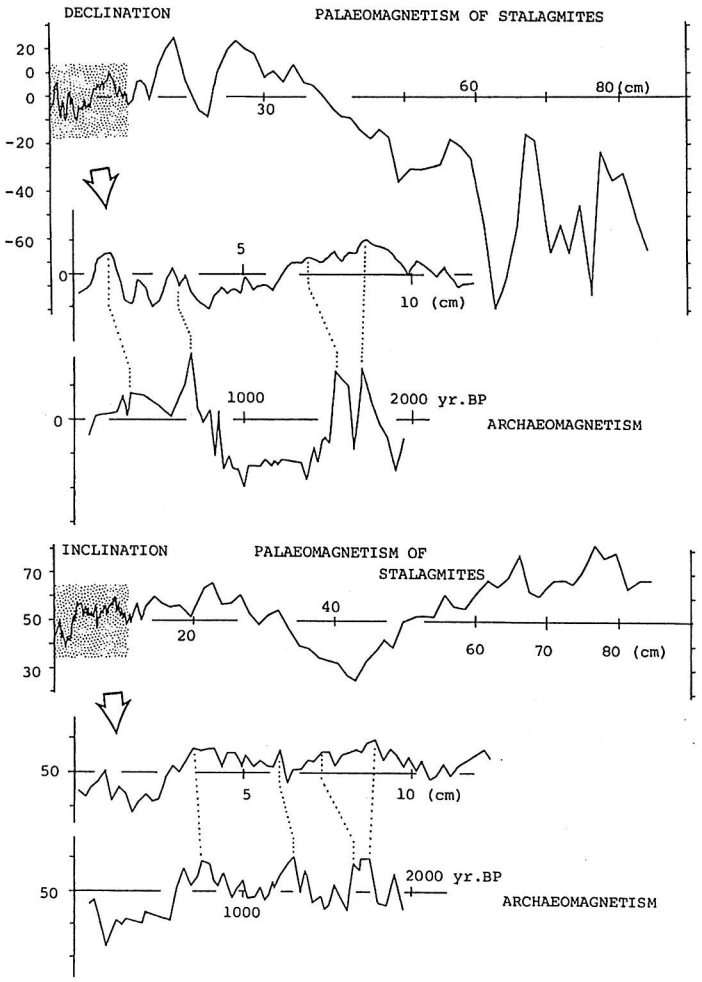
森永速男・井口博夫（神戸大理）、日下部実（岡山大・地球内部研究センター）、安川克己（神戸大理）

Study of sucular variations in the geomagnetic field and the air temperature for the last several ten-thousands of years by the analysis of secondary deposit (stalagmite) in limestone cave: Hayao MORINAGA, Hiroo INOKUCHI, Minoru KUSAKABE, and Katsumi YASKAWA

雨水や地下水に大気中や土壌中の炭酸ガスが溶け込むと弱酸性の炭酸水が作られる。この炭酸水が石灰岩の割れ目などを流れるとき、石灰岩を溶かし、その空間を拡大し石灰洞窟を形成する。さらに、石灰岩を溶かし込んだ炭酸水が広い空間に浸み出すとき、そこから炭酸ガスが抜け出し石灰成分が析出する。この析出する石灰成分が天井から下方に生長する鍾乳石、床から上方に生長する石筍などの二次生成物を形成する。石灰洞窟内の二次生成物は深海、浅海及び湖の堆積物と同様、連続的に生長するため、過去の環境変化を順を追って調べることが可能である。

二次生成物は主に炭酸カルシウムから成る。その中の炭素、酸素さらに包含水の水素の安定同位体比を調べることによって過去の気温変化を求める研究は１９６０年代後半から行われてきた。また、二次生成物中の鉄酸化物が獲得している磁化から過去の地球磁場変化を求める研究は１９７０年代後半から行われている。日本では１９８０年頃からその両方の研究が同一の石筍試料を用いて行われてきた（Morinaga et al.; 1985a, 1985b and 1986）。石筍の獲得している自然残留磁化（NRM）の強度は火山岩や堆積物の持つ磁化よりも弱いが、交流消磁に対する挙動は大変安定で

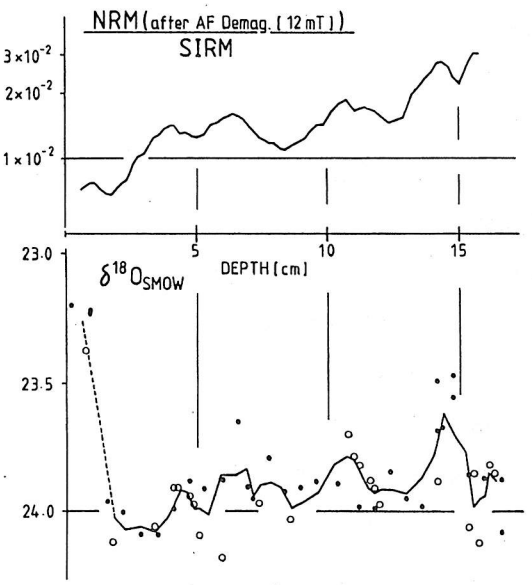
図1



あった。さらに雑音と考えられる二次的な磁化をほとんど獲得しておらず、生成時に獲得した初生磁化の記録を特別な処理を施さなくても引き出すことができた。同一の石灰洞窟（山口県秋吉台こうもり穴）の二つの石筍から得られた地磁気方位変化曲線は互いに良く一致していた。さらに異なる石灰洞窟（上記洞窟及び高知県龍河洞）から得られた地磁気方位変化曲線も互いに良く一致していることから、石筍の獲得したNRMは真に地球磁場の化石と見なすことができる。三つの石筍の自然残留磁化から得られた地磁気方位変化を合成して得られた曲線を図1に示す。図中には考古地磁気学から得られた曲線(Hirooka; 1971 and 1983)も示してある。両方の曲線が良く一致していることが判る。石筍の年代は現在決定されていないが、電子スピン共鳴(ESR)法、ウラン-トリウム法を検討中である。図1における考古地磁気学の結果との対応により、石筍から得られた曲線の最古の年代は約一万五千年と推定される。石筍の年代を独立に決定すること、さらに浅海や湖の堆積物から得られている地磁気方位永年変化の結果を組み入れることによって、より正確な過去数万年の地磁気方位永年変化曲線が得られる。この曲線は今まで過去二千年程度までしかできなかった岩石、地層や遺跡、遺物の年代決定に有効となる。

山口県秋吉台こうもり穴の石筍試料からは地磁気方位変化のみならず、過去の地磁気強度変化と気温変化が推定された。地磁気強度変化は、NRM強度が(1)過去の地球磁場強度と(2)試料中の磁性鉱物量に依存していると考えられることから、NRM強度と磁性鉱物量の推定値を与える飽和残留磁化(SIRM)強度との比の変化として推定された。気温変化は気温が高いとき、石筍を構成する炭酸カルシウム中の酸素の安定同位体比が小さくなることを利用して推定された。それぞれの変化曲線を図2に示してある。また、図中の年代は考古地磁気学による地磁気方位変化と石筍から得られたものとの比較によって決められたものである。約三千五百年前から両者共に大きくみて減少傾向にあることが判り、両者の相関は明らかに正である。つまり、気温が高いときに地磁気強度は大で気温が低いときに地磁気強度が小であることが判る。このことは地磁気変化及び気温（あるいは気候）変化の間に何らかの因果関係があることを暗示していて興味深い。

図2



32 未固結層の定方位ボーリングの地質学的意義
－千里山丘陵東端部の大阪層群を対象にして－

中川要之助・横山卓雄（同志社大），雨宮松雄（川崎地質），
林田　明（同志社大）

Geologic significance on the oriented-boring-sampler for loose and soft sediments: Yohnosuke NAKAGAWA, Takuo YOKOYAMA, Matsuo AMEMIYA and Akira HAYASHIDA

鮮新・更新統は丘陵地に分布するが，その自然露頭が少ないため大規模な土地開発による人工露頭の出現により研究が進展してきた。大阪層群もそのような地層の一つである。しかし人工露頭の多くは一時的なもので，切土造成され，地層は住宅地の地下に埋没する。また残された崖も防災工事や緑化工事で地層の観察はできなくなる。したがって，あらたに鮮新・更新統の研究をはじめるにはボーリングによる試料採取は不可欠な状況である。また鮮新・更新統の研究では深海底堆積物との国際対比が重視されることから連続した試料を採取する上でボーリングの必要性がより高くなっている。ボーリングはこれまでもっぱら応用地質目的で行われており，とりわけ鮮新・更新統のような未～半固結層のボーリングは工学目的がほとんどであった。そのため試料採取では力学特性の再現性が重視され，試料の連続採取や，まして試料の方向性について考慮されることはなかった。しかし地質学においては方向性は極めて重要である。地質構造や堆積構造はもとより古地磁気測定においても方向の明らかな試料により偏角を知ることができる。また工学分野においても定方位試料であればコアの亀裂面や力学試験で生じたせん断面の走向傾斜，圧密特性やせん断強度の異方性を知ることができ，地中応力の異方性を議論することも可能である。

このような状況をふまえて，同志社大学工学部地学研究室と川崎地質株式会社との協力により，【未固結層のボーリング・コア・サンプルを方位付きで採取することができる定方位サンプラー（OLS-sampler と呼ぶ）】を作成した。作成するにあたり，以下のことがらに留意した。

1）古地磁気測定可能な試料が得られるコア径であること。
2）大阪層群ＭａＯ程度の固結粘土の試料が採取可能であること。
3）採取可能深度は50m 程度とする。
4）丘陵地の地盤調査で使用されるボーリング機械に装着可能であること。

今回は，Ｔ型（シンオール型）とＤ型（デニソン型）の２種のOLS-sampler を作成した。前者は完新統などの軟弱層に適し，後者は大阪層群などの半固結層に適している。OLS-sampler の基本構造は一般のものと変わらないが，

サンプラー内の採取管（ライナー）が孔底の地層に多少とも圧入されるまでそれが回転しないようロッドに固定するためのピンが設けられている。またサンプラーが定方位で孔底まで下ろせるよう，ロッドの結合部が特殊加工されている。掘削の際，泥水を送るとピストンの働きでピンがはずれ，地層に固定されたライナーとは別に，サンプラーは回転できるようになる。ライナーの内径は80mmで，掘進中の回転防止と試料に方位を記すために幅10mm，深さ5mm の溝が縦方向に設けられている。

作成されたOLS-sampler を用いて，千里山丘陵東部において，大阪層群の定方位試料を採取した。大阪層群は我が国の鮮新・更新統を代表する地層の一つである。それは，千里山丘陵を模式地とするが，その北縁部で芝の不整合が発見され，それが堆積盆地に広く認められることから，不整合を境に鮮新統の古大阪層群が区分され，不整合より上位の更新統の海成粘土と砂礫からなる互層が大阪層群と再定義された。

近年大阪湾南部の海底で地盤調査ボーリングが行われ，大阪層群で最も顕著な鍵層のアズキ火山灰層とそれを挟むＭａ３海成粘土層がしられたが，その直上に不整合があり，２～３枚の海成粘土層が欠如すると考えられた。また千里山丘陵西部においても大阪層群最上部に不整合の存在が示唆されたことから，大阪層群の層序の検討が必要とされた。

千里山丘陵東端部では海成粘土層と砂礫層の互層が典型的に発達し，八町池互層と呼ばれ，大阪層群の層序が最初に明らかにされた場所である。また現在も山田，アズキ，八町池等の鍵層の火山灰を露頭で観察できることから基準層序をしる好適地と考えられる。しかし，過去２０年以上にわたる土地開発のため，露頭は少なくなり，連続した試料採取にはボーリングが必要である。また古地磁気測定は鮮新・更新統の国際対比に不可欠であるが，Ｍａ３が松山逆帯磁極期の後半にあることから，この地区の大阪層群に松山－ブリュンヌ境界がみつかる可能性がある。

ボーリング掘削地点は八町池南岸の崖上の造成地にある。八町池南岸の崖は八町池火山灰層の模式地であるが，現在八町池火山灰層およびＭａ５は露出していない。掘削地点の地盤はＭａ６の下限付近にあり，掘削予定深度を５０ｍとして，Ｍａ３に到達すると期待された。定方位試料採取は粘土およびシルト層について連続的に行った。

33 千里山丘陵東端部におけるボーリング試料の岩相・火山灰と大阪層群の層序

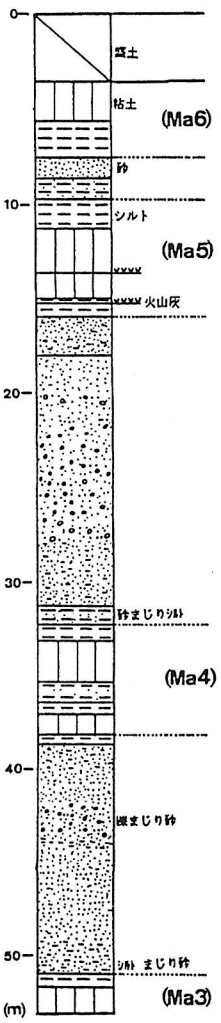
竹村恵二（京大），中川要之助（同志社大），西田史朗（奈良教育大），
山下　透，檀原　徹（京都フィッション・トラック）

Lithofacies and volcanic ashes in the core samples and the stratigraphy of the Osaka Group in the Senriyama Hills : Keiji TAKEMURA, Yohnosuke NAKAGAWA, Shiro NISHIDA, Tohru YAMASHITA and Tohru DANHARA

千里山丘陵東端部で行われた定方位サンプラーによるボーリングで53.08mの深度までのコア（ＳＥＣ－Core）が採取された。主として海成粘土を含む細粒部（粘土，シルト部分）４回と砂礫層や砂層を主とする粗粒部３回の互層からなる（図１）。海成粘土を含む細粒部は，塊状無層理の青灰色粘土を中心として，上下に粗粒化し，葉理の発達したシルトや砂質シルトに移り変わる。また，植物片の含有量の変化もそれに対応している。このような変化は一回の海進・海退のサイクルに対応していると考えられる。

また，コア中には白色の火山灰層が２層発見され，深度はそれぞれ13.66～13.68m，15.23～15.24mであった。これらの火山灰について，火山ガラス形態分類，重鉱物分析，屈折率測定，ＥＤＸ分析を行い，表１の結果を得た。コア中の２層の火山灰の分析結果は，横山・楠木(1969)が記載した千里山丘陵東端部吹田市八町池東の崖に露出していた第５海成粘土層（Ｍａ５）の中の八町池火山灰層Ⅰ・Ⅱによく一致する。

ボーリング地点は八町池火山灰層の模式地の崖上に相当する位置にあるが付近の地形は改変され，露頭では八町池火山灰層がみられない。また，かって千里山丘陵で作成された地質図はその後の大規模な土地造成のため現況地形での地層の露出状況が以前とはかなり異なっており，千里山丘陵東端で旧地形で作成された地質図を参考にして，現況地形における大阪層群の地表踏査を行い地質図を作成した（図２）。その結果，かっての模式地崖の八町池火山灰層を含むＭａ５やアズキ火山灰層をはさむＭａ３とボーリング試料の関係が確認できた。また，丘陵頂部において，東へ緩傾斜する大阪層群Ｍａ５～Ｍａ６層準を不整合に覆い，ほぼ水平に分布する厚さ２０ｍの砂礫優勢層が識別された。この砂礫層の上部には，以前Ｍａ６またはＭａ７とされていた海成粘土層が一層挟まれている。



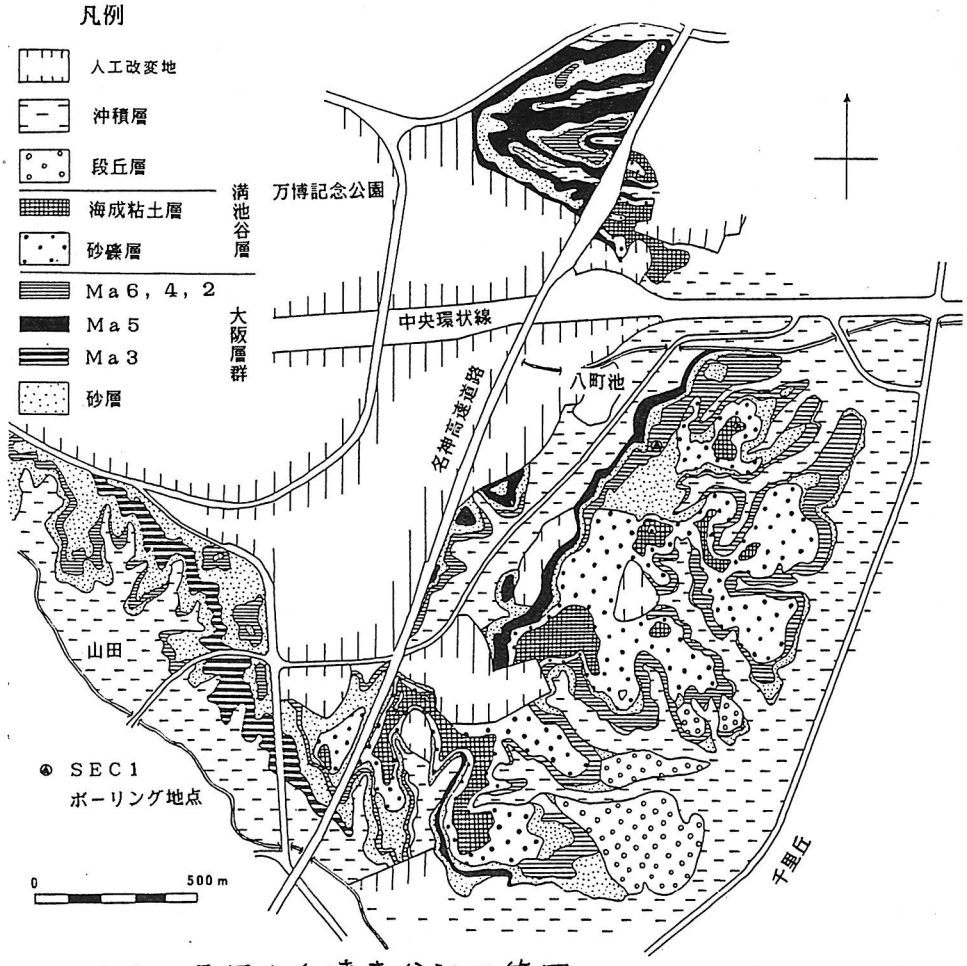


図２．千里山丘陵東縁部地質図．

図１．ＳＥＣ－Coreの柱状図．

表１．火山灰分析結果．

	試料名	色調	厚さ (cm)	火山ガラス形態 (%)						火山ガラスの屈折率 (30個)		ＥＤＸ分析値 (20個)								
				重鉱物組成 (%)								項目	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Fe_2O
Type Locality (横山・橋本,1969)	八町池 II (横山 1968 年採取試料)	白色	5	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	Min	1.5104	Min	1.160	0.300	10.450	74.120	0.700	2.630	0.200	3.560
				2.0	19.0	13.0	28.0	14.0	24.0	Max	1.5184	Max	3.440	1.420	11.470	78.470	1.050	4.230	0.410	5.490
										Range	0.0080	Range	2.280	1.120	1.020	4.350	0.350	1.600	0.210	1.930
										Mean	1.5155	Mean	2.456	0.987	11.009	76.033	0.870	3.659	0.312	4.676
				Opx	Cpx	Am	Bi	Ap	Zr	mode	1.517 ～ 1.518	Sum of sqs.	8.795	2.260	1.681	26.094	0.168	2.823	0.028	4.380
												Variance	0.440	0.113	0.084	1.305	0.008	0.141	0.001	0.219
				37.5	7.0	55.0	0.5	0.0	0.0			Std.dev.	0.663	0.336	0.290	1.142	0.092	0.376	0.038	0.468
	八町池 I (横山 1968 年採取試料)	白色	1～3	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	Min	1.5178	Min	1.500	0.470	10.400	73.010	0.430	4.290	0.150	3.610
				0.0	3.0	19.0	5.0	40.0	33.0	Max	1.5215	Max	3.280	1.570	12.290	75.590	0.590	5.940	0.440	7.200
										Range	0.0037	Range	1.780	1.100	1.890	2.580	0.160	1.650	0.290	3.590
										Mean	1.5201	Mean	2.373	1.088	10.982	74.062	0.501	4.801	0.292	5.903
				Opx	Cpx	Am	Bi	Ap	Zr	mode	1.520 ～ 1.521	Sum of sqs.	4.062	2.239	4.599	6.911	0.026	3.423	0.099	11.775
												Variance	0.203	0.112	0.230	0.346	0.001	0.171	0.005	0.589
				17.5	3.0	77.0	2.0	0.0	0.5			Std.dev.	0.451	0.335	0.480	0.588	0.036	0.414	0.070	0.767
SEC－core (今回)	深度 13.66～13.68m	白色	2	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	Min	1.5115	Min	2.000	0.820	10.540	74.730	0.720	2.800	0.200	3.240
				3.0	26.0	13.0	33.0	11.0	14.0	Max	1.5188	Max	3.480	1.700	11.640	77.500	1.040	4.240	0.410	4.970
										Range	0.0073	Range	1.480	0.880	1.100	2.770	0.320	1.440	0.210	1.730
										Mean	1.5154	Mean	2.649	1.246	11.248	75.998	0.824	3.542	0.312	4.180
				Opx	Cpx	Am	Bi	Ap	Zr	mode	1.515 ～ 1.516	Sum of sqs.	3.432	1.074	0.979	9.375	0.096	1.963	0.046	3.280
												Variance	0.172	0.054	0.049	0.469	0.005	0.098	0.002	0.164
				59.0	2.0	39.0	—	—	—			Std.dev.	0.414	0.232	0.221	0.685	0.069	0.313	0.048	0.405
	深度 15.23～15.24m	白色	0.5 ～1	Ha	Hb	Ca	Cb	Ta	Tb	Min	1.5195	Min	1.410	0.400	10.170	72.760	0.410	3.810	0.200	4.990
				0.0	2.0	19.0	5.0	44.0	30.0	Max	1.5218	Max	3.150	1.610	11.110	76.720	0.710	5.220	0.310	7.250
										Range	0.0023	Range	1.740	1.210	0.940	3.960	0.300	1.410	0.110	2.260
										Mean	1.5204	Mean	2.159	1.031	10.760	74.375	0.479	4.770	0.266	6.161
				Opx	Cpx	Am	Bi	Ap	Zr	mode	1.520 ～ 1.521	Sum of sqs.	4.334	1.382	0.998	13.021	0.083	2.113	0.015	5.212
												Variance	0.217	0.069	0.050	0.651	0.004	0.106	0.001	0.261
				++	+	++	+	—	—			Std.dev.	0.466	0.263	0.223	0.807	0.065	0.325	0.027	0.511

34 粘土混濁水の電気伝導度測定と珪藻による古環境の推定
－千里山丘陵の定方位ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞと琵琶湖1400mﾎﾞｰﾘﾝｸﾞｺｱについて－

佐藤万寿美（同志社大），小泉　格（大阪大），横山卓雄（同志社大）

Paleo-environment based on Electric-conductivity of Stirred Clay Sediment into Water and Diatom ---On Drilled Cores in Senriyama Hilles and Lake Biwa--- : Masumi SATO, Itaru KOIZUMI and Takuo YOKOYAMA

大阪層群は海成層と淡水成層の互層からなっており，その海成粘土層は，海進期に堆積し，それは間氷期に相当すると考えられてきた．大阪層群の海成粘土層は現在Ma 0からMa13までの15層が知られており，Ma 0層の年代測定結果より約 130万年前から現在にいたるまでには十数回の海進・海退が起こり，これらは氷河性海水準変動の反映と考えられている．

［粘土混濁水の電気伝導度］：海進・海退の詳しい古環境の復元を目的とし，粘土混濁水の電気伝導度とｐＨ測定，硫酸イオンの定量を行った．粘土に含まれる陰イオンの量に基づきその粘土の堆積環境（海成か淡水成か）を推定しようという試みである．試料は大阪府千里丘陵東端部における定方位ボーリング・サンプル（SEC-Core）のうちMa 3,4,5,6の各層から採取したもの，および琵琶湖1400ｍボーリング・サンプルのうち深度242～633ｍから採取したものである．この試料について各深度ごとにサンプルを乾燥，粉砕し，10ｇを粘土混濁水として，電気伝導度とｐＨを測定した．測定数はSEC-Coreが90個，そのうち硫酸イオンの定量を行ったのは18個，琵琶湖1400ｍコアが50個である．今回の分析結果により次のような新知見が得られた．①表のように，大阪層群は海成，汽水成，淡水成粘土の３つに分類できる．琵琶湖では，層準によってほとんど変化しない．②電気伝導度と硫酸イオンの量は比例する．電気伝導度は粘土混濁水中の硫酸イオンに依存していることが明らかである．

表　粘土混濁水の電気伝導度と水素イオン濃度（ｐＨ）の測定結果

	SEC-Core			1400m-Core
	海成粘土	汽水成粘土	淡水成粘土	淡水成粘土
伝導度 (mS/cm)	1.3～3.0	0.4～1.2	0.2～0.4	0.2～0.3
ｐＨ	3～4	4～6.5	6～7	7～8

［珪藻群集］：珪藻群集の組成から堆積環境を推定する目的で，SEC-Coreの粘土層（Ma3上部，Ma4，Ma5，Ma6下部）の分析をおこなった．各試料を過酸化水素水と塩酸で薬品処理した．酸が抜けるまで３時間ごとに水を取り替えた後，超音波洗浄器で懸濁を均質にし，プルーラックスで封入した．検鏡は800倍の光学顕微鏡により100個の珪藻殻を同定・計数しておこなった．珪藻種の塩分濃度の違いによる棲み分けに基づき，淡水生種と海水生種（淡～汽水生種を含む）に区分して群集別の百分比を算出した．各試料中の殻数の頻

度も算出した．主な結果は次の通りである．①Ma3層：多量の珪藻殻が存在し全て淡水生種である．下位から上位へ種数が増加する．優先種はStephanodiscus astrae，Melosiraitalica，Thalassiosira subtilis などである．②Ma4層：下半分の層準で殻数がきわめて少ない．最下位は淡水生種のみからなるが，下位から上位へ海水生種が増減を繰り返しながら増加する．淡水生種の優先種はMelosira granulata，Stephanodiscuscarconensis であり，海水生種のそれはCyclotella styroleum，Cy.striata である．③Ma5層：最下位の層準で殻数が極めて少なく，中位の層準で最も多くなる．最下位と最上位の層準で淡水生種が100％を占めるが，13.55m 層準付近で海水生種が90％前後となる．この層準では，Cy.styroleum，Cy. striataのほかに Paralia sulcata，Th. oestrupii，Diploneis smithii などが優占となる．④Ma6層：殻数は極めて少ない．下位の淡水生種は M. granulata，St. carconensis などであり，上位へ海水生種が増加する．海水生種の優占種はCy. styroleum，Cy. striata，D. smithii などである．⑤各粘土層において，海進－海退のサイクルが認められる．最下位の Ma3層は最上部の粘土しか回収されていないと考えられるが，他の粘土層は海成層と判断される．

［古環境の推定］：電気伝導度と珪藻化石分析の比較によって次のような古環境の復元が可能である．①電気伝導度と海性珪藻の含有率は，図のように非常によく調和し，よい一致を示す．②大阪層群の千里山丘陵東端部における古環境の変化は次のように復元される．③Ma4：2つの海進期の間に小規模な海退期が存在する．Ma5：下半部に顕著な海進期があり，上半部はゆっくりした海退期と推定される．Ma6：少なくとも2回の海進期が存在する．

今後，海洋底コアで復元されている各間氷期の細かい気候変動曲線と比較して，より詳しい議論ができることを期待する．

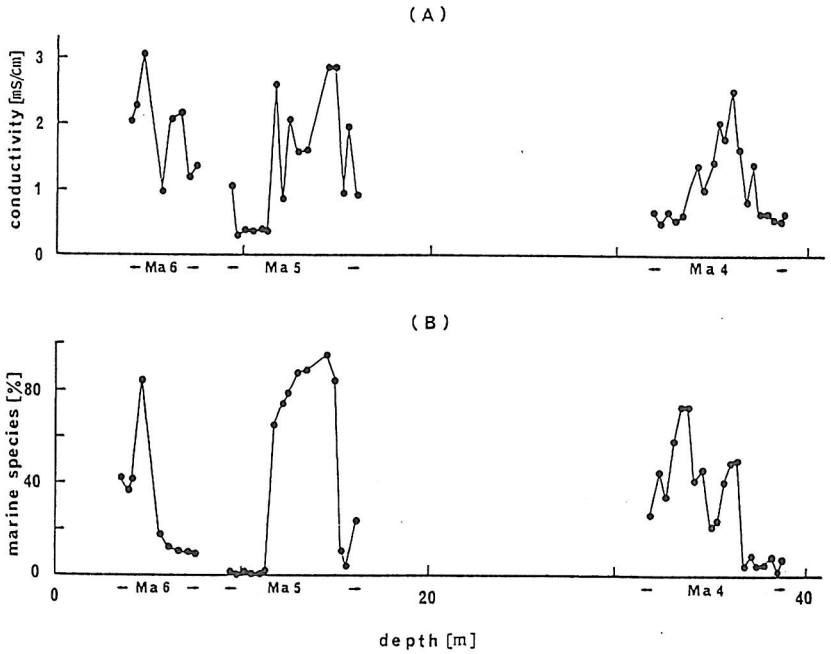


図　SEC-Core試料の粘土混濁水の電気伝導度と珪藻分析結果の比較
（A；電気伝導度，B；珪藻の割合）

P 1　アズキ火山灰の化学組成層序

西田史朗（奈教大・地）・和田穣隆（神戸大・院）

Vertical change of the majour element composition in the Azuki tuff:

Shiro NISHIDA and Yutaka WADA

アズキ火山灰は近畿地方の第四系大阪層群とその相当層中に広く挟在し，以下の諸点からその層序の上で重要視され，大阪層群を上下に分ける．

1．特徴のある安定した層相．

2．大阪層群 Ma 3 中に挟在．

3．メタセコイア化石産出の上限．

4．古地磁気では逆帯磁．

5．フィッション・トラック年代で0.87±0.07 Ma ．

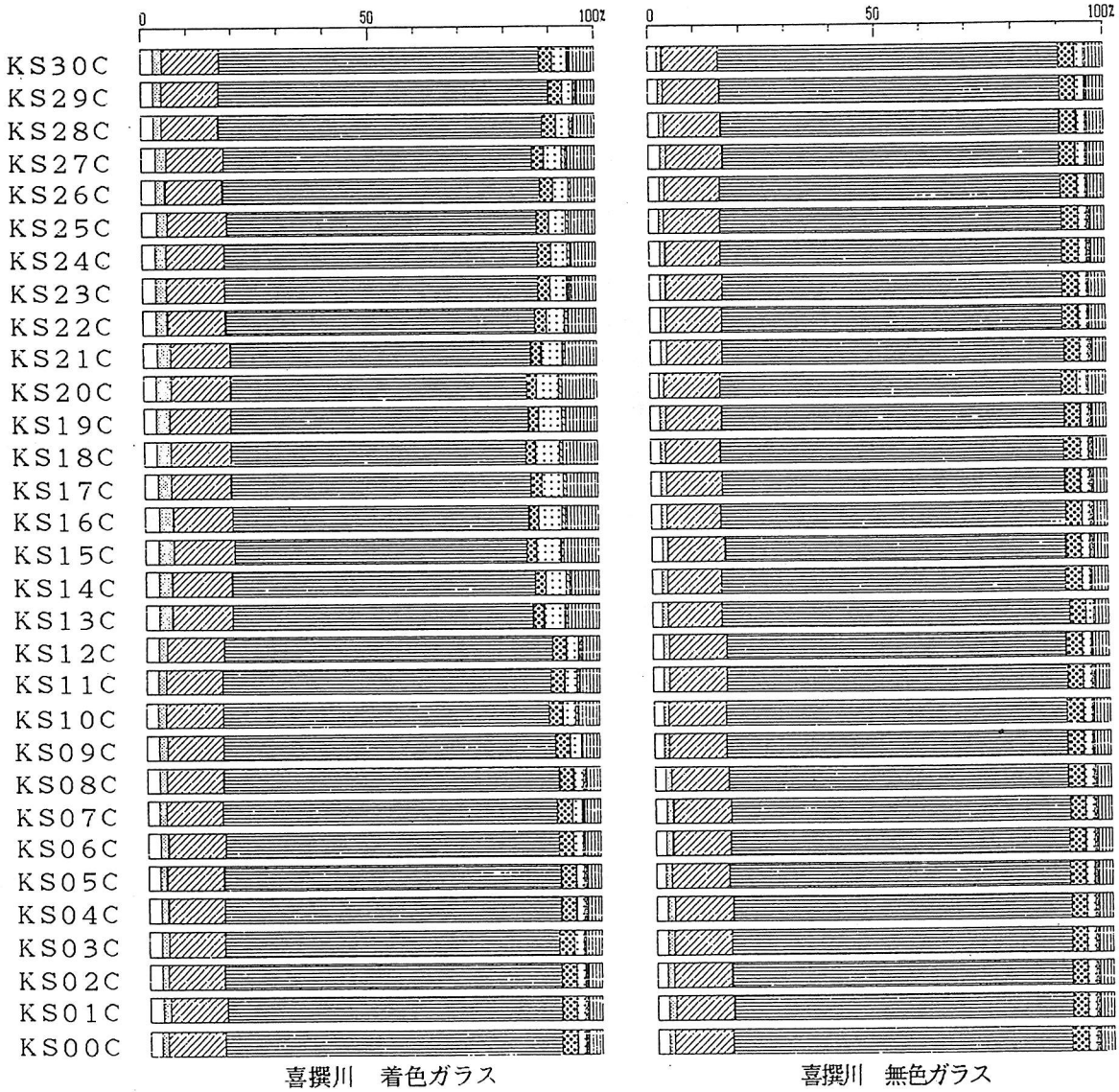


図1　喜撰川のアズキ火山灰
右端の記号は試料番号で，基底から上に1cm間隔で数字が大きくなる
凡例　□ Na_2O　□ MgO　▨ Al_2O_3　▤ SiO_2　▩ K_2O　⊞ CaO　▧ TiO_2　▥ FeO

アズキ火山灰を肉眼的に特徴付けるのは，着色ガラスと重鉱物が多量に含まれることである．大阪層群中では層相からみた同定におそらく最も問題のない火山灰であろう．しかし，近畿地方各地に露頭するアズキ火山灰のガラスの主要構成元素をＥＤＸ分析によって求めたところ，他の火山灰ガラスに比べ分析値のバラツキ（σ）が大きいことに気づいていた．

そこで層相のはっきりし厚く露頭する喜撰川（滋賀県志賀町）と樫原（京都市西京区）の２地点で基底から１cm間隔で試料を採取し，クリーニングとシービングの後に着色ガラスと無色ガラスを分けて拾い出し，それぞれ15～30片を Na，Mg，Al，Si，K，Ca，Ti，Feの８元素についてＥＤＸを用いて，新鮮な面を点分析した．両露頭での主要元素組成の垂直変化を図１～２に示す．喜撰川では樫原でみられる基底直上の白色粗粒火山ガラス部を欠くが，主要元素組成の垂直変化の傾向はよく似る．すなわち下半部では着色・無色ガラスとも化学組成の差異は小さいが，上半部では両者は分化する．無色ガラスは全層準を通じて大きく変化しないが，着色ガラスでは SiO_2 が減り，TiO_2 と FeO が顕著に増える．測定値のまとまりについても，一般に無色ガラスのσは小さいが，着色ガラスのそれはかなり大きい．

この研究を進めることにより精密な化学組成層序が明らかにされ，より詳しい対比が可能になる．一方，アズキ火山灰を放出した火山のマグマの変質が予想され，源火山が特定できれば火山活動史の上から興味がもたれる．

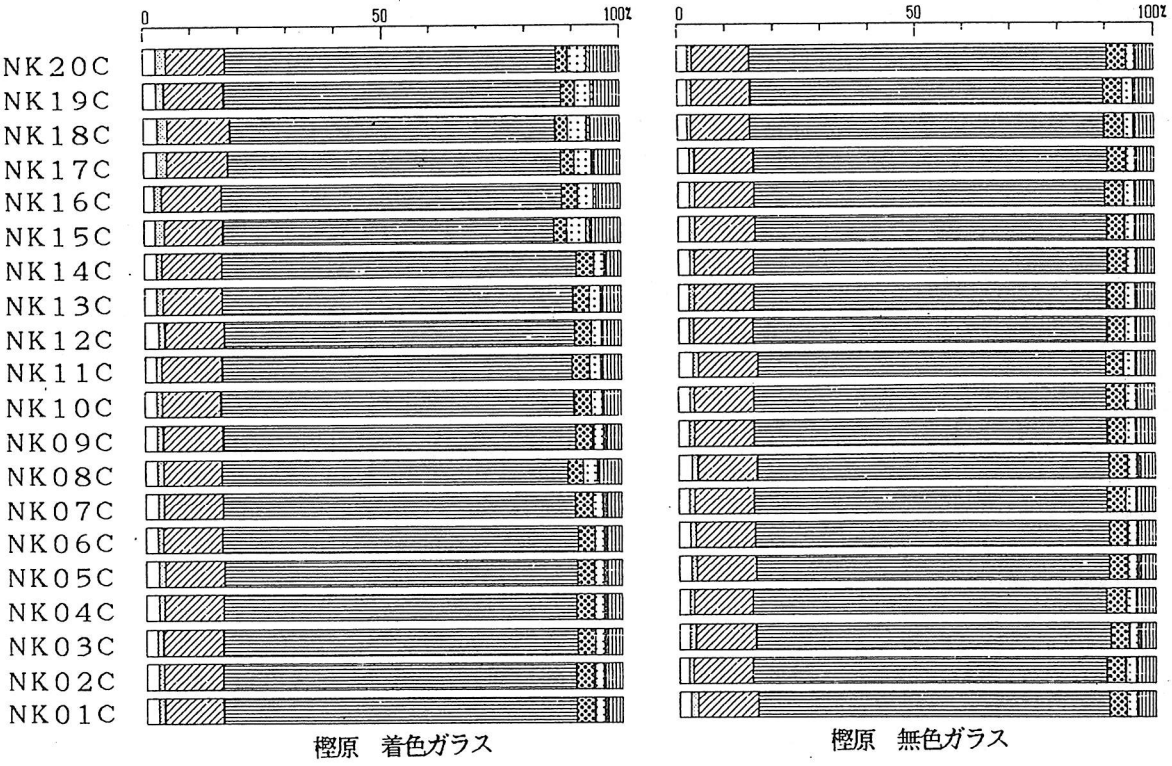


図２　樫原のアズキ火山灰
凡例は図１と同じ

Ｐ２火山ガラスのＩＣＰによる化学分析

吉川清志・今井　登・奥村晃史・水野清秀（地質調査所）

Chemical analises of volcanic glasses by inductively coupled plasma emission spectrometry : Kiyoshi Kikkawa, Noboru Imai, Koji Okumura, Kiyohide Mizuno (Geological Servey of Japan)

火山灰層の同定・対比を目的として，ＩＣＰ（誘導プラズマ発光分析法）による火山ガラスの化学分析を行なった。

60-200メッシュサイズの火山灰試料から重液分離・電磁分離によって，火山ガラスを抽出，純化した。　検鏡によると，火山ガラス以外の粒子の混入率は２％以下である。　粉砕したガラス0.2g２組を，今井(1986)の方法に準拠して，酸分解，乾固した後，それぞれ100ml,25mlに定容して，シーケンシャルＩＣＰを用い，多元素同時定量を行なった。

繰り返し行なった同一サンプルの分析値のばらつきは，Ｋ，Ｐ，Ｖを除き３％以内であり，また，主成分元素に関しては，奥村(1987ＭＳなど)のＥＰＭＡによる分析値と20％以内で合致している。

分析結果によると，火山ガラスのＦｅ－Ｍｇ比と斜方輝石の屈折率（Ｆｅ－Ｍｇ比）との間には良い正の相関関係が見られる。（第１図）

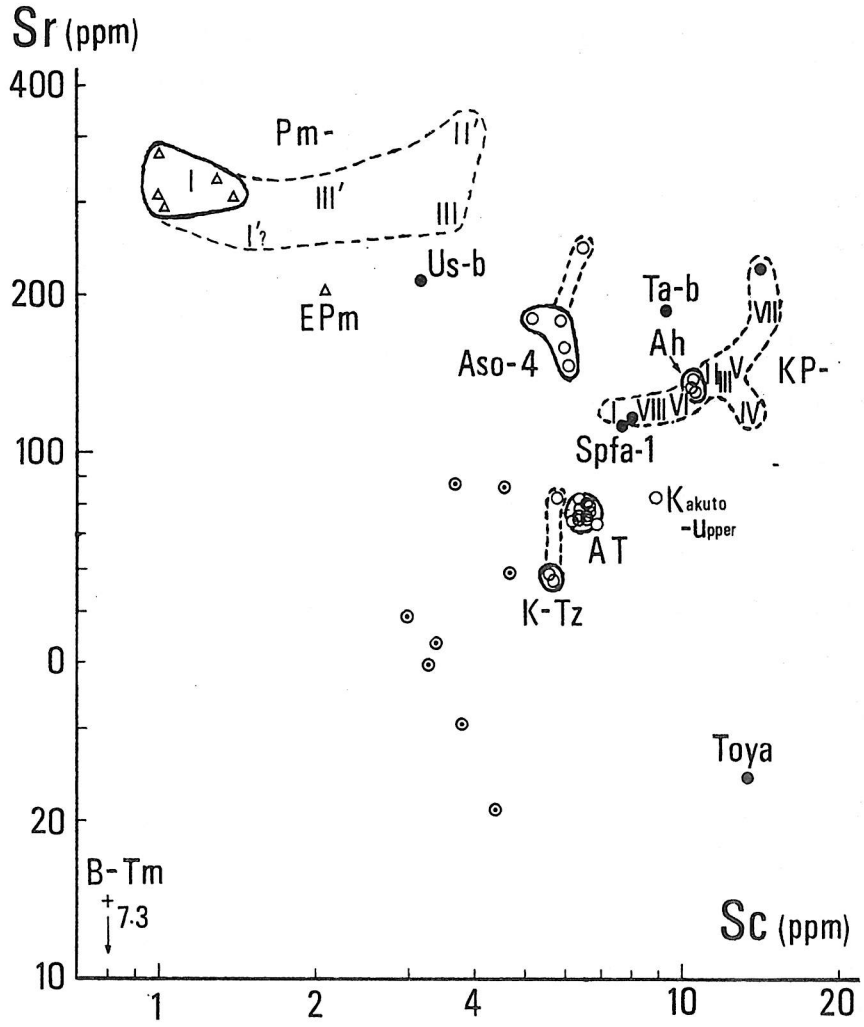
また，九州起源の広域テフラに対比される日本各地の火山灰層の火山ガラスは，Aso-4を除き，極めて狭い組成範囲に入り，テフラ相互の差異も明瞭である。（第２，３図）

ＫＰ（屈斜路火砕流堆積物）及び御岳Ｐｍシリーズにおいては，各テフラの分化の違いに基づくと思われるトレンドが見られた。

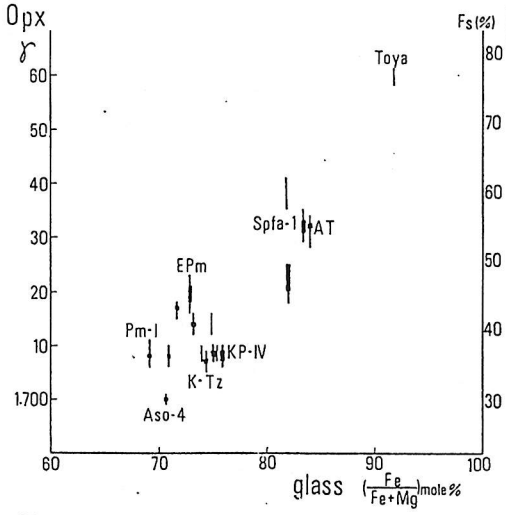
主要な広域テフラの分析値を第１表に載せた。

	Ah	AT	K-Tz	Aso-4	EPm	Pm-1	Toya	Spfa-1	KP-Ⅳ	B-Tm
TiO_2 (%)	0.526	0.132	0.221	0.442	0.194	0.133	0.062	0.153	0.358	0.283
Al_2O_3	13.05	11.94	11.33	14.54	14.06	13.30	12.40	11.40	11.70	11.49
Fe_2O_3T	2.79	1.42	1.13	1.91	1.25	1.07	1.14	1.70	1.82	4.97
MnO	0.087	0.048	0.041	0.155	0.034	0.094	0.093	0.067	0.110	0.099
MgO	0.474	0.136	0.196	0.401	0.234	0.241	0.051	0.171	0.292	0.058
CaO	2.04	1.15	1.01	1.17	2.23	1.58	0.41	1.38	1.52	0.58
Na_2O	4.20	3.51	3.56	4.46	2.85	3.71	4.82	4.10	4.46	5.16
K_2O	2.9	3.1	3.6	4.6	4.3	3.3	3.0	2.7	1.8	5.2
P_2O_5	0.066	0.019	0.020	0.057	0.121	0.033	<0.040	<0.040	0.047	<0.020
Ba (ppm)	416	531	455	764	673	835	900	686	527	19
La	19	26	18	34	27	35	16	15	13	164
Sc	10.5	6.4	5.6	5.9	2.1	1.3	13.4	7.8	13.5	0.8
Sr	133	75	59	179	202	331	24	113	122	7
V	15	2	10	18	7	5	<3	4	7	<3
Y	35	22	31	39	11	14	59	36	46	108
Zn	65	39	29	58	28	58	55	44	79	256

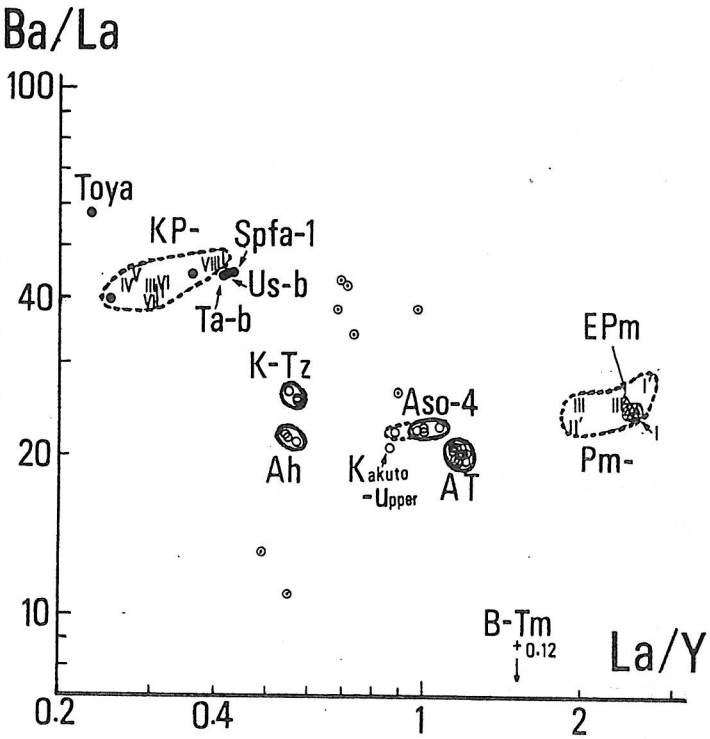
第１表：主要な広域テフラ中の火山ガラスのＩＣＰによる化学分析値



第２図：火山ガラスのＳｒ－Ｓｃ図
○九州起源
△中部起源
●北海道起源
＋大陸起源
（ただし⊙北海道中部，前期－中期更新世）



第１図：火山ガラスのＦｅ－Ｍｇ比と斜方輝石の屈折率（～固溶体組成）との関係（Opx，γは新井他(1980)，Arai et al.(1986)を引用）



第３図：火山ガラスのＢａ／Ｌａ－Ｌａ／Ｙ図

P 3 立川ローム層最上部ＵＧ火山灰の微量成分元素存在量とその給源火山

鈴木正章（成立高）・山路　進（城北埼玉高）
二宮修治・大沢眞澄（東京学芸大）・遠藤邦彦（日本大）

Elemental abundances and the source volcano of UG tephra in the uppermost Tachikawa Loam Formation:Masaaki SUZUKI,Susumu YAMAJI, Shuji NINOMIYA,Masumi OSAWA and Kunihiko ENDO

山路ほか(1982)は立川ローム層最上部に存在する厚板・軽石型火山ガラスの濃集層準を、層序・屈折率・化学組成などの諸特性から、立川付近のＵＧ(Tachikawa upper glassy ash:山崎、1978)、都留付近のＴＮＰ－Ⅲ（上杉ほか、1980）に対比し関東一円に分布することを明らかにした。さらに、北関東のＹＰ（板鼻黄色軽石層：新井、1982）直上の火山灰互層中からＵＧに酷似した火山ガラスを見出し、ＵＧの給源火山が浅間山である可能性を示唆した。また中沢ほか(1984)も、他の地点でＹＰ直上の同層準(AS-23～25)でＵＧに酷似した火山ガラスを検出した。

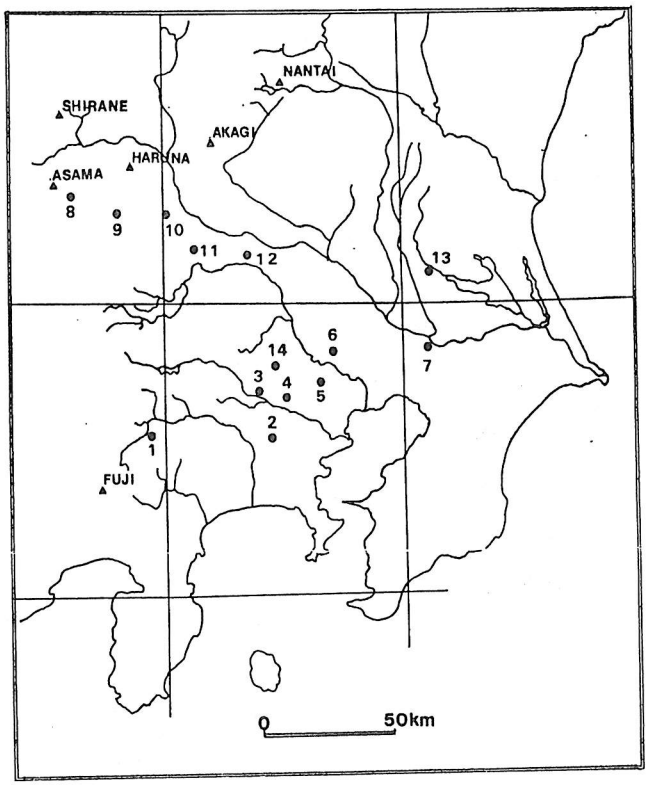


Fig.1 Locality map
1.TSURU 2.MACHIDA 3.YOKOTA
4.KOGANEI 5.NERIMA 6.KAWAGUCHI
7.ABIKO 8.MINAMIKARUIZAWA
9.MATSUIDA 10.TAKASAKI
11.KODAMA 12.KUMAGAYA
13.TSUCHIURA 14.SAYAMA

これまでに明らかになったＵＧの特徴は以下の通り：①火山ガラスの形態については、遠藤・鈴木(1980)の形態分類基準のＢ・Ｃ（厚板）型やＥ・Ｆ（軽石）型の火山ガラスが卓越する。②屈折率は、1.501－1.503 (mode:1.502)の値を示す。③微量成分元素存在量については，Euは 0.81－0.90 ppm，Thは 5.4－6.0 ppm の範囲を示す。

本報告では、ＵＧの給源火山を確認するため、ＹＰ直上の火山灰互層が明瞭な浅間山東南麓の南軽井沢の露頭で採取された各fall unitsの火山ガラスと、関東一円に分布するＵＧ火山ガラスとの、微量成分元素存在量に基づく比較・検討を行った。分析には、純粋な火山ガラス50mgを用い、微量成分で１２元素，主成分で２元素の定量を機器中性子放射化分析によって行った。

その結果、① Figs.2, 3, and 4に示すように，ＵＧとＹＰ直上の火山灰互層(AS-23～25)の微量成分元素存在量は一致すること、② ＵＧに特有な

B・Cタイプの火山ガラスは、浅間火山山麓で非常に厚さを増すＹＰ直上の火山灰互層に多く含まれること、の２点から、ＵＧ火山灰は浅間火山を給源とするＹＰ直上の火山灰互層（ AS-23～25）に由来するものと考えられる。

（文献）山路ほか(1980)第四紀テフラ中火山ガラスの化学組成．日本地球化学会講演要旨集，No.10 ．

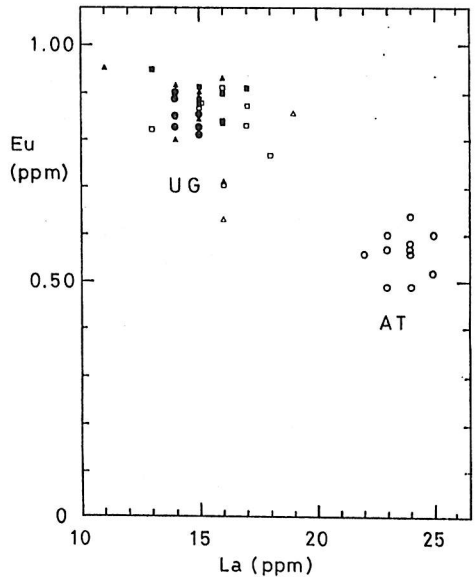


Fig.2 Eu-La correlation for volcanic glasses

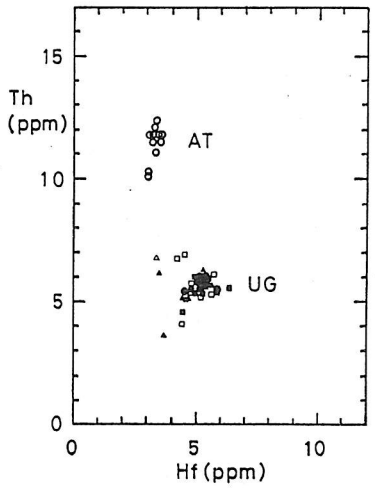


Fig.3 Th-Hf correlation for volcanic glasses

●:UG(TNP-Ⅲ)
○:AT
□:Ash(MINAMIKARUIZAWA)
■:Volcanic Sand(MINAMIKARUIZAWA)
▲:Pumice Fall(MINAMIKARUIZAWA)
△:Pumice Flow(MINAMIKARUIZAWA)

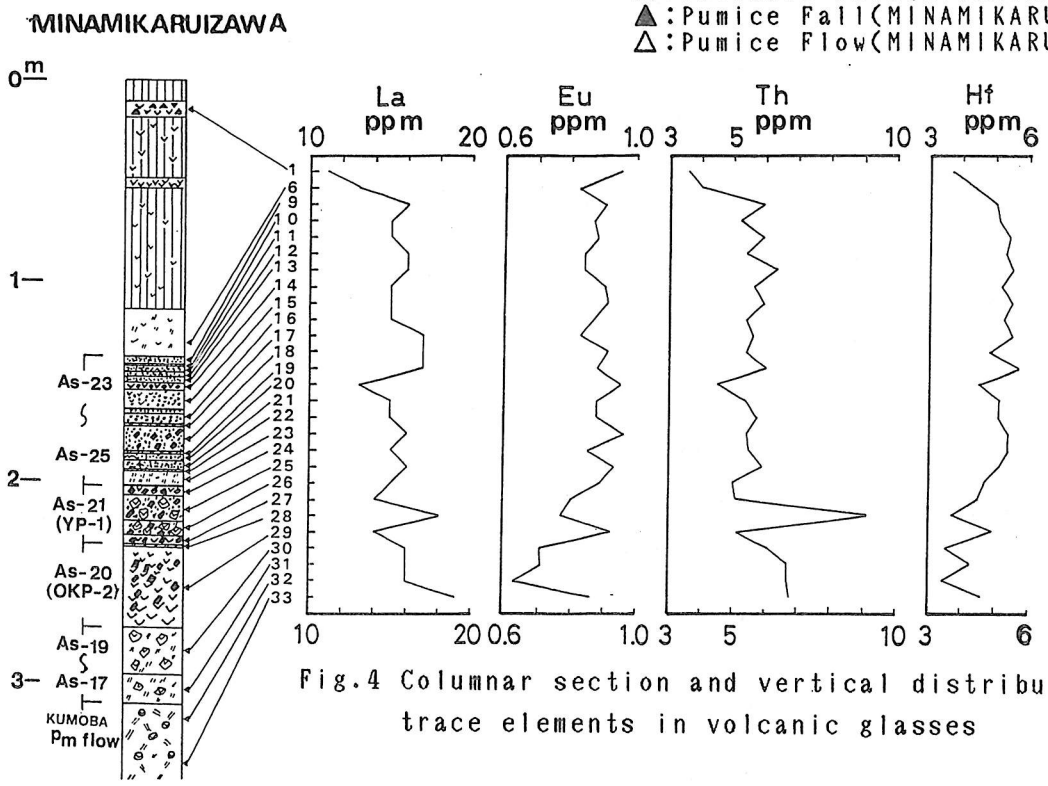


Fig.4 Columnar section and vertical distribution of trace elements in volcanic glasses

P 4 伊豆大島1986年噴火のテフロクロノロジー

遠藤邦彦・千葉達朗（日大文理）
・宮地直道（農水省農環技研）・隅田まり・宇野リベカ（日大院）

Tephrochronology of the 1986 Izu-Oshima Eruption : Kunihiko ENDO, Tatsuro CHIBA, Naomichi MIYAJI, Mari SUMITA and Rebecca Uno

一．はじめに

伊豆大島1986年噴火は11月15日に三原山山頂からストロンボリ式噴火を始め，熔岩流と火山灰・スコリアを噴出した．21日には爆発的な山腹割れ目噴火がはじまり，カルデラ内にB割れ目火口群を形成したのち，カルデラの外，外輪山北西部にC割れ目火口群を形成した．さらに12月18日に小噴火し，その後静穏を続けている．この噴火は当初多くの火山研究者によって直接調査された．21日の大噴火も火山研究者の目の前で発生した．しかし，この噴火の激しさのため避難を余儀無くされ，はじめの20～30分を除いては大噴火の推移は間近では観察されなかった．演者らは，主として噴火直後からの噴出物の層序に関する現地調査結果と，直接的観察に基づく噴火の経緯とを突き合わせたテフロクロノロジー的研究により，この噴火の推移と特徴を明らかにすることを試みた．

二．テフラ層序

A火口周辺でのA火口に由来するテフラの層序は，TA-1～-6に区分され，B火口周辺のB火口起源のテフラ層序は，TB-1～6 に細分され，C火口南部周辺のテフラ層序は，TC-1～3 に分けられる．

三．テフラ層序から解明・確認されること

直接観察では不明確な部分について，テフラ層序から主に明らかになることを次に示す（遠藤ほか，1987a,b,c ；遠藤，1987）．

① 11月15～17日には Pele's hairからなる火山灰が降下したが，その後は Pele's hairは降下していない．16～17日にA火口周囲に降下したスコリアは飴色 reticulite 状であったが，その後は黒色コークス状となった．

② 11月21日のB割れ目噴火は，はじめの約30分間はやや小規模で，発泡よく，細粒なスコリアからなるTB-1を形成した．局地的東風で西にも張出す．

③ B割れ目火口の著しい熔岩噴泉に由来するTB-2は，東に遠方まで伸びた高い噴煙柱と，北東への低い噴煙柱から形成された．

④ 21日22時頃よりB火口群の熔岩噴泉は衰え，黒煙から黒色火山灰を衰退期の噴出物として降下させた（TB-3）．これは房総半島に達した．

⑤ 非常に発泡したスコリアが，21日深夜から22日早暁にかけて降下した（TB-4，TB-5）．薄く表層に認められる．

⑥　11月22日早朝より非常に細粒な暗灰白色火山灰が21日に始まる山腹割れ目噴火の最後の噴出物として，表層を薄く覆った（TB-6）．しかし，後の雨と風により，殆んど失われた．

⑦　C割れ目火口群では，C2,C3 火口を中心に，スコリア降下（TC-1），黒色火山灰降下（TC-2），黒色スコリア降下（TC-3）の順にテフラが降下した．

⑧　12月18日の噴出物として黒色スコリアと火山弾が層位的に識別される．

⑨　F/D による噴火様式の検討が可能になった．TB-2はsub-plinian，TB-4 はstrom-bolianとなった．

⑩　1986年噴火のマグマ噴出量は約7900万ｔに達し（内訳：Ａは3400，Ｂは4400，Ｃは100 万ｔ），Ｂ割れ目火口群からの平均噴出速度は16時15分～22時の間 750万ｔ／ｈに達した．

以上を総合した噴火の経緯を表１，２に示す．

表１　伊豆大島1986年噴火の推移（山頂噴火：Ａ火口）

日時	噴火の経緯	テフラ名
11月15日17時25分	噴火開始，熔岩噴泉上げる	
	東方へ火山灰（”ペレーの毛”）降下	TA-1
11月16日	熔岩噴泉続く，熔岩湖形成	
	南西方へ火山灰（”ペレーの毛”）降下	TA-2
11月17日	熔岩噴泉継続，熔岩湖のレベル上昇	
	東へ火山灰，後周囲にスコリア降下	TA-3
11月18日	熔岩噴泉続き、熔岩湖から熔岩溢流開始	
	周囲にスコリア降下，バブル型噴泉生ずる	TA-4
11月19日	熔岩流三原山斜面を流下，カルデラ床に達す	
	周囲にスコリア降下	TA-4
11月20日	熔岩流やや前進	
	スコリア降下極めて間欠的	TA-4
11月21日14時頃迄	間欠的に周囲に火山弾放出	TA-4
16時45分頃	割れ目噴火の開始に引き続き噴火再開	
	バブル型，花火型噴泉活発化	TA-5
11月22日 3時頃	熔岩噴泉終了している	
12月18日	小規模噴火再開，周囲にスコリア降下	TA-6
	2～ 3時間後に沈静化	

表２　伊豆大島1986年噴火の推移（山腹割れ目噴火：Ｂ，Ｃ火口群）

日時	噴火の経緯	テフラ名
B		
11月21日午前	Ａ火口の火山弾放出間欠的だがその飛翔力増す	
	光環現象多発	
11月21日午後	Ａ火口極めて静穏	
11月21日15時50分頃	遊歩道北カルデラ床にヘアークラック発見	
11月21日16時15分	三原山北西カルデラ床より白煙，	
	続いて黒煙上がる（B8火口）	
11月21日16時15分	やや南東より２つめの白煙，黒煙上がる（B7火口）	
11月21日16時20分	熔岩噴泉活発，B8-B7 より”火のカーテン”状を呈す	
	スコリア周囲に降下	TB-1
11月21日16時27分	B7の南側に火口開く（B5-6），熔岩噴泉上げる	
11月21日16時40分	B4火口開く，熔岩噴泉上げる	
	全体に熔岩噴泉急に活発化	
11月21日16時52分	B3火口開く，熔岩噴泉上げる	
11月21日17時前後～	噴泉最盛期，B3-8火口からスコリア降下	TB-2
	熔岩流（LBⅠ，LBⅢ）流下	
11月21日22時頃	B の噴煙黒煙に変る，火山灰降下	TB-3
11月21日23時	房総半島館山に火山灰降下	TB-3
11月22日 1時40分	房総半島勝浦に火山灰降下	TB-3
11月22日早暁	発泡のよいスコリア降下	TB-4
11月22日早暁	発泡のよいⅢ状スコリア降下	TB-5
11月22日 6時頃より	灰色噴煙 B3 火口より東へ，細粒火山灰降下	TB-6
11月22日午後	夕刻まで細粒火山灰降下続く	TB-6
11月23日午後	B7わきのスコリア丘から２次熔岩（LBⅡ）流下	
C		
11月21日17時45分	C 火口群南部（C2-C3 付近）が開口，	
	噴煙が立昇った後噴泉活動始まる	TC-1
	5 分位の内に C1-C6に広がり”火のカーテン”状をなす	
11月21日18時頃	C6火口より熔岩流（LCⅠ）流下始める	
11月21日18時55分	C8-C11火口開く，活発な熔岩噴泉	
11月21日19時20分頃	C 火口群噴火最盛期	
11月21日19時25分	C1-C7 火口突然活動停止	
11月21日19時35分	C9，C11 のみ活動，C9から小規模熔岩流（LCⅡ）流下	
11月21日21時頃	C 火口群の活動ほぼ終了	

【文献】

遠藤ほか（1987a ）：地質学会94年大会講演要旨．

遠藤（1987）：火山学会シンポジウム資料．

遠藤ほか（1987b ）：火山学会講演予稿集，1987,No.1.

遠藤ほか（1987c ）：月刊地球，No.98 （印刷中）．

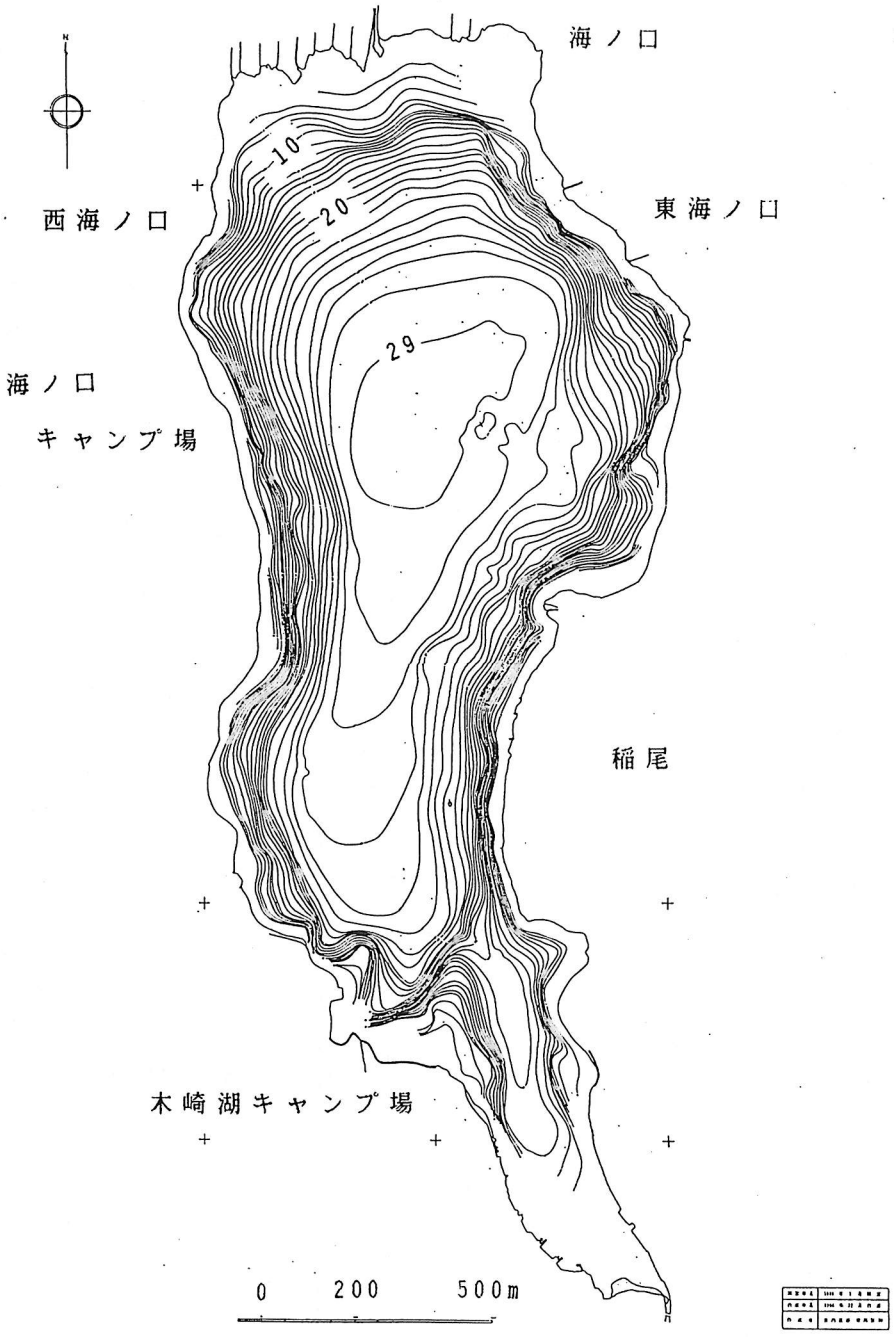
P 5 長野県青木湖の音波探査結果（予報）

井内美郎・山崎晴雄・下川浩一　（地質調査所）

Acoustic Survey in Lake Aoki, Nagano prefecture --a preliminary result--

: Yoshio Inouchi, Haruo Yamazaki and Koichi Shimokawa

青木湖・中綱湖及び木崎湖からなる仁科三湖は、糸魚川－静岡構造線上に位置する湖である。これらの湖の最近の構造発達史を明らかにする目的で、1986年 9 月24日から30日にかけて、木崎湖及び青木湖で音波探査を実施した。



木崎湖湖底地形図

使用した機器は、水深測定にアトラス・デソ２０（クルップ・アトラス社）、地層探査にユニブーム（EG＆G 社）、船位測定にトライスポンダー（デルノート社）である。

調査には、木崎湖では福星丸、青木湖では湖で唯一の船外機を搭載したボートにふつうのボートをつなぎあわせたもの、を使用した。

今回の調査にあたり、快く調査に協力して頂いた木崎湖・青木湖両漁協の組合長に心からお礼申し上げる。また、調査に協力して頂いた川崎地質株式会社の調査員に感謝する次第である。

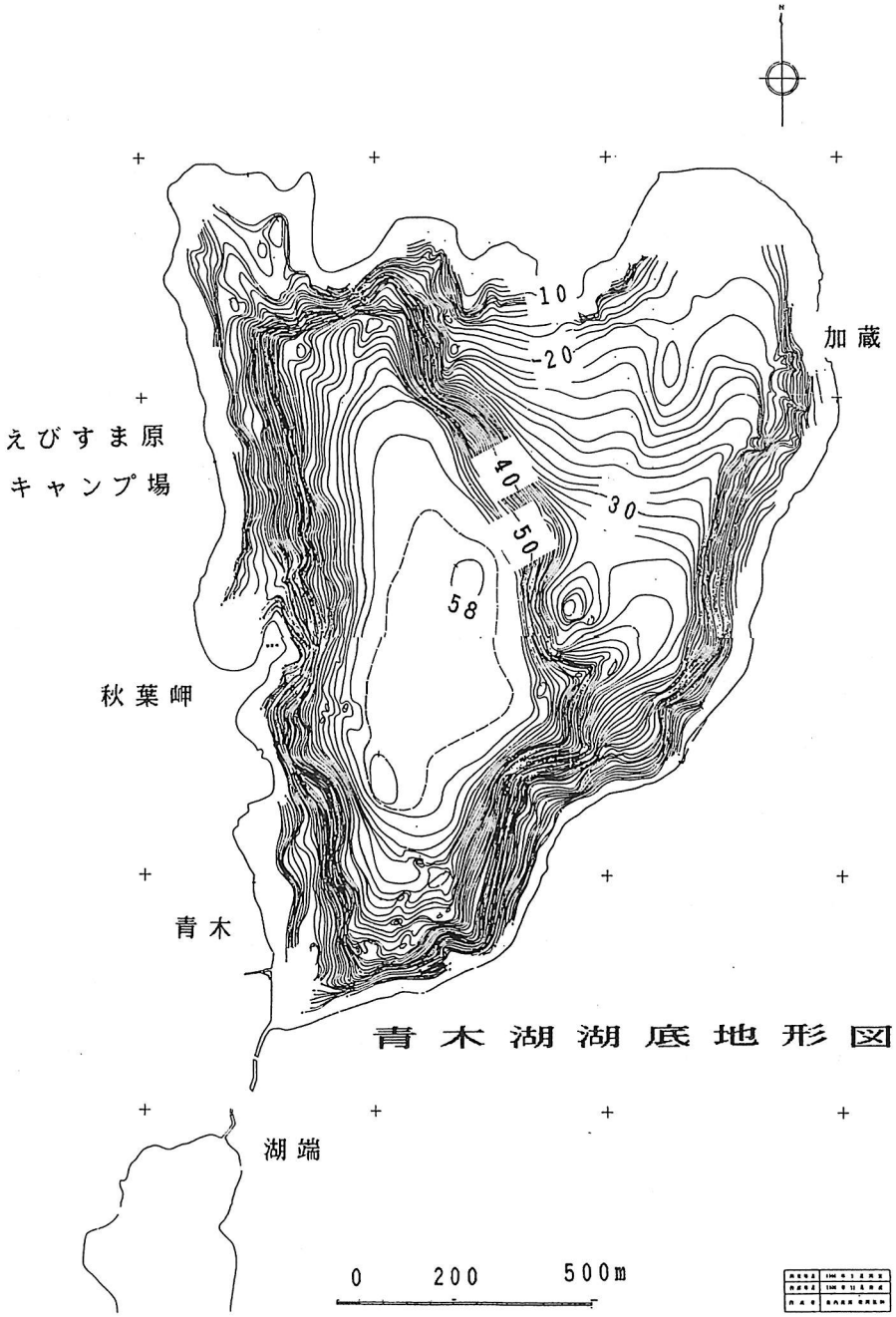
調査結果

水深測定の結果をもとに、木崎湖・青木湖の湖底地形図を作成した。その結果、青木湖では従来公表されていた地形図とやや異った結果が得られた。

地層探査の結果、青木湖では特徴的な反射面群が６枚以上確認された。そして堆積物の厚さが最高で３０ｍを越えることが明らかになった。一方、木崎湖では音波散乱層のため、堆積物の厚さの確認・反射面の追跡が出来なかった。

青木湖北東部水域の北西－南東方向の調査測線２本で、断層によると思われる反射面のずれが確認された。この「断層」の南西部延長には、ずれは確認出来なかった。

この他、青木湖の南西部及び北西部にある急斜面の裾野には、いくつかの湖底地滑り堆積物と考えられる地層の盛り上がりが観察された。



青木湖湖底地形図

P 6 東北地方における砂丘帯の堆積年代と相対密度

陶野郁雄（国公研）・遠藤邦彦（日大）・白石建雄（秋田大）
・社本康広（清水建設）・千葉達朗（日大）

Relationship between geological age and relative density in the coastal dune zone, Tohoku, Japan : I. TOHNO, K. ENDO, T. SHIRAISHI, Y. SHAMOTO and T. CHIBA

Ⅰ．まえがき

1983年日本海中部地震の際、砂丘帯内で顕著な液状化災害が発生した。そこで、地盤の液状化強度を推定するための第一歩として、青森県から山形県に至る日本海沿岸の砂丘帯で乱さない試料を採取し、その相対密度を測定したので、その結果を報告する。

Ⅱ．測定結果と考察

乱さない試料はブロック法により採取し、その容器は高さ50㎜、直径75㎜のシンウォールチューブである。測定方法は文献1)を参照されたい。採取した砂丘砂層の相対密度の一例を表－1に示す。堆積年代は、ＤｙⅢ層を 150年、ＤｙⅡ層を 600年、ＤｙＩ層を 1 500年、Ｄｏ層を 4 000年、Ｄｐ層を 30 000～70 000年として、堆積年代と相対密度の関係を図示すると図－1になる。相対密度は堆積年代が古くなる程、大きくなることが分かる。相関係数が 0.87 と少しばらつきが見られるが、砂層の不均一性に加え、試料採取深さに対する上載圧を考慮していないことも理由の一つに挙げられる。

なお、上載圧と相対密度の関係は次式のように表わされる[2)]。

$$D_r = 10^{0.01058\cdot(157-D_r)} \times \log(\sigma'_m / \sigma'_{m0}) + D_{r\,bed}$$

この式に基づき上載圧の効果を補正し、上載圧 5tf/㎡ に換算した結果を図－2に示す。上載圧を考慮すると、相関係数は 0.90 になり、ばらつきが少し小さくなる。図中の◇印は南関東における海成砂の平均値である。砂丘砂の相対密度は、海成砂と同様に、時間の対数と直線関係にあるが、海成砂よりはやや低い値を示している。

図－3は、相対密度と液状化強度の関係を示したものであり[3)]、その中には今回の調査結果も含まれている。相対密度が 65% までは、相対密度の値に比例して直線的に液状化強度が増加するが、それ以上になると液状化強度が急激に増加することが分かる。したがって、工学的にみると、相対密度を推定することが、砂層の液状化強度を推定する上で極めて重要となる。

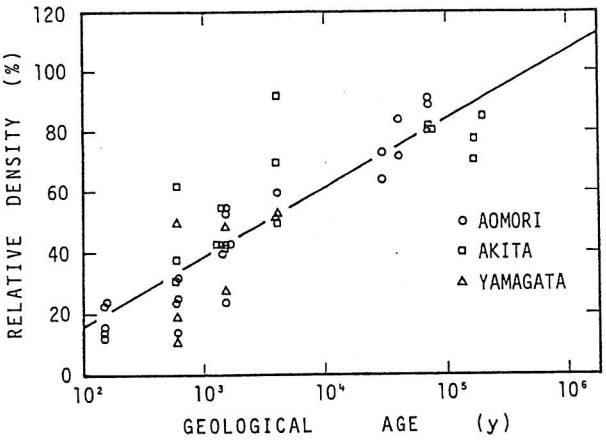
Ⅲ．あとがき

液状化強度と密接な関係がある相対密度は、砂丘砂の場合も海成砂と同様に、堆積年代の対数に比例して増加している。しかしながら、その相対密度は、海成砂に比べるとやや低い値を示している。

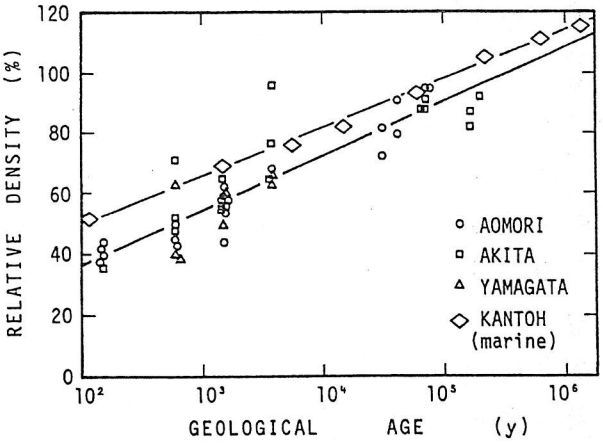
表－1　東北日本日本海沿岸地域における風成砂の相対密度

採取地	地層名 堆積年代 (年)	乾燥密度 (g/cm³)	相対 密度 (%)	補正相 対密度 (%)
青森県車力村栗山	DyIII	1.461	23	44
〃	DyII	1.504	25	43
〃	DyI	1.577	40	54
〃	DyI	1.517	43	58
〃	Do	1.550	60	68
青森県車力村権現	Dp	1.628	72	79
青森県車力村富萢	DyIII	1.535	16	40
〃	DyIII	1.481	12	38
〃	DyII	1.540	24	45
〃	DyII	1.491	14	39
〃	DyI	1.563	55	59
〃	DyI	1.597	53	62
青森県車力村豊富	Dp	1.499	91	94
青森県車力村車力	DyIII	1.508	24	42
〃	30 000	1.504	73	81
青森県木造町亀ヶ岡	DyII	1.480	32	50
〃	DyI	1.477	24	44
〃	DyI	1.399	43	58
〃	Dp	1.396	84	90
〃	Dp	1.457	64	72
〃	Dp	1.365	89	94
秋田県能代市逆川	70 000	1.436	82	91

採取地	地層名 堆積年代 (年)	乾燥密度 (g/cm³)	相対 密度 (%)	補正相 対密度 (%)
秋田県八竜町芦崎	DyI	1.327	43	56
秋田県若美町五明光	DyII	1.349	62	71
〃	DyII	1.207	38	52
〃	DyII	1.269	31	48
〃	DyI	1.245	43	55
〃	DyI	1.268	42	56
〃	Do	1.278	50	65
秋田県若美町釜谷地	DyI	1.388	55	65
〃	Do	1.316	70	77
〃	Do	1.467	92	96
〃	Dp	1.208	81	88
秋田県若美町二ツ屋	DyIII	1.290	14	36
秋田県琴丘町鹿渡	170 000	1.535	71	82
〃	200 000	1.340	85	92
秋田県男鹿市五里合	70 000	1.319	81	88
秋田県井川町飛塚	170 000	1.385	78	87
山形県遊佐町松山	DyI	1.436	49	61
〃	Do	1.407	52	63
山形県遊佐町服部興野	DyII	1.504	50	63
〃	DyII	1.377	11	40
〃	DyII	1.356	19	39
〃	DyI	1.415	28	50
〃	Do	1.399	53	66



図－1　堆積年代と相対密度



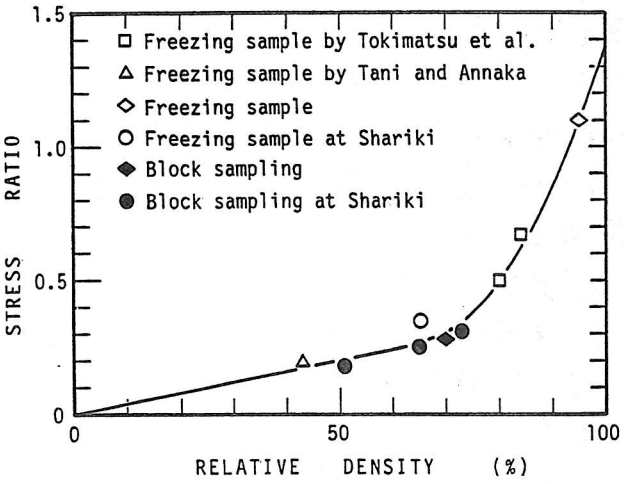
図－2　堆積年代と補正相対密度

Ⅳ．参考文献

1）陶野（1986）地質学論集，No.27

2）　陶野・社本（1986）第7回日本地震工学シンポジウム

3）陶野編（1987）液状化層の堆積構造に基づく液状化深度の推定に関する研究



図－3　相対密度と液状化強度

P7 宮崎平野南部の完新世海成段丘

長岡信治（都立大研）松島義章（神奈川県博）前杢英明（広島大院）

Holocene Marine Terraces in the southern Miyazaki Plain

:Sinji NAGAOKA, Yoshiaki MATSUSHIMA, and Hideaki MAEMOKU

宮崎平野南部の海岸には完新世段丘がよく発達し、それらは崖でもって、上位より下田島Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ面に区分できる（図1）。演者らはそれらのうち、最上位の下田島Ⅰ面の堆積物の層序や貝化石に関する新知見、多数の^{14}C年代を得たので、ここに報告する。

石崎川流域の連続露頭（図3，A－A′，B－B′）では、海成シルト層を被って、厚さ2mに達するアカホヤ火山灰が堆積している。アカホヤはさらに厚さ2～3mの海成砂層に被われ、砂層上位にはラグーン性のシルト層がみられる。アカホヤ下位の砂質シルト層中からはハイガイ・イボウミニナなどの潮間帯貝類群集が、上位の砂層からはタイワンシラトリ・チョウセンハマグリなどに代表される沿岸砂堤貝類群集が産出した（図2）。アカホヤ上部やその上位の砂層中には、不淘汰な砂泥層や多数の大型植物遺体がしばしば挟在している。これは、アカホヤの降灰により、陸側で植生破壊が生じて、火山灰をはじめ多量の土砂が湾内へ流入し、湾の急速な埋積を促したことを予想させる。

アカホヤ下位のシルト層中から9.4～7.4千年、上位の砂層から6.4～5.5千年、砂層を被う泥炭層から5.5～4.5千年前の^{14}C年代をそれぞれ得た（表1）。下田島Ⅰ面の海成層上限高度は、

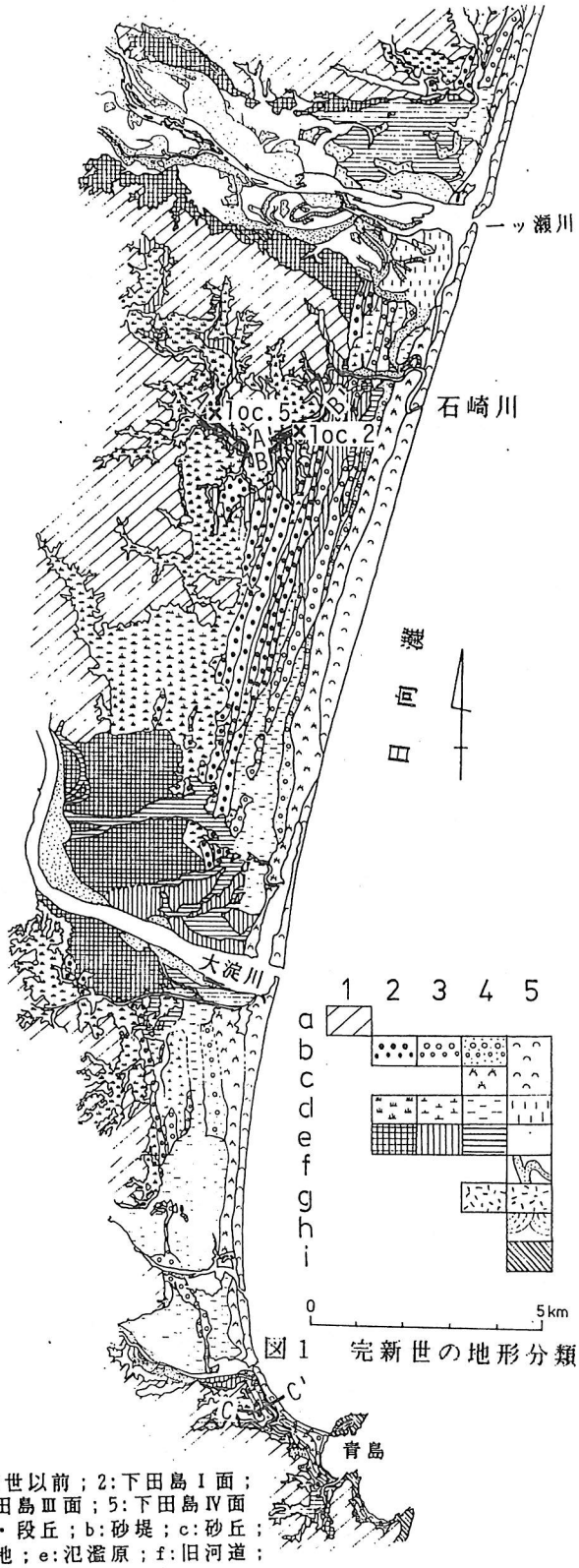


図1　完新世の地形分類

横列（時代）1:更新世以前；2:下田島Ⅰ面；3:下田島Ⅱ面；4:下田島Ⅲ面；5:下田島Ⅳ面
縦列（地形）a:丘陵・段丘；b:砂堤；c:砂丘；d:後背低地・堤間低地；e:氾濫原；f:旧河道；g:自然堤防；h:沖積錐・崖錐；i:隆起ベンチ

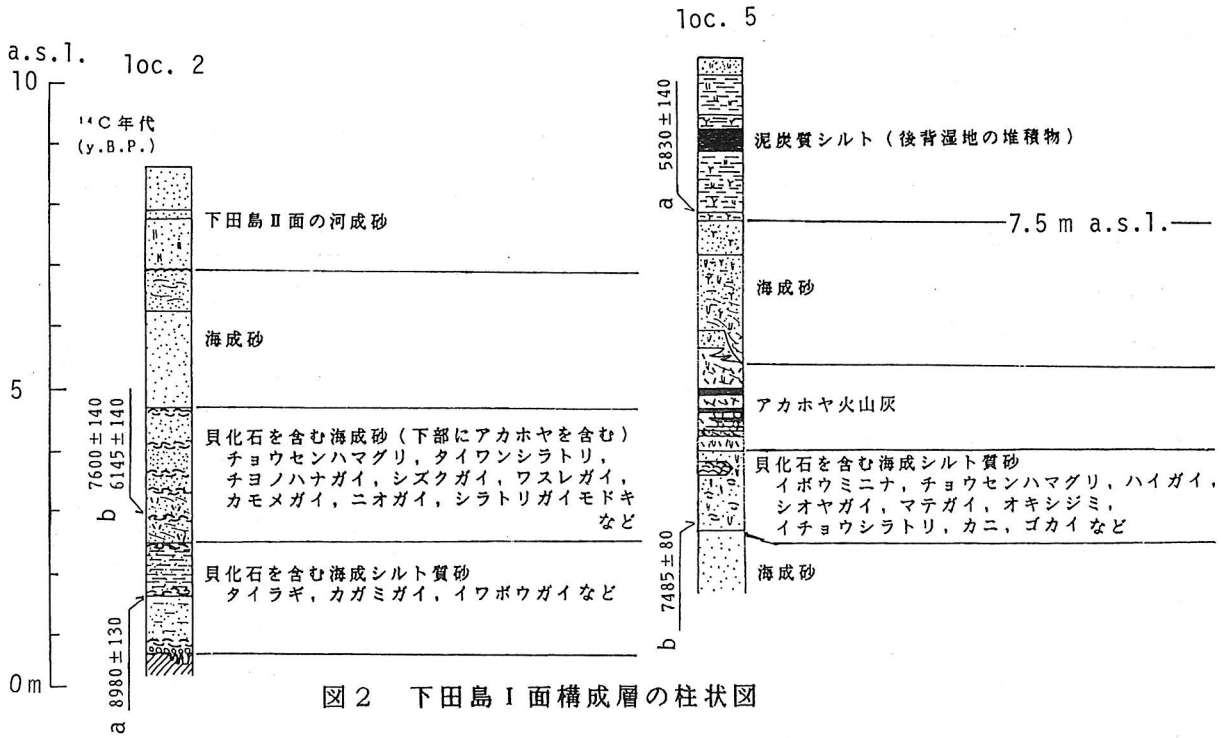


図２　下田島Ⅰ面構成層の柱状図

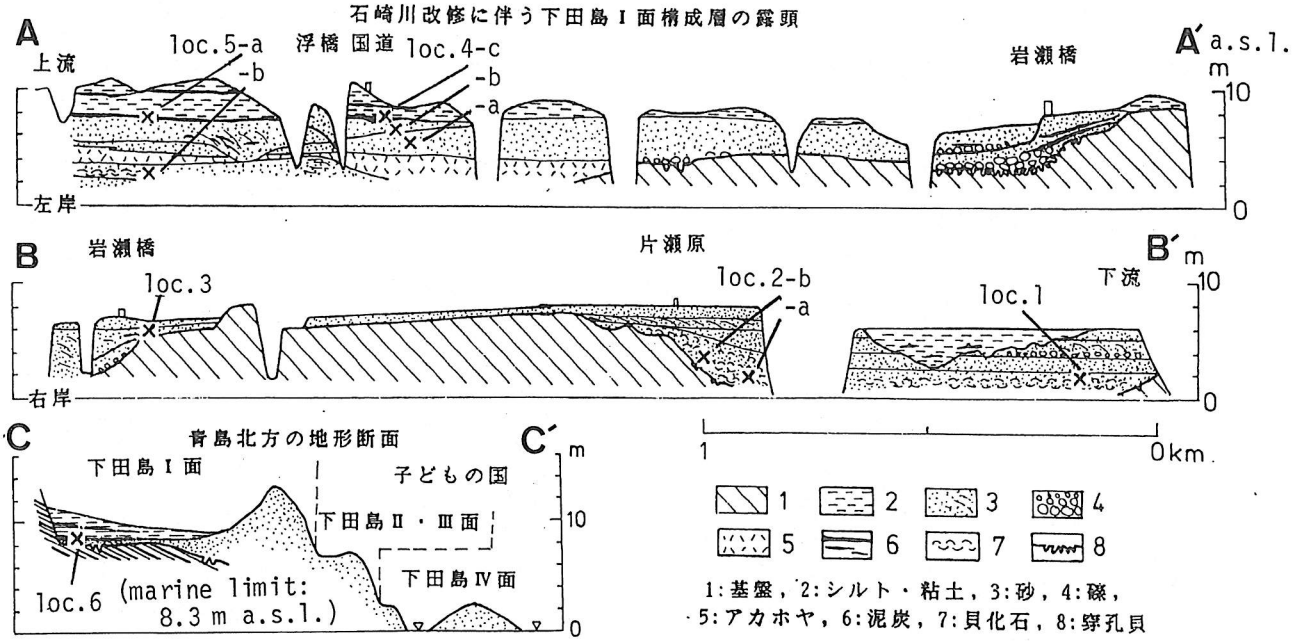


図３　地形断面

表１ 14C年代測定値（測定位置は図２～３中）

地点	試料	年代値(y.B.P.)	測定番号
loc. 1	タイワンシラトリガイ	6900±140	GaK-12853
loc. 2-a	カガミガイ	8980±130	GaK-12854
loc. 2-b	ニオガイ	7600±140	Gak-12852
loc. 2-b	シラトリガイモドキ	6145±140	HR-139
loc. 3	木片	5060±110	GaK-12851
loc. 4-a	泥炭	5850±90	HR-146
loc. 4-b	泥炭	5800±130	GaK-12849
loc. 4-c	泥炭	4570±70	HR-147
loc. 5-a	泥炭	5830±140	GaK-12848
loc. 5-b	チョウセンハマグリ	7485±80	HR-
loc. 6	泥炭	5310±140	HR-141
		6090±130	GaK-12847

石崎川上流で7.5m，青島付近で8.3mである。宮崎平野南部では，約6千年前のアカホヤ降灰後も海水準は2～3m上昇し，約5.5千年前に+7～+8mの極相に達したと推定される。

P 8 砂質堆積物からみた中川低地の沖積層と古地理

菱田　量・遠藤邦彦・小杉正人（日大・文理・応用地学）

Paleogeography in the Nakagawa Lowland based on the distribution and clastic composition of Holocene sandy horizons :Ryo HISHIDA,Kunihiko ENDO and Masato KOSUGI.

埼玉県東部から南部にかけての中川低地の沖積層についてボーリング資料の解析を行ない，それに基づく地質断面図から沖積層中の砂質堆積物の分布を明らかにし，サンプルの砂粒組成分析の結果および年代資料などから古地理について検討した．

図３は中川低地について，沖積層の内主に有楽町層の断面を示したもので，特に，砂質堆積物が卓越する層準の上流側から下流側へのつながりを表現しようとしたものである．砂質堆積物は有楽町層下部層の中部のシルト層中，-20m付近にレンズ状を呈して，および，同下部層上部や上部層中，０～-15mに，砂層として存在する．これらは，図３に示すように，上流側へ追跡できる場合が多い．この砂層は上流からのデルタの前進により，もたらされたものと考えられる．

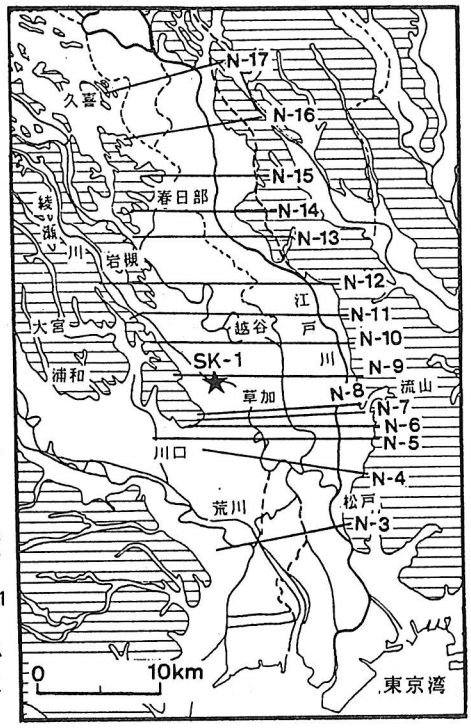


図１　断面図，柱状図の位置

これらの砂層の砂粒組成を分析し，関東平野の各河川の河床堆積物の砂粒組成（菱田，1986）を比較して，これら砂層がどの流域を起源としてどの河川によって運搬され，堆積したかを推定した．特にこの地域では，利

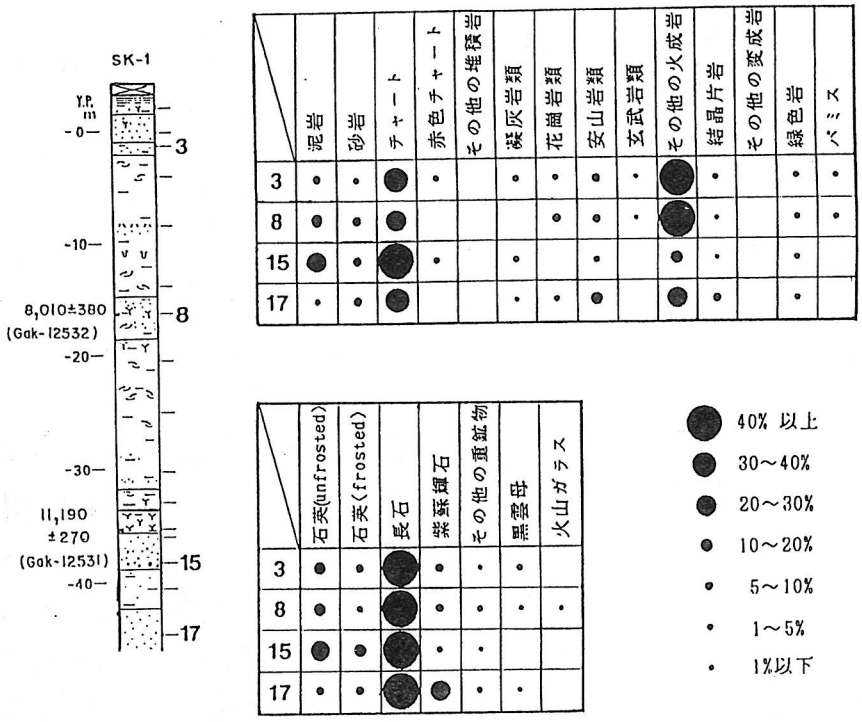


図２　SK-1における砂粒組成分析の結果

根川，荒川の流路変遷との関連で検討する必要がある．図２に分析結果の一部を示す．これは草加市北部のSK-1地点のもので，砂質堆積物中の+1.0～+2.0φのものを分析した．この結果は基本的には，利根川系，渡良瀬川系，荒川系の各要素の混合を示す．個々にみると，サンプルの15,17 の砂層が堆積した時代には，チャート，泥岩等の堆積岩類が卓越し，火成岩類をともなう点で渡良瀬川の現河床堆積物の組成に類似し，その影響が大きかったと考えられる．8 および 3のデルタ性の砂層が堆積した8000年前以後は，チャートなどの堆積岩類よりも火成岩類が卓越し，おそらく利根川からの堆積物が多くもたらされたと推定しうる．そして結晶片岩の存在から荒川の影響も各時代を通して加わっていた可能性がある．

従来，利根川の中川への流入は，縄文後期から古墳期に至って初めてなされたと考えられてきた（菊地，1979；堀口，1981）．しかし，最近，利根川系・荒川系の影響は，綾瀬川や元荒川などを通じて，縄文海進期にすでに中川低地にもたらされていた可能性があると指摘されている（遠藤ほか，1987）．この分析結果もこの可能性を強く支持するものと考えられる．

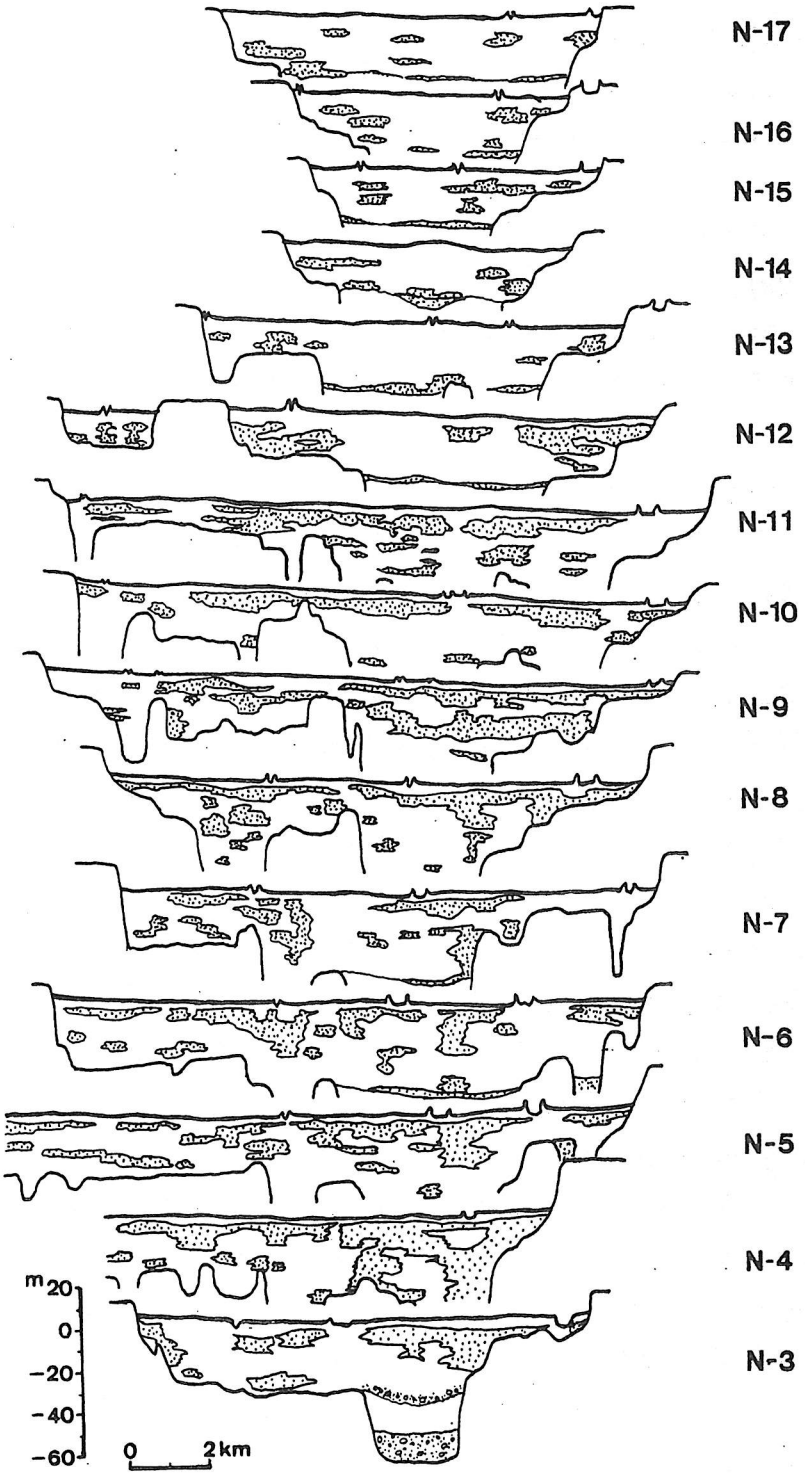


図３　ボーリング資料に基づく断面と砂質堆積物の分布

P 9 東京都小金井市野川中洲北遺跡の層位と古環境

羽鳥謙三（神代高），加藤定男（武蔵丘高），小川政之（町田高），大沢 進（和光高），坂上寛一，宇津川 徹（農工大），渡辺亮二（小平高），野川中洲北遺跡調査団

Stratigraphy and Ancient Environments of Nogawa-nakasu-Kita Remain in Koganei City, Tokyo ; Kenzo Hatori, Sadao Kato, Masayuki Ogawa, Susumu Osawa, Kan-ich Sakagami, Toru Utsugawa, Ryoji Watanabe, Research Group of Nogawa-nakasu-Kita Remain

この遺跡の考古学的発掘調査には地質学的検討のために，鉱物分析，粘土鉱物分析，珪藻分析，大型植物遺体等の研究のほか，土壌学的諸性質の検討も試み，総合的な古環境の解析を行なった。この遺跡に関する正式の調査報告書作成に先だってその概要を報告する。

遺跡の立地

本遺跡は武蔵野段丘直下の立川段丘面上にあり，立川ローム層中に先土器時代石器・礫群，黒土層中に縄文時代後期を主とする土器・石器，さらに上位の黒土層中に中世以降の陶磁器も含有する。本遺跡を構成する土層は立川段丘上とはいえ，野川流路に接するため，一部は湿地的水成環境下に形成された。このなかで微高地の箇所は立川段丘礫層堆積後の離水がもっとも早く，したがって完全に風成の立川ローム層の全層序を発達させるとともに，そこにおける同ローム層の下位層準（第X層）から上位にかけての先土器遺物をもっとも多く含む。微高地からはなれて低所に向うにしたがって，立川ローム層の重なりは下位から欠除し，また残余のローム層も粘土化し，その下底部はしばしば泥炭質である。この場合，遺物含有率は粘土化のより少ない上位層準の方が大きい。このことは降灰堆積によって湿地環境が消滅し，より生活適地に移化したことを考えさせる。

立川ローム層の発達状態

本遺跡における立川ローム層の堆積条件を支配したのは立川礫層の発達高度である。礫層表面高度の起伏は1mていどにすぎないが，そのわずかな高度差にもとずく微高地と，その周辺の低位の箇所における立川ローム層の差は上記の通りであり，展示する遺跡の南北断面図に明らかである。また，遺跡平面図においても，礫層高度と立川ローム層の粘土化段階は密接に関係している。

立川ローム層における粘土化の状況は，野外観察の便宜上，0～5の6段

階に識別する。構成粘土鉱物の上では，0～2はアロフェン主体，3～5は加水ハロイサイトで，色調は褐色から灰色に進む。粘土化は火山灰の堆積環境と，堆積後の風化環境が影響していると判断される。

泥炭質植物化石層

本遺跡域内には泥炭質粘土層が少くとも3帯区別され，いずれも大型植物遺体を多産する。これらの泥炭層について概略を示すと次のようである。

第1泥炭層：立川ローム層最下位層準。14C年代は30,000年以上。微高地のみに発達。止水性珪藻化石群。

主要植物化石　Quercus (Lepidobalanus)
　　Styrax

第2泥炭層：立川ローム層AT層準，14C年代21,000年前後。およびAT直上層準，14C年代14,000～19,000年。巨大流木を含有，止水・流水の別未詳の珪藻化石群。

主要植物化石　Picea maximoviczii
　　Pinus Koraiensis
　　Larix reptolepis
　　Corylus heterophylla.

第3泥炭層：青柳スコリア直上，14C年代13,000年前後。止水性珪藻化石群

主要植物化石　Quercus (Lepidobalanus)
　　Juglans sieboldiana（オニグルミ）

以上3帯の泥炭層は微高地から低位置に向って階段的に配置し，より新期のものになっていることが，やはり上述断面図に表わされている。なお，このうち第2泥炭層については層準的にはばがあるが，植物化石の内容は同様で，一連の寒冷系で特徴づけられる層準である。

江古田問題について

江古田植物化石層については従来その年代範囲，すなわち対比上の厳密な位置づけが確定しにくかった。また，その植物構成についても，昭和初期の記載と同等のものは再発見されず，いわば「幻」的化石層であった。しかし今回の野川流域の泥炭層の発達状態とそれぞれの含有植物化石の構成は，江古田問題解決の鍵を与えてくれる。立川ローム降灰期において，この野川のような水成堆積環境が存在すれば，泥炭層形成が立川ローム期の全期間にわたって場所と層準を変えながら何段階かにわたって行なわれたであろうことは，流路変遷，環境変遷上当然考えうる。そしてこのような経緯は野川流域だけでなく，江古田をはじめとする台地などのいわゆる"沖積地"一般において普通の現象と考えられる。

P10 日本からの消滅種であるハリゲヤキHemiptelea davidiiの最終氷期における残存

南木睦彦，能城修一（大阪市大・理・生物），
鈴木三男（金沢大・教養・生物）

Fossil record of Hemiptelea davidii, now living in Korea and China, from the Last glacial deposit in Japan: Mutsuhiko Minaki, Shuichi Noshiro & Mitsuo Suzuki.

ハリゲヤキ Hemiptelea davidii Planch. はニレ科に属し，現在朝鮮半島，および中国中北部に分布している．日本の更新世からは数地点からの産出報告があり（表１），日本にかつては分布していたが，現在は消滅した植物である．最近，東京都中野区北江古田遺跡のＴＰ（東京パミス，ca.49,000 y.B.P.）直下の堆積物からハリゲヤキの果実ならびに木材化石を得た（表１，Loc.8）．ハリゲヤキの木材化石は本邦からの最初の報告である．この新たな産出例も合わせて，本邦からのハリゲヤキの産出例を紹介すると共に，その同定の根拠を示す．

従来の産出例も合わせて考えると，ハリゲヤキは少なくとも前期更新世から最終氷期にかけて本邦に分布していたことが分かる．大阪層群の海成層や，下末吉層など主として温暖期の堆積物から得られており，また，共に産出する植物化石も Fagus, Carpinus, Sapium sebiferum, Paliurusなどの温帯性の落葉広葉樹や，Chamaecyparis pisifera などの温帯性の針葉樹が主で，Picea などの寒冷期を代表する分類群との共出例は乏しい（表２）．唯一の例外は，Loc. 8であり，ここでは最終氷期の堆積物から得られており，また Fraxinus mandshurica などと共に産出する．

日本の鮮新世以降の消滅種では，Carya, Pseudolarix, Metasequoia, Cunninghamia, Liquidamberなどの更新世前期から中期にかけてつぎつぎと姿を消していくものが古くから注目されてきた．これらは，ハリゲヤキの現在の分布とは異なり，台湾や中国中南部に分布するものが多い．一方，最終間氷期や最終氷期まで本邦に残存し，その後消滅したものも少なからずあったと思われるが，これらについてはあまり注意が払われてこなかった．これらは，日本や近接地域のフロラの成立を考える際に重要であるし，また化石から古植生を考える場合に，最終氷期といえども消滅種の存在を想定しなければならないことを示している．

表１．本邦からの化石ハリゲヤキの報告．

	地点	層位と時代	文献
Loc.1	大阪府枚方	枚方層，最終間氷期？	市原(1960)
Loc.2	京都府岩見上里	大阪層群上部，中期更新世	三木(1948)
Loc.3	三重県小森上野	段丘層？，中期更新世？	三木(1948)
Loc.4	奈良県僧坊	大阪層群Ma1,前期更新世	南木(1981)
Loc.5	奈良県稲葉	大阪層群Ma2,前期更新世	南木(1981)
Loc.6	奈良県五条山	大阪層群，前or中期更新世	Minaki et al(1981)
Loc.7	神奈川県横浜	下末吉層，”最終間氷期”	Tsuji & Mianki(1985)
Loc.8	東京都江古田	ＴＰ直下，約49,000y.B.P.	

表２．ハリゲヤキと共に産出する主な植物化石．

Loc.1	Abies, Sapium sebiferum
Loc.2	Chamaecyparis pisifera, Fagus, Carpinus, Sapium, Paliurus
Loc.3	Acer diabolicum, Sapium, Melia, Stephania
Loc.4	Chamaecyparis pisifera, Picea, Pinus subgen. Diploxylon, Metasequoia, Cunninghamia, Acer
Loc.5	Chamaecyparis pisifera, Picea, Pinus subgen. Diploxylon, Fagus, Corylopsis, Acer, Sapium, Paliurus
Loc.6	Chamaecyparis pisifera, Pinus subgen. Haploxylon, Cyclocarya, Fagus, Carpinus, Zelkova, Melia, Stephania japonica
Loc.7	Abies, Pinus subgen. Diploxylon, Wisteria, Aleurites cordata, Mallotus japonicus, Sapium sebiferum, Ehretia dicksonii
Loc.8	Alnus japonica, Fraxinus mandshurica, Corylus

P11 花粉分析における諸問題

安田　喜憲　（広島 大学）

Problems on the pollen analysis in Japan

Yoshinori Yasuda(Hiroshima University)

1）花粉帯の設定について

これまで，島根県沼原湿原ついては，Yasuda(1978),Tsukada(1982a),杉田；塚田（１９８３）に花粉分析の結果が報告されている．Fig．１には，この３つの論文に示されたブナ属の出現率の変遷を示した．まず，Tsukada（１９８２ａ）と杉田；塚田（１９８３）において，ＬＩ帯とＬＩＩ帯が逆転していたり，ＦＧ帯がＭＧ帯に変化している．この点は，単純なミスであると考えられご愛狂でもある．しかし，花粉帯の設定においては，これが長年にわたり花粉分析の研究にとりくんできた研究者の仕事とはとうてい考えられないような事実が示されている．西日本に位置する沼原湿原では，ブナ属の変遷は，花粉帯の設定において，重要な意味をもつ．Tsukada（１９８２ａ）では，Ｌ帯とＲ帯の境界を，ブナ属が減少を開始するところに設定している．ところが，翌年に発表された杉田；塚田（１９８３）では，Ｌ帯とＲ帯の境界は，ブナ属（ブナとイヌブナ）が増加する時代に設定されている．西日本の海抜５００ｍ前後に位置する沼原湿原では，ブナ属が増加期にある気候／植生環境とブナ属が減少期にある気候／植生環境は，根本的に相違しているとみなければならない．わずか長径５００ｍにみたない小さな沼原湿原において，これが，局地的な相違であるとは，みなしがたい．しかもＬ帯とＲ帯の境界は，更新世と完新世の境界にあたるきわめて重要な時代である．そして，杉田；塚田（１９８３）には具体的な年代測定値がしめされていない．このように，同じ湿原の分析結果であるにもかかわらず，あるときには，ブナ属のような重要なTaxaが増加する時代にＬ帯とＲ帯の境界を設定し，あるときには，減少する時代にL帯とＲ帯の境界を設定するという，花粉帯の設定に際しての基本とでもいうべき重要なことがらが，まもられていない．このようにして設定された花粉帯を，全く無批判にうけいれている研究者がいる事は，残念である．

Tsukada(１９８２ａ）のブナ属の出現率の傾向は，杉田；塚田（１９８３）とは大きく相違している．むしろYasuda（１９７８）の結果とよく似ている(Fig.1)．そこで，Tsukada（１９８２ａ）に示されたブナ属のdata sourceを知りたくなった.その結果，Tsukada(1982a)に示されたブナ属の出現率の変化は，Tsukada and Sugita(1983);Late-Quaternary vegetation history in the Japanese Archipelago,Quat.Res.15:in press から引用されたものであること（Tsukada 1982c)がわかった．しかしながら，筆者のしるかぎる，in press　と表記されているにもかかわらず，いまだQuaternary Research 誌上では，この文献は，印刷されていない．これはどういうことなのか．

2）クリーンルームの必要性について

近年，花粉分析の処理過程における現生花粉の汚染の問題が重要視されるようになり，クリーンシステムを導入していない研究室の分析結果は受入れられない状態にある．このポスターセッションでは，筆者の使用しているクリーンシステムを紹介する．

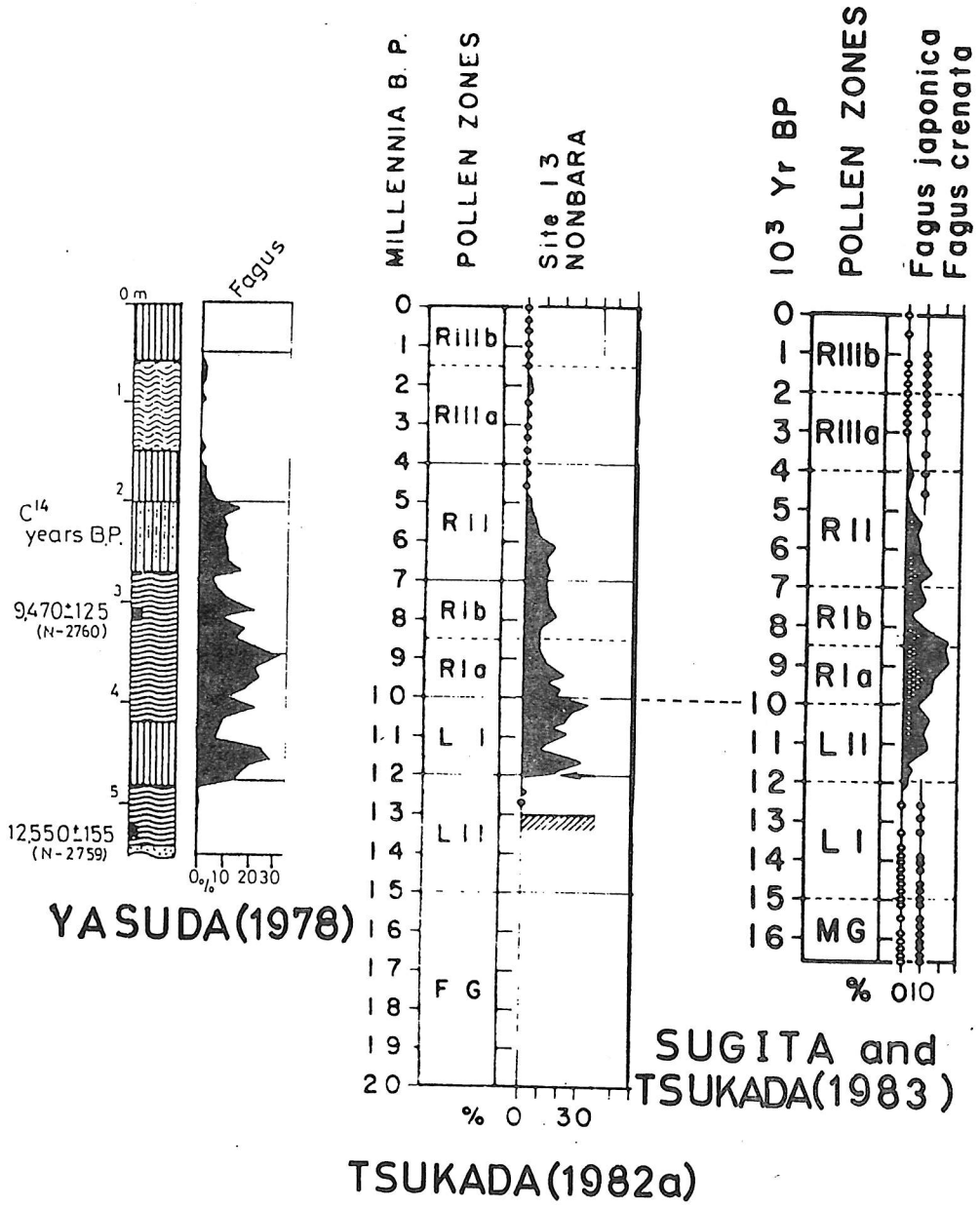


Fig.1 島根県沼原湿原におけるブナ属の３つの花粉ダイアグラム

杉田；塚田（１９８３）山陰地方，沼原湿原周辺における過去１．７万年間の植生変遷史．日本生態会誌，３３，２２５－２３０．

Tsukada,M.(1982a)Late-Quaternary development of the Fagus forest in the Japanese Archipelago, Jap.J.Ecol.32,113-118.

Tsukada,M.(1982c)Late-Quaternary shift of Fagus distribution,Bot.Mag.Tokyo,95, 203-217.

塚田松雄（１９８７）第四紀後期の植生変遷史，宮脇昭編著［日本植生誌，東北，至文堂，９３－１２６．

Yasuda,Y.(1978)Prehistoric environment in Japan,Sci.Rep.Tohoku Univ.7th.series, Geography,28,117-281.