S-1　第四紀後期の東南極氷床の変動と海面変化

森脇喜一（極地研）・平川一臣（北大）・中田正夫（九大）

Kiichi MORIWAKI, Kazuomi HIRAKAWA, Masao NAKADA; Behaviour of the East Antarctic Ice Sheet and Sea-level change during the late Quaternary.

北半球の最終氷期極相期にあたる時期（LGM: 約２万年前）には，南極氷床は海水準低下に誘発されて大陸棚の縁まで拡大し，氷床の厚さは現在の海岸線付近で500～1000 mに達した，といういわゆるマキシマムモデルの考えがあり（CLIMAP model: Stuiver *et al.*, 1981; Denton *et al.*, 1991），関連する諸問題に対して相当の影響を与えてきた．しかし，近年LGMにおける南極氷床の拡大は，従来推定されていたほど大規模ではなかったと見なされるようになってきた．その根拠を以下に列記し，東南極氷床の変動と海水準変動に係わる問題点を指摘する．

１．宗谷海岸北部の，現在の大陸氷床縁から 10 km 足らずの距離しか離れていない隆起海浜堆積物中に産する海棲化石には，完新世の年代値とともに 30-50 ka の ^{14}C 年代を示すものが多数存在することが，AMS を用いた年代測定によって再確認された（Igarashi *et al.*, 1995; Fig. 2）．隆起海浜堆積物中の LGM より古い海棲化石年代は，再確認が必要と思われるが，いくつかの南極沿岸露岩から報告されている（例えば、Denton *et al.*, 1970; Adamson and Pickard, 1986; Fig. 1）．宗谷海岸北部では最近の調査により，それら貝化石の多くは原地成であり，堆積後，氷床荷重などで乱されていないことが確認された（Maemoku *et al.*, in press）．この事実は，宗谷海岸北部は LGM には東南極氷床に覆われなかったことを意味する．なお，宗谷海岸中部以南の隆起海浜からは，１例を除いて完新世よりも古い ^{14}C 年代を示す海棲化石は得られていない．

２．南極の大陸棚の水深は大きく，陸岸や氷床縁近くでも急激に深まっており，LGM の海面低下（100 - 120 m ?）程度では，着底氷床が前進できる範囲は小さい（Goodwin, 1993; Igarashi *et al.*, 1995）．大陸棚上のロス海西岸から得られた海底コアの層相と AMS ^{14}C 年代は，LGM における着底氷床の前進がロス海中央部まで及ばなかったことを示す（Licht *et al.*, 1995; Taviani and Anderson, 1995）．

３．ロス海西岸・テラノヴァ湾周辺で，Stuiver *et al.* (1981), Denton *et al.* (1991) が LGM 南極氷床の堆積物として当時の氷床復元のよりどころにした，いわゆるテラノヴァ・ドリフト（海抜380 m付近まで分布）は，最終間氷期ないしそれより古い汀線によって切られており（平川ほか, 1996），LGM のロス海氷床は Stuiver *et al.* や Denton *et al.* のいうような規模ではなかった．

４．東南極の他地域でも，LGM に相当すると推定される氷床表面高度は，現在と比べてさほど大きくはなく（現在の海岸から約 200 km 内陸のセール・ロンダーネ

山地で 5 m の増：Moriwaki *et al.*, 1992；ランバート氷河出口の沿岸部で約 100 m の増：Mabin, 1992），顕著な氷量の増加があったとは認められない．

5．LGM に南極氷床が顕著に拡大していたにしては，南極沿岸の完新世の隆起汀線高度は低すぎる（4-32 m/7-10 kyr: Colhoun *et al.*, 1992; ‹30 m: Hayashi and Yoshida, 1994）．

6．沿岸露岩の露出年代（氷床からの開放年代）値はまだほとんど得られていないが，宗谷海岸北部と中部以南とでは明らかに風化度に差があり，両者の露出年代には有意（10^4 年オーダー）の違いがあると予想される．ちなみに氷床から開放されたことによる宇宙線被爆年代として，ベストフォードヒルズから 22-80 ka の ^{36}Cl 年代が得られ（Fabel *et al.*, 1995），バンガーヒルズから LGM 以前の OSL 年代が得られたとの情報（Gore, personal com.）や，風化度の低い宗谷海岸南部からは LGM 以降の ^{36}Cl 年代が得られたとの情報（Stone, personal com.）が寄せられている．

7．中田の試算では，CLIMAP model に基づく LGM の南極氷床の氷量と，Drewry 編 (1983) の現在の氷量との差から推定されるアイソスタティックな隆起量は，粘性依存性を考慮すると，6000 年前の海岸線を想定した場合に，宗谷海岸では 10-20 m，ロス島では約 90 m の高さになる（Fig. 3）．しかし，ロス海西岸の完新世隆起海浜は10～15 mの所が大半で（最高で31 m），宗谷海岸とほとんど差はないので，推定されるアイソスタティックな隆起量 90 mは異常である．すなわち，ロス海やウェッデル海の大陸棚上に LGM の氷床を大きく前進させた CLIMAP model は地球物理学の観点からも現実を説明できない．

以上の最近の知見は、LGM の南極氷床拡大は Denton たちが示したほどには当時の海面低下に貢献しなかったこと、LGMの海水準低下量を示すとされるBarbadosの値、121 ± 5 m (Fairbanks, 1989) が正しければ、南極氷床の過大評価分（最大で 25 m の海面低下に貢献）だけ北半球の氷床が大きかったことを意味する．

また，40 kaころ（Isotope Stage 3）の海水準に関して，南極沿岸においてもアイソスタティックな地殻変動量とユースタティックな海面変動量をまだ明確には分離できていないが，それでも，40 kaころの隆起海浜の存在は，当時の海水準が相当に（-40 m ?）高かったことを意味すると考えている．なお，最近 δ^{18}O 記録からも同様の見解が示された（Linsley, 1996）ことを付記する．

主要文献

Adamson and Pickard (1986): Cainozoic history of the Vestfold Hills. Antarctic Oasis, ed. J. Pickard, Academic Press, Sydoney, 63-97.

Colhoun *et al.* (1992): Antarctic ice volume and contribution to sea-level fall at 20,000 yr BP from raised beaches. Nature, 358, 316-319.

Denton *et al.* (1970): Late Cenozoic glaciation in Antarctica: the record in the McMurdo Sound region. Antarct. Jour. U.S., 5, 15-21.

Denton *et al.* (1991): Cainozoic history of the Antarctic ice sheet. The geology of Antarctica, ed. R.J. Tingey, Oxford Univ. Press, 365-486.

Fabel *et al.* (1995): Glacial erratics as potential indicators of ice-sheet stability: Cosmogenic isotope

evidence from the Vestfold Hills, East Antarctica. Abstracts: VII International Symp. Antarct. Earth Sci., Siena, 123.
Hayashi and Yoshida (1994): Holocene raised beaches in the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica. Holocene Environmental Changes in Antarctic Coastal Areas, ed. by P.A. Berkman and Y. Yoshida, Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, 50, 49-84.
平川ほか,(1996): いわゆるテラノバ・ドリフトについて. 第16回南極地学シンポジウム講演要旨, 11.
Igarashi *et al.* (1995): Marine fossils of 30-40 ka in raised beach deposits, and late Pleistocene glacial history around Lützow-Holm Bay, East Antarctica. Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., 8, 219-229.
Linsley, B.K. (1996): Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sula Sea over the past 150,000 years. Nature, 380, 234-237.
Licht *et al.* (1995): New marine stratigraphic evidence for glaciation across the Ross Sea continental shelf: Ice sheet or ice shelf? Abstracts: VII International Symp. Antarct. Earth Sci., Siena, 244.
Mabin (1992): Late Quaternary ice-surface fluctuations of the Lambert Glacier. Recent Progress in Antarctic Earth Science, ed Y. Yoshida et al., TERRAPUB, Tokyo, 683-687.
Maemoku *et al.* (in press): Stratigraphy of the Late Quaternary Raised Beach Deposit in the Northern Part of Langhovde, Lützow-Holm Bay, East Antarctica. Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., 10.
Moriwaki *et al.* (1992): Late Cenozoic glacial history in the Sør-Rondane Mountains, East Antarctica. Recent Progress in Antarctic Earth Science, ed Y. Yoshida et al., TERRAPUB, Tokyo, 661-667.
Stuiver *et al.* (1981): History of the marine ice sheet in West Antarctica during the Last Glaciation: A working hypothesis. The Last Great Ice Sheets, ed. G.H. Denton and T.H. Hughes, John Wiley & Sons, New York, 319-436.
Taviani and Anderson (1995): Responce of Biogenic carbonate factories to ice sheet and ice shelf dynamics: A largely deglaciated Ross Sea since Isotope Stage 3? Abstracts: VII International Symp. Antarct. Earth Sci., Siena, 367.

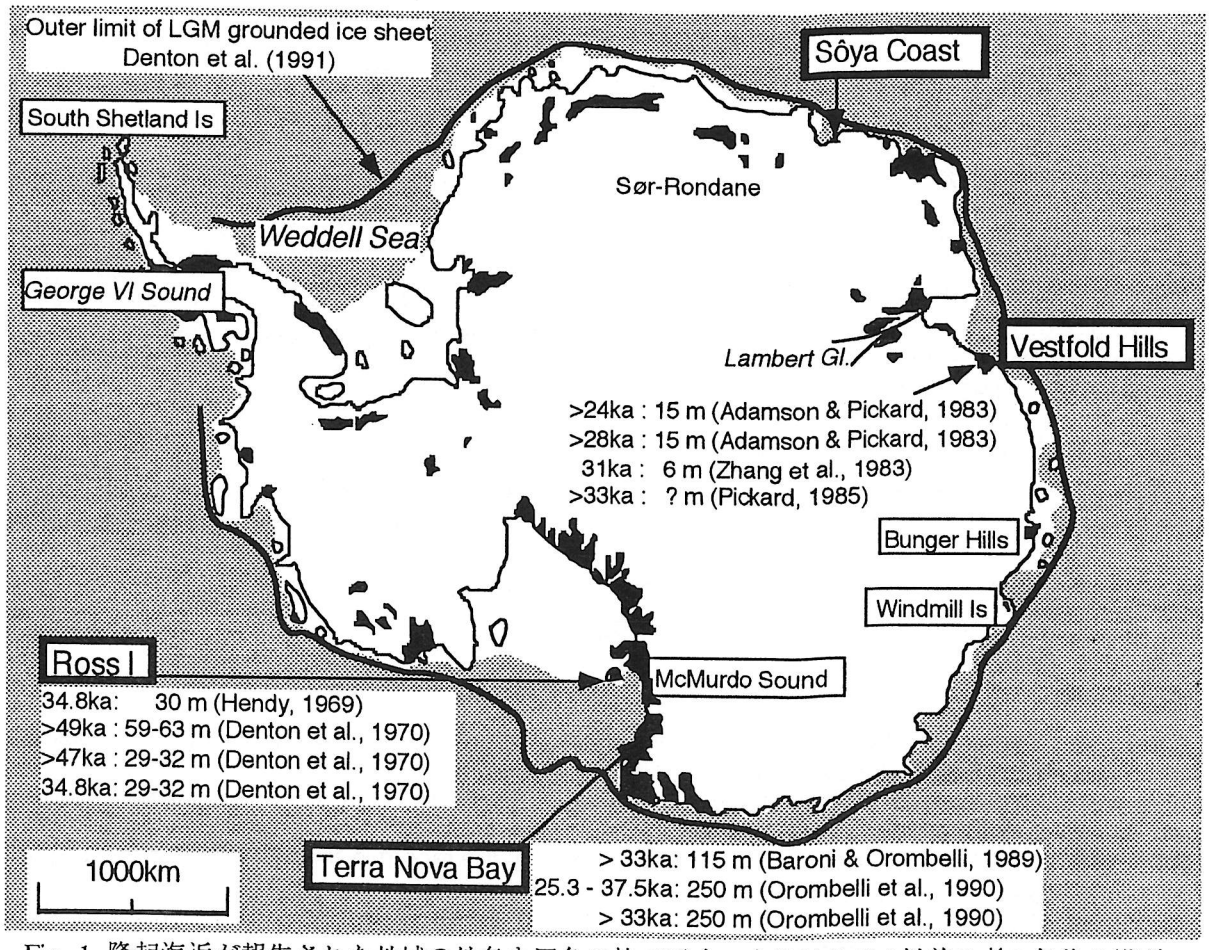


Fig. 1 隆起海浜が報告された地域の地名を四角の枠で示す. 太枠は LGM 以前の ^{14}C 年代の場所.

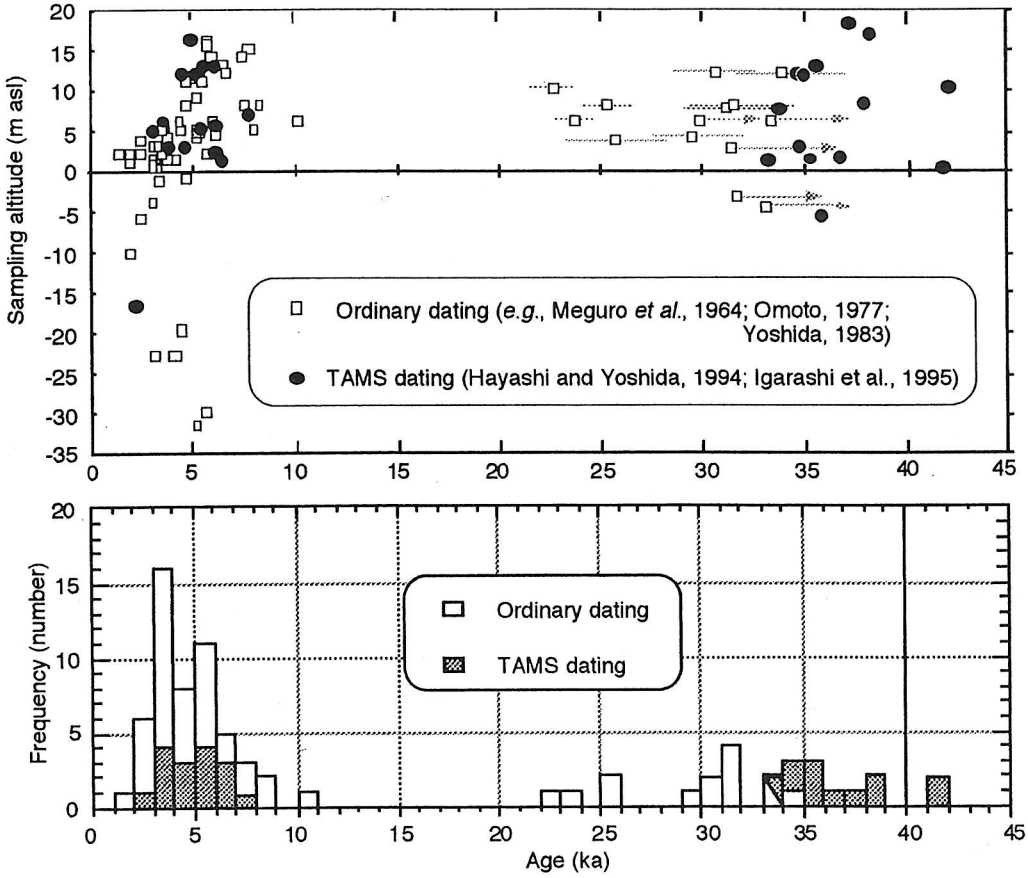


Fig. 2 宗谷海岸の隆起海浜から得られた海棲化石の^{14}C年代（Igarashi et al., 1995 による）．現在では AMS dating 資料はさらに増加しているが，傾向は同様である．

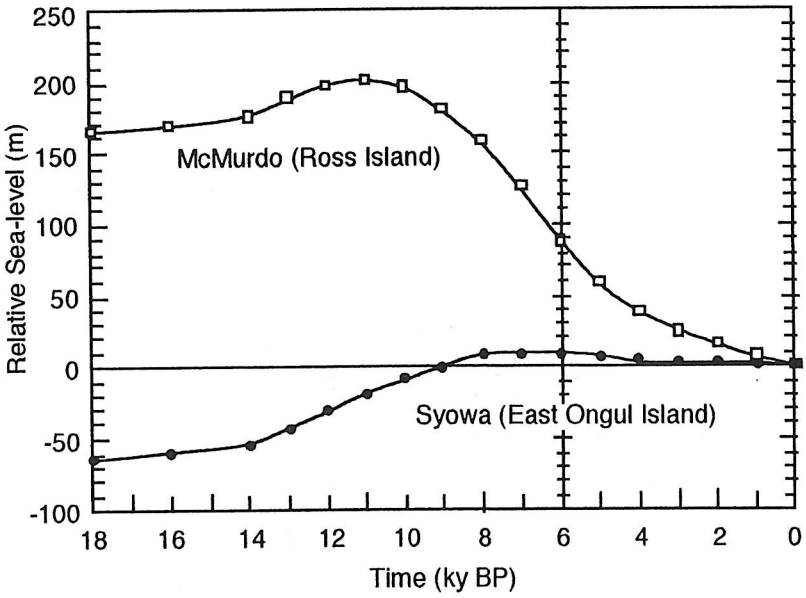


Fig. 3 CLIMAP model と現在の氷量の差から推定される南極沿岸の 2 地点におけるLGM 以降の相対的海水準変化（地球の変形に粘性依存性を考慮してアイソスタティックな隆起を計算）．例えば，現在の地表に6000年前の汀線が記録されているとすれば，ロス島では約 90 m，東オングル島では約 10 m に認められることになる．

S-2

最終氷期における気温変動
「Dansgaard-Oeschger サイクルと Younger Dryas」

藤井理行（国立極地研究所）

Yoshiyuki FUJII; Climatic change in the last glacial
-Dansgaard-Oeschgercycles and Younger Dryas-

ヨーロッパのグループ(GRIP)は、グリーンランド氷床で 1992 年に岩盤まで達する 3028m のコア掘削に成功した。この氷床深層掘削で得られたコアは、過去 25 万年間をカバーするが、最終氷期の気候変動に新たなるいくつかの問題を提起している。

その第一は、氷期における亜間氷期（温暖期；glacial interstadials）である。酸素同位体の分析結果は、最終氷期に 24 の亜間氷期を示した（Dansgaard et al., 1993）。亜間氷期は、数十年の急激な気温上昇により始まり 500～2000 年かけて徐々に寒冷化する特徴がある。また、その変動は 2 つの安定な状態を繰り返すフリップフロップ現象でもある。

この亜間氷期についてのメカニズムは、海底コアの分析から新たな解釈が提起されている。図は、最終氷期の後半の過去 5 万年前から、氷期が終焉する過去 1 万年前の GRIP コアからの気温変動とともに、北大西洋の海底コア中の有孔虫の数の変動を示しており、グリーンランド氷床の気温と北大西洋の海面水温の間に強い相関があることが示された(Bond et al., 1993)。さらに、Broecker (1994) は、カナダのローレンタイド氷床から巨大な氷山の北大西洋への分離流出（ハインリッヒイベント；図の HL）が亜間氷期の原因となったとの解釈を示した。

氷床の間欠的な異常前進（サージ）によるハインリッヒ氷山群の流出は、氷期の寒冷期に起こった。北大西洋に流出した氷山群は融解し、この海域の表層を低塩分化し、寒冷な気候のもと海氷の形成が促進された。海水の凍結は、濃縮した高塩分により高密度で低温の底層水（depth water）を形成し、海水の熱塩循環（thermohaline circulation）を引き起こす。北大西洋深層水（NADW）の形成である。NADW の形成は、極向きの熱輸送が強化され、極域は海氷の消失によるアルベード効果も含め一気に温暖化するというシナリオである。

その第二は、最終氷期から現在に続く温暖期への遷移過程で起こった寒気の揺れ戻しである Younger Dryas である(図の YD)。11,500 年前に始まった Younger Dryas の発生のメカニズムについても、Broecker et al. (1989)はローレンタイド氷床との関係で説明している。ローレンタイド氷床からの融け水は、氷期には末

端にできていたアガシー湖にたまり、そこからミシシッピー川を経てメキシコ湾に注いでいた。当時、アガシー湖の東にはローレンタイド氷床が張り出していたからである。氷期が終わり温暖化する過程で、ローレンタイド氷床は縮小し、アガシー湖にたまった水は突然セントローレンス川を経て、北大西洋へと流れ込むようになった。多量の真水により、北大西洋の海面表層は低密度となりNADWが消滅した。海流による極への熱輸送が止まり、再び気候の寒冷化が起こったのである。しかし、寒冷化によるローレンタイド氷床の前進によりアガシー湖からの水は再びミシシッピー川に流れるようになり、Younger Dryasは終結するのである。

南極ドームふじで1996年に得られた2503mの氷床深層コアは、現在分析途上にあり、詳細は今後の研究にゆだねられるが、Younger Dryas（やや弱いが）を示すとともに、亜間氷期についてもその痕跡を残しているようである。このように、北半球のローレンタイド氷床の消長は、北大西洋の海洋循環とリンクし、地球規模の気候変動を引き起こしたと考えられている。

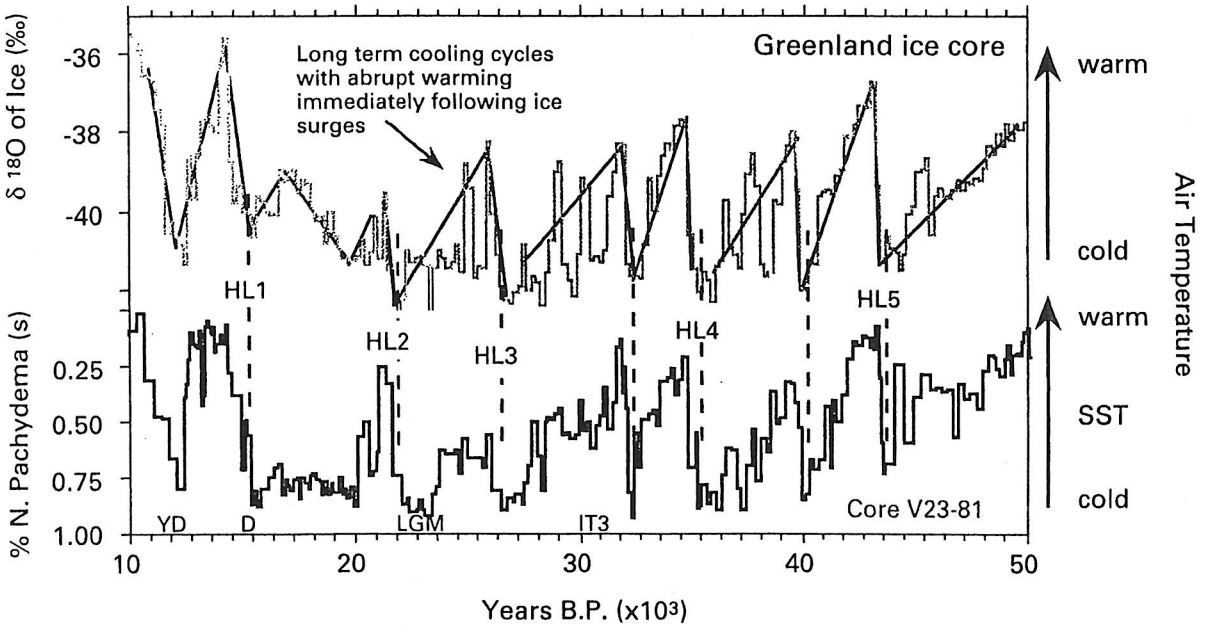


図　グリーンランド氷床GRIPコアによる最終氷期後半の気温変動（上）と、北大西洋の海底コア中の有孔虫の数からの表面海水温変動（下）。HLはローレンタイド氷床からの氷山群流出を示すハインリッヒイベント、YDは間氷期への遷移期間の寒冷期であるYounger Dryas。（Bond et al., 1993に基づく）

S-3 氷期・間氷期の気候変動機構 ～氷床モデルと大循環モデルを用いた研究～

阿部彩子（東京大学　気候システム研究センター）

Ayako Abe (CCSR, Univ. Tokyo) : Modelling the cycle and contrast of Glacial/Interglacial climate, using a numerical ice sheet model and GCM.

氷期間氷期サイクルの問題は周期的外力に対する気候システムの応答の典型的な問題といえよう。周期的外力が地球軌道要素（Milankovitch外力）であることは今やはっきりしているが、その外力に対して気候システムがどう応答するのかが問題である。気候モデルを用いた研究の立場からアプローチして話題提供を行う。ここで、用いるモデルは現実的な気候を再現するのに用いられるような高自由度のモデル（フルモデル）である。前半は第四紀気候遷移のメカニズムを調べるために氷床流動のモデルを用いた研究について、後半では氷期／間氷期の気候状態の違いを調べるために大気大循環モデルを用いた研究について紹介する。本来なら氷床も大気も、さらに海洋、炭素循環といったサブシステムを結合してシステム全体の外力に対する応答を取り扱うべきであるが、現在はまだ（世界的にも）その準備段階である。

(1) 第四紀気候遷移について

最近数10万年間は大氷床の拡大・縮小に伴って氷期と間氷期が約10万年周期で繰り返されている。しかし、100万年前まで遡るとこの氷床の10万年周期は見られず、約4万年周期が卓越するようになることが最近になってわかってきた。つまり、約100万年前に氷期・間氷期の周期が変化したと考えられる（これは第四紀の気候遷移と呼ばれる）。10万年周期変動は、約2万年・約4万年周期の地球軌道変動(ミランコビッチサイクル) による日射の変動が地球気候システムによって変調されて生じると考えられる。従来の研究では、少ない変数を用いた数学的なモデルによって議論されることが多かった（Ghil(1984)）が、ここでは氷床力学時間発展数値モデル(Abe-Ouchi, 1993) を含む多自由度系のモデルを用いてこの問題について検討した。外力（日射に対応する大気側の境界条件）を周期的に変化させてモデルの氷床の応答を調べた。結果として、外力がある範囲にあるとき、氷床の応答の周期が外力の周期の２万年より長くなり、非線型共振を示すことがわかった。このときの氷床質量は鋸型の時間変動を示し、データから推定される最近の氷期間氷期サイクルを良く再現している。また、温暖期と寒冷期を繰り返しながら、全体として徐々に寒冷化が進む場合を考えると、無氷床状態から、小氷床の（外力と同じ）周期変動を経て、大小氷床の長周期振動（倍振動からchaoticを経てまた倍振動に戻り）、さらには大氷床の（外力と同じ）周期振動へとレジームが遷移することを示している（図）。つまり、外力が同じ周期・同じ振幅で振動している場合でも、外力の平均値の変化によって氷床の振動は全く異なる状態に遷移しうる。

(2) 氷床モデルについて

(1)で述べた研究に用いたモデルの概要はつぎのようなものである。予報変数は氷床の面積、高さ、流動速度、温度、物質分布である。モデルのおもな物理過程は

氷床力学と基盤岩応答である。氷床の表面の境界条件として、夏の気温や降水量によって決まる表面質量収支（すなわち降雪によるかん養と融解蒸発による消耗）の高度分布を、下部境界条件としては基盤地形と熱流量をおく。氷床の流動は非ニュートニアン連続体の力学に基づいて計算される。ここでは、基盤応答は基盤岩が氷床の荷重が加わった場合の平衡地形へ向かってある時定数で変形していくとして取り扱う。モデルは現存の氷床の流動や温度を現実的に再現する。

(3) 大循環モデルについて

東大CCSRのグループでは大循環モデルを開発して地球温暖化の研究や気候システムの基礎研究のための数値実験を行っている。大気大循環モデル(CCSR/NIES AGCM、Numaguti et al, 1996)は大気の気温、水蒸気量、風速などを予報変数とし、大気の力学過程の他、放射過程、積雲対流や大規模凝結による降水過程、境界層過程、地表面水文過程などを考慮に入れた数値モデルである。さらに我々は深層も含めた海洋大循環モデルを結合し地球温暖化将来予測を試みている(CCSR 結合モデル, 阿部、山中、木本、1996) が、この結合版を用いて過去の気候も研究対象にするためにはさらなる開発が必要であり準備中である。これまでのところ海面水温固定の大気大循環モデルによる実験などの感度実験を行い、氷期と間氷期の気候状態の違いを調べた。実験設定として、海面水温はCLIMAPのSSTを用い、軌道要素は21Kaのもの、大気中二酸化炭素は200ppm(現在345ppm)、氷床はPeltier らの推定したものを用いる。モデルの感度の結果について、講演時に議論する。

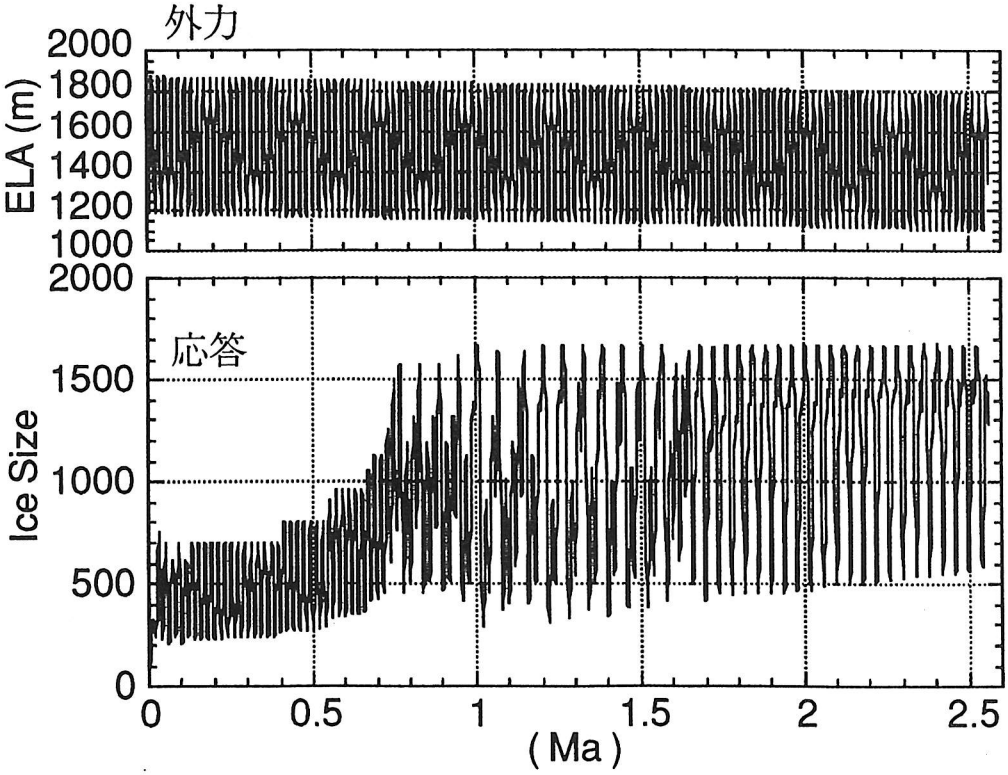


図　２万年周期で振動しながらゆっくりと寒冷化に向かう外力（上）と、それに対する氷床の応答（下）。（横軸、１００万年単位、時間は右へ）

S-4 Asian monsoon instability recorded in decadal to sub-century scales of loess-paleosol sequences on the western Loess Plateau of China

Fang Xiao-Min[1,2,4], Yugo Ono[2], Li Ji-Jun[1], Xi Xiao-Xia[3]
Hitoshi Fukusawa[4], Mishima Torii[5], Subir Banerjee[6]

1 Department of Geography, Lanzhou University, Lanzhou, Gansu 730000, PR China
2 Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Sapporo, 060 Japan
3 Department of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou, Gansu, P.R. China
4 Department of Geography, Faculty of Science, Tokyo Metropolitan University, Hachioji, 192-03 Japan
5 Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Sciences, Kyoto University, Kyoto, 606-01 Japan
6 Institute for Rock Magnetism, University of Minnesota, 100 Union Str. S.E., Minneapolis, MN55455-0128, U.S.A.

Climatic instability during the past 150 kys is of great significance for understanding of our future climate. These sharp climatic fluctuations have been clearly revealed mainly in the Northern Atlantic region for the last glacial, but remain heated debates on whether they existed in the last interglacial.

Asian monsoon is the largest longitudinal circulation system in heat exchange on the earth and has strong relationships with global circulation systems. Knowledge of details of its climatic changes during the last glacial cycle can provide not only a base to look insight regulations of its performances, but add individual information about whether the Atlantic climatic instability has exerted its influence on far Asia and to understand its attribution and mechanism.

The western Loess Plateau is located in the frontal area of monsoons (Indian monsoon, East Asian monsoon and (Tibetan) Plateau monsoon) with semi-arid and arid environments, receiving the highest dust input in the world and suffering from weak pedogeneses (mainly soil leaching, bioturbation and homogenization). These favorite conditions make the area very sensitive to climatic change and minimize loss of climatic signatures in loess-paleosol records.
Several representative decadal to sub-century scales of loess-paleosol sequences have been chosen and studied in detail from this area.

The pedosequences for the last glacial cycle show that the last interglacial (MIS 5) soils (S1) are the strongest with identical horizons of ochric A, cambic B and/or calcic Bk or Ck (only for S1 in sub-humid area) and generally have three individual soils named S1-a, S1-b and S1-c (with some variants up to five soils in places where S1 suffered from additional processes such as alluvial disturbance); the Holocene (MIS 1) soils have a similar pedogenic structure with S1 series but slightly weaker than S1; the last mega-interstadial (MIS 3) soils (Sm) are the weakest ones with an only ochric or mollic A horizon or sometimes with additional thin calcic horizon below. The Malan loess, formed

in the last glacial, separates S1 at its bottom and S0 on its top and contains Sm at its middle. The whole sequences are normally 35-40 m thick, about three times as thick as that in central and eastern parts of the Loess Plateau.

Chronologies of these sequences were based on a combination of organic ^{14}C-, TL/OSL- and paleomagnetic-dating and orbital-tuning technique. A magnetical polarity reversal, the Blake event, with ages of about 115-120 kys is found at the upper part of S1-c, yielding strong support for TL/OSL ages for this part of the sequences.

Samples were taken at 1-2 cm and 2.5-5 cm intervals for S1 and Malan loess, yielding resolutions of c. 30-150 years per sample. Grain size and carbonate content and rock magnetic parameters have been chosen as indicators of winter and summer monsoons, respectively.

The results from these loess-paleosol records have shown that they have a good correlation with the Vostok ice core and marine isotope records in low frequency (millennial scale) and a high similarity in high frequency (century scale) with those from the Greenland GRIP ice core. For the interval of the last interglacial, sharp climatic fluctuations during MIS 5e are evident, with prominent magnetic susceptibility and super paramagnetical (SP) or ultra-fine magnetical grain peaks lasting 2-3 kyr and culminating at about 128 kyr, 120 kyr and 116 kyr, and carbonate troughs lasting also 2-3 kyr but approximately predating 1-2 kyr. They can correlate clearly with oxygen isotope peaks at 5e1, 5e3 and 5e5 from the Greenland GRIP ice core. These peaks and troughs correspond to S1-c, suggesting stronger summer monsoons occurred during that time. Between these peaks and troughs, low magnetic susceptibilities and SP-grain contents and high carbonate contents appear, suggesting that summer monsoons became weakened during those time intervals. Grain size has a roughly reversed corresponding variation to susceptibility. This pattern demonstrates that at the time when summer monsoons vibrated largely, the winter monsoon experienced also a sharp fluctuation during the last interglacial, or it could be regarded that fluctuations of the winter monsoon caused superficial oscillations of summer monsoons. Because winter monsoon enhancements have been thought to be connected with cold episodes in the Northern Atlantic region through westerlies, Asian monsoon fluctuations may indicate that Eemian instability found in the Northern Atlantic region is probably true climatic signal and has extended its influence to far Asia.

For the interval of the last glacial, the Asian summer monsoon experienced rapid episodic warm pulses lasting only about several hundreds to two thousands. These warm pulses can be well correlated to warm peaks or periods of the oxygen isotopic climatic record from the GRIP ice core in Greenland. Most of these warm pules occur in non- or quasi-orbital forcing cycles and have pedogenic responses. Since there are no clear mechanisms linking warm pulses in the Northern Atlantic region with Asian summer monsoons that is driven by warm air masses over oceans mainly in the southern hemisphere, the pulse intensification of summer monsoons may have not direct links with those found in the Northern Atlantic region and thus may be driven by its internal factors or feedback.

S-5 レス・風成塵による東アジアのモンスーンの復元

小野有五（北大・地球環境科学研究科）
Yugo ONO;

黄土高原では、西安周辺のレスについての多くの研究があり、レス・古土壌のシークエンスによって、過去200万年以上にわたるモンスーン変動が復元されている（An et al., 1991, 93: Ding et al., 1993; Maher and Thompson, 1992; Prell and Kutzbach, 1987など多数）。 しかし、レスの層厚は、風上に近い黄土高原の西部ほど厚く、その時間分解能もよくなる。筆者らは、高精度の分解能をもとめて、蘭州周辺でのレスの解析を進めている（小野ほか、1996、97）。

図1は、黄土高原の西端に位置する蘭州周辺の黄河の段丘模式図である（Li et al.,1995による）

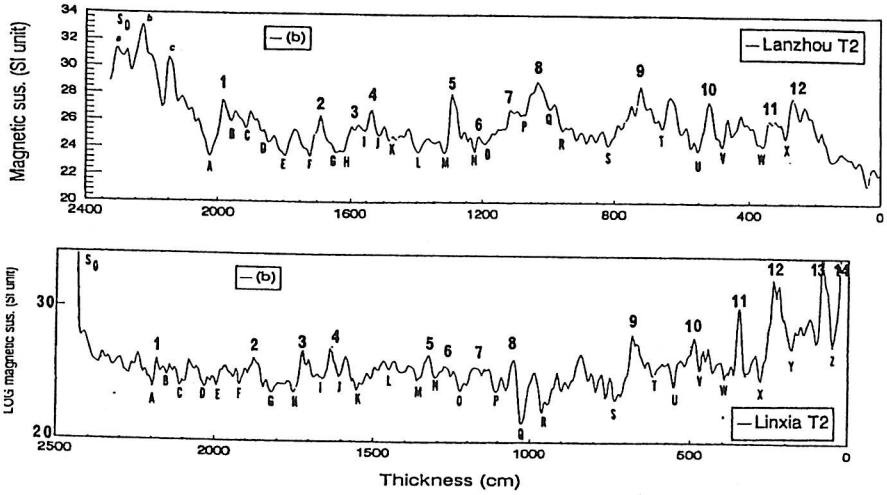
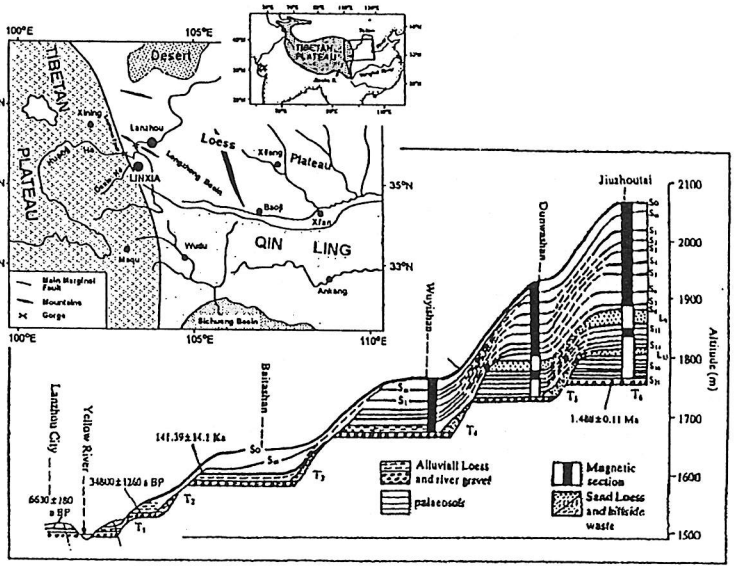


図2は、蘭州とそれから約100km南にある臨夏（りんしゃ）二地点での、第二段丘面（T2）を覆う上部マラン（馬蘭）レスの初期帯磁率（ＭＳ：Magnetic Susceptibility)の現場測定データである。高いＭＳを示す完新世の古土壌をもとに対比すると、両者のＭＳの変化はよく類似しており、ＭＳの変化が、モンスーン変動のproxy data となることを示している。蘭州ではＭＳの高いピークが12までしかないが、これはその直下で離水しているためであり、臨夏ではやや離水時期が早い。

しかし、ここでの問題点は、乾燥地域であるために古土壌の発達程度が弱く、ＭＳの変化の幅が小さいことである。土壌中の有機物含量のproxy として認められている分光測色計によるL*の値は、ＭＳのデータとよい相関を示さなかった（小野ほか、1997）。レスの供給源に近いため、レス中にも多量の鉄鉱物が含まれ、土壌化による（とくに微細な）鉄鉱物の集積効果が相殺されている可能性もあろう。今後、粒度、$CaCO_3$、粘土鉱物、同位体など、多くのproxyを用いた分析が必要である。しかし、5cm間隔でとられた試料は、ほぼ100—150年の分解能を示しており、もっとも時間精度の高い分析が可能である。



レスの供給源や、その運搬コースの復元も古気候の復元では重要な意味をもつ。

現在、日本列島に飛来する黄砂についてはさまざまな研究があり、タクラマカン砂漠やゴビ砂漠からの飛来が確認されている（増沢、1991；Uematsu et al.，1985など）。成瀬ほか（1997)は、最終氷期の風成塵に含まれる微細石英のESR信号強度が、それらの給源のproxyとなると考え、最終氷期、MIS 2の東アジアの風系を復元した。図3、図4は、その結果を示したものであり、図3はESR信号強度の場所による違いを、図4はESR信号強度の違いにもとづいて推定したMIS 2の風系を示している。レス・風成塵を運搬したのは冬のモンスーンと偏西風ジェットであるが、図4は、冬のモンスーンの影響は中部日本以北で大きく、以南では偏西風ジェットの影響が大きかったことを示唆している。この方法にもなお問題点があるが、今後、同位体など別なproxyを用いてクロスチェックを行うことにより、レス・風成塵の運搬コースをさらに高い精度で復元できるにちがいない。

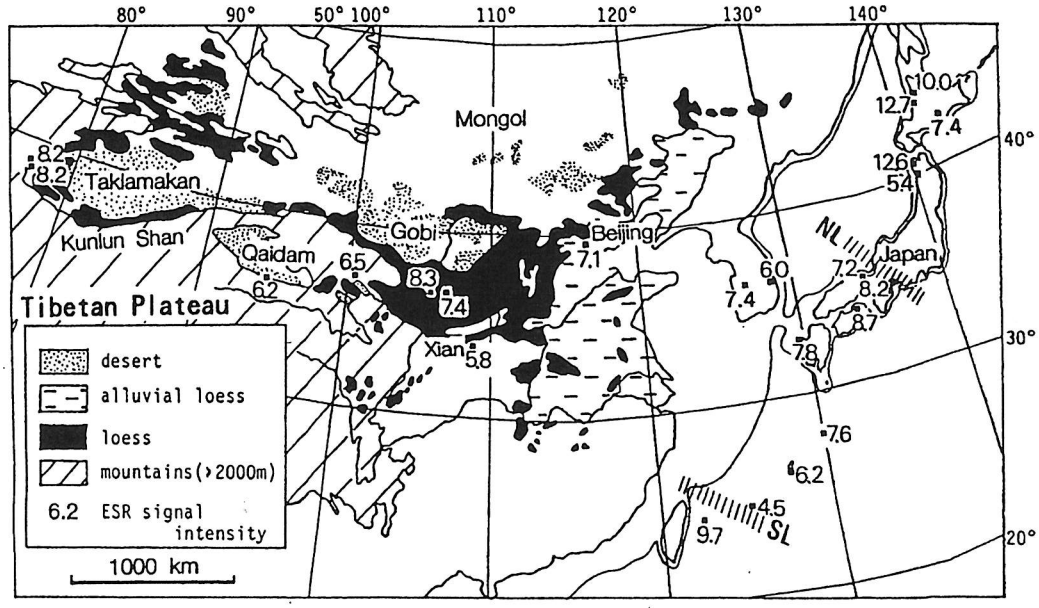


図3　中央・東アジアにおけるMIS 2に堆積した風成塵石英の酸素空格子（ESR）信号強度（任意単位)。レスの分布はLiu(1985)による。
NL: 中緯度コースの北限、SL: 中緯度コースの南限

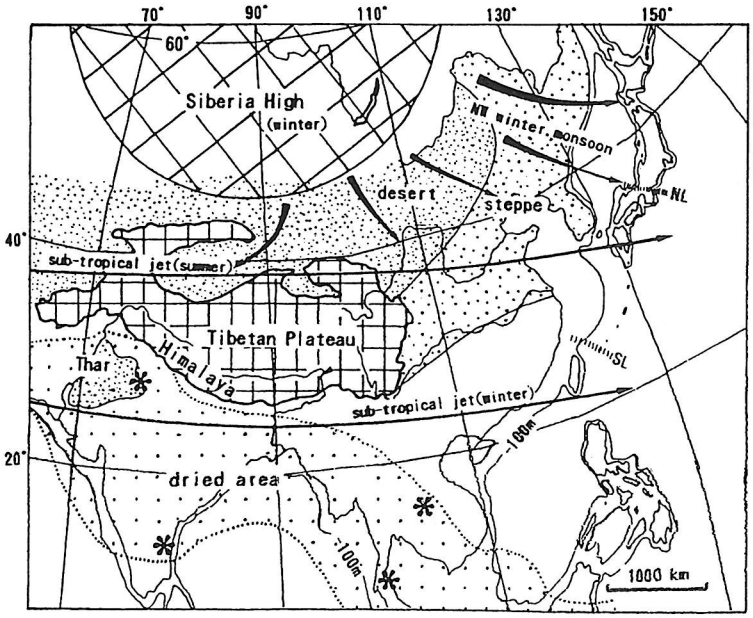


図4　MIS 2におけるモンスーンアジアの古環境
＊　南・東南アジアのレス分布地域
NL: 中緯度コースの北限
SL: 中緯度コースの南限

S-6 最終氷期における風成塵の堆積とモンスーン変動

成瀬　敏郎（兵庫教育大・社会系）

Toshiro NARUSE ; Eolian dust accumulation and changes of monsoon during the last Glacial age.

1　はじめに

最終氷期は氷河や砂漠を給源とする風成塵の飛来堆積がさかんな時期である。とくに中央アジアではチベット高原や天山山脈などに発達した氷河から氷河レスが供給され、中央アジア乾燥地域の拡大によって砂漠レスの供給も増加し、こうした地域から卓越風によって黄土高原や韓国、台湾、日本列島といった東アジアに大量の風成塵が運ばれた。一方、南・東南アジアも乾燥化し、各地にレスが分布している（成瀬・小野,1997)。こうしたモンスーンアジアに分布するレスはいずれもモンスーンの盛衰と関連し、モンスーンの弱体化した時期にレスが堆積し、強くなった時期に古土壌が生成している。

2　最終氷期のレス、風成塵の堆積時期

黄土高原では約240 万年前からレスの堆積が始まり、寒冷期にレスが堆積し、温暖期に古土壌が生成され、長期のレス－古土壌シークエンスが認められる。韓国では少なくともL_3（MIS 8）、台湾ではL_2（MIS 6）以降のレスが堆積しており、いずれもレス－古土壌シークエンスによる地形面の対比が可能である。日本列島ではこれまで最終氷期よりも古い時期のレスは確認されていない。それは韓国・台湾よりも給源地からの飛来距離が長く、しかもより湿潤な気候のために土壌浸食が活発であったことを示唆している（井上・成瀬,1990)。

モンスーンアジアで最も広範囲に分布しているレスは最終氷期に堆積したものである。最終氷期に対比される中国馬蘭レスはMIS 3 の古土壌L1SS1 を挟んでMIS 2 のL1LL1 とMIS 4 のL1LL2 に区分されており、韓国、台湾でも段丘上や古砂丘中にMIS 2 とMIS 4 の２層のレスが堆積している。日本列島でも風成塵を主母材にする古土壌はAT,DKP,Aso-4などを鍵層にMIS 2 と4 とに区分できる。両時期の風成塵堆積量は、黄土高原洛川においてMIS 2 がMIS 4 よりも多く（Anderson and Hallet,1996）、その傾向は日本列島でも同じである。しかし、詳細にみると図２のように高緯度コースを給源とするNL以北と中緯度コースを給源とする以南とでは風成塵の堆積量が異なっており、供給源の古環境の違いが反映されているようである。すなわち高緯度地域ではMIS 2 と4 の砂漠規模やシベリア高気圧の発達程度が中緯度地域に比較してかなり異なっていたのではないだろうか。

3　MIS 2 における風成塵の飛来コース

MIS 2 に堆積した風成塵石英について、ESR 法による酸素空格子信号強度を測定し、産地を同定する研究が試みられている（成瀬ほか,1996,1997; 成瀬・小野,1997)。これによると、MIS 2 には図１・３のようにシベリア高気圧からの吹き出す北西季節風によってゴビ砂漠から黄土高原へ、モンゴルやシベリアなどからNL以北の日本列島へ飛来する風成塵と、タクラマカンやゴビなどから黄土高原、韓国、SL－NL間の日本列島に夏の亜熱帯偏西風によって運ばれる風成塵、それに中国南部やインドなど先カンブリア紀岩分布地域から冬の亜熱帯偏西風によって運ばれる風成塵があると推定されている。こうした広域風成塵のほか、陸化した陸棚や氾濫源から吹き上げられた風成塵があり、とくに現海岸線に近い地域や低位段丘上のレスは近距離からの風成塵が多くを占めている。

4　風成塵の堆積時期と古環境

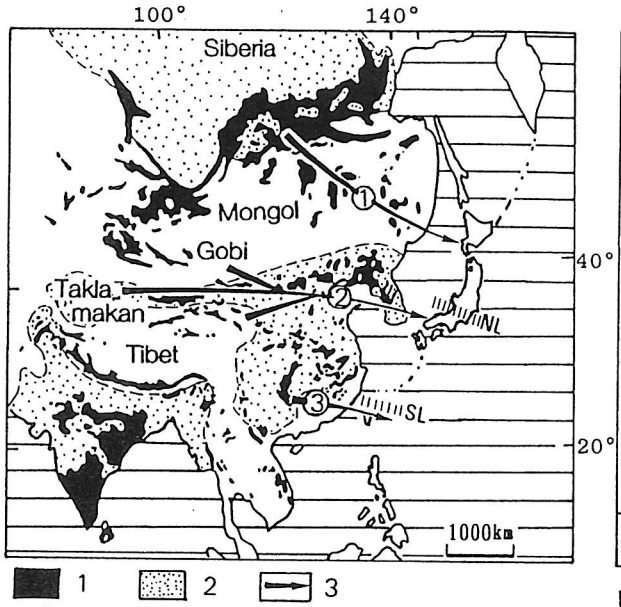
最終氷期の風成塵堆積時期と堆積量を明らかにするために福井県敦賀市中池見湿原の泥炭層に含まれる風成塵起源の無機物、微細石英が分析されている（鈴木ほか,1997)。図４のように堆積時期とその量は、完新世では微量であるが新ドリアス期、Heinrich event 1～5 に増加していること、MIS 2 には少量・粗粒・イライトに富む風成塵が高緯度コースを、新ドリアス期やHeinrich event 5には多量・細粒・石英に富む風成塵が中緯度コースを飛来したことが明らかになった。

5　最終氷期におけるモンスーン変動と風成塵の堆積

チベット・ヒマラヤはレスの供給だけでなく、熱帯域の湿潤な大気が内陸部に侵入するのを遮り、シベリア高気圧の発達に寄与する。そしてなによりもモンスーンの盛衰を決定する。 Overpeck et al.(1996)はHeinrich events の急激な気温上昇がチベット・ヒマラヤの雪原上への風成塵の堆積→アルベドの低下→モンスーンの活発化→急激な温暖化を引き起こす可能性を示唆した。この仮説を支持するように中池見湿原ではHeinrich events に風成塵の堆積が急増している。

図５はチベット・ヒマラヤの雪原拡大→アルベドの増加→モンスーンの弱体化→シベリア高気圧の発達→風成塵の供給増加→雪原上への風成塵の堆積→アルベドの低下→モンスーンの強化→温暖化、チベット・ヒマラヤの雪原の拡大といったサイクルを示している。

すなわちモンスーンの変動、シベリア高気圧の消長、それに伴う風成塵の堆積変化が最終氷期に何度も繰り返したことが想定される。モンスーン変動と風成塵の堆積との関わりを実証するために、東アジア各地の泥炭層に混入している風成塵フラックスの分析が急がれる。



1. 先カンブリア界露岩地域（Goodwin, 1991）
2. 先カンブリア界被覆地域（Goodwin, 1991）
3. 飛来コース: ①高緯度コース, ②中緯度コース, ③低緯度コース

図1　MIS 2 における風成塵の供給源と飛来コースの推定

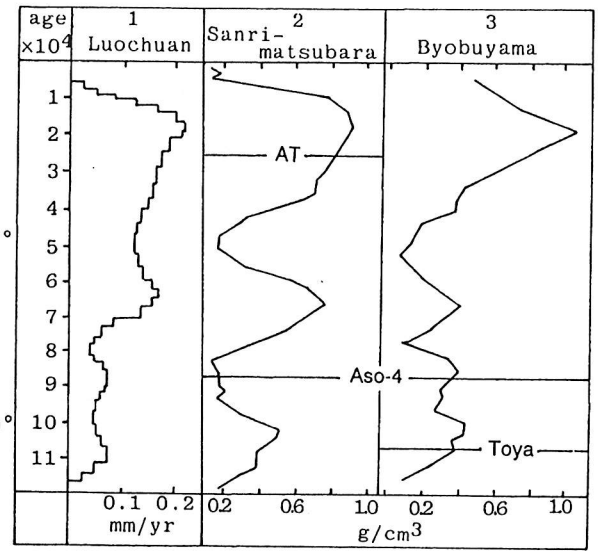


図2

黄土高原洛川、福岡県三里松原、青森県屏風山の風成塵の堆積量の変化

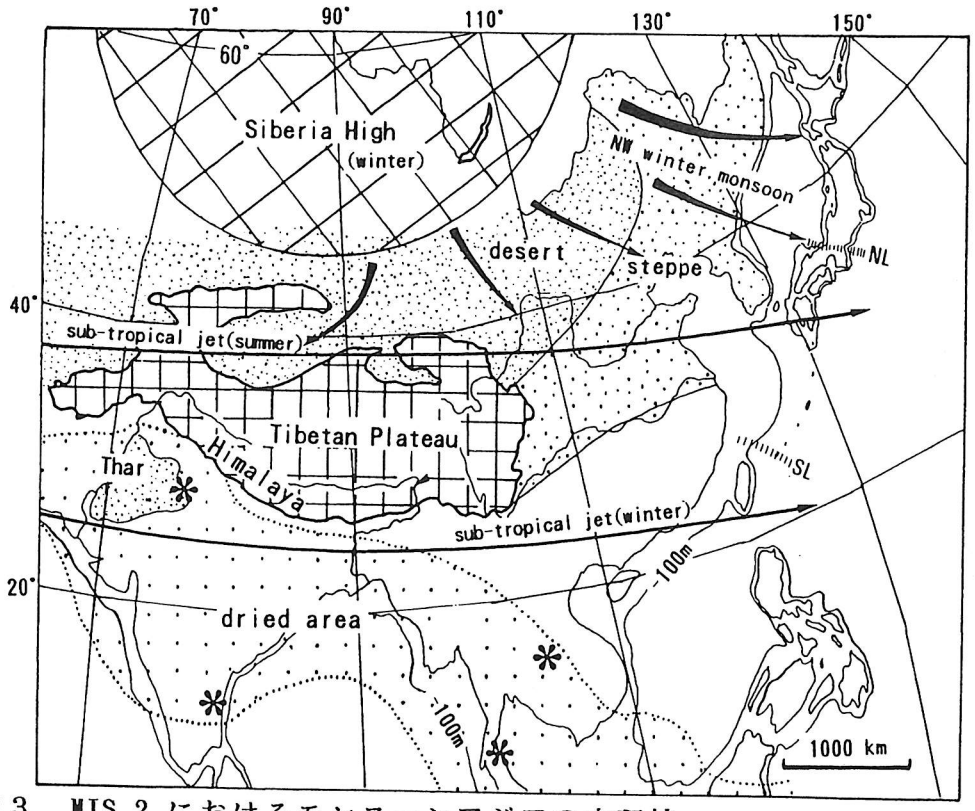


図3　MIS 2 におけるモンスーンアジアの古環境

*: 南・東南アジアのレス分布地域
NL: 中緯度コースの北限, SL: 中緯度コースの南限

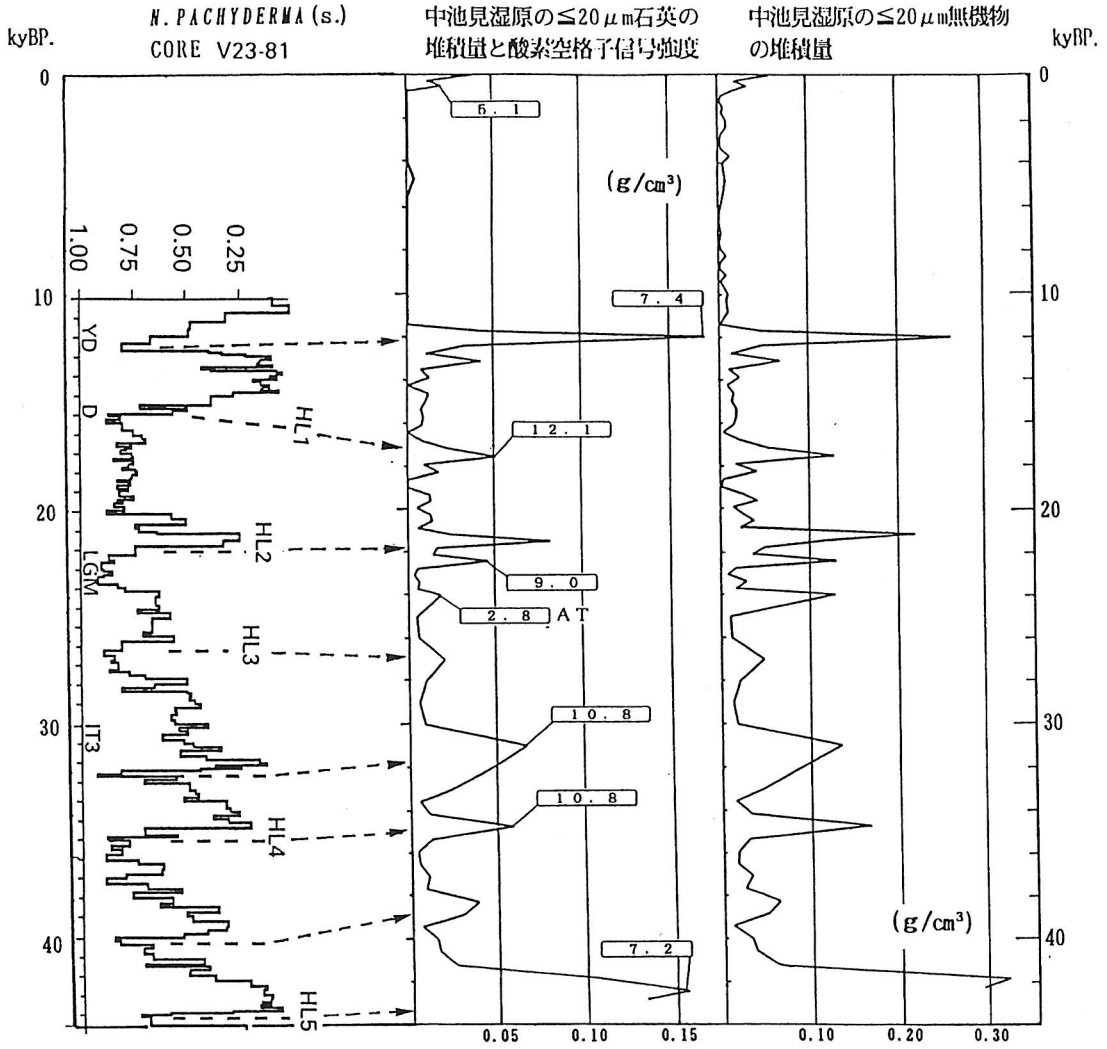


図４　福井県中池見湿原泥炭層中の風成塵の堆積量と堆積時期、ＥＳＲ分析値

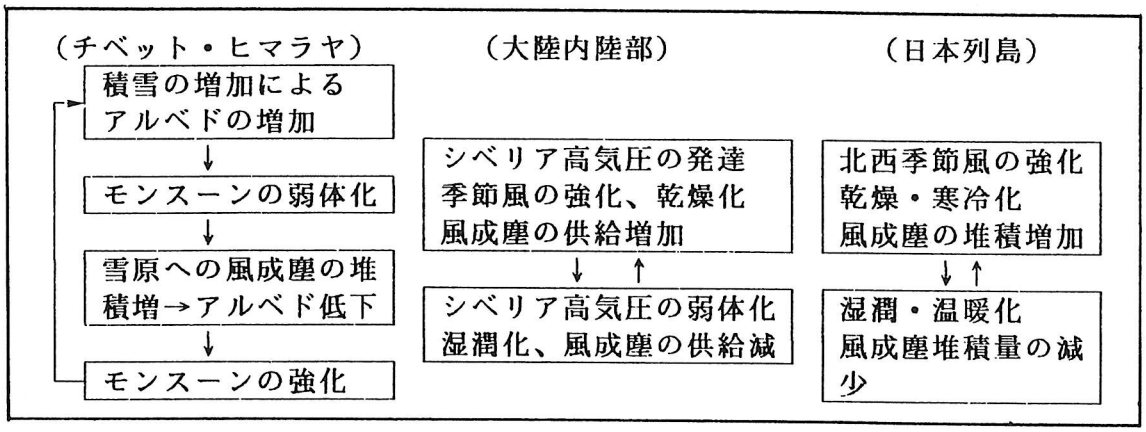


図５　チベット・ヒマラヤ、アジア大陸内陸部、日本列島のモンスーン変動と風成塵堆積量変化の関係

S-7 第四紀における広域風成塵研究の重要性とその分析上の問題

吉永秀一郎（森林総合研究所四国支所）

Shuichiro YOSHINAGA; Significance and problem of the study of tropospheric dust in Quaternary research

1．広域風成塵研究の意義

日本列島は中国大陸の東側に位置し，冬季の北西モンスーン時には風下となる．また，中国大陸内陸部には広範囲に黄土と呼ばれるレスが堆積している．このため，日本列島には晩秋から春先にかけて，北西モンスーンによって冬季の降水の氷晶核として，また直接黄砂として，広域風成塵が飛来し，堆積する．したがって，第四系に含まれる広域風成塵起源の物質を同定し，その堆積速度の変動を明らかにすることにより，第四紀を通じた北西モンスーンの変動を明らかにすることが可能になる．しかしながら，広域風成塵起源の物質を特定して定量し，その堆積速度の変動を検討することは必ずしも容易ではない．

2．広域風成塵起源物質の同定手法

広域風成塵，ならびにその給源である中国大陸内陸部に分布する黄土の主な構成物質は，石英，長石，イライト，緑泥石（クロライト），カオリナイト，石膏，方解石などである．このうち，イライト，石英，長石の含有率が高い．しかし，これらの鉱物は一般的なため，第四系中に含まれる広域風成塵の同定のための確実な決め手となることはむずかしい．また，広域風成塵の粒径は0.01mm (10μm)以下の微細な物質が大半を占めることが明らかにされているが，黄砂時には0.1mmを越すような粒子も飛来することが知られている．このため，粒径も同定のための決め手とはならない．なお，広域風成塵を構成する鉱物の中で，石膏，方解石は容易に風化し，また，長石も第四紀研究の数万年といった時間スケールの中では風化して消失していることが多い．従って，単に鉱物組成やその粒径組成だけを検討したのでは，広域風成塵起源の物質を同定したことにならない．なお，風化の問題を念頭に置くと，石英や粘土鉱物などの風化に対して比較的抵抗性のある鉱物は指標となる可能性がある．

現在，広域風成塵の堆積の証拠として一般的に用いられているのは石英の酸素同位体比組成である．石英の酸素同位体比は生成時の温度条件によって異なった値を示す．黄土などの風成層に含まれる石英の酸素同位体比組成は15～17‰の狭い範囲に集中する．このため，第四系中の石英の酸素同位体比がこの範囲の値を示せば，その起源として広域風成塵を想定できる．しかし，この値は変成岩中に含まれる石英の酸素同位体比組成の値と同じ範囲にはいるために，変成岩の分布域ならびにその二次堆積の影響を受けるところでは不適である．

近年，石英の天然熱蛍光(TL)や電子スピン共鳴(ESR)による同定が試みられている．両者とも年代測定手法として広く用いられている手法である．前者では赤色蛍光と青色蛍光の比によって，火山岩起源と深成岩・変成岩起源の石英が区別できる．しかし，堆積物に深成岩起源の物質が混入する場合には，広域風成塵起源の石英との識別が困難である．なお，酸素同位体比測定でも，TL法でも石英を堆積物中から単離・精製する必要がある．広域風成塵起源の物質は粒径が細かいために顕微鏡下で直接ピックアップすることができないために，ピロ硫酸ナトリウム溶融ーケイフッ化水素酸処理を行い，選択溶解によって石英を単離する．し

かし，この処理は専門的な化学分析のテクニックを必要とするのとともに，著しく手間がかかるので，大量の試料の処理には向いていない．一方，ESR法では年代測定に用いるような個々の石英を単離してESRを測る手法とは異なる．試料の細粒画分を取り出し若干の化学処理を行ってから，まとめてESRにより酸素空格子信号強度を測定し，その結果を試料中の石英含有率で除して，規格化した信号強度の値を検討する手法が行われている．先の二つの手法は石英の生成時の温度条件から起源を推定しようとするものであるが，この手法では間接的に石英の年代（新旧）を測定していることになる．また，分析上の煩雑さも先の二つに比べてやや少ない．

3．広域風成塵の堆積速度の求め方

上に示した手法では，広域風成塵起源の物質（石英）の混入の証拠は得られるものの，混入の絶対量を求めることはできない．そこで，このような証拠を得た後に単位時間に単位面積当たりに堆積した広域風成塵の量すなわち堆積速度を求めることが必要となる．それには再移動の影響を無視できる堆積物を対象として，その中に含まれる広域風成塵起源の物質の含有率と堆積物自体の堆積速度を求める必要がある．すべての層準の試料に対して広域風成塵である証拠が得られ，それを基に堆積速度が求められることが最善であることはいうまでもないが，実際には手間がかかるために簡略化されている．

当初は堆積物中の細粒な物質をすべて広域風成塵起源の物質と仮定して堆積速度の算出が行われてきた．しかし，細粒な物質にも広域風成塵以外の物質が混入し，かつ，堆積後の風化や続成作用によって細粒物質が生成されるので，堆積物中の細粒物質が必ずしも広域風成塵起源の物質であるとは限らない．特に陸上に堆積した風成層を対象とした場合，長石や火山ガラスの風化生成物である非晶質物質が多く含まれる．従ってこのようにして求めた値は正しいとはいえない．

演者が現在採用している手法は，石英が元来含まれない，ないしは含まれることの少ない火山砕屑物の分布域において，堆積物中に含まれる非晶質物質を溶解した後に0.044mm以下の細粒な物質を分画し，その石英の含有率を内部標準物質を添加したX線回折法によって定量し，その石英の堆積速度の変動をもって，広域風成塵の堆積速度と読み替えるという近似的な手法である．直接，広域風成塵の堆積速度を求めているわけではないし，また石英の起源を証明していないという欠点はあるものの，現状では最善であると確信している．その結果，寒冷な時期に堆積速度が増加し，温暖な時期に減少するという傾向が得られている．

4．今後の課題

広域風成塵の堆積速度を基に古モンスーン変動を解明しようとする研究は始まったばかりであり，まだ解決すべき課題が山積みとなっている．上に挙げた以外の広域風成塵起源物質の同定法の開発や堆積物中の含有率の定量法の改善といった分析上の問題から，対象とする堆積物の堆積速度を算出するための編年の高精度化などまで，さまざまな問題が挙げられよう．いずれにせよ，この研究は非常に多くの試料の採取，分析が必要であり，膨大な時間・労力ともにかかる効率の悪い研究でもある．このような研究はそれぞれの専門家が集まった共同研究の形で組織的かつ効率的に行われることが望ましい．

S-8 TL法の風成塵堆積物研究への応用

Application of TL method to studies of aeolian dusts in Japan.

鴈沢好博　(北海道教育大学函館校)

1. 風成塵堆積物の層序

北海道全域そして東北地方北部まで、これまで筆者らが調査を進めてきた地域にも、日本の他地域と同様に、中期あるいは後期更新世の風成塵起源の粘土質堆積物が、地形表層を覆って広く分布している。この粘土層をよく観察すると岩相に差異があり、細かなクラックの発達した上部層、縦の粗いクラックの発達した中部層・下部層に、ほぼいずれの地点でも区分することができる。この特徴にもとづいて、粘土層による層序の大まかな広域対比が可能である（鴈沢ほか、1994）。

2. TL法による風成塵堆積物の解析

a) 風成塵堆積物の熱蛍光カラー像(TLCI)と色度ダイアグラム(CIA)

石英の熱蛍光には火山岩起源の赤色(RTL)と深成岩起源の青色(BTL)が存在するが、この色調の差異を利用して、風成塵堆積物の認定にTLCIとCIAを用いることが可能である。鴈沢ほか(1995、1997) で両者のTL基本特性を述べたが、その後の実験でも、火山灰起源の石英はすべてRTLを示すが、一方、東北・北海道地方の粘土層からはBTLかきわめて弱い蛍光を示す試料しか発見されていない。また、中国大陸の砂漠・黄土地帯や東アジア地域の黄砂起源の石英もBTLを示す。この代表的なCIAをFig.1に示した．さらに、TL高感度装置を用いた実験でもRTL/BTLをとれば、火山灰は20以上の値を、粘土層は5以下の値を示す。TL特性から見れば両者の差異は明瞭で、粘土層は究極的に深成岩石英を起源にしていることは間違いない。

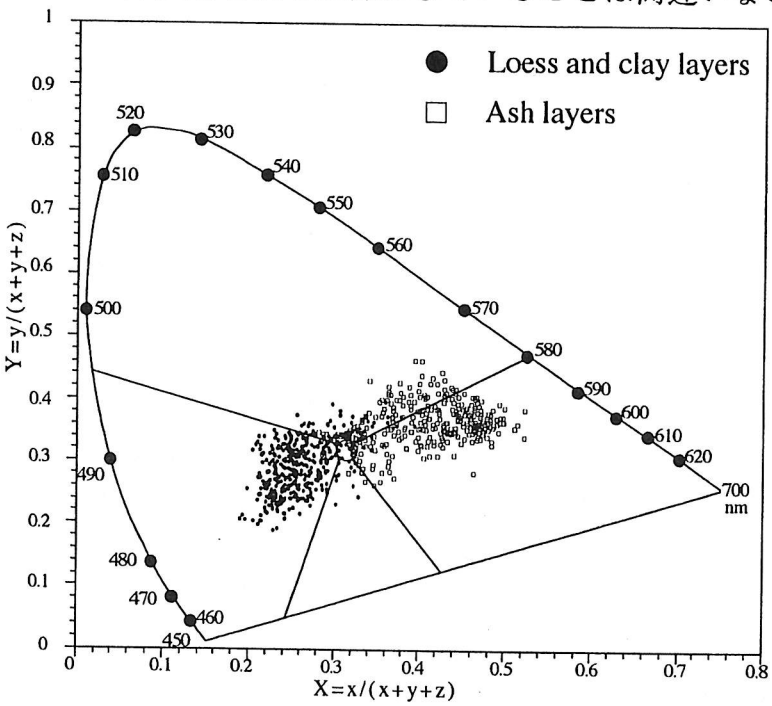


Fig.1　The TLCI-CIA ranges of leoss, clay and ash layers on CIE chromaticity diagram

b) TL法による風成塵堆積物の年代測定の可能性

起源の明瞭でない粘土層から直接年代測定を行うのはやや無謀であるとの誹りがあるかもしれない。しかし、各露頭で粘土層の層序区分が可能で、それらの広域対比が行えるのであるから、地層累重の法則が成り立っているはずである。しかも、粘土層は主に風成塵起源堆積物からなっており、さらに粒度を63μm以下の粘土サイズにそろえると、石英を多量に含んだ(35～60%)、より風成塵に富んだ物質となる。堆積した風成塵堆積物（粘土）が、上位の堆積物に覆われると、太陽光から遮断されることにより、TL時計が時を刻み始める。こうして、時間の経過とともに捕獲電子は石英中に蓄積されることになる。Fig.2は上北平野の東北町乙供で採集した粘土層中の石英の自然BTLの成長曲線である。下位層準ほど粒子カウント数が多くなり、層序関係とよい相関を示している。しかも、不整合関係にあるOT1～4とOT5～7の間に明瞭なカウント数のギャップが認められる。このことは粘土層を用いて、TL法による年代測定が可能であることを強く示唆している。

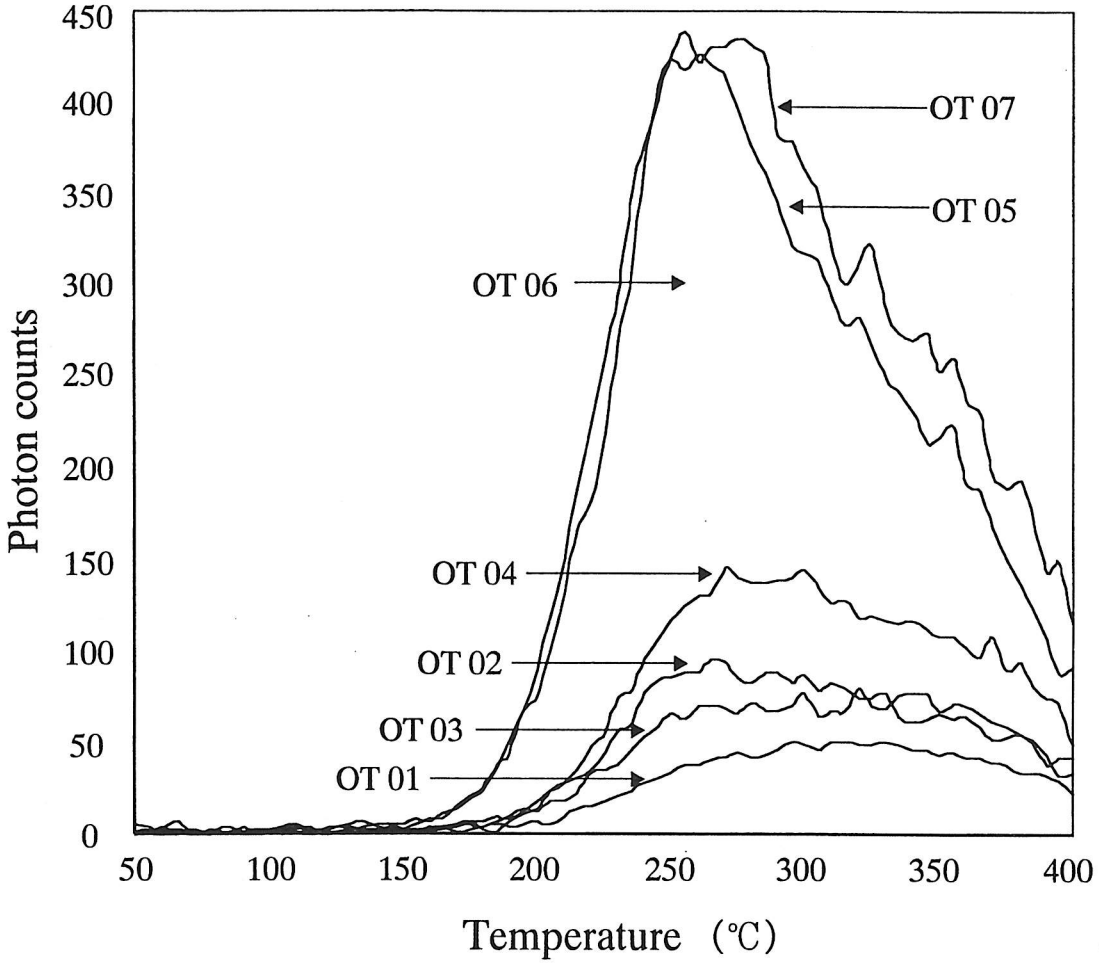


Fig.2 Variation of BTL grow curve of quartz grains separated from aeolian deposits.

S-9 湖沼・内湾・レス堆積物によるアジアモンスーン変動の高精度復元

福沢仁之・山田和芳・加藤めぐみ(都立大), 大井圭一(北大), 藤原　治(動燃), 伊勢明広・米田茂夫(ダイヤコンサルタント)

Hitoshi FUKUSAWA, Kazuyoshi YAMADA, Megumi KATO (Tokyo Metropolitan Univ.), Keiichi OI (Hokkaido Univ.), Osamu FUJIWARA (PNC), Akihiro ISE and Shigeo YONETA (Daiya Consultant):
High-resolution reconstruction of Asian monsoon activities recorded in lake, shallow-sea and loess sediments.

[1．はじめに]

気候変動に代表される地球環境変動とその地球全体へのテレコネクションについては，地球規模の水循環によって温暖・寒冷を反映するグリーンランド・南極の氷床堆積物や，深層水循環に代表される「熱塩ベルトコンベア」の消長を記録した海洋堆積物を使って解析が行われている．しかしながら、それらの仮説から説明できない現象も多く、しかも世界の人口の大部分が生活をするアジアの中緯度～低緯度の気候変動については将来予測も含めて詳細な研究が行われていない．東アジアの風土に強い影響を与えたアジアモンスーン変動を検出するためには、日本列島のみならずチベット高原から黄土高原をへて東シナ海や日本海、さらに日本列島にいたる東西方向のトランセクトで、海洋堆積物以外の湖沼・内湾・レス堆積物をも使って行わなければならない．ここでは、地球環境変動研究における問題点を整理して、それに対して変動の共鳴箱である湖沼・内湾・レス堆積物の研究がそれらの問題点解決に貢献できるかについて述べる．そして、私たちの研究グループが現在行っている湖沼・内湾・レス堆積物を用いた検討について予察的に報告する．

[2．第四紀後期の地球環境変動に関する問題]

アジアで地球環境変動に関して最近注目され解明すべき問題はつぎの４点にまとめられる．①大西洋の深層水循環の大規模な変化の影響を受けたのはヨーロッパだけではなく、グローバルな気候が同時期に大きく変化している．このような全地球的な伝播はどのようなメカニズムによるのか？②過去15万年間において、最近の約１万年間はきわめて安定した温暖な気候が卓越・継続しているがなぜこれほど安定した時代が継続しているのか？③偏西風や冬季モンスーンによって、海水の酸素が混ざる時間スケールより短いスケールでヨーロッパの寒冷化が遠くはなれた北太平洋沿岸（東アジア）に伝わるという仮説が成立するのか？④人類の起源やその進化に強い影響を与えた気候変動に対して、固体地球はヒマラヤ/チベット山塊の隆起・上昇やプリュームの上昇などを通じて影響を与えたか？

これらの問題に対して、アジアモンスーン変動史は次のような理由から、多くの手がかりを与える．すなわち、アジアモンスーンは環境変動に対する応答速度が異なる海洋と陸域とのテレコネクションそのものであり、ヒマラヤ/チベット山塊の隆起・上昇などの固体地球変動によって生じているため、グローバルな変動の検出計として有効なものである．

[3．なぜ湖沼・内湾・レス堆積物を研究するか？]

この研究の目的は、①黄土高原から日本海を経て日本列島にいたるトランセクトはチベット高原の東側に位置しており、アジアモンスーンの変動をもっとも敏感に検出できる位置にあることを積極的に利用し，古モンスーン変動をもっとも良く記録している湖沼や内湾堆積物コアを系統的に採取する．これらのコアの解析により，世界でもはじめて高い時間分解能でモンスーン変動の復元を行い，その変動要因を時間スケールごとに明らかにすること、②古モンスーン変動の鍵を握るヒマラヤ山脈・チベット高原周辺のレス・古土壌に記録された環境変動を，日本列島の湖沼・内湾堆積物と同様に高い時間分解能（10年単位）で明らかにすること、③現在の観測データによって得られたモンスーン変動の要因を，モデリングに基づいて時系列でシュミレーションを行い，①や②で得られた結果と比較して，グローバルな環境変動イベントとの因果関係を明らかにして，地球環境変動のトリガーは何かという問題の解決にせまることの３点である．

[4．試料採取地点と研究方法]

最近２年間をかけて採取した、日本列島の淡水・汽水湖沼堆積物（25地点）、日本海・東シナ海・黄海の海底堆積物（４地点）および中国黄土高原（洛川・蘭州）のレス堆積物（5地点）の分析を現在行っている．これらの試料について様々な機器分析を行っているが、今回の発表では鳥取県東郷池（全長40mのコア１本、全長４mのピストンコア６本）と福井県水月湖（全長11mピストンコア１本）に認められた年縞堆積物と、洛川・蘭州のレス・古土壌堆積物について行った帯磁率測定、分光測色分析、ＸＲＤ分析および^{14}C年代測定結果に基づいて議論を進める．

[5．レス・古土壌堆積物に認められるアジアモンスーン変動]

大井ほか（1997）と小野ほか（1997）ですでに報告したように、洛川と蘭州のレス・古土壌堆積物について土壌化の程度をみるためにMinolta508を用いた分光測色分析とBartington MS2を用いた初磁化率（帯磁率）測定を行った．蘭州のＴ２段丘における深度に対する明度（L*）の変化値を図１に示した．帯磁率とL*の間には明瞭な相関関係は認められない．洛川の帯磁率－L*関係と比較する

と、蘭州のレス－古土壌堆積物のL*は洛川セクションのそれとほとんど変わらないが、蘭州の古土壌とレスの帯磁率の値は0.25から0.35の間に集中し、洛川の帯磁率値（2～25）に比べてより小さな値を示している．このことは、洛川と比較して蘭州のレス・古土壌には多量の風成塵が混入していることを示し、チベット高原からの冬季モンスーンが強かったことがわかる．ハインリッヒ・イベントやヤンガー・ドリアス期に相当するイベントの存在が、帯磁率変化を用いたPorter and An（1995）と、土壌化指標を用いたGuo *et al.*（1996）によってそれぞれ明らかにされている．蘭州のT２段丘の基底は34,800年前であることがすでに明らかになっているため、グリーンランドのGRIPにおける過去36,000年間の酸素同位体比変動カーブとの比較を試みた．レス－古土壌堆積物の堆積速度は一定ではなく、レスと古土壌とで異なることは容易に想像でき、それを考慮してみると、L*とGRIPの酸素同位体比はよい相関をもって変動していることは明らかである（図１、図２）．
今後、より高精度な環境磁気学的検討と、鉱物組成や粒度組成などの堆積学的検討を行う予定であるが、L*の値を用いて便宜的に、ヤンガー・ドリアス期やハインリッヒ・イベント１～４に相当する層準を図２に記入した．これらのイベントが本当に大西洋におけるイベントに相当する寒冷・乾燥イベントであるかどうか？あるいは大西洋におけるイベント年代と本当に一致するのかそれともタイムラグがあるのかどうか？については今後の検討課題である．

［６．東郷池年縞堆積物と海水準変動］

1996年10月に鳥取県東郷池においてコアリングを行いすでに保管していたコアとともに、それらの^{14}C年代測定とＸＲＤ分析を行った．深度に対する^{14}C年代測定を図３に、堆積速度を図４に、淡水化の指標である菱鉄鉱量を図５にそれぞれ示した．この堆積物には珪藻遺骸が豊富に含まれる明灰色ラミナと粘土鉱物が含まれる暗灰色ラミナの周期的な細互層が認められた．そのラミナの枚数計測値と^{14}C年代値を比較したところ、明灰色－暗灰色ラミナの１セットは１年を示すことが明らかになり、これらの堆積物が年縞を示すことがわかった．また、深度25mまでの堆積物の粒径はシルトサイズ以下で、^{14}C年代測定値との比較から25mまでの堆積物は欠層のない連続した細粒な年縞堆積物であることがわかった．深度25mは暦年で１万年前であるので、年縞計測と^{14}C年代測定に基づけば、９ka、７ka、５ka、2ka前後に東郷池の淡水化時期があったことが明らかになった．すなわち、過去8.3kaにおよぶ水月湖の年縞堆積物に含まれる菱鉄鉱量や方解石量の変動から推定された淡水化時期と東郷池の淡水化時期はほぼ同一であり、これは日本海沿岸地域における海水準変動による海水侵入の変動に由来するものと考えられる．

［７．過去1.2万年間のアジアモンスーン変動とその分解能］

蘭州のレス・古土壌堆積物と、東郷池や水月湖の年縞堆積物を利用して、過去1.2万年間の海水準変動と古モンスーン強度との関係について検討する．蘭州の土壌度を分光測色分析にもとづいて、東郷池と水月湖における海面変動を菱鉄鉱量を用いて、それらの変化を図６に示した．分光測色分析では、明度（Lightness）Ｌ*とａ*に注目した．Ｌ*は0（黒色）～100（白色）の数値で表現され、a*はマイナスからプラスにかわるにつれ緑から赤へ、絶対値が大きくなると彩度が増すことを意味する．黄土地帯の洛川では、L* とa* の変化と帯磁率の変化は良い相関を示しており，古土壌形成時期である間氷期にはL* の値が低く，a* の値が高くなり，レス堆積時期である氷期にはL* の値が高く，a* の値が低くなっている（大井ほか、1997）．これらの変化は、古土壌がレスよりも有機物と鉄を多く含んでいること、２）a* は３価の鉄の量と極めて良い相関をもつことから，古土壌におそらくマグヘマイト(maghemite、Fe_2O_3)あるいは赤鉄鉱(hematite、Fe_2O_3)が多く含まれていることなどを示している．この分析結果に基づけば、ヤンガードリアス期以降、変動を繰り返しながら、アジアモンスーンは内陸に水蒸気を運搬して内陸部の土壌化を促進している．とくに、９～８ka、7.5ka前後、4ka前後および0.5ka前後は土壌化の進行が著しく、夏季モンスーンによる水蒸気の運搬が多かった時期である．ただし、これはモンスーン活動が活発であったことによるのか、海洋で供給される水蒸気量が多かったことによるのかはわからない．一方、東郷池と水月湖におけるＸＲＤ分析結果から菱鉄鉱量を多い時期は10ka、９ka、７ka、５ka、２ka前後であり、これらの時期は海水準の低下期に相当するものと考えられる．蘭州のレス・古土壌のモンスーン変動と日本列島周辺の海水準変動を比較すると、一般的に海水準が高い時期には夏季モンスーンによる水蒸気の内陸部への運搬が盛んである．しかしながら、必ずしも変動傾向やその時期の一致が認められないこともある．これは、環境変動に対する海陸の応答性に起因するものかもしれない．

湖沼・内湾・レス堆積物を使って議論する場合に、それらの堆積速度の違いに由来する「分解能」の問題が生じる．ヤンガードリアス期前後を例にとって、湖沼堆積物とレス・古土壌堆積物による変動の検出について検討する．ヤンガードリアス期前後（暦年で1.45～1.05万年前）についての水月湖の堆積速度の変動、蘭州のレス・古土壌堆積物の土壌化度およびグリーンランド氷床コアの酸素同位体比を比較した（図７）．水月湖の堆積速度と蘭州の土壌化度とはほぼ相関しているように認められ、ベーリング期からプレボレアル期にかけての両者の変動傾向はかなり一致する（図７）．また、グリーンランドのGRIPコアのヤンガードリアス期は水月湖や蘭州に比べて、時期的に先行している

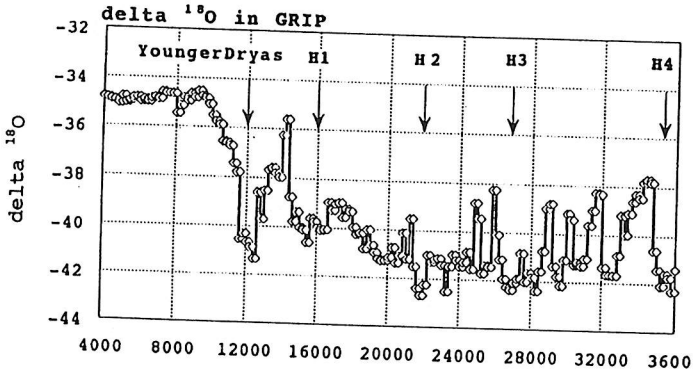


図１：グリーンランド氷床コア（GRIP）の酸素同位体比変動カーブおよびヤンガードリアス期とハインリッヒ・イベント（H1～H4）．

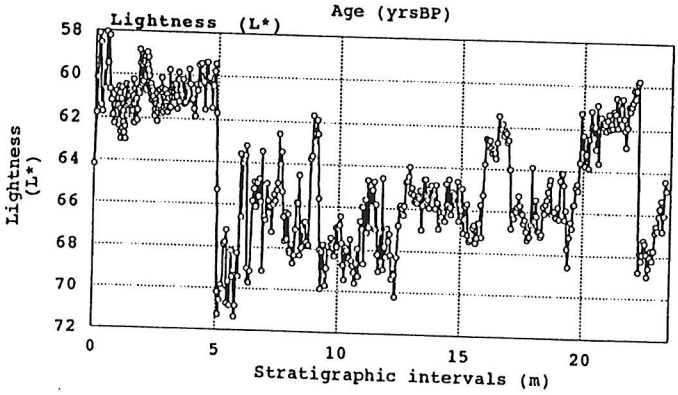
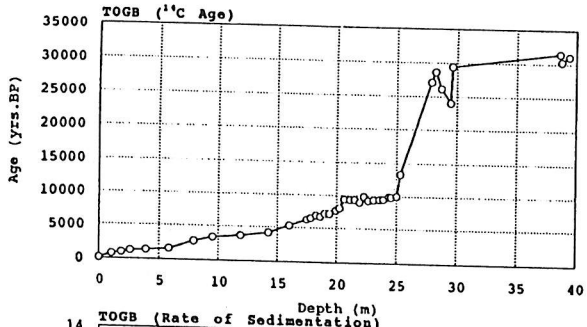
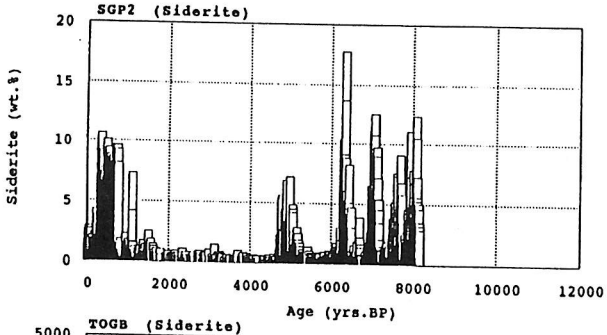


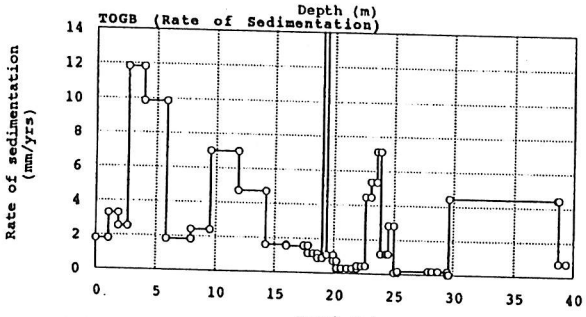
図２：蘭州Ｔ２段丘のレス・古土壌堆積物の明度（Ｌ*）の変化

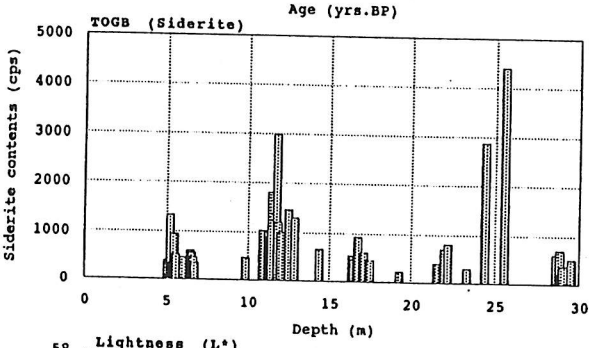
左下図の上から
図３：鳥取県東郷池年縞堆積物の深度40mに対する^{14}C年代
図４：鳥取県東郷池年縞堆積物の深度40mに対する堆積速度の変動
図５：鳥取県東郷池年縞堆積物の深度40mに対する菱鉄鉱量の変動

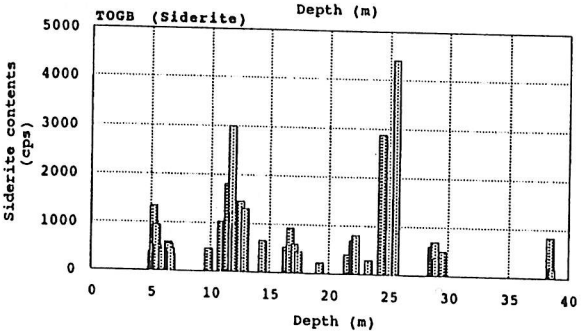
右下の図
図６：過去1.2万年間の福井県水月湖（上）と東郷池（中）の菱鉄鉱量および蘭州のレス・古土壌堆積物の明度変化（下）．

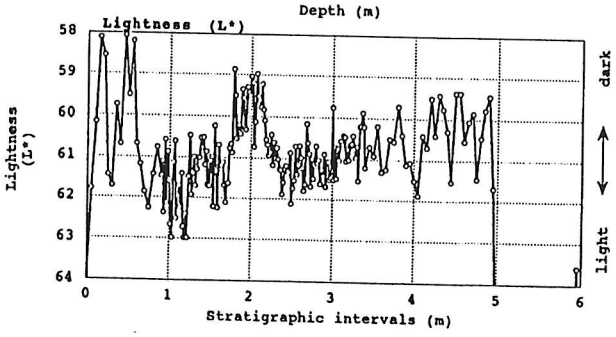








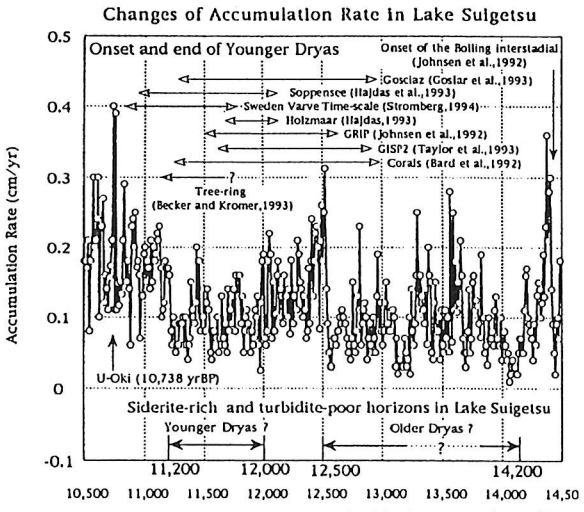




ように見える（図７）．しかしながら、われわれは湖沼の年縞堆積物やレス・古土壌堆積物による分析の分解能が、氷床コアと同じかそれ以上であることを強調したい．

［８．おわりに－今後の展望－］

高分解能分析が可能な湖沼・内湾の年縞堆積物とレス・古土壌堆積物を使って、チベット高原－黄土高原－日本海－日本列島のトランセクトでの古モンスーン変動が、夏季モンスーンと冬季モンスーンを区別して明らかにできることを明らかにした（図８）．とくに、まとめとして、つぎの５点を強調したい．①アジアモンスーン変動や海水準変動を湖沼・内湾・レス堆積物が精緻に記録していること、②帯磁率変化に表現されるチベット高原から風成塵の希釈効果は冬季モンスーンの変遷を指示していること、③分光測色結果に表現される土壌化度は夏季モンスーンによる水蒸気の内陸への運搬作用の強度を指示して、夏季モンスーンの変遷を示していること、④汽水湖沼の年縞堆積物から読み取れる海水準変動やそのほかの気候変動とアジアモンスーンの変動との時間的前後関係が１年単位で明らかにできること、⑤東アジアの湖沼・内湾・レス堆積物には大西洋におけるヤンガー・ドリアス期やハインリッヒ・イベント１～４に相当する層準が多く認められ、地球環境変動のテレコネクションを考察する上で重要な堆積物であること．



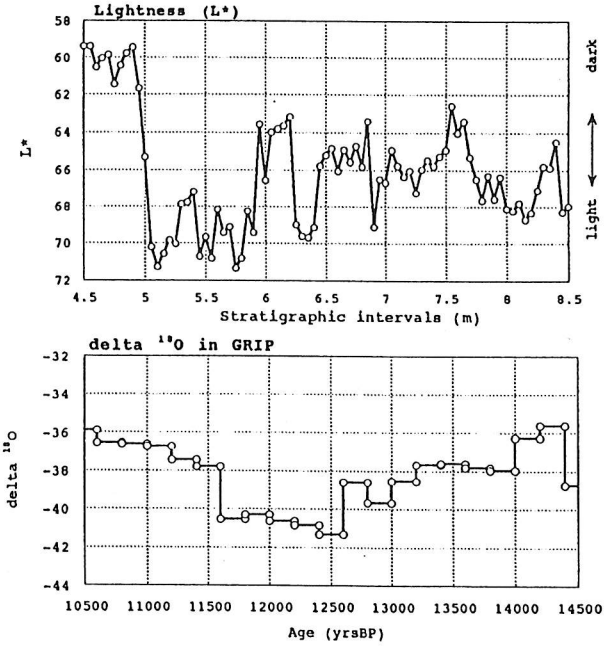


図７：1.45万年前～1.05万年前までの水月湖の堆積速度変動（上）、蘭州のレス・古土壌堆積物の明度変化（右上）およびGRIPの酸素同位体比変動（右下）との関係

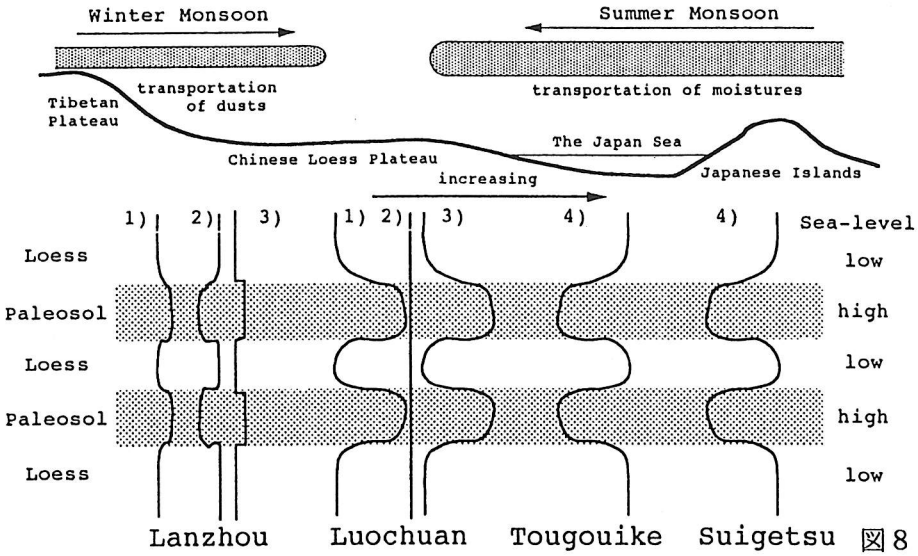


図８：アジアモンスーン変動の解明と湖沼・内湾・レス堆積物の堆積学的特徴の変化

S-10 黄海・東シナ海の最終氷期以降の環境変化

斎藤文紀（地質調査所）

Yoshiki SAITO: Environmental changes in the Yellow Sea and the East China Sea since the last glacial maximum

東アジアから西太平洋の古環境とそのつながりを考察する上で，渤海，黄海，東シナ海は，陸域（大陸）と外洋との境界域として，大陸と日本の境界域として，また氷期・間氷期において変動したであろう南北方向の境界域として，重要な位置をしめている．これらの海域の特徴は，世界を代表する広大な大陸棚が広がっていること，世界の陸域から海洋に供給される堆積物の約１割がこの海域に黄河や揚子江などを通じて運搬されていること，太平洋の西岸境界流である黒潮が流れ，また日本海の環境に大きな影響を与えている対馬暖流の源流域であることなどである．これらの特徴は第四紀を通じての現象ではなく間氷期である現在の特徴である．氷期・間氷期サイクルにおいて海水準は約100m強の変動を繰り返してきた．最終氷期以降，これら海域の環境がどのような変化をしてきたか，それらについて最近の成果を述べる．

海水準変動：東シナ海における最終氷期最盛期の海水準については主に中国の研究者によって現在よりも130mから150m低かったことが従来報告されてきた．この根拠となったのは東シナ海の陸棚域から採取した表層堆積物のC-14年代で，海底表層から採取した潮間帯から浅海域に生息する貝の濃集層を，現在の海岸に見られる貝殻堤と解釈し，海岸線や海水準を考察してきた．しかし，これらの研究においては，1970年代以降北米の大陸棚堆積物で明らかになってきた最終氷期後の海水準上昇期の陸棚堆積物への影響や，現地性と異地性の区別についてはほとんど考慮されていない．表層堆積物から海水準上昇期の堆積物の識別を行ったのはSuk(1989)で，既に報告されている柱状堆積物の解釈にこの考えを取り入れた．

既に報告されてる東シナ海から採取した堆積物のC-14年代をまとめたのが図１である．ここで海成の堆積物としたものは，潮間帯に生息する貝を含む海棲の貝と有孔虫の試料であり，陸域の堆積物は潮間帯の泥炭を含む有機質の試料である．これらのデータでは現地性と異地性の区別はしていないが，推定される最低位海水準は115-120mより浅い．

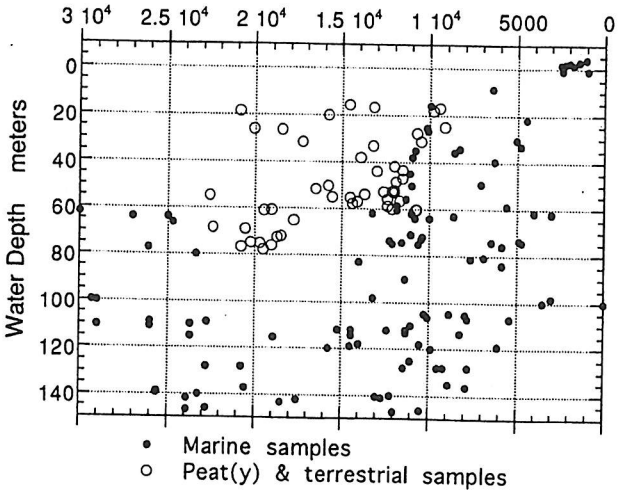


図１ 東シナ海から採取された堆積物の14C年代と水深との関係

筆者らは1994年と1996年に東シナ海において音波探査による地層調査と地形調査，柱状試料の採取を行った．その結果，東シナ海陸棚中部域では，音波探査の結果，最終氷期に形成されたと推定される侵食面がよく追跡でき，この不整合上の地層は２つに区分される．下部は海水準が低かった頃の揚子江の三角州堆積物であり，最も地層の厚い所は水深100-110m付近に見られる．上部は下位を不整合に覆う7000-8000年前以降に形成されたサンドリッジの堆積物である．東シナ海陸棚域の北部では水深115-125mに急傾斜部が見られ，従来柱状試料から報告されている泥炭はこれよりも浅い地域に限られる．水深128mから採取した柱状試料では23000年前から9000年前まで連続した海洋環境を示しており，陸化した痕跡はない．以上の結果を総合すると東シナ海陸棚域における最終氷期最低位海水準は，現在よりも110-115m低かったことが推定され，上記の既存試料のまとめと一致する．

一方韓国周辺域では推定されている最終氷期の最低位海水準は約130mであり，東シナ海中部の値と比べて深い．しかしこれらの根拠となったものは陸棚表層の堆積物試料であり，音波探査と柱状試料による総合的な解析は少ない．現在韓国と中国との共同研究により黄海においてボーリングによる調査研究が実施されており，これらの研究結果が待たれる．また南西諸島域では大村らによって陸棚域のボーリング試料を用いて最終氷期以降の環境変遷が明らかにされつつあり，最低位海水準が約125mと推定されている．東シナ海陸棚域との差異はハイドロアイソスタシーによるものと考えられるが，各地域におけるより詳細なデータの蓄積が待たれる．

黄河：世界第２位の堆積物を運搬する黄河は，氷期において日本海へも影響を及ぼしていたと推定されるなど，周辺環境を考察する上で重要な役割を果たしてきた．最近の研究では，黄河の土砂運搬量については黄土高原における人間活動によって増加したものであり，２千年前以前は現在の10分の１程度であったことが推定されるいる．また現在の中国陸域へはインド洋から約33%，南シナ海から56%，東シナ海から11%，大気を通じて水が供給されている．しかし氷期においてはこれらの供給源の南シナ海と東シナ海において陸棚域が広く陸化することと温度低下によって蒸発量（陸域への供給量）が減少し，内陸においては特に乾燥化が進行したとされている．中でも黄河は，現在でも流量が日本海側の１級河川の３本程度であり，氷期においては干上がっていて1.2万年前頃から現在の流れが形成されたとも考えられている．黄河の周辺環境への影響は従来予想されていたより小さくなるであろう．

黒潮：最終氷期における黒潮の東シナ海への流入については，南西諸島の東側とする考えと流入していたとする考えの２つがあり，結論はでていない．しかし現在とほぼ同じ海洋環境が形成されたのは約７，８千年前であることが海底堆積物の解析から明らかにされつつある．この時期は対馬暖流が日本海に流入し始めた時期とほぼ一致することから，東シナ海への黒潮の本格的流入と対馬暖流の日本海への流入は同時に起こった可能性が大きい．

S-11 東シナ海海底コアに見る陸性要因の変化

南川雅男、米田裕義、ワヒュディ（北海道大学・院・地球環境）

Masao MINAGAWA, Hiroyosi MAITA and Wahyudi ; Temporal change of terrestrial material supply into the East China Sea

東シナ海はユーラシア大陸と太平洋の境にあって、大陸棚、黒潮が合流するだけでなく、モンスーンの影響下にもある。これらの環境要因はいずれも過去の環境変動の中で大きく変化してきたことが知られている。この海域から採取した柱状堆積物には、このような環境変化を忠実に記録していることが期待できる。本研究では、東シナ海近海で採取したピストンコアの全有機物の炭素・窒素同位体、アルケノン、炭化水素等の分析結果から、約３万年までの過去の古環境、特に陸上由来の物質供給の変化について推測する。

用いたのはMASFLEXプロジェクトで採取された（図１）２本のコア、東シナ海のPN3(水深1058m), とフィリッピン海側のSST4(水深2156m)で、コアの解析の詳細についてはすでに他学会等で報告してきた。これらの結果の要点は、（１）コアは約４万年頃までの標準的な堆積記録を保存している、（２)有機物堆積速度(MAR)、海洋植物マーカ堆積速度、陸上植物マーカー堆積速度ともにPN-3がSST-4より２から３倍高い、（３）氷期の有機物堆積速度は現在の２から３倍である。（４）全有機物のδ^{15}N、δ^{13}Cは氷期と後氷期で顕著な違いがない、（５）海洋植物マーカーの増減は、陸上植物マーカーの堆積量変化と関連している、などである。

これらの結果から氷期以降の古環境として次のような状況を推測した。（１）東シナ海の有機物の起源は氷期も現在も海洋植物によるものである、（２）海洋生産はPN-3,SST-4でも氷期に３倍～７倍まで高められていた、（３）東シナ海では円石藻の生産が相当部分これを担っていた、（４）生物生産を支える栄養塩の起源と消費の構造は現在と変わらなかった－言い換えれば黒潮や淡水の影響は現在と同程度であった、（５）氷期の生物生産を高めた要素のひとつは、陸上由来の物質であった可能性がある。

本発表では、陸起源有機物の堆積量を見積もり、これらの推測を検証するとともに、その意味について報告する。陸起源有機物量は全有機物のδ^{13}Cからでは正しい見積もりができないので、Jasper & Hayes(1993)にならって、アルケノンのδ^{13}Cから海洋植物のδ^{13}C変動を補正し、それと陸上起源有機物（-26‰）とでマスバランス計算を行った（図２）。結果を陸上由来指標のC31 n-Alkaneの堆積フラックスとともに図式化すると図３になる。陸起源有機物の割合は、PN-3で常に15％～20％であるのに対して、SST-4では5～20％で1万年前頃に最大値があった。また、河川や大陸棚後退の影響を直接受けにくいSST-4では、陸起源有機物のフラックスは炭化水素の堆積フラックスと一致する1万8千年前のピークの他に、後氷期の1

万年頃にも堆積量が増加している。前者は大気圏を経由するダストの増加を意味し、もし量比が降下量を反映すると仮定すれば、最近よりも１０倍程度高い降下量があったと考えられる。後者は東シナ海側での陸棚の後退によると思われる有機物堆積量の増加時期からやや遅れて現れることから、この時期になんらかの海洋環境の変化があったことを示唆している。

図１　試料採取地点

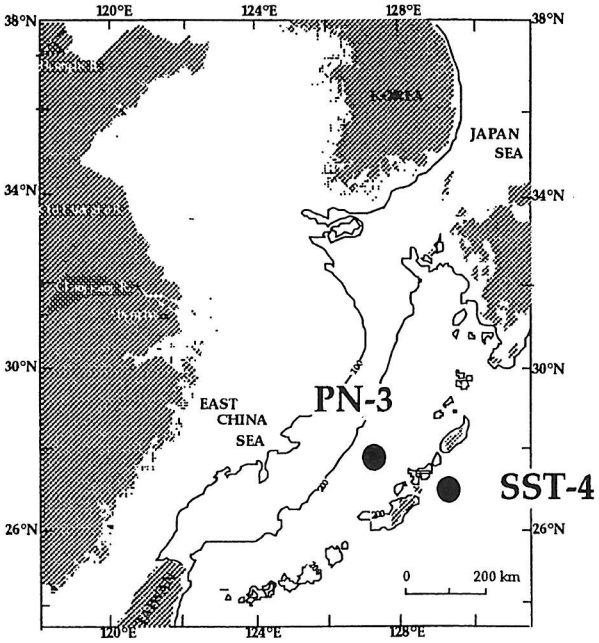


図２ δ^{13}Cによる有機物起源の復元

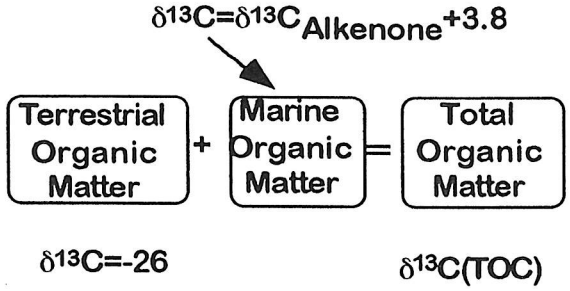
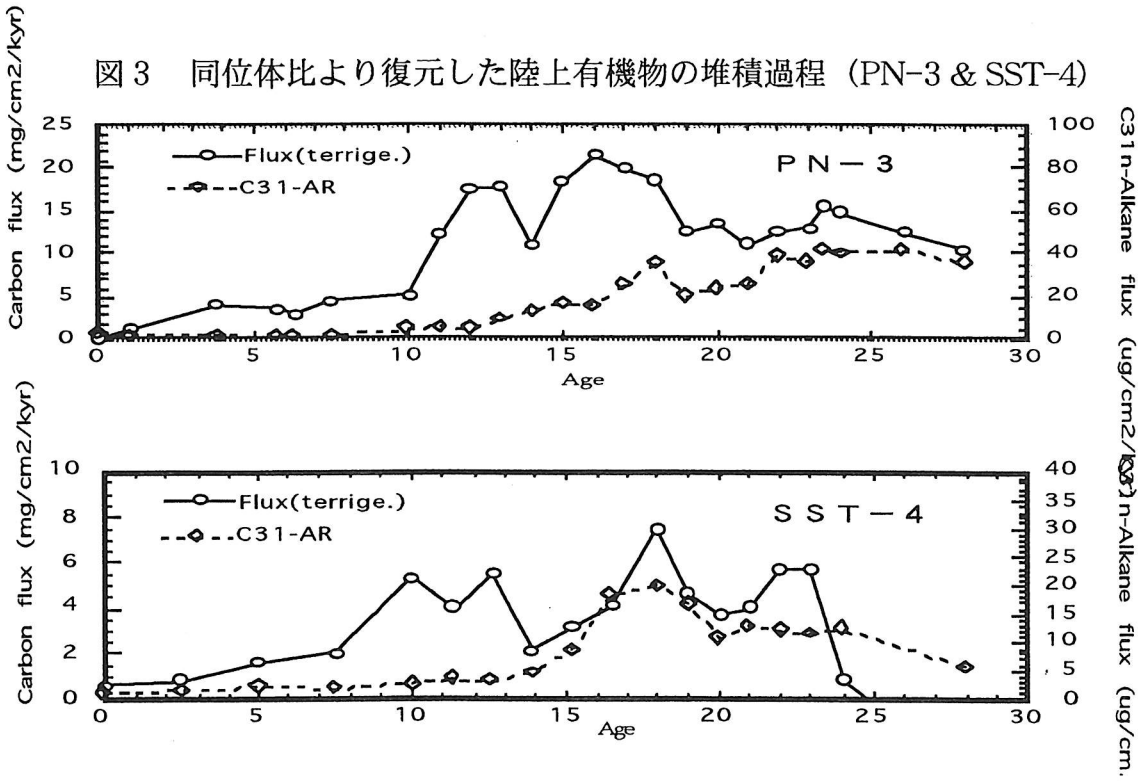


図３　同位体比より復元した陸上有機物の堆積過程（PN-3 & SST-4）



S-12 最終氷期～後氷期の海水準および気候変動に対する日本海の応答

多田隆治（東京大学）

Ryuji TADA; Paleoceanographic response of the Japan Sea to sea level and climatic changes during the last glacial maximum to Holocene period.

日本海は、対馬、関門、津軽、宗谷、間宮の５つの狭く浅い海峡によってのみ他の海と通じる縁海である。これら海峡のうち最も深いのは対馬及び津軽海峡であるが、その水深は 130 mに過ぎず、それ以外の海峡の水深は、60 mに満たない。第四紀後期には、氷河性海水準変動がおよそ 10 万年の周期で繰り返し、特に最終氷期極相期には海水準が 120 m以上低下したことが既に良く知られている。これは、最終氷期極相期には、日本海がほぼ孤立したであろうことを意味する。しかし、日本海が完全に孤立して湖となったか、それとも僅かに残った浅い海峡によって他の海と通じ続けたかに関しては、古くから議論が成されているものの、未だ説が定まっていない。この問題は、日本列島と大陸との間に陸橋が成立したかどうかという問題とも関連するため幅広い分野の興味を引き、様々な視点からの議論がなされている。対馬および津軽海峡の海底地形に基づく近年の議論によれば最終氷期極相期においても陸橋は成立せず、水深 10～30 m、幅 10 ｋm程度の海峡が存続していた可能性が高い。最終氷期に陸橋が成立しなかったであろうことは、哺乳動物化石の分布の研究からも支持される。

一方で、日本海堆積物は、日本海の海洋環境変化を記録している。特に、大場による浮遊性有孔虫の酸素同位体比の分析結果は、最終氷期に日本海表層水の塩分が 24 パーミル前後まで低下したことを示している。最終氷期に日本海が孤立したかどうかの議論は、この現象を説明するものでなければならない。演者は、日本海表層水の酸素同位体比が、最終氷期極相期に向かって軽くなると共に、極相期の数千年間はほぼ一定値で安定していたことに着目し、これが日本海での塩分収支が動的平衡状態に達したことを示すのではないかと考えた。この考えに基づいて図に示すような簡単なボックスモデルを作り、塩分収支の計算を行った。その結果、日本海表層水の塩分Ｓ（ｔ）は、

$$S(t) = 10^{-Ufw(n+1)t/V+C} + nSi/(n+1)$$

で表現され、定常状態では、

$$S(t) = nSi/(n+1)$$

となる。ただし、ここでＳ（ｔ）は日本海表層水の時間ｔにおける塩分、Ｕｆｗは日本海への正味の年間淡水流入量、ｎは対馬海峡からの海水流入量（Ｕｉ）をＵｆｗで割った値、Ｖは日本海の表層水の体積、Ｃは定数、Ｓｉは対馬海峡から流入する海水の塩分である。今仮にＳｉ=34 パーミルとすると、定常状態ではｎが 2.4 となり、対馬海峡から流入する海水量はＵｆｗの 2.4 倍ということになる。このことは、最終氷期極相期においても、少量の海水が対馬海峡から流入し続けたことを意味す

る。そして、その流入量は、現在の対馬海流流入量の0.1～0.3％程度と推定される。最終氷期極相期における対馬海峡からの少量の海水の流入は、ＯＤＰ797地点で小泉により行われた珪藻化石群衆の解析結果からも支持される。

このモデルはまた、 Ｕｉの時間変化が与えられればＵｆｗが、逆にＵｆｗの時間変化が与えられればＵｉが求まることを示しており、例えば汎世界的海水準変動のデータをもとにＵｉの時間変化をインプットできれば、日本海における乾燥度の変動が復元できることが期待される。

珪藻化石群衆組成はまた、対馬海峡を通って日本海に流入する海水の性質が、数百年から数千年のタイムスケールで大きく変動したことを示してる。このことについては既に昨年の第四紀学会シンポジウムの講演においても紹介したが、ダンスガード-オシュガーサイクルに連動して、亜間氷期には東シナ海沿岸水の寄与率が増加している。また、最終氷期から後氷期への移行期や後氷期においても、同様な変動が見られる。東シナ海沿岸水は、対馬暖流に比べて1～2パーミル程度塩分が低く、大陸棚底質から溶けだしたリンなどの栄養分に富んでいる。そして、その寄与率の増加は、黄河あるいは揚子江の河川流出量の増加を反映しており、それは東アジア内陸部の湿潤化を意味するものと推測される。（これは、今後検証すべき問題である。）

このように、日本海表層水の性質（塩分や栄養塩濃度など）は、海水準変動に伴った日本海の孤立化の度合いの変化や、日本海や東アジアにおける乾燥－湿潤度の変化に大きく影響される。一方、こうした表層水の性質の変化は、表層における生物生産性の変化や日本海北部における日本海固有の深層水（日本海固有水）の生成量の変化とそれに伴った溶存酸素量の変化を引き起こし、それが浮遊性微化石の個体数や群衆組成、有機炭素量、平行葉理の保存度、黄鉄鉱化度などの変化として堆積物に記録されるのである。我々は、日本海堆積物の堆積記録解析を通じて、表層水の性質の変化に対する日本海の応答様式を理解し、更に表層水の性質変化を引き起こした海水準や気候変動に関する情報をより高解像度かつ定量的に得るべく、研究を続けている。

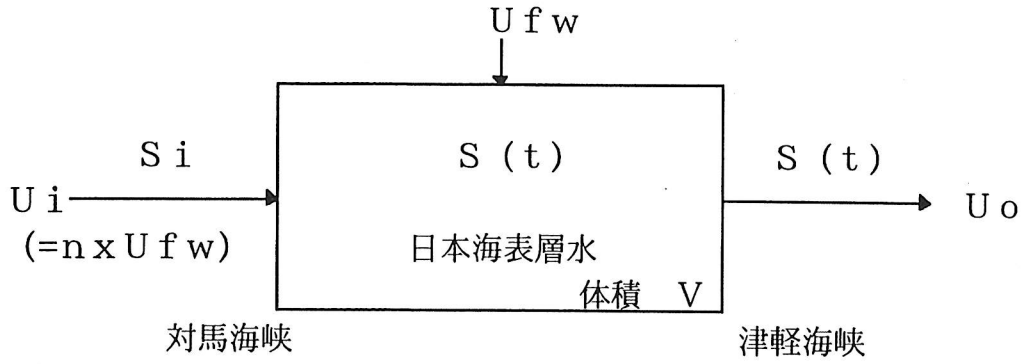


図　最終氷期日本海における塩分及び水収支の簡単なボックスモデル

S-13 陸橋と黒潮変動：沖縄トラフからの発信

氏家　宏（拓殖大学、琉球大学名誉教授）

Hiroshi UJIIE: Course change of Kuroshio Current related to the central Ryukyu Arc to Taiwan land-bridge: deduced from piston core analyses collected from the Ryukyu Arc region.

北赤道海流に由来する黒潮は、現在は台湾と南琉球弧南西端の間を抜けて沖縄トラフに入り、同トラフ北西縁と東シナ海大陸棚外縁の境界付近を流れつつ強勢化された後、東に転じトカラ海峡を抜けて本州南方に向かっている。しかし、Ujiie et al.(1991)やAhagon et al.(1993) が示唆してきているように、最終氷期最盛期を中心に奄美大島から台湾まで（あるいは中国大陸まで）にかけて陸橋が形成されていたとすると、黒潮は沖縄トラフ内に流入できず、琉球弧南端付近で大きく東へ転じていた事になる。黒潮の南への大きなシフトは、当時の世界的寒冷化に伴う日本列島の気候悪化に拍車をかけたに違いない。

陸橋形成時から、その後氷期を通じての消失にいたる過程を実証するため、沖縄トラフ内から１１本、琉球弧の大陸斜面側から４本のピストン・コアを採取し、それらの解析を行った。また、氷期の海水準低下時に南西へ大きく張り出していた大陸の海岸線が後退するにつれ、大陸河川流入の影響が衰退するシグナルも求めた。このシグナルに関しては、現時点では、現在に向けての陸源植物片の有為な減少を有機窒素／炭素比、リグニン・フェノール含有量、炭素数 28/16脂肪酸比から明らかにしているに留まっている。

以上のコアすべてについて、浮遊性有孔虫殻を用いた酸素同位体比変動は現世にかけての温暖化を示している。同変動には大陸河川流入による淡水の影響は認められなかった。次に浮遊性有孔虫群集の変動に着目すると、黒潮主軸に特徴的な Pulleniatina グループの産出が最終氷期にはゼロに近いものが、現世に向かって急増しており、陸橋の消失に伴う黒潮の流入を示唆している。酸素同位体比変動に認められた水温上昇は、この事象によって、一層強調されたものと考えられる。なお、琉球弧周辺海域から得た表層堆積物（パイロット・コア、マルチプル・コア、およびオケアン・グラブのトップのみを使用）５５サンプルを現世浮遊性有孔虫群集解析に用い、 Pulleniatina グループ以外の種についても分布特性を求め、それらの down-core changesの意義を得ている。Pulleniatinaグループの減少期には、中央水塊の特徴種が増加し、古水温の世界的変化

傾向に調和させている点も注目される。沖縄トラフ北端、つまり五島海盆北部から得たコアは、他のコアに比べて異常に堆積速度が遅く、酸素同位体ステージ⑥に達していたが、上記の陸橋の形成が最終氷期最盛期②のみならず、ステージ④以来のものであった事を示していた。また、同コアに、大陸河川の影響を受けた浮遊性有孔虫種の混入が認められた。日本海の更新世特有の浮遊性有孔虫種の産出はなかった。

さらに注目すべきは、Pulleniatinaグループの変動幅は、北東に向かって小さくなるものの、沖縄トラフ内からの全てのコアと、黒潮の流出先に当たる種子島東方沖の１コアにおいて、約 3,800年前を中心に数百年間にわたって産出量がゼロ、ないし稀となっている点である。この現象は、陸橋の形成までは至らぬが、黒潮主軸の沖縄トラフ内への流入を妨げるバリヤーが現出していた事を示唆する。最近、マスコミで取り上げられている与那国島南岸、慶良間列島南端、粟国島、奄美大島北東沖などにおける海中遺跡？（水深約２０～３０m）や、沖縄本島北部の水没鍾乳洞は、上記のバリヤーの一部を代表しているのかも知れない。残念ながら、これらの科学的調査は殆ど進んでいない。もし"海中遺跡"が人工的であるならば、長江流域に繁栄した良渚文明との関連性を考慮する必要があろう。縄文時代最古の遺跡が鹿児島県から発見されたが、トカラ海峡に阻まれて"海中遺跡"の構築には関与できなかったのでは、と思われる。

この約 3,800年前を中心とするイヴェント（Pulleiniatina event）は、最終氷期の状況に類似して、黒潮主軸が琉球弧南端で東に大きく転向した事を示唆するものである。となると、日本列島は寒冷化する。縄文時代前期末の寒冷化、日本海貝類フォーナの変化、および日本列島南方海域からのコアにおける一時的な寒冷化のシグナルの原因を成す可能性がある。しかし、ピストン・コアで得られるようなアナログ的な時間刻みを考古学的事象に求める事は難しく、日本列島南方海域から得られてきたコアには後氷期部分を十分に記録しているものが稀少であった。今後の課題として提示したい。

ピストン・コアで得られるアナログ的時代区分には放射年代値というデジタルな刻みを入れる必要がある。特に後氷期に関しては、浮遊性有孔虫殻を用いたタンデトロン加速器質量分析計による炭素１４年代測定が不可欠である。上記の千年未満のオーダーでの議論は、約５０サンプルにおよぶ名古屋大学年代測定資料研究センターにおける測定結果による所が大きい。

S-14 南西陸橋と人の移動

馬場悠男（国立科学博物館）

Hisao BABA; Human migration through southwestern land bridge between Asia and Japanese Archipelago.

九州および南西諸島と大陸との間を氷期に結んだ可能性のある陸橋、あるいはそれと同じ地域の海路を通って、人々が往来したであろうことは想像に難くない。しかし、その直接の証拠は希薄である。ここでは、広義の東アジアにおける人類集団の特徴と分布そして出土人骨の形態分析から、現時点での理解および問題点の概略を説明する。なお、今回は南西の陸橋／海路を取り上げるが、それ以外の移動経路の有無や有効性を疑問視するものではない。

現代アジア人の分布と居住期間

まず、広義の東アジアと西太平洋に住む人々を整理してみる（図１）。北東アジアには、平坦な顔立ちで中国型歯列（後説）を持ち淡褐色の皮膚をした人々がいる。東南アジアには、やや立体的な顔立ちでスンダ型歯列（後説）を持ち褐色の皮膚をした人々がいる。なお、北海道のアイヌの人々も、皮膚は淡褐色だが顔立ちや歯は東南アジア人と似ている。オセアニアでは、立体的な顔立ちをして体格が良く濃褐色の皮膚の人々がいる。オーストラリア（ニューギニアをふくむ）には、立体的な顔立ちで原始的スンダ型の大きな歯を持ち黒褐色の皮膚をした人々がいる。

赤道近くに長年住むと皮膚色が濃くなるが、東南アジアとオセアニアの人々の皮膚色がそれほど濃くないことは、その地域にいま住んでいる人々は比較的最近まで赤道から離れたところ（おそらく狭義の東アジア付近）に住んでいたことを示している。

現代人集団の遺伝学的な知見によると、これらの地域の人々は、基本的に、北東アジア人、東南アジア人、そしてオーストラリア人の３集団に分けられ、オセアニア人はオーストラリア人に近く東南アジア人にも近いと見なされている。日本人の中では、遺伝的に、本土人が北東アジア人にきわめて近い。アイヌの人々は、全体としては北東アジア人に近いとされているが、東南アジア人に近いという知見もあり、簡単には割り切れない。

古人骨の分布と過去の集団移動

次に、１－３万年ほど前の化石人骨の分布を見てみる。かなり立体的な顔立ちの化石が、東アジア（港川人・山頂洞人・柳江人）、東南アジア（ワジャク人）、オーストラリア（キーラー人）で散発的に発見されている。また、東南アジアの一部（ペラ人）とオーストラリア（ウィランドラレイク人・カウスワンプ人）では、きわめて立体的な顔立ちで歯の大きな、いまのオーストラリア人と似た化石が見つかる。日本列島では、縄文人が立体的な顔立ちで、東アジアや東南アジアの化石人骨とかなり似ている。

一方、平坦な顔立ちの北東アジア人の祖先と見なせる人骨は、１－３万年前にはほとんど見つからない。わずかに、シベリアで２例のみである。しかし、数千年前以降の人骨は、中

国で多量に発見される。また、日本列島でも、およそ２３００年前以降の人骨が見つかる。いわゆる渡来系弥生人である。

以上の証拠から推測されるのは、最近１万年あるいは数千年前に、北から南へと人類集団の大きな移動があったこと、そして、その原動力は北東アジア人の拡大によるらしいことである（図１）。つまり、数千年前までは、東南アジアにいま住んでいる人々は東アジアあるいは北東アジアに、また、オセアニアにいま住んでいる人々は東南アジアあるいは東アジアに住んでいたらしいのである。

さらに、興味深いのは、少なくとも１万年前までは、いまのオーストラリア人の祖先が東南アジア（マレーシアのペラ人）にも住んでいたらしいことである。従って、オセアニア人（濃褐色の皮膚）は、数千年から１万年前に東南アジアにいた東南アジア人（褐色の皮膚）あるいは数千年前に南下してきた北東アジア人（淡褐色の皮膚）とオーストラリア人の祖先（黒褐色の皮膚）との混血集団を母胎としている可能性がある。そのように考えると、皮膚色と現在の居住地域との矛盾が解決する。

要するに、日本人の起源を論ずる場合には、その背景として、広義の東アジアあるいは西太平洋で最近起こった人類集団の移動を考慮するべきである。さもないと、南西陸橋／海路を経由して日本列島に移住してきたであろう集団の本質を見失う可能性がある。換言するなら、現在あるいは過去のある時期に見られる違いは、いつ頃どこで形成されたのか、あるいはいつ頃からの隔離の結果によって形成されたのかという視点を常に持つべきである。そのような目で、今までに提示されている日本人の起源に関する仮説を概観してみる。

埴原／ターナーのアジア人スンダランド起源仮説

スンダランドとは氷期に海面が低下したときにインドネシア付近に出現する亜大陸である。アリゾナ大学のクリスティ・ターナーと国際日本文化研究センターの埴原和郎は、アジア人の歯には、構造が簡単で小さい「スンダ型」と構造が複雑で大きい「中国型」とがあり、スンダ型は東南アジア人に、中国型は北東アジア人に多いことを発見した。そこで、スンダ型の歯を持つ東南アジアの「原」アジア人が、３万年ほど前に北上し、中国型の歯を持つ北東アジア人になったという画期的な仮説を考えた。つまり、アジア人のスンダランド起源説である。

この仮説によると、港川人や縄文人は東南アジアから南西陸橋を通ってやってきたことになる。事実、港川人の歯は原始的なスンダ型で、縄文人の歯はスンダ型であり、立体的な顔立ちは現在の東南アジア人と似ているので、もっとものように見える。問題点は、何万年も前に、東南アジアから北東アジアにアジア人が移住しスンダ型の歯が中国型の歯に変わったという証拠が弱いことである。また、数千年前に起こったであろう「新」北方アジア人の南下による分布の変化を重要視していない点である。

尾本の原アジア人南北別系統仮説

国際日本文化研究センターの尾本恵市は、かつては、東南アジアのネグリトの人々が数万年前の原アジア人の直系子孫であると考え、スンダランド起源仮説を支持していたが、最近

では、原アジア人自体が原北方アジア人と原南方アジア人に分かれていたと考えている。また、縄文人の直系の子孫と見なされるアイヌの人々が遺伝的には東南アジア人よりは北東アジア人に似ていること、また縄文時代およびそれ以前の石器文化は南アジアではなく北アジアの系統に属するということから、縄文人はスンダランドから来たのではなく北アジアから来たと考えている。

尾本は、現代人アフリカ起源説の立場から、原北方アジア人はシベリアを経由してやってきたので、インドを経由してやってきた原南方アジア人とはアジアに来たときから違っていたと考えている。したがって、アイヌの人々に見られる北方／南方に共通する遺伝的要素は寒冷適応した新北方アジア人の拡大による東南アジア人との混血の結果と見なしている。

問題は、新北方アジア人の寒冷適応がいつどこで起こったか、また原北方アジア人の子孫であるはずの縄文人がなぜ東南アジア人と同じようなスンダ型の歯を持っているかの説明が明確になされていないことである。

縄文人北東アジア沿岸起源仮説

縄文人が北東アジアに２－３万年以上前から住んでいた原北方アジア人とでも呼ぶべき集団に属することに関しては、人類学者の間でほとんど異論がない。問題は、その原北方アジア人の起源である。埴原／ターナーは東南アジア（スンダランド）と考え、尾本はシベリア経由という表現で東南アジア起源を否定していることは既に述べた。

私自身は、１－３万年前の化石である港川人（沖縄）・山頂洞人（中国北部）・柳江人（中国南部）・ワジャク人（インドネシア）を比較した結果、港川人はワジャク人と近く、山頂洞人や柳江人とはそれほど似ていないと見なした。だからといって、縄文人の祖先と考えられる港川人は、東南アジアからやってきたと短絡するのではなく、むしろ、東南アジアから北東アジアに至る太平洋沿岸にもともと住んでいてお互いの交流もあった集団に起源を発していると考えている。正直いって、化石人類の形態分析に関しては、例数も少なく形態的にも違いが顕著ではない場合には、集団の類縁性や移動を強くは主張できないからである。つまり、原北方アジア人はもともと北東アジアあるいは狭義の東アジアに住んでいたと見なすのが妥当と考えている。従って、縄文人は原北方アジア人のうちで太平洋沿岸の集団の子孫ということになろう。

次に、新北方アジア人に関しても、原北方アジア人のうちで内陸の集団がシベリアで寒冷適応を受けたことによって誕生し、その直系子孫が現在の北東アジア人であるという推定が広く人類学者の間で受け容れられている。

そうすると、縄文人も新北方アジア人も共に原北方アジア人の子孫であるなら、縄文人の直系子孫であるアイヌの人々は、遺伝的には、広義の東アジア人の変異を基準とすると、新北方アジア人の直系子孫である北東アジア人ともそれほど違わないはずである。ただし、新北方アジア人が寒冷適応によって形態的は全く変わってしまったために、北東アジア人とアイヌの人々が本来的に互いに無縁の集団のように誤解されているわけである。この点は、遺伝的にも、日本列島および近隣の集団の変異のみを基準とすると、違いが強調されて見えることによって助長されている。

アイヌの人々が遺伝的に東南アジア人よりも北東アジア人に似ているのは、３集団ともかつて原アジア人だったときの地理的な変異を反映しているのであろう。一方、アイヌの人々と東南アジア人との形態的な類似性は、原アジア人の持っていた共通特徴を表しているのであろう。もちろん、アイヌの人々のきわめて立体的な顔立ちや多毛性は原北方アジア人のうちの沿岸地域集団の特徴を残しているものであろう。

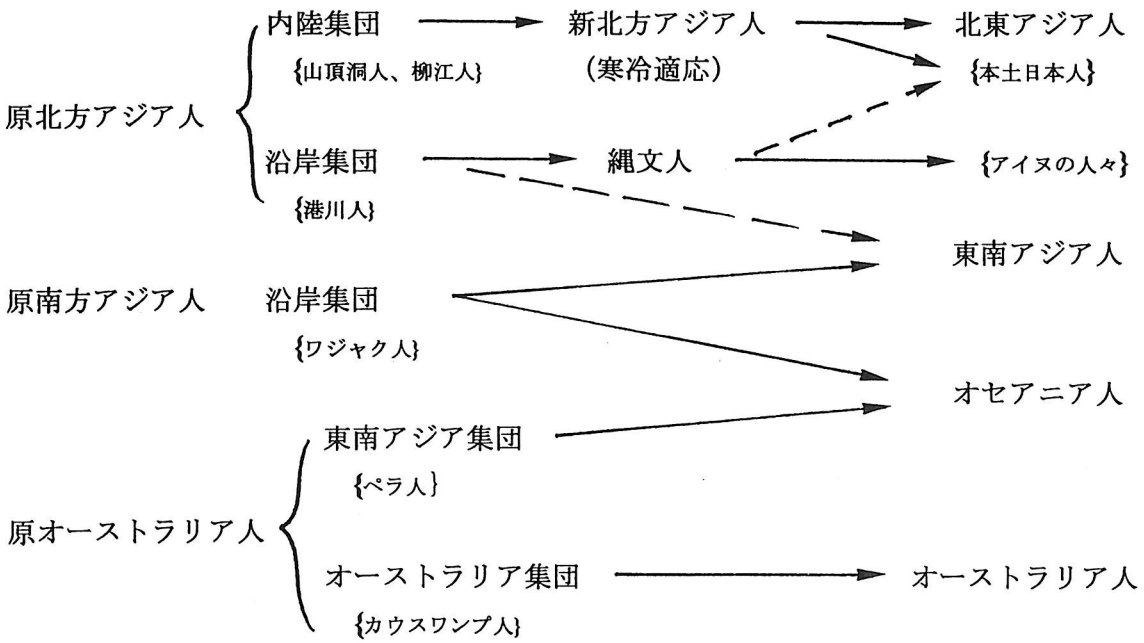
内陸および沿岸の原北方アジア人は、拡大してきた新北方アジア人によってほとんど呑み込まれて消滅したという推定が正しいなら、アイヌの人々は原北方アジア人の唯一の（南西諸島の人々もかなりそうだが）直系子孫集団ということになり、「アイヌは人種の孤島」であるとの小金井良精あるいは山口敏の解釈が生きてくる。

南西陸橋／海路を通っての人の移動

結論として、きわめて陳腐だが、南西陸橋を通っての人類集団の移動は、１―３万年前は原アジア人による小規模の交流が主であったと推定できる。埴原／ターナーの仮説のように大規模な移動があったという根拠は弱い。そして、２３００年前以降に、船により、大規模な新北方アジア人の日本列島への移住があったと言えよう。

なお、埴原／ターナーと尾本の仮説の説明に関しては、表現を若干変えてあることをお断りしたい。

図１　広義の東アジアにおける人類集団の進化過程の仮説的模式図



原北方アジア人の起源は、埴原／ターナーは東南アジア（スンダランド）から、尾本はアフリカからシベリア経由、馬場はもともと北東アジア、と考えている。

S-15 宗谷陸橋を横切る人と文化

木村英明

Hideaki KIMURA; Peoples and cultures, being across the Soya Land Bridge.

近年、シベリアやサハリンでの旧石器研究が進展し、北海道と極めて似たような変遷を辿ることが明らかになりつつある。しかも、単なる文化の類似、あるいは文化の伝播にとどまらず、頻繁に往来する密接な関係をも予測できる状況にある。もちろん、旧石器時代の両地域での相互交流が、氷河の発達を原因とする海水面低下に助けられてのものであることは疑いない。大陸とサハリンを隔てる現在の間宮海峡の水深が10mに満たず、また北海道とサハリンを隔てる宗谷海峡の水深がおよそ60mであるが、100～120mの規模で海水面が下がったとされる最終氷期の最盛期には海峡が広大な陸橋と化し、しかもこれまでの海水面変動の研究によって、最終氷期のほとんどの時代、北海道が東北アジアにぶら下がるように陸地で結ばれていたことが知られているからである。

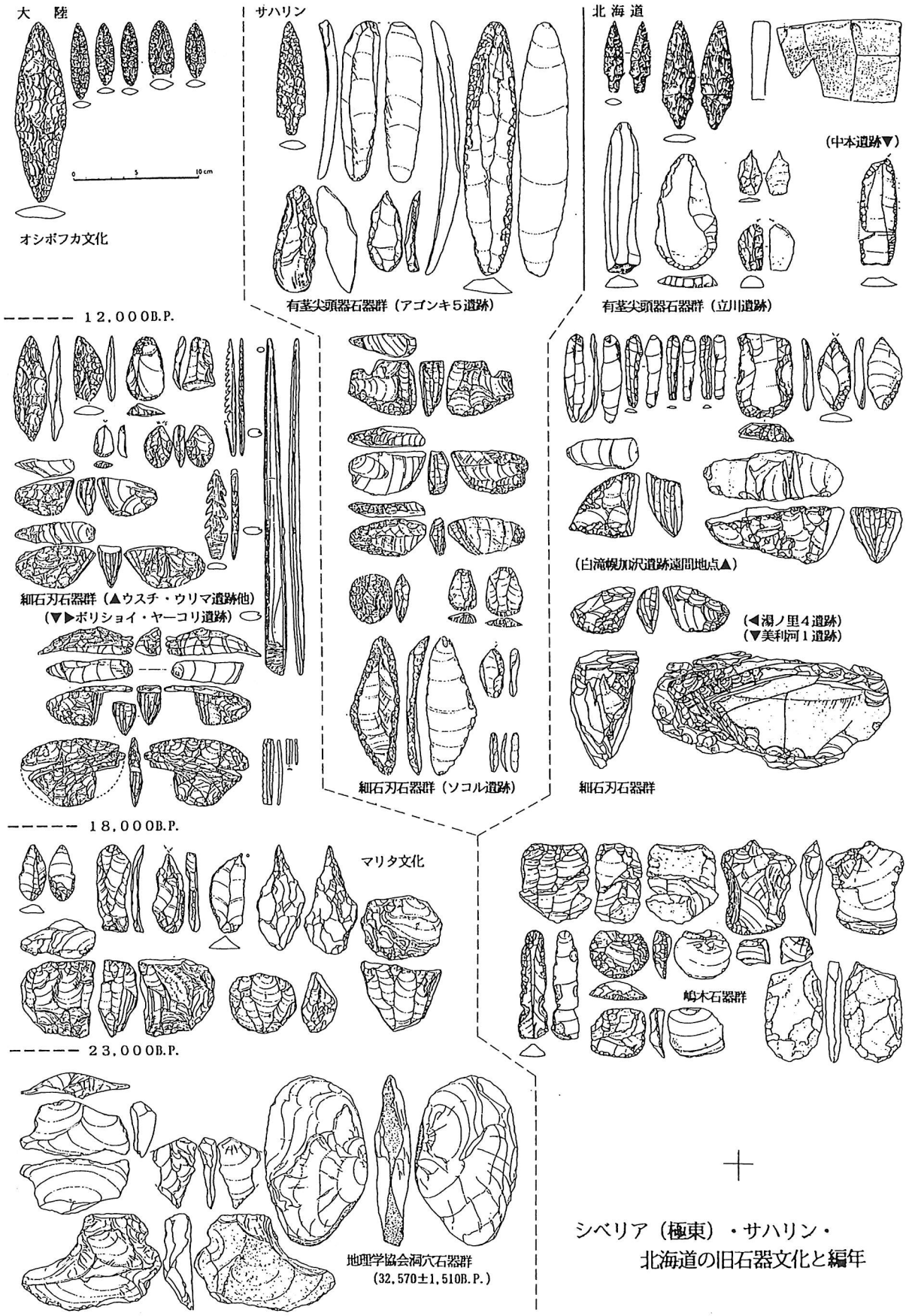
シベリア・サハリン・北海道の旧石器研究の成果を要約すると、次のとおりである。

シベリアにおける前期旧石器は、ディリング・ユリャフ遺跡の主に石英製の礫器をもつ一群が該当するが、年代など多くの点でなお課題を残している。もちろん、これらの石器群が日本列島（北海道）に及んだという証拠はあげられていない。続く中期旧石器に至って、シベリアへの確かな進出・移住が確認されている。シベリアのムスティエ文化である。しかし、ゴルノアルタイなど一部地域に限られ、しかも洞穴遺跡が主体を成し、本格的な適応という状況ではない。注目すべき資料に、ムスティエの技術伝統を保有しつつ、独特な剥片剥離技法（礫を輪切りにする技法）をあわせもった極東・地理学協会洞穴の石器群（挿図参照）がある。マンモス動物群を伴う極東最古の石器群である。これまで、後期旧石器時代初頭に位置づけられてきたが、更に古く編年される可能性が強い。また、宮城県馬場壇Ａ遺跡や安沢Ａ遺跡の石器群との関連、北海道を経由した人類の流れが想定される。

最終氷期最盛期へと進む厳しい環境にありながらも、マンモスハンターとして本格的な移住（適応）を果たすのは、マリタ文化に至ってである。そしてかねてから、北海道「最古」の嶋木遺跡の石器群（挿図参照）がマリタ文化に由来する、と説いてきた。最近、極東の石器群中に似た組成と技法が知られており、両者の間を繋ぐものとして注目している。

次は、最終氷期最盛期を経て人類がシベリア全域に拡散した段階である。地域ごとの環境適応を強めたためか、全体として分散化の傾向が認められる。しかし、極東（ボリショイ・ヤーコリ、ウスチ・ウリマなど）、サハリン（ソコルなど）、そして北海道（白滝幌加沢遠間地点、湯ノ里４、美利河１など）に広がる楔形細石刃核をもつ細石刃石器群は、技術交流など極めて密接な関係にあったためか、石器組成・技術型式に強い類似性が指摘できる。サハリン・ソコル遺跡で、白滝を中心とした北海道産黒曜石が大量に持ち込まれている事実も明らかにされている。組織された石材流通のネットワークの存在が想定されており、白滝産黒曜石の広がりは大陸にまで及んでいたとみて間違いない。以上は、宗谷陸橋の形成にあずかる相互交流である。

宗谷陸橋の消失、宗谷海峡の成立に至ってもなお、共通の有茎尖頭器石器群が展開していたことが知られている（立川、アゴンキ５、オシポフカ文化など。挿図参照）。やはり、北海道の黒曜石（この段階では主に製品）がサハリンに運び込まれている。渡海のための航海術、海氷の役割などを考慮する必要があるが、何よりも組織されたネットワークが継続して機能していたことを物語っている。



シベリア（極東）・サハリン・
北海道の旧石器文化と編年

S-16　日本列島とその周辺での哺乳動物群の移動

河村善也(愛知教育大・地学)

Yoshinari KAWAMURA; Mammalian migration in and around the Japanese Islands

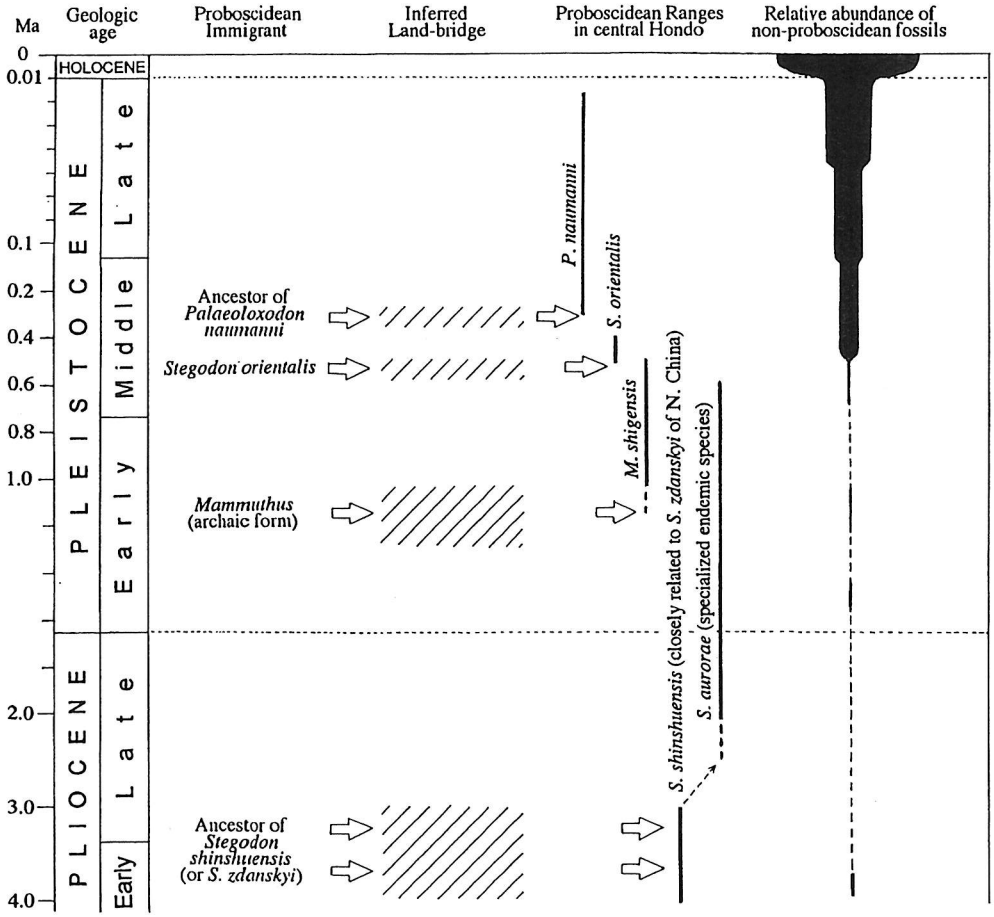
現在の日本列島の哺乳動物相は，(1)北海道とその属島，(2)本州・四国・九州とその属島，(3)琉球列島の３つの地域で大きく異なっている．北海道とその属島に分布する哺乳類の大部分は，近隣の大陸と共通する種で，大陸のものと亜種程度の違いしかないものが多い．本州・四国・九州とその属島に分布する哺乳類には，大陸や北海道と共通する種もあるが，この地域にしか見られない固有種が多いという特徴がある．なかには，ヒミズ，ヒメヒミズ，ヤマネのような固有属に属する種もある．琉球列島の動物相は島嶼型で内容が貧弱であるが，固有属に属する種が多いのが特徴である．このような動物相の違いは，それぞれの地域の第四紀の地史の違いを反映している．これら各地域の境界は，ブラキストン線，渡瀬線と呼ばれる動物分布の境界線となっている(第２図D).

北海道では，更新世の哺乳類化石は後期更新世のものを除いて非常に少ないので，詳しいことはわかっていないが，後期更新世にはナウマンゾウやプリミゲニウスゾウ(いわゆるマンモス)，ヤベオオツノジカがこの地域に生息していたと考えられる．プリミゲニウスゾウは本州・四国・九州地域では産出せず，中国東北部では後期更新世になってシベリアからの南下が見られるので，このゾウは後期更新世に沿海州からサハリンを経て北海道まで南下したのであろう(第２図C)．ナウマンゾウとヤベオオツノジカは本州・四国・九州地域の中期更新世後期～後期更新世を代表する大型哺乳類であるが，そのいずれかの時期に本州から北海道へと分布を広げたのであろう．

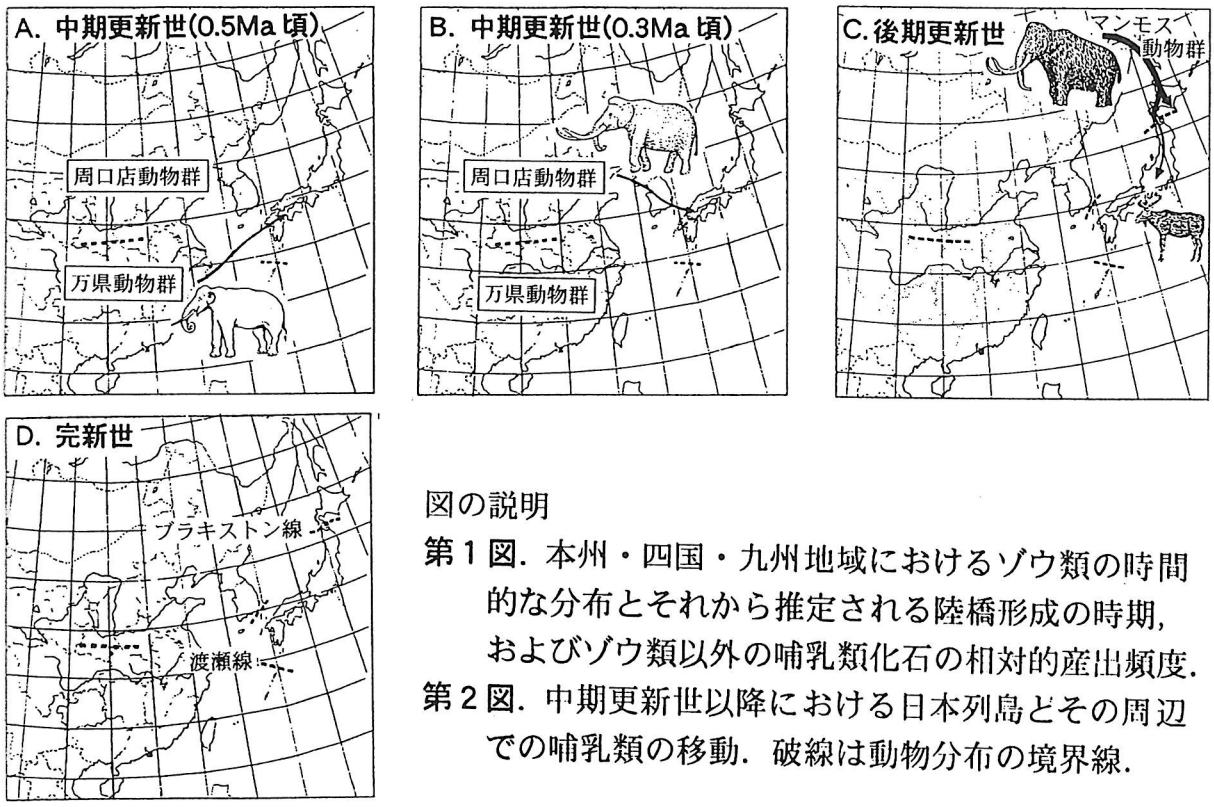
本州・四国・九州地域では，化石の記録が最も多い．特にゾウ化石は鮮新世から更新世末にかけて連続して産出しているので，この地域への動物群の移動や陸橋形成を明らかにする上で重要な手がかりを与えてくれる(第１図)．この地域では1.2～1.0Ma頃にシガゾウ(*Mammuthus shigensis*)が出現し，0.5Ma 頃にはトウヨウゾウ(*Stegodon orientalis*)が，0.3Ma頃にはナウマンゾウ(*Palaeoloxodon naumanni*)が出現する．これらのゾウは，それぞれの出現期かそのやや前に大陸との間にできた陸橋を通って渡来したと推定される(第２図A, B)．後期更新世には，大陸から新たに渡来したと考えられる種はほとんどなく，この時期の本州・四国・九州地域は全般に大陸から孤立していたと考えられる．ただ，この時期の後半に一部地域に現れるヘラジカ，ステップバイソン，オーロックスといったマンモス動物群の要素は，寒冷な時期に津軽海峡に一時的に形成された「氷の橋」を渡って渡来したと考えられる(第２図C)．後期更新世末に多くの哺乳類が絶滅し，完新世になると他地域との動物群の移動は完全になくなった(第２図D).

琉球列島では，化石産地のほとんどが後期更新世後半以降のもので，それ以前の動物相はほとんどわかっていない．この地域の後期更新世後半の動物群を見ると，沖縄本島と宮古・石垣島で違いがあることがわかる．沖縄本島のものはほとんどが固有種で，他地域との共通性が少なく，この地域が長く孤立していたことを示している．宮古・石垣島では固有種だけでなく，大陸と共通のハタネズミ属の種が見られ，後期更新世かそれ以前の寒冷期に大陸と接続していたことが推定される．

第１図



第２図



図の説明

第１図．本州・四国・九州地域におけるゾウ類の時間的な分布とそれから推定される陸橋形成の時期，およびゾウ類以外の哺乳類化石の相対的産出頻度．

第２図．中期更新世以降における日本列島どその周辺での哺乳類の移動．破線は動物分布の境界線．

S-17 日本人の起源：将来への展望

尾本恵市（国際日本文化研究センター）

Keiichi OMOTO; The Origins of the Japanese: Perspectives for Future Studies

日本人（日本列島のヒト）の起源については、現在、埴原の「二重構造仮説」の検討が中心的課題である。ここで、ヒトはいわゆる「新人」 Homo sapiens sapiensを指すと了解される。もし日本で「原人」Homo erectus が発見されたら、それは日本人の先祖なのであろうか。新人の単一アフリカ起源説に従がえば、そうではないことになる。埴原説を検討するには、これを二つの部分に分けるのが有効である：（1）現代日本人は「原日本人系」と弥生以降の「渡来系」という大別二集団の混合によって生じた；（2）「原日本人」（後期旧石器時代・縄文時代人）の原郷は東南アジアである。演者らの最近の研究結果では、（1）はほぼ支持できるが（2）は支持できない。演者は、原日本人も北東アジア起源である可能性を提起している。

従来、自然（形質）人類学が人骨等の形態学を中心としてきたことは、化石人類の系譜を明らかにする目的から当然のことであった。しかし、遺伝子の情報が利用できるようになった今日、とくに新人についての起源（系統）の研究には分子人類学の方法が有効である。これに対し、人骨等は個人情報および生活・行動の復元にとってきわめて貴重な資料である。したがって、分子と形態という二つのレベルの研究は相補的なものであり、どちらがより重要といった考えをとるべきではない。

平成9年度より文部省重点領域研究「日本人および日本文化の起源に関する学際的研究」が4年間を目標に発足した。ここでは、「自然」、「人類」、「考古学」および「日本文化」に対応する4班が互いに連携しつつ、学際的研究をめざしている。起源という切り口で事物の歴史性に着目し、学際的というキーワードによって専門分野の壁を越えた情報交換とディスカッションを期待している。

O-1　三陸沖海底コア KH94-3, LM-8 中のテフラ層の同定

青木かおり（北大地球環境科学）・新井房夫（群馬大）・
山根雅之（北大地球環境科学）・大場忠道（北大地球環境科学）
Kaori AOKI , Fusao ARAI , Masayuki YAMANE and Tadamichi OBA ;
Identification of Marin Tephras in core KH94-3, LM-8 off the Sanriku

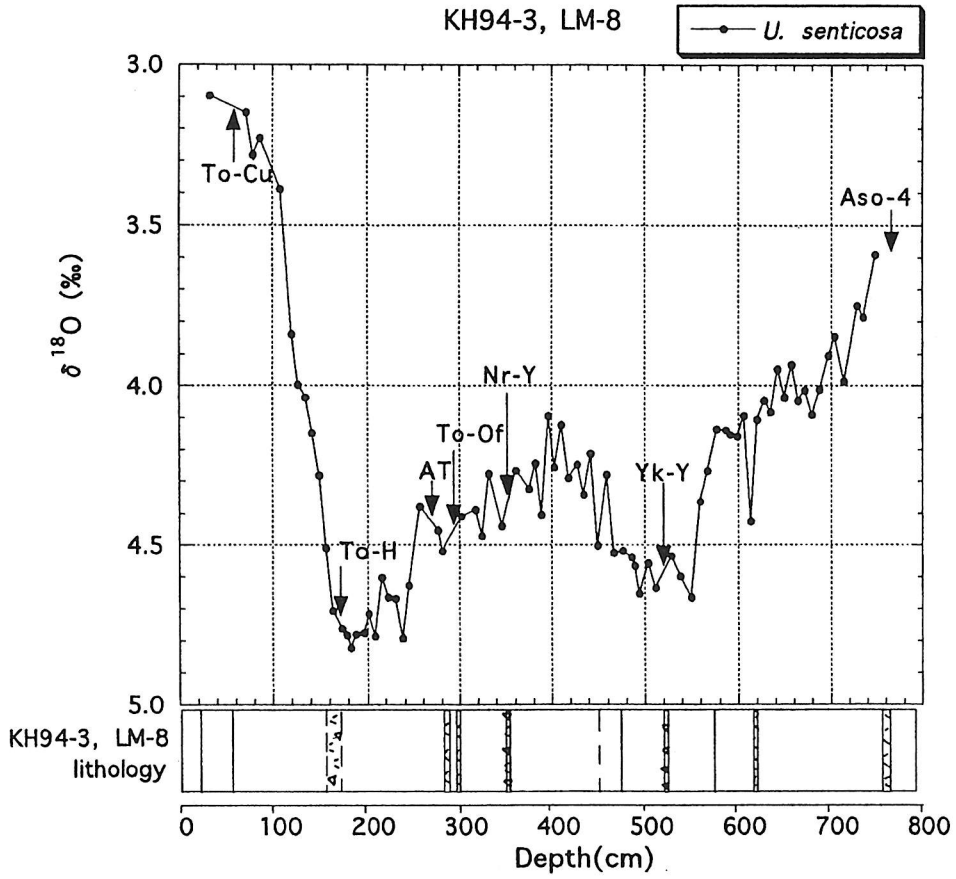
本研究では、三陸沖で採取されたピストン・コア KH94-3, LM-8 中のテフラ層を、火山ガラス・鉱物の屈折率、EPMA（WDS）法による火山ガラスの主成分分析によって同定した。

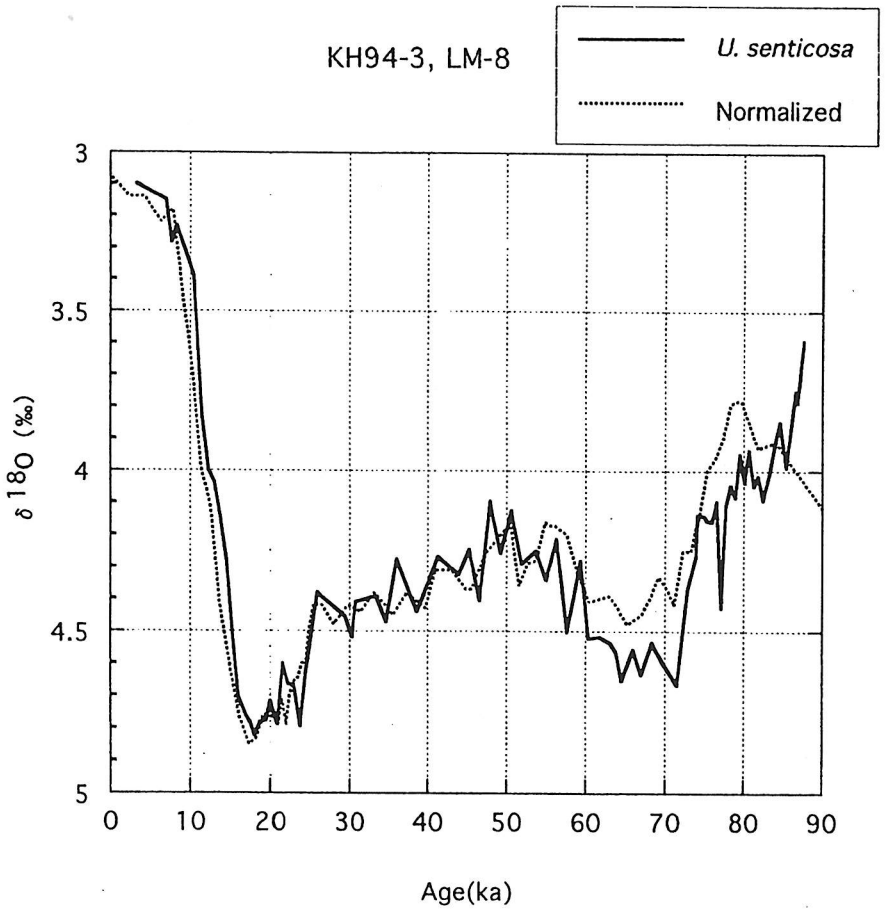
使用した LM-8 コアは、堆積相を肉眼で観察しただけでも 11 層のテフラ層が確認されている。さらに洗浄後の試料を実体鏡下で観察すると、上記の層以外にも火山ガラスが濃集している部位がみつかるため、実に多くのテフラが挟在しているコアである。

東北地方には後期第四紀において活発に爆発を繰り返した火山が多数存在しており、周辺の北西太平洋、日本海北部の深海底にもその多くが堆積していると考えられてきた。

今回、LM-8 コアには、十和田カルデラ起源のテフラが、最低でも 3 層確認された（十和田－中掫テフラ To-Cu、十和田－八戸テフラ To-H、十和田－大不動テフラ To-Of）。特に、十和田－大不動テフラに同定されたテフラ層は、その堆積様式から十和田－大不動火砕流に伴って形成された co-ignimbrite ash である可能性が高い。さらに、これまで海底コアに挟在する火山灰としては報告されていなかった鳴子－柳沢テフラ Nr-Y 、焼石－山形テフラ Yk-Y などが同定された。

これらの東北地方の火山から供給されたテフラ層以外に AT、Aso-4 といった広域テフラが確認できることから、KH94-3, LM-8 コアはこれまで日本周辺で採取された多数のコアと広域テフラによる対比が可能である。また、このコアの $\delta^{18}O$ の変動曲線が世界的な標準カーブ（Martinson et al.,1987）と酷似していることから、同定したテフラ層の噴出年代を酸素同位体比編年から推定することができた。


KH94-3, LM-8
U. senticosa
3.0
3.5
4.0
4.5
5.0
δ18O (‰)
To-Cu
Aso-4
Nr-Y
To-Of
AT
Yk-Y
To-H
KH94-3, LM-8
lithology
0
100
200
300
400
500
600
700
800
Depth(cm)


KH94-3, LM-8
U. senticosa
Normalized
3
3.5
4
4.5
5
δ18O (‰)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
Age(ka)

O-2 恵山火山起源テフラの層位

鈴木隆司・紀藤典夫（北教大函館）

Takashi SZUKI and Norio KITO ; Stratigraphic position of Holocene Esan tephra

1．はじめに

北海道南部亀田半島の先端に位置する恵山は，今なおその活動を続けている火山である．恵山火山の活動史や噴出物についてはいくつかの研究があるが，完新世に噴出したと考えられるテフラの層位に関しては不明な点が多い．筆者らは亀田半島において恵山起源と考えられるテフラとその他のテフラ（駒ヶ岳d火山灰および白頭山苫小牧テフラ）との層位関係を明らかにしたので，その結果について述べる．

2．層序

恵山周辺ではどの露頭からも地表付近の黒色土中にテフラ層が2層見られた．地表から10cmに上位テフラ層が厚さ4～8cmで堆積し，その下にクロボク土を3～18cm挟んで下位テフラ層が5～15cm堆積する（図参照）．更にその下位はクロボク土，ロームと続く．上部に位置するテフラは暗黄灰色の細粒火山灰である．また，下部のテフラは暗褐色または暗灰色の細粒火山灰である．これらは上位より勝井ほか（1983）によってEs-a，Es-bとされたものである．

亀田半島のほぼ中央部にあるアヤメ谷地におけるボーリングコアからは，深度23cmにKo-d（層厚 6cm），深度 51cmにB-Tm（層厚 2cm）が見出された．いずれのテフラのも泥炭層中に挟在されている．また，肉眼では確認できないが，泥炭にH_2O_2を加えて有機物を除去した結果，深度 39cmには斜長石，石英，斜方輝石，単斜輝石等を含むテフラ層が検出された．

3．テフラの岩石記載的特徴

恵山周辺で採取されたEs-aおよびEs-bは両層とも鉱物組成が類似し，斜長石（21～40%），石英（1～2%），斜方輝石（1～16%），単斜輝石（2～5%），角閃石（1～13%），黒雲母（0～2%），磁鉄鉱・チタン鉄鉱（0～9%），火山ガラス（36～48%；スポンジ型）を含む．また両者の火山ガラスの屈折率は，Es-aが1.498～1.504，Es-bが1.498～1.505であった．アヤメ谷地から検出されたテフラの鉱物組成は，斜長石（39.9%），石英（0.8%），斜方輝石（0.3%），単斜輝石（1.7%），角閃石（13.3%），黒雲母（2.2%），火山ガラス（35.5%；スポンジ型）であった．

4．考察

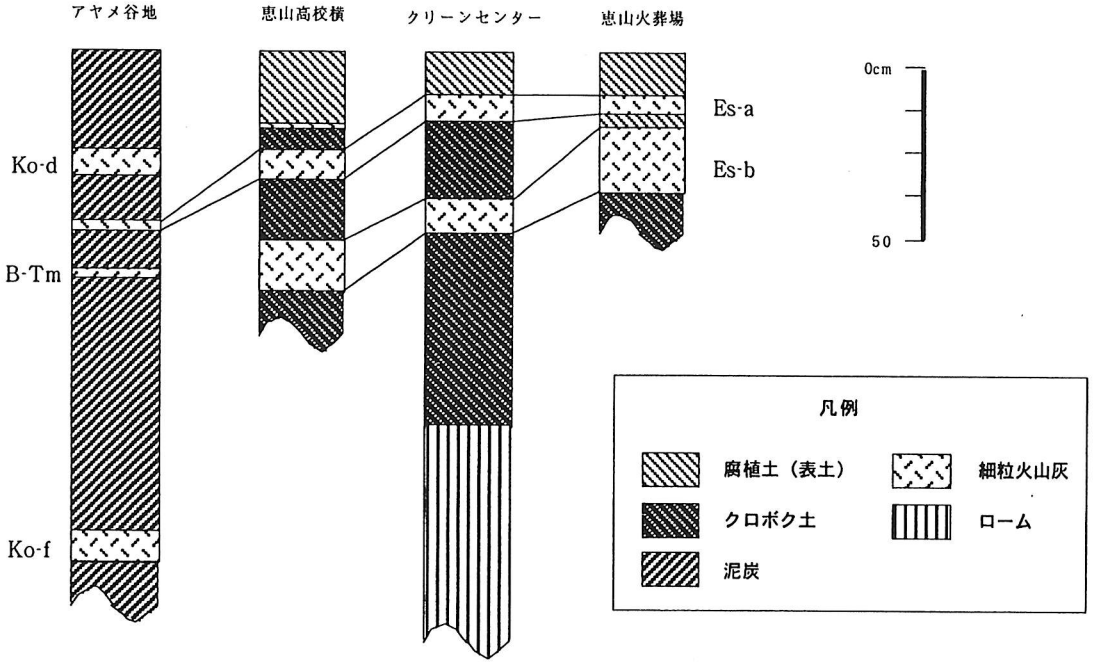
勝井ほか（1983）は，Es-a，Es-bに含まれる火山ガラスの形状は発泡破砕片であるとしたが，今回の筆者らの観察では主にスポンジ型あるいは多孔質型であった．

勝井ほか（1983）はEs-a，Es-bが火山ガラスが卓越し細粒であることから，遠方から飛来した可能性を指摘した．今回の調査によれば，恵山周辺の２層の火山灰は，鉱物組成・屈折率ともに類似し，粒度も250μm以上の比較的粗粒な鉱物も多く含まれている．また火山灰の鉱物組成から判断して，デイサイト質であり，恵山起源と判断するのが妥当である．

アヤメ谷地のボーリングコアにおけるKo-d～B-Tm間のテフラ層は，鉱物組成からEs-aおよびEs-bにほぼ一致する．

亀田半島においては，B-TmとKo-fの間に同様の鉱物組成を持つ火山灰が知られており（雁澤・小野寺，1996），これらのことから判断すれば，Ko-d～B-Tm間のテフラをEs-a，B-Tm～Ko-f間のテフラをEs-bに対比するのが妥当である．ただし，今回恵山周辺においてB-Tmが見出せなかったため，B-TmとEs-a，Es-bの層序関係を直接確認することはできなかった．

山田（1958）はEs-a，Es-bの噴出年代に関してKo-dの上位にあるとして約100～300年前と推定した．しかし，勝井ほか（1983）はEs-a，Es-bがKo-dを覆うという対比に疑問を呈しており，今回の調査も同様にそのような露頭は見られなかった．Es-aの年代をアヤメ谷地の柱状図をもとに，Ko-dを310y. B. P.，B-Tmを1000y. B. P. として計算すると，690y. B. P.（1260A. D.）前後の年代が予想される．



柱状対比図

O-3 八丈島で約6,000年前と約3,500年前に噴出した２組の降下テフラの特徴と起源

嶋田　繁（明治大・院），杉原重夫（明治大・文），福岡孝昭（学習院大・理）
Shigeru SHIMADA, Shigeo SUGIHARA, Takaaki FUKUOKA ;
The features and origins of two air fall tephras, erupted from Hachijo-jima at 6ka and 3.5ka.

１．はじめに

伊豆・小笠原弧の火山フロント上に位置する八丈島は，開析の進んだ東山火山と，円錐型の西山火山の２つの対照的な火山からなっている．八丈島ではこれらの火山から数万年間にわたって噴出したテフラが堆積している（津久井，1991；菅，1993；杉原，1994など）．本研究ではこのうち約6,000年前と約3,500年前に噴出した，軽石とスコリアがセットになった２組のテフラ（Mt1，Mt6）について，層厚・粒径の分布と微量元素組成から給源を考察した．

２．地質層序

東山北東麓における三根テフラ層（新称）の柱状図を図１に示す．ここでは鬼界アカホヤ火山灰の上位に数枚のテフラ層が認められる．そのうちMt1，Mt6は最下部の降下軽石層の上位に，降下スコリア層と火砕サージ堆積物が風化火山灰層を介在することなく，連続的に堆積している（但し軽石層とスコリア層との境界は明瞭である）．ここではそれぞれをMt1P（津久井ほか，1991の妙法寺降下軽石層），Mt1S（同，三根火山灰層５），Mt6P（菅，1993の水海山降下軽石層），Mt6S（津久井ほか，1991の三根火山灰層７）と呼ぶ．Mt1PとMt1S，Mt6PとMt6Sの堆積相，主要鉱物組成，微量元素組成は異なるが，層序的にはほぼ同時期に連続して噴出したと考えられる．

３．テフラの層厚・粒径の分布からみた給源の位置

図２には等厚線図と平均最大粒径の分布図を示した．この図によるとMt1P, Mt1Sは東山の北西方に，またMt6Sは東山の北方に向かってそれぞれ厚くなる．Mt6Pは等厚線図では東山東麓でも厚いが，粒径分布を見ると東山の北方に向かって粒径が増している．以上のことからMt1P, Mt1Sの給源は東山北西方，Mt6P, Mt6Sの給源は東山北方のいずれも西山方面にあったと考えられる．Mt1PとMt1S，Mt6PとMt6Sについては異なる火口から噴出したとしても，それぞれの火口は近接した位置にあったと推定される．

４．微量元素組成からみたマグマの起源

今回Mt1P, Mt1S, Mt6P, Mt6Sのほか，八丈島の各時期の噴出物の微量元素組成をINAAにより測定した．その結果Mt1SとMt6S，Mt1PとMt6Pはそれぞれよく似た微量元素組成を示した．またMt1S, Mt6Sは，それ以前に噴出した東山の噴出物と比較して微量元素の存在度が低く，より未分化であることから西山系統

のマグマによって生じたと考えられる．一方 Mt1P, Mt6P の微量元素の存在度は Mt1S, Mt6S より高く，東山から約25,000年前に噴出した末吉軽石流の微量元素組成と似ている．

以上のことから，Mt1(P, S) と Mt6(P, S) については，津久井ほか（1993）が指摘したように，異なる系統のマグマがほぼ同時に噴出した可能性が考えられる．しかし，この噴火システムについてはさらに詳細な検討が必要である．

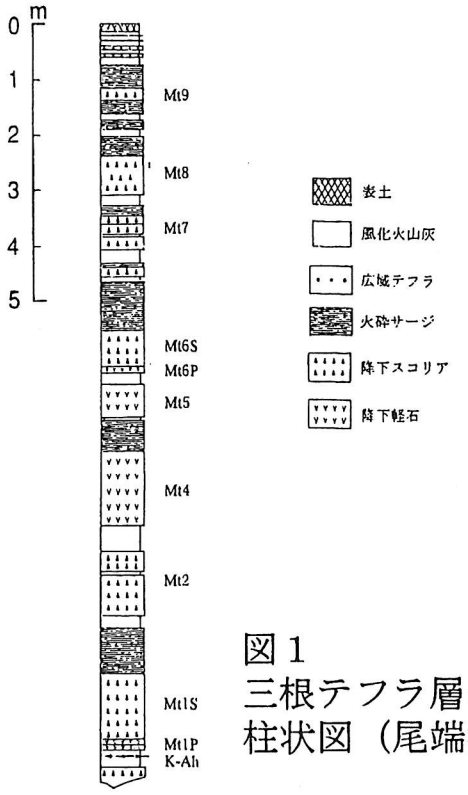


図１
三根テフラ層の
柱状図（尾端観音）

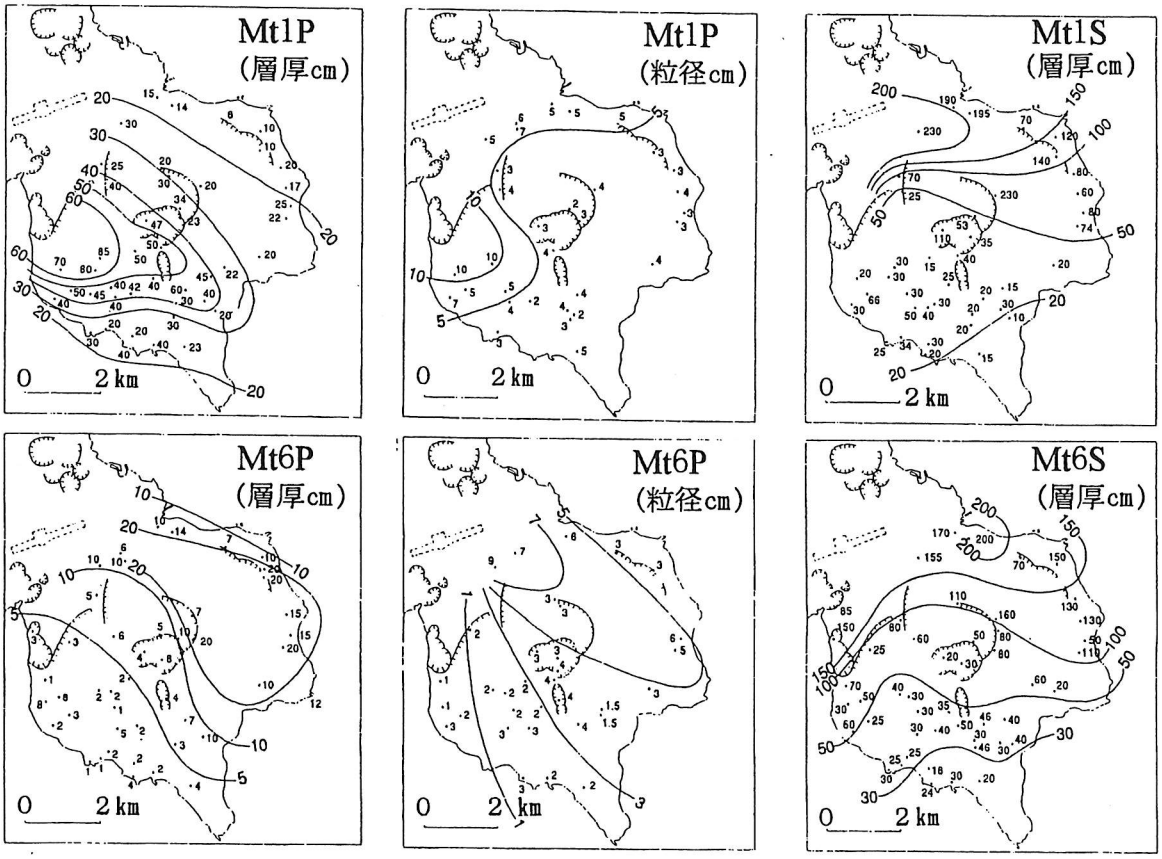


図２　等厚線図と最大平均粒径の分布図

O-4 加速器質量分析（AMS）法による歴史噴火の^{14}C年代測定

奥野　充（学振特別研究員／名古屋大・人間情報）・小林哲夫（鹿児島大・理）
中村俊夫（名古屋大・年代測定センター）
Mitsuru OKUNO, Tetsuo KOBAYASHI and Toshio NAKAMURA;
AMS radiocarbon dating for the historic eruptions.

はじめに　火山の噴火史は，降下テフラを調査することにより，効果的に編年することができる．これは，降下テフラが薄く広く分布し，層序関係を知るのに適しているからである．降下テフラ直下の腐植土も発達していることが多く，その採取は比較的容易である．しかし，腐植土を用いた^{14}C年代測定については，その測定値の信頼性について疑問視される傾向にあった．最近，奥野（1997a，金大地理報）やOkuno *et al.*（1997，NIMB)は，腐植土が^{14}C年代測定の試料としてきわめて有効であることを示した．そこで今回はその有効性をさらに検討するため，南九州の霧島，桜島，開聞岳の歴史時代の噴火を例として腐植土から得られる^{14}C年代の信頼性と問題点について議論する．

降下テフラの年代学的特長　降下テフラは，一定の範囲をきわめて短期間に覆うので，これを用いて腐植土の層位を知ることができる．桜島（奥野，1997b，月刊地球）や高原山（奥野ほか，1997，火山）では，テフラ直下の腐植土の^{14}C年代がよく一致することから，テフラの堆積により土壌有機物中の炭素の閉鎖系が成立していると考えられる（Okuno *et al.*，1997).

霧島，桜島，開聞岳の歴史噴火　霧島火山での噴火記録は，西暦742年にはじまり60を越えている．テフラとしては，新燃岳起源の享保軽石（Sm-KP）のほか，御鉢起源のものが少なくとも10枚認められる（筒井・小林，準備中）．そのうち，高原スコリア（Oh-ThS）と片添スコリア（Oh-KzS）が比較的規模が大きい．これまでOh-ThSは，延暦７年（788年）の古記録に対応づけられていた（岡田，1985，火山演旨；井ノ上，1988，岩鉱；井村・古賀，1992，火山）．奥野ほか（1996，四紀演旨）は，Oh-ThS中の炭化物の^{14}C年代や考古遺物（宮崎県教委，1996，調査報告）の層位から，Oh-ThSが12～13世紀の古記録に対応する可能性を示した．新たなものも含めOh-ThSの年代値を図１に示す．これらはほぼ誤差範囲内で一致している．最も古い年代値（970±70yr BP：NUTA-4652）でも Pearson & Qua（1993，Radiocarbon）の樹輪較正曲線を用いて暦年代に較正すると1015-1066 cal AD (probability:36.9%)，1072-1163 cal AD (63.1%)で，他の古記録の内容から判断すると，Oh-ThSは1235年に噴出した可能性が高い．このように古記録は，噴火現象を必ずしも詳細に記述しているわけではないので，テフラ層序と対応づけるときに問題が生ずる．

特に歴史噴火が多い場合；^{14}C年代や考古遺物との関係も検討する必要があろう．なお，Oh-KzS 直下の腐植土の年代値は，1150±70yr BP（NUTA-4328）と 1330±90yr BP（NUTA-4697）であり，古記録の内容と地質学的な特徴もあわせると，Oh-KzSが788年の噴火に対応する可能性が高い．

桜島火山については，天平宝字（764年），文明（1471～1476年），安永（1779年），大正（1914年）の４つの噴火が記録されている（福山，1978，地質雑；小林，1982，火山）．大正噴火を除いた３つの噴火についての年代値（奥野，1997b；Okuno *et al.*，1997）は，古記録による年代とほぼ調和的であるが，完全には一致していない．

開聞岳火山には，平安時代に貞観16年（874年）と仁和元年（885年）の２回の噴火記録がある．開聞岳から東方約3kmの地点でのテフラ直下の腐植土の年代値は，貞観テフラ（Km-Jo）が1070±80yr BP（NUTA-4141）で，仁和テフラ（Km-Nn）が1350±100yr BP（NUTA-4236）であり，層位的に逆転している．この原因として，①測定の再現性の問題が考えられる．さらにここでは両者の間に10cmの褐色土と2cmの腐植土が挟まれているので，②貞観噴火まで安定していた土壌がKm-Joの堆積によって不安定化し，下位の古い土壌が再堆積した可能性がある．このような土層の形成過程は，テフラの区分とも密接に関連するので，今後さらに詳しく検討する必要がある．

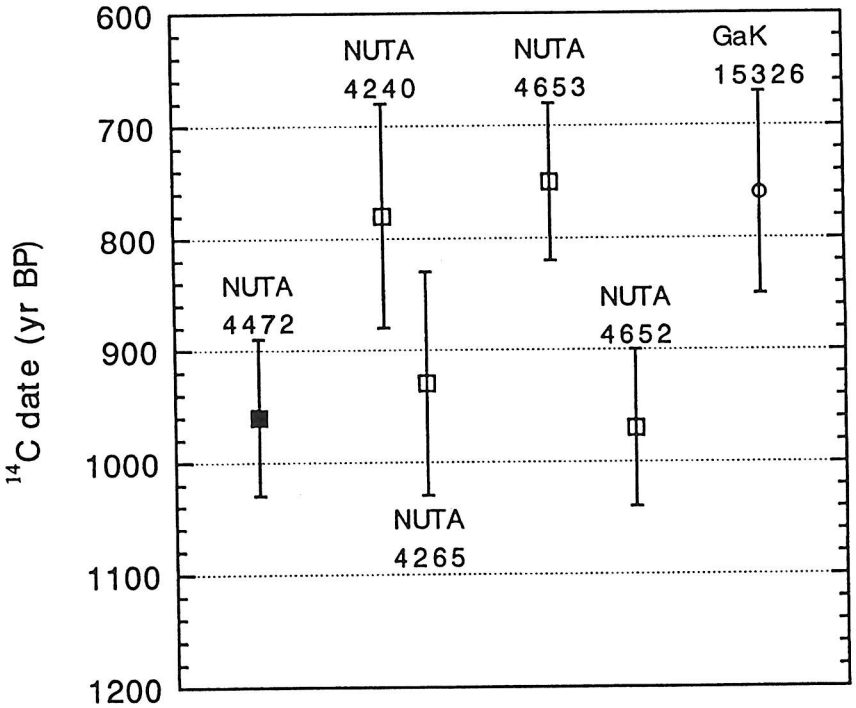


図１　高原スコリア（Oh-ThS）に関する^{14}C年代値

■：Oh-ThS直下の腐植土，□：Oh-ThS中の炭化物

○：Oh-ThSに関連した火砕流堆積物中の炭化木片（井村・古賀，1992）

O-5 石英粒子のTLCI-CIA特性 ―風成塵堆積物と火山灰の識別方法―

窪北 耕治・鴈澤 好博 (北海道教育大学函館校)

Kouji KUBOKITA and Yoshihiro GANZAWA ; TLCI-CIA(Thermoluminescence color images - color image analysis) charactericitics of quartz particles.
- the method of distinction between loess and tephra deposits -

I. はじめに

従来ローム層あるいは粘土層と呼ばれてきた細粒質土層は，火山灰を起源とする風化火山灰層であると考えられていきた．しかし近年になって，石英の熱蛍光(Ther-moluminescence；TL)やESRなどの新たな手法を用いて，この粘土層中に広域風成塵(レス)が主要な母材として含まれていることが指摘されている(鴈澤ほか，1995；成瀬ほか，1996など).

石英のTL特性を用いた風成塵堆積物の認定の原理は，「低温下のマグマで生成した深成岩・変成岩類の石英は青色の蛍光(BTL)を，高温下のマグマより生成した火山性物質を起源とする石英は赤色の蛍光(RTL)を示す」ことに基づいている(Hashimoto *et al.*, 1986, 1987；鴈澤ほか, 1995). 本研究では，粘土層と火山灰層のTLCI-CIA特性を検討することを目的とし，石英の熱蛍光カラー画像(Thermoluminescence color images；TLCI)のコンピュータ解析(Color image analysis；CIA)を用いて，視覚的な定性分析とRGB(赤・緑・青)の数値評価による定量解析を行った.

II. 試料及び実験

本研究の対象地域は，北海道北部瑞穂地域である．本地域では粘土層が厚く堆積し(全層厚；365cm)，利尻火山起源のテフラ(Rs-Wn/Ht, Rs-Kb, Rs-Ac)及び広域火山灰(Aso-4，Toya)がこれらと互層関係にある．一方，これらの分析のための標準試料として，東アジア地域に分布するレス8試料を用いた.

調査地点より採取した各試料は，薬品処理による石英の単離実験を行い，100～200秒のX線照射後，TLCI撮影装置を用いて写真撮影を行った．このカラーフィルムをコンピュータ画面上に再生し，RGB(赤・緑・青)値として表されたTLCIを，以下のXYZ変換式を用いて色度ダイアグラム上に示した(Tamura, 1985).

$$x=0.62R+0.17G+0.18B,\ y=0.31R+0.59G+0.11B,\ z=0.066G+1.02B$$

$$X=x / (x+y+z),\ Y=y / (x+y+z) \qquad \text{----------(1)}$$

III. 結果と考察

TLCI撮影の結果，火山灰9試料ではRTLが，粘土層6試料ではBTLが支配的に観察できた．東アジア地域のレス試料でもBTLがみられたが，発光を示さないものも多かった．また，BTLの発光を示す試料の中でも色調に差異がみられ，暗色，青色，紫色の3タイプに分けることができた．このタイプは東アジア地域のレスと瑞穂地域の粘土層で共通して観察できる.

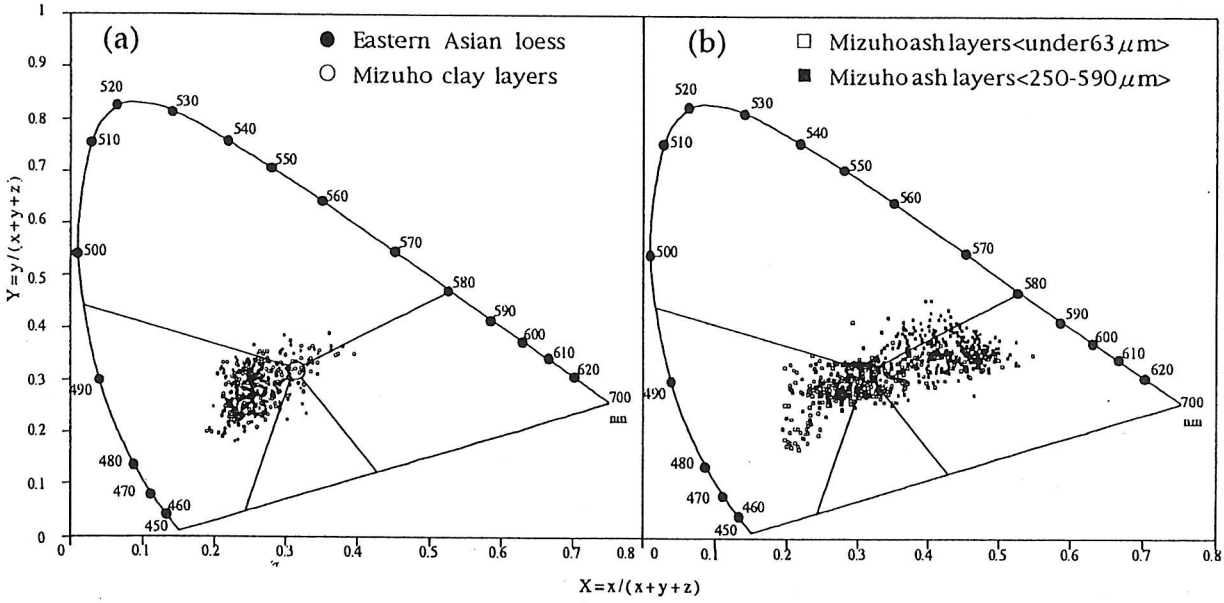
火山灰試料は粒径により4つの画分に分けて分析(<under63μm>, <63-125μm>, <125-250μm>, <250-590μm>)したが，主要粒径である<250-590μm>ではRTLが，<under63μm>ではBTLが大多数を占めて，それぞれ異なった色調を示し，<63-125μm>及び<125-250μm>はこれらのRTLとBTLが混合した色調を示すという傾向がみられた．

TLCI-CIAによるスペクトル解析の結果，色度ダイアグラム上において東アジア地域のレス及び瑞穂地域の粘土層試料は波長450～495nmの青色領域に相当し，これを(1)式のXY座標値で見ると，X=0.21～0.30，Y=0.20～0.32の範囲にほぼ集中する(下図a)．また，TLCIでみられたBTLの発光タイプにより，分布の様式は異なっている．

一方，火山灰の主要粒径<250-590μm>試料では580～700nmの赤色領域にその大部分が相当し，X=0.31～0.50，Y=0.28～0.42の範囲に分布のピークを示す(下図b)．ところが，火山灰の<under63μm>では青色領域から赤色領域にかけて水平方向に広がりX=0.20～0.50，Y=0.16～0.38の範囲内にピークをもち(下図b)，<63-125μm>及び<125-250μm>はこれらの間で遷移的な傾向を示した．

IV. まとめ

瑞穂地域の粘土層は，その示す色調が火山灰の主要粒径<250-590μm>とは明瞭に異なり，東アジア地域のレスと類似したTLCI-CIA特性を有することから，その母材となっているのは風成塵堆積物であるといえる．また，火山灰層の細粒画分においても，BTLと青色領域の波長が認められ，火山灰中にはレスが混入すると考えられる．



The distributed ranges of TLCI color-data from Eastern Asian leoss and Mizuho clay layers on CIE chromaticity diagram

O-6 ヒマラヤ山脈・チベット高原の隆起・上昇によってもたらされた過去240万年間の大気循環変動

大井圭一（北大）・福沢仁之・山田和芳・
岩田修二（都立大）・鳥居雅之（京大）

Last 2.4 Ma atmospheric circulation changes caused by the uplift of the Himalayan-Tibetan Plateau.

Keiichi OI, Hitoshi FUKUSAWA, Kazuyoshi YAMADA, Shuji IWATA and Masayuki TORII

1．はじめに

240万年前以降の酸素同位体比変動には氷期－間氷期サイクルが認められるようになるが，とくに80万年前以降はその振幅が増して10万年周期が卓越してくる．しかも，氷床がゆっくり成長して急速に融解，消滅したことを指示する鋸歯型の非対称形の酸素同位体比変動を示す．

第四紀における規則的な氷期－間氷期サイクルの原因としては，地球の軌道要素の変化に伴う日射量の変化があげられ，この天文学的な外力をミランコビッチ・フォーシング（Milankovitch Forcing）と呼んでいる（増田・阿部，1996）．しかし，80万年前以降に10万年周期が卓越して振幅が大きくなった原因やその変動の非対称の原因は，この外力からは説明できない．

80万年前以降の変動の原因としては1）北極における氷床，2）ヒマラヤ/チベット山塊における氷床，3）CO_2変動と関連した大気－海洋大循環システムの変動が挙げられている（岩田，1991）．しかし，これらの変動を直接示す野外のデータは少ないために，具体的な変動傾向に基づいた議論は多く行われていない．とくに，魅力的な仮説として，ヒマラヤ山脈・チベット高原の隆起・上昇と氷床形成に基づく大気循環変動による北半球の氷床成因説（安成，1987；1990）がある．本発表では，ヒマラヤ山脈・チベット高原の緯度・経度方向の陸上・海洋堆積物の分析からその急激な隆起・上昇時期を明らかにすることを目的とする．

2．陸上（レス・古土壌）堆積物分析による乾湿変動の検出

陸上堆積物の試料採取層準として，中国黄土高原の洛川におけるレス・古土壌堆積物（Sasajima and Wang., 1984）とネパール，カトマンズ盆地におけるルクンドール層（沢村，1994MS）を選んで，主にそれらの粘土鉱物の分析を行った．これらの地域でのヒマラヤ山脈・チベット高原の隆起・上昇による影響はモンスーン変動による降水量の多少によって表現される．このため，降水量の変動を示す指標として帯磁率（magnetic susceptibility）（Maher and Thompson, 1995）とイライト結晶度（福沢ほか，1995）を用いて，モンスーン活動を検討することにする．

洛川における帯磁率の変動（図-A）は，海洋における酸素同位体の変動と良い相関を持つことが明らかにされている（Sasajima *et al.*, 1984）が，その帯磁率の絶対値は60万年前以降で振幅が大きくなり10万年周期が卓越している．レス・古土壌層序が明瞭に現われるのは，S8以降の80万年前以降である．

ネパール，カトマンズ盆地のイライト結晶度の変動（図-C）をみると，200万年前～110万年前にかけては結晶度が良好で乾燥していた時期であるのに対して，110万年前以降は結晶度が急速に不良になって湿潤化している．

3．日本海・地中海の海洋堆積物分析による乾湿変動の検出

ヒマラヤ山脈・チベット高原の経度方向の変動をみるために，日本海北部（ODP795A）と地中海西部（ODP974B）の海底堆積物の分析をおこなった（大井ほか，1997；山田ほか1997）．

ODP795Aのイライト結晶度（図-B）は海洋の酸素同位体比変動と同様に，80万年前以降振幅が大きくなり10万年周期が卓越する．しかも鋸歯形の変動を示している．

ODP974Bのイライト結晶度の変動（図-D）は，アフリカ大陸内部での炭素同位体比（$\delta^{13}C$）変動（de Menocal, 1995）によって得られた乾湿変動と極めてよい一致を示す．イライト結晶度変動からみて，強い乾燥化は80万年前以降にみられる．また，洛川の帯磁率や日本海のイライト結晶度の変動とは逆相関を示している．

4．ヒマラヤ/チベット山塊の上昇イベント

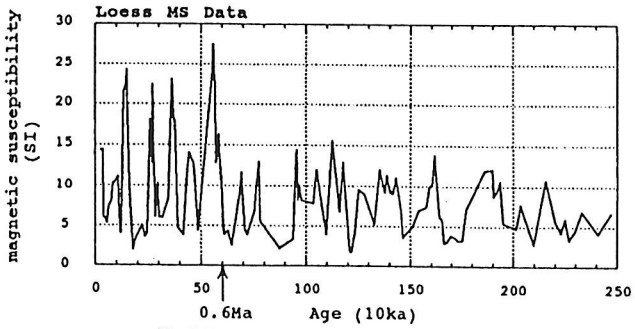
中国黄土高原西部には，チベット高原の間欠的な上昇と黄河による下刻作用によって，多くの河成段丘が認められる（Li, 1991）．とくに，甘粛省蘭州盆地および臨夏盆地にはT1～T7の7段丘が認められている．これらの河成段丘基底層の年代がすでに^{14}C年代やTL年代によって明らかにされている．それと同時に，段丘上に堆積したレス・古土壌堆積物の年代対比に基づいて，これらの段丘が下刻されはじめた時期も明らかになっている（Li, 1991）．黄河の河床であったことを示す河成段丘の基底年代と下刻作用が始まる年代は，離水してレス・古土壌堆積物が堆積しはじめた年代と黄河による下刻作用が急激に進行した年代を示している．そして，これらの年代はチベット高原の間欠的な隆起時期を示している．

5．おわりに

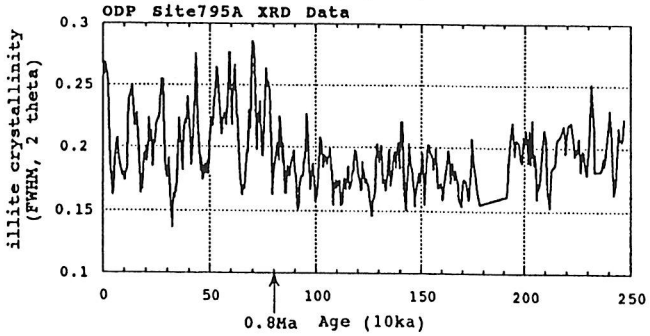
チベット高原の急激な隆起・上昇年代の中で，洛川，カトマンズのレス・古土壌堆積物や日本海，地中海の深海堆積物の中で認められた大気循環変動のイベント年代（1.1Ma，0.8Ma，0.6Ma）と一致する．このことはヒマラヤ山脈・チベット高原の間欠的な隆起・上昇がヒマラヤ/チベット山塊周辺の大気循環に強い影響を与えたことを支持している．

現在の気象データに基づいて，ヒマラヤ山脈・チベット高原の隆起・上昇によって生じる現象が80万年前以降の各地の堆積物に生じているかについて検討した結果，ヒマラヤ山脈・チベット高原が80万年前以降大気に対して影響を与えはじめたという仮説と矛盾するデータは得られなかった．また，110万年前と60万年前にも大気循環の変動が起こっていたことが明らかになった．

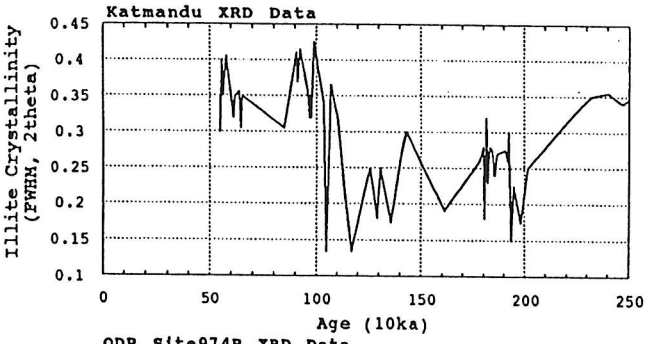
しかし，各地の堆積物のすべてに，110，80，60万年前のイベントが同時に認められない．これは偏西風の流路の変動，ヒマラヤ/チベット山塊内部で隆起・上昇が時空的に同時でなかったことなどが原因であると考えられる．



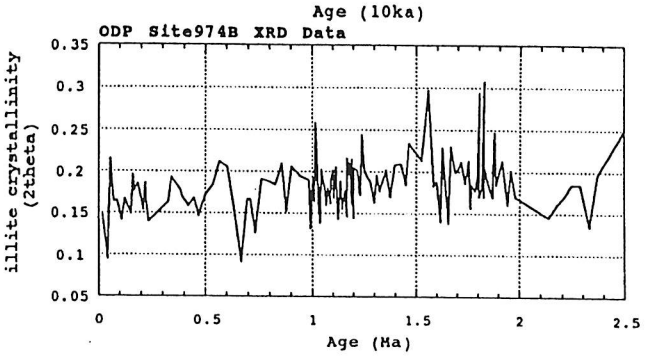
(A) 中国・洛川のレス・古土壌堆積物における過去250万年間の帯磁率変化．
60万年前から帯磁率変化の振幅が大きくなる．



(B) ODP795Aにおける過去250万年間のイライト結晶度変動．
80万年前からイライト結晶度変動の振幅が大きくなる．



(C) ネパール・カトマンズのレス・古土壌堆積物における過去250万年間のイライト結晶度変動．
200～110万年前はイライト結晶度が良好だが，
それ以降はイライト結晶度が急速に不良になる．



(D) ODP974Bにおける過去250万年間のイライト結晶度変動．
80万年前からイライト結晶度変動が良好になる．

O-7　関東ロームの磁化率測定

品川　俊介（建設省土木研究所）

Shunsuke U. SHINAGAWA ; Magnetic Susceptibility Measurement of "Kanto Loam".

・はじめに

地層から得られる古環境に関する情報は従来，その多くを水成層に頼ってきた．しかしながら陸域においては，湖や湿原の堆積物が長期にわたって連続的に堆積することはむしろ希で，古環境に関する情報は断片的にならざるを得なかった．

レス－古土壌堆積物などの，風によって運ばれた乾陸上の堆積物の岩石磁気学的研究は海外で注目され，古環境解析に大きな成果を上げつつある．しかしながら日本においては類似の堆積物が広く分布するにもかかわらず，岩石磁気学的研究は少ない．

本報告では，岩石磁気学的手法の一つである磁化率測定の，関東ロームへ適用を検討する．また磁化率変化と古環境変化の関係についての予察的な結果を紹介する．

・試料採取・調製および測定

試料採取は埼玉県浦和市大崎の２露頭から，合計３セクションで行った．

ロームは無層理の堆積物であるが，ここでは水平方向に同一層準とみなし，非撹乱試料を1層準から 10 試料，垂直方向にはほぼ 5cm 間隔で採取した．撹乱試料の採取も同様に垂直方向に 5cm 間隔で，連続サンプリングの要領で水平方向に広く行った．

非撹乱試料は，夏原技研製の 7cc プラスティック・キューブを露頭に押しつけてキューブ内にロームを完全に充填させて採取し，ふたをした．これをそのまま磁化率測定に供した．撹乱試料は風乾してよく混合し，プラスティック・キューブに 4.00g 秤りとり，ふたをした．磁化率測定後，CBD 法（ジチオナイト還元法;永塚,1993）による処理を行ったのち再びキューブに封入し磁化率を測定した．

磁化率の測定は，Bartington 社製磁化率計 MS-2，検出器は同社製 36mm Internal diameter MS-2B（いずれも地質調査所所有）を使用した．

・測定結果

非撹乱試料についての磁化率，磁化率の周波数依存性および CBD 処理による磁化率の減少量の変化を図1に示す．同一層準でも測定値にかなりのばらつきが認められるが，統計的な推定によると，かなり細かな変動も有意であると考えられる．３つのセクションにおける同一の火山灰層準付近に注目すると，測定の絶対値は異なるものの値の微妙な変化傾向が一致している．このことからは，少なくとも近接した地域での磁化率変化の傾向に普遍性があることを示していると思われるが，更なる調査が必要である．いずれにしても，測定に当たっては複数個の試料について行い，統計値を使った議論が必要と思われる．

中国・黄土高原の磁化率と比較すると，関東ロームの磁化率は全層にわたって中国の黄土に比べてかなり大きく，周波数依存性は小さい．これは関東ロームが火山噴出物の寄与により，粗粒な磁性鉱物を多く含むためと思われる．

・考察

暗色帯と上位の褐色ロームの境界の年代は，AT(22ka)と UG(12ka)の間の堆積速度を一定と仮定すると18~19ka となり，酸素同位体比ステージ(MIS)2の最寒冷期に相当すると思われる．AT を最上部に含む暗色帯中の，やや下部の植物珪酸体分析の結果(細野・佐瀬,1985)によると，暗色帯の上下の地層に比べてやや温暖である．このことからこの暗色帯は，MIS 3の温暖期から MIS 2の最寒冷期にかけて形成されたと考えられる．したがって岩層変化は全球的な古気候変化に対応しない．また，磁化率の値も古気候変化と無関係に見える．しかしながら MIS 2の最寒冷期の層準では，周波数依存性が極小を示すほか，CBD 処理による磁化率の低減も小さい．また，MIS 3に形成されたと思われる暗色帯下半部は，CBD による磁化率の低減が顕著である．これらの事実は植物珪酸体分析(細野・佐瀬,1985)や花粉分析(鈴木ほか,1993)によりすでに明らかとなっている古気候変化と調和的である．

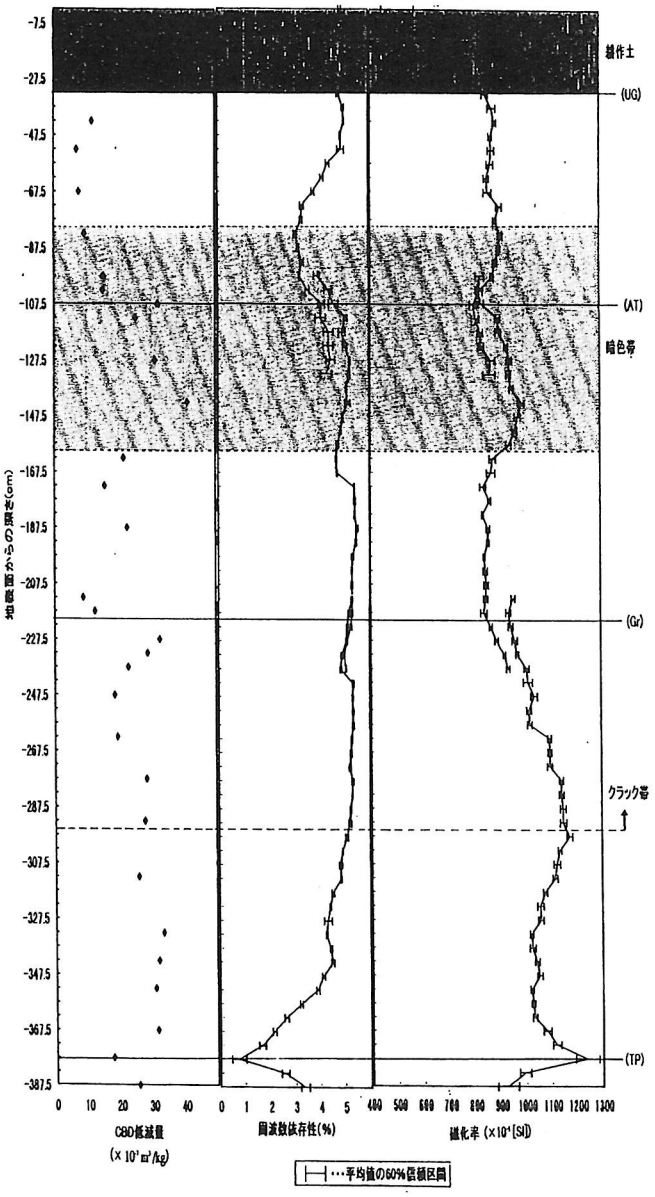


図1：埼玉県浦和市における関東ロームの磁化率変化

周波数依存性と，CBD 可溶成分の量はいずれも超微細な磁性鉱物の量に関係しているといわれている(Dunlop,1973: Verosub et.al.,1993)が，実際には両者の記録が一致しない．CBD 処理後の試料に対して周波数依存性を調べてみると，処理前に対して大きく減少しない場合がある．これらのことから CBD 可溶な磁性鉱物と周波数依存性で識別される磁性鉱物とは，粒径分布や鉱物種が異なる可能性が指摘できる．

文　献

Dunlop, D.J. (1973): Journal of Geoghysical Research, 78, 1780-1793.

細野　衛・佐瀬　隆 (1985): 浦和市史「調査報告書第17集自然編」. 埼玉県浦和市役所総務部市史編さん室, 83-101.

鈴木正章・吉川昌伸・遠藤邦彦・高野　司 (1993): 第四紀研究, 32, 195-208.

永塚鎮男 (1993): 日本第四紀学会編：第四紀試料分析法, 2 研究対象別分析法. 東京大学出版会. 22-32.

Verosub, K.L., Fine ,P., Singer, M.J. and TenPas, J. (1993): Geology, 21, 1011-1014.

O-8 深海堆積物中のテフラからみた伊豆-小笠原弧北部地域の後期鮮新世～中期更新世火山活動史

藤岡 導明　（千葉大・自）

Michiaki FUJIOKA; LatePliocene to middle Pleistocene volcanism in the northern Part of the Izu-Bonin Arc on the basis of tephra beds in the deepsea sediments in Boso Peninsula, Japan

深海堆積物中に挟在するテフラ層の解析は，長い時間スケールの火山活動を知るうえで有効な手段の1つである（例えばKennett,1970; 藤岡，1983）．房総半島南端地域は伊豆-小笠原弧北端部の 50-60 km 東-北東に位置し（Fig. 1），後期中新世以降の深海堆積物が分布する．その中でも，約 0.9-0.4 Ma にかけて水深 1500-200m で堆積した豊房層群および約2.3-1.0Maにかけて水深約2000-1500mで堆積した千倉層群畑層は，古地磁気層序および微化石層序により詳細な時間目盛りが入れられている（小竹ほか，1995）．そこには，伊豆-小笠原弧北部過去2.3Ma の間に活動した火山に由来するテフラ層が見られる．本研究では，その地層中に含まれる650枚以上のテフラを研究対象とし，伊豆－小笠原弧の火山活動史を検討した．

本層群に挟まれるテフラは，伊豆－小笠原弧起源のものとそうでないものとで構成されており，伊豆－小笠原弧の火山活動史を検討するためには，後者を除く必要がある．そこで本研究では，Fujioka and Kotake（1996）の観点からテフラの分類を行い，伊豆-小笠原弧起源か否かを判断した．その結果，約400枚が伊豆-小笠原弧起源と言える．

豊房層群における，テフラの量的および質的違いの層位変化は，伊豆-小笠原弧北部における火山活動を反映していると考えられる．そのような観点から見れば，約2.3-0.4Maにおける伊豆-小笠原弧北部の火山活動は，2.3～1.8Maにやや活発な時期があり，その後衰退していく．約1.5-1.3Maに再びやや活発となるが，全体として1.0Maにかけてあまり活発でない．その後，約 0.9-0.6 Ma に再び活発となり，その後一度衰退するが，約 0.5-0.4 Ma に再び活発となる，という傾向が認められた（Fig. 2）．

Fujioka and Kotake (1996) はFujioka et al. (1992)によるODP Leg 126における結果との比較から，豊房層群に挟まれるテフラの質と量は，主に豊房層群堆積場のすぐ西方に位置していた伊豆半島の安山岩質火山活動が強く影響したものと解釈した．つまり，本地域の地層中に挟まれるテフラは，伊豆半島起源のものが多く，主として伊豆半島の火山活動を反映している可能性が高い．伊豆半島は約1.0Maに本州弧に衝突したと考えられている（Huchon and Kitazato, 1984など）．フィリピン海プレートの北上による伊豆半島の移動を考慮しても，伊豆半島は，約1.0～2.5Maまでは房総半島南端地域の南西方に位置し，両地域の距離は1.0Ma以降とあま

り変わらない．したがって，畑層中のテフラも伊豆半島の火山活動の影響が強かった可能性が高い．

伊豆半島における陸上火山のK-Ar年代は全て1.5Maより若く，1Ma以降のものがほとんどである（Kaneoka et al., 1988; Kikawa et al. 1988など）．また，畑層堆積時の伊豆半島は，鮮新統白浜層群上部の海成玄武岩～安山岩質火山岩と更新統熱海層群の安山岩質中心の火山岩との間の不整合期にあたり，火山活動は記録として残っていない．畑層中に挟まれるテフラは全体として安山岩質マグマ起源と考えられるものの割合が多く，上部では玄武岩質マグマ起源と考えられるものの割合が少ない．つまり，2.3-1.0Maにおける伊豆半島の火山活動は，白浜層群に続く海底火山の活動が中心であり，それは安山岩質中心であったと考えられる．そして，伊豆半島が本州弧に衝突し全体で陸域となり（小山，1988）陸上火山が活動を開始した1.0Ma以降の伊豆半島の火山活動は，それ以前に比べ活発であったと言える．

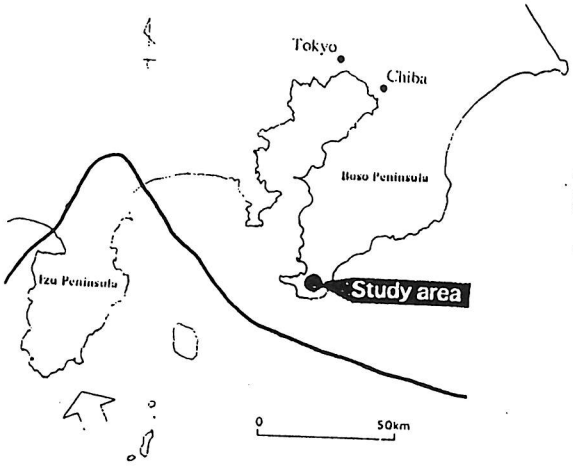


Fig. 1 Locality of study area.

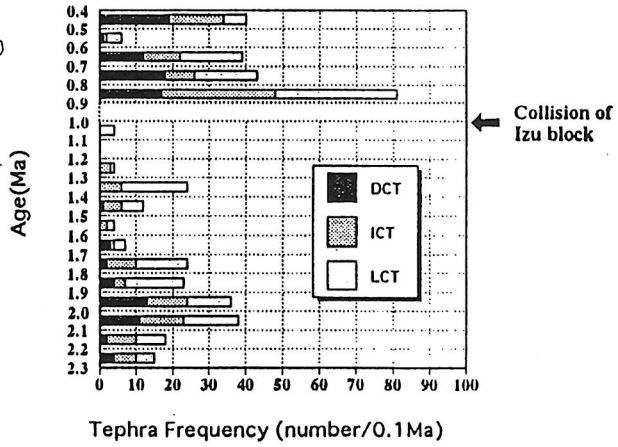


Fig.2 Frequency of tephra layers derived from Izu-Bonin arc in the southenmost part of Boso Peninsula.

O-9　雲仙普賢岳噴火に伴う降下火山灰層の土壌化について

陶野郁雄（環境研）・磯　望（西南学院大）・遠藤邦彦（日大文理）
・藤井理恵（九大・院）・神村郁子（大阪土質）
Ikuo TOHNO, Nozomi ISO, Kunihiko ENDO, Rie FUJII & Fumiko KAMIMURA:
Soil Formation on the Surface of Volcanic Ash Bed derived from UNZEN-FUGENDAKE 1991-1995 Eruption

1）新しく形成された火山灰層

雲仙普賢岳噴火は、1990年11月17日に始まり、1991年５月24日火砕流を生じて以来、1995年２月にほぼその活動を終息させるまで、降灰により島原半島東部に新たな火山灰層を形成した。1995年に実施した調査にもとづいて火山灰層の等層厚線図を作成した結果は、磯ほか(1996)ですでに報告した。この作業から島原半島に降下堆積した新たな火山灰層の総堆積量は、$1.2\times10^7 m^3$に達するものと推定された。この火山灰層は、1995年当時には、噴火以前に形成されていた土壌をおおって堆積し、肉眼でも容易に識別することができた。

2）1995年の新火山灰層の特徴

1995年に観察された火山灰層は、灰白色からあずき色を呈し、粒度や色調の異なる火山灰の互層から構成されていた。火山灰層の一部は多孔質で、規模の大きな火砕流に伴って降下堆積したことを示している。また、林地内に堆積した火山灰層には２～３層の落葉や草本根の集中する層が観察され、その層から火山灰の堆積した年次を判定することも可能であった。この年に観察した火山灰層の最上部には、主として落葉からなる０層が形成されていたが、落葉等の有機物は原形を留め、ほとんど分解されていなかった。

火山灰層の乾燥状態での堆積密度は、６月の梅雨前に採取した試料の測定で$0.6g/cm^3$前後、10月に採取した試料の測定で$1.1g/cm^3$前後の値を示した。この値は同一地点の試料で比較したものではないため、厳密さには欠けるが、火山灰層の密度の漸増傾向と、有機物の混合比の影響を反映している。

一方、磯ほか(1995)などで報告してきた火山灰降灰量調査に基づいて、島原半島に降下堆積した火山灰の総量を算出すると、4.6×10^6tonに達していた。火山灰の総重量と火山灰層の総体積の値から、この地域の火山灰層の堆積当初の平均堆積密度は$0.4g/cm^3$であったものと算出される。この値は、1995年の調査で、地点別の降灰量と火山灰層厚との関係から算出した火山灰の堆積密度の分散幅（$0.3\sim1.2g/cm^3$）の範囲内にあり、火山灰とこれに混合した有機物が火山灰層を構成したことを定量的に示すものである。

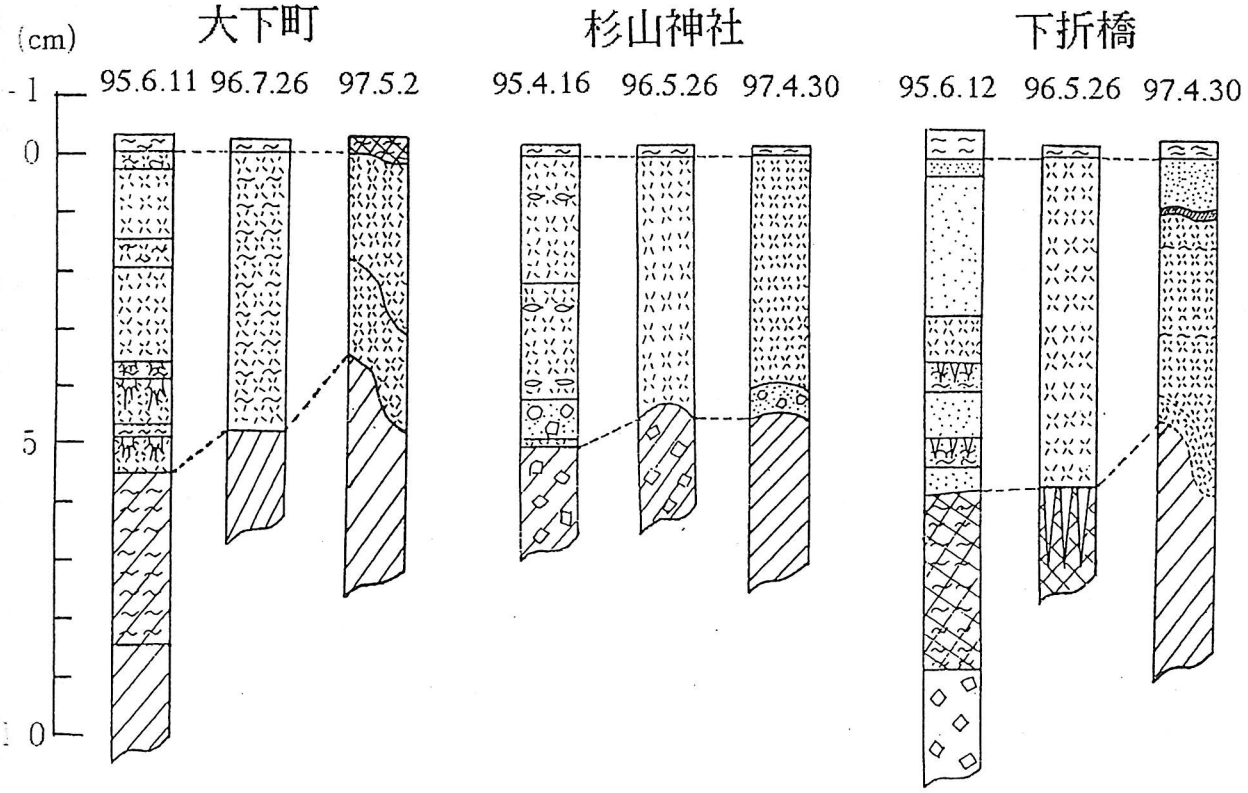
3）1996年の新火山灰層の特徴

1995年新に形成されていた火山灰層を観察した同一地点で、1996年にも火山灰層の観察を実施した。その結果、火山灰層の層厚は、若干縮小する傾向にはあるものの、層厚３～５cm程度の場合にはほとんど縮小せず、場合によっては生物擾乱を受て厚くなる傾向も認められた。この年に採集した火山灰層の乾燥密度は1.1g/cm^{3}前後の値を示し、1995年秋以降密度はほとんど変化しなかったことがわかる。一方、1995年には識別可能であった火山灰層中に挟まれていた落葉層は、1996年には分解が進み、識別が困難になりつつあった。また火山灰層の表面は０層のみが認められ、表面の土壌化は進行していなかった。

4）1997年の新火山灰層の特徴

1997年にも上記と同様の火山灰層の調査を実施した。その結果、地表に見られた落葉（０層）と火山灰との混合が進み、火山灰の表層の一部が、厚さ数mm程度ではあるが、黒色腐植を吸着させた土壌のA_1層に変質しつつあり、その一部にはまだ未分解の植物片を若干含んでいる状態であることも確認された。また、火山灰層そのものの層厚や堆積密度は、1996年の測定結果とは大きな変化をしていないことも確認された。なお、火山灰層の下面は、かなり生物によって擾乱されていた。このように雲仙普賢岳噴火に伴う火山灰層では、噴火終了２年後の現在、土壌生成作用が活発に生じていることが確認できる。

雲仙普賢岳噴火に伴う降下火山灰層の同一地点の層相年次別変化



O-10 眉山崩壊（１７９２年）と八幡平地すべり（１９９７年）の類似性

小林　茂（九大比文）・磯　望（西南学院大）・陶野郁雄（環境研）・遠藤邦彦（日大文理）

Sigeru KOBAYASHI, Nozomi ISO, Ikuo TOHNO & Kunihiko ENDO: Comparable Landslide Phenomenas between Mayuyama 1792 Landslide and Hachimantai 1997 Landslide

1792年の島原大変時に発生した眉山崩壊（長崎県島原市）と、本年５月11日に発生した八幡平地すべり（秋田県鹿角市八幡平地区地すべりおよび土石流災害）を比較すると、類似点が多いので報告する。

八幡平地すべりでは、①小規模地すべりの発生・地下水異常、②谷斜面下方澄川温泉付近の水蒸気爆発の発生開始（コックステイルジェットを含む噴煙による礫と灰の噴出、③山津波（温泉変質を受けた土塊の滑落・岩屑なだれ）の発生④水蒸気爆発（降灰）の終了、⑤表土・温泉変質土塊の混合した流木にとむ暗褐色土石流の発生・流下、⑥多量の水を含む土石流の発生・侵食・流下という順序で推移した。これを参考に眉山崩壊に関連する歴史資料を検討すると、類似した順序を認めることができる。

まず、３月１日（グレゴリオ暦４月21日）の大きな地震以後、小規模地すべりが前山（眉山）今村名上楠平で発生している。またこの地震で、島原城付近さらに六ツ木～折橋にかけて東西に地割れができたが、以後これ以北では湧水が増大し、以南では湧水の減少あるいは枯渇する傾向がみられた。これに連続する可能性の高い東西の地割れは、島原半島の西部でも発生した（Ogawa, 1924）。この南側の千々石以南で熱水の湧出が見られたことも注目される。

４月１日（グ暦５月２１日）に発生した眉山崩壊については、月のない夜で目撃記録は多くないが、島原沖を航行中であった筑後の船員の報告（下記資料①）は注目される。それによれば眉山が６分ほど崩れ、その内から白砂が吹きだし、７里四方に降下したと記している。眉山の崩壊がある程度すすんだところで発生したこの噴出にともなうと考えられる音響は、熊本でも記録されており、降灰を伴う水蒸気爆発の可能性が高い。同報告では、その後２度ほど海上が明るくなったとしている。同様の光あるいは火は、各所で観察されているが、同報告によるかぎり、発光地点は上記の白砂の吹きだした場所ではない。

眉山の崩壊箇所のその後の状況については、島原藩が幕府に対する報告用に作製した絵図ならびにその添書でくわしく知ることができる。まず注目されるのは、崩壊による堆積物が２種類に大別できる点である（宮地ほか，1987、資料②と図参照）。一方は岩屑流あるいは地すべりの性格をもつもので、崩壊箇所の中央から北部を占める。他方は土石流と判定されるもので、南部をしめ、崩壊跡地から発生したように描かれている。これからまず岩屑流（あるいは地すべり）が発生し、ついで土石流が発生したことは確実である。つぎに注目されるのは、崩壊跡地の上部で煙が見えるとしている点である。この煙は、「火気」によるものでないとされているところから、水蒸気の可能性が大きい。

眉山崩壊の原因については、地震崩壊説（大森，1918など）と、火山爆発説（駒田，1916）の両者が提出されながら、決着をみていない。しかし、その経過は八幡平の地すべりに類似しており、新たな観点からの検討を要する。また大規模崩壊に伴う水蒸気爆発の事例についても収集検討を要するであろう。

眉山崩壊関連の資料

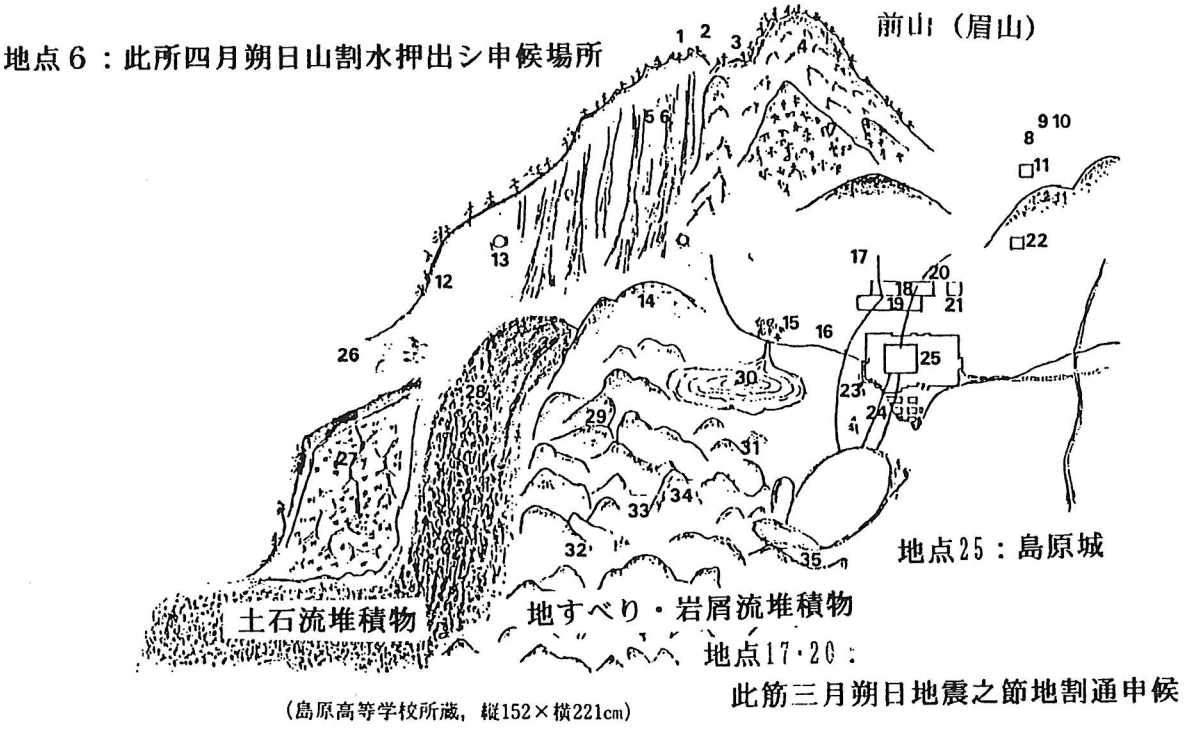
①「四月朔日暮六ツ時分船ヨリ温泉前嶽と申山見候処六歩通程崩落内ヨリ白砂吹出煙之如相成七里四方程砂降一向方角相知不申候故肥後三角之方ニ逃島原ヨリ五里斗も逃行之内程弐丈斗之火出其形半月之如山ヨリ海手三里斗跡此火次第ニ落相成無程又々北之方ヨリ十町斗先キニ右之如の火出けん之様成内弐ツ相見火之長サ凡六尺斗見事之火色光リニ而…」［筑後鐘ヶ江村利助の舟の船員の報告『年代記』，新収日本地震史料，第4巻別巻，p.283］

②「一、四月朔日山水押出シ山崩候跡ニ六筋程竪割御座候処右割より石砂崩落候様ニも相見又者吹出候様ニも御座候勿論日々晴雨之差別無不時ニ鳴動仕岩石谷間に崩落申候然処岩石崩落不申候節も右谷底至而物音厳敷兎角沸候様ニ相見申候今右場所危御座候間見届之者難参委細之儀相分リ不申候事、

一、前山より四月朔日山水押出候節海手迄押出候以前麓ニ有之候雑木植候侭押出或者下より吹出候様子ニ相見砂交之小山所々に相見申候間々ニ者深サ八尺程之穴御座候間水湛其辺硫黄之匂御座候事、

一、先達而山水押出候前山崩跡次第ニ崩落申候右後平ニ当リ余程崩相見絶頂ニ僅残リ御座候処今少崩申候者山八九合より上ハ前後に割通可申様ニ相見申候右之場所より南之方江割壱ヶ所相見候処少々ツツ終始煙吹出申候惣而前山より煙立候得共場所者時々に相替申候」［江戸で松平越中守勝手に内覧のため5月18日に持参した絵図添書、「寛政四壬子年島原（山焼、山水、高波）一件」林，1954，pp.470-471］

「島原大変大地図」島原藩が幕府への報告用に作製した絵図



（島原高等学校所蔵，縦152×横221cm）

O-11 有珠山付近に分布する火山性“クレーター”

能條　歩（今金町教委；北大・院・地球環境）・
加藤　孝幸（㈱アースサイエンス）・大島　直行（伊達市教委）
Ayumu NOJO・Takayuki KATO and Naoyuki OSHIMA；The volcanic "crater" around the Usu Volcano in southwestern Hokkaido, Japan.

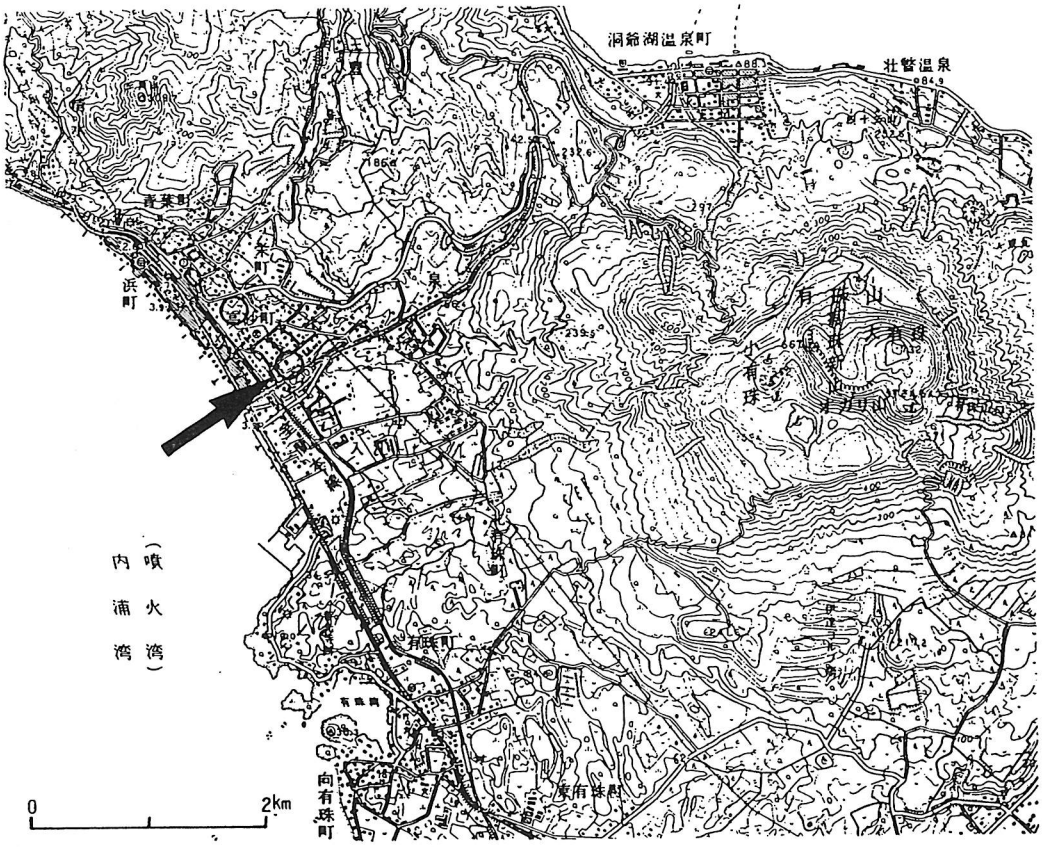
日本でも有数の火山である有珠山は，とりわけ活動的な火山として有名である．また，歴史時代においても大規模な活動を繰り返していることが文献記録に残されており，主なものは1663年，1769年，1822年，1853年，1910年，1943～1945年，そして1977～1978年の大噴火で，これら文献的な記録に対応した形で火山灰や火砕流堆積物の分布も確認されている（曽屋ほか，1981など）．しかしこれまで，火山活動に際して火口もしくは山体から飛来した岩石・火山弾等により形成または改変された地形，すなわちクレーター状の凹地群（以下クレーターと表現する）が有珠山麓周辺の地表下に大量に埋没していることに関してはあまり知られていなかった．

このクレーター群は，有珠山西麓付近の虻田町入江から虻田町市街地にかけて分布する史跡入江貝塚の発掘にともなって発見された．入江貝塚は、有珠山山頂の西約5Ｋｍに位置し（第1図），出土した遺物の特徴から縄文前期から後期の貝塚遺跡とされる（虻田町教育委員会，1991）．本クレーター群は当初遺構を破壊する「近世の土壙」として演者の一人大島により記載されたが，

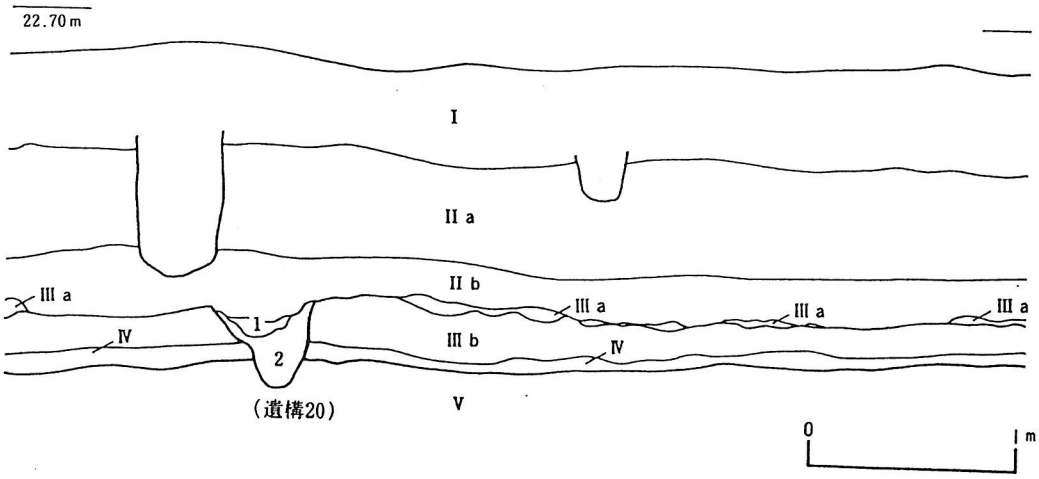
1）クレーター内部および開口部が1663年の有珠山の降灰によって覆われる（第2図），
2）開口部の直径に比例する礫径の角～亜円礫が下底中央から発見されることが多い，
3）それらの礫は，岩石学的な特徴から有珠山由来のものと考えられる，
4）開口部周辺には，飛来した礫が着地したときに飛散したと思われるクレーター下底付近のローム質シルトが点在する，
5）下底付近のローム質シルトとクレーターとの境界が曖昧で，通常の人工遺構が明瞭な境界構造を持つのと対照的である，
6）クレーター内部から遺物が発見されていない，

などの共通した特徴を持つ．これらの特徴と，クレーターとそれを覆う降下火山灰層との間に他の堆積物がなく，クレーター形成後速やかに火山灰が堆積したと考えられることとを合わせて考えると，このクレーターは1663年の活動により有珠山から飛来した礫により形成されたものと考えることができる．

今回の発見は純粋に考古学的な発掘作業においてなされた．地質学的な調査では，埋没した古地形などを平面的に調査するのは難しいためこのような現象は発見されづらいと考えられるが，火山活動が顕著な地域での考古学的な発掘調査に際し，このようなクレーター群の存在が今後もさらに確認されることが期待される．



第1図．発掘地点位置図（矢印；大島，1991より）．左上の○印は隣接する高砂遺跡．



第2図．遺跡の基本土層図（大島，1991より）．

Ⅰ．表土（耕作土）　Ⅱa．火山灰（Us-b1）　Ⅱb．火山灰（Us-b2）

Ⅲa．Ⅴに由来するローム　Ⅲb．黒色土　Ⅳ．漸移層　Ⅴ．ローム

O-12 花粉分析に基づく火山噴火の期間・推移の検討

-雲仙岳平成噴火堆積物を用いた事例-

°宮野義則（ジオサイエンス（株））・遠藤邦彦（日大文理）
磯望（西南学院大学）

Reconstruction of sequence and Interval of Volcanic Eruption based on pollen analysis.

°Yoshinori Miyano(Geoscience Ltd.)・Kunihiko Endo(Dept. of Geosystem sciences, Nihon Univ)
・Nozomi Iso(Seinangakuin Univ.)

1. はじめに

雲仙岳平成噴火において，火砕流を主とした活動が長期化したことは記憶に新しい．今後同様な噴火が起きた際に，過去の堆積物から火山噴火の概要が検討出来る手法が確立されれば，火山防災面等の幅広い分野で大きな効力を発揮することが期待される．筆者らは，降下火山灰中に含まれる花粉量・花粉組成から降灰季節の繰り返しを読み取り，噴火期間・推移を検討する手法の確立を目指してきた(遠藤・新川ほか，1994；宮野・安井ほか，1994；宮野・遠藤，1996a, 1996b)．単発の火山噴出物についての研究例としてはBlinman(1979)，辻・小杉(1991)などが報告されているが，現時点では基礎データの蓄積が乏しい段階にある．本稿では雲仙岳平成噴火の火山灰堆積物を用いて手法の有効性を検証した．

2. 雲仙岳平成噴火の概略と火山灰堆積物試料採取

雲仙岳平成噴火の降下火山灰については，主として磯ほか(1993,1994, 1996)で検討されており，本研究のための試料採取は，これらを参考として1996年5月に実施した．地形的に平坦で安定しており，堆積物の保存の良く，降灰のみがもたらされた全24地点について記載を行った(図1)．さらに降下火山灰互層の全層厚が最大で，降下単位が最も多い2地点(A・B両地点)を選択し，目測で確認出来た降下単位ごと(一降下単位の層厚が厚い場合，さらに細かく分割)に花粉分析を適用した．さらに噴火記録との対応について比較・検討を行った．

3. 花粉分析結果・考察

雲仙岳噴火期間中の1992年に発生した7回の火砕流に伴う降灰(降灰直後に採取)から，花粉が多量に検出され，その花粉組成は降灰季節をほぼ反映することが確認された(宮野ほか,1996)．本稿では火山灰互層中の1枚ごと(1降下単位)の花粉組成は，ほぼ降灰した季節を示すものと仮定して議論を進める．図2・図3にA地点における花粉ダイヤグラムを示す．堆積物は全てが2φ～8φを主とする細粒火山灰で，比較的に淘汰が良い．A地点では主としてアカガシ亜属・コナラ亜属・スギ属・マツ属・ナデシコ科・キク亜科・ツタ属などが検出され，特に試料番号11~12ではツタ属が約7~8割という高率で検出された．また花粉量のピークの繰り返しは，それぞれの種・属についてほぼ3回確認された．花粉量・花粉組成，落葉層の層位とから，最低でも春を3回，夏～秋を2回経た可能性を示唆する．ただし，試料番号17より上位の堆積物は，噴火活動が弱まり終息へ向かう段階で二次的な作用を受けたものと推測される．またツタ属が高率で検出され，花粉組成が季節性を明瞭に反映する層は，降灰が多い時期(火山活動の活発な時期)に非常に短期間で火山灰が次々と堆積したため，堆積物が新鮮に保存されたものと考えられる．B地点については，マツ属・スギ属・コナラ亜属・アカガシ亜属などの樹木花粉が検出されたが，全ての降下単位で草本花粉が微量であった．しかし花粉組成を種・属ごとに絶対花粉量で表してみると，スギ属・コナラ亜属・アカガシ亜属などの樹木花粉についてピークの繰り返しが3回あることが確認された．さらに花粉分析にて夏～秋，春に堆積したと推測した堆積物の間に落葉が確認された．これらのことから，火山灰互層中には少なくとも2年~3年分のピークの繰り返しが存在していることが両地点で確認された．

4. 噴火記録との比較

雲仙岳平成噴火(1990~1995年)はその活動期間を大きく2期に分けることが出来る．1期は水無川流域・おしが谷地域に火砕流が多発した時期(1991年5月~1992年前半)であり，2期は千本木地区を大火砕流が襲った時期(1993年6月の前後3カ月程度)である．さらに噴出量が活発だった時期は2回あり，堆積物のほとんどが約2年半~3年程度で堆積したものと推測される.すなわち花粉分析で得たピークの回数とほぼ同様と言える．

5. 今後の展開

今後さらに基礎データ，検証例の蓄積を行う必要がある．今回は火砕流に伴う降灰という特殊な環境条件下での事例であるため，火口からの降灰について，及び噴火規模の違いによる検証も行う必要がある．

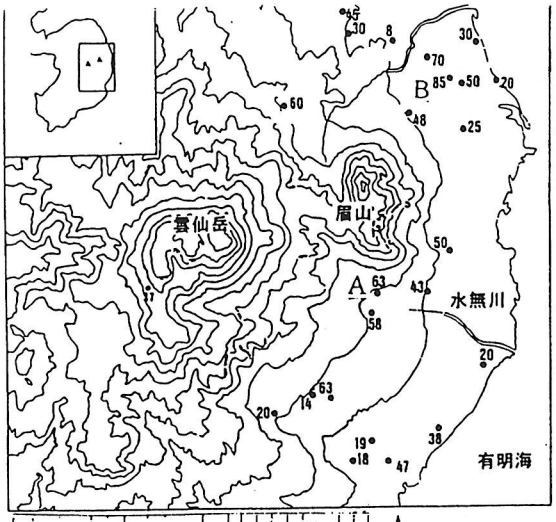


図1　雲仙岳周囲における火山灰採取地点図
（1996年5月3日~5月4日調査実施）

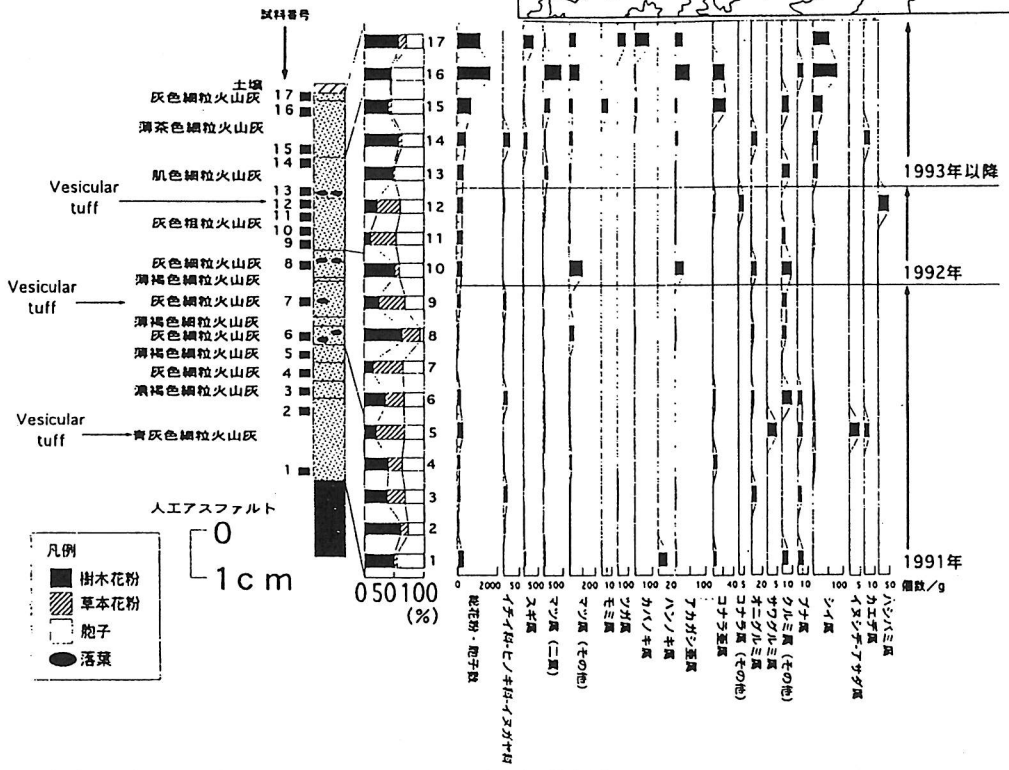


図2　A地点における花粉ダイヤグラム（樹木花粉）

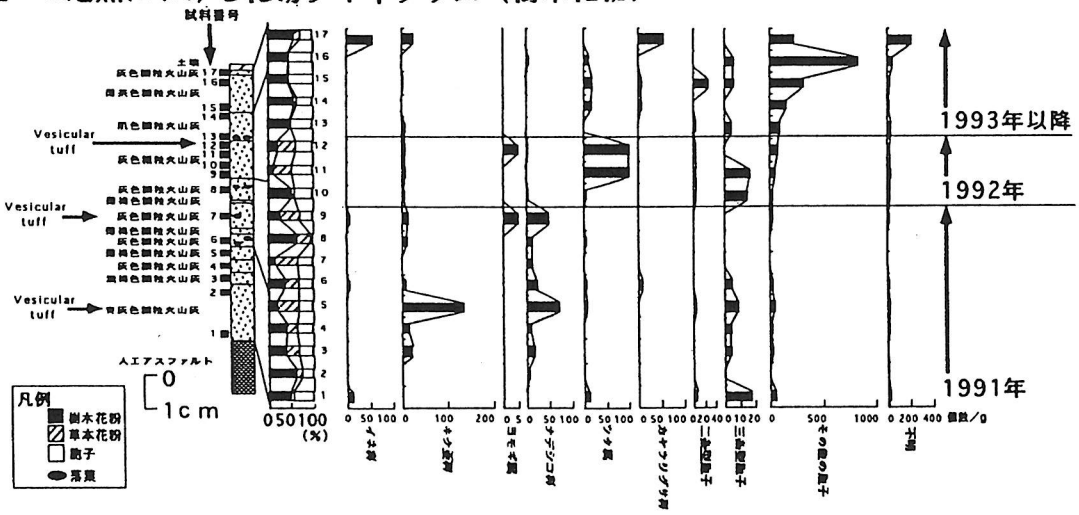


図3　A地点における花粉ダイヤグラム（草本花粉・胞子）

O-13 ブナ花粉の長距離分散：ブナ分布北限域から東方への分散

紀藤典夫（北教大函館）・波松里織（函館国際観光協会）

Norio KITO & Saori NAMIMATSU ; Long-distance pollen dispersal of *Fagus crenata* : with special reference to eastward dispersal of *Fagus crenata* pollen from the northern forest limit

花粉が母植物の分布域を越えて分散することは古くから知られており，花粉分析により過去の植生を復元するうえでは，十分に考慮する必要がある．ブナ花粉の分散については，これまで百分率組成についての研究（佐々木，1981）や供給源から50m～100mまでの短距離の流入量についての研究はあるが（橋詰・菅原，1985；寺沢，1993），長距離の分散についての研究はなされていない．本研究は，ブナ分布北限域から東方への花粉の分散について流入量を求め，過去の植生を復元する際の指標を得ることを目的とした．

試料は，ブナ北限地帯およびその東方約95km（苫小牧）までの泥炭地12地点からシンウォールサンプラーにより試料を採取した（図1）．採取したコアは，駒ヶ岳d火山灰層（AD1640；310yBP）あるいは有珠b火山灰層（AD1663；287yBP）直下あるいは直上の2試料をJørgensen (1967) の方法に準じて処理し，流入量を求めた．また，各地点の1試料について樹木花粉が200個以上になるまでカウントし，ブナ花粉の百分率を求めた．堆積速度は上記の火山灰層と白頭山苫小牧テフラ（1000yBP）の間の堆積物の厚さ，あるいは地表までの堆積物の厚さから算出した．

分析の結果，花粉流入量は歌才湿原で約200grains/cm^2/yrであるが，ブナ分布域より東方に向かうにつれて急速に減少し，分布東限より4km離れた地点で40grains/cm^2/yr前後となる（図2）．それ以遠では，流入量の減少はわずかで，約100km付近で3～22grains/cm^2/yrとなる．この値は，Igarashi (1987) が苫小牧演習林において4年間（1978～1981年）にわたり測定したブナの花粉流入量の平均（11grains/cm^2/yr）とよく一致する．花粉流入量（y）と距離（x）との関係は，歌才ブナ自生北限地帯を起点としたとき，$y=312x^{-0.74}$で最も良く近似される（$R^2=0.88$）．百分率では，北限地域付近で10%を越える地点（静狩）があるのを除けば，約95km地点まで2～5%の範囲で変化し，距離との相関は認められない．ブナ開花期の黒松内から東方地域各地の過去30年間の地上の風向は，系統的な方向を示さず，特に黒松内低地帯では北西-南東方向の低地に沿った風向が卓越する．一方，上空約1000m以上の風向（三沢・札幌・根室）は北西-南西で一定しており，ブナ花粉はこの風の影響を受けて東方に分散したと考えられる．

歌才湿原の花粉分析によればブナ花粉の出現率は，約350年前（Ko-d噴出期）には最大値には達しておらず（Sakaguchi, 1989；萩原・矢野，1994），したがって，現在の植生（人為的影響が及ぶ前の）に相当する北限域付近の花粉流入量は，ここで示された値よりはいくぶん大きいと推察される．しかし，350年前以降のブナ分布の変化が著しく大きくないとすれば，現在のブナ分布範囲内の流入量は1地点を除いて60grains/cm^2/yr以上であり，この値が分析地点近隣にブナが生育していることの一つの目安となるであろう．

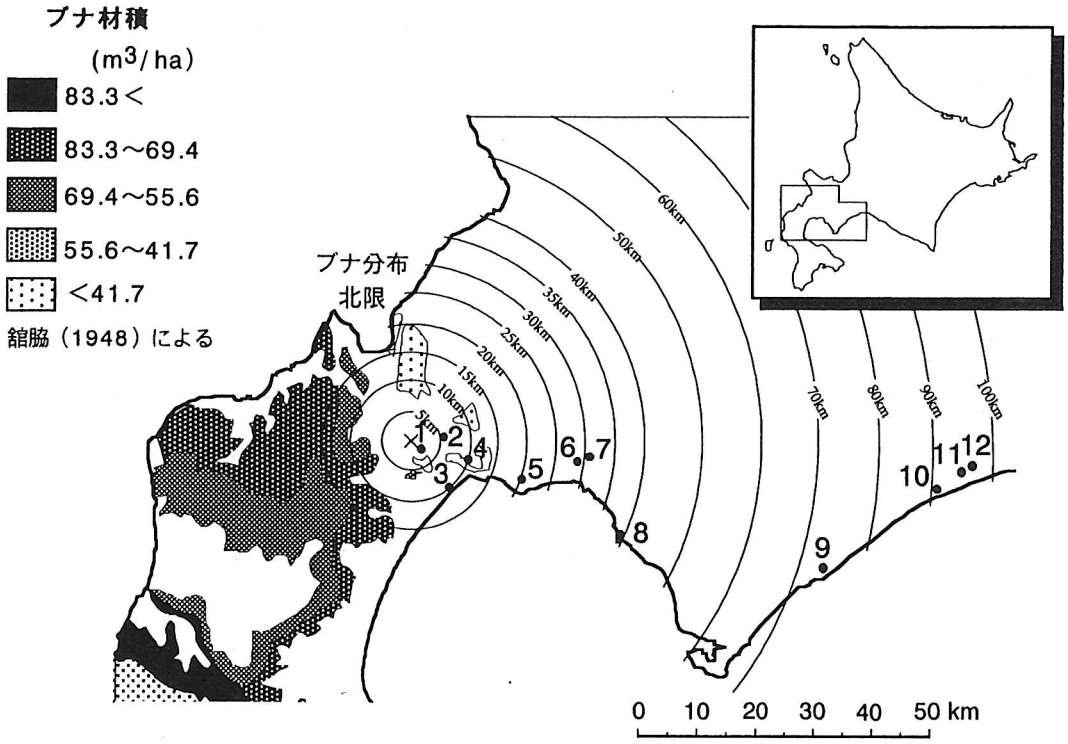


図１　試料採取地点と歌才ブナ自生北限地帯（×印）からの距離
ブナの分布東限は，歌才ブナ自生北限地帯よりも東方にあることに注意．

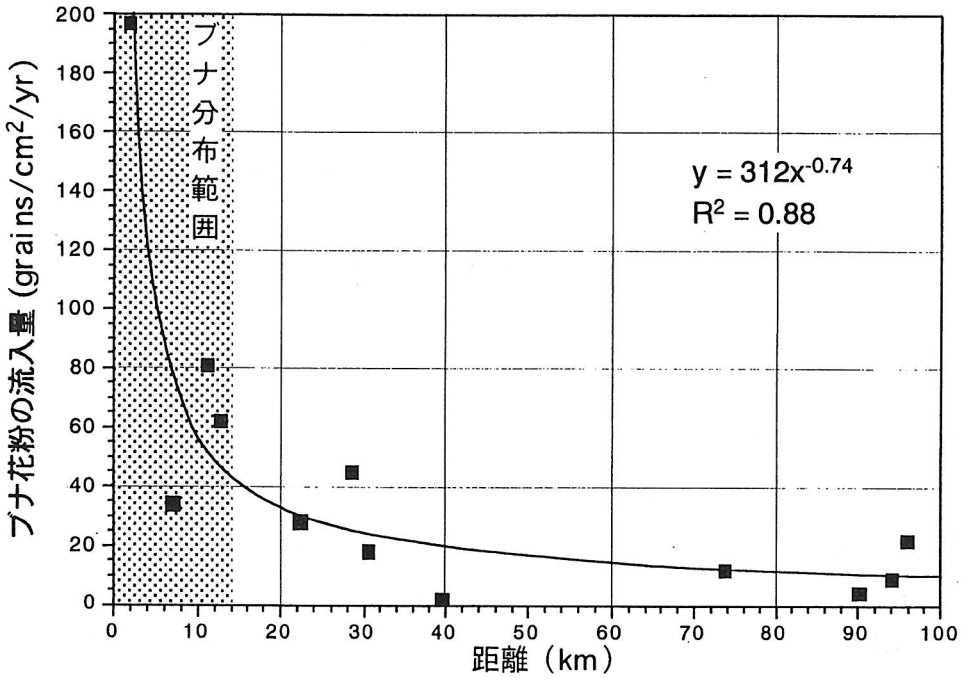


図２　歌才ブナ自生北限地からの距離とブナ花粉流入量の関係
２試料の平均流入量に対する回帰曲線を示した．

O-14 北信・上越多雪地域の最終氷期から完新世にかけての植生変遷

関口千穂（明治大学・院）・叶内敦子・杉原重夫(明治大学・文学部)
Chiho SEKIGUCHI, Atsuko KANAUCHI, Shigeo SUGIHARA;
Vegitation change from Late glacial to Holocene in Hokushin and Joetsu heavy snowfall area, Japan

1．はじめに

北信・上越地域は，年間積雪深が400cmを越える日本海側有数の多雪地域である．この地域に位置する北ドブ湿原（標高1,550m），茶屋池湿原（標高1,100m），沼の原湿原（標高880m）でボーリング調査を行い，堆積物を採取した（図1）．前回の発表では，花粉分析の概要について発表し，今回は，その後明らかになった^{14}C年代値，テフラの同定結果をもとに，花粉分析からみた最終氷期以降の植生変遷の詳細について発表する．花粉分析では，最終氷期から完新世への移行期に，*Betula*花粉が優占する特徴的な花粉帯が認められた．

2．堆積物の層序と年代

ボーリング深度は，北ドブ湿原は4.2m，茶屋池湿原は5.05m，沼の原湿原は5.4mであった．湿原堆積物は粘土を挟む泥炭で，^{14}C年代測定の結果，それぞれの堆積物の泥炭の最深部の年代は，北ドブ湿原は約20,000y.B.P.，茶屋池湿原は約30,000 y.B.P.，沼の原湿原は約17,500y.B.P.である．それぞれの堆積物中に多数のテフラが認められ，テフラの屈折率測定の結果から，K-Ahなどの広域テフラのほか，多数の妙高火山系のテフラが確認された．

3．北信・上越地域の植生変遷

花粉分析の結果から各湿原ごとに花粉帯を分帯した．その結果と放射性炭素年代測定値をもとに，北信・上越地域の花粉帯を下部からHJ-Ⅰ，HJ-Ⅱ，HJ-Ⅲの3帯に区分した（図2）．HJ-Ⅰ帯は最終氷期，HJ-Ⅱ帯は最終氷期から完新世への移行期，HJ-Ⅲ帯は完新世に対比されると考えられる．特に，HJ-Ⅱ帯は，10,000～13,000y.B.P.頃の*Betula*花粉が高率で出現するやや寒冷な時期で，ブリット・セルナンダーシステムの新ドリヤス期（Younger Dryas）に相当すると考えられる．

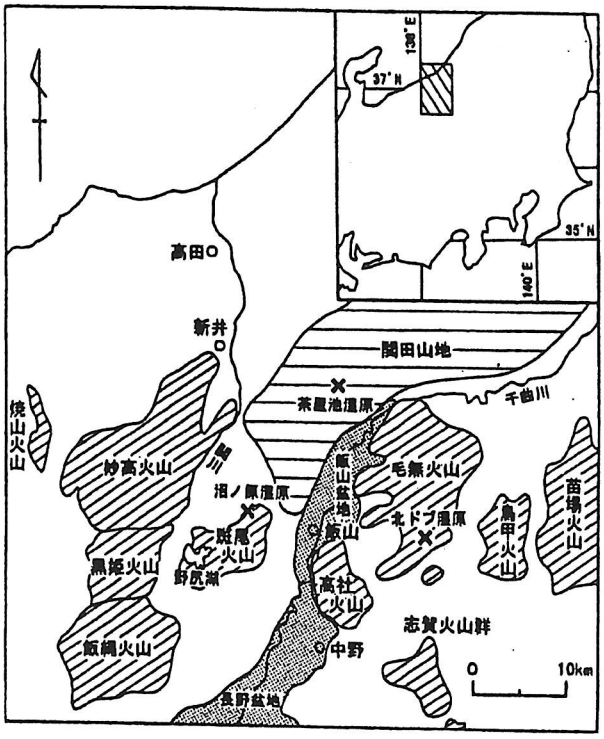


図1
調査地域の地形・地質の概観図
×印は調査地点

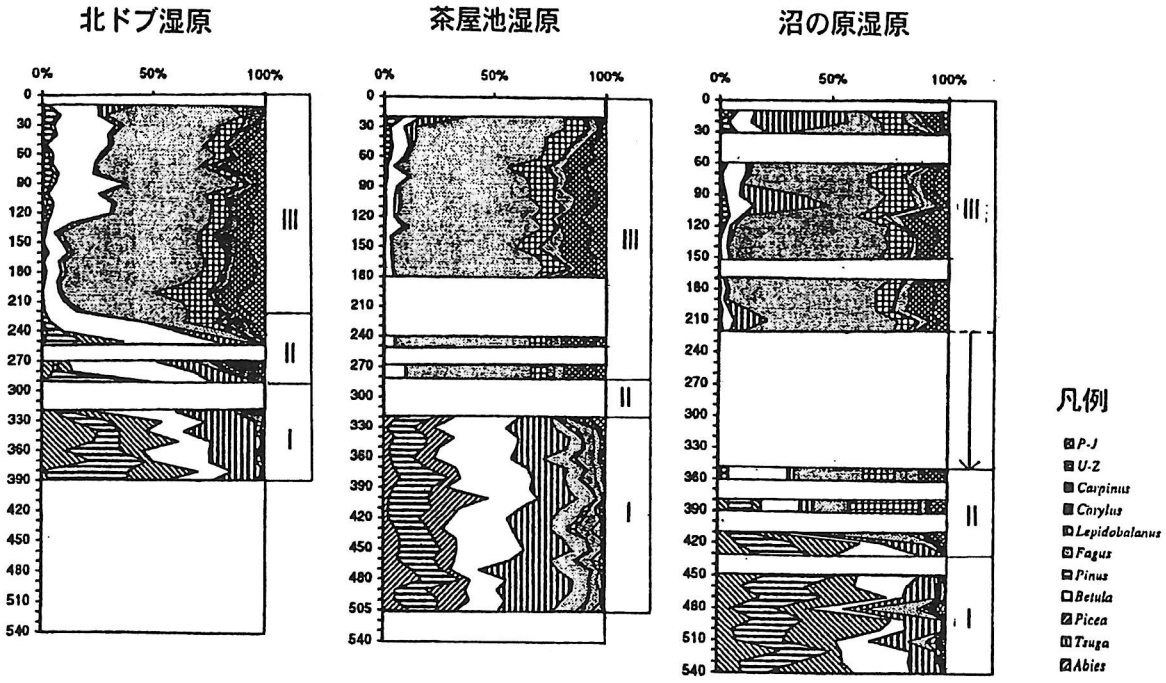


図2　木本花粉100%ダイアグラム

O-15 加速器質量分析（AMS)法による^{14}C年代側定に基ずく晩氷期以降の植生変遷
―喜茂別町中山湿原（ca.43° Nの 亜高山帯）の場合―

星野フサ（札幌静修高）・中村俊夫（名古屋大）・近藤錬三（帯広畜産大）・前田寿嗣（向陵中）

Fusa HOSHINO,Toshio NAKAMURA, Renzo KONDO and Toshitsugu MAEDA ; Vegetational change since the Late Glacial in the subalpine zone at Nakayama Pass (ca. 43 ° N) , Kimobetsu , southern Hokkaido , based on the pollen record and AMS- ^{14}C dating

はじめに

北海道喜茂別町中山峠の湿原（図1）のうちLoc.1（第一湿原－標高870m）の花粉分析（星野・笈田，1992など）の後，トーマス型ボーラーを使用しLoc.2（第二湿原－標高870m）とLoc.3(第三湿原-標高910m）で試料を採取し報告した（星野ほか，1995など）．今回ca.43° Nの 亜高山帯における晩氷期以降の植生変遷の一部が解明されたので報告する．

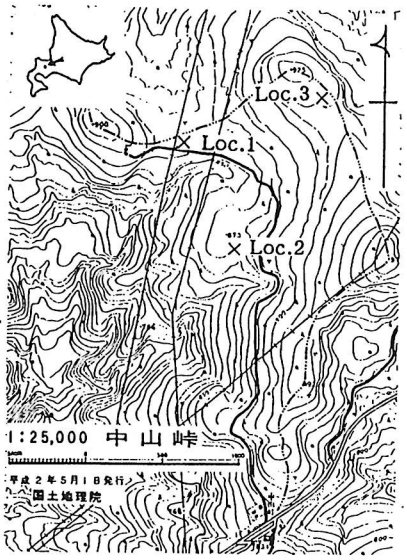


図1　調査地点

分析の方法

第一湿原では79試料，第二湿原では38試料そして第三湿原では9試料を花粉分析した．花粉組成が大きく変動する地点でAMS法による^{14}C年代側定を実施した．さらに第一湿原のイネ科の多い6試料について植物珪酸体分析を行った．第二湿原で3試料の火山灰を採取した．

結果

第一湿原で6花粉帯，第二湿原で8花粉帯，第三湿原で3花粉帯を識別した（図2）AMS法^{14}C年代測定の結果は，N1-AとN1-Bの境界で6460±110yrsBP(NUTA-3752), N1-EとN1-Fの境界で1840±70yrsBP(NUTA-3747), N2-BとN2-Cの境界で10830±110yrsBP(NUTA-4120),N2-DとN2-Eの境界で6750±90yrsBP(NUTA-4096),N3-AとN3-Bの境界で2230±70yrsB(NUTA-4877)であった．植物珪酸体分析の結果は，N1-Cではヒゲシバ型，N1-DとN1-E(下部)ではウシノケグサ型と棒状型，N1-E（上部)とN1-Fではキビ型が多かった．火山灰は記載岩石学的分析をし特徴を調べた．

考察

花粉組成が変動する境界でAMS法^{14}C年代測定を行った結果，本州と北海道の植生変遷の比較が可能となる．氷河期に広域を覆っていた針葉樹が，35° Nに近い兵庫県大沼で消滅する時期（Miyoshi and Yano,1986)と第二湿原で消滅する時期を比較すると第二湿原は約700年ほど遅れていた．よって，モンスーンアジアにおける中緯度で，温暖化による植生変遷は緯度1度に付き約100年の割合であったといえる．

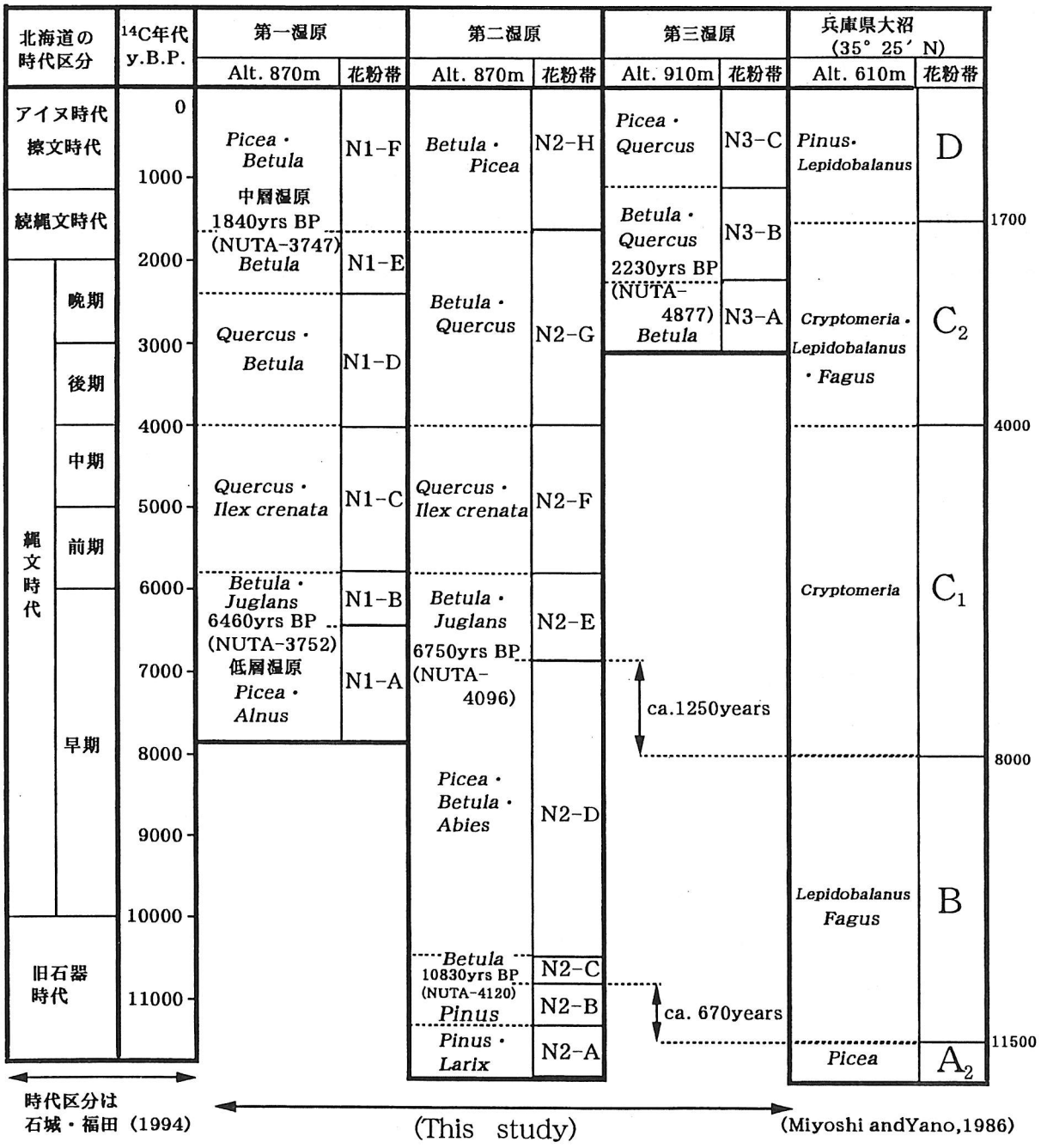


図2　約35° Nと約43° Nの亜高山帯（中山湿原）における植生変遷の比較

O-16 中海・宍道湖地域における花粉帯の再検討

渡辺正巳（川崎地質㈱微化石分析所）・徳岡隆夫（島根大）
・会下和宏（島根大）・廉　鍾權（延世大）
・中村唯史（㈱日新技術コンサルタント）

Masami WATANABE, Jong-Gwon Yum, Takao TOKUOKA, Kazuhiro EGE, Tadashi NAKAMURA; Reexamination of Pollen Zones in the Area of Lakes Nakaumi and Shinji

従来の花粉帯

中海・宍道湖地域における完新統の花粉帯は、大西（1990），大西ほか（1993）により第１表のようにまとめられている．これらの花粉帯設定の基礎資料として，ＳＢ１，ＳＢ２，ＢＰ１の各ボーリング試料の分析結果，および中海・宍道湖沿岸の考古遺跡における花粉分析結果が用いられていた．しかし大西ほか（1993）の当時，これら３本のボーリング試料から広域火山灰は発見されていなかった．

近年の状況（広域火山灰と花粉帯の関係）

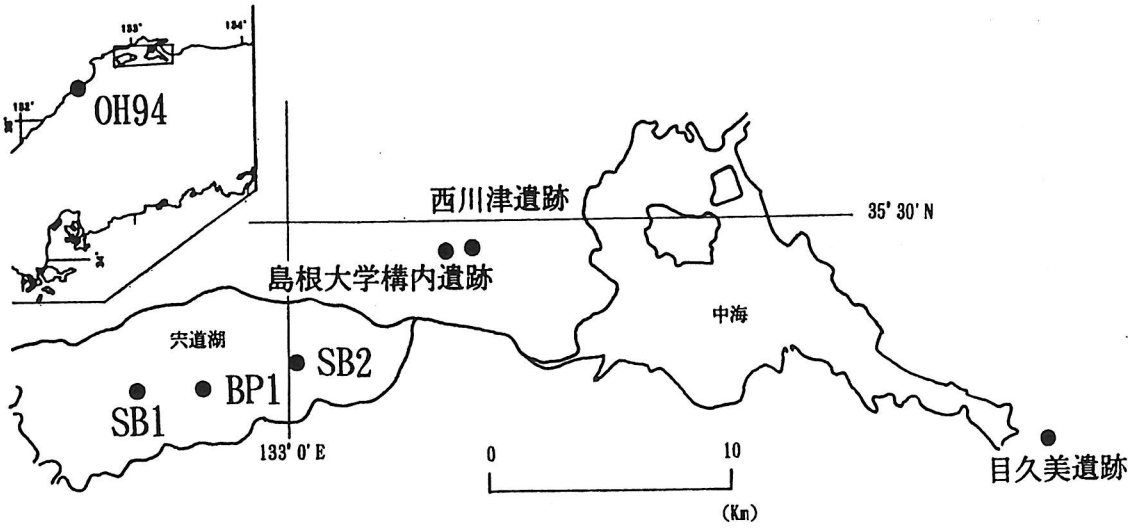
廉・渡辺（1996）は，宍道湖西方の羽根湖のＯＨ９４ボーリングの花粉分析を行い，得られた花粉組成がＳＢ１での花粉組成とよく一致すること，K-Ah火山灰層がカシ・シイ花粉帯カシ亜帯中に狭在されることを示し，大西ほか（1993）の花粉帯境界年代の再考を行った．

中村・徳岡（1996）は，大西ほか（1993）の基礎資料であるＳＢ１，ＢＰ１ボーリング試料からK-Ah火山灰層由来の火山ガラスを検出し，降灰層準を確定した．この結果K-Ah火山灰層は，ＳＢ１ではカシ・シイ花粉帯カシ亜帯中に，ＢＰ１ではマツ・モミ花粉帯ニレ・ケヤキ亜帯中に狭在されることが明らかになった．

K-Ah火山灰層が検出され，花粉分析も実施されていた西川津遺跡では，K-Ah火山灰層を挟む層準をマツ・モミ花粉帯モミ亜帯に対比していた（大西ほか，1989）．これに対し，西川津遺跡に隣接する島根大学構内遺跡では，K-Ah火山灰層を挟む層準の花粉組成は，ＳＢ１，ＢＰ１の同層準の花粉組成と類似していた（渡辺・会下，1996）．

花粉組成変遷の概観と対比の再考

ＳＢ１の花粉組成変遷を概観すると，ＳＢ１の区分14と13を境に上位ではブナ属やツガ属が急増している．また，ＳＢ１の区分8の最上部の２試料の間にシイ類が急増し，上位では連続して出現するようになる．またほぼ同じ層準でツガ属は急減する．同様の傾向はＳＢ２，ＢＰ１でも認められる．この２層準を基準に，ＳＢ１，ＳＢ２，ＢＰ１の各区分の対比を再考すると第２表のようになり，K-Ah火山灰層も同じ花粉帯に狭在する．



第１図　中海・宍道湖地域での主な花粉分析地点

第１表　中海・宍道湖地域の花粉帯と年代

（大西ほか（1990），大西（1993）を基に作成）

Pollen zone	Subzone	Estimated Age of the Base
Gramineae	*Pinus-Cryptomeria*	AD1930
	Pinus	AD1500
	Cyclobalanopsis-Quercus	AD700
	Cryptomeria	ca. 2400
Cyclobalanopsis -Castanopsis	*Podocarpus*	ca. 3200
	Castanopsis	ca. 4000
	Cyclobalanopsis	ca. 5200
Pinus-Abies	*Ulmus-Zelkova*	ca. 5700
	Abies	ca. 6400
Fagus-Tsuga	*Aphananthe-Celtis*	ca. 7000
	Tsuga	ca. 8500
	Carpinus	ca. 9000
Aphananthe -Celtis	*Fagus*	ca. 9600
	Quercus	ca. 10000
Alnus-Quercus		ca. 10500
Quercus-Alnus		ca. 11000

第２表　宍道湖湖底ボーリングの花粉区分対比

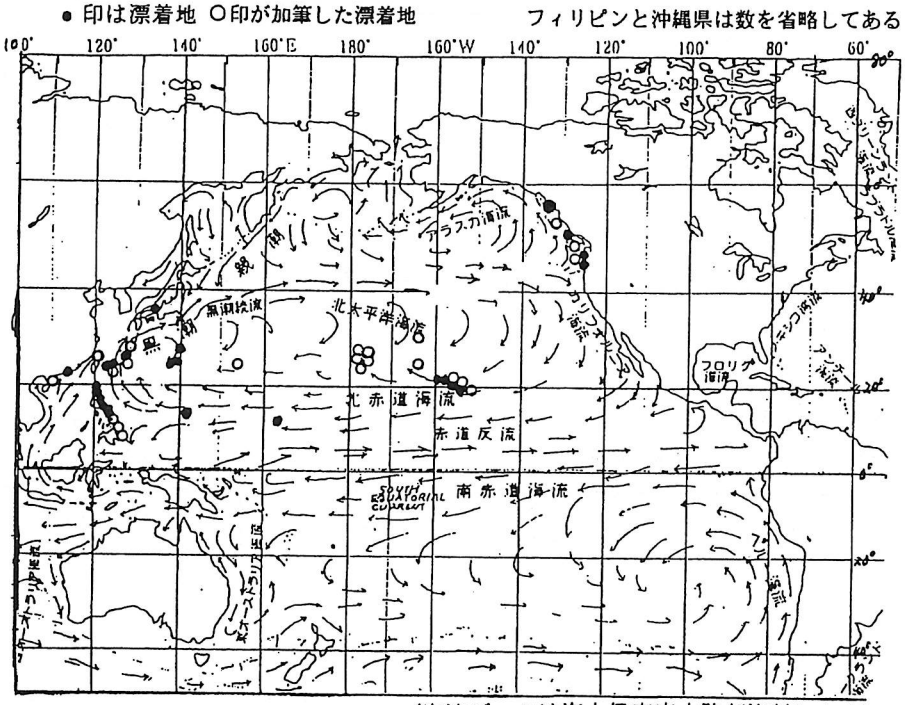
（大西ほか（1990）の花粉区分に基づく）

SB1	BP1	SB2	花粉組成の特徴（火山灰）
1			
2		1	
3		2	
4	1	3	
5	2	4 5	*Podocarpus*のﾋﾟｰｸ
6	3	6	
7	4 5 6	7 8 9	*Podocarpus*のﾋﾟｰｸ (K-Ah) *Castanopsis*の急増，*Tsuga*の急減
8	7	10 11	
9	8	12	
10			
11	9		
12	10	13	
13		14	*Tsuga, Fagus*の急増
14	11	15	

O-17 １９８４年から１９８７年にかけて黒潮に投下した漂流瓶の漂着結果について

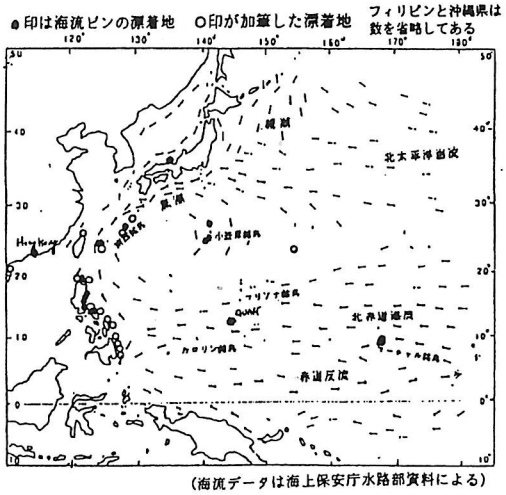
春川光男（銚子商業高校）・榎本雅彦（市川西高校）・銚子高校自然科学クラブ
東金高校地学部・銚子高校昭和６０年度地学選択クラス
Mitsuo Harukawa,Masahiko Enomoto,Natural Science Club of Choshi High School,Earth Science Club of Togane High School,Earth Science class 1985 of Choshi High School;
Results of Current Investigation using drifting bottles thrown into Kuroshio from 1984 to 1987.

筆者らは銚子海上保安部の協力を得て４年間に１６０６本の漂流瓶を黒潮に投下し、特に前半の２年間の１１５６本については１９９５年末現在で約８０本を回収した。今後、太平洋に面した地域の古代文化（縄文土器ほか）の類似性、漂着軽石による大陸間・諸島間の地層の対比、海洋における漂流ゴミ問題等の諸研究ついて参考資料になると考え発表する。



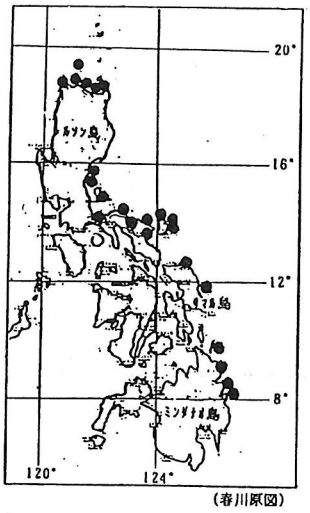
（海流データは海上保安庁水路部資料による）

図１　漂着地と太平洋の海流（８月）
県立銚子高校自然科学クラブ（1995）に加筆



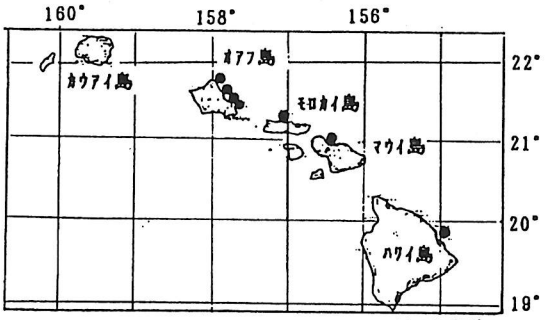
（海流データは海上保安庁水路部資料による）

図２　西太平洋の漂着地と海流
県立銚子高校自然科学クラブ（1995）に加筆



（春川原図）

図３　フィリピンの漂着地
この他に未確認が２点ある



(春川原図)

図４　ハワイの漂着地

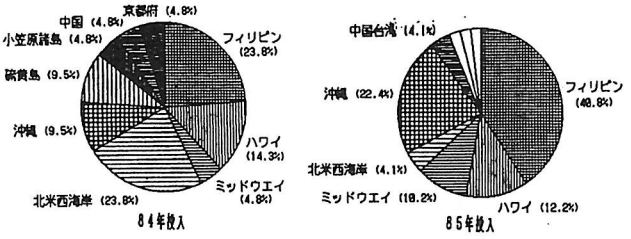


図７　各地の漂着率（三宅島を除く）

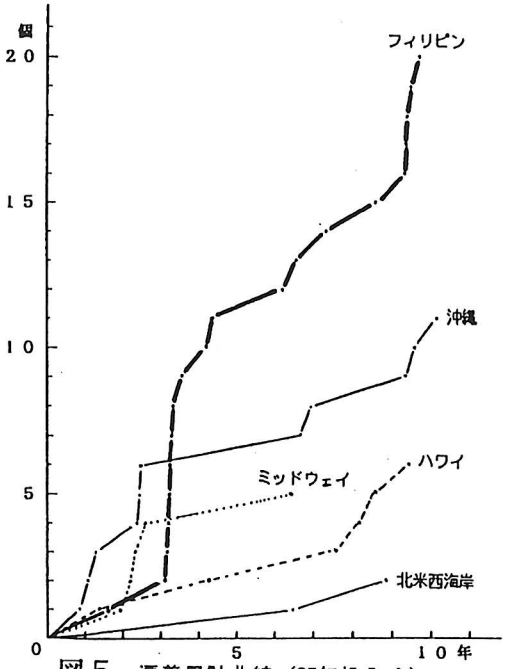


図５　漂着累計曲線（85年投入分）

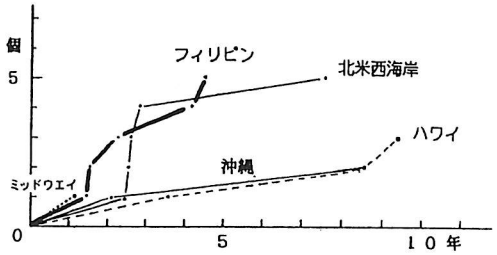


図６　同　上（84年投入分）

［まとめと考察］

(1)主な漂着地と数は２年間で順に①フィリピン(25個)②沖縄(13)③ハワイ諸島(9)④北米西海岸(7)⑤ミッドウエイ諸島(6)⑥中国・台湾(3)である。

(2)86～87年投下分が回収されていないのは漂流瓶をガラス瓶からスチロール棒瓶に変えたため。

(3)ミッドウエイ諸島へは１年半以内に到達し、北太平洋海流から分岐南下したものと思われる。

(4)ハワイ諸島の主部へは３年以上を要し、諸島の北～北東海岸に漂着している（図４）。北赤道海流に乗って東～北東から漂着した可能性が高い。

(5)北米西海岸へは銚子高校自然科学クラブ(1995)でも述べているが、ハワイ諸島主部より早く、約２年半で到達している。

(6)フィリピンでは東海岸に漂着している(図３)。北赤道海流が南北に進路変更をするためであろう。

(7)１年半以内にフィリピンや沖縄に漂着したものは季節風により南下させられた可能性と黒潮反流の影響が考えられる。

(8)図５では、フィリピンについて約３年ごとの周期性が感じられるが、特に約３年後と約９年後にはまとまった漂着が見られる。投入後９年を経過しても瓶が集団を形成していることを示す。

(9)日本海側京都府に漂着したものもある。

(10)南半球からの報告はなく、縄文土器が報告されているバヌアツやエクアドルへの漂着は無い。縄文土器の偶然の一致か意識的な航海が必要だろう。

〈謝辞〉漂着軽石について御教示頂いた都留文科大学の上杉陽教授、フィリピンについて御教示頂いた銚子商業高校の椎名克明教諭に御礼申し上げる。

〈参考文献〉

①春川光男ほか（１９９７）1984年から1987年にかけて実施した海流調査の結果について　高校理科40号（千葉県高等学校教育研究会理科部会）

②千葉県立銚子高等学校自然科学クラブ（１９９５）「黒潮」及び「黒潮続流」の研究

O-18 吉野川北岸の中央構造線活断層系の再検討

後藤秀昭（広島大・院）

Goto Hideaki; Active Faulting of the Median Tectonic Line along the Yoshino-gawa Valley, Shikoku, Japan.

Ⅰ.研究の目的

中央構造線活断層系は，1960年代後半から多くの研究がなされ，その分布や諸性質が明らかにされてきた（Okada,1980；水野ほか，1993など）。近年，それらをもとにセグメンテーションの議論が活発に行われているが，十分な成果を得ておらず，活動時期の解明とともに詳細な断層分布の把握が必要であると思われる 。演者は，大縮尺空中写真（1/10000および1/20000）の判読と現地調査によって，吉野川北岸の同断層系の再検討を行った結果，新たに変位地形を認めたので，それを報告する。

Ⅱ.変位地形

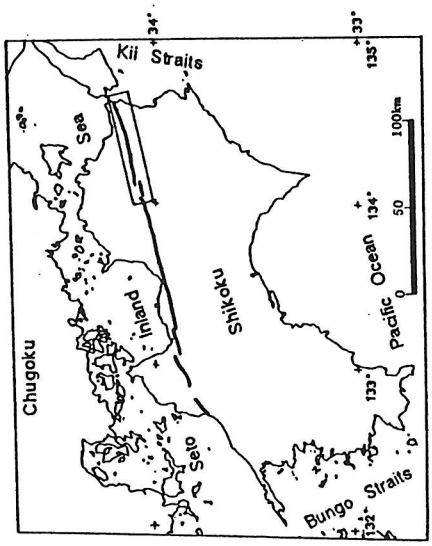
セグメント区分に関係した地区で，新知見を得た。鳴門市坂東は，Tsutsumi and Okada（1996）によって2.5kmのgapが存在することから，セグメント境界とされていたが，沖積扇状地上に1～2mの低断層崖が分布していることが判明した。低断層崖付近では，Back tiltingを示している箇所も認められる。また，同じく，200mのreleasing stepと500mのgapが認められることから，セグメント境界であるとされていた土成では，従来から指摘のあった凹地を形成させる断層線のうち南側のものが，さらに西に400m延びており，gapは認められない。releasing stepを成す断層線との間に地形的な向斜構造が認められる。一方，新宅は，1.5kmのgapが認められるが，沖積扇状地上であるために変位地形が認められないのであって，そのgapの両端がスムーズにつながることから，セグメント境界ではないとされていた（Tsutsumi and Okada，1996）。本研究で，地溝と地塁を形成するような並走した2本の活断層が認められた。

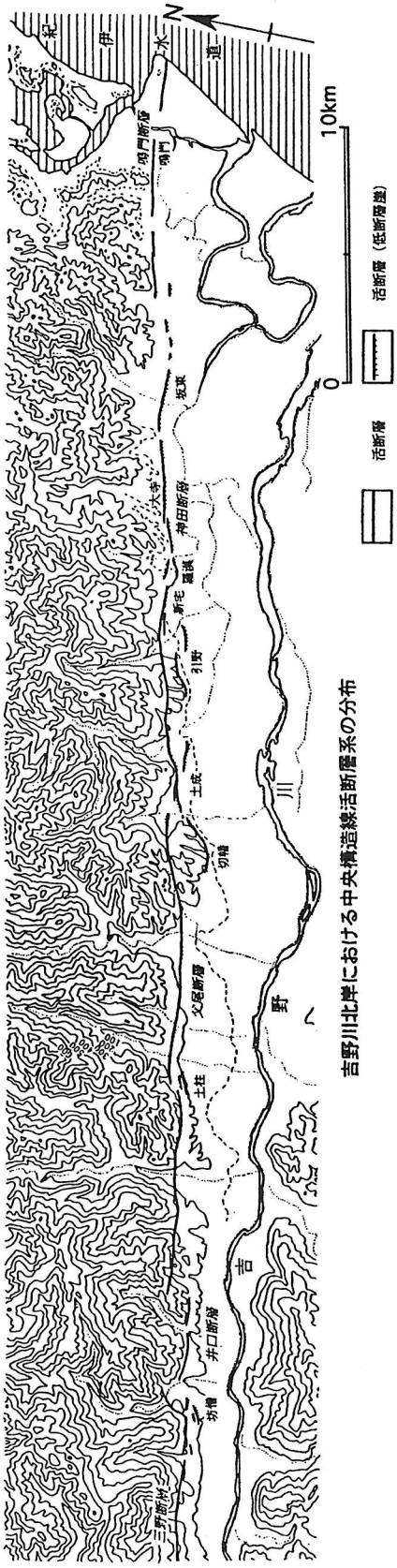
また，横ずれを示す断層の南側に撓曲を示す活断層が認められた。羅漢では，新旧段丘面の撓曲が認められ，それから推定される断層線は山麓を取り囲むように分布する。また，その北側にそって，逆向きの低断層崖が分布する。引野では，横ずれ変位を示す断層線の南側に谷に直交した撓曲崖が認められる。その撓曲崖の西への延長は，新旧の段丘面を変位させ，山麓を取り囲む。土成の東部でも，横ずれ変位を示す断層線の南側に，新旧の段丘面を撓曲・切断する活断層が認められる。

阿波町土柱では，横ずれを示す断層線の約200mの乗り換えが認められ，その部分に撓曲崖と背後の逆向き低断層崖が認められる。また，岡田（1970）が，向斜構造として説明した美馬町坊僧は，撓曲崖と背後の逆向き低断層崖として説明するのが妥当と考えられる。この付近で横ずれを示す断層線は大きく屈曲し，井口断層へ変位は受け継がれているようである。

Ⅲ.まとめ

- gapが存在することからセグメント境界とされていた地区に断層変位地形が認められ，鳴門断層から父尾断層まで連続したトレースとして認識される。
- 横ずれ変位を示す断層の南側に主に撓曲崖として表現される活断層が認められる区間（羅漢～切幡）が存在する。
- 断層線が乗り換える地区に逆断層性の断層運動を示す変位地形が認められる。





吉野川北岸における中央構造線活断層系の分布

O-19　梁山断層系南部（韓国）における第四紀断層運動の評価

岡田篤正（京都大）・渡辺満久（東洋大）・鈴木康弘（愛知県大）・成瀬敏郎（兵庫教育大）・竹村恵二（京都大）・慶　在福（韓国教員大）・谷口　薫（日本大）・尾崎陽子（東京大）・長井朋代（専修大）・植木岳雪（都立大）・下角哲也（京都大）

Atsumasa OKADA, Mitsuhisa WATANABE, Yasuhiro SUZUKI, Toshiro NARUSE, Keiji TAKEMURA, Jai-Bok KYUNG, Kaoru TANIGUCHI, Yoko OZAKI, Tomoyo NAGAI, Takeyuki UEKI, Tetsuya SHIMOKADO : Evaluation of Quaternary Faulting in the southern part of the Yangsan Fault System, Korea.

韓国南東部の梁山断層系は北北東－南南西方向へ直線状に約 **200km** にもわたって連続し、地形や地質構造の上でももっとも鮮明な断層として注目される。明瞭な断層谷が伴われ、東西両側の山地高度や山地の形状も大きく異なる。

演者らは、とくに梁山断層系南部において、空中写真や地形図を詳しく判読して、トレンチ調査地点を選定し、併せて断層系や周辺の地形・地質学的調査を実施した。さらに、レスや古土壌など第四紀学的な調査手法も導入して、年代値を取り入れるべく努めた。こうして、梁山断層系周辺の地形面・第四紀層や、第四紀後期における梁山断層の活動性について、いくつかの成果を得たのでここに報告する。

1. 地形面分類と対比

梁山断層系の周辺に分布する河成段丘面は、平坦面の高度・連続性・開析度、段丘礫層の風化の程度、および赤色土壌の発達程度などから、高位面・中位面・低位面・最低位面に区分・対比される（岡田ほか、**1994**）。**AT** は本地域に近接した２つの遺跡内や段丘堆積物の上に被覆するレス状土壌の中に観察される。このレス状土壌の各種の分析から、地形面の対比や堆積時代の推定が可能となってきた。

2. レス・古土壌の分類と地形面

段丘上にみられる土壌は、上記のように活断層の活動年代推定に重要であり、今回いくつかの分析を行ったので、その成果から地形面の対比や年代論を提示する。

3. トレンチ掘削調査

梁山断層系のトレンチ掘削調査は、**1992** 年の三南面芳基里トレンチ（岡田ほか、**1994**）及び **1994** 年の彦陽南方（渡辺ほか、未公表）に続いて、３回目である。

1997 年春の調査では、三南面水南里（彦陽女子中高校西）・三南面校洞里・三南面加川里（三南農協南）・三南面象川里（三星電気東）の **4** 箇所において実施した。いずれの地点においても、地形面に東上がりの変位地形が認められた。水南里と校洞里の **2** 箇所のトレンチ地点は、彦陽南方の、太和江と酌川川との間の高位面上である。ここでは、ほぼ北北東－南南西方向に延びる **3** 条の低断層崖が認められ、もっとも西側・東側（高速道路の東）の断層線を横切るようにそれぞれ掘削した。加川里のトレンチ位置は、上記 **2** 個所のトレンチ地点から南方へ約 **2km** の高位面上である。また、象川里では三星電気（株）の東方の中位面を掘削した。これらのうち、とくに明瞭な **1** 例について記述する。

1）. 上南面象川里上南農協南

三南面校洞里のトレンチ地点から南西約 **2km** には、東西方向に細長く高位面が分布している。この高位面は東流する河川が形成した開析扇状地面であり、一般に東側へ傾斜している。しかし、上南農協の南側では、西方向に傾く部分があり、この逆傾斜帯はほぼ南北方向へ連続している。これは初生的な傾斜とは考えられない。このような傾斜の異常は、梁山断層系の活動に起因すると推察され、それを確認するためにトレンチを掘削した。トレンチは、長さ約 **11m**・幅約 **10m**・最大深度約 **4m** の規模で掘削した。また、トレンチ床も整形し、この断層の横ずれに関する検討も行った。

トレンチ壁面には、高位面構成礫層とその基盤を構成する花崗岩類が露出した。両者は明瞭な断層関係で接している。壁面の最上部は人工的な盛土と耕作土である。花崗岩には多数の断層・節理が発達しており、風化も著しい。段丘礫層は安山岩・花崗岩などの亜角礫～亜円礫からなる。礫の最大径は、60cm 程度である。壁面上部の礫は風化が進んでいるが、中部以下では硬い礫も多数残っている。高位面構成礫層としては礫の風化度は小さいが、これは礫層最上部の風化の著しい部分が人工的に切土されているためであり、風化殻以下の部分が観察されるためであろう。トレンチ地点のすぐ西で掘削したピットでは、顕著に赤色風化を受けた礫層と、それを覆う赤色土壌層を確認している。

断層面は高角であり、N 面では 70°～85°程度東傾斜しており、S 面でも 80°前後東へ傾斜している。断層面に沿っては、基盤の花崗岩や高位面構成礫層が引き伸ばされるように入り込んでいる。断層面近傍では礫の長軸が水平方向に並ぶ傾向があるが、それほど明瞭ではない。

また、トレンチ床での断層面付近では、花崗岩ブロック・断層粘土帯・礫層に、明瞭なミ型雁行配列の構造が認められる。断層粘土帯で延性的な変形が卓越したとすれば、梁山断層系は右ずれの運動が卓越したことを示している。N 面では、断層粘土に断層条線が保存されており、20～30°北へプランジすることが観察できた。梁山断層系を境に東側が相対的に隆起しているので、この断層系は右ずれを主体とする変位を繰り返していることになる。

4. 変位の累積性と平均変位速度

梁山断層系は、高位面・中位面・低位面を変位させ、低断層崖や撓曲崖の地形を発達させている。その上下変位量は、それぞれ、約 12m・4m・2m である。ただし、三南面水南里～三南面校洞里付近においては、高位面に３条の低断層崖が認められるので、それぞれの変位量を加えたものが、総変位量であると考えるべきであろう。

上下変位量には明らかな累積性が認められ、少なくとも高位面形成以後、梁山断層系は複数回の活動を行なってきたことがわかる。高位面は中位面の３倍以上の、中位面は低位面の２倍程度の、Event を経験していることになる。

調査地域に分布する河成段丘面の形成年代を決定できる資料は、古土壌とレス・火山灰層などであり、現在なお分析中であり、中間報告の段階である。したがって、この推定年代は変わることがあるかも知れないが、桁違いに異なる可能性は小さいと考えられる。そこで、梁山断層系の上下平均変位速度を試算するために、段丘面の形成年代値（略）を仮定する。各段丘面の上下変位量を、それぞれの推定年代値で割ると、約 0.02～0.03mm / y となる。したがって、上下平均変位速度からみると、梁山断層系はＣ級の活断層である可能性が高い。

岡田ほか(1994)で記載した三南面芳基里トレンチでは、高位段丘礫層と基盤岩石が明瞭な断層面で接し、基盤岩に幅 30cm 以上の断層粘土帯が観察された。さらに、基盤岩には幅数ｍ以上に及ぶ断層破砕帯が伴われていた。この位置では高位段丘面が東上がり約 12m の上下変位を示している。断層変位地形の連続性から、主断層はこの断層に連なる可能性が高い。

梁山主断層に沿って、高位面は 10 数 m 程度の上下変位を受けているが、横ずれ成分が卓越すると推定される（断層面はほぼ垂直で、断層線は直線状であり、破砕帯の中に残されている褶曲状の流動変形は右横ずれを示唆する）ことから、高位面形成以後の実移動は少なくとも数十ｍを超えるものと予想される。したがって、梁山断層系としての実移動速度は、前述した平均上下変位速度より、少なくとも数倍程度は大きくなる可能性が高い。

文献：岡田篤正・渡辺満久・佐藤比呂志・全　明純・曹　華龍・金　性均・田　正秀・池　憲哲・尾池和夫(1994)：梁山断層（韓国東南部）中央部の活断層地形とトレンチ調査. 地学雑誌、103、111-126.

O-20 測地測量による丹沢山地の地殻変動とその地学的意義

多田　堯（国土地理院）

Takashi TADA; Crustal deformation in the Tanzawa mountains by geodetic survey and its tectonic significance

丹沢山地は第四紀を通じて平均3-4mm/年の早さで隆起していることが知られている。しかし、1923(大正12)年の関東大地震でおよそ70-100cm沈降した。大正型関東地震が繰り返し発生していたと考えると、このままでは丹沢山地は低くなる一方である。従って、大正型関東地震の発生の間に丹沢山地は地震で沈降した量を上回って隆起しなければつじつまが合わなくなる。地震間に丹沢山地を隆起させる形式として

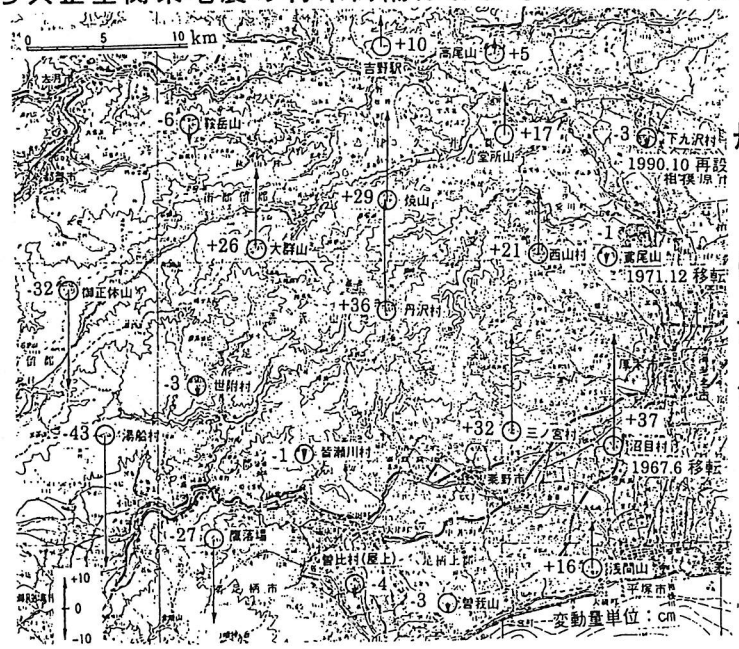
①丹沢山を一気に隆起させる地震が発生する(丹沢地震)、

②非地震のゆっくりした隆起が起きている、

という二つが考えられている。①は小田原に70年に1度被害を与える地震の候補者である。②の場合は大正型関東地震の再来間隔に隆起速度が関係してくる。①か②かは実際に山の高さを測れば解決する(多田,1993)ので、丹沢山地の山の高さを1996年秋にGPSと水準測量で測量した。図はその結果である(国土地理院,1997)。丹沢山地、特に東丹沢での隆起が著しく、30-40cmの隆起が観測された。山の高さの測量の精度は水準測量の精度に比べるとはるかに悪い。三角測高の精度は2点間の距離が数km程度までなら$2-3\times10^{-5}$である。関東震災復旧測量での丹沢山地における三角点測量間隔は4-5kmなので、当時の高さの測定精度は10-15cm程度と考えられる。従って今回観測された変動量は測量の精度を上回って有意と思われる。この70年間に丹沢山地を隆起させる大地震はなかったので、丹沢山地は4-5mm/年の速度で非地震的にゆっくりと隆起してきたとみなせる。このことは二つの重要な結論を導き出す。一つは、小田原に被害を与える地震の候補から丹沢地震説ははずせるということである。もう一つは大正型関東地震の再来間隔についてである。再来間隔をT年、丹沢山地の第四紀平均隆起速度をV1、再来間隔間での隆起速度をV2、大正型関東地震での沈降量Hとすると、次の関係式が成り立つ、

$$V1 * T = V2 * T - H.$$

この式に上述の値を代入して再来間隔Tを求めることが出来る。今回の測量結果から大正型関東地震の再来間隔はおよそ700-1000年前後と推定される。



丹沢山地の地殻上下変動

1996-1925

(国土地理院,1997).

1925;三角測高

1996;GPS

O-21 千屋断層・花岡でのボーリング調査－断層形態とスリップレート

°今泉俊文（山梨大），佐藤比呂志（東大地震研），池田安隆（東大理），石丸恒存・酒井隆太郎（動燃東濃科学センター），米田茂夫，久保田裕史（(株)ダイヤコンサルタント）
Toshifumi Imaizumi, Hiroshi Satow, Ysutaka Ikeda, Kohson Ishimaru, Ryutaro Sakai, Shigeo Yoneda, Yuji Kubota ; Near-surface featurer and slip-rate of the Senya fault, Akita Prefecture, detected by drilling

【はじめに】

千屋断層は，1896年陸羽地震を起こした活断層である。この時の地震断層（典型的な逆断層タイプ）の詳細なトレースや活動周期などについては，地表調査やトレンチ調査などでよくわかっているが，地下の断層面の形状や，スリップレートに関する情報はまだ少ない。そこで千畑町・花岡で，ボーリング調査を行った。ボーリングは，断層上盤側で3箇所，下盤側で1箇所，それぞれ深度20～30m掘削した（図１）。この深度は通常のトレンチでは届かない深さである。コアを分析することによって，地下の断層面の形状（傾斜角）と最終氷期以降の変位量（変位速度）を知ることができる。

また，ボーリングに先立って実施された反射法による地震探査（断層先端から深度100m程度の地質構造を明らかにするための極浅層反射）の解析にも重要なデータを提供する。

【結　果】

断層は，凝灰質砂岩（新第三系）が砂礫層（完新世～後期更新世）に衝上することより，凝灰質砂岩の下に続く砂礫層との境界部である。その深度は（C），（D）でそれぞれ地表下12m，17.3mである。（B）は，全て砂礫層であるが，地表下約7m付近から腐植質粘土や砂など細流物の混入が多くなるなど，上下で層相が異なる。これらのことから，断層面は，東傾斜約20度とみなせる（図２）。この断層面は，この付近の新第三系の傾斜とほぼ一致する。また，各コアの年代結果からこの断層のネットスリップ（断層面上のずれの量）は，断層面の傾斜を20度と考え，約１万年前の地層の上下の落差（約５m）から約1.4mm/yrと推定される。さらに下盤側の約2.5万前，約4.5万年前の地層は，それぞれ断層崖下（位置は不確か），より東（新第三紀層の下）に，約35m，約50mまで食い込んでいる。上盤側でこれらに対比で

きる地層はわからないが，少なくとも1.0mm/年以上の変位速度を持つと考えられる。

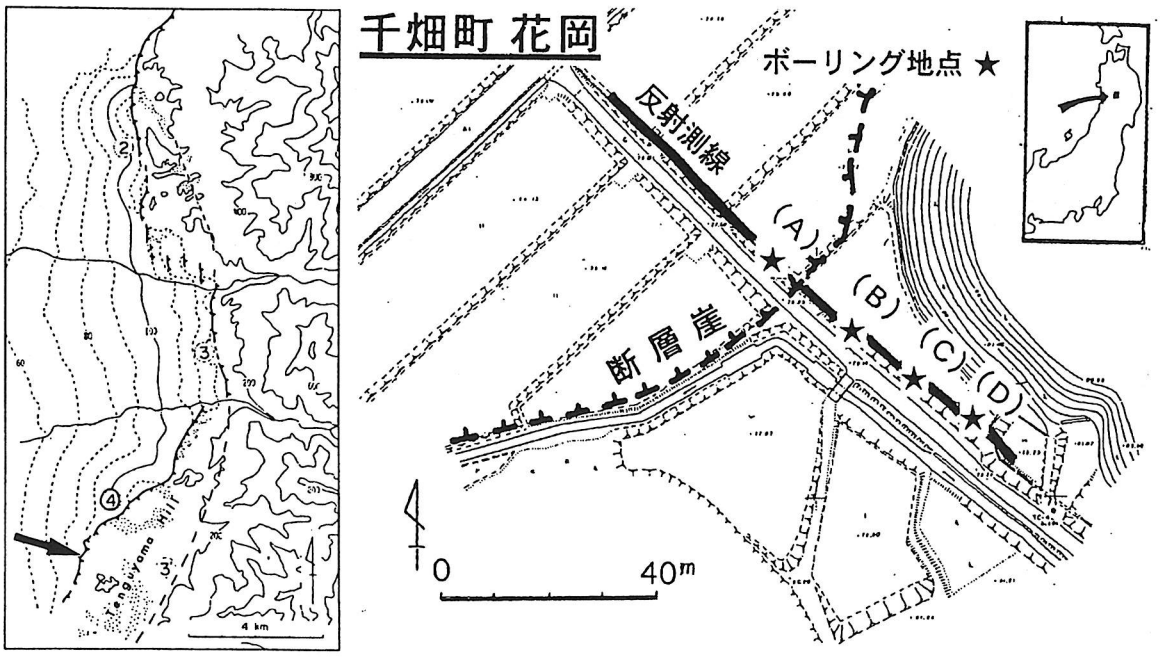


図１　千屋断層・花岡南のボーリング地点（④は千屋断層）

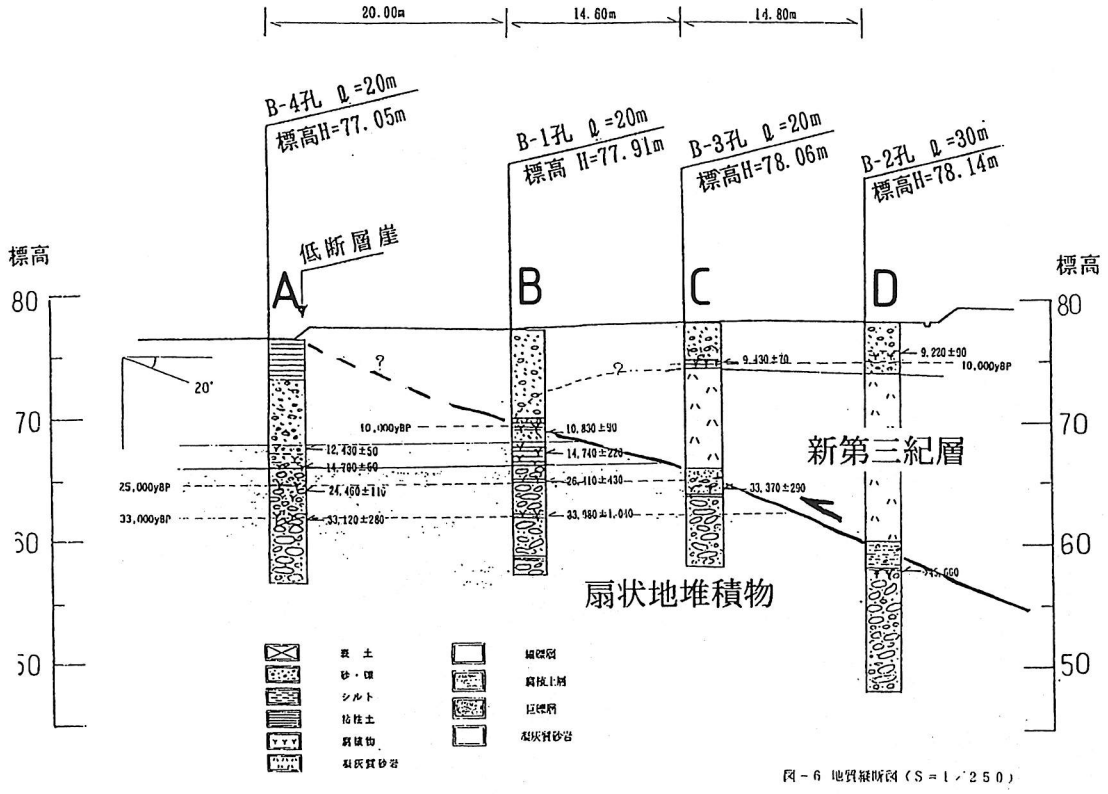


図２　ボーリング調査による地質断面図

O-22 ベネズエラ・アンデス，ボコノ断層のトレンチ調査

南アメリカ古地震ワークショップ [SAWOP]*・奥村晃史（広島大）

South America Workshop on Paleoseismology [SAWOP] and Koji Okumura:*

Trenching survey of the Bocono fault on the Coridillera de Mérida, Venzuelan Andes

1997年2月，ベネズエラ・アンデス中部メリダ山脈，Apartaderos周辺のBocono断層を対象として，南アメリカ古地震ワークショップが開催された．このワークショップはILP Task Group II-5を中心に，同II-2, II-3, FUNVISIS［ベネズエラ地震研究機構］，GSHAP, EC-PILOTOが協力して組織され，南米各国からの受講生にフィールドワークと講義・討論を通じて古地震学の技術移転を行うことが目的であった．フィールドワークではまずBocono断層を踏査して，トレンチ調査用地を選定し，実際に発掘調査までを行った．

ベネズエラ・アンデス，メリダ山脈は，カリブプレートと南米大陸の間の変動帯の南東縁を構成する隆起帯で，南東－北西山麓にのびるスラスト群の活動によって鮮新世以来隆起を続けている［Fig. 1］．Bocono断層は，この断層地塊の延長方向より僅かに東西に近い走向をもち，メリダ山脈を斜めに横切る右横ずれ断層である．この断層が，カリブプレート南縁のOca-Ancon断層帯にかわってカリブ－南米プレート境界の右横ずれを担っているか，あるいはナスカ－南米プレート境界の東西圧縮を解消しているか，断定はできない．また，Bocono断層を右横ずれプレート境界として，アンデスの逆断層系をすべてFlower Structureとみる見解と，右横ずれ運動は第四紀末期だけに限られる，付随的な現象とする見解も対立している［Shagam, 1975］．

Bocono断層はメリダ山脈の2列の山列の間を走り，断層に沿っては浸食が進み深い断層谷が形成されている．しかし，Apartaderos東方の断層谷には谷中分水が存在し，標高約3400 mの鞍部上に，南東側の山脈主稜から流下した氷河によるモレーン・アウトウオッシュの地形と，それらに刻まれた断層変位地形が浸食を免れて良好に保存されている［Fig. 2］．また植生がほとんどないため断層変位地形は非常に鮮明である．最終氷期とみられるラテラルモレーンには約80 mの右横ずれ変位が認められ，平均変位速度は1000年あたり5 m前後と推定されている（モレーンの年代を直接示す年代資料は未見）．

Lake Mucubaji付近で断層は南北のトレースに分かれる．このうち北側の断層でトレンチ調査を行った［Fig. 3 & 4］．トレンチには断層による微地形と一致する二条の断層帯と，有機物を多く含むサグポンドの堆積物が現れた．

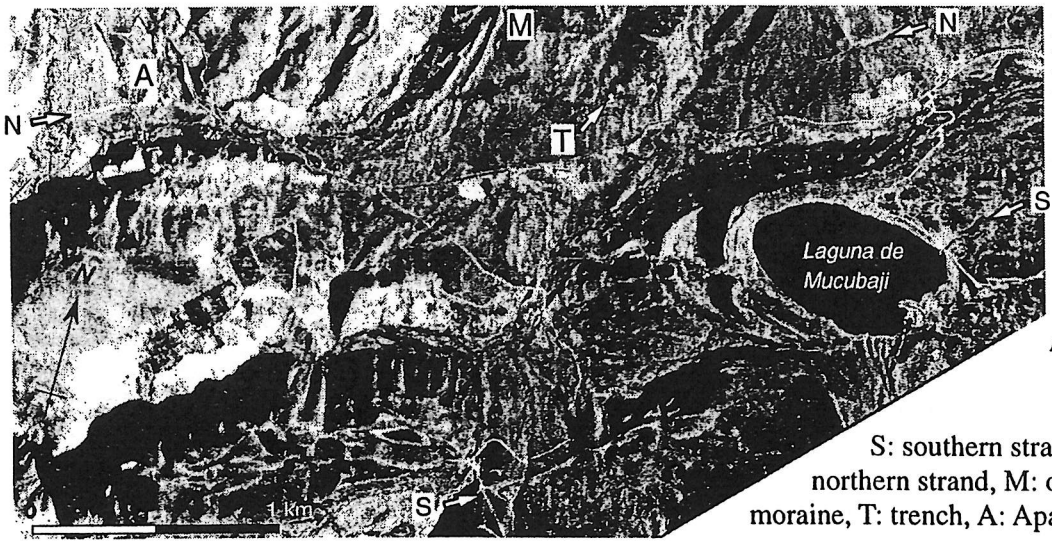


Fig. 4 Mosaic of vertical aerial photographs of the Bocono fault between Lake Mucubaji and Apartaderos.

S: southern strand. N: northern strand, M: offset moraine, T: trench, A: Apartaderos

*SAWOP participants
D. Pantosti [ING, Rome], F. Audemard [FUNVISIS, Caracas], M. Machette [USGS, Denver], K. Okumura [Hiroshima University, Hiroshima], H. Cowan [Instituto de Geosciencias, Panama], H. Diederix [ITC, Enschede, Netherlands], I. Gomez and H. Vergara [INGEO-MINAS, Bogota], G. Paris [Estudios Geologicos Mineralos, Kali], C. Costa and C. Gardini [Universidad Nac. de San Luis, San Luis], A. M. Perez [INPRES, Argen-tina], L. Acosta and A. Arzola [FUNVISIS, Caracas], L. Drake [Observatorio San Calisto, La Paz], A. Alvarado [Instituto Geo-fisico, Quito], C. Ferrer [ULA-Merida, Merida], and J. Laffaille [FUNDA-PRIS, Merida]

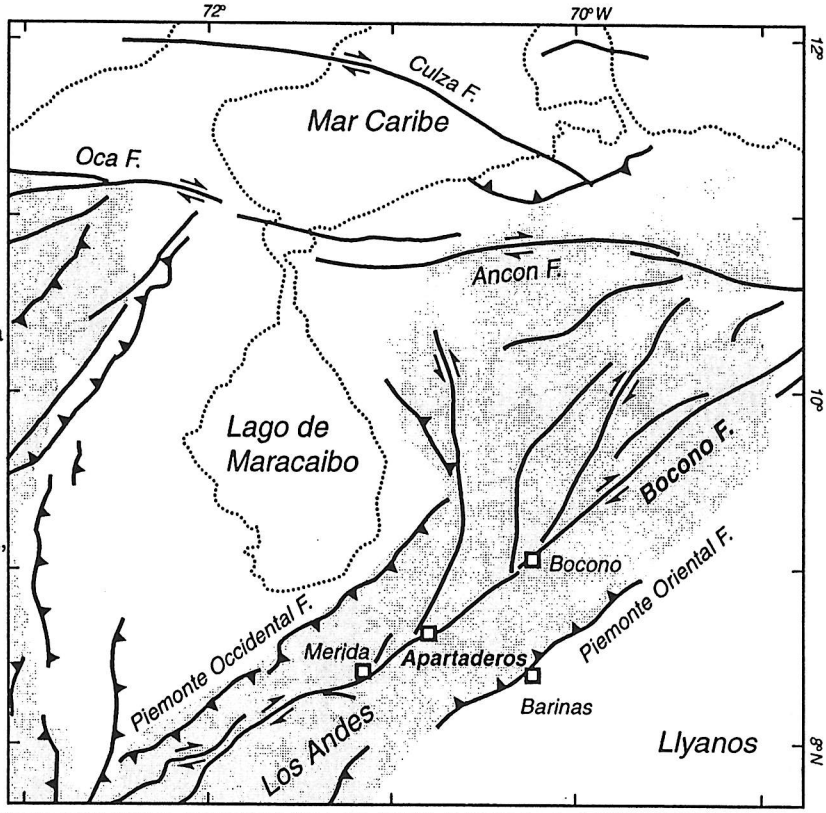


Fig. 1 Active faults in and around the Northern termination of the Andes and surrounding areas. After Beltran [1993]. Shade is on hills and mountains.

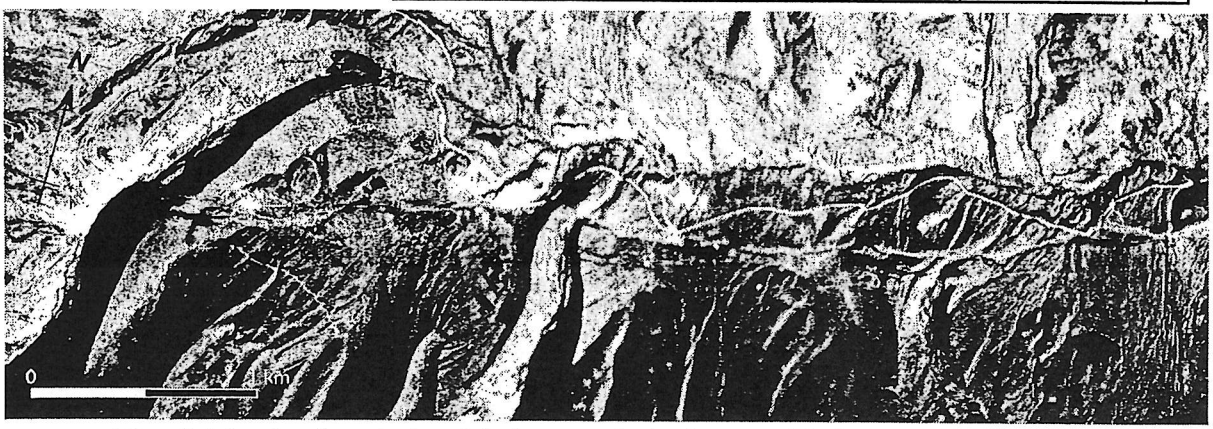


Fig. 2 Mosaic of vertical aerial photographs in the east of Lake Mucubaji.

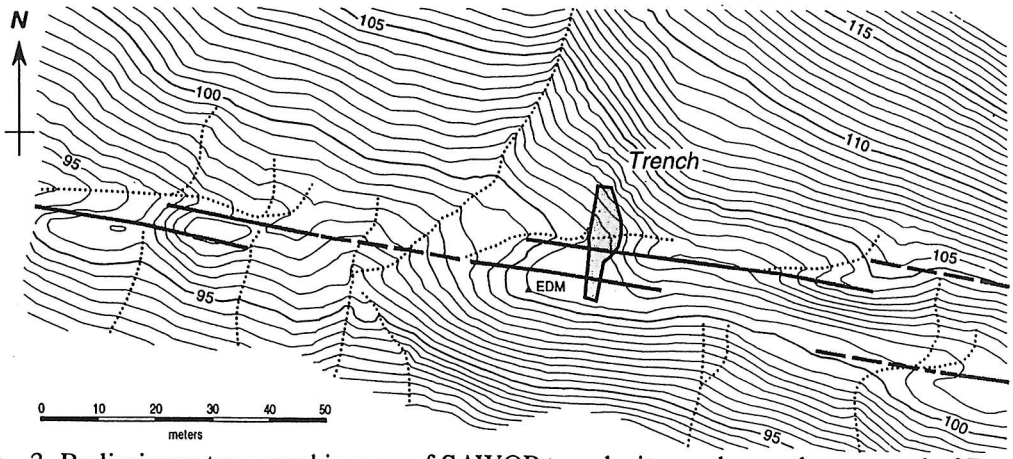


Fig. 3 Preliminary topographic map of SAWOP trench site on the northern strand of Bocono fault. Contour interval is 0.5 m. Arbitrary elevation is given with the EDM station at 100 m.

O-23 能代平野の地形発達と第四紀後期地殻変動

吾妻 崇(専修大・院)

Takashi Azuma; Geomorphological development and late Quaternary tectonics in Noshiro Plain, Northerneast Japan

東北日本の日本海沿岸に位置する平野の中で，能代平野は段丘地形の占める割合が著しく大きい特異な平野である．段丘面は完新世段丘を含めて8段に区分することができ，以下ではこの平野の地形面を沖積面を含めて高位のものから能代Ⅰ面～Ⅸ面とする．このうち最終間氷期最盛期に形成された海成段丘にあたる能代Ⅳ面の旧汀線高度は 60～40 mと北から南に向かって低くなる．この能代Ⅳ面の高度から算出した平野の平均隆起速度は 0.3～0.4 m/ka となる．また能代Ⅴ面の海浜堆積物中には，男鹿半島で報告されているのと同様に，三瓶－木次軽石(SK)が漂着軽石として存在する．露頭(標高約 20 m)における軽石の分布は幅6m程度の範囲に限られており，この位置が当時の海岸線を示している可能性が大きい．SK噴出当時(10～11 万年前)の海水準は現在よりも低かったことを考えると，平均隆起速度は 0.2m以上となり，能代Ⅳ面から求めた値と調和的である．

能代平野の段丘面上には，南北方向の軸を持つ変位地形が変位地形が多く存在する(内藤，1977；大沢ほか，1984，1985；活断層研究会，1991)．これらの変位地形は能代撓曲系，中沢撓曲系，東雲背斜系の3タイプに大別することができる．能代撓曲系は沖積低地と段丘との境界に位置する東側隆起の逆断層運動を主とし，撓曲崖の背後に逆向き低断層崖(高野野断層・磐断層・逆川断層)を伴う．撓曲崖の比高と地形面の年代から算出される平均垂直変位速度は約 0.3 m/ka で，米代川以南では南ほど値が小さくなる傾向がある．中沢撓曲系は段丘と丘陵との境界付近に位置する東側隆起の逆断層運動を主とし，能代Ⅱ面を増傾斜させ，能代Ⅳ面上に撓曲崖を形成する．撓曲崖の比高から算出した平均垂直変位速度は約 0.1 m/ka で能代撓曲系の変位速度の 3 分の 1 程度である．東雲背斜系は能代Ⅴ面，Ⅵ面上にみられる波長 200～400 mの波状変形である．米代川右岸に存在する小手萩断層はこの背斜構造の 1 つの東縁を画しており，その付近では特に波長が短く，振幅の大きいプレッシャーリッジ状の構造がみられる．これらの南北方向の波状変形が発達することから，能代平野では東西方向の短縮が大きいと推定される．

旧汀線高度から算出される平野の隆起速度は，山地側隆起の断層における平均垂直変位速度とほぼ一致する．また平野南部において能代撓曲系が認められなくなると旧汀線高度が低くなる．これらのことから，旧汀線高度変 化は断層運動と大きく関係があると考えられる．

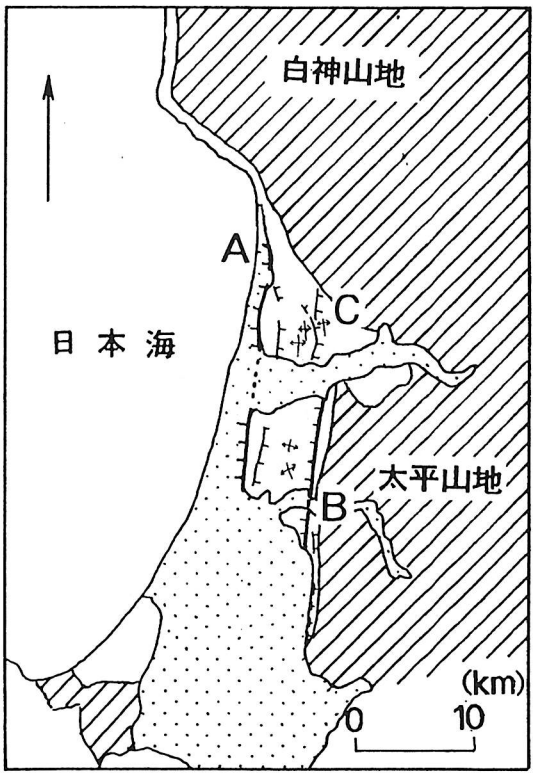


図1　能代平野周辺の地形概観
ドット部は沖積低地.斜線部は山地丘陵.
A: 能代撓曲系　B: 中沢撓曲系　C: 東雲背斜系

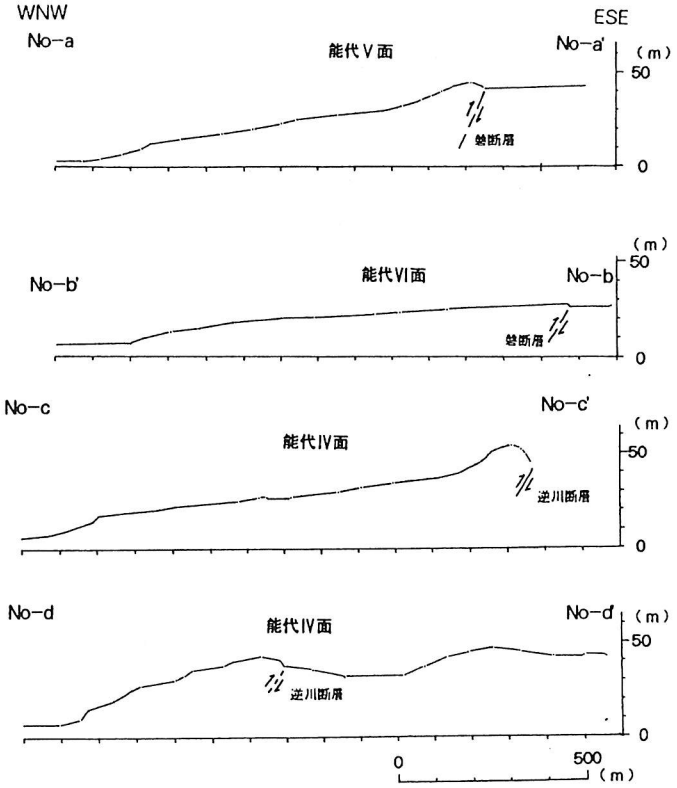


図2　能代撓曲系での段丘面の変形を示す地形断面図

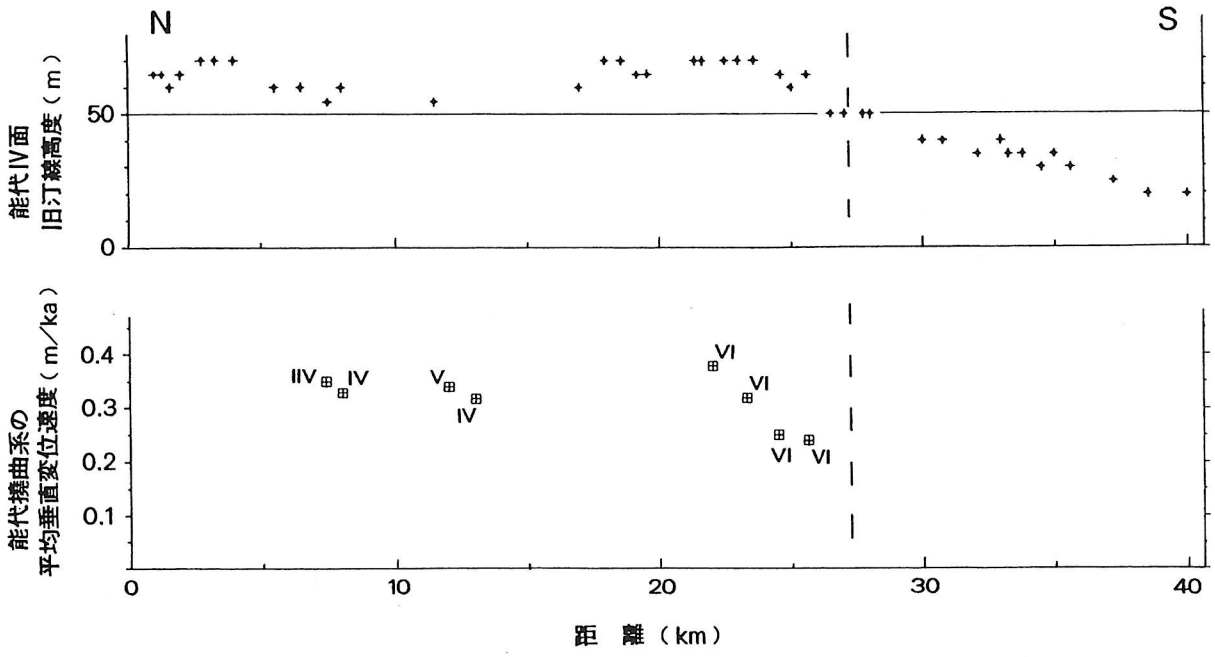


図3　能代IV面旧汀線高度（上段）と能代撓曲における平均垂直変位速度（下段）の南北投影断面図

破線は能代撓曲系の南限を示す.ローマ数字は段丘面の名称.

O-24 ボーリング調査によって三浦半島の沖積低地から発見された完新世津波堆積物

藤原　治（動燃東濃地科学センター）・布施圭介（（株）大和地質研究所）
Osamu FUJIWARA and Keisuke FUSE; Holocene tsunami deposits detected by drilling in drowned valleys around Miura peninsula.

海溝周辺で発生する巨大地震は，津波を起こす危険があるだけでなく，震源周辺で地盤の隆起や沈降を生じ，その変位が累積して海成段丘や海浜低地等の変動地形を形成することがある。津波により侵食・運搬された堆積物が再堆積したものを津波堆積物と呼ぶ。津波堆積物は地震の再来間隔の推定に利用でき，地震とそれに伴う津波や地殻変動の発生時期の予測に寄与すると考えられる。

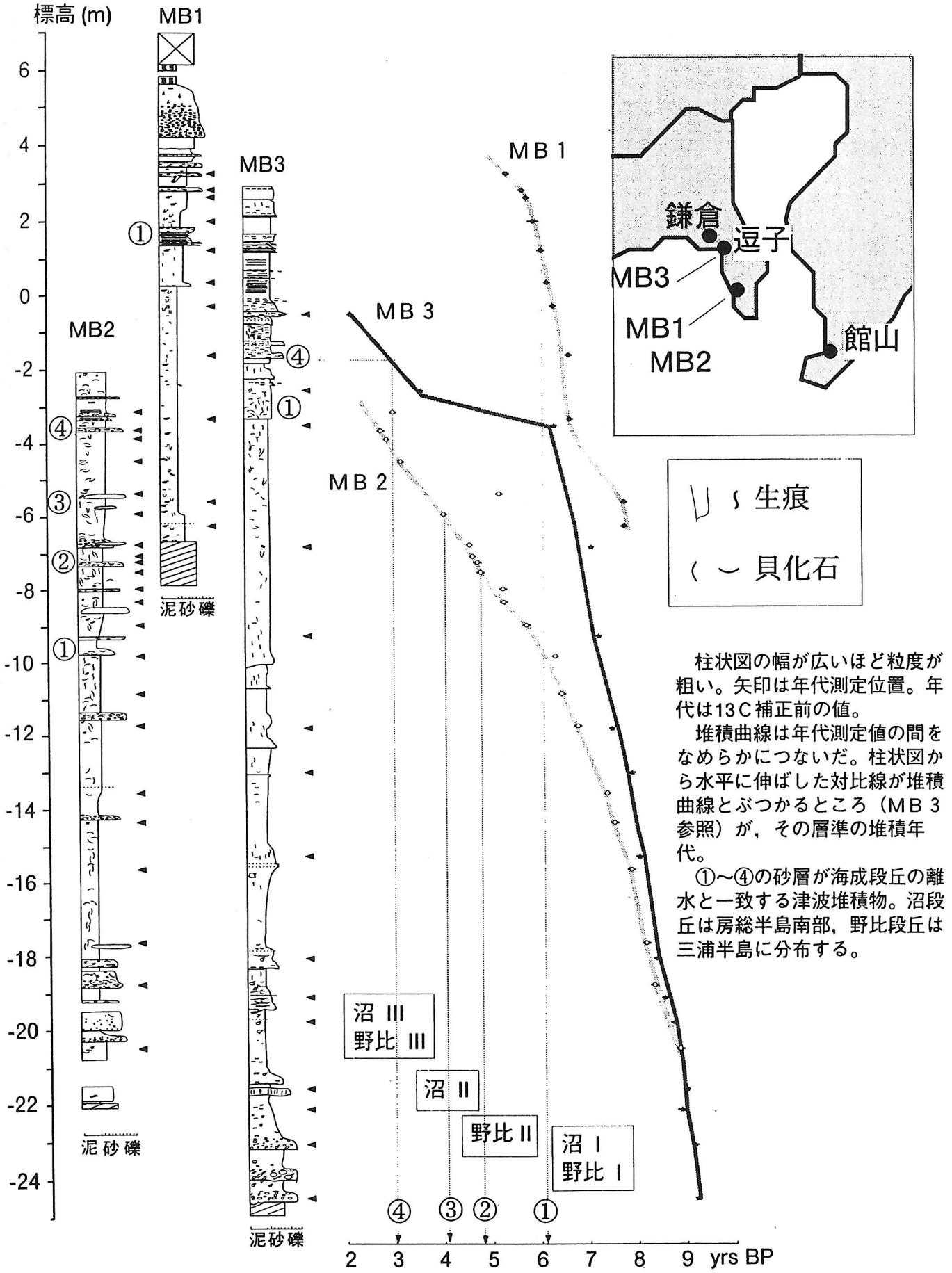
この方法については，露頭から津波堆積物の報告が増えてきており，有効性が確認されつつある。しかし，津波堆積物が露出することは稀であり，その多くは地下に埋没していると考えられる。従って，ボーリングによってこそ，多くの津波堆積物が発見されると期待される。本研究では，ボーリングが津波堆積物の検出に有効であることの一例を示す。

対象としたのは完新世に相模湾沖で発生した巨大海底地震である。ボーリングは千葉県館山市と神奈川県逗子市，鎌倉市周辺の沖積低地で計 11 本（コア径 116mm；最大コア長 27m）掘削した。館山のデータは既に報告したので，今回は残りの２地域の結果を述べる。

まず，コアの層相や化石の特徴から再堆積層を識別した（図１）。コアは主に均質な泥層からなり，砂層を繰り返し挟む。砂層は基底に侵食面を持ち礫や貝化石片を多量に含み，上方へ細粒化し葉理が発達することもある。貝化石は生息する底質や水深が異なる種が混在しており，砂層が二次的に運ばれ再堆積したことを示す。

次に，貝化石の ^{14}C 年代に基づいて堆積曲線を作成し（図１），堆積曲線から再堆積層の形成年代を読み取った。砂層は下位層との間で年代の逆転やギャップがあり，再堆積したことが確かめられた。また，数百年間隔で砂層が形成されていることが分かった。

最後に，房総半島と三浦半島に分布する海成段丘の離水年代との対応関係を考察した。6,100～6,300yrs BP，4,700～4,800yrs BP，4,200～4,400yrs BP の年代を持つ３枚の砂層は，それぞれ沼 I と野比 I，野比 II，沼 II 段丘の離水と年代が一致する。これらは藤原ほか（1996，1997）が，館山市周辺の露頭およびボーリングコアから発見した津波堆積物に対比される。また，2,800～3,000yrs BP の年代を持つ砂層は，沼 III と野比 III 段丘の離水に対応する津波堆積物と推定される。



柱状図の幅が広いほど粒度が粗い。矢印は年代測定位置。年代は13C補正前の値。

堆積曲線は年代測定値の間をなめらかにつないだ。柱状図から水平に伸ばした対比線が堆積曲線とぶつかるところ（MB 3参照）が，その層準の堆積年代。

①～④の砂層が海成段丘の離水と一致する津波堆積物。沼段丘は房総半島南部，野比段丘は三浦半島に分布する。

図1　ボーリングの層相と堆積曲線

O-25 シリア北東部Tell Umm Qseir周辺の乾燥地形と洪水堆積物

赤羽　貞幸（信州大学教育学部）

Sadayuki AKAHANE;　Arid landforms and flood deposits around Tell Umm Qseir in the northeast Syria

Tell Umm Qseirは，ユーフラテス川支流であるハブール川の中流の左岸に位置する遺丘である．トルコ南部の山地から流れるハブール川は，北から南へ流れる長さ約300kmの河川である．ハブール川は，この遺跡から150kmほど流れてユーフラテス川と合流する．Tell　Umm Qseir の標高は285m，合流地点junctionの標高は210mである．したがって，ハブール川の標高は，150km流れて75m低くなり，川の勾配は0.5/1000である．ハブール川は，たいへん緩やかに蛇行して流れる．この地域は，年間の降水量が200～300mmの乾燥地域である．降水量は南から北に向かって増加する．南部は，特に降水量が少ないため，大きな河川が発達しない．ハブール川の両岸に広がる平原には，雨期にのみ流れる大小のワジが発達する．このような乾燥地域には，独特の地形や地質が発達する．

Tell Umm Qseir周辺の地形は，氾濫原と，乾燥地域に特有なperipedimentとpedimentに区分される．peripedimentは，氾濫原とpedimentとの間に発達する，河道側へ緩く傾く堆積面である．この緩斜面は，細粒の堆積物からなる．緩やかな浸食斜面であるpedimentは，pediplainを構成する．この付近のpedimentは，新第三紀後期中新世のlimestones,gypsum,marls,sandstones,siltstonesなどから構成される．ハブール川沿いには，更新統の礫層や完新統の氾濫原堆積物が分布する．更新統の礫層は，高位の段丘堆積物や谷を埋める堆積物である．ハブール川の河床には，基盤の新第三系が露出しない．河床には更新統の堆積物が分布する．この更新統の礫層は，過去の谷を埋積する堆積物である．砂やシルトからなる氾濫原堆積物は，ハブール川の両岸に二段の段丘を形成する．

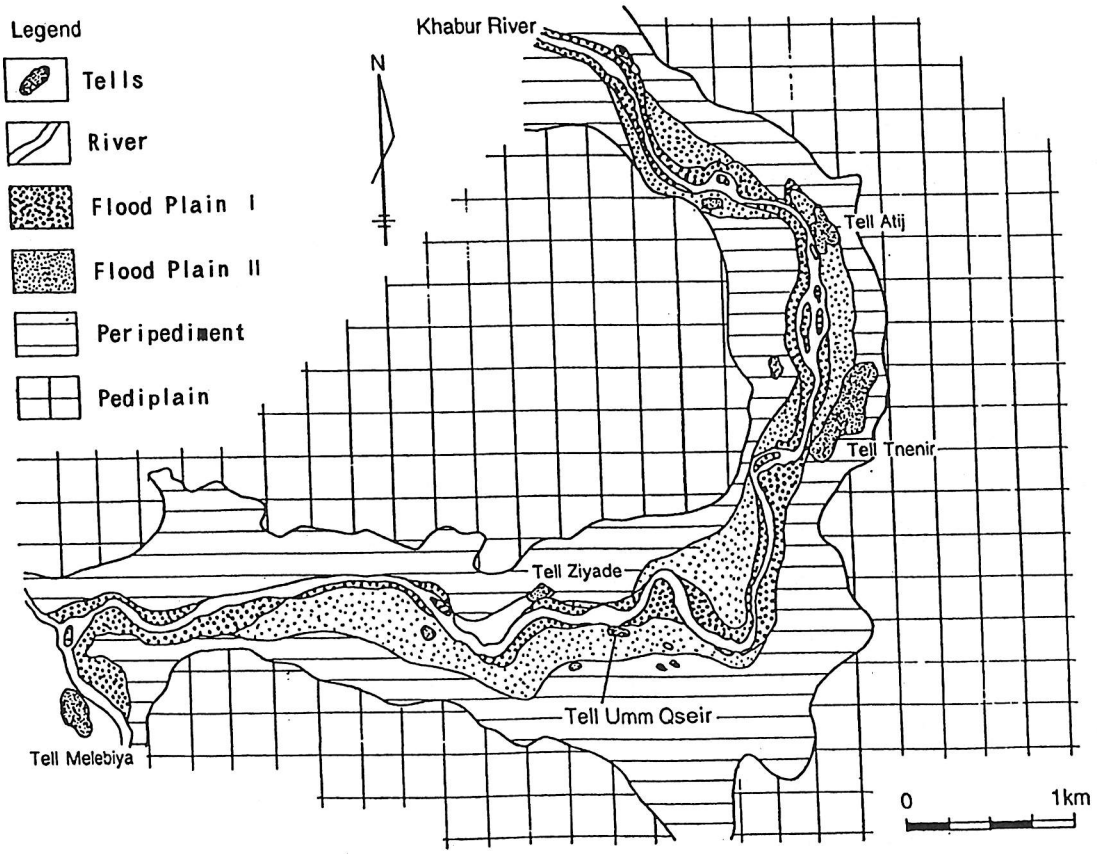
カブール川の左岸に位置するTell Umm Qseirは，高位の氾濫原を構成する自然堤防の上に形成された．Tell Umm Qseirの標高およそ287.5m以下の部分は自然堤防である．これより高い部分は，tellを構成する人為的な堆積物である．このtellの堆積物に，洪水によって形成された2～3の地層が発見された．発掘地全体に分布する最も顕著な洪水堆積層の上面は，標高が約289mである．この洪水堆積層は，次のような岩相的特徴をもっている．

１）堆積物は砂層からなり，北側から南側に向かって徐々に細粒化する．つまり，川から離れるにつれてfine sanndからvery fine sandへと変化する．

２）地層の下底面はでこぼこしているが、上面は平坦で水平に近い構造を示す．

3）地層の厚さは場所によって異なるが、連続性はよい．
4）地層の層厚は，底が撓んでいる所で厚く，底が盛り上がっている所で薄い．
5）地層を構成する砂粒は，極めて淘汰が良い．砂粒は水の流れによる篩分けを受けている．
6）地層の上半部に級化構造が認められる．最上部のシルト部分は，硬く固結している．
7）地層は砂粒のほか、径2-4mmの細円礫、スコリア（玄武岩）、土器片などを含んでいる．スコリアは、上流に位置するカウカブ火山などに由来する．
8）地層は炭や種子などの炭化物をほとんど含んでいない．

これらの特徴は、この地層が自然の洪水の流れによって堆積したことを物語っている．この洪水層の形成時期は，ウルク前期（BC4000～3600）である．この年代は，洪水層に含まれる土器片や上下の包含層によって決まった．他の洪水層は，ハラフ中期の包含層に挟まれている．これらの洪水堆積層は，ハラフ中期からウルク前期にかけての時期に，ときどき大きな洪水をTell Umm Qseirが受けていたことを示している．特に顕著なウルク前期の洪水堆積層は，地層の厚さや水位の高さから見て，大規模な洪水によって形成された．この洪水は当時の人々に大きな被害を与えたと推定される．



O-26 南西諸島喜界島における完新世サンゴ礁段丘形成過程

佐々木圭一・大村明雄（金沢大）

Keiichi SASAKI and Akio Omura; Process of the Holocene coral reef terrace formation at Kikai Island, Ryukyus.

完新世サンゴ礁段丘は，その主要構成化石であるサンゴ骨格が，放射年代測定に適しているという利点から，海成段丘の中でも重要な研究対象になっている（Bloom, 1991など）．特に，それらから得られた相対的海水準変化に基づいて，氷河性海面変化や地震性隆起に関する議論が行われている（Kayanne *et al.*, 1993; Ota *et al.*, 1993など）．サンゴ礁段丘は，サンゴ礁の離水によって形成された海成段丘であるが，礁の成長様式と段化プロセスを総合的に研究した例は，必ずしも多くない．本研究は，世界的にみて完新世サンゴ礁段丘の発達が良い南西諸島喜界島において，その地形，地質および年代に関する詳細な調査・研究を行って，その形成過程を明らかにすることを目指している．

喜界島全島を取り囲むように発達する完新世段丘は，地形的に４段に区分され，その平坦面は上位からⅠ, Ⅱ, Ⅲ, Ⅳ面とよばれる（太田ほか, 1978）．そして，表層および多孔浅層ボーリング中の化石サンゴ試料の放射性炭素年代から，礁の成長開始時期や４段丘面の形成時期といった概観が明らかにされてきた（太田ほか, 1978; 中田ほか ,1978; 小西ほか , 1985）．しかし，地形・地質的特徴と個々の年代値の関係など未だ不明な点も多い．本研究では，完新世段丘が最も幅広く，典型的なサンゴ礁地形が発達する志戸桶地域と，逆にサンゴ礁としては小規模な志戸桶北地域および荒木地域を主な研究対象地とした．これらの地域を中心にして，光波測量計による精密地形測量，構成物の組織に注目した岩相記載，そして，サンゴ化石の年代測定を行った．年代測定には，特に補正を必要とせず，自己評価機能を持つαスペクトル^{230}Th/^{234}U法（大村ほか, 1995）を用いた．なお，以下の段丘区分は太田ほかの定義に従う．

志戸桶地域には，内陸部に更新世堆積物から構成される比高約 20 mの崖が発達し，そこから海側に向かって完新世段丘が発達する．最上位のⅠ面は，標高 17–7 m に分布する．大部分が淘汰の良い細粒砂サイズの生物砕屑物から成り，外縁部の一部を，被覆性 *Acropora* 属が卓越するサンゴ石灰岩が構成する．そこから得られた年代は 7.01 ka である．そこで，Ⅰ面はビーチと一部のエプロン礁から形成されたと考えられる．Ⅱ面は，幅 500–600 m と最も広く，外縁部から約 120 m に発達する海側上がりで比高 2 m の急崖を境に，内側と外側に 2 分できる．前者は，高度 4.0–1.5 m で，その一部に湿地が発達する．生物砕屑物から成り，枝状サンゴ片

（*Acropora* spp., *S. hystrix*, *H. rigida*, *C. furcata* など），太い枝状（*A. robusta*），葉状（*Montipora* spp.），被覆状（*Acropora* spp. など），塊状（*Porites* spp., *Favia* spp. など）のサンゴ化石を伴う．得られた年代は 6.64–6.15 ka である．一方，後者はサンゴ石灰岩から構成される高度 4.2–3.5 m の平坦面である．現地性の太い枝状と被覆性 *Acropora* 属が卓越し，地表付近に円摩度の高いサンゴ礫密集部が点在する．段丘表面は，砂サイズの未固結生物砕屑物が空隙を充填し，極めて平坦である．構成するサンゴの年代は 6.41–5.32 ka である．また，II 面外側の外縁部には，縁脚–縁溝系が発達する．このように，II 面は，礁嶺に相当する外側と礁池相当の内側とをあわせた典型的なサンゴ礁（裾礁）から構成される．それに対して，III・IV 両面はサンゴ礁の外側礁原から斜面部に形成されたサンゴ石灰岩から成り，それぞれの平坦面高度は 2.6–2.3 m と 1.1–0.4 m である．各段丘外縁部は II 面と同様に縁脚–縁溝系が発達して起伏が著しいのに対して，内縁部は平坦で，II 面外側のような未固結生物砕屑物を欠く．これは，波浪営力で，高潮位付近で形成される水平方向の割れ目に沿って，その上位の岩塊が剥離されるという侵食過程を通して平滑化された結果である（佐々木ほか, 1997）．この侵食面では，厚く石灰藻に被覆された縁溝内を，円摩度の高いサンゴ礫が充填している様子が観察できる．

以上の結果から，サンゴ礁成長と相対的海水準変動の関係をまとめると次のようになる．約 7 ka の最大海進期に，海岸部では一部にエプロン礁が，海側の水深数メートルの場所には，礁がパッチ状に分布していた．その後の海退に伴ってパッチ礁の密度と高さが増して，低潮位が現高度 4 m の 5 ka 前後における海面停滞期に，II 面外側に礁嶺が形成された．その結果，礁嶺–礁池と縁溝–縁脚系が確立され，縁脚側面に algal crust が発達したと思われる．そして，その後の海退と海面停滞の繰り返しに伴って，縁脚–縁溝を海側に成長させながら裾礁自体は徐々に離水した．

侵食過程などから，II・III・IV 面形成に関与した海面停滞高度はより厳密に推定できるが，性状の異なる段丘に関しては，サンゴ化石の年代から従来の方法で段丘形成時期すなわち離水時期を特定することは難しい．さらに，I 面から II 面形成期にかけての情報も不足している．これに対して，荒木海岸の完新世サンゴ礁段丘は，幅狭く，I 面相当の高度 10 m から礁池を伴わず連続的に発達したエプロン礁から成る．そのため，荒木地域の調査結果と合わせることで，段丘離水時期が詳しく推定できる可能性はある．また，志戸桶，志戸桶北，荒木地域の各段丘高度が，喜界島の他地域（嘉鈍，中里，中熊）と比較して，1–0.5 m の差で系統的に低くなっている．この問題について，各地域ごとの段丘の性状，特に侵食作用に注目して，その形成過程を再検討する必要がある．

O-27 放散虫化石が示す Younger Dryas期の日本海古海洋環境

板木拓也（北大・院・地球環境）

Takuya ITAKI; Paleoenvironments during the Younger Dryas event in the Japan Sea: Its evidence from radiolarian fossil in sediment cores

【はじめに】

今から約11,000年前，北米大陸に発達していたLaurentide氷床の大規模な崩壊は，Younger Dryas期と呼ばれる汎世界的な寒冷化を引き起したことが知られており，北西太平洋の親潮域においてもその寒冷化の証拠が海底堆積物中から見つかっている(Kallel et al., 1988)．このようなグローバルな地球環境の変化が起こった場合，日本海のような縁海域では外洋域に較べその影響をより敏感に反映するものと考えられる．

日本海の深海堆積物中には海洋プランクトンの一種である放散虫の化石が大量に保存されている．その群集組成は，それらが生息した水塊環境によって大きく異なり，堆積物中の放散虫群集は堆積当時の海洋環境を反映している．演者は日本海各所から得られたコアをもとに最終氷期以降の放散虫群集を検討し，古海洋環境の研究を行っており，ここでは特にYounger Dryas期前後に注目し，当時の日本海の海洋環境を考察した．

【材料と方法】

研究試料は東海大の望星丸，東大海洋研究所の淡青丸および白鳳丸によってピストン・コアラーで採取された．今回，検討に用いたのは日本海北部(BO-94-10, HJ-1, 43° 02’ N, 138° 28’ E, 水深3613m)，秋田沖(KT94-15, PC-5, 40° 01’ N, 138° 12’ E, 水深2885m；PC-9, 39° 34’ N, 139° 24’ E, 水深807m）および南部の隠岐堆（KH79-3, C-3, 37° 04’ N, 134° 42’ E, 水深935m）で得られた４本のコアである（Fig. 1）．放散虫は63μm以上の粒子についてプレパラートを作成し，これを生物顕微鏡下で観察した．尚，隠岐堆の試料については宇都宮大学の酒井豊三郎教授所有のプレパラートを観察させて頂いた．

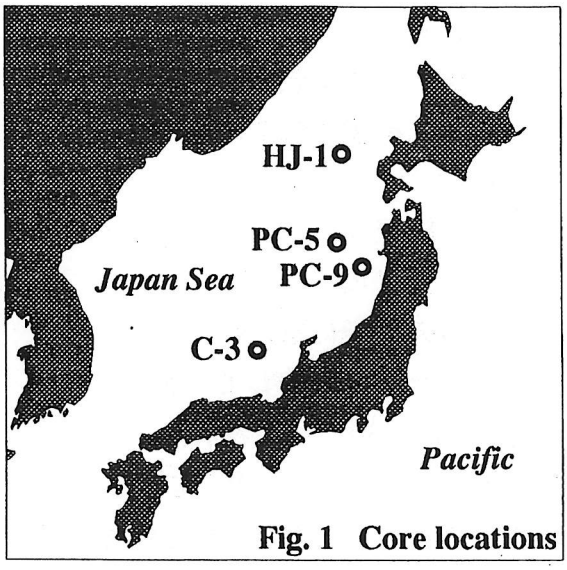


Fig. 1 Core locations

それぞれのコアには広域テフラや暗色層と呼ばれる細互層の発達する層準が認められた．暗色層は日本海の広い範囲で同時期に発達することが知られており（Tada et al., 1992；中嶋ほか，1996），その形成年代も明らかにされている（大場ほか，1995；中嶋ほか，1996）．そのため，暗色層は広域テフラとともに時間軸の指標となり得る．そこで，本研究ではYounger Dryas期相当層準の上下に当たるTL-1(99ka)とTL-2の最上部(14.5ka)を各コアと対比して堆積年代を推定した．

【結果と考察】

最終氷期の日本海には，約14,000年前までの表層低塩分環境の後，約10,000年前までは津軽海峡から親潮が流入していたとされている（Oba et al., 1991；大場ほか，1995）．コアの放散虫群集を検討した結果，約13,000～12,000年前には日本海の全域で*Stylochlamydium venustum*が優占していたことが判明した（Fig. 2）．本種は親潮域の表層水を代表する種であり（板木ほか，1997，古生物学会講演要旨），この優占は親潮表層水に類似した水塊が日本海の広い地域に分布していたことを示している．その直後のYounger Dryas期に相当する約11,000～10,000年前の層準では，秋

田沖以北のコアで*S. venustum* が減少し，*Cycladophora davisiana davisiana* が高い頻度で産出するようになる．Younger Dryas期に認められるこのような群集組成は，現在のオホーツク海に広く認められる群集(Ling, 1974; Morley and Hays, 1983)に類似しており，当時の日本海が現在のオホーツク海のような水塊環境であったことを示唆している．

現在のベーリング海では，*S. venustum* は春に主に生産される表層種であり，一方の*C. d. davisiana* は秋に主に生産される中層種である（板木ほか，1997b）．この傾向が氷期の日本海でも同様と仮定すれば，親潮流入からYounger Dryas期における群集の変化は海氷の発達で説明できる．すなわち，*S. venustum* は冬から春に発達する海氷の影響を受けてその生産が抑制されてしまうと考えられる．しかし，*C. d. davisiana* は秋に生産される中層種であるために季節的な海氷の影響は受けず，相対的に増加する可能性がある．つまり，Younger Dryas期に秋田沖以北で認められた*C. d. davisiana* の高い産出頻度は，この時期の寒冷化に伴って発達した季節的な海氷の影響を受けたものと考えられる．

コアPC-5とPC-9は比較的に近い地点から採取されているが，水深がそれぞれ約2900mと800mで異なる水深に位置する．Younger Dryas期においてコアPC-5とPC-9における*C. d. davisiana* の頻度は，前者が約80%で後者が40%であり，その差は約2倍である．このように水深が浅いコアでその値が小さいのは，本種が800m以深に主に生息していたためである．

オホーツク海の*C. d. davisiana* は，海氷が発達した際に中層に形成される”オホーツク海遷移水”中に特徴的に生息している（板木ほか，1997，古生物学会講演要旨）．コアPC-5やHJ-1などの深海域から採取されたコアに認められるYounger Dryas期の*C. d. davisiana* の顕著な多産は，この”オホーツク海遷移水に似た水塊”が当時の日本海深層に存在していたことを示している．また，Younger Dryas期前後の本種の貧産出は”オホーツク海遷移水に似た水塊”の減少を示しており，この水塊を形成すると思われる海氷の分布が縮小していたことを示唆している．

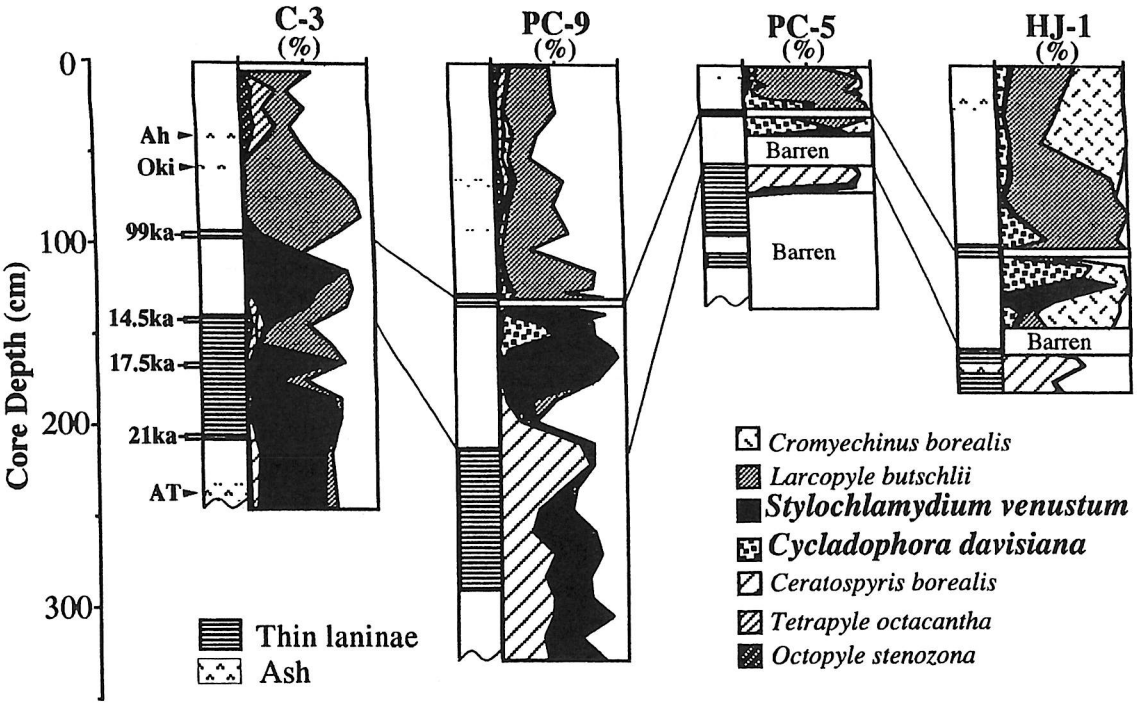


Fig. 2 Radiolarian assemblages in sediment cores from the Japan Sea

O-28 佐渡加茂湖の化石珪藻相と古環境

小林巖雄・Van Lap Nguyen・立石雅昭（新潟大）・鴨井幸彦（株興和）
Iwao KOBAYASHI・Van Lap NGUYEN・Masaaki TATEISHI(Niigata Univ.)・Yukihiko KAMOI(KOWA Co.Ltd.): Fossil Diatom Flora and paleoenvironment of Lake Kamo, Sado Island, Central Japan

佐渡島国中平野の北部，両津市に位置する加茂湖は日本海側における重要な海跡湖の一つとしてあげられる．この湖の変遷史はこれまでにも珪藻化石等を用いて論じられてきた（Sato and Kumano,1985, 1986；松木ほか，1987；小林ほか，1993；Nguyen and Kobayashi,1997）．最近，湖底あるいは沿岸部の地質調査がすすみ，また微化石分析等新しい知見がもたらされつつあることから，加茂湖の発達史にまつわる成果，とくに珪藻化石分析結果と加茂湖の変遷史にかかわる点を報告する．

今回分析を実施した湖底のコアーは湖のほぼ中央で掘削され，その掘削深度は54.19mである．Fig.1は地質柱状及びその岩相層序区

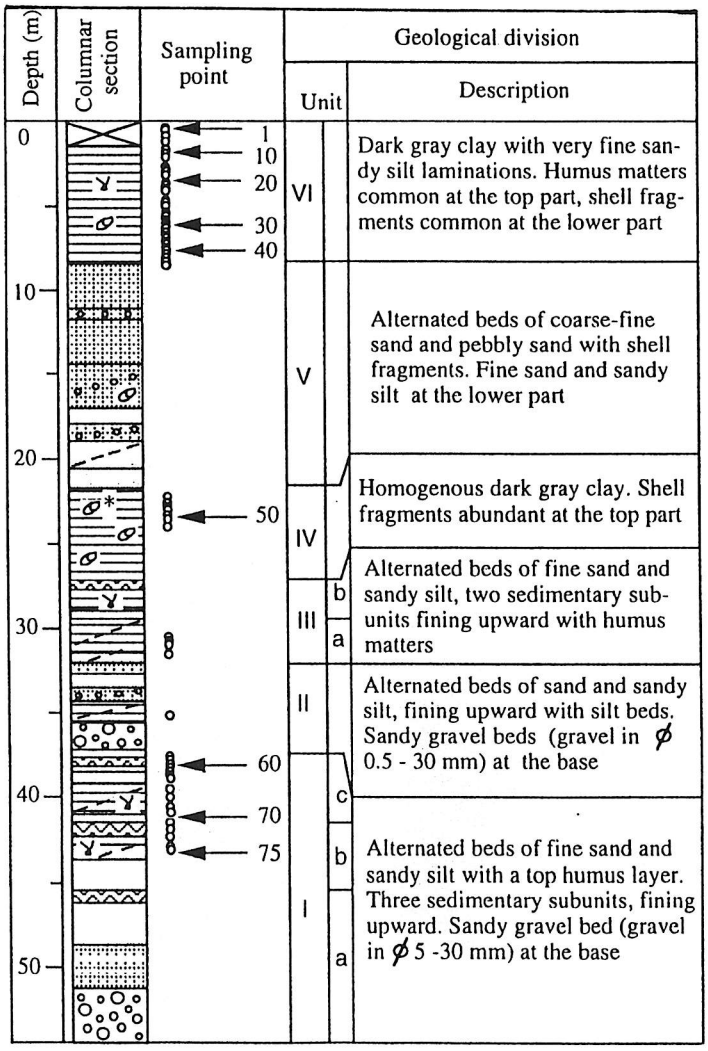


Fig. 1. Geological column and sampling points of boring core KM-11.
1. Clay, 2. Silt, 3. Fine sand, 4. Medium-coarse sand, 5. Gravel, 6. Peat,7. Plant fragment, 8. Shell fragment, 9. Akahoya tephra.

分（Ⅰ～Ⅵ）を示したほか，分析試料採取層準を記した．本坑井では更新／完新世の境界が深度40m前後と推定される．珪藻の棲息環境の違いに注目して，層位的にA～Gの珪藻区分が設けられ，さらに各区分に対応する岩相と合わせて堆積環境が推定された（Fig.2）．完新世の海水準上昇に伴う入り江，湾の形成，そして砂州の発達，潟への移行，汽水・淡水湖の成立など，海跡湖の古環境変遷史が解読される．

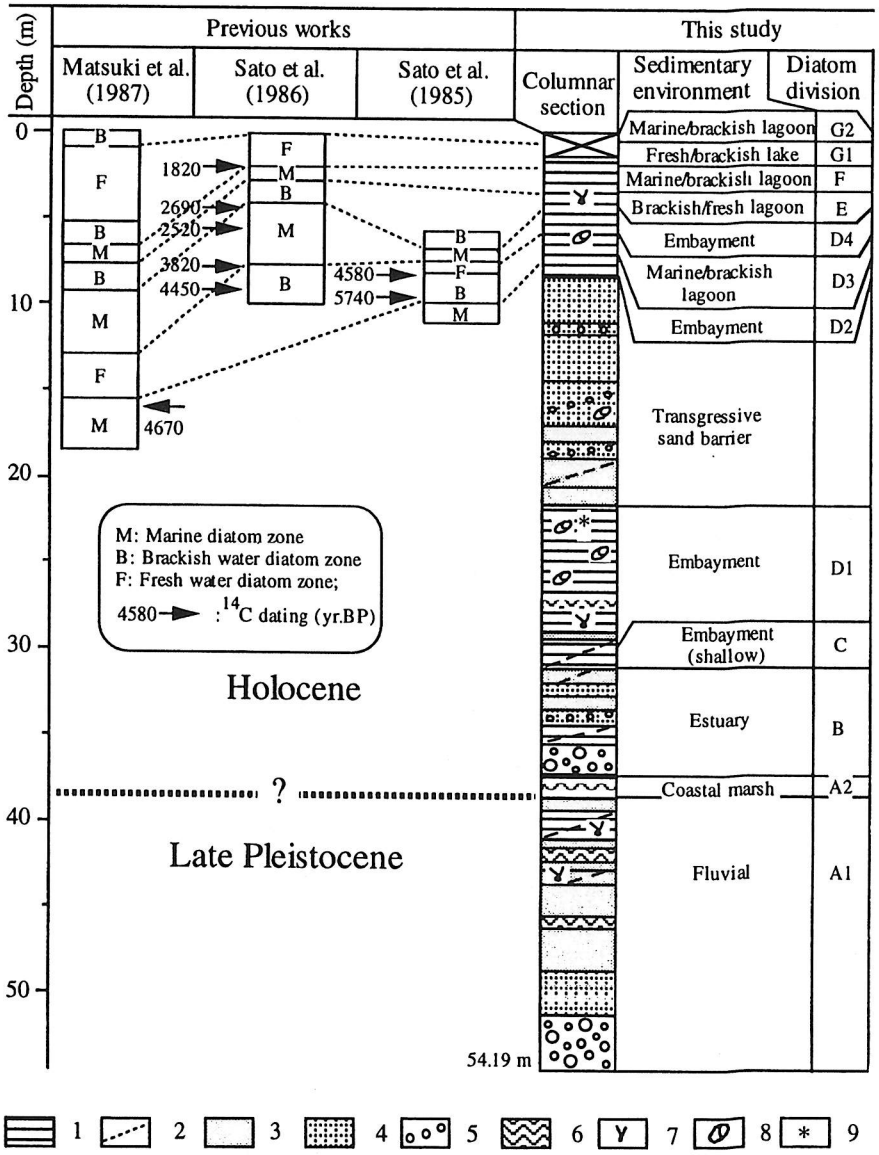


Fig. 2 Correlation data of previous works and boring core KM-11.
1. Clay, 2. Silt, 3. Fine sand, 4. Medium - coarse sand, 5. Gravel,
6. Peat, 7. Plant fragment, 8. Shell fragment., 9. Akahoya tephra.

O-29 珪藻分析に基づく過去約１５０年間の琵琶湖環境変遷史

森川美幸・吉川周作（大阪市立大学）・後藤敏一（近畿大学）

Miyuki MORIKAWA , Shusaku YOSHIKAWA and Toshikazu GOTOH; Environmental change during the last 150 years, based on the diatom analysis in the bottom sediments of Lake Biwa

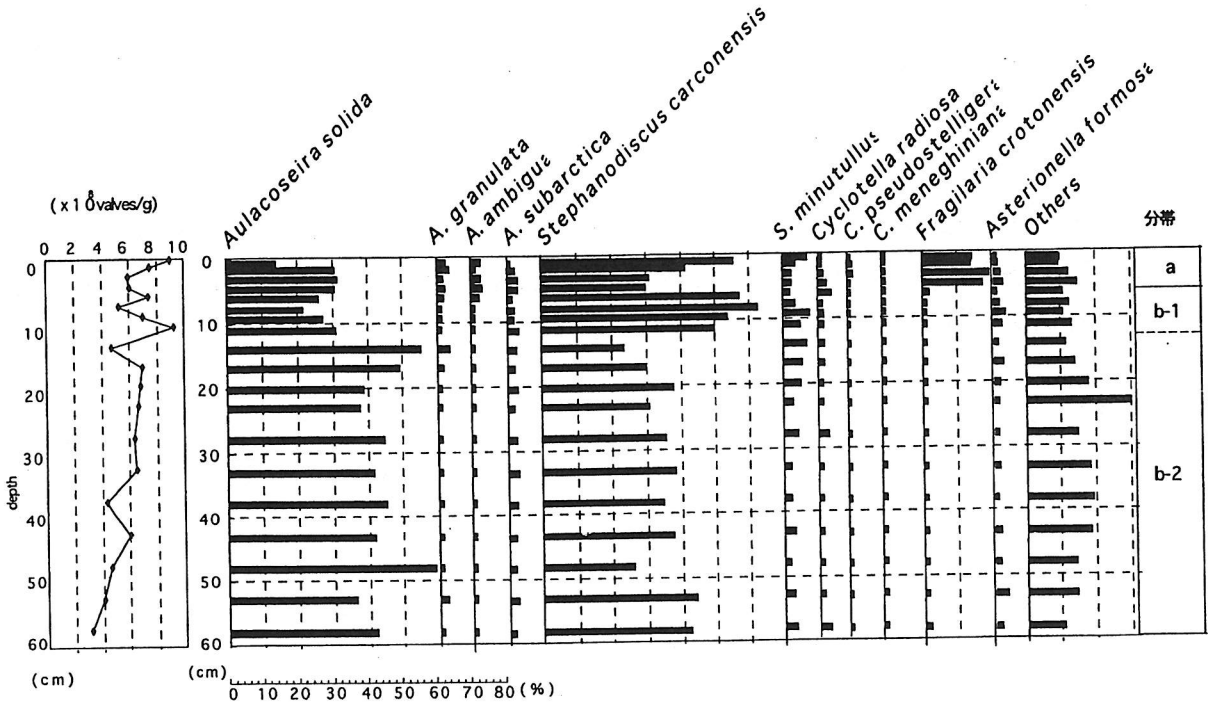
1960年代からの琵琶湖周辺地域の急激な工業化に対応して，琵琶湖の水質が悪化し，富栄養化が進行した．その後，1970年に法規化された水質汚濁規制が実施され，さらに1980年には「琵琶湖富栄養化防止条例」が制定された．しかし，琵琶湖の富栄養化現象を示すものとして，淡水赤潮は1977年からほぼ毎年，アオコは南湖で1983年から毎年，北湖では1994年に発生しており，水質変化に伴い生態系も大きく変化している．

今回，富栄養化が進行する以前から現在に至るまでの，琵琶湖の水域環境の変遷を復元するために，北湖２地点の湖底堆積物を用いて，珪藻分析を行った．その結果，珪藻の群集組成変化において多少の相違はあるが，両地点のコア試料(C10,C8 コア）とも下部では準固有種の *Aulacoseira solida*（貧栄養種）と *Stephanodiscus carsonensis*（var.*pusilla* を含む）の２種が 70%以上を占め，また，上部では富～中栄養種である *Fragilaria crotonensis* が出現し始め，10%前後を占めることが判明した．

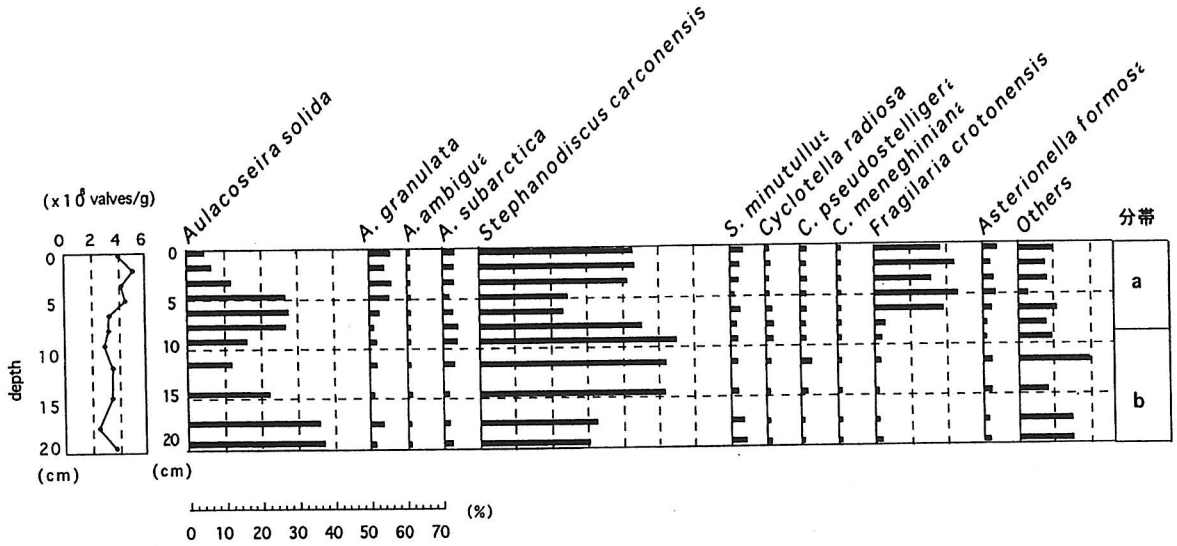
現生の植物プランクトン調査の珪藻のデータと，今回の珪藻の群集組成変化を比較するとよく対応しており，このデータから，*F. crotonensis* が出現，繁殖し始めた層準，第１優占種が *A. solida* から *S. carconensis* に入れ替わった層準にそれぞれの年代を当てはめることができる．

また水銀測定から，堆積物中の水銀含有量の急激に増加する層準に，水銀系農薬が大量に使用され始めたおよその年代を当てはめることができる．

これらのデータから，両コアの堆積速度，堆積年代を換算した．その結果，1970年代中頃までの琵琶湖は，準固有種の２種が優占する，貧栄養の落ち着いた時期であったと思われる．その後，富栄養，あるいは富～中栄養で，好アルカリ性の種が出現し，琵琶湖北湖の富栄養化，水域環境の変化が，群集組成の変化として顕在化したといえる．また，*A. solida* は近年大幅に減少している．これは，生息環境の変化，他種の繁殖により，住み難い水域環境となってきたためと思われる．しかし，他の富栄養種，あるいは富～中栄養種の組成率に増加傾向は見られないことから，水質の富栄養化により生態系もこれに伴って変化したが，水質汚濁規制の実施，琵琶湖富栄養化防止条例の制定により，水質の富栄養化にある程度歯止めがかかり，生態系もその状態を維持しているものと考えられる．



Ｃ１０コアの珪藻群集組成



Ｃ８コアの珪藻群集組成

O-30 三陸沖海底コアの珪藻化石群集から復元する過去90,000年の北西太平洋縁辺域

嶋田智恵子・山根雅之・長谷川四郎（北海道大・院・地球環境）
SHIMADA Chieko, YAMANE Masayuki, and HASEGAWA Shiro ;
Paleoceanographic reconstruction of the Northwestern Pacific margin for the last 90,000 years using diatom fossil flora in the submarine core recovered off Sanriku.

【はじめに】

現在の三陸沖では，黒潮と親潮のフロントから派生する暖・冷水塊が複雑に分布することにより特異な混合水域が形成されている(例えば Kawai,1972)．親潮の異常南下など，この海域の水塊分布の変動は大気の大循環と密接に連動している可能性が高く(関根・鈴木,1991)，海底堆積物には地質時代のグローバルな気候変動史が記録されていることが期待される．このような意義が認められながらも，上部第四系に関しては良質な試料の採取が阻まれてきたため古海洋学的研究の例は乏しく，数千年オーダーの高分解能を持つ検討は課題として残されてきた．動物プランクトンの場合と異なり，浮遊性珪藻類の鉛直分布は光合成の必要から透光帯に限定されるため，珪藻の群集解析は表層海況について質の高い情報を提供する．そこで東京大学海洋研究所白鳳丸がKH94-3 次航海において採取されたピストンコア LM-8 について，珪藻化石群集を用いた精度の高い微古生物学的検討を行い，最近 9 万年の地球規模の環境変動を復元することを試みた．

【試料および手法】

LM-8（38° 53.46′N，143° 22.19′E，水深 2353 m，コア長 788 cm ）は，表層に酸化層を認める暗緑灰色の半遠洋性粘土から構成される．山根(1996MS）は，底生有孔虫 *Uvigerina senticosa* の $\delta^{18}O$ カーブを外洋域における標準的な $\delta^{18}O$ カーブ（Martinson *et al.*, 1987）と対比して本試料の地質年代を算出し，試料基底部を概ね90ka(Stage5a)と見積もった．珪藻化石分析に際しては，Schrader (1974)の処理方法に準拠して約 5cm 毎(123 層準)に定量スライドを作成し，300 殻以上の算定にもとづき各種の頻度分布を得た．そして Q モード主成分分析を施して群集の動向を追跡した．

【結果および考察】

主成分分析の結果，累積寄与率が 82.7%に達する 4 つの主成分が認識された(Fig.)．第 1 主成分は海氷もしくは高緯度沿岸水に多産する *Nitzschia grunowii*, *Thalassiosira gravida* などの海氷指標種群から構成され，オホーツク海沿岸表層水または氷縁の環境要素を強く反映すると考えられる．第 2 主成分は，*Merosira albicans* のほかは第 1 主成分と共通する種構成である．*Merosira albicans* の生態は明らかではないが，必ずしも厳密には第 1 主 成分の主要構成種とは挙動が一致せず，頻度の増大する時期が

相対的な寒冷期に当たる．第 3 主成分は，*Neodenticula seminae*，*Odontella aurita* なおよび温暖種から構成されることから，水塊混合を反映する成分であると判断される．また第 4 主成分は *Actinocyclus curvatulus* などの外洋性種群で構成される．

酸素同位体比の Stage 5a(90-75ka)では第 1 主成分のほかに第 3 主成分の因子負荷量の値がやや大きいことから，黒潮系水の北上とともに弱い混合水域が発達していた．Stage 3(58-25ka)においては珪藻殻数の増大と第 1，2 主成分で代表される海氷指標種の卓越が見られることと殻数の増加が特徴である．これはオホーツク水の影響が著しく強まって高い生産性を有する氷縁が三陸沖まで南進した，つまり氷期と間氷期の間で親潮への起源水の供給様式がスイッチした可能性を示す．そして間氷期と氷期(Stage 3)の群集組成の激変は，高生産性をもたらすメカニズムも異なっていたことを支持する．また，最終氷期においてオホーツク海の海氷を太平洋に駆動するメカニズムの 1 つとして，現在に比較してより北からの風系をもたらす蛇行型の偏西風波動パターンの定常化が示唆される．Stage 4(75-58ka)および 2(25-11ka)では殻数の激減より生産性の低下が考えられるが，厳しい寒冷化によっておそらくオホーツク海における海氷の生産または太平洋側への流出の様式に何らかの変化があった．そして Stage 1(11ka 以後)の完新世には，再び現在のような複雑な混合水域が形成された．

親潮の形成にはオホーツク海が大きく関わっている(大谷,1989)が，本研究でもこの海域が氷期において三陸沖へ少なからず影響を及ぼしていることが予想された．

オホーツク海のような氷縁海は．おそらく地質時代にも気候変動に極めて鋭敏に応答してきた．親潮域およびオホーツク海両海域の海底堆積物の分析は，地球環境の未来予測に際して極めて有効な情報源になると思われる．

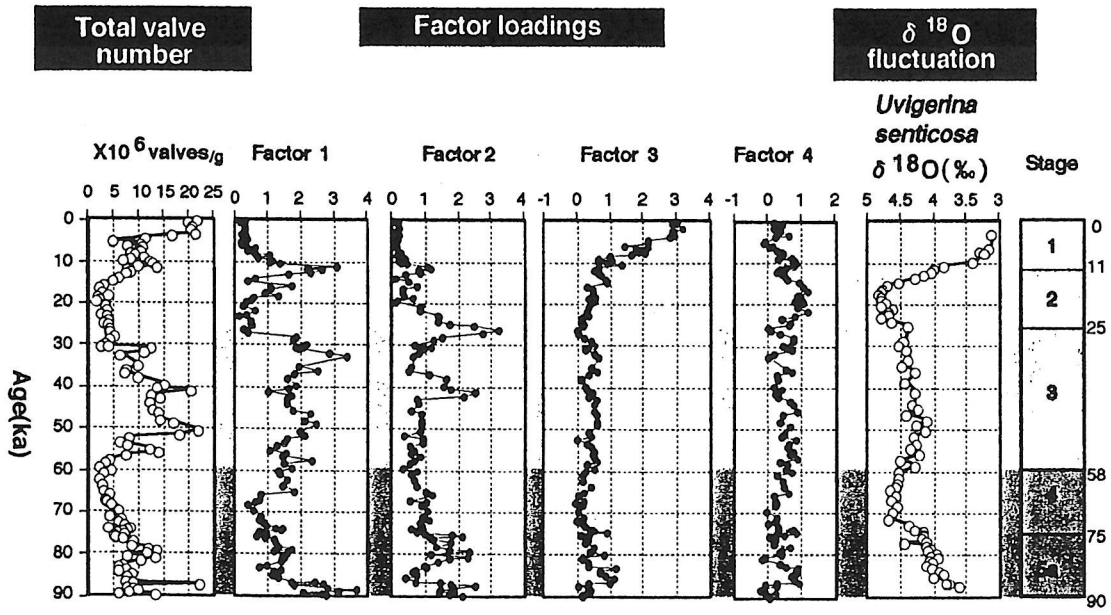


Fig.Temporal variations of total valve number,factor loadings,and oxygen stable isotope ratio. Note that distinctive assemblages dominated during stage 3 and 1 respectively.

O-31 北海道南西部における最終氷期末期の材化石群集

川村弥生・紀藤典夫（北海道教育大学函館校）

Yayoi KAWAMURA and Norio KITO ; Wood fossil assemblages of the Late Gracial period in Southwestern Hokkaido, Japan

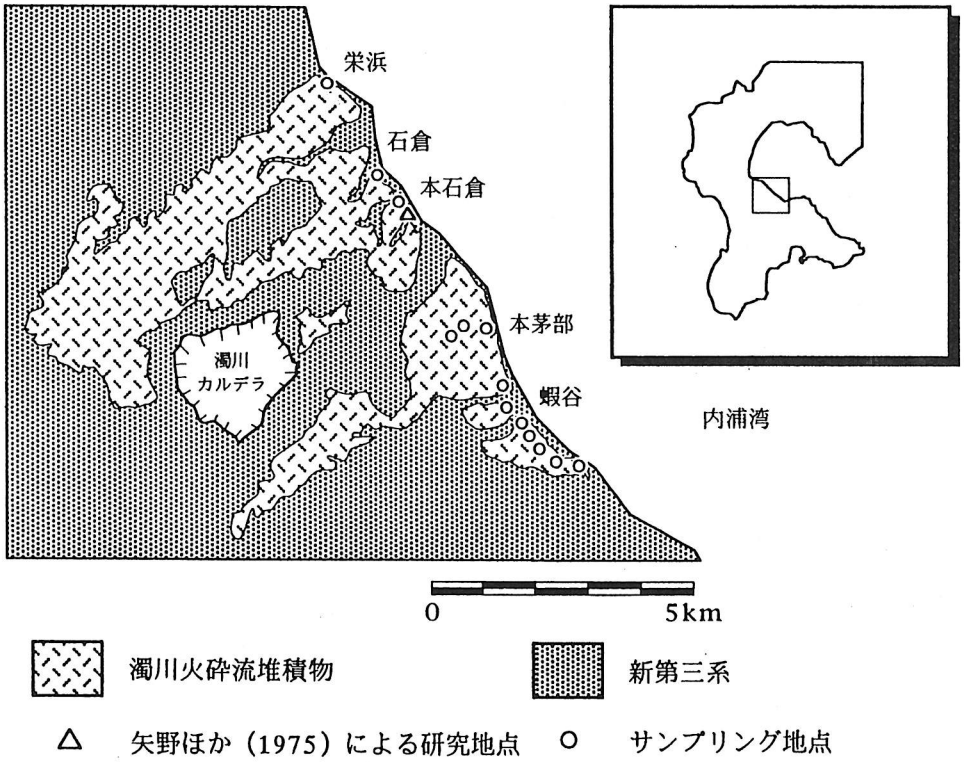
最終氷期の植生は，これまで主に多くの花粉分析の研究によって明らかにされてきた．しかしながら，花粉分析は，花粉生産量の少ない植物の検出が難しいことや花粉産出率と植物の存在量が一致するとは限らないことなどから，これだけでは十分に植生を復元することはできない．本研究では，材化石群集の分析から，北海道南西部の森町濁川周辺における最終氷期末期の森林組成を復元することを目的とした．

調査地点は，濁川盆地の北東から東方約5km付近である．サンプリング地点は，本石倉，石倉，栄浜，本茅部周辺の3地点および蝦谷周辺の7地点である．調査地周辺は，濁川テフラ（Ng ; 12000y.B.P.)に覆われており，火砕流・火砕サージ堆積物（Ng-c，b，a）直下からは豊富に材化石（根株や立ち株を含む）を産出する．また，火砕流堆積物中にはしばしば炭化材が含まれる．調査地域の層序は下位から，黒松内層，段丘堆積物，駒ヶ岳i火山灰（Ko-i ; 32000y.B.P.），シルト～粘土層，駒ヶ岳h火山灰（Ko-h ; 17000y.B.P.），黒色腐植土，Ng-c，b，aである．材化石が産出した地点のうち，露出の良好な本石倉では，根材と幹・枝材を区別して採取するとともに露頭（標高10m）の詳細なスケッチを行った．採取した材化石は徒手法でプレパラートを作成し，光学顕微鏡で鑑定を行った．また，炭化材は走査電子顕微鏡で写真撮影を行い鑑定した．

材化石は，合計13地点から105点の材化石が得られ，現在までのところ98点（うち炭化材9点）の鑑定を終えた．いずれの地点からもモミ属が最も多く産出し（計66点），次いでトウヒ属（21点），カラマツ属（3点），カバノキ属（2点），ハンノキ属（1点），不明（5点）を伴っていた．矢野ほか（1975）は，本調査地域内の同一層準からトドマツの鱗片を見いだしており，今回採取されたモミ属はトドマツであると考えられる．また，最終氷期の道内各地から産出するカラマツ属はグイマ

ツであることが知られており（矢野ほか，1970），今回採取されたカラマツ属はグイマツであると考えられる．火砕流堆積物内から産出した炭化材（モミ属3点，トウヒ属6点）は，立木の状態で残っていた1点（モミ属）を除いて現地性であるとはいえないが，火砕流堆積物分布域内の比較的近い場所から運搬されてきたと推察される．矢野ほか（1975）が見いだしたツガ属は今回の調査では認められなかった．

これらの結果から，濁川盆地周辺の最終氷期末期の植生はモミ属を主とし，トウヒ属，カラマツ属，カバノキ属，ハンノキ属を伴う植生が成立していたと考えられる．矢野ほか（1975）の分析による花粉組成は，本研究で得られた材化石の産出頻度と調和的な結果を示す．最終氷期最盛期から末期までの北海道における花粉組成は，ほとんどの地点でトウヒ属＞モミ属であることが知られている．花粉分析の結果は，湿原周辺に生育していたエゾマツやアカエゾマツの影響が大きかった可能性もある．北海道内ではトドマツは冷温帯から亜寒帯に分布するが，針広混交林帯から亜寒帯下部に卓越し，それより寒冷な地域ではトウヒ属が卓越する場合が多い．本調査地域のモミ属が卓越する植生は，最終氷期末期の寒冷化がやわらいだ気候に対応した植生である可能性がある．



濁川火砕流堆積物の分布範囲およびサンプリング地点

濁川火砕流堆積物の分布範囲は，松下・鈴木・高橋（1973）による．

O-32　東北タイにおける最終氷期の河成作用

田村俊和（東北大）

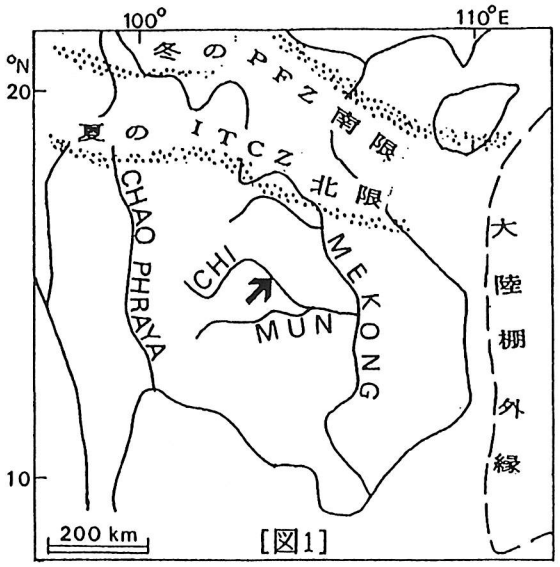
Toshikazu TAMURA : Late Pleistocene Fluvial Processes in Northeast Thailand
－Glacial Aridity or Humidity in Inland Southeast Asia－

［序論］ 東南アジアにおいても，他の熱帯諸地域と同様，最終氷期には現在より乾燥した気候が卓越していたと考えられるようになってきている（Verstappen, 1975 ; 田村，1995 など）．インドシナ半島中央部に位置する東北タイ（図1）は，おそらく流域の起伏量や岩質等の制約で河成作用があまり活発でないが（田村，1997），その南部にあるムン川沿岸の低地で，最上部が38-20kaの^{14}C年代を示す有機物まじり砂層を覆って風成砂が広く堆積していることを根拠に，最終氷期最盛期ころは乾燥していたと指摘されている（Löffler et al., 1984）．

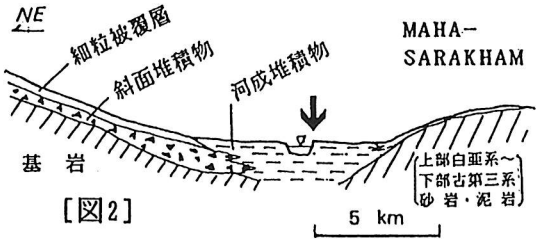
［記載］ 東北タイ中部，マハサラカン付近のチー川南岸（図2）での観察（Tamura, 1992 および本報告）および挟在される腐植質土層の^{14}C年代測定によると，15kaころ以後現在まで粘土-シルトなど細粒物質が主として堆積している低地に，20kaころには砂が大量に運び込まれ，クロスラミナを作って堆積していたことが明らかになった（図3）．このことは，最終氷期最盛期あるいはその直前に，現在より掃流作用が活発であったことを物語る．その原因として，当時，流速（したがって流量）が，少なくとも季節的に現在より大であったことが考えられる．

［議論］ この地域では，熱帯間収束帯（ITCZ）の接近により，現在 5月下旬から10月初めころにかけて 数百mm～1,000mm余りの降雨（年雨量の70-85%）がある．ITCZの現在の北上限界は，ちょうど東北タイ北端部から北タイ北部あたりにかけてらしい（高橋，1993)(図1)．最終氷期にはITCZはもっと南で留まっていたという考えが一般的で，そうするとそれによる多雨は期待しにくい．また，当時はスンダ陸棚からタイランド湾一帯が広く陸化していたので，その影響でインドシナ半島内陸部は（夏季に）乾燥したという考えもある（たとえば Verstappen, 1975; Löffler et al., 1984 など）．とすると，上で指摘した（季節的）大流量を出現させた降雨は，現在は雲南の南端あたりに留まっている冬季の寒帯前線（PFZ)(Yoshino, 1984)(図1）が，最終氷期（の最盛期直前?）にはインドシナ半島中部まで南下してもたらしたもの ということも考えられる．

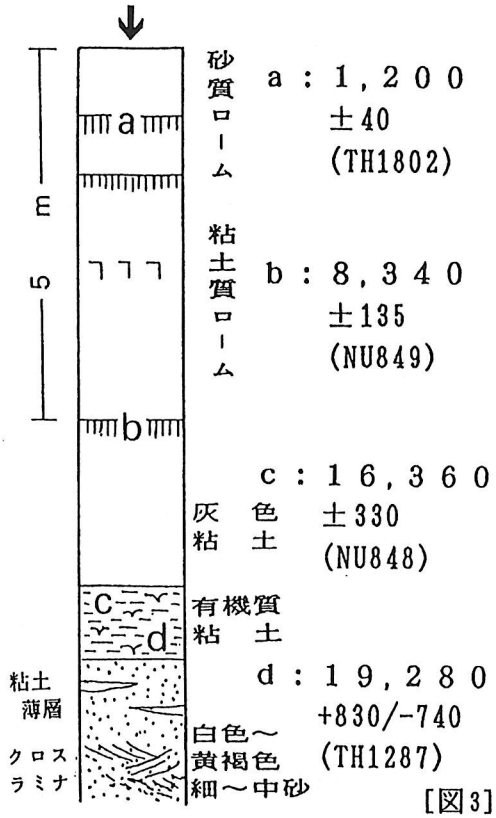
［結論］ いずれにせよ，インドシナ半島内陸部一帯が最終氷期に全面的に乾燥化したとみるのは問題があり，季節変化様式の長期変化を考慮に入れる必要がある．



[図1]



[図2]



[図3]

文　献

Löffler, E., Thompson, W.P., and Liengsakul, Montri. 1984. Quaternary geomorphological development of the lower Mun River basin, Northeast Thailand. Catena, 11, 321-330.

高橋日出男. 1993. タイにおける降水分布の季節推移ならびに日降水量と風系との対応について（作業報告）（未公表）.

Tamura, T. 1992. Landform development and related environmental changes in the Chi River basin, Northeast Thailand. Science Reports Tohoku Univ. 7th Ser. (Geography), 42, 107-127.

田村俊和. 1995. 熱帯アジアの古環境図作成に向けて－タイを例に－. 門村　浩(編)湿潤熱帯における過去2万年間の環境変動－データベース・古環境図作成による比較研究－, 72-76.

田村俊和. 1997. 東北タイの地形－乾湿の交替する熱帯の砂質岩従順地形－. 貝塚爽平(編)世界の地形, 東京大学出版会, 321-333.

Verstappen, H. Th. 1975. On paleo climates and landform development in Malesia. Modern Quaternary Research in Southeast Asia, 1, 3-35.

Yoshino, M.M. 1984. Climate and agriculture on the Hainan Island, South China: a preliminary study. Geographical Review of Japan, 57 (Ser. B), 166-182.

O-33 北海道厚岸地方チライカリベツ川低地における過去3000年間の古環境変遷

沢井祐紀・三塩和歌子（九州大）

Yuki Sawai and Wakako Mishio ; Reconstruction of paleoenvironment during the Last 3000 Years at Chiraikaribetsu Lowland , Hokkaido, Northern Japan.

厚岸地方は北海道東部に位置し，この地方にある厚岸湖・別寒辺牛（べかんべうし）湿原はラムサール条約登録湿地として知られている．この別寒辺牛湿原の一部をなすチライカリベツ川低地において，珪藻分析および^{14}C年代測定を用いて古環境の復元を試みた．

試料は掘削調査により得られたオールコアを用い（図1），すべて5㎝間隔で鹿島（1986）に従い珪藻分析を行った．優占して産出した珪藻種の生態は小杉（1988）などを参考し，それにより堆積環境を推測した．

珪藻分析結果から，海成層と淡水成層の境界を明瞭に引くことができた．さらに珪藻群集の変化から，海成層から淡水成層への堆積環境の変化を詳しく見ると，地理的環境が海水～汽水干潟→淡水域と変化していることが読みとれた．この変化は各地点の珪藻分析結果から同様な傾向が見られ，海退によって引き起こされた環境変化であると考えられた．図2は，この分析結果と^{14}C年代測定値から各調査地点間の対比を行ったものである．図2より，本地域における海退期は過去3000年間で3回認められた．

珪藻分析によって決定された海成層の上限高度を，当時の高潮位高度として過去3000年間の垂直変位量を見ると，2600yrs BP頃に－1.2？m，1800yrs BP頃に＋1.6 m，360yrs BP頃に＋0.4 mの旧汀線高度変化が見られた．これらの変化のうち，2600yrs BP頃のものは従来「弥生の小海退」と呼ばれているものに相当する．またそれ以降にみられる変化では，1800yrs BP頃のものが，オホーツク海沿岸地域においてSakaguchi *et. al.*（1985），平井（1987）が報告している，1200～1000yrs BP頃の高海面期に対比される．以上のように，本研究で示された旧汀線高度変化は他地域における海水準変化と対応する点がみられる．

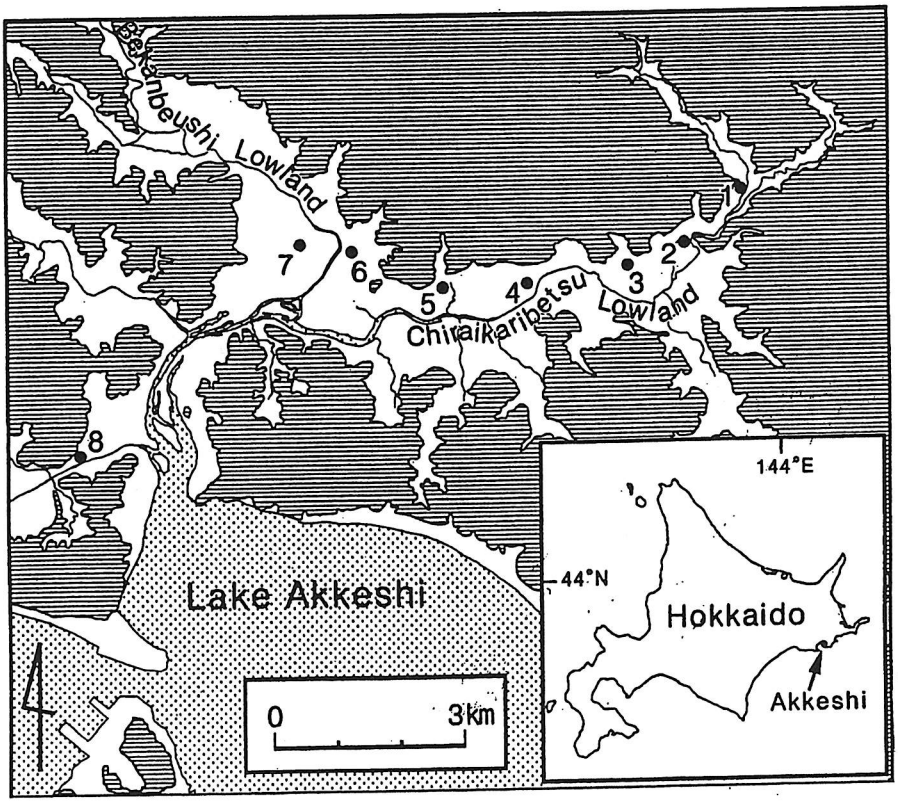


図１：掘削調査地点

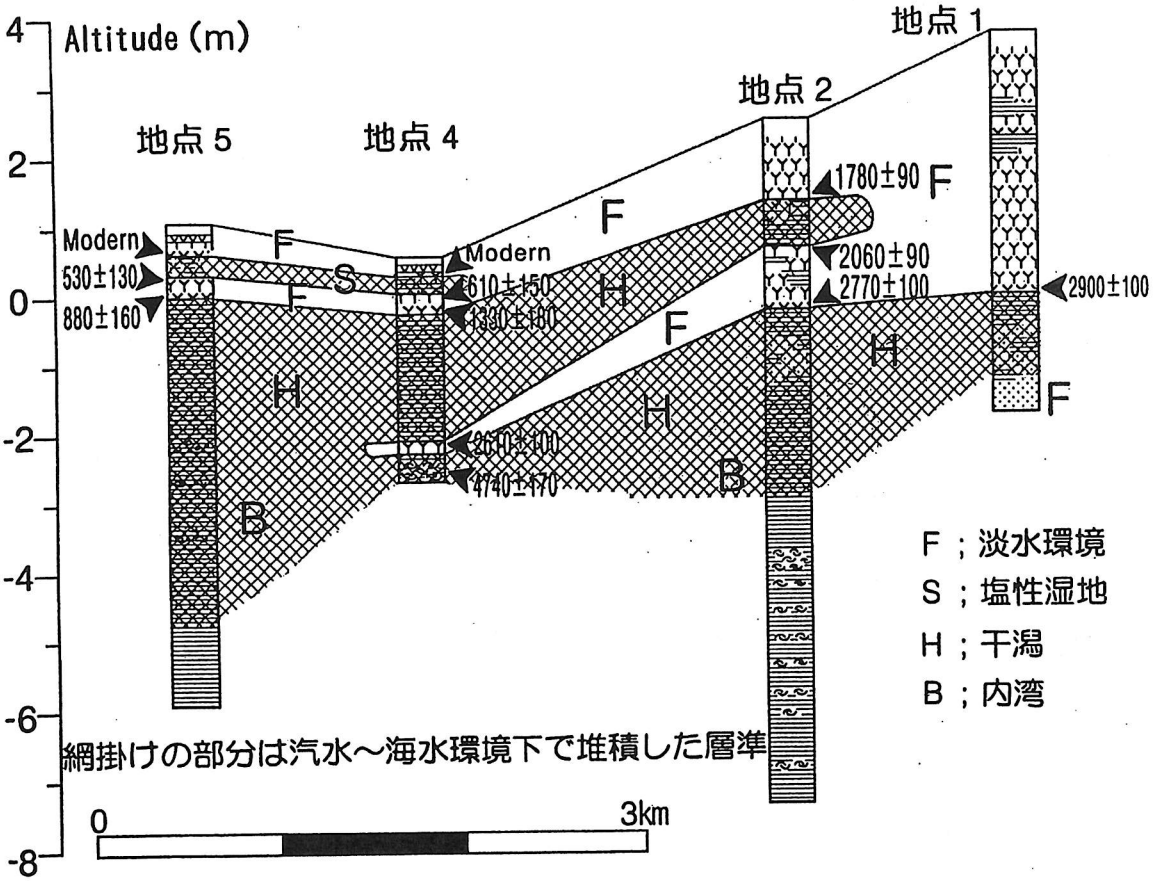


図２：珪藻分析と^{14}C年代測定値による対比

O-34 トルコ中部トゥズ湖周辺における最近２万年間の降水形態の変動
--1995年度及び1996年度湖底堆積物掘削・表層地形調査--

鹿島　薫（九州大）・成瀬敏郎（兵庫教育大）・杉浦弘毅（兵庫教育大）

Kaoru Kashima, Toshiro Naruse and Koki Sugiura; The sequence of rainfall systems during these 20,000 years at the Lake Tuz, Central Turkey -- the Report of the geomorphic surveys in 1995 and 1996--

研究の目的

トルコ中部地域は気候帯では半乾燥気候域に位置する。このような地域では、降水量や気温のわずかな変動が、湖水位の変動、土石流の発生頻度の変動、河川の浸食作用の変動など、地形形成作用に対して大きな影響を及ぼすことが、アフリカ東部などにおける研究から知られている（Street and Grove 、1976、1979)。トルコにおいても、トゥズ湖の南方のコンヤ盆地において、湖水位や土石流の形成過程において、最近２万年間に大きな変動が生じていたことが明らかとされた（Roberts, 1983、1995)。これに対し、トルコ第２の湖であるトゥズ湖湖盆では、Erol教授による概査的研究（Erol,1978）があるのみであり、その詳細な地形環境の変遷については、まだ未調査のままであった。

また、半乾燥地域の気候変動、特にトルコを含む中近東地域の気候変動は、モンスーン活動や中緯度偏西風の推移を強く受けており、その変動が地球全体の気候変動の動向と密接な関係をもっている。地形環境の変動を調査は、この地域の降水量や気温の変動など、気候変動の復元をも可能とするものであり、その結果が地球規模の気候変動の解明の手がかりを与えるものと期待される。

以上、これらの視点に立ち、我々はトゥズ湖南東部地域において、地形調査を開始した（Kashima, *et al.*, in printing）。現在までに、同地域の地形分類図の作成、湖岸低地堆積物のボーリング掘削調査による堆積年代の決定、山麓部の土石流扇状地の形成年代の推定について、成果が得られ、同地域の最近２万年間の降水形態の変動について予察的な知見を得ることができた。

地形環境の変動から推定される過去２万年間の降水形態の変動

トルコ中部トゥズ湖周辺の地形調査より、本地域では過去２万年間に地形環境が大きく変動していたことが明らかとなった。最も大きな変動は、13000～18000年前における湖岸低地の堆積である。このような大規模な堆積作用が生じたことは、活発な土砂の生産・運搬が行われたことを示しており、当時の河川活動が現在よりも活発であった。トゥズ湖の湖水位については、低地北側ではボーリングコア試料中に厚い泥質堆積物がはさまれることからみて、少なくとも現湖面から30m近く上昇していたものと思われる。また、コア試料の珪藻分析や伝導度の分析結果は当時の湖水の塩分が現在よりはるかに小さかった事を示している（Kashima, *et al.*, in printing）。以上のことからみて、更新世末期にあたる13000～18000年前頃、本地域では集中豪雨が多発し、しかも降水量も現在に比べて増加していたことが推定される。

これに対して、完新世では、湖岸低地はむしろ浸食傾向にあり、湖水位も現在ないしはそれ以下のレベルまで低下していた。この時期、降水量は低下し、乾燥化が進んだものと思われる。山麓からの土石流の堆積が、BC5000年頃から活発化することから、その頃から再び集中豪雨の頻度が増加したものと思われるが、それに伴う湖水位の上昇を示す湖岸堆積物はまだ確認されていない。

土石流扇状地の編年から、BC5000より現在までに合計６回の土石流堆積期を設定した。この間においても、それぞれの堆積期の間には、相当期間の土石流休止期が見られ、豪雨頻度など降水形態が周期的に変化したことを示している。ただし、土石流扇状地に現れた降水形態の変動は湖面の変動との関連がまだ未確認であり、どの程度の降水量変動を伴うのかはまだ不明である。

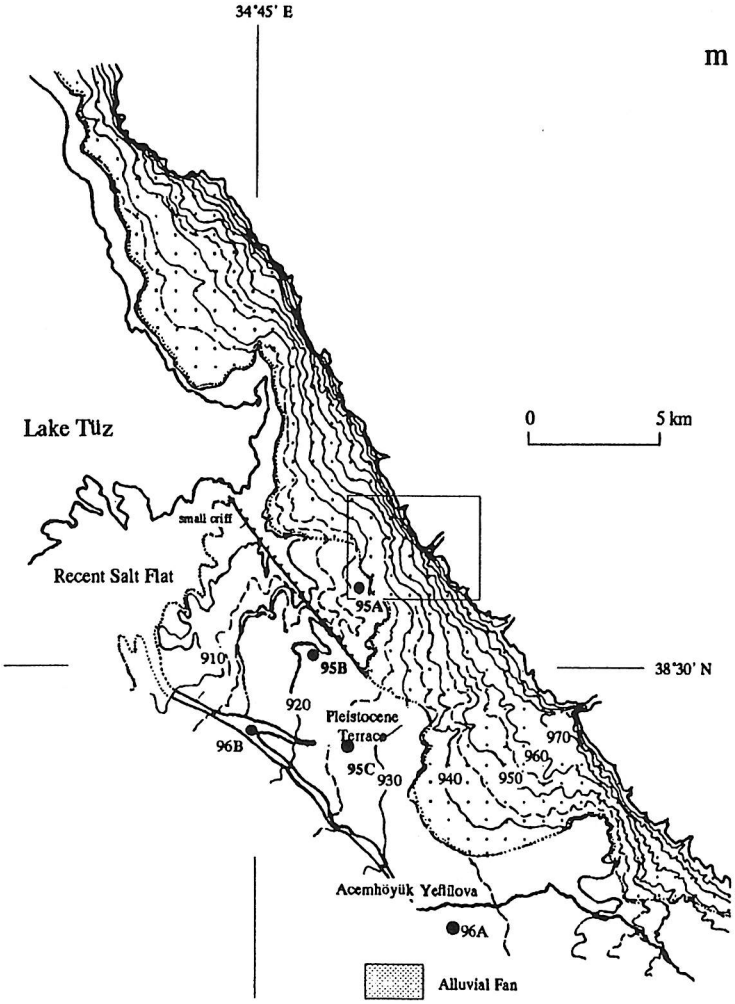


図１　調査地域地形分類図

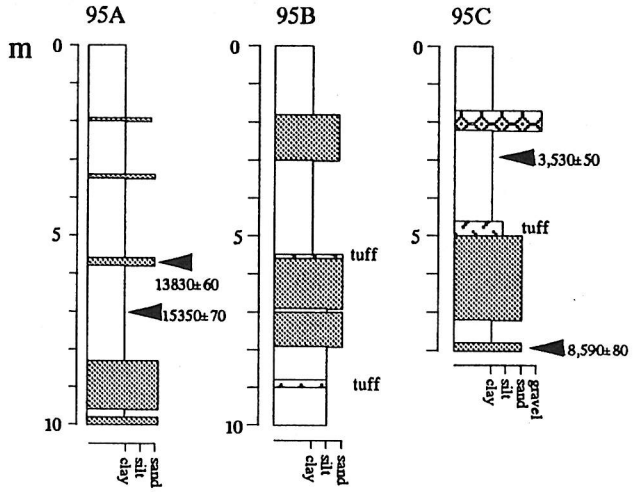


図２ボーリングコア柱状図

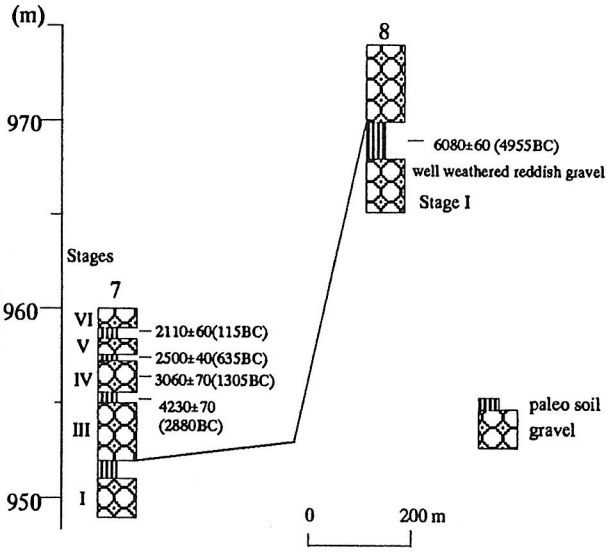


図３　土石流扇状地柱状図（その１）

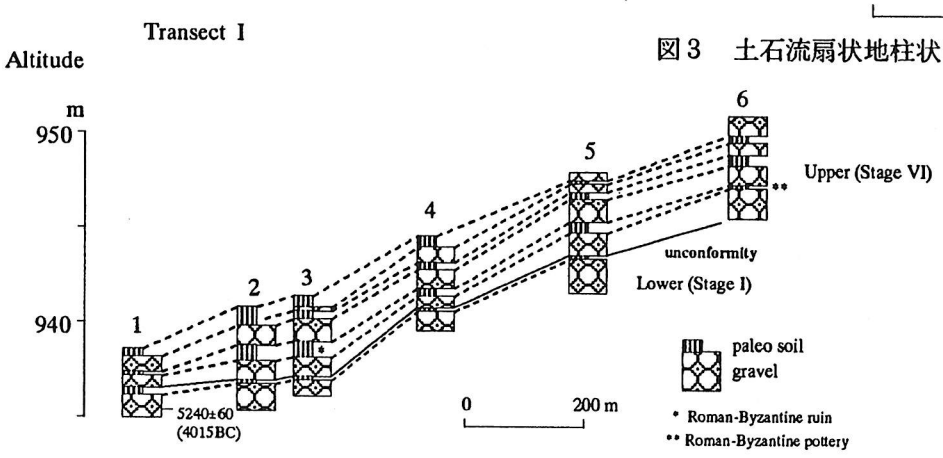


図４　土石流扇状地柱状図（その２）

O-35 珪藻化石分析に基づく中国・太湖の過去１万年の古環境変遷
～1995、1996年度調査を中心に～

村田泰輔（北大・地球環境）・遠藤邦彦・小森次郎・小口俊一（日大・文理）
浜田誠一（北海道地下資源調査所）・兪　立中・鄭　祥民（華東師範大学）
Taisuke MURATA, Kunihiko ENDO, Jiro KOMORI, Toshikazu OGUCHI, Seiichi HAMADA;
Paleoenvironments in TAI-HU lake based on Diatom analyses.

1993年度より太湖の形成史に関する調査及び研究が、中国華東師範大学と日本大学文理学部の共同調査により行われている。これらの結果の一部については、すでに報告（村田ほか、1994：Endo、1996：村田ほか、1996：Endo et al、1997など）を行ってきたが、今回1995年度および1996年度に得られたボーリング・コア試料の分析結果を報告する。

調査地である太湖は、中国上海市の西方約100㎞に位置する南北約70㎞、東西約60㎞、最大水深３m程度のほぼ円形状の巨大な浅い淡水湖である（Fig. 1）。この湖底堆積物より採取されたTa951030-2およびTa961015-3の２本のボーリング・コア試料（Fig. 2）に対し珪藻分析を行った。それぞれのコアの長さはTa951030-2が約250㎝、Ta961015-3が約450㎝で、両コアともに明瞭なラミナ構造が観察され報告されている（小森ほか、1997：濱田ほか、1997）。小森ほか（1997）の報告によれば、両コアともにラミナの層厚や単位深度あたりの頻度に明瞭な層位的変化が認められ、この変化傾向は複数のコアにおいて共通する可能性が示唆された。この堆積構造の変化を伴う環境変化について珪藻分析によって検討した結果を今回報告する。分析試料は両コアともに上部より１㎝ごとに採取し、過酸化水素法により脱有機物処理後、プレパラート化したものを光学顕微鏡用の試料とし、1000倍視野下で同定・計数を行った。

この結果、それぞれのコアにおいて珪藻化石の産出が認められ、海生種、汽水生種、および淡水生種の群集構成比に明らかな変化がみられた。両コア試料の珪藻群集の全体的な変化傾向としては、ほぼ全層序にわたり*Cyclotella*属、*Melosira*属、*Pinnularia*属などの淡水生種が卓越する。Ta961015-3は30㎝以浅から*Actinoptychus*属、*Coscinodisucus*属、*Nitzschia granulata*、*Navicula lyra*などの海生種、*Achnanthes*属や*Cyclotella caspia*などの汽水生種が産出し、さらに210㎝までは汽水生種は産出する。また300㎝以深において海生種、汽水生種の産出が認められた。Ta951030-2では70㎝以浅と250㎝以深から海生種、汽水生種が産出した。これらの産出傾向の変化ははそれぞれのコアの示すラミナの単位深度あたりの頻度分布の変化と、よく対応している（Fig. 3）。

またTa961015-3の80～100㎝の層準において、化石の産出個体数が極めて急激に減少するとともに群集構成の特徴種が陸生珪藻や休眠胞子に代わることが認められた。さらにこの変化に伴い完形殻保存率が低下し、ラミナ構造も不明瞭なものとなっている。この急激な変化はTa951030-2の162～170㎝の層準でも、やや不明瞭ではあるものの認められた。このような変化を伴う層準はこれまでの研究結果からも報告しているが、複数の離れた地点のコア試料から同様な特徴を見いだせることから、この時期に太湖の広い範囲で急激な離水、水位の低下が起こったことを示唆するものと考えられる。このようなイベントは太湖の古環境をより高精度に把握し、復元を行う上で重要であり、今後さらに詳細な検討を続けていく予定である。

Fig.1　太湖とその周域の地理的関係

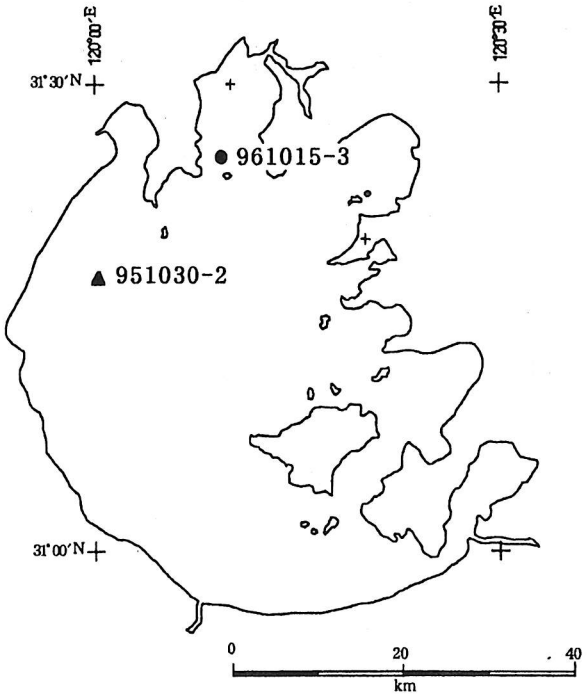


Fig. 2 試料採取地点図

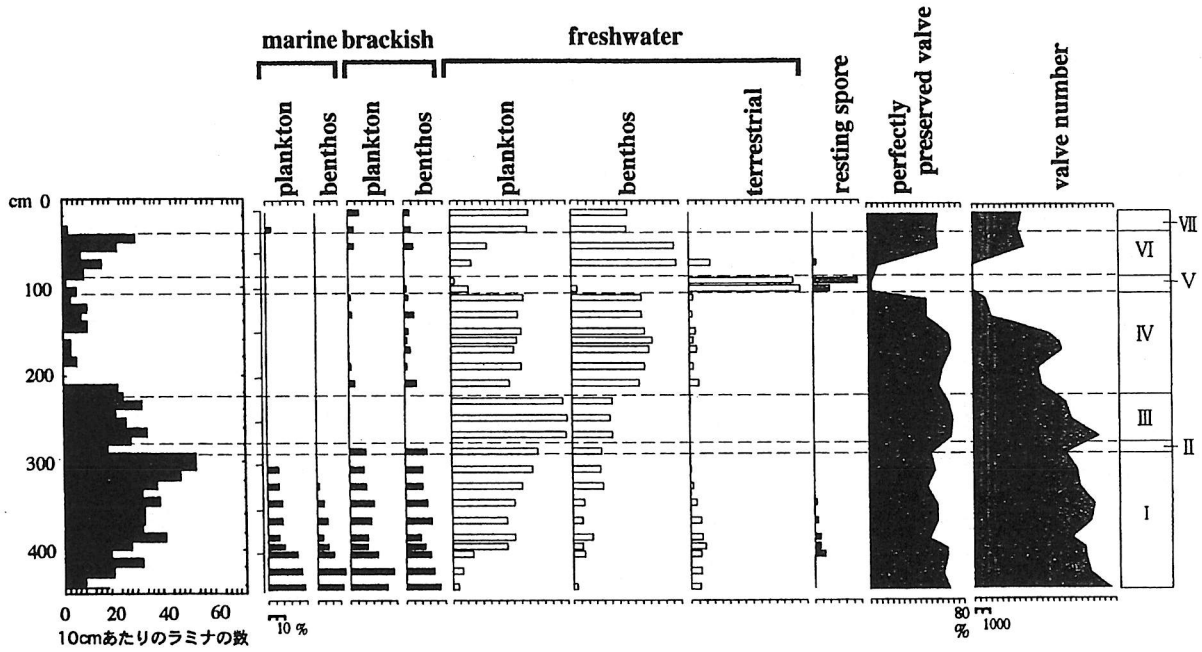


Fig.3 19961015-3コアにおける珪藻化石群集の産出傾向と単位深度あたりのラミナ頻度分布

O-36 地中海深海堆積物で検出された過去450万年間の気候変動とサプロペルの周期性

山田和芳・福沢仁之・増田耕一（都立大・地理）・第161次航海乗船研究者一同

Climatic changes and the cycle of sapropel layers recorded in the deep-sea sediments of the Mediterranean Sea during last 4.5 million years

Kazuyoshi YAMADA, Hitoshi FUKUSAWA , Kooiti MASUDA(Tokyo Metropolitan University) and Leg 161 shipboard scientific party

1.はじめに

1995年に国際深海掘削計画（Ocean Drilling Program）の第161次研究航海が地中海西部で行われ，掘削が974～979の6地点で行われた．今回筆者らはチレニア海の974地点，バレアス諸島東方沖の975地点のコアを使用して，現在進行中のものもあわせて堆積物コアの粘土鉱物のXRD分析，粒度分析および分光測色分析を，また時系列のBlackman-Tukey法によるパワースペクトルおよびクロススペクトル解析を行なった結果を示す．

地中海の深海堆積物は主に有孔虫殻を含む石灰質ナンノプランクトン軟泥から構成され，他に有機物や砕屑性鉱物が含まれている．有機物に極めて富む層準はサプロペルと呼ばれ，今回地中海西部ではじめて確認された．サプロペルの特徴は有機炭素量が非常に多く，底生有孔虫などの微化石がほとんど含まないことおよび遠洋性堆積物中に繰り返して挟在する堆積物であることがあげられる．その繰り返しの周期性はクラスターとのしてのサプロペル層が100ka周期の離心率の極大期に，個々のサプロペル層は23ka，19ka周期の極小期に形成される報告（Hilgen，1991；Lourens *et al.*，1996）がある．この周期性を利用してサプロペルの形成要因を考察した仮説がある（たとえばRossignol-Strick，1982；1985）．しかし，それらは地中海東部や陸上セクションの検討で、西地中海で発見されたものについては皆無の状態である．そこでサプロペルの発達層準の特徴や周期性を検出し西地中海における形成プロセスを考察する必要があると考える．また、地中海海底に供給される陸源性砕屑鉱物は、アフリカ大陸起源とヨーロッパ南部起源のものに大別できる．供給起源を厳密に特定することで、各地域の陸源性物質の諸性質から気候変動の検出をサプロペルの形成プロセスとも関連づけて空間的に把握できることが可能であると考える．

2.陸源性物質からみた地中海周辺地域の気候変動の地域性

974地点と975地点の鉱物組成について検討したところ，陸源性鉱物（風成塵，河川性砕屑鉱物）として粘土鉱物のイライトが認められた．そこで供給域における乾湿変動，ひいてはモンスーン変動の指標となるイライトの量および結晶度の変動を

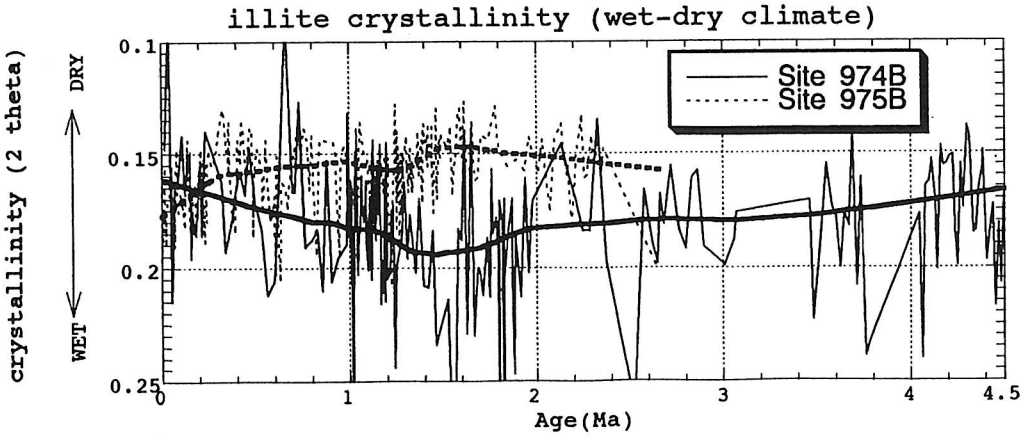
両掘削地点において検討した（図）．その結果，次の３点が明らかになった．1)974地点のイライト量の変動から3.5Ma付近からその量が次第に増加している．2)974地点のイライト結晶度の変動についてみると0.8Ma以降結晶度が良好になっている．3)975地点のイライト結晶度の変動についてみると，1.0Ma付近を境にして良好から不良に転じている．これは，3.5Ma付近より地中海地域の陸地表層で裸地の拡大・縮小の原因となる氷期-間氷期サイクルが確立したことと，アフリカ大陸起源の風成塵の影響を受けている974地点で検出された乾湿変動は，ローヌ川の河川性砕屑鉱物の影響を受けているヨーロッパ南部の975地点の変動の強弱と逆相関している可能性を示唆するものである．

3.サプロペル層の周期性

両掘削地点で認められるサプロペル層の指標となる有機炭素量および明度（L*）のパワースペクトルによる周期解析を行なった結果，ミランコビッチサイクルの100ka，23ka周期が卓越することが明かになった．すなわち，東地中海の海底やシシリー島の陸上セクションから報告されているサプロペル層と同様に，地中海西部で認められたサプロペルの形成にもミランコビッチフォーシングとしての日射量変化の影響が働いている可能性がある．

4.おわりに

地中海西部の深海堆積物に認められたサプロペルに代表される有機物や砕屑鉱物量の変動は地球外力の影響をうけたグローバルな気候変動やモンスーン変動に強く影響されていることが明らかになった．とくに，3.5Ma付近や1.0～0.8Maに大気変動の転換期が存在するが，これは酸素同位体比変動曲線で認められる氷期-間氷期サイクルの転換期と同調的であり，ヒマラヤ／チベット山塊の上昇にともなうヨーロッパ南部における偏西風の流路変化や北アフリカにおける偏東風ジェットの確立と関係している可能性が高い．



図：ODP974Bおよび975B地点における過去450万年間のイライト結晶度変動曲線

O-37 群馬県高崎市における最終氷期末の古植生と古気候

楡井　尊（埼玉県立自然史博物館）

NIREI, Takashi; Paleovegetational and Paleoclimatic Changes of Last Glacial Stage in Takasaki-city, Gunma Prefecture, Central Japan.

群馬県高崎市から前橋市にかけての前橋台地には泥炭層～泥炭質シルト層があり，前橋泥炭層（新井1962）と呼ばれている．前橋泥炭層の層位と古植生古気候に関しては，前橋市総社付近の同層の花粉分析および大型植物遺体の研究（辻ほか1985）がある．高崎市下和田町（図１）の，前橋泥炭層については林（1994）による昆虫化石の報告がある．今回この泥炭層について花粉分析を行い，関東北部における最終氷期末の古植生と古気候について検討した．分析地点の泥炭層は，前橋泥流[YK-8]（22～24Ka）の上位でAs-YP(13～14Ka)下位にあり，As-Kb(20Ka), As-Okp1(17Ka)など数枚の火山灰層を挟在する．^{14}C年代を３層準で測定したところ，おおむね火山灰層の年代と整合的な測定値を得た．このことから泥炭層の堆積年代は，約2.2-2.4万年前から1.3-1.4万年前の約11,000年ないし8,000年間であることになる．

花粉分析の結果を主要な分類群についてダイアグラムに示した（図２）．木本では，*Pinus*(*Haploxylon*), *Picea*, *Tsuga*が高率を占め，*Larix*を伴う．落葉広葉樹では，*Betula*, *Alnus*, *Quercus*(*Lepidobalanus*), *Ulmus-Zelkova*などを伴う．草本ではCyperaceaeが著しく高率で，Gramineae, Carduoideaeが比較的多い．

大局的には，*Pinus*(*Haploxylon*), *Picea*, *Tsuga*, *Larix*からなる針葉樹林が継続的に成立していたと思われる．落葉広葉樹の*Ulmus-Zelkova*は，上位にむかって漸増する傾向があり，*Quercus*(*Lepidobalanus*), *Betula*も最下部を除けば，同様の傾向を示す．このことは古気候の緩やかな温暖化を意味するのであろう．No. 12の火山灰層の直上で，*Betula*, *Quercus*(*Lepidobalanus*), *Ulmus - Zelkova*がいったん減少し，ふたたび増加するが，このことは降灰による影響と思われる．

Myrica gale, *Menyanthes*, *Eriocaulon*などの湿地性植物の連続して出現する層準は少しずつ異なり，堆積地付近の古環境の変化を示唆する．

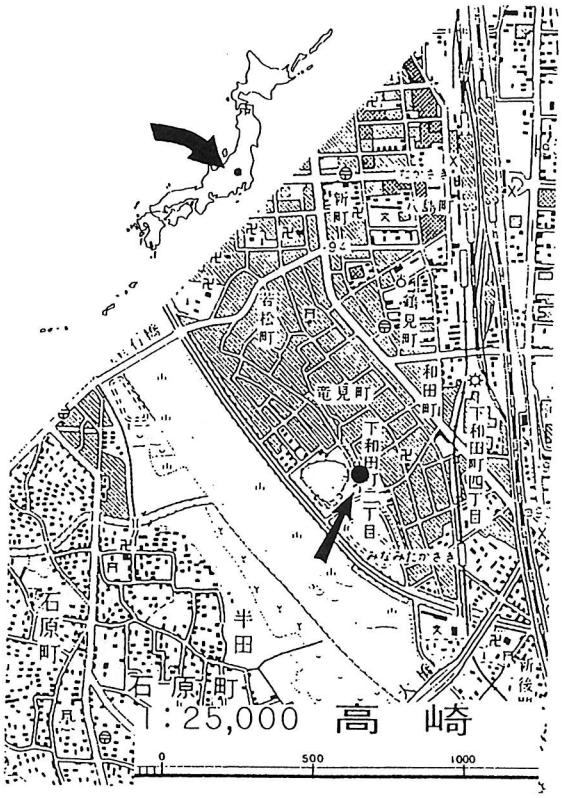


図１．分析試料採取地点

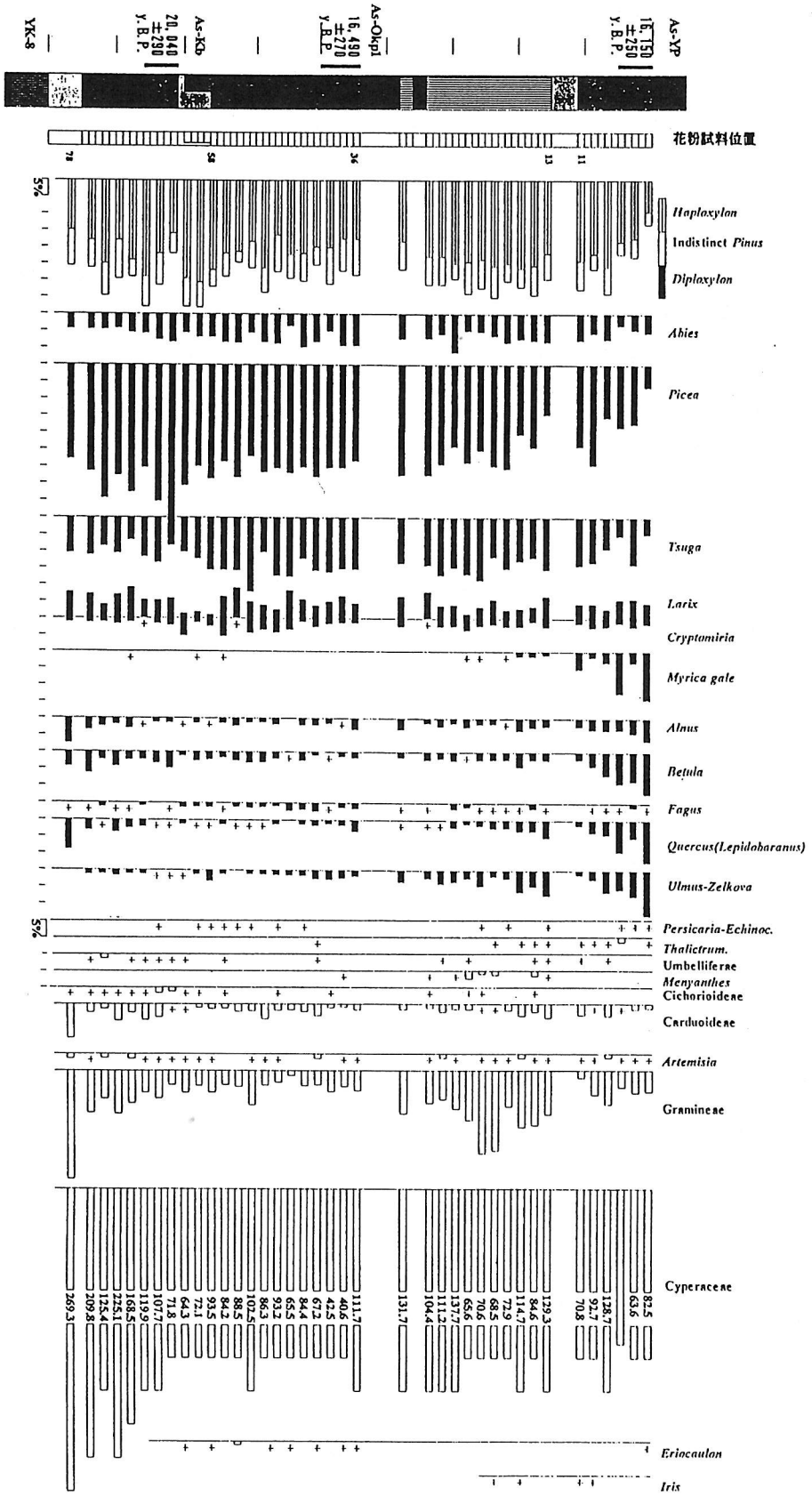


図2．前橋泥炭層（高崎市下和田町）の花粉ダイアグラム

O-38 環オホーツク海地域における最終氷期極相期以降の植生・気候変遷史

五十嵐八枝子（アースサイエンス・株）

Yaeko IGARASHI; Vegetation and climate history in the circum Okhotsk region since the Lastglacial Maximum

環オホーツク海地域の植生は変化に富む。カムチャッカ半島には*Betula*林、マガダン州南部からサハリン北部にはタイガ、サハリン南部から北海道にかけては氾針広混交林が発達する。これらの植生は極相期以降の植生史と完新世における気候の影響のもとに成立したと考えられる。演者は1988年以来サハリンとカムチャッカを調査し、花粉分析を行ってきた。今回これらの結果と北海道北部（五十嵐ほか、1993）と東部（遠藤ほか、1988）の資料をもとに、サハリン（Alexandrova, 1982）、カムチャッカ（Braitseva et al., 1973）およびコリマ川上流域（Lozhkin et al., 1993)の花粉分析結果を加えて、環オホーツク海地域における最終氷期極相期以降の植生と気候の変遷史を復元した。

極相期には、寒冷・乾燥気候のもとに、北部から*Artemisia*とGramineaeを主とするツンドラ（マガダン州）、*Larix*と*Pinus*が疎らに混じる森林ツンドラ（サハリン）、*Larix*と*Pinus*よりなるタイガ（北海道東部）、*Larix*、*Pinus*、*Picea*よりなるタイガ(北海道北部）が分布した。北海道では北部よりオホーツク海地域の方がより厳しい気候であった。寒冷・乾燥気候のindicatorである*Larix*（グイマツ）は、Younger Dryasに北海道で極相期規模に回復した後衰退し、約8 kBPに絶滅した。サハリンにおいて、*Larix*は気候の温暖・湿潤化とともに北上し、サハリン中部では9.7 kBP、北部では7 kBPに現在規模に減少し、*Picea*が優占種となった。*Larix*の絶滅と同時に、北海道では*Quercus*が急増して現植生が成立した。カムチャッカ中央凹地帯では、矮生*Alnus*の潅木ツンドラ(10 kBP)から気候回復により*Picea*を交えた*Betula-Alnus*林（～6 kBP）へ変遷し、その後寒冷化によって*Pinus*、*Larix*を交えた*Alnus-Betula*林（6~3 kBP)へと変遷した。海岸地帯では*Betula-Alnus*林（約3 kBP）から*Betula*林への変遷は2 kBPに生じた。現在、同緯度のサハリンにタイガが見られるのに対して、カムチャッカにダケカンバ林が発達した要因はオホーツク海東部の冷涼・湿潤気候による（小島、1994）。近年、北海道とサハリンで高層湿原が発達し、サハリンでグイマツがやや増加する傾向は、小氷期の冷涼・湿潤気候を示す。

O-39 奥羽山地の湯森山東斜面に生育する最上部のアオモリトドマツ群集はいつ成立したか？ — 土壌花粉分析による推定 —

池田重人・大丸裕武・梶本卓也・関　剛・岡本　透（森林総研・東北）
Shigeto IKEDA, Hiromu DAIMARU, Takuya KAJIMOTO, Takeshi SEKI and Toru OKAMOTO; Recent upward invasion of *Abies mariesii* community on the east-facing slope of Mt. Yumori, Ou Mountains? : An evidence by soil pollen analysis

1．はじめに

東北から中部地方にかけての多雪山地でみられる、いわゆる偽高山帯の成因については古くから議論されてきた。このうち東北地方の植生史に関する研究の中では、後氷期の *Abies* の拡大が低標高域で先に開始されたという例が報告されている（守田 1984, 1987）。では逆に、現在の分布上限の群集はどのような過程を経て成立したのだろうか。ここでは、こうした問題を明らかにするために、有数の多雪地帯である奥羽山地の湯森山の東方に成立しているアオモリトドマツ林の最上部において、土壌断面から得た試料の花粉分析をおこない、この群集のまわりの比較的せまい範囲の植生変化を調べた。

2．調査地と方法

湯森山（標高 1471m）の山頂付近は主にミネカエデ、ミヤマネズ、ハイマツなどの低木群落となっている。周辺の主稜でもアオモリトドマツはほとんど分布しておらず、チシマザサ群落が広く地表をおおう中にところどころハイマツなどが混じって生育している。山の東側には多量の積雪によってできた雪田をはさんで標高 1350m よりも下方でアオモリトドマツ林が成立している。一方、主稜の西側では、熊見平の西方にややまとまった林分があるが、針葉樹林帯と呼べるまでには発達していない。花粉分析の試料を採取した地点は、湯森山の東方では最も標高が高い位置にある、緩斜面上の森林群集である（図１　ＹＭ１）。ここにプロットを設け、森林群集の調査と土壌断面調査をおこなうとともに、各土壌層位から試料を採取し、土壌および花粉の分析をおこなった。また、比較のために他の２地点との違いを調べた。

3．結果と考察

アオモリトドマツ林下の土壌は、林野土壌の分類(1975)によると湿性鉄型ポドゾルであり、低温・過湿環境で生成された土壌といえる。また、土壌中に火山灰層が数枚挟まれており、層位の乱れは認められない。土壌の花粉分析では、花粉の選択的な分解や土壌の攪乱などが問題となるが、以上の点から考えてこうした問題は少ないと考えられる。また、火山灰を介在しているので時代の把握にも適していた。これらの火山灰のうち、最上位の１Ｃ層は 915 年に降下したとされる十和田ａ火山灰に相当する。

花粉分析の結果、下位の埋没腐植層４Ａ層から１Ａ層までモミ属の花粉はほとんど検出されず、最も表層の１ＨＡ層においてのみ 10%以上の出現率を示した。このことから、分析をおこなった地点のアオモリトドマツ群集が成立したのは十和田ａ火山灰の降下後かなり時間が経過してからであり、ごく新しい時代であることが推察された。

アオモリトドマツ林が成立する以前は、ブナ属やコナラ亜属からなる落葉広葉樹林にイヌツゲ属あるいはハンノキ属などの低木がまじる群落を経て現在に至っている。ただ、これらの下層種の割合が高いことから、こうした低木種の群落が占める割合はかなり大きかったものと考えられる。

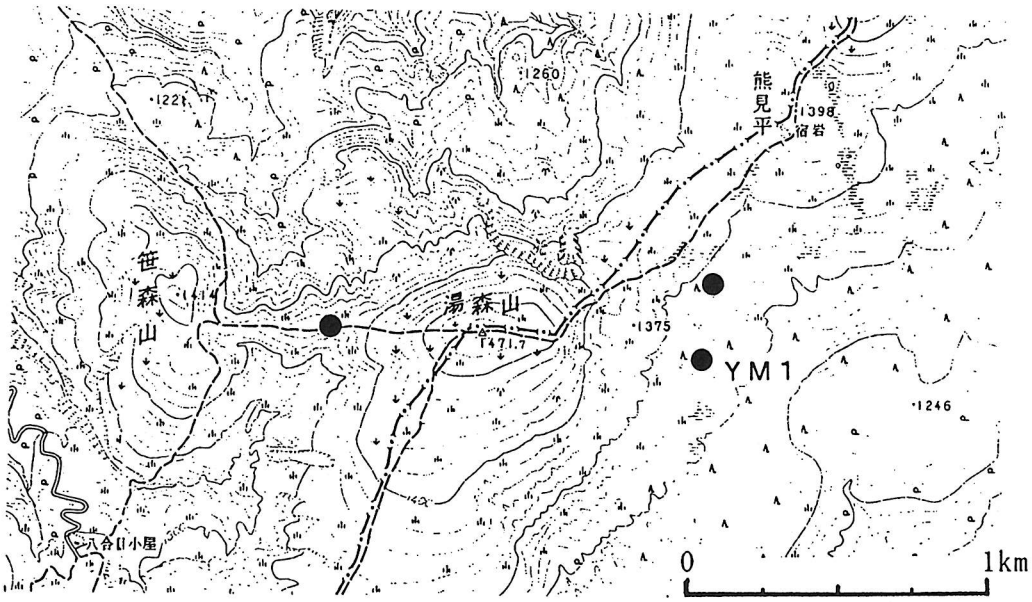


図１　調査地域

1:25000 秋田駒ヶ岳を使用　　●：試料採取地点

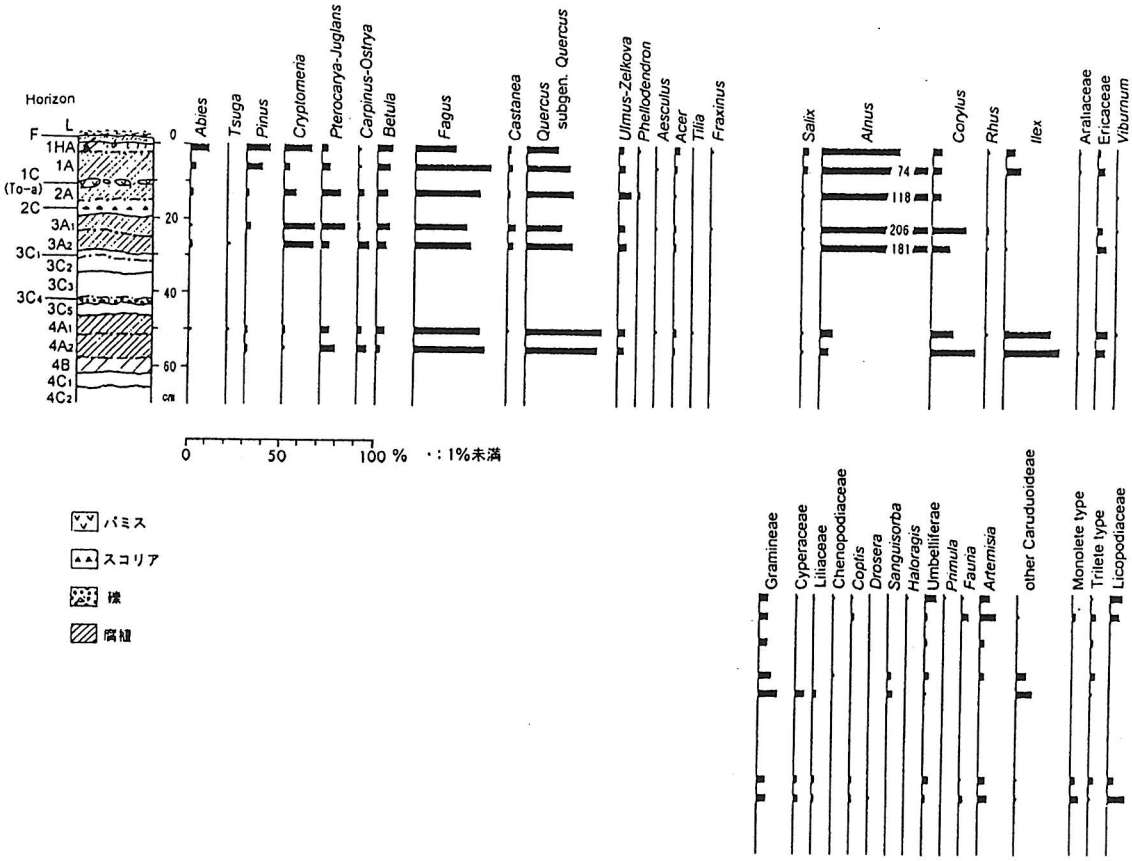


図２　湯森山アオモリトドマツ林（ＹＭ１）の花粉ダイアグラム

O-40　第１３次野尻湖発掘における地質学的・考古学的成果

細川　学（柏崎市立鏡が沖中学校）・野尻湖発掘調査団

Manabu HOSOKAWA and Nojiri-ko Excavation Research Group;
Geological and Archaeological results of the 13th Nojiri-ko Excavation.

第１３次野尻湖発掘は、1997年３月24日から４月１日までの期間で、長野県信濃町の野尻湖底（立が鼻遺跡）でおこなわれた（第１図）。855名の参加者で、４×４mのグリッドを20か所（計32m²）発掘し、多くの成果を得ることができた。地質・考古・古脊椎動物・古植物・生痕などの分野で多くの成果を上げることができた（第２図）。これは参加者全員によるものである。ここでは、その概要と出土した化石・遺物の層位と年代を中心に報告する。

今回の調査で得られた化石、遺物の総出土点数は2566点である。このうち考古に関係する遺物の点数は349点であった。とりわけ重要な発見は中部野尻湖層Ｉから出土した鉄石英（いわゆる赤玉）製の木葉形尖頭器である（第３図）。また、哺乳類化石の出土点数は687点で、そのほとんどがナウマンゾウとオオツノシカであった。遺物・化石ともに出土・産出層準は、下部野尻湖層Ⅲから上部野尻湖層Ｉまでで、およそ43,000 ～ 33,000年前の放射年代（^{14}C）が得られている（第２図）。

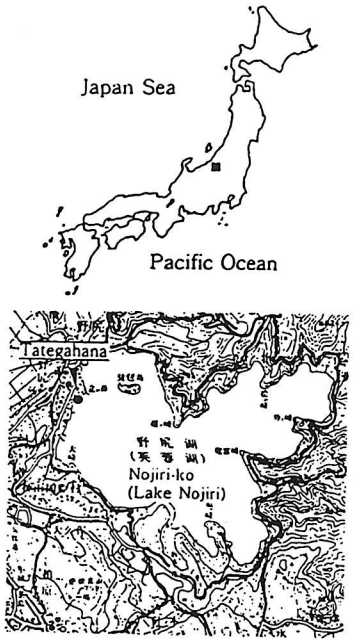
・木葉形尖頭器の出土状況とその意義

木葉形尖頭器の出土状況は、中部野尻湖層Ｉ上半部の黒色の中粒砂層で、層理面から５cmほどの深さである。上位は固結のよい黒色のスコリア層（ﾌｨｰﾙﾄﾞﾈｰﾑ：ニセノミ）に、完全におおわれていた（第４図）。また、これと同じ層準から二次加工のある剝片などが出土した。これまでの国内で発見された木葉形尖頭器の年代が約1.8～1.0万年以降であるのに対して、はるかに古いものである。これまでのスクレイパーなどの解体道具に加えて、狩猟道具としての尖頭器の発見により、発掘地がキルサイトであるとの従来からの見解がさらに補強された。

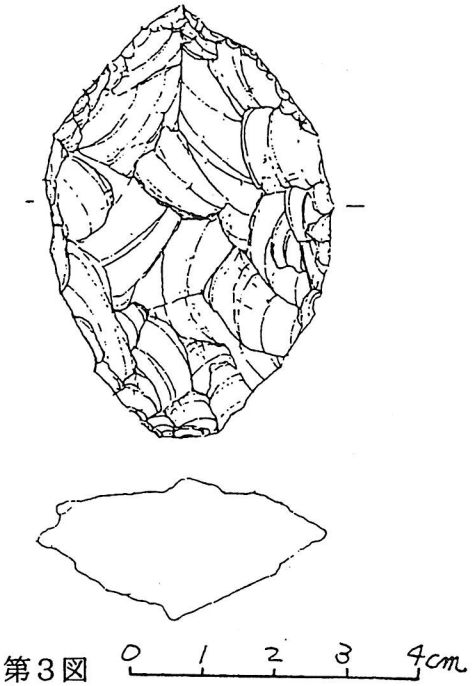
・上部野尻湖層Ｉ上半部からナウマンゾウ化石の発見とその意義

上部野尻湖層Ｉの紫灰色の細粒火山灰層（ﾌｨｰﾙﾄﾞﾈｰﾑ：上Ｉピンク）の上位層からナウマンゾウのほぼ完全な右上腕骨や第三大臼歯、肋骨が出土した。このことから、野尻湖におけるナウマンゾウ化石の産出層準の上限が、上部野尻湖層Ｉの最上部（約3.3万年前）であることが確定された。

今回の発掘で出土した、化石・遺物については、今後、野尻湖発掘調査団および各専門グループにおいて、記載や処理を行い検討を加えた後、別に報告する予定である。

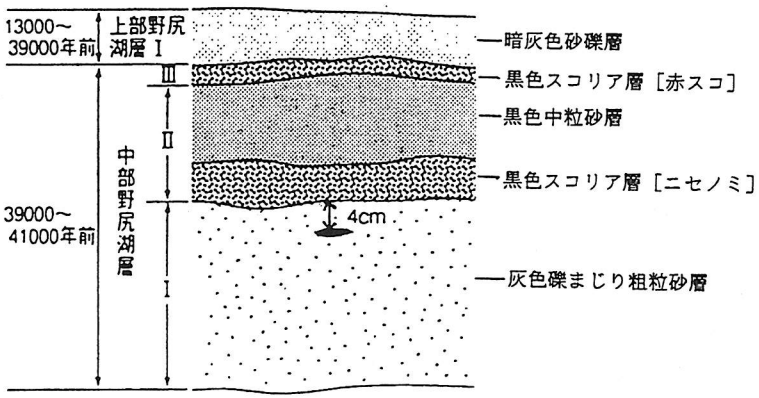


第１図　野尻湖底発掘地

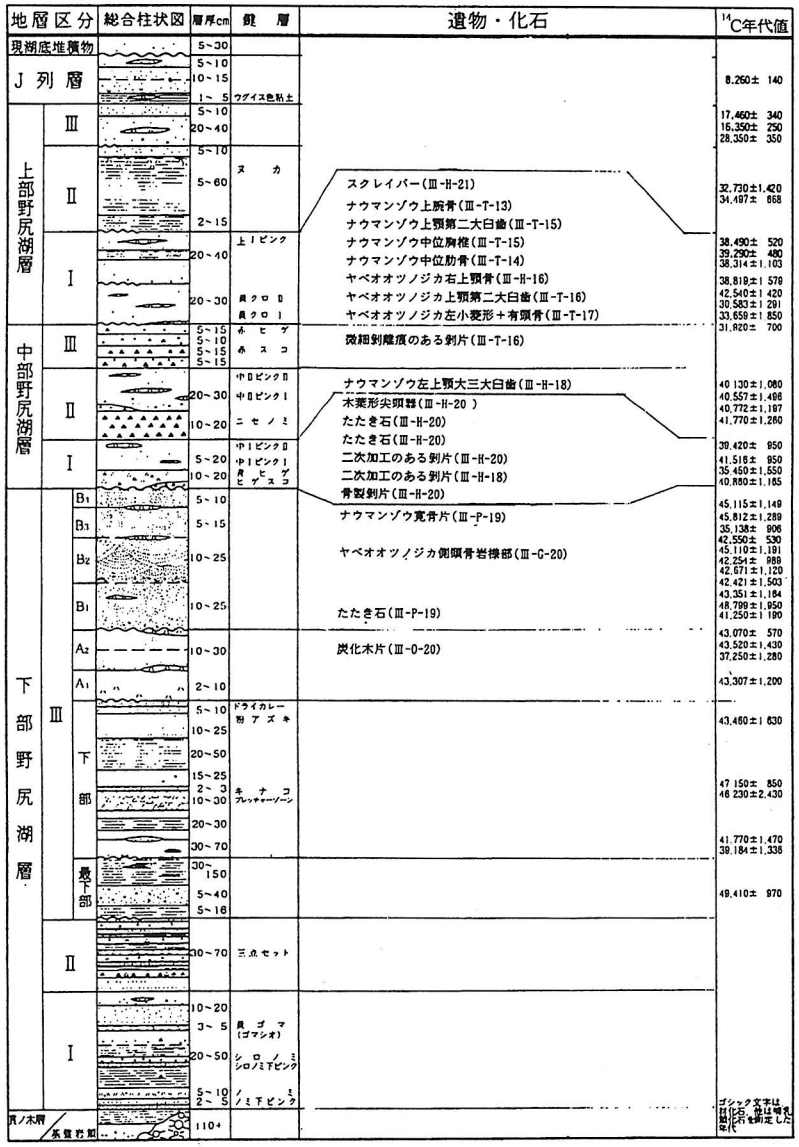


第３図

第１３次発掘で出土した木葉形尖頭器



第４図　木葉形尖頭器の出土層位



第２図　第１３次野尻湖発掘の主な出土化石・遺物とその層位

O-41 伊豆大奴田場A遺跡出土細石刃の原石産地

高橋　豊（沼津工業高等専門学校）・西田史朗（奈良教育大学）
Yutaka TAKAHASHI・Shiro NISHIDA; Obsidian origin of the microlithes excavated from Izu-Ohonutaba A site

はじめに

本研究は、ナイフ型石器等の製作時にも生じるマイクロチップ等の剝離片と細石刃が混在しない細石刃石器群を選択し、すでに神津島からの黒曜石原石の搬入も認められる休場層層準の時期に、広域にわたる交易の動きが、細石刃石器の石材にどう反映されているか探るべく、石器群を構成する細石刃の黒曜石原材料の産地を明らかにしようとする試みである。

北伊豆の函南町大奴田場A遺跡にみられる先土器時代の遺跡は、細石刃石器群とナイフ型石器石器群の2 種類の石器群に分離され、別々の時期に遺跡内に居住地を形成している。

図１の休場層上部の層準に細石刃石器群からなる第Ⅰ文化層が、これに接して下位にナイフ型石器石器群が第Ⅱ文化層を構成している。

細石刃石器群は、ナイフ型石器1 点、細石刃750 点、細石刃石核13点、掻器4 点、削器1 点、彫器1 点、磨石1 点、揉錐器2 点、加工痕のある剝片3 点、使用痕のある剝片63点、石核6 点、礫6 点、剝片・破片763 点の合計1613点で構成されている。各器種の中5 点以上見られるものは稀で、石器群は、細石刃と細石刃石核に代表される極めて単純な構成をみせている。細石刃は遺物の46,5% を占めるが、石器器種だけに限定すると88.7% を占めている。

遺物分布は図2 のように16のブロックとして捉えられる。配石、礫群を伴っていない。ブロックごとの石器数や構成内容の相違に応じて、どのように黒曜石石器の原石産地の模様が描かれるか検討をすすめている。

細石刃文化期の遺物に加えて、ナイフ型石器、削器、石刃等のナイフ型石器文化期の遺物を少量伴うことから、他の多くの遺跡と同様に、先土器時代の重複遺跡であるとされる。細石刃文化期の遺物の大部分は黒曜石を材料とし、少量の黒色緻密安山岩を含むのに対して、ナイフ型石器文化期の遺物の大部分は黒色緻密安山岩を材料とし、両者は材質、石器製作技術の面から分離される。本遺跡では、石器を個体別試料ごとに石器の種類、原材料を明らかにし、水平分布と垂直分布の検討を経て、細石刃石器群とナイフ型石器石器群が明確に分離される。

遺跡の立地と分布

細石刃石器群は、南東～北西方向に延びる標高280m～327mの尾根の平坦部から先端部にかかる緩斜面に分布し、図2 の1 ～16(先端部) のブロックからなる。

遺跡の層準

遺跡は箱根火山西麓の南の端に位置し、表層は、愛鷹山南麓に模式断面をみる「愛鷹ローム層」に覆われる。細石刃石器群は表層の火山ガラス「アカホヤ」をみる富士黒土層の下位にくる褐色で、亀裂が少なく、スコリヤをわずかしか含まない軟らかいローム層「休場層」の上部から出土する。愛鷹山南東麓の本層中から多数の細石刃が出土し、共存した木炭から^{14}C年代14,300±700 年B.P.の値が知られている。

分析方法

黒曜石を原材料とする細石刃の原石産地を、エネルギー分散型マイクロアナライザー（ＥＤＳ）分析により、細石刃総数750 点の中の半数367 点を分析、化学組成（主要８元素-Na,Mg,Al,Si,K,Ca,Ti,Fe の酸化物）の比較により推定した。

結果と考察

ＥＤＳ分析結果を図４に示す。大奴田場Ａ遺跡の細石刃は73.6% が信州和田峠系、14.4% が信州蓼科系、8.7%が地元の伊豆半島系、3.2%が神津島系の各黒曜石原石から製作され、88% が信州系の原石を使用しているものと推定される。しかも図４は細石刃製作に当たっては、同一産地内でも、夾雑物のほとんどない原石を選択的に使用していることを示している。本論では、すでに神津島系黒曜石原石の使用が確かめられているナイフ型石器群の崩壊後、88% もの信州系の黒曜石原石を使用した細石刃石器群の出現の意味とこの時期の広域交流の一面を考察していきたい。

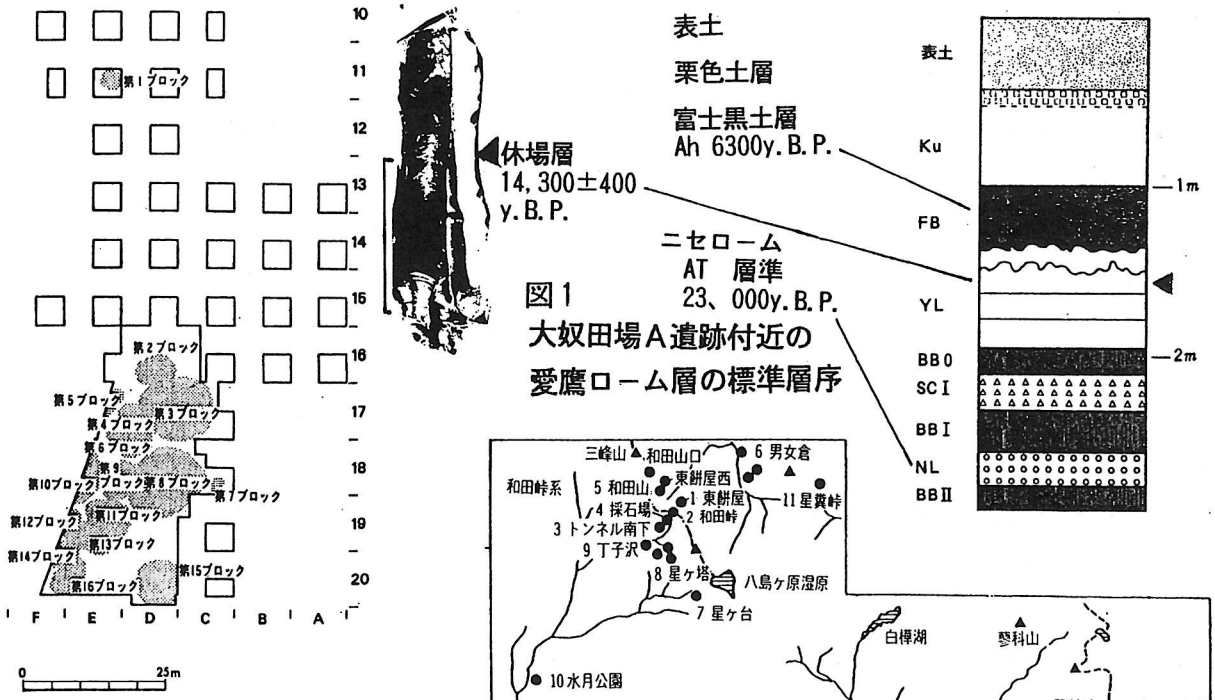


図1 大奴田場A遺跡付近の愛鷹ローム層の標準層序

図2 大奴田場A遺跡の石器ブロック分布

図3 黒曜石の原石産地

産地		試料番号	試料数	
信州和田峠系	和田峠	WADA-O1 1 -B1 4 -C1 5 -H1 1 WAHI-B2 12 -C2 2	25	270
	星ケ塔	HOTO-A1 28 -B1 9 -C1 5 -C2 3 -H1 4 -G1 95	144	
	丁子沢	CYOJ-B1 2 -C1 30	32	
	星ケ台	HODA-A1 14 -B1 12 -B2 2	28	
	男女倉	OMEK-A2 19 -B1 5 -B1B 4 -B1C 8 -C1 3 -G1 2	41	

産地		試料番号	試料数	
信州蓼科系	麦草峠	MUGI-F2 1	1	53
	大石川	OISI-C1 5 -C4 2 -D1 1 -D2 40 -G12 1	49	
	冷山	TUME-B2 3	3	
伊豆半島系	柏峠	KASI-B4 1 -B5 26 KAUP-A2 1 -A3 3	31	32
	箱根	HATA-C4 1	1	
神津島系	恩馳島	ONBR- 1 7 ONBG-10 2	9	12
	砂糠崎	SANK-13 1 -18 1	2	
	新島	NIIZ-A2 1	1	

図4 伊豆大奴田場A遺跡出土細石刃の原石産地（黒曜石）

O-42　中国雲南省元謀の原人化石産出層の古地磁気

兵頭政幸（神戸大）、仲谷英夫・卜部厚志（香川大）、薛順栄・尹済雲（雲南省地質科学研究所）、吉学平（雲南省文物考古研究所）、間章・峯本須美代・堀田暁子（神戸大）
Masayuki HYODO, Hideo NAKAYA, Atsushi URABE, XUE Shunrong, YIN Jiyun, and JI Xueping ; Paleomagnetic dating of a hominid fossil bearing formation in Yuanmou, Southwest China

中国雲南省元謀盆地の鮮新・更新世堆積物の古地磁気測定を行った。その結果、ジャワ島中・東部の第四紀層 Olduvai subchron の上位に報告されている Sangiran エクスカーションに相当するエクスカーションを見つけた。さらに Matuyama/Gauss 境界から Brunhes/Matuyama 境界までの 6 つの古地磁気極性境界を決めることに成功し、Homo erectus （元謀原人）の化石が出土している層準は Brunhes chron 初期のショートイベントの期間に入ることが分かった。これは元謀原人の年代が 78 万年より若く、したがって、従来の Olduvai subchron に入るという報告より 100 万年以上若いことを意味する。

［研究の意義］

中国雲南省・元謀盆地の鮮新更新世の地層はヒト科、ヒト上科の化石を始めとして多くの哺乳類化石を産することが知られている。なかでも 1965 年に Homo erectus の切歯の化石が発見され、その後その化石が出土した地層の層準が Olduvai subchron であると発表されて世界の注目をあびるようになった。もしこの年代が正しければ、アフリカの Homo erectus と並ぶ古さとなり、人類の進化を考える上で重要な位置を占めることになる。

［試料採取］

試料採取は 1994 年 12 月と 1995 年 12 月の 2 回に分けて行った。新たに開発したチタン製の古地磁気試料採取道具を使用し、試料は主に粘土層・シルト質粘土層の細粒堆積物から採取した。まず表層から 10cm 以上深く掘り下げて新鮮な堆積物を露出させ、平坦面を作って、真鍮製ガイドを固定する。ガイドの方位と傾斜を測ったあと、そのガイドにそって堆積物平坦面に垂直にチタン製チュウブを五本打ち込み、体積 $10cm^3$ の立方体試料を採取する。試料はすべてポリカーボネイト製キュウブに移しかえて密閉し、さらに乾燥を防ぐために保湿ケースに入れた。

［磁化測定・解析］

磁化測定は 2G 社製の超伝導岩石磁力計で行い、消磁装置は夏原技研社製のものを使用した。消磁実験により粘性残留磁化(VRM)成分は 10mT 以下の交流消磁、または 200°C 以下の熱消磁で除去できることがわかった。すべての試料につき、交流消磁

または熱消磁による段階消磁実験を行って、特徴的磁化成分(ChRM)を求めた。ChRMは基本的にKirschvink (1980)の主成分分析法を用いて計算した。この方法で算出できなかったものについては、残留磁化方向がランダムスキャタリングを始める直前の方向をChRMとして採用した。64層準265個の試料の段階消磁実験を行い、そのうち222個からChRMを得ることができた。ChRMが得られなかった43個の試料は、初期の消磁段階から方法がばらつき、かつ同じ層準内で一致した消磁パターンを示さなかった。一つの層準で3個以上の試料からChRMが求まった60層準について平均古地磁気を計算し、磁気層序の議論に使用した。

［結果］

全層厚1300mのうち最上部から1000mまでの古地磁気方位を決めることが出来た。磁極(VGP)を計算し、その緯度が45°以上を正（磁）極性、-45°以下を逆（磁）極性、-45°～45°を中間（磁）極性と定義し、厚さ50m以上の地層の中に同じ極性の層準が2個以上連なる場合を一つの極性ゾーンとした。この定義により、地層全体は4つの正極性ゾーンと3つの逆極性ゾーンに分かれた。最上位は正極性である。

4番目の逆極性ゾーンの中に中間極性をもつ4層準が集中するゾーンが見つかった。これらの古地磁気方位はすべて西向き偏角が卓越し、1つのデータは北西の偏角をもつものであった。この古地磁気の特徴はジャワ島中・東部の第四紀層から報告されているサンギラン・エクスカーションと非常に似ている。元謀のこのエクスカーションゾーンをサンギラン・エクスカーションに対比させることにより、これを含む逆極性ゾーンの下位および上位の正極性ゾーンはOlduvaiおよびJaramillo subchronに対応させることができる。さらに最上部から770-1000mの長い正極性ゾーンはGauss chronとなり、0-100mの正極性ゾーンはBrunhes chronとなる。3つの逆極性ゾーンはすべてMatuyama chronになる。これら磁気層序の結果はEquusなど古生物学的年代制約を満たすものである。

元謀原人の歯の化石が出た層準はBrunhes chronに入る。これは原人の年代が78万年より若いことを意味する。原人化石の層準の直下に逆極性の古地磁気が得られている。この層準はBrunhes/Matuyama極性境界の約50m上位で、地層全体の堆積速度を考慮するとBrunhes/Matuyama極性境界に非常に近い年代をもつものと思われる。今まで報告されているショートイベントの中では、Deltaイベントに対比できる可能性が最も高い。元謀原人はBrunhes chronに入ることから78万年前以降の年代となり、従来のOlduvai subchron (1.77-1.95 Ma)の年代であるという報告(Li et al., 1976; Cheng et al., 1977; Jiang et al., 1989)に比べ1Ma以上若くなる。

O-43　群馬県高崎市における最終氷期末の昆虫相と古環境変遷

林　成多（新潟大・院・自然科学研究科）

Masakazu Hayashi: Last Glacial insect fossils and paleoenvironmental change of the Maebashi Peat in Takasaki, Gunma Prefecture, central Japan.

前橋泥炭層（新井，1962）は，群馬県前橋市から高崎市付近の前橋台地に広く分布する水成層である．主に泥炭質な堆積物からなり，植物や昆虫の遺体を産出する．これまで昆虫化石については，林（1994，1996）の報告がある．

今回，林（1994）によって報告された地点（高崎市下和田町）について，露頭条件が良くなったので昆虫化石について再検討を行った．これまで，この地点での泥炭層は浅間板鼻黄色テフラ（As-YP：14-13ka）より下位20cmまでが観察できた．露頭条件が良くなった結果，ここでの泥炭層は厚さ85cmで，前橋泥流堆積物(24-22ka)に重なる砂層の上位からAs-YPの直下まで連続的に堆積し，その間に浅間雲場テフラ（As-Kb：約20ka；竹本・久保，1995）や，浅間大窪沢第１テフラ（As-Okp1：17ka)を挟むことが明らかになった．

昆虫化石は，約10cm間隔の８サンプルを採取し，ブロック割り法を用いて検出した．得られた化石の総点数は538点である．主に甲虫類が産出し，特にハムシ科のネクイハムシ亜科やオサムシ科のゴミムシ類，ゲンゴロウ科，ガムシ科が多く含まれていた．古環境については，全体にスゲやヨシなどが卓越する低層湿原であったと推定されるが，主にネクイハムシ類や水生甲虫の産出状況により３つに分帯できる（下位から，オオミズクサハムシ帯，ヒラタネクイハムシーオオミズクサハムシ帯，ヒラタネクイハムシ帯）．これは泥炭層の堆積した環境の変遷を示していると解釈される（図１）．また，ほぼすべての層準からクロヒメゲンゴロウ属の１種（*Ilybius* sp.）の化石が産出した．この種は，林(1996)により前橋市総社町の前橋泥炭層から報告されたヨツボシクロヒメゲンゴロウ（*Ilybius weymarni*）である可能性が高い．本種は現在，北海道以北に分布し，前橋泥炭層が寒冷な気候下で堆積したことを示している．

今後は昆虫化石の成果を他の化石の資料と比較・検討すること，未同定のテフラの対比を進めることが課題である．

文献　1)町田洋・新井房夫（1992）「火山灰アトラス」東京大学出版会．2)竹本弘幸・久保誠二（1995）「群馬の火山灰」みやま文庫．

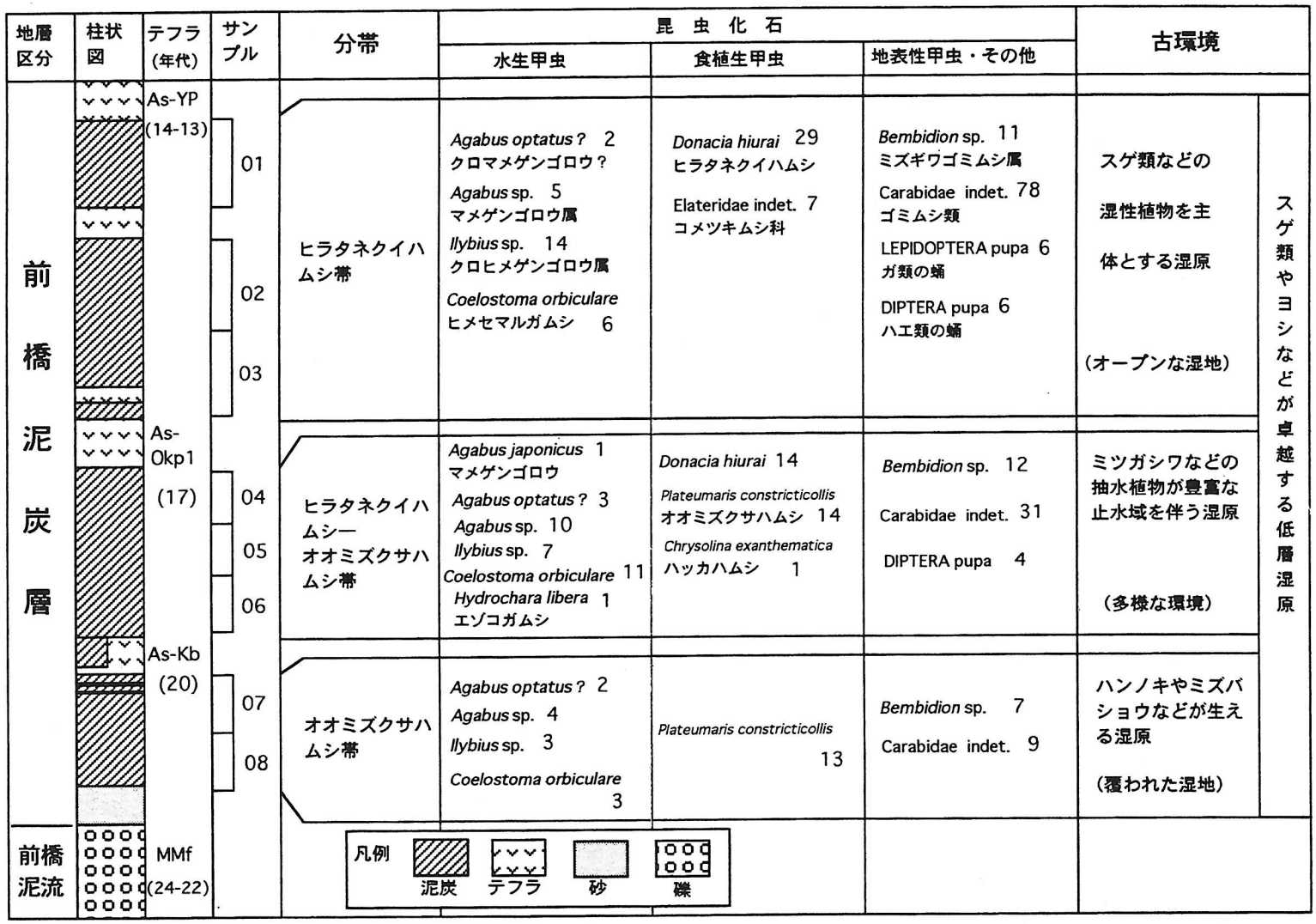


図1　前橋泥炭層から産出した昆虫化石と推定される古環境．年代値は竹本・久保（1995）による．

O-44 岐阜県宮川村宮ノ前遺跡から得られた昆虫および植物化石群集

森　勇一(愛知県立明和高)・中村俊夫(名大年代測定C)・吉井亮一(立山博)

Yuichi MORI,Toshio NAKAMURA,Ryoichi YOSHII ; Insect and macroplant fossils found from the Miyanomae site,Gifu Prefecture,Japan

岐阜県宮ノ前遺跡は，西側に険しい山岳地帯，東側に深く切り込んだ宮川が流れ，南北に延びる標高約430mの狭隘な地形面上に立地している。本遺跡は，後期旧石器時代（細石刃文化）・縄文時代早期・縄文時代中期・縄文時代後～晩期の４期にわたる複合遺跡である。文化層に関連した年代は，後期旧石器時代では14,550±160yBP，12,860±160yBP，縄文時代早期では8,870±100yBP，8,590±120yBP，8,470±120yBP，8,110±110yBP，縄文時代中期では4,590±90yBP，4,390±80yBP，4,270±100yBP，4,200±90yBP，4,010±120yBPなどの放射性炭素年代値が得られており，人々の居住が遺跡の西縁を限る跡津川断層の活動周期と密接に関係している可能性が考えられる。

後期旧石器時代の文化層より得られた２点の年代値は，最古ドリアス亜氷期（15,000～12,500年前）に相当し，晩氷期の始まりの時期にあたる。本層からは，クロオオナガゴミムシ・アラメヒゲブトゴミムシダマシ・ミズギワゴミムシ属・ハネカクシ科などの地表性歩行虫が，また陸生の食植性昆虫ではキムネアオハムシ・クロカミキリ・カナブンをはじめ，計40点の昆虫化石が検出された。また，同層準からは亜寒帯性のトウヒを含むトウヒ属の球果を多産し，これにチョウセンゴヨウの種子が伴われた。昆虫および植物の分析は未だ継続中であるが，昆虫化石では冷温帯～中間温帯を示す群集組成である一方，植物化石からはより寒冷な気候が示唆される。

縄文時代早期の地層から，水生昆虫ではゲンゴロウ・シャープゲンゴロウモドキ・マメゲンゴロウ属のほか，湿地性でスゲ群落に生息するフトネクイハムシ・キヌツヤミズクサハムシなどが発見された。地表性歩行虫ではゴミムシ科・ハネカクシ科のほか，動物の屍体に集まるクロシデムシ，大型草食獣の糞を食べるダイコクコガネなどが見いだされた。食植性昆虫では，コアオハナムグリ・アオハナムグリ・ドウガネブイブイ・ヒメコガネ・アオカナブンなどを多産し，また樹上性で食肉性のツノアオカメムシ・アカスジキンカメムシなどが確認された。昆虫化石群集からは，落葉広葉樹林を伴う湿地と，大型草食獣が跳梁する自然度の高い林床の存在が推定される。なお，同層準から大型の植物化石はほとんど産出していないが，トウヒ属の針葉，カバノキ属の翼果などが検出されている。

縄文時代中期では，早期同様落葉広葉樹林に多い昆虫化石を多産した。同じ地層よりオニグルミの核，コナラ亜属およびクリの堅果，カヤ・エゴノキ・トチノキの種子化石が多数検出されており，この結果は昆虫資料と調和的である。

縄文時代早期～前期にかけての時期は，一般に「クライマチック・オプチマム」と呼ばれ，気候が温暖であったことが知られている。海に面した海岸平野では，海水面が上昇し平野奥深くまで海岸線が入り込んでいた時期（縄文海進）にあたる。だが，本遺跡からは，縄文時代早期の暖かい気候を示す顕著な昆虫化石は検出されておらず，縄文時代中期の昆虫組成とも明瞭な差異は認められなかった。森林植生が安定した飛騨山中では，気候の温暖化は，植物相や昆虫相に影響を与える要因になり得なかったことが考えられる。

表１．岐阜県宮川村宮ノ前遺跡から産出した昆虫化石（森ほか，1997）

		昆虫化石名	旧石器	縄文早期	縄文中期	計
水生	食肉性	イトトンボ科 Agrionidae			A1	1
		ゲンゴロウ科 Dytiscidae	W1	P3 W1 A1	W2	8
		シャープゲンゴロウモドキ *Dytiscus sharpi* Wehncke		W2 P2		4
		ゲンゴロウ *Cybister japonicus* Sharp		W6 P1 H1		8
		ヒメゲンゴロウ亜科 Colymbetinae		T1		1
		マメゲンゴロウ属 *Agabus* sp.		W1 P2 T1	P1	5
		クロズマメゲンゴロウ *Agabus conpicuus* Sharp			W1	1
		モンキマメゲンゴロウ *Platambus pictipennis* (Sharp)			W1	1
		ミズスマシ *Gyrinus japonicus* Sharp		T1		1
		コミズスマシ *Gyrinus curtus* Motschulsky		W1		1
		オナガミズスマシ *Orectochilus regimbarti* Sharp			W8	8
	食植性	ガムシ科 Hydrophilidae		W1		1
		ガムシ *Hydrophilus acuminatus* Motschulsky		W1		1
		セマルガムシ *Coelostoma stultum* (Walker)		W2	W1	3
		ヒメセマルガムシ *Coelostoma orbiculare* (Fabricius)		W2	W1	3
		ネクイハムシ亜科 Donaciinae		L1 W5		6
		フトネクイハムシ *Donacia clavaeaui* Goecke		W7		7
		ミズクサハムシ属 *Plateumaris* sp.		W1		1
		キヌツヤミズクサハムシ *Plateumaris sericea Linne*		W3		3
地表性	食糞・食屍性	シデムシ科 Silphidae		S1		1
		クロシデムシ *Nicrophorus concolor* Kraatz		P1		1
		エンマムシ科 Histeridae		P1		1
		クロエンマムシ *Hister concolor* Lewis		P1		1
		エンマコガネ属 *Onthophagus* sp.		P1		1
		ダイコクコガネ *Copris ochus* Motschulsky		W1		1
	食肉・雑食性	オサムシ科 Carabidae		P1 T1 A2		4
		ゴミムシ科 Harpalidae	A2 W3 T1 P1 H2	P2 W4 H2 T2 A1	A6 P1 L1 W1	29
		ミズギワゴミムシ属 *Bembidion* sp.	W2			2
		ナガゴミムシ属 *Pterostichus* sp.		P1		1
		クロオオナガゴミムシ *Pterostichus leplis* Bates	P1			1
		ツヤヒラタゴミムシ属 *Synuchus* sp.	W2	W2	W1	5
		オオヒラタトックリゴミムシ *Oodes virens* Wiedemann		P1		1
		ハンミョウ *Cicindela chinensis japonica* Thunberg		L1		1
		ハネカクシ科 Staphylinidae	W1 T1 A5	A3 W2 P3	W2 P2 A1	20
		キマワリ属 *Plesiophthalmus* sp.			A1	1
		キマワリ *Plesiophthalmus nigrocyaneus* Motschulsky			W1	1
		アラメヒゲブトゴミムシダマシ *Luprops cribrifrons* Marseul	P1			1
陸生の植生依存型昆虫	食植性	コガネムシ科 Scarabaeidae		W7 T1 L3	W1	12
		スジコガネ亜科 Rutelinae		W7 L2	W1	10
		サクラコガネ属 *Anomala* sp.		W19 P4 L4 H1	W2 P1	31
		ドウガネブイブイ *Anomala cuprea* Hope		W4 A1	A1	6
		ヒメコガネ *Anomala rufocuprea* Motschulsky		W11 P6	W6 P1	24
		サクラコガネ *Anomala daimiana* Harold		W1		1
		ヒラタアオコガネ *Anomala octiescostata* Burmeister		W1		1
		コガネムシ *Mimela splendens* Gyllenhal		W1		1
		マメコガネ *Popillia japonica* Newmann		L1		1
		ハナムグリ亜科 Cetoniinae		W3 S1	W1	5
		ハナムグリ *Eucetonia pilifera* (Motschulsky)			W3	3
		アオハナムグリ *Eucetonia roelofsi* (Harold)		W3 P1	W1	5
		コアオハナムグリ *Oxycetonia jucunda* (Faldermann)		W5 P1 S1	W11 P2	20
		シロテンハナムグリ *Protaetia orientalis* (G. et Perc.)		W1		1
		カナブン *Rhomborrhina japonica* Hope	W1			1
		アオカナブン *Rhomborrhina unicolor* Motschulsky		W3 H1	W1	5
		クロカミキリ *Spondylis buprestoides* Linne	H1			1
		クワガタムシ科 Lucanidae		A2		2
		アカアシクワガタ *Nipponodorcus rubrofemoratus* (Snellen)			W1	1
		チビクワガタ *Figulus binodulus* Waterhouse			W1	1
		コクワガタ *Macrodorcas rectus* (Motschulsky)			P1	1
		コメツキムシ科 Elateridae	W1 P2	W11 P10 T4 A1	P1	30
		アカアシオオクシコメツキ *Melanotus cete* Candeze		P2		2
		ハネナガクシコメツキ *Melanotus matsumurai* Schenkling			W1	1
		クロクシコメツキ *Melanotus senilis* Candeze		P1		1
		ハムシ科 Chrysomelidae	W3	W21 P1	W3 P2	30
		アカガネサルハムシ *Acrosthinium gaschkevitchii* (Mots.)		W1		1
		キムネアオハムシ *Cneorane elegans* Baly	W1			1
		ハマキチョッキリ属 *Byctiscus* sp.		T1		1
		ゾウムシ科 Curculionidae	W5	W2 A1	W1	9
		オトシブミ科 Elateridae	P1			1
		サビキコリ *Agrypnus binodulus* (Motschulsky)		W1 P8		9
ほか	その他	テントウムシ科 Coccinellidae		W2		2
		カメムシ科 Pentatomidae			P3 S1	4
		ツノアオカメムシ *Pentatoma japonica* (Distant)		P1	P8 S6	15
		クチブトカメムシ *Picromerus lewisi* Scott			P1	1
		アカスジキンカメムシ *Poecilocoris lewisi* (Distant)		S1	S1	2
		ツチカメムシ科 Cydnidae		A1		1
		カワゲラ目 Plecoptera			O1	1
		アリ科 Formicidae	H1		H2 A1	4
		膜翅目 Hymenoptera		A1		1
		不明甲虫 Coleoptera	O1	W7 H1 T1 O18	W1 A1 O1	31
合計			40	275	103	418

＜部位凡例＞ W；Wing（上翅） H；Head（頭部） P；Pronotum（前胸背板） A；Abdomen（腹部および腹部腹板など）
T；Thorax（胸部，前胸・中胸および後胸腹板） S；Scutellum（小楯板） L；Leg（腿脛節） O；Others（その他）

O-45 安達太良山系鬼面山北斜面における“雪温異常”の主な原因

野中俊夫（福島女子高校）

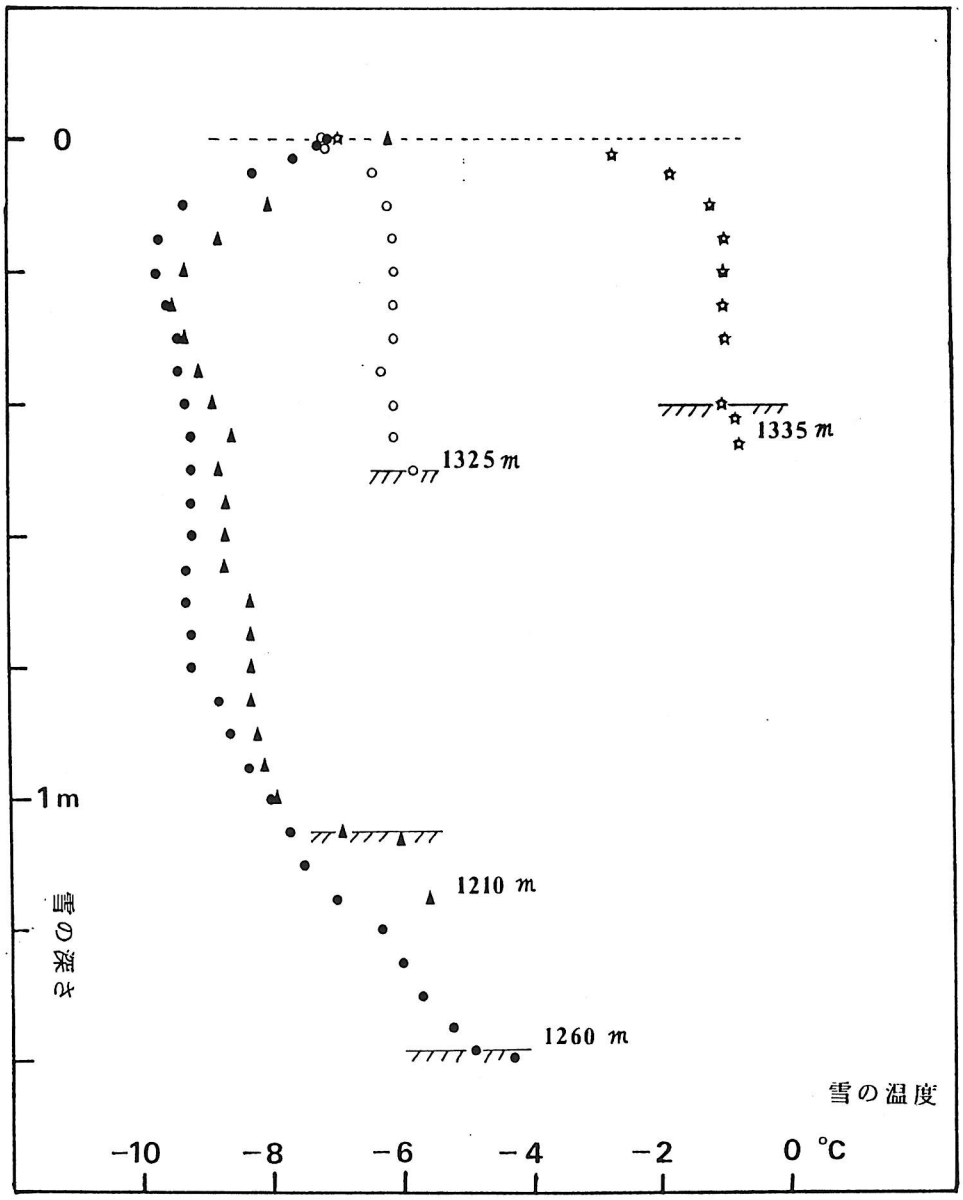
Toshio NONAKA; The main cause of “abnormal snow temperatures” on the north slope of Mt.Kimenzan in Adatara mauntains

奥羽山脈の南端部に近い安達太良火山群の最北端に鬼面山(1482m) がある。その北斜面に特異な植生が発達していて，YOSHIOKA(1958)，樋口（1970),野中（1992）らに注目されて来た。樋口（前出）は風穴の特徴があることを初めて指摘し，野中（前出）は広い範囲に風穴の特徴を認め，“天狗の庭風穴地帯”と仮称した。また，鬼面山北斜面の風穴現象のメカニズムが内外の空気塊の温度差に基づく対流であるとする仮説を提出した。演者は生育している植物にも注目して下記の仮説をたて，1996年3 月と1997年2 月に雪の温度を深さ5 ～10 cm間隔で測定した。その結果は仮説を支持するものであった。

仮説１　鬼面山北斜面（1140～1350m ）は大量の溶岩塊によって覆われているために，その空隙に大量の空気塊が存在する。　寒冷期には気温が -10℃±まで低下するために溶岩塊と斜面下空隙の大気塊の温度が相対的に高くなり，空隙の大気塊は上昇して斜面上部の穴（隙間）から大気中に流出する。流出に連動して斜面下部の穴（隙間）から低温の大気が吸引されて流入する。低温の大気の流入によって溶岩塊は徐々にその内部まで冷却される。このサイクルは原理の上では内外の温度差がなくなるまで継続する。温暖期には大気の温度が空隙内部の空気塊・岩塊の温度より高くなり，斜面下部の穴（隙間）から空隙内の低温の空気が流出し，それに連動して上部の穴（隙間）から相対的に温度の高い空気が吸引されて流入し徐々に岩塊と氷の温度を高めていく。即ち寒冷期と逆向きのサイクルになる。

仮説２　仮説１が正しければ，寒冷期の鬼面山北斜面上部の雪温は岩塊の隙間を上昇する温暖な空気塊の吹き出しにより，寒気の流入する斜面下部の雪温より高くなるはずである。

実験結果，図に示すように標高の低い方に低雪温域，標高の高い方に高雪温域が現れるという“雪温の異常分布”が明らかになった。これは一見異常ではあるが、仮説１，仮説２によって理論的に予測されたもので，鬼面山の北斜面に広範囲に発達する風穴のメカニズムが，斜面内外の温度差による広義の対流に基づくことを示している。



引 用 文 献

Yoshioka, K., 1958. The Vegetation on a Lava Flow in Comparison with those of Surrounding areas. Sci. Rep. Fukushima Univ., 7 : 45-57.

樋口利雄, 1970. 福島県に産する蘚類. IX. 福島生物, 13:1-5.

野中俊夫, 1992. "天狗の庭風穴地帯"における夏季の微〜小気象(気候)と植生. フロラ福島, 10 : 39-47.

O-46 植物珪酸体分析による古環境推定－ササ類の植生変遷と積雪量の変動－

杉山真二・早田勉（古環境研究所）

Shinji SUGIYAMA and Tsutomu SODA ; Paleoenvironmental estimation by Phytolith analysis – The relation between Sasa vegetation change and the snow quantity.

1．はじめに

タケ亜科植物のうち、温暖の指標となるメダケ属ネザサ節と寒冷の指標となるクマザサ属は一般に相反する出現傾向を示し、両者の推定生産量の比率である「ネザサ率」の変遷は、地球規模の氷期－間氷期サイクルの変動とよく一致することが分かっている（杉山・早田，1996）。クマザサ属のうち、チシマザサ節やチマキザサ節は日本海側の寒冷地などに広く分布しており、積雪に対する適応性が高いとされている（室井，1960）。一方、ミヤコザサ節は太平洋側の積雪の少ないところに分布している。両者の分布境界はミヤコザサ線とよばれ、積雪約50cmの等深線とほぼ一致している（鈴木，1978）。ここでは、これらのササ類の消長と積雪量の変動について検討を試みた。

2．方法

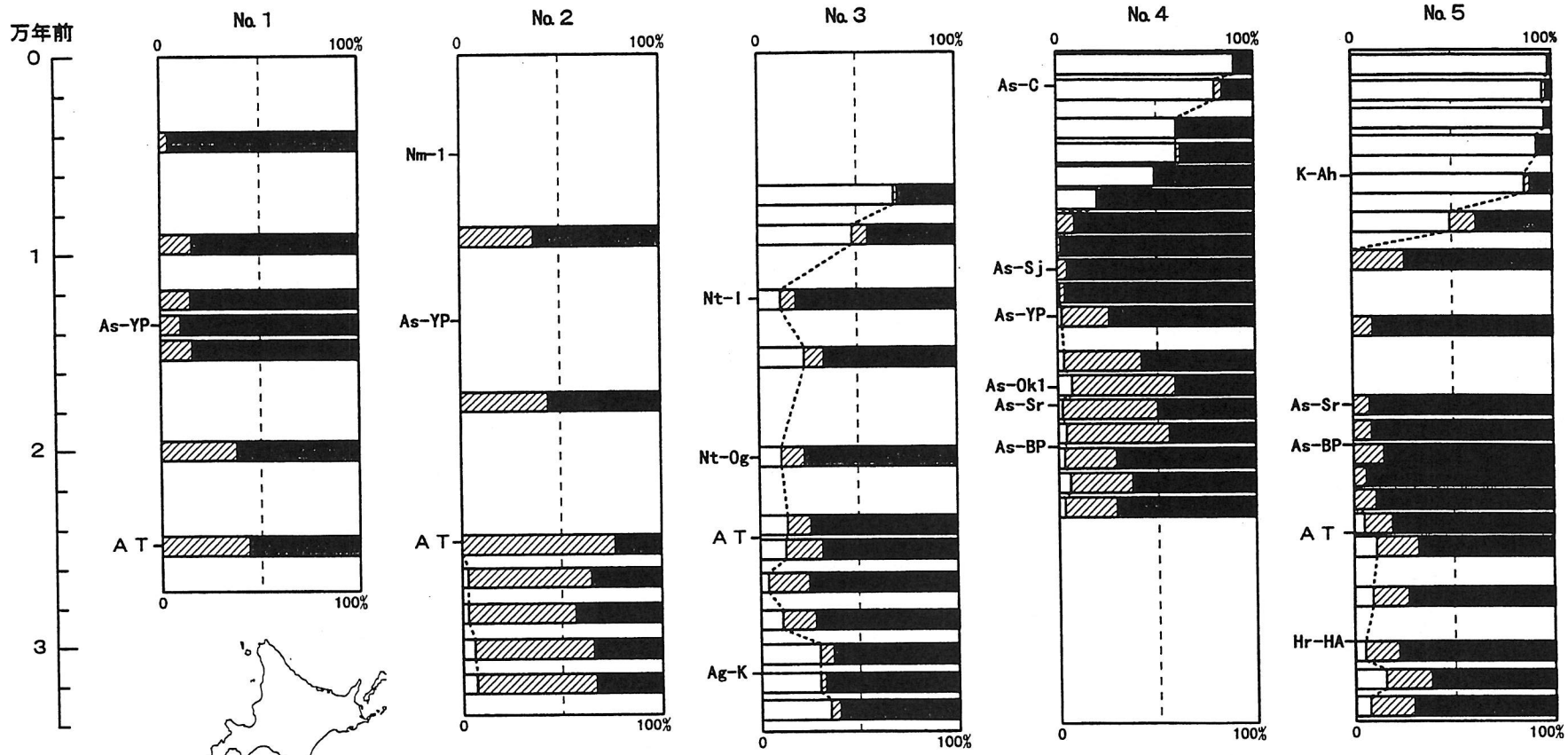
図1に示した5地点の約3万年前以降の火山灰土について植物珪酸体分析を行った。クマザサ属については植物珪酸体の形態から節レベルの細分も可能である（杉山，1987）。ただし、タケ亜科には節・属間雑種が存在することから（柏木，1991）、ここではミヤコザサ節型（ミヤコザサ節など）とチシマザサ節型（チシマザサ節・チマキザサ節など）の2つに分類した。分析結果は、各分類群の推定生産量の比率で示した。

3．結果と考察

1）AT（約2.4-2.5万年前）下位～As-YP（約1.3-1.4万年前）：日本海側のNo.1とNo.2では、現在は分布していないミヤコザサ節型が多量に検出された。No.4のAs-BP（約1.8-2.1万年前）～As-YPでも同様の結果であり、ミヤコザサ節型の比率は50％前後にも及んでいる。また、ネザサ節型がほとんど見られないことから、当時はかなり寒冷であり、積雪量の少ない比較的乾燥した環境が継続されたものと推定される。

2）As-YPより上位：チシマザサ節型が増加しており、とくにNo.4のAs-Sj（約1.1万年前）前後ではチシマザサ節型の比率が100％近くに達している。花粉分析によると約1.2万年前頃からブナ属の増加が認められ、日本海側を中心に多雪化したことが指摘されている（安田，1992）。今回の結果もこのような多雪化に対応したものと考えられ、積雪量の増加に伴ってチシマザサ節やチマキザサ節が優占種となったものと推定される。

3）約1万年前以降：No.3～No.5ではネザサ節型が急激に増加しており、現表土では比率が100％近くに達している。この植生変化は、完新世における急激な気候温暖化に対応したものと考えられる。一方、日本海側のNo.1とNo.2ではチシマザサ節型の比率がさらに増加し、ミヤコザサ節型は大幅に減少している。このように、晩氷期以降の多雪化によって、ミヤコザサ線を境界とする現在のササ類の分布が成立したものと推定される。



1．新潟県三川村上ノ平
2．福島県会津若松市笹山原
3．栃木県河内町緑ヶ丘
4．群馬県宮城村苗ヶ島
5．群馬県富士見村石井
------ ミヤコザサ線

ネザサ節型（メダケ属ネザサ節など）
ミヤコザサ節型（クマザサ属ミヤコザサ節など）
チシマザサ節型（クマザサ属チシマザサ節・チマキザサ節など）

図１　約３万年以降の火山灰土におけるタケ亜科植物の植生変遷

おもな分類群の推定生産量（kg/m²·cm）の比率。推定生産量は植物珪酸体密度（個/cm³）に各植物の換算係数をかけて求めた。ネザサ節の係数は0.48，ミヤコザサ節は0.30，チシマザサ節・チマキザサ節は0.75。

O-47 神戸市摩耶埠頭および東灘区における兵庫県ﾎﾞｰﾘﾝｸﾞ調査

竹村恵二（京都大）・加藤茂弘（人と自然博）・井上善夫・石沢一吉（応用地質）・大鹿明文・戸来正嗣（中央開発）・野尻誠二（ｵｷｺｺｰﾎﾟﾚｰｼｮﾝ）・檀原　徹（京都ＦＴ）・林田　明（同志社大学）・佐野正人（ｻﾝｺｰｺﾝｻﾙﾀﾝﾄ）・藤田和夫（断層研究資料センター）

Keiji TAKEMURA, Shigehiro KATO, Yoshio INOUE, Kazukichi ISHIZAWA, Masahi HERAI, Seiji NOJIRI, Tohru DANHARA, Akira HAYASHIDA, Masato SANO and Kazuo HUZITA : Stratigraphy of Drilling samples from Maya Wharf and Higashinada, Kobe City, Japan

阪神地域では深部までの地下地盤の詳細な把握は，阪神・淡路大震災以前にはできておらず，災害発生原因の究明のためにもその調査が急がれ，情報の公開が必要とされた．平成７年度兵庫県活断層調査委員会では，地下深部の情報と，震災の帯とよばれた地域での被害の状況に応じた地下情報を入手する目的で３本のボーリング調査が企画された．深層ボーリングとして摩耶埠頭において，580m掘削が行われ，反射法地震探査で得られた地質構造の検証と阪神地域の深層地盤を明かにすることができた．また，東灘区での２本のボーリングは，震災の被害の大きな地域と小さな地域の地下地質の情報に資することを主な目的として実施された．このボーリング試料を用いた研究は今進行中であるが，今回は主に地層観察，火山灰分析，微化石総合調査の結果をもとに，岩相層序，堆積環境，年代等の概略について報告する．なお，この結果は兵庫県土木部と人と自然の博物館の協力により出版される予定である．

調査位置と調査方法

深層ボーリング（583m掘削）は，神戸市灘区摩耶埠頭（北緯34° 41′ 48″，東経135° 13′ 51″，標高　2.1m）の地点で行われた．東灘区でのボーリングは，神戸市東灘区田中町（北緯34° 43′ 20″，東経135° 16′ 40″，標高13.94　m，掘進長125.00m）（A地点）と神戸市東灘区本山北町（北緯34° 43′ 35″，東経135° 17′ 00″，標高29.28m，掘進長55.00m）（B地点）の２地点で行われた．堆積物の分析では，地層観察，微化石総合調査，火山灰分析，古地磁気測定，炭素１４年代測定を実施した．また，関連するボーリング孔内での物理検層を行った．

３地点のボーリングの層序と年代

・摩耶埠頭ボーリング（583m）

調査の結果，１２層の海成層が認められ，火山灰や古地磁気の測定結果から，

大阪地域との対比や，大阪層群の海成粘土番号（いわゆるMa No.）との対比が可能になった．たとえば，深度404.51mと深度405.81mの間に磁化極性の反転層準があると判断され，この境界はこの下位にアズキ火山灰が発見されているため，ブルネ／松山境界（78万年前）に相当すると考えられる．肉眼的に識別された火山灰は１９層あり，445.25～445.67mの火山灰がアズキ火山灰，545.35～545.87mの火山灰がピンク火山灰と同定された．

・東灘区田中町２丁目中之町公園ボーリング（No. A地点）（125m掘削）
地表から2.83mまでの盛土を除き，2.83m～4.30m（沖積層相当層），4.30～49.62m（低位段丘相当層），49.62～78.35m（中位段丘相当層），78.35m～125.00m（大阪層群上部亜層群相当層）の４層に区分されることが明かにされた．沖積層相当層は暗灰色の砂礫と細～中砂からなる．3.00m深度の黒灰色腐植質シルトには，アカホヤ火山灰起源の火山ガラスが発見された．低位段丘相当層は黄褐色～暗灰色の砂礫と中～粗砂が主体である．径50～100mmの玉石が密集するところが多い特徴がある．上位に厚さ30～60cm程度の腐植質粘土を３層はさみ，そのうち5.40m層準に姶良ーTn火山灰の火山ガラスが密集している層が見つけられた．中位段丘相当層は，上部は暗青灰色の砂礫と中～粗砂が主体であるが，砂層が厚くなり，シルト・砂礫との互層状になる．年代を決定できる情報は得ることはできなかった．78.35m～125.00mの大阪層群上部亜層群相当層は暗青灰色の粒子がよくそろった細砂が特徴的である．113.95～118.33mは貝殻片を含む暗緑灰色の均質の海成粘土である．この海成粘土層と大阪層群の海成粘土番号（いわゆるMa No.）との対比は現在のところ確定はできない．

・東灘区本山北町本山北町公園ボーリング（No. B地点）（55m掘削）
地表から0.80mまでの盛土を除き，0.80～4.75m（沖積層上～中部相当層），4.75～12.72m（沖積層下部相当層），12.72～23.00m（低位段丘相当層），23.00～55.00m（中位段丘相当層）の４層からなる．沖積層上～中部相当層は茶褐色～黄褐色の礫まじり砂と細～中砂からなる．4.00m深度の黄褐色砂層には，アカホヤ火山灰起源の火山ガラスが発見された．沖積層下部相当層は黄褐色～緑灰色の砂礫，粗砂主体である．7.63m以深で亜角礫が主体になる．黒灰色の腐植質粘土を２層はさむ．低位段丘相当層は暗緑灰色の砂礫と中～粗砂が主体である．径150mmまでの亜角礫が多い特徴がある．13.60～13.82mに灰白色のガラス質火山灰の純層（姶良Tn火山灰）が発見された．中位段丘相当層は，暗青灰色の砂礫で砂は中～粗砂が主体である．50m以深で，暗青灰色粘土と暗灰色砂礫との互層状になり，植物片の混入が多い．

O-48 和歌山平野根来地区深層ボーリング調査による平野地下の地質

水野清秀・佃　栄吉・高橋　誠（地質調査所）・百原　新（千葉大学）
Kiyohide Mizuno, Eikichi Tsukuda, Makoto Takahashi and Arata Momohara ;

Subsurface geology of the Wakayama Plain based on the deep drilling survey.

和歌山県紀ノ川下流域に位置する和歌山平野は，中央構造線の活動と関連した構造性の堆積盆地と考えられる．紀ノ川中流域の丘陵を構成する菖蒲谷層は，鮮新世後期から更新世前期に旧紀ノ川河谷に堆積した地層で，積算層厚は200m程度と推定されているが，和歌山平野での反射法地震探査では，地下に800mにも及ぶ地層の存在が指摘された(吉川ほか, 1992)．地質調査所では，地震予知のための地下水観測等を行う深井戸を掘削し，同時にオールコアリングで地層を採取した．これによって，平野地下に厚い堆積物が存在することが確認された．

ボーリングは岩出町根来地区の，中央構造線活断層系(根来断層)によって南側に分離された，白亜紀堆積岩の和泉層群から成る丘陵の標高約110mの地点で行われた．狭義の中央構造線は地表ではこの丘陵の南縁に位置し，断層面は北へ約33°傾斜しているとみられる．ボーリング深度約137mで破砕された和泉層群，断層粘土(一部は結晶片岩起源？)をぬいて，未固結層に達し，ボーリング孔下端の深度約625mまでずっと未固結層が認められた．地質柱状図を図１に示す．未固結層は大きく４つに区分される．上位より深度約215mまではやや淘汰の悪い礫層を主体とし，紀ノ川本流と扇状地的な礫相が混じっている．その下，深度約300mまでは，礫層とシルト層の互層が主体で，植物化石などが含まれることが多い．さらに下位，深度約450mまでは紀ノ川の本流的な層相を示す亜円～円礫層が主体である．最下位深度約625mまでは，締まったシルト～粘土層が主体で，植物化石が含まれることが多い．また深度約482mのシルト層から淡水棲の貝化石がみつかった．おそらく湖沼的な環境にあったと推定される．

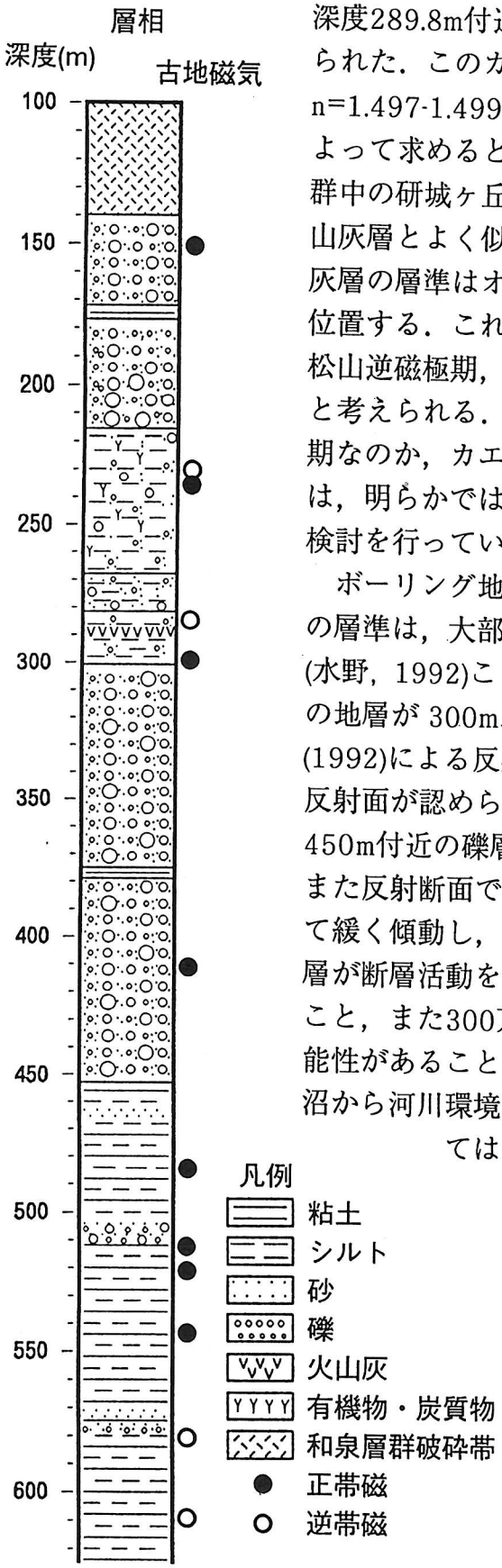
いくつかの層準においては，予察的に古地磁気測定を行った(図1)．また大型植物化石の採取と花粉分析もあわせて行った．深度約327mから下位の数層準でイヌカラマツの短枝が，480mの層準からセコイア属の球果が，また552mから下位の数層準で，フウ属の果実がそれぞれ採取された．花粉分析では，ほぼ全層準からメタセコイア属が検出され，450mより下位ではフウ属の産出が多くなる傾向が認められた．

表１　対比される火山灰層(火山ガラス)のICP発光分析による化学組成
(TiO2-P2O5:%, Ba-Y: ppm　分析は大手開発(株)による)

テフラ名	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Ba	La	Sc	Sr	V	Y
根来 289.75-95m	0.04	12.83	1.13	0.05	0.02	0.64	3.12	3.95	0.04	271	22	2	43	<1	20
淡路島　研城ヶ丘1	0.03	12.78	1.10	0.05	0.01	0.65	3.20	3.70	0.02	281	24	2	42	<1	22
古琵琶湖　迫	0.04	12.34	1.09	0.05	<0.01	0.63	2.86	5.24	0.02	288	24	1	39	<1	21

深度289.8m付近には，厚さ約20cmのガラス質火山灰層がみられた．このガラスは扁平型を主体とし，その屈折率はn=1.497-1.499である．ガラス の化学組成をICP発光分析によって求めると，この火山灰層は 淡路島に分布する大阪層群中の研城ヶ丘１火山灰層や古琵琶湖層群中の迫(はざま)火山灰層とよく似ていることがわかった (表１)．これらの火山灰層の層準はオルドバイイベントとガウス正磁極期の間に位置する．これらの点を考慮すると，深度300mより上位は松山逆磁極期，400～550mの間はガウス正磁極期に当たると考えられる．最下部の逆帯磁ゾーンがギルバ ート逆磁極期なのか，カエナあるいはマンモスイベントに当たるのかは，明らかではない．現在古地磁気の測定層準を増やして検討を行っている．

ボーリング地点より東方の丘陵を構成している菖蒲谷層の層準は，大部分がガウス期より新しいと推定されている(水野，1992)ことから，和歌山平野地下にはさらに古い時代の地層が 300m以上堆積していると考えられる．吉川ほか(1992)による反射法深度断面では，標高－400m付近に強い反射面が認められているが，これはボーリングでは深度450m付近の礫層とシル ト層の境界に当たる可能性が高い．また反射断面では地層は南から北縁の中央構造線に向かって緩く傾動し，堆積物の厚さも厚くなっていく．これは地層が断層活動を伴った造盆地運動と関連して堆積していること，また300万年以上前から中央構造線が活動していた可能性があることを示している． 深度450m付近でみられる湖沼から河川環境への急激な変化がなぜおこったのかについては，今後の課題である．



← 図１　ボーリングコアの地質柱状図

O-49 北西太平洋（シャツキーライズ）における過去2万年間の海洋環境復元

山根　雅之・大場忠道（北大・院・地球環境）

Masayuki YAMANE and Tadamichi OBA; Reconstruction of paleoenvironments in Western North Pacific (Shatsky Rise) during the last 20 kyrs

1.　はじめに

日本列島東岸沖の北西太平洋には、生物生産の高い親潮系の海流と貧栄養の黒潮続流がお互いに接しながら東へ流れている。シャツキーライズは、これら2つの海流系が接する極前線付近（現在は北緯40N近辺）に位置している。この極前線の位置は、過去において必ずしも一定しておらず、最終氷期最寒期（以下LGMと略す）には、現在よりも南に位置していたことが、Thompson (1981)やChinzei *et al.* (1987)によって推定されている。過去の気候変動に伴い極前線が南北に移動することによって、海洋表層の生物生産量も変化したことが予想される。そこで本研究では、シャツキーライズから採取された海底コアの有孔虫殻の酸素・炭素同位体比および有機炭素量を調べ、過去2万年間の海洋表層の生物生産の変動に焦点を当てた古環境復元を試みた。

2.　方法

本研究に用いた海底コアは、シャツキーライズの水深3107 mから採取したピストンコアKH96-3、S-2（33°21.75 N, 159°07.70 E, 長さ802 cm）である。このコアの後氷期とLGMに含まれる浮遊性有孔虫4種（*Globigerinoides sacculifer, Globorotalia truncatulinoides, Globorotalia inflata, Globorotalia scitula*）と底生有孔虫2種（*Cibicidoides wuellerstorfi, Uvigerina hispidocostata*）について、殻の酸素・炭素同位体比を測定した。測定に用いた有孔虫の大きさは250 μm以上である。*G. scitula*については単一個体測定を、他の種については数十個体をまとめて測定した。有機炭素量は、Fison社製のCNS元素分析装置（NA1500）を用いて測定した。

3.　結果と考察

1.　後氷期における浮遊性有孔虫*G. sacculifer, G. truncatulinoides, G. inflata, G. scitula*の酸素同位体比は、底生有孔虫*C. wuellerstorfi*（底層, 水温1.5℃）のそれよりそれぞれ5.0‰、1.9‰、1.8‰、1.3‰小さい。これらの酸素同位体比の差から4種の浮遊性有孔虫の生息水深を推定すると、*G. sacculifer*は水深100 m以浅、*G. truncatulinoides*と*G. inflata*は約500 m、*G. scitula*は約600 m付近にそれぞれ生息していたと考えられる。

2. 海洋表層に生息している*G. sacculifer*と深い水深に生息している*G. scitula*の殻の炭素同位体比（$\delta^{13}C$）を図1に示す。Holoceneにおける*G. sacculifer*と*G. scitula*の$\delta^{13}C$の平均値は、それぞれ1.29‰と-0.14‰であり、その差は約1.4‰である。LGMにおけるそれらの$\delta^{13}C$の平均値は、それぞれ1.37‰と-0.33‰であり、その差は1.7‰である。その差はLGMの方がHoloceneより0.3‰大きい。

一般に有孔虫殻の炭素同位体比（$^{13}C/^{12}C$）は、海水の炭素同位体比を反映する。表層海水の炭素同位体比は、植物プランクトンが光合成をするとき、^{12}Cを優先的に吸収するために大きくなる。逆に、水深が深くなると、表層で生産された小さい同位体比をもつ有機物が分解されるために炭素同位体比が小さくなる。このように、海洋表層付近に生息している浮遊性有孔虫と、より深い水深に生息している浮遊性有孔虫の炭素同位体比の差は、海洋表層の生物生産と密接に関連しており、その差が大きくなるほど、海洋表層の生物生産が活発であったと考えられる。このように、浮遊性有孔虫の炭素同位体比の差から、シャツキーライズにおける海洋表層の生物生産量はLGMに大きかったと考えられるが、このことは有機炭素量の結果からも支持される。

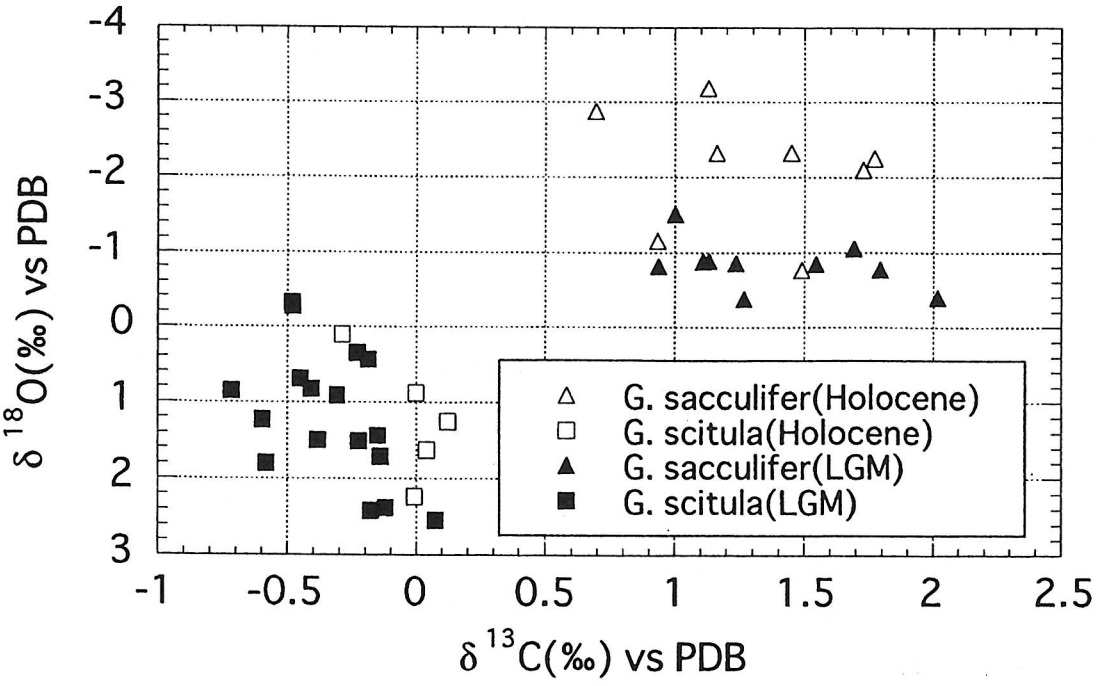


図1　HoloceneとLGMの浮遊性有孔虫殻の炭素同位体比

O-50　琉球海溝斜面から得られたピストン・コアの解析に基づく過去６万年間にわたる海洋環境変動

岡　俊太郎（北大・院・地球環境）・氏家　宏（拓殖大学）

Syuntaro OKA・Hiroshi UJIIE ; Paleoenvironmental changes in the Ryukyu Trench slope region during the last 60,000 years based on analysis of a piston core

ここ１０数年間、琉球列島周辺海域において多くのピストン・コアが採取され、有意義な研究結果が、多数報告されている。しかし、古海洋学的研究の多くは沖縄トラフ内に集中し、海溝斜面側の研究例は少ない。そこで本研究では、琉球海溝斜面の水深2,787mの地点から採取されたピストン・コアRN95PC4（図１）について、浮遊性有孔虫*Globigerinoides sacculifer* の殻を用いた安定酸素同位体比の変動、及びAMS^{14}C年代の測定により詳細な年代の決定を行い、その年代軸に沿った海洋環境変動についての考察を行った。

本コアは、全長311 cm、上部28 cmに酸化層が見られ、主に半遠洋性泥からなるが、110～180 cmに厚い砂層を挟在している。まず、この砂層について粒度分析を行った結果、この層はタービダイトであることが確認できた。ここでのタービダイトは、半遠洋性堆積物にエピソードとして挿入したものと考えられるので、この層厚を差し引くことにより正確な年代軸が得られる。すなわち、タービダイトの層厚を除いたδ^{18}Oの曲線は、外洋の標準的なカーブ(Martinson *et al.*, 1987) との対比が可能であり、ステージ４まで達していると判断できた（図２右）。さらに、３層準について測定を行ったAMS^{14}C年代も加えて、このコアの年代軸を決定した。その結果、このコアの最下部は約６万年前まで到達していることがわかった。次に、過去６万年間に及ぶ海洋表層の環境変動を推定するため、この年代軸に対する浮遊性有孔虫群集の変動を求めた。その結果、酸素同位体ステージ２における浮遊性有孔虫の群集組成は現在のものと異なり、ステージ１においては *Globigerinoides ruber, G. sacculifer, Globigerinita glutinata* が優勢であるのに対し、ステージ２では、これらの種の相対産出頻度は幾分減少し、代わりに*Globorotalia truncatulinoides, Turborotalia inflata* や、*Neogloboquadorina dutertrei, N. pachyderma, Globigerina bulloides* の増加が見られた。このことから最終氷期の間、本海域の表層環境は現在と異なっていたことが推定され、その変化として表層水温の低下、中央水塊の影響の増大、生物生産量の増加などが考えられる。今後さらに詳細な環境復元を可能にするため、炭酸カルシウムの溶解の程度の見積り、底生有孔虫殻の安定酸素・炭素同位体比、有機炭素量などの分析を行う予定であり、学会ではその結果についても発表する。

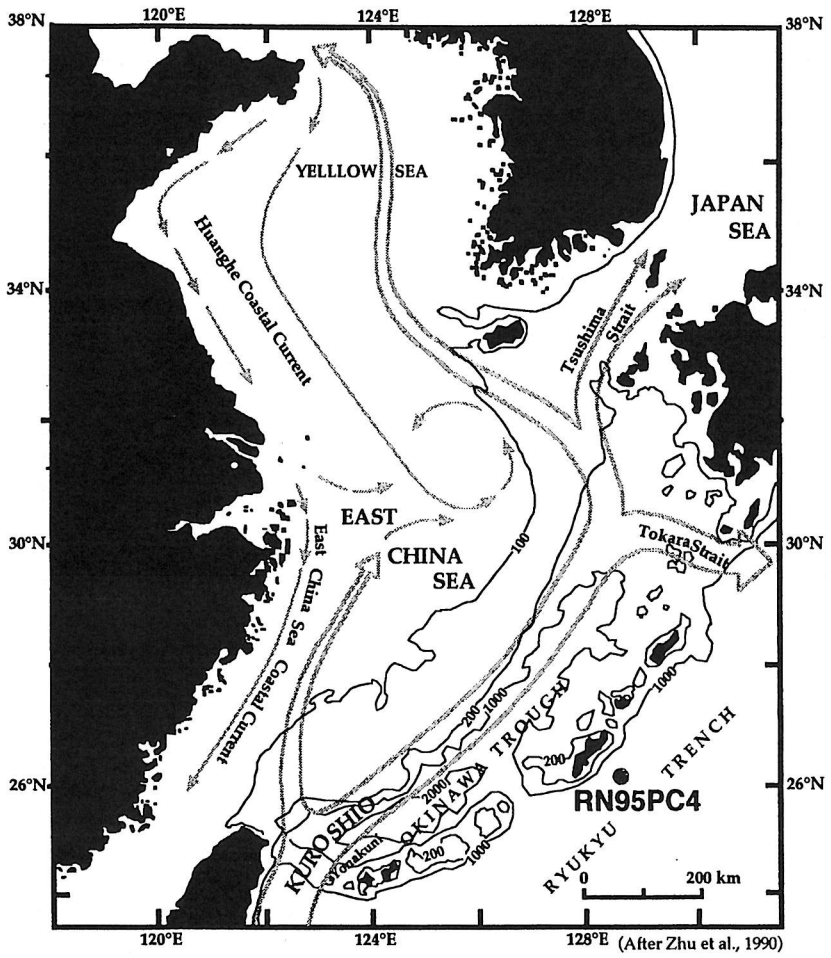


図１．RN95PC4の位置

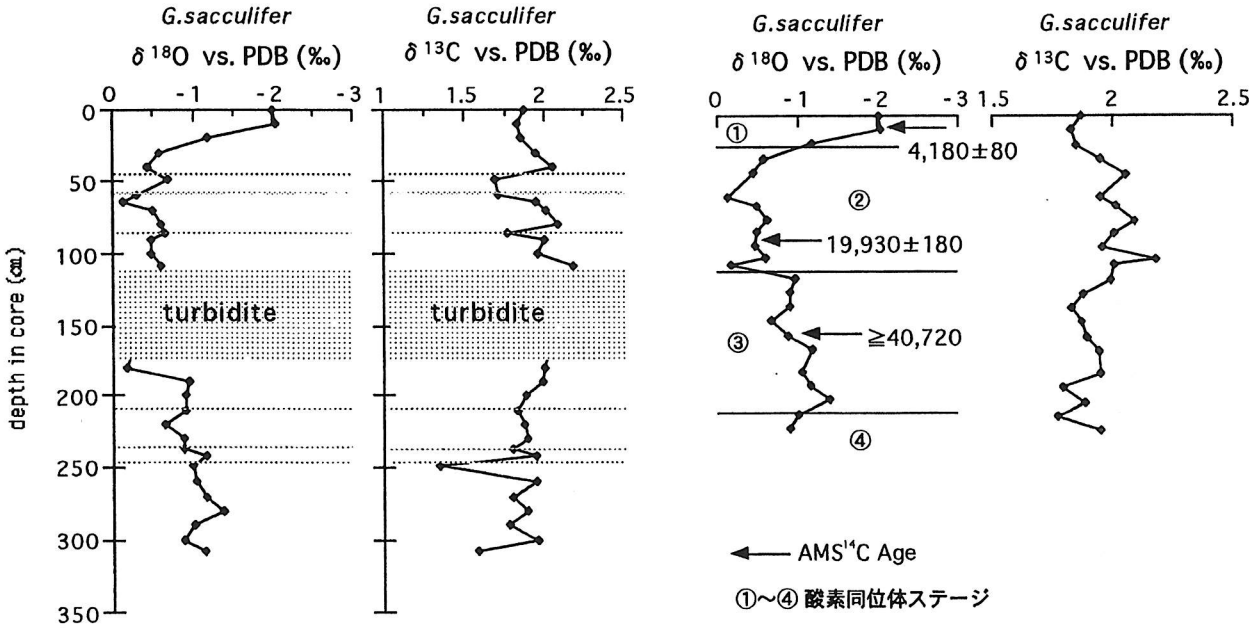


図２．RN95PC4の安定酸素・炭素同位体比の変化。
右図はタービダイトの層厚を除いたもの。

O-51 MONSOON CLIMATE AND GLOBAL CHANGE :

High-resolution sediment records from the South China Sea

L. Wang[1+2], M. Sarnthein[2], P. Grootes[3], H. Erlenkeuser[3], and C. Pelejero[4]

[1] Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University, Japan (present address)
[2] Geologic-Paleontologic Institute, Kiel University, Germany
[3] Leibniz Laboratory, Kiel University, Germany
[4] Departament de Quimica Ambiental, Centre D'investigacio i Desenvolupament, Spain

Based on SONNE-95 core 17940-2 (20°07'N, 117°23'E, 1727 m) in the northern South China Sea, about 400 km SW to Hong Kong and Pearl river mouth, we present the AMS-^{14}C dated stable isotope curves of planktonic foraminifera, sea surface temperature (SST) records, as well as grain size and clay content of the siliciclastic fraction. Reconstructed paleo proxy data of century to bidecadal resolution provide basis for East Asian monsoon history during the last glacial cycle.

During the Preboreal and early Holocene, low $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values parallel a grain size minimum and clay maximum. We infer a phase of summer monsoon maximum, of lowered sea-surface salinity linked to increased fluvial input and of increased offshore upwelling and fertility. These features parallel monsoon maximum found in the northern Indian Ocean, as well as the methane maximum in the atmosphere found in Greenland ice, and may be ascribed to the early Holocene maximum in solar insolation. About 8,000 cal. yr B.P., subsequent to a distinct short salinity maximum, the modern current regime started, where upwelling is less important and salinity is higher than the early Holocene. Superimposed on these long-term shifts, we observed ongoing short-term climatic variations in cycles of 775, 102 and 84 yrs. These cycles may reflect changes in both solar activity and oceanic circulation.

During glacial termination I, $\delta^{18}O$ signals of the Younger and Oldest Dryas cold spells witness climatic links to the deglaciation history of the North Atlantic. Low salinity spikes correlate well with the Dansgaard-Oeschger events in Greenland ice core during stage 2-3. The Last Glacial Maximum (LGM) is characterized by both lower SST and high nutrients which increase towards the end of the LGM. The glacial sediments are dominated by a siliciclastic fraction with a grain size range similar to that of loess (before 19,800 cal. yr B.P.). Within less than 100 yrs near the end of the LGM, the "loess" was suddenly replaced by fluvial clay. This marks a fundamental change in the East Asian monsoon, from a winter NE monsoon dominated glacial regime to a summer SW monsoon regime in the Holocene. This "MONSOON-SWITCH" precedes the Termination IA by about 1000 years, a lead which indicate a yet unknown feed-back mechanism of monsoon circulation in the global climate system.

O-52 大阪平野地下の第四系の帯磁率層序

東脇愛子・吉川周作（大阪市立大学）

Aiko HIGASHIWAKI, Syusaku YOSHIKAWA; Magnetic susceptibility stratigraphy of Quaternary deposits in Osaka Plain

大阪平野地下では，基盤岩の上に厚さ2.000 m以上の第三系から第四系が累重している．基盤岩は，主に領家帯の花崗岩類であって，それをおおう堆積層は大阪層群，上部洪積層（段丘相当層），沖積層に区分される．

大阪平野地下に伏在する第四系の層序学的調査・研究は，主として建設工事，近年では，震災調査に伴って掘削されたボーリング試料（コア）の岩相観察および粒度・化石・鉱物・化学・絶対年代などの分析によって進められてきた．

本研究では，大阪平野地下の第四系の帯磁率を測定し，帯磁率層序学的研究を行った．

本研究で用いたボーリングコアは，大阪市内で掘削された鶴見区浜の250 mボーリングコア，西成区北津守の250 mボーリングコア，中央区大手前の250 mボーリングコア，天王寺区夕陽ヶ丘の600 mボーリングコアである．この4本のボーリングコアは沖積層，段丘相当層，大阪層群で構成されている．

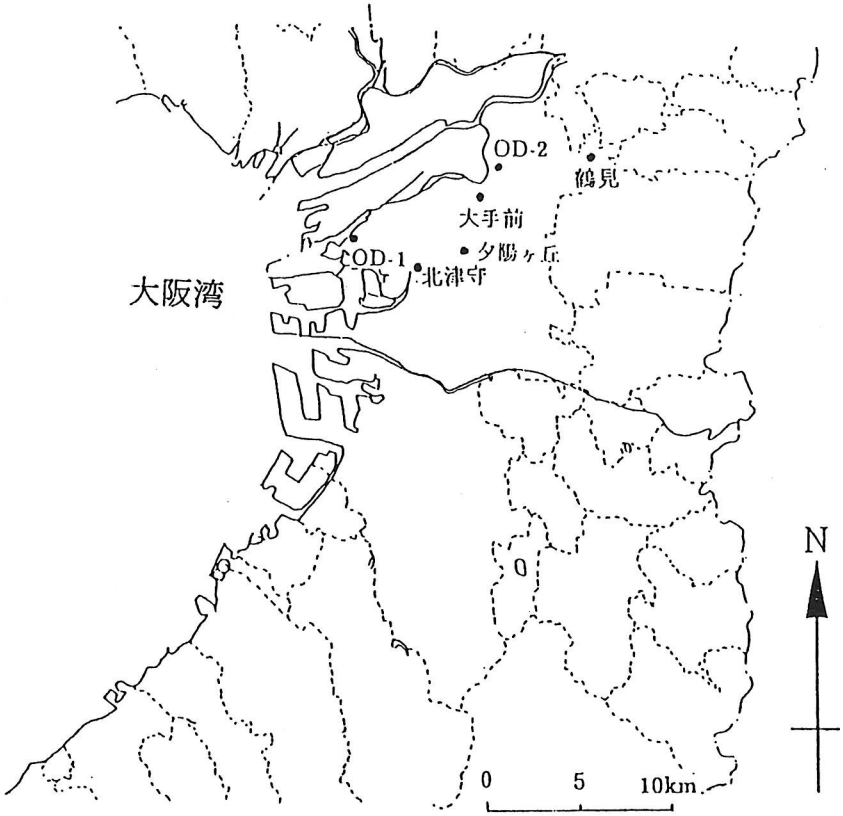
測定試料は，夕陽ヶ丘ボーリングコアと大手前ボーリングコアの下半部からは，約50 cm間隔で，北津守・鶴見ボーリングコアと大手前ボーリングコアの上半部は，約1 m間隔で採取し，肉眼で認められる火山灰層については，3～4 cm間隔で採取した．

以上の試料を帯磁率計で測定した結果，夕陽ヶ丘ボーリングコアでは，深度330.85 mより上位の層準では，帯磁率の値は10前後で変化しているが，それより下位の層準では，帯磁率の値は火山灰を除いても0.88～127.48まで大きく変化し，高い値を頻繁に示している．また，北津守・鶴見ボーリングコアにおいても，夕陽ヶ丘ボーリングコアの深度330.85 mより上位の層準と同様に，帯磁率の値は10前後で変化しており，大きな変化はみられない．さらに，大手前ボーリングコアにおいては，夕陽ヶ丘ボーリングコアにおいての変化と同様，深度235.5 mより上位の層準では，帯磁率の値は10前後で変化しているが，それより下位の層準では，帯磁率の値は火山灰を除いて6.33～114.65まで変化し，高い値を頻繁に示している．また，火山灰では，3.87～361.4と低いものから高いものまであるが，多くの火山灰は高い値を示し，平均しても他の堆積物のものと比べて高い．

以上のことから，大手前・夕陽ヶ丘の両ボーリングコアで帯磁率の急激な変化がみられることから，上下2帯に区分することが可能である．上部層をⅠ帯，下部層をⅡ帯とする．この境界は，夕陽ヶ丘ボーリングコアでは，Ma-1の下位

約30 mの位置にあり，大手前ボーリングコアでは，Ma-1 の下位約20 mにあることから，層序的な位置関係からみても，両コアの帯磁率による層序区分の境界（Ⅰ帯とⅡ帯の境界）は対比可能と思われる．

また，北津守・鶴見・大手前・夕陽ヶ丘ボーリングコアでの岩相毎の帯磁率の変化をみると，泥ではほとんど変化しないが，砂では上で述べたⅠ帯とⅡ帯の境界で急激に高くなる．また，全体的には帯磁率は細粒堆積物ほど高く，粗粒堆積物ほど低いが，Ⅱ帯においては粗粒堆積物の帯磁率が高くなっている．この帯磁率の変化の原因を追求するため，中粒砂試料をふるい分け・磁気分離を行った結果，帯磁率の変化の原因は細粒砂構成物のうち磁性を有する物質に関係があることが判明した．これは後背地の源岩の変化を反映していると思われる．



北津守・鶴見・大手前・夕陽ヶ丘ボーリングと
OD-1, OD-2ボーリングとの位置図

O-53　完新世の北海道における温暖種の消長

松島　義章（神奈川県立生命の星・地球博物館）

Yoshiaki MATSUSHIMA :The historical changes the warm element species during the Holocene along the coast of Hokkaido

北海道沿岸域に分布する海成沖積層中や縄文貝塚からは、青森県陸奥湾を北限とし現在の北海道沿岸には生息していない　ハマグリ(Meretrix lusoria)やシオフキ(Mactra veneriformis)、ウネナシトマヤガイ(Trapezium liratum)、北海道南部を分布の北限とするアカガイ(Scapharca broughtonii)やアカニシ(Rapana thmasiana)、中部まで分布するイボキサゴ(Umbonium moniliferum)やカガミガイ(Phacosoma japonica)など、暖流域起源の温暖種が含まれており注目されてきた（赤松,1963;松島・大島,1974 ほか）。これらの温暖種は完新世になって汎世界的な気候の温暖化に伴い、日本海沿岸を北上して流れる対馬暖流によって、南から生息域を拡大し、約6500～5000年前の海進進最盛期には最も北の根室半島まで分布したことで知られている（松島・大島,1974;松島,1984)。一方、対馬暖流は日本海の深海コアの詳細な分析結果から、完新世になって、日本海へ本格的に流入するようになったのが、約8000年前とされている（大場,1983 ほか）。そのため北海道沿岸各地で、これらの温暖種がいつごろから出現して、いつまで分布していたかが明らかになれば、対馬暖流の趨勢を知ることになる。そこで、これまで完新世の温暖種について調査が行われてきた石狩平野、勇払平野、オホーツク海岸や釧路平野などで得られた成果を検討して、完新世においての北海道沿岸を流れる対馬暖流の動向を探ってみる。

最初に出現する温暖種は、道最南部の函館平野より明らかになったマガキの礁に伴うウネナシトマヤガイで、最も早い約7500年前である（太田・佐藤,1994)。この温暖種がそろって出現するのは、日本海岸側の石狩平野で約7500年前であり（高木ほか,1990)、函館平野での年代と一致する。オホーツク海岸から道東海岸では、ウネナシトマヤガイがカキ礁に伴って、約7200～6900年前より確認でき、東へいくほどやや遅れて出現する（松島,1995)。ウネナシトマヤガイ以外のハマグリ、シオフキ、アカガイ、アカニシやカガミガイなどの種は、道東海岸とオホーツク海岸では同時期の約6900年前よりそろって産出する。このことは道東海岸における温暖化が、日本海岸側より約 500～ 600年遅れて一気に進んだことを現わし、すくなくも約7000年前より対馬（宗谷）暖流の影響が、道東沿岸にまで達していたことを示す。

これらの温暖種は釧路平野では約5300年前まで広く分布していたが、それ以降は全くみつからなくなって消滅したことを、自然貝層と平野周辺に立地する貝塚資料（縄文早期～前期）から分かった（松島・山代,1992)。緯度で最も東に位置する根室半島では、ウネナシトマヤガイやサビシラトリガイなどが、約5400年前まで確実に生息していた（松島・川上,1995)が、約5200年前には衰退する（前田ほか,1986)。つまり、道東海岸における温暖種の消滅は、日本列島の中で最も早い約5200～5000年前であり、縄文海進

最盛期末からはじまる海水温の低下の先駆をとらえている。したがって、道東海岸では約5200～5000年前より対馬（宗谷）暖流の影響を受けず、親潮が直接洗う現在に近い沿岸環境となったことを示唆する。

オホーツク海沿岸の網走川河床や常呂川低地では、約5000年前にハマグリをはじめウネナシトマヤガイ、アカガイ、アカニシ、サビシラトリなどの種がまだ広く繁殖しており、これらの温暖種が周辺に形成された縄文前期末から中期の貝塚より出土する貝類組成からも知ることができた（前田ほか,1994)。このことからオホーツク海沿岸では、対馬暖流の影響を道東海岸より1000年以上も後の、縄文中期まで強く受けていたことを示す。さらに、ウネナシトマヤガイだけは、約1000年前までマガキに伴って生息していたことを、常呂川低地の自然貝層や網走川河口のオホーツク期のモヨロ貝塚資料から知ることができた。縄文中期以降の対馬暖流の影響は、海進最盛期の勢いには及ばないにしろ、現在よりかなり強い影響を受けたことを示唆する。

道南海岸の勇払平野では温暖種の出現が、函館平野に比べて大巾に遅れ、約6900年前（荒川,1992;1994）となり、釧路平野と同じ年代を示す。その後、約5200年前までは広く分布しており、平野周辺に形成された貝塚（縄文前期から中期初頭）から、マガキに伴ってハマグリ、ウネナシトマヤガイ、シオフキ、カガミガイなど多くの種が出土する。それ以降の新しい時期になると全くみられなくなり、温暖種の消滅したことを示している。約7500年前に津軽海峡を抜け太平洋側に出た対馬（津軽）暖流の北上が、極めて厳しく、函館より約 600年も遅れて勇払平野に到達したことを物語っている。さらに、約5200年前以降に温暖種の消滅することは、釧路平野で明らかになった温暖種の消長の年代と全く一致しており、この時期、太平洋に面した道東海岸から道南の勇払海岸にかけての一帯は、海水温の低下がはじまり、千島列島にそって南下する親潮の勢いが一気に強まったことを示唆する。

函館において温暖種の分布は、約7500年前以降、約4000年前まで生息していたことを自然貝層や縄文中期末葉の貝塚資料から知ることができる（赤松,1963)。その消滅はそれ以降となる。津軽海峡を東流する対馬（津軽）暖流の勢いが、約7500年前から海進最盛期、さらに約4000年前まで大きな変動のないことを現わし、それ以降になって急激に弱まったことを示すものである。

以上により、約8000年前に本格的に日本海へ流入した対馬暖流は、約7500年前には道南の津軽海峡から日本海側の石狩平野まで北上して、温暖種が生息できる沿岸環境をつくった。その後、約7200年前になるとさらに北上した対馬暖流は、宗谷海峡を通ってオホーツク海に流れ込み、宗谷（対馬）暖流となってオホーツク海岸にそって東南下てし、約6900年前には遂に太平洋岸側に出て、道東海岸の根室半島から釧路平野にまで達した。そして、約5200年前まで北海道沿岸は全て対馬暖流の影響下にあり、ハマグリ、ウネナシトマヤガイ、シオフキ、カガミガイなどの温暖種が生息できる、現在と全く異なる温暖な沿岸環境となっていた。したがって、縄文海進最盛期直前から最盛期にかけてのおよそ2000年間は、日本列島沿岸は全て黒潮あるいは対馬暖流の影響をうけ、完新世中で最も温暖の海況となっていた。

O-54 後氷期における内湾の埋積過程の復元方法について
－北上川下流沖積低地を例に－

伊藤晶文（東北大・院）

Akifumi ITO; Reconstruction of Holocene regressional process in the Kitakami River Alluvial lowland, Northeastern Japan.

Ⅰ．はじめに

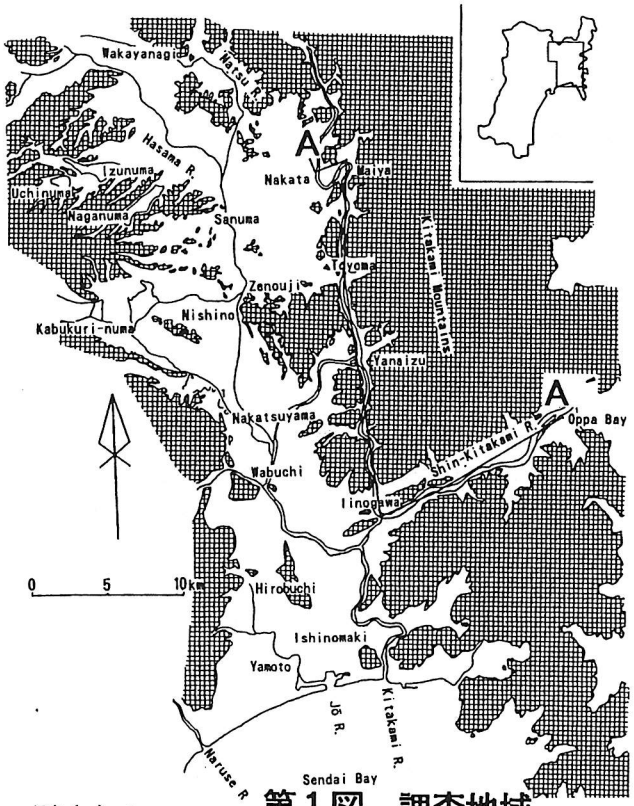
日本各地の臨海沖積低地において，いわゆる縄文海進によって形成された内湾の縮小過程については，従来，ボーリング資料による層相解析，^{14}C年代測定，珪藻分析，FeS_2含有量分析などに基づく旧海岸線の前進によって明らかにされてきた．しかし，各時代毎の旧海岸線背後における河川の主な堆積場の変遷については，これまで十分に議論されているとはいえない．内湾の縮小過程を，その埋積主体である河川の挙動から直接的に明らかにすること，すなわち河川による内湾の埋積過程を具体的に明らかにすることは，沖積低地における古環境のより詳細な復元に結び付く重要な課題であると考えられる．また，複数の河川が流入する沖積低地の場合，各河川の堆積物供給量の差異が内湾の埋積過程に反映されている可能性が高い．そこで，本研究では，複数の河川が流入する比較的大規模な低地である北上川下流沖積低地を調査地域に選定し（第１図），①ボーリング資料解析に基づいて沖積層の堆積構造を明らかにし，②①の結果に^{14}C年代測定結果を加えて，岩相の空間的分布を明らかにし，河川による内湾の埋積過程の復元を試みた．

Ⅱ．北上川下流沖積低地における沖積層の堆積構造と後氷期海水準変動

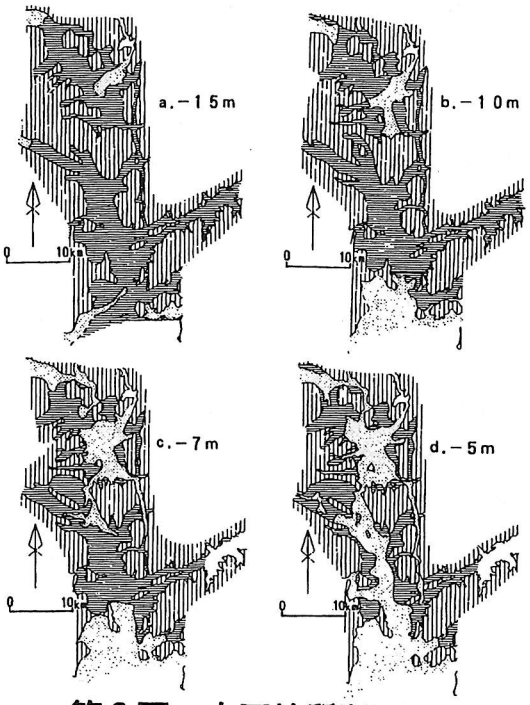
本地域の沖積層は層相により，下位より下部砂礫層(LG)，下部陸成砂・粘土層(LS)，中部海成粘土層(MC)，上部海成砂層(US-a)，上部陸成砂・粘土層(US-b)に区分される（第２図）．MCは，現海岸線から約40km内陸に入った地点まで連続して分布する．その上位に堆積するUS-aは現海岸線付近にのみその分布が認められ，一方，US-bは本低地の広い範囲にわたってMCを覆うように分布する．また，内湾の埋積過程における各時期の年代を推定するために，本地域の沖積層で得られた^{14}C年代資料から相対的海水準変動曲線を作成した．

Ⅲ．北上川下流沖積低地における内湾の埋積過程

複数の河川による内湾の埋積方向をあらかじめ把握するために，収集したボーリング資料を全て用いて，岩相で分類した水平地質断面図を作成した（第３図）．特に内陸側の砂質堆積物に注目すると，その分布は高度が上がるにつれて次第に現海岸線方向に広がる傾向にある．この傾向を参考にし，さらに層相判定の結果を加えて内湾の埋積過程を復元した（第４図）．本地域に広がった内湾は，最大規模の河川である北上川の埋積をおもに受け，支流迫川はほとんどその埋積に関与していない様子が認められる．このような内湾埋積時における海岸線背後の各河川の主たる堆積場の変化および差異は，従来の研究では復元することのできない様相であり，本研究で用いた方法の有効性が認められる．

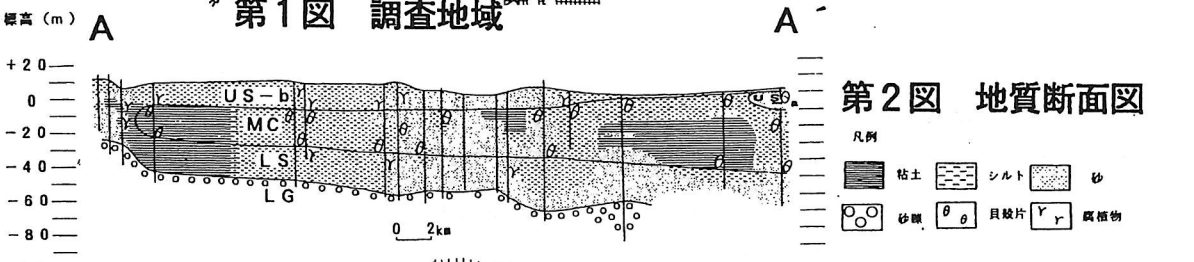


第1図　調査地域

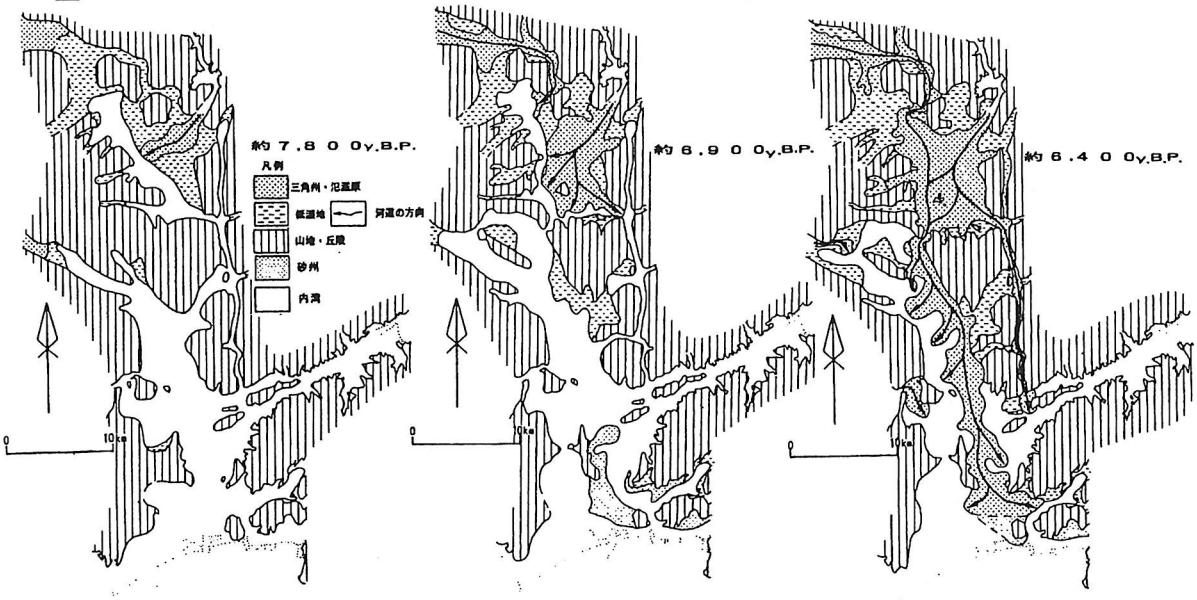


第3図　水平地質断面図

砂質堆積物　泥質堆積物　岩盤



第2図　地質断面図



第4図　北上川下流沖積低地における内湾の埋積過程

O-55 新潟県上越市高田市街地における消雪用地下水の揚水による地盤沈下

関谷一義（新潟県保健環境科学研），陶野郁雄（国立環境研）
Kazuyoshi SEKIYA and Ikuo TOHNO;Land Subsidence due to Pumping Out of Ground Water to Melt Snow, at Urban Takada, Joestu City, Niigata Pref.

1．はじめに

新潟県上越市高田市街地では消雪用地下水の揚水による地盤沈下が顕在化している．特に，1984（昭和 59）年の豪雪時は一年間の沈下量が 10.1cm を記録し全国ワースト１となり，それに続く豪雪で３ヵ年の沈下量は 19.6cm に達した．

同市街地の北部に位置する上越市立城北中学校内における沈下量と降雪深の時系列変化を Fig.1 に示した．豪雪時に沈下の進行が著しいことが明らかである．また，同校敷地内の深度 137m の観測井の管頭の測量結果を基に，137m 以浅と以深の変動量の違いを調べると豪雪時の沈下のほとんどが 137m 以浅の収縮によることが明らかとなった．

2．深度別の変動量

地表から 137m までをさらに，0～12m，12～18m，18～50m 及び 50～137m に 4 区分し，深度別の変動量を求めた．その結果を Fig.2 に示した．0～ 12m 及び 12～ 18m の地層は観測期間中ほとんど変動しなかった．18～ 50m 及び 50～ 137m の地層は冬期の収縮が観測された．1994 年と 1996 年は冬期の収縮が夏期においても回復しなかった．回復しなかった収縮量の割合を深度別にみると，70％以上が 18～ 50m 間であった．0～137m 以浅の冬期の収縮による地盤沈下への寄与は 18～ 50m の間で最も大きいことが明らかになった．

3．地下水利用と帯水層別の地下水位

近年，高田市街地では G1 層と呼ばれている深度 50m 付近の帯水層から揚水する井戸が増加している．浅井戸は冬期に水量が減少したり，涸れたりするため，水量が安定している G1 層の地下水を利用するためである．これらの井戸は，地下水の採取を規制している新潟県生活環境の保全等に関する条例の対象にならないように小規模な揚水機を設置したものがほとんどである．帯水層別の地下水位を Fig.3 に示した．50m 井(G1 層)の地下水位は冬期の低下量が最も大きく，経年的に低下する傾向にある．18～50m 間の収縮の進行は G1 層の地下水位の低下が著しいことに起因していると考えられる．県条例の対象とならない井戸は規制の面からの歯止めがないために今後とも増加することが十分に予想され，G1 層の地下水位の変動と 50m 以浅の地層の変動量を監視しながら，その経過によっては，県条例の改正等を含めた適切な地盤沈下防止対策を推進することが必要である．また，ここ数年の結果では 137m 井の冬期の地下水位低下量も増加しており，50～137m 間の収縮にも注視する必要がある．

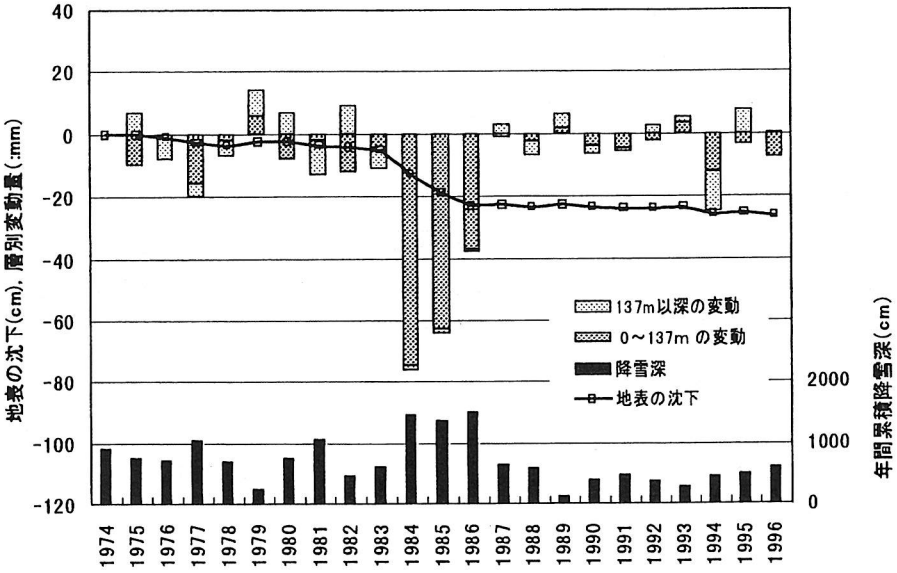


Fig.1
高田市街地北部における地表の沈下と 137m 以浅と 137m 以深の変動量

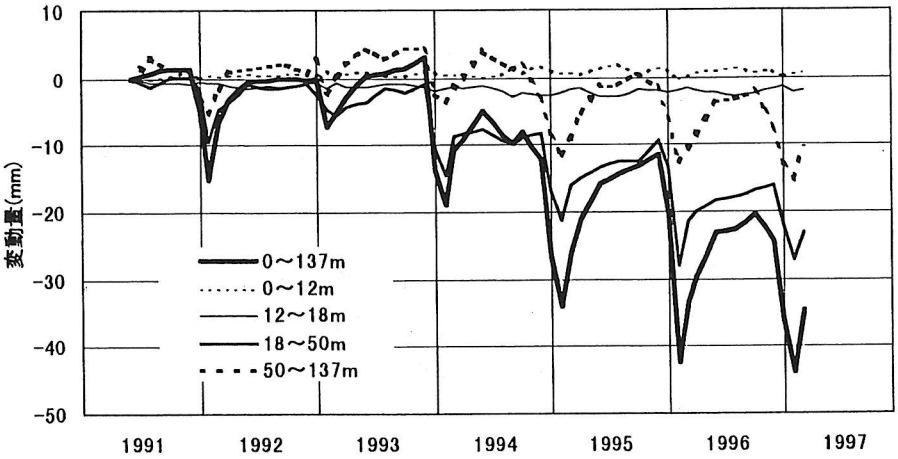


Fig.2
高田市街地北部における深度別の地層の変動量

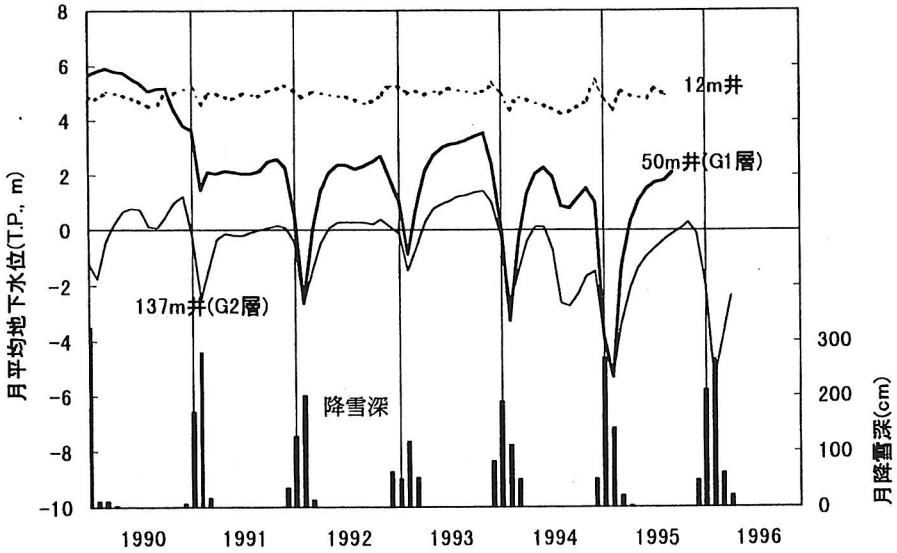


Fig.3
高田市街地北部における帯水層別の地下水位の変動

O-56　阿蘇外輪山及びその周辺の黒ボク土の生成年代と古植生

山田一郎（九州農試），佐瀬　隆（岩手県一戸高），久保寺秀夫（九州農試）
Ichiro YAMADA, Takashi SASE, Hideo KUBOTERA; The age of Andisols and the paleo-vegitation around the Aso Sonmma, Kumamoto

九州の代表的な火山灰土壌地帯である阿蘇火山灰土壌の黒ボク土の生成年代を明らかにするため外輪山地帯（阿蘇郡一の宮町古閑１(720m)，阿蘇郡波野村坂ノ上(830m)），山麓（菊池郡大津町高尾野(220m)），菊池台地（菊池郡西合志町九州農業試験場(87m)）の各土壌断面の黒色黒ボク土最下部の^{14}C年代を測定した．また，阿蘇火山灰土壌生成の古環境解明の一環として高尾野土壌の植物ケイ酸体（ﾌﾟﾗﾝﾄｵﾊﾟｰﾙ）の分析を行った．ﾌﾟﾗﾝﾄｵﾊﾟｰﾙは，6%H2O2で土壌有機物を分解し，超音波処理後，分離した10～100μ部分を比重2.3の重液を用いて分離し（比重2.3以下はﾌﾟﾗﾝﾄｵﾊﾟｰﾙ），その形態組成を偏光顕微鏡で決定し，古植生を推定した．

古閑１の土壌の上部は黒色黒ボク土で，その中間にアカホヤ火山灰（Ah,6300年）を挟んでいた．黒色黒ボク土の下は褐色の火山灰土で，約5m部分に姶良TN火山灰（AT，2.2～2.5万年前）と5.5m部分に阿蘇起源の草千里ケ浜降下軽石（KP）を挟んでいた．KPの直下は特異的に黒味が強かった．坂ノ上の土壌断面は約4mまで黒色土層と黒褐色土層が互層し，その下は褐色土層であった．高尾野の露頭も約4mまで黒色土層と黒褐色土層が互層し，その下は褐色土層であり，50cm部分にアカホヤが，約3m部分にATが，約4m部分にKPが認められた．九農試の土壌断面は約2mまで黒色土壌でその以下は褐色土層であった．

測定された^{14}C年代は，古閑１の最下部黒色黒ボク土で11,000年，坂の上の最下部黒色土では9,100年であった．古閑１のKP直下の年代は26,600年で，その下の黒色土は28,100年であった．高尾野の最下部黒色黒ボク土の年代は27,500年で九州農試の最下部黒色土の年代は25,900年であった．これらの結果から阿蘇外輪山の黒色黒ボク土は約10,000年前から連続して生成していたが，山麓や台地では26,000～28,000年前から連続して生成していることが確認された．またKPの降下年代は26,600年前で，外輪山一帯やその東方で特徴的に認められたKPの下の埋没黒ボク土の年代は28,000年であることがわかった．このことは阿蘇の台地や山麓での黒ボク土の連続した生成は関東，東北，北海道のそれらに比べて1.5～2万年早いことが確認できた．

高尾野の各土層のﾌﾟﾗﾝﾄｵﾊﾟｰﾙ分析結果は各土層とも類似していた．何れもイネ科が圧倒的で樹木起源は殆ど含まれていなかった．この結果はこの断面の褐色土層は森林下で形成された土壌ではないことを示していた．各土層ともファン１型（タケ亜科起源），ファン２型（非タケ亜科起源；例えばススキやチガヤ），タケ型（ササ属，メダケ属起源）が主であるので，ササやススキが優先した草原古植生が想定された．またﾌﾟﾗﾝﾄｵﾊﾟｰﾙ含量と腐植含量とは正の関係が強いことからからも，この累積土壌の有機物の給源はイネ科の草本植生であることが推定できた．さらに，褐色土層にも多量の腐植が集積し，その起源がイネ科の草本植生であったことから，この土壌の褐色土層はＢ層でなく，Ａ層であることがわかった．イネ科の草本植生下でも母材テフラの供給量により褐色のＡ層が生成する可能性については今後さらに検討する．

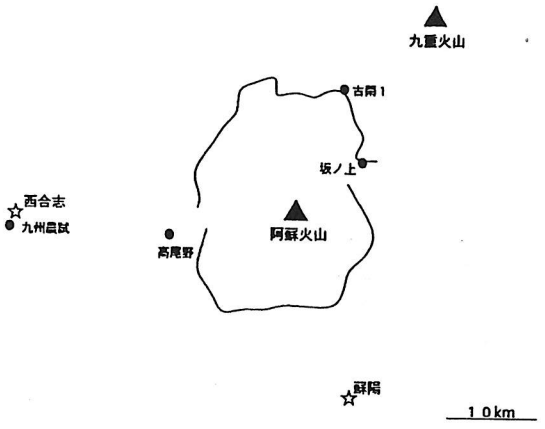


図1　調査地点

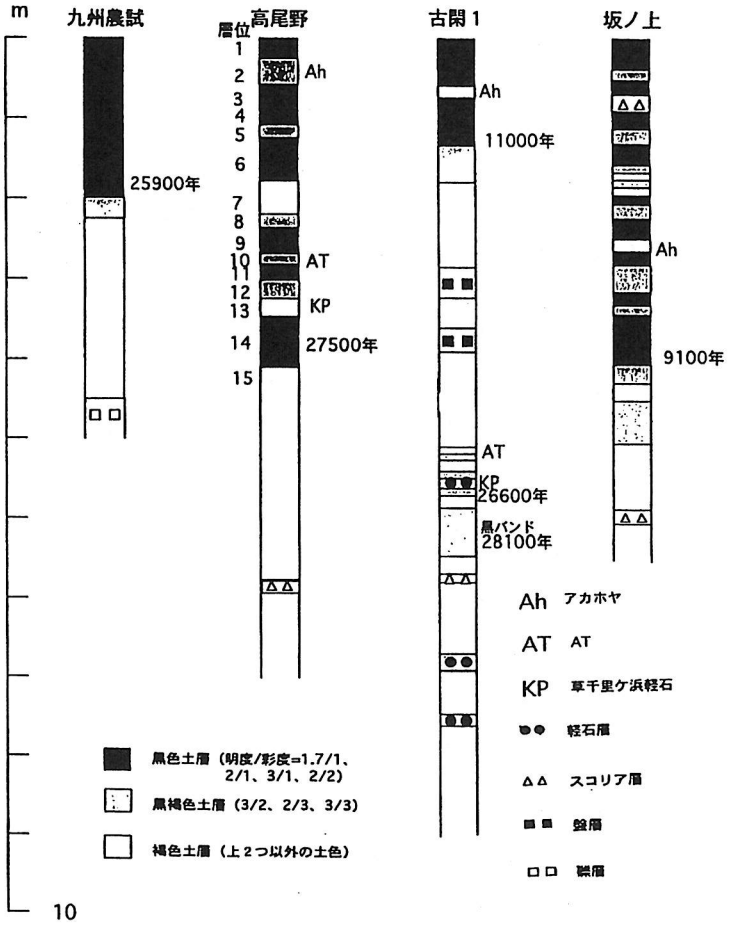


図2　土壌の^{14}C年代

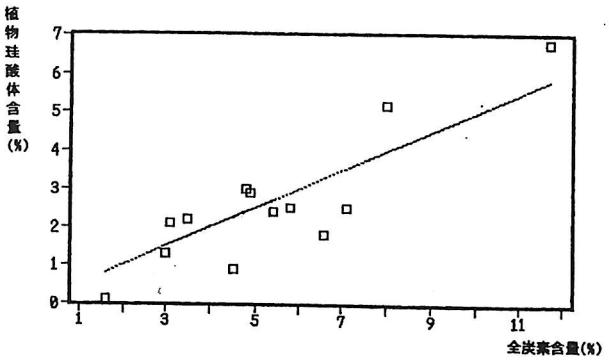


図4　高尾野土壌の全炭素含量と植物珪酸体含量

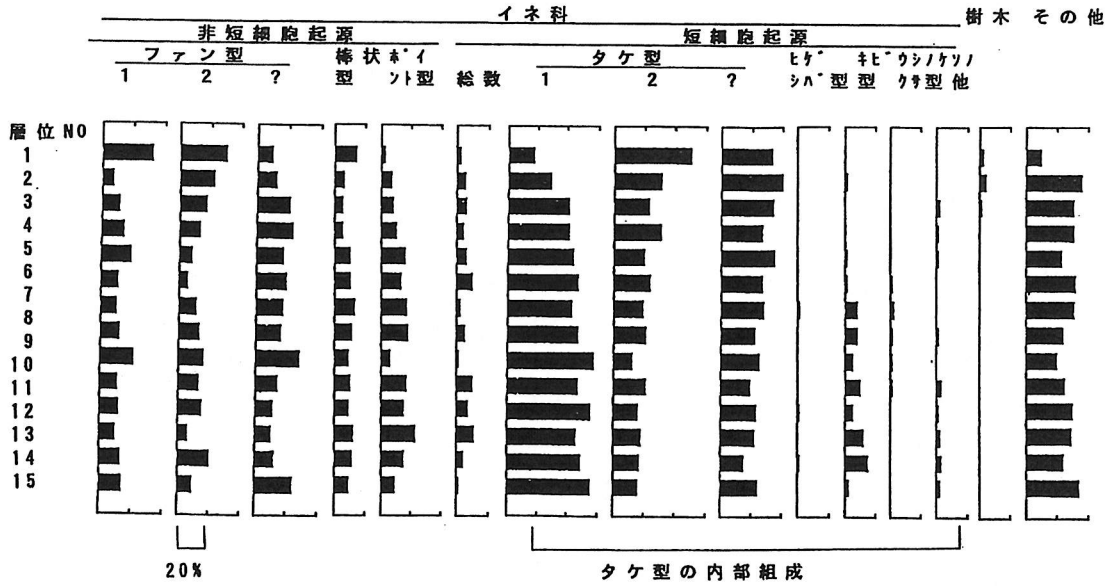


図3　高尾野土壌の植物珪酸体組成

O-57 石狩－苫小牧低地帯南部におけるテフラ－土壌累積断面の植生履歴と土壌生成（第2報）

青木久美子（東京工業大学・院）・細野　衛（東京自然史研究機構）
佐瀬　隆（岩手県立一戸高校）・渡邊眞紀子（東京工業大学）

K.AOKI, M.HOSONO, T.SASE and M.WATANABE ; Vegetation Histories and Soil Genesis of Tephras-Soils Profile in South Ishikari-Tomakomai Lowland, Hokkaido(2)

１．はじめに

北海道石狩－苫小牧低地帯南部には,後期更新世以降の洞爺,クッタラ,支笏,恵庭,樽前各火山による多数のテフラ層が累積し,各テフラ層間には黒色および褐色の火山灰土が認められる．本研究では,低地帯南部の美々,源武（図１）における約４万年前以降のテフラ－土壌累積断面について腐植形態分析等を行い,土壌の性状を明らかにした．前報（細野・佐瀬，1996）の植生履歴の結果とあわせて,本地域の土壌生成史について検討を行う．

２．分析方法

採取した試料について以下の分析を行った．

１）植物珪酸体分析
２）腐植形態分析：名古屋法による
３）炭素含量，炭素率：スミグラフ NC-80 アナライザー使用
４）pH(NaF)：ISRIC(1993)による

３．結果及び考察

土壌断面図と分析結果及び腐植酸△logK－ＲＦ図を図２,３に示す．

１）黒ボク土の生成　Ta-a,Ta-b,Ta-c,Ta-d を基底とする土壌は,黒色,ムル状であり,植物珪酸体結果から,当時の植生環境は比較的植被密度の高い草原植生であったと推定される.腐植形態分析の結果,表土(B-1)は生成年代の若さを反映して腐植酸の型がＰ型で，pH(NaF)測定値も 9.4 を越えない．試料 No.B-2～4 については下位層ほど腐植化度が進み(Ａ型),pH(NaF)測定値も 9.4 を越え,これは Andisol の充足条件（pH(NaF)≧9.4）を満たす．なお，本断面でＣ％が最も高い Ta-d を基底とする土壌の生成期は,縄文海進期に相当する．

２）褐色火山灰土の生成　En-a,Spfl-1 を基底とする土壌は,褐色ローム様であり,当時の植生環境は植被密度の低い寒地草原植生であったことが推定される．pH(NaF)測定値は 60 分後には 9.4 を越えるものもあるが，全般に２分後に 9.4 を越えず，上位の黒ボク土層群と比べて,活性アルミニウムの存在を示す NaF に対する土壌反応は小さい．腐植酸は一部層位を除いて抽出不可能であった．寒冷乾燥気候下で,安定した腐植供給がみられなかったと考えられる．

３）Spfa-1,Kt-1 下の土壌生成　植物珪酸体結果から,Spfa-1 下位の褐色火山灰土生成期の植生環境として亜寒帯針葉樹が,Kt-1 下位の褐色火山灰土では植被密度の比較的高い寒地草原植生がそれぞれ推定される．なお,G-1,3 は腐植酸の型がＡ型であるが,pH(NaF)は 9.4 を越えない．Ａ型腐植酸が抽出される要因として炭化粒子の影響があると考えられる．

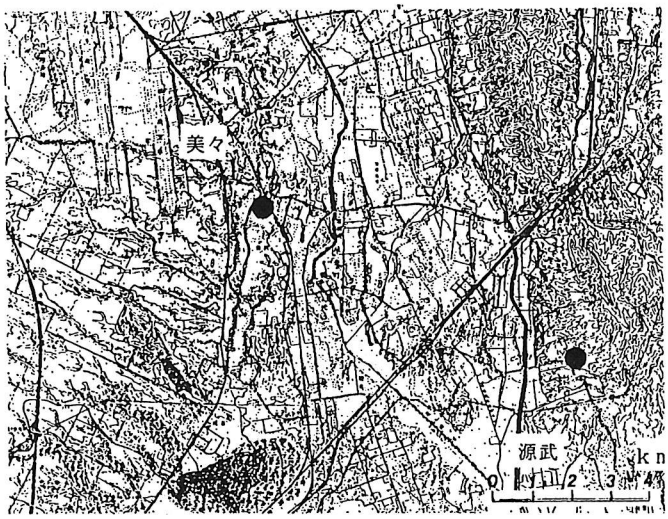


図１　試料採取地点
●：試料採取地点

図幅：５万分の１　千歳，早来

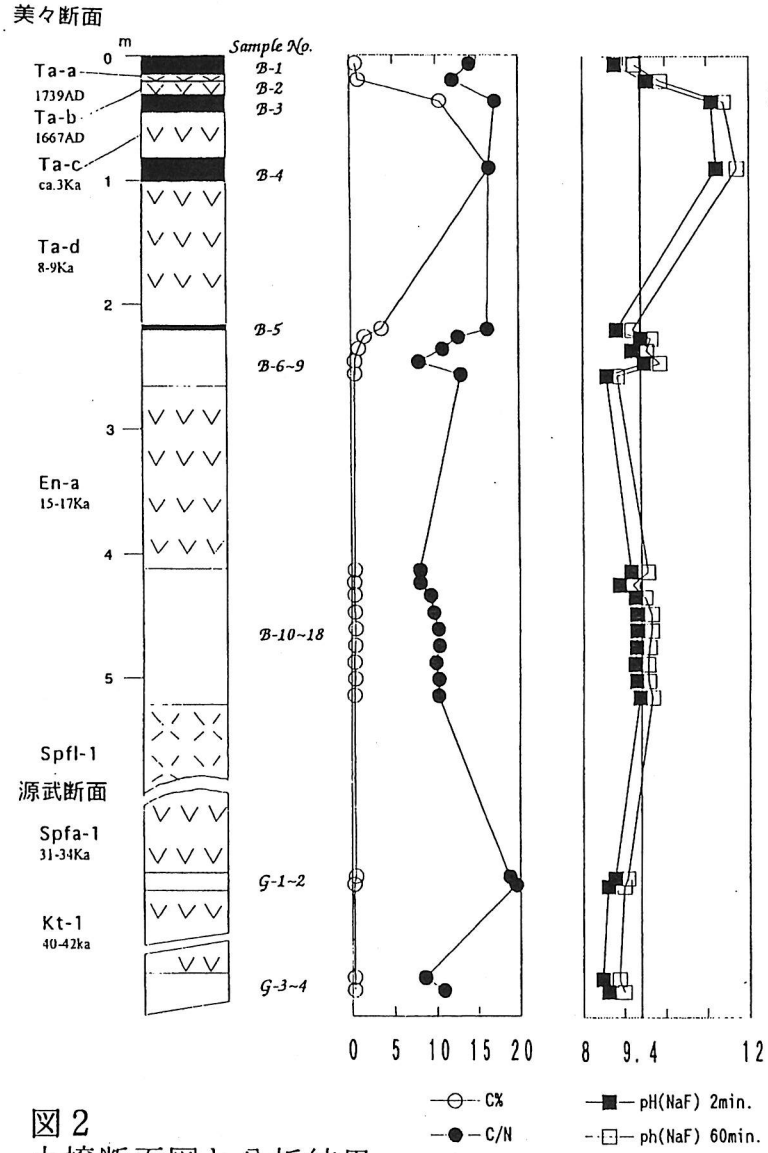


図２
土壌断面図と分析結果

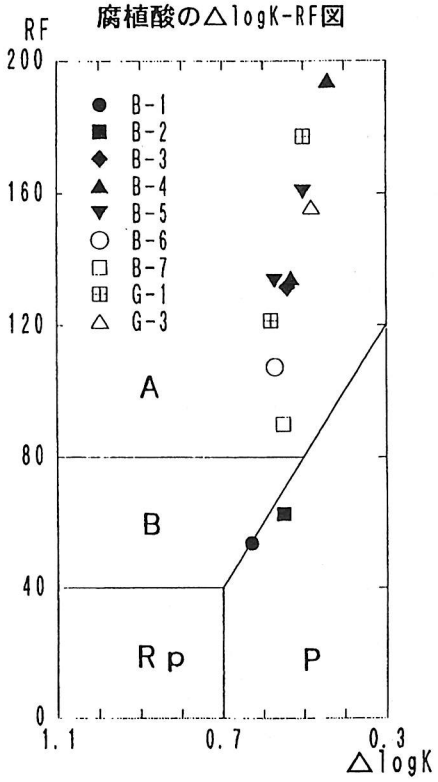


図３
腐植酸の△logK-RF図

O-58 北海道日本海沿岸部の後期更新世風成塵堆積物の層序と堆積速度

伊藤友彦・雁沢好博（道教育大函館）・柳井清治（道立林業試験場）
・両角拓（室蘭市本室蘭中学校）・伴かおり（室蘭市港北中学校）
・當眞陽子（全日本空輸）

Tomohiro Ito, Yoshihiro Ganzawa, Taku Morozumi, Kaori Ban and Youko Touma ; Stratigraphy and Accumulation Rate of Late Pleistocene eolian deposits along the Japan Sea Coast in Hokkaido, JAPAN.

A）はじめに

日本海沿岸部で観察される火山灰は多くの場合Toya、Aso-4などの広域火山灰のみである。そのために、より純粋な広域風成塵の影響を考えることができる。この地域において野外観察から、広域風成塵（レス）堆積層であると考えられる粘土層の層序区分や、また、室内実験から鉱物の組成や、層厚の変化を検討し、堆積速度の変化について明らかにした。

B）粘土層の層序および層厚

北海道に分布する粘土層は、大きく上部粘土層、中部粘土層、下部粘土層に区分される。上部粘土層は黒ボク土の直下に位置し褐色で、勝栗状の細粒なクラックが特徴である。層厚は平均40cm程度で道北地方がやや薄くなる傾向が見られる。中部粘土層は上部粘土層の直下に位置し、下限はToyaに設定される。本層は縦方向の粗いクラックが発達する。色は褐色から暗褐色で、層厚平均130cm程度、道南から道北へ向かって厚くなる傾向が見られる。下部粘土層はToyaを上限とし、下末吉面を下限とするが、今回の調査地域ではほとんど見られず、数ヵ所で、10cm程度で観察されるのみである。

C）分析

調査を行った地域の中から、堆積物の保存状態が良く、浸食等の影響がほとんど見られない露頭を４ヵ所、礼文島赤岩、豊富町瑞穂、焼尻島白浜、松前町小鴨津川を選定し、粘土層において10cm毎に試料採取を行い、以下の分析結果が得られた。

粘土層の乾燥容積重は0.86～1.64 g/cm ^{3}の範囲で、平均で1.12 g/cm ^{3}である。また、その平均値は南から北へ向かって上昇する傾向をみせ、松前町小鴨津川横では0.97 g/cm ^{3}、礼文島赤岩で1.14 g/cm ^{3}となっている。一般的に風成塵起源と考えられる粘土層は0.9 g/cm ^{3}以上とされており、調査地域の乾燥容積重は、この値とよく一致している。

粘土層における粒度分布は40～60 μmの画分を欠き、細粒部と粗粒部にピークを持つバイモーダルな分布を示す。細粒部は全露頭を通じて2～4 μmにピークを持つ類似した傾向を示すが、粗粒部では露頭や層準によってそれぞれ異なった値を示す。細粒部と粗粒部には連続性がないことから供給源は異なることが推測される。

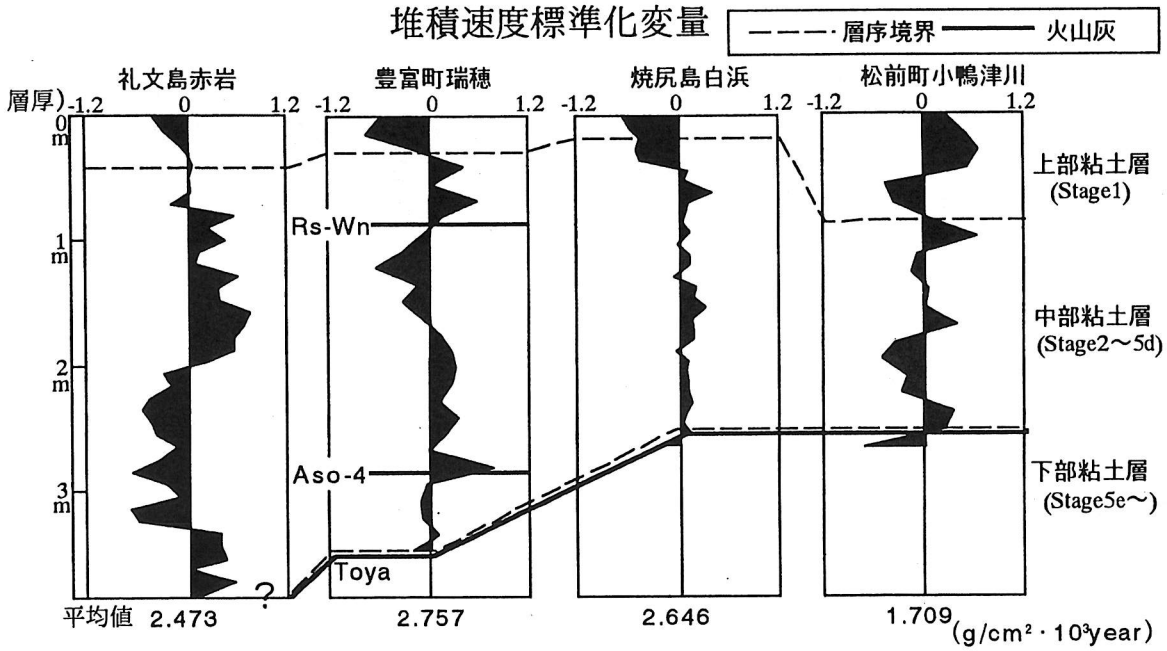
粘土層試料のX線回折の結果、イライト、カオリナイト、石英、長石などが認められ、これらは中国大陸のレスに含まれる鉱物である。しかし、層準によって反応強度や回折パターンに違いが見られた。また、石英のTL特性はいずれも青ないしは弱い青色蛍光を示し、黄砂のそれとよく一致している。

D）堆積速度

粘土層の乾燥容積重をもとに、粘土含有量（20μm以下）、広域火山灰（Toya、Aso-4）を基準とした年代の設定から堆積速度を算出した。

これまでに雁沢ら（1994）や吉永（1994）などで北海道各地の堆積速度が検討されている。しかし、各露頭における堆積速度は、ローカルな物質の影響も受けており、堆積速度の絶対値として相互に比較することは難しい。そこで、各露頭において堆積速度の平均値、標準偏差を用いて、堆積速度の標準化変量を評価した。

堆積速度の標準化変量は、各露頭での平均値に対して、正の場合は風成塵の堆積量が大きく、一方負の場合は小さかった。標準化変量の変化パターンを見ると、豊富町瑞穂のように正負が交互になり酸素同位体比によるStage区分に対比できる可能性のあるものもあるが、全体的には明瞭な対応を示しているとは言い難い。これらのことから、現時点では、Stage区分と正負の変化パターンの対比については、なお検討が必要である。



O-59 東南極，リュツォ・ホルム湾，スカルブスネス，きざはし浜の含貝化石海成層の堆積構造と^{14}C年代測定値に基づく完新世の相対的海面変化史

三浦英樹（極地研）・前杢英明（山口大）・三枝　茂（日本工営）・森脇喜一（極地研）

Hideki MIURA, Hideaki MAEMOKU, Shigeru SAIGUSA, Kiichi MORIWAKI; Holocene sea-level change on the basis of geomorphological evidence and ^{14}C dates at the Kizahashi raised beach in Skarvsnes of Lützow-Holm Bay region, East Antarctica

1. はじめに

リュツォ・ホルム湾東岸，スカルブスネスのきざはし浜には，海岸から次第に高くなる十数段の細かいステップ状をなす地形が存在する。この地形の成因はこの地域における海水準変動や地殻変動と深く関連すると考えられてきたが，それを構成する堆積物の構造およびその形成時期に関する資料はこれまでほとんど得られていなかった。演者らは，この地形の形態，堆積物の構造・層序の観察と堆積物に含まれる貝化石の^{14}C年代測定を行い，この地形の成因・形成過程とそれに基づくこの地点での完新世の相対的海面変化史について考察したので報告する。

2. きざはし浜におけるステップ状の地形と堆積構造の特徴

きざはし浜において，一部ガリの整形を含めた長さ約180mの断面の掘削と水準測量を行い，断面の堆積構造の観察と記載を行った。この地形を構成する堆積物は，斜交層理がよく発達した淘汰砂層から構成され，地表付近ではほぼ水平に近い緩傾斜で堆積し，その前縁では 20～30° の傾斜をもって地表下約1m程度までもぐり，その先で再び緩い傾斜で堆積する構造を示す。粒径は地表面付近でやや粗いが，深部では細粒になる。この堆積構造は，三角州堆積物の頂置層から底置層に相当する。前置層に当たる傾斜部から前方の底置層に当たる水平な堆積構造のところどころには *in situ* の貝化石 *Laternula elliptica* を含むことから，これらは明らかに海成層である。ただし，5m より低いステップ状地形を構成する地層からは貝化石は見い出せなかった。また，上位の堆積物が下位の堆積物を不整合に切る箇所がいくつも認められ，その位置は地表のステップとステップの間の急傾斜部の位置にほぼ対応している。このような海成層から構成されるステップ状の地形は，形態が最も明瞭な場所で，現在の前浜・後浜を含めて17段確認できた。海成層から構成される最も高いステップ状地形の海抜高度は約16m であった。しかし，その層相はそれより下位のものとは異なり，やや粗粒で層理の発達がやや悪い。

3. 地層中の貝化石の^{14}C年代測定結果

ステップ状の地形を構成する堆積物中の異なる高度から *in situ* の *Laternula elliptica* を12点採取し，その^{14}C年代測定を行った。その結果，貝化石の^{14}C年代は，最も古いもので7,170±60cal年BP（Beta-94698），最も新しいもので4,060±60cal年BP（Beta-94688）となり，いずれも完新世の年代値を示した（いずれも δ^{13}C 補正値で reservoir correction はなし，以下同様）。また，一例を除き，頂置層高度が高い堆積物中の貝化石ほど古い年代を示すという関係が認められた。

4. 考察：きざはし浜の形成過程と完新世の相対的な海面変化史の復元

(1) 現成の海岸地形・堆積物およびステップ状地形・堆積物の特徴と類似性

緩やかな傾斜の現在の前浜の部分を掘削すると，斜交層理のよく発達した地層が認められる。この堆積物は周囲の融雪水などから供給される弱い流水によって，現在も形成途中にあることが観察される。また，この堆積物の表面高度を海面下まで測深すると，低潮位面の20～30cm 下で急斜面となることが明らかになった。このような地表の緩い傾斜をもった斜交層理の発達する地層の存在やその前縁の海面下における急斜面の存在といった特徴は，この堆積物が三角州堆積物であることを示す。また，このような特徴は，断面観察によって明らかになったきざはし浜のステップ状地形の堆積構造の

特徴とも一致する。すなわち，ステップ状地形の表面付近に見られる緩やかな傾斜をもつ堆積部分は過去に三角州を構成していた頂置層，その海側のやや急な傾斜をもつ部分は前置斜面を構成する前置層，再び緩やかな堆積構造を示す部分は底置層であったことは疑いない。

(2) ステップ状地形と貝化石の^{14}C年代測定値からみた完新世の相対的な海面変化史

ステップ状地形構成層中で*in situ* の*Laternula elliptica* を産出する場所は，過去の三角州の前置層や底置層に限られる。一方，現在形成過程にある三角州頂置層の上限高度は，現在の前浜の部分，すなわち高潮位線の位置と一致する。したがって，貝化石を産出する過去の前置層や底置層を頂置層の上限部分まで追跡することによって，貝化石の生息当時の高潮位線を正確に押さえることができる。この関係を用いて，貝化石の^{14}C年代とその時代の高潮位線の高度の関係をプロットして得られた海面変化史を図1に示した（観察した断面において頂置層の部分が切られている場合は地形的に外挿される段丘崖基部の高度を用いた）。全体として^{14}C年代で約7,000年前から海面高度は次第に低下してきているが，高度13～10 m と9～6 m に急傾斜部が認められ，この部分で比較的急激な海退があったと推定される。それぞれ3つの面群（16～13 m 面群，11～9 m 面群，<6m面群）は相対的に海面高度が安定していた時期に形成されたもので，7,000年～5,500年前頃と5,000～4,500年前頃および4000年前頃以降（いずれも南極海域における reservoir effect を考慮していない年代）の時期に相当すると考えられる。このことは，スカルブスネスの約20km 北方に位置するラングホブデ南部のやつで沢河口部の段丘地形が示す完新世における相対的な海面安定期の高度・時代に調和的である。

(3) ステップ状地形の成因に関する問題点－完新世における海面変化とアイソスタティックな地殻隆起の関係－

きざはし浜において17段に細分された完新世のステップ状地形やそれと関連して認められる三角州堆積物の中の不整合は，①地殻の間欠的な隆起によって形成されたものなのか，②連続的な地殻の隆起に海水準の小変動が重なって形成されたものなのだろうか？この問題については，まだ十分な回答を提出するだけの資料は今のところ得られていない。①の場合には細分される面の年代や高度・発達程度が広い範囲の地域で見た場合には異なるはずであり，②の場合にはある範囲の地域にわたって同じような年代・高度・発達程度を持つ面が見いだされるはずである。これまでの調査から，スカルブスネスとラングホブデ南部では段丘地形や堆積物の構造から完新世のほぼ同じ時期に相対的海面安定期が存在したことが推定されてきた。この事実がどのようなことを意味するのか，リュツォ・ホルム湾沿岸を含む他の地域から得られた成果とも合わせて今後検討していきたい。

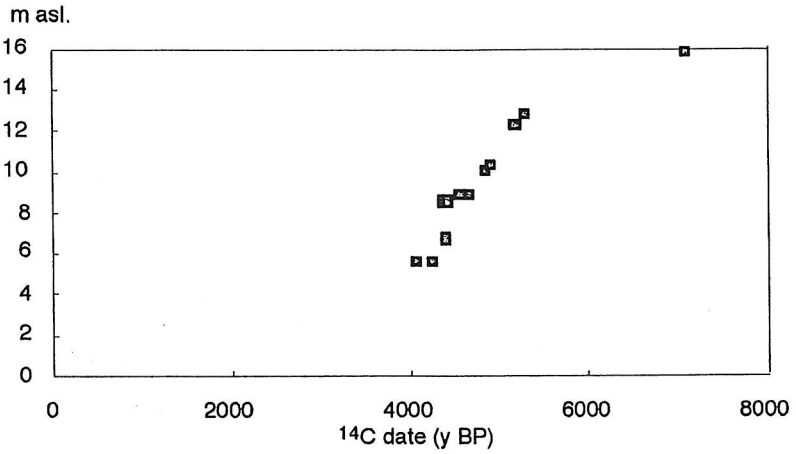


図1　きざはし浜の隆起海浜堆積物の頂置層高度とその層準に産する貝化石の^{14}C年代

O-60 喜界島完新世サンゴ礁段丘最上位の形成年代 —ウランおよびトリウム同位体に関する開放系サンゴ試料から推定した $^{230}Th/^{234}U$ 年代—

鷲見和子・大村明雄・佐々木圭一・福井裕康 (金沢大学)

Kazuko SUMI, Akio OMURA, Keiichi SASAKI, and Hiroyasu FUKUI (Kanazawa Univ.);
Age of the highest Holocene coral reef terrace of Kikai Island : $^{230}Th/^{234}U$ age from some coral samples as an open system for uranium and thorium isotopes.

中部琉球喜界島には4段に区分された完新世サンゴ礁段丘が全島を縁取るように発達している．最上位の段丘は10 m前後の高さに分布し，その形成期における汀線高度は，地域差があるものの，8～12 mの範囲内にあると推定されてきた (太田ほか, 1978)．この最上位段丘の形成年代は，主として三位・木越 (1966)・Omoto *et al.* (1976) などによって報告された ^{14}C 年代に基づいて議論されてきた．本研究では，$^{230}Th/^{234}U$ 法の適用を試みたのでその結果を報告する．

年代測定用試料を採集した地点は島南西部の荒木海岸で，この地域には小規模ながら区分可能な4段の完新世段丘が分布する．その最上位段丘面（分布高度，7.9～9.7 m）上には薄い（最大層厚1 m以下）完新世サンゴ石灰岩が，琉球層群石灰岩を覆っている．試料採集は面積約 2×10^4 m^2，高度8.3～9.3 mの地点で行った（図1）．

現在までのところ9試料から年代値を得ているが，そのうち6試料が *Acropora* sp.，2試料が *Goniastrea* sp.，他の1試料が *Favites* sp.であった．しかし，それらには5～25 wt %の二次的方解石の晶出が認められ，必ずしも $^{230}Th/^{234}U$ 年代測定に最適な試料とは言えなかった．

α スペクトル法によるウランおよびトリウム同位体分析の結果，ウラン（^{238}U）量が2.4～4.0 ppm，すべての試料中の ^{232}Th は測定限界（0.02 ppm）以下であり，推定した初生 $^{234}U/^{238}U$ 放射能比が1.142±0.016～1.159±0.016（2σ）と，同位体分析のみからは見かけ上，年代値の信頼性検証基準（大村ほか，1995）を満たす．得られた年代は，最も新しいものが7420±300年，最も古い値は8880±280年（2σ）と，1460±410年の年代範囲に及んだ．また二次的方解石量の増加とともに，年代に増加傾向が認められた．なお，既報告 ^{14}C 年代は，6065±175 yBP～6610±100 yBPの範囲にあり（三位・木越，1966；Omoto *et al.*，1976；太田ほか，1978），それらをStuiver & Reimer（1993）法によって6470 +400 -330年～7140 +240 -370年（2σ）（加重平均年代6890±150年）と補正された．

それら補正 ^{14}C 年代と今回得た $^{230}Th/^{234}U$ 年代は誤差の範囲を考慮しても必ずしも一致するとはいえない．ここではその原因を二次的方解石の晶出に求め，以下のようなウランおよびトリウム同位体に関する一つの開放系モデルを想定した．すなわち二次的方解石の晶出にともない，見かけ上各ウラン同位体は減少したが，一方トリウム同位体の量的変化がなかったというものである．またこのモデルでは，一部の骨格組織の方解石化はごく最近，しかも無視できるほど短時間に起こったと仮定

した．したがって，表1のモデル年代は”minimum age”を示すことになる．その結果として6510±220～7390±280年（2σ）（年代幅が880±360年）のほぼ補正^{14}C年代に一致する年代が得られた．

表1　喜界島完新世サンゴ礁段丘最上位から得たサンゴの鉱物組成および
ウランおよびトリウム同位体分析結果と推定$^{230}Th/^{234}U$年代（誤差は1σ）

Sample (lab. No.)	Genus	calcite (wt%)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	$^{234}U/^{238}U$ (activity ratio)	$^{230}Th/^{234}U$ (activity ratio)	$(^{234}U/^{238}U)_0$ (activity ratio)	Apparent $^{230}Th/^{234}U$ date(y)	Model $^{230}Th/^{234}U$ date(y)
AO431	*Acropora*	5	3.707±0.028	<0.02	1.143±0.008	0.0662±0.0013	1.146±0.008	7420±150	7050±140
KSM-01	*Acropora*	5	3.832±0.029	<0.02	1.139±0.008	0.0667±0.0011	1.142±0.008	7480±130	7110±120
KSM-05	*Acropora*	5	3.690±0.024	<0.02	1.141±0.007	0.0675±0.0011	1.144±0.007	7570±130	7190±120
KSM-03	*Favites*	5	2.960±0.020	<0.02	1.145±0.007	0.0693±0.0012	1.148±0.008	7770±140	7390±140
KSM-06	*Acropora*	10	3.924±0.029	<0.02	1.150±0.007	0.0684±0.0012	1.153±0.007	7670±130	6900±120
KSM-07	*Acropora*	10	3.555±0.025	<0.02	1.147±0.007	0.0717±0.0012	1.151±0.007	8060±140	7250±120
KSM-08	*Goniastrea*	15	2.647±0.019	<0.02	1.154±0.008	0.0682±0.0011	1.158±0.008	7650±130	6510±110
KSM-02	*Goniastrea*	20	2.487±0.017	<0.02	1.140±0.008	0.0784±0.0015	1.144±0.008	8840±180	7080±140
KSM-04	*Acropora*	25	3.264±0.023	<0.02	1.155±0.007	0.0787±0.0012	1.159±0.008	8880±140	6650±110
							1.149±0.003	7870±50	6980±40

（加重平均）

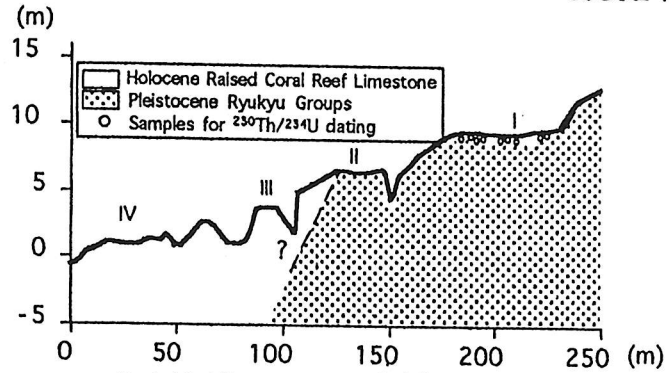


図1　荒木海岸における完新世サンゴ礁段丘区分および年代測定用試料の採集地点

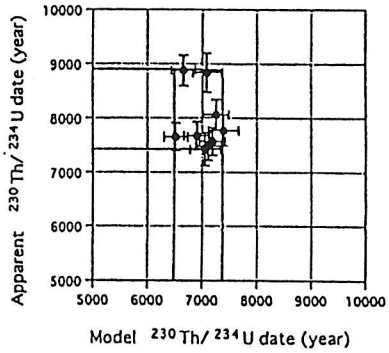


図2　見かけの$^{230}Th/^{234}U$年代とモデル$^{230}Th/^{234}U$年代（誤差は2σ）の比較

O-61 津軽海峡中央部，北海道知内沖における現生有孔虫群集

黒澤一男・長谷川四郎（北大地球環境）

Kazuo KUROSAWA and Shiro HASEGAWA ; Recent foraminiferal assemblages off Shiriuchi, Hokkaido, in the Tsugaru strait.

本州と北海道にはさまれ，日本海と太平洋をつなぐ津軽海峡は，東西の長さが約100km，最も狭いところで幅約20kmで，中央部には水深が200mを越す津軽海盆が存在する．ここには，日本海の対馬暖流が太平洋に向って流出する．北海道渡島半島南部の知内付近は津軽海峡の中央部に位置するが，松前半島の東方にあって津軽暖流から生じる環流域にあたる．

本研究に用いた試料は1996年7月に北海道立地下資源調査所がおこなった浅海域調査により採取されたもので，水深60m以浅において設定したグリッド上の30地点において，スミス・マッキンタイヤー型グラブにより採取された．有孔虫群集分析に用いた試料は各地点の表層の0～2cmで，有孔虫の生体を識別するためローズ・ベンガルを用いた染色をおこなった．

知内沖の有孔虫群集の概要を検討した結果，以下のような特徴が明らかになった．

・堆積物1ｇあたりの底生有孔虫数はほとんどの地点で200個体以上の高い値を示した．

・底生有孔虫種の多くが遺骸であり，生体は少量のみ認められた．

・殻質構成は，90％以上が石灰質殻有孔虫種であった．

・P/T比は，ほとんどの地点で0.4以上の高い値を示した．

・群集を構成する底生有孔虫種では，*Elphidium crispum*，*Cibicides lobatulus*，*C. refulgens*，*Quinqueloculina* spp. が全地点を通じて産出し，浮遊性有孔虫では，*Neogloboquadrina imcompta*，*N. pacydermaが*産出した．

これらの結果に基づき，有孔虫群集が津軽海峡のような流れの速い海域においてどのような群集が形成されるかを考察し，その意義を検討する．

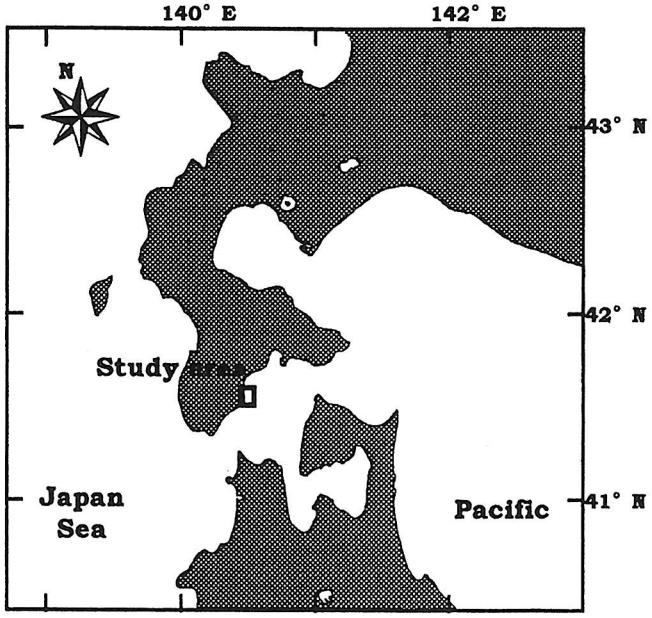


Fig.1 Study area

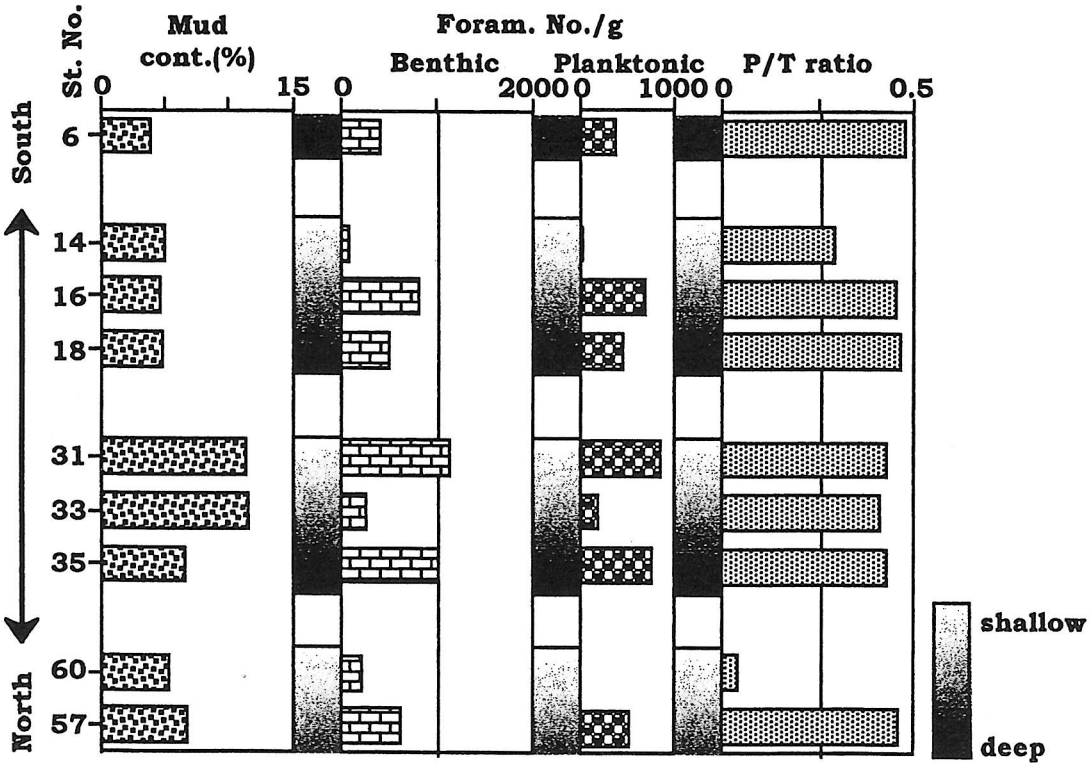


Fig.2 Summary of foraminiferal assemblages and mud contents of sample from off Shiriuchi in Hokkaido

P-1　愛知県渥美半島出土の縄文人の抜歯について

藤田　尚(東京大学)

Hisashi FUJITA; Ritual tooth ablation in the Jomon peoples unearthed from the Atsumi Peninsula, Aichi Prefecture

はじめに

縄文時代に風習的抜歯の行われたことは広く知られるところであるが、これまでのところ考古学サイドよりの発言に比して、自然人類学者の側から十分な発言がなされてきたとは言い難い。しかし、本来純然たる古人骨を扱う分野であることから、「骨を読める」自然人類学者がより積極的に発言をすべきであると考える。そこで今回は、演者が実際に観察する機会を得た愛知県渥美半島の保美、吉胡、伊川津の各遺跡出土の縄文時代人骨について、その抜歯を、主として抜歯の施術年齢を中心に発表する。

資料と方法

愛知県渥美半島出土の吉胡、保美、伊川津の3遺跡から出土した計73個体を資料とした。

抜歯の観察基準は、歯槽部（歯が植立する円錐形のくぼみ）を詳細に観察し、歯の喪失後のリモデリング（骨組織の再造成機転）が認められた場合、歯の生前喪失（Antemortem tooth loss)であり、抜歯と考える蓋然性が高いこと。反対にリモデリングが認められない場合は、発掘時や、骨の整理作業時の取りこぼしなど、歯の死後喪失（Postmortem tooth loss)であり、抜歯と無関係の可能性が極めて高いと判断した。

個体の性別は、報告書を参照しながら寛骨の大坐骨切痕の角度や乳様突起の大きさ、四肢骨の大きさや頑丈性などから推定した。年齢に関しても、報告書を参照しながら、未成年個体には主として歯の萌出状況を、成人以降の個体には歯の咬耗度や頭蓋縫合の閉鎖状態、また骨格に現われる各種の退行性変化を参考とし、壮年、

熟年、老年といった大まかな推定を行った。

また女性については、寛骨の妊娠痕の有無も同時に調べた。

結果および考察（抜歯の所見、鑑別、施術年齢について）

吉胡人骨

20歳代前半で、下顎の4本の切歯および2本の犬歯がすべて抜歯されている事例がある。このことから、比較的短期間に集中して抜歯を施術した可能性がある。妊娠痕を認めた個体が数例あったが、抜歯形式に法則性を見つけることはできなかった。このことから、少なくとも女性の下顎の抜歯について、犬歯と切歯の抜歯が、出産に関係するものとは考えにくい。同様に、成人式に関連するものとも考えにくいことが明らかとなった。

保美人骨

18歳前後の女性個体で、上顎両側の犬歯と下顎両側の中・側切歯4本をすべて抜歯している例がある。妊娠痕も認められないことから、この個体の抜歯は出産とも無関係の可能性が高い。保美人骨におけるある種のひとびとは、上顎および下顎において第1小臼歯を抜歯していた。またこの際隣接する犬歯も抜歯されるケースが多いことがわかった。

伊川津人骨

15～16歳とみなされる女性個体で、上顎両側犬歯と下顎両側中・側切歯をすでに抜歯している事例がある。かなり早い時期に集中して抜歯が施されたことが明らかとなった。妊娠痕が認められた女性で下顎切歯の抜歯が行われない個体がある。下顎切歯の抜歯は出産に関連するとは考えにくい。また15～16歳の個体で下顎切歯を抜歯している個体が存在する一方で、熟年、老年期の女性で切歯を全く抜歯していない個体があることは、下顎切歯の抜歯が成人式に関連するものとも考えにくい。むしろ出自など、その個体の当時の集団内での立場を表わしていると考える方が妥当である。

P-2　鍾乳石を用いた電子スピン共鳴(ESR)古環境評価

岡　俊英　高尾明寿　池谷元伺　（阪大理）

Toshihide OKA, Akitoshi TAKAO and Motoji IKEYA; Electron Spin Resonance Paleo-environment Assessment using Stalactites

はじめに

自然界には木やサンゴの年輪、鍾乳石の成長輪などの縞模様が数多く存在する。これらの縞模様には成因は様々であるが、温度や降水量・日照量など、過去の気象変動によるものが多い。鍾乳石の場合、その成長速度は0.1～1μm/aであり、半径数10cm程度の試料なら数万年程度の気象変動、特に氷期・間氷期のサイクルを記録している可能性がある。本研究では電子スピン共鳴(ESR)を用いて鍾乳石の縞模様を解析し、過去の気象変動をよむ試みを行った。

走査型ESR顕微鏡

マイクロ波キャビティにピンホールをあけ、そこからもれるマイクロ波で試料表面の微小な領域におけるESR信号強度を得る。そして試料をキャビティ上で二次元的に走査させ、試料表面の格子欠陥のマッピングを行う装置が走査型ESR顕微鏡である。

この装置ではキャビティ内に入れることのできない大きなサンプルを非破壊でESR測定できる利点がある。またコンピューター制御により自動的に効率よくデータをえられる。

鍾乳石中のラジカル濃度の変動

鍾乳石は$CaCO_3$からなり、γ線の照射によりCO_2^-やSO_3^-といったラジカルが生成される。γ線を30kGy照射して鍾乳石中のラジカル量を飽和させ、成長線に沿ったラジカル濃度をESR顕微鏡を用いて得た（図１）。試料表面各点においてESR信号強度は飽和しているので、この変動は飽和レベルの変動を表している。また飽和レベルは不純物濃度に依存し、不純物量は温度に依存すると考えられるので、間接的に温度の変動を表している可能性がある。

空間系列データの時系列への変換

図１のデータは長さに対するESR信号強度のデータであり、このままでは他のデータとの比較はできない。ところで鍾乳石の動径方向の成長速度と洞内温度に依存し、その実験式はすでに得られている。そこで以下の仮定をし、鍾乳石の動径方向に連続的に時間目盛りを導入する方法を考えた。

1　洞窟内温度の変動のパターンが今までに得られている海水温度の変動と同じパターンを示すと仮定する。
1　鍾乳石の半径と中心部及び表面の年代値から試料の平均成長速度を求める
3　2で得られた試料の平均成長速度を達成できるように現在温度と最大の温度変動幅を決める。これにより過去の任意の時間における温度を決定する。
4　3の曲線を積分し、過去に成長した鍾乳石の長さを求め、試料にあてはめる

図2は洞内温度を20℃、最大の温度変動幅を17℃として計算したもので、温度変動パターンをつくる際に使用した有孔虫化石から得られた$\delta^{18}O$のデータを重ねて表示した。これより種々のデータと比較・議論を行うことができる。
本講演では鍾乳石中の$\delta^{18}O$の変動のデータも併せ、数カ所の洞窟より採取した鍾乳石についての結果を報告する。

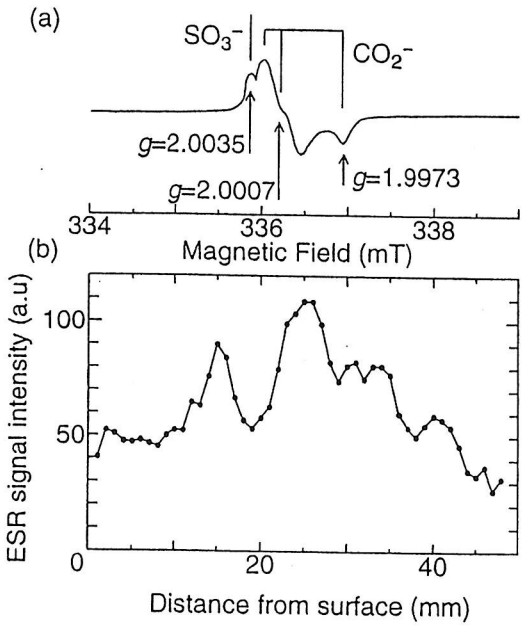


図1(a)　鍾乳石のESRスペクトル
(b)　鍾乳石中のCO_2^-信号強度の変動

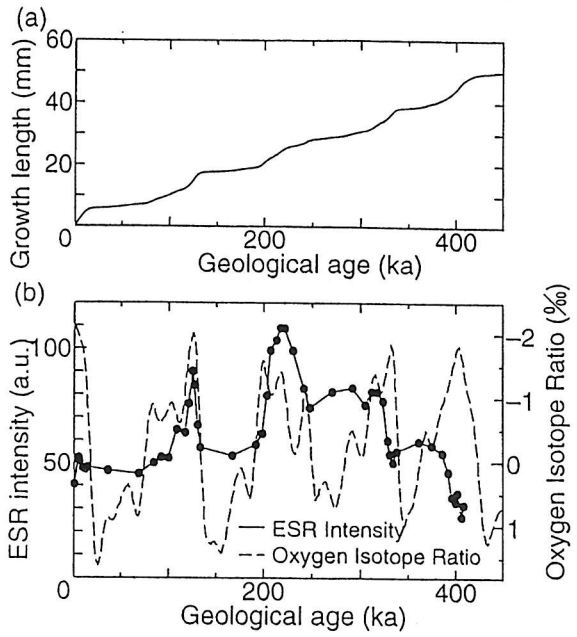


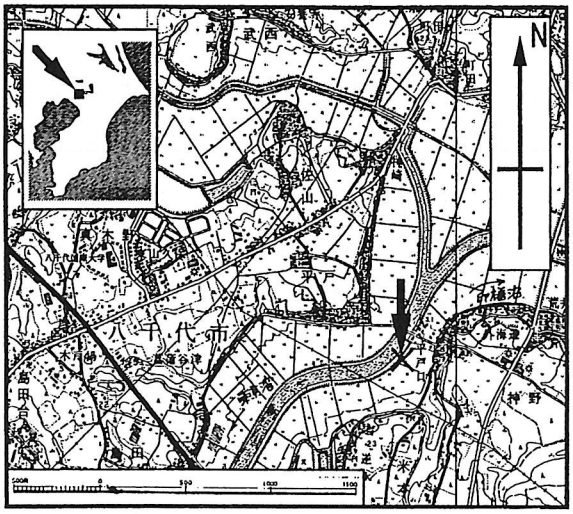
図2(a)　過去42万年間の鍾乳石の成長
(b)　空間系列を時系列に変換したESR信号強度の変動と酸素同位体比の変動

P-3　千葉県八千代市新川低地における後氷期の植生変遷

稲田　晃（千葉県立八千代東高校）・島村健二（東京都立忍ヶ丘高校）・大浜和子

A. INADA, K. SHIMAMURA, K. OHAMA ; Vegitation History during the Post-glacial age in Shinkawa Lowland, Yachiyo city, Ciba prefecture, Central Japan.

八千代市新川低地(図-1)におけるボーリングコアは、上岩橋層(深度15.47m以下)の上に、印旛沼層(14.89～15.47m),沖積層(1.00～14.89m)などの地層が不整合で重なる。印旛沼層中の深度14.89mおよび、沖積層基底付近の深度14.25mから得られた材化石の^{14}C年代はそれぞれ、28930±920YBP,17410±260YBPを示す。深度5.7～10.0mには、微量の褐色のバブルウォール型火山グラスが含まれ、その屈折率、1.507-1.513は鬼界－アカホヤ火山灰のものにほぼ等しい。また、深度12.6～13.6mにもUG起源と思われる、屈折率1.500-1.503の繊維状火山グラスが含まれていた。これらのテフラの降灰層準はそれぞれ、深度10.0m,および13.6m付近に存在する可能性が大きい。



図－1

筆者等は、このボーリングコアの印旛沼層と沖積層について花粉分析を行い、八千代市周辺における最終氷期最寒冷層準直後から現在までの植生変遷を、ほぼ連続的に明らかにすることができた。その結果を図-2に示す。

本研究で明らかになったことは次の通りである。

①八千代市周辺における、現在までの約3万年間の森林植生の変化は、大きく四期に区分できる。

②約3万年前、および1.7万年前前後の寒冷期においては、マツ科の針葉樹に少量の落葉広葉樹を交えた針葉樹林が広がった。この帯の花粉化石群集には、少量の*Cyclobalanopsis*や*Celtis-Aphananthe*、*Malotus*等の暖温帯性分類群を含むので、冷温帯針葉樹林であった可能性が大きい。

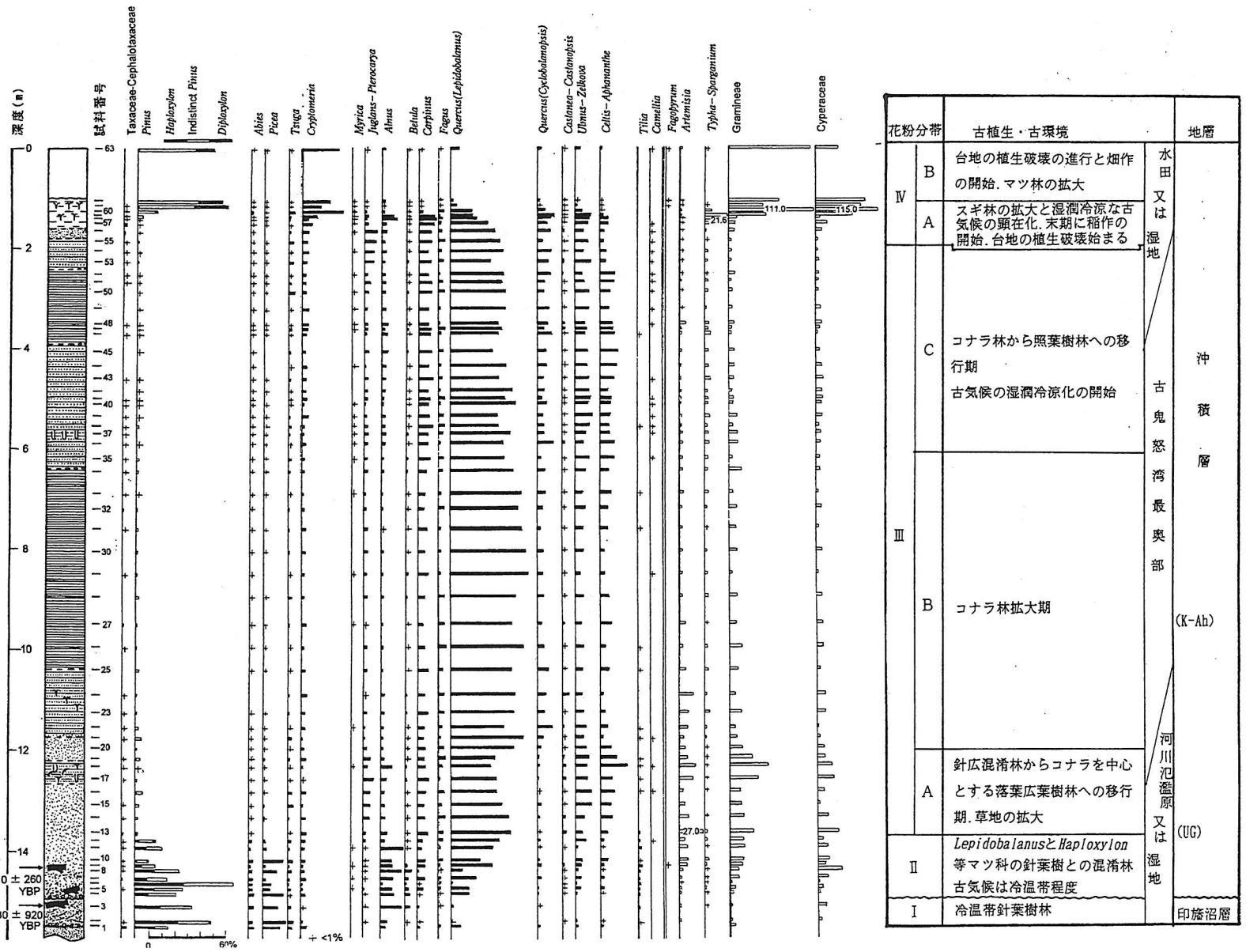
③気候の温暖化にともない、針広混淆林と草地が広がった時期を経て、針葉樹林は*Quercus(Lepidobalanus)*を主体にした暖温帯落葉広葉樹林に変わった。*Lepidobalanus*林の時代は長期にわたり、気候の最も温暖化した時期を含んでいる。

④古鬼怒湾の海退期には気候が冷涼湿潤化して*Cryptomeria*林が広がるが、直後に人類による森林の伐採が始まり、台地の落葉広葉樹林はほぼ失われて、*Pinus(Diploxylon)*林に変化した。低地における稲作の開始期は、*Diploxylon*林拡大期よりもやや先行する。

⑤*Quercus(Cyclobalanopsis)*の含有量は15%に達することはなく、*Lepidobalanus*のそれを越えることもなかった。八千代市周辺の極相林とされる照葉樹林が広がった時期は見出されない。

⑥Ⅰ・Ⅱ帯の花粉化石群集中においても、少量の*Cyclobalanopsis*、*Myrica*、*Camellia*、*Illicium*等の照葉樹林要素を含む。これらは落葉広葉樹林に混じって、最終氷期最寒冷期前後から本地域周辺に分布していたと思われ、最終氷期の房総半島沿岸部における照葉樹林の残存を強く示唆している。

⑦Ⅲ帯C亜帯において、*Cyclobalanopsis*の含有率は10%を越え、*Myrica*、*Camellia*が連続出現する。落葉広葉樹林から照葉樹林への移行が開始されたと考えられるが、同時に*Cryptomeria*、*Juglans-Pterocarya*、*Ulmus-Zelkova*等の好湿性分類群も微増する。照葉樹林への移行は湿潤気候の始まりに伴う現象と考えられる。すなわち、八千代市周辺における照葉樹林の拡大を阻害した要因は、土地的乾燥である可能性が大きい。


深度(m)
試料番号
Taxaceae-Cephalotaxaceae
Pinus
Haploxylon
Indistinct Pinus
Diploxylon
Abies
Picea
Tsuga
Cryptomeria
Myrica
Juglans-Pterocarya
Alnus
Betula
Carpinus
Fagus
Quercus(Lepidobalanus)
Quercus(Cyclobalanopsis)
Castanea-Castanopsis
Ulmus-Zelkova
Celtis-Aphananthe
Tilia
Camellia
Fagopyrum
Artemisia
Typha-Sparganium
Gramineae
Cyperaceae
17410 ± 260 YBP
28930 ± 920 YBP
0
60%
+ <1%
111.0
115.0
21.6
27.0
花粉分帯
古植生・古環境
地層
Ⅳ
B
台地の植生破壊の進行と畑作の開始. マツ林の拡大
A
スギ林の拡大と湿潤冷涼な古気候の顕在化. 末期に稲作の開始. 台地の植生破壊始まる
水田又は湿地
Ⅲ
C
コナラ林から照葉樹林への移行期
古気候の湿潤冷涼化の開始
B
コナラ林拡大期
A
針広混淆林からコナラを中心とする落葉広葉樹林への移行期. 草地の拡大
古鬼怒湾最奥部
河川氾濫原又は湿地
沖積層
(K-Ah)
(UG)
Ⅱ
Lepidobalanusと Haploxylon 等マツ科の針葉樹との混淆林
古気候は冷温帯程度
Ⅰ
冷温帯針葉樹林
印旛沼層

図－2

P-4 中国黄土高原西部，蘭州のレス－古土壌堆積物の微粒子法によるルミネッセンス年代測定

塚本すみ子・福沢仁之(都立大)・小野有五・大井圭一(北大)・方 小敏(蘭州大)

Sumiko TSUKAMOTO, Hitoshi FUKUSAWA, Yugo ONO, Keiichi OOI and FANG Xiaomin; Luminescence dating of loess-paleosol from west part of the Chinese Loess Plateau by the fine grain method.

堆積物の堆積年代を求める方法として，従来，試料に蓄積された不対電子を加熱して発光を測定する熱ルミネッセンス(TL)法が用いられてきた．しかし，TL法の場合は堆積時に完全にリセット（発光のもとになっている不対電子がなくなること）が行われないため，年代測定が困難な場合もあった．これに対し，最近になって開発されたのが光ルミネッセンス(OSL)法である(Huntly et al., 1985)．光ルミネッセンス法では試料を加熱するかわりに，光をあて，生じる発光を測定する．光ルミネッセンスで観測される発光のもととなっている不対電子は，光に対して急激に減衰するため，どんな堆積物でも堆積時に発光量が0となっていると考えられ，堆積物の年代測定にはより適している．このOSL法には大きくわけて３つの方法がある．①石英の粗粒子(100μm前後の粒子）を用いる方法，②カリ長石の粗粒子を用いる方法，③鉱物分離を行わず，4-11μm程度の微粒子を用いる方法である．

①の石英のみを用いる方法では，TLの325℃のピークが光によって減衰することがわかっており，このピークに対応するものを500nm前後の緑色光で励起しOSLを測定する．②と③はともに880nm前後の赤外光を励起光に用いる．880nmの赤外光をあてても石英は発光せず，また長石は他の鉱物に比べて強い発光をしめすため，鉱物分離を行わない③の場合もほぼ長石のみからの発光を測定していることになる．長石を用いる方法の利点は，強い発光を得られることだが，欠点は石英のように光によって減衰するピークが単一でないため，地質時代を通じて安定で，かつ光に対してすばやく減衰するトラップだけを捕らえてOSLを測定することが難しいという点であり，未解決の問題も残されている．

われわれはOSL法で中国の黄土高原西部のレス－古土壌堆積物の微粒子法による年代測定をわが国では初めて試みたので報告する．試料は，中国甘粛省蘭州郊外の沙金坪の黄河北岸の露頭から採取した．蘭州は黄土高原西部にあたり，レスが最も厚く堆積しているところである．また，この付近には黄河の河岸段丘が7段発達しているが，今回はそのうち下位から2段目のT2段丘上に堆積している厚さ23.5mのレス－古土壌堆積物から17試料を直径2.5cmの塩ビパイプに採取した．T2段丘基底部の年代はC-14法により，34,800±1260年前とされている(Li et al., 1995)．

この露頭ではすでに2-5cm間隔で磁化率および色の測定が行われており，ヤンガー

ドリアスやハインリッヒイベントが堆積物の色とくに明度(L*)に記録されていることが示された（大井，1997；小野ほか，1997).

試料はまず乾燥させ，10%のH_2O_2中で有機物を除去し，20%HClをもちいて$CaCO_3$をとりのぞいた．分散剤（カルゴン，2%)を加え，試験管中の沈降速度の差から4-11μmの粒子を取り出し，乾燥させた．各試料25mgずつをアセトン25ccにいれ，表面に傷をつけた直径1cmのアルミ板25枚の上に1ccずつ注いで乾燥させた．アルミ板4枚ずつにそれぞれ異なる5つの線量のγ線(60-1140Gy)を照射した．照射した試料と未照射の試料ともに，熱的に不安定な不対電子を除去するため，140℃で16時間加熱した．

光ルミネッセンスの測定は，室温で行った．励起光には赤外発光ダイオード(880nm)を用い，励起光を100秒間点灯し，この間の発光量を測定した．図1にOSLスペクトルを示す．

また，1年間に試料のあびる自然放射線の量を推定するため，昨年11月から今年5月まで，露頭の6カ所に熱ルミネッセンス線量計を埋め込み，回収後にTL測定を行い，年間線量のうちのγ線と宇宙線の線量を求めた．また，ポケット線量計(ｱﾛｶ製，ﾏｲﾄﾞｰｽﾌｨｰﾙﾄﾞ)を用いて現地測定も行った．

TLD測定によるγ線と宇宙線による年間線量は，沙金坪のいずれの地点においても1.3μGy/年前後となった．年代測定結果の詳細は講演にゆずる．

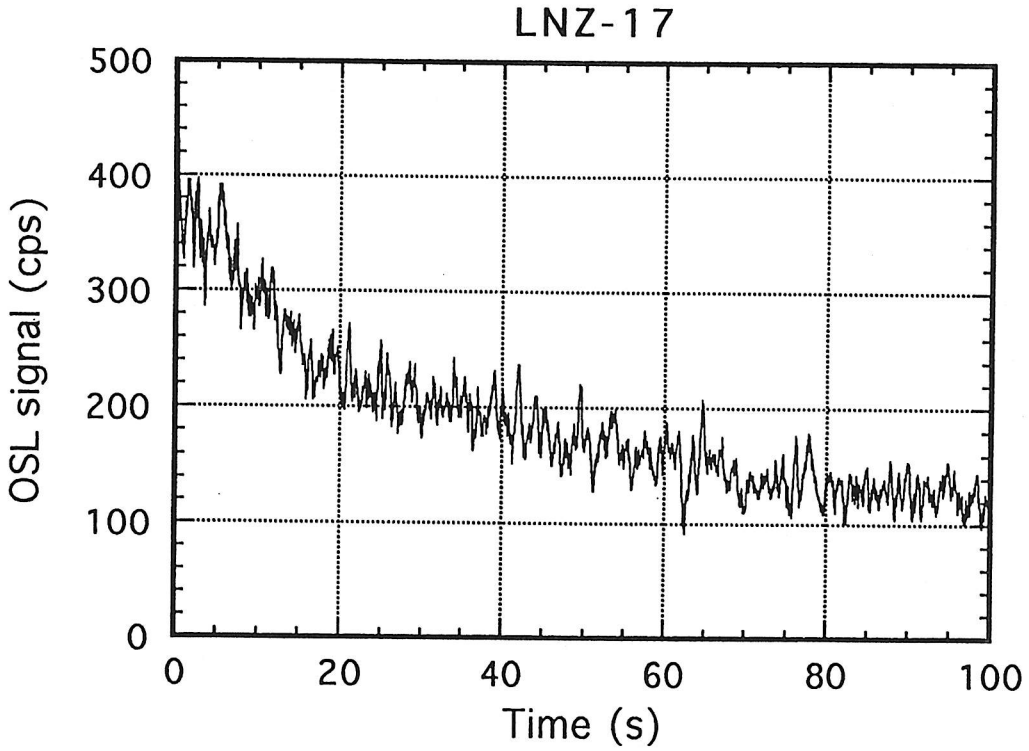


図１：レス試料のOSLスペクトル

P-5 石狩低地帯南部，早来町源武のテフラ・土壌累積断面に見出される植生変動

佐瀬　隆（岩手県立一戸高）・山縣耕太郎（上越教育大）・細野　衛（東京自然史研究機構）・木村　準（岩手県胆江地区土地改良事業所）・溝田智俊（岩手大）
Takashi SASE・Kotaro YAMAGATA・Mamoru HOSONO・Jun KIMURA and Chitoshi MIZOTA
; Vegetation History of Soils at Genbu Tephra Section in South Ishikari LowLand, Hokkaido.

1．はじめに

早来町源武の最終間氷期段丘は，洞爺，クッタラ，支笏，恵庭，樽前各火山起源の多数のテフラ層と土壌層の累積により被覆される．これらの土壌層の植物珪酸体分析を実施し，Toya テフラ層準以降の植生気候変動について検討した．

2．植物珪酸体（OP）給源，気候推移の概要

Toya 層準（試料１，泥炭層）：非短細胞起源（NSC）は棒状型（Elongate）>ポイント型（Point : long type > short type）>ファン型（Fan），短細胞起源（SC）はウシノケグサ型（Festucoid ）≫タケ型（ Bambusoid ）≒キビ型（ Panicoid ）の組成で上位層準より寒冷な気候が推定される．

Mpfa−3 ～ Mpfa−2 層準（試料４～８，褐色土層）：NSC は Elongate > Point (long type > short type) > Fan (Non−Bambusoid type > Bambusoid type), SC は Panicoid ≒ Festucoid > Bambusoid の組成で上位・下位層準より温暖な気候が推定される．

Mpfa−2 ～ Ssfa−10 層準（試料９～ 12，褐色土層）：NSC は Elongate > Point (long type ≫ short type) ≫ Fan, SC は Festucoid が優勢，針葉樹起源も検出され，下位層準より明らかに寒冷な気候が推定される．

Ssfa−10 ～ En−a 層準（試料 20 ～ 41，褐色土層）：NSC は Elongate，Point (long type ≫ short type)が極めて優勢，SC では Festucoid が優勢な組成で，針葉樹起源が断続的に検出され，OP 含量は低値で推移し極めて寒冷な気候が推定される．

Ta−d 直下～表土（試料 44 ～ 54，黒色土層）：NSC は Fan (Bambusoideae ≒ Non−Bambusoideae) , Elongate, Point (short type > long type) が拮抗，SC は Bambusoid > Festucoid > Panicoid の組成を示し，Banbusoideae 起源 OP の頻度の増加で特徴づけられる．OP 含量は高値となり完新世の温暖気候に対応する．

3．いくつかの話題

a．最終氷期の開始層準

Mpfa−2 の直上（試料 10）で針葉樹起源 OP が出現を始め，Mpfa−1 の直下（試料 11）で Elongate，Point（long type ≫ short type），Festucoid が極めて優勢な OP 群集となり明瞭な気候の寒冷化が示されることから，Mpfa−2 と Mpfa−1 の間に最終氷期の開始層準があると推定する．

b．亜寒帯針葉樹林

Spfa−1 直下層準（試料 38）および Spfa−6 直下層準（試料 21）は針葉樹起源 OP が高頻度を示し，稠密な亜寒帯針葉樹林の成立が推定される．いずれも Bambusoideae 起源 OP は検出されず，これらの亜寒帯針葉樹林は林床にササを伴わない特徴を有していた．

c．ササの動態と植物珪酸体分析

ササは Toya テフラ以降の最終間氷期，最終氷期を通じて極めて希薄な存在であった．ササが植生の主要な要素となるのは完新世に入ってからである．花粉分析など既存の古植物学的手法ではササの動態は十分に解明されているとはいえない．植物珪酸体分析はそれを知る有効な方法であり，最終間氷期の最温暖期・$\delta^{18}O$ stage 5e を含む Toya テフラ以前の，また，広域的なササの地史的動態が今後明らかにされるであろう．

d．黒ボク土層の生成開始時期

黒ボク土層の開始層準は Ta−d（8−9ka）の直下にあり，完新世の開始と共に黒ボク土層の生成が開始している．温暖湿潤な気候のもとでの草原植生が黒ボク土層の生成には必要条件であり，したがって，自然極相の落葉広葉樹林が完新世初頭から人為作用などにより草原的植生に改変されたと推定される．

早来町源武のテフラ・土壌累積断面の植物珪酸体ダイアグラム

P-6　復元した日高山脈の氷河からみた最終氷期の気温と降雪量

劉大力・小野有五(北大地環研)・成瀬廉二(北大低温研)

LIU Dali, Yugo ONO and Renji NARUSE;　Last Glacial air temperature and snowfall estimated from reconstructed glaciers in the Hidaka Range

1. はじめに

氷河地形は古気候復元のよい指標となりうる。筆者らは、解析図化機を用いて、空中写真から地形図の作成と氷河地形の判読とを同時に行い、日高山脈の最終氷期に形成された氷河地形から氷河の復元と、流量を最大にする横断面の位置から氷河の平衡線高度(Equilibrium Line Altitude・ELA)の復元を行った。復元した最終氷期のうち約1.8万年前(七ツ沼カールの下流側標高1530m付近のEn-a軽石層がモレーンに続くアウトウォッシュ堆積物からの年代)にあたる時期の氷河、18例について、氷河の質量収支の検討を行った。復元した日高山脈の18個の氷河のELAおよび質量収支を、日高山脈とほぼ同じ緯度(N43°06')にある中国天山ウルムチ河源1号氷河でのELAと質量収支および気温と降水量の実測値と比較することにより、最終氷期の約1.8万年前の日高山脈の気温と降水量を考察した。

2. 最終氷期の1.8万年前頃の日高山脈の氷河

最終氷期の1.8万年前頃の日高山脈には、南のシビチャリ岳(1627m)から北のピパイロ岳(1967m)の間に18個の氷河が分布していた。これらすべての氷河を氷河地形の解析から復元した。氷河の流量を最大にする横断面の位置からELAを復元し、十勝側に流出する氷河では1425～1500m(平均値:1447m)、日高側に流出する氷河では1400～1725m(平均値:1580m)が得られた。

氷河上のある地点の質量収支(B、mm•water/a)は、年間全降雪量(ΣP、mm•water/a)と年間全消耗量(ΣM、mm•water/a)の差(B=ΣP-ΣM)として表わされる。ここでは、ΣMはk•ΣTとおき、kはdegree-day factor、ΣTは年間の0℃以上の積算気温)であり、またΣPはMeq+Pg(Z-ELA)とおき、MeqはELAでの年間全消耗量、Zは海抜高度、Pgは年間降雪量増加率)である。現在の日高山脈地域の平地の気温としては、根室、釧路、帯広、広尾、浦河の過去30年間の日平均気温を平均して用いた。高度による気温減率は5.5℃/km、kは9mm•water/℃day、Pgは1.0m•water/kmと仮定した。最終氷期の年平均気温が現在よりそれぞれ6℃、8℃、10℃低下したと仮定して、氷河全域の年間全消耗量(Tab、m^3•water/a)と年間全降雪量(Tac、m^3•water/a)を計算した。その結果、気温低下6℃[8℃]のとき、

18個の氷河のTacの平均は116[48]×$10^4$$m^3$・water/a、Tabの平均は109[43]×$10^4$$m^3$・water/aで、質量収支(b=Tac-Tab)の平均は7[5]×$10^4$$m^3$・water/aであった。bのTacとTabの平均に対する割合は1～9%(平均:4%)[2～20%(平均:8%)]の範囲におさまった。氷河の流量を最大にする横断面の位置から推定されたELAと、質量収支を0にするELAとの差の範囲も-5～37m(平均値:15m)の範囲におさまった。しかし、気温低下が10℃のときは、標高1600m以上の年間の0℃以上の積算気温(ΣT)は0で、ΣMは0となる。ELAでの年間全消耗量は年間降雪量と等しいので、ΣPもほぼ0となり、気温減率やk値をそのままにすると、氷河の質量収支は成立しない。そこで本研究では、最終氷期の気温低下量を6℃、8℃とし、気温減率は5.0℃/km、5.5℃/km、6.0℃/km、k値は7mm、9mm(・water/℃day)、Pg値は0.5m、1.0m(・water/km)とした。ELAでの年平均気温と降雪量(snowfall=ELAの年間全消耗量)を推定した。

3. 中国天山ウルムチ河源1号氷河

ウルムチ河源1号氷河は天山中部に位置する面積約184haのカール谷氷河であり、日高山脈の氷河とほぼ同じ規模をもつ。1958年～1982年の24年間に観測された氷河のELAは3971～4155m(平均：4050m)、Tab、Tacとbは127、112と-15(×$10^4$$m^3$・water/a)であり、ELAでの年平均気温は-10℃、ELAでの年降雪量は0.56～0.61m・water/aであった(張祥松ほか、1980；張金華ほか、1984)。またウルムチ河源気象観測所(3588m)での同じ期間の年平均気温は-5.3℃、年降雪量は0.43m・water/a、気温減率は約7.1℃/kmであった(李念杰、1985)。この氷河地域のk値は報告されていないが、計算からPgは約0.5m・water/kmであり、この氷河は日高山脈の最終氷期の氷河とかなり近いことが分かった。

4. 最終氷期の日高山脈の気温と降雪量

最終氷期の日高山脈は、気温低下6℃、気温減率5.5℃[6.0℃]/kmのとき、ELA(1580m)での年平均気温は-8.7℃[-9.5℃]となり、k値を9mm・water/℃dayとすると、ELAでの年降雪量は1.84m[1.33m]・water/aとなった。気温低下8℃とすると、気温減率を同じにして、ELAでの年平均気温は-10.7℃[-11.5℃]、ELAの年降雪量は0.67m[0.52m]・water/aとなった。推定した降雪量を、日高山脈のダムでの実測降雪量(北電、1996)と比較すると、気温低下量6℃では現在の約133%[96%]、気温低下量8℃では現在の約49%[38%]となった。ウルムチ河源1号氷河と地形的な類似性からすると、最終氷期の日高山脈では、気温低下量8℃前後、現在の約50%の降雪量で、大陸型の山岳氷河が存在していた可能性が高い。

P-7 海成段丘堆積物のESR，TL，OSL年代測定

幡谷竜太・田中和広（電中研）
N. A. Spooner・D. G. Questiaux・R. Grün（オーストラリア国立大）
斉藤裕二（大和地質）・橋本哲夫（新潟大）
R. Hataya, K. Tanaka (CRIEPI), N. A. Spooner, D. G. Questiaux, R. Grün (ANU), Y. Saito (Daiwa), and T. Hashimoto (Niigata Univ.); Dating of marine terrace sediments by ESR, TL and OSL methods

1．はじめに

ESR，TL，OSL法による堆積物年代測定では，しばしば石英が用いられ，堆積物の運搬・堆積の過程で石英が太陽光に曝されることにより，石英中に蓄積された放射線損傷が解消されるとする”光ブリーチング”を前提とし，得られたESR，TL，OSL年代を堆積年代と考える．しかし，ESR信号とTLは，光ブリーチングが完全には生じない場合があり，実際には，残留強度を考えて年代値の補正を実施していることが多い．また，光により非常に消えやすいことが実験的に明らかにされているOSLについても，堆積速度が早い場合には適用が難しい可能性もある．

そこで，本研究では海成段丘堆積物に対するESR，TL，OSL年代測定法の適用性を光曝実験と年代既知試料への適用の両面から検討した．前者では，いくつかの光源を用いた光曝実験により，石英のESR信号（E'_1・Al・Ti各信号）とTL（赤色光）の光ブリーチング特性を調べた．後者では，石川県加賀市黒崎海岸に分布する海成段丘堆積物中の阿蘇4火山灰（70～90ka）直下の砂に対して，3つの手法で年代測定を実施した．さらに，石川県千里浜海岸において地表下約10cmより採取した砂のOSL測定を実施した．

2．光曝実験

実験に用いた光源は，ハロゲン光・キセノン光・紫外線・太陽光の4つである．

TLでは，キセノン光・紫外線・太陽光に対して，要する時間は異なるが，光曝前の42～46%とほぼ同じ強度まで減少し，以後一定値（残留強度）に落ち着いた．このことは，TLに光に消えにくい成分と消えやすい成分があること，光ブリーチングには紫外線の寄与が大きいことを示すと考えられる．さらに，γ線照射試料を用いた光曝実験から，光に対する残存強度がγ線照射に対し増加しないことを確認した．

ESR信号については，この試料の場合，全ての光源に対してE'_1・Al両信号よりもTi信号が消えやすい．また，Al信号については光に対して消えやすい成分と消えにくい成分がある可能性が残るが，少なくともTi信号が解消された時点では，Al信号は光曝時間の増加に対し，強度は依然減少傾向にある．

3．年代既知試料の検討（図参照）

検討に用いた試料が海成段丘堆積物である点に留意し，年代測定における$\dot{D}$値（線

量率）の見積りでは，現在の含水比から見積もられる$\dot{D}$値と，堆積物が水で飽和していた場合を想定した考えうる最小の$\dot{D}$値（$\dot{D}_{min}$値）を求め，$\dot{D}$値に幅を持たせた．

TL年代測定では，各γ線照射に対する強度から残留強度差し引いたものを光に消えやすい成分のTL強度と考え，これを用いてTL年代を求めた．TL，OSL年代ともに，現在の含水比から見積もった$\dot{D}$値から求めるとやや若くなるが，$\dot{D}_{min}$値を考えると，TL年代は53.5±25.0～91.3±42.6ka，OSL年代は64.4±24.8～109.9±42.4kaとなり，火山灰から示される年代70～90kaと調和的である．一方，ESR年代は，Al，Ti両信号から求められたが，著しく古い値となった．

また，現在の海岸砂のOSL測定では，期待されたとおり，等価線量がほぼ0（即ち，OSL年代がほぼ0）となった．

4．まとめ

本研究の結果は，基本的に1つの試料に対して詳細な検討を実施した結果から，1つの可能性を示したものであるが，以上のことから，海成段丘堆積物の年代測定では，OSL法と光曝実験と組み合わせたTL法が有力であると考えられる．今後は，さらに事例を増やしていくと共に，河成段丘堆積物など成因が異なる堆積物に対しても検討していく予定である．

* 本研究は電力10社により実施された電力共通研究の成果の一部である．

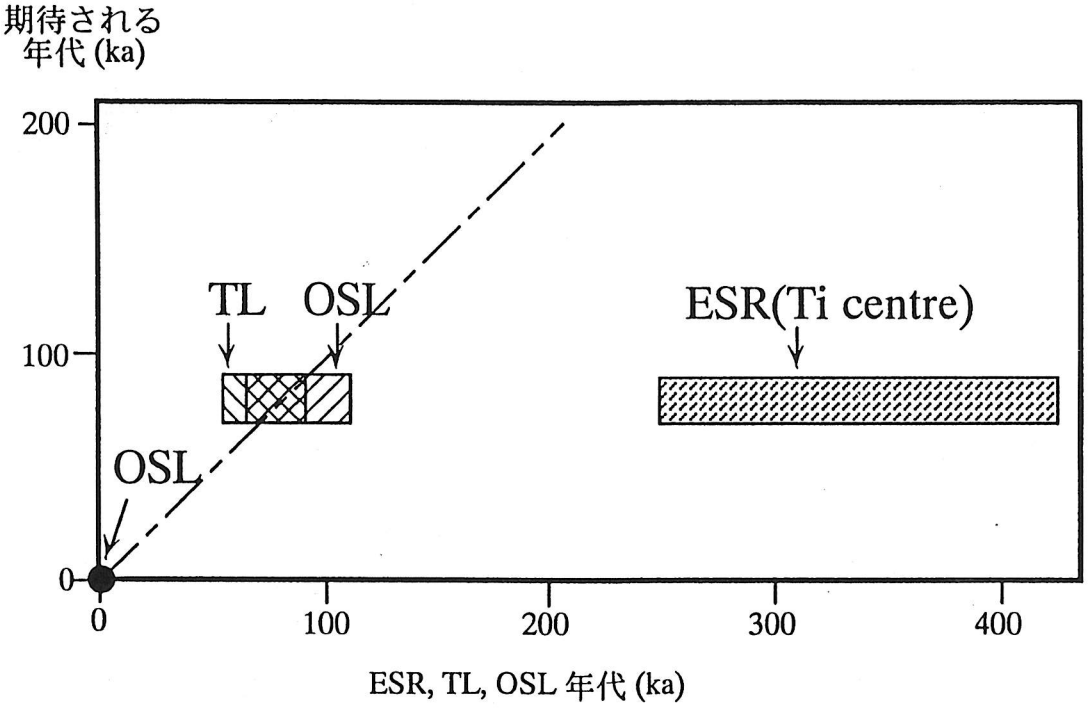


図　期待される年代とESR・TL・OSL年代測定値との比較

P-8 ネパール中部，ランタン・ヒマールにおける過去3,000年間のデブリ供給と環境

渡辺　悌二（北大・地環研）

Teiji WATANABE; Late Holocene debris supply and environments in Langtang Himāl, central Nepal Himalaya

ネパール中部に位置するランタン・ヒマールにおいて，土石流コーンの分布，体積，形成時期，および形成時期の環境を調査した．その結果，以下のことが明らかになった．

1）ランタンの土石流コーンの分布は図１に示した通りである．土石流コーンは，分布高度や形態，礫の大きさ，表面の植生の有無などから，４つのタイプに区分される．このうち，タイプ２は，カタストロフィックなイベントの後で土石流に移行したものと考えられる．タイプ３は，とくに，モレーンやデブリ・カバー氷河へのデブリの供給源の研究にとって重要であろう．

2）土石流コーンの形成開始期は，タイプ１～３に大きな違いはなく，ランタン・ステージ後の氷河の縮小期に形成されはじめた．形成期は，谷の中流域では3,300～

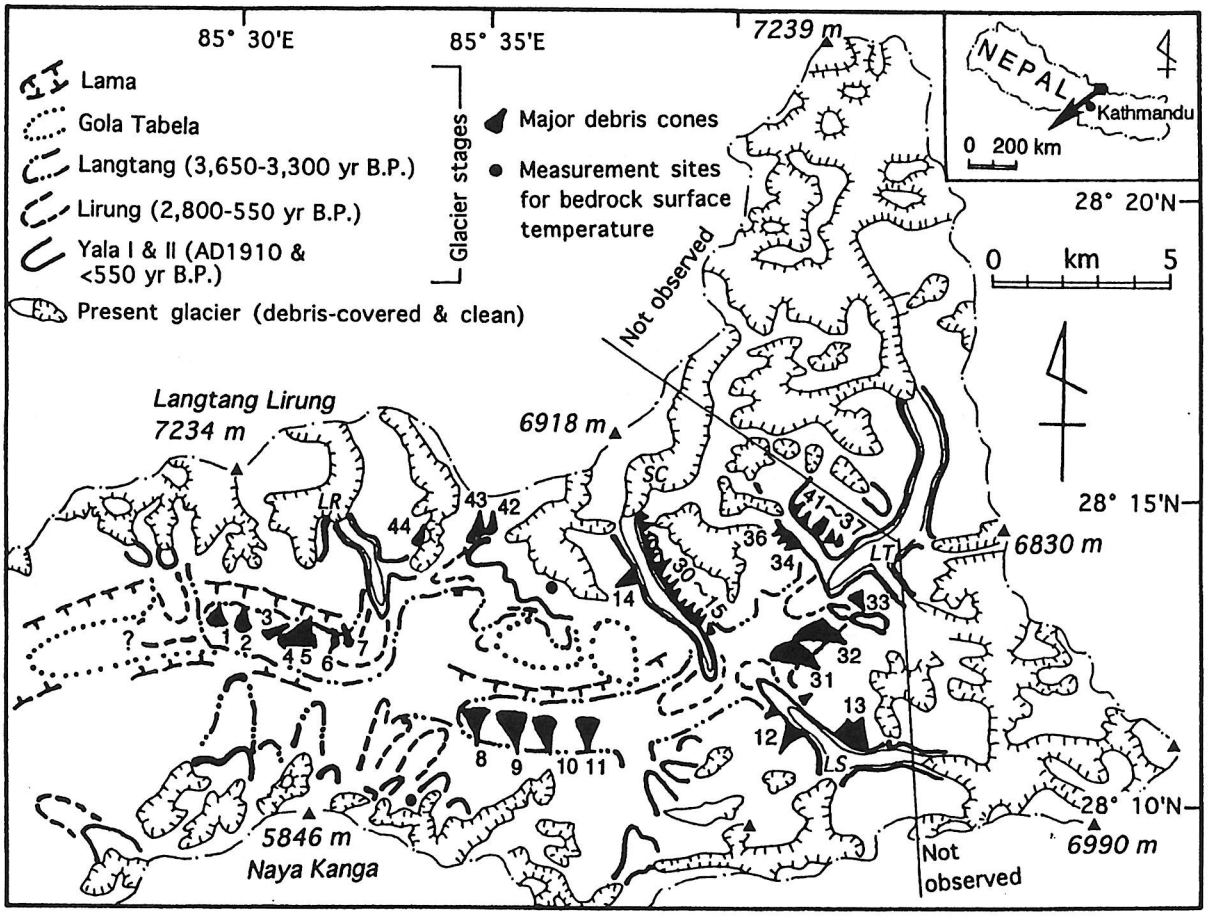


図１　　ネパール，ランタン・ヒマールにおける土石流コーンの分布

2,000 yr B.P.（タイプ１および２），上流域では3,300～550/40 yr B.P.（タイプ３）であったと推定される．一方，タイプ４の形成は550～40 yr B.P.で，最上流にその分布が限定されている．

３）タイプ別に，コーンの形成に関与した集水域の削剥速度を見積もると，3.2 mm/yr（タイプ１），6.2～7.4 mm/yr（タイプ３），3.4 mm/yr（タイプ４）となった．

４）タイプ１のうち，コーン３に関する年代測定および花粉分析の結果から，以下の考察を行った．試料は，図2-bおよび図３に示した地点で採取した．

（１）土石流による物質供給速度は，最初の500年間(3,300～2,800 yr B.P.)は，15 cm/100 yrsであった．

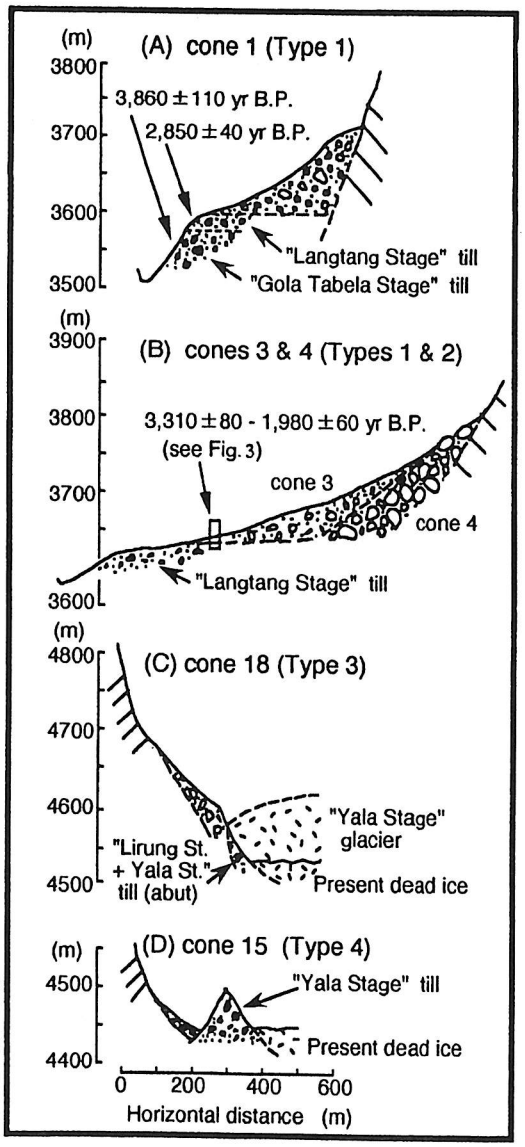


図２タイプごとのデブリ供給期を示す断面図

（２）2,800 yr B.P.よりわずかに前までは，この地域は乾燥した気候下にあったが，2,800 yr B.P.ころにやや湿潤化が進んだ可能性がある．2,800～2,500yr B.P.には，土石流によるデブリ供給速度が30 cm/100 yrsと最大になった．

（３）タイプ１の土石流コーンの形成期の最後の500年間(2,500～2,000 yr B.P.)には，土石流による物質供給速度は7cm/100 yrsに減少した．タイプ１の土石流コーンの形成末期後(2,000 yr B.P.)には，相対的に草本植生がやや減少し，マツ・モミ属などの針葉樹，ハンノキ・コナラ属の広葉樹が増加しており，これらの森林が拡大した可能性がある．

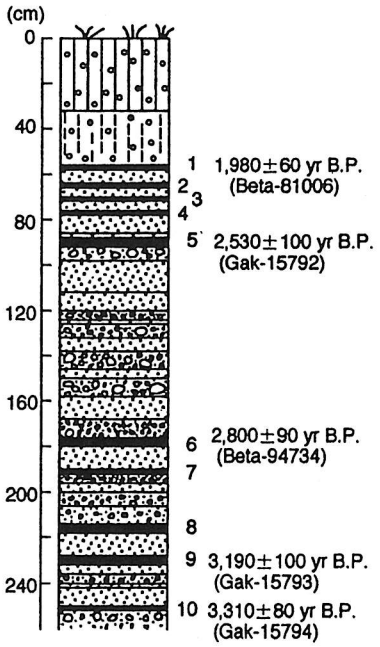


図３　コーン３の柱状図

P-9 1993年北海道南西沖地震による津波堆積物のトレンチ調査

下川浩一・佐竹健治（地質調査所）・重野聖之（明治コンサルタント(株)）

Koichi SHIMOKAWA, Kenji SATAKE and Kiyoyuki SHIGENO; Excavation survey of tsunami deposits caused by the 1993 Southwest Hokkaido earthquake

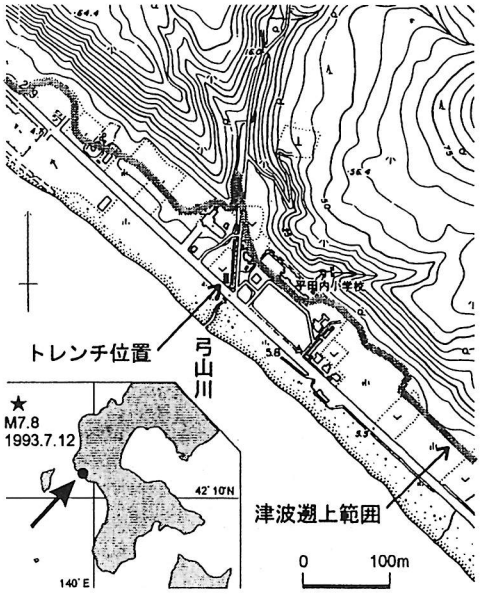
日本海東縁部は，ユーラシアプレートと北米プレートの境界と目されており，ここでは最近地震活動が活発化するとともに，地震空白域の存在が指摘されている．本調査は，トレンチ掘削により1993年北海道南西沖地震の津波堆積物の詳細な観察・記載を行うことにより，津波堆積物の特徴を明かにするとともに，過去の津波堆積物を検出して，その規模や発生頻度を明かにすることを目的としている．

トレンチ調査は，1993年北海道南西沖地震により津波被害を受けた北海道久遠郡大成町平浜の弓山川河口右岸の空き地で実施した（第１図）．当地域は北西―南東方向の砂浜海岸～礫質海岸と比高約70mの段丘崖に挟まれた幅約100mほどの沖積低地（標高4～5m）となっている．第１図には，鴈澤・紀藤・貞方(1994)による津波遡上範囲も示した．平浜における津波遡上高は，第１波目6.8m，第２波目8.6mと報告されている（都司・加藤・佐竹，1994）．

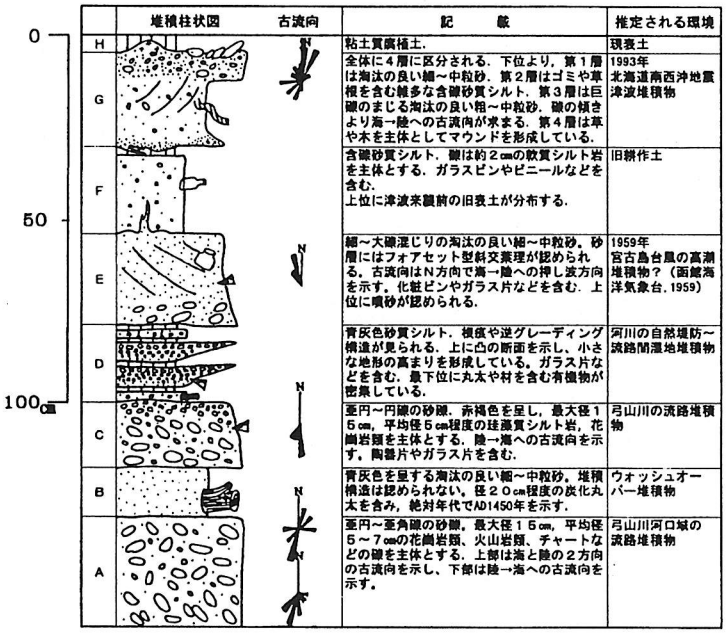
トレンチ調査の結果，1993年北海道南西沖地震の津波堆積物を確認するとともに，その下位には海から運ばれて来たと思われる淘汰の良い細～中粒砂（ウォッシュオーバー堆積物）が２層検出された（第２図）．その中の上位層については，過去50年間の気象資料や地元の証言，年代測定等により，1959年の宮古島台風の高潮堆積物の可能性が高いことが明らかになった．

津波堆積物は，弓山川に面した西側の凹地形で厚く（最大層厚45cm）堆積し，東へいくにつれ薄くなる（第３図）．これらは全体として４層に区分され，下位より，第１層は淘汰の良い細～中粒砂と旧表土を削り込み，もしくは入り込んでできる砂混じり腐植土である．第２層は一部第１層を削り込み，ゴミや草木を含む雑多な含礫砂質シルトからなる．現地性のイタドリの倒れた方向が陸→海を示している．第３層は，海側でマウンド地形を形成し，巨礫の混じる粗～中粒砂である．礫は一方向流を示すgravel clusterや覆瓦構造を呈し，古流向は海→陸を示す．第４層は，異地性の草や木を主体としマウンド地形を形成しており，弓山川に面した部分には淘汰の良い中粒砂が付着する．

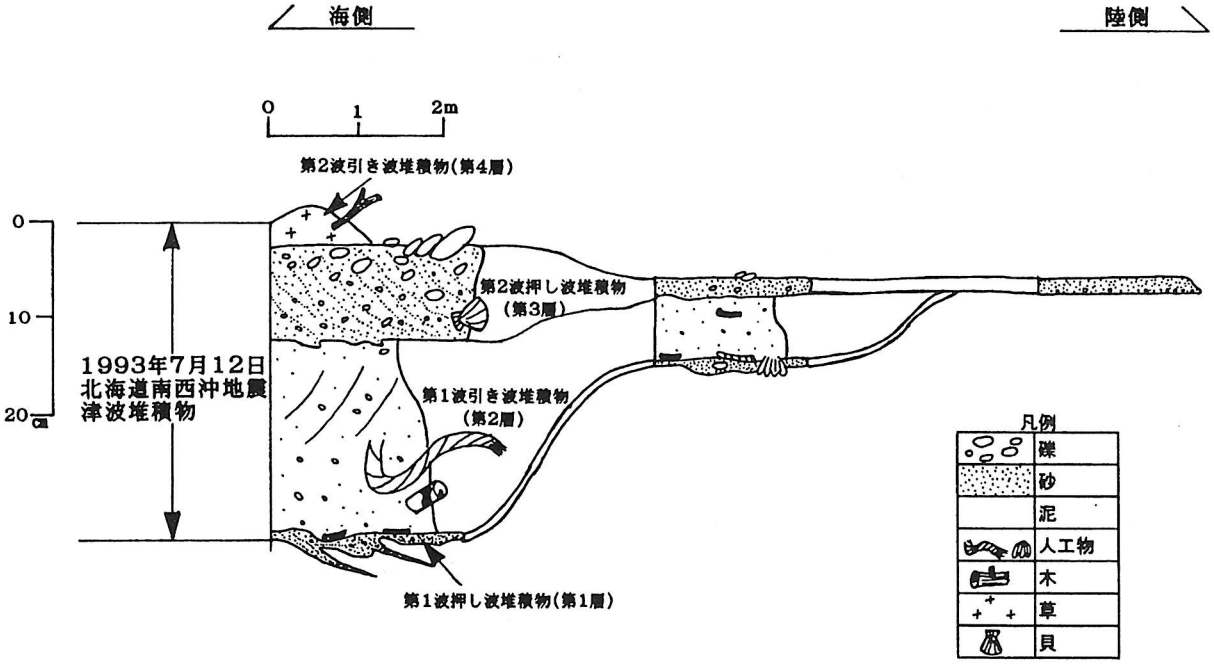
したがって，津波堆積物は海→陸と陸→海への２方向の古流向を示し，第１波押し波堆積物，第１波引き波堆積物，第２波押し波堆積物，第２波引き波堆積物と２波の津波に対して明瞭な押し波堆積物と引き波堆積物が区別されることがわかった．また，押し波は海浜堆積物を主とするのに対し，引き波は周辺の陸成堆積物を多く含むという特徴が明かとなった．さらに，高潮堆積物は，海→陸への１方向の古流向を持ち，海浜堆積物を主とする押し波堆積物のみであることが明かとなった．



第１図　トレンチ調査地点



第２図　トレンチ壁面模式柱状図



第３図　1993年北海道南西沖地震による津波堆積物の柱状対比図

P-10　札幌付近の古地震と活断層に関する新知見
——札幌市篠路の液状化跡および当別町青山奥の活断層露頭——

岡　孝雄（北海道立地下資源調査所）

Takao OKA ; The new knowledge of paleoearthquakes and active faults in Sapporo and its vicinity — remains of liquefaction in Shinoro of the Sapporo City and outcrops of the active fault in Aoyama-oku of the Tohbetsu Town —.

日本全体では最近、北海道南西沖地震や兵庫県南部地震などのように大きな被害をもたらした大地震が発生し地震への社会的関心が高まっているが、北海道でも同様で今、地震関連の防災対策が具体化し始めている。道都札幌では近世に石狩地震（1834年2月9日発生）が発生していることから、直下型地震をもたらす活断層の存否とその活動状況に注目が集まっているが（笠原，1996；岡，1997）、北海道立地下資源調査所では札幌付近の活断層の存否とその実態を解明すべく本年４月より、低地における液状化跡の確認調査と活断層（主に当別断層）関連の地形・地質調査を開始した。その結果、今までにいくつかの新しい知見を得たので報告を行なう。

１．篠路付近の液状化跡

札幌付近において、液状化跡の報告は今までにいずれも、北海道大学構内、ＪＲ桑園駅付近および北33・34条などの市中心部に限定されていた（渡辺ほか，1993；伏島・平川，1996）。従来、液状化跡は建設工事などに関連する遺跡発掘などの際に副次的に見いだされ、そのため限定されていると思われたことから、演者らは石狩川流域の旧河川跡（三日月湖）や護岸コンクリートなどを免れている排水路などを調査し、液状化跡の有無の確認露頭を抜本的に増やすことを計画した。その結果、６月初旬段階で以下の３地点において液状化跡をともなう露頭を新たに発見した（図１）。

①L-1地点(北海道教育大学札幌校東北東約1km地点、旧石狩川・三日月湖の北岸・高さ4.5mの露頭、当別町管内、砂脈群)：砂脈は幅10cm以下で氾濫原面地表下2m付近まで達し、N30°前後ほぼ垂直、一部の砂脈は露頭中の砂層から、砂脈到達部直上の埋没土壌中に厚さ2cmの中粒火山灰をはさむ(地表下1.2m)。

②L-2地点(同上地点の続きの露頭で、約95m西方に位置、砂脈)：①に状況類似、砂脈の方向はN30°前後でほぼ垂直。

③L-3地点(同札幌校の北北東約1.5km地点、同三日月湖北端部崖で高さ2.7mの露頭、札幌市管内、砂脈)：地表下1.15mに同火山灰をはさみ、それより約30cm上まで幅10cm前後の砂脈は到達し、きのこ状に広がるように見える)

火山灰については、樽前降下火山灰Ta-a（1739年降灰）に類似し、ほぼそれの直上まで砂脈が到達することから、これらの液状化跡は1834年石狩地震によりもたらされたものと一応判断できる。^{14}Ｃ年代測定や花粉分析による詳細な発生年代の検討は未実施であり、早急に行なう予定である。なお、紅葉山砂丘付近より海岸側では地表付近の堆積物ほとんど砂より構成されるため、液状化跡の確認が困難であり、石狩川の北側の太見付近の排水路の調査などでは、今のところ液状化跡は発見できていない。今後、さらに調査範囲を広げ、少なくとも石狩地震の液状化発生範囲については特定できるようにしたいと考えている。

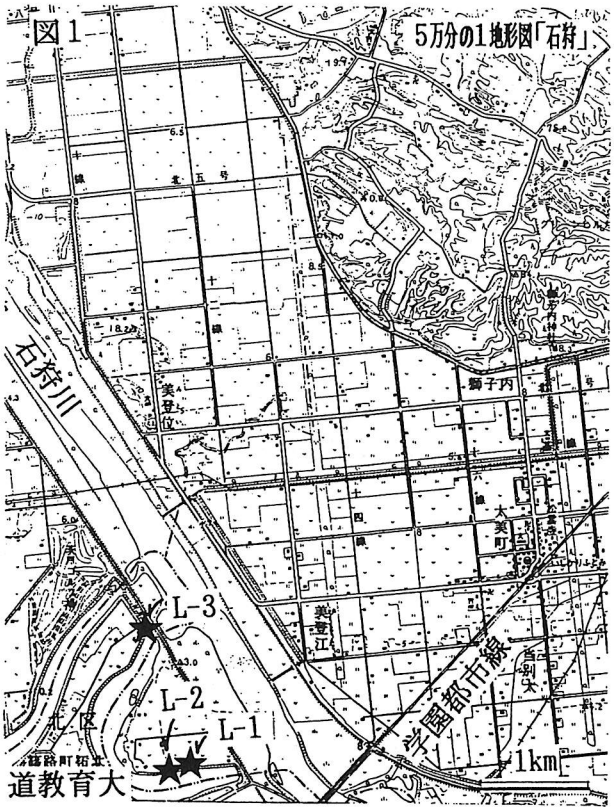
２．青山奥の活断層（当別断層）露頭

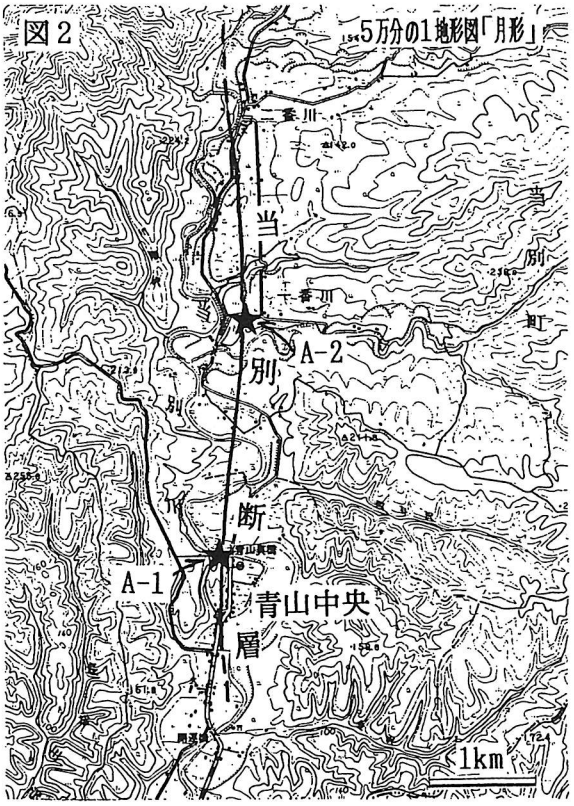
当別断層は地質断層としては45kmの長さがあり、活断層としては北と南のセグメントに分けられいる。北のセグメントについては、大内（1980）により、低位の段丘面を約12m変位させるとして報告されており、今回取り上げる活断層露頭はこれに関連するものである。青山中央市街地付近から二番川入口付近にかけて、ほぼ南北方向に幅200～300mの隆起丘列とその東に隣接する幅100m程度の沈降谷列が約5kmほど続き、明瞭なリニアメントとして識別されるが、活断層露頭はとりあえず以下の２地点を確認した（図２）。

①A-1(青山中央の青山奥橋付近）：河床よりの比高約7mの段丘面が厚さ2～3mの礫層とともに西に向かって幅100m程の間で10数m急激に上昇するのが観察される。そのような変換部ではほぼ水平の当別層泥質砂岩（東側）と40°西傾斜の望来層頁岩（西側）が接している。

②A-2(道民の森道路入口）：新道路の出現により、上述の隆起丘をほぼ東西方向に切る切り割りが存在するが、大半は芝の張り付けにより観察は困難である。東端の３つの露出部分の観察では隆起丘から沈降谷にかけて約12mの垂直変位で南から見て反転Ｓ字状の断面形態で変位する段丘礫層が確認できる。段丘礫層の下位は望来層頁岩が占めるが、礫層が頁岩の下に来る部分の境界面はN20°E30°Wの走向・傾斜を示し、その境界面より約3m幅は破砕が進んでいる。大局的にとらえた段丘堆積物下位の当別層と望来層の関係は①と同様であり、両層の境界部に地質断層としての当別断層が存在している。

変位させている段丘面について、大内（1980）はその年代を約3万年前と推定しているが、より新しくなる可能性もあり、今後の検討を要する。さらに、より新期の活動状況を把握するには現河川氾濫原面を含めて調査する必要があるが、そのためにはトレンチ調査などが必要である。





P-11 有孔虫化石の酸素・炭素同位体比から推定される最終氷期最寒期における日本列島周辺の海洋環境

大場忠道・山根雅之（北大）

Tadamichi OBA and Masayuki YAMANE；Oceanic environment around the Japanese Islands at the last glacial maximum period inferred from oxygen and carbon isotopes of fossil foraminifera

これまでに日本列島周辺の最終氷期 の頃の海洋環境の復元は、海底コア中の各種微化石の群集解析や有孔虫化石の酸素同位体比、アルケノンによる古水温の算出などから、海域ごとに行われてきた（例えば、氏家 1982; 大場ら, 1980, 1984; Chinzei *et al.*, 1987; Oba *et al.*, 1991; 大場・安田, 1992; 尾田・嶽本, 1992; Ahagon *et al.*, 1993; 沢田・半田, 1995など）。今回、演者は日本列島周辺から採集された約40本の海底コア（図１）について、測定された有孔虫殻の酸素・炭素同位体比に基づいて、最終氷期最寒期（Last Glacial Maximum, LGM）における日本列島周辺全体の海洋環境の復元を試みた。

有孔虫の殻（$CaCO_3$）の酸素同位体比（$^{18}O/^{16}O$）は、その殻が形成された時の水温と海水の酸素同位体比でほぼ決定される。従って、水温変化がほとんどなかったと考えられる深海底に生息していた底生有孔虫殻の酸素同位体比は、気候変化に伴う海洋全体の海水の酸素同位体比の変化が反映されている。事実、日本列島でも太平洋側の海底コア中の底生有孔虫殻の酸素同位体比カーブは、深海底コアの標準的なそれと酷似している。しかし、日本海側の有孔虫殻の酸素同位体比カーブは、それと全く異なることから、LGMに日本海へは外洋水が流入していなかったと考えられる。

一方、海洋表層に生息している浮遊性有孔虫の殻の酸素同位体比カーブは、水温変化が著しかった海域ほど、深海底コアの標準的な酸素同位体比カーブから大きくずれている。特に、鹿島灘沖のコアの酸素同位体比カーブは、LGMに表面水温が10℃も低下したことを示唆している。また、日本海のLGMにおける浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比は、異常なほど小さな値を示し、淡水流入による表層水の低塩分化が起こったことを指示している。

有孔虫の殻の炭素同位体比（$^{13}C/^{12}C$）は、いくつかの要因で変化するが、主に海水の炭素同位体比によって決定される。従って、日本列島の太平洋側では、底生有孔虫殻の炭素同位体比カーブは、深海底コアの標準的な炭素同位体比カーブと類似している。しかし、生物生産量の多い海域では、泥の中に生息している底生有孔虫の殻の炭素同位体比が小さ

くなる傾向がある。

一方、浮遊性有孔虫殻の炭素同位体比は、海洋表層に生息している種ほど大きな値を示し、海洋表層下で有機物が多く分解する溶存酸素極少層付近に生息している種ほど小さくなっている。特に、生物生産量の多い親潮域の海洋表層下では炭素同位体比が急に小さくなるのに対して、貧栄養な黒潮域では徐々に低下している。従って、海洋表層と表層下に生息している浮遊性有孔虫の殻の炭素同位体比を比較すれば、過去の海洋表層における生物生産力の強弱や海流系の変遷を推定できる可能性がある。例えば、日本列島東岸と南岸沖の５本の海底コアについて、冬期から春期に海洋表層下で主に殻を形成する*Globorotalia inflata*の殻の炭素同位体比カーブを比較すると（図２）、後氷期は５本のコアのカーブがお互いに接近しているが、最終氷期は三陸沖のコア（LM-8）と房総半島沖のコア（C-6）のカーブが、遠州灘沖のコア（C-4）や四国沖のコア（P-4）から離れており、生物生産の高い親潮や混合水塊の南下が示唆される。

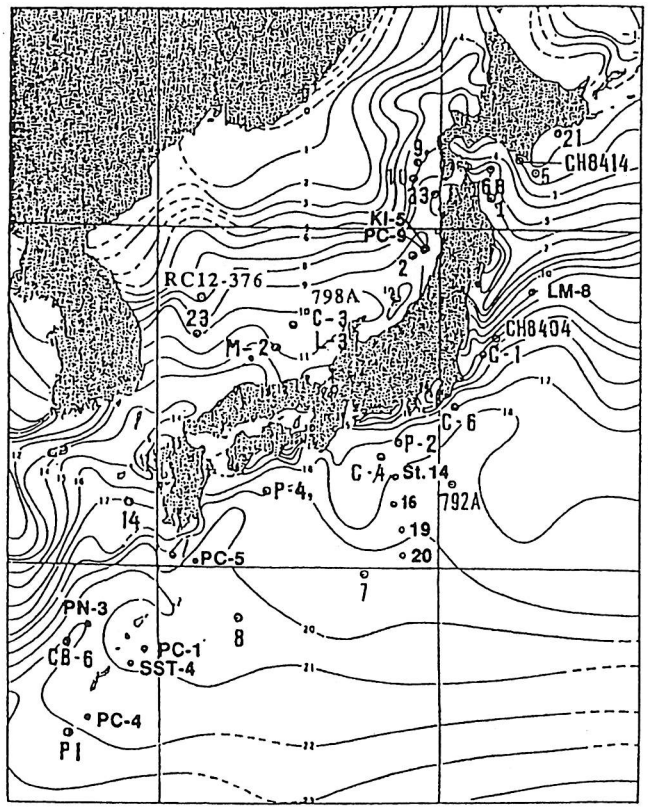


図１、日本列島周辺海域でこれまでに有孔虫化石の酸素・炭素同位体比が測定された海底コア。

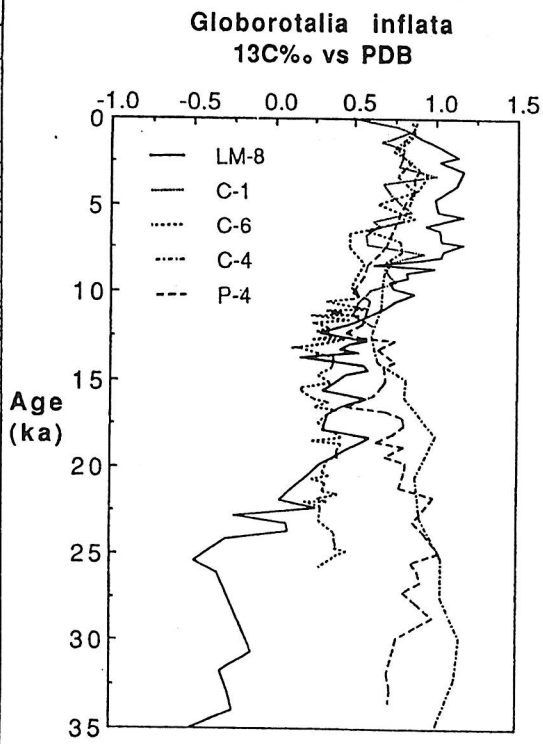


図２、日本列島の東岸から南岸にかけての５本の海底コアに含まれる浮遊性有孔虫*Globorotalia inflata*の殻の炭素同位体比カーブ。

P-12　地層抜き取り装置およびボーリングによる神城断層（糸静線北部活断層系）の調査

原口　強（東大院）・今泉俊文（山梨大）・柳　博美（北大院）・池田安隆（東大）・中田　高・奥村晃史（広島大）・東郷正美（法政大）・佐藤比呂志（地震研）・宍倉正展（千葉大・院）・八木浩司（山形大学）

Tsuyoshi Haraguchi, Toshifumi Imaizumi, Hiromi Yanagi, Yasutaka Ikeda, Takashi Nakata, Koji Okumura, Masami Togo, Hiroshi Satow, Masanobu Shishikura and Hiroshi Yagi ;

Subsurface feature and slip-rate of the Kamishiro fault, along the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, detected by Drilling and Geo-picker, newly invended soil sampler.

【はじめに】

糸静線北部活断層系・神城断層の地下の断層形態や変位速度を調べるために，神城盆地・堀之内北西方の水田で「地層抜き取り装置」とボーリング調査を行った。この場所は，1995年11月に地質調査所によって，トレンチ調査が行われ，その結果見事な低角逆断層が地表下約3～5mに掘り出され，上盤側の湖成層やpeat層が，この断層に巻き込まれるように変形する様子が示された（奥村ほか，1996）ところである。

この調査は，トレンチ底よりさらに地下深い断面を見るために，矢板を改良して不撹乱かつ定方位で地下10数メートルまでの地層を連続して採取する「地層抜き取り装置」を開発して（現在特許申請中），その実用性を試験することもあわせて行った。地層抜き取り調査は，トレンチで断層が確認されている地点（A）の近くと，これから東へ約25m離れた（B）地点の２箇所で実施した。また，抜き取り装置では，（本体と蓋との間の摩擦によって）地層の乱れが生ずる可能性もあるので，それをチェックするために（A），（B）地点で，それぞれオールコアによるボーリング調査を実施した。

【結　果】

地層抜き取り・ボーリング調査に基づく地下約２０ｍまでの断面図を，トレンチ壁面図（奥村ほか，1997）にならべ，それぞれの地層の年代結果もあわせて示した（図２）。

1)　主断層は，20～30度で東傾斜すると予想される。（B）地点では，この断層に向かって断層上盤側の砂層や礫層が急斜している様子が幅約40ｃｍの矢板内で確かめられた。また地下約11.5m付近では主断層（ボーリングコアによって，矢板の下約1mで地層の傾斜が急変することにより推定される）から派生したと思われる小断層をとらえることができた。

2)　この推定主断層に沿う平均変位速度は，上盤側の地層の変形および，それぞれの地層の年代測定結果から，少なくとも1.5mm～2.0mm/年と推定される（撓みやひきずりなどの構造が明らかになると速くなる）。

3)　この地層抜き取り装置は，矢板の打ち込み技術などに多少の改良点はあるものの，今後トレンチ掘削では届かない深度の調査を可能にする画期的な手法として期待できる。演者らは今後（A）地点と（B）地点の間を12～16m深度で隙間なく抜き取り調査を行い，図2を完全な地質断面として完成させる計画である。これによって，複数回の断層活動時期（イベント）とその断層変位量などが解明できることが期待される。

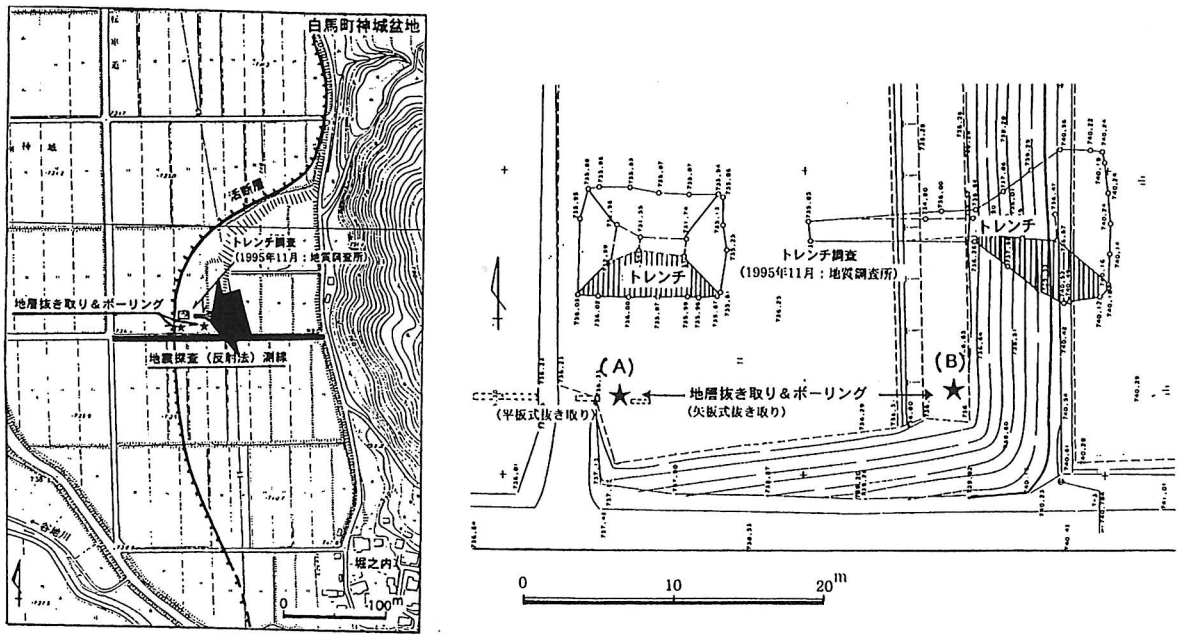


図１　神城断層の地層抜き取り・ボーリング地点

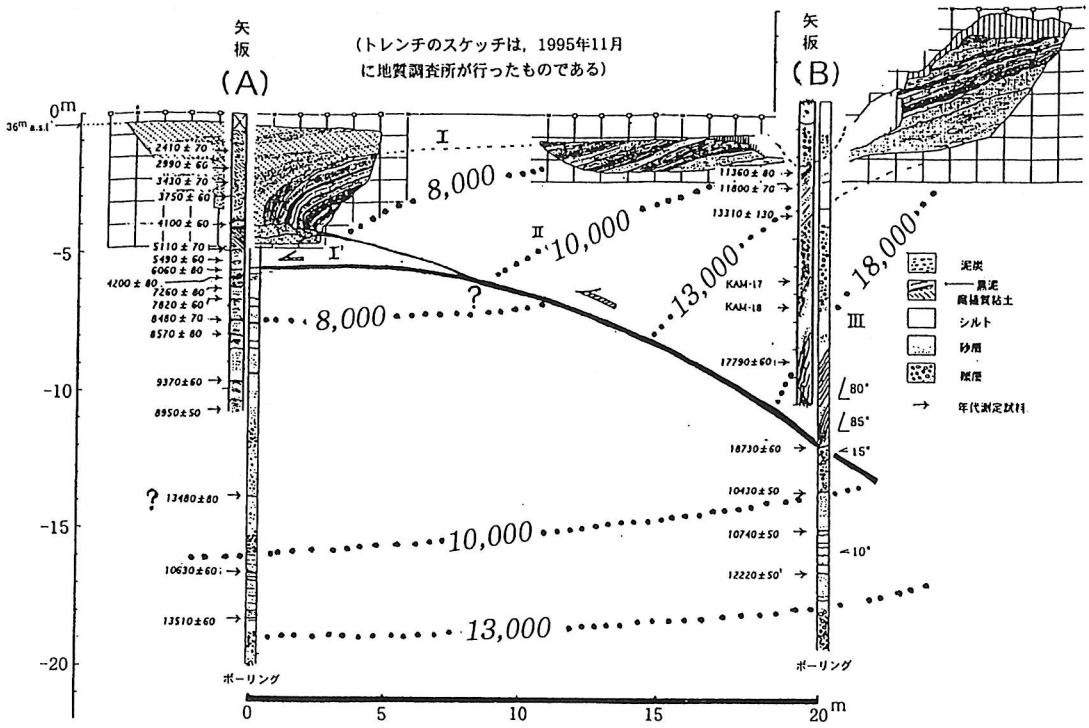


図２　地層抜き取り・ボーリングに基づく地質断面図（点線は推定の等年代値）

P-13　陸羽地震断層・太田断層の露頭調査

今泉俊文（山梨大）・原口　強（東大院）・阿部真郎(㈱奥山ボーリング)・
°宮内崇裕（千葉大）・八木浩司（山形大学）・稲庭智子（㈱リコー）
Toshifumi Imaizumi, Tsuyoshi Haraguchi, Shinro Abe, Takahiro Miyauchi, Hiroshi Yagi and Tomoko Inaniwa ; Fault features along the Ota fault, one of the surface traces of the Rikuu Earthquake, in 1896, Akita Prefectur, Northeast Japan

【はじめに】

1896年陸羽地震を起こした横手盆地東縁活断層系のうち，千屋断層（千畑町）の北延長にあたる太田断層に沿って自転車道路専用道路がつくられ，いくつかの場所で陸羽地震時の断層露頭が現れた（図１）。演者らは，これらの露頭を詳細に記載し，松田ほか（1980）をはじめ，これまでの資料を補強するとともに，また本断層が地震時にどのように地表変位を生じたかを検討した。さらに陸羽地震の以前の活動についても調べた。

【結　果】

陸羽地震時には太田断層は，斉内川以南をほぼ第二田沢疎水に沿うように山麓を湾曲しながら地表に低断層崖を生じた。構造改善事業からはずれた山麓の小規模な沖積扇状の出口では，今も低断層崖が残っており，太田町金井伝では「地震坂」とよばれている。この地震坂から南に数百メートルにわたって丘陵基部や低断層崖が削られており，断層を観察することが出来る。

1）　低断層崖基部では，水平短縮（約3m）によって地表が折り重なったこと，このとき低崖（崖高約1.5m）がその部分に形成されたことなどを示すように，表土（地震直前の地表）が断層によって折り畳まれている様子がわかる（図2）。この黒土は，^{14}C年代結果2,680±60yr.B.Pを示した。陸羽地震時の断層変位量（黒土とその下部の砂礫層の重なり）を戻しても，そこに依然として断層構造が残ることから，陸羽地震以前の活動が少なくとも，2,680±60yr.B.P以前であることがわかる。

2)　また，露頭は断層の走向方向にあるものから，直交～斜交するものまである。そこで断層崖とこれらの露頭（およびその構成する地層の位置）を測量して断層崖の内部構造を3次元的に表現し，これらを記録することを試みている。

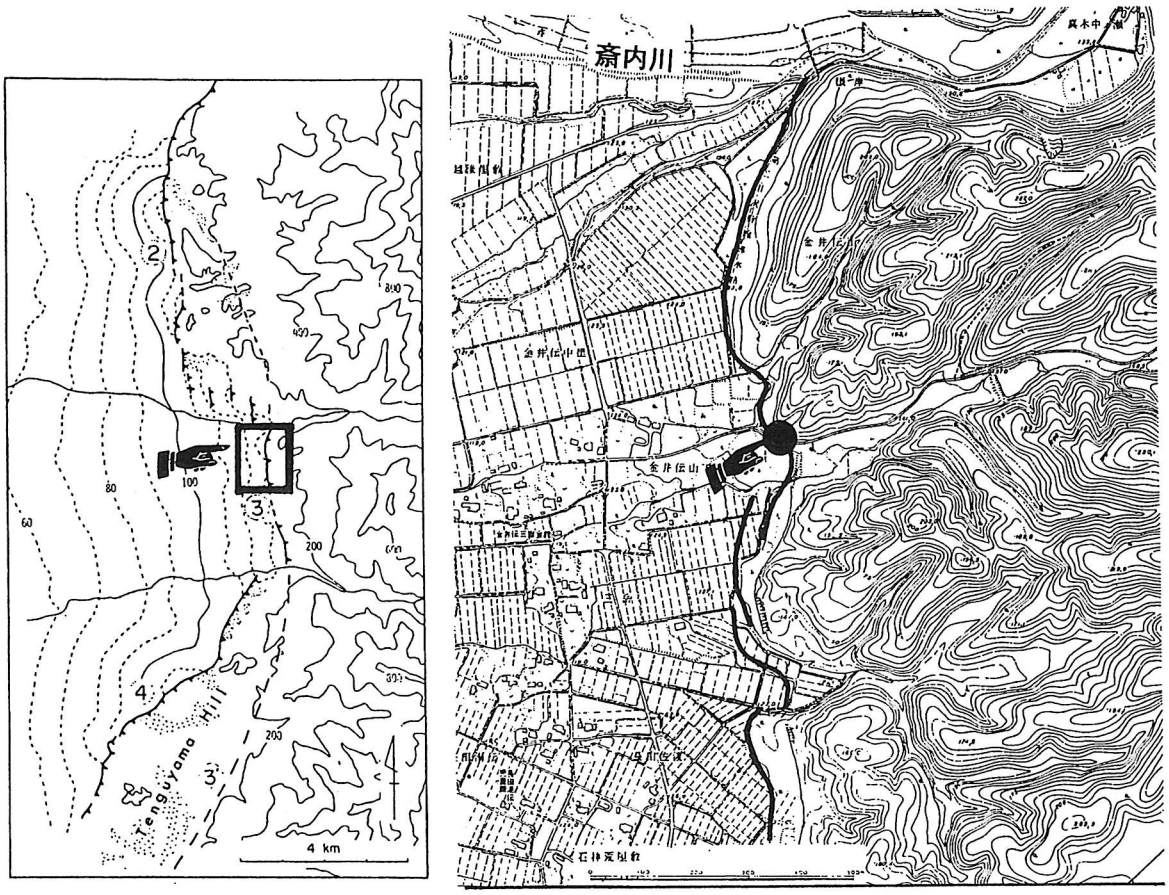


図１　太田断層のトレースと断層露頭（●は図2の位置）

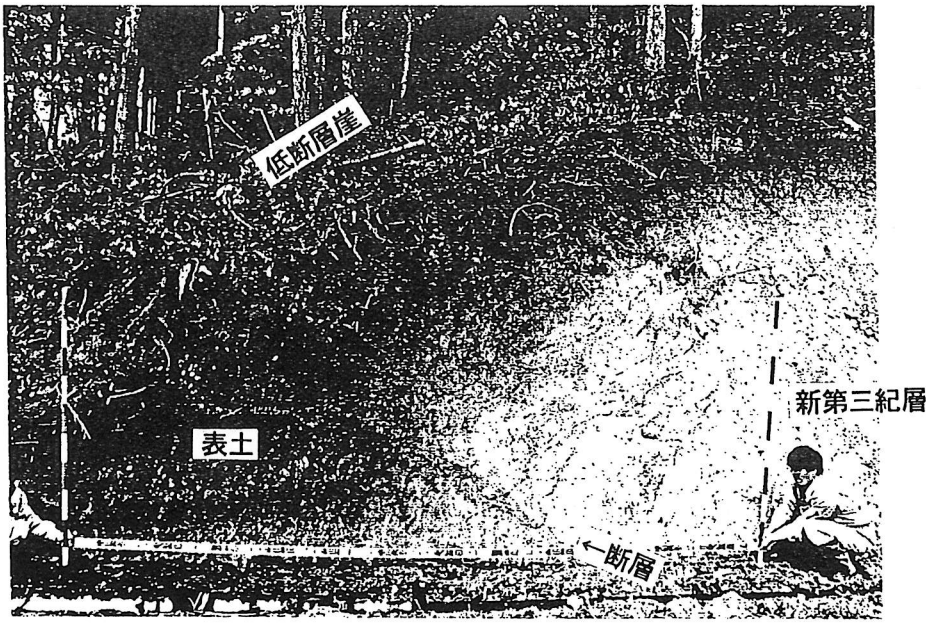


図２　陸羽地震によって生じた低断層崖とその露頭（表土が下敷きになっている）

P-14 鹿児島県北西部出水(いずみ)断層系ストリップマップ

川原あかね（共和計測㈱）・井村隆介（鹿児島大理）

Akane KAWAHARA and Ryusuke IMURA; Strip map of the Izumi Fault System, northwestern Kagoshima Prefecture

空中写真を用いた地形判読と現地踏査結果に基づいて，鹿児島県北西部の出水平野周辺の地形分類を行うとともに，出水平野の南東縁に位置する出水断層系のストリップマップを作成した（図 1）．

出水断層系は，鹿児島県北西部の出水平野と紫尾山を中心とした出水山地の地形境界をなし，北東－南西ないし北北東－南南西方向に約 22km にわたって追跡できる．この断層系は右横ずれ，南西側隆起の断層からなり，三角末端面，尾根・河川のオフセット，断層鞍部などの変位地形が認められる．九州活構造研究会編（1989），活断層研究会編（1991）は，この断層系中央部の内木場断層について，その活動度を B 級，平均変位速度を 0.5m/千年と推定している．今回の調査では最新活動時期，単位変位量および活動間隔など，この断層系の活動度に関する直接的な地質・地形データを得ることはできなかったが，出水断層系の活動について以下のようなデータを得ることができた．

1. 入戸火砕流堆積物（2.5 万年前）を切る比高約 10m の低断層崖が存在すること，入戸火砕流をおおう厚い崖錐堆積物が断層線沿いに分布していることから，2.5 万年前以降複数回の活動があった可能性が高い．これによって求められる垂直の平均変位速度は 0.4m/千年である．
2. 河谷の屈曲量から，松田（1966）の経験式を用いて算出した横ずれの平均変位速度は 0.44m/千年である．
3. 出水断層系の長さ（約 22km）から，松田（1975）の経験式によって推定される最大マグニチュードは 7.07，最大変位量は 1.74m となる．
4. 松田（1976）の経験式に上記の結果を当てはめると，活動間隔は 4,000～4,350 年と算出される．
5. 高位解析扇状地礫層の堆積期間中に活動した副断層（約 1m の変位量をもつ南落ち正断層）が発見された．この扇状地礫層は阿多鳥浜火砕流を挟むことから，この断層系の活動は，およそ 20 万年前には始まっていたと考えられる．

今後，出水断層系において，最新活動時期，単位変位量および活動間隔などを特定するためのトレンチ調査等を行い，定量的な活動度の評価をする必要があろう．

図1. ストリップマップの一部

P-15 台湾北東部，タッキリ渓と蘭陽渓の1000～3000年前のfill top段丘群

柳田　誠（アイ・エヌ・エー）・池田　宏（筑波大学水理実験センター）
伊勢屋ふじこ（上武大学）・小玉芳敬（鳥取大学）・米山哲郎（新潟県）
Makoto YANAGIDA・ Hiroshi IKEDA・ Fujiko ISEYA ・ Yoshinori KODAMA and Teturo YONEYAMA; Fill top terraces along the Takkirikei river and Ranyo-kei river,Taiwan

台湾北東部のタロコ峡谷で知られたタッキリ渓には川田(1941)や富田(1982)が報告しているように、厚さが150m以上にも及ぶ砂礫からなるfill top段丘群が存在する。これらの段丘は現河床との比高が150m以上もあることから、富田(1982)によってLT面(lateritic soil terrace:高位段丘）に対比され更新世後期に形成されたものと考えられていた。タッキリ渓には3段のfill top段丘がある。劉(1989)，斉(1995)などによると、タッキリ渓とその支流では3段の堆積段丘が分布し、高位から順にT1～T3と呼ばれている（図1）。中流部における縦断勾配は各段丘面とも現河床勾配と等しく30/1000 前後である。下流の扇状地部では現河床は7/1000と緩くなり、段丘群は比高を減じる。

T1段丘は現河床から400m前後の比高を持つ段丘面を形成している。これほどの比高をもつが、段丘面の形態は極めて新鮮であり、表面には黒褐色の薄い土壌が発達するのみである。礫層は成層構造をもつ円礫からなり、層厚は100m以上である。

T2段丘は現河床から300m程度の比高を持つ段丘面を形成している。礫層は成層構造をもつ円礫からなり、細粒部が比較的多くみられる。層厚は最大200mに達する。T2段丘堆積物の^{14}C年代は道拉斯において2480±40y.B.P.、瓦黒爾で2400±60y.B.P.（以上、劉,1989)、霍霍斯では3200±80y.B.P.,3410 ±60y.B.P.（斉,1995)である。

T3段丘は現河床から80～100mの比高を持つ段丘面を形成している。礫層の層厚は40～50m に達する。T3段丘堆積物の^{14}C年代は哈隆において250 ±35y.B.P.(斉,1995)である。

タッキリ渓は標高3000～3900m の台湾山脈に源をもつが、隣接する蘭陽渓・和平渓などでも(謝ほか,1997,斉,1995,陳・斉,1996)、^{14}C年代で1000～3000y.B.P.のfill top段丘（現河床からの比高100 ～200m）が報告されている（図2）。このように新しい年代値は、これら段丘地形の現河床からの比高からみて信じにくい値であるが、演者らが蘭陽渓南山におけるfill top段丘堆積物の中部から採取し測定した^{14}C年代も1190±60y.B.P.であった。

このように、台湾北東部の複数の河川において、数千年間に2 ～3 回のfill top段丘が形成されたことは、日本においてこれまで報告されてきた「氷期のfill top段丘」とは異なる成因のfill top段丘の存在を示す。このことは日本における「氷

期のfill top段丘」の成因や形成機構を考えるうえでも有意義な事象であると考える。

台湾の研究者たちは「1000～3000年前のfill top段丘」の成因として、1)約2000年前頃に気候の寒冷化があり、それによって土砂が供給されfill top段丘が形成された（謝ほか,1997,Liew,1996)。2)地すべりによってせき止められてfill top段丘が形成された(劉,1988)。3)激しい隆起運動によって山地が急峻になり土砂が供給されfill top段丘が形成された（斉,1996)。などを考えている。

隆起速度についてみると、タッキリ渓の河口付近の花蓮にある隆起サンゴ礁は標高20m でその年代は4000年前であり、5mm/y の隆起速度が報告されている（太田・岡田,1984)。また、タッキリ渓中流部について、劉(1988)などはfill top段丘の基底にある旧河床と現在の河床との比高を隆起量とみなし、天祥付近で6mm/y 、その西の瓦黒爾地区で12mm/yという隆起速度を考えている。標高3000～3900m に及ぶ台湾山脈の隆起開始時期は西側に分布する新生界の礫岩の初出現層準から0.8Ma 頃と考えられており、少なくとも5mm/y の平均隆起速度をもつと考えられる。このような桁違いの隆起速度を背景として、日本より急峻で高い山地を持ち、日本で考えられる速度より１～２桁早い河川の堆積や下刻作用が起こっているのではないだろうか。「1000～3000年前のfill top段丘」の成因についてはポスターセッションにおいて更に議論を行いたい。

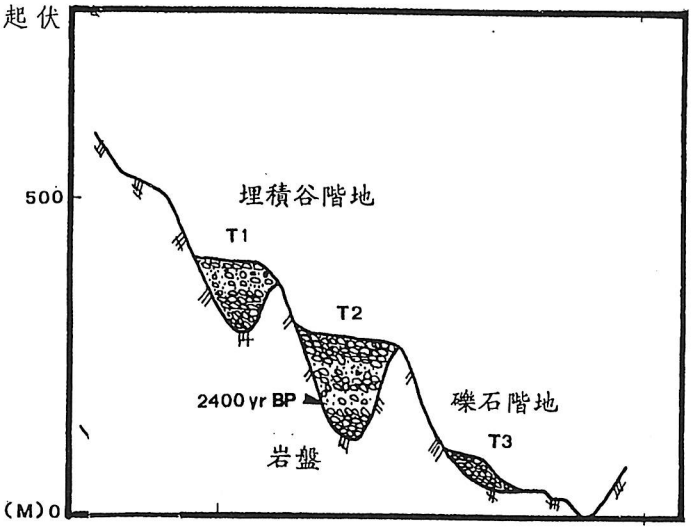


図1ａタッキリ渓の段丘横断面図 斉(1996)

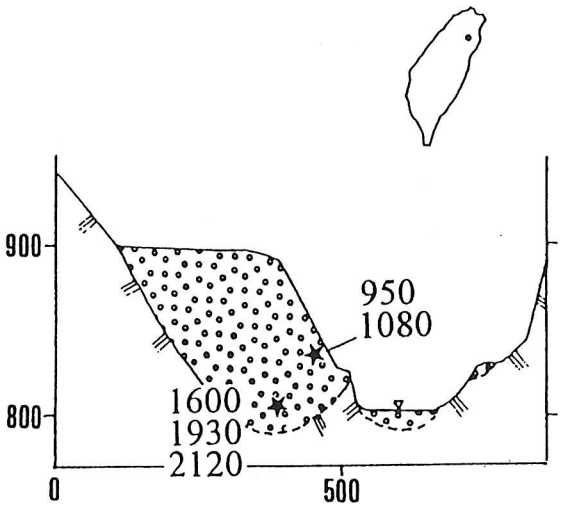


図２ 蘭陽渓の段丘横断面図 謝ほか(1997)

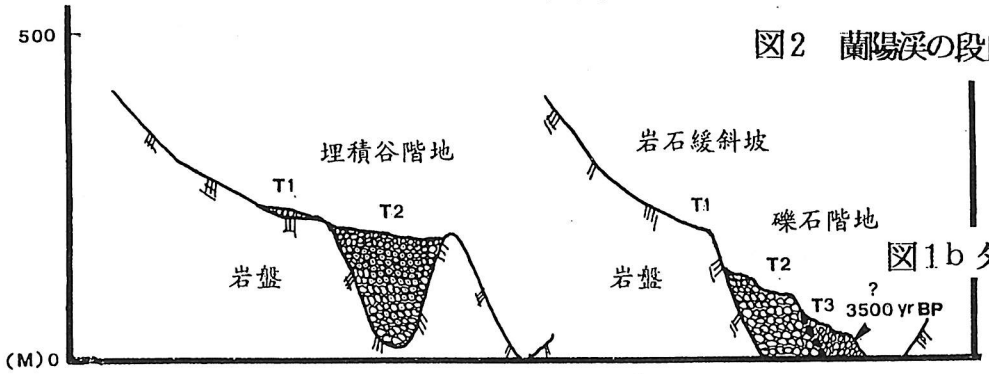


図１ｂタッキリ渓の段丘横断面図 斉(1996)

P-16　三ヶ日町只木および浜北市根堅から産出した脊椎動物化石の年代学的研究

松浦秀治（お茶大・生活科学・人間科学）
近藤　恵（お茶大・生活科学・人間科学／学振）

Shuji MATSU'URA and Megumi KONDO; A chronological study on the vertebrate remains from the Tadaki site in Mikkabi-cho and the Negata site in Hamakita City, located in the Pacific coastal region of Central Japan

静岡県浜名湖の北側をほぼ東西に走る石灰岩地帯には，しばしば洞穴や裂罅が発達し，それらを埋める堆積物に第四紀の脊椎動物化石を含むものがあることが知られている．なかでも引佐郡三ヶ日町只木および浜北市根堅の裂罅堆積物からは，動物化石に伴って，更新世人骨として有名な三ヶ日人骨と浜北人骨の産出がそれぞれ報告されている(鈴木 尚 ほか，1962，1966)．

只木の脊椎動物化石集は，高井冬二(1962)によれば，ヒョウ(トラ)，オオツノジカ，アオモリゾウ(ナウマンゾウの後期型)などを含むことから，栃木県安蘇郡の上部葛生動物群に対比された．さらに，根堅についても(高井冬二・長谷川善和，1966)，ヒョウ(トラ)が見られること，只木の動物化石と構成が似ていることから，やはり後期更新世の上部葛生動物群に比定されたが，近年の研究(例えば，亀井節夫ほか，1988；Kawamura,Y.，1988，1991)では，栃木県上部葛生層の動物化石が後期更新世の前半にまで遡る可能性が示唆されるのに対して，只木産・根堅産の動物化石はそれより上位(後期更新世後半)のものと考えられている．

このほか年代に関しては，鎮西清高(1966)の地質・地形学的対比から，根堅の浜北下層人骨を産した層準は最終氷期の主要部にあたり，浜北上層人骨を産した層準はそれ以降であるとされた．また，田辺義一(1962，1966)は骨のフッ素分析から，三ヶ日人骨や浜北人骨とともに，それらに関わる脊椎動物化石集の相対的編年を考察している．しかしながら，只木，根堅とも，出土化石に関する詳細な年代学的検討は未だ行われていない．

本研究は，両産地の脊椎動物化石について，骨のフッ素分析データを充実させるとともに，加速器による放射性炭素法を併せて適用していくことによって，

相対年代と絶対年代の考察を進めていこうとするものである．

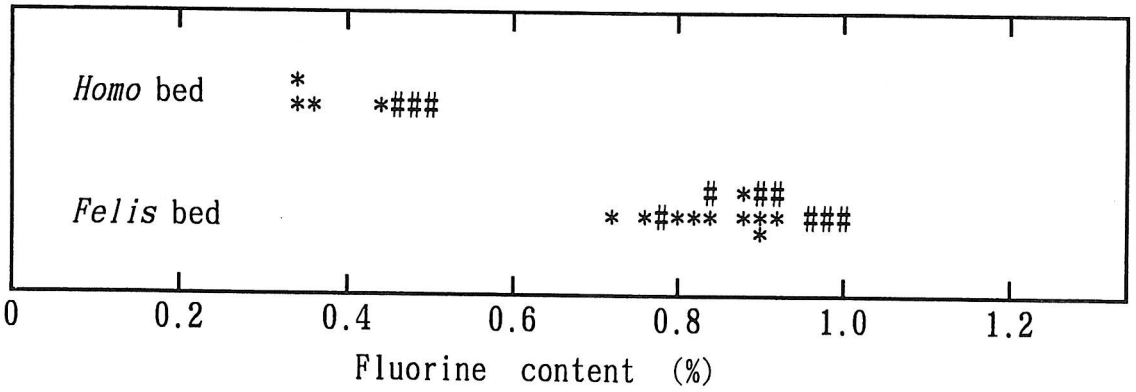
本研究の展開から，三ヶ日人と浜北人の編年の枠組みがより明らかになると考えられる．また，日本において脊椎動物化石を産する洞穴･裂罅堆積物で年代の明確な例が少ない現状では，特に河村善也ほか(1990)などの古生物学的研究成果と併せることによって，本州中部の太平洋沿岸地域の後期更新世から完新世にかけての，動物相から見た古環境変遷史を検討する上で一つの基盤を与えていくものと期待される．

現在までに，得られている成果は以下の通りである．

1) 根堅の岩水寺層 *Felis* bed（ヒョウ[トラ]，浜北下層人骨出土層）産脊椎動物化石集の年代は約１８kyrBP前後と推定される．

2) 岩水寺層 *Homo* bed（浜北上層人骨出土層）産脊椎動物化石集は，*Felis* bed 産脊椎動物化石集と比べて新しく，それら２つの化石群集の年代は多少なりとも非連続的であると考えられる（下図参照）．

3) 只木産の脊椎動物化石骨におけるフッ素含量のばらつきは非常に大きく，それらはかなりの年代幅を含むものであることが推測される．資料の一部には約８kyrBPの完新世初頭のものも含まれることが示唆される一方で，全体としては更新世に遡る化石が当然含まれている蓋然性が高い．



図．浜北市根堅の岩水寺層から出土した哺乳動物化石のフッ素含量
（分析データの出典： ＊ 田辺義一，1962，1966； # 本研究）

Fig. Fluorine content of mammalian fossil bones from the Gansuiji Formation at the Negata site in Hamakita City. Analytical data from Tanabe,G.(1962, 1966) for ＊ ; and from this study for # .

P-17　新版50万分の1活構造図「東京」について

杉山雄一[1]・佐竹健治[1]・駒澤正夫[1]・須貝俊彦[1]・井村隆介[2]　1地質調査所，2鹿児島大学
水野清秀[1]・遠藤秀典[1]・下川浩一[1]・山崎晴雄[3]・石田瑞穂[4]　3東京都立大，4防災科技研
Y. SUGIYAMA, K. SATAKE, M. KOMAZAWA, T. SUGAI, R. IMURA, K. MIZUNO, H. ENDO, K. SHIMOKAWA, H. YAMAZAKI and M. ISHIDA ; On the Neotectonic Map Tokyo, New Edition

本図は，昭和57年（1982年）の旧版出版以降に公表された活構造，第四系，地震活動，古地震及び重力異常等に関する情報に基づいて再編纂された．これらの情報をわかりやすく表示するため，地質学的な活構造図に加えて，地震構造図と重力構造図を作成し，地球物理学的情報をも含む3葉1組の総合的な活構造図とした．地震構造図と重力構造図には，活断層等の構造要素をあわせて表示し，地震及び重力異常等と活構造との関係がひと目で分かるようにした．

Ⅰ．活構造図

1．地質区分の特徴

（1）完新統及び上部更新統

完新統（火山岩類を除く）は，相模トラフ及び駿河トラフ沿いの巨大地震に伴う地震性隆起により形成されたと考えられる完新世海成段丘堆積物と“沖積層”を指す完新統に区分した．

上部更新統（火山岩類を除く）は形成時期の古い順に，中位1段丘堆積物，中位2段丘堆積物及び低位段丘堆積物に区分した．基本的には，中位1段丘堆積物は12～13万年前頃を最暖期とする最終間氷期の堆積物，中位2段丘堆積物は最終間氷期から最終氷期への移行期の堆積物，低位段丘堆積物は最終氷期の堆積物に相当する．

（2）第四紀の火山岩類

第四紀の火山岩類は，年代（前-中期更新世，後期更新世，完新世），岩質（流紋岩-デイサイト，安山岩，玄武岩）及び噴出・堆積様式（溶岩流，火砕流，岩屑なだれ・泥流）により，18種類に区分して表示した．本図では更に，第四紀の主な噴火地点と第四紀火山の火口縁・カルデラ縁を表示した．

（3）中・下部更新統及び新第三系

中・下部更新統（火山岩類を除く）と新第三系の区分に当たっては，旧版と同様に，厳密な時代区分よりも，堆積環境の変遷や顕著な不整合・構造運動等の時期を反映する地域ごとの岩相層序区分を重視した．新第三紀の迸入岩類は珪長質-苦鉄質岩類と超苦鉄質岩類に区分して示した．

2．活構造要素について

（1）活断層及び地震断層

本図の作成に際しては，後期更新世以降に活動した証拠の有無とその確からしさを活断層認定の基本的な基準とした．また，活動の繰り返し（変位の累積）の評価に当たっては，地形及び表層地質学的なデータだけでなく，ボーリングや反射法弾性波探査等による地下地質に関するデータも利用した．更に，断層，特に伏在断層の位置・走向・連続性等に関するデータの確実性，及び成因（地形や表層地質の特性に起因する重力性断層の可能性等）に関する評価を行った．

本図では，これらの評価を総合して，後期更新世以降の活動，変位の累積，断層の連続性，及び造構性の成因が高い確度で確かめられた断層を活断層として赤実線で示した．また，これらの項目の中に確度が落ちるものや未確認のものが含まれるが，現時点での各種データから活断層の可能性が合理的に推定できる断層は，推定活断層として赤破線で示した．

また，地震の際に活動し，地表に断層変位を生じたことが記録されている断層は，地震断層として一般の活断層や推定活断層とは区別し，緑色の線で示した．

活断層及び地震断層のうち，活動度がA級，即ち平均変位速度が1m/千年以上であることを示す確実なデータが得られているものは太線で示した．

（2）前- 中期更新世に活動した主な断層

後期更新世以降には活動していないと判断されるが，前-中期更新世に繰り返し活動していた証拠をもつ比較的規模の大きな断層を青色の線で示した．それらは東京湾北部断層，関東山地南部～南縁の鶴川断層等である．

（3）活褶曲

本図では，後期更新世以降に形成された段丘面の変形や反射法弾性波探査による地下構造断面等から，後期更新世以降に成長したことが合理的に結論される波曲状の変形を活褶曲として扱い，背斜（隆起部）及び向斜（沈降部）の軸跡を赤線で示した．

（4）活撓曲及び活傾動

後期更新世以降に形成された段丘面に認められる撓曲構造（周囲に比べて傾斜が著しく大きい，幅数100m～数kmの帯状部）を活撓曲として扱い，短い赤矢印で表示した．活撓曲の深部には活断層が伏在する可能性が高いが，本図に示した活撓曲については，この問題について結論を下すのに足りる十分なデータが得られていない．

また，段丘面が全体としてある方向に傾き下がる構造を活傾動として，その方向を赤い中抜きの矢印で示した．活傾動の一部は活断層の活動と関連しており，活褶曲の片翼と見なし得るものもある．

II．地震構造図

1．プレート上面等深線

太平洋プレートとフィリピン海プレートの上面の等深度線を10km毎に表示した．

2．地震分布

微小地震は防災科学技術研究所のデータにより，1980年－1995年の夜間（19時～7時）に観測されたM２以上，震源の深さ32km以浅の地震の震央7,720個を表示した．M６以上の地震は，1885年以降の“観測地震”と1884年以前の“歴史地震”に区分して震央を表示した．1885年以降の地震は宇津カタログ（1885－1925）と気象庁（1926－1993）に基づき，1884年以前の地震は原則として理科年表に依った．また，駿河トラフ沿い及び相模トラフ沿いの巨大地震の震源域を楕円で表示した．

3．構造要素との対応

関東平野を北西-南東に斜めに横断する活断層列（深谷断層，綾瀬川断層，東京湾北部断層等）は，フィリピン海プレート上面の湾曲部に沿っている．伊豆の伊東付近からその東方海域，丹沢山地の道志川断層沿い，関東平野東部の佐原付近（活背斜の軸部付近）と九十九里浜南部等に浅い地震が集中して発生している．丹沢山地と伊東付近を除くと，活断層沿いでは顕著な地震活動は認められない．

III．重力構造図

1．ブーゲー異常の等重力線

図幅地域全域について，仮定密度2.3 g /cm³のブーゲー異常等重力線を正異常は赤色線，負異常は青色線で2.5ミリガル間隔で表示した．

2．重力基盤の等深線

関東平野周辺の重力基盤の等深度線を500m間隔で示し，500m毎の各深度階を段彩表示した．なお，基盤と堆積層（被覆層）の密度差は0.5 g /cm³を仮定した．

3．構造要素との対応

関東平野の深谷断層とその北西延長に新たに確認された活断層，及び綾瀬川断層は，北西-南東に延びる重力基盤の深い窪み沿いに位置する．糸静線活断層系，その南側の富士川沿いの富士見山断層，身延断層，富士川断層系，相模湾沿岸の国府津-松田断層，神縄断層，伊勢原断層等の主な活断層沿いには，重力異常値の勾配の急変，細長い低重力異常域（等重力線の窪み）等の明瞭な重力異常構造が認められる．また，鶴川断層沿いにも明瞭な線状の重力異常構造が認められる．房総半島では，基盤構造の盛り上がり(嶺岡隆起帯）と活構造（鴨川地溝帯）との“逆転した対応”が明瞭に示されている．

P-18 西九州の完新世海水準変動より推定される上部マントルの粘性構造と南極氷床の融解史

奥野淳一・中田正夫（九州大・理）

Jun'ichi OKUNO and Masao NAKADA ; Rheological structure of the upper mantle and Antarctic Holocene melting inferred from the Holocene sea-level change along the west coast of Kyushu, Japan.

過去1万年間の海面変動は，氷床変動のみならず，マントルレオロジーの情報をも含んでいる．これまで完新世の海面変化のデータを用いたマントルの粘性率やリソスフェアの厚さに関する研究は，オーストラリア，北アメリカ，北西ヨーロッパの地域に対するのが主で，日本のような島弧域では少ない．一方，日本のような島弧域下のマントル最上部は地震学的研究（Yoshii & Asano 1972 ; Hasegawa et al. 1991) や，岩石力学的研究（Shimamoto 1993) などにより，低粘性層が発達していることが示唆されている．このような島弧域の粘性構造を明らかにすることは，島弧のテクトニクスを考える上でも大変重要である．また，南極氷床は過去6000年間に実質海面上昇になおして 2～3 m の量が融解していると言われている（Nakada and Lambeck, 1988 ; Lambeck et al, 1996）．このような氷床変動に関しても glacio-hydro isostasy にともなう海面変化の解析により明らかにできる可能性がある．今回は西九州での海面変化のデータ（Yokoyama et al. 1996）をもとに，glacio-hydro isostasy にともなう海面変化を解析し島弧域での上部マントルの粘性構造，および南極氷床の完新世の融解史について評価した．

Yokoyama et al.(1996) では，玉名から五島まで，北緯約32.5度の測線に沿った数ヵ所で海面変化のデータが得られており，約5000年の海面の高さが玉名で約2 m，森山で約1m，野母崎で約-1m，福江で約-2mと観測されている．つまりこの地域の過去5000年間の地殻傾動はおよそ3～4 m ／175 km で，これは海水荷重の differential loading にともなう hydro-isosyasy で説明できる．

最近 Bard et al. (1990) や Eisenhouer et al. (1993) などにより，^{14}C年代は約5000年前より以前は絶対年代である U/Th 年代より系統的に若い年代になるということが指摘されている．これは海面変化の計算で重要な入力値である氷床の融解史が長くなることを意味している．今回の解析よりこの効果は海面変化の計算において非常に重要であるということが判明した．このような効果を考慮して西九州の海面変化のデータを解析した結果，3～4 m ／175 km の地殻傾動を説明しうる粘性モデルは，リソスフェアの厚さが 30～50 km，深さ 200 km 程度の平均的な粘性率が 8～20x10^{19} Pa s で，非常に発達した低粘性のアセノスフェアは存在しないことが示唆される．また南極氷床の完新世の融解史については，2～3 m の量が融けたことが今回の解析より示唆され，これまでの研究結果（Nakada and Lambeck, 1988, 1989 ; Lambeck et al., 1996）とも調和的である．

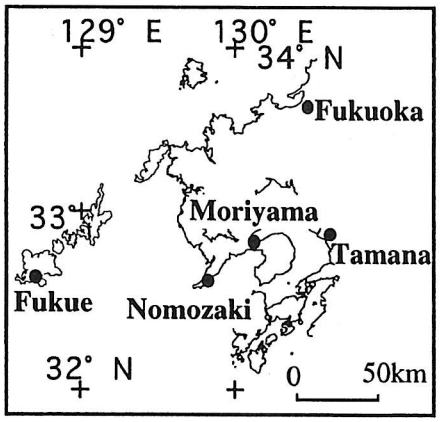


fig.1 位置図

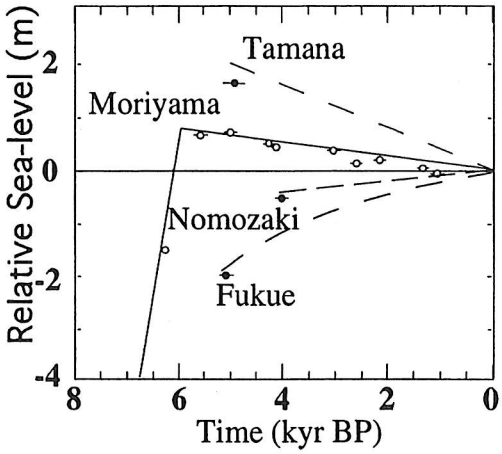


fig.2 海面変化の観測値
Yokoyama et al. (1996) を参照

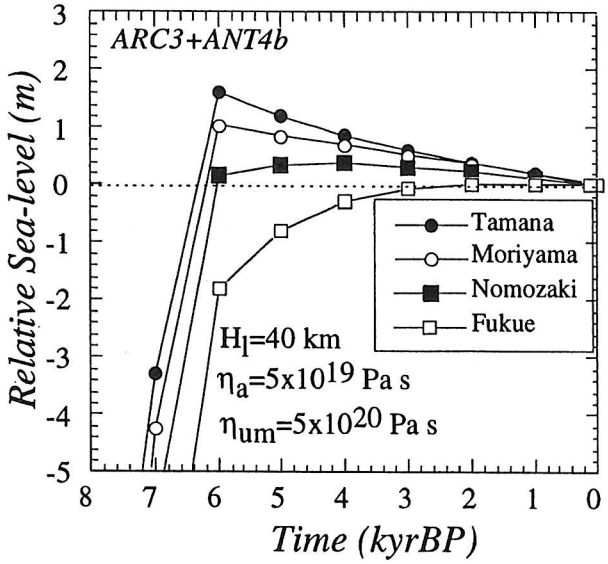


fig.3 理論的海面変化曲線

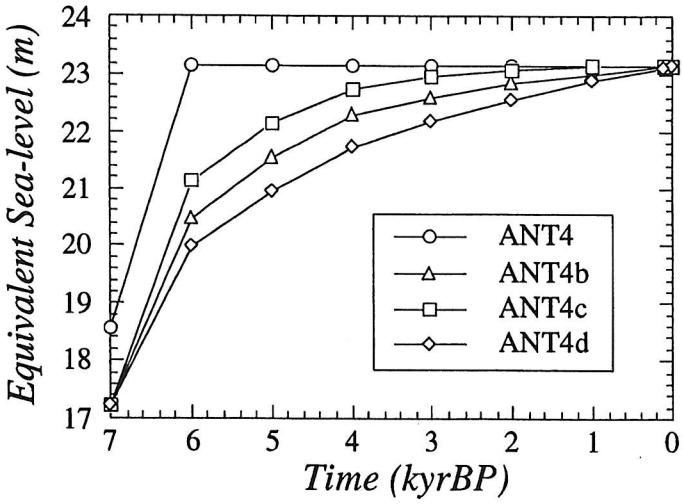


fig.4
今回の解析より求められた
南極氷床の完新世の融解史
モデル

P-19　佐渡島国中段丘堆積物のシーケンス層序

国中層団体研究グループ

COLLABORATIVE RESEARCH GROUP OF THE KUNINAKA PLAIN ; Sequence Stratigraphy of Kuninaka Terrace Deposits in Sado Island, Central Japan.

従来，佐渡島の国中段丘堆積物は国中層として一括され，下末吉相当層として扱われてきた．本研究ではこの国中層の層序区分，ならびに狭在する広域テフラ，段丘を覆う褐色土中の広域テフラをもとにそのシーケンス層序を検討した．

加茂湖周辺に段丘崖をなして露出する国中層は不整合を介在し，下位の潟端層と上位の吾潟層に区分される．なお，すでに報告した（渡辺ほか，1994）ように，段丘を覆う褐色土中には御岳潟町（On-Kt），阿蘇4（Aso-4），姶良（AT）などの広域テフラに同定される火山灰が見いだされている．

堆積相の累重様式

潟端層：潟端層はラビンメント面を境に，下部と上部に分けられる．

下部層の露出は限られている．前浜相，扇状地相，網状河川相から構成されている．南部のある露頭では，下部に露出する前浜相が扇状地相に覆われる海退的な層相変化を示している．他の露頭では扇状地相や網状河川相のみが露出している．

上部層は一般に下位から下部外浜相，上部外浜相，前浜相の順に重なり，これを後浜相や網状河川相，扇状地相が覆う上方粗粒化累重を示す．本層の上部に三瓶木次テフラ（SK）が狭在する．この上方粗粒化累重は本層がファンデルタシステムのプログラデーションによって堆積したことを示している．潟端層上部は海進から海退という1回の相対的海水準変動に対応して堆積した地層である．

吾潟層：吾潟層の下半部は，下位より網状河川相，扇状地相，湿地相，エスチュアリー泥相が累重し，顕著な上方細粒化累重を示している．吾潟層の上半部を構成する堆積相は北部と南部で異なっている．北部側の堆積相の累重はエスチュアリー泥相，湿地相の上位に前浜相や外浜層が厚く重なり，後浜相，湿地相，網状河川相に覆われる上方粗粒化相累重を示している．これに対して，南部の堆積相累重は前浜相や外浜相が欠如し，後浜相，ラグーン相，湿地相，網状河川相が累重している．最上部に御岳第1テフラ（On-Pm1）に対比される可能性のある火山灰が狭在する．

潟端相の上位に不整合を介して重なる吾潟層下半部の上方細粒化累重は，潟端層上部堆積後の相対的海水準の低下による浸食作用とその後の相対的海水準の上昇を示している．中～上部の堆積相の南北での相違は海水準の上昇に伴って形成された湾口部のバリアー砂体によって，外洋側の海浜環境と内陸側のラグーン環境に分かれたことを示唆している．その後，陸成層がプログラデートして広く覆ったと考えられる．吾潟層も1回の相対的海水準の変動に対応して形成された地層である．

このような層序と広域テフラの関係から南関東と対比すると，潟端層は下末吉層に，

吾潟層は小原台砂礫層に対比するのがもっとも妥当である.

2. 海水準変動と堆積シーケンス

潟端層下部の堆積相は，潟端層上部や吾潟層の堆積相の累重様式を参考にすると，高海水準期からその後の低下期にかけて形成されたことがうかがえる．潟端層上部と吾潟層はそれぞれ，一回の海水準変動に対応して形成された地層である

潟端層下部と上部の境界の上位には上部層でもっとも水深の深い下部外浜層が重なることから，この面が最大海氾濫面に相当する．そして，その上位には一方的な上方粗粒化層が累重する．潟端層上部はパラシーケンスである．一方，吾潟層はユースタティックな海水準の低下によって形成された開析谷を，その後の海水準の上昇，低下という1周期の変動で埋積した堆積物であり，シーケンスと言える.

前浜層の最大高度は潟端層下部で7m，潟端層上部では14m（南方の正明寺で21m）である．累重している地層で上位層の最高汀線高度が下位層より著しく高いことから，潟端層上部を堆積した海進は下部堆積時のそれより大きかったことがわかる．吾潟層では最大汀線高度は21mであり，南方では露頭で確認されないが，潟端層上部堆積時とほぼ同じ規模の海進であった可能性が高い.

潟端層上部の下部外浜層から上部外浜層や前浜層に移行する層準の標高が北東へ行くほど低くなる傾向がある．東岸の南部では海抜13mまで下部外浜層が分布しているが，北部では6mまで下がる．その以北では下部外浜層が欠如し，上部外浜もしくは前浜層が高度10m以下で基底を覆う．また，南部では下部外浜層から上部外浜層へと漸移的であることが多いが，北部では上部外浜～前浜層の基底に侵食面がある．吾潟層の最初に現れる湿地相やエスチュアリー泥相の高度がおよそ13～15mと比較的一定であることからして，この潟端層上部における上部外浜層もしくは前浜層の高度の南北での相違は，後の構造的変位よりも海浜相の堆積様式を示唆する．すなわちこの海浜相は海水準の上昇に伴ってもっとも内陸に後退した前浜はその後の海水準の低下に伴って沖側に前進しつつ，堆積したものであり，高海水準期のプログラデーション堆積体である．北東側の上部外浜相の基底に認められる侵食面は，海岸線が外洋側へ前進した際の外浜侵食による海退時侵食面と考えられる.

吾潟層の堆積システムは次のように変化したと考えられる．まず，潟端層堆積後の海水準低下に伴う河川の下刻作用によって開析谷が形成される．相対的海水準の低海水準期から海進期にかけて，開析谷には扇状地相，網状河川層，および湿地相が堆積する．相対的海水準が上昇して開析谷が沈水すると，谷は溺れ谷になり，エスチュアリーが形成される．湾口に形成されたバリアー砂体は海水面の上昇に伴って内陸側へ後退し，以北は海浜相が堆積し，それより以南はラグーン相がアグラデーションする．その後，高海水準期に陸成層のプログラデーションが進行した.

P-20 ローム層中に含まれる微細石英の堆積速度の約30万年間の変化
ー　新潟県信濃川中流域の例　ー

吉永秀一郎（森林総研四国）・鈴木毅彦（都立大）
木村純一（島根大）・岩崎　誠（大和探査技術）
Shuichiro YOSHINAGA, Takehiko SUZUKI, Jun-ichi KIMURA and Makoto IWASAKI;
Fluctuation of Fine Quartz Accumulation Rate of Tephra-Loess Sequence during the last 300 ka in Niigata Prefecture, Central Japan

１．はじめに

「ローム層」と呼ばれる日本各地に広く分布する褐色の風成層は，テフラ起源の物質の二次堆積物と広域風成塵起源の細粒な物質が定常的に堆積して形成されたものである．ローム層中に含まれる微細な石英は広域風成塵起源の物質の堆積量を示す指標となるため，その堆積速度の変動を明らかにすることにより広域風成塵の堆積速度，さらには広域風成塵を運搬する冬季の北西モンスーンの変動が解明できる．著者らはこのような観点から，十勝平野，北関東，南東北のローム層中に含まれる微細石英の堆積速度を求め，寒冷な時期に微細石英の堆積速度が増加し，温暖な時期に減少する傾向が認められることを明らかにした．この結果は寒冷な時期に冬季の北西モンスーンが強くなったことを示唆する．しかし，今までの成果は最終間氷期以降に限られている．本発表では，新潟県南部信濃川中流域の谷上段丘を覆うローム層を対象として，過去約30万年間の微細石英の堆積速度の変動について検討する．

２．調査・分析手法

信濃川中流域の津南において，最高位の谷上段丘を覆う約9mの厚さのローム層を分析の対象とをした．このローム層の最下部にはAPm（300～350ka）が挟まれ，それより連続的にローム層が堆積している（図１）．試料は5cm間隔で，定容積試料と攪乱試料を採取した．定容積試料は絶乾して乾燥密度を算出し，攪乱試料はシュウ酸塩処理によって非晶質成分を溶解した後，0.044mm以下の細粒画分の含有率を求め，さらに細粒画分中の石英（微細石英）の含有量をＸ線回折によって求めた．これらの結果から単位体積あたりの微細石英の堆積量を求め，これとローム層の堆積速度から微細石英の堆積速度を算出した．

３．結果

単位体積あたりの微細石英の堆積量（図１）は，As-Kの下位の層準，DKP～Aso4の層準，AY-b～MG-aの層準，MiT前後の層準，APm前後の層準で高い値を示す．なお，HK，MiT，APmそのものの層準では微細石英の堆積量は著しく低い値を示す．特に斑晶鉱物として石英を多量に含むAPmの層準で微細石英の堆積量が低い値を示すことは，微細石英がテフラ起源ではないことを間接的に支持する．

現地表，As-K(14ka)，DKP(50ka)，Aso4(86ka)，APm(350ka)を基準として，その間のローム層の堆積速度が一定であるとして算出した微細石英の堆積速度は，

SPECMAPによる酸素同位体比変化と非常に類似した変動を示した．すなわち，酸素同位体比stage 2，4，6，8で堆積速度が増加し，stage 1，3，5，7で減少する傾向を示した．また，stage 5，7中にも細かな変動が認められ，stage 5b，5d，7bにあたる時期にわずかに堆積速度が増加する傾向が認められた．これらの結果は，寒冷な時期に北西モンスーンが強くなり，広域風成塵の堆積が進行したことを示している．なお，微細石英の堆積速度は，10^{-1}mgcm^{-2}y^{-1}のオーダーであり，今までに関東以北で求めた堆積速度の大きさと一致する．

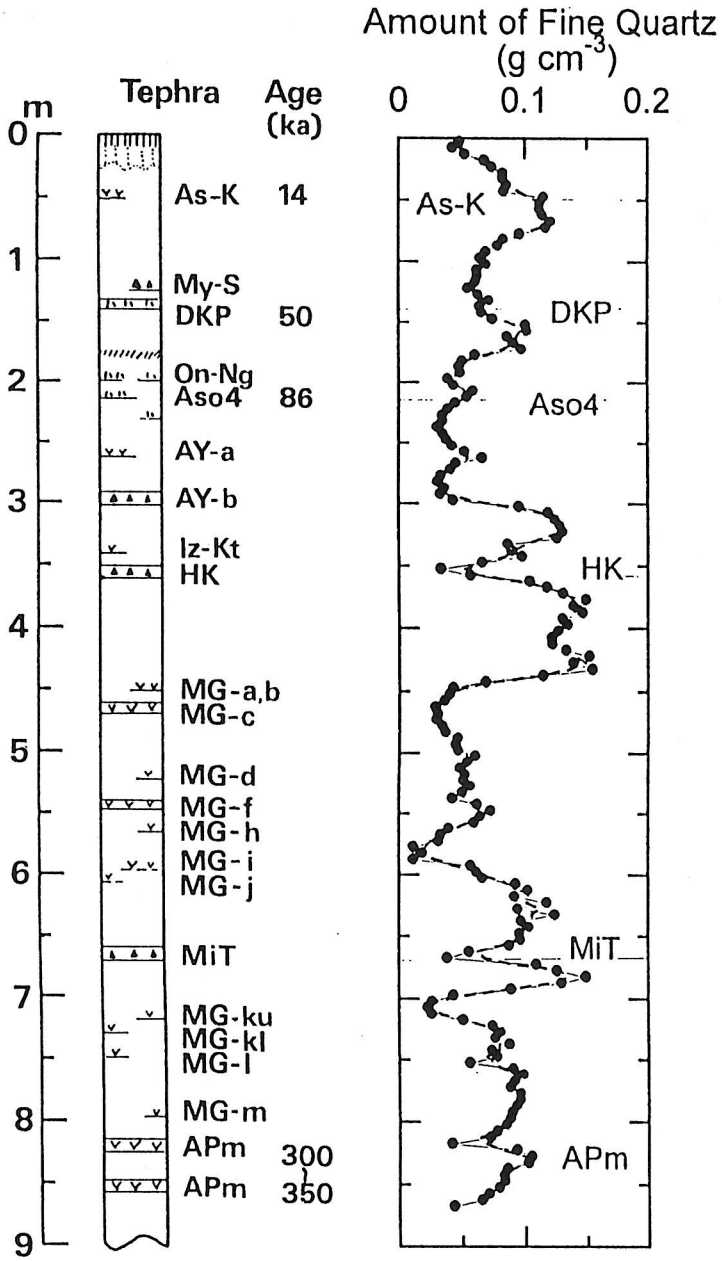


図１　津南町美穂における柱状図と単位体積あたりの微細石英の堆積量の変化

P-21　石狩湾奥砂浜に見られる海岸線変化

濱田誠一（北海道立地下資源調査所　海洋地学部）

Sei'ichi HAMADA ; The shoreline change on the Ishikari Coast.

日本全国５万分の１地形図の判読によれば、昭和 53 年から平成３年における日本全国の主な砂礫海岸面積は合計 2359ha 減少していることが明らかにされている（田中，1993）．この判読結果によると北海道における海岸消失面積は 1290ha であり全国の消失面積の半分以上を占めている．ちなみに日本の海岸総延長距離は 33,900km，北海道の海岸線は約 4,400km であり全国の約１割強を占めているに過ぎない．北海道は周囲を海によって囲まれているため、日本の中でも海岸浸食と関わりの深い地域といえる．

北海道立地下資源調査所海洋地学部海洋環境科では、近年海岸浸食が社会問題となっている石狩湾奥に形成されている砂浜とその浅海域一帯の調査を 1996 年度から３年計画で行っている．その調査の一部として過去からの海岸線変化を空中写真等で調べ、その調査地域で発生している海岸線変化の概略を判読した．使用したのは 1947 年・1961 年・1971 年・1983 年・1995 年の各年度に撮影された空中写真であり、判読範囲は「銭函」から石狩川河口北部「無煙」に至る砂浜海岸約 30km（第１図）の海岸線である．今回の汀線測定では４倍または２倍に引き伸ばした空中写真を使用し単写真上で判読した．空中写真に対し測定精度は比較的劣るが貴重な過去のデータとなる明治４３年と大正１０年の地形図も比較資料として使用した．

なお現在、石狩湾奥海岸の汀線は約３ヶ月間隔で測量中であり発表にはそのデータも比較資料として発表する。

これらの測定結果により 1947 年当時の砂浜面積を基準とした砂浜の相対的な面積変化を表した．1947 年～1961 年に砂浜は約 50ha 増加している（第２図）ことから 1947 年～1961 年間においては平均で年間約 1.3m の海側線の前進を示す．石狩海岸平野沿岸部の堆積物中試料の年代測定より砂浜の前進速度は「1000 年で 1km」（松下，1979）と見積もられている．しかしながら 1960 年代から海岸の増加量は低下し 1983 年～1995 年については全体として砂浜面積が減少に転じている（１年あたり平均で１０ｃｍの砂浜の後退）．

石狩湾奥砂浜の地域的海岸線変化の概略は以下の通りである。

１）1947 年～1961 年の石狩砂浜はほぼ全域で２０～３０ｍの海岸線の前進傾向が認められる．特に石狩川河口の北側では海岸線の前進量が 50 ｍに及ぶところも見られる．このことから 1947 年～1961 年の石狩砂浜は石狩川河口等からの土砂供給量が多く，石狩砂浜全体に土砂が運搬されていたことが推測される．

２）1961 年～1971 年も海岸線は前進傾向にあるが 1947 年～1961 年ほど活発に

前進していない。新川河口域を中心に狭い範囲で海岸線の後退が起きている．このことは新川から排出される土砂量が何らかの原因で減少したことを示唆している．

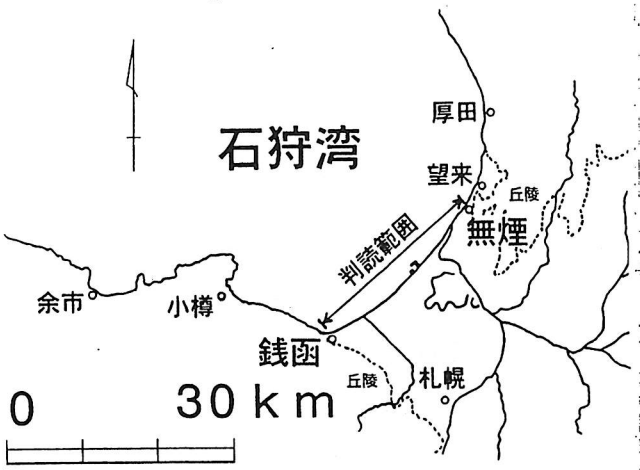
3）1971 年～1983 年の間に石狩湾新港（東埠頭）の建設が行われている．写真判読結果ではこの期間の石狩湾新港南西側海岸線に大きく浸食された場所が認められる．一方対称的に石狩湾新港の北東側海岸線には土砂の堆積域が認められ砂浜面積が増加している．

4）1983 年～1995 年には石狩湾新港がさらに南西側へ拡張されている．この拡張された石狩湾新港のすぐ南西側では浸食、北東側では堆積が認められる．これは 1971 年～1983 年の場合とおなじ状態である。

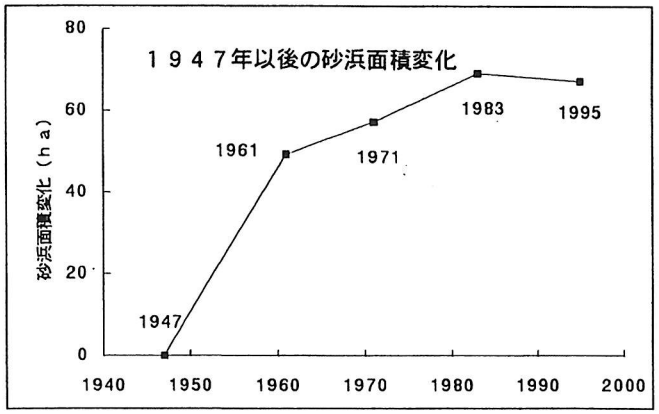
参考文献

田中茂信(1993)：海岸侵食．海岸，33．p.57-61．

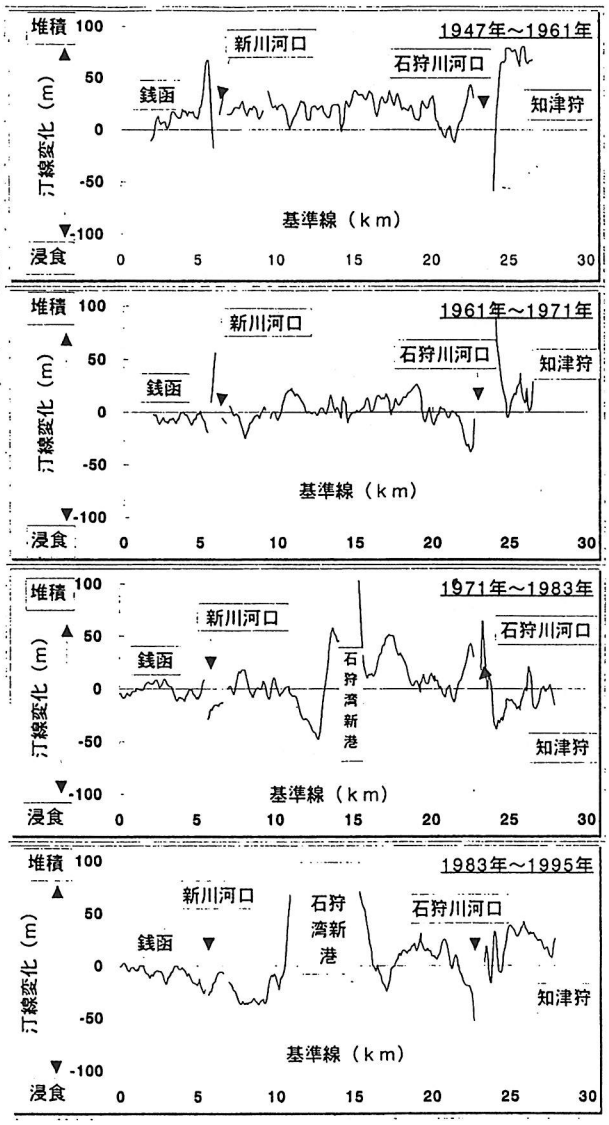
松下勝秀(1979)：石狩海岸平野における埋没地形と上部更新～完新統について．第四紀研究，18．p.69-78．



第１図　海岸線変化写真判読範囲



第２図　1947年以後の石狩湾砂浜の面積変化



P-22 多摩川下流の Marine Isotope Stage 3 埋没段丘について

久保純子（中央学院大学）

KUBO Sumiko; Buried MIS-3 terraces in the lower Tama River Plain

1. 問題の所在

多摩川下流平野の埋没段丘については、松田(1973)や Matsuda(1974)、Kaizuka et al. (1977)において記載・対比が行なわれ、いわゆる「埋没立川段丘」が広く分布することが明らかにされた。この埋没段丘は世田谷区砧付近で沖積面に埋没する「立川段丘」に連続するもので、これまで Tc2 面に対比されてきた。

一方、相模川下流平野の埋没段丘の検討の結果、もっとも広く分布する面はいわゆる Tc1 面相当の「中津原面」であり、MIS 3 の時期に比較的長期間にわたって海水準が安定し、広い沖積平野が形成されたことがわかった（Kubo, 1996; 久保、1997）。

多摩川下流や東京低地のいわゆる「埋没立川段丘」は Tc1 面（MIS 3）に対比されるのではないか。

2. 埋没段丘の分布と対比

既往研究ならびに、新たに東京都世田谷区・大田区、神奈川県川崎市・横浜市内のボーリングデータを収集・解析し、埋没段丘の分布図（図 1）を作成した。また、上流側（地上部）の「立川段丘」の再検討の結果、上流側で沖積面に埋没する Tc2 面と、下流側で埋没する Tc1 面に細分された。その結果、埋没段丘の主体部は Tc1 面であり、Tc2 面は埋没谷沿いに狭く分布するのみであることがわかった。

以上の検討の結果、多摩川下流平野においても相模川下流同様、MIS 3 の時期にやや広い平野が形成されたことが確認された。

3. MIS 3 段丘面対比の意義

発表者は東京低地のいわゆる「本所埋没段丘」についても同様の結論を考えており、今後詳細な検討を行なう予定である。

これまで使われてきた「立川面」「立川期」ということばは、以上のように長期にわたる低海水準期である MIS 3 と、最低海水準期の MIS 2 の両方を含んでしまっている。地形や古環境を議論する際に、両者の差は大きく、今後この点も注意されるべきであろう。

文　献

Kaizuka et al., 1977, Quat. Res., 8: 32-50.

Kubo, 1996, Geog. Rep. Tokyo Metropolitan Univ., No.31: 53-64.

久保純子, 1997, 第四紀研究（印刷中）

松田磐余, 1973, 地理学評論 46: 339-356.

Matsuda, 1974, Geog. Rep. Tokyo Metropolitan Univ., No.9: 1-36.

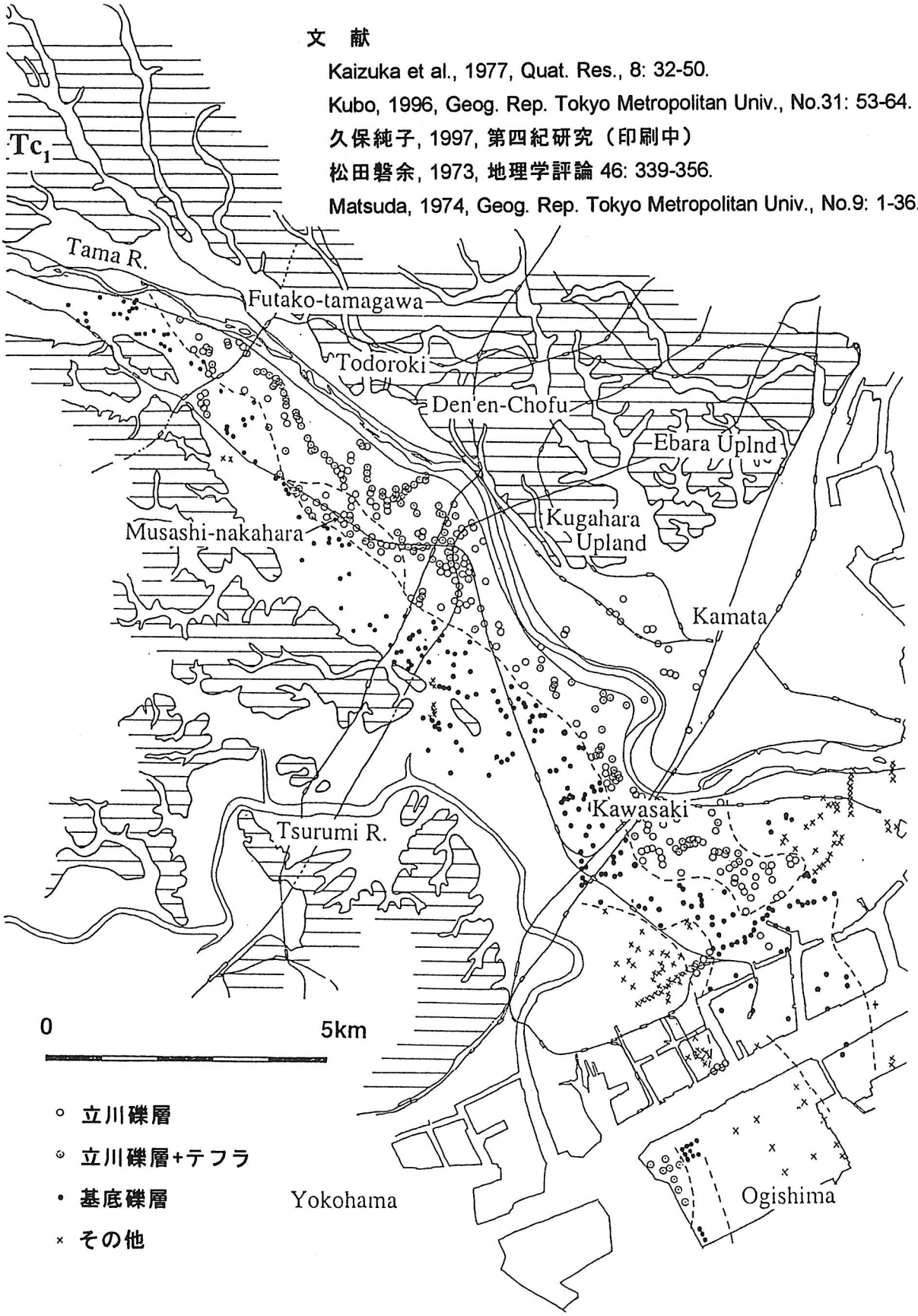


図１　多摩川下流平野の埋没段丘の分布

P-23 宮崎海岸平野に分布する古赤色土に介在するテフラの強磁性鉱物の化学組成

赤木　功・高木　浩・長友由隆（宮崎大・農）

Isao AKAGI,Hiroshi TAKAKI,Yoshitaka NAGATOMO ; Chemical composition of ferromagnetic minerals of the tephra deposits in the poleoredsoils on Miyazaki Coastal Plain.

演者らは，宮崎海岸平野の高位段丘の一つである先茶臼原段丘上において数枚のテフラを挟む赤色土を見いだした。本研究は，この赤色土中に介在するテフラの強磁性鉱物の化学組成を明らかにし，それらテフラの類別・同定を試みた。

＜試料及び分析方法＞

先茶臼原段丘上の赤色土中には，図１に示すように少なくとも４枚のテフラ層（T1,T2,T3,T4）を確認することができる。分析試料はこれらのテフラ層から約10cm間隔で数層に分けて採取した。また，既知テフラ試料は九州各地で採取した（図２）。

テフラ試料から磁石を用いて分離した強磁性鉱物は，不純物を除去して純度を高め，王水とフッ化水素酸で加熱，分解後，溶液にして化学分析に供した。全鉄，マンガンおよび亜鉛は原子吸光法で測定し，チタンはタイロン法，バナジウムはB.P.A法によりそれぞれ比色定量した。

＜結果＞

既知テフラの強磁性鉱物の化学組成を分析した結果，全Fe含量は53～77％，Ti含量は4～10％，Mn含量は3540～6520ppm，V含量は1650～3440ppm，およびZn含量は710～1160ppmの範囲にあった。これらの元素含量は，同一のテフラ間では類似し，異なるテフラ間では明瞭に相異することから，テフラの類別・同定に有効であることがわかった。

先茶臼原段丘のT1テフラおよびT3テフラは，その上部と下部で強磁性鉱物の化学組成が明らかに相異しており，それぞれ異なるテフラが重なって堆積していることが示唆された。

先茶臼原段丘のT1テフラの下部のMn（5220～5850ppm）およびV含量（1920～2350ppm）は，既知試料の阿多鳥浜テフラのMn（4800～5800ppm）及びV含量（1740～1920ppm）に近似していた。また，各元素の含量比関係（図3，図4）においても，T1テフラの下部は阿多鳥浜テフラの分布範囲と重なって位置していた。これらのことから，T1テフラの下部は阿多鳥浜テフラに対比されることが推定された。

先茶臼原段丘のT3テフラの下部のMn（4815～5160ppm），V（2340～2610ppm），およびZn含量（970～1095ppm）は，既知試料の加久藤テフラのMn（4690～5280ppm）およびZn含量（1070～1160ppm）に，また阿蘇１テフラのMn

（4920ppm）およびV含量（2300ppm）にそれぞれ近似していた。また，各元素の含量比関係（図3，図4）においても，T3テフラの下部の分布範囲は加久藤テフラの分布範囲，および阿蘇1テフラの分布範囲にそれぞれ部分的に重なって位置していた。これらのことから，T3テフラの下部は加久藤テフラ，あるいは阿蘇1テフラのいずれかに対比されることが推定された。

先茶臼原段丘のT1テフラの下部及びT3テフラの下部以外のテフラについては，試料としたいずれの既知テフラの強磁性鉱物の化学組成とも類似性が見られず，対比されるテフラがなかった。

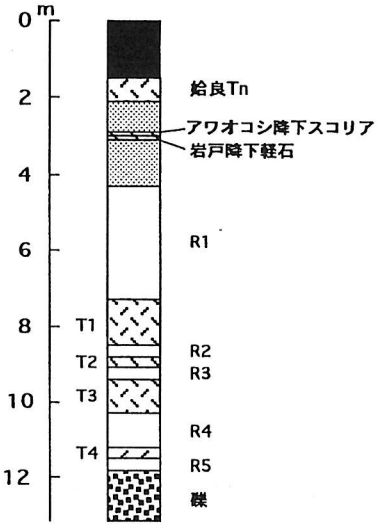


図.1　試料採取地点の断面模式図

テフラ　腐植質土壌
ローム，埋没土壌
赤色土

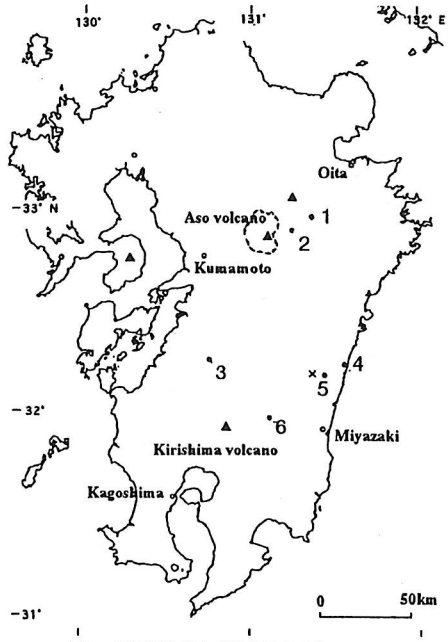


図2. 採取地点と採取テフラ

×；先茶臼原段丘
1；竹田市　竹田（阿蘇1，阿蘇2テフラ）　2；萩町　野鹿（阿多テフラ）
3；人吉市　山下（阿多テフラ）　4；川南町　甘付（加久藤テフラ）
5；木城町　牧の内（阿多鳥浜テフラ）　6；野尻町　本城原（加久藤デフラ）

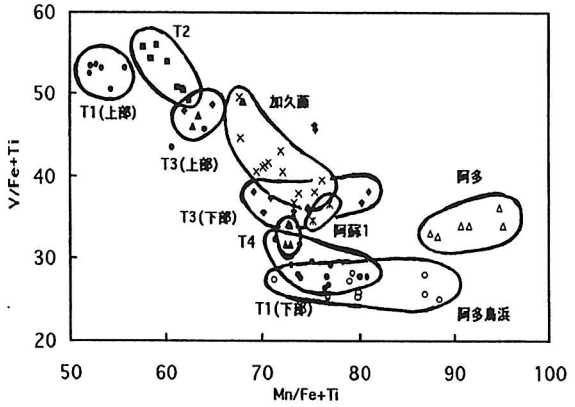


図3. V/T-Fe+Ti 含量比と Mn/T-Fe+Ti 含量比との関係

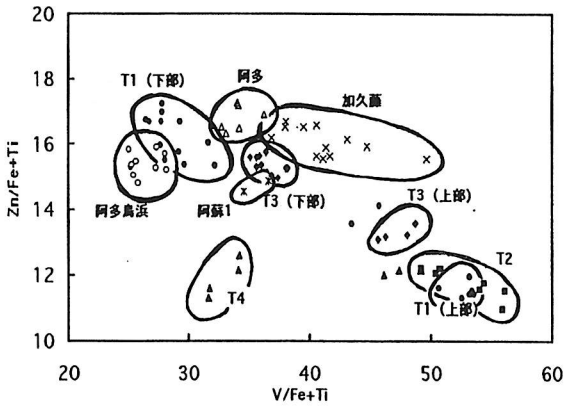


図4. Zn/T-Fe+Ti 含量比と V/T-Fe+Ti 含量比との関係

P-24 ドゥン礫層の^{14}C年代と変位からみた、サブヒマラヤ内部の逆断層運動

木村和雄(東北大・地理・院)

Kazuo KIMURA; Thrust tectonics during the last 30,000 years in the Nepal Sub-Himalaya, inferred from radiocarbon ages of the "Dun Gravel".

1 はじめに

ネパールヒマラヤ前縁には、山脈と併走する北傾斜南落ちの逆断層系が、数～十数km間隔でインブリケート構造を成している。ヒマラヤの成長に伴い、削剥域と堆積盆との境界は、主境界衝上(MBT; 中新世～)、中央チュリア衝上(CCT; 前期更新世～)、ヒマラヤ前縁断層(HFFあるいはFCT)と、順次前縁側へ移動してきたことが知られる(徳岡ほか1988)。中田(1988)によれば、MBF(=MBT)は、地形的に北落ちの変位を示す区間があり、活断層として必ずしも逆断層とは限らないのに対して、HFFは、概ね山地側を隆起させる逆断層性の活構造(横ずれ成分も含む)とされている。両者の中間に位置するCCTについては、研究例が少なく、活構造として不明な点が多い。CCTに沿った地域には、ドゥンと呼ばれる山間盆地が分布し(図1)、盆地はドゥン礫層(Dun Gravel)* と総称される中～上部第四系によって埋積される。本発表では、ドゥン礫層中から得られた^{14}C年代を報告し、それらの礫層が被った変位から、最近約３万年間におけるCCT相当の断層の活動を検討する。

2 ドゥン礫層の区分・年代とCCTによる変位

1)ネパール西部のデウクリ盆地(Deukhuri Dun)は、Lamahi (中期更新世)、Nimbugaon (後期更新世), Garhwa-1 (完新世?), 同-2 (3,350 y. B. P.; NU-760)の各段丘構成層と現氾濫原堆積物によって埋積される(図2)。これらはCCTを覆って堆積しており、少なくともGarhwa-1層以降の堆積物は、同断層による縦ずれ変位を受けていない。

2)ネパール中部のヘタウダ盆地 (Hetauda Dun) のドゥン礫層は、Nayabasti-1 (32,980 y. B.P.; NU-819), 同-2 (18,460 y. B. P.; NU-822), Pashpatinagar-1 (11,100 y. B. P.; NU-759), 同-2 (4,565 y. B. P.; NU-758)の各段丘構成層及び現氾濫原堆積物に区分される(図3)。盆地内部では、CCTから分岐する逆断層～活背斜が、Nayabasti-1層以降の段丘堆積物を変位させている。ただし、盆地中央部の活背斜軸近傍では、背斜変形を上回る速度で礫層が堆積していることを示す露頭断面が認められる。

3)ネパール東部のトリジュガ盆地(Trijuga Dun)は、Bokse-2 (8,180-9,930 y. B. P.; TH-1857,58), Bokse-3, Gaighat(いずれも完新世)の各段丘構成層と現氾濫原堆積物によって埋積される。CCTに沿って盆地を東流するトリジュガ川の氾濫原が発達するため、同断層が一連の段丘面・堆積物を変位させている箇所は確認されていない。しかしBokse-2, 3面は明らかにCCTの上盤側で高く、Bokse-2面のトリジュガ川の両岸における末端高度の差は15m以上に達する。このことから、CCTは完新世にも逆断層として活動したと考えられる。

3 CCT, HFFの重複的活動とCCTの活動低下

このように、かつて主要な構造境界であったCCTは、データ不足のデウクリ付近を除けば、最近約3万年間も依然として逆断層型の活動を続けていると言える。

しかし、中～後期更新世以降の短期間に、HFFがドゥンとガンジス平原とを画するような顕著な隆起帯形成を担ったのに対して、CCTはドゥン礫層の一部を変形させたに過ぎない。いわゆる境界断層が前縁側に移動する過程において、複数の併走する断層系は、10^6年以上に渡って重複して活動しながらも、新たな前縁断層の成長によって既存の断層系の活動が弱まることが知られている(小松原1995など)。CCTとHFFの重複的活動とそれぞれの活動度の違いは、ヒマラヤ前縁の横断面においても、これに類する現象が生じていることを示唆する。

また、CCTによるドゥン礫層の縦ずれ変位は、西方のドゥンほど目立たなくなる。演者は、多くのドゥンが大局的にはHFF背後のpiggyback basinであり、その基底付近の層位が西から東へと若くなることから、HFFの造地形作用が第四紀後半を通じて東方へ波及してきたことを指摘している(木村、投稿中)。逆断層系としてのCCTは、10^6年より短いタイムスケールにおいては、やはりHFFの活発化に連動して、西から徐々に衰えている可能性がある。

* "Dun Gravel"は、ドゥンとその周辺に分布する未固結の砂礫層全般を指すことが多いが、ここでは盆地埋積層に限定して用いる。

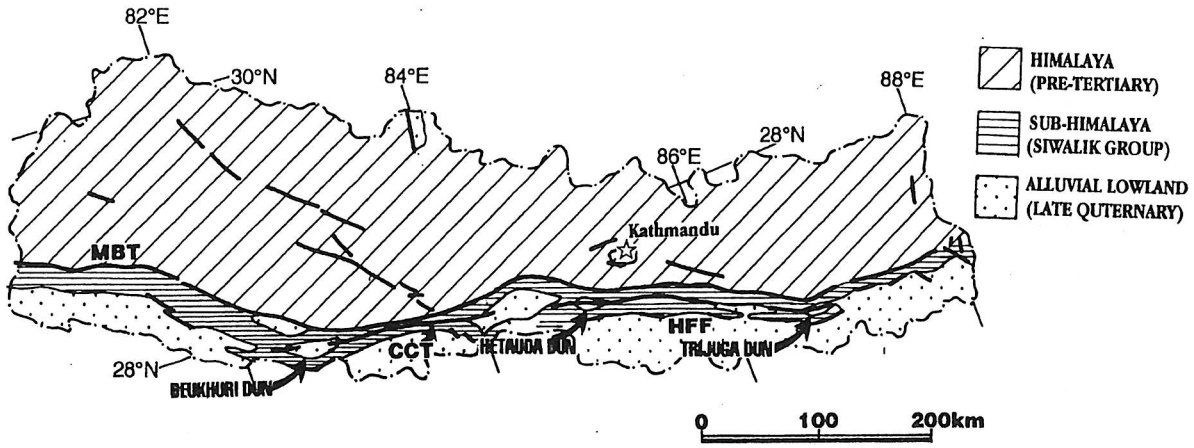


図１ネパールサブヒマラヤの概略図

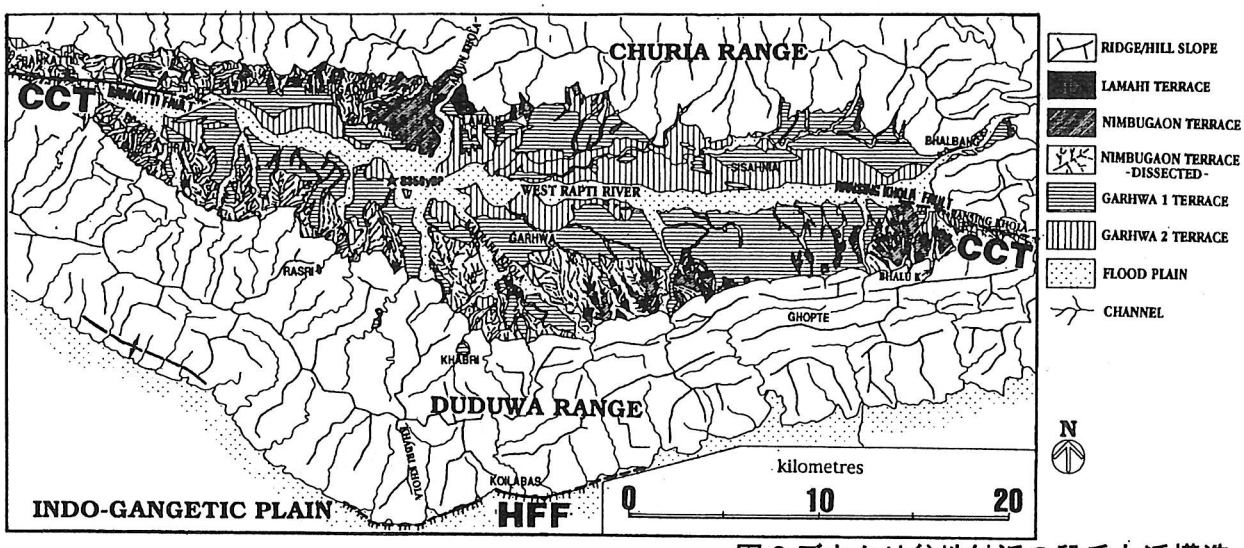


図２デウクリ盆地付近の段丘と活構造

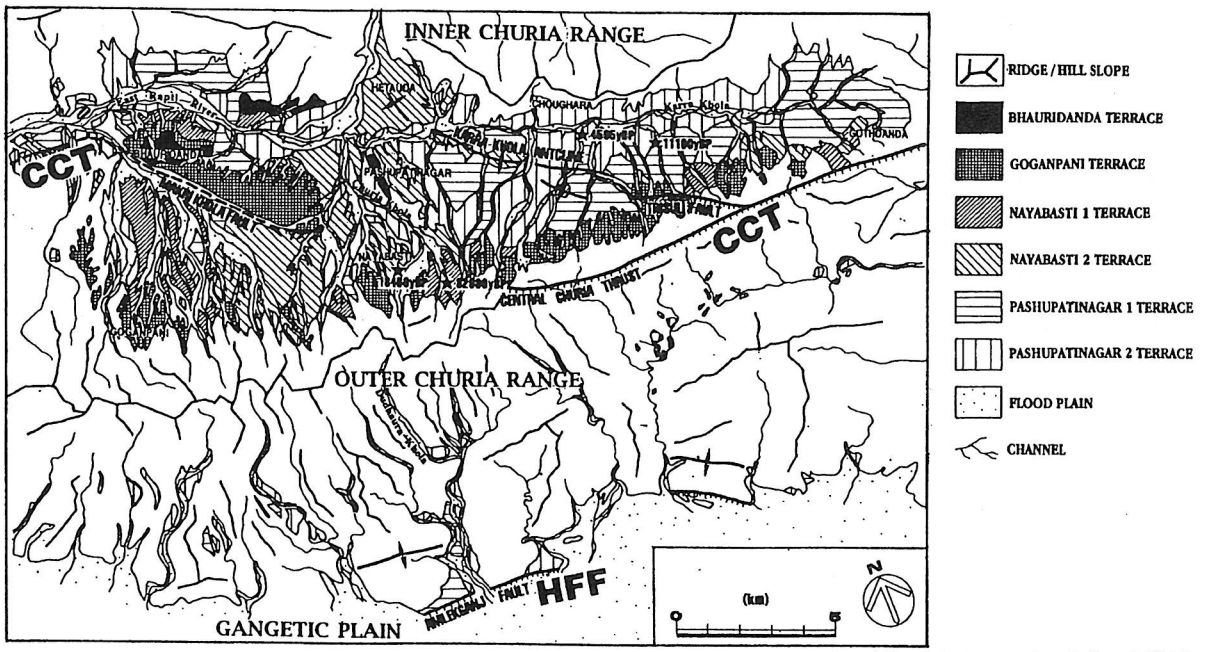


図３ヘタウダ盆地付近の段丘と活構造

P-25 宮城県大崎低地に分布する埋没礫層とテフラ
－最終氷期の河岸段丘との関係について－

宮原智哉（アジア航測）・印牧もとこ・藤井　亨（京王コンサルタント）

Tomoya MIYAHARA,Motoko KANEMAKI and Toru FUJII ; Buried fluvial gravels and Tephra, in the Ohsaki Lowland, Miyagi prefecture.

はじめに

宮城県の沖積層基底礫層（ＢＧ）に関する研究では、仙台平野の阿武隈川・名取川・七北田川各流域を研究した松本(1981)があり、沖積層基底礫層（ＢＧ）の他に 15,800y.B.P.以降 9,280 y.B.P.の礫層を見いだしている。これらは関東平野におけるＢＧとＨＢＧ（遠藤他,1983）に相当する可能性があり、特にＨＢＧ期の礫層の発達や下刻の痕跡はYounger Dryas期を示すものとして注目される。

仙台平野の北部には鳴瀬川や旧北上川といった広い低地を持つ河川があるが、これらの流域の‘沖積層’層序については未解決な点が多い。本研究で取り上げた江合川は、仙台北方の古川市付近で鳴瀬川と共に穀倉地帯である大崎平野を東流し、旧北上川に合流して石巻低地帯に至る。

江合川流域の地形と大崎低地の埋没礫層

江合川流域の地形は、岩出山付近より上流側の河成段丘の発達する谷地形と古川市付近に発達する低地（大崎平野）に大別できる。河成段丘は川渡温泉付近では大きく４つに分類される。このうち下位の２段は現河床から比高5m、及び15m付近に発達し連続性がよく、下流に向かって次第に高度を下げ、新岩出山大橋付近で地表下に埋没すると見られる。したがって大崎低地内には明瞭な下位段丘が見られなくなる。また大崎低地の西縁には鳴子火山より噴出した柳沢火砕流が形成する火砕流台地があり、この堆積面を切る段丘が現河床から比高数 10mのところに分布する（中位段丘上段：t_0面：北村他,1981）。柳沢火砕流は41～63ka（町田・新井,1992）であるので、t_0面および上述の２つの下位段丘は最終氷期の段丘である可能性が高い。

一方、大崎低地のボーリングコアからは軟弱な泥質堆積物の下位に埋没礫層が認められる。古川市街北部の江合川右岸（小泉地区）では礫層上面深度が現地表から 10～25m付近にあり、下流へ向かって深度を増している。礫層上面の傾斜は前述の下位段丘面の縦断曲線と調和的である。また礫層の直上に発達するやや固結したシルト層からはテフラが見つかることがあるが、これは9.5～11kaに降った肘折尾花沢軽石（町田・新井,1992）である可能性が高い（後述）。これらのことから、埋没礫層は最終氷期以降でYounger Dryas期以前に堆積したものと考えられ、立川面相当の埋没段丘の可能性も高い。

古川市小泉地区のボーリングコアから見つかったテフラについて

古川市小泉地区において計１５本のボーリング調査が実施され、このうち５本のボーリングコアでテフラが確認された。ただし、これらのボーリング調査は、土質工学的な支持地盤の把握のために行なわれたため、１ｍ毎に標準貫入試験を行なっている。したがって、採取されたコアは、各深度毎に約 50ｃｍが不攪乱試料として採取され（例　1.50～2.00m、2.50～3.00m‥‥）、標準貫入試験を行った部分は、攪乱試料として採取されている。今回確認されたテフラ層はいずれも主として不攪乱試料の部分で見つかっているので、攪乱試料の部分に分布していたかもしれないテフラ層については見逃している可能性がある。

テフラの見られた各ボーリング孔の対比の結果、少なくとも２枚のテフラ層が分布することが明らかとなり、便宜上、上位から KO-1、KO-2 と命名した。以下にコアの肉眼観察で記載された各テフラ層の特徴を示す。また、表１に各テフラ層の鉱物組成、火山ガラスの形態および屈折率の特徴を示した。

<KO-1>４孔のボーリングコア中で確認され、GL-10～12m前後の深度で分布する暗桃色を呈する細粒火山灰層。層厚は 1～5cm で、有機質の粘土層中にパッチ状～層状に分布している。**<KO-2>**２孔のボーリングコア中で確認され、層厚は 5～25cm。軽石の粒径は 0.5～2.0mm を主体とし、free crystal を多く含む。多量の hornblende が見られる。KO-2 層の確認される層準は、２孔のボーリングコア共に共通で、本層の上位には含水量が多く有機物を混入する緩い砂層、下位には比較的固結の進んだシルト・粘土層を挟んで砂礫層が分布する。

表―１．古川市小泉地区で見られたテフラ層の特徴と屈折率

Tephra No.	Boring No.	Depth (GL- m)	Thickness (cm)	Glass type	minerals	Refractive index (glass)
KO-1	B-7	10.58-10.59	1.0	pm	gl>>pl>opx	1.509-1.517
	B-9	10.85-10.86	1.0	pm	gl>>pl>opx	1.507-1.517
	B-12	11.90-11.95	5.0	pm	gl>>pl>opx	1.510-1.516
	B-13	11.80-11.85	5.0	pm	gl>>pl>opx	1.511-1.515
KO-2	B-12	14.70-14.75	5.0	pm	pl, gl>>ho>opx>qz	1.499-1.502
	B-15	17.25-17.50	25.0	pm	pl, gl>>ho>opx>qz	1.499-1.502

これらの各テフラ層の特徴とその層位関係から推定すると、KO-1、KO-2 層は、それぞれ十和田中掫火山灰と肘折尾花沢軽石に対比される可能性が高い。

今後の課題

本地域においては、今後、関東平野のように武蔵野段丘・立川段丘といった段丘の時代区分が可能性や、埋没礫層がＢＧなのか埋没段丘なのかといったことが問題となるであろう。また、旧北上川流域でも Younger Dryas 期を示す明瞭な不整合の存在も検討する必要がある。年代データーの充実も不可欠であるが、コア中から見つかる肘折尾花沢軽石は Younger Dryas 期を示す良い時間指標と成るであろう。今後の大崎低地周辺での詳細なボーリングコアの解析が重要と考えられる。

P-26 都城盆地の累積性黒ボク土断面における褐色ローム層の粒径組成，形態別火山ガラス組成および石英含量

井上弦・長友由隆・高木浩（宮崎大学農学部）

Yuduru INOUE, Yoshitaka NAGATOMO, Hiroshi TAKAKI； Particle size distribution , volcanic glasses composition and quartz contents of Brown loam layer in the cumulative Andisols profile in Miyakonojo basin.

宮崎県都城盆地には，黒色で厚い埋没腐植層や，土層全体が一様に風化して粘土化の進んだ褐色の土層（以下褐色ローム層と呼ぶ）などが累積し，厚い黒ボク土断面（以下，累積性黒ボク土断面と呼ぶ）が形成されている。演者らは，累積性黒ボク土断面中の褐色ローム層について，粒径組成，形態別の火山ガラス割合および石英含量を明らかにし，その成因を検討した。

都城盆地の累積性黒ボク土断面（Fig.2）の褐色ローム層（Ⅶ A11～Ⅶ B3）は約１ｍの厚さを持ち，アカホヤテフラとシラス（入戸火砕流堆積物）に挟まれて存在する。褐色ローム層の直上位は末吉テフラ［7,500y.B.P.（奥野，1996）］を含む腐植層（Ⅵ A11~Ⅵ A13）で，さらにその上位にアカホヤテフラが存在する。一方，褐色ローム層の下位には火山ガラスに富む無層理のテフラ堆積物（Ⅷ C層）が存在し，その下部は成層シラス（入戸火砕流堆積物）に連続する。

褐色ローム層の粒径組成（Fig.3）は粘土含量が高く風化が進んでいた。また，風化生成物の粘土を除けば，上部（Ⅶ A11～Ⅶ B1 層）はシルト（0.02～0.002 ㎜），下部（Ⅶ B2 層）は細砂（0. 2～0.02 ㎜）をそれぞれ主体としている。これに比べ，褐色ローム層直下の無層理のテフラ堆積物は粘土含量が少なく風化が進んでおらず，また，70％以上が細砂からなり，粒径淘汰が進んでいた。

褐色ローム層の一次鉱物組成は軽鉱物の火山ガラスを主体とし，また，火山ガラスを形態別（バブル型，軽石型，塊状；町田・新井，1992）にみると，褐色ローム層とその直下の無層理のテフラ堆積物の火山ガラスは大部分がシラスと同じバブル型をしていた（Fig.3）。

褐色ローム層の石英含量は他の土層に比べて高く，細砂中で約 15％，シルト中で約 20％の値を示し（Fig.3），特に，シルト中の石英は風化による濃縮に加え，外部から添加されることが伺えた（Fig.4）。

褐色ローム層の上部（Ⅶ B1）には堆積年代が 11,000 y.B.P（Okuno，1997）の桜島起源の薩摩テフラが点在し，下底には堆積年代が 22,500y.B.P（奥野，1996）の桜島起源の高峠６テフラが介在していることから，褐色ローム層の堆積年代はウルム氷期最盛期（18,000y.B.P）前後に当たり，当時は寒冷で乾燥した気候下にあり，風成塵の生じやすい環境にあったことが伺える。

以上の結果から，褐色ローム層はシラスに由来するバブル型火山ガラスを主体とする風成の再堆積物（テフリック・レス）が，風化・土壌化を受けることによって，生成された土層の可能性が考えられた。また，褐色ローム層直下の無層理

のテフラ層も，同じくシラスに由来する風成の再堆積物（テフリック・レス）と推定された。

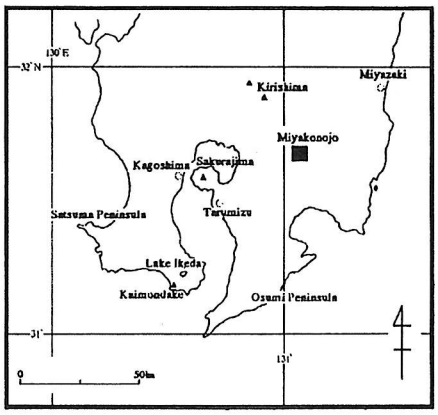


Fig.1　試料採取地点（■）略図

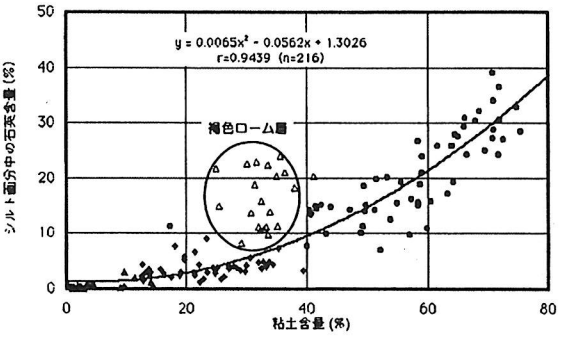


Fig.4　黒ボク土および各種テフラのシルト画分中の石英含量と粘土含量の関係

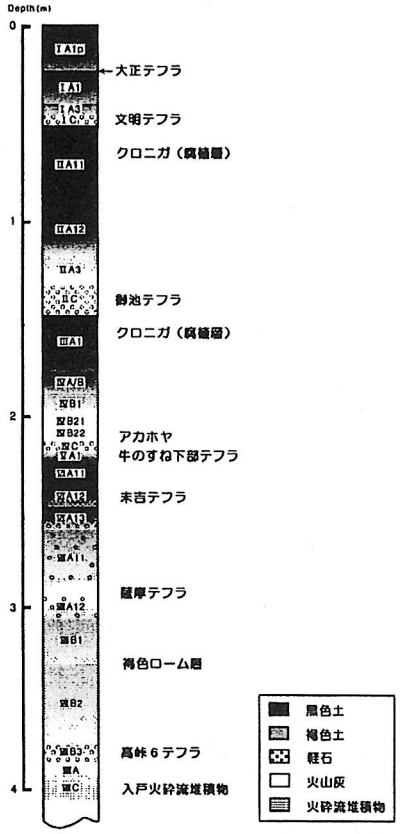


Fig.2　都城盆地の累積性黒ボク土断面

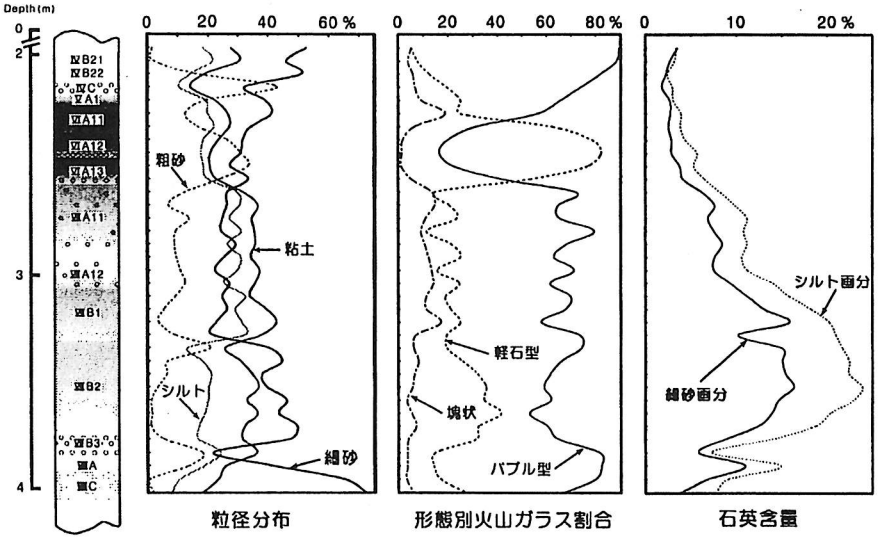


Fig.3　褐色ローム層の粒径分布，細砂画分中の形態別火山ガラス割合，細砂およびシルト画分中の石英含量

P-27　尼崎市築地地区における液状化による建物被害（その１）

倉園正文・津田和茂（尼崎市）
岩崎好規・諏訪靖二・濱田晃之（大阪土質試験所）
Masafumi KURAZONO,Kazushige TSUDA,Yoshinori IWASAKI,Seiji SUWA and Teruyuki HAMADA ;
Structure Damage by Liquefaction at Tsukiji Area in Amagasaki City(Part1)

1. はじめに

1995 年 1 月 17 日に発生した阪神・淡路大震災は阪神地区に多大な被害をおよぼし，沿岸域の埋立地などでは液状化による墳砂現象が見られた。兵庫県尼崎市では沿岸域に位置する築地地区や沿岸域からはやや内陸に位置する戸ノ内地区においても道路の亀裂，噴砂および家屋の倒壊など被害がそれぞれの周辺域に比較して多く発生した。これらの地区の被害はその周辺地区の被害に比べて非常に大きかった。そこで本報告では尼崎市築地地区で発生した液状化現象による建物の被害に着目し，その地区の被害状況について報告する。

2. 地盤概要

図-１に尼崎市築地地区の位置図を示す。築地地区は尼崎市の沿岸域よりに位置しており，地区北側は庄下川，東側から南側にかけては東横堀運河に囲まれたところである。この地区の代表的な南北断面を図-２に示す。当地区は地表より沖積砂質土層（As），沖積粘土層（Ma13），第一洪積砂礫層（Dg1），洪積粘土層（Ma12）が順に堆積している。

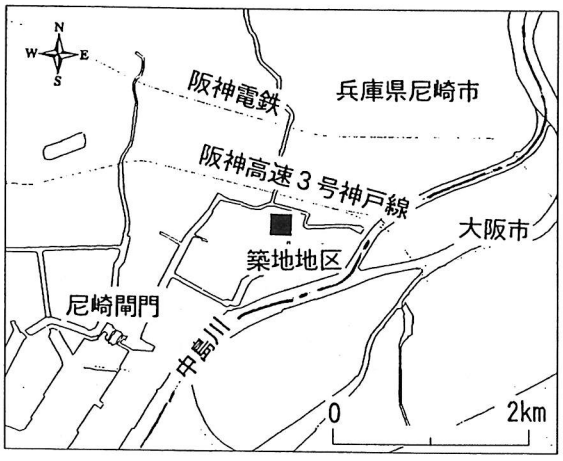


図-１築地地区位置図

築地地区において阪神・淡路大震災により液状化した層は沖積砂質土層である。この砂質土層は層厚約 8m 程度ある。沖積砂質土層のＮ値は層上端より深度-6m まではＮ値が 10 以下の値を示しているが，それ以深では深度が深くなるにつれて大きくなり最大約 20 程度を示して再び小さくなっていく傾向にある。よってＮ値の分布状況からも非常に緩い堆積層であることがわかる。図-３には沖積砂層の粒径加積曲線を示した。同図はＮ値が 10 程度以上に急に増加している深度約-6m を基準とし，上下２層に分割し，深度-6m 以浅の粒径加積曲線を破線，深度-6m 以深を実線で示している。また同図には日本港

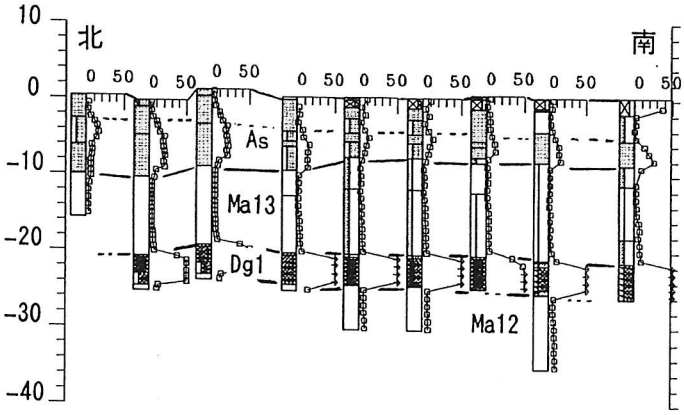


図-２南北断面図

湾協会による液状化予測線も示している[1]。

表-1 には，N値により沖積砂質土層を２層に分割した各層のD_{10},D_{50},D_{60},均等係数とその平均値を示した。深度-6m 以浅の砂質土層は，平均均等係数(Uc)が 58.0 である。これに対して深度-6m 以深の砂質土層は，平均均等係数は 12.7 である。

深度-6m 以浅の砂質土層に比べ，深度-6m 以深の土層は粗粒分が少なく均等係数が小さい。

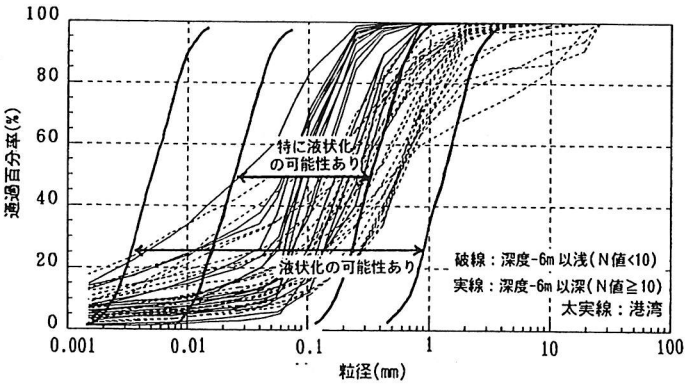


図-３粒径加積曲線

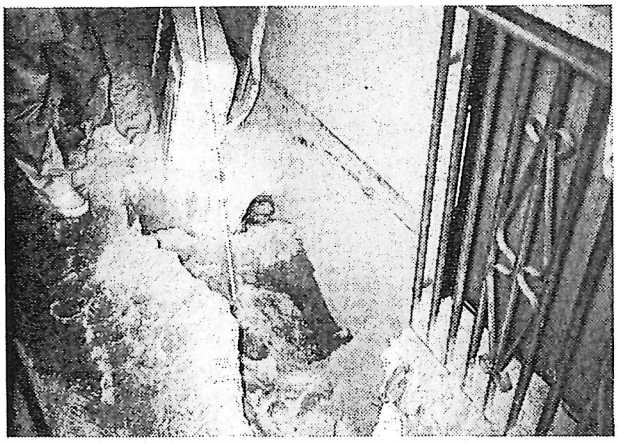
表-１粒土に関する緒言

	D_{10}(mm)	D_{50}(mm)	D_{60}(mm)	均等係数
-6m以浅	0.001～0.11	0.05～0.61	0.15～0.86	4.09～212.3
平均	0.03	0.37	0.5	58.0
-6m以深	0.003～0.11	0.028～0.34	0.051～0.43	2.87～45.33
平均	0.04	0.15	0.18	12.7

3. 被害状況

築地地区は地区全体に発生した液状化現象により噴砂，家屋の倒壊・傾斜，地盤沈下等の被害が生じた。これらの被害状況は，この地区の周辺地区に比べて非常に大きいことが特徴的である。築地地区は江戸時代尼崎城の城下町として栄えていた。この時代に建立された初島大社や土蔵などの建築物も数個見られが，初島大社は拝殿が全壊し，鳥居も北側に傾斜しかつ沈下していた。写-１に初島大社の倒壊状況を示している。土蔵は大きく沈下傾斜し，土壁が剥げ落ちていた。築地地区ではいたる所で噴砂が確認できた。地区全体の沈下量は，道路の陥没から測定してみると地震前に比べて 20～50cm 程度生じていた。傾斜した建築物は早急にジャッキアップを行い，家屋を持ち上げているところもあった。電柱は傾斜しているものもあれば，沈下しているものもあった。写-２には液状化による建物陥没状況を示している。この建物の陥没では，家屋自体が約 90cm 程度沈下しており，この地区の家屋の沈下量として最大の値であった。

写-１初島大社の被害状況



写-２噴砂による家屋の沈下

参考文献　1)日本港湾協会(1979):港湾の施設の技術上の基準・同解説

P-28 尼崎市築地地区における液状化による建物被害（その2）

濱田晃之・諏訪靖二・岩崎好規（大阪土質試験所）
倉園正文・津田和茂（尼崎市）

Teruyuki HAMADA,Seiji SUWA,Yoshinori IWASAKI,Masafumi KURAZONO and Kazushige TSUDA ;
Structure Damage by Liquefaction at Tsukiji Area in Amagasaki City(Part2)

1. はじめに

1995 年 1 月 17 日に発生した阪神・淡路大震災は阪神地区に多大な被害をおよぼし，沿岸域の埋立地などでは液状化による墳砂現象が見られた。文献 1)では，尼崎市築地地区で発生した液状化現象による建物の被害に着目し，その地区の被害状況を報告した。本報告では地盤状況から見た被害要因について報告する。

2. 被害要因の推定

築地地区の被害要因として，築地地区の造成過程や地下水位の位置等が上げられる。

築地地区は，江戸時代に尼崎城の城下町として砂州とその東側に位置した小島を埋立てられて作られた場所である。図-1の築地地区周辺に破線で示しているものは，明治時代の旧地形を記載したものである。昭和 20 年代までにかけてこの地区は，島のような形で存在していた。江戸時代には自然堆積した砂州とその周辺を埋め立てた場所であるため，文献 1)の図-2から沖積砂質土層のN値は非常に緩い。文献 1)の図-3および表-1に示した粒径加積曲線から特にN値が 10 以上を示している砂質土層は，地下水位以下の土層であり均等係数が小さく土層として液状化を起こしやすい。図-1には築地地区とその周辺の地下水分布も示している。築地地区の地下水位は平均的に G.L.-0.5m と非常に高いことがわかる。これに対して北側周辺の地下水位は，築地地区より約 1～3m 程度低い。阪神・淡路大震災のような強くて短い地震動では，この地下水位が築地地区よりも約 2m 程度低かったために液状化による被害が発生しなかったものと考えられる。

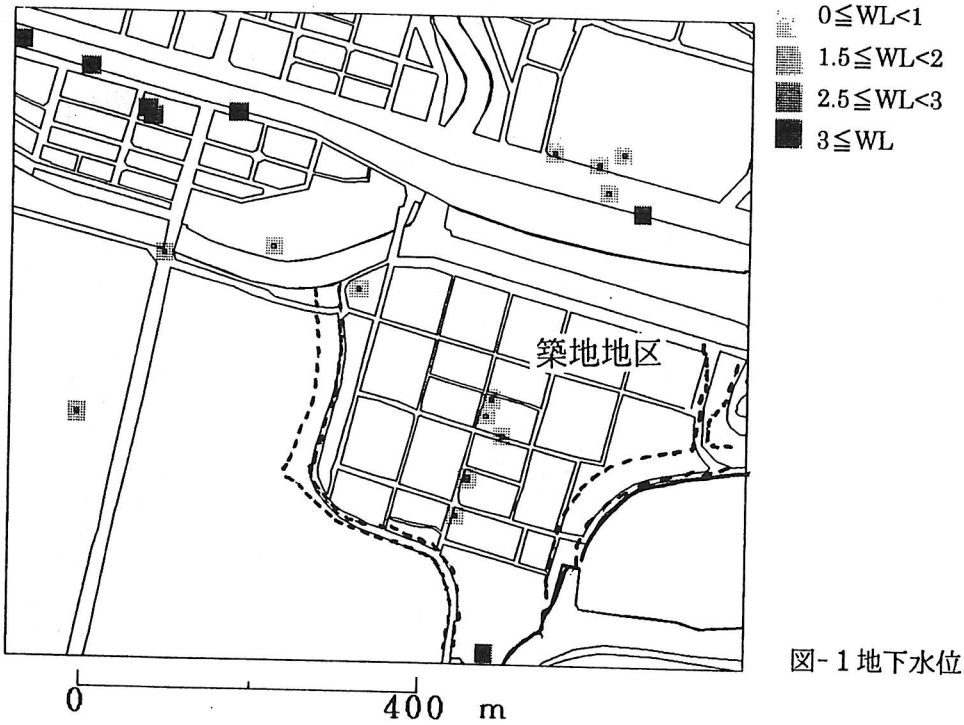


図-1 地下水位の分布

図-2には，築地地区の液状化に対する簡易予測として「建築基礎設計指針」[2]による方法を用いて予測計算を行った結果を示している。簡易予測ではマグニチュード（M）は 7.2，設計加速度を 250gal として，築地地区の代表柱状図において予測計算を行った。図-2(a)に示したようにFL 値は砂質土層のほとんどの深度で1より小さい値を示している。PL 値で評価すると 10.5 となり，液状化の危険性は高いことがわかる。実際にこの地区は液状化現象が発生していることを考えると簡易法による評価は妥当であると考えられる。

岩崎ら[3]は地下水位の液状化に与える影響を評価するために，地下水位を変化させて，表層部分の非液状化層を考慮した検討を行っている。その結果では，地下水位を0.5～1m 程度低下させることで液状化に対して大きな効果があることを示している。築地地区の周辺の地下水位はこの地区より約 2m 程度低い。そこで，現状の柱状図条件で地下水位を2m低下させた時の解析結果を図-2(b)に示す。この結果は図-2(a)の解析条件から水位条件のみを変更したものである。図-2(b)の解析結果からみると，砂質土層においてFL 値は1より小さくなっているもののその値は，図-2(a)の場合に比べてかなり1に近づいている。PL 値の評価では4.3となり，簡易法においても液状化の危険性は低くなることがわかる。

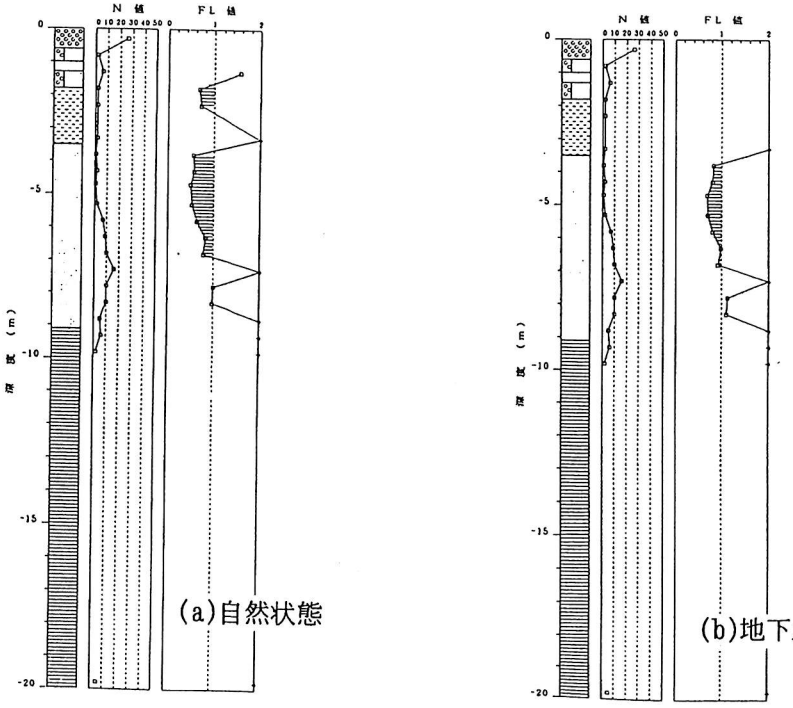


図-2簡易予測

3. おわりに

阪神・淡路大震災において尼崎市築地地区周辺域では液状化による被害はそれほど見られなかったが，築地地区では，この地震により家屋の倒壊，地盤沈下など多大な被害がおよんだ。この要因は緩い砂質土層，高い地下水位等の地盤条件が重なり合ったことが考えられる。

同じ地盤条件で地下水位の高低の差，すなわち非液状化層厚の厚さの差により液状化の危険度が低くなることがわかった。

したがって液状化対象となる砂質土層が堆積している地域では，N値，地下水位等の調査を十分行わなければならない。

参考文献

1)岩崎好規ら：尼崎市築地地区における液状化による建物被害（その1），日本第四紀学会 1997 年大会(1997)，投稿中

2)日本建築学会(1988):建築基礎設計指針

3)岩崎好規ら(1996):兵庫県南部地震による大阪域の液状化，地下水技術，(社)地下水技術協議会

P-29 中期更新世前半に噴出した貝塩上宝テフラとそれに関する中央日本の地形編年

鈴木毅彦（都立大）

Takehiko SUZUKI; Kaisho-Kamitakara Tephra Erupted in Early Half of Middle Pleistocene and its Significance for Geomorphic Chronology of Central Japan.

飛騨山脈焼岳の西南西約5kmの貝塩給源火道から噴出した貝塩上宝テフラ(KMT)は，噴出量40km^{3}以上の上宝火砕流堆積物と，中部・関東・東北南部を広く覆った60km^{3}以上の降下テフラからなる．その総体積は100km^{3}以上におよび，VEI=7の巨大噴火により生産された大規模テフラである．本発表では，KMTの岩石記載的特性，分布，年代を示し，KMT降下前後の地形編年について報告する．

KMTは，アルカリに富む流紋岩質テフラで，その認定には黒雲母・石英の存在，火山ガラス・チタン磁鉄鉱の主成分化学組成，高ウラン濃度(410～490ppm)のジルコンの存在が根拠となる．従来測定された放射年代値は，KMTの噴出年代が0.60～0.66Maの間にあることを示し，房総半島上総層群笠森層中での層位は海洋酸素同位体比ステージMIS16.2～17.3に降下したことを示す．最終的に，その降下年代は0.63～0.66Maにあると推定できる．

KMTを用いることによりMIS17前後の編年が可能となり，中部～関東の古地理を描くことができる．KMTは，狭山丘陵の芋窪礫層堆積面(狭山面)，阿須山丘陵の上部豊岡礫層堆積面(阿須山面)，喜連川丘陵の境林礫層堆積面(喜連川上位面)，松本盆地南縁の梨ノ木礫層堆積面形成後まもなく降下したとみられ，これら地形面は，ほぼ同時期のMIS17に形成されたと推定される．これらの地形面は各地域で普遍的に広く発達することから，MIS17には扇状地が広く形成されるだけの安定した地形形成環境があったと考えられる．

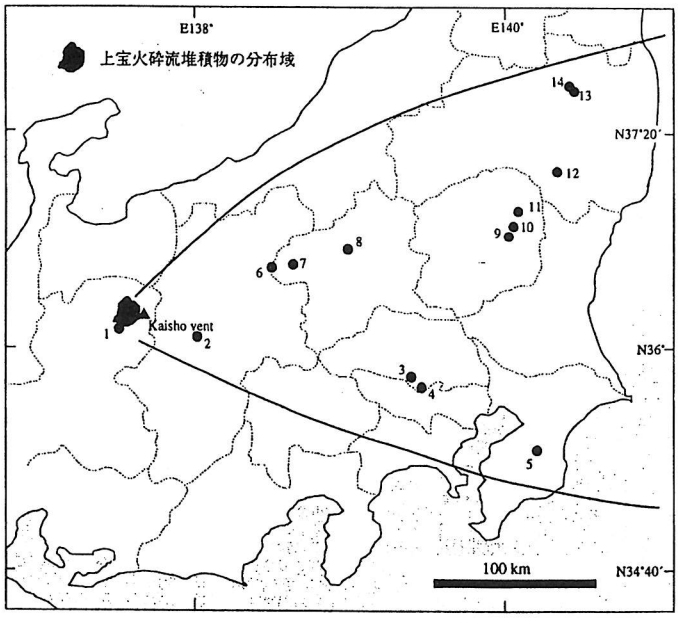
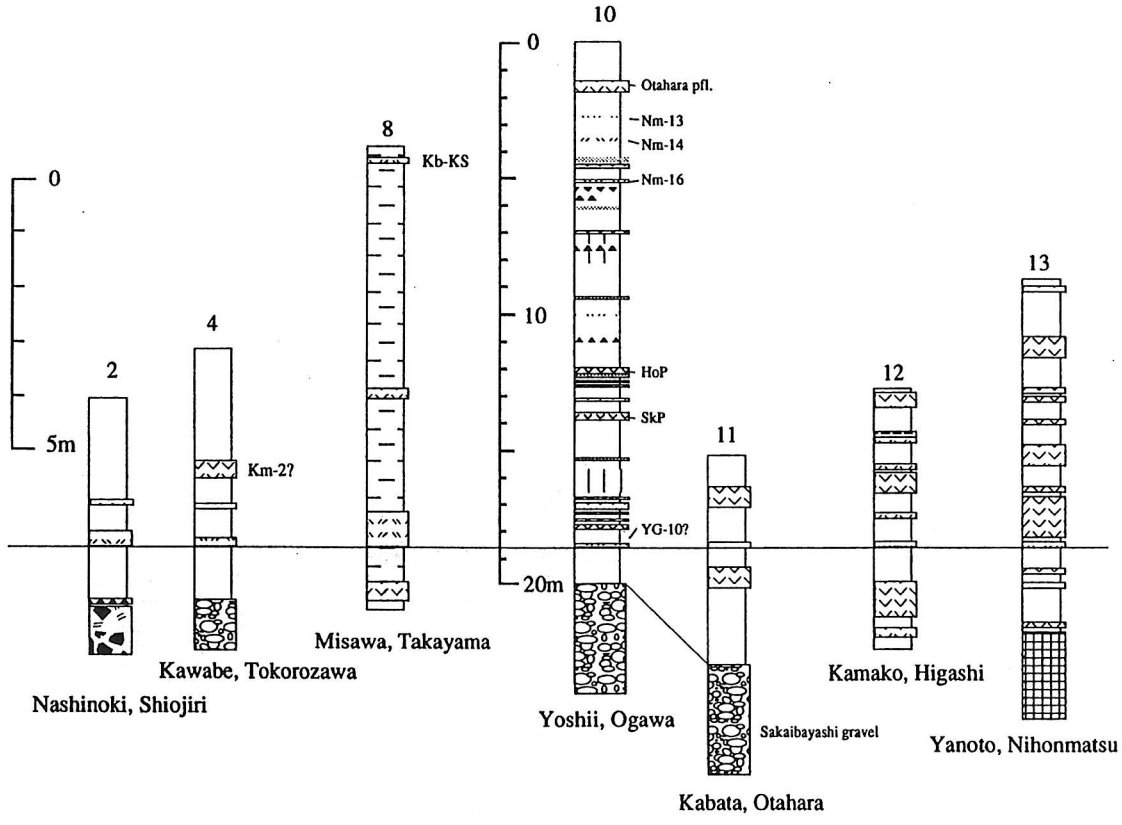
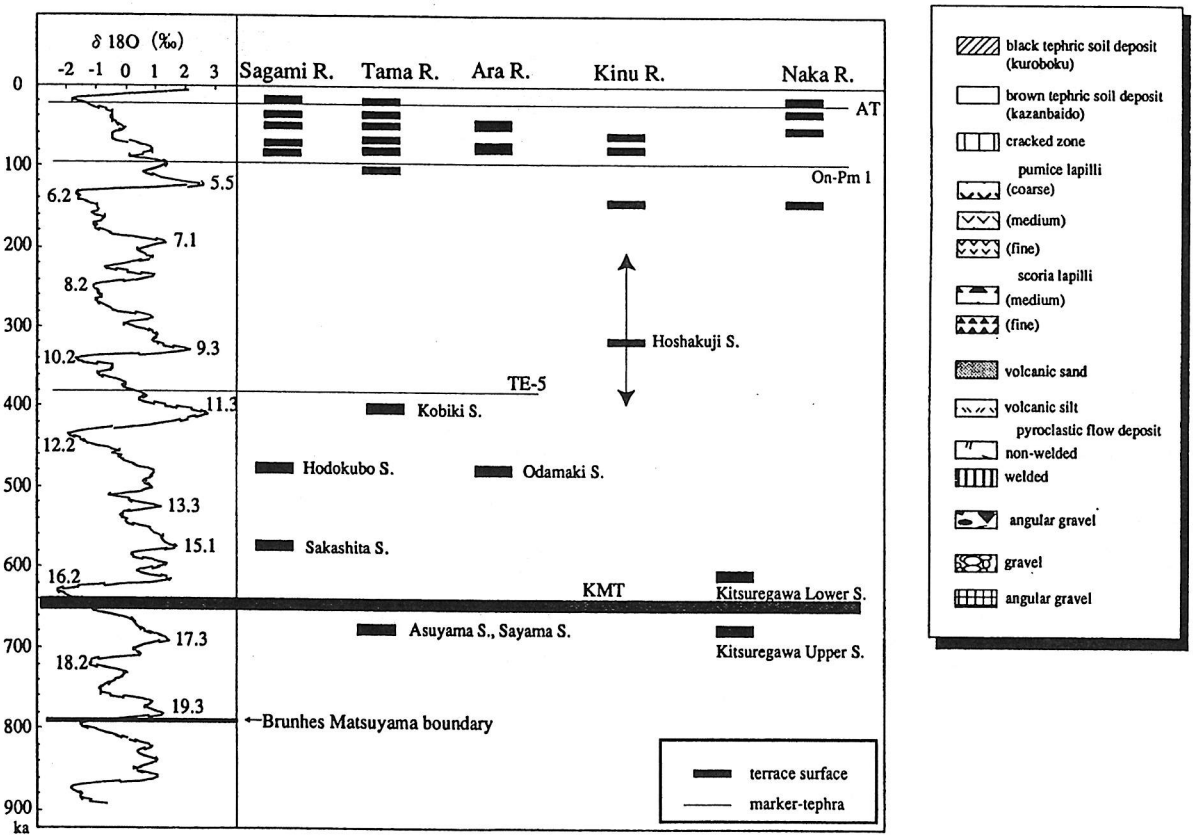


図1　上宝テフラの分布


10
0
Otahara pfl.
Nm-13
Nm-14
Nm-16
8
Kb-KS
0
10
HoP
SkP
YG-10?
20m
5m
2
4
Km-2?
11
12
13
Misawa, Takayama
Kawabe, Tokorozawa
Nashinoki, Shiojiri
Yoshii, Ogawa
Sakaibayashi gravel
Kamako, Higashi
Yanoto, Nihonmatsu
Kabata, Otahara


δ 18O (‰)
-2 -1 0 1 2 3
Sagami R.
Tama R.
Ara R.
Kinu R.
Naka R.
AT
On-Pm 1
Hoshakuji S.
TE-5
Kobiki S.
Hodokubo S.
Odamaki S.
Sakashita S.
KMT
Kitsuregawa Lower S.
Asuyama S., Sayama S.
Kitsuregawa Upper S.
Brunhes Matsuyama boundary
5.5
6.2
7.1
8.2
9.3
10.2
11.3
12.2
13.3
15.1
16.2
17.3
18.2
19.3
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
ka
terrace surface
marker-tephra
black tephric soil deposit (kuroboku)
brown tephric soil deposit (kazanbaido)
cracked zone
pumice lapilli
(coarse)
(medium)
(fine)
scoria lapilli
(medium)
(fine)
volcanic sand
volcanic silt
pyroclastic flow deposit
non-welded
welded
angular gravel
gravel
angular gravel

P-30 1997年5月11日の澄川地すべりとそれに伴う水蒸気爆発について

千葉達朗・宮原智哉・高山陶子(アジア航測)
小森次郎・遠藤邦彦(日大文理)・林信太郎(秋田大)
Tatsuro CHIBA, Tomoya MIYAHARA, Toko TAKAYAMA, Jiro KOMORI, Kunihiko ENDO, and Shintaro HAYASHI : The Sumikawa Landslide with Steam Explosion occurred at May 11,1997

1. はじめに

5月11日午前8時、秋田県鹿角市八幡平の澄川温泉で、地すべりと土石流が発生し、ほぼ同時に水蒸気爆発が発生した。この土砂災害によって、澄川温泉と赤川温泉の16棟が全壊、国道341号も寸断された(写真-1)。適切な警戒避難によって、死者・負傷者はなかった。本発表では、アジア航測が翌12日に撮影した空中写真を示すと共に、現地調査の結果を報告する。

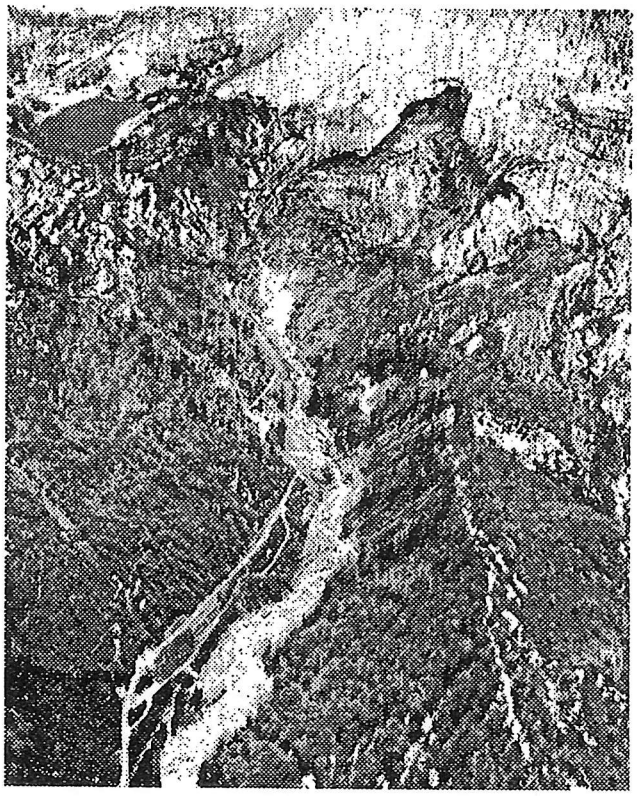


写真-1　澄川地すべり全景北側から

2. 地すべり

澄川温泉は秋田焼山の北東山麓に位置し、温泉変質を受けた第三系を秋田焼山の溶岩流が覆う、いわゆるキャップロック構造を呈する。周辺には地すべり地形が多数認められ、今回の地すべりも、古い地すべりが再活動したものと思われる。

地すべりは、大きく2つのブロックに区分できる。上段の地すべりは円弧すべり的で滑落崖の落差は60mに達し、ほぼ北方向に滑っている。下段の地すべりは、おおむね西方向に平行に滑り、末端部は北東方向に崩壊、岩屑なだれとなって下流に移動している。澄川温泉付近は、写真上で灰白色を呈するが、地表は岩屑や角礫状の温泉余土で覆われ、さらに水蒸気爆発の噴出物に覆われている。

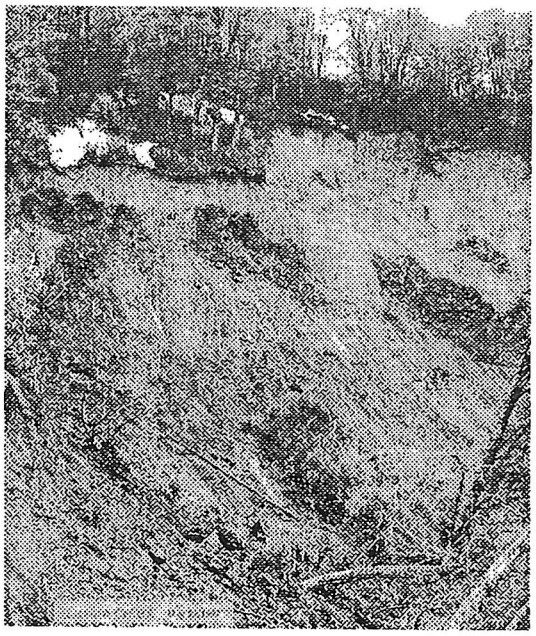


写真-2　上段地すべりの主滑落崖

最奥部の落差60mに達する主滑落崖では、最大傾斜方向の条線が明瞭である（写真-2）。すべり面の傾斜は、奥ほど急で手前ほど緩い。ただし、溶岩流の部分は例外的に急傾斜となっており、この部分では厚さ20cmに達する断層破砕帯物質を観察できる。

3. 岩屑なだれと土石流

空中写真判読に現地調査結果を加味したものを、図-1に示す。岩屑なだれ（flow-A）は、地すべりの末端付近から発生し、一部合流点の直下で段丘上に乗り上げているが、末端は赤川温泉付近に到達している。水に乏しい流れで、温泉余土の岩塊を多く含む。土石流(flow-B）は、粥状で建物の破片や樹木片を多く含む。その水位痕跡は、曲流部分の右岸と左岸で大きく異なる。flow-Cは、水蒸気爆発後に発生した流れである。

4. 水蒸気爆発

水蒸気爆発による降灰は、地すべり地点から北東方向に延びる。澄川温泉対岸の樹木には、細粒火山灰がびっしりと付着し、あたかも樹氷の様である。火山灰の吹き付けた方向は、地すべり土塊の移動方向である北東方向に一致し、当時の上空の西風とは異なる。写真-3は、水蒸気爆発の火口のひとつ。大きさは11m×10mで、深さは3m程度である。周囲の樹木は不規則に倒れ、火口側の面に火山灰が付着し、付近には噴石が数十cm程度堆積している。当日は、これらの降灰分布やその方向についての検討結果も報告する予定である。

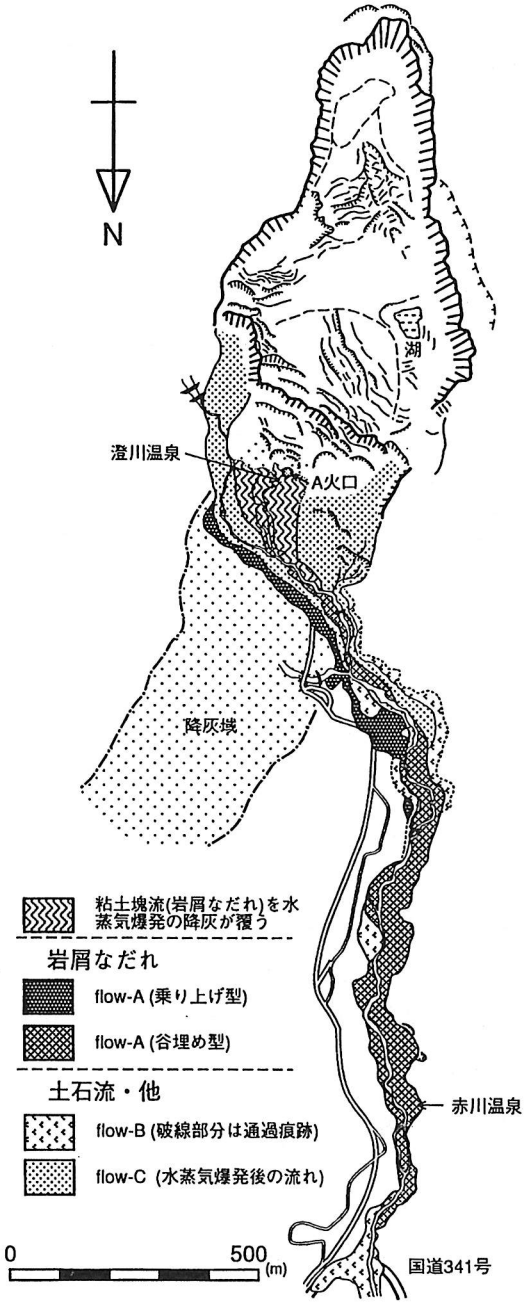


図-1　澄川地すべり空中写真判読図

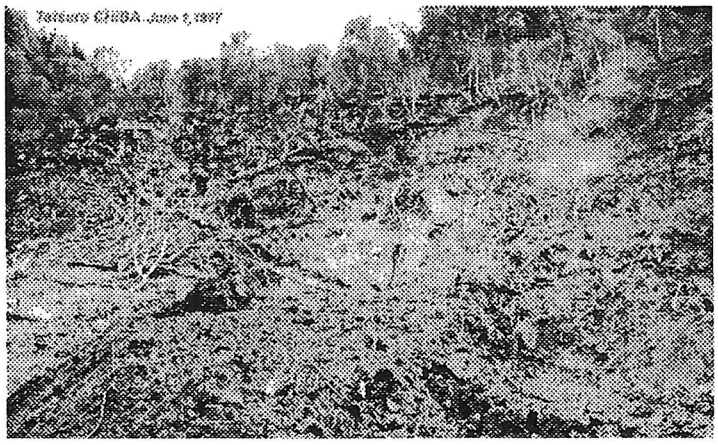


写真-3　発見された水蒸気爆発の火口（A火口）

P-31　六甲南山麓における後期更新統の堆積環境

衣笠善博（工業技術院地質調査所）
石川浩次，細矢卓志（中央開発㈱）

1．はじめに

地質調査所では，兵庫県南部地震後，神戸市域において深さ300m～1500mに及ぶ深層ボーリング調査を実施した。地質は，上位より概ね完新世の扇状地性堆積物，上部洪積層，大阪層群，及び花崗岩類の基盤岩よりなるが，後部更新統に入り，東六甲山はすでに形成されており，山麓より多量の更新統以降の土石流性堆積物の供給がなされていたことが推定された。以下，後部更新統以降の古堆積環境
について述べる。

2．地形及び地質概要

第四紀の地殻変動による六甲山地の隆起は，更新世中期から現在まで続いている（藤田ほか1982）とされ，山地は東六甲の最高標高918m，西六甲のそれは400mに達し，西側に低い傾動地形を示している。この六甲山の隆起状況と南山麓に分布する扇状地の発達状況とは調和的であり，その発達程度は現主要河川部分の扇状地を除くと3つの発達パターンに区分される。（図－1　参照）すなわち，①六甲山地の隆起がもっとも大きく，緩斜面（1°以下）が山麓まで迫る住吉川以東地域（扇状地パターンB），②三宮駅を中心とした扇状地の発達が著しい神戸市中央部地域（扇状地パターンA），③六甲山の隆起の小さい長田区付近西部地域（扇状地パターンC）である。

このうち，扇状地の発達のもっとも著しい，東神戸陸域（石屋川流域）の地質・地盤特性の概要を表－1に示す。

これによると，沖積層厚は2～10m程度と薄く，扇状地性砂礫堆積物より成る。最終氷期の堆積物である低位段丘相当層（Tl）は層厚10～15m程度で，やや寒冷期の淡黄褐色を呈する扇状地性堆積物より成る。

最終間氷期の堆積物である中位段丘相当層（Tm）は層厚10～20m程度で，やや温暖な時期の暗褐灰～淡青灰色を呈する淘汰不良の土石流性砂礫堆積物より成る。一般にMa12，Ma11等の海成層はみられない。

深さ20～40m以下に赤褐色風化と花崗岩のくされ礫を特徴とする高位段丘層（Th）が表れ，連続して大阪層群上部亜層群（O^u）に変る。

3．大阪層群上部亜層群（O^U）

（東神戸域）

深さ 20～300m 付近迄，厚さ 300m 以下で大阪層群上部亜層群（O^U）が分布する。本層の最上部は大阪層群の最終離水面と解釈（藤田 1982）されており，厚さ 75m まで，黄褐灰～黄褐色等の酸化色を呈し，φ 2～50 ㎜の岩片を主とする風化礫（クサレ礫）より成る。砂質粘土のラミナを介在し，層相は上部層ほど粒径の大きい逆グレーディングの様相を呈するものが多く，多雨に伴う土石流性の砂礫堆積物とみられるものである。マトリックスは，淘汰不良の砂質土より成るが電気検層と礫率，最大径等粒度特性の変化から，単層の厚さは 2～4m 程度とみられるが，大きく 9 回程度の砂礫層（堆積層上面）から細粒土層（下面）の層相変化のくり返しがみられ，以下の物性変化を示している。

	Rt（Ω－m）	Vp（m／s）	Vs（m／s）	礫量 礫径（max）
上面（砂礫層）附近	100～190	±2000	600～700	40～80% ＞100 ㎜
下面（細粒土層）附近	40～100	1800	400～500	10～20% ＜20 ㎜

当時，すでに六甲山地の上昇があり，花崗岩礫を主体とする多量の土石流性堆積物が 10 数回にわたって，山地から山麓低地に供給されていたものと推定される。尚，本亜層群中の海成粘土は Ma6，Ma7 のみ分布し，以後，海の侵入はなかったものと推定される。

（西神戸域）

表層は，三角洲低地の砂質土と後背低地の粘性土より成るが，厚さは薄く 7m 以下である。Tl 層中の砂礫層は，45～10 ㎜の円礫を主とし，2 枚の海成粘土（Ma12，Ma11）を挟む。三角洲低地の堆積物である，深さ 90m 以下から O^u 層が表れ，くされ礫は少なく，当時，東神戸とは 80m 程度以上の高低差があり，海成粘土（Ma6，Ma10）と三角州低地の砂質土と砂礫堆積物の互層より成る。

4．まとめ

(1) 後期更新統以降，東六甲では，すでに山地が形成され，多量の土砂が供給される土石流性堆積物より成る。

(2) 厚さ約 280m の堆積に，10 数回以上に及ぶ，土石流の供給があったものと推定される。

(3) 西六甲では，低山地から遠い環境下にあり，概ね三角州低地で内礫砂礫よりなるものである。東六甲とは 80m 以上の高低差があったものと推定される。