S1 日本海沿岸の更新世以降の古環境の変遷

藤井昭二（富山大・教養）

1989年の第四紀学会のシンポジウムが日本海沿岸の古地理と古環境－隆福問題を中心にして行なわれることになった。1981年の富山における第四紀学会の秋会で最終氷期以降の海水準変動とそれをめぐる諸問題が議論され，隆福の問題や氷河のことなどが議論された。この8年の間，日本海をいの更新世前期の地層が詳細に研究され，また日本海の柱状採泥のコアの分析により日本海の古環境の変遷が明らかになった。

ここでは，1)大桑層を中心に更新世前期，2)卯辰山層を中心に更新世中期 3)平床層を中心に更新世後期の古環境をのべ，4)最終氷期以降の日本海の変遷を紹介し，氷河地形や花粉分析から得られた結果を紹介し，5)完新世における古環境の変遷を紹介する。

1. 大桑層を中心に検討した更新世前期の環境

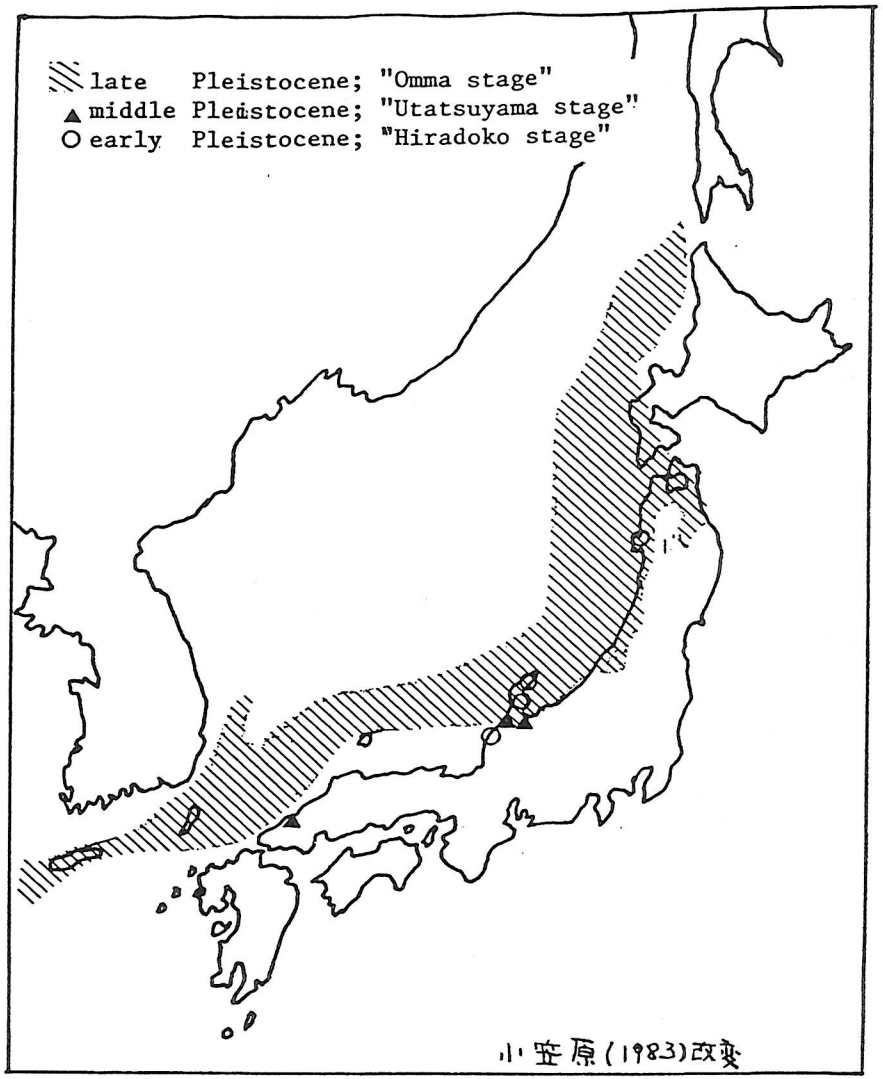
IGCP 114の国内ワーキンググループは，それまで鮮新世とされていた大桑・万願寺動物群を含む地層が，岩石磁気や微生物の研究により一部が更新世に属することを明らかにした。北陸では氷見累層は更新世の大桑層（十二町層）と鮮新世の薮田層にわけられた。新潟では鮮新・更新統とされていた魚沼層群の上部と最上部層が更新世に属し，鮮新世とされていた灰爪層と西山層の一部が魚沼層群の火山灰層の追跡により，魚沼層群と同時異相で前期更新世に属することが明らかになった。また男鹿半島では北浦層上部，脇本層，鮪川層，安田層が更新世前期に入れられた。能登半島以西では大桑・万願寺動物群は有明島と山口県見島沖30 kmの海底から発見されている。本動物群は鮮新世における古親潮の日本海沿岸地域への海進に伴なう貝類化石群（大塚，1936，39）とされてきたが，小笠原（1977，81）は暖流系要素を本動物群に認めている。都野津層の一部が更新世とされている。

2. 卯辰山層を中心に検討した更新世中期の環境

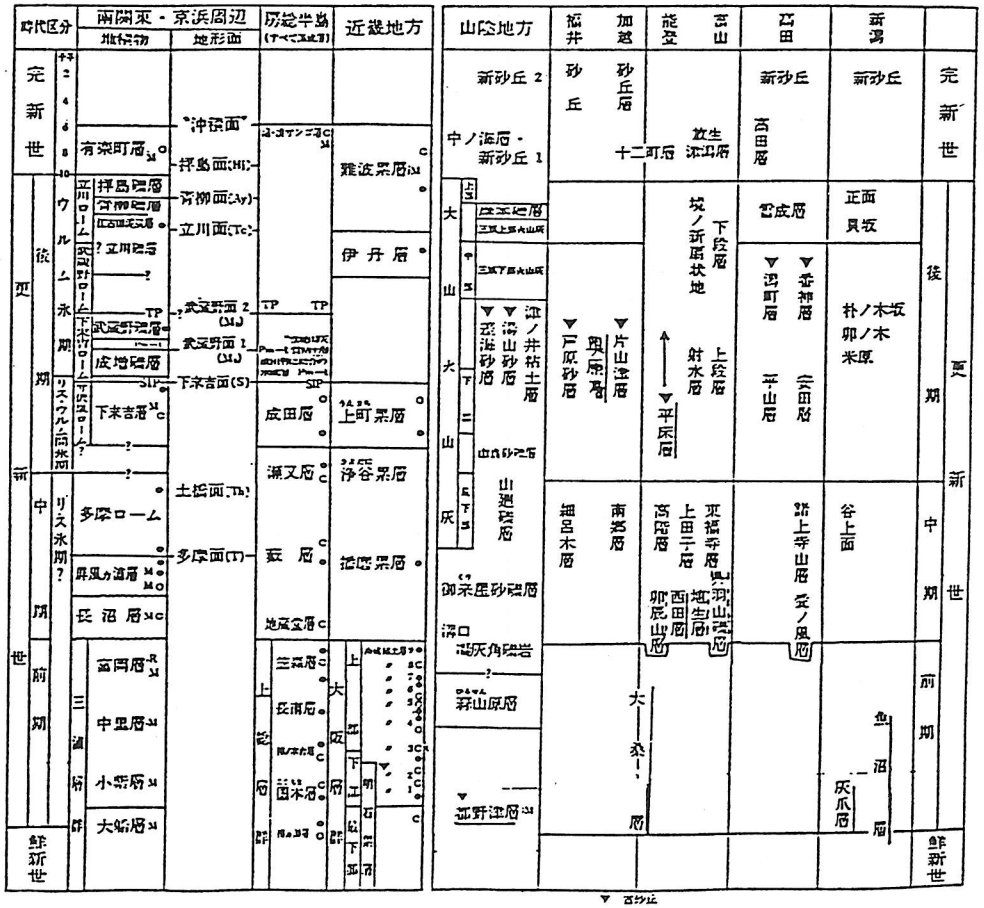
金沢に発達する卯辰山層は数枚の海成粘土を挟在し，イボウミニナ，ケヨノハナガイを産出する。氷見の西田層からケヨノハナガイ，ムシロガイ等汽内湾性の貝を産出する。また富山県の埴生累層や吳羽山層からはPaliurus等海岸近に産出する植物を産出している。断片的なこれらの資料から日本海全体を論じることはできないが，現在と同様な環境の日本海が近くにあったと推論される。

3. 平床層を中心に検討した更新世後期の環境

後期更新世の海成層は，能登半島に平床層，奥尾層，和倉駅貝層等があり，



日本海沿岸域第四系対比表



加賀市に橋立貝層が分布している。また男鹿半島に潟西層が知られている。これらの貝層は現在と同か，それより幾らか暖かい環境を示している。大村によるとその年代は12万年前であることが明かになった，の間氷期

白石建雄によると男鹿半島の基部で潟西層の下位の石倉山層の基部に穿孔貝の露頭が知られている。富山県の上田子層からRupiaが産出し近くに海のあったことを示している。以上のことは平床層以外の間氷期堆積物の存在を示し，そこには暖流系の海成層のあることを示すものであろう。

4 最終氷期以降の日本海の古環境の変遷と氷河や花粉分析からみた古環境

大場（1983）は隠岐堆から採取された2本のピストンコアを分析し，古塩分，古水温，水塊構造などに基いて最終氷期以降の日本海の古環境を復元している。それによると次の様になっている：6万－3万年前：黄河の冷水で冷却された古九州海表流水の流入。海水の弱い鉛直混合，還元的～やゝ酸化的な海底。3万～2万年前：黄河の淡水で希釈された低塩分の流入。海水の成層構造の発達，鉛直混合の衰退，還元的海底環境，底生生物死滅。2万－1万年前：親潮の流入，海水の鉛直混合の再開，北太平洋海洋生物の混入。1万～8千年前：対馬暖流の一時流入，還元的から酸化的環境への過渡期，CCDの上昇。8000年前～現在：対馬暖流の本格的流入，海水の成層構造発達，日本海固有水の形成，酸化的海底環境とのべている。

これに対して氷河地形の形成環境から小野（1982）は，60～40万年前は氷河拡大期で，そのため雪が多く，対馬暖流が流入しており，海面低下量は約80mであった。また2.5万～1.5万年前は雪の量は現在の50～70%で最後の氷河形成期で，対馬暖流は流入し，海面低下量は80～100mとしている。

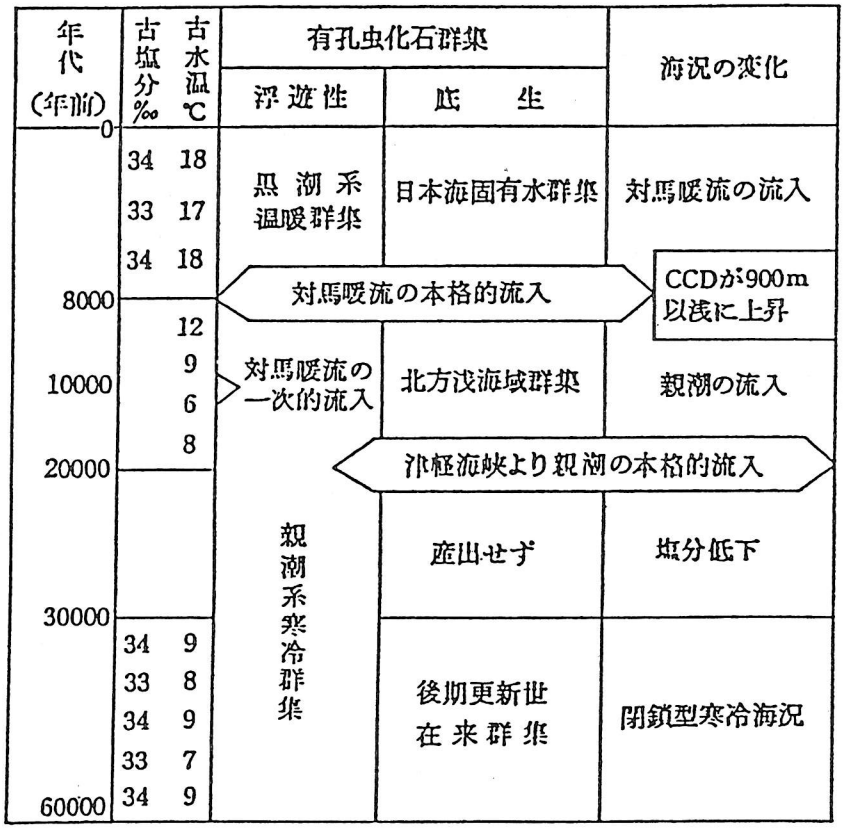
安田（1982）は三方湖の花粉分析の結果次のようにのべている：5.0～4.1万年前は積雪量多く対馬暖流が流入していた。3.8万～3.5万年前，2.0～1.8万年前は温潤寒冷期で氷河が形成され。この少し前まで対馬暖流が断続的に流入していたと考え，8000年前から本格的対馬暖流の増加により大陸性気候から海洋性気候への転化をのべている。

5. 完新世における古環境の変遷

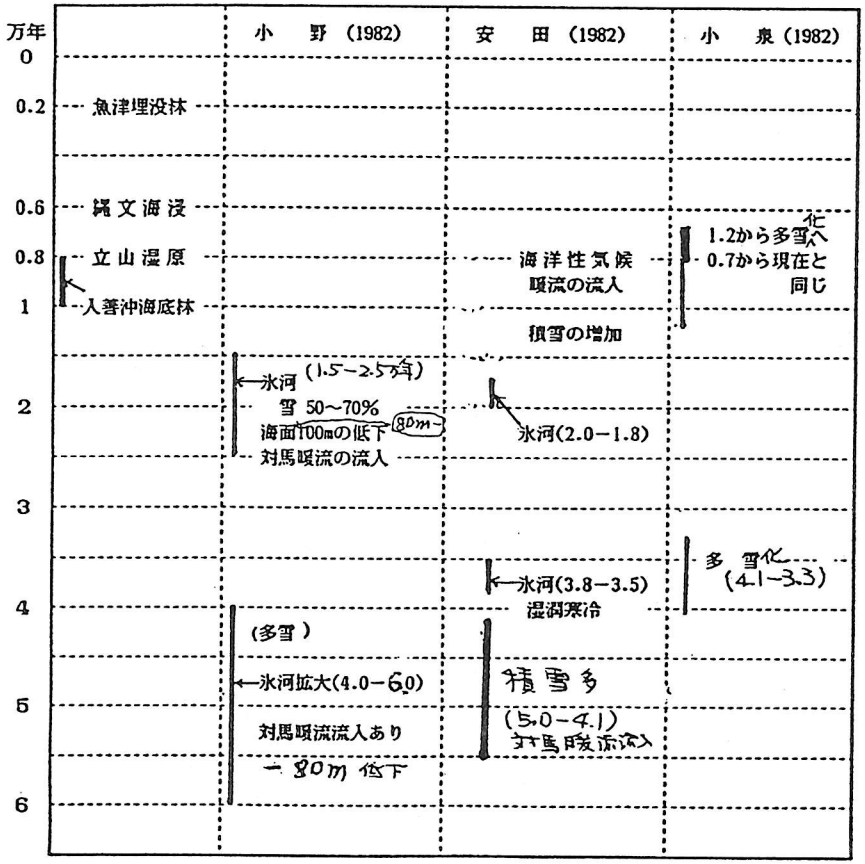
入善沖海底林：本海底林は1万年から8千年前のもので深度40～22mに分布し，この2000年の間に2～3°Cの気温の上昇が花粉分析により判明した。

縄文海進：6000年前を中心に縄紋海進がありclimatic optimumとして知られ，海抜2－5mの海水準上昇の跡が各地で知られている。

魚津埋没林：2000～3000年前を中心に1～2mの海進や弥生海進あるいは縄文晩期の海進として知られるようになった。


年代
(年前)
古塩分‰
古水温℃
有孔虫化石群集
浮遊性
底生
海況の変化
0
8000
10000
20000
30000
60000
34 18
33 17
34 18
12
9
6
8
34 9
33 8
34 9
33 7
34 9
黒潮系温暖群集
日本海固有水群集
対馬暖流の流入
対馬暖流の本格的流入
CCDが900m以浅に上昇
対馬暖流の一次的流入
北方浅海域群集
親潮の流入
津軽海峡より親潮の本格的流入
親潮系寒冷群集
産出せず
塩分低下
後期更新世在来群集
閉鎖型寒冷海況

大場(1983)


万年
0
0.2
0.6
0.8
1
2
3
4
5
6
小野 (1982)
安田 (1982)
小泉 (1982)
魚津埋没林
縄文海浸
立山湿原
入善沖海底林
海洋性気候
暖流の流入
積雪の増加
1.2から多雪化
0.7から現在と同じ
氷河 (1.5−2.5万年)
雪 50〜70%
海面100mの低下
80m
対馬暖流の流入
氷河(2.0−1.8)
多雪化 (4.1−3.3)
氷河(3.8−3.5)
湿潤寒冷
(多雪)
氷河拡大(4.0−6.0)
対馬暖流流入あり
−80m 低下
積雪多
(5.0−4.1)
対馬暖流流入

S2 最終氷期における環日本海地域の古環境

小野 有五（北大・環境研）

Last Glacial Paleoenvironment of Circum-Japan Sea Areas

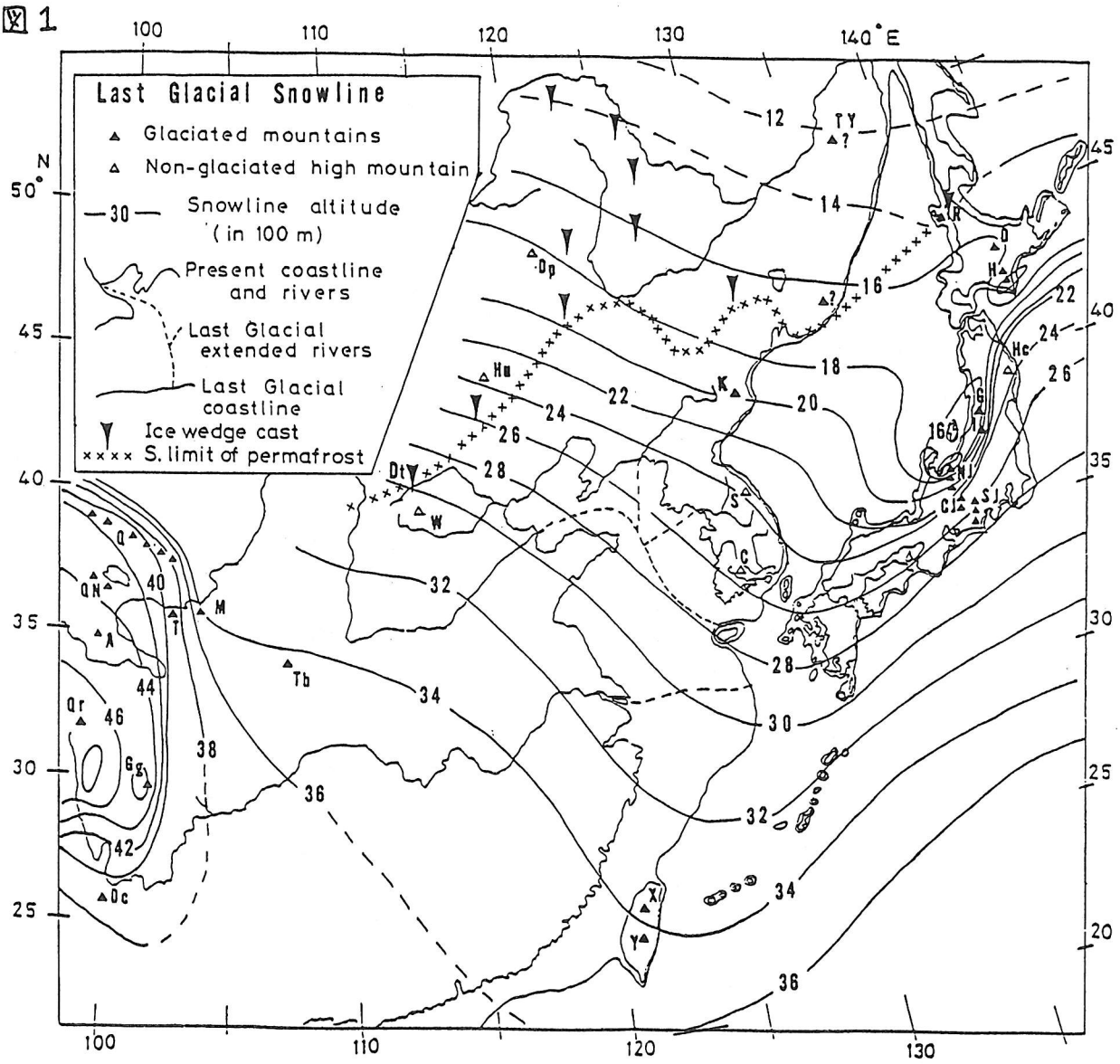
Yugo ONO (Hokkaido Univ.)

最終氷期の日本列島の古環境を考えるうえで，日本海は最も重要な意味をもっている。そこで日本海をとりまく地域を環日本海地域とよぶことにし，最終氷期のこの地域の古環境について復元を試みたい。

図1は最終氷期の東アジアの雪線高度の復元図（小野，1987）に，最終氷期に形成されたアイスウエッジ・カストの分布をつけ加えたものである。日本列島での雪線高度は，最終氷期前半の亜氷期の最も低い値を示す。環日本海地域では，日本列島側の湿潤，アジア大陸側の乾燥が対照的である。

図2は海面最大低下期の環日本海地域の古環境復元図で，永久凍土帯の南限とポーラー・フロントの南限を推定した。

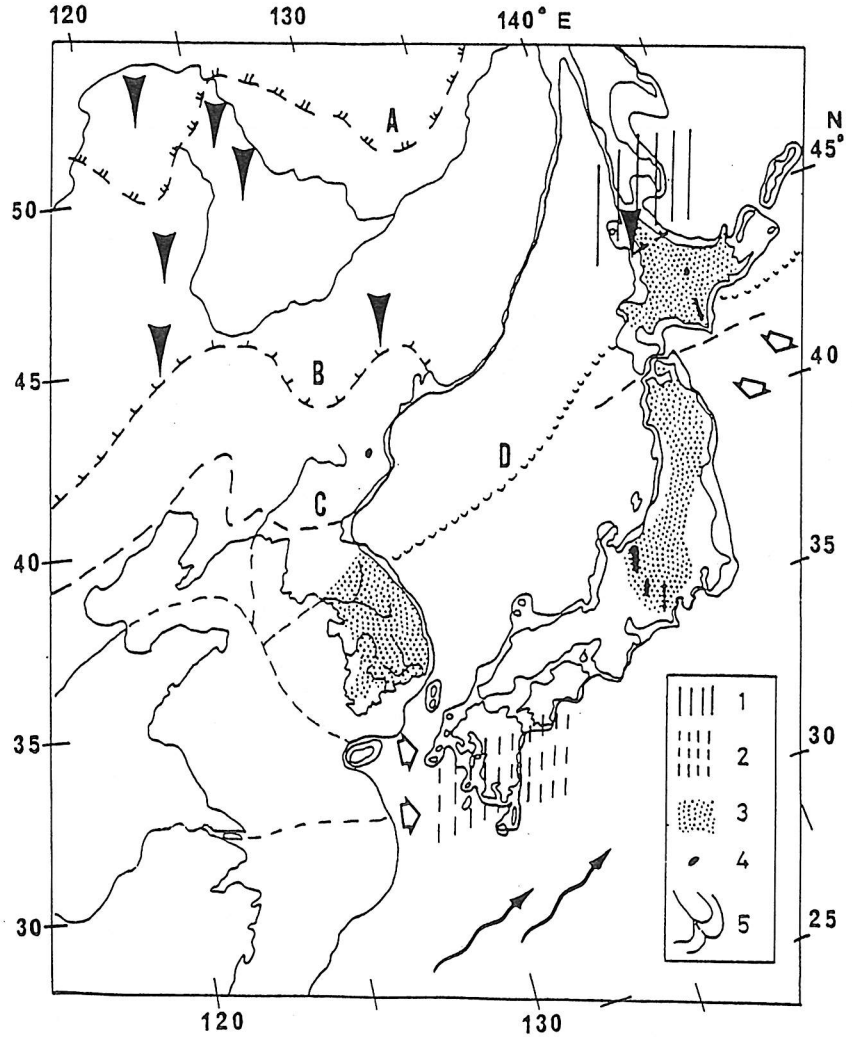
図1



海氷の南限については今後の検討が必要であるが，日本海の深海底コアから明らかになった表層水の著しい淡水化（大場，1983）にもとづき，水温低下量を8℃として推定した。

北からの生物移動を考えるうえで宗谷陸橋の存在は第一義的に重要であるが，宗谷陸橋を含めた北海道全体の古環境が生物移動に果たした役割を忘れることはできない。これらの点についても検討を加えたい。

図2



A：現在の連続的永久凍土帯南限
B：最終氷期の連続的永久凍土帯南限
C：最終氷期の不連続的永久凍土帯南限
D：最終氷期の海氷南限
1：現在のポーラー・フロント北限
2：最終氷期のポーラー・フロント南限
3：最終氷期の扇状地形成地域
4：最終氷期の氷河
5：最終氷期（海面最大低下期）と現在の海岸線．

▼ 最終氷期のアイスウェッジ・カスト
⇨ 黄河・長江からの淡水
↗ 対馬暖流

S3 第四紀後期の海峡形成史

大嶋和雄（地質調査所）

History of the straits around the Japanese Islands in the latest -Quaternary: Kazuo Ohshima

日本列島における象化石の分布や、海峡を泳いで渡ることのできない現生ホ乳動物の地理的分布を見る時、大陸と日本列島との間の海峡は、第四紀のある時期には、陸地であったことを疑う人はいないであろう。この大陸と日本列島との間に広がる日本海や東シナ海の海底から、トロール網で採取された象や野牛の化石は、これらの海域は、第四紀の低海水準時に陸地であったことを証明している。しかし、この陸地が、何時頃まで、どの位の規模で存在していたかという点については、化石の地理的分布だけでは、答えることができない。その理由は、陸地の存在を証明した化石動物が、大陸との間の陸地が水没すると同時に滅亡したのか、日本列島に孤立化された後にも、日本列島で繁殖を続けていたのかを、判断することができないからである。

大陸との間の陸橋が、どのようにして、何時頃決壊していったのかという問題に対して、解答を出すためには、沈水陸橋についての現地調査研究が必要である。海峡の海底地形及び堆積物の調査研究を実施しない限り、陸橋の決壊、すなわち、海峡形成の歴史を明らかにすることはできない。この海峡形成の問題を解くということは、海峡形成の主要な原因となった海水準変動の実態を明らかにすることでもある。海峡形成史は、日本列島の自然環境や生物相の形成過程及び日本人の起源を解明する鍵となっている。

1．研究の地形及び地質学的背景

海底地形の特徴から海水準変動を研究しようとする場合、研究対象とする海域の地形形成要因として、地盤変動が海水準変動に比較して、その変動量が無視できる程小さいという条件が必要である。日本列島の大陸棚外縁水深は、－130±10m付近にある。このような大陸棚外縁水深の発達する日本列島沿岸域には、中川(1961)のIII面相当の海成段丘の分布が確認されている。したがって、日本列島沿岸において、その地形面高度を斉一にする海岸段丘と水深140mの大陸棚外縁との間に発達する平坦地形は、地盤変動によって形成されたと考えるよりも、海水準変動によって形成されたと考える方が妥当であろう。いま、海水準変動の記録を読み取ろうとしている朝鮮、対馬、津軽及び宗谷海峡などは、何れも、大陸棚平坦面を浸食する地形であって、大陸棚外縁形成後の海水準変動によってできた地形である。一方、大陸斜面によって境される深い海峡（宮古島～沖縄間、屋久島～奄美大島間）は、大陸棚平坦面形成以前に、すでに海峡として存在していたと考えられる。この海峡の地形的特徴に、海峡形成時代の新旧や、形成機構の差異が記録されてい

る（大嶋1976）。

海峡形成によって、日本海と太平洋とが連結していた地質学的な証拠は、日本海沿岸に分布する海成更新統に求められる。とくに、暖流系貝類化石群集の分布は、朝鮮及び対馬海峡が開口していた絶対的な証拠である。そのような海成更新統は、九州博多付近の正津ヶ浜層（首藤1962）、山陰中海の弓ヶ浜層（三位ほか1969）及び能登半島の平床層（望月1932）などがあげられる。このような海成更新統の分布は、日本海が下末吉海進期以降主ウルム氷期までの間、暖流の流入する海であった絶対的な証拠である。したがって、現日本海が形成された時期、いいかえれば、朝鮮海峡や津軽海峡が形成されたのは、ナウマン象渡来後、下末吉海進初期までであることは疑いない事実である。そして、最後に問題となるのは、ウルム氷期の最低位海水準期に、朝鮮海峡や津軽海峡が陸化したか、否かということである。

２．海峡地形の特徴

海峡では潮流浸食作用が大きく、海底には、周辺よりも著しく深い釜状の凹地、海釜地形が発達している。対馬海峡の海釜（図1）は水深115mと110m等深線が描く最狭部に発達している。すなわち、対馬海峡の形成は、海水準が－115m以浅に達してからである。その海峡が形成されてからの海水準変動は、海峡の水深と最短幅との関係（図2）から読み取れる。すなわち、海水準上昇時には海峡の幅を広げる側壁浸食が、海水準低下時には海峡海底浸食が顕著である。hからaに向かっては海水準上昇による浸食地形が、aからfに向かっては海水準低下による浸食効果が読み取れる。対馬海峡形成時の海水準は、－110mに、その後の最大海面低下は－80mまでである。同じようにして、津軽海峡（図3）形成時の海水準は－110mに、その後の最大海水準低下は－80mまでと読み取れる。そして、各海峡の地形面対比（表1）から、海峡形成後の海水準変動の年代決定が行われ、海峡形成史が解明された（表2）。

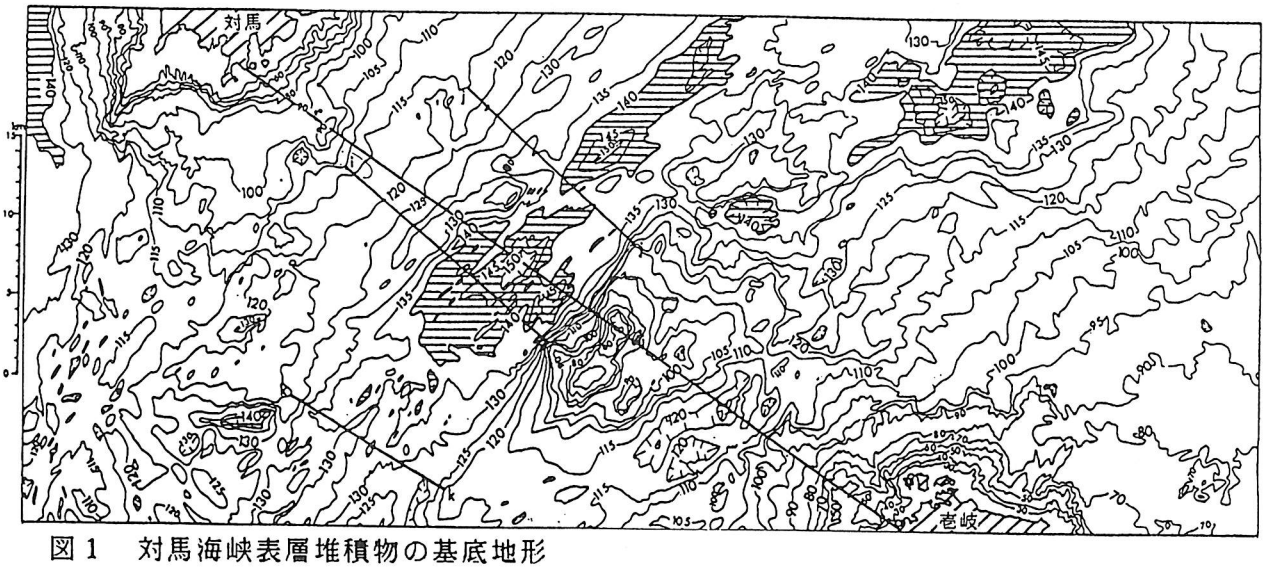


図１　対馬海峡表層堆積物の基底地形

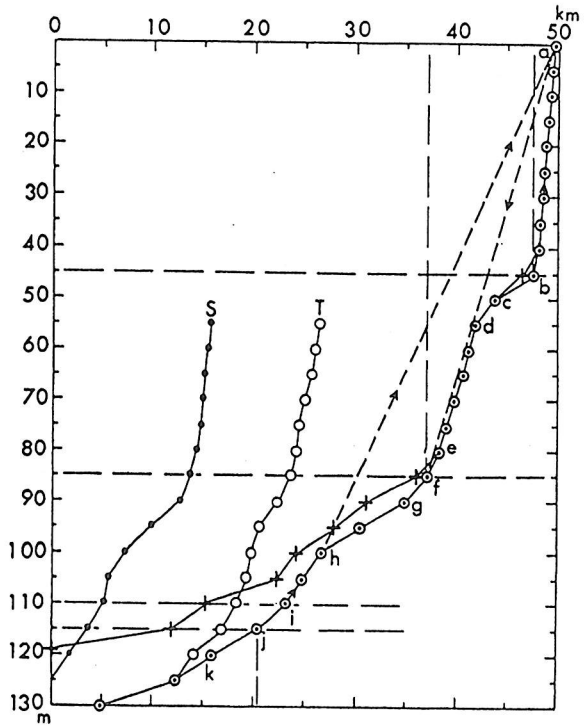


図２　対馬海峡基底地形の水深と海峡最短幅との関係

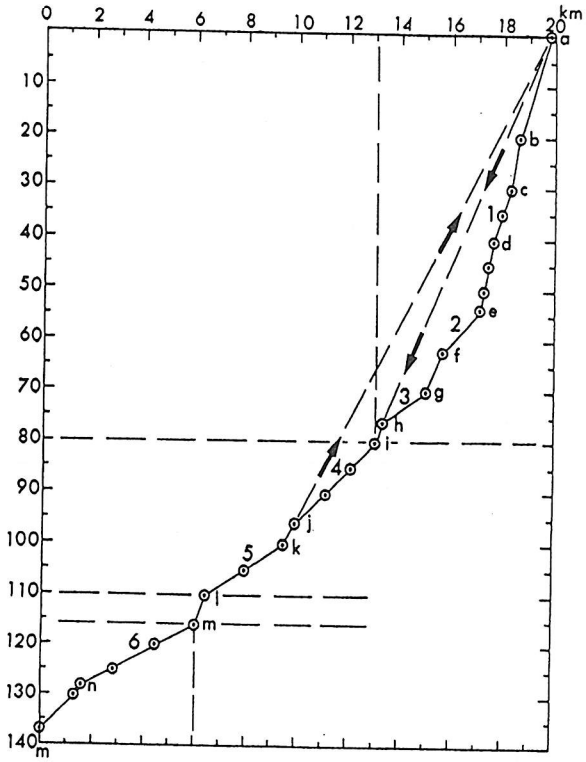


図３　津軽海峡の水深と海峡最短幅との関係

表１　海底地形面対比表

時代	絶対年代	海水準	津軽海峡の地形面	対馬海峡の地形面	石狩湾沿岸の地形面
完新世	0	0	0～-40m	0～-30m	0～-10m -10～-48m D
	5,000	3±1			
	7,000	0			
	10,000				
更新世	12,000	-45±5	-40～54m C -54～62m TE	-45～-55	-48～-55 WE -55～-63 D
	14,000		-62～-70C	-60～-70	-63～-67 WE
	16,000	-60±5	-70～-76TE		-63～-82 D
	17,000		-76～-80C	-80～-85C	-82～-90WE
	19,000	-80±5	-80～-96TE	-85～-100TE	-90～-110D
	26,000				
	30,000	-60±5			埋没段丘面
	70,000		福島段丘	神田面	知津狩面
	100,000		三厩段丘		
		-95±5	-96～-100C -100～-110TE	-100～-110C -110～-120TE	-100～-130
		-110±10	-100～-116C -116～-128TE		
	150,000				

まとめ

１．外海と内海と分離する狭い海峡の海底には、深い凹地（海釜）の存在が普通に見られる。対馬海峡の凹地（－150m)は、周辺平坦面を50m程度浸食している。この海釜の地形的特徴が、対馬海峡形成時の海水準を反映している。

２．津軽海峡西口鞍部の詳細な海底地形の調査結果から、鞍部上には６段の

海底段丘が識別される。本州および北海道両側の海底段丘面の深度は、殆ど等しい。この特徴は、海峡の海底段丘形成後に差別的な地盤変動のなかったことを示している。大陸棚上の海底谷のうち、白神岬東側のものは陸上河川に連続する。これらの海底段丘や谷地形の形態的特徴は、海峡形成後の最大海面低下は－80±5mまでであることを示している。

3．日本列島を分断する海峡の幅と深度との関係から、海峡形成後の比較的大きな停滞海水準位は、－100±10m，－80±5m及び－45±5mにあったことが、明らかとなった。

4．日本列島の大陸棚や海岸平野から採取した浅海棲貝類や低位泥炭の放射性炭素の年代測定から、二万年前の海水準は、－80m付近にあったことが確認されている。この値は、日本列島を分断する海峡の地形的特徴に良く対応する。

5．更新世の大部分において、日本列島と大陸とは陸地接続していた。そして、日本列島の島々も互いに接続して陸地を形成していた。海水準が、約－100mにあった下末吉海進初期に、日本海は朝鮮及び津軽の狭い海峡によって、外海に接続した。その後、海水準が－80mに低下した時期には、本州と大陸との間には、もはや陸橋は形成されなかった。海水準が－45mに達した、1万2千年前が、樺太と北海道との間の宗谷海峡が形成された時期であろう。

表2　海峡形成史

地質時代		絶対年代	海水準	形成された海峡	分断された島
完新世		5,000 7,000 8,500	+3±1m 0 −30±5	関門海峡 備讃瀬戸 五島灘	本州と九州 本州と四国 九州と五島
更新世後期	最終氷期	12,000	−45±5	種子島海峡 鳴門海峡 宗谷海峡	種子島と屋久島 四国と淡路島 北海道と樺太
		16,000	−60±5	隠岐海峡	本州と隠岐
		18,000 20,000 70,000	−80±5		
	間氷期		−100±5	対馬海峡 大隅海峡	九州と対馬 九州と種子島
			−110±10	津軽海峡 朝鮮海峡	本州と北海道 大陸と本州陸塊
	氷期	150,000	−130±10		
更新世中期				奥尻海峡 佐渡海峡 宮古水道 トカラ海峡	北海道と奥尻島 本州と佐渡 沖縄と宮古島 沖縄とトカラ島

S4 日本海沿岸の土壌中の広域風成塵

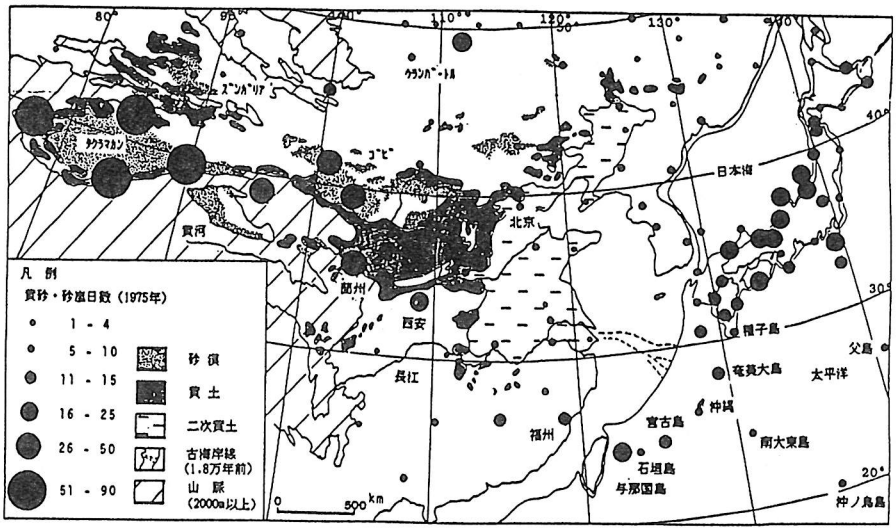
井上克弘（岩手大農）・成瀬敏郎（兵庫教育大社会系）

Tropospheric eolian dust deposited on soils in the area along the coast of Japan Sea：Katsuhiro Inoue and Toshiro Naruse

1．偏西風に伴ってわが国に飛来する広域風成塵としての黄砂

わが国では古くから黄砂現象が認められており，古文書などにもしばしば泥雨，赤（紅）雪，黄雪の観察記録が残されている．黄砂は低気圧の発生により，中国大陸内陸部の砂漠など乾燥地・半乾燥地で数千メートルの高層まで巻き上げられた砂塵が偏西風に乗って飛来し，空を黄色に色どる東アジア地域における降砂現象であり，一般に３～５月に頻繁に発現する．例えば1975年の東アジアの黄砂・砂嵐日数によれば，タクラマカン砂漠では年間80日以上またゴビ砂漠や黄土地帯周辺で年間26日以上砂嵐が観測されている．観測基準の違いのためか中国東部や韓国ではあまり黄砂の観測記録がないが，わが国では北緯24°の与那国島，石垣島から北緯45°の北海道まで広範囲に，特に日本海沿岸で黄砂が観測されている（第１図）．

1977年２月21日～３月28日にかけて，わが国で近来にない黄砂が観測され，各地で気象台開設以来の記録となった．この異常な黄砂は，秋から春先にかけて５ケ月間の中国中，南部の総降雨量が平年の50～85％も下回り，



第１図　東アジアの黄砂・砂嵐日数（1975年）

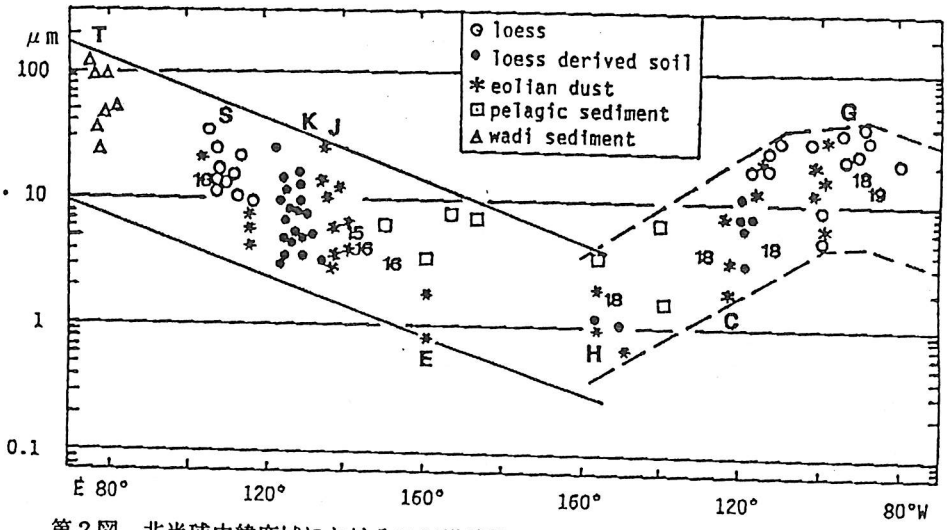
1949年以来最悪の干ばつに襲われた異常干ばつと関係があると思われる．この年，盛岡市で観測した黄砂堆積量は22.5kg/ha/日であった．このように顕著な年以外にも西日本では毎年のように黄砂が観測・報道されている．冬～春先にかけて曇天の続く東北・北海道地域ではあまり黄砂が観測されていないが，実際には黄砂物質が雪の氷晶核として多量に降下している．

2．広域風成塵の特性

a）広域風成塵発源地からの運搬距離と風成塵の中央粒径の関係

第２図によれば，中国内陸部の砂漠砂の粒径は300～50μmで比較的粗粒である．一方，タクラマカン砂漠のワジ堆積物の粒径は100～20μm，黄土地帯

のレスは30～10μm，中国東部，韓国，日本のレス質土壌およびわが国に飛来・堆積する広域風成塵の粒径は20～3μmである．さらに北太平洋海底堆積物および北太平洋上で採取された広域風成塵の粒径は10～0.6μmである．中国内陸部の広域風成塵発源地から東方のハワイ諸島にむかって，ワジ堆積物，レス，レス質土壌，広域風成塵の順に中央粒径が指数関数的に減少している．しかし，これら土壌，堆積物および広域風成塵中の石英の酸素同位体比は同一であった．従って，これらの堆積物，土壌および風成塵はいずれも同一起源であり，砂嵐の発生日数からタクラマカン砂漠のワジ堆積物や黄土地帯のレスが広域風成塵の供給源であると考えられる．一方，北太平洋の東部では北アメリカ内陸部の乾燥地および中央平原から貿易風によって西方のハワイ諸島に向かって広域風成塵が運搬されることが土壌，堆積物および風成塵の中央粒径および石英の酸素同位体比から推定される．



第2図　北半球中緯度域におけるワジ堆積物，レス，レス質土壌，海底堆積物および広域風成塵の中央粒径と石英の酸素同位体比
T:タクラマカン砂漠，S:黄土地帯，K:朝鮮，J:日本，E:エニウエトク島，H:ハワイ島，C:アメリカ西海岸，G:中央平原

b）　広域風成塵の鉱物組成

わが国に飛来・堆積する広域風成塵（黄砂）の鉱物組成は，その発生場所，広域風成塵採取の場所と時期により多少の違いはあるが，中国のレスの鉱物組成に類似している．多くの場合，広域風成塵は主要鉱物としてイライト，バーミキュライト，モンモリロナイト，カオリナイト，石英および斜長石を含み，クロライト，カルサイト，角閃石，タルクなどを伴う．

c）　東アジアにおける広域風成塵の堆積速度

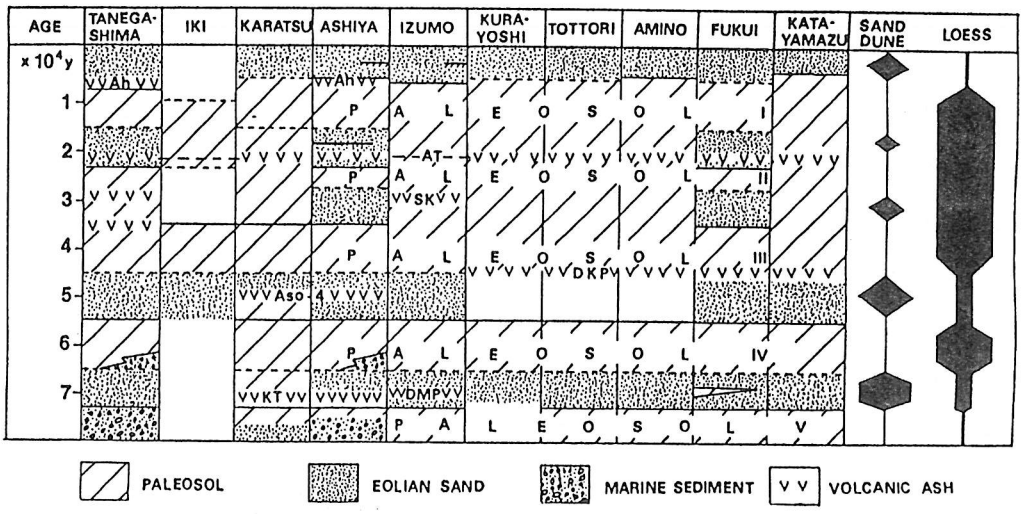
中国甘粛省蘭州，陝西省洛川および北京での風成塵の堆積速度は 70～200 mm/1,000年である．また，北太平洋での堆積速度は，緯度と経度により多少異なるが，0.1～2.0 mm/1,000 年で風成塵発源地から離れるため小さい．一方，わが国における広域風成塵の堆積速度は，古砂丘砂層中に埋没した古土壌層の層厚と年代既知のテフラ層より最終氷期に13.5～22.9mm/1,000年，また風成塵降下量と泥炭層中の風成塵量より完新世に3.6～7.1mm/1,000年と推定される．完新世より最終氷期において風成塵の堆積速度が大きいのは，最終氷期に中国内陸部の乾燥が進み，これに伴って砂嵐の発生頻度が高かった

ためと考えられる．

3．日本海沿岸の土壌への広域風成塵の影響

a） 古砂丘砂層中の古土壌

第3図は北九州，山陰および北陸地方における古砂丘の形成と古土壌の発達に関する編年を示している．風成砂の堆積は約7万年前，5万年前，3万年前，1.8～2万年前および4～5千年前に起こり，特に約7万年前，5万年前と4～5千年前の風成砂層が広範囲に分布している．風成砂と風成砂の間には5枚の古土壌層が挟まれている．古砂丘砂層中に埋没する古土壌層の存在は風成砂の堆積（砂丘の形成）に10^3～10^4年のオーダーの中断と安定した砂丘上にアジア大陸から頻繁に広域風成塵の飛来・堆積があったことを示している．



第3図　日本海沿岸の古砂丘砂層中の風成砂，古土壌およびテフラの層序と編年
Ah:アカホヤ，AT:AT火山灰，SK:三瓶木次軽石，DKP:大山倉吉軽石，Aso-4:阿蘇4火砕流，DMP:大山松江軽石，KT:鬼界火山灰

日本海沿岸における広域風成塵の堆積による粘土質レス層の形成が約6.5～5.5万年前と4.5～0.5万年前に顕著であったことが古砂丘砂層中に挟在するテフラ鍵層より推定される．従って，この古土壌層生成期には，日本海沿岸のみならずわが国全域で種々の土壌が特にその表層において広域風成塵の影響を受けたものと考えられる．

b）非アロフェン質黒ボク土

一般に火山灰を母材として生成する黒ボク土は土壌構成無機成分としてアロフェン，イモゴライト，ハロイサイトおよびギブサイトを主体としている．しかし，山陰，北陸，東北，北海道など多雪地帯の黒ボク土には，これらの粘土鉱物をほとんど含まず，2：1型粘土鉱物と微細石英の優勢によって特徴づけられるものが多い．このような非アロフェン質黒ボク土は火山灰と広域風成塵の混合層である．そして2：1型粘土鉱物と微細石英は火山灰の風化産物ではなく広域風成塵起源によるものである．倉林(1972)は大山火山灰の粘土鉱物に関する研究において，2：1型粘土鉱物が中国大陸由来のレスであることを最初に指摘した．しかし，火山灰土壌中の2：1型粘土鉱物の生成・起源に関しては，わが国において20年以上にわたって論争がなされ

てきた．最近になって非アロフェン質黒ボク土中の２：１型粘土鉱物および微細石英は広域風成塵が雪の氷晶核，雨の凝結核などとして土壌中に混入したものであることが微細石英の酸素同位体比の研究によって証明された．

c）　赤黄色土

第四紀琉球石灰岩および秋吉台などの古生代石灰岩台地上に発達した赤黄色土の生成について，長い間風化に伴って溶出した石灰岩中の不純物が堆積したものであると考えられていた．しかし，石灰岩の自然溶解速度と酸不溶解成分の含量から，層厚１mの土壌が形成されるには少なくとも沖縄で100 m，秋吉台で2,000 m の厚さの石灰岩の溶解が必要となる．このような大量の石灰岩の溶解が起こることは考え難い．しかし，先に述べた最終氷期および完新世における広域風成塵の堆積速度によれば，最終氷期以降約７万年間に堆積した広域風成塵の量は厚さにして約0.85～1.45mに相当するので，石灰岩台地上の赤黄色土が全て広域風成塵を母材として生成したものであると考えてもよいであろう．また佐賀県や長崎県に分布する玄武岩台地上の熱変成赤黄色土と考えられる「おんじゃく」の表層に多量に存在する２：１型粘土鉱物と微細石英も広域風成塵起源であると考えられる．これら赤黄色土の場合も後述の通り土壌中の微細石英の酸素同位体比の研究によって，これらが広域風成塵起源であることが証明されている．

４．土壌，堆積物，岩石および広域風成塵中の微細石英の酸素同位体比

近年，日本，韓国および中国の非アロフェン質黒ボク土，褐色森林土，黄色土，赤黄色土，古土壌，レス，花崗岩，石灰岩および日本海海底堆積物中の微細石英（1～10μm）の酸素同位体比（$\delta^{18}O$）が盛んに測定されている．これによると日本および韓国の土壌は+14~+17‰で中国のレスや広域風成塵の$\delta^{18}O$（+15~+17‰）に類似した．一方，山陰の白亜紀花崗岩や東北の火山灰中の粗粒石英の$\delta^{18}O$は+7~+9‰，また秋吉台の石灰岩中の石英の$\delta^{18}O$も約 +9‰で，土壌中の石英がこれら岩石や火山灰由来のものでないことを示している．また日本海隠岐堆の海底堆積物および日本海沿岸の古砂丘砂層中の古土壌では+14~+15‰とやや低い．これは広域風成塵に少量の火成岩あるいは火山灰起源の石英が混じっているためと考えられる．

５．風成塵の種類

わが国の土壌に影響をおよぼす風成塵には，アジア大陸起源の広域風成塵のほか，最終氷期の海面低下期に陸化した海底堆積物起源および近隣の土壌や河川堆積物起源の風成塵があると考えられる．しばしば，日本海沿岸の古砂丘砂層中の古土壌においてはその粒径分布がバイモーダルとなるが，これは広域風成塵と火成岩由来の石英を含む陸化した海底堆積物起源の風成塵が混じったためと推定される．

S5 日本海西部沿岸地域の更新世中期以後の植生変化

大西郁夫（島根大・理）

ONISHI, Ikuo: Floral Changes in the Coastal Regions of the Western Japan Sea since the Middle Pleistocene

日本海西部という表題ではあるが，ここでは火山灰層序研究が進んでいる山陰中東部の植生変遷について述べ，副題の陸橋問題にも少しはふれたい．

この地域の第四系は表１のようにまとめられる．植物・花粉化石はａ～ｍの地点から報告されている．このうち主なものを時代順に記する．

更新世中期：岡山県西北端部の蒜山原層は下部の珪藻土層と上部の砂礫層に分けられる．珪藻土層からブナ・スギ・ヒノキ・クリ・トチノキなどを，上部基底に挾在する泥炭層からミツガシワ・トウヒ・マツハダ・コメツガなどを産する．花粉組成の変化からみると，H1帯のブナ属を主とする冷温帯林がH2帯のトウヒ属とスギ属の多い漸移帯を経て，H3a帯の亜寒帯針葉樹林に移り代わり，H3b帯ではやや温暖化した．後半になると大山最下部火山灰層などの陸成層のみで海成層はみられない．蒜山原層も大山火山による堰止湖の堆積物であり，中期は陸化の時代といえる．海岸線はずっと海側に後退し，対馬陸橋は存在していたものと考えられる．

更新世後期前半：中海湖底下の弓ヶ浜層上部泥層下半部ではブナ属が多くサルスベリ属を伴う．上半部ではブナ属が減少し，カシ類が増える．冷温帯

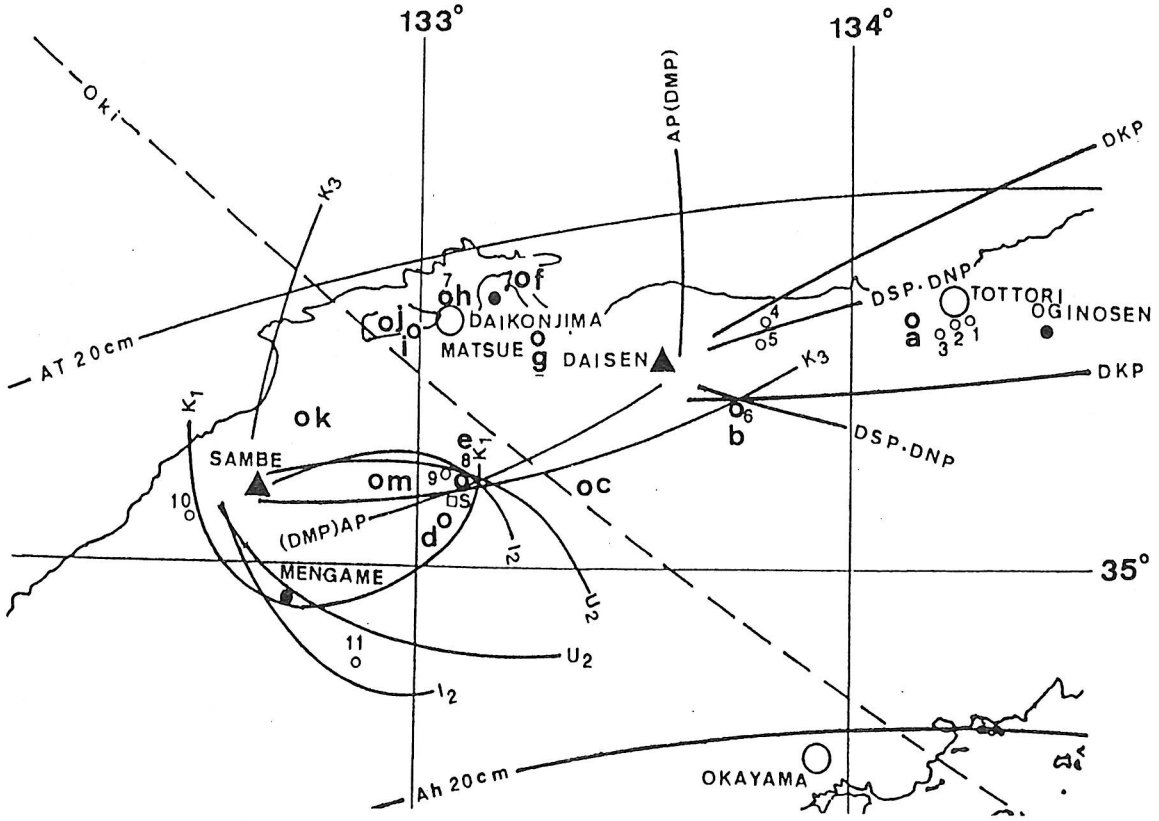
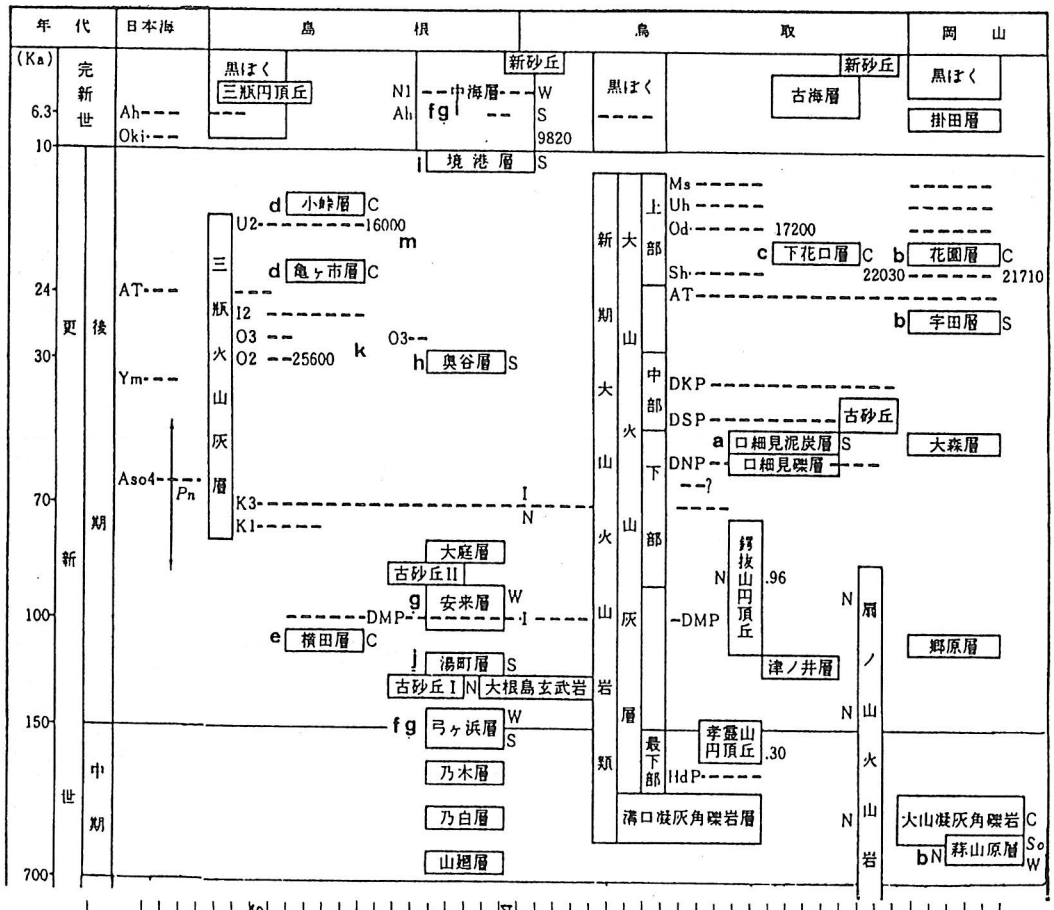


図１　位置図　大西（1986）に加筆・修正

表１　山陰地方の第四系．猪木ほか（1987）に加筆・修正



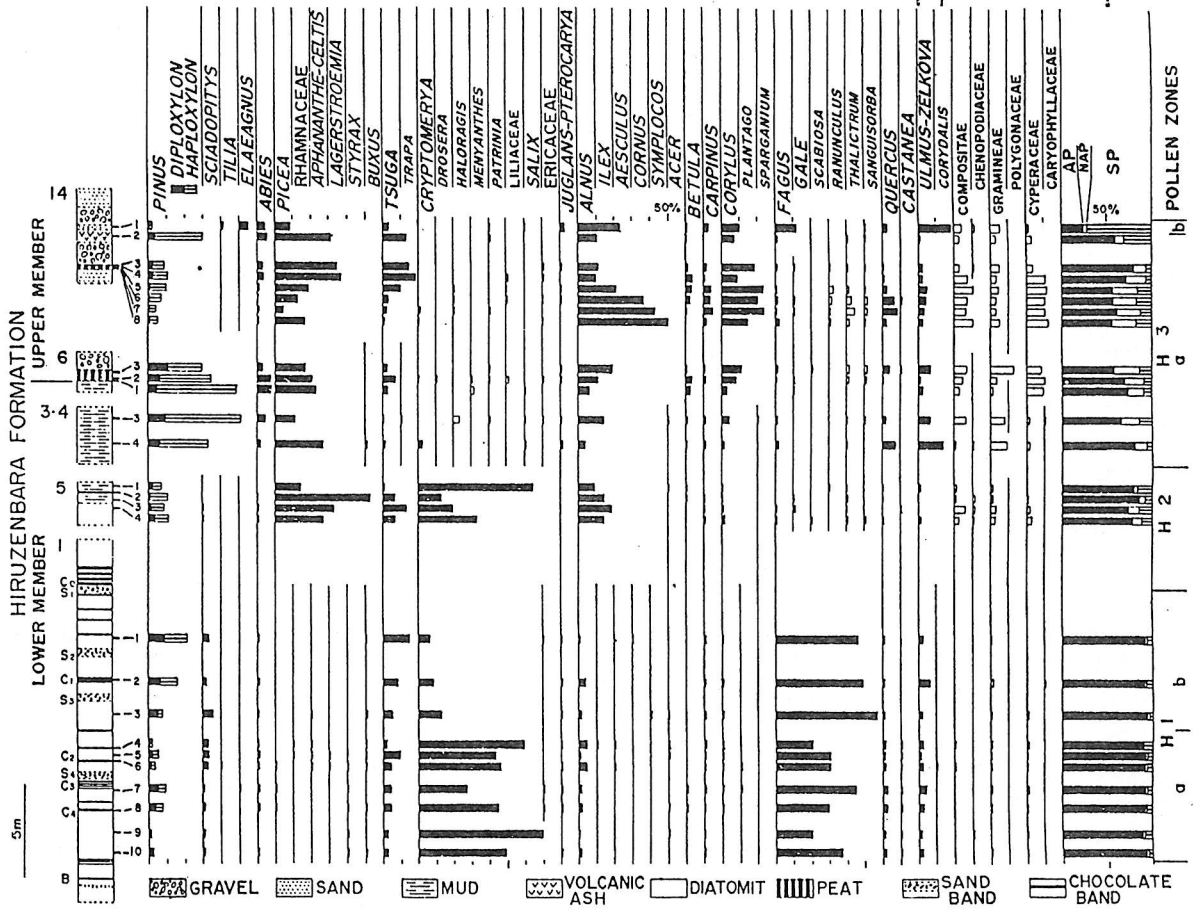


図２　蒜山原層の花粉ダイアグラム（大西，1977a）

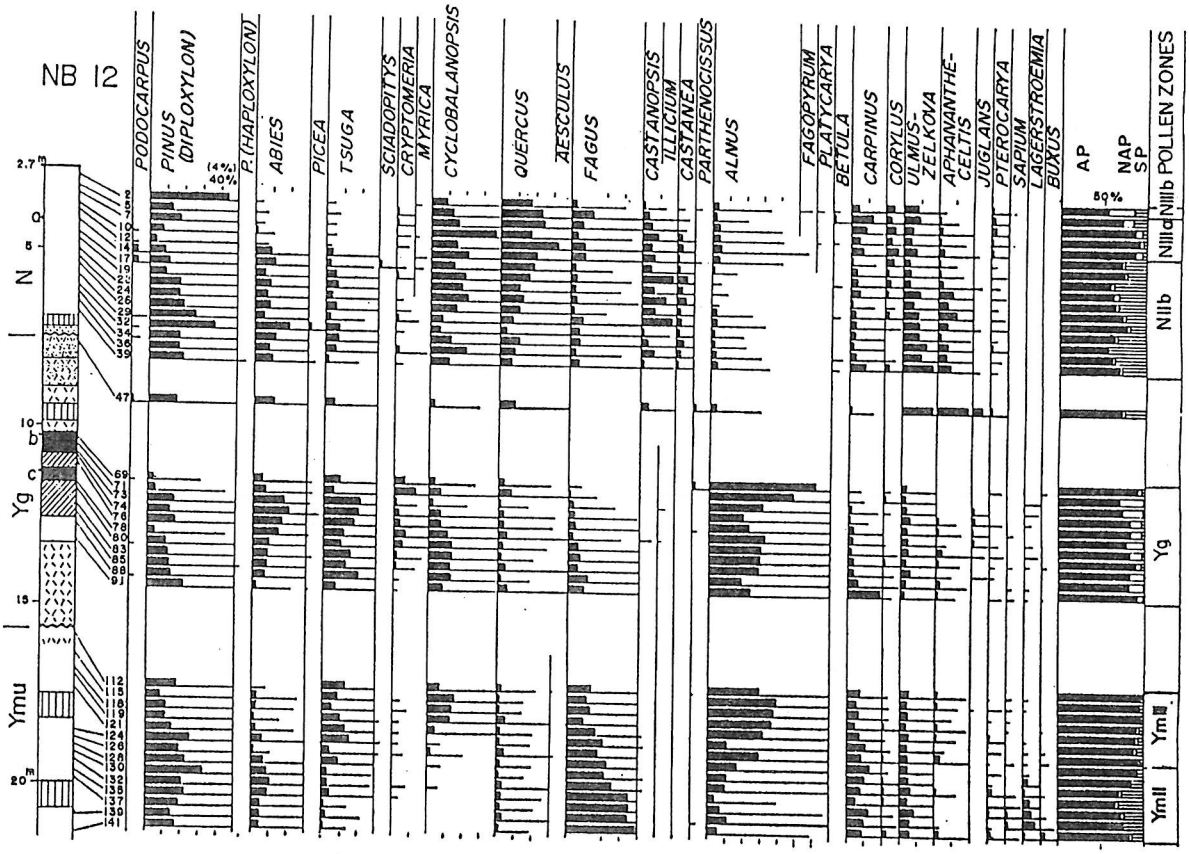


図３　中海コア（ＮＢ１２）の花粉ダイアグラム（大西，1977b）

林から暖温帯林へと変遷した．なお，上部泥層はアカガイ，ウラカガミなどを含む海成層である．西南日本各地の海成中位段丘層には数％のサルスベリ属花粉が産出し，互いに対比される．一部では暖流系の貝類を産し対馬海峡は開いていたと考えられる．

更新世後期後半：チョウセンマツ・コメツガなどを産し，花粉では五葉マツ類・トウヒ属・モミ属・ツガ属などが多く，寒冷気候を指示するものと，

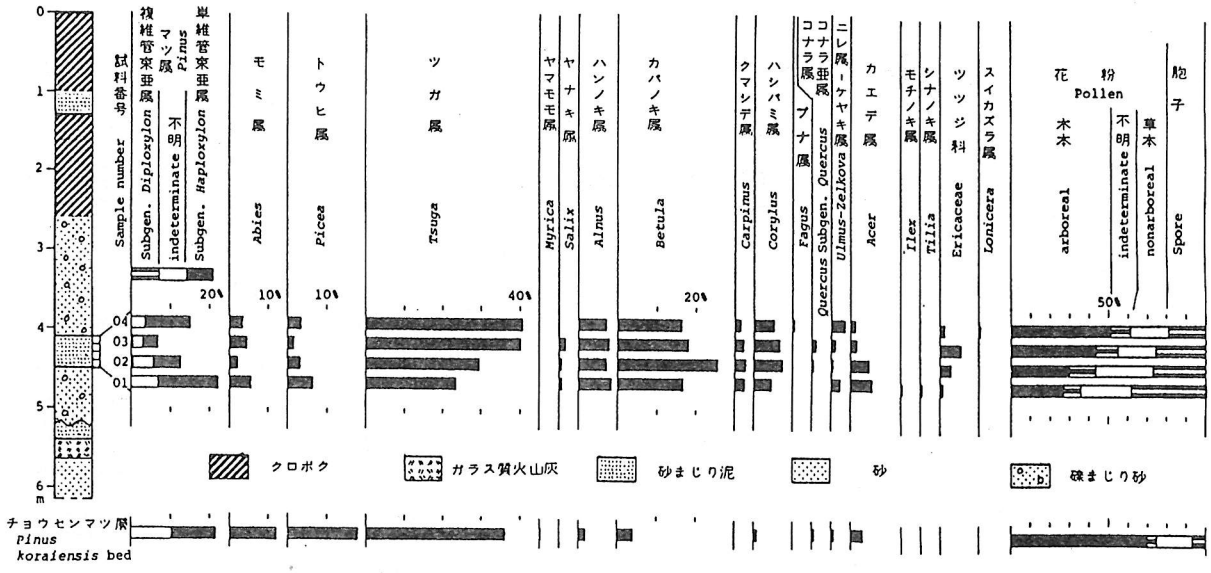


図４　下花口層の花粉ダイアグラム（大西，1987）

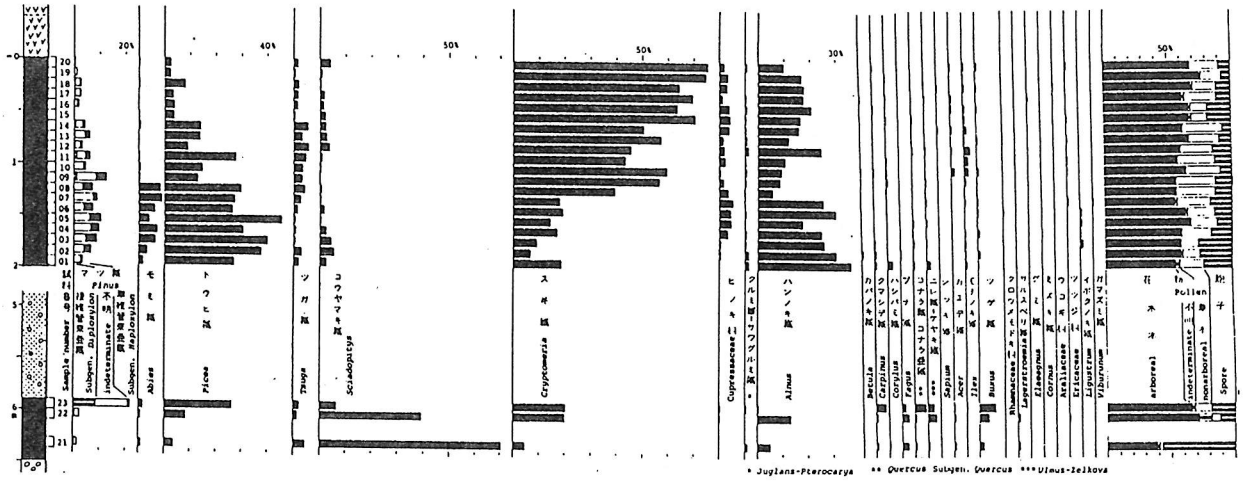


図５　口細見層の花粉ダイアグラム（大西，1988）

ヒメバラモミ・スギ・ツゲなどを産し，花粉ではトウヒ属とスギ属が多く，やや温和な気候を示すものがある．

完新世：宍道湖湖底コア（ＳＢ１）では，境港層はナラ類・ハンノキ属・草本類が多く，中海層はナラ類・ムクノキ属・エノキ属帯，マツ・モミ帯，カシ・シイ帯，イネ科帯の４花粉帯に分けられる．イネ科帯は弥生時代以後で，スギ亜帯・典型亜帯・マツ亜帯・マツ－スギ亜帯に細分される．

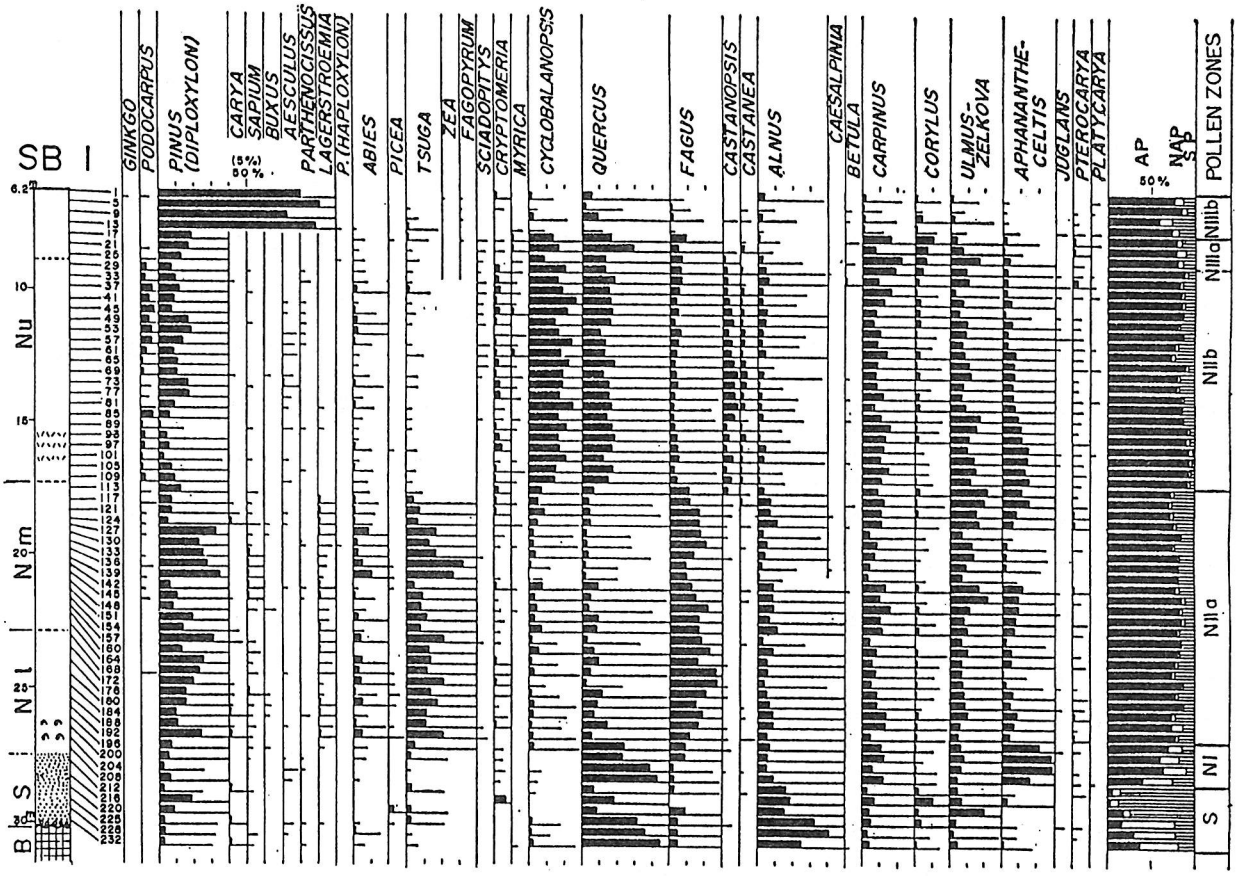


図６　宍道湖コア（ＳＢ１）の花粉ダイアグラム（大西，1977b）

S6 日本海海底からの長鼻類化石

高橋啓一（日本歯科大学・新潟歯）

Proboscidean fossils from the Japan Sea: Keiichi Takahashi

日本海海底からは，近年おおくの長鼻類化石が報告されている(亀井,1967;赤木,1981;高橋ほか,1982;西尾,1984,1985 など)。特に山陰沖からは，すでに十数例の報告がされている。それらは，いずれもナウマンゾウ Palaeoloxodon naumanni(Makiyama)の切歯および臼歯化石である。産出場所は，山陰沖の大陸棚外縁部から海盆に続く斜面にかけてである。これらの水深は、最も浅いもので100～120m，最も深いもので280mである。

星見・森岡(1987),秋山ほか(1988)による山陰沖海底産のナウマンゾウ化石の^{14}C年代は，水深166mの標本で35,560±1,300y.B.P.，水深176mの標本で38,500±600y.B.P.，水深250mの標本で29,000±300y.B.P.となっている。これらの結果から気づくことは、水深250mから産出した標本の年代が前2者と比較して深さの割に新しい年代を示していることである。この原因としては，化石の二次的な移動あるいは年代測定上の問題が考えられる。しかし，いずれにしても大陸棚外縁の水深166mからの標本の年代が約3万5千年という値を示すことは，この時代にこの付近が陸上あるいは陸からあまり遠くない海底であったことが考えられる。

一方，能登半島北方水域の白山瀬からの長鼻類化石は，白山瀬東堆(265堆)の南西側斜面（水深430m）から産出した。種名はナウマンゾウである。その水深は，山陰沖のものと比較してかなり深い。二次的に斜面に沿って移動したとも考えられる。しかし，この標本の産出位置は，本州側の斜面から移動してきたとは考えられず，このゾウが生息していた当時，能登半島側からこの周辺に移動してきたと考えられる。したがって，少なくとも白山瀬は当時陸化しており，能登半島から直接にあるいは泳げる程度の距離になくてはならない。ナウマンゾウは，現在までのところ25万年以降から報告されていることと考えあわせると白山瀬が陸化していた時期は，25万年よりも新しい時代であったと思われる。

以上の日本海海底産の長鼻類化石から得られる情報は，山陰沖では約3万5千年まえには水深166mより浅いところに陸地があったこと。その位置は，おそらくは，この化石が発見された位置から遠くないこと。能登半島付近では，約25万年以降に白山瀬が陸化したことがあり，能登半島とは少なくてもゾウが泳いでいける距離にあったと考えられる。そして，これらのことを説明するためには，海水準変動からの説明だけではなく，構造運動からの説明が必要とされる。

文　献

赤木三郎(1981) 山陰沖海底ナウマンゾウ化石. 鳥取大学教育学部研究報告, 57-64.

秋山雅彦・亀井節夫・中井信之(1988) 日本海山陰沖海底産ナウマンゾウの加速器質量分析計による^{14}C年代. 地球科学, 42, 29-31.

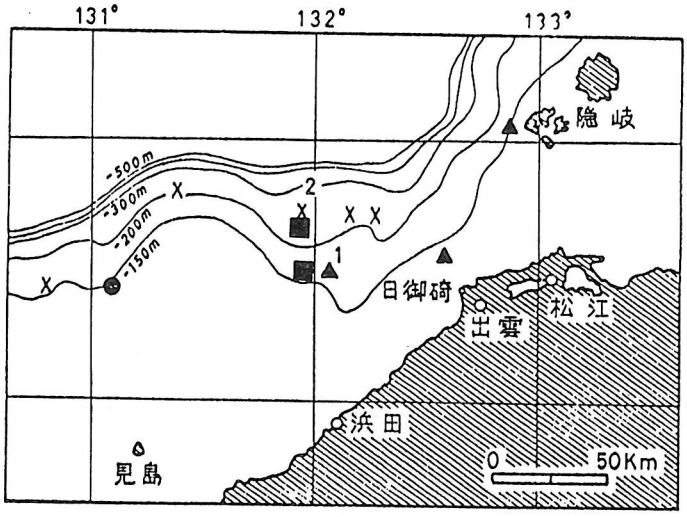
星見清晴・森岡弘(1987) 山陰沖海底産ナウマンゾウ化石の^{14}C年代. 地球科学, 41, 248-250.

亀井節夫(1967) 日本海南部海底のナウマン象化石. 九十九地学, 2, 24-31.

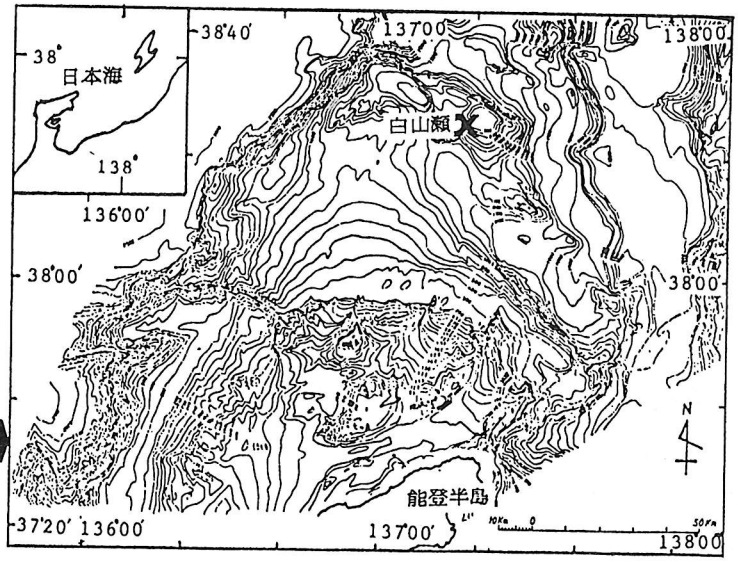
西尾　護(1984) 山陰沖海底のナウマンゾウ及びその他の化石について. 鳥取県博物館協会報, 30.

西尾　護(1985) 山陰沖海底のナウマンゾウの化石について. 鳥取県博物館協会報, 32.

高橋啓一・小林巌雄・本間義治(1982) 日本海の白山瀬より発見された長鼻類臼歯化石. 第四紀研究, 21, 95-99.



山陰沖ナウマンゾウ化石の採集地点
▲赤木(1981), ×亀井(1967),
●星見・森岡(1987), ■西尾(1984,1985)
秋山ほか(1988)に加筆



白山瀬産ナウマンゾウ化石の採集地点
高橋ほか(1982)

S7 日本海沿岸地域の旧石器文化

稲田孝司

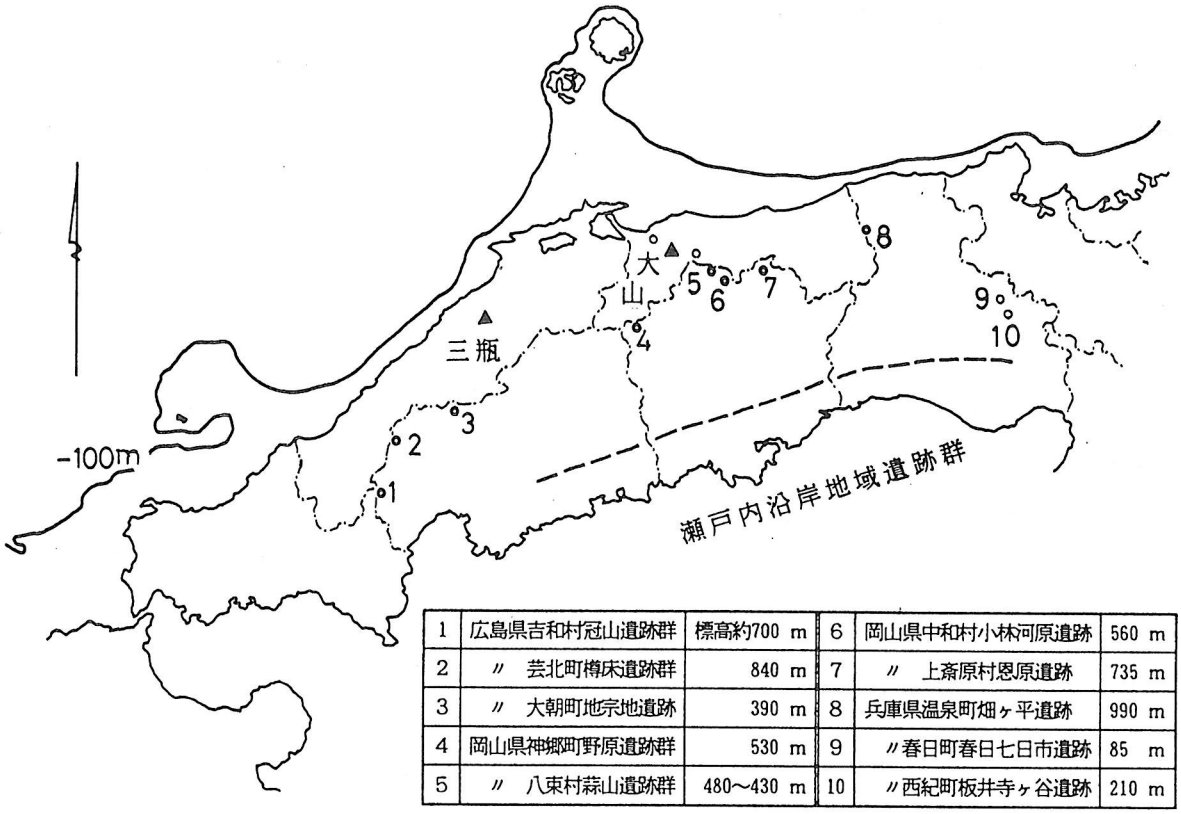
Palaeolithic Industries along the Coast of Japan Sea

日本海沿岸地域における後期旧石器文化の遺跡は、太平洋側にくらべて数が多いとはいえない。しかし日本海側の遺跡には、東北日本の文化が南下じあるいは西南日本の文化が北上したことを示唆する特徴的な石器群がしばしばみとめられる。ここではこうした石器群を手がかりにして、主に西南日本の日本海側における旧石器人の移動のあり方について考えてみたい。

（１）「中国山脈スカイライン」　中国・四国地方の旧石器文化は、従来瀬戸内沿岸地域の遺跡群で代表されてきた。しかし近年中国山脈の火山灰層を伴う遺跡があいついで発掘され、石器文化の編年作業が急速に進んだ。それによれば、中国山脈の後期旧石器文化には大略４段階がみとめられ、姶良Ｔｎ火山灰（ＡＴ）層より下位では、①縦長（縦長剥片素材）ナイフ形石器または台形石器を指標とし、しばしば石斧を伴う段階、ついで②対向打面石核による発達した石刃技法を基礎とする縦長ナイフ形石器の段階があり、ＡＴ層より上位では、③横長（横長剥片素材）ナイフ形石器が主体となる石器群の段階、最後に④細石刃石器群の段階がくることが判明している。

ところで、これら中国山地の諸遺跡には脊稜山脈の尾根に近接して立地するものが多い。旧石器人はなぜそのような高地に居住する必要があったのだろうか。まず考えやすいのは、山陰側と山陽側を結ぶ南北交通の要衝にあたっていたという推定である。例えば岡山県恩原遺跡では、瀬戸内地方で盛行した国府型ナイフ形石器が隠岐産とみられる黒曜石で製作された例が発見されており、この遺跡が瀬戸内へ流れる吉井川の源流に位置することをあわせて考えれば、そうした可能性は十分あるものと思われる。しかし同時に、中国山地と瀬戸内地方との間の地域からは、分布・発掘調査が長期にわたって続けられている広島県帝釈峡遺跡群をふくめ、旧石器時代遺跡がほとんど発見されていないという事実もあわせて評価しておかなければならない。

そこで第２の理由として中国山脈を縦断する交通路とのかわりが考えられる。中国山脈脊稜部は山陰側へ急な斜面となることが多いのに対し、山陽側は緩斜面で尾根からや下ったところにしばしば平坦な地形がみとめられる。中国山脈中の遺跡というのは実はほとんどがこうした平坦地に立地するものであり、鳥取と岡山、島根と広島の県境がそれぞれ尾根に走っているため、多くの遺跡が山陽側の県に属することとなっているわけである。遺跡（または遺跡群）間の距離をみると、広島県内では冠山・樽床・地宗寺の３遺跡（群）がそれぞれ約３０ｋｍの間隔をもち、岡山県の野原・蒜山遺跡群間が約４０ｋｍ、蒜山・恩原遺跡群間が約２０ｋｍである。今後の遺跡発見によって間隔はさらに小さくなると考えられるが、尾根沿いの平坦値の分布から見て１０～３０ｋｍ前後の距離で遺跡（群）が



1	広島県吉和村冠山遺跡群	標高約700 m	6	岡山県中和村小林河原遺跡	560 m
2	〃 芸北町樽床遺跡群	840 m	7	〃 上斎原村恩原遺跡	735 m
3	〃 大朝町地宗地遺跡	390 m	8	兵庫県温泉町畑ヶ平遺跡	990 m
4	岡山県神郷町野原遺跡群	530 m	9	〃春日町春日七日市遺跡	85 m
5	〃 八束村蒜山遺跡群	480～430 m	10	〃西紀町板井寺ヶ谷遺跡	210 m

図１　中国山脈の旧石器時代遺跡

点在する状態が予想されよう。旧石器人はおそらく日本海側に眺望のひらけた脊稜山脈の尾根を交通路とし、一定の間隔を置いて尾根の眼下に見える平坦地、または水を得やすい隣接平坦地で滞在を重ねたものと思われる。中国山脈縦断路は、関係各遺跡の石器出土層準からみて、その成立がＡＴ火山灰降下以前にさかのぼることはほぼ確実であろう。この交通路は、西は、山口・広島・島根県境の冠山から、途中広島県東部で遺跡未発見のところがあるものの、岡山県恩原遺跡まではたどることができる。１９８８年に兵庫県西北部の扇山山頂付近の畑ケ平で旧石器遺跡が発見され、この交通路の東端が那岐・氷ノ山を経て北上し、日本海沿岸ルートに結びつく可能性が出てきた。兵庫県東部の春日七日市遺跡・板井寺ケ谷遺跡でＡＴ層下の石器群が確認されており、縦貫路がそのまま東進し、山脈をこえることなく山陰・山陽をつなぐいわゆる「氷上回廊」にとりつく可能性についても十分検討していく必要があろう。

（２）日本海沿岸ルート　　これについてはまだ具体的な「道」を推定しうるわけではないが、日本海側の旧石器文化については、従来から東北地方を本拠地とする東山・杉久保系ナイフ形石器の文化が石川県まで南下してきた事実が指摘されており、また瀬戸内の国府型ナイフ形石器を持った石器群が山形県庄内平野（越中山Ｋ遺跡）にまで及んだことが知られてきた。最近、鳥取県西部の淀江町原畑で東山・杉久保系ナイフ形石器が採集されていたことが判明したので、東北地方からの日本海ルートが大山北麓域まで達していたことを推定できるようになった。

（３）日本列島－朝鮮半島ルートの可能性　　中国山西省下川遺跡出土のナイフ形石器は、日本列島のナイフ形石器文化が大陸と何らかの関係をもったことを示す具体的な証拠とみなされてきた。しかし朝鮮半島からは、まだ明確なナイフ形石器の石器群が知られていない。近年にいたって九州のナイフ形石器文化に伴う剥片尖頭器が忠清北道スヤンゲ遺跡でまとまって出土し、また１９８８には慶尚南道壬佛里遺跡で西北九州に盛行した福井型細石核類似資料が発見されたといわれ、朝鮮半島と九州との関わりを具体的に示す手がかりは着実に増加しつつある。

本州との関係はどうであろうか。細石刃文化の段階についていえば、朝鮮半島では両面調整素材細石核がピョンヤン市晩達里、忠清南道石壮里および先のスヤンゲ遺跡で発見されている。日本列島の両面調整素材細石核は、九州の福井型を除けば、関東地方以北にしか見られないとされてきた。つまり本州西部はこの種の細石核を指標とする細石刃文化の空白地帯であり、朝鮮半島と東北日本の細石刃文化はシベリアや中国東北部を介してつながるものと解されてきたわけである。１９８５年にこの空白部の中央、岡山県恩原遺跡で両面調整素材細石核に荒屋型彫器が伴う石器群が発見された。朝鮮半島では荒屋型彫器の存在が必ずしも明確ではなく、いまのところ恩原の石器群は東北日本との関連が強いと見ておくべきであろう。しかしスヤンゲ遺跡に荒屋型彫器があるとの指摘が一部にあり、いずれにしても両面調整素材細石核を指標とする細石刃文化の時期に、日本列島特に本州と朝鮮半島を結ぶ陸路・海路が通じていた可能性については、今後十分検討していく必要がでてきたといえよう。

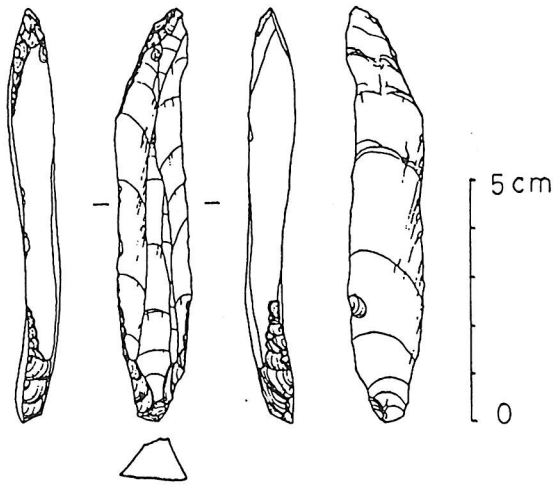


図２　　鳥取県淀江町原畑の
東山・杉久保系ナイフ形石器

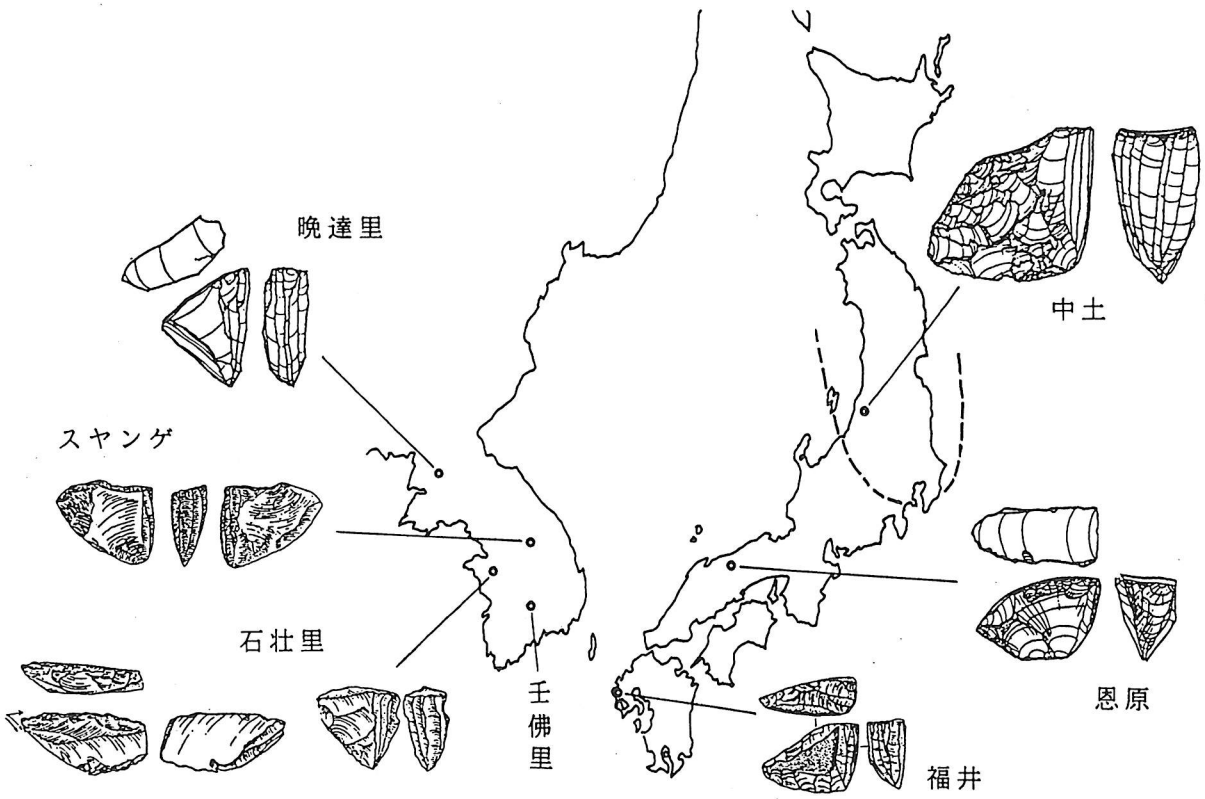


図３　日本列島と朝鮮半島の両面調整素材細石核

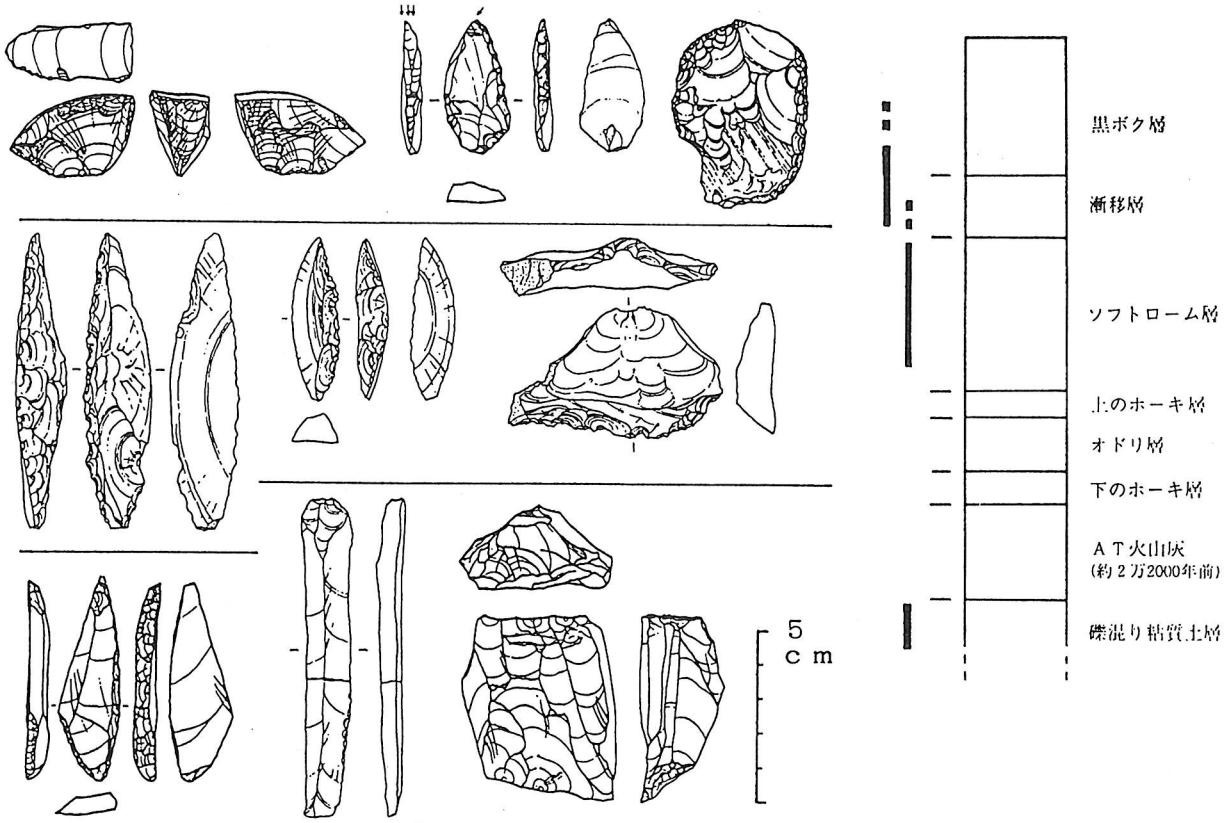


図４　岡山県恩原遺跡出土石器（上：細石刃石器群，中；横長ナイフ形石器の石器群，下；縦長ナイフ形石器の石器群）

1 南・北大東島の第四紀地殻変動の特性－－予察的報告－－

太田陽子（横浜国大）・大村明雄（金沢大）・木庭元晴（関西大）・河名俊男（琉球大）・宮内崇裕（千葉大）

A Preliminary report on the Quaternary tectonic movement of Daito Islands, the Ryukyus :

Yoko Ota,Akio Omura, Motoharu Koba, Toshio Kawana and Takahiro Miyauchi

1．研究地域と目的

琉球海溝の東のフィリピン海プレート上に位置する南・北大東島（図1）は，ユーラシアプレート上に位置する他の琉球列島とは異なる第四紀地殻変動を経験していると予想される．また，上記両島は，いわゆる隆起環礁として知られ，地殻の上下変動の向きがある時期を境として逆になった特異な地殻変動を呈している．本研究は，これら両島において詳しい地形調査によって古海面を指示する地形の検出と高度測定を行なうとともに，これらの地形と関係して分布する礁石灰岩の年代をさまざまな方法によって求め，時間目盛りをいれて地殻変動の特色と推移を明らかにし，あわせて他の島々との比較を行うことを目的とする．本研究は1987年から3年間の総合研究（代表者太田）として実施されつつある研究の中間報告である．現段階までに得られた年代値は，本報告に続く大村ほか，および岩田ほかの発表で述べられるので，本報告では両島の古海水準を示す地形と高度，年代のあらましを述べる．

2．離水地形の特色と原地性サンゴの産出状態

両島ともに大東石灰岩からなる隆起環礁状の地形を呈し，島の外縁は一般に急崖をもって海に下る．この急崖下に大東石灰岩を刻むベンチ状のやや平坦な地形，深く切り込むfissureの壁に残された数段のノッチ，それらに対応する原地性サンゴなど，古海面を示す資料がいくつかの地点で見出される．本研究では，北大東島で4地点（N-1～N-4）,南大東島で3地点（S-1～S-3）（図2）で,離水地形とサンゴ化石，とくに原地性サンゴ化石（以下では化石の語を省略）の産状を詳しく観察し，それらを光波距離計を用いて測量し，縮尺200分の1の平面図および断面図を作成した（図3）．また，再結晶していないサンゴ石灰岩を採取し，U-series法およびESR法による年代測定を行った．採取試料の数は北大東島で33個，南大東島で40個で，大部分が原地性の試料である．すでに年代値の得られたもののうちN-1,S-1,2付近のものを図3中に示す．

3．結果

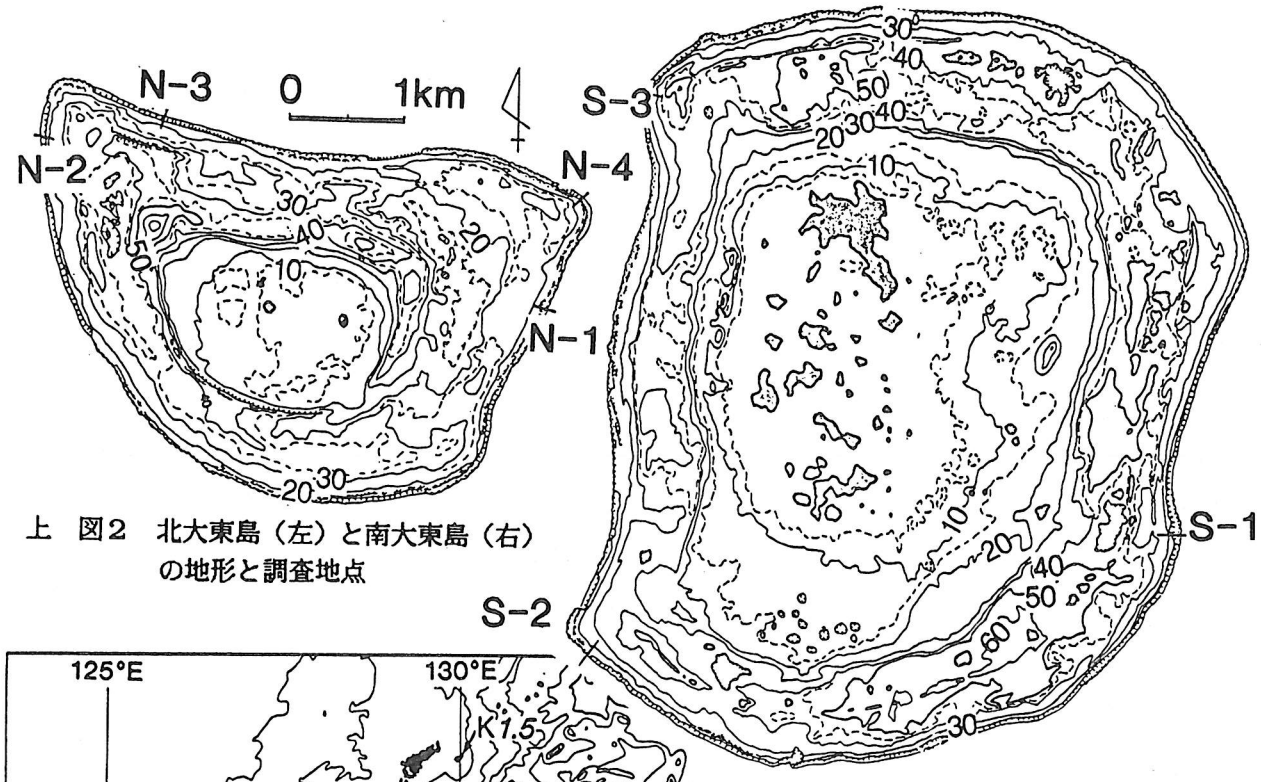
1．原地性サンゴ化石産出の上限高度は，北大東島で8.1m，南大東島で11mである．

2．原地性サンゴの年代は北大東島の13試料については113±6～133±6kaの間に，南大東島では11試料については111±5～133±7kaの間に入り，ほとんどが最終間氷期最盛期（isotope stage 5e）に当たる．

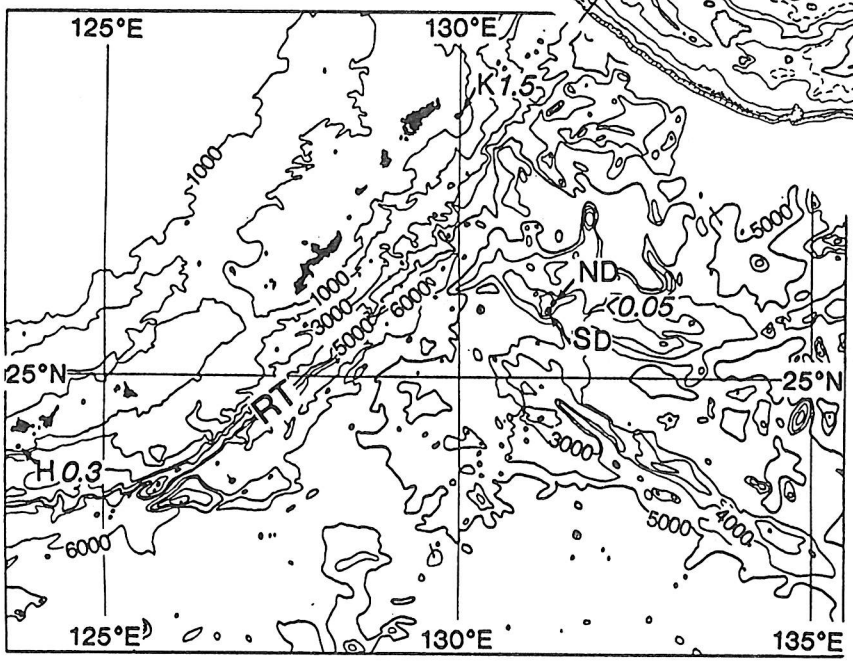
3．これらの値から，当時の海面高度を＋5～6mと仮定すると，両島の最終間氷期以降の隆起速度は0.05m/ka以下ときわめて小さい．この傾向は，ユーラシアプレート上の琉球海溝に近い喜界島（1.5m/ka）とくらべて著しく小さく，また隆起速度が比較的小さい波照間島（0.3m/ka）とくらべてもはるかに小さい．

4．2，3から判断すると，両島では5eより若い海面は記録されていると考えにくい．しかし，北大東島のN-2では海抜10m以下に2～3段のノッチがある．これらの年代と古海面の推定は今後の問題の一つである．また，上記の原地性サンゴより高位に2～3段のノッチ，ベンチ状の地形があるが，これらの年代を推定する試料は得られていない．

5．南・北大東島では，第四紀における地殻変動の向きと速度の一様性は認められない．環礁を形成した沈水，それを離水させ，数段の段丘を形成させた離水と地殻変動の上下方向の向きはある時期に逆転した．また最終間氷期以降の隆起速度がきわめて小さい．これはフィリッピン海プレートの北西方向への移動と関係すると思われるが，変化の時期とプロセスについてはさらに検討を続ける．

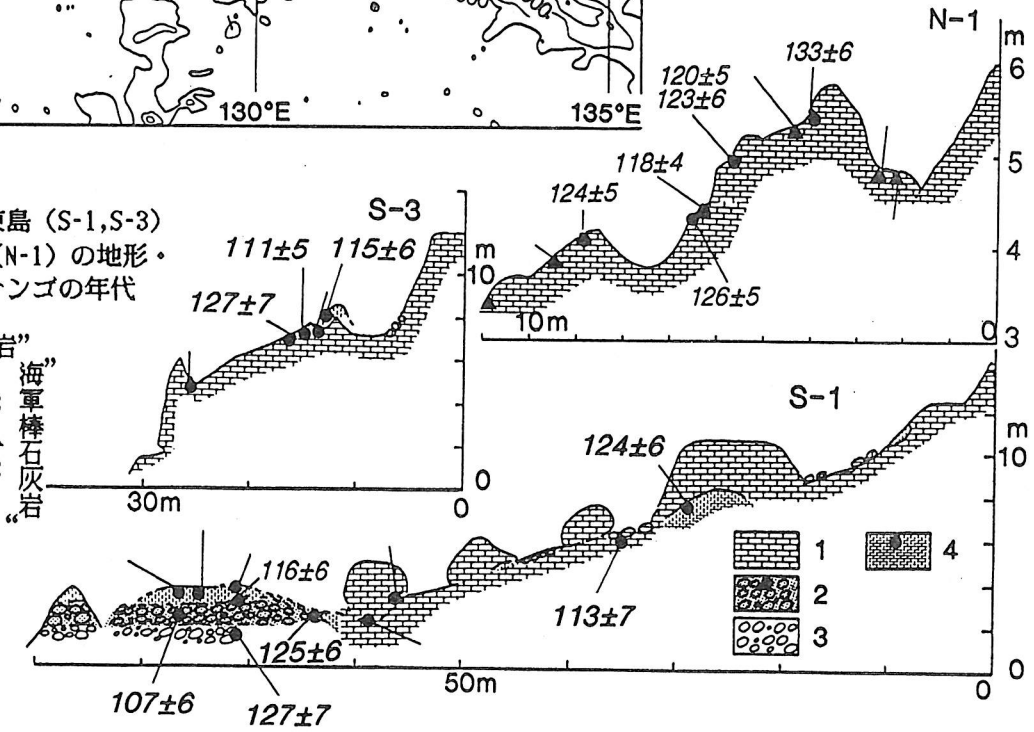


上　図2　北大東島（左）と南大東島（右）の地形と調査地点



左　図1　南・北大東島の位置

K（喜界島），H（波照間島），ND（北大東島），SD（南大東島）．　島名の脇の数字は最終間氷期以降の平均隆起速度（m／ka）



右　図3　南大東島（S-1,S-3）と北大東島（N-1）の地形・地質断面とサンゴの年代

1．“大東苦灰岩”
2．unit B
3．unit A
4．unit C
“海軍棒石灰岩”

2 沖縄県北大東島産更新世サンゴ化石の $^{230}Th/^{234}U$ 年代

大村明雄(金沢大)・太田陽子(横浜国大)・木庭元晴(関西大)・岩田秀樹(金沢大)

$^{230}Th/^{234}U$ dates of Pleistocene corals from Kita-Daito Island, Okinawa Prefecture:

Akio Omura, Yoko Ota, Motoharu Koba and Hideki Iwata

北大東島の外縁に沿った4地点（太田ほか,本講演要旨集；図1中の地点番号 N-1～N-4）から、合計 33 個のサンゴ化石を採集し、それらの $^{230}Th/^{234}U$ 年代値を求めた（表1）。

年代測定された試料は、基盤としての"大東苦灰岩"を不整合に被覆する薄い石灰岩体あるいは"大東苦灰岩"中に深く切り込まれたフィッシャーを充填して堆積したと考えられる石灰岩体からのもので、Cyphastrea・Porites・Goniopora・Montipora・Favia・Acropora・Goniastrea・Hydnophora の8属が含まれている。これら8属はすべてが礁性サンゴであるが、本島では前3者が卓越的に産出する。試料採集においては、続成変質による二次的方解石の晶出が認められないことを肉眼で確認するとともに、成長方向・外形（輪郭）そして定着部の様子から、個々の産状［原地性（autochthonous）か異地性（allochthonous）］を注意深く検討した。その結果、原地性と判断されたのは、地点 N-1 で採集された 15 試料で、他の6試料は円礫として産したものである。なお、以前予察的に採集した6試料については、産状について詳しく検討していないので、表中では産状不明としてリストした。ほとんどの試料採集地点高度は、光波距離計を用いて測定したが、産状不明の6試料の高度は、ハンドレベルで概測した値である。

表1には、$^{230}Th/^{234}U$ および $^{234}U/^{238}U$ 放射能比から計算した年代値のみを示した。ウランおよびトリウム同位体分析の結果、(1)A0083 および A0081 の2試料を除き 25 試料から測定可能量の ^{232}Th が検出されなかったこと、(2)上記2試料についても含有量が測定限界（2 ppm 以下）に近いこと、また(3)得られた年代値と $^{234}U/^{238}U$ 放射能比が矛盾しないこと、さらに（4）粉末X線分析によって二次的方解石が認められなかったことから、表中の年代値は信頼できる。

得られた年代値（80,000±3,000 ～ 133,000±6,000 年）から、現在までに北大東島から得られた更新世サンゴ化石は、最終間氷期最盛期（"isotope stage 5e"）あるいはそれ以降と結論できる。このことは、最終間氷期最盛期当時、本島の周縁に"大東苦灰岩"を基盤とした小規模なサンゴ礁（裾礁）が形成されていたことを示唆している。そのほか 5e 相当年代より若い年代値が7試料から得られた。しかし、それらはいずれも異地性サンゴ化石から得られたものであるため、おおよそ 10 万年前と8万年前の亜間氷期に、本島周縁の海中に礁性サンゴが棲息していたことは疑う余地がないものの、本島周縁に裾礁が形成されていたかは明確ではない。

以上のような試料の $^{230}Th/^{234}U$ 年代値と産出地点高度の関係（図2および3）、そして試料採集地域周辺に発達するノッチやベンチの高度から、最終間氷期最盛期以降における本島の隆起量を推定することは可能である。しかし、そのためには (1)年代測定された原地性サンゴ化石が棲息していた深度、(2)当時の海水面高度を示唆する地形との対応、(3) 5e より古い温暖期（例えば isotope stage 7 あるいは 9）相当の年代値が得られていないなどの問題が残されている。

表1 更新世サンゴ化石試料の採集地点・属名・産状・高度および $^{230}Th/^{234}U$ 年代

Sample No. (Lab. No.)	(Field No.)	Locality	Genera	Mode of Occurrence	Altitude (m)	230-Th/234-U Age (ka)
HI-20	88-8-9-1	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	6.6	113 ± 6
AO331	87-11-14-3	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	5.3	118 ± 4
AO321	87-11-14-7	N-1	*Montipora*	autochthonous	6.6	119 ± 5
AO322	87-11-14-9	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	8.1	119 ± 5
HI-18	87-11-14-5b	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	6.2	120 ± 6
AO327	87-11-14-4a	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	5.7	120 ± 5
HI-14	87-11-14-4b	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	5.7	123 ± 6
AO328	87-11-14-10B	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	6.3	123 ± 6
AO329	87-11-14-1	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	5.0	124 ± 5
AO330	87-11-14-2	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	5.1	126 ± 5
AO320	87-11-14-8	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	7.1	130 ± 6
AO323	87-11-14-6	N-1	*Favia*	autochthonous	6.1	130 ± 6
AO326	87-11-14-10A	N-1	*Acropora*	autochthonous	6.3	131 ± 6
AO325	87-11-14-10	N-1	*Goniastrea*	autochthonous	6.3	133 ± 6
AO324	87-11-14-5a	N-1	*Cyphastrea*	autochthonous	6.2	133 ± 6
HI-19	88-8-8-1	N-2	*Porites*	allochthonous	5.7	100 ± 5
HI-13	87-11-17-1	N-2	*Porites*	allochthonous	5	105 ± 5
HI-23	87-11-17-2	N-2	*Goniopora*	allochthonous	6.4	112 ± 7
HI-22	87-11-17-3	N-2	*Goniopora*	allochthonous	6.8	110 ± 7
HI-12	87-11-17-4	N-2	*Goniopora*	allochthonous	7.7	114 ± 5
HI-21	88-8-9-3	N-4	*Cyphastrea*	allochthonous	ca. 2	115 ± 7
AO083	KD81080901	N-4	*Cyphastrea*	unknown	ca. 5	80 ± 3
AO180	HK121104	N-3	*Favia*	unknown	ca. 6	89 ± 3
AO178	HK121102	N-3	*Porites*	unknown	ca. 5	91 ± 3
AO093	KD81080905	N-1	*Cyphastrea*	unknown	ca. 5	101 ± 5
AO179	HK121103	N-3	*Favia*	unknown	ca. 6	123 ± 4
AO081	KD81080701	N-1	*Hydnophora*	unknown	ca. 4	129 ± 7

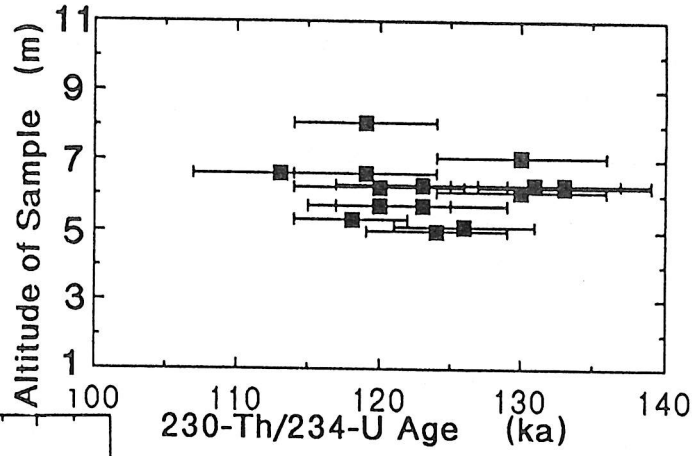


図1 原地性サンゴ試料の $^{230}Th/^{234}U$ 年代と産出高度の関係

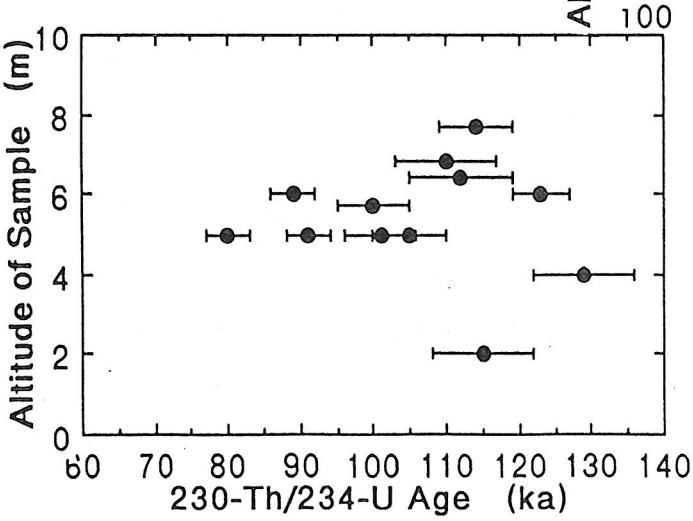


図2 異地性サンゴ試料の $^{230}Th/^{234}U$ 年代と産出高度の関係

3 沖縄県南大東島産更新世サンゴ化石の $^{230}Th/^{234}U$ 年代 （予報）

岩田秀樹・大村明雄（金沢大）・太田陽子（横浜国大）・木庭元晴（関西大）・河名俊男（琉球大）

$^{230}Th/^{234}U$ age of Pleistocene corals from Minami-Daito Island, Okinawa Prefecture (a preliminary report) : Hideki Iwata, Akio Omura, Yoko Ota, Motoharu Koba and Toshio Kawana

南大東島の３地点（太田ほか、本講演要旨集；図１ S-1 ～ S-3）から採集したサンゴ化石１２試料と以前にに採集した３試料の計１５試料について $^{230}Th/^{234}U$ 年代を求めた（表１）。

本島における更新世サンゴ化石については、小西(1980)が島の東南東部海軍棒（S-1）において、基盤の“南大東ドロマイト層”を不整合に覆う石灰岩を“海軍棒石灰岩”と呼び、そこからの５試料から 98,000 ± 5,000 ～ 128,000 ± 14,000 年の $^{226}Ra/^{238}U$ 年代値を報告した。上記の年代値は最終間氷期最盛期（“Isotope Stage 5e”）およびそれ以後の温暖期（例えば、ニューギニア・ヒュオン半島の Reef Complex Ⅵ 形成期に相当する亜間氷期，Bloom et al.,1974）相当の年代値が含まれていた。

今回、採集したサンゴ化石は Porites・Goniopora・Cyphastrea・Goniostrea・Montastrea・Montipora の６属である。これらの中には個々の産状から、“南大東ドロマイト層”を基底として成長したと思われる現地性サンゴと円礫として産出する異地性サンゴ化石が含まれている。S-1 地点では、それらを含む石灰岩体の層序関係が、図２に示すように観察され、不整合面をはさんで少なくとも３つの相（Unit）に分けることができる。Unit A と B はそれぞれ“南大東ドロマイト層”および“海軍棒石灰岩”由来の円礫が混在する礫岩層で、両者は互いに不整合で接している。Unit A 中には“南大東ドロマイト層”由来の礫が卓越するのに対して、Unit B では“海軍棒石灰岩”源の礫が卓越する。Unit C は現地性サンゴとその充填物から成り、上記の Unit B あるいは“海軍棒石灰岩”と不整合で接している。

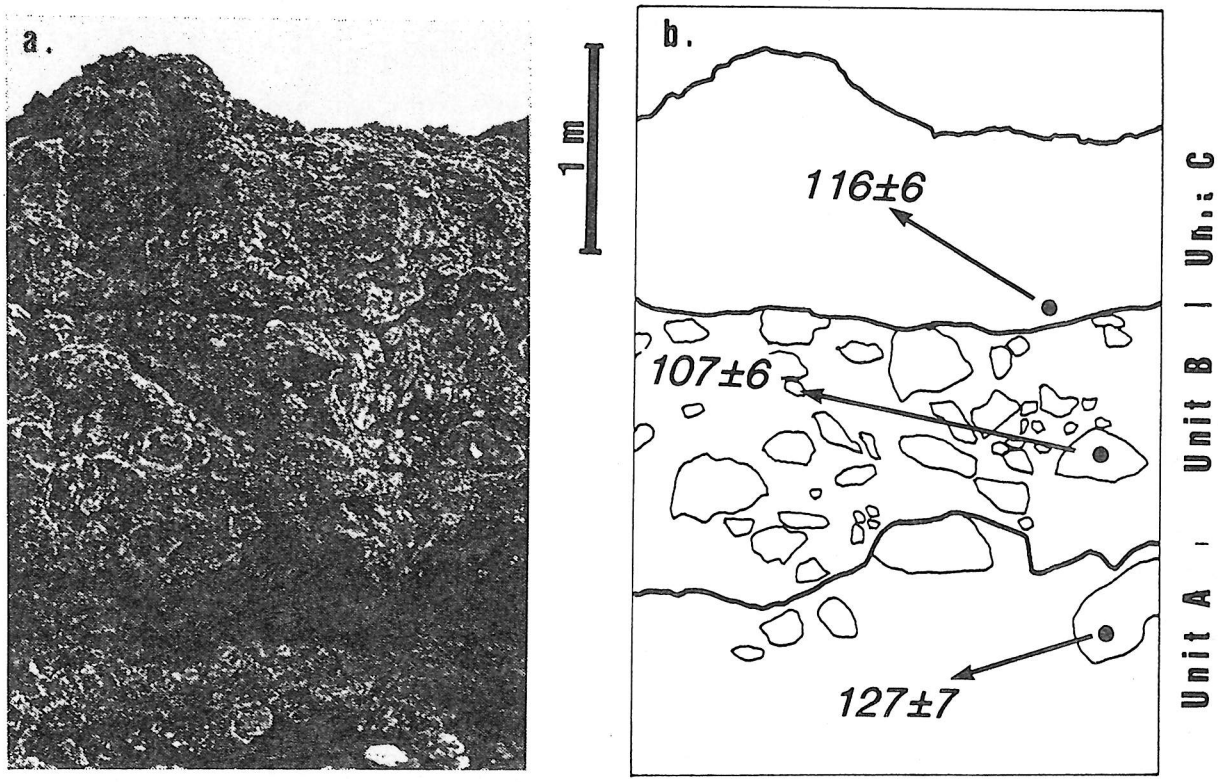
現在までに得られた $^{230}Th/^{234}U$ 年代値は 107,000 ± 6,000 ～ 133,000 ± 7,000 年の範囲にある。また、図２に示した露頭における Unit A 中の円礫からは 127,000 ± 7000 年、Unit B の礫からは 107,000 ± 6,000 年、Unit C の現地性サンゴから 117,000 ± 6000 年の年代値が得られた。HI-33（採集高度 :8.1 m ）は本島で確認された更新世サンゴ化石の最高位地点に位置するが、この試料からは 124,000 ± 6,000 年の年代値が得られた。

以上の年代測定結果と現地での野外観察から、次のような結果が推論される。(1)南大東島から産出するサンゴ化石は、いずれも最終間氷期最盛期（“Isotope Stage 5e”）のものである。(2) Unit B の礫および Unit C の現地性サンゴから得られた年代値は統計誤差を考慮に入れれば、ほぼ同時期のものであると思われるが、Unit A および Unit B から得られる年代値には差が認められ両者の形成時期が若干異なるように思われる。(3)現地性サンゴについては、採集地点高度と年代値との間には相関関係はみられず、Unit A 中のサンゴ礫の年代と同じ年代を示す試料と Unit B・C 中のサンゴと同時期のものが混在していると思われる。

表1　南大東島産更新世サンゴ化石試料の採集地点・属名・産状・高度および年代値

Sample No. (Lab. No.)	(Field No.)	Locality (Unit No.)	Genera	Mode of Occurrence	Meter above Sea Level	$^{230}Th/^{234}U$ Age (ka.)
《Kaigunbo》						
HI-29	88-10-29-2	S-1	Porites	autochthonous	3.6	116 ± 6
HI-37	88-10-28-10	S-1 (C)	Goniopora	autochthonous	3.1	117 ± 6
HI-33	88-10-29-11	S-1	Goniopora	autochthonous	8.1	124 ± 6
HI-32	88-10-29-4A	S-1	Porites	autochthonous	2.7	125 ± 6
HI-27	88-10-30-3	S-1 (A)	Porites	allochthonous	1.9	107 ± 6
HI-30	88-10-30-4	S-1 (B)	Porites	allochthonous	2.6	127 ± 7
HI-34	88-10-30-1	S-1	Porites	allochthonous	ca. 5	132 ± 7
HI-38	88-10-30-6	S-1	Acropora	allochthonous	ca. 7	113 ± 7
《Buchotsuriba》						
HI-35	88-10-31-1	S-2	Goniostrea	autochthonous	2.8	122 ± 6
《Yagibana》						
HI-28	88-11-2-1	S-3	Porites	autochthonous	6.6	111 ± 5
HI-36	88-11-2-11	S-3	Goniopora	autochthonous	6.9	115 ± 6
HI-25	88-11-2-10	S-3	Goniopora	autochthonous	7.9	124 ± 7
HI-17	MD-Ⅱ-11	S-3	Goniopora	autochthonous	ca. 5	133 ± 7
HI-16	MD-Ⅱ-34	S-3	Goniopora	autochthonous	ca.7.5	124 ± 7
HI-15	MD-Ⅱ-32	S-3	Porites	autochthonous	ca.5.9	116 ± 7

図2　太田ほか（本講演要旨集）・図3の S-1 地点海岸部に見られる露頭写真（a）およびスケッチ（b）



4 海底の石灰岩による古海洋学とテクトニクス

藤岡換太郎*（東京大学海洋研究所）・安江篤子（日本大学）
遠藤邦彦（日本大学）・山田治（京都産業大学）

An introduction to paleoceanography and tectonics using marine limestones:

Kantaro FUJIOKA, Atsuko YASUE, Kunihiko ENDO and Osamu YAMADA

フィリピン海プレートの北端部では，南海，駿河，相模トラフに沿ってプレートが沈み込んでいるためにその周辺の海陸両側では活発な地殻変動が起こっている。図1にはフィリピン海プレート北端部の海底地形の概要を示した。中央には伊豆・小笠原弧の火山フロントを形成する火山島が地形的高まりを形成しており，その東西両側は沈み込み帯を形成しているため地形的な凹みとなっている。この伊豆・小笠原弧の火山フロント周辺には1000 mより浅い浅瀬が存在し堆（バンク）を形づくっている。顕著なものは，相模湾東部の沖ノ山堆，銭洲堆，北黒瀬堆，新黒瀬堆などがあり，その他に大室出シや黒瀬海穴のような浅瀬も存在する。これらの堆や浅瀬は図2に示すような平坦面を持っている。図2に示した黒瀬堆を東西に切る断面では極めて平坦な面がゆるく東の方向へと傾いていることがわかる。上記の堆や浅瀬は石灰藻やサンゴ，貝類およびそれらを起源とする石灰岩類でおおわれていることがドレッジの結果からわかっている（青木，1979；藤岡他，1984；Yuasa et al.,1981）。音波探査記録からこれらの堆はかつての波食面であり，その上に石灰藻類などがおおったと考えられる。藤岡他（1984）は，黒瀬堆の平坦面がゆるく北東方向へ傾動するのは，フィリピン海プレートが相模トラフに沿って沈み込むことによるプレート自身のBendingのために生じたものであり，そのベンディングの速度を求めることによって，フィリピン海プレートの沈み込む速度をin situで求めることができることを提案した。

今回我々は，フィリピン海北東端部の堆や浅瀬をおおう石灰岩類を用いて以下のような研究を開始した。(1)フィリピン海プレートの南海，駿河，相模トラフに沿って起こる沈み込みの速度を求めること，(2)波食面の形成期とその後の沈降史，(3)プレートのBendingに伴う沈み込む側のプレート内に起こる地殻変動史，および(4)海水準変動史である。

上記の目的のため，フィリピン海プレート北端部の堆や浅瀬をおおう石灰岩類を試料として選んだ。これらは東京大学海洋研究所の淡青丸によって得られた試料（葉室ほか，1980；1983；FUJIOKA et al.,1986）や東京水産大学で以前にとられた試料（青木，1979）である。

今回はフィリピン海プレート北端部の海底地形の概要と，石灰岩類の年代測定の結果の一部および，上記研究テーマの地球科学的な意義について述べる。

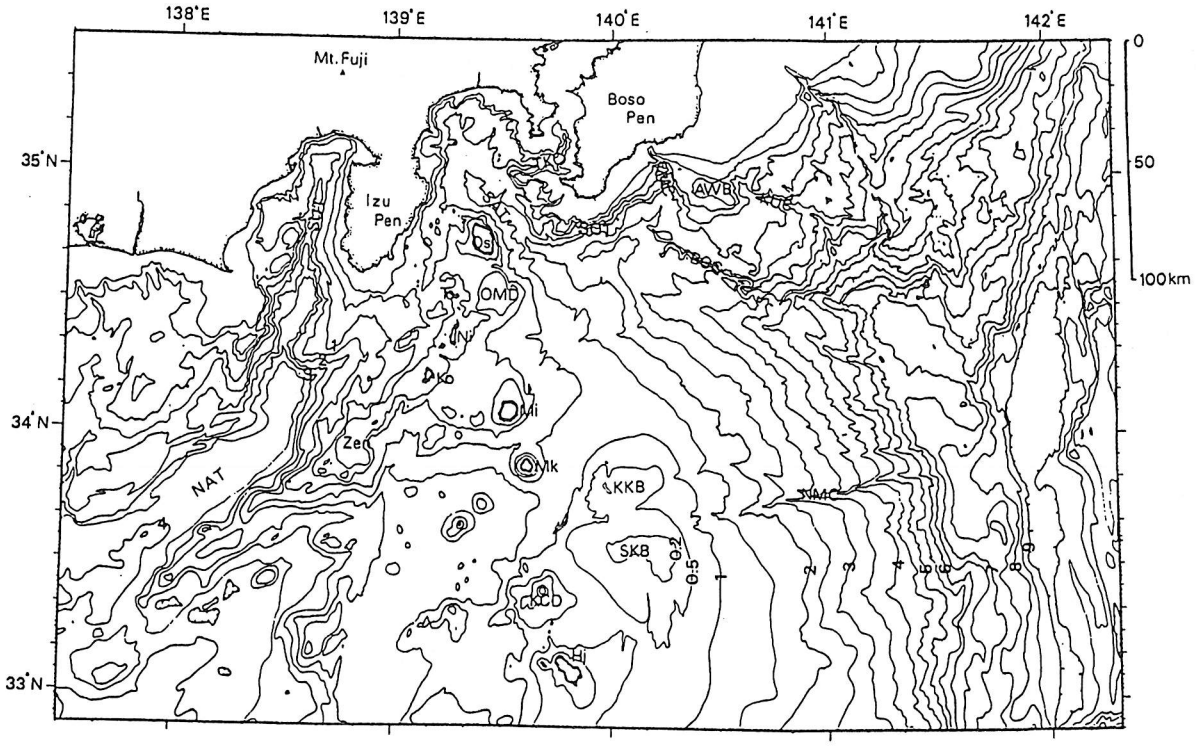


図1．フィリピン海プレート北端部の海底地形図。コンターは500m毎。NAT：南海トラフ，SUT：駿河トラフ，SAT：相模トラフ，SOT：相鴨トラフ，OMD：大室出シ，Zen：銭州，KKB：北黒瀬堆，SKB：新黒瀬堆，KCD：黒瀬海穴。

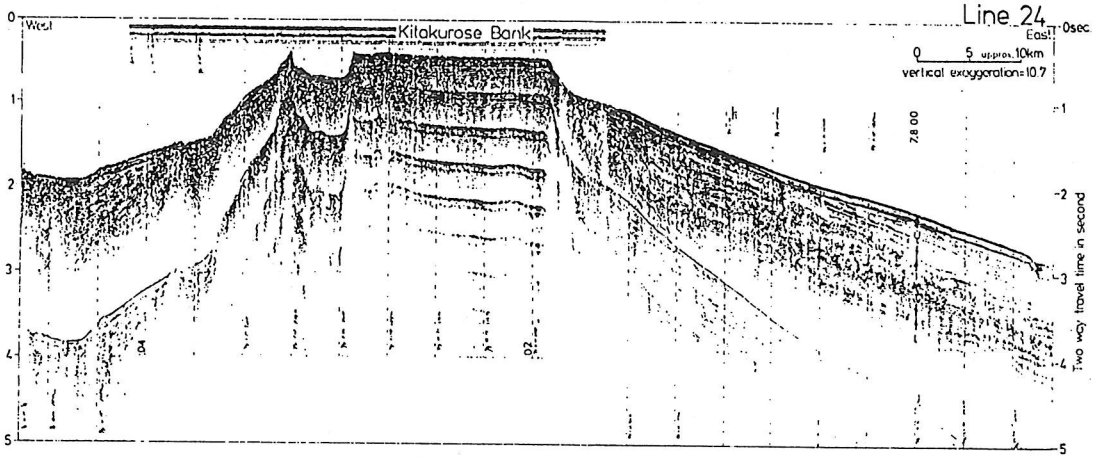


図2．北黒瀬堆を東西に切る音波探査断面（地質調査所，1981）。

5 GDP－24－4コアの微化石・火山灰層序

西田史朗（奈良教育大・地学）

An example on microplankton biostratigraphy concerned to tephrochronology: Shiro NISHIDA

大東海嶺から得たGDP-24-St.4コア(25-48.3'N, 133-22.3'E, 水深3,120m, コア長246cm)のナンノプランクトン化石群集については既に報告した(NISHIDA, 1985)が、今回このコアの表層から40cmに見られる火山灰層を検討した結果、先の報告を補強する解釈を得た。メインコアでは210cmから表層まで連続して Emiliania huxleyi (LOHMANN) の産出がみられ、先の報告では210cmから下位1cmごとに化石群集を精査し、出現の様相からその層準をE.huxleyiの初出現(FA)とした。E.huxleyiの初出現を260kaとすると、ここでの堆積速度は8.08mm/kaとなり、海域の状況と海底地形から見て不自然さを感じなかった。

表層から40cmに見られる火山灰層の火山ガラスの主要元素組成を、ガラス片ごとにＥＤＸによって分析したところ、姶良(AT)火山灰に同定することができる。姶良(AT)火山灰の降灰年代は松本ほか(1987)によると24kaであるから、メインコアの堆積速度は単純に計算すると16.67mm/kaとなる。この値を外挿すると210cm深の年代は125.7kaとなり、世界的にみてE.huxleyiの初出現(FA)でも繁栄帯の始まりでもない。

いっぽうパイロットコアは全コア長57cmであるが、コア中に火山灰層は見られない。仮に直下にATがあったとすると堆積速度は少なくとも23.75mm/kaとなり、メインコアのそれとオーダー的には一致する。メインコアでは着底時の衝撃で表層部が吹き飛ばされ、採取されていないものとみられる。

表１　姶良(AT)火山灰ガラスの主要化学組成（％）

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	FeO
GDP-24-4. 大東海嶺	2.28	0.82	10.80	80.23	2.50	1.42	1.09	1.86
姶良火山灰. 鹿児島	2.27	0.87	10.28	80.38	2.68	1.56	0.11	1.92
姶良火山灰. 兵庫県	2.08	0.63	10.27	80.76	2.73	1.53	0.10	1.89
姶良火山灰. 琵琶湖	2.32	0.83	10.44	80.26	2.65	1.55	0.11	1.85
姶良火山灰. 大阪湾	2.52	0.67	10.60	79.69	2.74	1.61	0.09	2.08
姶良火山灰. 奈　良	2.13	0.84	10.86	80.54	2.42	1.29	0.09	1.84

210cm以深のE.huxleyiの出現状況から、この層準を初出現(FA)とするのが妥当である。このように考えるとAT層準の上下で堆積速度に違いが見られることになり、E.huxleyiの初出現(FA)から姶良(AT)火山灰降灰までの時期では7.26mmMM/kaとなる。ここでの繁栄帯の始まりは110cm層準に認めることができるから、その時期は堆積速度から96.4kaとなる。

今後多くの海底堆積物中に微化石と共に降灰時期の確認された火山灰層を見いだすことができれば、微化石層序をより精細なものにすることができ、陸上堆積物との対比も直接可能となる。このような研究は卓越風の風上に多くの火山灰供給源を持ち、火山灰層が外洋性堆積物に挟在する日本近海は最適の場を提供している。

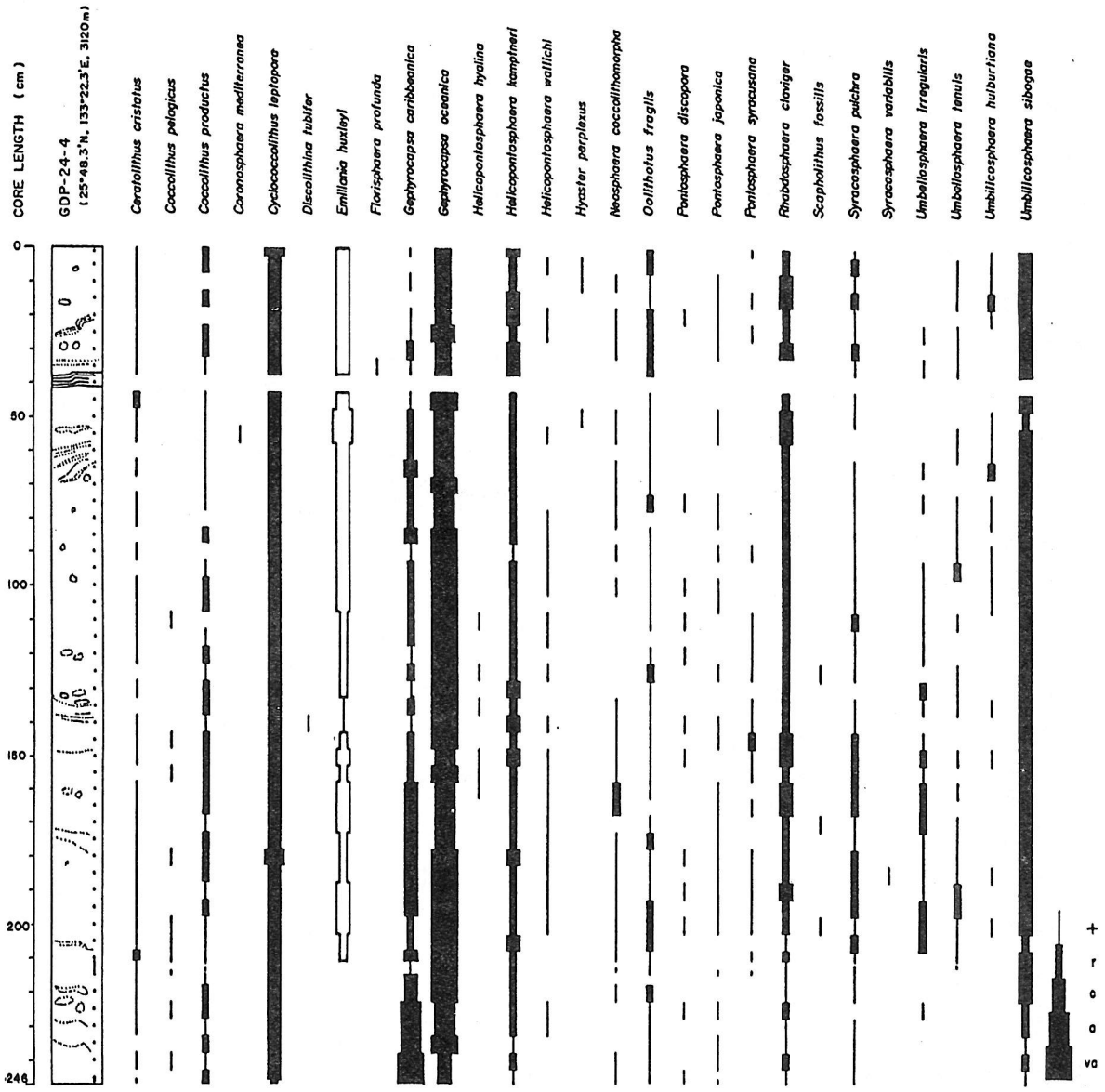


図1　GDP-24-4コアのナンノプランクトン産出頻度

6　大分市南部地域における前・中期更新世の断層活動

水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・吉川清志（地質調査所）

Fault movement during the early-middle Pleistocene in the southern area of Oita City,Kyushu,Japan.:Kiyohide MIZUNO,Haruo YAMAZAKI, Koichi SHIMOKAWA and Kiyoshi KIKKAWA

中部九州の別府湾から島原半島に及ぶ地域は多数の正断層群が集まる活断層帯である。島原半島では活断層帯の南側に前・中期更新世に活動した正断層がいくつか知られている（大塚、1984)。これらの古い断層も断層活動の場が時間的にどのように変化してきたかを考える上で重要である。大分市南部でも活断層ではないがいくつかの比較的規模の大きな正断層が存在することが明らかになったので報告する。

大分市南部の丘陵地は主として碩南層群及び大分層群（首藤、1953)と呼ばれる鮮新-更新世の河川-湖沼成及び海成の堆積物で構成されている（図1、2参照）。これらの地層を変位させる断層がいくつか認められ、そのうちの主要なものを戸無瀬断層（図１のＡ）、丸尾山断層（同Ｂ）、月ヶ平断層（同Ｃ）と呼ぶ。これらはいずれも東西走向で北落ちの正断層である。

戸無瀬断層はその東部では撓曲帯として現われ、また碩南層群上部までの地層を変位させている。垂直変位量は最大150m程度と推定される。撓曲帯は大分層群の礫層に不整合に覆われている。この礫層は地質構造や挟在する火砕岩層の対比から大分層群の中位に位置する（図２）。この礫層から上の層準を特に大分層群上部と呼んでそれより下の下部と区別する。碩南層群上部や大分層群下部の年代は竹村ほか（1988)のＦ・Ｔ年代や演者らの資料（図２）などからほぼ前期更新世と考えられる。大分層群上部中の誓願寺火砕岩層と呼ぶ軽石主体層は広島県西条層中の岡郷火山灰層（東元ほか、1985)や大阪層群中の栂火山灰層（吉川、1976)に対比される。またその少し上位の岩屋（羽田）火砕岩層は大分市西部に分布する由布川火砕流に対比される。これら各層の既存の年代資料から戸無瀬断層を覆う礫層の年代を約0.6Maと推定する。これらより戸無瀬断層は前期更新世後期から中期更新世初頭の間に活動したと考えられる。鶴崎台地のほぼ中部では大分層群下部と碩南層群が断層で接するとされている（岡口、1976）がその断層は発見できなかった。両者の関係は再検討する必要がある。

丸尾山断層及び月ヶ平断層は大分層群上部を変位させており、その垂直変位量はどちらも最大70m程度である。両断層は中位段丘層に覆われている。なお月ヶ平断層は高位段丘層を変位させている可能性がある。両断層の主要な活動時期は中期更新世の後半であると考えられる。

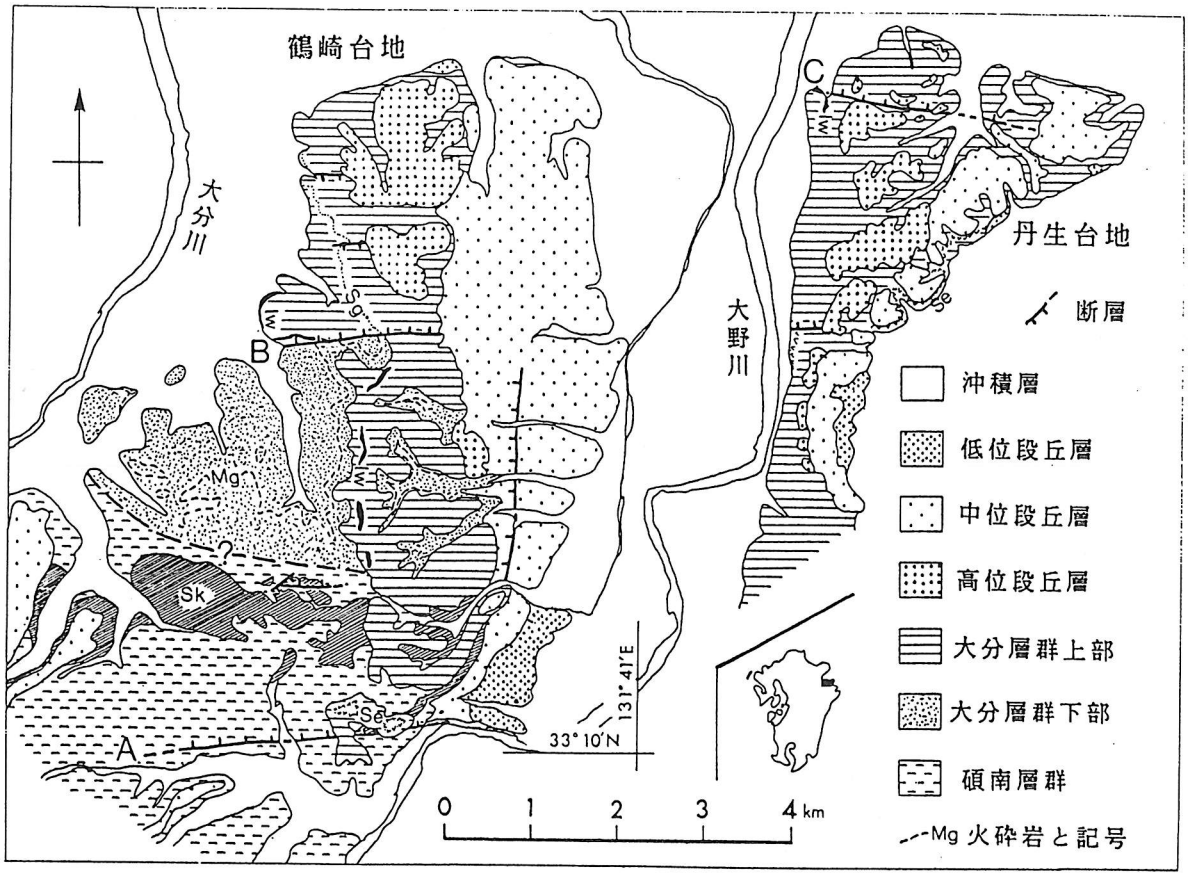


図1
大分市南部の地質図

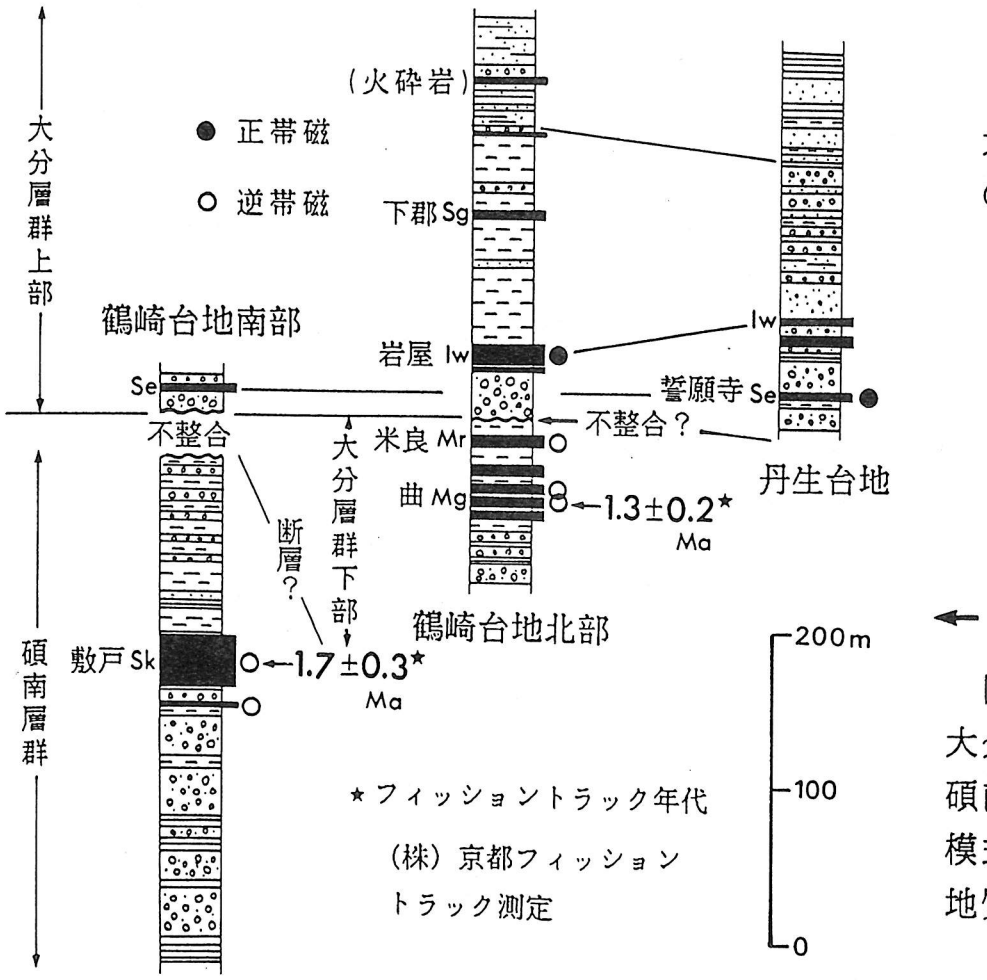


図2
大分層群・碩南層群の模式的な地質柱状図

7 北陸の海成段丘に出現する三瓶テフラの意義

豊蔵　勇・大村一夫・高瀬信一・中平啓二（ダイヤコンサルタント）
新井房夫（群馬大教育）・町田　洋（都立大理）

Some implications of Sambe tephra occurring in marine terraces of the Hokuriku district

1　中島・三浦（1983）は福井県三国町浜地の海成段丘砂層中から、逆帯磁をし、フィッションントラック年代12万年と測定された火山灰（浜地火山灰）を報告した。これに酷似した火山灰は能登半島の輪島、珠洲地域の海成段丘でも見いだされた。これらのテフラの特性は表１のとうりである。　火山ガラスの屈折率は1.494-1.498と異例に低い値を示す。従来知られていた広域テフラでこれに類したものは２、３あるが、本質斑晶鉱物の組合せは合致しない。　そこで、これらの特性に加えて分布、他の広域テフラ（Aso-4,K-Tz）との層序関係などから候補をあげ、改めて屈折率などを測定し検討した結果、浜地火山灰は三瓶木次軽石(SK)であると判定される(図１)。

2　SKの噴出年代は津久井・栅山(1981)では7-8万年前、　林・三浦(1987)では7-10万年前と考えられている。　三瓶火山近傍でもまた北陸各地でもその直上にAso-4とK-Tz両広域火山灰が載ること、山陰海岸ではその下位に大山起源のDHP、DMPそして最終間氷期にあたると考えられる海成層がくることからも、このテフラの噴出年代は8-9万年前の可能性が強い（町田ほか、1985）。そうしてみると三国のいわゆる中位段丘は南関東の下末吉面ではなくむしろ小原台面に対比できよう。また能登では太田・平川（1979）のいうようにＭ１面は下末吉面に、またＭ２面は小原台面に対比できよう（図２）。

3　能登における宇治貝層の層位については従来からも論議があった。　今回の所見では宇治貝層と上位のSKをはさむ砂層との間は整合的にみえたので、宇治貝層が小原台期の環境指示層という可能性は大きいといえる。

4　三国ではSK直上の砂の中に円磨されたSK起源の漂流軽石の層がある。これは当時の海流の方向が現在と同様であったことを示唆する。

5　このように北陸におけるSKの発見は、三瓶火山のプリニアン噴火の規模、この地域の地殻変動、海と陸にまたがる古環境を検討する上の契機となるといえよう。

文献

林　正久・三浦　清(1987), 山陰地域研究（自然環境）,3,43-66
町田　洋・新井房夫・百瀬　貢(1985),火山,30,49-70
中島正志・三浦　静(1983),第四紀研究,22,97-101
太田陽子・平川一臣(1979),地理評,52,169-189
津久井雅志・栅山雅則(1981),地質雑,87,559-562

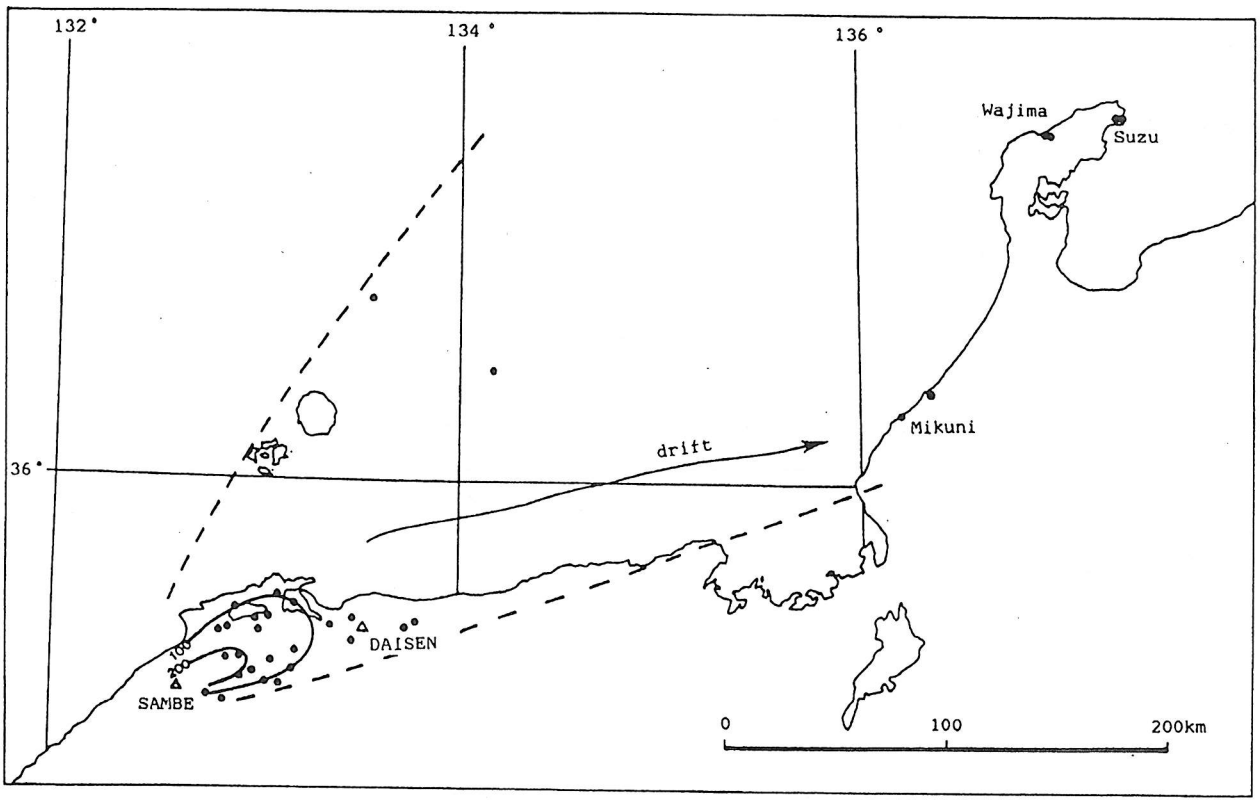


図１　三瓶木次軽石の分布図

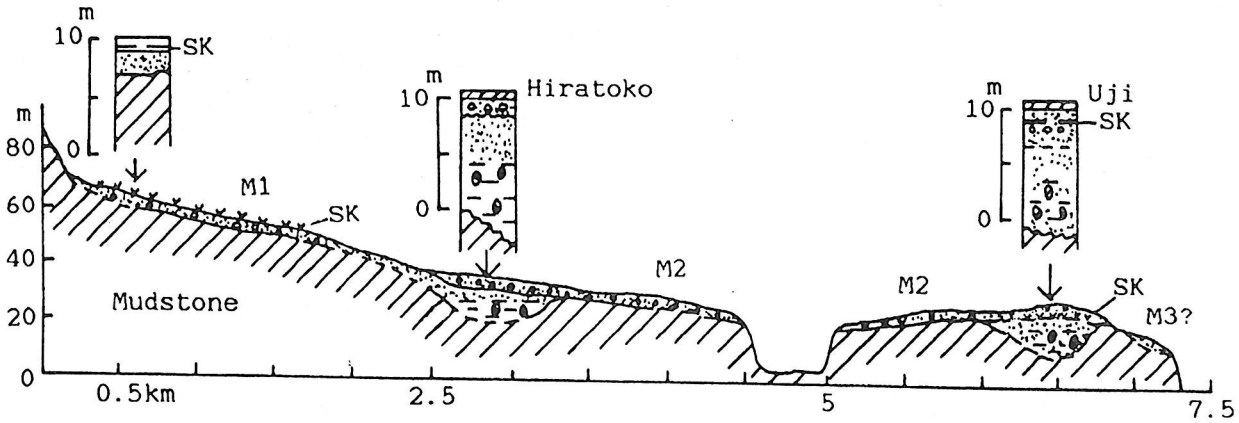


図２　能登半島珠洲地区・平床段丘の縦断面　　太田・平川(1979)に加筆

表１　北陸海成段丘に出現するテフラの特徴

テフラ名	地点	層位	火山ガラス	斑晶鉱物
平床	珠州、岡田	平床面上	pm 1.494-1.497	bi,qt,(ho,mt)
	珠州、宇治	海成砂層中	pm 1.494-1.497	bi,qt,(opx,cpx,ho)
輪島	輪島、久手川	段丘面上	pm 1.494-1.497	bi,qt,(mt,ho)
浜地	三国、浜地	海成砂層中	pm 1.495-1.498	bi,qt,(mt,ho)
	120ka(FT), reversely magnetized			
	同上 drift pumice		pm 1.495-1.498	bi,qt
三瓶木次軽石		80-90ka	pm 1.495-1.498	bi,qt

8 完新世の出雲平野の地形発達

林　正久（島根大学）

Landform evolution of Holocene in the Izumo Plain : Masahisa HAYASHI

1．はじめに　出雲平野は東西約20km南北約 5km、島根半島と中国山地にはさまれた宍道湖・中海低地帯の西部に位置する。一般に日本の沖積平野は湾奥に大河川の河口があり外海に向かって三角州を前進させているが、出雲平野の場合、内湾の側面に斐伊川・神戸川の河口を有し、三角州が内湾の出口を閉塞し、湾奥の部分が宍道湖として取り残されている点に特異性がある。出雲平野の沖積層や地形区分についてはすでに井関(1956)、小畑(1967)、成瀬(1974)、林（1982、1983)などの研究がある。本報告では出雲平野において微地形分類を行い、ボーリング試料を分析し、特にテフラの同定によって沖積層の層序区分、後氷期の地形発達について再考察を行った。

2．平野の地形　平野の微地形分類は米軍撮影の空中写真を利用した（図1）。大社、浜山付近の砂州は標高5m以上、後氷期最大海進に対応して形成されたもので、湾入部が外海から隔絶されて湾内に土砂が堆積しやすい環境となった。三角州Ⅰ面は標高約5~10m、武志の西方、地下4mの泥炭層から2740±90年B.P.の年代が得られており、いわゆる縄文海進以降の海退期に形成された三角

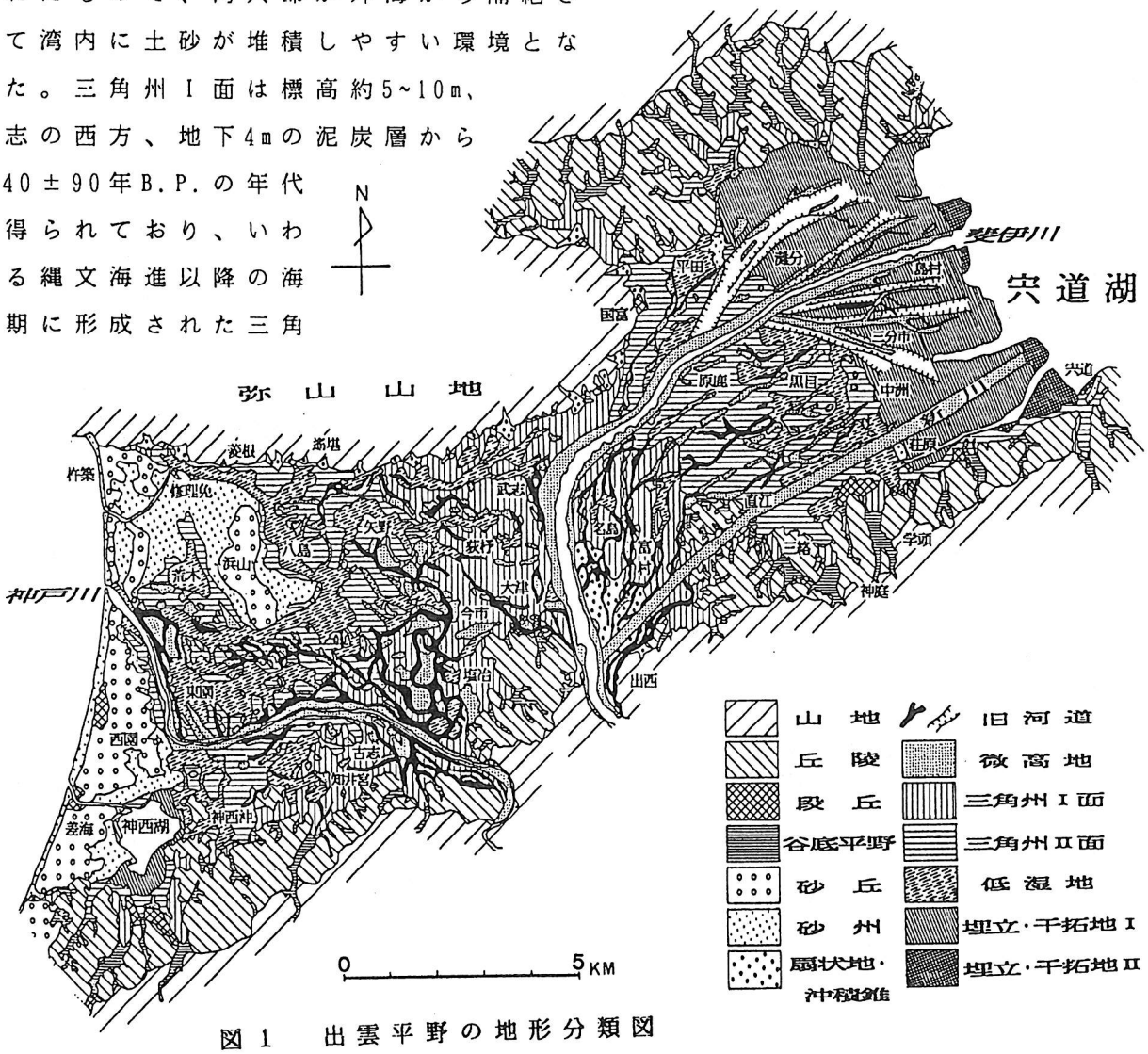
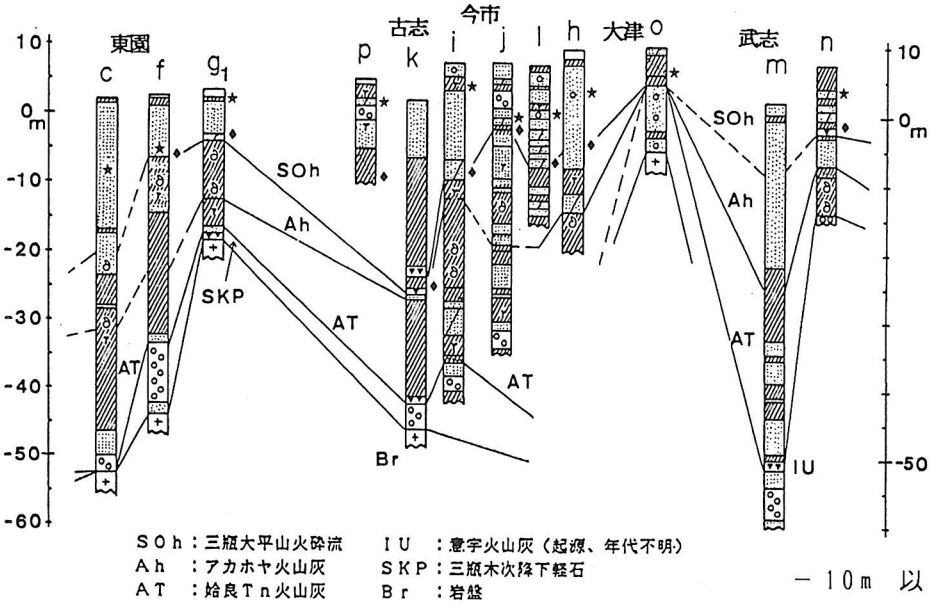


図1　出雲平野の地形分類図

州で、縄文後期から弥生時代の遺跡が立地している。三角州Ⅱ面は標高2~5m、三角州Ⅰ面を浅く切り込む。弥生時代から近世初頭までに陸地化したものである。塩冶－今市－矢野、塩冶－東園、武志－八島と続く旧河道の末端部は鳥趾状三角州の形態を呈しており、Ⅰ面・Ⅱ面ともに急激な堆積作用によって形成されたと考えられる。埋立・干拓地Ⅰ面は標高2m以下、主として近世の新田開発によって造成されたものである。埋立・干拓地Ⅱ面は明治時代以降に造成されたものである。斐伊川右岸の微高地（主としてかつての天井川の河床）や扇状地は三角州Ⅰ面を覆って土砂が堆積しており、近世以降に形成されたものである。

3．平野の沖積層　テフラとのかかわりからみた平野の沖積層の区分について（図２）要点をまとめると次のようになる。沖積統基底礫層の上部から海成のシルト・粘土層中に姶良Tn火山灰のガラスが混在していること。アカホヤ火山灰のガラスは海成の泥層の中部以浅に出現するが、その下限の高度はかなり凹凸がみられる。三瓶大平山火山灰および大平山火砕流に由来するデイサイトの砂粒、礫は海成層の上部、標高－10m 以浅を覆う。大平山火砕流からは3600±75年B.P.の年代が得られており、神戸川の谷を泥流状に流下したもので、特に三角州Ⅰ面の拡大に大きな影響を与えた。古志、塩冶、矢野などの微高地もデイサイト砂礫から構成されている。平野の最上部を構成する砂層には大量の鉄滓（鈩製鉄における廃棄物）が含まれており、近世以降の堆積物と考えられる。



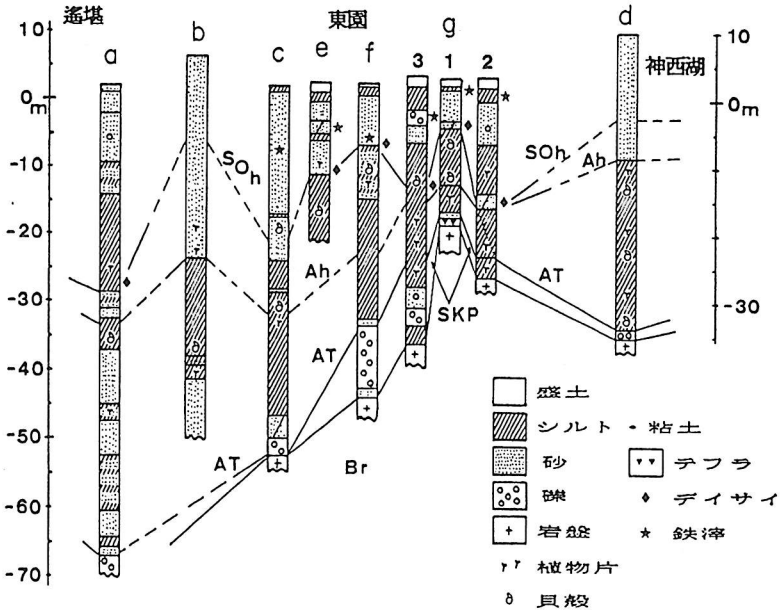


図２　テフラからみた沖積層（上：東西方向／下：南北方向）

9　中海・宍道湖湖底下の第四系

大西郁夫・中海・宍道湖自然史研究会（島根大・理）

ONISHI Ikuo and NAKA-NO-UMI AND SHINJIKO RESERCH GROUP : Quaternary Sediments in Lakes Naka-no-umi and Shinji-ko

当グループを中心に中海および宍道湖の音響探査を1985～87年に行った．そ

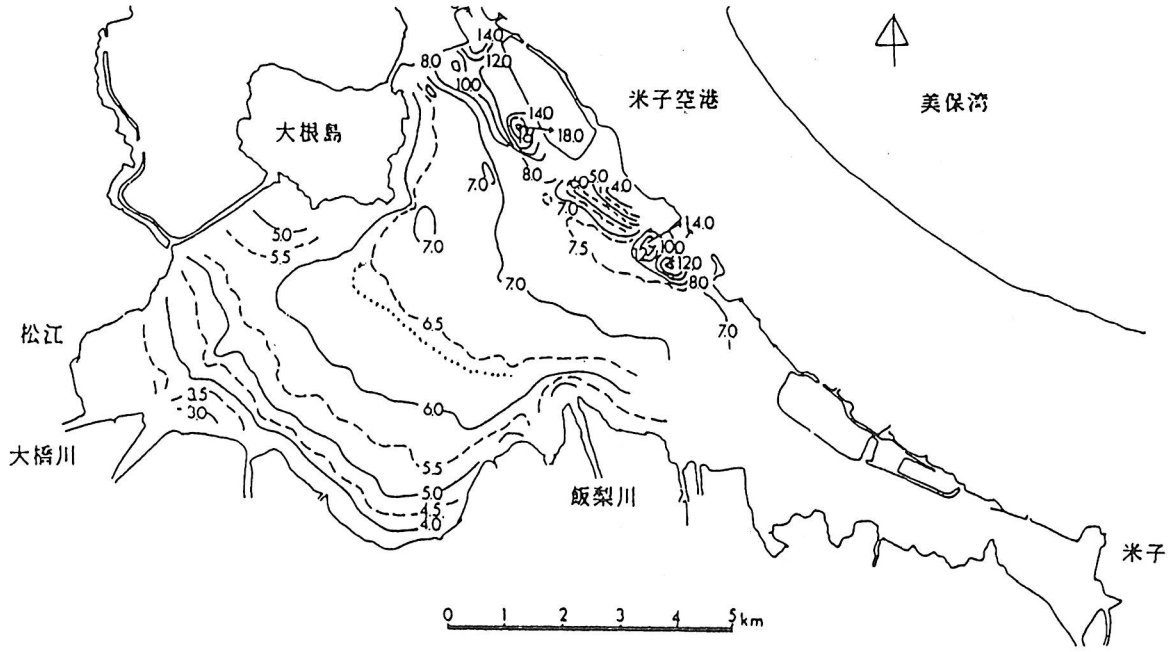


図１　中海の湖底地形

点線は国土地理院湖沼図「中海」にもとずく-6.5m 等深線

表１　中海・宍道湖の音響的層序区分と周辺地域の地層区分との対比

時代区分		周辺地域の地質区分		中海		弓ヶ浜		宍道湖	
				音響層序	音響記録の特徴	音響層序	音響記録の特徴	音響層序	音響記録の特徴
第四紀	完新世	中海層	最上部層 (Num)	A 1	透明で白くヌケる	X 1	透明で白くヌケる	S 1 (S 1′ S 1″)	透明で白くヌケる
			?	A 2					
			上部層 (Nu)	A 3		X 2	傾斜が緩い平行線		
			中部層 (Nm)	A 4 ?		X 3	傾斜が急な平行線		
			下部層 (Nl)	A 5		X 4	透明で白くヌケる		
	更新世	境港層		?		?		?	
		安来層	上部火山灰層 (Ygu)	B 1	濃く不規則	Y 1 ?	?	S 2 a	濃く不規則
			中部泥炭層 (Ygm)	B 2	濃い平行線			S 2 b	濃い平行線
			下部火山灰層 (Ygl)					S 2 c	不規則
		大根島玄武岩 (DB)		C	細かく不規則	C	細かく不規則	?	
		弓ヶ浜層	上部砂層 (Yms)	?		Y 1	不規則な平行線		
			上部泥層 (Ymu)	B 3	透明で白くヌケる	Y 2	水平な平行線		
			下部砂礫層 (Yml)	B 4	弱くやや不規則	?	?		
新第三紀		基盤岩類	松江層～布志名層	D 1	縞状で層状	D	縞状で層状	T	濃く層状
			布志名層および より古期の新第三紀層	D 2	一面に濃い				

の成果はすでに何度か報告している．ここでは古地形を中心にして述べる．探査は250m間隔の測線にそって，アトラスデソ20，ユニブーム230－1などで行われた．これまでは点でしか分かっていなかった湖底の地質を，一気に面的にとらえることができた．

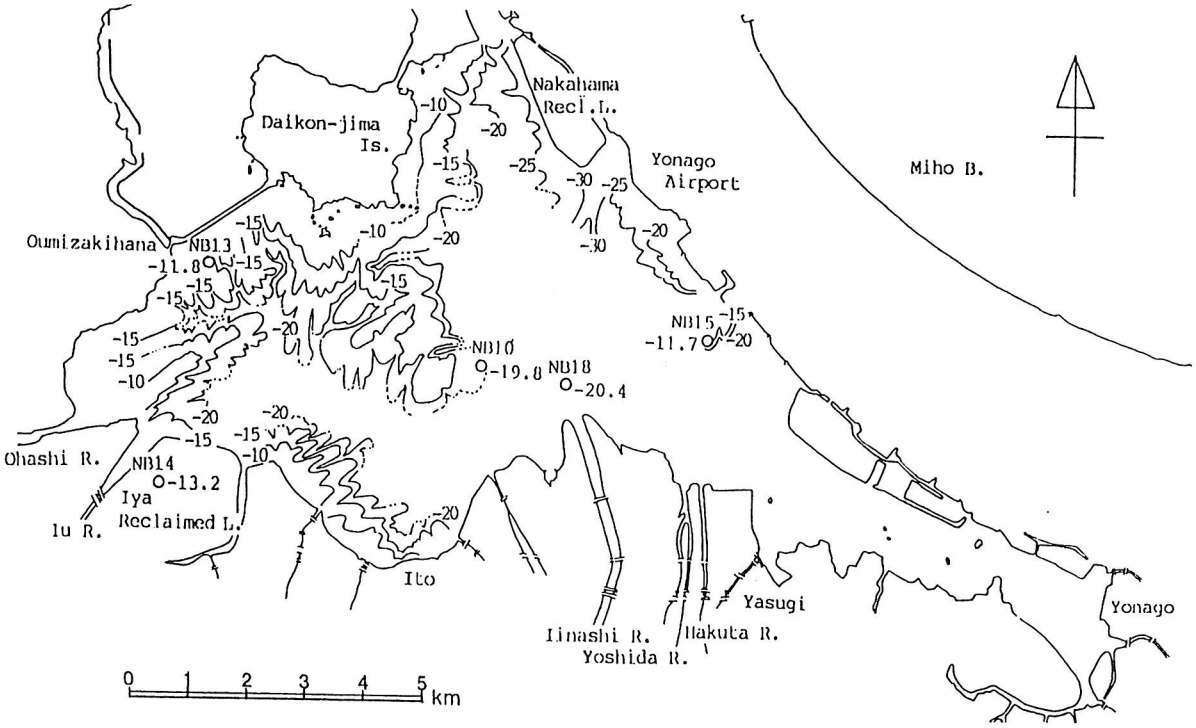


図２　中海層の基底面高度分布（単位：ｍ）

NB10～18は水野ほか（1972）による中海層の基底面高度

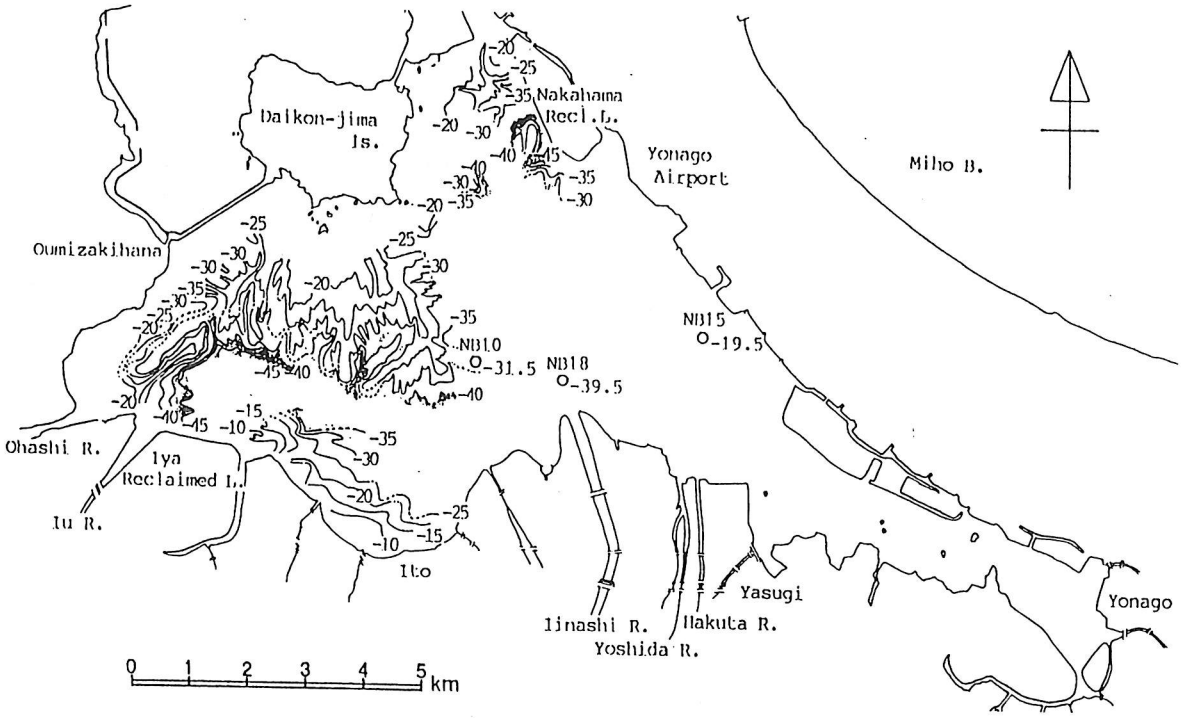


図３　弓ヶ浜層の基底面高度分布（単位：ｍ）

NB10～18は水野ほか（1972）による弓ヶ浜層の基底面高度

10 中海湖底表層堆積物の花粉分析

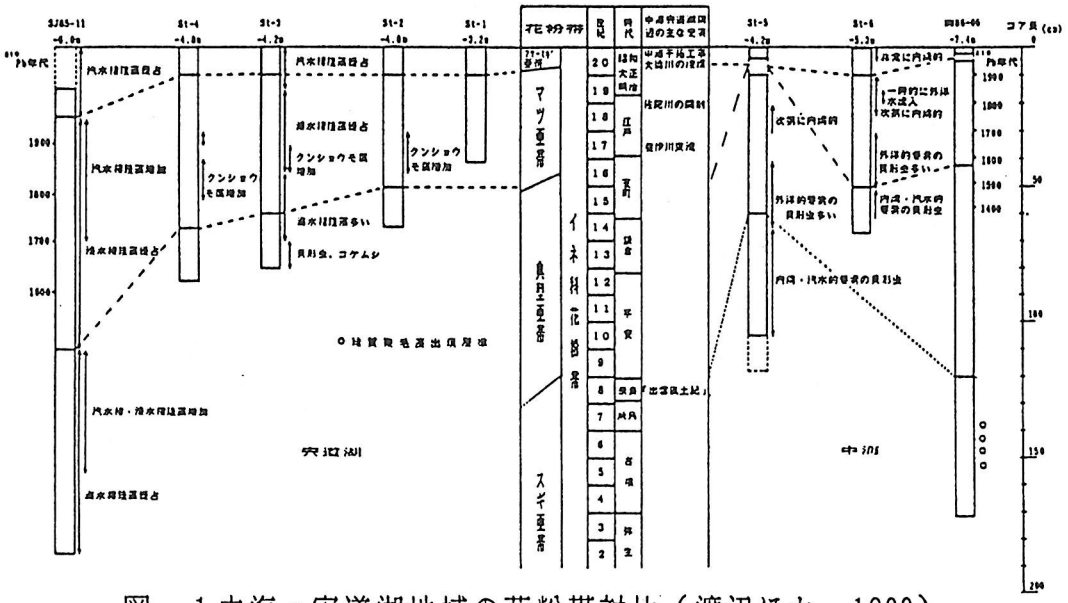
― 花粉分帯を用いた層準対比の有効性 ―

渡辺正巳(川崎地質株式会社大阪支店)・中海・宍道湖自然史研究会
(三梨昂・大西郁夫・高安克己・徳岡隆夫(以上島根大学理学部地質学教室)・瀬戸浩二(広島大学理学部地質学教室))

Pollen analysis in the bottom sediments of the Lake Nakano-umi - Usefulness of the Pollen zonining method for stratigraphical correlation - : Masami WATANABE and NAKANO-UMI AND SHINJI-KO RESEARCH GROUP

従来より，地質層序や放射年代から同時期と考えられる花粉帯の対比や，示準となる花粉化石によって層序の区分・対比を行うことが盛んに行われてきた．このような従来からの研究方法を発展させ，近年同一堆積盆内の表層部堆積物（あるいは同一堆積盆中に堆積したと考えられる堆積物）を対象に，花粉分帯を用いた層序対比が行われるようになってきた（古谷，1984；大西，1986など）．しかし，堆積物粒度組成や周辺植生の影響により近接した試料でも花粉組成に大きな違いが生じる可能性があることなどの疑問もあった．

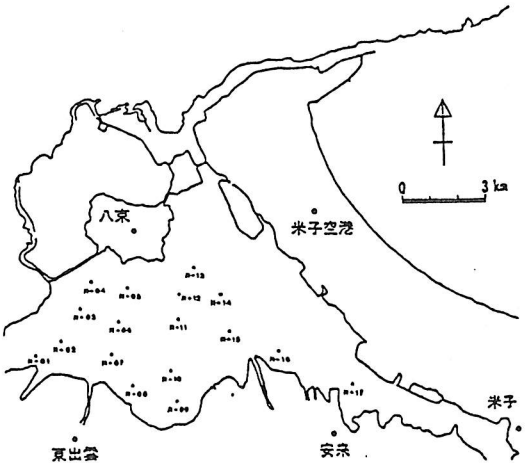
中海・宍道湖地域では中海・宍道湖自然史研究会（1982）以来，大西（1985，1986）により，中海・宍道湖湖底の表層部の深度１ｍ程度の柱状試料や，周辺地域の遺跡での試料を対象とした花粉分析結果に基づいておよそ2000年前以降の標準的な花粉帯が提案された．渡辺ほか（1988）は，中海，宍道湖より採取した柱状試料の^{210}Ｐｂ法による年代測定結果と花粉分析結果から，対応する花粉帯境界の年代が中海，宍道湖でほぼ同時期である事を明らかにした（図１．）．このことは，一定の範囲内での花粉帯の対比から，地質層



図．１中海・宍道湖地域の花粉帯対比（渡辺ほか，1988）

序の対比を行うことの有効性を示す一つの査証となった．

今回，中海・宍道湖自然史研究会が1986年7月17～20日に採取した，中海湖底の表層堆積物（図．２）について花粉分析を行う機会があったので，この分析結果を対象に，特に堆積物粒度組成や周辺植生がどの程度花粉組成に影響を与えているかに焦点をあてて，花粉分帯からの層序対比の有効性を検証した．



図．２試料採取地点

引用文献

古谷正和（1984）花粉化石調査（泉州沖関西国際空港海底地盤の花粉層序）．関西国際空港地盤地質調査．災害科学研究所報告，p.91-116.

中海・宍道湖自然史研究会（1982）中海・宍道湖の自然史研究－その１．予察的柱状採泥の結果について－．島根大学地質学研究報告，1,p.29-46.

大西郁夫（1985）中海・宍道湖湖底およびその周辺地域の最上部完新統の花粉分析．島根大学地質学研究報告，4,p.115-126.

――― （1986）中海・宍道湖湖底表層コアの花粉分帯と環境変遷．山陰地域研究（自然環境）2,p.81-89.

渡辺正巳・中海・宍道湖自然史研究会（1988）中海・宍道湖の自然史研究－その８．中海・宍道湖より得られた柱状試料の花粉分析－．島根大学地質学研究報告，7,p.25-32.

11 生物遺骸群集からみた中海・宍道湖の古環境変遷

高安克己（島根大・理）・中海・宍道湖自然史研究会

Paleoenvironmental change of Nakano-umi and Shinji Lakes, San'in district, viewed from the thanatocoenoces in bottom deposits :

Katsumi TAKAYASU and NAKANO-UMI AND SHINJIKO RESEARCH GROUP

中海・宍道湖の環境史を明らかにするために，底質の柱状試料と表層試料に含まれる有孔虫・介形虫・軟体動物・珪藻・花粉などの生物遺骸群集について検討してきた．分析がまだ進行中の試料もあるが，これまでに明らかになった事実をもとにして，古環境に関するいくつかの話題を紹介する．

1. 過去50年間の中海の環境変遷

1986年夏に中海から境水道にかけての34地点で底質表層の採泥を行い，そこに含まれる生物遺骸群集を検討した．また，水深，底層水の水温，塩分濃度，溶存酸素量，pH，底質の有機炭素量，粒度等との関連についても検討した．その結果を1930年代（有孔虫：羽田，1939），1940年代（軟体動物：宮地ほか，1945），1950年代末～1960年代（有孔虫：山岡，1971MS：介形虫：ISHIZAKI，1969：軟体動物：KIKUCHI，1964；水野ほか，1969）の資料と比較した．

・1930,40年代～1960年代：大根島の南に分布していたAmmonia beccarii forma A など強内湾環境の指標となる有孔虫が境水道付近まで分布を広げ，逆に外洋浅海性有孔虫が境水道付近で減少した．すなわち，全体に内湾化が進行した．軟体動物の分布からみると，境水道から大根島の北を反時計回りにまわる海水の進入コースに変化はないが，大根島南東水域の夏季生物死圏が拡大し，米子湾の環境悪化が顕著になった．

・1960年代～1980年代：1981年までに大根島南西端と松江市大海崎の間を仕切る大海崎堤と，大根島北東から江島にのびる馬渡堤が完成し，海水の出入りは江島と弓が浜半島間の中浦水門のみに限定された．有孔虫，介形虫，軟体動物の全てに，この大規模な自然改変の影響が現れている．すなわち，中浦水門の少し南の水域まで境水道の要素が拡大し，大根島の南東水域の環境が改善された．逆に夏季生物死圏は大根島南西水域において拡大し始めた．米子湾の閉鎖的環境に変化はみられない．

2. 過去500年間の中海の環境変遷

大根島南西～南東水域，及び米子湾で1986年と1988年に採取した1mの柱状試料 6本について軟体動物遺骸群集を調べた．各柱状試料は表層より2.5cmごと（一部は5cmごと）に分割され，3本の柱状試料については同一地点または隣接地点の柱状試料で^{210}Pb 法によって求められた堆積速度を外挿して年代

目盛りをつけた．大根島南西部と南部水域で底質表層よりそれぞれ-70cm，-60cm付近が西暦1400年，米子湾では-55cm付近が西暦1600年と見積られた．これから環境変遷を推定すると次のようになる．

・西暦1400年頃までには大根島の北から反時計回りに海水が進入する状況は確立していた．大根島南西水域は堰堤工事が完成する以前の大根島北部水域のように，比較的水通しの良好な水域であった．

・1400年代後半から1700年代はじめ頃には貝類の夏季死圏が大根島南部から南西水域にまで広がり，環境が悪化した．

・その後若干改善はされたが，1900年代に再び閉鎖的な内湾化が進行した．

3．5,000年前に消えた「古出雲湾」

宍道湖湖心部の水深5.36m地点で1987年に建設省出雲工事事務所が行った27mの試錐試料（ＢＰ１）について花粉，有孔虫，介形虫の分析をした．花粉分析の結果，コア頂部から-21.85cmまでが中海層でそれ以深は中新統の布志名層であった．有孔虫は-10.95～-18.00mの層準で集中して産出し，それはさらに種組成の違いから２つの群集型に分けられる．Ｉ型は<u>Ammonia beccarii</u> forma A のみが優勢となる群集で湾奥部の環境を示す．II型は<u>Ammonia beccarii tepida</u>を優占種とし，<u>Hopkinsina glabra</u>や<u>Florilus grateloupi</u>，<u>Elphidium advenum</u>など含む群集で，暖流の影響を受ける湾口部の環境が推定される．Ｉ型は-14.95～-18.00m，II型は-18.00～-10.95mに見られ，花粉分析の結果からそれらの層準は約7500年前～5500年前に相当するものと推定される．

斐伊川河口部の試錐ＨＢ２，ＢＰ１を挟んで西側の湖底試錐ＳＢ１と東側のＳＢ２の有孔虫分析結果から紺田・水野（1987）は中海層中部泥層堆積時に西方で外洋に通じた暖流の流入する湾を想定し，これを「古出雲湾」と呼んだ．これらの試錐試料を東西に並べ有孔虫産出層準を対比すると，いずれも上位にII型群集が認めらる．さらにそれぞれのII型群集に含まれる外洋性種の産出頻度を比較すると，西方に位置するものほどその割合が大きいことが示され，「古出雲湾」の存在が追認された．すなわちこの海進期に中海と宍道湖をつなぐ水道は存在しなかった．ＢＰ１の有孔虫産出層準では上位のII型群集にともなって介形虫が産出する．<u>Bicornucythere bisanensis</u>と<u>Spinileberis quadriaculeata</u>が優占し，現在の中海では米子湾などに特徴的な群集である．<u>B.bisanensis</u>は上方に向かって成体の出現率が大きくなることから，上位層準のなかでも徐々に環境が改善されていく傾向が見られる．

その直後，斐伊川河口のバリアが出現し，「古出雲湾」は西方との連絡を断たれて消滅した．宍道湖水系は中海へ流出するようになり，約4000年前には中海から海水が進入する汽水湖になっていたものと考えられる．

12 中海東部の水中砂州，美保湾の重鉱物分布とその支配要因

水野篤行（愛媛大・理）・正岡栄治（創造教育センター）

Distribution Pattern of Heavy Minerals in the "Underwater Barrier", Eastern Lake Naka-umi and Miho-wan Bay on San'in Coast, and Its Controlling Factors:

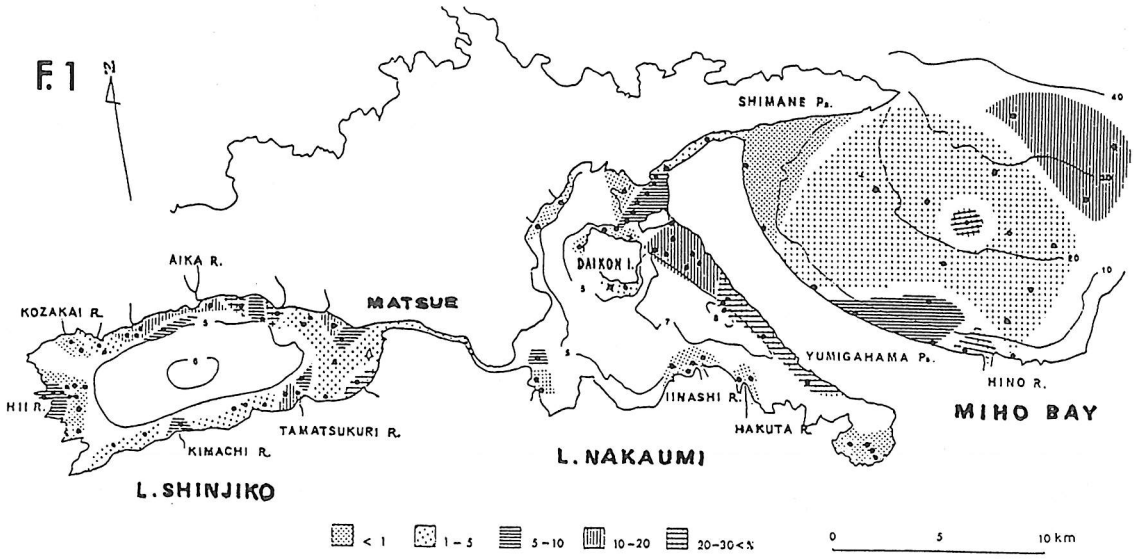
Atsuyuki MIZUNO and Eiji Masaoka

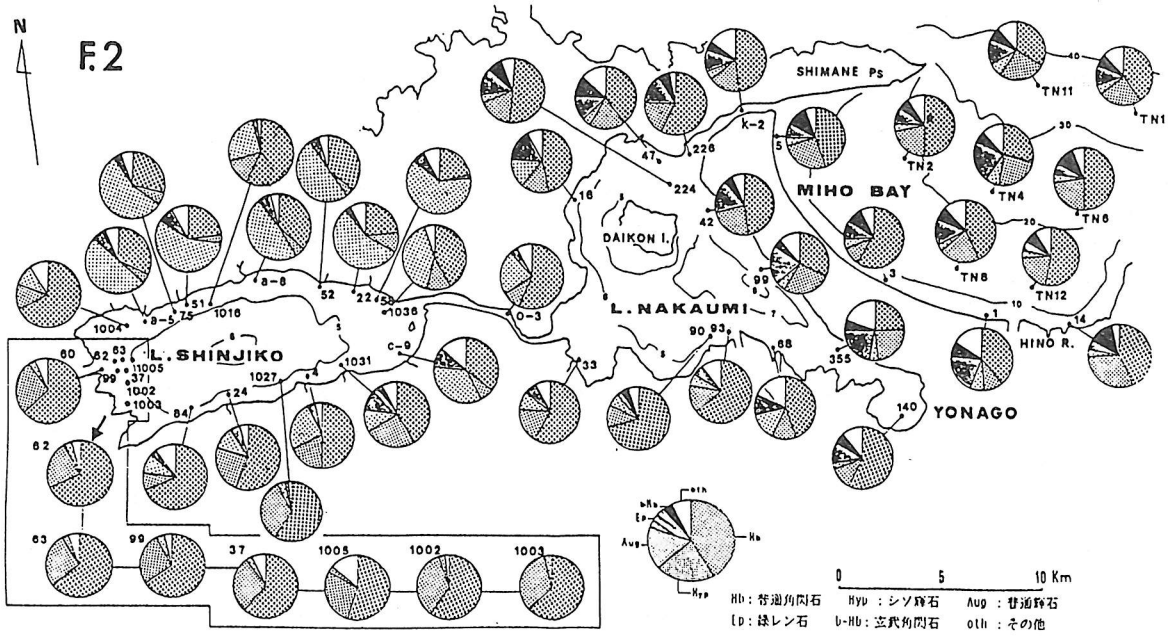
宍道湖・中海・美保湾の砂質堆積物について2－3φ粒子（細粒砂）に含まれる重鉱物について重液法による通常の方法を用いて検討を行った．中海東部の水中砂州の重鉱物相は，弓ケ浜砂州，美保湾底の重鉱物相とほぼ同様な特徴を示している．流入河川底質の重鉱物相，流域の地質分布をあわせ考え，中海水中砂州の堆積物は、弓ケ浜砂州，美保湾の堆積物と同様に日野川流域と大山火山の北西斜面域に起源をもつが，完新世前－中期の残存堆積物である．美保湾の中央部と湾口部には更新世末の残存堆積物が存在する．これらの堆積物は更新世末以降における中海の形成と密接に関連して形成されたものである．

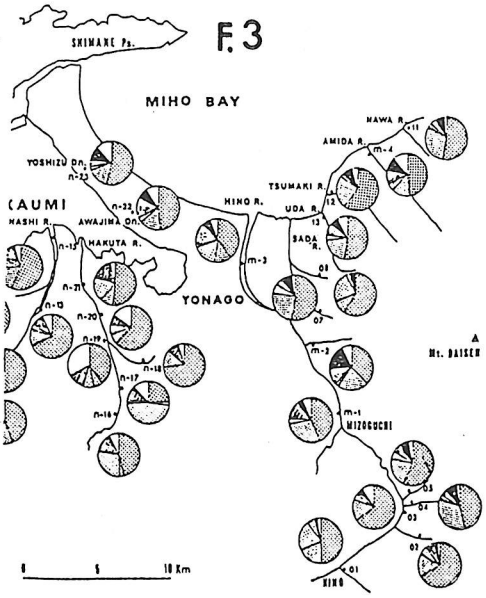
F.1は全水域における重鉱物（不透明鉱物・透明鉱物・雲母類）の量的分布を示す．中海水中砂州（以下水中砂州という）では，南東部から北西方にかけて27.5%から10%前後まで系統的に漸減する．美保湾では日野川河口域のほか，中央部の一部と湾口部で重鉱物含有率が著しく高い．

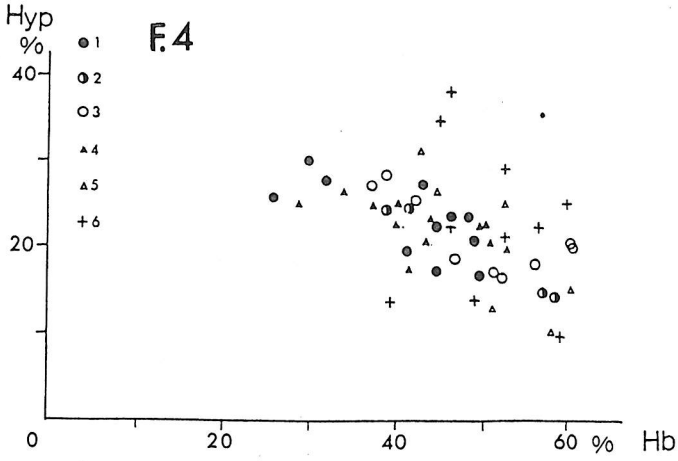
F.2は全水域における透明重鉱物のうち，普遍的に分布する5鉱物（普通角閃石，シソ輝石，普通輝石，緑レン石，玄武角閃石）とその他の鉱物の組成比を示す．水中砂州と美保湾での組成は著しく類似し，中海の他域と宍道湖でのそれと大きく異っている．その特徴は，例外なく玄武角閃石（大山火山起源）を含み，また普遍的に電気石を含むことである．F.3（流入河川底質の透明重鉱物組成比をF.2と同じ表現で示す）に示すように，大山火山の北西斜面の河川，大山火山の砕屑物の影響を受けた日野川底質，弓ケ浜砂州の砂とほぼ同様である．

透明重鉱物の組成比とくにHyp-Hb比（F.4）は堆積物の粒度分布パターンや，重鉱物の量的分布とともに水中砂州での重鉱物の堆積が，美保湾の時計まわりの沿岸流の影響下に移動・分散・淘汰作用をうけて行われたことを示している．この堆積は完新世の縄文海進に伴うバリヤー（当時の"弓ケ浜砂州"）の形成と密接に関連している．一方，美保湾の中央部　湾口部の重鉱物は，更新世末に海水準上昇に伴い，当時の波浪限界以浅で形成された，かつ"低成熟"な残存堆積物と考えられる．









1. 中海東部－水中砂州 2. 中海－氷子湾 3. 境水道口－境水道
4. 美保湾 5. 同海浜砂 6. 大山火山型の重鉱物組成をもつ
河川底質

13 弓ヶ浜半島の最新期形成と鉄穴流しによる堆積物

貞方　昇（北海道教育大函館）

The Recent Formation of the Yumigahama Penninsula and the Deposits Caused by the Iron Sand Mining(Kannanagashi):

Noboru SADAKATA

1　研究目的　中国地方最大の砂州である弓ヶ浜半島では、近世初頭以来、急速に海岸線が前進したことが知られている。一方、日野川上流域では同時期に鑪製鉄のための鉄穴流しと呼ばれる砂鉄採取が盛んに行なわれ、大量の廃砂供給があった。本研究は弓ヶ浜半島の特に「外浜」を中心に最新期砂州形成への鉄穴流しの影響を定量的に検討しようとするものである。

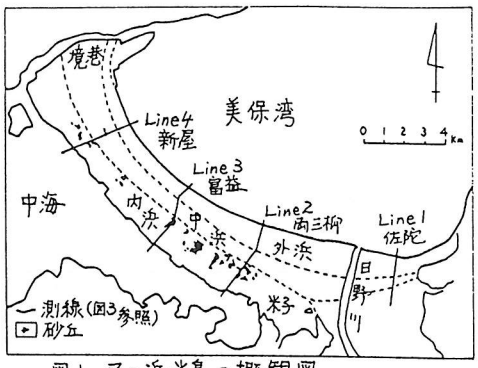


図1　弓ヶ浜半島の概観図

2　調査方法　弓ヶ浜半島の微地形分類と、堆積物の各種分析の2つを大きな柱とした。現地では特に外浜地域を中心に、4本の測線を設定し、簡易測量と、50～100cm深の長層堆積物の採取を行った。堆積物については、粒度組成、岩石・鉱物組成とともに、鉱滓の検出及びその含有率の測定を行った。

3　調査結果　1)微地形とその特性　弓ヶ浜半島の地形は、形成順に、西から東に内浜，中浜，外浜砂州に分けられてきた（式・藤原1967,図1）が、本研究もこれに準拠する。内浜砂州は数多くの砂丘を載せる。中浜砂州は砂州と堤間湿地の組合せからなり、北半部で幅広い。美保湾に面する外浜砂州は、日野川河口で2kmの幅を持ち、離れるにつれ狭くなるが、目立った砂丘分布を見ず、海岸と平行する浜堤列が所により顕著である。

2)弓ヶ浜長層堆積物の特性　粒度組成：地形単位別にみると，内浜砂州上の粒度組成分、当然ながら他よりも際立って細粒で、φ2.0～2.5を示し、淘汰度は良い。中浜砂州の平均粒径はφ1.8～2.0である。外浜砂州の堆積物粒度はφ0.00～1.00の間にあって極めて粗く、淘汰度も0.6～1.0で比較的に良い。

岩石鉱物組成：内浜では，堆積物全組成の40～60％を安山岩片が占め，花崗岩片は10％以下である。中浜では安山岩片が10～20％に対し、花崗岩片は全体の10～20％である。これらに対し、外浜では，花崗岩片が20～40％をしめ長石類粒とあわせ、花崗岩起原のものが90％以上を占める。

鉄滓含有：鑪製鉄の廃棄物である鉄滓が外浜砂州を中心にしばしば見られる。これらを個数比による百分率で示すと図2のようになる。佐陀地区において鉄滓が見られるのは、海岸と外浜であり、多い所では0.095ないし、0.132の値を示す。これらは1万粒中に9ないし12粒の鉄滓が含まれることを示す。また，両三柳地区でも、海岸部における含有率が1.187と大きいほか，外浜において0.466, 0.056などの高い値を示す。

4　外浜砂州の形成と鉄穴流しの関連

外浜砂州の大きな特徴の1つは、中浜・内浜砂州の堆積物の粒度よりもきわめて粗く、ほとんどが粗砂ないし中砂からなることである。砂丘の発達の悪さとあわせ、文献に示されるように、外浜砂州が短期間に急速に形成されたことを示していよう。また、岩石・鉱物組成の変化傾向からみると、外浜砂州の場合には、他と異なり、花崗岩片ないし、その構成物質である石英・長石類などの粒子に依拠して形成されたとみられ、鉄穴流しによる影響を間接的に裏付ける。ここで、堆積物中に含まれる鉄滓に注目すると、鑪製鉄の過程で廃棄される鉄滓は、花崗岩風化土中から、およそ0.5%以下の歩留りで得られた砂鉄に由来する生成物の一部であり、少なくとも鉄滓1の存在はその200倍以上の、人為によって堀り崩された風化土の存在を裏付けている。従って、堆積物中の鉄滓含有率の約200倍が、最小限に見積った場合の鉄穴流しと直接関係する土砂の割合を示すといえる。そこで、佐陀・両三柳地区における外浜の堆積物中の鉄滓含有率を200倍すると佐陀では5から27%、また両三柳では11から93%の値となる。鉄滓は、鑪場付近に廃棄されるか、道路用材に使われるなど現在でもなお、流域各地に多く貯留されている。従って、本半島の堆積物中に、鉄滓が見い出されること自体、単にその200倍の廃砂を反映するだけでなく、はるかに多くの鉄穴流しに関係する堆積物があることを示唆していよう。

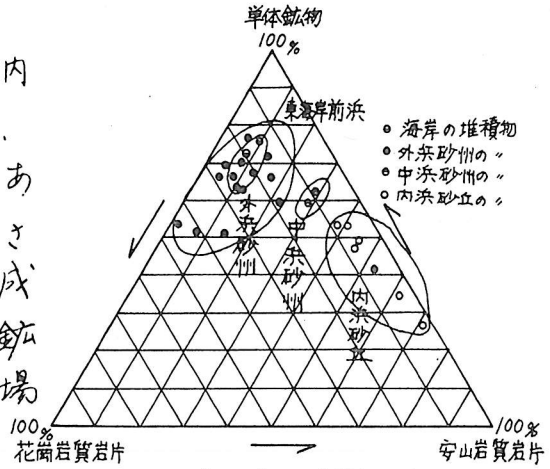


図2 弓ヶ浜半島堆積物の岩質別三角ダイアグラム

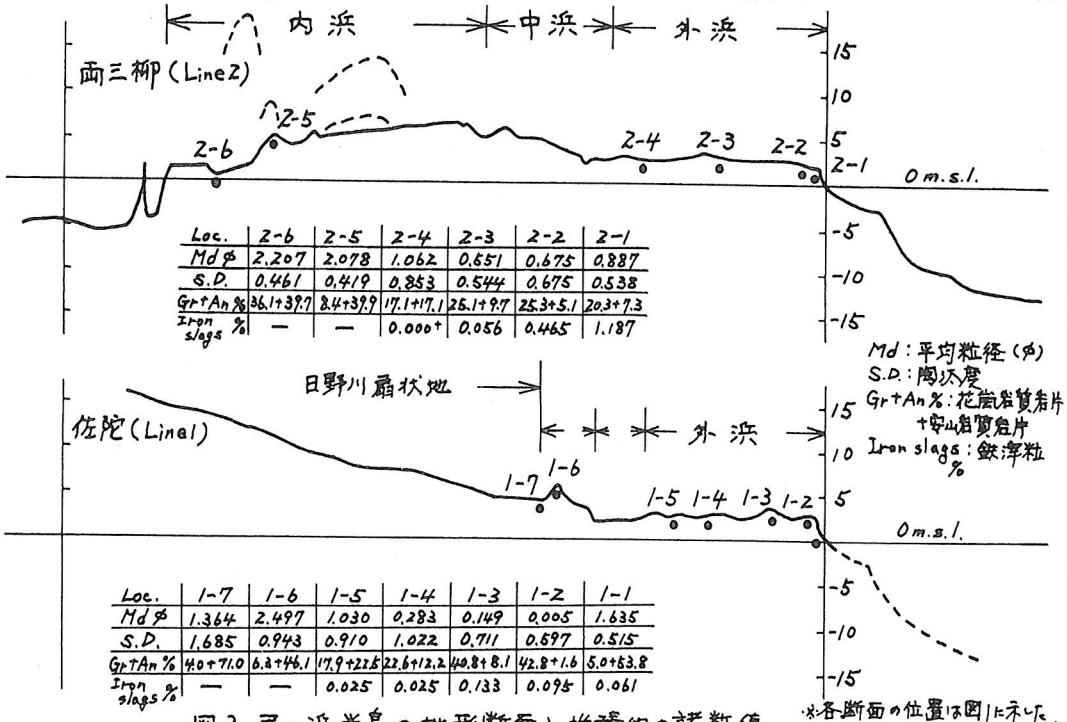


図3. 弓ヶ浜半島の地形断面と堆積物の諸数値

以上のように、弓ヶ浜半島の形成のうち、外浜の成長は、日野川上流で行われた鉄穴流しに伴う廃砂供給に負う所が圧倒的に多いといえよう。

14 風化火山灰（いわゆるローム）に混在する阿蘇４火山灰の検出

木下直美・岡田昭明（鳥取大・教育）

Discrimination of the Aso-4 ash from the weathered ash soil

:Naomi KINOSHITA & Shomei OKADA

町田ほか(1985)は大山周辺において、阿蘇カルデラ起源の広域テフラである阿蘇４火山灰(Aso-4)が、三瓶木次軽石層(K_3)の上位で大山生竹軽石層(DNP)より下位にあることを報告した。本地域に分布するとされたAso-4は、薄層で風化が著しいため肉眼的に識別が不可能であり、風化火山灰（いわゆるローム）中に混在しているものと思われる。本研究では、比較的風化に強い強磁性鉱物のキュリーポイント(Tc)を測定することにより、ロームに混在するAso-4の識別を試みた。

Aso-4の存在が報告された鳥取県関金町大山池では、K_3とDNPの間に、下位より大山荒田軽石１(DAP_1)、大山荒田軽石２(DAP_2)がくる。そこでK3とDAP_1、DAP_1とDAP_2の間のロームを数層準に分けて分析した（図２）。

図２にしめしたように、ローム層に含まれる強磁性鉱物のTcはその下位にくる軽石層中のそれと同じ値になることが多い。これは、ロームが下位の軽石をおもな母材としていることをしめしているものと考えられる。また、K_3などの組成の異なる外来のテフラが狭在する場合、その上位のロームのなかでも上部になるほど外来テフラの混入の程度が小さくなることが、図１の熱磁化曲線からよみとれる。

ところで、DAP_1とK_3の間のロームにおいて、４層準に分けたうちの最上部で、それより下位の層準からは得られない380°Cという値のTcが得られた。大山火山起源のテフラでは、DAP_2を除けば、含まれる強磁性鉱物のTcは400°C以上であることがこれまでの研究によりわかっており、したがってこの380°Cという値はそれよりやや低く特異である。また、有色鉱物組成でも、この特異なTcの得られた層準では、斜方輝石の含有率が高くなっていることが認められる。これらの特徴をもつ特異な層準の存在は、大山火山地域の広い範囲に追跡することができた。

町田ほか(1985)は、このほか三瓶火山地域の島根県阿井町福原下や赤木町安江においても Aso-4の存在を報告したが、やはり、該当する層準（K_3上位のローム）において380°C付近のTcが得られた。この値は、三瓶火山起源のテフラと比べても低く特異である。

大分県・宮崎県に分布する Aso-4に含まれる強磁性鉱物のTcを測定した結果、主相のチタノマグネタイトのTcは365～385°Cの範囲にあることがわかり、大山・三瓶両地域で得られた上述の380°C付近というTcの値と一致することが明らかになった。また、有色鉱物組成をみると、九州の Aso-4は、大山起

源のテフラに比べ輝石含有率が高い。これらのことから、大山火山地域では、斜方輝石含有率が高く380°CのTcをもつDAP_1直下のロームにAso-4が混在しているものと考える。

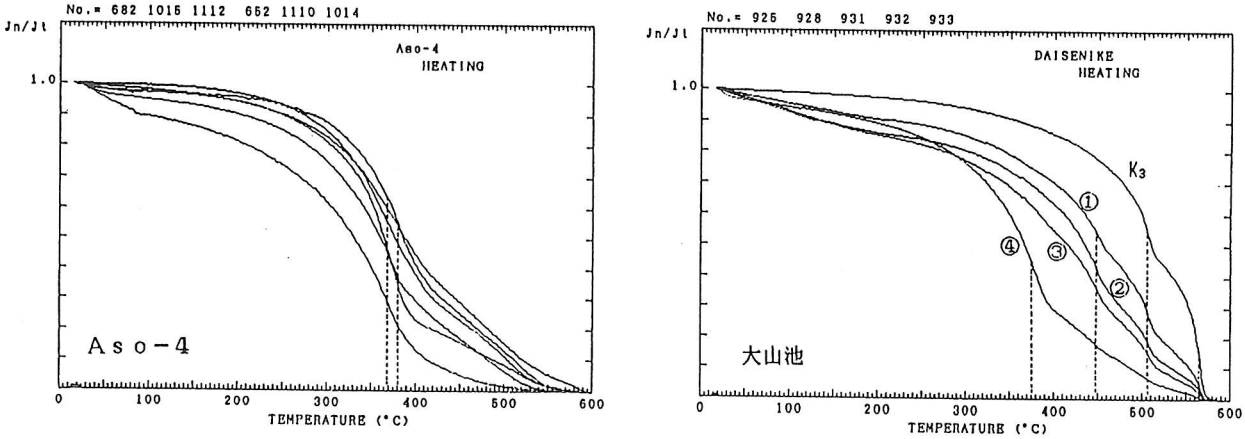


図1　強磁性鉱物の熱磁化曲線

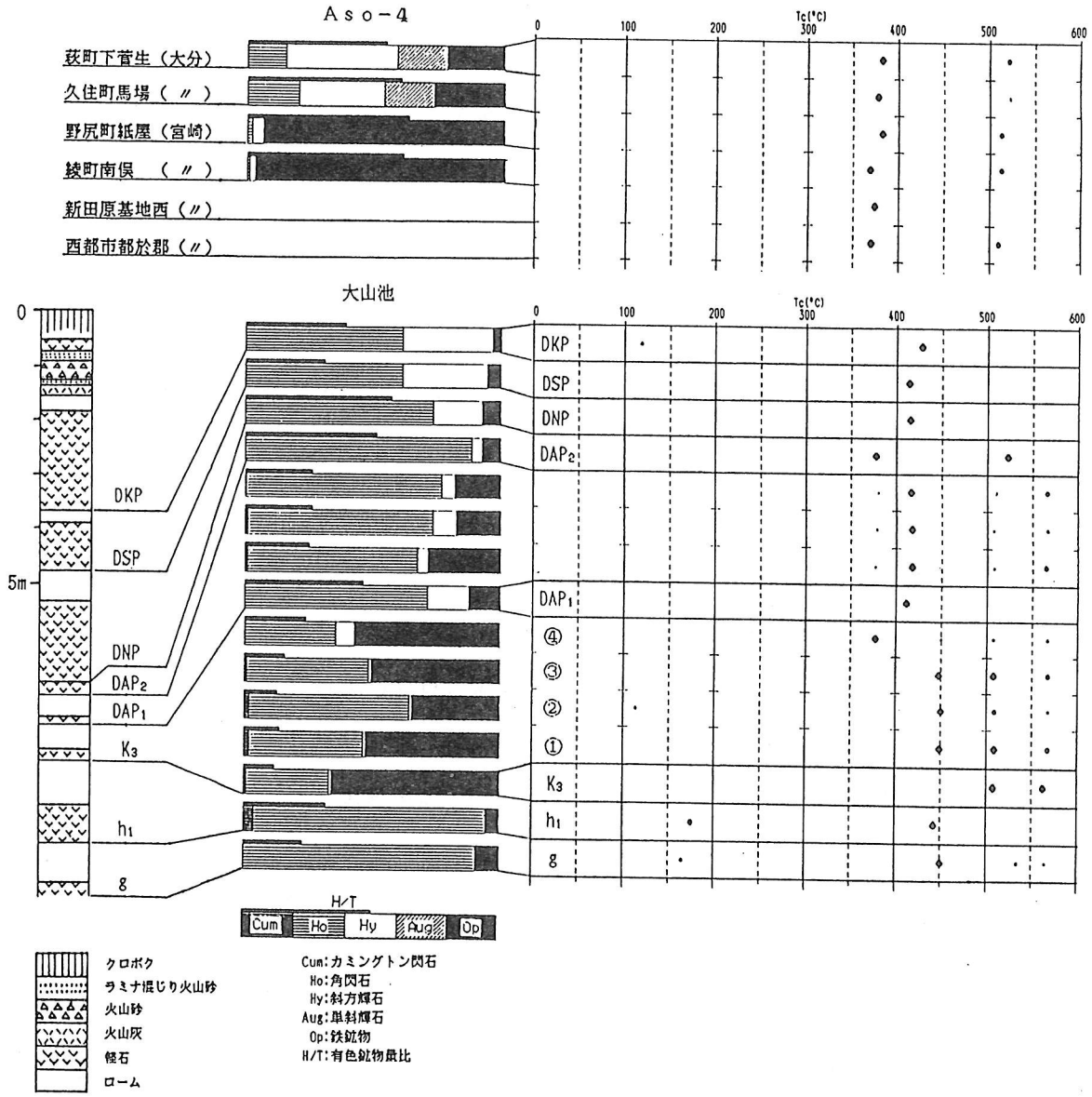


図2　有色鉱物組成および強磁性鉱物のキュリーポイント
（黒丸の大小はキュリーポイント検出の明瞭さの程度をしめす）

15　完新世における兵庫県豊岡市気比の古環境

前田保夫（山形大）、中井信之・松本英二・中村俊夫・楠聡（名古屋大）
松島義章（神奈川県博）、佐藤裕司（兵庫県庁）、松原彰子（東京大）、
熊野茂・黒見充宏（神戸大）、額田雅裕（和歌山市博）、小橋拓司（香住
高）、青木哲哉・古田昇・松井順太郎・河原典史・山下博樹（立命館大）

Holocene, Environmental changes in the Toyooka Basin, Hyogo Pref, Japan.

Yasuo Maeda, N.Nakai, E.Matumoto, T.Nakamura, S.Kusunoki, Y.Matushima
H.Sato, A.Matubara, S.Kumano, H.Kuromi, M.Nukada, H.Kobasi, T.Aoki,
J.Matui, N.Kawahara and H.Yamashita

最終氷期以降における山陰海岸東部地域の古環境を解明する研究を行なっているが、今回は兵庫県豊岡盆地周辺、とくに気比地域について報告する。

豊岡盆地のほぼ中心に位置する豊岡市は日本海に注ぐ円山川河口より約１５ｋｍ離れた内陸部にあり、いわゆる”沖積層”の基底は深度４０ｍに達する。縄文海進によって形成された海成層はさらに約５ｋｍ入った出石町におよび、全体として円山川にそって細長く袋状に分布し、その分布形態から豊岡盆地は沈降域に形成された可能性を示唆する。標題の気比川は円山川下流に並行して流れる小河川であり、河口から約２ｋｍ上流の地点で深度１８ｍの掘削調査を実施した。これは豊岡盆地を形成した大規模河川である円山川との比較対照する目的で、小規模な溺れ谷を埋積させた気比川を選び、古環境解析のための情報の質的な差異と共通点を探るべく計画したものである。

掘削深度18.25mでまだ基盤に達していないが、腐植質が多いこと、18.25 ～18.15mで潮間帯から潮下帯の貝類群集が産出することなどから、この深度は基底に近い層準であろう。年代は９～８千年代を予測しているが14Ｃ年代測定値がでれば、当時の海面高度を示す貴重なデータとなろう。18.15 ～4.82m の貝類化石は内湾停滞期群集を示すが、閉鎖型内湾ではなく、やや潮通しのよい海況にあった。有孔虫化石解析では内湾の湾奥～湾央部の種が優占するが、沿岸水域種や外洋性の浮遊有孔虫が検出され、この海況を支持する。また４層準にわたって微量であるが寒流系種の検出されたのは興味深い。堆積物中のＣ／Ｎ比からみた海進のピークは６～５千年前にある。７～３千年前間の平均堆積速度は0.24cm/yr.である。4.82～3.32m は干潟群集の貝類化石を産出するが、珪藻遺骸群集では汽水性種が急増する。海成層の上限は、イオウ化合物含有量の急減と淡水生珪藻が急増する2.00～1.75m の間にあるが、層相変化からはほぼ2.0mにある。掘削地の標高は約２ｍであるから、海成層の上限高度はほぼ０ｍとなる。

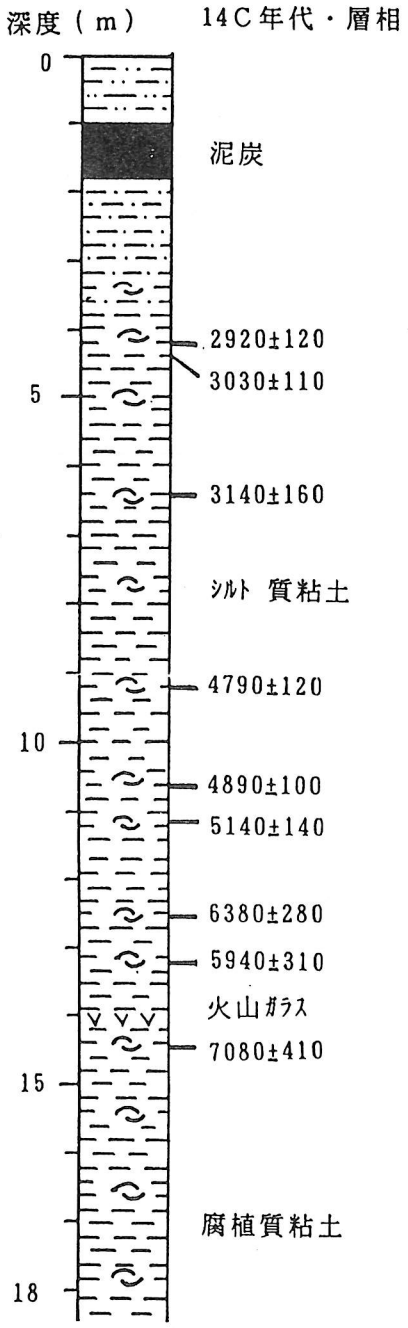


図１．地質柱状図と14C年代

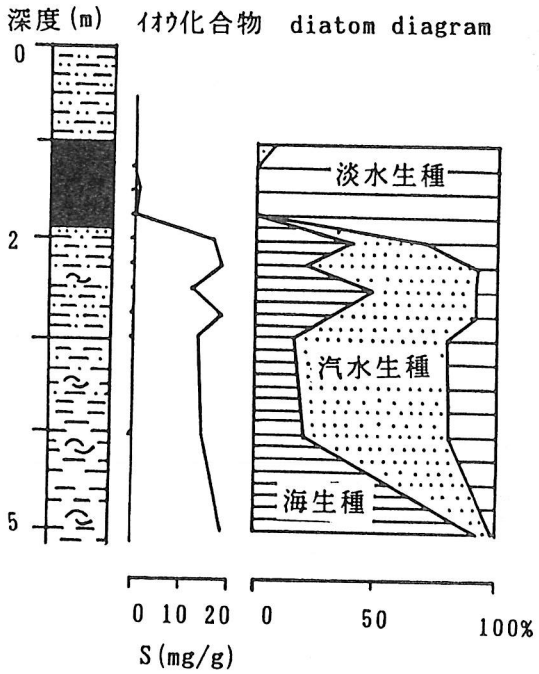


図２．海成層の上限高度

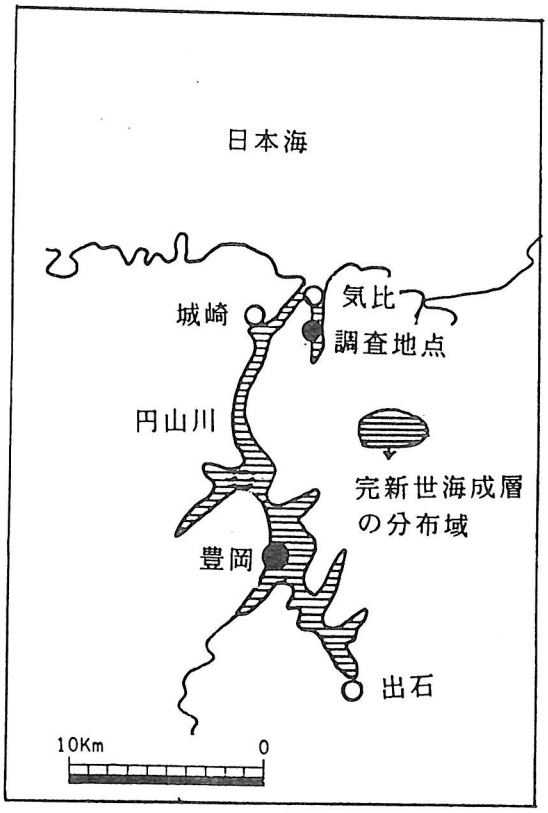


図３　調査位置と海成層の分布

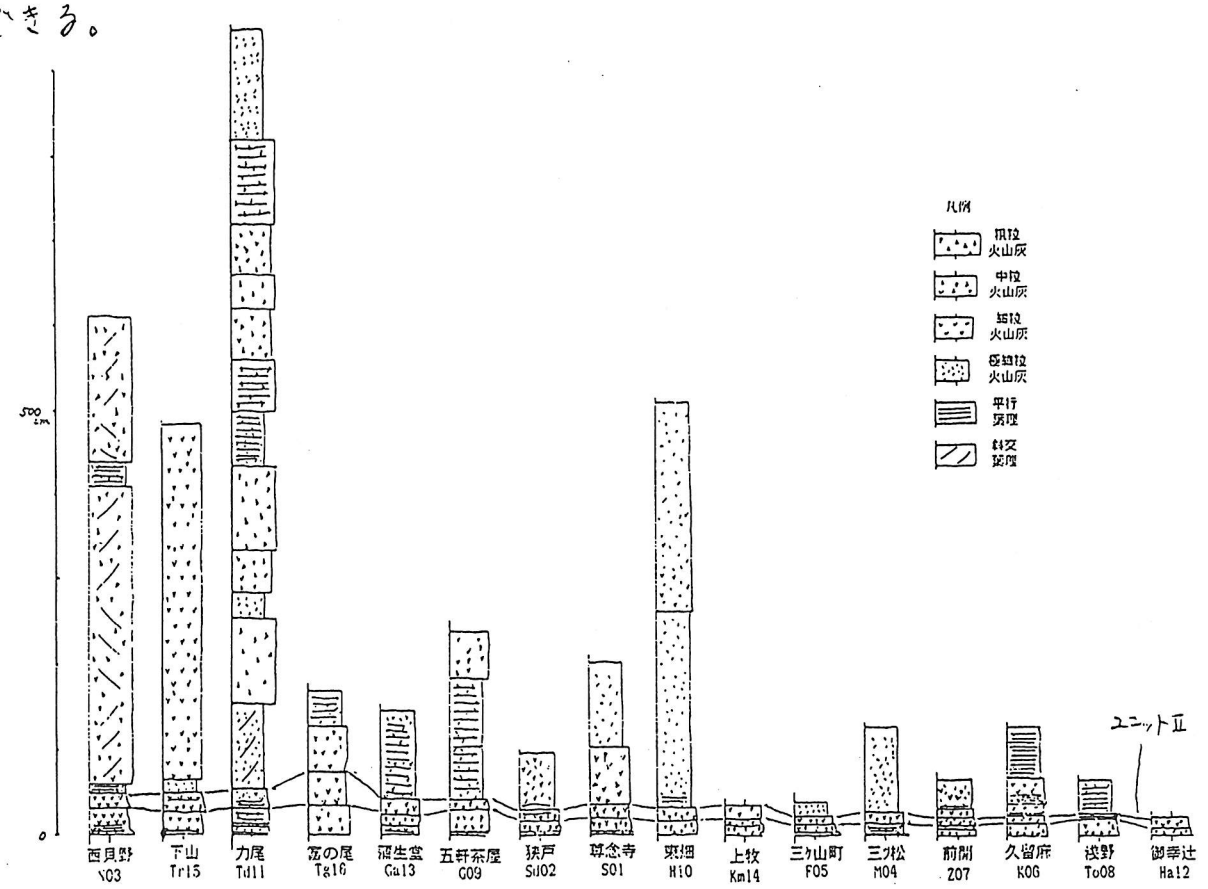
16 福田火山灰層の岩相について

藤本純一（関東基礎設計(株)）・吉川周作（大阪市大）
水野清秀（地質調査所）

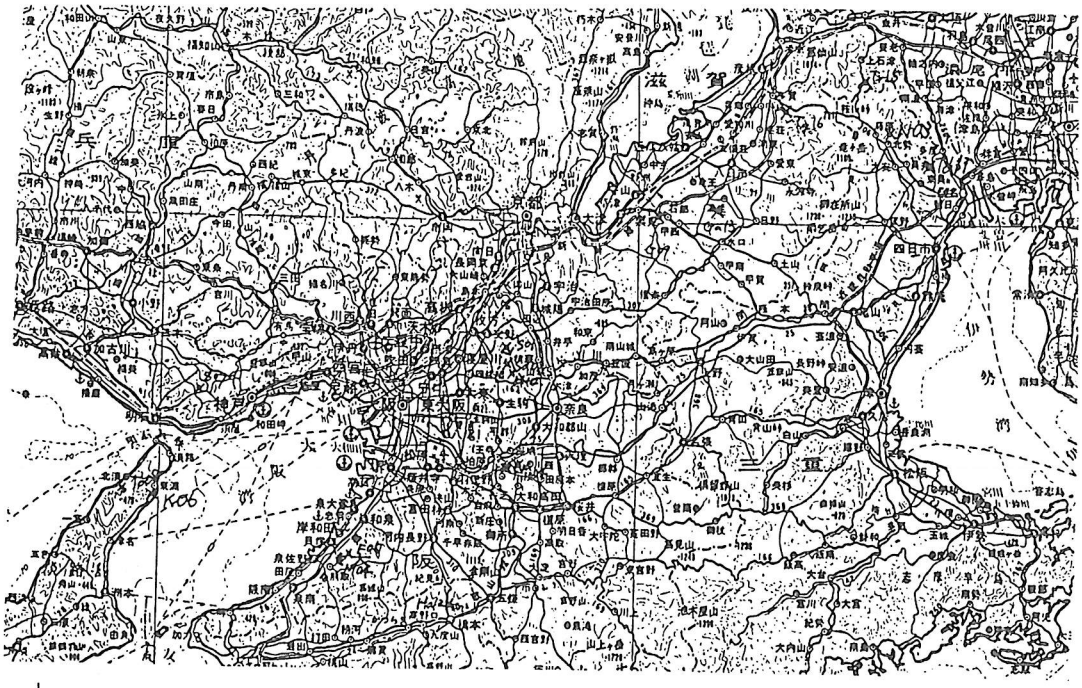
Lithologic properties of Fukuda volcanic ash layer : Junichi FUJIMOTO, Shusaku YOSHIKAWA and Kiyohide MIZUNO

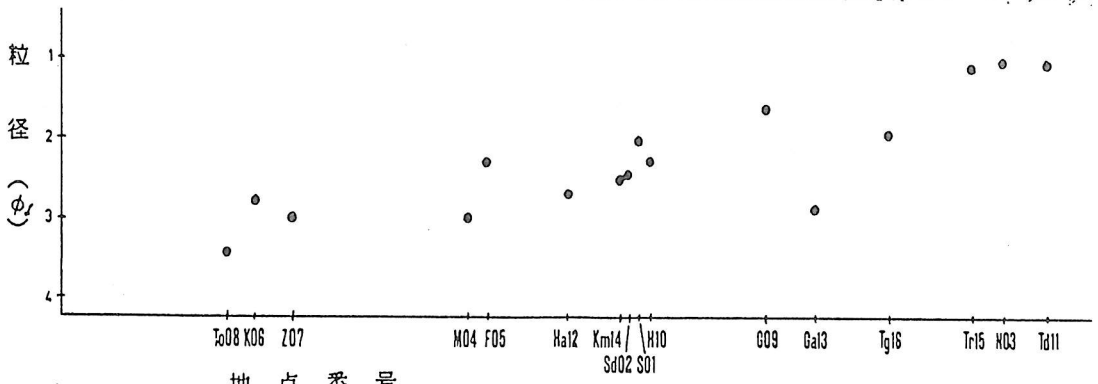
近畿地方に分布する鮮新・更新世の大阪層群の最下部の上部に挟まれる福田火山灰層(M04, F05, Km14)とそれに相当する奈良の普賢寺火山灰層(S01, Sd02, H10)、明石の前開火山灰層(Z07)、淡路島の久留麻火山灰層(K06, To08)と、菖蒲谷層の御幸辻火山灰層(Ha12)、古琵琶湖層群の五軒茶屋(G09)・蒲生堂(Ga13)・北脇(Tg16)火山灰層、さらに東海層群の嘉例川火山灰層(N03, Td11, Tr15)を用い、火山灰層の岩相・岩石記載的性質を明らかにし、水平的・垂直的岩相変化を検討する。そして、この火山灰の供給方向について考察を加える。

福田火山灰層は一般に、厚い白色の火山灰層で、大きく3層に分かれ、ここでは下位よりユニットⅠ・Ⅱ・Ⅲと呼ぶ。ユニットⅠ・Ⅱの厚さ・粒径は図のように、東・北東から西・西南に厚さが薄くなり、粒径が小さくなる傾向が見られる。これより、この火山灰の供給方向は東あるいは北東方向であると推定できる。

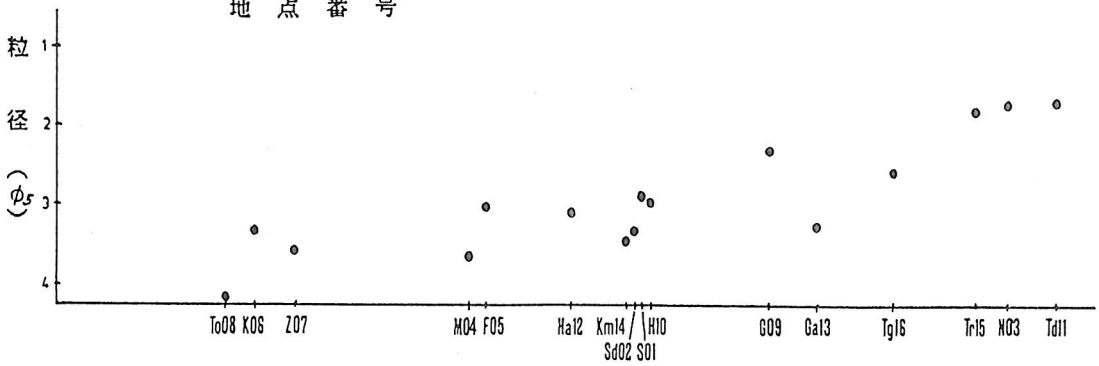


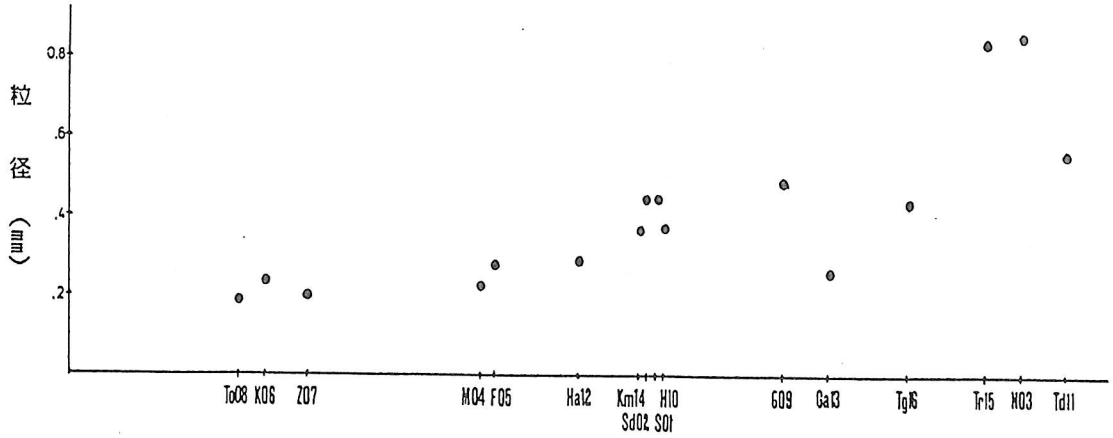
福田火山灰層とそれに相当する火山灰層の柱状図





地点番号





福田火山灰層とそれに相当する火山灰層の最大粒径

17 琵琶湖湖底ボーリングコアの火山灰層序

吉川周作（大阪市大）・井内美郎（地質調査所）

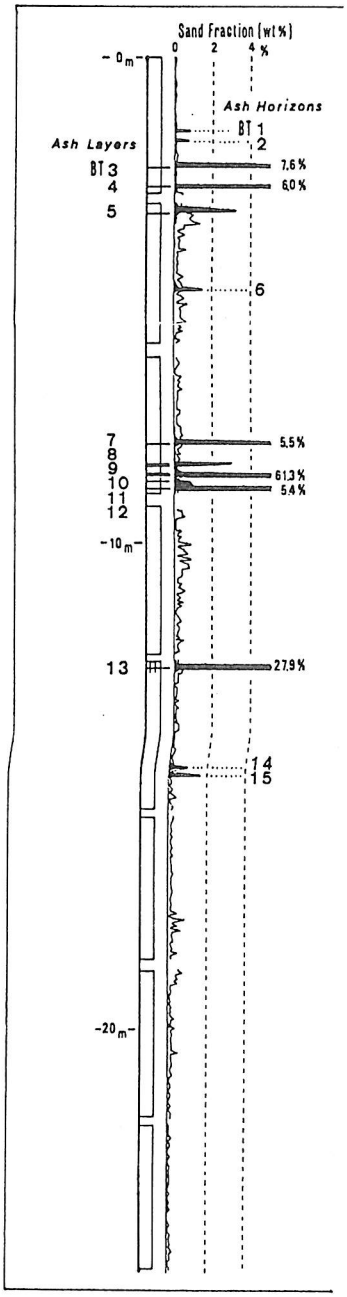
Tephrostratigraphy of drilled core from Lake Biwa, Central Japan

Shusaku YOSHIAKWA and Yoshio INOUCHI

琵琶湖の沖島と安曇川デルタの中間に位置する地点において、湖底（水深63m）から約１４１ｍのボーリングが掘削された（第１図）。本ボーリングでは、ほぼ連続的なコアサンプルが採取された。湖底堆積物は、湖底下0～137.36mは主にシルト質粘土、137.36～141.49mは主に砂からなっている。

火山灰層は、上部のシルト質粘土中より４５層見出された。また、上部のシルト質粘土の柱状試料を５cm間隔に切断した連続試料を用い、砂の含有量と火砕物（火山ガラス、斑晶等）の量の鉛直変化を求め、吉川（1981）と同

第１図　琵琶湖湖底ボーリング（Ｓｔ１）の地点位置図



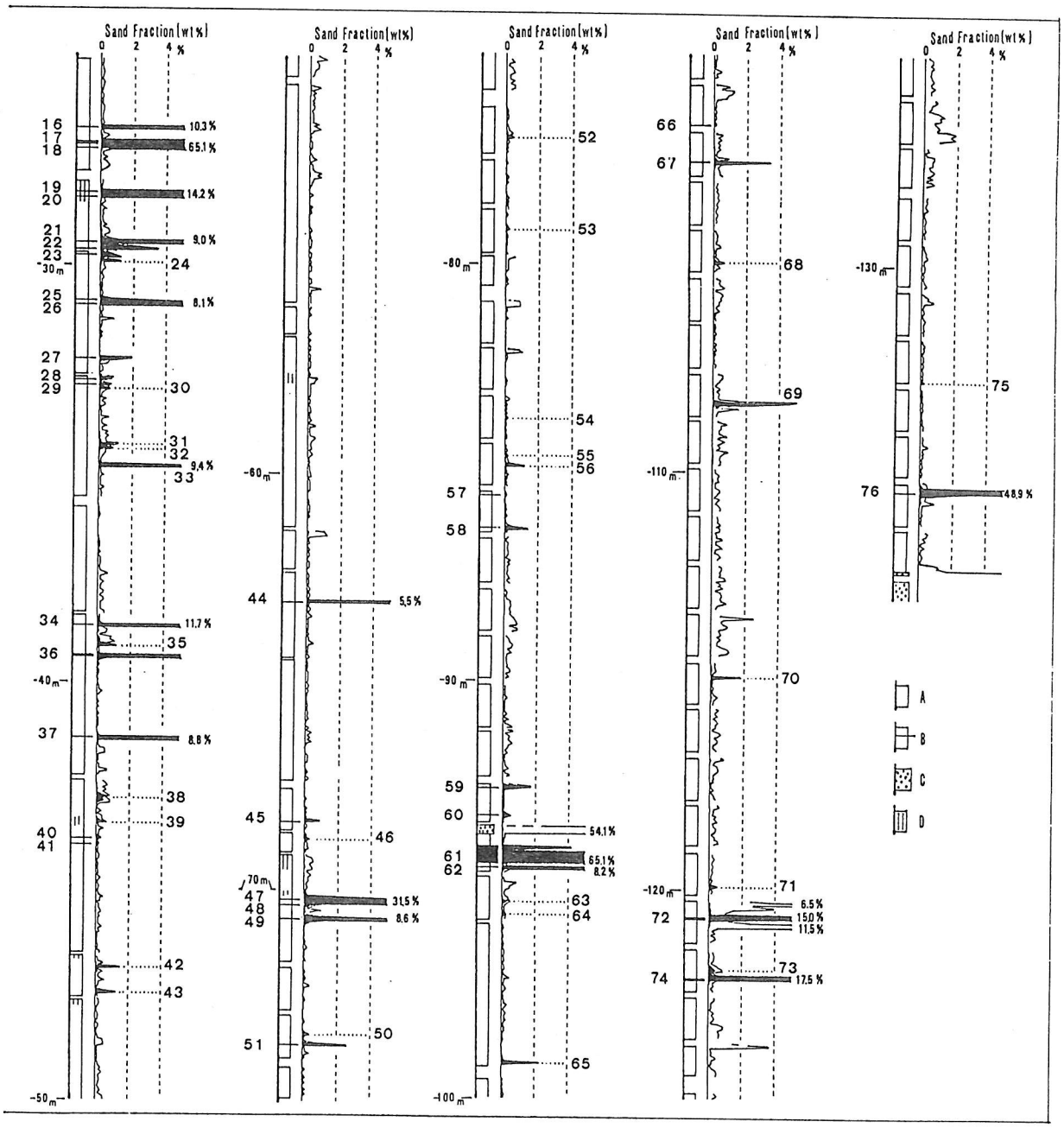
第２図　湖底ボーリング（Ｓｔ１）の砂の含有量と火砕物（火山ガラス、斑晶等）量の鉛直変化図

A:シルト質粘土　B:火山灰層

C:砂　D:スライム様粘土

様の方法で火山灰降灰層準の認定を行った結果、３１の火山灰降灰層準を見出した（第２図）。

ここでは、本ボーリングコアの火山灰層序、合計７６に達する火山灰（火山灰層及び火山灰降灰層準）の岩相や岩石記載的性質（鉱物組成、ガラスの形状・屈折率、重鉱物組成等）を報告する。また、これらの結果を基に、琵琶湖２００ｍ、１４００ｍボーリングの火山灰層との対比についても報告する予定である。



18 湖底堆積物の圧密 — 琵琶湖 —

宮田雄一郎・井内美郎（地質調査所）

Compaction of lake sediments -- Lake Biwa --

: Yuchiro MIYATA & Yoshio INOUCHI

琵琶湖の湖底堆積物はほとんど泥質堆積物からなり，連続性のよい音波反射面は K-Ah,U-Oki,ATなどのテフラに相当することが知られている．しかし，それらの湖底からの深度は場所によって大きく異なっている．堆積物は圧密のため深部ほど間隙が小さくなっているので，層厚と堆積量の関係は間隙率の鉛直分布が分からないと求められない．

湖底下の深度20m程度まででは荷重が小さく，また10^3～10^4年にわたるため，従来の圧密試験では圧密特性が求められない．そこで，遠心力載荷方を用いたスケールモデル実験を行った．この方法では，天然試料をそのまま用いて1／n模型とし，重力加速度をn倍とすると，透水時間が1／nとなり，n^2倍の期間の自重圧密を再現できる．

まず，堆積と圧密は同時に進行していることから，圧密沈下に要する時間を検討した（Fig.1）．H2乗則から，厚さ10mの堆積物が圧密沈下を終了するのに10年ほどしか要しないと考えられる．テフラの深度からは10m堆積するのに少なくとも5000年を要しているので，すべての堆積物は沈下を終了していると見なすことができる．

湖底のボーリングコアの含水率分布から求めた間隙比(e)と上載圧(P)の関係は，e-logP直線のまわりにプロットされるものの，砂層の影響や測定誤差のためにかなり変動している(Fig.2)．深さ方向に平均化されるような量として，深度(z)とPの関係を見ると，logP-logzは，ほぼ直線関係にある(r>0.9999)ことがわかる(Fig.3)．このことは沈降圧密で知られているlog(e+1)-logP直線関係が成り立つことを示している．遠心載荷実験でも同様の結果を得ることができる．この直線上の堆積物は，構成粒子がほぼ均質で，すでに圧密を終了し，間隙比が上載圧に支配されている．堆積速度の変動は現れない．

直線は地点によって異なっている．それぞれ平均含砂率を求めると(Table 1)，砂質分の多い地点ほど圧縮性が高く，初期間隙比が小さい傾向にある．従って，e-P 関係の地点による違いは粒度の違いを反映しており，二次圧縮や年代効果はまだ現れていないと考えられる．

これらのことから，平均粒度が分かれば，音波探査記録からテフラに挟まれた部分の堆積量の水平分布を求めることができ，湖の堆積作用の研究に役立つものと期待される．

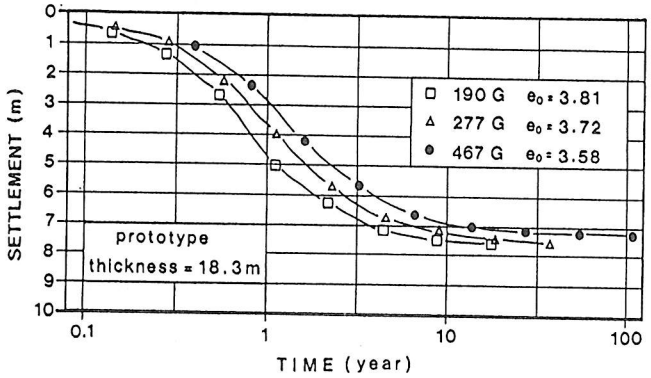


Fig.1 遠心力載荷による沈下曲線．試料は今津沖#B2コア（Md=0.015mm）を使用．

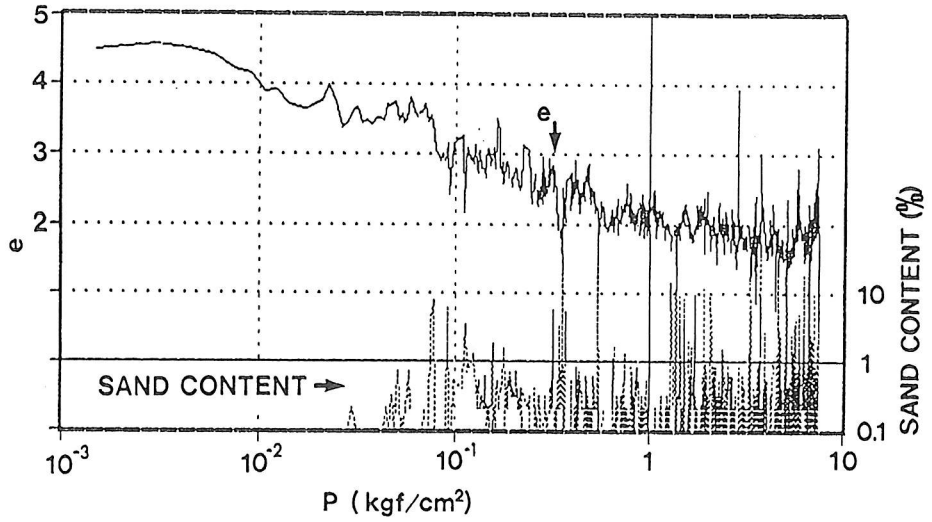


Fig.2 上載圧と間隙比の関係を示すe-logP曲線の例（今津沖#B5）．

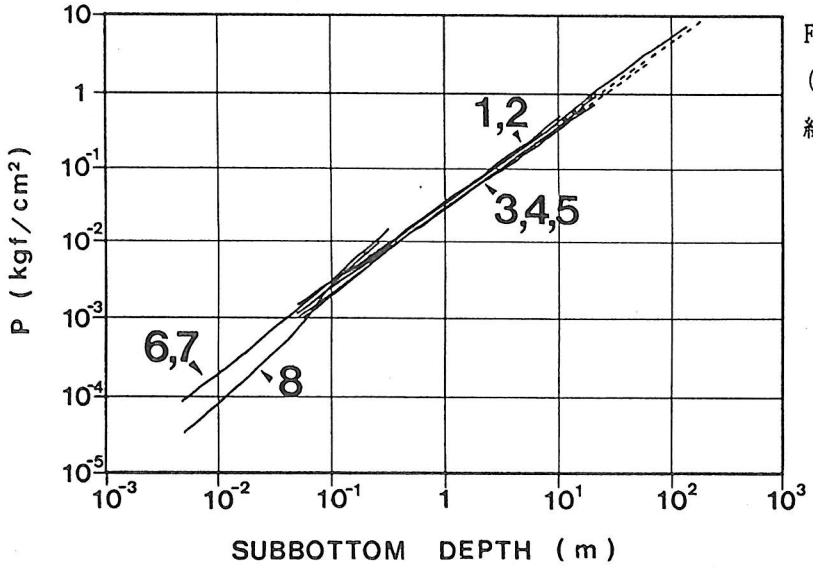


Fig.3 ボーリングコアにおける深度(z)と上載圧(P)の関係．両対数で直線関係を示す．

No.	Location	W.D.(m)	Sand(%)
1	off TAKASHIMA	63	0.63
2	off IMAZU #B4	77	2.94
3	#B5	83	1.80
4	#B2	87	1.07
5	#B6	84	0.42
6,7	off R.ECHI #F4	16	22.2
8	off YANAGAWA	45	12.5

Table 1 各ボーリング地点の水深とコアの平均含砂率．

19　滋賀県高島町，畑盆地における古琵琶湖層群の層準と堆積環境

木谷幹一*（大阪土質試験所）・松原　久（立命館大学）・植村善博（朱雀高校）

On the age and depositional enviroments of Kobiwako Group in the Hata basin, Takashima district, based on pollen and diatom assemblages. : Kanichi KITANI, Hisashi MATSUBARA and Yoshihiro UEMURA

琵琶湖西北部に位置する高島地区には，饗庭野や泰山寺野などを構成する古琵琶湖層群が広く分布している．これらは高島累層とよばれ，化石や火山灰などから中期更新世と考えられている．畑盆地は比良山地北縁，蛇谷ケ峰の南東にある標高300 ～400 m の山間小盆地であり，高島累層が分布するとされてきた（滋賀県,1979）．

演者らはこれに疑問をいだき，地質調査，花粉および硅藻分析をおこなった．その結果本地区の古琵琶湖層群（ここでは畑層とよぶ）は甲賀累層（鮮新世）の層準に対比されること，温暖な気候下における湿原堆積物であること，などを明らかにした．以下にその結果を要約する．

（1）本盆地の古琵琶湖層群は100 m 以上の層厚をもち，最下部約数m の砂礫質部以外は茶褐色有機質粘土層と泥炭層の互層からなる．ほぼ南北走向をもち，東へ50～90度の急傾斜する単斜構造をしめす．この地層を畑層とよぶ．畑層は土石流性の低位段丘面に覆われ，地表面にはほとんど現れない．盆地面を刻む開析谷壁に露出している．

（2）厚さ5cm の中粒火山灰が 1層はさまれる．重鉱物組成は，Ho 22%，Hy 20%，Bi 7%，Ap 5% 不透明鉱物 46 % である（吉川周作氏による同定）．ガラスの屈折率は，min. 1.5067，max.1.5096，mean.1.5082（RIMS-86 による測定値）である．

（3）図２に花粉分析の結果をしめす．全体を通じて，コナラ属とスギ科が高率に出現しており，スギ科の約半分はメタセコイア属に同定できる．またイチョウ属も安定して出現する．花粉数の少ない1 ～3 を除くと 4,5のFagus zone と6 ～10のQuercus- Taxodiaceae zoneとに分けられる．このような花粉構成はOnishi(1978) によるTransitional flora 2 に対比することが可能である．従って，畑層は古琵琶湖層群の甲賀累層の層準と考えられる．

（4）花粉群集から,1～3 にはコナラ・モミ林が認められる．4 のブナ・カラマツ林，5 のコナラ・ブナ混合林で示される冷涼な気候が推定される．6 ～１０ではカシ林，スギ・メタセコイア林などが卓越する温暖な気候であった．また安定して出現するハンノキは低湿地環境の継続を暗示しているものと思われる．

（5）図３に硅藻分析の結果をしめす．下位から Ⅰ．Melosira，Ⅱ．Cymbella，Ⅲ．Melosira，Ⅳ．Cymbella，Ⅴ．Stauroneis，Ⅵ．Cymbella の各帯に区分できる．Ⅱ，Ⅳ，Ⅵ帯では好流水性のCymbella 種が増加し，水流の影響が認められる．全体として閉鎖的で富栄養状態の沼沢地環境が推定される．

（6）以上から，畑層は古琵琶湖からは孤立した鮮新世の小規模な湿原の堆積物であり，樹木片が多量に含まれる泥炭は断続的にくりかえされた高層湿原化を示しているものと考える．100 m にもおよぶ湿原堆積物の形成は，堆積速度と同程度の沈降運動が継続したため湿原環境が長期にわたって維持されたことを推定させる．また湿原周辺は現在の急峻な地形とは異なり，かなり低起伏な状態であったとが推定される．

図1．調査位置図

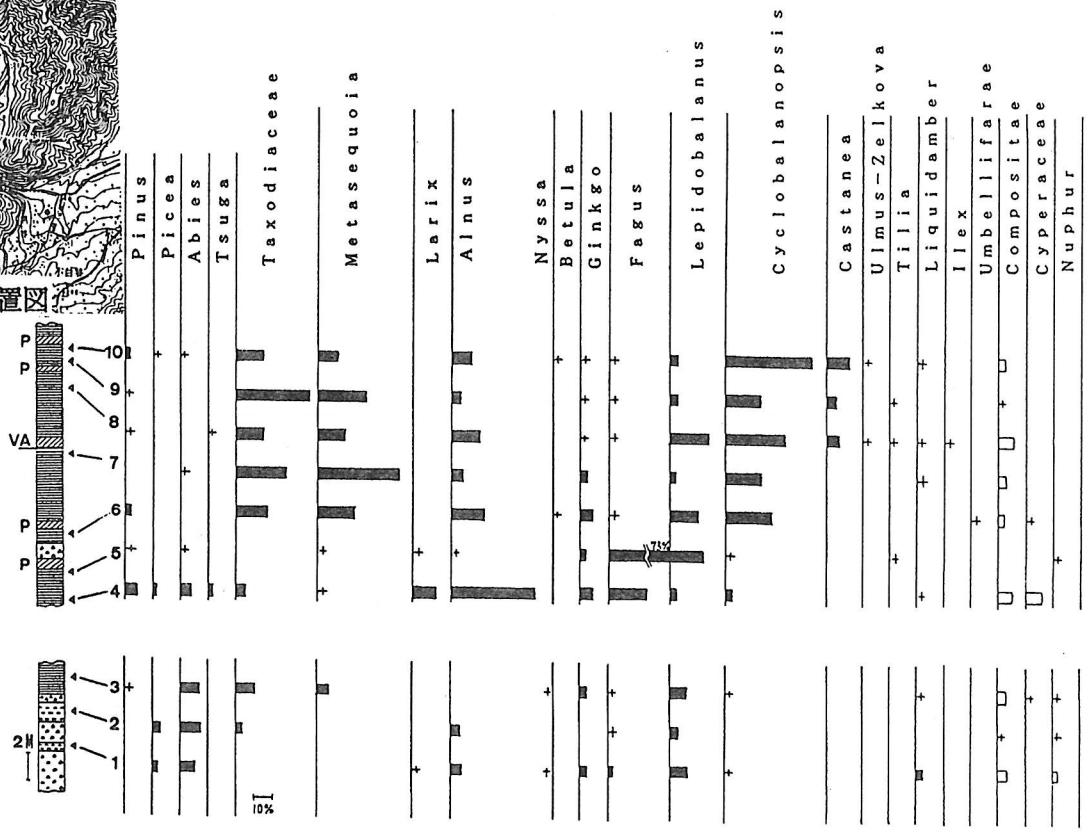


図2．主要花粉のダイアグラム

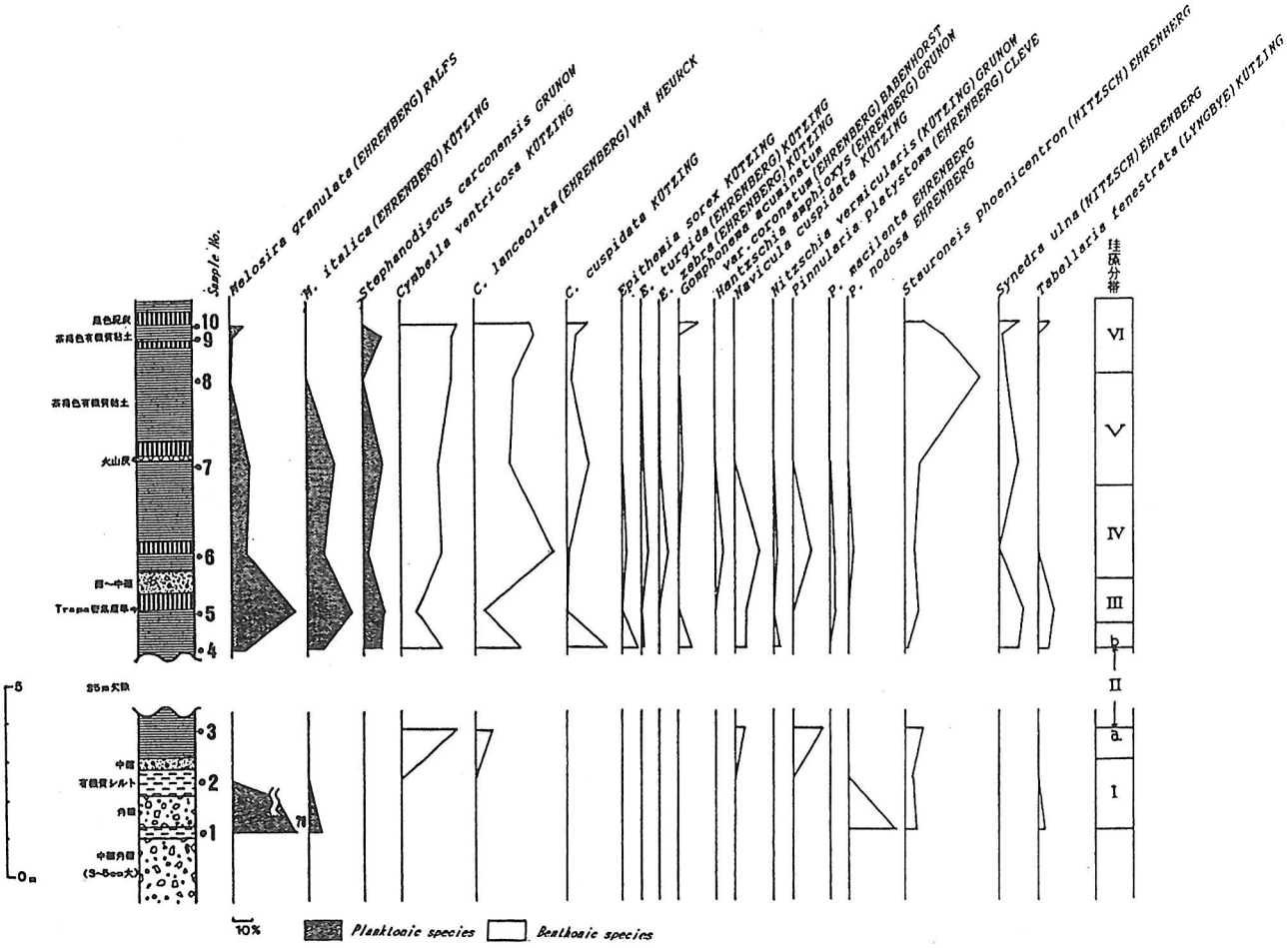


図3．主要硅藻のダイアグラム

20 琵琶湖湖岸および流入河川の砂粒組成

竹村　恵二（京大・理・地物研）・横山　卓雄（同志社大・工）

Mineral composition of sand grains at the coast and rivers around Lake Biwa : Keiji TAKEMURA and Takuo YOKOYAMA

琵琶湖は、５００万年前より継続して存在し続けた古琵琶湖・琵琶湖堆積盆の現在の姿であり、その堆積盆は、伊賀盆地から現在の位置まで少しずつ北上してきたと考えられる（Yokoyama, 1984）。また琵琶湖には魚・貝類などの固有種が生息しており、これらの起源や変遷は５００万年以上にわたる琵琶湖の歴史のなかで考えられなければならない課題である。これらの堆積盆の移動や生物の問題を考える上で現在の堆積盆の中心である現琵琶湖堆積盆の堆積物と後背地との関係を明らかにすることは重要な課題である。そのためには、現在の琵琶湖周辺の湖岸やながれこむ河川にはどのような粒子が存在しているのかを理解しておくことが必要であり、まず琵琶湖南湖周辺について報告をした（Takemura et al.,1979）が、今回は琵琶湖北湖の試料についての分析が終了したので、この報告では、琵琶湖への流入河川や湖岸の砂の鉱物組成に焦点をあて今後の琵琶湖の自然史の理解の基礎とするとともに、現在までに報告または分析がすんでいる琵琶湖 1,000mボーリングの砂についての分析結果を用い、時間的な変遷についての検討も試みる。

今回報告する試料は琵琶湖湖岸および流入河川の砂、および琵琶湖 1,000mボーリング試料中の砂である。琵琶湖南湖周辺からは流れ込む各河川およびその間の湖岸より３１個の試料を採取した。これらの試料は採取地点の後背地の地質によって次のように区分される。Ａ：花崗岩地域から直接砂粒が供給される河川の試料、ａ：その河川にはさまれた湖岸の試料、Ｂ：主に湖西の古琵琶湖層群の丘陵から砂粒が供給される河川の試料（この丘陵の後背地は中・古生層地域である）、ｂ：その河川にはさまれる湖岸の試料、Ｃ：湖南の古琵琶湖層群の丘陵から主に砂粒が供給される河川の試料、ｃ：その河川にはさまれる湖岸の試料、Ｄ：広い集水域（古琵琶湖層群の丘陵、花崗岩地域、中・古生層）をもつ野洲川の試料、ｄ：野洲川の影響下の湖岸の試料である。　琵琶湖北湖周辺からは流れ込む各河川およびその間の湖岸より５６個の試料を採取した。これらの試料も採取地点の後背地の地質によって次のように区分される。Ａ：花崗岩地域から直接砂粒が供給される試料、ａ：その河川にはさまれた湖岸、Ｂ：湖西の古琵琶湖層群の丘陵から砂粒が供給される河川の試料、ｂ：その河川にはさまれる湖岸の試料、Ｄ：野洲川および付近の湖岸の試料、Ｅ：中・古生層の砂岩・頁岩・チャートの地域から砂粒が供給される河川の試料、ｅ：その間の湖岸の試料、Ｆ：中・古生層

の火山岩類や石灰岩地域を多く通る河川から供給される試料および直接砂粒が供給される湖岸の試料、ｆ：その間の湖岸、Ｇ：湖東流紋岩類の地域から流れてくる河川の試料および直接砂粒が供給される湖岸、ｇ：その間の湖岸の試料、Ｈ：湖東の古琵琶湖層群の丘陵から流れてくる河川の試料、ｈ：その間の湖岸の試料、である。　琵琶湖 1,000m深層掘削試料からは47試料を採取して砂粒組成分析を行った。

結果：南湖周辺における砂粒組成分析結果を石英（Ｑ）・長石（Ｆ）・岩片（Ｒ）の三成分の三角ダイアグラムに表現した。この結果をそのおのおの試料の後背地にしたがってみると、その砂粒の鉱物組成がその後背地の地質とよい対応を示していることがわかる。北湖周辺における砂粒組成分析結果もそのおのおの試料の後背地にしたがってみると、その砂粒の鉱物組成がその後背地の地質とよい対応を示していることがわかる。

野洲川河口 1,000m掘削試料の砂粒組成では、全層準を通じてはっきりとした組成変化は認められなかった。ただ最下位の db771,db779のみは大きくその組成が異なっていた。全体の組成では石英が30-55%、長石が10-20%、岩片が30-50%程度であった。この結果からこの掘削地点では大きく後背地を変化させるようなできごとはこの試料が示す時間ではなかったと考えることができる。この砂粒組成は現在の野洲川の分析結果と非常に類似性が高く、この地点は約１００万年の間現在の野洲川と同様の河川影響下であったことが推定できる。また、西方の花崗岩地域からの直接供給はなかったことも明らかになった。

21 昆虫及び珪藻遺骸から得られた縄文時代中期～晩期の古環境

森　勇一（愛知県埋蔵文化財センター）・伊藤隆彦（同）

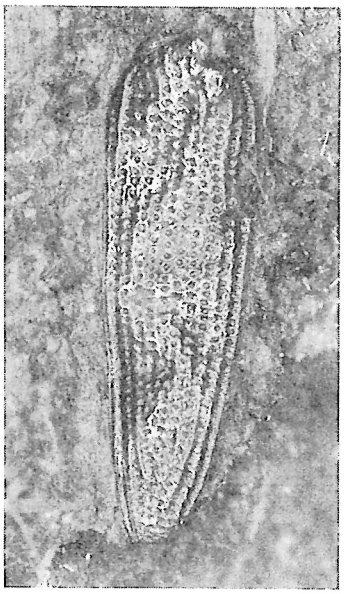
Paleoenvironment from Middle Jomon to Final Jomon Period based on Fossil Insects and Diatom Thanatocoenoses

Yuichi MORI and Takahiko ITO

筆者は，愛知県春日井市町田・松河戸両遺跡並びに西春日井郡清洲町一帯の朝日遺跡の発掘によって得られた地層中より，昆虫化石（昆虫遺体ともいう）及び珪藻遺骸を抽出し，分析を行った。その結果明らかになった縄文時代中期から後・晩期にかけての古環境について述べる。

町田遺跡は，春日井市南部の庄内川水系地蔵川の沖積面上に立地する主に弥生時代中期から古墳時代初頭にかけての遺跡である。遺跡基盤層掘削中に，縄文時代中期（一部前期を含む）の土器片が出土した。松河戸遺跡は町田遺跡の東方に隣接し，庄内川の沖積面上の主に中・近世の水田跡を中心とした遺跡である。遺跡の基盤層を構成する鳥居松礫層（最低位段丘堆積物）が微高地状に高くなったところより，縄文時代中期及び前期（一部早期を含む）の土器片・石器等が発見された。一方，朝日遺跡は，木曽川水系五条川の自然堤防帯に展開する弥生時代前期から後期にわたる東海地方屈指の拠点的集落であり，1988年度の発掘調査によって，はじめて縄文時代後期の遺構（ドングリ貯蔵穴）が発見されている。

縄文時代中期の昆虫及び珪藻遺骸を産した地層は，三遺跡とも沖積面を切り込んだ浅谷状の地形（埋積浅谷）の下層部を埋積した未分解の泥炭層である。この地層の絶対年代は町田遺跡では5260±100y.B.P.をはじめ4試料，朝日遺跡では4620±90y.B.P.をはじめ計7試料のデータが求められた。昆虫化石では，町田遺跡よりアシボソネクイハムシ(Donacia gracilipes)をはじめ計8点（節片または破片数：以下同様）のネクイハムシ亜科(DONACIINAE)，朝日遺跡より同じくアシボソネクイハムシ・ガガブタネクイハムシ(Donacia lenzi)をはじめ31点のネクイハムシ亜科と計39点のゲンゴロウ科(DYTISCIDAE)など，多くの湿地性ないし池沼性の種群が得られた。また，町田遺跡よりコアオハナムグリ(Oxycetonia jucunda)・カナブン(Rhomborrina japonica)をはじめ計54点のコガネムシ科(SCARABAEIDAE)，朝日遺跡より，ヒメカンショコガネ(Apogonia amida)44点・マメコガネ(Popillia japonica)21点など計410点のコガネムシ科が得られている。前者は，泥炭層が堆積するような湿原域を好む昆虫，後者は泥炭を供給するもとになった樹



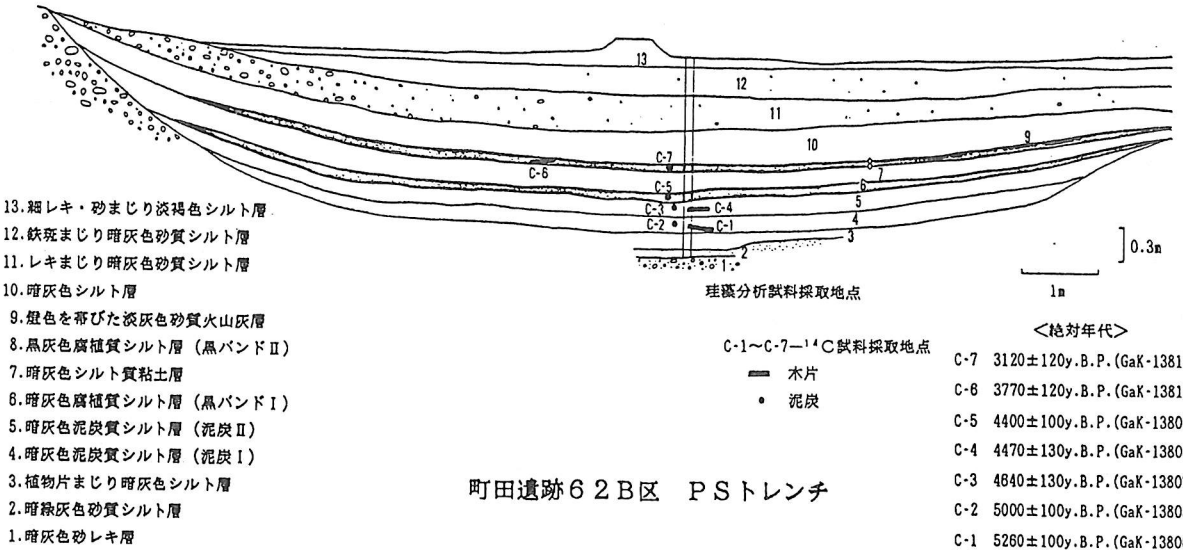
アシボソネクイハムシ　Donacia gracilipes
右鞘翅（長さ5.3mm）　縄文中期（朝日遺跡）

木や草本を食害する食植性の昆虫である。

珪藻遺骸群集は，町田遺跡では好止水性・浮遊生（ときに付着生）種のMelosira granulataが優占し，ｐＨ不定性・好止水性種のMelosira distansが随伴する。淡水海綿の含有率も高い。その結果，周辺部から清流がそそぎ込むような池沼的な環境が考えられる。アシボソネクイハムシは野尻湖昆虫グループ（1985）によれば，北海道と本州の山地帯に分布し長野県小谷村白馬岳が西・南限とされることより，この当時の気候はかなり冷涼なものであったと推定される。

縄文時代後期の試料は，三遺跡とも浅谷の上部ないし最上部に堆積した分解の進んだ黒色泥炭（黒泥）より得られた。絶対年代は町田遺跡では3770±120y.B.P.をはじめ2点，松河戸遺跡では3120±120y.B.P.はじめ3点のデータが求められている。昆虫化石では，松河戸遺跡よりネクイハムシ亜科をはじめ13点が得られた。町田遺跡における珪藻遺骸群集は，依然としてM.granulataが優占するもののその出現率は低下し，かわって流入珪藻やEunotiaなどの種群が増える。堆積物の黒泥化から地下水位の低下があったことが考えられる。朝日遺跡におけるこの時期のドングリ貯蔵穴は河床内に構築されており，この時期の水位低下に結びついたものである可能性が高い。珪藻遺骸群集も大部分が流水性・付着生の種群で占められた。

縄文後期から晩期にかけて，春日井地区に山陰起源と考えられる火山灰層（松河戸火山灰）の降灰があり，水域環境が大きく変化した。この頃から弥生時代にかけて浅谷の形成があったとされ，「弥生の小海退」（古川：1972）と呼ばれている。朝日遺跡ではこの時期，陸生珪藻（小杉：1986）が増加し，昆虫相はゴミムシ科や食糞性の種群が多くなって，きわめて人の気配の濃い環境に移り変わったことが推定される。しかし，この頃より自然に対する人為の影響が大きくなり，古環境の復元はしだいに困難なものになっている。



町田遺跡６２Ｂ区　ＰＳトレンチ

22 長野県入笠山大阿原湿原における花粉分析

津田　美弥子（東京学芸大・研）

Pollen analysis of cores from Oahara bog at Nyugasa-yama, Nagano prefecture.: Miyako Tsuda.

1　はじめに

中部日本ではこれまで、最終氷期以降の植生の変遷に関する研究は、おもに北アルプスで行なわれてきた。山地帯に分布する湿原堆積物から採取した試料について花粉分析がなされている。現地点において、中央および南アルプス地域の山地における花粉分析学的研究は、事例がごく少なく、そのためこれらの地域における最終氷期を中心とする時代の古植生や環境の変遷はほとんど明らかにされていない。この理由としては、この地域において、花粉分析を行なうのに適した、ある程度連続した堆積物が知られていなかったということがあげられよう。演者は今回、南アルプス北端に位置する大阿原湿原（海抜 1820 m）で、長さ約 3.2 mの湿原泥炭質堆積物を採取することができた。この試料を用いて花粉分析を行ない、併せて火山灰の同定、年代測定を行なった。本研究では、この結果から、大阿原湿原周辺における森林の変遷について考察する。

2　大阿原湿原堆積物の年代

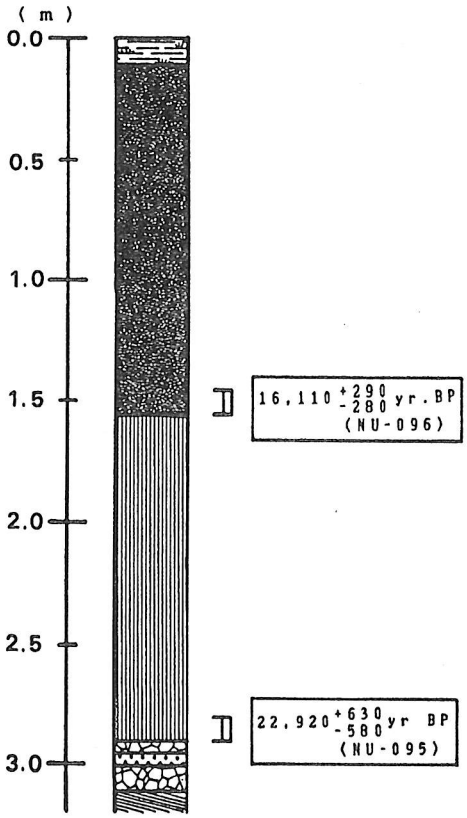
大阿原湿原堆積物の^{14}C放射性年代測定の結果は以下のとおりである。

深さ　1.45 ～ 1.55 m　16.110 + 290 - 280 yr.BP (NU - 096)

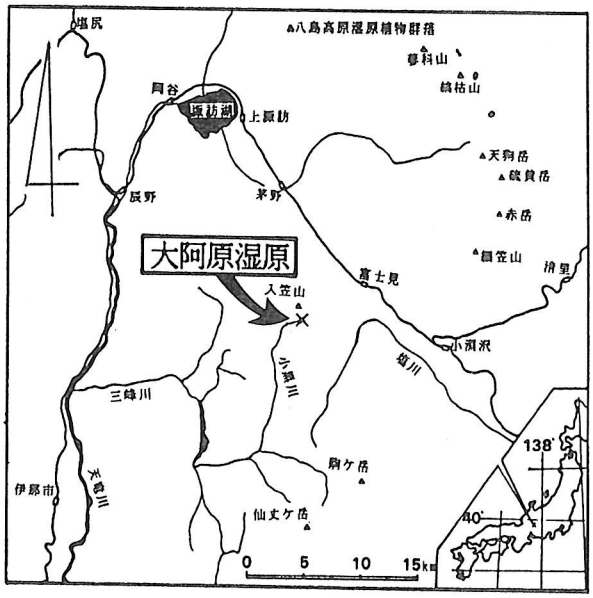
深さ　2.80 ～ 2.90 m　22.920 + 630 - 580 yr.BP (NU - 095)

3　花粉分析

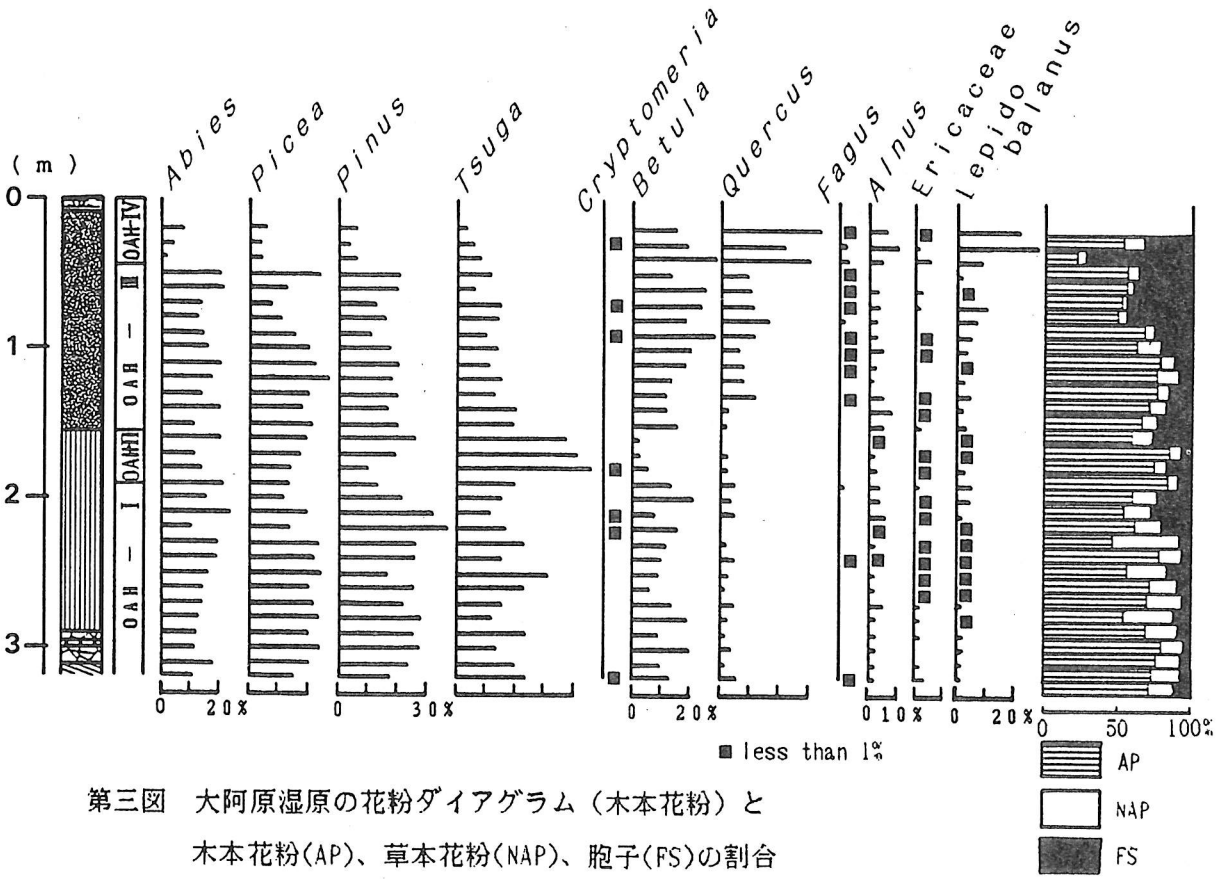
大阿原湿原堆積物を、花粉の組成よりOAH-Ⅰ～Ⅳ帯に分帯した。最下層のOAH-Ⅰ帯は、最終氷期寒冷期に相当し、Picea - Abies - Tsuga の針葉樹の花粉と、Betula の花粉が高率で出現する。また、全体に対する AP 要素の割合はほぼ 50 ～ 70 %と高い。これらのことから、大阿原湿原周辺には、最終氷期にも針葉樹の優先する森林が存在していたと考えられる。OAH-Ⅱ帯は、依然として針葉樹の花粉が高率で出現し、特に Tsugaの花粉が高率で出現する。OAH-Ⅲ帯は、前の帯までの針葉樹の花粉に加えて、Quercus の花粉が増加し、OAH-Ⅰ帯と比べると、やや温暖であったと考えられる。OAH-Ⅳ帯では、Quercus やその他の夏緑樹の花粉が急増することから、このOAH-Ⅳ帯の堆積物は完新世のものであろうと予測される。また、北アルプス地域では特徴的に出現する Fagus の花粉が、本地域では非常に少なかった。



第二図　大阿原湿原堆積物の柱状図



第一図　調査地位置図



第三図　大阿原湿原の花粉ダイアグラム（木本花粉）と
木本花粉(AP)、草本花粉(NAP)、胞子(FS)の割合

23 糸静線活断層系・茅野断層の変位様式および変位速度の再評価

藤森孝俊（横浜国立大・研）

Reconsideration of pattern and rate of late Quaternary faulting of the Chino Fault, Itoshizu-Tectonic Line, central Japan : Takatoshi Fujimori

I. はじめに

糸静線活断層系のうち茅野市坂室周辺の活断層は茅野断層と名づけられ，左横ずれ変位を示す河食崖・閉塞丘が報告されている（東郷，1987）．演者は，茅野断層周辺の地形面について，主としてハンドオーガーによってテフラの被覆状態を確認し，新たに地形面区分を行なった．ここではその結果，およびそれより求められた茅野断層の変位様式・変位速度を報告する．

II. 地形面区分（図-1）

坂室周辺の地形面は高位より，茅野面，坂室Ⅰ面，坂室Ⅱ面に区分される．各面の形成年代は，テフラの被覆状態（図-2）および諏訪湖湖底堆積物の層相変化との関係等から，茅野面：12～13万年前，坂室Ⅰ面：6～4万年前，坂室Ⅱ面：約1万年前と考えられる．また，坂室Ⅰ面のうちとくに面Dの高度約815m以上のところ（断層に近いところ）は，Pm-Ⅳ軽石層が確認される(Loc.6)こともあり，離水年代が他の坂室Ⅰ面よりやや早く，6～5万年前ころと考えられる．

III. 茅野断層による変位様式・平均変位速度

横ずれの平均変位速度： a）B-C間の段丘崖とD-E間の段丘崖は茅野断層によって，約90～100mの左ずれを示している．段丘崖の形成は，崖下の坂室Ⅱ面と同時，すなわち約1万年前と見なされるから，左横ずれの平均変位速度は，約9～10m／kyrとなる．b）茅野断層にそって，周辺の地形を約550m右にずらすと，Iと J，および弓振川とKがほぼ連続性するようになる（図-3）．この地形は6～5万年前のものと推定され，これより求められる左ずれの平均変位速度は，9.1m～11.0m／kyrである．　c）河川，Hによる沖積低地の外縁は茅野断層を横切るところで，左ずれ方向に80～90m屈曲している．沖積低地の形成年代の最大値を1万年前とし，平均変位速度を計算すると，8.0～9.0m／kyrとなる．しかし，この値は沖積低地外縁の“左ずれ”が断層運動の結果であるという決定的な証拠がないため，あくまで参考値である．

以上の結果により，茅野断層の左横ずれの平均変位速度は，河川Hに関する参考値も含め約10m／kyrである．この変位速度は，東郷（1987）の求めた平均変位速度3～5m／kyrの2倍以上の値であるが，Ikeda & Yonekura(1986)が松本市南部の牛伏寺断層で求めた左ずれの平均変位速度8.6±1.0m／kyrとよく似ている．

上下変位方向・平均変位速度： AA'-G間（茅野面）では約38～55m，B-D間では約15m（坂室Ⅰ面），C-D間（坂室Ⅱ面）では約3m，いずれも断層の南西側が高い．これより求められる上下変位の平均変位速度は，0.3～0.5m／kyrである．

1．茅野面
2．坂室Ⅰ面
3．坂室Ⅱ面
4．沖積低地
5．茅野断層
6．地点番号
7．測線位置

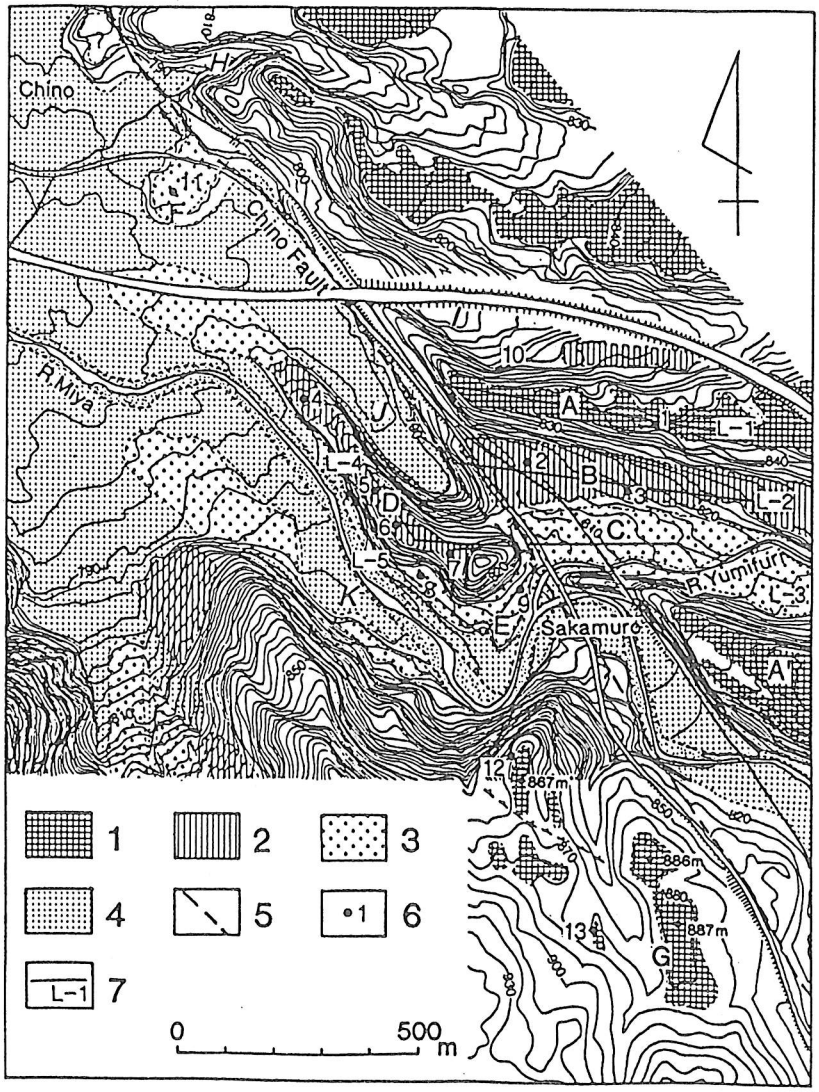


図-1　茅野市坂室周辺の地形面区分と茅野断層
等高線は東郷(1987)の第2図を基にし，
2,500分の1都市計画図で補った．

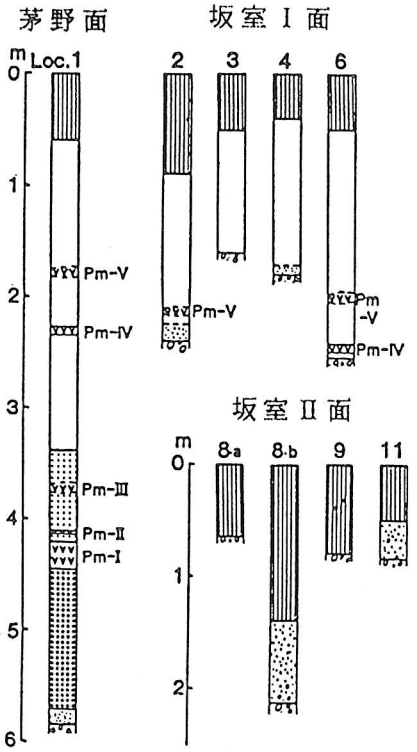
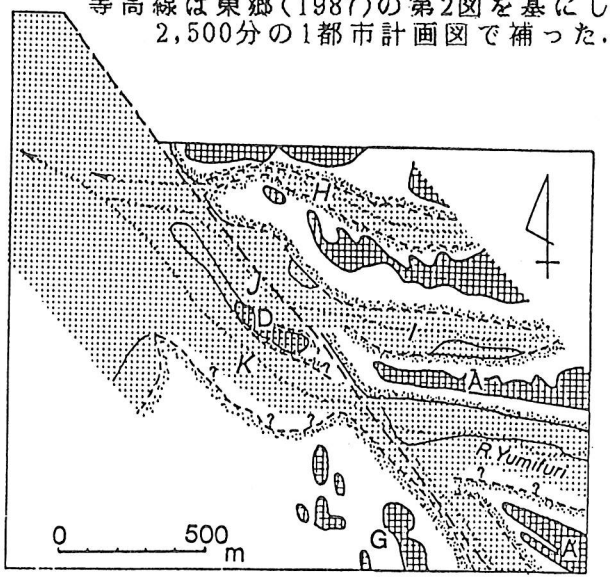


図-2　各地形面の被覆層の柱状図



6～5万年前の沖積低地
坂室Ⅰ面のうち，6～5万年前には離水していた部分
崖の基部

図-3　坂室周辺の地形復元図（550m右に戻したとき）

24 松本盆地周辺の山地における「開析斜面」の発達に関する二，三の考察

小口　高（東京大・院）

On the development of dissected slopes in the mountainous areas around the Matsumoto Basin, Central Japan: Takashi OGUCHI

小口（1988，地理評,61-12）で考察した，松本盆地周辺の山地における晩～後氷期の開析斜面の発達について，新たに二，三の検討を行った．

1．高位開析斜面と低位開析斜面の発達過程

小口（1988）で述べたように，「開析斜面」には，深く谷を刻んで発達し，谷壁には基盤岩が露出する「低位開析斜面」と，その周囲に位置し，浅い崩壊跡地状の形態をもつ「高位開析斜面」の２種類がある．開析斜面発達の３つのステージ（小口，1988）ごとに開析斜面の面積構成比率を求め，開析斜面の発達速度を調べると，開析の開始からステージ２までは高位開析斜面が低位開析斜面の２倍以上の速度で発達することがわかる（図１）．このような２つの開析斜面の発達速度の差と，両者の形態や分布位置の違いとを考慮すると，高位開析斜面は，最終氷期中に形成された斜面上の岩屑層や基盤上部の風化部といった，侵食を受けやすい物質が崩落することによって形成された斜面であり，一方，低位開析斜面は，侵食に対する抵抗が大きい新鮮な基盤岩を深く削って発達した斜面と判断される．

2．開析斜面の発達を規定した要因の重みづけ

小口（1988）に記したように，開析斜面の発達速度は「起伏・傾斜」「地質」「標高」の３要因に規定される．調査地域を流域面積10km程度の小流域に分割し，①起伏・傾斜と開析斜面構成比率との関係式，②地質ごとの起伏・傾斜と開析斜面構成比率との関係式，③開析斜面構成比率の残差と標高の残差との関係式（いずれも小口，1988）のそれぞれを用いた場合について，各流域の全開析斜面構成比率および低位開析斜面構成比率の推定値と実測値との関係を調べた（図３，図４）．前述のように，高位開析斜面は低位開析斜面よりも速く発達するので，現在，低位開析斜面が分布する場所には，以前には高位開析斜面が存在していたと考えてよい．それゆえ，全開析斜面構成比率（図３）は，現在までに高位開析斜面が発達した領域の広さを示すということができ，これを高位開析斜面の発達程度の指標とみなすことができる．決定係数の大きさから，各要因の重みの順位は，おおよそ「地質」≒「起伏・傾斜」＞「標高」と判断される．また，「標高」の効果は高位開析斜面の発達には関与が認められる（回帰式の適合性の検定からも有意）が，低位開析斜面の発達にはほとんど関与していない．

3．標高の効果に関する再解釈

小口（1988）では，標高が高くなるほど開析斜面の発達が悪くなるという「標高の効果」について，開析斜面が山地の下方から上方へと徐々に発達するために生じるタイム＝ラグに起因すると解釈した．しかし，この立場では，前述した２つの開析斜面の発達に対する標高の関与の相違を説明できない（この場合，発達速度の小さい低位開析斜面の方で，タイム＝ラグの効果が強く表れてよい）．一方，高位開析斜面の直上に位置する「平滑斜面」においては，晩氷期以降に物質移動を生じている頻度が標高とともに大きくなるので（図２），高所では晩氷期以降も周氷河作用等による平滑斜面の形成が継続していたということができる．このために，標高が高い場所では平滑斜面の開析にともなう高位開析斜面の発達が遅れていると考えると，２つの開析斜面における標高の関与の相違について，矛盾なく説明することができる．

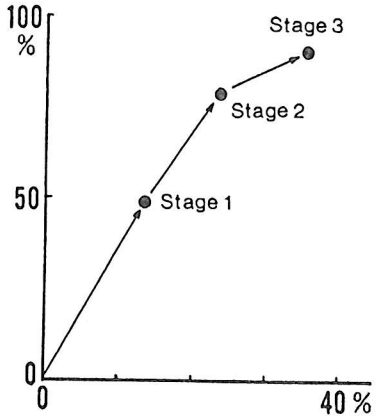


図１　開析斜面の発達にともなう低位開析斜面構成比率（横軸）と全開析斜面構成比率（縦軸）の変化

＞ 2,500 m	63 %
2,500～ 2,000 m	33 %
2,000～ 1,500 m	16 %
1,500～ 1,000 m	11 %
＜ 1,000 m	5 %

図２　平滑斜面上における晩氷期以降に移動した斜面堆積物の高度帯別出現頻度

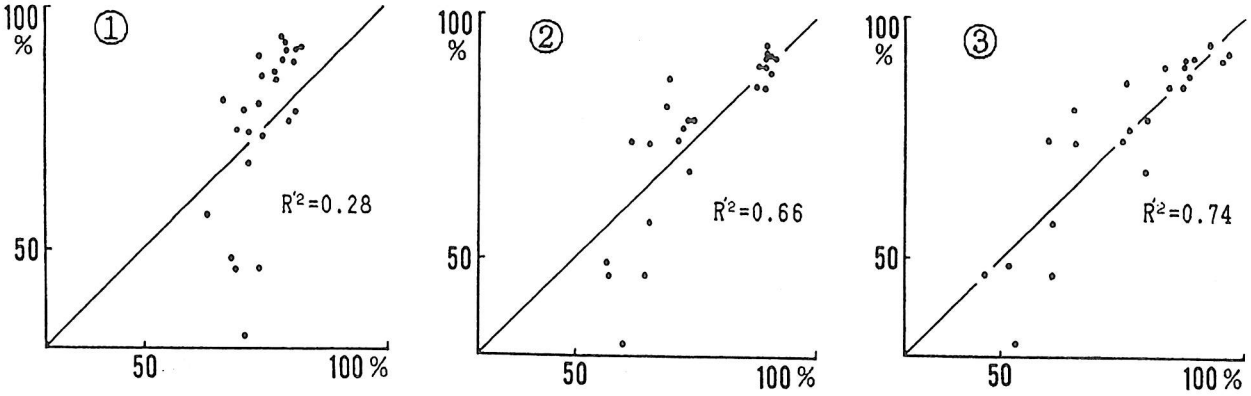


図３　全開析斜面構成比率の推定値（横軸）と実測値（縦軸）との関係
①：「起伏・傾斜」の効果のみを考慮した場合
②：「起伏・傾斜」と「地質」の効果を考慮した場合
③：「起伏・傾斜」「地質」および「標高」の効果を考慮した場合

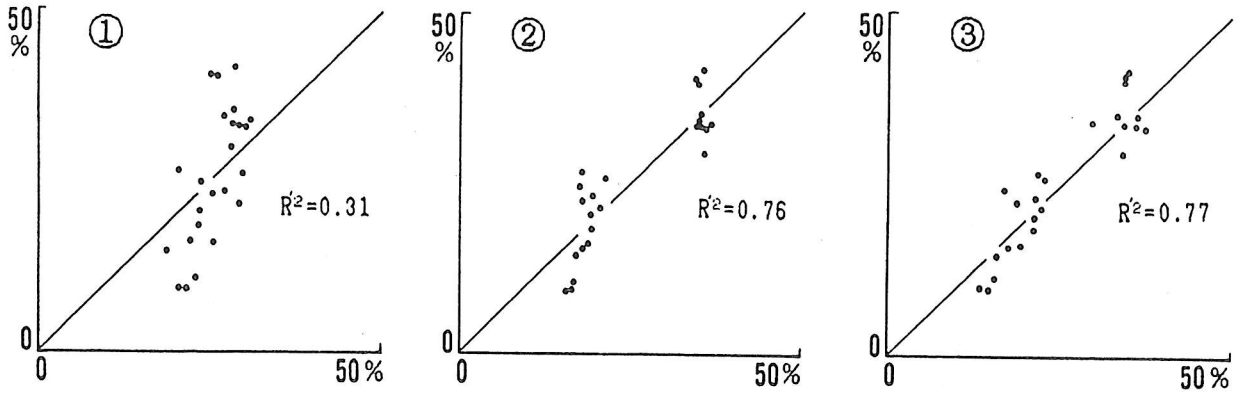


図４　低位開析斜面構成比率の推定値（横軸）と実測値（縦軸）との関係
①，②，③は図３と同じ

25 野尻湖第５回陸上発掘（貫ノ木遺跡）の成果

矢嶋勝美（長野西高等学校）・野尻湖人類考古グループ

Archaeological Results of the 5th Hill Site Excavation,Kannoki-site ,Nagano Prefecture : Katsumi Yajima and Anthropology and Archaeology Research Group for Nojiri-ko Excavation

野尻湖第５回陸上発掘（'88.7.31～8.9）で得られた、考古学的成果について報告する。

今までおこなわれた第１回～第４回陸上発掘（仲町遺跡、向新田遺跡、照月台遺跡、貫ノ木遺跡）の成果より、野尻湖周辺の遺跡群の文化層は古いものから順に「黒色帯」「黄褐色ローム下部」「黄褐色ローム上部」「黒モヤ－黄モヤ」の４つが確認されていた。

今回の発掘における主な成果は以下のとおりである。

１）遺構・遺物の出土層準と文化層

貫ノ木遺跡Ａ地点での遺物の出土層準は、上部野尻ローム層上部Ⅱ「モヤ」と柏原黒色火山灰層で、一部に攪乱層がみられた。土器の形式から縄文早期・前期、弥生後期～古墳初頭の時代の遺跡であることが確認された。

貫ノ木遺跡Ｂ地点の遺物の出土層準は下位は上部野尻ローム層Ⅰ黒色帯から上位は柏原黒色火山灰層であり、この中に複数の文化層が確認された。この文化層は時代の古いものから順に「黒色帯」「黄褐色ローム最下部」「黄褐色ローム下部」「黄褐色ローム中部」「黄褐色ローム上部」「モヤ」の６層準である。それぞれの文化層は、約２．４ないし２．０万年前～約１．３万年前にかけての後期旧石器時代のナイフ形石器文化に属する。

２）礫群と配石

今回の発掘では礫群が多く発見され、これにより黄褐色ローム層の中を４つの文化層としてとらえることができた。「モヤ文化層」では１号、２号、３号、７号の各礫群、「黄褐色ローム上部文化層」では５号、８号礫群、３号配石、「黄褐色ローム中部文化層」では６号礫群、２号配石、「黄褐色ローム下部文化層」では１号、４号配石、「黄褐色ローム最下部文化層」では５号配石が検出された。

石器の完形品が伴う礫群、配石は少なく、剥片と石核が伴うものが大部分であるが、Ｈ－１１グリッドから検出された５号礫群には横長剥片製のナイフ形石器や敲石が伴う。Ｈ－１５グリッドから検出された６号礫群、２号配石、５号配石にも敲石が伴う。

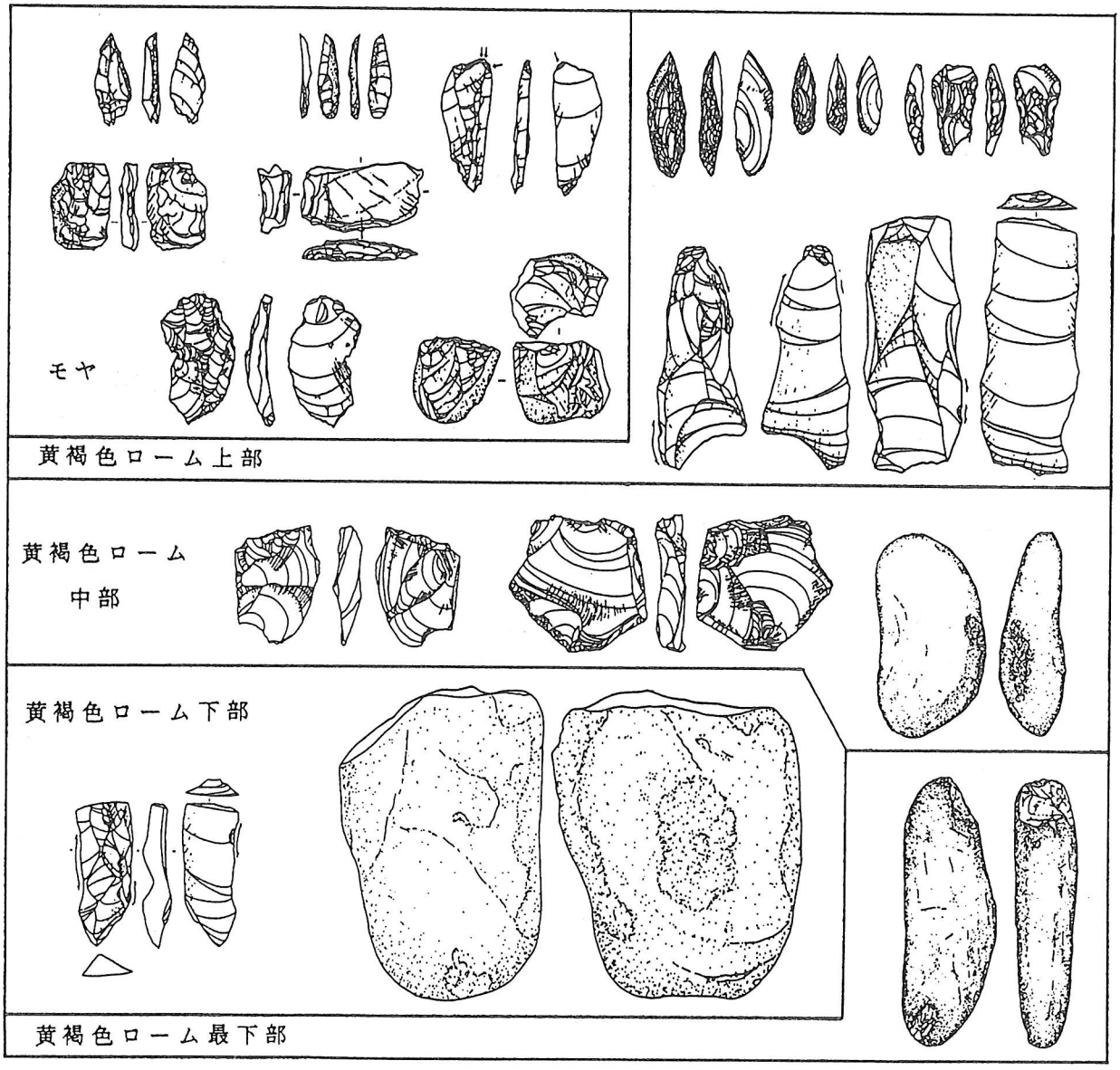
３）石器群の特徴

石器の中で特筆すべきものとしては、「モヤ文化層（上部）」ではＨ・Ⅰ

－１８グリッドの無斑晶質安山岩製の石器群（スクレイパー、クサビ形石器）「黄褐色ローム上部文化層」ではＨ－２２グリッドの珪質頁岩製石刃を中心とする石器群と、台形状のナイフ形石器をはじめとする黒曜石製の石器群、そしてＨ－１１グリッド（ナイフ形石器）とＨ－１８グリッドには横長剥片製の石器群がみられる。「黄褐色ローム上部文化層」では、これまでに仲町遺跡でも縦長剥片製の石器群と横長剥片製の石器群が得られており、今回の貫ノ木遺跡の石器群の発見によって、この文化層に属す資料について量が増しただけでなく、２遺跡間での文化内容の比較も可能となるであろう。

４）接合資料

今回の発掘では、多くの接合資料が得られた。接合資料は、石核、剥片が中心で、とくにＨ－１８、Ｉ－１８、１９、２０グリッドに多く認められ、現在その接合関係の検討をすすめているところである。



第５回陸上発掘のおもな遺物

26 『遠州灘沿岸平野の砂堆高度分布』

宮崎　隆〔県立熱海高〕

『Elevated shoreline of the Enshu-Nada coastal plain』: Yutaka Miyazaki

遠州灘沿岸平野にも，日本島内有数の海岸砂丘が発達する。〔第1図〕

砂丘分布を除いた平野上には，起伏に富む地形構造がまだ残存する。

現地を歩いて調査することにより，海岸方向に緩く傾斜する平坦面と崖地形とが段丘状に連続していることや，平坦面内にも僅かな砂の高まりや低い窪地が交互に細長く連続分布していることなどを確認することができる。

起伏に富む地形構造は，分布形態・連続性・傾斜及び比高差などより一部地域を除き人工改変や風成二次堆積などに起因する地形とは考えられず，汀線付近に形成されていた浅海成砂堆地形構造が陸化当時の姿を留めて保存されている化石地形と考えることができ，大別して三期の砂堆列に区分できる。

砂堆形成時期に関して述べると，第1期砂堆陸化時期は砂堆陸化により閉塞され内陸内湾部に形成堆積したと考えられる泥炭質堆積物数点のC14年代測定値より約3000年BP前後と推定される。また第2期砂堆形成時期は，第1期砂堆上に厚く黒色腐植層が堆積した約2000年BP以後の相対的海面上昇期に形成，約1000年BP頃には陸化が進んだと推定される。〔第2図〕.

御前崎町白羽海岸より福田町太田川河口まで約28km区間の沿岸平野上に海岸線と直交する方向に250m間隔で計112本の断面を切り2.5m精度で，最内陸側砂堆列〔第一期砂堆〕と第2列目砂堆列〔第2期砂堆〕分布高度を読み取り図化することにより，砂堆高度分布図を作成した。〔第3図〕.

砂堆高度分布図より読み取れる傾向は次のようにまとめることができる。

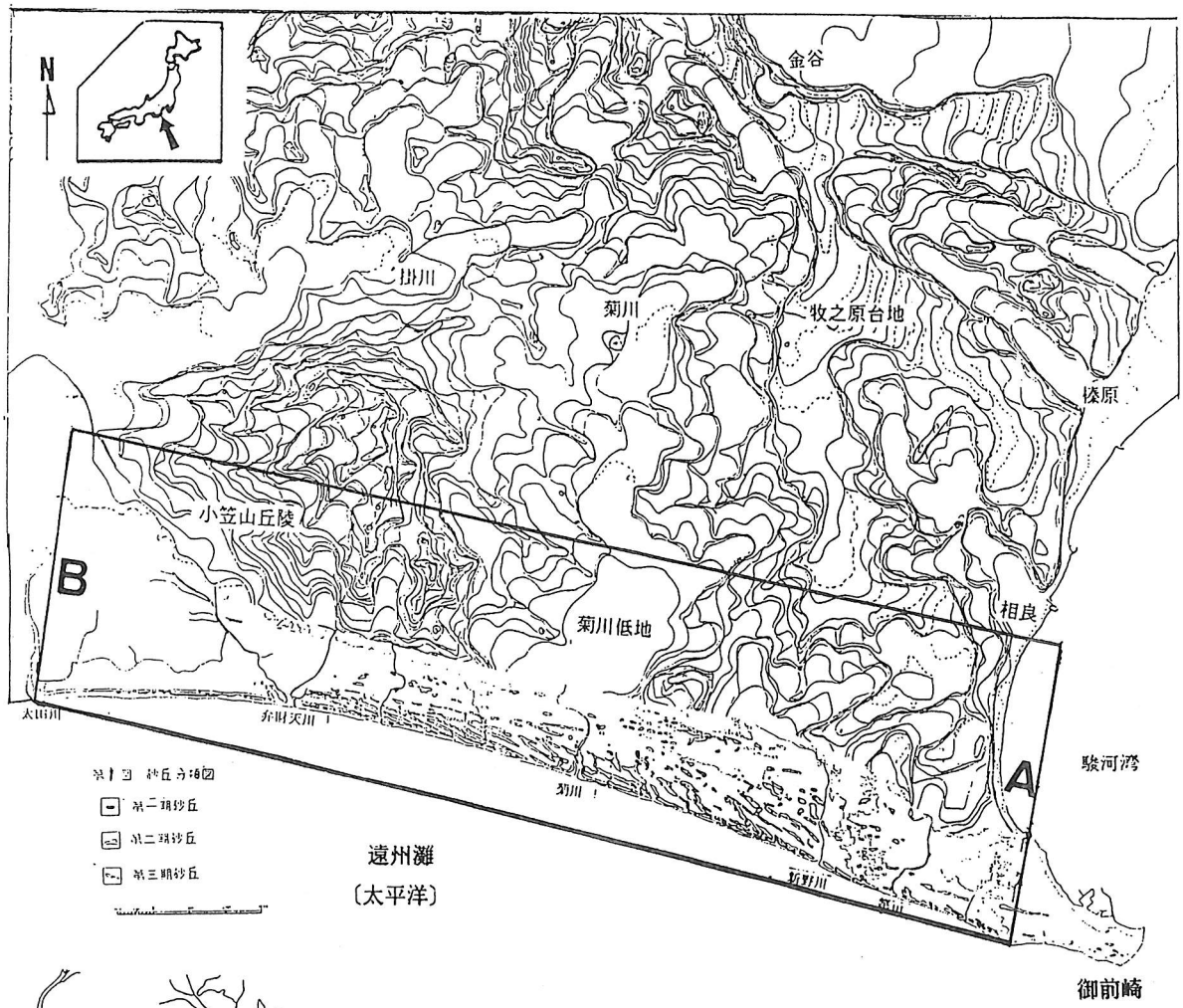
(1) 千浜付近を頂上とし，東西両方向に向け低下するドーム状変形が認められ，またこの傾向は，第二期砂堆よりも第一期砂堆に顕著に現れている。

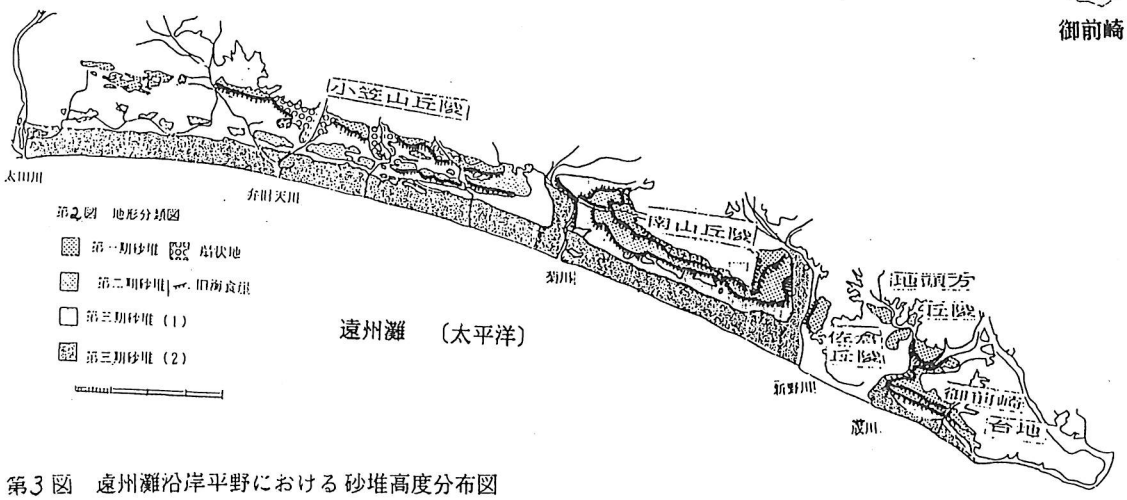
(2) 1707年宝永地震により陸化した横須賀港跡は現海岸線よりも約2000m以上内陸に位置するが砂堆分布高度は僅か2.5mを維持するに過ぎず著しい垂直隆起は認められない。また形成時期の古い第一期砂堆が新期第2期砂堆よりも傾斜を増加させ西方向に向け沖積面下へと沈降していくようにも見える。

(3) 1707年宝永地震や1854年安政東海地震時に遠州灘沿岸各地に発生したと伝えられる地震成隆起量の推定分布傾向にもよく一致するようにも見える。

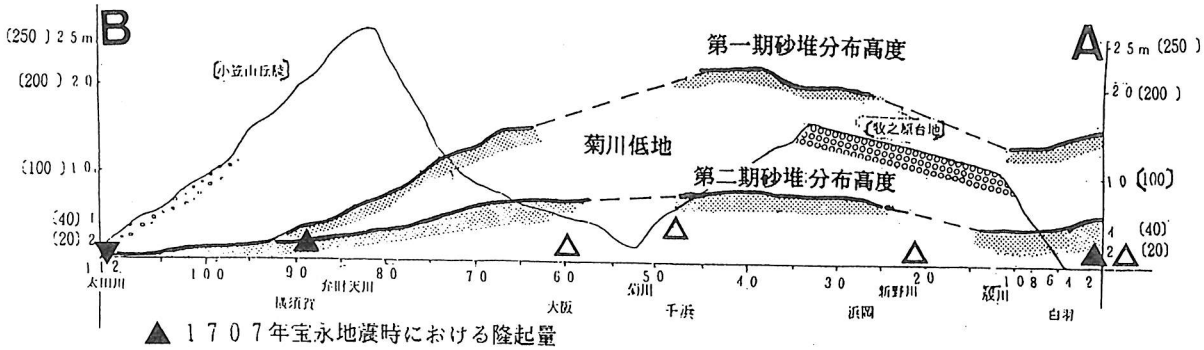
(4) 東端に位置する御前崎は千浜付近の約3倍程度の分布高度を維持するに過ぎず東方の駿河湾方向に向け次第に高度を低下させていくようにも見える。

(5) 小笠山丘陵や牧の原台地など第四紀以降約1000mも垂直隆起量が推定されている赤石山脈前面に認められる変形隆起傾向にも類似する。





第3図　遠州灘沿岸平野における砂堆高度分布図



▲ 1707年宝永地震時における隆起量

△ 1854年安政東海地震時における隆起量

（小笠山丘陵より牧の原台地を結ぶ断面図は，1／10標高で図化）

27 富士山南西麓地域に分布する別所礫層に関する新知見

山崎　晴雄（地質調査所）

New data on the lower Pleistocene deposits in the southwestern foot of Mt. Fuji, Japan : Haruo YAMAZAKI

富士山南西麓地域は駿河トラフから内陸に延びるプレート収斂境界域の一部に当り、プレートの沈み込みに伴う付加体の形成が繰返されてきた地域である(山崎,1984)。演者は、第四紀地殻変動とプレート運動の関係を解明するためこの地域の第四系の地質調査を行なってきたが、その過程で羽鮒・星山丘陵に分布する別所礫層の層序・地質構造に関し、従来の見解とは異なる結果を得たのでこれを報告する。

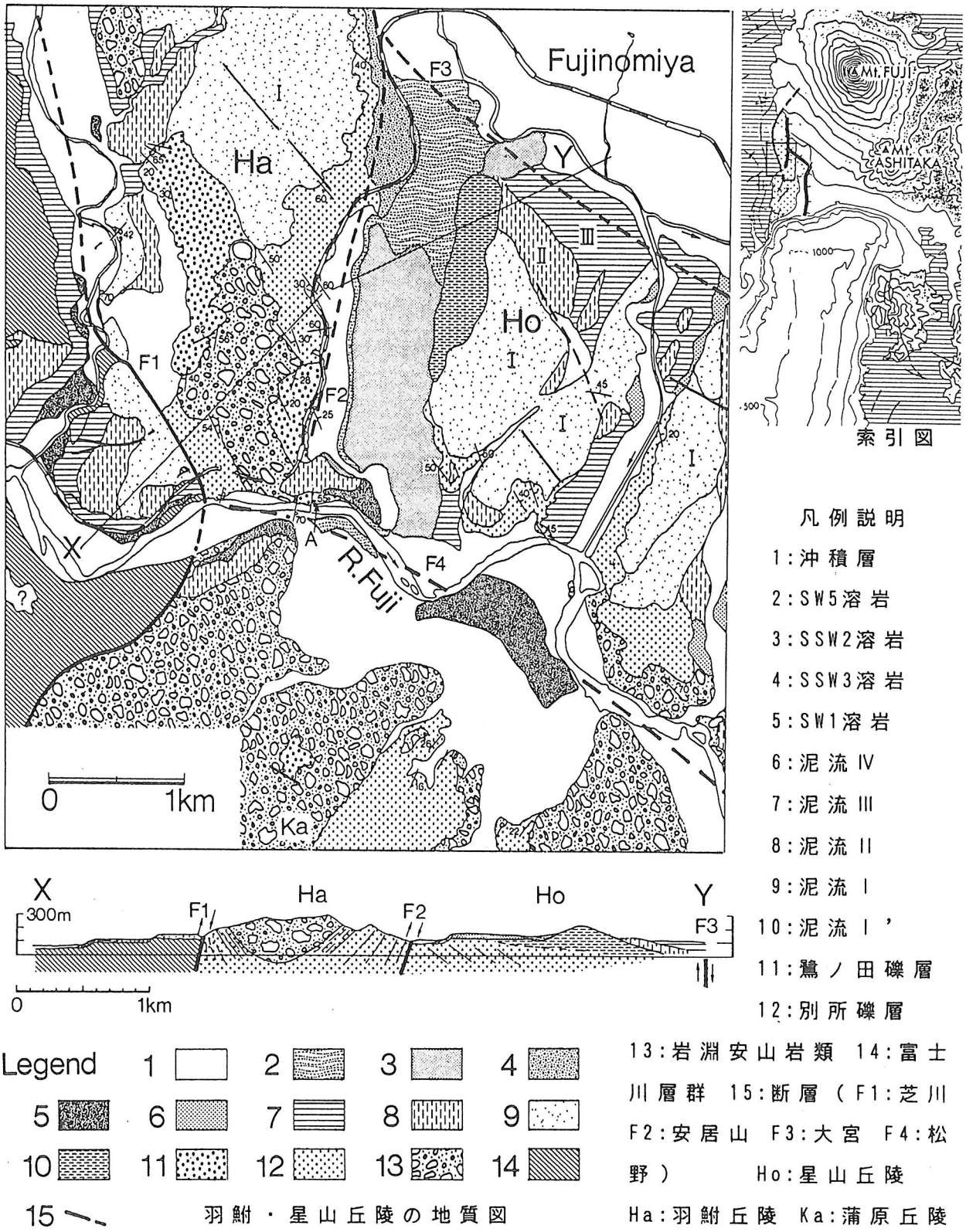
別所礫層(津屋,1940)は、富士川左岸の羽鮒・星山丘陵の下部を構成する、礫層を主体とする厚い第四系である。従来、本層は富士川河岸において岩淵安山岩類を不整合に覆うこと、また、古富士泥流堆積物に不整合に覆われることから、富士川右岸の蒲原丘陵上に分布する鷺ノ田礫層に対比され、中部更新統と考えられていた。しかし、蒲原丘陵の鷺ノ田礫層が層厚200m、層理の乏しい扇状地性礫層から成り、変形も余り激しくないのに対し、別所礫層は層厚1000m以上、砂の薄層を挟み層理の明瞭なcobble～pebble主体の礫層で、最大傾斜60度以上の激しい変形を受けており、両者を同時期の堆積物と考えるには古地理や地殻変動についてかなり複雑な説明が必要であった。この様な問題点を背景に別所礫層について詳しい地質調査を実施した結果、従来の別所礫層は①蒲原丘陵の鷺ノ田礫層に対比される中部更新統と、②岩淵安山岩類中に挟在する下部更新統に区分されることが分かった。

前者は羽鮒丘陵南部に岩淵安山岩類を不整合に覆って分布する(地質図参照)。富士川河岸(地質図のA点)には本層最下部が露出し、植物化石を含む砂泥層が上方に粗粒化し礫層に漸移する様子が認められる。砂泥層中には数枚のガラス質火山灰が認められ、うち一つは蒲原丘陵の鷺ノ田礫層最下部の足ヶ久保植物化石層中のガラス質火山灰層(町田他,1980)と同一層である。

後者は羽鮒・星山丘陵に広く分布し、従来別所礫層と呼ばれてきたものの大部分を占める。そこで、以下これを別所礫層と呼び、岩淵安山岩類中に挟まれる下部更新統と最定義する。本層の上部と下部には厚さ数十mの泥～シルト層が存在する。特に上部の泥層中には降下軽石層や薄い火砕流等が挟まれる。下部の泥層は岩淵安山岩類を覆い、上部泥層は同安山岩類と交指するので、別所礫層は岩淵火山の活動期間中に堆積したものである。既に杉山・下川(1982)は蒲原丘陵の南松野で火山岩中に礫～泥層が挟まれることを指摘しているが、別所礫層はこの北方延長に当るものである。

蒲原丘陵内の別所礫層は堆積盆の縁辺相を示すが、富士川左岸地域では層

厚が著しく増大し、激しい沈降域の堆積物と考えられる。一方、蒲原丘陵南部には岩淵安山岩類の下位に沈降域の堆積物である蒲原礫層が整合に分布する。これから、前期更新世の岩淵火山の活動期に南から北へ沈降盆が移動したと考えられる。また、富士川を挟んで別所、鷺ノ田両礫層の構造が大きく異なることから、富士川沿いに断層(松野断層：新称)の存在を推定する。



羽鮒・星山丘陵の地質図

28 関東地方における完新世の相対的海水準変動曲線

遠藤邦彦・小杉正人（日大文理）・関本勝久（パレオ・ラボ）

Holocene relative sea-level curves in the Kanto Plain:Kunihiko Endo, Masato Kosugi and Katsuhisa Sekimoto

日本の完新世の相対的海水準変動曲線は，大筋ではほぼ一致を見るに至っていると言えよう．しかし，１露頭や１ボーリングコアで，５つや１０という多数の年代が測定されるようになったのを背景に，相対的海水準変動曲線の意味も，個々の地層形成，平野の発達，環境変化を説明し得る，きめの細かなものが要求されている．

演者らは関東平野の南部や中部の沖積層層序とその古環境分析に基づいて，沖積層の形成過程と海水準変動との関連を検討し（遠藤他，1979；Sekimoto & Endo,1980；Endo et al.,1982; など），相対的海水準変動曲線を描いた（遠藤他，1983）．さらに，関東平野中部の資料に基づいて（遠藤他，1987；小杉，1988；遠藤他，1988；など），^{14}C年代の裏付けのある旧海水準指標データに，海水準の変化を示す現象の年代資料を加えて，新たに相対的海水準変動曲線を作成した（遠藤他，1989）．図１は関東平野中央部の資料に基づき，これに若干の修正を加えたものである．図１に示す最新の相対的海水準変動曲線は，下記の多くのデータの裏付けの下に，海水準の停滞期と，相対的に急速な変化期が重視されており，隆起地域をも含む関東平野の基準となり得るものと思われる．

次にその方法を示す．以下の諸現象についてその質をとらえ，年代と高度を測定する．

1）	高頂期の海水準	←旧汀線地形
		←生物群集とその変化
2）	低下期の海水準	←河成礫層
		←生物群集の変化
3）	小変化期とその海水準	←埋積浅谷
		←生物群集の変化
		←岩相変化
		←同位体比変化（中井ほか，1988）
4）	安定期の海水準	←カキ礁
5）	海水準変化速度	←堆積速度，汀線移動，海底勾配

こうした諸現象の年代値に基づき変動曲線が復元されるが，中川低地を中心に関東平野中央部における主な根拠と，関東平野南部を中心にこれを補強し，支持するデータは以下の通りである．

a）12000～10000 年前　海退（-45m）　← HBG：有機質粗粒砂層，礫混り砂層（東京低地，中川低地：遠藤他，1984）．

b）10000～9000年前　一時的停滞(-35～-40m) ←カキ礁（東京湾：遠藤他，1984）．古夷隅湾（関本他，1989），大磯丘陵の古中村湾（遠藤他，1979）などでもカキ礁発達．この後，海水準は急上昇した（堆積速度）．

c）8000 ～7500年前　一時的停滞ないし小海退　←砂層の一時的発達（中川低地：遠藤他，1988）．川崎低地では$\delta^{13}C$の変化（中井他，1988），古中村湾では河成礫層の進出（遠藤他，1979），古夷隅湾では内湾の低鹹度化～河成層進出（関本他，1989）等から，停滞か小海退が推定されている．

d）6000～5500年前　縄文海進最盛期　←各地（最高海水準 +2.5m）．

e）5300年前　小海退の開始　←浅谷形成開始（草加：遠藤他，1987），再堆積貝混じり層（流山：遠藤他，1989）．湾奥で泥炭層形成（川口市赤山：遠藤ほか，1987）．古佐貫湾では河成礫層の発達（遠藤・関本，1981）．古中村湾では中村原面段丘化（遠藤他，1979）．

f）4500 ～3500年前　停滞　←内湾残存，カキ礁（草加：遠藤他，1988）．

g）3500 ～1800年前　小海退　←浅谷形成（草加：遠藤他，1988），陸生珪藻卓越（川口市赤山：小杉，1987；館林：小杉，1987）．

h）1800 年前～　小海進　←地下水位上昇，未分解草本泥炭層（草加：遠藤他，1988；館林：小杉，1987）．古中村湾で押切面形成（遠藤他，1979）．

地殻変動条件の異なる関東平野南部と中部では海水準変動曲線は異なるのは当然だが，変化の時期はよく対応する．

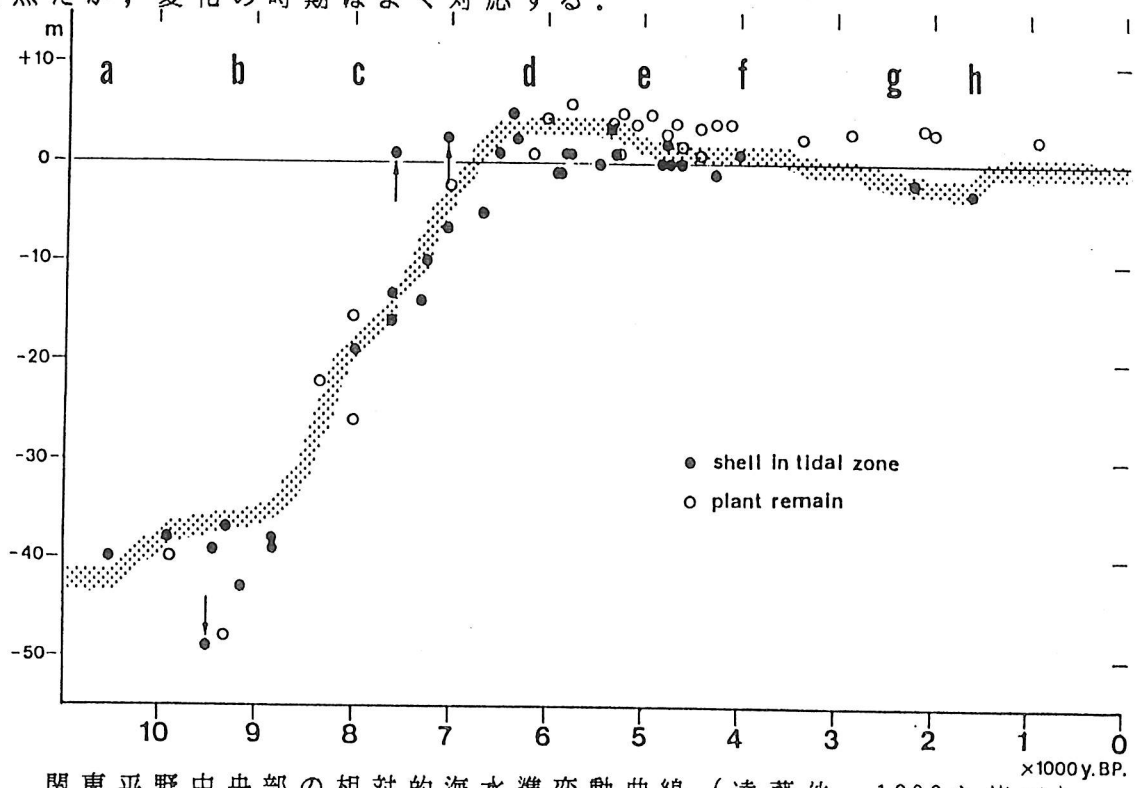


図１　関東平野中央部の相対的海水準変動曲線（遠藤他，1989を修正）

29 珪藻化石群集からみた過去10000年間の東京湾の変遷史

小杉正人（日本大学・応用地学）

Environmental Changes of the Fomer Tokyo Bay in the Holocene Based on Fossil Diatom Assemblages : Masato Kosugi

［はじめに］

筆者は，これまで珪藻化石群集の古生態解析による古環境の復原の基礎的研究として，生体染色法（小杉，1985）を提唱し，生体のみに基づく環境指標種群を設定した．すなわち，現在の様々な環境から集められた珪藻群集について，生体染色法により生体群集を識別し，これに環境傾度分析を行い種の分布と環境要因との対応関係を調べた（Kosugi,1987）．その結果，塩分濃度および付着基物（底質，大型水生植物など）への適応性により特徴づけられる種群を区分した（小杉，1988）．

［目的・方法］

本研究では，この環境指標種群を利用し，完新世（縄文）海進によって現在の東京湾の北方に成立した古奥東京湾を事例に，湾内の13地点から得た化石群集を解析し古環境の復原を試みた．この際，この湾を連動して変遷したかつての地域システムとみなし，各地の群集の時間・空間的様相を比較することにより，湾全体の環境変遷を捉えた．

［結果・考察］

完新世における東京湾の13地点における珪藻化石群集の層位分布を図1にまとめて示す．これにより推察される東京湾の変遷史上の重要な地学事件を要約する．

（1）13地点の珪藻化石群集の時空間的比較を行った結果，東京湾の環境は基本的に海水準変動に支配されて変遷してきたことがわかった．各地の環境変遷の連動性・同時性に注目すると，6500年前，5300年前，3500年前，1800年前が東京湾の環境変遷史上の重要な変化時期になっている．（2）9000～6500年前の海水面の急上昇期には，基底面高度の低い地点から海水の浸入をうけ，浮遊性珪藻が繁殖する水深のある海域が広がっていったと推定される．この時期には湾の埋積が不十分で地形勾配が大きかったため，干潟の発達は少なかったと考えられる．（3）6500年前は，急上昇を続けてきた海水面が現在より2～3 m高位に安定を開始した時期にあたる．この海水面の安定化により，デルタの前進・湾の浅海化がもたらされた．（4）5300年前は，海水面が短期間に低下を開始した時期（4500年前までに＋1 m）にあたる．これにより，湾奥部～湾央部の淡水化と湾口部の干潟の発達がもたらされた．（4）3500年前は，再び海水面が低下を開始した時期（1800年前までに－1 m）に

あたる．これにより，古奥東京湾全域が淡水化した．(5) 1800年前は，海水準が現在のレベルに回復した時期にあたる．これにより，陸化した低地では地下水位が上昇し沼沢地が広がった．(6) 東京湾域で得られた環境変遷史の時期区分と，海水準変動にかかわる浅谷形成，陸生珪藻の多産，クロスナ層の形成，などの現象との対応を調べたところ，これらの間にはよい同時性がみとめられた．このことは，東京湾の環境変遷史は，海域の環境変遷と関連する地学現象の歴史をよく代表していることを示している．(7) 一方，古奥東京湾の環境変遷史とこの周辺域での植生変遷史との対応を調べたところ，植生変遷史の時期区分がわずかに遅れる傾向がみられた．また，植生変遷に基づくヨーロッパの完新世の5期区分との対応を調べたところ，5300年前がAtlantic期とBoreal期の境界（5000年前）にほぼ対応したのを除き，他の時期については対応がつけられなかった．この理由として，珪藻群集と植物群とでは遷移過程における成熟に要する時間が異なること，気候変動と海水準変動とが連動するとは限らないこと，地殻変動などの地域的要因がかかわった可能性もあること，などが考えられた．

今後は，地域システム全体を考慮した環境復原法を他の地域にも適用し，各地域の環境変遷史の普遍性を評価してゆくことが課題としてあげられる．

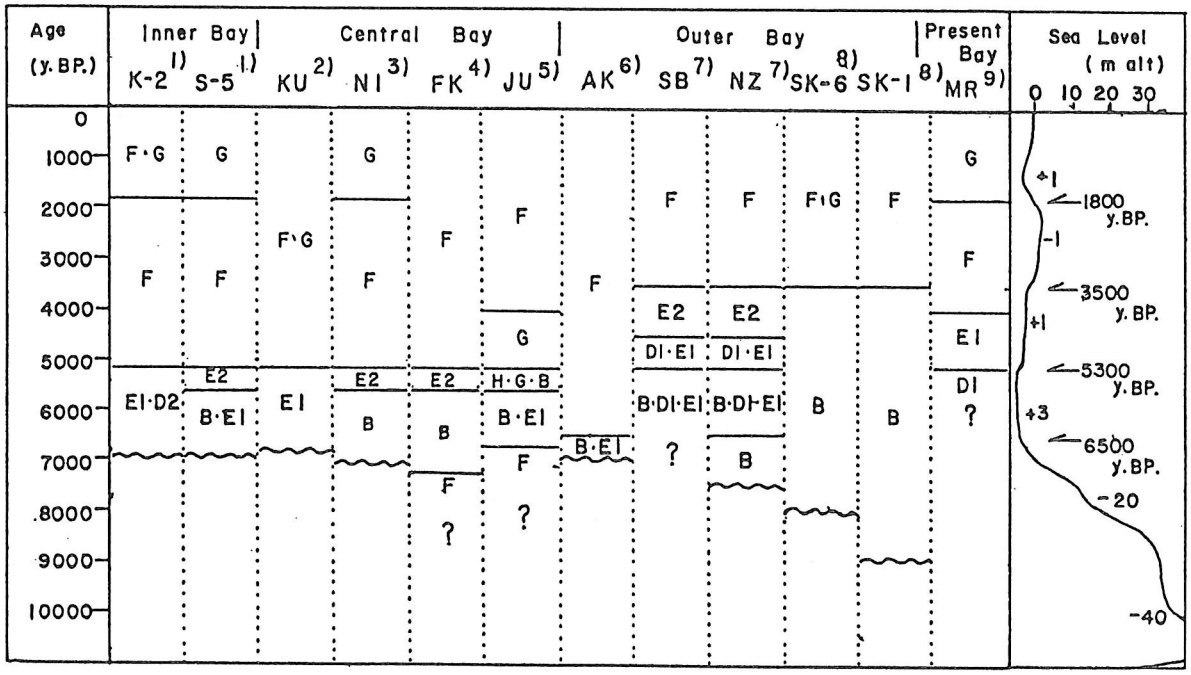


図 1　古奥東京湾域における珪藻化石群集の時空間変遷図

B：内湾指標種群，C1：海水藻場指標種群，D1：海水砂質干潟指標種群，D2：汽水砂質干潟指標種群，E1：海水泥質干潟指標種群，E2：汽水泥質干潟指標種群，H：河口指標種群，F：淡水底生種群，G：淡水浮遊性種群

1) 古河市：小杉ほか (1989)，2) 久喜市：安藤 (1987a)，3) 野田市：阪口・鹿島 (1987)，4) 大宮市深作沼：安藤 (1980)，5) 大宮市寿能：安藤 (1982)，6) 川口市赤山：小杉 (1987)，7) 流山市：遠藤ほか (印刷中)，8) 草加市：小杉 (1988a)，9) 村田川下流域：小杉 (1988b)，

（小杉，1989）

30 黒滝不整合——関東構造盆地の起源

中川久夫（東北大・理）

Kurotaki Unconformity — Genesis of the Kanto Tectonic Basin:

Hisao NAKAGAWA

関東構造盆地内の堆積物は海成鮮新—更新統の上総層群と中部更新統の下総層群である。上総層群の下底は黒滝不整合と呼ばれるやや特異な不整合であって，古くから注目されてきた。その特徴には次のようなものがある。

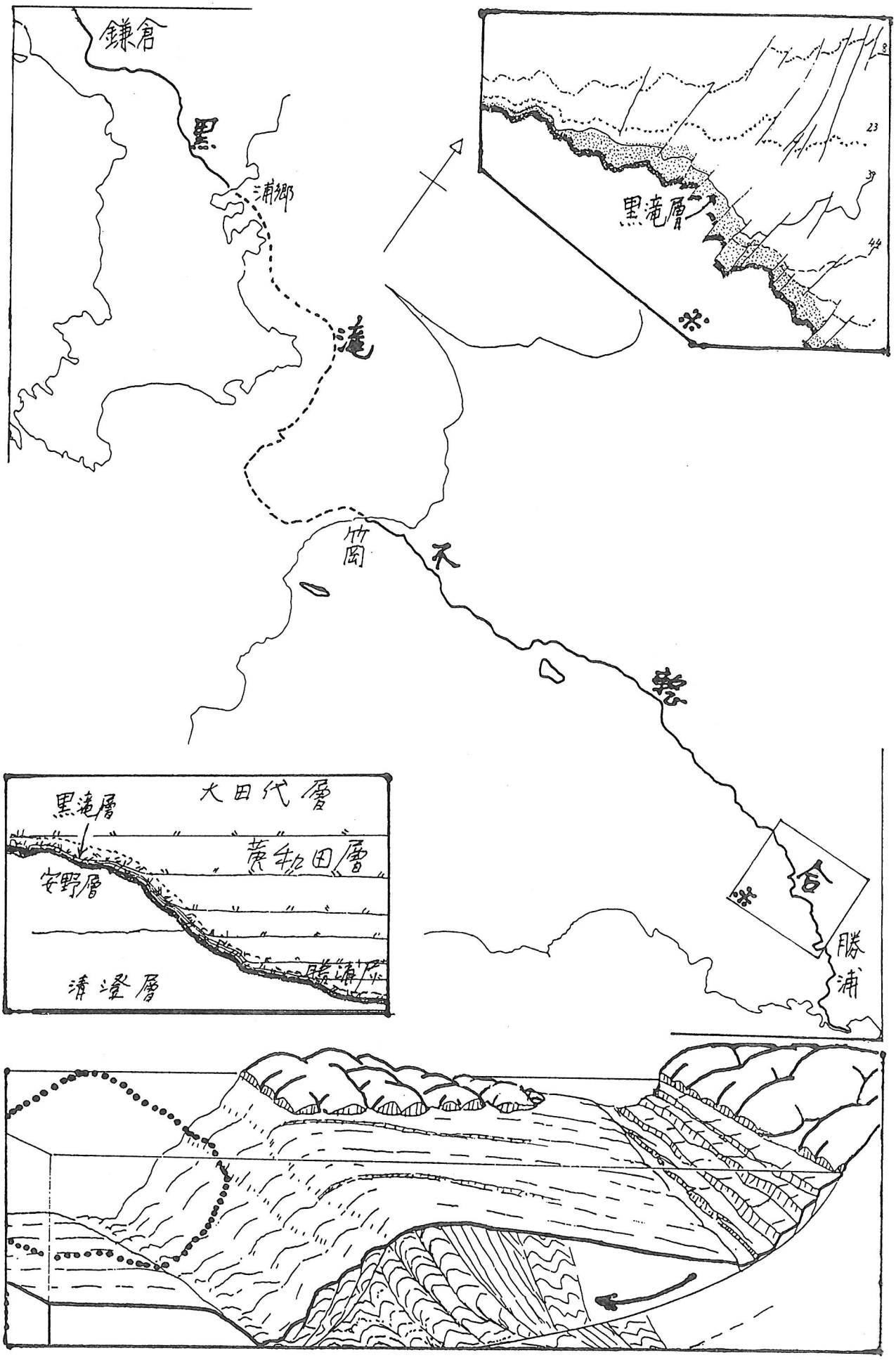
(1)下位層が陸上で風化・侵蝕を受けた形跡はない。(2)不整合直上の黒滝層は不整合面とほぼ平行に重なっている。(3)不整合下の欠落部は南東端部で最も大きく，清澄層を黒滝層が蔽っている。(4)地質図上では，黒滝層とその上位の安野層は，斜交しているように見える。(5)下位層の欠落が大きい南東部で，上位層が最も厚い。(6)上・下位層とも不整合に近い部分で同質の火山砕屑物に富む。(7)陸源堆積物の供給方向は，不整合をはさんで，下位層では北から南，上位層では南から北である。(8)不整合の下位の清澄層・安野層も上位の黒滝層も下部鮮新統であって，地磁気層序のガウス正磁極帯に相当する。

これらのことから，黒滝不整合は海底で，短期間に，豊富な火山砕屑物の供給の下で形成されたと考えることができる。

黒滝不整合は勝浦から房総半島を横断し，浦賀水道の海底を経て三浦半島に連続し，鎌倉まで追跡される。この方向は上総層群の分布主軸とほぼ平行であるが，また関東（利根川）構造線や南沖の相模トラフののびの方向とも平行である。

関東構造盆地の形にはこの方向とほぼ直交する第2の傾斜軸がある。その第2軸は東京湾・房総半島の主軸・東北地方の主軸・東沖の日本海溝ののびの方向と平行している。房総半島の諸河川とその沿岸の段丘群の配置を見ると，小櫃川・養老川などでは低位段丘のみが東京湾に注ぐ流路にそっている。このことは第2軸の影響が明瞭に現れたのは下総層群堆積後であることを示している。関東構造盆地はWNW−ESE軸をもつ凹陥地として発生し，後にNNE−SSW軸の傾斜が加わって形成されたと考えられる。

黒滝不整合はWNW−ESE軸の凹陥地の発生を示し，関東構造線以南の巨大スランプによって凹陥地が生じた。黒滝不整合はその滑落塊の先端部に当たる。火砕物は滑落塊上を一面に蔽ったが，陸源堆積物は低所から堆積をはじめた。滑落塊の先端部は大陸斜面の中腹にあって，離水しなかった。この大スランプは沖積層の高度分布，地震時の南部の隆起と北部の沈降など，その後の関東地方の変動にもうけつがれている。


鎌倉
黒
浦郷
滝
竹岡
不
整
合
勝浦
黒滝層
大田代層
黒滝層
黄牛田層
安野層
清澄層
勝浦層

31 9世紀に発生した赤城火山南斜面における崩壊とその誘因

早田　勉（パリノ・サーヴェイ）・能登　健（群馬県教育委員会）

Cause of landslides occurred on the southern slope of Akagi volcano in 9th century.:Tsutomu Soda and Takeshi Noto

1．崩壊に伴う堆積物の層相と分布

赤城山南斜面に分布する黒ボク土の中には、少なくとも2層準に「2次堆積ローム」と呼ばれる堆積物が認められる。このうち、上位の堆積物は厚いところで3m以上に達する。堆積物を構成する物質は、堆積域の背後の斜面の傾斜や地質を反映している。赤城山の火山原面を深く開析する河谷沿いでは、おもに古期成層火山を構成する凝灰角礫岩や火砕流堆積物からなる。これに対し、梨木泥流堆積物から構成される傾斜が比較的揺るやかな丘陵内部やその下流域では、褐色火山灰土やその間に挟まれる降下テフラ層から構成されるところが多い。

これらの堆積物は岩塊相と基質相から構成されること、また基質相には層理など水を媒介として移動したことを示す証拠が認められないことから、崩壊に伴う岩屑なだれ堆積物と判断される。岩塊相を構成する凝灰角礫岩、火砕流堆積物、褐色火山灰土や降下テフラ層は、相対的に上流域ではシート状で挟まれているのに対し、下流域では円磨されたブロックに変化したり堆積物中に個々の粒子が散在するようになる。一方、基質相は柔らかい火山灰土から構成されていることが多い。堆積物の下部には、黒ボク土を取り込みながら停止した構造も認められる。

2．崩壊の発生年代とその誘因

岩屑なだれの堆積物の下位の黒ボク土には、6世紀中ごろに榛名火山二ツ岳火口から噴出した榛名－二ツ岳軽石（FP）が認められる。また岩屑なだれ堆積物の上位の黒ボク土の中には、1108年（天仁元年）に浅間火山から噴出した浅間Bテフラが認められる。さらに、10世紀に建立され11世紀まで存在していた山岳寺院が、この岩屑なだれ堆積物を成形した上に建立されていたことが明かにされている（宇通遺跡；粕川村教育委員会，未公表資料）。これらのことから、崩壊の発生年代は6世紀中葉から10世紀の間に限定される。

一方、赤城火山山麓に分布する遺跡では、遺構を斬って発達する地割れも多く発見されている。遺構との関係から、地割れが形成された時期は8世紀初頭から9世紀後半の間と考えられる。崩壊もこの時期に発生した可能性が大きい。以上のことから、8世紀から9世紀後半ごろの短かい期間に、赤城火山南斜面の地形発達史において非常に重大な事件が発生したことが推定される。

さて「類聚国史」には、818年（弘仁9年）7月に関東地方一帯に地震が発生したことが記載されている。この地震では山崩れが多く発生し、土砂が谷を厚く埋め、これにより圧死者が多くでた。とくに「上野国境」では、地震に洪水が重なって人命が損傷を受けている。崩壊に伴う堆積物や地割れが存在すること、またこれらが認められる位置や発生年代はこの記載と矛盾しない。このことから、上位の「2次堆積ローム」をもたらした赤城火山南斜面の崩壊や地割れの形成が、この地震に伴って起こった可能性が非常に大きいと考えられる。今後、平野部を含めた広い地域での災害史的観点に立った研究が必要である。

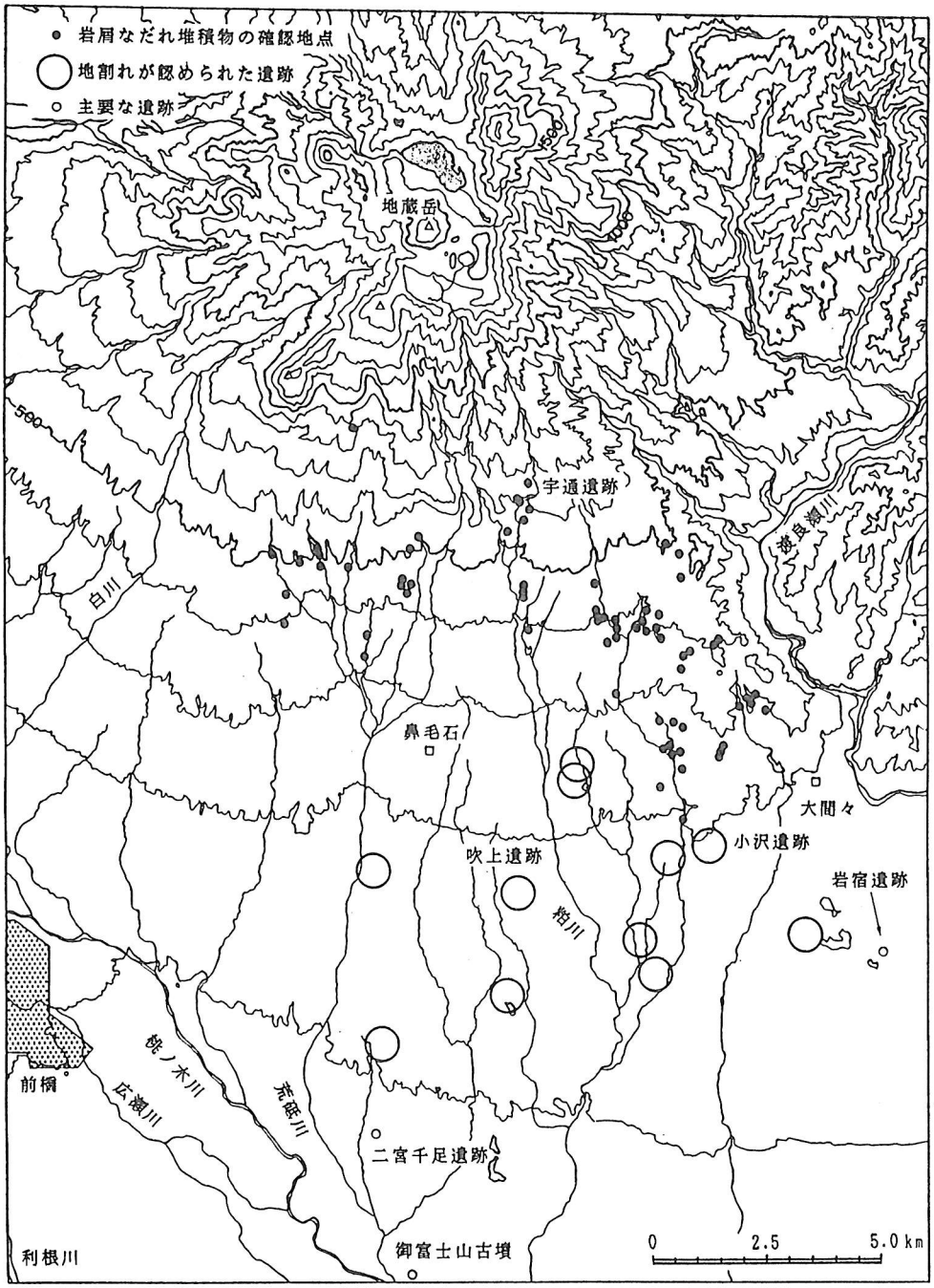


図1　赤城火山南斜面における歴史時代の岩屑なだれ堆積物の分布.

32 中部日本における中部更新統のテフラ層の広域対比

吉川清志・水野清秀・杉山雄一（地質調査所）

Correlation of tephra layers of middle Pleistocene in and around Central Japan.: Kiyoshi KIKKAWA, Kiyohide MIZUNO and Yuichi SUGIYAMA

中部更新統のテフラ層の対比を目的として、八ヶ岳東部（八ヶ岳団研G, 1977, 1988）、静岡有度丘陵（近藤, 1985）、浜名湖周辺（杉山, 1988）において記載されているテフラ層及び、周辺地域のテフラ層について、記載岩石学的検討及びＩＣＰ発光分析法による火山ガラスの化学分析を行なった。

各地のテフラ層の化学組成の特徴を表わすために、Ｆｅ／ＭｇとＬａ／Ｙを両軸に取って示した（第１，２図）。また、対比の可能性があるテフラ層については、それぞれの化学組成を示した（第１表）。

八ヶ岳東部の南佐久層群の最下部に含まれるＢ１（クリスタルアッシュ）の化学組成は、大磯丘陵のＴＥ－５（Ｔ１１－９）と極めて似ており、分布・年代値も調和的である。Ｂ１－Ｂ３のいずれかがＴＥ－５に対比される可能性が大きい。

静岡有度丘陵のＮｇ－１は大阪層群の八田あるいは和田火山灰とその記載岩石学的特徴（吉川周, 1983）や、化学組成（吉川清・吉川周, 1989）が良く似ている。大磯丘陵において新井（関東第四紀研究会, 1987に引用）により、Ｔ１１－５８上部と八田との対比が推定されているが、Ｎｇ－１及びＴ１１－５８上部は海進最盛期以前の層準に存在することから、層位から見るとむしろ和田と対比される可能性がある。

クリスタルアッシュとＮｇ－１は、Ｌａ／Ｙ，Ｆｅ／Ｍｇともに大きい特徴があり、給源が同一あるいは近いことが考えられる。これらと似た化学組成の火山灰層は、八田・和田より下位の大阪層群及び古琵琶湖層群では知られておらず（吉川清・吉川周, 1989）、活動時期が限られることを示唆する。

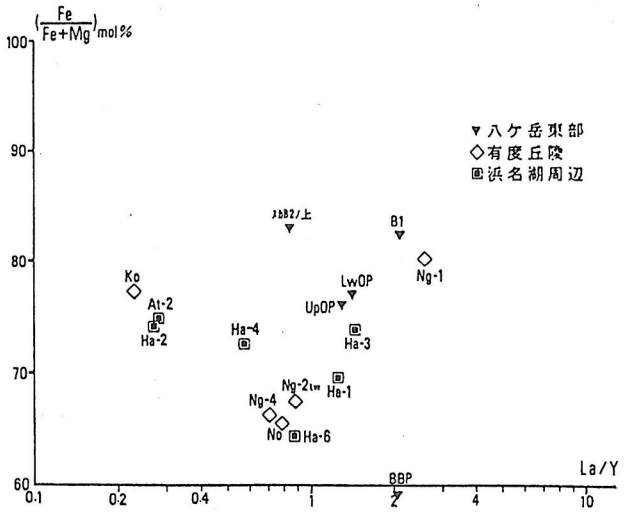
八ヶ岳東部の広瀬Ａ沢において、Ｂ２の少し上に見られるガラス質火山灰層は、その粒度や化学組成の特徴から、給源が遠いことが推定される。テフラ層の多くと比べて、Ｆｅ／Ｍｇ比が大きい特徴があり、この時代の大規模火砕流の化学組成と比較すると、南九州の加久藤火砕流上部（荒牧, 1969）と極めて似ており、層位にも矛盾はなく、火砕流にともなって噴出した火山灰層に対比される可能性が大きい。

加久藤上部の下位に存在する小林火砕流（野井, 1987）は、大阪層群のサクラや古琵琶湖層群の上仰木Ｉ及び、それらと対比されている房総のＫｓ－１１（町田ほか, 1980）と、化学組成が極めて似ている。前後の気候変動も調和的であり、対比される可能性がある。

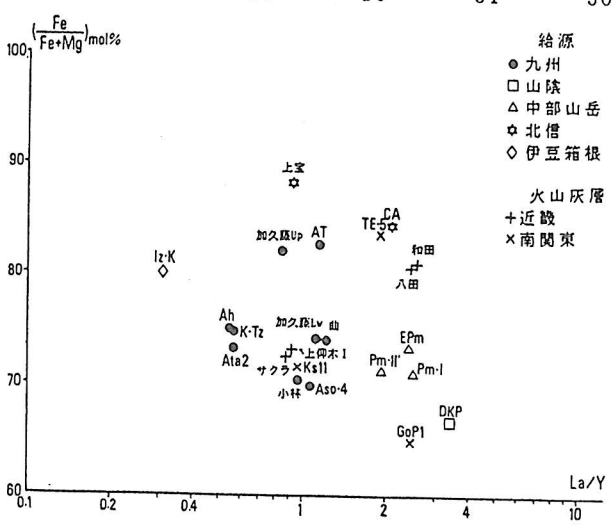
これらが正しければ、関東・中部・近畿と九州の中部更新統の対比が明らかとなる。対比案を第３図にまとめた。

第１表：テフラ層の化学組成の比較

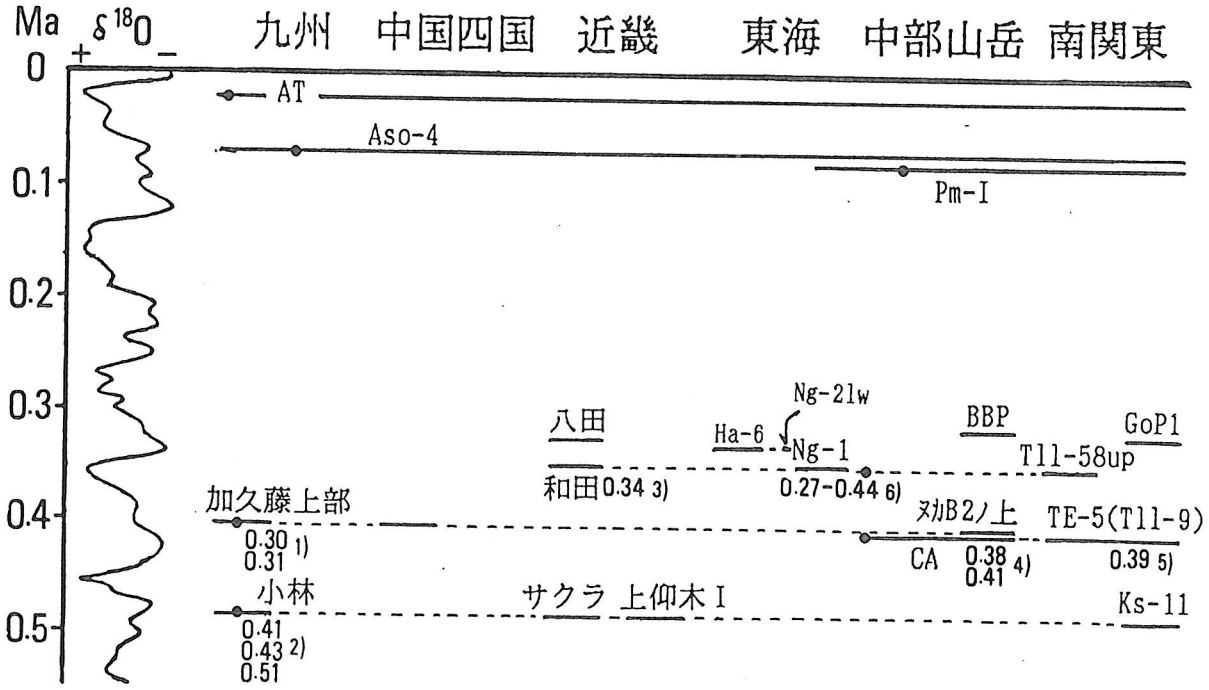
火山灰層	加久藤Up	ヌカB2ノ上	TE-5	B1(CA)	小林pfl	Ks11
TiO2(%)	0.193	0.179	0.089	0.101	0.267	0.258
Al2O3	12.23	12.05	12.10	12.15	13.61	13.66
Fe2O3*T	1.48	1.44	1.03	0.98	1.39	1.43
MnO	0.054	0.052	0.054	0.047	0.072	0.075
MgO	0.164	0.147	0.101	0.106	0.296	0.284
CaO	0.88	0.95	1.06	1.05	1.18	1.16
Na2O	3.59	3.56	2.88	2.75	3.41	3.67
K2O	4.3	4.2	4.6	4.9	4.3	4.5
P2O5	0.01	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04
Ba (ppm)	611	609	456	463	585	581
La	29	30	34	34	31	30
Sc	9.0	8.7	1.5	1.4	5.8	5.1
Sr	82	85	102	107	134	126
Th	12	12	17	16	14	12
V	4	3	2	3	6	6
Y	34	35	18	16	31	30



第１図：中部地方のテフラ層のＦｅ／Ｍｇ－Ｌａ／Ｙ図



第２図：西南日本のテフラ層のＦｅ／Ｍｇ－Ｌａ／Ｙ図



第３図：西南日本の中部更新統のテフラ層の対比案

ＦＴ年代：1)Miyachi(1983)　2)野井(1987)　3)市原ほか(1984)　4)鈴木(1988)
5)鈴木・杉原(1983)　　微化石年代：6)北里ほか(1981)
δ18O編年：Emiliani(1978)　Prell et al.(1986)

33 東海地方の中～上部更新統と第四紀地殻変動

杉山雄一（地質調査所）

Middle and late Pleistocene deposits and the late Quaternary crustal movements of the Tokai district : Y.SUGIYAMA

Ⅰ．対　比　　伊勢湾西岸～浜名湖東岸地域では，いわゆる高位段丘面のうち，1)段丘面構成層の基底に顕著な谷地形を伴い，2)段丘面構成層が薄い礫層だけからなるのではなく，谷を埋積する泥質層(海進期堆積物)とその上位の砂・礫層(海水準停滞～海退期堆積物)から構成されるものは，１面だけ存在する．

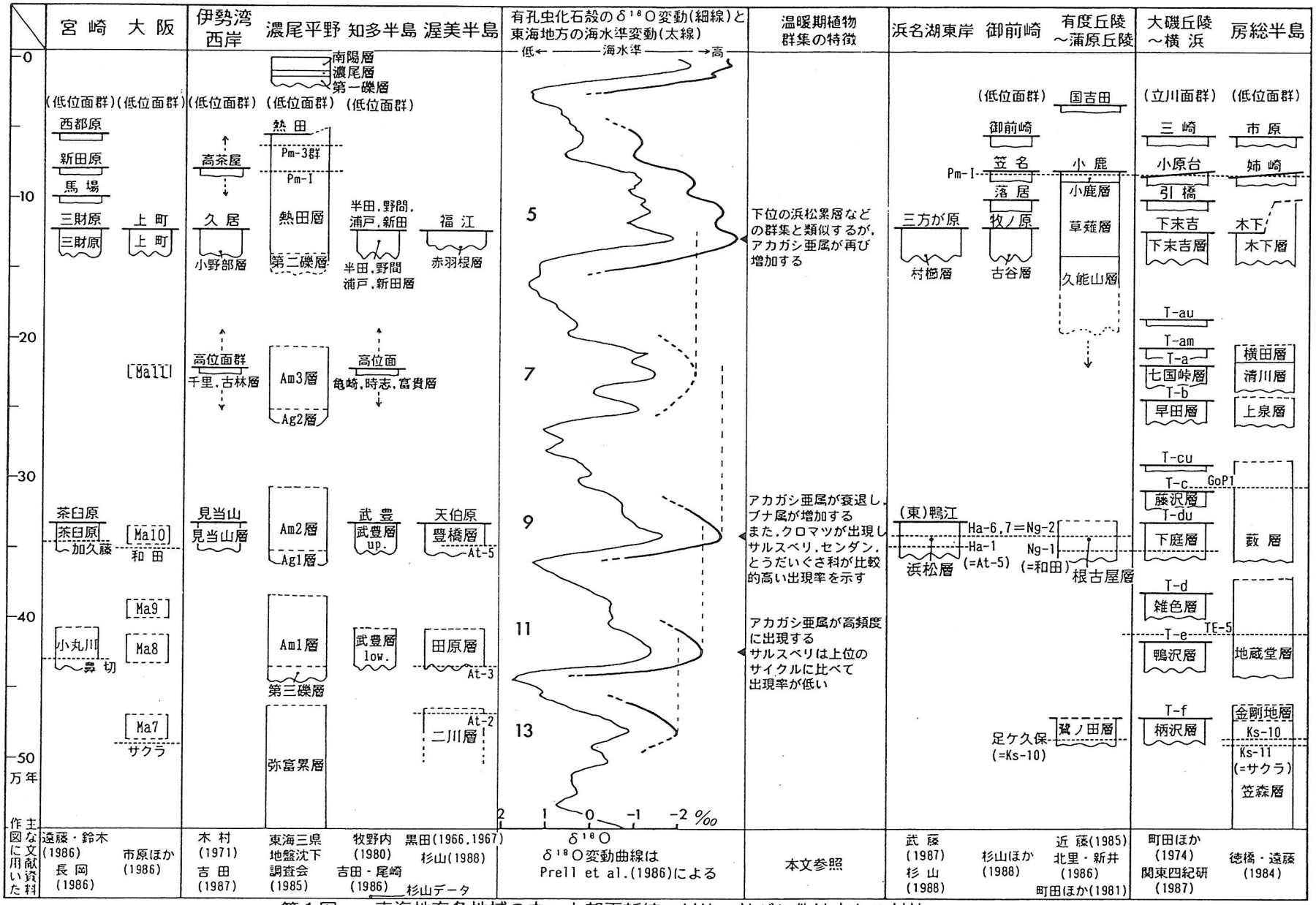
火山灰層による対比(杉山,1988)，古生物群集の変遷(本研究及び粉川,1964;黒田,1966,1967;西山ほか,1975;吉野・丹羽,1976;吉野ほか,1980;北里ほか,1981等)，並びに下末吉海進期の堆積物との関係に基づくと，上記の特徴を有する高位段丘面構成層は，下末吉海進に匹敵する，単一の顕著な海進期の堆積物である可能性が高い．また，濃尾平野地下の海部累層Am2層に対比される可能性が強い(第１図)．

有度丘陵の根古屋層に挟在するNg-1火山灰層(近藤,1985)は,大阪層群Ma10層準の和田火山灰層(吉川,1973)及び大磯丘陵下庭層中のTl1-58層準の火山灰層(関東第四紀研究会,1987)に対比される(吉川ほか,1989[一つ前の講演])．また,２枚組のNg-2火山灰層は,浜名湖東岸域の浜松累層に挟在するHa-6とその直上のHa-7火山灰層のセットに対比される(第１図)．

これらの事実及び推論に立脚すると，東海地方の谷埋め泥層を伴う高位段丘面構成層(浜松累層,豊橋累層,武豊層上部堆積サイクル,見当山累層等)及びその相当層(Am2層,根古屋層等)は，宮崎の茶臼原層,大阪層群Ma10層,大磯丘陵の下庭層,房総半島の藪層,北海道の築別段丘層等に対比され，これらの地層を堆積させた海進は$\delta^{18}O$変動曲線のステージ9(約30～35万年前)に当たると推定される(第１図)．

II．海水準変動　　東海地方の段丘のうち，段丘面構成層の基底に谷埋め泥層を伴うものが約35万年前の高位段丘面と下末吉海進に伴う中位段丘面の２面しか存在しないのは，①約35万年前及び約13万年前の海進が,各々,これらに先立つ約42万年前,48万年前…の海進,及び約23万年前の海進よりもピーク時の海水準が高く，かつ,②当該地域の隆起がこれらの相対的低ピーク海進に伴って形成された堆積面を段丘面として保存するほど著しくなかったためと考えられる．その結果，例えば渥美半島では，天伯原面を形成する約35万年前の堆積サイクルに覆われて，少なくとも２つの堆積サイクルが存在する（第１図）．

III．地殻変動　　東海地方の第四紀後期地殻変動は，変動パターンによって大きく３つに区分できる．第１のタイプは,御前崎及び大王崎の突出によって示される,プレート境界巨大地震の震源域東端部における“南北性”隆起（杉山・粟田,1989)である．第２のタイプは，渥美半島～浜名湖地域及び有度丘陵などにみられる,プレート境界とほぼ平行な“東西性”の軸を持つ褶曲や段丘面の傾動(主として内陸側への傾動)である．この変動域は前弧海盆の島弧側に位置するが，基本的には遠州灘及び駿河湾内の外縁隆起帯の成長と類似する．なお，これらの地域では，“東西性”の変形に重なって，“南北性”の曲隆（渥美半島）及び沈降（浜名湖及び有度丘陵）が認められる．第３のタイプは，ＭＴＬの内側に位置する伊勢湾周辺地域にみられるもので，南北性の逆断層・沈降・曲隆，NE-SW方向の右横ずれ断層等からなる東西圧縮性の変形である．このような東西圧縮性の変形は，生駒山地～鈴鹿山地の変形と一連のものであり，生駒山地以東のＭＴＬが非活動的であるため，生駒山地～三河高原地域が西南日本外帯(佃,1988の前弧ズリバー)と一緒になって西へ移動し，瀬戸内剪断帯及び中国帯(佃,1989)と“衝突”しているためと推定される．



第１図　東海地方各地域の中～上部更新統の対比，並びに他地方との対比

34 群馬県子持村、ＦＰ直下遺跡から検出された灰化物の植物珪酸体（プラント・オパール）分析

杉山真二（古環境研究所）・石井克己（子持村教育委員会）

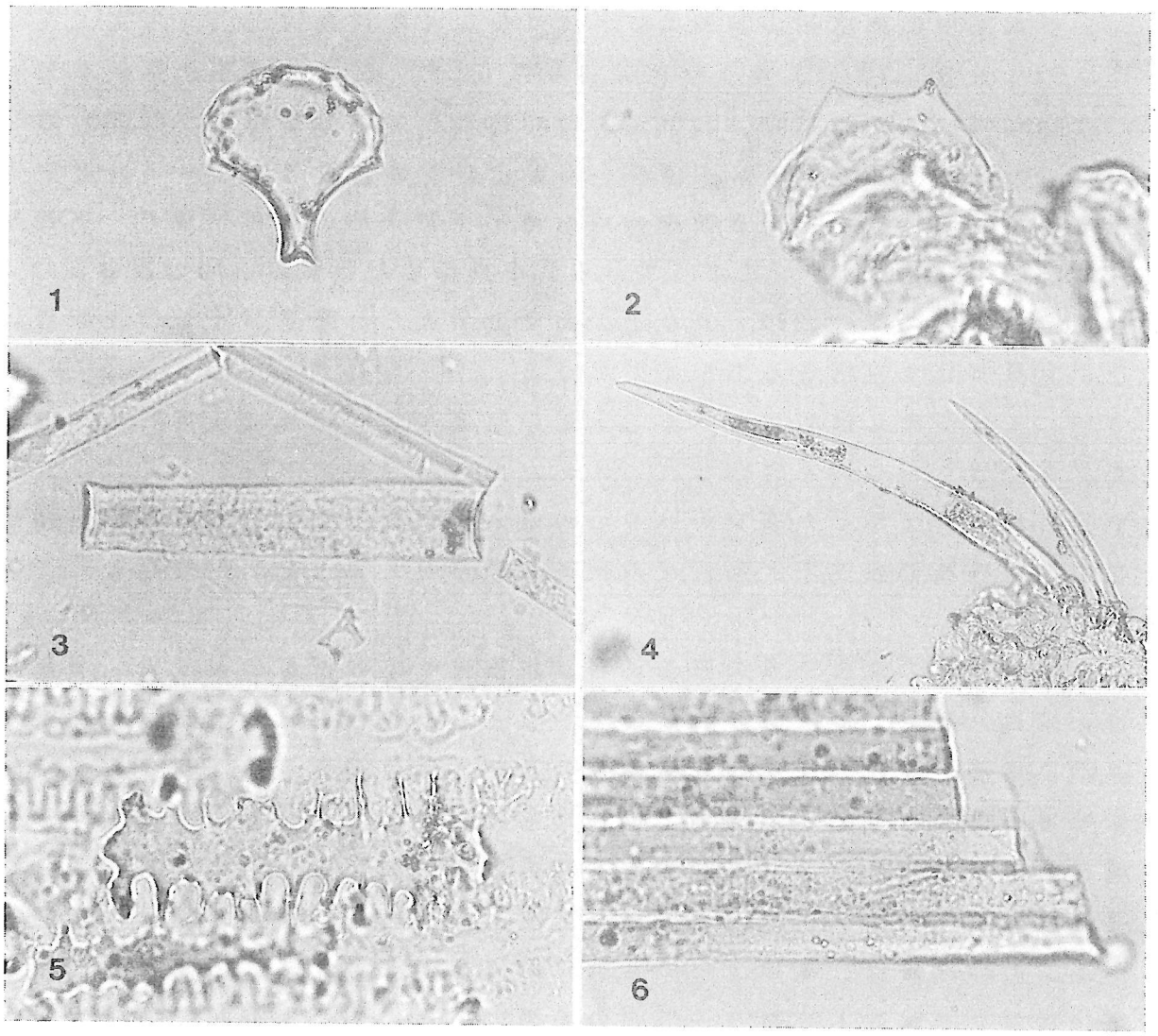
これまで、植物珪酸体（プラント・オパール）分析法の研究や応用は、葉身で形成される機動細胞や短細胞由来の珪酸体を中心として行われ、種子や茎など葉身以外の部位で形成される珪酸体はあまり注目されなかった。

イネやムギ類などの種子（籾殻）は葉身と同様に珪酸の集積が盛んであり、穎の表皮細胞や毛（稃毛）、芒などには明瞭な植物珪酸体が形成されている。これらの珪酸体は大きさが50～100μm以上と比較的大型であり、それぞれ特徴的な形態をしていることから、機動細胞珪酸体などと同様に給源植物の同定に有効と考えられる。なお、イネの稃毛の長さは系統間（インド型－日本型）を判別する指標の１つとされていることから、これを用いて過去におけるイネの系統を追求できる可能性がある。写真１にイネとコムギについて各部位の植物珪酸体を示す。

子持村の黒井峯・西組遺跡は、6世紀に噴出したとされるＦＰ（二ツ岳軽石）によって厚く覆われており、当時の住居跡や倉庫跡などが比較的良好な状態で保存されている。これらの遺構内には粉状の灰化物が残存している場合があり、このうち9試料について植物珪酸体分析を行った。なお、植物珪酸体の抽出は、超音波による分散、沈底法による20μm以下の微粒子除去、乾燥の手順で行った。

分析の結果は次のとおりである。①高床倉庫の脇など3箇所の試料からは、イネの機動細胞珪酸体とともにイネ籾の穎の表皮細胞や芒の植物珪酸体が多量に検出された。給源はイネ籾（籾殻）および若干のイネ藁と考えられる。これらの採取箇所は作業場とみられる遺構に近接していることから、脱穀後の籾殻が積まれていたものと推定される。②高床倉庫の床面など2箇所の試料からは、オオムギ族の穎や芒に類似した植物珪酸体が多量に検出された。同族については標本の検討がはなはだ不十分であるため植物種を特定することはできないが、いずれも高床倉庫内から検出されたことから、給源はムギ類（栽培）の種子である可能性が考えられる。③飼葉桶とみられる遺構内の試料からはイネの機動細胞珪酸体が多量に検出された。給源はイネ藁であり、飼料として利用されていたものと考えられる。④建物の屋根材にはススキ属が、柴垣（防風囲い）にはブナ科とみられる樹木の葉などが使われていた。

以上のように、この方法はすでに実績のある灰像分析法とともに給源植物およびその部位の同定法として有効であり、ほかにもさまざまな応用が考えられるであろう。今後の課題として、葉身はもとより種子や茎など植物体の各部位を対象とした植物珪酸体標本の蓄積と総合的な検討が必要と思われる。



0　　50μm(4は200μm)

写真1　イネおよびコムギの各部位の植物珪酸体

1. イネ，機動細胞珪酸体　2. イネ，穎の表皮細胞　3. イネ，芒

4. イネ，稃毛　5. コムギ，穎の表皮細胞　6. コムギ，芒

表1　群馬県子持村、ＦＰ直下遺構から検出された灰化物の植物珪酸体分析結果

試料No.	採取箇所	主な植物珪酸体(部位)	給源植物(部位)の推定
1	B84 飼葉桶？内部	イネ(機動細胞)	イネ藁
2	B67 畠の脇	イネ(穎・芒＞機動細胞)	イネ籾(殻)およびイネ藁
3	B101平地建物の脇	イネ(穎・芒＞機動細胞)	イネ籾(殻)およびイネ藁
4	B191高床倉庫の脇	イネ(芒・穎＞機動細胞)	イネ籾(殻)およびイネ藁
5	B85 高床倉庫床面	オオムギ族(穎・芒)類似	ムギ類の種子(殻)？
6	B80 高床倉庫床下	オオムギ族(穎・芒)類似	ムギ類の種子(殻)？
7	C61 高床建物屋根材	ススキ属(機動細胞)	ススキ属
8	C84 平地建物屋根材	ススキ属(機動細胞)	ススキ属
9	C132柴垣(防風囲い)	ブナ科(葉)類似など	ブナ科？の葉など

(注) 試料No.4，7，8は黒井峯遺跡、他は西組遺跡。

35 栃木県中北部地域の第四系

伴　敦志（宇都宮大・教育）

Quaternary System at the north-central part of Tochigi Prefecture, Japan :Atsushi BAN

栃木県中北部には、その東西を八溝山地・下野山地の中古生層と、第四紀火山に限られた中央低地が広がっている。中央低地と西側の山地の接触部は、関谷構造線（阿久津，1962）及びその南延と考えられる東落としの逆断層により、急傾斜した特徴ある地形をしている。

今回、矢板市街北西方において、上述の断層付近に分布する第四系が著しい変位を受けているのを確認した。また、ボーリングのデータなどにより今まで知られていなかった事実がいくつか明らかになった。それらの調査結果をこの地域の地形発達史と第四紀の構造運動を考える上での一資料として報告する。

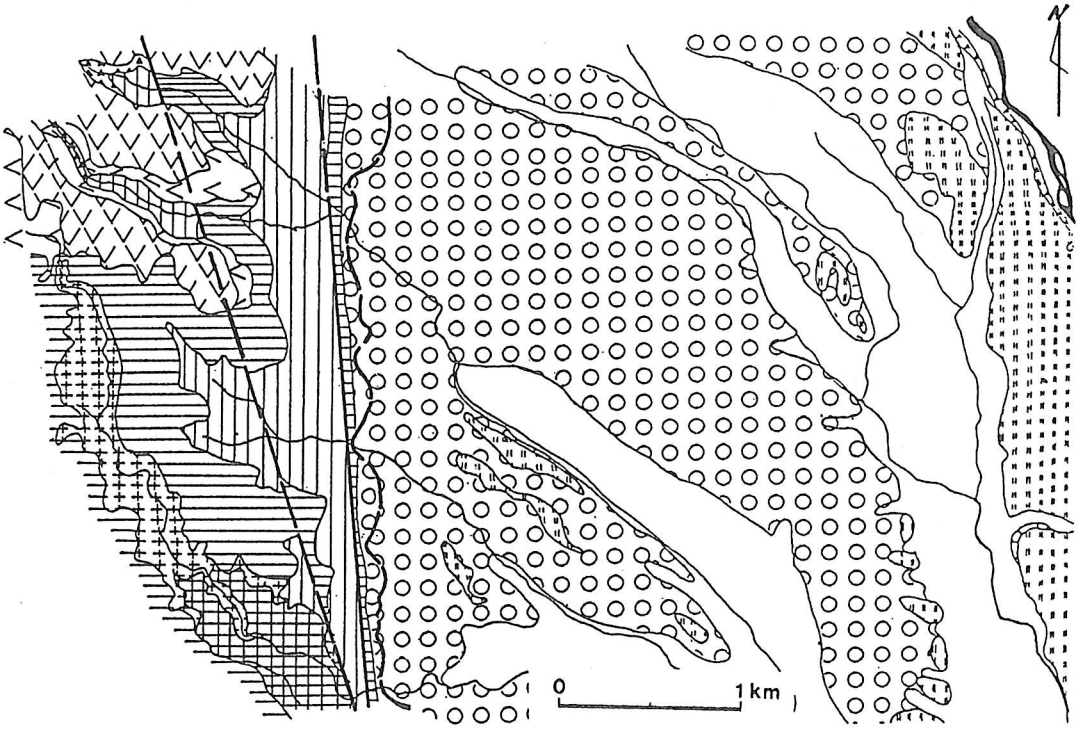
この地域には、先第三系の石英斑岩、新第三系塩谷層群の凝灰岩，凝灰角礫岩，熔岩，泥岩，凝灰質砂岩などを基盤とし、砂礫をまじえた風化粘土からなる中川層、葉理の発達した赤褐色のスコリア質の砂礫層からなる湖沼成の赤滝層が重なっている。その上位には円礫層を主とし、砂層・泥層をはさむ境林層が堆積している。それらを不整合に覆って軽石とその砕屑物からなる火砕流堆積物の館ノ川層（大田原浮石層）が分布している。

山地側の赤滝層は、高原火山の活動に由来すると考えている熔岩類（旧期高原熔岩類）をはさんでおり、現在の高原火山の山体を形成している熔岩類（新期高原熔岩類）が赤滝層以下の地層を不整合に覆って分布している。平地側では、那須野ヶ原扇状地礫層が館ノ川層以下の地層を覆っている。

新期高原熔岩類より下位の地層群は、関谷構造線の南への延長，あるいは塩谷構造線（鈴木,1952）の北への延長とそれに伴う断層によって切られており、新第三系には、逆転している部分さえある。第四系は、一般に10°内外の緩い傾斜しか示さず、顕著な褶曲構造のようなものはみられないが、東側の2断層にはさまれる部分では、赤滝層・境林層ともに、40°～80°東に傾斜している。その東方では、地下15mより下位に、赤滝層に相当すると思われる、50m以上の厚さを持つ葉理の発達した砂層がほぼ水平に分布していることが確認された（矢板市水源調査ボーリングによる）。この層は、那須野ヶ原の中東部の礫層の下位にみられる泥層の卓越した層準に移化すると思われる。これらのことから赤滝層は、中川付近にあった旧河川のせき止め湖（鈴木，1956）、といった小規模なものではなく、もっと広範囲に那須野ヶ原にまで広がっていた水域に堆積した層と考えられる。赤滝層は、スコリア質の砂層を主体として、山地側では、高原火山の熔岩類をはさんでいること

から、高原火山旧期の活動と同時期に堆積したものと考えられる。

それらを覆う館ノ川層（大田原浮石層）中の軽石のSiO_2量は、70％前後（蛍光X線分析装置による分析値による）を示し、層位的及び分布範囲などから考え、いわゆる白河石英安山岩のうちの一層準である可能性がある。



凡　例

- 八方ヶ原下部熔岩
- 旧期高原熔岩類
- 凝灰角礫岩類
- 館ノ川層
- 境林層
- 赤滝層
- 中川層
- 新第三系
- 石英斑岩

	地層名
第四系	那須野ヶ原扇状地礫層及びローム層
	新期高原熔岩類
	館ノ川層
	境林層
	赤滝層（旧期高原熔岩類）
	中川層
新第三系	関谷層相当層
	鹿股沢層相当層
	福渡層相当層
先第三系	石英斑岩

36 阿武隈山地北東縁における双葉断層の最新の活動の年代

小荒井衛（国土地理院）、鈴木毅彦（都立大学）

Age of recent event of Futaba Fault along the northeastern margin of Abukuma Mountains : Mamoru KOARAI,Takehiko SUZUKI

1、はじめに

双葉断層は、福島県東部に位置し、阿武隈山地とその東側の平野部を区切る、地形的にも地質的にも明瞭な断層である。演者らは、相馬郡鹿島町西方において、河岸段丘堆積物が変位を受けている断層露頭を２ヶ所で観察し、その付近で低断層崖を見いだし、その地形の計測を行った。

2、調査成果の概要

調査地域では、双葉断層は大谷断層と相馬断層と呼ばれる２つの断層から構成されている。大谷断層は、阿武隈山地と平野部の地形境界である相馬断層の西約 3kmの位置を、N 5～10° Wの方向に並走しており、山間部には明瞭なリニアメントが見られる。断層露頭は、リニアメントが上真野川と交わる槌原地区、真野川と交わる栃窪地区の２ヶ所に存在する。真野川・上真野川流域には、河岸段丘が発達しており、演者らは、地形形態に基づき、Ⅰ～Ⅴ面の５つに区分した。

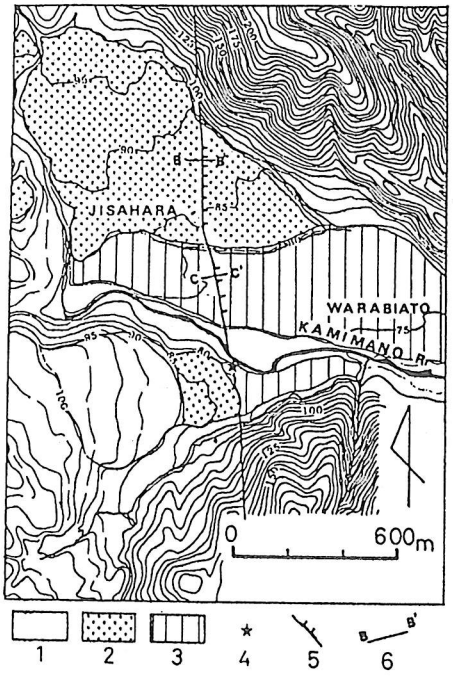
① 槌原地区：断層露頭は上真野川右岸側に存在する。断層は見かけ上東落ちの高角な正断層で、段丘レキ層基底の垂直変位量は1.3mである。左岸のⅡ・Ⅲ面上には、断層露頭とリニアメントを結ぶ方向に、東向きで比高約1.5mの低断層崖が存在する。

② 栃窪地区：断層露頭は真野川右岸側に存在する。断層は見かけ上東落ちの高角な正断層で、段丘レキ層基底の垂直変位量は1.3mである。露頭背後のⅢ面上に比高1.2mの低断層崖が存在する。断層露頭の約200m上流で、Ⅲ面の段丘堆積物の上にのる泥炭質シルトを採集しており、そのC^{14}年代を測定中である。この年代はⅢ面の形成年代を示すものと考えられる。

③山間部：両断層露頭の位置を結ぶ方向に、明瞭なリニアメントが見られ、このリニアメントをはさんで、山稜・水系の左ずれが一部で確認できる。

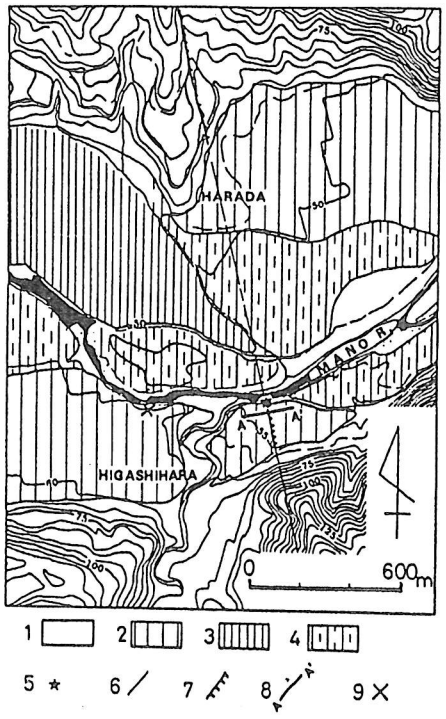
3、考察

大谷断層は、従来左ずれの水平変位をもつ活動をしてきたと考えられるが、最新期の活動としては、見かけ上東落ちの高角正断層としての運動をしており、水平変位に関しては明らかではない。最新の活動の時期はⅢ面形成期以降で、Ⅳ面は最新の断層活動により形成されたと考えられる。また、Ⅲ面は下流に追跡すると現河床との比高数mの沖積段丘につながり、完新世に形成された可能性がある。今回は、年代測定の結果をふまえて、大谷断層の垂直変位に関する変位速度や活動度について考察したい。



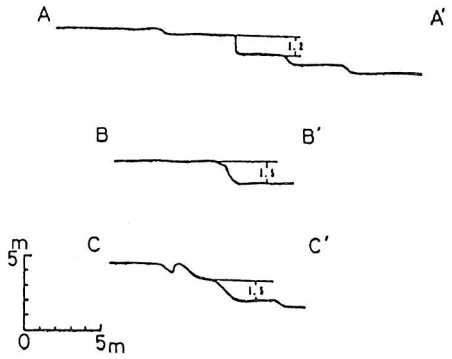
第１図　槽原地区の段丘区分図

1：Ⅰ面，2：Ⅱ面，3：Ⅲ面，4：断層露頭の位置，5：低断層崖，6：低断層崖の断面測量の位置．

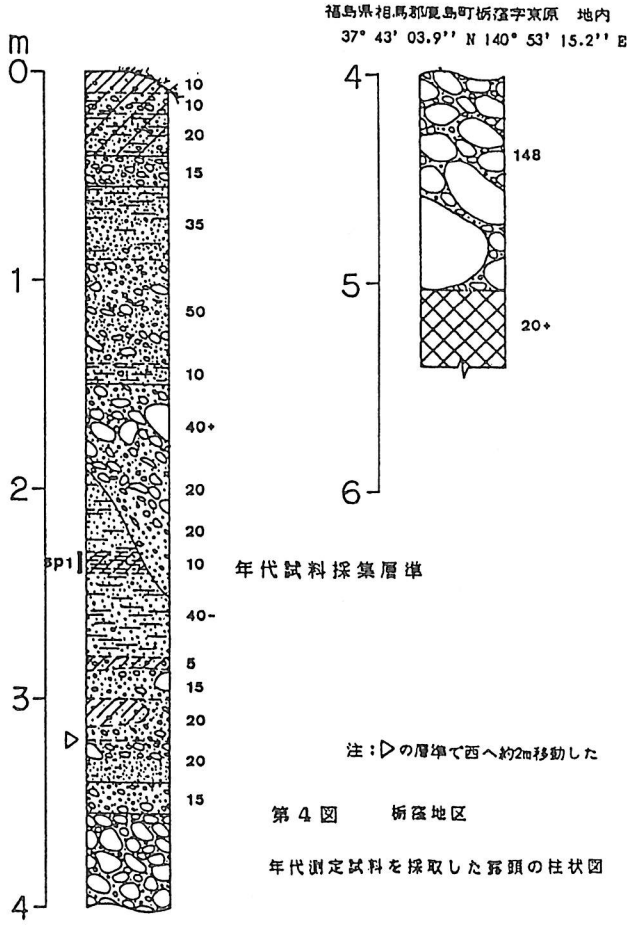


第２図　栃窪地区の段丘区分図

1：Ⅰ面，2：Ⅲ面，3：Ⅳ面，4：Ⅴ面，5：断層露頭の位置，6：大谷断層，7：低断層崖，8：低断層崖の断面測量の位置，9：年代試料採集露頭の位置．



第３図　低断層崖の測量断面



注：▷の層準で西へ約2m移動した

第４図　栃窪地区

年代測定試料を採取した露頭の柱状図

37 新潟平野地下の更新統－その1　層序・年代に関する問題

小林巌雄（新潟大学理学部）

Subsurface Pleistocene Deposits of the Niigata Plain - part 1. Problems on Stratigraphy and Chronology : Iwao KOBAYASHI

新潟平野の地下には数1,000mに達する更新統が堆積している．この層序学的研究は石油・天然ガスを含む地層であることから，有機鉱床の探鉱並びに石油地質学的立場から調査・研究が行われてきた（伊田，1955；牧山，1963a，1963bほか）．しかし，第四紀地質学的立場からの研究はほとんどなされていないのが現状である．なお，完新統を含む晩氷期以降の堆積物は新潟地域の地盤沈下問題に関連して研究され，多くの知見がすでに公表されている（MINATO et al.,1967；新潟第四紀研究グループ，1967，1972；湊，1976；青木・仲川，1980）．

新潟平野の地下の地層は，坑井資料によると，下位から七谷層，寺泊層，椎谷層（以上中新統），西山層，灰爪層，蒲原層群，西蒲原層（以上鮮新統－更新統），白根層，黒鳥層（以上最上部更新統－完新統）の各層に区分されている．また，水溶性天然ガスを含む地層は上位からG1層，G2層，．．．と命名されており（牧山，1963a），これらは主に砂礫層からなる地層である．G5層は蒲原層群の最下部に相当する．

地下地質（坑井）に置ける七谷層から灰爪層までの地層区分は微化石によって行われており，かつては底生有孔虫によって，最近では浮遊性有孔虫の生層序区分によってなされている（米谷，1978）．

鮮新・更新統の境界は，ナンノ化石（主にGephyrocapsa）によると，西山層の中に置かれており（佐藤・富沢，1979ほか），これに基づくと，新潟県古津では深度約800m，大河津では深度約2,200mになる（佐藤，1981）が，新潟市では深度約3,500m以深に推定される．新潟平野の地下では，下部・中部更新統の境界は灰爪層の中に位置し，中部・上部更新統の境界は蒲原層群の中に求められる．

蒲原層群（G5層以上）にあたる地層は魚沼層群に対比され，一般に魚沼層として記載されていることが多いが，西田（1969）の言うようにこれは明らかに中部更新統以上の地層である．ただ西田（1969）は灰爪層と蒲原層群との間に魚沼層群を位置づけているが，演者の見解では，新潟平野の地下において魚沼層群に対比される地層は新潟平野の地下に置ける西山層の中・上部から灰爪層の地層である．

新潟平野地域に置いては，灰爪層の上部によって示される浅海域が中期更新世まで残り，その上に重なる蒲原層群（砂礫層と泥質層の交互層からなる）によって示される内湾域および三角州域が中期更新世の中頃から繰り返され

た．これは約700-500mに達する地層で，氷期－間氷期の繰り返しを反映したものとして指摘された（西田，1969）．構造運動と海水準変動などとの関連から今後考察する必要がある．また，深度350m付近の泥質層から海棲軟体動物・有孔虫などの化石を多く産出する層準（未公表）があり，顕著な海成層の存在が推定される．

灰爪層から蒲原層群への変化の地史学的意義は大きく，とくに山地，丘陵部にみられる魚沼層群を含む新第三系の褶曲が完成した時期（その後も運動を続けているが）を示唆している．丘陵部（隆起域）と平野（沈降域）の境界において高位段丘に含められるかそれより古い堆積物が褶曲する魚沼層群に傾斜不整合で重なる．いわゆる矢代田層とされた地層が分布する．これがG5層ないしその前後の地層に対比される可能性が大きい．

新潟平野の東西地下断面に見られるように，平野の西側寄りに南北に伸びる大規模な逆断層帯（新潟平野西縁断層帯と命名）が存在し，段丘の分布を規制しているし，平野側の沈降と丘陵側（角田山・弥彦山山地）の隆起の要となっている．平野側に沈降盆地が形成され，鮮新統～更新統が厚く堆積した．

紙面の都合で文献の記述を省略させていただく．

表－1　新潟平野地下における地層区分の比較

<table>
<tr><th>伊田一善
（1955）</th><th>牧山鶴彦
（1963）</th><th>MINATO et al.
（1967）</th><th>青木滋ほか
（1980）</th><th>西田彰一
（1969）</th><th>筆者</th></tr>
<tr><td>沼垂層 G_0</td><td rowspan="3">沖積層 G_1</td><td rowspan="3">白根累層
西蒲原累層
埋没段丘 G_1</td><td>黒鳥層</td><td>東新潟層</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="2">蒲原層 G_1 G_2</td><td>白根層</td><td rowspan="4">蒲原層群</td></tr>
<tr><td>西蒲原層</td></tr>
<tr><td rowspan="2">"魚沼層群" G_3 G_4</td><td rowspan="3">洪積層 G_2
蒲原層群 G_5</td><td rowspan="3"></td><td rowspan="3">蒲原層群</td></tr>
<tr><td>"和南津層" G_5</td></tr>
<tr><td rowspan="3">"灰爪層"</td><td>灰爪層群 和南津層 G_6</td><td rowspan="3">魚沼層群</td><td rowspan="3">中越層群 灰爪層 西山層 魚沼層群</td></tr>
<tr><td>灰爪層群 白岩層 $G_{6'}$</td><td rowspan="2">灰爪層群</td></tr>
<tr><td>西山層群 西山層 G_7
浜忠層 G_8</td></tr>
</table>

38 褶曲に伴う層面すべり断層とその変位速度
― 新潟県小千谷市片貝断層の例 ―

吉岡敏和（地質調査所）

The flexural slip fault and its slip rate ― An example of the Katakai fault in Niigata Prefecture, Japan : Toshikazu YOSHIOKA

ある成層した地層が褶曲するとき、層理面にそって層面すべり（flexural slip）が生じる。地層が十分に連続する場合、このすべりは普通一波長分の褶曲の中で解消される。しかし、翼部の地層が地表面にきられるか、より新しい堆積物に傾斜不整合で覆われ、なおその褶曲変形が　進行した場合、そのすべりは断層として認めることができる（図３に模式図を示す）。これが「褶曲に伴う層面すべり断層」（ YEATS（1986）のいうflexural-slip fault ）である。

新潟県小千谷市北部に位置する片貝断層は、撓曲崖の上部の段丘面に逆向きの低断層崖が認められ、それらの方向は地層の走向と一致する。また露頭（図５，Loc.1 ）では、急斜した地層の層面すべりが段丘堆積物を変位させている。これらのことから片貝断層は褶曲に伴う層面すべり断層と考えられる。露頭から得られた地層の走向傾斜から褶曲の曲率半径を求め、図３によって変位量の計算を行うと、段丘堆積物の堆積以降約８－10mの変位を見積もることができる。露頭で観察される変位量はその約半分であるが、地層内の変形による歪みの解消などを考えれば、誤差の範囲内と考えられる。

なお、このような褶曲に伴う層面すべり断層は、その褶曲の形成メカニズムや応力場には関係なく生じるものである。

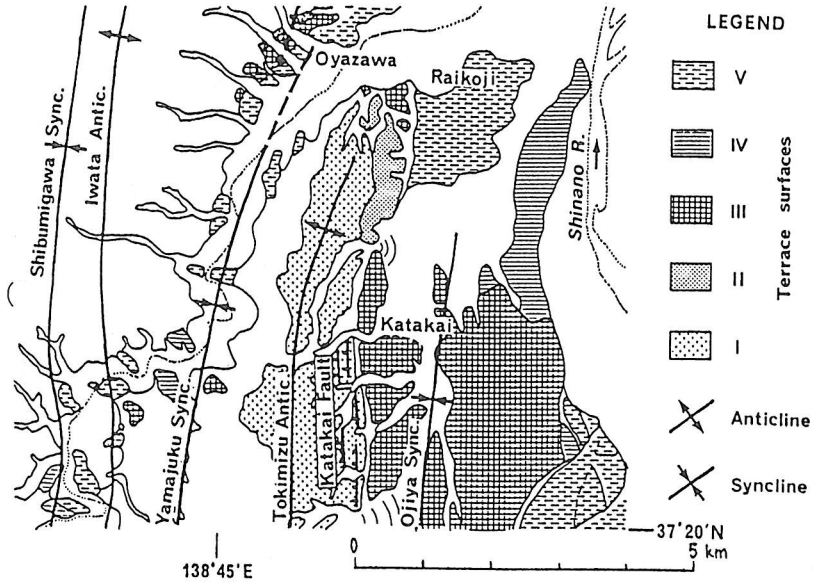
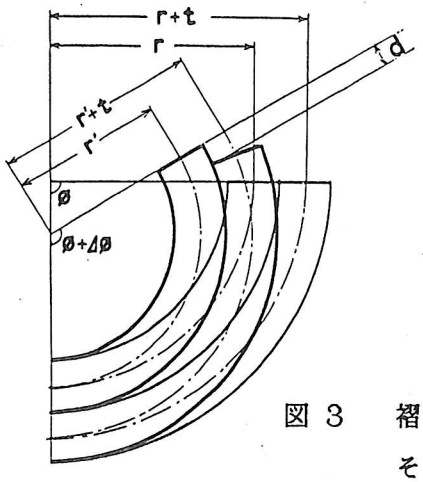


図１　片貝断層周辺の地形区分図

図２　片貝断層付近の地形
昭41発行1/25000 地形図

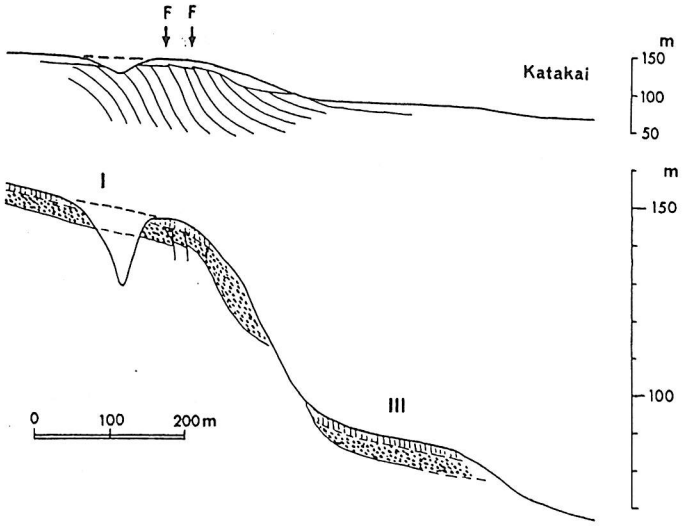


$$d = \frac{r'}{r'+t}\, t\,\Delta\phi$$

$$r' = \frac{\phi}{\phi+\Delta\phi}\, r$$

$$d = \frac{r}{r+\left(1+\frac{\Delta\phi}{\phi}\right)t}\, t\,\Delta\phi$$

図３　褶曲に伴う層面すべり断層の模式図と
その変位量を求める方法



文献

YEATS,R.S.(1986) Faults related to foldings with examples from New Zealand. *Roy.Soc. New Zearand Bull.*, 24, 273-292.

図４　撓曲崖の断面図　下図の垂直倍率は５倍

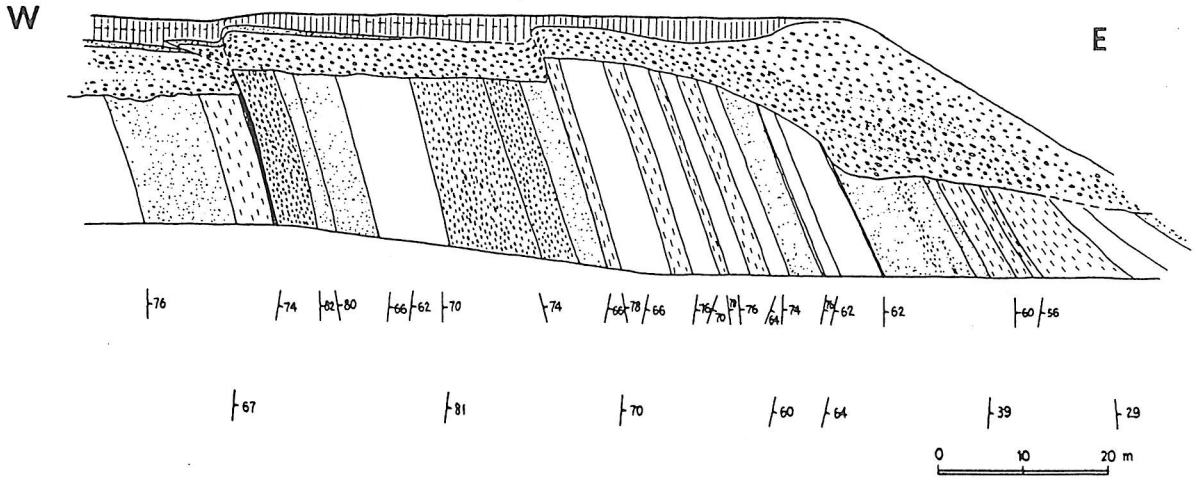


図５　Loc.1における露頭のスケッチ
下段の走向傾斜は露頭手前約100mのもの

39 東北日本花輪盆地中央部における更新世末期の柴内断層の活動

川口　隆（横浜国大・院）

Faulting of the Shibanai fault at the middle part of the Hanawa Basin, Northeast Japan : Takashi Kawaguchi

花輪盆地は、十和田カルデラ南西方、奥羽脊梁山脈から西流する米代川上流域に位置する。花輪盆地内には８段の段丘が発達しており、これらの段丘の形成は十和田火山からの火山噴出物に規定されている。とくに約13,000～12,000年前（Satoh 、1966など）に十和田カルデラから噴出した鳥越火砕流堆積物の堆積面である鳥越面（内藤、1966）は最も広く発達している。これらの段丘面は、花輪盆地東縁に位置する数本の西落ちの逆断層の活動により変位を受け、断層の上盤側の段丘面は逆傾斜を示す。

柴内断層は花輪盆地中央部柴内西方に位置し、走向 NNW-SSE、長さ約 1.5 kmの西向きの崖として認められる（図２）。柴内断層の東側に位置する鳥越面は西の末端が最も高く、NE方向へ傾いている。図3a・3bはこの鳥越面（図２）を切る露頭のスケッチである。本露頭では、鳥越火砕流堆積物に埋積された柴内埋没地形面がみられる。本面の構成層は高市火砕流堆積物の水成二次堆積物であるシルト・粗砂互層であり、最上部は腐植質の暗褐色粘土である。これらの層はすべて西へ撓み下がり、図3aでは最大6mの変位量をもつ柴内断層の低角逆断層活動を示す。柴内埋没地形面構成層の最上部の粘土より、16,180±380y.B.P.(GaK-13847)という^{14}C年代が得られていることから、柴内断層の平均変位速度は 0.3～0.4m/ky.になる。

現存する鳥越面から復元された鳥越火砕流堆積面は盆地中央部の毛馬内以南では火砕流の給源である十和田カルデラに対して逆傾斜を示し、南から北へ向かって高度を減ずる（図１）。火砕流堆積面の勾配は約 0.6%で、米代川の現河床勾配とほぼ同じであり、これは火砕流堆積物のdepositional ramps構造（Suzuki and Ui 、1982）であると考えられる。本面は全体としてはこの構造を示すが、盆地中央部の柴内から花輪にかけて、鳥越火砕流堆積面に長さ約 6km、幅約 1.5kmのほぼ南北方向の凹地帯が認められる。奥羽山脈から西流する米代川の支流の流路は、この凹地帯の存在の影響を受けておらず、この凹地が鳥越火砕流堆積物堆積時には存在していなかったことを示す。したがってこの凹地はその西側に位置する柴内断層の鳥越火砕流堆積後の活動により形成されたものと考えられる。

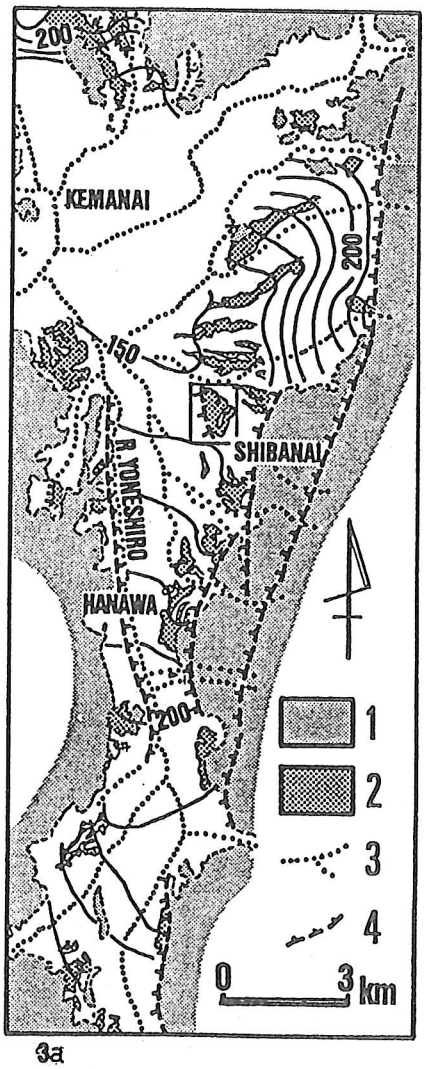


図1　鳥越火砕流堆積面の復元図および活断層の分布

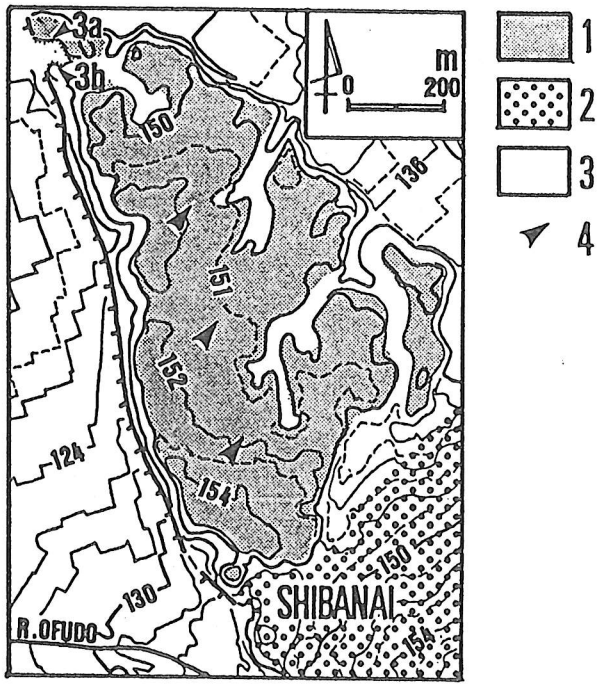
1:鳥越火砕流堆積物に埋積されなかった地域

2:鳥越火砕流堆積面　3:現河川流路　4:活断層

図2　柴内西方の鳥越面の地形学図

1:鳥越面　2:関上Ⅰ面　3:沖積低地

4:鳥越面の傾斜方向



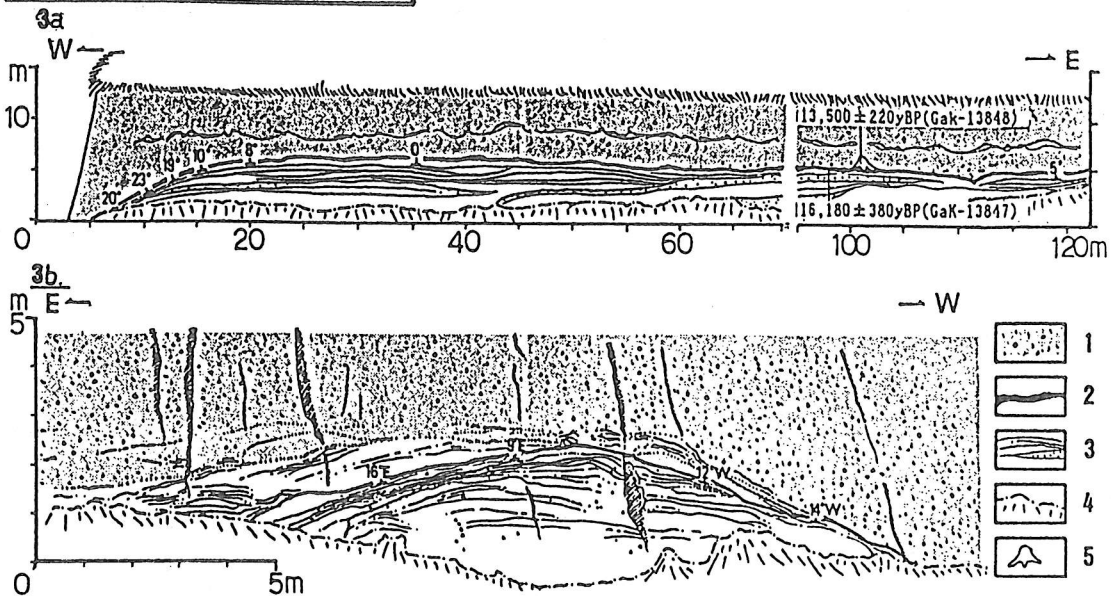


図3a・3b　露頭スケッチ（露頭位置は図2参照）

1:鳥越火砕流堆積物　2:暗褐色粘土　3:灰白色シルト・粗砂互層

4:崖錐　5:埋没木幹

40 海釜形成機構研究の必要性－津軽陸橋問題に関連して－

八島邦夫（五管水路部）

Necessity for the studies on the development mechanism of Caldron.

Kunio Yashima

1. はじめに

潮流の卓越する海域に特徴的に発達する海釜はその特異な形態より古くから注目され、Yamasaki (1902), 矢部・田山 (1934), 吉川 (1953), 桑代 (1959), 星野・岩渕 (1963), 茂木 (1963, 1977) ほか多数の報告がある。

海釜の形態・成因は決して単純なものではなく、成因としては沈水河谷説、潮流侵蝕説、構造運動説などがあり、潮流侵蝕の場合でも力点の置き方が現在や過去に分かれるなど、今後解決すべき多くの問題が残されている。

2. 津軽海峡西口の海釜（第1図参照）

津軽海峡西口には－120～－140mの鞍部地形があり、本州と北海道を繋いでいるが、ここには松前（－450m），田山（－326m），須田（－296m）の3つの海釜があり鞍部を3分する。これらの海釜は構造性（小向, 1956, 茂木 1958）といわれてきたが海潮流の侵蝕によるとする考え方（星野, 1971, 大嶋, 1980, 岩渕・加藤, 1988）もある。

各々の海釜は詳細にみると直線状の輪部と平坦な海釜底で特徴づけられる外側の海釜と平坦な海釜内の一隅に一段と深い窪地を形作る海釜内海釜の二重構造となっている。しかもこれらの海釜内海釜は隣接する海釜の海釜内海釜と各鞍部を挟んで対称的に位置し、両者は溝状凹地で結ばれている。

これらは双子型海釜として特徴づけられるが一対の海釜ではつねに西側の方が深いという特徴をもつ。

外側の海釜は水路部の音波探査の記録からも構造性であり、その形成時期は従来の知見どおり第四紀以前であろう。

一方、双子型の海釜内海釜は流れにより形成されたもので、瀬戸内海の海釜の例（第1表）からみて、反復する流れがあり、しかも西流が優勢な状況で形成されたものであることを示している。

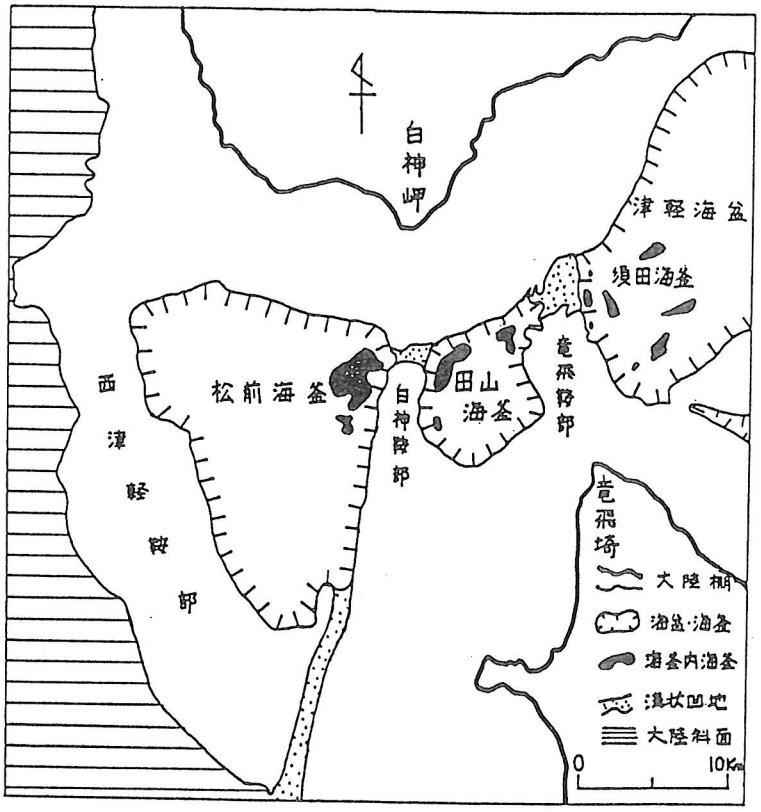
現在の津軽海峡の流れはほぼ東流の一方流であり、その形成時期は過去に遡らなければならないが、この形成時期、形成時の海水準は最終氷期における津軽海峡の成立に絡んで重要であると思われる。

大場（1984）は2万～1.4万年前には親潮は津軽海峡から日本海に流入し、最終氷期最寒期においてさえ、津軽海峡は閉鎖されることがなく、さらに大場（1988）はその時の海水準は－127±30mと見積った。

双子型の海釜内海釜は親潮の津軽海峡から日本海への流入により形成され

たことはほぼ間違いないが問題はその時期とその時の海水準である。

筆者は竜飛鞍部上の海底段丘と溝状凹地の関係鳴門海峡・速吸瀬戸等の海釜の形態、潮流流速の一般的性質等から最終氷期の最寒期に近い、水深が小さい（恐らく−125〜130m前後）状況で形成されたものと推論している。さらに飛躍して、これが最寒期に当たるということになれば、太平洋と日本海は海釜（盆）とこれを繋ぐ狭い溝状凹地により連絡されることになり、陸橋はこの時期には成立しなかったということになろう。



第1図　津軽海峡西口の海底地形分類

3、海釜形成機構研究の必要性

海釜の地形形態等から大胆な推定を行ったが、双子型海釜の成因についても、海峡成立時の初原地形を重視するもの、潮流の営力（流向収束線）を重視するもの、潮流によるとしながらもrock controlを重視するものなどがある。

いずれにせよ、水理系を含めた海釜の形成機構が良く分っておらず、少くとも現在の潮流の営力が作用していると思われる瀬戸内海等における海釜の形成機構に関する研究が必要である。

このことより、津軽海峡西口の海底地形においても、もっと詰めた議論が可能となるであろう。

第1表　瀬戸内海の海峡タイプの主な海釜

	海釜名	最深部		潮流（最強時）	
		位置*	水深	流向	流速
双子型	鳴門海峡	北側	−216m	N	10.6 Kn
		南側	−160m	S	9.3 Kn
	来島海峡	北側	−136m	N	8.9 Kn
		南側	−162m	S	9.7 Kn
	速水瀬戸	北側	−460m	NW	5.9 Kn
		南側	−365m	SE	5.0 Kn
単成型	由良瀬戸（友ヶ島水道）	北へ約1Km	−197m	N	3.6 Kn
				S	3.2 Kn
	明石海峡	西北西へ約5Km	−148m	WNW	7.1 Kn
				ESE	5.6 Kn
	関門海峡	北東へ約800m	−47m	NE	8.5 Kn
				SW	6.5 Kn

＊ 単成型海釜の最深部位置は海峡最狭部からの距離を示す

41 水中に堆積したテフラの同定法について ― 花粉層序のマーカーベッドとしてのＡａｆａ ―

前田 寿嗣（札幌米里中）・春日井昭（北教大札幌）・矢野牧夫（北海道開拓記念館）・星野フサ（静修高校）

Identification of tephras deposited in water－Aafa as marker beds of pollen stratigraphy－:Toshitugu MAEDA, Akira KASUGAI, Makio YANO and Fusa HOSHINO

南部石狩低地帯に分布する厚真降下火山灰堆積物 1～4（Aafa 1～4）は春日井ほか（1980）によって初めてその特徴などが記載された。このうちAafa 2はその後北部石狩低地帯にも分布が確認された。本報告ではAafa 2だけではなく，その下位のAafa 4もまた中部石狩低地帯にまで追跡・確認されるにいたった過程について述べ，とくに水中などに堆積したテフラの同定で留意しなくてはならないことについてその具体例を示す。

春日井ほか（1980）はAafaの諸特性から，十勝平野に分布する上札内降下軽石堆積物（Kpfa）がAafa 2に対比されることを明らかにした。さらに町田ほか（1987）はToya afaについてその特性・分布・層準などを明らかにしており，これは上記のAafa 2，Kpfaに対比されるものである。

また，奥村ほか（1985）は屈斜路火山のKpⅣ／KSのco-ignimbright ashが北海道中・東部に広く分布することを明らかにし，これをK-Hbと命名した。南部石狩低地帯のAafa 3は，その層準・特性からK-Hbに対比される。

一方，紺野ほか（1981）はＸ線回折によりAafaの層準に多量のイルメナイトが存在することを明らかにし，さらに藤田ほか（1986）はこのイルメナイトが南部石狩低地帯に分布する他のテフラには認められないことから，その給源を明らかにするために，屈斜路火山北麓の調査を行った。その結果，KpⅣ／KS中の強磁性鉱物の約40％がイルメナイトで占められることが明らかになり，また十勝平野のKpfaの中位の層準からも多量のイルメナイトが確認された。

しかし，Toyaの噴出源とされる洞爺火山の火砕堆積物では，いずれの層準からもＸ線回折で確認できる程度のイルメナイトは認められず，チタノマグネタイトの回折像のみが得られた。したがってAafa 2やKpfaに含まれるイルメナイトは，下位のK-Hbのイルメナイトが水成二次堆積物または風成二次堆積物として混入したものと思われる。Aafaは泥炭層中に挟在するものが多くイルメナイト以外の有色鉱物や火山ガラスにも，下位の層準からの混入と思われる粒子を含む試料が少なくない。石狩低地帯中部に分布する水中堆積したテフラの同定にあたっては，これらの点を十分にふまえ，本質粒子についてのみ諸特性を明らかにするように努めた。

試料の採取や抽出にあたっては，以下の点に留意する必要がある。

1．粒のまま封入したプレパラートを作製し，検鏡により二次的な混入の少ない試料を選別する。一般にきたない感じのする火山ガラスが認められるときには混入が多い。

2．テフラの本質粒子にどのような特徴があるかを，検鏡によって鑑定力をつけておく。

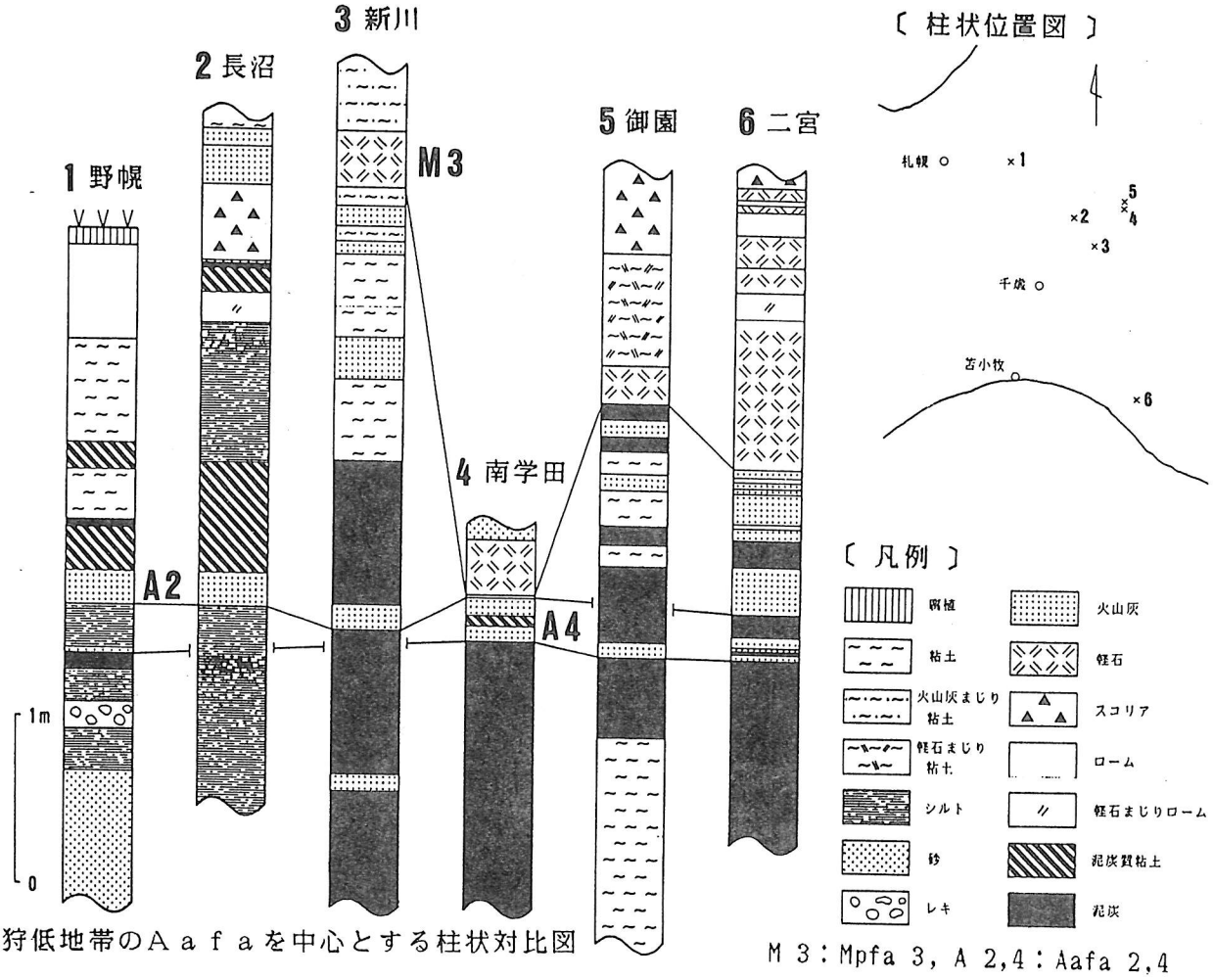
ア．噴出源などがわかっている場合には，乾陸上に堆積したものとの比較を行い，水中堆積による二次的混入の影響を明らかにしておく。

イ．試料とするテフラの下位にあるローム層・砂層などについてもプレパラートを作製し，構成粒子の特徴を明らかにしておく。

ウ．火山ガラスの形態，斜方輝石や角閃石の軸色は，本質粒子かどうかの判断基準として有効である。

3．屈折率測定やＥＰＭＡ分析などで試料を抽出するときには，粒径の大きなものは避け，そのテフラに特徴的な有色鉱物を含む火山ガラス，または逆に特徴的な火山ガラスのついた有色鉱物を選ぶようにする。

4．火山ガラスや角閃石の屈折率の測定結果がバイモーダルになる場合は，混入粒子による影響が大きいと考えられる。



石狩低地帯のＡａｆａを中心とする柱状対比図

Ｍ３：Mpfa 3，Ａ 2,4：Aafa 2,4

42 北海道で採取された白頭山・苫小牧火山灰（Ｂ－Ｔｍ）のＥＤＳ分析

徳井由美（株式会社きもと）

The chemical compositions of glass shards of B-Tm ash collected in Hokkaido, analyzed by EDS ;

Yumi TOKUI (KIMOTO&CO.,LTD)

《白頭山・苫小牧火山灰（Ｂ－Ｔｍ）とは》

Ｂ－Ｔｍは、中国・北朝鮮国境の白頭山を給源とする１０世紀頃のテフラで、日本海を経て日本の東北地方から北海道にかけて広く分布する（町田ほか1981）。このＢ－Ｔｍは、パミス型とバブル型からなるガラス質火山灰で、火山ガラスの屈折率は、1.511-1.522(Arai, Machida, et.al.1986 で示された値）と高く、また非常に広いレーンジをもつ。

《これまでの主成分分析の経過》

Ｂ－Ｔｍに含まれる火山ガラスの主成分化学分析は、すでに古田ほか(1986)によっておこなわれており、非常にアルカリに富む（Na_2O+K_2O= 8-11wt%）こと，SiO_2wt% のレーンジが10% 近いバイモーダルな組成を有することなどが明らかにされている。そのためＢ－Ｔｍを噴出した噴火活動では、**magma mixing**が起こったのではないかと考えられている（森脇・町田1986，古田ほか1986）。しかし、これまでの主成分分析では SiO_2wt%に対する FeO,CaO,K_2O など各Element の重量％の変化やトレンドのもち方、ガラスの形態による変化などについて詳細な検討は行われていなかった。

《本研究の目的と方法》

これまでの諸研究から、Ｂ－Ｔｍは火山岩石学的にみて非常に特徴的な火山灰であるといえる。そこで、北海道の完新世の地層中にみいだされたＢ－ＴｍについてＥＤＳ分析をおこない、特に [1]火山ガラスの形態によって組成に違いがみられるか、[2]”バイモーダルな組成”とは正確にどのようなことか、を明らかにした。

火山ガラスの主成分分析には、国立科学博物館の走査型電子顕微鏡(JEOL.JSM-T200) 及び EDS = Energy Dispersive Spectorometer (LINK SYSTEMS) を使用した。このシステムでは分析面を電顕で観察し分析点を選ぶことができるため、分析する火山ガラスの形態を個々にチェックすることが可能である。また、分析areaを約2x3ﾐｸﾛﾝ のごく小さな範囲にまで狭めてもNaの減衰がほとんどみられないため厚さの薄い細粒なガラス片の分析も可能である。分析元素はSi,Ti,Al,Fe,Mn,Mg,Ca,Na,K,Clで、各Element についてそれぞれ酸化物の形（ただしClは除く）で表し、トータルを重量100%として算出している。

《 分 析 結 果 》

１：ガラスの形態による化学組成の違い

大樹町晩成で採取したＢ－Ｔｍの火山ガラス片について１００点ほど形態別に分析をおこなった。電顕の画面上で観察されるガラス片の形状は、あくまでも樹脂に埋め込まれ研磨された断面の形状である。そのため、パミス型は容易に識別できるが、バブル型は誤認しやすい。そこでバブル型については、「カタカナのノの字」型や「人の字」型を呈するような明瞭に判定できるガラス片のみを分析対象とした。その結果、どのElement についてもバブル型とパミス型とで異なるような傾向は見られず、（現時点では）ガラスの化学組成と形態については無関係であるといえる。

２：各Element の組成変化

表１は、ガラス片１点１点の分析値を示し、図１はそれらについて、横軸に SiO_2wt%をとり、縦軸にその他おもなElement の値をプロットしたものである。図１からＢ－Ｔｍは”

バイモーダルな”組成を示すものの、組成変化は連続したひとつのトレンドにのることがわかる。しかも、SiO_2 wt% の増減に対して Cl wt% は相関的な変化傾向を示し、その他の Element は反対の傾向を示している。つまり、SiO_2=74-75wt%のとき，TiO_2=0.2wt%前後、FeO=4.0-4.5wt%，CaO=0.2wt%前後，K_2O =4.5 wt%前後，Cl=0.5wt% 前後であるが、 SiO_2=65-68wt%のときは TiO_2=0.4wt%前後，FeO=4.5-5.0wt%，CaO=1.0wt%前後，K_2O=5.5wt%前後，Cl=0.1-0.2wt.%を示している。

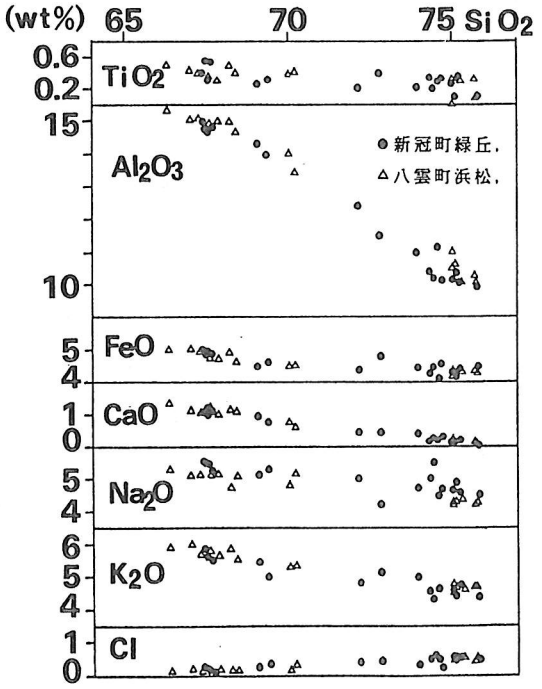
3：地点ごとの分析結果の差異

渡島半島から道東にかけて採取されたＢ－Ｔｍは、いずれもSiO_2が66-75wt%の広い幅をもち、かなり両端成分に偏りはみられるものの連続的な組成変化を示す。しかし、１地点の分析点数が平均して１５点程であったせいもあるだろうが、採取地によって多少の差異がみとめられた。また、より高緯度でしかも給源から遠方の地点の試料の方が、相対的にSiO_2に富むガラスの割合が多い傾向みられた（検討が必要）。

表１：Ｂ－Ｔｍに含まれる火山ガラスの主成分化学組成---その1

SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO*	MgO*	CaO	Na2O	K2O	Cl	wt%
75.779	0.120	9.955	4.515	0.000	0.000	0.017	4.561	4.418	0.482	
75.223	0.358	10.055	4.410	0.000	0.081	0.201	4.609	4.476	0.558	
75.121	0.107	10.401	4.171	0.000	0.189	0.172	4.921	4.432	0.486	
74.989	0.255	10.219	4.304	0.238	0.000	0.164	4.673	4.593	0.564	
74.668	0.344	10.098	4.573	0.185	0.000	0.294	4.695	4.886	0.257	
74.568	0.296	11.107	4.041	0.114	0.000	0.233	4.504	4.649	0.489	
74.372	0.194	10.205	4.485	0.032	0.000	0.238	5.528	4.343	0.602	
74.285	0.336	10.402	4.285	0.196	0.227	0.213	5.032	4.562	0.491	
73.885	0.190	10.983	4.446	0.026	0.000	0.417	4.753	4.959	0.341	
72.748	0.381	11.532	4.790	0.195	0.000	0.471	4.229	5.138	0.446	
72.085	0.207	12.410	4.385	0.200	0.000	0.438	5.047	4.832	0.395	
69.355	0.319	13.995	4.614	0.157	0.210	0.752	5.317	4.917	0.364	注：* は
69.067	0.277	14.289	4.499	0.123	0.000	0.934	5.130	5.413	0.268	分析値が誤差
67.636	0.533	14.823	4.905	0.140	0.000	1.116	5.256	5.502	0.088	の範囲に含ま
67.525	0.294	14.677	4.924	0.143	0.040	1.181	5.440	5.592	0.183	れる。
67.485	0.564	14.775	4.879	0.154	0.000	1.006	5.487	5.411	0.236	
67.391	0.402	14.972	4.991	0.076	0.000	1.061	5.021	5.850	0.236	

採取地：　新冠町緑丘，分析DATE-1988.11.17.



［引用文献］

町田　洋・森脇　広（1981）
：日本海を渡ってきたテフラ，科学，51，p562-569.

Arai, F. Machida, H. Okumura, K. Miyauchi, T. Soda, T. and Yamagata, K. (1986): Catalog for late Quaternary marker-tephras in Japan II ---Tephras occurring in northeast Hokkaido -- Geogr. Rept. Tokyo Metropol. Univ. 21, p223-250.

森脇　広・町田　洋（1986）
：日本の広域テフラ--- シンポジウム「広域テフラと深海底堆積物編年」要旨.

Fufuta, T. Fujioka, K. Arai, F. (1986)
: Widespread submarine tephras around Japan --- Petrographic and chemical properties; Marine Geology, 72, p125-142.

図１：Ｂ－Ｔｍに含まれる火山ガラスの主成分化学組成---その2

43 日本の第四紀洞窟・裂罅堆積物の層序と年代

河村善也（愛知教育大）・松浦秀治（お茶の水女子大）

Stratigraphy and chronology of the Quaternary cave and fissure sediments in Japan : Yoshinari KAWAMURA and Shuji MATSU'URA

第四紀の洞窟・裂罅堆積物は，脊椎動物化石を豊富に産出すること，また考古遺物や人骨がしばしば保存されていることから，古生物学のみならず考古学や人類学的にも重要である。このようなことから，欧米や中国の第四紀学の教科書では洞窟・裂罅堆積物とそこから産出した化石や遺物がかなり詳しく紹介されていることが多い。しかし日本では，第四紀学におけるそれらの取り扱いは必ずしも十分なものとは言えない。このことは，日本でそのような堆積物の研究が著しく遅れていて，それらの系統だった研究がこれまできわめて少なかったという事情によっている。

洞窟・裂罅堆積物は，堆積のメカニズムが複雑で層序の確立がむずかしい場合が多いこと，年代測定に適した試料が得にくいこと，個々の洞窟や裂罅が独立の堆積盆をなしていて相互の対比や周辺の地層との対比がむずかしいことなどから，それらを系統的に研究していくことは，必ずしも容易なことではないが，今回演者らは，日本列島の脊椎動物化石を産出する第四紀の洞窟・裂罅堆積物の主なものについて，その層序を整理し，物理・化学的な方法（^{14}C年代測定，アミノ酸年代測定，ウラン・シリーズ年代測定，骨化石のフッ素およびウラン含量測定など）によって得られたデータや考古学的なデータ（土器編年によるもの），火山灰層序学的なデータ（年代が既知の火山灰層との上下関係）をまとめてみた。さらに標準となる地層での層序学的な分布がよくわかっている哺乳動物化石の産出状況や，それぞれの洞窟・裂罅堆積物に含まれる哺乳動物化石群集の中で絶滅種や現在の日本列島には見られない種類の占める割合も参考にして，それらの対比図の試案を作成した（第１図）。

それらの堆積物はすべて中期更新世の中期以降のものであり，第１図をもとにすれば以下の５つの時期のものに分けることができる。

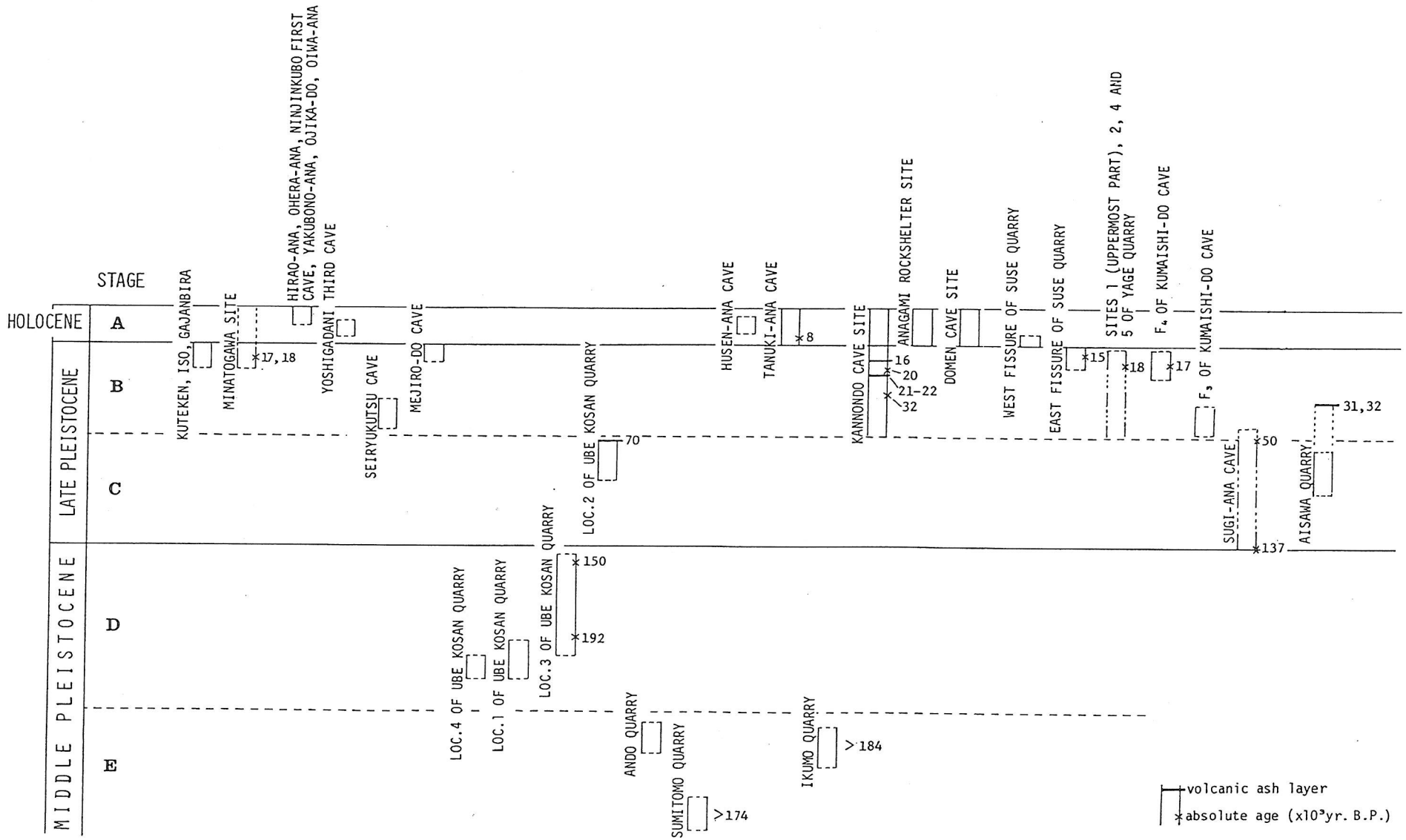
A．完新世……平尾穴・太平穴などの平尾台の洞窟の堆積物，風船穴の入口付近の堆積物，狸穴の堆積物，帝釈観音堂遺跡の上部の堆積物，帝釈穴神遺跡と豊松堂面遺跡の堆積物，嵩山採石場の西側裂罅の堆積物。

B．後期更新世の後期……久手堅・伊祖・ガジャンビラの堆積物，港川遺跡の堆積物の大部分，青龍窟ナウマン支洞の堆積物，目白洞の堆積物，帝釈観音堂遺跡の下部の堆積物，嵩山採石場の東側裂罅の堆積物，谷下採石場第１地点（最上部）と第２・第４・第５地点の堆積物，熊石洞F_3およびF_4の堆積物。

C．後期更新世の前期……宇部興産採石場第２地点の堆積物，杉穴の堆積物，会沢採石場の堆積物。

D．中期更新世の後期……宇部興産採石場の第１・第３・第４地点の堆積物。

E．中期更新世の中期……安藤採石場・住友採石場・生雲採石場の堆積物。



第１図　脊椎動物化石を産出する日本の洞窟・裂罅堆積物の対比。

44 C13法を用いた生態系食物網の復原について

小池裕子（埼玉大）・中井信之（名古屋大）

Reconstruction of Food Web in Paleoecosystem by C13 measurements

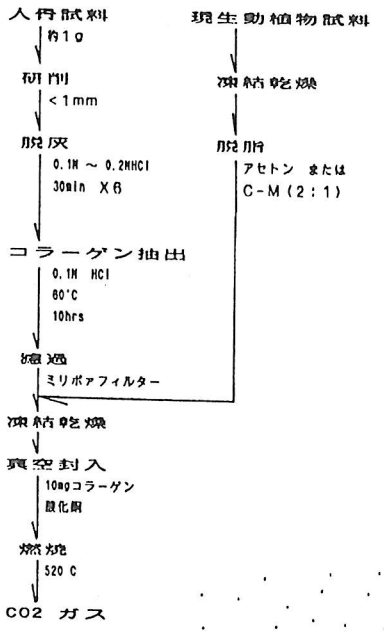
Hiroko Koike (Saitama Univ.) and Nobuyuki Nakai (Nagoya Univ.)

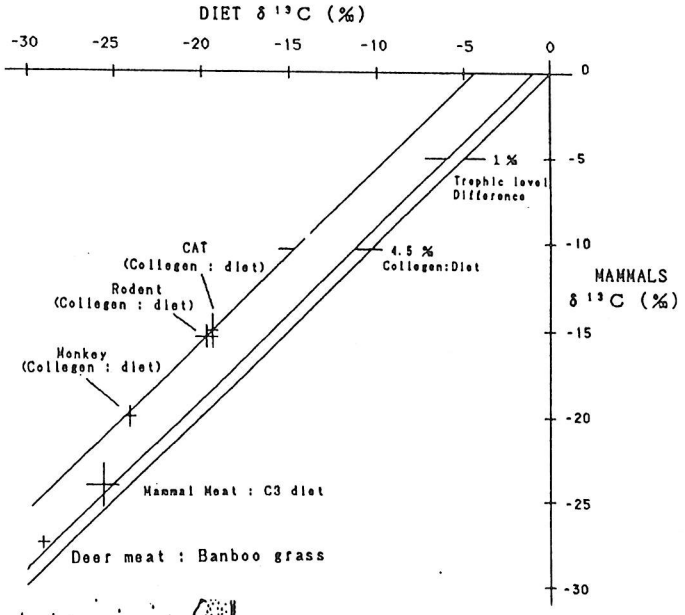
炭素の安定同位体^{13}Cは、光合成の経路のちがいにより、一次生産者であるC3（Calvin-benson）系植物・C4（Hatch-Slack）系植物・海洋性プランクトンの間で特有の値をもつ。さらに動物の場合には、食物連鎖につながる捕食動物を経るにしたがって、その動物の蛋白質の^{13}Cの値は少しづつ増加し、また雑食性動物の場合には食物蛋白の平均値をもとにした値をとることが知られている。これは動物の蛋白質が主として食物中のアミノ酸を材料にして合成されるためで、動物の蛋白質の^{13}Cを測定することによって、その動物の食物組成を推定することができる。現在この炭素安定同位体（^{13}C）法は、人間を含む種々の動物が何を食べたかといった食性分析、あるいは生態系における各栄養段階の動物を位置づける食物網分析などにさかんに用いられている。^{13}C分析は微量（蛋白乾燥重量にして約10mg）で測定でき、現生動物の場合には普通毛・爪・筋肉部が用いられ、骨組織の残存する化石標本の場合には骨中コラーゲン蛋白が、貝化石の場合にはコンキオリン蛋白が用いられる（図1）。

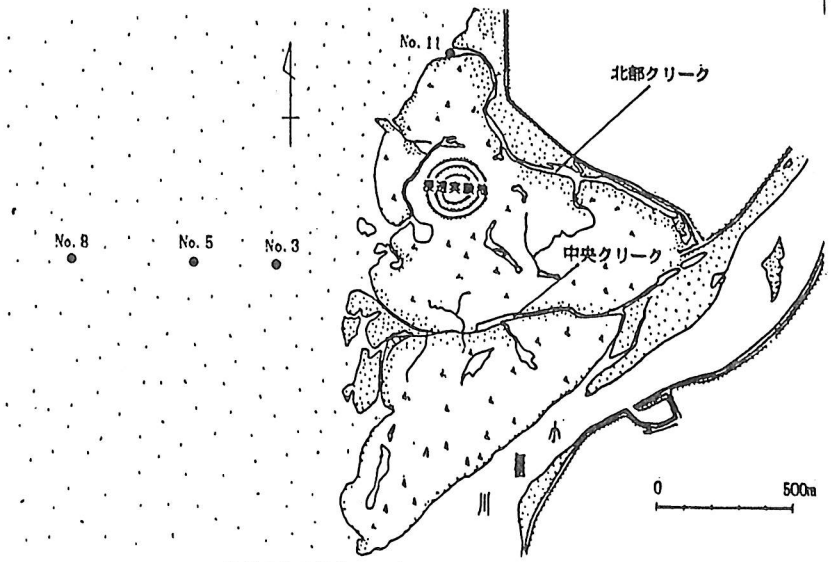
現生の動植物を用いてこのδ^{13}C法を検討したところ、同一個体のニホンジカから採取した各組織間のδ^{13}C値には有意な差がみられず、また筋肉部と骨中コラーゲンとのδ^{13}C値の差は平均+3.2‰で、飼育環境下のニホンザルの骨中コラーゲンとその食餌のモンキービスケットとの差は+4.2‰で、一般に用いられている値（餌と捕食者の差が+1.0‰、餌と捕食者のコラーゲンとの差は+4.5‰）とよい一致を示した（図2）。一次生産者であるC3植物のδ^{13}C値は、ブナ・ミズナラの堅果類が-23‰～-25‰、イタドリ・ワラビなどの野草が-26‰台、ササ類が-26‰～-30‰とかなり大きな変異幅をもつ。C4植物ではヒエ・キビ・アワ（-11.6,-11.1,-10.9‰）が検出された。

千葉県小櫃川河口干潟（図3）に生息する動物相および珪藻・動物プランクトン・デトリタスなどのδ^{13}C値を測定して、δ^{13}C値分布と食物網の関係を考察した（図4）。この干潟では一次生産者としては、浮遊性・付着性珪藻など（-20‰～-18‰）のみならずコアマモなどの海藻・海草類（-12‰前後）、および陸上植物の流れ込み（-26‰）の3つの系統を考慮にいれなければならない。食性関係のあきらかなコアマモ上の珪藻（平均-11.6‰）とホソウミニナ（-10.3‰）との間に+1.3‰の差がみられたが、同一地点の貝類の間でも差があり今後消化管内容物の珪藻分析と比較しながら検討したい。

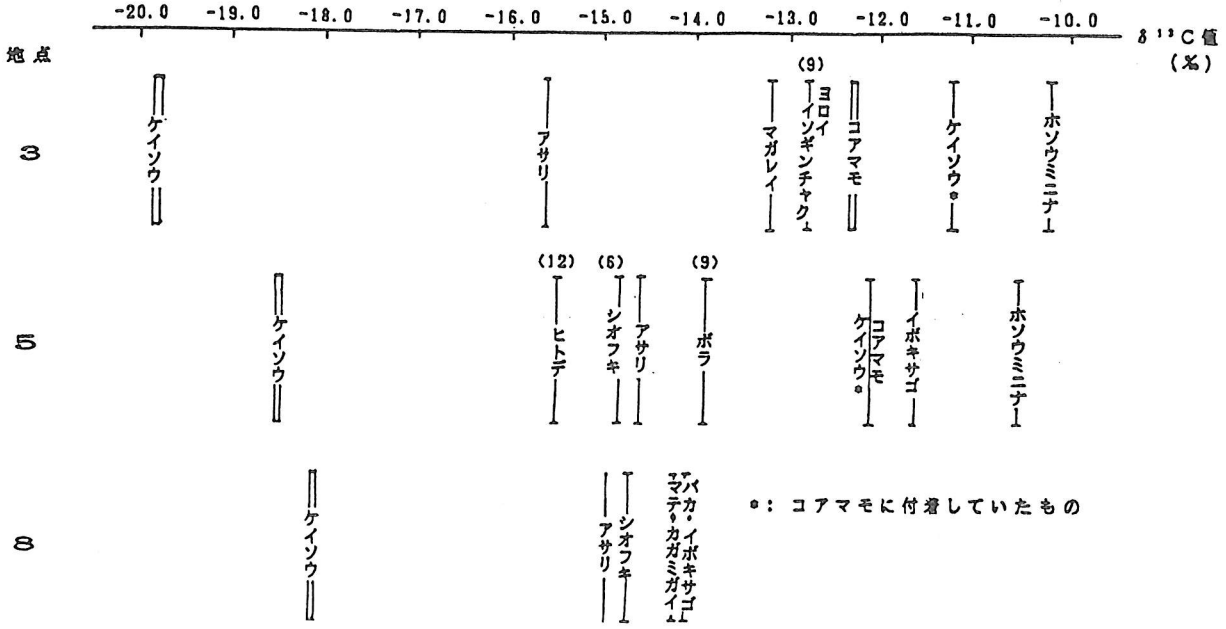
試料調整過程







8月26日採集サンプルのδ13C値



45 日本海沿岸の古代人の食性変遷――炭素安定同位体の分析結果から

平口哲夫（金沢医科大）・小池裕子（埼玉大）・中井信之（名古屋大）

C13 Paleodiet for Prehistoric People along Japan Sea

T. Hiraguchi (Kanazawa Med.Univ.), H. Koike (Saitama Univ.) and N. Nakai (Nagoya Univ.)

先史時代の食性復原は古代人の生存戦略にかんする研究分野の中心課題として、すでに貝塚や低湿地遺跡から出土した食物残差をもとに充分詳細な食物メニューが作成されてきた。また近年安定同位体分析が、人間を含む種々の動物の食物連鎖や食性分析に用いられるようになりった。炭素安定同位体^{13}Cの値は、一次生産者のC３植物・C４植物・海洋プランクトンの間で特有の値（それぞれ代表値-26.5,-13.5,-19.5‰）をもち、さらに蛋白質を食物中のアミノ酸から合成する動物の場合には、食物連鎖につながる捕食動物を経るにしたがって、その動物の蛋白質のδ^{13}C値は約１‰づつ増加するといわれている。この^{13}C分析は微量（蛋白乾燥重量にして約10mg）で測定でき、先史標本の場合には骨中コラーゲンがよく用いられる。

今回報告する日本海沿岸の各遺跡から出土した人骨の分析試料は、山鹿貝塚・土井ケ浜遺跡・金隈遺跡など７遺跡を九州大学医学部解剖学教室から、大岬貝塚・美沢川遺跡・ウサクマイ遺跡など７遺跡を札幌医科大学解剖学教室から、サハリンアイヌなどを京都大学理学部人類学研究室から譲り受けた。これらの九州・北海道の遺跡のほか、北陸地域の真脇・上山田・赤浦遺跡における分析結果を紹介しながら、貝塚における考古学的な知見と比較し考察する。

図１。日本海沿岸の分析対象遺跡

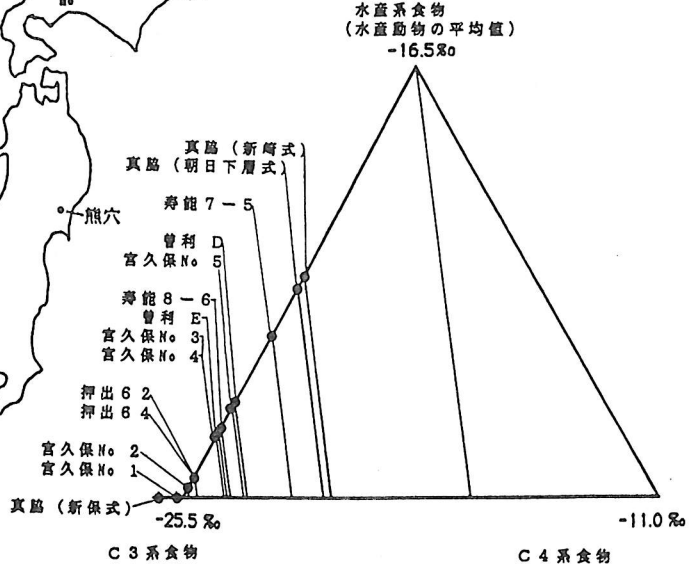
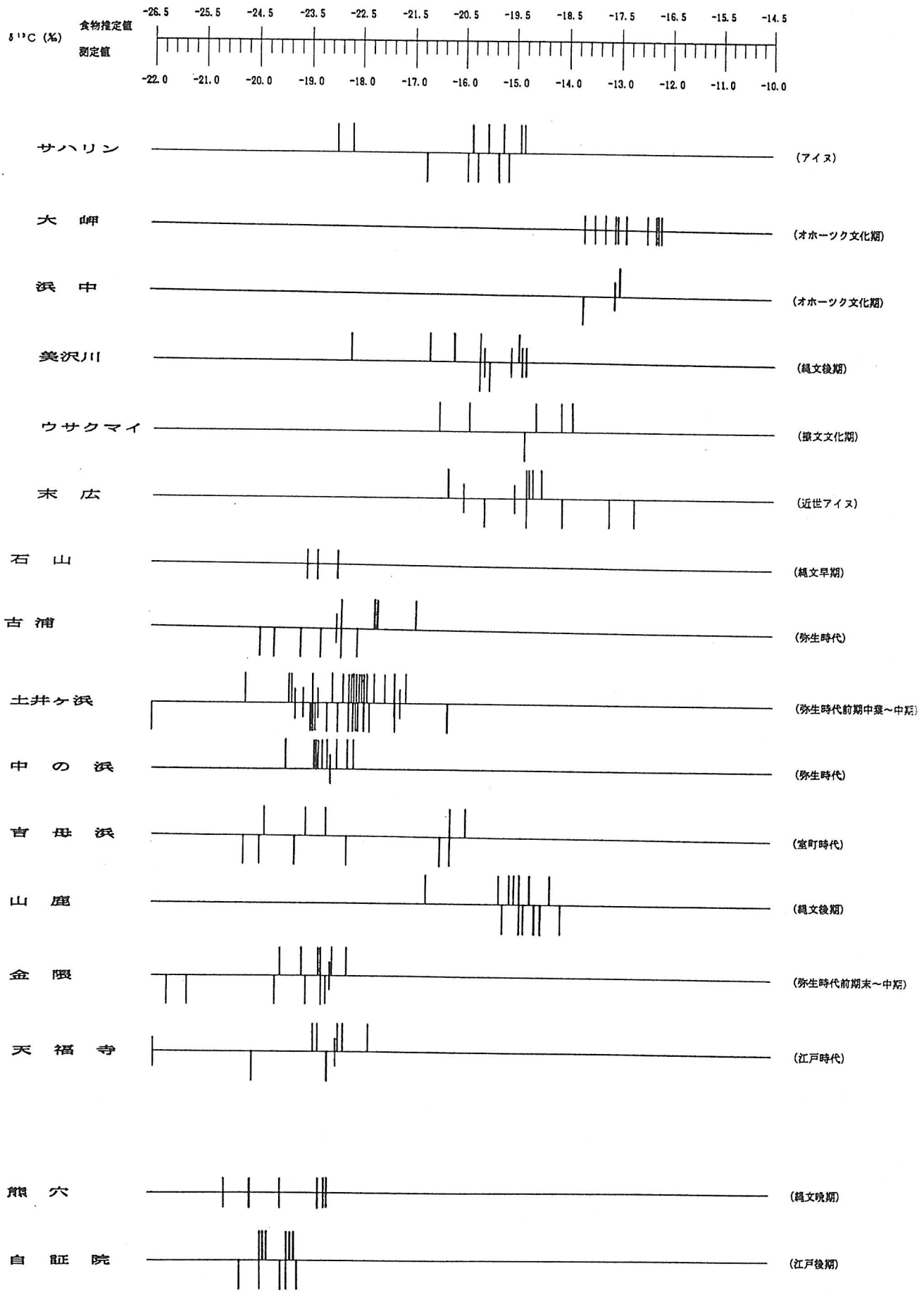


図２。土器付着物とクッキー状炭化物のC１３分析値


δ13C (‰)
食物推定値
測定値
-26.5 -25.5 -24.5 -23.5 -22.5 -21.5 -20.5 -19.5 -18.5 -17.5 -16.5 -15.5 -14.5
-22.0 -21.0 -20.0 -19.0 -18.0 -17.0 -16.0 -15.0 -14.0 -13.0 -12.0 -11.0 -10.0
サハリン
(アイヌ)
大 岬
(オホーツク文化期)
浜 中
(オホーツク文化期)
美沢川
(縄文後期)
ウサクマイ
(擦文文化期)
末 広
(近世アイヌ)
石 山
(縄文早期)
古 浦
(弥生時代)
土井ヶ浜
(弥生時代前期中葉～中期)
中 の 浜
(弥生時代)
吉 母 浜
(室町時代)
山 鹿
(縄文後期)
金 隈
(弥生時代前期末～中期)
天 福 寺
(江戸時代)
熊 穴
(縄文晩期)
自 証 院
(江戸後期)

46 日本列島における丘陵形成の地質学的背景

菊地隆男（東京都立大学）

Geologic background of hill formation in Japanese Islands : Takao Kikuchi

1. 丘陵とは

丘陵とは緩やかな起伏のある比高300m程度以下の地形（形態）のことをいい，”老年期”に達した侵食小起伏山地や，火山成・氷河成の小起伏地形も含まれる．しかし日本列島の丘陵は平野や盆地周辺の山麓地域にあり，鮮新統ないし下部更新統を基盤とし，頂部に中部更新統の堆積面を残す小起伏地形を指す場合が多い．つまり低地，台地，丘陵などの区分と名称は地質学的な意味をも含み，日本における丘陵の概念とその形成に関する解釈は，少なくとも1950年代（田村，1981）以降は，外国でのそれより明確である．丘陵の形成は日本の第四紀地質構造発達史と深く関わっており，日本列島（一般論としては第四紀変動帯）に特有の地形といえる．

2. 日本における丘陵形成に関する諸説　（［　］は対象地域）

中川（1967）［仙台平野周辺］：基盤を構成する地層には鮮新統ないし下部更新統が多い．背面には高位の段丘があり，順次新期の段丘が丘陵側面に形成されている．更新世初期までに海水準は上昇し，極大期以降基準面の低下により削剝され丘陵を形成した．

阿子島（1969,1970）［東北地方］：定高性のある丘陵頂面には，河床や海底などの堆積面と，基準面に平衡した侵食・削剝面とがある．小起伏面形成の条件には，原面と基準面との比高，水系の発達形態，侵食に対する抵抗性がある．

田村（1977）：日本の丘陵の多くは，新第三紀以降沈降していた地域が中期更新世には隆起に転じ，侵食されてできたものである．山地と丘陵の高度差の原因は第三紀以降隆起してきた山地との地殻変動の違いである．

成瀬（1977）：日本の多くの丘陵は鮮新世から第四紀の堆積盆地にある．しかしその構成層は丘陵の外まで広がっており，堆積後の隆起が大きい地域が山地に，少ない地域が丘陵になったと解釈される．

藤田（1976,1977）［大阪平野周辺］：基盤岩をおおう被覆層地域で”準平原”化（200万年前まで）し，緩慢な隆起（100～30万年前）の後に海進があって高位段丘層が堆積した（30～20万年前）．その後山地とともに急速に隆起し，侵食されて丘陵を形成した．

藤田（1983）［大阪平野周辺］：約120万年前の海水準上昇で大阪層群下部が堆積，約50万年前の海水準上昇で上部が堆積した．この頃山地隆起に伴い縁辺部でも基盤ブロックが隆起して，丘陵の基礎をつくった．未固結の大阪層群は”原初準平原”面の高度で平坦化され，その後隆起して丘陵となった．

3．日本の丘陵の地形・地質学的特徴

①山地に比べて高度が低く，稜線の高さがよくそろう．

②台地に比べて高く，小さな谷が複雑にはいりこんでいる．

③半固結または未固結の新第三紀～前期更新世の地層で構成されている．

④それを覆って中期更新世の堆積物が分布し，堆積面が保存されている．

（以上は田村，1977による丘陵の一般的特徴）

⑤背後には山地，前面には低位の地形面の台地・低地が広がることが多い．

⑥山地と丘陵の境界付近には，丘陵構成層を切る断層が発達することが多い．

⑦丘陵構成層は，山地側から丘陵前方に傾く将棋倒し構造を示すことが多い．

⑧丘陵頂部に載る中部更新統には，扇状地礫層または土石流堆積物が多い．

（以上は菊地，1982が追加した丘陵の一般的特徴）

4．丘陵の形成に関わる地質学的事象　（下図参照）

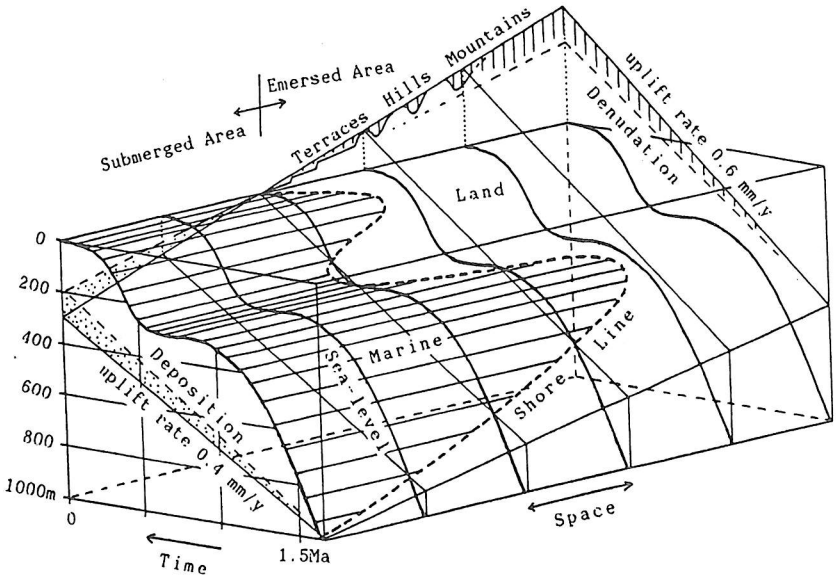
①鮮新世から前期更新世の堆積盆地に海成層および汽水成層が堆積した（上総層群・大阪層群下部・魚沼層群など）．山地よりの地域では，隆起域にもかかわらず地層は順次累重して堆積しており，大規模な海水準上昇（星野，1962ほか；藤田，1983；菊地，1985）により沈水したことを暗示する．

②中期更新世の前期には海水準上昇の速度は弱まり，広域にわたり陸化，基準面付近の地域は平坦化された（上総層群の東京湾不整合，大阪層群の"満地谷不整合"の形成．魚沼層群では段丘構成層に不整合に覆われた）．

③山地・平野ともに隆起は続いていたが再び海水準は上昇し，隆起速度の小さい平野地域では沈水して海成層が堆積した（下総層群，大阪層群上部など）．山地の隆起速度は大きかったために，境界付近では断層を生じることもあり，山麓では扇状地礫層や土石流堆積物などの高位段丘堆積物が堆積した．

④中期更新世の後期以降には海水準の上昇速度は弱まり，堆積地域は広く陸化した．隆起量のより大きい地域は削剝され，高位段丘面を背面とする丘陵が形成された．

⑤中期更新世末の最終間氷期には，氷河成海面変動による海進により，隆起速度の小さい丘陵前面の平野部に中位の海成段丘（台地）が形成された．



第四紀の大規模海水準上昇と丘陵形成

47 Te Ngae Road Tephra Section（ニュージーランド）におけるLoess中の動物珪酸体（Opal Sponge Spicules）

宇津川　徹（日本学園高校）　細野　衛（新座高校）　佐瀬　隆（岩手埋蔵文化財センター）　青木　潔行（光明学園相模原高校）

Animal Opal "Opal Sponge Spicules" in Loess at Te Ngae Road Tephra Section, Rotorua Basin, North Island, New Zealand.

Tohru Utsugawa, Mamoru Hosono, Takashi Sase and Kiyoyuki Aoki

演者らは，ニュージーランドの約２万年前以降に堆積した累積テフラ断面中の現世および埋没土壌の植物珪酸体分析（佐瀬他，1988），土壌生成と植生との関係（細野他，1988）について報告してきた。今回は，Fig.1の地点の同Section（Fig.2）の Kawakawa Tephra 以上12層のテフラとテフラに挟在する２層のLoess層中の動物珪酸体（Opal Sponge Spicules，以下O．S．S．とする）の有無と形態について，その結果を報告する。

１）　テフラの岩相は，Rotokawau Ashが玄武岩質であるが，他はすべて流紋岩質である。全層準は白色軽石層（粒径2～30mm），ヌカ様状風化軽石層を呈し，下層のLoess層は微細なガラス質からなる。

２）　Loess層中の一次鉱物は，BW型火山ガラス（90%），角閃石・磁鉄鉱（5～7%），紫蘇輝石・斜長石（3～5%）からなる。Loess層は平板状とY字状の火山ガラスからなり，テフラの二次堆積物的性格をもつ。

３）　O．S．S．はLoess層（試料番号:17・18・19・20）中で，2・3・5・2の各粒子を検出した（Fig.4，Tab.1）。

４）　O．S．S．の形態はFig.3に示した区分がなされている。検出した形態はDiaxon type（二軸型）である。O．S．S．の存在からもテフラ層中に異種物質混入の可能性を暗示する指標と考えらる。

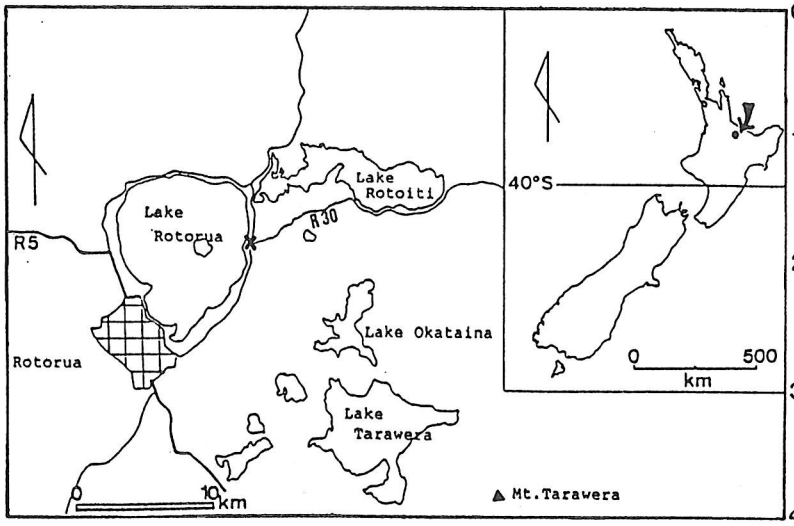
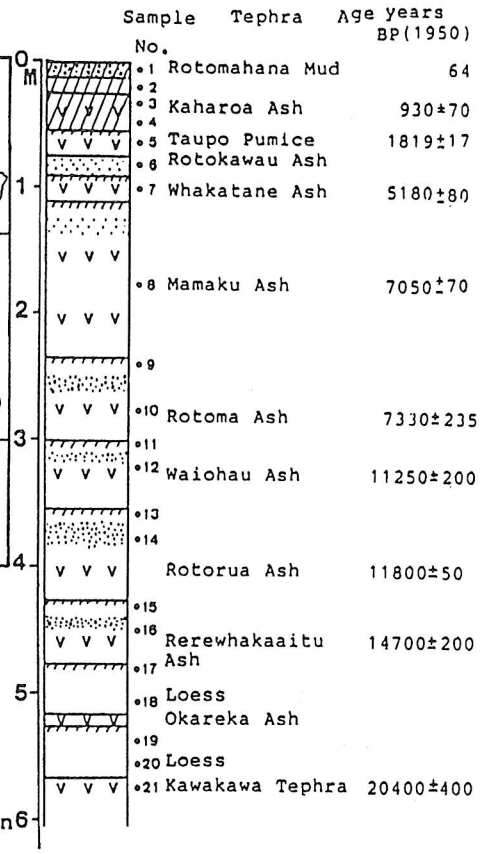


Fig. 1　Location of Te Ngae Road Tephra Section
X:Te Ngae Road Tephra Section



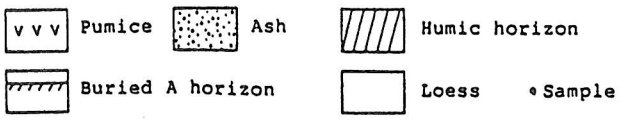


Fig. 2　Stratigraphy at Te Ngae Road Tephra Section

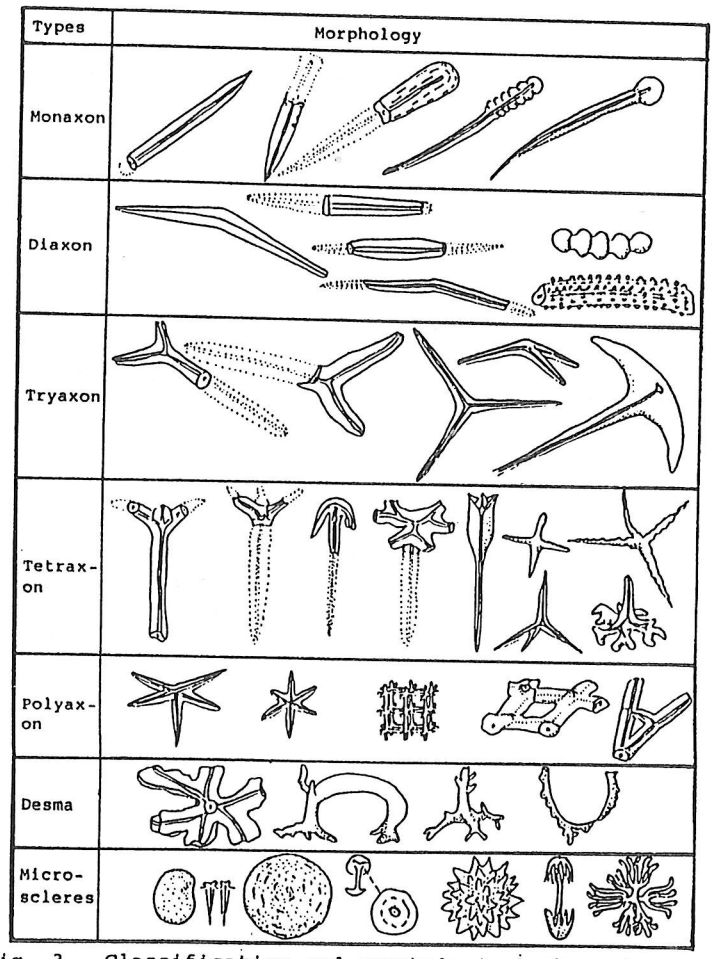


Fig. 3 Classification and morphological characters of opal sponge spiclues(from Laubenfels,1955, Reaf,1967 and T.Utsugawa,1983)

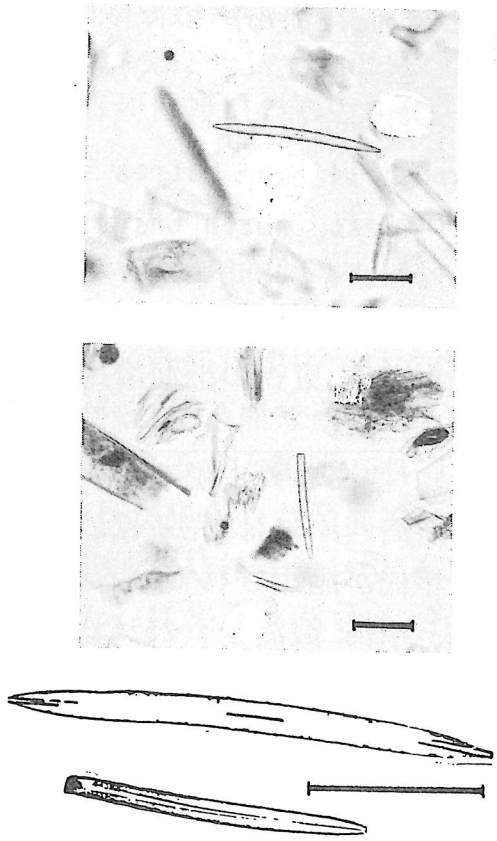


Fig. 4 Lightmicrograph of opal sponge spicules in loess(Scale:100μ).

Tab. 1 Some properties and mineral compositon of tephra,Te Ngae Road Tephra Section.

Sample No.	Tephra	Soil color	Texture	Minerals	Lithofacies
1	Rotomahana Mud	2.5Y4/2	SiL	pl>am>vg>mag	—
2		5Y3/2	SiL	vg>opx>mag>am	pm(5-10mm)
3	Kaharoa Ash	2.5Y3/3	SL	vg>am>mag>opx	pm(2-8mm)
4	Kaharoa Ash	2.5Y3/3	SiL	pl>vg>am>mag>opx>bio	pm(2-8mm)
5	Taupo Pumice	5Y3/2	SL	pl>vg>opx>qu	—
6	Rotokawau Ash	10YR7/8	L	pl>ol>opx>mag, qu,vg	pm(4-7mm)
7	Whakatane Ash	10YR5/8	SL	vg>am>opx	pm(4-30mm)
8	Mamaku Ash	2.5Y5/6	S	pl>vg>mag,opx,qu	pm
9	Rotoma Ash	2.5Y6/6	SL	pl>vg>am>opx>mag	w-pm,vit-as
10	Rotoma Ash	2.5Y6/8	S	pl>opx>mag>vg	pm
11	Waiohau Ash	2.5Y6/8	L	pl>opx>mag>vg	w-pm
12	Waiohau Ash	2.5Y6/4	S	pl>mag>vg	w-pm(8mm)
13	Rotorua Ash	2.5Y6/4	Sl	pl>mag>bio>vg	pm
14	Rotorua Ash	5Y7/3	S	pl>opx>mag>cpx	pm(7mm)
15	Rerewhakaaitu Ash	2.5Y5/6	L	vg>mag>opx=bio	w-pm
16	Rerewhakaaitu Ash	5Y6/2	SL	vg>mag>opx	w-pm
17	Loess	2.5Y7/4	L	vg>mag>opx,O.S.S	w-pm
18	Loess	2.5Y6/3	SL	vg>mag>opx ,O.S.S	w-pm
19	Loess	2.5Y6/4	SiL	vg>am=mag>pl, O.S.S	vit-as
20	Loess	2.5Y6/4	SiL	vg>am=mag,O.S.S	vit-as
21	Kawakawa Tephra	2.5Y7/2	S	pl>opx>mag>vg	w-pm

pl:plagioclase,qu:quartz,vg:volcanic glass,opx:orthopyroxene,cpx:clinopyroxene,ol:olivine
am:amphibole,mag:magnetite,bio:biotite,as:ash,pm:pumice,we:weathering,vit:vitreous
O.S.S:Opal Sponge Spicules.

48 中国渤海沿岸のカキ礁、貝殻堤と黄土小僧の炭素14年代

藤井昭二（富山大）中村俊夫、坂本　亨（名大）楠田　隆（千葉県水質保全研）

Carbon 14 Ages Ostrea reef, Shell Ridges and Loessdall along the Bohai Coast, North China; Shoji FUJII, Toshio NAKAMURA, Toru SAKAMOTO and Takashi KUSUDA

島弧と大陸におけ第四紀海水準変動の比較研究のため、1988年7月に、中国の河北省、山東省の渤海沿岸を中国・国家海洋局第一海洋研究所耿助教授らと調査した。

1)　俵口のカキ礁の年代

渤海湾西岸には、完新世のカキ礁が多数知られており、それを構成するカキ殻の年代が測定されている（例えば、俵口；3705±85、寧河 史家庄；5945±90、寧河 浪淀子；2515± 85 、天津市 塘沽；1005±95、莱州湾；5535±140 yBPなど)。しかし、カキは成長が速く、殻の構造が粗雑なため、地下水による汚染などを受けやすく、正しい14年代値を与えない恐れが強いといわれている。この点を確かめるために、俵口のカキ礁から採集したOstrea gigas と Trapezium lilatum の両者について、新たに14C 年代を測定した。その結果は、表 1に示したように、マガキが 5110± 90、ウネナシトマヤガイが5190 ± 110 yBP であった。このことは、少なくとも俵口のカキに関しては、上述の懸念が杞憂であったことを示している。なお、このカキ礁はほとんどマガキの密集層からなっており写真によると、マガキの殻が殻頂を下にして直立した層準と横たわっている層準とが互層しているように見られる。

2)　河北省　巨葛庄と岐口の貝殻堤の年代

渤海湾の西岸には天津市街の東方から南方にかけて、完新世の後半に形成された貝殻堤が、現在の海岸線にほぼ平行に 4列並んでおり、海側から内陸側へ第 1 ～ Ⅳ 列と呼ばれている。岐口で見られる第Ⅱ列の貝殻堤は、海抜高度約4、5m 幅 約80mの明瞭な堤状地形を示すもので、その堤体はクロス ラミナの発達した貝殻砂層からなっている。ここから得られた貝殻の14C年代は、趙ら(1979)によって、頂部のものが 1080±90、上部のものが1480± 65、中部で2000± 70、底部で2020± 100yBP と報告されている。今回の測定では、地表から60cm 下のヌマコダキガイが1290± 80、同155cmのヤッコサルボウが1160± 80yBP という年代値が得られた。

第Ⅲ列に属する巨葛庄の貝殻堤は、古い墓地で文物保護地域となっている。周囲より約2・5m高いが、堤状地形は明瞭ではない。ここでは、厚さ約70cmの表土の下が貝殻砂層となっており、貝殻の混入率は層準によって異なっいる。趙ら(1979)によると、ここでは上部、下部の貝殻とも3400±115yBPの

年代を示す。今回の測定では、上部で2950±120、中部で3520±180、下部で3630±80yBP（いずれもシオフキの殻による）であった。
この測定値は、2500～3500年前とされている第Ⅲ列貝殻堤の形成年代とほぼ一致している。

3）黄土小僧の年代

山東半島の北岸、蓬莱西方約10kmの林格庄付近には、海抜24m前後の段丘が海岸沿いに連続的によく発達している。この段丘は、水流体積物を挟む厚い黄土層によって構成されているものであるが、その形成年代については「黄土層中に含まれる炭酸塩結核(黄土小僧)の年代が約2万年前であるから、黄土層の年代、ひいては段丘面の年代も約2万年前である」と説明されている。下朱番では、地表下約 5mの黄土層中に炭酸塩結核が集中した厚さ約50cmの層準がみられる。今回、この層準から採集した炭酸塩結核について14C年代の測定を行い、13130±240yBP という結果を得た。従来、中国では、「炭酸塩結核の示す年代はそれを含む黄土層の年代にほぼ相当する」と見なされている例が多いが、今回の測定値からみると「黄土層中の炭酸塩結核の年代は、それを含む体積層の年代や地形面の年代よりかなり若い」とみた方が妥当であろう。

Fig.1

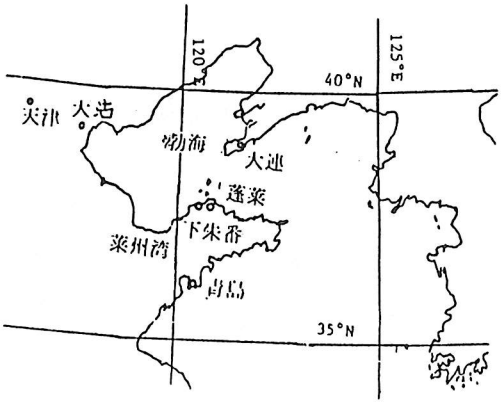


Fig. 2

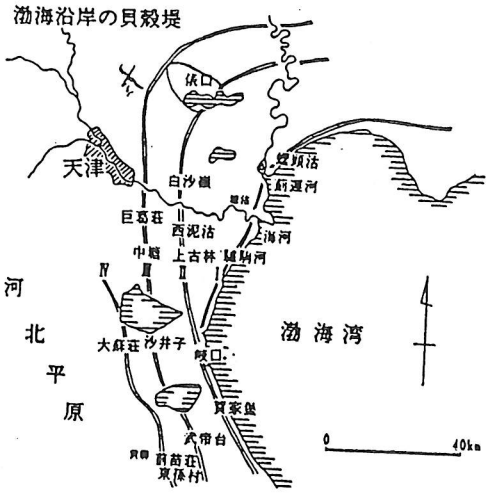


Table 1

中国河北省黄河三角州および山東省試料の^{14}C年代値

番号	採集地	採集日	試料	^{14}C年代 (y. B.P.)	測定番号 (NUTA-)
A1	河北省岐口	880711	トマヤ貝	5190±110	-747
A2	河北省岐口	880711	カキ	5110±90	-751
A3	山東省蓬莱県 林格庄(下朱番)	880710	黄土小僧	13130±240	-762
A4	河北省巨葛庄（上）	880711	シオフキ	2950±120	-756
A5	河北省巨葛庄（中）	880711	シオフキ	3520±180	-757
A6	河北省巨葛庄（下）	880711	シオフキ	3630±80	-758
A7	河北省岐口（上）	880713	ヌマコダキ	1290±80	-759
A8	河北省岐口（下）	880713	ヤッコサルボオ	1160±80	-763

49 先土器遺跡における炉址の古地磁気学的推定法、その有効性及びその適用例

森永速男・足立泰久・井口博夫（神戸大）、山下秀樹（古代学協会）、
久保弘幸・藤田淳（兵庫県教委）、安川克己（神戸大）

Paleomagnetic method for detecting fireplaces in Pre-ceramic sites ,
its availability and its practical application

H.Morinaga, Y.Adachi, H.Inokuchi, H.Yamashita, H.Kubo, J.Fujita, and K.Yaskawa

先土器時代（約一万年以前）の人類が火を使用したかどうかは、その生活様式やその当時の知的レベルがどの程度であったかを考察する上で重要な情報である。また、もし火を使用したとすれば、その火は儀式的なものなのか調理のためのものなのかも大変興味深いことである。火の使用の有無を明らかにすること、そしてその位置（炉址）を決定することは、以上の観点から重要な意味を持っている。

我々は、ここ数年、(1)実際の焚火実験を通して土壌が受熱した場合のその磁気的な性質の変化を定性的に明らかにし、(2)焼土が見つかっている遺跡において、土壌が(1)で確認された定性的な磁気的性質変化をしているかどうかを調べ、そして、(3)その定性的な磁気的性質変化を利用して、約10ヶ所の先土器遺跡で炉址推定を行った。

(1) 焚火実験の結果一受熱により土壌の磁気的性質はどのように変化するか?

焚火を約8時間行い、さらにおき火状態を約16時間保つと、その間に表面では400℃程度までの、また地下10cmで100℃足らずの温度上昇が見られた。土壌の残留磁化には受熱温度の高低に対応した強度の大小と、方向の集中度の良悪、さらに磁気的安定性の高低がみられた（表1及び図1）。

(2) 焼土の発見されている遺跡で(1)の定性的な磁気的性質変化（相違）がみられるか?

(1)の定性的な磁気的性質変化（相違）を、焼土の発見されている兵庫県玉津田中遺跡で確かめた。焼土はそれら以外の土壌に比べて残留磁化の強度も大きく、残留磁化方向の集中度も良く、さらに磁気的安定性を調べる交流磁場消磁に対してより安定であった（表2）。ただし、同様な検討を行った大分県市ノ久保遺跡では、焼土とそれら以外の土壌との間で微妙な磁気的性質の相違しか見い出せなかった。おそらく、土壌の違い（前者が粘土、後者が火山灰）によるものと思われるが、現在検討中である。

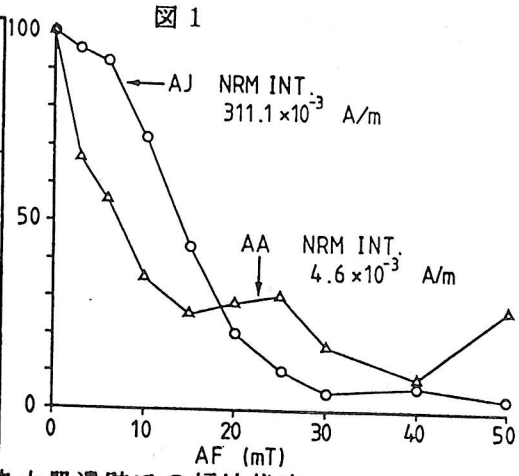
表1

	試料数	温度 (℃)	自然残留磁化平均 強度 (×10⁻³A/m)	偏角 (°)	伏角 (°)	信頼度 パラメーター k	α_{95} (°)
焚火前の土壌							
表面下10cm以下	6	—	4.2	-73.6	8.2	4.0	38.1
表面	3	---	5.6	-28.8	28.8	(24.5)	(25.5)
焚火後の土壌							
表面下10cm以下	17	<100	4.9	-46.9	49.1	7.7	13.7
表面下3cm	10	100～300	25.7	-36.1	39.4	4.6	25.4
表面	7	～400	266.2	-8.2	24.0	11.9	18.3

表２

	試料数	平均 強度 (10^{-3}A/m)	偏角 (°)	伏角 (°)	信頼度 パラメーター k	α_{95} (°)
自然残留磁化						
焼土	22	10.33	16.6	33.4	19.1	7.3
その他	28	6.47	14.7	33.9	2.0	26.8
消磁(10mT)後の残留磁化						
焼土	22	4.99	2.9	31.3	45.5	4.6
その他	28	0.85	-17.0	45.2	2.5	21.8

図１



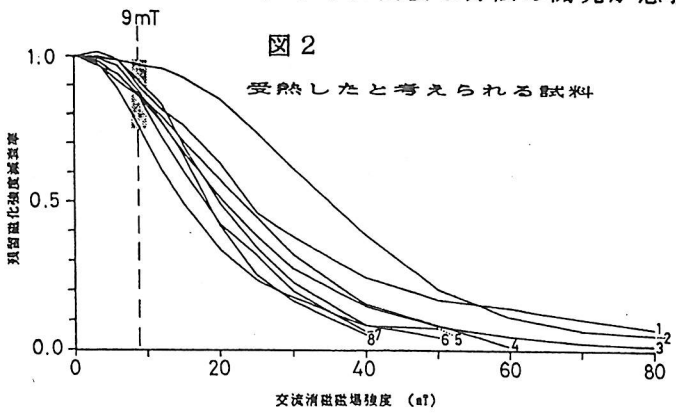
(3) この定性的な磁気的性質の変化（相違）を利用した先土器遺跡での炉址推定
―兵庫県春日七日市遺跡の例

約5m×6mの遺跡表面から平均20cmの間隔のメッシュ状に556個の土壌試料を採取した。この範囲の中央東寄りに礫群があり、これが火の使用に関係のあるものかどうかに興味があった。受熱したと考えられる地点（炉址）は調査範囲において、大きく分けて4ヶ所（直径で約1m）程あり、さらに受熱の可能性のありそうな地点がそれらの周囲に分布していた。これら炉址と考えられる地点は礫群を囲むように分布していた。

受熱したと考えられる土壌試料の残留磁化強度はそれら以外のものより10倍以上から100倍程度大きく、かつそれらの磁気的な安定性も明らかに高かった（図2及び3）。両者の中間的な土壌試料もあり、それらを受熱の可能性のある土壌試料と考えた。

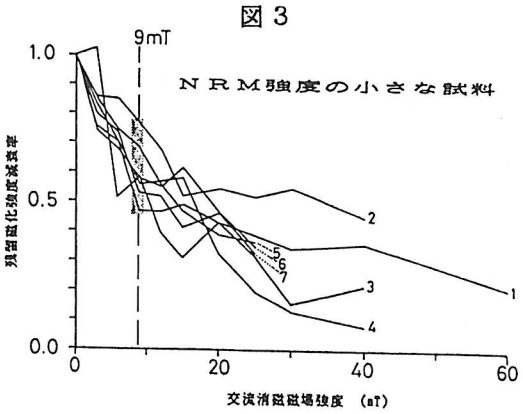
以上のように、遺跡表面土壌の残留磁化を測定し、その磁気的な安定性を検討して、遺跡における炉址の推定及び位置決定ができることがわかったが、必ずしもすべての遺跡でこの方法が成功するとは限らず、現段階で定量的にそれらの推定の規準を設けることはできない。遺跡表面の土壌の種類やおそらくそれらが経由してきた周辺環境によって、様々な様相を呈していることによると思われる。慎重な測定と磁気的安定性の検討を行う必要がある。また、遺跡が数多く出土する現状においては、さらに簡便な方法の開発が急務と思われる。

図２



試料名	NRM強度 (10^{-3}A/m)	試料名	NRM強度 (10^{-3}A/m)	試料名	NRM強度 (10^{-3}A/m)
1 299C	7.79	2 243C	13.05	3 185C	74.84
4 165B	24.84	5 156B	10.92	6 164B	10.14
7 298C	6.78	8 260C	13.54		

図３



試料名	NRM強度 (10^{-3}A/m)	試料名	NRM強度 (10^{-3}A/m)	試料名	NRM強度 (10^{-3}A/m)
1 185B	1.57	2 108C	0.70	3 207C	0.59
4 61C	1.23	5 175B	0.81	6 239C	0.69
7 243B	0.59				

50 堆積物コアの有機物炭素の^{13}C・C／N比及び加速器^{14}C年代からみた完新世の海水準変動（Ⅱ）

中井信之・太田友子・大石昭二・馬場直美・楠　聰・
吉岡茂雄（名大・理）・中村俊夫（名大・RIセンター）
前田保夫（山形大・教育）

Sea-level changes during the Holocene based on the vertical profile of organic ^{13}C and C/N and AMS ^{14}C-ages(Ⅱ) : Nobuyuki Nakai, Tomoko Ohta, Syouji Ohishi, Naomi Baba, Satoshi Kusunoku, Shigeo Yoshioka, Yasuo Maeda.

最終氷河期以降の完新世における気候の変化と関連して、海水準変動の詳細な研究がさまざまな手段で進められている。そのなかで、堆積物コアを用いての地球化学的・同位体地球化学的手法に関して、1987･1988年日本第四紀学会年会で報告してきた。今回は、試料コアの数が増えるにつれて、日本列島を中心とした海水準変動の共通性と後氷期直後の海進途上に顕著な一時海退期が見いだされたことについて報告する。

堆積物は、河口内湾性及び汽水性を選んだ。①川崎市多摩川溺レ谷のコア［KAWASAKI No.3, コア長：43.75m］、②愛知県矢作川河口のコア［YAHAGI B-1, 51.55m］、③兵庫県豊岡市のコア［HACHIJO No.1, 22.5m］、④浜名湖底のコア［HAMANAKO H1 & H2, 41.72m］を使用した。

これらの堆積物コアについて、有機物の安定炭素同位体比（^{13}C/^{12}C）とC/N比を分析し、それらの垂直変動パターンを解析した。^{13}C/^{12}C比に関しては、PDB-標準の同位体比［^{13}C/^{12}C＝0.0112372］からの千分偏差（‰：δ^{13}C）で、C/N比は重量比で示した。^{14}C年代は木片及び貝化石を用いて前処理後すべて元素状炭素として、タンデトロン加速器質量分析により測定した。

中井ら(1982)及びNAKAI et al.(1987)で発表した通り、δ^{13}Cが大きい程またC/N比が小さい程海水準は相対的に高く、δ^{13}Cが小・C/Nが大である程海水準が低いと考えられる。図１～４にそれぞれの垂直変動パターンを^{14}C年代尺度で示した。これらは、すべてδ^{13}CとC/N比は上述のように逆相関（C/N比のスケールは逆にしてあることに注意）がみられ、いずれも同じ海水準の上下をあらわしている。後氷期に入って、海水準の上昇の様子と縄文の最大海進期の出現ははっきり見てとれる。ここで、今回特に強調したいのは次のことである。

(1)縄文最大海進期が続いた後、約4,000年BPから急速に海水面が下降することである。そして、本研究で対象とした堆積盆は淡水化した程である。

(2)最終氷期後の縄文最大海進期にいたる海進の途上で、明確な一時海水準

の低下が見いだされた。その年代は4地域ともほぼ一致し、7,500～8,000年BP（浜名湖コアのみ約7,000年BP）である。この結果は、加速器による詳細な年代測定が実現した産物であった。

参考文献：中井信之他3名(1982)第四紀研究、21,167 ； N. Nakai et al.(1987)Nucl.Instr.& Meth.,B29,288.

図1～4．堆積有機物のδ^{13}C値・C/N比の^{14}C年代にともなう変化

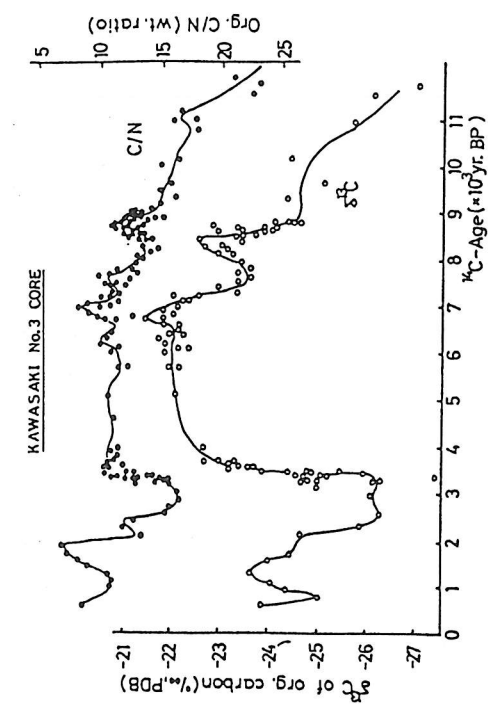


図1．東京湾川崎市 No.3 コア

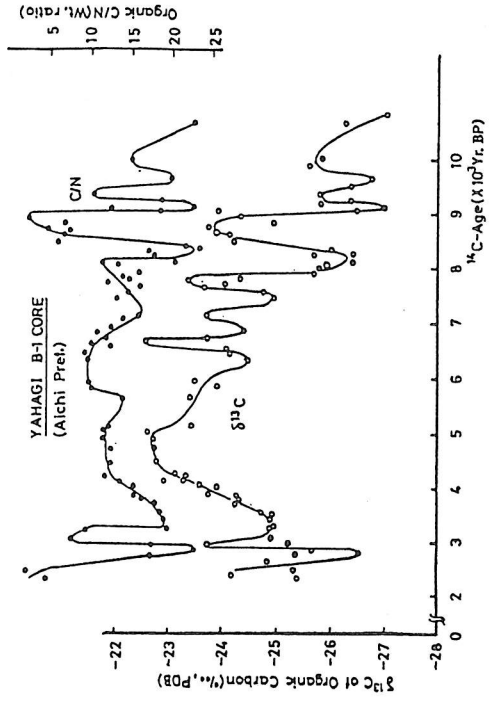


図2．愛知県矢作川 B-1 コア

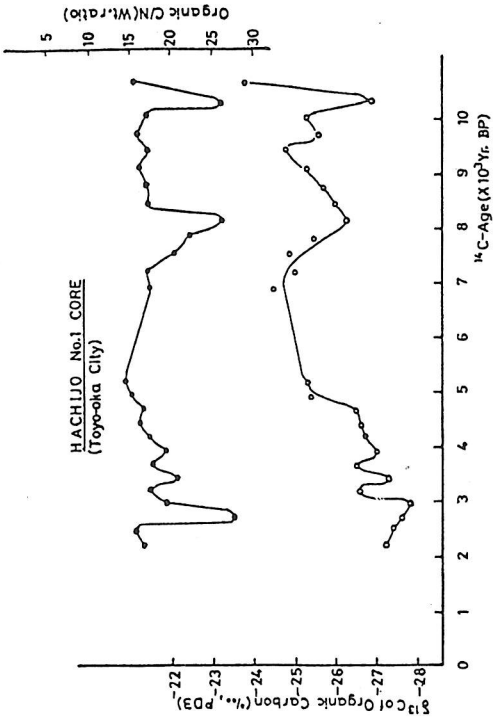


図3．兵庫県豊岡市八条 No.1 コア

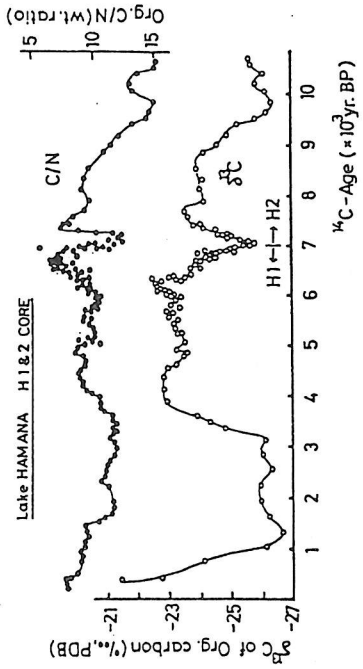


図4．静岡県浜名湖 H-1、H-2 コア

51 火山ガラスの熱ルミネッセンスと年代測定へのアプローチ

印牧もとこ（日大・文理）・和田倶典・山下敬彦（岡山大・理）・
蜷川清隆・山本　勲・中川益生（岡山理大）・遠藤邦彦（日大・文理）

Thermoluminescence of volcanic glass and approach to the Quaternary dating of tephra:Motoko Kanemaki, Tomonori Wada, Yoshihiko Yamashita Kiyotaka Ninagawa, Isao Yamamoto, Masuo Nakagawa and Kunihiko Endo

熱ルミネッセンス法は従来、石英を用いた土器等の年代測定法として発展してきた。テフラに適用する場合には、石英斑晶を用いる石英粗粒子法が用いられることが多い。しかし、石英斑晶を多く含むテフラは少ない。石英以外にも、斜長石・ジルコン・火山ガラスなどを用いたＴＬ年代測定が試みられているが、ＴＬの基礎的な特性の面で明らかにされていない点も多く、これらの方法は、まだ発展段階にある。

火山ガラスを用いたＴＬ年代測定は、Berger & Huntley (1983) ではじめて試みられたが、火山ガラスのＴＬのグローピーク温度や波長など、基礎的な特性については明らかにされていない。一般に火山ガラスは、微斑晶や晶子を含み、これらの完全な分離は困難である。そこで、筆者らは、火山ガラスのＴＬにおける微斑晶等の影響を、ＴＬ分光測定・光電子増倍管によるＴＬ強度の測定などによって明らかにするとともに、火山ガラスによるＴＬ年代測定の問題点を再検討した。

ＴＬ分光測定は、岡山理科大のＴＬ時間分解分光計測システム（蜷川他1986）により行った。また、グロー曲線の測定では、赤色領域まで感度を持つR649を光電子増倍管として用いた。火山ガラス試料としては、洞爺火砕流（Toya）・御嶽第一軽石（Pm-1）・姶良Ｔｎ火山灰（AT）、また、ＴＬスペクトルの比較のために、鉱物試料として、斜長石（単結晶: Labrador産）・高温型の自形を呈する石英（洞爺火砕流）などを用いた。

図1-a～dにあげるのは、Toya・AT・Pm-1における火山ガラスのＴＬ分光測定の結果である。ＴＬスペクトルの温度変化を示している。図1-e は斜長石の単結晶（Labrador産）、図1-f は洞爺火砕流中の自形石英斑晶のＴＬスペクトルである。Toyaでは、火山ガラスのＴＬスペクトルは軽鉱物のスペクトルと同じパターンを示している。このスペクトルは斜長石・石英のスペクトルの合成に近い。ここで、石英のＴＬとは、従来ＴＬ法で用いられてきた青色領域のＴＬではなく、早川他(1975)、Hashimoto et.al(1986) で認められた赤色領域のＴＬである。

図２は、Toyaのガラスにおけるグロー曲線である。高温域にある石英の赤色領域のＴＬを効果的に捉えるため、フィルターを用いて波長580-640nm の領域のみを測定した。約 330℃に認められるのが石英のグローピークである。

試料は、非常によく発泡した軽石型の火山ガラスで、光学顕微鏡下では数～10μm程度の微斑晶が多数含まれているのが認められるが、石英微斑晶の存在は確認できなかった。

ＴＬ分光測定の結果は、火山ガラスのＴＬが、ガラス中に含まれる微斑晶鉱物のＴＬの合成として捉えられることを示している。とくに発光強度の強い斜長石と石英は、ごく微量に含まれているものでも、そのＴＬが検出される。また、年代測定に対して有望なのは、このうち石英のＴＬシグナルである。Berger & Huntley (1983) では、微斑晶の影響を取り除き、純粋なガラスのＴＬを測定するために、自然の淘汰によりガラスが純化された広域テフラの細粒なガラス質火山灰を試料として用いている。しかし、以上のことを考え合わせると、純粋なガラスのＴＬは、非常に発光強度が低く、ごく微量の斑晶鉱物の混入によってＴＬ測定が困難になることが予想される。火山ガラスのＴＬ年代測定への適用は、斑晶の影響を取り除くよりも、むしろ石英等の微斑晶によるＴＬシグナルを積極的に利用し得る場合に可能となろう。

図１　火山ガラスと鉱物のTLスペクトル

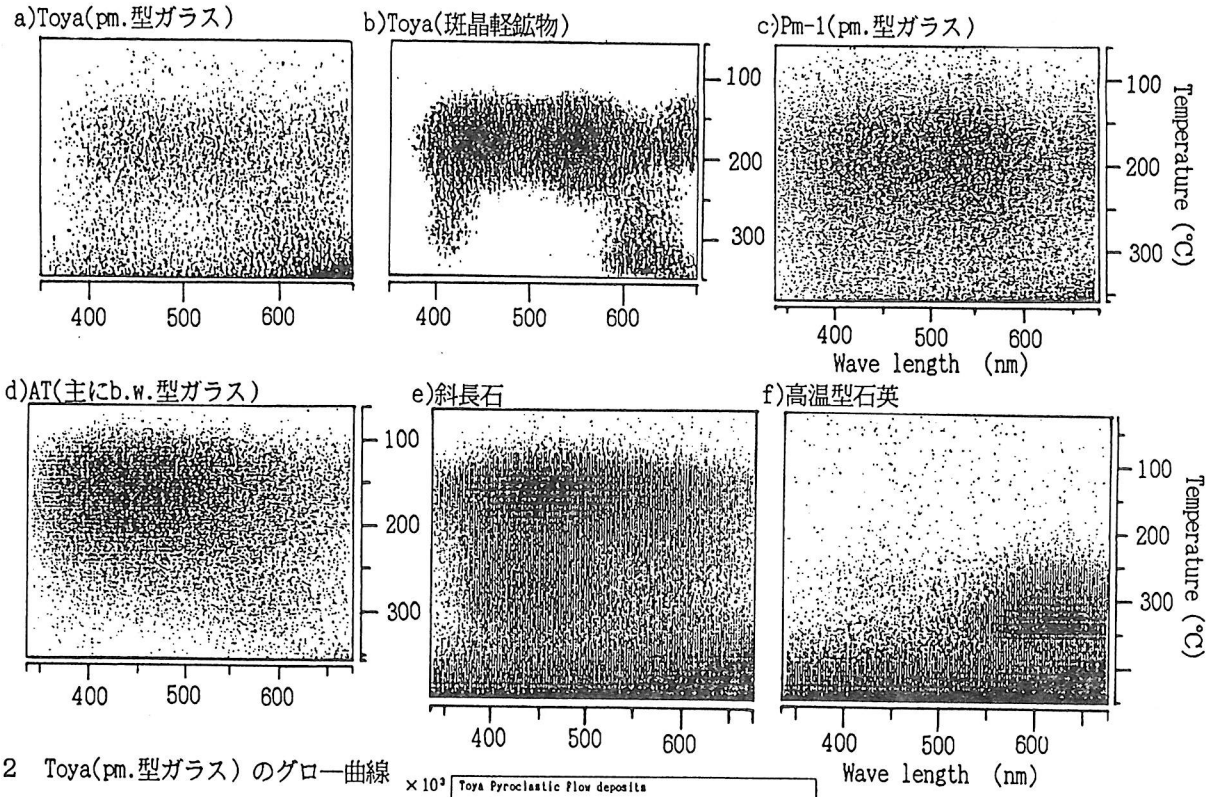
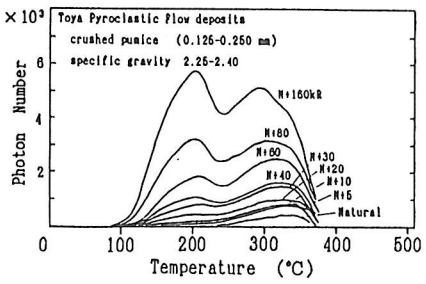


図２　Toya(pm.型ガラス) のグロー曲線
数字(kR)は^{60}Co－γ線照射量



52 ＦＴ年代の熱影響の補正について

原　　雄（千葉県地盤環境研究室）

Corection for thermally affected FT ages : Yu HARA

フィッションントラックは，それぞれの物質に固有の温度－時間のいき値をこえて熱を受けると消失する性質がある．いき値に達しない加熱ではトラックは部分消失を生じ，若返った見かけの年代を示す．したがって，若い見かけの年代が得られた場合には，適切な補正を施すことによって本来の年代を求める必要がある．補正法は大別して，密度法（STORZER & WAGNER, 1969 ; STORZER, 1970）とプラトー年代法（STORZER, 1973）の２種類ある．

いずれの方法も，熱的履歴のある自発トラックが誘発トラックに比較してより安定になっていることを前提とし，ガラスの年代補正に適用された場合には，妥当な結果が得られるとされている．WESTGATE（1988）はプラトー年代法について，自発トラック密度（ρ_s）／誘発トラック密度（ρ_i）が一定となることおよびその時の自発トラック長と誘発トラック長の分布パターンが一致すること，さらに平均の自発トラック長（D_s）と平均の誘発トラック長（D_i）の比$D_s/D_i=1$を補正のリライテリアとしている．

ここでは，今一度若い見かけ年代を本来の年代に補正する場合の補正について，つぎの実験から考察した．

(1)試料 NBS/SRM962a 3094・4089（照射済み添付試料）

(2)実験手順

照射済み添付試料をそれぞれ５分割し，$\rho_{3094(1)}/\rho_{4089(1)}$を本来のものとする．B.C.D.E.の各分割片は，250°C 1 hr.で前加熱しておく．4089シリーズについては，中性子照射する．そののち3094・4089シリーズともに190°C，250°C，290°C，1 hr.加熱処理する．

ρ_{3094}	ρ_{4089}
A. 3094(1)	4089(1)　＋照射
B. 3094(2)　250°C 1 hr.	4089(2)　250°C 1 hr.＋照射
C. 3094(3)　250°C 1 hr.＋190°C 1 hr.	4089(3)　250°C 1 hr.＋照射＋190°C
D. 3094(4)　250°C 1 hr.＋250°C 1 hr.	4089(4)　250°C 1 hr.＋照射＋250°C
E. 3094(5)　250°C 1 hr.＋290°C 1 hr.	4089(5)　250°C 1 hr.＋照射＋290°C

（$\rho_{3094(1)}/\rho_{4089(1)}$）を本来のものとすれば，（$\rho_{3094(5)}/\rho_{4089(5)}$）は一致することが期待できる．この予想のもとに，それぞれの試料について計数をおこなったところ，つぎのような結果が得られた．なお計数は，すべてレプリカ（鈴木，1977）によった．

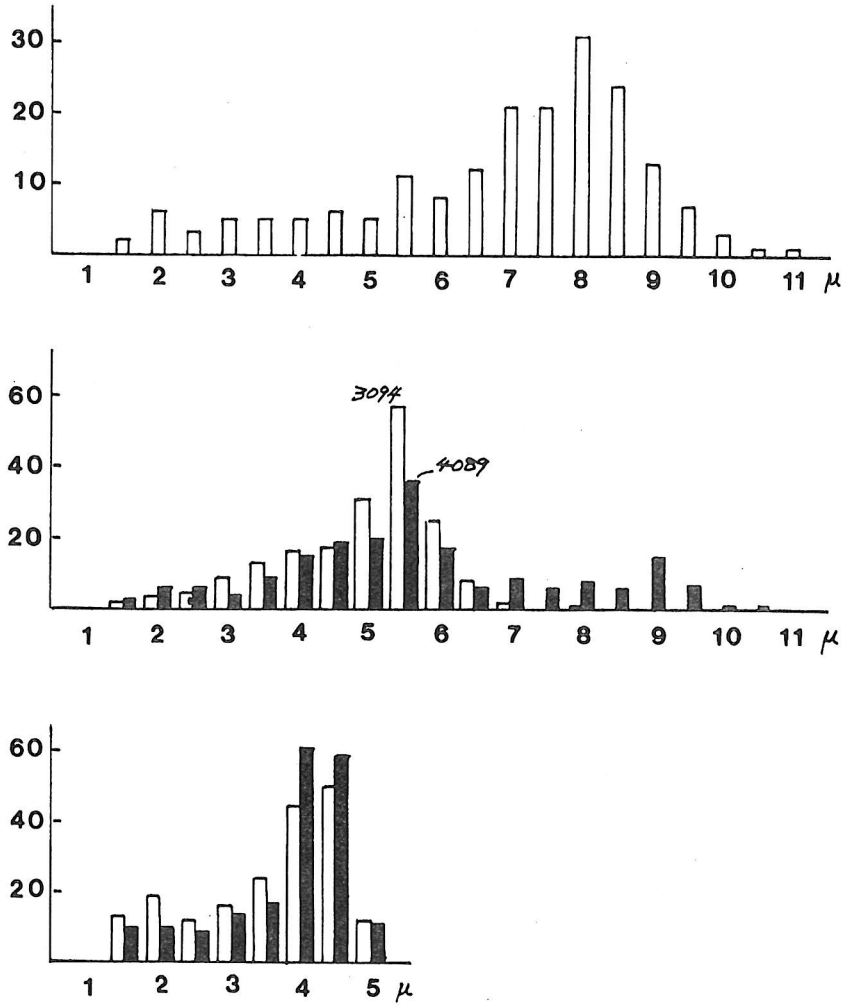
１）（$\rho_{3094(1)}/\rho_{4089(1)}$）と（$\rho_{3094(5)}/\rho_{4089(5)}$）は一致する．

２）トラックが部分消失をおこしているか否かは，処理前の自発トラックの

分布パターンと自発＋誘発トラックの混在した分布パターンを比較することで判断される．

3）E.の場合，3094(5)と4089(5)の各トラックの長径および短径ともその分布パターンは一致する．

4）トラックの部分消失は，長径方向と短径方向では等価ではない．



(1)：3094(1)および4089(1)でのトラック長の分布パターン．両者は一致するので3094(1)についてのみ示した．

(2)：3094(2)では前加熱の影響によりトラック長は短縮した分布パターンを示す．4089(2)では前加熱の影響により短縮したトラックと熱の影響を受けていない誘発トラックの混在した分布パターンを示す．

(3)：3094(5)および4089(5)のトラック長の分布パターンはほぼ一致する．

P1 対馬周辺における最終氷期末以降の古環境変遷

――― その１ 三根湾湾奥部地域 ―――

原口 強（復建調査設計）・松岡數充（長崎大・教養）

Paleoenvironment around Tsusima Island since the latest Glacial Age

――― I. Mine Bay ―――

: T. HARAGUCHI, K. MATSUOKA

対馬周辺における最終氷期末以降の古環境変遷の復元を目的として、まず海上保安庁水路部発行の「沿岸の海の基本図」に基づく地形地質解析と有明不知火海域に於ける海面変化曲線から、対馬の古地理について予察的なマップを作成した。

次に対馬の西岸域に位置する三根湾の湾奥部について、リアス式海岸域における沖積層の発達様式、古三根川の流路変遷等について記載すると共に、渦鞭毛藻の群集解析による同海域の古環境を推定した。

1. 対馬の古地理

対馬沿岸部全域の海底地形地質については、海上保安庁水路部発行の「沿岸の海の基本図」の成果がある。これから読み取れる海底地形の特徴としては、①水深６０～７０ｍ付近の現在の海岸線に平行な明瞭な傾斜変換線、②連続性はやや乏しいものの、水深３０～４０ｍ付近の幾つもの平坦面、③特に東水道に広く発達する水深１００～１３０ｍ程度の平坦面、が認められる。

これらの地形面はかつての海水準の停滞を示しているものと推定される。

今回は、これらの事実と有明不知火海域に於ける海面変化曲線から、対馬の古地理図を再現した。その結果、図１に示すように現在の東側に偏っている分水嶺の位置が、分水嶺がそれほど移動しないことを前提とすると、海面の低下に伴い、次第に陸地のほぼ中央を占めるようになる。このことは対馬周辺の古環境変遷、特に堆積環境を考える上で示唆的である。

2. 三根湾湾奥部の古環境変遷

（１）リアス式海岸域における沖積層の発達様式

三根湾は典型的なリアス式海岸であり、その湾奥部（三根川河口部）の成層状況は図２に示す通りである。特にここでは通常多くの沖積低地に見られるような成層状態と異なり、砂層を欠いて、沖積粘土層が直接、礫層、もしくは基盤層の上に厚く分布する。このことはきわめて急激な海水面の上昇を物語ると共に当地区の静穏な堆積環境が比較的長く続いたことが伺える。また、ボーリング結果から推定される古三根川の流路は、現在の流心よりかなり左岸よりに蛇行していたことが推定される。

（２）渦鞭毛藻による当海域の古環境の推定

ボーリング１地点（図２）でのサンプルを用いて、渦鞭毛藻による当海域の古環境の推定並びに粘土層の年代測定を実施している。

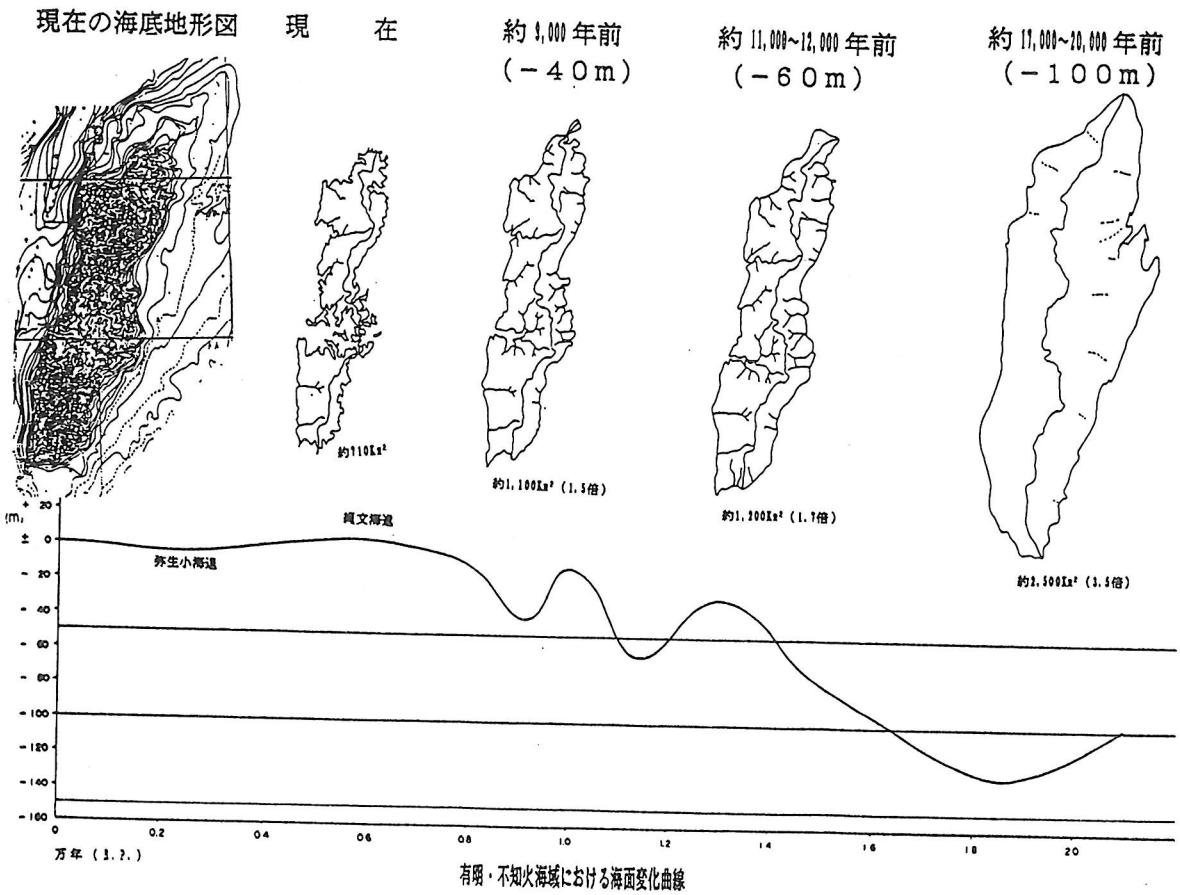


図１　海水面変化曲線と対馬の古地理図

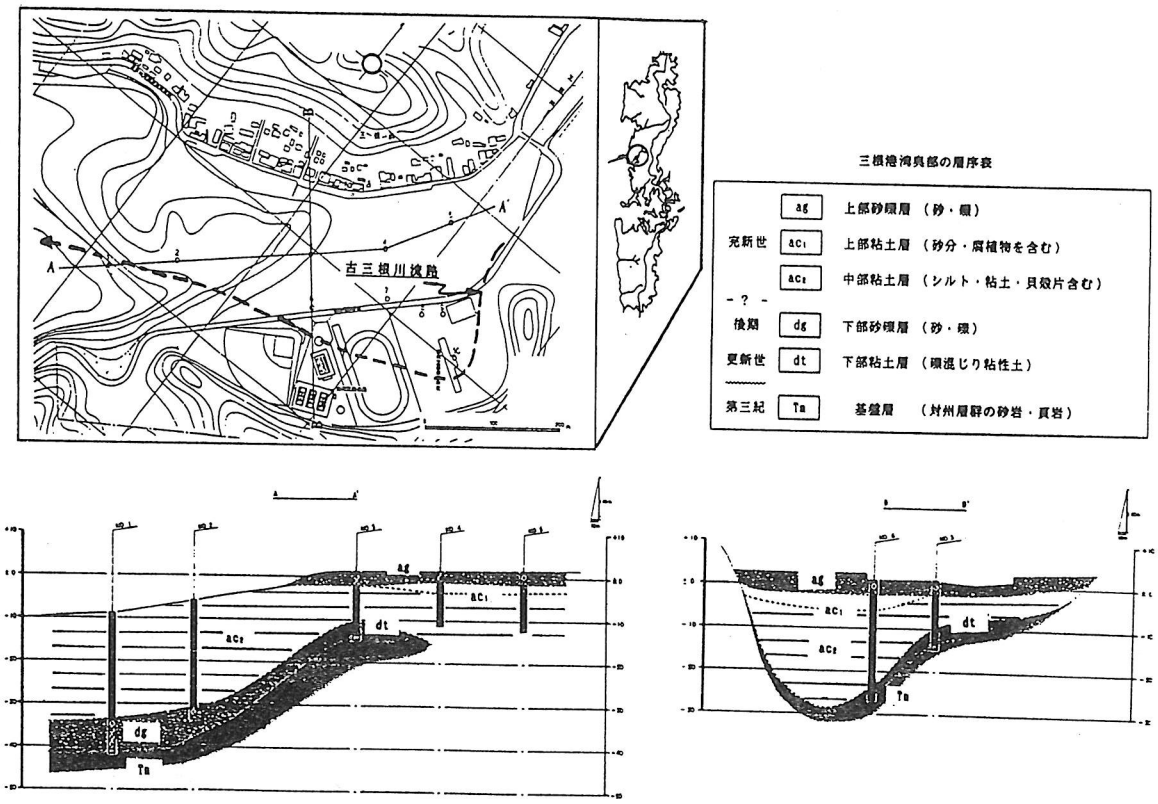


図２　三根湾湾奥部の地質

P2

中海・宍道湖の環境変遷と将来予測

徳岡隆夫・中海・宍道湖自然史研究会（島根大・理）

Environmental Changes of the Nakano-umi and Shinji Lakes and Their Prediction

: Takao TOKUOKA・Nakano-umi and Shinjiko Research Group

中海・宍道湖の干拓・淡水化事業は２５年間にわたって進められてきたが，社会的環境が大きく変化したことから休止されることになった．しかし，これからどうするのかについて具体的な提言はどこからもなされていない．我々のグループの８年間にわたる研究についてまとめて紹介する．さらに，海水が美保湾から自由に流入していた風土記時代を復元し，それとの比較において，海水導入による自然改造をおこなってはどうかと考えているが，このような提言の是非について御批判，御討論をお願いしたい．ＩＧＢＰにおいては過去の環境復元から近未来の予測が課題とされているが，モデルとなる地域を設定し，具体的な問題解決に取り組むのは有効な方法であろう．自然環境が比較的無傷で保存され，かつ現実の解決すべき課題をかかえた本地域はそのためのもっともふさわしい場所であるといえる．

１．中海・宍道湖をとりまく歴史的・社会的背景

＊『出雲国風土記』　（７７３年）

＊たたら製鋼　（中世～近世）

鉄穴（かんな）流し

＊斐伊川氾濫

鉄穴御停止　(1610)

鉄穴流し解禁　(1632)

斐伊川の東流　(1635または1639)

＊松江藩の治水事業

川違え　（とくに１７世紀後半）

差海川開削　(1685～1687)

佐陀川開削　(1785～1787)

新川開削　(1831～1832)

＊近代～現代

たたら廃業　(1922)

大橋川，境水道，佐陀川の浚渫→塩害

新川廃川　(1938～1941)

大干魃，議会で淡水化論(1939)

戦後の米不足，

干拓・淡水化計画(1949)，実施(1963)

大規模土木工事

河川改修，護岸工事，砂防対策

干拓・淡水化工事完成(1987)

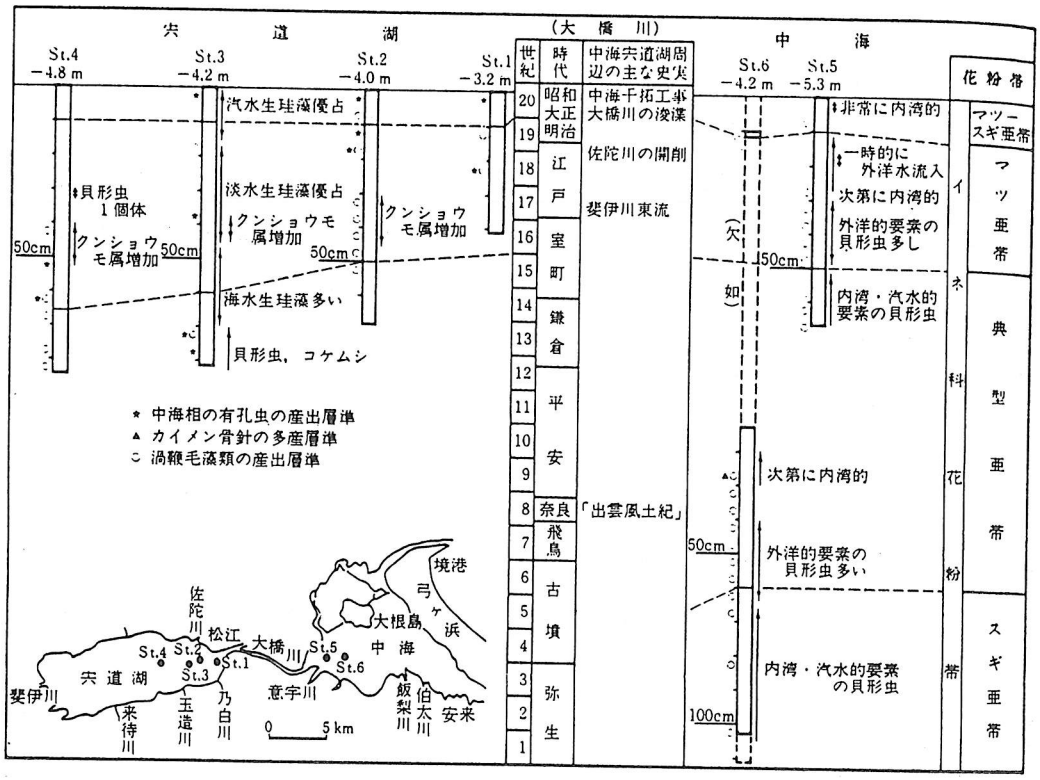
水質汚濁への危惧

干拓・淡水化の休止(1988)

湖沼法の適用(1989)

中国山地の“たたら”は出雲（簸川）平野を生み，中海・宍道湖を潟湖から淡水湖へと変化させていった．明治以降の土木工事はさらにそれを汽水湖へと変えた．

2．縄文海進時の海の時代から現在の汽水湖までの環境変化は湖底の堆積層に記録されている．1～2mの柱状採泥により，環境変化の実態をとらえることができる．これらの変化の時期は歴史的に知られた事実から推定されるが，さらに鉛の^{210}Pb，^{137}Cs，^{14}C放射年代の測定結果からも年代を確定することができる．



湖底下堆積層からみた中海・宍道湖の環境変遷と史実との対応
（中海・宍道湖自然史研究会，1985；大西，1986，島根大学地質学研究報告にもとづく）

3．湖底の現在の姿（宍道湖248，中海27地点で底質・底層水を調査），音波探査（測線間隔は宍道湖500m，中海250m），1～2mまでの柱状採泥の結果についてまとめて示す．縄文海進前の谷地形の立体的復元，中国山地から中海・宍道湖に至る江戸時代以降の土砂収支，両湖における年間堆積量等が明らかにされた．

4．今後の研究課題は以下のようにまとめられる．

汚濁防止の基礎的研究
- ○水質・底質の相互作用の解明
- ○ヘドロの堆積学

汚濁防止の積極策の提言
- ○生物を利用した浄化（ヤマトシジミなど）
- ○ヘドロトラップによるヘドロの除去
- ○海水導入による浄化（Ⅰ）本庄工区への海水導入による実験
- ○海水導入による浄化（Ⅱ）米子湾への海水導入による自然改造（風土記時代の再現）

住民のための水探し
- ○山地でのダム・ため池の建設
- ○平野の地下水開発
- ○湖の部分淡水化（湖中湖の建設）

地球環境と湖沼
- ○湖の自然史の復元から将来予測へ

P3 縄文土器付着炭化物の加速器法による^{14}C年代測定

中村俊夫・中井信之（名大）石原哲弥・岩花秀明（森ノ下遺跡調査団）

^{14}C Ages by Accelerator Mass Spectrometry of Charred Carbonaceous Residues Attached on Buried Jomon-Potteries: Toshio NAKAMURA, Nobuyuki NAKAI, Tetsuya ISHIHARA, and Hideaki IWAHANA

1. はじめに　岐阜県大野郡朝日村大字甲小字森ノ下に所在する森ノ下遺跡（縄文時代の遺跡）の発掘が1986年8月から12月にかけて行なわれ，多数の石器や土器などに混ざって，大型の埋ガメが多数掘り出された[1]．これらの埋ガメは器形や文様などから（曽利Ⅲ期と判断されるカメが多いことから）縄文中期後葉のものと判断される．埋ガメの内部表面には炭化物が付着しており，これらのカメは縄文時代の人々の食物の煮炊きに使用されたと推察される．今回，7個のカメから付着炭化物を採取し，それらの^{14}C年代および炭素安定同位体比（$\delta^{13}C_{PDB}$値）を測定した．

この研究の目的は次に示すとうりである．

①微量の炭化物による^{14}C年代測定のテスト（測定の再現度，精度，正確度）

②付着炭化物の^{14}C年代値と土器編年との比較

③埋ガメの内部表面の炭化物の$\delta^{13}C_{PDB}$測定による炭化物の原材料に関する検討

2. 測定　年代測定は，採取された炭化物（10～300 mg）から調製された，わずか数ミリグラムの炭素について，名古屋大学アイソトープ総合センターに設置されているタンデトロン加速器質量分析計を用いて行なった[2]．$\delta^{13}C_{PDB}$値の測定は，炭化物をCO_2ガスに変え，名古屋大学理学部地球科学教室のガス質量分析計（MAT CH-7）を用いて行なった．

3. 結果および考察　測定結果を表1に示す．年代測定に用いられる炭素の量が特に少ない場合，one sigmaで示した測定誤差は大きくなっている（±230～±670年）．7点のカメから採取された各々の炭化物についての年代値は3940 y.B.P.から4450 y.B.P.までの値をとり，510年の幅を示す．一般に，土器の一形式は数百年の年代幅で使用されると考えられている．従って，今回測定したカメがすべて一形式の時代区分に入るものとすれば，測定値は誤差の分だけ年代幅がやや広がっていると解釈できる．

7点の付着炭化物の年代値の平均は4180±90 y.B.P.と得られた．また同遺跡において，火災にあったと推定される住居跡から，住居の建材として使用されたと思われる炭化した木材が発掘された．その木材の年代値は，4140±140 y.B.P.と測定され，付着炭化物の年代値とよく一致している．これらの年代値から，埋ガメと住居跡は共に縄文時代中期後葉に使用されたものと考えられ，土器編年により推定される年代値と一致している．

炭素安定同位体比は古代人の食性の研究に利用されている[3]．すなわち，埋ガメの内部表面に付着していた炭化物は縄文時代の人々の食物遺物と思われるが，それらの炭化物の炭素安定同位体比（$\delta^{13}C_{PDB}$値）を用いることにより，炭化物の原材料を区別する事ができる．4点の付着炭化物の$\delta^{13}C_{PDB}$値は -24.0～-25.6 ‰ と測定された．この結果，付着炭化物の原材料の候補として，Calvin-Benson系サイクルで光合成を行なうC3植物（陸上の堅果植物，小麦，カラスムギ，オートムギ，ソバ，イネなど）やこれを食する動物など（一般的に，$\delta^{13}C_{PDB}$値は-25.5～-26.5‰ をとる）が挙げられる．他方，Hatch-Slack系サイクルで光合成を行なうC4植物（トウモロコシ，ヒエ，アワ，キビなど）やこれを食する動物（-11.5～-12.5‰），あるいは海産物（-17.5～-19.5‰）からの寄与は除外されるか，あってもその寄与は大変小さいと考えられる．

[1]．岐阜県大野郡朝日村教育委員会編(1986) 森ノ下遺跡発掘調査報告書．
[2]．中村・中井(1988) 地質学論集，29，p.83-106．
[3]．Chisholm・小池・中井(1988) 考古学と自然科学，20，p.7-16．

表1．埋ガメの特徴と付着炭化物の測定結果

試料番号	名称	試料	炭素安定同位体比 $\delta^{14}C_{PDB}$(‰)	放射性炭素年代 (y.B.P.)**	カメの形状・文様	カメの寸法 R(cm)	カメの寸法 H(cm)	未処理炭化物重量 (mg)	回収された炭素 (mg)
1	第8号住居跡埋ガメ1	炭化物	--*)	4200±670	深鉢，底有り，区画文と縄文	31	36	13.2**)***)	<1
2	第8号住居跡埋ガメ2	炭化物	--*)	4210±110	深鉢，底有り，縄文	28	40	228.8*)	12.4
3	第8号住居跡埋ガメ3	炭化物	-24.3	4100± 90	深鉢，底有り，縄文	37	41	305.2*)	190.6
4	第10号住居跡埋ガメ	炭化物	-24.0	4250±170	深鉢，底無し，唐草文	40	47	212.9*)	46.3
5	第11号住居跡埋ガメ	炭化物	-25.6	4130±110	深鉢，底有り，縄文と沈線文	29	35	158.8*)	37.3
6	第15号住居跡埋ガメ	炭化物	--*)	4450±230	深鉢，底無し，綾杉文，腕骨文	42	48	154.2*)***)	<1
7	第17号住居跡東肩部の埋ガメ	炭化物	-24.7	3940±110	深鉢，底有り，無文	30	37	245.4*)	12.0
8	第19号住居跡	木炭	--	4140±140					

*) 採取された炭化物が少量のため測定不能であった．
**) ^{14}Cの半減期として5570年を用いた．

*) カメの内部に付着した炭化物．
**) カメの外部に付着した炭化物．
***) 炭化物試料の採取の際にカメの素材である土や砂がかなり混入した．
注1）復元された時のカメの寸法で，Rはカメの口縁部直径，Hは高さを表わす．
注2）住居跡の番号は岐阜県大野郡朝日村教育委員会(1986)による．