S 1　日本の第四紀層の層序区分 ― 海成層と非海成層 ―

市原　実（大阪市大）・楡井　久（千葉公害研）

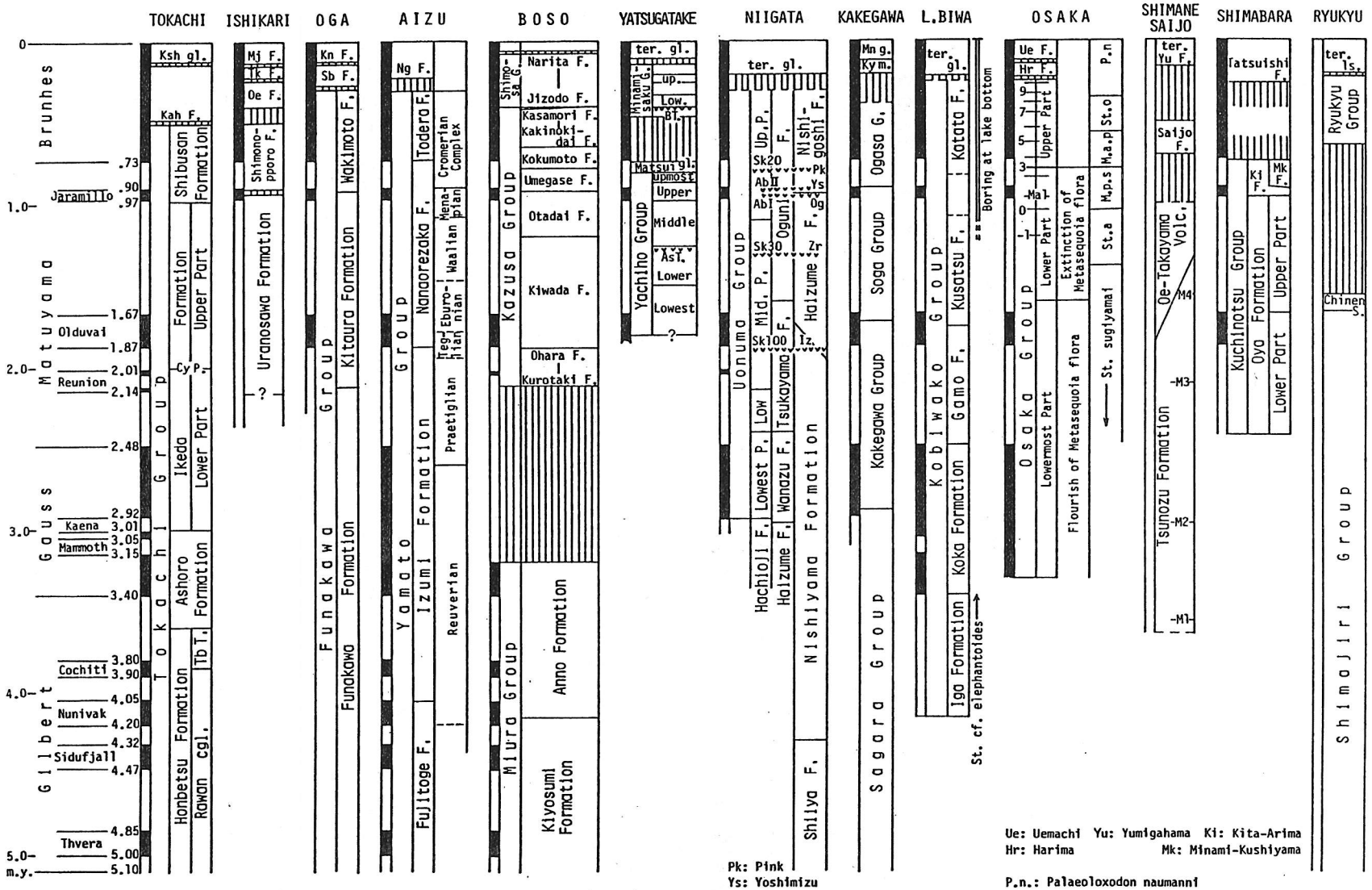
日本の第四紀層の層序区分については，古くから研究がおこなわれている関東の上総層群・下総層群などの海成層を主とする地層群，関西の大阪層群・古琵琶湖層群などの非海成層を主とする地層群が，その模式層であるとみなされてきた．

しかし，戦後，とくにこの20～30年間の第四紀研究の進展にともなって，日本各地の第四紀層の層序についての，多くの研究者・多くの研究グループによる研究成果が蓄積され，現在では，日本の各地域ごとに第四紀層の模式層序が設定されるようになった．

第1図は，日本の第四紀層の層序区分とその対比を示した図であって，昭和60年度総合研究B"日本の第四紀層の層序区分とその国際対比に関する研究企画"におけるとりまとめである（ITIHARA et al., 1986）．この図には，さらに，いくつかの重要な地層群についての層序表を追加しなければならないことを，おことわりしておきたい．

第1図を作成するにあたって，とくに問題となった点は，海成第四紀層と非海成第四紀層の対比である．関東の上総層群・下総層群と関西の大阪層群・段丘層の対比についても，まだ意見の一致をみるにいたらない．最近の新潟堆積盆地の奥沼層群と海成の灰爪層・西山層の火山灰層対比（菊池ほか，1984）や層序・古環境（小林ほか，1986）に関する研究は，上記の問題解決の糸口となるものである．

演者らは，海成・非海成層に関連する問題を中心にして，日本の第四紀層の層序区分について説明する．



第1図　日本の第四紀層の層序区分とその対比

層でないこともある（たとえば能登半島の平床層と M1面との関係，佐渡島，渡嶋周島などの一部の古い年代の礫石灰岩と段丘面の関係など）。年代測定値の評価に当っては，当然のことながら段丘面と堆積物との関係を十分に吟味すべきである。全国的にいえば段丘形成期が確定できない場合の方が多い現在，年代測定試料や広域テフラがない地域での段丘の対比・年代推定をいかにすべきかは，古赤色土の有無，堆積物の風化度，段丘面の開析度などが時代の函数としてのみとらえることができない以上，今後の大きな課題の一つである。

Ⅲ．海面変化に関する問題：年代論の進歩と，"地殻変動速度の一様性"の仮説は，海面変化研究の進展をうながした。1960年代はじめに提示された"一様な速度の地殻変動と海面変化の複合としての段丘形成"というモデル，およびそれに関連した隆起地域での多段化の現象は広くうけいれられるようになり，海成段丘の編年と18O ステージ，世界の他地域の海面変化との関連が明確になってきた。隆起地域こそ海面変化の研究に適していることが実証され，下末吉面より若い海成段丘が注目されるようになった。しかし，数地域でそれぞれ推定された古海面高度は必ずしも一致せず，とくに海面低下期の海面高度の推定に問題をのこしている。完新世の海面変化については一そう精度の高い資料が蓄積され，旧海岸線の復元，後氷期海進絶頂期の年代と高度の地域差なども論じられ，あわせて数十をこえる相対的海面変化曲線がえがかれてきた。とくに，最近では地殻変動を異にする地域の資料をまとめた曲線ではなくて，同質地域での系統的試料から相対的海面変化曲線が復元され，地域ごとの個性が明確になってきた。しかし，局地的ないしは広域の地殻変動と海面変化をいかに分離するかという，古くかつ新しい問題はなお今後の研究課題である。完新世段丘の細分とその意義についても討議がつづいている。地域によっては巨大地震による段化が明らかになる一方，縄文中期および弥生の小海進とその間の小海退が，量については問題をのこすものの，かなりの地域で論じられ，古生物群集などから知られる気候変化との対応もつきそうである。完新世段丘の高度を求める際の指標についても論じられるようになった。

Ⅳ．地殻変動：旧汀線の保存の比較的よい日本列島では，世界でも類をみないほどの密度で旧汀線高度が求められ，海岸地域での地殻変動の量・様式の地域的特色，歴史的推移，地震隆起の累積，変動をうける地域の論性質と変動を生ずる力との関係，などが明らかにされつつある。とくにそれらの地域性についてはかなり明瞭となった。もちろん"地殻変動速度一様性の仮説"はさらに詳しい編年によって検討されるべきであろう。一方，内陸地域では変動の様式は解明されつつあるが量的解明の方法は今後の課題である。

S2　段丘研究の意義と問題点

太田陽子（横浜国立大学）

I．段丘・低地の分布図の作成方法と現状，問題点：地質調査所発行の1/50万活構造図に記入されている段丘分布図（実さいには完新統，最上部更新統または低位段丘堆積層，上部更新統または中位段丘堆積層，中部更新統または高位段丘堆積層などの地層の分布図）を基図として，文献・未公表資料を用いて，別稿に記されている編集委員，同協力者と協力して段丘・低地の区分・分布の検討・修正を行っている。海成面については，完新世面，下末吉面を基準として，下末吉期以前，小原台・三崎面など，の4面に区分し，できるだけ旧汀線の位置も記入した。また，大規模な砂丘・砂堆，沖積統基底の地形，下末吉面，完新世面の旧汀線高度なども記入した。河成面については，高位面（下末吉期以前），中位面（下末吉面相当面から武蔵野面），低位面（立川面相当）および沖積低地，に4分した。

現在，海成段丘については北海道の更新世段丘を除きほぼ作業を終了した。河成面については作業中であるが，上記の区分の仕方には問題がのこる。それは，上記の区分では，下流では沖積低地下に埋没する立川面と，それより高位の武蔵野面とは形態上比較的区別しやすいという利点がある一方，指標テフラがない場合に内陸地域で両者の区別が困難なこと，また最終氷期に属する段丘が中位，低位に分割されること，などの問題である。また，地形的には一続きでも離氷期を異にする場合，あるいは主要河川下流部で三角州性堆積物からなる場合の河成・海成の別など表現方法にも問題がのこる。段丘の分布に地域差があるとともに，研究の成果にも地域差があり，全国の段丘，とくに内陸部のそれを全国的に同じ基準で分類することは大変難しい。以下ではおもに海成段丘について研究の現状，最近の推移および問題点のいくつかを述べる。

II．段丘の形成期：大縮尺の地形図，空中写真の利用により，段丘の分布・形状の詳しい観察と面の細分が可能となり，段丘面の形成期が次第に明らかにされてきた。早くから導入された^{14}C法のほか，FT法，U-series法，ESR法などさまざまな方法による年代測定と，年代のきまった広域テフラの利用によって，地域によっては更新世中期以降，とくに後期については1万年の単位で段丘の形成期が求められるようになった（南関東，足摺岬，波照間島など）。北海道，東北日本北部，南九州などでも研究は進展しつつある。しかし，かつては地形発達史や，年代測定の精度・限界を無視した議論もなかったわけではない。また，測定された年代値をもつ堆積物がその場所の段丘面の直接の構成

Ｓ３　大陸棚と周辺海域の地形・地質

岩淵義郎・加藤茂・鈴木進（水路部）

１．　はじめに

日本第四紀学会３０周年事業の「日本第四紀地図」の作成にあったって、筆者らは、海底の地形・底質を担当することとなった。この編集作業は現在進行中であり、作業は大半が未完であるが、これまで判明した事項を中心に以下に記載する。

２．　大陸棚の形態

沿岸部の急斜面及び岩礁地帯は隣接陸域の地質を反映し、三陸沖でみれば古生層と花こう岩類からなる。その沖合には、古生層～中新世中期の地層が海側に傾斜する構造で接する。これらの地層が、大陸棚～大陸斜面の構造上の基盤ともなるべき地層で、これらの地層に対して顕著な傾斜不整合をもって、鮮新世以降の地層が大陸棚から大陸斜面にかけて広く分布する。

大陸棚の一般的形態は、水深６０ｍ以浅と１００ｍ以深とにある相対的に平坦な地形からなるところと、両者の間にある緩傾斜面とに区分できるところが多い。陸から海側に、それぞれの地形に対応させて内陸棚、中陸棚、外陸棚と称することも可能である。

大陸棚の最上部を構成する沖積層は一般に薄く本層を欠く地域も稀ではないが、傾向としては中陸棚から外陸棚への移行部や、内陸棚の一部で相対的に厚い。しかし内湾を除けば厚くても２０ｍ程度である。

３．　外縁水深

外縁水深は、２００ｍ以浅で殆どが１２０～１７０ｍ程度である。大陸棚外縁が単なる地形変換点としてとらえられている場合はよいが、しばしば暗黙のうちに外縁水深が同一時間面としてとらえられ、大陸棚外縁の深さから地殻変動量が推算されることがある。そのため、「日本第四紀地図」の性格を考慮し明らかに形成時期が通常の大陸棚外縁の水深と異なると思われる地形変換点については、図中での表現としてはかっこ付きの水深表示にしてある。例えば三陸沖や外縁の崩壊地域などがこれにあたる。

現在のところ、外縁水深と地質構造との関連性は明確に把握していない。

４．　平坦面

大陸棚上の平坦面は、概略６０～７０ｍ以浅と９０～１００ｍ以深のものに集約されるが、それぞれの面上に数多くの堆積面、侵食面が認められる。極浅海に限っても、水深０～３ｍ、３～６ｍ、８～１０ｍなどに認められる。

５．　陸棚谷

おびただしい数の陸棚谷（埋積谷を含む）が大陸棚面上を刻みこんでいる。沿岸の海の基本図調査などの精密調査を実施した地域においては、決まって新たな埋積谷が発見される。

埋積谷の末端水深には幾つかの特徴があり、水深７０～８０ｍのものと１００ｍ以深に達するものなどがある。

６．　底質分布

「日本第四紀地図」に示す底質分布は、水路部が保有する底質データをデジタルデータとして、泥（Ｍ）、砂（Ｓ）、れき（Ｇ）、岩（Ｒ）、貝殻（Ｓｈ）及びさんご（Ｃｏ）のグループに集約し、１００万分の１の縮尺でプロットしたものをベースにして作成したものである。

岩は沿岸部の急斜面、岩礁地帯、堆頂部などに露出する。粗砂、れきなどの粗粒堆積物は大陸棚の中央部に認められ、平坦面や大陸棚外縁に接した礁にもその分布が認められる。泥質堆積物は内湾とか外陸棚に分布するのが普通であるが、局所的には大河川の沖合にも認められる。

SC1 海水準変化

大場忠道（金沢大・教養）

過去の海水準変化を推定するために、いろいろな研究方法がとられてきたが、そのうちで深海底に含まれる有孔虫殻の酸素同位体比に基づく方法は重要である。特に、底生有孔虫殻の酸素同位体比の変化は、海水の比熱が大きく、また深層水の膨大な熱容量を考慮すると、水温変化がほとんどなかったと考えられるので、海水の量的変化を直接反映していると考えられる。最近では、深海底でも比較的堆積速度が速く、かつ底生動物によるかく乱の少ない堆積物について、有孔虫殻の酸素同位体比が詳細に測定されるようになってきた。図1は、Shackleton et al.（1983）が東赤道太平洋の深海底コアについて、底生有孔虫殻の酸素同位体比を詳細に測定したもので、現在から約15万年前までの海水準の相対的な変化を最も詳しく表しているといえよう。しかし、このような深海底コアの有孔虫殻の酸素同位体比は海水準変化の絶対値については何ら情報を提供しない。ところが、日本周辺で採取された海底コアについて、得られた有孔虫殻の酸素同位体比のカーブは、海水準変化の絶対値を推定する上で一つの重要な手掛りを提供する。図2は、日本海の海底から採取された4本のピストン・コアについて、含まれる浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比を測定したものであるが、それらの値はAT火山灰堆積直前の時代で急激に折れ曲がるように薄くなっている。この現象は、世界的な海水準低下につれて、日本海へ淡水が供給されるような状況になってきたために生じたと考えられる。そして、そのような状況がどのようにして生じたのかということを考察することによって、

深海底コアの酸素同位体比のカーブで示される海水準の相対的な変化に絶対値の目盛りを入れることができよう。コメントでは、上述の状況について考察する。

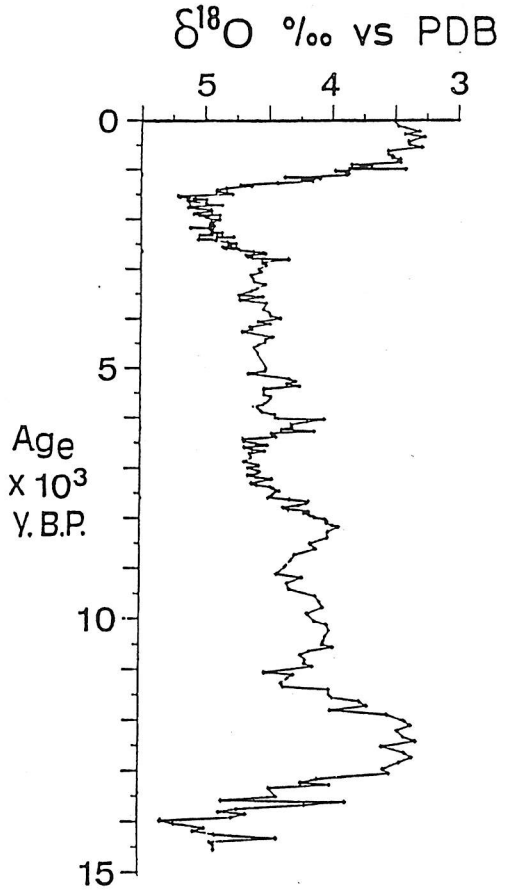


図1、東赤道太平洋の深海底コア（V19-30）に含まれる底生有孔虫殻の酸素同位体比（Schackleton et al., 1983）

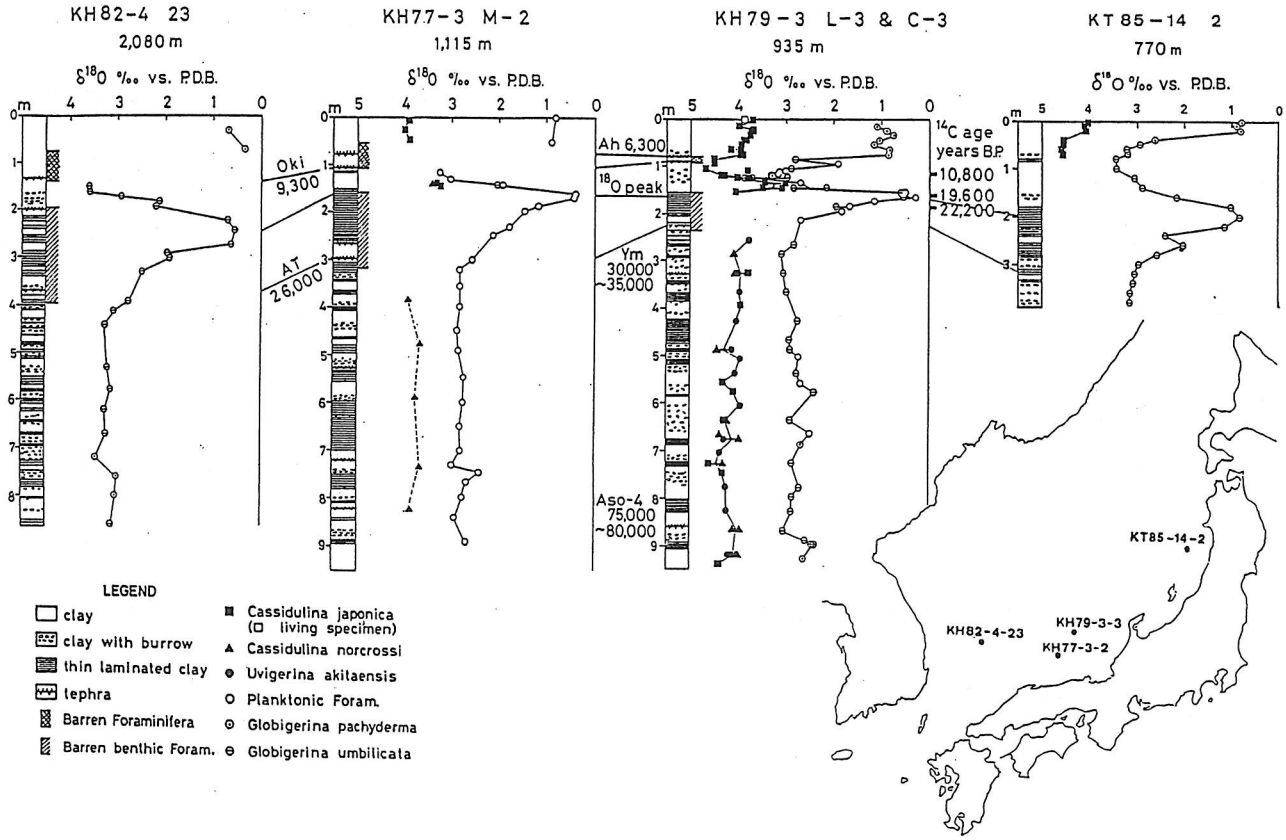


図2、日本海の4本のピストン・コアに含まれる浮遊性および底生有孔虫殻の酸素同位体比

S4 第四紀テクトニクスの特徴と問題点

松田時彦（東大地震研）・衣笠善博（地質調査所）

第四紀テクトニクスの内容は広いが今回の第四紀地図に表現される内容は，その凡例からもわかるように，主に陸上の第四紀地殻運動によってつくられた形態，すなわち地震断層・活断層・褶曲・傾動などである。そのような第四紀の地殻運動の特徴として次の4つが挙げられている（岩波地球科学講座10，など）。i）第四紀の地殻運動は一方向的に進行してきた（変位の累積性）。ii）その運動速度はほゞ等速的であった（速さの等速性），iii）その運動をもたらした第四紀の地殻応力場は第四紀を通じて持続している（地殻応力の継続性），そしてiv）そのような地殻運動は地域ごとに固有のくせをもっている（変動様式の地域性）。これらにもとずいて，日本列島の主部分では第四紀になってから著しくなった東西ないし北西ー南東方向を最大圧縮軸とする地殻応力の下で，それぞれの地区で固有のむきとはやさ（多くの場合最大～1cm/年，日本列島全体で歪速度 10^{-7}～10^{-8}/年）で地殻の変位・変形がつづいているという地形・地質学的第四紀地殻運動観がつくられてきた。

しかし，最近の各地での詳しい調査は，このような第四紀地殻運動の一様観だけでは律し切れない資料を多く提供しはじめている。たとえば近畿地方などでは第四紀後半（0.5 Ma頃）以降の地殻運動の急速化やむきの変化（藤田和夫，六甲変動）が指摘された。活断層はそれによって，第四紀の前期のみに活動したものと，以降にも活動しているものとに2分された（この区分は今回の第四紀地図でも行われる）。このほかにも第四紀を通じて同じむきの変位が累積していないとみられる例がしばしば報告されている。たとえば南関東の大磯丘陵では，その縁辺部や内部にある断層や地塊のいくつかが第四紀の最後の部分の10万年以降に動きはじめている。またその動き方や場所が変化しているらしい（上杉ほか 1983 など）。また，東海地震で注目される御前崎付近でも沼層の高度分布（米倉ほか，など）からわかる過去数千年間の動きと，段丘面からわかる10万年間の動きが房総南端などで知られているような比較的単純な累積関係を示していない。また，日本の主な山地の縁辺にある第四紀後期の主要断層の変位のむきが，必ずしもその山地の形成のむきと一致しない例もしばしば気づかれている（たとえば赤石山地北縁，北アルプス東縁など）。

これらのあるものは，同じ地殻応力場での変位場の移動（たとえば逆断層のフロントの前進，池田安隆，1983），あるいは地殻運動のフラクタル的多様性（大小様々の周期からなる複雑な運動性），などによって説明できるかもしれ

ないが，地域をふくむ広域的なテクトニクス環境の変化を反映しているとみられる場合もある。後者については日本列島付近でのプレート自体の，あるいはその相互関係の変化を考慮して近年多くの検討がすすめられている。たとえばi）太平洋プレート自体の動きが約1.3 Ma以降に以前より急速になりその移動方向も北むきに変化した（Jackson et al, 1975），ii）北海道中央部で北アメリカプレートとユーラシヤプレートが衝突し両者の境界が第四紀中頃以後に日本海東縁に転移した（Nakamura et al, 1984によると1 Ma前頃，Seno 1985などによると約0.5 Ma前），iii）それにともなってフオッサマグナ西縁付近で東北日本と西南日本の収束がはじまった。iv）フィリピン海プレートの東北日本に対する移動方向が1 Ma～0.5 Ma頃に北むきから現在のように北西進に変わった，v）フィリピン海プレート北端部の伊豆半島がフォッサマグナに第四紀中頃（0.5 Ma頃）に本格的に衝突した，などの議論やその検証が行なわれている。

日本列島のテクトニクスの歴史の中でも，その変位速度やその地域差がとくに大きい第四紀は，プレートの配置史の上でもその変化に富む特異な時代なのであろうか。

S５　火山噴出物の分布の広さ

町田　洋（都立大・理）

テフラ分布の広域性と形成の瞬時性とは、テフロクロノロジーを成立させる基本原理である。この報告では、分布の広域性を中心に、最近の研究成果をのべ、今後注目すべき問題をさぐる。

（１）火山噴出物の広さをきめる主な要因

イ〕噴出物の種類、移動、運搬様式（降下テフラ、火砕流、岩屑流・泥流、溶岩流）、ロ〕噴出物の体積、ハ〕粉砕度（テフラ）、粘性（溶岩流）、ニ〕運搬媒体の条件（風、海流、河流、氷河、流氷など）。

降下テフラの場合、ハ、ニの条件はこれまで充分に分析されたとはいい難い。

（２）火山から遠い地域におけるテフラの認識と同定

A　降下テフラ

plinian ash　とcoignimbrite ash とがはっきり識別されるようになった。しかし後者の形成機構については未知の点が多い。

テフラの岩石記載的特性を中心としたカタログつくりが進んだ結果、遠隔地における細粒テフラの同定は著しくすすんだ。とくに深海底堆積物中での第四紀テフラの検出は、グローバルに進められ（図１）、火山学的にも第四紀学的にも多くの知見をもたらしつつある。

日本列島の周辺海底でもデータは増えてきたが（図２）、地中海やカリブ海などに比べるとまだ充分ではない。近い将来の研究によって、陸上火山のみならず浅海底火山の爆発的活動についても、飛躍的に知見が増えると考えられる。また泥の中に介在する極細粒のテフラについてはほとんど未検討だが、将来これについての研究は、テフロクロノロジーをグローバルなレベルにまで高めるにちがいない。

各地の海岸には漂流してきた軽石片が見出されているが、給源、年代についてはほとんどわかっていない。

B　火砕流

巨大火砕流堆積物の中には、凹地に厚く堆積するもののほかに、降下テフラのように薄く広く分布するものが知られるようになった。その中には、遠隔地でクロスラミナをもち通常の火砕流と異なる層相の堆積物がある。遠隔地での火砕流の挙動を考える上で注目すべきものである。

C　岩屑流・泥流

岩屑流・泥流は種々の成因をもつ（例、山体崩壊、火砕流の二次的流れなど）。体積の大きなものは、給源から数十km~百 km 以上の遠方にまで到達した例が知られている。今後海底堆積物や流水堆積物中にも、火山事変を物語り、時間の指標となるこの種の噴出物が認識できよう。

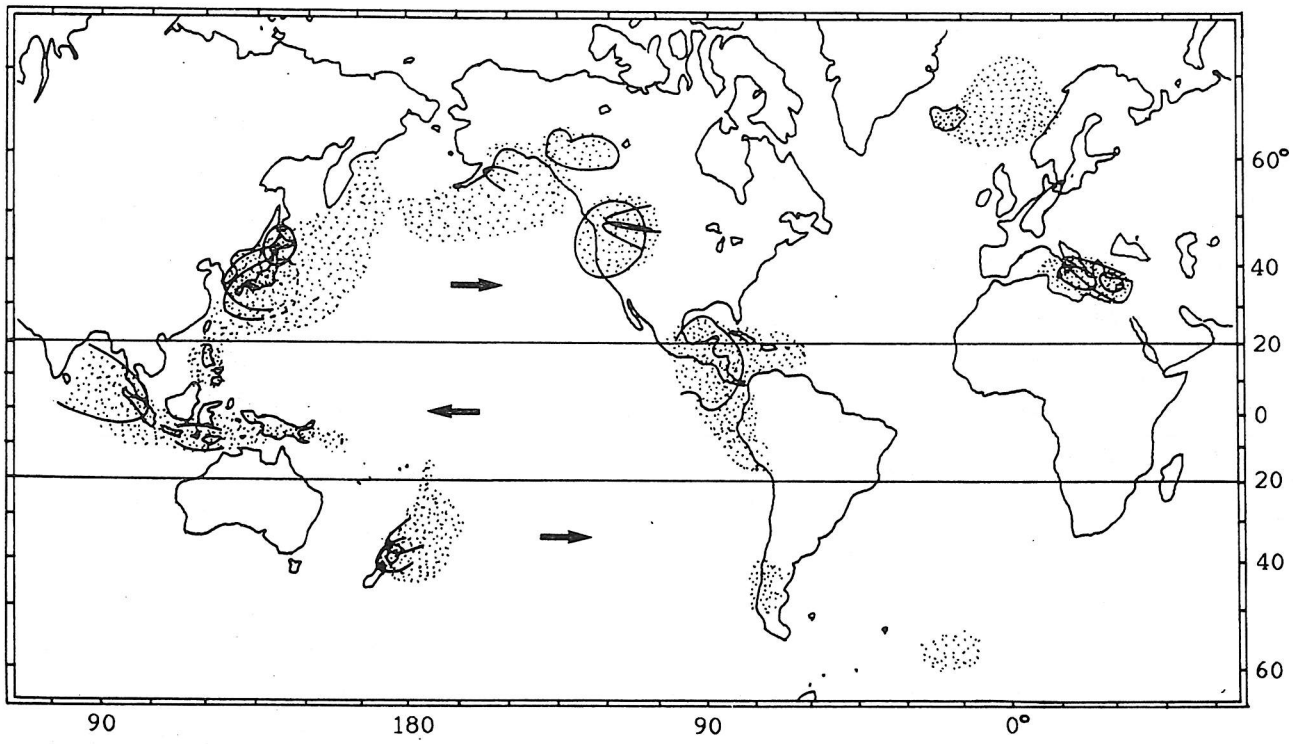


図1　世界にみるテフラの分布。　海洋については　Ninkovitch (unpublished), Kennett(1981), 一部加筆　による。細実線は代表的な広域テフラのおよその分布域を示す。

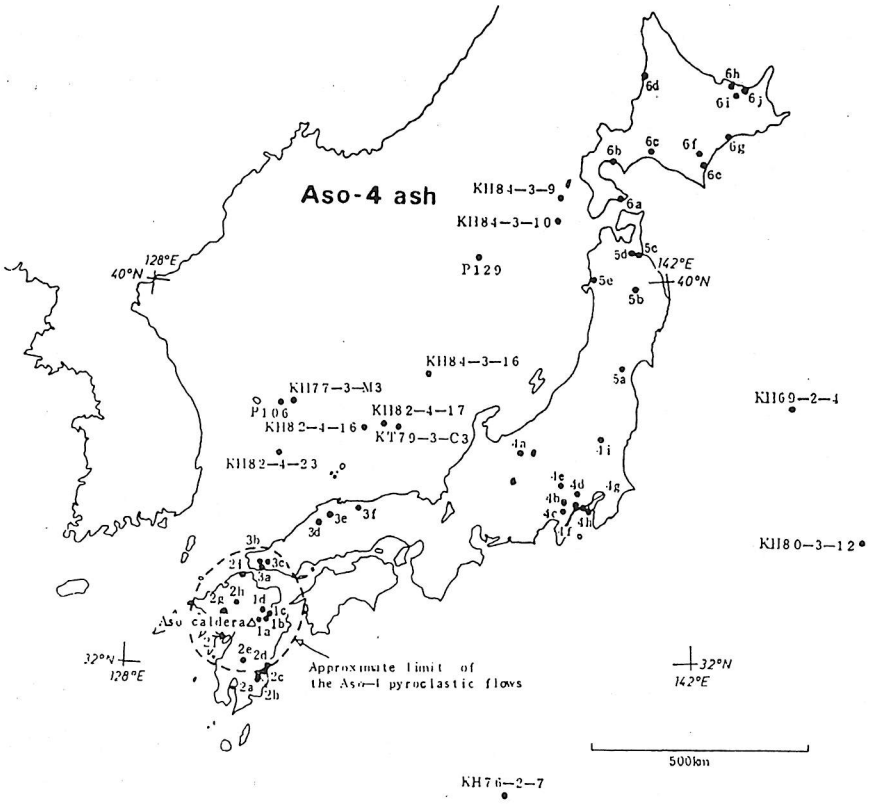


図2　代表的広域テフラ、Aso-4の産出地点。　町田ほか（１９８５）

S6 第四紀後半の山地の地形形成環境

小畴　尚（明治大学）

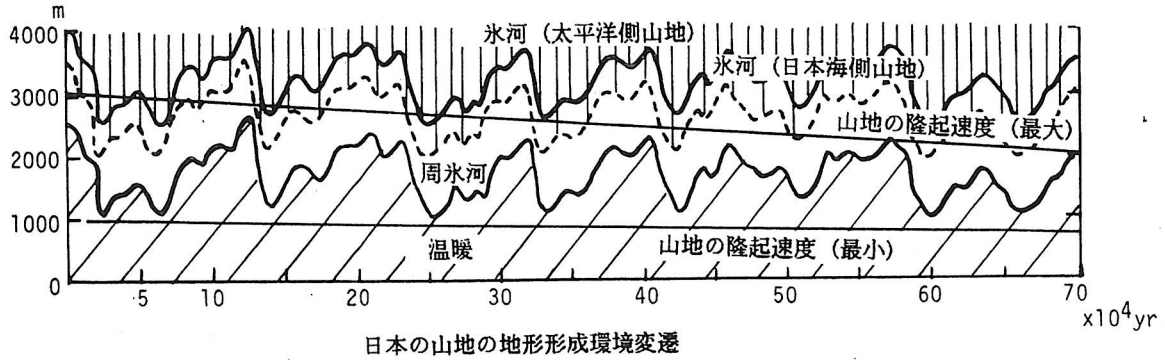
日本の山地は第四紀に入ってから急速な隆起をはじめ、現在なお上昇中であると考えられている。ある程度の高さに達するまでの間、山地はもっぱら河川によって削剝されるが、高度の増加にともなって周氷河作用を受ける範囲が山頂部分から山腹へと拡大する。さらに第四紀の気候変化によって、高度差にして千数百mに相当する温度変化の影響がそれに重なることになった。その結果、氷期には高く隆起した山地に氷河が発達し、周氷河領域が低い山地や北日本の低地にまで拡がった。河川、周氷河、氷河の諸作用はそれぞれ異なった地形を形作り、その痕跡を山地に残している。「第四紀地図」の山地分野では、そのような地形の分布を（1）侵食小起伏面分布図、（2）周氷河地形分布図、（3）氷河地形分布図、の3種類の図で示した。

（1）侵食小起伏図分布図は、岡崎（1967）が5万分1地形図に基づいて作製した20万分1の原図を編集したものである。この図では傾斜20度以下、起伏量300m以下（北海道胴体部ではそれぞれ10度以下、100m以下）で、周囲とは明瞭な傾斜変換線で境されている緩斜面を侵食小起伏面としている。しかしその成因や時代については考慮していない。したがってこの図はそれぞれの山地の原地形の残存状態を相対的に表したものとも言えよう。隆起した侵食小起伏面の開析は、主として河川の削剝によっていわば下から切り崩すように進んだ。（2）周氷河地形分布図は、小畴（1972）の図を改訂したもので、分布の密な北海道や東北地方の一部では、分布を示す点がかなり省略されている。また、同一地域で2種類以上の周氷河地形あるいは現象が認められていないところは除外した。（3）氷河地形分布図は、五百沢（1963）が空中写真判読によって作製した5万分1の原図を、今回改めて編集しなおしたもので後立山連峰の一部などに修正が加えられいてる。氷河地形は新期のものと古期のものを区別した。前者は最終氷期後半のものが大半で、一部完新世のものが含まれている可能性もある。後者はほとんどが最終氷期前半のものであるが、更に古い氷期のものが最近確認されてきている。周氷河および氷河作用はともに、それより下方に働く河川の作用とは関係なく山地を削剝し、河川の侵食基準面に直接制約されず、いわば山を上から削って行く。氷期におけるその効果は無視できない。

この3種類の図から次のようなことが指摘できる。侵食小起伏面がまとまって分布しているのは、隆起速度が小さく、しかも降水量の少ない山地である。それとは反対に隆起速度が大きく、降水量の多い山地ではその分布が散在的である。氷河地形の発達のよい山地では侵食小起伏面はさらに点在的となり、日高山脈には事実上存在しない。しかし周氷河地形とくに最終氷期のそれは、北

海道と北上山地では、侵食小起伏面の分布地に多い。また周氷河地形は氷河作用をほとんどあるいは全く受けなかった北日本の山地に広く分布する。このように侵食小起伏面の分布には気候地形学的な意味もあるように考えられる。以上の結果を基にして、第四紀後半の山地の地形形成環境の変遷を考察する。

日本の山地は第四紀の間、年 0.5-1.5㎜程度の速度で隆起を続けたとみられているので、ブリューヌ・松山磁極期境界以降では、350-1000m高度を増したことになる。そこで、深海底堆積物のボーリングコアの解析から明らかにされている、氷河量変化曲線に日本の山地隆起速度を重ねて、第四紀後半に山地の地形形成環境がどのように変化したかをみてみた。この場合、氷河量変化曲線



日本の山地の地形形成環境変遷

は気温変化曲線と読みかえ、同期間の日本の平均気温も基本的にはそれと同調していたものとする。さらに、日本の最終氷期後半の氷河最拡大期の気温低下量を高度1500m相当、雪線と周氷河限界（≒森林限界）の高度差を1500m、中部地方太平洋側の現在の雪線高度を4000m、日本海側の雪線高度は氷期・現在ともそれより 500m低い、と仮定し氷河量変化曲線を上下に平行移動して描いた。高度目盛は本州中部を基準にしてあるので、北海道の場合には高度の読みを1000m減じ、西南日本外帯では 500m加えて考えればよいであろう。

この図から、日本の主な山地は第四紀後期には気候変化の結果、少くとも山地の上部に働く地形形成作用が、氷河－周氷河、氷河－周氷河－河川、あるいは周氷河－河川と交代したこと、高い山では寒冷気候下にあった時間の方が、現在のような温暖な期間よりも長かったことがわかる。山地隆起線の最上位にある日本アルプスの山頂部は、過去50万年間ほとんど周氷河環境下にあり、このうち立山、後立山連峰など日本海側では３回の氷期の氷河作用を受けた可能性がある。最終氷期の気温低下量を年平均８℃とすると、現在の５月半ばから６月初めの状態が、氷期の盛夏の山の様子に近かったであろう。これとは反対に本州の1000m以下の山地は、氷期にも周氷河作用を受けた可能性がきわめて少ないと考えられる。氷河、周氷河地形分布図も以上の考えを支持している。なお、上図からも、東北、北海道のとくに日本海側の山地、火山に氷河地形の分布が予想され、それに関する報告もあるが、今回の図にはとり上げていない。

S7　土壌研究の問題点

加藤芳朗（静岡大学農学部）

1. 年代指示者としての土壌の研究

a. 土壌自身による年代測定法の開発

土壌生成作用にもとづく特有な年代測定法の開発が望まれる。部分的ながら黒ボク土（火山灰土）腐植層について以下のような試みがある。

イ. 有機リンの蓄積から絶対年数の推定（AMANO, 1981）

ロ. 植物珪酸体の蓄積から絶対年数の推定（加藤他，印刷中）

ハ. 植物珪酸体の溶食程度から相対年代の推定（加藤他，印刷中）

イ，ロは腐植の集積期間≒黒ボク土の生成期間を，ハは土壌生成開始以来蓄積された植物珪酸体の年令の加重平均に，それぞれ，相当する。ハは土壌腐植の^{14}C年代と似た性格を有する。ロは有機炭素の蓄積と相通ずる面がある。

この他に，塩基の流亡率，粘土の増加量など，検討に値するものが少くないと思われる。いずれも，それらの研究の初期には，他の然るべき方法（上記では^{14}C年代）によって得られた土壌年代とのクロスチェックが要求される。この理由から，既知年代資料が豊富に得られる累積性黒ボク土やローム層の断面に研究例が偏りがちである。

b. 特定土壌の年代

赤色土，疑似グライ土などの識別しやすい，かつ，気候と対応した，広い分布を有する土壌を時代の鍵層として使おうとする試みはこれまでも行われてきた。しかし，その年代精度が悪く，相対的年代の指標となる程度であった。近年，特定テフラや段丘面の年代が絶対年数でとらえられつつあるので，これを利用して，段丘上に分布する上記土壌の年代がよりくわしく推定できる可能性が強まった。また，これによって，土壌化の程度を示す諸性質の時間的変化率がわかり，逆に，年代未知の土壌にそれを適用する途も開けそうである。

2. 環境指示者としての土壌

a. 土壌型からの環境推定

現世土壌のタイプと環境との対応についてはかなりわかってきたが，細部についての研究は今後も必要である。ここでは，これとは別の観点から問題点の指摘を行いたい。

（i）埋没による変質　埋没土の性質が地表にあったときのままで保存され

るかどうかを疑わせる事例がでてきている。1つは赤色を呈する土壌のpH，粘土鉱物，遊離酸化鉄の形態が赤色土のそれとかなり違う例，他は弥生；古墳時代の水田址が，遺構の状況から淮がいを行ったと推定されるのに，土壌や畦畔が強グライになっている例である。前者では，断面上方からの塩基，珪酸などの成分の影響があったのか，後者では埋没後のグライ化水準の上昇のためか。にわかに断定できないが，事例を増して今後さらに検討すべき問題である。

（ii）微細形態学的研究　欧米では古土壌の薄片観察から土壌型を推定する方法が盛に行われているのにわが国ではこの面がほとんど未開拓である。

b．土壌中の微化石

土壌のA層には生成期間中の植物の遺物がかなり残されている。

（i）植物珪酸体（プラントオパール）　陸上の草本植生についての研究はかなり進んでいるが，湿地の草本や樹木についての研究はまだ始まったばかりである。それでも，同一火山灰に由来する黒色土（黒ボク土）と褐色森林土の違いが植生（草本と森林）に関係する（佐瀬他，1985）などの知見が得られている。湿地での黒泥（泥炭の分解物）と黒ボク土の二次的流入物との区別のためには湿地草本の知識が必要である。地層としての黒色粘土の植物源の解明にもこれが役立つであろう。遺跡の灰や焼土の燃料植生の推定にも使えるだろう。

（ii）その他　泥炭については大型植物遺体，花粉，昆虫などの研究例は多いが，植物の大型破片がわからない土壌A層ではこれらの研究が稀であるのはなぜであろうか。海綿骨針など動物珪酸体の研究も始まった（宇津川他，1979）。

C．地球化学的分析法

最近，土壌の主要成分の全分析値を基準として風化指数（WI）を定義し，これを，中国の黄土断面に適用して，WIの変化曲線と深海底の酸素同位体比による温度変化曲線とが合致する結果となった研究がある（KYUMA ET AL., 1985）。黄土断面での古土壌の土壌化の程度（WI）が温度を反映する，ことを示唆する一例である。この種の地球化学的手法は今後の進展が期待される。

SC2 最終氷期における東アジアの地形環境

小野 有五（北大・環境科学研究科）

I. 最終氷期前半の亜氷期

約8万～4万年B.P.にわたる亜氷期であり，日本列島だけでなく朝鮮半島，中国でもみとめられている。山岳氷河はこの亜氷期に最も拡大した。中部日本以北，および朝鮮半島ではこの時期に河谷の埋積が進み，広い扇状地が形成された。夏のポーラー・フロントは少なくともこれらの地域より南に下がっていたと推定される。対馬暖流は，約6万年前の一時期を除くと，なお日本海に流入していたらしい。

II. 最終氷期後半の亜氷期

約3万～1万年B.P.にわたる亜氷期であり，最終氷期における氷床の最大拡大期に相当する。中部日本以北，および朝鮮半島では扇状地の形成が続き，河川による大きな下刻は生じなかった。東アジア全体にわたって著しく寒冷・乾燥した気候となり，降雪量が激減したため，山岳氷河の拡大は前半の亜氷期より小さかった。海面低下と黄河からの多量の淡水供給により，対馬暖流の日本海への流入はなくなり，表層が淡水化した日本海は現在のオホーツク海ときわめて似た海況となって，海氷域が著しく拡大した。北海道の北部・東部は不連続的永久凍土帯となった。

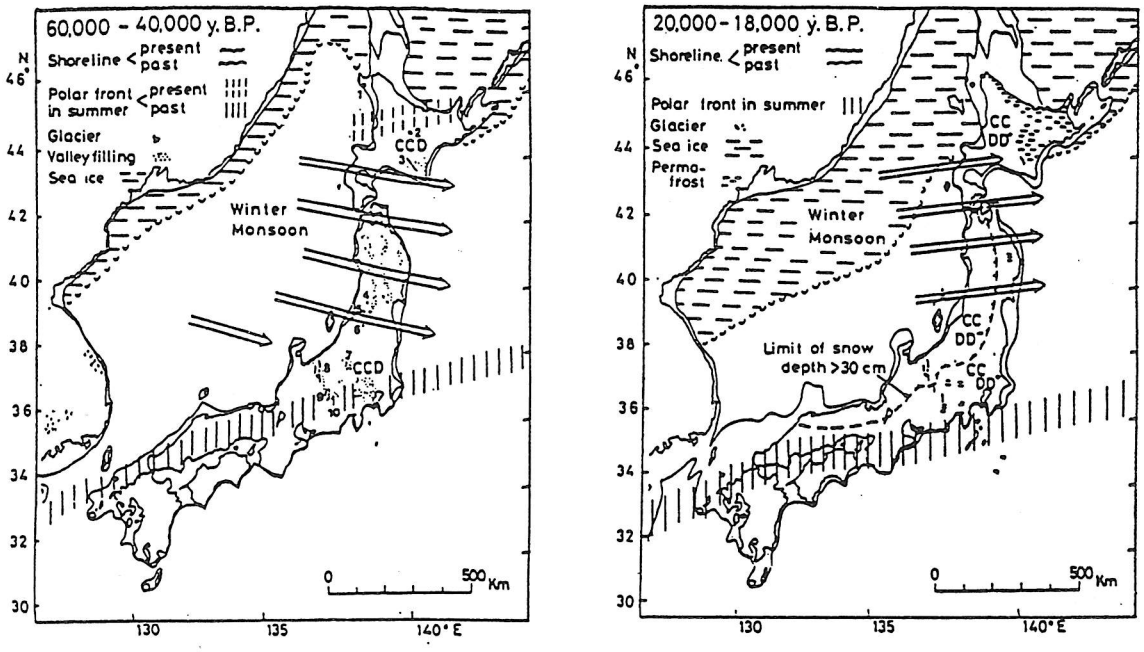
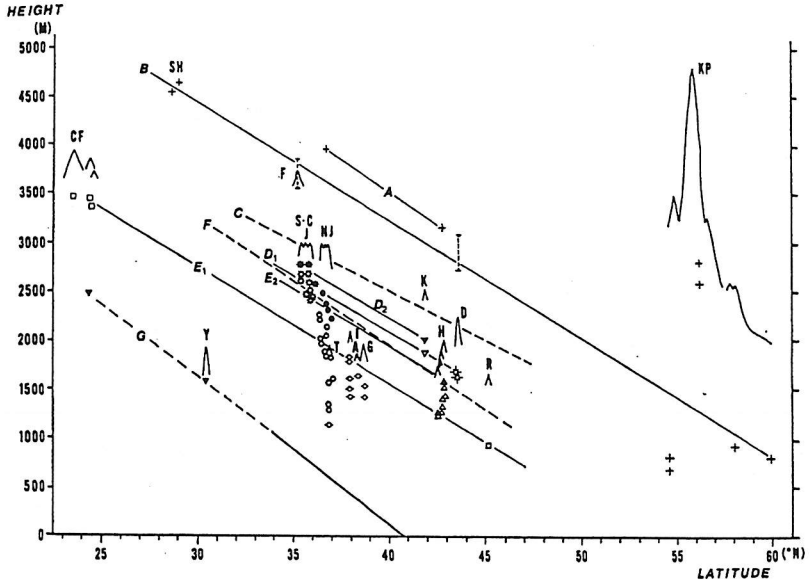


Figure 1. Reconstruction of paleoclimate and paleogeography of Japan at 60,000~40,000 y.B.P. and at 20,000-18,000 y.B.P.

1. Mt. Rishiri 2. Mt. Daisetsu 3. Hidaka Range 4. Mt. Gassan 5. Mt. Iide 6. Mt. Asahi 7. Mt. Tanigawa 8. Northern Japanese Alps 9. Central Japanese Alps 10. Southern Japanese Alps CCD: much colder and drier than the present.

CCDD⁺: much colder and much drier than the present, with little precipitation in winter
CCDD⁻: much colder and much drier than the present, with some precipitation in winter.



A : Present snowline estimated by Kobayashi (1958).

B : Present snowline of Japan estimated from the lowest limit of alpine permafrost and present snowline of Southeast Himalaya (Shih et als.,1980) and Kamchatska Peninsula (Field,1975).

C : Lowest limit of alpine permafrost, from data on Mt.Fuji and Mts.Daisetsu.

D : Last Glacial snowline of Pacific type mountains (D_1 : early stade, D_2 : later stade).

E : Last Glacial snowline of Japan Sea type mountains (E_1: early stade, E_2: later stade).

F : Lowest limit of periglacial zone at present time by Koaze (1972).

G : Lowest limit of periglacial zone during the Last Glacial age (Data of Formosa are by Koaze, 1971; data of Japan, except Yaku Island are by Koaze, 1972).

CF: Central Range of Formosa, Y: Yaku Island, SH: Southeastern part of Himalaya, KP: Kamchatska Peninsula, F: Mt.Fuji, S·CJ: Southern and Central Japanese Alps, NJ: Northern Japanese Alps, T: Mt.Tanigawa, I: Mt.Iide, A: Mt.Asahi, G: Mt.Gassan, K: Mts.Kanbo (North Corea), H: Hidaka Range, D: Mts.Daisetsu, R: Mt.Rishiri.

Snowline of early stade

□: CF, ✡: S·CJ, ○: NJ, ◇: T, A, I and G, ▽: K, △: H, ◇: D, □: R.

Snowline of later stade

✱: S·CJ, ●: NJ, ▼: K, ▲: H.

▽: Lowest limit of periglacial zone during the Last Glacial age in CF and Y.

Figure 2. Present and Last Glacial snowlines of Eastern Asia between Formosa and Kamchatska Peninsula.

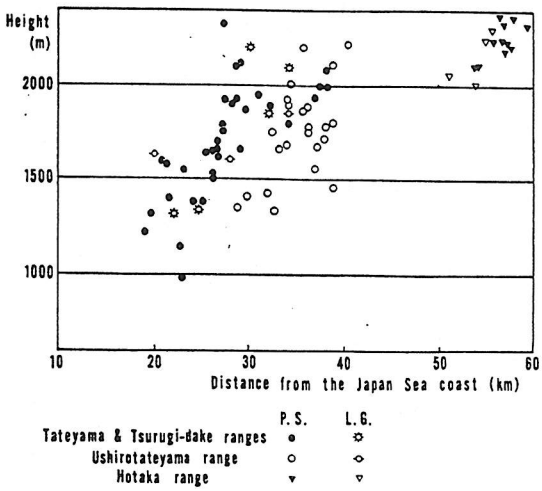


Figure 3. Distribution of lowest limit of perennial snowpatches at the present (P.S.) and the Last Glacial snowline (L. G.) in the northern part of the Northern Japanese Alps. The lowest limit of perennial snowpatches is from HIGUCHI *et al.* (1980).

Tateyama and Tsurugitake Ranges: 36°45′~36°30′N, 137°37′E
Ushirotateyama Range: 36°50′~36°30′N, 137°45′E
Hotaka Range: 36°13′~36°20′N, 137°38′E

S8　遺体・花粉からみた第四紀の植生

相馬寛吉（東北大・教養・生）

過去のある時点の植生図の作成は，現在のそれと比べ多大の困難を供なう。それぞれの時代における各地域の植物群落（植生単位）を，具体的に地理的広がりで示すためには，植生に関する植物種の時間的・空間的な基礎的情報が必要となる。

化石の記録による植物種の組み合せが当時の植物群落であるが，その群落から優占種，標徴種，識別種などの組成的基準を知り，それらの基準に対応した類型化を面的に広げることで植生図が出来る。しかし，厳密な調査から得られた化石群といえども，当時の植物種とそれら個体数を100%記録することは困難であることから，それらから植生単位を特定し，類型化することは危険を供ない，さらに各化石産地を同一層準に対比しながら面的な広がりを求める際の危険率も，決して無視し得る程低いものでもない。

これらを考慮し，今回1/400縮尺の地図上で試みたものは，中期更新世と後期更新世のほぼ境界とされる下末期の層準，後期更新世のAT直下の層準，完新世の縄文海進最大期に相当する層準の3層準に限り，主に大型植物化石の諸報告を中心とし，花粉化石報告を従に，地点毎の扇形ダイヤグラムで図示した。これら3層準に限った理由は，従来までの層位学的検討から，これらは他に比し比較的安定して同一層準と見做し得ることにある。又，面的な広がりとせず，地点毎に扇形ダイヤグラムとした理由は，諸報告に基づく大型植物化石群から得られる植生単位の限定化や特定化が困難なため，それに対応されるべき類型化，さらに広域化には無理があると判断したことによる。なお，扇形ダイヤグラムに10以上の分類群を含めたため，やゝ煩雑となり，この点将来工夫を必要とするが，問題点の指摘には有効であった。

例へばAT直下の図の場合でも，柱状図にAT指摘し，その直下の産出である場合，その前後層準にまたがる産出の場合，ATは指摘してないが^{14}Cで2万乃至3万年の値が得られている場合，同様にATの指摘はないが層位学的に位置付可能な場合の4段階を含め約50ヶ所の産地があった。標徴種として，石狩低地帯のグイマツにアカエゾマツが加わるのが渡島半島から東北地方に掛けてだが，此処でチョウセンゴヨウ，コメツガ，シラベ，エゾマツに移行して東北南部の標徴種群を形成する。中部地方は此の群の組成が多少修飾されてヒメバラモミを含むバラモミ節の群へ，一方関東地方はシラカンバを含む化石群へ修飾される，関西地方は寧ろ中部地方のが修飾され，それにコナラやヨグソミネ

バリが加わる。中国，四国，九州は記録が少いので今後の研究を待つしかない。

花粉化石に依る図示も同時に掲載したが，北部はトウヒ属，南部はマツ属が一般に優占属として表現され，中間型のもあるものゝ植物種が特定出来ないため，それらの類型化は大型植物化石の場合より困難が多い。しかし，数は少ないがこれら両者の記録が同一産地で行なわれたものがあり，将来内容を深めるには貴重なものとなるであろう。

下末吉期の層準からの記録は，ATより産地が少なく，又，縄文海進期の記録は花粉化石に依るものが多い。此のように基礎資料に一様性を欠く点も問題を困難にする原因であろう。

S9　日本列島の第四紀ほ乳動物相

亀井節夫（京都大）・樽野博幸（大阪自然史博）
河村善也（愛知教育大）

日本列島の第四紀ほ乳動物相の生物地理学的な研究は、現生および化石の研究者によって進められ、これまでに多くの研究報告がある。しかしながら、ほ乳動物化石は、量・質ともに乏しく、この時代のものについても、種の同定の不明確さ、化石の産出層準のあいまいさなどのことから、動物相の復元は確実ものとは言いがたい。また、隣接する諸地域の化石ほ乳動物相についても、日本列島のものと同一時間面での対比や、内容の解析を行うには、十分な情報が与えられていないというのが現状である。このような状況のもとで、この問題の考察を行う場合、化石の産出層準や産出状態（タフォノミー）、化石種の系統分類学的な再検討がまず必要であろう。

わが国のほ乳動物化石は、河成ないし湖成、三角州および潟成や海底のチャネル充填堆積物、陸上の石灰岩の裂か充填堆積物や洞くつの堆積物から、発掘ないし発見されており、また、底引き網で海底からも採取されているものも少なくない。これらについては、産出層準が明確でないものが多かったが、できる限り火山灰層序や古地磁気編年、放射年代やＦ含有量やラセミ化などによって検討された信頼度の高い情報を扱うこととした。また、化石種の同定についても、できる限り、対応する現生種の個体群に見られる変異の分析結果を参考とし、また、最近の系統分類学的な検討結果を取り入れて再検討を加えた。いまのところ、全体については、まだあきらかにされていないところが多いが、部分的な結果からみても、いくつか従来の知見とは異なる結果を得ているので、それについて報告しご批判を仰ぎたい。

1．わが国のほ乳動物相は主として森林環境での生活者によって構成されてきている。このことは中新世後期あるいは鮮新世以来、同様な条件がつずいたと見られ、本州のＧｌｉｒｕｌｕｓ，Ｕｒｏｔｒｉｃｈｕｓ，Ｄｉｍｅｃｏｄｏｎなど、また、沖縄のＰｅｎｔａｌａｇｕｓ，Ｄｉ－ｐｌｏｔｈｒｉｘ，Ｔｏｋｕｄａｉａなどのように、そのような時期からの残存によって示される。したがって、第四紀には、どの時期にも、大量の外来の渡来者によって旧来の者が完全に置換されたことはない。現在のパターンは、既にそのような古い時期に形成され、内部での種分化、固有化によって種構成が変化したと見るべきであろう。草原の生活

者は全く見られない。やや乾燥した地域のものであるＣｒｉｃｅｔｕｌｕｓ、寒冷な森林生活者のＭｙｏｐｕｓは中期更新世に見られる。

２．中期更新世の中期以前と以降とでは動物相に大きな変化が認められる。これは小型のもの、とくにＲｏｄｅｎｔｉａの場合にあきらかであり、Ｍｉｃｒｏｔｕｓでいえば、現生種のＭ．ｍｏｎｔｅｂｅｌｌｉのＦＡがこの時期であり、それまでのＭ．ｅｐｉｒａｔｉｃｅｐｓと交代し、後者は後期更新世末に絶滅する。同じことはＣｌｅｔｈｒｉｏｎｏｍｙｓと現生のＥｏｔｈｅｎｏｍｙｓとの関係についても言える。大型のものではシカ類などの例がある。これらのことは、中期更新世の寒冷期における渡来、最終間氷期以後の日本列島の地理的隔離、最終氷期の極寒冷期での絶滅というパターンに関係する。変化の時期の設定は１５ないし１８万年前とされる。

３．これまで考えられていたような、東南アジアおよび中国南部のほ乳動物相との近縁関係は否定的である。すなわち、インド・マレーおよびシナ・マレー動物相の要素の直接的な影響は殆ど考えられない。鮮新世におけるＳｔｅｇｏｄｏｎ、たとえばＳ．ｃｆ．ｅｌｅｐｈａｎｔｏｉｄｅｓなどとされていたものはインドやビルマのものとは無関係であり、前期更新世のＳ．ａｋａｓｈｉｅｎｓｉｓにしても、Ｓ．ｔｒｉｇｏｎｏｃｅｐｈａｌｕｓやＳ．ｉｎｓｉｇｎｉｓと近縁とされてきたが、系統分類学的には否定され、むしろ中国北部のＳ．ｈｕａｎｈｏｅｎｓｉｓグループに含まれる可能性が大きい（三枝、１９８４　ＭＳ）。

日本列島のほ乳動物相は、中新世末ないし鮮新世に渡来したユーラシア北部の要素（Ｇｌｉｒｕｌｕｓ，Ｕｒｏｔｒｉｃｈｕｓ，Ｄｉｍｅｃｏｄｏｎなど）を母体とし、中国北部および中部を含む大きな複合動物相の一部であり、森林性の周縁相を維持しているといえる。北海道と本州との間には、小型と中型のものについては認められないが、大型のものでは交流が認められ、とくに、最終氷期の本州へのＡｌｃｅｓ，Ｕｒｓｕｓなどの渡来は針葉樹林の拡大との関連が考えられる。

４．最終氷期から現世にかけての環境変化の影響は、中型と小型のものでは顕著でないが、大型のものでは明瞭である。最終間氷期以降、隔離され固有化したＰａｌ．ｎａｕｍａｎｎｉは約１．７万年前に、Ｓｉｎｏｍｅｇａｃｅｒｏｓ．ｙａｂｅｉやＬｙｎｘは７０００年前に絶滅した。縄文以降は、Ｓｕｓ　ｓｃｒｏｆａが急激に増大し、ＣａｐｒｉｃｏｒｎｉｓやＳｅｌｅｎａｒｃｔｏｓにも同様な傾向が認められる。

S１０　遺跡分布からみた旧石器時代の社会

小野　昭（新潟大学・考古）
春成　秀爾（国立歴史民俗博物館・考古）

日本の後期旧石器時代、特にナイフ形石器の時期についてはすでに１９５０年代から、その特徴型式に地域差のあることが指摘されていた。そのご調査の進展にともない、遺跡分布の密度が高い地域と密度の低い地域が次第に明らかとなり、いっそうミクロな分布論的な検討が可能となった。現在では遺跡分布にもいくつかの基本的な階層を弁別することが可能であり、またそうすることが必要である。

Ａ１　ナイフ形石器の特徴型式にみられる遺跡分布のありかた（日本列島内に限定）　（図１）
Ａ２　石材の原産地ー消費地間にみる遺跡分布（図２）
Ａ３　一つの小水系単位における遺跡分布
Ｂ　一遺跡内における石器・剥片の分布

Ａ１，２，３の階層はそれぞれ固有の質と分布のありかたを示しているので、これを重層的に理解することによって旧石器時代の空間的側面、あるいは当時の集団の活動の範囲についておぼろげながら推定することが可能となるであろう。しかし当代の社会をより立体的に復原しようとするならば、Ｂのレベルの分析との結合が不可欠である。

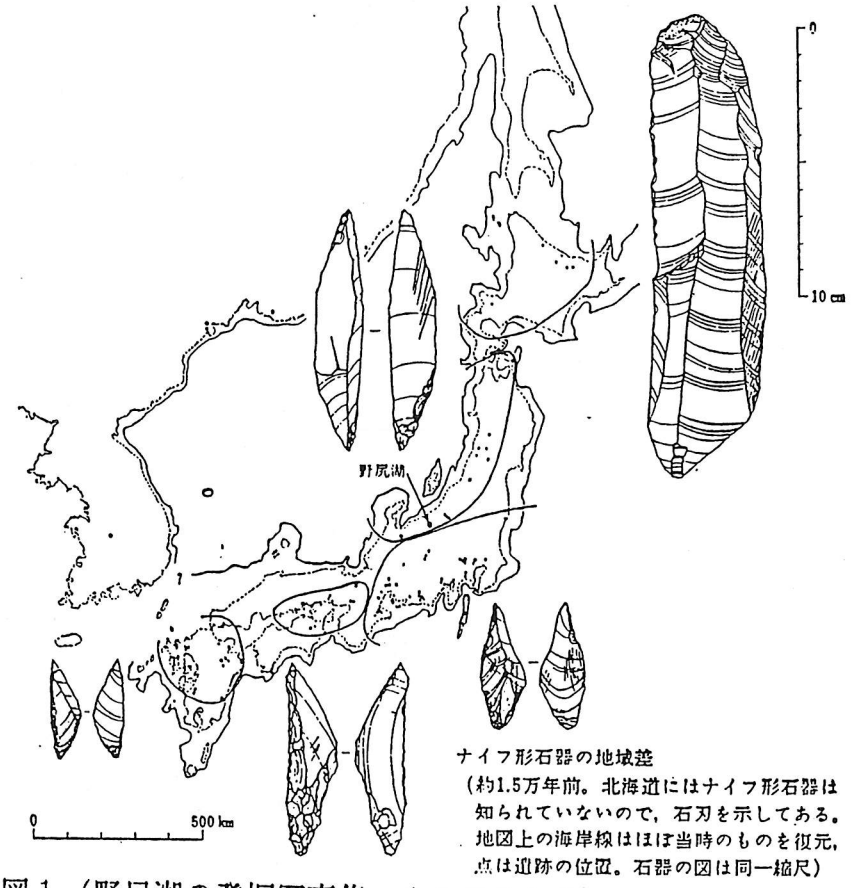
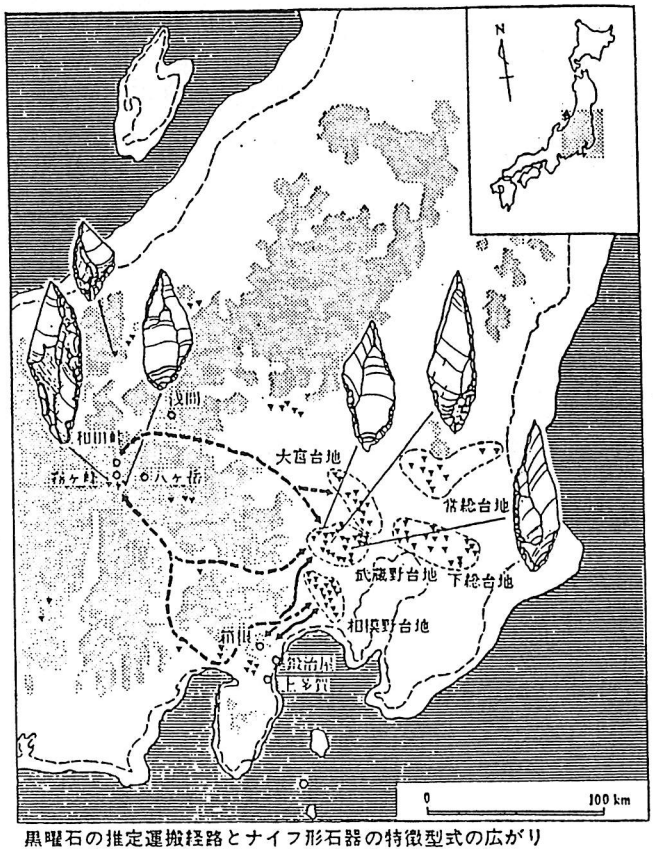


図１（野尻湖の発掘写真集　１９７５から）



黒曜石の推定運搬経路とナイフ形石器の特徴型式の広がり

▼ 遺跡
○ 黒曜石原産地
←－－－→ 推定経路（信州―南関東）
←――→ 推定経路（箱根―南関東）
－－－－ 現在の汀線
―――― 約15,000年前の汀線

図２（日本考古学を学ぶ１　１９７８から）

ＳＣ３　東アジアから日本列島への人類の拡散について
――旧・中石器時代における――

加藤晋平（筑波大学歴史・人類学系）

アジア地域には、ジャワで 100万年以前のものとされるホモ・モジョケルテンシスが発見されている。初期人類は、アフリカ大陸と同じに、熱帯低緯度の地域に生息し始めた。原人の化石は、中国大陸では北京市周口店をはじめ、雲南省陝西省、安徽省、河南省、湖北省で発見されている。30万～20万年前に旧人へ進化したと考えられているが、その化石骨は、より北方の遼寧省でも出土している。そして、4万～3万5000年前推測されている新人の化石は、シベリアのアフォントヴァ山Ⅱ遺跡、マリタ遺跡でも確認されている。このように、人類化石からみると、進化が進むにつれて次第に北方へと発見例が伸びていると考えられる。

日本の更新世に属する化石人骨は、故直良信夫博士採集の兵庫県明石市例・愛知県豊橋市牛川町例・静岡県引佐郡三ケ日町例その他大分県・沖縄県などで発見されている。鈴木尚博士は、低身長の華南のプロトモンゴロイドからの流れと考えられている。日本列島の 1万年以前の石器文化は、華南のそれと共通した要素をもっているだろうか……。大分県聖岳洞穴の人骨は、華北の周口店山頂洞の高身長人頭蓋に、形質的に類似しているとの指摘もある。

さて、旧石器時代は、石器製作技術の上から前期・中期・後期の 3期に区分されている。前期は今から200万年前から8万年前、中期は8万年前から3万5000年前、そして後期は3万5000年前から 1万年前と推定されている。人類の進化とこの区分を対応させると、猿人・原人段階が前期旧石器時代、旧人段階が中期旧石器時代、新人段階が後期旧石器時代におおむね当たるが、正確には一致しないところもある。

中国大陸に残された原人たちの遺跡から出土した石器群は、華南の貴州省観音洞グループ……Ａ、華北の周口店グループ……Ｂ、華北の山西省匼河グループ……Ｃ、に分けられる。Ａ・Ｂは小型石器を有する点では共通しているが、Ｂには両極打法による剝片はなく、調整打面もつルヴァロワ石核様のものがある。Ｃには、大型剝片・三稜大尖状器といった大型石器がともなう。こうした点から、宮城県中峯遺跡の石器群は、華北の周口店グループに最も近いとすることができるかもしれない。

中期旧石器時代の華北の石器群は、小石器文化類型……Ａ・大石器文化類型……Ｂに分けられている。Ａは、直接打法を主としたもので、両極技法もあり、掻器・尖頭器・石錐・彫器・礫器などがある。座散乱木遺跡、馬場壇Ａ遺跡の

石器群は、華北の中期旧石器群に類似しているという指摘もある。江合川流域の石器群のうちのあるグループは、確かに近いものもみられるが、異なるものもある。周口店15地点では、ムステリアン文化に特徴的な調整打面を作った三角形の石片がある。丁村80・01地点には、リマースがある。中央アジアやアルタイ地方の遺跡にみられるこうした石器は、今のところ江合川流域の石器群には確実な例がない。

中期旧石器時代には、アジア大陸の北緯55度近くへも、人類の生活圏が広まっている。大型群生獣を組織的に狩猟するようになった事にも増して、多様な生活戦略を獲得していたらしい。この時期には、墓がつくられはじめ集団の血縁関係に強い紐帯が生まれてきたことも分かっている。この時期終末には、ウクライナのモロドワⅠ遺跡で、マンモスの骨で作った住居址が発見されている。この技術革新によって、2～3万年という短期間に人類は北極圏にいたる空間総てを手に入れベーリング海峡を渡り、南北アメリカ大陸に拡散することができた。当然のことに、日本列島への流れも考えられ、今後数多くの証拠が確認される事を期待できよう。

日本列島の人類の痕跡は、新人の段階＝後期旧石器時代の段階の 3万年前から確実になってくる。 3万年前の石器群には、石核や厚手の剝片を素材とした斧形石器・刃部磨製斧形石器と礫器・チョッパー・チョッピングトゥールのほかに、剝片・石刃を利用したナイフ形石器・ノッチ類がある。姶良Tn火山灰層を鍵層とし、その下層に残された石器群に縦長剝片や石刃がみられることは、石器製作技術史上画期的な出来事といえる。柄がついて斧として用いられた石器の出現は、森林環境への働きかけのあかしと考えられる。

アジア大陸の3万～4万年前の状況といえば、華南の遺跡からは縦長剝片・石刃は発見されておらず、日本の石器文化には繋ぐことはできない。しかし、華北の劉家岔遺跡では縦長剝片とその石核が、水洞溝遺跡ではタビュラー・コアと石刃が出土しており、日本列島と歩を同じにしている。シベリアでは、トルバガ遺跡とワルワリナ遺跡で、多量の石刃と石刃核がみられ、モンゴルのモイルチン・アム遺跡でも石刃と石刃核が発見されている。

シベリア・モンゴルの石刃の技術は、それ以前の石器群に起源を求められるが、華北のそれは、突然出現した日本列島のありかたと類似している。華北の地から、日本列島に新人が拡散してきて、関東以西の 3万年台以降の石器文化が成立したと考えておくことができよう。それは、それに続くナイフ形石器という日本列島に特徴的な石器が、沿海州から華北以南の地域にしか類似例を持たない事からも、間接的に裏づけられる。

一般研究発表・ポスターセッション時間表

一般研究発表 8月20日（水）9：15～12：00			座　長
1	9:15 ～ 9:30	小池裕子ほか… 34	山田昌久
2	9:30 ～ 9:45	金山善昭ほか… 35	
3	9:45 ～10:00	早田　勉ほか… 36	
4	10:00 ～10:15	藤井登美夫ほか 38	小池一之
5	10:15 ～10:30	由井将雄…… 40	
6	10:30 ～10:45	宮地直道…… 42	
7	10:45 ～11:00	長岡信治…… 44	
8	11:00 ～11:15	星野フサほか… 46	鈴木三男
9	11:15 ～11:30	堀野正勝ほか… 48	
10	11:30 ～11:45	五十嵐八枝子… 50	
11	11:45 ～12:00	矢野牧夫ほか… 52	
ポスターセッション 8月20日（水）12：00～13：00			
P 1	中川久夫 ……	118	
P 2	籾倉克幹ほか ……	120	
P 3	長岡正利ほか ……	122	
P 4	畝村誠一ほか ……	124	
P 5	千葉達朗 ……	126	
P 6	熊木洋太ほか ……	128	
一般研究発表 8月20日（水）13：00～17：15			
12	13:00 ～13:15	佃　栄吉ほか… 54	辻誠一郎
13	13:15 ～13:30	塚田松雄…… 56	
14	13:30 ～13:45	杉田真哉ほか… 58	
15	13:45 ～14:00	仲谷英夫…… 60	五十嵐 八枝子
16	14:00 ～14:15	鈴木三男ほか… 62	
17	14:15 ～14:30	南木睦彦…… 64	
18	14:30 ～14:45	長岡正利ほか… 66	矢野牧夫
19	14:45 ～15:00	鹿島　薫ほか… 68	
20	15:00 ～15:15	小杉正人…… 70	
21	15:15 ～15:30	伊藤良永ほか… 72	
22	15:30 ～15:45	遠藤邦彦ほか… 74	磯部一洋
23	15:45 ～16:00	菱田　量…… 76	
24	16:00 ～16:15	武藤鉄司…… 78	
25	16:15 ～16:30	中塚　良…… 80	
26	16:30 ～16:45	宮田雄一郎…… 82	小野有五
27	16:45 ～17:00	曽根敏雄…… 84	
28	17:00 ～17:15	菊地隆男ほか… 86	

一般研究発表 8月21日（木）　9：15～12：00			
29	9:15 ～ 9:30	白石建雄ほか… 88	籾倉克幹
30	9:30 ～ 9:45	陶野郁雄ほか… 90	
31	9:45 ～10:00	奥村晃史…… 92	
32	10:00 ～10:15	渡辺満久…… 94	上杉　陽
33	10:15 ～10:30	鈴木康弘…… 96	
34	10:30 ～10:45	山崎晴雄…… 98	
35	10:45 ～11:00	鈴木毅彦……100	
36	11:00 ～11:15	杉山雄一ほか…102	熊木洋太
37	11:15 ～11:30	阿部　一ほか…104	
38	11:30 ～11:45	吉岡敏和……106	
39	11:45 ～12:00	水野清秀ほか…108	
ポスターセッション 8月21日（木）12：00～13：00			
P 7	多田　堯 ……	130	
P 8	粟田泰夫ほか ……	132	
P 9	衣笠善博ほか ……	134	
P10	西田史朗 ……	136	
P11	佐藤高晴ほか ……	138	
P12	古野邦雄ほか ……	140	
一般研究発表 8月21日（木）13：00～14：00			
40	13:00 ～13:15	広岡公夫ほか…110	中川久夫
41	13:15 ～13:30	中里裕臣ほか…112	
42	13:30 ～13:45	小元久仁夫……114	
43	13:45 ～14:00	大村明雄……116	

◆　一般研究発表をされる方へ

本大会の一般研究発表は１会場で行われる関係で，１人当りの発表時間が制限されています．時間を厳守し，討論時間を残されるようお願いします．

１鈴：１０分，　２鈴：１３分（発表終了），
３鈴：１４分（必ず発表を終えて下さい）．

1　先史時代の食性分析のための脂肪酸分析について

小池　裕子・早坂　広人（埼玉大・教養部）
中野　益男（帯広畜大・環境保全）

人類の食糧になった動植物は主に有機化合物でできているので、長い時代をへた後にその遺骸が残存するのは、低湿地遺跡や貝塚などごく限られた条件下と考えられてきたが、最近の化学分析技術の発展は、微量な有機物の同定を可能にした。本研究はそのような脂肪酸分析の手法を用い、通常の遺跡では検出困難な植物性食糧や魚など丸ごと消費される動物性食糧などを検出しながら、古代人の全般的な食性組成を復原しようとするものである。

食性復原のための脂肪酸分析に用いられる分析資料には、内面に食物残査が付着している土器片や、焼石の表面にタール状の付着物が認られる旧石器遺跡の礫群のほか、古代人の食事内容の情報が凝集していて最近出土例も増加した糞石などが有望である。

脂肪酸分析は、非破壊法であることを特徴としており、分析資料に３倍量の抽出液（クロロホルム－メタノール２：１混液）を加え、超音波浴槽中で約30分間処理して残存脂肪を抽出する。その抽出溶媒に1/4 容量の 0.1 % 塩化バリウムを加え、クロロホルム層と水層に分配し、下層のクロロホルム層を濃縮して残存脂肪を分離する。抽出された残存脂肪の種類をケイ酸薄層クロマトグラフィーで検索したところ、脂肪種としては遊離脂肪酸が最も多く、次いでグリセロールと脂肪酸の結合したトリグリセリド、ステロールの順であった。

残存脂肪の脂肪酸およびステロール組成は、ガスクロマトグラフィーおよびガスクロマト質量分析機を用いて調べられた。

残存脂肪酸組成からその食糧を復原するには、あらかじめ分析された現生動植物標本の脂肪酸組成をスタンダードにする。その際出土資料から抽出された残存脂肪が単一の動植物種で構成されていれば明確に同定することができるが、一般に土器や焼石・糞石などは、複数の食糧が混在しているため、動植物の種類まで同定することは困難な場合が多かった。そこで、飽和脂肪酸／不飽和脂肪酸、高級脂肪酸／中級脂肪酸、コレステロール／植物ステロールの比を指標にすることを試みた結果、これらの比率が植物性食糧・陸上動物性食糧・水産動物の分離に有効であることがわかった。

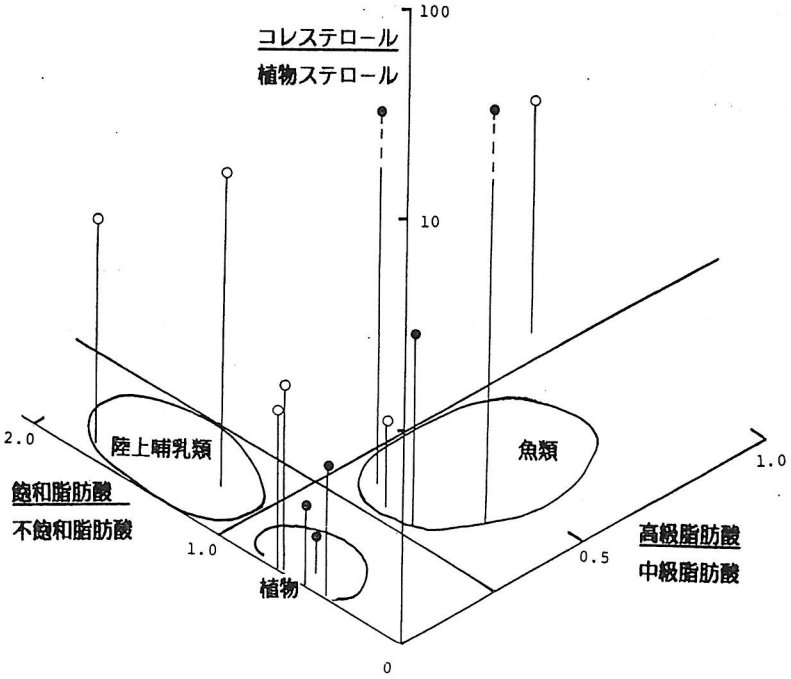


図　遺跡出土土器（●）および糞石（O）の残留脂肪酸組成

2　関東地方における先史時代黒曜石の分析
ー特に神津島産・高原山産についてー

金山喜昭（野田市郷土博物館）・鈴木正男（立教大学一般教育）・
福岡　久（日本大学文理）

関東地方の先史時代遺跡から出土する黒曜石は、信州、箱根、神津島、高原山に産出するものであることが推定されている。現在、信州・箱根両系については比較的データが充実しているが、神津島・高原山両系については十分ではなく、その分布は必ずしも明らかでない。近年、縄文時代中期の石川県・能登半島のムカイヘラソ遺跡から神津島系黒曜石の事例が指摘されている（東村他 1984）。また栃木・茨城・福島各県内にも神津島系がみられるようである（二宮他　1986）。高原山産については、栃木・茨城・福島各県内でもみられるらしい（二宮他　1986）。

黒曜石の分析は、このような地理的分布をとらえることも重要であるが、また時間的分布についての情報も同様に重要である。遺跡の遺物包含層は、人為・自然両作用による何らかの攪乱現象が加わるケースが多いため、遺跡調査者の認定した遺物の層序学的時代あるいは形式学的時代観が果たして正しいのかどうかについて十分に検討しなければならないからである。実際、こうしたケースが大宮市西大宮バイパスNo．4遺跡において認められた。

西大宮バイパスNo．4遺跡では、黒曜石40点を扱ったところ、3つの時期（先土器時代末期、縄文時代早期、縄文時代中期）の黒曜石が混在していることが水和層年代測定によって明らかとなった。これらは層序学的にⅡ・Ⅲ・Ⅳ層にわたるらしいが、調査の際には30～50cmの厚さしかなかったため、それらを識別することは実際のところ困難であったとみられる。

今回は、関東地方の先史時代黒曜石と、特に神津島産、高原山産の地理的・時間的両分布についての最近の分布成果を紹介する。

3　宮城県北部のテフラと"前期旧石器時代"の遺物包含層

早田　勉（パリノサーヴェイ株式会社）・新井房夫（群馬大学）・
八木浩司（防衛大学校）

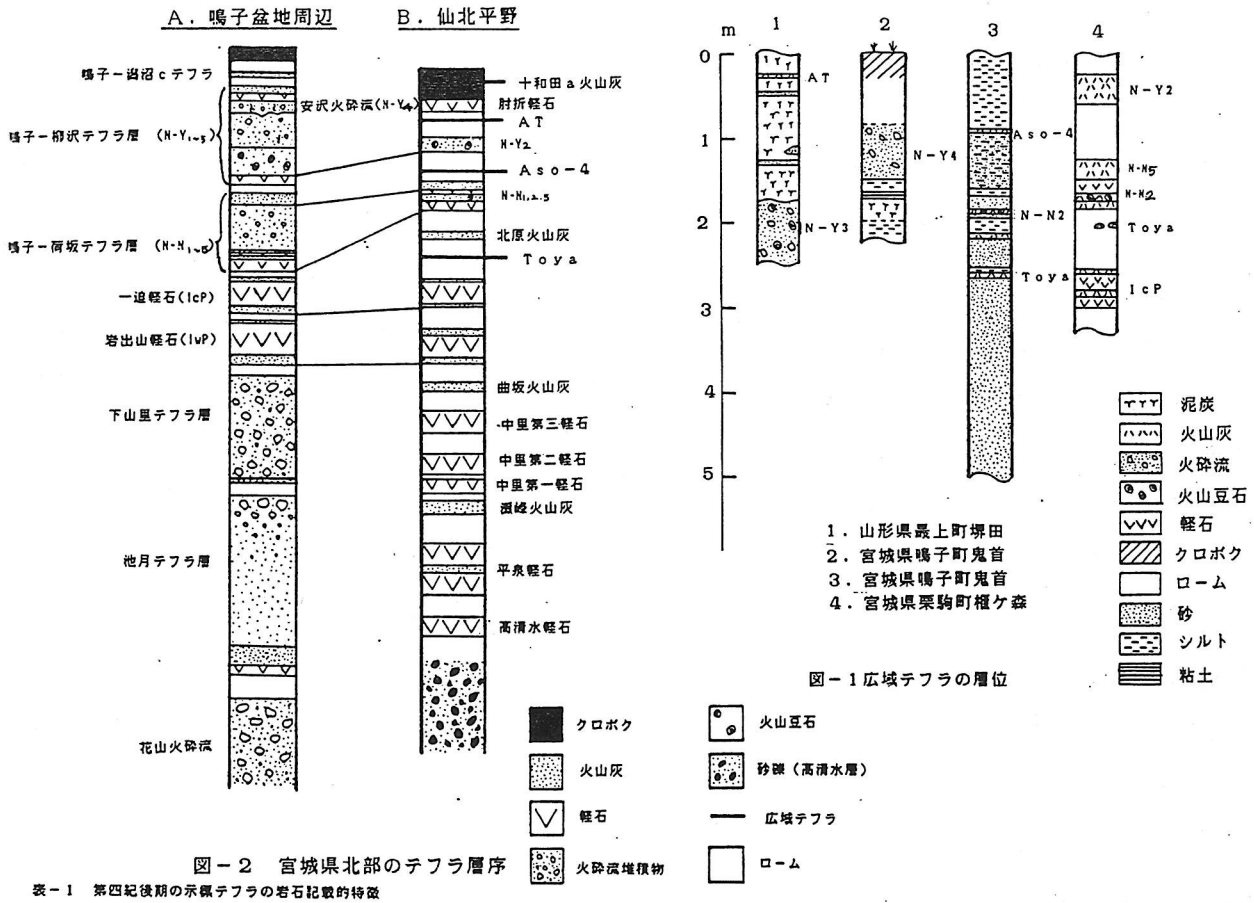
宮城県北部の脊梁山地から仙北平野にかけて、第四紀テフラが分布している。とくに鳴子盆地や鬼首盆地の周辺には、火砕流堆積物が厚く堆積している。本講演では、火砕流堆積物とより広範囲に分布する降下堆積物を併せて、宮城県北部におけるテフラの層序と堆積年代について述べる。さらにこの地域に分布するいわゆる前期旧石器時代の遺跡のうち、座散乱木遺跡と馬場壇A遺跡の遺物包含層について、テフロクロノロジーの立場から検討を行なう。

テフラの層序と年代；Ishida（1981）によって、下位より池月、下山里、荷坂、柳沢の4枚に区分された凝灰岩は、各々降下火砕物と火砕流から構成されるテフラ層（tephra formation）である。また仙北平野では、荷坂テフラ層や柳沢テフラ層の降下火砕物の他にもlocalなテフラが多く認められる。脊梁山地内に分布する泥炭層、湖成層や保存状態の良いローム層には、洞爺火山灰、阿蘇4火山灰、姶良Tn火山灰、十和田a火山灰などの広域テフラがはさまれている（図-1）。なお広域テフラの同定には、屈折率測定およびEPMAによる主成分分析を行なった（表-1,2）。宮城県北部のテフラ層序を図-2に示す。

広域テフラとの層位関係から、一迫軽石は9~13万年前以前、荷坂テフラ層は約7.5万年前、柳沢テフラ層は7万年前以降、2.1万年前以前に各々堆積したと推定される。

遺物包含層：石器文化談話会（1983）は、座散乱木遺跡の安沢火山灰下部に遺物包含層を認めている。市川（1983）と輿水（1983）はTL法とFT法によって年代測定を行ない4.0~4.5万年前の値を得た。座散乱木遺跡では同テフラの上位にAT層準が認められ、同テフラがいわゆる前期旧石器時代に堆積した可能性はある。しかし安沢火山灰下部は、1)吹き抜けパイプ構造が認められること、2)炭化木を含んでいること、3)分級作用をほとんど受けていないこと、4)無層理であること、5)多くの火山豆石が完全な形で残されていることから総合的に考えると、一枚の火砕流堆積物（安沢火砕流堆積物）と判断される。したがって同テフラにおける文化層の認定に問題がある。

馬場壇A遺跡の遺物包含層は、いわゆるローム層で上述のような問題はない。示標テフラ層の年代から、荷坂テフラ層の下位の遺物包含層とされる第20層上面以下は、少なくとも約7万年前以前の層位にある。このことから石器の認定に問題がなければ、確実に古い文化層といえる。



図－１広域テフラの層位

図－２　宮城県北部のテフラ層序

表－１　第四紀後期の示標テフラの岩石記載的特徴

テフラ	採取地	噴出年代(×10³YBP)	火山ガラス	屈折率(n)	鉱物組成	屈折率(opx:γ,ho:n₂)
ＡＴ	山形県堺田	21-22[1]	bw>pm	1.499-1.501(1.500)	——	
鳴子ー潟沼ｃテフラ	宮城県鳴子	<26[2]	pm	1.492-1.500	opx>cpx≒mt	opx;1.711-1.715
柳沢テフラ層	宮城県岩出山	21-70				
安沢火砕流（Ｎ－Ｙ4）		40-45[3],[4]	pm>bw	1.500-1.503(1.502)	opx>ho≒mt(bi,ol);qt	opx;1.717-1.721(1.719) ho;1.673-1.677
柳沢火砕流（Ｎ－Ｙ3）		45[3],63[4]	pm>bw	1.501-1.503	opx>ho,mt(bi,cpx);qt	opx;1.717-1.722 ho;1.673-1.676
柳沢火山灰（Ｎ－Ｙ2）			pm	1.500-1.501	poor(opx,ho,mt)	——
Ａｓｏ－４	宮城県鬼首	70[5]	bw	1.509-1.512	poor(br.ho)	
荷坂テフラ層	宮城県岩出山	70-130				
荷坂火砕流（Ｎ－Ｎ3）			pm	1.500-1.502(1.501)	opx>mt;qt	opx;1.724-1.728
荷坂火山灰（Ｎ－Ｎ2）		73[3]	pm	1.501-1.502	opx>mt;qt	opx;1.724-1.728
北原火山灰（ＫｔＡ）	宮城県古川		pm	1.499-1.502	poor(mt>opx,ho)	
Ｔｏｙａ	宮城県鬼首	90-130[6],[7]	pm>bw	1.496-1.498	very poor;qt	
一迫軽石（ＩｃＰ）	宮城県一迫		風化	——	opx>mt	opx;1.725-1.734(1.728-1.733)
岩出山軽石（ＩｗＰ）	宮城県岩出山		風化	——	mt>ho>opx(ol)	opx;1.738-1.741 ho;1.679-1.690

1)町田，新井(1976),2)庄子ほか(1983),3)市川(1983),4)興水(1983),5)町田ほか(1985),6)町田ほか(1984),7)貝村，栗川(1984)
opx:斜方輝石，cpx:単斜輝石，ho:普通角閃石，mt:磁鉄鉱，bi:黒雲母，qt:石英．
pm:軽石型，bw:バブル型．

表－２　示標テフラの化学組成

テフラ	採取地	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
ＡＴ	山形県堺田	73.62	0.13	11.49	1.19	0.04	0.13	1.06	3.33	2.94	93.96
ＡＴ	福島県岳温泉	73.85	0.12	11.49	1.16	0.04	0.13	1.07	3.37	2.87	94.14
ＡＴ	鹿児島県国分	75.67	0.11	11.89	1.21	0.04	0.13	1.11	3.43	3.14	96.77
入戸火砕流堆積物	鹿児島県国分	75.90	0.12	11.88	1.24	0.05	0.13	1.11	3.41	3.14	97.01
鳴子ー潟沼ｃテフラ	宮城県鳴子	78.78	0.29	11.75	1.48	0.06	0.28	1.67	3.99	1.38	99.75
安沢火砕流堆積物	宮城県岩出山	76.52	0.20	11.55	1.27	0.08	0.23	1.48	3.97	1.63	96.93
柳沢火砕流堆積物	宮城県岩出山	77.09	0.20	11.75	1.28	0.09	0.23	1.49	3.97	1.57	97.67
柳沢火山灰	宮城県馬場窪	76.62	0.18	11.77	1.29	0.04	0.21	1.57	3.89	1.56	97.25
柳沢火山灰	宮城県岩出山	72.86	0.18	11.12	1.24	0.07	0.19	1.44	3.25	1.47	91.80
Ａｓｏ－４	宮城県鬼首	68.11	0.42	13.95	1.48	0.11	0.39	1.14	4.20	3.77	93.62
阿蘇４火砕流堆積物	大分県竹田	69.53	0.41	13.94	1.42	0.10	0.34	1.01	4.31	4.05	95.14
荷坂火山灰	宮城県鬼首	73.75	0.13	11.43	1.18	0.08	0.14	1.09	3.80	1.51	93.15
荷坂火山灰	宮城県岩出山	74.97	0.16	11.63	1.29	0.08	0.17	1.28	3.96	1.52	95.14
Ｔｏｙａ	宮城県鬼首	73.06	0.05	11.62	0.87	0.08	0.04	0.33	3.95	2.34	92.38
Ｔｏｙａ*	宮城県榧ケ森	73.63	0.05	11.75	0.87	0.12	0.04	0.35	3.86	2.40	93.12
Ｔｏｙａ	青森県八甲田	72.31	0.04	11.59	0.90	0.07	0.05	0.35	3.72	2.24	91.28

*:貝村晃史氏の分析．分析には東京大学海洋研究所のＷＤＳ型ＥＰＭＡ(JEOL-733)を使用した．

4　三河高原南部大野原湿原堆積物の堆積年代

藤井登美夫（愛知県立明和高）・作手（つくで）団体研究グループ
・新井房夫（群馬大）

作手団研は1980年以来，三河高原の地形と点在する新生代層の調査を続けている。比較的まとまって分布する作手村高里付近の第四系を調査し，古作手湖を推定した。大野原湿原堆積物はその消滅期の堆積物と位置付けた（作手団研，投稿中）。1985年1月，作手村教育委員会が展示用にこの堆積物のコアを採取され，作手団研は観察する機会を得た。さらに，コアの一部を分析用に分割させていただいた。新井房夫は5cm単位に切った泥炭など61試料についてテフラの分析を行った。なお，^{14}C年代測定は第四紀総研を経由して，学習院大学木越邦彦氏に依頼した。

大野原湿原は矢作川と豊川との谷中分水界に位置し，海抜高度は530m強である。現在，地表は水田として利用されているが，人為的改変前はミズゴケ類，ヌマガヤ，ヨシなどの湿性植物が分布し，その面積は約20haであった（権田，1971）。85・1aコアと85・1bコアはほぼ同じ地点で採取されたものであり，前者は展示用であるため分割できた量は少なく，ある程度の量が必要な場合は後者から分割した。以下，85・1aコアを中心に述べる（新井の分析に基づいて藤井が文章化）。

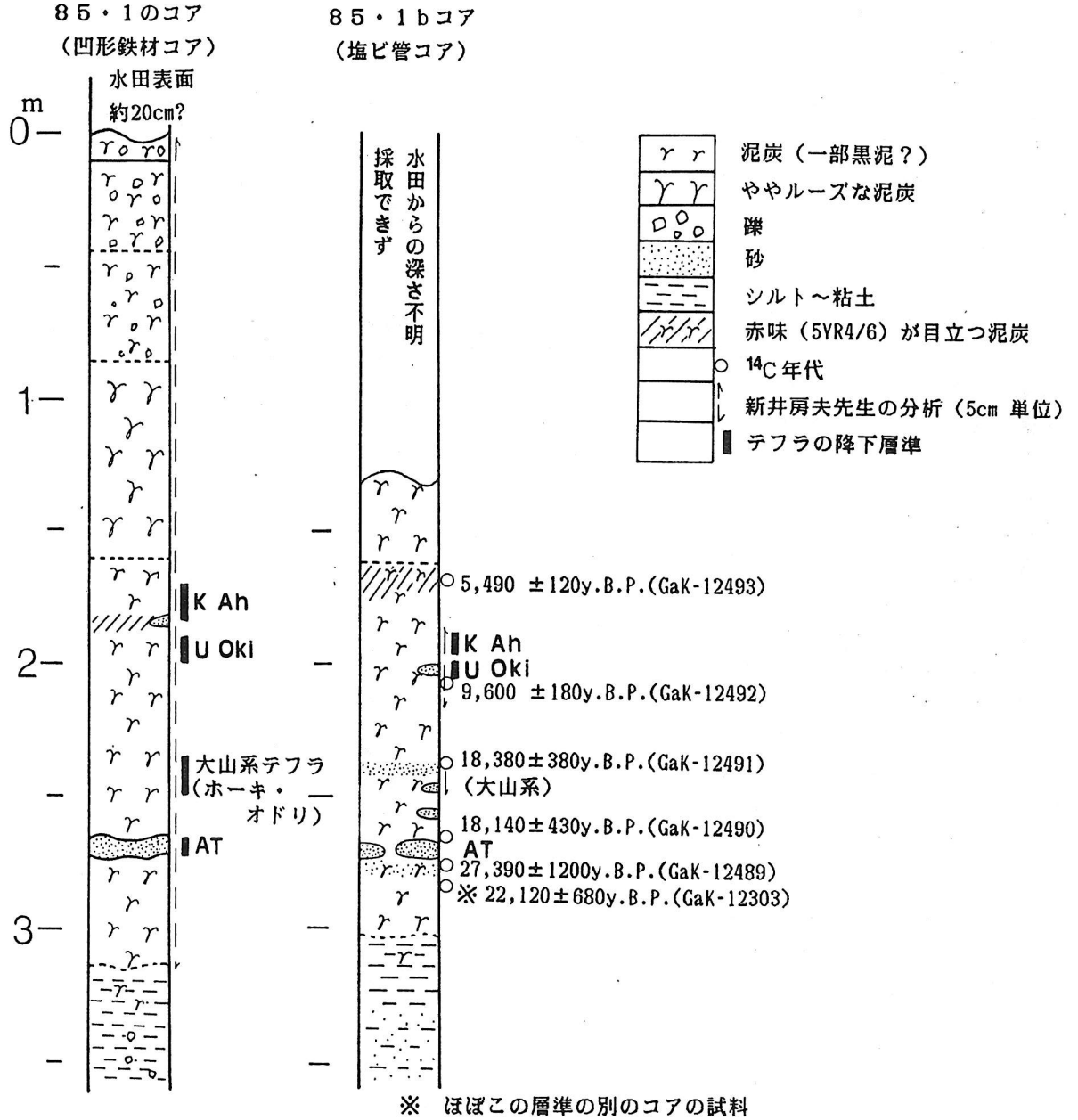
135～195cmには淡褐色バブルウォール型の火山ガラスを含み，含量の極大は170～185cmの層準である。また，極大の層準付近の火山ガラスの屈折率は$n=1.508\sim1.514$であり，紫蘇輝石の屈折率は$\gamma \fallingdotseq 1.710\pm$である。以上のことなどから，170～185cmがK-Ahの降下層準と考えられる。

190～200cmには屈折率$n_1=1.523\pm$のアルカリ長石が含まれ，85・1bコアの200～205cmには屈折率$n=1.521\sim1.524$のアルカリ長石と屈折率$n_2=1.736\sim1.739$のケルスート閃石が含まれる。火山ガラスは確認できないが，鬱陵テフラであり，層位からU-Okiの降下層準と考えられる。

235～250cmには屈折率$n_2=1.673\sim1.678$の緑色普通角閃石と屈折率$n_2=1.706\pm$の扁平型の紫蘇輝石が含まれ，大山系のテフラと考えられる。ホーキ火山灰・オドリ火砕流の特徴と一致する。

195～280cmには屈折率$n=1.499\sim1.501$の無色バブルウォール型の火山ガラスが含まれ，火山ガラスの含量の極大層準265～275cmに含まれる紫蘇輝石の屈折率は$\gamma \fallingdotseq 1.732\pm$である。以上のことからATと考えられる。また，肉眼でも黄褐色細砂層として認めることができ，85・1bコアなどでは2～3層準でレンズ状の産状を示すこともあるが，連続性のよい層準を降下層準とした。

^{14}C年代測定結果は古い方で多少バラツキはあるが，他地域でのテフラの推定年代（町田・新井ほか，1984など）と矛盾してないと判断した。この推定年代に基ずけば，各テフラ間のみかけの堆積速度は0.06mm/年前後となり，外挿すれば，泥炭層の下限の年代は約3万年前となる。



※ ほぼこの層準の別のコアの試料

5　箱根火山西麓のテフラ層序

由井　将雄（東大・地震研）

箱根火山南西麓から愛鷹火山東麓にかけては、中部更新統から上部更新統テフラが厚く堆積している。このテフラ層はこれまでに愛鷹ローム団研(1969)・町田ほか(1974)・高橋(1977)・由井(1983)などによって報告されている。

演者は、愛鷹火山の発達史をまとめる研究の一環として、この地域のテフラ層について調査してきた。今回の発表では第１図に示したテフラ層の給源火山と、ＥＰＭＡ分析によって得られたデータをもとにして火山灰層序学的研究の進んでいる南関東地域との対比を行った結果について報告する。

１］テフラ層序

調査地域に分布するテフラ層は、総計60ｍに達し明瞭な斜交関係で、５累層に区分することができる（第１図）。これらの各層に上位よりＡＵ・ＡＭ・ＡＬ・Ｔ・Ｍの略称をつけ、挟在するテフラ層に番号を付けた。　以下に各累層ごとの特徴について述べる。

ＡＵローム層：スコリアと発達の良い土壌層互層で、AU-6層準には多量の火山ガラスが認められ、ＡＴに対比されている。全体として南方に向かって層厚を減ずる傾向がある。

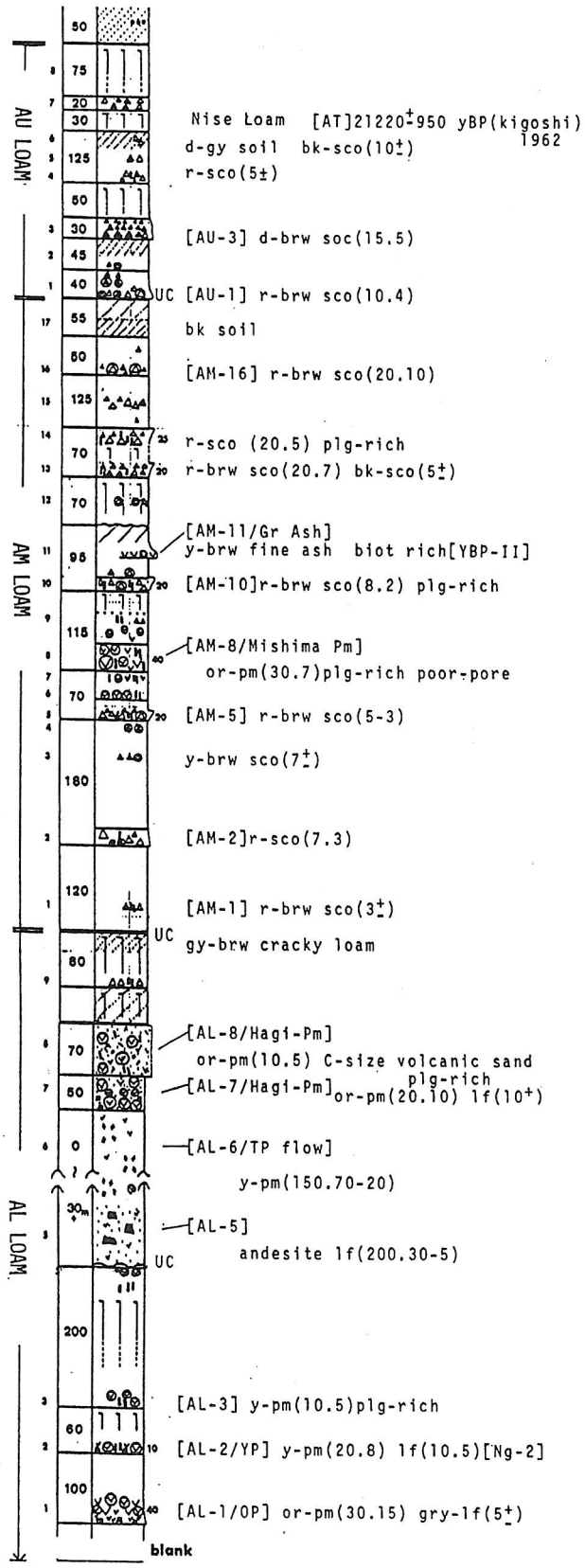
ＡＭローム層：スコリアのほかにAM-5～8のような軽石層を挟在する。AM-8は三島軽石と言われ、箱根火山起源の[CCP-4]に対比されている（町田他1974）

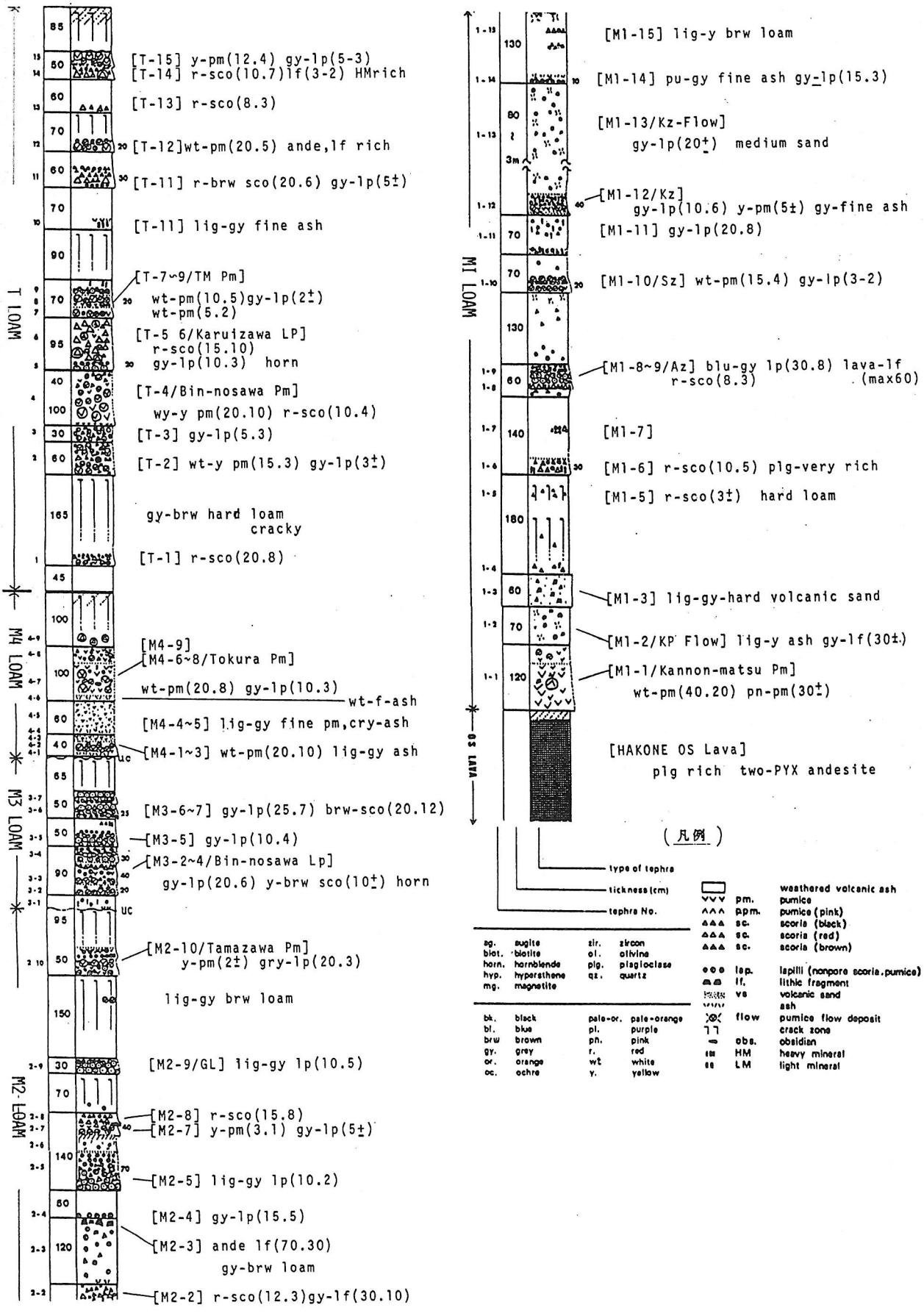
ＡＬローム層：箱根火山新期軽石流(AL-5･6)の上位には、オレンジ色の軽石と粗粒火山砂質の降下火山灰があり(AL-7･8)、このうちAL-8は伊豆半島北部から愛鷹火山南麓にかけての広範囲に分布する。これらのテフラ層とわずかな斜交関係で接するALローム下半部にはAL-1(OP)とAL-2(YP)があり、愛鷹火山麓では、この２枚の軽石層の間に愛鷹火山最後の噴出物である長窪火砕流が挟在する。

Ｔローム層：角閃石を含む青灰色のラピリを多く挟在する。T-4(ビンノ沢軽石)は,箱根南西麓に1m以上の層厚で広く分布する。

Ｍローム：角閃石を非常に多く含む厚い軽石層と灰色のラピリ層が卓越する。わずかな斜交関係で４層に細分することが出来る（Ｍ１～Ｍ４）。Ｍローム層は箱根火山古期外輪山溶岩を整合的に覆う。

総合柱状図




T LOAM
M4 LOAM
M3 LOAM
M2 LOAM
M1 LOAM
OS LAVA
[T-15] y-pm(12.4) gy-lp(5-3)
[T-14] r-sco(10.7)lf(3-2) HMrich
[T-13] r-sco(8.3)
[T-12]wt-pm(20.5) ande,lf rich
[T-11] r-brw sco(20.6) gy-lp(5±)
[T-11] lig-gy fine ash
[T-7~9/TM Pm]
wt-pm(10.5)gy-lp(2±)
wt-pm(5.2)
[T-5 6/Karuizawa LP]
r-sco(15.10)
gy-lp(10.3) horn
[T-4/Bin-nosawa Pm]
wy-y pm(20.10) r-sco(10.4)
[T-3] gy-lp(5.3)
[T-2] wt-y pm(15.3) gy-lp(3±)
gy-brw hard loam
cracky
[T-1] r-sco(20.8)
[M4-9]
[M4-6~8/Tokura Pm]
wt-pm(20.8) gy-lp(10.3)
wt-f-ash
[M4-4~5] lig-gy fine pm,cry-ash
[M4-1~3] wt-pm(20.10) lig-gy ash
[M3-6~7] gy-lp(25.7) brw-sco(20.12)
[M3-5] gy-lp(10.4)
[M3-2~4/Bin-nosawa Lp]
gy-lp(20.6) y-brw sco(10±) horn
[M2-10/Tamazawa Pm]
y-pm(2±) gry-lp(20.3)
lig-gy brw loam
[M2-9/GL] lig-gy lp(10.5)
[M2-8] r-sco(15.8)
[M2-7] y-pm(3.1) gy-lp(5±)
[M2-5] lig-gy lp(10.2)
[M2-4] gy-lp(15.5)
[M2-3] ande lf(70.30)
gy-brw loam
[M2-2] r-sco(12.3)gy-lf(30.10)
[M1-15] lig-y brw loam
[M1-14] pu-gy fine ash gy-lp(15.3)
[M1-13/Kz-Flow]
gy-lp(20±) medium sand
[M1-12/Kz]
gy-lp(10.6) y-pm(5±) gy-fine ash
[M1-11] gy-lp(20.8)
[M1-10/Sz] wt-pm(15.4) gy-lp(3-2)
[M1-8~9/Az] blu-gy lp(30.8) lava-lf
r-sco(8.3) (max60)
[M1-7]
[M1-6] r-sco(10.5) plg-very rich
[M1-5] r-sco(3±) hard loam
[M1-3] lig-gy-hard volcanic sand
[M1-2/KP Flow] lig-y ash gy-lf(30±)
[M1-1/Kannon-matsu Pm]
wt-pm(40.20) pn-pm(30±)
[HAKONE OS Lava]
plg rich two-PYX andesite
(凡例)
type of tephra
tickness(cm)
tephra No.
weathered volcanic ash
pm. pumice
ppm. pumice (pink)
sc. scoria (black)
sc. scoria (red)
sc. scoria (brown)
lap. lapilli (nonpore scoria,pumice)
lf. lithic fragment
vs volcanic sand
ash
flow pumice flow deposit
crack zone
obs. obsidian
HM heavy mineral
LM light mineral
sg. sugite
biot. biotite
horn. hornblende
hyp. hypersthene
mg. magnetite
zir. zircon
ol. olivine
plg. plagioclase
qz. quartz
bk. black
bl. blue
brw brown
gy. grey
or. orange
oc. ochre
pale-or. pale-orange
pl. purple
ph. pink
r. red
wt white
y. yellow

6　新富士火山の活動様式の変遷

宮地直道（日大・文理）

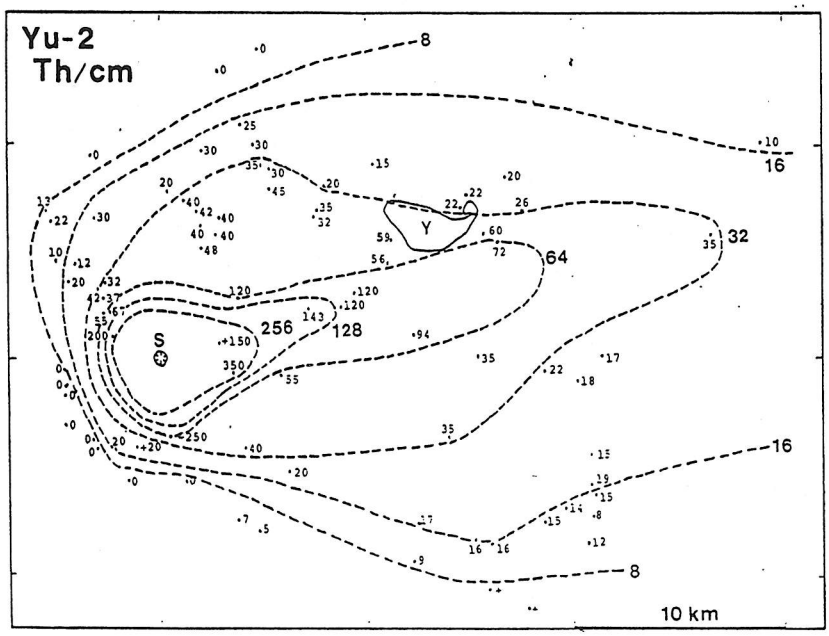
富士火山及びその周辺地域で新富士火山のテフラの層序や分布を調べ，このテフラ層序に基づき溶岩や寄生火山の噴出時期や活動時期を明らかにした．その結果，新富士火山は約１万年前に活動を開始して以来，時間とともにその噴火様式を変化させてきたことがわかった．

［まとめ］

１）新富士火山のテフラとして富士火山全域で山頂火口起源の約60枚のテフラと寄生火山起源の約70枚のテフラを識別し，これらのテフラの層序を明らかにした．また既知および今回新たに得た14Ｃ値に基づき個々のテフラを編年した．富士山以外の火山のテフラとしては，約6000年前のK-Ah火山灰や約3000年前のカワゴ平軽石が重要な示標テフラとなっている．

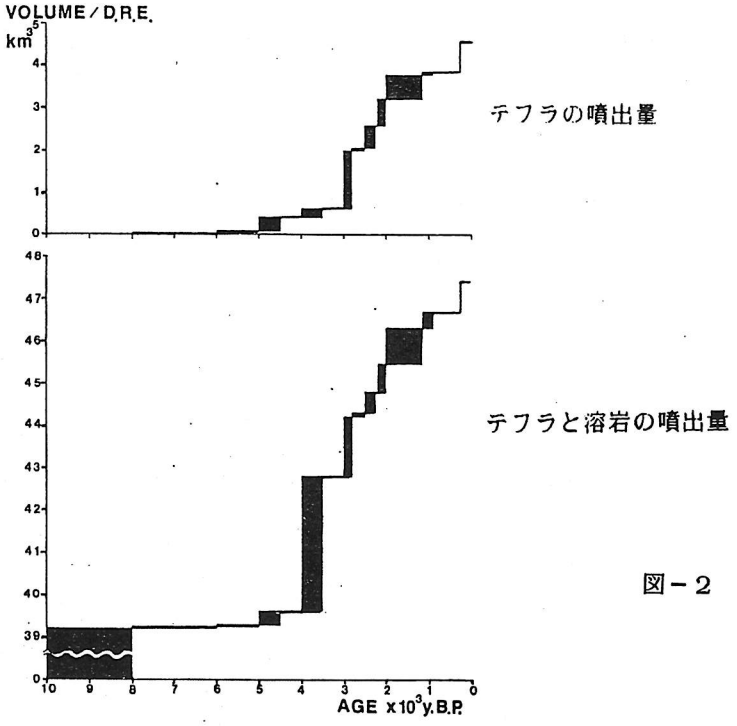
２）主要なテフラについては等層厚線図を作成し，その分布を明らかにし，噴出量を見積り，噴火様式を推定した．図－１に山頂噴火の代表的テフラである約2000年前の湯船第２スコリア(Yu-2)の等層厚線図を示す．Yu-2は総噴出量が約0.8km3でその噴火様式はWalker(1973)の区分に従うとプリニアンになる．

３）このようにして明らかとなったテフラ層序に基づくと，溶岩の主要な噴出時期は10000 ～8000年前，4000～3500年前，2000～1000年前の３期である．そしてこれらの溶岩はほぼ津屋（1968）の旧期溶岩，中期溶岩，新期溶岩に相当する．また寄生火山の主要な活動期は4000～3500年前と2000年前～A.D.1707（宝永４年）である．



図－１　湯船第２スコリア（Ｙｕ－２）の等層厚線図

4）新富士火山のテフラおよびテフラと溶岩の体積の時間変化を数100 年～1000年ごとの積算値で示した（図－2）．1万年間のテフラの総噴出量は 4.6 km3 ，テフラと溶岩の総噴出量は47.4km3 である．テフラと溶岩の総噴出量のうち約80% が10000 ～8000年前に溶岩として噴出した．またその単位時間当りの噴出量は3500年前以降，約1 km3 /1000 年とほぼ一定である．



図－2　テフラの噴出量及び
テフラと溶岩の噴出量の時間変化

5）各時代ごとの噴出物の種類，噴火の規模，噴出源の相違などにより，新富士火山の活動様式の変遷をまとめた（表－1）．10000 ～8000年前にかけて多量の溶岩を流出する山頂噴火が起きた．山頂噴火は小規模ながら4000年前まで継続する．4000～3000年前に山頂火口および寄生火山で活発な活動が起こり，多量の溶岩やテフラを噴出した．山頂火口の活動は2000年前まで続き，大規模なテフラを連続して噴出した．大規模な山頂火口の活動はここで終わり，2000年前からA.D.1707年の宝永噴火にかけては寄生火山が活発に活動した．

年代（y.B.P.）	噴出物	噴火の規模	噴出源
243　A.D.1707	テフラ	大	宝永火口群
1000 ～2000	溶　岩 テフラ	中 中	寄生火山 寄生火山
2000 ～3500	溶　岩 テフラ 火砕流	小 大 小	山頂火口（寄生火山） 山頂火口（寄生火山） 山頂火口
3500 ～4000	溶　岩 テフラ	大 小	山頂火口，寄生火山 山頂火口，寄生火山
4000～8000	テフラ	小	山頂火口
8000～Ca.10000	溶　岩	極めて大	山頂火口（寄生火山）

表－1　新富士火山の活動様式の変遷

7　鹿児島湾地溝帯における第四紀末の爆発的火山活動

長岡信治　（都立大・理）

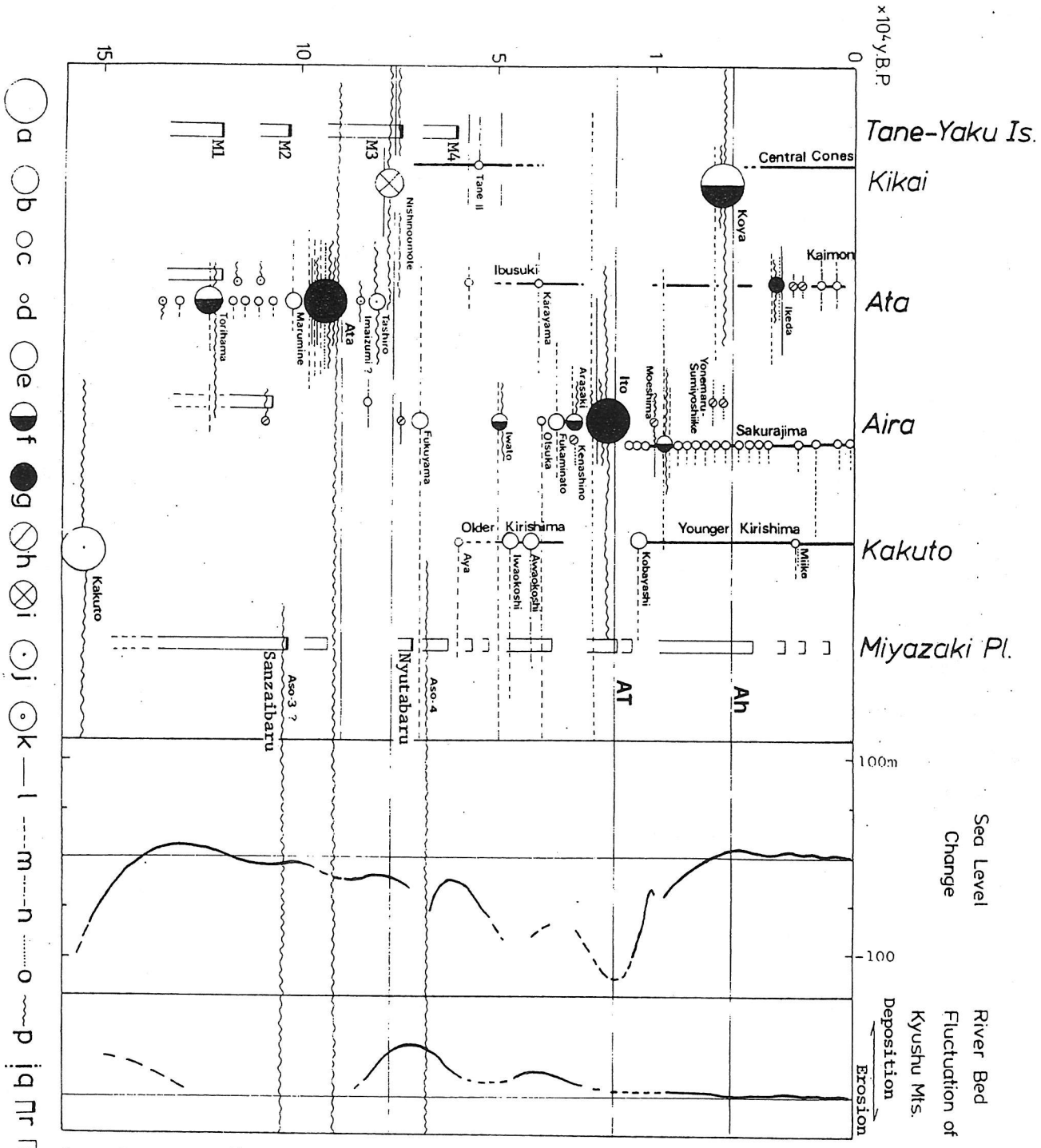
鹿児島湾地溝帯は第四紀において活発な火山活動を継続し、姶良・阿多・鬼界などのカルデラ群が形成されてきた。従来，諸カルデラの活動に関する研究は火砕流主体であり、降下堆積物を含めた火山活動史の全体像が明らかにされているとは言い難い。筆者は降下堆積物を含めたこれらカルデラからの噴出物の細かい編年を行い，第四紀末の火山活動史の性格について吟味する。

／姶良カルデラの活動史；後期更新世，姶良カルデラの活動は約7万～8万年前から活発化する。福山降下軽石から荒崎降下軽石・火砕流に至る約5万年間は、降下軽石を主体とする噴火（一部中規模火砕流を伴う）を1万～数千年間隔で、5～6サイクルを間欠的に繰り返す。1サイクルの噴出総量は1～10km³である。これに引き続いて、2.1～2.2万年前に大隅降下軽石・妻屋火砕流・入戸火砕流の1サイクルの大規模火砕流が生じた。総体積は400km³を越える（ARAMAKI, 1984）。この巨大噴火後，カルデラは長い休止期間に入ったのではなく，約1万年前に中規模の桜島火砕流を噴出している。これと平行して後カルデラ丘桜島の活動が開始する。これら噴出物の分布・粒度から推定される噴火の中心は姶良カルデラ北東部，国分平野～若尊カルデラ付近に集中し、一部は南部にある。

／阿多・鬼界カルデラの活動史；阿多カルデラの珪長質火山活動は主に最終間氷期（約14万～8万年前）にある。鳥浜・丸尾ほかの降下軽石主体の噴火は約14万～9万年前に間欠的に起こった。その後8万～9万年前，100km³を上回る阿多火砕流噴火が発生した。高海面に対応して湾内に浸入した海水により、火砕流流出前に激しいマグマ水蒸気噴火とプリニー式噴火を繰り返した。このため本噴火サイクルは複雑で少なくとも9の噴火フェイズからなる。8万～7万年前には中規模の今泉・田代火砕流が残余的に噴出した。後カルデラ丘指宿火山の活動は5万～4万年前に開始した。鬼界カルデラは8万～7万年前の長瀬－西之表，6千年前の幸屋の大規模火砕流が噴出するが，その間には中央火口丘の活動のみ認められる。

／カルデラの1噴火エポック；以上，姶良・阿多カルデラの珪長質大規模火砕流噴火は単独で発生するのではなく，先立つ間欠的降下軽石噴火の時期（約5万年間），引ち単一の大規模火砕流噴火の時期，残余的な中規模火砕流噴出期（約1万～2万年間）の3ステージからなり、これを1噴火エポックと考えたい。1エポック中の1噴火サイクルの時間間隔は1万～数千年間で、エポック間の間隔は5万～7万年と推定される。1エポックの総噴出量は100～500km³程度である。後カルデラ丘の活動は2エポックの間，または1エポック後に発生するとみられる。

こうした噴火エポックは巨大なマグマ溜りの消長に関係するのかも知れない。



a：100km³ <
b：100-10km³
c：10-1km³
d：1km³ >
Volume

e：降下軽石噴火
f：降下軽石→火砕流噴火
g：降下軽石→マグマ水蒸気
→火砕流噴火
h：マグマ水蒸気噴火
i：マグマ水蒸気→火砕流噴火
j：火砕流噴火
k：降下軽石→マグマ水蒸気噴火
l：降下火山灰
m：降下軽石
n：降下スコリア
o：火砕サージ
p：火砕流
q：鐘カルデラ丘（成層火山体）
r：海成段丘
s：河成段丘

Fig.1 鹿児島湾地溝帯とその周辺の編年表

8　支笏火山噴出物堆積時の古環境

星野フサ（静修高校）　伊藤浩司（北大大学院環境科学研究科）
矢野牧夫（北海道開拓記念館）

演者らは、石狩平野東縁の角田盆地においてウルム氷期中期の古環境にかかわる極めて重要な資料を得たのでここに報告する。

支笏火山噴出物としてはSpfa1～Spfa10までの火山灰が知られておりその^{14}C年代として、Spfa1は$32,200^{+4700}_{-3100}$（GaK-519，石狩低地帯研究会1965），また、Spfa10については3.9万年前（春日井，1980）と3.8万年前（岩見沢団体研究グループ，1984）がある。従来、支笏火山噴出物堆積時の古環境を知る手がかりは殆んどなかったが、今回演者らは角田盆地において10層の支笏火山噴出物の間に挟在する泥炭層からLarix gmelini の遺体とMenyanthesの種子を発見した。さらに、泥炭層から3cm間隔に44試料を採取し、花粉分析を行なった。花粉抽出にあたっては、KOH-HF-$ZnCl_2$（比重2.2）-28KHz超音波発振-アセトリシスの順に行い、樹木花粉が300個を越えるまで検鏡した。その結果次の5花粉帯に区分された。

I. Ms-V花粉帯

Alnus，Betulaおよび Carpinus が優勢で Abies は多少みられるものの他の針葉樹は殆んどみられない広葉樹林の時代で現在よりやや温暖であった。

II. Ms-IV花粉帯

前時代のAlnus などの落葉広葉樹は減少をしてゆき、代わって、Piceaが勢力を広げ、最大値は80%近く出現する。Larix も増大を開始し20%を越える。この時代はPicea を中心とする針葉樹の時代で寒冷化の開始を物語るものと考えられる。

III. Ms-III 花粉帯

落葉広葉樹は前時代に引き続き低率で針葉樹が優勢である。前時代に勢力の強かったPicea は徐々に減少傾向を示し、Larixがほぼ60%を越えるような優勢を示す。気候がだんだん寒冷化して行ったことを示すものと考えられる。

IV. Ms-II 花粉帯

前時代に引き続いて針葉樹の時代で、Larix の出現率は60%に達する。本時代はLarix が優勢である他にHaploxylon型のPinus の増大と、Selaginella selaginoides の急増が特徴としてあげられる。大型遺体の産出からみてこのLarix はLarix gmelini と考えられ、この種の現在における天然分布および、随伴する花粉胞子を考慮し、本帯は相当に寒冷で樺太北部程度の寒冷な気候のもと

にあった。また本帯はSpfa 5の降灰後でSpfa 3の降灰前の時代にあたる。

V. Ms-I 花粉帯

前時代に引き続き針葉樹の優勢な時代である。針葉樹のLarixは前時代にくらべ減少傾向がみられ代わってPiceaが優勢となり70%を越える出現である。前時代にくらべ寒冷化はややゆるんだものの現在よりは寒冷気候下にあった。

9　三宅島のハザードマップ
―縄文期以降の火山活動史と土地利用適性―

堀野正勝・籾倉克幹（国土庁）・内田康裕・塚本　哲（国際航業）

三宅島の1983年の噴火は，北東―南西に連なる割れ目火口群の開口から，溶岩の放出流下，スコリア降下，マグマ水蒸気爆発，噴石丘形成へと展開し，放出物の総量が 1.3×10^7 m^3 に達した(噴火時間約10時間)ところでおさまった。溶岩流は林地100ha，家屋340棟以上を埋没または焼失させ，都道を2ヶ所で分断した。マグマ水蒸気爆発や降灰による被害も含めるとその総額は225億円に達した。

このような噴火活動は1962年，1940年，1874年にも発生している。古文書によれば1085年から明治初年までに10回の噴火活動が記録されており（宮崎1984，一色1960），再来間隔は50±25年となっている。

三宅島は水深約1000mの海嶺上にそびえる火山島であり，現在の陸域は火山体の6合目以上に相当していてどこから噴火しても不思議ではないともいわれ不安をつのらせた島民が少なくなかった。

われわれは，国土利用の適性化を目差す土地保全調査の一環として三宅島における縄文期以降の遺跡分布と火山活動との関係を火山層序学，地形発達史，考古学等の側面から検討し，火山噴火危険度分級図（ハザードマップ）を作成した。以下に成果の骨子を箇条書きする。

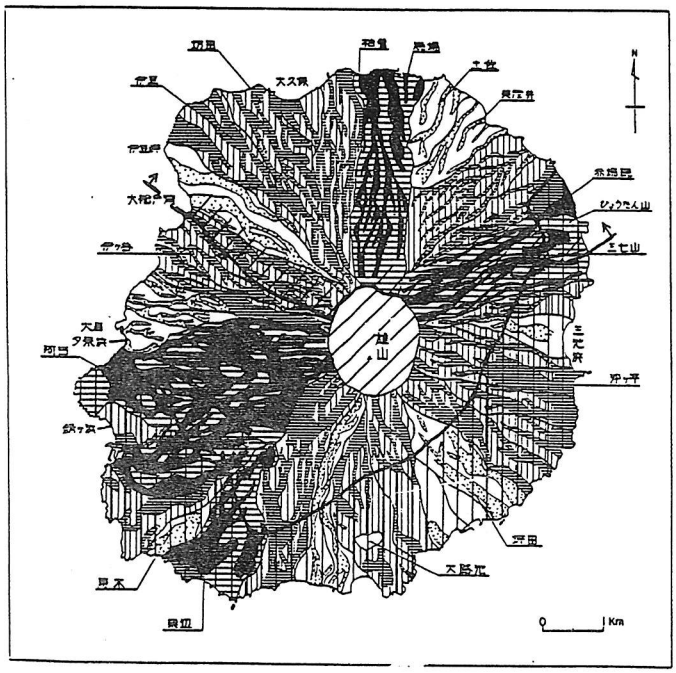


図1　火山噴火危険度分級図（ハザードマップ）

A－1，B－1，C－1
A－2，B－2，C－2
山頂小カルデラ
山頂噴火による溶岩が流下する危険性の低い地域
マグマ－水蒸気爆発が発生する危険性の高い地域

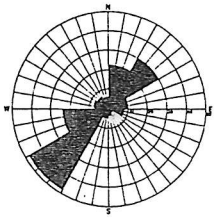


図2　火口の方位別分布
（数字は30°きざみで分割した地域に存在する火口数を示す）

表1　山腹噴火による溶岩流の危険度

		溶岩流下の危険度	
		流下危険度大（1）	流下危険度小（2）
噴火の危険度	噴火危険度大（A）火口数10個以上	A－1	A－2
	噴火危険度中（B）火口数1～9個	B－1	B－2
	噴火危険度小（C）火口数なし	C－1	C－2

1．島の表層を構成する地質は，図3に示すとおり噴火活動の時期によって3大別され，過去3000年間の火山活動によって表層を被覆されている地域は，全島の4割を占めるにすぎない（ただし，火山灰はその対象にしない）。

2．過去3,000年間に溶岩流やマグマ水蒸気爆発の産物の下敷きになっていない島の北西部の伊豆地域や南西部の坪田地域の表層2m以浅のところからは，西原・釜ノ尻などの縄文早期以降の遺跡が各所で発見されている。

3．島の南側の大路池南方の海に面した断崖下にある弥生中期のココマノコシ住居跡（橋口，1975）は厚さ40mの火山角礫岩（マグマ水蒸気爆発の産物）の下敷きになっており，遺跡の下位もベースサージ堆積物からなっていて激しい噴火活動の束の間の休止期に生活の舞台となっていた。1983年のマグマ水蒸気爆発によって巨礫を大量に噴き上げその輪郭を広げた新湊池は，1763年のマグマ水蒸気爆発によって形成されたものであり，島南部の海岸沿いはこの型の活動頻度の高いところであるということができる。

4．1983年の溶岩流下によって集落の大部分が溶岩流の下敷きとなった阿古は，江戸時代に2度今回とほぼ同様な山腹カルデラ内から流下した溶岩流の下敷きになっており，何らかの対策を講じない限り，百数十年以内にまた同じ運命をたどる可能性が極めて高い。

5．島内に分布する側火口の中央火口丘からみた方位別分布頻度は図2に示すとおりであり，1962，1940年の噴火活動の中心であった島の東北部の赤場暁から1983年噴火開口列を含む部分に連なるものおよびその周辺に分布頻度が高く，過去3000年間の活動が特定部位に集中している（堀野ほか 1985）。

6．島を危険にさらした過去における噴火活動は，①山頂小カルデラからの噴火，②山腹側火口からの噴火，③臨海部のマグマ水蒸気爆発に分けられ，これらをもとに石原ほか（1984）の手法の一部改変による溶岩流下シミュレーションを3地区で実施し，その結果を考慮しつつ危険度を分級評価した（図1）。

図1は，山腹噴火の方位別頻度特性の加味が不十分であり広域応力分布を考慮しその信頼度を高めたい。

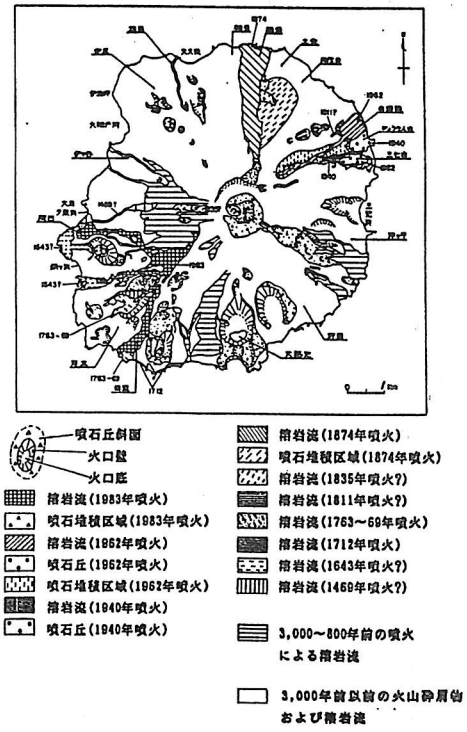


図3　火山活動履歴実態図

10　北海道の完新世におけるQuercusの分布について

五十嵐八枝子（北海道大学理学部地鉱教室）

北海道各地の低地に分布する完新統の化石花粉群集はQuercusの優勢で特徴づけられ，その樹木全体（湿原とその周辺に多い樹種をのぞく）に占める割合は，30～80％に達する。このような花粉群集は，演者の知る限り少なくとも最終氷期以降の約70,000年間の北海道では，完新世にのみ見られるものである。中村（1968）は，道内4カ所での分析結果から北海道の花粉帯を設定した中で，後氷期をRI，RII，RIIIに区分し，RIIはRIで優勢であったBetulaがQuercusとUlmusの急増でおきかえられる時期で，約8,000年前からはじまるとした。もし，中村（1968）の推定通りQuercusの急増期が北海道の各地でほぼ同時に生じたものであれば，完新統の区分に有効である。

演者は，最近北海道東端の根室半島，北部のサロベツ原野，中央部の中富良野および角山（第1図）において，晩氷期末以降の連続的な花粉群集を明らかにし，その過程でQuercusの分布に関する知見を得た。これと，これまでの研究成果を合わせて検討した結果，ほぼ北海道全域にわたって次のように考察することができた。

(1) Quercusの急増期；第1図に示した14地点でQuercusの出現率が10％前後をこす層準に近い^{14}C年代から推定した結果，共通して約8,000年前と推定され，中村（1968）のRIIが確認された。黒松内低地帯以東北の低地で現在みられるQuercusを主とする温帯広葉樹林の原型は，約8,000年前に殆んど同時に生じたとみられる。(2) 晩氷期最末期～完新世初頭の植生；第2図に示すように，根室半島をのぞいては，Betulaの優勢な森林である。中央部以南西ではBetula・Juglans林の存在が4地点で共通して認められた。この時期の花粉群集にはすでにQuercusは数％以内で含まれている。さらに極相期にも断続的に低率ながらQuercusを含む地点（第1図の3，7，8）のあることは，北海道の一部にQuercusが残存した可能性を示唆するものである。(3) PiceaとQuercusの競合時代；石狩平野における花粉群集（第3図）では完新世の前半はおそらく気候の変化と関連してQuercusとPiceaは交互に増減をくり返して競合的に分布したことが認められ，Quercusが安定して分布するのは5,000～4,000年前以降である。(4) 北海道のQuercusには，コナラ，ミズナラ，カシワ，モンゴリナラが含まれる。このうち，ミズナラは日本各地とサハリン，千島に分布し，モンゴリナラは樺太，中国北部，東シベリア（など）に分布する北方系の種である。最終氷期に北海道に残存した種がいずれであったかは判らないが，北方系のLarixの分布と関連して考える必要があろう。

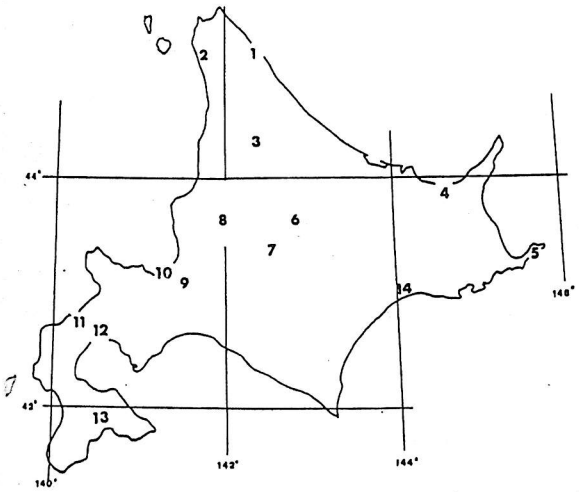


図1；Quercus急増期が約8,000年前と確認あるいは推定される地点

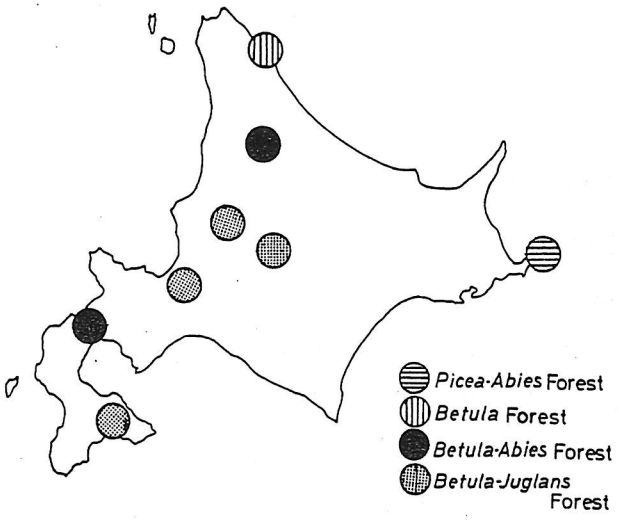


図2；Quercusの侵入しはじめた約10,000～8,000年前の森

1；クッチャロ湖岸（前田，1982）2；サロベツ原野（五十嵐，投稿中）3；風連町（中村，1968）4；斜里町トウツル沼（松田，1983）5；根室市歯舞（五十嵐，投稿準備中）6；大雪山ポン忠別岳東方湿原（高橋・五十嵐，印刷中）7；中富良野町（松下・五十嵐，投稿準備中）8；秩父別（中村，1968）9；江別市角山（五十嵐，投稿中）10，札幌市発寒（五十嵐・熊野，1974）11；長万部町蘭岱（山田ほか，1979）12；歌才川（中村・塚田，1960）13；熊の湯（中村・塚田，1960）14；音別町ノトロ岬（松田・前田，1984）

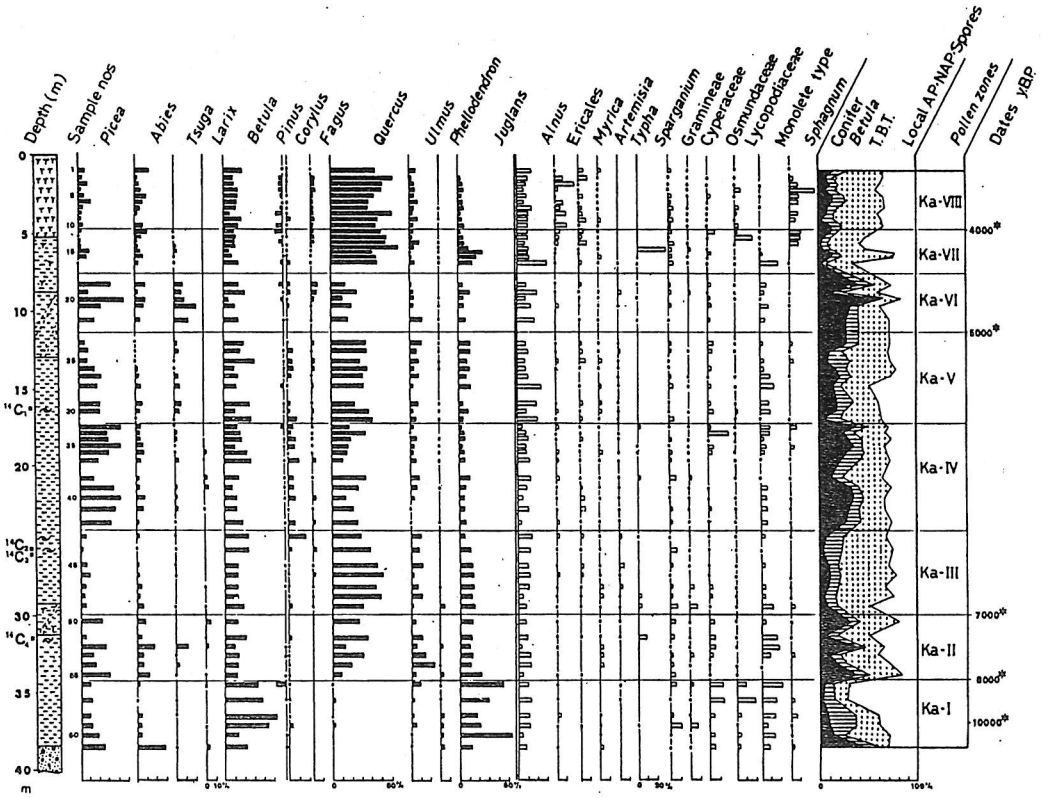


図3；石狩平野角山（図1の地点9）における花粉群集中のQuercusの消長（五十嵐，投稿中）

11　古植物研究からみた日本列島北限のカラマツ

矢野牧夫（北海道開拓記念館）
伊藤浩司（北大環境科学研究科）

日本列島のカラマツ属は、ニホンカラマツ Larix kaempferi 1種のみが本州中部を中心に分布している。この種のおもな分布地は、関東地方の奥日光や尾瀬ヶ原付近，中部地方の八ヶ岳，富士山などの亜高山帯である（林，1951）。その分布範囲は、北緯35°08′から北緯38°05′の間であり，ほぼ日本列島中央部の比較的限られた地域に分布している（図～1）。

一方、これとは別に、北海道の各地をはじめ本州の東北地方の一部では、ウルム氷期の堆積物からカラマツ属の大型遺体が多数産出している。これは一般にグイマツの名で呼ばれ，シベリアやサハリン，南千島の一部などに分布している。学名は Larix gmelinii が用いられてきたが、最近，鈴木（1985）によって詳細な検討がなされ，Larix kamtshatica が用いられるようになった。鈴木（1985）によれば、ウルム氷期の最盛期には、グイマツは岩手県の花泉付近まで南下していたことは確実であり、当時、グイマツは、北海道および本州北部にかけて、かなり広い範囲にわたって分布していたことが考えられる。

ところで、このような時期に、日本列島固有の種であるニホンカラマツはどのような分布状態にあったであろうか。鈴木（1985）によれば、ウルム氷期最盛期には、ニホンカラマツは関東地方や本州東北地方南部にまで分布がおよんでいたことが明らかとなっている。

図～1　ニホンカラマツの分布、矢印が北限のカラマツ分布地

これまでにニホンカラマツの遺体は、福島県北部が最も北の産出地点となっている。このような資料から判断するならば、グイマツとニホンカラマツはそれぞれ接近して分布していたことになる（鈴木 1985）。しかし、MIKI（1957）によれば、秋田県男鹿半島付近からニホンカラマツの遺体の産出を報告し、那須（1972）の検討によりそれはウルム氷期とされている資料をも考慮するならば、この両種の分布圏は十分に交錯していたと考えることもできる。

さて、ニホンカラマツは、ほぼ日本列島中央部の限られた地域に分布することを述べたが、その地域よ

り 150 km も北方へ離れた宮城県の馬ノ神岳で僅かな個体が小さな群落を構成して分布している。日本列島北限のカラマツである。

北限のカラマツについての最初の報告は、水村（1935）によってなされたが、この折には30本の生存木が確認されていた。その後、村井・棟方（1957）が調査を行ったが、その報告では枯死木が多く、生存木は15本に減少している。その後、1965年に伊藤も調査を行い生存木15本を確認している（舘脇ほか1965）。演者も1986年6月に調査を行ったが、生存木はさらに減少し、12本であった。周囲の状況から、それらはごく近い将来絶滅する可能性がきわめて強い。

ウルム氷期最盛期において、グイマツとニホンカラマツがごく接近したりあるいは交錯して分布していた可能性が考えられるなかで、北限のカラマツはどのような形質を示しているかという問題がある。古植物研究の場合、針葉樹の同定にあたってはとくにマツ科については球果や種鱗がとくに有効とされている（MIKI, 1957）。北限のカラマツについても球果や種鱗による検討を行ないニホンカラマツとの比較を試みた（表1，2）。

表～1 北限のカラマツの球果の特徴

	形態的特徴	大きさ	備考
球果	広卵形であるが、頂部が細くなるために円錐状の形態を示す。	長さ 1.6～2.3 cm 直径 1.3～1.8 cm	
種鱗	腎臓形で先端は円形か微凹形となる。種鱗の数は 28～39.	長さ 0.8～1.0 cm 幅 1.0～1.2 cm	長さより幅がやや大きい。

表～2 旧野幌林業試験場試験林のニホンカラマツの球果の特徴

	形態的特徴	大きさ	備考
球果	円筒状楕円形	長さ 2.2～3.6 cm 直径 1.7～2.4 cm	
種鱗	広卵形で頭部が細くなり突出する。先端は截形または微凹となる。先端は外反する。種鱗の数は 39～61	長さ 1.0～1.3 cm 幅 1.0～1.2 cm	幅よりも長さがやや大きいか同じである

上記の2つの試料を比較した結果、いくつかの点で大きな相違が認められた。北限のカラマツは、球果が①いちじるしく小形である。②広卵形で短い。③概して円錐状を示す。また、種鱗は①先端は突出しない。②種鱗の数はいちじるしく少ない。④ほとんど外反しない　などが大きな特徴である。

これらの特徴は、東アジアに分布するカラマツ属のなかでは、球果が小形であるグループに近い形質を示している。北限のカラマツは、日本列島固有の種であるニホンカラマツとは異なる種としてみなければならない可能性も強い。今のところ、北限のカラマツは形態的にはグイマツとニホンカラマツの中間的位置に位置づけたい。ウルム氷期最盛期の Larix 属の分布と北限のカラマツはどのようなかかわりをもっているのであろうか。

（文献　省略）

12　奥丹後地域の最終氷期～完新世堆積物の花粉分析

佃　栄吉・杉山雄一（地質調査所）・徳永重元（パリノ・サーヴェイ）

地質調査所では，京都府丹後半島地域における地震断層及び活断層に関する研究の一環として，郷村・山田両地震断層及び仲禅寺断層のボーリング及びトレンチ調査を実施した．この調査に伴ない，図１に示したＡ地区の２つのボーリングとＣ地区の１ボーリング及びトレンチ壁面から採取した試料について花粉分析を行った．分析結果の一部を図２及び３に示す．これらの分析結果及び^{14}Ｃ年代値等に基づいて，表１に示したような最終氷期後期以降の４地域花粉帯を設定した．各花粉帯の特徴は以下のとおり．

ＴＡＧ－Ⅰ帯　最終氷期の寒冷期に入る前の，やや温暖（現在よりは冷涼）で湿潤な時期に当ると考えられる．スギ属（Cryptomeria）及びコナラ亜属（Quercus Lepidobalanus）の多産により特徴づけられ，五葉マツ亜属（Pinus Haploxylon），カバノキ属（Betula），ハンノキ属（Alnus），ブナ属（Fagus）等を伴う．

ＴＡＧ－Ⅱ帯　最終氷期の寒冷期に相当する．Ⅰ帯に多産するスギ属及びコナラ亜属の出現率が著しく低下し，ブナ属はほとんど認められない．かわって，マツ属及びツガ属（Tsuga）の出現率が高くなると共に，Ⅰ帯にはほとんど出現しないモミ属（Abies）及びトウヒ属（Picea）が認められる．このほかに，樹木花粉としてはハンノキ属及びカバノキ属等を産出する．

ＴＡＧ－Ⅲ帯　後氷期の前期に相当する．スギ属及びハンノキ属の出現率が高くなり，五葉マツ亜属，ツガ属，モミ属，カバノキ属及びトウヒ属等の冷涼～寒冷要素がほとんど認められなくなることにより特徴づけられる．スギ及びハンノキのほかにはコナラ亜属が認められる．

ＴＡＧ－Ⅳ帯　後氷期の中（～後）期に当る．スギ属花粉の著しい多産（約40～約80％の出現率）により特徴づけられる．ブナ属，コナラ亜属，クマシデ属－アサダ属（Carpinus-Ostrya），ニレ属－ケヤキ属（Ulmus-Zelkova），エノキ属－ムクノキ属（Celtis-Aphananthe），トチノキ属（Aesculus）等の広葉樹花粉を伴う．

以上のような丹後半島地域の花粉分析結果を安田（1982，1983）により報告された福井県三方湖の花粉分析結果と比較すると，両地域の各花粉帯は表１のように対比できるものと考えられる．これまでの分析結果によると，丹後半島地域では三方湖のＬ帯に相当する層準が欠如していると推定される．このことは，Ｃ地区のトレンチ壁面において＜洪積層＞が＜沖積層＞に“不整合”に覆われるのが観察されたことと調和的である．

文献　安田(1982)：第四紀研究，21，255-271；　安田(1983)：鳥浜貝塚，３，研究の成果1-27.

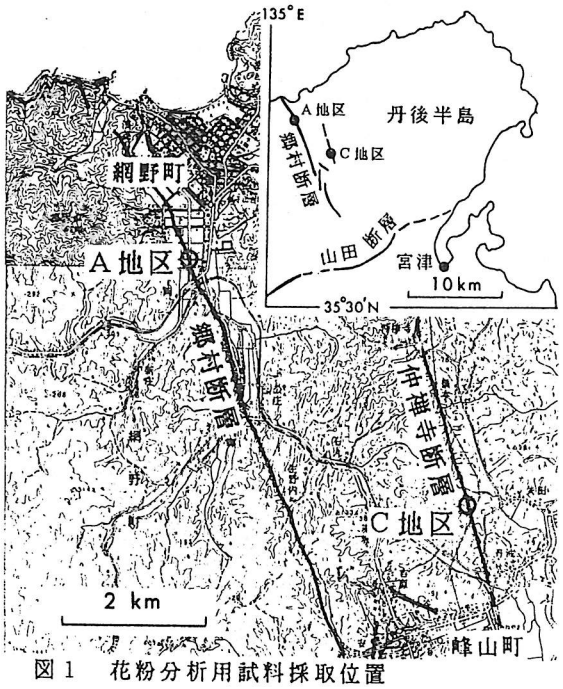


図１　花粉分析用試料採取位置

	丹後半島地域（本研究）			三方湖地域（安田，1982及び1983）	
	花粉帯設定に用いた地層	花粉帯	^{14}Ｃ年代値	花粉帯	^{14}Ｃ年代値
後氷期	アカホヤ		(yr.B.P.)	R 4	(yr.B.P.)
	C地区沖積層	ＴＡＧ－Ⅳ	・5410±120 ・6650±130 ・8050±180	R 3	
	基盤	ＴＡＧ－Ⅲ	・8430±170(A) ・8880±220(C)	R 2	
晩氷期	A地区沖積層	---?---	・11910±250 (Cトレンチ)	R 1	
	不整合		(現在分析中)	L	・15500±150
最終氷期の寒冷期	C地区洪積層	ＴＡＧ－Ⅱ	・18180±1910 ・21480±730 ・24390±700 (上記３データいずれもCトレンチ，ATとの関係不明)	FGV FGIV FGIII FGII FGI	- ・18100±140
最終氷期の温暖・湿潤期		ＴＡＧ－Ⅰ	・<18560±580>(ATより下位) 29150±2150 40000以上 (上記２データ同一試料)	MGIII MGII MGI	・41800$^{+3000}_{-1800}$
	基盤				

表１　丹後半島地域の花粉帯，及び同花粉帯と三方湖の花粉帯との対比。

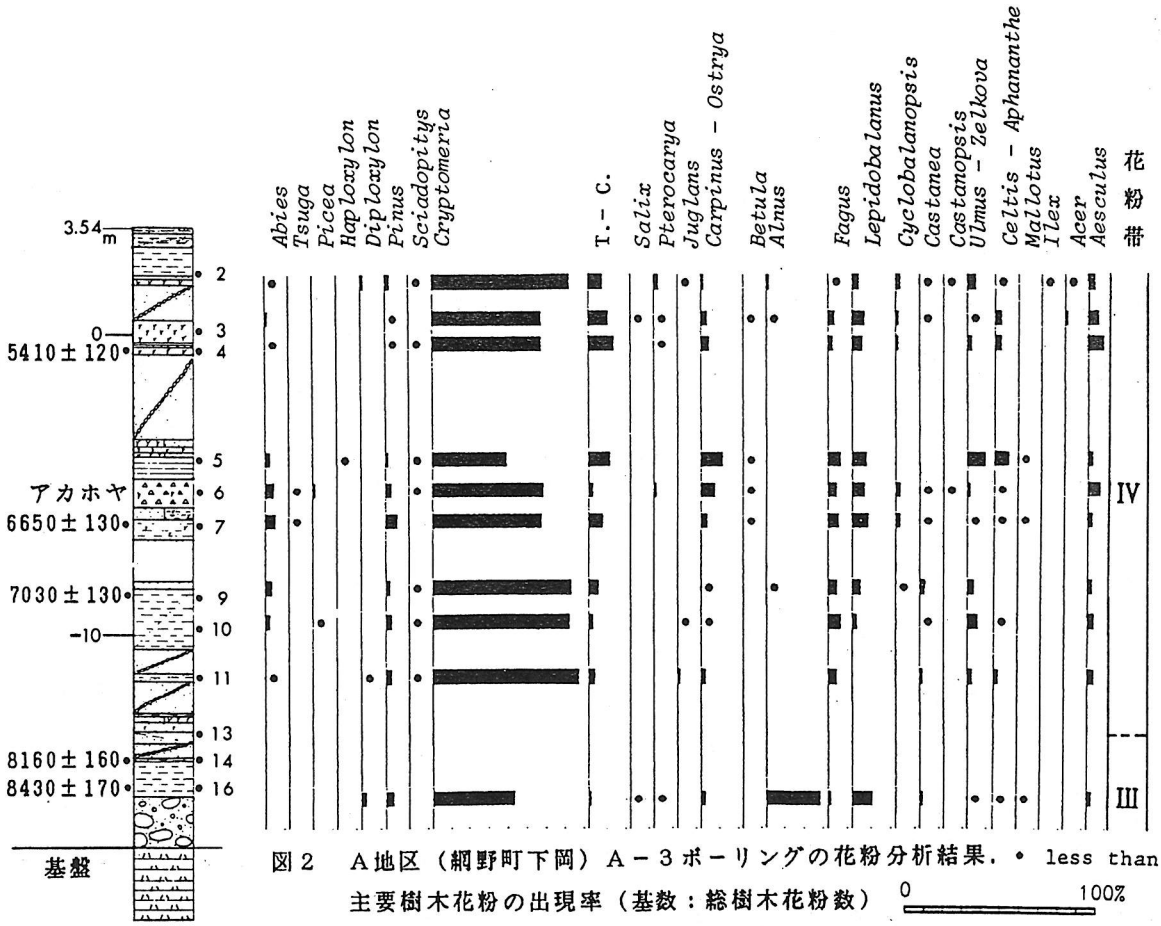


図2　A地区（網野町下岡）A－3ボーリングの花粉分析結果．• less than 1%
主要樹木花粉の出現率（基数：総樹木花粉数）　0　100%

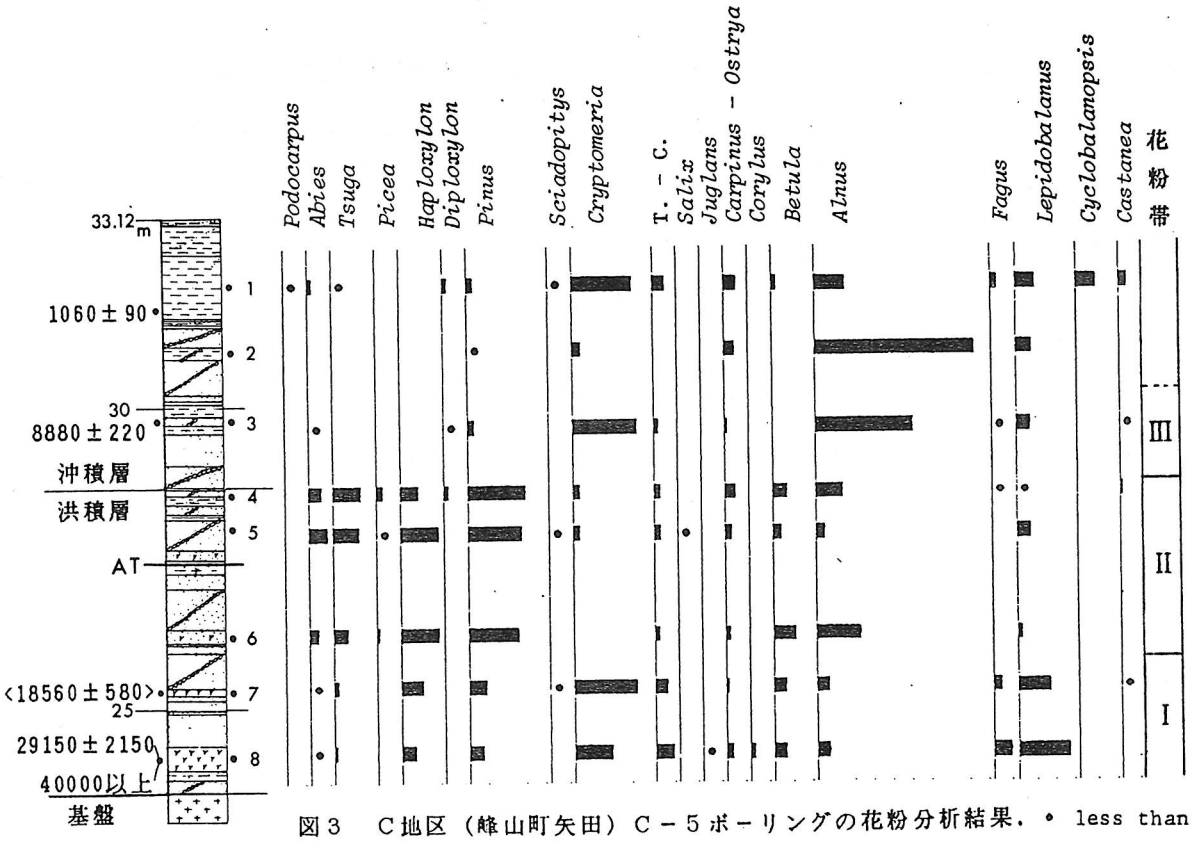


図3　C地区（峰山町矢田）C－5ボーリングの花粉分析結果．• less than 1%
主要樹木花粉の出現率（基数：総樹木花粉数）　0　100%

13　ブナの生態と歴史

塚田松雄 (Quaternary Ecology Laboratory, University of Washington)

日本列島における最終氷期以降のブナ属の歴史的な分布，その集団の拡大や移動は，私 (Tsukada, 1982a, b, 1986) がかなり明確にしてきた．すなわち，最終氷期に西南日本に散在分布していたブナ属の小集団は，晩氷期以降東北日本へ拡大移動を続けた。列島全域において，ブナ集団がもっとも大きかった時代は，約1万年前から7000年前の間である．約7000年前までには，緯度的にも高度的にも，現在の分布の北限に達していた．到着地がブナ生育適地であれば，そこでの個体群はロジスティック増加を示す．後氷期におけるブナ属のこうした発達過程を検討すると，落葉広葉樹の生育に対する有効降水量が800 mm以上の地域に，ブナ属は生育できると結論した (Tsukada, 1982b).

地方，光学顕微鏡下での花粉形態の観察では，ブナとイヌブナの区別が可能になった（内山，1980)．種まで同定した花粉分析結果は，植物集団の変化を数量的に取り扱うことができる (Tsukada, 1958, 1982a; Birks & Gordon, 1985)．これらの成果を得て，ブナとイヌブナの先最終主要氷期以降の歴史が生態的意味をもって解明され始めている．たとえば，杉田・塚田 (1983)は，中国地方で初めて，島根県沼原湿原（現在は水田)周辺でのブナとイヌブナの量的変遷を明らかにした．
同論文中に "RIb期には，分析地点周辺にひん繁な森林火災があった……なかでも，ブナとイヌブナへの被害は大きかった．その後，7000年前頃からイヌブナは火災ひん発期以前の状態に回復したが，ブナ集団はもはやふたたび増加する事はなかった．ブナの生育には温暖化しすぎていたからである." と述べ，ブナからイヌブナへの遷移を明確に指摘している．

ところが，広島大学の安田喜憲 (1985, p. 50)は，"島根県沼原湿原 (Yasuda, 1978)でも，ブナ属が 8500年前に減少したあと再び増加してくる．それは，エノキ属，ムクノキ属の増加を伴っており，イヌブナの増加に起因するとみられる." と述べている．安田 (1985)は，内山 (1980)の報告の後にブナとイヌブナ花粉は区別できるとしているものの，彼 (Yasuda, 1978) の報告している問題の沼原湿原の堆積物の花粉分析結果（図1)では，ブナ属花粉を種まで同定していないし，また，報文中でも種の問題まで言及していない。安田 (Yasuda, 1978)の単純な花粉変遷図（図1)からは，論理的にも上述の推定は得られない．したがって，安田 (1985)の解釈は，杉田・塚田 (1983)の研究結果なしでは生まれてこない．きわめて卑劣な方法による盗用である．さらに，上記引用文の後に続くブナ移動（安田，1985)についての論及も，あたかも自分の研究方法と結果であるかのように記述し，Tsukada (1982a,

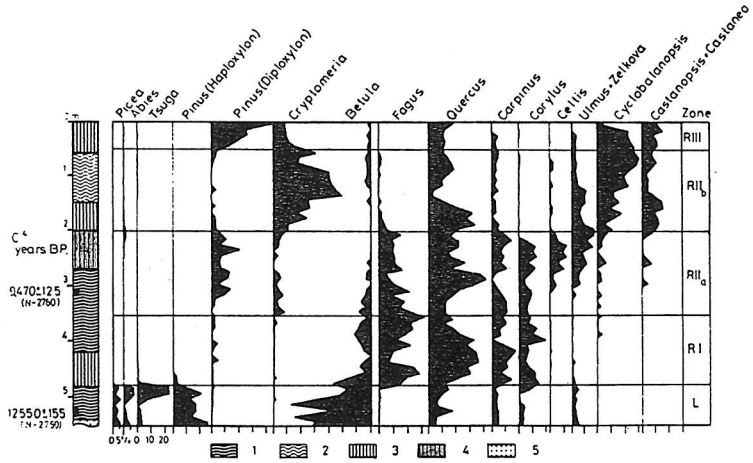


Fig. 31 Tree pollen diagram from the Nombara moor in Shimane Prefecture (YASUDA, Y. *et al.* (1978). Values expressed as percentages of total tree pollen, but *Alnus* which indicates high values is excluded from calculation.
1 Peat (Weakly humified), 2 Peat (Highly humified), 3 Clay, 4 Humic clay, 5 Sandy silt

図 1. 沼原湿原における樹木花粉変遷図 (Yasuda, 1978).

1982b)が最初に得た結論を利用しながらも，その引用を意図的に回避している．安田の報文には，このような例が数えきれないほどある．この態度は，研究者そして大学人としてもっとも許しがたいものである．

次に，ブナ属花粉の緯度ー高度分布を最終氷期最盛期から年代を追って調べた（塚田，1986）．これによると，その分布は約1万年前と7000年前に大きく変化している．しかも，この動きと分布様式の変化は，生長期の気温傾度の変化と平行していない．したがって，ブナ属の緯度的分布拡大は，生育を規制する他の要因，すなわち降水量の増加に大きく支配されていること (Tsukada, 1982b) を裏付ける．ブナの分布の北限では，その生育適温域にありながら，後氷期を通じてブナ属花粉の出現率が低い．これは，ブナがそこへ到着した時から有効降水量が 800 mm を大きく越えていない事を示唆している．このように，種の生態的性質と移動の関係を明確に把握せずに，ある一地点のみにおけるブナ属の花粉集団の変遷から過去の気候を推定することはできない．

Birks, H.J.B. and Gordon, A.D. 1985. Numerical Methods in Quaternary Pollen Analysis. Academic Press, New York.

杉田真哉・塚田松雄. 1983. 山陰地方・沼原湿原周辺における過去1.7万年間の植生変遷史. 日本生態学会誌 33: 225-230.

Tsukada, M. 1958. Untersuchungen über das Verhältnis zwischen dem Pollengehalt der Oberflächenproben und der Vegetation des Hochlandes Shiga. Journal of Institute of Polytechnics, Osaka City University Series D 9: 217-239.

Tsukada, M. 1982a. Late-Quaternary development of the Fagus forest in the Japanese Archipelago. Japanese Journal of Ecology 32: 113-118.

Tsukada, M. 1982b. Late-Quaternary shift of Fagus distribution. Botanical Magazine, Tokyo 95: 203-217.

Tsukada, M. 1986. Vegetation in prehistoric Japan: the last 20,000 years. pp. 11-56 in Windows on the Japanese Past: Studies in Archeology and Prehistory (R.J. Pearson, Ed.). Center for Japanese Studies, University of Michigan, Ann Arbor.

内山隆. 1980. ブナ属花粉の形態について. 花粉 15: 2-10.

Yasuda, Y. 1978. Prehistoric environment in Japan —palynological approach—. Science Reports of Tohoku University 7th Series (Geography) 28: 117-281.

安田喜憲. 1985. 東西二つのブナ林の自然史と文明. ブナ帯文化 (編集者なし) pp. 29-63. 思索社, 東京.

14　沼原湿原ならびに宇生賀湿原付近における植生史

杉田真哉・塚田松雄・畑中健一 (Quaternary Ecology Laboratory AK-60, University of Washington, Seattle 98195 U.S.A.).
三好教夫（岡山理科大学・生物学教室）

中国地方における植生変遷史は，演者らが解明してきた（畑中，1967; Hatanaka, 1985;　三好・波田，1975a，1975b，1977;　三好・矢野・波田，1976;　杉田・塚田，1983; Tsukada, 1986a, 1986b)．今回は，さらに島根県沼原湿原（北緯34°27'; 東経131°48'; 海拔520 m）と山口県宇生賀湿原（北緯34°29'; 東経131°36'; 海拔390 m）周辺における森林火災と植生変遷の問題について論ずる．

顕微鏡的炭破片の増加，花粉集団の変化，農耕植物花粉の出現から，史前焼畑農耕の存在が証明できることが明らかにされている (Iversen, 1941; Tsukada, 1966; Tsukada・Deevey, 1967)．沼原湿原周辺での森林火災の急増は約8000年前（図1)で，その連続性と他地点の炭片分析との比較から，人類の農耕活動に起因すると結論することができた．この森林火災は，炭片のひん度分布の分析から，湿原周辺で起こったことをも証明した．森林火災の結果として，この時代にも2000年前以降(P-3bまたはRIIIb期)の農耕活動の集約化と同様に，ニヨウマツ類を含む先駆植物が増加する．

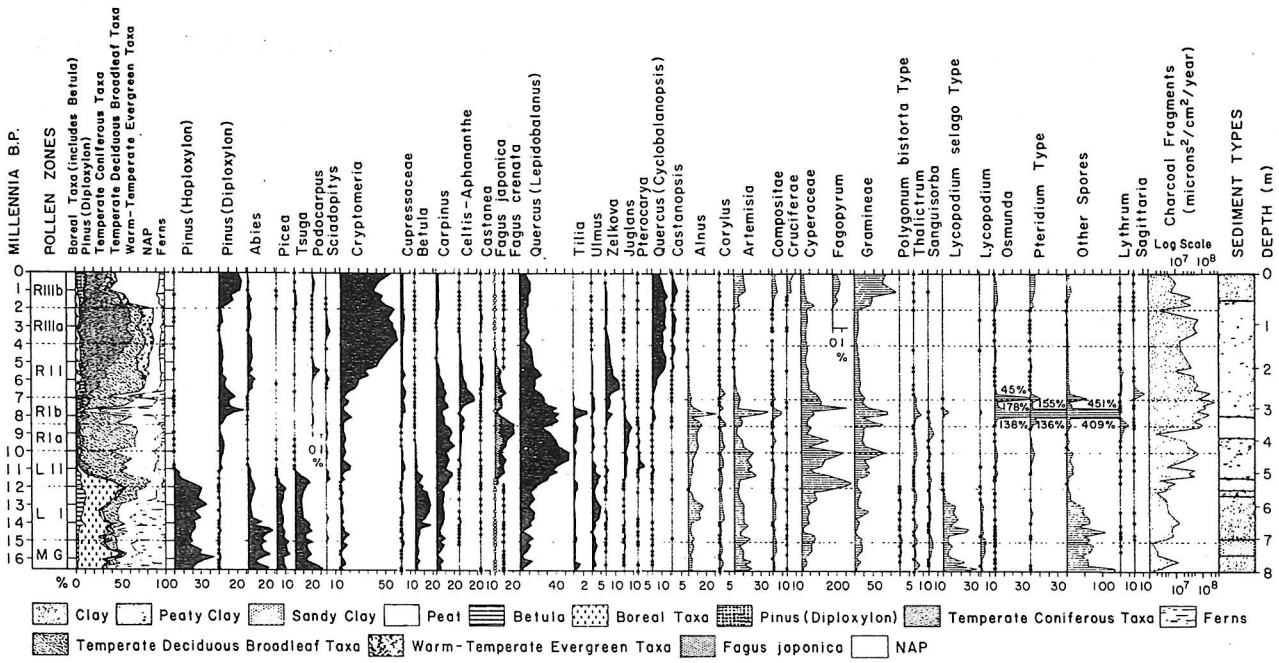


図1．島根県沼原湿原における花粉変遷図

さらに，塚田らは宇生賀湿原の詳細な植生変遷の問題について，英国のネーチャー誌に発表する予定である．その内容については，同誌の科学の新しい発見や創造の報道性を重んずる規定により，印刷されるまでは，新聞，雑誌，ラ

ジオ，テレビなどの報道機関を通して公表できない．したがって，第四紀学会開催期までに印刷になっていた時にのみ論述する．

引用文献

畑中健一．1967．山口県徳佐盆地の花粉分析．北九州大学教養部紀要 3: 25-43.

Hatanaka, K. 1985. Palynological studies on the vegetational succession since the Würm glacial age in Kyushu and adjacent areas. Journal of Faculty of Literature, Kitakyushu University (Series B) 18: 29-71.

畑中健一・三好教夫．1980．宇佐賀盆地（山口県）における最終氷期最盛期以降の植生変遷．日本生態学会誌 30: 239-244.

Iversen, J. 1941. Landnam i Denmarks stenalder. Danmarks Geologiske Undersøgelse II 66: 1-68.

三好教夫・波田善夫．1975a．中国地方の湿原堆積物の花粉分析学的研究 1．蛇が山湿原．第四紀研究 14: 161-168.

三好教夫・波田善夫．1975b．中国地方の湿原堆積物の花粉分析学的研究 2．古生沼（兵庫県）．日本生態学会誌 16: 37-42.

三好教夫・波田善夫．1977．中国地方の湿原堆積物の花粉分析学的研究 4．枕湿原（広島県）．日本生態学会誌 27: 122-140.

三好教夫・矢野悟郎・波田善夫．1976．中国地方湿原堆積物の花粉分析学的研究 3．加保坂湿原（兵庫県）．岡山理科大学蒜山研究所研究報告 2: 1-10.

杉田真哉・塚田松雄．1983．山陰地方・沼原湿原周辺における過去1.7万年間の植生変遷史．日本生態学会誌 33: 225-230.

Tsukada, M. 1966. Late postglacial absolute pollen diagram in Lake Nojiri. Botanical Magazine, Tokyo 79: 179-184.

Tsukada, M. 1986a. Vegetation in prehistoric Japan: the last 20,000 years. pp. 11-56 in Windows on the Japanese Past: Studies in Archeology and Prehistory (R.J. Pearson, Ed.). Center for Japanese Studies, University of Michigan, Ann Arbor.

Tsukada, M. 1986b. Altitudinal and latitudinal migration of Cryptomeria japonica for the past 20,000 years in Japan. Quaternary Research 26: in the press.

Tsukada, M. and Deevey, E.S. 1967. Pollen analyses from four lakes in the southern Maya area of Guatemala and El Salvador. pp. 303-331 in Quaternary Paleoecology (E.J. Cushing and H.E. Wright, Eds.) Ylae University Press, New Haven.

15　日本の第四系より産出したウシ科化石の系統と分布

仲谷英夫（香川大学教育学部地学教室）

瀬戸内海海底からは、新生代第四紀の多くの脊椎動物化石が発見されている。中でもナウマンゾウをはじめとする長鼻類や偶蹄類のシカ科化石は従来よく研究されてきた。（NAORA 1970,HASEGAWA 1972,OTSUKA & SHIKAMA 1977,OTSUKA 1977）しかしながら、偶蹄類のウシ科(Family Bovidae, Artiodactyla)化石は、この付近の海底から日本で最も多く発見されているが、現在、その所在が不明になっているものも多い。このほかに日本各地から発見されたウシ科化石の産出報告も多いが、これらを総括したものはほとんどない。また、日本の第四紀の哺乳動物相をまとめた研究でもリストにあげられているにすぎない。（高井 1938,SONE 1941,亀井・瀬戸口 1970,湊 1974,長谷川 1977,河村 1982）

今回は従来の文献で報告されたウシ科化石をまとめ、日本におけるウシ科の系統解析や古生物地理を考える上での基礎的なデータとしたい。これらの化石は北海道から沖縄まで３０カ所近くより産出しており、ウシ亜科(Subfamily Bovinae)の Bison,Bibos,Bubalus,Leptobison 属とヤギ亜科(Subfamily Caprinae)の Capricornis,Naemorhedus,Saiga 属を含んでいる。産出時代は前期更新世から後期更新世にわたっているが、特に海底より発見されたものはその産出層準が不明なものが多い。しかし、今回はこれらの系統や時代論について詳しくは論じない。さらに、これらの標本とユーラシア大陸、北アメリカ大陸のウシ科のものと比較することが日本の第四紀更新世ウシ科動物の系統的な位置ずけを明らかにし、大陸と日本列島の古生物地理区のつながりを解明するうえで重要であり、今後、ウシ科化石の再検討が必要である。

尚、文献によっては鮮新世より発見されたとするものもあるが（松本・森 1956,MATSUMOTO et al. 1959）、その後の層位学的検討により、日本のウシ科化石は全て第四系より産出していると考えられる。（KANTO LOAM RESEARCH GROUP 1961,関東ローム研究会・信州ローム研究会 1962,小野寺信吾 1970）

図１．瀬戸内海の海底より発見されたウシ科化石の分布

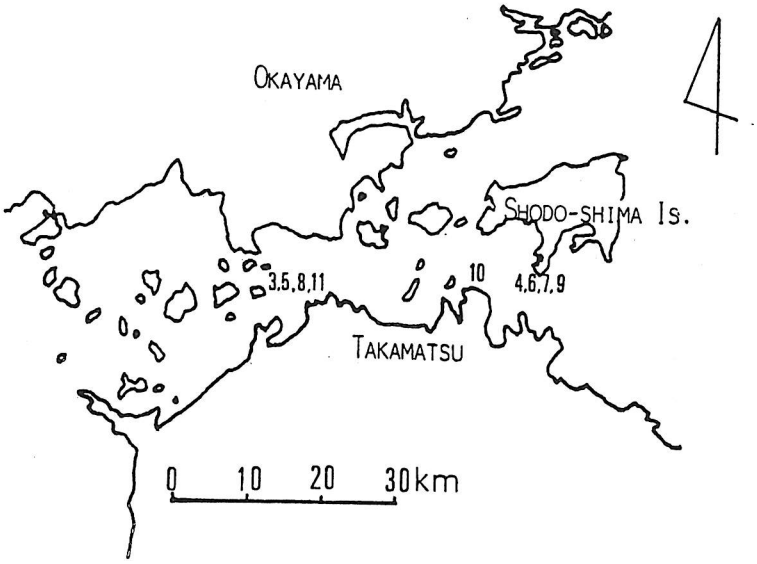
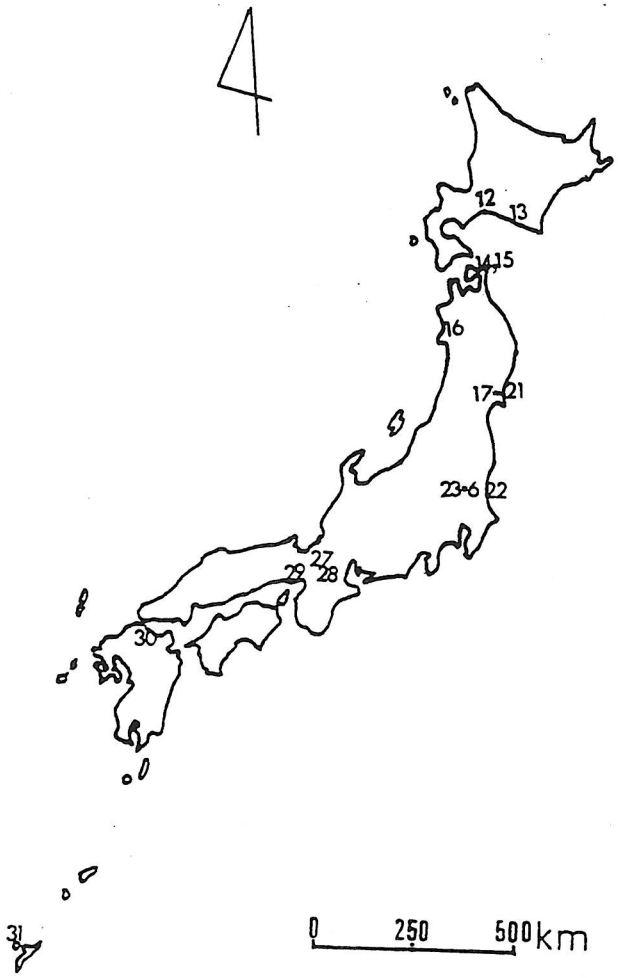


図２．日本から発見されたウシ科化石の分布



16　明石市西八木層出土のヒトツバタゴの材化石

鈴木三男（金沢大・教養・生物）・能城修一（大阪市大・理・生物）

兵庫県明石市の西八木海岸に分布する西八木層は、直良信夫の「明石原人」を出土した地層として、昭和２３年の長谷部言人らの「明石西郊含化石層研究特別委員会」によるものと、そして昭和６０年の春成秀爾らの国立歴史民俗博物館によるのと、二度にわたり再調査がなされた。筆者らはこの６０年の調査のおり出土した木材の樹種調査を担当した中で、現在では極めて希にしか生育していないモクセイ科のヒトツバタゴの材化石が多量に出土したので、これを報告するとともに、特に第四紀の材化石を研究する上で根材の同定の問題について述べる。

西八木層は、下部更新統の粘土層を切り込んだ堆積物で、上部更新統の下末吉層に相当すると考えられており、層序、年代などについては現在調査団のメンバーによる検討がなされている。木材はこれらのうち、海成のＩＶ層と河成のＶ層から多数出土し、大部分は人工の痕跡が認められない自然木である。これらの樹種は現在同定中であるが、大変多様で、またハリグワなど現在の日本では見られないものも含んでおり、現在の日本にみられるフローラとはかなり違っていることが考えられる。ヒトツバタゴはこのＩＶ層、Ｖ層の双方から出土し、その総数は調査した標本の全体の２０％余りも占めている。しかし、ＩＶ層出土の材が特徴的な組織構造から直ちにヒトツバタゴと同定されたのに対し、Ｖ層出土の材ではその道管配列などがＩＶ層のそれとは全く異なっており、当初は全く同定出来なかったが、その後、種々の検討によりヒトツバタゴの根材である可能性が考えられた。そこで現生のヒトツバタゴの根と幹の材標本を採集して比較検討した結果、河成のＶ層のものはすべてヒトツバタゴの根材、その直上の海成のＩＶ層は全て幹材であることがわかった。

一方、昭和２２年の調査の結果は公表されていないが、予備的な内部資料では、木材を担当した亘理俊次は約４５０標本のうち、２７点がヒトツバタゴであるとしている。これらの木材プレパラートを亘理先生の御好意により、全て借用させていただいて現在検討中であるが、これらのヒトツバタゴはほとんどが幹材であることが分かりつつある。さらに今回の調査で大型植物遺体を担当した百原らはＶ層からこの種の種子を見いだしている（未発表）。これらのことから西八木層Ｖ層の堆積当時、ヒトツバタゴが明石市付近に広範に生育していたことが考えられる。そして、その直上の海成のＩＶ層にはこの種の幹材が見られることからＶ層堆積後も引き続いてこの付近に広範に生育していて、そ

こから幹や枝の材が流れ込んで堆積したことが推定される。

ヒトツバタゴ属の現生種は北米東部にChionanthus virginica L.と日本、朝鮮、台湾から中国南部にかけての地域にC. retusus Lindl. ex Pax. ヒトツバタゴのそれぞれ1種づつ、計2種がある。日本では愛知県から岐阜県にまたがる地域と対馬の計2ヶ所にそれぞれわずかづつ自生していて、互いに飛び離れた特異な分布を示しており、その分布の意味は解明されていない。一方、ヒトツバタゴ属の化石の報告は極めて少なく、世界で、千葉県銚子の白亜紀層に由来すると思われる材化石Chionanthus mesozoica M.Suzuki et Nishida と北海道釧路炭田の第三紀漸新世の地層から葉の化石C. nipponicus Tanai が知られているに過ぎない。現在隔離した狭い分布をもつ植物が地質時代において汎世界的に広い分布をしていたことが知られている植物はかなりあるが、現在も、そして過去にも極めて限られた分布しかしられていない植物の進化的な性質は良く分かっていない。その中で、ヒトツバタゴが日本の更新世においても存在していたことを示した今回の結果は、分布の変遷と進化を考える上で大変興味深い。

17　広島県西条層（中部更新統）の大型植物化石

南木睦彦（大阪市立大学理学部生物学教室）

広島県の西条盆地および黒瀬盆地には丘陵地および台地を構成する未固結の一連の体積物である「西条層」が分布する。西条層には10枚程度の火山灰層が狭在しており，植物化石も多産する。東元ほか(1985)は2枚の火山灰層のフィッショントラック年代と，植物化石にメタセコイア植物群のメンバーが含まれないことなどに基づき，西条層の年代を70Maから50Maと推定した。これは中期更新世の前半に当たる。

西条盆地および黒瀬盆地の24地点から71の化石群集を得た。西条層の絶滅ないし消滅種にはCunninghamia, Fagus aff. hayatae, Hamamelis cf. arrotiroides, Cyclocaryaがある。これらのうち前二者は中期更新世まで生存していたことが確認されているが，後二者は消滅層準が不確かであった。

西条層の植物化石群集が時間的、空間的にどのように変化するかを検討した。ほぼ同一の層準から得られた化石群集でも、その種構成および産出量には大きな差がある。しかしながら，いづれの群集も同一の気候下の同一の植生帯からもたらされたと考えられるものであった。

一方，化石群集には層位的な変化も見られる。ほとんどの群集は、Picea sect. Picea, Chamaecyparis, Picea jezoensis, Pinus koraiensisや，その他の針葉樹を中心とする群集であり，広葉樹はAlnus, Betula以外はほとんど産出しない。しかし，限られた4つの層位ではFagus aff. hayatae, Quercus subgen. Lepidobalanusを産出し，これに他の広葉樹が伴った。また、これに針葉樹を伴う場合と，ほとんど伴わない場合があった。概して言えば，前者がどちらかといえば冷涼な時期の群集であり，後者がどちらかといえば温暖な時期の群集であると言える。大型植物化石からみると，西条層には数回の冷涼な時期と温暖な時期の繰り返しが認められることになる。

ほぼ同一時期の大阪層群の化石群集と比較すると，大阪層群ではFagus aff. hayataeにPaliurus, Sapium等の温暖地の要素を伴う群集が目だつ．一方，針葉樹が優占する群集はほとんどみられない。このような差を生じた原因についても考察する。

18　諏訪盆地における後氷期の変遷史 ― 概報 ―

長岡正利（国土地理院）・安間恵（川崎地質）・半場康弘（同）・
古谷正和（同）・小杉正人（日本大学・院）

長野県諏訪盆地と諏訪湖の地形および第四系上部の地層の堆積年代・堆積環境について調査を実施中であるが，新しい知見を得たのでその概要を報告する。

調査は，既存ボーリング資料による後期更新統～完新統の堆積構造の把握，　同コア試料を用いた ^{14}C年代測定・微化石分析・火山灰分析と，諏訪湖底の測深・音波探査・サイドスキャンソナー探査である。

調査結果

1．　湖の南東側低地帯（上川・宮川三角州；湖南（こなみ）低地）は，泥炭質の泥・砂を主体とし，軟弱層が卓越する。N値は，上部で10以下，地表下10数m 以深では増し，その間に時代的なギャップが推定できる（図-2,4）。一方，北西側では，主に横河川の扇状地堆積物からなっているので，湖岸部を除けば深度によるN値の違いも大きくはない。

2．　盆地堆積層上部の層序確立のため，深さ50m のボーリングコア資料（県流域下水道事務所リスト SW58-2 ）について，^{14}C年代測定，花粉・珪藻分析，火山灰分析を行なった（結果は図-2,3）。

花粉分析によれば，図中のP1 帯は，亜寒帯気候のものである。これは，最終氷期の後半から末期（^{14}C年代では 3万～ 1万年前頃）であることと矛盾しない。冷温帯の要素が最も強いのはｃ亜帯であって，^{14}C年代では 2.5万年前前後（地表下－28～－29m ）である。P2 帯（－16m 以浅，^{14}C年代はこれ以浅に１点のみ）は完新統に相当し，P1 帯ｄ亜帯からP2 帯ａ亜帯にかけて大きな気候変化が認められる。同様にP2 帯のａからｂ亜帯にかけての冷温～暖温帯気候への変遷については，全国各地の縄文海進時のものと一致する。

珪藻分析によれば，図中のＡ～Ｂ帯（地域花粉分帯P1 ａ～ｂに相当）では，湿原的環境から無化石帯（珪藻が堆積・保存されなかった可能性あり）になることから，比較的乾いた環境と考えられる。C1 帯（^{14}C年代 2.5万年前頃）では浮遊性種が増え，湖水の拡大，C2 帯（^{14}C年代 1万年前頃）ではＡ帯同様湿原的環境，Ｄ帯では浮遊性種のみで，水深が増し，湖が拡大したためと考えられる。

なお，地表面下－36.8m の火山灰（厚さ 5cm）の分析によれば，ガラスの含有量が多い（88%）ことと，その屈折率（ 1.500）から考えて，ＡＴ層準かそれより古いものである可能性がある。

3．　上記により，この地点での，圧密を無視した堆積速度は，　3 万～ 2.3万年前が 2.4mm/y，2.3万～ 1.4万年前が 0.4mm/y，1.4万年以降が 1.6mm/yである。なお，湖岸 3地点の平均によれば，後氷期以降の堆積速度は 1.7mm/yとなる。

4．　湖底地形：湖底は，1/1万湖沼図（国土地理院，1965測量）に比べ，湖岸に沿う浚渫部を除いて50cm程度浅いという測深記録（共に，200kHz反射面）が得られた。湖底の浮泥層の厚さは数10cm，湖岸部を除けば，音波散乱層により地質構造の把握は困難である。サイドスキャンソナー探査によれば，ガス湧出口と思われる何箇所かの穴（大きなもので径 3m 深さ数10cm），湖の東岸で，遺跡と言われている底辺 2m 高さ 1m 程度の多数の突起が確認できた。

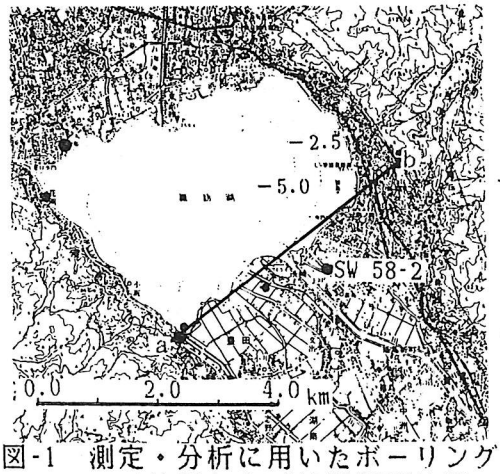


図-1　測定・分析に用いたボーリングコア位置および地質断面位置

● 後氷期以降の堆積速度算出のコア位置
• その他の測定・分析コア位置
／ 断面（図-4）位置

まとめ

山岳地域の内陸盆地である諏訪盆地の古環境変化は，日本の各地に見られるものと大差はない。また，盆地に現在のような湖が形成されたのは１万年前前後以降である。　全体で厚さ約450m（金井,1973,地調月報24巻）とされている盆地の第四系のうちの，後氷期以降の地層の堆積速度は 1.7mm/y，層厚10数mであり，最終氷期末期に堆積速度の極めて小さい時期があった。

（調査の一部に科学技術庁科学技術振興調整費を使用した）

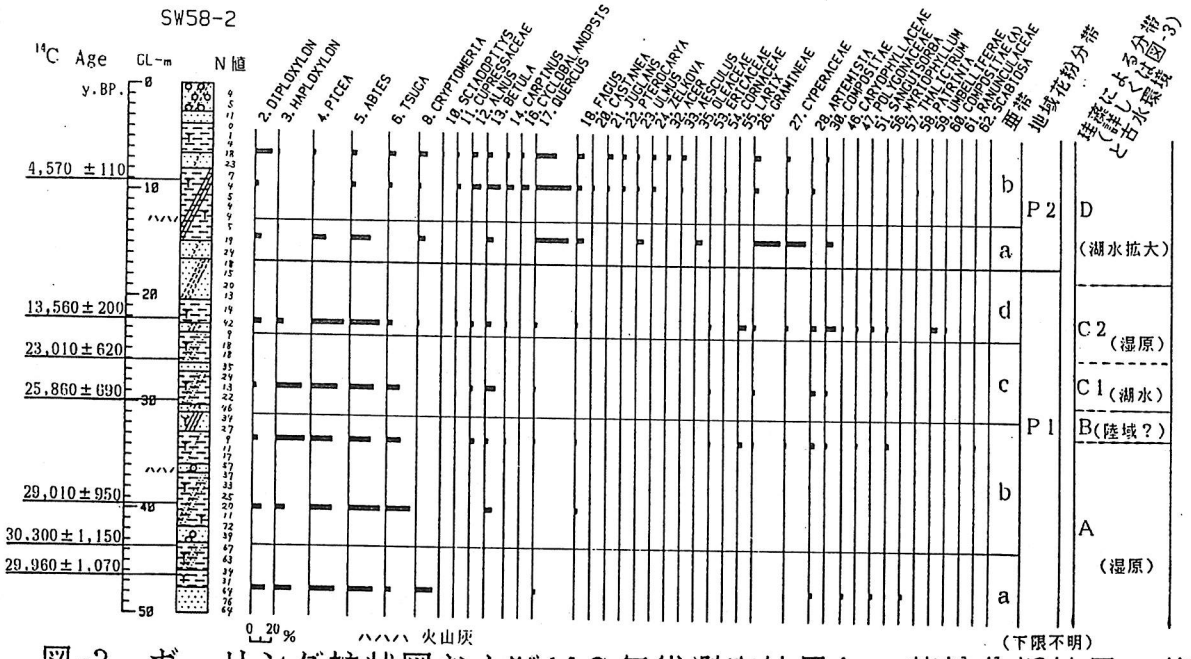


図-2　ボーリング柱状図および14C年代測定結果と，花粉分析結果・花粉分帯

（コアは県諏訪建設事務所施工・保管のもので，県流域下水道事務所リスト No.SW 58-2）
（このボーリングは1983実施，防乾状態で保管，14C分析は1986春，TELEDYNE社）

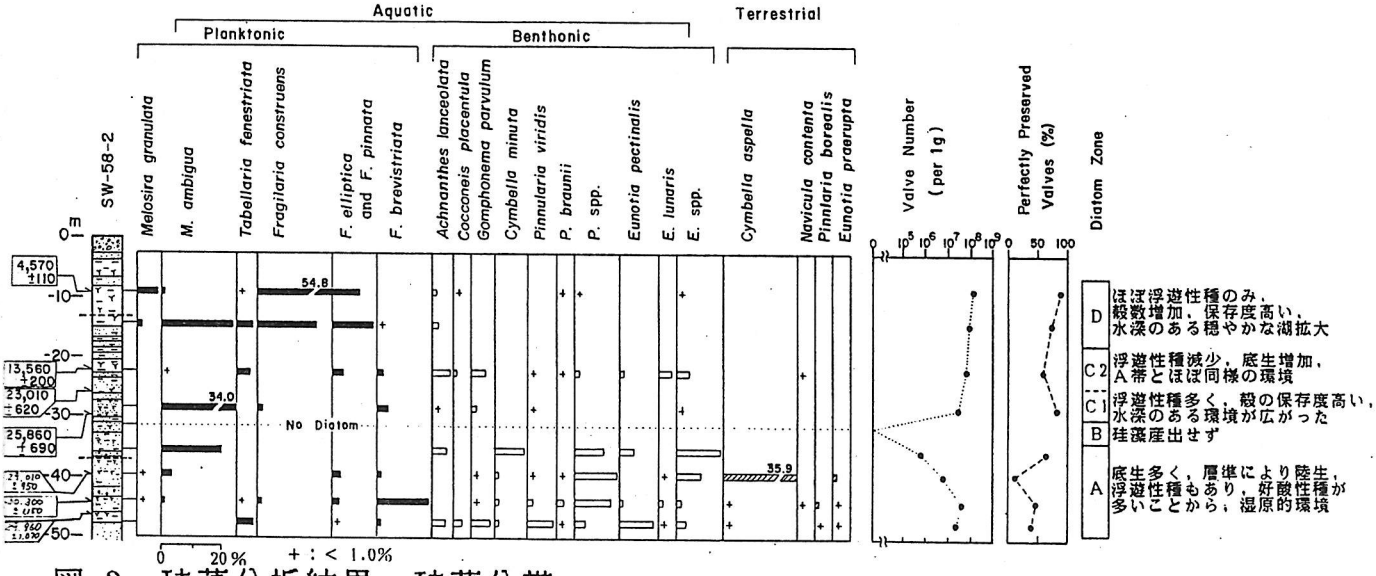


図-3　珪藻分析結果・珪藻分析

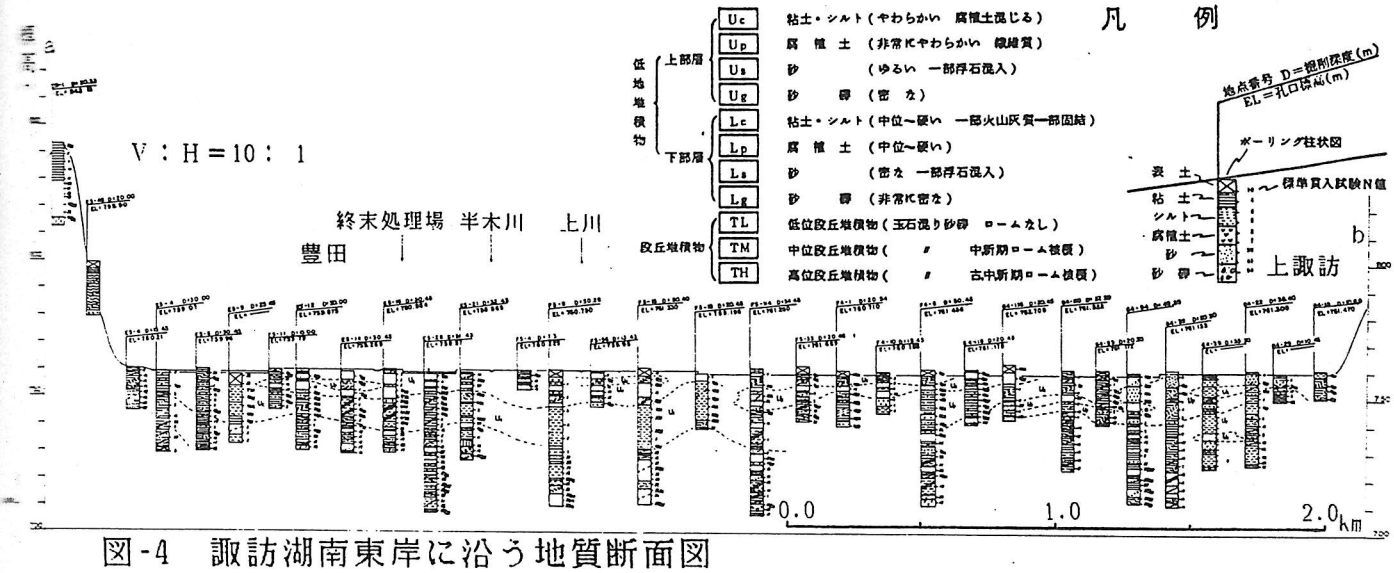


図-4　諏訪湖南東岸に沿う地質断面図

19　サロマ湖コア試料中の珪藻遺骸群集と過去200 年の環境変遷

鹿島　薫（東京大学・研究生）・松本英二（地質調査所）

サロマ湖はオホーツク海に面した面積150 k㎡の潟湖である。1929年に第一湖口が、1978年には第二湖口が人工的に開削され、外海水と湖水の循環は極めて頻繁に行なわれるようになった。また、1965年ごろからはホタテ貝の組織的な養殖も始まった。そして、これらの人為現象のため、塩分をはじめとして湖水の水質が大きく変化したことが知られている。例えば、人工的な湖口開削以前の湖水表層の塩素イオン濃度は13～15パーミルであったが、1929年以降は18パーミルとオホーツク海のそれとほぼ等しくなった（高安ほか、1934）。

先に発表者のひとりである松本は、菊地・野沢と共同でサロマ湖の４地点において湖底コア試料を採取し、鉛－210 法による年代測定と全炭素・全窒素・全硫黄量の測定を行なった。その結果、1929年の人工的な湖口開削に伴い堆積速度・有機炭素・窒素量などに変化が生じたこと、また1965年以降堆積時の有機炭素量が増加したことなどが明らかとなった（菊池ほか1984）。

今回、この４本の湖底コア試料について、珪藻遺骸群集の分析を行なった（図１）。観察された珪藻種の構成は、各地点とも深度30cm～22cmの層準を境にしてその上下で大きく変化している。コアの上部では、Thalassiosira spp. Cocconeis scutellum 、Bidulphia aurite、Thalassionema nitzschioides などが、そしてコアの下部では Paralia sulcata、Diploneis smithii 、Nitzschia punctataなどが多く観察された（図２）。

これらの珪藻種のうち、特にコアの下部で多く出現したParalia sulcata は谷村（1983）や小泉（1984）の日本海における研究などにより、低塩海域で多産する珪藻種であることが知られている。そこで、本コアに見られた珪藻種の構成の変化は、大きくは1929年の湖口の開削に伴う湖水の塩分変化によると思われる。これを、菊地ほか（1984）による鉛－210 法による年代測定結果などと比較すると、最大でも５～10cm以下のずれしか認められない。

しかし、さらに珪藻遺骸群集の推移を詳しくみると、Cocconeis scutellum などは、コアの最上部（10cm程度）において特に多く出現する傾向が認められる。このような現象は、1965年ころからのホタテ貝の養殖に伴うサロマ湖の有機汚染の影響を示している可能性もあり、湖水の塩分変化だけでは珪藻遺骸群集の推移を説明しきれない。

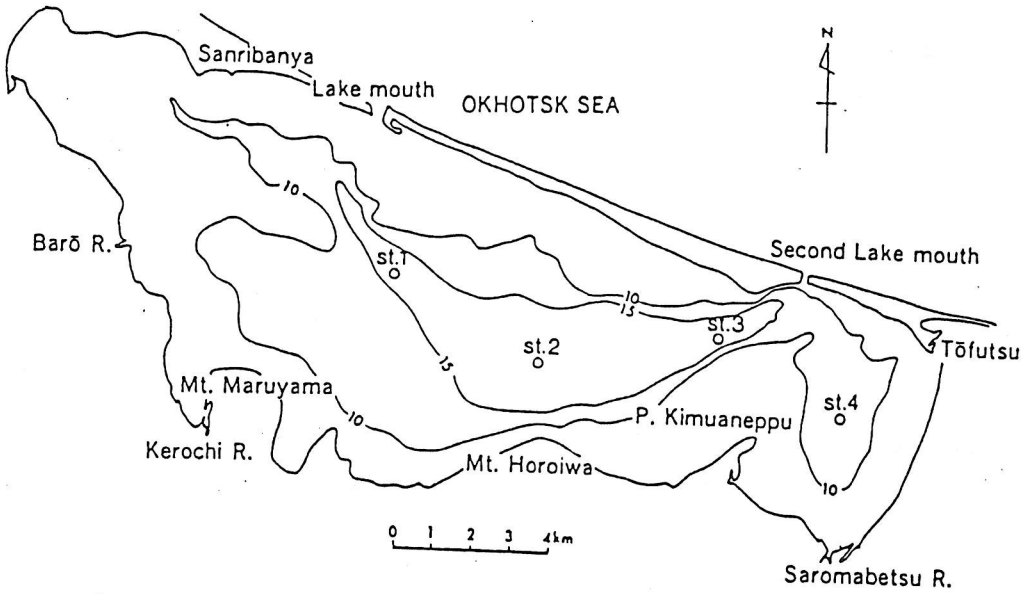


図１　サロマ湖における調査地点位置図（菊地ほか、1984）
北側の湖口は1929年に、南側の湖口は1978年に開削された

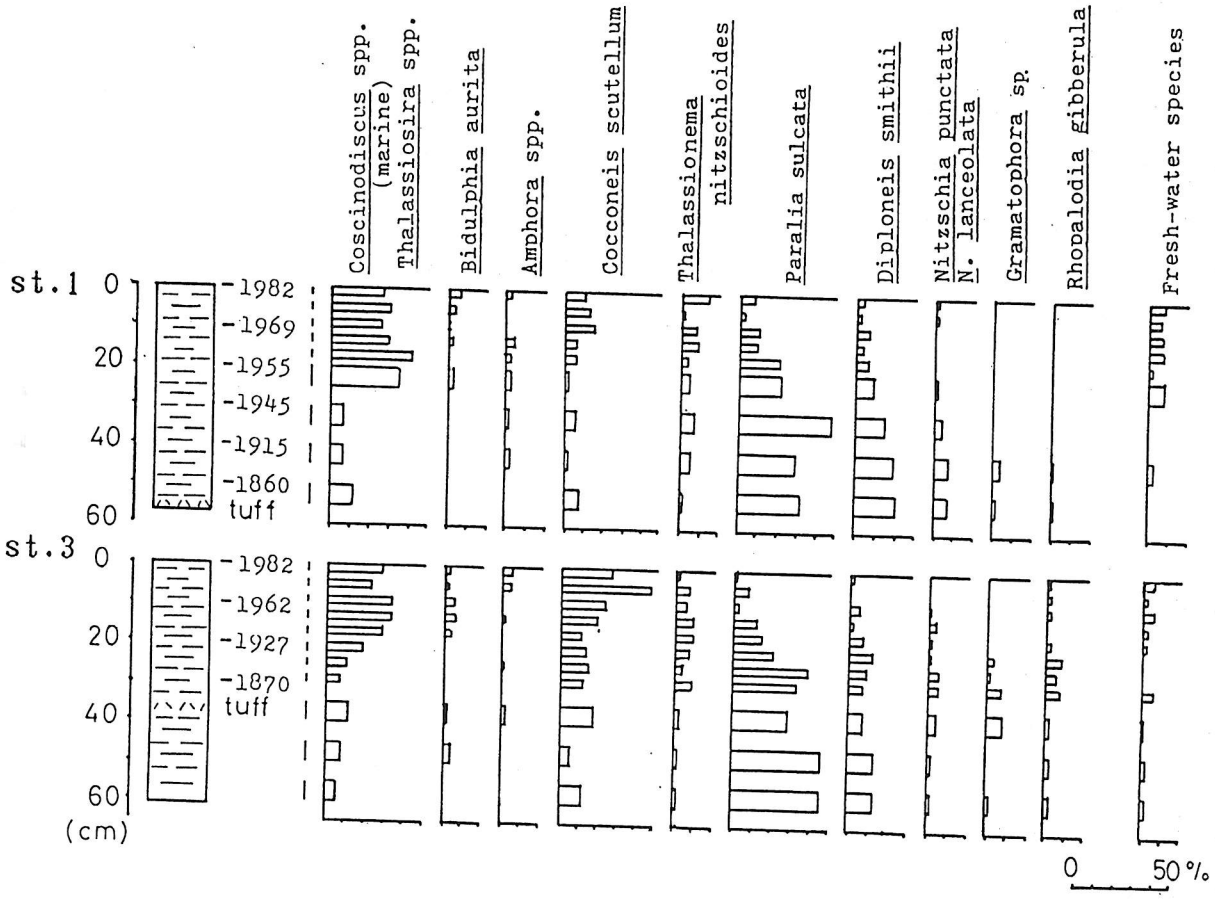


図２　st.1およびst.3のコア試料中における珪藻遺骸群集
柱状図の脇の年代は鉛－210 法による（菊地ほか、1984）

20　生体珪藻の分布・生態にもとづく環境区分
――環境指標種群の設定を目的に――

小杉正人（日本大学・応用地学・院）

珪藻化石群集の古生態解析の基礎的研究としては、現生種の生態的情報を正確に把えることが基本的に重要である。このために演者は、生体染色法（小杉，1986）を利用して生体のみにもとづいて珪藻の分布・生態の調査を行なってきた。本研究では、環境指標種群の区分を目的に、まず珪藻の分布・生態にもとづく環境区分を試みた。今回はそのうち付着性種の調査結果を紹介する。

調査地域は図1に示す全国各地の16地域で、各地域には1つないし複数の試料採取地点があり、その合計は110地点に及ぶ。調査は1983～85年の夏半期に行なった。全地点で染色プレパラートを作成し、良好な染色像が得られた。群集組成の把握は生体のみにもとづいて求めた。環境要因の調査は、地形・塩分濃度・付着対象の特徴（底質の粒度・腐植物量）・水の流動状態・波浪度・捕食者、などについて行なった。

調査結果を表1に示す。同一地域内で、各地点の環境要因と群集組成が類似していれば、それらを1つにまとめて表現した。各地点は、付着対象別に、塩分濃度の傾度順にならべた。珪藻の出現状態の特徴から、表中に示すように、付着対象や塩分濃度によって特定される(1)～(11)の環境が区分された。

従来の珪藻の種群区分は、たとえば海水域・汽水域・淡水域などの人為的、かつ単一の環境要因にもとづく環境区分ごとに設定されてきた。また、この対象は遺骸を含めた混合群集であった。一方、本研究の環境区分は、生体珪藻の分布・生態にもとづいて行なわれた点、各環境は複数の要因（付着対象、塩分濃度など）によって特定される点で、従来の環境区分とは質的に異なる。したがって、本研究での種群区分が指標する各環境はより具体性の高いものといえるだろう。

講演時には、上記の環境区分ごとの指標種群の区分と、その古生態学上の意義についても論ずる予定である。

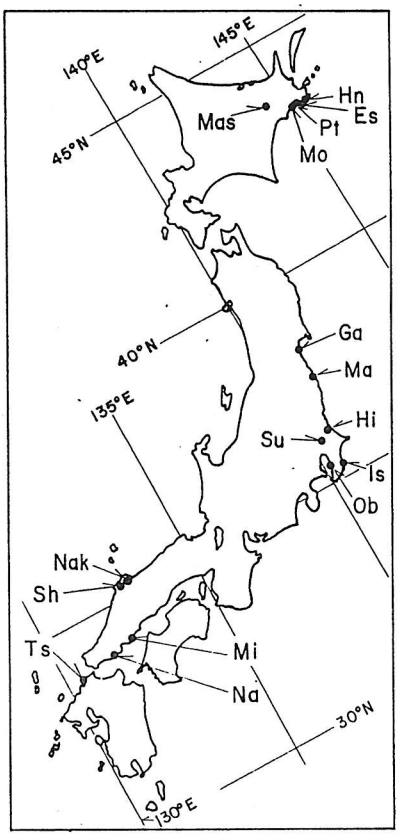


図1　付着性珪藻の調査地域
Hn：ホロニタイ，Es：恵茶人沼，Pt：幌戸沼，Mo：藻散布沼，Mas：摩周湖，Ga：蒲生ラグーン，Ma：松川浦ラグーン，Hi：潮沼，Su：菅生沼，Is：奥隠岐河口ラグーン，Ob：小櫃川河口，Nak：中海，Sh：宍道湖，Mi：御手洗川，Na：長江川，Ts：津屋崎

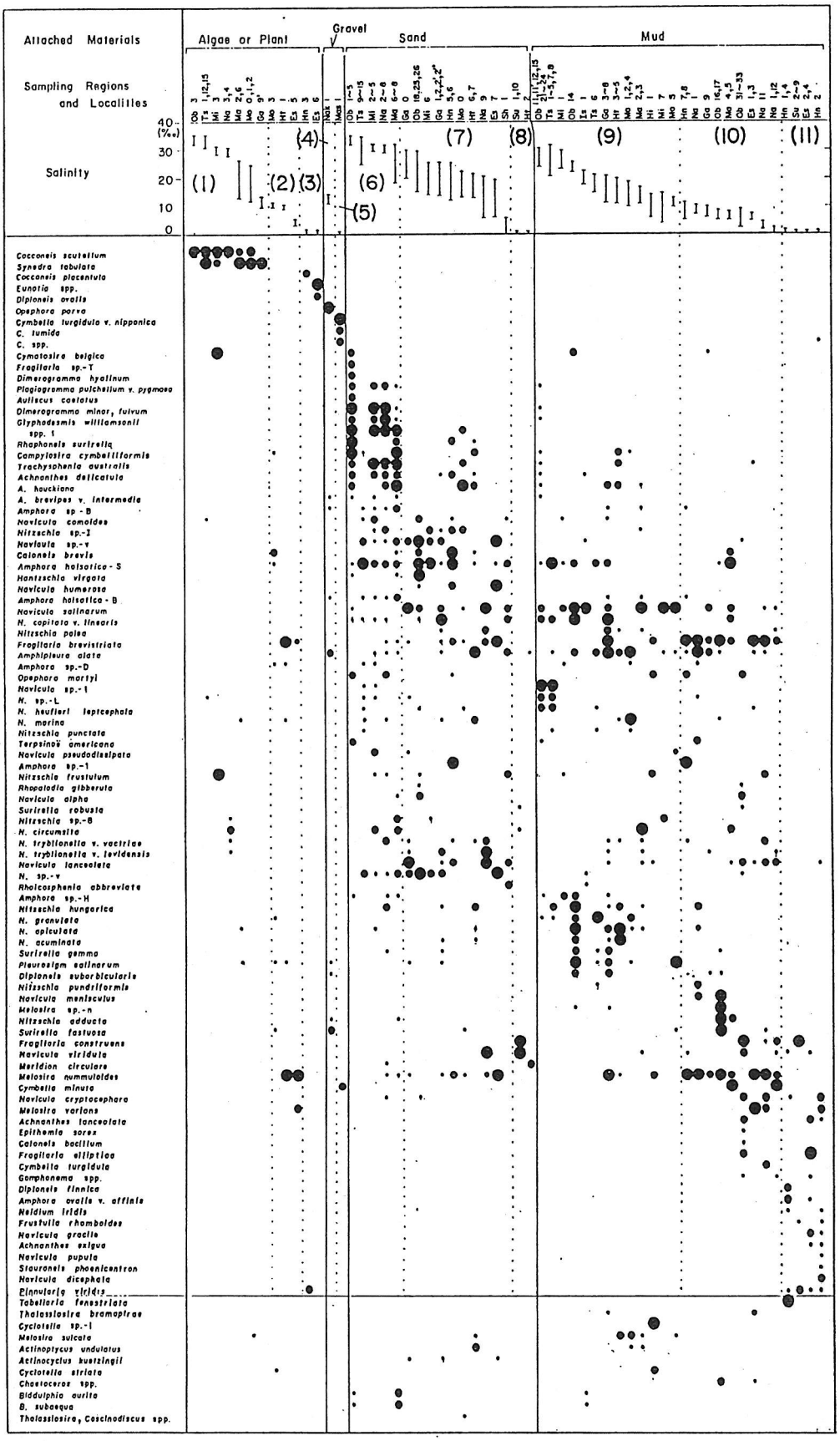


表 1　付着性珪藻と付着対象および塩分濃度との関係

(1)～(11)は、珪藻の分布にもとづいて区分された環境を示す。大きな丸：多い，中丸：やや多い，小さな丸：少ない

21 北本低地の古環境変遷

伊藤良永・大嶋秀明・吉川昌伸・矢作健二・辻本裕也(パリノ・サーヴェイ)

関東平野における環境変遷は、多くの研究者により報告されているが時空的広がりをもって相互に対応づけられるデータは少ないように思える。演者らは、この様な点を補いデータの蓄積の意味も含めて、埼玉県北本市石戸宿の旧農林省農事試験場周辺の仮称北本低地の古環境変遷の推定を行なった。

試料は、トーマス型サンプラーを使用し、6地点の連続試料を得た。今回はその内の一地点について、花粉・珪藻の各分析を行なったのでその結果を報告する。調査地の層序の概要は、最下部に青灰色の砂礫層が堆積、その上部に粘土層、泥炭質層、泥炭層が累積する。泥炭層は谷口で厚く、谷奥に向かって薄くなる。泥炭層中には、K-Ah・MK(小金井火山灰)・As-B・As-Aの4枚のテフラが挟在する。

珪藻分析では、下位よりKD-Ⅰ～Ⅶ珪藻群集帯、花粉分析では、下位よりKP-Ⅰ～Ⅴ花粉群集帯に分帯される。これらの帯の特徴を基に低地の古環境変遷を述べる。

・KD-Ⅰ帯(時代不明：深度7.5-5.7m)粘土層で、好酸性・好湿原性の好ミズゴケ種とされるEunotia exiguaが多産すること及び湧水等の冷水域に特徴的な種を伴う。また、草本花粉のMenyanthesの産出から、湧水等の冷水の影響を受けた貧栄養水域であったと考えられる。

・KD-Ⅱ帯(縄文前期：深度5.6-4.4m)KD-Ⅰ帯とKD-Ⅱ帯の境は、微化石・層相ともそれを境に急激に変化、礫層も挟在することから不整合と考えられる。珪藻群集は、好流水性のAchnanthes lanceolataが優占し、真流水性のMeridion circulae v. constrictaを伴うことから低地内は、河川の影響を受けていたと推定され、層相変化からすると下部で強かったと思われる。

・KD-Ⅲ帯(縄文：深度4.2-3.5m)苔付着の好気的環境を好む Navicula contenta f. bicepsが優占すること、及び真流水種・好流水種を伴うことからKD-Ⅱ帯に引続き流水の環境も考えられるが、一方、好気性種の生育に適した好気的環境も考えられ、低地の乾燥化が推定される。

・KD-Ⅳ・Ⅴ帯（縄文～古墳：深度3.4-1.6m）層相変化の少ない泥炭層で好湿地性種・好流水性種・好気性種を伴うことから、湿地の環境であったと推定される。なお、KD-Ⅴ帯中下部では富栄養化の傾向を示し上部では、流水の影響がみられる。また、深度2.0m付近から多種の抽水植物が出現しはじめる。

・KD-Ⅵ帯(古墳：深度1.5-1.2m)富栄養湖沼に多産する着性偶性プランクトンのMelosira italicaが優占することから低地には、富栄養池沼の存在が推定される。また、池沼の周囲には多くの抽水植物の生育が考えられる。

・KD-Ⅶ帯(古墳以降：深度1.1m以浅)池沼が縮小し浅くなるとAchnanthes,Fragilaria,Navicula,Rhopalodia各属の内、富栄養水域を特徴付ける種が多産することから、水深の浅い富栄養の沼沢地に変化したことが考えられる。また、低地には、多くの抽水植物の生育が考えられる。

植生変遷

KP-Ⅰ帯では、ハンノキ属・コナラ亜属・ニレーケヤキ各属よりなり、カラマツ・トウヒ各属・ゴヨウマツ亜属などの亜寒帯性針葉樹を伴う。台地上には、冷温帯落葉広葉樹を主とする森林が成立していたと推定される。KP-2帯以降は、ナラ類、クリなどからなる暖帯落葉樹林が形成されていた。KP-Ⅱ帯では、照葉樹はほとんど認められない。アカガシ亜属の増加は、KP-Ⅲ帯以降にみられ、スギ属もほぼ同時期より増加する。アカガシ亜属が比較的高率になるのは古墳以降である。一方、縄文時代に於てはクリが多産し、特に前期に著しい。古墳以降に於て、スギ属、ニヨウマツ亜属が比較的多くなる。ニヨウマツ亜属は、KP-Ⅳ帯で比較的高率になるが、絶対花粉によると多産は、As-A降下以降である。

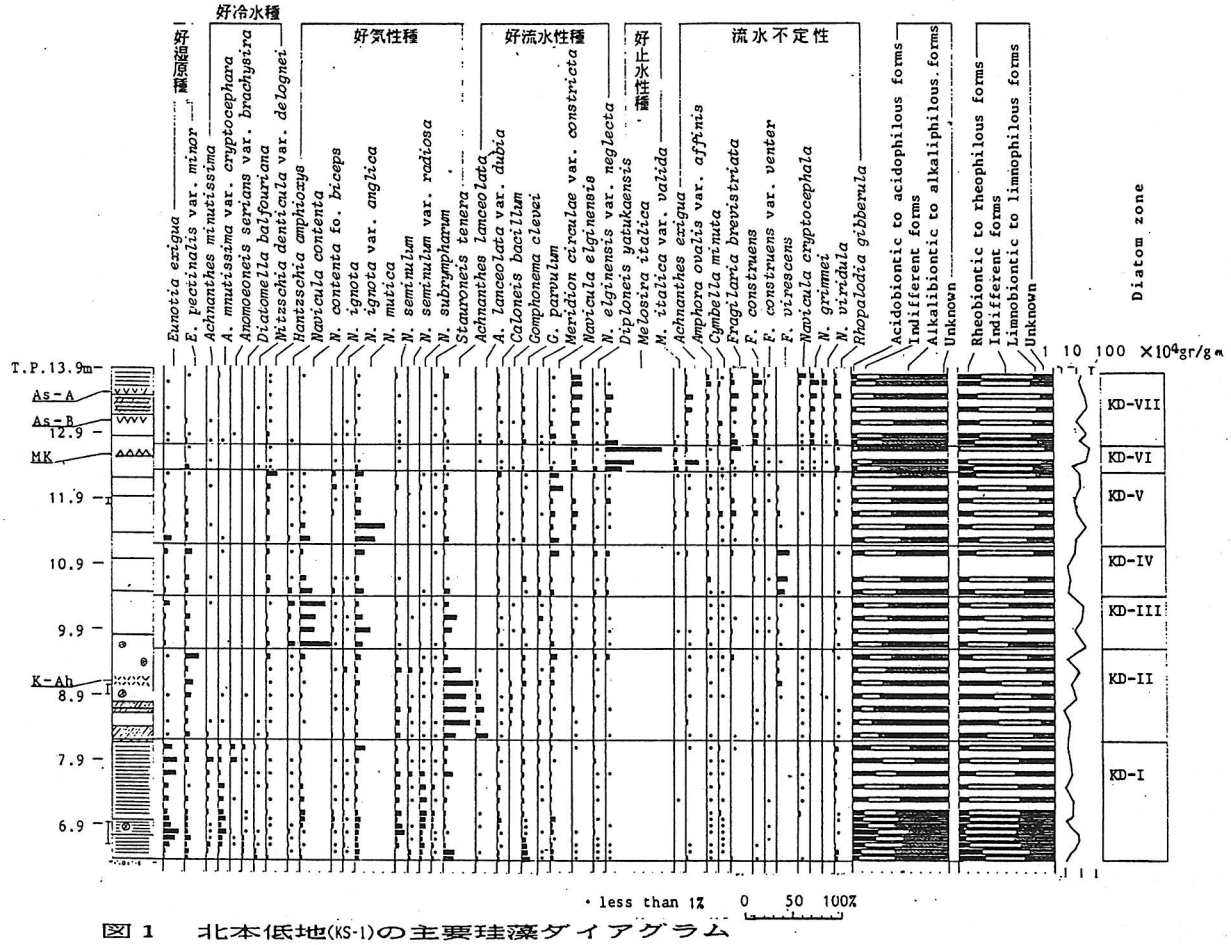


図１　北本低地(KS-1)の主要珪藻ダイアグラム

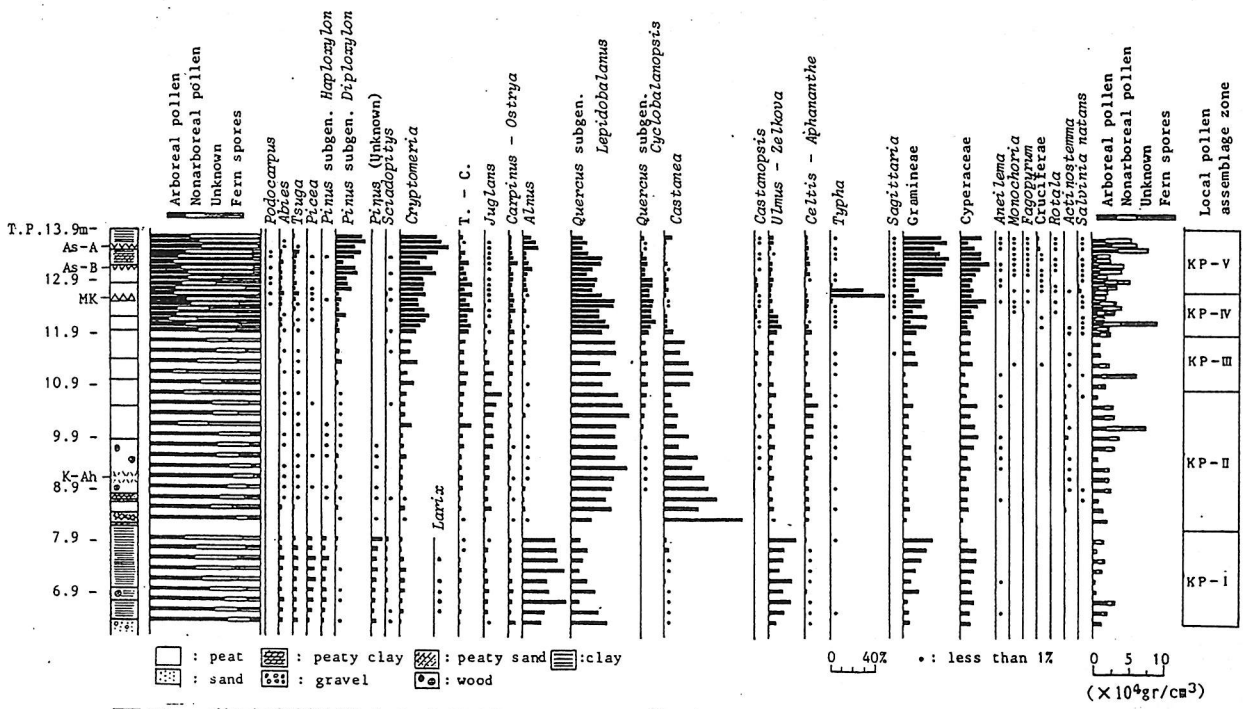


図２　北本低地(KS-1)の主要花粉ダイアグラム

２２　草加市周辺における沖積層と古環境

遠藤邦彦・小杉正人・菱田　量・宮地直道・隅田まり（日大文理）・
鈴木　茂（帝国地図）・関本勝久（トーコー地質）・
鈴木正章（成立高）・高野　司（千葉県）

草加市を中心とする埼玉県南部の中川低地において，沖積層のボーリング解析と堆積物の諸分析，および露頭における観察結果に基づいて，その層序，古環境の変遷，およびそれらにまつわる問題点を検討した．

★層序と埋没地形の概要

1)埋没段丘　主として-20 m 前後に複数の埋没段丘があり，関東ローム層に覆われる．これらは Tc-Ⅰ，Ⅱ面に相当する可能性が強い．これらの面には層厚 2～10 mの礫層がみられるが，一部には海成面が含まれる．－10 m付近にみられる埋没面には縄文海進期の波食面の他にM面が存在する可能性が高い．

2)BGと七号地層　BGは -50～-60 m に層厚 5～10 mで認められる．七号地層の砂泥互層は，-30 ～ -35 m前後迄認められるが，有楽町層によって切られる．

3)HBG と有楽町層　HBG は -30～-40 m に粗粒砂層あるいは礫混じり砂層として認められる．有楽町下部層は極めて軟弱な泥層を主体とし，中部及び上部に比較的細粒な砂層を挟む．上部層は表層に有機質砂層・泥層として，層厚数メートル以内で認められる．以上の概要を図１，２に示す．

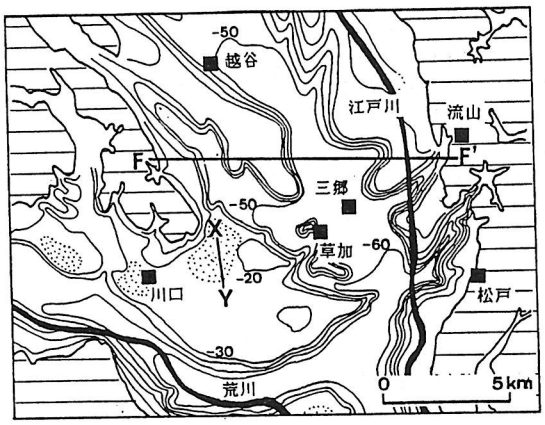


図1 草加周辺中川低地における沖積層基底地形および断面図，柱状図の位置

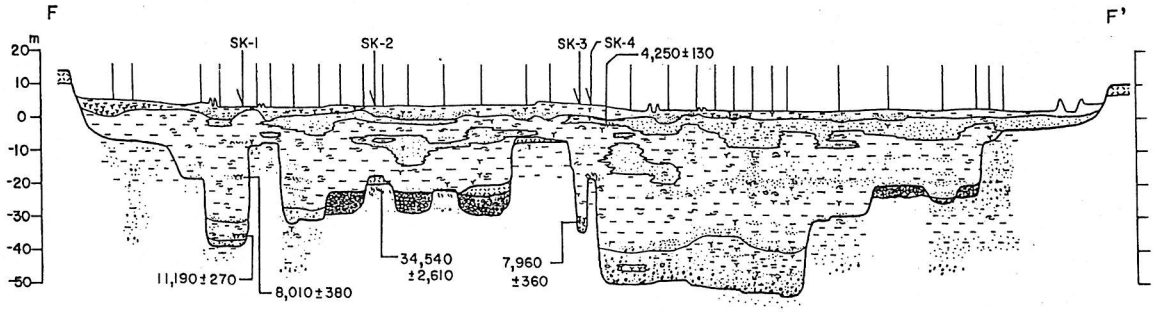


図２　ボーリング資料に基づく中川低地の地質断面図と C-14 年代（図１のF-F'）

★層序と古環境に関する問題点

1)有楽町層下部・上部層の境界　草加市西部に開削されつつある辰井川工事

現場において，有楽町層上部層および下部層上部が連続して露出したため，両部層の層序や古環境を検討した．図３に露頭柱状図の一部と珪藻分析に基づく堆積環境区分を示す．この図でⅠ層からは，8120±110，6140 ±100，Ⅱ層からは 5270 ±120，4540 ±100，Ⅳ層からは 900±100 などの C-14 年代が得られ，Ⅰ層が有楽町層下部層（谷塚層三郷部層：遠藤他，1983）に，Ⅱ～Ⅳ層が有楽町層上部層（谷塚層吉川部層：遠藤他，1983）に相当することが明らかとなった．以上に基づき草加付近の古地理を復元する．

2)デルタの形成と古奥東京湾の埋積　図４に図３と同じ範囲のボーリング柱状図を示す．両図の対応からⅠ層の砂層はボーリング資料の有楽町層下部層上部の砂層に相当する．この砂層は上流側の沖積層断面図との比較から，利根川，中川等の河川沿いに上流からもたらされたデルタの堆積物であり，草加付近には 8000 ～6000年前にデルタ前縁が到達したことを示す．

3)縄文海進の推移　層序や分析に基づき縄文海進の推移等を検討した．縄文海進は 8500 ～8000年前に -18 m付近に貝層を形成した．海進最盛期には中川低地の草加側にデルタの進出・砂堆の発達がみられ，その後早期に離水したが，低地の三郷側には内湾が 4000 年前頃まで残存した．

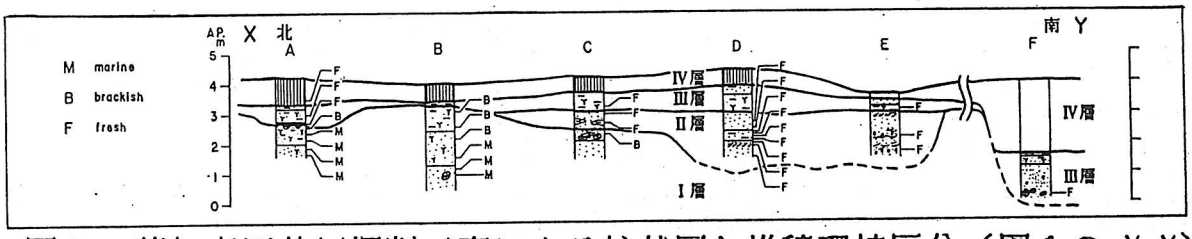


図３　草加市辰井川掘削工事による柱状図と堆積環境区分（図１の X-Y）

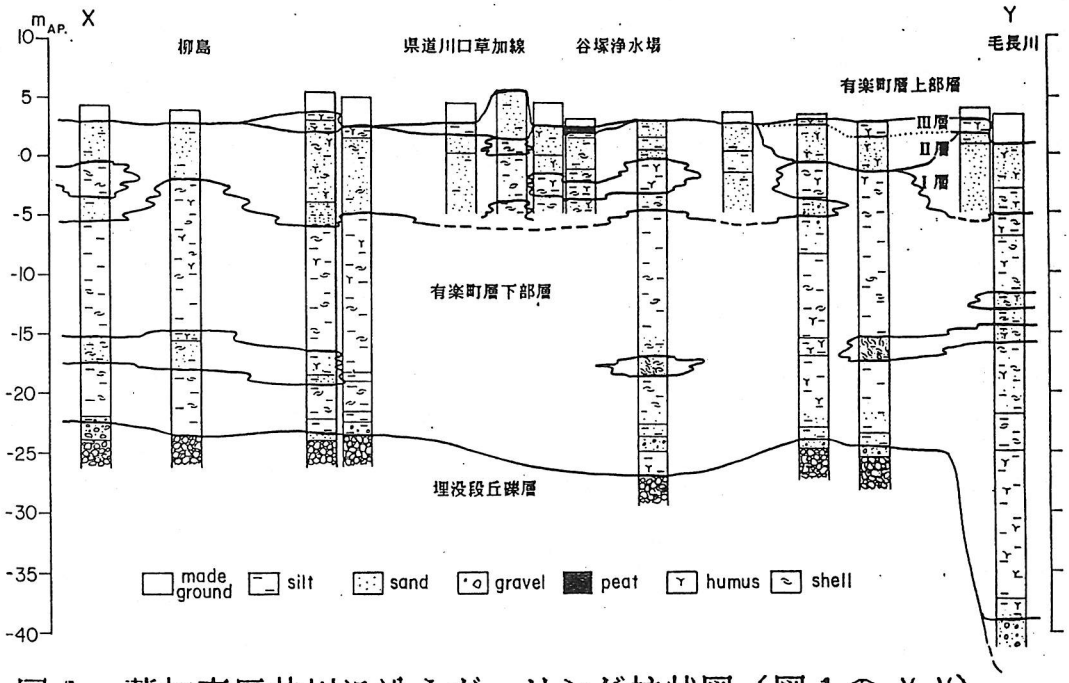


図４　草加市辰井川に沿うボーリング柱状図（図１の X-Y）

２３　砕屑性粒子組成からみた堆積環境復元の基礎的研究
－関東平野を例として－

菱田　量（日大文理・応用地学・院）

本研究の目的は，関東平野の現河床堆積物および沖積層を例として砕屑性堆積物の構成粒子組成（岩片，鉱物種の組成）の検討に基づき，堆積物の供給源や運搬，堆積の経路などを含む堆積環境復元の手段を確立することにある．このためには，河川の上流から下流へかけての粒子組成の形成過程および河川が合流して低地に至るまでの組成の変化について解明することが重要である．この手段が確立すれば後期更新世以後，利根川や荒川の流路変遷の場となってきた関東平野（菊地：1979，堀口：1981）において，古流系や古環境の復元にも応用される可能性が高い．関東平野に流入する主要河川の荒川，利根川，渡良瀬川などは各々流域地質に特徴をもつ．それらの特徴は堆積物に反映される．たとえば，荒川系と利根川系の堆積物はその砂粒の岩片組成に基づいて区別できるとされている（堀口・星野：1965）．

演者は上記の目的のための基礎的研究として現河床堆積物の粒子組成，特に礫と砂の対応と下流へ至るまでの組成の変化を明らかにするために調査・分析を行なった．その方法は，図１の各地点で河床礫の礫種を調べ，また，同一地点で採取した細粒堆積物について粒度毎に実体顕微鏡下で粒子組成を求めた．なお，薄片により岩石，鉱物の種別を鑑定した．

その結果，細粒堆積物中の岩片と鉱物を総合すると表１のように各河川に卓越する粒子および付随的ではあるが特徴的な粒子が認められる．流域の特徴を示すものとして荒川系では結晶片岩，緑色岩，赤色チャート，利根川系では安山岩，石英(unfrosted)，輝石，黒雲母，渡良瀬川系では石英(unfrosted)，黒雲母などが認められる．また，図２のように粒度別にみると荒川では堆積岩類（チャート，砂岩，泥岩），変成岩類（結晶片岩），利根川では火成岩類（安山岩，カコウ岩，その他），重鉱物類（主として輝石），渡良瀬川では堆積岩類（チャート，泥岩），火成岩（安山岩，その他）が卓越するが，粒度によってその傾向は系統的に変化する．さらに，岩片組成により各河川の上流から下流への組成の変化を表わすと（図３），流域内の変化は水系間の特徴を越えないことがわかる．利根川・渡良瀬川合流部は渡良瀬川本流の組成に似ている．また，神流川，烏川水系は独自の組成を表わす．

このように現河床の細粒堆積物において粒子組成は流域地質の特性を反映し，各水系を識別できる可能性を示す．これらの結果を基礎として，特に下流にもたらされる特徴的岩片，鉱物を検討し，沖積層への応用を試みた．

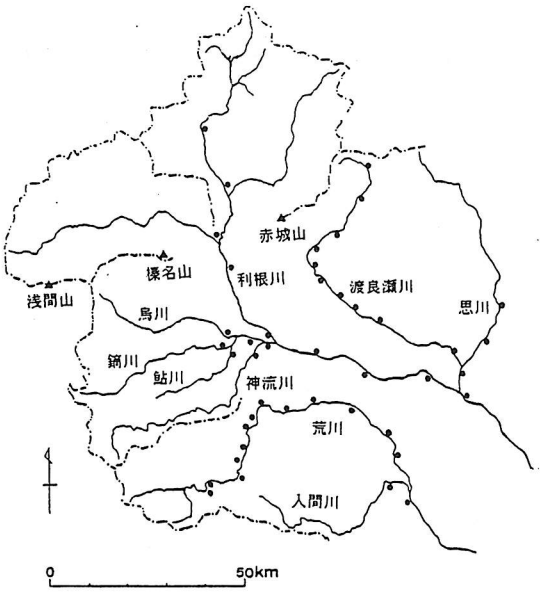


図１．位置図およびサンプル採取地点．

		卓越するもの		付随的に特徴的なもの	
水系	主な流域地質	岩片	鉱物	岩片	鉱物
荒川	中古生層 第三紀層	泥岩，結晶片岩 チャート	長石 石英(frosted)	緑色岩 チャート (赤色)	
利根川	第四紀火山岩類 第三紀火山岩類 第三紀層 カコウ岩類	安山岩 多種の火山岩	長石 石英(frosted) 輝石	カコウ岩 凝灰岩	石英 (unfrosted) 黒雲母
烏川	第四紀火山岩類 第三紀層 第三紀火山岩類	多種の火山岩	長石 石英(frosted) 輝石		
鏑川	第三紀層 第三紀火山岩類 中古生層	多種の火山岩 結晶片岩	長石 石英(frosted)		
鮎川	中古生層	結晶片岩 砂岩	長石 石英(frosted)		
神流川	中古生層	チャート 結晶片岩	長石 石英(frosted)		
渡良瀬川	中古生層 第四紀火山岩類 カコウ岩類	泥岩，砂岩 チャート 安山岩	長石 石英(frosted) 輝石	カコウ岩	石英 (unfrosted) 黒雲母
思川	中古生層 第四紀火山岩類	チャート 多種の火山岩	長石 石英(frosted) 輝石		黒雲母

表１．各水系の細粒堆積物の特性

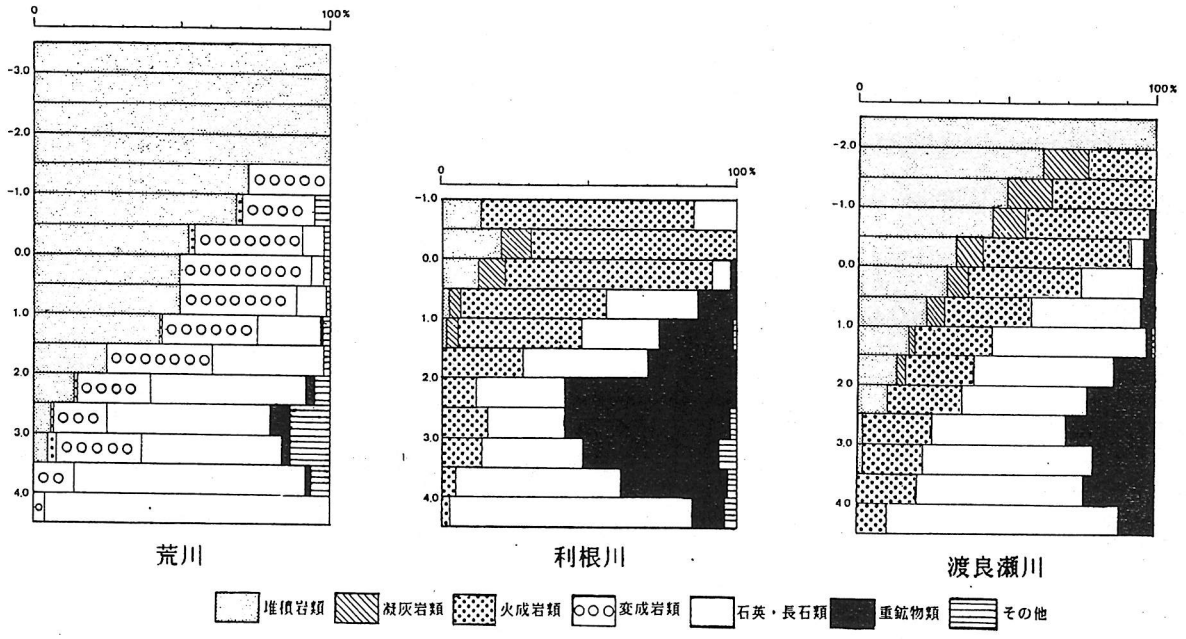


図２．各水系の細粒堆積物の粒度別組成．

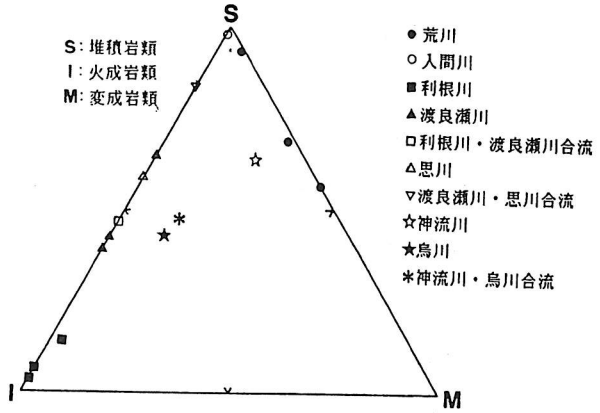


図３．各水系の堆積物中の+1.0φにおける岩片組成．

24　地質時代の扇状地開析チャネル——第四紀大井川・天竜川扇状地を例として——

武藤鉄司（京都大・理）

天竜川下流地方には，顕著な開析扇状地地形が認められる．その開析谷には2種類あり，それぞれを"扇状地河谷（fan valley）"，"開析チャネル（dissection channels）"と呼んでいる．今回の講演では，開析チャネルの埋積過程と充填堆積物の特徴を議論する．　（第1図）

1．現世の扇状地河谷と開析チャネル

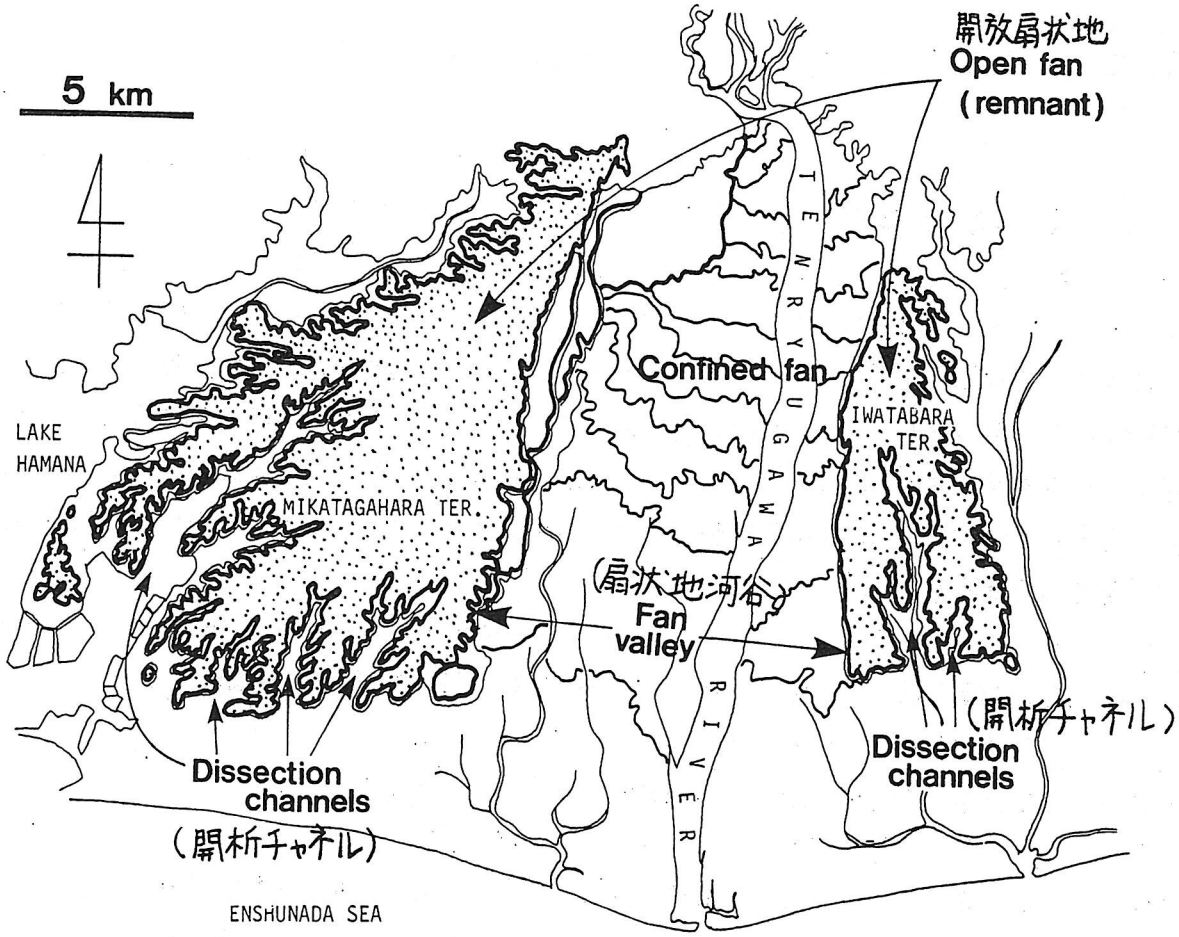
開析チャネルは，山間の供給河谷と連結していないという点で，扇状地河谷とは根本的に異なる．天竜川の集水域からもたらされる水と堆積粒子は，全て扇状地河谷内に集められている（沈積もしくは通過する）．一方，開析チャネルは天竜川の沖積作用を全く受けていない．開析チャネルの集水域（110.8km^2：現在は段丘化しているかつての開放扇状地面）は，扇状地河谷の集水域（4880 km^2）の1/44に過ぎない．しかも，（旧）開放扇状地面上を移動する水と堆積粒子は，複数の開析チャネルに分散されることになる．

2．開析チャネルの埋積過程と充填堆積物

天竜川が造った（旧）開放扇状地面下には，かつての開析チャネルを認めることができる．その充填堆積物のsequenceは，下位より，（内湾成）砂質シルト層→斜交層理砂層→砂層優勢礫層砂層互層→礫層優勢礫層砂層互層→（河川成）礫層，となっている．開析チャネルが，その埋積の過程で上方粗粒化層序を示すことは，天竜川から地形的に隔絶されていた状況が次第に変わりつつあることを意味している．すなわち，（当時，開析チャネルの側方にあったと考えられる）扇状地河谷の埋積の進行に伴う，扇状地河谷からのoverflowの発生である．開析チャネル充填堆積物中の礫単層は，上方へ向かって礫径および層厚が増加する．また，礫単層の下底は明瞭な侵食面であり，礫単層からその上位の砂層への移り変わりは急激である．したがって，礫単層の一枚一枚は，一回のoverflowの産物であろう．全体としての上方粗粒化層序は，overflowの運搬力が次第に増大するためである．

3．第四紀大井川扇状地の開析チャネル（牧ノ原台地・小笠山丘陵）

上で述べた堆積物の特徴・産状・形態等に基き，第四紀大井川扇状地の地層中から，開析チャネルの充填堆積物を認定することができる．



第1図. 天竜川下流地方にみられる開析扇状地地形. ⬭部分は, かつての(開放)扇状地面.

２５　長岡京左京域における微地形と14C年代について

中塚　良（立命館大・院）

長岡京跡は京都盆地中部に位置する都城遺跡であり、延暦３年(784年) から同13年(794年)に至る１０年間、平安京に遷都されるまでの短命の都であった。京域は桂川右岸、西山山地西縁に南北5.33Km、東西4.26Kmのプランを有し、今日の向日市・長岡京市・大山崎町に広がる。宮域及び右京域は主に段丘・丘陵上に立地するが、左京域は沖積低地に展開するというように地形条件の差異が認められる。演者は長岡京を例に盆地内沖積低地における都城の下層・立地基盤の形成過程、微地形に関するデータの整理途上にあり、資料報告しておきたい。14C年代値は金沢大学付属低レベル放射能実験施設(KL)の測定結果による。また、調査にあたり向日市教育委員会の援助をえた。

LOC.1 左京四条二坊六町・鴨田遺跡　草本類の集積からなる茶褐色腐植物層
　　３３４０（３２５０）±１００yB．P．(KL-623)
LOC.2 左京三条二坊一町　黒褐色有機物層：泥炭土（ｐｅａｔ）
　　２７３０（２６５０）±１３０yB．P．(KL-625)
LOC.3 左京二条三坊二町・鶏冠井遺跡　黒茶色炭混じり砂質シルト・縄文晩期土器包含層
　　２９１０（２８３０）±６５yB．P．(N-4674)　　（国下・中塚1984）
LOC.4 左京南一条三坊四町・鶏冠井遺跡　茶褐色粗砂混り腐植物層
　　２９１０（２８３０）±１００yB．P．(KL-624)
LOC.5 左京南一条二坊十一町　砂レキ堆堆積物に挟まれた青灰色砂層中の材
　　４８９０（４７５０）±１１０yB．P．(KL-628)
LOC.6 宮北辺官衙域北部　暗茶褐色小レキ混り有機質シルト（国下・中塚1984）
　　３０７０（２９８０）±６５yB．P．（N-4673)
LOC.7 宮北辺官衙域北部　種子、木片、葉等を多く含む黒色腐植土層
　　３５１０（３４１０）±１００yB．P．（ＫＬ－６２２）
LOC.8 宮北辺官衙域南部　縄文晩期土壙SK15309 埋土・黒褐色土
　　３０１０（２９２０）±１２０yB．P．（ＫＬ－６２６）

以上の14C年代測定値と微地形のありさまから次の事柄が明らかになった。

(1) 桂川支流の小河川流域における緩扇状地性低地では、縄文時代晩期(3000 ～2900yB.P頃)に沼沢地が広がるが、弥生時代中期には開析を受け谷地形が形成された。

(2) 長岡京期以降に、沖積層堆積速度が速くなる傾向がみられる。

［文献］　国下多美樹・中塚良(1984)桂川右岸向日市上森本・鶏冠井遺跡における14C年代について．『長岡京』長岡京跡発掘調査研究所ニュース　第31号

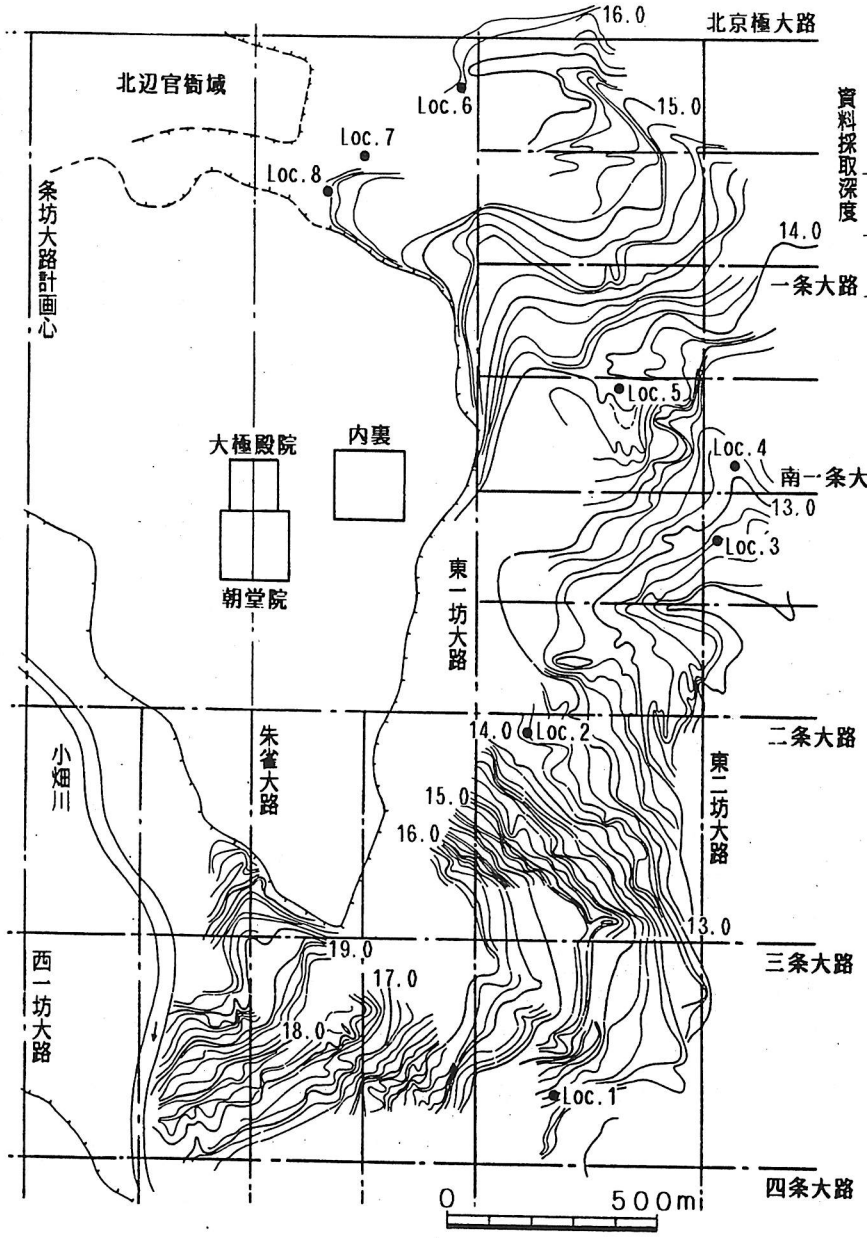
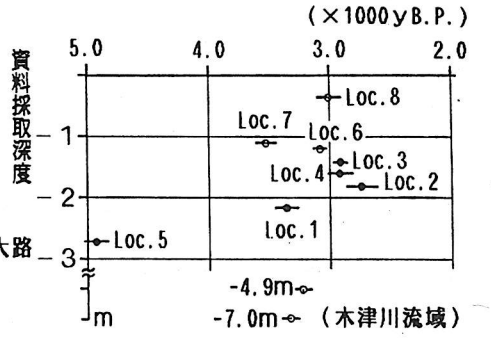
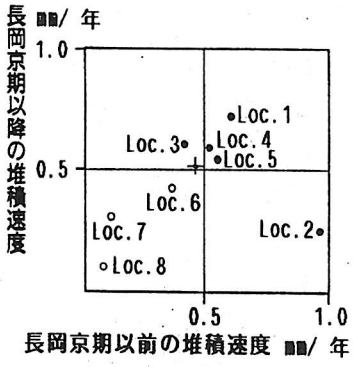


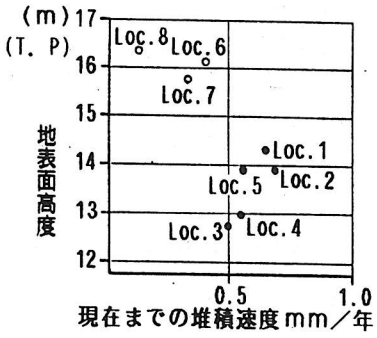
図１　長岡京左京域の微起伏（コンター：10cm間隔）



（１）１４Ｃ資料年代値と埋積深度

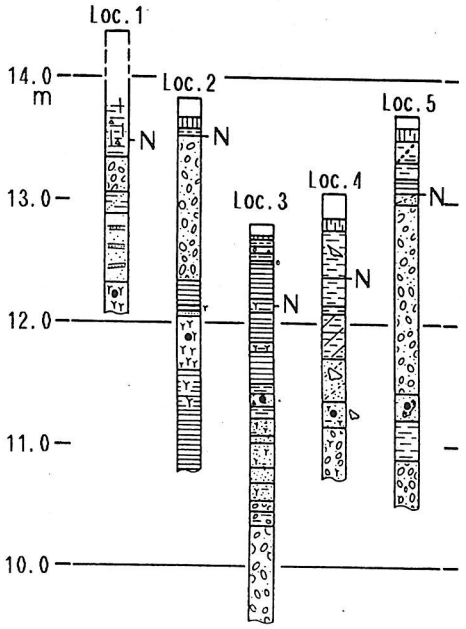


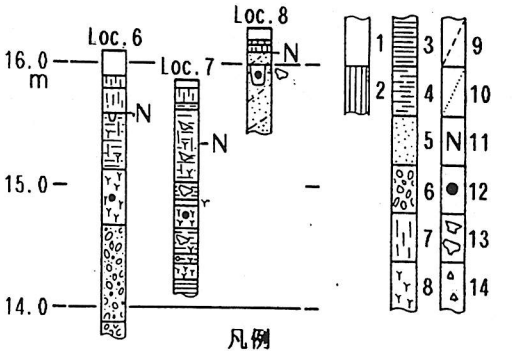
（２）長岡京期前・後の沖積層堆積速度
（＋は平均堆積速度）



（３）標高と沖積層の堆積速度

図３　沖積層の堆積と１４Ｃ年代
（○は京域，●は宮域を表す）





凡例
1 耕土　2 床土　3 粘土　4 シルト　5 砂
6 レキ　7 土壌　8 有機物　9 シルト質
10砂質　11長岡京期遺構面・包含層
12　14C資料採取位置　13土器　14マンガン粒

図2 地質柱状図

26　密度逆転層による周氷河インボルーションの形成

宮田　雄一郎（地質調査所北海道支所）

周氷河地域の堆積物断面には厚さ20cm～3m程度の地層の上下方向の相互貫入状の変形構造がみられ，周氷河インボルーションと呼ばれている．上下二層間の変形にはFig.1のようなものが知られ，堆積物の性質と変形様式の間には必ずしも一定の関係は認められない．従来の成因論には(1)凍結圧：凍結期に地表から降下する凍結面と下位の永久凍土にはさまれた未凍結土に高い圧力が発生し変形を生じる，(2)不整凍上：凍上性の高い粘土を含む土が不均一な凍上を繰り返して不規則な上下変位を生じる，(3)密度逆転層による荷重変形：水成堆積物にみられる荷重痕同様に重力的不安定から流動変形したもので凍土現象に限らない，および(4)氷核の融解のため周囲の堆積物が流入する，などが挙げられる．

Fig. 1

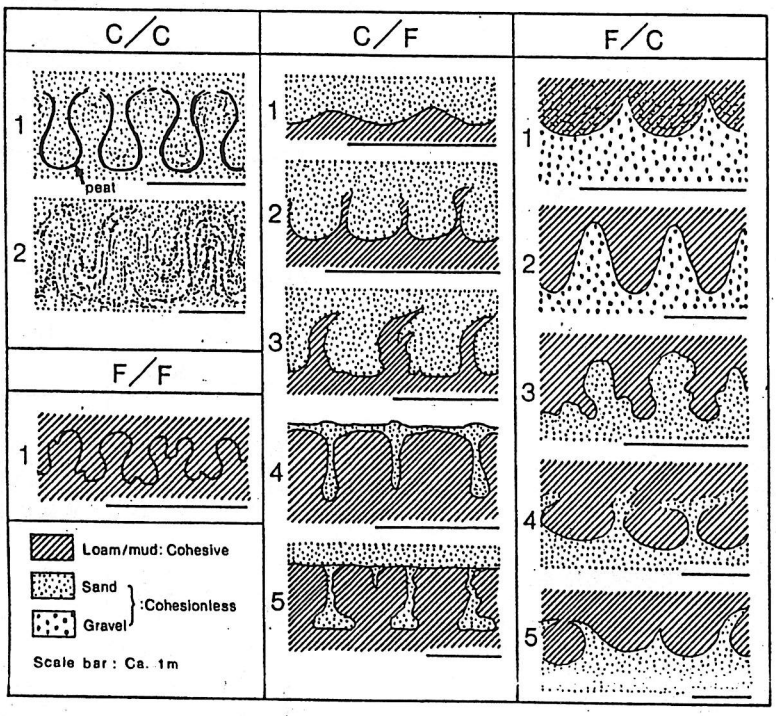
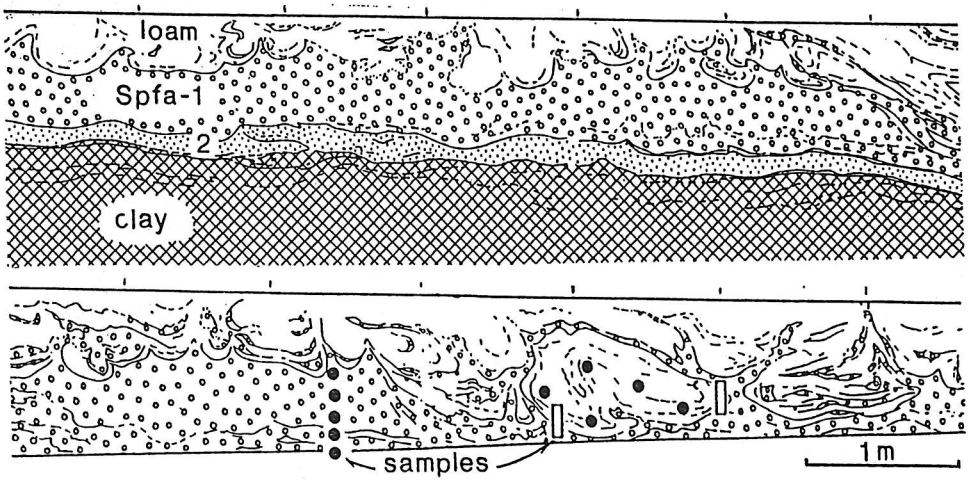


Fig. 2

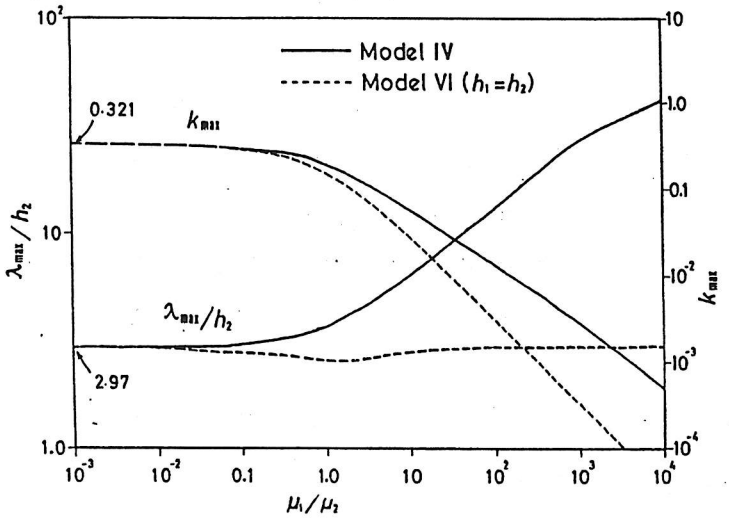


十勝・根釧地域にみられるインボルーション構造の中から，地層境界が明瞭で規則性のある2層間の変形として十勝忠類の例をとり挙げて検討した．上位1mはローム層（粒径　d=12μ），下位60cmが軽石層（Spfa-1，d=270μ）である．地表面に起伏を生じていないこと，明らかに流動変形を示しているがデコルマを示

さないことから，成因(3)を仮定して密度・粘性等を検討した(Table 1)．変形の卓越波長はRamberg(1968)モデルIV-1を用いると軽石層層厚60cm×3.0＝1.8mおよびそれ以下と推定され(Fig.3)，圧密を考慮しても観測結果(＜1.5m)と矛盾しない．

Table 1	loam	pumice
Bulk density (g/cm³)	1.35	1.30
Shear strength(g/cm²)	6.8 - 11.3	49.5 - 56.3
Viscosity (poise)	10^4 (at $0.1s^{-1}$)	-
	50 (at $10s^{-1}$)	-

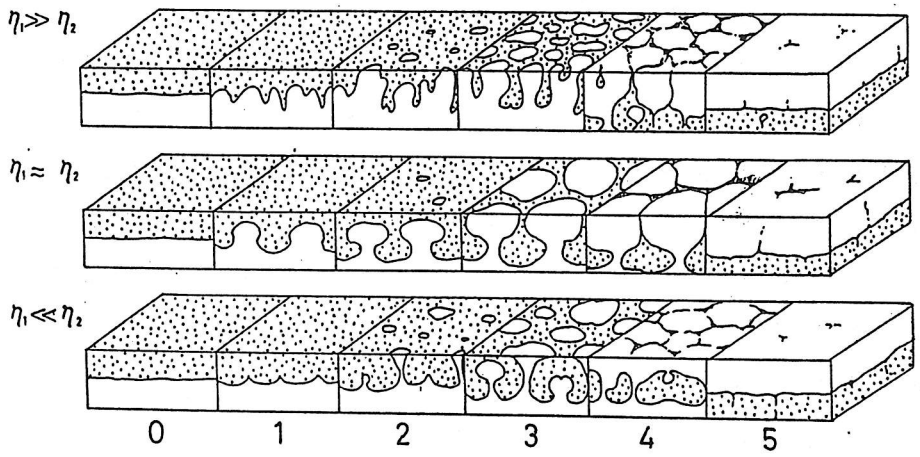
Fig. 3



一方，変形形態はFig.1，Fig.2のように上下に非対称なことが少なくない．Anketelほか(1970)によれば動粘度の大きい層の貫入が細く，他方が太く丸みを帯びるとされる(Fig.4)．今回の例は軽石層が液状化しなければローム層より粘性が高いのでFig.2の形態も説明できる．

このように卓越波長と貫入形態は密度逆転成層による変形をモデル化したRamberg および Anketellの図式に合っている．また，上下層は完全に入れ替わることなく変形の進行が途中で止まっていることは，そこまで変形したところで浮力が堆積物の強度を下回ったか，強度の低下する期間内に変形が完了しなかったことを示している．強度の低下は飽和条件を必要とするが，寒冷気候下で凍結時に下方から多量の水を吸い上げ融解時に排水条件が悪いために過飽和状態が保たれるというのが陸上では理想的な条件と思われる．

Fig. 4



27 根釧原野における化石凍結割れ目構造

曽根　敏雄　（北大・院）

ここで述べる凍結割れ目構造とは熱収縮作用で形成された凍結割れ目起源の多角形土（具体的にはice-wedge / sand-wedge / soil-wedge polygons）の断面の構造をさす。このうち形成条件に永久凍土の存在を必要としないsoil-wedgeは、永久凍土の存在の証拠となるice-wedge の化石形と断面構造が類似するため最近注目されるようになった。両者の区別は古環境を復元する際に非常に大切である。小疇ほか(1974)により北海道東部に化石ice-wedge が存在すると報告されているが、その認定の際にsoil-wedgeの可能性については検討されてはいなかった。演者は以上の事柄を踏まえて北海道根釧原野において調査を行った。その結果多数の凍結割れ目構造が上春別面（岩田、1977）を掘り込む砂利採取場約10地点において観察された。ここでは西上春別市街北東、上春別市街南西、音根内で見られた構造を示す（図１～４）。これらの構造は次のような特徴を持っている。

１．上春別面を作る砂礫層上部に集中するが、砂礫層の堆積末期から直後にかけて形成されている（少なくとも約12000年前よりも古い）。

２．いくつかの楔が重なった構造が存在する（図１，２，３）。

３．平面的には直線状に約8m延びていると考えられる構造がある（図２）。

４．露頭では複数の構造が約0.7～数10mの間隔で出現することが多い（図５）。

５．楔状の形態を示すが、３種類の構造がある。ａ）たわみ込み型（図１，２下部，３，４）　ｂ）埋積型　（図２中部）　ｃ）たわみ込み埋積型（図２上部）

６．規模の異なる構造が同じ層準に共存する。

７．楔状の構造の左右両側で地層に垂直方向の変位は認められない。

以上からこれらの楔状の構造は断層や地滑りなどとは無関係に形成されたと考えられ、多角形状に分布していたと推測されることから、熱収縮による凍結割れ目起源と考えられる。欧米での記載にてらして検討すると、本地域で出現頻度の高い小規模なたわみ込み型の楔状構造は、活動層中で形成されたsoil-wedgeであると考えられる。一方出現頻度は低いが規模の大きな楔状構造は、化石ice-wedge の可能性もある。soil-wedgeは形態上の相違が大きいため解釈は完全ではない（French,1976)。そのため一般に化石ice-wedge の認定は困難な場合が多い。凍結割れ目構造の形成・発達及び埋積（化石化）のプロセスやメカニズムを検討したうえでの解釈が必要であろう。

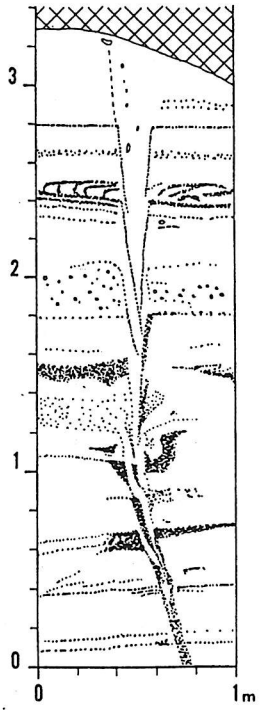


図１　上西春別の化石凍結割れ目構造Ａ
火山灰・軽石のトレース

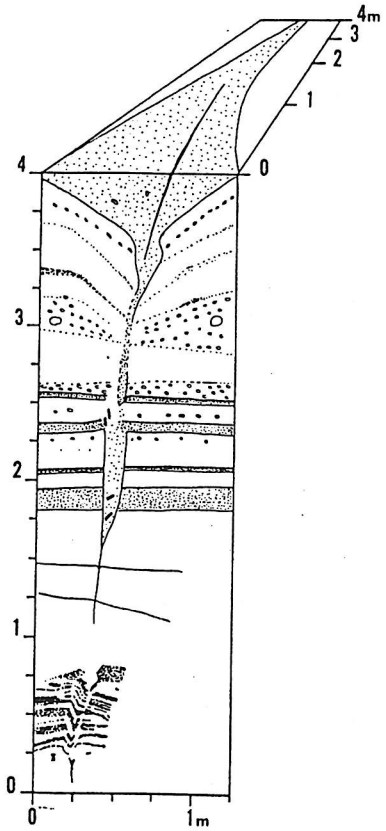


図２　上西春別の化石凍結割れ目構造Ｂ

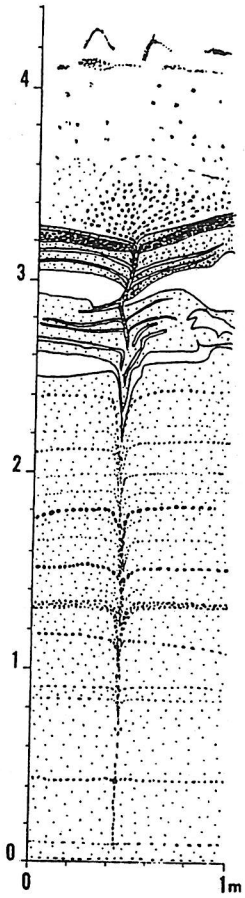


図３　上春別の化石凍結割れ目構造

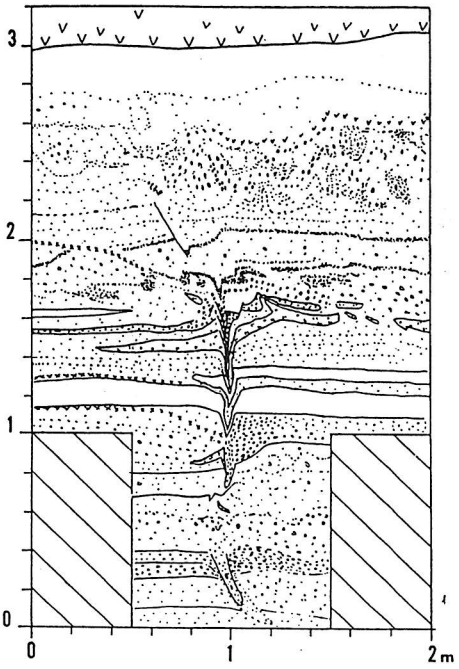


図４　音根内の化石凍結割れ目構造

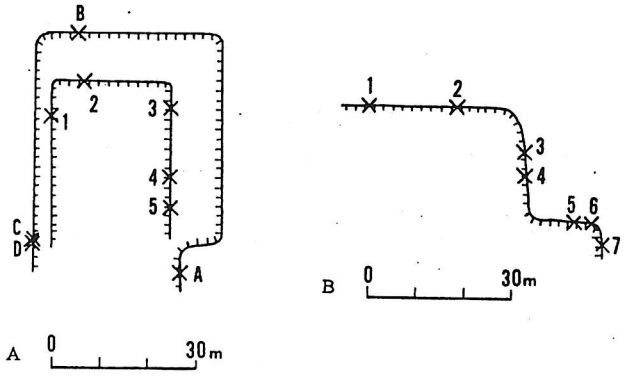


図５　砂利採取場における化石凍結割れ目構造の分布
Ａ　上西春（内側は1984年6月27日　外側は1984年10月27日）
Ｂ　西春別原野

28 ペルー北部海岸地域の地形と第四紀地質

菊地隆男（都立大）・平川一臣（山梨大）・野上道男（都立大）

1985年8月から10月まで、文部省科学研究費海外学術調査“エルニーニョ現象との関連からみた赤道アンデス地帯における第四紀の気候変化”（代表者：野上道男）が、ペルーおよびエクアドルにおいて実施された。エルニーニョ現象とは太平洋低緯度帯の海水温が以上に上昇する現象で、この発現により、通常ほとんど降雨のないペルー沿岸の砂漠地帯に大量の降雨がもたらされる。調査は地形・地質班と気候・水文班に分かれておこなわれ、結果の一部はすでに今年の日本地理学会春季学術大会においてそれぞれ発表された。今回は新たにC-14年代測定の結果が出されたので、その後の地形・地質関係資料の検討結果を加えて報告する。

①ペルー北部海岸地帯（図1）は、流域や河谷の形状から4つの地域に区分される（表1）。このうち、河岸段丘の発達がよいのはリマーバランカ地域、チンボテーチクラヨ地域である。両地域の上流はアンデス山脈コルディエラブランカに達し、現在も氷河が発達するほか、氷河地形も多い。リマの北西170km のパティビルカ川の河口では、最終間氷期の海成層と思われる泥層を、厚さ10～20m の円礫層が不整合におおい、標高30m の段丘を形成している。これより低位の、礫層からなる数段の段丘は勾配が大きく、氷期に形成された段丘の可能性がある。

②バランカーチンボテ地域の河川はコルディエラネグラに源を発し、中・上流部を除き段丘の発達は悪い。下流部には、土器片を含む均質な泥質堆積物でおおわれた最も低位の段丘が広がっていることが多い。リマ北方約300km のサンホン川・カスマ川などでは、この面は中・上流では巨礫を含む砂礫層となっている。この礫層中から得た木片は、1220±70 y.B.P.(A.D.790年)<GaK-12821>,1160±80 y.B.P.(A.D.730 年)<GaK-12822>のC-14年代値を示した。つまり通常は降雨がほとんどないこの地域にあって、A.D.700～800年頃に巨礫を運搬するような洪水が発生したことを示している。カスマ川下流のセチン神殿遺跡は、B.C. 500年頃に栄えたセチン文化以降、6回の土石流にみまわれたことがわかっているが、このうちモチーカ文化（A.D.100～600年頃）の遺跡を

表1　ペルー北部海岸の地域区分

地域区分	上流の山地	流域	河岸段丘他	海岸段丘
リマ～バランカ	5000m 以上 氷河あり	大～中 山地	発達良い	発達悪い
バランカ～チンボテ	4000m 強	中～小 山地	発達悪い 枯れ川多い	発達悪い
チンボテ～チクラヨ	4000-5000m 氷河あり	大～中 山地	発達良い	発達悪い
チクラヨ～タララ	3000m 以下	中～小 台地低地	発達悪い 枯れ川多い	発達良い

おおい、チムー文化（A.D.1000～1400年頃）の遺跡におおわれている土石流がこの時期に相当するものと思われる。なおサンホン川では、このほか 1730±110 y.B.P.（A.D.220年）<Gak-12820>の年代が得られた礫層も確認されている。

③チンボテ－チクラヨ地域のモチェ川・チカマ川・サーニャ川などの低地は、プレインカの時代からアドベ（日干しレンガ）の材料として利用されてきた、厚さ 2～4mの細粒な泥質堆積物におおわれ、段丘化している。堆積物は土器片のほか焼け土や木炭を含み、生活面の存在を示す（図２）。チクラヨ南のモクベでは、台地表面下約4mの薄い礫層におおわれた泥層中の炭から880±100 y.B.P.（A.D.1070 年）<Gak-12817>が得られ、極めて最近にも河川の氾濫があったことを示す。一方、この泥質堆積物は層相や生活面の存在から、風成（レス）である疑いがもたれる。砂漠地域から多量の砂塵をもたらした、風成営力の増大を物語るものかも知れない。

図１　ペルー北部海岸地域の地形概略図

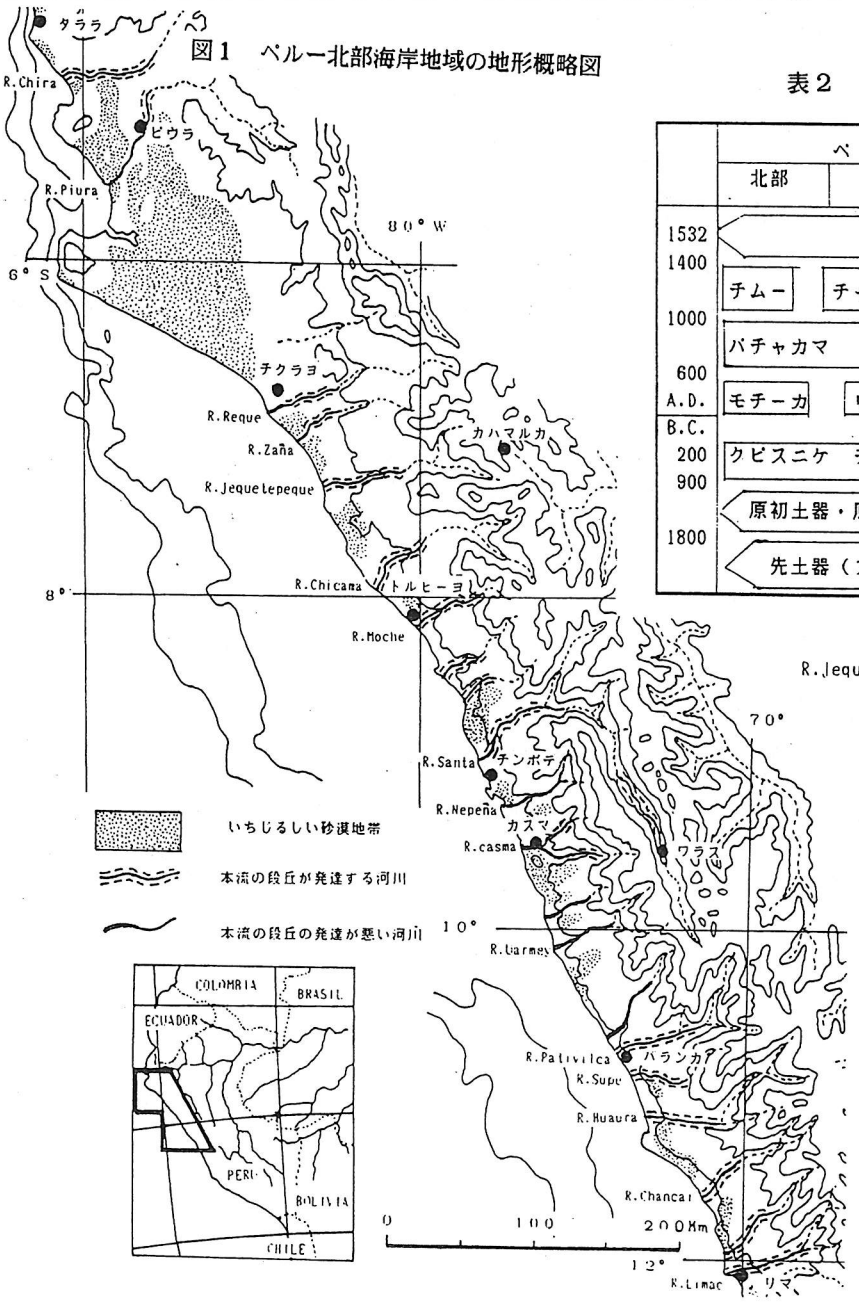
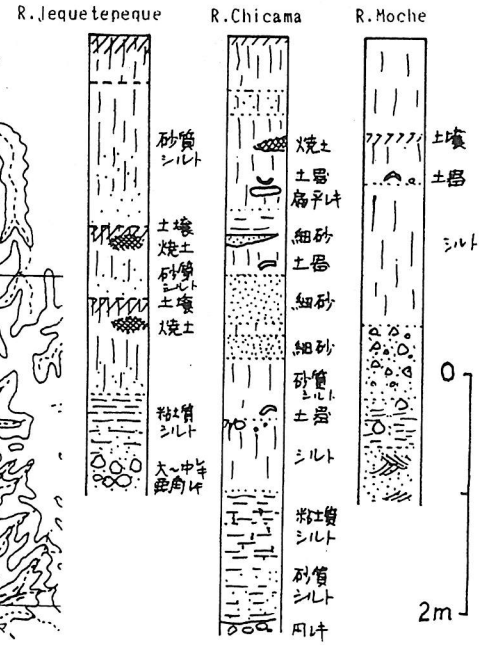


表２　アンデス古代文明編年表

	ペルー 北部	ペルー 中部	ペルー 南部	ボリビア 北部
1532	インカ			
1400	チムー	チャンカイ	イカ・チンチャ	
1000	パチャカマ	ワリ		ティアワナコ
600				
A.D.	モチーカ	リマ	ナスカ	
B.C.			プカラ	
200	クピスニケ	チャビン	パラカス	
900	原初土器・原初農耕（コトシュ・ワカプリエタ）			
1800	先土器（アヤクチョ・ラウリコチャなど）			

図２　低地の地質柱状図



29 青森県屏風山砂丘地帯の層序学的検討

白石建雄（秋田大）・桑原　徹（名城大）・上杉　陽（都留文科大）
遠藤邦彦（日大）・陶野郁雄（国立公害研）

青森県西部，西津軽地方の日本海沿岸は，十三湖から川尻にいたる南北およそ30kmの地帯に海岸砂丘が良く発達しており，「屏風山砂丘地帯」と称されている。この地帯に分布する砂丘の地形は主として西に開口したパラボラ砂丘である。その吹き抜け凹地では1983年の日本海中部地震によって広範囲にわたる液状化現象が発生し，直径8mの噴砂孔をはじめとする巨大な噴砂孔がいくつも出現した（陶野ほか，1985）。

屏風山砂丘地帯の第四系層序は，過去小貫ほか（1963），三位（1966），高橋・柴崎（1972），遠藤・述（1977），述・遠藤（1978）などによって調査された。その結果，本地域は鮮新統鳴沢層を基盤とし，その上位に不整合に重なる最終間氷期相当の海成山田野層，山田野層を不整合に被覆する岩木山火山灰層，最終氷期相当の舘岡層および完新統出来島層から成り，砂丘砂層は出来島層と同時異相の関係で堆積していることが明らかにされた。最近，出来島における黒色腐植土層から白頭山－苫小牧火山灰層（町田ほか，1981），山田野層から洞爺火山灰層（町田ほか，1983；八木・宮内，1985）などの広域テフラの検出が相次いでおり，第四系層序の確立と対比に役立っている。

著者らは地震による液状化現象の調査との関連で屏風山砂丘地帯北部の第四系層序の調査を続けてきた。調査はまだ完了していないが，現時点で以下の諸点が明らかになったので報告する。

1. 最終間氷期に対比される山田野層はすでに小貫ほか（1963）が述べているように，最上部に風成相を伴う。
2. 砂丘砂層には一部（屏風山砂丘地北端部）を除き，二層準の腐植土層を伴う。下位の腐植土層は厚く，腐植の集積も高い。腐植土層直下は塊状であり，その下位の砂層はケリメン模様状のラミナを伴うという特徴を有する。一方，上位の腐植土層は薄く，腐植の集積も低い。以上の腐植土層の産状は秋田県の能代砂丘に見られる腐植土層の産状（白石，1986）に酷似している。下位の腐植土層を旧期腐植土層，上位の腐植土層を新期腐植土層Iと呼ぶ。北端部には新期腐植土層Iの更に上位に新期腐植土層IIが分布する。
3. 本地域の砂丘砂は，上記腐植土層に境される4層の風成砂から成る。下位のものより順にそれらを旧期砂丘砂層，新期砂丘砂層I，II，IIIとよぶ。

新期砂丘砂層Ⅰ中，もしくはその上面の新期腐植土層Ⅰの直下には能代砂丘の場合と同様に白頭山－苫小牧火山灰層（鑑定：群馬大学新井房夫教授）が広く認められる。新期砂丘砂層は大規模なパラボラ砂丘を形成しており，本地域における風成砂の主たる移動と堆積は同火山灰層降灰期前後に行なわれたと考えられる。

4．砂丘の地形と砂丘砂の堆積には地域差が認められる。即ち，北端部では砂丘の発達が貧弱であるものの，三層準の腐植土層で境される4層の砂層が累重している。しかし，車力村深沢以南の地域では，砂丘は大規模に発達しているものの，旧期砂丘砂層は車力付近にごく局所的に認められるにすぎず，他の大部分の地域では山田野層およびその上位の岩木山火山灰層を新期砂丘砂層が直接覆っている。

３０ 青森県屏風山砂丘地帯の砂地盤の液状化現象（その２）

陶野郁雄（国立公害研）・遠藤邦彦・千葉達朗（日大文理）
社本康広（清水建設技研）・中村裕昭（中央開発）

１．はじめに

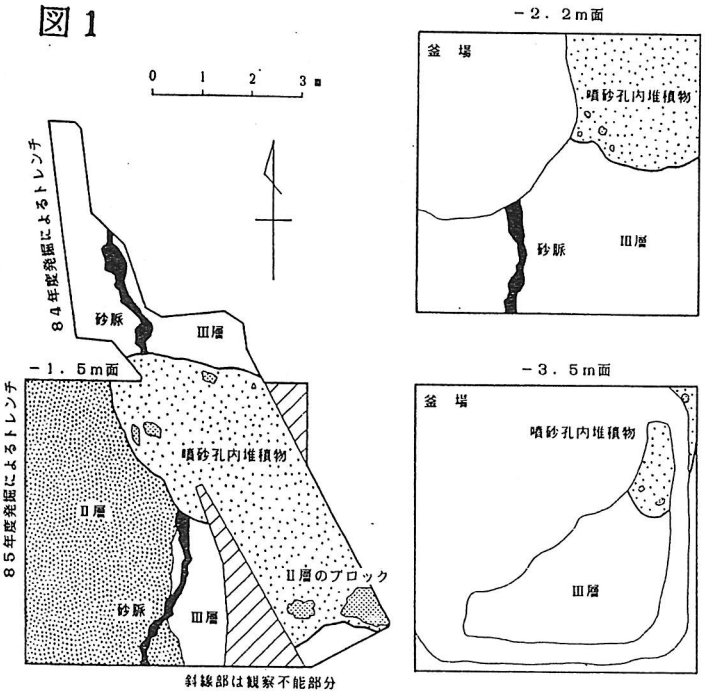
1983年日本海中部地震によって，青森県屏風山砂丘地帯に著しい液状化現象が発生した．特に，車力村富蒐地区に生じた直径最大 8 mに達する大噴砂孔群について，その形成要因とメカニズムを明らかにする目的で，1984年に引続き開削調査を実施したのでその成果を報告する．

２．調査概要

1985年発掘調査は，1984年に開削した 7 m噴砂孔を地下水面下まで掘り下げるため，鋼矢板の止水壁を地表から 10 m まで打ち込み，釜場からのポンプ排水を行いながら段階的に掘り下げ，床面観察を繰り返し行った．各深度ごとの床面スケッチを図１に示す．尚，液状化現象はローム質の水田客土（Ｉ層）に覆われる新砂丘砂層（主にIII層）内で発生した（陶野他，1985）．

深度 1.45 m 面では，直径 6 mの噴砂孔が確認され，孔壁によって明瞭に切られる砂脈がほぼ南北に生じていた．地下水面下の 1.8 mおよび 2.1 m面はほぼ同様であるが，深度 2.6 m面（図２）では南西側の一隅を除いてほぼ全面が液状化の影響を受け，擾乱帯を形成した． 3.1 m面より噴砂孔の直径は縮小し，最深部の 3.5 m面では直径 3 mの明瞭な孔壁が確認された．

図１



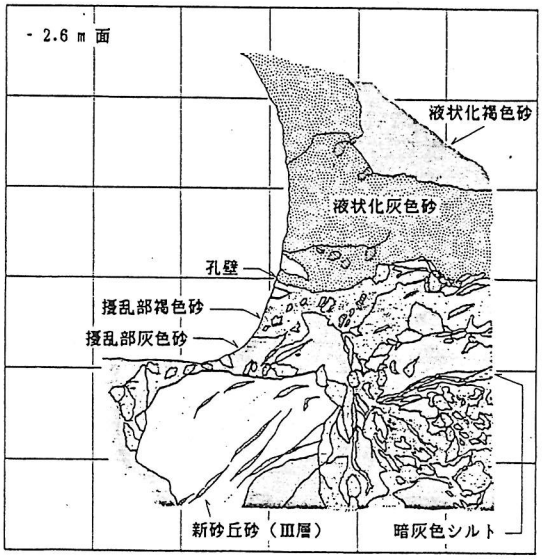


図２ 2.6 m 面スケッチ

３．粒度分析による検討

噴砂孔内の最深部の液状化砂の粒度分析 simulation 解析（千葉，1986）結果を図３に示す．液状化砂は，対数正規分布を示す 5subpopulations (A-E)の合成によく適合する．即ち，その周囲の液状化を被らなかったⅢ層が 1.75 φ付近に単一モードを持つ淘汰のよい砂よりなるのに対し，砂丘砂の主体をなすC(Md φ:1.60,σφ:0.37, 32.0%), D(Mdφ：1.99, σφ：0.37, 25.0%) の 2 subpopulationsに，上・下位の粗粒（A:Mdφ＝0.42, σφ=0.19, 13.7%; B: Mdφ=1.03,σφ=0.23, 27.5%）および細粒（E:Mdφ=3.00,σφ=0.90, 1.8% ）堆積物が混合したと解釈される．

４．考察

最深部の地下水面下 2 m（3.5 m 面）で，直径約 3 mの噴砂孔が確認され，地下水面下における液状化現象は，必ずしも，砂層全体に及ぶものではないことが明らかとなった．

以上の結果から次のような噴砂孔の形成過程が推定される．

①地震発生．②地下水面下の新砂丘砂層の下部が液状化．③過剰間隙水圧による上昇流が各所に発生．④上昇流はやや透水性の悪いⅢ層最上部（地下水面直下）で一旦停止し，その約 1 m下部に擾乱帯を形成．⑤十分に高い圧力になった時，地割れが生じ，その割れ目に液状化した砂が充塡され，砂脈を形成．⑥任意の１点で最表層の客土ローム層を破る．⑦砂の流れが一点に集中し，砂と水の混合物を噴出．⑧孔内の水位が低下しつつ，次々と孔壁は崩壊・拡大．

このような大規模な噴砂現象は形態からだけではなく，そのプロセスからみても，砂火山(sand volcano)と呼ぶに相応しいものと考えられる．

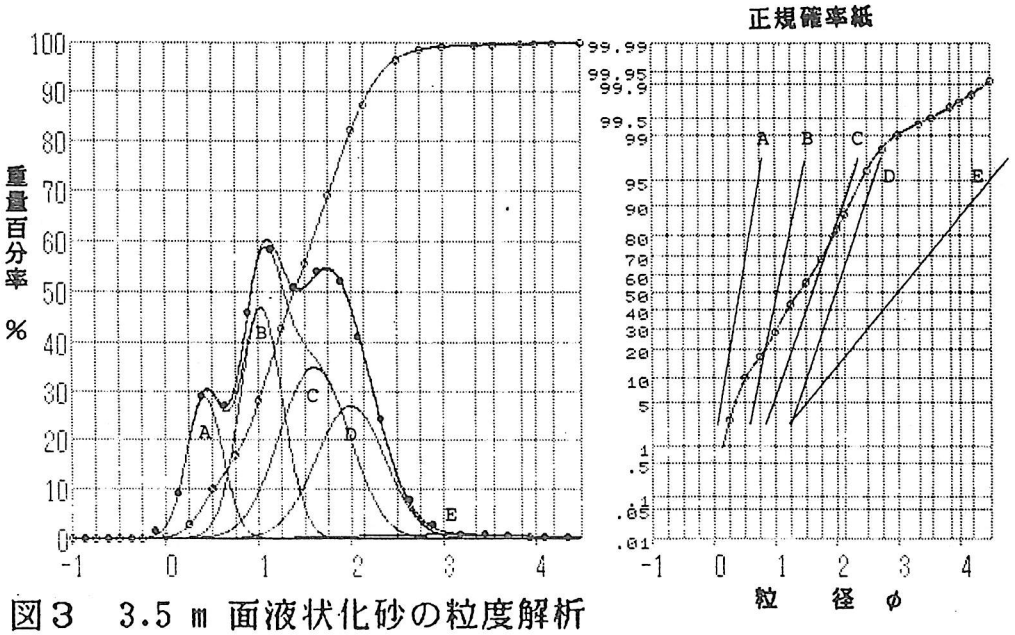


図３　3.5 m 面液状化砂の粒度解析

31　北海道の第四紀後期地殻変動

奥村晃史（地質調査所 地震地質課）

最近発見された示標テフラ（Toya, K-Hb）に基づいて北海道全域の更新世海成面の広域対比を行った．そして旧汀線高度の変化から広域地殻変動について検討した．

方法：　Toya, K-Hbによって北端部を除くほぼ全域で最終間氷期極相期(ca.125ka)の海成面を対比できた．これをM1面として，下位をM2，M3面，上位をH1，H2面とした．H2面の対比は，示標テフラがオホーツク南部以外には見いだされていないため，M1面との関係・連続性によった．高度は気圧高度計による実測または2.5万分の1地形図の読図に基づく（海成面分布図は日本第四紀地図に表記されるので参照されたい．）．

旧汀線高度の変化を図1に示し，地域毎の特性を表1にまとめた．高度の不連続は網走～東十勝，石狩低地帯で顕著であり，千島弧外弧において波長の長い変形が見られる．日本海東縁，特に南部では短波長で隆起量が大きい．また，渡島半島の黒松内－函館低地(f-f')東側は，西側と異なり地塊運動が顕著ではない．

考察：　日高山脈，根釧地域は西縁に存在する西落ち断層帯の運動に伴って東に傾動する2つの巨大なブロックと考えられる（図2）．渡島半島西部，天北地域の変動は日本海東縁変動帯に密接に関連する．これらのデータをもとに第四紀後期地殻変動の変動区区分を試みた（図3）．区分と変動像のdetail，千島弧西縁の鮮新世～更新世のfrontのmigration?（図2，P-Q_t-Q_k）などについて，さらに検討を加えてみたい．

地　域	旧汀線高度 M1（M2） min.--max.(m)	変形 幅 (km)	変位量 (m)	形態／その他
A　オホーツク海沿岸				
北部	(30 -- 50)		20	dome
中部	15 -- 20			
	(20 -- 50)	100	30	gently tilt to E
a　網走付近	0 -- 50	30	50+	NS ridge along Abashiri Tectonic
網走以東	<0 ?			basin ? Line
B　太平洋沿岸				
根室水道沿岸	5+			
根釧	20 -- 60	200	40	gently tilt to E (and N)
b　東十勝	20 -- 60	20--30	40	step down to W
南十勝－日高	20 -- 60	130	40	gently tilt to E
c　石狩低地帯	<0 -- 60	20--30	60+	tilt to W (M1 surface: 2°)
亀田半島	50±			
C　日本海沿岸				
d, e　奥尻・松前	30 --120	20--40*	60+	block movement* (*Miyauchi 1985)
f　黒松内低地帯	30 --100	20	70	
積丹	50±			
g　石狩川下流	<0 -- 40	1-- 5	20+	active fold (Oka 1978)
留萌－天塩	30 -- 40		10	
	(50 -- 70)		20	
h　天北	(40 -- 60)	5--10		active fold (H2 surface: 4°**) (**Ikeda et al. 1981)

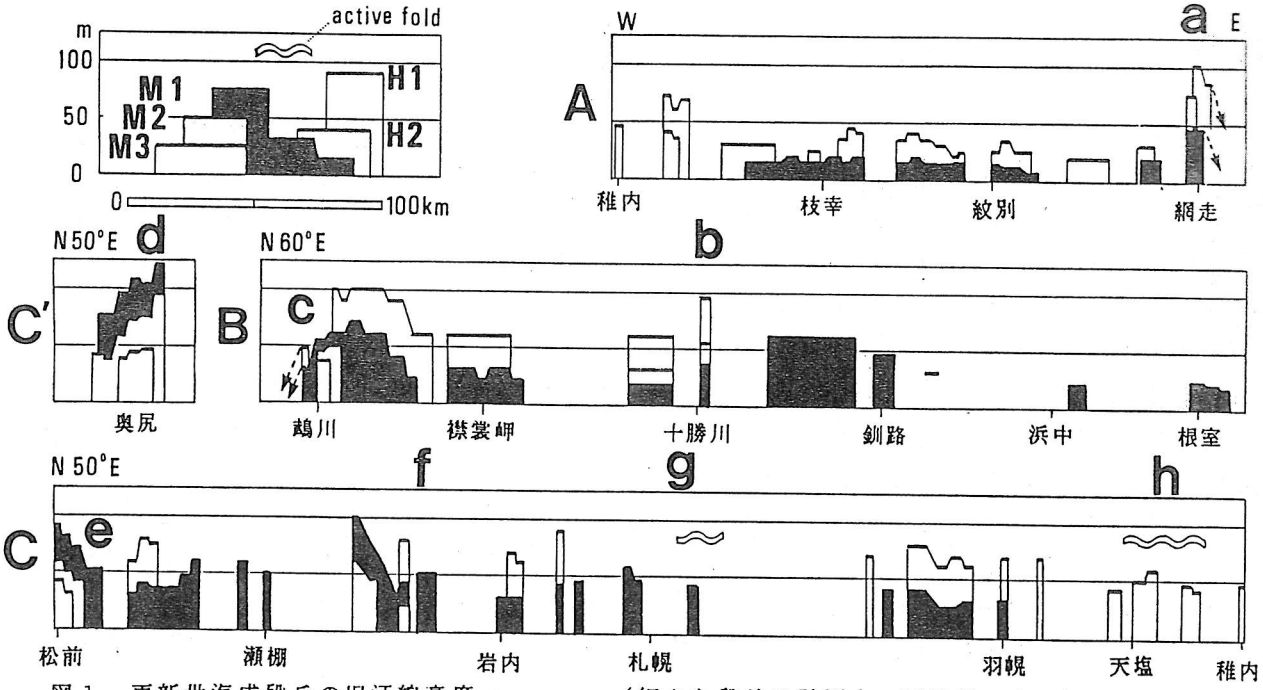


図１　更新世海成段丘の旧汀線高度　（細かな段差は計測点の不連続による）

Ａ：　オホーツク海沿岸（WE面に投影）　Ｂ：　太平洋沿岸（N60°E）

Ｃ：　日本海沿岸（N50°E〃）　ａ～ｈは表１に対応する

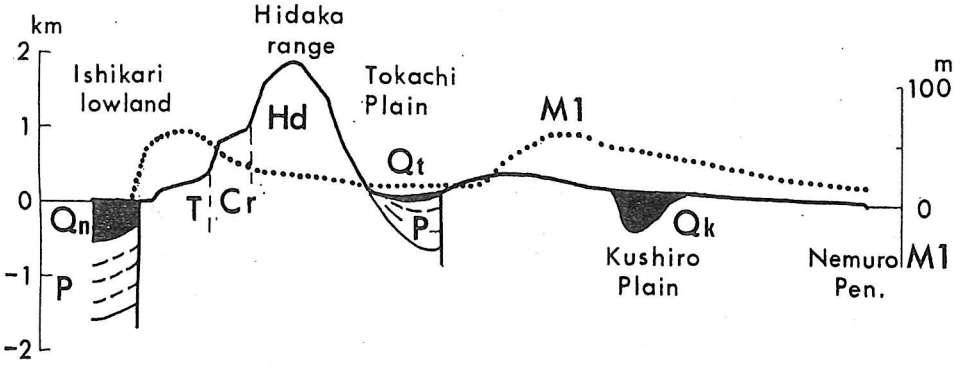


図２　日高山脈を横断する地形・地質断面と
　　Ｍ１面旧汀線の高度変化

Ｈｄ：　日高変成帯・日高層群

Ｃｒ：　空知層群などの白亜系

Ｔ：　第三系　　Ｐ：　鮮新統

Ｑ：　第四系－ Q_n：　野幌層，

Q_t：　渋山層，Q_k：　釧路層

（山口　1964，吾妻　1962，広川ほか　1978，松沢ほか　1981，岡崎・鈴木　1975，第四紀地殻変動研究グループ　1969などによる．）

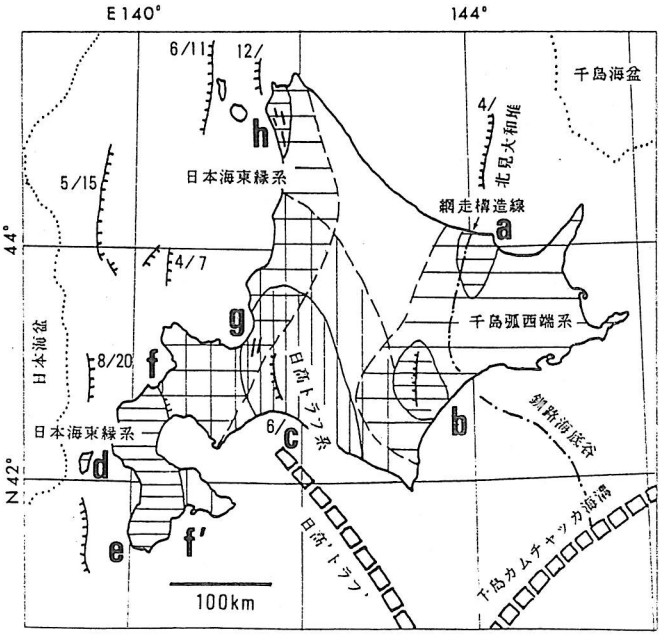


図３　北海道の第四紀地殻変動区区分（試案）

細実線の密度：　変動の強度を示す．

点線：　海盆のアウトライン

数字：　第四系の層厚／断層崖の比高（×100m）

（海底地質は玉木ほか　1974，網走構造線のトレースはKIMURA　1981にもとづく．）

◀ 表１　海成段丘の変形の地域別特性

32　北上河谷北部における段丘面の交差

渡辺　満久（東京大・院）

§1．はじめに　東北日本には、”変動”性の盆地が多数分布する。○○盆地の形成といった問題を議論するためには、対象とする盆地規模の変動を知る必要があることは言うまでもない。しかし、現在の、第四紀後半の変動地形の研究においては、盆地形成を論ずるには、やや規模の異なる地形を扱っているように思われる。

北上河谷は、幅8-17km、長さ80km（盛岡－前沢間）程の低地帯である。その西縁は、低地帯の形成に深く関与していると考えられる活断層に限られる。当地域に発達する段丘面、および西縁の活構造に関しては、すでに多数の研究がなされおり、以下の点が明らかにされている。1)盆地（低地）床には、奥羽山脈から流下する諸河川の形成した新旧の扇状地面が発達し、約２万年前に形成された扇状地面の勾配は、それ以前の扇状地面それより大きい。2)盆地西縁部では、２万年前以前に形成された扇状地面に明らかな断層変位地形が認められ、その垂直変位速度は10^{-1}mm/y オーダーである。

演者は、盆地規模の変動発達史をさらに明確にするために、a)２万年前以降に形成された段丘面（扇状地性）の、垂直的・水平的分布形態と、b)第四系基底の”地形”を明らかにする必要があると考える。今回は、北上河谷北部における、a)を中心に発表する。

§2．盛岡周辺の段丘面区分とテフラ　当地域に発達する段丘面は、連続性・テフラ等を指標に、L1面・L2面・L3面（従来の上田面・盛岡面・沖積面に相当）に区分される。なお、これらの上位には岩手火山起源の火山噴出物から成る平坦面も広く発達する（北上川上流部には、最終間氷期に離水したと推定される河成段丘面以下、５段の河成段丘面が発達する）。各面の離水時期は、１図に示した通りである。

§3．雫石川に沿う段丘面の交差　雫石川に沿う投影断面図（３図）のほぼ中央部で、小岩井浮石(KP)をのせるL1面が、風成ロームをほとんどのせないL2面より低い位置にある。また、L1面とL3面との比高は、この位置では非常に小さい。ただし、雫石川左岸のL1面を形成した河川と、右岸のL2面および両岸のL3面を形成した河川が異なる可能性がある。なお、雫石川にほぼ沿った地質断面（２図）によると、南北に軸を持つ変動は認められない。

§4．南昌山麓における段丘面の交差　南昌山麓では、L1面の扇端部の勾配は非常に大きく、L2面は山麓から 1km程離れた所から下流側に発達する。L2面は、L1面を覆って広がるが、さらに下流部ではこれを切っている。すなわち、雫石川沿岸と同様の交差現象が認められる。西縁活断層がL1面を切る地域もあるが、交差現象はこのような活構造の有無とは無関係に認められる。４図のLoc.10で採取された、L2面構成礫層直上の埋没腐植土の^{14}C年代測定値が2630±90y.B.P.(TK-680)であることから、ここでのL2面の形成は、約3000年前と推定される。地下構造については不明である。

§5．今後の方針　さらに南方では、上述の交差現象は認められなくなるが、現在のところ調査は不十分である。今後、さらに広い地域において段丘面の分布形態を明らかにし、その成因を検討してゆきたい。地下構造についても、機会を改めて報告する予定である。

《文献》
遠藤良二(1977)：北上川上流部の化石周氷河現象．日本地理学会講演要旨，12,22-23.
大上和良・遠藤真哉・村井貞充(1977)：ボーリング資料にもとずく北上低地帯の地下地質（その１）－盛岡市付近－．岩大工研報，30,21-29.
大上和良・土井宣夫(1978)：北部北上低地帯の鮮新－更新両統の層序について．岩大工研報，31，21-29.
大上和良・畑村政行・土井宣夫(1980)：北部北上低地帯の鮮新－更新両統の層序について（その２）．岩大工研報，33,53-73.
町田　洋・新井房夫・百瀬　貢(1985)：阿蘇４火山灰－分布の広域性と後期更新世示標層としての意義－．火山，30,49-70.

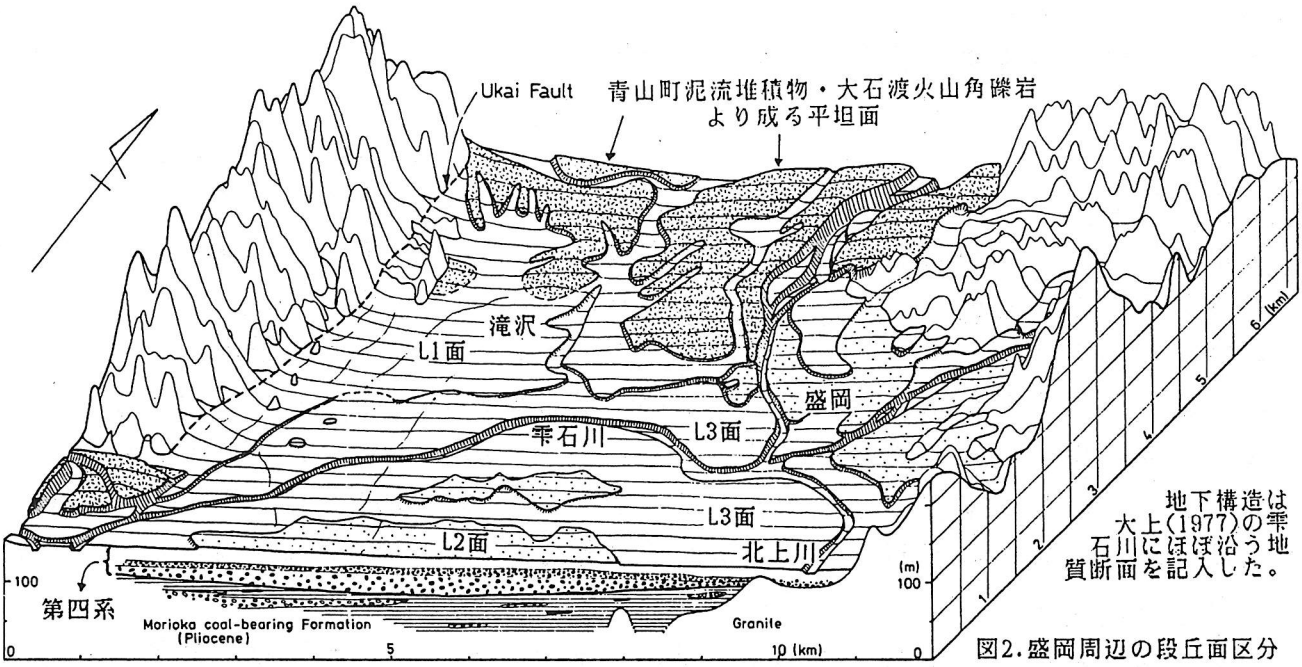


図2.盛岡周辺の段丘面区分

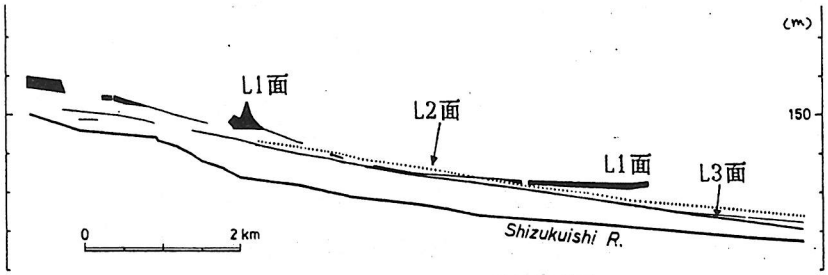
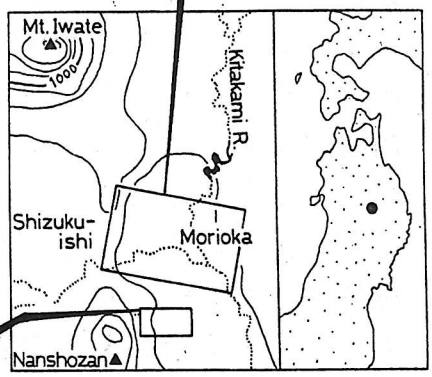


図3.雫石川に沿う投影断面図



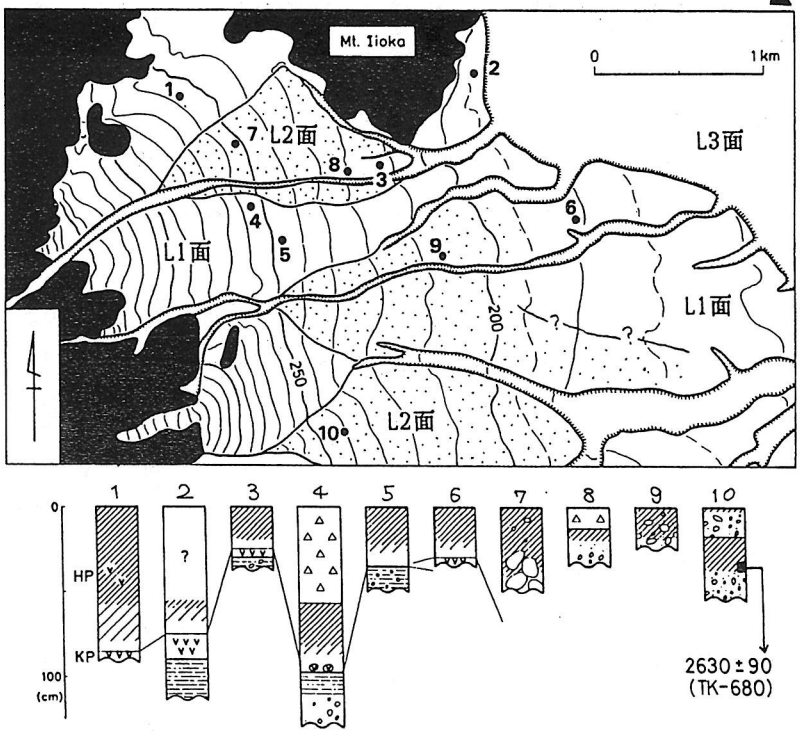


図4.南昌山麓の段丘面区分

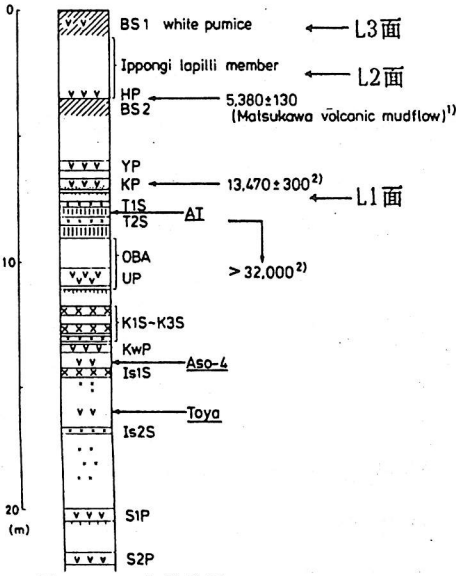


図1.テフラと段丘面
1)橘(1978)、2)遠藤(1977). 柱状図は、大上・土井(1978)、大上ほか(1980)を簡略化し、町田ほか(1985)および本研究の成果を加えた。
BS: Black Soil, HP: 堀切パミス, YP: 柳沢パミス, KP: 小岩井パミス, T1S-T2S:滝沢第1－2スコリア, OBA:生出黒色火山灰, UP: 雪浦パミス, K1S-K3S:加賀内第1－3スコリア, KwP: 川口パミス, Is1S-Is2S:石花第1－2スコリア, S1P-S2P:四十四田第1－2パミス

33　新庄・山形盆地の活構造と変位地形

鈴木康弘　（東大・院）

1．はじめに　　盆地を形成すると考えられる地殻変動が，第四紀において活発であることが報告されている．東北日本内帯の構造性盆地群において，盆地床の形態に注目すると，次のような特徴がある．弘前，花輪，横手，山形盆地においては，沖積面が広く形成されている．一方，鷹巣，新庄盆地では，活褶曲を伴う変形が認められ，一部が相対的に隆起し，開析され，丘陵地化が進み，沖積面の発達は狭小である．　演者は，このような相違の原因，及びメカニズムを解明するために，両タイプの盆地のうち，隣接する新庄，山形盆地を調査地域とし，地形面，及び，地層の変形を精査し，活構造を明らかにした．

2．調査結果

1）新庄盆地　　山地と盆地の境界に，地形の不連続，地形面と地層の変形により，活断層が推定され，さらに，盆地内には，活褶曲変形が認められる（第1，2図）．特に盆地内の変形は，段丘面においても顕著であり，それらは，褶曲変形の系統的な非対称構造と，地表における低角な活断層形態により，第四紀以後発生した『盆地内低角逆断層』に伴う活褶曲変形と解釈される（第3図）．また，盆地内の活断層の活動時期は，盆地中央よりのものの方が新しい．

2）山形盆地　　段丘面の活断層に伴う変形は，盆地西縁で顕著であり，東縁でも一部に認められる（第1図）．特に，北部西縁における断層変位は顕著で，複数の活断層列が存在し，複雑な変位地形を示す（第4，5図）．西縁活断層の沈降側において，第四系が特に厚く堆積し，沖積面の発達が良好である．

3．考察

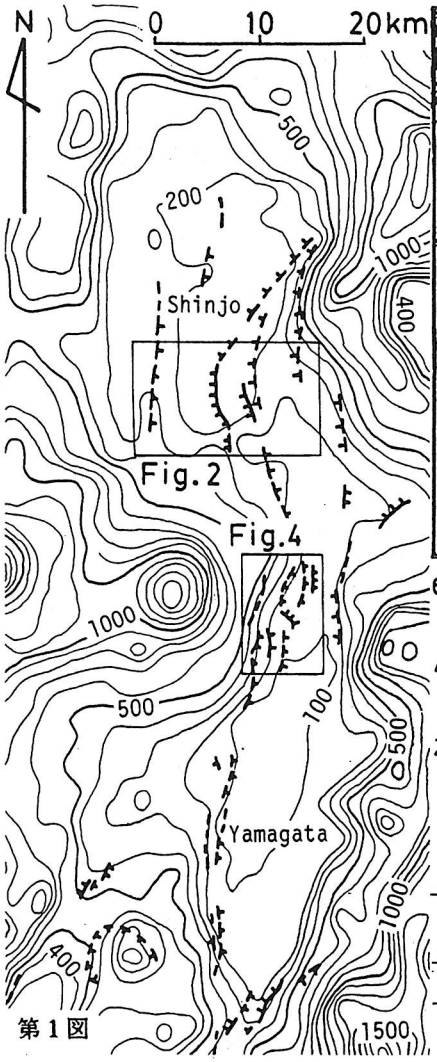
1）両盆地における沖積面の発達の相違について

沖積面の発達は，盆地内の活断層の活動により，制限されるものと考えられ，従って，盆地内への活断層の移動発生の程度により決まるものと考える．

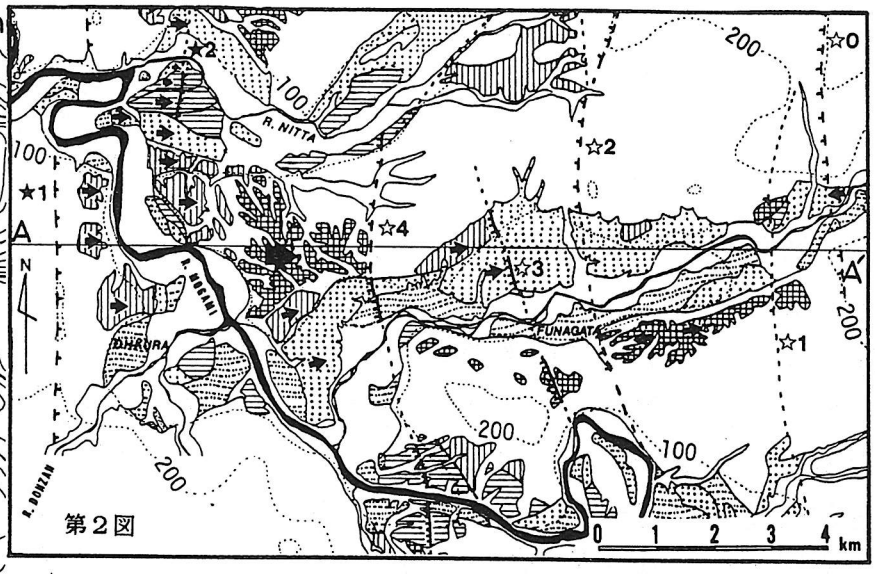
2）両盆地における活構造様式の相違について

新庄盆地に存在する『盆地内低角逆断層』は，池田・米倉（1979）の断層の低角化モデルにより説明されるものと考えられ，その場合，断層の低角化のためには，盆地内に未固結堆積物が厚く存在することが必要条件となる．第1表に示す盆地の第四系下の地質により，次のように考えられる．新庄盆地では，第四紀地殻変動の初期に，既に盆地内には，上部中新統～鮮新統の未固結堆積物が厚く堆積していたため，断層の低角化のための条件を備えていた．一方，山形盆地では，鮮新統の厚い堆積物は存在せず，条件を満たしていなかった．

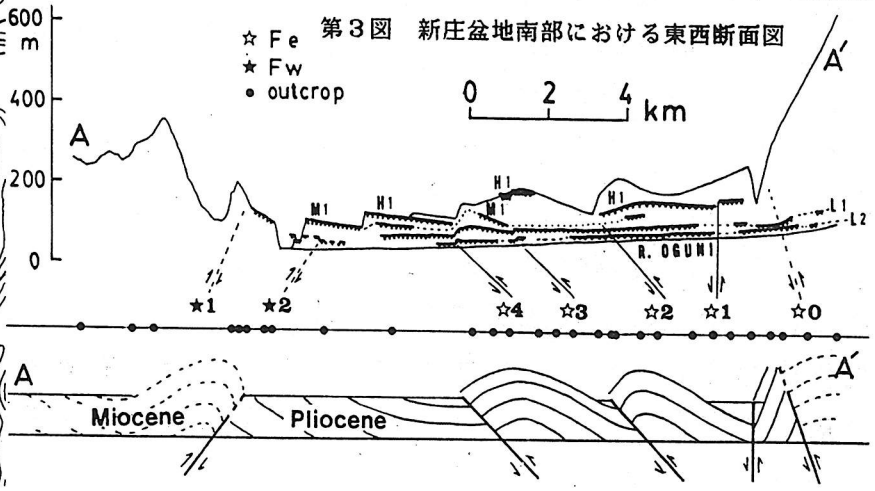
4．おわりに　　東北日本内帯の他の盆地においても，以上に述べた，盆地堆積物と活構造の発達様式，さらには，それらと地形発達との関係を，説明できる可能性がある．



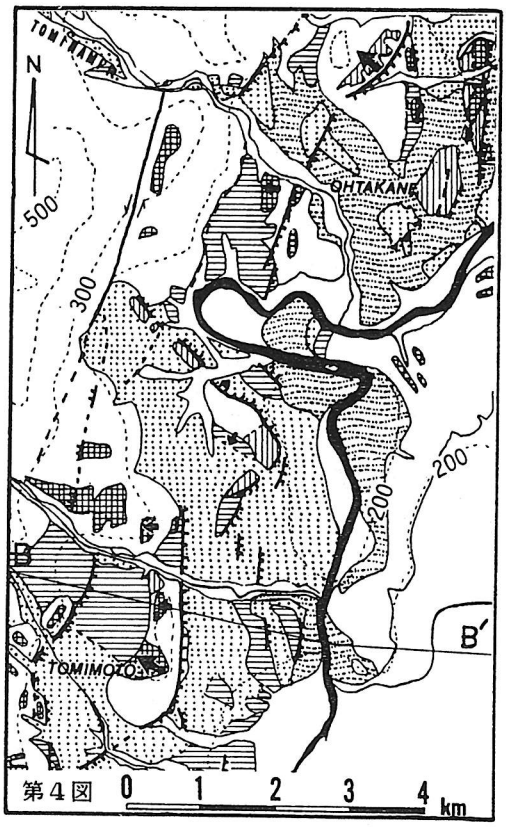
第１図



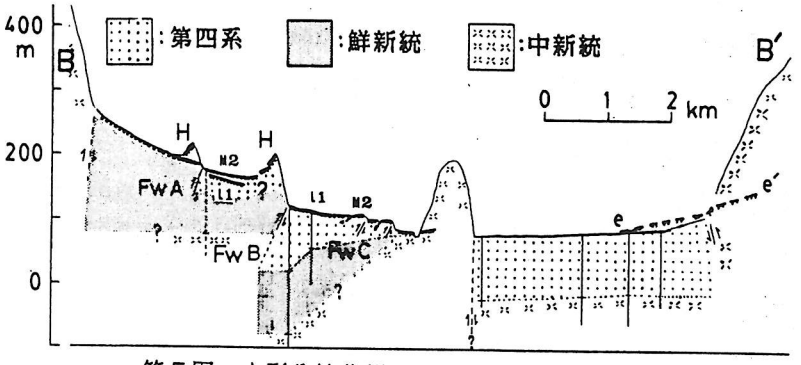
第２図



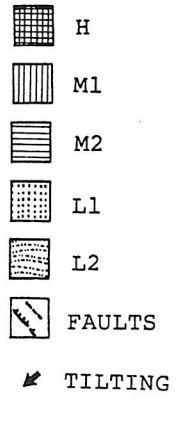
第３図　新庄盆地南部における東西断面図



第４図



第５図　山形盆地北部における東西断面図



Shinjo Basin	Yamagata Basin
Holocene (10?)	Holocene (17)
Pleistocene (100)	Pleistocene (350+)
Pliocene (700-900)	Plio. (170)
upper Miocene (1000)	upper Mio. (400-600)
middle Mio. (400)	middle Mio. (400-700)
lower Miocene	lower Miocene
pre-Tertiary	pre-Tertiary

第１表　地質概略　　(　): max.thickness(m)

34　足柄平野の形成と国府津・松田断層

山崎　晴雄（地質調査所地震地質課）

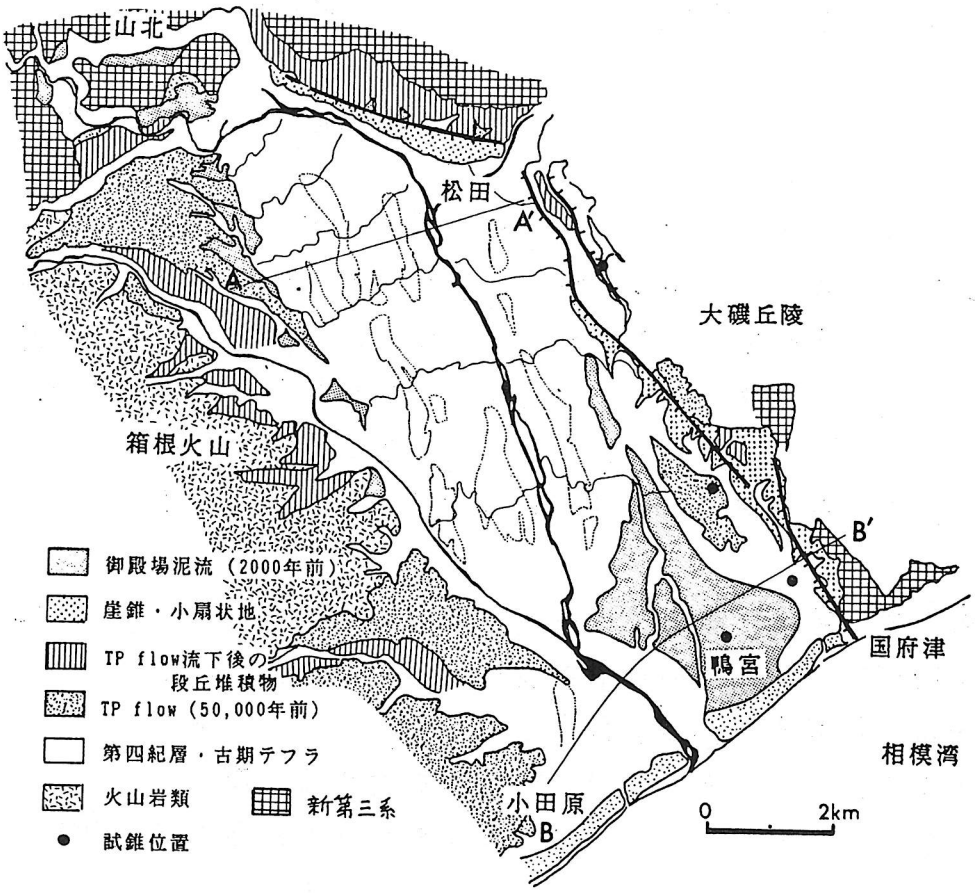
足柄平野は、酒匂川の下流域に発達する矩形をした小さな平野である。しかし、この地域は相模トラフの北西延長に位置し、ここに認められる活発な地殻変動はプレート運動の直接的な反映として、研究者の大きな関心を集めている。

国府津・松田断層はこの足柄平野と大磯丘陵との間を区切る、南関東で最も活発な活断層である。この断層については、足柄平野とその周辺地域の地史や地質構造の解明が不十分なこともあって、その運動のプレートテクトニクス上の位置付けや具体的な活動様式等について不明な点が多かった。そこで本報告では、今までに得られた足柄平野とその周辺地域に関する地形・地質学的資料に基づいて、上記問題を考察する。

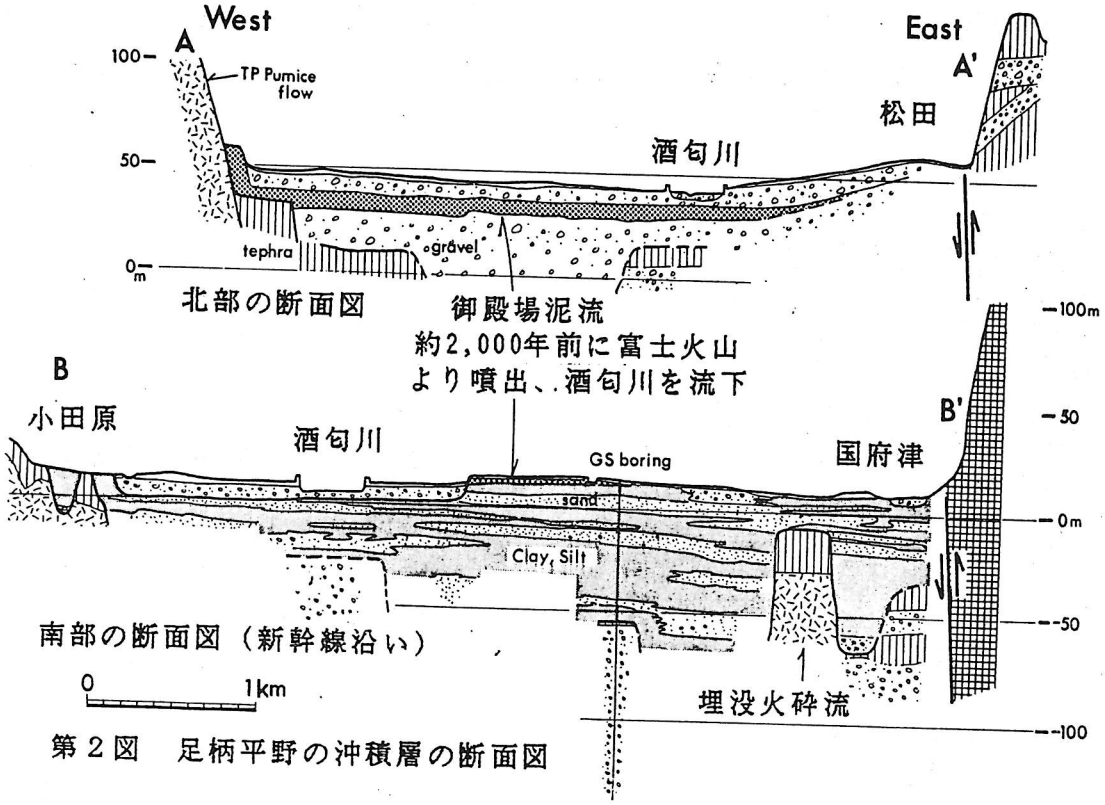
国府津・松田断層をはさむ足柄平野及び大磯丘陵の地塊としての活動史は、位相のずれはあるものの、いずれも激しい沈降の場から隆起の場への変化を示している。駿河湾北岸地域の地殻変動との比較から、これはプレートの沈み込みに伴う付加体の形成過程として説明できる。従って、国府津・松田断層は付加体内の覆瓦スラストに相当し、プレート境界断層ではなくそこから派生した断層の中で最もトラフ側にありかつ活発なものである。

一方、国府津・松田断層の活動様式を考える上で、足柄平野の地形・地質学的特徴は重要である。足柄平野は、平野下に鮮新世以降の厚い堆積物の存在が知られる沈降域である。完新世においても、沈降速度の低下は認められるが、一貫した沈降域であることに変りはない。平野の地形も沖積面が広がり、更新世の段丘の発達は良くない。しかし、例外的に、鴨宮付近には沖積段丘が認められる。これは沼面ではなく、海面が若干低下した弥生時代の火山泥流堆積物の堆積面である。また、沈降平野でありながら、1923年の関東大地震時には隣接する大磯丘陵とともに隆起している。

以上のような特徴は、足柄平野を含む相模湾北岸地域が、活動周期の長い国府津・松田断層の活動とそれより短周期の相模トラフ沿いの断層活動の両方の地殻変動の影響を、重複して受けていると考えることで説明できる。すなわち、足柄平野では相模湾内での頻度の高い断層活動によって一時的に隆起運動が卓越するが、国府津・松田断層の変位によってそれを上回る沈降運動が引き起こされ、長期的な平均をみると平野は沈降するのである。隆起運動を受けている鴨宮面は、その形成以後相模湾内の断層活動の影響のみ受けていて、国府津・松田断層の影響はまだ受けていないのであろう。



第１図　足柄平野とその周辺の地質



第２図　足柄平野の沖積層の断面図

35　大陸棚の海底地形からみた伊豆半島の地殻変動

鈴木毅彦（東京都立大学・院）

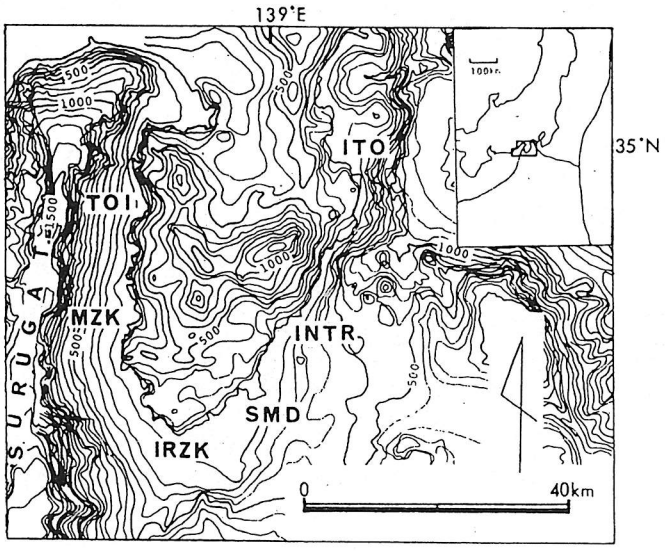
はじめに

フィリピン海プレートの北端に位置する伊豆半島は、本州に衝突する一方、サブダクションの場である相模、駿河トラフによって、その東西を囲まれている。このような特異な場に位置する伊豆半島の地殻変動を、主に大陸棚上の海底地形を示標にして考察した。　本研究は水路部発行の海の基本図（５万分の１、　２０万分の１）の読図と、同部のご好意より提供を受けたそのオリジナルデータである音響測深及び音波探査の原図に基づいている。

結果

伊豆半島西岸、南岸、東岸で大陸棚上にそれぞれ４段（W1-W4）、３段（S1-S3），５段（E1-E5)の段丘状の地形を認めることが出来た。これらは完新世の海面上昇の過程で形成された海成段丘と考えられ、とくに最下位のもの（W4,E5）は、最終氷期の海面低下期に形成されたと思われる（図２、３）。

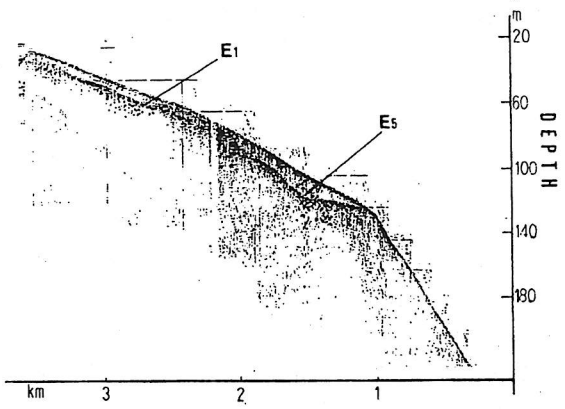
南岸沖、西岸沖、東岸沖について均質なデータが得られないため、連続的にこれらを対比する事はできないが、それぞれの発達規模、深度の連続性から図４のように対比した。 大陸棚外縁の深度が西岸沖で深くなることは茂木・桜井（１９８０）で既に報告されているが，W1-S1-E1を除く段丘面内縁（旧汀線と思われる）の深度についても下位のもの程西岸沖で深度が深くなることが明らかになった。なお大陸棚外縁の最も深い所では東岸のそれに比べ約100m程深くなている（図４）。



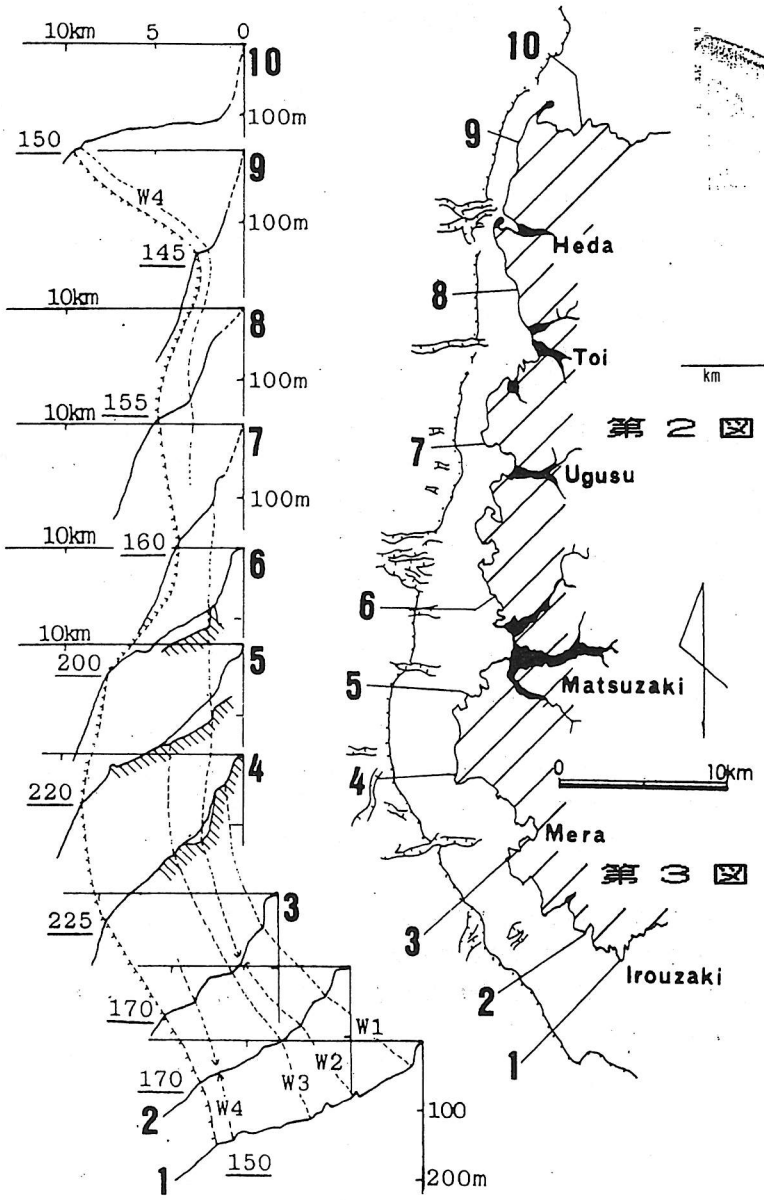
第１図　伊豆半島及びその周辺の地形
ＩＴＯ：伊東、ＩＮＴＲ：稲取、ＳＭＤ：下田，ＩＲＺＫ：石廊崎、ＭＺＫ：松崎，ＴＯＩ：土肥

従って、これらが示す最近約２万年の地殻変動をまとめると次のようになる。稲取-下田間の外縁深度は日本の平均的な深度にほぼ等しく、又陸上に海成段丘が存在する事からこの地域は平均的には隆起傾向と言える。

一方、伊豆半島南西部沖（松崎沖）では平均沈降速度が5mm/yに達するが，半島北西部沖では沈降傾向は見られるものの、その速度はやや衰える。



第２図 音波探査の捉えた埋没した海成段丘（稲取南東沖）

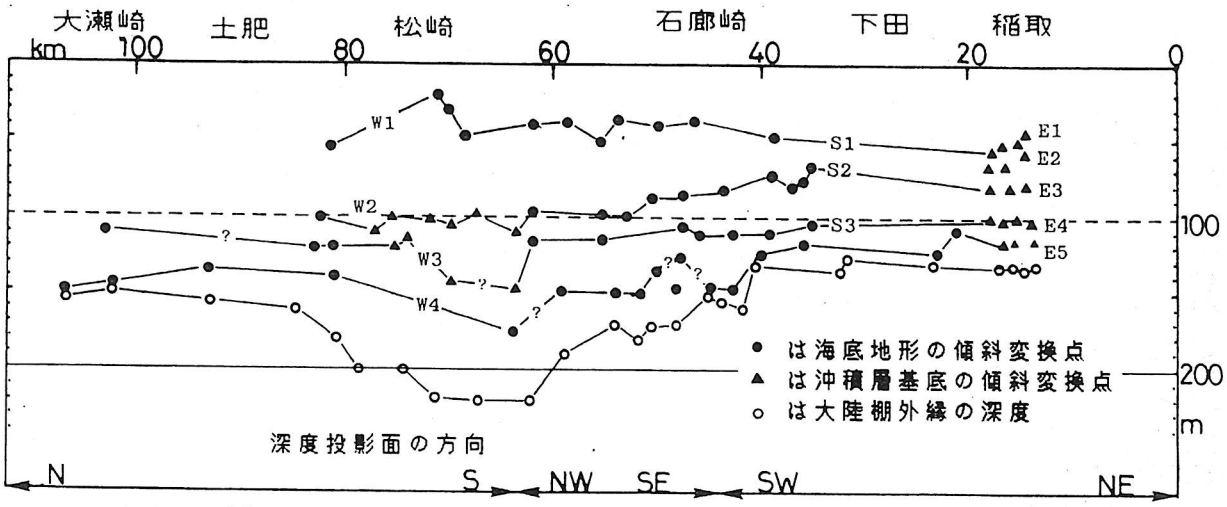


第３図 伊豆半島西岸沖の海底地形断面

・・・・大陸棚外縁

・・・・沖積低地

下線部のある数字は大陸棚外縁の深度
4,5,6の斜線部はスパーカーによる沖積層の基盤



第４図 旧汀線深度投影図

36　静岡県御前崎地域の上部更新統

杉山雄一・寒川　旭・水野清秀・下川浩一（地質調査所）

「御前崎」地域の上部更新統を調査した結果，以下のことが明らかになった．

1．上部更新統は，古谷層・京松原砂層・牧ノ原礫層からなる一連の堆積物，笠名段丘堆積物，御前崎段丘堆積物，及びより低位の段丘堆積物に区分される（図１，２）．

2．古谷層～牧ノ原礫層は，図３に示したような層相を呈し，古大井川の河口付近における急激な海進－緩慢な海退に伴って形成された堆積物と考えられる．

3．笠名，御前崎両段丘堆積物は，更なる海退の途中，一時的な海水準の停滞・上昇に伴って形成された堆積物と考えられる．両段丘の北西端は，嘗ての海食崖と考えられる崖を以ってより高位の段丘と接する（図１）．笠名段丘堆積物は，牧ノ原礫層から古谷層中部までを海食して形成された海食台上に堆積した地層と推定され，少なくとも段丘北端の本層最上部には河川成の可能性がある礫層を伴う．本段丘は基底面，頂面とも傾斜が大きいことを特徴とする（図２）．御前崎段丘堆積物は，更に基盤の相良層群までを波食して形成された海食台上に堆積した地層と考えられ，活断層や活撓曲により変形を被っている（図１、２）。

4．今回，京松原砂層の下部－上部境界，笠名段丘堆積物の中部及び上部から，火山灰を採取できた（図３）．このうち，京松原砂層中のもの（火山灰Ａ）については，既に長田(1980)及び池谷・堀江(1982)がその存在を報告しており，朝比奈川～比木間に広く分布する．比木以南の地域ではその存在を認めていないが，これは図２に示したように，同地域では京松原砂層下部の上に直接牧ノ原礫層が載っているためと解釈される．火山灰Ｂは笠名段丘の海食台上に堆積したと考えられる成層した砂礫層中に5cm位の薄層として挟まれ，火山灰Ｃは同砂礫層より上位の河川成の可能性がある礫混りシルト層中に長径30cm弱のブロックとして発見された．

5．各火山灰は表１のような特徴を持つ．今後の詳細な検討が必要であるが，これらの特徴から火山灰Ａ，Ｂ，Ｃは，各々Klp群，Pm-1，鬼界－葛原火山灰に対比される可能性がある．

6．このような対比が仮に正しいとすると，牧ノ原面，笠名面，御前崎面は，各々概ね関東地方の広義の下末吉面（引橋面），小原台面，三崎面に対比できるかもしれない．

文献　長田(1980)：第四紀研究，19，1－14；　池谷・堀江(1982)：第四紀研究，21，75－93．

	肉眼的特徴	組　成	対比
火山灰Ｃ（笠名段丘堆積層上部）	シルト層中のブロックのため厚さ不明（10cm以上）．オレンジがかった黄色，細粒．	Gl(bubble wall); Pl, βQz; OPx>>CPx, Hb. Gl(n)＝1.496－1.498 OPx(γ)＝1.700－1.710	鬼界－葛原火山灰？
火山灰Ｂ（笠名段丘堆積層中部）	5～10cm．オレンジ色（下部1cm白色），細粒．	Gl(bubble wall)少量; Pl; Hb>>OPx, Bt, Zr.	Pm-1？
火山灰Ａ（京松原砂層下部－上部境界）	一般に10～20cm（最大100cm）．下位より，ピンク色相粒パミス，同色パミス混じり粘土（ラミナ発達），濃いオレンジ色細粒パミス（OPxに富む）からなる．	Gl無し; Pl; OPx＞CPx. OPx(γ)＝1.704－1.714	Klp及び木下層道脇寺火山灰?

表１　御前崎地域の上部更新統に挟まる火山灰

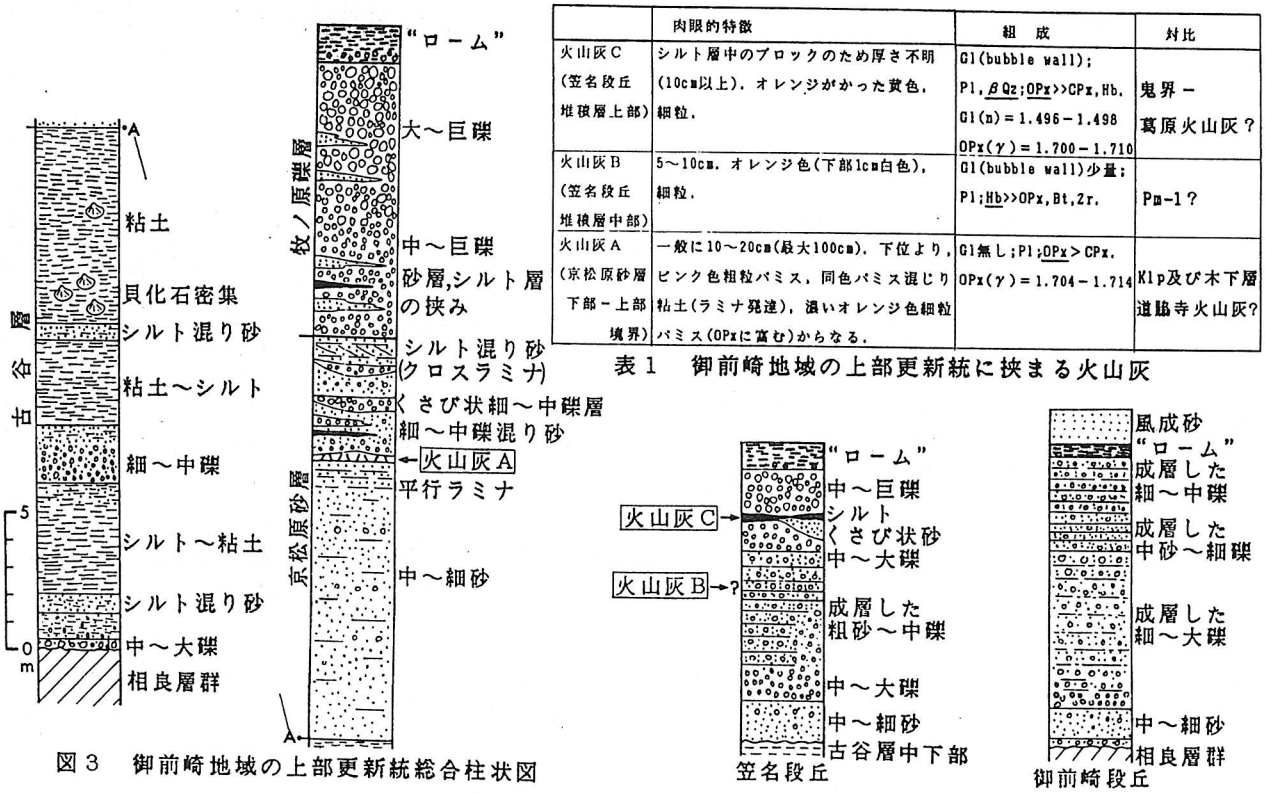


図３　御前崎地域の上部更新統総合柱状図

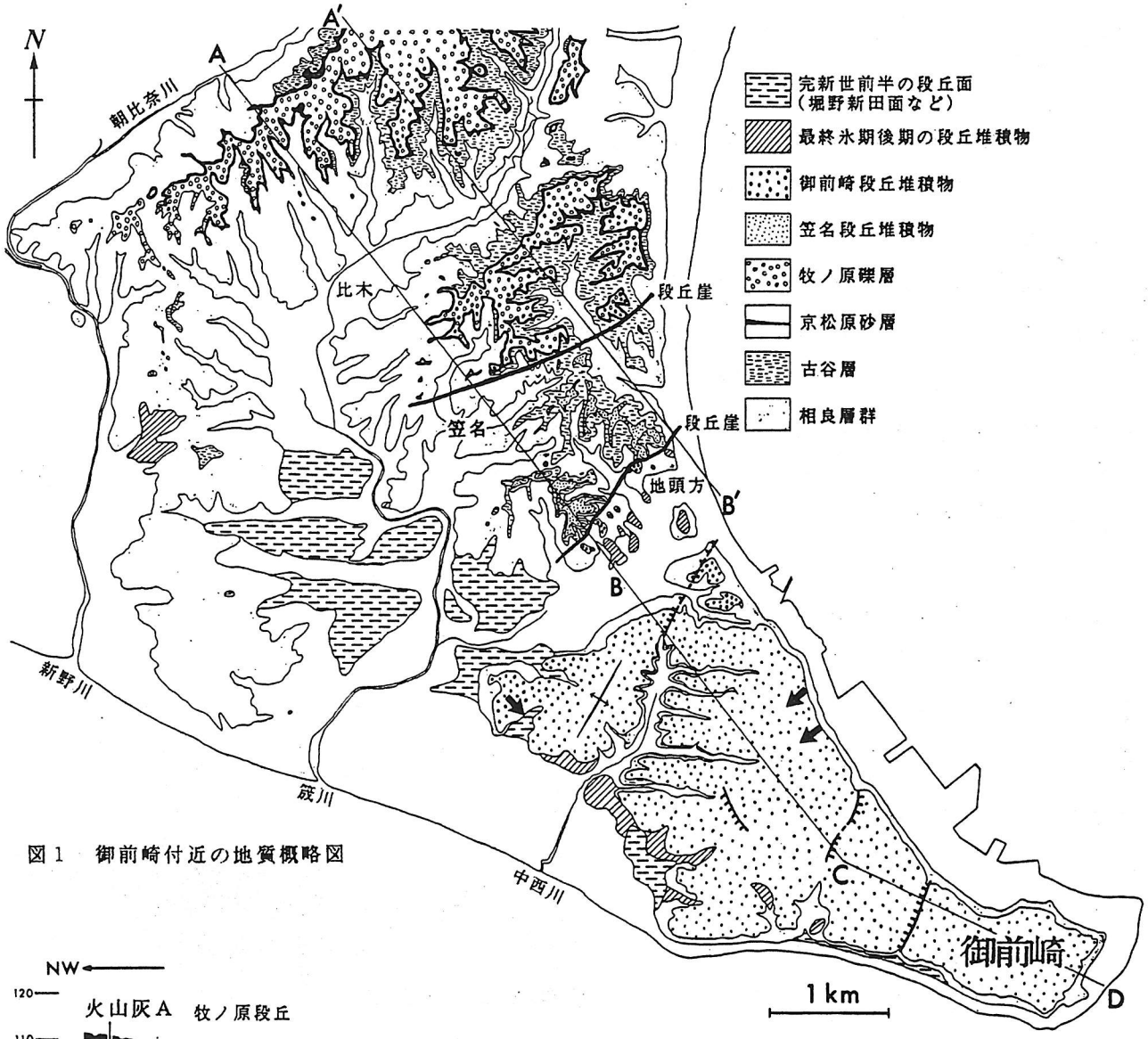


図１　御前崎付近の地質概略図

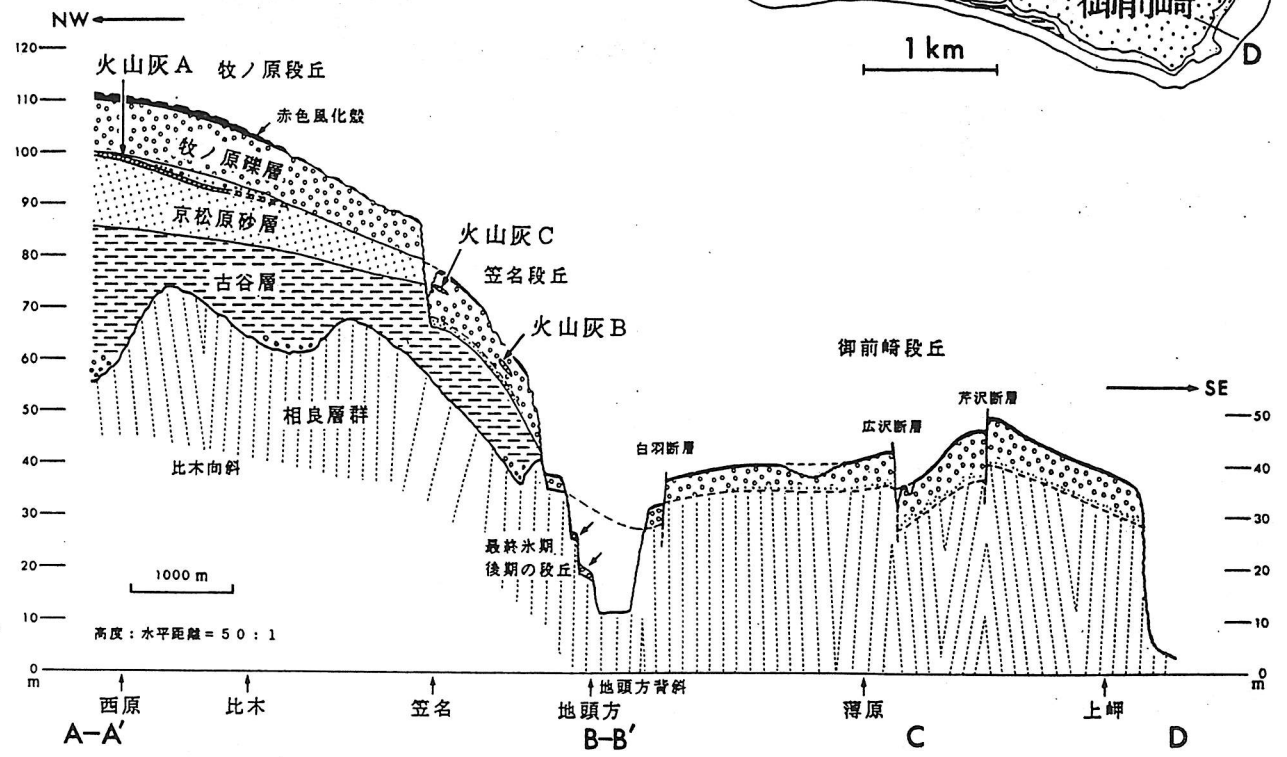


図２　御前崎付近の模式地質断面図

37 伊那盆地北部における活断層のネットスリップ速度

阿部　一(東大院)・池田安隆(東大)・鈴木康弘(東大院)
・奥村晃史(地調)・渡辺満久(東大院)・米倉伸之(東大)

Ⅰ方法

活断層の活動度は、その平均変位速度によって示される。平均変位速度を求める際に用いられるずれ(slip)は、本来断層面上の「真の変位(net slip)」でなければならない。ネットスリップは、鉛直スリップと水平スリップのベクトル和であるから、活断層(特に低角の逆断層)の真の活動度を知るためには、水平スリップ速度を求める必要がある。以下に水平スリップ速度の大きさと方向を地形的証拠から求める方法を述べる。

1本の活断層によってみかけの横ずれを示す地形を考える(図1)。図では段丘崖が左横ずれを示している。真北を0°とし、時計回りを正にとって、段丘崖の方向を計測するとθ_1(>0)であった。また左横ずれを正にとり、段丘崖のオフセット量を計測するとd_1(>0)であった。d_1を下位の地形面の離水年代T_1で割ると、オフセットの速さu_1が求められる。このθ_1・u_1と、水平スリップの速さU_H・方向ψの間に次の関係式が成り立つ。

$$u_1 = U_H \cdot \sin(\psi - \theta_1)$$

従って、みかけの横ずれを示す地形が、1本の活断層沿いに複数の地点で見られるならば、各地点で得られた計測データ(θ, u)をθ－U座標平面上にプロットし、それらの点を通るようなサイン曲線を最小二乗法によって求めることで水平スリップ速度の大きさU_Hと方向ψを決定することができる。

Ⅱ伊那盆地北部(与地断層)における適用

長野県伊那市西方のますみケ丘には、木曾山地に沿って、2列の平行な低断層崖が北西－南東方向に走っている(図2)。東側の与地断層Aは、神子柴面を1から4まで変位させている(図3)。神子柴面群の離水年代は、御岳起源のテフラによって推定される(図4)。段丘崖の方向とオフセット量は、縮尺1/2500の都市計画図から計測した。結果はU_H＝5.2±1.3(m/10³y)、ψ＝123±11(°)であった(図5)。簡易測量から求めた鉛直スリップの速さは、図4のb-b'で0.07(m/10³y)であり、U_Hに比べると無視できるので、水平スリップの速さをネットスリップの速さと見なすことができる。与地断層Bの水平スリップ速度は、ψを与地断層Aと同じであると仮定して求めた(U_H＝3.2±0.4)。この結果、与地断層の水平スリップの速さ(ほぼネットスリップの速さ)は、A・B合わせて8.4±1.4(m/10³y)となり、その活動度はA級であることが明らかとなった。

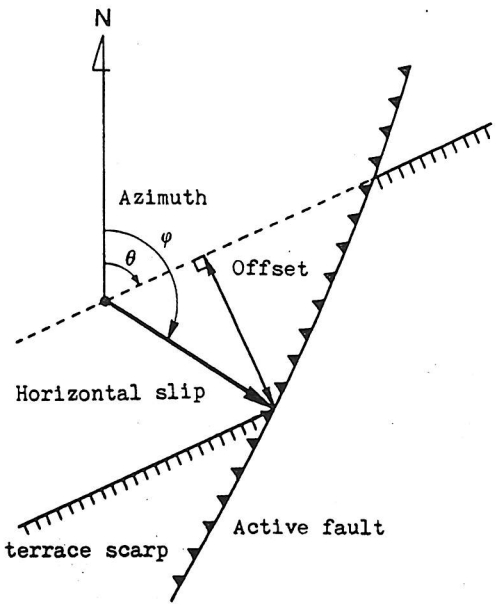


Fig.1. Relation between Horizontal slip and Offset.

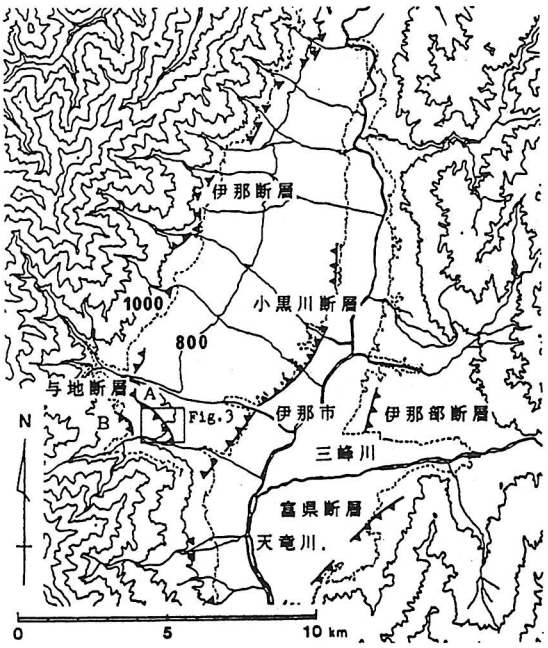


Fig.2. Active faults distribution in northern Ina Valley.

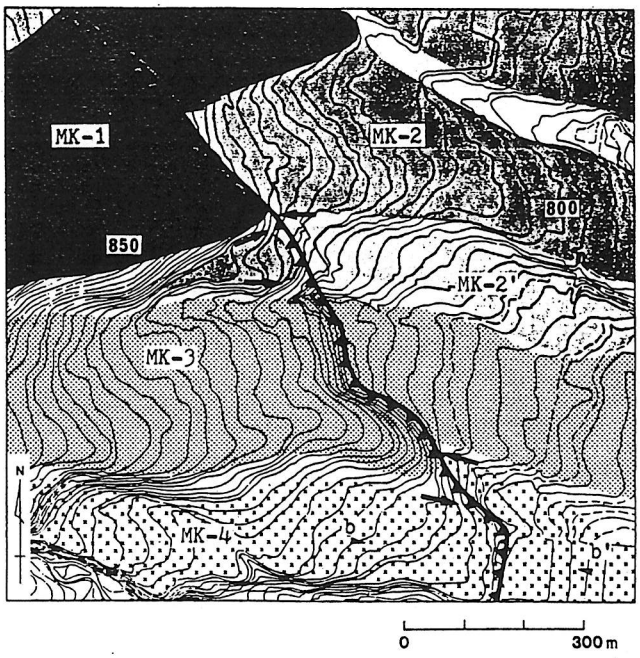


Fig.3. Geomorphological map along Yochi fault A.

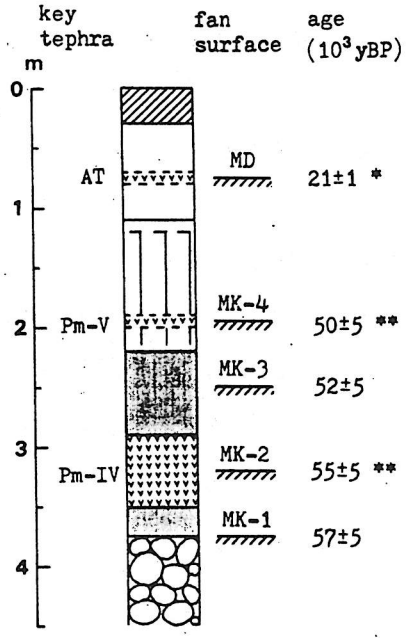


Fig.4. Stndard columnar section of fan surfaces younger than Mikoshiba terrace-1 in northern Ina Valley

* 町田・新井(1976)

**竹本ほか(1986)より

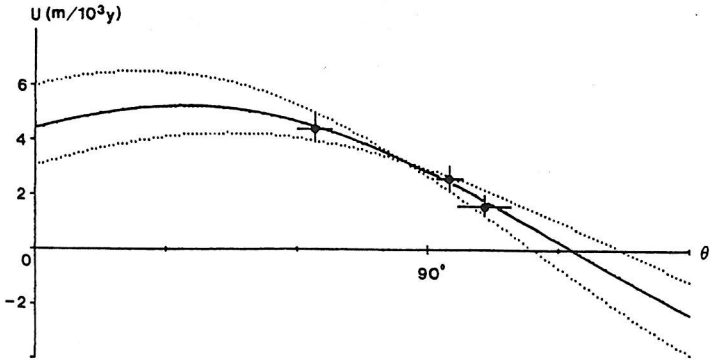


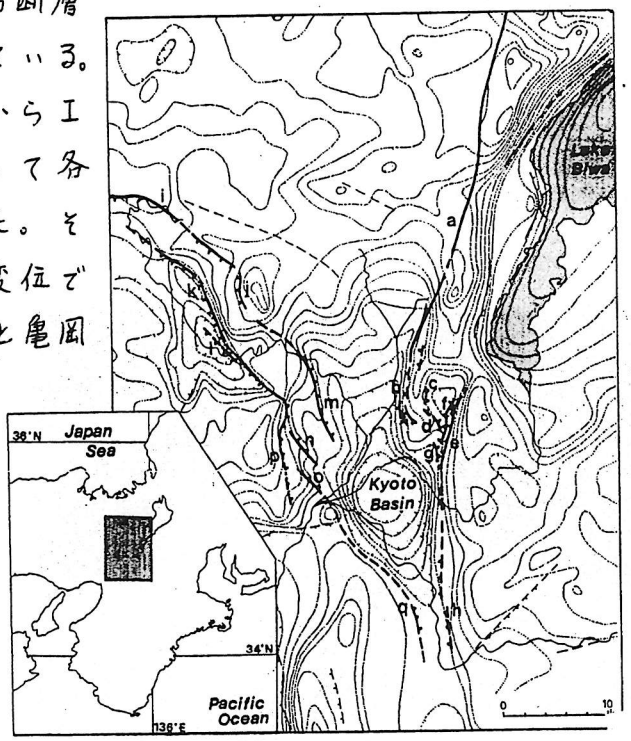
Fig.5. Sin curve showing the relation between Azimuth (θ) and Offset rate (U) of terrace scarps.

38 京都盆地周縁の活断層と盆地形成運動

吉岡敏和（地質調査所）

京都盆地の東西両縁部にはいくつかの活断層が発達しており、その活動は盆地の形成に大きく関与しているものと考えられる。これらの活断層は主として逆断層であり、かつ、盆地東縁部の花折断層には右ずれ変位が、西縁部の亀岡断層・光明寺断層には左ずれ変位がそれぞれ認められる。また、盆地中南部の小野断層・樫原（かたぎはら）断層・光明寺断層・金ヶ原断層は、鮮新－更新統の大阪層群に撓曲変位を与えている。また、多くの活断層が盆地内に発達する段丘面を変位させている。

本研究では、これらの段丘面を高位からⅠ～Ⅳ面の4段に区分し、それにもとづいて各活断層の活動度及び活動時期を推定した。その結果、京都盆地周縁の活断層は垂直変位ではほぼB級の活動度をもち、黄檗断層と亀岡断層においては、断層活動の断層崖から盆地前面への移動が認められた。また活動時期については、大阪層群の各層準の分布より、南部では古くからの活動が推定され、一方、段丘面との関係より、北部ほど新期の活動が認められる傾向がある（第1表）。これは断層活動域が除々に北方に移動していることを示すものと考えられる。



第1図　京都盆地周縁の活断層の分布
点線は接峰面の等高線及び第四系基底の推定等深線を示す。（100m間隔）

第1表　地区毎の活断層の活動史

年代	層準	宇治・田辺	京都盆地南部	山科盆地	亀岡盆地	京都盆地北部	丹波高地内
0	Ⅲ・Ⅳ						越畑断層
	Ⅱ			花山断層	保津断層	盆地沈降	殿田断層
	Ⅰ		樫原断層	小野断層		樫原断層	花折断層
	Ma-8		東山西縁断層系			花折断層	
	Ma-7						
50万年	Ma-6						
	Ma-5						
	Ma-4		盆地沈降		盆地沈降		?
					亀岡断層		
	Ma-3（アズキ）		西山断層				
100万年	Ma-2	井手断層	黄檗断層				
	Ma-1	田辺推定断層					
	Ma-0						

第2表　各活断層の諸性質

断層名	全長（km）	走向	断層形態	センス 横ずれ	隆起側	変位基準	変位量（m）	活動度	備考
a 花折断層	50	NNE-SSW	横ずれ	（北部）W （南部）E		腐植 (2,500年B.P.)[1]	0.4[1]	B	
				R		河谷の屈曲	最大 530	A？[2]	
b 東山西縁断層	6	N－S	逆？		E	Ⅰ面	5～10	C	
c 花山断層	2	N－S	逆？		W	Ⅱ面	13＋		隆起側で逆傾斜
						Ⅲ面	5	B	
d 勧修寺断層	3	NW－SE	？		SW	沖積面	－		リニアメント
						断層崖	150		
e 黄檗断層	10	NNE-SSW	？		E	断層崖	400		逆断層露頭あり
			横ずれ？	R		河谷の屈曲	最大 300		
f 小野断層	8	NNE-SSW	逆？		E	Ⅰ面	－		堆積物が背斜状変形
						Ⅱ面	15＋		
						Ⅲ面	2	B	
		N－S	撓曲		E	Ⅰ面	50	B	
						大阪層群中部	200		
	1	NNE-SSW	？		E	Ⅰ面	－		小地溝
						Ⅱ面	10	B～C	
g 御蔵山断層	2	N－S	？		W	Ⅰ面	20	B	
h 井手断層	10	N－S	？		E	断層崖	100～200		
i 殿田断層	15	WNW-ESE	横ずれ？		N	世木林Ⅱ面	2	B	
				L	N	断層角盆地	－		
j 越畑断層	2	N－S	逆？（撓曲）		E	Ⅰ面	？		
k 亀岡断層	20	NW－SE	？		NE	断層崖	600		
			横ずれ	L		河谷の屈曲	最大 200		
l 保津断層	3	NW－SE	？		NE	Ⅲ面	3	B	
						Ⅲ面面高度	15～20		
m 樫原断層	10	NW－SE	？		W	断層崖	300		
		N－S	撓曲		W	大阪層群 Ma2-7[3]	？		
n 光明寺断層	4	NW－SE	横ずれ	L	SW	河谷の屈曲	最大 200		
o 金ケ原断層	2＋	NW－SE	？		SW	断層崖	150		
			撓曲		SW	大阪層群 Ma2-7[3]	？		光明寺断層と連続
p 西山断層	10	N－S	？		W	断層崖	300		
q 田辺推定断層	20？	NNW-SSE	？		W	大阪層群中下部	？		
（僧坊撓曲）		N－S	撓曲		W	大阪層群 Ma-1[4]	？		上部亜層群に覆われる

文献　(1) 石田志朗（1967）地球科学，21

(2) 吉岡敏和（1986）地理評，59

(3) 西山団体研究グループ（1967）地球科学，21

(4) 活断層研究会（1980）「日本の活断層」

39　四国及びその周辺の中央構造線沿いに分布する鮮新・更新統と造盆地運動について（予報）

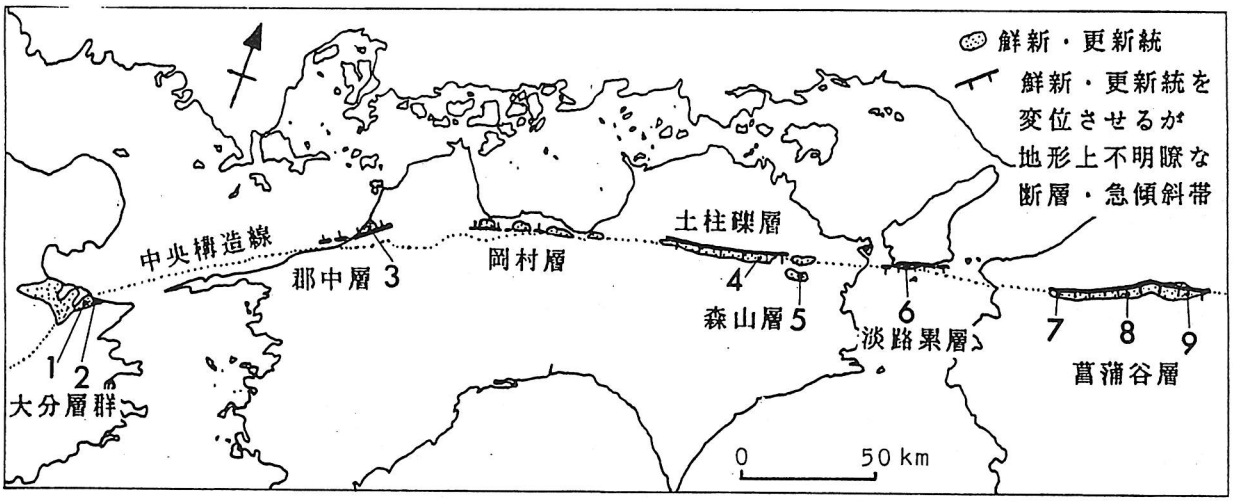
水野清秀（地質調査所）・百原新（大阪市立大学）

近畿中部から大分にかけての中央構造線沿いには，鮮新・更新統が細長く分布している（第1図）。各地層中の植物化石と火山灰層に関する調査結果を報告する。更に地層の堆積年代及び構造運動について検討する。

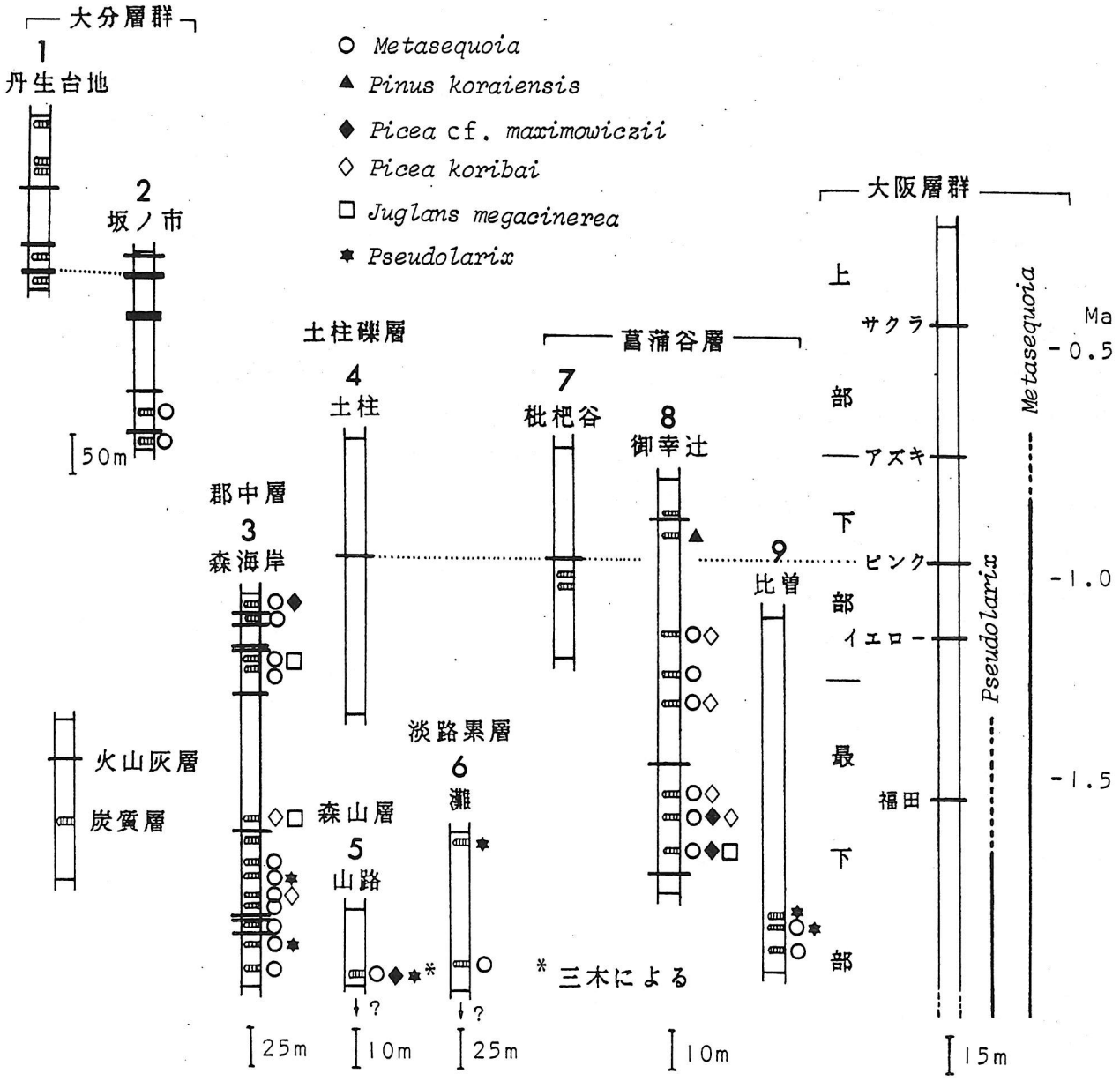
1．菖蒲谷層や郡中層では，*Pseudolarix* 等の第三紀型植物化石は下部からのみ産出し，中上部は*Metasequoia*，*Picea koribai*等で代表され，最上部からは*Pinus koraiensis* や*Picea maximowiczii* が産出している。この傾向は大阪層群「最下部」から「下部」にかけての変化と類似している。土柱礫層からは*P. maximowiczii* を産出し，土柱礫層を森山層と一連の地層であると考えると上下の変化はやはり菖蒲谷層等と類似する。ただし*P. maximowiczii* に類似する化石は菖蒲谷層等では中下部からも産出し，検討を要する。また*Carya*, *Nyssa* 等の化石が報告されている地層があるが，これらはずっと古い地層である可能性がある。一方大分層群では下部に*Metasequoia* を産出するものの，中上部からはメタセコイア植物群の要素は全くみられない。

2．菖蒲谷層上部の火山灰層には大阪層群「下部」の火山灰層と類似するものがあり，特に枇杷谷にみられる火山灰層はピンク火山灰層と鉱物組成や屈折率等が類似する。また土柱礫層中にもピンク火山灰層に類似する火山灰層があり対比される。郡中層上部には角閃石を含む粗粒結晶質の火山灰層が数枚挟在するが，このタイプの火山灰層は，土柱礫層中にもみられる。大分層群中には郡中層や土柱礫層中にみられる特徴をもつ火山灰層は全く観察されていない。

3．植物化石や火山灰層の対比に基けば，近畿から四国にかけての地層群は，より古い時代のものを含む可能性があるものの，多くは大阪層群「最下部」の上部から「下部」に相当し約2～1Ma前後であると考えられる（第2図）。これは放射年代に関する諸報告と矛盾しない。これらの地層は上部層を除いて一般に北～北西へ傾斜しており，東西方向を軸とする基盤褶曲の進行と共に沈降域に堆積したものと思われる。堆積盆の縁辺部にみられる，活断層とは区別される古い断層の活動時期はこの造盆地運動の時期と密接に関係しているであろう。一方，大分層群は植物化石等から約1Maより新しいと考えている。地質構造は複雑であるが，郡中層等とは明らかに異なっており，坂1市東部では北西－南東の軸をもつ褶曲が主体で，これは段丘層を変形させていないこと等から大分層群堆積中に進行したと考えている。大分での構造運動は局所的な現象かもしれないが，1Ma頃から広域的に構造運動様式が変わった可能性も示している。



第１図　　鮮新・更新統の分布



第２図　　対比及び植物化石産出図

40　古地震の古地磁気学的年代推定

広岡公夫・酒井英男・鍋谷哲・田丸亜津子・笹倉勉（富山大・理・地球科学）

最近、活断層の過去の活動を明らかにするために、断層断面を直接発掘して観察するトレンチ発掘調査がなされるようになった。何回の断層運動があったかを、断面観察から明らかにし、断層が運動した時代を推定して、断層の活動度やその周期を求めるのが目的である。

１９８２年にトレンチ調査が行われた跡津川断層での古地磁気測定の結果をみると、断層面から３０ｃｍ以内に位置し、最後の断層運動の際に大きく変形し、断層面に沿って押し上げられたと思われる砂層の残留磁化方向は、意外にもきれいにそろっており、しかも現在の方向に近いものであった。しかし、これに対して、断層面から７０ｃｍ以上はなれたサンプルは、右横ずれ成分の大きい逆断層の運動による地層の変形と調和的な磁化方向を示していることから、断層近傍の残留磁化が、ＶＲＭ（粘性残留磁化）成分による不安定な二次磁化でなく、むしろ、断層運動にともなって、液状化した砂が下層から絞ぼりだされるように移動し、ＤＲＭ（堆積残留磁化）とＳＲＭ（衝撃残留磁化）の両方が重なったようなメカニズムで地震時に再磁化したものであると考えられる。安政５年（１８５８）の飛越地震は、跡津川断層の活動によるものとされているが、上記の断層近傍の磁化方向から、考古地磁気永年変化曲線（広岡、1977）に基ずいて求めた推定年代は、１８８０±６０A.D.となり（酒井・広岡、1983）、まさしく飛越地震の頃の地磁気の方向と一致する。この事実は、断層運動によって動かされた断層近傍の堆積物の古地磁気測定によって、古地震の年代推定が可能であることを意味している。

今回は、１９８３、８４年にトレンチ調査が行われた４地点についての古地磁気測定の結果を報告する。糸魚川一静岡構造線に沿う３地点（岡谷市の中央自動車道工事現場、長野県富士見町若宮、茅野市金沢地区）と丹那断層である。

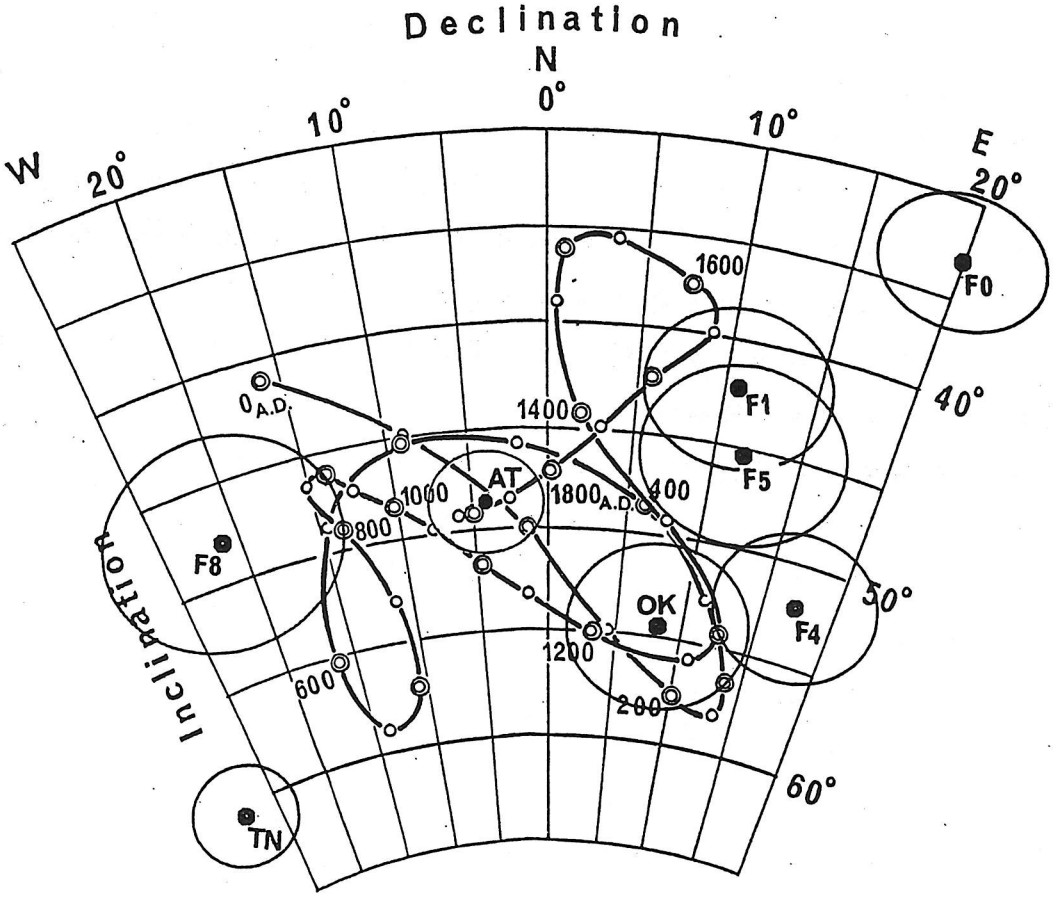
岡谷市の現場では北北西一南南東に走る平行な３本の断層が確認されており、その真中の断層の運動によって動いたと思われる、上下に重なったくさび型の砂層二層でサンプリングした試料から良好な結果を得た。磁化方向のばらつきが少し大きいが、過去２０００年以内に帯磁したとすると上層は１２０～４２０年 A.D. 又は１２００～１３８０年A.D.、下層は１２０～３８０年 A.D. 又は１１５０～１３４０年A.D.となった。誤差の大きさを考慮すると、上下層とも同時に帯磁したものと考えられ、中世には地震の記録が見あたらないことからこの帯磁は２～４世紀（１３０～３８０年A.D.）の頃に起こったものとするのが妥当であろう。

長野県富士見町若宮（トレンチＡ）では、断層運動によって著しく変形した地層の部分６箇所について測定試料を採集している。その内訳はトレンチ溝の東側面２箇所、東側面に近い底面３箇所、北側面１箇所である。測定の結果、３箇所（東面１箇所と底面２箇所）は岡谷市から得たものとよく似た磁化方向を示しており、１箇所（底面）は西暦９世紀頃又は６世紀中頃の地磁気の方向と一致する。

茅野市金沢地区（トレンチＢ）の断層近傍の試料は、磁化方向がばらばらで、断層運動の際の再帯磁が起こらなかったことを示している。

糸魚川一静岡構造線に沿う岡谷、茅野、富士見の活断層トレンチ調査では、顕著な断層運動が少なくとも約１１００年前、１８００～３５００年前、３５００～３６００年前、９０００～１７０００年前の４回あったことが明らかにされており（太田・東郷、1985）、上記の古地磁気測定結果のうち、トレンチＡの１箇所（Ｆ４）と岡谷のものは、１８００～３５００年前のものにあたる。糸魚川一静岡構造線上では、弥生や縄文遺跡が断層で切られている報告例もあり、この断層運動の推定年代は妥当なものといえよう。また、トレンチＡの１箇所の結果は、西暦９世紀となり１１００年前の地震の時に再帯磁したものである可能性が高い。

丹那断層では、５～６千年前とされている４ａ、ｂ、ｃ層の断層近傍の試料が西暦７世紀前半頃の地磁気と一致する磁化方向を示している。断層から離れた乱れのない４ａ、ｂ、ｃ層から採った試料の磁化方向とは明らかに異なっており、断層運動に伴う再帯磁の証拠と考えられる。



西南日本の考古地磁気永年変化と断層近傍の地層の残留磁化方向

ＡＴ：跡津川断層トレンチ　　ＴＮ：丹那断層トレンチ　　ＯＫ：糸静線岡谷トレンチ

Ｆ０、１、４、５、８：糸静線富士見トレンチ（トレンチＡ）

41　下総・上総層群産貝化石のESR年代

中里裕臣（千葉大理）、下川浩一・今井登（地質調査所）

ESR年代測定法は、その主な適用年代が数10万年のオーダーであり、測定試料の範囲が広く、第四紀の年代測定法としての有効性は大きいと考えられる。このうち、貝化石を使ったESR年代測定にはIKEYA and OHMURA (1984), TSUJII et al.(1985) などがあり、推定値とよい一致をみせている。

今回演者らは南関東の下総・上総層群産の貝化石について同法の適用を試みた。

両層群は火山灰鍵層を用いた詳細な層序がたてられており（三梨他1959、杉原他1978、徳橋・遠藤1984など）、火山灰のうちにはフィッショントラック年代が求められているものもあり、上総層群中部には古地磁気のBRUNHES-MATUYAMA境界があるとされている（新妻1976）。今回対象としたのは千葉県下の両層群のうちBRUNHES-MATUYAMA境界以上の層序関係の明らかないろいろな層準から得た、貝殻の厚さおおむね1mm以上の二枚貝化石である。（図1）

代表的なESRスペクトルを図2に示す。これらの信号は^{60}Coによるγ線照射により図3のように変化するが、総被曝量(TD)は照射量とC信号強度を飽和曲線に回帰させて求められる（IKEYA and OHMURA 1981,1984）。各地点の試料の総被曝量は、大局的には層序的に下位のものほど多い。

ESR年代値は、これらの総被曝量を年間線量で除して得られる。年間線量は、線量計による求め方と堆積物中のU、Th、K含有量から求める方法があるが、演者らは後者について湿式分析を行った。また、年間線量の評価としては厚さ1mm以上の貝では飛程の長いγ線のみを評価するという立場（大村・桜本1984）や、β線も考慮し、厚さによる補正を必要とする立場（A. MOLODKOV and G.HÜTT 1985）がある。

現在、予察的ではあるが、同一地点の貝化石であっても厚さにより総被曝量に違いのあるケースも認められ、再現性や線量計埋設による年間線量の評価なども含めてこの点を検討している。

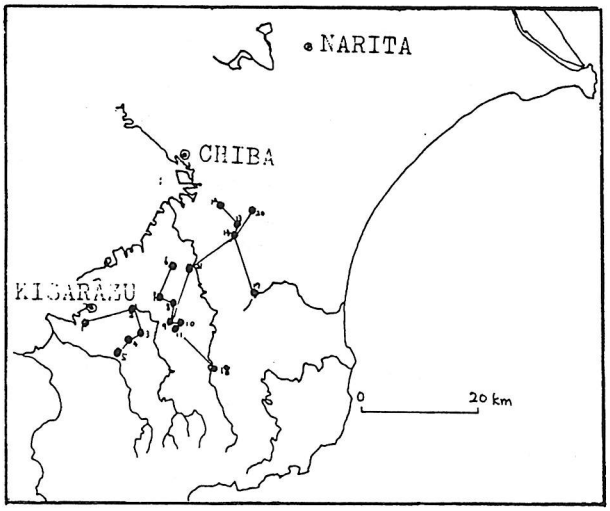


図1　サンプリング位置

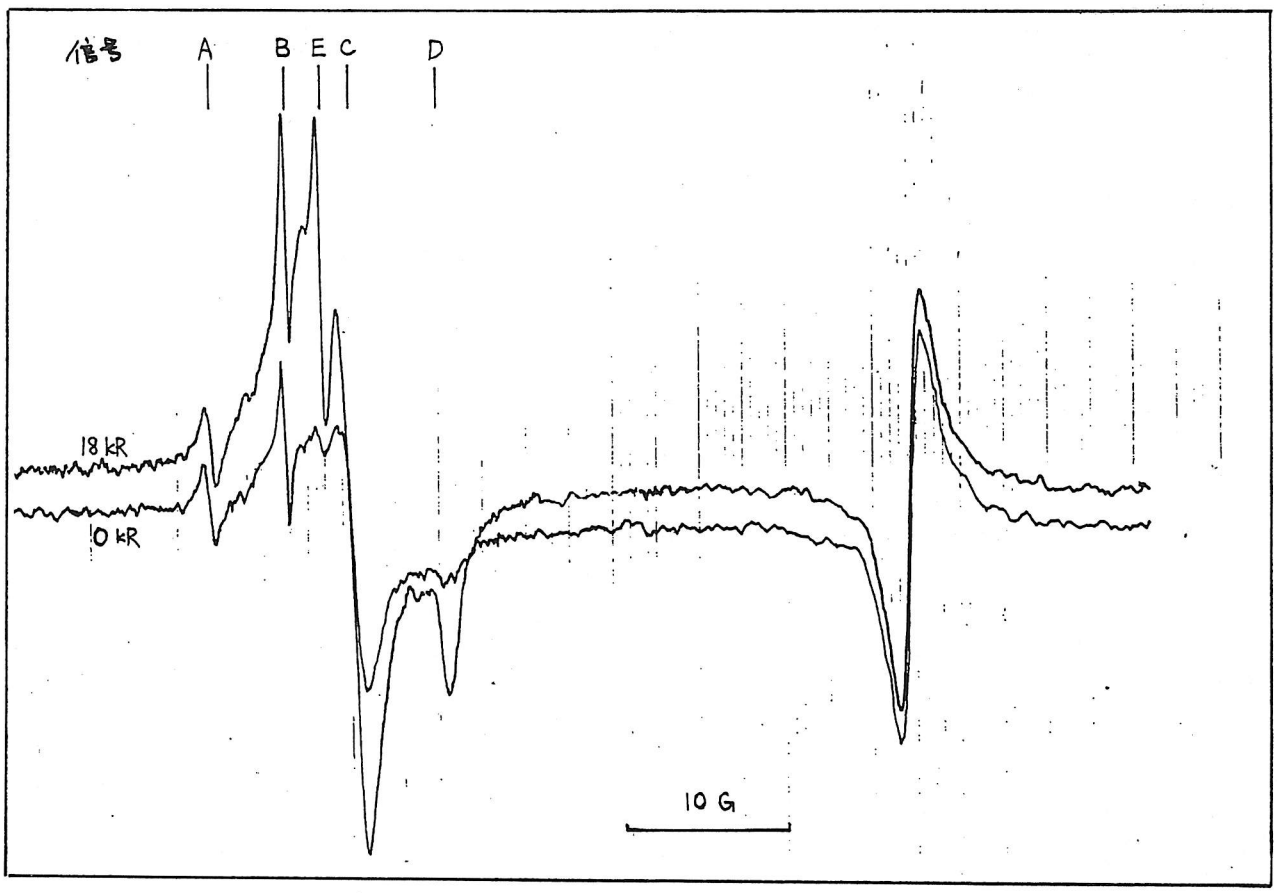


図2　代表的な貝化石のESRスペクトル

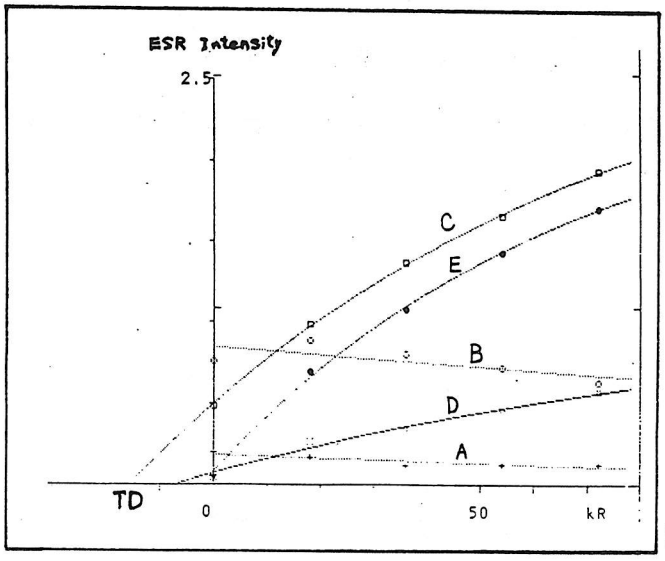


図3　γ線照射量と信号強度

42　放射性炭素年代測定データに関するデータバンク・システムの開発構想

小元　久仁夫（東北大学・理学部）

放射性炭素年代測定法はW.F.Libbyによって自然界に放射性炭素14の存在が予言され，確認されて以来（1947），その半減期が5570年であることを利用して考古学や地質学における年代測定法として確立され(1955)，その後多くの研究者によって改良が加えられて発展し今日に至っている．その結果，今日では多くの学問分野ーすなわち地質学，地形学，気候学，植物生態学，土壌学，考古学，歴史学，地球物理学等の研究に放射性炭素年代が利用され大きな成果を挙げてきている．

我が国においては，学習院大学や理化学研究所（現在の日本アイソトープ協会の前身）が1955年以降にこの年代測定法を導入して以来，現在では十指にのぼる大学や研究所で放射性炭素年代測定が行なわれている．そして，そのデータも年々増加の一途をたどっており，1985年4月現在において我が国で計測されたデータ数は約17,000件と見積ることが出来る．計測されたデータのすべてが国内産の試料という訳にはいかないが，しかしその大部分は国内で採取された試料と推定することができる．もしも仮に15,000件が国内の試料と仮定すると一県あたり約300件以上のデータ数になる．これ位のデータ数があれば，かなり精度の高い研究ができそうであるが，現実には必ずしも期待したほどの研究成果は上がっていない．

その原因はこれまで計測されたデータが他の研究者にとって十分に活用されるようなシステムが確立されていないことに一つの原因がある．このため同じ試料が再測定されたり，また計測されていながら私蔵されたまま眠っているデータも多いのが現状である．ここに放射性炭素年代測定値を使用した研究上の一つの隘路と無駄がある．

本研究の目的はすでにデータが一般に公表された放射性炭素年代測定値に関するオンラインのデータ・バンク・システムを開発することによって，多岐にわたる放射性炭素年代測定値を利用する学問分野の研究者に更に一層の便宜を計ることを目指している．また同時に，このシステムの開発によって統計学的

な手法を用いることにより我が国の放射性炭素年代測定に関するデータの分析を行なうことを目指している．

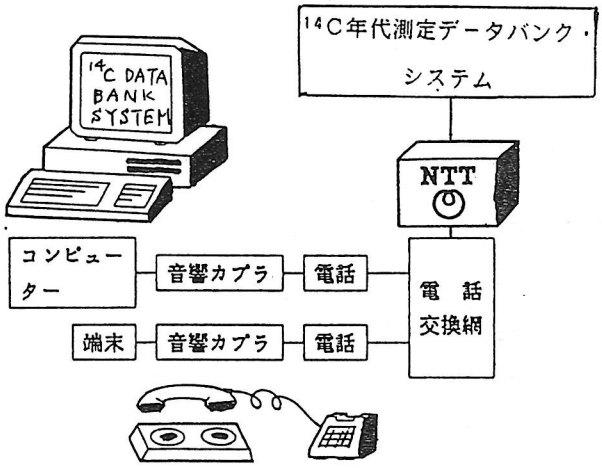
具体的には通常の電話回線を利用して汎用パーソナル・コンピュータとリンクした通信回線によって，我が国の放射性炭素年代測定に関する多種多用なデータの問い合わせに対し十分に答え得るシステムを開発することを目的としている．このため，ハードウェアとしては電話回線一回線と専用モデム一台，パーソナル・コンピュータ・システム一式が必要であり（第１図），またソフトウェアプログラムとしては上述の目的を達成するために必要なコンピュータ通信プログラムとデータ・ファイルを開発する必要がある．後者については全国の放射性炭素年代測定を依頼した研究者や実験室および各種の雑誌からすでに公表されたデータを収集し，データ・ファイルを作成しなければならない．

当面はデータの問い合わせについてユーザー側のニーズに答える方向で進み，将来は放射性炭素年代を使用した研究論文の文献サービスも行ない得るようなプログラムを企画している．

今回の発表ではこのような構想について第四紀学会の皆様に御紹介し，関連分野の研究者の皆様から御意見を頂戴し，その御意見を出来るだけ取り入れて，より一層使いやすいソフトウエア・プログラムを開発する一助にしたいと存じます．またデータとして入力すべき事項とそれらの検索項目についても御検討をお願いできれば幸いでございます．さらにデータ・ファイルの作成のために既に公表されたデータについての資料と発表された論文の別刷りをお送り頂ければ幸いでございます．

第１表　必要なハードウェアとソフトウェア

パソコン・システム	パソコン本体 ＣＲＴディスプレイ フロッピーディスク プリンター
通信用周辺機器	モデム（＋ＮＣＵ） （または）音響カプラ ＲＳ２３２Ｃインターフェイス
ソフトウェア	ターミナル・エミュレータ



第１図　音響カプラを使用した^{14}Ｃ年代測定データバンク・システムとの接続例

43 南西諸島喜界島に分布する琉球石灰岩の形成史
——石サンゴ化石のウラン系列放射年代測定のまとめとして——

大村　明雄　（金沢大学）

南西諸島喜界島に分布する更新統琉球石灰岩（Riukiu Limestone ; Hanzawa, 1935）の形成史を解明するため、ウラン系列放射年代測定法（主として $^{230}Th/^{234}U$ 法）の適用を試みてきた。その結果として、これまで 40 に達する試料から年代値を得ることができた。とはいうものの、現在でも依然未解決の問題点が残されているのが事実である。今回、新たに 13 試料の年代測定を行い、最終間氷期における海水面が現在の喜界島のどの高度にまで達していたかを明確にすることができたので、以前に報告した放射年代値も含め、合計 53 個すべての試料から得られた放射年代測定結果をまとめて紹介しながら、喜界島の地質構造発達史について述べる。

本研究に使用した試料は計 35 地点から採集された。すべてが $^{230}Th/^{234}U$ 法に適したサンゴ化石で、それらのうち、6 試料が 3 属 3 種（Trochocyathus hanzawai, Micrabacia japonica, Flabellum rubrum）に属する非造礁性単体サンゴ、残り 47 試料は、いずれも喜界島の琉球石灰岩中で代表的な 7 属（Montipora, Porites, Goniastrea, Favites, Favia, Montastrea, Galaxea）の造礁性サンゴ化石である。野外における試料採集に際して、①サンゴ骨格本来の構成鉱物相であるアラレ石として保存されてきたもの、および②造礁性サンゴの場合、それらの産状（成長方向・着生部分の状態・サンゴ藻化石との共存関係など）に注目し、可能なだけ原地性と判断されるものを選ぶよう努めた。実際のところは、①を満足するものの異地性のものしか見い出せなかった地点が 4 ケ所あった(そのような地点で採集された試料は計 6 個)。さらに、実験室に持ち帰った後、Davies and Hooper (1963) の方法による粉末X線分析で、続成変質の結果としての方解石が 5 wt% 以上検出された試料は分析の対象外とした。試料中のウランおよびトリウム抽出法の詳細は、ここでは省くが、各同位体量や同位体比の測定は、二重極電離箱ないしは表面障壁型シリコン(SSB) 検出器を接続した多重波高分析器を用いαスペクトル法によって行った。

上記 53 試料すべてに $^{230}Th/^{234}U$ 法を適用し年代値を得たが、それら試料は、年代値の信頼性をチェックするための次のすべての基準を満足するものであった。① ^{238}U 量が同地域の現生サンゴ中の ^{238}U 量（2～4 ppm ; Omura, 1976）と同程度である。② 得られた年代値を 0 にもどしたとき $^{234}U/^{238}U$ 放射能比が現生サンゴ中の同比（1.13～1.18 ; Omura, 1976）になる。③ ^{232}Th 量が、測定限界（0.02 ppm）以下かあるいは 0.1 ppm を越えない。④ 検出可能量の ^{232}Th が含まれているときは、$^{230}Th/^{232}Th$ 放射能比が充分高い。これら4項目の基準を満たした化石サンゴ試料は、生育時に ^{230}Thを全く含まないか、もし含んでいたとしても無視できる程度であったこと、そして死後のウランおよびトリウム同位体の移動がなかったと判断されるもので、$^{230}Th/^{234}U$ 法に適した材料といえる。このように、試料中の同位体組成から得られた $^{230}Th/^{234}U$ 年代値の信頼性を検討する一方、いくつかの試料について、別の方法（$^{231}Pa/^{235}U$ 法 および ESR 法）で得られた値と比較することによっても年代値の信頼性を確かめた。さらに、53 のうちの 10試料から、$^{230}Th/^{234}U$法の測定限界（おおよそ 30 万年）以上の年代値を得たので、それらの試料については、ESR 年代を求めた。

以上の年代測定結果から、喜界島に分布する更新統琉球石灰岩は大きく2つの units に区分される。一つは、$^{230}Th/^{234}U$ 法の適用限界を越え、ESR 法によっておおよそ 40～50 万年前に形成されたと推定される中部更新統と、他は最終間氷期（12～13 万年前）あるいはそれ以降の 4 回の亜間氷期に形成された上部更新統である。前者は、直接基盤（上部鮮新統早町層）と不整合で接し、島内に広く分布する。それに対し、後者の各温暖期に形成されたそれぞれの礁性石灰岩の分布は狭く、前者を薄く被っているものと考えられる。最終間氷期相当の $^{230}Th/^{234}U$ 年代値が、図 1 に示したように、島の最高位段丘面（百之台）を構成する石灰岩 (Klovan, 1971, の framestone あるいは bindstone と同定されるもの）から得られた。このことは、"百之台面" が当時海面下にあったとした Konishi et al. (1974) や Omura (1985) の推論を実証したことになる。また、本島には、波照間島で確認されたおおよそ 21 万年前のサンゴ礁が、あ

る広がりを示す礁複合体として存在するか否かは未確認である。なお、喜界島上の更新統隆起サンゴ礁は、波照間島・ニューギニア,フオン半島および西インド諸島バルバドス島から報告されているものと表 1 のように対比される。

最後に、上部更新統琉球石灰岩の岩相分析から、とくに礁本体として形成されたと判断される部分の、現在の分布高度・それらの形成年代・推定されている当時の古海水面高度からKonishi et al. (1970) の方法によって、本島の隆起速度の推定を再度試みる。そして、1 mm/yr 以上もの速度での隆起運動は、少なくともおおよそ 40～50 万年前以降に開始されたと考えられることを指摘する。

表1　喜界島の各更新世隆起サンゴ礁から得られた $^{230}Th/^{234}U$ 年代値のまとめとそれらの波照間島，ニューギニア・フオン半島および西インド諸島バルバドス島の更新世隆起サンゴ礁との対比

Stage	Kikai years B.P.	N*	Hateruma years B.P.	N*	Huon Peninsula*** Barbados****
1	38,000—46,000	7	—	—	Reef Complex Ⅲb —
2	50,000—55,000 (53,000±2,000)	9	—	—	Reef Complex Ⅳ Barbados 0
3	77,000—89,000 (83,000±2,000)	11	69,000—91,000 (81,000±3,000)	7	Reef Complex Ⅴ Barbados Ⅰ
4	98,000—104,000 (101,000±3,000)	5	100,000—106,000 (103,000±1,000)	6	Reef Complex Ⅵ Barbados Ⅱ
5	115,000—138,000 (129,000±2,000)	7	110,000—158,000 (128,000±7,000)	36	Reef Complex Ⅶ Barbados Ⅲ
6	204,000 +23,000 -19,000	1	191,000—256,000 (207,000±3,000)	20	
7	> 300,000 (400,000—500,000)**	13	300,000 or more?	1	
		(53)		(70)	

* number of dated samples. ; ** ESR dates by Ohmura, Sakuramoto and Tsuji of the Dia Consultant Co. Ltd. ; *** Bloom et al. (1974) and others. ; **** Mesolella et al. (1969) and others.

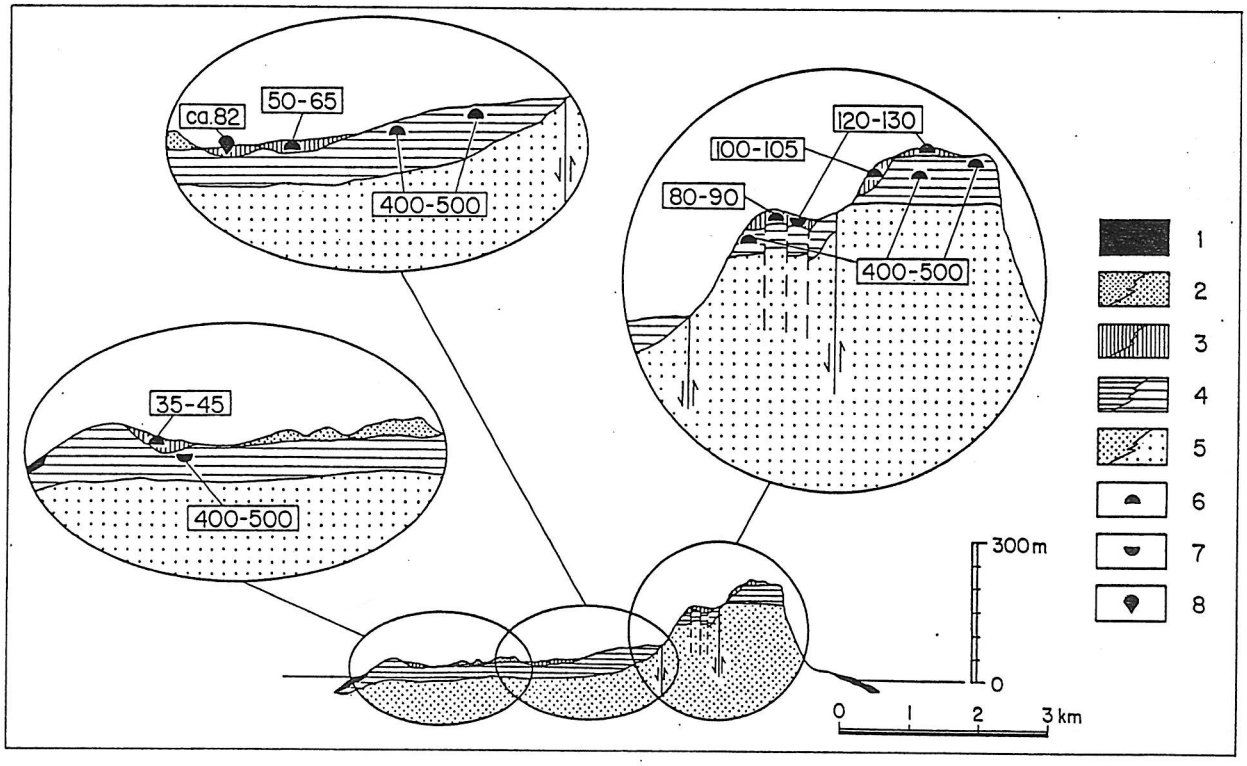


図1　喜界島南部（荒木・阿伝間）の地質断面図および更新統礁性石灰岩の形成年代
（年代値は ka 単位；1. 完新統隆起サンゴ礁；2. 砂丘；3. 上部更新統礁性石灰岩；4. 中部更新統礁性石灰岩；5. 上部鮮新統早町層；6. 原地性造礁性サンゴ化石；7. 異地性造礁性サンゴ化石；8. 非造礁性サンゴ化石）

P 1　第三系・第四系境界模式地イタリアのヴリカの地質

中川久夫　（東北大学　理学部）

第三系と第四系の境界（鮮新統と更新統の境界）の決定は1948年に第18回万国地質学会議（IGC）の際に，この問題のために特に組織された委員会の勧告として提示された．IGC, Rept. 18th Sess., Great Britain, 1948, Pt.9., Proc. Sec. H, The Pliocene-Pleistocene Boundary (1950), p.6 に掲載された勧告は下のとおりである．

それから40年近くたって，第27回IGC (1984) の後に，この境界は決定された。境界決定に長い時間がかかったことは，ひとつは，模式の選定による．もうひとつは，環境の地域性に起因する両統（または世）に対する見解の多様さからの国際的合意の難かしさによる．

1948年の勧告には，「模式層を定めて層序区分の単元と境界を決定する」という考え方―いわゆる stratotype concept―がはじめて導入された．ここで，地質年代区分よりも年代層序区分が重視され，鮮新世・更新世の境界ではなく，鮮新統・更新統の境界を決定するということになっているが，この考え方もまた長い時間がかかって，国際層位学委員会にうけいれられ，今日では一般に普及している．

地球科学史における1948年以降を概観すると，とくに1960年代後半から今日までの間は，層位学においても進展はめざましく，上記の長い期間はその歩みを待っていたとも言えるであろう．他の系・統の境界決定についても事情はほぼ同様で，国際層位学委員会にはそのための多数の小委員会があるが，大部分が最終段階に到達している．なかでも，問題提起は遅かったが，シルル系とデ

RECOMMENDATIONS OF COMMISSION APPOINTED TO ADVISE ON THE DEFINITION OF THE PLIOCENE - PLEISTOCENE BOUNDARY

While the discussions of Section H were taking place, the Council of the Congress appointed a Temporary Commission to advise on the question of the definition of the Pliocene-Pleistocene Boundary.

The following served as members of the Commission:—

Kirk Bryan (U.S.A.)	Hallam L. Movius, Jr. (U.S.A.)
G. Dubois (France)	K. P. Oakley (Gt. Britain)
A. T. Hopwood (Gt. Britain)	L. L. Ray (U.S.A.)
W. B. R. King (Gt. Britain)	I. M. van der Vlerk (Netherlands)
L. S. B. Leakey (Kenya)	D. N. Wadia (India)
C. I. Migliorini (Italy)	D. M. S. Watson (Gt. Britain)
K. Milthers (Denmark)	E. J. Wayland (Bechuanaland)

F. E. Zeuner (Gt. Britain)

At the conclusion of the Eighteenth Session, on September 1st, 1948, the Council unanimously accepted the recommendations of the Commission, which were as follows:

(1) The Commission considers that it is necessary to select a type-area where the Pliocene-Pleistocene (Tertiary-Quaternary) boundary can be drawn in accordance with stratigraphical principles.

(2) The Commission considers that the Pliocene-Pleistocene boundary should be based on changes in marine faunas, since this is the classic method of grouping fossiliferous strata. The classic area of marine sedimentation in Italy is regarded as the area where this principle can be implemented best. It is here too that terrestrial (continental) equivalents of the marine faunas under consideration can be determined.

(3) The Commission recommends that, in order to eliminate existing ambiguities, the Lower Pleistocene should include as its basal member in the type-area the Calabrian formation (marine) together with its terrestrial (continental) equivalent the Villafranchian.

The Commission notes that according to evidence given this usage would place the boundary at the horizon of the first indication of climatic deterioration in the Italian Neogene succession.

It is understood that the Geological Society of Italy is now working on the problem of selecting a type-locality for the precise definition of the boundary, and it is hoped that a report of their findings will be made at the Nineteenth Session of the Congress. Meanwhile, some of the implications of the proposed definition have been discussed in *Nature*, 163, p. 186, Jan. 29, 1949; *Man*, 1949, 72.

ボン系の境界は，鮮新統と更新統の境界より先に，第24回IGC（1972）の際に決定された。

The Base of the Pleistocene Series

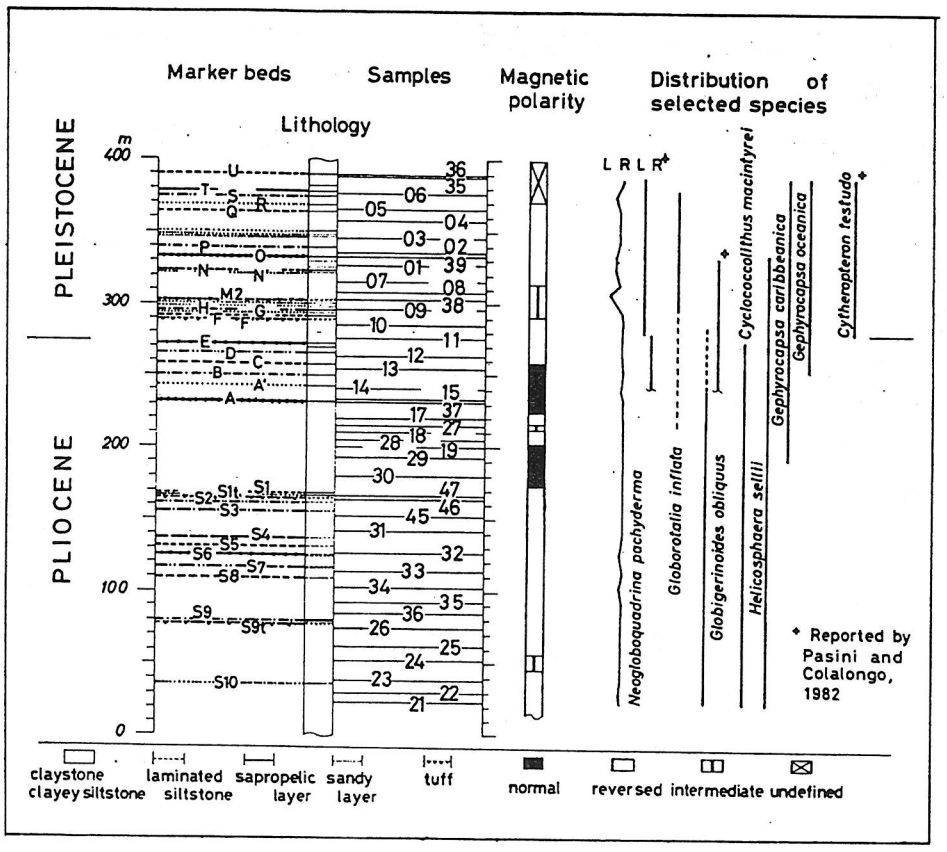
On behalf of the Pliocene-Pleistocene Boundary Working Group, R.P. Suggate submitted a formal proposal for definition of the base of the Pleistocene Series dated 27 May 1984. The submission was accompanied by a separate description of the proposed stratotype and its correlation, prepared by the Working Group Chairman and Secretary, E. Aguirre and G. Pasini, who have also summarized the details in the accompanying paper.

The boundary stratotype for the base of the Pleistocene Series is within subsection B of the Vrica Section, approximately 4 km south of Crotone in the Marchesato Peninsula, Calabria, southern Italy, latitude 39°02' 18.61" north, longitude 17°08' 05.79" east. The marker point for the base is at the base of the claystone conformably overlying the sapropelic marker bed e in the section. The boundary lies between the Last Appearance Datum of Discoaster brouweri (below) and the Last Appearance Datums of Globigerinoides obliquus extremus and Cyclococcolithus macintyrei and First Appearance Datums of Gephyrocapsa oceanica and Globigerinoides tenellus (above); these taxa are distinctive nannoplankton and foraminifera of widespread distribution. It also lies between the top of the Olduvai normal polarity zone and a zone with dominantly left-coiled specimens of the foraminifer Neogloboquadrina pachyderma. The boundary is some 3-6 metres (representing a period of 10,000-20,000 years) above the top of the Olduvai normal polarity subchron. The base of the Pleistocene Series automatically defines the top of the underlying Pliocene Series. ICS approved the definition by 20 votes in favour, 1 against, and 4 abstentions.

紆余曲折を経て決定に至る間に，鮮新統と更新統の境界問題に直接たずさわったのは国際地質科学連合（IUGS）のWorking Group，国際第四紀研究連合（INQUA）のSubcommission，国際地質対比計画のWorking Groupであった。

IUGSのNews誌「Episode」（vol.8, no.2, p.91）に載った決定の記事は左のとおりで，模式地はイタリア南部カラブリアのマルケザート半島のクロトーネの南郊のヴリカ，模式境界層準は海成鮮新－更新統中に夾在する鍵層の腐泥質e層（左下図中ではE層）を覆う粘土岩の下底である。

その層準の層位学的要点は下図に示した。



ポスター・セッションでは，ヴリカ地区の地質，微化石（浮遊性有孔虫・ナノプランクトン・花粉）層序，地磁気層序を展示し，模式境界決定の提唱から完了に至る経過をもあわせて紹介する。

P２　地形発達史からみた御岳南斜面の安定性

籾倉克幹（国土庁）・安田　進・榊　裕介（基礎地盤コンサル(株)）

長野西部地震で大崩壊を起こした御岳くずれの素因として①斜面脚部の伝上川の下刻進行，②すべり面を形成した千本松軽石層[1]の風化による剪断強度の低下，③差動的隆起による斜面の急勾配化などが挙げられる。演者らは，御岳南斜面の過去数万年の地形変化を復元し，斜面安定史を編むことを通じて大規模山体崩壊の予測を試みた。

安定解析断面は図１のAA′，OO′に設定した。前者は御岳くずれが基盤から分離滑動した始動中心線にとり，後者はこの西側に隣接する1000～2000年前の大崩壊[3]の主ベクトル方向にとった。

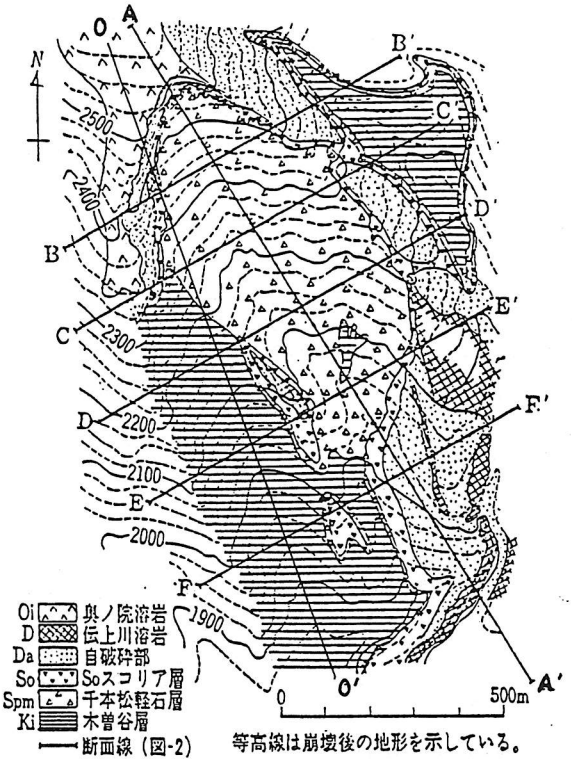


図１　御岳南斜面地質概略図
（文献1)，2)および5)に加筆）

斜面安定の時系列変化は図２に示す以下の４段階に区切って検討した。

1st：すべり面形成に大きく関与した千本松軽石層[1]，伝上川溶岩[1]堆積後
2nd：伝上川下刻中期，奥ノ院溶岩[1]（溶結火砕岩[2]）堆積後
3rd：伝上川下刻進展期（斜面脚部に伏在していた千本松軽石層が裸出or近接）
4th：大規模崩壊発生直後

構成地質は堆積後の続成作用や風化作用の影響をうけて物理的性質や力学的性質が時系列的に変化しているが，ここでは4th段階で実測した値を固定化し，フェルニウス法によって算定された各弧における滑動モーメントと抵抗モーメントの比を合成して安全率を求めた。

御岳南斜面の地形発達の各段階ごとの斜面安定解析結果は図３のとおりである。図４は常時，地震時（Kh＝0.1G及び0.2G）の３ケースについて斜面の安全率の時系列変化を示したものである。伝上川下刻の中期までは断面OO′，AA′ともに斜面安定性は大きい。下刻中期から進展期に至る過程でOO′は常時でもFs＜1となり，小地震を契機として大崩壊に発展したと推定される。OO′の大崩壊は，伝上川の渓岸急斜面および本流に臨かる滝の後退を助長し，Kh＝0.1G以上の地震で断面AA′を大崩壊（御岳くずれ）させる素地をつくった。

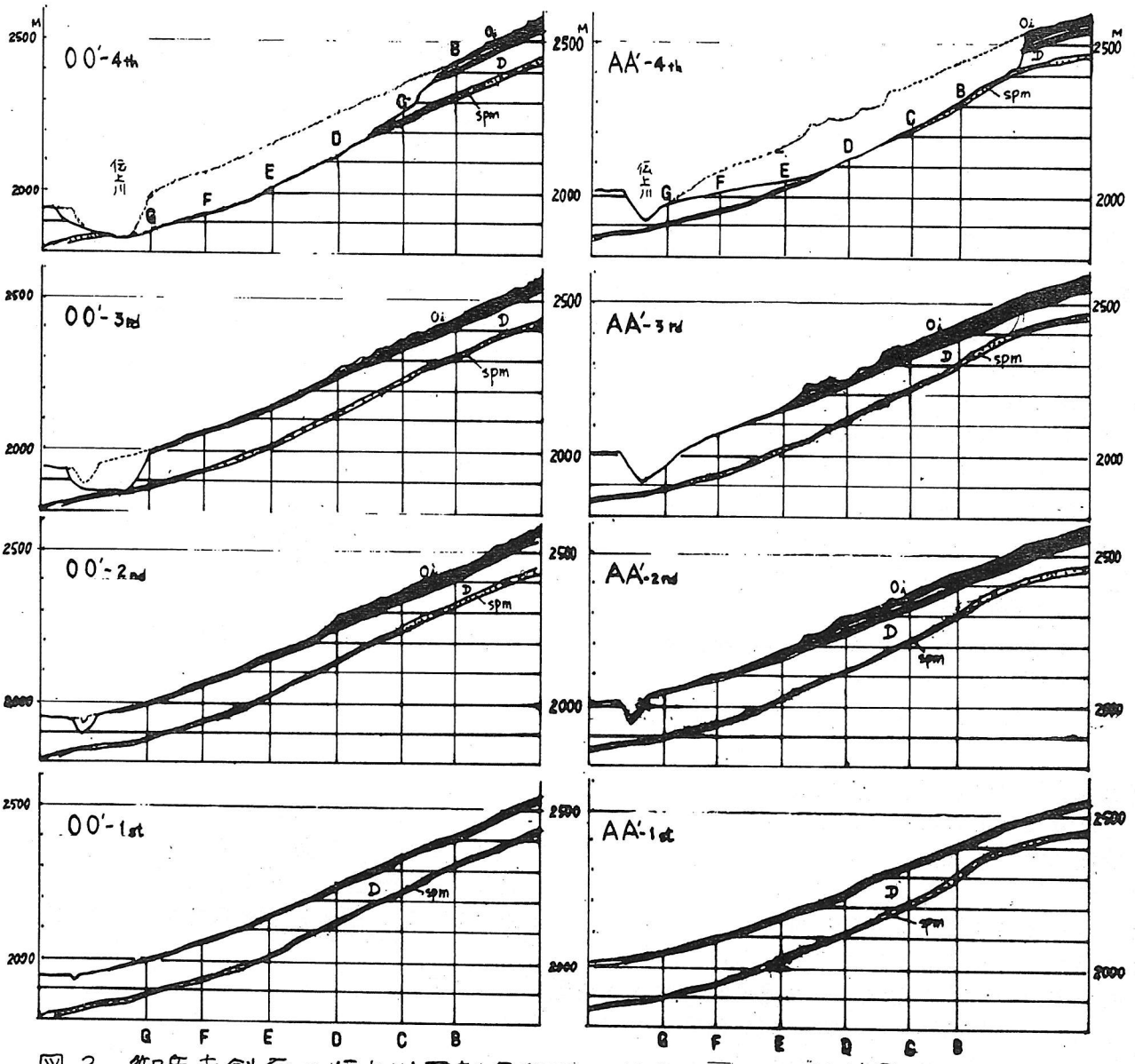


図 2. 御岳南斜面の伝上川下刻各段階における安定解析断面（断面線は図1参照）

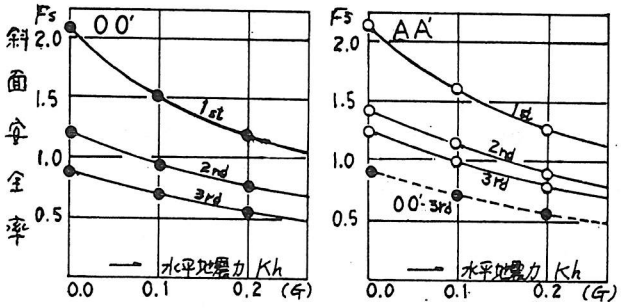


図 3. 伝上川下刻の各段階の斜面安全率

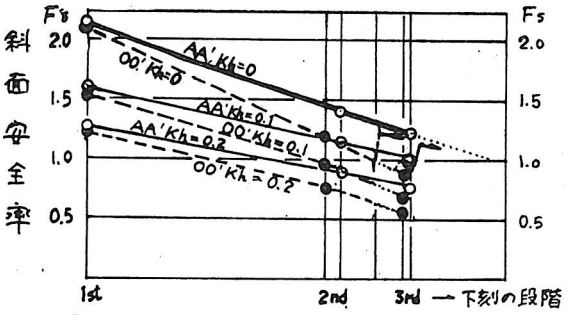


図 4. 斜面安全率の時系列変化

引用文献

1.) 酒井潤一・松本盆地団研木曽谷サブグループ(1985)：長野県西部地震による地盤災害と御岳南麓の第四系(その1)，地球科学 39-2，pp 1～16.

2). 小林武彦(1985)：長野県西部地震による崩壊と御嶽火山の地質，昭和59年災害科学総研 河川分科会 シンポジウム pp.1～10.

3). 長岡正利・羽田野誠一 ほか(1985)：後氷期の地形変化史からみた大規模崩壊の発生条件，日本第四紀学会 1985年 講演要旨集 pp. 90～91.

4). 石原研而 ほか(1985)：被災地の土質強度とすべりの安定解析，20th 土質工学研究発表会，長野県西部地震における斜面崩壊の実態と教訓，pp. 37～45.

5). 叔倉克幹・安田 進・榊 祐介(1985)：長野西部地震での被災例にもとづいた斜面崩壊予測手法の検討，土と基礎 33 (11)，pp. 41～46.

6). 叔倉克幹・安田 進・榊 祐介(1986)：御岳くずれに脚部の浸食などが与えた影響について，21th 土質工学研究発表会演旨.

P3　1984年御岳くずれの大縮尺地形分類図

長岡正利（国土地理院）・武井良道（同）
塩島由道（地域開発）・守屋以智雄（金沢大学）

昨年の大会では、1984年長野県西部地震で起きた「御岳くずれ」の発生条件 ― 同じ誘因のもとで、①この場所に限って、②今回初めて崩壊が発生した理由　の合理的説明 ― について、後氷期の地形変化史の観点から説明した（長岡ほか,1985,第四紀学会予稿集 No.15）。

この種の検討に際しては、変動前・後の大縮尺地形図および空中写真による比較検討が不可欠である。国土地理院では、この大崩壊の特性を把握するため、変動前・後の大縮尺地形図等（地理院技術資料D・1－No.261,1985 ）を作成した。図には次のものがある。

Ⅰ　崩壊・押出しの全域について、変動前・後の 1/5,000（および 1/10,000 に集成）地形図。
（あわせて、松越・滝越崩壊について　同 1/2,500地形図）

Ⅱ　崩壊・堆積による地表高変化等値線図

Ⅲ　谷沿い約 500m ごとの横断面図、図化機で描画、岩屑流の痕跡高度も測定。

Ⅳ　変動後について、崩壊・押出し現象と、各種堆積物の有無・厚さ等に着目した 1/10,000 地形分類図

Ⅴ　御岳火山周辺域における崩壊裸地分布の経年変化図（1959、69、79、地震後；各時期の空中写真の比較判読による；1/25,000）

以上のうち、Ⅳの地形分類図を中心に掲出・説明する。

御岳くずれ 1/10,000 地形分類図

地形分類単位の項目（凡例）を、右ページ下図に示す（各項目の色彩は掲出図参照）。

分類に際しては、Ⅰ．崩壊・押出し地形の分類項目、Ⅱ．微地形と物質・水文的事象の図示項目　に大別し、Ⅰ．については、崩壊・削剝、流送、堆積部に３区分、さらに各区分内で現象の差異または堆積物の厚さ等に着目した小区分を行なった。Ⅱ．は、面として表現できない各種の微地形等をとりまとめたものである。。

各地形分類項目の境界は、大縮尺図における位置と高さの正確さを確保するため、主として解析図化機により描画した。項目間の境界が漸移的な場合には、境界を記入していない。

色彩は、基図を暗灰色、崩壊部は赤色界線の白抜きで強調し、流送部の各区分を暖色系、堆積部を右図４項目の順（堆積物の厚さにもある程度対応）に茶色～黄色系、水に関連する事項は青色とした。凡例における計10の色彩は 4色（赤、青、黄、暗灰）の単色または掛け合わせによる。

その他の各種図

変動前・後の大縮尺地形図作成に際しては、地形変化を相対的高精度で比較・計測できることに留意した。このため、“後”の既成図（1/1,000 図、長野県作成）に合わせる形で空中三角測量を実施した。また、地形の精確な図化のため、時期は古いが、当該地域で落葉期に撮影され、地表が明瞭に把握できる唯一の写真（林野庁、山－560,1969）を用いた。

地表高変化等値線図は、変動前・後の地形図上での標高の、相対的精度がよい部分のみ表示した（変動前が樹高の高い樹林または樹林に覆われた急斜面の場合は図示してない）。

若干の反省点

Ⅳの地形分類図の地形分類項目は、前述のような考え方で、右ページ下図のとおりとしたが、御岳くずれの一連の現象の地形形成営力・プロセスに着目して、次のような区分も考え得る。

第一次的には、
- ①　発生源（崩壊）
- ②　これに伴う岩屑流と二次的に生じた土石流など

②について、さらに、営力・プロセスに着目して、
- ②′　岩屑流
- ③　土石流
- ④　掃流　　に区分

以上により，①，②′，③，④　の大区分とする。また，
後者３つ（②′，③，④）の夫々について，ⓐ流送域，ⓑ堆積域，ⓒ周辺影響域　の中区分。
ただし，③と④については，ⓐ≒ⓑで，ⓒは存在しない。
さらに，現象の程度，規模（例えば，堆積層の厚さなど）による小区分。
なお，下図凡例中，Ⅱ．の微地形等の中には，上記分類各項目の付随的な微地形として分類・付加すべきものがある。

地形分類図における色の使用については，地形分類単位項目について，相互の親近性，類似性，対照性を直感的に理解させ得るかどうかの検討も重要である。地形分類図の基図（等高線等の版）には暗灰色を用いたが，後日検討したところ，黒色がより効果的であることが判った。

①の，変動前・後の地形図は，経費の制約上，“後”の長野県作成 1/1,000図を利用し，これに対して相対的高精度が確保できるようにして“前”を作成した。この，“後”の図の当該部分は航測二社にまたがり，その境（濁川下流）に空中三角測量上約10m の誤差（図上基準点の密度不足によると推定）があるものをスムーズ化したようである。この様な点を含め，冒頭のような目的に用いる図の作成は，同一の機関で行なわれることが望ましい。

Ⅱ，Ⅲについて，相対的精度の不良部についても，何らかの量的表示が望ましい。

御岳くずれ　1:10,000地形分類図凡例

Ⅰ．崩壊・押出し地形の分類項目

（1）崩壊・削剝部

崩壊・削剝部分(破線は境界不明瞭な部分)

崩壊土砂の残存部分(全体に薄い)及び崖錐

（2）流送部

侵蝕・削剝部分(殆んど侵蝕・削剝のみ)

堆積物残存部分(削剝と薄い堆積)

周辺影響域；倒木域

〃　〃　；泥水付着域

（3）堆積部

岩屑流堆積部分(厚い堆積部；おおむね10m以上)

〃　〃　(薄い堆積部；おおむね10m未満)

土石流堆積部分

掃流堆積部分(河床部)

流れ山(左；比較的平坦なもの，右；突出したもの)

Ⅱ．微地形と物質・水文的事象の図示項目

（1）岩石・岩質境界

（2）崩壊・削剝部，流送部に生じた削痕（崩壊・削剝部のものはある程度模式化して表示した。）

（3）流送部・堆積部に認められる微地形と色調模様（ある程度模式化して表示した。）

岩屑，土砂による多色縞模様(流送部にあるものも含む。)

溝状及びしわ状凹部

凹地，湛水した凹地(顕著なもの)

（4）二次的な崩壊部

（5）湧水点及びその流水

（6）ガリー(新たに生じた主なもの)及び堆積部の流水跡

Ⅲ．その他

水涯線，水流部分

あとがき

空中写真の撮影およびこれに基づく大縮尺地形図の作成が可能となって以降，日本では，御岳くずれ（崩壊土量 $3.4\times10^7 m^3$ ）ほどの巨大崩壊は，最初の事例である。

ここに紹介した地形分類図を始めとする各種の図は，地形学的な検討資料として，また，この現象を記録に留めるという点で重要である。

今回の大崩壊では，台地上への岩屑流の溢流により，土壌・火山灰層が削剝され，厚さ 1～2 m の堆積物が残された。今後，植生が復活すれば，一連の台地上で岩屑流に覆われた部分とそうでない部分の境界は判らなくなるに違いない。従って，形成時代・形成営力がまったく異なる２つの地形面が，将来，１つに誤認される恐れがある。過去にもこの様な事件はあったに違いないので，調査に際してこの様な点に留意すべきであろう。

「現在は過去の鍵」であるとの観点から，現在の地形・表層物質により，この種の現象の発生履歴を知り得よう。さらに，土砂災害危険度予測の面で，第四紀とくに後氷期の各種資料とともに，予測のための科学的基礎資料として，この種の地形分類図が果たす役割は少なくないと思われる。

（地形図等の作成の一部に，科学技術庁科学技術振興調整費を使用した“若干の反省点”の多くは国土地理院羽田野誠一氏の示唆を端緒とした。）

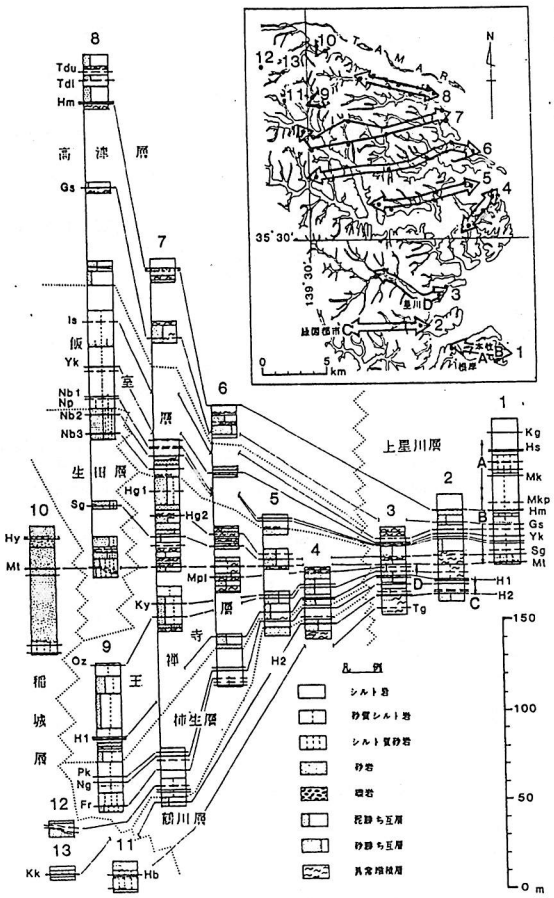
P 4　横浜・多摩地区の上総層群の古地磁気年代

畝村誠一（金沢市立小将町中）・古田俊夫（海洋研）
小泉明裕（横浜国立大・院）・千葉達朗（日大）

南関東の上総層群の層序やその対比・年代については，研究者ごとに異なる見解が出されている（中川ほか，1969；新妻，1976；Oda ，1977；三梨ほか，1979，1982；杉原・新井，1981；鈴木・杉原，1983；岡ほか，1984など）．このたび，演者らは，横浜・多摩地区における，古地磁気層位学的調査を行い，いくつかの新知見が得られたので，ここに報告する．

小泉（1985）は，本地域のテフラ層序について再検討を加え，対比の一部を修正し，総合柱状図を作成した（第１図）．試料の採取は，この中でも，堆積速度が遅く泥質相の卓越する，横浜地域の根岸(A)・本牧(B)，星川(D)，緑園都市(C)の３地区，Hsテフラ～H2テフラに至る約80mの範囲の79層準において，エンジンドリルを用いて，各層準３個以上行なった．

【測定方法】東大海洋研のSchonstedt社スピナー型磁力計で，自然残留磁化を測定した．さらに，10,25,50,75,100,150,200,300,400,500,600 mTの多段階交流消磁を行い，Orthogonal vector diagram で真の堆積残留磁化方位を検討した（第２図）．diagram からの真の堆積磁化方位の推定が難しい場合は，同一層準で複数個の試料を検討し，最もよい１個を選んだ．なお，測定値の計算処理に当って，地層の傾斜補正はその値が５度以内のため省略した．

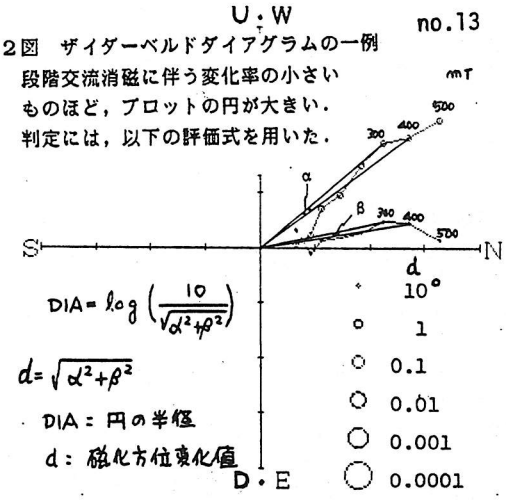


第１図　試料採取地点位置図及び調査地域の層序
（小泉1985にその後の資料を加えて一部改変）

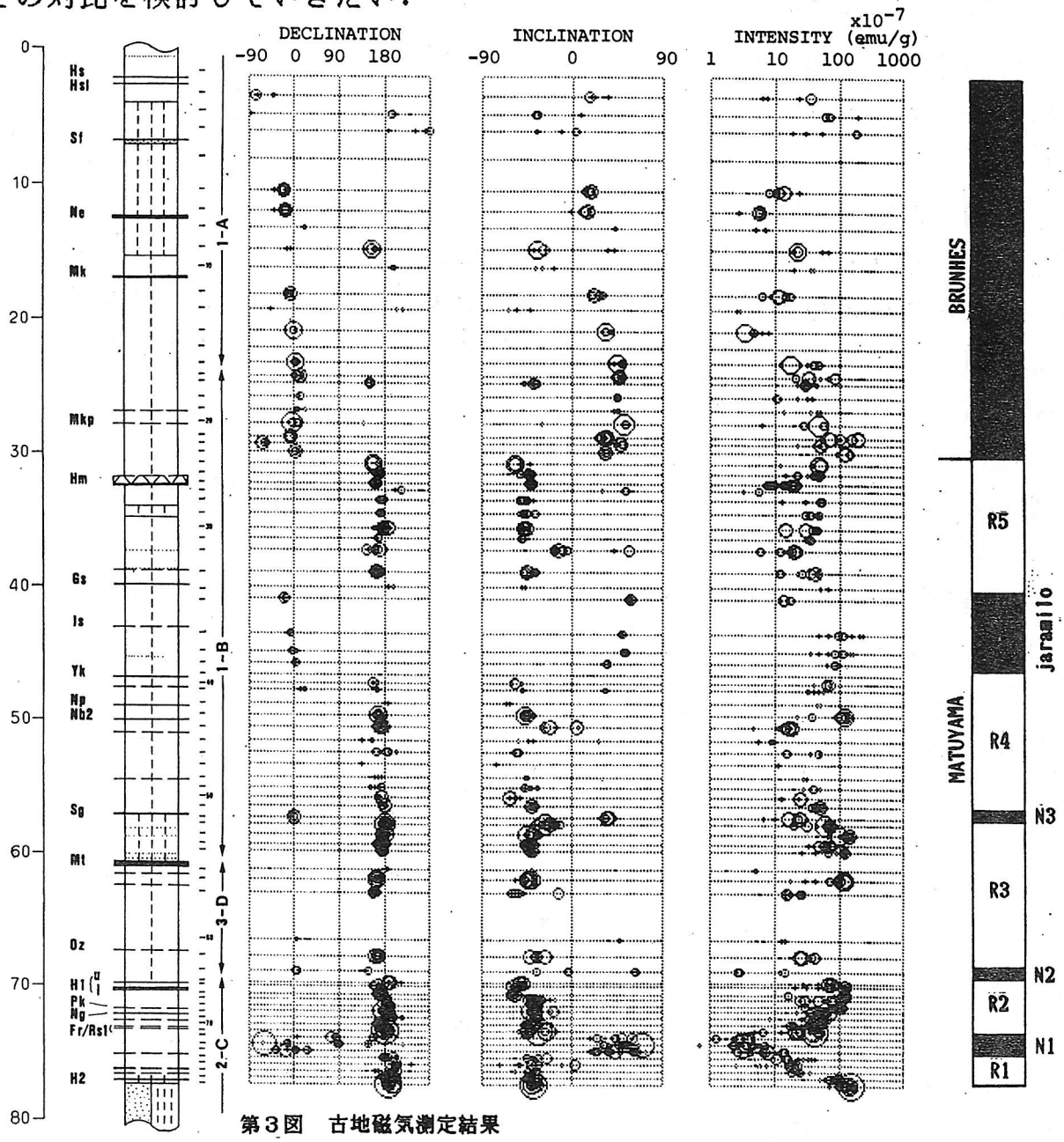
【測定結果】測定結果を第２図に表わす．Loc.A の層準を除き，磁化方位のまとまりは良い．全体的には，上部30mに正帯磁，下部50mに逆帯磁が卓越し，間に短い反転期を挟む．これら反転期の中でも，N5 と N1 が明瞭である．

【解釈】本研究で扱った層準は，オルドバイ事件より上位の松山逆磁極期～ブリュンヌ正磁極期初期に相当すると思われる．ブリュンヌ／松山境界は，Hmの上位約2mの層

準にあたり，多摩丘陵北縁部では，高津層最上部に相当する．さらに，Gs－Yk間の正帯磁はハラミヨ事件と考えられる．このことは，本地域の北部におけるアケボノゾウ・メタセコイア・サブスウチキサゴの産出状況とも調和的である．今後，測定をより上下の層準にひろげ，より確かな古地磁気層序を確立するとともに，微化石層序・Ft年代のデータを加え，房総半島や他地域との対比を検討していきたい．



第２図　ザイダーベルドダイアグラムの一例
段階交流消磁に伴う変化率の小さいものほど，プロットの円が大きい．
判定には，以下の評価式を用いた．



第３図　古地磁気測定結果
段階交流消磁にともなう残留磁化方位変化量が１０度以下のもの

P5　粒度分析プログラムの開発
――正規確率紙とR－R線図――

千葉達朗（日大・応地）

1．はじめに

このたび，篩法の粒度分析の結果を解析する，コンピュータのソフトを開発した．NECのPC－9801シリーズ用で，すべてBASICで記述してある．使用した篩の目の開きと，篩上残査重量を入力することにより，CRT上にグラフを描き，印刷するとともに，Inman 法，Folk&Ward 法，Friedman（積率）法による，淘汰度σ，尖度α，歪度βの各パラメータの計算を行う．

2．パラメータの求め方

篩の目の開きを実測した森山（1978）は，一般に使用されている篩の精度は必ずしも十分ではなく，正しく等φ間隔になっていないと指摘した．本プログラムは，そのような場合でも，正規確率紙上での直線補完法により正しい篩を使用した場合の値を推定することにより，Friedman（積率）法のパラメータを求めることができる．また，Inman 法，Folk&Ward 法のパラメータの算出にあたっても，正規確率紙上での補完値を用いている．これらの値は，加積曲線において，点をフリーハンドで滑らかに結んで読み取った時の値とほぼ等しい．

3．正規確率紙とR－R線図

a．粒度分析結果の解析手法のひとつに，加積百分率を正規確率紙にプロットする方法がある．確率紙上で，直線をなす堆積物は，対数正規分布集団からなり，直線の傾きと切片から，中央粒径値と，淘汰度を読み取ることができる．複数の正規分布集団の合成からなる場合，プロットは複雑な曲線状となる．井口（1974）は，曲線の解析からもとの正規分布集団に分離する方法を述べた．

b．Rosin et. al（1933）は，石炭の粉砕物の研究から，ある種の堆積物は対数正規分布を示さず，大きく粗粒側に片寄った分布を示すことを指摘した．これは，Rosin-Rammler分布と呼ばれ，①の式で書ける．

$$R = 100\exp(-d/c)^{n} \cdots\cdots\cdots\cdots ①$$

R：直径dより小さい粒子の重量百分率　％　　d：粒子の直径　mm

c：R＝36．8％の横軸と直線との交点の粒径　mm

n：均等数（直線の傾斜の正接）　　［cとnは定数］

このプロットが，直線になるような粒度線図［R－R線図］も考案されている．この図上で直線を示すものには，人工的に粉砕した石英（Krumbein et. al,1940），月表面のダスト（Martin et. al,1977），ある種の火砕流堆積物（Moore,1934），風化した片麻岩からの砕屑物（Wentworth,1931）などがある．

これらは，粉砕された後，ほとんど淘汰作用を受けていないことを示す．

４．使用例

今回，これら２種の線図を画面に表示し，プロットするルーチンも合わせて開発した．以下，三宅島における粒度分析結果の解析例をあげる．

１）三宅島１９８３年噴火村営牧場地区のテフラ（坂爪，1984ＭＳ）

スコリアコーン列の東の裾野にあたる所で，ほぼ完全な Rosin-Rammler分布を示す降下火砕物が見られた（図１）．風による淘汰作用をほとんど受けていない堆積物と考えられる．

２）三宅島１９８３年噴火で生じたリング状砕屑丘の例

露頭観察では，平行ラミナ，あるいはアンチデューン構造の明瞭なサージ堆積物と，めりこみ構造をもつ爆発角礫の互層状堆積物である（隅田，1985）．粒度分析結果を図２に示す．正規確率紙上では右上の細粒部側が直線をなすが，Ｒ－Ｒ線図では，左下の粗粒部が直線をなす．水平横なぐりの噴煙による淘汰作用は粗粒部に及んでいないこと，２種類の粉砕・運搬・堆積機構が同時に存在したことが読み取れる．

図１

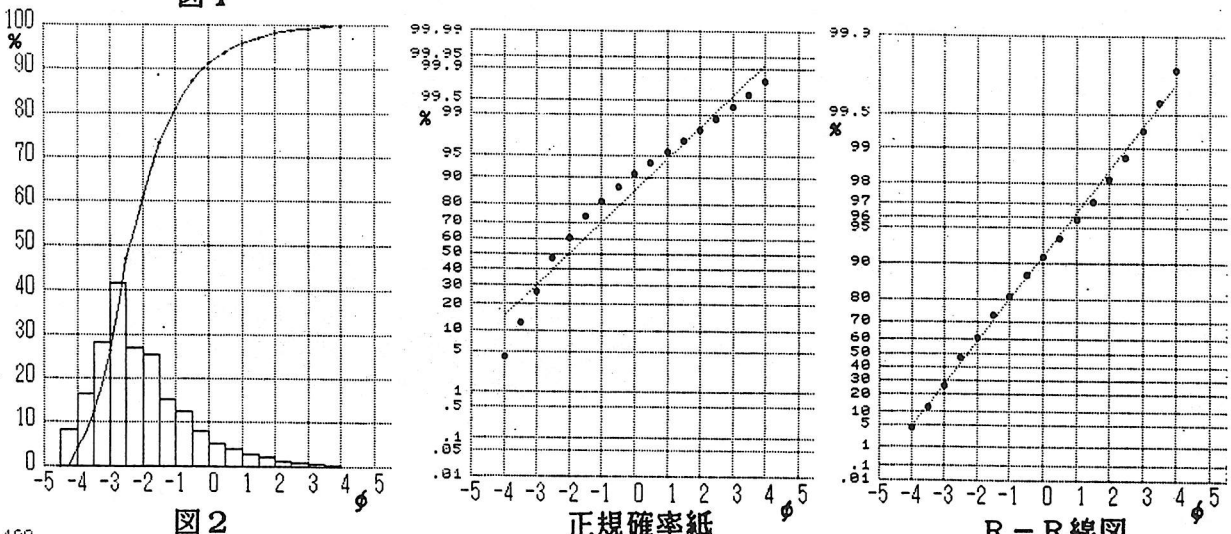
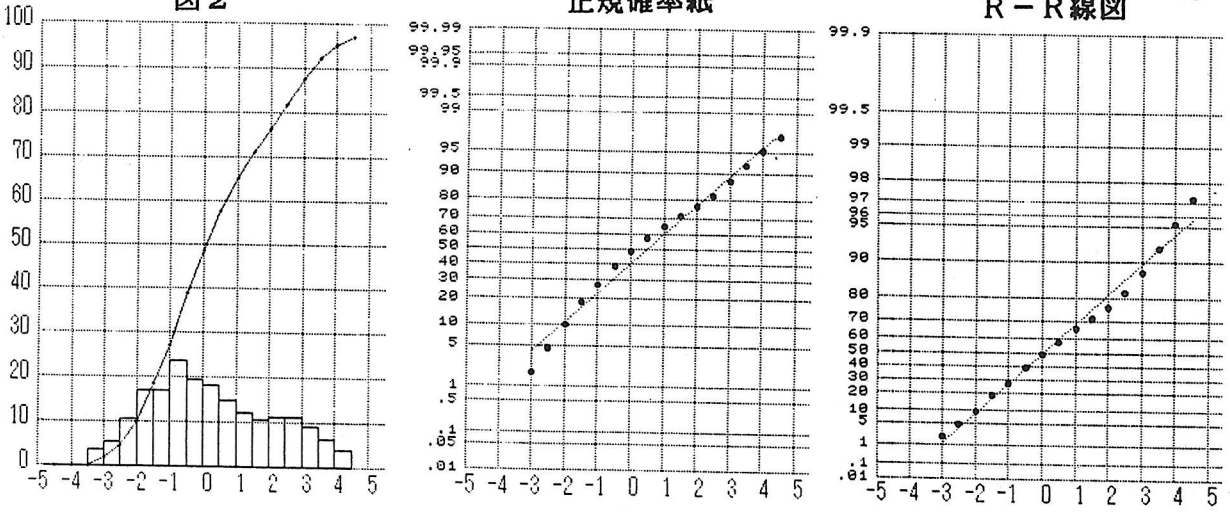


図２



P6　サイドスキャンソナーと空中写真による浅海底の面的探査

熊木洋太（国土地理院）・原口和政（同）・鈴木義宜（同）・
佐藤宗一郎（同）・　田崎昭男（同）・　長岡正利（同）　・
宮野正実　（国際航業）　・　園田吉弘　（アジア航測）　・
安間　恵　（川崎地質）

1．問題の所在

第四紀の古地理の変遷，地殻変動などの研究では，浅海に堆積した地層や旧汀線を示す地形のデータの果たす役割が大きい。しかし浅海底の地形や底質分布の現状については，必ずしも十分知られているとは言い難い。「現在は過去の鍵である」ならば，現在の汀線－浅海底の地形・底質分布をもっとよく知る必要がある。

浅海底の地形・底質分布の知見が少ない大きな理由は，①探査・観察に特殊な装置や技術を要し，費用もかかるため，データの絶対量が乏しいこと　②通常用いられる調査方法は，音響測深のように線的なデータが得られる方法か，採泥のように点的なデータが得られる方法がほとんどで，各データ間のつながりや面的な広がりについて信頼度が低いこと　の２つであろう。

ここでは，上記②の問題の解決に有効な２つの浅海底面的探査方法を紹介する。

2．サイドスキャンソナーによる海底の面的音響映像の利用

サイドスキャンソナーは，調査船に曳航されて水中を移動する送受波器より左右方向に扇状に超音波を発信，その超音波が海底で反射してくるのを同じ送受波器で受信し，受信波の強度に対応した濃淡の画像を出力する装置で，超音波に対する海底の反射強度の分布を面的音響映像として見ることができる。

これまでの経験や実験によれば，面的音響映像の濃度は，底質や海底の起伏（より正確には，海底面の送受波器に対する角度）と密接な関係にある。一般に，底質が細粒であるほど白っぽい映像が得られる。基盤岩が露出している場合は，層理や節理を反映したしわ状の模様が見られる。サンドウェーブ，アンカーや底びき網の引きずり跡，しゅんせつ跡，漁礁なども判読できる。細長く連続するものは判読しやすいようである。

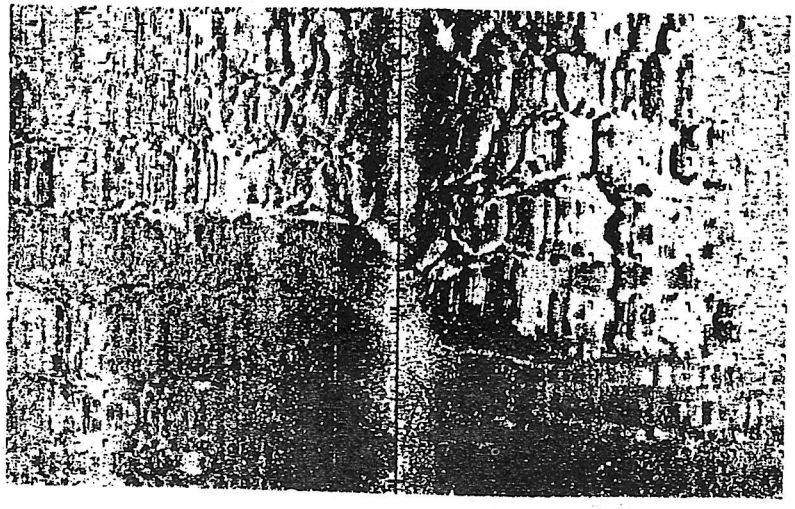
3．浅海底の空中写真測量・空中写真判読

空中写真に海底面が写っていれば，陸上と同じように図化や判読が可能であり，面的なデータを得ることができる。図化する場合には，水面における光の屈折を補正する必要があるが，解析図化機を使えば補正は比較的容易である。

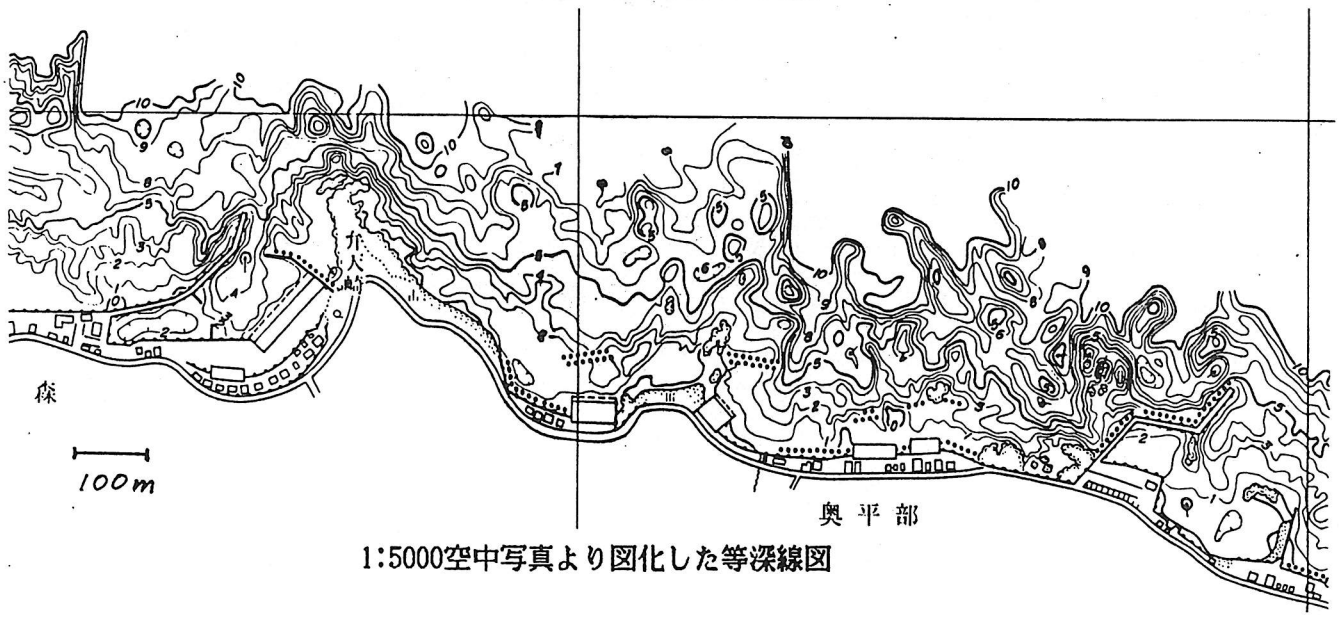
海底の探査に空中写真を利用しようとする場合，当然ながら海底面が写っていなければならない。一般には白黒よりカラーで，より低空で撮影した写真（より大縮尺の写真）が良く，海面に細かな風浪があったり，ハレーションが起こっている場合は不可である。図化のためには，基準点・標定点を写し込む必要があるが，これらを海域に設定することは通常困難なので，ある程度陸域を含めておくべきである。図化・判読は，海水の透明度がきわめて良ければ，水深２０m程度まで可能である。

４．上記２方法の利用方向

サイドスキャンソナーは送受波器を曳航するため，調査船（５トン程度以上）の航行が可能な範囲以外で使うことができない。一方，空中写真の利用はごく浅いところに限られるが，調査船が近寄れない汀線付近については豊富なデータが得られるので，両方法の長所をうまく利用するのが効果的である。第四紀学に対しては，微地形や底質と堆積環境の関係，沈水地形，汀線付近の海底微地形（例えば，ベンチー小崖ー海食台系）などの面的な把握を通じて，あるいは，沈水林や沈水遺跡の発見を通じて貢献できるものと考える。



サイドスキャンソナーによる
面的音響映像の例



1:5000空中写真より図化した等深線図

P7　全国地殻水平歪図とその地学的意義

多田　堯（国土地理院地殻調査部）

わが国における組織的な測地測量は、１８８３年（明治１６年）に始まった一等三角測量が最初である。一等三角測量は１９１３年（大正２年）に終了するが、同時に始まった二等三角測量は少し遅れて１９１７年（大正６年）に終了した。　一等三角点はその後昭和になって一回（西日本は二回）改測されているが、それ以外の三角点の全国的な改測は行われなかった。

１９７３年になって「日本列島精密測地網測量一次基準点測量（一次網測量）」という新しい測量体系が立案された。　ここでいう一次基準点とは従来の一等三角点、二等三角点を合わせたもの（６０００点、平均点間距離：８ｋｍ）をいい、従来の測量体系（明治の測量）とは異なり全て同一精度を有している。

これを５年周期で繰り返し測量して、日本全国の地殻歪をモニターしようというのが、この測量計画の骨子である。　当初の計画より遅れたが、１９８５年に第一回目の一次網測量が終了した。この間、測量成果はその都度地殻水平歪図として地震予知連絡会に報告され、地震予知の基礎的データとして大きな貢献をしてきた。

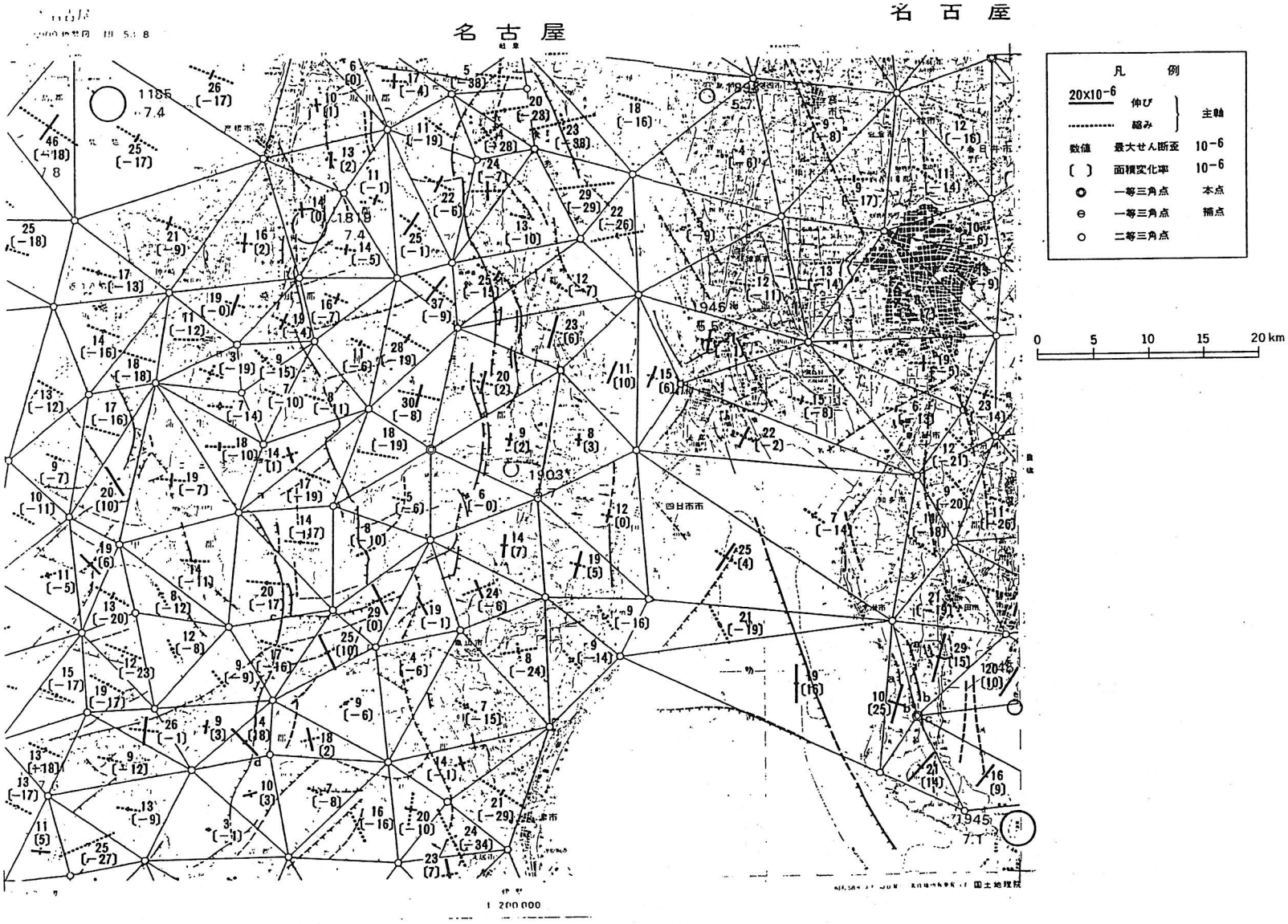
日本全国の測量が終了したのを機会に、これまでに発表されてきた成果をとりまとめて出版することが、地震予知研究や日本列島のテクトニクスの研究にとって重要であるとの認識に立ち、全国歪図を作成することになった。

地震予知研究で全国的規模で得られている基礎的な資料としては、活断層研究会による「日本の活断層－分布図と資料」（東京大学出版会、１９８０）がある。　活断層とは地震を発生させる断層であり、地殻変動とは密接な関係にある。　全国歪図を作成するにあたり、この活断層図に地殻水平歪を重ね合わせて印刷することが、最も有効であると考え、２０万分の１地勢図に水平歪、活断層、主な被害地震を重ね合わせて印刷し、発刊することにした。

原則として、明治に行われた一等三角測量、二等三角測量と一次網測量との比較から得られる地殻水平歪（８０～１００年間）を日本列島全域について編集し、出版する。　第１図に見本として「名古屋」の例を示してあるが、今年中に発刊する予定で現在作業を進めているところである。

２０万分の１地勢図は１２９面あるが、歪み図としては１００面になる予定である。　この他、関東地方のように震災復旧測量の行われている地域では震災復旧測量と一次網測量との比較による歪図を付録として出版する。

この地殻歪図の解析から得られた九州中部地方、北海道日高地方の興味深いテクトニクスについても合わせて紹介する。



第1図　全国地殻歪図の一例「名古屋」

P8　阿寺断層の活動周期と最終活動時期

粟田泰夫・水野清秀・佃　栄吉・山崎晴雄
（地質調査所　環境地質部）

1985年に実施したトレンチ調査の結果と，これまでになされた阿寺断層の活動時期に関する報告から，同断層の活動周期と最新の活動時期について考察する．

<u>トレンチ調査の概要</u>　トレンチ調査は山口村馬籠・坂下町・加子母村小和知の３ヵ所で実施された（図１）．各トレンチでの観察結果と^{14}C年代測定値を図２・３・４に示す．今回の調査では，ある層準より下位の地層が断層に切られており上位の地層がその断層を覆っている場合（図中の◀）と，ある層準より下位の地層が上位の地層よりも大きな変形を受けている場合（図中の◁）に，その層準に event（断層の活動を認定した．event の時期は，その層準より下位の地層の最も新しい^{14}C年代と，上位の地層の最も古い^{14}C年代から決めた※．

阿寺断層をエネルギーの一括放出型断層とみなすと，３ヵ所のトレンチで認定された全ての event を矛盾なく説明するためには，同断層では，約 2000 年前，約 3800 年前，約5300-7300 年前，約 7800 年前に断層活動があったと考えればよい．ただし約 2000 年前の断層活動は，馬籠トレンチの副断層で 1580-1950 y.B.P.の腐植まじり砂礫層（プリズム層）が直接に断層を覆っていたことから推定された．

さらに今回のトレンチ調査から，腐植層に周期的に挟まれる砂礫層の堆積時期は断層の活動時期に対応しているとの考え（岡田・松田，1976；平野・中田，1981）が強く支持された．

<u>阿寺断層の活動周期と最新の活動時期</u>　今回のトレンチ調査とこれまでの報告（岡田・松田，1976；平野・中田，1981；平野，1981；Hirano，1982；岡田，1981；佃ほか，1982一部改正）によってそれぞれの地点で認められた event を全て矛盾なく説明するためには，阿寺断層の活動時期として，（①約 300-1800 年前），②約 2000 年前，③約 3800 年前，④約 5400 年前，⑤約 7700 年前，⑥約 8300-9400 年前，⑦約 11700 年前，⑧約 13000 年前よりも前　の８回を考えればよい．この結果は，阿寺断層の活動周期がおおよそ 2000 年であることを示す．なお event の時期は上記の方法※で再決定した．

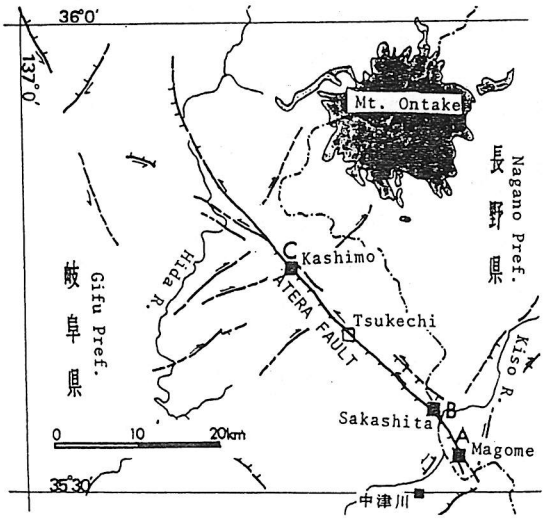


図１　トレンチ調査位置図

坂下の段丘のうち Sugimura and Matsuda（1965）のⅢ面は 2300 y.B.P.の年代を示し，その変位量（水平 17.5m，垂直 3.9m）が大きいこと，及び，加子母村での伝承（岡田，1975）から，②の約 2000 年前よりも新しい時期（①に相当？）に阿寺断層の最新の活動があった可能性が考えられ，その時期は比較的最近の歴史時代かも知れない．

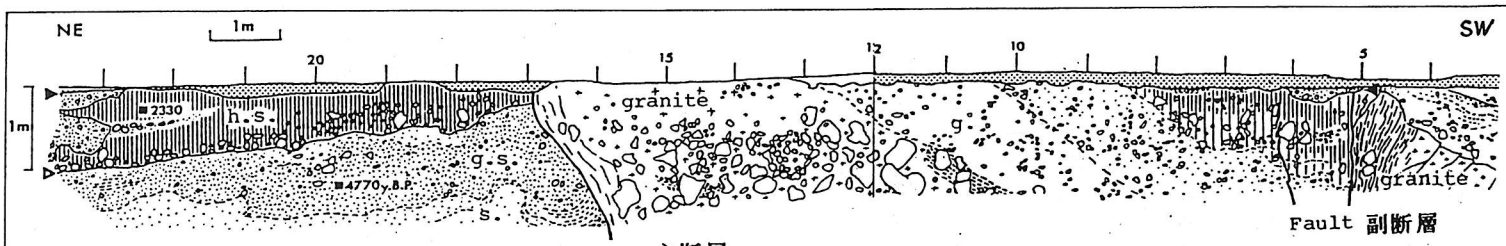
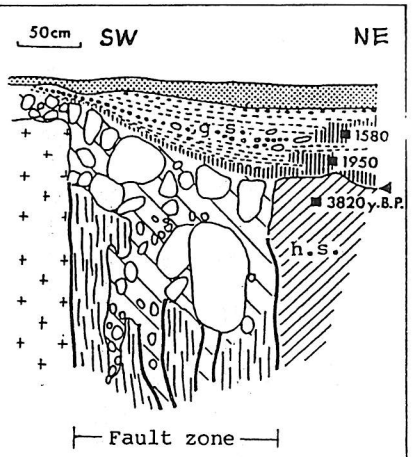


図2　馬籠トレンチ南東側壁面スッケチ



北西側壁面における副断層の詳細スケッチ

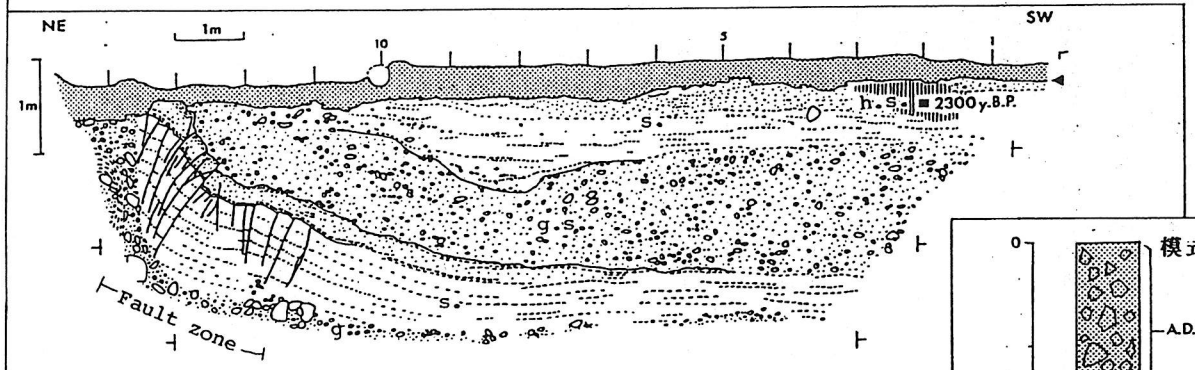


図3　坂下トレンチ南東側壁面スケッチ

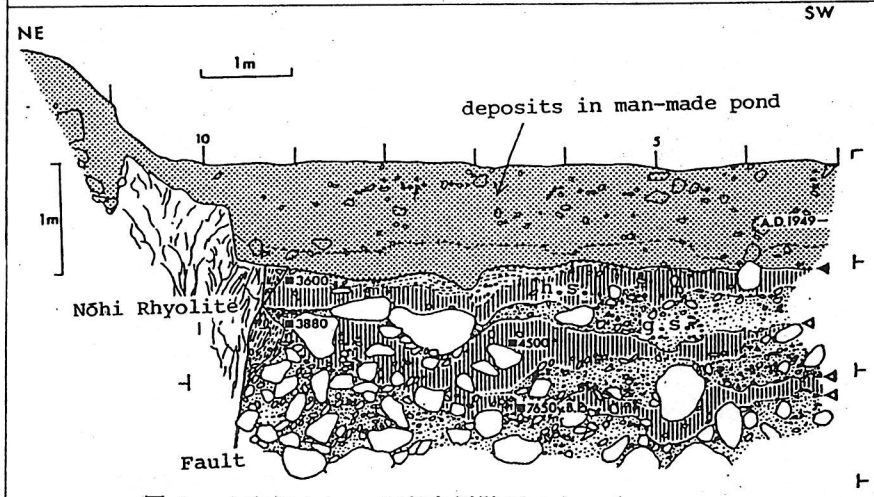
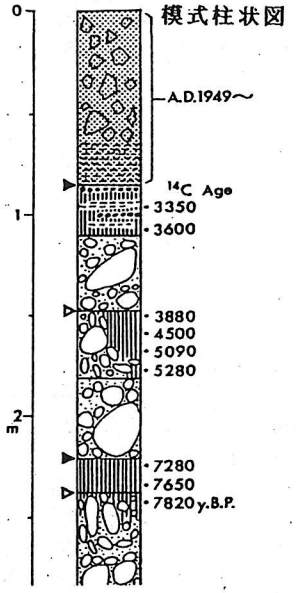


図4　小和知トレンチ南東側壁面スケッチ



eventの層準・14C年代値は南東側及び北東側両壁面での資料による

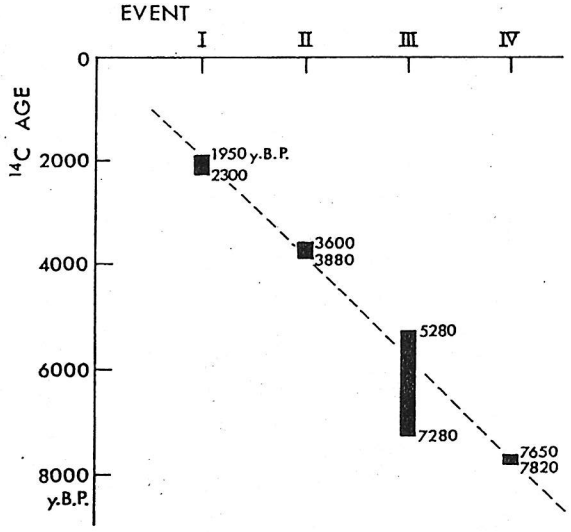


図5　今回のトレンチ調査からた推定された阿寺断層の活動時期

event Ⅰの時期は馬籠トレンチの調査結果により1950 y.B.P.の直前と考えた

P9　郷村・山田断層系のトレンチ調査

衣笠善博・寒川 旭・下川浩一・杉山雄一・佃 栄吉(地質調査所 地震地質課)

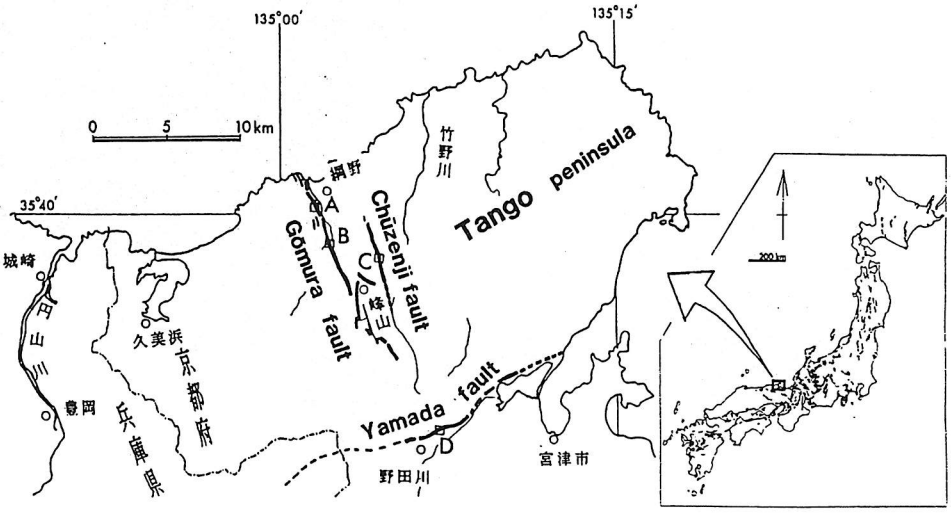
地質調査所では郷村・山田断層の活動性を明らかにするため、昭和60年10月から11月にかけて行った、トレンチ掘削調査の結果を報告する。ここでは1927年北丹後地震（M=7.3）の地震断層である郷村断層及び山田断層に、郷村断層に隣接して並走する仲禅寺断層を含めて郷村・山田断層系として扱う（第１図）。

郷村断層：Ａトレンチでは地層の液状化現象を示す砂脈の発達が、トレンチ最下部層（約4,800年前）から地表付近まで数多く認められた（第２図）。これは1927年の地震によるものと考えられる。Ｂトレンチでは地震時の地表部での垂直変位量（60cm以上）と腐植層最下部の垂直変位量（65cm)の比較から、6,100年前以後は１回の断層運動（1927年）で説明できることがわかった（第３図）。

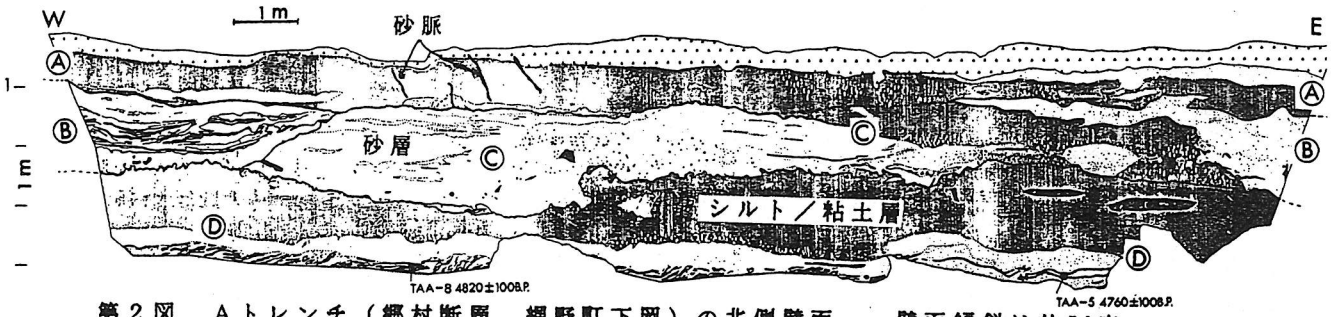
仲禅寺断層：Ｃトレンチに現れた地層はの粘土分の多い帯青色の地層（矢田層；約24,000年前から約18,000年前）とそれを不整合に覆って堆積した沖積層よりなっている（第４図）。矢田層の変形と基盤の花崗岩から矢田層に発達する小断層の解析から、仲禅寺断層は矢田層堆積中には、約2,000～3,000年周期で活発に活動していたが、少なくとも12,000年前以降、沖積層が堆積し始めてからは全く活動していないことがわかった。

山田断層：Ｄトレンチ最下部での地層（④層；約4,500～3,200年前）の変形量と地震時の垂直変位量がほとんど同等（約60cm)であることから、1927年の断層運動は少なくとも約4,500年前以来初めてのものであったことがわかった（第５図）。

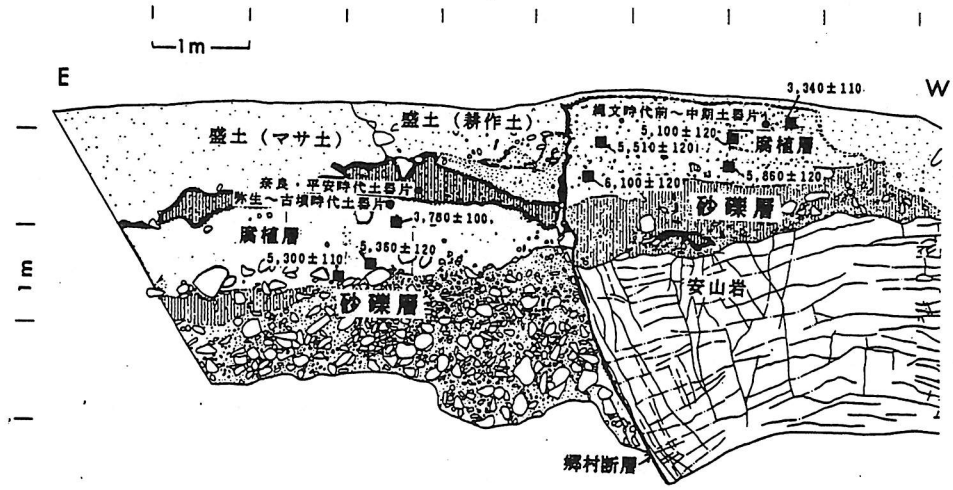
郷村・山田断層系が1927年の地震と同じような活動を繰り返し行ってきたと仮定して上記の結果を総合すると、この断層系の活動周期は約6,100年以上であるといえる。1927年に活動しなかった仲禅寺断層は、少なくとも12,000年前以降は全く活動しておらず、断層系としてはその主要な活動が、現在は郷村断層の方に移動していると考えられる。



第１図
丹後半島に発達する郷村・山田断層系とトレンチ掘削調査地位置図.

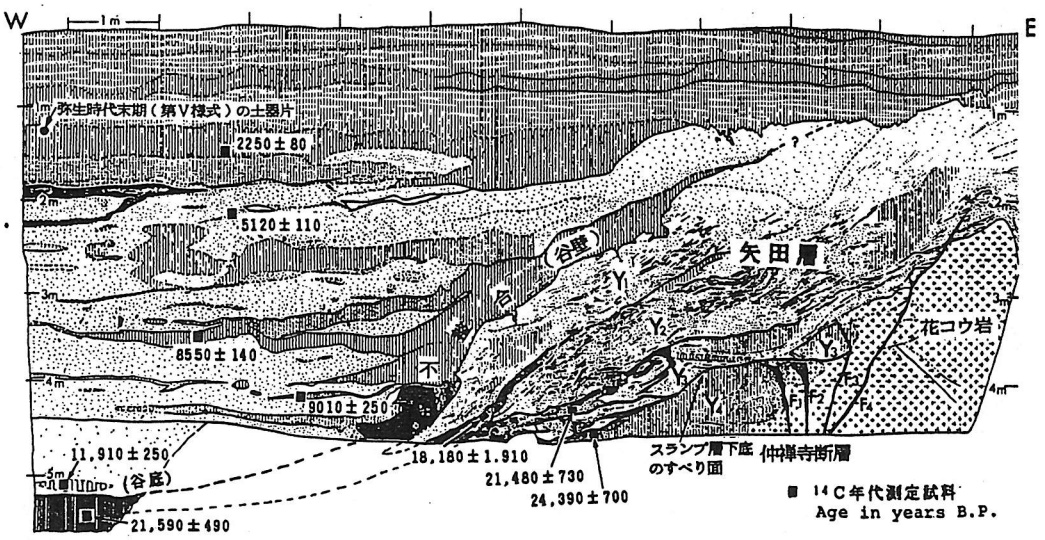


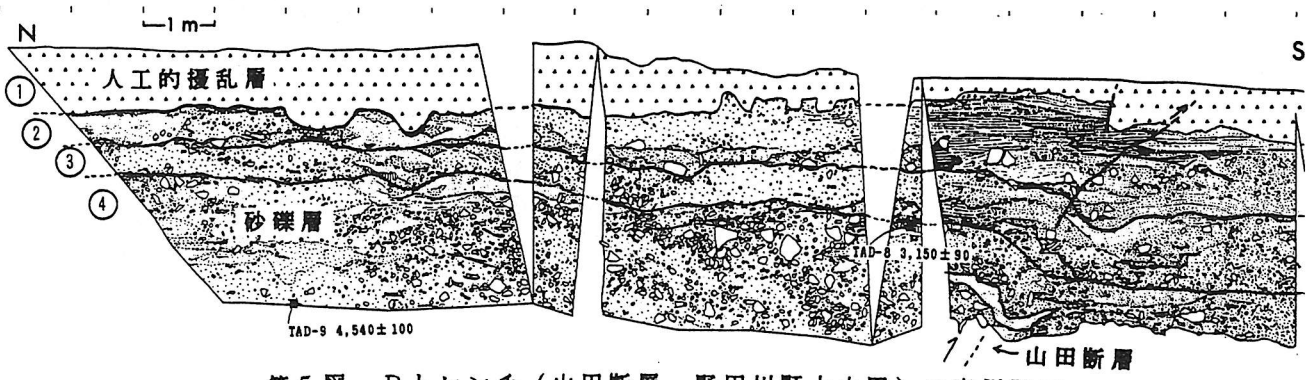
第２図　Ａトレンチ（郷村断層、網野町下岡）の北側壁面．　壁面傾斜は約50度．



第３図　Ｂトレンチ（郷村断層、網野町郷）の南側壁面．

第４図　Ｃトレンチ（仲禅寺断層、峰山町矢田）の北側壁面．





第５図　Ｄトレンチ（山田断層、野田川町上山田）の東側壁面．

P10 火山ガラスの化学組成による火山灰の同定

西田史朗（奈良教育大学地学教室）

目的：第四紀層序学にとって，火山灰による層位の決定はひじょうに有効な手段であることは論を待たない．ここでは火山ガラスの化学組成からの火山灰同定の有効性を報告する．

方法：火山ガラスは大部分の火山灰にとっての主要構成物である．また，マグマ分化のエンドメンバーとして，安定な主要元素組成を示す．この点に着目して，火山ガラスの新鮮な破面，あるいはクリーンな面を表面分析する．使用機器はエネルギー分散型マイクロアナライザー（ＥＤＸ）で，対象元素を Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Fe の８主要元素に限定して定量分析し，それぞれの酸化物としての相対比を求めた．対象元素の固定と相対組成比での表現は，分析値の安定を保証する．分析は火山ガラス片 10 ないし 100片について点分析し，相対比の平均値で示す．Std.は標準偏差で，後の数字は分析数である．

結果：この方法による分析結果の安定さと火山灰同定への有意さの例として広域テフラの代表であるアカホヤ・隠岐・姶良の３火山灰と，大阪層群とその相当層の示標火山灰であるアズキ・ピンクの２火山灰について示す．KCJ1-1火山灰は，必ずしもピンク火山灰とはされていなかった．

アカホヤ火山灰

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	FeO
N005	2.61	1.37	11.44	76.13	1.96	2.39	0.39	3.73
Std/100	0.49	0.30	0.21	0.63	0.10	0.23	0.04	0.35
N012	2.98	1.31	11.41	75.95	2.01	2.35	0.39	3.61
Std./10	0.47	0.20	0.14	0.41	0.11	0.21	0.04	0.38
N188	3.19	1.34	11.25	76.07	2.13	2.20	0.36	3.46
Std./10	0.84	0.23	0.10	0.94	0.05	0.16	0.03	0.17
N749	3.03	1.45	11.20	75.88	2.25	2.23	0.37	3.59
Std./20	0.67	0.35	0.18	0.63	0.11	0.23	0.04	0.34

隠岐火山灰

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	FeO
N084	5.21	1.38	17.13	65.41	4.44	1.76	0.24	4.45
Std./084	0.56	0.26	0.24	0.64	0.26	0.17	0.07	0.48
N093	5.91	1.43	16.97	64.86	4.50	1.83	0.29	4.28
Stds./50	0.98	0.33	0.17	0.63	0.31	0.15	0.07	0.69
N738	3.31	1.26	16.68	66.50	4.90	2.37	0.36	4.62
Std./20	0.59	0.26	0.83	0.80	0.45	0.20	0.03	0.58
K020	4.29	0.97	16.66	65.00	4.86	2.08	0.32	5.83
Std./20	1.00	0.39	0.34	1.28	0.47	0.34	0.12	1.61

姶良火山灰

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	FeO
N001	2.13	0.84	10.86	80.54	2.42	1.29	0.09	1.84
Std./100	0.33	0.22	0.12	0.40	0.09	0.10	0.03	0.20
N396	2.89	0.96	10.82	79.38	2.56	1.43	0.10	1.86
Std./10	0.54	0.17	0.25	0.59	0.12	0.05	0.02	0.21
N618	2.35	0.79	10.43	80.37	2.65	1.46	0.10	1.86
Std./20	0.36	0.30	0.14	0.48	0.09	0.08	0.02	0.17
N725	1.67	0.67	10.43	80.48	2.82	1.77	0.10	2.06
Std./20	0.32	0.28	0.56	0.67	0.11	0.11	0.02	0.26

アズキ火山灰

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	FeO
N052	2.14	1.23	13.10	74.10	3.45	1.99	0.37	3.65
Std./50	0.42	0.25	0.37	0.66	0.17	0.20	0.06	0.44
N058	2.90	1.62	12.85	73.51	3.41	1.97	0.36	3.38
Std./50	0.56	0.29	0.16	0.65	0.18	0.20	0.04	0.41
N054	1.86	1.08	12.57	74.61	3.55	2.11	0.39	3.83
Std./50	0.46	0.32	0.24	0.48	0.18	0.18	0.06	0.52
N061	2.33	1.29	12.90	74.15	3.33	2.03	0.38	3.61
Std./50	0.63	0.33	0.19	0.54	0.18	0.19	0.05	0.48

ピンク火山灰

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	FeO
N389	2.02	0.94	10.63	80.14	3.37	1.32	0.14	1.42
Std./10	0.27	0.12	0.18	0.32	0.11	0.07	0.04	0.10
N392	2.79	0.97	10.72	79.34	3.14	1.44	0.16	1.44
Std./10	0.74	0.31	0.20	1.00	0.14	0.05	0.03	0.15
N474	2.08	1.08	10.57	79.77	3.58	1.40	0.17	1.35
Std./20	0.55	0.29	0.22	0.74	0.22	0.11	0.03	0.36
N768	2.00	1.11	10.33	79.97	3.54	1.37	0.17	1.52
Std./20	0.44	0.31	0.18	0.72	0.13	0.08	0.03	0.13

N005　N78-6,　三重県一志郡美杉村上太郎生・池ノ平湿原，松岡ほか（1983）
N012　GH82-2-29,　熊野灘．水深－2,013 m．深度157 cm．小出（1983手記）
N188　57-30/T22-3,　泉州沖ボーリングコア．竹村・西田（1985）．
N749　85H-1,　浜名湖ボーリングコア　－14.25 m
N084　福井県三方郡美浜町・鳥浜貝塚Ⅲ区，安田（1980）．
N093　大阪南港大橋　P_2　-29.00 m,　前田（1977）．
N738　滋賀県長浜市，Tk-6　ボーリングコア　－9.00 m.
K020　琵琶湖　1400 m ボーリング　B5-3(L)．
N001　N80-7 天理市横広　直上　C:20,900,　直下　C:26,400 yBP.
N396　HC-167　コア　京都市左京区久多・八丁平湿原．
N618　六甲島研究ボーリング　直上　C:24,370,　直下　C:25,920 yBP.
N725　兵庫県西紀郡南丹町大山，直上　C:23,940,　直下　C:23,590 yBP.

N052　西宮市甲陽園．大阪層群．
N058　豊中市千里・万博公園．大阪層群．
N054　京都市深草藪ケ谷．大阪層群．
N061　滋賀県志賀郡志賀町和爾・喜撰川．古琵琶湖層群．
N389　京都府相楽郡精華町南稲八妻．大阪層群．
N392　吹田市藤白台．大阪層群．
N474　堺市光明池南．大阪層群．
N768　岐阜県不破郡上石津町谷畑．KCJ1-1．奄芸層群．

P１１ 更新世後期の火山灰のＥＳＲ年代測定

佐藤高晴（阪大・基礎工）、市川米太（奈良教育大）

火山灰についてのＥＳＲ年代測定は、Imai et al（1985）によって試みられ、その有用性が示された。今春の地質学会の討論会においても、火山灰中の石英について、測定者間でのバラツキの比較的少ない値が示されている。石英は風化しにくく、放射性元素を含まないため、ＥＳＲ年代測定に適した鉱物である。しかし、この方法それ自身が新しいうえに、特に火山灰には適用されてから間がない為、年代測定を行なう一連の過程の中には、その妥当性が充分に比較検討されていないものもある。

図１には、市川（1985）によって熱ルミネッセンス年代測定が行なわれた、中峰遺跡第５文化層の、(a)上部パミス と (b)火山灰 の中の石英について、γ線照射によるＥＳＲ信号強度の増大の様子を示した。Al中心の信号の６０krad以下の照射に対する測定結果から、直線回帰によって蓄積線量を推定すると、パミスと火山灰について、それぞれ、25.4 krad、75.4 kradとなり、熱ルミネッセンスによる測定結果の、それぞれ、22.9 krad、72.6 kradとよく一致している。しかし、Ti中心の信号について同様に蓄積線量を求めると、それぞれ、27.9 krad、99.2 kradとなり、後者はくいちがっている。これは、Ti中心は飽和傾向が大きい為と考えられる。

ここでは、これらの年代が他の方法で推定されている、いくつかの後期更新世の火山灰について、この方法を用いて行なった年代測定の結果と、蓄積線量測定の際の飽和傾向の評価、熱ルミネッセンス年代測定法で見られるスーパーリニアリティの有無、Al中心の信号強度の求め方等について検討した結果を報告する予定である。

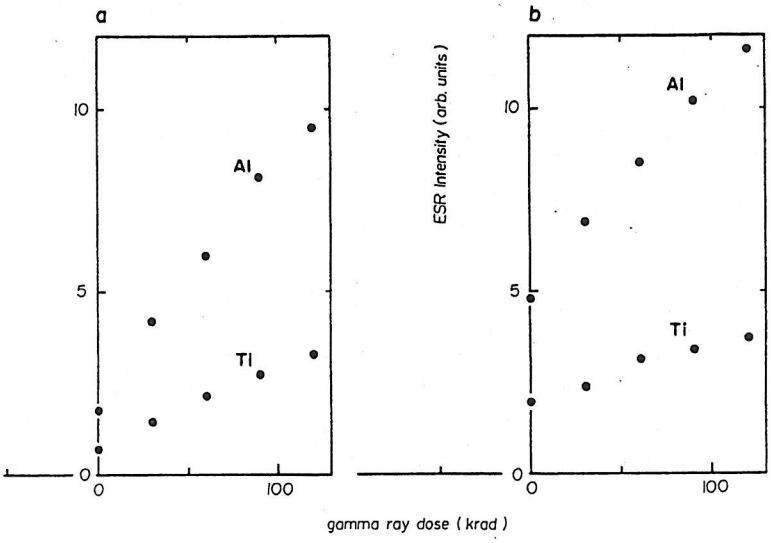


図１ 中峰遺跡第５文化層の、a上部パミス、とb火山灰 の中の石英についての、γ線照射に対するＥＳＲ信号強度の増大

P 12 第四紀資源の開発と環境保全

――関東地下水盆における地下流体資源利用の現状――

古野邦雄・佐藤賢司・楡井久（千葉県公害研究所）

関東地下水盆においては，地盤沈下および地下水位監視のため，年1回の水準測量による地盤の変動量の測定および観測井による地層収縮量と地下水位の連続観測が実施されている。関東地方の1983年1月1日を基準日とする水準測量延長は7363.6 Kmである。そして水準基標の測定点数は4880点である。また，1982年3月時点の地盤沈下・地下水位観測井は255地点375観測井である。

図1に関東地下水盆における主な水準点の経年変動と地下水位経年変化を示した。図によれば，東京の3377水準点においては，第2次世界大戦以前に既に2m以上の地盤沈下を示した。戦中・戦後の一時期に地盤沈下の進行が緩やかとなるが，高度経済成長期を通じて再び地盤沈下が進行し，1972年以降は地盤沈下が停滞する。近年は地盤が上昇の傾向にある。他の水準点においても，1972年以降地盤沈下が停滞ないし地盤が上昇するものと，近年も引き続き地盤沈下が進行しているものとがある。

図1に示された観測井の地下水位経年変化の特徴は，以下の3つに区分できる。① 1965年まで地下水位が低下を続け，その後上昇するもの（東京都研16号観測井，川崎市観音川観測井）。② 1971年まで地下水位低下を続け，その後上昇するもの（千葉県W－25号観測井，埼玉県川口－1号観測井）。③ 観測開始時期から地下水位が低下を続け，1984年においても低下傾向にあるもの（埼玉県久

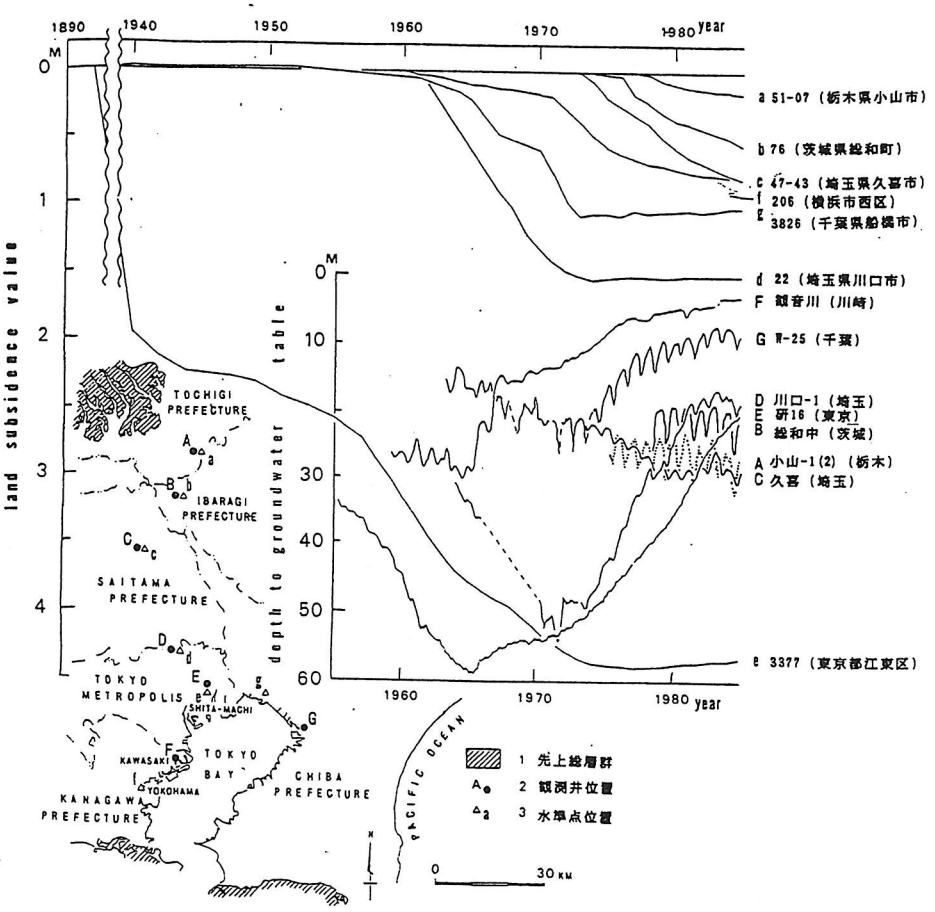


図1　関東地下水盆における主な水準点の経年変動と観測井の地下水位経年変化

喜観測井，茨城県総和中観測井，栃木県小山－1(2)号観測井）。

また観測井の記録を用いて作製した関東地下水盆の地下水位図によれば，地下水位等値線の形態は，1964年には，東京の－50m(TP)の等値線を底とした盆状を示している。1971年の底は－60m（TP）とその値は下がっている。その後，1975年には－40m（TP），1980年には－30m（TP），1982年には－20m（TP）を底とした盆状を示す。1983年，1984年にも－20m（TP）を底とする盆状を示すが，－20m（TP）の等値線が囲む範囲は近年になるにつれて大きくなっている。図－2に関東地下水盆の地下水位図を示した。太線が1971年の，細線が1984年のそれぞれの地下水位等値線である。

また，新聞資料にみられた地下水汚染事例を図3に示した。図3によれば，洪積台地縁辺部に多くの地下水汚染が発生している。

地盤沈下・地下水位および地下水質の監視体制をより充実することにより，地下水の有効利用が可能である。

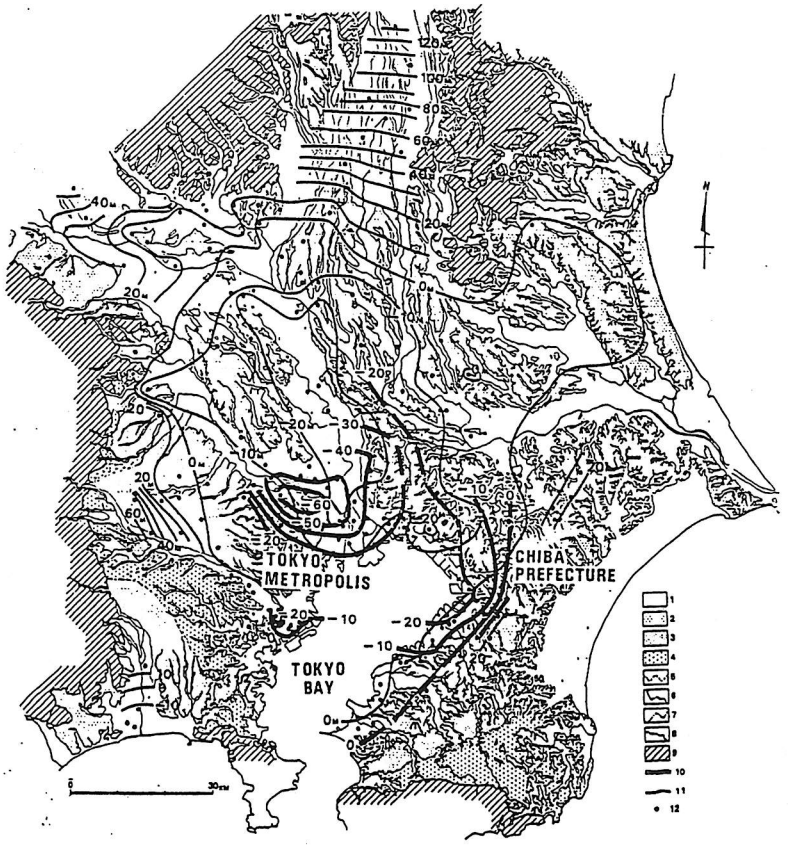


図2　関東地下水盆の地下水位図　（1971年・1984年）
1～9：図3に同じ　10：地下水位等値線（1971年7月）
11：地下水位等値線（1984年7月）　12：地下水位図作製にあたって値を使用した観測井

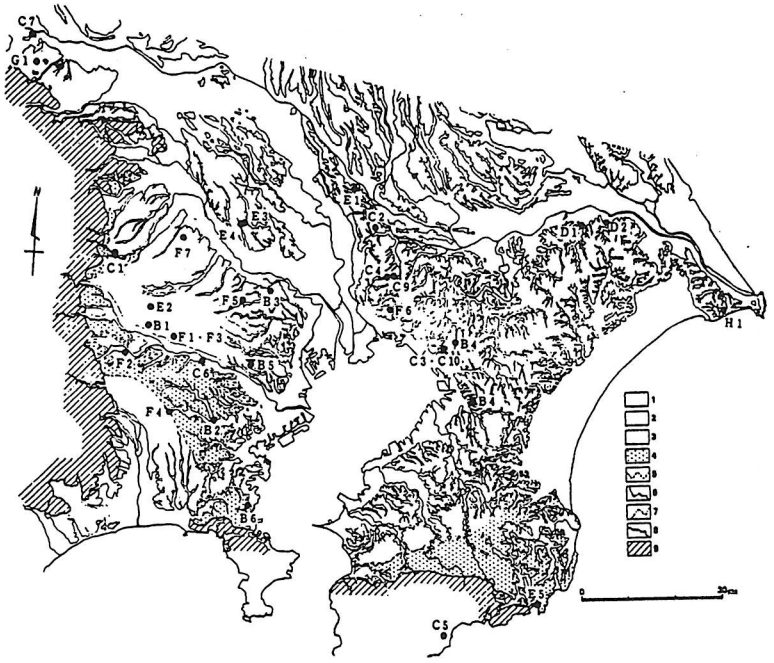


図3　新聞資料にみられた地下水汚染の位置
黒丸：地下水汚染現場（B：シアン地下汚染，C：六価クロム地下水汚染，D：ヒ素地下水汚染，E：石油製品地下水汚染，F：トリクロロエチレン地下水汚染，G：農薬地下水汚染，H：フェノール地下水汚染）
1：沖積層，2：下総層群上半部，3：下総層群下半部，4：上総層群，5：下総層群の上半部と下半部の境界，6：東京湾不整合，7：長沼不整合をはじめとした上総群直上に認められる不整合（東京湾西岸），8：黒滝不整合，9：先上総層群