S1-01　シンポジウム１:「最終氷期から完新世への急激な環境変動と人類」趣旨

遠藤邦彦（日大），斎藤文紀（産総研），小野　昭（首都大），松浦秀治（お茶の水女子大）
Kunihiko ENDO, Yoshiki SAITO, Akira ONO, and Shuji MATSU'URA : Introduction to the symposium, " Abrupt environmental changes and human activities from the Last Glacial to the Holocene"

最終間氷期から最終氷期へ，そして最終氷期から完新世（現在の間氷期），同位体ステージでは５ｅの温暖期の後，5c，5a を経て 4，3，2 へ，そしてステージ１に至る約 10 万年間は，私達にとって最も身近な時代であった．私たちが住む台地・低地のかなりの部分はこの間に形成された．同時に極めて急激な環境変動で特徴づけられる時代であった．新人はこの間にアフリカを出て西アジアに達し，ステージ３の中頃，西はヨーロッパへ，東はアジアへと拡散していったという考えが有力になっている．新人は先住のネアンデルタール人と一部併存していた可能性がある．この時期は中期旧石器時代から後期旧石器時代への移行期にあたっている．

このような人類が拡散し，旧石器文化を発展させていった時代の地球は極めて急激で大きな環境変動を経験していた．グリーンランドの氷床コアや北大西洋コアの詳細な分析からダンスガード･オシュガー・サイクルと呼ばれる急激な変動がこの間に繰り返されたことが明らかにされ，その変動が日本海を含む各地で連動して起こっていたこともわかってきた．日本海のコアの分析から，明暗の縞はモンスーン変動を現していることも明らかになった．

ダンスガード･オシュガー・サイクルのような急激な環境変動は地球全体にどのように波及したのか，赤道地域ではどうであったか，南極氷床はどのように反応したのか，なども大きな問題であったが，近年新たな知見が得られるようになってきた．

日本の山岳氷河の編年研究は，その最拡大期がステージ４あるいはステージ３にあったことを示す．ヒマラヤでも同様の結果が得られているという．これらの事実とダンスガード･オシュガー・サイクルとの関連性を解明することは重要な視点である．

日本列島の旧石器時代人類化石の年代学的再検討が進められているが，これまでに年代が推定された最古のものは 32^{14}Cka であり，中期更新世にさかのぼるものは確認されていない．上記のステージ３における新人の拡散という視点からもデータの拡充が期待されるところである．

一方，ステージ３から２にかけて日本列島の後期旧石器時代の遺跡数は増加していった．当時の人々はどのようにして激しい環境変動に適応していったのであろうか．その生活，生業はいかなるものであったか，土器出現期の様相あるいは縄文時代への移行の過程にはどのような背景があったのであろうか．

ステージ２の最低位海水準から海水準が上昇していく過程の研究が進む中で，日本列島周辺でも最低位海水準やその後の海水準変動について新資料が出されつつある．陸橋の形成との関連でも重要な問題である．また，ステージ２から１の前半にかけての急速な海水準上昇は，緩急はあっても全体としては沖積層の急速な形成をもたらした．沖積層の形成過程の議論も時間分解能を高めて進みつつある．

ステージ２からヤンガードリアス・イベントをはさんでステージ１に入ると，一転して安定し

た温暖期が継続した．この比較的安定した温暖期にも，様々な変動が確認されている．

この間の環境変動の解明には，年縞を持つ湖沼堆積物が重要な役割を担っている．年縞やAMS法放射性炭素年代測定による年代の高精度化を背景として，極めて高分解能の花粉分析が試みられている．

日本でもヤンガー・ドリアス期に相当する寒冷期は存在したのか，そのタイミングはどうであったのか，気候変動の中身はどのようなものであったのか等々，多くの問題が提起されるであろう．

最終氷期から完新世に至る動物相・植物相の変化も，上記の急激な環境変動から大きな影響を受けながら成立した．現在の動物相が成立する過程で，大陸との間の陸橋や氷橋の形成はどのような役割を果たしたのか，大きな環境変動に基づく絶滅現象はどの程度寄与したのか，最新の資料に基づいて議論が行われる．

縄文時代の放射性炭素年代に基づく研究は近年急速にその成果を示している．土器に付着した炭素による年代測定により，縄文時代および弥生時代への移行期の考古編年については活発な議論が展開されている．さらに数値年代に基づく研究の進展は環境変動との対応関係を詳しく検討しうる条件を与えている．

放射性炭素年代測定法はAMS法の発達により微量の炭素で測定が可能となり，様々な試料や現象の年代・編年の高精度化に大きく貢献してきた．多様な研究分野を横断して放射性炭素年代への依存度が増しているだけに，その現状や今後の課題についての理解を深めておくことが必要である．

アジア地域にとっての環境変動は，急激な変動を伴うアジア・モンスーン変動そのものである．この変動はどのような仕組みで起こるのか，その始まりはどの位さかのぼるのか，チベット－ヒマラヤの隆起とどのような関係にあるのか，とりわけ日本列島やその周辺では時代と共にどのように変化してきたのか，グローバルな変動とどのように連動してきたのか，いずれも大変重要な課題である．

シンポジウム１では，アジア・モンスーン変動の開始とその展開において第四紀が占める位置を明確にしながら，最終氷期から完新世にいたる急激な環境変動と人類・文化の変遷について，近年の国際的な動向や最新の知見を交えて報告する．前半ではステージ3やステージ2を中心に，後半はステージ２から１への急激な環境変動に焦点をあてつつ，環境変動が人類の活動とその展開にいかに関わったかを中心に議論を進めていきたい．

本シンポジウムでは時間の関係もあって，取り上げることのできない重要課題も少なくない．世話人の責任において話題提供者を絞らざるを得なかったことについてはご了解いただきたい．

S1-02 急激なアジア・モンスーン変動の開始、時代変化と海洋環境へのインパクト

多田隆治（東京大学）

Ryuji TADA: Onset and evolution of rapid variability of Asian Monsoon and its impact on oceanographic condition

アジア・モンスーンは、その気候や水循環への影響を通じて、世界の人口の半分以上が居住するアジア地域における人々の生活に、多大な影響を与えている。従って、それが本来持つ変動の周期や振幅を知る事は、近未来の気候変動予測はもとより、治水、防災、食糧生産、疫病予防など観点からも重要であり、アジア・モンスーンが地質時代を通じてどの様に変化してきたかを知る事は、アジア・モンスーン変動の制御要因を知る上で重要である。

1990 年代前半に公表されたグリーンランド氷床コアの酸素同位体比分析結果は、数百～数千年スケールで繰り返す急激な気候変動（ダンスガードーオシュガー・サイクル）の存在を明らかにした。そして、その後の研究により、アジア・モンスーン（特に夏季モンスーン）がダンスガードーオシュガー・サイクルに連動して変動している事が示された。特に、私達のグループによる日本海第四紀堆積物の研究は、日本海堆積物が、その色の明暗（有機炭素量を反映している）を通じてダンスガードーオシュガー・サイクルを記録している事、そうした日本海堆積物の色調変化は、夏季モンスーン強度の変化に伴う揚子江流出量の変化が日本海に流入する海水の栄養塩濃度を変化させる事により生じている可能性が高い事を示した。私達のグループでは更に、日本海堆積物中の風成塵起源石英の供給源を、石英の電子スピン共鳴（ESR）信号強度と結晶化度を組み合わせる事により特定する手法を開発し、ダンスガードーオシュガー・サイクルに連動したアジア・モンスーン変動が、偏西風軸の南北振動を伴う事を明らかにした。こうした結果は、偏西風経路の南北振動が、ダンスガードーオシュガー・サイクルの伝播に重要な役割を果たしている可能性を示唆する。

現在の気象観測データによると、亜熱帯偏西風ジェットは、冬季にはヒマラヤ山脈の前縁（南）を通過し、春季にチベットの北縁にジャンプする。そして、このジャンプに伴い、夏季モンスーンが開始している。この事は、亜熱帯偏西風ジェットの位置が、夏季モンスーンフロントの位置を規定している可能性と共に、ヒマラヤーチベット山塊の地形効果により、亜熱帯偏西風ジェットの流路の 2 つの非連続的モードが生み出されている可能性を強く示唆している。即ち、ヒマラヤーチベットの地形効果が、ダンスガードーオシュガー・サイクルを生み出している可能性がある。

では、ダンスガードーオシュガー・サイクルに連動したアジア・モンスーン変動は、何時から始まったのだろうか？日本海堆積物において数百～数千年スケールで繰り返す明暗互層の堆積開始は、およそ 1.5 Ma からで、1.5 から 1.3 Ma にかけて顕著になっている。この事は、ダンスガードーオシュガー・サイクルに連動したアジア・モンスーン変動の開始が 1.5 Ma 頃であった事を示唆する。(ただし、現時点では、対馬海峡の海峡深度変化や揚子江流路変化などの可能性を完全には排除できない。) また、中国黄土高原のレス堆積物中の石英供給源の変遷を、石英の ESR 信号強度と結晶化度を組み合わせた手法で復元した結果は、1.5 から 1.1 Ma 頃にかけて、アジア大陸内部の乾燥化が進行し、タクラマカン砂漠が形成された可能性を示唆している。一方、最近のヒマラヤ、チベット、天山山脈の隆起時期に関する研究は、5～3 Ma 以降、ヒマラヤ山脈西部、チベット北西縁、天山山脈における隆起が加速した事を示唆している。そこで私達のグループでは、鮮新世に入ってからの隆起により西部ヒマラヤ、チベット北西縁、天山山脈の高度が閾値を超え、それが偏西風経路のモード化を引き起こして、ダンスガードーオシュガー・サイクルの開始につながったとする仮説をたて、日本海の掘削を通じてその検証を計画している。

上にも述べたが、東アジア夏季モンスーンの変動は、東アジアに集水域をもつ河川（揚子江、黄河、アムール川など）の流出量を大きく変動させ、その変化は、塩分収支、栄養塩収支の変化を通じて日本海、東シナ海、オホーツク海など東アジア縁海の海洋環境を大きく変えてきた。更に、そうした縁海における海洋環境変化が、グローバルな海洋環境の変動につながる可能性さえある。例えば、東アジア夏季モンスーン変動は、アムール川の河川流出量変化を通じて、オホーツク海表層水塩分の変化を引き起こした可能性が高い。また、東アジア冬季モンスーン変動は、オホーツク海における海氷形成場や形成量を変化させており、こうした変化が、オホーツク海中層水の形成に影響を与えていると考えられている。オホーツク海中層水は、北太平洋中層水の源流であるので、東アジア夏季モンスーンが、太平洋における海洋循環に大きく拘っている可能性があるのである。

この様に、アジア・モンスーン変動は、偏西風変動と密接に関係している可能性が高く、ヒマラヤーチベットの存在が、その変動を増幅している可能性がある。また、アジア・モンスーン変動は、様々な表層サブシステムとリンクしてその変動シグナルを伝播し、複雑な環境変動を引き起こしている。こうしたアジア・モンスーン変動の増幅、伝播メカニズムを知る事は、地球温暖化に伴う環境変動を予測する上でも重要であり、そのためには、古気候・古海洋学的アプローチが不可欠である。

S1-03　　サンゴと南極氷床ー熱帯サンプルに記録された北半球および南極氷床の変動ー

横山祐典（東京大学大学院理学系研究科　地球惑星科学専攻）

Yusuke YOKOYAMA: Coral recorded polar ice sheets involvements in rapid climate changes.

グリーンランド氷床サンプルが採取され、その分析結果によって、地球の気候変動は、過去５万年間、繰り返し急激に変動してきたことが明らかになってきた。それらは地球表層の様々なサブシステム間の相互作用によって引き起こされてきたことが分かってきたが、詳細なメカニズムについてはまだ明らかにされていない。将来の気候変動予測を行うモデルの精度向上の為にも、過去の気候変動の規模と正確なタイミングを明らかにすることは極めて重要である。私たちの研究グループでは過去の急激な気候変動のタイミングと海洋の変化についての情報を、赤道域のサンゴサンプルの分析から明らかにし、さらに同時期の南極氷床の変動の役割についても、南氷洋の堆積物コアの解析や東南極の露岩域の氷河性堆積物の宇宙線照射生成核種による年代測定により、明らかにしてきている。氷期に起こったハインリッヒイベントのタイミングをウラン系列核種年代測定法により初めて正確に決定し、その際の氷床変動の規模を直接明らかにした。さらに放射性炭素を用いることよって海洋循環が現在と極めて異なった様式であったことを明らかにした。またそれらの変動の際に南極氷床も同様に崩壊を起こしたということを初めて指摘した。講演ではこのようなこれまでの研究結果について紹介する。

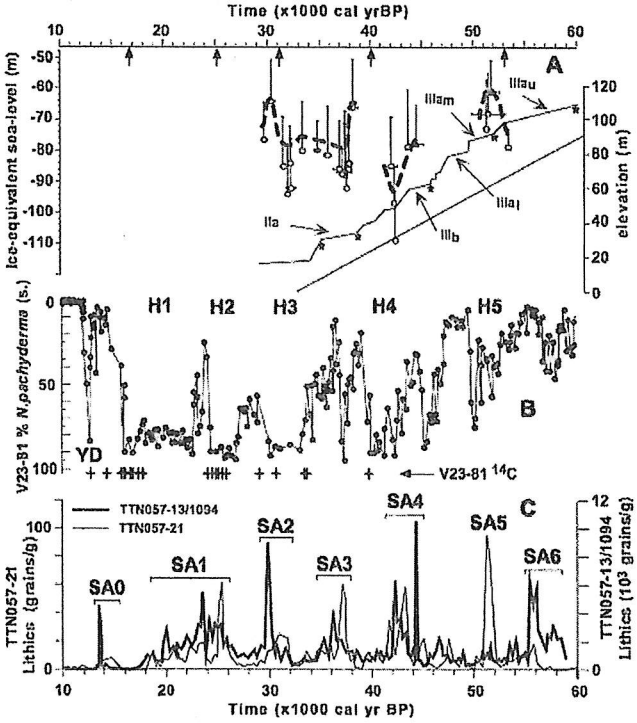


Fig1: 過去５万年のハインリッヒイベントとグローバルな環境変動。パプアニューギニアヒュオン半島のサンゴ礁サンゴから求められた年代と海水準変動(A). 北大西洋表層海水温変動. 割合が大きいほど低温(B)。南氷洋の氷山流出イベントを記録する IRD (Ice Rafted Detritus)記録(C). Yokoyama et al (2001)

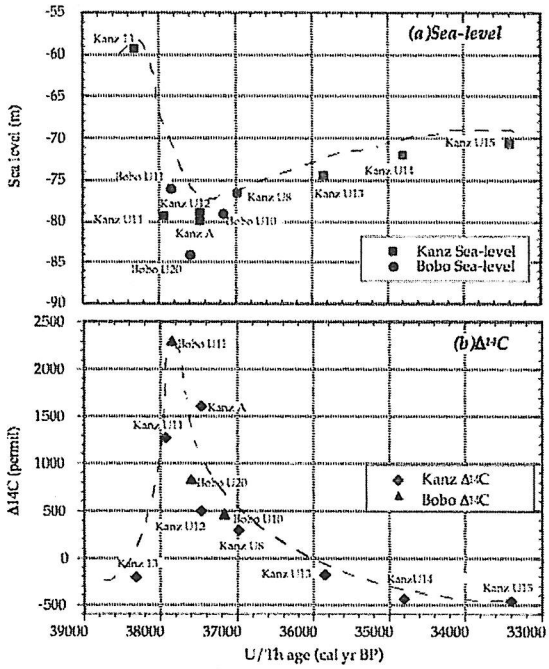


Fig2: 38000 年前のハインリッヒイベントの際のグローバルな海水準変動の規模 (A) と表層海水の放射性炭素レベルの変動(B)。Yokoyama et al. (2000), Yokoyama & Esat (2004)

S1-04

日本の氷河作用研究：近年の進展と展望

平川　一臣（北海道大学大学院・地球環境科学研究院）

Kazuomi HIRAKAWA: Recent Progress and Outlook on Glaciation Researches in Japan

はじめに

1980 年頃以降のおよそ 25 年間における，日本の研究者の氷河作用研究を概観すると，相当に充実した成果を着実にあげてきたことを実感する．それは，地域的には日本にとどまらず，とりわけヒマラヤと南極において著しい．方法論的にはテフロクロノロジーの充実に止まらないで，限界を突破する光ルミネッセンス（OSL），宇宙線生成核種（CRN）の導入がある．氷期のグローバルな環境変動あるいはモンスーン変動に関する検討あるいは展望が含まれていることはいうまでもない．ここでは，最終氷期の極相期に先立つ時期（ステージ 5，4，3）の氷河作用研究についてトピック的に取りあげることにする．

編年：日本の氷河作用の編年についてまとめたのが図 1 である(Sawagaki et al., 2003)．これにより，日本の山岳氷河が最も拡大したのはステージ 4 あるいはステージ 3 である．カラコルムやヒマラヤ西部でも最大拡大期はこの時期であったことが OSL，CNR 年代測定によって明らかになってきた（塚本，2002）．アンデスの山岳氷河はステージ 4 から 2 に 7～8 の拡大・縮小がある(Clapperton, 1998)．日本，ヒマラヤ，アンデスの山岳氷河のそれぞれの域内における拡大・縮小時期の相違は年代決定の方法と精度の問題なのだろうか事実なのだろうか？

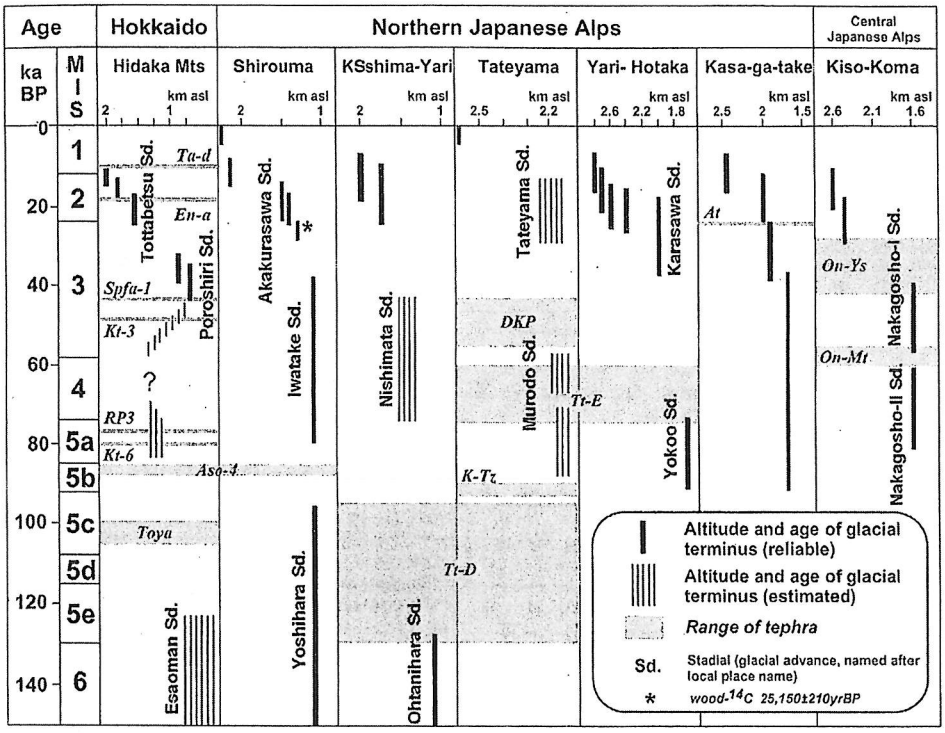


図 1 日本の山岳氷河の拡大・縮小の編年

古環境問題：図 2 は最拡大した日本の山岳氷河に基づくステージ 3/4 の氷河平衡線高度分布を主とする古環境図である（Ono et al., 2003）. より広い東アジアの古環境図によって，日本の氷河作用とモンスーン，日本海の影響などが議論されてきた（たとえば, Ono & Naruse, 1997）. 日本の氷河拡大時期がステージ 3～4 に散らばるのは，ボンドサイクルに対応する可能性があることについての“問題提起”もあり（小疇, 岩田; 米倉ほか編, 2001 の 5-3），日本列島の氷河作用の編年学的特徴を日本海の環境変化に求めることから視野が広がりつつある. アンデスやニュージーランドの氷河によって，ハインリッヒイベントや D-O サイクルと山岳氷河の応答について，すでに言及されている（Clapperton, 1998）.

もう一つの古環境：氷河底面の“ティル形成・変形過程”環境：

1986 年，Nature 誌に西南極氷床の氷河流動に関する 2 論文（Blankenship, et al. および Alley et al.）とそれらの意義についての刺激的な解説（Boulton による“A paradigm shift in glaciology”）が掲載された: 氷河は氷河底の水分を含む堆積物を変形しながら流動していて，このような氷底堆積物のレオロジー的性格は更新世の氷床の復元，挙動に関しても考慮されなければならない，ということである. 以後，更新世大陸氷床地域における氷河地形・地質学の研究の主流は，氷河底変形ティル形成・変形過程にある. この問題は，更新世の氷床下には大規模な氷底水流があったか否か，その排水が急激な環境変動（ハインリッヒイベント，D-O サイクル）に関する課題と関わるので極めて今日的な問題である（この課題の関わるレビュー：澤柿・平川，1998）.

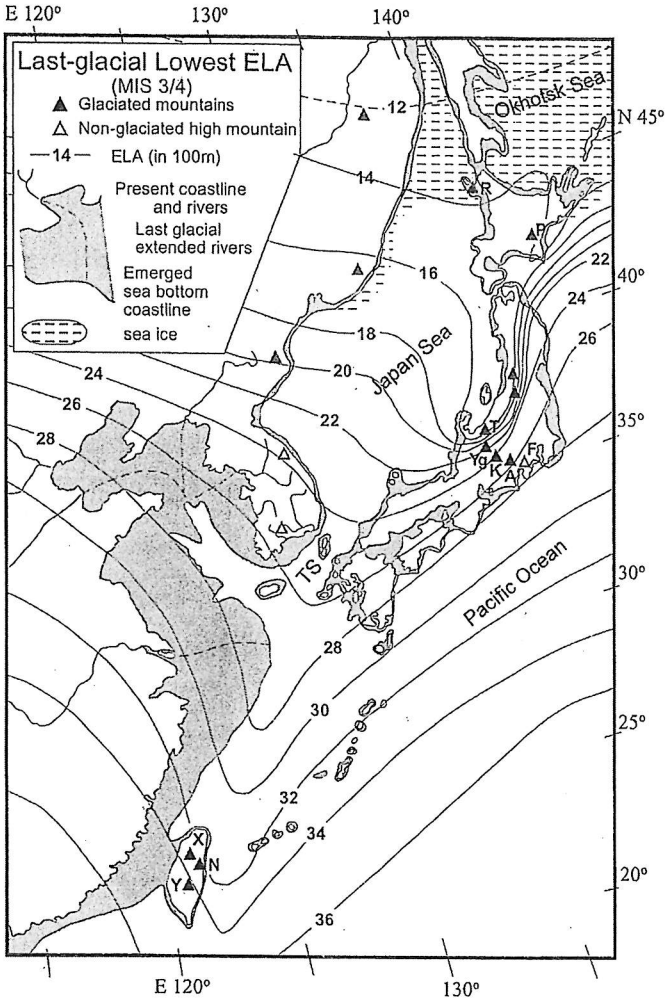


図 2 ステージ 3/4 における日本とその周辺の氷河平衡線高度分布

S1-05　酸素同位体ステージ3問題と旧石器文化

小野　昭（首都大学東京）

Akira ONO; Issues on OIS3 and the Palaeolithic Culture

OIS3 で示される年代幅には人類の進化史，道具の製作技術史，現代的な認知構造の起源や芸術活動の開始問題など，どれをとっても重要な問題が集中している．本報告は，こうした諸問題をめぐるヨーロッパでの資料的な前提，研究の問題意識，論点を明らかにし，それをふまえて東アジアとくに日本列島における当該期の問題を解明していくための課題を明確にすることを目的としている．

特に OIS3 の中頃は，人類学的には新人 *Homo sapiens* のアフリカ起源説を前提にすると，新人が西アジアに到達し，そこから西へ拡散してヨーロッパへ，また東へ拡散してアジア各地へ広がる頃と一致する．そのためすでに当該地域に居住していた，ネアンデルタール人 *Homo neanderthalensis* やアジアの旧人とどのような関係が想定できるかで膨大な議論が蓄積されている．考古学的にはユーラシアの中期旧石器時から後期旧石器時代への移行期にあたり，石器製作技法だけでなく骨器など有機質資料を素材とした道具のセットがどのように成立したか，またその移行が不連続か連続かで長く議論されてきた．

考古学との関連で OIS3 問題が意識されたのは，国際第四紀学連合（INQUA）内の Committee on Human Evolution and Palaeoecology の中に The European Late Pleistocene:Isotopic Stages 2&3 が Working Group として 1997 年に設置されたのが最初であろう．その後，本格的にそれとは別に The Stage 3Project が生まれた(van Andel 2002,van Andel and Davies 2003)．このプロジェクトの目標を，1）45000～30000 年間における気候の寒暖ならびに景観の記述と推定，2）後期旧石器時代初頭の人類の時空分布の解明の2点に置いて，多様な論点とデータの蓄積がおこなわれ 2003 年末をもってプロジェクトを終了した．

本報告の論点を以下のように絞りたい．

新人・ネアンデルタール人の共存・交代の問題点と年代測定：40ka 前後の時期，Laschamp magnetic excursion の頃の放射性炭素年代のアノマリー状態は各地で認められ，ヨーロッパに到達した *Homo sapiens* が先住の Neanderthal 人とどのような関係にあったのかの問題に複雑な問題を投げかけている．年代値が不安定な中で無理に細かな議論をすれば，それは誤差を反映しているだけなのか，それとも両人類の明白な共存なのかを解析できないからである．層位の連続がよくない場合，この頃の較正年代は年代測定のアノマリーを反映しているに過ぎないかも知れないと注意を喚起し，測定値だけで慎重に議論している総括的な論文もある(Conard and Bolus 2003).

現在IntCal04では26000calBPまでの較正曲線が作られ，CalPal2005_SFCPでは50000calBPまで較正曲線が作成されている．*Homo sapiens*の世界各地への拡散，ネアンデルタール

人問題，後期旧石器の始まりの問題など，人類史上の重要な現象を更新世末まで一貫して較正年代で記述しようとすると，現状ではCalPalプログラムに依拠せざるを得ない．26000calBP以前は測定値を用い，それ以降はIntCal04の較正年代で記述するということでは，歴史現象や文化現象の一貫した記述はできない．しかし26000calBPよりも古い時代についてはまだ“放射性炭素較正曲線”とは呼び難く，“放射性炭素比較曲線”と呼ぶほうがいいとの判断もある（van der Plicht, et al. 2004）．したがって，14C年代測定の現時点がもつ問題と，求める年代の分解能についてどのように理解するかの議論が緊急に必要である．

考古学の年代の枠組みと時間単位：中部ヨーロッパに*Homo sapiens* 最も早く入ってきたのは，ドイツのドナウ川上流域であると想定されている．後期旧石器時代の初頭のオーリナシアン期には石器製作技術だけでなく，様々な芸術活動を示す遺物，象徴的な彫像，楽器（白鳥の骨製とマンモスの牙製のフルート）の存在などに示されるように創造的な活動が爆発的に生起したとされている(Conard 2003)．この内容の評価には，数値年代だけではなく，編年における相対年代の３つの階層の特徴の分析が不可欠である．つまり，同時性を階層的に把握することが最も肝要である．１）層位で示される時間単位（自然層だけでなく自然層と人為層の互層をまとめて扱うことが多いが，自然層と人為層の混合体を扱うこともしばしばある），２）道具（石器，骨器，牙器etc.）の組成・形態・型式の時間単位，３）石器や骨器の接合関係で示される時間単位である．

日本列島の OIS3 の遺跡の問題：特に旧石器時代遺跡と遺物の捏造事件以来，いわゆる前期・中期旧石器時代の資料が学問的根拠を失ったため，日本列島における確実な人類の居住はいつかがあらためて問われている．確実な資料は少なくとも OIS3 の中頃まで遡ると言える．石器が層位的に連続して出土する関東の諸遺跡において，立川ローム層下部 X 層を抜けると石器はまったく出土しなくなる点が，再認識される（小田 2003，町田 2005）．宮崎県後牟田遺跡，熊本県沈目遺跡，長野県竹佐中原遺跡，同野尻湖底立が鼻遺跡，東京都西之台 B 遺跡，同中山谷遺跡，岩手県金取遺跡など，OIS3 の中頃の年代に集中する傾向があり，こうした遺跡資料の位置づけが日本列島以外の OIS3 の段階の遺跡との比較論としても重要である（松藤 2004）．

これは新人のアジアへの拡散問題と緊密に結びついており，日本列島に新人が到達したのはいつか，つまりアメリカにおける First peopling of America と同様，First peopling of Japanese islands という課題を新たな様相において提起しているのである．さらにこれは考古学的には，時代区分論と結びつく．前期・中期・後期の三分法で理解するか（佐藤 2003），前期・後期の二分法で理解するか(松藤 2004)，旧石器時代で理解するか(小田 2003)，さらにそれに特定の技法，特徴的石器形態を組み合わせて区分するかで議論が分かれている．時期区分論は重要であるので枠組みの議論は継続すべきである．筆者の見解も対置しながら，しかし当面は即物的に「OIS3 の考古学」としての共通の枠で議論を進める意義を問題提起する．

S1-06　日本列島の“旧石器時代人骨”の現状と課題

松浦 秀治（お茶の水女子大学 生活科学部）

Shuji MATSU'URA：
"Palaeolithic hominid remains" of the Japanese Archipelago; state of the art

演者らは，約10年前から日本列島の旧石器時代人類化石の年代に関する見直しを進めているが（Matsu'ura, 1999; 松浦・近藤, 2000, 2001; Matsu'ura & Kondo, 2001; Kondo & Matsu'ura, 2005），表1は，可能性のある標本を含めた日本の“旧石器時代人骨”の目録と，その編年の現状を示したものである．まずここでいう“旧石器時代人骨”の意味について説明する．かつては地質時代区分である更新世／完新世の境界と文化時代区分である旧石器時代の終末はほぼ一致していると考えられていたが，現在では必ずしもそうではない．たとえば，本州中部地方など日本列島内部における旧石器時代はおよそ13,000年BP（放射性炭素年代，未較正［uncalibrated］．以下同）以前に当たるが，地域による差も想定されるし，琉球列島では“旧石器”そのものがまだ確認されていない．表1では，少なくとも更新世に遡る可能性が示唆され（かつて示唆されていたものを含む），縄文時代あるいは沖縄の貝塚時代の遺物を伴わない人骨を“旧石器時代人骨”としてリストしたことを注記しておく．

表1などから，現時点では以下のことが指摘される．(1) 日本の化石人骨といわれていた資料で，確実に旧石器時代に遡ると考えられるものは多くない．(2) 中期更新世に遡る人骨は確認されていない．(3) 具体的な年代が推定されているものでは，沖縄本島の山下町第一洞穴人（およそ32ka BP）が最古である．(4) 縄文時代人的骨形態特徴は約14,000年BP（文化的には旧石器時代末期の細石刃文化期）には出現していたようである．(5) 縄文時代人的特徴を持つ旧石器時代人骨の年代は，暫定的ではあるが，約18,000年BPまで遡らない（約18,000年BP以前の人骨は，必ずしも縄文時代人的形態特徴を有するとは言えない）．(6) したがって，日本人の起源に大きく関与する縄文時代人の起源と形成史については，約18,000年BP（文化的には「ナイフ形石器文化期」の後半）以降，旧石器時代末期の細石刃文化期へ向かっての環境変化の中で，旧石器の文化と人がどのように変遷したか（列島内における連続的変化か，大陸などからの移住の影響があったか）が課題となる．(7) 文化的見地からは，ナイフ形石器文化とその後の細石刃文化の間の連続生は乏しい（少なくとも細石刃文化の一部は大陸からの移入要素である）ことからは，"new diffusion of people from the continent" の可能性が示唆されるが，今後の新資料の発見と研究の進展が待たれる．

なお，表1からもわかるように，年代学的再検討が進むにつれて，従来は旧石器時代人骨と考えられていた資料が，より新しい時代のものであると判明することが少なからずあり，先人の並々ならぬ努力をもってしても，日本で旧石器時代人骨を探すのがいかに難しいことであるかということを再認識する昨今である．

表１．日本の“旧石器時代人骨”として報告された資料とその年代*

名称	化石資料	推定年代
本州		
葛生	尺骨片，中手骨，大腿骨片２点	縄文時代以降
多古	下顎骨，距骨など計１３点	古墳時代（約 1.5ka BP**）
泊洞穴	頭骨，肋骨片	後期更新世の末期？～完新世前期？（おそらくは完新世前期？）
浜北	上層人：頭骨各部片，下顎第三大臼歯，上腕骨，寛骨等の体幹体肢骨片	後期更新世の後期（およそ 14ka BP）
	下層人：脛骨片	最終氷期の最盛期（およそ 18ka BP）
三ヶ日	頭骨各部片，寛骨，大腿骨	縄文時代早期
牛川	大腿骨骨頭部？（ヒト？）	後期更新世
夜見ヶ浜	下顎骨片	後期更新世の後期？
九州		
聖嶽洞穴	頭頂骨＋後頭骨，距骨	後期更新世の後期？（おそらくは完新世）
岩戸	頭骨小破片，上顎切歯・上顎犬歯小破片	姶良 Tn テフラ（およそ 24ka BP）の層準？
琉球列島		
大山洞穴	下顎骨片	後期更新世の後期？
桃原洞穴	脳頭骨	後期更新世の後期？（中世または近世か？）
山下町第一洞穴	幼年の（約６歳）大腿骨と脛骨	後期更新世の後期（およそ 32ka BP）
港川	全身骨格（５～９個体）	後期更新世の後期（およそ 17～18ka BP ？）
上部港川	寛骨・四肢骨等の体幹体肢骨片９点	後期更新世の後期
カダ原洞穴	頭頂骨片	後期更新世の後期？
ゴヘズ洞穴	下顎骨片，他？	後期更新世の後期？
下地原洞穴	新生児の骨格	後期更新世の後期（およそ 15～16ka BP ？）
ピンザアブ	頭頂骨，後頭骨，歯，体幹体肢骨	後期更新世の後期（およそ 26ka BP ？）

* 松浦・近藤（2000, 2001）の表を改変．

** 未較正（uncalibrated）の放射性炭素年代を表す．以下同．

引用文献

Kondo, M. & S. Matsu'ura: *Anthropological Science*, Vol.113, pp.155-161（2005）.

Matsu'ura, S.: *International Symposium No.11-B*, Research Center for Japanese Studies, pp.181-197（1999）.

松浦秀治・近藤 恵: in 馬淵久夫・富永 健 編「考古学と化学をむすぶ」，東京大学出版会，東京，pp.135-167（2000）.

松浦秀治・近藤 恵: in 「『日本人はるかな旅』展 図録」，ＮＨＫ，東京，pp.108-109（2001）.

Matsu'ura, S. & M. Kondo: *Anthropological Science*, Vol.109, pp.275-288（2001）.

S1-07　最終氷期末の日本列島における人類文化の諸問題

堤　　隆（浅間縄文ミュージアム）

Takashi Tsutsumi ; Some problems on human culture in Japanese archipelago at the end of the Last Glacial

日本列島において確認される後期旧石器時代初頭の遺跡は、現状では100か所に満たない程度であるが、その最終末の細石刃石器群段階には1700遺跡以上がカウントされる（堤2004）。具体的数値をシミュレイトできないが、人口はその初頭から終末までには、10倍以上には膨らんでいたものとみられる。

本シンポジウムの論題となる「更新世から完新世にかけての急激な環境変動が人類にどのような影響をもたらしたのか」という点に関しては、近年では精緻な年代軸が整備され、気候変動や動植物相について論じられるなかで、考古学的にはどのような問題が残されているのかを考えねばなるまい。

たとえば以前より、最終氷期最寒冷期（LGM）が考古編年上どの時期にあたるのかということが問題視されてきたが、環境イベントと文化イベントとの正確な対比は重要な作業であろう。ちなみに筆者は、ＡＴ降灰直後の時期において寒冷環境のマーカーともいえる掻器が多出することから、この時期がLGMにあたるとみている。また、縄文草創期の表裏縄文期は、掻器が多出することから、ヤンガー・ドリアスに相当するような寒冷期とみているが（堤2000）、気候変動に関する研究との整合性はとれるのだろうか。いずれにせよ人々は、掻器などによる皮革利用システムを確立し、寒冷環境への技術適応を図っていた。

更新世から完新世にかけての動物相については、本シンポジウムにおいて報告がなされる予定であるが、人類と狩猟対象獣との関係性については、キル・サイトの未発見状況などから、ほとんど明らかになっていないのが実情といえるだろう。従来、旧石器人＝大型獣狩猟者という勇壮なイメージがつきまとっているが、考えてみると確実な根拠があるわけではない。石器のあり方や、陥し穴遺構のあり方から、「大型獣狩猟者仮説」に再考をせまる見解も今日みられるようだ（日本旧石器学会編2006）。一方で、南九州などの温暖な地域では、木の実類など植物利用が思いのほか進んでいたこともわかっており、「採集狩猟民」ともいえる姿を浮き彫りにしている。

近年、黒曜石産地同定の成果がめざましい。それによると、多量の神津島産黒曜石が、南関東を主とした細石刃石器群に利用されていることがわかっている。神津島は、最終氷期にあって最大の海面低下を見積もっても本州とは陸続きにならず、その獲得は舟によったとしか想定しえないが、具体的にはどのような渡航技術を持ってしたのだろう。また、石材獲得後の受給プロセスなども、当時の社会経済を考える上で重要であろう。

かつて本学会においてもシンポジウムがなされたが、旧石器から縄文への移行がどのようにたどれるかもきわめて重要な論題として引き続いている。定住化のプロセスや、土器登場の問題、漁労の採用にかかわる生業問題などである。土器の出現も、今日では少なくとも15000cal.B.Pまでたどれるようである。完新世に向かっての温暖化による堅果利用が土器の誕生を促したというシナリオが従来よりあるが、問題はそう単純ではないだろう。

引用文献

堤　隆　2000　「掻器の機能と寒冷適応としての皮革利用システム」『考古学研究』47-2　pp.66-84

堤　隆　2004　「日本列島の細石刃遺跡と細石刃資料」『日本の細石刃文化』Ⅲ　pp.86-87

日本旧石器学会編　2006　『旧石器時代の狩猟を考える』

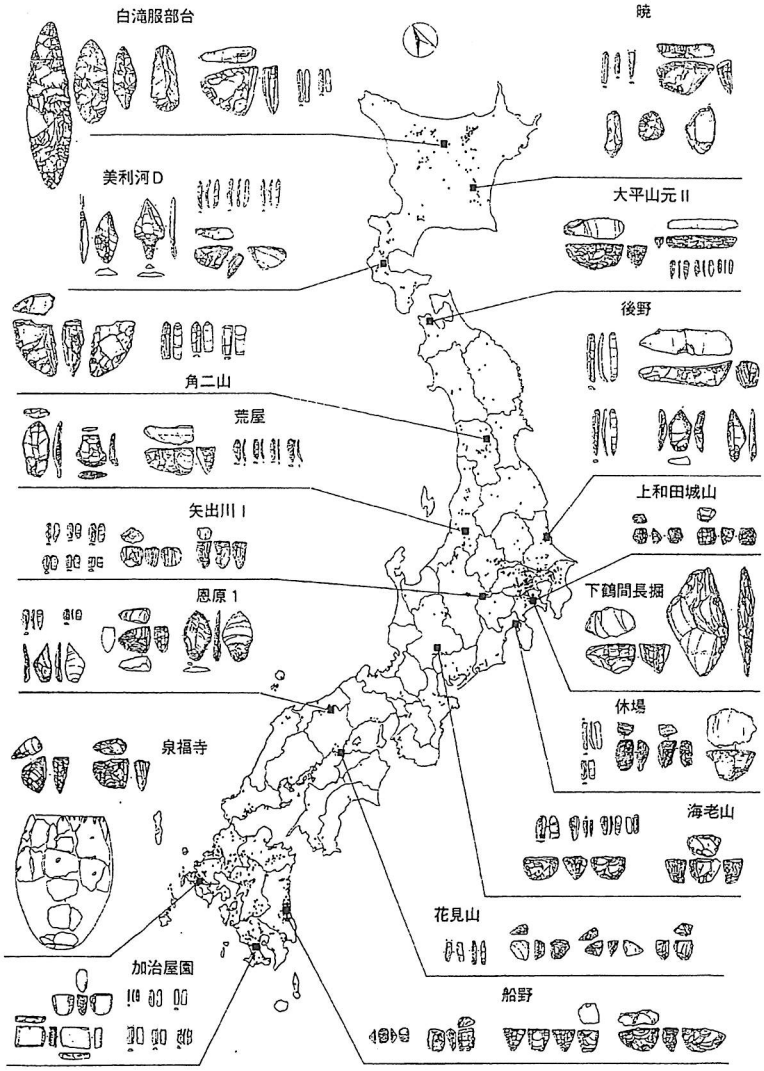


図１　最終氷期末の細石刃石器群の分布（・が遺跡、■は主要遺跡）

S1-08　最終氷期最盛期以降の海面変動の沿岸域への影響と堆積物

斎藤文紀（産総研・地質情報研究部門）

Yohsiki SAITO: A review on sea levels and coastal sediments in and around the Japanese Islands since the Last Glacial Maximum

1990 年代以降における日本周辺及び東アジア地域の最終氷期最盛期以降の海水準変動の研究と，最終氷期以降に堆積した地層（沖積層など）と海水準変動との関係についてレヴューする．

最終氷期の最低位海水準

最終氷期最盛期以降の海水準変動については，サンゴ礁試料を用いて連続的な変動曲線を示した Fairbanks (1989)の論文以降，Yokoyama et al. (2000)や Hanebuth et al. (2000)らによって陸棚から採取した現地性の堆積物の解析による詳細な海水準曲線が描かれ，最低位海水準（-125m±4m）のみならず，海水準上昇期のより詳細な変動が議論されるようになった．この間，日本周辺及び東アジア地域では，残念ながらこのような高精度の研究は行われていない．斎藤(1989)によって仙台沖で示された最終氷期の最低位海水準データ(90-95m)は，再測定により C-14 年代で 17ka が 14ka に改められ(斎藤, 2005)，海水準はより低い水準まで下がっていた可能性が大きいことが示された．一方，大村・辻(1997)により宮古島南西沖から採取したボーリング試料によって，16ka と 22ka の間の海水準が 126m-130m であることが示され，現在日本周辺で最終氷期最盛期の海水準を年代と共に示しているのはこの報告だけである．

日本周辺の東アジア海域では，韓国の研究者によって朝鮮海峡に分布する堆積物の音波探査結果と堆積物の解析から，層序，海水準変動，古地理が示されている（Park et al., 2000; Yoo and Park, 2000; Kong and Park, 2006）．最終氷期の最低位海水準に堆積した地層，その後の海水準上昇期に堆積した地層等，詳細な区分が行われており，最終氷期最盛期には幅約 20km の水路によって東シナ海と日本海が繋がっていたことが示された(Park et al., 2000)．一方，描かれた海水準変動曲線では，用いた試料の現地性と異地性の識別や解釈が明確に行われていなく，問題が残っている．特に最低位海水準を示す試料は，再移動の堆積相に含まれており，Saito (1994)が示した海進砂層に対比されることから，現地性の海水準を示すデータには使えない．現在ボーリングデータを用いた再解析が行われており，新たな成果を期待したい．

東シナ海では，斎藤(1998)により，それまでに報告された年代データがとりまとめられ，最低位海水準が-120m±10m と推定されたが，最低位海水準を示す直接のデータは報告されていない．Liu J.P. らは，東シナ海とその沿岸陸域から報告された C-14 年代値をとりまとめて，詳細な最終氷期最盛期以降の海水準変動曲線を示した(Liu et al., 2004; Liu and Milliman, 2004)が，最低位海水準に関する新たなデータは報告されていない．

第四紀地図で示された日本周辺の最終氷期最盛期の海岸線は，-100m が採用されており，修正が必要となっている．

ステップ状の海面上昇と沖積層の形成

Fairbanks (1989)の海水準変動曲線は，海面上昇が急速な上昇と緩やかな上昇の繰り返しからなっていること，特にヤンガードリアス期に海面変動が低下しなかったことを示した． 1990 年代後半から沖積層の研究に多数の C-14 年代値が用いられるようになり，高時間分解能の地層解析が堆積相

解析とともに沖積層に行われるようになった（斎藤，印刷中）．これらの結果，従来不整合によって二分されてきた沖積層は，一連の海進に伴う堆積環境の変化や侵食面によって説明が可能であり，海水準の一時的な低下が必ずしも必要でないことが示された（Saito, 1995; 井内ほか，2006）．基本的に海面上昇は河成・沿岸平野上に堆積空間を生み，河成・沿岸平野堆積物を厚く堆積させる．この空間が充填されない場合に海岸線の陸側移動（海進）が生じる．このため，沖積層の基底礫層の上位には，堆積空間を埋めた海進期の河成から干潟の堆積物が厚く堆積しており，海域になった時の波浪などによる侵食面を境に，海成層がこれらの地層を覆っていることが示された．

急速な上昇と緩やかな上昇からなる海面上昇は，沖積層の形成にも大きな影響を与えている．急速な海面上昇期は，19 ka, MWP-1(14.7-14.2 or 14.2-13.8ka), MWP-1b(11.5-11.1 ka), 8.2 ka などが報告されており，4-5cm/y の上昇速度が推定されている．このような時期には，沿岸堆積システムの急激な陸側移動によって，網状から蛇行河川への堆積システムの変化，急激な古水深の増加や海洋環境の影響増，また堆積中心の移動が報告されている（Hori et al., 2002; Tanabe et al., 2006; Liu et al., 投稿中）．多くの場合，海進期のシステムでは潮間帯を含む沿岸平野に堆積中心があるため，急激な海岸線の陸側移動は，内湾域では堆積中心の移動を引き起こし易く，移動前の河成から沿岸平野の堆積環境は放棄され，海成層下に埋没・保存されやすい．従来報告されていた沖積層の２層区分は，上記の海進に伴う一連の堆積環境の変化に加えて，急激な海面上昇に伴う層相変化や堆積システムの陸側へのジャンプも関係している可能性が大きい(Saito, 2006)．逆にこのような変化を読み取ることによって，急激な海面上昇を沖積層から解析することが可能になるであろう．

参考文献

Fairbanks, R.G.(1989) Nature, vol. 342, p. 637-642.

Hunebuth, T. et al.(2000) Science, vol. 288,p. 1033-1035.

Hori, K.et al.(2002) J. Sedimentary Research, vol. 72, p. 884-897.

井内美郎ほか編（2006）地質学論集「沖積層研究の新展開」, no. 59, 212p.

Kong, G.S., Park., S.C. (2006) J. Asian Earth Sciences, in press

Liu, J. et al.(submitted) Marine Geology.

Liu, J.P., Milliman, J.D. (2004) J. Ocean University of China, vol. 3, p. 183-190.

Liu, J.P. et al. (2004) Marine Geology, vol. 209, p. 45-67.

大村明雄・辻嘉弘（1997）月刊地球, vol. 19, p. 594-599.

Park, S.-C. et al.(2000) Geo-Marine Letters, vol. 20, 64-71.

Yoo, D.G., Park, S.C. (2000) J. Sedimentary Research, vol. 70, p. 296-309.

Saito, Y. (1989) 第四紀研究, vol. 28, p. 111-119.

Saito, Y. (1994) Marine Geology, vol. 120, p. 105-127.

Saito, Y. (1995) 地質学論集, no. 45, p. 76-100.

斎藤文紀（1998） 第四紀研究, vol. 37, p. 235-242.

斎藤文紀（2005）大陸棚の分布と特徴．日本の地形３「東北」東大出版, p.80-85.

斎藤文紀（2006）地質学論集， no. 59, p. 205-212.

斎藤文紀（印刷中）研究史からみた関東平野の沖積層．日本地方地質誌「関東地方」, 朝倉書店

Tanabe, S. et al.(2006) Sedimentary Geology, vol. 187, p. 29-61.

Yokoyama, Y. et al.(2000) Nature. vol. 406, p. 713-716.

S1-09　退氷期の日本に見られる、メカニズムと時間スケールの異なる二種類の気候変動：高分解能の花粉分析と定量的気候復元によって何が分かるか

中川　毅　（ニューカッスル大学地理学教室）

Takeshi NAKAGAWA: Lake Suigetsu update: two types of climate forcing responsible to the climate changes at two different time scales

日本海周辺の陸上において退氷期の気候変動の様相を詳細に復元し、気候変動のメカニズムに迫ることを目的として、福井県水月湖から得られた湖成堆積物試料の花粉分析学的研究をおこなった。この研究計画は、従来型の花粉分析学的研究とは異なる以下のような特徴を備えていた。すなわち、

（1）　対象とする堆積物の年代が、年縞の計数および放射性炭素年代測定によって非常に精密(precise)に決定されていた（Kitagawa & van der Plicht, 1998a; 1998b; 2000）；
（2）　分析の分解能が非常に高く、サンプル層準の時間間隔は平均で15年未満であった；
（3）　このことは必然的に、分析するサンプルの量が膨大になることを意味した。そのため研究の第一段階として、コア全体の分析をおこなうことはせず、とくに気候変動の激しいおよそ6000年間（c. 16 ,000 – 10,000 cal. BP）に対象を限定して研究を実施した；
（4）　新たに開発された統計学的手法(モダンアナログ法)とソフトウェア（Polygon ver.1.0）、およびGotanda et al. (2002) によって整備された表層花粉データセットを用いることによって、花粉分析結果を気候パラメータの復元値に変換することができた；
（5）　復元する気候パラメータとして、年平均値だけでなく季節性を盛り込んだ。これにより、太平洋気団とシベリア気団の挙動、および両者のバランスを、それぞれ準独立に復元することに成功した。

なお余談であるが、上記項目の4で言及したソフトウェアとデータセットは、いずれもインターネットを介して無償配布中である。またポスター・セッションにおいてデモをおこなう。

以上のような研究を実施した結果、北大西洋でヤンガー・ドリアス（YD）期として知られる寒冷化事件の際に、日本で起こった気候変動の様相を復元することができた。Nakagawa *et al.* (2003) では、YDと同様の寒冷化事件は日本にも存在したが、気候変動のタイミングはYDと必ずしも同時でないことを報告した。また日本における寒冷化事件を北大西洋のYDと区別するため、前者にSGPS-1（Suigetsu Pollen Stadial-1）という独自の名前を与えた。今回の発表では、SGPS-1期における気候変動のより細かい様相として、以下の各点を報告する。

（1）　SGPS-1'期に、水月湖では冬の降水量が顕著に増加した；
（2）　いっぽう夏の降水量は、まったく変化しないか、あるいは若干の減少を示した；

（3） 夏と冬の気温は、ともに前後の時代よりも低かった；

（4） しかし変動の幅は、冬において顕著に大きく、夏においては小さかった；

（5） 晩氷期の相対的に温暖な時代と寒冷な時代を通じ、200-250 年、約 500 年、約 750 年などの周期を持つリズミカルな変動が見られた；

（6） 水月湖の年代軸を、最新の IntCal-04 モデルを用いて補正した場合、これらの短周期の変動のいくつかは、北大西洋で存在が知られている変動と時代的な一致を示した。

今回の発表では、以上の現象を包括的に説明することのできる、比較的単純なモデルを提案する。そのモデルは、晩氷期の日本に気候変動をもたらす重要な背景要因として、北大西洋の塩熱循環と太陽放射が重要であること、とくに前者は 1000 年スケールの気候変動、後者は 100 年スケールの気候変動に大きく寄与していることを主張する。実際の気候変動は、両者の混合として発現するものと考えられる。

またここで提案するモデルは同時に、モンスーン・フロントが気候地理学的に見てきわめて重要な境界線であることを主張する。すなわち、北大西洋の塩熱循環の変化は、広い範囲で気候変動を引き起こすが、その影響はモンスーン・フロント以西（シベリア気団）にとどまり、モンスーン・フロントの東（太平洋気団）においては、その影響は急速に減衰する。この立場は、中国大陸における退氷期の気候変動には北大西洋的な特徴が明瞭に見られるが（Wang *et al.* 2001, Zhou *et al.* 2001 など）、西太平洋の暖水塊においてはそれは不明瞭になる（Visser *et al.* 2003 など）とする一連の報告とも整合的である。

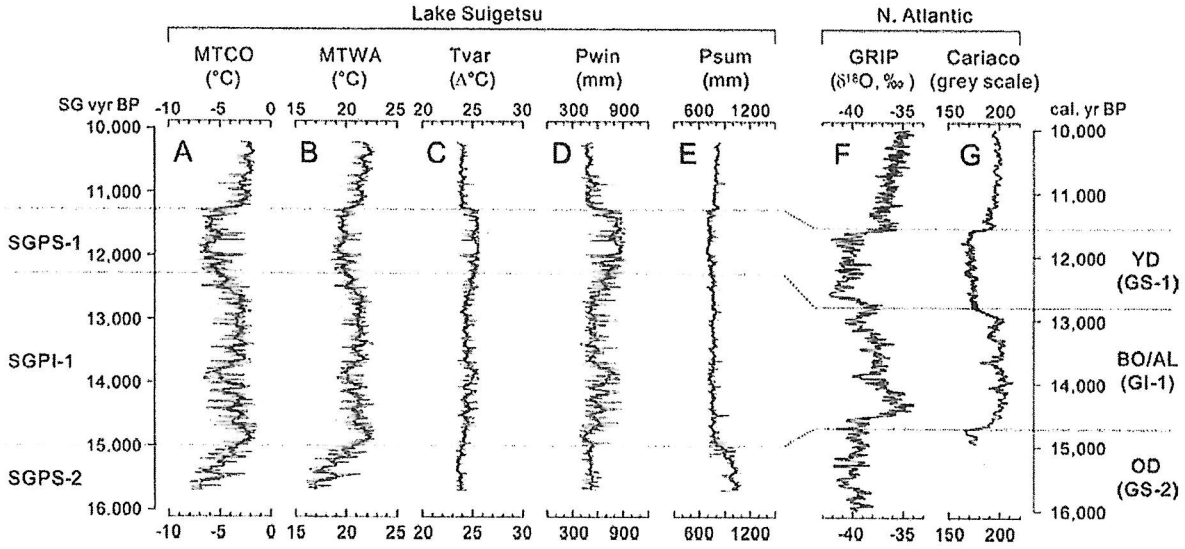


図１： 福井県水月湖の年縞堆積物の花粉分析から復元された、退氷期の日本海側の気候変動。MTCO：最寒月の平均気温、MTWA：最暖月の平均気温、Tvar：夏と冬の温度較差、Pwin：冬の降水量、Psum 夏の降水量。（Nakagawa *et al.* 2006 より抜粋）

S1-10

日本列島の最終氷期～完新世の哺乳類

—動物相の変化，絶滅現象および陸橋・氷橋問題—

河村善也（愛知教育大学）

Yoshinari KAWAMURA : Last Glacial and Holocene Mammals in the Japanese Islands — Faunal Change, Extinction, and Problems on Land or Ice Bridge

日本列島では，最終氷期～完新世の哺乳類化石は，第四紀の他の時期のものと比べて産出量が多く，化石を産出する堆積物の年代もかなりよくわかっていることが多いので，それらの化石や堆積物から得られる情報にもとづく動物相の復元は，他の時期のものより詳しく正確である．この時期の哺乳類化石とその産出層に関するデータは，近年さらに蓄積しており，この時期の動物相の様子もさらによくわかるようになってきた．本講演ではそのような近年のデータも含めて，日本列島における最終氷期～完新世の哺乳類について，その動物相の変化や絶滅現象，陸橋・氷橋問題を中心として，これまでにわかっていることをまとめてみたい．

動物相の変化

現在の日本列島の動物相は（1）北海道，（2）本州・四国・九州，（3）琉球列島で大きく異なっているので，第四紀の動物相を考えるときにも，これら３つの地域に分けて考える必要がある．

（1）北海道では最終氷期の動物相の構成要素として，ナウマンゾウ，マンモスゾウ，ヤベオオツノジカといった大型種が知られているが，中・小型のものはまったく知られていない．完新世の動物相にはそれらの大型種は見られず，現在の北海道の動物相に共通する種類がその構成要素のほとんどを占める．

（2）本州・四国・九州では最終氷期の動物相の構成要素として図１のような多くの種類が知られている．動物相は全体として温帯の森林型のもので，絶滅種や現在のこの地域に分布しない種類を含むが，現生種も多い．また，現在は高山に分布が局限される種が平地や山地に広く分布していたことがわかっている．完新世の動物相は，図２のように現在この地域に分布する種がほとんどを占め，絶滅種やこの地域に分布しない種をほとんど含まない．高山棲の種も平地や山地では見られない．

（3）琉球列島の最終氷期の動物相は，島嶼型で大型のものを欠き，種類数が少なく，固有のものが多い．また，沖縄本島など中琉球と宮古島など南琉球で動物相にかなりの違いが見られる．琉球列島の完新世の動物相は現在のものに近く，種類数はさらに少なく貧弱なものになっている．

絶滅現象

上記のどの地域でも，最終氷期から完新世にかけて動物相に大きな変化が見られる．その変化は，中・大型哺乳類を中心に起こった絶滅現象によるところが大きい．主な絶滅期は 20～10ka であるが，まだデータが不足していて，絶滅のパターンの解明やその要因の説明は十分に行えていない．今後，環境変化や人類の活動との対応関係も明らかにして，このような絶滅現象の実体の解明を進めたい．

陸橋・氷橋問題

かつては，後期更新世の前半に東シナ海・朝鮮半島と九州の間に形成された陸橋を経て，中国

北部から「黄土動物群」が，後期更新世の後半にはシベリアからサハリン・北海道を経由し，津軽海峡の陸橋を通って本州・四国・九州に「マンモス動物群」の移入があったとされた．また，最終氷期の琉球列島は長大な陸橋によって九州や台湾と接続していたとされたこともあったが，日本列島と周辺の大陸の哺乳類化石のデータからは，最終氷期の以上のような陸橋の存在は，特に考える必要はないと結論される．最終氷期の本州・四国・九州や琉球列島は，むしろ大陸から孤立した状態にあった．ただし津軽海峡には，最終氷期の特に寒冷な時期に一時的な氷橋が形成され，そこを通って移動力の大きい一部の大型哺乳類のみが，本州・四国・九州に移入できたとするのが演者の考えである．

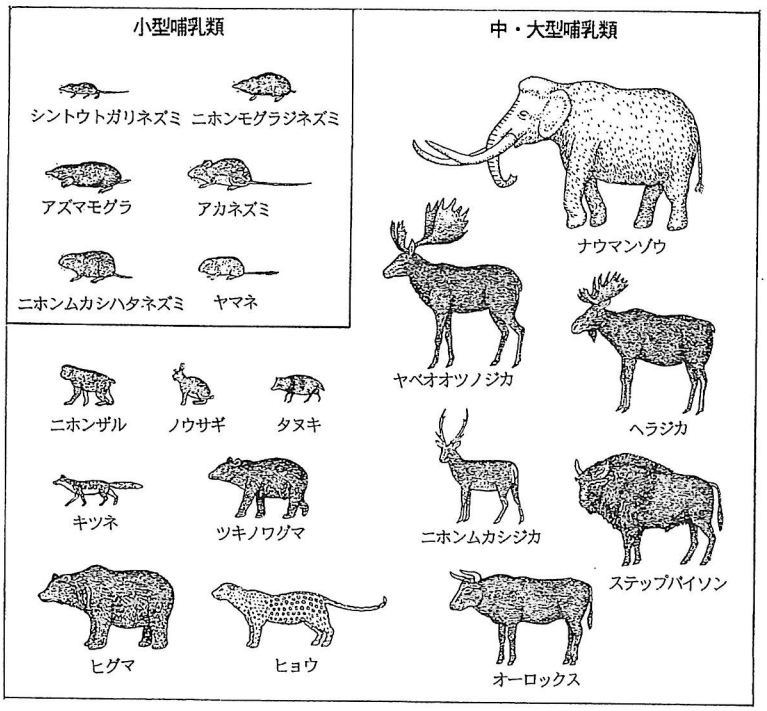


図 1. 最終氷期の本州・四国・九州の代表的な哺乳類

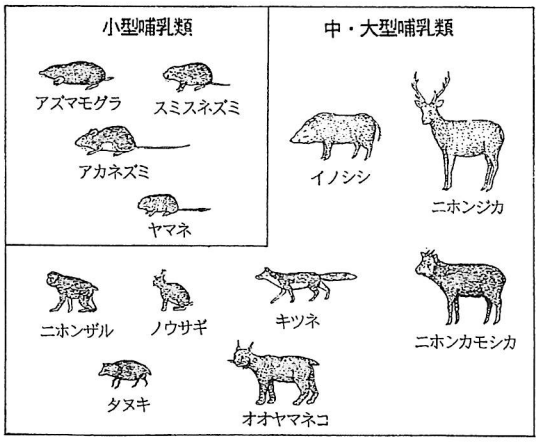


図 2. 完新世の本州・四国・九州の代表的な哺乳類

S1-11 完新世における縄文時代の放射性炭素年代と植物質食料資源利用

工藤雄一郎（東京都立大学大学院）

Yuichiro KUDO: Radiocarbon dating and vegetation food utilization of the Jomon period during the Holocene.

近年，先史考古学における ^{14}C 年代研究は非常に活発化しつつある。縄文時代全般の ^{14}C 年代測定結果については，古くは渡辺直経（1966）や芹沢長介（1967），キーリ・武藤（1982），最近では谷口康浩（2001）などによって概要が示されているが，中村俊夫など（中村ほか 1990）が AMS によって縄文土器に付着した炭化物の ^{14}C 年代測定を実施して以降，縄文時代の土器付着炭化物の ^{14}C 年代測定がさかんに実施され，^{14}C 年代測定を用いて土器型式の時間幅の問題，集落の変遷，同時存在の竪穴住居の問題などが議論されている。

完新世以降の土器型式については，国立歴史民俗博物館の研究グループが，縄文時代早期，縄文時代中期，縄文時代後晩期から弥生時代移行期の ^{14}C 年代学的研究を行っている（今村編 2004，小林 2004）。また，縄文時代中期の火炎土器の土器付着炭化物や，早期末から前期の繊維土器の ^{14}C 年代測定を実施している吉田邦夫らの研究（吉田 2004，Yoshida et al.,2004），下宅部遺跡の試料を用いた，後晩期の土器型式の年代研究（工藤ほか投稿中）などもあり，当該期の考古編年の基準となる土器型式の年代的位置づけの解明が進んでいる。

当該期の土器型式の数値年代を把握することは，相対的な土器型式の時間幅や時間的位置づけの問題を解明するだけではなく，環境変化や食料資源の利用形態の変化などの問題，つまり生態系史との関係性を議論する上でも必要不可欠である。完新世以降の生態系史と人類活動との関係性を議論するためには，これらの考古編年と，古環境変遷に関わるデータとを，時間的に対応させる必要があるが，このような問題が十分議論されているとはいえない状況である。そこで筆者は，これまで公表された関東平野周辺地域の考古学的遺跡における ^{14}C 年代測定のデータと，いくつかの環境史に関わるデータを用いて，完新世以降の縄文時代における考古編年と環境史との時間的対応関係の把握を試みた。土器型式の時間的位置づけについては，吉田邦夫らによる研究（Yoshida et al.,2004），小林謙一の研究（小林 2004），工藤雄一郎ら（投稿中）による研究成果を主に使用し，不足する部分については，個別に各遺跡で実施された ^{14}C 年代測定事例を使用して検討した。

辻誠一郎は完新世以降の環境史に，植生変化や海水準変動，谷の形成などから，4 つの大きな画期があることを述べている（辻 1988）。福澤仁之は東郷池の年縞堆積物のデータに基づいて，完新世以降の海水準の低下期について，計 8 回の海水準の下降期が存在したことを指摘して，これをボンドサイクル

（Bond, et al.,1997）と比較している（福沢 1999）。関東平野周辺地域に絞れば，最近では吉川昌伸（1999）が花粉分析結果と地質学的イベントとの対比から段階設定を行っており，植生的にもいくつかの画期が認められている。

筆者は，更新世終末期の環境史と考古編年との時間的対応関係を整理し，Ⅰ～Ⅳの４つ段階を設定した（工藤 2005）。これに引き続くかたちで，これまでに研究されてきた完新世の環境史に関わるデータに基づいて，完新世以降についても以下のように段階を設定してみたい。

段階Ⅳ：ca.11500～ca.8200calBP

段階Ⅴ：ca.8200～ca.5800calBP

段階Ⅵ：ca.5800～ca.4400calBP

段階Ⅶ：ca.4400～ca.2800calBP

段階Ⅷ：ca.2800～ca.2300calBP。

これらと関東平野周辺地域の土器型式の ^{14}C 年代とを対比した場合，段階Ⅳは撚糸文土器群以降が相当する。段階Ⅳと段階Ⅴの画期は 8.2ka イベントを指標とする。8.2ka イベントでは短期的な寒冷化現象が広く認められているが，野島式はこのイベント以前に，花積下層式はこのイベント以後に位置づけられる。早期後葉の土器群は 8.2ka イベント前後の時期に位置づけられると考えられるが，段階Ⅳと段階Ⅴに相当する時期の土器型式の ^{14}C 年代測定例が極めて少ないため，この画期と精密な対応関係を述べることは難しい。段階Ⅴと段階Ⅵは，寒冷化から海退に転じる 5.8ka のイベントを指標とする。このイベントと同時期あるいはその直後に位置づけられるのが諸磯 b 式であると推定される。段階Ⅳと段階Ⅶは，顕著な寒冷化の開始を指標とする。この直後は加曽利 E4 式あるいは称名寺式が相当すると推定される。段階Ⅶと段階Ⅷは再び寒冷化が顕著になる時期を画期とする。安行 3d 式以降が相当すると考えられる。

更新世終末期に相当する縄文時代草創期と，完新世以降，すなわち縄文時代早期以降の古環境は，気候的にも植生的にも大きく異なっていたことは明らかであるが，完新世以降においても，気候変化に応じて植生や利用可能な食料資源も変化してきたと考えられる。谷口康浩（2002）は，縄文時代におけるクリの集中的利用が縄文時代早期から加速すると主張する。しかし，吉川昌伸（1999）などの研究を考慮すれば，関東平野でクリ利用が顕著にみられるのは段階Ⅵの以降である。これはあくまで一例であるが，この時期の食料資源利用については，「縄文文化のクリ利用」説にみるように，それを「日本の縄文文化の特徴」として安易に一般化する傾向がある。しかし，その実態に迫るには，生態系の変化に対応した完新世における狩猟採集民の食料資源利用の多様性や時間的変遷を考慮することが不可欠である。つまり，生態系史と先史狩猟採集民の植物質食料資源利用の変化との相関関係を追究していくことが必要である。

S1-12

放射性炭素年代測定の高精度化と年代較正

中村俊夫（名古屋大学）

Toshio NAKAMURA: High precision radiocarbon dating with accelerator mass spectrometry and calibration of radiocarbon age

1．はじめに

放射性炭素（^{14}C）年代測定法は，1940 年代の終わりに実用性が Libby らによって明示されたあと順調に発展してきた．今日では，先史時代の地質学・考古学資料はおろか，歴史時代の文化財科学関連資料などの編年研究にも広く利用されている．また，測定された ^{14}C 年代そのものではなく，^{14}C 年代を暦年代（年輪年代）軸の値に較正して用いることが一般的になっている．さらに，加速器質量分析（AMS）の発達によりわずか 1mg の炭素を分析するだけで，若い試料については，±20～±30 年程度の誤差で ^{14}C 年代測定が可能になった．特別に保存が優先しない限り，測定したい資料がほぼ確実に年代測定できる．代用品ではなく，測るべき資料を直接測定できることから信頼性の高い年代データが得られるようになったことは間違いない．ここでは，^{14}C 年代測定法の現状を紹介する．

2．AMS による ^{14}C 測定の諸性能

2．1．^{14}C 年代測定の再現性

名古屋大学の AMS 装置を用いて再現性を調べた例としては，北海道千歳市生淵２遺跡から出土した，厚く堆積したクルミの殻を用いた．クルミの殻はかなり丈夫で汚染しにくいので，年代測定が実施しやすい試料である．北海道埋蔵文化財センターから提供された数十個のクルミ殻の破片の中から，独立した個体を 10 点選んで，独立して試料調製および年代測定を行ったところ，それぞれの ^{14}C 年代は１標準偏差の誤差（±30 年）範囲で一致した．10 個の平均をとると，2700±11 BP となり，バラツキの誤差を±11 年程度に抑えることが可能であることが示された．

2．2．^{14}C 年代の誤差

名古屋大学の AMS 装置についてみると，5000BP より若い試料の測定誤差は，±20～±30 年である．もちろん，年代が古くなれば，^{14}C の計数が減るために，誤差は大きくなる．ここで述べている誤差としては，試料と一緒に測定する６個の標準体（HOx-II）の ^{14}C /^{12}C 比のばらつきによる誤差（１標準偏差）と試料についての ^{14}C 計数の統計誤差（１標準偏差）をあわせて算出したものである．このように誤差をかなり小さくできる理由は，^{14}C の検出効率が向上したため ^{14}C 計数に基づく統計誤差が小さくなったこと，及び装置が安定して ^{14}C 測定の再現性が良くなったためである．

2．3．^{14}C 測定の正確度（^{14}C 測定国際比較に参加して）

正確度の検証は、同じ試料を多くの ^{14}C 実験室で測定して比較することになる．この ^{14}C 測定国際比較は、世界の ^{14}C 測定機関が参加する国際的な比較研究であり、過去に既に４回開催されている。名古屋大学の ^{14}C 測定グループは第４回からこの企画に参加している．ごく最近に開催された第５回目の比較研究（Fifth International Radiocarbon Inter-comparison; VIRI）では、参加した ^{14}C 測定機関は 66 機関（2000 年の第４回国際比較 FIRI の数値を

以下に括弧内に比較して示す；92機関)。この66機関のうち、AMSが32機関 (25機関)、LSC（液体シンチレーション法）が31 機関(49機関)、GPC（ガス比例計数管法）が10機関 (18 機関)であった。相対的には AMS 研究機関の参加が増加していることがわかる。配布された試料は４点であり、近年に収穫され、^{14}C濃度が高い barley mash（オオムギをつぶしたもの）が２点，各２ｇずつ、また、考古学資料として、charred seed（炭化穀物）が ２点，各４粒ずつであった。

比較の結果をまとめると、国際機関で測定された結果は、大きなバラツキが見られた．名古屋大学の結果は最頻値とほぼ一致した．三つの測定法間の結果を比較すると，AMS法の結果は，LSC 法や GPC 法の結果より最頻値の周りに良くまとまっていることが示された。

３．^{14}C ウイグルマッチングの利用

^{14}C ウイグルマッチングとは，樹木年輪年代測定において試料樹木の年輪幅変動曲線を，年輪幅マスター曲線に絵合わせして年輪年代を決定するように，樹木について１年輪ごとの ^{14}C 濃度を十数点測定して，^{14}C 年代と年輪年代の関係を示すデータセット（IntCal98 あるいは IntCal04）と比較することで，樹木の年輪年代を正確に推定する方法である．この利用法が近年急速に進められている．AMS の利用がごく一般的になり，樹木の１年輪ごとの ^{14}C 測定が容易になったためである．応用例の詳細としては，2004 年日本第四紀学会山形大会の講演「長白山の 10 世紀の巨大噴火による火砕流堆積物から採取した炭化樹木の ^{14}C ウイグルマッチングによる高精度年代決定」を参照されたい．

４．日本産樹木による ^{14}C 年代較正データセット

歴史民俗博物館を中心として，奈良文化財研究所，東京大学，名古屋大学の共同研究として，年輪年代の決まった樹木年輪について ^{14}C 年代を測定し IntCal98 及び IntCal04 と比較する研究が推進されている（尾嵜ほか 2005）．また，名古屋大学独自で，太陽地球環境研究所と年代測定総合研究センターの共同研究として，過去の太陽活動の周期的変動を年輪に残された ^{14}C を用いて解明することを目的として，屋久杉や室生寺のスギの巨木について１年輪ごとに ^{14}C 測定を実施している（Miyahara et al. 2006）．これらの研究の成果として，日本産樹木に記録される ^{14}C 濃度変動は，欧米産の樹木を用いて作成された IntCal98 及び IntCal04 とほぼ一致するものの，幾つかの樹木について顕著なズレが見えてきている．樹木の生育場所による ^{14}C 濃度の違い（^{14}C 濃度のローカル効果）が無視できないのかも知れない．さらに詳細な調査を継続する必要がある．

５．まとめ

^{14}C 年代の測定精度については，AMS による測定でイオン源の改造による高輝度の炭素イオンビームを用いて ^{14}C 原子の計数を増やすことで，誤差を 10 年以下にする研究が推進されている．^{14}C 年代の較正では，26kaBP より古い ^{14}C 年代領域を較正するためのデータが不十分な状況であるなど，まだ多くの問題を抱えている．しかし，今後も ^{14}C 年代測定の改良が進み，最終氷期から完新世にかけて，さらに歴史時代の編年研究に益々利用されるものと予想する．

S2-01　　第四紀層序問題（問題提起と現状）

熊井　久雄（大阪市立大学）

第四紀学会や地質学会で現在,「第四紀」の年代名称をめぐって大きな問題になっている（例えば，熊井，2004）．2004年8月にイタリアで開催された国際地質科学連合（International Union of Geological Sciences 以下IUGSと略す）の「万国地質学会議（International Geological Congress 以下IGCと略す）」で配布されたIGCの機関誌「Episodes」に挟み込まれていた「International Stratigraphic Chart」に「Quaternary」の文字が欠落していたことによる．

その後IUGSの層序委員会（International Commission on Stratigraphy 以下略してICS）が討論を繰り返し，妥協の産物として「第四亜代」が提案された．**Quaternary**の用語が，亜代になろうが（**Sub-Era Option**），従来どうりの紀のままになろうが（**Period-rank Option**）**Gelasian**の年代層序は重要である．図**1**に**INQUA**側の主張に沿った層序をまとめたものを示した．**ICS**の作業グループの定義もほぼこれに沿ったものであり，次のような事実を示している（**Quaternary Task Group, 2005**）．①北半球高緯度地域の深海底コアに氷山起源の堆積物が検出される層準．②南北高緯度地帯での成層構造の始まり．③中国レスの堆積開始．④浮遊性有孔虫 ***Neogloboquadrina atlantica*** の出現．⑤北半球での氷床の形成開始とパナマ地峡の連結など．

この定義を満足させる年代については，作業グループはミランコッビチサイクル**MIS 110, 273**万年前からの寒冷気候の始まりとし，人類進化上では道具製作者としての***Homo***属の最初である，***Homo rudolfensis***の出現を当てている．また，古地磁気層序における，**Gauss/Matuyama**境界をひとつの基準にすることを推奨しているが，この年代は**258**万年前である．酸素同位体ステージでは**MIS103**にあたる．この境界の具体的な模式地候補としては，従来から提案されている**Gelasian**の下底ということになる．このシンポジウムでは，日本におけるこの層準の現状を把握し，再来年のオスロ**IGC**と来年のケアンズ**INQUA**に向けての意見の集約を始めたい．

文献

熊井久雄 2004「第四紀年代層序新提案に関する解説」『第四紀通信』11巻，4-5.

Pillans, B. and Naish, T. 2004「Defining the Quaternary」『Quaternary Science Reviews』23, p.2271-2282.

Quaternary Task Group 2005「Definition and geochronologic/chronostratigraphic rank of the term Quaternary」Quaternary Task Group, p.1-26

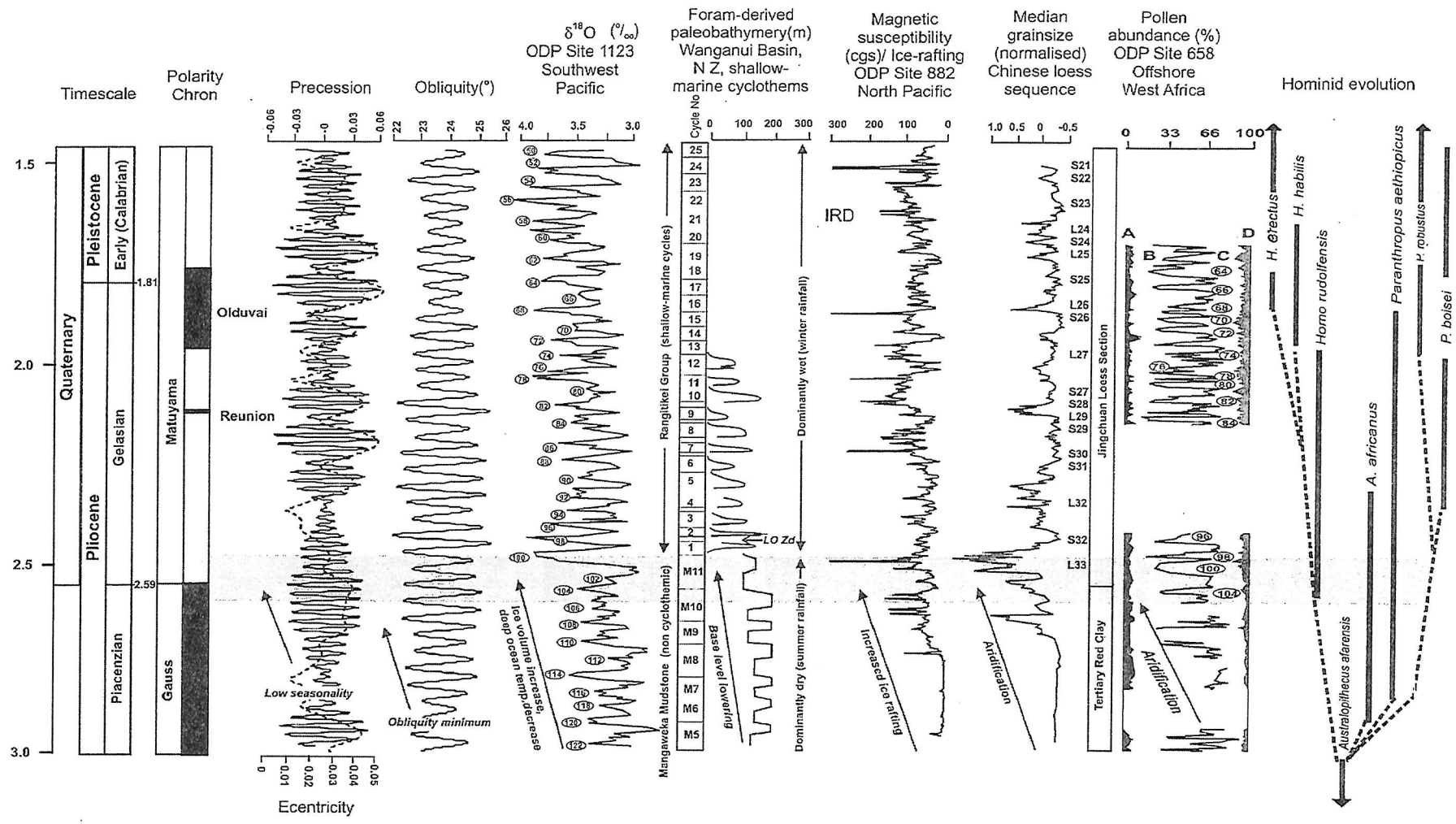


図 1　第四紀の基底を Gelasian,下底にしようと言う提案に示された各種の層序（Pillans, B. and Naish, T., 2004）

左から年代，古地磁気層序，歳差運動，地軸傾斜角，有孔虫化石による浅海サイクロセム，帯磁率変化，中国レスの中央粒径，花粉含有率，人類進化

S2-02　広域テフラ層による鮮新・更新統の対比

長橋良隆（福島大学）

Yoshitaka NAGAHASHI : Correlation of Plio-Pleistocene with tephrostratigraphy in Japan.

1．はじめに

国際層序委員会（ICS）から国際地質科学連合（IUGS）に提案された Quaternary 基底はゲラシアン基底（2.6Ma）に一致させるというものである．これの日本における境界模式候補地を議論するにあたり，広域テフラ層とともに鮮新・更新統を整理した（図1）．境界模式候補地としては，連続的に堆積した海成層であること，微化石層序に関する研究報告があること，なおかつこれまでの第四紀基底（1.8Ma）との関係が分かる地域が適しているだろう．そのような地域は，静岡県掛川地域，房総半島南部地域，北陸の金沢－小矢部地域，新潟地域，秋田地域が挙げられる．実際の選定の際にはその地域の層序と露頭状況に詳しい研究者や微化石研究者の意見が重要である．

2．太平洋側の鮮新・更新統

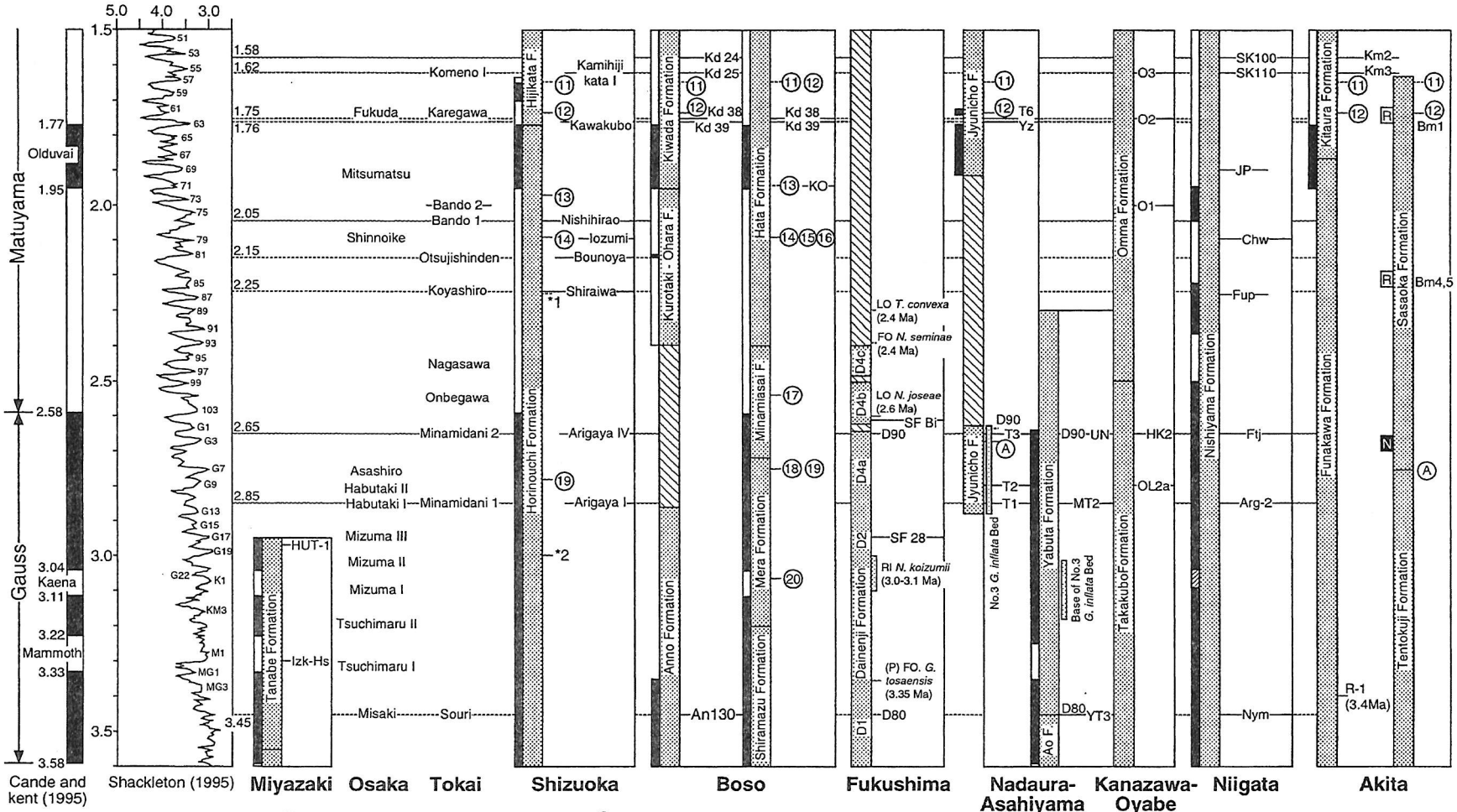
掛川層群堀之内層と土方層は石灰質ナンノ化石の生層準に基づくと 3.8～1.2Ma の地層となる（亀尾，1998）．堀之内層では石灰質ナンノ化石の生層準 16・17・18 が認定されていないが，生層準 14 と 19 間の層厚は約 600m であり，その間の堆積速度は約 8m/万年である．房総半島中央部の上総層群と三浦層群の間には黒滝不整合があり，その期間は 2.8～2.4Ma の 40 万年間と見積もられている（里口，2006）．一方，房総半島南部に分布する千倉層群と豊房層群は中～下部漸深海帯で堆積した鮮新・更新統である．千倉・豊房層群の古地磁気層序および浮遊性微化石層序から，千倉層群は3Ma～1.1Ma で，豊房層群が約 0.9Ma 以降となる（小竹ほか，1995）．千倉層群の中部にガウス・マツヤマクロン境界があり，その上位に石灰質ナンノ化石基準面 17（2.43Ma）がある．

3．日本海側の鮮新・更新統

能登半島の藪田層と十二町層は広域テフラ層と生層序との関係が明確な重要地域である（渡辺，2002；大久保，1999）が，ここでは 2.3～1.9Ma の約 40 万年間の不整合がある．一方，石川県金沢地域から富山県小矢部地域に分布する高窪層と大桑層は整合関係と推定されているが，広域テフラ層との対比（田村・山崎，2004）に基づくと，OL2a（約 2.8Ma）と O1（約 2Ma）間の層厚は約 40m であり，その間の堆積速度は 0.5m/万年と小さい．新潟地域の鮮新・更新統は岩相の側方変化が激しいが，出雲崎図幅の常楽寺ルートでは海成の西山層が連続して堆積している．ここでの古地磁気層序（真鍋・小林，1988）のガウス・マツヤマクロン境界はテフラ層との対応が不明なため確定できない．広域テフラ層対比に基づくと，Arg-2（2.85Ma）と SK100（1.58Ma）間の層厚は 250m であり，その間の堆積速度は 2m/万年である．男鹿半島の北浦層は佐藤ほか（1988）により石灰質ナンノ化石の生層準が決定された．男鹿半島相川の船川層では放散虫化石の生層序が明らかにされており，船川層下部に中新・鮮新統境界の生層準 R-2（5.2Ma）と R-1（3.4Ma）がある（花方ほか，2001）．よって船川層中部に鮮新・更新統境界が予想される．秋田北部五城目地域の天徳寺層・笹岡層では，石灰質ナンノ化石の Datum plane A（2.75Ma）が天徳寺層と笹岡層の境界付近にあり，笹岡層最上部に基準面 12 と 11 がある．ここでの Datum plane A と基準面 12 間の層厚は約 400m であり，その間の堆積速度は 3.5m/万年である．

4．2.6Ma 前後の広域テフラ層

2.6Ma 前後の広域テフラ層としては南谷 2 テフラ層（層厚 90cm）とその相当層がある．南谷 2 テフラ層はガウスクロンの最上部に，石灰質ナンノ化石基準面 19 と datum plane A の上位に，珪藻化石の生層準 D90 付近に挟在する．東海層群では南谷 2 テフラ層の上位のマツヤマクロン初期に，御幣川テフラ層（層厚 235cm）がある．御幣川テフラ層は扁平型火山ガラスを主体としており，広域テフラ層として各地で見いだされる可能性がある．



*1 Termination of acme I of *Reticulofenestra minutula var.* (2.25 Ma)

*2 Termination of acme II of *Reticulofenestra minutula var.* (2.97 Ma)

Calcareous nannofossil datum planes (kameo et al., 1995)

⑪ FAD *Gephyrocapsa oceanica* (1.65 Ma)

⑫ FAD *Gephyrocapsa caribbeanica* (1.73 Ma)

⑬ LAD *Discoaster brouweri* (1.97 Ma)

⑭ initiation of acme of small *Gephyrocapsa* (2.09 Ma)

⑮ Termination of acme of *Crenalithus doronicoides* (2.34 Ma)

⑯ LAD *Discoaster pentaradiatus* (2.38 Ma)

⑰ LAD *Discoaster surculus* (2.54 Ma)

⑱ LAD *Discoaster tamalis* (2.74 Ma)

Ⓐ Datum plane A (2.75 Ma)

⑲ LAD *Reticulofenestra ampla* (2.78 Ma)

⑳ Termination of acme II of *Crenalithus doronicoides* (3.07 Ma)

Calcareous nannofossil datum planes (Sato et al., 2003)

D100 LO *N. kozumii* (2.0 Ma)
LO *T. convexa* (2.3 Ma)
FO *N. seminae* (2.4 Ma)
LO *N. jouseae* (2.6 Ma)
D90 LO *N. kamtschatica* (2.6-2.7 Ma)
RI *N. kozumii* (3.1-3.0 Ma)
D80 FO *N. kozumii* (3.5-3.9 Ma)

Daitom biohorizons (Yanagisawa and Akiba, 1998; Yanagisawa et al., 2003; Kohno and Yanagisawa, 1997)

R1 FO *Thecosphaera akitaensis* (3.4 Ma)

Radiolaria horizons (Motoyama, 1996; Hanagata et al., 2001)

図1　鮮新・更新統の層序対比と微化石生層準・広域テフラ層

S2-03　　地磁気極性でさぐる第四紀の日本列島、アジアの黎明

兵頭政幸（神戸大学）

Masayuki HYODO : The dawn of the Quaternary in the Japanese Islands and Asian continent

1．はじめに

国際層序学委員会(ICS)と国際第四紀学連合(INQUA)の合同作業委員会は、新しい地質年代区分において第四紀の始まりを鮮新世のゲラシアン・ステージ下限に置くことを提案した。これはガウス－松山地磁気極性境界(GMB)に一致するため、地質層序のグローバルな対比が容易になり、第四紀研究の精度が上がることが期待される。本論文では、日本列島の鮮新更新統の古地磁気層序研究を概観し、各地の GMB の層位とその付近の古気候変動を調べる。さらに、アジア内陸部の気候変動と比較し、グローバルな気候に対する日本列島の気候応答についても考察する。

2．日本列島の鮮新・更新統

日本列島における鮮新･更新統の古地磁気極性層序は主に1970年代から1980年代にかけて行われ、それ以降はボーリングコア試料を用いた研究が主である。ここでは、主に1980年代までに得られている大阪、琵琶湖、掛川、新潟、会津、十勝の6箇所の研究成果を取り上げる。

大阪平野、大阪湾を中心に近畿一円に分布する大阪層群は厚さが陸上部分で600m以上、大阪湾中央部で3000mにもおよぶ。主に湖沼河川成堆積物から構成され、21枚の海成層と40枚以上の火山灰層を含む。ここではマンモスからブリュンヌまでの磁気層序が確立され、GMBは大阪層群最下部に、大阪湾1700mコアでは深度1320±2mに見つかっている。約3MaからGMBまでにイチョウ、ヌマミズキ属、シマモミ属、フウ属、セコイア属など暖温帯以南種が消滅し、その一方で、GMB直前からGMBまでに暖温帯～冷温帯種のモミ属、ツガ属、スギ、冷温帯以北種のサワラ、ネズコ属、アスナロ、ウダイカンバが出現している。GMB以降では、オルドバイ直上で冷温帯種、亜寒帯種の出現、コブマウンテンからハラミヨ上限付近で暖温帯種の消滅が起こっている。

琵琶湖の南東域から北西域にかけて分布する厚さ 1500m を越える古琵琶湖層群は下位から伊賀層、甲賀層、蒲生層、草津層、堅田層に区分されている。主に淡水成の砂、シルトからなる。ギルバートからブリュンヌまでの古地磁気層序が確立され、GMBは甲賀層－蒲生層の境界に一致している。GMB直上においてヒメトガサワラ，コウヨウザン属，フウなど暖温帯以南の植物が消滅している。

駿河湾の西の掛川地域に分布する厚さ 1500m を越える鮮新・更新統は下位から相良・掛川・曽我・小笠原層群に区分されている。陸成層の小笠原層群を除き、すべてが海成の砂岩で構成されている。ガウスからブリュンヌまでの古地磁気層序が決められているが、途中データが欠損している。GMBは掛川層群の下部に位置づけられている。この境界付近の花粉や植物化石のデータは公表されていない。

新潟堆積盆地の魚沼層群は層厚 3000m を越える。下位から最下部・下部・中部・上部累層に区分され、海成、汽水成、陸水成の砂岩、シルト岩から成る。ガウスからブリュンヌまでの古地磁気層序が得られている。磁気層序に基づく堆積速度は変動が大きく、まれにしか検出されないレユニオンやギルザを含むので、磁気層序は再検討の余地がある。GMBは最下部累層の鍵層Tb-1付近に位置する。GMB付近では大きな植生変化はないが、その上位の下部累層に入ると暖温帯以南に生息する植物フウ、セコイア属が消滅している。花粉帯は最下部累層から下部累層上限まであまり変化はない。

会津盆地の層厚 1000m を超える山都層群は、下から藤峠層、和泉層、七折坂層、塔寺層の 4 つに区分されている。下位は汽水成、中部以上は淡水成の堆積物からなり、多くの礫、火山灰、亜炭層を挟

む。ここではC3n.4rからブリュンヌまで約500万年間の磁気層序が確立されている。GMBは和泉層の火山灰層14と15の間に位置する。花粉分析によると、GMBにおいて、暖温帯以南種のオウシュウイヌスギ、セコイア属、コウセキハマナツメなど古い型の植物群が消滅し、新しい型のヒメバラモミ、ミツガシワなど冷温帯以北種が初めて出現している。さらに、外来種オオバタグルミ、サワグルミがGMBで初めて出現する。オルドバイ上限付近では植生変化は見られない。ハラミヨ下限付近では外来種が絶滅し、多くの新しい日本の亜高山の要素に取って代わっている。

北海道十勝平野に広く分布する厚さ2000mの十勝層群は海成、汽水成、淡水成の礫岩、砂岩、頁岩、シルト岩から成る。火山灰、火砕流堆積物、亜炭層を挟在する。下位から本別層、足寄層、池田層、渋山層の4つに区分されている。C3An.2nからブリュンヌまでの約600万年間の磁気層序が確立され、GMBは池田層下部のWine Tuff直上に位置する。本別層ではトウヒ、モミ属、マツ属など亜寒帯針葉樹が卓越する。約3.7MaからGMBまでブナ冷温帯林が拡大し、全体を通して最も温暖になる。GMB付近でブナが消滅し、それ以降、スギ科は生き残るが亜寒帯針葉樹が再び増加する。池田層上部になると、スギ科が消滅し、亜寒帯針葉樹が卓越し池田層最上部まで続く。約3.7Ma頃に始まった冷温帯の温暖な気候はGMBで突然終わり、それ以降亜寒帯の寒冷な気候へ急変したことを示している。

3．アジアの鮮新・更新統

北中国では、紅粘土層(red clay)の上をレスが覆う黄土高原が広く分布している。紅粘土、レスとも風成堆積物である。西峰(Xifeng)では厚さ約60mの紅粘土層の上に170mのレスがのっている。多少の違いはあるが、他の場所でもおおむね同様な厚さである。

紅粘土の堆積開始年代は、古地磁気極性層序から、西峰で7.6Ma、霊台(Lingtai)で7.05Ma、平涼(Pinglian)で7.2Ma、佳県(Jiaxian)で5.2Maと報告されている。これら7Maを越す堆積開始は、南西モンスーン開始時期とほぼ一致している。一方、レスの堆積開始はGMB付近であるが、地域差がある。GMBは、レス／紅粘土の境界を基準にして洛川では-2m、西峰では-3m、宝鳩(Baoji)では+40cm、藍田(Lantian)では+0cm、平涼では-4mに位置している。これらのばらつきは、磁化固着深度で説明できる範囲を越えている。色や帯磁率の違いが土壌化に依存することを考慮すると、気温・降水量の地域性に帰することもできる。西峰の帯磁率変動は7.2Maの堆積開始以降ゆっくりと温暖湿潤化し、ガウス・クロンに入ると一段と加速するが、GMB直前(約2.7Ma)に突然その温暖湿潤化傾向が終了する。その後冷涼・乾燥気候と温暖・湿潤気候を繰り返すようになる。帯磁率の低さが冷涼・乾燥化の程度を示すなら、本格的な氷河期はGMB以降であるといえるかもしれない。

中国、元謀盆地には厚さ1300mの鮮新・更新統が存在する。下位からShagou層、Gantang層、Yuanmou層に区分され、ガウス下限からブリュンヌまでの磁気層序が確率されている。GMBはGantang層下部に位置し、花粉化石は熱帯～亜熱帯気候を示す。GMB付近では気候変化は起こらずオルドバイ直下で乾燥化が起こっている。元謀の気候はチベット隆起の影響が大きいと考えられる。

4．考察とまとめ

世界57ヶ所の深海底堆積物コアのデータを合成して作った海洋酸素同位体比カーブ・地磁気極性層序は、GMB直前の約2.7Maに寒冷・温暖の脈動が始まり、2.6MaのGMBの後の約2.5Maに大規模な氷床拡大を示す酸素同位体比増が起こっている。この2.5Maの酸素同位体比イベントは本格的な氷河期の始まりを示すと思われる。これら海洋のデータは中国黄土高原のデータとよく調和しているが、日本列島でこれに対応した詳細な気候変動は観測されていない。その理由は、古地磁気極性層序と古気候に関する日本のデータの分解能が低いためと考えられる。今後、日本列島の鮮新更新統は、より詳細な磁気層序および古環境の分析が必要である。

S2-04　日本の鮮新・更新統の長鼻類化石層序

樽野博幸（大阪市立自然史博物館）

TARUNO Hiroyuki; Biostratigraphy of proboscidean fossils from the Japanese Plio-Pleistocene formations.

1．はじめに

陸成層の生層序学的研究において，一般的には，齧歯類や食虫類のような産出種数ならびに産出個体数の多い小型種が重用される．しかし，日本の鮮新・更新統では，このような小型哺乳類の化石が発見されるのは，ほとんどが石灰岩地帯に発達する洞窟・裂罅堆積物からであり，また，日本で知られている洞窟・裂罅堆積物は，中期更新世の中期以降のものに限られている．そして，洞窟・裂罅堆積物を，火山灰層序や古地磁気層序の中に位置づけることは困難なことが多い．このため，日本の陸成鮮新・更新統の生層序学的研究においては，長鼻類化石がきわめて重要な役割を果たしてきた．それは，長鼻類化石がシカ類化石と共に，この時代のほぼ全期間を通じて，河川・湖沼成堆積物からも比較的多く産出すること，そして，時代ごとに産出する種が変遷することが，早くから認識されてきたことによる．

本講演では，日本と中国での長鼻類化石の変遷について最近のデータをまとめ，比較する．そして，日本産長鼻類の起源についてふれる．

2．日本での長鼻類の変遷

日本では1980-90年代に，広域火山灰層が次々と発見され，古地磁気層序学的研究の進展も伴って，鮮新・更新統の広域対比が進んだ（里口ほか,1999など）．このような成果に依拠し，樽野(1999)は日本の鮮新統から中部更新統下部までの長鼻類化石の産出層準を，以下のように整理した．

Stegodon orientalis　大阪層群のMa6海成粘土層直下～Ma7海成粘土層の層準
Mammuthus protomammonteus 大阪層群のイエロー火山灰層～Ma5海成粘土層層準
Stegodon aurorae　大阪層群の三ツ松火山灰層直下～イエロー火山灰層層準
Stegodon aff. *aurorae*　ガウス・クロンの上部～松山クロンの下部
Stegodon shinshuensis　鮮新世初期～ガウス・クロンの下部

その後，*S. shinshuensis*は*S. miensis* のシノニムであり後者に先取権があるとされ（樽・甲能，2002），さらにSaegusa et al.(2005)は，*S. miensis* の初期のものを*S.* cf. *zdanskyi*として区別した．

また，小西・吉川（1999）は，*Palaeoloxodon naumanni*の産出下限は，大阪層群のMa10海成粘土層の下位の砂礫層であるとし，同時に，*P. naumanni*と*S. orientalis*の渡

来時期と酸素同位体比ステージとの関係を論じている．

3．中国での長鼻類の変遷

中国では，他の哺乳類化石と同様，日本と比較して，多くの種類と数の長鼻類化石が産出している．しかし，それらの化石の年代は，化石自身の種類や共産化石の種類に基づいて決められていることが多い．また，化石産出層や化石産地そのものが明確ではないことも少なくない．そして一部では，分類に混乱が見られる．

演者は1999年以降，中国科学院古脊椎動物古人類研究所の研究者らと共同で，華北から華中の一部にわたる地域から産出した長鼻類化石を調査した．その中で，鮮新・更新統から産出したElephas科の標本の分類を再検討し，それらの産出年代を，古地磁気層序に基づいて整理した．その結果，以下に示すように，古型の*Mammuthus*に属する３種が，中国北部の中部鮮新統から下部更新統で，産出することが明らかになった(Wei *et al.*, in print).

Mammuthus trogontherii	1.66Ma-1.1Ma
Mammuthus meridionalis	楡社層群海眼累層（2.5 Ma-1.9 Ma）のどこか
	および泥河湾累層下部（2.6 Ma-1.8 Ma）のどこか
Mammuthus rumanus	楡社層群麻則溝累層（3.4 Ma-2.8 Ma）のどこか

一方，*Palaeoloxodon*の標本は，古型*Mammuthus*より遙かに多く知られているが，それらの産出地点やそこでの層序が明確なものは，きわめてわずかである．演者は，大半が後期更新世のものではないかと考えている．これまで知られている中国北部の*Palaeoloxodon*を，日本の*P. naumannni*と比較すると，前者はより大型で，頭骨の形態はより派生的であり，第３大臼歯の咬板数がやや多いと考えられる．

中国南部では，*Stegodon*が，後期鮮新世から更新世の全期間を通じて生息していたのに対し，中国北部でのこの期間の産出数は著しく少ない．

4．中国から日本への長鼻類の移動

長鼻類化石層序の比較から，中国から日本への長鼻類の移動は，以下のようにまとめられる．

(1)中新/鮮新世境界頃に*S. zdanskyi*が渡来．小型化．臼歯の多稜歯化，亜高歯冠化．

(2)1.2Ma頃に*M. trogontherii*が渡来．

(3)ステージ16に *S. orientalis*が渡来．

(4)ステージ12に *P. naumanni*が渡来．

S2-05 鮮新・更新統の植物化石層序

百原　新（千葉大学園芸学部）

Arata Momohara ; Plant fossil stratigraphy in the Plio-Pleistocene

日本列島には時間的に連続した鮮新・更新統が広く分布し，火山灰鍵層によって対比編年が進んでいるので，世界で最も植物化石群の層序学的な検討が進んでいる．同時代の地層で花粉化石と大型植物化石群の両方が検討され，気候変化と植物相の変遷についての資料の多い中部ヨーロッパ（Van der Hammen et al., 1971）と比較すると，日本でもヨーロッパでも同様に約 300～250 万年前，120～80 万年前といった海洋の酸素同位体曲線などから地球全体で寒冷化が進んだと考えられる時期に，段階的に植物群の地域絶滅が進行した（図１）．第三紀後半以降に北半球各地から絶滅した植物の分類群の多くは東アジアや，特に中国中南部に残存している．第三紀末から第四紀にかけての気候変化の程度が比較的穏やかだった地域に，より多くの植物が残存したと考えられる．

日本列島で鮮新・更新統が比較的連続し，大型植物化石記録が豊富な地層に，福島県会津盆地の山都層群，新潟県中部の魚沼層群，近畿地方中部の大阪層群とその相当層，九州中南部の火山性堆積盆地群がある．これら４地域の植物相の変化の特徴は，メタセコイアなど第三紀の北半球で分布拡大した植物化石群が消滅し，現在の冷温帯から亜寒帯域の植生を構成する植物が置きかわるように出現することである．これらの４地域で植物の絶滅層準と出現層準を比較すると，最も北に位置し，しかも内陸域である会津盆地で植物の絶滅と出現が早く，九州では遅い傾向がある．ある層準での地域ごとの植物の産出の有無はある層準での地域ごとの植物の産出の有無は，当時のその植物の地理分布を表している。現在中国中南部の限られた地域に分布するスイショウやイヌカラマツの場合，時代がたつにつれて日本列島のより南へと分布域を縮小し，前期更新世末に日本から絶滅した後も，中国で分布域を縮小していったと考えられる（百原，2002)。

後期鮮新世から更新世までの九州～本州中部の大型植物化石群には，常緑広葉樹種が豊富な化石群はほとんど見られず，落葉広葉樹と針葉樹に富む．大阪層群では約 40 万年前の Ma9（Ma8）海成粘土層の化石群が例外的にカシ類などの常緑広葉樹を多く含み，九州から関東までの同時代の化石群も，同様に常緑広葉樹種に富む．魚沼層群や大阪層群の大型植物化石群から復元した後期鮮新世以降の温暖期の古気温は，ほとんどの時代で現在よりも寒冷な気温を示すことが多い．

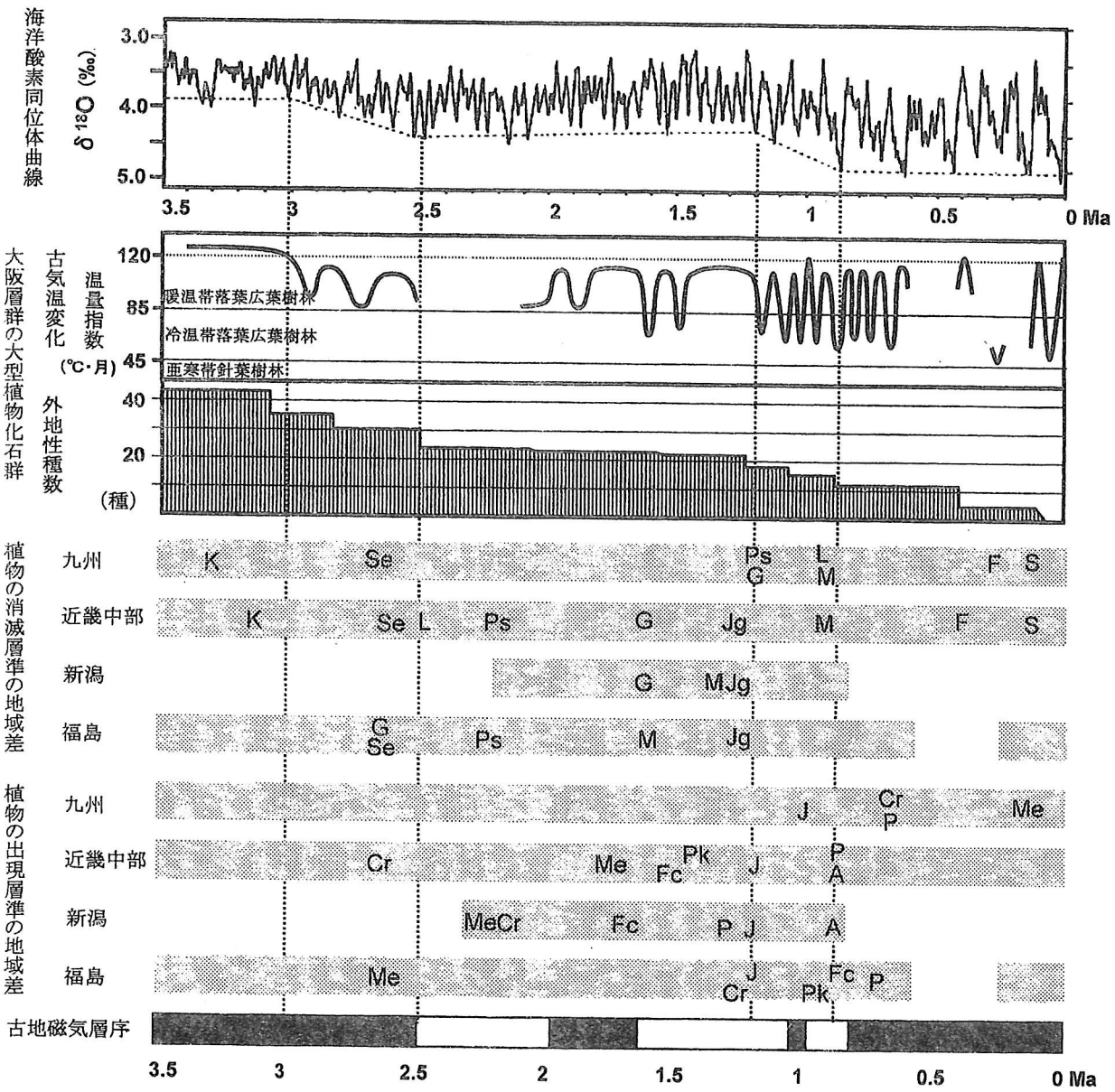


図1．大型植物化石記録に基づく日本からの絶滅種（外地性種）の消滅層準と第四紀に分布拡大した植物の出現層準の地域差（百原，2002を改変）
網掛けの部分は，九州の内陸盆地，近畿地方の大阪層群と菖蒲谷層，古琵琶湖層群と段丘構成層，新潟は魚沼層群，福島や山都層群と段丘構成層の堆積年代を示す．ローマ字は消滅層準では最上位の産出層準，出現層準では最下位の産出層準．，K：アブラスギ属，Se：セコイア属，L：フウ属，Ps：イヌカラマツ属，G：スイショウ，Jg：オオバタグルミ，M：メタセコイア，F：ヒメブナ，S：ナンキンハゼ．Cr：スギ，Me：ミツガシワ，Fc：ブナ，Pk：チョウセンゴヨウ，J：オニグルミ，P：サワグルミ，A：シラビソ．スギは後期中新世にも記録があるが，後期鮮新世以降の地層で再び増加し産出頻度が多くなった．

引用文献

百原　新, 2002. 東アジアの第四紀植物地理変遷とカトマンズ盆地ボーリングコアの植物化石, 月刊地球, 24: 332-338.

Van der Hammen, T., Wijmstra, T.A., and Zagwjin, W.H., 1971. The floral record of the late Cenozoic of Europe, In Turekian, K.K. ed. "The late Cenozoic glacial ages", Yale Univ. Press, 391-424, New Haven.

S2-06　日本海拡大以降のテクトニクスからみた関東平野の活構造

高橋雅紀(産総研)

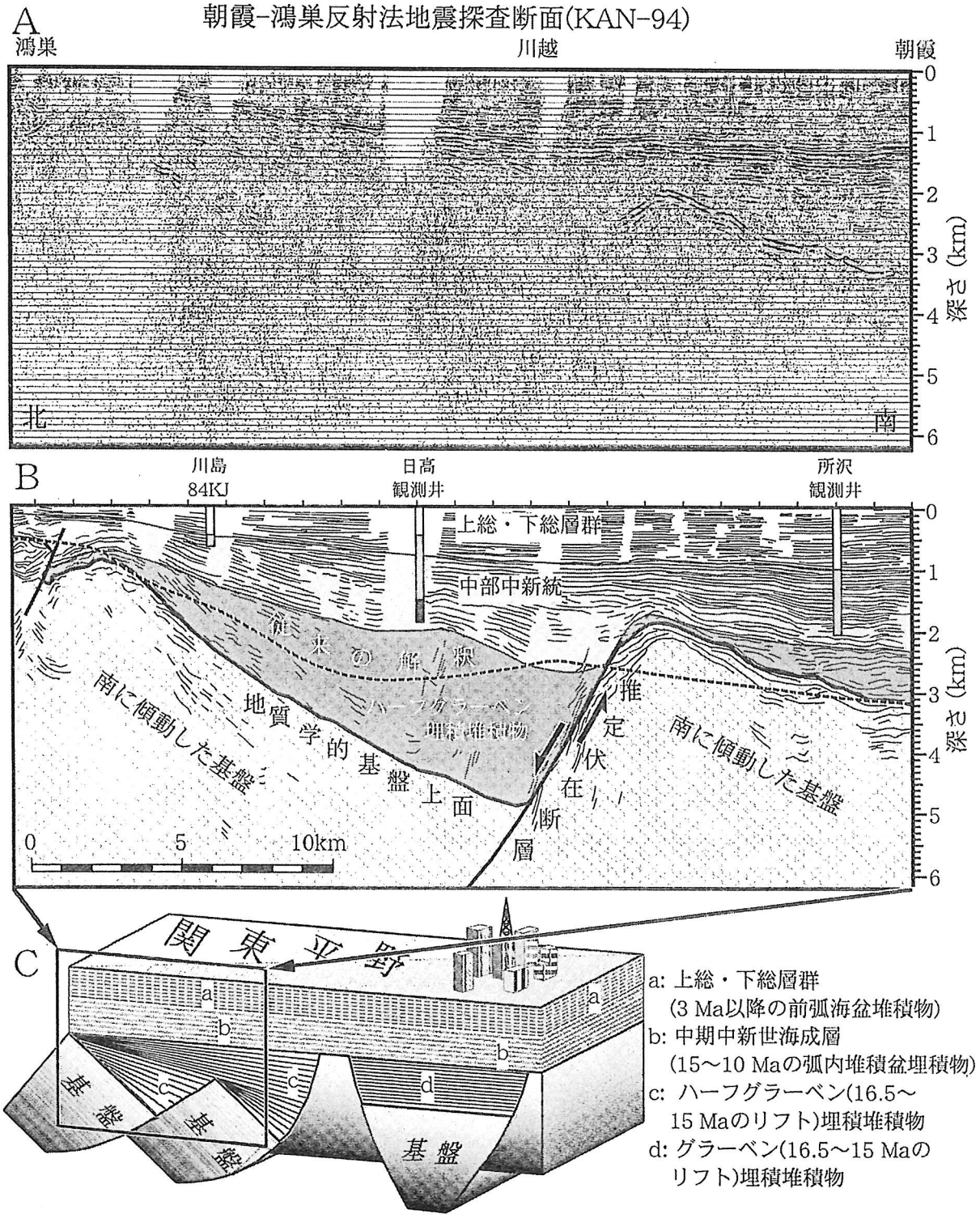
Masaki Takahashi (GSJ, AIST): Active faulting and folding in the Kanto Plain from the veiwpoint of the Neogene tectonics of Japan

前期中新世末期(およそ17～15 Ma)の日本海の拡大にともなって東北日本弧と西南日本弧が別個の回転運動を行い，両島弧の間に形成された右横ずれリフト帯が北部フォッサマグナであると考えられる(高橋，2006; 地質雑, v.1)．そのリフトの一部が関東山地と足尾山地の間の利根川中流低地帯から関東平野西部の地下深部にも連続し，リフトを埋積した厚い堆積層が2004年新潟県中越地震の地震動を関東平野まで伝播させた．地震防災の目的で関東平野の地下地質を明らかにするためには，関東平野の成り立ちが日本海の拡大まで遡るとする地質学的時間スケールでの視点が不可欠である．

関東平野北西部の朝霞-鴻巣間の地下深部には南に傾動する２つのハーフグラーベン(half-graben: 半地溝)が認識された(図: 高橋ほか，2005; 防災科研研報, v. 3)．これまで考えられてきた基盤構造に比べ，基盤深度が大きく非対称な凹凸で特徴づけられるこのハーフグラーベン構造により，とくに周期4秒の地震動が増幅される(高橋ほか，2005; 産総研Today，v. 7)．一方，立川断層は基盤の深い北東側が隆起しているが，上総層群が基盤を直接覆う南西側に対し，北東側では上総層群の下位に秩父盆地や五日市盆地の中新統に対比される厚い海成層が地下深部まで伏在している．関東地方には秩父盆地など日本海拡大時期に正断層に規制されたハーフグラーベンが多数形成されていること，そして今日の圧縮応力場のもとで既存の正断層が逆断層として再活動していることから，立川断層は日本海拡大時期に形成された正断層が逆断層として反転した典型的インバージョンテクトニクスといえる(山崎，2006; 月刊地球, v. 28)．

朝霞-鴻巣からさらに邑楽までを統合した反射法地震探査断面を地質学的に解釈すると，関東山地北縁の北傾斜の断層(中央構造線)は日本海拡大時に北部フォッサマグナの右横ずれリフト帯の境界正断層が今日の圧縮応力場に伴って逆断層として再活動し，中新世以降の地層を南北方向に短縮させていると判断される(高橋ほか，2006; 地質雑, v. 1)．東北日本弧に一般的な東西圧縮でなく南北短縮テクトニクスが進行しているのは，関東地方が伊豆-小笠原弧の衝突テクトニクスの影響を強く受けていることによると推定される．地質学的時間スケールと地下深部までを含めた空間スケールで関東平野内陸部の活断層の位置づけを考察すると，活動度が高い深谷断層系に対するバックスラスト(副逆断層)とされた櫛引-江南断層系が中央構造線と同様に主要な地質構造を支配し，深谷断層は主逆断層ではなく櫛引-江南断層系に対するバックスラストと判断される．そして，両断層系に挟まれた範囲はポップアップ構造を形成し，諏訪山から児玉，庚申山へと続く丘陵部を隆起させつつ物見山礫岩やさらに中新統までを露出させている．

このように，関東地方の今日の地形形成過程は，少なくとも日本海拡大時期に形成された地質構造に規制された島弧の変形過程である．したがって，現在進行形の地質現象を理解するためには，少なくとも中新世以降の関東地方のテクトニクスを明らかにし，その枠組みの中で解釈を行うとする「温故知新」の視点が重要である．



S3-01 シンポジウム3 「過去の間氷期の研究から今後の地球環境の変遷を考える」趣旨

世話人代表　町田　洋（都立大学名誉教授）

Hiroshi Machida: Introduction to the symposium, "Past interglacial stages: Analogue for Holocene and future environment?"

「現在は過去の鍵である」ばかりでなく，「過去の環境変化が現在を理解し，未来予測に重要な情報になる」という考え方は第四紀研究の特色である．完新世の温暖な気候・海面環境は，氷床コアや海底コアの研究からみると，第四紀の変化に富む環境変化史の中で異例に長く（すでに1万年間を越し）安定してつづいてきたと考えられている（図1）．この環境が将来どのように変わるかを予測するには，過去何回か繰り返された間氷期についてその原因と変遷機構を解明し，比較することが基礎になる．その上で最近の人為的な温暖化ガスの急増が気候へ与える影響を評価する必要がある．

中期更新世以降の約78万年間には，長く継続した氷期と短期間の間氷期がおよそ9-10万年を周期として繰り返されてきたことが知られている．この間の9回の間氷期のうち，温暖化の程度がきわめて高く（海面が高く，したがって氷床量が極小になった）間氷期は，海洋酸素同位体ステージ(MIS)11（約40万年前），9（約33万年前），5e（約12.5万年前）である（図1）．このうち最終間氷期MIS5eは，現間氷期（完新世MIS 1）がいつ終わるのかといった問題に鍵を提供するアナログと考えられ，古くから詳しい研究が行われてきた(たとえばKukla et al, 1972; 1997)．一方MIS11はミランコヴィッチフォーシングの環境（大きな間氷期- 氷期周期と合致する地球公転軌道の離心率が最低で振幅が小さい条件）が，MIS1ときわめて似ており（MIS5eではあまり似ていない：図2），かつ長く続いた間氷期と認識されるため，その形成機構と変遷はとくに注目されるようになった（Droxler et al, eds., 2003）．

これまで海洋，大陸氷床コアを中心に，いくつかの間氷期について，そのトリガーとなった日射量変化，温暖化の程度を示す種々のproxyの定量化，継続時間の比較が行われてきた．また海成段丘・隆起サンゴ礁の旧海面高度から高海面の高さを求めたり，湖底堆積物の花粉組成，レスやテフラと古土壌の帯磁率の変化などについても，資料が得られつつある．しかし同定の確実さ，年代決定の分解能，地域によって種類の異なる環境のproxyの評価など，検討すべき問題点は多く残っている．

日本列島では，こうした間氷期に形成された地層と地形は主としてテフロクロノロジーから対比・同定されたものが知られている．MIS5eは各地で同定されているが，MIS9や11について信頼できる証拠によって同定された事例は多くない．表1には互いに近接した地域にあって，直接比較できる代表的ものを挙げる．今後の研究によって対比・同定される事例が増え，各種指標の高分解能の定量化がはかられて，互いに比較できることが期待される．

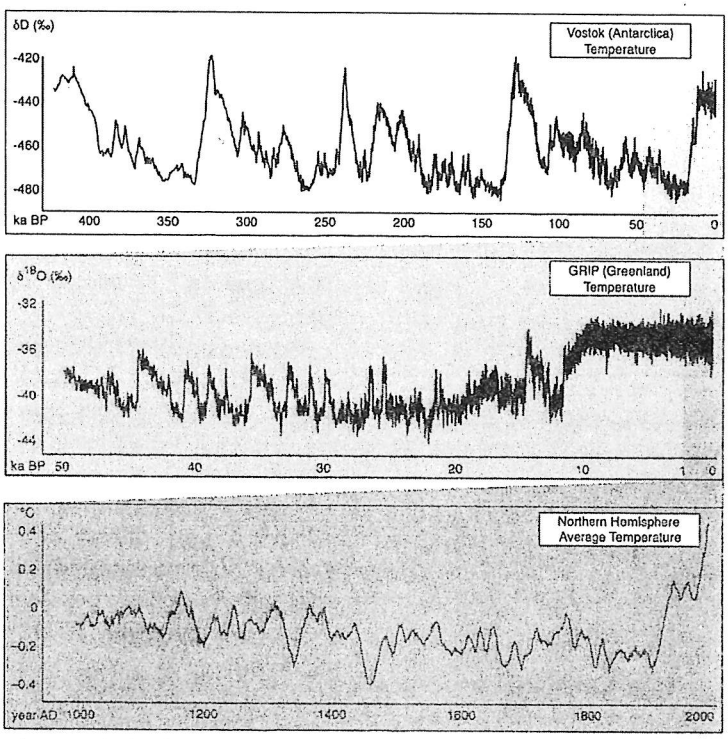


図１　過去 40 万年間の気候変動（Petit et al, 1999; Dansgaard et al, 1993; Mann et al, 1999 を編集した Oldfield & Alverson, 2002 の図）

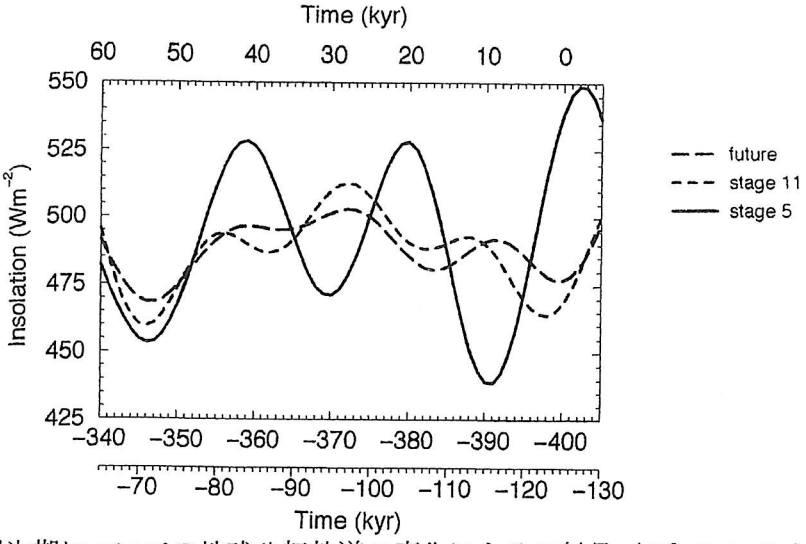


図２　３つの間氷期についての地球公転軌道の変化による日射量（65° N, 6 月中旬）変化の振幅の比較（Berger, 1978）

表１　ステージ 5e, ステージ 11 に対比可能な日本列島における代表的地形面・地層

地域	ステージ 5e	ステージ 11	ステージ 11 指標テフラ
南関東	下末吉面, 下末吉層：下総高位面, 木下層	多摩 e：港南面, 港南（上倉田）層；地蔵堂層	テフロクロノロジー：Ksm-5, TE-5
大阪	Ma12	Ma8 または 9	港島Ⅰ, 鳴尾浜Ⅳ
上北	高館面	七百面？	八甲田２テフラ直後
男鹿半島	潟西面または上真山面；潟西層？	鮪川層下部	脇本(Ksm-1), Aso-1

S3-02

海洋底コアのステージ 11, 5e, 1 の比較

大場忠道（北大名誉教授）

Tadamichi OBA; Comparison between marine isotope stages 11, 5e and 1 in ocean floor

地球温暖化が進行している今日、現在よりも温暖だった間氷期に関心が集まっている。そして、過去に何回か繰り返えされた間氷期の中で、どの間氷期が最も温暖であったのか？その時は現在よりもどの程度暖かかったのか？海水準はどの位高かったのか？また、その継続期間はどの位だったのか？そもそもその温暖化をもたらした原因は何だったのか？などを明らかにすることが求められている。

この発表では、過去の全球的な気候変化の最も有効な指標とされている海洋底コアに含まれる有孔虫の殻の酸素同位体比($^{18}O/^{16}O$) (標準試料の $^{18}O/^{16}O$ からの偏差を$\delta^{18}O$ として表す)から、とくに温暖な間氷期であったと言われている海洋同位体ステージ(Marine Isotope Stage, MIS) 1, 5e, 11 を比較してみる。そのためには、45 万年前以降連続的に堆積した海底コアについて、有孔虫の殻の$\delta^{18}O$ が高分解能でしかも精度良く測定されたものを、これまでの研究から選ぶ出す必要がある。有孔虫の殻の $^{18}O/^{16}O$ は海水の $^{18}O/^{16}O$ と水温によって変化するが、その海水の $^{18}O/^{16}O$ は氷期に大陸氷床が発達すればする程大きくなる。それは海面から水蒸気が蒸発する時、質量の軽い $H_2{}^{16}O$ が質量の重い $H_2{}^{18}O$ より多く蒸発し、やがて極域の大陸氷床に固定されるからである。こうした変化は、水温変化の小さい深海底に生息している底生有孔虫の殻により明瞭に記録される。水温変化の大きい海洋表層に生息している浮遊性有孔虫の殻にも海水の $^{18}O/^{16}O$ の変化は記録されるが、その上に水温と水塊変化が重なる。一般に、海洋の表層水温は氷期に低下し間氷期に上昇するので、その水温変化は氷期・間氷期間の海水の $^{18}O/^{16}O$ の振幅を大きくする方向、すなわち相乗効果となって現れる。そこで、海底コアの有孔虫殻の$\delta^{18}O$ カーブは、底生有孔虫あるいは浮遊性有孔虫のどちらを使っても氷期・間氷期の識別に使うことができる。そして、温暖な間氷期ほど有孔虫の殻の$\delta^{18}O$ は小さくなる。ここでは、図１に示す海底コアの$\delta^{18}O$ カーブが比較的精度良く測定されたものと判断して話を進めることにする。

図１に示す海底コアは、北大西洋のアイルランド西方の水深2179 mから採取されたODP 980で、約50万年前までの底生有孔虫の殻の$\delta^{18}O$カーブが示されている。MIS 1, 5e, 11の$\delta^{18}O$カーブの各ピークの値は、MIS 7や9のそれらより小さく、MIS 7や 9より明らかに温暖であったことを示している。そして、それらのピークの部分だけが拡大されているが、MIS 1の約1万年前までの$\delta^{18}O$の平均値は2.66‰、MIS 5eと11の$\delta^{18}O$カーブにおいて台形の平坦な頂上部の平均値はそれぞれ2.59‰と2.60‰である。この結果は、MIS 5eと11の間氷期はMIS 1とほぼ同様かあるいは若干温暖な間氷期であったことを示している。また、それらの継続期間はそれぞれ約1、>1、1.2万年である。最近の研究では、氷期に深海底の水温も低下し(Martin et al., 2002)、海水の$\delta^{18}O$も最終氷期の最寒期に現在より1.0±0.1‰大きくなったと言われている(Shackleton, 2000)。そこで、最終氷期の最寒期に海水面が現在より120~130 m低下した(Yokoyama et al., 2000; Lambeck & Chappell, 2001)とすると、海水の$\delta^{18}O$の0.1‰の変化に対して、海水面は12~13 m変化したことになる。もし、この割合で間氷期に海水面が上昇すると、MIS 5eと11の海水面は、MIS 1より海水の$\delta^{18}O$が0.6ー0.7‰小さいので、7ー9 m高かったことになる。さらに、MIS 11の中でも約40.3万年前の$\delta^{18}O$のピーク(2.52‰)の頃は、現在より海水面が17~18 m高かったことになる。このような推定は、当時の海水面が現在より13 m高かった(Bowen, 2003)あるいは20 m高かった(Kindler & Hearty, 2000)という海岸段丘や隆起サンゴ礁からの報告と大して違わない。同様に、MIS 5eにおいても

海水準が現在より約20 m高かった時代があることになるが(図1)、完新世より少なくとも数mは高かったという報告がある(Chappell & Skackleton, 1986; Gallup et al., 1994)。現在のところ、このように底生有孔虫の殻の$\delta^{18}O$値から過去の海水面の高さを推定できるまで、海底コアで詳細な$\delta^{18}O$の測定が行なわれているとは演者は考えていない。とくに図1においてMIS 5eにおける$\delta^{18}O$の測定数はまだまだ充分とは言えない。しかし、MIS 11については非常によく似た$\delta^{18}O$カーブが別の海底コアからも報告されており、そのカーブの信頼性は高いと考えられる。

発表では、過去の気候変化を表す標準的な$\delta^{18}O$カーブを得るために海底コアが満たすべき条件について言及するが、その外に海洋表層環境の種々の指標を使って各間氷期の長さや水温変化なども考察し、氷床コアの$\delta^{18}O$カーブとの比較も行なう。

文献: Bowen (2003) AGU monograph, 137, 131-144. Chappel & Shackleton (1986) Nature, *324*, 137-140. Gallup et al. (1994) Science, *263*, 796-800. Kindler & Hearty (2000) Global Planet. Change, 24, 41-58. Lambeck & Chappell (2001) Science 292, 679-686. Martin et al. (2002) Earth Planet. Sci. Lett., 198, 193-209. Martinson et al. (1987) Quat. Res., 27, 1-29. McManus et al. (1999) Science, 283, 371-375. Shackleton (2000) Science 289, 1897-1902. Yokoyama et al. (2000) Nature 406, 713-716.

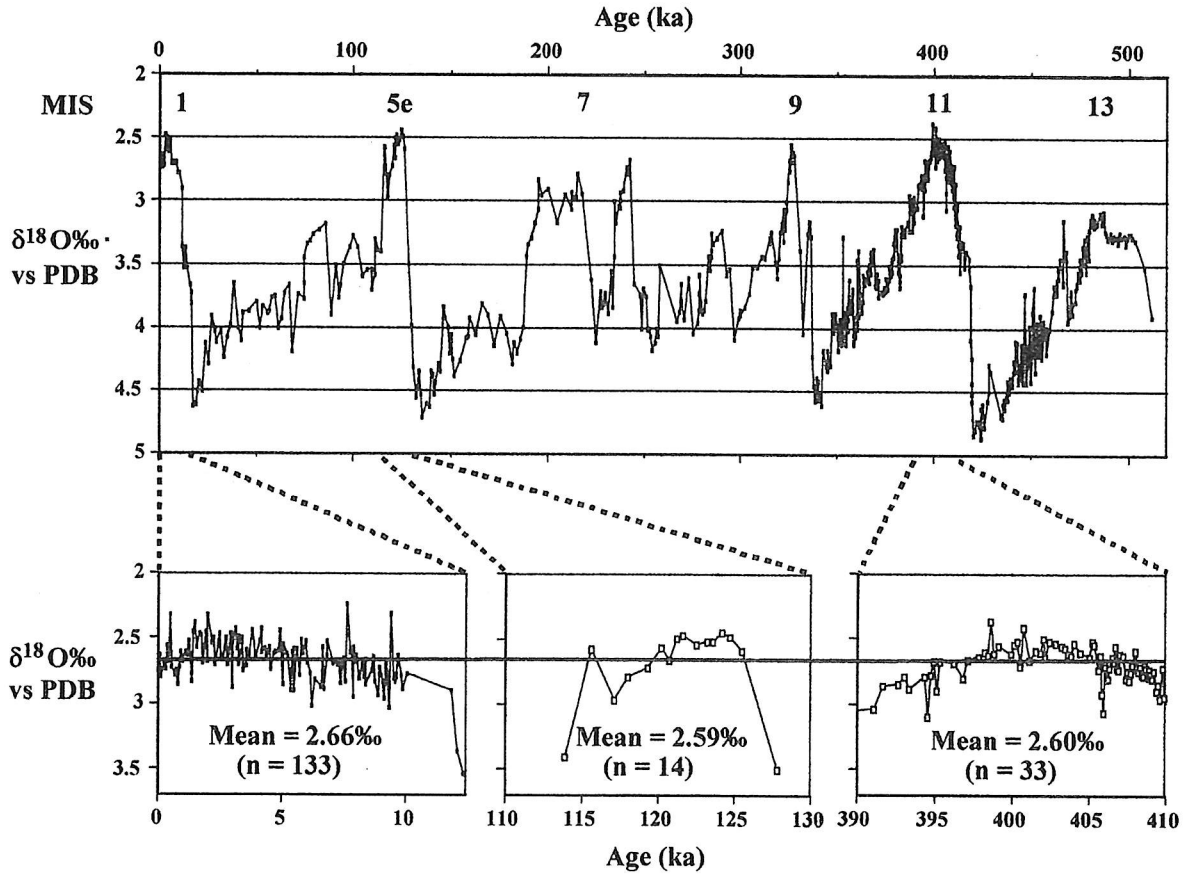


図1．アイルランド西方のODP 980のコア中の底生有孔虫殻の$\delta^{18}O$カーブ．年代は、Martinson et al. (1987)などの標準$\delta^{18}O$カーブとの対比による。McManus et al. (1999)のデータを基に描き直したものである。

S3-03

過去の間氷期の地質情報からみた現在

増田富士雄（同志社大学）

Fujio MASUDA: Present environmets viewed from the past interglacial strata

現在問題になっている地球温暖化が，人間活動によるものであるのか？それならいつから人間は影響を与えてきたのだろうか？そして，温暖化で将来どのようになっていくのだろうか？という疑問は，誰もが抱く．将来の気候変動を推定するひとつの方法として，過去から学ぶという姿勢がある．温暖な間氷期にある現在と過去の間氷期とを比較するというものである．過去60万年間に8回訪れた間氷期は，“ミランコビッチ・フォーシング”とよばれる地球軌道の長時間変動が，地球に入ってくる日射量などに影響して生じると考えられている．従って，軌道要素が現在と同じように変動していた過去の間氷期に注目してみる．現在の間氷期に最も近く，現在と同じような地球軌道要素の変動をしていたのは，約40万年前の海洋同位体ステージ11（MIS11）の間氷期である．

ここでは，同位体ステージ11の特徴を，現在を含めたその他の間氷期との比較で明らかにする．比較の対象は日本の陸域で観察される浅海成から陸成の地層で，主に，関東地方の下総層群と近畿地方の大阪層群である．それ以外の地層についても一部触れる．結論から述べると，これらの地層からの情報では，深海底コアや氷床コアあるいは大陸の堆積物からすでに報告されている同位体ステージ11の間氷期としての特異性を，裏付ける可能性は強いものの確実に主張できるものは残念ながらない．しかし，この時期の堆積物をここで指摘するような見地から，今後，再調査や再解析すれば，同位体ステージ11の間氷期の日本列島における特異性が明らかになり，それが将来の地球環境を考える際の重要な情報になると思われる．

これまでに報告されている同位体ステージ11の間氷期としての特異性はいろいろある．ここでは地層からの情報から議論できそうな，あるいは現在できなくても近い将来できそうな次の3点に注目してみる．それは，同位体ステージ11の時期が，1）特に温暖であった，2）温暖期が安定して長かった，3）海面が高かった，という点である．

他の間氷期より温暖であったか：同位体ステージ11にあたる房総半島の下総層群の地蔵堂層に含まれる貝化石群集は，その上位の同位体ステージ9，7，5の堆積物のものより温暖な群集であり，貝化石の酸素

同位体比からも，上位の間氷期よりも塩分濃度の高い外洋水の影響下にありながら高い水温値が多く得られている．近畿地方では．同位体ステージ11にあたる大阪層群の第9海成粘土層に含まれる花粉や植物化石などの情報から，この層準が特に温暖だったとされている．琵琶湖底の堆積物でもこの層準は現在よりも温暖であったことが，花粉分析から報告されているが，立証するには再検討が必要であろう．

温暖期が長く続いたか：同位体ステージ11は3万年間続き，他の間氷期の2倍ほどの長さがある．この時期の浅海成の地層に対する時間決定法では，温暖期が長かったかがわかるほどの分解能はない．地蔵堂層の温暖な化石群集を含む層準の厚さや大阪層群第9海成粘土層の厚さは，他の間氷期の地層の同様な部分と比較しても有意に厚いが，地層の厚さが時間の長さだけに支配されるのではないので，判断に難しい．琵琶湖で掘削されたコアで，約40万年前の堆積物を観察すると，堆積時間の関数になりやすい泥相であり，しかも他の時期よりも厚く，この温暖期が長かったことを示しているのかもしれない．また，海進期から高海面期に発達する砂丘群を伴った幅広いバリアーが地蔵堂層に，また，厚い砂嘴堆積物が渥美半島の同位体ステージ11のシークェンスに見られることも，長い温暖期を反映しているともいえる．

同位体ステージ11では，間氷期が長いと同時にそこに2回の温暖ピークがあり，後ろの方が温暖だったとされる．これは，地蔵堂層の温暖期に2つの規模の小さいシークェンスがみられ，後ろの方が規模が大きいという事実と一致するかもしれない．また，大阪層群のよく連続する厚い第9海成粘土層には，間に砂質な部分が広く追跡できるという．これらが2つの小さなシークェンスを構成しているかの検討が必要であろう．

海面は高かったか：同位体ステージ11の最高海面は現在よりも13～20mも高かったとされている．地層から推定される海面高度は，過去の水深（古水深）から推定する．堆積システムがわかると，地層の厚さは水深の推定に用いられる．同位体ステージ11に形成された地層は，すでに述べたように相対的に厚いものが多い．地蔵堂層でも高海面期の堆積体は厚いし，そこで認められる河川デルタ堆積体からの古水深は現在のものより大きく，当時の海面が高かったことの影響かもしれない．また，同位体ステージ11にあたる渥美半島のシークェンスの外浜堆積物も他より厚く，古水深が大きかったことを示しているように思える．

S3-04「氷期サイクルモデリングにおける間氷期の再現性」

阿部彩子　（東京大学気候システム研究センター）

Ayako ABE-OUCHI: Modelling the Interglacial stage in the ice age cycle.

将来の気候は温室効果ガスの増加で温暖化することが懸念されており、予測することが期待されている。予測のためには気候モデルが必要であり、モデルの有効性や問題点を考える上で古気候研究は重要であろう。ただし、そのためには、気候の原因と結果の両方がある程度わかっていないと話にならない。温室効果ガス増加したような過去の時代を調べるのが有用であろうが、第三紀や白亜紀まで遡らなければならずまだデータが不十分であったり大陸配置や山岳配置など他の気候要因も変化しているので解釈が容易でない。第四紀には、温室効果ガスが高かったわけではなく変化したのは地球軌道要素による太陽放射入力量の季節緯度分布（例：図１）であるが、今より暖かい間氷期の現象も報告されている。ただし、温暖化するといっても原因（気候システムのフォーシング）が将来と第四紀間氷期とでは異なっている(表１)ので、結果の現れかたは違うことが予想され、「類似性（Analogue)」を使って考えるのは避けたほうが無難である。将来予測には気候モデルが使われており、完璧からはほど遠いもののこれを間氷期に適応してみて、原因から結果を気候モデルを用いながら考えることが温暖化メカニズムの理解やモデルの有効性の確認に役立つと考えられている。また間氷期／氷期がそもそもどうして実現するのかも興味深い問題であり、日射を入力として数十万年もの気候を再現することも試みられている。ただし、前者は空間解像度がある代わり長年計算することはできず、ある時代を切り取るような計算（スナップショット型）しかできないので、限られた特徴的な時代のみの計算を行ない、一方、後者ではモデルを簡単化して大局的な氷期サイクルを形成するような要素のみを取り出して数十万年の計算をする。

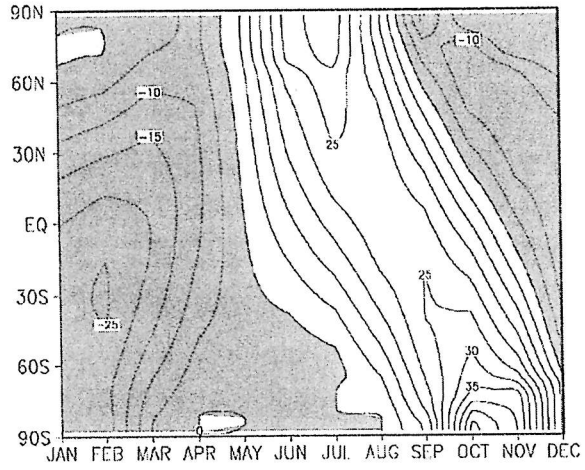


図１：６千年前と現在の太陽放射入力量の違い

表１、将来と第四紀間氷期各ステージの気候システムのフォーシング

	大気中二酸化炭素濃度 CO2 ppm（氷コア Vostok/EPICA, DomeF)	日射量の相対的差（6,7,8 月）W/m2（Berger 1978）
1800 年時点(PreIndustrial)	～280	0
9 千年前	～260	+43
１２万６千年前(MIS5e)	～282	+60
40 万８千年前(MIS11)	～284	+30
将来 2100 年時	600 ～ 1000	0

ここでは前者の方法を中心に気候モデル（現在では大気海洋結合モデル、気温や降水量や大気海洋循環を出力するようなもの、東大／環境研／地球環境フロンテアのMIROC 3.2 を用いた）による研究について、国際的研究動向を含めて我々のグループの研究を紹介する。比較的最近暖かく氷床が完全に消失した中期完新世（mid Holocene 6 千年前）を中心に再現を試み、高緯度の夏の温暖化(polar amplification)、夏のモンスーンの強化（Stronger Summer Monsoon)、３０°以南の黒潮輸送強化(図 2)などを定性的に再現した（Ohgaito and Abe-Ouchi, 2006)。また国際プロジェクトPMIP（Paleoclimate modeling Intercomparison Project）を通じた共同研究に参加した。第四紀古気候データが豊富に収集されたおかげで、モデル結果の診断などになり、モデルの信頼性を高める一方、定量的な問題としてモデル共通の癖であるたとえばアフリカサハラ砂漠の緑の再現が不十分であることなども明らかになり、(http://www-lsce.cea.fr/pmip2/、http://www-lsce.cea.fr/pmip/)、これを改良する方法の提案をするヒントが得られた(Chikira et al, 2006)。また MIS5e についてもアメリカのNCAR のモデルと古気候研究者が共同で研究を行ない、温暖化の程度が２１世紀末に懸念されている夏の温暖化と程度がほぼ同じなこと、同じ温暖な条件がつづくとグリーンランド氷床が融けて海水位が３メートル前後上昇することなどが示された(Otto-Bliesner et al, 2006)。ただし、グリーンランド氷床が融けるには少なくても現在のモデルでは数千年を要し、また古気候データでも何年で氷床が融けるのかは明らかではない。今後、より時空間の高解像度の古気候データがあることは有用であるが、気候モデルとデータを共に使うような研究やプロジェクトが進められることが期待される。

ところで、北米氷床が極小になることで特徴づけた「間氷期」と氷期の交代については我々は氷床モデルを用いて６５万年計算し、軌道要素と氷床／基盤／大気を中心とした気候システムの非線形性と二酸化炭素による増幅で説明した（Abe-Ouchi et al, 2006)。MIS11 が長い間氷期であることも再現したが、現在より氷床が小さくて暖かいことまでは説明できていない。MIS11 についてはまだ詳細な大気海洋結合モデルによる気候再現は他でもされていないが、ここでも今後データの収集とモデリングの両面が必要であろう。

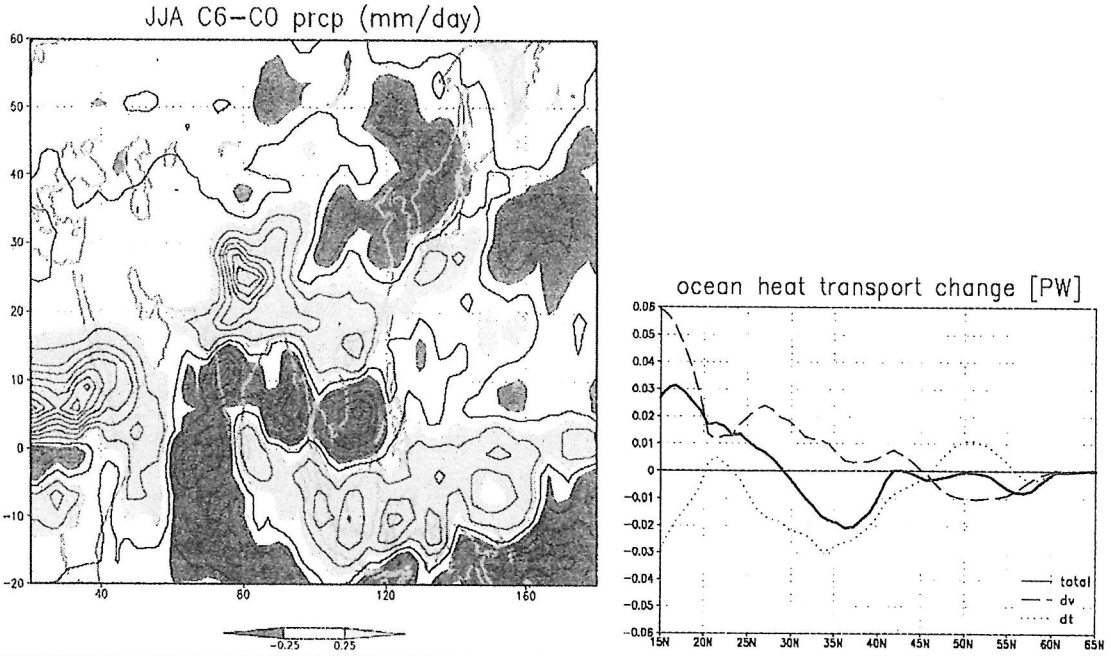


図 2: 気候モデルにより再現した 6ka と 0ka の降水量の違いと太平洋熱輸送量の違い

S3-05

花粉層序によるステージ11，5e，1の比較

奥田 昌明（千葉県立中央博物館）・三好 教夫（岡山理科大学・理）
竹村 恵二（京都大学大学院・理・地熱研）

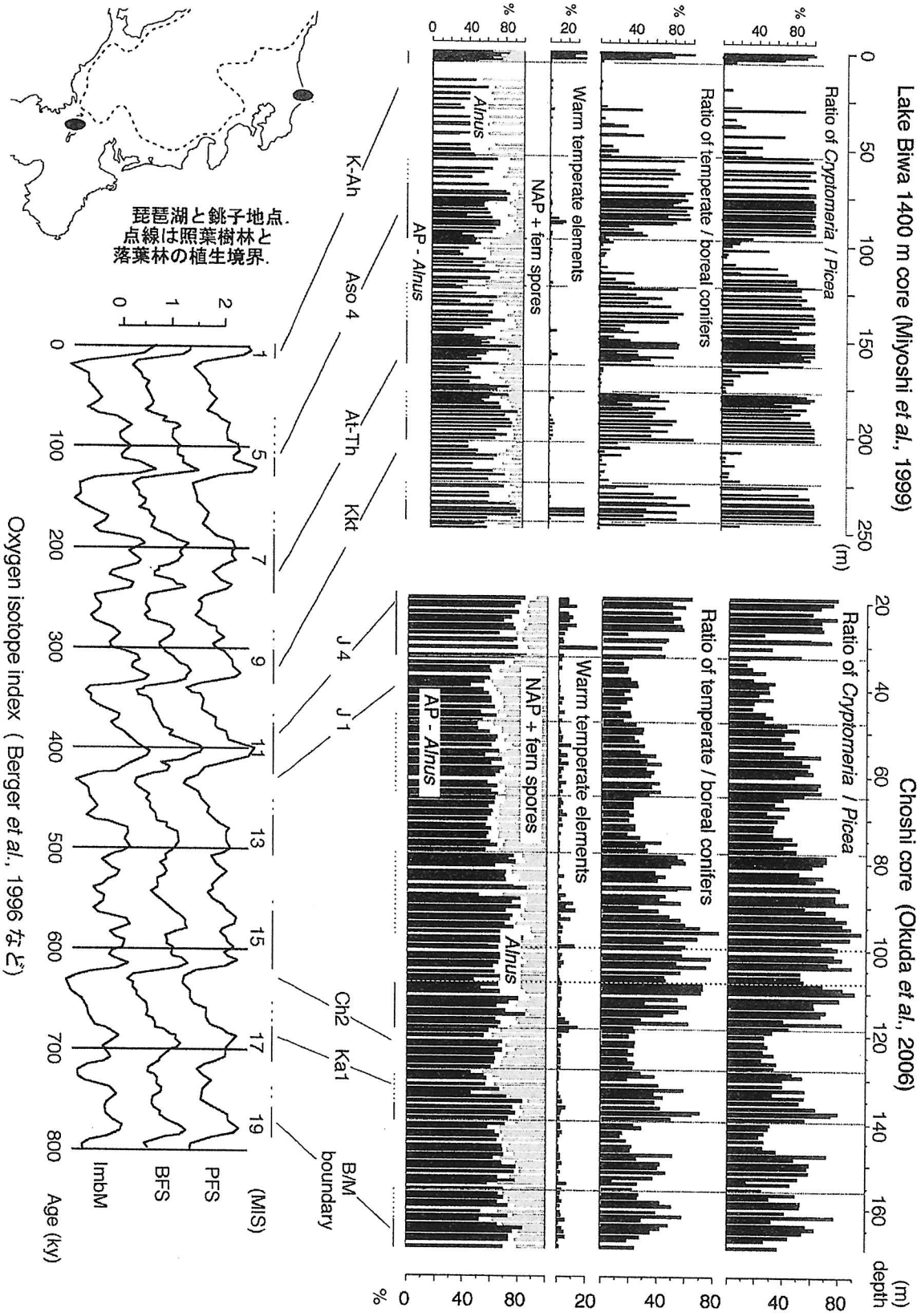
Masaaki OKUDA, Norio MIYOSHI and Keiji TAKEMURA ; MIS1, MIS5e and MIS11: comparison based on pollen stratigraphy

今世紀末頃の地球気温上昇について、いわゆる IPCC の第３次報告書によれば 1.4-5.8℃という値が 2001 年段階で示唆され、その後さまざまな修正作業が継続中であるが、温暖化への対処としては（１）いわゆる温暖化ガス削減などの温暖化抑制と（２）温暖化後の地球への対応という２つの大きな流れがあるように見える。この温暖化後の地球環境予測については、よく知られた GCM 予測に加えて過去のアナログを参照する方法があり得る。

この過去のアナログ候補として取り上げられるのが、更新世においてはMIS1（7 ka)、MIS5e（125 ka）そして MIS11（430 ka）である。MIS1-11 を包含する花粉記録は、世界ではバイカル湖（三好ほか,2002)・地中海沿岸（Wijmstra et al., 1990)・南米コロンビア（Hooghiemstra and Ran, 1994）などがあるが、古植生変遷が地域ごとに異なるので直接の参照事例とするのは難しい。日本列島においては最近、琵琶湖 1400 m コアと 250 m 銚子コアからの花粉記録をあわせることにより、現在から B/M 境界までの連続花粉層序が得られ、また花粉と$\delta^{18}O$ 信号の過去 78 万年間における対応も示されている（Miyoshi et al., 1999; Okuda et al., 2006)。

そこではMIS1, 5e, 11 は、スギ属など温帯性針葉樹の優占に加えてシイ属 +アカガシ亜属の照葉樹林要素の多産によって、他の間氷期とは異なっている。これは一般には温暖環境の反映とされるが、現生の植生分布との比較に基づけば、厳密には冬季の気温上昇の反映とみられる。MIS5e のシイ属+アカガシ属値が MIS1, 11 と比べて低いのは、日射量変動の 40 万年周期に基づく気温年較差の増大（夏季気温の上昇と冬季気温の低下）による可能性があり（奥田ほか, 2006)、必ずしも MIS5e の気温レベルが MIS1, 11 と比べて通年で低かったというわけではない。この場合、MIS1, 5e, 11 の古気温レベルを論じるには、年平均プラス最暖月・最寒月などの気温要素ごとに分けた復元がベターである。

これは原理的には化石花粉ベースのモダンアナログ法（Nakagawa et al., 2002）によって可能であり、具体的には日本列島表層花粉データセット（Gotanda et al., 2002）を経由した現在の気象観測値との比較によって実現される。現状では、これを行うには暖温帯域の表層データが不足しており、具体的には、これまで琵琶湖の MIS1, 5e, 11 に対してモダンアナログ法を適用すると年平均 15℃以上の暖温帯域で復元値が振り切れていた。この問題を解決するための、年平均 15-19℃の本州～九州太平洋岸における表層花粉試料の重点採取ならびにデータ蓄積が進行している。



琵琶湖～銚子の過去78万年間の広域花粉層序（奥田ほか 2006; Okuda *et al.*, 2006）

S3-06

古土壌の性状にみる温暖期の土壌生成作用

渡邊眞紀子（東京工業大学大学院）

Makiko WATANABE：Properties of Paleosols and Soil Forming Processes in Warm Period

土壌は土壌生成因子である、気候、生物、地形、地質母材、人為的作用に時間因子が加わり、これらが複合的に働きかけることによって生成される。過去に遡ってある時代に生成された土壌を対象に、土壌生成時の地表環境を推定するためには土壌と生成環境が１：１に対応することが都合よく、埋没した古土壌 paleosol すなわち化石土壌 fossil soil が適合する。例えば、火山噴出物、泥流堆積物や氷河性堆積物などにより現環境と遮断されて埋没した土壌は、生成環境と土壌発達が１：１対応をもつ単元土壌 monogenetic soil として保存されやすい。さらに、プロキシーとして年輪や縞状堆積物のような発達の周期性と高い時間分解能を土壌に求めるとすれば、母材供給と土壌生成の反復条件があることが望ましい。古土壌には、植物珪酸体や炭化物など微化石として存在する一次的な環境情報が包含されると同時に、地表環境を反映した土壌生成作用が土壌性状として記録されている。

土壌の生成は地質母材が動植物から有機物の供給を受けることから始まる。乾燥～半乾燥地域に特徴的な石灰集積層を発達させる炭酸カルシウム・石膏の集積作用や最終間氷期の遺物とされるアルジリック層（Bt 層）は表層から移動した粘土の集積作用が１万から 10 万年かけて平衡到達するとみられる。これに対して、腐植層（A 層）を特徴づける性質である土壌有機物の集積作用は 100 年オーダーの短期間に平衡に到達する（Birkeland,1984; Retallack,1991 など）。つまり、土壌生成作用の中で、腐植集積作用は生物気候環境の変化に敏感に応答する結果、土壌腐植は気候に依存する土壌－植生間の平衡関係を特徴づける環境指示者となりえる。その一方で、酸化鉄の集積や粘土鉱物の生成のように長い間の風化作用と土壌生成作用を通して安定的に保存される土壌属性に対して、微生物のエネルギー・栄養源である土壌腐植は、埋没しても生化学的に不安定な物質であり、残存しにくい。また、有機物供給が途絶え、埋没によるｐＨの上昇は、粘土鉱物組成を変化させる。このように、埋没後にも続成作用により性状が変化する土壌を対象に、土壌生成初期の環境と土壌性状を１：１対応させることはそもそも容易ではなく、とくに土壌腐植を直接的な環境マーカーとして扱うことは、無機質土壌では難しいというのが海外の第四紀土壌学者の見解であろう。

日本のように一年を通して湿潤で、かつ母材の年代が 10 万年より若い火山灰

質の土壌では炭酸塩や粘土の断面内での移動集積は顕著ではないが、温暖な気候環境を反映して有機物の供給は旺盛である。これらの有機物が風化抵抗の小さい火山ガラスなどの一次鉱物から溶出する活性アルミニウムと錯形成し、安定な腐植物質として土壌中に残留する。テフラの供給速度と植物からの有機物供給量のあるバランスの下では、富士黒土層を介在する新期富士テフラの累積断面の例にみるように、完新世の気温変化と腐植含量との対応関係が示され（竹迫、1987 など）、南九州の完新世テフラ土壌累積断面を対象に窒素安定同位体比を用いて土壌水分環境の解読が試みられている（井上他，2001）。また、南九州と愛鷹山麓には3万年を超える年代をもつ埋没黒ボク土が確認されているが、微生物に対する分解抵抗性を有する特異な化学構造が腐植層の残存要因であると考えられる（柳他，2004 など）。こうした断続的な火山灰の堆積と腐植集積がもたらすテフラ土壌累積断面には、ステージ5e、3、1の各温暖期に相当する古土壌を包含するものもある。腐植含量が2％以下となるステージ3，5の古土壌からは、暗色画分が分解されて残存したとみられる腐植酸の緑色画分（Pg）の応答特性が得られ、温暖期における強い溶脱作用を指示すると考えられている（渡邊他，2001;2002）。これまでにPgは現表土では暗色画分にマスキングされて発現が抑制されるために、現環境下における空間分布特性が明確ではなかったが、Pgの新たな抽出法の開発により、黒ボク土の表土にも存在することが明らかになってきている（Kobayashi et al,2005）。

気候変化や植生変化の予測に止まらず、人類を含めた生物が近未来に遭遇する環境変化に対する陸域の生物戦略の応答を知ることが第四紀土壌学の意図であろう。土壌型や土壌分布域の変化といったカテゴリーではなく、土壌生成に働きかける作用の強度と方向性を明らかにすることにより、過去、現在、未来の環境変化と生物の関わりへの理解が深まるであろう。このための課題として、土壌成分の分析手法の開発、環境モニタリングやシミュレーションによる検証など、新しい手法を取り入れた研究が期待される。

S3-07　ウラン系列年代測定法の問題点と最終間氷期に関する最近の成果

大村明雄（金沢大）・佐々木圭一（金沢学院大）・稲垣美幸（金沢大）

Akio OMURA, Keiichi SASAKI, and Miyuki INAGAKI : Some Problems of the Uranium-Series Method of Dating and Recent Outcomes on the Last Interglacial Stage

1994 年 8 月開催の本学会年会において「高精度年代測定と第四紀研究」をテーマとしたシンポジウムが開催され，その際，筆者らは，それ迄の“αスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 法”の分解能と信頼性に関する問題点をまとめて報告した。今回は，1980 年代後半から実用化され，その後多くの成果を上げてきた表面電離型質量分析計（Thermal Ionization Mass Spectrometer）を利用する“TIMS $^{230}Th/^{234}U$ 法”を含め，改めてウラン系列年代測定法の問題点を解説するとともに，先のシンポジウム以降に筆者らが得た研究成果等を含め紹介する。

αスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 法は，^{14}C 法の測定限界を越える方法の一つとして 1960 年代に実用化され，主として後期更新世における海水準変動や垂直変位率の推定などに利用されてきた。しかし，この方法を用いて測定する研究機関の増加に伴い，年代算出法が一部異なるなどの問題が生じた。そのため，Uranium-Series Intercomparison Project（USIP : Harmon *et al.*, 1979 ; Ivanovich & Warchal, 1981）が組織され，その中で年代値の算出式*だけでなく，使用する U および Th 同位体等の半減期の統一化も図られたため（表 1 参照），1980 年頃迄に，各研究機関から報告される全ての $^{230}Th/^{234}U$ 年代の相互比較が可能になるなどαスペクトル法が確立されたと言える。

* USIP で申し合われた $^{230}Th/^{234}U$ 年代計算式

$$^{230}Th = {}^{238}U\,[\,1 - \exp(-\lambda_0 t)\,] + ({}^{234}U - {}^{238}U)\,[\,\lambda_0 / (\lambda_0 - \lambda_4)\,]\,[\,1 - \exp(\lambda_4 t - \lambda_0 t)\,]$$

表 1．ウラン系列年代測定に用いられてきたウランおよびトリウム同位体の半減期

	^{238}U (y)	^{234}U (y)	^{230}Th (y)
I	4.468×10^9	2.48×10^5	7.52×10^4
II	—	245,250±490	75,690±230
III	4.47×10^9	2.455×10^5	7.54×10^4

I, USIP (1980) ; II, Chen *et al.* (1999) ; III, CRC Handbook of Chem. Physc. (2002)

その後，CALTECH の Wasserburg 研究室において“TIMS $^{230}Th/^{234}U$ 法”が開発され(例えば，Edwards *et al.*, 1987)，現在では Bard *et al.* (1990) がαスペクトル年代より“more precise and accurate”と記したこの方法がウラン系列法の主流になっている。

これら 2 種類のウラン系列法の相違点は，αスペクトル法が，試料中の U および Th 同位体が放射壊変によって放出するα粒子数に基づくのに対し，TIMS 法は，壊

変することなく残存する各同位体の原子数比を基礎データとして用いる点にある。その際，^{238}U，^{234}U および ^{230}Th 等の半減期が極めて長いため（表 1），αスペクトル年代の誤差は大きくならざるをえない。筆者らは，可能な限り年代誤差を小さくするため，試料量が確保できる限り，TIMS 法で使用される試料量（<200mg）のおおよそ 50 倍に相当する約 10g の試料から U および Th 同位体を抽出し，長時間（15-30 日間）の連続測定を行ってきた。それに加え，高分解能を保持し長時間の安定測定が可能な検出器を備えた測定システムを構築し，同時に 15 試料を測定できる体制を整えた。その結果，筆者らの現時点におけるαスペクトル年代の統計誤差（2σ）は，MIS-5 相当の試料では年代値の 3%，完新世試料についても 4% 以下になった。

上述のように，2 種類のウラン系列法を比較しながら，問題点を挙げてきたが，例えば，既に Stirling *et al.*（2001）によって MC-ICPMS（Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry）年代が報告されたように，これからも測定機器類の開発・進歩によって，より効率的な新しい方法が出現するだろう。しかし，分析方法や測定技術が進歩し，それによって見掛けの測定誤差が小さくされても，放射年代測定によって信頼できる年代値を得るには，2 つの条件（各方法固有の前提条件と必要条件）を満たす試料を用いることが不可欠である。そのため，筆者らは，$^{230}Th/^{234}U$ 法固有の上記 2 条件を一体化した“5 段階検証法”を提案し，必要に応じ，以前報告した年代値の再測定も行った。そこで，特に 1990 年代後半以降に報告されたウラン系列年代測定によって得られた下記の研究成果等を紹介する。

❶ パプアニューギニア Huon 半島から Bloom *et al.*（1974）および Chappell（1974）によって報告された後期更新世化石サンゴ年代の“5 段階検証法”による信頼性の評価と，特に Kanzarua および Bobongara に分布する低位段丘（Terraces IIc-IV）産試料の年代再測定と古海面高度の再検討.

❷ パプアニューギニア Huon 半島で発見された Penultimate Deglaciation における“Younger Dryas”類似の海面変化.

❸ 喜界島の最高位更新世段丘（“百之台”）の形成年代決定と，Huon 半島“Aladdin's Cave”と同年代の化石サンゴの発見とその意義.

❹ αスペクトル $^{230}Th/^{234}U$ 法による喜界島の完新世最上位段丘の形成年代と島北東部志戸桶海岸の完新世段丘発達史.

❺ パングラオ島およびパミラカン島を中心としたフィリピン諸島ボホール島南部域のサンゴ礁段丘から推定した MIS-5 の海面高度.

❻ Stirling *et al.*（2001）によって開発された MC-ICPMS 法および TIMS 法の併用による MIS-9 高海面期の年代決定.

S4-01　シンポジウム「環境問題・自然災害を第四紀学から考える」趣旨説明

水野清秀（産業技術総合研究所）・山崎晴雄（首都大学東京）・三田村宗樹（大阪市立大学）・杉山雄一（産業技術総合研究所）・久保純子（早稲田大学）
Kiyohide MIZUNO, Haruo YAMAZAKI, Muneki MITAMURA, Yuichi SUGIYAMA and Sumiko KUBO ; Symposium on environmental problems and natural disasters from the viewpoint of Quaternary researches – an introduction

日本第四紀学会 50 周年大会シンポジウム最後のセッションは，歴史時代から現在そして近未来という比較的最近であり短期間でありながら私たちの生活に密接に関係した問題点を議論する場として設定された．現在における最も深刻な問題のひとつには，CO_2等の排出に伴う地球温暖化，開発による生態系の破壊や汚染の進行，放射性廃棄物処分などの環境問題，さらには地震，火山噴火，豪雨などによる自然災害をあげることができる．これらの問題解決に向けて，第四紀学はどのように貢献することができるであろうか．このセッションでは，第四紀学のいくつかの分野から研究の現状を紹介して頂き，会員内外の人を含めて議論を進めていきたい．

環境問題や防災については，社会と科学の両面から検討されるべきものであり，これまで学会や行政・市民運動など様々な場でとりあげられてきた．社会的な対処としては基本的には私たち市民ひとりひとりが問題意識を高めて，行動することが必要である．一方科学としての第四紀学は，その特徴を活かした正確な過去及び現状の把握と将来予測能力が期待される．第四紀学は，氷期・間氷期の繰り返しに代表される環境変化の激しい時代の自然史を時間経過と共に正確に観察し，その過程やメカニズムを明らかにしてきた．そのような得意分野を活かして地球温暖化を含めた気候変化や大地震・火山噴火などの長期予測に大きく貢献できるはずである．また，第四紀は人類が誕生し，進化・発展してきた時代でもあり，人間活動とそのほかの動植物（生態系）や地形・地質との係わりについても多くの研究の蓄積がある．そのような中で，現在にみられる人間活動の爆発的な増大及びその影響が，異常であり，持続的な発展が可能である状態を越えようとしているのかどうかといった判断基準を提示することもできうるであろう．

しかし近未来の正確な予測を行うことは決して容易なことではない．それは多数の要因が複雑に関係しあっているためであると考えられる．たとえば気候変化を予測する場合では，太陽からの放射エネルギーの変化，大気や海洋を含めた水の循環，火山活動などのテクトニクスの影響，人間活動や他の生物による影響などを考慮しなければならない．けれどもそれら個々の現象をまず正確に捉えることから始めなければ，次のステップには進めない．本シンポジウムでは，地球温暖化に関連して水循環の変化及び地球のレオロジー的な性質と海面上昇について，また自然災害に関しては海溝型巨大地震及び爆発的火山噴火の頻度などをテーマとして話題提供をして頂き，将来

予測を含めた議論を行いたい．それぞれの現象の因果関係あるいは相互の影響についての議論も大変重要になってくるが，十分な時間がとれないことから，それらの詳細は今後の課題として，その糸口をつかみたいと考えている．

人間活動による自然破壊・汚染の進行は地域によってその差が非常に明瞭に現れている．平野や盆地は生活の場として利用しやすく，そのため人口が集中し，大都市が形成されているが，自然破壊や地質汚染が進み，その影響は沿岸域や周辺丘陵地などにも及んでいる．また同時に洪水被害を受けやすく，地盤強度が弱いために地震被害を受けやすいなどの特徴もある．このような平野及び都市の特性についても議論する．自然破壊や汚染の進行状況の具体的な例として，沿岸海域での生物群集の変化，池に堆積した汚染物質を含んだ地層の分析結果などを紹介して頂く．最後の講演にある放射性廃棄物処分については，本来自然には存在しない高濃度の放射性物質を作ってしまったという社会的な問題が大きいが，とにかくその隔離の方法や場所については，第四紀に起こりえる自然現象のほとんど全てを考慮するくらいの検討が必要になる．まさに第四紀学の精度そのものが問われる課題でもある．

このシンポジウムでは，それぞれ専門が違う人たちの間で，各講演や総合討論を通して様々な着眼点や研究手法，あるいは相互に補うような研究協力のあり方などが見えてくることを期待する．環境・防災問題はすぐには解決できない時間がかかるテーマであるが，後回しにはできない常に向かい合っていなければならないテーマでもある．また科学の発展のためには，これから中心となっていく若い人たちに強い関心を持ってもらい，新しい発想で意欲を持って研究を進めてもらうことが大事である．そのためには，単に使命感を訴えるだけではなく，研究の面白さを提示する必要があるだろう．このシンポジウムをきっかけにして，多くの人が環境・防災問題に興味を持ってもらえることを望む．

S4-02　地球温暖化と水循環の変化

増田 耕一 (海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター)

Kooiti MASUDA: "Global warming" and associated changes in the hydrological cycle

1. 地球温暖化と呼ばれる問題

地球温暖化と言われる問題は、次のように整理できると思う。(便宜上 CO_2 以外の物質の寄与は省略した。)

- 人間活動、とくに化石燃料の燃焼によって二酸化炭素 (CO_2) が大気中に排出されている。その約半分以上は百年以上の時間スケールで大気中に残る。
- 大気中の CO_2 は赤外線を吸収・射出するため、それが増加することは地上気温 (地表に近い空気の温度) を上げようとする働きをする。
- その結果として、全球平均地上気温の上昇を含む、しかしそれに限られない、気候の変化が起こる。
- この気候変化には、生態系および人間社会にとって有害な影響がある。(有益な影響もあるだろうが、被害者と受益者が違い、埋め合わせることはできない。)
- 人類が健全に (大惨事を招かずに) 生き続けるためには、気候変化への適応策と、CO_2 排出を減らす策の両方が必要だと考えられる。

2. 予測可能な「応答」と予測できない「驚き」の気候変化

人為起源の CO_2 は気候システムに対する強制作用 (forcing) だと考えられる。もし、気候が主として CO_2 に対する応答として変化し、その応答のしかたが (一次関数とは限らないので線形応答とは言えないが) なめらかな関数であると仮定すれば、少なくとも全球平均的な量については定量的な予測が可能である。CO_2 排出量を決める社会要因の予測、および、生態系から CO_2 へのフィードバック (たとえば土壌呼吸の増加) というむずかしい問題はあるが、それでも、ある幅の内にしぼりこめそうだ。なお、この予測能力の向上には、第四紀の最終氷期極大期 (約 2 万年前) をはじめとする過去の気候に関する研究も貢献した。

他方、気候システムは非線形システムであり、そのフィードバックのうちにはまだモデル化されていないものもある。過去には、たとえば第四紀の最終氷期中の Dansgaard-Oeschger 振動などの急激な気候変化があった。今後百年の間にも、意外な急激な変化が起こる可能性を否定はできない。「そういう変化は自然にもおこりうるので、CO_2 排出抑制は意味がない」と論じる人もいる。しかし、「人為起源の CO_2 濃度変化は地球史的に見ても急な強制作用であり、急激な気候変化の確率を高めるだろう」という主張のほうに分がありそうだ。

3. 「応答」としての気候変化

まず、CO_2 濃度の違いに対する気候の「定常応答」を考える。それぞれ一定の CO_2 濃度がずっと続く複数の世界を仮定し、気候の長期平均状態どうしを比較したものである。大筋で次のようなことがわかっている。全球平均地上気温の応答は CO_2 濃度の対数にほぼ比例する。つまり、CO_2 が倍増するごとに温度は一定値だけ上昇する。この一定値は 1.5〜4.5 ℃の範囲にはいる可能性が高い。

現実の気候変化は、各時点の CO_2 濃度への定常応答をつないだものよりは、遅れて起こる。遅れかたは、たぶん、線形応答の考えを応用して、時間 t の指数関数 $e^{-t/\tau}$ (τ は時定数) を含む形で近似できるだろう。ただし、時定数はひとつではない。地上気温、海面水温や大気中の現象を考えるうえでは、海洋表層の熱容量による数十年の遅れが重要である。また、海水準を考えるうえでは、海洋深層の熱容量および氷床の質量収支による数百年から千年の遅れが重要である。

4. 想像可能な「驚き」

「驚き」の気候変化にはもちろん全く予想外のものもありうる。しかし、確率は不明でたぶん低いと思われるものの、因果関係としては起こりうると想像されているものもある。後者の例をいくつか列挙する。

1. 海洋深層の熱塩循環の体制の変化。たとえば、温暖化で北大西洋高緯度での降水がふえると、そこでの沈みこみが弱まり、深層循環が止まり、全球的には温暖化してもヨーロッパは寒冷化する可能性もある。
2. 西南極氷床の崩壊。氷の表面質量収支変化による千年スケールの変化とは別の問題として、氷床末端の棚氷の崩壊によって氷の流動が速まるという力学的プロセスで百年スケールで氷床が崩れる可能性が指摘されている。もし崩壊すれば海水準が数メートル上昇する。
3. メタンハイドレートの崩壊。海底や大陸の凍土中にあるメタンハイドレートが、温暖化により分解し、メタンが大気中に放出され、温暖化を加速する可能性がある。
4. 森林の崩壊。あるシミュレーションは、気候変化の結果アマゾンの降水が減り森林が成立できなくなるという結果を示している。森林の崩壊は CO_2 源でもあり温暖化を加速することになる。
5. エルニーニョ・南方振動の停止。温暖化がエルニーニョ現象にどう影響するかの予測はさまざまである。エルニーニョ状態またはラニーニャ状態の一方に固定してしまう可能性を指摘する人もいる。

5. 温暖化に伴う水循環の変化

地球温暖化に伴う地域ごとの水循環の変化は、予測型シミュレーションどうしの間で必ずしも一致しておらず、進行中の研究課題である。ここでは単純な考えに基づいて言える大まかなことを述べる。

空気が含みうる飽和水蒸気量は気温が上がると指数関数的に急激に増加する。全球平均地上気温が上がれば、海面に接した大気は水蒸気で飽和していると見てよいので、その水蒸気量がふえることは確実である。また、大気全体の水蒸気量も、ほぼ飽和水蒸気量の増加に比例して (相対湿度を保つように) ふえる見こみである。(なお、水蒸気は赤外線を吸収・射出するので、その増加は温暖化を加速するように働く。これは現行の予測型シミュレーションにも定常応答の評価にも織りこみずみである。)

水の循環を示す量である降水量・蒸発量も地球全体としてはふえる。しかし、蒸発量およびグローバルな降水量は、地表面のエネルギー収支にも制約されるので、その気温に対する応答は飽和水蒸気量の増加ほど急激にはならない。大気中の水蒸気の回転率が遅くなる (平均滞在時間がのびる) ことになる。

ところが、ローカル・短時間の降水量は、地表面のエネルギー収支の制約をあまり受けず、飽和水蒸気量の増加を反映してふえることができる。したがって、降水は時間的・空間的に集中する傾向が強まる。大まかに言えば、温帯の雨のふりかたが熱帯のものに近づくと考えてよいだろう (温帯と熱帯の間には緯度による地球の自転のききかたの違いもあるので、この近似は正確ではないが)。

陸上の水資源、とくに農業生産に利用可能な水について考えてみる。楽観的要因としては、大きな意味での気候帯の分布は変わらないこと、循環する水の量は多少はふえることがあげられる。しかし、悲観的要因として、まず、大陸上の半乾燥地域 (自然植生は草原、農業は小麦や牧畜が主となる地域) で、蒸発がふえるが、その割には降水がふえず、陸上で利用可能な水が減るところが多いと予想される。また、湿潤地帯では降水がふえるが、空間的・時間的不均一性が強く、洪水の危険が高まる一方で利用可能な水がふえない可能性がある。

現在雪が降る地域のうち、比較的温暖なところで雪が雨に変わることによって積雪が減る一方、比較的寒冷なところでは水蒸気の供給がふえることで積雪がふえる可能性が高い。凍土の融解や河川・湖の氷の減少も進むだろう。このような雪氷の変化は河川への水の流出の季節変化にも大きく影響するだろう。

補足: ここで紹介できなかった文献リストなどは、シンポジウム当日前後にはインターネット上の次の場所に置く予定。`http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/p2/masuda/ondanka/daiyonki_gakkai/`

S4-03 第四紀の氷床変動と地球回転変動・最近の海面上昇

中田正夫（九州大学）

Masao NAKADA; Quaternary Glacial Cycles, Earth's Rotation and Recent Sea Level Rise

20 世紀の全世界的な海面上昇（Global Sea Level Rise; GSLR）は 20 世紀の地球温暖化（地上平均気温の約 0.6°の上昇）に関係しているのであろう。GSLR の主な原因は、海水の膨張と山岳氷河や氷床（南極氷床、グリーンランド氷床）の融解である。全世界の過去 100 年程度の検潮儀のデータは Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL)に集積され、その平均的な海面上昇は 1-3 mm/年である。この値は海水の体積増加量に対応し、検潮儀のデータのみでは GSLR の原因である海水の膨張（質量増加を伴わない）と質量増加（山岳氷河や氷床の融解）を分離できない。かつ、観測量にはテクトニックな変動と、過去２万年前から７千年前の大陸氷床の融解（ユースタティクな海面上昇にしてほぼ 130m）に伴う固体地球の粘弾性応答(Glacio- Hydro-Isostatic Adjustment; GHIA)による効果が含まれているため、検潮儀のデータから GSLR の原因を評価することは非常に難しい。

最近の地球回転変動には 2 つの観測量がある。人工衛星軌道解析によるジオイドの赤道方向の膨らみの時間変化($\dot{J}_2$)と緯度観測による極移動である。$\dot{J}_2$の観測値は-(2.4-3)x10^{-11}/年で、地球の回転速度が(5.8-7.2)ミリ秒/年で増加していることを意味する。過去 100 年間の緯度観測によると、自転極はグリーンランドの方向(～75°W)に～0.9°/100 万年（100 万年間でほぼ 100km）で移動している。これらの地球回転変動は、地球内部と表層の質量再分配に伴う慣性モーメントの変化に起因し、GHIA と 20 世紀の温暖化に伴う氷床融解（海水の膨張は寄与しない）が主な原因である。GHIA は 2 万年前から 7 千年前の氷床融解歴史と固体地球の“粘弾性応答”に依存し、最近の氷床融解の寄与は表層の質量再分配とそれに伴う固体地球の“弾性応答”(100 年程度の質量再分配に対して地球は弾性的に応答する）である。つまり、2 つの観測量を用いて最近の氷床の融解のユニークな解を求めるのは難しい。しかし、我々を含むいくつかのグループが提唱している 7 千年前以前の氷床融解歴史と地球の粘性モデルを考慮すると、最近の氷床融解に関して 2 つの解が得られる。南極氷床とグリーンランド氷床の融解に伴う海面上昇速度をそれぞれ$\dot{\varsigma}_{AA}$、$\dot{\varsigma}_{GL}$とする。1 つの解は$\dot{\varsigma}_{AA}$～$\dot{\varsigma}_{GL}$($\dot{\varsigma}_{AA}$>0, $\dot{\varsigma}_{GL}$>0)で、Weddell Sea 域の融解に対応する。他の解は$\dot{\varsigma}_{AA}$>0、$\dot{\varsigma}_{GL}$<0 で、南極点に対して Weddell Sea の対称域（120°E-150°E）の融解に対応する。例えば前者の場合、グリーンランド氷床と Weddell Sea 域の氷床が海面上昇に関して共に 0.6mm/年（$\dot{\varsigma}_{AA}$と$\dot{\varsigma}_{GL}$）で融けているという解である。この２つの解を検潮儀のデータにより検討する。

PSMSL に集積されている約 1000 地点での検潮儀のデータの多くは、過去 100 年間の海面変化の情報を含んでいる。しかし、7 つの観測点で海面上昇期以前（100 年前以前）の海面変化のデータが得られている。GHIA による寄与は各地点で異なるが、各地点での過去 200 年間の海面変化速度は一定である。かつ平均的なテクトニックな変動速度も過去 200 年間では

一定であると仮定しても良いであろう。つまり、過去 100 年間の平均的な海面上昇速度を観測データからさし引くと、100 年前以前の海面上昇速度とそれ以降の速度を評価することができる。1 つの例（フランスの Brest）を図 1 に示す。この地点で見かけの GSLR は～1mm/年であることがわかる。北欧地域の 5 地点（Brest も含む）での見かけの GSLR は～1mm/年である。北欧以外（グリーンランド氷床から十分離れた地域）ではサンフランシスコのデータしかないが、その値は～2mm/年である。これらの 2 地域の見かけの GSLR 変化速度の差（～1mm/年）は、最近のグリーンランド氷床の融解を考えると説明できる。つまり、平均的な海面上昇にして～1mm/年のグリーンランド氷床融解に伴う固体地球の弾性応答の地域差（氷床融解地域からの距離による）がこれらの見かけの GSLR の速度差を説明する。その時の弾性応答を考慮した海面上昇は、北欧地域で～0.5mm/年、サンフランシスコで～1.5mm/年である。これらを考慮すると～0.5mm/年が他の要因によると考えられる。

地球回転変動と検潮儀データの解析を考慮すると、20 世紀の全世界的な海面上昇はグリーンランド氷床の融解が主な原因と考えられる。その場合、Weddell Sea 域の南極氷床の融解も推定される。これは海洋学的データ（海水温度や海面高度のデータ）に基づく海水膨張の影響は少ない(<0.5mm/年)という最近の研究結果と調和的である。このように、地球回転変動と検潮儀のデータを用いて最近の海面上昇の原因を評価することは可能である。しかし、検潮儀のデータは 100 年前以降が主で、それ以前の情報を含むデータは 7 地点でしか得られていない。特に、氷床地域から十分離れた地点でのデータはサンフランシスコでのみ得られている。第四紀学と地球化学的手法をもとに過去～200 年間の海面変化を評価できる手法が確立できると、非常にエキサイティングな成果が得られるだろう。

参考文献

Nakada, M. & Okuno, J., 2003. Geophysical Journal International, 152, 124-138.
Nakada, M. & Inoue, H., 2005. Quaternary Science Reviews, 24, 1217-1222.

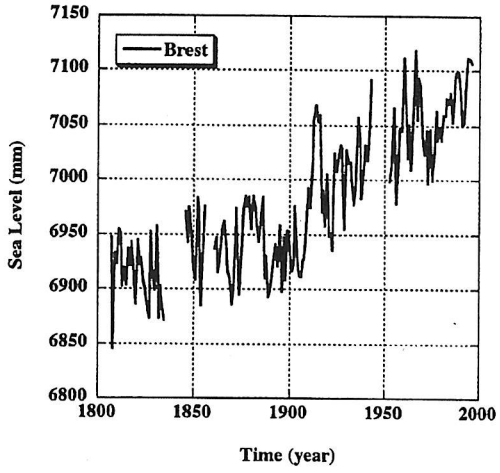


図 1. Brest (France) における過去～200 年間の PSMSL のデータに基づく海面変化。20 世紀とそれ以前の海面変化のトレンドは明らかに異なる。このトレンドの変化は 20 世紀の地球温暖化に伴う海面上昇（海水の膨張と山岳氷河や氷床の融解）に関係しているのであろう。

S4-04

海域開発に伴う沿岸域生物群集の変化

佐藤慎一（東北大学）

Shin'ichi SATO: Changes of coastal communities caused by human impacts

1．はじめに

急激な環境変動に伴う生物群集の時間的変化，すなわち優占種の大量死滅とその後の生物の侵入過程の解明は，古生態学における最大の関心事のひとつであろう．古生代末期や中生代末期などに生じた生物の大量絶滅事件後の生物群集の回復過程も，第四紀に見られる氷河性海水準変動に伴う生物群集の変遷も，そしてまた，いま我々の目の前で生じている人間活動に伴う生物群集の改変も，それを引き起こす主体や時間スケールには大きな違いがあるにしても，急激な環境変動に対する生物の応答としては共通する点が多いのではないかと考えられる．

有明海の諫早湾奥部では，3,550ha の干潟・浅海域を全長 7,050m の潮受け堤防によって閉め切る「潮止め」が，1997 年 4 月 14 日に完了した．演者らは，長崎大学の研究グループとの共同研究で，諫早湾調整池における潮止め前後の水質の変化と，それに伴う底生生物群集の時間的変化を詳細に追跡した．これと類似の現象は，例えばバリアー島の発達によるラグーンの閉塞などとして，過去にも自然現象として頻繁に生じたものと想像できる．

本論では，大規模干拓堤防建設に伴う底生生物群集の変化を比較し，現在と過去に見られる急激な環境変動に対する底生生物の応答の普遍性について考察する．

2．諫早湾の潮止め前後に見られた底生生物群集の変化

諫早湾干拓調整池内の 22 定点において，潮止前 1 回（1997 年 3 月）と，潮止後 14 回（1997 年 5, 8 月, 1998 年 4, 8 月, 1999 年 7, 10 月, 2000 年 7 月，2001 年 3 月，2002 年 3 月，5 月，9 月，2003 年 8 月，2004 年 8 月，2005 年 8 月）の採泥調査（Ekman-Birge 採泥器：0.02 m^2）を行い，1 mm の篩に残った貝類標本を同定した．その結果，潮止め前に多く見られたコケガラス *Modiolus* (*Modiolus*) *metcalfei*，サルボウ *Scapharca kagoshimensis*，シズクガイ *Theora fragilis* など 15 種の海生貝類は，調整池の底層水塩分が 5psu 以下になった時点（1997 年 8 月）で完全に死滅した．これらの種は，自然状態においても生息範囲が塩分 5 psu 以上の部分に限られている．従って，これら海生貝類の生存を左右する環境因子として，塩分 5 psu 近くを境とした水質の変化が考えられる．

一方，1997年8月以降はヒラタヌマコダキガイ *Potamocorbula* sp.が調整池全域で急激に増殖した．本種の分布範囲は，底層水の塩分が10psu以下の部分とほぼ重なっており，特に塩分が5psu以下の定点で個体密度が高かった．また，この時に得られた個体のほとんどが殻長1cm前後の小型個体であった．そのため，本種は潮止め前には本明川の下流域に生息していたが，潮止め後の調整池の塩分低下や他種の消滅によって浮遊幼生の着底が可能となり，急激に調整池全域に増殖したものと推測される．

しかし，本種も潮止め2年後の1999年7月以降は底層水の塩分が2psu以下に低下したことで減少を始め，ついに2002年3月にはすべての定点で見られなくなった．その後は，短期開門調査の際に本種がわずかに見られただけであり，残された干拓調整池はほとんど大型底生生物の住まない「死の湖」となっている．

3．第四紀学からのアプローチ

諫早湾の潮止め後に増殖したヒラタヌマコダキガイは，中国大陸からの外来種とされ，1992年に有明海で初めて確認された．しかし，これら現生集団と酷似した殻形態を示す化石集団が，日本各地の第四紀の地層から産出する．これらの化石集団は，1cm未満の小型個体の割合が非常に高く，かつ一種類だけで密集して産出するという特徴的な産状を示す．さらに，島根県宍道湖底の完新統では，海生貝類やケイソウ類が突然に消滅した後で，ヌマコダキガイ類の小型個体が密集して見られるが，その時期は当時の古宍道湾が閉鎖的な水域に変化した時期と一致している．

ヒラタヌマコダキガイは他種に比べて塩分耐性の幅が広く，大規模干拓に伴う潮止めのような急激な環境変化にも十分に対応できる．しかも，河口～浅海域に生態的空白地が出来た時には，本種の多い繁殖回数と早い性成熟により，他種よりも早く新規加入個体が移住して定着することできる．そのため，本種の成熟個体は低塩分の河川流域などに常に生息し，周辺海域で塩分低下などにより他の海生貝類が消滅した時に大増殖を引き起こすが，塩分が2 psu以下にまで減少すると小型個体が大量に死滅することで，コガタヌマコダキガイに特徴的な化石集団の産出状態が出現すると推定される．

潮止め後の諫早湾と似たような環境変動は，過去にも自然現象として主に海進期に西日本各地で頻繁に生じており，これら地質時代に生じた「潮止め現象」においても，現在と同様にヒラタヌマコダキガイが爆発的な増殖と消滅を繰り返していたと考えることができる．これらの第四紀研究を通して，私たちは大規模干拓に伴う沿岸域生物群集の変化を詳細に予測することが可能となるであろう．

S4-05　池堆積物に記録された人間活動による環境変化-越境大気汚染史の解読-

吉川周作・村上晶子（大阪市大）・石竹美帆（住化分析センター）

Shusaku YOSHIKAWA, Miho ISHITAKE and Akiko MURAKAMI: Decoding of environmental changes recorded in pond sediments

大気中には様々な物質が浮遊している．浮遊物質の中で工場や自動車などから排出される人為起源物質は，大気中に高濃度に存在していて，重金属や多環芳香族炭化水素（PAHs）などの有害物質も多く含まれる．大気中の人為起源物質は，産業革命以降の近代産業の発展とともに18 世紀後半から顕著に増加した．わが国では明治維新以降，急激な産業の近代化が行われ，著しい大気汚染が発生した．明治・大正時代から公害が問題とされ，戦後は，石炭を主要エネルギーとした急激な工業復興と大都市圏への人口・経済活動の集中によって，各地で降下ばいじんや硫黄酸化物を主とする大気汚染問題が引き起こされた．1960 年代からの高度経済成長期には，大気汚染がより広域化・深刻化した．1970 年の「公害対策基本法の改正」などの環境政策，公害防止技術や経済活動の変化もあって，大気汚染はやや沈静化している．しかし，最近では中国など東アジアの産業活動の急激な発展にともなう，酸性雨などの越境大気汚染が問題となってきた．

講演では，日本海に位置する島根県隠岐諸島島後の男池堆積物を用いて，離島における過去百数十年間の大気降下物の歴史を明らかにし，日本の都市域の大気環境変遷史との比較から，越境大気汚染の歴史を解読した結果を述べる．

周辺に大規模な工場がない男池は，閉鎖小水域で，周辺からの砕屑物流入は極めて少なく，大気降下物の歴史を感度良く記録している．研究では，堆積物中に含まれる球状炭化粒子・球状灰粒子（村上・吉川，2005），鉛などの重金属元素（山崎ほか，2004），鉛同位体比（石竹ほか，2005）などの分析を行い，堆積物の年代は，^{137}Cs および ^{210}Pb の分析により推定した．山崎ほか（2004）によると，採取した男池堆積物は堆積速度がほぼ一定で，過去約 110 年間を記録している．

球状炭化粒子（SCPs）・球状灰粒子（IASs）

球状炭化粒子（SCPs）と球状灰粒子（IASs）は，粒径数μm～数百μm で，石炭・石油など化石燃料の高温燃焼で発生するフライアッシュに主に含まれる．SCPs の分析結果によると，1950 年代中頃から産出し始め，それ以降，連続的に産出し，表層部で多くなる．一方，IASs は，コア最下部（1880 年頃）でも産出するが，1960 年頃から増加傾向を示す．その後，漸次増加していく傾向がみられる．隠岐ではこれらの粒子の排出源がないことから，とくに石炭燃焼によって生成する IASs は，国内及び朝鮮半島や中国からの影響であると考えられる．大阪での IASs 分析結果を見ると，1930 年代から増加し始め，1950 年代後半にピーク，その後激減，現在にかけて減少傾向を示し，男池堆積物の IAS s の含有量変化と異なる．このような IAS s の歴史トレンドの違いは，日本では，1960 年代以降，燃料

が石炭から石油へと移行したこと，中国では，最近，石炭消費量が増大していることを反映したものと思われる．

鉛濃度と鉛同位体比

男池堆積物の鉛濃度は，15.63-30.12 mg/kg, dry wt.の範囲である．鉛濃度は，1930 年代後半に急激に増加し，現在まで徐々に増加する傾向を示す．一方，東京湾（Hirao et al., 1986）および大阪湾堆積物の鉛濃度は，1920 年代から増加し始め，1960 年代をピークに徐々に減少している．この日本の都市域の傾向と比較すると，男池堆積物の鉛濃度は，1970 年代以降も増加し，1970 年代以降の鉛は日本の都市域と発生源が異なると考えられる．中国では，1960 年代以降現在まで鉛濃度が急激に増加している（Rose et al., 2004）ことから，1970 年代以降の鉛の発生源は，中国および朝鮮半島から大気を通して輸送されてきたものと推察される．前述した SCPs と IASs の結果とも調和している．

鉛の起源を推定するために鉛同位体比を検討する．鉛濃度の低い 1920 年代以前の値を人為負荷のない値として，隠岐に負荷された鉛の同位体比を算出した．また，隠岐と比較するために，日本の都市域の例として，東京湾堆積物の鉛濃度および鉛同位体比（Hirao et al., 1986），アジア大陸の例として，Mukai et al. (2001)および Mukai et al. (1993)の中国及び韓国の大気中の鉛同位体比を合わせて検討した．その結果，1930 年代から 1960 年代，隠岐に負荷された鉛の同位体比は，$^{207}Pb/^{206}Pb$ が約 0.87-0.90, $^{208}Pb/^{206}Pb$ が約 2.13-2.16 を示し，日本と中国の大気の値の間に位置する．この時代，隠岐には日本およびアジア大陸からの鉛負荷があったと推定できる．1970 年代から現在，隠岐に負荷された鉛の同位体比は，$^{207}Pb/^{206}Pb$ が約 088-0.89, $^{208}Pb/^{206}Pb$ が約 2.13-2.15 を示し，中国の大気に近い値を示した．この時代，東京湾堆積物の鉛蓄積量は減少傾向を示すことから，日本から隠岐に負荷される鉛の量は少なくなっていると考えられる．一方，隠岐および上海の鉛蓄積量はともに増加する傾向が見られた．負荷された鉛の同位体比の値から，1970 年代以降，隠岐には大陸からの影響が強く及んでいたことが推測できる．

以上のように，隠岐男池堆積物の SCPs・IASs，鉛濃度および鉛同位体比は，1970 年代以降中国や朝鮮半島などアジア大陸からの越境大気汚染の影響を強く受けていることを示している．

引用文献：石竹美帆・加田平賢史・森脇洋・山本攻・藤田忠雄・山崎秀夫・吉川周作（2005）第 15 回環境地質学シンポジウム論文集，165-168. Hirao, Y., Mabuchi, H., Fukuda, E., Tanaka, H., Imamura, T., Todoroki, H., Kimura, K., Matsumoto, E. (1986) *Geochemical Journal*, 20, 1-15. Mukai, H., Ambe, Y., Shibata, K. (1990) *Atmospheric Environment*, 24A, 1379-1390. Mukai. H., Tanaka, A., Fujii, T., Nakao, M. (1994) *Journal of Geophysical Research*, 99, 3717-3726. 村上晶子・吉川周作(2005)第 15 回環境地質学シンポジウム論文集，169-172. 山崎秀夫・吉川周作・稲野伸哉（2004）分析化学，53 巻，12 号，1419-1427.

S4-06

平野部の開発と地盤災害

三田村宗樹（大阪市立大学）

Muneki MITAMURA : Urban development and Disaster in the alluvial plain

平野，特に日本の大都市の発達する海岸平野は，古くから人為的な関与が深く，種々の地形改変，地下開発が進められ，現在に至っている．平野の利用の初期は，自然河道の固定による利水，ため池の構築，洪水対策のための河川堤防の嵩上げなど，平野表層の地形改変が主要な開発対象となっていた．これらの工事に際しては，人の手による土木作業が中心であって，労力と時間をかけて開発が進められてきた．明治期以降は，機械化が急速に進むにつれて，より大規模で，急速な施工が行われるようになる．第二次世界大戦後は特にその傾向は顕著となり，地下空間開発も活発に行われている．

地盤に関わる災害もこのような平野の開発と共に変化してきている．その典型は地震災害であり，明治期前後までは，都市域でさえ木造家屋がほとんどを占めていたが，戦後の経済発展・建設技術の発展とともにコンクリート構造物が増え，高層化が進んでいる．平野で生じる地震動の検討において低層の木造家屋が持つ周期１秒前後の地震動に加えて，より長周期の地震動の検討が必要不可欠となってきている．

さらに，地震時液状化に関しても，平野部の人為改変が脆弱地を作り出してきた．平野の市街化とともに耕作地が減少し，潅漑用に活用されていたため池は埋め立てられ，その多くが公共用地として利用されている．平野域で蛇行して流れていた自然河道は洪水制御のため直線化され旧河道は埋め立てられ，市街地化している．これらの内水面埋立地は液状化の危険性が高く，兵庫県南部地震以降，地震時の地盤脆弱域として注目されている．

一方，平野域の地下水利用に目を向けると，特に戦後の経済発展とともに工業用水・ビル用水の需要が増加し，高性能井戸ポンプの普及とともに深井戸を用いた用水が可能となり，盛んに地下水利用がなされた．地下水過剰揚水が原因となって各地で顕著な地盤沈下が生じることとなる．その対策として工業用水法，ビル用水法などによる規制が大都市の発達する海岸平野域で施行され，地盤沈下現象は落ち着きを見せるようになる．すでにこれらの揚水規制が施行されて 40 年以上が経過するが，その間，地下水位は明瞭な回復傾向を示し，現在では深部帯水層の水位でも地表面近くまで回復している．これに伴って，地下掘削での異常出水や地下構造物に働く浮力の問題など都市の開発・維持管理に大きな障害となり始めている．地下水位上昇に関わる障害を改善するため，地下水の有効利用とその管理が求められるようになってきた．その一方で，高性能井戸ポンプ・浄水処理技術の進展によって，揚水規制条件内の井戸を設置して揚水・浄水処理が可

能となってきた.このような私設井戸からの揚水でまかなわれる専用水道の普及が進みつつある.この専用水道は,地下水揚水規制の対象外となっていることが多く,その利用実態は公的にほとんど把握されないまま需要が増加しつつある.

このように平野表層及びその地下の状況は変化してきた.地震防災上長周期の揺れは盆地全体の構造やそれを埋める第四紀層の厚さと物性に影響している.また,活用可能な水質・水量も持つ揚水対象となる深度100m前後より深い帯水層の涵養・流動の問題もまた広域の地層構造に依存している.つまり,表層が開発対象であった時代にもまして,現在はより広域かつ深層の地盤状況が影響し,それを充分に吟味する必要が生じている.

日本の大都市が立地する海岸平野は,いずれも第四紀における構造的沈降域であって厚い第四紀層から構成される.平野の地層構成と地質構造は,地震動の増幅特性と伝播経路を決める重要な要素であり,堆積盆地全体におよぶ3次元的なデータ集約が求められている.このような3次元地下構造は地震動解析のためのモデルとして活用できるだけでなく,水理的な情報を付加することによって,帯水層モデルとしても活用される.堆積層基底にまで及ぶ広域の帯水層モデルを用いた地下水涵養と流動の検討は,帯水盆全体の地下水管理の大枠を検討する意味で重要である.このような広域流動系をふまえた上で,特に浅層部を対象としたより具体的な地下水流動の実態把握が検討されねばならない.このためには,より実態に即したモデル構築が必要であり,地盤データベースなども活用して,より詳細なモデル構築をめざす必要がある.

一方,地盤の工学的特性は,これまでの地盤調査の蓄積から平野表層地盤のデータベース化が進み,完新統を中心とした一般的特性,細かな地域的差異が明らかになっている.沖積層における全般的な物理・力学特性の傾向は,完新世海進に伴う海域の拡大とその後のデルタ形成の過程で理解される.しかし,地域特性の差異については,細かな地層形成過程をふまえた多角的な検討が必要である.これまで,工学的調査資料と第四紀学的な調査資料は個別に取得され,同一地点の試料を用いて多角的に検討されることが少なかった.近年,多角的検討を行うためのボーリング調査が進みつつあり,今後,完新統をはじめとする平野域の地盤特性がより明確に理解されるようになるとみられる.

シンポジウムの話題提供として,過去の地盤沈下,地震災害などを経験し,第四紀層が厚く堆積し,ボーリングによる層序,反射法地震探査結果,表層の地盤データベースが充実している大阪平野を例に挙げて紹介する.

S4-07　　地層記録に基づく海溝型巨大地震の長期予測

藤原　治(産業技術総合研究所 活断層研究センター)

Osamu Fujiwara: Decoding Subduction-zone Earthquakes from Geological Records and Their Contribution to Disaster Mitigation

1．はじめに：　現在では地震や津波の様子を写真やビデオに収めたり，地震計や潮位計で記録できる．しかし，近代的な観測の開始以前の地震や津波の情報は，絵図や古文書に頼るしかない．それでも，信頼できる記録があるのは江戸時代以降で，それ以前では記録自体が激減する．海溝型地震の再来間隔は100年前後かもっと長く，我々はそのごく一部の情報しか得ていない．より長期間にわたる地震・津波の履歴は地層や地形から解読する必要がある．陸上の活断層と異なり，海溝型地震の震源域は直接観察出来ない．しかし，地震による強い揺れの証拠は液状化の痕跡など，大規模な津波は津波堆積物の形で残ることがある．何時，何処で，どのような地震や津波が発生したかを地層や地形の情報から解読する研究は，地震計の記録や古文書から地震・津波の特徴を解析する作業と本質的に同じである．地層や地形に様々な形で残された地震や津波の痕跡から，過去に発生した海溝型地震と津波の履歴（時期や規模など）を解明し，次の地震・津波による被害軽減に役立てる研究が進んでいる．ここでは筆者が専門とする津波堆積物について述べる．

2．津波堆積物とは？　津波が海岸の砂丘などを乗り越えて内陸の低地へ広がった跡や，津波で運ばれた土砂などが海底や海岸に残ることがあり，それらを総称して津波堆積物と呼ぶ（*e.g.* 藤原ほか編，2004）．津波堆積物は火山噴火などに由来する例もあるが，大半は海溝型地震に伴うものである．津波堆積物は海岸の池や湿地などの地層から，シート状の砂層として検出されることが多く，海岸から内陸へと薄く細粒になる傾向があり，内陸へ数kmも遡上している例もある．津波堆積物は，深海で発生した地震と津波（の痕跡）を陸上で観察できる，いわば天然の検潮儀である．津波堆積物を利用して過去の地震・津波を復元する研究は，1980年代後半から本格化し（箕浦ほか，1987；Atwater, 1987），1990年代後半からは沖積層からも津波堆積物が報告されている（*e.g.* 藤原ほか，1997）．露頭やコア試料の詳しい記載と ^{14}C 年代測定から，沿岸の地層は連続的に安定して堆積する時期だけでなく，むしろ突発的なイベントで形成されることが多いという事実の理解と，そのイベントの性質（洪水，ストーム，津波など）を化石や堆積構造などから解析する試みによって，この研究は大きく進歩した．

3．過去の地震と津波を復元する：　海岸から内陸へ津波堆積物が分布する距離は，その地点での津波の遡上範囲を近似的に示している．津波堆積物が見つかった場所の海側にある砂丘，浜堤，段丘崖の高さから，それを乗り越えた津波波高の最低値が推定できる．こうしたデータから，広い範囲で海岸に沿った津波の波高や遡上範囲の分布を近似的に復元できることがある．このような波高や遡上範囲の分布を再現するように数値シミュレーションを繰り返すことで，その津波を起こした震源の位置や規模などの推定も可能になる（*e.g.* 佐竹・七山,2004).地層記録から長期間の津波の再来間隔の解析にも期待がかかる．

4．防災研究への貢献：　津波堆積物の研究から未知の巨大津波の存在が明らかになった例（*e.g.* 平川ほか，2000；Nanayama *et al.*，2003）を紹介する．北海道東部太平洋岸に分布する湿地の泥炭層からは，津波堆積物が何枚も見つかった．その多くは内陸奥深くま

で最大4km近くも遡上しており，20世紀に発生したM8クラスの地震に伴う津波に比べ桁違いに大きな津波であった．地層の年代測定結果や火山灰層序から，このような超巨大津波は過去7000年間に500年前後の間隔で発生しており，最近では17世紀初頭に発生したと考えられた．17世紀の超巨大津波は，津波堆積物が海岸段丘に打ち上がった高さから，場所によっては波高が15 m以上もあったと推定されている（平川ほか，2005）．津波堆積物が示す北海道東部沿岸での波高や遡上範囲（浸水範囲）の分布と，津波遡上シミュレーションとを比較・検討した結果，超巨大な津波は十勝沖と根室沖の震源域が連動してMw 8.5程度の巨大地震が発生したためと考えられている（佐竹・七山，2004）．

この「500年間隔の津波」は，内閣府の中央防災会議によって日本海溝・千島海溝周辺で発生する地震・津波のうち，防災対策の検討対象の1つとされた．「500年間隔の津波」は防災対策の検討対象とされた他の地震や津波と異なり，発生の繰り返しを記述した史料や観測データを欠いているが，それを補って地質学のデータが大きな貢献をした．地質情報（津波堆積物）を地球物理学と融合させて，震源モデル（海溝型地震の連動）の推定，それに基づく津波の浸水予測まで，一連の研究として実施し，社会的に分かりやすく意味のある情報に変換して公表したこと（*e.g.* 佐竹・七山，2004）が認められた例である．

5．残された課題： 相模トラフ（*e.g.* 藤原ほか，2006）や南海トラフ沿岸（*e.g.* 岡村ほか，2003）などでも津波堆積物のデータが蓄積されつつあるが，その研究は始まったばかりであり，各地でのデータの充実が急がれる．津波堆積物を台風などの大波による堆積物から識別することが，信頼性の高い古地震・津波の研究を進める上で基本的な問題の一つである．津波堆積物を一目で見分ける決定的な基準は，今のところ未確定であるが，有力な基準も得られつつある．大規模な津波は一般に100 km以上の波長を持ち，個々の波が押し寄せる間隔は15分～20分以上もある．一方，台風などの風波の周期は，その100分の一以下で数秒からせいぜい20秒未満しかない．強い押し波と引き波が長周期で繰り返した証拠を解読することが，津波堆積物の識別に重要な情報となる（*e.g.* 藤原ほか，2003）．

津波堆積物の特徴から，津波の規模や波源を推定する基準などを作っていくことも必要である．その解決には，現世の津波や高潮堆積物の記載・比較などを進め，実験やシミュレーションとも連携を深めて津波堆積物の形成過程などを理解することが必要である．

引用文献：

Atwater, B.F.(1987) *Science*, **236**, 942-944.

藤原　治ほか（1997）第四紀研究，**36**，73-86.

藤原　治ほか（2003）第四紀研究，**42**，67-81.

藤原　治ほか編（2004）地質学論集，No. 58，169p.

藤原　治ほか（2006）第四紀研究，**45**，235-247.

平川一臣ほか（2000）月刊地球，号外，No. 31，92-98.

平川一臣ほか（2005）月刊地球号外，No.49，173-180.

箕浦幸治ほか（1987）地震，第2輯，**40**，183-196.

Nanayama, F. *et al.*(2003) *Nature*, **424**, 660-663.

岡村　眞ほか（2003）月刊海洋，**35**，312-314.

佐竹健治・七山　太（2004）数値地質図EQ-01(CD-ROM).

S4-08　テフラからみた爆発的火山噴火の頻度と規模

鈴木毅彦（首都大）

Takehiko SUZUKI ; Tephrochronological study on frequency and magnitude of explosive eruptions in Japan

はじめに

火山災害を軽減する上で爆発的火山噴火の頻度と規模を知ることは欠かせない．とりわけ多数の第四紀火山が存在する日本では，各々の火山において将来起こりうるおよその噴火時期と規模をあらかじめ知ることが必要で，その知識の活用により災害を軽減できる．短期的な噴火予測には火山性地震や地殻変動等の地球物理学的観測手法が駆使されるが，火山噴火を長期的に予想するには，過去の長期間における噴火の実体を明らかにして各火山の噴火史を明らかにすることが肝要である．第四紀学的課題といえる．本講演では，テフロクロノロジーが日本列島に分布する第四紀火山の過去の爆発的噴火の頻度と規模をどこまで明らかにしてきたかをふり返り，今後のこの分野の課題を述べたい．

大規模カルデラ噴火

「死都日本」(2002 年，石黒 耀著）というタイトルの小説が話題になった．火山研究者を中心とするコミュニティーでよく取り上げられた（例えば月刊地球 2003 年 11 月号）．その理由に，火山学的知識に基づく描写が精緻であることもあげられるが，九州のカルデラが大噴火したら一体何が起きるのか，という視点が注目されたことによる．近代の人類が経験したことがない，しかし地質学的には特別な事例とは言えない規模の大噴火を描写したことが注目されたのである．テフロクロノロジーはこの様な噴火がどの様な火山災害に結びつくかという問いには直接答えられないが，過去にどの程度の頻度で発生したのかを教えてくれる．日本列島においては中期更新世以降，噴出量 100km^3 クラスの大規模カルデラ噴火は，カルデラ火山が分布する九州，北海道に集中している．噴火頻度は平均的には数万年に一回程度である（町田・新井，2003 などに基づく）．また最近 10 年間に進歩した中期更新世以前のテフロクロノロジーにより，この規模のカルデラ噴火が日本列島中央部の中部山岳地帯や東北日本弧において前期更新世～鮮新世に頻発していたことが明らかになった(長橋ほか, 2000 など)．より長期間を対象としたテフロクロノロジーにより，列島スケールでの火成活動の変遷史を構築することができる．

ところで大規模カルデラ噴火は発生頻度が小さいことと，国内の場合，その最近の事例が南九州鬼界カルデラで約 7,300 年前に起きた鬼界アカホヤテフラをもたらした噴火であったため，我々はこうした規模の噴火に対して現実感を持ちにくい．さらに噴火規模が大きすぎるために現実的な防災対策の目処が立たない．我々は，大規模カルデラ噴火というものが起こりうるという認識を持つと同時に，現在の社会はそのような噴火に対しては無力であることを認識することも必要であろう．

カルデラ火山および成層火山で発生するプリニー式噴火

0.1-10km^3 程度の噴出物をもたらすプリニー式噴火は，カルデラ火山および成層火山で頻繁に発生する．事例が極めて多いものの後期更新世以降の主要なプリニー式噴火による噴出物についてはほぼその全貌が明らかにされている．これらの噴火は，軽石降下や火砕流の流出を伴い，発生頻度も高いことから火山災害対策上，十分に考慮しなくてはならない噴火現象である．プリニー式噴火の発生間隔や規模は火山毎に特徴がある．数 10 年～1 万年程度の間隔で規則的に噴火する場合や，1～10 万年のオーダーで火山噴火史を見た場合，プリニー式の頻発する時期が認められるなどである．こうした火山毎の特徴はテフロクロノロジーから明らかにすることができる．

この様な爆発的噴火の歴史は，古いもので中期更新世まで遡って復元されている（箱根火山；町田ほか，1974 など）．しかしながらそれより古い時代の噴出物については不明な点が多い．とくに第四紀初頭以前になると給源地域での噴出物の保存が悪く，また，給源火山自体の侵食・解体やその後の新しい火山体による被覆により，給源火山の特定が著しく困難になる．また，中期更新世以前のテフラは給源火山から離れた海成・湖成層中の水中堆積型テフラであることが多く．得られる情報が限られる．こうした場合，テフラの粒径等の岩相，斑晶鉱物組合せ，化学組成などからおよその給源地域を特定するに限られる．テフラの属性の中には給源地域の地域性を示すものがあることが経験的に知られている（例えば，水野，2001）ので，給源火山を特定できなくとも，一定の広がりを持つ地域の爆発的噴火の履歴が得られる場合がある．とくに類似した特性を持つテフラがある時期に繰り返し産出する場合，同一火山が爆発的噴火を反復させていたことを示唆する．こうした類似テフラが繰り返し産出する場合，テフロゾーンと呼ばれ上総層群や大阪層群，魚沼層群等で設定される（里口，1997 など）．火山体が失われている場合でも，テフロゾーンの認定により過去の火山活動を残されたテフラに基づき復元できる可能性がある．侵食の著しい地域の火山や，前期更新世ないしはそれ以前の火山の活動史を復元する上で重要な手法となろう．

水蒸気噴火・ブルカノ式噴火

これまで述べてきた事例より小規模な噴火についてもテフロクロノロジー的手法により新たな知見が得られつつある．火口から数 km 以内に堆積した水蒸気噴火等の小規模噴火によるテフラとおもに腐植土の放射性炭素年代と合わせて噴火史を明らかにする研究である．こうした研究で対象となるのはおもに完新世以降の噴火であり，箱根，乗鞍岳，焼岳，日光白根，那須茶臼岳など多くの活動的な第四紀成層火山で詳細な研究が進められている（奥野，1995 など）．これら噴火の規模は小さいものの，噴火頻度は比較的高いので，火山防災上の基礎データとして重要である．また，小規模な噴火が断続的に長期間続くブルカノ式噴火ないしは灰噴火とよばれる噴火様式にも目が向けられてきた（井村，1995；小野ほか，1995 など）．20 世紀以降の桜島噴火とテフラの関係や，鬼界アカホヤテフラ降下前後に霧島火山で継続していた小規模噴火が詳細に復元された（Imura, 1993）．

S4-09　まとめ・環境問題への第四紀学の役割
―放射性廃棄物処分問題などを例にして―

山崎晴雄（首都大学東京）

Haruo YAMAZAKI: The role of the Quaternary studies to solve the environmental issues: as an instance for the geological disposal of the high level radioactive waste

どんな分野の研究であっても、人間社会に役立たないものは無いと思うが、その研究が役立っていると社会の側に感じてもらえるかどうかは別の話である。第四紀学は最近の地質時代における地球環境の実態とその変化のプロセスを探求・解明していく科学である。このような基礎科学は、現代の人間生活と直接ふれあう部分が少ないため、自分たちでいくら「役に立つ、将来の展望ができる。」と言っても、その重要性や社会的な貢献度を認識してもらう場所がなかなか得られなかった。

ところで、我々の社会は産業革命以降、その繁栄を支えるエネルギーの多くを化石燃料の消費に頼って来た。そのため、石油資源などの枯渇が目に見える危機として迫ってきた現在、新たなエネルギーへの転換の中で、地球環境の長期的な将来を展望することのできる第四紀学が現実に必要とされ、更に大きな発展が求められる事態が生じている。ここではその一つの事例として高レベル放射性廃棄物地層処分を取り上げる。これは人間環境にはいると非常に危険な放射性廃棄物の安全性を確保するため、長期的な将来の環境変化を適切に予測する知識や方法が必要なのである。つまり、HLW 処分は第四紀学が大活躍できる場なのである。今まで第四紀学にこのような機会はなかった。それだけ、環境と並んでエネルギー問題が深刻化し人類存続の危機が高まっている証左であろう。

高レベル放射性廃棄物地層処分：

原子力発電所では原子炉で濃縮したウラン燃料（^{235}U）を核分裂させて熱エネルギーを取り出し、蒸気タービンをまわして発電を行っている。生じた使用済み核燃料は膨大な量になり、政府はその総量の圧縮と再利用のため、核燃料サイクルを推進している。これは使用済み核燃料を再処理して使用可能なウランやプルトニウムを回収し、燃料として再利用しようとするものである。エネルギー資源枯渇の中でプルトニウムを燃料とする高速増殖炉の実用化が急がれている。しかし、再処理の結果、強い放射性物質を含んだ廃液が発生する。これが高レベル放射性廃棄物(HLW)で、ガラスに溶かし固めたガラス固化体として保存されている。HLW 中には半減期の非常に長い ^{237}Np(214 万年)や ^{93}Zr(150 万年)などの放射性元素が含まれており、安全な放射能レベルに下がるまでには数万

～数十万年の時間がかかると言われている。このためHLWを長期に亘って人間環境から隔離しておく必要があり、最も安全な方法として地下深部（日本では300m以深、実際には1000m程度が考えられている）に埋設処分する方法（地層処分という）が世界的に採られている。

日本は地殻変動の激しい地域だが、長期に亘って安定な地質環境が保たれている場所は決して少なくなく、放射能の長期的な安全性を評価することによって地層処分は可能と考えられている。この安全性の評価とは将来の人間が受ける放射線量（被ばく線量）を計算で求めるものだが、地殻変動や気候変化による地表付近の環境変化を長期的に予測することが基礎になっている。このような将来予測には、第四紀学が研究対象にしてきた過去の環境に関する知識が必要になる。現在は処分場の候補地を段階的に選定していく作業が進められているが、具体的にいくつかの候補地が選定されてくると、地殻変動や環境変化についてより精密・高分解能の将来予測が必要とされるだろう。予測のための精密なモデル構築や解析手法も必要とされる。第四紀学はその必要性に答えられる技術と、実証的かつ定量的な知識を構築していかなければ、役に立つ研究・学問分野とは言われないであろう。要はニーズを的確に把握しそれに迅速に対応することである。

第四紀学を社会に役立てるために：

第四紀学などの基礎研究が社会に認知されにくいのと同様に、社会のニーズも問題が大きくならなければ基礎研究の世界にはそう簡単に伝わらない。解決には両者を結ぶインターフェースが必要である。このインターフェースの役割はスペシャリストが事務的な情報の交換を行うだけでは勤まらない。基礎科学にも社会にも精通したゼネラリストが必要なのである。現在、第四紀学にとってはこのインターフェースが無いこと（居ないこと）が、社会に役立つ（と人から見られる）第四紀学になれない最大の原因であろう。インターフェースとなるゼネラリストの育成が必要である。

博物館は第四紀学にとって、社会との接点を持つ数少ないインターフェースの一つである。しかし、その性格上、幅広い教育と啓蒙普及活動が中心であり、HLWなどの社会の一部からの先鋭的なニーズに対応できるものではない。夢ではあるが、私は日本第四紀学会自体が組織をより充実させて、スペシャリストだけでなく、ゼネラリストも加えた社会とのインターフェースとなることを期待している。

P-1　赤道インド洋における過去80万年間の古地磁気永年変動

菅沼悠介（東京大学），山崎俊嗣（産総研），金松敏也（JAMSTEC）
Yusuke SUGANUMA, Toshitsugu YAMAZAKI, Toshiya KANAMATSU:

Relative paleointensity record of the geomagnetic field during the Brunhes Chron from the equatorial Indian Ocean

近年，遠洋性海底堆積物を対象とした詳細な古地磁気記録の復元により，1万~10万年スケールの地磁気強度の永年変動の存在が報告されつつある（例えば，Guyodo and Valet, 1999; Yamazaki and Oda, 2005）．さらに，古地磁気強度・方向が約10万年周期で変動している可能性が指摘され（Yamazaki and Oda, 2002），地磁気変動と地球軌道要素もしくは氷期—間氷期サイクルのリンクが示唆されている．この地磁気変動と地球軌道要素の関係を解明するためには，地球軌道要素の影響を同じく受けている堆積物の特性が異なった地点間において，同様の地磁気変動が認められることを確認することが重要である．そこで本研究は，これまであまり古地磁気永年変動記録が報告されていない赤道インド洋における海底コアから，古地磁気強度変動記録を復元すること，そして軌道要素と地磁気強度変動の関係について検討することを目的とした．

本研究では，2005年夏に（独）海洋研究開発機構所有の調査船「みらい」によって赤道インド洋，Ninety-east ridgeより採取されたピストンコア，MR0503-PC1 および MR0503-PC3を使用した（Fig. 1）．MR0503-PC1は長さ4.1 mで水深3100 mから，MR0503-PC3はコア長10.2 mで水深4400 mから採取された．両コアは，主に均質な有孔虫泥~泥質堆積物からなり，タービダイトなどの2次堆積を示唆する構造は認めらない．両コアの上部（1および1.4 m）には層厚12~15 cmのガラス質白色テフラが認められ，MR0503-PC3コアからはさらに深度約7 mおよび約10 mにガラス質白色テフラテフラが認められた．Pattan et al.（1999）は，東部赤道インド洋およびベンガル湾から採取された多数の海底コアより，インドネシア，スマトラ島のTobaカルデラより噴火した"Youngest Toba" テフラを報告している．また，同じく赤道インド洋で掘削されたODP Site748コア中には，Brunhes クロンに"Youngest Toba" テフラを含む計3枚のTobaカルデラ起源のテフラが報告されている（Dehn et al., 1991）．従って，両コアの上部に認められるテフラは"Youngest Toba" テフラである可能性が高く，下位のテフラもODP Site748コア中のTobaカルデラ起源のテフラに対比されると考えられる．

一方，ODP Site748コアでは，有孔虫化石を用いた酸素同位体変動曲線に基づく精密な年代モデルが構築されている（Chen et al., 1995）．そこで本研究は，Tobaカルデラ起源テフラを年代基準面として，ODP Site748コアとMR0503-PC1 および MR0503-PC3コアにおける帯磁率変動曲線を対比し，ODP Site748コアの年代モデルに基づく各コアにおける年代モデルを構築した．この年代モデルに基づくと，MR0503-PC1 および MR0503-PC3基底部は，それぞれ，約28万および約79万と推定された．

これまでに行った古地磁気測定の結果，テフラに対応する層準を除き，MR0503-PC1 および MR0503-PC3には，磁性鉱物粒径などの岩石磁気パラメータに大きな変動は認められず，相対古地磁気強度の復元に適していることが示された．相対古地磁気強度は，残留磁化強度をARMで規格化して求められることが多い．しかし本研究では，ARMおよびIRMの両者を規格化用のパラメータとして使用し，MR0503-PC3における相対古地磁気強度の推定結果を比較した．

その結果，ARMで規格化した相対古地磁気強度には帯磁率で表される磁性鉱物含有量との間に相関が認められた．一方，IRMを用いて規格化した相対古地磁気強度には，この様な相関関係は認められなかった．従って本研究では，IRMを用いてMR0503-PC1 および MR0503-PC3における相対古地磁気強度を推定した．推定された相対古地磁気強度は，両コアにおいて非常に良く似た変動パターンを示した．また，過去80万年間の相対古地磁気強度推定記録をコンパイルして求めた標準古地磁気強度変動記録（Sint-800）（Guyodo and Valet, 1999）との比較を行ったところ，両者はほぼ同様の変動パターンを示すことが明らかになった（Fig. 2）．さらに，古地磁気強度の周期的変動の存在を検討するために，MR0503-PC3における相対古地磁気強度推定記録の周期解析を行った．その結果，相対古地磁気強度記録には，約10万年周期の変動が認められた．一方，相対古地磁気強度の規格化に使用したIRMには約10万年の周期は認められなかった．この結果は，地磁気変動と地球軌道要素のリンク仮説を支持するものである．しかし，今後更なる検討を進めるためには，岩石磁気特性の解明および年代モデルの精密化，そして残留磁化獲得システムの理解が必要である．

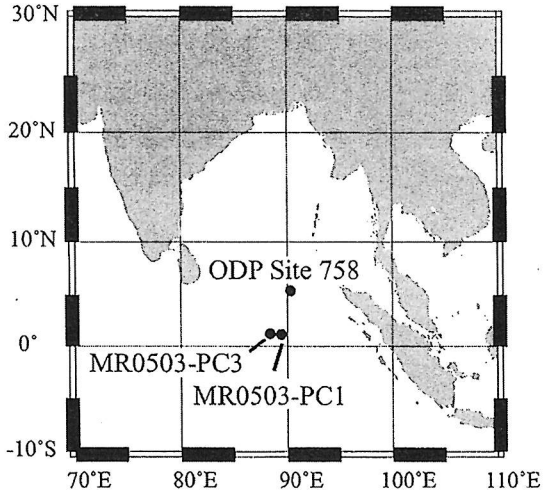
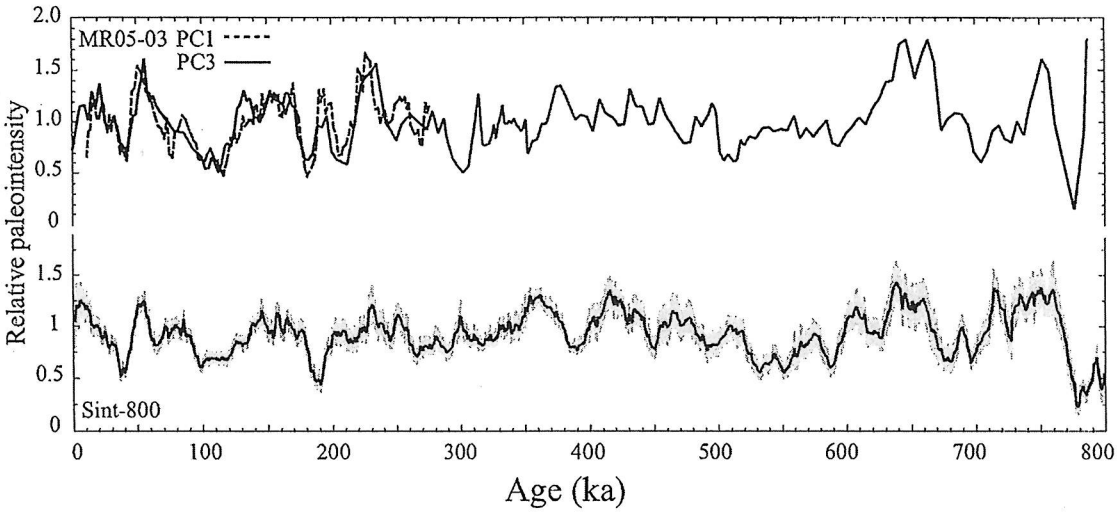


Figure 1
Locality of sedimentary cores analyzed in this study.

Figure 2
Comparison of the relative paleointensity records from MR0503-PC1, PC3 and Sint-800 (Guyodo and Valet, 1999). Samples with S-ratio < 0.92, MAD > 3° and corresponding to volcanic ash layers were excluded for drawing the relative paleointensity records for MR0503-PC1 and PC3.



P-2　中央ヒマラヤに記録された最終間氷期から最終氷期までのインドモンスーン変遷史

藤井理恵・酒井治孝（九州大学）

Rie Fujii, Harutaka Sakai; Changes in Indian monsoon during the last interglacial-glacial periods recorded in the central Himalaya

最終間氷期から最終氷期までのインドモンスーンの変遷史を明らかにするために，中央ヒマラヤ，カトマンズ盆地で掘削されたボーリングコアの花粉分析を行った．本講演では，花粉分析から得られた古気候変動記録とヒマラヤ地域の山岳氷河の拡大・衰退記録，チベット高原上から得られたアイスコアの酸素同位体比変動曲線とを比較・検討し，中央ヒマラヤ地域のインドモンスーンの変遷史について議論する．

本研究で用いた試料は，湖成層が分布する地域から掘削された長さ 218m のボーリングコア（RB コア）のうち，深さ約 62m から 12m の有機物に富む泥質堆積物と，それより若い年代の堆積物を含む長さ 18m のコア（AK コア）である．約 5 万年前までの古気候・古環境を数 100 年間隔で詳細に復元するために，RB コアの 12m から 45m までを 10cm 毎に，45m 以深は 50cm 毎（約 1400 年間隔）に行った．古地磁気学的研究と AMS^{14}C 年代測定に基づき，RB コアの深さ 60m 付近が約 12 万年前，深さ 10m 付近が約 1.1 万年前と推定されている．

RB コアの花粉分析の結果から得られた花粉群集組成より，深度約 62m から 12m までを 5 つの花粉化石帯に区分した．これらの結果をカトマンズ盆地及びその周辺の植生分布と比較して古気候を推定した．

深度 62〜45m（MIS5 に相当）：樹木花粉が約 70%と高い値を示し，湿潤な気候の指標として用いたハンノキ属，クマシデ属の割合が多い層準と，非樹木花粉が約 50%に達し，寒冷な気候の指標としたマツ属の割合がやや高く，乾燥した気候の指標としたイネ科とヨモギ属，アカザ科の割合が増加する層準が繰り返す．深さ 62〜59m は温暖な気候の指標としたシイノキ属の割合が特に高い．→3 回の温暖・湿潤と 2 回の冷涼・乾燥，特に 62〜59m が最も温暖・湿潤（MIS5e）．

深度 45〜41m（MIS4 に相当）：全体的に非樹木花粉が約 60%に達し，マツ属の割合が増加し，寒冷な気候の指標としたモミ属，トウヒ属が頻繁に出現する．また，イネ科とヨモギ属，アカザ科の割合が高くなる．しかし，深度 44.0〜43.8m で，非樹木花粉とイネ科，ヨモギ属，アカザ科の割合が急減し，一方，樹木花粉が 80%に増加している層準がある．→全体的に寒冷・乾燥，深度 44.0〜43.8m でやや温暖・湿潤になる．

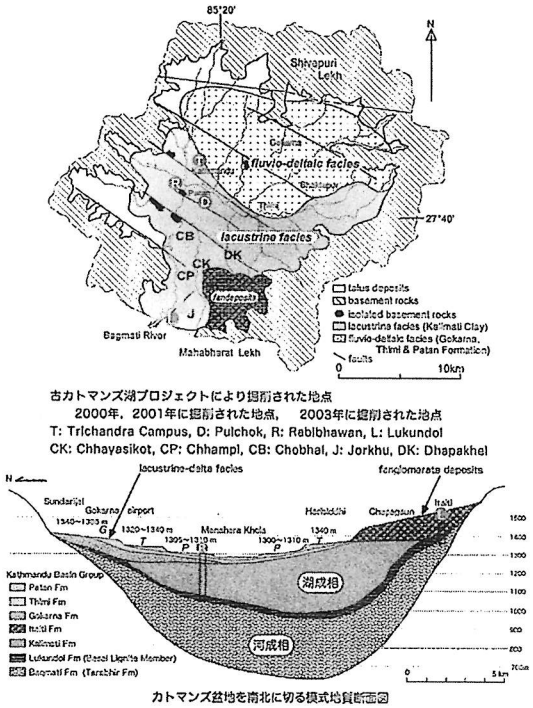
深度 41〜32m（MIS3 に相当）：全体的に樹木花粉が約 70%と高く，シイノキ属の割合は低いが頻繁に出現し，ハンノキ属とクマシデ属，カバノキ属の割合が高い．しかし，クマシデ属の割合が 2 回急激に低くなり，非樹木花粉とイネ科，ヨモギ属の割合が高くなる層準がある．全体的にカヤツリグサ科の割合が高い．また，ハス科の花粉

を含む層準がある.→全体的にやや温暖・湿潤，しかし2回の冷涼・乾燥.

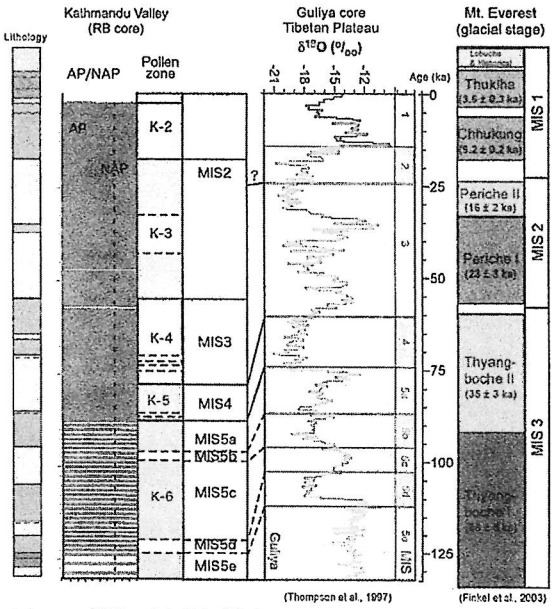
深度 32〜17m（MIS3〜2 に相当）：全体的に非樹木花粉の割合が 30〜70%と高く，イネ科とヨモギ属，アカザ科の割合が非常に高い．また，モミ属とトウヒ属が頻繁に出現する.特に,深度 22〜21m でトウヒ属とヒマラヤスギ属の値が高くなる.深度 26.4〜24.2m では，ハンノキ属とクマシデ属，カバノキ属の割合がやや増加し，イネ科とヨモギ属，アカザ科の割合が低くなる.→全体的には寒冷・乾燥，特に深度 22〜21m で寒冷で乾燥した気候になる（LGM に相当）．深度 26.4〜24.2m でやや湿潤になる.

深度 17〜12m（MIS2 に相当）：樹木花粉の割合が約 60%で、シイノキ属の割合は低いが頻繁に出現する．イネ科とヨモギ属，アカザ科の割合がやや少なく，一方，ハンノキ属とクマシデ属，カバノキ属の割合が高い.→ やや温暖・湿潤.

カトマンズ盆地では,MIS3 にインドモンスーンが活発化し,温暖・湿潤化している.この時期にエベレスト地域の山岳氷河は拡大しており(タンボチェ期 II),それはインドモンスーンの活発化により高ヒマラヤ地域の夏の降雪が増加したことを示唆する.



カトマンズ盆地を南北に切る模式地質断面図



カトマンズ盆地の古気候変動記録とチベット高原のGuliya ice capから得られたアイスコアの酸素同位体比変動曲線 (Thompson et al., 1997), エベレスト地域の山岳氷河の拡大・衰退記録 (Finkel et al., 2003)との比較

参考文献

Finkel, R.C., Owen, L.A., Barnard, P.L. and Caffee, M.W. (2003) Beryllium-10 dating of Mount Everest moraines indicates a strong monsoon influence and glacial synchroneity throughout the Himalaya. Geology, 31, 6, 561-564.

Thompson, L.G., Yao, T., Davis, M.E., Henderson, K.A., Mosley-Thompson, E., Lin, P.N., Beer, J., Sybal, H.A., Cole-Dai, J. and Bolzan, J.F. (1997) Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. Science, 276, 1821-1825.

P-3　ボルネオ島熱帯雨林におけるフタバガキ科植物珪酸体の形態と動態

江口誠一（千葉中央博）・山倉拓夫（大阪市大）

Sei-ichi EGUCHI and Takuo YAMAKURA; Distribution and morphology of Dipterocarpaceae phytoliths in a tropical rain forest at Lambir Hills, northern Borneo

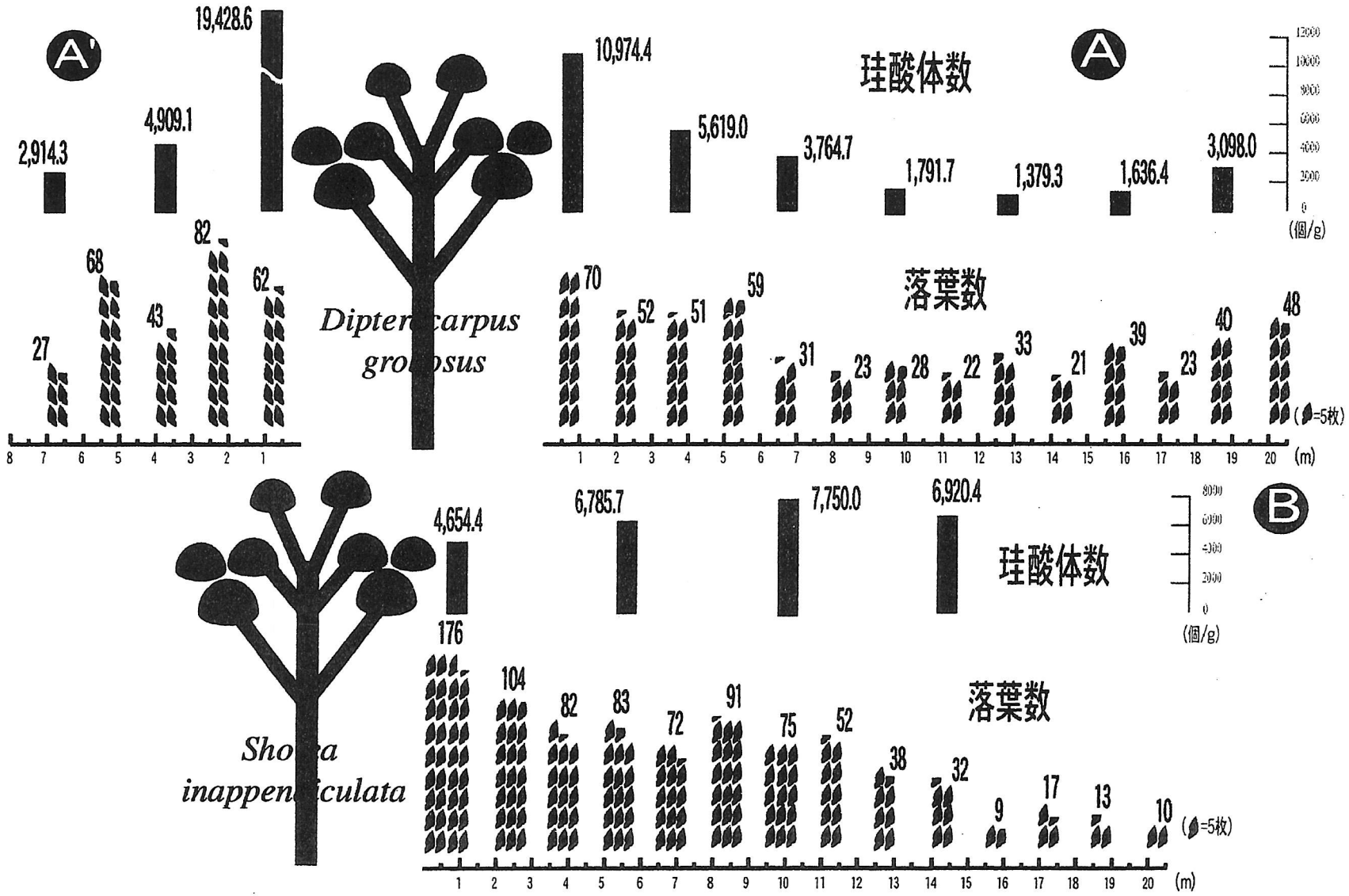
植物の根から吸い上げられた珪酸分は，おもに体の表層部にある表皮細胞内に集積され，落葉したり植物自体が枯れて分解された後も，細胞の形をとどめたまま土壌中でガラス質鉱物となる．この細胞の形をした珪酸物質は植物珪酸体と呼ばれ，地質，土壌，考古などの分野で，イネ科を中心とした古植生の復原研究が行なわれてきた．しかし近年，樹木についても珪酸体形態の観察成果が蓄積されるとともに，詳細な空間古植生復元を目標に置いた，林分レベルの基礎研究も試みられている．本研究は，その流れを受けながら，熱帯雨林を構成する種の植物珪酸体形態を明らかにし，それらの生産量から落葉量を含めた珪酸分の動態を考察した．

調査は，ボルネオ島北岸，マレーシアのサラワク州東部に位置するランビル国立公園で行なった．この地域は，有用南洋材のフタバガキ科の樹木が優占する，混合フタバガキ林からなり，設定された52haの永久方形区で，森林動態調査が1991年以降継続して行なわれている．そこに生育するフタバガキ科数 10 種の植物珪酸体を観察し，葉身中の生産数をカウントした．その内，*Dipterocarpus grobosus* と *Shorea inappendiculata* については，対象個体を決め，樹幹から連続して設置したコドラート内の落葉数をカウントした．さらに，そのコドラート内の表層堆積物を採取し，植物珪酸体の個数をカウントした．

対象とした *Dipterocarpus grobosus* は，樹高約 40m，胸高の周囲 253.4cm で，永久方形区域内の尾根部に立地する．設置した枠の間の微地形は，ほぼ平坦である．表層堆積物は，黒褐色～暗褐色の極細砂～細砂で未分解の植物遺体を多量に含む．樹幹から 6.5～7.0m と 15.5～16.0m では，特にシルト分を多く含む．一方の *Shorea inappendiculata* は，樹高約 67m で，方形区域内の傾斜地中腹に立地する．設置した枠の間の微地形は，ほぼ平坦である．表層堆積物は，褐色～灰褐色のシルト～シルト質極細砂である．

フタバガキ科の植物珪酸体を観察した結果，数タイプの形態が，種ごとにセットとなっていることが確認された．*Anisoptera* 属，*Dipterocarpus* 属，*Vatica* 属は，それぞれの属内で共通したタイプの組み合わせであった．*Dryobalanops* 属と *Hopea* 属からは明確な形態を呈した植物珪酸体が検出されなかった．

Dipterocarpus grobosus の落葉数は，樹幹から離れるにしたがい減少していく傾向が確認され，ワイブル分布を示した．しかし約 15m 付近から遠方は増加する区域もあった．表層堆積物に含まれる同種の植物珪酸体も，ほぼ同じ分布傾向を示した．このことは，植物珪酸体の多くが落葉として樹幹付近に落下した後，大きく移動せずに堆積していくことを示唆している．一方の *Shorea inappendiculata* も，落葉数が樹幹から離れるにしたがい減少し，指数分布であったが，植物珪酸体数は多少異なる分布傾向を示した．このことは母植物が立地する地形の違いによると考えられる．これら 2 種については個体の茂葉および落葉総重量などの推定値をくわえ，珪酸分の動態を検討した．



Dipterocarpus grobosus（A･A'）と*Shorea inappendiculata*（B）の周囲の落葉数と表層堆積物中の植物珪酸体数.

P-4　　**雑草からみた中国湖南省城頭山遺跡の稲作・アワ作農耕**

那須浩郎（総合研究大学院大学）・百原　新（千葉大学）・
安田喜憲（国際日本文化研究センター）

Hiroo NASU, Arata MOMOHARA and Yoshinori YASUDA; Weed remains as an indicator of agricultural practice for rice and foxtail millet cultivation in the Chengtoushan site, central China.

中国湖南省城頭山遺跡の環濠堆積物から出土した大型植物遺体を分析し，農耕地雑草の種類組成割合の変化から当時のイネとアワの栽培環境を推定した．

城頭山遺跡は，長江の中流域に位置する約 7,000～4,500 年前までの遺跡で，稲作農耕および雑穀作農耕の起源と展開を考えるうえで重要な遺跡である．長江中・下流域の新石器時代の遺跡では，稲作農耕の証拠が約 9,000 年前に遡ることが明らかになり，この地域が稲作（ジャポニカ稲）の起源地であるとされている．一方で，中国北部の黄河流域では，アワやキビなどの雑穀農耕の証拠が約 8,000 年前以降の遺跡で見つかっており，中国北部ではこれらの雑穀農耕が中心になっていたと考えられている．ところが，今回，長江中流域の城頭山遺跡でも，大量の炭化米とともにアワの果実が発見され，稲作の起源地域でもアワを栽培していたことが判明した．このことにより，長江流域の文明の発展には，稲作だけでなく，アワ作も関わっていた可能性が出てきた．そこで今回，このようなイネとアワの栽培が１つの遺跡内でどのように行われていたのかを調べるために，栽培植物に付随して出土する雑草種実の分析を行い，そこから稲作，アワ作の栽培環境の変化を検討した．

城頭山遺跡は長江の支流の１つである禮水の氾濫原に突き出たレスの台地上（標高約 50m）に立地する遺跡で，直径 360m ほどのほぼ円形をした城壁とその外側の環濠に囲まれた遺跡である．この城壁と環濠の跡は現在でも地表の起伏として認められる．遺跡の最も外側には約 5,000 年前（屈家嶺文化）に築かれた城壁と環壕が認められ，遺跡の内側には，これよりも古い大渓文化（約 6,400～5,000 年前）の３期にわたる城壁と環濠の組み合わせが存在する．これらの大渓文化の城壁と環濠は，大渓文化前期，中期，後期の 3 期に区分され，時代が経るにつれて，古い環濠を埋め立ててそこに城壁を築き，またその外側に新しい環濠を掘る，といったように順次築かれていた様子が確認された．本研究では，栽培植物や雑草の時期ごとの変化を復元する目的で，これら３時期の環濠堆積物をサンプルとして利用した．

大型植物遺体分析に使用した環濠堆積物試料は，合計 37 サンプル，総量 18,500cc のシルト質粘土である．遺跡の中心から東側と南側にトレンチを掘り，そのトレンチ壁面に現れた大渓文化前期，中期，後期の３時期の環濠堆積物を

それぞれブロック状に切り出した．このサンプルを0.25mmメッシュの篩を用いて水洗し，堆積物に含まれる大型植物遺体を実体顕微鏡下で拾い出した．

その結果，栽培植物4種，木本植物10種，水田・水湿地雑草14種，畑地・人里雑草17種，田畑共通雑草9種を含む合計54種3365個体の大型植物遺体が同定できた．栽培植物では，炭化米やイネ籾殻，アワ果実，シソもしくはエゴマ果実，ウリ科種子が出土した．このうち，炭化米，イネ籾殻，アワ果実は，大渓文化前期の地層から継続的にほぼ全層準で出土しており，大渓文化を通してイネとアワの栽培が行われていたことが明らかになった．木本植物は，高木の二葉マツ類針葉，チャンチンモドキ種子，中高木のカジノキ核，低木のキチゴ属核，イヌザンショウ種子，つる性木本のヤマブドウ属種子，マタタビ属種子などが出土したが，低木やつる性木本の割合が多く，遺跡の内部は開けた環境だった．水田・水湿地雑草は，コナギ種子，カンガレイ果実，アサザ種子，コバノヒルムシロ果実などが出土したが，典型的水田雑草は少なく，全体的には環濠沿いに生育する水湿地雑草が多かった．畑地・人里雑草は，カタバミ種子，ハコベ属種子，クマツヅラ果実，ソクズ核，カナムグラ種子，オナモミ果実などが出土し，最も種類数が多かった．

以上のように5つのカテゴリー（栽培植物，木本，水田・水湿地雑草，畑地・人里雑草，田畑共通雑草）に区分した大型植物遺体群集の種類数割合を，3つの時期で比較した．その結果，特に，水田・水湿地雑草，畑地・人里雑草の増減に着目すると，大渓文化前期の環濠では，水田・水湿地雑草が比較的多かったのに対し，大渓文化中期～後期の環濠では，次第に畑地・人里雑草が増加していったことが明らかになった．このように，水付きの環濠堆積物での分析にもかかわらず，畑地・人里雑草が増加している事実は，遺跡が拡大するにつれて，遺跡の内部の環境が都市化したか，あるいは，遺跡内に畑地が増加していた可能性を示唆する．

この結果から，城頭山遺跡におけるアワの栽培は遺跡の内部の畑地で行われていたと推定した．一方で，稲作は，当初は遺跡の内部の環濠沿いで行われていた可能性もあるが，遺跡の外の氾濫原で行われ，それが遺跡の内部に持ち込まれた可能性が考えられた．ただし，当時のイネが陸稲だった場合は，遺跡の内部の畑地でも稲作を行っていた可能性がある．当時のイネは水湿地でも畑地でもどちらでも栽培できる水陸未分化のイネだったのかもしれない．いずれにせよ，稲作だけの単一栽培ではなく，台地上でも栽培できるアワ作農耕を取り入れることにより，長江の氾濫による洪水や気候変化などによる不作時にも対応できるように備えていたと考えられる．このようなイネとアワの共栽培が，食料の供給を安定させ，長江流域の文明を発展させる基盤になったと考えられる．

P-5 Polygon 1.0: モダン・アナログ法による定量的な気候復元を、きわめて容易に実施するために新たに開発したソフトウェア

中川　毅　（ニューカッスル大学地理学教室）

Takeshi NAKAGAWA: Polygon 1.0, a user-friendly software suitable for quantitative climate reconstruction by the modern analogue method.

微化石などの多変量データをもちいた定量的な気候復元の手法は、1990 年代の後半以降、急速にその重要性を増しつつある。だが、既存のデータにじっさいに手法を応用しようと思うと、そこには目に見えない多くの壁が存在していた。報告者自身もじっさいに経験したその壁とは、おおむね以下のようなものであったと考えられる。すなわち、

（1）ソフトウェアの使用方法が非常に分かりにくく、たとえソフトウェア自体は無償で配布されていても、実質的には開発者とそのグループのメンバー以外が利用することは不可能に近かった；

（2）また、計算に必要な現生のデータセットが、現実的には一部のコミュニティーに独占的に所有されており、後発部隊の参入は困難であった（たとえ事実でなかったとしても、多くの研究者はそう感じていた）；

（3）さらに、たとえソフトの利用方法を理解し、データセットまで入手したとしても、出力形式が数表に限られるため、ソフトがじっさいのところ何をしているのか、図形的・直感的に理解することが困難であった；

以上の問題を一気にしかも抜本的に解決するために、グラフィカル・ユーザー・インターフェースを採用し、きわめて操作性にすぐれた Wndows 用ソフトウェア（Polygon ver.1.0）を独自に開発した。なおこのソフトには、日本の表層花粉および現在の気候のデータセットが付録として添付されている。計算結果を利用して論文を執筆する際には、Gotanda *et al.* (2002) QSR、および Nakagawa *et al.* (2002) QSR を引用されることを希望するが、ソフトとデータセットの配布は原則として無償・無制限でおこなっている。

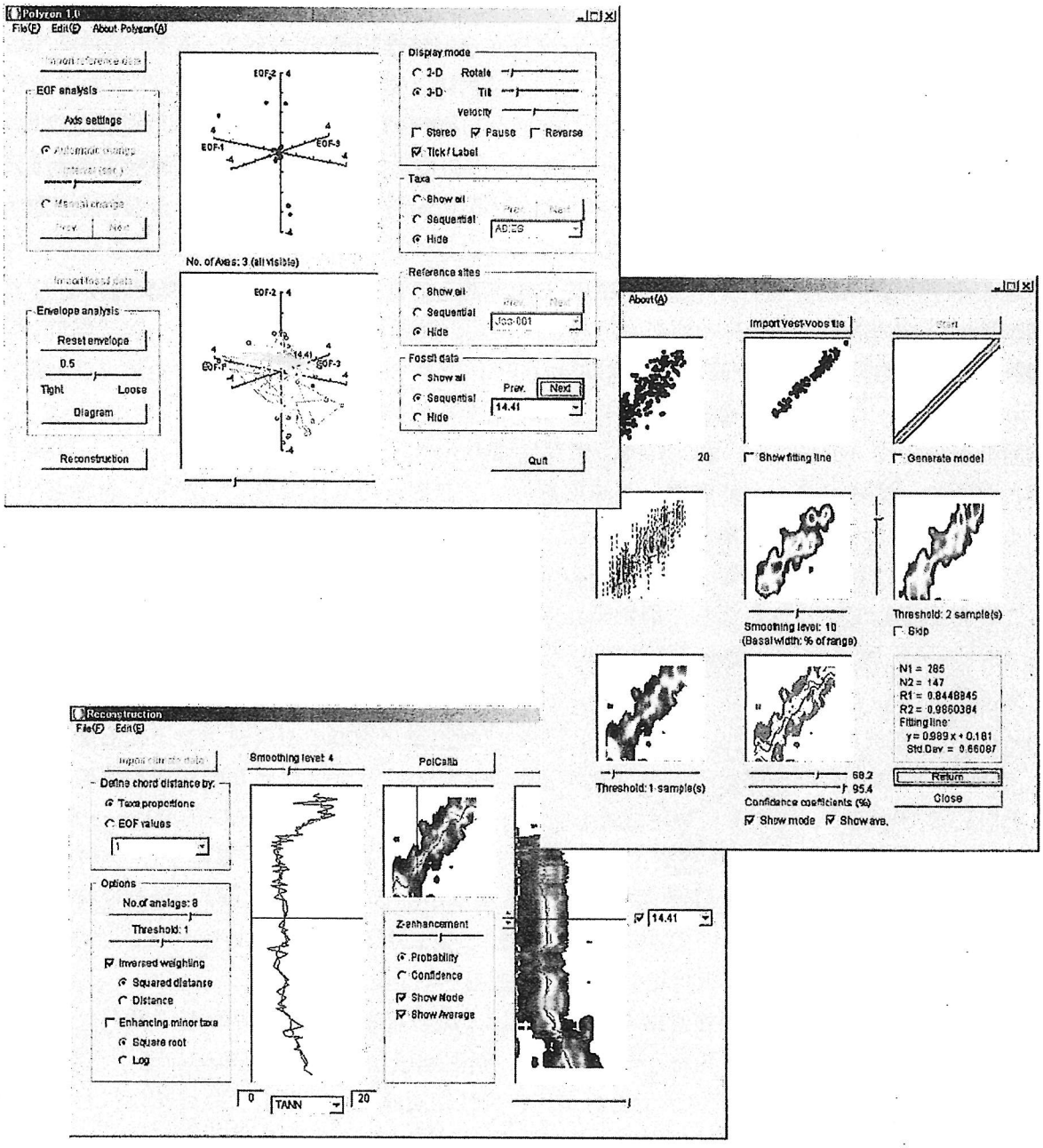
なお初日のセッションで口頭発表する復元結果は、すべてこの Polygon ver.1.0 によって得られたものである。

最新版の情報の提供およびユーザー・サポートは、報告者が直接おこなっている。報告者の連絡先は以下の通りである。

E-mail: takeshi.nakagawa@newcastle.ac.uk
Tel: +44 (0)191 222 6436（直通）
ダウンロードサイト: http://servpal.cerege.fr/~nakagawa/

大会二日目のコアタイムには、報告者自身のノート・パソコンを用意し、じっさいにソフトのデモンストレーションを実施する。また詳細は割愛するが、微化石の係数をおこなうのに非常に適した電子カウンター（数取器）システム、PolyCounter ver.1.0 のデモンストレーションも同時に実施する。

なお以下に紹介するのは、Polygon の画面からキャプチャーした画像の例である。



P-6　鮮新-更新統におけるテフラ層序の再構築

里口保文（琵琶湖博物館）・長橋良隆（福島大）

Yasufumi SATOGUCHI and Yoshitaka NAGAHASHI: Reconstruction of tephrostratigraphy of the Plio- Pleistocene fomations, Japan.

広域テフラは，遠隔地間の地層を同時面でつなぐ役割とともに，各地の年代論を比較・検証することにもなる．里口ほか（1999）や黒川（1999）は，主に鮮新-下部更新統を対象として，広域テフラの対比研究の成果と生層序や古地磁気層序などとの関係を整理した．このような鮮新-更新統の広域層序・編年のまとめが行われることで，テフラ編年や生層準の年代に関わる問題点が明らかになり，その問題を解決する層序学的研究（渡辺・壇原，2001；里口ほか，2005など）が行われることによって，広域層序と年代の精度が増していく．

近年，鮮新統における広域テフラ対比が進展し，各地鮮新統における層序学的研究成果と広域テフラ層との関係が明らかにされつつある．本報告では鮮新-更新統の広域テフラ対比をもとに，里口ほか（1999）のテフラ層序・編年の改訂を行うとともに，テフラ層の給源地域の推定について報告する．

近年のテフラ対比研究では，大阪層群や上総層群といった主要な鮮新-更新統のみならず，横浜地域（藤岡ほか，2003）や南房総（藤岡・小竹，2003；高橋ほか，2005），犬吠層群（藤岡・亀尾，2004），関東平野西部の飯能礫層（正田ほか，2005）などにおいてもテフラ対比が行われており，従来の年代観を変更し，より精密な年代論が行われている．その他には，北陸層群との対比（田村ほか，2005）や，新潟地域のものとの対比（Kurokawa et al.，2004など）があり，房総半島の上総層群・三浦層群のテフラ層との対比は里口（2006）がまとめている．これら広域テフラの年代については，挟在する地域の年代データから検討されるが，里口（2006）は各種の年代データが蓄積している房総半島の三浦層群・上総層群を基準とすることを提案している．ただし，房総半島中央部では黒滝不整合によって地層が欠落している（3.2Ma〜2.0Ma）ため，この年代については他の地域を基準にする必要がある．房総半島中央部で欠落しているガウス・マツヤマクロン境界は，国際的に議論が行われている最中のQuaternary 基底問題に関わる．この時代については，掛川層群の石灰質ナンノ化石層序（亀尾，1998）や氷見層群の微化石層序（大久保ほか，2000）とテフラ層との関係を明確にすることが必要であろう．ただし，亀尾(1998)は西平尾テフラの下位に小型の *Gephyrocapsa* 属アクメの始まり（2.02Ma）があるとしているが，浮遊性有孔虫では西平尾テフラの上位に *Pulleniatina* spp.の右巻きから左巻きに変わる層準がある（茨木，1986）．浮遊性有孔虫のこの基準面は，上総層群においてレユニオン（2.14-2.15Ma）の下位にあり（Oda，1977），石灰質ナンノ化石と浮遊性有孔虫化石の両基準面間でやや矛盾がある．

広域テフラによる地域間層序対比を行うことは，広域層序の整理のみならず新たなテフラ対比を導く．たとえば，伊勢湾周辺や掛川地域，新潟地域などと対比されている氷見層群 UN テフラは 2.6Ma 付近の広域テフラであるが，古琵琶湖層群や大阪層群との対比は行われていなかった．本研究で古琵琶湖層群におけるこの年代付近のテフラについて検討した結果，法蔵院 II 火山灰はガラス質で，火山ガラスの形状が中間型〜扁平型で，その屈折率は

1.497-1.500 付近にあり，重鉱物は黒雲母を含むなど UN テフラと類似した性質をもち，火山ガラスの化学組成値も近似していることから，両テフラは対比できることがわかった．この対比によって，本テフラは大阪層群を含む本州中央部にある主要な鮮新-更新統をつなぐこととなった．このようにテフラによる地域間層序対比を行うことにより，さらに多くのテフラ対比を導く可能性がある．

一方，広域テフラを多くの地域で見いだすには，テフラの給源地域の推定とテフラ層の堆積過程の検討が必要であろう．ここではまず各広域テフラ層にはさまれるテフラ層の積算層厚から検討する．本州中央部に分布する主要な鮮新-更新統を結ぶ広域テフラは，上位のものから，小林笠森 (Kb-Ks)，誓願寺栂 (Se-Tg)，猪牟田アズキ (Ss-Az)，猪牟田ピンク (Ss-Pnk)，恵比寿峠福田 (Eb-Fukuda)，氷見層群 UN，氷見層群 MT2，氷見層群 YT3，氷見層群 PM，東海層群坂井テフラがあげられる．これら広域テフラに挟まれた層準における各地域のテフラの枚数と積算層厚を表 1 に示す．上総層群については，表中の（　）に細粒火山灰層のみを対象とした枚数を入れた．斜線は地層が欠落している層準である．テフラの保存は堆積環境による影響もあるが，その層厚は給源との距離だけでなく，堆積過程と関わる火砕物質の供給という視点も無視できないであろう．この表から算出したそれぞれの層準における 1 テフラあたりの平均層厚は東海層群が大きい．これは，東海層群には軽石を含む厚層のテフラが多いことからも，この時代には東海層群に近い中部山岳地域の火山活動が活発であったことを示唆している．実際に各広域テフラ層についての給源地域の推定は，積算層厚からみた全体的な傾向とその時代変化だけでなく，当該広域テフラの層相と層厚の変化から検討する必要がある．

表 1　広域テフラに挟まれた層準におけるテフラ層の数と積算層厚

	Osaka G.		Kobiwako G.		Tokai G.		Kakegawa G.		Himi G.		Kazusa G.	
Tephra neme	N.	T.	N.	T.	N.	T.	N.	T.	N.	T.	N.	T.
∽Kb-Ks	5	145	9	96							13 (4)	165 (106)
∽Se-Tg	1	15	5	210							18 (5)	191 (60)
∽Ss-Az	6	126	6	195							33 (8)	244 (100)
∽Ss-Pnk	9	146	8	82	1	1					35(10)	729 (451)
∽Eb-Fukuda	12	622	13	480	12	1082					96(35)	3492(2877)
∽Ho-Kd39							15	142			3 (1)	81 (73)
∽UN-Ftj	5	295	34	1959	13	1475	39	5749	2	570	56(13)	698 (439)
∽MT2-Arg2	1	20	4	36	6	584	3	159	1	90		
∽YT3-Souri	5	113	21	461	18	1152	3	41	4	130		
∽PM-Ohta			8	428	5	1310	6	135	3	500		
∽Sakai-An53			2	133	2	65						

N.:Number of tephra, T:Total thickness of tephras (cm)

P-7　　南九州の完新世海成段丘と鬼界アカホヤ火山灰

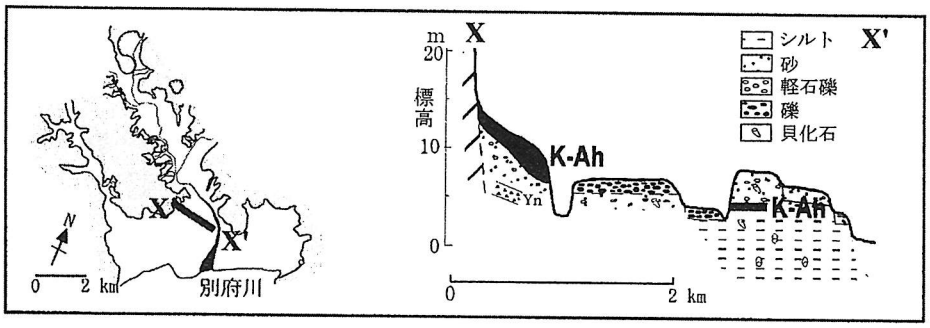
森脇　広（鹿児島大）

Hiroshi MORIWAKI : **Holocene marine terraces and Kikai-Akahoya tephra in south Japan**

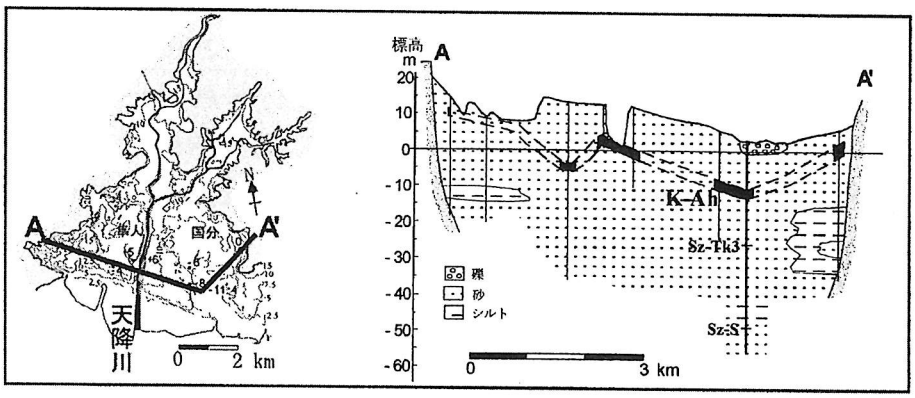
鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)は7300 cal BPに南九州の鬼界カルデラから日本列島とその周辺海域に飛散した広域火山灰で,種々の第四紀学的諸問題に貢献してきた(町田・新井, 2003)．第四紀の海面変化・海岸環境変化からみると，K-Ahが噴火した時期は，海面の上昇期と以後の海面安定期との間の境界時期にあたり，海面変化に伴う海岸線変化も，堆積海岸においては一般に海進から海退に転じる時期にあたっている．こうした海面変化・海岸線変化の移行時期は，堆積作用や地殻変動，アイソスタティックな変動など地域的・局地的な諸要因にも影響を受けるため，地域的な差異が認められている．したがって，離水期の微妙な地域的差異を検出できれば，それらの諸要因を検討する資料を得ることができる．こうした離水期の地域差を高精度で明らかにすることができるのが，このころ噴火したテフラである．南九州では縄文海進最盛期ごろに噴出したテフラがいくつか認められている（森脇，2002)．そのうちK-Ahは，広域に分布していることから，縄文海進最盛期頃の海面や海岸線に関し，広域にわたる精度のよい対比指標を提供する．こうした視点に立ち,演者は南九州において完新世の海岸地形や海成堆積物とK-Ahとの層位関係を追跡してきた．この発表では，完新世海成段丘が認められる南九州の隆起地域に焦点をあて，その離水過程を検討する．

これまで見いだした場所は，①鹿児島湾奥北西岸の別府川平野，②鹿児島湾奥北岸の国分平野，③種子島南東岸の広田川河口，④屋久島北東岸の小瀬田，⑤屋久島北東岸の宮之浦川河口周辺である（図1)．それぞれの海成段丘面高度は，①，②，④，⑤が海抜10-15m，③が海抜5-10mである．K-Ahは，隆起三角州からなる①，②では，中央部では海成堆積物中にあるが，周辺の基盤丘陵・台地との境界付近では，段丘面の表層に出現する．同じく隆起三角州からなる⑤では，山地斜面との境界から少し離れたところは，厚いK-Ahの二次堆積物からなる（図1)．この二次堆積物が高純度のK-Ahからなることは，K-Ah噴火時の汀線が段丘面と山地との境界付近にあることを示唆する．離水波食棚かならる④では，波食棚を覆う礫の薄層の中に1次のK-Ah火砕流-幸屋火砕流ーが介在する．同じく離水波食棚からなる③では海浜礫層を覆う氾濫堆積物の中にある．以上のようなK-Ahと海成段丘面形成過程の関係は，こうした完新世海成段丘の離水開始時期がK-Ah降灰時頃であることを示す．

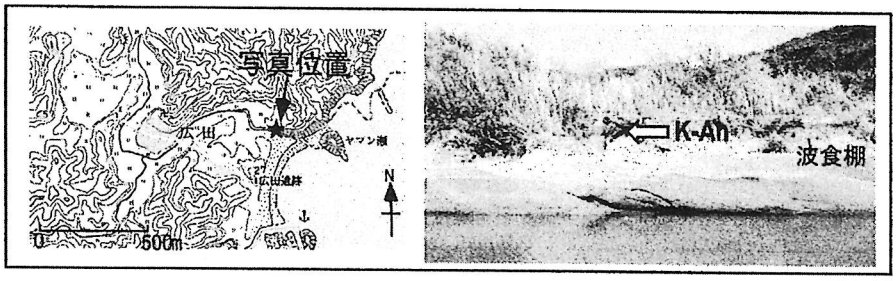
鹿児島湾奥
北西岸,
別府川平野
(森脇ほか(2001)
に基づく)



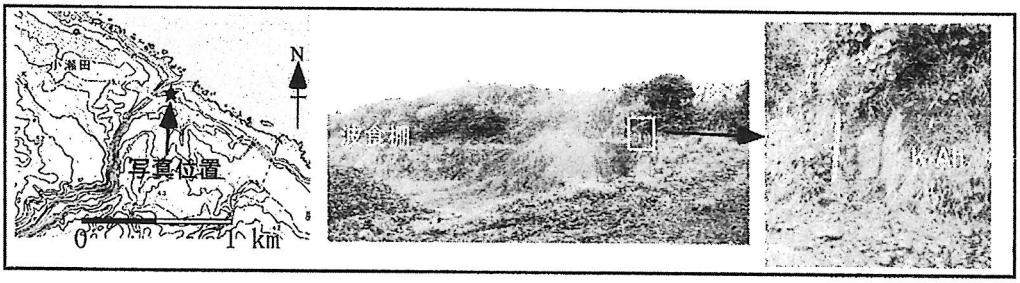
鹿児島湾奥北岸,
国分平野
(森脇(2006)
に基づく)



種子島南東岸,
広田川低地



屋久島,
小瀬田



屋久島,
宮之浦
(森脇, 2002)
に基づく)

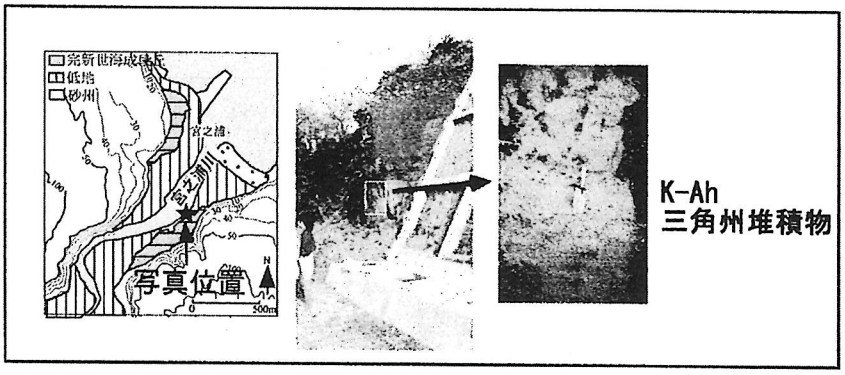


図1 南九州各地の完新世海成段丘とK-Ah

P-8　　旧石器遺跡の鍵層となる御岳起源テフラのルミネッセンス年代測定

小畑直也・長友恒人（奈良教育大），下岡順直（日本学術振興会特別研究員 PD）
Naoya OBATA，Tsuneto NAGATOMO，Yorinao SHITAOKA；Luminescence dating of the Ontake tephra related to the Paleolithic sites in Nagano pref..

1．はじめに

日本の旧石器遺跡では、一般的に姶良 Tn 火山灰（AT）など広域テフラを鍵層として検出することにより、石器が包含されている地層の数値年代を推定してきた。しかし、火山灰アトラス（町田・新井；2003）に記載されているテフラ一つ一つをみると、自然科学的年代測定が行われていたとしても測定限界を超えていたり、複数の手法で測定が行われていても年代のばらつきが大きかったりと様々な問題を抱えている。そのため、一般的に使用されている広域テフラの数値年代であっても、他の層準との比較や堆積速度を一定とした仮定などから推定したある程度幅を持った年代値を採用しているものも少なくない。

一方で、遺跡そのものを対象とした年代測定法としては、地層を直接測定できるルミネッセンス年代測定法が有効な方法の一つである。露光によりタイムゼロイングされている試料であれば光ルミネッセンス（OSL）法が、テフラなど加熱されることでゼロイングされている試料には熱ルミネッセンス（TL）法が適用できる。今回は、テフラの降下年代を決定するために、ルミネッセンス年代測定を行った。

試料は、御岳起源の御岳第１テフラ（On-Pm1）、御岳伊那テフラ（On-In）、御岳三岳テフラ（On-Mt）である。それぞれ、長野県伊那谷で発見された針ヶ平第１遺跡や竹佐中原遺跡、石子原遺跡などの旧石器遺跡との関連が注目されている（松島・寺平；1987 他）。試料の採取は長野県駒ヶ根市菅の台、光前寺裏山（N35° 44′　E137° 53′）で行った。それぞれのテフラには、これまでに図に示すように様々な年代測定が行われ、その数値年代が推定されてきている。なおテフラの名称、記号は町田・新井（2003）に従った。

2．年代測定

テフラは暗幕で遮光した状態で採取し、暗室下で酸処理と磁気分離を行い、粗粒子（約 100μm）と微粒子（約 1～8μm）を抽出した。粗粒子においては、試料によって対象となる鉱物が異なった（X 線回折の結果）ため、α線の寄与を除去するために行うエッチングはフッ酸の濃度・処理時間を変えて行った。

蓄積線量評価のための測定は Daybreak 社製 1150TL/OSL 装置を使用し、Multiple Aliquot で付加線量法を用いて行った。スプラリニア補正には、350℃で 60 分間アニールした試料を用いた。TL 測定条件は、昇温速度 10℃/sec、検

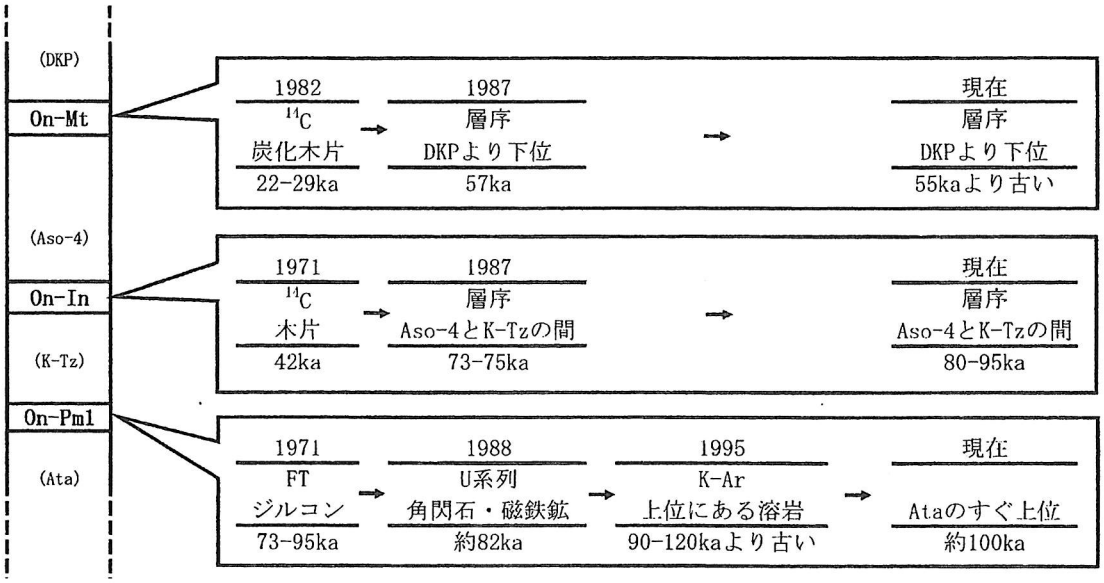


図　御岳起源テフラと実施された年代測定の結果による数値年代の変遷

出波長 380～550nm である。また、一回の測定で 4 領域の波長領域のルミネッセンスを観察し、年代測定に最適な波長領域を選択できるように改良した NRL-99-OSTL 装置も用いて測定した。この時の検出波長は、300～390 nm、390～590 nm、570～700 nm、350～700 nm である。また、TL 発光色を撮影し、発光色を肉眼で観察した。

年間線量は、TLD 素子を用いる直接測定と土壌の放射性元素含有量から算出する間接測定を併用して評価した。

3．結果と考察

得られた On-Pm1 の蓄積線量、年間線量、ルミネッセンス年代の値を表に示す。On-Pm1 で得られたルミネッセンス年代はこれまで考えられていた年代値（約 100ka）とよく一致する結果となった。当日の発表では、ルミネッセンスにおける複数の測定法で測定したテフラの測定結果の整合性とともに、測定したテフラの上下に存在する広域テフラとの層序的関係についても議論する。

試料の採取には、松島信幸氏の協力を得た。記して感謝する。

表　On-Pm1 のルミネッセンス年代測定結果

試料名	測定法	蓄積線量 (Gy)	総年間線量 (mGy／年)	ルミネッセンス年代 (千年)
On-Pm1	石英粗粒子、TL	250.4±44.6	2.50±0.11	100±18
	微粒子、TL	311.4±56.0	3.25±0.15	96±18

P-9　塩嶺累層，和田峠-霧ケ峰地域の火山層序とフィッション・トラック年代

長井雅史*・杉原重夫**・檀原　徹***・岩野英樹***・小森次郎*・
柴田　徹**・平野公平**（*日大文理/明大文化財，**明大文化財，
***京都フィッション・トラック）

Masashi NAGAI, Shigeo SUGIHARA, Tohru DANHARA, Hideki IWANO, Jiro KOMORI, Tohru SHIBATA, Kohei HIRANO; Volcanostratigraphy and fission track ages of the Enrei Formation in Wadatoge-Kirigamine area, Central Japan.

はじめに

塩嶺累層(Momose *et al.*,1959)は東方に位置する八ヶ岳火山噴出物とともにフォッサマグナ地域中部に広く分布する火山岩類で，主要な活動年代は前期更新世とされている.島弧におけるマグマ生成過程の時間変化を追跡する上で興味深い地域であるが，山体を糸魚川-静岡構造線活断層系や地溝(追分火山性地溝；河内,1974)に切断されている本地域の火山体構造や噴火様式の変化は,フォッマグナ地域のテクトニクス場の変化を反映している可能性も高い．これまで多くの研究例が存在し近年も層序や岩石学的特長の再調査がなされているが,地域ごとに研究されているために全体の層序が明らかになっていない．また改良される前の年代測定法による年代値が中心であるなど，いまだ問題が残されており再検討を行う必要がある.

手法

本研究では地質調査と空中写真判読，岩石学的解析によって和田峠～霧ケ峰地域の層序を再検討した(図1，2).また山麓地域(小諸層群や八ヶ岳火山噴出物)に分布する,本地域由来とされているテフラ噴出物も検討対象とした．流紋岩類についてはζ較正法によるフィッション・トラック年代を測定した．杉原ほか(2004)で報告した試料の一部についてはジルコン結晶中のウラン濃度が例外的に高かったため，新たに熱中性子の照射条件を検討して再測定した.

結果と考察

和田峠流紋岩(山崎ほか,1976)には従来貫入関係がみられることが知られていたが，類似した岩質の溶岩や石質火砕流(Block & Ash Flow)堆積物からなるため層序や分布は不明であった．今回全岩化学組成の特徴と空間分布から複数の岩体に識別できることがわかった(図3)．年代測定の結果を踏まえると流紋岩類の活動は1.1Ma頃，1.0-0.85Ma，0.7-0.6Ma頃，0.25Ma頃であり，霧ケ峰火山の活動年代(Oikawa & Nishiki,2005)よりも若い岩体が存在する(図2)．従来の研究による層序や放射年代値も加えて，以下のような調査地域の活動ステージ区分を試みた.

ステージⅠ：広く分布する玄武岩～苦鉄質安山岩の溶岩流・火砕岩の噴出
ステージⅡ：北西-南東方向に配列する安山岩質成層火山群の形成
ステージⅢ：北～北東山麓(小諸層群大杭層)に分布する軽石質火砕流(1km^{3}クラス)の噴出
ステージⅣ：西部地域での高シリカ流紋岩溶岩ドーム・石質火砕流の噴出
ステージⅤ：中部～東部地域でデイサイト-流紋岩質溶岩と北東山麓(勝見沢ローム層)に分布する降下軽石(1km^{3}クラス)の噴出
ステージⅥ：西部～中部地域での高シリカ流紋岩溶岩ドーム群・石質火砕流の噴出
ステージⅦ：西部～中部地域でのデイサイト-流紋岩質溶岩流・溶岩ドームの噴出
ステージⅧ：安山岩-デイサイト溶岩流による霧ケ峰成層火山の形成
ステージⅨ：西部地域・追分地溝縁辺部での高シリカ流紋岩溶岩ドーム群の噴出
ステージⅩ：中部～東部地域での高シリカ流紋岩溶岩ドーム・石質火砕流の噴出

全岩化学組成は全体的には八ヶ岳火山群より液相元素に富むが，ステージⅢからⅤ，およびⅥの一部はK_2OやRbに乏しく北八ヶ岳火山の化学組成に類似する(図3)．追分火山性地溝はOikawa & Nishiki(2005)の見解とほぼ同様にステージⅧからⅨにかけて形成したと考えるのが妥当であるが，比較的規模の大きいテフラの噴出は化学組成・層位上ステージⅢとⅤの時期にあたっており，地溝帯の形成初期に爆発的火山活動が卓越していた雲仙火山(宇都・中田,2000)に状況が類似している.

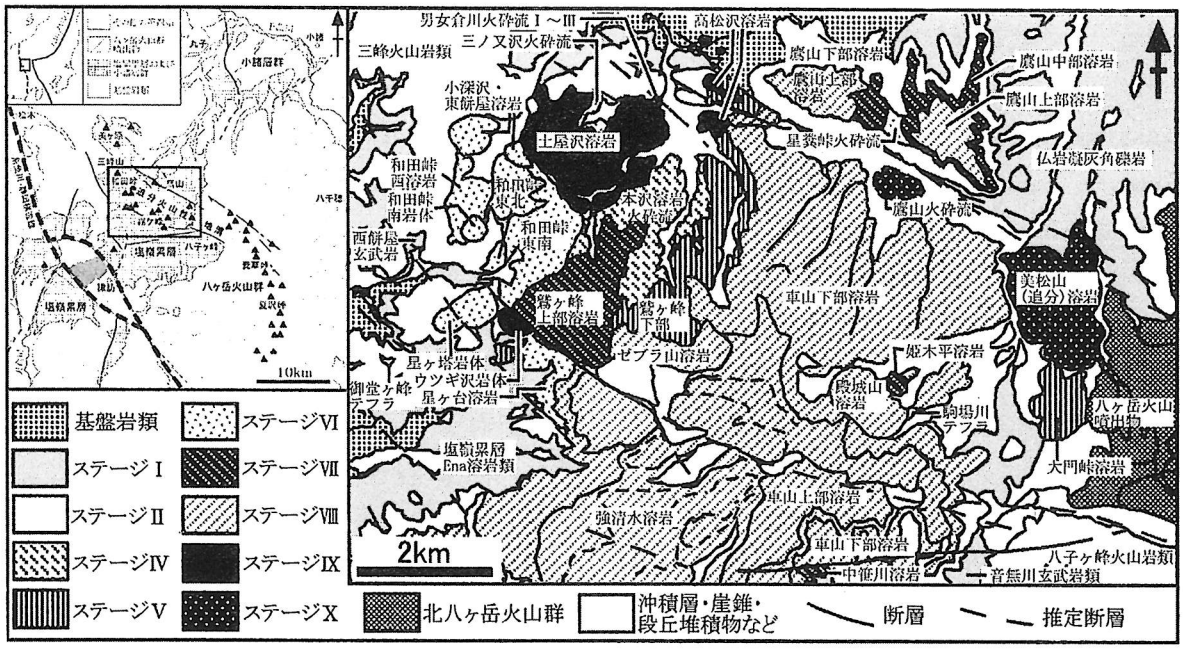
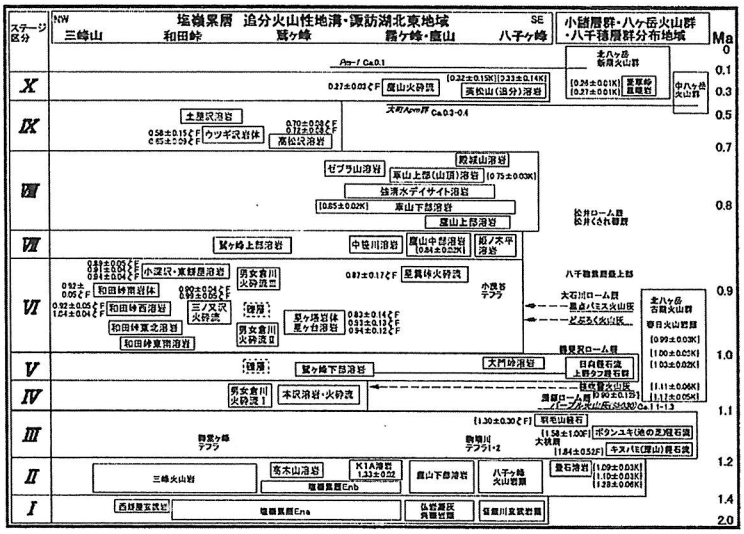


図1　調査範囲の地質図(上)および図2　ブロック図(右)



作成にあたり飯島ほか(1963), 河内(1974), 河内・荒牧(1979), 北八ヶ岳サブグループ(1988), 窪田(1999), 松島・寺平(1990), Momose *et al.*.(1959,1966), 長野県(1994), 中井ほか(2000), 菅沼ほか(2003), 諏訪教育会(1970), 寺尾(2001), 手島・河内(1994), 山岸(1989), 山岸ほか(1999), 山崎ほか(1976)を引用・参考にして編図した.

放射年代のKはKAr法, Fはフィッション・トラック法, ζFはζ較正フィッション・トラック法による値.括弧のないものは杉原ほか(2004)及び本報告, 括弧のあるものはKaneoka *et al.*(1979,1983), 河内(1998), 北御牧村アケボノゾウ発掘調査団(2002), 宮下ほか(1984), Oikawa & Nishiki(2005), 鈴木(1988), 寺尾(2001), 内海ほか(1998)による.

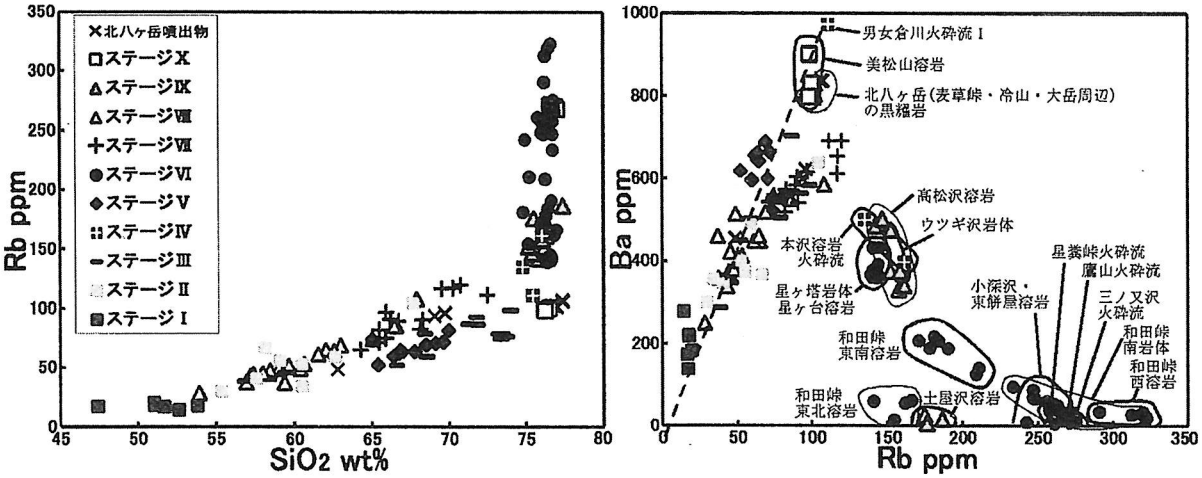


図3　全岩化学組成変化図　SiO_2-Rb図(左)及びRb-Ba図(右). Rb-Ba図では高シリカ流紋岩類について岩体ごとに組成範囲を示した.

P-10　斑晶鉱物の屈折率および主成分化学組成に基づく八ヶ岳新期テフラ群の給源火口の推定と北八ヶ岳の火山活動史

大石雅之・鈴木毅彦（首都大学東京）

Masayuki OISHI and Takehiko SUZUKI: Estimation of source craters of the Yatsugatake Younger Tephra Beds based on the refractive indices and chemistry of phenocrysts, and volcanic history of North Yatsugatake, central Japan

火山体上部に分布する溶岩や溶結凝灰岩などの火口近傍相の編年には，^{14}C 法やフィッショントラック法，K-Ar 法など放射年代測定が用いられることが多い．しかしこれらの方法は本質的に年代誤差を伴う．このため上下関係が観察できない離れた地域に分布する噴出物については，層序を編むことが困難なことが多い．このような場合，遠隔地において広域テフラ・地形などとの関係により噴出年代が詳細にされたテフラを給源地域に追跡し，時間指標とすることは，火口近傍相の編年に有効であり，年代観を意識した噴火史解明に重要である．しかしテフラは給源地域では，短時間に厚く堆積するため溶結凝灰岩として堆積するなど層相が遠隔地と激変していることが多い．溶結している場合，火山ガラスの測定は困難である．そこで，風化に強く，また噴出物の溶結・非溶結に関わらず保存されている斑晶鉱物の様々な特徴に基づいて，遠隔地のテフラを火口近傍相と対比させることが求められる．

八ヶ岳新期テフラ群は，Yt-Kw，Yt-Pm1，Yt-Pm2，Yt-Pm3，Yt-Pm4 の 5 枚のプリニアン降下軽石からなり，噴出年代はそれぞれ，約 171 ka，55-86 ka，44-54ka，約 50ka，約 29ka である（大石・鈴木，2004，大石・塚本，2004）．等層厚線図に基づくと，これらの噴出物の給源は，Yt-Pm4 が八ヶ岳火山列最北部の横岳，その他の 4 枚が概ね麦草峠から硫黄岳付近のいわゆる中八ヶ岳地域であると推定される．本発表ではこれら詳細な給源が不明な，Yt-Pm4 を除く 4 枚のプリニアンテフラについて，給源をより詳細にするため，中八ヶ岳地域に分布する溶岩や溶結凝灰岩などの火口近傍相との対比あるいは上下関係の解明を試みた．今回同定・対比の根拠として用いたのは，斜方輝石斑晶の屈折率および斜方輝石・単斜輝石斑晶の主成分化学組成である．この結果，中八ヶ岳地域に分布する火口近傍相は，硫黄岳付近に分布する噴出物，天狗岳付近に分布する噴出物，天狗岳以北に分布する単成の溶岩ドーム状の火口を形成する噴出物の 3 グループに分類できることが明らかになった．八ヶ岳新期テフラ群の各テフラは，Yt-Kw は硫黄岳グループに，また Yt-Pm1，Yt-Pm2，Yt-Pm3 は天狗岳グループに属することが明らかになった．このことから Yt-Kw の給源は硫黄岳付近，Yt-Pm1，Yt-Pm2，Yt-Pm3 の給源は天狗岳付近であるとの結論に至った．

硫黄岳周辺では，最近約 20 万年間の新八ヶ岳期に，少なくとも 6 枚の噴出物を生産している．したがって平均で 3.3 万年間に 1 回噴火が発生していることになる．なお大ダルミ付近に分布する軽石とパン皮状火山弾は新鮮な表面形態を維持していることから，ともに完新世の噴出物である可能性がある．一方その他の噴出物は 200～100 ka 頃の噴出物と思われる．したがって硫黄岳周辺では新八ヶ岳期の初期と完新世頃の 2 つの異なる活動期があると見られる．天狗岳周辺では，

新八ヶ岳期に10数枚の噴出物が生産されている．したがって数千年に1度の割合で噴火が発生していると考えられる．天狗岳以北の単成火口群は，層序や先行研究による年代測定結果などを踏まえると，新八ヶ岳期初期に集中して噴火したと考えられる．

（引用文献）

大石雅之・鈴木毅彦（2004）八ヶ岳火山を起源とする新期テフラ群の層序と噴火史．火山，49，1，1-12.

大石雅之・塚本すみ子（2004）OSL年代測定を用いた八ヶ岳新期テフラの降下年代の再検討．日本第四紀学会講演要旨集，P-24，121-122.

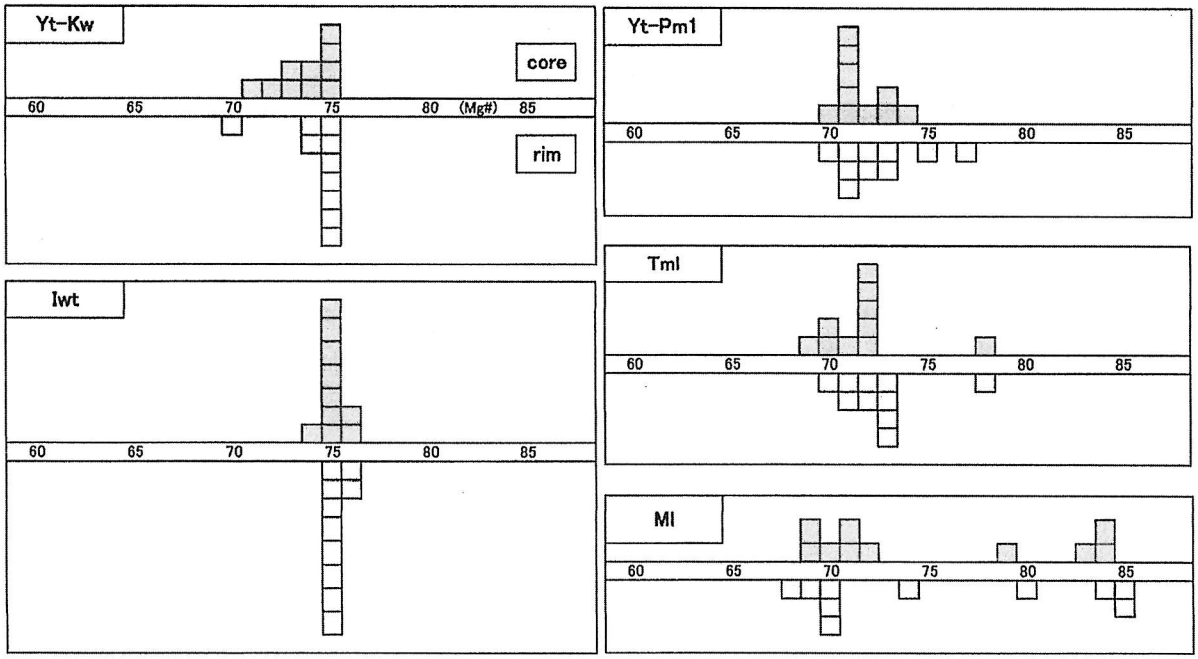


図1　北八ヶ岳噴出物に含まれる斜方輝石の主成分化学組成(Mg#：(Mg+Fe) /Mg×100)のヒストグラム例

表1　北八ヶ岳噴出物の屈折率・主成分に基づく分類

group	products	chemistry	chemistry (mode value) of phenocryst		
			refractive index (γ of opx)	opx (Mg#)	cpx (Mg#)
Ioudake	Yt-Kw, Yt-Od, Iwt, Ykl-E	mafic	1.699	74-75	74 and 77
Tengudake	Yt-Pm1～4, Tll, Tml, Tpl, Tul	middle	1.702	70-73	76
monogenetic crater	Ykl-W, Nl, Ml, Mnl, Se, Cl, Tkl	bimodal	1.705-1.706	65-70 and 80-85	70-75 (very wide)

P-11

古地磁気，広域テフラによる関東平野西縁，加治（阿須山）丘陵の鮮新—下部更新統の層序と編年

植木　岳雪（産業技術総合研究所・地質情報研究部門）
鈴木　毅彦（首都大学東京・都市環境学部）
水野　清秀（産業技術総合研究所・地質情報研究部門）

Takeyuki UEKI, Takehiko SUZUKI and Kiyohide MIZUNO:
Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Plio-Pleistocene in the Kaji (Azuyama) hills, western side of the Kanto Plain, central Japan

1.　目的

本研究の目的は，関東平野西縁の加治（阿須山）丘陵構成層の層序の見直しと，編年の高精度化である．それは，関東山地と関東平野の形成史の復元，その要因としての活構造，テクトニクスの議論のための基礎データである．

関東平野の西縁には，山地から半島状に丘陵が張り出し，それらは鮮新—下部更新統から構成されている．加治（阿須山）丘陵は，入間川と霞川にはさまれた丘陵で，層序，化石，テフラ，礫などの研究が多数行われてきた．町田（1973），竹越（1979）をまとめると，加治丘陵構成層は，下位から飯能礫層，仏子粘土層，上部豊岡礫層の3累層に分けられ，飯能礫層は下部層と上部層の2部層に分けられる．飯能礫層下部層中の矢颪凝灰岩のFT年代は1.3±0.3 Ma（埼玉県，1999），仏子層の最上部中のE1テフラのFT年代は1.03±0.07 Maであることから（竹越・村松，1991），加治丘陵構成層は下部更新統と見なされてきた．

2.　加治丘陵構成層の層序と古地磁気極性

加治丘陵構成層は，整合・不整合の関係，層相から以下の4累層に分けられる．

2.1　小曾木層（新称）

従来の飯能礫層下部層に相当する．加治丘陵西部および飯能市矢颪周辺の入間川河床に点在する．角礫層とシルト・砂層の互層からなる．古地磁気極性は，全層準で正である．

2.2　飯能層

従来の飯能礫層上部層に相当する．小曾木層を不整合に覆う．加治丘陵西部から中部に分布する．中～大礫サイズの亜円～円層からなる．古地磁気極性は，上位に向かって正から逆に変化する．

2.3　仏子層

従来の仏子粘土層に相当する．飯能層を整合に覆う．加治丘陵東部に分布する．腐植質・凝灰質のシルト・砂層と中礫サイズの亜角～亜円層の互層からなる．古地磁気極性は，上位に向かって逆，正，逆に変化する．

2.4　豊岡層

従来の上部豊岡礫層に相当する高位段丘（阿須山面）構成層である．仏子層を不整合に覆う．加治丘陵東縁に分布する．中～大礫サイズの円層からなる．古地磁気極性は逆である．

3.　テフラの広域対比

仏子層には35枚のテフラがはさまれている（堀口ほか，1977）．今回，仏子層中部で見出された層厚85 cmの細粒なガラス質テフラは，記載岩石学的な特徴と古地磁気極性から，房総半島の上総層群黄和田層下部中のKd44に対比される．なおKd44は，本地点から約10 km南方の東京都武蔵村山市の地下でも見出されている（鈴木ほか，2006；本予稿集）．

4.　加治丘陵構成層の古地磁気層序と年代

層序，古地磁気極性，テフラの広域対比から，加治丘陵構成層の古地磁気層序は以下のようになる．小曾木層はGauss Chronozone上部，飯能層はGauss Chronozoune上部からMatuyama Chronozone下部，仏子層はOlduvai Subchronozoneを含むMatuyama Chronozone下部から中部，豊岡層はMatuyama Chronozoneの最上部である．これらから，高位段丘を構成する豊岡層を除いた加治丘陵構成層の年代は，後期鮮新世から前記更新世中期となる．

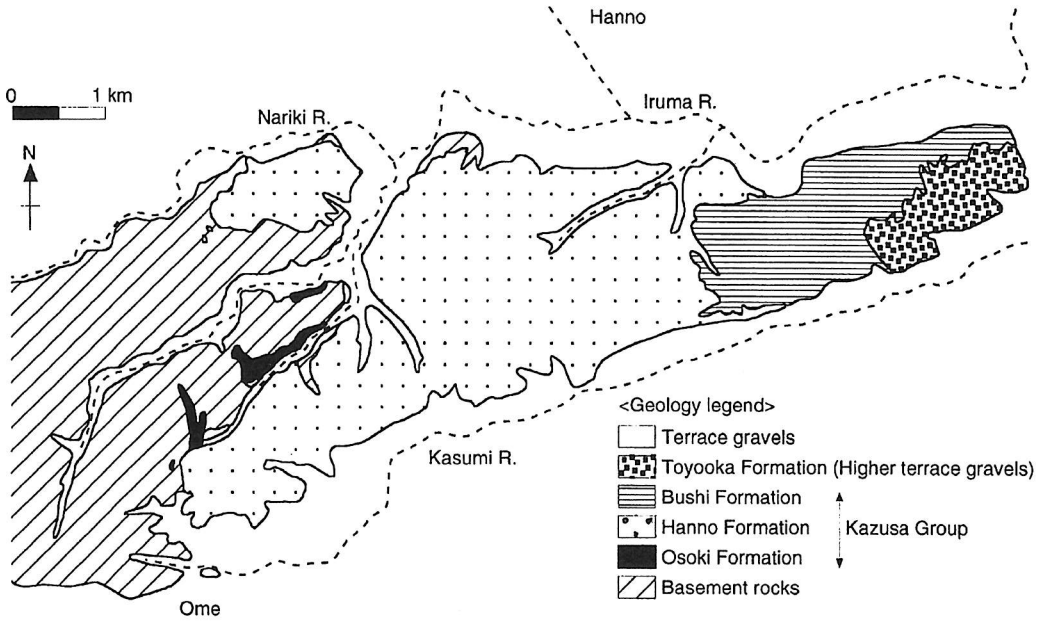


Fig. 1 Geologic map of the Kaji (Azuyama) hills in the western side of kanto Plain, central Japan

P-12　流紋岩質テフラの広域対比にもとづく伊豆諸島の噴火史再検討
～伊豆大島N1ガラス＝新島向山テフラ，O58軽石＝大室ダシ起源 という提案～

齋藤 公一滝[千葉大院・自然科学]，林 幸一郎[応用地質㈱]，津久井 雅志[千葉大・地球科学]

Koichiro SAITO, Koichiro HAYASHI, Masashi TSUKUI :
Eruptive history reconstructed by rhyolitic tephra stratigraphy on Izu Islands.

1. はじめに

伊豆諸島北部地域には，噴火頻度の高い伊豆大島火山や三宅島火山，爆発的な噴火を起こす新島火山や神津島火山，噴火履歴が十分に把握できていない海底火山が存在する（図 1）．火山防災の観点から，これらの火山の活動履歴を詳細に知ることは極めて重要である．そこで，現在，伊豆諸島全域に分布する新島火山，神津島火山起源の流紋岩質テフラを追跡し，伊豆諸島の活火山に共通の時間軸を入れる試みを進めている．

今回は，特に伊豆大島と新島において，流紋岩質テフラの層序記載と火山ガラスの化学組成分析（千葉大学理学部設置の EDS 型 EPMA を使用）を行った（図 2，3）．その結果，新期大島層群 N_1 部層上部（風化火山灰層中）の火山ガラスは新島向山テフラに，古期大島層群 O58 部層の流紋岩質軽石は大室ダシ起源であるとの結論に至った．さらに，新島における 9 世紀の噴火に関する新たな知見を加え，伊豆諸島北部の噴火史について再検討する．

2. 新島に分布する神津島天上山テフラ，新島向山テフラ

新島では，天上山テフラと向山テフラの両方が確認され，その間には玄武岩質の新島久田巻テフラ（新称）と阿土山溶岩ドームの形成に先行する流紋岩質の新島阿土山テフラが挟在する（図 2）．これらのうち，流紋岩質テフラに含まれるガラスの化学組成は，天上山テフラ，阿土山テフラ，向山テフラで異なる（図 3）．なお，天上山テフラと向山テフラに組成差があることは，すでに杉内・福岡(2005，第四紀学会講演要旨集；三宅島・他の試料）が指摘している．

3. 伊豆大島に分布する神津島天上山テフラ，新島向山テフラ

伊豆大島では，新期大島層群 N_3 噴出物中に流紋岩質テフラの純層が 1 枚挟在することが知られている．これはガラスの化学組成から天上山テフラであることが明らかになった．また，N_1 部層上部（風化火山灰層中）には火山ガラスが散在している（上杉・他，1994，第四紀研究）．その化学組成は N_3 流紋岩質テフラ（天上山テフラ）とは異なり，新島で採集した向山テフラと一致した（図 3）．よって，N_1 上部のガラスは新島向山テフラに相当する．したがって，伊豆大島では天上山テフラと向山テフラの間に，N_3，N_2，N_1 の各噴出物が挟在する（図 2）．

4. 伊豆大島に分布する大室ダシ起源の軽石

伊豆大島 O58 部層の流紋岩質軽石は，上位の O55 部層流紋岩質テフラとともに，大島南西の地層切断面から野増，元町湯の浜へと北に追跡できる．（著者らの対比では，王の浜と湯の浜において田沢(1980，火山）が記載した O_{73} 部層は，切断面を模式地とする O_{55} 部層に修正される．）O58 軽石の最大粒径は，切断面から元町に向かって小さくなる．また，O58 軽石のガラス組成は，新島・神津島両火山の噴出物に比べて，著しく K_2O に乏しい（図 2）．

ところで，大室ダシ火山は伊豆大島の南約 20km に位置する海底火山で（図 1），流紋岩質

マグマを噴出している．葉室・他(1983)によると，大室ダシのドレッジ試料はK_2Oに乏しいという特徴をもつ．ドレッジされた軽石試料（葉室・他，1983，地震研彙報）のガラス組成を測定したところ，O58 軽石と概ね等しいことがわかった（図 2）．すなわち，大室ダシ火山が O58 軽石の給源と考えれば，伊豆大島島内での粒径変化や特徴的な化学組成を説明できる．以上より，O58 部層の流紋岩質軽石を大室ダシ起源と考える．

5. 伊豆諸島の噴火史再検討

文書記録を参照すると，神津島天上山噴火は A.D.838 年（『続日本後紀』），新島向山噴火は A.D.886 年（『日本三代実録』，『扶桑略記』）と，いずれも 9 世紀に起こった可能性が高い．前述の天上山テフラ，向山テフラを追跡した結果と合わせて，次の提案をする．9 世紀に，伊豆大島では N_3，N_2，N_1 噴火が，新島では久田巻・阿土山噴火および向山噴火が，神津島では天上山噴火が，三宅島では少なくとも雄山・三池噴火（津久井・鈴木，1998，火山）が起こった（図 4）．9 世紀は伊豆諸島北部の火山活動が活発化した時代であった．

大室ダシ火山は，古期大島層群 O58 部層に相当する年代（1 万数千年前?）に噴火した．

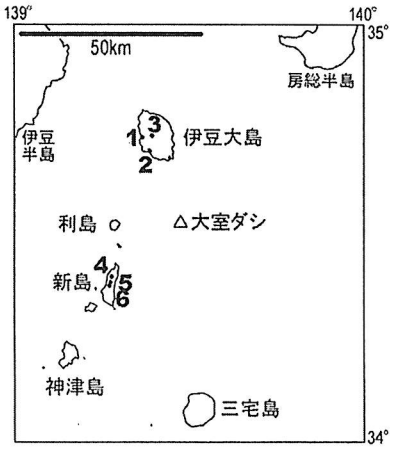


図 1．伊豆諸島の各火山

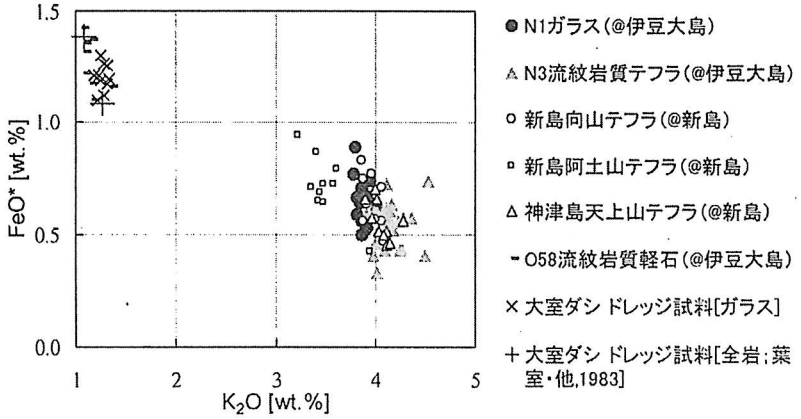


図 3．流紋岩質テフラ（火山ガラス）の化学組成

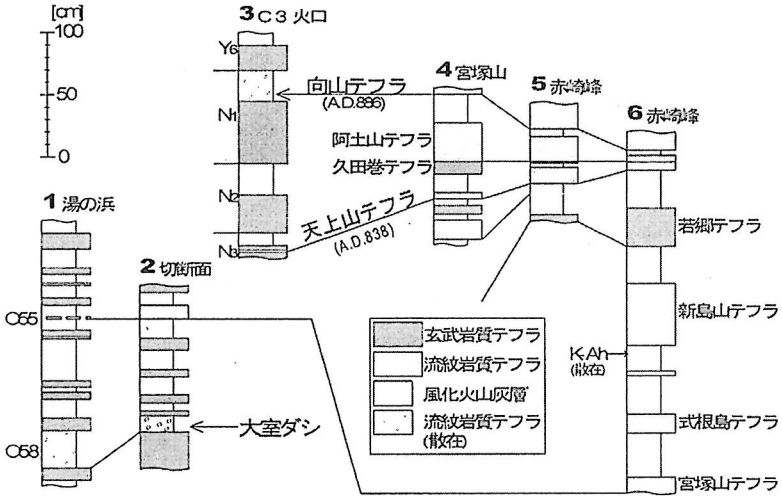


図 2．柱状図（番号は図 1 と対応）

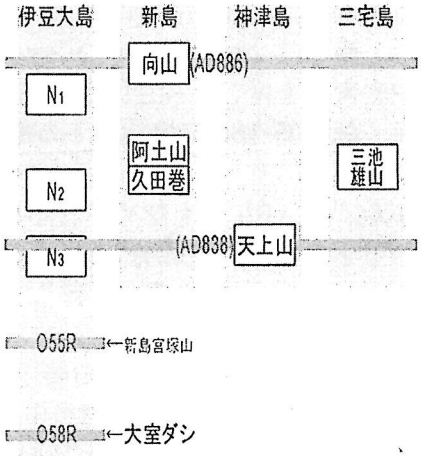


図 4．層序のまとめ

大室ダシドレッジ試料の使用に際し，東京大学海洋研究所の石井輝秋氏に大変お世話になった．ここに感謝の意を記します．

P-13　**第2図師タフとKd24，登戸タフとKd11との対比に基づく多摩丘陵と房総半島のテフラ層序の再検討**

田村糸子・山崎晴雄(首都大学東京)，水野清秀(産総研)，下釜耕太(富士通パーソナル)

Itoko TAMURA, Haruo YAMAZAKI, Kiyohide MIZUNO and Kota SHIMOGAMA : Reconsideration of tephrostratigraphy at Tama Hills and the Boso Peninsula based on the correlations of Zushi2 tephra and Kd24 tephra, Noborito tephra and Kd11 tephra.

はじめに

上総層群は房総半島中部から横浜，多摩地域にかけての関東平野南部に広く分布する海成の鮮新-更新統である．特に房総半島の上総層群では，数多くの層序学的研究が行われ日本における鮮新-更新統の模式層序の一つとなっている(三梨ほか，1959；新妻，1976；里口，1995など)．近年，横浜や多摩地域に分布する上総層群と房総半島の上総層群とのテフラ対比が報告されてきた(藤岡ほか，2003；高野，2002；鈴木，2004など)．テフラを鍵層とした東京湾をはさんだ関東各地域間の層序対比は，上総層群の堆積環境を復元するためにも重要である．本研究では層序対比精度をさらに向上させるため，多摩丘陵に分布する上総層群と房総半島の上総層群との新たなるテフラ対比を，斑晶鉱物組合せや火山ガラスの主成分・微量成分化学組成などのテフラ対比手法に基づき検討した．その結果，多摩丘陵の上総層群小山田層の第2図師タフ(高野，1994)が房総半島の上総層群黄和田層のKd24テフラに，多摩丘陵王禅寺層の登戸タフ(河井，1955)が黄和田層のKd11テフラに，それぞれ対比されることが明らかとなった．しかし，これらのテフラ対比に基づくと，多摩丘陵および房総半島の上総層群における従来のテフラ層序との間に矛盾が生じた．房総半島のテフラ層序は，他地域の鮮新ー更新統テフラとの広域対比のスタンダードとなっており(里口ほか，1999)，地域間層序対比をする上で重要である．そこで従来のテフラ層序に関して再検討を行った．

第2図師タフ(ZU2)とKd24(1.5-1.6Ma)の対比

採取地は町田市図師町岩の水田脇水路の露頭．小山田層中部層の暗灰色細粒砂層に挟在する．層厚は25cmで，3つのユニットが認められる．最下部4cmは，細粒～中粒砂サイズのやや青みを帯びた白色ガラス質火山灰，その上部3cmは極細粒砂サイズの白色ガラス質火山灰，最上部18cmはシルトと極細粒ガラス質火山灰とが互層しラミナが発達する．斑晶鉱物は黒雲母に富み，少量の斜方輝石，角閃石およびガーネットを含む．火山ガラスはstr型が多く，sb，fib型も認められる．火山ガラスの屈折率はn＝1.499-1.501である．火山ガラスの化学組成は，主成分ではK_2Oに富むなど第2堀之内テフラ(HU2)と似ているがFeOがHU2と比べてやや高い．微量成分では，HU2と比べて，Ba(＞550ppm)やY(＞20ppm)がやや多く，La/Yが低い(1.2程度)という違いがある．上記のようなZU2の記載岩石学的特性は，房総半島の上総層群黄和田層中部の鍵層であるKd24テフラの記載岩石学的特性と極めて良く一致する．Kd24は飛騨山中の白沢天狗流紋岩および新潟魚沼層群のSK100テフラ，秋田北浦層のKm2テフラなどに対比され，下位のKd25とともに2枚セットで各地で見出されている第一級の広域テフラである(長橋ほか，2000；坂井・黒川，2002など)．堆積年代は各地における層序学的研究から1.5-1.6Maと推定され，1.7±0.2Maという伊藤ほか(2002)によるZU2のジルコンFT年代と調和的である．

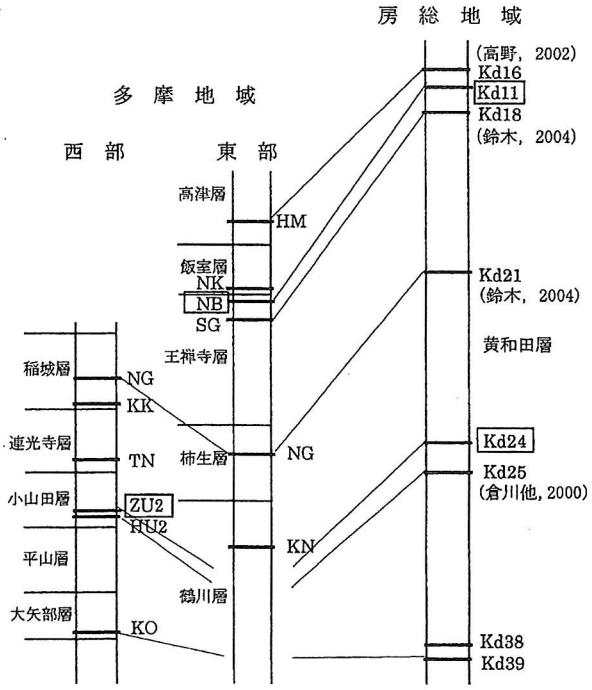
登戸タフ(NB)と Kd11 の対比

模式地は川崎市多摩区登戸病院入口の崖. 飯室層下部の青灰色泥層に挟在する層厚 20cm の細粒砂サイズ白色火山灰である. 下位の泥層には貝化石が散在する. 斑晶鉱物は, 黒雲母, 角閃石, 斜方輝石, 単斜輝石を含む. 火山ガラスの屈折率は n＝1.499-1.501 である. 多摩地域のテフラは火山ガラスの主成分化学組成で K_2O(＞4%), FeO(＞1.2)に富み, CaO がやや少ない(＜1.0)という特徴をもつものが多い(野津田, 田中, 黒川, 根方, 登戸, 西久保の各テフラ). それらの中で登戸テフラは, 火山ガラスの主成分組成が FeO に富み(1.5%前後), Sr が 73ppm という特徴を示す. 上記のような NB の記載岩石学的特性は, 房総半島の上総層群黄和田層中部の鍵層である Kd11 テフラの記載岩石学的特性と極めて良く一致する.

多摩丘陵と房総半島のテフラ層序の再検討

テフラ対比に基づくと, 多摩地域のテフラ層序と房総半島のテフラ層序との間に混乱が生じた. 矛盾しているのは, 第 2 図師(ZU2)と第 2 堀之内(HU2)テフラの層序, および浅間(SG)・久本(HM)と登戸(NB)テフラの層序である. HU2 は, テフラの記載岩石学的データに基づき房総半島黄和田層 Kd25 に対比されている(倉川ほか, 2000). 黄和田層では Kd25 は Kd24 より下位である. (千葉県立中央博物館, 1991). また黒雲母を含み, 記載岩石学的にも特徴的な Kd25 および Kd24 相当層は秋田, 新潟・横浜・銚子など他の地域においても 2 枚セットで見出されている(藤岡ほか, 2003;藤岡・亀尾, 2004). 一方, 多摩地域において, 高野(1994)によれば HU2・ZU2 はともに小山田層層準のテフラで, ZU2 が HU2 の下位としている. しかし, この 2 枚は北部と南部のやや離れた地域で見出されており, 分布から判断すると, 両テフラの層位は接近していて上下関係は微妙である. 黒雲母に富みガーネットを含むという特徴を始め, 火山ガラスの分析値などすべての記載岩石学的特徴が ZU2 は Kd24 と極めてよく一致する. 以上から, ZU 2 と HU 2 の層序は, HU2 が ZU2 の下位になる.

SG は Kd18 に(鈴木, 2004), HM は Kd16 に(高野, 2002)それぞれ対比されている. いずれの対比も ICP 分析も行い, 火山ガラスの微量成分まで含めたデータに基づいているため, 対比の確実度は高い. しかしこれらの対比に基づくと, HM(Kd16)より下位の NB が Kd11 となり, 黄和田層のテフラ層序と矛盾する. 多摩地域において, これらのテフラの層位間隔は接近しておらず上下関係は明瞭である. 一方, 房総半島においては, Kd16～19, Kd22～25 の模式地は同一の養老川ルートで連続的であるため層序に問題はない. しかし, Kd10～14 および Kd20・21 の模式地は離れた地域である(千葉県立中央博物館, 1991). 従って Kd10～21 までのテフラ層序の上下関係は確実とは言えず, あるいは同じテフラのダブルカウントの可能性も考えられる. この混乱を解決するには, 黄和田層のテフラ層序の再検討が必要であり, それとともに, 新潟常楽寺ルートや銚子半島屏風ヶ浦ルートのような連続露頭で標準スタンダードとなるテフラ層序の構築が必要であると考える.



多摩丘陵と房総半島の上総層群テフラの対比

＊高野(2002)に加筆修正

P-14　犬吠層群における貝塩上宝テフラの層位と年代

中里裕臣（農村工学研究所）

Hiroomi NAKAZATO: Horizon and age of Kaisho-Kamitakara tephra from the Inubo Group in the northeastern part of Chiba Prefecture, Central Japan

１．はじめに

貝塩上宝テフラ(KMT)は飛騨山脈の貝塩給源火道を噴出源とする火砕流堆積物及び降下テフラである（鈴木、2000）。KMT は石英、黒雲母、角閃石に富む特徴的な鉱物組成、角閃石の屈折率及び火山ガラスの主成分組成などの特徴により、中部地方から関東地方・東北地方南部にかけての分布が示された（図１；鈴木、2000；Suzuki、1996；斉藤・クリスタル・アッシュ（大町 APm，BP）研究会、1996 など）。

このように、KMT は中期更新世の重要な広域テフラであり、鈴木(2000)は各地で得られている放射年代値及び海洋酸素同位体ステージ（MIS）との関係から、その噴出年代を 0.58-0.69Ma とした。この年代幅は、主に KMT が挟在する上総層群笠森層最下部層準と MIS との対応に複数の解釈があることにより生じている。これに対し、千葉県北東部の犬吠層群を対象に掘削された銚子コアでは、詳細な酸素同位体比曲線が得られ、上総層群長南層の Ch2 層準から笠森層 Ks18 層準にかけては MIS16 の低海面期から MIS15 に至る海面上昇期に相当することが明らかにされたが、銚子コアからは KMT そのものは発見されなかった（中里ほか、2003）。

本報告では千葉県北東部の飯岡台地南西側に露出する犬吠層群倉橋層最下部から黒雲母濃集層準を検出し、そこに含まれる軽石型ガラスの主成分化学組成から、この部分が KMT に対比できることを示し、銚子コアの酸素同位体比曲線との比較から KMT の年代を明らかにする。

２．犬吠層群倉橋層最下部から横根層上部にかけてのテフラの対比

犬吠層群のテフラは酒井(1990)によって記載され、佐藤(2002)は倉橋層及び横根層のテフラについて、屈折率特性に基づき上総層群テフラとの対比をおこなった。中里ほか(2003)は銚子市森戸町で掘削された銚子コアのテフラについて岩石記載的性質及び主成分化学組成を検討し、地表ルートの犬吠層群テフラ及び上総層群テフラとの対比を行った。その結果、倉橋層下部の Kh3c, b（それぞれ Ks17, 18 対比）の下位には横根層上部の Yk12（Ch2 に対比）まで明瞭なテフラ層は見いだせず、これらの間の層準を占める KMT に対比される Ks22 の発見を今後の課題とした。

図２はシルト層からなる倉橋層と横根層の境界付近について今回新たに作成した台地南西側の地表ルート、銚子コア柱状図及び酒井(1990)の柱状図を比較したものである。酒井(1990)は台地南西側の Kh3b と Yk12 間の層厚を 20m と報告したが、今回の調査では 7m であり、銚子コアの層厚と一致する。Kh3b の 3m 下位には層厚 3cm の黒雲母に富んだ層準があり、火山ガラスの主成分化学組成からこの部分が KMT に対比できる。表１には上総層群の Ks18, 22 及び Ch2 と犬吠層群及び銚子コアの Kh3b、黒雲母濃集部、Yk12 の火山ガラスの主成分組成を示す。

３．KMT の MIS 年代

銚子コアでは酸素同位体比曲線、古地磁気層序及び石灰質ナンノ化石層序が検討されており、B/M 境界より上位には酸素同位体比曲線上に明瞭な低海面期が２層準認められる。このうち上位のものは *P.lacnosa* 絶滅層準に近いことから、MIS12 と考えられ、下位のものは MIS12 よりも大きなピークを示すことから MIS16 と考えられた（図３；Kameo et al.,2006）。MIS16 層準は Yk12 を挟在し、これに対比される Ch2 を含む長南層が寒冷な化石群集を産することと調和する。Yk12 より上位の酸素同位体比は急減し、Kh3b 層準は MIS15 にかけての海面上昇期を示す。したがって Kh3b の 3m 下位にある KMT 層準は、銚子コアでは MIS16.0 付近であり、その年代は Bassinot et al.(1994)によると 0.62Ma となる。

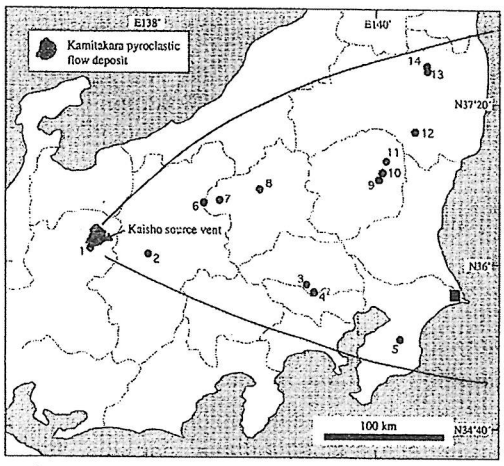


図１　KMT の分布と犬吠層群調査地点■（鈴木、2000 に加筆）

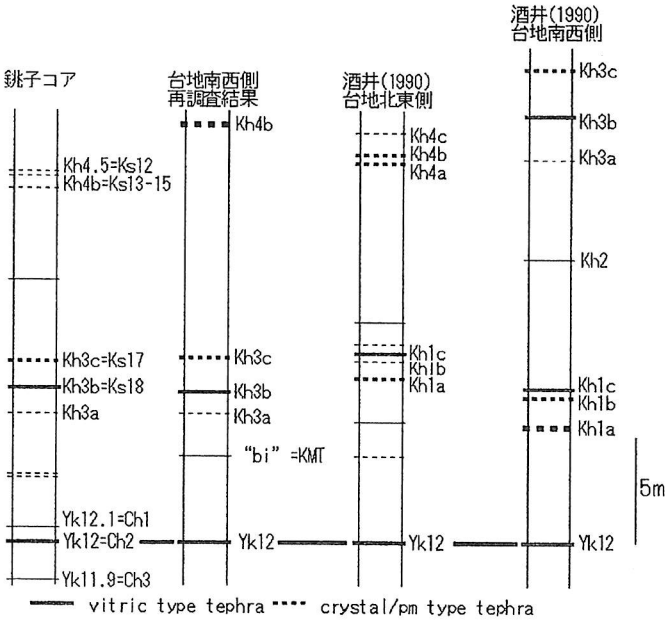


図２　倉橋層下部-横根層上部の柱状図

表１　Ks18、KMT、Ch2 の火山ガラスの主成分化学組成

	Ks18						KMT				Ch2					
	銚子コア		Kh3b		Ks18		"bi"		Ks22		銚子コア		Yk12		Ch2	
SiO2	78.75	0.19	78.14	0.27	78.47	0.33	**77.03**	**0.28**	**77.02**	**0.21**	77.06	0.29	76.95	0.35	77.25	0.36
TiO2	0.19	0.06	0.19	0.07	0.20	0.05	**0.01**	**0.02**	**0.02**	**0.03**	0.19	0.03	0.17	0.03	0.18	0.03
Al2O3	12.07	0.14	12.09	0.15	12.14	0.12	**12.89**	**0.07**	**12.90**	**0.06**	13.11	0.23	13.11	0.31	12.97	0.19
FeO	0.97	0.09	0.98	0.07	0.94	0.06	**0.90**	**0.09**	**0.85**	**0.07**	0.86	0.09	0.90	0.11	0.87	0.12
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	**0.04**	**0.04**	**0.04**	**0.04**	0.08	0.04	0.10	0.06	0.06	0.05
MgO	0.26	0.06	0.28	0.07	0.30	0.06	**0.11**	**0.05**	**0.12**	**0.06**	0.18	0.02	0.17	0.03	0.17	0.02
CaO	1.12	0.06	1.17	0.06	1.14	0.06	**0.80**	**0.03**	**0.82**	**0.03**	0.97	0.04	0.96	0.06	0.93	0.06
Na2O	3.44	0.12	3.73	0.17	3.60	0.13	**3.10**	**0.12**	**3.14**	**0.11**	3.85	0.15	3.91	0.13	3.66	0.15
K2O	3.16	0.10	3.37	0.20	3.16	0.10	**5.12**	**0.19**	**5.08**	**0.20**	3.69	0.14	3.72	0.17	3.91	0.13
	100.00		100.00		100.00		**100.00**		**100.00**		100.00		100.00		100.00	
	EDS	n20	EDS	n20	EDS	n20	**EDS**	**n20**	**EDS**	**n20**	WDS	n24	WDS	n25	WDS	n25

EDX,WDX 分析は古澤地質調査事務所に依頼した。

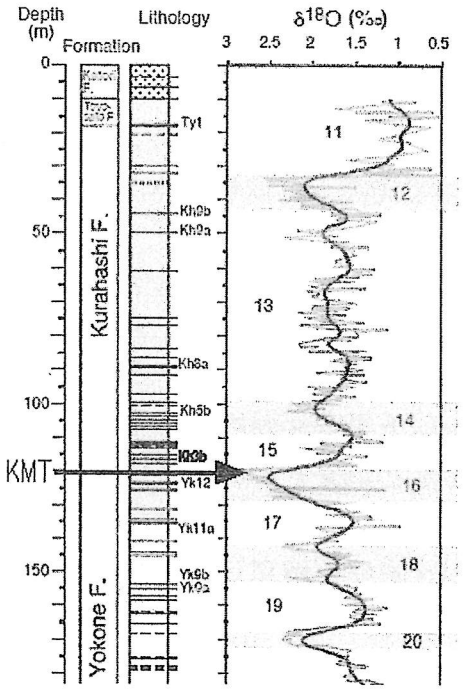


図３　銚子コアにおける酸素同位体比曲線と MIS の対応と KMT の層位（Kameo et al.，2006 に加筆）

参考文献：鈴木(2000)：地理学評論、73、1-25 ；Suzuki(1996)：*Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*、31、27-36；斉藤・クリスタルアッシュ(大町 APm,BP)研究会(1996)：第四紀研究、35、339-345；中里ほか(2003)：日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨、3；酒井(1990)：宇都宮大教育学部紀要、23、1-34；佐藤(2002)：第四紀学会講演要旨集、29、116-117；Kameo et al.(2006): *Island Arc*, in press; Bassinot et al.(1994): *Earth and Planetary Science Review*,126, 91-108.

P-15　　男鹿半島北浦層上部（下・中部更新統）の火山灰層序

鈴木隼人，西川治（秋田大学），長橋良隆（福島大学），白石建雄（秋田大学）
Hayato SUZUKI, Osamu NISHIKAWA, Yoshitaka NAGAHASHI, Tateo SHIRAISHI :
Tephrostratigraphy of the upper Kitaura Formation (lower to middle Pleistocene) in the Oga Peninsula, Akita Prefecture

1．はじめに

秋田県男鹿半島には第三系，第四系が連続して露出しており，東北日本において地質学的・層序学的にもっとも研究されている地域の一つである．男鹿半島の東部には鮮新世 - 更新世にまたがる海成の砂岩・泥岩互層を主とする北浦層が広く分布しており，この層中には凝灰岩層が多数存在している（北里，1975）．北浦層に関してこれまで層序学的・岩石記載的研究は行われているが，凝灰岩層中に含まれる火山ガラスの屈折率や化学組成に関して広域的かつ系統的な研究は過去に行われていない．また，北浦層は火山灰の保存が陸成層に比べ非常によく，この地域で火山灰模式層序を確立すれば，東北日本更新統の広域対比が可能となるであろう．

以上のことを踏まえて，本研究では北浦層中に多数含まれる凝灰岩についての火山灰層序を確立することを目的に，野外調査による層序の把握，並びに火山灰の分析を行った．

2．方法

野外調査では，大峰-SK100，大峰-SK 110 テフラ（黒川ほか，2004；長橋ほか，2002）にそれぞれ対比されている Km-2 と Km-3 テフラ（北里，1975）を鍵層として用い詳細な岩相分布と層序を把握し，岩相の特徴を記載した．火山ガラスの分析手法は，野外で採取した火山灰試料を水洗し，その後超音波洗浄を行ったものを約 50℃で乾燥させる．これを実体顕微鏡および偏光顕微鏡下で観察し，火山ガラスの形状や粒度，有色鉱物の検討などを行うとともに，温度変化型屈折率測定装置 MAIOT を用い屈折率の測定をした．さらに，特に火山ガラスの濃集が良いなど特徴的なものを 34 層選び出し化学分析を行った．化学分析には，福島大学のエネルギー分散型 EPMA を用いた．

3．結果

北浦層の岩相は北岸で泥岩優勢な砂泥互層を示し，南岸は砂岩が卓越する砂泥互層である．北浦層中に含まれる凝灰岩は主に白灰色を示し，一部黒雲母などの有色鉱物を含む．火山ガラスは流紋岩質で，最上部から 400~700m の本層中部に当たる層準で特に集中して産出する．厚さは 1，2 cmから 100 cm以上までと幅広く，厚いものでは平行ラミナやコンボリュート構造が発達する．ほとんどがタービダイト性の二次堆積物だと考えられる．また，岩石記載学的データと火山ガラスについての分析データを基に，地層の連続性がよい南岸を模式地として火山灰層序を確立し，11 枚の凝灰岩についてその特徴と層準を明らかにした．その中で凝灰岩層 100612（図 1）は，1.5049

～1.5074（平均値 1.5064）と特に高い屈折率を示した．火山ガラスの化学分析結果でも，MgO，CaO，K_2O の値で他とは異なる傾向を持つことがわかった．今後，さらに化学分析データを充実させ，北浦層中の火山灰の化学的特徴を把握し，内陸部に分布する陸成第四系との広域対比をおこなう予定である．

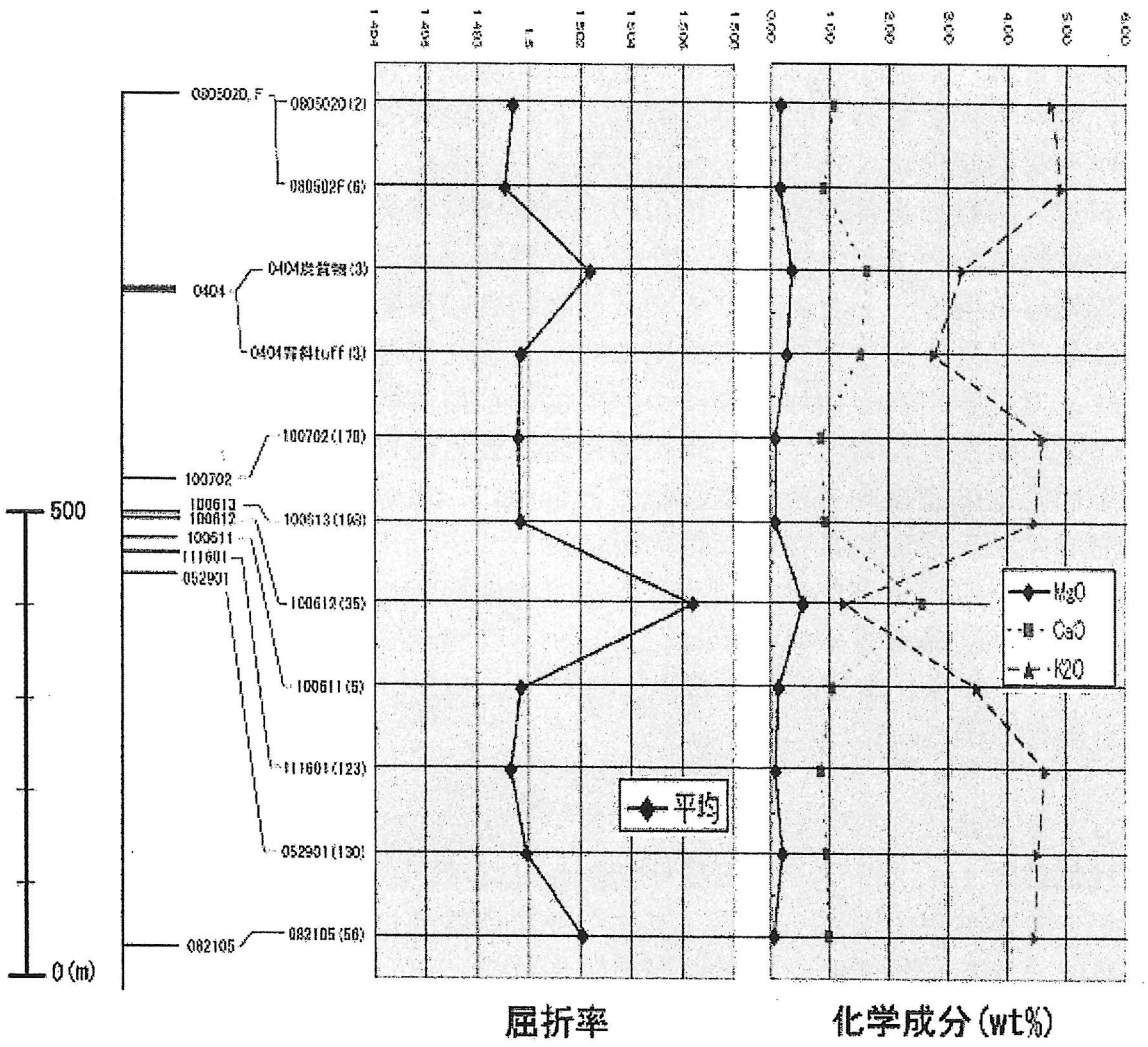


図 1．模式的火山灰層序とそれぞれの火山ガラスの屈折率・化学組成データの対比
凝灰岩層名のカッコ内の数値は層厚(cm)を表す．

P-16　青森県東部に分布する正津川軽石流堆積物のフィッション・トラック年代と袋町テフラ群の岩石記載的特徴

桑原拓一郎（産総研，深部地質環境研究センター）

Takuichiro KUWABARA: Fission-track age of the Shotsugawa pumice-flow deposit and detailed petrographic characterization of the Fukuromachi 1, 2...9 tephras in the eastern Aomori Prefecture, Northeast Japan

青森県東部，下北半島北部における第四紀地史を編む上で，正津川軽石流堆積物の放射年代値を得ることが必要である．当地域には，直径約 5km のカルデラを伴う第四紀火山である恐山火山があるとともに，その東方には田名部平野が広がる．本軽石流堆積物は，恐山の主活動の末期を代表する堆積物であり，田名部平野において田名部Cテフラの火砕流ユニットとして東栄面以上の海成の段丘地形を覆う．したがって本軽石流堆積物の放射年代値を得ることは，恐山と田名部平野双方の第四紀形成史に時間目盛を割り振ることになる．

これまで正津川軽石流堆積物については，放射年代値は報告されていない．恐山の噴出物全般に対しても，年代測定値は豊富ではなく，また本軽石流堆積物が年代測定の直接の対象とされたこともない．田名部平野の形成史についても，海成の段丘地形の具体的な年代観に対して少なくとも 2 通りの解釈があるなど，明確な年代値が欠けている．そこで本軽石流堆積物に対して，今回，初めてジルコン結晶を用いたフィッション・トラック（FT）法による年代測定を試みた．その結果，本軽石流堆積物に対して，0.18±0.02(1σ)Ma という年代値が得られた（図 1，2）．

一方，青森県東部の中期更新世編年を充実させる際には，上北平野北部で記載された袋町 1～13 テフラも重要な役割をはたすと思われる．これらテフラは，給源と分布が不明であるものの，上北平野に標識的に発達する中期～後期更新世の海成の段丘地形との層序関係が把握されている．そして段丘形成史を通じて海面変化史との関係が把握され，酸素同位体ステージ 8 に相当する可能性も指摘されている．したがって，これらテフラをより広い範囲へと追跡することによって，将来，青森県東部の中期更新世発達史に 1 つの時間目盛を加えることができるかもしれない．しかし Fkr1～13 の各テフラが，時間指標として，上北平野北部からその西方および上北平野南部へと追跡されることは無かった．

そこで今回，試料採取ができた Fkr1～9 テフラに対して，鉱物組成分析と含有鉱物の屈折率測定を行った．その結果，角閃石，カミングトン閃石，黒雲母などを含む特徴的なテフラが認められた．これまで Fkr1～13 テフラは，岩相と特徴的な含有鉱物のみが報告されただけだった．

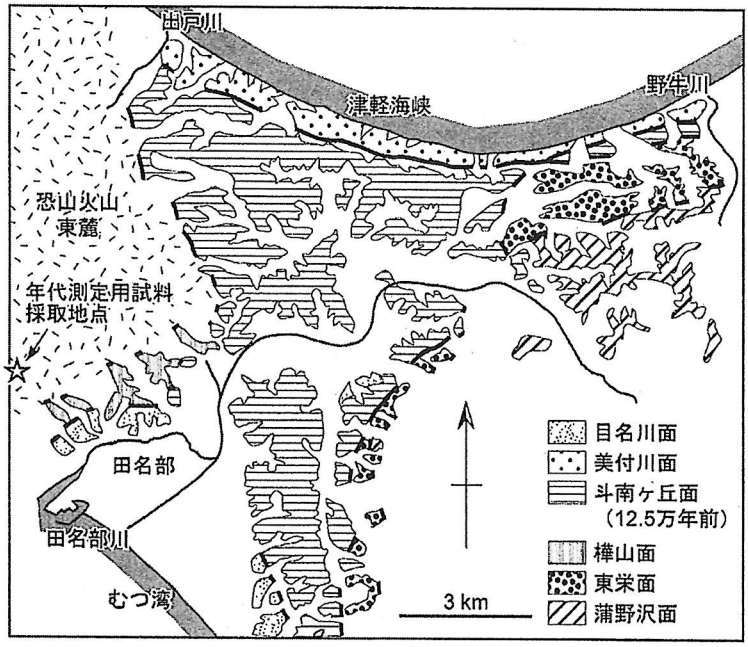


図 1　田名部平野における海成段丘の分布と年代測定用試料の採取地点（桑原（2005）に加筆）.

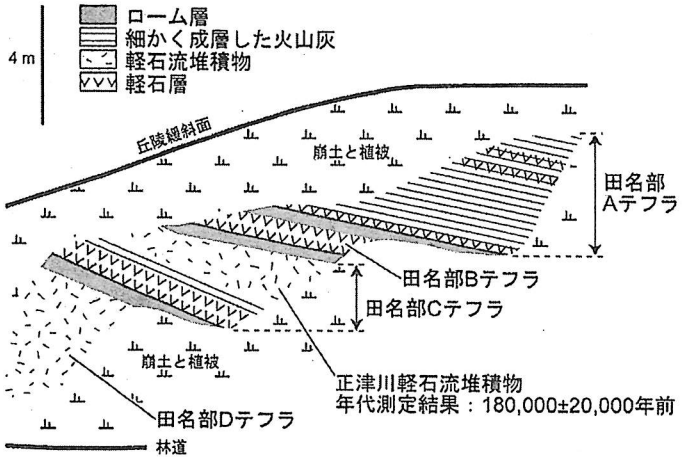


図 2　田名部平野における年代測定用試料の採取地点のスケッチと測定結果（桑原（2006）に加筆）.

文献

桑原拓一郎（2005）下北半島田名部平野における海成段丘構成物の形成と相対的海面変化．第四紀研究，44，131-144.

桑原拓一郎（2006）下北半島北部に分布する正津川軽石流堆積物のジルコン・フィッション・トラック年代．地質学雑誌，112，294-297.

P-17 沈み込むトランスフォーム断層が介在する地形ー母島海山の成因ー

藤岡換太郎(JAMSTEC/IFREE)・徳長航(GODI), 横瀬久芳(熊本大学)

Submarine topography in relation to subducted transform fault -In case of Hahajima seamount-

Kantaro Fujioka (JAMSTEC/IFREE), Wataru Tokunaga (GODI), and Hisayoshi Yokose (Kumamoto Univ.)

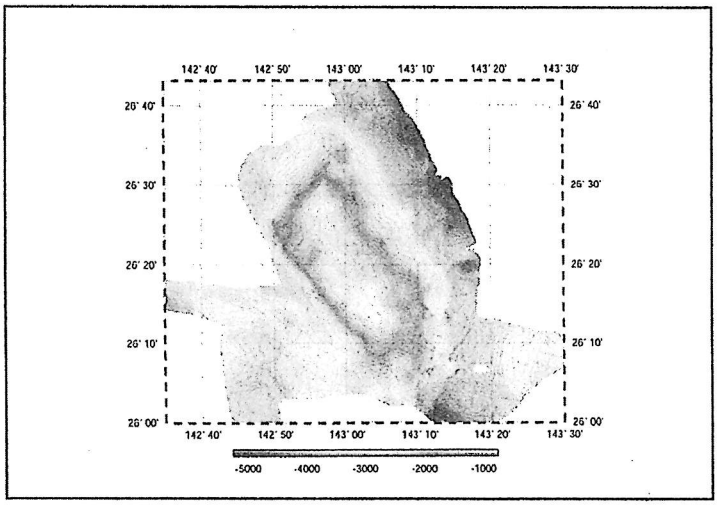
2003 年に海洋研究開発機構の学術研究船「白鳳丸」によって母島海山周辺の海底地形調査が行われた。それと平行してドレッジや重力・地磁気の測定及び地震探査が行われた。母島海山は伊豆・小笠原弧とマリアナ弧の会合点に存在し海側は巨大な小笠原海台が伊豆・小笠原弧に衝突しており、その部分には海溝はない。また母島海山は父島や母島をのせた小笠原海嶺の南東に位置している。1980 年の白鳳丸の航海によってそこから超塩基性岩を主体とする円礫がドレッジによって大量に得られ、これが古陸と考えられた。その後主として白鳳丸や「しんかい 2000」による潜航などによってさらに詳しく吟味された。今までに母島海山に関して提案されたモデルは、これがかつて陸であったとする「小笠原古陸」、「オフィオライト」、「前弧蛇紋岩海山」、「根無しの蛇紋岩海山」、「小笠原海台そのものの付加」などがあるがいずれも母島海山に出てくる多くの観察事実を満足できてはいない。

われわれは母島海山の enigmatic な面に興味をもって地形や岩石の調査を行い、母島海山周辺の海底地形の全貌を明らかにした。海底地形の調査範囲は北緯 26° 00'N から 26° 40'N、東経 142° 45'E から 143° 15'E であり地形調査は SeaBeam2120 を用いて行い同時に重力と三成分磁力測定も行った。母島海山の地形は明瞭な長方形を示す。その伸びの方向は北西ー南東で短軸の方向は北東ー南西である。長方形の最大の長さは 67.6 km x 35.2 kmで、海溝の軸から 24 - 40 km の近さにある。このような矩形の構造は明瞭な断層地形である。長軸の方向は太平洋プレートの上にあるトランスフォーム断層に平行で短軸はパレスベラ海盆のトランスフォーム断層に平行である。頂上の深さはおよそ 1000m で平坦であるが頂上に小さな海丘がいくつかならんでいる。海丘は直径 1 km 以下で高さは数 10 メートルと小さい。陰影をつけた地形図では北西ー南東方向のリニアメントが明瞭で、数本並んでいる。これらは断層か節理であると考えられる。

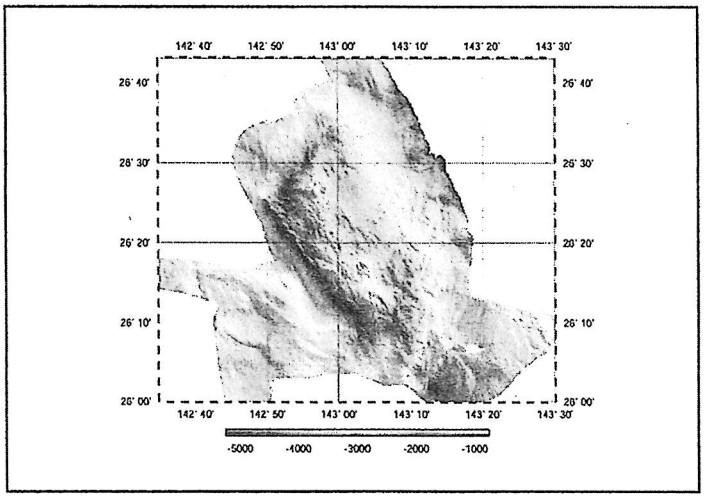
ここで得られたドレッジでは超塩基性岩、ガブロ、ドレライト、玄武岩、無人岩、安山岩、ブレッチャ、凝灰岩、そして堆積岩などでオフィオライトの組み合わせと告示する。無人岩や安山岩など島弧を起源とする岩石が得られている。ここでは 1986 年にしんかい 2000 の潜航が2回行われ母島海山の短軸を横断している。潜航の映像の観察から明らかになったことは、最大 8mの落差を持つ北西ー南東方向の断層が見られたことと、蛇紋岩フローと思われる緑色の泥が観察されたことである。

音波探査の結果は内部に構造が無いことを示しており、重力では特に重い物も軽い物もないこと、地磁気では火山で無いことなどがわかっている。

これら一連の観察の結果母島海山はマリアなの前弧斜面に並ぶ蛇紋岩海山ではなく、前弧オフィオライトの岩体でもなくテクトニックブロックであると結論した。



母島海山はもともとは母島のすぐ南にあって父島や母島と同様無人岩や安山岩、堆積岩から形成されていたのが北東ー南西方向の断層によって東へと横ずれて海溝の軸の近くにまで張り出し、その下へ太平洋プレートの断裂帯が沈み込み浅いところで断裂帯の蛇紋岩が絞り出されて、ガブロや玄武岩をつかんで小さな蛇紋岩の海丘を作ったと考えた。



このような考えはパレスベラ海盆を拡大させたトランスフォーム断層が再活動し、島弧を断ち切る横ずれの断層に変移したこと、太平洋プレートの上に存在するトランスフォーム断層が沈み込んでそのすぐ上にあるブロックに断層活動を励起させた可能性を提案している。図は上は母島海山の海底地形図を下は海底のリニアメントを示した。

P-18　人吉盆地南縁断層の最新活動時期—トレンチ調査による検討

水野清秀（産業技術総合研究所）・井村隆介（鹿児島大学）・
宮脇理一郎・宮脇明子・新谷加代（阪神コンサルタンツ）

Kiyohide MIZUNO, Ryusuke IMURA, Riichiro MIYAWAKI, Akiko MIYAWAKI and Kayo SHINTANI; Estimated latest faulting event of the Hitoyoshibonchi-nan'en fault, Kyushu detected by the trench excavation survey

はじめに

九州の人吉盆地には，その北縁と南縁に断層が存在する．特に南縁断層は必ずしも変位地形が連続するわけではないが，全体では約22kmの長さを有し，中位～低位の段丘（扇状地）面を変位させている活断層である（千田, 2000）．しかし断層の活動履歴や1回あたりの変位量については，これまで不明のままであった．演者らは，平成17年度の文部科学省委託調査として，この人吉盆地南縁断層のトレンチ調査，ボーリング調査等を実施し，断層活動史の解明を試みた．南縁断層南西部の錦町一武宮の谷地区においてトレンチ・ピット調査及びボーリング調査を，またその少し東に位置する錦町横山地点と断層北西部にあたる湯前町瀬戸口の城泉寺西地点においてトレンチ・ピット調査を実施した．このうち宮の谷地区の低位段丘面上に断層崖と考えられる低崖が形成されているところを掘削した結果，断層が確認された．横山地点においては撓み状の地形を呈する傾斜変換部を断層による変位地形と推定して掘削したが，新しい扇状地堆積物が古い扇状地堆積物を覆って分布し，断層は確認できなかった．また城泉寺西地点では，低位段丘面上に形成された低断層崖と判断した崖を掘削したが，この崖は人工によるものであり，断層は確認されなかった．以下には，宮の谷での調査結果を中心に，断層の活動時期などについて検討する．

宮の谷地区での断層の特徴

宮の谷のトレンチ壁面では，段丘面を構成する砂礫層及びそれらに挟まる薄いシルト，砂層（上位よりⅠ～Ⅵ層に区分）とそれを覆う鬼界アカホヤ火山灰層及びその二次堆積物を含む火山灰質土壌，表土を構成する黒色土が観察された．断層は段丘構成層を変位させるほか，アカホヤ火山灰層や火山灰質土壌をも変位あるいは変形させており，黒色土壌に覆われていた（図1参照）．断層面の走向・傾斜は N40～60° E, 68～80° N で北西落ちの高角正断層である．複数の断層面が分岐して断層帯を形成しており，礫の再配列する擾乱帯が認められる．トレンチ地点よりも西の小峰では火山灰層及び砂礫層が基盤の四万十累層群と 50° 程度の傾斜を有する正断層で接する露頭があり，この地域の断層が正断層であることを示している．なおトレンチ地点の断層より上盤側では，アカホヤ火山灰層は波状の変形を受けていて，下位の砂礫層が火山灰層中に噴きあがるような形状もみられる．このような変形は断層運動に伴ってアカホヤ火山灰層と砂礫層の一部が流動変形を起こした可能性を示している．断層によ

る砂礫層の上下変位量は，約 1.5～2.1m で平均 1.8m であり，またアカホヤ火山灰層も 1.7m 以上の変位量を有するものと推定される．変位量がほぼ等しいことから，壁面で観察される砂礫層やアカホヤ火山灰層が堆積した後に，断層運動が生じたと考えられる．

断層の最新活動時期

トレンチ壁面では断層の最新活動時期が限定できないため，近傍の断層変形を受けていないと判断されるより新しい地形面上で２ヶ所のピット掘削を行った．そのうちの１ヶ所では砂層の年代が暦年較正値で約 3,400～3,200 年前と求められた．年代測定値がこの１つだけではあるが，断層の最新活動時期はアカホヤ火山灰層堆積（約 7,300 年前）以降，約 3,200 年前の間に限定できる可能性が高い．なおトレンチ壁面で観察される最も古い砂礫層の年代は約 15,000～16,000 年前であり，最新活動の 1 回前の活動は 15,000 年前以前と考えられる．トレンチ地点の近傍，断層を挟んだ２ヶ所でボーリング調査を実施した．その結果，トレンチ壁面のⅤ層かⅥ層に相当すると思われる層準に姶良 Tn 火山灰起源とみられる火山ガラスの濃集したゾーンが認められた．しかしその層準の断層によるずれの量が 1.8m よりも有意に大きいかどうかは判断できなかった．今回の調査では，断層の東半部の活動時期は明らかにされていない．また人吉盆地北縁に位置する断層との関係についても不明のままである．これらの断層の活動時期や盆地全体の地下構造の解明が今後の課題である．

引用文献

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

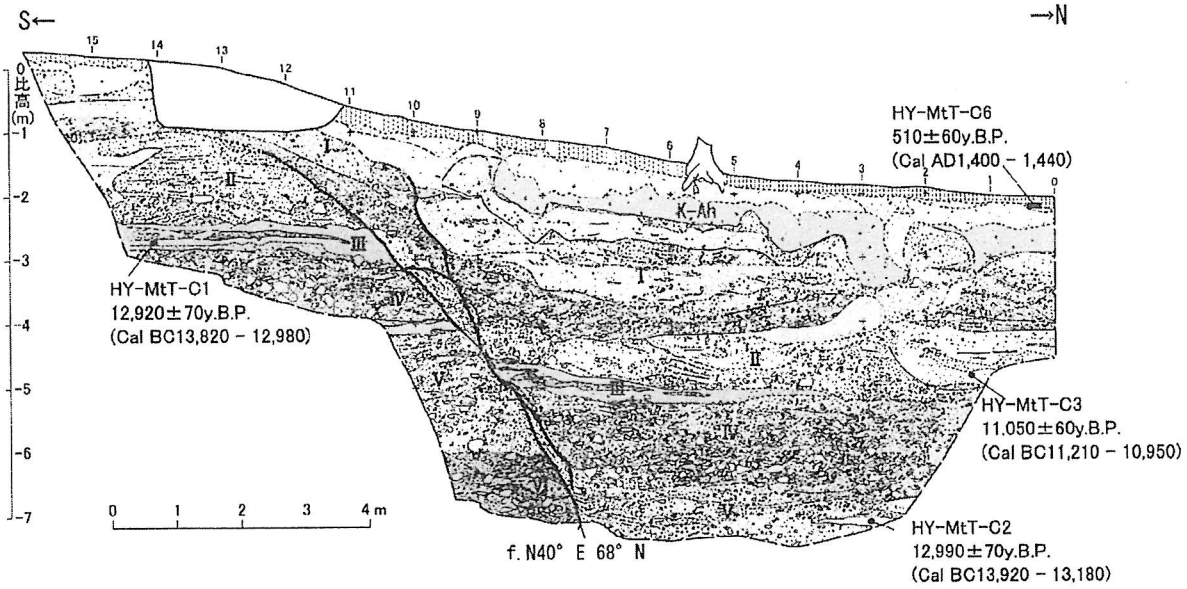


図１　宮の谷トレンチ西壁面のスケッチと年代測定値

P-19

古琵琶湖層群の層相変化に基づく鈴鹿山脈の隆起過程

時実 良典(日本土地評価システム)・山崎 晴雄(首都大・院)

Yoshinori TOKIZANE and Haruo YAMAZAKI ; Uplifting prosess of Suzuka Mts. Deduced from facies analysis of Kobiwako Group, Central Japan.

1.はじめに

近畿地方には，生駒山地や鈴鹿山脈など断層によって隆起し小起伏面が発達する山地が多く存在する．しかし，小起伏面や山砂利層などは激しい浸食を受け年代指標に乏しいため，これらから山地の隆起過程を明らかにすることは困難である．一方，これらの山地に挟まれた低地・丘陵には，古琵琶湖層群や東海層群などの鮮新・更新統が堆積している．これらの鮮新・更新統には数多くの火山灰層が挟在し，火山灰層序や古地磁気層序から高精度の年代軸が得られている．

山地の隆起など，堆積盆の背後で発生した地殻変動は，堆積盆に流入する河川勾配の変化などを通して，上記の鮮新・更新統の層相に記録されていることが期待される．従って，これらの鮮新・更新統の層相を高精度の年代軸を用いて編年することによって，これらの山地の隆起過程を復元できると考えられる．

本研究は，近畿地方の山地の典型例である鈴鹿山脈を対象として，この西麓に分布する古琵琶湖層群の層相変化から過去の堆積環境の変化を復元し，既知の火山灰層序による年代を用いて鈴鹿山脈の隆起開始時期を推定した．また，山麓の丘陵と山地内部に分布する古琵琶湖層群を変位基準として，鈴鹿山脈西縁部を区切る断層の鮮新世以降の変位量を推定した．

2.古琵琶湖層群の層相変化と鈴鹿山脈の隆起開始時期

本研究は鈴鹿山脈の西麓で古琵琶湖層群が分布する日野丘陵東部および水口丘陵東部を調査対象地域とした．なお，調査対象地域の古琵琶湖層群の年代は火山灰層序(Yoshikawa 1984)および古地磁気層序(Hayashida&Yokoyama 1983)などから，約3Maから前期更新世と推定される．

この地域に分布する古琵琶湖層群のうち約 2.1Ma より下位の層準では，砂層を基底とし上方へと細粒化する，泥層が優勢な砂泥互層から構成される．層相の側方への連続性が良いことから，主に蛇行河川によって形成された平野に堆積した堆積物であると考えられる．

一方，約 2.1Ma の層準で礫層が出現し，上位の層準ほど礫層が支配的になる．礫層中には現在の鈴鹿山脈に分布する湖東流紋岩の礫が含まれること，西向きの古流向を示すことから，この礫層は鈴鹿山脈からもたらされたものであると考えられる．また，層相の側方への連続性が悪くなっており，蛇行河川から網状流河川へと変化したことを示唆している．

従って，約 2.1Ma に現在の鈴鹿山脈の位置から古琵琶湖層群の堆積盆に流入していた河川勾配が変化したものと推定される．これは鈴鹿山脈の隆起の開始を示すものであると考えられる．

3.鮮新世以降の鈴鹿山脈の隆起量

調査対象地域には，鈴鹿山脈西縁部を区切る断層である甲津畑断層，鎌掛断層および綿向山断層が分布する．甲津畑断層および鎌掛断層が北西-南東の走向，綿向山断層が概ね北東-南西の走向を示し，これら3本の断層がカタカナの「シ」の字型に配置している．鈴鹿山脈内の，甲津畑断層および鎌掛断層と綿向山断層に挟まれた地域には古琵琶湖層群が点在しており，綿向山断層より東側には古琵琶湖層群よりも下位と考えられる山砂利層が分布する．断層から数百mの範囲内では古琵琶湖層群等の堆積物は断層活動によって変形を受けているものの，それ以外の地域では傾斜は数度以下である．従って，断層の上盤側と下盤側の分布高度の差を用いて，鈴鹿山脈西縁に分布する断層の鮮

新世以降の変位量について検討する.

はじめに甲津畑断層の変位量について検討する. 甲津畑断層の上盤側の標高 500m 付近には砂泥互層からなる古琵琶湖層群が分布している. 断層の下盤側にはこれと同層準の古琵琶湖層群が, 標高 115m 付近に分布するものと考えられるため, 同断層の上下変位量は 385m であると求められる.

次に鎌掛断層の変位量について検討する. 鎌掛断層の上盤側の標高 500m付近には砂泥互層からなる古琵琶湖層群が分布する. 鎌掛断層の下盤側の標高 270m付近に, これと同層準の古琵琶湖層群が分布するものと推定される. 従って, 両者の標高差である 230m が鎌掛断層の鮮新世以降の上下変位量であると考えられる.

綿向山断層の上下変位量は鎌掛断層の上盤側に分布する古琵琶湖層群の基底高度が約 420m であり, 付近の山砂利層の分布高度が標高約 910mであることから 490m と求められる. また, 甲津畑断層の上盤側に分布する古琵琶湖層群の基底高度は約 510m であり, 付近の標高約 780m に山砂利層が分布することから, この付近での綿向山断層の上下変位量は 270m であると求められる.

断層の配置から, 鈴鹿山脈の鮮新世以降の隆起量は綿向山断層と, 甲津畑断層および鎌掛断層の上下変位量の和となることから, 665～720mであると考えられる.

4.まとめと今後の課題

鈴鹿山脈西麓に分布する古琵琶湖層群は約 2.1Ma の層準で礫層が出現するなどの粗粒化がみられる. これは鈴鹿山脈の隆起開始の結果であると考えられる. また, 鈴鹿山脈周辺および内部に分布する古琵琶湖層群や山砂利層を変位基準として, 鮮新世以降の鈴鹿山脈の隆起量を, 655～720m であると推定した.

今後の課題としては, 本調査は鈴鹿山脈西麓のごく限られた地域で行ったものであるため, 鈴鹿山脈全体の隆起過程を明らかにするためには, 山地の東側などとの比較検討を行うことが必要である. さらに, 近畿地方の他の山地の隆起過程を明らかにすることにより, 近畿地方の地形発達をより高精度に復元できることが期待される.

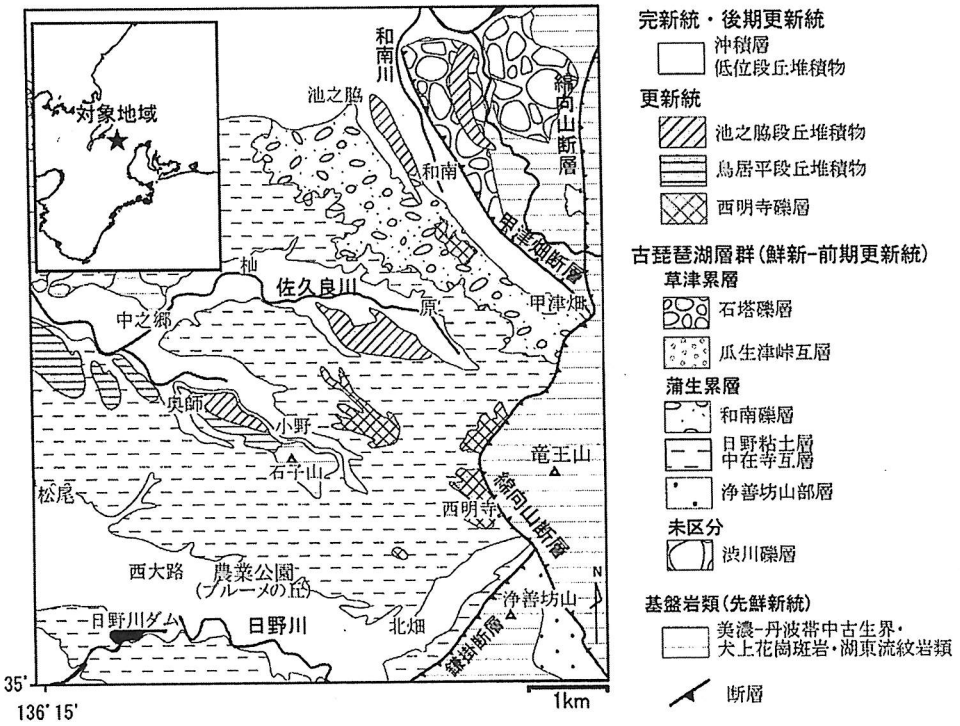


図 1　調査対象地域の地質図

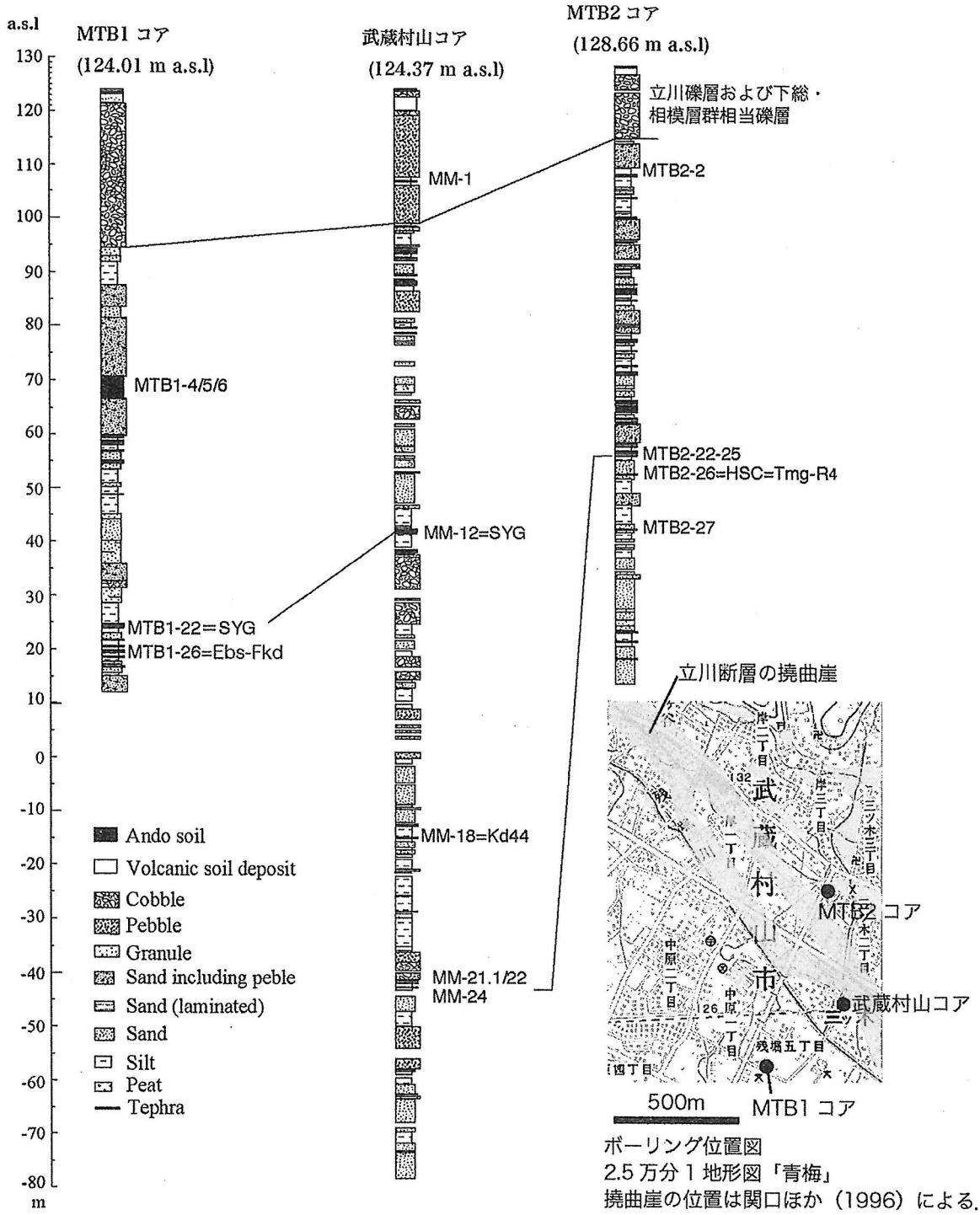
P-20　テフロクロノロジーによる立川断層過去200万年間における活動史の復元

鈴木毅彦・村田昌則・大石雅之・山崎晴雄（首都大）・
中山俊雄・川島眞一・川合将文（東京都土木技術センター）
Takehiko SUZUKI, Masanori MURATA, Masayuki OISHI, Haruo YAMAZAKI, Toshio NAKAYAMA, Shinichi KAWASHIMA, Masahumi KAWAI; Tephrochronological study on the long term activity of Tachikawa Fault, Tokyo Metropolitan Area, central Japan

立川断層は東京西部の武蔵野台地を北西-南東方向に21km延びる活断層であり，将来東京直下地震を引き起こす可能性を持つことからその活動が注目されている．第四紀後期における立川断層の活動については，北東側隆起，最大平均変位速度0.36m/10^3年，単位変位量約1.8m，発生する地震のマグニチュード約7.1，再来周期が約5,000年であると推定されている（山崎，1978）．その最新活動期は東京都（2000）により1,900～1,500年前とされていたが，最近になり14,000～7,300年前（宮下ほか，2005）という見解が出されるなど議論がある．ところで立川断層の長期間の活動史はいかであろうか．16Maの日本海開裂頃には北東側沈降の正断層であり現在と異なる変位様式であったことや，現在の変位様式は2Ma以降，おそらく中期更新世に開始ないしは活動度の加速があったと考えられている（山崎，2006）．この様に立川断層の長期的活動については若干の議論があるが，その実体は充分に明らかにされているとは言えない．詳細を明らかにするには，立川断層沿いの武蔵野台地西部地下や狭山丘陵において断層変位を受けた堆積物の詳細を明らかにする必要がある．今回，旧東京都土木技術研究所が掘削したコアの再検討と狭山丘陵周辺において野外調査を行ない，テフラ認定とそれに基づく堆積物の年代を再検討し，立川断層の長期的な活動史を考察した．

検討したコアは，武蔵野台地西部，武蔵村山市三ツ木地区において1998年に掘削された立川断層を挟む深度115mの2本のボーリングコア（MTB1とMTB2とする）（東京都，1999）と両地点のほぼ中間に位置する深度703.4mの武蔵村山コア（川島・川合，1980）である．これらコアに基づくと，地下地質は上位から表層の関東ローム層，立川面構成礫層，下総・相模層群相当礫層，礫・砂・シルト・泥炭などの互層からなる上総層群相当層である（図）．堆積物中に含まれるテフラとして，断層南西側のMTB1コアから29枚のテフラ（上位からMTB1-1，MTB1-2...とする．他のコアも同様），北東側のMTB2コアから30枚のテフラ，中間の武蔵村山コアから39枚のテフラが検出された．
これらテフラの記載岩石学的特性から，MTB1-22とMM-12は近傍の狭山丘陵で見出されている狭山ガラス質テフラ層(SYG;正田ほか,2005,1.7Ma),MTB1-26は恵比須峠福田テフラ(Ebs-Fkd;1.70Ma),MM-18は上総層群黄和田層のKd44，MTB2-26は上総層群大原層のHSC，すなわち東北仙岩地熱地域を給源とする玉川R4テフラ（Tmg-R4；鈴木・中山，2006，2.0Ma）に対比できる．また，武蔵村山コアで検出されたMM-21.1，-22，-24の3枚組のテフラが北東側MTB2コアと狭山丘陵西端部の箱根ヶ崎の地表部で見出された．以上のテフラ認定に基づくと，約2Maに降下堆積したMM-21.1，-22，

-22，-24 テフラとその前後の堆積物には，MTB2 コアと武蔵村山コアの間で北東側約 100m の隆起を示唆する変位が認められる．また，武蔵村山コアと MTB1 コアの間では 1.7Ma の SYG が北東側へ約 20m 隆起する変位が認められる．武蔵村山コアの掘削地点はほぼ撓曲崖上に位置し，他の 2 本は撓曲崖を挟むように位置する．これらのことから，立川断層の三ツ木付近における過去 200 万年間の累積変位量は 120m 程度と見積もられ，これまでの推定量（山崎，1978，2006）と大きくは異ならない．



ボーリング位置図
2.5 万分 1 地形図「青梅」
撓曲崖の位置は関口ほか（1996）による．

P-21　十日町盆地における縄文中期の笹山遺跡付近の地形と遺跡との関係

太田陽子（横浜国大名誉教授）・佐々木榮一（石油資源開発株）・伊倉久美子（横浜市役所）

Yoko OTA, Eiichi SASAKI, and Kumiko IKURA; Burial of flame type Jomon earthenware with mudflow depoits,casued by the latest activity of Tokamachi Fault, central Japan

信濃川右岸，十日町市北方の，火焔型土器を含む遺跡包含層の笹山遺跡と地形との関係をポスター発表で示す．楢沢川～上大井田川に至る信濃川右岸の地域で，空中写真判読と現地調査に基づいて地形分類を行い，東西方向の 9 測線で断面測量を行った（図 1，2）．また，遺跡調査のために掘られたピットで地層断面を観察し，年代測定用試料を採取した．

信濃川右岸では，東側には魚沼丘陵の西縁と盆地の境界がほぼ南北に走り，その西には河成段丘面が連なる．本地域の河成段丘は，十日町 I 面および II 面に分かれ，それぞれ本流性のものと，東から合流する支流の扇状地性のものに分かれるが，両者の境界は漸移的である．丘陵内の大小の崩壊地形があり，とくに飛渡川以南に密にみられる．崩壊地形に由来する土石流堆積物は十日町 I 面をで覆われている場合が多い．土石流末端と十日町 1 面との境界はかなり漸移的であるが，土石流面は，勾配が河成の段丘より大きく，かつ表面にやや凹凸があることで河成段丘とは識別できる．土石流面内には高度のやや不連続な部分があり，その形成期に不連続があることを示している．また，大きな滑落崖下に崩落物質が堆積した急勾配の，凹凸に富む面がある．

笹山遺跡は，才明寺川と水無川との間の高度約 200 m から 150 mに西傾斜する土石流面に位置する．遺跡の調査のため掘られた 25 の調査坑では，基本層序は上位より、I 層、II 層、III 層及び IV 層に区分される（笹山遺跡発掘調査報告書,1998）．土石流堆積物は II 層にあたり，火焔型土器遺物包含層は土石流堆積物より下位の III 層の上部にあたる．Ⅲ層包含層内の炭化物の 5 試料の ^{14}C 年代は 4425±30～3810±50yrＢＰ（暦年補正はしていない）である．したがって，その上のⅡ層（土石流層）はこれより若く，笹山遺跡付近では約 3,800 年前以降と推定される．

信濃川右岸の十日町付近では，南北方向の東上がりの逆断層（十日町断層）が発見され，その最新活動期は越後水沢駅北方の馬場地点のトレンチ調査から約 3,200-3,400 年前，さらにその北の馬場北地点の露頭では約 5,000 年前より新しい地層が変位している（太田ほか,1998）．したがってこれら両地点での最新活動期は同時とみなされる．笹山遺跡を覆う土石流の年代は，この断層活動期の年代に対応する．すなわち，十日町断層の最新活動にを起こした地震によって土石流が形成され，それが笹山遺跡を埋没した可能性が大きい．

新潟県十日町市教育委員会（1998）笹山遺跡発掘調査報告書．十日町市埋蔵文化財発掘調査報告書　第 14 集

太田陽子・鈴木満久・鈴木郁夫・鈴木康弘・澤　祥・尾崎洋子・谷口　薫・信濃川活断層発掘グループ(1998)　十日町盆地東部における活断層の認定と馬場地区のトレンチ調査．日本地理学会予稿集，53，80-81

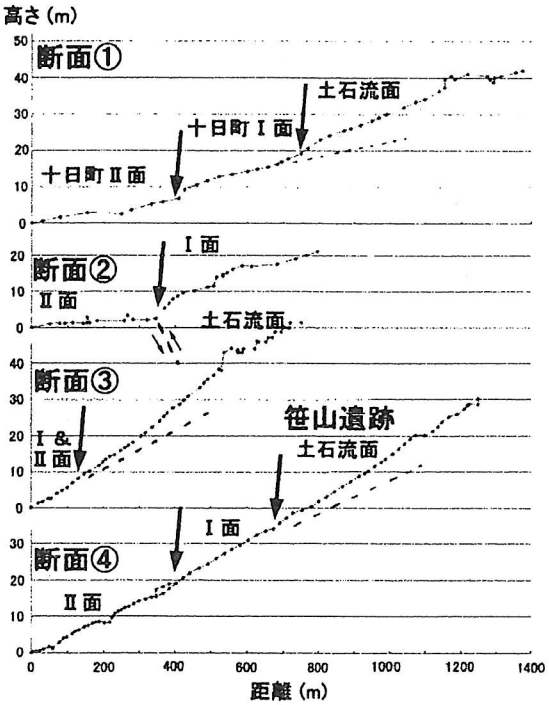


図2　実測地形断面図

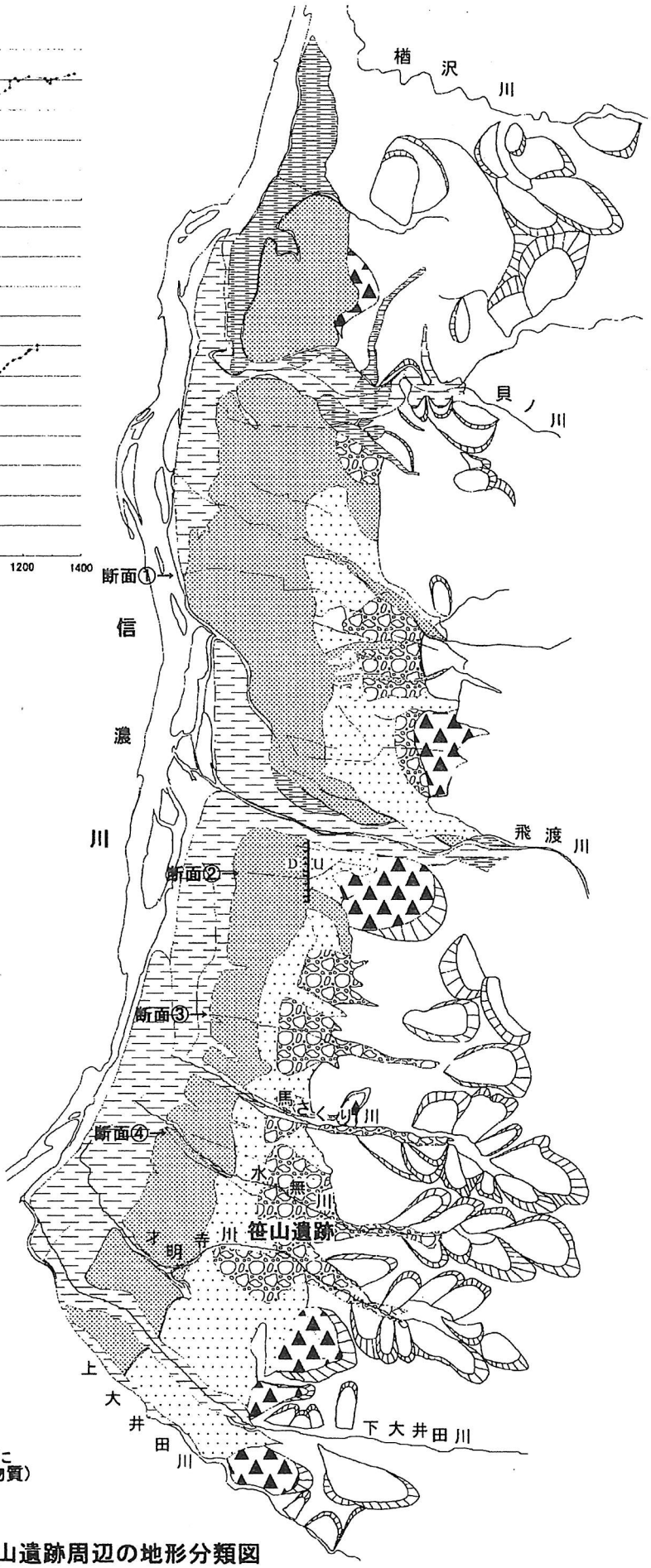


図1　笹山遺跡周辺の地形分類図

P-22　河成段丘面を指標にした第四紀後期隆起速度の再検討－北上低地帯胆沢地域を例にして－

松浦旅人（産総研）・古澤　明（古澤地質）

Tabito Matsu'ura & Akira Furusawa :Reexamination of Late Quaternary uplift rate inferred from fluvial terrace surfaces in Isawa area, Kitakami Lowland

1. はじめに　第四紀後期に向かって，東北日本弧の隆起速度は加速化した可能性を示す（渡辺，2001）．この隆起速度は，中期更新世と後期更新世の段丘面を一対とし，それらの比高を形成年代の差分で除して算出されたものである（吉山・柳田，1995）．本報では，北上低地帯胆沢地域において，テフラ・レスを指標にして，従来 MIS5，MIS6 に対比されていた M1 面構成層，H1 面構成層は，それぞれ MIS6，MIS8 以前に対比される可能性を提示する．それに伴い，MIS6 と MIS2 堆積物からなる段丘面の比高を指標にした最近 10 数万年間の隆起速度が，既報の半分程度になり，かつ隆起速度の加速化を示さないことを示す．

2. 研究手法　胆沢地域の河成段丘面は，T（T1～T3），H（H1，H2），M（M1，M2），L（L1，L2）に区分される（渡辺，1991）．このうち，H1 面構成層は最上部に水中堆積した Hn1P を含む．また，H2，M1 面は，それぞれ HWA（年代不詳），Toya（MIS5d：白井，2001）に覆われる（**図 1**）．Hn1P が O-Ik に対比されることは（早田，2000），本研究の火山ガラスの屈折率・主成分化学組成，および斜方輝石の屈折率測定結果からも支持される．これにより，Hn1P の年代観は，従来の 123±15ka（FT：大上ほか，1986）と異なり，250±80ka（FT：土谷ほか，1998），288±48ka（渡辺ほか，2003），300ka 前後（松浦，2003）と大幅に古くなる．これに伴い，H1 面構成層は MIS6 ではなく，MIS8（またはそれ以前）に対比される．H2 面を覆う HWA の噴出年代は，レス中の層位学的年代から（Hn1P～Dks 間のレス堆積速度を一定と仮定），210～250ka と算出される（**図 2**）．これより，H2 面構成層は，MIS7～8 に対比される可能性が高い．M1 面構成層は，既報の年代拘束条件（123±15ka 以降，90ka 以前）から MIS5 中の寒冷期に対比されるのではなく，最近の年代拘束条件（210～250ka 以降，MIS5d 以前）から判断して，MIS6 に対比される（ただし，MIS5e 中における岩屑による顕著な河谷埋積は想定していない）．

3. 隆起速度の再検討　既報では，H1 面構成層が MIS6，L1 面構成層が MIS2 に対比されていた．その結果，両段丘面の比高を隆起量に読み替え，段丘面形成年代の差分で除した隆起速度は，西部（出店断層上盤）：>0.64m/ky[1]，0.3～0.6m/ky[2]，東部（出店断層下盤）：0.3～0.43m/ky[1]，0.2～0.3m/ky[2]とされていた（渡辺，2001[1]；田力・池田，2005[2]）．しかし，H1 面構成層は MIS8（またはそれより古い時代）に対比される．そのため，H1 面と L1 面の比高を用いて隆起速度を算出する場合，両段丘面の形成年代の差分を 230～240ky（またはそれ以上）にする必要がある．本研究では，M1 面構成層が MIS6 に対比されると判断されるので，上記と同手法で隆起速度を再計算すると，西部：0.2m/ky，東部：0.1m/ky となる（**図 3**：松浦，2005）．本報の隆起速度は既報の半分程度であり，かつ加速化を示さない．

[文献] 大上ほか(1986)第四紀研究 24，松浦(2003)地理評 76，松浦(2005)地球惑星合同大会要旨，白井(2001)月刊地球 23，早田(2000)第 8 回第四紀学会テフラ研究委員会野外集会野外巡検案内書，田力・池田(2005)第四紀研究 44，土谷ほか(1998)1/5 万地質図幅「岩ヶ崎」，渡辺(1991)第四紀研究 30，渡辺(2001)海成段丘アトラス，渡辺ほか(2003)日本地理学会発表要旨 63，吉山・柳田(1995)地学雑誌 104．

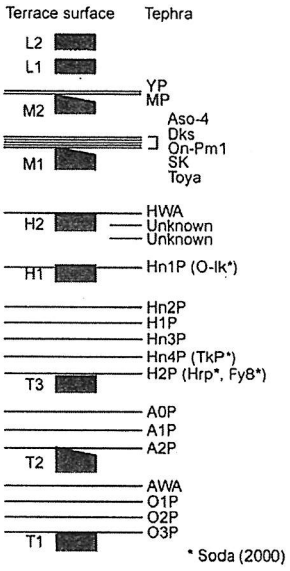


図1 胆沢地域のテフラと段丘面の層位関係(渡辺(1991)に加筆・一部変更).

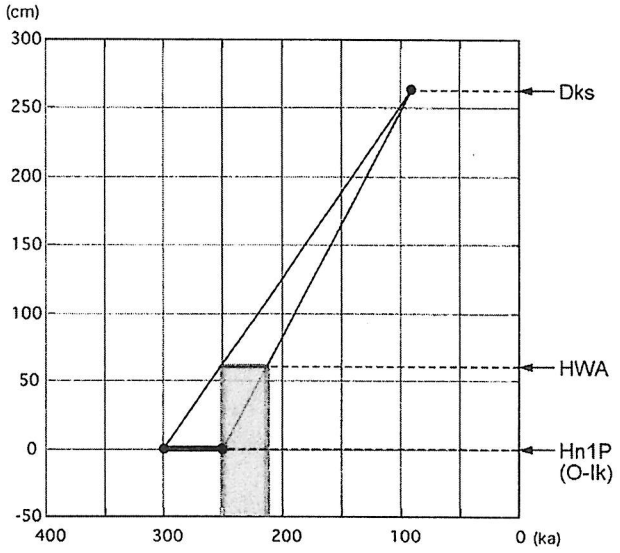


図2 Dks(90ka)とHn1P(O-Ik:250-300ka)をfixした場合のレスの堆積速度とHWA降下年代の推定.

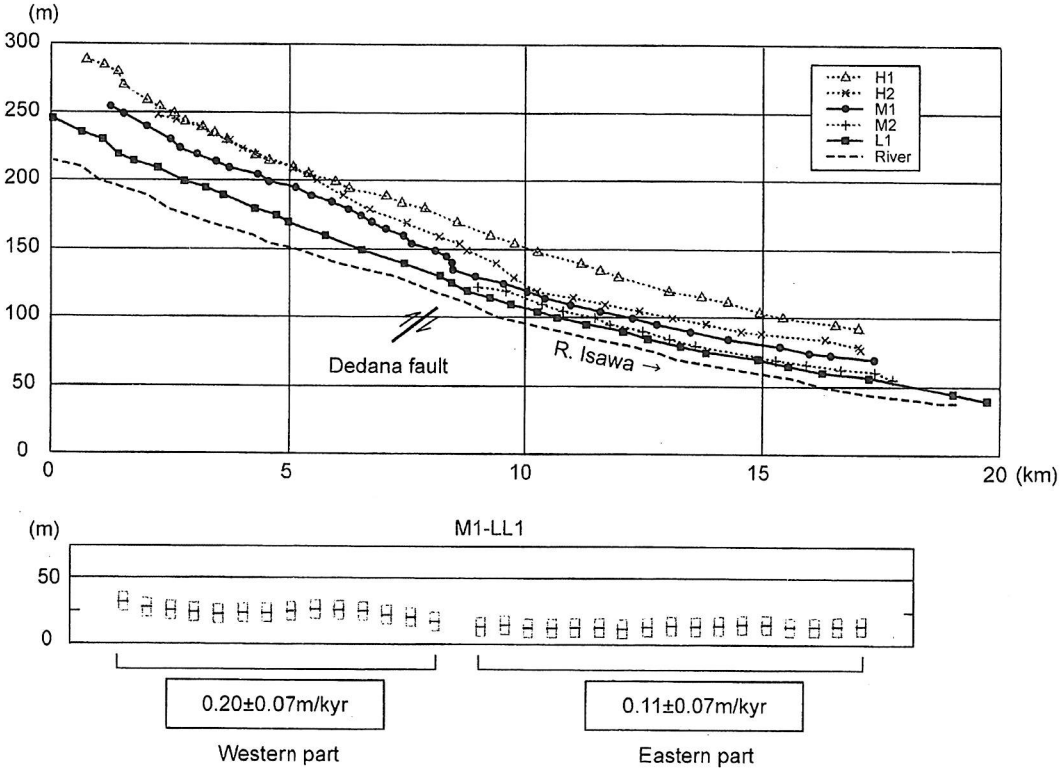


図3 河成段丘面の縦断形とM1面−L1面の比高を用いた最近10数万年間の隆起速度の試算.
H1, H2面の最大傾斜方向は出店断層は斜行するため, 見かけ上変位の累積を示さない.

P-23　男鹿半島湯本断層による海成段丘の変位ならびに石灰質温泉沈殿物の沈積

古橋恭子・西川治・白石建雄(秋田大学)

Kyoko Furuhashi,Osamu Nishikawa,Tateo Shiraishi ; Displacement of marine terraces and deposition of travertine around the Yumoto fault in the Oga Peninsula, Akita Prefecture.

Ⅰ．研究の背景と目的

男鹿半島には海成段丘が良く発達しているが，北岸西部ではそれらは湯本断層により変位している．しかし，これまでのところ断層の両側に分布する段丘対比に関する詳細な研究は行われておらず，断層の変位・活動度の認識が不十分である．また．湯本断層に関してもう一つ注目すべきことは，断層沿って温泉水が湧出し（男鹿温泉），東側の段丘面上に石灰質温泉沈殿物（トラバーチン）が堆積して台地状の地形を作っていることである．これまで男鹿温泉のトラバーチンに関する研究はほとんど行われていない．

本研究では，以下の２つの事を検討する．（１）断層の東西に分布する段丘地形を再検討し，湯本断層の変位を正確に見積もる．（２）トラバーチンの分布，組織や構造の記載をし，堆積環境や，段丘形成と断層活動との前後関係を明らかにする．

Ⅱ．研究地域の地質と段丘地形

研究地域の地質は，湯本断層の東側では船川層の泥岩が分布し，西側では下位から，門前層の安山岩，西黒沢層の砂岩，礫岩，泥岩，女川層の硬質泥岩が分布している．湯本断層のリニアメントの方向は N20W で，湯本の南付近で目潟噴出物に覆われるため一部不明瞭になるが，真山神社付近まで追跡することができる．

湯本断層付近の段丘は，上真山段丘，潟西段丘，潟西下位段丘，牧野段丘，野村段丘の 6 段に区分される．最低位の野村段丘が河成である他は，すべて海成である．これらのうち潟西段丘は，酸素同位体ステージ 5c（白石・竹内．1999）に，牧野段丘は 5a(白石．2000)に対比されている．また，相川段丘は，酸素同位体ステージ 3 初期に対比されると示唆されている(白石．2000)．相川段丘堆積物中には従来未記載の細粒ガラス質火山灰薄層がはさまれており，この火山灰を新たに男鹿－相川火山灰 Oga - Ak と命名する．

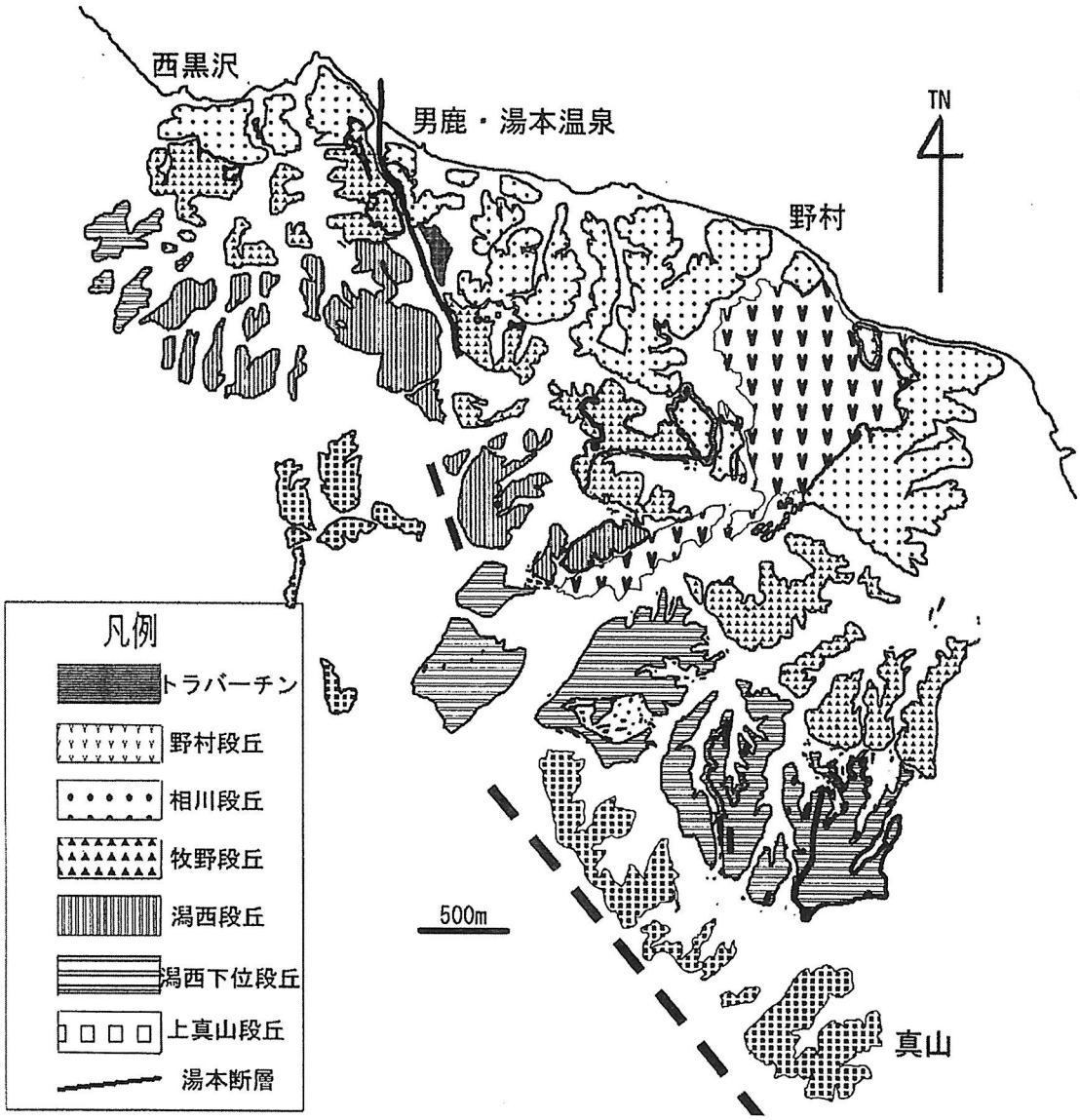
Ⅲ．段丘面の変位とトラバーチンの堆積

段丘の高度差に基づき湯本断層の東西の段丘を対比した結果，各段丘とも 10m の垂直変位がみとめられたが，変位の累積性は認められなかった．また，相川段丘を切っていることから，湯本断層は変位速度が 0.2m／ky 以上の活断層である．

湯本断層基部からは温泉水が湧出しており，東側の相川面の上に厚さ 5~10m 程度の石灰質温泉沈殿物（トラバーチン）が堆積している．湯本断層の東側の男鹿温泉付近でみられる台地状の地形は，高さが 5~10m，断層に沿う長さが約 800m，幅が 240m のトラバーチンである．トラバーチンは，緻密な層と粗しょうな層の層状構造をしており，植物化石や巻貝化石などを含む．貝化石は高さ 2mm～2cm の円錐型の右巻きをしており，キセルガイモドキなどの陸貝と考えられる．植物の化石は，アシなどの湿性植物，苔植物類および木材

であるが，有機物はほとんど分解し，印象や抜け穴のみが残されている．現在のトラバーチンの分布域は，かつての精錬用石灰の切り出しや温泉街の開発によって人工改変が著しいが，トラバーチンの層の傾きや木材の抜け穴の向きから，緩やかに北東方向に傾斜した平坦面が発達する台地状の地形であったと考えられる．

断層崖の基部の相川段丘の上にトラバーチンが堆積していることから，相川段丘形成後に断層活動があり，その活動中ないし活動後に温泉水が湧出し，トラバーチンが堆積した事をしめす．



P-24 明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(1)
ー考古遺跡の発掘調査から第四紀総合研究へ

安蒜政雄（明治大）、野口淳（明治大）、上杉陽（都留文科大）、上本進二（神奈川災害史研究会）、坂上寛一（東京農工大）、宇津川徹（東京農工大）、須永薫子（東京農工大）、平山良治（国立科学博）、竹迫紘（明治大）、會田信行（千葉県立佐倉東高）、松田隆夫（府中市生涯学習センター）、久保純子（早稲田大）、菊地隆男（立正大）、中井均（都留文科大）、細野衛（東京自然史研究機構）、佐瀬隆（北方ファイトリス研究室）、林和広（東京大）、近藤敏（市原市文化財センター）、明治大学校地内遺跡調査団、㈱パレオ・ラボ

Masao AMBIRU, Atsushi NOGUCHI, You UESUGI, Shinji UEMOTO, Kanichi SAKAGAMI, Toru UTSUGAWA, Kaoruko SUNAGA, Ryoji HIRAYAMA, Hiroshi TAKESAKO, Nobuyuki AIDA, Takao MATSUDA, Sumiko KUBO, Takao KIKUCHI, Hitoshi NAKAI, Mamoru HOSONO, Takashi SASE, Kazuhiro HYASHI, Satoshi KONDO,Meiji University Investigation Group for Archaeological Site, Paleo Labo Co.,Ltd.

: The Quaternary Investigation of Upper Palaeolithic Site at Meiji University Chofu Area

明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）[1)]は、東京都調布市富士見町 4-28・三鷹市大沢 7-23-24 に所在する（北緯 35° 39′ 56″ ～40′ 05″ 、東経 139° 32′ 09″ ～32′ 18″ ：世界測地系）。野川中流右岸の立川面北縁に立地し、これまでの調査により、後期旧石器時代、縄文時代、近・現代の遺跡の拡がりが把握されている。

明治大学校地内遺跡調査団では、2004 年以来、明治大学付属明治高等学校・明治中学校新校舎建設に伴う事前調査として当該地の発掘調査を継続的に行なってきた。とくに 2005 年 12 月からは、立川ローム層中の後期旧石器時代遺跡包含層の調査に着手し、これまでに、石器・礫をあわせた遺物総数 1 万 3 千点以上、炭化材 3 万点以上、石器集中部 30 ヵ所、礫群 80 基、炭化材集中部 20 ヵ所を検出している（調査途上のため概数）。これらは、立川ローム上部、野川遺跡を模式地とする考古土層区分のⅢ～Ⅳ層を中心に、複数の時期に分かたれるものであり、とくにナイフ形石器文化期の半ばから後半、終末期にかけて、繰り返された居住痕跡が密集し、かつ重畳している状況が把握されつつある。また、立川ローム最下部、礫層直上における石器の検出は、堆積環境の解明と合わせて、後期旧石器時代初頭の人間活動復元のために重要な手がかりになると考えられる。

発掘調査は 2007 年 1 月末まで継続して実施される予定であり、その成果については、その終了後にあらためて詳細を報告する予定である。

なお今回調査においては、考古学と地学諸分野の連携により、第四紀における地形形成、環境変遷と人間活動のかかわりを総合的に復元することを主眼とした調査を模索し、現地における共同調査、試料採取、分析の実施を行なっている。現在進行中の具体的な項目と主要な分担については以下のとおり。

①富士系テフラの火山灰層序の確立（上杉陽・上本進二）、②立川ロームの土壌学的検討（坂上寛一・宇津川徹・須永薫子・平山良治・竹迫紘）、③立川ロームの磁気層序と炉跡の分析（會田信行）、④立川面における凹地状地形の形成（松田隆夫）、⑤野川～多摩川間の地形形成（久保純子・菊地隆男）、⑥立川礫層の礫種構成と堆積構造（中井均・上杉陽）、⑦立川ローム層中の植物珪酸体群集分析（細野衛・佐瀬隆）、⑧立川ローム層中の遺物と包含層の形成（林和広）、⑨立川ローム層中の炭化材樹種同定と年代測定（㈱パレオラボ）。

今回の発表では、これまでの経過および結果の速報をとりまとめて報告する。とくに、遺跡立地と層序に関する概要が本発表の中心となる。

文献

明治大学校地内遺跡調査団編 2004『明治大学校地内遺跡調査団　年報 1』

明治大学校地内遺跡調査団編 2005『明治大学校地内遺跡調査団　年報 2』

明治大学校地内遺跡調査団編 2006『明治大学校地内遺跡調査団　年報 3』

明治大学校地内遺跡調査団編 2005b『シンポジウム立川ローム層下部の層序と石器群　予稿集』

明治大学校地内遺跡調査団編 2005c『シンポジウム立川ローム層下部の層序と石器群　記録・コメント集』

明治大学校地内遺跡調査団・明治大学校地内遺跡調査研究グループ 2005「明治大学調布付属校用地試掘・確認調査の成果と課題」『日本旧石器学会第 3 回講演・研究発表シンポジウム予稿集』

安蒜政雄・野口淳・林和広・明治大学校地内遺跡調査団 2006「旧石器時代遺跡のジオアーケオロジー－明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(2)－」『日本旧石器学会第 4 回講演・研究発表シンポジウム予稿集』

注 1)調布市側は富士見町遺跡（調布 No.64）として登録されている。三鷹市側は遺跡発見届提出済み、遺跡名称については現在調整中である。このため、今回調査範囲については全体を「明治大学調布付属校用地の遺跡」として仮称する。

P-25　立川礫層最表層部の層位と堆積環境—明治大学調布付属校用地の遺跡ピット T164 の例—；明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査（2）礫層（中井・上杉）

中井均（都留文科大学）・上杉陽（都留文科大学）・野口淳（明治大）・明治大学校地内遺跡調査団

Stratigraphy and Sedimentology of the Upper Most Part of Tachikawa Gravel;Case Study at Pit-T164 of Palaeolithic Site at Meiji University Chofu Area

Hitoshi NAKAI・You UESUGI・Atsushi NOGUCHI・Meiji University Investigation Group for Archaeological Site

立川礫層は南関東の代表的な河成段丘礫層として知られているが、堆積学的な検討が充分におこなわれているとは言い難い。このたび明治大学付属校用地の開発に伴う遺跡調査の一環として、立川礫層最上部の調査をおこなう機会を得た。調査は継続中であるが、現段階までに得られた成果を紹介する。

現地は、三鷹市（大沢四丁目）と調布市（富士見町四丁目）の境界にあたり、地形的には野川中流部の南岸、野川の現流路から約 300m 離れた地点である。野川沿いの低地との比高は約 4m である。野川の北側には比高約 20m の急崖（国分寺崖線）があり、稲城砂層・直心庵巨礫層・武蔵野砂礫層・吉岡軽石（YP）以上のテフラを観察できる。

調査地点の地層は、考古学的に、上位からⅡa 層・Ⅱc 層・Ⅱd 層（以上は黒土層）、Ⅲ層・Ⅳa 層・Ⅳb 層・Ⅳc 層・Ⅴ層・Ⅵ層・Ⅶ層（以上は立川ローム層）、A2 層（後付ロームと湿性土）・A3 層（乾陸土）およびそれ以下の“水つきの堆積物”と立川礫層に区分される（明治大学校地内遺跡調査団、2005 など）。

またテフラ層としては 1～18 層に区分し（上杉・上本、2005）、さらに今回の調査で 18 層以下を 19-2 層（“水つきローム”・湿地性堆積物）および 19-1a 層（20 層を切って、それを覆うように、層厚数 cm～30cm で分布す

表 1－考古学的区分とテフラ区分の対応関係

Ⅱa 層	＝1 層（S-22？）・2 層（S-15～21？）
Ⅱc 層	＝3 層～6 層（KGP？；S-0～14；Y-141？）
Ⅱc 層	＝3 層～6 層（KGP？；S-0～14；Y-141？）
Ⅱd 層	＝7 層（Y-137-3～139？）・8 層（Y-137-1～2）
Ⅲ層	＝9 層（Y-132 群？～136？）
Ⅳa 層	＝10 層（Y-130 群？；CCP-17？；131 群？）
Ⅳb 層	＝11 層（Y-128？；CCP-16？；129 群？）
Ⅳc 層	＝12 層（CCP-15？；Y-123？～126）
Ⅴ層	＝13 層（Y-121 群？～122 群？）
Ⅵ層	＝14 層（CCP-14？；Y-118～119？；AT）
Ⅶ層	＝15 層（Y-114～115）
A2 層	＝16 層（CCP-13？；Y-112？）・17 層（Y-109？）
A3 層	＝18 層（Y-108？）

る泥基質の礫層)、19-1b 層（赤い壁土状の泥の塊を含む砂泥基質の礫層)、20 層（砂基質の礫層）に細分する（図１)。19-1a 層・19-1b 層および 20 層が立川礫層である。考古学的区分とテフラ層区分の対応は、表１の通りである。さらに礫について、礫種（肉眼)・破砕の程度・円磨度・面数・礫径・重量・長軸方向・基質などを調査している。

礫種　19-1a 層・20 層ともによく似ており、各種の砂礫岩礫が約 80%、チャート礫が約 10%、泥岩礫が約 6%、凝灰岩礫が約 3%、火成岩などその他の礫が 1%程度である。岩相および礫種組成より四万十帯を起源とする礫が多いと推定される。

破砕の程度　19-1a 層は大きく破損した礫が約 40%、少し破損した礫が約 30%、ひび割れ程度が約 30%、20 層では大きく破損した礫が約 20%、少し破損した礫が約 40%、ひび割れ程度が約 40%。19-1a 層の方が破損した礫が多い。

円磨度　19-1a 層は平均 0.61、20 層は平均 0.65。19-1a 層の円磨度が低いことは、上記、礫の破砕状況と調和的である。

基質　19-1a 層の基質は、砂粒径の結晶片（特に雲母片など)・チャート片を多く含む、赤い壁土状の泥からなり、礫の表面をコーティングしている。また礫表面の凹みは同質の泥で充填されている。20 層の基質は中粒～極粗粒砂からなり、明瞭な葉理構造をもつ。またほとんど泥を含まない。基質に泥を含み、礫を泥がコーティングしているように見える場合でも、礫表面の凹みは砂で充填されている。

上記の礫の破砕状況、円磨度、基質の特徴、礫の堆積状況などから、この地点の“立川礫層”最上部層（19-1a 層）は土石流起源の礫層である可能性が高いと推定される。また礫の給源としては多摩川本流よりも、支流の秋川や浅川水系の可能性が考えられる。

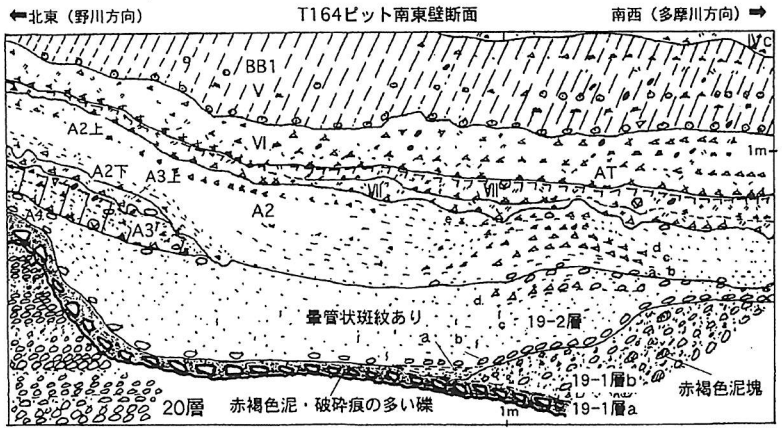


図 1－T164 ピットのスケッチ（上杉陽作成）

文献　上杉　陽・上本進二（2005）明治大学西調布校地のテフラ層位推定に関して。シンポジウム「立川ローム層下部の層序と石器群」予稿集、8-11 頁

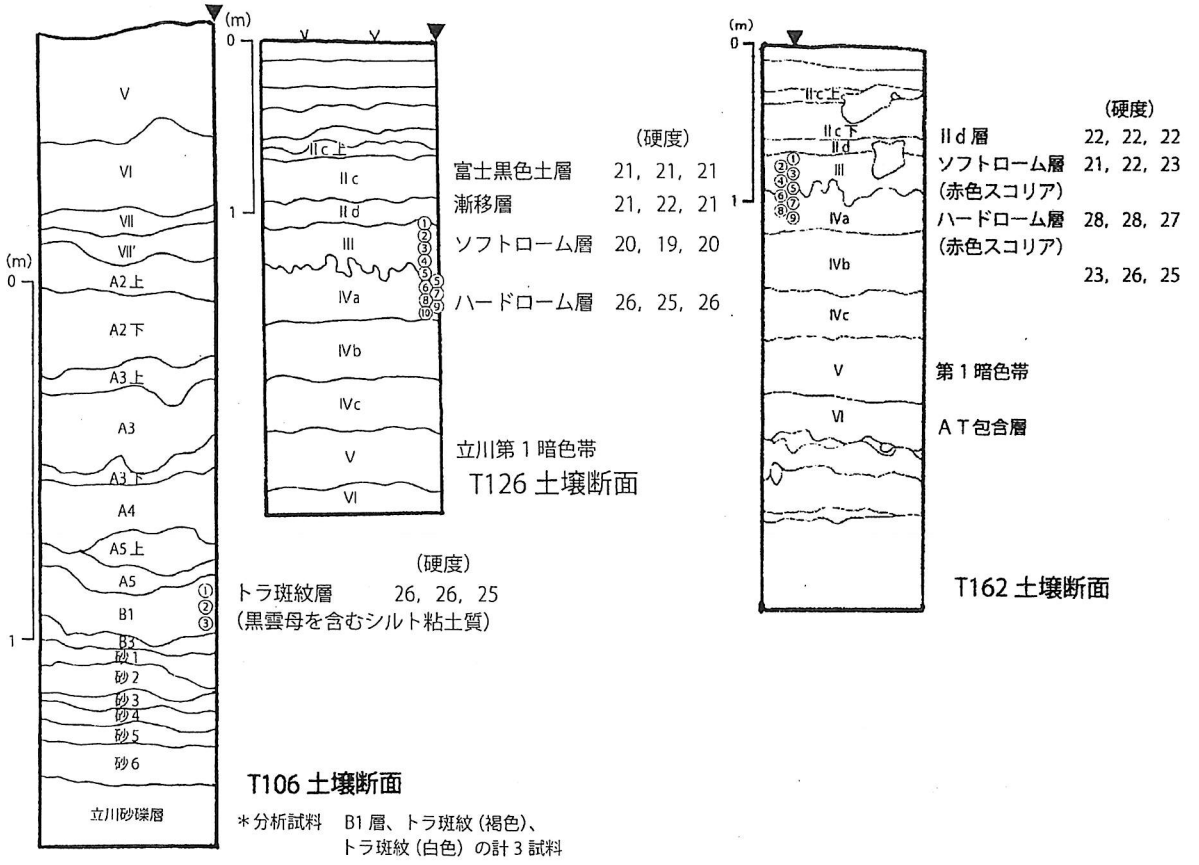
P-26　　明大校地内遺跡の土壌生成環境と一次鉱物

宇津川　徹（カテナ研究所）・坂上寛一（星槎大学）・明治大学校地内遺跡調査団

Toru UTSUGAWA ,Kanichi SAKAGAMI and Meiji University Investigation Group for Archaeological Site; Enviroment of Soil formation and Primary minerals of Archaeological Site in Meiji University school grounds.

1．はじめに；本遺跡においては、風成火山灰層がⅦ層上半部まであり、その下位には、A層群、B層群と称するいわゆる”水つきローム層”や水成層が存在し、立川礫層につながる。本遺跡における土壌層序とそれぞれの堆積環境について検討する。すなわち、T106断面にみられたトラ斑紋層、T126断面やT162断面の明瞭な波状帯（ソフトローム層とハードローム層の境界層）の成因などを解明し、本遺跡の立地環境を明らかにするため、詳細に断面調査をし、細分化して採取した土壌試料の一次鉱物分析をおこなった。その概要を報告する。

2．土壌断面形態（3断面）；断面調査および土壌採取は3土壌断面でおこなった。



3．一次鉱物分析；3断面で各層位ごとに、連続試料を採取し、脱鉄処理後、粒径0.046~0.250mmの試料をカナダバルサムで封じ検鏡した。

①一次鉱物の組成の特徴（表：T106トラ斑紋）

地点	層位	一次鉱物の特徴（粒径：0.046～0.250mm）
106	B1層	鉱物の粒径が細粒である。検鏡時の倍率は×200～400であった。高倍率で細砂をみると丸味が大きい。黒雲母、磁鉄鉱が僅かで、斜長石が全体の20%ほどであった。全体として風化物が主体で約70%を超えている。
	トラ斑（褐色）	鉱物の粒径は細粒からなる。検鏡時の倍率は、通常の2倍、すなわち、×200とした。有色鉱物は黒雲母が全体の約20%であった。無色鉱物は斜長石。全体として約70%が風化物である。粒子は丸味が大きい。
	トラ斑（白色）	検鏡時の倍率は200倍。細粒の形態は丸味が大きい。斜長石を主体とし、黒雲母を含む。全体の約75%が風化物であった。

②変質鉱物；3地点の土壌断面の内、2地点（T126・T162）の分析層位土壌は南関東地域に認められるテフラの一次鉱物と同様で、カンラン石を主体とする。波状帯では風化作用を受けたカンラン石が様々な形態を示した（変質鉱物）。

4．まとめ；①波状帯付近のカンラン石の量比には特徴がある。すなわち、ソフトロームの上位から下位に向けて量比が減少した後、ハードローム層の上位で増加し下層に向かい減少する変化がある。②波状帯付近の一次鉱物の層位変化にはカンラン石と風化物の量比に相関が認められた。③波状帯付近のカンラン石の風化程度を形態的に分類するとⅠ～Ⅴの5段階に区分できた（写真）。④T106層のトラ斑紋層は黒雲母・斜長石・風化物からなる。またT126やT162（南関東のテフラ）に比べ、粒径が細かく、全体的に円磨度が大きい。

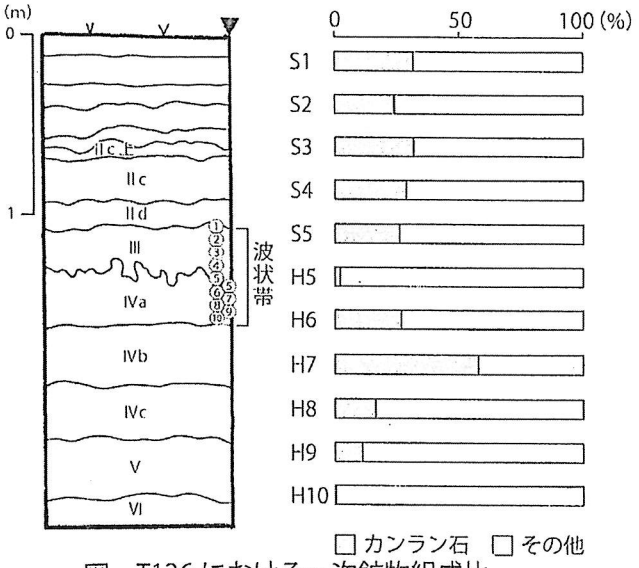


図　T126における一次鉱物組成比

Ⅰ：新鮮なカンラン石、短柱状～粒状で、輪郭は細長い六角形、透明感のあるオリーブ色、赤褐色などを呈する。
Ⅱ：輪郭の一部は、角が取れ丸味をもつ。
Ⅲ：形のこわれているものでも、結晶面が一部残っているもの。
Ⅳ：黒い鉄鉱物の小粒子を含むものが多い。不透明になる。
Ⅴ：風化が顕著で、不透明、変質鉱物化している

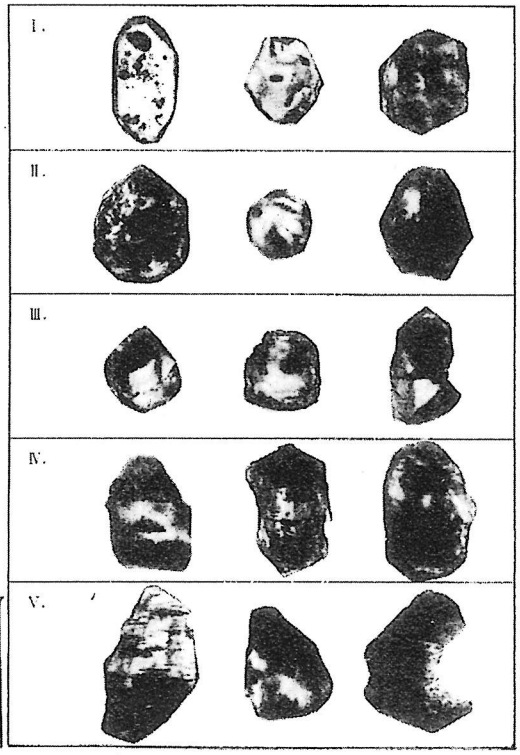


写真　カンラン石の風化過程

P-27 野川～多摩川間の考古遺跡における立川ローム層序対比とAMS年代 ー明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(4)

野口淳（明治大）、藤根久（㈱パレオ・ラボ）、佐々木由香（㈱パレオ・ラボ）、
㈱パレオ・ラボ年代測定グループ、明治大学校地内遺跡調査団
Atsushi NOGUCHI, Hisashi FUJINE, Yuka SASAKI, Paleo Labo Co.,Ltd. AMS Dating Group, Meiji University Investigation Group for Archaeological Site

: Stratigraphy of Tachikawa Loam and AMS Dating on Upper Palaeolithic Sites Located between Nogawa and Tamagawa

明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）は、武蔵野台地南部、野川中流域の右岸立川面に立地する。立川礫層上に堆積する立川ロームの各層からは、後期旧石器時代人の活動痕跡が、濃密かつ広範囲にわたって検出されている。

当該地はまた、立川面における立川ローム層の模式地である調布市野川遺跡（小田 1996）の約 2km 下流に位置する。この点で、模式地の堆積を再確認し、考古学的な文化層の位置づけを再度評価するために格好の場所である。

さらに近年、野川～多摩川間の立川面における後期旧石器時代遺跡の調査が進展した結果、立川礫層上の立川ローム層の堆積について、一様ではない状況が確認されつつある（図 1)。とくに、AT 層準であるⅥ層より下位については、多くの地点で「水つきローム」あるいは「水の影響の強い」堆積であるとされ、人間活動の痕跡は残されていないのではないかと考えられてきた。しかし、当該地および調布市野水遺跡（川辺 2005）で、立川ローム層下部から石器、礫などが多数出土したことから、当該層位の堆積環境や旧石器時代人による土地・空間利用を再度検討する必要性が浮上している。

本報告ではまず、既存の考古遺跡の発掘調査報告書にもとづいて、野川～多摩川間の立川面、とくに中流域（現・小金井市、府中市、三鷹市、調布市）の立川ローム層の堆積状況について整理する。AT 層準から立川礫層間の、立川ローム層下部の堆積状況が、最も重要な検討課題である。少なくとも、明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）とその周辺では、離水の時期（層準)、その後の堆積環境は一様ではなく、段丘地形形成期におけるさまざまな局面が各所に残されている。そして、後期旧石器時代初頭の人間活動の痕跡は、武蔵野面側の高台から、離水前後の多様な環境下の立川面の各所に、異なる様相を示しながら残されていることを確認できる。

さらに、AMS 年代測定値にもとづく武蔵野面側との層序対比について検討する。これについては、明治大学調布付属校用地内の遺跡（仮称）における測定値を報告するだけでなく、武蔵野台地における立川ローム層下部、AT 層準より下位の

測定値を集成・比較することで、現状における問題点を明らかにしたい。

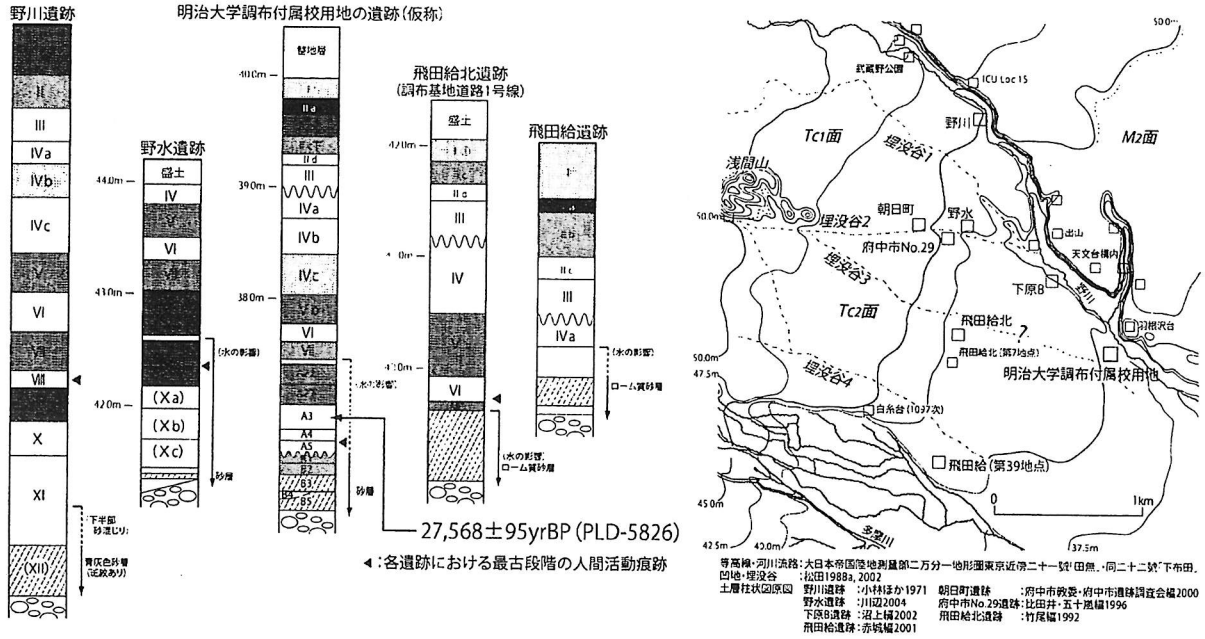


図1　明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）と周辺遺跡の考古層序

文献

小田静夫 1996 「KT-24　調布市野川遺跡のテフラ層位」『第四紀露頭集－日本のテフラ』

川辺賢一 2005 「立川ローム層下部の遺跡と石器群 1:立川面の様相（調布市野水遺跡）」『シンポジウム立川ローム層下部の層序と石器群　予稿集』

久保純子 2005 「野川～多摩川間の立川面の地形形成」『シンポジウム立川ローム層下部の層序と石器群　予稿集』

野口　淳 2005 「立川ローム層下部の石斧　－武蔵野台地南部の側流域を中心に－」『明治大学校地内遺跡調査団　年報 2』

藤根久・佐々木由香 2005 「明治大学調布付属校用地試掘・確認調査における自然科学分析」『明治大学校地内遺跡調査団　年報 2』

松田隆夫・大倉利明 1988 「立川段丘と凹地地形について－府中市周辺の立川面の区分－」『府中市郷土の森紀要』第 1 号

明治大学校地内遺跡調査団編 2005『シンポジウム　立川ローム層下部の層序と石器群　記録・コメント集』

P-28 包含層としての土壌堆積物の自然形成過程と遺物拡散
ー明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(5)ー

林和広（東京大・院）、野口淳（明治大）、明治大学校地内遺跡調査団
Kazuhiro HAYASHI, Atsushi NOGUTCHI, Meiji University Investigation Group

for Archaeological Site: The Natural Formation Process of the Soil Deposits and the Displacement of Artifacts in Deposit

考古遺跡は、その埋没前後にさまざまな自然営力による変形を被っており、複雑な形成過程をもつ。とくに旧石器時代遺跡のように、埋没後の長期間にわたる自然変形作用を受けている場合、垂直擾乱などによって遺物の拡散がある程度幅をもって形成されている。その形成・分布パターンに関しては、「月見野ヴィーナスライン」と呼ばれる垂直分布傾向についての仮説や、遺物移動の実験的な研究による遺物サイズや重量による拡散頻度の検討などが、これまで提示されてきた。

本報告では、2004年より調査を開始した明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）のT153拡張区における詳細な調査から、自然形成過程に着目し、遺物拡散に関する若干の考察を行う。

当該遺跡は、武蔵野台地南部、野川中流域の右岸立川面に立地する。今回報告するT153は、立川面北縁の傾斜変換点から150mほど内陸に入った比較的傾斜の少ないところに位置する。2004年度の試掘・確認調査で石器集中部が検出された地点であり、2005年度の調査ではジオアーケオロジーの方法論に着目、石器集中部周辺の遺跡形成過程を解明する目的で拡張区を設定した。拡張区は、平面50×50cmのメッシュで区切り、5cm単位で包含層としての立川ローム層（考古層位区分のⅡd層～Ⅳb層）を掘削した。出土遺物は全点、位置座標と、クリノメーターを用いて遺物長軸方向の方位と傾斜を記録した。発掘で生じた排土は全量を回収し、水洗篩別による微細遺物の検出を行なった。

出土遺物には、石器と礫群構成礫、および中礫サイズの自然礫があり、そのほか水洗篩別によって得られた石器の細片がある。これら遺物の出土分布傾向を、平面・垂直の両面で検討した。その結果、従来重量があり移動しにくいとされてきた礫群礫は必ずしも面的に出土していなかった。ここから、重量のある遺物が安定して原位置を保つわけではないことが読み取れる。また、微細遺物の平面・垂直分布傾向を比較した。結果、重量が軽くサイズの小さな細片は、少なからず拡散が認められるものの、そのほかの遺物と比べて垂直方向の分布において明確なピークをもつことが分かった。

このほかに、包含層中の遺物について堆積物の構成要素として理解するためにファブリック解析を実施した。方位と傾斜の角度データを用いてシュミット

ネットに投影、層位別に比較したところ、その分布が堆積物の土壌生成過程と変形過程を反映している可能性を読み取れた。また、特定層位では線構造を示すと思われる特徴的な分布が確認され、遺物の包含状況が形成される過程では、層位ごとに異なる堆積環境要因が作用していた可能性を指摘できる。

上記のことを留意して遺物の計測値から傾斜や標高値との相関関係をみたところ、重量や表面積が因子として大きく作用している可能性が高い。しかし、具体的な相関関係は層位ごとに異なっており、遺物移動を促進する因子あるいは抵抗力のあり方は、各層の自然形成過程により異なっていることを確認できた。遺物包含層としての立川ローム層中における遺物分布の形成、二次的移動・拡散のパターンは、従来指摘されてきたように、重量といった1つの要因によって一義的に決定されるものではないと言える。

以上のことから本調査区では、文化遺物の分布パターンを変形させるものとしての土壌堆積物の自然形成過程の影響と、層位ごとの多様性を読み取ることができる。

推測される「生活面」に関しては、微細な遺物（石器の細片）がその垂直位置の指標になりうる可能性を指摘できる。一方で、従来言われてきたように、重量のある遺物が必ずしも安定した「面」を構成するわけではないことが確認された。そのような中で、しばしば「面」をなし、また石器等の遺物の垂直分布のピークより下位に検出されることが経験的に知られている礫群については、その分布、包含状況の形成を再度検討する必要がある。具体的には、土坑内への設置や意図的な埋戻しにより、土壌堆積物中に固定された可能性を考慮する必要がある。

いずれにしても、包含層中における文化遺物の垂直分布は、それを包含する土壌堆積層の自然形成過程に応じて変化するものであり、人間活動の痕跡を峻別し具体的かつ詳細に検討するためには、遺跡・包含層形成についての総合的な理解が重要となる。

文献

安蒜政雄・野口淳・林和広・明治大学校地内遺跡調査団 2006「旧石器時代遺跡のジオアーケオロジー－明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(2)－」『日本旧石器学会第3回講演・研究発表シンポジウム予稿集』

野口淳・林和広 2006「明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）における遺跡形成過程の研究－ジオアーケオロジー調査方法の確立に向けて－」『明治大学校地内遺跡調査団年報3』

明治大学校地内遺跡調査団編 2006『明治大学校地内遺跡調査団　年報3』

P-29　明治大学調布付属校用地の遺跡(仮)における
後期旧石器時代の遺物出土地点および周辺の土壌微細構造の特徴
～明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査（６）～

須永薫子(東京農工大学)・平山良治(国立科学博物館)・
坂上寛一(星槎大学)・明治大学校地内遺跡調査団

Kanichi SAKAGAMI, Kaoruko SUNAGA, Ryoji HIRAYAMA, Meiji University Investigation Group for Archaeological Site: Soil Micromorphology of Palaeolithic Site at Meiji University Chofu Area

【はじめに】

遺跡の土壌は様々な情報をとどめており、多様な分析方法を用いた数多くの研究が行われてきた。一般に微化石の分析や土壌の化学性を分析することは、土壌から抽出する分析といえる。一方、本研究で用いた土壌微細形態学的観察は、次のような特徴を有する分析方法である。一般には抽出することの不可能な根や土壌動物によって形成された何もない空間を解析できること。顕微鏡や分析機器を用いて詳細な微細構造や構成物質を直接観察できること。さらに本研究でもちいた 10×20cm の採取機器を用いて土壌を連続で採取した微細形態観察用試料は、これまでほとんど検討されてこなかったマクロな土壌構造についても解析できることである。

一方、わが国の後期旧石器時代研究は、発掘される遺跡が少ないことや明瞭な遺構や遺物の集積が認められる遺跡はさらに少ないことからこれまで詳細に検討された例は極少ない。このため、当時生活していた面(いわゆる生活面)の検討や、明瞭ではない遺構での判定方法は確立されていないためその検討が求められてきた。

そこで、本研究では、土壌微細形態学的観察および土壌理化学性をあきらかにすることによって、当時の生活面を検討すること、比較的遺物の集積している地点の土壌理化学性を明らかにすることを第一の目的とし、これによって明瞭ではない遺構での判定方法に利用できる土壌理化学的な特徴を明らかにすることを第二の目的とする。

また、土壌理学性の特徴は様々な分析方法があり、その一つが土壌微細形態観察であるが、後述するように観察用試料の成型に時間が多少かかる分析方法である。遺跡発掘現場で観察し、判定できる簡便な方法を検討することは遺跡発掘の迅速化や的確な調査のために不可欠である。そこで、本研究によって明らかにすることができた特徴と、現地調査で利用可能な特徴との比較を行った。

【分析方法】

1)微細形態観察試料の作成方法

微細形態観察試料は、平山(1992)に準じて作成した。

①試料採取および脱水

不撹乱試料は、ステンレス製クビエナボックス(10×20cm)を用いて採取した。試料は、急冷真空凍結乾燥法を用いて水分を除去した。すなわち、試料に液体窒素を注入し、－190℃に急冷後真空凍結乾燥機で乾燥した。

②樹脂の含浸および固定

脱水した試料に真空含浸装置で樹脂および試料中の空気を除きながら樹脂を含浸した。樹脂には、希釈剤としてアセトン、触媒としてメチルエチルケトンパーオキサイド、促進剤として6%ナフテン酸コバルトを不飽和ポリエステル樹脂(商品名:ポリライト TC241;大日本インキ(株))に加え、よく混合した溶液を用いた。

③微細形態観察試料の作成

樹脂により固定した試料を、切断・研磨し土壌薄片(厚さ約 50μm)を作成した。

2) 土壌硬度・土壌一般理化学性の分析を土壌環境分析法に基づいて分析した。

【供試土壌試料】

1) 採取場所

東京都調布市富士見町 4-28・三鷹市大沢 7-23・24 に所在する(北緯 35° 39′ 56″ ～40′ 05″、東経 139° 32′ 09″ ～32′ 18″ :世界測地系)明治大学調布付属校用地の遺跡(仮称 調布市側は富士見町遺跡(調布 No.64)として登録されている。三鷹市側は遺跡発見届提出済み、遺跡名称については現在調整中である。)より土壌試料を採取した。同遺跡の成果の一部は年報としてまとめられている(明治大学校地内遺跡調査団編 2004)。

いわゆるソフトロームとハードロームの層界から遺物集積がみとめられた層位まで約 80cm を4個のクビエナボックスを用いて採取した。なお、遺物の集積がみとめられた地点、および遺物の集積が認められなかった地点を採取し相互に比較した。

2) 採取方法

不撹乱試料は、ステンレス製クビエナボックス(10×20cm)を用いて連続して採取した。

【謝辞】

本研究は、明治大学校地内遺跡調査団とともに発掘調査の初期から分析試料採取位置の検討等、詳細に参加させていただいた。同時に、様々な分野の専門家で構成された検討会に参加させていただき助言をいただいた。感謝申し上げます。

【引用文献】

明治大学校地内遺跡調査団編 2004『明治大学校地内遺跡調査団 年報 1』
明治大学校地内遺跡調査団編 2005『明治大学校地内遺跡調査団 年報 2』
明治大学校地内遺跡調査団編 2006『明治大学校地内遺跡調査団 年報 3』
平山良治 1992.土壌薄片による土壌三相分布の測定の試み,土壌の物理性,64:21-26.
土壌環境分析法編集委員会編 1997."土壌環境分析法",pp.1-427,博友社,東京.

P-30　武蔵野台地における後期旧石器時代遺跡立地
－Geoachaeologyの視点－

伊藤　健（東海大・非、都埋文）・比田井民子（都埋文）・西井幸雄（埼玉県埋文）・野口　淳（明治大学校地内遺跡調査団）・山岡拓也（東京都立大・院）・藤田健一（明治大学校地内遺跡調査団）・林　和広（東京大・院）・飯田茂雄（明治大・院）

Tsuyoshi Ito. Tamiko Hidai. Yukio Nishii. Atsushi Noguchi. Takuya Yamaoka. Kenichi Fujita. Kazuhiro Hayashi. Shigeo Iida ; Geoarchaeological study of Late-Paleolithic site locations in Musashino Plateau

1．本研究の趣旨

遺跡がどのような場所に遺されるか、即ち人類の生活痕跡はどのような立地を示すかについては、考古学において様々な時代、視点において研究が重ねられてきた。集団構成を絡めた集落立地論を伝統的考古学による社会学的アプローチとするならば、貝類などの分布の中で貝塚の立地を論ずる生態学的アプローチなどはより第四紀学の立場からの遺跡立地研究というに相応しい。

また、遺跡立地を地形形成、土壌形成との関係によって捉えるアプローチも、第四紀学の方法の一つである。とは言えその研究も様々で、山地・平野の地形区分、標高等によって遺跡立地を分類する広域的な研究、台地、河川流域を単位とした遺跡分布を人類の行動圏とともに論じる中域的な研究などがあげられる。伊藤、比田井、西井らが羽鳥謙三氏、松田隆夫氏らとともに多摩川流域における後期旧石器時代遺跡分布と地形形成の関係について研究したものは後者に相当する（比田井・羽鳥他 2001）。

そして本発表は微視的な研究である。遺跡調査報告では、遺跡形成復元の一環として地形形成過程の復元がなされてきた。特に、後期旧石器時代の遺跡調査においては、当時の地形が現在の地形とは異なる可能性がそれ以降の時代よりも格段に高いこともあって、注目度は高い。しかし、それは各遺跡の中で特性を抽出するレベルに止まっており、その集成によって一般化するには至っていない。

さて、武蔵野台地は日本列島最大級の台地として遺跡件数が多く、都市部の特性として国内随一の発掘件数の蓄積を誇る。元々他の時代に比べ遺跡の少ない後期旧石器時代の遺跡立地の検討には、恰好の対象である。と言うものの、後期旧石器時代の遺跡は武蔵野面に多く、多摩川の離水が間もない立川面には少ないものと考えられてきた。しかし近年、調布市野水遺跡、明治大学調布付属校用地遺跡などの発掘で多量の遺物が出土し、立川面に対する注目度が格段に上がった。このことが武蔵野台地、後期旧石器時代における遺跡立地の研究に一石を投じることとなったと言える。

そうした経緯のもと本発表では、武蔵野台地における後期旧石器時代の遺跡を対象として、遺跡立地と地形の関係性の条件を見出すことを目標とする。言うなれば、「どこを発掘すれば遺跡が発見されるか」である。

2．遺跡立地と地形に関する具体的事例

ここでは、微地形と遺跡立地の関係を把握するために遺跡と河川との距離、比高差、遺跡と斜面との距離、斜面の角度などが重要な要件となる。従って地形区分との対比はそれほど重要ではないが、実態として地形区分に沿った地域単位で遺跡立地の類型化が可能である。そこで、地形区分に従って事例をあげていく。

第一は武蔵野面、国分寺崖線に面した遺跡立地である。府中市武蔵国分寺跡関連遺

跡武蔵台西地区、小金井市はけうえ遺跡などが事例である。第二は、石神井川流域、神田川流域等の武蔵野面内部。S面もしくはM1面のみではなく、中小河川に沿ってM2面、Tc面が形成されている。新宿区百人町三丁目西遺跡、新宿区下戸塚遺跡などが事例である。最後に、台地北東側、荒川沖積面に向かう小支谷に面した遺跡立地である。板橋区四葉地区遺跡が事例である。

ここでは一例として、武蔵国分寺跡関連遺跡武蔵台西地区を紹介する（東京都埋蔵文化財センター2004：図1)。遺跡は立川面から北へ武蔵野面に向かって国分寺崖線を這い上がるように発掘されたが、遺跡立地は武蔵野面の国分寺崖線にほぼ接して分布する。遺跡の立地する箇所は平坦であるが、約15°の斜面の開始点まで約20mしか離れていない。一方で、崖線から北へ約100m離れた平坦地にはもはや遺跡は存在せず、崖線から離れた平坦地では遺跡は立地しにくいことが推察される。

３．遺跡立地の特徴

本例以外の事例で認められた遺跡立地の特徴を列記すると次の通りである。

① 遺跡は、野川等の小河川そのものに向かう斜面に接してではなく、小河川に流れ込む小支谷などに沿って立地する。

② 後期旧石器時代の細分時期によって遺跡分布が異なる。斜面に沿うように立川ロームが堆積するので、時期によって斜面の開始点は変化し、数百年～数千年のスケールで遺跡立地が移動し地形との関係が変化する。

③ 小支谷の埋積過程と遺跡立地の関係。小支谷が水生堆積環境にある間には近接して遺跡は立地しないが、ロームによる谷の埋積が始まり乾燥化が進むと斜面の上に遺跡が立地される。

④ 地形の人工的改変、土壌の流失などによる影響。斜面周辺では土壌の流失などによって地形が削られ、従って遺跡が失われている可能性が高い。遺跡立地と遺跡消滅が隣り合わせにあることに留意する必要がある。

以上の点に注目してポスターセッションで、武蔵野台地における後期旧石器時代遺跡立地と地形の関係を類型的に修正して紹介する。

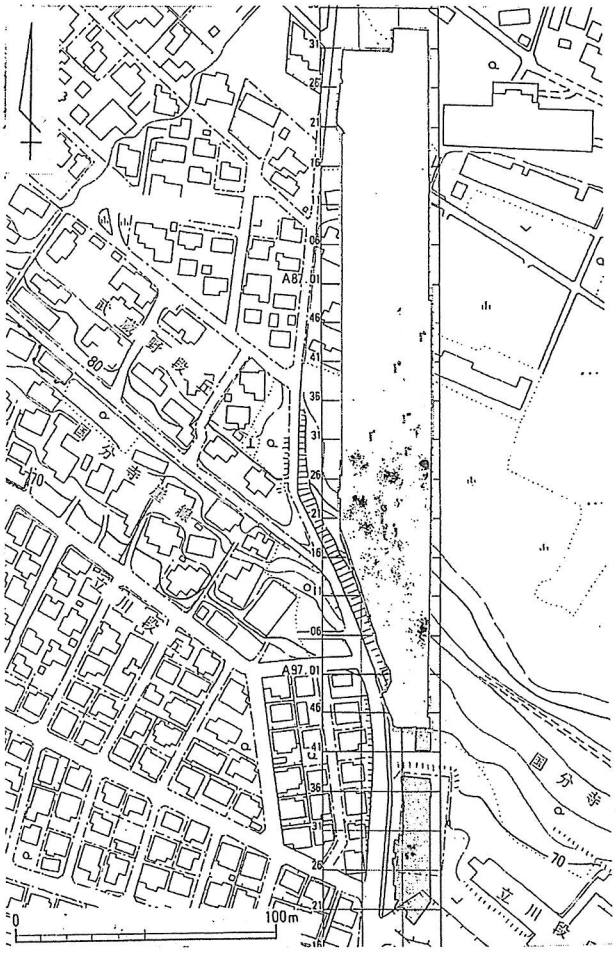


図１　武蔵国分寺跡関連遺跡武蔵台西地区の遺跡分布
（東京都埋蔵文化財センター2004を改変）

＜参考文献＞

東京都埋蔵文化財センター　2004『府中市武蔵国分寺跡関連遺跡（武蔵台西地区)』

比田井民子・羽鳥謙三他　2001『多摩川流域の段丘形成と考古学的遺跡の立地環境』とうきゅう環境浄化財団

P-31　武蔵野-立川ローム層の植物珪酸体群集変動

佐瀬　隆（北方ファイトリス研究室）・町田　洋（都立大学名誉教授）・
細野　衛（東京自然史研究機構）

Takashi SASE・Hiroshi MACHIDA・Mamoru HOSONO ; Fluctuation of opal phytolith assemblage in the Musashino-Tachikawa loam formation

はじめに

ローム層（火山灰土）に記録された植物珪酸体群集変動はグローバルな気候変化，海洋酸素同位体ステージ（MIS）編年によく対応すると考えられる．すでに武蔵野-立川ローム層については植物珪酸体群集変動とそれに対応した気候変動の概要が武蔵野台地において明らかにされている（佐瀬ほか，1987）．今回，給源に近くローム層がより厚く堆積している相模野台地（相模原市下溝大正坂）と大磯丘陵（平塚市遠藤原，下吉沢）の武蔵野-立川ローム層について分解能の高い植物珪酸体変動を求め，植生，気候変化について検討した．

結果

得られた植物珪酸体群集変化と植生，気候変化との対応は下位層準から以下のようにまとめられる．

(1)箱根安針テフラ（Hk-AP）下位の下末吉ローム-武蔵野ローム層境界層ではメダケ属タイプ珪酸体が優勢で温暖期を示す．これは三崎海成段丘，相模原2-3河成段丘の形成に関わるMIS5aの温暖期（海進期）に対比できると推定される．

(2)Hk-AP，箱根三浦テフラ（Hk-MP），箱根東京テフラ（Hk-TP）を挟む武蔵野ローム層下部-中部ではササ属タイプ珪酸体が優勢で寒冷期を示す．これはMIS4の寒冷期（海退期）に対応するものと推定される．

(3)箱根三色旗テフラ（Hk-S），箱根中央火口丘1テフラ（Hk-CC1），箱根中央火口丘5テフラ（Hk-CC5・BCVA）を挟む武蔵野ローム層上部ではメダケ属珪酸体が優勢で温暖期を示す．これは中津原（立川1）河成段丘形成に関わるMIS3前半の温暖期（海進期）に対応するものと推定される．

(4)相模野第 2 スコリア（S_2S）を挟む層準ではササ属タイプ珪酸体が増加して寒冷化を示す．これは，MIS3 前半/後半境界（MIS3.23）に対応する寒冷化に対比されるであろう．

(5)S_2S 上位の立川ローム層下部層準ではメダケ属タイプ珪酸体の明瞭な増加が認められる．これは MIS3 後半に帰属する一つの温暖期を示すものであろう．ここより上位からは旧石器が出土するので，この温暖期と旧石器文化の始まりとの対応に興味が持たれる．

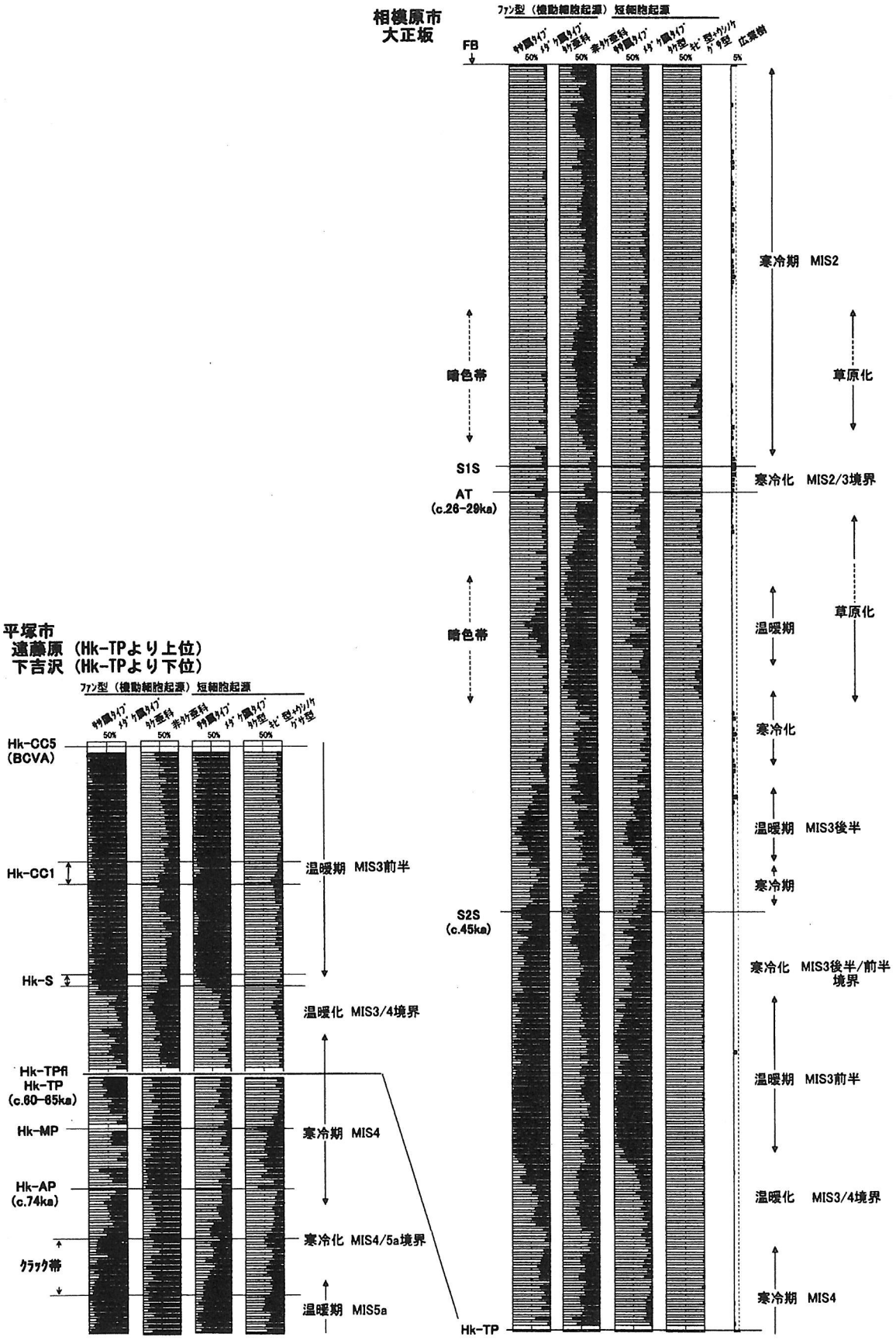
(6)姶良 Tn テフラ（AT）下位の暗色帯の直下からはササ属タイプ珪酸体が優勢となり寒冷化が起こったと推定される．

(7)AT 下位の暗色帯ではメダケ属タイプ珪酸体が増加する．これは最寒冷期に向かう過程での一つの小温暖期を示すものであろう．

(8)AT，相模野第 1 スコリア（S_1S）層準より上位ではササ属タイプ珪酸体が優勢で推移し，寒冷な気候の継続が推定される．これは MIS2 に対応するものであろう．

(9)AT 下位の暗色帯では，非タケ亜科起源珪酸体の増加が特徴的である．これに関連して，当暗色帯でほとんど検出されない樹木（広葉樹）起源珪酸体が，当暗色帯の上下層準でほぼ連続して検出されることが興味深い．これらは当暗色帯期における草原的植生の成立を裏付けるシグナルといえる．同様な珪酸体変動は AT 上位の暗色帯に関わっても認められる．

(10)富士黒土層（FB）直下でもササ属タイプ珪酸体が優勢でメダケ属タイプ珪酸体の明瞭な増加が認められない．この時期，メダケ属の勢力拡大を促すほどに気候が温暖化していなかったということになろうか．


相模原市
大正坂
ファン型（機動細胞起源）短細胞起源
FB
寒冷期 MIS2
暗色帯
草原化
S1S
寒冷化 MIS2/3境界
AT
(c.26-29ka)
暗色帯
温暖期
草原化
寒冷化
温暖期 MIS3後半
寒冷期
S2S
(c.45ka)
寒冷化 MIS3後半/前半境界
温暖期 MIS3前半
温暖化 MIS3/4境界
寒冷期 MIS4
Hk-TP
平塚市
遠藤原 (Hk-TPより上位)
下吉沢 (Hk-TPより下位)
ファン型（機動細胞起源）短細胞起源
Hk-CC5
(BCVA)
Hk-CC1
温暖期 MIS3前半
Hk-S
温暖化 MIS3/4境界
Hk-TPfl
Hk-TP
(c.60-65ka)
Hk-MP
寒冷期 MIS4
Hk-AP
(c.74ka)
寒冷化 MIS4/5a境界
クラック帯
温暖期 MIS5a

P-32　　黒曜石の被熱に関する実験考古学
－旧石器時代住居状遺構の再検討から－

坂下貴則（首都大学東京・大学院）

Takanori SAKASHITA ; Experimental Archaeology of Thermal Alteration on Obsidian : Re-examination of a Palaeolithic dwelling site in Japan.

1　目的

本研究は、黒曜石に生じる被熱痕跡の生成実験に基づいて、神奈川県相模原市田名向原遺跡の住居状遺構を再検討するものである。

2　方法

中沢祐一氏の方法（2000）に準じて、電気炉によって温度一定の条件を作り出し、時間経過と、黒曜石の変化を検討する追試的な実験を行った。ただし、黒曜石の条件を5通り設定し、これまで定量的な生成実験によって把握されていなかった痕跡を得ることを試みた。黒曜石の条件は以下の通りである。

① 黒曜石剥片のみ
② るつぼの木灰（約15g）に黒曜石剥片を半分まで埋め込む
③ るつぼの木灰（約15g）の上に黒曜石剥片を載せる
④ るつぼの木灰（約15g）の上に黒曜石剥片を重ねて載せる
⑤ 条件②を2つを用意して終了と同時に、水（約30cc）に浸して急激な冷却を行う

その結果、先行研究の成果を追認して木灰と接触していた部分にだけ被熱痕跡が生成されることを確認したほか、条件⑤に特徴的な被熱痕跡（平坦な折れ面、凹凸のある折れ面）が生じることを明らかにした。

3　結果

生成実験の結果から導かれる認定基準に従って、神奈川県相模原市田名向原遺跡（図1）に適用したところ、遺跡出土資料の中に103点（全体の約4%）の被熱黒曜石を同定した。またそれらの分布は、礫群やユニットにはなく、住居状遺構に限定的な分布を示し、特にF2（炉址2）と、P8（柱穴8）、P10（柱穴10）に集中する傾向を把握した（図3）。

4　考察

黒曜石の被熱痕跡は、木灰との接触を伴う限られた条件で生成するため、炉跡との相関が強い属性であると思われる。実際に、F2（炉址2）に被熱痕跡が集中する結果は、被熱痕跡を含む黒曜石が持ち込まれていたというよりも、かつて確かにそこで火が焚かれた結果と考えるのが整合的である。したがって、P8（柱穴8）、P10（柱穴10）に集中する黒曜石の被熱痕跡も、実際には炉跡として機能した遺構である可能性を念頭に再検討する必要があるように思われる。今後、住居構造復原図（図2）を踏まえ改めて議論したい。

中沢祐一 2000「黒曜石石器群に認められる被熱痕跡の生成実験と量的評価」『第四紀研究』39－6 日本第四紀学会：535－546

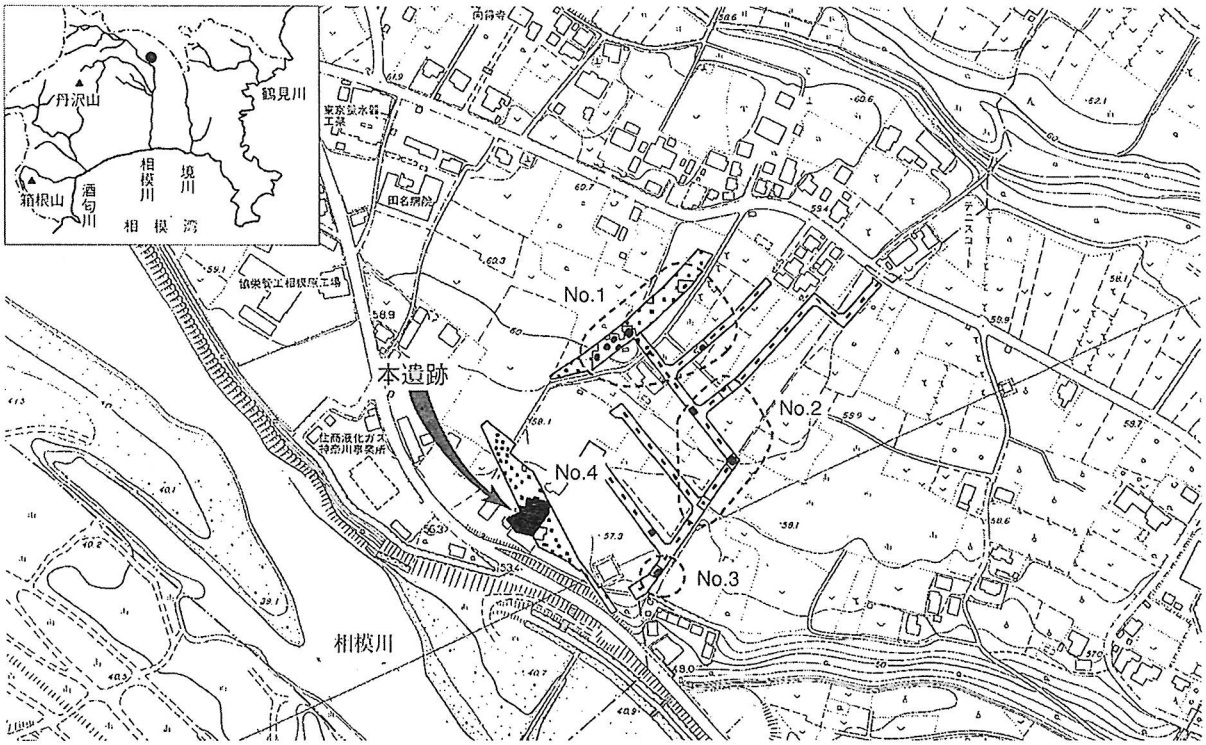


図１　遺跡位置図　0　100m

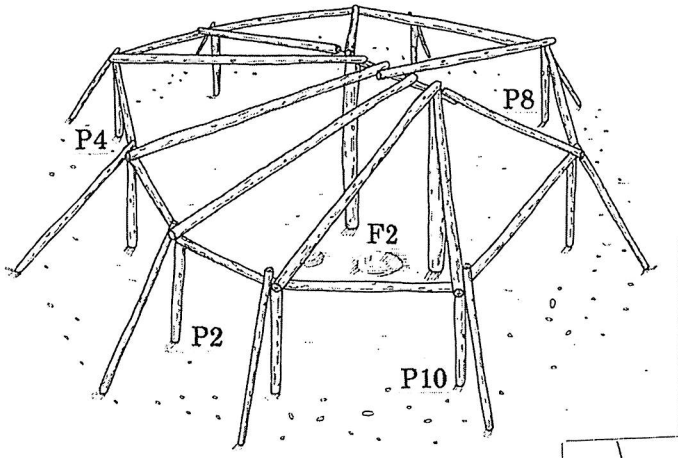
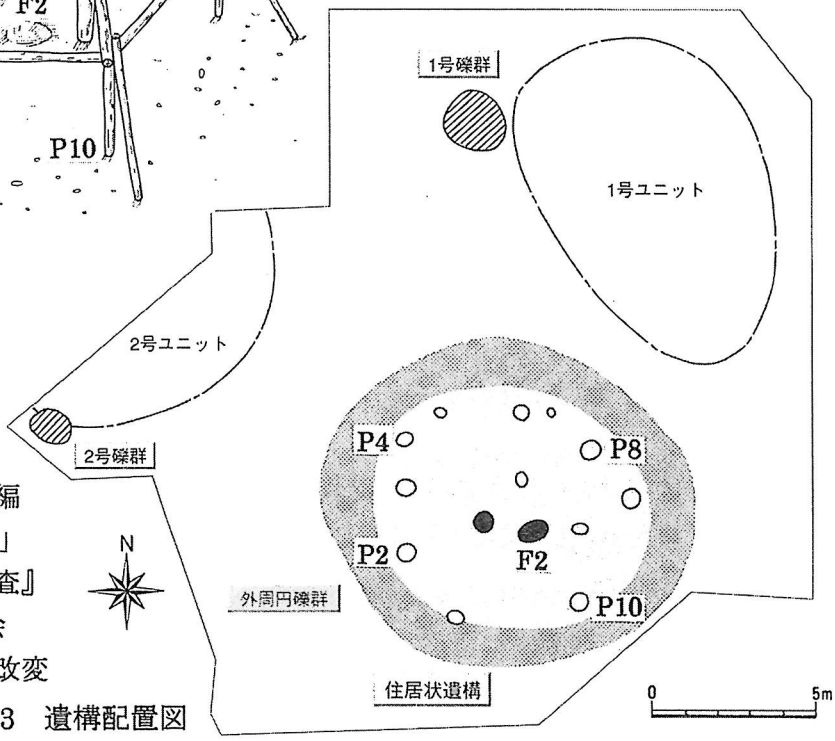


図２　住居構造復原図



田名塩田遺跡群発掘調査団編
1998『相模原市「田名向原」
旧石器時代遺跡の調査』
相模原市教育委員会
：Fig1,Fig4,Fig5 を加筆・改変

図３　遺構配置図

P-18　人吉盆地南縁断層の最新活動時期—トレンチ調査による検討

水野清秀（産業技術総合研究所）・井村隆介（鹿児島大学）・
宮脇理一郎・宮脇明子・新谷加代（阪神コンサルタンツ）

Kiyohide MIZUNO, Ryusuke IMURA, Riichiro MIYAWAKI, Akiko MIYAWAKI and Kayo SHINTANI; Estimated latest faulting event of the Hitoyoshibonchi-nan'en fault, Kyushu detected by the trench excavation survey

はじめに

九州の人吉盆地には，その北縁と南縁に断層が存在する．特に南縁断層は必ずしも変位地形が連続するわけではないが，全体では約 22km の長さを有し，中位～低位の段丘（扇状地）面を変位させている活断層である（千田, 2000）．しかし断層の活動履歴や１回あたりの変位量については，これまで不明のままであった．演者らは，平成17年度の文部科学省委託調査として，この人吉盆地南縁断層のトレンチ調査，ボーリング調査等を実施し，断層活動史の解明を試みた．南縁断層南西部の錦町一武宮の谷地区においてトレンチ・ピット調査及びボーリング調査を，またその少し東に位置する錦町横山地点と断層北西部にあたる湯前町瀬戸口の城泉寺西地点においてトレンチ・ピット調査を実施した．このうち宮の谷地区の低位段丘面上に断層崖と考えられる低崖が形成されているところを掘削した結果，断層が確認された．横山地点においては撓み状の地形を呈する傾斜変換部を断層による変位地形と推定して掘削したが，新しい扇状地堆積物が古い扇状地堆積物を覆って分布し，断層は確認できなかった．また城泉寺西地点では，低位段丘面上に形成された低断層崖と判断した崖を掘削したが，この崖は人工によるものであり，断層は確認されなかった．以下には，宮の谷での調査結果を中心に，断層の活動時期などについて検討する．

宮の谷地区での断層の特徴

宮の谷のトレンチ壁面では，段丘面を構成する砂礫層及びそれらに挟まる薄いシルト，砂層（上位よりⅠ～Ⅵ層に区分）とそれを覆う鬼界アカホヤ火山灰層及びその二次堆積物を含む火山灰質土壌，表土を構成する黒色土が観察された．断層は段丘構成層を変位させるほか，アカホヤ火山灰層や火山灰質土壌をも変位あるいは変形させており，黒色土壌に覆われていた（図１参照）．断層面の走向・傾斜は N40～60° E, 68～80° N で北西落ちの高角正断層である．複数の断層面が分岐して断層帯を形成しており，礫の再配列する擾乱帯が認められる．トレンチ地点よりも西の小峰では火山灰層及び砂礫層が基盤の四万十累層群と 50° 程度の傾斜を有する正断層で接する露頭があり，この地域の断層が正断層であることを示している．なおトレンチ地点の断層より上盤側では，アカホヤ火山灰層は波状の変形を受けていて，下位の砂礫層が火山灰層中に噴きあがるような形状もみられる．このような変形は断層運動に伴ってアカホヤ火山灰層と砂礫層の一部が流動変形を起こした可能性を示している．断層によ

る砂礫層の上下変位量は，約 1.5～2.1m で平均 1.8m であり，またアカホヤ火山灰層も 1.7m 以上の変位量を有するものと推定される．変位量がほぼ等しいことから，壁面で観察される砂礫層やアカホヤ火山灰層が堆積した後に，断層運動が生じたと考えられる．

断層の最新活動時期

トレンチ壁面では断層の最新活動時期が限定できないため，近傍の断層変形を受けていないと判断されるより新しい地形面上で２ヶ所のピット掘削を行った．そのうちの１ヶ所では砂層の年代が暦年較正値で約 3,400～3,200 年前と求められた．年代測定値がこの１つだけではあるが，断層の最新活動時期はアカホヤ火山灰層堆積（約 7,300 年前）以降，約 3,200 年前の間に限定できる可能性が高い．なおトレンチ壁面で観察される最も古い砂礫層の年代は約 15,000～16,000 年前であり，最新活動の１回前の活動は 15,000 年前以前と考えられる．トレンチ地点の近傍，断層を挟んだ２ヶ所でボーリング調査を実施した．その結果，トレンチ壁面のⅤ層かⅥ層に相当すると思われる層準に姶良 Tn 火山灰起源とみられる火山ガラスの濃集したゾーンが認められた．しかしその層準の断層によるずれの量が 1.8m よりも有意に大きいかどうかは判断できなかった．今回の調査では，断層の東半部の活動時期は明らかにされていない．また人吉盆地北縁に位置する断層との関係についても不明のままである．これらの断層の活動時期や盆地全体の地下構造の解明が今後の課題である．

引用文献

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

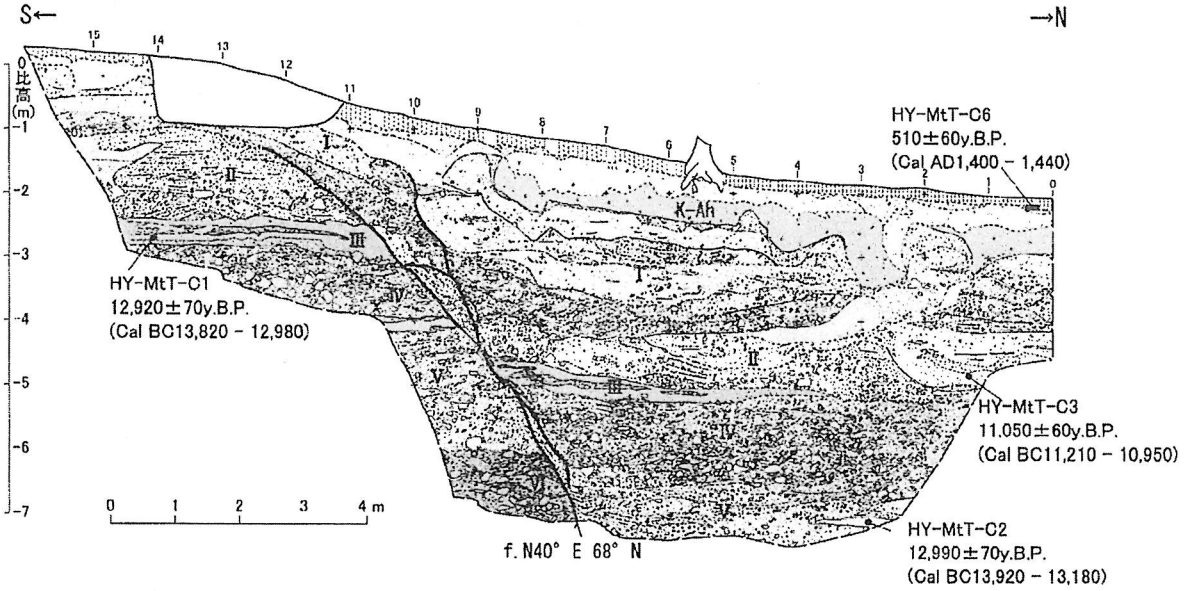


図１　宮の谷トレンチ西壁面のスケッチと年代測定値

P-19

古琵琶湖層群の層相変化に基づく鈴鹿山脈の隆起過程

時実 良典(日本土地評価システム)・山崎 晴雄(首都大・院)
Yoshinori TOKIZANE and Haruo YAMAZAKI ; Uplifting prosess of Suzuka Mts. Deduced from facies analysis of Kobiwako Group, Central Japan.

1.はじめに

近畿地方には，生駒山地や鈴鹿山脈など断層によって隆起し小起伏面が発達する山地が多く存在する．しかし，小起伏面や山砂利層などは激しい浸食を受け年代指標に乏しいため，これらから山地の隆起過程を明らかにすることは困難である．一方，これらの山地に挟まれた低地・丘陵には，古琵琶湖層群や東海層群などの鮮新・更新統が堆積している．これらの鮮新・更新統には数多くの火山灰層が挟在し，火山灰層序や古地磁気層序から高精度の年代軸が得られている．

山地の隆起など，堆積盆の背後で発生した地殻変動は，堆積盆に流入する河川勾配の変化などを通して，上記の鮮新・更新統の層相に記録されていることが期待される．従って，これらの鮮新・更新統の層相を高精度の年代軸を用いて編年することによって，これらの山地の隆起過程を復元できると考えられる．

本研究は，近畿地方の山地の典型例である鈴鹿山脈を対象として，この西麓に分布する古琵琶湖層群の層相変化から過去の堆積環境の変化を復元し，既知の火山灰層序による年代を用いて鈴鹿山脈の隆起開始時期を推定した．また，山麓の丘陵と山地内部に分布する古琵琶湖層群を変位基準として，鈴鹿山脈西縁部を区切る断層の鮮新世以降の変位量を推定した．

2.古琵琶湖層群の層相変化と鈴鹿山脈の隆起開始時期

本研究は鈴鹿山脈の西麓で古琵琶湖層群が分布する日野丘陵東部および水口丘陵東部を調査対象地域とした．なお，調査対象地域の古琵琶湖層群の年代は火山灰層序(Yoshikawa 1984)および古地磁気層序(Hayashida&Yokoyama 1983)などから，約3Maから前期更新世と推定される．

この地域に分布する古琵琶湖層群のうち約 2.1Ma より下位の層準では，砂層を基底とし上方へと細粒化する，泥層が優勢な砂泥互層から構成される．層相の側方への連続性が良いことから，主に蛇行河川によって形成された平野に堆積した堆積物であると考えられる．

一方，約 2.1Ma の層準で礫層が出現し，上位の層準ほど礫層が支配的になる．礫層中には現在の鈴鹿山脈に分布する湖東流紋岩の礫が含まれること，西向きの古流向を示すことから，この礫層は鈴鹿山脈からもたらされたものであると考えられる．また，層相の側方への連続性が悪くなっており，蛇行河川から網状流河川へと変化したことを示唆している．

従って，約 2.1Ma に現在の鈴鹿山脈の位置から古琵琶湖層群の堆積盆に流入していた河川勾配が変化したものと推定される．これは鈴鹿山脈の隆起の開始を示すものであると考えられる．

3.鮮新世以降の鈴鹿山脈の隆起量

調査対象地域には，鈴鹿山脈西縁部を区切る断層である甲津畑断層，鎌掛断層および綿向山断層が分布する．甲津畑断層および鎌掛断層が北西-南東の走向，綿向山断層が概ね北東-南西の走向を示し，これら3本の断層がカタカナの「シ」の字型に配置している．鈴鹿山脈内の，甲津畑断層および鎌掛断層と綿向山断層に挟まれた地域には古琵琶湖層群が点在しており，綿向山断層より東側には古琵琶湖層群よりも下位と考えられる山砂利層が分布する．断層から数百mの範囲内では古琵琶湖層群等の堆積物は断層活動によって変形を受けているものの，それ以外の地域では傾斜は数度以下である．従って，断層の上盤側と下盤側の分布高度の差を用いて，鈴鹿山脈西縁に分布する断層の鮮

新世以降の変位量について検討する.

はじめに甲津畑断層の変位量について検討する. 甲津畑断層の上盤側の標高 500m 付近には砂泥互層からなる古琵琶湖層群が分布している. 断層の下盤側にはこれと同層準の古琵琶湖層群が, 標高 115m 付近に分布するものと考えられるため, 同断層の上下変位量は 385m であると求められる.

次に鎌掛断層の変位量について検討する. 鎌掛断層の上盤側の標高 500m付近には砂泥互層からなる古琵琶湖層群が分布する. 鎌掛断層の下盤側の標高 270m付近に, これと同層準の古琵琶湖層群が分布するものと推定される. 従って, 両者の標高差である 230m が鎌掛断層の鮮新世以降の上下変位量であると考えられる.

綿向山断層の上下変位量は鎌掛断層の上盤側に分布する古琵琶湖層群の基底高度が約 420m であり, 付近の山砂利層の分布高度が標高約 910mであることから 490m と求められる. また, 甲津畑断層の上盤側に分布する古琵琶湖層群の基底高度は約 510m であり, 付近の標高約 780m に山砂利層が分布することから, この付近での綿向山断層の上下変位量は 270m であると求められる.

断層の配置から, 鈴鹿山脈の鮮新世以降の隆起量は綿向山断層と, 甲津畑断層および鎌掛断層の上下変位量の和となることから, 665～720mであると考えられる.

4.まとめと今後の課題

鈴鹿山脈西麓に分布する古琵琶湖層群は約 2.1Ma の層準で礫層が出現するなどの粗粒化がみられる. これは鈴鹿山脈の隆起開始の結果であると考えられる. また, 鈴鹿山脈周辺および内部に分布する古琵琶湖層群や山砂利層を変位基準として, 鮮新世以降の鈴鹿山脈の隆起量を, 655～720m であると推定した.

今後の課題としては, 本調査は鈴鹿山脈西麓のごく限られた地域で行ったものであるため, 鈴鹿山脈全体の隆起過程を明らかにするためには, 山地の東側などとの比較検討を行うことが必要である. さらに, 近畿地方の他の山地の隆起過程を明らかにすることにより, 近畿地方の地形発達をより高精度に復元できることが期待される.

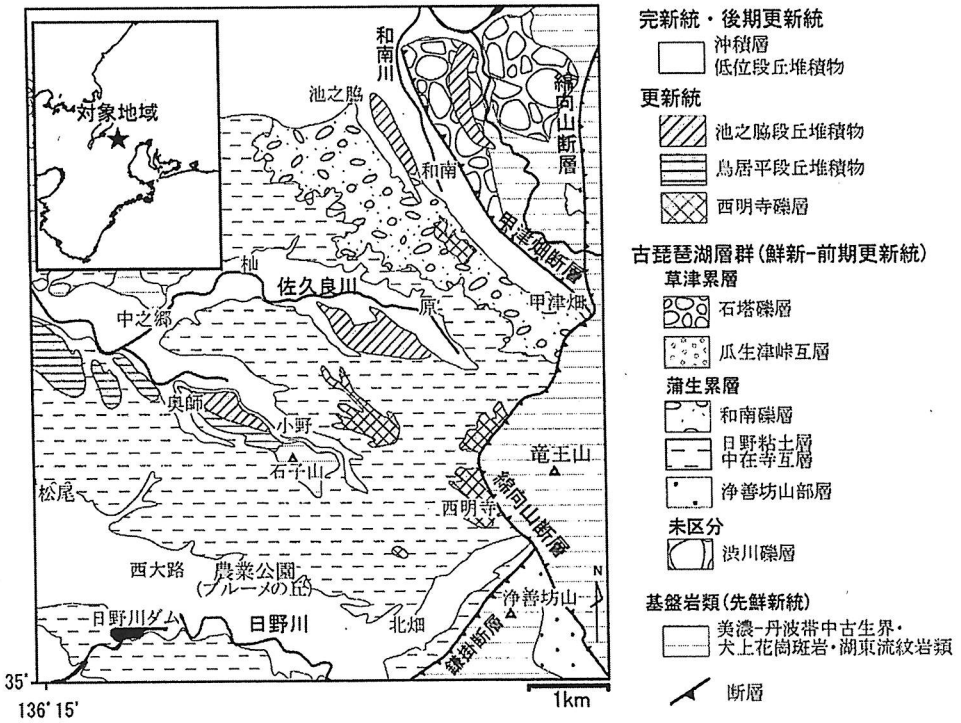


図1　調査対象地域の地質図

P-20　テフロクロノロジーによる立川断層過去200万年間における活動史の復元

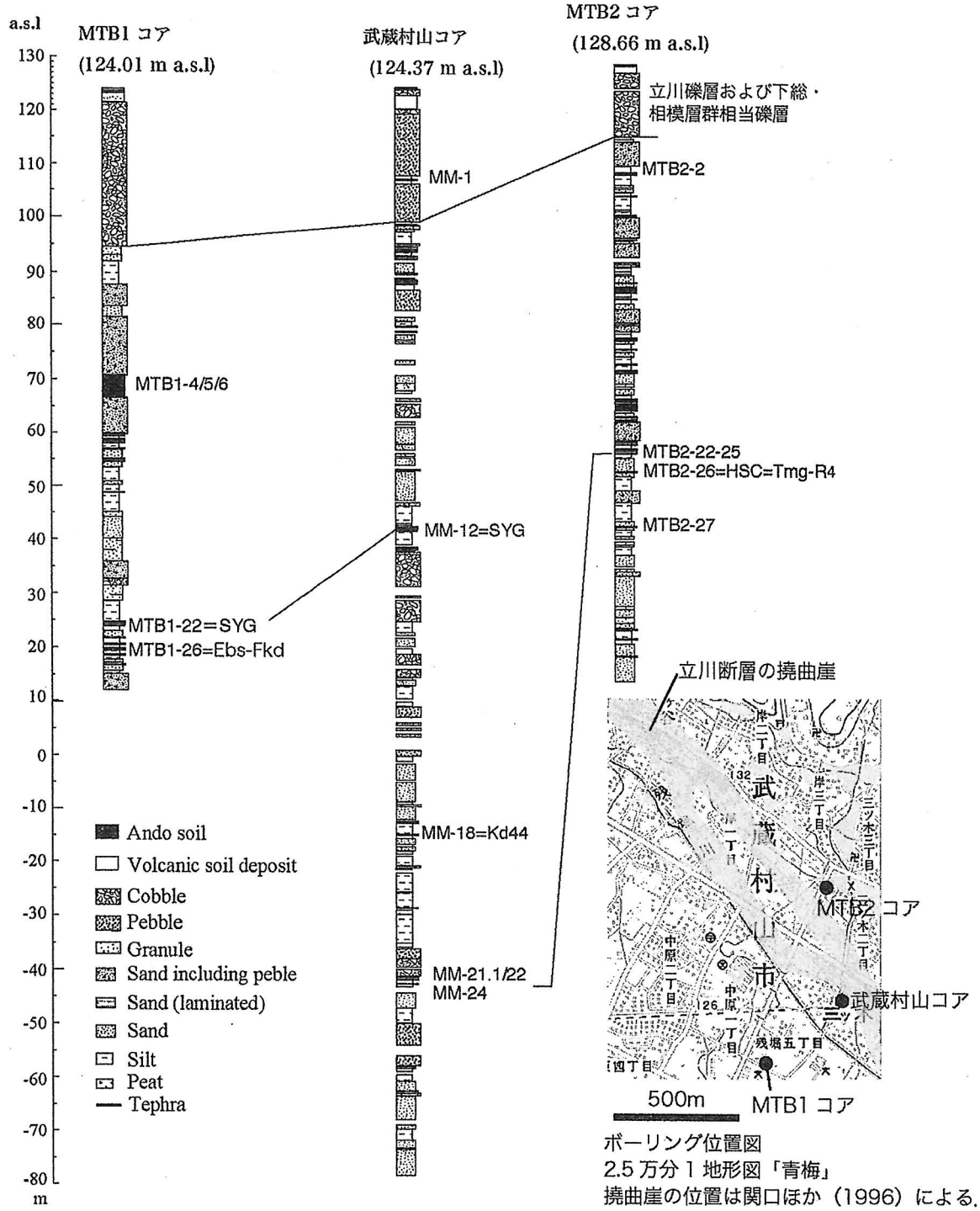
鈴木毅彦・村田昌則・大石雅之・山崎晴雄（首都大）・
中山俊雄・川島眞一・川合将文（東京都土木技術センター）

Takehiko SUZUKI, Masanori MURATA, Masayuki OISHI, Haruo YAMAZAKI, Toshio NAKAYAMA, Shinichi KAWASHIMA, Masahumi KAWAI; Tephrochronological study on the long term activity of Tachikawa Fault, Tokyo Metropolitan Area, central Japan

立川断層は東京西部の武蔵野台地を北西-南東方向に21km延びる活断層であり，将来東京直下地震を引き起こす可能性を持つことからその活動が注目されている．第四紀後期における立川断層の活動については，北東側隆起，最大平均変位速度0.36m/10^3年，単位変位量約1.8m，発生する地震のマグニチュード約7.1，再来周期が約5,000年であると推定されている（山崎，1978）．その最新活動期は東京都（2000）により1,900～1,500年前とされていたが，最近になり14,000～7,300年前（宮下ほか，2005）という見解が出されるなど議論がある．ところで立川断層の長期間の活動史はいかであろうか．16Maの日本海開裂頃には北東側沈降の正断層であり現在と異なる変位様式であったことや，現在の変位様式は2Ma以降，おそらく中期更新世に開始ないしは活動度の加速があったと考えられている（山崎，2006）．この様に立川断層の長期的活動については若干の議論があるが，その実体は充分に明らかにされているとは言えない．詳細を明らかにするには，立川断層沿いの武蔵野台地西部地下や狭山丘陵において断層変位を受けた堆積物の詳細を明らかにする必要がある．今回，旧東京都土木技術研究所が掘削したコアの再検討と狭山丘陵周辺において野外調査を行ない，テフラ認定とそれに基づく堆積物の年代を再検討し，立川断層の長期的な活動史を考察した．

検討したコアは，武蔵野台地西部，武蔵村山市三ツ木地区において1998年に掘削された立川断層を挟む深度115mの2本のボーリングコア（MTB1とMTB2とする）（東京都，1999）と両地点のほぼ中間に位置する深度703.4mの武蔵村山コア（川島・川合，1980）である．これらコアに基づくと，地下地質は上位から表層の関東ローム層，立川面構成礫層，下総・相模層群相当礫層，礫・砂・シルト・泥炭などの互層からなる上総層群相当層である（図）．堆積物中に含まれるテフラとして，断層南西側のMTB1コアから29枚のテフラ（上位からMTB1-1，MTB1-2...とする．他のコアも同様），北東側のMTB2コアから30枚のテフラ，中間の武蔵村山コアから39枚のテフラが検出された．
これらテフラの記載岩石学的特性から，MTB1-22とMM-12は近傍の狭山丘陵で見出されている狭山ガラス質テフラ層（SYG；正田ほか，2005，1.7Ma），MTB1-26は恵比須峠福田テフラ（Ebs-Fkd；1.70Ma），MM-18は上総層群黄和田層のKd44，MTB2-26は上総層群大原層のHSC，すなわち東北仙岩地熱地域を給源とする玉川R4テフラ（Tmg-R4；鈴木・中山，2006，2.0Ma）に対比できる．また，武蔵村山コアで検出されたMM-21.1，-22，-24の3枚組のテフラが北東側MTB2コアと狭山丘陵西端部の箱根ヶ崎の地表部で見出された．以上のテフラ認定に基づくと，約2Maに降下堆積したMM-21.1，-22，

-22，-24 テフラとその前後の堆積物には，MTB2 コアと武蔵村山コアの間で北東側約 100m の隆起を示唆する変位が認められる．また，武蔵村山コアと MTB1 コアの間では 1.7Ma の SYG が北東側へ約 20m 隆起する変位が認められる．武蔵村山コアの掘削地点はほぼ撓曲崖上に位置し，他の 2 本は撓曲崖を挟むように位置する．これらのことから，立川断層の三ツ木付近における過去 200 万年間の累積変位量は 120m 程度と見積もられ，これまでの推定量（山崎，1978，2006）と大きくは異ならない．



ボーリング位置図
2.5 万分 1 地形図「青梅」
撓曲崖の位置は関口ほか（1996）による．

P-21　十日町盆地における縄文中期の笹山遺跡付近の地形と遺跡との関係

太田陽子（横浜国大名誉教授）・佐々木榮一（石油資源開発株）・伊倉久美子（横浜市役所）

Yoko OTA, Eiichi SASAKI, and Kumiko IKURA; Burial of flame type Jomon earthenware with mudflow depoits,casued by the latest activity of Tokamachi Fault, central Japan

信濃川右岸，十日町市北方の，火焔型土器を含む遺跡包含層の笹山遺跡と地形との関係をポスター発表で示す．楢沢川～上大井田川に至る信濃川右岸の地域で，空中写真判読と現地調査に基づいて地形分類を行い，東西方向の 9 測線で断面測量を行った（図 1，2）．また，遺跡調査のために掘られたピットで地層断面を観察し，年代測定用試料を採取した．

信濃川右岸では，東側には魚沼丘陵の西縁と盆地の境界がほぼ南北に走り，その西には河成段丘面が連なる．本地域の河成段丘は，十日町 I 面および II 面に分かれ，それぞれ本流性のものと，東から合流する支流の扇状地性のものに分かれるが，両者の境界は漸移的である．丘陵内の大小の崩壊地形があり，とくに飛渡川以南に密にみられる．崩壊地形に由来する土石流堆積物は十日町 I 面をで覆われている場合が多い．土石流末端と十日町 1 面との境界はかなり漸移的であるが，土石流面は，勾配が河成の段丘より大きく，かつ表面にやや凹凸があることで河成段丘とは識別できる．土石流面内には高度のやや不連続な部分があり，その形成期に不連続があることを示している．また，大きな滑落崖下に崩落物質が堆積した急勾配の，凹凸に富む面がある．

笹山遺跡は，才明寺川と水無川との間の高度約 200 m から 150 mに西傾斜する土石流面に位置する．遺跡の調査のため掘られた 25 の調査坑では，基本層序は上位より、I 層、II 層、III 層及び IV 層に区分される（笹山遺跡発掘調査報告書,1998）．土石流堆積物は II 層にあたり，火焔型土器遺物包含層は土石流堆積物より下位の III 層の上部にあたる．III 層包含層内の炭化物の 5 試料の ^{14}C 年代は 4425±30～3810±50yrＢＰ（暦年補正はしていない）である．したがって，その上のII層（土石流層）はこれより若く，笹山遺跡付近では約 3,800 年前以降と推定される．

信濃川右岸の十日町付近では，南北方向の東上がりの逆断層（十日町断層）が発見され，その最新活動期は越後水沢駅北方の馬場地点のトレンチ調査から約 3,200-3,400 年前，さらにその北の馬場北地点の露頭では約 5,000 年前より新しい地層が変位している（太田ほか,1998）．したがってこれら両地点での最新活動期は同時とみなされる．笹山遺跡を覆う土石流の年代は，この断層活動期の年代に対応する．すなわち，十日町断層の最新活動にを起こした地震によって土石流が形成され，それが笹山遺跡を埋没した可能性が大きい．

新潟県十日町市教育委員会（1998）笹山遺跡発掘調査報告書．十日町市埋蔵文化財発掘調査報告書　第 14 集

太田陽子・鈴木満久・鈴木郁夫・鈴木康弘・澤　祥・尾崎洋子・谷口　薫・信濃川活断層発掘グループ(1998)　十日町盆地東部における活断層の認定と馬場地区のトレンチ調査．日本地理学会予稿集，53，80-81

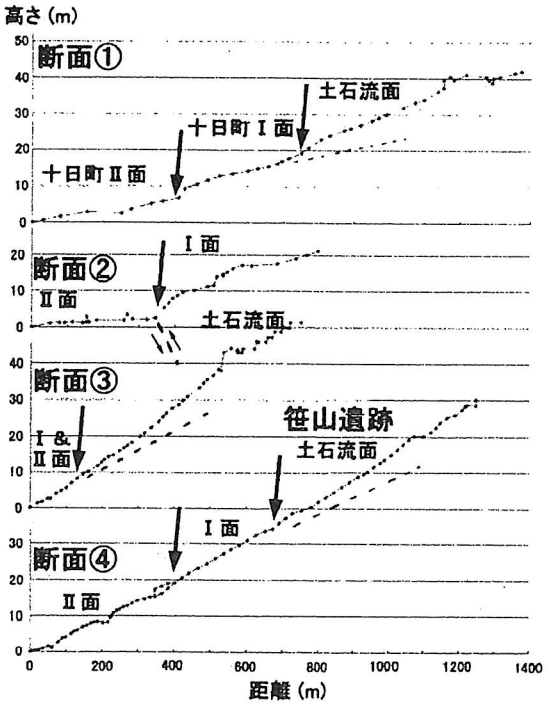


図2　実測地形断面図

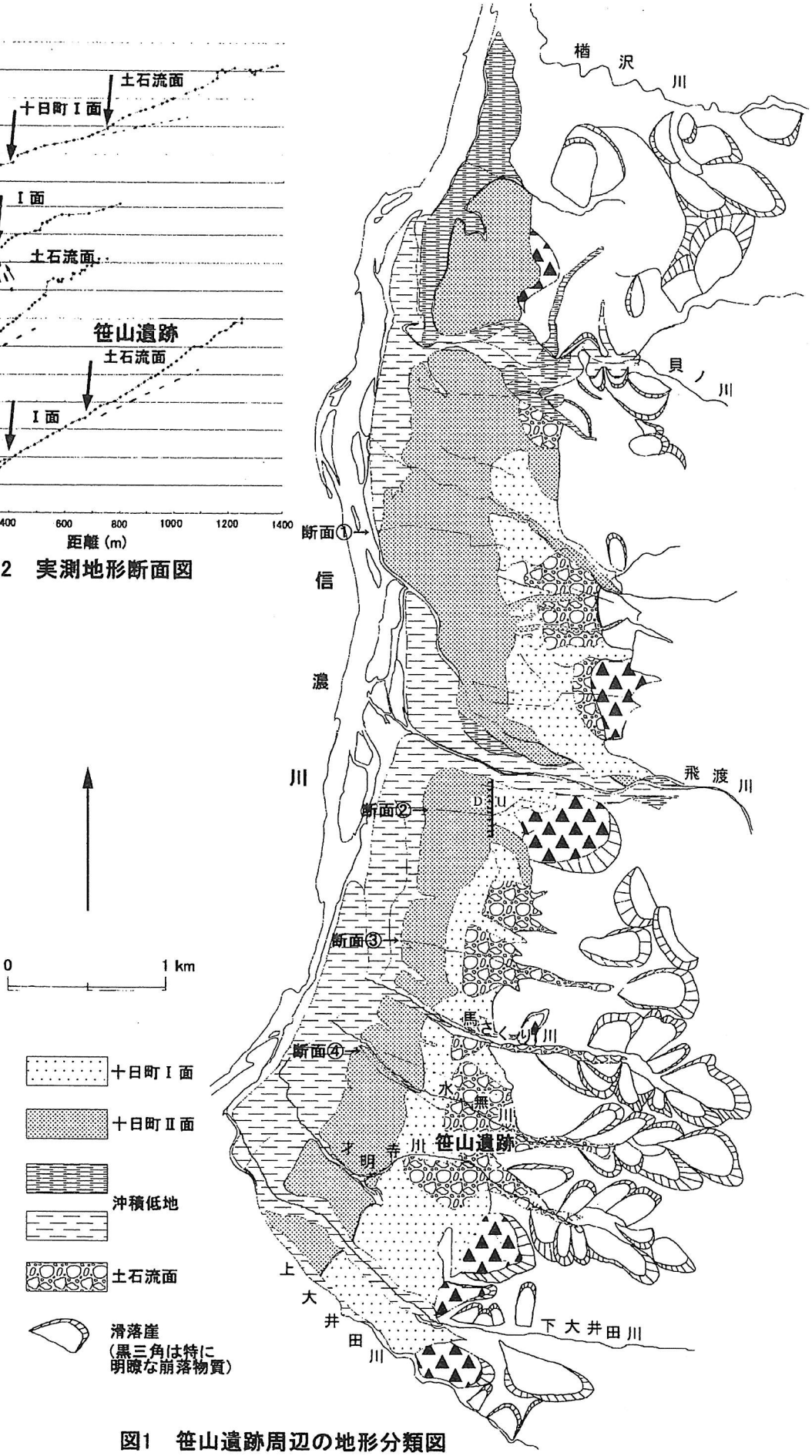


図1　笹山遺跡周辺の地形分類図

P-22　河成段丘面を指標にした第四紀後期隆起速度の再検討－北上低地帯胆沢地域を例にして－

松浦旅人（産総研）・古澤　明（古澤地質）

Tabito Matsu'ura & Akira Furusawa :Reexamination of Late Quaternary uplift rate inferred from fluvial terrace surfaces in Isawa area, Kitakami Lowland

1. はじめに　第四紀後期に向かって，東北日本弧の隆起速度は加速化した可能性を示す（渡辺，2001）．この隆起速度は，中期更新世と後期更新世の段丘面を一対とし，それらの比高を形成年代の差分で除して算出されたものである（吉山・柳田，1995）．本報では，北上低地帯胆沢地域において，テフラ・レスを指標にして，従来 MIS5，MIS6 に対比されていた M1 面構成層，H1 面構成層は，それぞれ MIS6，MIS8 以前に対比される可能性を提示する．それに伴い，MIS6 と MIS2 堆積物からなる段丘面の比高を指標にした最近 10 数万年間の隆起速度が，既報の半分程度になり，かつ隆起速度の加速化を示さないことを示す．

2. 研究手法　胆沢地域の河成段丘面は，T（T1～T3），H（H1，H2），M（M1，M2），L（L1，L2）に区分される（渡辺，1991）．このうち，H1 面構成層は最上部に水中堆積した Hn1P を含む．また，H2，M1 面は，それぞれ HWA（年代不詳），Toya（MIS5d：白井，2001）に覆われる（**図 1**）．Hn1P が O-Ik に対比されることは（早田，2000），本研究の火山ガラスの屈折率・主成分化学組成，および斜方輝石の屈折率測定結果からも支持される．これにより，Hn1P の年代観は，従来の 123±15ka（FT：大上ほか，1986）と異なり，250±80ka（FT：土谷ほか，1998），288±48ka（渡辺ほか，2003），300ka 前後（松浦，2003）と大幅に古くなる．これに伴い，H1 面構成層は MIS6 ではなく，MIS8（またはそれ以前）に対比される．H2 面を覆う HWA の噴出年代は，レス中の層位学的年代から（Hn1P～Dks 間のレス堆積速度を一定と仮定），210～250ka と算出される（**図 2**）．これより，H2 面構成層は，MIS7～8 に対比される可能性が高い．M1 面構成層は，既報の年代拘束条件（123±15ka 以降，90ka 以前）から MIS5 中の寒冷期に対比されるのではなく，最近の年代拘束条件（210～250ka 以降，MIS5d 以前）から判断して，MIS6 に対比される（ただし，MIS5e 中における岩屑による顕著な河谷埋積は想定していない）．

3. 隆起速度の再検討　既報では，H1 面構成層が MIS6，L1 面構成層が MIS2 に対比されていた．その結果，両段丘面の比高を隆起量に読み替え，段丘面形成年代の差分で除した隆起速度は，西部（出店断層上盤）：>0.64m/ky[1]，0.3～0.6m/ky[2]，東部（出店断層下盤）：0.3～0.43m/ky[1]，0.2～0.3m/ky[2]とされていた（渡辺，2001[1]；田力・池田，2005[2]）．しかし，H1 面構成層は MIS8（またはそれより古い時代）に対比される．そのため，H1 面と L1 面の比高を用いて隆起速度を算出する場合，両段丘面の形成年代の差分を 230～240ky（またはそれ以上）にする必要がある．本研究では，M1 面構成層が MIS6 に対比されると判断されるので，上記と同手法で隆起速度を再計算すると，西部：0.2m/ky，東部：0.1m/ky となる（**図 3**：松浦，2005）．本報の隆起速度は既報の半分程度であり，かつ加速化を示さない．

[文献] 大上ほか(1986)第四紀研究 24，松浦(2003)地理評 76，松浦(2005)地球惑星合同大会要旨，白井(2001)月刊地球 23，早田(2000)第 8 回第四紀学会テフラ研究委員会野外集会野外巡検案内書，田力・池田(2005)第四紀研究 44，土谷ほか(1998)1/5 万地質図幅「岩ヶ崎」，渡辺(1991)第四紀研究 30，渡辺(2001)海成段丘アトラス，渡辺ほか(2003)日本地理学会発表要旨 63，吉山・柳田(1995)地学雑誌 104．

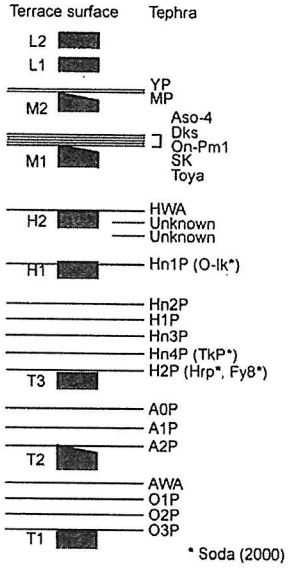


図1 胆沢地域のテフラと段丘面の層位関係(渡辺(1991)に加筆・一部変更).

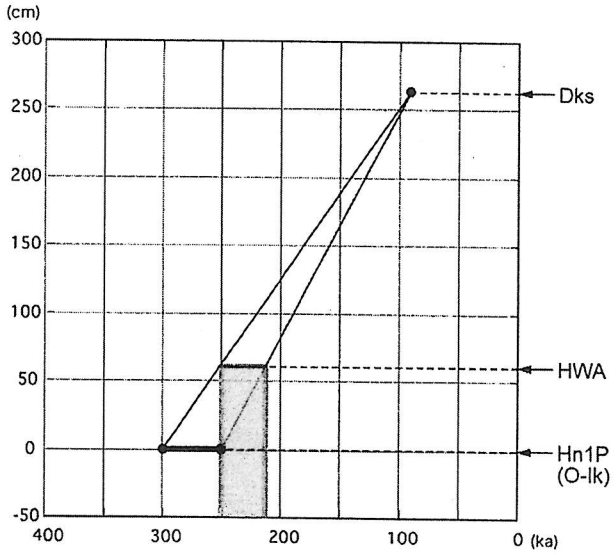


図2 Dks(90ka)とHn1P(O-Ik:250-300ka)をfixした場合のレスの堆積速度とHWA降下年代の推定.

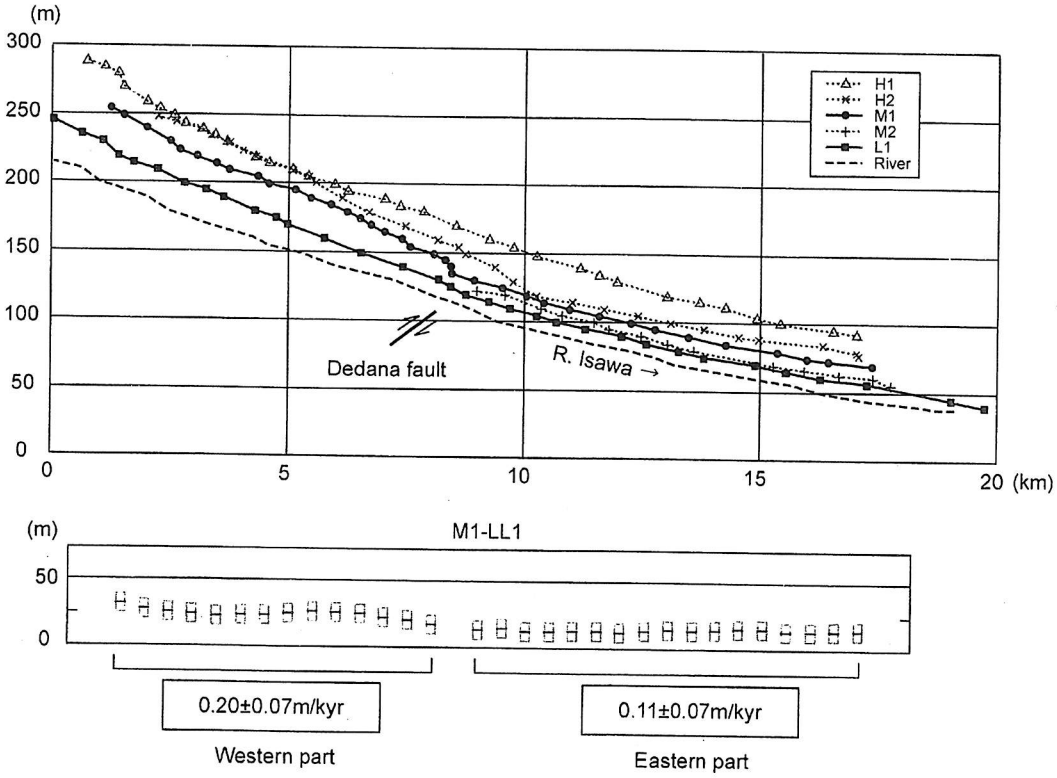


図3 河成段丘面の縦断形とM1面–L1面の比高を用いた最近10数万年間の隆起速度の試算.
H1, H2面の最大傾斜方向は出店断層は斜行するため, 見かけ上変位の累積を示さない.

P-23　男鹿半島湯本断層による海成段丘の変位ならびに石灰質温泉沈殿物の沈積

古橋恭子・西川治・白石建雄(秋田大学)

Kyoko Furuhashi,Osamu Nishikawa,Tateo Shiraishi ; Displacement of marine terraces and deposition of travertine around the Yumoto fault in the Oga Peninsula, Akita Prefecture.

Ⅰ．研究の背景と目的

男鹿半島には海成段丘が良く発達しているが，北岸西部ではそれらは湯本断層により変位している．しかし，これまでのところ断層の両側に分布する段丘対比に関する詳細な研究は行われておらず，断層の変位・活動度の認識が不十分である．また．湯本断層に関してもう一つ注目すべきことは，断層沿って温泉水が湧出し（男鹿温泉），東側の段丘面上に石灰質温泉沈殿物（トラバーチン）が堆積して台地状の地形を作っていることである．これまで男鹿温泉のトラバーチンに関する研究はほとんど行われていない．

本研究では，以下の２つの事を検討する．（１）断層の東西に分布する段丘地形を再検討し，湯本断層の変位を正確に見積もる．（２）トラバーチンの分布，組織や構造の記載をし，堆積環境や，段丘形成と断層活動との前後関係を明らかにする．

Ⅱ．研究地域の地質と段丘地形

研究地域の地質は，湯本断層の東側では船川層の泥岩が分布し，西側では下位から，門前層の安山岩，西黒沢層の砂岩，礫岩，泥岩，女川層の硬質泥岩が分布している．湯本断層のリニアメントの方向は N20W で，湯本の南付近で目潟噴出物に覆われるため一部不明瞭になるが，真山神社付近まで追跡することができる．

湯本断層付近の段丘は，上真山段丘，潟西段丘，潟西下位段丘，牧野段丘，野村段丘の 6 段に区分される．最低位の野村段丘が河成である他は，すべて海成である．これらのうち潟西段丘は，酸素同位体ステージ 5c（白石・竹内．1999）に，牧野段丘は 5a(白石．2000)に対比されている．また，相川段丘は，酸素同位体ステージ 3 初期に対比されると示唆されている(白石．2000)．相川段丘堆積物中には従来未記載の細粒ガラス質火山灰薄層がはさまれており，この火山灰を新たに男鹿－相川火山灰 Oga - Ak と命名する．

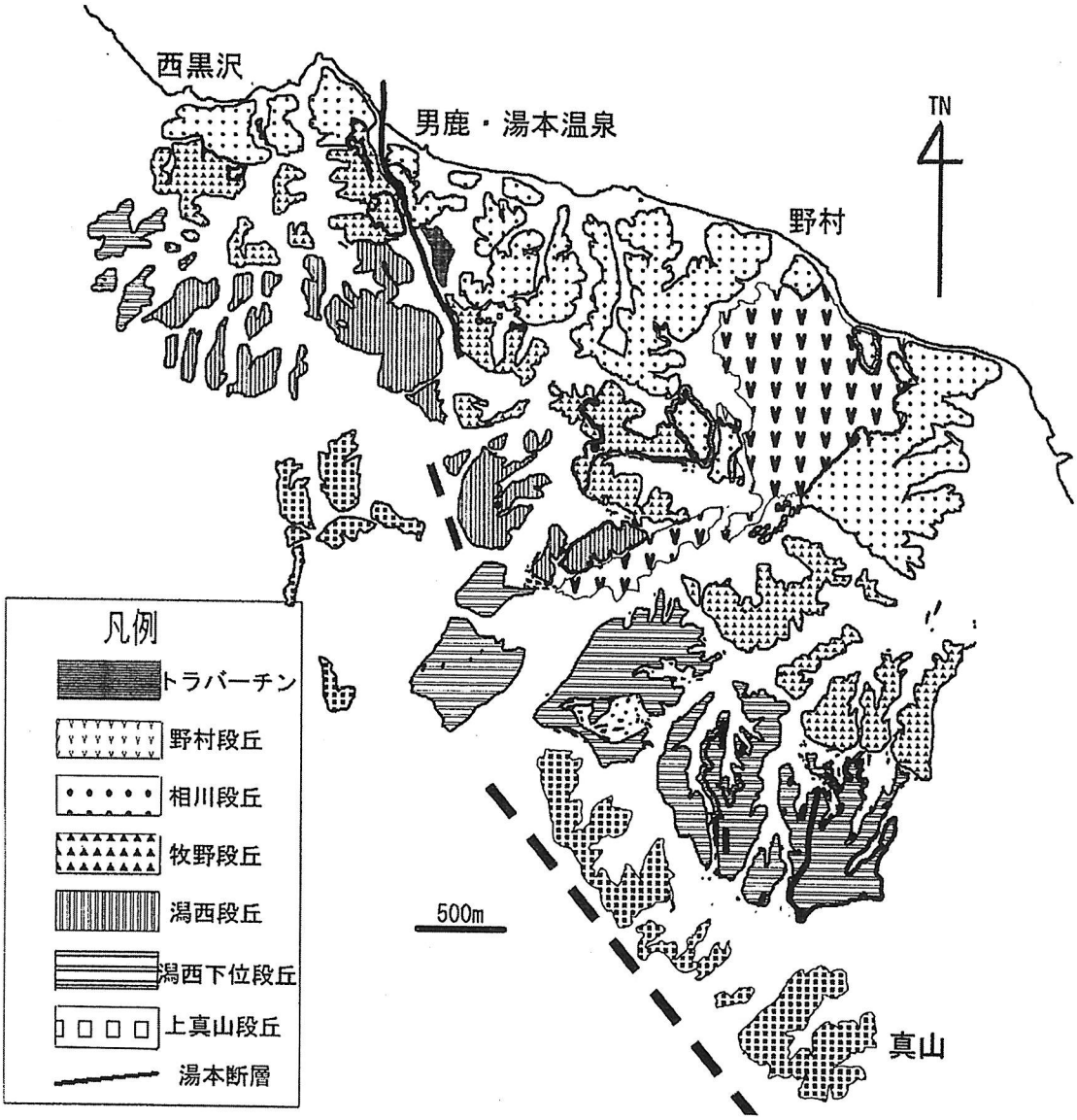
Ⅲ．段丘面の変位とトラバーチンの堆積

段丘の高度差に基づき湯本断層の東西の段丘を対比した結果，各段丘とも 10m の垂直変位がみとめられたが，変位の累積性は認められなかった．また，相川段丘を切っていることから，湯本断層は変位速度が 0.2m／ky 以上の活断層である．

湯本断層基部からは温泉水が湧出しており，東側の相川面の上に厚さ 5~10m 程度の石灰質温泉沈殿物（トラバーチン）が堆積している．湯本断層の東側の男鹿温泉付近でみられる台地状の地形は，高さが 5~10m，断層に沿う長さが約 800m，幅が 240m のトラバーチンである．トラバーチンは，緻密な層と粗しょうな層の層状構造をしており，植物化石や巻貝化石などを含む．貝化石は高さ 2mm～2cm の円錐型の右巻きをしており，キセルガイモドキなどの陸貝と考えられる．植物の化石は，アシなどの湿性植物，苔植物類および木材

であるが，有機物はほとんど分解し，印象や抜け穴のみが残されている．現在のトラバーチンの分布域は，かつての精錬用石灰の切り出しや温泉街の開発によって人工改変が著しいが，トラバーチンの層の傾きや木材の抜け穴の向きから，緩やかに北東方向に傾斜した平坦面が発達する台地状の地形であったと考えられる．

断層崖の基部の相川段丘の上にトラバーチンが堆積していることから，相川段丘形成後に断層活動があり，その活動中ないし活動後に温泉水が湧出し，トラバーチンが堆積した事をしめす．



P-24 明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(1)
ー考古遺跡の発掘調査から第四紀総合研究へ

安蒜政雄（明治大）、野口淳（明治大）、上杉陽（都留文科大）、上本進二（神奈川災害史研究会）、坂上寛一（東京農工大）、宇津川徹（東京農工大）、須永薫子（東京農工大）、平山良治（国立科学博）、竹迫紘（明治大）、會田信行（千葉県立佐倉東高）、松田隆夫（府中市生涯学習センター）、久保純子（早稲田大）、菊地隆男（立正大）、中井均（都留文科大）、細野衛（東京自然史研究機構）、佐瀬隆（北方ファイトリス研究室）、林和広（東京大）、近藤敏（市原市文化財センター）、明治大学校地内遺跡調査団、㈱パレオ・ラボ

Masao AMBIRU, Atsushi NOGUCHI, You UESUGI, Shinji UEMOTO, Kanichi SAKAGAMI, Toru UTSUGAWA, Kaoruko SUNAGA, Ryoji HIRAYAMA, Hiroshi TAKESAKO, Nobuyuki AIDA, Takao MATSUDA, Sumiko KUBO, Takao KIKUCHI, Hitoshi NAKAI, Mamoru HOSONO, Takashi SASE, Kazuhiro HYASHI, Satoshi KONDO,Meiji University Investigation Group for Archaeological Site, Paleo Labo Co.,Ltd.

: The Quaternary Investigation of Upper Palaeolithic Site at Meiji University Chofu Area

明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）[1)]は、東京都調布市富士見町 4-28・三鷹市大沢 7-23-24 に所在する（北緯 35° 39′ 56″ ～40′ 05″ 、東経 139° 32′ 09″ ～32′ 18″ ：世界測地系）。野川中流右岸の立川面北縁に立地し、これまでの調査により、後期旧石器時代、縄文時代、近・現代の遺跡の拡がりが把握されている。

明治大学校地内遺跡調査団では、2004 年以来、明治大学付属明治高等学校・明治中学校新校舎建設に伴う事前調査として当該地の発掘調査を継続的に行なってきた。とくに 2005 年 12 月からは、立川ローム層中の後期旧石器時代遺跡包含層の調査に着手し、これまでに、石器・礫をあわせた遺物総数 1 万 3 千点以上、炭化材 3 万点以上、石器集中部 30 ヵ所、礫群 80 基、炭化材集中部 20 ヵ所を検出している（調査途上のため概数）。これらは、立川ローム上部、野川遺跡を模式地とする考古土層区分のⅢ～Ⅳ層を中心に、複数の時期に分かたれるものであり、とくにナイフ形石器文化期の半ばから後半、終末期にかけて、繰り返された居住痕跡が密集し、かつ重畳している状況が把握されつつある。また、立川ローム最下部、礫層直上における石器の検出は、堆積環境の解明と合わせて、後期旧石器時代初頭の人間活動復元のために重要な手がかりになると考えられる。

発掘調査は 2007 年 1 月末まで継続して実施される予定であり、その成果については、その終了後にあらためて詳細を報告する予定である。

なお今回調査においては、考古学と地学諸分野の連携により、第四紀における地形形成、環境変遷と人間活動のかかわりを総合的に復元することを主眼とした調査を模索し、現地における共同調査、試料採取、分析の実施を行なっている。現在進行中の具体的な項目と主要な分担については以下のとおり。

①富士系テフラの火山灰層序の確立（上杉陽・上本進二）、②立川ロームの土壌学的検討（坂上寛一・宇津川徹・須永薫子・平山良治・竹迫紘）、③立川ロームの磁気層序と炉跡の分析（會田信行）、④立川面における凹地状地形の形成（松田隆夫）、⑤野川～多摩川間の地形形成（久保純子・菊地隆男）、⑥立川礫層の礫種構成と堆積構造（中井均・上杉陽）、⑦立川ローム層中の植物珪酸体群集分析（細野衛・佐瀬隆）、⑧立川ローム層中の遺物と包含層の形成（林和広）、⑨立川ローム層中の炭化材樹種同定と年代測定（㈱パレオラボ）。

今回の発表では、これまでの経過および結果の速報をとりまとめて報告する。とくに、遺跡立地と層序に関する概要が本発表の中心となる。

文献

明治大学校地内遺跡調査団編 2004『明治大学校地内遺跡調査団　年報 1』

明治大学校地内遺跡調査団編 2005『明治大学校地内遺跡調査団　年報 2』

明治大学校地内遺跡調査団編 2006『明治大学校地内遺跡調査団　年報 3』

明治大学校地内遺跡調査団編 2005b『シンポジウム立川ローム層下部の層序と石器群　予稿集』

明治大学校地内遺跡調査団編 2005c『シンポジウム立川ローム層下部の層序と石器群　記録・コメント集』

明治大学校地内遺跡調査団・明治大学校地内遺跡調査研究グループ 2005「明治大学調布付属校用地試掘・確認調査の成果と課題」『日本旧石器学会第 3 回講演・研究発表シンポジウム予稿集』

安蒜政雄・野口淳・林和広・明治大学校地内遺跡調査団 2006「旧石器時代遺跡のジオアーケオロジー－明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(2)－」『日本旧石器学会第 4 回講演・研究発表シンポジウム予稿集』

注 1)調布市側は富士見町遺跡（調布 No.64）として登録されている。三鷹市側は遺跡発見届提出済み、遺跡名称については現在調整中である。このため、今回調査範囲については全体を「明治大学調布付属校用地の遺跡」として仮称する。

P-25　立川礫層最表層部の層位と堆積環境—明治大学調布付属校用地の遺跡ピット T164 の例—；明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査（2）礫層（中井・上杉）

中井均（都留文科大学）・上杉陽（都留文科大学）・野口淳（明治大）・明治大学校地内遺跡調査団

Stratigraphy and Sedimentology of the Upper Most Part of Tachikawa Gravel;Case Study at Pit-T164 of Palaeolithic Site at Meiji University Chofu Area

Hitoshi NAKAI・You UESUGI・Atsushi NOGUCHI・Meiji University Investigation Group for Archaeological Site

立川礫層は南関東の代表的な河成段丘礫層として知られているが、堆積学的な検討が充分におこなわれているとは言い難い。このたび明治大学付属校用地の開発に伴う遺跡調査の一環として、立川礫層最上部の調査をおこなう機会を得た。調査は継続中であるが、現段階までに得られた成果を紹介する。

現地は、三鷹市（大沢四丁目）と調布市（富士見町四丁目）の境界にあたり、地形的には野川中流部の南岸、野川の現流路から約 300m 離れた地点である。野川沿いの低地との比高は約 4m である。野川の北側には比高約 20m の急崖（国分寺崖線）があり、稲城砂層・直心庵巨礫層・武蔵野砂礫層・吉岡軽石（YP）以上のテフラを観察できる。

調査地点の地層は、考古学的に、上位からⅡa 層・Ⅱc 層・Ⅱd 層（以上は黒土層）、Ⅲ層・Ⅳa 層・Ⅳb 層・Ⅳc 層・Ⅴ層・Ⅵ層・Ⅶ層（以上は立川ローム層）、A2 層（後付ロームと湿性土）・A3 層（乾陸土）およびそれ以下の“水つきの堆積物”と立川礫層に区分される（明治大学校地内遺跡調査団、2005 など）。

またテフラ層としては 1～18 層に区分し（上杉・上本、2005）、さらに今回の調査で 18 層以下を 19-2 層（“水つきローム”・湿地性堆積物）および 19-1a 層（20 層を切って、それを覆うように、層厚数 cm～30cm で分布す

表 1－考古学的区分とテフラ区分の対応関係

Ⅱa 層	1 層（S-22？）・2 層（S-15～21？）
Ⅱc 層	3 層～6 層（KGP？；S-0～14；Y-141？）
Ⅱc 層	3 層～6 層（KGP？；S-0～14；Y-141？）
Ⅱd 層	7 層（Y-137-3～139？）・8 層（Y-137-1～2）
Ⅲ層	9 層（Y-132 群？～136？）
Ⅳa 層	10 層（Y-130 群？；CCP-17？；131 群？）
Ⅳb 層	11 層（Y-128？；CCP-16？；129 群？）
Ⅳc 層	12 層（CCP-15？；Y-123？～126）
Ⅴ層	13 層（Y-121 群？～122 群？）
Ⅵ層	14 層（CCP-14？；Y-118～119？；AT）
Ⅶ層	15 層（Y-114～115）
A2 層	16 層（CCP-13？；Y-112？）・17 層（Y-109？）
A3 層	18 層（Y-108？）

る泥基質の礫層)、19-1b 層（赤い壁土状の泥の塊を含む砂泥基質の礫層)、20 層（砂基質の礫層）に細分する（図１)。19-1a 層・19-1b 層および 20 層が立川礫層である。考古学的区分とテフラ層区分の対応は、表１の通りである。さらに礫について、礫種（肉眼)・破砕の程度・円磨度・面数・礫径・重量・長軸方向・基質などを調査している。

礫種　19-1a 層・20 層ともによく似ており、各種の砂礫岩礫が約 80%、チャート礫が約 10%、泥岩礫が約 6%、凝灰岩礫が約 3%、火成岩などその他の礫が 1%程度である。岩相および礫種組成より四万十帯を起源とする礫が多いと推定される。

破砕の程度　19-1a 層は大きく破損した礫が約 40%、少し破損した礫が約 30%、ひび割れ程度が約 30%、20 層では大きく破損した礫が約 20%、少し破損した礫が約 40%、ひび割れ程度が約 40%。19-1a 層の方が破損した礫が多い。

円磨度　19-1a 層は平均 0.61、20 層は平均 0.65。19-1a 層の円磨度が低いことは、上記、礫の破砕状況と調和的である。

基質　19-1a 層の基質は、砂粒径の結晶片（特に雲母片など)・チャート片を多く含む、赤い壁土状の泥からなり、礫の表面をコーティングしている。また礫表面の凹みは同質の泥で充填されている。20 層の基質は中粒～極粗粒砂からなり、明瞭な葉理構造をもつ。またほとんど泥を含まない。基質に泥を含み、礫を泥がコーティングしているように見える場合でも、礫表面の凹みは砂で充填されている。

上記の礫の破砕状況、円磨度、基質の特徴、礫の堆積状況などから、この地点の“立川礫層”最上部層（19-1a 層）は土石流起源の礫層である可能性が高いと推定される。また礫の給源としては多摩川本流よりも、支流の秋川や浅川水系の可能性が考えられる。

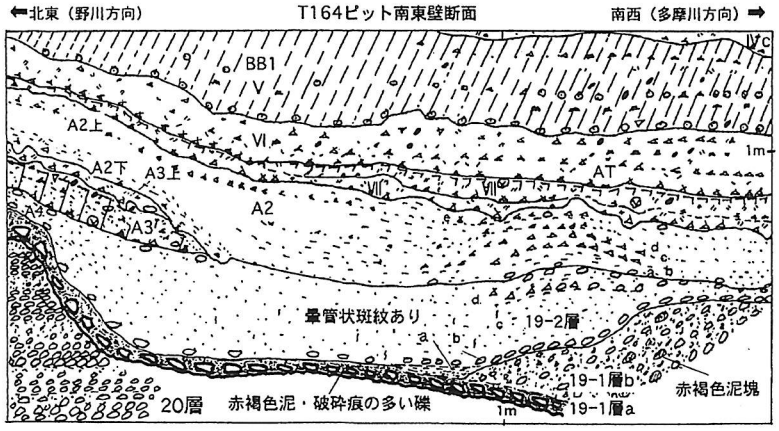


図 1－T164 ピットのスケッチ（上杉陽作成）

文献　上杉　陽・上本進二（2005）明治大学西調布校地のテフラ層位推定に関して。シンポジウム「立川ローム層下部の層序と石器群」予稿集、8-11 頁

P-26

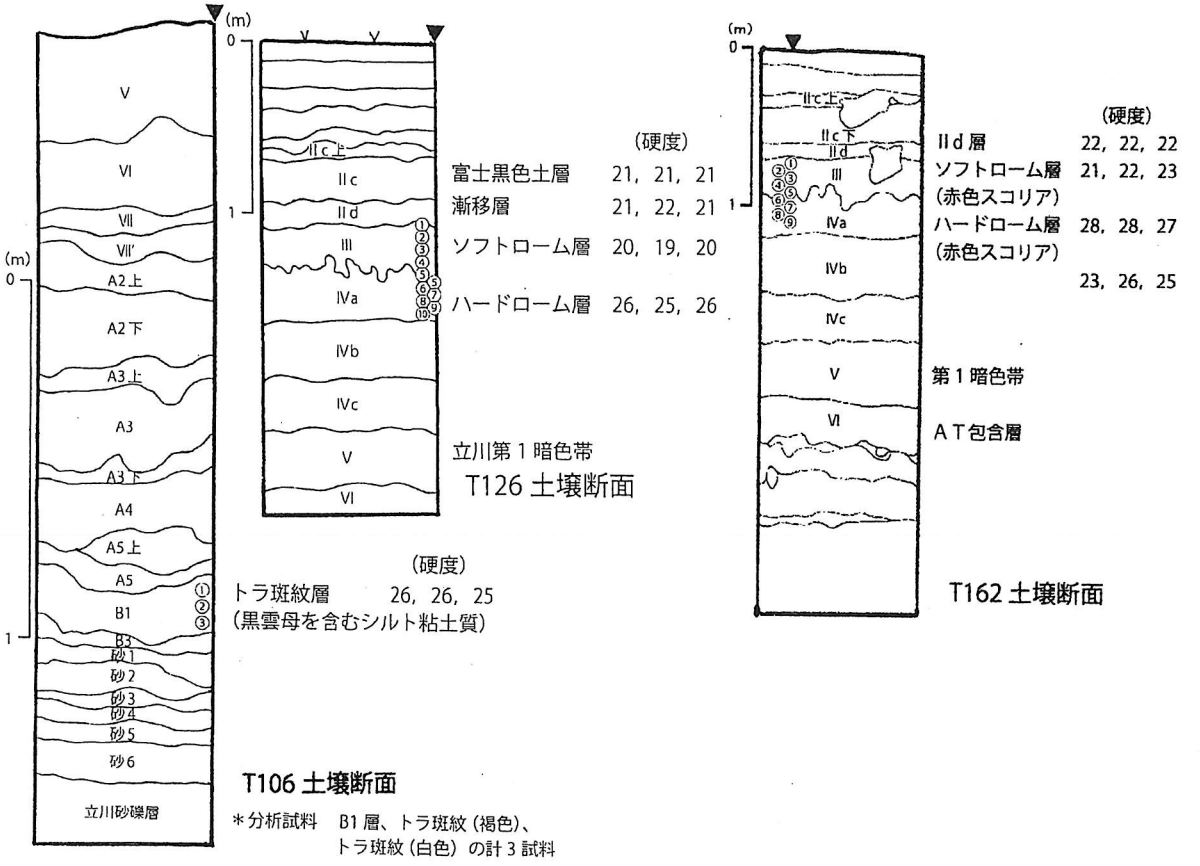
明大校地内遺跡の土壌生成環境と一次鉱物

宇津川　徹（カテナ研究所）・坂上寛一（星槎大学）・明治大学校地内遺跡調査団

Toru UTSUGAWA ,Kanichi SAKAGAMI and Meiji University Investigation Group for Archaeological Site; Enviroment of Soil formation and Primary minerals of Archaeological Site in Meiji University school grounds.

1．はじめに；本遺跡においては、風成火山灰層がⅦ層上半部まであり、その下位には、A層群、B層群と称するいわゆる”水つきローム層”や水成層が存在し、立川礫層につながる。本遺跡における土壌層序とそれぞれの堆積環境について検討する。すなわち、T106断面にみられたトラ斑紋層、T126断面やT162断面の明瞭な波状帯（ソフトローム層とハードローム層の境界層）の成因などを解明し、本遺跡の立地環境を明らかにするため、詳細に断面調査をし、細分化して採取した土壌試料の一次鉱物分析をおこなった。その概要を報告する。

2．土壌断面形態（3断面）；断面調査および土壌採取は3土壌断面でおこなった。



3．一次鉱物分析；3断面で各層位ごとに、連続試料を採取し、脱鉄処理後、粒径0.046~0.250mmの試料をカナダバルサムで封じ検鏡した。

①一次鉱物の組成の特徴（表：T106トラ斑紋）

地点	層位	一次鉱物の特徴（粒径：0.046～0.250mm）
106	B1層	鉱物の粒径が細粒である。検鏡時の倍率は×200～400であった。高倍率で細砂をみると丸味が大きい。黒雲母、磁鉄鉱が僅かで、斜長石が全体の20%ほどであった。全体として風化物が主体で約70%を超えている。
	トラ斑（褐色）	鉱物の粒径は細粒からなる。検鏡時の倍率は、通常の2倍、すなわち、×200とした。有色鉱物は黒雲母が全体の約20%であった。無色鉱物は斜長石。全体として約70%が風化物である。粒子は丸味が大きい。
	トラ斑（白色）	検鏡時の倍率は200倍。細粒の形態は丸味が大きい。斜長石を主体とし、黒雲母を含む。全体の約75%が風化物であった。

②変質鉱物；3地点の土壌断面の内、2地点（T126・T162）の分析層位土壌は南関東地域に認められるテフラの一次鉱物と同様で、カンラン石を主体とする。波状帯では風化作用を受けたカンラン石が様々な形態を示した（変質鉱物）。

4．まとめ；①波状帯付近のカンラン石の量比には特徴がある。すなわち、ソフトロームの上位から下位に向けて量比が減少した後、ハードローム層の上位で増加し下層に向かい減少する変化がある。②波状帯付近の一次鉱物の層位変化にはカンラン石と風化物の量比に相関が認められた。③波状帯付近のカンラン石の風化程度を形態的に分類するとⅠ～Ⅴの5段階に区分できた（写真）。④T106層のトラ斑紋層は黒雲母・斜長石・風化物からなる。またT126やT162（南関東のテフラ）に比べ、粒径が細かく、全体的に円磨度が大きい。

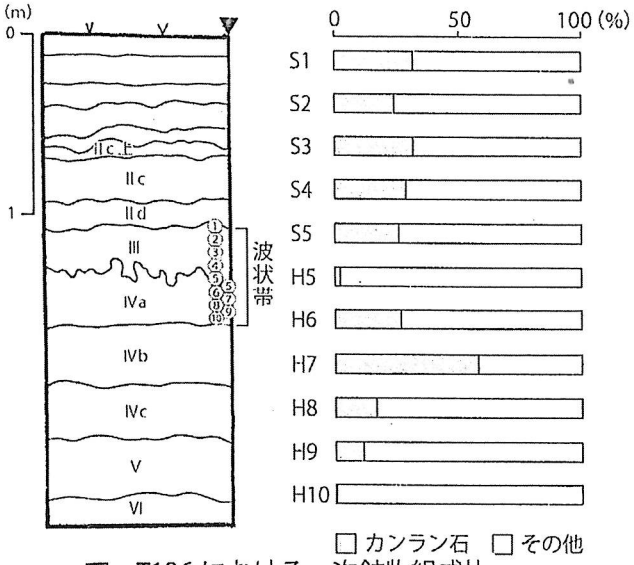


図 T126における一次鉱物組成比

Ⅰ：新鮮なカンラン石、短柱状～粒状で、輪郭は細長い六角形、透明感のあるオリーブ色、赤褐色などを呈する。
Ⅱ：輪郭の一部は、角が取れ丸味をもつ。
Ⅲ：形のこわれているものでも、結晶面が一部残っているもの。
Ⅳ：黒い鉄鉱物の小粒子を含むものが多い。不透明になる。
Ⅴ：風化が顕著で、不透明、変質鉱物化している

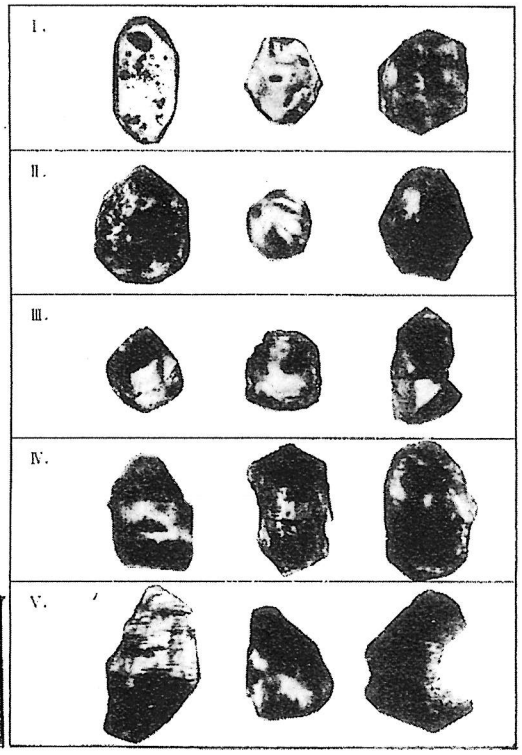


写真　カンラン石の風化過程

P-27 野川～多摩川間の考古遺跡における立川ローム層序対比とAMS年代 ー明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(4)

野口淳（明治大）、藤根久（㈱パレオ・ラボ）、佐々木由香（㈱パレオ・ラボ）、
㈱パレオ・ラボ年代測定グループ、明治大学校地内遺跡調査団
Atsushi NOGUCHI, Hisashi FUJINE, Yuka SASAKI, Paleo Labo Co.,Ltd. AMS Dating Group, Meiji University Investigation Group for Archaeological Site

: Stratigraphy of Tachikawa Loam and AMS Dating on Upper Palaeolithic Sites Located between Nogawa and Tamagawa

明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）は、武蔵野台地南部、野川中流域の右岸立川面に立地する。立川礫層上に堆積する立川ロームの各層からは、後期旧石器時代人の活動痕跡が、濃密かつ広範囲にわたって検出されている。

当該地はまた、立川面における立川ローム層の模式地である調布市野川遺跡（小田 1996）の約 2km 下流に位置する。この点で、模式地の堆積を再確認し、考古学的な文化層の位置づけを再度評価するために格好の場所である。

さらに近年、野川～多摩川間の立川面における後期旧石器時代遺跡の調査が進展した結果、立川礫層上の立川ローム層の堆積について、一様ではない状況が確認されつつある（図 1）。とくに、AT 層準であるⅥ層より下位については、多くの地点で「水つきローム」あるいは「水の影響の強い」堆積であるとされ、人間活動の痕跡は残されていないのではないかと考えられてきた。しかし、当該地および調布市野水遺跡（川辺 2005）で、立川ローム層下部から石器、礫などが多数出土したことから、当該層位の堆積環境や旧石器時代人による土地・空間利用を再度検討する必要性が浮上している。

本報告ではまず、既存の考古遺跡の発掘調査報告書にもとづいて、野川～多摩川間の立川面、とくに中流域（現・小金井市、府中市、三鷹市、調布市）の立川ローム層の堆積状況について整理する。AT 層準から立川礫層間の、立川ローム層下部の堆積状況が、最も重要な検討課題である。少なくとも、明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）とその周辺では、離水の時期（層準）、その後の堆積環境は一様ではなく、段丘地形形成期におけるさまざまな局面が各所に残されている。そして、後期旧石器時代初頭の人間活動の痕跡は、武蔵野面側の高台から、離水前後の多様な環境下の立川面の各所に、異なる様相を示しながら残されていることを確認できる。

さらに、AMS 年代測定値にもとづく武蔵野面側との層序対比について検討する。これについては、明治大学調布付属校用地内の遺跡（仮称）における測定値を報告するだけでなく、武蔵野台地における立川ローム層下部、AT 層準より下位の

測定値を集成・比較することで、現状における問題点を明らかにしたい。

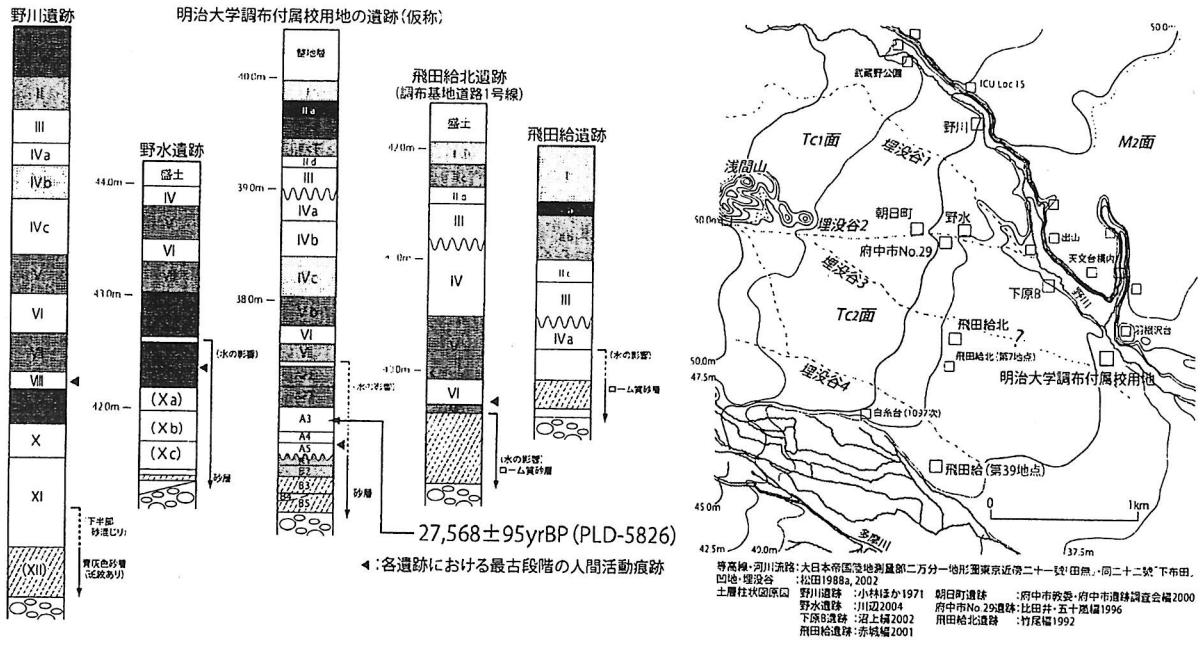


図1　明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）と周辺遺跡の考古層序

文献

小田静夫 1996 「KT-24　調布市野川遺跡のテフラ層位」『第四紀露頭集－日本のテフラ』

川辺賢一 2005 「立川ローム層下部の遺跡と石器群 1：立川面の様相（調布市野水遺跡）」『シンポジウム立川ローム層下部の層序と石器群　予稿集』

久保純子 2005 「野川～多摩川間の立川面の地形形成」『シンポジウム立川ローム層下部の層序と石器群　予稿集』

野口　淳 2005 「立川ローム層下部の石斧　－武蔵野台地南部の側流域を中心に－」『明治大学校地内遺跡調査団　年報 2』

藤根久・佐々木由香 2005 「明治大学調布付属校用地試掘・確認調査における自然科学分析」『明治大学校地内遺跡調査団　年報 2』

松田隆夫・大倉利明 1988 「立川段丘と凹地地形について－府中市周辺の立川面の区分－」『府中市郷土の森紀要』第 1 号

明治大学校地内遺跡調査団編 2005『シンポジウム　立川ローム層下部の層序と石器群　記録・コメント集』

P-28 包含層としての土壌堆積物の自然形成過程と遺物拡散
ー明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(5)ー

林和広（東京大・院）、野口淳（明治大）、明治大学校地内遺跡調査団
Kazuhiro HAYASHI, Atsushi NOGUTCHI, Meiji University Investigation Group

for Archaeological Site: The Natural Formation Process of the Soil Deposits and the Displacement of Artifacts in Deposit

考古遺跡は、その埋没前後にさまざまな自然営力による変形を被っており、複雑な形成過程をもつ。とくに旧石器時代遺跡のように、埋没後の長期間にわたる自然変形作用を受けている場合、垂直擾乱などによって遺物の拡散がある程度幅をもって形成されている。その形成・分布パターンに関しては、「月見野ヴィーナスライン」と呼ばれる垂直分布傾向についての仮説や、遺物移動の実験的な研究による遺物サイズや重量による拡散頻度の検討などが、これまで提示されてきた。

本報告では、2004年より調査を開始した明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）のT153拡張区における詳細な調査から、自然形成過程に着目し、遺物拡散に関する若干の考察を行う。

当該遺跡は、武蔵野台地南部、野川中流域の右岸立川面に立地する。今回報告するT153は、立川面北縁の傾斜変換点から150mほど内陸に入った比較的傾斜の少ないところに位置する。2004年度の試掘・確認調査で石器集中部が検出された地点であり、2005年度の調査ではジオアーケオロジーの方法論に着目、石器集中部周辺の遺跡形成過程を解明する目的で拡張区を設定した。拡張区は、平面50×50cmのメッシュで区切り、5cm単位で包含層としての立川ローム層（考古層位区分のⅡd層～Ⅳb層）を掘削した。出土遺物は全点、位置座標と、クリノメーターを用いて遺物長軸方向の方位と傾斜を記録した。発掘で生じた排土は全量を回収し、水洗篩別による微細遺物の検出を行なった。

出土遺物には、石器と礫群構成礫、および中礫サイズの自然礫があり、そのほか水洗篩別によって得られた石器の細片がある。これら遺物の出土分布傾向を、平面・垂直の両面で検討した。その結果、従来重量があり移動しにくいとされてきた礫群礫は必ずしも面的に出土していなかった。ここから、重量のある遺物が安定して原位置を保つわけではないことが読み取れる。また、微細遺物の平面・垂直分布傾向を比較した。結果、重量が軽くサイズの小さな細片は、少なからず拡散が認められるものの、そのほかの遺物と比べて垂直方向の分布において明確なピークをもつことが分かった。

このほかに、包含層中の遺物について堆積物の構成要素として理解するためにファブリック解析を実施した。方位と傾斜の角度データを用いてシュミット

ネットに投影、層位別に比較したところ、その分布が堆積物の土壌生成過程と変形過程を反映している可能性を読み取れた。また、特定層位では線構造を示すと思われる特徴的な分布が確認され、遺物の包含状況が形成される過程では、層位ごとに異なる堆積環境要因が作用していた可能性を指摘できる。

上記のことを留意して遺物の計測値から傾斜や標高値との相関関係をみたところ、重量や表面積が因子として大きく作用している可能性が高い。しかし、具体的な相関関係は層位ごとに異なっており、遺物移動を促進する因子あるいは抵抗力のあり方は、各層の自然形成過程により異なっていることを確認できた。遺物包含層としての立川ローム層中における遺物分布の形成、二次的移動・拡散のパターンは、従来指摘されてきたように、重量といった1つの要因によって一義的に決定されるものではないと言える。

以上のことから本調査区では、文化遺物の分布パターンを変形させるものとしての土壌堆積物の自然形成過程の影響と、層位ごとの多様性を読み取ることができる。

推測される「生活面」に関しては、微細な遺物（石器の細片）がその垂直位置の指標になりうる可能性を指摘できる。一方で、従来言われてきたように、重量のある遺物が必ずしも安定した「面」を構成するわけではないことが確認された。そのような中で、しばしば「面」をなし、また石器等の遺物の垂直分布のピークより下位に検出されることが経験的に知られている礫群については、その分布、包含状況の形成を再度検討する必要がある。具体的には、土坑内への設置や意図的な埋戻しにより、土壌堆積物中に固定された可能性を考慮する必要がある。

いずれにしても、包含層中における文化遺物の垂直分布は、それを包含する土壌堆積層の自然形成過程に応じて変化するものであり、人間活動の痕跡を峻別し具体的かつ詳細に検討するためには、遺跡・包含層形成についての総合的な理解が重要となる。

文献

安蒜政雄・野口淳・林和広・明治大学校地内遺跡調査団 2006「旧石器時代遺跡のジオアーケオロジー－明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査(2)－」『日本旧石器学会第3回講演・研究発表シンポジウム予稿集』

野口淳・林和広 2006「明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）における遺跡形成過程の研究－ジオアーケオロジー調査方法の確立に向けて－」『明治大学校地内遺跡調査団年報3』

明治大学校地内遺跡調査団編 2006『明治大学校地内遺跡調査団　年報3』

P-29

明治大学調布付属校用地の遺跡(仮)における後期旧石器時代の遺物出土地点および周辺の土壌微細構造の特徴

～明治大学調布付属校用地の遺跡（仮称）の調査（６）～

須永薫子(東京農工大学)・平山良治(国立科学博物館)・
坂上寛一(星槎大学)・明治大学校地内遺跡調査団

Kanichi SAKAGAMI, Kaoruko SUNAGA, Ryoji HIRAYAMA, Meiji University Investigation Group for Archaeological Site: Soil Micromorphology of Palaeolithic Site at Meiji University Chofu Area

【はじめに】

遺跡の土壌は様々な情報をとどめており、多様な分析方法を用いた数多くの研究が行われてきた。一般に微化石の分析や土壌の化学性を分析することは、土壌から抽出する分析といえる。一方、本研究で用いた土壌微細形態学的観察は、次のような特徴を有する分析方法である。一般には抽出することの不可能な根や土壌動物によって形成された何もない空間を解析できること。顕微鏡や分析機器を用いて詳細な微細構造や構成物質を直接観察できること。さらに本研究でもちいた 10×20cm の採取機器を用いて土壌を連続で採取した微細形態観察用試料は、これまでほとんど検討されてこなかったマクロな土壌構造についても解析できることである。

一方、わが国の後期旧石器時代研究は、発掘される遺跡が少ないことや明瞭な遺構や遺物の集積が認められる遺跡はさらに少ないことからこれまで詳細に検討された例は極少ない。このため、当時生活していた面(いわゆる生活面)の検討や、明瞭ではない遺構での判定方法は確立されていないためその検討が求められてきた。

そこで、本研究では、土壌微細形態学的観察および土壌理化学性をあきらかにすることによって、当時の生活面を検討すること、比較的遺物の集積している地点の土壌理化学性を明らかにすることを第一の目的とし、これによって明瞭ではない遺構での判定方法に利用できる土壌理化学的な特徴を明らかにすることを第二の目的とする。

また、土壌理学性の特徴は様々な分析方法があり、その一つが土壌微細形態観察であるが、後述するように観察用試料の成型に時間が多少かかる分析方法である。遺跡発掘現場で観察し、判定できる簡便な方法を検討することは遺跡発掘の迅速化や的確な調査のために不可欠である。そこで、本研究によって明らかにすることができた特徴と、現地調査で利用可能な特徴との比較を行った。

【分析方法】

1)微細形態観察試料の作成方法

微細形態観察試料は、平山(1992)に準じて作成した。

①試料採取および脱水

不撹乱試料は、ステンレス製クビエナボックス(10×20cm)を用いて採取した。試料は、急冷真空凍結乾燥法を用いて水分を除去した。すなわち、試料に液体窒素を注入し、－190℃に急冷後真空凍結乾燥機で乾燥した。

②樹脂の含浸および固定

脱水した試料に真空含浸装置で樹脂および試料中の空気を除きながら樹脂を含浸した。樹脂には、希釈剤としてアセトン、触媒としてメチルエチルケトンパーオキサイド、促進剤として6%ナフテン酸コバルトを不飽和ポリエステル樹脂(商品名:ポリライト TC241;大日本インキ(株))に加え、よく混合した溶液を用いた。

③微細形態観察試料の作成

樹脂により固定した試料を、切断・研磨し土壌薄片(厚さ約 50μm)を作成した。

2) 土壌硬度・土壌一般理化学性の分析を土壌環境分析法に基づいて分析した。

【供試土壌試料】

1) 採取場所

東京都調布市富士見町 4-28・三鷹市大沢 7-23・24 に所在する(北緯 35° 39′ 56″ ～40′ 05″、東経 139° 32′ 09″ ～32′ 18″ :世界測地系)明治大学調布付属校用地の遺跡(仮称 調布市側は富士見町遺跡(調布 No.64)として登録されている。三鷹市側は遺跡発見届提出済み、遺跡名称については現在調整中である。)より土壌試料を採取した。同遺跡の成果の一部は年報としてまとめられている(明治大学校地内遺跡調査団編 2004)。

いわゆるソフトロームとハードロームの層界から遺物集積がみとめられた層位まで約 80cm を4個のクビエナボックスを用いて採取した。なお、遺物の集積がみとめられた地点、および遺物の集積が認められなかった地点を採取し相互に比較した。

2) 採取方法

不撹乱試料は、ステンレス製クビエナボックス(10×20cm)を用いて連続して採取した。

【謝辞】

本研究は、明治大学校地内遺跡調査団とともに発掘調査の初期から分析試料採取位置の検討等、詳細に参加させていただいた。同時に、様々な分野の専門家で構成された検討会に参加させていただき助言をいただいた。感謝申し上げます。

【引用文献】

明治大学校地内遺跡調査団編 2004『明治大学校地内遺跡調査団 年報 1』
明治大学校地内遺跡調査団編 2005『明治大学校地内遺跡調査団 年報 2』
明治大学校地内遺跡調査団編 2006『明治大学校地内遺跡調査団 年報 3』
平山良治 1992.土壌薄片による土壌三相分布の測定の試み,土壌の物理性,64:21-26.
土壌環境分析法編集委員会編 1997."土壌環境分析法",pp.1-427,博友社,東京.

P-30　武蔵野台地における後期旧石器時代遺跡立地
－Geoachaeologyの視点－

伊藤　健（東海大・非、都埋文）・比田井民子（都埋文）・西井幸雄（埼玉県埋文）・野口　淳（明治大学校地内遺跡調査団）・山岡拓也（東京都立大・院）・藤田健一（明治大学校地内遺跡調査団）・林　和広（東京大・院）・飯田茂雄（明治大・院）

Tsuyoshi Ito. Tamiko Hidai. Yukio Nishii. Atsushi Noguchi. Takuya Yamaoka. Kenichi Fujita. Kazuhiro Hayashi. Shigeo Iida ; Geoarchaeological study of Late-Paleolithic site locations in Musashino Plateau

1．本研究の趣旨

遺跡がどのような場所に遺されるか、即ち人類の生活痕跡はどのような立地を示すかについては、考古学において様々な時代、視点において研究が重ねられてきた。集団構成を絡めた集落立地論を伝統的考古学による社会学的アプローチとするならば、貝類などの分布の中で貝塚の立地を論ずる生態学的アプローチなどはより第四紀学の立場からの遺跡立地研究というに相応しい。

また、遺跡立地を地形形成、土壌形成との関係によって捉えるアプローチも、第四紀学の方法の一つである。とは言えその研究も様々で、山地・平野の地形区分、標高等によって遺跡立地を分類する広域的な研究、台地、河川流域を単位とした遺跡分布を人類の行動圏とともに論じる中域的な研究などがあげられる。伊藤、比田井、西井らが羽鳥謙三氏、松田隆夫氏らとともに多摩川流域における後期旧石器時代遺跡分布と地形形成の関係について研究したものは後者に相当する（比田井・羽鳥他 2001）。

そして本発表は微視的な研究である。遺跡調査報告では、遺跡形成復元の一環として地形形成過程の復元がなされてきた。特に、後期旧石器時代の遺跡調査においては、当時の地形が現在の地形とは異なる可能性がそれ以降の時代よりも格段に高いこともあって、注目度は高い。しかし、それは各遺跡の中で特性を抽出するレベルに止まっており、その集成によって一般化するには至っていない。

さて、武蔵野台地は日本列島最大級の台地として遺跡件数が多く、都市部の特性として国内随一の発掘件数の蓄積を誇る。元々他の時代に比べ遺跡の少ない後期旧石器時代の遺跡立地の検討には、恰好の対象である。と言うものの、後期旧石器時代の遺跡は武蔵野面に多く、多摩川の離水が間もない立川面には少ないものと考えられてきた。しかし近年、調布市野水遺跡、明治大学調布付属校用地遺跡などの発掘で多量の遺物が出土し、立川面に対する注目度が格段に上がった。このことが武蔵野台地、後期旧石器時代における遺跡立地の研究に一石を投じることとなったと言える。

そうした経緯のもと本発表では、武蔵野台地における後期旧石器時代の遺跡を対象として、遺跡立地と地形の関係性の条件を見出すことを目標とする。言うなれば、「どこを発掘すれば遺跡が発見されるか」である。

2．遺跡立地と地形に関する具体的事例

ここでは、微地形と遺跡立地の関係を把握するために遺跡と河川との距離、比高差、遺跡と斜面との距離、斜面の角度などが重要な要件となる。従って地形区分との対比はそれほど重要ではないが、実態として地形区分に沿った地域単位で遺跡立地の類型化が可能である。そこで、地形区分に従って事例をあげていく。

第一は武蔵野面、国分寺崖線に面した遺跡立地である。府中市武蔵国分寺跡関連遺

跡武蔵台西地区、小金井市はけうえ遺跡などが事例である。第二は、石神井川流域、神田川流域等の武蔵野面内部。S面もしくはM1面のみではなく、中小河川に沿ってM2面、Tc面が形成されている。新宿区百人町三丁目西遺跡、新宿区下戸塚遺跡などが事例である。最後に、台地北東側、荒川沖積面に向かう小支谷に面した遺跡立地である。板橋区四葉地区遺跡が事例である。

ここでは一例として、武蔵国分寺跡関連遺跡武蔵台西地区を紹介する（東京都埋蔵文化財センター2004：図1)。遺跡は立川面から北へ武蔵野面に向かって国分寺崖線を這い上がるように発掘されたが、遺跡立地は武蔵野面の国分寺崖線にほぼ接して分布する。遺跡の立地する箇所は平坦であるが、約15°の斜面の開始点まで約20mしか離れていない。一方で、崖線から北へ約100m離れた平坦地にはもはや遺跡は存在せず、崖線から離れた平坦地では遺跡は立地しにくいことが推察される。

３．遺跡立地の特徴

本例以外の事例で認められた遺跡立地の特徴を列記すると次の通りである。

① 遺跡は、野川等の小河川そのものに向かう斜面に接してではなく、小河川に流れ込む小支谷などに沿って立地する。

② 後期旧石器時代の細分時期によって遺跡分布が異なる。斜面に沿うように立川ロームが堆積するので、時期によって斜面の開始点は変化し、数百年～数千年のスケールで遺跡立地が移動し地形との関係が変化する。

③ 小支谷の埋積過程と遺跡立地の関係。小支谷が水生堆積環境にある間には近接して遺跡は立地しないが、ロームによる谷の埋積が始まり乾燥化が進むと斜面の上に遺跡が立地される。

④ 地形の人工的改変、土壌の流失などによる影響。斜面周辺では土壌の流失などによって地形が削られ、従って遺跡が失われている可能性が高い。遺跡立地と遺跡消滅が隣り合わせにあることに留意する必要がある。

以上の点に注目してポスターセッションで、武蔵野台地における後期旧石器時代遺跡立地と地形の関係を類型的に修正して紹介する。

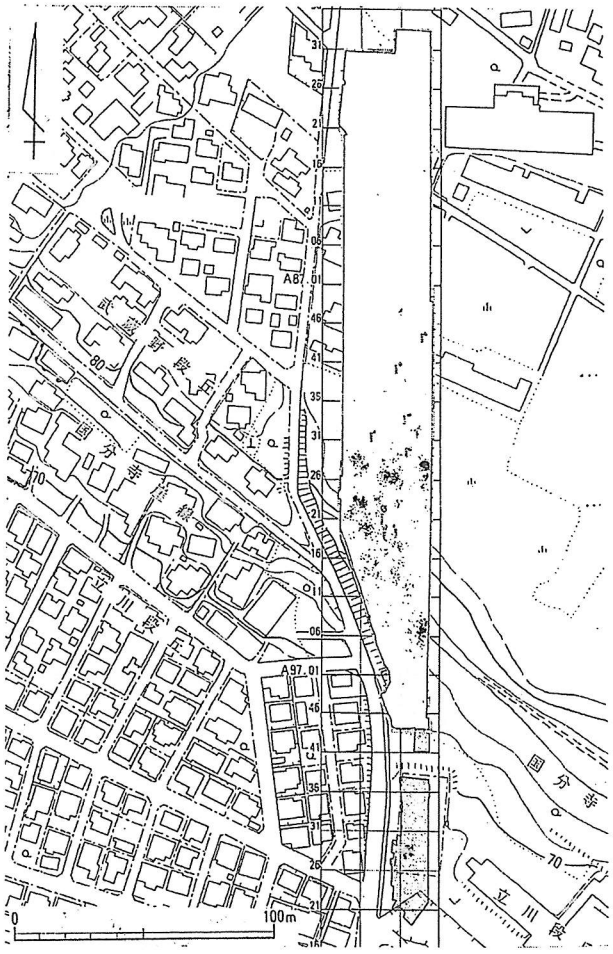


図１　武蔵国分寺跡関連遺跡武蔵台西地区の遺跡分布
（東京都埋蔵文化財センター2004を改変）

＜参考文献＞

東京都埋蔵文化財センター　2004『府中市武蔵国分寺跡関連遺跡（武蔵台西地区）』

比田井民子・羽鳥謙三他　2001『多摩川流域の段丘形成と考古学的遺跡の立地環境』とうきゅう環境浄化財団

P-31　武蔵野-立川ローム層の植物珪酸体群集変動

佐瀬　隆（北方ファイトリス研究室）・町田　洋（都立大学名誉教授）・
細野　衛（東京自然史研究機構）

Takashi SASE・Hiroshi MACHIDA・Mamoru HOSONO ; Fluctuation of opal phytolith assemblage in the Musashino-Tachikawa loam formation

はじめに

ローム層（火山灰土）に記録された植物珪酸体群集変動はグローバルな気候変化，海洋酸素同位体ステージ（MIS）編年によく対応すると考えられる．すでに武蔵野-立川ローム層については植物珪酸体群集変動とそれに対応した気候変動の概要が武蔵野台地において明らかにされている（佐瀬ほか，1987）．今回，給源に近くローム層がより厚く堆積している相模野台地（相模原市下溝大正坂）と大磯丘陵（平塚市遠藤原，下吉沢）の武蔵野-立川ローム層について分解能の高い植物珪酸体変動を求め，植生，気候変化について検討した．

結果

得られた植物珪酸体群集変化と植生，気候変化との対応は下位層準から以下のようにまとめられる．

(1)箱根安針テフラ（Hk-AP）下位の下末吉ローム-武蔵野ローム層境界層ではメダケ属タイプ珪酸体が優勢で温暖期を示す．これは三崎海成段丘，相模原2-3河成段丘の形成に関わるMIS5aの温暖期（海進期）に対比できると推定される．

(2)Hk-AP，箱根三浦テフラ（Hk-MP），箱根東京テフラ（Hk-TP）を挟む武蔵野ローム層下部-中部ではササ属タイプ珪酸体が優勢で寒冷期を示す．これはMIS4の寒冷期（海退期）に対応するものと推定される．

(3)箱根三色旗テフラ（Hk-S），箱根中央火口丘1テフラ（Hk-CC1），箱根中央火口丘5テフラ（Hk-CC5・BCVA）を挟む武蔵野ローム層上部ではメダケ属珪酸体が優勢で温暖期を示す．これは中津原（立川1）河成段丘形成に関わるMIS3前半の温暖期（海進期）に対応するものと推定される．

(4)相模野第 2 スコリア（S_2S）を挟む層準ではササ属タイプ珪酸体が増加して寒冷化を示す．これは，MIS3 前半/後半境界（MIS3.23）に対応する寒冷化に対比されるであろう．

(5)S_2S 上位の立川ローム層下部層準ではメダケ属タイプ珪酸体の明瞭な増加が認められる．これは MIS3 後半に帰属する一つの温暖期を示すものであろう．ここより上位からは旧石器が出土するので，この温暖期と旧石器文化の始まりとの対応に興味が持たれる．

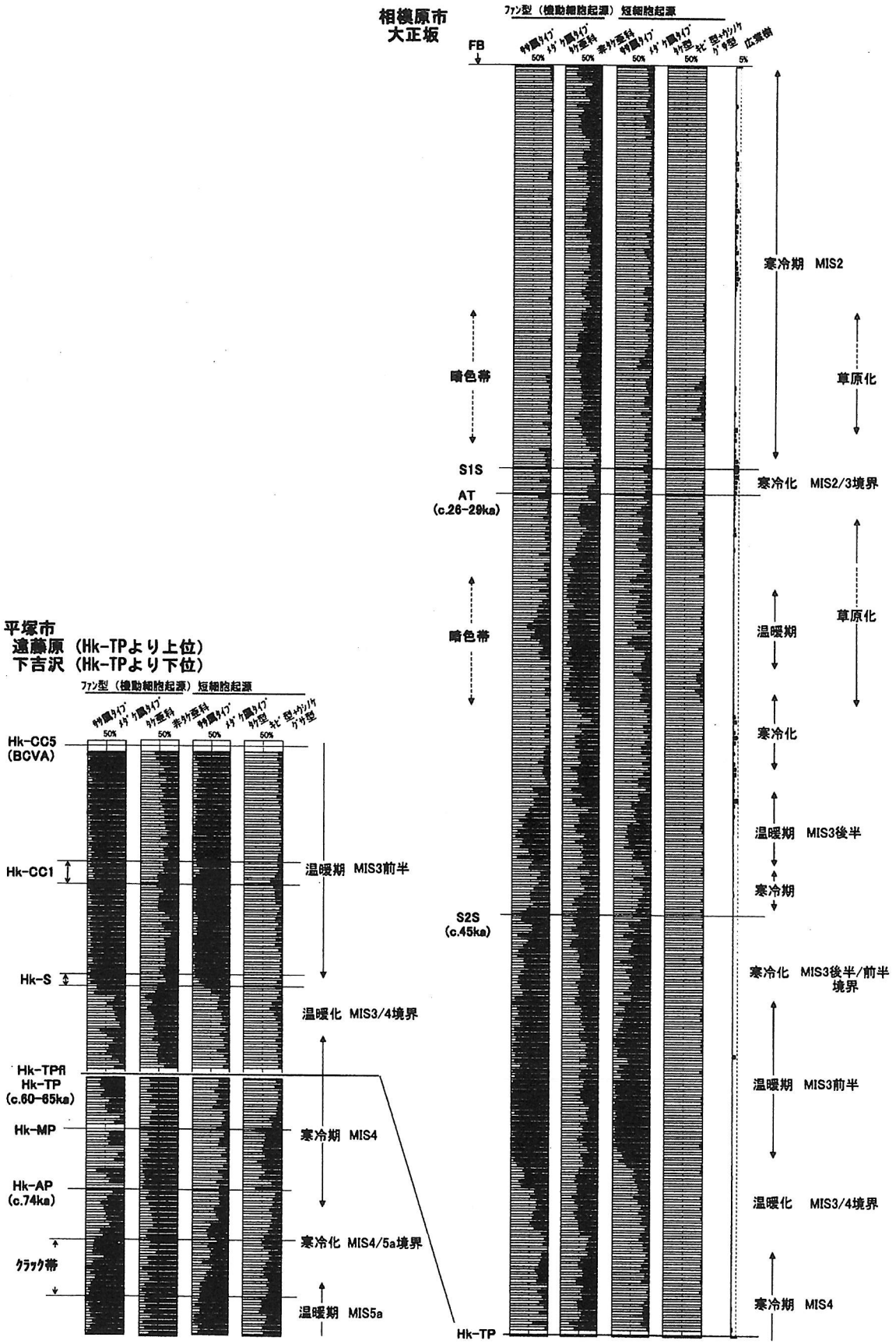
(6)姶良 Tn テフラ（AT）下位の暗色帯の直下からはササ属タイプ珪酸体が優勢となり寒冷化が起こったと推定される．

(7)AT 下位の暗色帯ではメダケ属タイプ珪酸体が増加する．これは最寒冷期に向かう過程での一つの小温暖期を示すものであろう．

(8)AT，相模野第 1 スコリア（S_1S）層準より上位ではササ属タイプ珪酸体が優勢で推移し，寒冷な気候の継続が推定される．これは MIS2 に対応するものであろう．

(9)AT 下位の暗色帯では，非タケ亜科起源珪酸体の増加が特徴的である．これに関連して，当暗色帯でほとんど検出されない樹木（広葉樹）起源珪酸体が，当暗色帯の上下層準でほぼ連続して検出されることが興味深い．これらは当暗色帯期における草原的植生の成立を裏付けるシグナルといえる．同様な珪酸体変動は AT 上位の暗色帯に関わっても認められる．

(10)富士黒土層（FB）直下でもササ属タイプ珪酸体が優勢でメダケ属タイプ珪酸体の明瞭な増加が認められない．この時期，メダケ属の勢力拡大を促すほどに気候が温暖化していなかったということになろうか．


相模原市
大正坂
ファン型（機動細胞起源）短細胞起源
FB
広葉樹
寒冷期 MIS2
暗色帯
草原化
S1S
寒冷化 MIS2/3境界
AT
(c.26-29ka)
暗色帯
温暖期
草原化
寒冷化
温暖期 MIS3後半
寒冷期
S2S
(c.45ka)
寒冷化 MIS3後半/前半境界
温暖期 MIS3前半
温暖化 MIS3/4境界
寒冷期 MIS4
Hk-TP
平塚市
遠藤原（Hk-TPより上位）
下吉沢（Hk-TPより下位）
ファン型（機動細胞起源）短細胞起源
Hk-CC5
(BCVA)
Hk-CC1
温暖期 MIS3前半
Hk-S
温暖化 MIS3/4境界
Hk-TPfl
Hk-TP
(c.60-65ka)
Hk-MP
寒冷期 MIS4
Hk-AP
(c.74ka)
寒冷化 MIS4/5a境界
クラック帯
温暖期 MIS5a

P-32　　黒曜石の被熱に関する実験考古学
－旧石器時代住居状遺構の再検討から－

坂下貴則（首都大学東京・大学院）

Takanori SAKASHITA ; Experimental Archaeology of Thermal Alteration on Obsidian : Re-examination of a Palaeolithic dwelling site in Japan.

1　目的

本研究は、黒曜石に生じる被熱痕跡の生成実験に基づいて、神奈川県相模原市田名向原遺跡の住居状遺構を再検討するものである。

2　方法

中沢祐一氏の方法（2000）に準じて、電気炉によって温度一定の条件を作り出し、時間経過と、黒曜石の変化を検討する追試的な実験を行った。ただし、黒曜石の条件を5通り設定し、これまで定量的な生成実験によって把握されていなかった痕跡を得ることを試みた。黒曜石の条件は以下の通りである。

① 黒曜石剥片のみ
② るつぼの木灰（約15g）に黒曜石剥片を半分まで埋め込む
③ るつぼの木灰（約15g）の上に黒曜石剥片を載せる
④ るつぼの木灰（約15g）の上に黒曜石剥片を重ねて載せる
⑤ 条件②を2つを用意して終了と同時に、水（約30cc）に浸して急激な冷却を行う

その結果、先行研究の成果を追認して木灰と接触していた部分にだけ被熱痕跡が生成されることを確認したほか、条件⑤に特徴的な被熱痕跡（平坦な折れ面、凹凸のある折れ面）が生じることを明らかにした。

3　結果

生成実験の結果から導かれる認定基準に従って、神奈川県相模原市田名向原遺跡（図1）に適用したところ、遺跡出土資料の中に103点（全体の約4%）の被熱黒曜石を同定した。またそれらの分布は、礫群やユニットにはなく、住居状遺構に限定的な分布を示し、特にF2（炉址2）と、P8（柱穴8）、P10（柱穴10）に集中する傾向を把握した（図3）。

4　考察

黒曜石の被熱痕跡は、木灰との接触を伴う限られた条件で生成するため、炉跡との相関が強い属性であると思われる。実際に、F2（炉址2）に被熱痕跡が集中する結果は、被熱痕跡を含む黒曜石が持ち込まれていたというよりも、かつて確かにそこで火が焚かれた結果と考えるのが整合的である。したがって、P8（柱穴8）、P10（柱穴10）に集中する黒曜石の被熱痕跡も、実際には炉跡として機能した遺構である可能性を念頭に再検討する必要があるように思われる。今後、住居構造復原図（図2）を踏まえ改めて議論したい。

中沢祐一 2000「黒曜石石器群に認められる被熱痕跡の生成実験と量的評価」『第四紀研究』39－6 日本第四紀学会：535－546

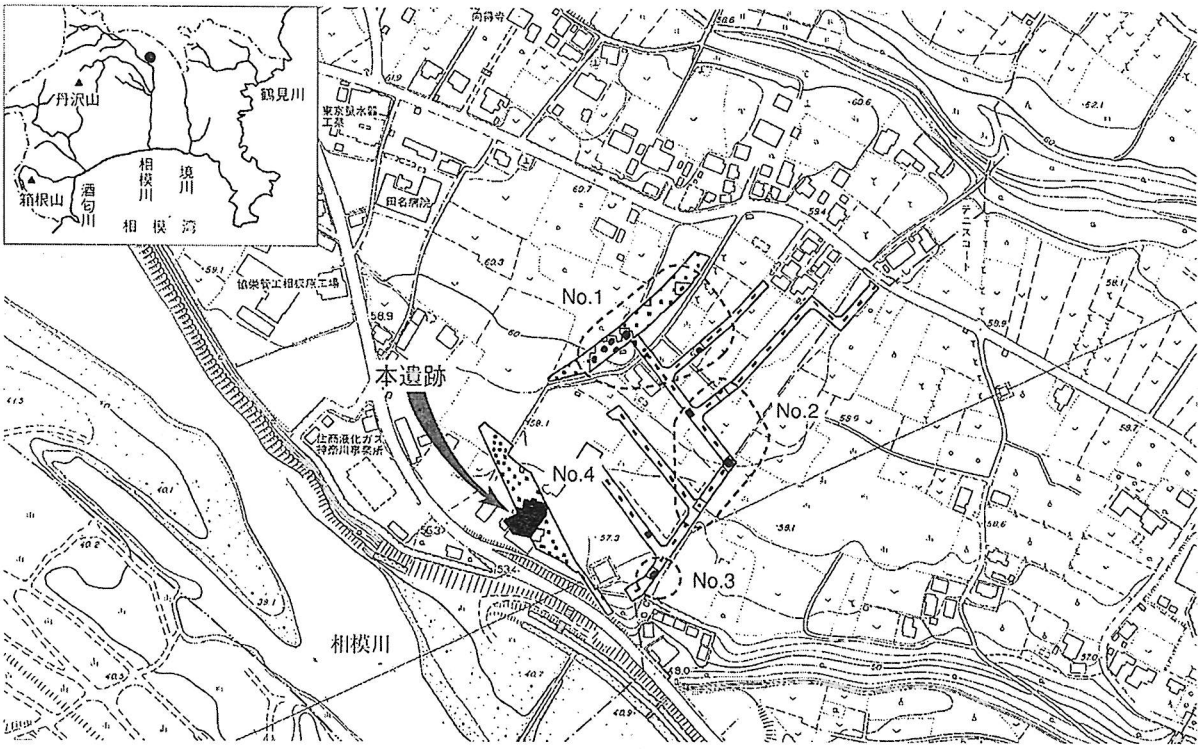


図１　遺跡位置図

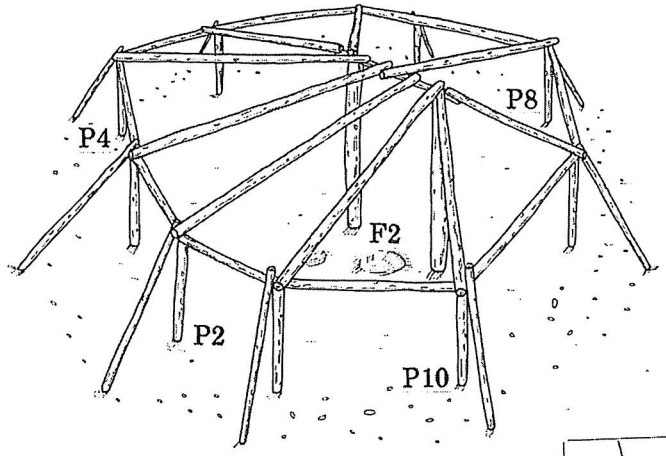
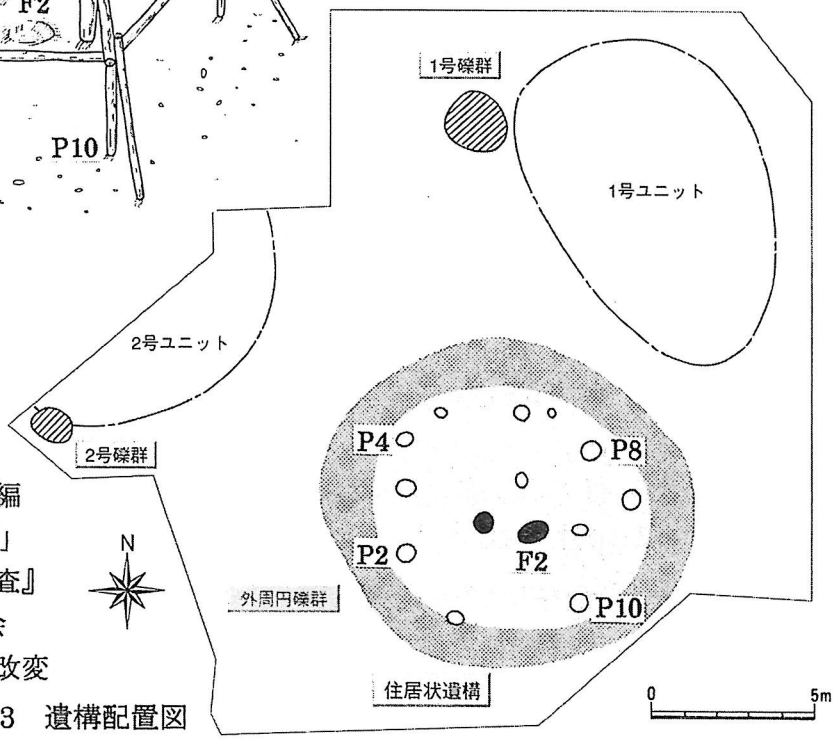


図２　住居構造復原図



田名塩田遺跡群発掘調査団編
1998『相模原市「田名向原」
旧石器時代遺跡の調査』
相模原市教育委員会
：Fig1,Fig4,Fig5 を加筆・改変

図３　遺構配置図

P-33　福岡県北九州市黒崎城跡(遺跡)における完新世中期以降の環境変遷
—特に縄文時代の“礫積み遺構”について—

野井英明（北九州市立大学文学部）・太田泰弘（北九州市立自然史・歴史博物館）・梅崎惠司（北九州市芸術文化振興財団埋蔵文化財調査室）

Hideaki NOI, Yasuhiro OTA, Keiji UMEZAKI: Environmental change since the Middle Holocene at Kurosaki Castle Site in Kitakyushu City, Fukuoka Prefecture, South West Japan, with a special reference to a remnant build by piled gravels in Jomon period.

福岡県北九州市八幡西区に所在する遺跡「黒崎城跡」において，縄文時代早期から晩期にかけての完新世の古植生変遷・海水準変動などを推定し，同所に生活していた縄文人の環境利用と適応について考察した．

要旨

黒崎城跡は，北九州市八幡西区田町に所在する縄文時代から近世にかけての遺跡である．この地域は，近世初頭に築造された黒崎城の城下町であった時期があるため，本遺跡は，黒崎城跡とよばれている．

第四紀堆積物の主要な土層区分は，現世から更新統にわたる10層に区分されている（図１，３）．第11層は風化して真砂土状になった白亜紀花崗岩類，第9層，第10層は更新統であり，第8層以上が完新統である．第1層，第２層は，近現代の埋土，第3層は近世水田および畑．第4層は弥生時代，第5層は弥生から縄文晩期，第6層～第８層は縄文前期・早期の土器を含む．第６層は貝化石の密集層であり，ここでは黒崎城跡貝層とよぶ．これらの土層において4点の^{14}C年代測定（AMS）を行い，図１に示す値が得られた．

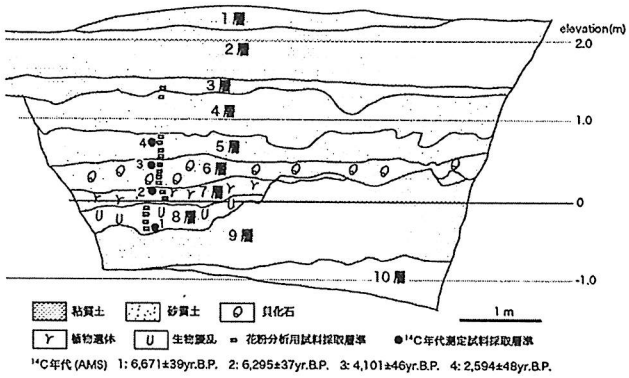


図１　黒崎城跡第12区西壁土層図

12区西壁から得られた試料の**花粉分析**を行った．その結果，花粉組成変遷は，下位からKuw-I，Kuw-II．Kuw-III帯とよぶ３つの地域花粉帯に区分された．Kuw-I帯は*Castanopsis*が優占すること，Kuw-II帯は*Castanopsis*と*Cyclobalanopsis*がともに優占すること，Kuw-III帯は*Cyclobalanopsis*が優

占することで特徴付けられる．これらから完新世の**古植生**は，縄文早期から前期にかけてはシイ類が優占する照葉樹林，縄文中期ではシイ類と常緑カシ類で構成される照葉樹林，縄文後期から晩期にかけては，常緑カシ類が優占する照葉樹林が想定される．

12区西壁の試料の**貝類化石分析**を行い，貝類群集変遷から**海水準変動**を推定した．産出する貝化石の多くは，潮間帯性のものであるが，内湾性のものも含まれており，それらの産出頻度を海水準変動の指標とした．その結果，縄文早期から前期にかけて海水準は約－１ｍから０ｍ付近まで上昇した．中期から後期にかけて，約0.8mをピークとする上昇と降下を示す．縄文晩期初頭では，現在とほぼ同じ海水準が推定される．これらの**古環境変遷**は，図２のようにまとめられる．

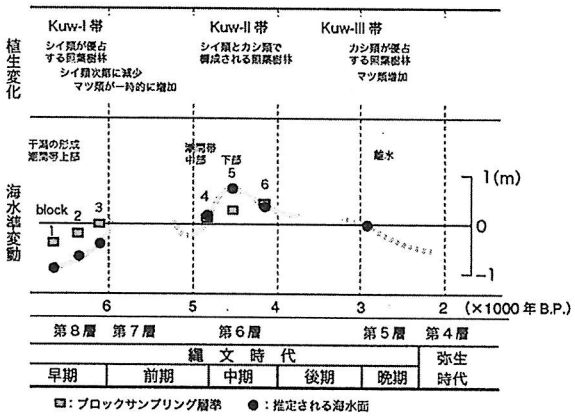
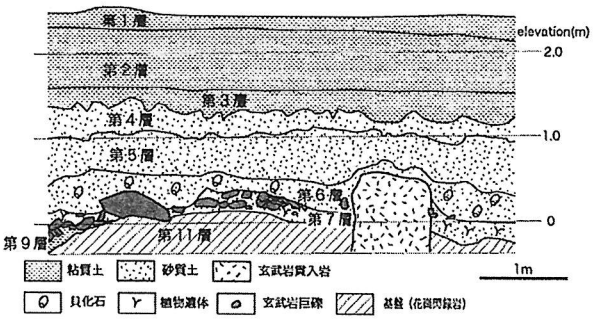
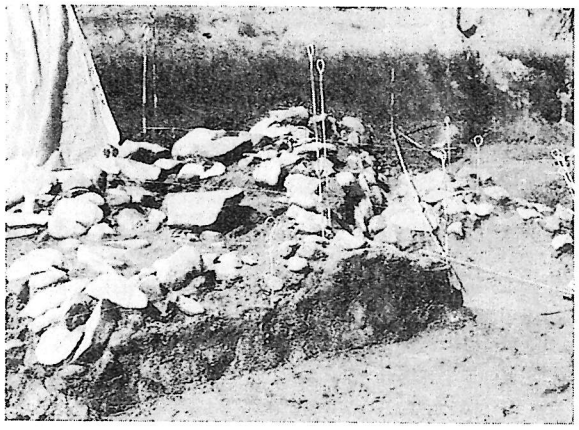


図２　黒崎城跡遺跡第12区環境変遷



第3図　黒崎城跡第12区北壁土層図

第12区第7層から玄武岩巨礫の「礫積み」が検出された(図３，４）．この「礫積み」は，第7層中に散在するほか，著しく風化した玄武岩貫入岩（鮮新世後期）に貼り付けられるような状態で検出された．産出状況が自然堆積とは考えにくいことから，人工物として考えており，ここでは「**礫積み遺構**」とよぶ．この「遺構」が検出された第7層の時期，この地点は潮間帯にあり，また，海水準の上昇期にあたっていたと考えられる．これらのことから，この「遺構」に期待された機能として，進入してくる海から内陸部を守るための「堤防機能」，干潟を安全に通過するための「回廊機能」，干潟での漁労活動のための「築磯機能」の3つの可能性を指摘した．



第4図　黒崎城跡第12区「礫積み遺構」

P-34　　黒曜石原石の微量元素組成－石器の原産地を求めて－

新藤智子・中井弥生・福岡孝昭（立正大地球）・佐野貴司（科博）・杉原重夫（明大文）

Tomoko SHINDO, Yayoi NAKAI, Takaaki FUKUOKA, Takashi SANO and Shigeo SUGIHARA: Trace Elements Composition of Obsidian Source Rock for Stone Tools

1.　はじめに

黒曜石石器の産地同定を目的とした石器と原石の化学組成分析は、蛍光 X 線分析（XRF）による定性分析が主流となっている（望月他 2004）。XRF による定性分析は、考古学遺物である石器の非破壊分析が可能であるという利点を持つが、分析値は装置条件や測定者の経験値に依存するため、他の研究者による分析値の利用は困難である。黒曜石の化学組成分析は定量値を出すことで他の文献値とも比較も出来、より正確な産地推定が可能であると考えられる。黒曜石原石の主成分元素といくつかの微量元素については分析値の定量化が進められている（井上・能登 2002, 島野他 2004）。黒曜石は SiO_2 約 70～80％の火山ガラスであり主成分では区別のつかない産地があり、その場合は微量元素成分による対比が有効である。黒曜石石器の産地推定のためには黒曜石原石の微量元素組成のデータベースを作る必要がある。本研究では、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析（LA/ICP-MS）による原石の微量元素の定量分析を行った。

2.　試料と分析方法

本研究では北海道，関東・中部，九州・隠岐地域の 26 ヶ所の黒曜石原石と岩石標準試料 JR-2（和田峠（南側産）黒曜石）の計 27 試料を分析した。粉末化した試料を融剤（$Li_2B_4O_7$）と混ぜガラスビード化したものを用いた。XRF において主成分 10 元素（SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO,　MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5）と Rb, Sr, Y, Zr の微量元素の定量分析を行った後、LA/ICP-MS による希土類元素（REE），Rb, Cs, Sr, Ba, Y, Zr, Hf, Ta（霧ケ峰地域のみ U,Th の測定も行った）の微量元素の定量分析を行った。LA/ICP-MS の分析値は XRF で測定した Y の値で規格化し定量化した。

3.　結果・考察

本研究で得られた LA/ICP-MS の分析値の誤差は一部の試料の Eu（20-30％）を除き約 10％以内であった。岩石標準試料 JR-2 の LA/ICP-MS による分析の結果は推奨値と誤差の範囲内で一致した。

分析結果はコンドライト隕石の値で規格化して図 1～4 に示した。以下に地域的特徴について述べる。

<u>北海道:</u>　北海道の試料は全体的に似ているが、Sr,Ba,軽希土類元素の傾き，Zr/Hf 比に差が見られ、これらのデータを組み合わせることにより産地の識別が可能である。

<u>関東・中部:</u>　REE が非常にフラットな箱根や全体的に元素が低濃度の天城などそれぞれが特徴的なパタンを示し、産地の識別は容易である。しかし新島と神津島は全元素についてきわめて類似した値を示し識別は困難である。

<u>九州・隠岐:</u>　壱岐，隠岐が全体に類似したパタンを示している他は濃度に誤差を超える差があるので、相互の識別は容易である。壱岐と隠岐は希土類元素及び、Rb,Cs といったアルカリ金属元素濃度が高く、大陸地殻の影響を受けていると考えられる。これら 2 つの元素パタンはよく似ているが Eu の負の異常が大きく違う他、Ba,Sr でも識別可能である。

<u>霧ケ峰</u>:　霧ケ峰は黒曜石産地が多数点在しており、狭い地域内での組成の違いを示すものとして図 4 にま

とめた。この霧ケ峰地域内の 8 試料の化学組成は類似しているものが多い。これは、この地域の小規模マグマの生因が類似していることを示唆している。これらの試料についても軽希土類元素の傾き、Eu の負の異常の大きさ、Ba の違いがみられる。

4. まとめ

本研究では黒曜石石器の原産地を化学組成から求めるための基礎データとして REE をはじめ微量元素を中心に 23 元素の分析を行った。今回は全国の黒曜石産地のうち主なもの 27 試料について分析を行った。結果を CI コンドライト隕石の値で規格化した図（パタン）で比較すると濃度差,パタンの勾配,Eu の正・負の異常の違いからほとんどの原産地が識別可能であることが分かった。関東・中部で REE パタンが個性的な結果を示したことと、北海道と九州地域で似たパタンを示したことは福岡（1988）の火山灰の化学組成の結果と矛盾しない。黒曜石の元素組成が地質学的環境を反映しているものと考えられる。今回の結果から産地の区別に Eu の異常が有効であると考えられた。しかし、黒曜石の Eu は低濃度であるものが多い為、一般に誤差が大きい。今後分析精度を向上させることで産地判別がより明確に出来ると考える。

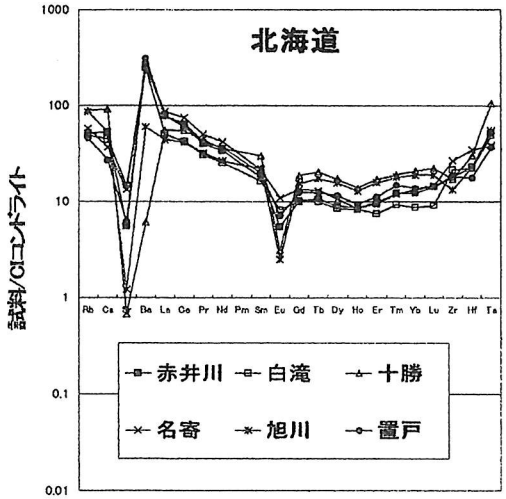


図 1. 北海道地域の微量元素パタン

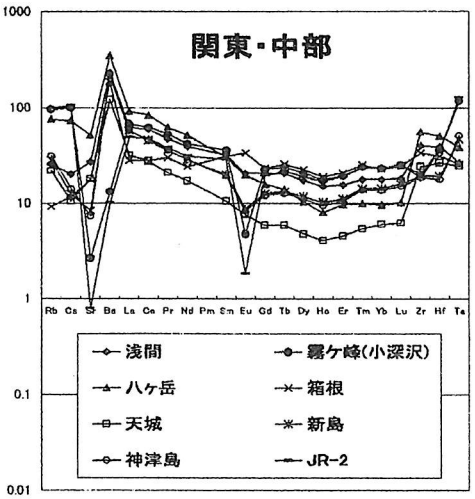


図 2. 関東・中部地域の微量元素パタン

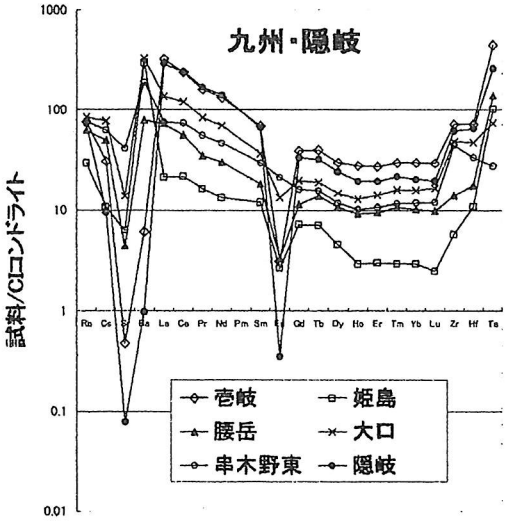


図 3. 九州・隠岐地域の微量元素パタ

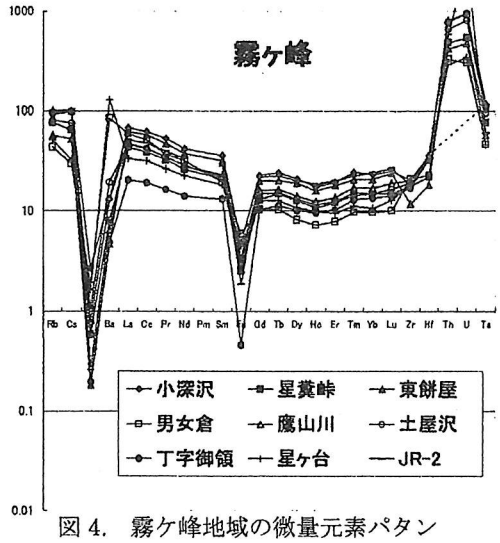


図 4. 霧ケ峰地域の微量元素パタン

P-35　海底堆積物中の漂流岩屑からみた日本海北部の海氷の消長

池原　研（産総研・地質情報），木戸芳樹・多田隆治・Sun Youbin（東大・院・理学系研究科），入野智久（北大・院・地球環境科学研究院）

Ken Ikehara, Yoshiki Kido, Ryuji Tada, Youbin Sun and Tomohisa Irino: Ice-rafted debris evidence on Quaternary seasonal sea-ice history of the northern Japan Sea

日本海はアジア大陸と日本列島に挟まれた縁海であり，冬季の北西季節風（冬季モンスーン）は鉛直循環を規制し，日本海全体の海洋環境や物質循環に影響を与えている．最近の海洋観測結果によれば，強い海面冷却による海氷の発達は，鉛直循環の発達の程度と関係することが指摘されている（Talley et al., 2003）．現在の日本海における海氷の発達は，ロシア沿岸域に限られるが，氷期－間氷期サイクルにおける海氷分布域の拡大・縮小やより細かな時間スケールにおける変動の詳細については，必ずしも明らかにされていない．唯一，Ikehara（2003）は日本海北部から採取された複数のコアの解析結果から，完新世と最終間氷期（ステージ 5e）を除いて，現在よりも広い範囲に海氷が広がっていたことを示したが，同様な現象が第四紀のより以前の時期にも起こっていたかは不明のままであった．

2005 年夏に調査船「かいれい」の KR05-09 航海において，IODP 日本海掘削の事前調査として，松前海台（PC-1）と日本海盆東端部（PC-2）においてピストンコアの採取を行った．日本海堆積物に共通してみられる暗色層は，ほぼ同時に形成され，その基底は同時間面としてコア間の対比に用いることができるとされている（Tada et al., 1999）．そこで今回得られた２本のコアの色（L*）プロファイルを，年代層序が確立している山陰沖隠岐堆から採取されたコア MD01-2407 における色プロファイルと対比した．その結果，コア PC-1 における３枚の厚い暗色層はそれぞれ，MIS2.2，6.2，6.4 の氷期極相期の暗色層に，コア PC-2 における５枚の厚い暗色層はそれぞれ，MIS2.2，6.2，6.4，10.2，12.2 の氷期極相期の暗色層に対比され，それぞれコアの平均堆積速度とコア基底の年代は 5.9cm/ky と約 21 万年前，4.0cm/ky と約 45 万年前と計算された．

この２本のコアの船上における肉眼記載や陸上での試料分割時に確認された泥層中に孤立して産する粗粒粒子（砂礫）は，その産状からして重力流堆積物ではなく，海氷に取り込まれて運搬され，それが融ける時に放出されて堆積した漂流岩屑（Ice-rafted debris: IRD）と判断される．肉眼記載や試料分割時に回収された IRD の層準や軟 X 線写真に認められるより細粒な IRD のコアを通じての産出は，過去の日本海北部において，海氷の存在が温暖な高海水準期を除き普遍的であったことを示している．また IRD 量の変動は初期磁化率の変動

と類似し，初期磁化率の変化に IRD の存在が関与している可能性が高い．2本のコア間では，IRD 量はより南に位置する PC-1 の方が少なく，また産出期間も短い．このことは，氷期－間氷期サイクルの中で，より南の方が海氷の影響が少なかったことを示している．また，IRD の産出頻度は千年規模の東アジア夏季モンスーン変動の結果として形成された薄い明暗互層のうち，寒冷期に形成された明色層にやや多い傾向があるが，温暖期に形成された暗色層中にも明瞭なピークがある場合があり，明暗互層との関係は単純ではない．この事実は，東アジア冬季モンスーンが氷期－間氷期規模でだけでなく，千年規模でも変動していたことを示す一方，夏季モンスーンと冬季モンスーンの強弱の変動パターンが必ずしも単純な表裏の関係になかったことを示唆している．今回採取されたコアの解析により，日本海北部における海氷の消長がこれまでよりも長い期間にわたって明らかにでき，これを用いた東アジア冬季モンスーン変動の解明が期待できる．

本調査研究の実施にあたって，住友財団と富山県日本海学推進機構からの研究助成金の一部を使用した．関係機関に厚くお礼申し上げる．

参考文献：

Ikehara, K. (2003) Late Quaternary seasonal sea-ice history of the northeastern Japan Sea. Jour. Oceanography, 59, 585-593.

Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I. (1999) Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. Paleoceanography, 14, 236-247.

Talley, L.D., Lobanov, V., Ponomarev, V., Salyuk, A., Tishchenko, P., Zhabin, I. and Riser, S. (2003) Deep convection and brine rejection in the Japan Sea. Geophysical Research Letters, 30, 4, 1159, doi: 10.1029/2002GL016451.

P-36 日本の更新世中・後期における古気候の高精度解析の現状と課題

公文富士夫（信州大・理）

Fujio Kumon: Strategic perspectives for the high-resolution analyses on the middle to late Pleistocene paleoclimate in Japan

私たちの研究グループは，最近 10 年間ほどにわたって，湖沼堆積物を用いて古気候・古環境変遷の高精度解明をすすめてきた．その研究は，青木湖や中綱湖の現世堆積物を対象とした数千年前までの古環境復元，野尻湖堆積物に基づく５，６万年前までの古気候復元，および長野市信更町の高野層についての４～16 万年前までの古気候復元である．その研究の特徴の一つは，有機炭素含有量（TOC）を古気候指標として導入することによって数十年という高い時間精度をもった連続的な記録を得ていることである．TOC 資料を基礎として，花粉組成やその他の古気候指標を積み上げることによって，高時間精度とともに総合性をもった古気候資料を蓄積してきた．また，その一方で，TOC が持つ気候学的な意味についても検討を深めてきた（公文ほか，2005）．それらの結果として，資料採取地点としては１，２点と限られたものではあるが，現在から 16 万年前までについての古気候情報を 2, 30 年から 50 年といった時間精度で集積することができつつある．その一部は図１に過去６万年前までの古気候復元として示した．また，本会における田原ほか（2006）による発表において４～16 万年前の古気候復元を行っている．

今後の研究課題のひとつは，より古い湖沼堆積物を見つけ出して，より古い時代に遡って解明を進めることである．高野層のように陸域に残された古い時代の湖沼堆積物を探すことで，より過去に遡った復元が可能となる．陸上であれば個々の湖成堆積物の掘削には２，３百万円程度の費用しかかからないので，対費用効果の大きい研究が行えることも利点である．個々の堆積盆が小さくて，堆積物のカバーする時間範囲が多少狭くても，指標テフラを用いた精密な対比ができるので，問題はない．一方，再度琵琶湖の湖底掘削を行うことができれば，確実に約 40 数万年前までの連続的な試料を得ることができる．それは，東アジアの古気候変動を記録した代表的な資料となり得るが，大きな掘削費用の確保が課題である．

この問題と関連して，更新世中・後期の指標テフラの年代が不明確であることが一つの壁になっていることを指摘しておきたい．この時期が放射年代測定にとって技術的に困難な期間であることは確かであるが，気候編年に依拠しない年代軸を独自に持つことは，気候変動の地域性や因果関係を解明する上でどうしても必要なことである．町田・新井（1992, 2003）による指標テフラのカタログ化という大きな成果を引き継いで，テフラの放射年代を確定するための系統的な研究が重要になっていると考えられる．

もう一つの研究課題は，同じ時代の湖沼堆積物を，南から北へ，または標高の低いものから高いものへと系統的に比較して，全く同じ時間面において，日本列島のなかでどのような気候や環境の違いがあったかを明かにすることである．これは花粉分析などによって大きく前進させることが期待される反面，個々の湖の水質や生物生産性に影響を受けやすい TOC 含有率や珪藻群集組成などの指標では統一的な基準での解析が難しいかもしれな

い．この際の時間の基準面は指標テフラである．これは多数の指標テフラがある日本列島でしかできない研究として極めて重要である．

これらの結果を総合して，多数のデータに裏付けられた緻密な古気候・古環境復元をおこなうことで，東アジアの縁に位置する日本列島から固有の情報発信を行うことができる．これは大変な手間と時間のかかる研究である．しかし，グリーンランド氷床の研究でも，多年にわたり，多数の研究者が数千個という同位体測定をおこなって，GRIP や GISP2 氷床コアに代表されるような優れた研究成果をだしている．我々にとっては日本列島の地域性を明確にするために必要な当然の努力であるはずである．その成果は，北大西洋や欧米の古気候復元の結果に合うか，合わないか，という次元からもう一歩進んだ研究成果として，国際学界からも相応の高い評価を受けるであろう．そのためには，全国的に共同研究を組織して，協力と分担を組織的かつ系統的に行う体制が不可欠である．

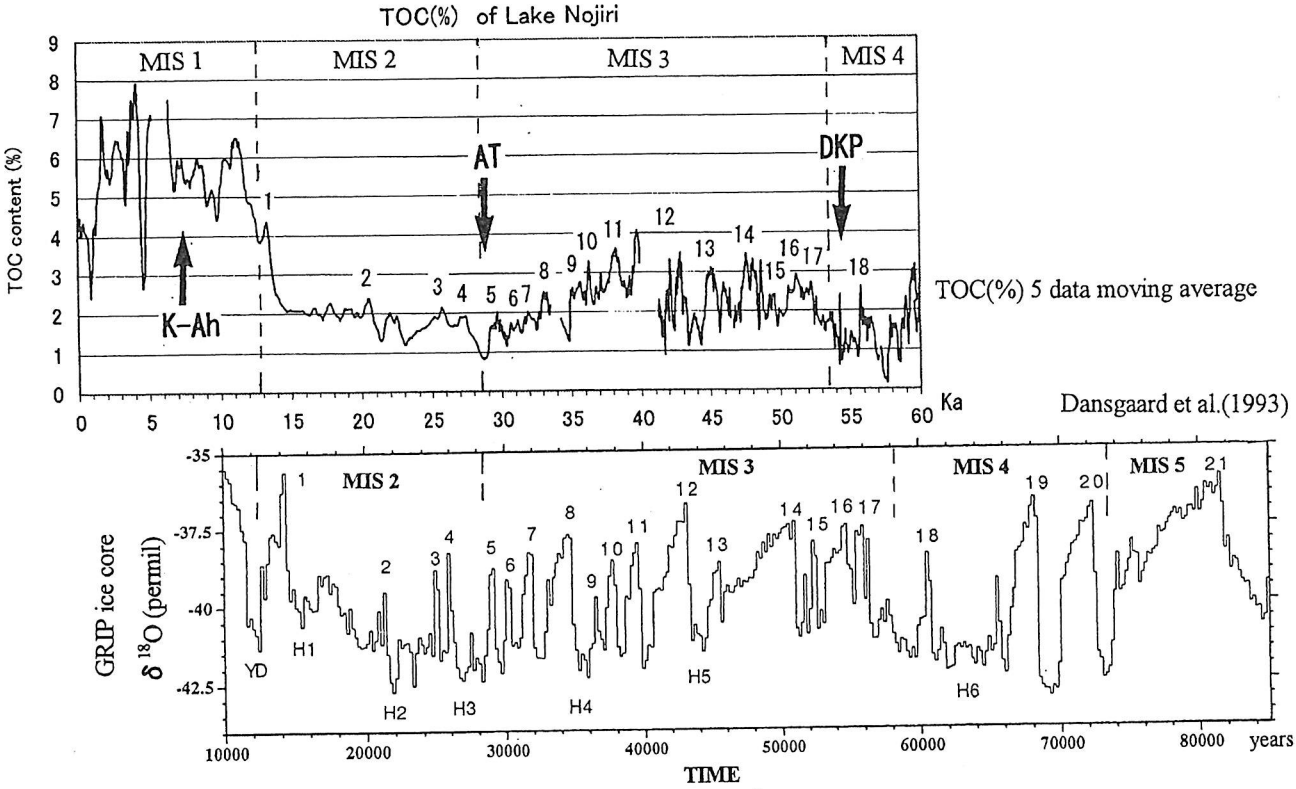


図１　野尻湖の TOC プロファイル（５資料移動平均）（Kumon et al., 2006）とグリーンランド氷床コア（GRIP）の酸素同位体比プロファイル（Dansgaard et al., 1993）との比較．両者における MIS 3/4 境界の不一致は，年代モデルの基準として用いた DKP テフラの年代の不正確さに由来したものと推定している．

P-37　中部琉球喜界島に分布する最終間氷期のサンゴ礁堆積物

稲垣美幸・大村明雄（金沢大学）

Miyuki INAGAKI and Akio OMURA：Coral reef sediments during the last interglacial on Kikai Island, Central Ryukyus, Japan

中部琉球に位置する喜界島には，大きく 3 段の更新世海成段丘が発達する．これらの段丘を構成するサンゴ石灰岩を試料としたウラン系列年代測定が 1970 年代から行われ，百ノ台段丘と呼ばれる上位 2 段は最終間氷期に形成されたものであると考えられてきた．具体的には，百ノ台段丘の高位面（以後 I 面：高度約 200 m 以上）は海洋酸素同位体ステージ(MIS) 5e に，低位面（以後 II 面：高度約 150-160 m）が MIS 5a に形成され，MIS 5c 相当の堆積物は，I 面と II 面の間の段丘崖に小規模に分布するとされてきた．しかし，この結論を導いた年代測定結果には，年代値の精度や信頼性が低いものや，年代測定試料に問題があるものも少なくない．

本研究では，詳細な岩相・生物相観察と新たに百ノ台段丘から採集したサンゴ化石および以前測定された試料の高精度αスペクトルウラン系列年代測定を行った．得られた結果を総合して，喜界島の更新世海成段丘の上位 2 段（百ノ台段丘）の形成について考察した．なお，百ノ台段丘上には，南北走行の断層が 2 本走っており，I 面は 2 つのブロックに分けられる．ここでは，東側から A, B, C ブロックと呼ぶ（図 1）．C ブロックは II 面に相当する．

再測定試料を含め，37 試料について年代測定を行い，> 450 ka と 83-154 ka の範囲に入る年代値を得た．ここでは，> 450 ka を中期更新世，< 154 ka を後期更新世の堆積物として扱う．後期更新世相当の年代値について見てみると，I 面からは，97-154 ka の年代値が，II 面からは，83-138 ka の年代値が得られた．これらの年代値は，誤差を考慮に入れると有意の差を見出すことはできないものの，試料の採集地点や岩相を合わせて考えると，7 つの年代域に区分できる（表 1）．

A ブロックの高度約 195 m の地点では，高さ 3 m ほどの造礁サンゴを多量に含むサンゴ石灰岩からなる露頭が存在する．この露頭の上部から採集したサンゴ化石は MIS 5c に相当する 97-104 ka の年代値を示した．また，サンゴ化石の群集組成から，当時の堆積水深は 5-15 m と推定される．つまり，当時の相対的海水面は，約 200-210 m に位置していたことになり，I 面は MIS 5c 当時，海面下にあったと推察される．

さらに，I 面には，112-155 ka の複数の異なる時代に堆積したサンゴ石灰岩の分布が明らかになった．しかし，これまで I 面の形成年代の根拠とされた 125 ka 前後の年代を示すサンゴ石灰岩は，1 地点で分布が確認されただけで，そのサンゴ化石も極浅海種ではない．新たに得られた年代の分布を詳しく見ると，面の東側に古いも

のが，西側に若いサンゴ石灰岩が分布する傾向がある（図 1）．この I 面上の年代の分布は，MIS 5e の海水準のピークへ向けての海面上昇ならびに MIS 5d への海面低下の時期と調和的である．これらの事実は，MIS 5e，特に 125 ka 前後の相対的海面高度が，I 面よりさらに高いところに位置していたことを示唆しており，125 ka 付近の堆積物の分布が乏しいのは，より高位に堆積してその後浸食された，あるいは当時の水深が深すぎて，サンゴが生育しにくい環境にあったためと考えられる．

一方，II 面でもほぼ同じ時代の堆積物の分布が確認された．露頭 3 では，下位からロドリス石灰岩，サンゴ石灰岩，砕屑性石灰岩，*Cycloclypeus-Operculina* 石灰岩，ロドリス石灰岩が分布する．サンゴ石灰岩の堆積年代は，130-138 ka，砕屑性石灰岩の堆積年代は，単体サンゴ化石の年代測定結果から 115-129 ka と推定される．この一連の岩相変化は，130 ka までの上方浅海化と 130 ka 以降の上方深海化を記録している．この岩相と年代測定結果は，I 面の結果から推測される MIS 5e 以降の形成過程と矛盾しない．

なお，II 面に分布する最も若いサンゴ石灰岩は MIS 5a に相当する年代値を示したものである．このことから，II 面の形成年代は，これまでの結果と同様，MIS 5a であると考えられる．

表 1. 試料採集地点および岩相を考慮に入れた年代値の区分．

I 面		II 面
ブロック A	ブロック B	ブロック C
140-155		
132-138		130-138
122	117	115-129
112		
		110
97-104		104-108
		83-85

（数字の単位は ka）

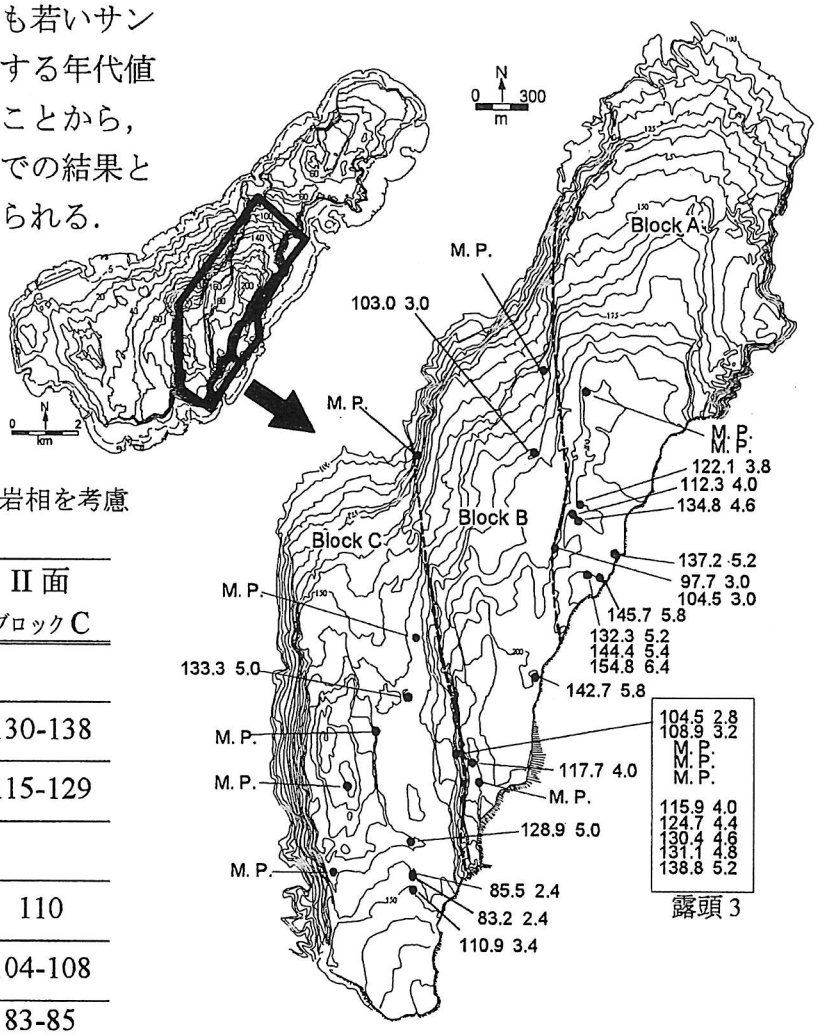


図 1. 百ノ台段丘から得られた年代値．
M. P.　Middle Pleistocene
数字は年代値（単位は ka，誤差は 2σ）

P-38　丹波高地神吉盆地および琵琶湖高島沖堆積物の花粉分析に基づく最終間氷期以降の気候変動に対する植生の応答

林 竜馬・高原 光（京都府大院・農）・壇原 徹（京都フィッショントラック）・吉川周作（大阪市大・理）・井内美郎（愛媛大・理）

Ryoma HAYASHI, Hikaru TAKAHARA, Toru DANHARA, Shusaku YOSHIKAWA, Yoshio INOUCHI:
Vegetation response to climate changes since the MIS-5e based on pollen data of the Kamiyoshi Basin and Lake Biwa sediments

【 はじめに 】

日本列島において，第四紀後半の氷期・間氷期変動に対する植生変遷についての研究が近年増加してきた。しかし，気候変動のデータに比べて時間分解能が低いため，気候変動と植生変遷との詳細な対応関係は未だ明らかにされているとはいえない。本研究では，植生がどのように第四紀後半の気候変動に反応して変化してきたのか明らかにすることを目的として，近畿地方における最終間氷期以降の植生変遷を詳細に解明し，さらに気候変動データとの対比を行った。

【 試料と方法 】

丹波高地神吉盆地においては過去約 50 万年間にわたる全長約 60mの堆積物（Takahara *et al.* 2000, 高原 2004 など）が，琵琶湖高島沖においては過去約 43 万年間にわたる全長約 140mのシルト状粘土堆積物（吉川・井内 1991 など）がそれぞれ採取されている。本研究では，神吉盆地および琵琶湖高島沖における最終間氷期以降の堆積物について花粉分析を行い，時間分解能 500～2500 年での植生変遷を解明した。さらに，火山灰層や放射性炭素年代を基にして，これらの結果および黒田低地における花粉分析結果(Takahara & Kitagawa 2000)との対比を行い，近畿地方における地域植生の変遷を明らかにした。

また，気候変動データとの対比に関しては，火山灰の降灰年代と放射性炭素年代を基にして，地球規模での氷期・間氷期変動を示す SPECMAP の標準的酸素同位体曲線（Martinson *et al.* 1987）と花粉分析結果との対比を行った。さらに，日本周辺での気候変動と植生変遷との関係を明らかにするため，冬季東アジアモンスーン変動（Xiao *et al.* 1997）との対比も行った。

【 結果と考察 】

135,000～120,000 yr BP.頃: MIS-6 の氷期からの急激な温暖化によって，近畿地方ではツガ属やトウヒ属といったマツ科針葉樹林が減少し，コナラ亜属やブナといった落葉広葉樹林が拡大した。

120,000 yr BP. 頃: 最終間氷期（MIS-5e）には，ブナを中心とした落葉広葉樹とスギが優勢な植生であった。この時期には，アカガシ亜属花粉の出現もみられるが，完新世と比較するとその出現率は少なかった。

120,000～70,000 yr BP.頃: やや温暖～冷涼な MIS-5d～5a には,近畿地方ではスギが非常に優勢な植生が広がるようになった。また，そのようなスギが優勢な植生の中でコナラ亜属やブナといった落葉広葉樹林の拡大が２度認められ，冬季の東アジアモンスーン変動に対応する植生の変化が起こっていたことが明らかになった。

70,000～60,000 yr BP.頃: MIS-4 には気候の寒冷化にともなって，スギが減少し，これにかわってツガ属やトウヒ属，マツ属単維管束亜属といったマツ科針葉樹林が拡大した。また，マツ科針葉

樹林の拡大時期に神吉盆地周辺ではスギが一時的に増加していたことが明らかになった。この時期には北大西洋においてハインリッヒイベントが確認されており（Heinrich 1988），神吉盆地周辺でのスギの一時的な増加はこのような気候変動に対する植生変化を示している可能性がある。

60,000 ～ 30,000 yr BP.頃: 冷涼な時期であった MIS-3 には，マツ科針葉樹林が減少し，かわってコナラ亜属やブナ等の落葉広葉樹林の拡大，遅れてスギやヒノキ科のような温帯性針葉樹の増加がみられた。この時期の温帯性針葉樹林の組成は近畿地方の中でも地域差が認められ，日本海側ではスギ花粉が，内陸部地域ではヒノキ科型花粉が優勢であった。

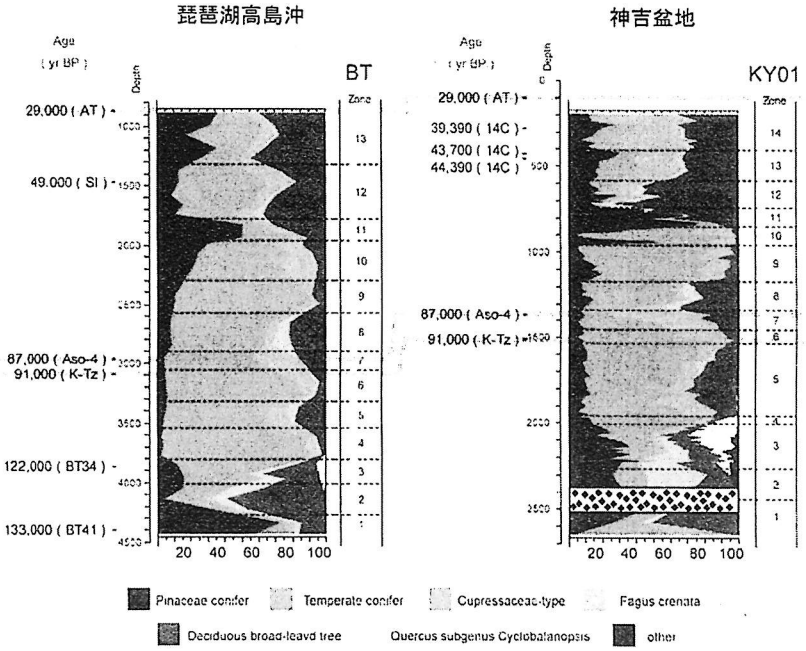


図　琵琶湖高島沖・神吉盆地 要約花粉分析結果比較図

本研究の一部は，科学研究費補助金「過去 40 万年間の氷期・間氷期変動に対する森林植生の応答」（課題番号:16380109，研究代表者:高原光）により行ったものである。

＜引用文献＞

Heinrich H. (1988) Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 years. Quaternary Research 29 : 142-152.

Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore, Jr. T. C. & Shackleton N. J.(1987) Age dating and orbital theory of the ice ages : Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. Quaternary Research 27 : 1-29.

高原　光（2004）氷期・間氷期の気候変動が植生に与えた影響．平成 13 年度～平成 15 年度科学研究費補助金（盤 研究（C）（2））研究成果報告書

Takahara H. & Kitagawa H. (2000) Vegetation and climate history since the last interglacial in Kurota Lowland, western Japan. Palaeogepgraphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology 155 : 123-134.

Takahara H., Uemura Y., & Danhara T. (2000) The vegetation and climate history during the early and mid last glacial period in Kamiyoshi Basin, Kyoto, Japan. Japanese journal of Palunology 46 (2) : 133-146.

Xiao J., Inouchi Y., Kumai H., Yoshikawa S., Kondo Y., Liu T. & An Z. (1997) Eolian quartz flux to Lake Biwa, Central Japan, over the past 145,000 years. Quaternary Research 48 : 48-57.

吉川周作・井内美郎（1991）琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序．地球科学 45 (2) : 81-100.

P-39 河内平野における完新世の水域環境の変遷と底生有孔虫群集変化

辻本　彰 (大阪市大), 三瓶良和 (島根大), 吉川周作 (大阪市大)
Akira TSUJIMOTO, Yoshikazu SAMPEI, and Shusaku YOSHIKAWA: Changes in Holocene benthic foraminifers and depositional environments in the Kawachi Plain, southwestern Japan

<はじめに>

大阪平野～河内平野の地下には難波累層と呼ばれる沖積層が厚く分布しており，その中部にはMa13と呼ばれる海成粘土層が存在する．梶山・市原 (1972) や Mitamura et al. (1994) などによって，多数のボーリングデータに基づいた大阪平野～河内平野の完新世古地理が復元されており，河内平野内では縄文海進に伴って7000～8000 cal year BPに"河内湾"が成立したことが知られている．その後"河内湾"は海退に伴って3000 cal year BPに"河内潟"に，2000 cal year BPには淡水の"河内湖"に閉塞し，現在の河内平野が形成された．しかしながら，海進海退に伴う河内平野内の詳細な堆積環境の変化を明らかにした研究例は少ない．そこで本研究では，河内平野で採取したボーリングコア試料の全有機炭素 (TOC)・全窒素 (TN)・全硫黄 (TS) 濃度分析及び有孔虫群集解析を行い，河内平野における水域環境変遷史を解明することを目的とした．

<方法>

ボーリングコア試料は河内平野の中央部，東大阪市で 2003 年 5 月に採取した．コア試料は厚さ約 10cm にスライスし，各分析用試料とした．TOC・TN・TS 濃度分析用試料は乾燥器で 70℃で乾燥し，めのう乳鉢でシルトサイズまで粉砕した後，銀箔に約 10 mg 秤量した．その後 1 M の塩酸を加えて炭酸塩炭素を除去した．次に 110℃に設定したホットプレート上で約 1 時間かけて塩酸を蒸発させ，これを錫箔に封入し，FISONS-EA1108 型 CHNS 元素分析計を用いて濃度を測定した．有孔虫分析用試料は 63 μm の篩上で水洗し，残渣を乾燥後試料中の有孔虫が約 200 個体になるまで適宜分割器で分割した．試料中に含まれる有孔虫 (106 μm <) を実体顕微鏡下で摘出し，種の同定を行った．また，得られた有孔虫化石の結果から，Shannon-Wiener の種多様度指数を求めた．

<河内平野の水域環境変遷史>

ボーリングコア試料の掘削長は約 26m で，ほぼ連続的に採取された．深度約 26～17m 付近までは低位段丘相当層で，主として河川成堆積物からなる．深度約 17～16m 付近には有機質シルト層が存在し，姶良 Tn 火山灰層を挟在する．

その上面には堆積間隙が存在し，11425 cal year BP の年代を示す．深度約 16～14.5m は細粒な粘土からなり，レンズ状の細粒砂が卓越する．深度約 11.3m には鬼界アカホヤ火山灰起源の火山ガラスの濃集層準が存在する．深度約 14.5～9.1m までは淘汰の良いシルト質粘土が続き，1cm 以下の貝殻片を全体的に含む．深度約 9.1～7.5m は有機質な粘土からなり，5mm 以下の木片を含む．また弱い平行葉理も見られ，これより上位の層準では河川成の砂層が卓越するようになる．

姶良 Tn 火山灰層を挟在する泥炭層上部から硫黄濃度が増加し始め，その後硫黄は多少の増減を繰り返しながら，約 9000 cal year BP から増加傾向を示すようになる．この時期に有孔虫が産出し始めることをあわせて考えると，この時期に河内平野内に海が進入したと考えられる．詳しく見ると，*Ammonia beccarii* form A が 60～80%の高頻度で産出しており，Shannon-Wiener 指数は 1.5 前後の値を示す．また C/N 比が 15 前後，C/S 比が 2 以下の値をとることから，やや陸源有機物に富んだ閉鎖性の高い低塩分環境が示唆される．約 8300～6500 cal year BP までは，C/S 比が約 1.30 から約 0.80 まで緩やかに減少し，C/N 比が約 13 から約 9 まで緩やかに減少する．また，*Ammonia beccarii* form A が依然 70～80%の高頻度で産出することから，植物プランクトン起源有機物に富むようになった閉鎖的な河内湾に海水が徐々に進入することによって，底質が徐々に還元的になっていったと考えられる．約 6500 cal year BP に硫黄濃度がピークを迎える (約 1.6 wt%)．*Ammonia beccarii* form A の産出頻度は約 15%前後に減少し，*Buccella frigida* や *Miliolinella* sp.などが優占するようになり，Shannon-Wiener 指数が 2 前後まで増加する．約 6500 cal year BP を境に硫黄濃度は徐々に減少し始め，C/N 比や C/S 比が増加し始める．また，*Ammonia beccarii* form A が 80%以上の高頻度で優占するようになる．このことから，約 6500 cal year BP に河内湾内に最も海が進入したと考えられる．約 5900 cal year BP 以降，硫黄濃度が約 0.5 wt%まで急激に減少し，C/N 比が約 20，C/S 比が約 11 に，それぞれ急激に増加する．この時代以降も硫黄がわずかながら検出されることから，海水の影響は少なからずあったと考えられるが，有孔虫はこの層準を境にほとんど産出しなくなる．このことから，約 5900cal year BP に急激に淡水の影響が強くなったか，もしくは若干の堆積間隙があったことが推察される．

P-40

矢作川河床埋没林周辺における完新世の地形環境変遷

小野映介・海津正倫（名古屋大学）・森　泰通・杉浦裕幸・
松井孝宗（豊田市郷土資料館）・河合仁志（岡崎市教育委員会）

Eisuke ONO, Masatomo UMITSU, Yasumichi MORI, Hiroyuki SUGIURA, Takamune MATSUI and Hitoshi KAWAI：Holocene Geo-environmental Change Around Buried Forest on River Bed of the Yahagi.

1．はじめに

沖積層下に埋没した過去の森林，いわゆる「埋没林」は日本各地の臨海沖積低地に存在することが報告されている．埋没林は，過去の植生を復原する上での貴重な資料であるとともに，氾濫原の形成史を検討する上でも重要な研究対象である．沖積低地を対象とした地形・地質学研究においては，相対的海水準の変動の影響を受けた三角州の層序や地形変化に注目した物理的・化学的な研究の進展が認められる一方，氾濫原における河川地形の発達過程に関する検討は十分になされていない．特に，河道変遷や河川を介した土砂の拡散状況の変化については不明な点が多く，気候や海水準といった環境との関連性を含めた河川の動態の解明が望まれている．

本報告では，矢作川下流部の河床において発見された埋没林の周辺を対象として，森林の成立とその埋没過程についての検討結果を提示するとともに，完新世の矢作川の氾濫原における河道変遷の特徴と土砂の堆積速度の変化を示す．

対象とする埋没林は，愛知県豊田市と岡崎市の境界付近の矢作川河床遺跡北限部に位置し，南北約 100mにわたって株状の樹根が多数露出した状態で確認されている．

2．調査方法

1）トレンチ調査：矢作川河床の埋没林周辺の４地点にトレンチを設定して地層断面の観察をするとともに，年代測定試料の採取を行った．

2）ボーリング調査：矢作川河床の埋没林周辺で約 13mの地質試料を採取した．また，堤内の氾濫原の２地点において，それぞれ約 13mの地質試料を得たほか，14 地点で 1～3mの浅層堆積物を採取した．得られた地質試料については，層相・層序の記載を行うとともに年代測定試料の採取を行った．

3）^{14}C 年代測定：トレンチやボーリングによって採取した年代試料 16 点について，株式会社地球科学研究所に ^{14}C 年代の測定を依頼した．

3．埋没林周辺の地形・地質

矢作川下流部には南北に細長い沖積低地が発達し，かつての矢作川の堆積・侵食作用によって形成された自然堤防・旧中州・旧河道などの微地形が認められる．現在，矢作川は天井川の様相を呈するとともに，右岸の碧海面を切って衣浦湾に注いでいるが，17 世紀初頭の河道付け替え以前の矢作川本流は，現在の矢作古川に相当し，かつては三河湾に直接注ぎ込み円弧状三角州を発達させた．露出した埋没林が見つかったのは，矢作古川の河口から約 25 km，標高約 15m前後の地点である．周辺の沖積低地の東西幅は３～４kmで西側を碧海面，東側を花崗岩類や変成岩類からなる山地によって限られる．埋没林周辺の沖積低地の標高は約 25mである．

埋没林周辺の沖積層はおもに極粗粒砂層～極細砂層からなり，所々に礫層や薄いピート層を挟む．３地点における機械ボーリング調査の結果，低地東側の YA１地点，西側の YA３地点ではシルト層～砂層～礫層の互層が認められた．また，両地点では複数のピート層や植物遺体が挟在しており，標高９m前後のピート層より cal.10,260 BP～cal.7,200 BP の ^{14}C 年代値が得られたほか，浅層部の標高 15～17m前後からは cal.2970 BP～cal.2,860 BP の値を得た．一方，低地中央部，江戸初期における堤防締め切り以前の旧河道付近の YA２地点では深度 13mのコア全体を通

じて礫層や粗砂層が卓越する．

4．埋没林の露出状況および ^{14}C 年代

埋没林は，下刻の進んだ矢作川堤外地左岸部の河床付近に露出する．埋没林の樹根部は，層厚50 cm以上の青灰色を呈するシルト層によって支えられており，その上位には現在の河床を構成する極粗粒砂と中礫を中心とした層厚 50～150 cmの堆積物がのる．青灰色シルト層とその上位の河床構成層には不整合が認められる．また，地点によっては両層の境界部に倒木や有機物を多く含んだシルト～極細砂層が挟在する．埋没した樹木４点について ^{14}C 年代測定を行ったところ，それぞれ cal.3,230BP・cal.2,940 BP・cal.2,840 BP・cal.2,850 BP の値を得た．

5．埋没林周辺における地形環境の変遷

埋没林の樹種や ^{14}C 年代については，別に詳しい調査が進行中であるが，ボーリング調査やトレンチ調査によって採取した樹木の ^{14}C 年代値をもとに森林が存在していた時期を推定すると，cal.3,200BP～cal.2,800BP の約 400 年間と見積もることができる．この間，森林が生育した地域は洪水による土砂の堆積の影響を受けにくい環境にあった．ただし，低地中央部のボーリング YA2 地点では砂礫層が連続して確認されたことなどから，森林が氾濫原を一様に覆うように生育したとは考えにくい．埋没林周辺の東西幅 3～4 kmの沖積低地中央部には固定的な河道が存在しており，その東西には派川が転流を繰り返す過程で，河道の侵入と後背湿地化を繰り返す地域が存在していたと考えられる．今回発見された埋没林は，cal.3,200BP～cal.2,800BP における低地東部の後背湿地化の過程で成立したものと推定される．なお，cal.2,900BP 頃には平野の西側地域においてもピート層の堆積が認められることから，この頃氾濫原の広域で河川供給土砂の垂直的堆積速度が鈍った可能性が指摘できる．この時期における氾濫原の堆積環境の安定化は，濃尾平野をはじめとする複数の平野で報告されている．cal.2,800BP 以降，河川供給土砂の堆積によって森林は埋没した．現在，埋没林を覆っているのは，おもに江戸時代以降の矢作川の天井川化にともなって堆積した河床堆積物である．

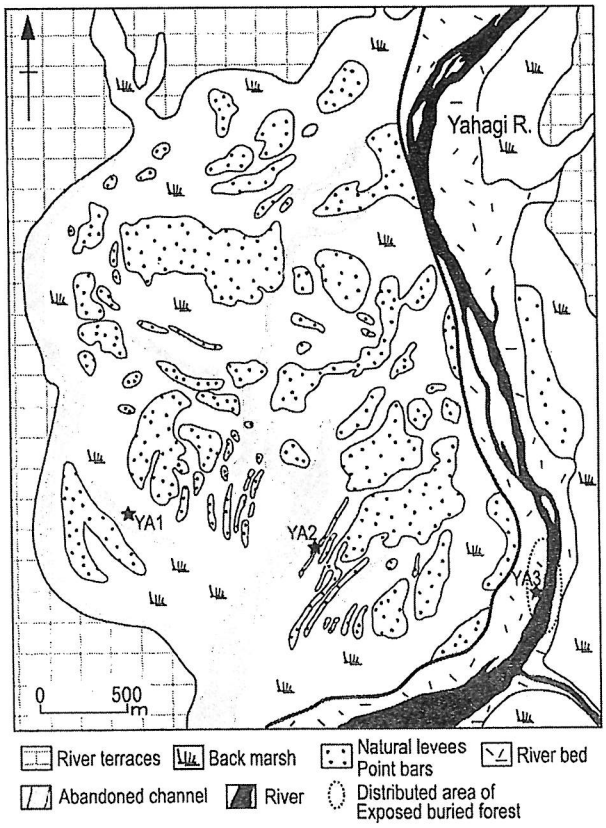


図１　埋没林周辺の微地形分類

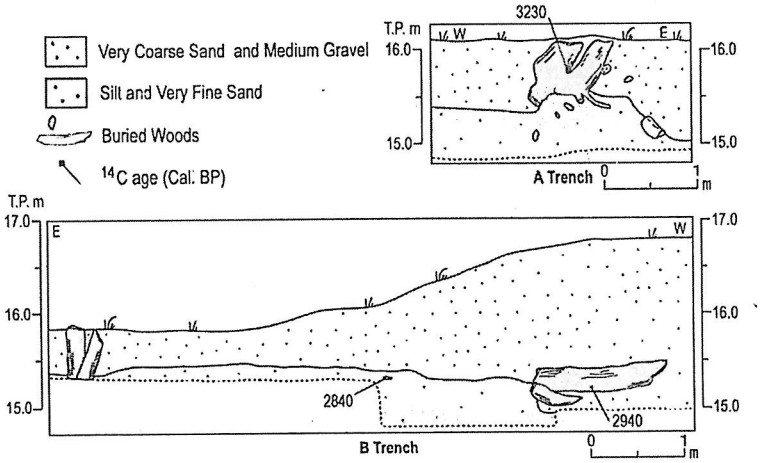


図２　矢作川河床の浅層地質

本研究には「矢作川河床埋没林調査委員会」の調査費用を用いた．

P-41　静岡県伊東市池で採取されたボーリングコアの層序と花粉分析

神谷千穂・叶内敦子・杉原重夫（明治大学）

Chiho KAMIYA, Atsuko KANAUCHI, Shigeo SUGIHARA : Stratigraphy and pollen analysis on the boring core, obtained from IKE site, Ito city, Shizuoka Prefecture.

1．調査地の概要と堆積物の層序

静岡県伊東市池は，約5000年前に噴出した大室山溶岩流のせき止めにより形成された湿地性の堆積物が分布し，現在は水田として利用されている（図1）．2004年2月に機械ボーリングを行い，Ike-1，Ike-2の連続した2本のコアを採取した．堆積物の層序と放射性炭素年代を図2に示した．

Ike-1コア（深度22m）は表層から16.5mまで，暗褐色～灰褐色の粘土・シルトからなり，深度7mまでは繊維状の植物遺体が多く混じる．深度7m以下はスコリア混じりの砂層が挟まる．深度4.72mに神津島天上山テフラ（Iz-Kt；838AD），深度13.05-14.72mに天城カワゴ平テフラ（Kg；3126-3145年前）が挟在する．深度16.5m以下は大室山起源の安山岩質溶岩が堆積している．Ike-2コア（深度20m）はIke-1コアよりも砂層または砂礫層が多く挟まり，深度4.38mにIz-Ktが，深度13.31-14.34mにKgが挟在する（テフラの年代は町田・新井，2003）．

2．花粉分析

試料はIke-1コアから深度20ｃｍごとに採取して約2ccを使用した．分析はKOH法-塩化亜鉛比重分離法-アセトリシス法を行い，樹木花粉400個以上を同定して基数とし，出現した花粉・胞子の比率を求めた．深度7m以上から出現した主要な木本花粉のダイアグラムを図3に示した．深度7mより下部は花粉化石はほとんど検出されなかった．深度7m～5mはスギ属が50%以上出現し，アカガシ亜属が伴う．深度5m～2.5mはスギ属が減少して，アカガシ亜属とニレ・ケヤキ属などの落葉広葉樹類が主要素となる．深度2.5mから上部では，マツ属が急増して優占する．スギ属の減少は神津島天上山テフラ降下に先立ってはじまり，スギ属の減少とアカガシ亜属の増加がほぼ同時期に起きたことが明らかになった．最終氷期から後氷期にかけて，伊豆半島は南部までスギ，コウヤマキなどの温帯針葉樹が広く分布したが，シイ・カシ類の常緑広葉樹林が分布拡大を始めた後，歴史時代に針葉樹類は減少・消滅したと考えられている（松下，1990；三宅ほか，2000；叶内，2005）．スギ・コウヤマキが消滅する年代について検討したい．

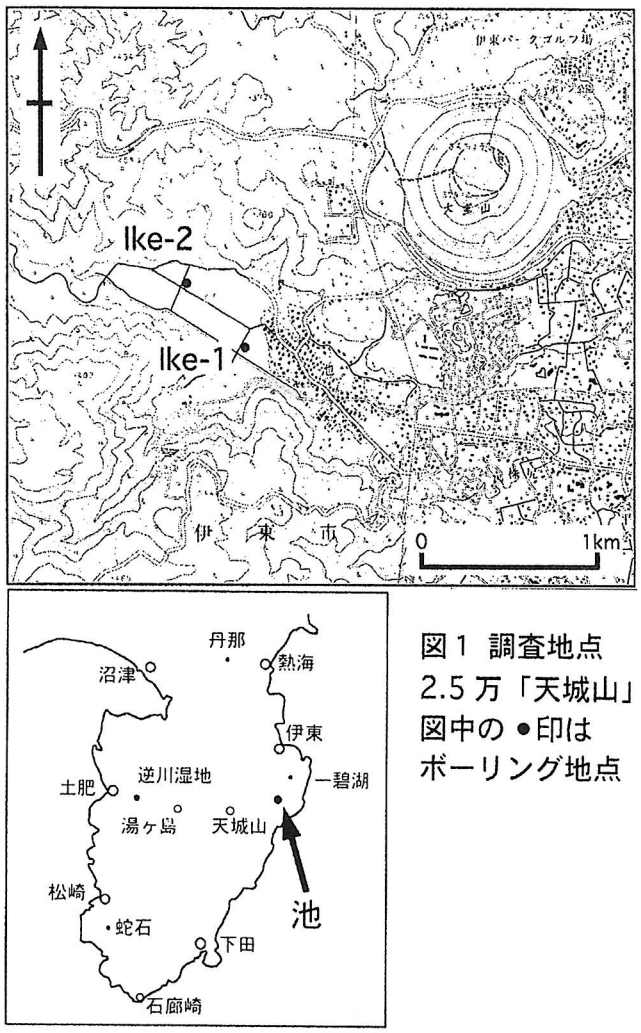


図1 調査地点
2.5万「天城山」
図中の●印は
ボーリング地点

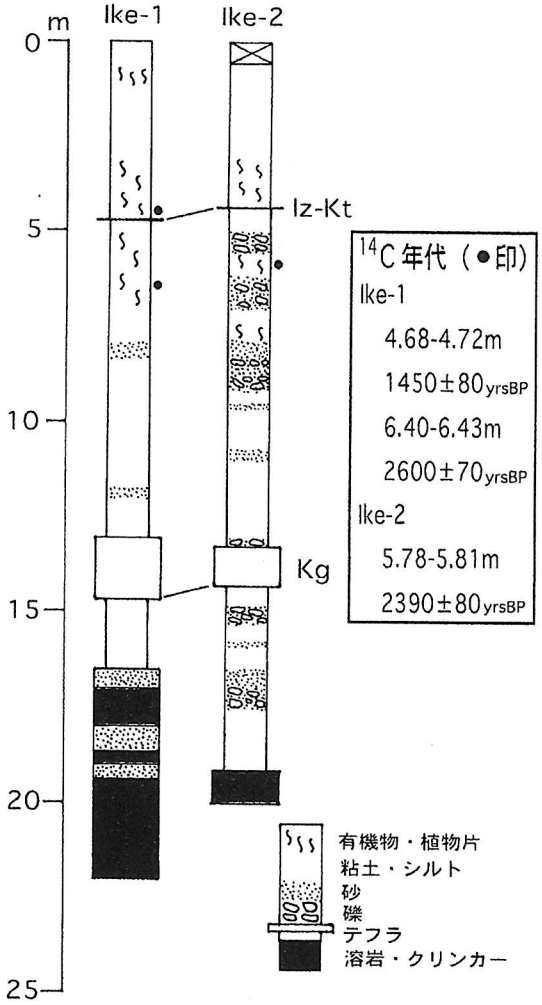


図2 堆積物の柱状図

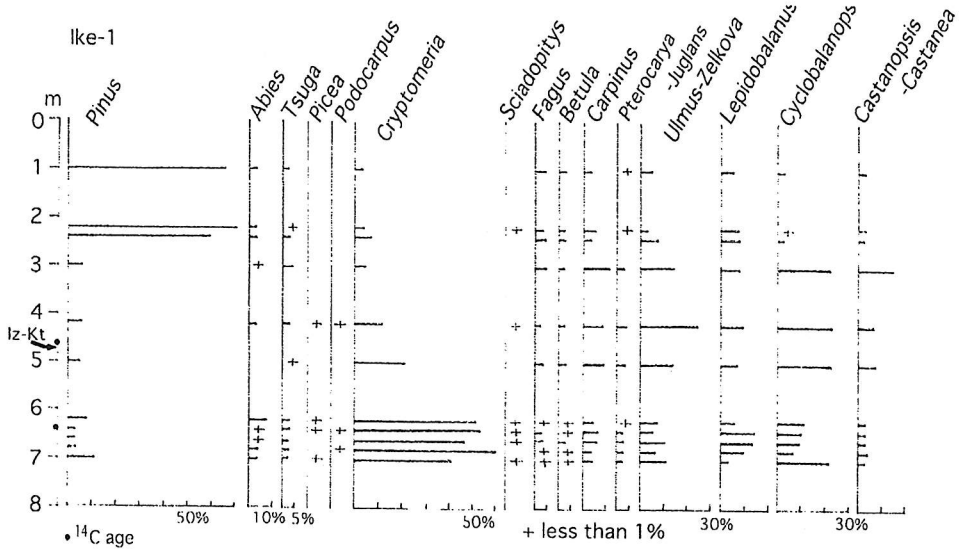


図3 Ike-1 コアの花粉ダイアグラム

P-42　長野県高野層 TKN-2004 コアに基づく更新世後期の古環境変遷の解明

田原敬治・河合小百合・角田尚子・伊藤拓馬・公文富士夫(信州大学)・長橋良隆(福島大学)・叶内敦子(明治大学)
Takaharu TAWARA, Sayuri KAWAI, Naoko KAKUTA, Takuma ITO, Fujio KUMON, Yoshitaka NAGAHASHI and Atsuko KANAUCHI : Paleoenvironments during the late Pleistocene based on TKN-2004 core drilled from Takano Formation, Nagano City, central Japan.

高野層は長野市信更町高野に分布する更新世後期の湖成層である（木村 1987)。TKN-2004 コアは、2004 年 6 月に長野市信更町高野旧信田小学校高野分校跡で掘削されたコアで、高野層の上部層から下部層までをカバーする。本コアは全長 53.88m（回収率 99%）で全体に粘土質シルトからなり、多数のテフラを挟在する連続した堆積物である。これらのテフラの分析結果の一部は長橋ほか(2005)、竹下ほか(2005)によって公表されている。

TKN-2004 コアでは、16 万年前～4 万年前までの TOC 含有率の経年変動（プロファイル）が明らかにされている（田原ほか, 投稿中)。TOC プロファイルには、4 回の長期（1～数万年スケール）かつ振幅の大きな寒暖変動が認められ、これらの変動は SPECMAP の MIS 3～6 に対応すると考えられる。TOC プロファイルには、さらに、より短期（数百～数千年スケール）での寒暖変動も認められており、これらは D-O サイクルに対応する可能性が高い。また、湖水中起源の有機物の C/N 比を 6、陸上起源の有機物の C/N 比を 20 と仮定して、TOC を湖水中起源のものと陸上起源のものに分離して、それぞれのプロファイルを Guiot et al. (1993)が示したヨーロッパの古気温及び古降水量の変化と比較すると、湖水中起源の TOC プロファイルは古気温の変動と、陸上起源の TOC は古降水量の変動とよく対応する。

TKN-2004 の上半では、すでに平均 400 年程度の時間分解能での花粉分析が行われており、Tk-1~9 の花粉帯が設定されている。花粉組成の変化から復元された植生変化は MIS 3～5c の気候変動と調和的であり、明瞭な対比が可能である。また、この結果は TOC プロファイルに基づいて行った MIS の対比を支持する。

現在、TKN-2004 コアでは、テフラの詳細な分析が進められ、より明確な年代モデルの構築が進められている。また、粒度組成、脂質成分、生物源シリカ含有率、リグニン組成、古地磁気などの分析も進行中である。TOC プロファイルや花粉組成に加えて、これらの指標が明らかになることで、高野層が記録する古環境変遷をより総合的に解明することが可能になる。また、このようにして TKN-2004 コアで復元された古気候変動と古環境変遷は、広域テフラを介することで、日本各地とその周辺の環境変遷史や地形発達史・人類史との精密な議論が可能になり、日本列島とその周辺の古気候と古環境を高精度で解明する鍵になると考えられる。

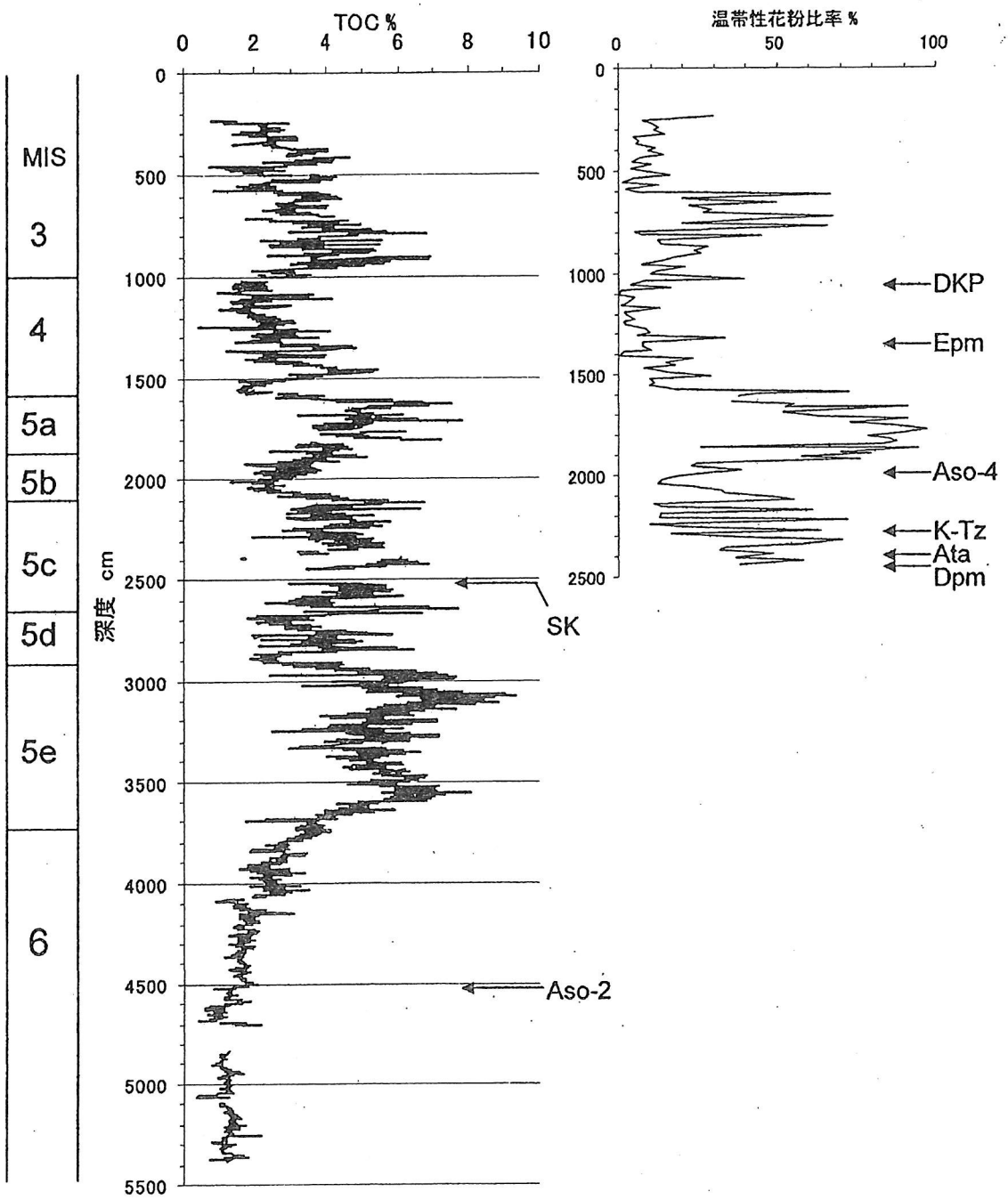


図1 TOC含有率の深度変化(中)と温帯性花粉比率の深度変化(右)

TOC含有率及び花粉組成の変化は概ね同調している。また、各テフラの挟在される層準のTOC含有率及び花粉組成から、テフラ噴出時の気候状態が推測される。左はTOC含有率変動に基づいて対比されるMIS。

P-43　**新潟市佐潟西部における湿地環境拡大縮小の歴史的変遷**

本郷美佐緒・卜部厚志（新潟大学災害復興科学センター）・安井　賢（新潟基礎工学研究所）
Misao HONGO, Atsushi URABE and Satoshi YASUI: Holocene environmental changes in Lake Sakata, Niigata city, central Japan

はじめに

佐潟は新潟県新潟市赤塚（北緯 37° 49′，東経 138° 53′）に位置し，砂丘列間の低地に形成された砂丘湖である．1996 年 3 月にはラムサール条約登録湿地に認定されている．

このような特殊な条件における湿地環境の保全に対し，現実的に懸念される問題は，埋積による乾燥化・湿地面積の縮小である．これまでにも，佐潟の地下堆積物を対象とした湖水環境の変遷に関する研究は，下潟東部において多数実施されており（百原，2000，2001；澤井，2001；澤井ほか，2001），過去約 3800 年間の湖の広域的な環境変化や水位変化が論じられてきた．しかしながら，既にのべたような埋積による乾燥化・湿地面積の縮小を最も敏感に記録しているであろう湖水域縁辺部におけるボーリング調査はまだ十分になされていない．

このような背景を踏まえ，佐潟下潟の西縁辺部においてハンディジオスライサーによる堆積物採取を実施し，砂丘と湿地堆積物の境界部における層相の層位的変化を明らかにした．あわせて珪藻・花粉分析を実施し，湿生環境指標の産出傾向と層相の層位的変化を総合化することにより，湿地環境の歴史的変遷を検討した．

掘削地点

佐潟の上潟と下潟の間を通りぬける漕ぎ渡り道東側のヨシ原において，堆積物の掘削を 10 地点で実施した（図 1）．

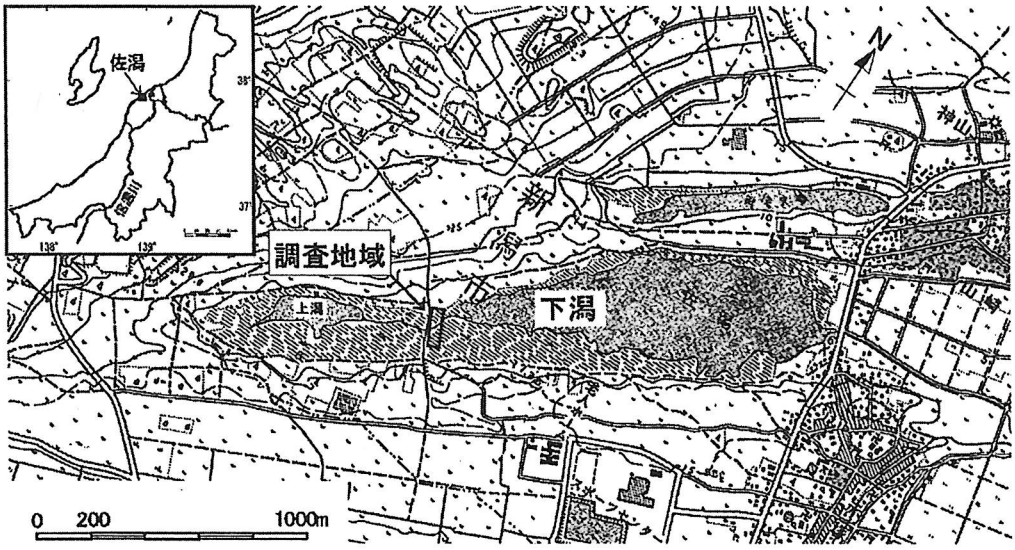


図1　調査地域.

堆積環境の歴史的変遷

採取された堆積物は，下位より堆積ユニットⅠ～Ⅵに区分できる．また，珪藻・花粉分析結果と合わせた各ユニットの堆積環境の変遷は次の通りである．

堆積ユニットⅠ（ヨシ原の地表面から約 2.7m 以深）：砂丘砂（砂丘列）を含む浅海域の砂層であると考えられ，前浜で堆積したと考えられる．

堆積ユニットⅡ（ヨシ原の地表面から地下約 2.65～2.7m 付近）：後浜または古土壌であると推定される．

堆積ユニットⅢ（ヨシ原の地表面から地下約 2.5～2.65m 付近）：粘土のレンズ状ラミナが多数認められる有機質砂質シルト層であり，この層準からは汽～淡水生浮游生種の珪藻化石が産出することから，ラグーンの中でも粗粒砕屑物の運搬がほとんどない静水域が広がっていたと考えられる．このユニットは，花粉化石群集帯の対比結果から推論するとおよそ 2000 年ほど前に形成されたと考えられる．そして，このユニットは砂丘湖の不透水層として重要な役割を果たしていると推察される．

堆積ユニットⅣ（ヨシ原の地表面から地下約 1.9～2.5m 付近）：この層準からも，汽～淡水生浮游生種の珪藻化石が産出する．その一方で，水生植物の花粉化石や緑藻類の化石も産出する．これらのことから，堆積ユニットⅣが形成された時代には汽水の影響を受けつつも淡水域が拡大していたことがうかがえる．

堆積ユニットⅤ（ヨシ原の地表面から地下約 0.8～1.9m 付近）：この層準になると，堆積物の構成粒子の中に円磨された風化粒子が目立つようになる．また，この層準での珪藻化石は出現種数が少ないこと，真流水性の珪藻種が高率で出現することから，前の時代よりも流水の影響を受ける環境が推定される．さらに，花粉化石群集の検討結果では，この時代の佐潟周辺には，マツ林と原野の植生がひろがっていたと推定される．そして，百原（2001）との花粉化石群集帯の対比結果から推論するとおよそ 1300 年ほど前に形成された堆積物ということなる．新潟古砂丘グループ（1978）によれば，新砂丘Ⅲの鉱物粒は新砂丘Ⅱと比較して風化，変質，外形の磨耗した粒子が多いとされる．これらのことから，堆積ユニットⅤは新砂丘Ⅲの形成過程と関連しながら，砂丘砂が砂丘間低地の池を埋積していった可能性が高く，前の時代よりも水域縁辺部の水深が浅くなったことでヒルムシロ属やハス属，ガマ属，ミソハギ属などの繁茂する湿地面積がひろがったと考えられる．

堆積ユニットⅥ（ヨシ原の地表面から地下約 0.8m 付近）：マツ属花粉が多量に含まれること，スギ属とイネ科花粉も多くふくまれる特徴がある．今回の調査地域は 1930～1980 年頃まで水田として利用されていた記録があること（本間，1997），現在の角田山東側斜面の大部分はスギ植林であること（松井，1976）を考慮すると，このユニットは地質学的時間スケールからみてごく最近の堆積年代の湿地であると考えられる．

P-44　関東構造盆地東部における後期更新世の海岸平野の形成過程

岡崎浩子（千葉県立中央博物館）・中里裕臣（農村工学研究所）
Hiroko OKAZAKI & Hiroomi NAKAZATO

Sedimentary Processes of Coastal Plains in the late Pleistocene Paleo-tokyo bay

関東構造盆地の東部をなしている常総台地（常陸台地および下総台地）は，利根川低地を挟んで北と南に位置し，それぞれ，太平洋岸に平滑で長い海岸平野を伴う．これらの原形をつくる MIS5e 期の海岸平野の形成過程について検討する．常総台地の上部は下総層群木下層から構成され，この発達過程は MIS6～5 における海水準変動によって規定されている．すなわち，海水準上昇期の溺れ谷の埋積とバリアーの発達（海進期堆積体）と，高海水準期から海面低下期の，外浜から海浜，河川の前進（高海面期堆積体）によって形成されている（岡崎・増田，1992）．

また，関東構造盆地を形づける鹿島・房総隆起帯の運動は増田・中里（1988），中里・佐藤（2001）によって，下総層群の指標テフラ（表 1）とその分布から明らかにされている．全体としては台地上面は鹿島・行方台地ではゆるく西南西方向に傾き，下総台地東部はやや急に北東方向に傾いている．これをさらに詳細にみるといくつかのブロックにわけられ（図 1），特に銚子ー八日市場間では藪層堆積時の急激な隆起が示唆されている．隆起した藪層の砂堆は銚子地域の古い岩体とともに，後述するように古東京湾東岸を 2 分する島のような役割を担っていたと考えられる．

それぞれの地域での古環境の変遷は次のようである．常陸台地では，木下層の基底に，MIS６の海面低下期にできたと考えられる現霞ヶ浦から利根川低地を通って太平洋にぬける低まりが推定される（古霞ヶ浦）．また，鹿島地域には，現北浦に流入するような河川によって形成されたいくつかの小規模な谷地形がみられる．これらの谷地形は海進によってすぐに潮流チャネルや砂嘴によって埋積される（岡崎，1992）．さらに海進が進むことによって行方地域がバリアーとなり，古霞ヶ浦は溺れ谷から内湾化し，湾口域付近には潮流チャネル，潮流三角州が形成される．その後の海面低下期に行方地域北部から離水がおこり，さらに太平洋側に浜堤が形成される(Murakoshi and Masuda, 1992)．古霞ヶ浦地域には，北西側より河川が進出し，鳥趾状三角州，蛇行河川が形成される．下総台地地域では，前述した銚子ー八日市場付近は海進時に広く波食台になり，周辺には砂嘴も形成される．この地域には多古町から北西方向にのびる谷があり，そこから流入する潮流によって上げ潮潮汐三角州が湾奥まで広がる（岡崎・増田，1992）（図 2）．湾口は徐々に砂州などで閉塞され，海面低下期にはこれらの三角州や波食台は広く離水する．

したがってそれぞれの地域の海岸平野の形成には次のような特徴がみられる．比較的隆起の小さい常総台地東部では海進時には急激に発達した砂嘴が，海退時には浜堤となっていったと考えられる．一方，下総台地東部では隆起した藪層の砂堆が防波堤の役目をし，また，それと同時に波食にうけて砂の供給源となった．それらの砂は湾を急激に埋積し，海退時には内湾側に平坦で広い範囲に海浜が形成されたと考えられる．また，外洋側には波食台がさらに広がっていった可能性が考えられる．

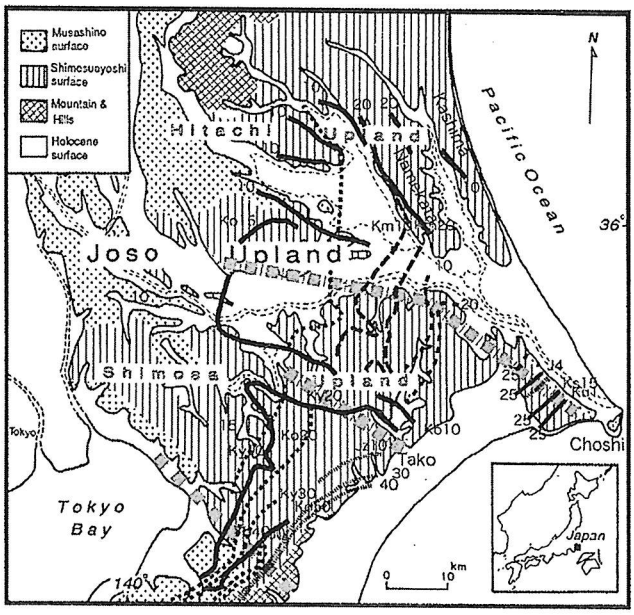
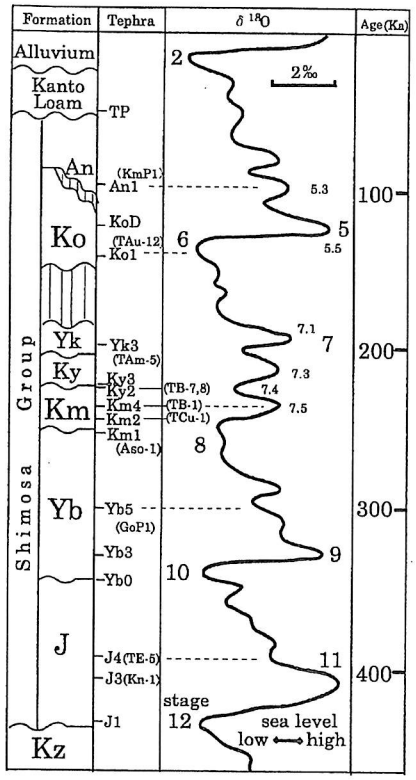


図１．下総層群の各累層別基底面等高線図

（中里･佐藤,2001,岡崎･中里 2003，本報告をもとに作成）

表１．下総層群の指標テフラ



An; Anesaki Ko;Kioroshi Yk; Yokota Ky; Kiyokawa
Km; Kamiizumi Yb; Yabu J; Jizodo Kz; Kazusa Group

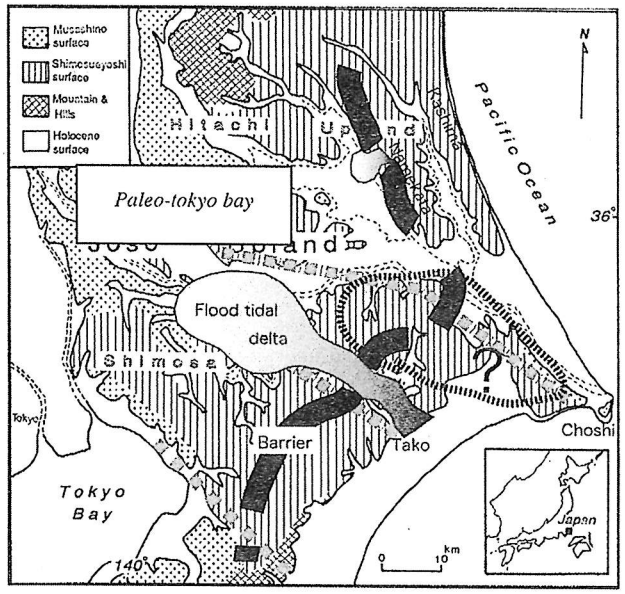


図２．MIS5e 時（下総層群木下層堆積時）の古東京湾

引用文献

岡崎浩子．1992．下末吉海進に伴う潮流堆積相の発達－茨城県鹿島台地の下総層群木下層－．中央博研報（自然），2(1)，15-23.

岡崎浩子・増田富士雄．1989．古東京湾の流系．堆積学研究会報，(31)，25-32.

岡崎浩子・中里裕臣．2003．上部更新統下総層群，木下層と常総層の柱状図データベース－その2：常陸台地地域－中央博研報（自然），7（2），45-77.

増田富士雄・中里裕臣．1988．堆積相からみた鹿島－房総隆起帯の運動像．月刊地球，10，616-623.

Murakoshi N.and MasudaF..1992.Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. Sedimentary Geology, 80, 167-184

中里裕臣・佐藤弘幸．2001.下総層群の年代と”鹿島”隆起帯の運動．第四紀研究，40，251-257.

P-45　茨城県北西部丘陵に分布する第四系の層序と年代

大井信三（国土地理院）・山家慎之介・安藤寿男・岡田　誠（茨城大学）

Shinzou Ooi, Shinnosuke Yamaga, Hisao Ando and Makoto Okada; Stratigraphy and chronology of the Quaternary in the northwestern hill area, Ibaraki Prefecture

はじめに

茨城県西部の柿岡盆地から友部丘陵には第四系海成層（一部陸成層）の友部層が分布し，北部の瓜連丘陵はそれに続くと考えられる谷埋め層の引田層が分布する．これらの地層の年代はMIS９～11と考えられてきた．その根拠は，瓜連丘陵引田層の上に載る粟河軽石層の起源を栃木県側の中期更新世の最大のイベントである大田原火砕流（0.3Ma）に求めたこと（小池ほか,1985）や，柿岡盆地において地蔵堂層下部の泉谷化石帯に類似した化石群が見いだされたことによる（宮崎ほか,1996）．しかし，大田原火砕流との対比については古くから疑問が投げかけられており（坂本・宇野沢,1976），また一地点の化石群をもって，地蔵堂層との対比を結論づけて良いか疑問が残る．近年，友部丘陵を横切る北関東自動車道工事により好露頭が出現し，谷埋め層の中に未知のテフラを見いだした．そこで層序の調査ともに，これらのテフラについて房総半島の上総層群，銚子地域の犬吠層群のテフラとの対比を検討し，谷埋め層の古地磁気測定を試みたので報告する．

層序とテフラについて

友部層とその相当層について３つの堆積サイクルがあることがわかった.含まれるテフラの大部分はn_2:1.665-1.671程度の低屈折率の緑色角閃石を含む．

友部層サイクル１：友部丘陵では花崗岩と八溝帯の中生層の基盤の低所を埋めるように標高60-100mに分布している．サイクル上限の堆積面は残っていないが，海退性の海浜堆積物で終わっていることが多く，大きく削剥はされていない．南に堆積面が下がっており，柿岡盆地では次に述べるサイクル２の下位に埋没する（図２）．瓜連丘陵の引田層はこのサイクル１にあたる．友部層に特徴的な砂鉄質な砂層は，このサイクル１の海進性の潮汐堆積物と海退性の後浜堆積物である．笠間市上加賀田の谷埋め層中に二枚のテフラが挟在しており，下部からkkl1,kkl2 と呼ぶ．このテフラの予察的古地磁気測定では，逆帯磁を示唆する結果が得られた（図１）．kkl1は低屈折率の角閃石と斜長石からなり，その岩石学的記載上の特徴は上総層群国本層下部のKu5b（里口,1995）に酷似し，共に逆帯磁であることから，両者は対比される可能性が高い（図２）．

友部層サイクル２：友部丘陵の東部および涸沼川沿いには標高50-60mの所にわずかながら段丘面が残され，潮汐堆積物が見られる．内陸側では陸成の谷埋め層となる．柿岡盆地では標高50-70mの緩やかな起伏の平坦面を残していて，内湾相がサイクル１の上に載る．瓜連丘陵南端では，引田層とは異なる標高60mを上限にした河川・エスチェアリー・塩水湿地相が累重する一連の谷埋め層がある．友部丘陵と瓜連丘陵には，この潮汐堆積物および谷埋め層の中に細粒テフラが含まれておりそれぞれの地域ごとにkkm1，Tz1と呼ぶ．本テフラはわずかにバブル型火山ガラスが残っていて，角閃石，斜方輝石を含む．屈折率は n: 1.493-1.502, n_2: 1.666-1.674, γ: 1.707-1.716で，ガラスの主成分分析ではCaOが1.13-1.21%，K_2Oが3.12-3.78%を示す．これらの値は上総層群笠森層のKs10およびKs18に似る．瓜連丘陵ではTz1の下位に大きな谷埋め層が見られ，これをMIS16の谷とすると，本テフラはKs18に対比される可能性がある．上加賀田のkkm1の上位には２層準の陸成の谷埋め層が見られ，それぞれにkkm2, kkm3が挟在する．kkm2は低屈折率の角閃石を含み，kkm3はスコリア質テフラである．kkm2は角閃石・斜長石以外に石英や微量の斜方輝石を含んでおり，この特徴は犬吠層群倉橋層のKh5b（Ks10，佐藤,2002のKh5a'）上位のKh5c（酒井,1990のKh6a）に似る．

友部層サイクル３：本層はフラッドローム層のように見えるが，しばしば根痕を含み，上加賀田では基底に泥炭層と生物擾乱が見られる谷埋め層である．すでに海退陸化してローム層が堆積していた陸域に下刻された谷に沿って海が侵入した際の堆積物と考えられる．柿岡盆地ではこの中に低屈折率の

角閃石とカミングトン閃石を含む白色軽石が見られ，八郷白Pmと呼ぶ．石岡市根小屋新田ではこの下位に黒雲母と高屈折率の角閃石を含む層準があり，APmが挟在していると考えられる．

友部層の年代と構造運動について

以上から茨城県北西部丘陵に分布する第四系について，友部層サイクル１および引田層はMIS21の国本層下部，サイクル２はMIS15-13の笠森層，サイクル３はMIS11の地蔵堂層に対比される可能性が高い．また，北部の瓜連丘陵と友部丘陵では，関東造盆地運動の影響による基盤の傾動や隆起のために，友部層サイクル１がサイクル２よりも高いところに分布しており，両者はオンラップ状の関係をなして段丘を作るが，南部の柿岡盆地ではサイクル１が沈下してサイクル２の下位に位置するようになる．

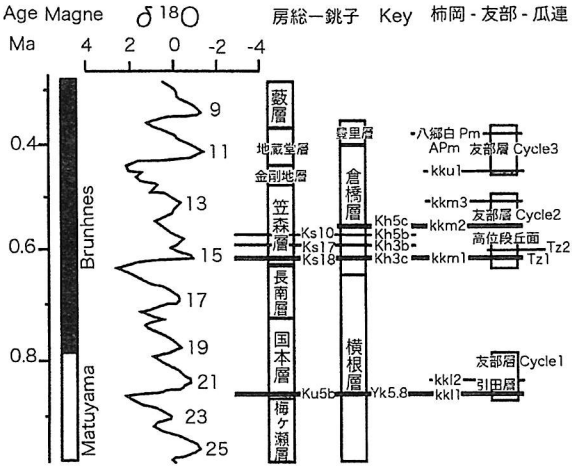


図２　房総 - 銚子と柿岡 - 友部 - 瓜連丘陵との対比

図１　kkl1 テフラの交流消磁結果

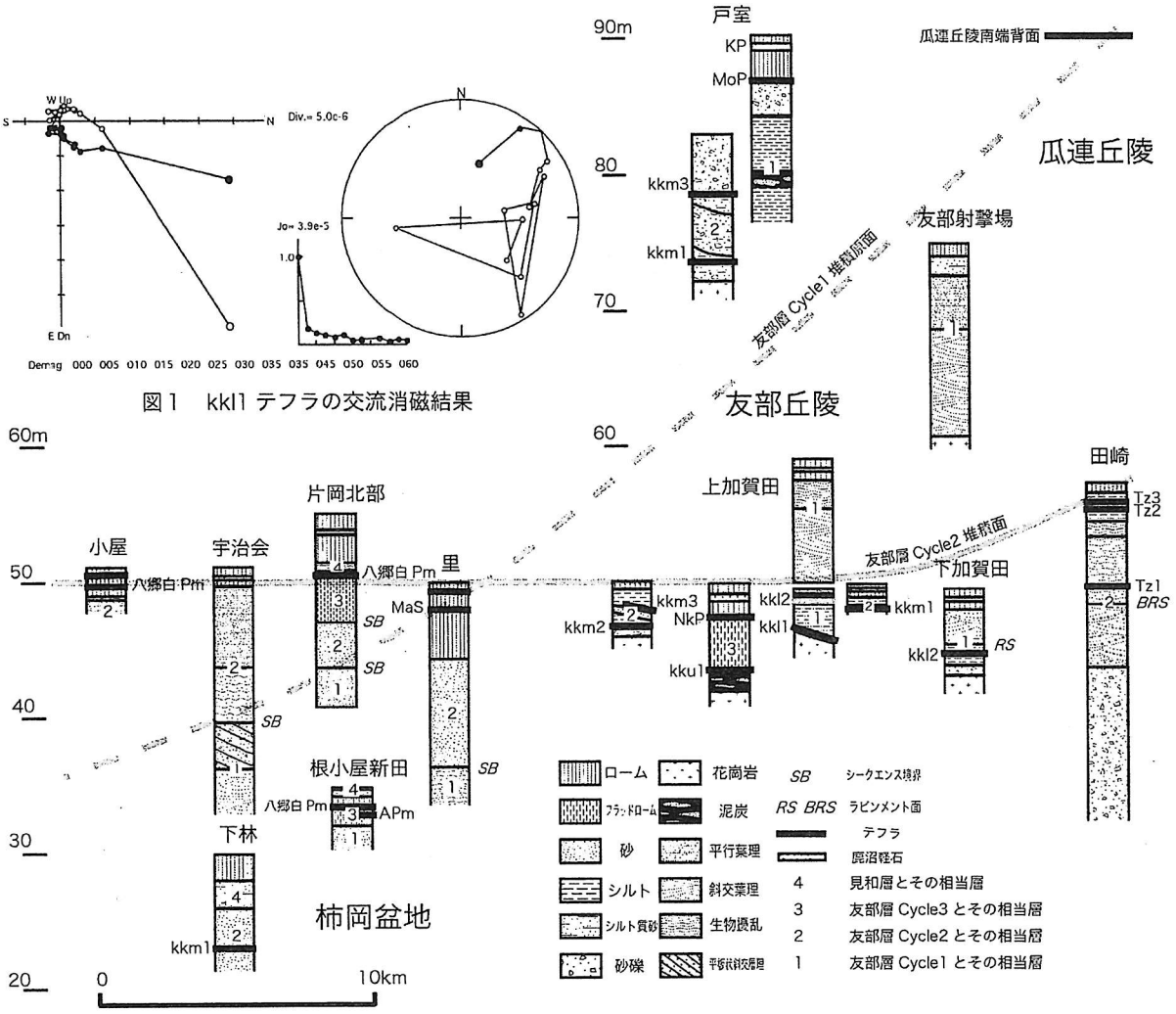


図３　柿岡 - 友部 - 瓜連丘陵の南北断面，主要露頭柱状図（各柱状は現在の標高で配置した）

P-46　横浜南西部の上部更新統から見つかった熱帯種タイワンシラトリ化石

田口公則・松島義章・大島光春・樽　創・神奈川県博古生物ボランティア（神奈川県立生命の星・地球博物館）
Kiminori TAGUCHI, Yoshiaki MATSUSHIMA, Mitsuharu OSHIMA, Hajime TARU, KPM Paleontology Volunteers;
Shell beds with the tropical species (*Tellinimactra edentula*) intercalated in the Upper Pleistocene in the Southwestern part of Yokohama, Kanagawa

1. はじめに

タイワンシラトリ(*Tellinimactra edentula*)は、台湾以南の東南アジア沿岸で潮間帯から水深20m前後の細砂底に生息する典型的な熱帯種の二枚貝である。また、タイワンシラトリの化石は、温暖種として縄文海進温暖期の海成沖積層、たとえば三浦半島西岸から房総半島南部の南関東(松島, 1984など)、宮崎平野を中心とする南九州に分布する海成沖積層(長岡ほか, 1991)などからの産出が知られている。タイワンシラトリ化石の生息年代と共産する貝化石、その産出状態などの情報から、完新世については海進最盛期に黒潮にのって南関東まで進出してきた温暖種の消長が明らかとなってきた(松島, 1996)。

さらに、最近タイワンシラトリを含むモクハチアオイやスダレハマグリなどの熱帯種が、熱帯域から進出する状況を詳しく調べている最中に、横浜南西部の相模原台地を構成する上部更新統の下末吉相当層からタイワンシラトリ化石が見つかった(図1)。これは既に明らかにされている静岡県牧ノ原台地の古谷泥層(土, 1960)と同時期のものとして対応ができる。本種が後期更新世に南関東まで進出してきていたことが明らかとなった。

今回、見つかったタイワンシラトリ化石の新産地とその産状を記録報告し、後期更新世における本種の熱帯域からの進出状況を、完新世の進出状況と比較しながら考察する。

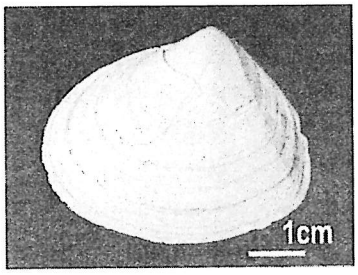


図1.産出したタイワンシラトリ化石

2. 下飯田遊水地に出現した露頭と貝化石密集層

タイワンシラトリを含む多数の貝化石は、2005年8月に横浜市栄区下飯田の境川左岸で建設が進められている境川遊水地整備の一環である下飯田遊水地建設工事現場から産出した(図2)。

下飯田遊水地建設に伴う掘削工事により、下末吉相当層の広大な露頭が一時的に出現した。およその走向は、N60° Eで、1度以下で北に傾斜している。走向方向に連続400m以上にわたる法面によって、層厚7.5mの連続柱状図を作成した(図3)。露頭は、下部に数枚の礫を含む砂層を挟み、シルト質の細粒～極細粒砂を主体とする。上部に貝殻密集層と共に細粒～中粒砂の砂層を挟む。

貝化石は、最下部に異地性のマガキ、バカガイ、キサゴなどを含む。下部のシルト質細粒砂では、ウラカガミが散在し自生の産状を示すほか、チヨノハナガイ、イヨスダレ、ナミガイといった貝を産する。また連続性のよいウラカガミを密集する薄層を３層準に挟む(Shell bed A1, A2, A3)。上部の細粒～中粒砂には厚さ10～40cmの貝殻密集層を挟む(Shell bed B)。このShell bed Bからタイワンシラトリが産出した。この密集層にはカガミガイ、マテガイ、サギガイ、キヌタアゲマキ、バイ、サツマスダレを含む。

露頭の主体となる明灰色シルト質細粒砂では、ウラカガミが自生の産状を示すほか、イヨスダレ、チヨノハナガイ、トリガイ、アカガイといった内湾泥底群集を産する。ウラカガミがほとんど

を占め、イヨスダレがわずかに随伴することからみて、水深10m前後となる内湾泥底の堆積環境が推定される。

一方、タイワンシラトリを含む上部のShell bed B付近の層準では、ウラカガミにかわりカガミガイを多数含み、それらは全て離弁した異地性の産状を示す。露頭の主体となる明灰色シルト質細粒砂では、ウラカガミが自生の産状を示すほか、イヨスダレ、チヨノハナガイ、トリガイ、アカガイといった内湾泥底群集を産する。これらは内湾泥底の堆積環境を示唆している。

3. 下末吉相当層からのタイワンシラトリ化石産出の意義

タイワンシラトリは、南関東では縄文海進最盛期の短期間(約6500～4200年前)にみられた熱帯種である(松島, 1984ほか)。下末吉相当層である下飯田遊水地の砂泥層にタイワンシラトリがみられる堆積層準は、縄文海進最盛期に相当する顕著な海進期にあたるものと推定できる(図4)。すなわち、下飯田遊水地の砂泥層は、いわゆる下末吉海進(MIS 5)のうち、とくに顕著な MIS 5.5 の海進最盛期に堆積したことを示唆している。

今回の調査で、下末吉相当層からの熱帯種であるタイワンシラトリ産出により、下末吉期においても縄文海進最盛期と同様に、熱帯性種を含む温暖種が南関東地域まで達していたことが明らかになった。このことは下末吉海進期の相模湾沿岸における古生物地理や古環境を解明する上で貴重な資料となる。今後、各地の貝類群集と比較プロットすることで、より具体に下末吉海進期の古戸塚湾の古環境の復元が期待できる。

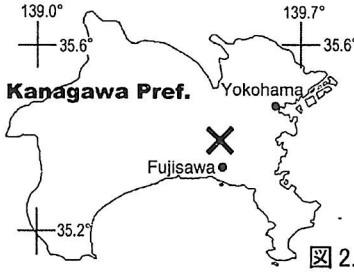


図2. 化石産地位置図

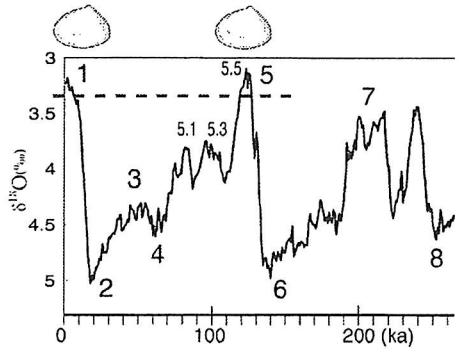


図4. タイワンシラトリの進出時期

タイワンシラトリが南関東まで進出した完新世の縄文海進と同等に顕著な海進は、MIS 5.5に対比される（点線部より上）。
酸素同位対比曲線は、Lisiecki & Raymo(2005)による。

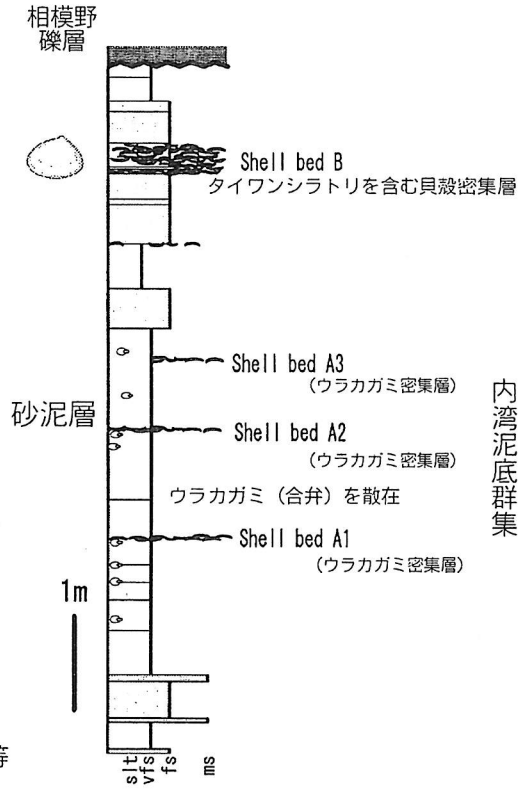


図3. 下飯田遊水地における柱状図

松島義章 (1984) 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集 - 特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷 -. 神奈川県立博物館研究報告 自然科学,15,37-109
松島義章 (1996) 完新世における日本列島沿岸域の海況変遷－温暖種の消長からみた約七五〇〇年前以降の黒潮の動き－. 変化する日本の海岸－最終間氷期から現在まで, 小池一之・太田陽子編, 古今書院, 22-41
長岡信治・前杢英明・松島義章 (1991) 宮崎平野の完新世地形発達史. 第四紀研究,30,2,59-78
土 隆一 (1960) 大井川下流地方第四系の地史学的考察. 地質学雑誌,66,781,639-653

P-47

北関東北西部，利根川流域の火山コントロール段丘

Volcano-controlled of fluvial terraces along the Tone River in Northwestern Kanto

竹本弘幸（日本大学文理学部）：Hiroyuki TAKEMOTO

1. はじめに

北関東北西部地域の河岸段丘については，これまで中期更新世以降の気候変動・氷河性海面変動に対応する形で形成された気候性の堆積段丘の可能性（貝塚,1983；須貝，1992 他）と段丘面の比高から地殻変動とロックコントロール（町田,1948：新井,1962：矢口他,1993）が論じられてきた地域である（図1）．しかし，利根川中・上流域で堆積作用が卓越して形成された段丘の主体は，流域に分布する主成層火山の構築や山体崩壊をきっかけとして形成された湖沼性堆積物の埋積終了期とほぼ一致し，火山性堆積段丘の性質を持っている(竹本,1999ab)．さらに，堆積物中のテフラの広域対比や年代・動植物遺体の資料からは，氷期・間氷期などの MIS ステージに関わらずに堆積作用が起きていることが浅間(宇野沢他,1972:中村俊他,1997:竹本・久保,1995；2003)・榛名(竹本他,1987a:北爪他,1994,矢口,1999)・赤城（竹本,1998 他)山麓で明らかとなっている（図 2a.b.c）．このように火山流域の諸河川では，中期更新世以降の気候変動や氷河性海面変動に対応しない段丘も数多く認められ，火山活動が直接関与して作られた埋積性の火山性堆積段丘および岩屑なだれ・火砕流の流下と二次堆積物により河床高度の上昇と局所的侵食基準面の変化や長期にわたる河床の安定をもたらした火山性のコントロールを受けた段丘の分布が利根川流域でも広く確認できる（竹本，1998;竹本・久保,2003）．**これは，流域に火山を持つ河川では普遍的に火山がコントロールする現象（竹本,1999ab）**であり，物質供給源としての火山の役割は，降下テフラのみならず第四紀地史や環境変遷に大きく関与をしているものである．**日本列島の背梁部他，世界の火山地域周辺でも同様である．**

2. 火山コントロールの諸特徴と気候性段丘の相違点について

一方，利根川最上流域の礫生産地域では，河川集水域の水理環境から気候性段丘の性質が強く現れた段丘も多数確認できる．氷期における降水量低下と岩屑の生産増加・周氷河帯以下での洪水頻度の低下によってもたらされる河川掃流力の低下→直線的河床縦断に示される段丘である．さらに，この地域の内陸性地震と地殻変動は火山活動と共に山体崩壊発生の引き金（榛名・赤城山他の事例）や地形地質の変形など段丘形成に少なからず寄与していると考えられる．以下，火山コントロールを示す諸特徴と気候性段丘との相違点の概略を示す．

【火山性堆積段丘の形成】成層火山とその周辺：大規模火砕流・溶岩流の流下→火山体の成長・土石流の頻発・岩屑なだれの発生→流域河川の堰き止め→湖成層の堆積・河床勾配の変化と上流域の河川掃流力低下と堆積

① 山麓に同時期の複数の湖成層が認められ，堆積時期と火山活動が一致する

② 湖成層を含む段丘堆積物と火山砕屑物・火山麓扇状地堆積物が同時異相の関係にあり，両堆積物を覆うテフラ層がほぼ一致している

③ 段丘堆積物の中心が給源火山礫で構成され湖成層中にも泥炭層の層位が多数認められる

【火山性コントロール段丘】火山流域で本流に合流する支流河川の反応：岩屑なだれ・火砕流・ラハール（泥流）・土石流が発生した時代と同時期の段丘で縦断形が合流点に向かって複数埋没や交差．堆積作用の継続

① 地形では一連の段丘でありながら上下流への影響で長期間離水（段丘化）できない（5 千-5 万年間の例等）

② 火山性堆積物の影響で下刻作用より側刻作用が活発で，流域に対して広い面積の段丘の発達が顕著

③ 合流点より中・上流で新旧の自然堤防の発達が顕著→後背湿地の形成（段丘上にも泥炭層の発達が多い）

④ 長期間河床が安定し地下水面の水位が高く維持され，堆積物を覆うテフラや土壌の粘土化が著しい

【認定障壁と課題】 侵食・堆積段丘堆積物を含めて層位を確定しMIS対応の有無を判断．同流域火山の活動史・岩石学的記載と層位・段丘堆積物の時代対比が重要．岩屑なだれ/火砕流/溶岩流/泥流/火山麓扇状地堆積物の認定・層位・流動堆積機構．火山コントロール/気候性段丘/地震性崩壊等複数の性質を持つ場合の評価と割合

【文献】 新井(1962)群大紀要,1-72.新井雅他(1994)第四紀要旨 **24**,174-175.貝塚他(1983)科研費(総合A).町田(1948)地理評,**21**,289-293.中村正(2003)高崎市史.中村正他(1994)地団研巡検書.135-139. 中村俊他(1997)地質雑,**103**,990-993.須貝(1992)地理評,**65**,339-353.竹本(1999ab)茨大博論,130p.地理予 **56**.竹本・久保(1995;2003)みやま文庫.**142**,180p.日大紀要,**38**,55-64.宇野沢他(1972)地質雑,**78**,489-494.矢口(1999)群馬埋文.**17**,61-90.

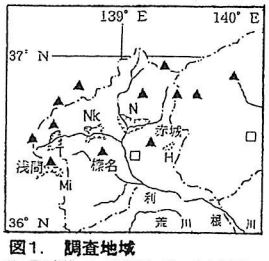


図1. 調査地域
N：沼田盆地 H：花輪盆地 Nk：中之条盆地
T：矯恋盆地 Mi：南軽井沢（佐久盆地東部）

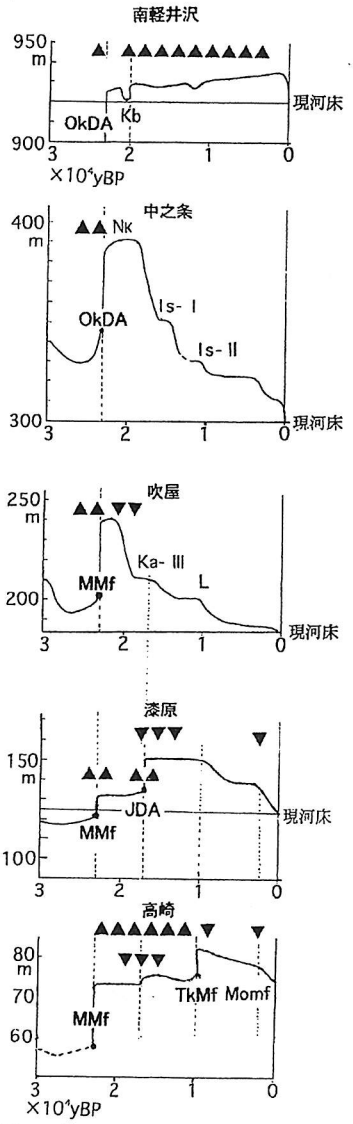


図2a. 浅間火山応桑岩屑なだれ(OkDA)流下以降の湖水準・河床変動

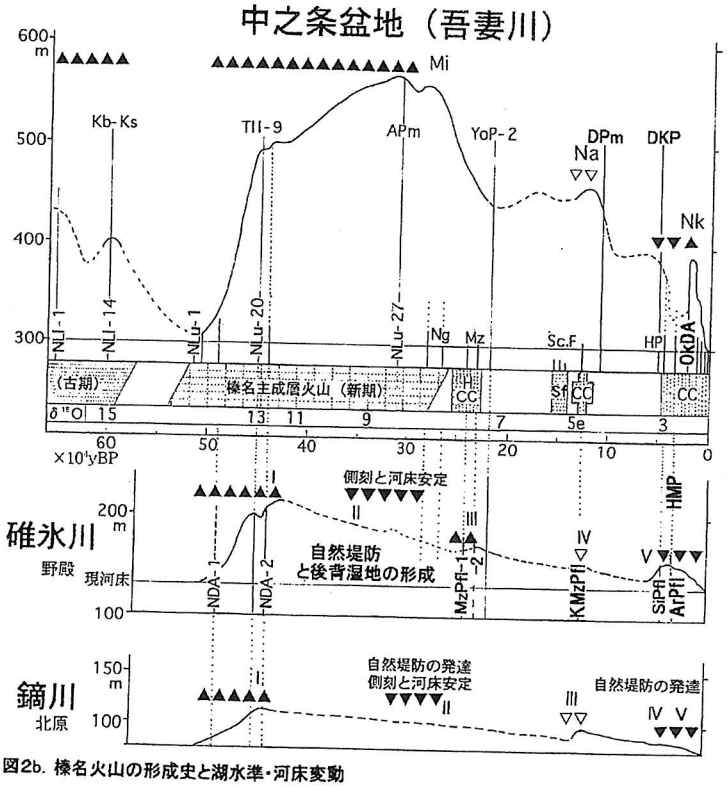


図2b. 榛名火山の形成史と湖水準・河床変動

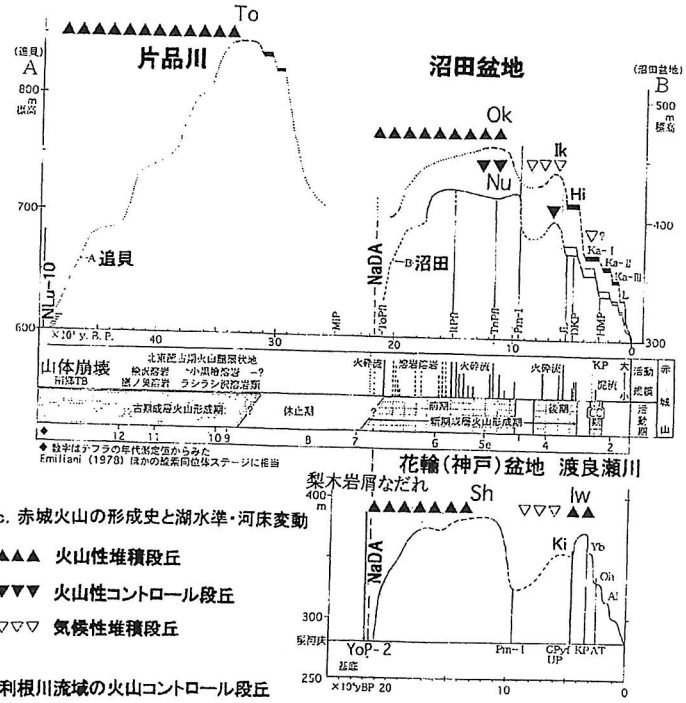


図2c. 赤城火山の形成史と湖水準・河床変動

▲▲▲ 火山性堆積段丘
▼▼▼ 火山性コントロール段丘
▽▽▽ 気候性堆積段丘

北関東北西部，利根川流域の火山コントロール段丘
（竹本，1999ab：竹本・久保，1995；2003：新井雅ほか，1994：矢口，1999：中村正，2003より作成）

P-48

武蔵野台地の地下水涸渇と提案

羽鳥謙三

Exhaustion of Underground Water in the Musashino Upland and Some Proposal to It

Kenzo HATORI

武蔵野台地の地下水位低下は近年著しく湧水涸渇が進んでいる。その反面、台地内の小河川氾濫による都市型水害の発生は頻度を増している。両者は共通の原因によるもので、その原因とは都市化にある。広大な武蔵野台地も近年は都市化による地表条件の変化によって雨水は浸透を阻まれ、その分が地表出水の形で降雨から時間をおかずに河川流路に殺到する。武蔵野地域の地表状況の変化を新旧の地図比較によって求めた。地表条件を①高度都市化地域、②ゆとりある住宅化地域、③畑地・草地、④林地として降雨の地表流出量、地下浸透量を推定したのが図1である。

武蔵野台地の面積は概算700km^2、1年間降水量は1600ミリとして、降雨総量は11.2億m^3、このうち仮に3割が蒸散するとして、地表に流出あるいは浸透するのは残りの約8億m^{3}となる。この雨水水量が注ぐ武蔵野台地を東部、中部、西部に分けると、

東部：標高40m以下の区部を含む部分、①の高度都市化地域・・・約200km^2

中部：狭山丘陵東端以東、主として②の住宅地だが、①も相当含まれる・・・約200km^2

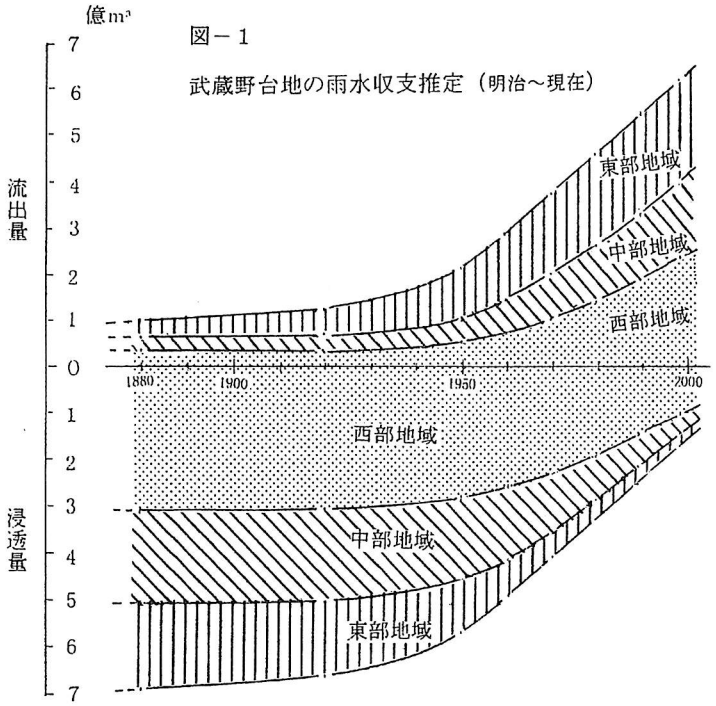
西部：上記より西、郊外地域、都市化程度は比較的少ないとはいえ、②の程度が中心、③④はごく少ない・・・約300km^2

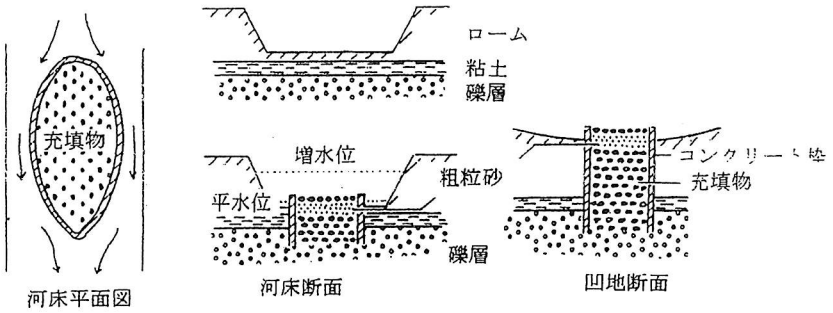
ここで用いた流出:浸透の比率は林地・・・10:90、草地・畑地・・・20:80、ゆとりある住宅地・・・50:50、高度都市化地域・・・90＋:10－　これらは概略値であるが、これをあてはめて計測すると、上記東部・中部・西部に降る雨の流出・浸透の値は年代推移とともに大差がある(図1)。

かつて明治の頃の東京は大部分が地下浸透し、地表流出する部分はごく少なかった。よって諸河川は当時は降雨の水を十分排出できた。そして雨水の大部分は浸透して潤沢な地下水をなした。現今ではこれが逆転した。河川は大改修を施さないと雨水を処理できず、台地内小河川沿いに氾濫する都市型水害のもとになっている。その反面、地下水、とくに武蔵野礫層を主帯水層とする浅層地下水は涸渇して、都内の湧水点も次々消滅している。この湧水点消滅は東京都で数年おきに出している「東京都湧水マップ」にも明らかである。また以前使用されていた昔ながらの井戸も中西部には若干残ってはいるが、地下水位低下によって非常事態の際に使用可能かどうか危惧される。都市化がさらに

進めばさらなる地下水涸渇が進むのは目に見えている。

これらの問題を解決するには、東京都が推奨している浸透桝という方法よりも、ローム層を掘りぬいてその下に横たわる武蔵野礫層に直接雨水を注入する方法（吸収枡）が期待されるのである。この方法はローム層を時間をかけて浸透させるのに較べて地下水汚染を招きやすいという危惧がある。これを緩和するために、吸収枡の設置場所を台地内小河川の谷底に設けるという方法を提案する。降雨初期のとくに汚染濃厚と思われる部分を流し去り、ある程度河川水位が上昇した段階で吸収枡に流入させる工夫である（図2)。谷底や凹地の底は地表が低い分だけローム層が薄い。加えて川筋が私有地でないことも含めて工事は容易であろう。この方法は地下水涵養と共に下流での氾濫制御に著効をもたらすであろう。関係行政は早急にこの方法を実施すべきである。





図－2　吸収枡設置プラン

P-49　多摩丘陵造成法面の幼齢アカマツ植林におけるアカマツ花粉粒生産量

清永丈太（東京都）

Jota KIYONAGA : The Estimated Production Rate of *Pinus densiflora* Pollen Grains for a young *P. densiflora* Plantation on cutting slope in Tama Hills, Central Japan.

1. 目的

花粉粒生産量の測定は花粉分析による古植生復元のための基礎的研究としての意義をもつ．日本における古墳時代以降の植生史上，注目される分類群であるマツ属複維管束亜属に属するアカマツ（*Pinus densiflora* Sieb. et Zucc.）の花粉粒生産量については，これまでに若齢～壮齢林の測定例があり，林齢による明瞭な変化のないことが知られているが，さらに若い幼齢林の花粉粒生産量を知ることを目的として，多摩丘陵の造成法面に植林された幼齢アカマツ林分におけるアカマツの花粉粒生産量（生産速度）を測定したので，結果を報告する．

2. 方法

多摩丘陵北部の多摩ニュータウン内，八王子市下柚木に位置する造成切土法面に植林された幼齢アカマツ林分内に72m^{2}の調査区を設定した．本調査林分はアカマツを主とし，他には部分的にアキグミ，イロハモミジなどが混植されており，調査時点では優占するアカマツの樹高は約3m，胸高直径は7cmほど，林齢は約10年生で未だ林冠が閉じるに至っていない．調査区内には18本のアカマツが生育する．

2001～2004年のそれぞれ4月下旬に調査区内のアカマツ試料木から，開葯直前の雄花群の着いた枝を採取し，雄花群1個あたりの雄花数，雄花1個あたりの鱗片数，さらに葯の着いた雄花鱗片1個あたりの花粉粒数を数えて，雄花群1個あたりの花粉粒数を求めた．また，同じく調査区内のアカマツ試料木について，1個体あたりの雄花群数を目視により計数した．

以上の計数結果から，式(1)に従って調査林分におけるアカマツの花粉粒生産量を求めた．

$$P = P_l \cdot i \cdot s^{-1} = P_c \cdot c \cdot i \cdot s^{-1} = f \cdot s \cdot p \cdot i \cdot s^{-1} \qquad (1)$$

i：調査区内のアカマツ立木本数；s：調査区面積

3. 結果

計数された雄花群1個あたりの雄花数（f），雄花1個あたりの鱗片数（s），雄花鱗片1個あたりの花粉粒数（p），及びそれらから計算された雄花群1個あたりの花粉粒数（P_c）を表1に，また，1個体あたりの雄花群数（c）及び花粉粒数（P_l），さらにこれらから求められた花粉粒生産量（P）を表2に，それぞれ示した．今回求められた花粉生産量（5.0×10^{12}no.ha^{-1}yr^{-1}）は，これまでに測定された若～壮齢アカマツ林の結果とほぼ同程度であることから幼齢～壮齢，具体的には10～85年生の範囲ではアカマツ林におけるアカマツの花粉粒生産量は林齢による明瞭な変化のないことが示唆される．

表1　雄花群あたりの雄花数，雄花あたりの鱗片数および雄花鱗片あたりの花粉粒数の計数結果と，これらから求められた雄花群あたりの花粉粒数

年	試料木	雄花群あたりの雄花数(f)	雄花あたりの鱗片数(s)	雄花鱗片あたりの花粉粒数(p)	雄花群あたりの花粉粒数($P_C=f\cdot s\cdot p$)
2001	A	62.0	30.8	1946.7	3.72×10^6
		(8, 41-85, 14.3)	(10, 25-36, 4.2)	(15, 935-3432, 681.6)	
2001	B	45.2	47.4	1598.6	3.42×10^6
		(5, 20-53, 14.2)	(10, 36-56, 6.7)	(10, 676-2139, 540.3)	
2002	A	39.7	63.4	5503.1	1.39×10^7
		(7, 16-59, 15.9)	(10, 48-79, 11.7)	(10, 3634-6890, 906.0)	
2002	B	36.0	43.5	3598.8	5.64×10^6
		(3, 22-58, 19.3)	(6, 40-47, 2.4)	(4, 2106-4429, 1022.6)	
2003	C	45.5	39.3	3941.0	7.05×10^6
		(6, 27-71, 16.3)	(10, 31-48, 4.8)	(11, 2799-5221, 689.3)	
2003	D	44.0	30.3	2877.0	3.84×10^6
		(8, 6-72, 25.3)	(6, 27-33, 2.3)	(6, 2318-3463, 553.5)	
2004	A	31.9	53.2	4826.6	8.19×10^6
		(11, 14-65, 16.8)	(5, 43-60, 6.2)	(16, 3548-6274, 868.8)	
2004	B	41.9	39.8	3098.8	5.17×10^6
		(12, 21-70, 17.7)	(10, 35-45, 4.2)	(9, 2113-4091, 564.1)	

カッコ内の数字は順に試料数，変異幅，標準偏差を示す．

表2　雄花群あたりの平均花粉粒数，個体あたりの雄花群数および花粉粒数と，これらから求められた調査林分におけるアカマツの花粉粒生産量

年	雄花群あたり花粉粒数(P_C)	個体あたり雄花群数 c	個体あたり花粉粒数($P_I=P_C\cdot c$)	花粉粒生産量 [no.ha^{-1}yr^{-1}] ($P=P_I\cdot i\cdot s^{-1}$) *
2001	3.57×10^6	506.0 (4, 351-663, 173.9)	1.81×10^9	4.5×10^{12}
2002	9.77×10^6	172.3(6, 44-404, 124.8)	1.69×10^9	4.2×10^{12}
2003	5.45×10^6	265.8(6, 34-550, 174.8)	1.45×10^9	3.6×10^{12}
2004	6.68×10^6	468.5(6, 113-700, 199.9)	3.13×10^9	7.8×10^{12}
Mean	6.37×10^6	353.2	2.02×10^9	5.0×10^{12}

カッコ内の数字は順に試料数，変異幅，標準偏差を示す．

* $i=18$,　$s=0.0072$[ha]

P-50

千葉県小櫃川河口域における珪藻遺骸の分布特性

千葉 崇・遠藤邦彦(日大文理)

Takashi Chiba and Kunihiko Endo:Characteristics in the distribution of diatom frustules in a tidal area -A case of study in the lower reach of the Obitsu river-

1. はじめに

珪藻は数～数 100μm程度の大きさで珪酸質の殻を持つ単細胞藻類である．海域～淡水域にかけてほぼ全ての水域に分布するが，種ごとには塩分，pH，水温など特定の生息可能範囲があり，水質ごとに特有の群集を形成するため，その組成は良い水質の指標となり得る．また珪藻の珪酸質の殻は化石として残りやすいため，珪藻化石は古水域環境を復元するための指標として用いられている(小杉 1988；安藤 1990)．一方で殻の保存性の良さや微小であるという特徴は群集構成種の流出や異地性遺骸の混入の原因にもなるため，本来の組成を歪ませる(図1)（小杉1985；1986a；1986b；1989）．このため，化石群集が形成されるまでに受けた過程(化石化過程)を解明することは化石群集を解析する上で重要である．この問題について，小杉(1986a)は堆積環境ごとに異地性遺骸の混入率を検討し，異地性遺骸がシルトや粘土が堆積する環境に集積する傾向があることを述べた．また鹿島(1990)は生体の分布が明瞭な1種から遺骸群集の運搬・堆積様式を復元できる可能性を示した．本研究はそれらの研究を踏まえて，珪藻遺骸による古環境復元のための指標を設定するための基礎研究として，珪藻遺骸の分布に着目し生体の分布との比較から，種ごとの遺骸の運搬要因と堆積環境について考察する．また珪藻殻の大きさと形状に着目し，遺骸の分布特性を検討する．

2. 調査地域

調査地域である小櫃川河口地域は，小杉の一連の研究においても調査地域とされた，東京湾沿岸に残された唯一の自然状態に近い干潟である(図2)．この干潟には，一部が砂丘化したバーム(海岸線)を境に，海側には1km以上の幅を持つ砂質底の前浜干潟が存在し，陸側には塩水沼や潮位により塩分が変化する水路，アシなどの塩生植物群落といった多様な地形と環境が形成されている．そのためこの地域では生物相と環境の多様な関係を調べることができ，珪藻と環境の関係を調べる上でも適している．研究用の試料は小櫃川河口域において2005年5月26日，28日に全24地点より採取した．

3. 分析手法

採取した試料は小杉(1985)の手法に基づき，珪藻の核と細胞質をヘマトキシリン・エオジンによりそれぞれ染色した後プレパラートに封入し，染まった個体を生体，染まらなかった個体を遺骸として，顕微鏡で同定し，生体と遺骸を合わせて600個体以上計数し，種ごとに分布を比較した．また，遺骸の堆積する底質環境の特徴を調べるために粒度分析を行った．底質試料を4φまでふるいにかけ，4φよりも細かい粒子については島津製作所のレーザー回折式粒度分析装置(SALD3000S)を用いた．

4. 結果・考察

分析において生体の分布が明瞭な種に着目し，遺骸の分布と比較した結果，以下の傾向が認められた．

生体と遺骸の分布が一致する種をAとする．A1：小櫃川の水路に生息し，遺骸も主に水路に分布する種である．A1は底生種であり生息時は底質に付着しているため生体は流されにくく，また水路内の水流は弱いため遺骸も流されにくい．よって生体と遺骸の分布が一致するものと考えられる．A2：河口に生息し，遺骸も主に河口に分布する種である．A2は底生種であり生息時は底質に付着しているため生体は流されにくく，また河口の水流は弱いため遺骸も流されにくい．よって生体と遺骸の分布が一致するものと考えられる．

生体と以外の分布が一致しない種をBとする．B1：前浜干潟に生息するが，遺骸が小櫃川河口域の水路～下流に分布する種である．B1は底生種であるが，遺骸は潮流により前浜干潟では堆積せずに拡散し，泥の堆積の多い環境で堆積しているものと考えられる(図3)．B2：小櫃川本流の下流に主に生息するが，遺骸は下流～水路に分布する種である．B2は浮遊性であり，生体，遺骸共に小櫃川本流の流れにより下流側へ流され，潮流によって泥の堆積の多い環境に堆積したものと考えられる(図4)．B3：小櫃川本流の下流に生息するが，遺骸はより下流に分布する種である．B3は浮遊性であり，生体，遺骸共に本流の流れによって海域へ流され，本流以外では堆積しなかったものと考えられる．

以上のような遺骸の動態に関する情報の蓄積は，珪藻化石を用いた古環境を復元する際に有益な情報になると考えられる．また，この研究が示す結果は，現生の珪藻の生体情報をそのまま化石に用いることは，堆積環境を復元する上で危険性を含むことを示唆している．よって今後は，珪藻の種ごとの堆積に関するデータの蓄積が重要であると考えられる．

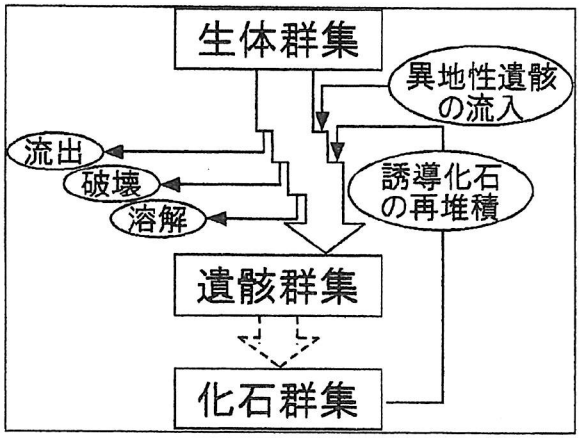


図1　珪藻の化石化過程モデル

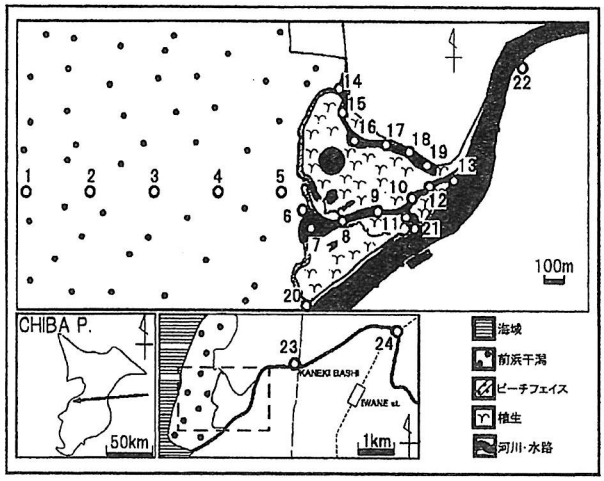


図2　調査地域の地形概要と試料採取地点

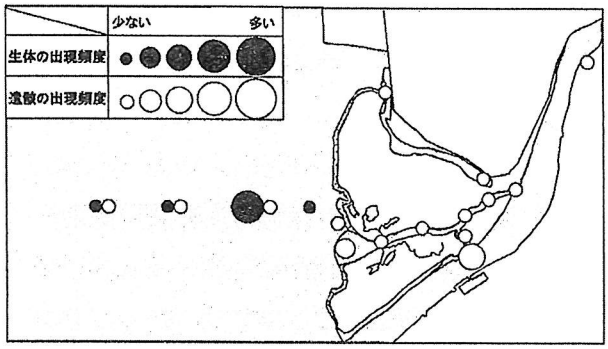


図3　*Pleurosigma* SP4の生体と遺骸の分布差

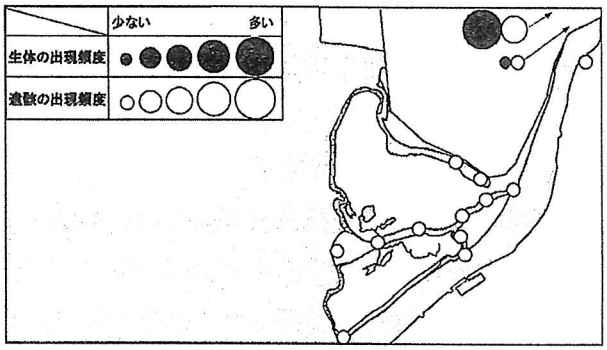


図4　*Cyclotella* SP1の生体と遺骸の分布差

引用文献

・安藤一男(1990)：淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用，東北地理，42，73-88　・鹿島 薫(1990)：福岡県津屋崎干潟における珪藻遺骸の分布と珪藻遺骸の堆積過程，九州大学教養地研報，27，17-23　・小杉正人(1985)：染色像による珪藻の生体，遺骸の識別法とその意義，第四紀研究，24，2，139-147　・小杉正人(1986a)：現世干潟における珪藻遺骸の運搬，堆積パターン－小櫃川下流域の場合－，地理学評論，59，1，37-50　・小杉正人(1986b)：珪藻の古生態学上の基礎的問題，珪藻学会誌，2，169－174　・小杉正人(1988)：珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用，第四紀研究，27，1-20　・小杉正人(1989)：珪藻化石群集の形成過程と古生態解析，日本ベントス研究会誌，35/36，17-28

P-51 常磐海岸北部のラグーン堆積物中に挟在する津波砂層堆積物

後藤秀昭（福島大学）

Hideaki GOTO: Tsunami Sand Deposits in Lagoon Clay Layers at Joban Coast along Japan Trench

1. はじめに

東北日本はプレートの収束帯に位置する島弧の典型例として地形学的，地質学的，地球物理学的な研究が数多くなされ，プレートテクトニクス理論を実証する重要なフィールドとなってきたが，地震活動に関しては観測機器による約100年間の情報と，西日本に比べ数少ない歴史文書を基にして研究が行われてきたに過ぎない。

西日本では南海トラフに沿って100～150年の間隔で巨大地震（プレート間地震）が発生してきたことが知られているが，東北日本では巨大なプレート間地震が起こってきたのかどうかわかっていない。東北から北海道にかけての太平洋岸は，地形学的な研究からは隆起している地域と推定されるが，過去100年間の測地観測からは沈降傾向を示しており，明瞭な齟齬がみられる（池田，1996）。これは，南海トラフに沿って発生してきたプレート間地震の発生前と同様の傾向であることから，将来，日本海溝に沿って巨大地震が発生する可能性が考えられる。

演者は，津波堆積物と相対的な海水準変動の調査を通して海溝に沿って発生する巨大地震の検証を目指してきた。プレート間地震の発生域に近く，海岸地形によって津波の波高が増幅されにくい常磐海岸を対象として，浜堤背後の旧ラグーンにおいてハンディージオスライサーを用いて地層を採取し，地層の観察を行った。

2. 地形概観と調査地点

常磐海岸北部（福島県浜通り）は，南北に延びる双葉断層崖を境に山地部（阿武隈山地）と低地部にわけられ，低地部は，丘陵と東流する諸河川の段丘面・沖積低地からなる。沖積低地は，海岸付近で砂州によって閉じられたラグーンを埋めて堆積している。これらのラグーンは，北部の松川浦を除いて，明治期以降の干拓によって順次陸化され，農地にされてきた。干拓により陸化した農地は，浦の堆積物を陸上で採取し，観察できるという調査上の利点を持つ。

本発表では，松川浦の南に位置し，松川浦とは約600mの短い川でつながっていた上流の旧山信田浦干拓地（相馬市磯部山信田）と，それより約30km南に位置する旧井田川浦干拓地（相馬郡小高町井田川）で実施した調査結果を報告する。

3．調査結果の概要

1）山信田

山信田浦では，海岸線に直交する向きに側線を設け，それに沿って海岸から約800～1900mの地点で，1～1.8mの試料を合計10本採取した。試料は，大部分が浦の堆積物である腐植質の粘土層からなり，最大15cmの砂層が４枚程度挟まっている。（これらの砂層を上位より，Yt1～Yt4とする。）Yt1～Yt4のいずれも，下位の地層との境界が明瞭な侵食面からなる。また，上位に向かって細粒化する傾向がみられる。試料によっては，Yt1～Yt4の砂層中に粘土からなるrip-up clastが認められる。Yt1～Yt4は，海岸から陸に向かって，層厚の系統的な変化は顕著でないが，次第に細粒化するという傾向が認められる。これらのことから，Yt1～Yt4は津波堆積物である可能性が高い。これらの堆積物は，腐植質の粘土層から得られた放射性炭素年代からおよそ2500yrPB 以降に堆積したと考えられる。

2）井田川

井田川では，旧ラグーン中央部の側線と丘陵の開析谷が溺れた地形をなす北部の湾奥部に側線を設けた。中央部では海岸から約0.8～1.5kmの地点で，1.1～1.8mの試料を5本採取し，北部にある湾奥においては旧汀線付近で13本の試料を採取した．中央部で観察された試料は，浦の堆積物である腐植質の粘土層とそれに挟まれる8～25cmの砂層からなる。５本の試料とも３枚の砂層が見られた。（上位よりIt1～It3とする。）It1～It3は下位の地層との境界は明瞭な侵食面であり，上部に向かって細粒化する共通の特徴を有している。また，It1およびIt2には貝殻片が横になって挟まれていた。各試料間の対比では，海岸から内陸に向かうに従い粒度が細かくなる傾向が，It1～It3のいずれも認められた。これらから，It1～It3は津波堆積物である可能性が高い。腐植質の粘土層から得られた放射性炭素年代から，およそ2500yrPB以降に3 度の大津波が来襲したと考えられる。

湾奥の旧汀線付近では，下位に有機質を多量に含む陸成層が認められ，上位の腐植質の粘土層からなる海成層と区別できた。津波堆積物と考えられる砂層は上位の粘土層中に挟まれており，放射性炭素年代から中央部で見られたIt1～It3 に対比できる。この付近では，2700～2400 年前に海進があり，ラグーン型の干潟となったところに，３度の大津波が来襲したものと考えられる。また，It1 に対比される最上位の砂層を挟んだ上位と下位の地層で層相が異なり，砂層堆積後に堆積環境が変化したものと推定される。

※科学研究費補助金（若手研究(B)(2)，課題番号：15700539，研究代表者：後藤秀昭）および東京大学地震研究所共同研究プログラム（特定共同研究(A)）の援助を受けました。

P-52　　秋田県北部能代平野における段丘群の発達について

岩谷　晃　(秋田大学大学院)・白石　建雄　(秋田大学工学資源学研究科)

Akira IWAYA, Tateo SHIRAISHI: Terraces developed in the Noshiro plain, northwest Akita Prefecture

1.研究の背景

能代平野を含む秋田県中・北部から青森県西津軽に至る日本海沿岸地帯には,海成段丘が非常に良く発達しており,これまで多くの研究が行われている.この地帯はまた日本海東縁変動帯の一角を占め，最新の地殻変動が最も激しい地域として注目されている．さらにまた，西津軽地域や男鹿半島では広域テフラを活用した研究によって，従来の段丘対比に関する認識が大きく変更される傾向にある(宮内，1988；白石 2000)．それ故，海成段丘研究はその重要性を更に増している．本研究地域におけるこれまでの重要な研究は，内藤(1977)であるが，上述の新しい事態を受け，段丘分類，編年の再検討を行った．

2.　研究手法

空中写真判読と現地踏査を中心に，米代川以北地域と以南地域に大きく分けて調査を行った．本地域では，活構造による段丘面の変位・変形が非常に大きい．また，同一段丘面が汀線近傍から内陸河谷にわたる複数の環境下で形成されており，段丘面対比は地形的根拠のみでは困難である．そのため現地踏査では，段丘堆積物の観察に加え，広域テフラの検出に留意した．

なお，段丘面の名称は基本的に内藤(1977)に従い，南北両地域にそれぞれ独自の名称を用いた．

3.　結果・考察

調査地域北部(米代川以北の地域)には，11 段の段丘が分布している (図 1)．その中の畑谷Ⅱ面上部の土壌層中には，北海道洞爺カルデラ由来の洞爺テフラ(Toya)がパッチ状に挟まれている．このことは，畑谷Ⅱ面が酸素同位体ステージ 5e(約 120ka)に対比できることを示しており，宮内(1988)の結論を確認した．また新たに，東雲Ⅲ面最上部付近の海成砂層から逆川テフラ (ST；野村ほか，2000)を検出し，酸素同位体ステージ 5c(約 100ka)に対比した．

米代川以南地域では，6 段の段丘が南北方向に分布している (図 1)．これらのうち，酸素同位体ステージ 5e 相当面の森岳Ⅰ面は，東縁部に分布している．それより西部は，5c 相当の段丘(森岳Ⅱ面，森岳Ⅲ面)が広く分布している．これらのうち森岳Ⅱ面は，鵜川川を隔て東側に分布し，酸素同位体ステージ 5e 相当層上に同段丘構成層が不整合に重なっている．一方西側では，同じく酸素同位体ステージ 5c 相当面である森岳Ⅲ面が分布するが，構成層は基盤に当たる 5e 相当層を欠き，主として海成—風成層からなることを確認した．

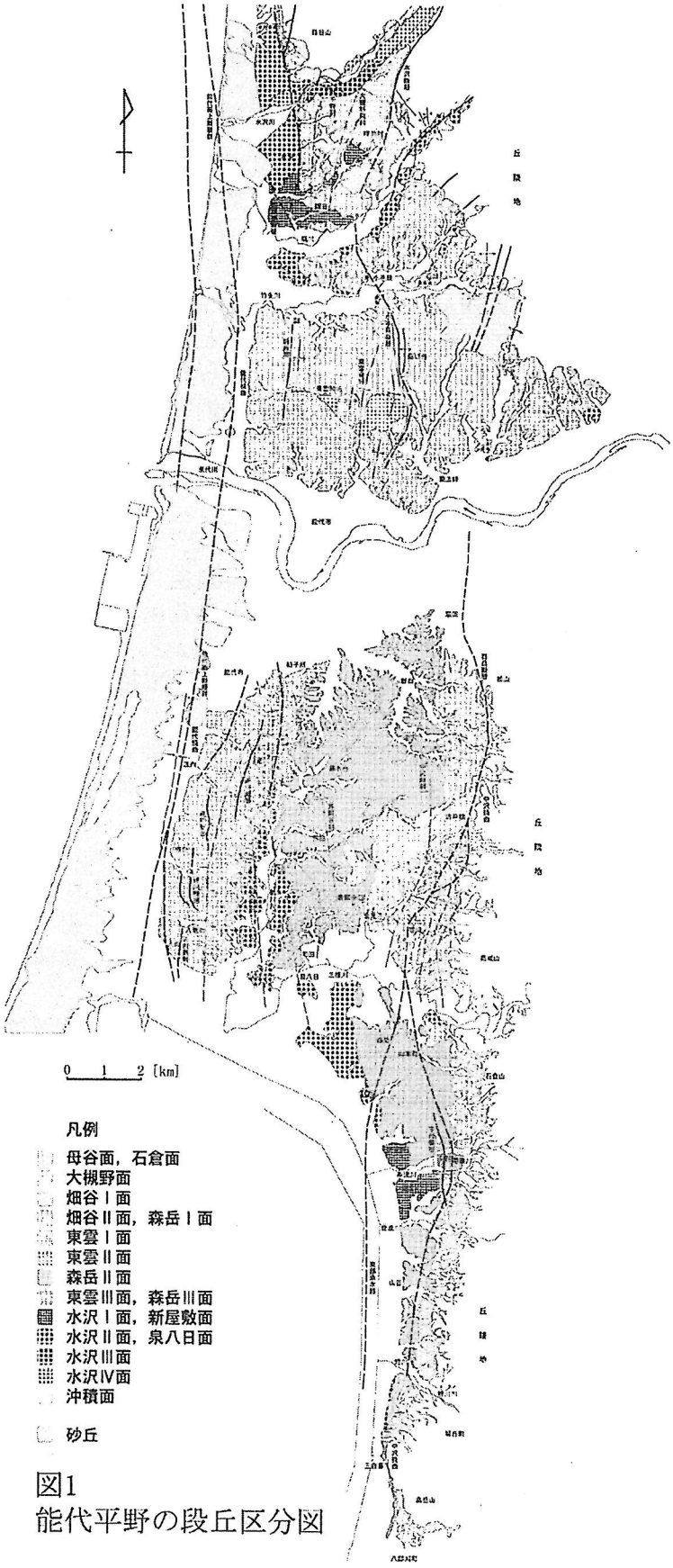


図1
能代平野の段丘区分図

P-53

男鹿半島，脇本城跡の立地に関わる地形

栗山知士（能代市立能代商業高校）

Satoshi KURIYAMA : Landform in reference to Location of Wakimotojo-Ato (Ruins of Medieval Castle), Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan

男鹿半島の南東部・脇本付近に位置している脇本城跡は，中世の城館跡と考えられている．本城館は，安東愛季が 1570 年（元亀元年）頃に安東氏を統一し，1577 年（天正 5 年）に既存の城を大規模に改修したとされ，廃城は 1590 年（天正 18 年）から 1602 年（慶長 7 年）の頃とされている．

脇本城跡が立地する丘陵は，第四紀火山である寒風火山（標高 354.7m）南麓の生鼻崎付近に位置し，砂泥互層の北浦層と青灰色砂質泥岩を主とする脇本層からなる．この丘陵の背面には開析を受けながらも二段の海成段丘面が認められる．脇本城の軍事的構造である「縄張り」は，この丘陵の背面である海成段丘面や開析谷上の谷頭部付近に立地している．

本発表では，脇本城が立地する生鼻崎付近の丘陵の地形的特性と脇本城の立地との関係を明らかにする．

Ⅰ．馬乗り場（古館）（図Ⓐ）

馬乗り場とよばれている標高 100m 内外の高位頂部平坦面（潟西段丘）には，土塁・曲輪・切岸が認められる．この「縄張り」については，大縮尺の地形図の判読から，高位頂部平坦面や谷頭部の一部が曲輪や切岸などが立地することよって地形が人工改変されている．曲輪は切土により平坦化されているのが発掘調査によって確認されている．

Ⅱ．内館（図Ⓑ）

内舘の土塁や曲輪も馬乗り場同様，高位頂部平坦面上に立地している．水タレ沢左岸に分布する曲輪の一部は，高位頂部平坦面や高位頂部平坦面を開析している小谷の谷頭部付近にも立地している．

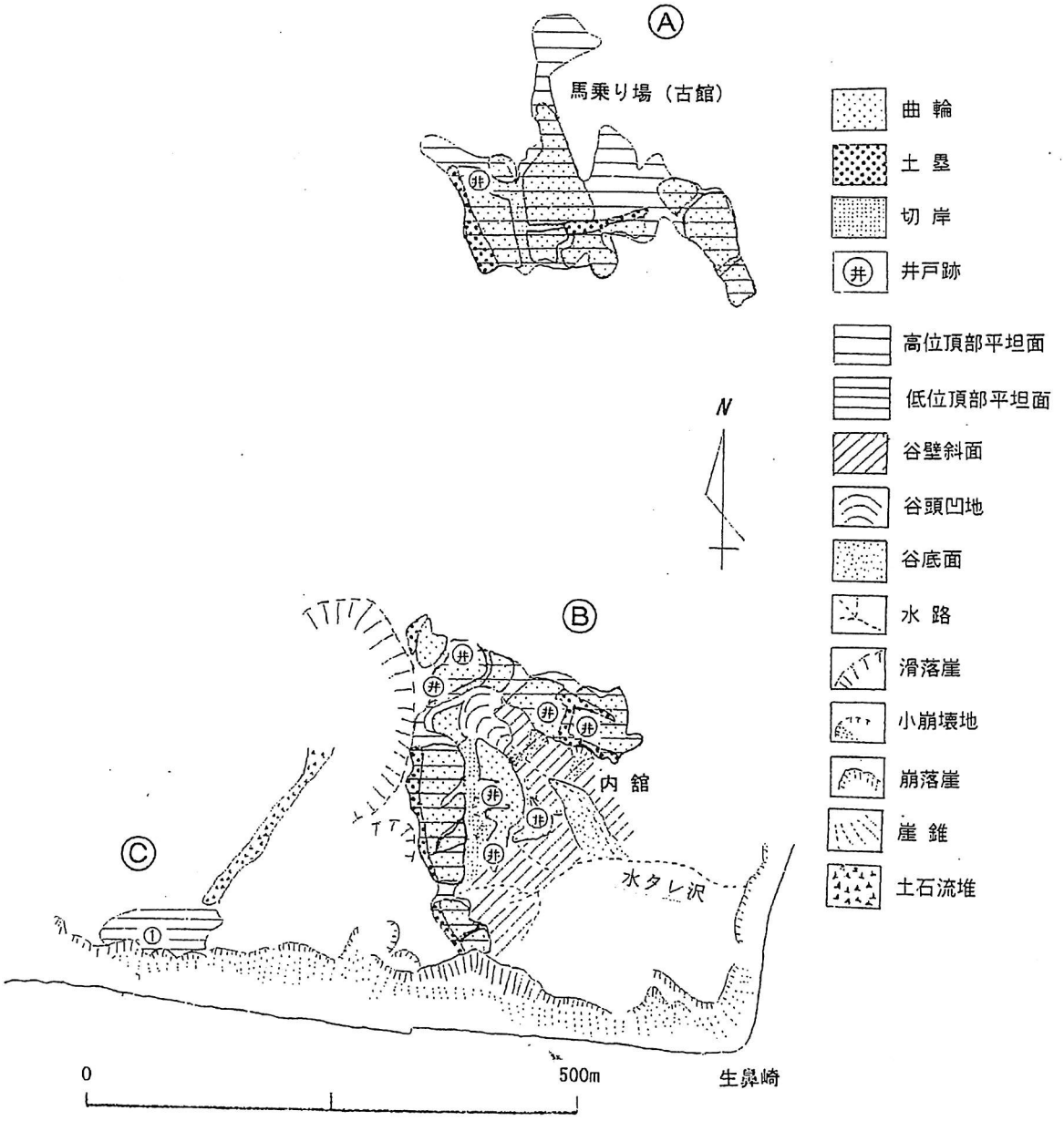
水タレ沢右岸（生鼻崎側）の谷頭部付近には三面の曲輪が階段状に分布しているのが認められる．三面の曲輪のうち，最高位の曲輪は，高位頂部平坦面上に立地している．曲輪の西端には土塁が造築されている．最高位の曲輪を除いた下位の二面の曲輪には，その境界をなす切岸との境界に井戸跡が認められている．このことから，曲輪と切岸の境界に井戸跡が立地している箇所は，湧水帯の可能性が考えられる．

本城館跡が立地している地形は，北浦層で構成されているが，地表面付近は風化を受け粘土化が顕著である．また，粘土化していない泥岩層は，層理に直交して割れ，劣化しているのが認められる．この井戸跡の分布状態と地形の構成物質の特徴から，比高の大きい切岸は人工改変以前の主滑落崖の可能性があり，この付近の城館の「縄張り」は地すべりによる移動ブロック上を人工改変した可能性がある．

Ⅲ．低位頂部平坦面上の掘立柱建物跡が並ぶ集落跡と護岸施設跡(?)（図Ⓒ）

内舘より西方の低位頂部平坦面（相川段丘）には，掘立柱建物跡が並ぶ集落跡とそれより一段低いヘドロ状の堆積部中に護岸施設跡(?)が立地している．護岸施設跡とみられる最上部の粘土層には多量の高師小僧が認められる．したがって，この遺跡は，人工の池（？）ないしは湿地帯の環境に建設されたものと考えられる．この遺跡を層厚 2.5m の平行ラミナの発達した粘土質砂礫層が覆っている．この粘土質砂礫層にみられる半固結状の泥岩の円礫は，背後丘陵から供給されたものと考えられる．この背後丘陵までの小谷沿いには土石流堆とみられる地形が谷頭付近まで認められる．谷頭部には馬蹄形の滑落崖と思われる地形が認められる．小谷の土石流堆は，谷頭付近が崩壊して流下したものと考えら

れる．土石流堆は，小谷の出口付近まで認められ，低位頂部平坦面との比高は約 2m である．遺跡を埋める粘土質砂礫層には，掃流によって運搬された形跡（層理構造）がみられることなどから，これは，土砂流ないしは洪水流として流下し，遺跡を埋めたものと考えられる．なお、この堆積物には，江戸時代の陶磁器の欠片が今回の発掘によって発見されている．この粘土質砂礫層は，基盤の北浦層に一部アバットするのが認められ，基盤の北浦層と最上部の粘土質砂礫層は海食崖によって切られている．この事実から，この粘土質砂礫層が流下した時期は江戸時代であり，文化 7 年の男鹿地震（M6.5）によって日詰～生鼻崎が崩壊する以前と考えられる．



図． 脇本城の微地形分類図と城館の「縄張り」図
「縄張り」図は，男鹿市教育委員会（1994）による

P-54　　秋田県南西部子吉川水系における段丘発達と出羽丘陵

舘良和 (秋田大学院)　白石建雄・西川治 (秋田大学工学資源学研究科)

Yoshikazu TATE, Tateo SHIRAISHI, Osamu NISHIKAWA; Fluvial terraces developed in the Koyoshi-gawa river drainage basin, Akita Prefecture

1. 研究背景

本調査地域は子吉川水系が分布する本荘由利地域で，出羽丘陵南西部にあたる．出羽丘陵は西端を北由利衝上断層で画され，その上盤側に位置する。内部にはほぼ南北方向の 2 列の高まりがある．これらの高まりはそれぞれ両端を断層で境された複背斜と一致しており，構造的隆起帯である．東側の隆起帯は雄物川水系と子吉川水系の分水界となっており,本地域の水系配置を規定している．一方，西部の隆起帯は本部地域の最高所を含むが，子吉川の支流(芋川，石沢川)が横断しており，横断流路には顕著な峡谷を形成している．それゆえ，この隆起帯は東側より新期の活発な隆起帯と考えられる. 以上のように, 本調査地域は第四紀テクトニクス上興味深い地域である．また本地域では北由利衝上断層近傍ならびに内陸部で歴史地震が発生しており，地震テクトニクス上も重要な地域である．

2. 研究目的とこれまでの経緯

河成段丘は流域の第四紀テクトニクスを解明する上で重要な変位基準である．そのため，本研究では段丘地形を分類し，各段丘の年代決定を行うことを目的とした．

子吉川水系（子吉川，石沢川，芋川）の段丘地形は中川(1965)によってはじめて研究された．その後，佐藤・板垣(1982) ならびに中村(2005MS)は航空写真を用いて子吉川沿いの段丘区分を行い，野外調査によって段丘堆積物についても詳しい記載を行っている．また子吉川と芋川の合流地点の完新世段丘には菖蒲崎貝塚が確認されており，^{14}C 年代測定から形成年代は約 7000 年前のものとされている(秋田県文化財調査報告書第 371 集, 2004). しかしながら, 本調査地域において，これ以外には段丘の年代を直接的に示す資料は得られていない．

3. 結果と考察

子吉川流域の段丘を, 2 段の高位段丘群(福田面, 貝沢面), 2 段の中位段丘群(針ヶ岡面, 堤鍋面), 3 段の低位段丘群(船岡面，小菅野面，五十土面)，3 段の沖積段丘群(曲沢面，米山面，沖積面)に区分した．また石沢川は子吉川の段丘とよく対応しており，中位段丘群を 1 段(堤鍋面)，低位段丘群を 3 段(船岡面，小菅野面，五十土面)，沖積段丘群を 2 段(曲沢面，沖積面)に区分した．高位段丘群の段丘面は開析が進んでおり保存状態が悪い．中位段丘群は高位，低位との比高をそれぞれ 20~30m もっている．低位段丘群は，中位や高位の段丘面に比べると平坦面の保存が良好であり縦断勾配が大きい．また，五十土面を構成する泥炭質層中の炭質物について 29190±330yBP の^{14}C 年代値が得られた．段丘形成年代は，それぞれ高位段丘群を更新世中期，中位段丘群を最終間氷期，低位段丘群を最終氷期，沖積段丘群を完新世とした．第四紀の地殻変動については今後の課

題であるが，石沢川が第三系の背斜軸を横断する岩瀬において，褶曲の東翼部で段丘面が逆傾斜しており，河床縦断面図に見られる河床勾配の急変と合わせ活構造であると推測した．

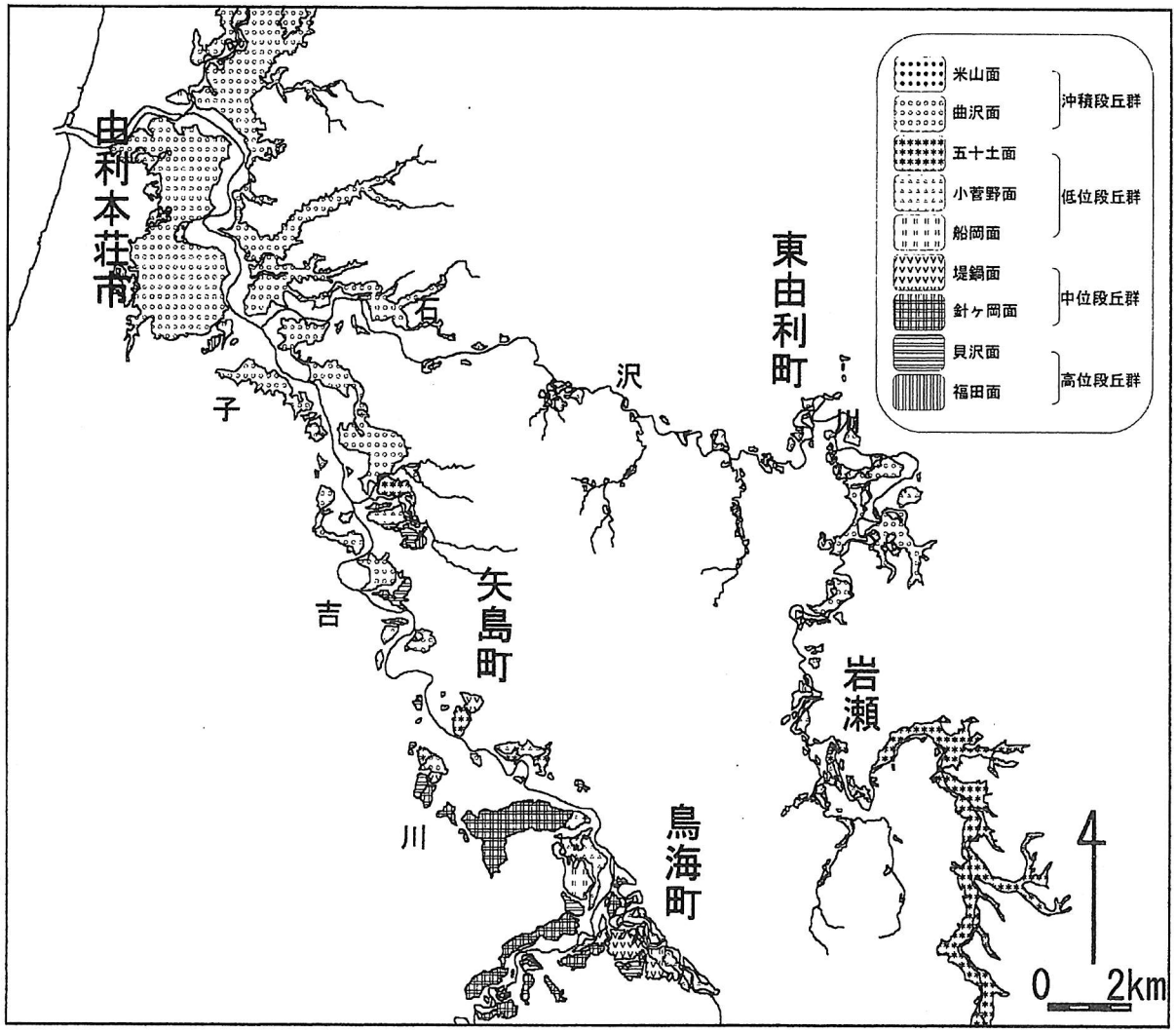


図1 段丘区分図

P-55　　秋田県男鹿半島南岸における中部更新統鮪川層の堆積相解析

星多恵子，白石建雄，西川治（秋田大学），長橋良隆（福島大学）
Taeko HOSHI, Tateo SHIRAISHI, Osamu NISHIKAWA, Yoshitaka NAGAHASHI :
Sedimentary facies analysis of the middle Pleistocene Shibikawa Formation in south coast of the Oga Peninsula, Akita Prefecture.

秋田県男鹿半島は東北日本日本海側における新第三系，第四系の標式地として知られている．特に男鹿半島東部，寒風山の北方約 5Km に位置する安田海岸には海成中・上部更新統(下位から順に脇本層，鮪川層，潟西層，五里合層（ 白石，2000 ）)が連続して露出している．安田海岸に露出する以上の地層のうち鮪川層，潟西層は 4 枚の広域テフラを挟在している．それらは下位のものから順に白頭山男鹿テフラ（ B-Og ），阿蘇 1 テフラ（ Aso-1 ），洞爺テフラ（ Toya ），阿蘇 4 テフラ（ Aso-4 ）である．白井ら(白井・多田，1997 ; Shirai and Tada, 2000)はこれらの地層について詳細な堆積相解析を行なった．その結果，両層は 8 種類の堆積相からなり，6 つの堆積サイクルを持つことを示した．また，それらの結果から復元された古水深変化曲線を上記のテフラの年代(白井，2001)をもとに酸素同位体変動曲線と対比を行い，両層は非常によく一致することを明らかにした．また，地層の傾斜が下部から上部へと系統的に緩くなる構造を解析し，450ka に始まる沈降運動が 130ka に上昇に転じたとした(Shirai and Tada, 2002).

このように北岸に分布する鮪川層，潟西層については多面的で詳細な研究が行なわれているが，南岸に分布するものについては同様な研究は行われていない．また，南岸における鮪川層は非対称的向斜構造(脇本向斜 ; 藤岡，1959)を形成しており，少なくとも地表における構造は北岸と異なっている．

それゆえ本研究では南岸に分布する鮪川層に対して，堆積物の粒径，初生的堆積構造，産出化石の情報を基に堆積相解析を行い，すでに堆積相解析の行なわれている北岸との対比を試みた．対比を行う際，火山ガラスの屈折率および主成分元素組成により同定した広域テフラと亜炭層とを基準面とした．さらに，堆積相解析で得られた古水深変化曲線に基づいて，南岸に見られる向斜構造の形成時期を考察した．

その結果，南岸の鮪川層中に 9 つの堆積相を確認した．またそれらの堆積相の累重関係に基づいて 4 つの堆積サイクルが存在することが明らかになった．さらに広域テフラを用いた北岸との対比から，中部の亜炭層(Aso-1 層準)より下位では北岸，南岸ともに同傾向の堆積サイクルを繰り返しているが，それより上位には明らかな違いがあることが判明した．北岸では中部の亜炭層堆積以降 2 回に渡って浅海化の傾向を示すのに対し，南岸ではほとんどその傾向が見

られない．鮪川層中に見られる堆積サイクルは氷河性海水準変動によって形成されたことが明らかになっている(白井・多田，1997；Shirai and Tada，2000). それゆえ，南岸における鮪川層も氷河性海水準変動の影響を受けているはずである．しかし，北岸における2回の浅海化の傾向が南岸においてほとんど見られないのは，このとき南岸では褶曲変形による相対的な地殻の沈降が起こっていたためであると考えられる．このことは南岸に見られる向斜構造は，中部の亜炭層が堆積した後，それ以上の鮪川層の堆積過程と並行して形成された可能性があることを示唆している．

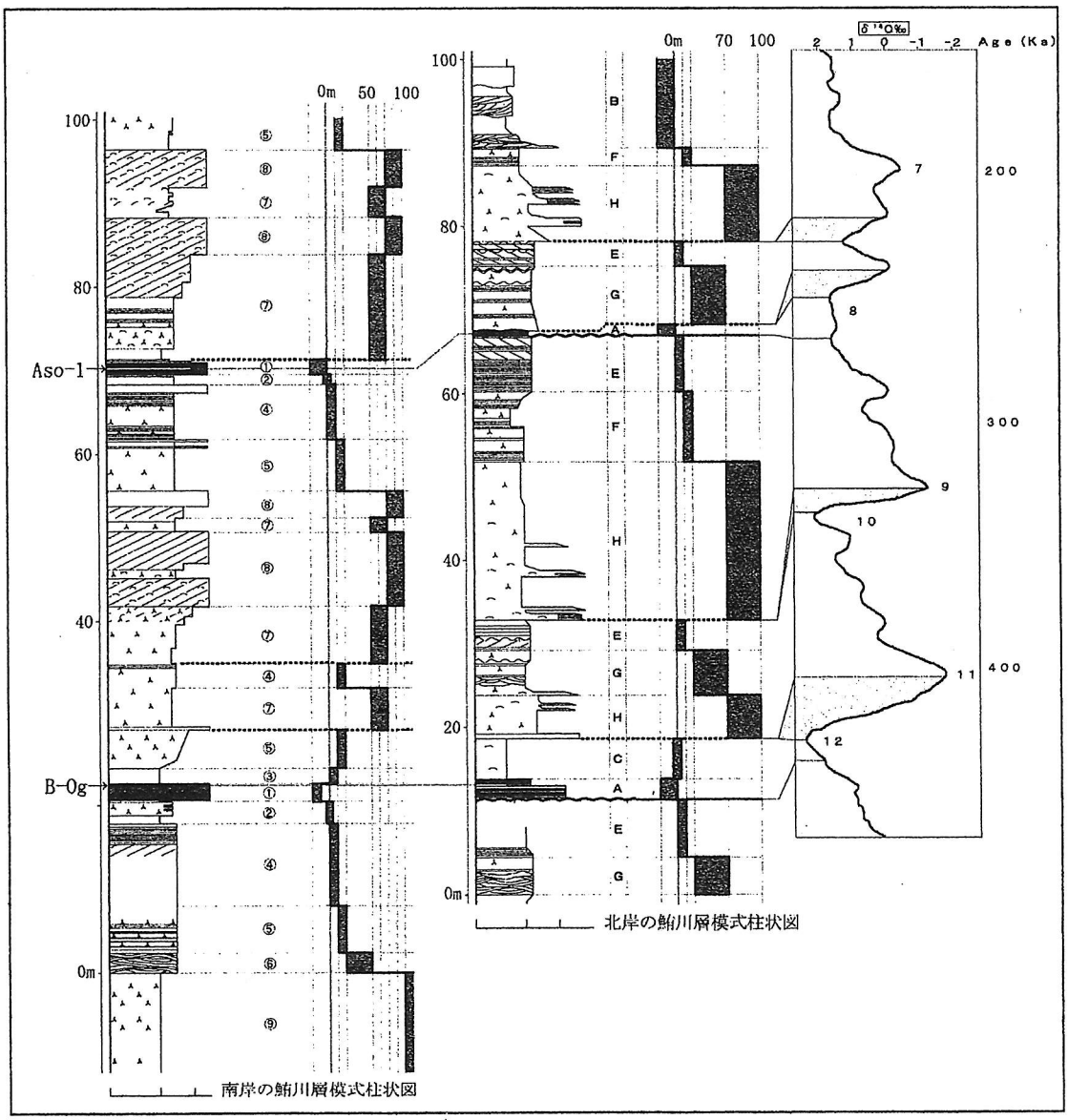


図　鮪川層の北岸，南岸模式柱状図および古水深変化曲線と酸素同位体変動曲線の対比
①～⑨は南岸における堆積相を，A～H は北岸における堆積相を示す．
北岸の鮪川層模式柱状図は Shirai and Tada(2000)を引用．

P-56　北海道南西部、胆振海岸平野堆積物中にみられる黒灰色砂礫層の起源について

佐藤 明夫（日本大学大学院）・鈴木 正章（道都大学）・遠藤 邦彦（日本大学）

Akio SATO, Masaaki SUZUKI and Kunihiko ENDO ; Origin of the black-gray gravel layer observed in the Holocene deposit along Iburi coast, Southwest Hokkaido

【はじめに】

北海道南西部，胆振海岸平野の沖積層内部では未固結の砂礫からなる黒灰色砂礫層が存在する．これらは同海岸平野で掘削された複数の砂利採取坑の露頭とボーリングデータによって示される．本研究は礫の種類，後背地地質との関係を基にこの黒灰色砂礫層の起源について明らかにする．

【研究地域】

胆振支庁，白老町から苫小牧市にかけての東部胆振海岸平野（図 1）は太平洋に面した南北約 2～3km，東西約 50km の細長い沖積平野で，勇払平野と連続する．白老付近では地表より約 40cm～90cm に有珠山からの Us-b テフラ(AD1663 年)が存在し，その層厚は約 1mから 50cm に及ぶ．海岸平野の前面には 2～3 列の砂丘列が存在し，砂丘列も Us-b で覆われる．周辺には支笏カルデラ，樽前山，クッタラ火山等の第四紀火山が多数存在する．

【黒灰色砂礫層の特徴】

海岸平野の露頭(Bb-1，Sh-1)はいずれも 200m四方の砂利採取坑の壁面である．露頭で黒灰色砂礫層は標高約 0~1mの範囲において観察され，ボーリングデータによればその層厚は最大で 10mに達する．複数の露頭と多数のボーリングデータから黒灰色砂礫層のトップは標高 0～1.5mに揃うことがわかる(図 2)．黒灰色砂礫層は未固結の状態で，よく磨耗された平均粒径約 4mm，最大粒径約 100mm の非常に緻密で堅い円礫を含む．黒灰色砂礫層より上位は主に軽石混じりの砂質シルト層や泥炭層，軽石礫を主体とするチャンネル堆積物および樽前山の Ta-c（約 3000 年前），Us-b 等のテフラで覆われる(鈴木ほか，2006)．海岸線と直交する露頭断面において黒灰色砂礫層と砂質シルト層との境界面は 1 mから 2mの比高差を持つ波状のうねりを成す．黒灰色砂礫層最上位の標高 0m 付近より産出した材化石の年代は 3360-3300 cal BP(PLR - 4061)，3270－3070 cal BP(PLR - 4055：鈴木ほか，2006)を示す．露頭で採取されたこの砂礫を篩い分けの後，肉眼による礫種分類を行った結果，礫種は非常に硬質な砂岩やホルンフェルス化した泥岩，チャートなどの堆積岩および緑色片岩などの変成岩類から構成される．

しかし平野の後背地となる山地・丘陵は樽前山の火山噴出物，支笏火山噴出物（spfa および spfl），spfl 以前の支笏火山由来の火山噴出物，新第三紀の火山岩からなり（土居，1953：山縣，1994），前述の黒灰色砂礫層に含まれる礫の起源となる硬質の堆積岩，変成岩類は分布しない．従って周辺の山地・丘陵を流域に持ち同海岸に流下する白老川，社台川，別々川および樽前川の河床堆積物，および砂利採取坑で観察される露頭の砂質シルト層や軽石礫主体のチャンネル堆積物には安山岩質と軽石の礫は存在するが，黒灰色砂礫層を構成する特徴的な硬質の堆積岩や変成岩類の円礫はまったくみられない．このことから黒灰色砂礫層の供給源は後背の山地・丘陵ではないことがわかる．

【砂礫の起源と海岸平野の地形発達】

礫種から判断すると黒灰色の砂礫は日高地方が起源の沿岸漂礫であると考えられる．現在の白老付近の海岸は砂礫浜を形成しているが，北海道開発局土木試験所(1970)はこの砂礫浜の礫が日高系の砂岩，粘板岩，チャート類や日高変成帯，神居古譚変成帯の変成岩などの日高地方から供給された礫であるとし，これらが沿岸漂礫として運搬され日高から胆振の海岸において連続した砂礫海岸を形成していることを示した．黒灰色砂礫層は砂礫浜とほぼ同じ礫種構成である．

さらに黒灰色砂礫層は海岸線と直交する波状の高低差を持つことや材化石の年代値などから判断して，約3000年前に形成された海岸線に平行する多段の砂礫州の一部であると考えられる．Moriwaki(1982)および池田ほか(1995)はこの地域近縁の苫小牧および勇払の沖積平野で約6000年前から始まる日高からの砕屑物供給による砂州の形成と海岸線の前進を伴う地形発達史を示した．黒灰色の砂礫はこの苫小牧・勇払平野の拡大期と同時代に運搬され，白老付近の砂礫州は苫小牧付近の砂州と連続していた可能性がある．

この海側からの砂礫の堆積後，白老付近では後背地の流域から火砕物からなる河成堆積物，泥炭層，降下火山灰など陸側からの堆積物供給が卓越し，陸成堆積物が砂礫洲を成す黒灰色砂礫層を厚く覆って沖積面が形成されたと考えられる．

文献　土居繁雄(1953)：5万分の1地質図幅「白老」(札幌・第52号).北海道資源調査所,3-26.　北海道開発局土木試験所(1970)：日高・胆振海岸における海岸侵食の現況とその成因について.土木試験所報告,第51号,3-19,81-105.　池田国昭・羽坂俊一・村瀬正(1995)：北海道勇払平野の完新統分布と地形発達.地質調査所月報,46,6,283-300.　Moriwaki,H(1982)：Geographic development of Holocene coastal plains in Japan. Reports of Tokyo Metropolitan University,17,1-42.　鈴木正章・遠藤邦彦・鈴木茂・中村賢太郎（2006）：北海道，白老海岸平野の形成過程.日本地球惑星連合大会発表,Q127-002.　山縣耕太郎（1994）：支笏およびクッタラ火山のテフロクロノロジー.地学雑誌,103,3,268-285.

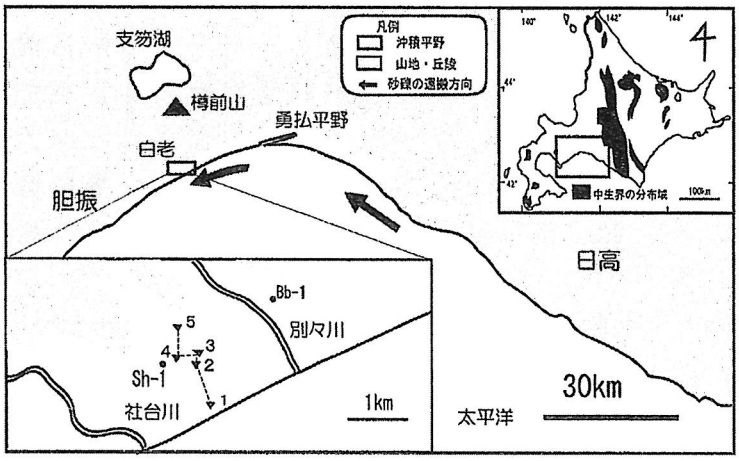


図1．研究対象地域概要

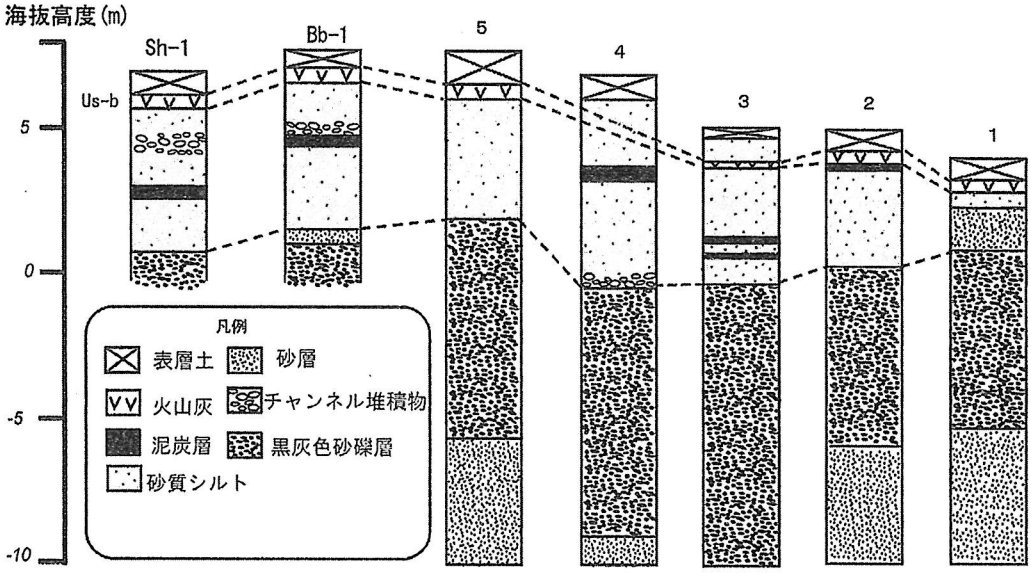


図2．砂利採取坑露頭の柱状図と海岸平野の縦断方向を切るボーリング柱状図

P-57 植物珪酸体群集からみた北大雨龍研究林泥川湿原における完新世以降の湿原植生の変遷

河野樹一郎・野村敏江・高原　光（京都府大）・北川浩之（名古屋大）・柴田英昭・植村　滋（北大）・佐々木尚子・吉岡崇仁（総合地球環境学研究所）
T. Kawano, T. Nomura, H. Takahara, H. Kitagawa, H. Shibata, S. Uemura, N. Sasaki and T. Yoshioka: Phytolith Evidence for Peatland Vegetation Dynamics during the Holocene at Dorokawa Bog, Uryu Experimental Forest of Hokkaido University

＜はじめに＞

北海道大学雨龍研究林内に位置する泥川湿原には、現在、泥炭が堆積する湿原内にアカエゾマツが純林を形成する林分と、ハルニレやヤチダモなどの落葉広葉樹が優占する林分とがモザイク状に分布している。これらの林分は、湿原周辺の山地一帯に見られる、ミズナラやトドマツなどが混生する針広混交林とは相観や組成が異なっており、湿原内に特有の森林群落といえる。また、これらの林分の林床には共通してササが密生している。ササの存在は湿原の乾燥化を示す指標になる（高桑・伊藤，1986）とともに、樹木の更新にも影響を及ぼす（Takahashi, 1997）ことから、泥川湿原におけるササの存在は、湿原上に見られる植生の成立過程に対して大きな影響を与えると考えられる。

植物珪酸体は、ササなどのイネ科植物の変遷を探る上で有効な手法である（佐瀬ほか，2004）。また、アカエゾマツなどを含むマツ科の針葉樹にも特徴的な珪酸体が見られる（近藤ほか，2003）。そこで本研究では、泥川湿原の複数地点から採取した完新世以降の泥炭堆積物を対象として植物珪酸体分析を行うことにより、湿原上のササを中心としたイネ科草本およびマツ科針葉樹の変遷について検討した。

＜試料と方法＞

分析試料は、泥川湿原内においてアカエゾマツが優占する林分2地点（UDA1, UDA2）および、落葉広葉樹が優占する林分1地点（UDY）の合計3地点で採取した泥炭堆積物である。これらの試料を用いて放射性炭素年代測定（14点）、および火山灰同定（白頭山苫小牧：B-Tm；樽前a：Ta-a）を行った結果、UDA2とUDYが約10,000yrBP以降、UDA1が約7,000yrBP以降の堆積物であることが明らかとなった。各試料の植物珪酸体分析結果から明らかになった植生変遷は以下のとおりである。

＜結果および考察＞

3地点で得られた結果を総合すると、まず約10,000～8,000yrBPの層準において、イチゴツナギ亜科を中心とした草本由来の植物珪酸体が多産した。この

ことから、この時期には泥川湿原上には寒冷地に適応した草原性の植生が広がっていたと考えられた。続いて、8,000yrBP 以降になると、イチゴツナギ亜科由来の珪酸体に代わって、ヨシ属由来の珪酸体が検出されるようになることから、この時期以降には湿原内が次第に湿潤な環境に変化し、ヨシが優勢な植生に置き換わっていったと考えられた。その後、一時的にササが増加する地点も見られるが、約 1,000yrBP 以降になると、全地点においてササ由来の珪酸体が急激に増加した。ササが急増するこの時期とほぼ同時、もしくはやや遅れて、現在アカエゾマツが優勢な UDA1 および UDA2 の両地点において、マツ科針葉樹起源の珪酸体が出現し始めた。一方、現在落葉広葉樹が優占する UDY 地点では、過去から現在にかけてほとんどマツ科由来の珪酸体が検出される時期は見られず、その一方で、現在までヨシ属由来の珪酸体が少量ながら継続して出現するという特徴が見られた。こうした各地点における植生履歴の相違が、現在の植生の成立に関連していると考えられることから、現在、さらに多地点の堆積物を採取して分析中である。なお、本研究は総合地球環境学研究所の研究プロジェクト「流域環境の質と環境意識の関係解明－土地・水資源利用に伴う環境変化を契機として」（プロジェクトリーダー：吉岡崇仁）の助成を受けて進められている。

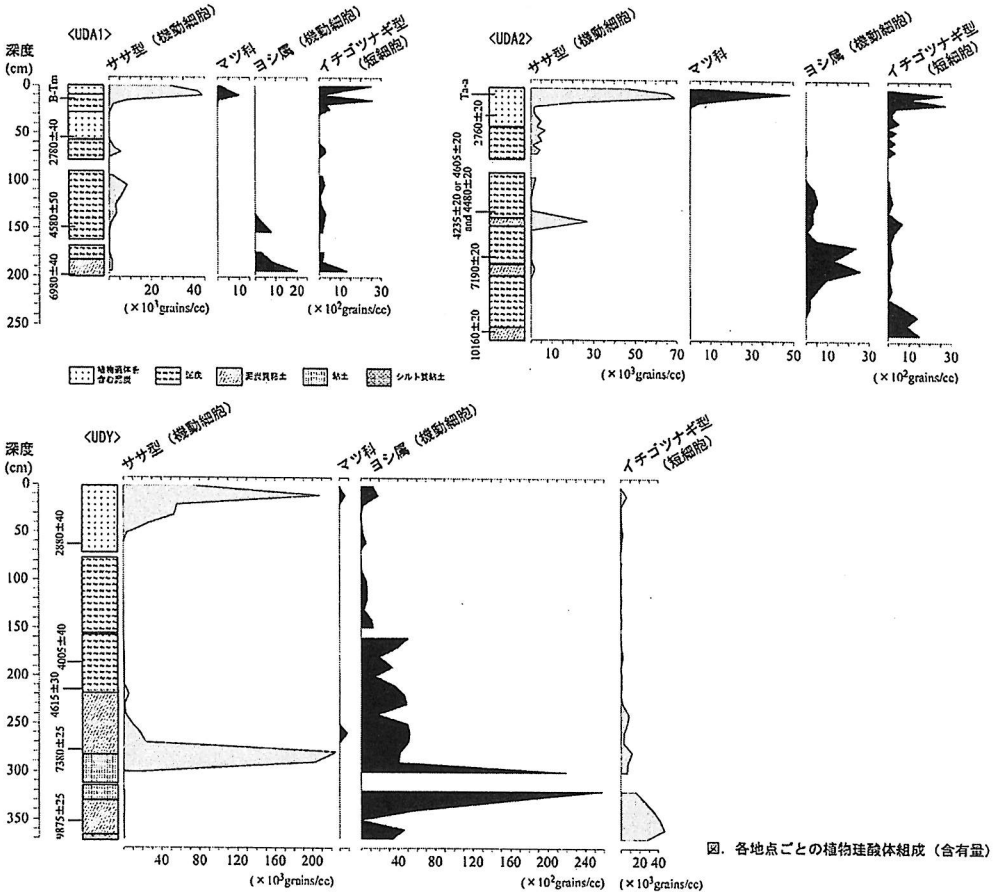


図. 各地点ごとの植物珪酸体組成（含有量）

P-58　人工衛星データとDEMによる地表の季節変動の観察

黒木貴一(福岡教育大)・磯　望(西南学院大)・後藤健介(長崎大)
Takahito KUROKI, Nozomi ISO and Kensuke GOTO ; **Observation of Seasonal Change on Ground Surface by Satellite Data and DEM**

1．はじめに

人工衛星データによる土地被覆の経年変化は，地表の土地利用変化と連動するため研究蓄積が多い。そこでは解析結果に負の影響を及ぼすデータ取得時期を問題にすることが多い。このため異なる取得時期のデータを用いた地表面の観察は十分に行なわれない。そこで筆者らは，取得時期の異なる人工衛星データによる地表面の詳細観察を実施した。一つは時期ごとに土地被覆分類を実施しそれぞれの相違を観察する。一つは，時期間のバンド差分を計算し場所ごとの特徴を観察する。ここでは，後者に関し報告する。

2．研究方法

2001年(4/19, 5/13, 9/18, 10/20)と2002年(2/25) に取得されたLANDSAT/TMデータを使用した。季節変化を見るため，人工衛星の反射率データを基準時期(4月)のヒストグラムに合わせる。Band4画像と地形図を参照し，ヒストグラムを合わせるための補正基準点として水域，建物，水田，広葉樹，針葉樹，校庭の各2箇所の合計12箇所を選定した。以下ArcView8.3のSpatial Analystのゾーンの統計情報で，時期毎にバンド毎に12箇所の反射率を求め，平均値を計算する。各時期の反射率データは，4月の補正基準点との平均値差分が0となる加減算を行なう。反射率差分はバンド1，3，4，6，NDVI(植物活性度)の2月-10月(秋→冬)，4月-2月(冬→春)，5月-4月(春→初夏)，9月-2月(冬→夏)，10月-4月(春→秋)を求めた。反射率差分はDEMを用いて3D画像とし，地形(主に樹木地の斜面)との関係を観察した。また2D画像と地形図とを重ね，平地の土地被覆と反射率差分との関係を観察した。

3．観察結果

NDVI差分の3D画像の例を示す(図1)。標高は30m～936m(三郡山)で，標高差によるNDVI差分の違いは5月-4月と9月-2月に観察できる。NDVIでは斜面方位による差が明瞭で，10月-4月以外は北向き斜面の差分が高い。また，多くの時期で谷に比べ尾根の差分が高い。植生の相違や太陽高度と斜面との関連を検討する必要がある。なおNDVI差分は同じ向きの斜面内でも細かく観察すると微妙に異なっている。平地の場合，市街地，校庭，道路，水田，河川，静水域，ゴルフ場の項目別に時期毎にNDVI差分の高低に違いが生じた。

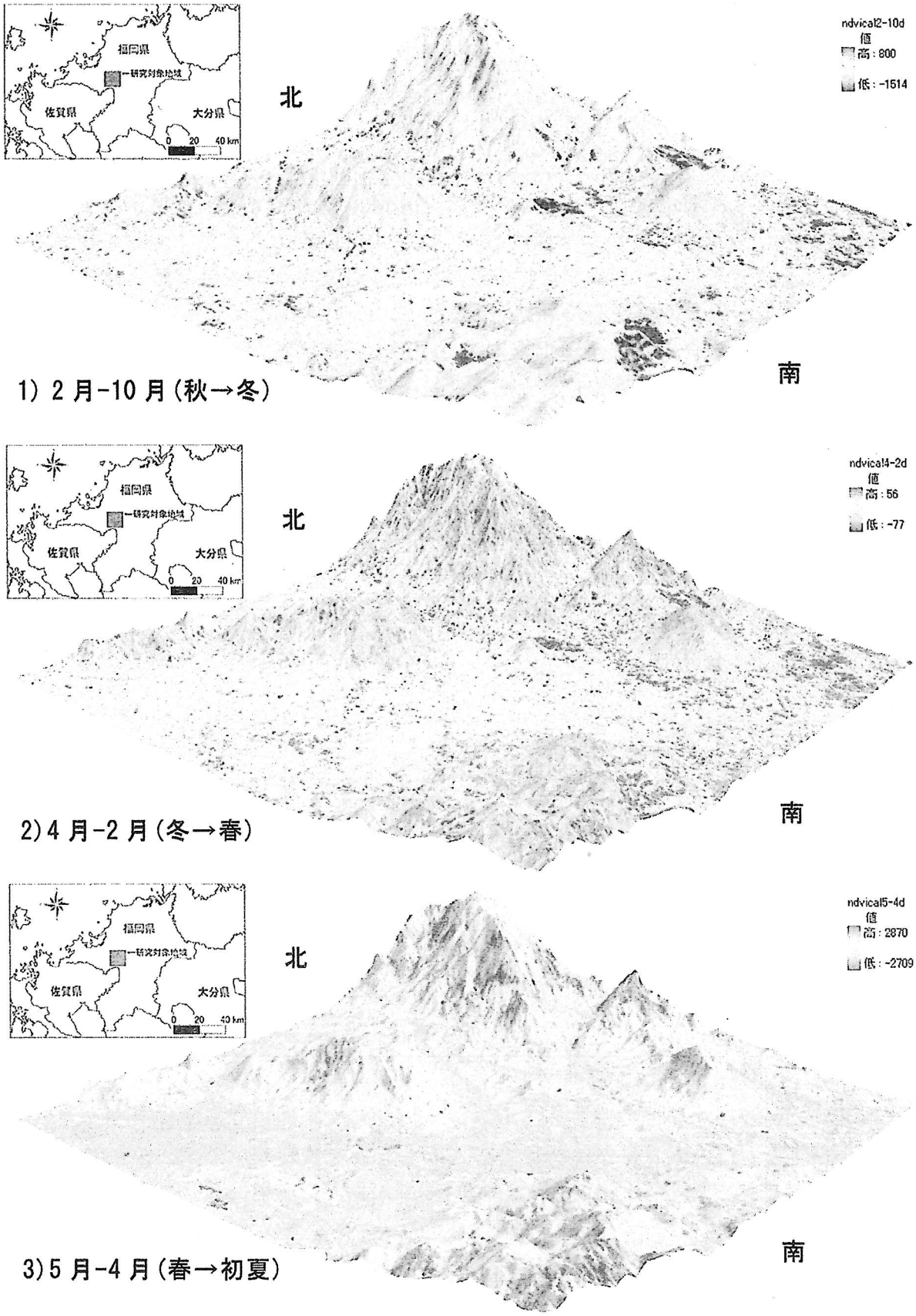


図 1　NDVI(植物活性度)差分の 3D 画像

P-59　LANDSATデータによる北部九州の地表の季節変動

西木真織(西南大・院)・磯望(西南大)・後藤健介(長崎大)・黒木貴一(福教大)
Maori NISHIKI, Nozomi ISO, Kensuke GOTO and Takahito KUROKI ; Seasonal Changes of Land Surface in Northern Kyushu, observed on LANDSAT Data

1．はじめに

地球観測衛星LANDSATデータは，1972年以降の地表のバンド帯域別反射率のデータを継続的に入手できるが，解像度は 30m×30m以下であるため地表の詳細な解析研究には不向きである。それでも地表環境の大きな変化傾向を補足するためには十分な精度があり，乾燥地域や熱帯林地域の地表環境変化の発見などには大きな成果を挙げてきた。しかし日本のように土地被覆が複雑で，季節的な反射率変化の大きい地域では，データの評価や意義をきちんと評価することが困難であり，LANDSATデータの利用はあまり普及しなかった。

地表の反射率変動は，季節的な植覆の変化が大きい温帯湿潤地域では大きくなることが予想される。ここでは北部九州の太宰府市域周辺などの解析事例を中心に，LANDSATデータから，地表の土地被覆が1年間を通してどのように変化して見えるかを提示し，この地域の季節的な変動の実態について，ポイントトレーニングを実施した地点の土地利用状況などを含めて報告する予定である。

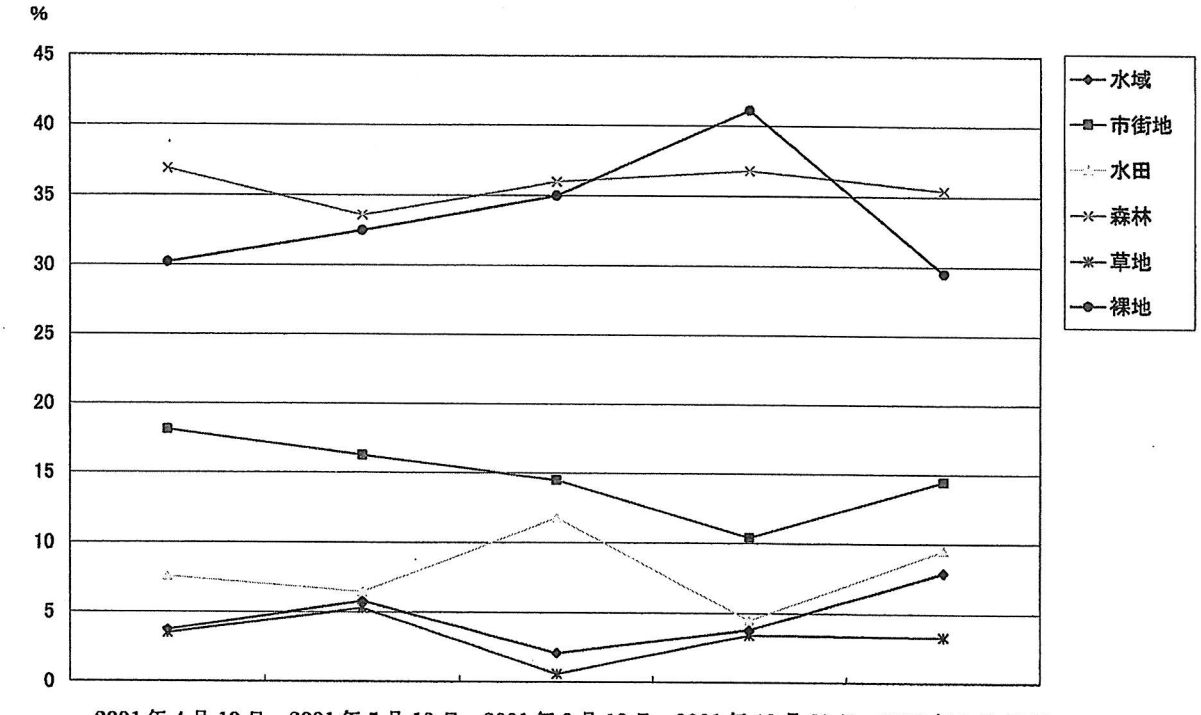
2．LANDSATデータの解析

解析したデータは，2001年度のもので4月19日・5月13日・9月18日・10月20日・2月25日の5時期である。この年度のそのほかのデータは雲量が多いために解析対象から除外した。土地被覆を市街地・水田・森林・草地・裸地・水域の6分類に区分し，最尤法を用いた教師付分類を行いそれぞれの時期の土地被覆分類図を作成した（図2）。ポイントトレーニング地点は，可能な限り現地で実際に確認した。太宰府市域のみについて，分類した土地被覆面積比率を求め，時期的変化をグラフで示した（図1）。

3．結果の解釈

5時期に同一手法で作成した土地被覆分類図は，季節的な土地被覆の反射率変化によって変化している。土地被覆面積比率の変化の特徴から，5月19日の田植と代掻前の時期には，ため池などの水域面積と草地面積が増加し森林や市街地と判定される面積が減少する。9月18日には水田面積が最大となり水域と草地面積が最少となる。市街地面積の増減と裸地面積の増減は相補的関係があり，市街地風景の季節的変化を示す可能性がある。これらの結果はポイントトレーニング地点の土地被覆を一定として抽出したものであり，今後反射率を固定し分類した結果などを示して検討したい。

図１　土地被覆面積比率の時期別推移（太宰府市域内）



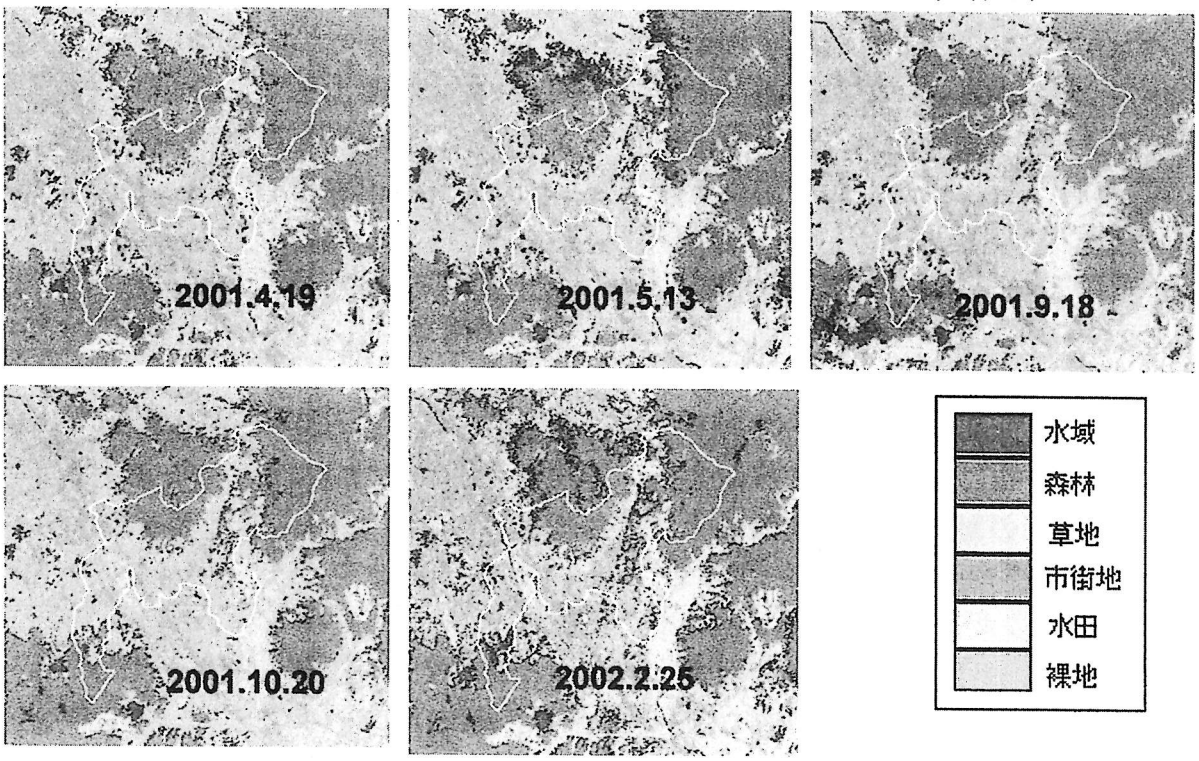


図２　太宰府市周辺の時期別土地被覆分類図

本研究は平成16－17年度科研費Ｃ課題番号16500653研究代表者磯望，2006年度西南学院大学特別研究Ｃ研究代表者磯望の助成を受けた。

P-60　長崎市西山貯水池堆積物中の長崎原爆「黒い雨」の痕跡

國分（齋藤）陽子、安田健一郎、間柄正明、宮本ユタカ、桜井聡、臼田重和（原子力機構）、村上晶子、井上淳、吉川周作（大阪市大）、山崎秀夫（近畿大）、長岡信治（長崎大）

Yoko SAITO-KOKUBU, Kenichiro YASUDA, Masaaki MAGARA, Yutaka MIYAMOTO, Satoshi SAKURAI, Shigekazu USUDA, Akiko MURAKAMI, Jun INOUE, Shusaku YOSHIKAWA, Hideo YAMAZAKI, Shinji NAGAOKA;

Trace of 'Black rain' originated from the Nagasaki atomic bomb in sediment of Nishiyama reservoir at Nagasaki City

長崎原爆投下後 60 年以上経過した現在、陸上の原爆の痕跡は風化・消失してきているが、貯水池などの閉鎖小水域の泥質堆積物は，水域に入り込んだものを閉じこめながら堆積しているため、「黒い雨」を保存している可能性をもつ。西山貯水池は、1904 年に建設されて以来約 100 年間堆積物を蓄積しており、また原爆投下後「黒い雨」が降ったと場所として知られている。我々はこれまで 3 m 前後の堆積物コアを貯水池から 2 本採取し、微粒炭分析、放射能測定及びプルトニウム同位体比測定等を行い、「黒い雨」を含む層を特定することを試みてきた [1, 2]。貯水池ダム堤体中央から北東約 80 m の地点で採取したコア(A)では深度 289～305 cm の層準で微粒炭及び核分裂生成物である ^{137}Cs のピークが見られ、「黒い雨」の層準とした。しかし、コア(A)及び貯水池東部から採取したコア(B)とも最深部で核分裂生成物である ^{137}Cs が検出され、採取したコアが 1945 年の層準、つまり「黒い雨」を含む層準まで到達していない可能性があった。そのため、本研究は前回より長い約 6.2 m のコア(C)を採取し、原爆の原料であった Pu 及び微粒炭の分析から「黒い雨」の層準を特定することを試みたので報告する。

コア(C)は、2005 年 10 月コア(A)とほぼ同地点で採取した。岩相を観察した後、厚さ約 2 cm 毎に切断し帯磁率測定後、乾燥し、分析に使用した。Pu の分析では、約 1.5 g の試料から濃硝酸による前処理、陰イオン交換分離により Pu を分離し、二重収束型 ICP-MS を用いて ^{240}Pu/^{239}Pu 同位体比を求めるとともに、同位体希釈法により Pu を定量した。また、微粒炭の分析は、試料約 0.3 g を 80℃の 10%過酸化水素、0.3M 水酸化ナトリウム、3M 塩酸の順で、それぞれ 3 h 浸漬し、得られた残さ中の微粒炭の個数を観察する方法で行った。

採取したコア(C)は、粘土層が主体であり、深度 301～321 cm と深度 449～457 cm に細粒～微細粒砂層が認められた（図 1）。岩相及び帯磁率の結果から深度 301～321 cm の砂層はコア(A)の下位の砂層に対応すると考えられるため、コア(C)の 321 cm 以深の堆積物について Pu を分析した（図 2）。Pu 濃度（$^{239+240}$Pu）

は、深度 350 cm 付近から増加し、深度 440 cm 付近で最も高く、鋭いピーク状を示し、深度約 450 cm 以深ではほとんど検出されなかった。また検出された $^{240}Pu/^{239}Pu$ 比は 0.028～0.041 であり、原爆後に行われた核実験に由来する $^{240}Pu/^{239}Pu$ 比（0.176±0.014）[3]より非常に低く、これは堆積する Pu が原爆由来であることを示す。一方、火災・植物燃焼の痕跡である微粒炭を深度 417 cm 以深で観察してみると、深度 442 cm でピークを示した（図 3）。この分布は、Pu 濃度の分布と一致し、深度 440 cm 付近の層準が、原爆の「黒い雨」を含むと考えられる。これは、コア(A)の深度 289～305 cm に見られた微粒炭及び ^{137}Cs のピークは、原爆以後に形成されたことを示唆する。発表では、深度 321 cm 以浅の Pu 分析の結果も報告し、コア中の詳細な Pu 分布を示す予定である。

参考文献

1. S. Yoshikawa et al., J. Geol. Soc. Japan, 107, 535-538 (2001).
2. Y. Saito et al., KEK Proceedings 2004-8, p.35-39 (2004).
3. P.W. Krey et al., IAEA-SM-199-39, p.671 (1976).

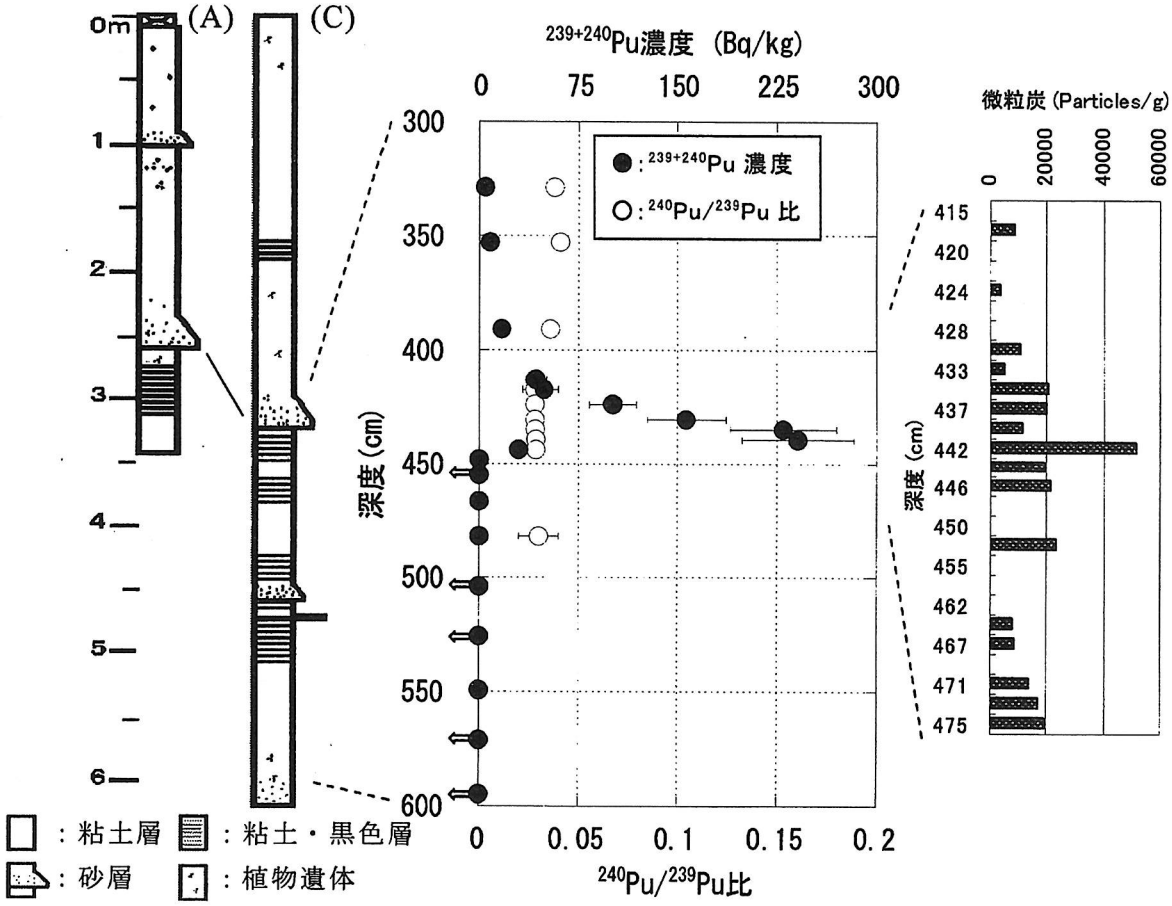


図 1　コア(A)及びコア(C)の岩相

図 2　プルトニウムの分布

図 3　微粒炭の分布

P-61 **島根・鳥取県中海堆積物に記録された20世紀の汽水環境変化：柱状試料のマルチプロキシ分析による検討**

山田和芳・宮本　康・山口啓子・高田裕行・香月興太・都筑良明（島根大）・坂井三郎（JAMSTEC）・H.Coops（RIZA）・野村律夫・國井秀伸（島根大）

Kazuyoshi YAMADA, Yasushi MIYAMOTO, Keiko YAMAGUCHI, Hiroyuki TAKADA, Kota KATSUKI, Yoshiaki TSUZUKI, Saburo SAKAI, Hugo COOPS, Ritsuo NOMURA and Hidenobu KUNII: Variation of brackish lake environments in the 20th century in Lake Nakaumi, Shimane and Tottori Prefecture, western Japan: an examination of multi-proxy analyses of sediment cores

【研究目的】

本研究は，中海湖底で採取した柱状試料から，過去 100 年間の堆積環境や生物相の変遷過程を復元することにより，湖沼生態系に影響を及ぼした自然変動や人間活動との関係性について解明することを目的として研究を進めているものである．

中海・宍道湖の近年の環境変化については，1960 年代以降の干拓・淡水化問題もあり，以前から湖内の多くの地点で地質学的，生態学的研究がおこなわれている（たとえば，三梨・徳岡編，1988；Nomura and Seto, 2002, Nomura, 2003）．本研究では，ひとつの柱状試料に対して，Pb-210/Cs-137 年代測定を行なうとともに，堆積学的，地球化学的，古生物学的あるいは生物・生態学的なアプローチによって得られたマルチプロキシデータに基づく過去 100 年間の環境変化の復元を目指し，底質，底層水塊，表層水塊，沿岸域，流域における環境変化とそれらの連関性を見出す新しい視点で取り組んでいる．

【研究方法】

2005 年 9～10 月に中海湖心（以下，N1），中海・本庄工区地域（以下，H1）において，押し込み式大口径（Φ120mm）コアラーを用いて表層部 25～40cm の柱状試料を採取した．1 地点で 2 本の柱状試料を採取して，堆積相および含水比による対比から共通深度を求めた．

採取した柱状試料は 1 cm 間隔で分取して，①Pb-210/Cs-137 年代測定，②有孔虫，貝形虫，珪藻，ベントス，大型植物の古生物学的検討，③CNS 濃度，粒度分析，強熱減量，鉱物・化学組成分析，有機物の炭素・窒素同位体比の地球化学分析をおこなった．

【堆積相・堆積年代】

N1，H1 コアの堆積相は，おおむね塊状構造であり上位ほど黒色を呈する暗灰～オリーブ灰色シルトからなる．ところどころ貝殻片を含む．また，H1 コアの深度 12cm に細砂薄層が挟在する．

Pb-210 年代測定結果に基づくと，N1，H1 コアの平均堆積速度は，それぞれ 0.357，0.468cm/yr であった．N1 コアの Cs-137 濃度プロファイルは，深度 18cm から増加しはじめ，深度 14cm にピークがあった．これらから推定される平均堆積速度は 0.33～0.35 cm/yr となり，

Pb-210 から推定した平均堆積速度と極めて調和的であった．一方，H1 コアの深度 12cm に挟在する細砂薄層は，1970 年後半の堤防築堤時に，外部より運搬された異地性の砂（野村・猪口，1995）と対比でき，この推定堆積年代は，Pb-210 年代から求めた堆積年代とも調和的である．

【中海湖心における底質環境の変化】

中海湖心では，生物遺骸の結果から1955～60年頃に大きな環境の変換点が認められた．珪藻では，柱状試料の下部で優占した付着性種である *Cocconeis scutellum* や底生種である *Nitzschia coconeiformis* が上部で産出しなくなり，替わって浮遊性種である *Neodelphineis pelagica* などが増加した．また，二枚貝では 1950 年頃に大きな変化が認められ，内湾砂泥底の指標種 *Scapharca subcrenata* や *Paphia undulata* が姿を消し，替わって *Musclista senhousia* が増加した．更に 1960 年頃からは，*Theora lubrica* や *Raeta rostralis* などの汚染指標種が優占する傾向がみられた．一方，CNS 分析結果から推定される底質への有機物負荷は，1930，1960 年に変換点があり，とくに，後者の 1960 年以降その影響が非常に顕著になっている．これら 1960 年頃の一連の生態系・底質環境の変化は，水域の富栄養化とそれによる底層水塊の貧酸素化が強化されたために生じた環境悪化と考えられる．

【中海・本庄工区における底質環境の変化】

本庄工区では，C/S 比の結果は，1960 年から若干底層還元化が進行するものの，生物遺骸の検討結果には，中海湖心のような 1960 年頃の水域の富栄養化に伴う環境悪化は認められなかった．この結果は，当時，本地点が日本海より境水道を通じて流入してくる潮流部に位置していたため，閉鎖的にならず貧酸素化が進行しなかったためと考えられる．また，本地点では，1980 年頃に大きな環境変化が記録されていた．珪藻では，上述の変化がこの時期に起こり，二枚貝では全ての種の遺骸が 1980 年頃を境界に見られなくなった．また，CNS 分析結果では，底層が酸化的に変化した．この環境変化が記録された層準には上述した細砂薄層が挟まれている．このことから，本庄工区の干拓工事を進めるために築堤された堤防の完成が，底質環境を激変させたということが考えられる．

【汽水環境変化をもたらした原因】

本研究結果から，中海湖心部では，水域の富栄養化により1960年頃に生物相と底層環境が変化したこと，一方，本庄工区では，1980 年頃の干拓堤防の建設完成によって，生態系を含めた環境が急変したことが明らかになった．今後，安定同位体および残留農薬分析から生物・生態系の変化と水質汚濁との関連について解明していく予定である．本発表では，予稿集には掲載していない安定同位体分析結果を提示しながら，水質汚濁等が汽水環境変化をもたらした原因について議論する．詳細は講演に委ねる．

P-62 大阪湾における人為改変・水質汚染に対する珪藻群集の応答

廣瀬 孝太郎（大阪市大）・安原 盛明（USGS）・
山崎 秀夫（近畿大）・吉川 周作（大阪市大）
Kotaro HIROSE, Moriaki YASUHARA, Hideo Yamazaki and Shusaku YOSHIKAWA;

The response of diatom assemblage to anthropogenic activities in Osaka Bay

はじめに

内湾域は大都市が隣接することが多く，河川を通じて多量の有機・無機汚染物質が流入・集積される水域であるが，人為改変・水質汚染が珪藻群集に与える影響をさまざまな環境要因と関係づけて明らかにした研究は少なく，具体的にどのような人間活動がどの程度影響しているかについては充分な知見が得られていない．

そこで本研究では，古くから人間活動が盛んな大阪湾において，堆積物から産出する遺骸群集の変化を明らかにし，珪藻群集が人為汚染・改変にどのように応答してきたかを時系列的に解析した．また，大阪湾には1970年代から水質やプランクトンに関する定点観測データが蓄積されており，近年，*Chaetoceros*属から構成される珪藻赤潮の発生頻度が増加していることが明らかになっている．*Chaetoceros*属の栄養細胞は珪酸質が脆弱だが，環境条件の悪化時に形成される休眠胞子（シスト）（図 1）は，厚い珪酸質の殻を持つため堆積物中に保存されやすく，水質汚染・人間活動への応答を読み取る上で重要であると考え，その増減を明らかにした．

試料採取地点および分析手法

大阪湾は北東-南西方向に長軸をもつほぼ楕円形をした湾で，世界的にも最も汚染が進行した海域の一つである．特に，最大の流入河川である淀川は，京都府，大阪府の都市部を流下して湾奥部に注ぐため，人為起源物質の流入に最も大きく寄与している．本研究では，2003 年に大阪湾において掘削された 3 本の不撹乱柱状堆積物 OS-3,4,5（図 2）からプレパラートを作成し，光学顕微鏡下で珪藻殻の同定・計数を行った．また，同様の試料を用いて ^{137}Cs，^{210}Pb 分析を行い，堆積物の年代軸を設定した．

結果および考察

いずれの柱状試料も主要部は粘土およびシルトからなり，年代は OS-3,4,5 最下部

でそれぞれ約150年前，約200年前，約100年前であった．

いずれの地点でも優占して産出する珪藻の構成種は類似し，その変化傾向も類似している．1950年頃までは，*Paralia sulcata*, *Diploneis bombus*等，大阪湾平野の沖積粘土からも比較的高率に産出する付着生種が多産し，珪藻遺骸群集に大きな変化は見られない．*Chaetoceros*属の休眠胞子はほとんど産出しない．1960年頃になると，それまでほとんど産出しなかった*Cycotella atomus*, *Neodelphineis pelagica*等の浮遊生種が出現，増加する．休眠胞子も急激に増加し，栄養細胞と同量もしくはそれ以上の殻数が産出する．1970年頃からは*Thalassiosira* sp., *Thalassiosira pacifica*等が急増し，休眠胞子もさらに増加傾向を示す．

大阪湾では1960年以降，生活・工業廃水の流入により，富栄養化が急激に進行した．また同時期には，工業施設立地のための沖出し埋め立てや港湾やマリーナの開発等により，干潟や浅場が減少した．珪藻群集の大きな変化はこのような時期におこっているため，第二次世界大戦以後の人為改変・汚染が珪藻群集を大きく変化させた可能性が高い．また，現在も続く休眠胞子の増加傾向は，*Chaetoceros*属から構成される珪藻赤潮の発生頻度の増加を示すと考えられる．

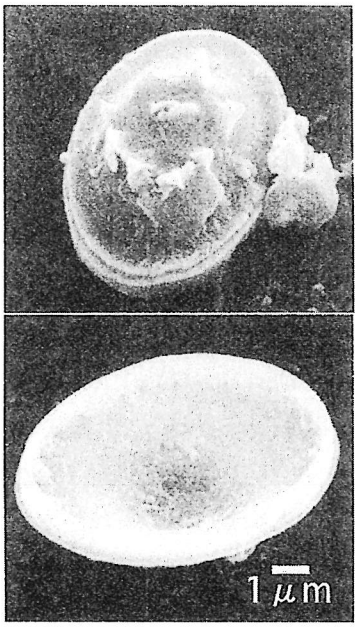


図1　*Chaetoceros*属の休眠胞子

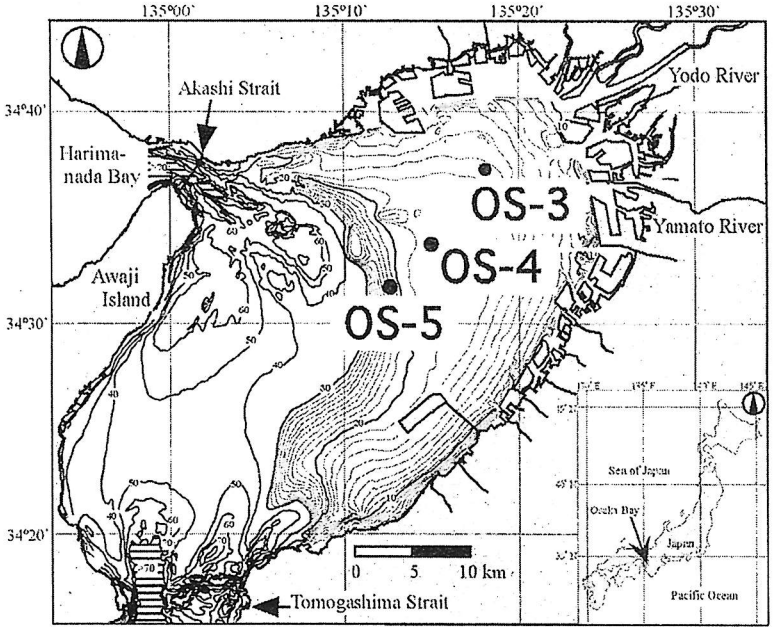


図2　試料採取地点

P-63　化石燃料燃焼由来の球状粒子を用いた産業活動の歴史トレンド解析
ー都市部間における地域的変化　広島湾・大阪湾との比較ー

村上晶子・杉谷寿子・吉川周作（大阪市立大学大学院理学研究科人類気自然学研究室）
Akiko MURAKAMI, Hisako SUGITANI and Shusaku YOSHIKAWA : Analysis of the historical trend of industrial activity using spherical particles derived from fossil fuel combustion－Comparison between Hiroshima and Osaka bay－

はじめに

化石燃焼に伴って生成する球状粒子には，主に炭素からなる球状炭化粒子（spheroidal carbonaceous particles ; SCPs）とアルミノケイ酸塩からなる球状灰粒子（inorganic ash spheres ; IASs）の２種類がある（図 1）．これらの粒子は，産業革命以降の化石燃料燃焼の痕跡を示す指標として使用されている．日本では，大阪及び隠岐のため池での研究が行われている（村上ほか，2004 など）．さらに，国内での発生源，地域的な分布状況を歴史的に把握する必要がある．

本研究では，大阪と同様に，戦前から工業活動が活発であった広島において，化石燃料燃焼の歴史的変化の地域的な相違を把握するために，広島湾での解析を行った．含有量・粒子径・SEM による表面形態観察・化学分析を行い，同時間面での広島湾と大阪湾における燃焼変遷の比較検討を行う．大阪での研究は，村上ほか（2005）の大阪湾での結果を用いる．

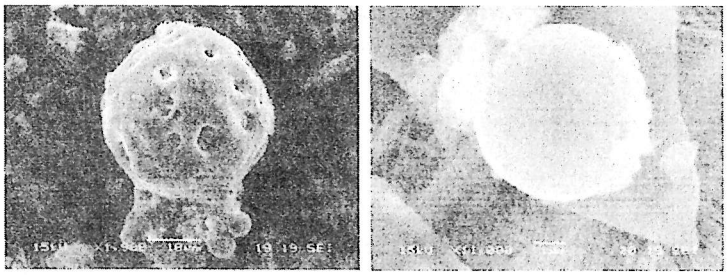


図 1．球状炭化粒子（左），球状灰粒子（右）の電顕写真

研究対象地域と分析方法

調査地域である広島湾は，山口県東部と広島県西部にはさまれた瀬戸内海の湾であり，広島湾の背後には，中国・四国地方最大の人口を擁する広島市を中心とする広島都市圏がある．この地域は輸送機械に代表される全国有数の工業地域で，中国・四国地方の中核として発展してきた．

試料採取地点（図 2）は，太田川から約 3km の距離に位置しており，掘削長 74cm の柱状堆積物を採取した．均質な泥質堆積物であり，約 2cm 毎にスライスし，33 試料を分析試料とした．分析方法は，Rose（2001）を一部改良し，それぞれ薬品処理（SCP は，硝酸，フッ酸，6M 塩酸，IAS は，10%過酸化水素水，0.3M 水酸化ナトリウム水溶液，3M 塩酸）を施した．残渣をプレパラート作成し，光学顕微鏡および走査電子顕微鏡下において，含有量・粒子径測定を行った．　堆積物の年代は，Yasuhara et al.(2003)　による ^{210}Pb ・^{137}Cs の分析結果を用いた．

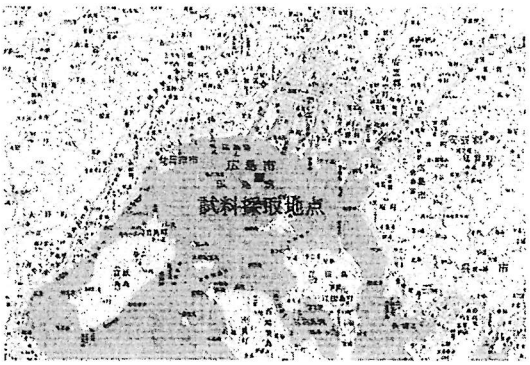


図 2．試料採取地点

結果と考察

広島湾コア：SCPs は，深度 48 cm（1920 年頃）から産出し始め，深度 42 cm（1471 個/g）から連続的に産出し，深度 32 cm（4422 個/g）付近から増加する．深度 32cm より上位では，約 2000～7000 個/g の間で増減を繰り返す．IASs は，全層準にほぼ連続して産出し，最下部から深度 40 cm（1930 年頃）では約 2000 個/g とほぼ一定であるが，深度 40 cmから増加する傾向にある．深度 29 cm（1950 年代中頃）で約 16000 個/g とピークを示し，その後，約 5000～13000 個/g で増減を繰り返しながら緩やかな減少傾向を示す．

大阪湾コア： SCPs は，深度 50cm（1930 年頃）から産出し，その後増加，深度 36～34cm（1960 年代前半）でピーク（約 24000/g）を示し，その後激減する．その含有量は，約 3000～24000 個/g の範囲で推移する．IAS は，約 7700～227,000 個/g の範囲で産出する．最下部より産出するが，深度 50cm より増加傾向を示し，その後急速に増加し，深度 40～38cm（1950 年代後半）でピーク（約 227,000 個/g）を示し，SCPs 同様にその後激減する（村上ほか，2005）．

広島湾と大阪湾での結果を比較すると，その歴史トレンド及び含有量の変化に差異が認められる．両者の SCPs・IASs ともに，1930 年頃産出・増加開始傾向が認められ，ほぼ同時期に石炭の微粉炭燃焼方式の導入・燃焼を行ったと考えられる．含有量では，大阪湾で圧倒的に多産することから，工場の規模や立地状況を反映していると考えられる．また，広島湾での近年の IASs の増加傾向は，1960～1970 年代の燃料変遷以降も継続して石炭燃焼を行っているからと考えられる．

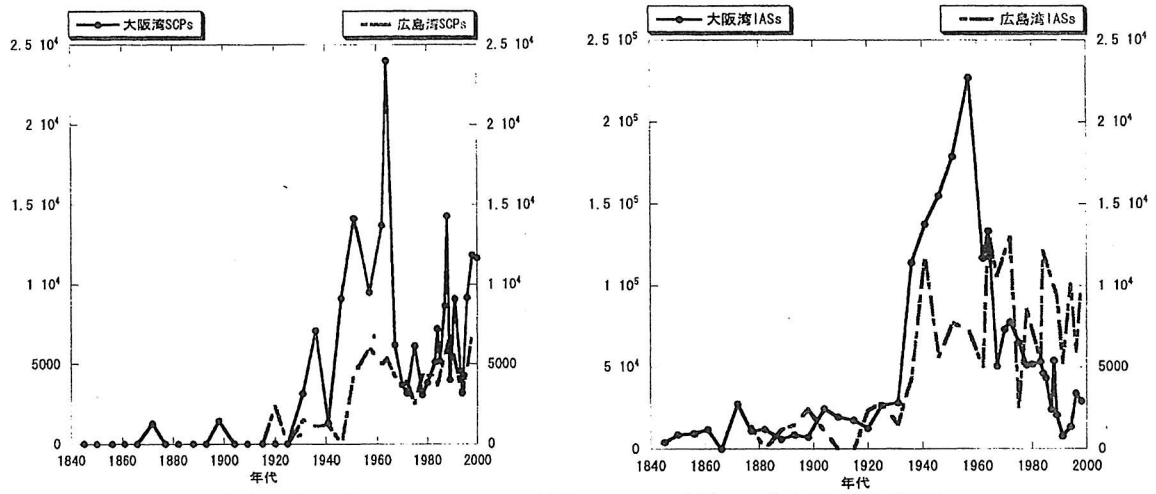


図 3．広島湾・大阪湾における SCPs（左），IAS s（右）の含有量時系列変化

引用文献

Rose, N. L., 2001, Fly-ash particles. *W. M. Last and J. P. Smol. (eds.) Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Volume2 : Physical and Geochemical Methods, Kluwer Academic Publishers, 319-349.

村上晶子・野間裕加・吉川周作（2005）大阪湾堆積物における過去約 150 年間の化石燃料燃焼の記録－球状炭化粒子（SCPs）と球状灰粒子（IASs）を指標として－，地質汚染・医療地質・社会地質学会誌，1，19-26.

Yasuhara, M., Yamazaki, H., Irizuki, T. and Yoshikawa, S. (2003) Temporal change of ostracode assemblages and anthropogenic pollution during the last 100 years, in sediment cores from Hiroshima Bay, Japan. The Holocene 13, 4, 527-536.

P-64 **露光確率からみる河川堆積物のOSL年代測定用試料採取方法：堆積学的見地からの提案**

白井正明（東大・海洋研）

Masaaki SHIRAI; Where should we obtain fluvial samples for OSL dating?

研究背景 Optically Stimulated Luminescence (OSL) 年代測定法は堆積物中に豊富な石英・アルカリ長石の露光年代（＝埋積期間）を過去約 10 万年にわたって見積もることが可能であり，提唱以来多くの研究がなされてきた（例えば，Aitken, 1998）．OSL 現象は白色鉱物で確認されている発光現象であり，(1) OSL 強度は鉱物が浴びた放射線量に比例する，(2) 光を浴びると蓄えていたエネルギーを消費（＝発光）し，十分な露光により OSL 信号はリセット（＝ブリーチ）される，以上２点の特色を持つ．仮に粒子がブリーチしていないと OSL 年代は堆積年代より古く見積もられるため，ブリーチが不完全な測定値は通常の年代測定を目的とした議論から除外されている．発表者はブリーチした粒子とブリーチしていない粒子の比率を堆積粒子の運搬・堆積状況の指標として利用すべく，現世の堆積物を対象として、OSL 強度測定に基づきブリーチした粒子の存在率（露光確率）を求め，砂質粒子の運搬・堆積過程の研究への活用を試みている．

河川は陸域から海域へと堆積粒子を運搬するための主要な系であるとともに，第四紀の地形発達にも大きな影響を与えており，従来から OSL 年代測定の主要対象の一つである．鉱物粒子は運搬・堆積を繰り返しながら河川系を移動し，最終的に海域へと排出される．河川堆積物には完全にブリーチした試料が少ないことが認識されており，OSL 測定により求めた等価線量から不完全ブリーチしているものを除外するために様々な手法が提案されてきた（例えば，Olley et al., 1999; Rittenour et al., 2005）．

発表者はこれまでに，信濃川と北近畿の由良川・円山川で 2004 年夏～秋に形成された洪水堆積物を採取し，長石粒子の露光確率を見積もっている．また由良川支流においては活動中の砂州表面より採取した長石粒子，石英粒子の露光確率も見積もった．本発表ではこれらの結果を基に，河川堆積物の OSL 年代測定用試料採取に関していくつかの提案をする．

露光確率評価手法 試料処理および測定は具体的には以下のように行う．

(1) 遮光容器内に保管した試料に，オレンジ光源下での篩い分け，過酸化水素水・塩酸処理，重液分離を施し，鉱物粒子を一粒ずつハンドピックする．

(2) 粒子の OSL 強度 (Lx) を測定した後にテストドーズとして約 9Gy の線量を照射し，その後もう一度測定した OSL 強度 (Tx) により Lx を規格化する．これにより測定過程における粒子の感光性の変化を補正した値が得られる(Lx/Tx)．この値を OSLnat と表す．

(3) OSLnat の測定後，４時間以上直射日光下で粒子を露光させ，その後 OSLnat と同じ方法により，補正済み OSL 強度 (Lx/Tx) を測定する．OSLnat に対し，この露光後の値は OSLbl とする．

(4) 粒子毎に OSLnat と OSLbl を比較する．この際 OSLbl 測定誤差が 0.2 以下の粒子の測定結果のみを使用する．測定誤差の範囲内で OSLnat と OSLbl が一致した場合，その粒子はごく最近，つまり堆積直前に露光したこととなる．

(5) 各サンプルにおける［露光粒子の個数］／［有効測定個数］が露光確率となる．

測定結果　３つの河川系での測定の結果，露光確率については以下のようにまとめられる．

(1)　活動中の砂州表面の露光確率は長石で 60～70%，石英で 20～30%である．

(2)　洪水堆積物中の長石の露光確率は 40～60%である．

(3)　同一河川系内の洪水堆積物間では本流の露光確率がやや低くなる傾向がある．

(4)　氾濫原上の堆積物の露光確率は流路内のものに比べ若干高いように思われる．

議論：効率的な河川堆積物の OSL 年代測定用試料採取　今後のケーススタディの蓄積を必要とするものの，上に示した測定結果は以下の可能性を示している．

(1)　露光年代と堆積年代の一致という意味では，日本の河川堆積物の OSL 年代測定には長石の方が適している可能性が高い，もしくは単粒子測定を行い未露光粒子の寄与を確実に取り除く必要がある．

(2)　砂質粒子は河川運搬中に運搬－堆積過程を繰り返し，その間に多くの（長石）粒子が露光する．

(3)　ただし本流では粒子の露光確率は増加しない．これは河川上流および支流では砂礫州が発達する河道形態の卓越により長石粒子が露光する機会が多いが，河川下流域では流路が水で満たされた河道形態が一般的であり，長石粒子がそれ以上露光しないということを示唆する．すなわち砂質粒子の露光状況は河道形態に強く影響される (Shirai et al., *submitted*).

(4)　氾濫原上では河川外の堆積物が混入することにより露光確率が上昇する．

以上より河川堆積物の OSL 年代を測定する際には，

(i) 可能であれば網状河川の堆積物を採取する．

(ii) 蛇行河川堆積物を採取する場合は，氾濫原の堆積物を使用する．

このように堆積環境を考慮して試料採取を行うことで，堆積直前に露光し，OSL 年代測定により適したサンプルが効率的に得られると期待される．

P-65　石英を用いた北海道北部，宗谷丘陵における周氷河作用のOSL年代測定

近藤玲介（明治大学），塚本すみ子（ウェールズ大学）

Reisuke Kondo, Sumiko TSUKAMOTO ; OSL dating of periglacial deposits using quartz from Soya hill, northern Hokkaido, Japan

北海道北部は過去に寒冷な環境であったため，各種周氷河現象による地形や堆積物が報告されている．氷期中の北海道北部の環境推定や，周氷河作用によって表層部の地形や堆積物が改変されている段丘などの地形発達を明らかにするためにも，過去の周氷河作用の年代を推定することは重要である．しかし年代試料を発見することが困難な地域であるため，年代について議論されることは少なかった．そこで本研究では堆積物の年代測定に有効であるOSL年代測定法を用いて，本地域における過去の周氷河作用の年代を推定することを目的とする．特に，化石凍結割れ目のOSL年代を明らかにするとともに，宗谷丘陵の地表面を構成する周氷河性岩屑堆積物（たとえば鈴木，1960；貝塚，1985；曽根・山本，1990など）の年代測定を試みる．またOSL年代測定の対象となる石英粒子の信号特性についてlinear modulated OSL(以下LM-OSL；図 1)測定結果から考察する．

本研究では，周氷河性岩屑堆積物から採取した石英微粒子（4～11um）および石英粗粒子（180～250um）を用い， SAR法（single aliquot regenerative dose protocol; Murray and Wintle, 2000）により等価線量の推定をおこなった．周氷河性岩屑堆積物は周氷河作用による緩慢な物質移動によるため，均一な露光によるブリーチがなされていない可能性がある．しかしこの岩屑堆積物中にわずかに含まれる石英微粒子はレス起源とも考えられ，堆積前に完全にブリーチされている可能性もある．そこで本研究では，周氷河性岩屑堆積物，これを覆うレス，堆積物の基盤岩のそれぞれから石英微粒子および石英粗粒子を取り出し，OSL信号に含まれる成分を比較することで，周氷河性岩屑堆積物に含まれる石英微粒子がレス起源であるか否かを検討する．さらに，周氷河性岩屑堆積物とレスの双方からOSL年代を求める．

本研究ではSite 1～Site 4の4地点でOSL試料を採取した（図 2）．Site 1では基盤岩上に周氷河性岩屑堆積物が観察できる．本露頭は安江・石井（2005）によって報告された大曲－豊富断層の露頭に隣接する．ここでは岩屑堆積物中の石英微粒子，基盤岩を構成する頁岩・泥岩のOSL信号特性を比較する．また岩屑堆積物を切るクラックを充填する堆積物からOSL年代測定試料を採取した．Site 2では下位から順に，上部ほど破砕された基盤岩，海成砂，レスが観察できる．このレスの下部層と海成砂層上部はクリオタベーションによって著しく乱れている．ここではレス堆積物を中心にOSL試料を採取した．Site 3では周氷河作用を受けた海成砂礫層およびレスが存在する．ここではレス堆積物およびこれらを切るチャネル堆積物を採取した．これらのOSL試料が示す等価線量はいずれも約65～85 Gyであった．Site 4では，海成砂層（浅茅野層）を断ち割る複数の化石凍結割れ目が確認可能である．この化石凍結割れ目はレス堆積物に覆われ，さらにこれを砂丘砂が覆う．ここでは割れ目直上のレス堆積物とその上位の砂丘砂からそれぞれOSL試料を採取した．なお，Site 5では化石凍結割れ目がおよそ2万年前に形成されたことが既に推

定されている（Kondo et al., 2005）．発表当日はこれらのOSL年代値およびOSL信号特性から周氷河性岩屑堆積物の堆積年代について議論する．

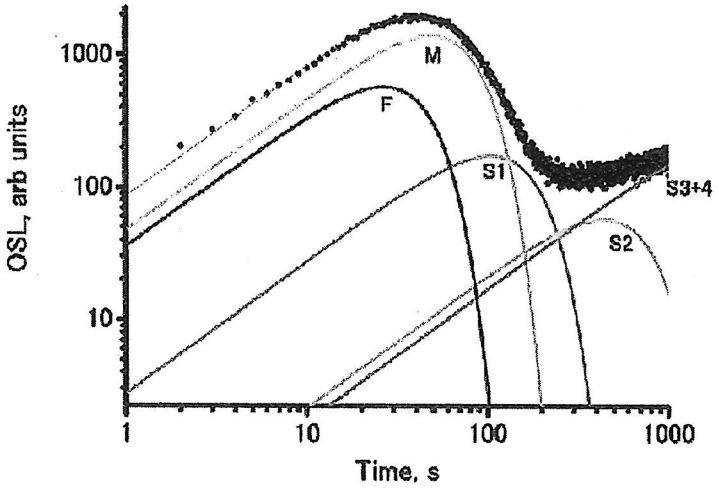


図 1　LM-OSL測定結果の一例

縦軸は LM-OSL 信号強度，横軸は測定時間．LM-OSL の測定では通常のOSL測定と異なり，励起光強度が0の状態から測定時間の経過とともに徐々に強度を増加させる．この結果から OSL 信号を構成する個々の成分を分離させることが可能である．

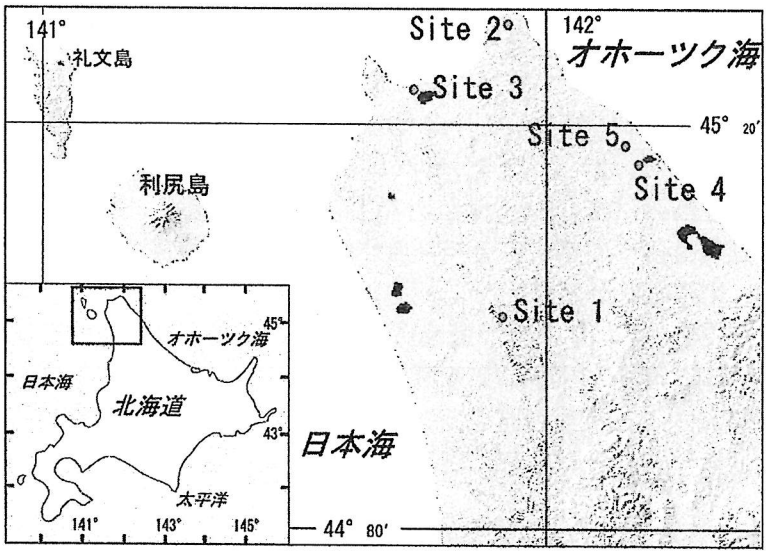


図 2　本研究の試料採取地点

P-66

歴史地震で隆起した貝化石を用いた三浦半島南部における海洋リザーバー効果の評価

宍倉正展[1)]・越後智雄[2)]・金田平太郎[1)]
1)：産総研・活断層研究センター，2)：地域地盤環境研究所

Masanobu SHISHIKURA, Tomoo ECHIGO and Heitaro KANEDA: Evaluation of marine reservoir effect using historically uplifted marine mollusk in the southern part of the Miura Peninsula.

はじめに

貝化石など海成試料の ^{14}C 年代は，一般に海洋のリザーバー効果により，陸成試料より古い年代を示すとされている．またその影響には地域差があり，ΔR 値で評価される．海洋リザーバー効果は，年代既知の海成試料の ^{14}C 年代を当時の大気の ^{14}C 年代と比較することで評価できるが，その場合の試料は大規模核実験の開始される AD1950 より前のものでなければならない．このため，例えば AD1950 より前に採取され，死滅したことが明らかな現生生物の博物館試料を用いたり，地質学的，考古学的にみて同時期と見なされる海成と陸成の生物試料を比較したりすることが多い．宍倉（2003；日本第四紀学会 2003 年大会）は，歴史地震で離水し，死滅したことが明らかな貝化石を用いた方法について紹介し，1923 年大正関東地震で隆起した三浦半島南部沿岸（図 1）の付着生物化石群集の測定結果を報告した．本発表は，これまでの結果にさらに新たな資料を加え，IntCal04 や Marine04 を用いて評価し直したものである．

調査方法

三浦半島や房総半島の沿岸では，ヤッコカンザシ（*Pomatoleios kraussii*）と呼ばれる岩礁の固着生物が，旧汀線指標として有効なものの一つと考えられている（茅根ほか，1987）．三浦半島南部沿岸には，おもに 2 つのレベルで化石化したヤッコカンザシの遺骸群集が観察され，平均海面上 1.0～1.8m に分布している低位のものが，1923 年大正関東地震時に隆起・離水したものである（図 1，2）．この分布高度は測地によって推定される隆起量と調和的である．なお，高位のものは 2.0～3.0m に分布し，1703 年元禄関東地震に関係している可能性が高い．遺骸群集は多くの場合，分布高度に 0.3～0.7m 程度の幅がある（図 2）．これは，地震間の緩慢な沈降運動が生息域を上方へ延ばしたことが一因として考えられる．このことから，遺骸群集の中で，より上方で表面付近のものが地震で隆起する直前まで生息していた可能性が高い．本研究では沿岸の 7 カ所において，ヤッコカンザシおよびそれと同レベルの離水ベンチに穿孔する二枚貝の試料を，高位と低位と合わせ 14 試料採取し，^{14}C 年代測定をベータアナリティック社に依頼して行った．

結果

試料の位置や風化程度を基に試料を選別した結果，低位の貝化石の ^{14}C 年代は 490～580 yr BP という値が得られた（図 2）．これらがすべて AD1923 に死滅したものと仮定し，海

洋モデル年代を Hughen *et al.* (2004)に基づいて 450 yr BP (AD1923)とすると，ΔR は平均 82 ± 33 yrs である．高位の貝化石も同様にして 610～680 yr BP という ^{14}C 年代から，平均 77 ± 32 yrs というΔR が得られる．本研究では，保存が良く，1923 年に離水したことが確実な低位の貝化石の結果を採用し，三浦半島南部周辺のΔR として 82 ± 33 yrs を提示する．この結果を日本列島周辺で報告されているΔR と比較すると，Kuzmin *et al.* (2001) による国後島の結果（約 380 yrs）より，Hideshima *et al.* (2001) による南西諸島の結果（約 35 yrs）に近い．すなわち本地域は，南西から流れこむ黒潮の影響を受けている可能性を示唆する．

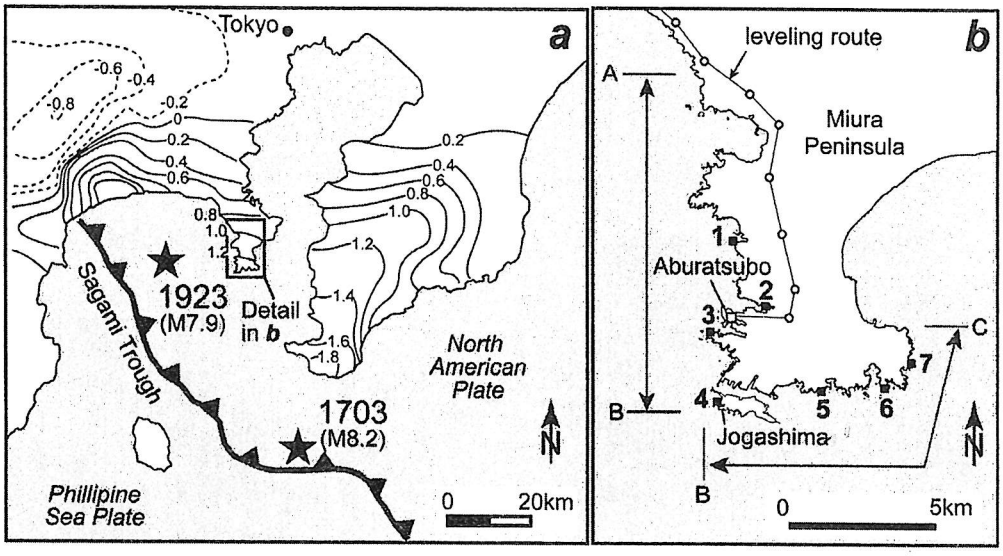


図 1　a：1923 年大正関東地震に伴う地殻上下変動 (Miyabe, 1931) .等変位線の単位は m,
b：調査地点の位置

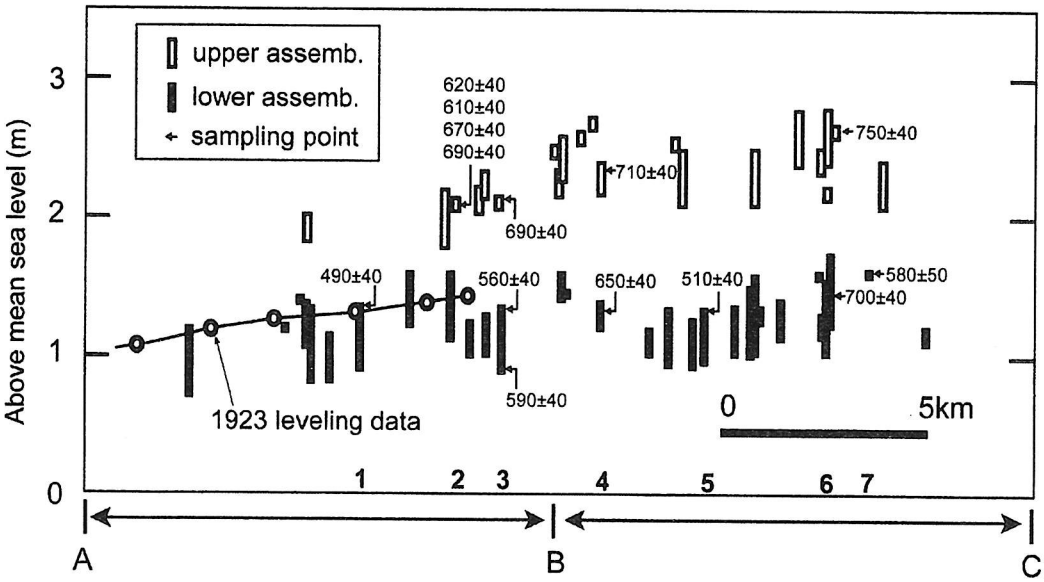


図 2　隆起固着生物の高度分布と ^{14}C 年代．図 1b の測線沿いに投影．