O-1　鎌倉市北東部および横浜市南西部上郷付近における上総層群下部のテフラ鍵層

安野　信・稲垣　進（神奈川県立二俣川高校）・満岡　孝・西川達男

Makoto YASUNO, Susumu INAGAKI, Takashi MITSUOKA, Tatsuo NISHIKAWA;　Some tephra beds in the Lower KAZUSA group from the northeastern area of Kamakura city and the southwestern area of Yokohama city, Kanagawa prefecture, Central Japan.

調査地域（図１．以下、本地域）には、上総層群下部の浦郷層と野島層が、三浦層群最上部の池子層を不整合におおって分布する（三梨・菊地1982, 江藤ほか1998）。演者らは、本地域に厚く堆積する凝灰質泥質砂岩層と凝灰質粗粒砂岩層中のテフラ層を調査し、ザクロ石を含む鍵軽石層ＫＧＰを発見した（稲垣ほか2007）。さらに、ＫＧＰの挟在層準をめぐって、従来の池子層・浦郷層・野島層の層序区分をテフラ層の層序にもとずいて再検討する必要があることを指摘した（前出）。今回、ＫＧＰの上位のテフラ層について調査し、本地域内に有効な多数のテフラ鍵層を見い出した。それらの主な特徴と、テフラ層にもとづく層序区分などについて以下に述べる。

１　テフラ鍵層

本地域に挟在するテフラ層は、二百枚以上認められる。それらの中で、安定した層厚と層相を保ち、複数の露頭において分布が確認されたものを、テフラ鍵層として記載し図２に示した。テフラ鍵層には、①構成鉱物が火山ガラスを主としわずかに黒雲母と角閃石が含まれるもの－IGT, CKT, NGP－、②平均層厚が40㎝以上の白色軽石層で有色鉱物に角閃石が主として含まれるもの－SWP, HKP, YPS, ZAB－、③複数の白色軽石層とスコリア層の組合せからなるもの-MGP, GSS, KWP－、④上下のテフラ層が細粒火山灰層と軽石層の複数の組合せであるもの-IAP, ZAB, KTP, ACT－などがある。これらの特徴は、いずれも野外においてテフラ鍵層の識別と追跡に役立った。

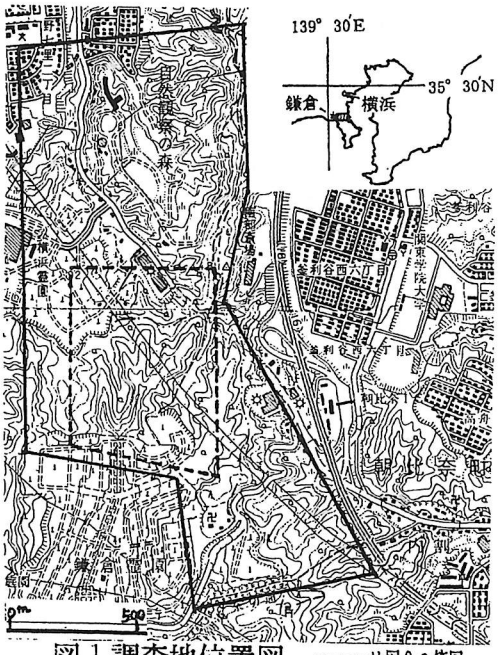


図１調査地位置図　----は図３の範囲.
国土地理院の1/2.5万地形図「戸塚」「鎌倉」を使用.

2 本地域の堆積物

図３にテフラ鍵層の分布の一部分を示した。これによって、①凝灰質泥質砂岩層中に含まれる凝灰質粗粒砂岩層の層厚がテフラ鍵層GOAとIAPの間の層準で、大きく変化する、②本地域の堆積物の構造が全体として NW-SE走向、NE傾斜である、③本地域の堆積物が大きな乱れのない整合である、などのことがわかる。

3 テフラ層にもとづく浦郷層と野島層の境界

この両層は、整合に漸移する（江藤ほか1998）関係であるが、テフラ鍵層によってつぎのように整合関係を定義することができる。すなわち、浦郷層は AHP（稲垣ほか2007）の下位3.5mの平行不整合にはじまり、KGPをへてGOAとDAPの間の層準までとし、一方野島層はDAPの下位 2.5mの凝灰質粗粒砂岩層の層準から上位の部分となる。なお、野島層の上限については、未調査である。

引用文献：三梨・菊地(1982)横浜地域の地質，1/5万図幅，地質調査所．江藤ほか(1998)横須賀地域の地質，1/5万図幅，地質調査所．稲垣ほか(2007)地球科学，61，143-148．安野ほか(2007)横浜自然観察の森調査報告，12，62-65．

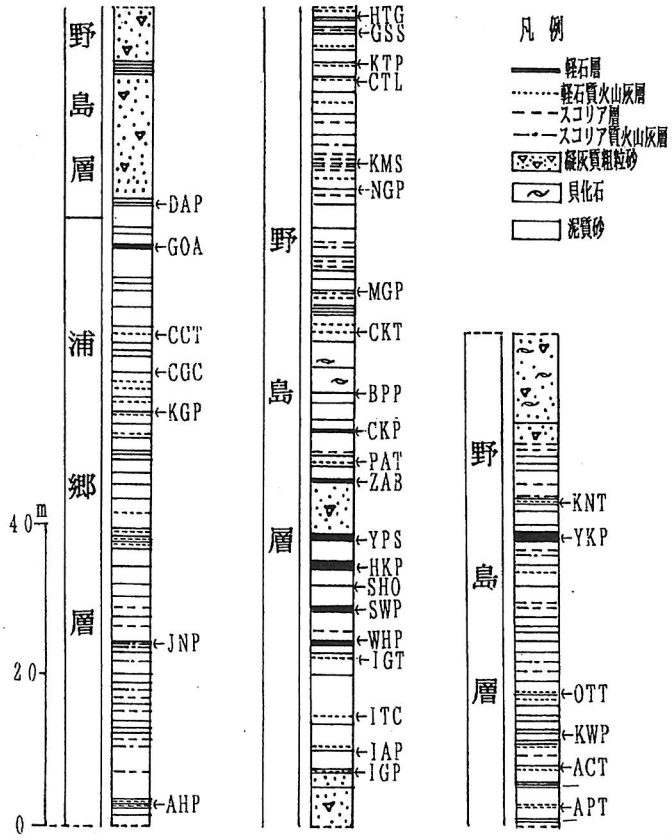


図２総合柱状図

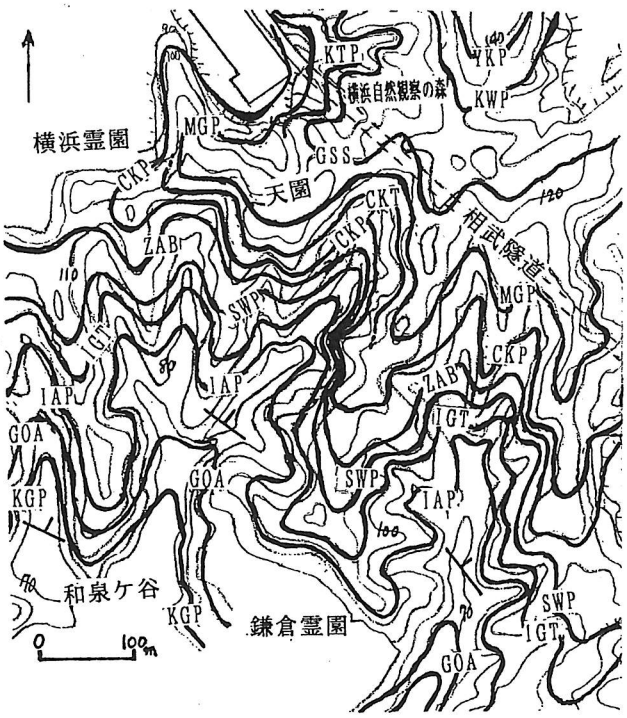


図３テフラ鍵層の分布

O-2　茨城県常陸台地における下総層群のテフロクロノロジー

大井 信三(国土地理院, 茨大・理工研・院), 横山 芳春(早大・院・理工), 菅沼 悠介(東大・地惑), 安藤 寿男(茨大・理・地球環境), 小荒井 衛(国土地理院, 茨大・理工研・院)
Shinzou Ooi, Yoshiharu Yokoyama, Yusuke Suganuma, Hisao Ando, Mamoru Koarai;
Tephrochronology of the Shimousa Group in the Hitachi Terrace, Ibaraki Prefecture

はじめに

茨城県常陸台地の第四系下総層群に確実なテフラ層準を確立するために，下総層群および常磐沖海底コアサンプルから産するテフラについて，火山ガラスの主成分分析を行い，主に北関東の火山群に由来するテフラとの対比を試みた．また見和層中部層および笠神層に産する角閃石型のテフラの産出層準およびその対比についても報告する．

1. KtP および HmP の対比ー見和層サイクル2と木下層の対比ー

横山ほか(2001)が示した KtP(貝谷軽石)は結晶質なテフラで，北は那珂台地から南は稲敷台地まで，広く分布する常陸台地の見和層サイクル 2 の指標テフラである．KtP は宇野沢ほか(1988)の HmP(常名軽石)に相当することがわかり，見和層サイクル 2 は筑波台地の木下層と対比されることになる．KtP は八郷盆地入口の標高 40m の地点では風成ローム層最下部に挟在するが，新治台地の HmP は海浜相中に，霞ヶ浦周辺ではラグーン相中に，行方・東茨城・鹿島台地では外浜相中に含まれる．KtP,HmP は MIS5e 後期の等時間面の指示と共に，常陸台地とその西側の丘陵との境界部における標高 40m の地形面が，常陸台地主部をなす地形面(標高 30m)とは異なる MIS5e 初期の段丘であることを示す．KtP は横山ほか(2004a)によって Nm-SB(沼沢芝原テフラ，鈴木ほか，2004)との対比案が示されているが，模式地の小美玉市貝谷および鉾田市鳥栖本郷の2地点の KtP の火山ガラスの主成分値では FeO,CaO が有意に異なっているので Nm-SB と対比されない可能性が高い．KtP,HmP は分布の西方ほど厚く粗くなることから，給源は常陸台地西方に求められよう．

2. TG と常磐沖海底コア KR0215-PC2-T7 テフラとの対比

南会津砂子原あるいは沼沢カルデラ起源と考えられている TG(田頭テフラ，鈴木ほか 2004)は常磐沖海底コア KR0215-PC2-T7 テフラ(菅沼ほか，2006)と火山ガラスの主成分値が良く一致しており，両者は対比される．常磐沖海底コアの年代モデルから TG は MIS5e/6 境界に降灰したと考えられ，鈴木(1999)が MIS5e/6 境界とした TG の降灰層準の見解は支持される．TG と常陸台地に産する幾つかのガラス質テフラを検討したが，TG と対比されるものは無いため，常陸台地は TG の降灰域外にあると思われる．

3. OiP および ArP の対比ー見和層サイクル 1 の年代と対比ー

常陸台地の見和層サイクル1の層準には 2 枚のテフラが挟在する．そのうちの上位に産するテフラは，かすみがうら市崎浜におけるカキ礁(横山ほか，2004b)の上位 3.6m の層準にある層厚 5-7cm の黄色粗粒軽石である．これと同様な軽石は出島台地や土浦周辺に存在し，宇野沢ほか(1988)が筑波台地で報告した上岩橋層の指標テフラである OiP(大岩田軽石)に相当すると思われる．

下位に産するテフラは ArP(荒谷軽石，横山ほか，2001)と呼ばれ，茨城町荒谷にて見和層中部層(坂本，1975)の礫層直上の泥炭層に挟まれる層厚 1m の粗粒軽石である．ArP は東茨城台地から行方・鹿島台地，霞ヶ浦南岸まで広く分布することが確認でき見和層サイクル1の指標テフラとして位置づけられるが，サイクル下部の開析谷充填層直上に見られ，開析谷が無い所では外浜浸食によって

失われ残っていないことが多い.

ArP,OiP の火山ガラスの主成分分析では, K_2O が Medium-K から High-K の領域に入り, 箱根起源では無いと考えられる. また粗粒で給源が近いと想定され, MIS6-5 にかけて活動が活発であった日光起源のテフラが候補として上げられる. MIS5e 以前の日光起源で南東に降灰し, 規模の大きなテフラとしては下位から Yg(矢口テフラ), Yt(矢板テフラ),Nm(行川テフラ)がある. その中で Yt は栃木県南部で MIS6 の河岸段丘とされる鹿沼面(鈴木, 2000)の段丘礫層を覆うローム層最下部に見られ, ArP の模式地である茨城町荒谷では, MIS6 の谷を充填した礫層である見和層中部層直上の泥炭層中に ArP が挟在する. ともに MIS5e/6 境界に降灰していることで, 層位から見ると ArP は Yt に対比される可能性があり, OiP は Ytの上という層準から Nm に対比される可能性がある.

そこで栃木県益子町谷井田において基盤を削る谷を充填する古期ローム層中に 1m の間隔で含まれる2枚の保存良好な粗粒テフラを見出したので, 火山ガラスの主成分分析を行った. このテフラの層厚はそれぞれ 1m で下位から YiP-1(谷井田第 1 軽石), YiP-2(谷井田第 2 軽石)と名付けた. この2枚のテフラは岩相と岩石学的記載の一致から Yt と Nm に対比される.

YiP-1,2 の分析値は, K_2O は High-K の領域にプロットされ, 火山フロントから遠い北関東起源であることを示し, Yt,Nmとの対比と整合する. ArP,OiPの火山ガラスの主成分分析値との比較は, データが分散し確実な対比は困難であるが, YiP-1,2 と大きく異なる成分は無い.

以上から ArP は Yt に対比される可能性が高く, OiP は Nm に対比される可能性が高い.

OiP は筑波台地での上岩橋層の指標テフラでもあることから, 筑波台地の上岩橋層は見和層サイクル1と同層準であり, その年代は MIS7.3 の清川層層準では無く MIS5e 初期になると考えられる. 筑波台地から土浦に伸びる上岩橋層下部の埋没谷は, 行方台地から鹿島台地を横断する MIS6 の大きな谷に繋がると考えるのが自然である.

4. MoP の産出層準ー笠神層サイクル 2 の年代と対比ー

常陸台地の見和層中部層および笠神層には角閃石型のテフラが産する. この時期の北関東の火山由来の角閃石型のテフラは MoP(真岡軽石), KdP(黒田原テフラ), Hr-Mz(榛名宮沢テフラ), MiP(箕原軽石)があるが, 友部丘陵や八郷盆地に広く産するのは MoP であり, 鹿島台地中部にまで達している. 常陸台地下部の笠神層サイクル 2(清川層に相当)の重要な指標テフラと位置づけられる. MoP 以外のテフラは到達していないか, 降灰域の方向が異なっていた可能性がある.

常陸台地における MoP の産出層準については異なる見解が出されているが(鈴木 1989, 横山ほか 2004a, 山元 2007), 実際には笠神層サイクル 2 の下部(海進期堆積体:TST)と上部(高海水準期堆積体:HST)そして見和層中部層の下部とそれぞれの層準から MoP が産することを確認した. その中で笠神層サイクル 2 の TST に挟まれる MoP が軽石の粒形を残しており, 笠神層サイクル 2 の HST および見和層中部層のものは, 軽石の粒形が残っていない産状を示す. これは笠神層サイクル 2 の TST に挟まれる MoP が, その後の海進期の外浜浸食によりサイクル 2 の HST に取り込まれたか, 見和層中部層を堆積させた河谷の浸食によって見和層中部層に取り込まれたものであろう. したがって MoP の降灰時期は笠神層サイクル 2 の TST 層準にあたり MIS7.4-7.3 の時期と判断される.

引用文献：横山ほか(2001)堆積学研究, 54, 9-20.
横山ほか(2004a)日本地質学会学術大会講演要旨, 300.
横山ほか(2004b)化石, 76, 32-45.
宇野沢ほか(1988) 筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図,139p.
菅沼ほか(2006)第四紀研究, 45, 435-450.
坂本(1975) 磯浜地域の地質(1/5 万地質図幅), 55p.
鈴木毅彦(1989)地理学評論, 62A, 475-494.
鈴木毅彦(1993)地学雑誌, 102, 73-90.
鈴木毅彦(1999)地学雑誌, 108, 216-230.
鈴木毅彦(2000)大志白遺跡群発掘調査報告書, 164-191.
鈴木毅彦ほか(2004)地学雑誌, 113, 38-61.
山元孝広(2007)地質調査研究報告, 58, 117-132.

O-3

犬吠層群倉橋層Kh6bテフラの分布と給源

中里裕臣（農村工学研究所）・中澤　努（産業技術総合研究所）

Hiroomi NAKAZATO and Tsutomu NAKAZAWA: Distribution and source area of the Kh6b tephra from the Kurahashi Formation, Inubo Group.

1．はじめに

千葉県北東部の銚子地域に分布する犬吠層群には数多くのテフラが挟在され，上総層群テフラとの対比が検討されてきた．これらのテフラの内，犬吠層群倉橋層中部のKh5a,bテフラ（酒井，1990）は，佐藤(2002)により火山ガラスの屈折率特性から上総層群笠森層の指標テフラ Ks11,10に対比された．Kh6b は酒井(1990)により Kh5b の上位 15m に記載されたガラス質細粒テフラである．旭市蛇園（Loc.1：図１）において今回確認した Kh6b は Kh5b の上位 8 mに位置する層厚10cm の淡桃色ガラス質細粒テフラである．銚子市森戸町（Loc.2：図１）で東京大学海洋研究所が掘削した銚子コア（Kameo et al.,2006)において，Kh6b に相当する層厚 6cm のテフラは Kh5b の上位 5.9m に認められる．Kh6b は，上位の Kh8.9 が下総層群地蔵堂層の指標テフラ J1 に対比され（中里ほか，2003），下位に Ks10,11 があることから上総層群笠森層上部～金剛地層の層準に相当するが，上総丘陵の上総層群からは対比候補は知られていない．しかし，数カ所の関東平野中央部のボーリングコア（図１）から Kh6b に対比されるテフラを確認し，火山ガラスの微量成分組成から給源に関する情報が得られたので報告する．

2．分析方法

露頭及びボーリングコアから採取したテフラ試料は，椀かけ及び超音波洗浄により粘土分を除去し．50 ℃以下で乾燥後 0.25-0.064mm の粒度の試料を分析に供した．火山ガラスの屈折率は，温度変化型屈折率測定装置 MAIOT（古澤地質調査事務所製）を用いて，1 試料につき 30 点以上を測定した．EPMA 分析には，エネルギー分散型 X 線分析装置 EMAX-5770（HORIBA 製）と走査線型電子顕微鏡 SEM S-2150（日立製作所製）を用い，加速電圧 15kV，試料電流 0.3nA で 4 μ m 四方の領域を約 150nm のビーム径により走査させ，200 秒間測定した．微量元素組成は，99.9%以上に純化した Loc.1 のガラス試料について ICP 発光分析法（吉川，1990）により求めた．

3．Kh6bの特徴

Loc.1 の Kh6b の火山ガラスは中間型を主として 1.500-1.503(1.501 モード)の屈折率を示し，主成分組成では FeO が 1.2wt%前後，CaO と K_2O が共に 1.5-1.6wt%を示す(表１)．このような組成を持つテフラは既往の分析値カタログ（町田・新井，2003；青木・町田，2006 など）には相当するものが無く，類例の少ない特徴といえる．ICP 発光分析法による微量元素組成では La/Y 比が 0.4 であり，東北日本起源の特徴（水野，2001）を示す(表 2)．

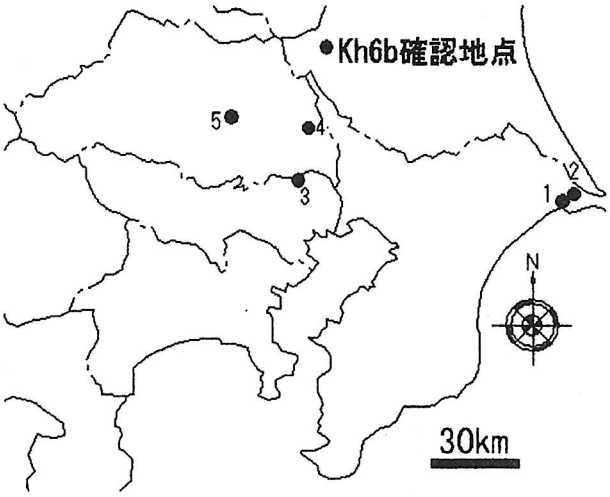


図１　調査地点位置図

4．Kh6bの対比

Locs.2 ～ 4 における分析試料は，火山ガラスの屈折率と主成分組成が Loc.1 の Kh6b とよく一致するため，Kh6b に対比できる（表１）．倉橋層では Kh5b（Ks10）と Kh8.9(J1)の間には今のところ上総丘陵の上総層群と対比できるテフラが無いため，Kh6b と Ks10 より上位の笠森層テフ

ラとの層位関係は不明である．Kameo et al.(2006)による銚子コアの酸素同位体比層序に基づけば，Kh6b 層準は MIS14 から 13 への移行期に相当する．

Loc.3 は東京都により中川低地で掘削された舎人公園ボーリングコアであり，深度 60.39m（標高-57.51m）を基底とする層厚 4cm のガラス質テフラが Kh6b に相当する．中川低地では東方向に B/M 境界面高度が急激に深くなる構造が知られており（東京都土木研究所，1996），この付近の上総層群及び東京層群の構造を把握する上で，Kh6b の認定は重要になると考えられる（中里ほか，2006）．

Loc.4 は産総研により中川低地北部に掘削された GS-KS-1 コアであり，深度 142.05m（標高-136.72m）を基底とする層厚 6cm のガラス質テフラが Kh6b に相当する（中澤ほか，2007）．ここでは Kh6b の上下で深度 161.36m には Ks11 が，深度 111.58m には下総層群地蔵堂層の指標テフラ J4 が確認されるが，Kh6b と J4 間には上総－下総層群境界として期待される大きな岩相変化が認められないことが指摘されている（中澤ほか，2007）．

Loc.5 は産総研により大宮台地南西部に掘削された GS-OK-1 コア（中澤・遠藤，2002）であり，深度 109.75m（標高-87.95m）を基底とする層厚 4cm のガラス質テフラが確認された．しかし，火山ガラスの屈折率は 1.500-1.504(1.501)と 1.520-1.525(1.523)のバイモードを示し，主成分組成により低屈折率のものが Kh6b に相当する．高屈折率のものは SiO_2 が 62.58wt%, Na_2O が 6.47wt%, K_2O が 6.08wt%とアルカリ岩系の性質を示す(表 1)．このような成分は他地点の Kh6b には認められない．本テフラの挟在層準は中澤・遠藤(2002)により F 層と区分され，中澤・中里(2005)の層序に従えば地蔵堂層以深に相当する．アルカリテフラの混在により対比の確実度は他地点より低いが，本テフラの一部が Kh6b とすると，本テフラの上位に上総－下総層群境界があることになり，層序区分の再検討が必要である．

5．おわりに

Kh6b はガラス質細粒テフラとしては類例の少ない主成分化学組成を持ち，上総層群上部の指標テフラとして今後の追跡が期待される．微量元素組成からは東北日本起源が推定され，給源の特定も課題である．なお，本研究では EPMA 分析は古澤地質，火山ガラス純化は京都フィッション・トラック，ICP 発光分析は三菱マテリアル資源開発の各社に依頼して行った．

表1 火山ガラスの主成分組成及び屈折率特性

Loc.No.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total		glass index
Name	wt%/sd	wt%/sd	wt%/sd	wt%/sd	wt%/sd	wt%/sd	wt%/sd	wt%/sd	wt%/sd	raw tota	n	mode
Loc.1	78.87	0.14	12.67	1.28	0.08	0.30	1.53	3.50	1.61	100.00		1.500-1.503
Kh6b	0.34	0.06	0.13	0.09	0.07	0.04	0.08	0.15	0.06	95.22	20	1.501
Loc.2	78.88	0.14	12.63	1.25	0.07	0.31	1.54	3.62	1.55	100.00		1.499-1.503
97.14	0.29	0.06	0.12	0.08	0.07	0.06	0.03	0.13	0.06	93.17	20	1.501
Loc.3	78.85	0.13	12.56	1.17	0.05	0.36	1.50	3.87	1.52	100.00		1.500-1.503
60.39	0.32	0.06	0.09	0.09	0.04	0.05	0.05	0.15	0.06	92.31	20	1.501
Loc.4	78.75	0.14	12.44	1.25	0.06	0.26	1.55	3.98	1.57	100.00		1.500-1.502
142.05	0.39	0.05	0.12	0.08	0.06	0.06	0.08	0.14	0.06	93.35	20	1.501
Loc.5	78.75	0.13	12.55	1.25	0.05	0.32	1.56	3.82	1.57	100.00		1.500-1.505
109.75a	0.29	0.07	0.12	0.11	0.07	0.06	0.07	0.15	0.06	91.35	17	1.501
Loc.5	62.58	0.22	18.84	3.97	0.19	0.33	1.31	6.47	6.08	100.00		1.520-1.525
109.75b	0.34	0.20	0.16	0.29	0.08	0.20	0.21	0.53	0.39	92.71	20	1.523

表2 火山ガラスの主成分及び微量元素組成

	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_2	Ba	La	Y	La/Y
Kh6b	0.17	11.43	1.42	0.08	0.22	1.56	3.94	1.68	0.02	490	14	34	0.4

引用文献：酒井(1990)宇都宮大教育学部紀要,23,1-34；佐藤(2002)第四紀学会講演要旨集,32,116-117；Kameo et al.(2006)Island Arc,15,366-377；中里ほか(2003)地質学会第 110 年学術大会講演要旨,3；吉川(1990)地学雑誌,99,743-758；町田・新井(2003)新編火山灰アトラス,336p；青木・町田(2006)地質調査研究報告,57,239-258；水野(2001)月刊地球,23,605-609；東京都土研(1996)，東京都地質図集 6；中里ほか(2006)月刊地球,28,17-23；中澤ほか(2007)地質学会関東支部第 1 回研究発表会講演資料集,71；中澤・遠藤(2002)大宮地域の地質,41p；中澤・中里(2005)地質雑,111,87-93

O-4

群馬県高崎市（GS-TK1）コア層序の再検討
Reconstruction of the stratigraphy of GS-TK1 core Takasaki City, Gunma Prefecture

竹本弘幸（日本大学）・中村正芳（埼玉県立本庄高）・下司信夫（産総研）
Hiroyuki TAKEMOTO(Nihon Univ)・Masayoshi NAKAMURA（Honjo highschool）・Nobuo GESI（AIST）

はじめに

首都圏陸域の長さ 80km を越える深谷断層系の北部地域の活動履歴と評価を目的として実施された高崎市根小屋の深度 145m ボーリングコア（GS-TK1）の層序については，須貝ほか（2000）によって報告されている．本発表では，現在，産総研で保管されている同コアを再検討し，岩野谷丘陵周辺の地質層序との比較を行ったので，その成果の一部を報告する．

調査地域周辺の地形および地質の概要（コア掘削地点は図１の◉）

岩野谷丘陵周辺の地形分類とコア掘削地点の位置を図１に，丘陵北縁地域の層序を図２に示す．丘陵は，後期中新世の板鼻層（100m＋）で構成され，これを不整合に覆って，中期更新世の野殿層（最下部：NomⅠ，下部：NomⅡ，中部：NomⅢ，上部：NomⅣ），黒雲母含有結晶質テフラを挟む吾妻ローム層（矢口ほか，1992 など）に覆われる．須貝ほか（2000）によれば，深谷断層の北部延長は同丘陵の東縁の烏川河谷付近に想定されている．

丘陵北部では，野殿岩屑なだれ堆積物１（NDA-１＝野殿下部）および２（NDA-２＝野殿上部）の堆積面は標高 270m 付近にあり，NDA がアバットした一部では，局所的地すべりが認められる（中村，2003）．ボーリング地点に隣接する同丘陵東側に分布する野殿層の堆積面は，北東へ緩く傾斜した標高 150~100m 付近にある（図１）．

コアの簡易観察結果と比較

1．**深度 17-35m の岩屑なだれ堆積物**：須貝ほか（2000）のＢ層，水野ほか（2001）で Ｅ層とされたものである．
この堆積物は，淘汰の悪い火山岩を中心に，山体を構成していた元の構造を残した不均質なブロックで，岩屑なだれ堆積物の特徴を持っている．また，これを覆って２つのユニットで構成された黒雲母を多量に含む結晶質テフラ（層厚 40cm）が認められた．鉱物組成は，bi>>ho，opx，qt などで，野殿層を覆う NC3，NC4（APm テフラ群上部：310ka）矢口ほか（1992）と同じ性質をもっている．この堆積物の特徴や被覆するテフラから，深度 17-35m の岩屑なだれ堆積物は，野殿層上部（Nom Ⅳ：NDA-2）相当層に対比できると考えられる．

2．**深度 35-70m の河川・湖沼堆積物**：須貝ほか（2000）のＣ層とされたものである．
ところどころに薄礫層や砂質シルト層・泥炭層を挟む河川・湖沼性堆積物から構成され，７枚のテフラが認められた．須貝ほか（2000）で既報の３テフラ（Tk-55，TE-5up，クレンザー：TE-5）に加え，榛名火山起源と考えられる粗粒のかんらん石斑晶を含むものや両輝石に加えて角閃石・カミングトン閃石・石英を含むテフラが確認できた．層位関係から野殿層中部（Nom Ⅲ）や中之条上部湖成層相当層に対比できると考えられる．

3．**深度 70-93m の岩屑なだれ堆積物**：須貝ほか（2000）のほぼＤ層にあたる．
本層準中の深度79-83mで，古地磁気測定によりBeta-eventを示す堆積物とされたものは，ブロックとして取り込まれた板鼻層起源と思われる成層した砂層と泥流の細粒基質部であり，上下を淘汰の悪い同質の礫や各種の安山岩ブロック，板鼻層起源の堆積岩ブロックなどを含む岩屑なだれ堆積物に取り込まれている．このことから，Beta-eventを含む堆積物である可能性は低いだろう．この堆積物は，約400kaのクレンザー（TE-5）に不整合で覆われ，約440kaのKs-5を覆っていることから，野殿層下部（NomⅡ:NDA-1)相当層に対比できると考えられる．

4．**深度 93-105m の河川・湖沼堆積物**：須貝ほか（2000）のＤ層最下部とＥ層とされたものである．
上部は黄灰から青灰色の砂質シルト層，下部は淡褐色から青灰色の凝灰質シルト層に泥炭層や薄礫層が挟まっており，河川・湖沼性堆積物から構成されている．この堆積物中には Ks-5 を含む７枚のテフラ層を挟む．主なテフラは，両輝石に角閃石と高温石英を伴っている．Ks-5 直上の泥炭層中には，小型の bw 型と str 型火山ガラスに角閃石を含む広域テフラが，直下には，角閃石を多く含み石英を伴う粒径数ミリの白色軽石が認められる．堆積物の特徴と挟まれるテフラとの層位関係から，野殿層最下部（NomⅠ）相当層に対比できると考えられる．

5．**深度 105-134m の堆積物**：須貝ほか（2000）のＦ・Ｇ・Ｈ層中部とされたものである．
桃紫色の固結した凝灰角礫岩で棒状のコアとして観察できる．下層にあたる－105m～－117.5m までは，榛名火山南麓の烏川右岸に広く露出する後期鮮新統～前期更新統の火山岩類の相間川層もしくは上部秋間層（久保ほか，2005）の岩相に類似しているが，詳細は検討中である．

まとめ

以上の記載に基づいて，GS-TK1 コアから復元された年代・堆積深度曲線と堆積速度は，図３のようにまとめられる．第四紀層とされた深度 105～140m の堆積物は，後期鮮新統～前期更新統の可能性があり，Ａ層下部からＥ

層は中期更新統中頃から後半の堆積物と考えられるが Beta-event は確認できない可能性が高い．野殿層の上面がかなり浅いところにあることから，過去 50 万年間におけるこの地域の沈降速度は等速ではなく，堆積域が形成され埋積された時期と埋積後から現在までのそれぞれの期間で変化した可能性が高い．また，榛名火山周辺では，内陸直下型地震と火山活動に伴う熔岩ドームの成長と崩壊などの土砂災害が数千年間隔で起こっており（図 1，図 4），火山活動と深谷断層による地殻変動の履歴と評価は，慎重に行う必要があるだろう．

文献：須貝ほか（2000）地調速報，no.EQ/00/2, 61-76.水野ほか（2001）活断層・古地震報告，1:77-86.矢口ほか（1992）第四紀,25,57-62.中村（2003）高崎市史通史編１,1-38. 中村ほか（1989）地質学会 96 年要旨，276.久保ほか（2005）群馬県土地分類基本調査「榛名山」24p.竹本（2008）地理評 81-6:印刷中.

謝辞：発表にあたり，保存コア観察の許諾や作業全般にわたりご支援を頂いた産総研の水野清秀さん，コアのサンプリング許可を頂いた杉山雄一活断層研究センター長に御礼申し上げます．

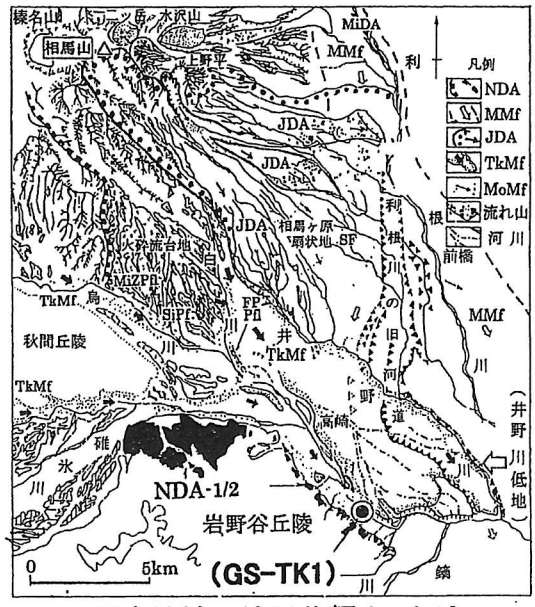


図1．調査地域の地形分類（◉印は，GS-TK1）

時代		層序		柱状図	鍵層	層相	層厚
第四紀更新世	中期	吾妻ローム層			CA	礫まじりの風成風化火山灰層からなる。黒雲母含有結晶質火山灰層を３層挟在する。	5m
		野殿層	上部			泥流堆積物からなる。火砕岩や最大100cmの複輝石安山岩角礫を含む。基質は軽石や材を含む	20m
			中部		クレンザー(TE-5)	凝灰質シルト～砂層および円～亜円礫層からなる。黒雲母を含有する軽石質火山灰層を挟在する。泥炭質シルト層から植物化石、昆虫化石を産出する。	6m
			下部			泥流堆積物からなる。最大100cmのカンラン石含有輝石安山岩角礫や火砕岩のブロックを含む。基質は軽石を多く含む。上部にシルト層を挟在	30m
			最下部		根小屋ヌカタカノス軽石	凝灰質ないし泥炭質シルト層、砂層および円～亜円礫層からなる。肌色ガラス質火山灰層や角閃石含有軽石層を挟在する。泥炭質シルト層からは保存のよい植物遺体化石や昆虫化石を産出する。	5m+
後期中新世		板鼻累層			館凝灰岩	礫岩・砂岩・シルト岩の互層からなる。本層の上部には、デイサイト質軽石凝灰岩や複輝石安山岩質軽石凝灰岩がみられる	100m+

図2．岩野谷丘陵の北縁部地域の層序．（中村ほか，1989；矢口ほか，1992）による

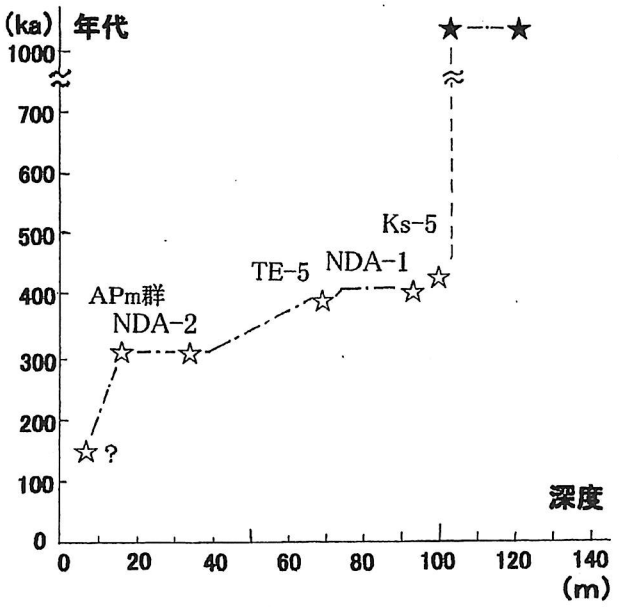


図3．GS－TK1層序の見直しによる堆積深度曲線と堆積速度（本研究）

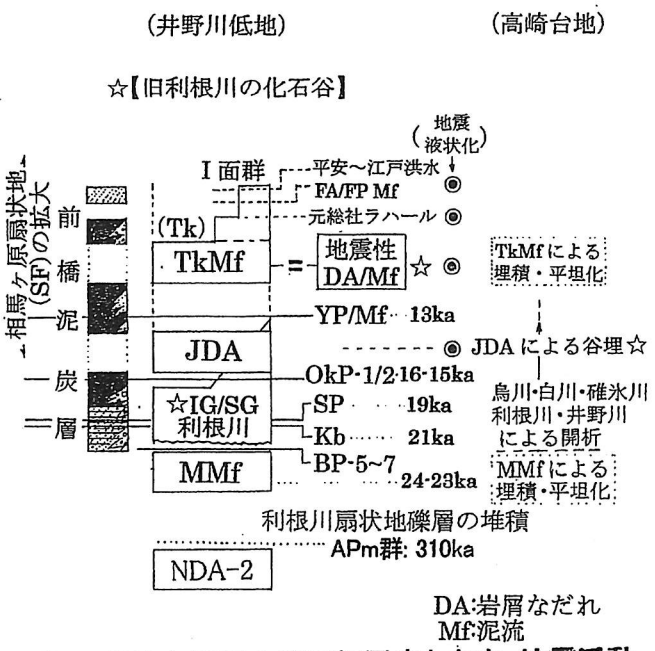


図4．高崎市周辺の第四紀層序と火山・地震活動

O-5　トカラ列島における後期更新世以降のテフラ

森脇　広（鹿児島大学）・永迫俊郎（鹿児島大学非常勤）
Hiroshi MORIWAKI, Toshiro NAGASAKO: Late Pleistocene and Holocene Tephras in the Tokara Islands, south Japan

南九州の鬼界カルデラから南方には，火山フロント沿いに第四紀火山島-トカラ列島-が南南東から北北西に線上に分布する．これらの諸火山は現在も噴気・噴煙活動を行っているものもあり，第四紀後期において活発なテフラ噴火が起こったことを示唆する．トカラ列島の第四紀テフラの層序・編年については，主に火山地質的，噴火史的視点からの報告がなされてきた．しかし，第四紀学的な視点からすると，ローカルテフラの層序・編年に加え，これらのテフラの広域対比，そしてそのためのテフラの確実な特徴づけにもとづく，高確度のテフラ同定が必要である．トカラ列島では，こうした視点に基づいた第四紀テフラの基本的な層序・分布が不明な島がまだあるし，さらに各火山島全体を通した第四紀テフラの対比・編年の試みはまだ十分なされているとはいえない．

この報告では，①トカラ列島の諸火山島，すなわち口之島，中之島，諏訪之瀬島，悪石島と口永良部島において，後期更新世・完新世の主要テフラの層序を提示し，さらにこの中で外来の K-Ah と AT の層位を明らかにし，トカラ列島全体のテフラ編年の特徴をみる．②口永良部島，口之島，悪石島で見いだされた規模の大きい 3 枚の降下軽石層について．火山ガラスの化学組成を求めて，それらの特徴づけを行い，南九州での広域対比の基礎資料を提供する．

各島のテフラを広域に及ぶ編年の枠組みの中に入れるのに，外来の広域テフラは大変有効である．ここで対象とする後期更新世後半・完新世については，トカラ列島は鬼界アカホヤ火山灰（K-Ah）と姶良-Tn 火山灰（AT）が比較的検出しやすい分布域にある．AT と K-Ah の検出によって，トカラ列島の後期更新世・完新世のテフラ編年を日本列島とその周辺地域の広域編年の枠組みの中に位置づけることができるので，トカラ列島の諸テフラ間での AT, K-Ah の層位の知見は重要である．今回，いくつかの島で AT，K-Ah を見いだした．これまでに報告されたこれらの広域テフラの知見と ^{14}C 年代資料と併せて，トカラ列島の後期更新世・完新世テフラ編年の基本的な枠組みを提示する．

今回の調査で，いくつかの島で比較的規模の大きい降下軽石層が分布することが明らかとなった．そうしたテフラは周辺の海域や南西諸島の島々，さらに九州島に飛散している可能性がある．今回，これらのテフラを広域に対比するための基礎資料として，テフラに含まれる火山ガラスの化学組成を求め，その特徴づけを行った．

テフラの識別・対比・同定は，給源火山周辺では層位や層相，特徴鉱物などよって可能であるが，給源火山から離れた遠方では，これらの指標は必ずしも十分ではない．これに対し，テフラ構成物の化学組成，とりわけ遠方に飛散しやすい火山ガラスの化学組成は，識別力が高く，大規模火砕流に伴う広域テフラの広域対比には広く適用されてきたが，中・小規模規模のテフラ同定には十分に適用されているとはいえない．"crypto-tephra"の広域的な検出など，近年のテフラ検出技術の進展にともない，中規模テフラもかなり広域に同定できる可能性が認められている．

大規模テフラに加えて，こうした中規模のテフラの広域対比は，これまでのテフラ編年の枠組みを格段に高精度なものにする．したがって，中規模のテフラに含まれる火山ガラスの化学組成を整備することは，南九州をはじめとする日本のテフラの対比，層序，テフラ編年，さらにこれに基づく人類史・自然史の編年の高精度化に大きく貢献する．こうした視点から，筆者らはトカラ列島外で，広域にわたって見いだされる可能性をもつ中規模降下軽石に注目し，これに含まれる火山ガラスの化学組成の特徴づけを行った．使用した機器は，鹿児島大学フロンティアサイエンス研究推進センターのX線マイクロアナライザーである．

ここで得た主な知見は以下の通りである．

1）口永良部島を含むトカラ列島の島々には，後期更新世以降において噴出した多数のスコリア質・軽石質テフラが存在する．AT，Ahの外来広域テフラの編年によると，口永良部島を含むトカラ列島の諸火山はK-Ah以後，顕著な軽石噴火がないという特徴がある．またスコリア噴火についても，諏訪之瀬島の歴史時代の文化スコリア以外は，規模の大きなものはない．

2) 後期更新世以降において比較的広域に飛散しているとみられるテフラは，口永良部島，口之島，悪石島にそれぞれ1枚ある．それらは給源火山周辺での厚さも5m以上と極めて厚く．大規模な広域テフラ並の珪長質テフラで，珪酸分に富み，大きな爆発的噴火の産物であるといえる．それらは遠方の薩南諸島の島々や南九州南部域に達している可能性がある．

3) それらのテフラの火山ガラスは特徴的な化学的性質をもち，化学組成からそれぞれのテフラの識別が可能である．南九州・南西諸島において，このような火山ガラスの化学的性質に基づいたテフラの識別・同定は，南九州・南西諸島のテフラの詳細な層序・編年と自然史・人類史の高精度編年をさらに進展させるであろう．

O-6

恐山火山カルデラ形成後の噴火活動史

岡島靖司[*1]・志村　聡[*1]・荒川武久[*1]・水上啓司[*1]・宮脇理一郎[*2]・百瀬　貢[*2]・小林　淳[*3]
([*1]リサイクル燃料貯蔵(株), [*2](株)阪神コンサルタンツ, [*3](株)ダイヤコンサルタント)

Yasushi OKAJIMA, Satoshi SHIMURA, Takehisa ARAKAWA, Keiji MIZUKAMI,
Riichiro MIYAWAKI and Mitsugu MOMOSE and Makoto KOBAYASHI;
Eruption history after the caldera formation on Osore-zan volcano

1. はじめに

恐山火山は，青森県下北半島のほぼ中央部に位置する活火山である．

恐山火山は，釜臥山と障子山からなる火山体と，それらの北方を南東－北西方向に連なる火山群(屏風山-朝比奈岳火山群)で構成され，この火山群を外輪山の一部として，直径約4kmの宇曽利カルデラを形成している．カルデラ内の北部には，剣山，鶏頭山等の溶岩ドーム群のほか，剣山を取り囲むように火砕丘が分布し，溶岩ドーム群周辺では微弱な噴気活動が認められる(図 1).

桑原・山崎(2001)等によると，宇曽利カルデラは，正津川軽石流(約 14 万年～約 22 万年前; 桑原，2006)の噴出に伴って形成し，カルデラ形成後は，降下テフラや火砕流の噴出，溶岩ドームの形成等が継続したとされる．ただし，これらの層序や噴出年代等には不明な点が多く，詳細な噴火活動史は把握されていない．

本研究では，恐山火山周辺の地表地質踏査やカルデラ内でのボーリング調査結果に基づき，恐山火山起源の噴出物の層序とその噴出年代を明らかにした．そして，カルデラ形成後の噴火活動史とその時間変化の特徴を検討した．

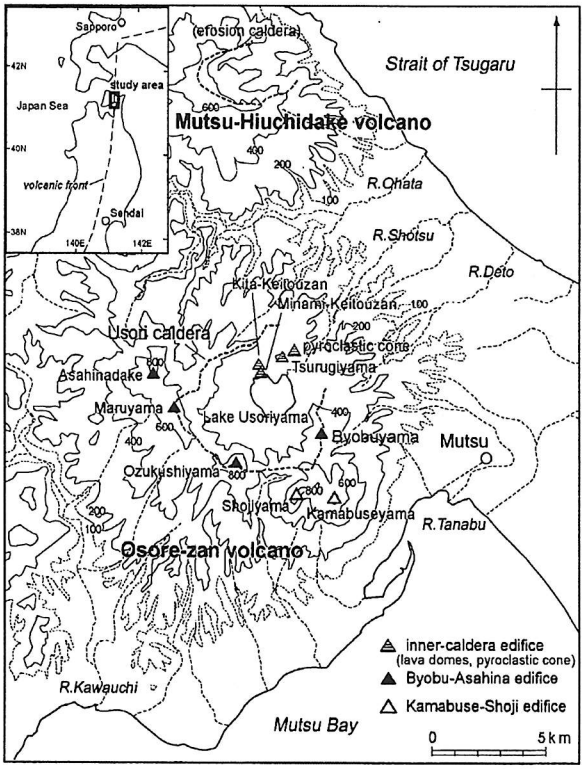


図 1　恐山火山の地形

2. 噴出物の層序と噴出年代

本調査で確認した噴出物とその年代を以下に示す．なお，年代値については，噴出物の層位関係，FT 年代及び TL 年代値のほか，下北半島周辺に分布する海成段丘と降下テフラとの被覆関係等をもとに推定した(表 1).

(1) 恐山火山周辺に分布するテフラ群

恐山火山周辺に分布する降下軽石及び火砕流堆積物として，下位より，カルデラ形成に関与した Os-2 とそれに伴う正津川火砕流(Os-Sh; 約 27 万年前)，二又沢火砕流(Os-Ft; 約 24 万年前)，Os-3(約 23 万年前)，Os-4(約 22 万年前)，Os-5(約 22 万年前)，関根第 1 及び第 2 火砕流(Os-Sk1, Os-Sk2; 約 21 万年前）及び Os-6(約 20 万年前)が分布する（以上，新称)．これらのテフラは，斑晶鉱物として斜方輝石と単斜輝石のほかに普通角閃石を含むこと，上位のテフラほど火山ガラスの屈折率が低い値を示すとい

った特徴を有する．なお，これらのテフラの間には，マグマ水蒸気噴火に伴う火山豆石を含む細粒～中粒火山灰の細互層が多数挟在する．

さらに，これらのテフラの上位には，洞爺テフラ(Toya)及び阿蘇 4 テフラ(Aso-4)，宮後テフラ(約 6 万年～約 8 万年前；新称)が認められる．宮後テフラは，変質した火山礫(径数 mm)を含む細粒火山灰層であり，火山ガラスや新鮮な岩片等を含まないことから水蒸気噴火に伴う降下テフラと考えられる．

(2) 宇曽利カルデラ内の噴出物

宇曽利山湖の北岸に分布するカルデラ噴出物は，主に安山岩質～デイサイト質の溶岩ドーム及び火砕丘で構成される．これらの噴出年代は，火砕丘で約 20 万年前，南鶏頭山で約 18 万年前，北鶏頭山で約 11 万年前，剣山で約 8 万年前と考えられる．

また，宇曽利山湖岸で実施したボーリング調査では，最近 6 万年間の堆積物が確認されたが，火山噴火に伴う堆積物としては，約 2 万年前に噴出した水蒸気噴火による降下火山灰(鬼石テフラ；新称）のみであった(荒川ほか参照;本要旨集)．

3. 恐山火山の噴火活動の時間変化

カルデラ形成後の噴火様式に着目すると，恐山火山の噴火活動は，以下のような時間変遷を有していることが明らかになった(表 1)．

①火砕流活動期(約 27 万年前～約 20 万年前)；降下軽石及び火砕流の噴出
　(マグマ噴出量；約 1.26km^{3}DRE，噴出率；約 0.18km^{3}DRE/万年)

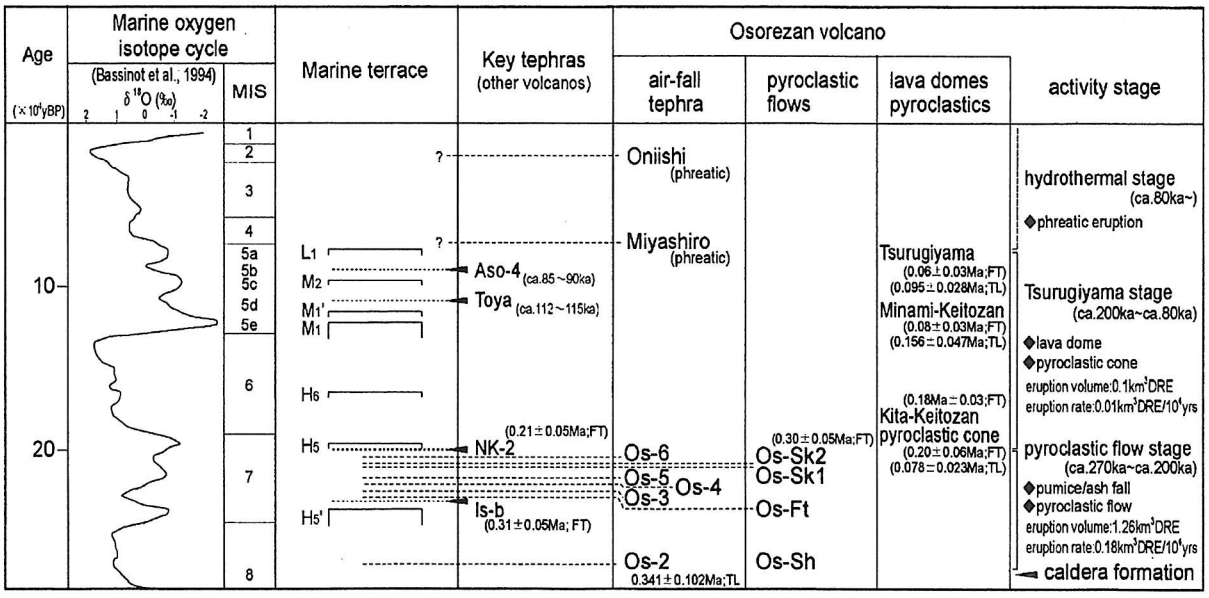
②剣山活動期(約 20 万年前～約 8 万年前)；火砕丘，溶岩ドームの噴出
　(マグマ噴出量；約 0.1km^{3}DRE，噴出率；約 0.01km^{3}DRE/万年)

③熱水活動期（約 8 万年前以降)；マグマが直接関与しない噴火活動

以上のように，カルデラ形成後の噴火活動は，降下軽石・火砕流の噴出した爆発的な噴火活動から，噴出量を減じながら，溶岩ドーム等を噴出した比較的静穏な噴火活動へと変化し，最近 8 万年間については，マグマが直接関与しない活動が継続していることが明らかとなった．

［引用文献］桑原･山崎(2001)火山, 46, 37-52, 桑原(2007)地質学雑誌, 112, 294-297

表 1 恐山火山カルデラ形成後の噴火活動史



O-7　恐山火山宇曽利カルデラ内で確認した最近6万年間の堆積物

荒川武久[*1]・岡島靖司[*1]・水上啓司[*1]・宮脇理一郎[*2]・青木道範[*2]・小林　淳[*3]
([*1]リサイクル燃料貯蔵(株), [*2](株)阪神コンサルタンツ, [*3](株)ダイヤコンサルタント)

Takehisa ARAKAWA, Yasushi OKAJIMA, Keiji MIZUKAMI, Riichiro MIYAWAKI, Michinori AOKI and Makoto KOBAYASHI;

On deposits during the late 60kys in the Usori caldera of Osore-zan volcano

1. はじめに

恐山火山では，約 27 万年前に Os-2 及び正津川火砕流の噴出に伴って宇曽利カルデラが形成された後，約 8 万年前までカルデラ内を給源としたマグマ噴火を繰り返した．それ以降では，約 8～6 万年前に発生した水蒸気噴火に伴う降下テフラ(宮後テフラ)を東麓で確認できるのみである(以上，岡島ほか参照; 本要旨集).

現在，宇曽利山湖北岸では噴気活動が認められ，宮後テフラ以降も小規模な噴火活動が発生した可能性が考えられる．しかし，カルデラ内は露出状況が悪く，地表地質調査では，噴火活動の有無に係る情報を得ることが困難である．そこで，最近数万年間における詳細な噴火活動史の把握を目的として，宇曽利山湖湖岸の 3 地点(US-W 孔，UE-E 孔，US-S 孔)においてボーリング調査を実施した(図 1).

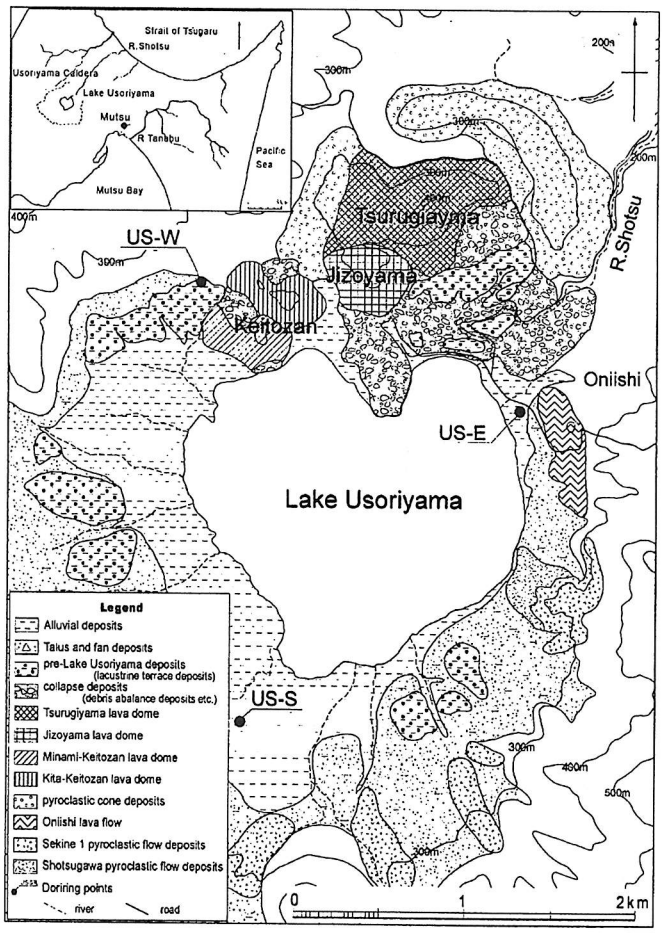


図 1　宇曽利カルデラ内の地質図

2. 宇曽利カルデラ内の地質状況

宇曽利山湖の北側には，剣山，地蔵山，北鶏頭山及び南鶏頭山を構成する溶岩ドーム群と，剣山を取り囲む火砕丘が分布する．剣山の南麓には，この溶岩類や火砕物をブロック状に取り込んだ小規模な岩屑なだれ堆積物が分布する．また，湖の周囲には，標高 230m 程度の湖岸段丘状の平坦面が分布する(図 1).

(1) ボーリング調査で確認した堆積物

ボーリング調査で確認した堆積物は，下位から，土石流状堆積物，河成堆積物，陸成～扇状地性堆積物等からなる下部層，湖成堆積物からなる中部層(湖岸段丘構成層に相当)，陸成～扇状地性堆積物からなる上部層に区分される(図 2).

下部層は，全体に変質しており，安山岩質～デイサイト質の岩片や軽石の亜円礫を含む淘汰の悪い粗粒砂層や礫層を主体として，シルト層や砂層等を挟在する．中部層

は，成層構造が発達するシルト及び砂と腐植質シルトの互層で構成され，US-E 孔深度 10.26m 付近と US-E 孔深度 9.50m 付近の不整合面を境に，下位にはシルト優勢層(中部層 1, 1'：中部層 1'は Us-W 孔のみに分布)が，上位には砂優勢層がそれぞれ分布する(中部層 2, 3)．また，US-W 孔深度 4.60m 以浅の陸成～扇状地性堆積物と一部指交関係にある．上部層は，不明瞭な層理を有する礫混じり砂層で，腐植質シルトの薄層を挟在する．US-E 孔深度 1.8m 付近には，層厚約 40cm で，淘汰の良い粗粒火山砂層が挟在する．これは角張った岩片や鉱物で構成されるが，火山ガラスを含まず，全体に変質していることから，水蒸気噴火に伴う降下テフラ(鬼石テフラ)と考えられる．

(2) 堆積物の年代

^{14}C 年代測定及び花粉分析結果より，中部層 1 は>41000yBP，中部層 1' は 43980±850 yBP～33940±300yBP で，ともに温暖期の花粉帯を有することから MIS3 相当の堆積物と考えられる．中部層 2 及び中部層 3 は，30370yBP±300yBP～8190±70yBP で，中部層 2 では寒冷期，中部層 3 では温暖期初期の花粉帯を有することから，それぞれ MIS2，MIS1 初期相当の堆積物と考えられる．一方，上部層は，6450yBP±40yBP～520±50yBP で，温暖期の花粉帯を有することから MIS1 相当の堆積物と考えられる．

なお，鬼石テフラの噴出年代は，同テフラの下位で 21870±130yBP，上位で 17800±100yBP，12200±40yBP の ^{14}C 年代値を示すことから，約 2 万年前と考えられる．

3. 考察

ボーリング調査では，最近 6 万年間の堆積物をほぼ連続的に確認できたが，火山噴火に伴う堆積物は，水蒸気噴火による鬼石テフラ(約 2 万年前)のみであった．このことは，恐山火山では，約 8 万年前のマグマ噴火(剣山溶岩ドーム)を最後として，マグマが直接関与しない熱水活動が継続していることを示している．

また，宇曽利山湖では，湖岸段丘や中部層中の不整合の存在から，約 3 万年前と約 2 万年前等に，比較的規模の大きな水位変動があったと考えられる．この要因として，寒冷期における降水量減少のほか，噴火活動や地震活動等に伴う湖水流出等が考えられるが，詳細は不明である．

［引用文献］
岡島ほか，本要旨集

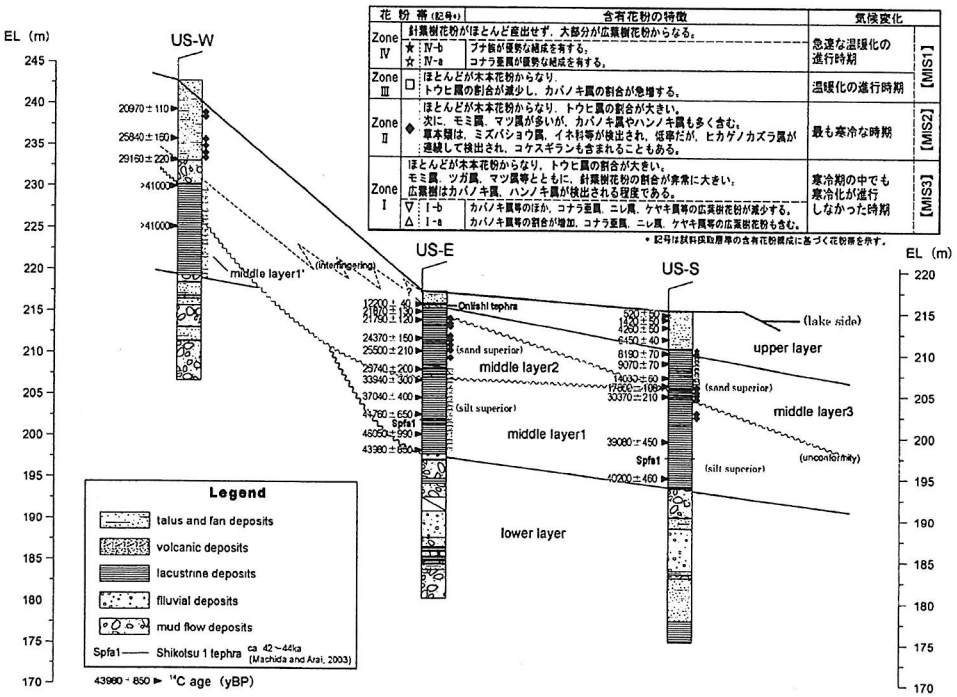


図 2
宇曽利山湖岸のボーリング調査で確認した堆積物の模式対比図

O-8 ウィグルマッチング法による榛名渋川噴火の年代決定（再検討）

中村賢太郎（パレオ・ラボ）・早川由紀夫（群馬大学）
藤根久（パレオ・ラボ）・伊藤茂（パレオ・ラボ）
廣田正史（パレオ・ラボ）・小林紘一（パレオ・ラボ）
Kentaro Nakamura, Yukio Hayakawa, Hisashi Fujine, Shigeru Itoh, Masashi Hirota, Koichi Kobayashi; Age Determination of Haruna-Shibukawa Eruption by Wiggle-matching Method

1. はじめに

群馬県榛名山に起源を持つ榛名二ツ岳渋川テフラ（以下 FA）の降下年代は、考古学の方法により6世紀第1四半期と推定されている（坂口，1986・1993）。年代推定の根拠は、FAと考古資料との層位関係である。ただし、5～6世紀は文字史料により絶対年代を裏付けられる考古資料が乏しく、考古資料が指し示す年代にはあいまいさがある。そのため、FA降下年代を考古学以外の方法により確認することが必要である。本発表では、FAに含まれていた倒木3本を試料として ^{14}C 年代測定とウィグルマッチングを行った。

2. 試料

試料が産出したのは群馬県渋川市の榛名二ツ岳東側山腹にあたる標高 696m の大規模寺院建設現場である。この地点のFAは下部の小豆色火山灰と上部の火砕流（熱雲）堆積物からなり、小豆色火山灰の厚さは3～4mと見られる。工事に伴って地下約5mの小豆色火山灰の中から多数の倒木が発掘された。

倒木の中から3本を放射性炭素年代測定用に採取した。樹種はBK926Aがカエデ属、BK926Bがブナ属、BK928D（大樹幹）がハンノキ亜属である。木材組織は、春から夏の成長期に形成された早材と夏の終わりに形成された晩材からなるが、3本とも全て晩材で成長が止まっている。

したがって、産状を考慮すると3本の倒木はFA降下により同時に成長が止まったと考えられる。

3. 方法

試料は年輪を5年ごとに切り出して、ひとつ置きを測定対象とした。BK926Aは最外年輪から85年目年輪までの10試料、BK926Bは最外年輪から85年目年輪までの10試料、BK928D（大樹幹）は、年輪幅が狭く分割が困難だった外側の30年輪を除き、31年目から155年目年輪までの13試料を測定対象とした。

試料について超音波洗浄と酸・アルカリ・酸処理による不純物除去を行い、次に CO_2 ガス化と精製を行い、水素還元によりグラファイトを生成した。

^{14}C 年代測定はパレオ・ラボのAMSシステムを用いて行った。

得られた ^{14}C 年代について、IntCal04による較正曲線を使ってOxCal3.10に

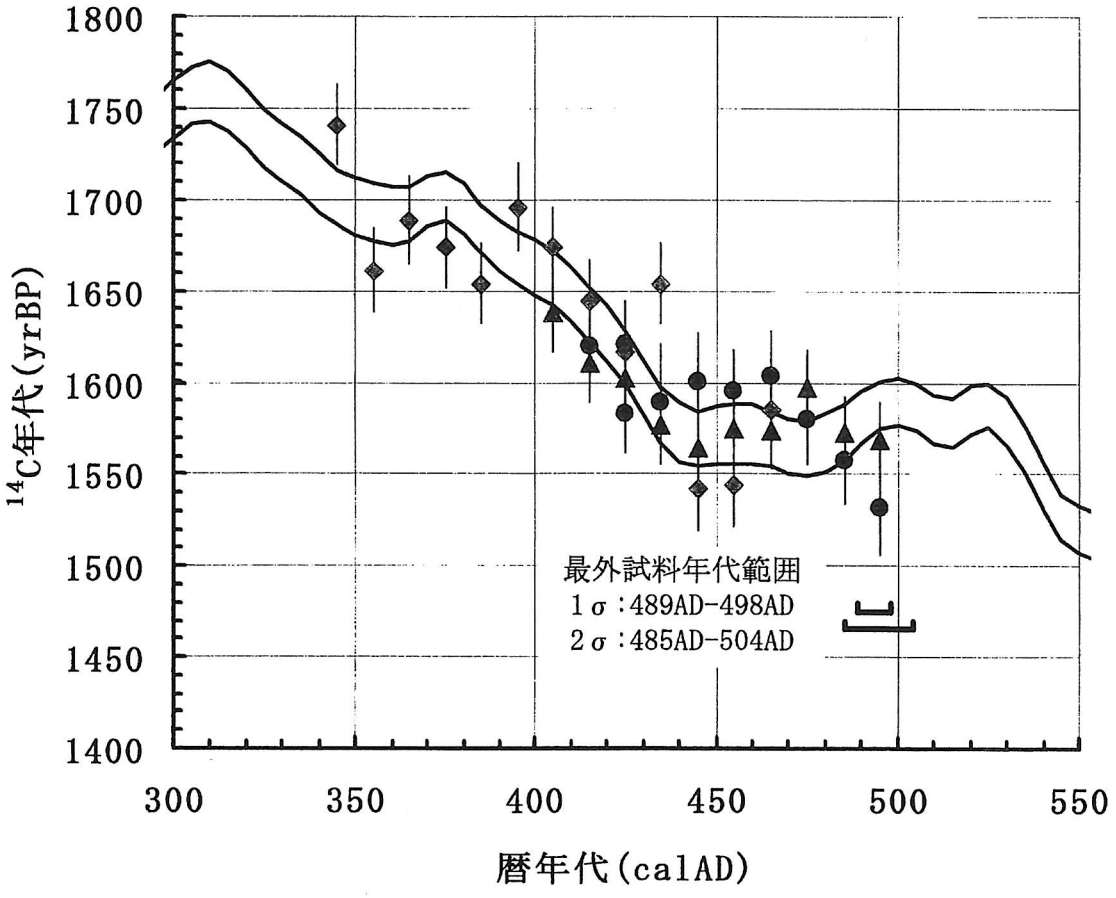
よりウィグルマッチングの計算をおこなった。今回は倒木3本が同時に成長を停止したと考えられることから、3本の最外年輪を同年とみなし、3本分のデータを統合して較正曲線とのマッチングを行った。

4. 結果

ウィグルマッチングの結果、倒木最外年輪の1σ暦年代範囲は489-498 calAD（495／＋3／－6 calAD）である。2σ暦年代範囲は 485-504 calAD（495／＋9／－10 calAD）である。

5. おわりに

FAの中から得られた倒木3点を試料として^{14}C年代のウィグルマッチングを行った結果、従来6世紀第1四半期だと推定されていたFA降下年代は5世紀末の495／＋3／－6 calADだったと結論付けられる。



ウィグルマッチングの結果

引用文献:坂口一(1986)荒砥北原遺跡・今井神社古墳群・荒砥青柳遺跡,103-119,群馬県教育委員会編. 坂口一（1993）火山灰考古学，151-172，古今書院.

O-9　ウイグルマッチングによる房総半島館山平野のイベント堆積物の年代

大里重人(土質R)，藤根久(パレオラボ)，石綿しげ子(基礎地盤C)，
藤原治(産総研)，遠藤邦彦(日大)

Shigeto Osato；Hisashi Fujine；Shigeko Ishiwata；Osamu Fujiwara；Kunihiko Endo

Age of event deposit in Tateyama Plain, Boso Peninsula estimated from wiggle-matching analysis

1．はじめに

館山平野を流れる平久里川に沿っては蛇行帯が発達し，古墳期以降の旧河道が比高の小さな河岸段丘を形成している．平久里川と滝川が合流する付近の工事現場において，この最低位の段丘面を構成する堆積物から流木を多く含む乱雑な堆積物が見出された．この蛇行帯は沼Ⅱ面やⅢ面群を切っているが，元禄面との関係ははっきりしない．このイベント性の堆積物について，含まれる材化石を用いてウイグルマッチングによる放射性炭素年代測定を行い，その年代決定法の可能性を試みたので報告する．

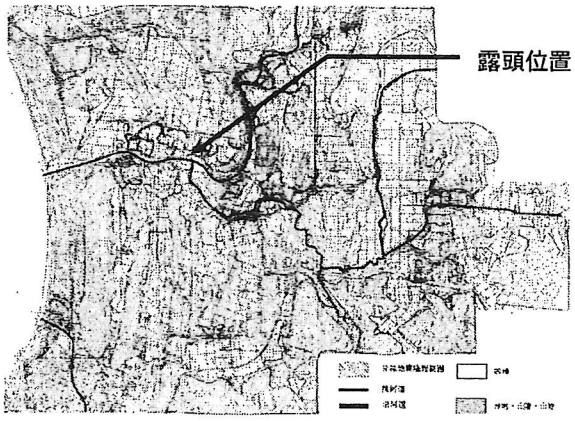


図1　位置図

2．災害履歴とイベント性堆積物

館山周辺においては，歴史地震も含め完新世中期以降の津波堆積物が何層も確認されている．藤原ほか（1997, 2006 など）により津波堆積物が数多く報告されており，館山平野内においても，元禄地震による津波堆積物や，7600 年（T1）～2600 年(T7)前の津波堆積物が確認されている．津波は当時の河川沿いを中心にして内陸側に遡上したことが予想されるが，一方，河川沿いには高潮の波及や上流からの洪水の影響も起こりうる．事実，18 世紀から 19 世紀にかけてのイベントとして可能性のある記録としては，1703 年(元禄地震)，1707 年(宝永地震)，1782 年(天明小田原地震)，1732 年(関東地方大水害)，1776 年、1777 年(安房相模伊豆の海嘯)，1786 年(関東地方大洪水)などが存在する．

露頭のある段丘面は下流側に元禄面に続くか，あるいは元禄面を切り込む関係に見えるが，明瞭ではない．層序は，表層から褐灰色シルト混じり細砂層が露出し、下位に向かって細粒砂を挟む褐灰色シルト層が層厚 0.5m程度あり、レンズ状に層理を発達する青灰色極細粒砂層～細粒砂を層厚 0.2m程度挟み、一部に逆級化がみられる。この下位の青灰色シルトは層厚 0.02～0.2m程度と変化する。最下位の砂礫層は層厚 1.0m以上あり、シルト層や砂層を挟み、上部層厚 0.35m程度は赤褐色～青灰色と色調変化が著しい。イベント性堆積物は，河床礫層を覆い，厚さ 1.5m 前後で下位より砂，砂質シルト，シルトからなるが，泥層の中に粗粒な礫の密集部が含まれたり，砂層中に泥塊が含まれたりし，堆積構造の乱れが数多く認められる．

イベント性堆積物内で年代測定を行った最も太い材（材 1）は礫層の直上に横倒しになって産出した

もので，保存よく明瞭な年輪を示した．材 1，材 2 ともアカマツあるいはクロマツ（マツ属複維管束亜属）で，材 1 は 22 年の年輪が確認され，材 2 は年輪 13 年の年輪が確認された．これら材 1，材 2 の最外 5 年輪を測定に供した．

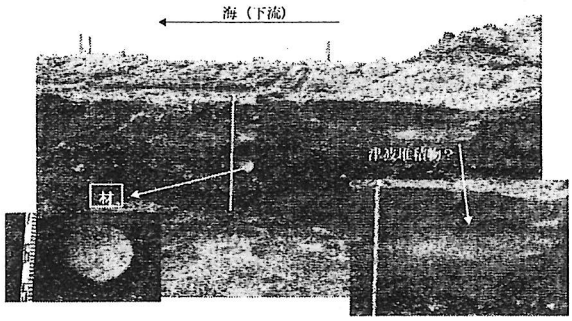


写真 1　材 1 の堆積状況

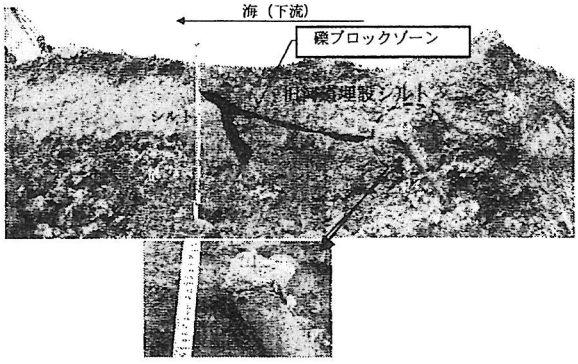


写真 2　材 2 の堆積状況

3．ウイグルマッチングによる年代決定とイベント性堆積物

近年パレオラボ AMS 年代測定グループは，浅間火山天明の泥流で埋没した家屋の床柱（伊藤ほか，2007），榛名火山の FA 火山灰に埋没した材（中村ほか 2008）を用いて，ウイグルマッチングによる年代決定を試みた．

本研究ではこれらを参考に材 1 と材 2 を対象に ^{14}C 年代測定を実施したが，対象となる年代が複数想定されている．(図 2)

現段階では 17 世紀後半，18 世紀前半，19 世紀前半，20 世紀前半などの可能性があり，さらに絞込みをするため，ウイグルマッチングによる測定を進めている．

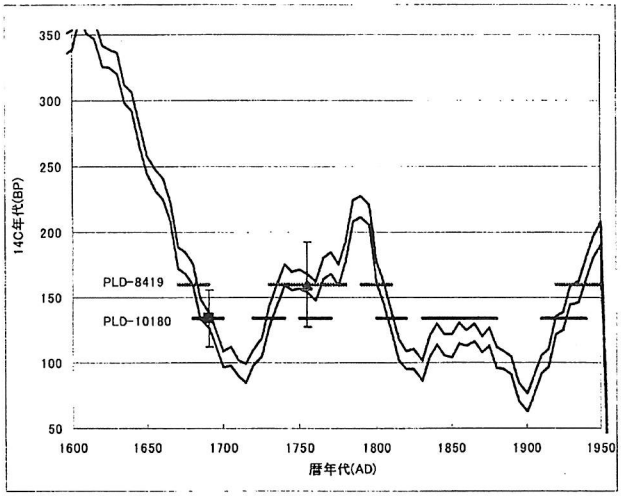


図 2　^{14}C 年代を暦年代に較正した年代範囲

イベントの成因は，様々な可能性があるため過去のイベントを正確に記載し，その過程をできるだけ正確に理解することが大事であり，そのため年代の決定には精度の向上が要求される。

引用文献

藤原ほか (1997) 第四紀研究 36, 73-86. 藤原ほか（2006）第四紀研究 45, 235-246. 伊藤ほか（2007）日本文化財科学会第 24 回大会要旨集, 54-55. 中村ほか（2008）日本文化財科学会第 25 回大会研究要旨集.

参考文献

中村俊夫（2000）日本先史時代の ^{14}C 年代 3-20. Ramsey, C. B.（1995）The OxCal Program. Radiocarbon37, 425-430. Ramsey, C. B.（2001) Radiocarbon43, 355-363. Reimer, P. J. et al（2004）IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration46, 1029-1058. 東京府 (1938) 日本の天災地変，宇佐美龍夫 (2003) 最新版日本被害地震総覧 [416] -2001. 渡辺偉夫 (1998) 日本被害津波総覧 (第 2 版). 千葉県郷土史研究連絡協議会 (1984) 房総災害史. 千葉県安房郡役所 (1926) 安房震災誌.

O-10 房総半島における元禄関東地震後の影響

村岸　純（首都大学東京・院）

Jun MURAGISHI ; Subsequent influence of the Genroku Kanto earthquake in Boso peninsula, central Japan.

1．はじめに

元禄関東地震（以下，元禄地震とよぶ）は，元禄十六年十一月二十三日丑の刻(1703年12月31日午前2時頃)に発生した地震である．安房・上総・武蔵・相模の諸国に多くの被害を出した大地震である．

地震の規模はM7.9～8.2，関東地方の南部を中心に強い地震動が広範囲に生じ，被害状況から，関東地方の南部の広い範囲で震度6相当，相模湾沿岸地域や房総半島南端部では震度7相当の揺れであったと推定される(宇佐美;2003)．

また，大津波が襲来し，元禄地震・津波による死者数は，房総半島の沿岸だけでも，6,500人以上であるといわれている．地震後の余震は年を越えても止まず，翌元禄十七年三月には「宝永」と改元されている．

2．研究目的

本研究では房総半島における元禄地震のその後の影響を明らかにすることである．主に歴史史料を用い，元禄地震が人々に与えた影響を考察していく．歴史史料は千葉県史，各市町村史，博物館所蔵のものを使用した．

3．漁業への影響

柳沢吉保の日記『楽只堂年録（らくしどうねんろく)』に元禄地震の記録がある．集落が海に近かった漁村では津波の被害が大きく，相浜村（現館山市）では村人63人を含む86人が犠牲になった．ほかにも76艘の船と700帖の網も流され，多くの漁業資本も失っている．

現在館山市となっている旧北条村の影響が『北条村史』に記載されている．北条村の被害状況を貞享十一（1726）年差出明細帳によると，「元禄十六未年大地震にて干潟に罷り成り、塩稼ぎ成り難く、畑に仕り候」「大地震にて浦方悪敷罷り成り、段々不猟相続き候」とある．北条村内の塩場も陸化してしまったので，塩田や漁業への被害も大きかった．漁業については，漁業年貢の請負人も不漁となったので，職務を放棄して生国へ帰ってしまい，漁業は次第に衰退していった．

享保十一（1726）年～文化二十一（1815）年の定着期（古田；1996）には，地引網を用いた九十九里平野沿岸など，砂浜海岸の出漁がほとんど消滅してい

る．この原因を館山湾の安房国平郡真倉村（現千葉県館山市真倉町）についてみれば，次の史料があげられる．「（前略）其後元禄一六未ノ十一月廿二日ノ大地震ヨリ海浅ク成テ此地引場ニ漁事次第ニ薄ク成リ終ニ此浦捨テリ」

これによれば，すでに荒居（1970）が指摘した元禄地震の被害に伴う出漁の衰退以外に，海岸の隆起など海岸地形の変化によって地引網漁業が操業不能となり，出漁がみられなくなったことがわかる．

4．牧場への影響

地震の影響は牧場にも生じた．里見氏が有していた嶺岡牧は当初西牧・東牧の二つであったが，享保年間（1716～36）以降西一牧・西二牧・東上牧・東下牧・柱木牧の五牧となった．

元禄十六（1703）年の野馬捕では150頭の野馬が確認されたが，同年の元禄地震による野馬の死亡，地形の変化などの被害が重なって衰退の一途をたどっていった．

5．まとめ

地震のその後の影響として，漁業への影響を明らかにした．漁船・漁具の流失による衰退もある．隆起地域（南房総南端部）では，港が使えなくなったことも原因の一つである．南房総北部地域では漁業に影響はさほど出ていない．このことから北部地域では地殻の上下変動は小さいと考えられる．江戸時代中期の房総半島には，鰯を求め関西から漁民が進出していた．元禄地震によって，彼らは帰国していった．元禄地震は漁業衰退をもたらし，地震後も影響を与え続けたということができる．

また，幕府の牧場にも影響が及んだことも明らかになった．

歴史地震の研究を行なう際，人的・物的被害や地形変化等の従来の研究の他にも，地震後の影響を考察することも有意義であろう．

6．主な参考文献

荒居英次『近世の漁村』　日本歴史叢書26　日本歴史学会　1970

宇佐美龍夫『最新版日本被害地震総覧』2003　財団法人東京大学出版会

千葉県立安房博物館／編集『地震と津波』　2003

都司嘉宣　元禄地震（1703）とその津波による千葉県内各集落での詳細被害分布　歴史地震第19号（2003）8-16

東京大学地震研究所『新収日本地震史料』第二巻別巻　東京大学地震研究所編 1982

古田悦造『近世魚肥流通の地域的展開』　古今書院　1996

このほかに，千葉県史，各市町村史・史料集を参考とした．

O-11　房総半島，湊川流域に分布する酸素同位体ステージ3の海成段丘

菊地隆男（立正大学地球環境科学部）・清永丈太（東京都建設局）

Takao KIKUCHI and Jota KIYONAGA : Oxygen Isotope Stage 3 Marine Terraces distributed in the Drainage Basin of River Minato-gawa, Boso Peninsula, Central Japan

Ⅰ．はじめに

房総半島中部，湊川の流域において，酸素同位体ステージ3（MIS3）に形成されたと思われる時代が異なる複数の段丘を確認し，段丘を構成する堆積物から海成層と判断した．一部の露頭からは泥炭質粘土層を発見し，年代測定，花粉分析も行なったので，その結果を報告する．しかし，分布が極めて限られており，露頭の状態も思わしくなく，今後の調査に待たねばならない部分も多い．

Ⅱ．酸素同位体ステージ3の海水準について

MIS3の高海面期における海水準は，ヒュオン半島の隆起サンゴ礁の高度と年代などから-30～-40m（Bloom *et al.*, 1974）とされていた．しかし，海洋酸素同位体比の曲線が海水準変動をも表すとの考えから両曲線を比較すると，MIS3 の海水準は-75～-60mとなり調和的でない（Shackleton,1987）．大村ほか（1995）は異なる試料や異なる分析法による結果，MIS3 海水準は-60～-80mとなり，矛盾はなくなったとされた．

一方，演者等（菊地ほか，1996：桑原ほか，1999）は房総半島東部，夷隅川流域におけるMIS3 の海成段丘とその海成層を報告し，^{14}C 年代（3.1～3.3 万年前）や堆積物を覆うAT 火山灰層などから，これらの地層が MIS3 に形成されたこと，海成沖積面の隆起速度から推して，当時の海水準は－30m前後にあったとした．また菊地（2001）は，房総半島大房岬において三崎面（MIS5a）より低位の海成段丘面を複数確認し，MIS3期の古海水準を－30m前後とした．古海水準問題の解決は，具体的的なデータをより多く集めることが必要である．

Ⅲ．湊川流域の海成段丘

MIS3期の海水準がどの高度にあるにせよ，これらの証拠を記録する海成層や海成段丘は，かなりの隆起速度をもつ地域でないと現海面上に現れない．本邦においては南関東，特に房総半島南部は隆起運動が著しく，そのような海成層や海成段丘が海面上に現れる可能性が高い．今回演者らは房総半島南部湊川流域において，後期更新世に形成されたと思われる，少なくとも3面の海成段丘面とその堆積物を確認した（図1）．これらの面を高位から湊川1面，湊川2面，湊3面と仮称する．段丘面の高度は湊川1面が 50～60m，湊川2面が 40～46m，湊川3面が 36～38mである．

これらの段丘の表面には関東ローム層が覆うことは確認されたが，段丘構成層を確認

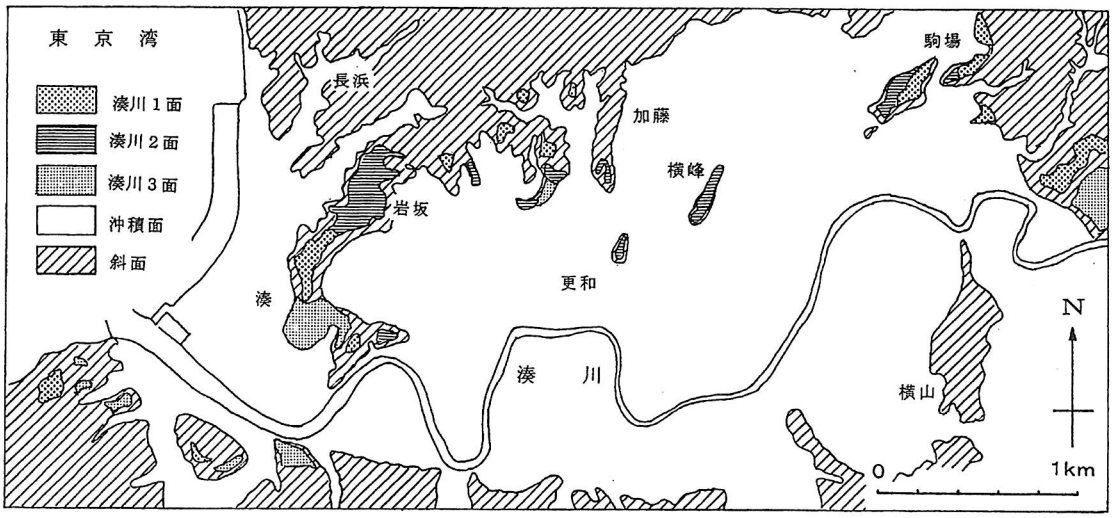


図1 房総半島，湊川流域の更新世段丘分布図

したのは湊川1面と湊川2面である．特に湊川2面の分布が明瞭な，湊川中流部の駒場では，数箇所で段丘構成層の露頭観察を行なった．堆積物は，下位より基盤の上総層群を不整合に覆って，礫層，中粒～細粒砂層，泥炭質粘土層，砂質粘土の薄層を挟む淘汰の良い細粒砂層などが約7m重なる．最上部の砂層は不明瞭ながら化石生痕 *Macaronichnus* と思われる斑紋を含み，海成層と判断した．この上位を覆う関東ローム層にはTPなどの酸素同位体ステージ5a以前の段丘を決定付けるテフラは発見されない．なお，泥炭層中の木片につき AMS 法による^{14}C 年代は 20,778±70yrBP (PLD-8815)を示したが，推定される段丘の年代とは矛盾し,コンタミネーションの問題を含め，現在検討中である．また泥炭質粘土層の花粉分析についても，現在分析中である．

野外調査資料は乏しいが，完新世段丘(海抜 18m)の隆起速度から推定して，MIS 3期当時(3万年から4万年前)の古海水準の概略を推定すると，－20mから－50mの間に収まることがわかった．

文献

Bloom,A.L. *et al.* (1974) Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new ^{230}Th/^{234}U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. Quatern. Res. v.4, 185-205.

菊地隆男ほか(1996)房総半島，夷隅川下流の3万年前に形成された海成段丘の 14C年代とその意義．名古屋大学加速器質量分析計業績報告，XⅡ，236-242.

菊地隆男(2001)房総半島の地形から読む中・後期更新世の海水準とテクトニクス．第四紀研究，v.40,267-274.

桑原拓一郎ほか(1999)房総半島，夷隅川下流域における酸素同位体ステージ3の段丘面と当時の古海面高度．第四紀研究，v.38,313-326.

大村明雄ほか(1995)パプアニューギニア，ヒュオン半島の更新世後期サンゴ礁段丘に関するαスペクトル ^{230}Th/^{234}U年代の再評価．地学雑誌，v.104, 758-776

Shackleton,N.J. (1987) Oxygen isotope, Ice volume and sea level. Quartn.Sci.Rev.,v.6,183-190

O-12　静岡県中部御前崎の地層と地形が示す完新世の地殻変動

藤原　治（産総研）・平川一臣（北大）・入月俊明（島根大）・長谷川四郎・内田淳一（熊大）・長谷義隆（御所浦白亜紀資料館）・阿部恒平（筑波大）・春木あゆみ・三瓶良和（島根大）

O. Fujiwara, K. Hirakawa, T. Irizuki, S. Hasegawa, J. Uchida, Y. Hase, K. Abe, A. Haruki, and Y. Sampei; Holocene vertical crustal movement around the Cape Omaezaki estimated from the geological and topographical evidences

1．はじめに：　吾妻ほか（2005），藤原ほか（2007）は，完新世の海成段丘群や海浜堆積物の離水年代と分布高度から，歴史地震とは異なる御前崎を大きく隆起させる地震の存在を示唆した．しかし，隆起がどの範囲にまで広がっているかが未解明なため，この地震の断層モデルを検討するには情報が足りない．本研究では地殻変動の空間的広がりを解明するため，完新世段丘の陸側に位置する筬川低地（玄保）と，そこから東方へ延びる低地（堀野新田）でボーリング（φ100mm）を行った（図1）．ここでは既存データも総合して，御前崎周辺の完新世の地殻変動の特徴を議論する．

2．試料と方法：　堀野新田のコアは，沖積層を貫き深度 17.85m（標高－4.55m）で基盤に到達している．玄保のコアは深度 31m（標高－14.5m）まで掘削したが沖積層基底には到達していない．両コアは層相記載の後，下半部を占める泥質の地層からほぼ 5cm 間隔で試料を採取して貝化石，有孔虫化石，貝形虫化石，化学組成（堀野新田コアのみ）の分析を行った．また，^{14}C 年代測定を㈱パレオ・ラボに依頼した．

3．堆積環境と旧海面高度の推定：　コア分析から，両地点は元々内湾であったが，後に汽水域を経て淡水域（陸）へ変化したことが分かった．旧海面高度の指標として汽水から淡水へ変化する境界がまず重要である．その高度は，玄保では有孔虫化石の産出上限である標高約-5 m，堀野新田では米倉ほか（1985）の珪藻化石のデータも考慮すると約0.15～2.9 mの間と推定される．これに準ずるものとして，内湾から汽水域へ変化する境界があり，旧海面高度よりやや高い位置を示すと考えられる．その高度は有孔虫・貝形虫が急減しヌマコダキガイが産出し始める層準で，玄保で約-7.3 m，堀野新田で約-1.5 mと推定される．両コアの汽水性泥層にはK-Ah火山灰（約5330 BC）が挟まり，当時の地層は旧海面高度に近い位置で堆積したことが分かる．その高度は堀野新田で標高約-0.5m，玄保で標高約-5.5mである．K-Ahは堀野新田と玄保の中間に位置する筬川河畔でも見出され，標高約-2.2 mでは汽水性堆積物に（海野ほか，1986），標高約3.1 mでは淡水湿地の堆積物（鹿島ほか，1983）に挟まれる．この地点ではK-Ah降灰時の旧海面高度は-2mから+3mの間にある．

4．地層の年代：　^{14}C 年代測定値と K-Ah 火山灰から地層の堆積曲線を作成し，旧海面高度の指標となる層準の年代を推定した．内湾から汽水域へ変化した年代は堀野新田で5900BC 頃，玄保で 6000BC 頃と推定される．汽水域から淡水性域への変化は，堀野新田で1000BC 頃，玄保で 5000BC 頃と推定される．

5．地殻変動の分布：段丘の離水年代と高度（藤原ほか，2007）からは，海岸部の新神子周辺は縄文海進のピーク以降 1-1.2m/千年程度の速さで隆起している（図１）．一方，ほぼ同期間における堀野新田での環境変化を見ると K-Ah 降灰時には汽水環境にあり，その後も1000BC 頃まで海水の影響を受けており，1000BC 頃の海面を示す汽水・淡水境界も現海面に近い高さにある．つまり，この地点では K-Ah 降灰以降，隆起の蓄積が殆んど認められない．この傾向は玄保や筬川河畔でも認められる．さらに玄保では汽水・淡水境界が明らかに現

海面下にあり，むしろ沈降傾向を示す．

さらに広域で見ると，調査地の約10km北西に位置する菊川低地では，河床に分布する化石カキ礁の高度と年代のデータやコア試料の珪藻化石分析データから，縄文海進ピーク時の地層が明らかに隆起傾向を示す（鹿島ほか，1985）．以上のデータからは，遠州灘に面した新神子付近は隆起域で，その北西側の低地は相対的な低下域であると解釈できる（図1）．

6．後期更新世の段丘との関係： 杉山ほか（1988）は後期更新世の海成段丘の高度分布を元に，御前崎周辺の隆起速度の分布を示した（図1）．これらの段丘面の変形は単純ではないが，笠名面は全体として南東方向へ傾動し，御前崎面は西方および北西方向へ高度を下げる．堀野新田を通って北東－南西方向に延びる低地は，後期更新世段丘の傾斜変換線に当たり隆起量が少ない．完新世の地層や地形が示す隆起・沈降傾向の分布は，後期更新世の海成段丘の変動パターンとよく似ている．このとから，両者は時間スケールで見ると一桁異なる変動だけれども，お互いに関係が有ると言えるかも知れない．

7．まとめ： 御前崎南岸の急速な隆起は狭い範囲で起こっており，その陸側には隆起域に並走する相対的な沈降帯が形成されているらしいことが分かった．このような“波長が短い”隆起域と沈降域の分布を説明するには，プレート間の巨大断層でなく，そこから枝分かれする陸側プレート内の高角逆断層の動きを想定した方が合理的と考えられる．

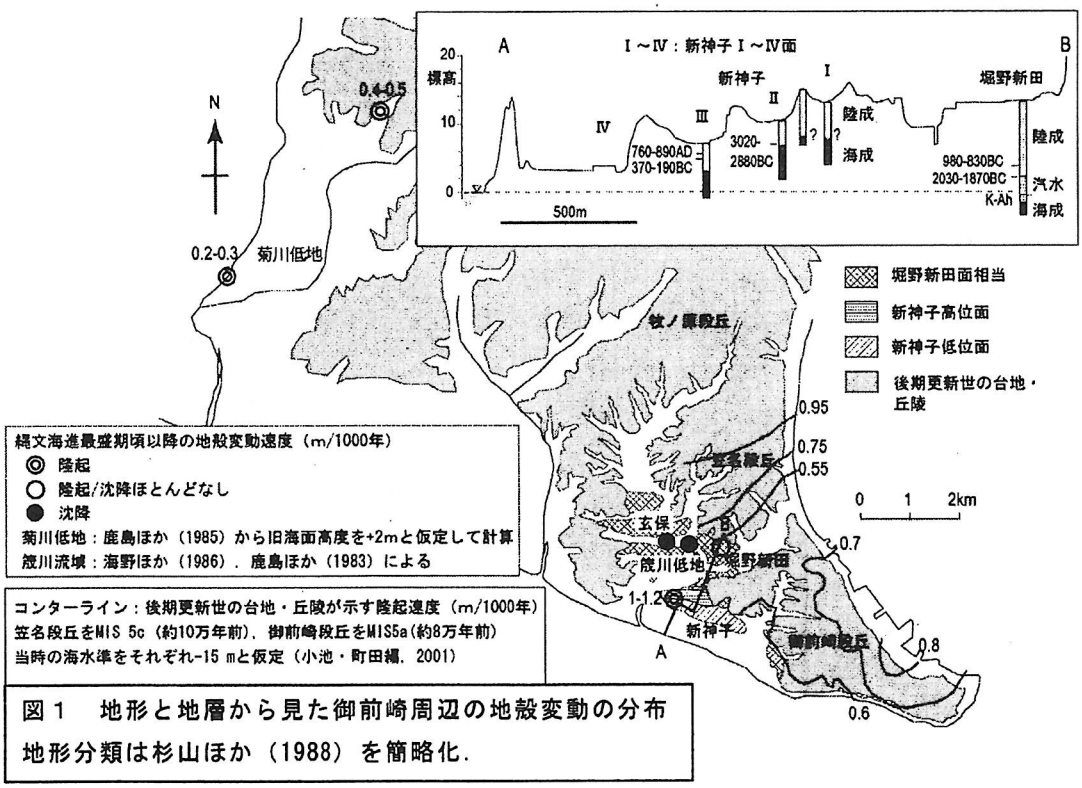


図1　地形と地層から見た御前崎周辺の地殻変動の分布
地形分類は杉山ほか（1988）を簡略化．

引用文献：吾妻ほか（2005）第四紀研究，**44**，169.，藤原ほか（2007）科学，**77**，1237.，鹿島ほか（1983）日本第四紀学会講演要旨集，No.13，126.，鹿島ほか（1985）第四紀研究，**24**，45.，小池・町田編（2001）日本の海成段丘アトラス．東大出版会.，杉山ほか（1988）御前崎地域の地質．153ｐ.，海野ほか（1986）国土地理院技術資料 D･1-No. 272，33.，米倉ほか（1985）昭和58・59年度東京大学特定研究，35.

本研究は（独）原子力安全基盤機構からの委託研究（H19年度原子力安全基盤調査研究：南海トラフの地震の多様性解読に関する地質学的研究）の成果の一部である．

O-13　2007年新潟県中越沖地震の活構造上の意義と佐渡海盆東縁断層の地震ポテンシャル

石橋克彦・田淵裕司(神戸大・院・自然科学)・原田智也(神戸大・都市安全)

Katsuhiko ISHIBASHI, Hiroshi TABUCHI and Tomoya HARADA: Active tectonic implication of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki, Japan, earthquake and earthquake potential on the Sado-Basin-Eastern-Margin fault

1．はじめに

2007 年新潟県中越沖地震(*Mj* 6.8)は，北西-南東主圧力による南東傾斜の逆断層運動と考えられるが，その活構造上の意義はあまり議論されていない．

渡辺・他(2007)は変動地形学的検討によって，佐渡海盆東縁の大陸棚斜面基部から東に傾き下がる長さ 50km に及ぶ活断層「佐渡海盆東縁断層」を指摘し(図 1)，これが中越沖地震の震源域周辺の主要な構造で地震はそこで発生したとした．しかし，この活断層に対しては，特にその北半に関して否定的な見方が強いようである．

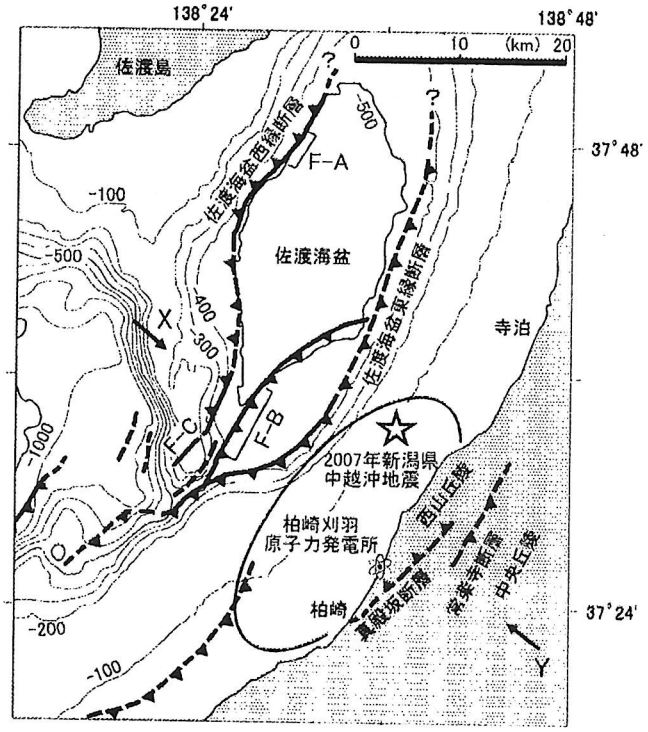


図 1. Index map. (渡辺満久原図)

一方，Tabuchi *et al.* (2008)は，中越沖地震のメカニズム解・地震時地殻変動・津波・余震分布を総合的に検討して，南東傾斜の 2 枚の断層面から成る静的震源断層モデル(全長約 23km，幅約 12km，すべり量約 1m，*Mw* 6.6)(図 2)を求めた．その際，柏崎周辺に分布する MIS5e の海成段丘面の高度分布が地震時地殻上下変動のパターンと調和的傾向にあること，2 枚の断層面の浅部延長が佐渡海盆東縁断層の海底のトレースとほぼ一致することに注目した．

本発表では，それを基礎として，この地震の活構造上の意義，佐渡海盆東縁断層の実在可能性，そこでの地震ポテンシャルを論ずる．

2．「佐渡海盆東縁断層」の実在可能性

佐渡海盆東縁断層については「新潟県原子力発電所の安全管理に関する技術委員会」の「地震、地質・地盤に関する小委員会」で一番議論されていると思われる．以下で言及することは，この小委員会の議事録や配布資料によっており，それらはすべて http://www.pref.niigata.lg.jp/genshiryoku/jisinntisitutop.html で公開されている．

佐渡海盆東縁断層の南半に関しては，少なくとも海底下の伏在断層として，存在がほぼ認められている．北半を否定する根拠は，海上音波探査記録で地層のずれや変形が認められな

いことである．しかし，佐渡海盆東縁の大陸棚斜面は，かなり急傾斜で南から北まで一様に連続しており，北半の地形だけが断層起源ではないというのは不自然である．

重要なことは，北半に面する海岸部にも，南半部沿岸と同様に高度40～50mのMIS5eの海成段丘が存在することである(角田・弥彦地域の間瀬など)．大陸棚斜面の成長も海成段丘の隆起も，東方内陸の長岡平野西縁断層帯の西傾斜の活断層によるという見方があるが，断層モデルで地殻変動を検討すれば，それが不可能なことは明らかである．一方，東傾斜の佐渡海盆東縁断層の上端が，海上音波探査に引っ掛からない深さ(4～5km)にある場合を検討すると，大陸棚斜面の成長も陸域の海成段丘の高度分布も，ともに説明できる．

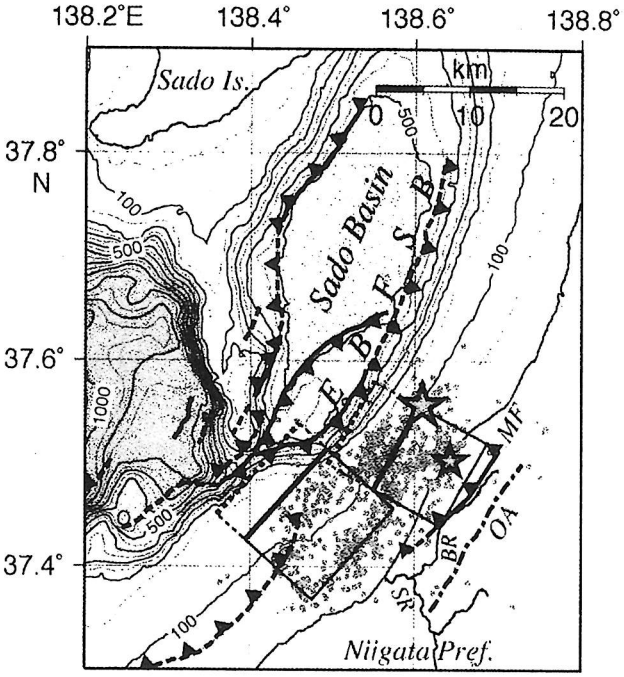


図 2．2007 年中越沖地震の静的断層モデル．
(Tabuchi *et al.*, 2008)．

3．佐渡海盆東縁の微小地震帯状分布

気象庁一元化震源データファイルによって1997年10月1日以降の震源をプロットすると，佐渡海盆東縁に沿って微小地震の顕著な帯状分布が認められる．震源決定精度に問題があって傾斜等は明瞭ではないが，この地域の活構造を考えるうえで極めて注目すべき現象である．東方内陸の長岡平野西縁断層帯の活断層(西傾斜)の深部端付近で発生しているのではないかという見方もあるが，日本の活断層で深部にこれほど顕著な微小地震活動を伴う例は知られていない．地震波速度構造を吟味したうえでの震源再決定が重要である．

4．佐渡海盆東縁断層の地震ポテンシャルと津波

結論として，佐渡海盆東縁断層は存在し，この地域の活構造の基本的枠組であろう．2007年中越沖地震はそれの活動だったとみなされるが，固有地震または最大地震ではなく，ここで発生する最大級の地震は，震源断層面の長さが約70km，幅が約20km，すべり量が3～4mで，M_wが7.5程度になると考えられる．そのような地震や，それより小型の地震の繰り返しによって，大陸棚急斜面が成長し，段丘面が隆起してきたのだろう．非常に大雑把に言って，最大地震による海岸線付近の隆起は約40cm程度なので，125kaの海成段丘面高度からみて，後期更新世にこのような地震が平均1000年強ごとに繰り返したと考えられる．

最大規模の地震の震源断層モデルを設定して津波のシミュレーションをおこなったところ，佐渡島南岸で波高が約4mに達することがわかった．この地域で津波堆積物の調査をおこなって，過去に上記のような大地震があったかどうかを検証することが重要であろう．

また，2007年の震源域の北東側隣接領域が，$M7$クラスの地震発生能力を持っている可能性があることを，認識しておく必要がある．

引用文献：Tabuchi, H., T. Harada, and K. Ishibashi, 2008, 神戸大学都市安全研究センター研究報告, No.12, 投稿中；渡辺満久・鈴木康弘・中田高, 2007, 日本第四紀学会講演要旨集, 37別冊, 4-5.

O-14　FT 熱年代に基づいた六甲山地の冷却・削剥史

末岡　茂（京都大学）

Shigeru SUEOKA: Cooling/denudation history of the Rokko Mountains, southwest Japan, based on fission-track thermochronometric ages

六甲山地（最大標高：931 m）は，近畿三角帯（Huzita, 1962）北西縁に分布する断層地塊山地である．六甲山地から大阪湾にかけての変動史は，丘陵・平野部から大阪湾底に分布している大阪層群を対象とした研究を中心として行われてきた（例えば，藤田，1983；市原，1996）．これらの成果は，いわゆる六甲変動（藤田，1983）という概念で統一的に説明され，六甲山地 - 大阪湾は，近畿三角帯内部の第四紀変動研究の模式地とされてきた．六甲山地の標高約 500 m に分布する平坦面（花原面）には，約 1 Ma に堆積した海成粘土層 Ma1 の存在が確認されており，最近約 1 Myr で六甲山地は少なくとも 500 m 隆起したと考えられている（貝塚・鎮西編，1995）．一方，六甲山地主要部を占める標高約 500 m 以上の領域（六甲面）には堆積物が残っておらず，その変動史は明らかにされていない．また，1 Ma 以前の変動史についても不明である．

本研究では，フィッション・トラック（FT）熱年代学を用いて，六甲山地の変動史解明を試みた．熱年代学は，加熱による放射年代の若返りを利用して，過去の熱イベントの時期を推定する学問である．花崗岩などの地下深部で形成された岩石は，地表の削剥によって地表面まで上昇する間に地温勾配にしたがって冷却される．したがって，岩石試料から得られた熱年代から，地表面の削剥過程を推定することが可能である．堆積物や段丘等の変位基準の発達・保存状態が悪く，地形学・地質学的手法の適用が困難な地域にも，熱年代学的手法は適用が可能であるという利点を持つ．特に，FT 法は低温領域での熱変化に敏感であり，地殻浅部の削剥史の解明に用いられてきた（例えば，Blythe et al., 2000）．

本研究では，六甲山地の主要部を構成する六甲花崗岩を主な対象として，露頭試料・ボーリングコア試料に FT 法を適用した（Fig. 1）．その結果，ジルコン FT 法で約 70-40 Ma，アパタイト FT 法で約 70-30 Ma の年代を得た（Fig. 2）．これらの年代を解釈した結果，本地域の約 50-30 Ma 以降における削剥量が約 1-2.5 km，平均削剥速度にして 0.01 mm/yr オーダーと求まった．この削剥速度は，第四紀における本地域の変動と比較して 1 桁小さい値である．一方，本研究で求められた削剥量は，六甲花崗岩の鉛直方向の粒度分布・化学組成変化（新井・田結庄，2004）から定性的に推定される削剥量と調和的である．

引用文献：新井・田結庄（2004）地質学雑誌，110，452-462.
Blythe et al. (2000) Basin Research, 12, 97-114.
Huzita (1962) J. Geosci. Osaka City Univ., 6, 103-144.
藤田（1983）日本の山地形成論―地質学と地形学の間．蒼樹書房．
市原（1996）大阪層群と中国黄土層―自然環境の変遷をさぐる．築地書館．
貝塚・鎮西編（1995）新編日本の自然 2 日本の山．岩波書店．

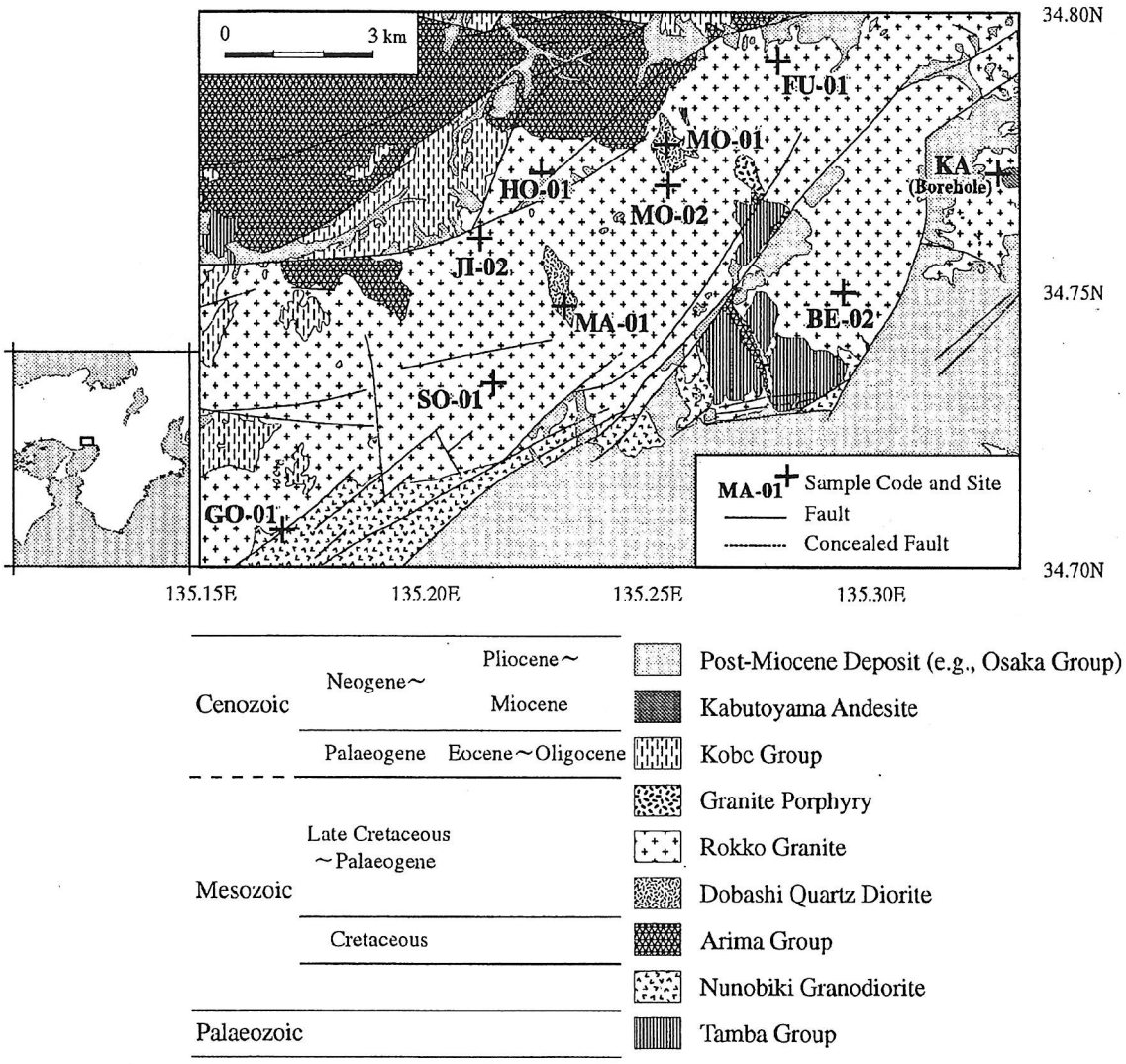


Fig. 1: 六甲山地の地質図と試料採取地点（藤田・笠間，1982，1983 を改変）.

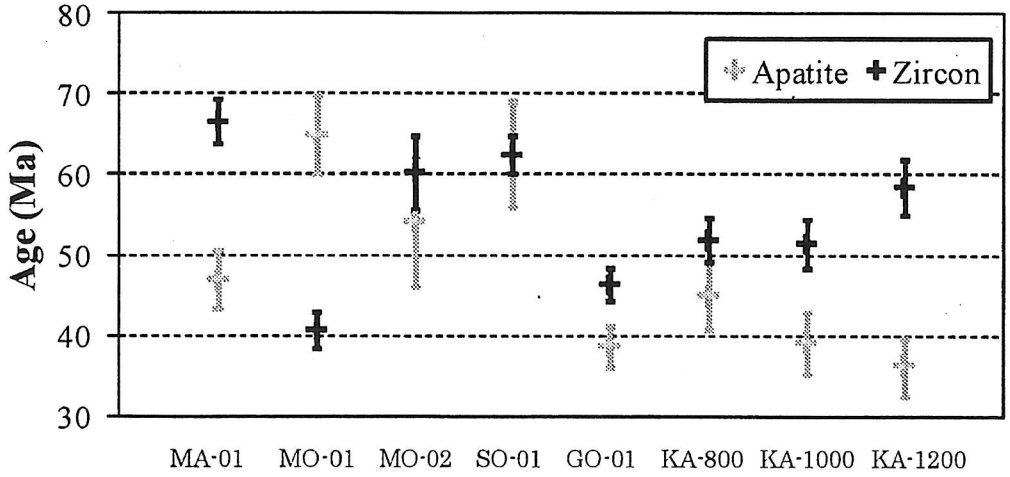


Fig. 2: 六甲山地に分布する花崗岩類の FT 年代.

O-15 鬼怒川上流域における地形発達史と河成地形面に基づく第四紀後期の隆起量推定

山田真誉（法政大）・鈴木毅彦（首都大）

Mayo YAMADA, Takehiko SUZUKI; Geomorphic development in upper stream of the Kinu river and estimation of late Quaternary uplift.

1．はじめに

北関東内陸部の宇都宮市周辺は中期更新世以降の河成段丘が模式的に発達している地域であり，段丘被覆層中には多数の降下テフラが挟在しているため，テフロクロノロジーにより地形面の高精度な編年が行われてきた．その結果，中期更新世以降の気候段丘の発達過程や，第四紀地殻変動量が極めて少ない地域であることなど，多数の知見が明らかにされてきた(貝塚ほか, 2004 など).

このように，鬼怒川の中流域において気候段丘が発達しているという事実から，急峻な山地からなる上流域においても気候段丘の発達が行われてきた可能性は極めて高いと考えられる．しかし，鬼怒川上流域において河成地形面の発達を扱った研究はほとんど見られない．また，上流域(山間部)と中流域(平野部)における第四紀後期の地殻変動量は異なるものと推測される．以上の 2 点を明らかにするため，鬼怒川上流域と湯西川流域に注目し，テフロクロノロジーを用いた段丘面の対比・編年を行った．

2．結果・考察

地形図読図，空中写真判読，そして現地調査により河成段丘を区分し，鬼怒川上流域と湯西川流域において，ともに 3 段の河成地形面が確認された (図 1).

高位面(Ⅰ面)の比高・形態・分布の特徴は，両流域において類似している．湯西川の高位段丘面基底部(Loc.4)より MIS6 指標テフラである飯縄上樽(いいずなかみたる)a テフラ(以下 Iz-Kta; 鈴木, 2001)が検出された．本テフラは妙高火山群の一つである飯縄火山を給源とし，MIS6 段丘の認定に役立つテフラとして知られる．そのため，本地域における高位面の形成年代は MIS6 である可能性が高い．段丘構成層中に含まれるテフラの記載を行った結果，周辺部に位置する第四紀火山から噴出した降下テフラや，DKP，UG などの広域火山灰が，段丘面を被覆するローム層中から検出された．

中位面(Ⅱ面)では，両流域において編年に有効なテフラを検出することはできなかったが，巨礫を含む 5m 以上の厚い礫層が確認された．上位には MIS6 段丘が位置しており，河床縦断形の勾配も類似した傾きをなす．以上のように，河川の上流域において MIS6 段丘の下位に堆積性の段丘が確認されたことから，最終氷期(MIS2)に形成された河成地形面ではないかと考えられる．さらに精度の高い編年を行うため，編年に有効なテフラの調査が課題となる．

低位面(Ⅲ面)の比高は両流域において 5m 程度であり，ロームをのせずわずかに段丘化している程度であるため，完新世以降に段丘化したものと考えられる．

以上より，鬼怒川上流域は中流域と同様，気候段丘の発達が確認された．温暖期には河床の下刻が進み，寒冷化するにつれて徐々に段丘砂礫が堆積され，寒冷期には厚い砂礫層が堆積する，という発達過程が，上流域においてもみられた可能性が高いと考えられる(図 2).

3、河成地形面を指標とした隆起量の推定

鬼怒川上流域において MIS6・MIS2 段丘を認定することができたため，河成地形面の比高を用いて（TT

法：吉山・柳田, 1995）隆起量を算出した．その結果，過去 12 万年間における隆起量は 40～55（約 0.33～0.46mm/yr）であることが推定される(図 3)．Iz-Kta の降下域を精査し厳密に MIS6 段丘と認定された河成面に対して，吉山・柳田(1995)の手法を用いた研究例を展開・蓄積することにより，内陸部における後期更新世の地殻変動量の議論が活発化するものと考えられる．

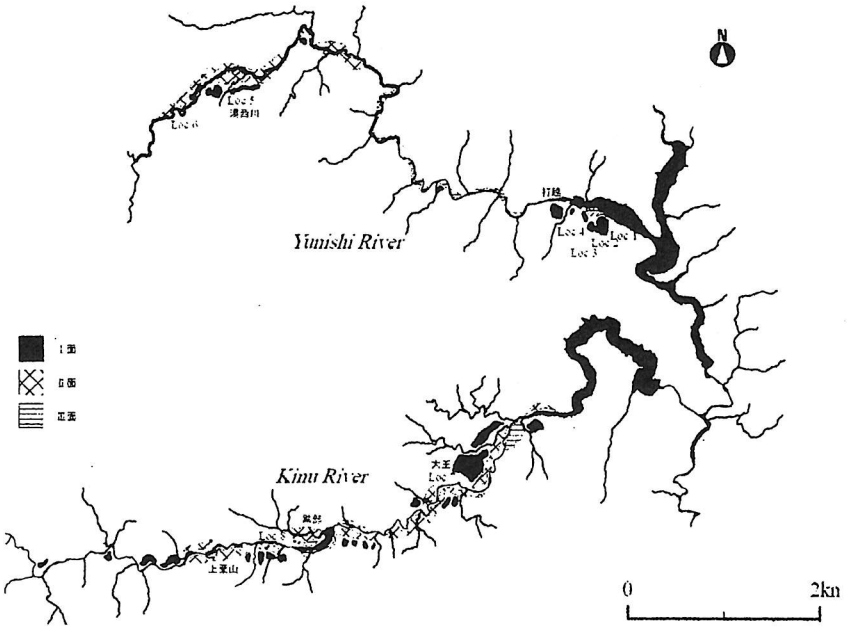


図 1　鬼怒川上流域・
湯西川流域における段丘面区分図

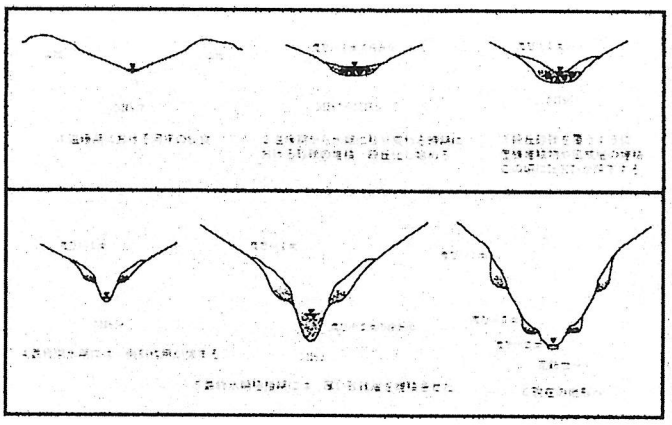


図 2　本地域における段丘地形発達の概要図

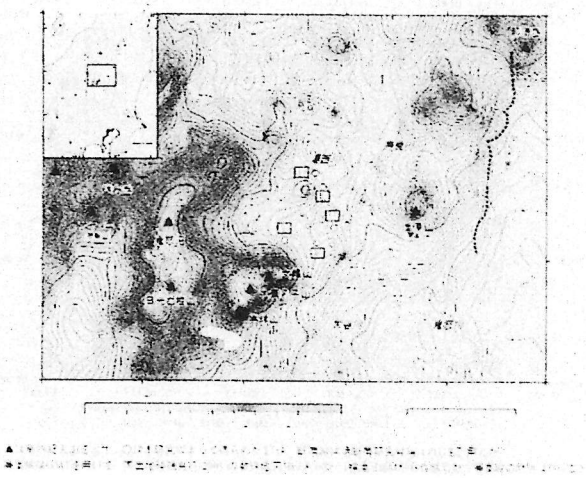


図 3　奥鬼怒地域における TT 値

【文献】

貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦(2004)：『日本の地形 3 関東・伊豆小笠原』. 349p.

鈴木毅彦(2001): 海洋酸素同位体ステージ 5-6 境界に降下した飯縄上樽テフラ群とその編年学的意義. 第四紀研究 40(1), 29-41.

吉山昭・柳田誠(1995): 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, 104(6), 809-826.

O-16

気候変化・海面変化・地殻運動による流域地形発達シミュレーションとテフロクロノロジーによる地形形成時代区分

野上道男（無所属）
mnogami@h07.itscom.net

Michio NOGAMI: Simulation of Landform Development during ca. 100ka in future by Climatic Change, Sealevel Change and Crustal Movement, and Tephro-chronological classification of slopes and terrace surfaces

地形発達史的地形観によれば、地形の変化は気候変化・海面変化・地殻運動などによって起こると考えられている．しかし現実の地形は、時間的に変化する気候・海面高・地殻運動などの条件のもとで、海・河川・斜面における地形形成プロセスによって形成されてきたことは言うまでもない．ここでは海岸線・河川・斜面における地形形成プロセスを数学モデル（拡散輸送方程式）で記述し、気候変化・海面変化・地殻運動は外部独立条件として捉えることにした．気候は各プロセス方程式の係数（地形変化の速さを決める拡散係数など）を定め、また崖崩れ・洪水・海岸浸食などのイベントの発生確率を支配すると考える．海面変化と地殻運動は単に標高を変化させるだけであるが、河川・斜面のプロセスを通じて上流側の地形に反映される．この過程で河川の堆積・浸食が起きる．地形としては河成段丘などが形成される．

このシミュレーションではその対象期間をこれからの約１０万年としているので、形成される地形のうち、地形発達史的地形観から意味があるものとして、海成・河成の段丘と沖積平野をあげることができる．現実のこれらの地形を対象とする研究では、地形面の年代を決めることが第一歩であるが、そのときテフロクロノロジーがきわめて有効であったことも言うまでもないことである．そこでシミュレーションでは火山灰層を降下させて、陸上地形（段丘面・斜面・沖積面）の形成期を、それを覆う最古の火山灰層の絶対年代で特定できるように設計した．

シミュレーションの実施に当たっては、データの制約から現実の地形を水没させ初期条件とした．独立条件（気候変化・海面変化・地殻運動）は過去約１０万年間のそれが同じように今後も繰り返されると仮定した．第四紀末の気候変化・海面変化には周期性があり、地殻運動にはそれより長い期間の持続性があるとのこれまでの成果を取り入れているので、この仮定の蓋然性はそれなりに高いと予想している．初期条件を現在の地形そのものとしていないのは、これからの約１０万年は海面低下期（氷期）であり、現在の大陸棚地形が海岸線近くに現れるようになり、海岸線付近で海の作用を受けた後、陸化すると予想される．しかし海底についてはデジタル地形図の格子間隔がシミュレーションで行われる微分計算に耐える精度ではない．そこで現在の地形を沈水させて、それを大陸棚地形と見なすことで初期条件を確保している．

崖崩れ（急速集団移動）は斜面勾配・風化層など斜面物質の厚さ・斜面上の位置につい

て閾値をもうけ、潜在的区域を定める．実際には気候タイプごとに定めた確率で発現させている．その他の斜面物質の緩慢移動は２次元の拡散現象であるとしてモデル化している．

河川では物質のフラックスが勾配と拡散係数の積であるとしてモデル化しているが、この１次元モデルを合流のある水路網上に展開している．拡散係数は斜面では岩石の性質と、礫床河川では礫の性質と気候によって決まるとしている．ただし河川では水理条件が反映されなければならず、拡散係数が指数関数的に下流に向かって増加するとしている．この部分のモデル化については別報（野上、2008）に詳しいが、河床礫径の下流への指数関数的減少と河川勾配の減少について合理的に説明できている．斜面と河川の境界については流線の合流特性から判定しているが、それを流域面積で示した場合、氷期には斜面が広く、間氷期（後氷期）には河川域が拡大している（氷期斜面へのガリ浸食拡大）．このことも気候タイプによる境界閾値の定義という方法で対応できている．ただし谷頭の前進は確率で顕在化するとしてモデル化している．

海岸線では河川との境界を自由境界とすること（位置固定ではないということ）で、他動的には海面変化・地殻運動によって、自動的には河口などにおける堆積・浸食の結果として境界位置が定まる．海岸線付近では波浪による海食崖の後退と波浪による海底での物質移動だけをシミュレートしている．海水中の物質浮遊輸送と波浪浸食限界以深については、このモデルの埒外であるとしている．すなわち物質の収支（高度変化＝堆積深－浸食深）は陸上については河川でも厳重に把握している（だから地形変化が計算できる）が、海底については物質保存は成り立たない仕様になっている．

海岸線の後退や海底での物質移動は波浪の強さが決定的に支配する．風向（とその集中度）と風の強さはシミュレーションプログラムで気候タイプごとに任意に指定できるように設計した．気候変化にともなってこれらの気候要素がどのように変化したかの研究例がないために、気候変化は繰り返しだと仮定したとしても、風に関する未来の値を与えることができない．ある地点の波のエネルギーは風向によって大きく異なる．そこで風上側 90 度の開口で障害がない場合を１とし、障害の程度に応じて０（風上側が全部陸地）までの間の割合で、波浪作用限界深が小さくなるとした．さらにその地点における波浪作用（具体的には拡散モデルの係数で表現）は限界深までの間で、深度に応じて指数関数的に強さが弱まるとした．これらの計算はきわめて煩雑であるので、毎年ごとに行う物質移動計算所要時間の大部分を費やしている．

段丘地形は研究が進んだ地形であるので、シミュレーションによって形成される地形が妥当であるかどうか経験的に評価しやすい．１０万年後の地形の検証あるいは地形発達モデルそのものの妥当性の検討はこのように行うしか他に方法がないという性質のものである．また地形発達シミュレーションを行うことによって、地形研究が進むべき方向性が明瞭になるという利点もある．

文献

野上道男（2008）河川縦断形発達の拡散モデルについて．　地理学評論　81、121-126

O-17　飛騨山脈・白馬岳東麓におけるターミナル・モレーン状地形の成因

苅谷愛彦（専修大）・佐藤　剛（帝京平成大）・小森次郎（日本大）

Yoshihiko KARIYA　Go SATO　Jiro KOMORI ; Causes of the terminal moraine-like mounds along Shiroumazawa River, eastern Mount Shirouma-dake, Northern Japanese Alps

はじめに　飛騨山脈白馬岳（2932 m）東面の北股入流域では，長年氷河地形研究が行われてきた．特に，小疇ら[1]は詳細な調査を行い，複数のモレーンが存在するとした．また，これにより５回の氷河前進－停滞を想定した（最新は白馬沢期）．その後，これらの地形とテフラとの層序も論じられた[2)3)]．こうして，北股入流域は北部飛騨山脈における氷河地形発達論の模式地とみなされるようになった[4)]一方，白馬岳北方の大所川流域では，従来氷河成とされた地形[5)]に初生・二次地すべり成のものが含まれることが報告された[6)]．このことは，白馬岳周辺でも地形発達を解明する余地があり，従来の見解も年代・成因の両面で再考が必要な場合があることを示している[7)]．この状況をふまえ，演者らは白馬岳東面で地形・地質学的研究を進めてきた．その一環として，白馬尻地区に分布する“白馬沢期のターミナル・モレーン”状地形（図１，m）を調査した．この結果，この地形は白馬沢右岸を成す泥岩ホルンフェルスまたは同左岸を成す緑色岩といった１～２種の岩石だけで構成され，想定氷河分布域の地質をほとんど反映しないことが明らかとなった．

調査地　白馬尻地区では白馬沢と大雪渓（杓子大谷）が合流する（図１）．合流点付近の白馬沢両岸にはターミナル・モレーン状の地形が存在する．とくに左岸側のものは弧を描き，上流側のラテラル・モレーン状の地形に連続するとされる．またターミナル・モレーン状地形の周辺にはヴァリー・トレインとされた段丘面（図１，t）が分布する．なお，この段丘面構成層の最上部は完新世後期の河成層であることが最近報告された[7)]．白馬尻周辺の基盤地質は中野ほか[8)]が詳らかにしている：白馬沢流域には超苦鉄質岩（時代未詳），緑色岩（二畳系栂池コンプレックス），珪長質凝灰岩・凝灰角礫岩（二畳系白馬岳層），砂岩または泥岩ホルンフェルス（ジュラ系白馬沢層），珪長岩（漸進世-中新世），安山岩・ドレライト・花崗閃緑岩（中新世），安山岩・ひん岩・流紋岩溶結凝灰岩（鮮新世）が分布する．白馬沢流域で氷河が生じたならば，ターミナル・モレーンのは多様な岩種の堆積物で成るはずである．

結果　【白馬沢左岸】(1) 地点 360．モレーン状地形の頂稜から約５m 下に露頭が存在する．風化した露頭面では砂礫が露出するように見えるが，整形した面では節理の発達する泥岩ホルンフェルスまたは緑色岩と思われる基盤岩だけが確認できる．節理はシルトや粗砂に充填される．(2) 地点 362．白馬沢左岸のモレーン状地形のうち，下流側の高まりにある２つの露頭の１つである（図２）．以下の層序が確認される：①地表から約１m は花崗閃緑岩，緑色岩，泥岩ホルンフェルスなどの亜円・亜角礫（長径数 cm～1 m）を含む暗褐色砂質腐植土層である．②①の下位に厚さ約１m の褐色砂質ローム土層が存在する．泥岩ホルンフェルスや緑色岩の角礫（長径数 cm～20 cm）を含む．③さらに下位に褐灰色の粗砂層が存在する．泥岩ホルンフェルスや緑色岩の角礫（長径数 cm～15 cm）を含む．本層は下位の基盤岩（④）を覆うとみられる．④露頭最下部には節理が発達する厚さ 25 m 以上の堅固な泥岩ホルンフェルスまたは緑色岩が認められる．(3) 地点 363．地点 362 の約 30 m 上流側．高さ 20 m 以上にわたり節理が発達

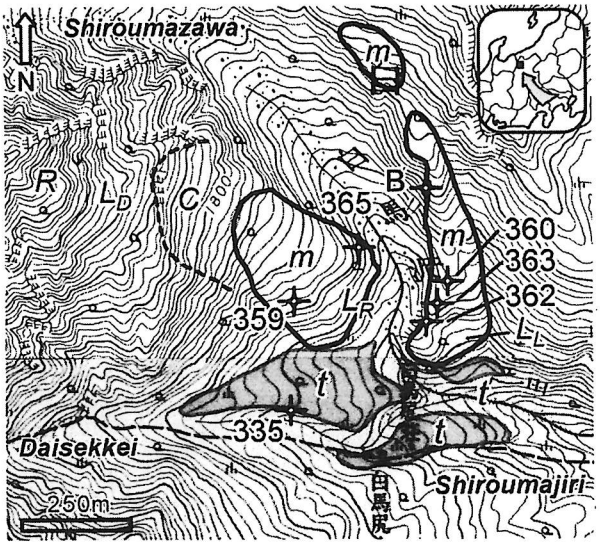


図１ 白馬尻地区の地形分類図．*m* と *t* はターミナル・モレーン状地形とヴァリー・トレイン状段丘面（文献 1）．地点 335 は t の年代測定地点（文献 7）．地点 B から同 360 にかけて地表付近まで基盤岩が露出する．他の記号や地点は本文参照．図１の範囲では主に泥岩/砂岩ホルンフェルス，緑色岩，珪長岩が分布する．

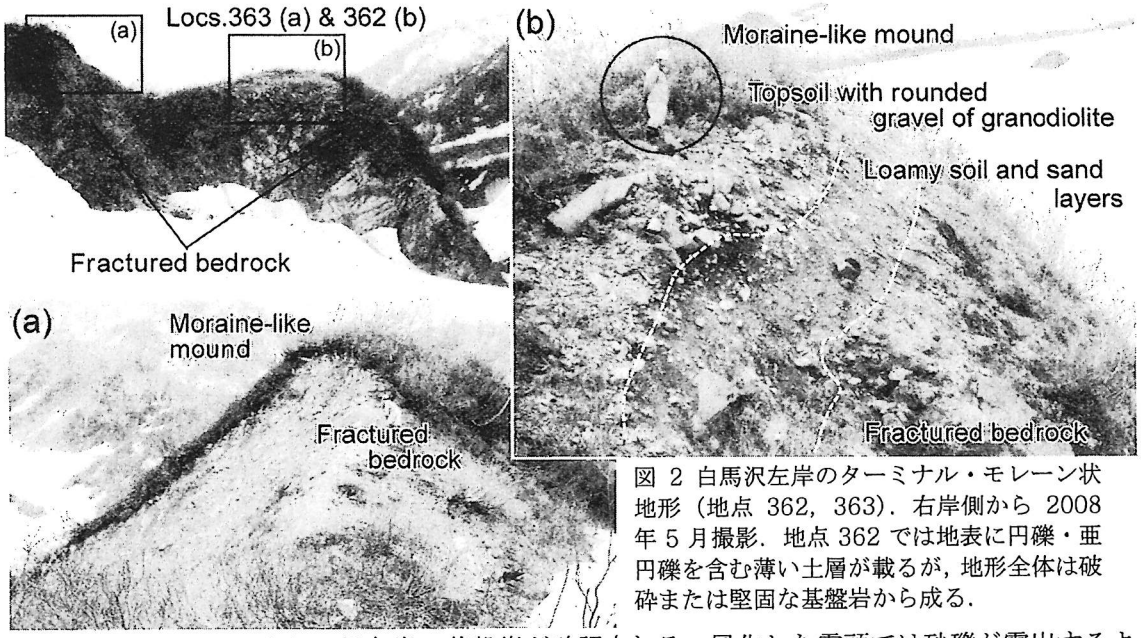


図 2 白馬沢左岸のターミナル・モレーン状地形（地点 362, 363）．右岸側から 2008 年 5 月撮影．地点 362 では地表に円礫・亜円礫を含む薄い土層が載るが，地形全体は破砕または堅固な基盤岩から成る．

する泥岩ホルンフェルスまたは緑色岩の基盤岩が確認される．風化した露頭では砂礫が露出するように見える．【同右岸】(4) 地点 365．風化した露頭では砂礫が露出するように見えることもあるが，整形後は地点 360 に露出するものと同じ基盤岩が確認される．青灰色シルト・粘土に充填されたジグゾー・ブレッチア構造が一部確認される．(5) 地点 359．以下の層序から成る：①地表から 1.8～2 m は砂岩ホルンフェルスの亜角礫（長径数 cm～0.8 m）を含む褐色の砂質腐植土層である．②その下位には節理が発達する厚さ 5 m 以上の泥岩ホルンフェルスが露出する．

考察　「ターミナル・モレーン状地形が氷河成であれば，その堆積物は上流域の地質を反映する」との予想に反し，当該地形は主に近傍の斜面と同じ基盤岩またはそれらの破砕物から成ることが明らかになった．氷河以外の成因を検討すべきである．ここで注意深く観察すると，i) 右岸のターミナル・モレーン状地形は尾根 R（図 1）の末端に在ること，ii) この地形の高位側には凹型斜面 C が発達すること，iii) 尾根 R のさらに高位部分 L_D では斜面のひだが増え，それら全体が尾根を跨ぐように発達することに気づく．地質と相まって，これらの観察事実を説明するには，ii) を地すべり滑落崖，iii) を地すべり滑落崖の上部に発達する後方崖と考え，ターミナル・モレーン状地形を地すべり移動体とみるのが最も合理的である．また左岸のターミナル・モレーン状地形については地すべりの発生・移送域は確定しておらず，未変動の基盤岩地形の可能性もある．しかし地質の同一性・類似性から，右岸のターミナル・モレーン状地形と一連であった可能性は否定できない．その場合，尾根 R から移動した地すべり土塊は白馬沢を塞いで左岸に定置したことになる．いずれにせよ，地点 362 だけに認められる花崗閃緑岩（白馬沢上流に露出)の礫を含む薄い土層は，地すべりで堰きとめられた白馬沢が溢流する際に堆積したものとみられる．その後，地すべり移動体は開析され，現形態を示すようになった．ターミナル・モレーン状地形はヴァリー・トレイン状段丘面に覆われることから，地すべりは段丘面形成前に発生したことになる．なお，両岸のターミナル・モレーン状地形とも，L_R と L_L 地点でそれぞれ地すべりが生じている（図 1）．

結論　“白馬沢期のターミナル・モレーン状地形”は地すべり移動体または未変動の基盤岩地形である．本来ターミナル・モレーンだった地形が地すべりで滑動したものでもない．この地形に依拠した白馬岳東面の氷河変動史は，その一部を修正する必要があると考えられる．

文献　1) 小畴ほか 1974（駿台史学 35）．2) 町田 1979（信濃川上流と姫川の自然と歴史－松本砂防工事事務所）．3) 伊藤・清水 1987（地学雑誌 96）．4) 岩田 2001（日本の地形 中部－東大出版会）．5) 小畴・岡沢 1976（日本地理学会予稿集 10）．6) 佐藤・苅谷 2005（地学雑誌 114）．7) 苅谷ほか 2008（地学雑誌 117）．8) 中野ほか 2002（産総研 5 万地質図－白馬岳）．

◆本研究は科学研究費補助金（基盤研究（C）19500880：代表者 苅谷）の交付を受けた．

O-18　陸から深海までの砂の旅：OSL を利用した砂粒子運搬過程評価

白井正明（東大・海洋研）

Masaaki Shirai; Travel of sand grains from land to deep marine

OSL（Optically stimulated luminescence；光ルミネッセンス）年代測定法は堆積物などに含まれる白色鉱物の露光年代を過去数十万年間程度にわたって推定することが可能であり，近年第四紀学などで良く用いられている（例えば，Aitken, 1998；塚本・岩田，2005）．OSL 現象は，(1) OSL 強度は鉱物が浴びた放射線量に応じて増加する，(2) 光を浴びると蓄えていたエネルギーを消費（＝発光）し，十分な露光により OSL 信号はリセット（＝ブリーチ）される，以上２点の特色を持つ．つまり OSL を用いて堆積年代を見積もる際には，鉱物粒子が堆積直前に光を浴びることにより OSL 時計が一度リセットされるということが大前提となる．当然ながら堆積物中の鉱物粒子がすべて堆積直前に露光しているわけではない（例えば，Lamothe *et al.*, 1994; Olley *et al.*, 1998）．この事実は逆に，堆積粒子の露光状況から堆積物の運搬－堆積過程の情報を抽出できる可能性があることを示唆する．講演者はこの数年，多くの研究者の協力を得て，現世堆積物試料中の長石粒子の露光粒子の存在率，露光率を基に，砂質粒子の運搬過程について情報を収集しており，今回はその現状を報告する．

従来，OSL 年代研究では試料の露光状況と堆積物の運搬過程の関連性については漠然とした議論しかなされていない（例えば，Stokes *et al.*, 2001; Sanderson *et al.*, 2003）．鉱物粒子は露光によりブリーチされるが，水中ではブリーチの効率は著しく減衰される．従って河川堆積物には露光した粒子が比較的多く含まれるが，海域においては，以前に海域に流入した堆積粒子との混合により，露光粒子は運搬の進行に応じて徐々に減少すると予想される．国内のいくつのかの河川系，天竜川下流域－遠州灘，熊野川下流域から水深約 2000m の熊野トラフ西縁部などにおいて，表層の堆積物から抽出した長石粒子の OSL (IRSL) 強度を測定し，露光率の見積もりを行った．

OSL 強度の測定には首都大学東京都市環境学部および東京大学工学部所有のリソ研究所製 TL/OSL リーダーを使用した．試料より抽出した粒径 0.5～0.3mm のアルカリ長石粒子一粒ごとに赤外線（IR）を照射し，励起された IRSL 信号より青色光成分を取り出し信号強度（L_x）を計測する．この L_x は長石粒子によって特性が全く異なるため，SAR 法による OSL 年代測定（例えば，Murray and Wintle, 2000）で採用されているのと同じ方法を用いて規格化した．すなわち L_x の測定後，同一粒子に人為的に β 線を照射して得られる信号強度（T_x；テストドーズ OSL）を測定し，規格化した OSL (IRSL) 強度（L_x/T_x）を求めた．粒子の自然状態での OSL 強度（L_N/T_N）と４時間以上太陽光線に露光させた

後の OSL 強度（L_B/T_B）を比較し，両者が測定誤差の範囲内で一致する場合，その粒子は堆積前に露光したと見なし，試料の露光率を見積もった．試料あたりの有効測定個数は40 個以上を目安にしている．

現時点では砂質粒子の運搬過程について，以下のような推定がなされる．

1）河床堆積物の露光率は河川系によって大きく異なり，各河川系におけるダムの建設，河床の侵食などに起因する砂質粒子運搬状況を反映している可能性がある．

2）信濃川，由良川下流部河床堆積物の露光率は，それぞれ支流での露光率に比べて高いとは言い難い．鉱物粒子の露光には運搬距離より水位や砂州の発達状況の方がより大きな影響を与えている可能性がある．

3）熊野川，天竜川では河口付近，河口砂州周辺において露光率が著しく上昇する．また沿岸堆積物（海浜～上部外浜）の露光率は，河口砂州堆積物に比べ低いように思われる．

4）河口前面陸棚上においては，荒天時波浪水深以浅には露光率の高い砂が広く分布する．増水時の砂州崩壊，暴浪による海底表層での撹拌などのプロセスを表していると期待される．

5）熊野沖表層のタービダイトの露光率は陸棚外縁堆積物の露光率より明らかに大きく，この砂層が海域地震による崩壊起源ではなく，荒天時の洪水もしくは暴浪を起源とすると推定される．

今後ケーススタディの更なる蓄積が必要ではあるが，以上に示したように OSL 研究は現世堆積物中の砂質粒子の運搬過程解明に大いに役立つであろう．また年代測定を行うことにより，将来的には過去の砂質粒子の運搬過程の推定にも適用できるものと期待される．

引用文献：

Aitken (1998) An introduction to optical dating. 267p. Oxford Science Publications.

Lamothe *et al.* (1994) Radiation Measurements, 23, 555−561.

Olley *et al.* (1998) Quaternary Geochronology, 17, 1033−1040.

Stokes *et al.* (2001) Quaternary Science Reviews, 20, 879−885.

Sanderson *et al.* (2003) Quaternary Science Reviews, 22, 1111−1121.

塚本・岩田（2005）地質学雑誌，111，643−653.

O-19　宇宙線照射生成核種を用いた南米、チリ・アタカマ砂漠における地表面浸食速度の定量

城谷和代（東大・地惑）、横山祐典（東大・地惑/IFLEE・JAMSTEC）、
松崎浩之（東大・工）、Eugenio Veloso（チリ・北カトリック大学）

Kazuyo Shiroya, Yusuke Yokoyama, Hiroyuki Matsuzaki and Eugenio Veloso: A determination of erosion rates of surfaces in the Atacama desert, Chile using terrestrial cosmogenic nuclides.

地球表層環境は過去から現在にかけ、変動し続けている。地球表層における変動の一つとしてあげられる地形発達（浸食や削剥、堆積）は、他の変動要因である気候やテクトニクスとの相互作用で起こる。過去の地球表層環境の復元において、地形変化速度（侵食や削剥）を求めることは、気候やテクトニクスとの相互作用を考察する上で重要なことである。しかしながら、自然界で起こる様々な時間スケールの浸食や削剥、風化速度に関する定量的な議論はこれまでのあまりされてこなかった。なぜなら、浸食速度は堆積場から間接的に求められてきたにすぎず、この方法では長期的な浸食や非常にゆるやかな浸食速度を定量的に検出することが難しいからである。近年、地表面に露出する岩石と、絶えず地表面に降り注ぐ宇宙線との相互作用により生成する宇宙線照射生成核種（Terresttial Cosmogenic Nuclides: TCNs）量を見積もることで、浸食の大小や時間スケールに関わらず、浸食対象の岩石試料から直接的に、浸食速度を定量できる手法として、宇宙線照射年代測定法（Terrestrial Cosmogenic Nuclides 法: TCN 法）が注目されている [Gosse and Phillips, 2001]。TCN 法の活用は、地表面に分布する植生などの複雑な要因がない乾燥地域において、浸食速度を定量するために非常に有効な手段である。

本研究では、南米チリ・アタカマ砂漠における浸食速度を TCN 法を用いて定量することを目的とする。南米チリ・アタカマ砂漠は世界で最も乾燥した地域の一つである [Houston and Hartley, 2003]。アタカマ砂漠の東側にはアンデス山脈があり、また西側の太平洋にはフンボルト海流（寒流）が流れており、気候-テクトニクス-地形変化の相互作用を考察する上で、アタカマ砂漠は他地域にない特徴的な地域であるといえる。アンデス山脈の高度による内陸からの湿気運搬の遮断や太平洋に流れるフンボルト海流（寒流）の強化 [20－15Ma; Lamb and Davis, 2003] などが極度な乾燥状態を生じさせた要因と考えられている。極度に乾燥した地域では、降水による地形変化が小さく、非常に古い地形を残していると考えられる。極度に乾燥した環境下における地形変化速度を見積もることは、あらゆる気候条件下の中での地形変化速度の最小値に制約が与えられることが期待される。

本研究では、乾燥環境下における浸食速度を見積もるためにアタカマ砂漠中～東部地域（南緯 22 度 40 分、西経 69 度地点）に分布する丘陵や広大な扇状地において、地形の様々な地点から石英を含む中礫を採取した。石英中に生成した Be-10 および Al-26 を用いて TCN 法により浸食速度を求めた。その結果、アタカマ砂漠の中～東部地域における花崗岩からなる地表面の浸食・風化速度は、非常に小さく 1-6 (mm/yr) であった。これは、他の乾燥地域で TCN 法により求められた浸食速度と同程度の値を示した[Cockburn et al., 1999]。一方でアタカマ砂漠地域の他の地点で求められた浸食速度と比較すると、本研究で求めた浸食速度は若干高い値を示した[Nishiizumi et al., 2005]。このことは、同様な乾燥環境下にありながら、地域により浸食速度に差がみられることを示唆している。また、岩石種の違いによる浸食・風化速度に差が生じた。花崗岩はより硬いホルンフェルスに比べ、1-2 倍大きい浸食・風化速度を持つことが分かった。これは、化学風化への反応性の違いであると考えられる。

引用文献

Gosse, J.C. and Phillipps, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews 20, 1475-1560.

Houston, J. and Hartley, A.J., 2003. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of huper-aridity in the Atacama desert. International Jounal of Climatology 23, 1453-1464.

Lamb, S. and Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. Nature 23, 1453-1464.

Cockburn, H.A.P., Seidl, M.A. and Summerfield, M.A. 1999. Quantifying denudation rates on inselbergs in the central Namib Desert using in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al. Geology 27, 399-402.

Nishiizumi, K., Caffee, M.W., Finkel, R.C., Brimhall, G., Mote, T. 2005. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. Earth and Planetary Science Lettere 237, 499-507

O-20　東南極スカルブスネス地域における最終退氷の時期

山根雅子・横山祐典（東大・院・理）・三浦英樹（極地研）
前杢英明・岩崎正吾（広大・院・教育）・松崎浩之（東大・院・工）

Masako YAMANE, Yusuke YOKOYAMA, Hideki MIURA, Hideaki MAEMOKU, Syogo IWASAKI and Hiroyuki Matsuzaki: Timing of the last deglaciation in the Skarvsnes, East Antarctica.

＜背景＞

熱帯域の堆積物やサンゴなどから、最終氷期最盛期（Last Glacial Maximum; LGM: 2万2千年前から1万9千年前; Yokoyama *et al.*, 2000）から現在に至るまでの全球的な海水準変動が明らかになりつつある。これらのデータから、融氷パルス（Melt Water Pulse; MWP）と呼ばれる急激な海水準イベントの存在が明らかになった。近年、このMWPに北半球氷床だけでなく南極氷床も寄与した可能性が指摘されている（Clark *et al.*, 1996; Yokoyama *et al.*, 2001a, b）が、南極氷床の場合、モレーンなどの氷床変動の記録は陸上にほとんど残っていない（Anderson *et al.*, 2002）。また、南極周辺海域から得られた試料への放射性炭素（^{14}C）年代測定法の適用には、海洋リザーバ効果により年代に大きな不確定性が生じること（Berkman and Forman, 1996）や陸上の古い炭素による希釈効果（Ohkouchi *et al.*, 2003）など、いくつか問題点が指摘されている。このような理由から、南極氷床の最終退氷の時期は未だ不確定性が高い。したがって、本研究は、近年開発された表面照射年代法を用いて、東南極に位置するスカルブスネス地域の最終退氷の時期を明らかにし、東南極氷床変動と全球的な海水準変動との関係性の議論を行った。

＜手法＞

表面照射年代法は、二次宇宙線により地表面に露出している岩石の石英中に生成される宇宙線照射生成核種の濃度から、地表面が宇宙線にさらされた期間（露出年代）を直接求める手法である（横山ほか, 2005）。従って、この手法を用いると露岩域の露出年代を直接測定が可能となり、過去の氷床変動を復元することができる。また、半減期の異なる複数の核種の濃度比（例: $^{26}Al/^{10}Be$ 比）から、岩石が長い期間宇宙線照射から遮断されたかどうか、つまり氷床の再拡大に伴う埋没を受けたか否かについても明らかにすることができる。本研究では、石英中の ^{10}Be（半減期 = 136万年）と ^{26}Al（半減期 = 70万年）を定量し、露出年代の決定を行った。試料の化学処理は、Kohl and Nishiizumi (1992) を基にし、片麻岩用に新たな過程を加えた方法を用いた。加速器質量分析は東京大学工学系研究科国際原子力専攻のタンデム型加速器で行った。

＜試料＞

スカルブスネス地域は、東南極のリュツォ・ホルム湾に位置している。リュツォ・ホルム湾には多数の露岩域が点在しており、スカルブスネス地域はその中で最大の面積である。試料は第45次南極地域観測隊（JARE-45）によって採取された、基盤岩10試料と迷子石6試料（すべて片麻岩）であり、可能な限り、基盤岩と迷子石をセットで採取した。迷子石は、氷床が最後に後退した時に堆積したものなので、その年代は最終退氷の時期を示し

ていると考えることが出来る。一方、基盤岩は氷床底が融解している場合（warm-based）には表面の削剥がおこるため、最終退氷の時期を表すと考えられるが、氷床底が凍結している場合（cold-based）には、基盤岩の表面は保存され、以前の宇宙線照射によって生成した核種が残留し、基盤岩の年代は最終退氷よりも古い年代を示す。このように、基盤岩と迷子石の年代の比較から、高精度氷床モデルを作る上で極めて重要な氷床底の状態も間接的に知ることが出来る。

＜結果・考察＞

迷子石の露出年代はすべて完新世（1 万年以降）の値であった。一方、基盤岩の露出年代は、迷子石よりも古かった。これらの結果から、以下のことが考えられる。

最終退氷の時期：本調査地域は完新世に最終退氷が起きたと考えられる。この結果は、この地域の隆起海浜堆積物に含まれる貝化石の ^{14}C 年代（Miura *et al.*, 1998）の結果と整合的である。最終退氷の時期が完新世であることから、本地域の氷床融解が、1 万 4 千年前におきた最も大きな海水準上昇イベントである MWP-1a へ寄与した可能性は低いと考えられる。また、南極氷床の他の地域から得られた表面照射年代法を用いた研究結果（Stone *et al.*, 2003; Bentley *et al.*, 2006; Mackintosh *et al.*, 2007; Johnson *et al.*, 2008）との比較から、東南極氷床は西南極氷床や南極半島氷床より安定していたことが示唆された。

最終退氷の原因：氷床が後退するためには、涵養量の減少、もしくは消耗量の増加、もしくはその両方が必要である。Watanabe *et al.* (2003) による南極ドームふじ氷床コアのデータでは完新世に降雪率が増加している傾向が見られる。また、南極沿岸域では、夏でも気温が 0℃を越すことは現在でも稀である（木津ほか, 2007）。したがって、最終退氷の原因は、北半球氷床の融解に伴う大規模な海水準上昇と海水温上昇による氷床底面の融解が原因である可能性が高い。海水準の上昇によって接地線は内陸側に移動し、接地線より海側の部分の氷床は融解が促進され、最終的に氷床末端は崩壊していったと考えられる。

LGM に拡大した氷床底の状態：迷子石の露出年代と比べて基盤岩の露出年代は古い値を示していた。この理由は、基盤岩には最終退氷後に生成された核種と LGM 以前に生成した核種が含まれているからである、と考えられる。また、基盤岩は、試料によって得られた露出年代に差があった。これらのことから、LGM にこれらの地域を覆った氷床の底面状態は不均一であった可能性が示唆された。

＜引用文献＞

Anderson *et al.* (2002) *Quaternary Science Reviews*, **21**, 49-70.
Bentley *et al.* (2006) *Geological Society of America Bulletin*, **118**, 1149-1159.
Berkman and Forman (1996) *Geophysical Research Letters*, **23**, 363-366.
Clark *et al.* (1996) *Paleoceanography*, **11**, 563-577.
Johnson *et al.* (2008) *Geology*, **36**, 223-226.
木津ほか (2007) *南極資料*, **51**, 35-94.
Kohl and Nishiizumi (1992) *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 3583-3587.
Mackintosh *et al.* (2007) *Geology*, **35**, 551-554.
Miura *et al.* (1998) *Polar Geoscience*, **11**, 260-274.
Ohkouchi *et al.* (2003) *Radiocarbon*, **45**, 17-24.
Stone *et al.* (2003) *Science*, **229**, 99-102.
Watanabe *et al.* (2003) *Memoirs of National Institute of Polar Research Special Issue*, **57**, 25-37.
Yokoyama *et al.* (2000) *Nature*, **406**, 713-716.
Yokoyama *et al.* (2001a) *Palaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **165**, 281-297.
Yokoyama *et al.* (2001b) *Quaternary International*, **83-85**, 9-18.
横山ほか (2005) *地質学雑誌*, 111, 693-700.

O-21　宇宙線生成核種を用いた南極ドームふじアイスコア中の古地磁気イベントの分析

阿瀬　貴博(東京大学)・横山　祐典(東京大学)・堀内　一穂(弘前大学)・松崎　浩之(東京大学)・植村　立(国立極地研究所)・本山　秀明(国立極地研究所)

Takahiro Aze, Yusuke Yokoyama, Kazuho Horiuchi, Hiroyuki Matsuzaki, Ryu Uemura and Hideaki Motoyama; Measurements of paleomagnetic event using cosmogenic nuclides in the Dome Fuji ice core, Antarctica

グローバルな気候のメカニズムを理解するためには、異なる地域間における過去の気候変動のタイミングを決定することが重要である。極域の氷のコア研究から宇宙線生成核種の生成率はその時代の地磁気強度と逆相関することが報告されており、これまでに両極のアイスコア中の ^{10}Be 記録から過去の Laschamp エクスカーション等の地磁気イベントが復元されている(例えば Yiou et al. (1997), Raisbeck et al. (2007))。したがってアイスコア中の ^{10}Be や ^{36}Cl 等の宇宙線生成核種は、グローバルなタイムマーカーとして非常に有用である。

本研究では南極ドームふじ観測拠点で 1990 - 1996 年に掘削された第 1 期深層コアの深度 700m から 850m までの部分の ^{10}Be、^{26}Al、^{36}Cl 濃度を東京大学工学系研究科タンデム加速器研究施設(MALT, Pelletron 5UD, 図 1)の加速器質量分析計を用いて測定している。この深度は DFO-2006 age (Kawamura et al. (2007))によると、およそ 35 - 45 kyr BP に相当している。これまでの測定では深度 190m、41 kyr BP 付近に顕著な ^{10}Be 濃度のピークが見られた。これは過去の地磁気エクスカーションとして知られている Laschamp エクスカーションに対応していると考えられる。ピーク前後の ^{10}Be 濃度はおよそ 1.3 - 3.2 × 10^5 atoms / g ICE の範囲であった。また、同一試料から測定した δ^{18}O の結果から降雪堆積速度を見積もり ^{10}Be 濃度からフラックスを計算したところ、南極ドーム C で報告された結果(Raisbeck et al. (2007))とピークの形がよく一致した。これはこの期間、両地点において ^{10}Be のフラックスの変動の差はほとんど無かったことを示している。

引用文献

Yiou *et al.*, J. Geophys. Res., 102, 26783-26794, 1997
Raisbeck *et al.*, Climate of the Past, 3, 541-547, 2007
Kawamura *et al.*, Nature, 448, 912-917, 2007

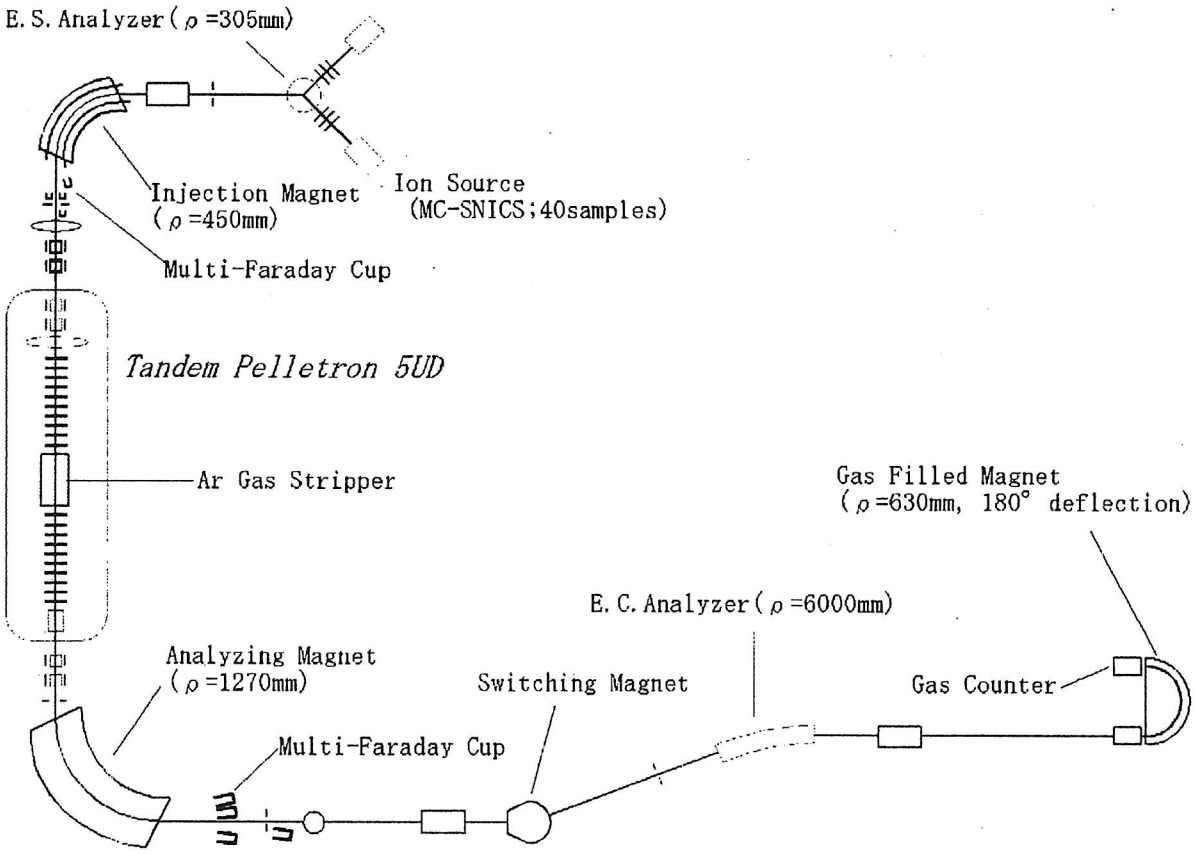


図1　MALT 加速器質量分析システムビームライン

O-22 放射線炭素年代補正曲線：最終氷期のサンゴのウラン系列核種を用いた補正の進展と問題点

横山祐典（東大・地球惑星/IFREE・JAMSTEC），エサット　テザー
（オーストラリア核物理および工学研究所）

Yusuke Yokoyama, Tezer M Esat: Issues in radiocarbon calibration using U-series dating on last glacial corals.

Radiocarbon age calibration beyond the extent of tree-ring records depends on Uranium series age determination of fossil corals or speleothem, both of which can provide independent calendar ages. Less direct methods rely on layer counting and comparison with other well-dated records. The majority of the results show large atmospheric radiocarbon peaks which are inconsistent both in magnitude and timing between different determinations even though considerable effort to provide a reliable radiocarbon age calibration curve beyond 25,000 years during the last ice age (Yokoyama et al., 2008). The results of the most recent work from Araki Island fossil corals(Chiu et al., 2005) show a monotonic change from about 33 to 49 ka, with no radiocarbon peaks, but with some gaps in the data. The difference between this and previous results, from fossil corals, has been attributed to selection of better-quality samples and rigorous analytical methods. However, previous results from Huon Peninsula (Yokoyama et al., 2000; Cutler et al., 2004) indicate radiocarbon peaks exclusively located within the gaps in the Araki data (Esat and Yokoyama, 2008). The timing of the gaps are not random, but appear to be related to severe climate and sea-level variations associated with Heinrich events initiated in the North Atlantic. We propose that the Huon and Araki data sets are complementary rather than exclusive and that the absence of coral growth at Araki Island during Heinrich events presumably reflect local adverse conditions for coral growth.

引用文献

Chiu, T.-C., Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Bloom, A.L., 2005. Extending the radiocarbon calibration beyond 26,000 years before present using fossil corals. ***Quaternary Science Reviews*** 24 (16–17), 1797–1808

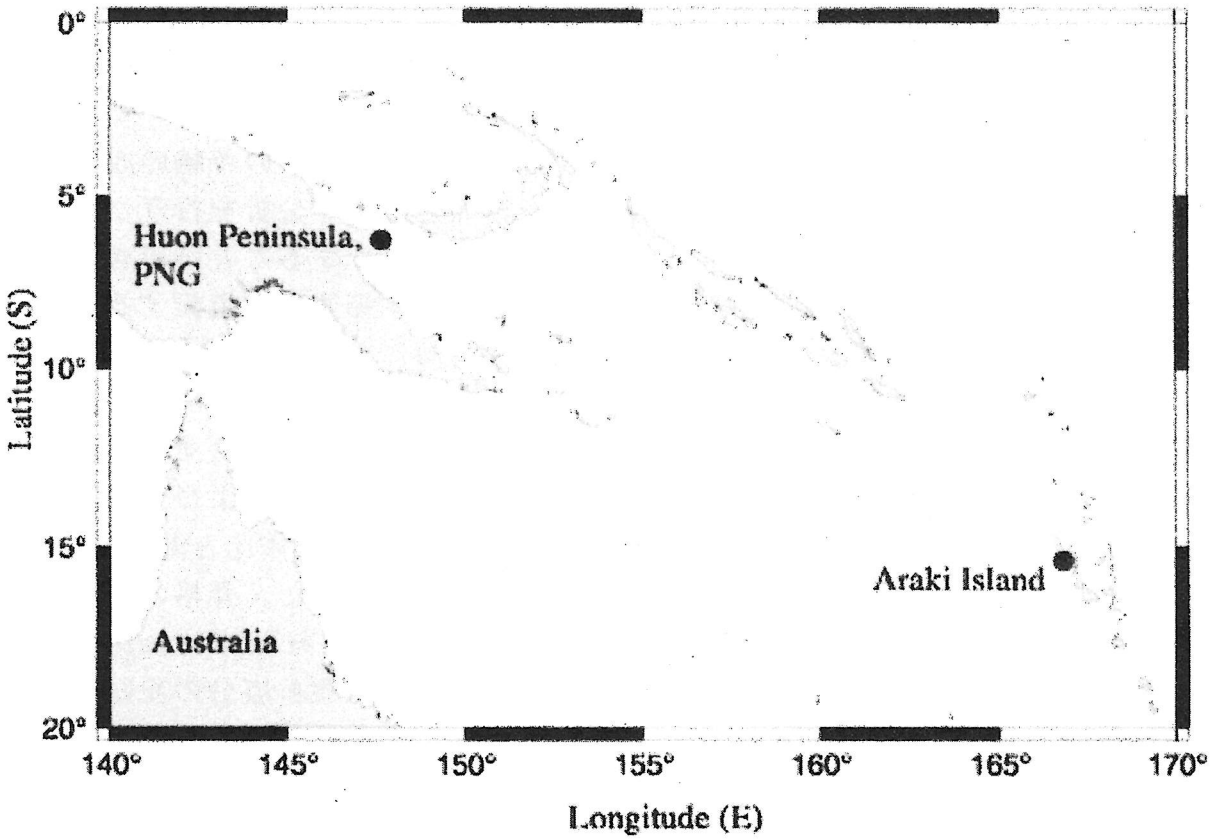
Cutler, K.B., Gray, S.C., Burr, G.S., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cabioch, G., Beck, J.W., Cheng, H., Moore, J., 2004. Radiocarbon calibration and comparison

to 50 kyr BP with paired ^{14}C and ^{230}Th dating of corals from Vanuatu and Papua New Guinea. ***Radiocarbon*** 46 (3), 1127–1160

Esat, T.M., and Yokoyama, Y., 2008. Issues in radiocarbon and U-series dating of corals from the last glacial period. ***Quaternary Geochronology*** 3, 244-252.

Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K., Fifield, L.K., 2000. Last ice age millennial scale climate changes recorded in Huon Peninsula corals. ***Radiocarbon*** 42 (3), 383–401

Yokoyama, Y., Matsuzaki, H., and Esat, T.M. 2008. Prospects for the new frontiers of Earth and environmental sciences. ***Quaternary Geochronology*** 3, 206-207.



O-23　フィリピンのサンゴを用いた南シナ海の中期完新世古環境復元

小林達哉（東大・地惑）、横山祐典（東大・地惑／IFREE・JAMSTEC）、鈴木淳（産総研）、シリンガンフェルナンド（フィリピン大・海洋研）、前田保夫（兵庫県立大・自然環境研）、岡井貴司（産総研）、井上麻夕里（東大・海洋研）、松崎浩之（東大・工）、川幡穂高（東大・新領域）

Tatsuya Kobayashi, Yusuke Yokoyama, Atsushi Suzuki, Fernando Siringan, Yasuo Maeda, Takashi Okai, Mayuri Inoue, Hiroyuki Matsuzaki, Hodaka Kawahata: Mid-Holocene South China Sea Paleoceanographic reconstruction using records of corals from the Philippines coast

南シナ海は東ユーラシア大陸における降水の主要な水蒸気供給源であるため、東南アジアモンスーンの変動を理解するための重要な地域である。古環境の復元には様々な手法が用いられるが本研究ではサンゴ骨格を用いることにした。サンゴ骨格は高密度と低密度の層からなる年輪を形成しており、この骨格には海水温や塩分といった海洋環境の情報が記録されている。この年輪の成長軸方向に沿って種々の安定同位体比や微量金属元素などの化学分析を行うことにより、高い時間分解能（週ー月単位）で海洋環境の復元をすることができる。このためサンゴ骨格には、海底堆積物などでは難しい季節変動を復元することができるという利点がある。しかしながら、南シナ海におけるサンゴ骨格を用いた古環境復元の研究は中国南部における海南島(Sun et al., 2005)など南シナ海北部のみでしか行われていなかった。そこで我々は、南シナ海東部に面するフィリピンのルソン島およびパラワン島の沿岸部より、現生および中期完新世の化石のハマサンゴを採取し、成長軸に沿う骨格の酸素同位体比とSr/Ca比の分析を行って、これらの地域における古海洋環境復元を試みた。骨格の酸素同位体比には海水温と海水の酸素同位体比（≒塩分）の情報があり、Sr/Ca比には海水温の情報のみがあるため、この２種の分析により海水温と塩分の記録をそれぞれ求めることができる。

本研究では、骨格の成長軸方向に沿って400μmの間隔で粉末試料を採取した。化石サンゴの年代は東京大学タンデム加速器質量分析装置による放射性炭素年代測定法により決定し、酸素同位体比は産業技術総合研究所の安定同位体質量分析装置、Sr/Ca比は同研究所の誘導結合プラズマ質量分析装置によって測定を行った。

測定の結果、ルソン島とパラワン島の両方で、現生サンゴより中期完新世の化石サンゴの方が酸素同位体比がおよそ0.6‰ほど大きかったが、Sr/Ca比から復元された海水温は現在と中期完新世ではさほど大きな差は見られないという結果が得られた。これはサンゴ骨格の酸素同位体比の違いが、ほぼそのまま海

水の酸素同位体比の違いと見なせ、現在よりも中期完新世の方が海水の酸素同位体比が大きかったことを示す。このことは、中期完新世に比べて現在の方が降水量が多い・蒸発量が少ないという２つの要因があると解釈できる。完新世を通じて、南シナ海が東ユーラシア大陸における降水の主要な水蒸気供給源であったと考えると、現在の南シナ海で蒸発量が少ないということは夏の東南アジアモンスーンは中期完新世に比べて現在は弱まっていると推定される。このことは中国における石筍の酸素同位体比の記録(Dykoski et al., 2005)や海南島のサンゴ骨格の酸素同位体比の記録(Sun et al., 2005)などと整合的である。

引用文献

Sun et al.(2005) Earth and Planetary Science Letters, 237, 69-84.
Dykoski et al.(2005) Earth and Planetary Science Letters, 233, 71-86.

O-24 鹿島沖コア MD01-2421 の花粉からみた北西太平洋における過去 144,000 年間の気候変動

五十嵐八枝子（北方圏古環境研究室）・山本正伸（北海道大学）

Yaeko Igarashi, Masanobu Yamamoto: Climatic change in the northwest Pacific inferred from pollen records of MD01-2421 core off Kashima for the past 144 ,000 years

鹿島沖で採取された IMAGES コア・MD01-2421 (36°01.4'N, 141°46.8'E; 水深 2,224m)は，全長 45.82m で灰緑色のシルト質粘土からなり，多くの微化石とテフラを含む．堆積物の年代は底棲有孔虫の酸素同位体比，12 層準の AMS^{14}C 値および噴出年代の明らかなテフラ（AT と Aso-4）から確定され，144,000 年間の連続堆積物である（Oba et al., 2006）．Igarashi, Oba (2006) は本コアについて花粉分析学的研究を行い，Tp（花粉温度指標）から夏季の気温変化を，スギ花粉の増減から降水量の変化を求めて東アジア夏のモンスーンの変動を復元した．また，花粉群から中部日本太平洋岸の古植生を復元し，内陸の花粉記録との比較を行った．その結果，Tp 値は MIS5 で振幅の大きな 3 回の変動を示し、それぞれの変動期のピークは 124ka, 113ka, 78ka であった．他方モンスーンによる多雨気候（＞2000mm）に適応するスギは 116ka, 94ka, 71ka をピークとして 3 回増加した．MIS5 で認められた Tp 値とスギ花粉の変動は，MIS4~2 では振幅と変動の幅が小さくなった．今回は MIS3 における Tp 値の変動と GISP2(Dansgaard et al., 1993)の酸素同位体比の変動を比較する目的で，MD01-2421 コアの試料間隔を 180 年に狭めた高精度分析を行った．さらに，同じ東アジアモンスーンの影響下にある中国内陸部の Hulu 洞窟 と Sanbao 洞窟の鍾乳石の酸素同位体比の変動（Wang et al., 2008）と比較した．また，MIS1 における Tp 値変動について新たに考察したので報告する．

1) MIS3 では，Tp 値の比較的高い 59ka と 48ka を除き，48ka と 24ka の間に Millennial-scale の変動が認められた．北西太平洋における MIS 3 の Tp 値変動は，GISP2 および Hulu Cave および Sanbao Cave の酸素同位体比の変動と対比される．

2) スギは，分布を示す花粉含有率を越えることはないことから，モ

ンスーンによる多雨はMIS3では中部日本まで及ばなかった.

3) MIS3における陸域の植生は，基本的にはマツ属と亜寒帯針葉樹のトウヒ属，ツガ属を主とし冷温帯広葉樹のコナラ亜属を交えた森林であったが，Millennial-scaleの気候変動によって寒冷要素と温暖要素の割合が変化した.

4) 夏季の日射量を示すTp値はMIS2末期から上昇したが，8.64 kaで最小値46%に低下し，その後上昇に転じて4kaに最大値（85.6%）に達した．植生はコナラ亜属を主とした冷温帯落葉広葉樹林であったが，8.64kaでは中部山岳帯の1000m以上に分布するトウヒ属が急増しており，気温低下が推定される．この寒冷期はグリーンランドで8K eventとして知られる短期間の寒冷期に対比される.

引用文献：Dansgaard et al., 1993. Nature 364, 218-220. Oba et al., 2006. Global and Planetary Changes 53, 5-20. Igarashi, Oba. 2006. Quaternary Science Reviews, 25, 1447-1459. Wang et al., 2008. Nature, 451, 1090-1093.

O-25

大阪湾堆積物の花粉分析による マツヤマーブリュンヌ地磁気逆転期の高精度気候層序

北場育子・兵頭政幸（神戸大学）・
加藤茂弘（人と自然博）・松下まり子（奈文研）

Ikuko KITABA, Masayuki HYODO, Shigehiro KATOH, and Mariko MATSUSHITA: High-resolution climate stratigraphy across the Matuyama-Brunhes transition from palynological data of Osaka Bay sediments in southwestern Japan

1．はじめに

更新世前期－中期境界の候補とされるマツヤマーブリュンヌ地磁気逆転境界は、海洋酸素同位体ステージ19に位置している。したがって、ステージ19は層序学的に非常に重要な間氷期であるといえる(Pillans, 2003)。マツヤマーブリュンヌ地磁気逆転期については、百年スケールの逆転途中磁場が解明されており(Hyodo et al., 2006; Wang et al., 2006; Yang et al., 2008)、ステージ19の詳細な気候変化を復元すれば、他地域における逆転期の地磁気記録の比較に役立つ。本研究では、磁気層序と気候層序を組み合わせた新たな年代層序を確立するため、マツヤマーブリュンヌ地磁気逆転磁場変化が詳細に調べられた試料を用いて花粉分析を行った。そして、海洋酸素同位体ステージ19を中心に植生、気候の変化を復元した。

2．試料および分析手法

分析試料は神戸市で掘削された大阪湾1700mコアを用いた。マツヤマ - ブリュンヌ地磁気逆転境界を含む深度409.03m～384.83mの層準において、約1m間隔で採取した26サンプルを分析試料とし、抽出した花粉化石を樹木花粉が500個以上に達するまで全面検鏡した。

3．結果

ステージ20末期は針葉樹が卓越する亜寒帯性気候を示すが、ステージ19に入ると全体として落葉広葉樹であるブナ属、コナラ属コナラ亜属が優占する冷温帯性気候を示す。ステージ18初期の植生は若干の寒冷化を示すものの、大まかにはステージ19の冷温帯性気候を継続する。

沿岸植生の影響を受けている層準のデータを除くとステージ19は3つの植生帯に分かれる。前期はブナ属、ごく短期間の中期はコナラ属アカガシ亜属、後期はスギ属が分析層準中最も多く産出することで特徴づけられる。

4．考察

ステージ 19 の植生は、以下のような気候を示す。前期は高い冬季降水量と比較的寒冷な気候で特徴づけられる。中期には冬季温暖・夏季冷涼な年較差の小さい、ステージ 19 で年平均気温が最も高いヒプシサーマルを迎える。後期は、年間降水量が大幅に増加し、全体を通して緩やかな寒冷化傾向が続くが前期よりは温暖な気候を示す。

ヒプシサーマルは、標準海洋酸素同位体比曲線(Bassinot et al., 1994)が示すステージ 19 の最高海水準イベント 19. 3 から 6000～7000 年後に起こっている。また、日射量のピークの 11000～12000 年後に起こっている。さらに、同曲線はステージ 19 の前期の海水準の方が後期よりも高く温暖であることを示唆するが、植生は逆に後期の方が温暖な気候であったことを示している。

更新世の前期－中期境界の候補とされるマツヤマーブリュンヌ地磁気逆転主境界は、イベント 19. 2 直前のヒプシサーマルに位置する。冷涼・湿潤な気候から温暖・多湿な気候への明瞭な移行がマツヤマーブリュンヌ地磁気逆転トランジションの中で生じており、ステージ 19 内におけるマツヤマ逆極性クロンとブリュンヌ正極性クロンの間で気候が異なる。イタリア南部の古地磁気と花粉化石の詳細な記録においても、マツヤマーブリュンヌ地磁気逆転トランジションの期間に、より温暖で湿潤な気候への移行が見られる(Capraro et al., 2005)。さらに、房総半島の詳細な花粉化石データ(Okuda et al., 2006)にも同様な気候の移行が見られる。このように、マツヤマーブリュンヌ地磁気逆転境界をまたいで起こった温暖化と湿潤化は汎世界的な現象の可能性がある。

本研究で得られた詳細な気候層序は、マツヤマーブリュンヌ地磁気逆転期の詳細な磁気層序(Hyodo et al., 2006)と組み合わせることで、ステージ 19 の高精度編年に役立つと期待できる。

引用文献

Bassinot et al. (1994) Earth and Planetary Science Letters 126, 91-108.

Capraro et al. (2005) In: Head & Gibbard (Eds.), Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence. Geological Society, London, Special Publications, 247, 159-182.

Hyodo et al. (2006) Journal of Geophysical Research 111, B02103, doi:10. 1029/2004JB3584.

Okuda et al. (2006) Island Arc 15, 338-354.

Pillans (2003) Quaternary Science Reviews 22, 1569-1577.

Wang et al. (2006) Physics of the Earth and Planetary Interiors 159, 109-117.

Yang et al. (2008) Geophysical Journal International, in review.

O-26

隠岐堆と鹿島沖海底コアの古環境記録の比較

大場忠道（北海道大学名誉教授）

Tadamichi OBA: Comparison of paleoenvironmental records in marine sediment cores between the Oki Ridge and off Kashima

日本列島の陸上の環境は、その沖合を流れる海流によって大きな影響を受ける。特に、第四紀後期の氷期と間氷期が繰り返された時代は、日本海に暖流が流入するか寒流が流入するかによって全く違った環境になったであろう。同様に、太平洋側でも黒潮が北上するか親潮が南下するかによって大きく異なったに違いない。これまでの日本海の海底コアの研究は、同じ日本海の中の別の海底コアの結果とは比較されても、太平洋側の海底コアの結果との比較はほとんど成されて来なかった。そのため、最終氷期最盛期頃に日本海の表層に低塩分水が拡がった時、太平洋側ではどのような海況だったのか？海洋同位体比ステージ(MIS) 2 の後半からなぜ日本海に親潮が流入するようになったのか？その後に海水準がどの位上昇した時に日本海に対馬暖流が流入できるようになったのか？またその時には、太平洋側で黒潮の北上があったのか等々、不明な点が多かった。この発表では、これまで演者がグループを組んで詳細に解析して来た日本海の隠岐堆の海底コアと太平洋側の鹿島沖の海底コアの研究成果を比較して、上述の疑問を解き明かすことを目的としている。

隠岐堆の海底コア(KH79－3, C-3)の層序は、日本海の至る所で見られる明色層と暗色層の互層が共通しており、8 層の加速器質量分析(AMS)法の ^{14}C 年代と 5 枚の広域ﾃﾌﾗ (K-Ah, U-Oki, AT, Ym, Aso-4) を含む過去 9.5 万年前まで達している堆積物である。一方、鹿島沖の海底コア(MD01-2421)は、その底生有孔虫の殻の酸素同位体比カーブが標準的な酸素同位体比カーブと酷似しており、12 層の AMS^{14}C 年代と 2 枚の広域ﾃﾌﾗ(AT と Aso-4)を含む過去 14.5 万年前まで達している均質な堆積物である。

今回の発表では、それぞれのコアの主要な結果を詳しく説明するが、図 1 には両コアに含まれる底生および浮遊性有孔虫の殻の酸素同位体比カーブが示されている。両コアの 4 本の酸素同位体比カーブは、コアの最上部から約 1 万年前までは同じように変化しているが、それ以前では全く異なっており日本海は独自の環境変化を遂げて来たことを示唆している。その C-3 コアの底生および浮遊性有孔虫の酸素同位体比カーブは、9.5 万年前の MIS 5b から 2.8 万年前の MIS 3 の末期まで大きな変化を示していない。しかし、その後の浮遊性有孔虫の酸素同位体比カーブに示されるように、日本海の表層に低塩分水が拡がり始めたのは約 2.8 万年前で、鹿島沖では黒潮と親潮の間の混合水塊の南下で表層水温が低下し、浮遊性有孔虫の酸素同位体比が増加し始めている。日本海で低塩分水が最も拡がったのは、海水準が現在より

約 100 m 低下して日本海がほぼ閉鎖的になった 1.8〜1.9 万年前頃で、鹿島沖では親潮の南下が著しかった時代である。その後，C-3 コアの浮遊性有孔虫の酸素同位体比が急速に大きくなり、底生有孔虫が再び出現して来る約 1.7 万年前から日本海には親潮が津軽海峡を通って流入して来たと解釈されるが、その頃は北緯 65 度の夏の日射量が増加してシベリヤ低気圧が発達し、それに伴ってオホーツク海高気圧も発達した時代である。その結果、北東風が強くなり親潮の南下が強くなったために日本海へ親潮が流入するようになったと解釈される。その親潮の南下で鹿島沖でも約 1.1 万年前まで寒冷な海況が続いた。今日、赤道太平洋において El Nino 状態の年には、夏のオホーツク海高気圧が発達して黒潮の北上が抑えられ、東日本が寒冷になる傾向がある。約 1.5〜1 万年前にかけて El Nino に似た状態から La Nina に似た状態になるが、それによって鹿島沖では 1 万年前に黒潮の北上によって急速な温暖化が起こっている。その融氷期である 1 万年前に海水準が現在より約 40 m 低かったと考えられるが、その頃から日本海へ対馬暖流が流入し始めた。しかし、対馬暖流の本格的な日本海への流入は 8 千年前頃で、その頃に鹿島沖においても黒潮前線が現在と同様な位置まで北上して来た。

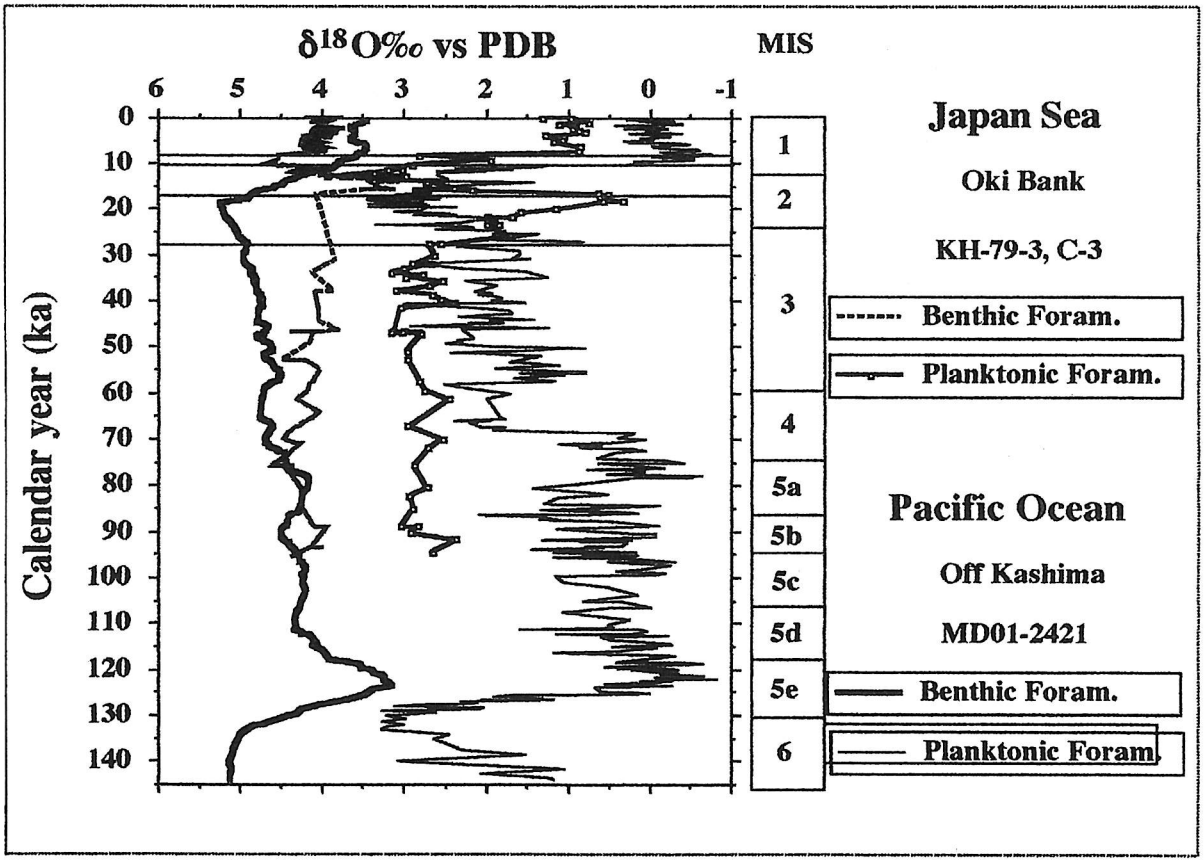


図 1. 日本海の隠岐堆の海底コア(KH79-3, C-3)と鹿島沖の海底コア(MD01-2421)に含まれる底生および浮遊性有孔虫の殻の酸素同位体比カーブ. MIS は海洋同位体比ステージで奇数が間氷期ないし亜間氷期、偶数が氷期ないし亜氷期を表わす.

O-27

堆積魚鱗記録から見た過去 1500 年間の魚類資源変動

加　三千宣（愛媛大学）・武岡英隆（愛媛大学）・杉本隆成（東海大学）

Michinobu Kuwae (Ehime University), Hidetaka Takeoka (Ehime University), Takashige Sugimoto (Tokai University): Records of fish abundances over the last 1500 yrs reconstructed from fossil scale abundances in the Beppu Bay sediments

20 世紀において、マイワシ・カタクチイワシのバイオマスが数十年スケールで大きく変動することが知られている。これは日本沿岸だけでなく、カリフォルニア沖やチリ・ペルー沖にも同じような数十年スケール変動が起こっている。しかも、太平洋を遠く隔てたこれらの魚種のバイオマスは同位相あるいは逆位相で変動するという。こうした数十年スケールの魚類資源変動は、太平洋スケールの気候変動とリンクしているとされている。

一方、こうしたイワシ類の資源量変動は、20 世紀だけでなく過去 1000 年以上にもわたって 50 年～100 年スケールで大きく変動してきたことが堆積物の記録から解ってきた（Baumgartner et al., 1992）。しかし、こうしたイワシ類の記録は，東部太平洋以外の海域では報告がない。こうした記録を遠隔地間で比較すれば、太平洋規模で起こる長期的な魚類資源変動の実態と、その背後にある気候－海洋－生態系変動機構に関してあらたな情報を提供できると考えられる。

我々の研究グループは、西部太平洋においてはじめて海底堆積物からイワシ類のウロコを発見した。このようなウロコは，日本沿岸の海底堆積物で見つかることはなく，魚類資源の長期動態を知る上で大変貴重な試料である。本研究では，このウロコを用いてマイワシ・カタクチイワシのアバンダンス変動の復元を試みた。

発表では、別府湾のピストンコア及びグラビティーコア試料を用いて過去 1500 年間におけるウロコのアバンダンス記録を紹介し、近年明らかにされてきたカリフォルニア沖のアバンダンス記録（Baumgartner et al., 1992）や、北太平洋北部のアラスカサーモンのアバンダンス記録（Finney et al. 2002）との比較から、魚類資源に太平洋スケールのリンクが存在する（図１）こと、それは 100 年及び 1000 年スケールで起こり、太平洋の気候－海洋変動にこうしたスケールの変動が存在する可能性について紹介する。

引用文献

T. R. Baumgartner, A. Soutar, V. Ferreira-Bartrina, *CalCOFl Rep.* **33**, 24-40 (1992). Reconstruction of the history of Pacific sardine and northern anchovy populations over the last two millennia from sediments of the Santa Barbara Basin.

B. P. Finney, I. Gregory-Eaves, M. S. V. Douglas, J. P. Smol, *Nature*, **416**, 729-733 (2002). Fisheries productivity in the northeastern Pacific Ocean over the past 2,200 years

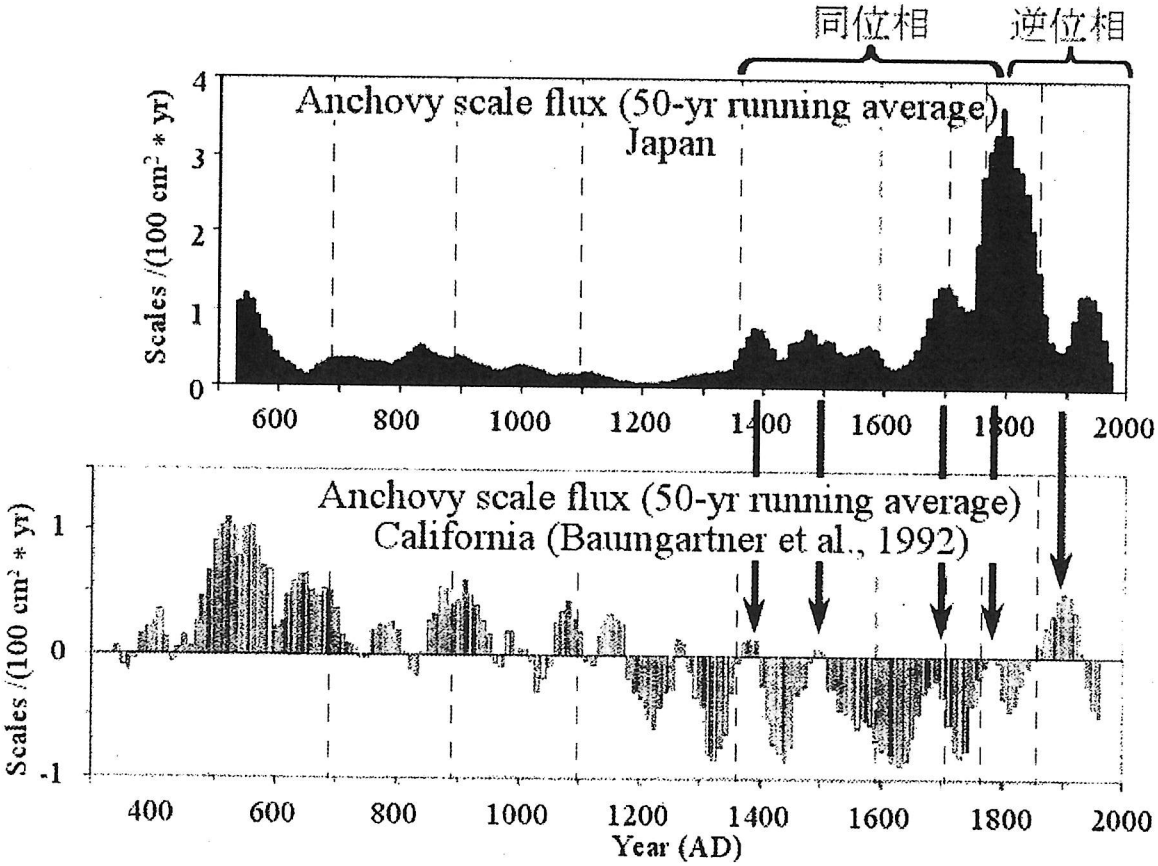


図１　カタクチイワシ魚鱗フラックス変動の東西連動性
矢印は、対比可能なイベント。下図はアノーマリーで示されている。

O-28　堆積魚鱗の窒素・炭素安定同位体比によるカタクチイワシ主要索餌場の推定

石田慎悟（愛媛大学院）・加三千宣（愛媛大学）・武岡英隆（愛媛大学）・杉本隆成（東海大学）
Shingo Ishida (Ehime University), Michinobu kuwae (Ehime University), Hidetaka Takeoka (Ehime University), Takashige Sugimoto (Tokai University): Main feeding grounds of the past Beppu Bay anchovies inferred from stable carbon and nitrogen isotopes of fossil and modern anchovy

カタクチイワシやマイワシのようなイワシ類は、世界で最も漁獲され、その資源の長期予測は大きな注目を集めている。我々は、別府湾より得られた海底コア試料から過去1500年間におけるカタクチイワシとマイワシの鱗アバンダンスを分析し、太平洋スケールの気候変動と連動しているような100年及び1000年スケールの資源変動の存在を明らかにしてきた。

しかし、別府湾に来遊する両魚種の主要索餌場がどこにあるか判っていない。両魚種資源の長期変動を駆動する要因の解明は、別府湾来遊群の主要索餌場を認定することが第一歩となる。一方、カタクチイワシの筋肉の炭素・窒素安定同位体比は回遊ルートの餌料環境を反映し（田中他 2005）、安定同位体比が主要索餌場の推定に利用できる可能性がある。

発表では、日本沿岸各地で得られたカタクチイワシの現生サンプル（鱗、筋肉）における回遊群ごとの同位体比特性について紹介する。

さらに、鱗の安定同位体比が回遊群の同定、すなわち索餌場の推定に利用できる可能性について検討した上で、別府湾海底堆積物より得られたカタクチイワシ・マイワシの鱗の窒素・炭素安定同位体比（図 1）を用いて、別府湾来遊群の主要索餌場の推定を試みた。

引用文献

田中寛繁，高須賀明典，青木一郎（2005）カタクチイワシの回遊二型—炭素・窒素安定同位体比の海域比較. 月刊海洋, Vol.37, No.8, 580-585.

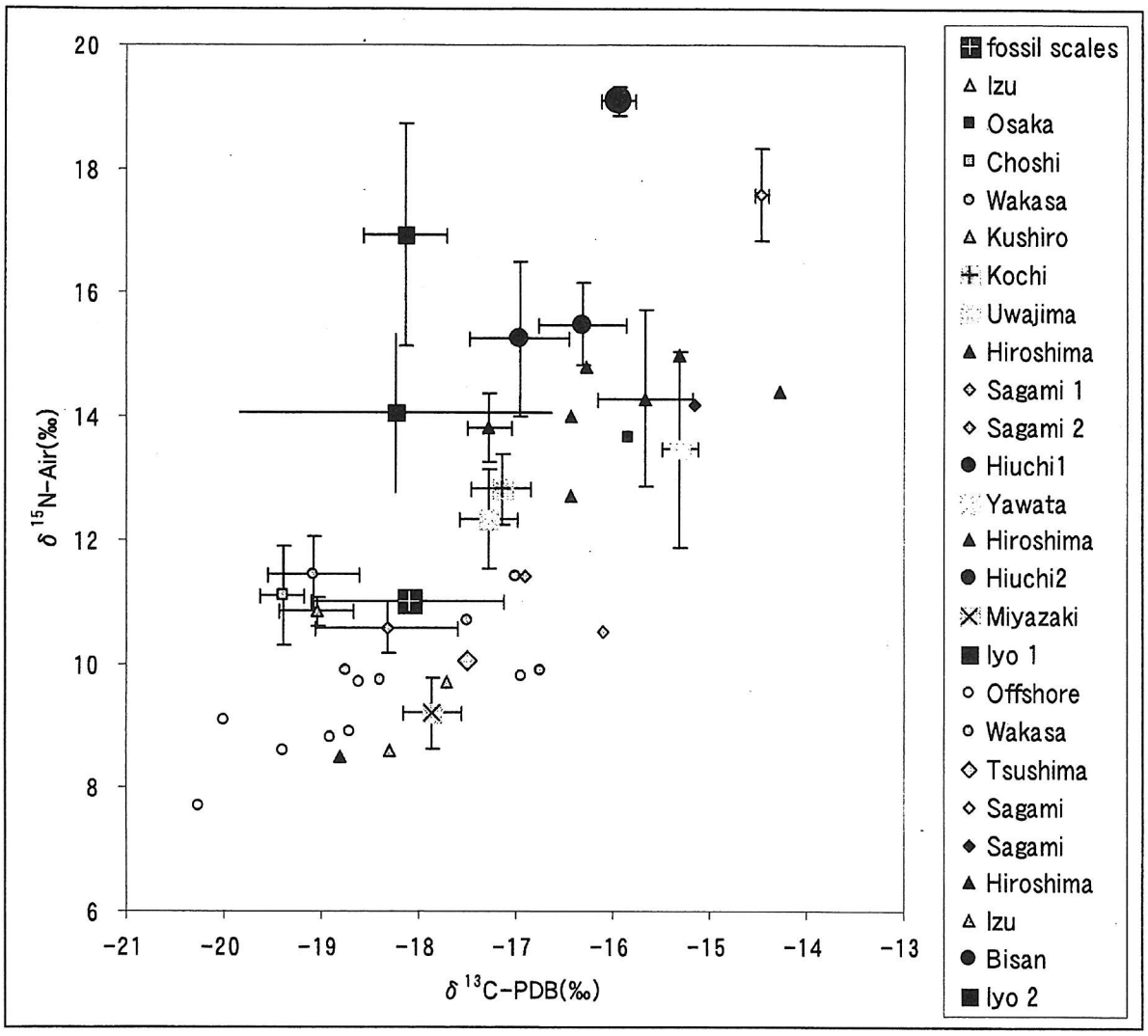


図 1 stable isotope map:全国各地のカタクチイワシ（筋肉）

O-29

Late Glacial environmental change at Lake Suigetsu, central Japan: preliminary evidence from bulk and compound specific organic isotope geochemistry

Jonathan Tyler(東京大学), 横山祐典(東京大学, JAMSTEC),
大河内直彦(JAMSTEC), 中川毅(ニューカッスル大学)

Jonathan Tyler, Yusuke Yokoyama, Naohiko Ohkouchi, Takeshi Nakagawa; Late Glacial environmental change at Lake Suigetsu, central Japan: preliminary evidence from bulk and compound specific organic isotope geochemistry.

The sediments of Lake Suigetsu, central Japan (Figure 1) represent a globally significant archive of climate and environmental change due the presence of annual laminae (varves; Figure 2) which span the past 50,000 years to present day, enabling accurate and precise chronological control and the potential for annual scale analyses. Pollen data for the last glacial-interglacial transition (LGIT, 16-10 ka.BP) suggest marked climate changes which correspond with well documented North Atlantic events, yet which differ with respect to their specific nature and timing (Nakagawa et al. 2003).

In order to validate and develop these findings, we aim to exploit the evidence for changes in lake primary productivity and nutrient cycling, as an indirect response to climate change. Bulk organic matter accumulation rate and carbon and nitrogen isotope composition are complemented by the C and N isotope analysis of specific photosynthetic compounds, offering detailed information concerning changes in the lake aquatic ecosystem. Such changes are known to respond rapidly to external forcing and therefore provide independent evidence of climate change. Preliminary data will be presented and discussed in relation to existing data from Lake Suigetsu and the wider region.

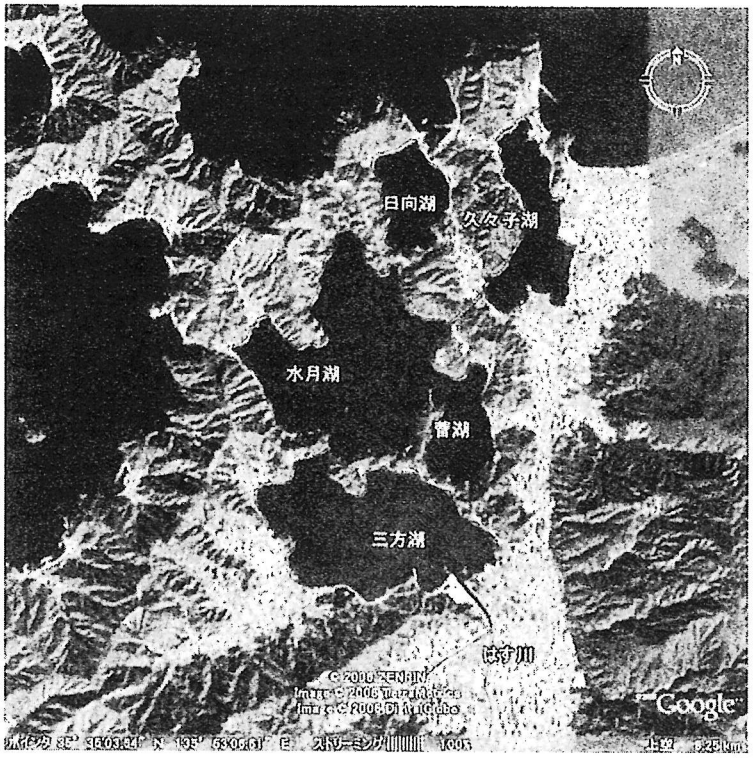


Fig 1. Lake Suigetsu and Mikata-goko located in central Japan.

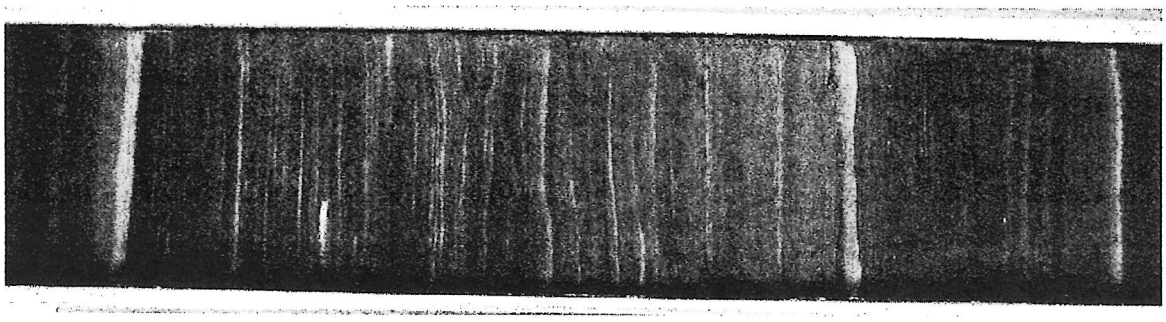


Fig 2. Laminated sediment obtained from Lake Suigetsu.

Reference

Nakagawa, T., et al. (2003) Asynchronous Climate Changes in the North Atlantic and Japan during the Last Termination. Science 299: 688. DOI: 10.1126/science.1078235.

O-30 古地磁気強度および宇宙線生成核種生成率に基づく長期太陽活動の復元とその気候変動への寄与の解明に向けて

菅沼悠介（東大・地惑），横山祐典（東大・地惑），山崎俊嗣（産総研）

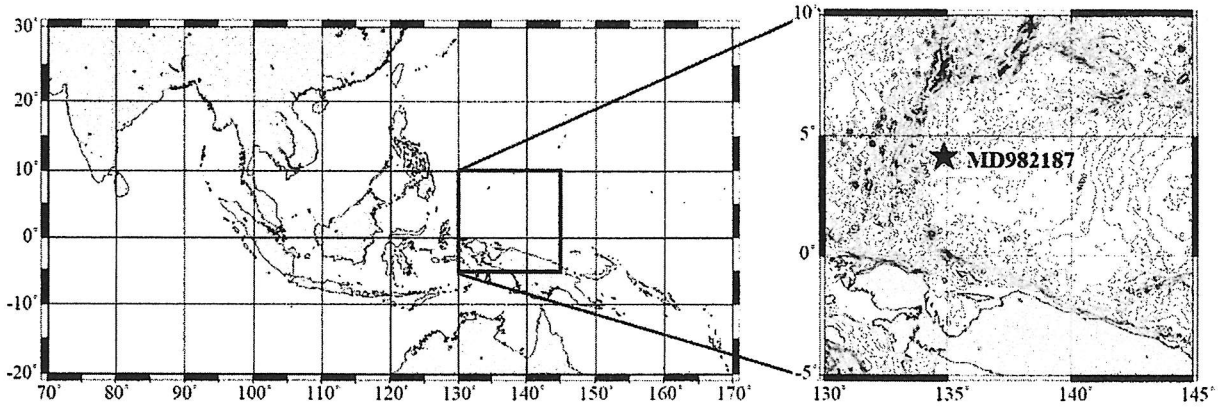
Yusuke Suganuma, Yusuke Yokoyama, Toshitsugu Yamazaki; Reconstruction of long-term solar variability based on geological records of paleomagnetic intensity and cosmogenic nuclide

近年，太陽活動度の変動と地球における数十年~数百年スケールの気候変動の関係が議論されている（Rind, 2002 など）．また，樹木や氷床コアなどに記録される宇宙線生成核種（^{14}C や ^{10}Be など）の生成率変動に基づく数百~数千年間の太陽活動度の復元が行われ，より長期的な太陽活動変動と気候変動の関係も議論されつつある（Beer et al., 2006 など）．この太陽活動と気候変動が相関するメカニズムとして注目されているのが，銀河宇宙線入射量と低層雲量が関係しているというアイディアである（Svensmark, 2007 など）．一方，銀河宇宙線入射量（および宇宙線生成核種の生成率）は，太陽活動の変動と共に地磁気強度の影響も受けて変動する．特に，11 年周期の太陽活動変動における放射エネルギーの変動幅が約 0.1%であるのに対して（Froehlich, 2006 など），地磁気強度は長いスケールであるが過去数十万年間において数十から百数十%も変動しており（Suganuma et al ., 2008 など），銀河宇宙線入射量の変動に大きく寄与しているはずである．これら上記の関係は太陽活動に由来する磁場・太陽プラズマと地磁気の双方が地球を覆い，銀河宇宙線の大気圏侵入をコントロールしていることに由来する．つまり，太陽活動が活発なほど，また地磁気強度が大きいほど銀河宇宙線の侵入が減り，地球表層での宇宙線生成核種の生成率は低くなる（Masarik and Beer, 1999）．しかし，従来の太陽活動変動の復元では，主に宇宙線生成核種の生成率に注目し，地磁気強度変動はあまり評価されてきていない（Vonmoos et al., 2006 など）．

これまで，数千年スケールの宇宙線生成核種生成率のキャリブレーションには，主に考古学試料（炉・窯跡や焼き物）から求めた地磁気強度記録が用いられてきた．考古学試料は比較的正確な年代決定が可能であり，また地磁気強度の絶対値（絶対古地磁気強度）を復元することが出来る．しかし，考古学試料は試料数自体が非常に少ないため年代的に離散的なデータしか得られず，また絶対古地磁気強度の測定は膨大な時間を要するという問題点があり，連続データが必要な宇宙線生成核種生成率のキャリブレーションに十分な地磁気強度変動記録は得られていない．また，両者の記録が高解像度となった場合には年代決定上の誤差の評価が難しいという問題もある．

上記の状況を踏まえて，本研究では遠洋性の海底堆積物を対象とし，古地磁気強度と宇宙線生成核種生成率の両者を同一試料から求めることで，過去数万年間における太陽活動度の復元を目指す．現在は，この研究目標の前ステップとして，堆積物中での地磁気強度と宇宙線生成核種記録の時間差（深度差）の評価を進めている．これは，堆積物表層で固定される宇宙線生成核種（この場合は ^{10}Be）に対して，古地磁気記録は獲得される深度が異なる可能性があるためである．これは，"Lock-in depth"問題として堆積物の古地磁気記録を扱う上で長年議論されてきた重要な問題である．この Lock-in depth 問題の解決は，同一試料中の相対的古地磁気強度と ^{10}Be フラックスに基づく太陽活動度の復元を可能とするだけでなく，地磁気強度変動を用いて氷床コアと堆積物を高精度で対比する際にも不可欠な要素となる．なぜなら，^{10}Be と氷との間に固定時間差は無いと考えられる氷床コア記録と，堆積後に遅れて獲得された古地磁気記録を比較する場合には，Lock-in depth 分のずれが生じるからである．この問題を解決すべく，本研究では赤道太平洋カロリン海盆

で採取された MD982187 コア（下図）の Brunhes-Matuyama 境界（BM 境界：約 78 万年前）層準を対象としている．現在，この BM 境界を同時間面として，既に公表されている相対的古地磁気強度（Yamazaki and Oda, 2005）と，東京大学所有のタンデム型加速器質量分析計を用いて求めた ^{10}Be フラックスを直接比較することで，Lock-in depth の決定を進めている．



文献

Beer, J., M. Vonmoos, and R. Muscheler (2006) Solar variability over the past several millennia, ***Space Science Reviews***, *125*, 67-79.

Fröhlich, C., and J. Lean (2004) Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms, ***Astronomy & Astrophysics Review***. *12*, 273–320.

Masarik, J., and J. Beer (1999) Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere, ***Journal of Geophysical Research***, *104*, 12099-12111.

Rind, D (2002) Climatology - The sun's role in climate variations, ***Science***, *296*, 673-677.

Suganuma Y., T. Yamazaki, T. Kanamatsu, and N. Hokanishi (2008) Relative paleointensity record during the last 800 kyr from the equatorial Indian Ocean: Implication for relationship between inclination and intensity variations, ***Geochemistry, Geophysics, Geosystems***, *9*, Q02011, doi:10.1029/2007GC001723.

Svensmark, H (2007) Cosmoclimatology: a new theory emerges, ***Astronomy & Geophysics***, *48*, 18-24.

Vonmoos, M., J. Beer, and R. Muscheler (2006) Large variations in Holocene solar activity: Constraints from Be-10 in the Greenland Ice Core Project ice core, ***Journal of Geophysical Research***, *111*. A10105, doi:10.1029/2005JA011500.

Yamazaki, T., and H. Oda (2005), A geomagnetic paleointensity stack between 0.8 and 3.0 Ma from equatorial Pacific sediment cores, ***Geochemistry Geophysics Geosystems***, *6*. Q11H20, doi:10.1029/2005GC001001.

O-31　小氷期における樹木年輪セルロースの$\delta^{18}O$変動パターンと，太陽活動との関連性

山口保彦，横山祐典，宮原ひろ子（東京大学），中塚武（北海道大学）

Yasuhiko T. Yamaguchi, Yusuke Yokoyama, Hiroko Miyahara, Takeshi Nakatsuka; Fluctuation of $\delta^{18}O$ in tree ring cellulose during the Little Ice Age and its relationship with solar activity.

■はじめに

「小氷期」と呼ばれる 15-18 世紀の寒冷期と，太陽活動が弱かった時期（例えば AD1645-1715 のマウンダー極小期）は時期が重なっており，従来から因果関係の可能性が示されてきた．このうちマウンダー極小期では，Miyahara et al. (in press) によって，グリーンランドの気温に，太陽活動変動と同調した変動が見出されている．

本研究では，樹木年輪セルロースの酸素同位体比（$\delta^{18}O$）の分析により，マウンダー極小期 における日本本州中部の気候を復元し，太陽活動データやグリーンランド気温と比較することで，太陽活動と気候の詳細な関係や，気候が太陽活動に応答する空間的広がりを探った．

■試料と手法

樹木年輪セルロース$\delta^{18}O$ は，過去の相対湿度や降水量といった水環境の記録媒体となる（例えば McCarroll and Loader, 2004）．なぜならまず，樹木年輪セルロース$\delta^{18}O$ は，葉表面の蒸散を介して，相対湿度と負の相関を示す．さらに，樹木に取り込まれる降水$\delta^{18}O$ が，モンスーン地域では降水量と負の相関を示す（雨量効果）ため，樹木年輪セルロース$\delta^{18}O$ は降水量とも負の相関を示すことになる．

樹木年輪セルロース$\delta^{18}O$ は，時間解像度が高く（週～年スケール），年代決定誤差がほぼゼロ年であるという長所を持つ．また，気候復元に従来盛んに用いられてきた「樹木年輪幅」と異なり，樹木の生理的・生態的要因の影響を受けにくいという長所も持つ．

樹木年輪セルロース$\delta^{18}O$ を，太陽活動と気候の関係の研究に用いるのは，本研究が初めてである．本研究の分析試料は，奈良県室生寺（34.32’N, 136.02’E, 標高 405m）から採取された，樹齢 392 年（AD1607-1998）のスギ年輪円盤である．各年輪から化学処理でセルロースを抽出し，熱分解元素分析計 - 同位体質量分析計（TCEA-IRMS）で$\delta^{18}O$ 値を分析した．

■結果と考察

(1) AD1938-1998 におけるスギ年輪セルロース$\delta^{18}O$を分析し，気象観測データを比較すると，$\delta^{18}O$ は 6 月の月平均相対湿度と高い相関を示した．このため，本研究で分析したスギ年輪セルロース$\delta^{18}O$は，主に「梅雨前線の活動度」の指標とみなせる．

(2) AD1612-1756 における$\delta^{18}O$ 経年変動では，鋭い負のスパイク（＝相対湿度の上昇）が，14 年程度の間隔で，準周期的に発生していた．本研究の$\delta^{18}O$ データを，太陽活動の指標である樹木年輪$\Delta^{14}C$ のデータ（Stuiver et al., 1998）と比較したところ，湿度増加スパイクの多くは，太陽活動が弱い年（太陽極小期）と，1 年以内のズレで一致した．湿度および太陽活動度が約 14 年の周期で同期して変動していることから，この気候変動は気候システム内部の変動だけでは説明が難しい．太陽活動の弱化が，湿度増加スパイクに影響したと推察される．しかも多くが 1 年以内で一致していることから，太陽活動変動のシグナルは大気を介して伝播したと考えられる．

(3) 本研究の$\delta^{18}O$ 経年変動を，同時期のグリーンランド気温復元値と比較した．すると，日本の湿度増加とグリーンランドの寒冷化が対応するかたちで，両者のスパイクのタイミング，周期性，変動パターンに共通性が見られた．これにより，本研究で示した準周期的な湿度増加スパイクは，少なくとも北半球スケールで同期した気候変動を検出したものであることが示唆された．

本発表ではさらに，$\delta^{18}O$ 経年変動データの詳細な解析や，より高解像度（週～月スケール）の$\delta^{18}O$ 季節変動データから，太陽活動が気候に影響するメカニズムについて考察・議論する．

引用文献

McCarroll and Loader (2004) Quaternary Science Reviews, 23, 771-801.
Miyahara et al. (in press) Earth and Planetary Science Letters.
Stuiver et al. (1998) Radiocarbon, 40, 1127-1151.

O-32　日本における第四紀の古気候変動研究の戦略的展望

公文富士夫（信州大・理）

Kumon, F.: Strategy of Quaternary paleoclimate study in and around Japanese Islands

2007年の後半から第四紀学会の中に古気候変動研究会の設立が検討され，2008年2月の評議員会で承認された．その際に世話人となった会員を中心として，日本列島における古気候変動や古環境変動の解明を強力に推し進める必要性が相談され，その資金的裏付けを得るために日本学術振興会へ「新学術研究領域」の申請を行った．その作業の中で検討してきた日本における古気候変動・古環境変動に対する研究戦略を紹介し，特にこの分野での若手研究者の活躍・参入を期待する次第である．

＜日本の古気候研究の課題＞

我々の身の回りで気候や環境のこれまでにない変化が実感されている．この変化の主要な原因の一つが，IPCC 第4次報告が明らかにしているように人為的な温室効果ガスの増加である．同報告では，人類社会のあり方に応じた温室効果ガスの排出シナリオを想定し，気温や海水準の上昇予測が示されている．しかし，同じ排出量シナリオであっても気候モデルごとに大きな違いがあり，かなりの不確実性を含んでいる．

このような不確実性の低減のためには，気候モデルの中に古気候情報を取り入れ，予測を改善することが不可欠である．それはモデルの初期条件を制約するとともに，過去の気候変動を資料として気候モデル自身の有効性を検証することになる．また，過去の気候変動の記録は，生物群集の変化としても記録されていることが多い．気候変動によって生じた生態系の過去の変遷は，懸念される将来の気候変動に応じて発生する環境や生態系の変化を予測するアナログとしても有用な情報となる．

また，気候変動の将来予測においては，地球全体の「平均的な変動」とともに，広域的・地域的な変動の予測が必要である．特に，日本列島は世界最大の海洋である太平洋と世界最大のアジア大陸の境界に位置しており，モンスーン帯と呼ばれる卓越風の季節的変動とそれに伴う降水量の大きな変動に特徴がある．特に降水量の変動は地域性が高く，また，降水量を規制する要因とメカニズムの解明にも課題がある．日本の研究者はこのような特徴を持つ日本列島とその周辺の古気候・古環境情報を集積し，将来予測に活用できる形で提示する義務がある．　率直に言えば，日本における現在の古気候学研究は，欧米に較べてかなり立ち後れがあり，独自性を発揮できる有利な側面を生かし切れていない

＜課題解決のための研究戦略＞

以下のような5つの柱で研究を推進することで総合的な古気候・環境解析が進展する．

1)　日本列島の自然地理的特性を反映した良質の気候記録媒体を採取する．

「良質」という意味は，①ほぼ均質な細粒堆積物であること，②堆積速度がある程度速くて高時間分解能での解析が可能であること，③ある程度の長い時間範囲（少なくとも数万年）をカバーすること，④指標テフラを挟むこと，といった条件を満たすもので，湖沼や

沿岸海域の堆積物にそのような特質を持ったものが期待できる．また，サンゴ礁およびそれに関連した堆積物は，日本列島南部（亜熱帯）の気候変動や黒潮変動の解析に重要である．日本近海の堆積物については，IMAGES コアなどの活用を図る．このような試料を利用して日本中の研究者が対等の立場で共同研究をすることで，大きな前進が図れる．

2) 指標テフラ同定の高精度化

日本列島の堆積物を扱う上での最大の利点は指標テフラがあることである．日本におけるテフラ研究は世界の最先端を行っているが，いくつかの課題がある．①指標となりうるテフラの記載・分析資料の蓄積，②クリプトテフラと呼ばれる微小で少量のテフラを認定・対比する方法の開発，③広域テフラに地域的なテフラを組み合わせて，重層的なテフラ対比の枠組みづくり，④海域のテフラ認定の拡充，を行い，対比の範囲と時間分解能を向上させることが必要である．このことによって，各種の分析資料を正確に比較し，統合することが可能になる．

3) 陸域の古気候情報の枠組みづくり

人類は陸域に住み，生活しているので，将来の気候変動予測においても最終的には自らの生活する場の気候・環境予測が必要である．また，陸域の古気候指標にはいくつかの提案もあるが，花粉組成に基づく植生変遷がもっとも普遍的で信頼性の高い情報源となっている．そのため，日本列島の古気候情報の要として，数百年～千年オーダーで，日本列島の全域をカバーする花粉組成に基づく古植生の変遷，およびそれを支配した古気候・古環境の変遷を復元する．

4) 研究者の共同と連携の仕組みづくりと研究の高度化

採取した試料は，希望する研究者に対等の条件で配布し，オールジャパンでの研究体制を構築する．共通試料をもちいた共同研究の推進によって，研究者の連携を強化し，併せて切磋琢磨する環境から，研究水準の向上を図る．特に，広く関心を持たれるトピック的課題を取り上げて取り組むことや，生物学的な古気候指標を物理的な温度や降水量に変換する変換関数の開発・改良，などによって，気候モデルにも利用できる形での古気候情報の提起や，環境変動を予測するアナログ情報の提示などを行って，研究成果の効果的なアウトリーチをめざす．

5) 研究成果の分かりやすいまとめ方

気候変動上の画期となる時期の広域指標テフラを時間面として，各種の古気候・古環境指標を統合して，日本およびその周辺の全域にわたる「古地理図」を作成する形で，研究成果をまとめ，公開する，例えば，現在（AD1950 年），K-Ah テフラのある縄文海進期，U-Oki テフラのある晩氷期，AT テフラのある最終氷期最寒冷期（の始まり），DKP のある MIS 4 寒冷期，Aso-4 のある MIS 5b の亜氷期，約 10 万年前の指標テフラ集中期，Aso-2 のある MIS 6・5 境界期　などを設定し，それぞれの年代の海岸線位置，植生分布，平均気温等を示すとともに，夏季と冬季の黒潮・親潮境界や降水量などを復元する．またそれらの画期を基準とした相対的な変動の解析から，時間軸に沿った経年的な変化を解析する．

O-33　東京都八王子市の下部更新統から日本初産出のシカマシフゾウ頭骨化石

小泉明裕（飯田市美術博物館）

Akihiro KOIZUMI (Iida City Museum) : First occurrence of the skull of Shikama's Pere David's deer *Elaphurus shikamai* from the early Pleistocene strata, Hachioji city, Tokyo, Japan.

2005年7月、東京都八王子市越野の宅地造成地の下部更新統、上総層群小山田層（約 1.6Ma）から、演者により大型のシカ科の左右の角付き頭骨が発見された。角の前枝および後枝が2分岐するシカマシフゾウ(*Elaphurus shikamai*)であった。今回報告の標本は、角だけでなく、頭部の骨格や上顎歯を伴うことが、日本固有種とされているシカマシフゾウとしては初めての事例であり、重要であるのでその概要を報告する。

発見当初は、工事で崖が削られて2年以上は経ったと思われる風化面に、臼歯片や骨片が散乱していたが、露頭内部での骨の化学的な保存は良好であった。

シフゾウ化石の産出部位は、ほぼ完全な右角付きの角座骨、左角付きの頭骨左側遠心部、頭骨から遊離した左第2･3大臼歯および臼歯破片、右鼻骨+切歯骨、上顎骨片、頬骨片、その他頭骨破片からなる。

右角は先端部を下向きにして泥層に突き刺さるような縦方向の埋没姿勢のため、前枝および後枝の第2分岐部分は、堆積後の地層の圧密により折れ重なっていた。一方、左角は層理面に沿う方向の埋没姿勢のため変形は少ない。

当該標本は、十分に成長した角と短めの角座骨、半分以上咬耗した第3大臼歯からみて、老齢の雄成獣に由来するものである。

これらの化石を産出した宅地造成地には、下位より上総層群平山層の浅海性の砂層、これを覆う小山田層の河川成の礫層～砂泥層、シフゾウ化石を産した淡水ないし汽水成の泥層、貝類を含む浅海成の砂泥層、第2堀之内火山灰層、浅海性の砂層が露出している。

シフゾウ化石の推定年代は、上位に挟まれる第2堀之内火山灰層が、房総半島の上総層群黄和田層のKd25テフラ（約162万年前、長橋,2006）に対比されている（多摩川足跡化石調査団・昭島市教育委員会,2002）ことから、約1.6Maと考えられる。

従来、シカ類化石は、ほとんどの場合、角にもとづいて分類されてきており、シカマシフゾウも、その模式標本は、Otsuka(1968)によって新種記載された、

兵庫県明石付近の大阪層群産の落角である。また Otsuka(1972)は、同じ地域の明石海崖の大阪層群産でさらに保存のよい落角を記載して、シカマシフゾウを、同年代の中国産 *Elaphurus bifurcatus* と共に新亜属 *Elaphuroides* に分類し、同時に設けた新亜属 *Elaphurus*(s.s.)に、現生種シフゾウ *E. davidianus* などを分類した。

従来、日本の鮮新-下部更新統産のシフゾウ化石は、模式標本を含む近畿地方の大阪層群産（およそ 1.6～1.0Ma）と、東京西部の上総層群産（およそ 1.8～1.6Ma）と、千葉県の上総層群産（およそ 1.0～0.8Ma）が知られていたが、ほとんどは角の根元の一部のみであり、シカマシフゾウの特徴である前枝・後枝それぞれが先の方で２分岐する角の全体像が確認できる標本は、上記の Otsuka(1968・1972)によって記載された３点の落角のみであった。

今回報告するシカマシフゾウ標本は、右角はそのほぼ全体が保存されている３例目の標本である上、上記の２落角標本では観察できない、現生種シフゾウと共通な、粗い凹凸が角の表面に見られる点が特徴である。

この角の表面の粗い凹凸は、現生のシカ科の角の中でもシフゾウにのみ見られる特徴であるため、シカマシフゾウと現生種シフゾウとの系統的類似性が示唆されることが、あらためて明らかとなった。

また本標本の上顎第３大臼歯は、舌側中央の咬頭(エントスタイル)の形態が、比較できたシカ科現生種の中ではシフゾウに最も類似するものの、歯冠頬側の近遠心長は約35mm、近心側の歯冠頬舌幅は約35mmと、他の骨格要素の大きさに比べ、現生種シフゾウよりもかなり大きい点が特徴的である。

また本標本に基づき、日本の鮮新-下部更新統産のシフゾウ化石（およそ1.8～0.8Maのもの）を概観すると、絶対的な産出数が少ないものの、若い年代のものの方が角の第一分岐の高さが、低い傾向が伺える。

今後は、本標本に見られる形態的特徴を、中国大陸産で角の形態の類似する *Elaphurus bifurcatus* や *E. chinnaniensis* なども含め、可能な限り角以外の部位も含めて比較して、シフゾウとその類似種の進化史を再検討することが必要である。

引用文献：

長橋(2006)　第四紀学会要旨集,36,34-35.

Otsuka(1968)　*Rep. Fac. Sci. Kagoshima Univ.*, (1):121-129.

Otsuka(1972)　*Bull. nat. Sci. mus.*, 15(1):197-210.

多摩川足跡化石調査団・昭島市教育委員会(2002)、昭島市,15p.

O-34

柏崎平野の地下構造と沖積層の年代

鴨井幸彦((株)興和)・安井 賢((有)甲賀地盤調査)・
中村清朗(明治コンサルタント(株))・石橋輝樹
KAMOI Yukihiko, YASUI Satoshi, NAKAMURA Seiro, ISHIBASHI Teruki : Subsurface geologic structure in Kashiwazaki plain and the age of the Alluvium.

1. はじめに

2007年7月16日に発生した新潟県中越沖地震(M 6.8)では，盛土(人工)地盤や，丘陵と沖積低地の境界付近に被害が集中した。とりわけ砂丘地の縁では，液状化による被害が目立った。平野の縁辺部に被害が集まった点については，柏崎平野における沖積層の性状や基盤の地質構造が関係していたと考えられる。

柏崎平野における沖積層は柏崎層と呼ばれ[1]，①沖積層の層厚が場所によって大きく変わり，沖積層基底面が凹凸に富んでいること(最終氷期に刻まれた複雑な谷地形を反映)[2),3)]，②最大で約70 mの層厚を持つこと[2),3)]，③全体に粘性土が主体で谷奥部ではしばしば泥炭層を介在すること[2),3)]，④海成(粘土)層は鵜川沿いの海岸部にしか確認されていないこと[2),3),4)]，⑤鵜川沿いと鯖石川・別山川流域とで層相や層厚に違いが見られること[2),3)]，などの特徴を持つことが指摘されている。

しかし，沖積層の堆積年代に関してはこれまでほとんどデータがなく，沖積層の区分もN値をもとに大まかに3区分されてきたというのが実状である[1),3),5)]。筆者らは，柏崎平野の各所で掘削されたボーリングコア試料から^{14}C年代を測定し，柏崎層の堆積年代に関して新知見を得たので紹介する。

2. 柏崎平野の地形的位置

柏崎平野の平面形状でまず注目されることは，①北北東—南南西方向のいわゆる新潟方向に細長く伸びているという点である[6)]。また，②西山丘陵の南方延長部分が細長い半島状に米山山地方向に伸び，平野の日本海への出入り口を狭めている点も特筆される[2),3)]。

①の点は，当地域が褶曲帯に位置していることと深く関係している。褶曲軸は5～10 kmの間隔で南北に雁行状に配列し，背斜が丘陵に，向斜が低地にそれぞれ対応していることが多い。柏崎平野の長軸は西側の寺泊・西山丘陵と東側の中央・黒姫丘陵に挟まれた低地帯に一致し，南限は米山山地で画される。このように，柏崎平野の大きさは，褶曲構造の配置によって決められている。

一方，②の点は，柏崎の沖積層の層相を規制した要因になったと考えられる。日本海と平野の出入り口が狭まっていることは海水の内陸部への侵入を阻み，淡水域の優勢な環境を作り出したと推定され，海岸に沿って伸びる半島状の張り出しは，砂丘の形成を容易にした。

3. ^{14}C年代値とその意味

これまでに海岸部を中心に11点の^{14}C年代値を得た(表1)。

表 1 柏崎平野における沖積層の^{14}C年代一覧表

ボーリング略称名	地盤高 (m)	採取地点名	採取深度(GL.-) (m)	試料の種類	測定値(yrsBP.) (未補正値)	測定機関コード番号
東本町 9-7-1	+ 7.05	柏崎市東本町	- 9.64～- 9.69	粘土質泥炭	4,370±130	KEEA-446
東本町 9-7-2	〃	〃	-10.69～-10.74	粘土質泥炭	6,330±160	KEEA-447
東本町 9-2-5	+ 9.37	〃	-32.30	木片	8,990±110	KEEA-449
東本町 9-7-6	+ 7.05	〃	-41.90～-41.95	木片	9,200±110	KEEA-450
柏崎 BP 12-7-2	+ 4.06	柏崎市栄田	-14.90	木片	7,440± 50	Beta-154068
柏崎 BP 12-7-3	〃	〃	-21.70	炭質物	7,990± 50	Beta-154069
柏崎 BP 12-8-1	+ 4.77	柏崎市剣野町	- 5.71	泥炭	4,270± 60＊	Beta-154070
柏崎 BP 12-7-5	+ 4.06	柏崎市栄田	-38.90～-38.91	木片	8,880± 40	Beta-160319
柏崎 BP 12-7-8	〃	〃	-62.57	木片	12,150± 40	Beta-234664
柏崎 BP 12-9-4	+ 4.50	柏崎市剣野町	- 8.35～- 8.45	泥炭	6,420±100	Beta-234665
西港町 19-3-1	+ 4.24	柏崎市西港町	- 9.50～- 9.60	有機質シルト	5,380±100	Beta-239693

＊中村ほか(2002)による

これらの年代値から以下のことが明らかになった。

① 現在の海面とほぼ同じレベルに泥炭層が堆積し，その堆積年代は約 6,000～4,000 年前である。これは縄文海進高頂期以降の海水準安定期に一致する。この事実は，この時期までに平野の埋積が終了し，湖沼から湿原環境に変わったことを意味する。

② 現在の柏崎市街地を載せる砂層は，これらの泥炭層をおおって堆積したものである。

③ 柏崎平野でも晩氷期の地層（最上部更新統）の存在が確認される。

④『新潟県地盤図』では，越後平野において，多数の年代値をもとに，平野の発達史を考慮して，約 5,000 年前，約 10,000 年前を境に沖積層を 3 区分している。柏崎平野では，従来N値をもとに沖積層を 3 区分してきたが，両者はおおむね対応しているようである。

4. まとめ

柏崎平野の沖積層に関する研究はまだ十分ではなく，不明な点が多い。たとえば，荒浜砂丘を作る荒浜砂層とその下位の番神砂層・大湊砂層との判別もあいまいである。また，柏崎層と下位の安田層との判別も難しいところである。今後はさらに資料を増やし，不明な点の解決を図りたい。

引用文献：

1) 柏崎平野団体研究グループ(1979)柏崎平野の地形発達史と下谷地遺跡周辺の地形．新潟県埋蔵文化財調査報告書 19 北陸自動車道 埋蔵文化財発掘調査報告書 下谷地遺跡，83-116.； 2) 鴨井幸彦(2000)1.1 平野部の地盤． 107-111，新潟県地質図改訂委員会編，20 万分の 1 新潟県地質図説明書，新潟県，200p.； 3) 新潟県地盤図編集委員会編(2002)新潟県地盤図および同説明書，(社)新潟県地質調査業協会，A0 版 4 葉，66p.； 4) 中村清朗・木村卓司・石郷岡浩司・安井賢・鴨井幸彦・小林巌雄(2002)新潟県柏崎平野の沖積海成層の地質と土質特性．第 37 回地盤工学研究発表講演集，53-54.； 5) 建設省北陸地方建設局・北陸技術事務所編(1981)新潟県平野部の地盤図集(新潟平野編，高田平野・柏崎平野編)．北陸建設弘済会．； 6) 岸 清・宮脇理一郎(1996)新潟県柏崎平野における鮮新世～更新世の褶曲形成史．地学雑誌，105(1)，88-112.

O-35 埼玉県北西部，荒川低地における完新統黒色有機質シルト層の年代と分布

楡井　尊（埼玉県立自然の博物館）・小林健助

Takashi NIREI and Kensuke KOBAYASHI: ^{14}C Age and distribution of the Holocene black organic silt bed in Arakawa Lowland, Northwest Saitama Prefecture, Japan

埼玉県下の完新統の堆積物中には，しばしば黒色を呈する有機質の泥層が見られる．低地においては，それらは「黒土層」「黒泥」などと呼ばれ加須低地で厚いことが多いという（堀口，1986）．しかしながらその層位や広がり，形成過程についてはまとめられておらず，その実態は明らかではない．本報告では，荒川低地の２地点での検討結果を報告する．

坂戸市赤尾の越辺川河床には上部完新統の黒色有機質シルト層が露出している．その年代は，約 2150±80yBP と報告されている（町田 1995）．この地点で花粉分析を行った楡井(1996)は炭化片および土壌動物化石の産出を報告している（図２，３）．炭化片の中には鋸歯状の構造を残しているものがあり（図３）ヨシの桿の表皮細胞の配列に酷似している．

いっぽう，荒川中流部，鴻巣市滝馬室の御成橋付近の護岸工事現場（図１のB）から，黒ボク土様の層相を示す黒色有機質シルト層を見いだし，年代測定と含まれている炭化片の観察を行った．調査地点の完新統は，下位より，明灰色シルト，暗褐色シルト，黄褐色砂質シルト黒色有機質シルト，灰色粘土質シルトの順に累重する．黒色有機質シルト層は，粘性が低く手に持つと簡単にくずれ，いわゆる黒ボク土と類似する層相を呈する．この層は，工事によって露出した露頭全面（約 200m）に連続して観察された（図４）．

この黒色有機質シルト層について３層準の放射性炭素年代を測定した．暦年較正した年代は，下位より 5320BC-5215BC, 2470BC-2280BC, 40BC-70AD を示した．このことから黒ボク土に類似した黒色有機質シルト層の堆積には，約 5,000 年以上の時間がかかっていることになる．通常の水成堆積物の堆積速度と比較してたいへん遅い．従って層相の観察と年代値から鴻巣市滝馬室の黒色有機質シルト層は，陸成層であり埋没した黒ボク土である可能性が高いと考えられる．

花粉分析のための分離処理したスライドを落斜照明により観察したところ，不透明で鋭角な外形を呈する炭化片を多数確認できた（図５）．

これら２地点の黒色有機質シルト層には，多くの炭化片を含む点で共通している．坂戸市赤尾の地層では下限が不明であるが，鴻巣市の黒色有機質シルト層の形成時期と重なっている．こうした黒色有機質シルト層は，荒川低地にひろく分布する可能性がある．

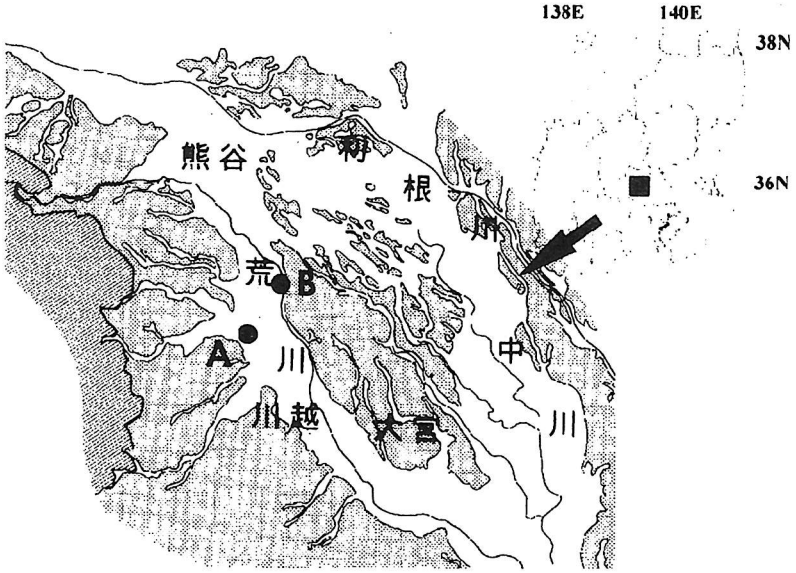


図１調査地点．Ａ：坂戸市赤尾．Ｂ：鴻巣市滝馬室

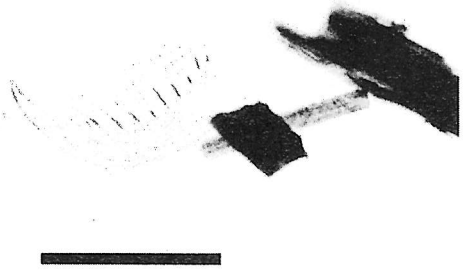


図２．小型節足動物の口器の一部（坂戸市赤尾）．スケール＝５０μｍ

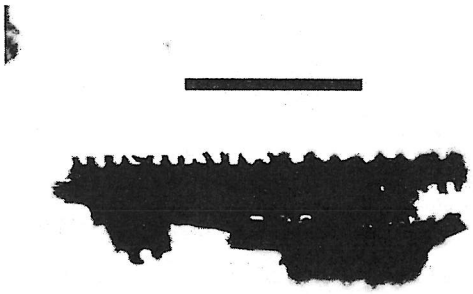


図３．鋸歯状構造を残す炭化片（坂戸市赤尾）．スケール＝５０μｍ

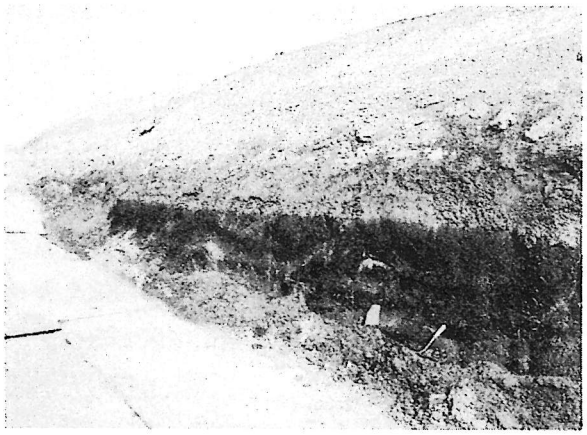


図４．黒色有機質シルト層の露頭（鴻巣市滝馬室）

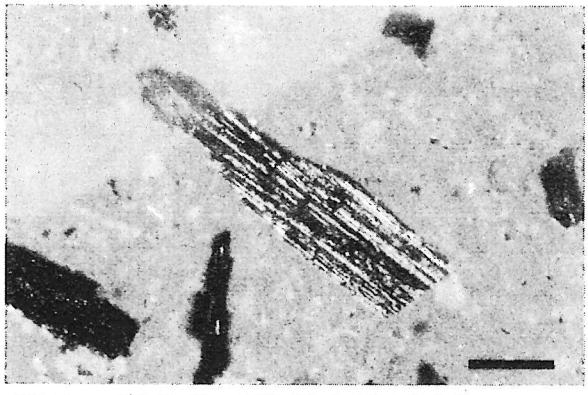


図５．炭化片（鴻巣市滝馬室）スケール＝１００μｍ

O-36 殻長と底質粒度組成の関係から見た小櫃川河口域における珪藻殻の運搬・堆積過程

千葉 崇(東大・新領域)

Takashi CHIBA: Transporting and depositional process of diatom frustules inferred from relations between size of diatom frustules and grain size of deposits in a tidal area of Obitsu river

はじめに：第四紀においてあらゆる水域に生息する珪藻化石を用いて沿岸域の古環境を復元することを目的とした多くの研究があるが(例えば小杉, 1988), 珪藻はμm サイズの生物であるため, 死後その殻は水によって流されやすく, 生息環境と珪藻殻の堆積環境にズレが生じることがある. この現地性・異地性の問題は, 珪藻遺骸群集の初期化石化過程(タフォノミー)における問題として議論されてきた(小杉, 1986;1989;Sawai, 2001). 古環境復元においては珪藻遺骸群集より異地性の要素を取り除くことが重要であるが, その要因は堆積環境ごとに異なるため, 予め現世において堆積環境の特性を捉え検討することが重要である. 本研究では, 細粒物堆積量が多い環境での珪藻遺骸群集の形成過程を底質との対応から詳細に検討し, その結果を踏まえて, 環境指標種群(安藤, 1990;鹿島, 1986;小杉 1988)の古環境復元での有効性を再検討することを目的とした.

調査地域：調査地域である小櫃川河口地域は, 東京湾で唯一の自然状態に近い干潟である(図 1). この干潟には, 塩水沼や潮位により塩分が変化するクリーク, アシなどの塩生植物群落といった多様な水環境と地形が形成されており珪藻群集と環境の関係を調べる上で適している. 本研究では, 南に位置するクリーク(地点 7・8・9・10・12・13)にて 6 地点より採取した試料を用いた. 南側クリークは前浜よりの地点7, 8, 9において含泥率が高い. また, 水質は季節と天候により大きく変化し, 塩分は 4 ～ 29 ‰を示す.

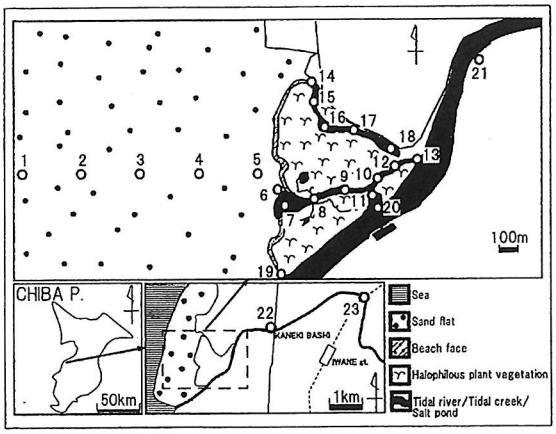


図1:調査地域と試料採取地点

手法:本研究では南側のクリークにて2006年11月, 2007年2月, 5月, 8月に採取した試料を用い, 小杉(1985)の染色法を用いて珪藻の生体と遺骸を染め分けた後プレパラートに封入し, 西華産業株式会社Soft Imaging System"analysis"を用いて, PC モニター上で珪藻の殻長を 1 個体ずつϕスケール($n\phi$=1/2n mm)で測定しつつ完形殻のみ600 個体以上を計数した. 以下, 11 月の分析結果を中心に議論する.

結果・考察:2006 年 11 月の珪藻の産出傾向を見ると, 遺骸の産出量が多かった(図 2). 小櫃川河口域の北側クリーク(地点 14・15・16・17・18)において, 殻長が 5.5ϕ以下の大きさの珪藻が運搬され含泥率の増加に伴いその個体数が増加することが報告されているが(千葉, 2007), 本調査地域においてもその傾向が示唆された. 特に 5.5ϕ以下の殻長の *Achnanthes* 属, *Cocconeis* 属が堆積環境の含泥率の増加に伴い遺骸の堆積量が多かったため, 異地性の要素が高いと考えられた. またこれらの運搬過程に着目すると小櫃川河口三角州において, 海生種遺骸が卓越する地域と淡水性種遺骸が卓越する地域に分けられることがわかった. さらに, この傾向が生体の産出量が多い季節でも見られるか, 季節を変えて検討する必要があると考えられた.

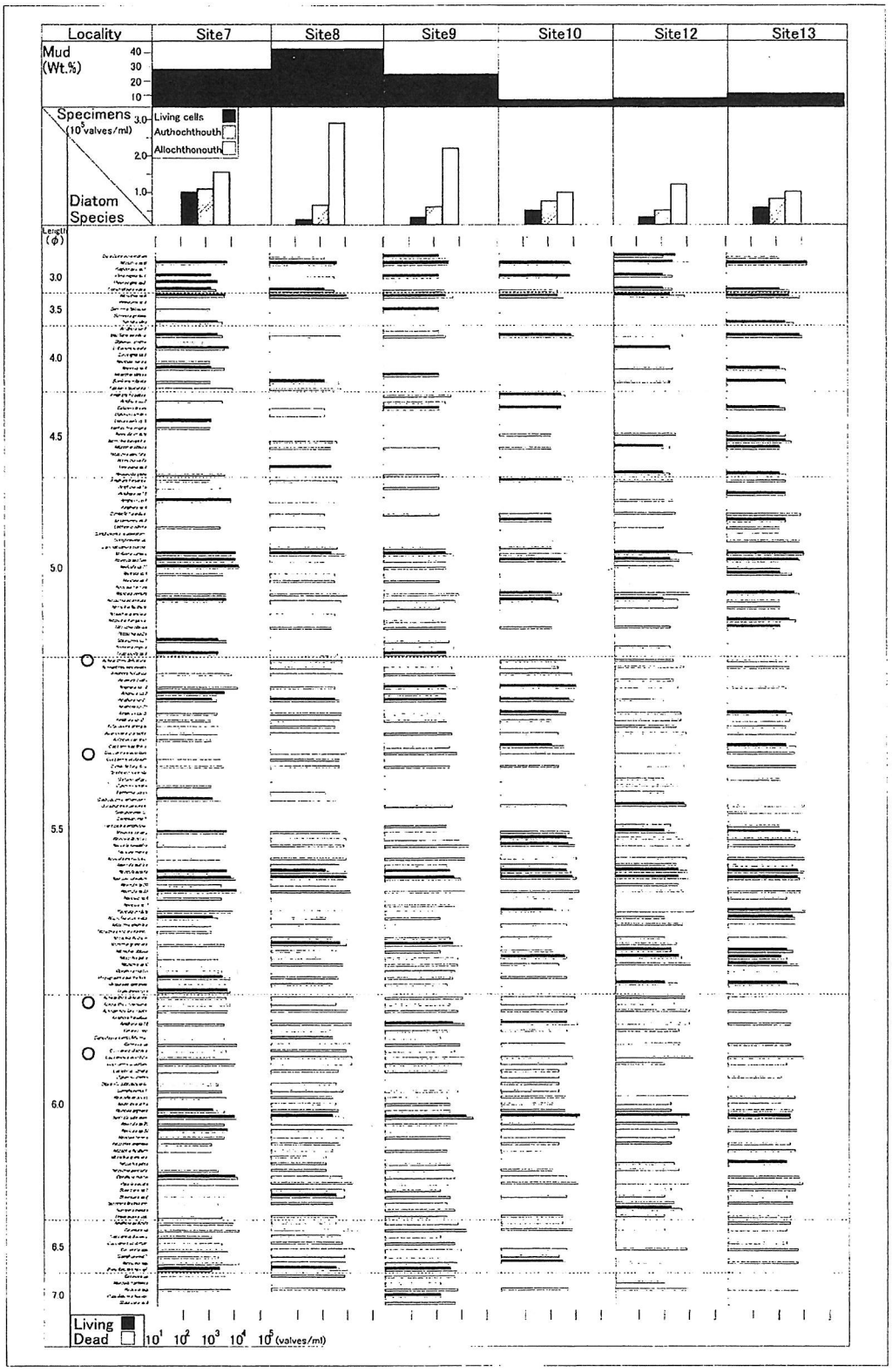


図2:調査地点ごとの含泥率・珪藻の産出個体数・殻径の関係(1段目:調査地点番号,2段目:含泥率,3段目:産出総個体数,4段目:種ごとの生体・遺骸の産出個体数と平均殻径/○は *Achnanthes* 属, *Cocconeis* 属を示す)

引用文献:安藤一男(1990):東北地理,42,73-88. 千葉 崇ほか(2008):地球惑星科学連合大会講演要旨(CD-ROM),Q139-P0008 鹿島 薫(1990):九州大学教養地研報,27,17-23. 小杉正人(1985):第四紀研究,24,2,139-147. 小杉正人(1986):地理学評論,59,1,37-50. 小杉正人(1988):第四紀研究,27,1-20. 小杉正人(1989):日本ベントス研究会誌,35/36,17-28. Yuki Sawai(2001):Paleo. Paleo. Paleo.,173,125-141.

O-37 サロベツ湿原における植生変化の要因

紀藤典夫（北教大函館）・森永未央（北海道キリンビバレッジ）・吉川優樹
Norio KITO, Mio MORINAGA and Yuki YOSHIKAWA: Causes of vegetation change in the Sarobetsu Mire

湿原の植生は，湖沼の埋積に始まる場合，低層湿原から高層湿原への一連の過程が進行し形成されると考えられている．この植生の遷移は，一般的には湿原堆積物の堆積の進行に応じて自生的に起こる場合がある一方で，種々の外的要因が関与して起こる場合もある．Walker (1970)は，イギリスの花粉分析の研究から，模式的な湿生遷移が起こるのは全体の 46%で，残りの変化はこれから逸脱した変化を示すとした．また，Jackson *et al.* (1988)や Singer *et al.* (1996)は，北米の湿原の研究から，湿原植生を変化させる要因は外的な要因（地下水位の変化，気候変化，人的影響）であり，自生的（autogenetic）な変化が植生を変化させるわけではないとした．筆者らは，北海道北部に形成されたサロベツ湿原の植生遷移過程を検討し，この湿原の植生変化の過程が自生的な遷移と考えられるのか，あるいは外因要因が影響しているのかについて花粉分析により検討した．

湿原植生の変化が外的な要因によって影響を受けている場合，異なる地点における植生の変化のタイミングが一致すると予想される．そこで，昨年度の報告した調査地点に新たな 2 地点を加え，それぞれの地点から採集されたコアの花粉分析により，花粉組成の変化のタイミングが相互に関連しているのか否かを検討した．試料を採集した 3 地点（A, B, C 地点と呼ぶ）は，いずれも上サロベツ湿原内に位置し，相互に 1.2～1.6km 離れている．年代測定は，それぞれのコアについて，5～6 件（全部で 16 件）の泥炭の AMS ^{14}C 年代測定を行い，Calib 5.0（Stuiver *et al.*, 2005）により較正年代に較正した．このほか，A および C 地点から検出された樽前 a テフラ（AD1739）の年代を用いた．花粉・胞子のカウントは，非樹木花粉・胞子が 500 個を超えるまでカウントした．

分析結果を地点ごとにまとめると，

A 地点（45°06′13.2″N, 141°40′57.0″E；昨年度の報告地点）：深度 4.7m までが泥炭からなり，それ以深は粘土層．泥炭最下部の年代は，約 6400cal yr BP．主要な花粉組成の変化は，下位から「イネ科・単条溝型シダ胞子」，「イネ科・ヤチヤナギ属」，「カヤツリグサ科・ミズゴケ属・イネ科」，「ミズゴケ属・ツツジ目・ヤチヤナギ属」，「ツツジ目・ヤチヤナギ属」，「ミズゴケ属・ヤチヤナギ属・ヒカゲノカズラ属」．

B 地点（45°06′31.1″N, 141°41′43.0″E）深度 5.1m まで泥炭堆積物からなり，それ以深は砂やシルト・粘土層．泥炭層最下部の年代は約 6350cal yr BP．主要な花粉組成の変化は，下位から「イネ科・カヤツリグサ科・誕生型シダ胞子」，「カヤツリグサ科・ヤチヤナギ属」，「ハンノキ属・モチノキ属・カヤツリグサ科・イボタ属-ハシ

ドイ属」，「カヤツリグサ科・ヤチヤナギ属・ツツジ目」，「カヤツリグサ科・単条溝型シダ胞子・ミズゴケ属」，「イネ科・カヤツリグサ科・ツツジ目」．

C地点（45°05′49.5″N, 141°42′16.6″E）深度5.5mまで泥炭層からなり，それ以深は砂・シルト・粘土層．泥炭層最下部の年代は，約6380cal yr BP．主要な花粉組成の変化は，下位から「イネ科・カヤツリグサ科・単条溝型シダ胞子」，「ハンノキ属・ミズバショウ属・ユリ科」，「ヤチヤナギ属・イネ科・カヤツリグサ科」，「ミズゴケ属・カヤツリグサ科・イネ科」，「ミズゴケ属・ツツジ目」，「ミズゴケ属・ヒカゲノカズラ属」．

湿原の形成開始年代は，3地点のいずれも6400～6300cal yr BPの範囲内で，このことは6400～6300cal yr BPにある程度の広い範囲で湿原形成が始まったことを示唆する．縄文海進最盛期（約7000cal yr BP）以降の海水準の低下に伴って，湿原形成が進行したと考えられる．

湿原植生の変化過程は，本研究で分析したいずれの地点においても，イネ科，カヤツリグサ科や単条溝型シダ胞子が高い割合を占める低層湿原の植生から始まる．その後，表層に向かってミズゴケ属が増加する傾向はいずれの地点でも同様であるが，それに至る植生変化の過程はそれぞれの地点で異なっている．A地点とB地点では，3000cal yr BP前後からヤチヤナギ属やモチノキ属，イボタ属-ハシドイ属の増加が顕著で，湿原の地下水位の低下が推定されるが，C地点においてはそのような傾向は見られない．

それ以外の湿原植生の変化時期は，それぞれの地点によって異なり，気候変化や地下水位の変化などの広域的に影響を与える要因が契機となって植生の変化が進んだとは考えにくい．それぞれの地点における植生変遷の過程で，自生的な結果として形成されたと推定される．

表層付近ではミズゴケ属の減少や矮性潅木類の増加，ヒカゲノカズラ属の増加が認められ，乾燥化の傾向が読み取れるが，その時期は地点によって異なる．したがって，これらの原因は，一部はその地点の局地的な自然状況として現れ，また別の地点では人為的な影響として現れているものと思われる

なお，本研究は環境省環境技術開発推進費「サロベツ湿原の保全再生にむけた泥炭地構造の解明と湿原変遷モデルの構築」（代表冨士田裕子：北大）の経費を用いて実施された．

引用文献：Jackson, S. T. *et al.* (1988)Ecology, 69, 928-936. Singer, D. K. *et al.* (1996) Ecology, 77, 1765-1778. Stuiver, M. *et al.* (2005) CALIB 5.0, {WWW program and documentation}. Walker, D. (1970) Walker, D. and West, R. G. eds., "Studies in the vegetational history of the British Isles", Cambridge University Press, Cambridge, 117-139.

O-38　北海道縄文時代アスファルト遺物のバイオマーカー分析

佐々木榮一　（石油資源開発株式会社）

EIICHI SASAKI; The Biomarker Analysis for Asphaltic Archaeological Remains on Jomon Period in Hokkaido, Japan

1．はじめに

アスファルトは原油中の揮発性成分が失われ、酸化や水和作用等の二次的な変質を受けた不揮発性の物質である。原油は生物の遺骸等（有機物）が、地中深く埋没し、温度・圧力を受けて（熟成）生成されたものである。その原油中には生物によってのみ合成可能な化合物、すなわち生物指標化合物（バイオロジカルマーカー又はバイオマーカー）が存在している。代表的なものはイソプレノイド、ステラン、トリテルパン、芳香族ステラン等である。

筆者は北海道の縄文時代の遺跡から出土した５つのアスファルト遺物のバイオマーカー分析を行い、それらのバイオマーカー特性を明らかにした。そして、北海道内で産出する原油のバイオマーカー特性と比較検討をおこなったので報告する。

2．試料及び分析方法

分析試料した５つの考古遺物はいずれも縄文時代後期から晩期の遺跡から出土したものであり、それらは船泊遺跡、野花南熊野沢遺跡、柏原遺跡、野田生１遺跡及び浜松２遺跡である。分析方法は通常の原油分析の方法に準じ、各種の試料処理をおこなった。そして脂肪族炭化水素成分を取り出し、ガスクロマト（FID）及びガスクロマトグラフ質量分析計（GC-MS）による分析をそれぞれ実施した。更に追加検討として芳香族バイオマーカーTAS（ﾄﾘｱﾛﾏﾃｨｯｸｽﾃﾛｲﾄﾞ）組成比による原油との比較検討もおこなった。

3．結果と考察

・北海道産原油をステラン組成のクロスプロット図から２つのタイプ（Aタイプ：陸源有機物起源原油、Bタイプ：海成有機物起源原油）に区分し、分析された各アスファルト遺物のジアステラン値による組成比と比較検討した（図－３）。

・船泊遺跡（礼文町）のアスファルト遺物はAタイプの原油に由来するアスファルトであり、その産地は近接する天北地域から由来する可能性が高い（図－４）。

・野花南熊野沢遺跡（芦別市）、柏原遺跡（苫小牧市）、浜松２遺跡および野田生１遺跡のアスファルト遺物はすべてBタイプであり、同タイプの原油産地、すなわち石狩・厚田地区、八雲・森地区及び木古内地区のいずれかの近接地区から由来した可能性が高い（図－４）。

・芳香族バイオマーカーTAS組成によるクロスプロットにおいても同様な結果を得た。

なお、本研究は平成17年度科学研究費（奨励研究）の助成を受けた。

＜引用文献＞

・西田英毅他(1997)：北海道原油の地化学的特徴　石油資源開発(株)技術研究所　研究報告 No.12
・鈴木優他（2001）：芳香族ｽﾃﾛｲﾄﾞによる原油・根源岩対比　石油資源開発(株)・同研究報告 No.15

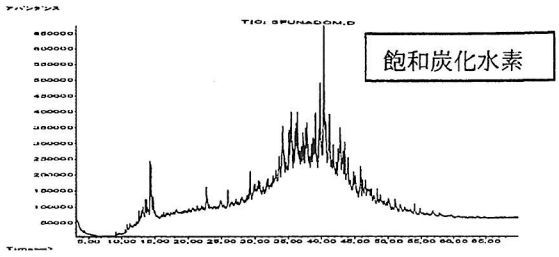


図-1 船泊遺跡アスファルト遺物の全ガスクロマトグラフ（FID）

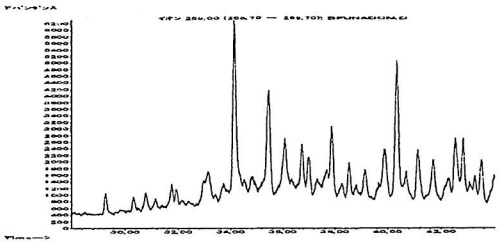
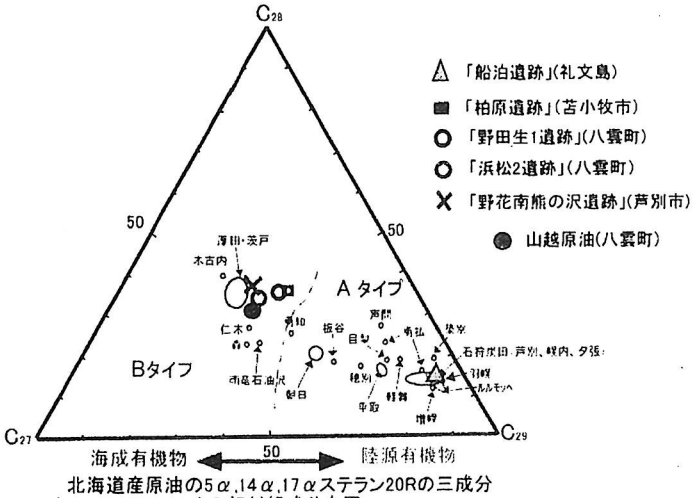


図-2 同遺物ジアステランイオンクロマトグラフ(GC/MS)



北海道産原油の5α,14α,17αステラン20Rの三成分
(C27-,C28-,C29-)の相対組成分布図　（西田英毅他、1997 一部修正）

アスファルト遺物のステランプロット

（遺物のステラン値は13β,17α-20Rジアステラン値を用いている）

図-3　5遺物のジアステラン値と北海道産原油のステラン値とのクロスプロット図

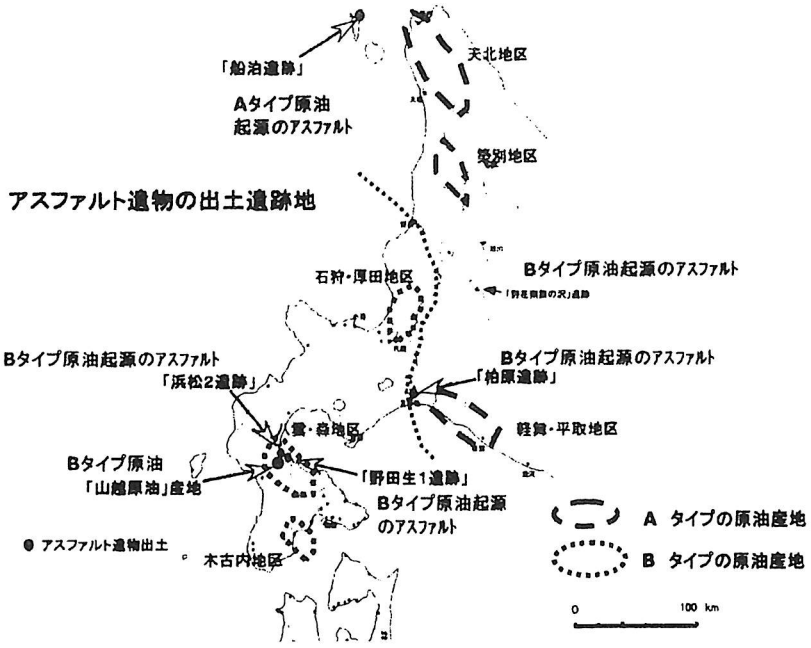


図-4　アスファルト遺物出土地と北海道原油産地との関係図

O-39 土器付着炭化物と現生生態試料の炭素年代測定結果から推定される琵琶湖における淡水リザーバー効果

宮田佳樹（歴博），遠部慎（歴博），南雅代（名大年測センター），坂本稔(歴博)，今村峯雄(歴博)
Yoshiki MIYATA, Shin ONBE, Masayo MINAMI, Minoru SAKAMOTO and Mineo IMAMURA; Possibility of freshwater reservoir effect in Lake Biwa

はじめに

本研究では，これまで琵琶湖沿岸の低湿地遺跡で観察されてきた，土器外面付着炭化物よりも土器内面付着物の方が古い炭素年代を示す現象を琵琶湖における“淡水リザーバー効果”の可能性から考察することを目的とする。

分析

滋賀県米原市入江内湖遺跡（図１）から出土した北白川下層Ⅱc式（縄文時代前期）の８つの土器片から得られた付着炭化物の炭素年代測定結果を図２に示す（Miyata et al., 2007)。採取した付着炭化物は，国立歴史民俗博物館で AAA 処理を行い，炭素精製，AMS 年代測定は（株）パレオ・ラボ社で行った（一点のみ国立歴史民俗博物館で炭素精製し、東京大学工学部 MALT で AMS 年代測定を行った)。年代測定作業終了後の整理作業段階で，これらの土器片が全て同一個体であることが判明した。

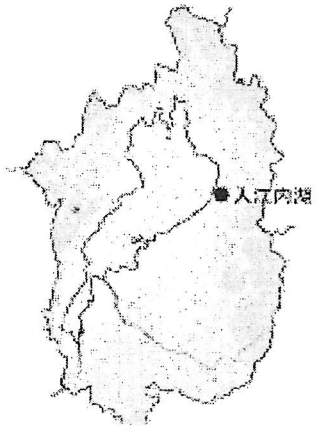


図１．滋賀県入江内湖遺跡

結果と考察

SGMB-4232b の年代測定結果を除くと，内面付着物（5053±12 BP; N=5）の炭素年代は，外面付着物（4961±22 BP; N=7）の年代よりも，系統的に 90 ^{14}Cyr 古い値を示した（t 検定を行ったところ，内面と外面は有意水準５％で異なる二つの集合であることが示された)。これら土器８破片の土器，内，外面付着炭化物の炭素年代測定値は系統的にずれているため，この炭素年代差は偶発的なものではなく，統計的に有意なものであると考えられる。

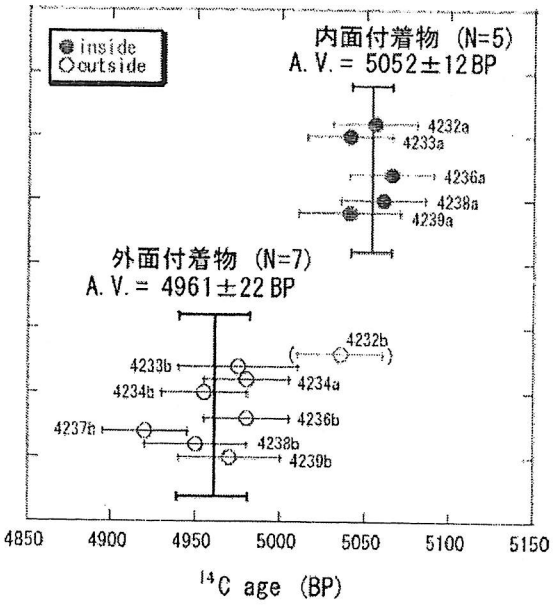


図２．入江内湖遺跡出土土器の内面，外面付着炭化物の年代測定結果
ただし，SGMB-4232b は統計処理から除く。

土器内面に付着した調理残査である“コゲ”が，外面に付着した主として燃料材を起源とする“ススが”よりも古い炭素年代を示す可能性は，内面付着物に対して，何らかの二次的な汚染が生じて，炭素年代が古くなる場合（続性作用の影響）か，もともと古い炭素年代を持つ食材が調理残査として付着した場合（淡水リザーバー効果の影響；$\delta^{13}C$ の値から海洋リザーバー効果の可能性は非常に低い）が想定される（Miyata et al.，2007）。

古い有機物が堆積している琵琶湖のような古代湖では，堆積した古い有機物が分解，再循環し，見かけ上古い炭素年代を持つ有機物が湖水に供給されるために，湖内の魚介類が同時代よりも古い炭素年代を示す“淡水リザーバー効果”の影響を受ける可能性が考えられる。実際，琵琶湖底から発掘された粟津湖底遺跡第３貝塚（縄文時代中期）の各層から採取された同時代の木片とセタシジミの炭素年代は，それぞれ，～4600BP と～4900BP であった（中村ら，1997）。同時に出土した土器は，船元Ⅰ，Ⅱ式であり，ほぼ木片の～4600BP という年代に合致する。したがって，縄文時代中期，セタシジミの年代は同時代よりも 300 年古い炭素年代を示していた。もし，琵琶湖の淡水性の魚介類がこの淡水リザーバー効果の影響を受け，土器でその魚介類を調理していたとすれば，調理残査である土器内面付着炭化物が外面付着炭化物よりも古い炭素年代を示すことは，十分に考えられる。

そこで，予察的に，琵琶湖産現生セタシジミの炭素年代測定を行った。貝殻（2007 年 12 月採取）は－160±20BP，貝の身（1997 年 12 月採取）は－430±20BP を示した。これらの測定値は同時代の大気中の 14C 濃度よりも低い。炭素年代に換算すると，それぞれ，同時代から 300 年以上，100 年以上古い値である。この結果は，縄文時代以降，現代まで琵琶湖は“淡水リザーバー効果”の影響を受けている可能性を示唆するものである。琵琶湖水中の溶存性無機炭素（DIC；Nakamura et al.，1998），粒子状有機炭素（POC；南ら，2005）の炭素１４濃度は同時代の大気に比べて低い値を示しており，本測定結果と矛盾しない。実際，琵琶湖底直上に堆積している有機物（POC 源と考えられる）の炭素年代は，堆積年代に比べて 1000 年～4000 年も古い値を示す。まだ二点のみの測定結果であるが，琵琶湖では貝殻に比べて身の方が古い炭素年代を示す理由は，DIC と POC の取り込み量の差にあるのかもしれない。この DIC と POC の取り込みの差は魚と貝などの生物種，水深が大きく違う琵琶湖南湖と北湖などの生息域の差によっても現れる可能性がある。今後，これらの要因にも注目して，現生の生態試料の炭素年代測定を行い，これまでの琵琶湖の炭素年代測定結果（DIC，POC，フミン酸，フルボ酸，堆積物）などと比較することにより，琵琶湖における“淡水リザーバー効果”の可能性に関して考察していく予定である。

琵琶湖における“淡水リザーバー効果”の検討は，単に炭素年代の評価に関わる問題という意味のみではなく，縄文時代前期以降，琵琶湖周辺の淡水性魚介類の利用を，土器付着炭化物を用いて評価する上で，重要な研究に発展していく可能性がある。

引用文献：中村ら（1997）名大加速器質量分析計業務報告書（Ⅷ），237-246.，Nakamura et al.（1998）Proceedings of the16th Int. 14C Conf.，Radiocarbon 40，933-944.，南ら（2005）名大加速器質量分析計業務報告書（ⅩⅥ）73-83.，Miyata et al.（2007）EAAMS2（abs.），9.，「入江内湖遺跡Ⅰ」（財団法人滋賀県文化財保護協会）．また、高精度 AMS 年代測定に関しては、パレオ・ラボ AMS 年代測定グループから多大な協力を得た。謝意を表す。

O-40　遺跡出土の自然木はどこまで自然なのか？
—狭山丘陵の二つの遺跡出土木材による検討

能城修一（森林総合研究所），佐々木由香（株式会社パレオ・ラボ），
鈴木三男（東北大学植物園）

Shuichi NOSHIRO; Yuka SASAKI; Mitsuo SUZUKI：How natural are natural woods from wetland sites? — A case study at two sites of the Jomon period in central Japan.

1　研究概要

遺跡から出土した自然木はどこまで自然に堆積したものかについては，木材化石のタフォノミーがまったく解明されていないこともあって，議論がなかった。これまでは，自然木には加工の跡が認められず，その樹種組成も同層準から出土する加工木とは異なるため，自然木の由来にはそれほど人為が関わっていないと考えられてきた。今回，自然木と加工木を，同時期の二つの遺跡で比較することによって，両者の性格を明らかにすることができた。

2　遺跡の概要

埼玉県所沢市に位置するお伊勢山遺跡と東京都東村山市に位置する下宅部遺跡は，関東平野西部に位置する狭山丘陵を挟んで見いだされた縄文時代中期から晩期にかけての遺跡である。お伊勢山遺跡からは多量の自然木が出土したが，人間の利用の痕跡は稀であった（早稲田大学所沢校地文化財調査室編，1989）。下宅部遺跡では，多量の土器・石器が出土し，河道中から多数の水場遺構が見いだされたほか，中期中葉から晩期中葉にかけてクルミ塚やトチ塚といった植物利用の痕跡が多く認められた（下宅部遺跡調査団編，2006；佐々木ほか，2007）。また下宅部遺跡からは，遺構等に使用された構築材などの加工木にともなって多量の自然木も出土した。

3　結果および考察

二つの遺跡における自然木の樹種組成を比較したところ，お伊勢山遺跡ではモミ属とアカガシ亜属が優占し，下宅部遺跡では落葉広葉樹が優占するといった違いはあるものの，全体的な組成は似通っていて，お伊勢山遺跡のものはより自然度の高い森林組成を反映していると考えられた。また下宅部遺跡の遺構構築材や杭をはじめとする加工木はクリを中心とした明瞭な樹種選択を示していた（能城・佐々木，2007）。また縄文時代後期にはクリに次いで杭などにウルシが多く見られた。

両遺跡から出土した自然木と加工木の直径分布を比較したところ，両者は直径分布にお

いて明瞭に異なっていた。自然木はいずれの遺跡でも，直径 2cm から 20cm の個体が指数関数的に減少するような分布を示すことが明らかとなった。加工木は直径の面でも人為的な選択が明瞭で，利用度の高いクリやコナラ属コナラ節などは様々な径の大きな木を選択しているのに対し，それ以外の樹種は直径 10cm 以下のものを樹種ごとに使い分けていた。

この結果，遺跡出土の自然木は，直径分布の面でも人為とは関わらない自然な要因で埋積したと考えられた。

引用文献

能城修一・佐々木由香（2007）東京都東村山市下宅部遺跡の出土木材からみた関東地方の縄文時代後・晩期の木材資源利用．植生史研究 15-1: 19-34.

佐々木由香・工藤雄一郎・百原　新（2007）東京都下宅部遺跡の大型植物遺体からみた縄文時代後半期の植物資源利用．植生史研究 15-1: 35-50.

下宅部遺跡調査団編（2006）「下宅部遺跡Ⅰ」．東村山市遺跡調査会.

早稲田大学所沢校地文化財調査室編（1989）「お伊勢山遺跡の調査３　縄文時代」．早稲田大学出版部.

O-41

東京都下原・富士見町遺跡の旧石器接合資料

長沼正樹・野口　淳・藤田健一・安蒜政雄・
明治大学校地内遺跡調査団(明治大学)
Masaki NAGANUMA, Atsushi NOGUCHI, Ken'ichi FUJITA, Masao AMBIRU and Meiji University Investigation Group for Archaeological Sites (Meiji University) :
Conjoined Paleolithic materials in Shimohara-Fujimicho site (Tokyo)

下原・富士見町遺跡(35°40′00″N, 139°32′13″E, 東京都三鷹市・調布市)は(図１), 武蔵野台地南部, 野川中流域右岸の立川面北縁に立地する. 2004年から2008年に18,542.43㎡の発掘調査を実施した(明治大学校地内遺跡調査団, 2007 ; 林, 2007など). 現在は記録データと出土遺物の分析途中である. 本発表では旧石器資料の接合について分析経過の一部を報告し, その意義と問題点を指摘する.

調査区北西側の区画では(図４右), 黒色土と立川ローム層の上部, 考古層序区分のⅡｃ下層からⅤ層にかけて4,376点の石器が出土し, 平面分布で15ヶ所前後の集中部を認めた. 発掘時の野外所見と, 接合前に石器の垂直分布図に土層断面図を重ねて視覚的に検討した時点では, Ⅳa層～Ⅳb層上部を垂直分布のピーク(＝出土層準)とする石器集中部が４ヶ所(以下同様), Ⅳb層中部が８ヶ所, Ⅳb層下部～Ⅳc層上部が２ヶ所, Ⅳc層中部が１ヶ所と認識した(図３左太線). この区画では時期の異なる４つの文化層を設定でき, 石器の型式とも矛盾しないと考えていた(図２).

2008年４月末に241例1,068点の接合を確認した時点で, 石器集中部の接合関係の平面分布を検討したところ, 出土層準の異なる石器集中部の間で接合関係が認められた(図４左). いうまでもなく、石器の型式, 層位, 接合は, それぞれ性質や内容の異なる情報をもつ. しかし, この３つの軸を統合して合理的に説明する方法を, 現時点ではもちあわせていない. 本遺跡における接合の結果は, 「異なる層準から出土する石器群は時期が異なる」「接合関係にある石器群は時期が同じ」との前提が, ともに成り立つわけではないことを示す. いずれも石器集中部を単位とした文化層の設定や, 石器の型式も含めた編年の前提であるため, 事は重大である.

立川ローム層の考古層序区分は, 主に肉眼で観察した黒色帯などの色調やスコリアなどを基準とするが, 堆積相は同一である(図３右). 一般に, 石器の出土層準の認識には問題が残る(藤田, 2008). 埋没過程で作用する営力が石器の分布を変形した可能性もある(長沼, 2007). 一方、石器の接合は, 一つの原石を一定の手順で打ち割る人類活動の連続性が, ある程度の同時期性を保障すると考えられてきた. だが、この見通しの検証手段や確度の評価方法は未確立である.

個々の石器集中部(ブロック)は, 研究上最小かつ最も基本となる単位である. しかし現実には, それらを見極めることすら難しい(野口, 2007). そうした意味で, 超重層遺跡に重きをおいた編年研究の危うさも見据えなければならない(安蒜, 2008).

引用文献：安蒜(2008)後期旧石器時代の成立と古環境復元, 六一書房, 201-204. 藤田(2008)後期旧石器時代の成立と古環境復元, 六一書房, 83-93. 林(2007)ゼミナール旧石器考古学, 同成社, 123-125. 明治大学校地内遺跡調査団(2007)明治大学校地内遺跡調査団年報４, 明治大学. 長沼(2007)明治大学校地内遺跡調査団年報４, 明治大学, 83-90. 野口(2007)明治大学校地内遺跡調査団年報４, 明治大学, 91-98.

図１下原・富士見町遺跡の位置

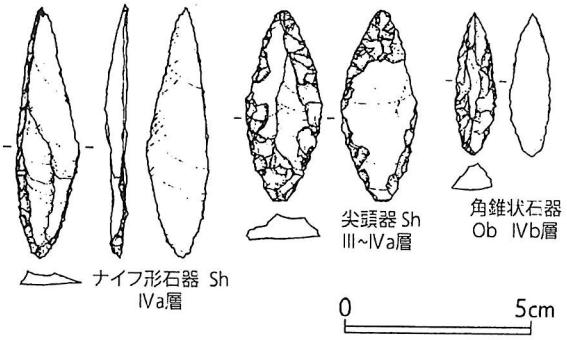


図２調査区北西側の区画 出土石器
(※図示した石器が直接接合するわけではない)

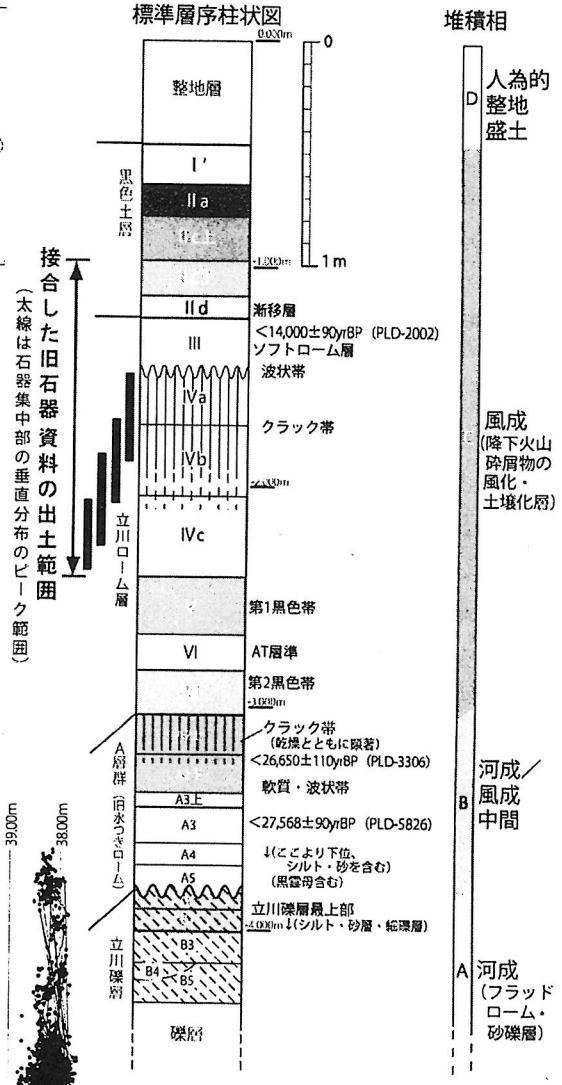
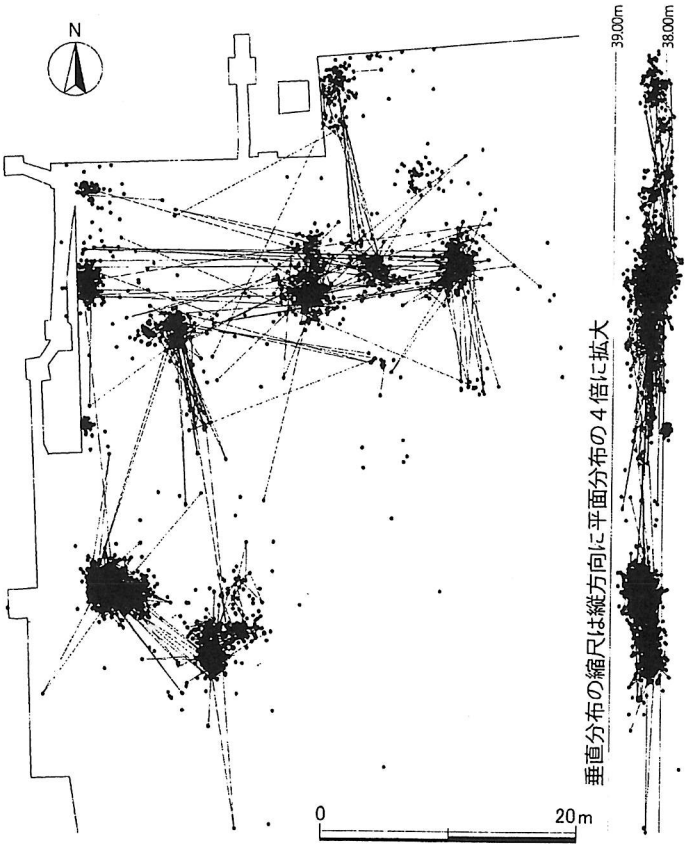


図３基本層序と石器の出土範囲



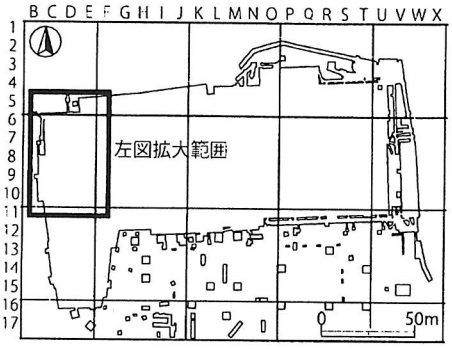


図４調査区北西側の区画における石器集中部の接合関係（Ⅱc 下層～Ⅳc 層）

P-1

地形発達モデルについてのGIS解析—東北日本弧を例として—

田中信行・卯田　強（新潟大学）

Nobuyuki TAKANA and Tsuyoshi UDA : GIS analysis on the geomorphic development model : the case of the NE-Japan arc

＜はじめに＞

アメリカの地理学者，W.M.Davis(1895)は均質な岩石が急速に隆起し，その後の長期間の安定な状態で侵食作用のみを受けるという単純な条件のもとで，どのように地形が発達するか系統的に論じた．この考えは侵食輪廻説と呼ばれている．この説では地形発達に作用する要因として侵食作用のみが与えられているが，特に日本列島では実際の地形発達は地殻変動などの侵食作用以外の様々な要因があるので，侵食輪廻説が適応できるとは限らない．こうしたことから，当初Davisの考えがとり入れられて日本の侵食輪廻が議論されたものの，その研究があまり進展しなかった．しかし，未だに教科書などには「どこそこは隆起準平原」などという記述が見られる．そこで，後述するような地形のパラメータを用いて侵食作用がどれだけ地形発達に寄与しているのか再検討してみることにした．

また，近年，様々な地形に関する数値情報が公開されている．これらの数値情報をGIS技術を用いることにより，広域を定量的に扱えるばかりか異なる要素を論理演算で総合的に評価することが可能になった．そこで本研究では，Davisの侵食輪廻説をもとにして地形発達のモデルを作成し，地形に関する数値情報を用いて東北日本弧を例として地形発達をGISを用いて解析することを目的とした．

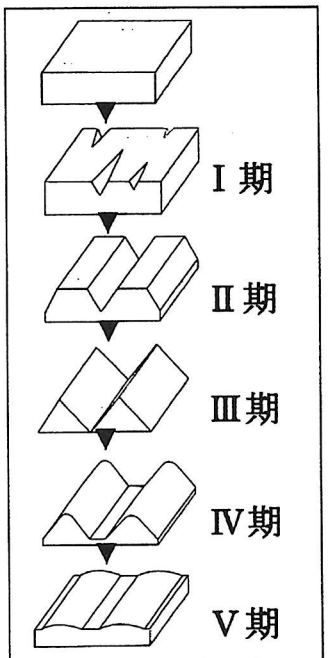


図1．地形発達段階イメージモデル

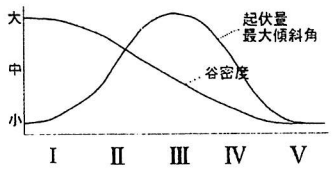


図2．地形発達に伴うパラメータの変化

＜地形発達のイメージモデルとパラメータ＞

まず初期条件として，ある地形単位となる四角で囲まれた平坦な地形を想定し，その地形単位には侵食のみが作用して地形変化が起こるとする．最初の侵食段階では，平坦面に浅く短い谷が多く刻まれるが，まだ初生的な平坦面は広く残っている．その後，侵食作用の進展とともに深い谷が形成され，谷の争奪などで谷の淘汰が進む．そして，ついには山綾まで侵食が及び，初期の平坦面が侵食されつくして急峻な地形へと成長する．さらに山稜に侵食が及ぶと，今度は谷底に新しい平坦面が形成され，急峻さが減じてなだらかな山地になる．最終的には非常になだらかな尾根と広い谷底平野をもつ地形へと変化していく．このような一連の変化を図1に模式的に表わした．ちなみに，Davisの侵食輪廻説ではⅠ期が幼年期，Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ期が壮年期，Ⅴ期が老年期に相当する．

このⅠ～Ⅴ期の地形発達モデルを表現するパラメータとして，起伏量・最大傾斜角・谷密度を考える．このうち起伏量は単位メッシュ内の最高標高と最低標高の差分であるので，谷地形の深度を表すと考えられる．Ⅲ期までは初期の平坦面が侵食され，深い谷が形成される過程であるために起伏量が増大していく．しかし，Ⅲ期を過ぎると山稜にまで侵食が及ぶと共に谷底の平坦面の形成が起こるため，最高標高が低下し最低標高が増大する．そのため，起伏量が減少する．したがって，起伏量はⅠ→Ⅲ期に増大し，Ⅲ→Ⅴ期では減少する．最大傾斜角は単位メッシュ内の傾斜の最大値であり，メッシュ内の谷の傾斜を表していると考えられる．そのため，最大傾斜角は起伏量と同様の変化をし，急峻な地形へと変化するⅠ→Ⅲ期までは増大し，急峻さが減ずるⅢ→Ⅴ期では減少する．谷密度は単位メッシュを切る水系の数であり，メッシュ内の谷の本数を表していると考えられる．Ⅰ→Ⅲ期は谷の争奪による谷の淘汰などにより，Ⅲ→Ⅴ期は山稜の侵食

や谷底平野の形成に伴う谷の埋積などにより，どちらも谷の本数が減少すると考えられる．そのため，地形が発達するにつれて徐々に谷密度が減少する．これらの地形発達に伴うパラメータの変化をまとめたものが図２である．

図２で示したパラメータの関係を相関図上に表わすと，地形の発達段階は図３(上)で示したパスに沿って，変化していくと考えられる．また，国土数値情報から上記のパラメータを抽出し，東北日本弧の山地(第四紀火山を除く)におけるパラメータの相関図を同様に作成した(図３(下))．イメージモデルから作成した相関図と国土数値情報から作成した相関図を比較すると，それらは調和的である．したがって，今回作成したイメージモデルは，実際の地形の発達を大枠で表すことができていると考えられる．そこで各パラメータに閾値を設定し，東北日本弧を対象として実際の地形の発達段階を算出することを試みた．

＜閾値の設定＞

東北日本弧の山地ごとに最大傾斜角-起伏量の相関図をとると，阿武隈山地・北上山地・脊梁山脈・羽越山系の順でⅢ期の性質が強くなる方へ分布が広がる．相関図上の分布の相違を基準に山地の性質を加味して，最大傾斜角・起伏量の閾値を設定した．また，山地ごとに谷密度のヒストグラムをとり，比較すると，阿武隈山地・北上山地と脊梁山脈・羽越山系で卓越する値が分かれる．この値は各山地の特徴を表していると考え，その中間の値を閾値として利用した．これらの閾値に基づき GIS 上で論理演算を行い，地形の発達段階を個々のメッシュで算出した．

＜東北日本弧の地形発達段階＞

イメージモデルより作成した地形の発達段階を，東北日本弧の山地ごと（第四紀火山を除く）で概観した．それによると，阿武隈山地はⅠ期の地形が半分以上を占めている．北上山地はⅠ期も比較的多いがⅡ期が最も卓越している山地である．脊梁山脈と羽越山系は様々な発達段階の地形が混在し，それぞれ同様な頻度分布をしているが，Ⅳ期の地形がどちらも比較的多く分布する．このように日本海側の脊梁山脈・羽越山系は似たような発達段階であるが，それに対して太平洋側の山地は異なる様相を呈する．

＜考察＞

従来，Davis の侵食輪廻説の考えを適応させて東北日本弧の山地のうち，北上山地と阿武隈山地はしばしば同じ地形発達の段階である隆起準平原と位置づけられてきた．しかし今回，国土数値情報より求めた地形に関するパラメータから発達段階を算出したところ，北上山地と阿武隈山地は異なる発達段階に位置づけられた．したがって，Davis の侵食輪廻を基にした山地の特徴の記載を見直す必要があるだろう．また，今回求めた地形の発達段階を断層や地質構造線と重ねると，非常によい対応をみることができた．これは，東北日本弧の地形発達は侵食作用のみで説明することは難しく，地殻変動による作用が大きく関わっているということを示唆しているのかもしれな

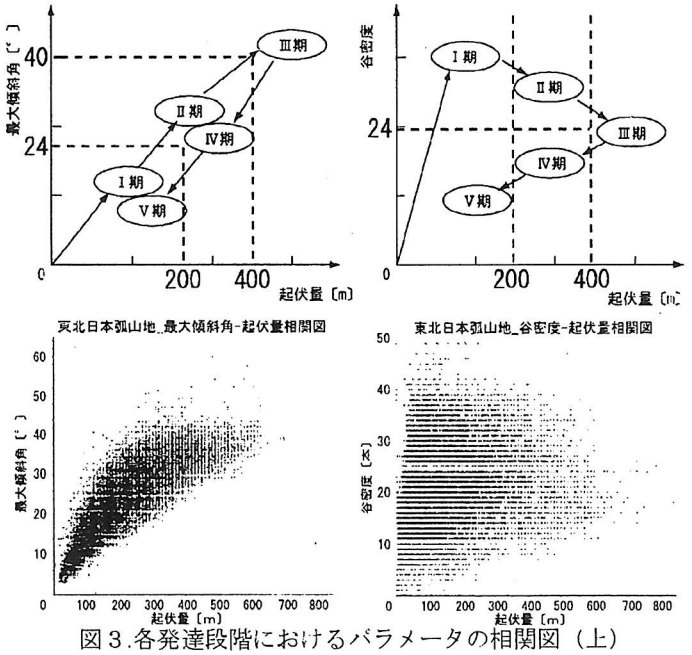


図３.各発達段階におけるパラメータの相関図（上）
国土数値情報からの相関図（下）

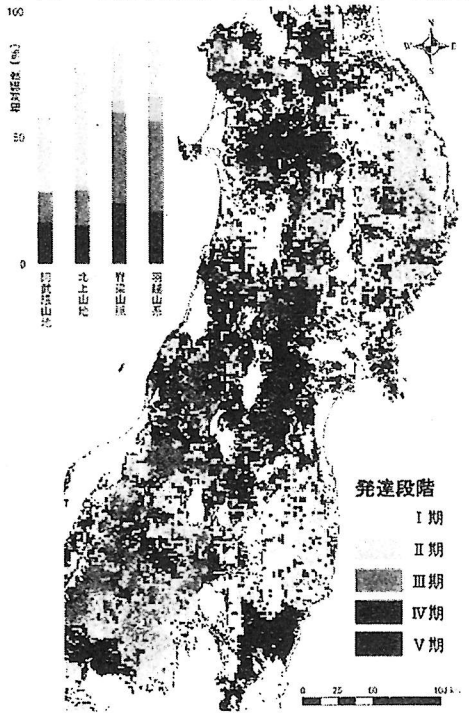


図４.東北日本弧の地形発達段階
各山地の地形発達段階頻度分布(左上)

P-2

旧版地形図を用いた数値標高データの作成
-福岡市史における試み-

黒田圭介（西南学院大・非，福岡市史編さん室），黒木貴一（福岡教育大），
宗建郎（西南学院大・非，福岡市史編さん室）

Keisuke KURODA,Takahito KUROKI, and Tatsuroh SOH;Making the digital elevation data using old topografhical maps:A trial in the History of Fukuoka city

Ⅰ．はじめに

福岡市史では考古特別編として，環境，景観，遺跡などの多様な側面から，福岡市の歴史を先史から現代まで通覧する巻が作成されている．その中で，地形の変遷や遺跡立地の変化から読み取れる歴史像を，GIS を用いて表現することが試みられている．宗ほか(2008)は，考古学情報を GIS によってデータベース化する方法を提言し，その中で，等高線に標高データを与え，古墳や城跡を 3D グラフィックで復元し，市民一般に対し視覚的に分かり易いイメージを作成した．

このように，市史という一般市民への公開を目的としている以上，専門家にしか分からないような分析結果の表示方法では問題があり，一目でそれと分かる図表の作成が必要となる．そこで福岡市史編さん室では，福岡市の過去約 100 年間の地表面の変化を地形図に示された等高線だけで表現するのではなく，3D 表示による地形の立体化や，地形変化量をグラデーション表示による表現を試みることとした．そのためには，時期毎の数値標高データの整備が求められ，数値標高データがない時期に関しては，それを GIS と旧版地形図を用いて作成した．本報告ではその作成方法と，作成した数値標高データを用いた簡単な地形解析を試みる．

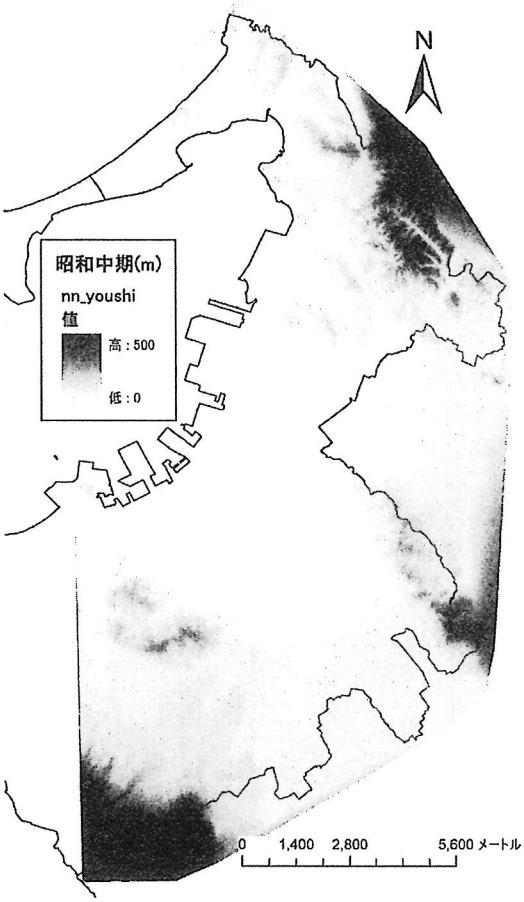


図 1：昭和○年発行 1/2.5 万地形図から作成した福岡市東部の 10m メッシュラスタ画像

Ⅱ．標高データ作成方法

本研究に用いる地形図は，福岡市全域をカバーする国土地理院発行の 6 時期の地形図である(明治 33 年発行，大正 15 年，昭和 11 年，昭和 44～47，昭和 59～60，平成 16～17 年)．明治については 1/20000 地形図で，他は 1/25000 地形図である．これらの地形図を大判スキャンにより PC 上で使用可能な画像データへと変換した．これら地形図の等高線の標高 10m 毎にトレースを行い，標高を持ったラインデータを作成した．なお，等高線のラインデータは ArcScan により自動的に生成し，標高値は作業者がラインデータ(等高線)に数値を入力した．

1/25000 地形図 1 枚に標高データを打ち込む作業時間は，等高線の粗密具合にもよるが，平均して 30 時間程かかる．次に，ラインデータをジオメトリ変換ツールでポイントデータに変換し，ラインの構成点をそれぞれ標高値を持った独立したポイントに変換した．このポイントはラインデータから生成するとい

う性格上，場所により分布の粗密がある．そこで，作成したポイントデータをNatural Neighbors法で内挿して標高ラスタデータを作成した．このラスタデータはセルサイズの1辺を10mで作成した．これにより，福岡市全域に10mグリッドで均一に分布する数値標高データを得た．図1は，福岡市東部の10mメッシュラスタデータである．等高線を打ち込む作業は進行中で，上記すべての地形図に標高値を入力する作業は今年度中に終了する予定である．

Ⅲ．標高データを用いた解析例（人工改変の様子）

人工改変による地盤高の変化を検討するために，古い年代のラスタデータと新しい年代のラスタデータの差分を計算した．図2は，昭和44年から平成17年の標高値を差分した10mメッシュのラスタデータである．このデータは時間の経過による地盤高の変化を示す．

図3は福岡市東区「美和台」の宅地造成地の一部を地形図と標高ラスタデータである．これらを比較しても宅地造成の様子を伺い知ることはできるが，ラスタデータを立体化したり，地形図と差分データを重ねて表示したりすることによって，丘陵地は削られ，谷が埋められた土地の切り盛りの様子がより分かりやすくなった(図 2)．ポスター報告では，福岡市全域における地盤高の変化量を提示できる予定である．

また，福岡市史では，カラーリングした土地利用区分図を上記5時期において作成中で，福岡市全域の過去約100年間の立体化した土地利用区分図を公開する予定である．

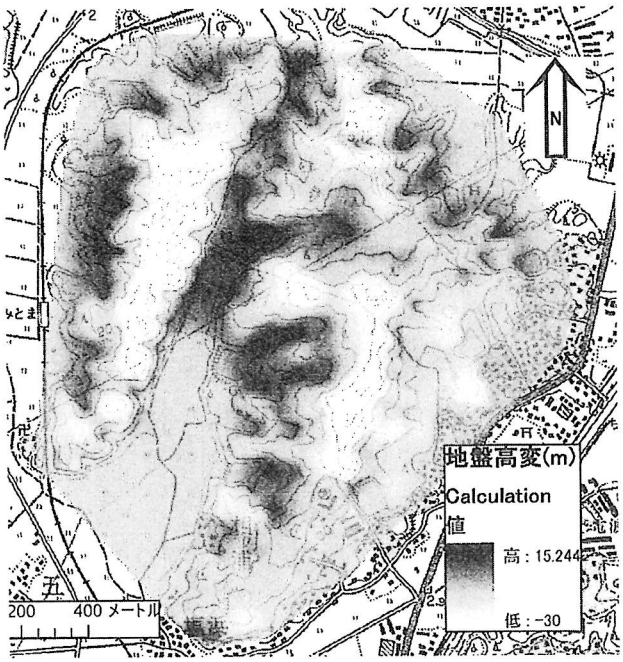


図2：差分ラスタ画像(昭和44年～平成17年間)

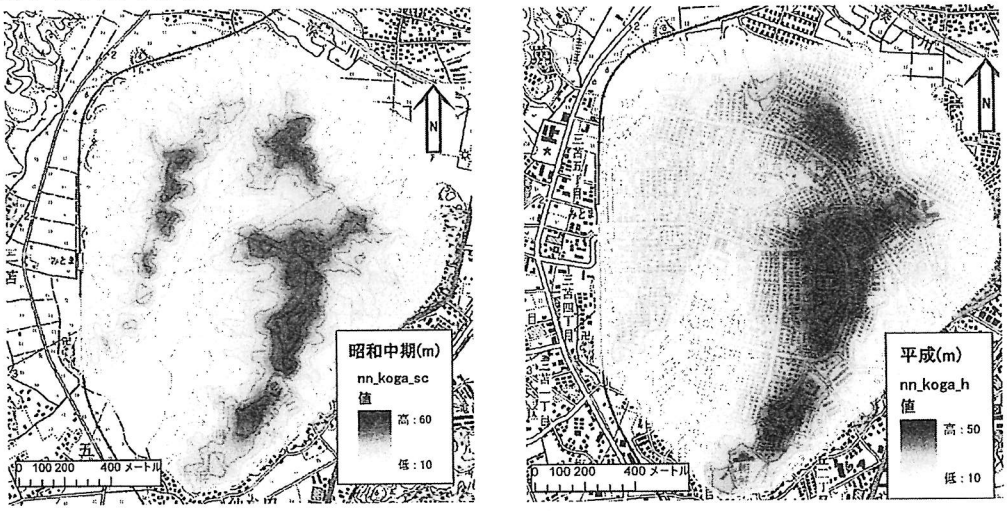


図3：昭和44年の地形図と標高ラスタ画像(左図)と同じく平成17年(右図)

参考文献：宗建郎・黒田圭介・磯望・黒木貴一(2008)：GISを利用した考古学情報データベース作成．日本地理学会発表要旨集，NO. 73, p263.

P-3

コンピュータシミュレーションを用いた断層撓曲と断層パラメータの解明
-立川断層を事例として-

安藤広一 (首都大学東京)・山崎晴雄 (首都大学東京)・中村恭志 (東京工業大学);

Koichi ANDO, Haruo YAMAZAKI and Takashi NAKAMURA:Elucidation for fault flexure and fault parameters by computer simulation -Example of Tachikawa fault-

はじめに

立川断層は, 東京立川付近から武蔵野台地を北西に横切って阿須山丘陵へと続く全長約21km の断層であり, 断層位置が首都圏に近いことから, 首都圏直下型地震の起震断層として注目される. 立川断層の性質を知ることは首都圏防災の面からも重要である. しかし, 立川断層は多摩川の段丘礫層や上総層群が基盤岩の上に厚く堆積しており, 地表には撓曲崖としてしか姿を表していない. そのため, 地下深部に存在する基盤岩中の断層角度やスリップ角, 一回の活動における変位量など重要なパラメータはあまりよくわかっていない.

地震波反射法の調査のデータなど数は豊富だが内容が限られたデータから断層のパラメータを決定する方法が望まれる. そこで, 今回の研究では, ボーリングコアのデータと撓曲崖の形から地下の断層傾斜角や一回の変位量を決定するためにコンピュータシミュレレーションを行った.

これらのパラメータはマグニチュードなど, 地震の性質解明に役立つ.

これまで, 断層運動による地層の変形などの地質分野でのシミュレーションにおいては, 有限要素法が多く用いられてきた. 有限要素法では, 物質の移動とともにメッシュが変形するので, 物質境界がはっきりすると言う利点がある, しかしそのために物質の大変形を計算できない. そこで今回は CIP 法を使ってシミュレーションを試みた.

CIP 法とは

CIP 法とは差分法の一種であり, 差分法は有限要素法とは逆に, 物質の移動に対してメッシュを固定して計算を行う. そのために物質の大変形や, 融合, 分裂をシミュレーションすることが可能である.

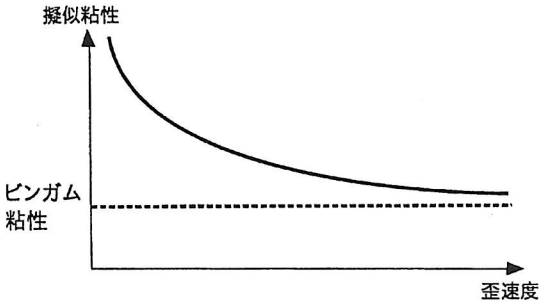


図 1:ビンガム流体の粘性, 歪速度が速いほどビンガム粘性に近づく

3 次元計算においては, メッシュを倍細かくすると計算時間は 16 倍になる. そのために, 計算精度は非常に重要なファクターとなる. CIP 法は 3 次精度 (メッシュを倍細かくすると精度が 8 倍良くなる) で計算できるので (矢部　孝はか, 2003), 荒いメッシュでも正確なシミュレーションが可能となる.

未固結な堆積物や礫層の流体としてのあつかい

未固結な堆積物や粉体 (礫層) はビンガム流体として扱うことができ, 有限要素法や差分法で扱うことが可能である (Morency et al. 2007;Moriguchi 2005). この流体は、物体の歪速度に応じて粘性が変化する図 1.

すなわち、ビンガム流体は歪み速度が大きいほど粘性が下がり, 歪み速度が無限小になると固体として振る舞う. すなわち粘土のような流体で, 粘土を手で押すと歪速度が上がって変形する. 次に手を離すと歪速度が 0 になり固体として振る舞う (手で押した穴はそのままになる).

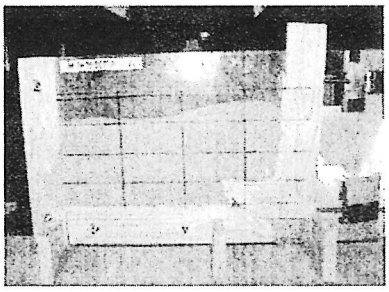


図 2:アナログ実験結果, 実験領域は 40x15cm, 断層角 45°, 変位量 5cm, 媒質は砂である, 図中のグリッドは 10cm × 5cm

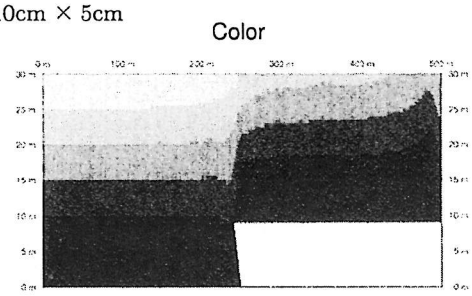


図 3:数値計算結果, ビンガム粘性 $1Pa \cdot s$, 粘着力 $0Pa$, 内部摩擦角 30° のもの

研究手法

まずは, アナログ実験との比較を行い計算の妥当性を検討する.

つぎに, 立川断層付近のボーリングデータ, 三ツ木 B-1 孔 (東京都, 1999) を用い, 基盤岩が断層運動で動いた場合の未固結な上部堆積物の変形と, 地表に現れる撓曲崖の形を計算し, 基盤岩の断層の傾斜角と一回の変位量の決定を試る.

アナログ実験と数値計算

礫層の断層変形をアナログ実験で行った. 図 2 がアナログ実験の結果である. 数値計算では図 3 のような結果が得られた.

結果

アナログ実験と, 数値計算の撓曲崖の結果を比較した. 図 4 に示すような結果が得られた.

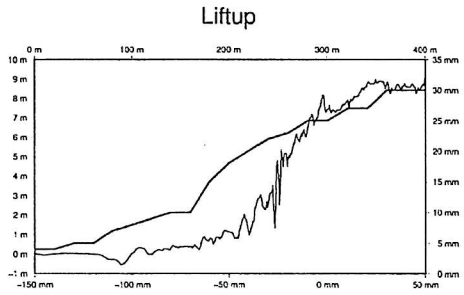


図 4:太線がアナログ実験, 細線が数値計算の結果, 断層崖の形はよく似ているが, 数値計算の方が 0.8 倍ほど断層崖の幅が狭いことが分る.

引用文献:

Christina Morency, Ritske S. Huinsmans, Christopher Beaumont, and Philippe Fullsack (2007) A numerical model for coupled fluid flow and matrix deformation with applications to disequilibrium compaction and delta stability *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 112, B10407

Moriguchi Syuji (2005) CIP-based Numerical Analysis for Large Deformation Of Geomaterials.

東京都 (1999) 平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 立川断層に関する調査成果報告書. 176p, 東京都.

矢部　孝・内海隆行・尾形陽一 (2003) CIP 法　原子から宇宙までを解くマルチスケール解法, 北森出版株式会社.

P-4　真鶴半島周辺の溶岩の水冷構造　- 隆起・沈降の指標として -

及川輝樹（産総研・地質情報）

OIKAWA, Teruki ：Water quenched structures of lavas in and around the Manaduru peninsula

1．はじめに

溶岩流は水冷によって特徴的な構造が形成され，その構造を利用して陸海分布の推定が行なわれることがある（たとえば，久野，1968）．相模湾に面する真鶴半島は，大正関東地震においてその沖合の初島とともに隆起したことが知られているが，初島と異なり顕著な海岸段丘などは認められていない．さらに，隣接する湯河原では完新世の海成層の上面高度が - 1m と沈降傾向にあり(丹波ほか，1988)，大正関東地震時の隆起パターンと矛盾する．そのため，この地域の地質学的な時間スケールにおける隆起・沈降パターンは充分明らかになっていない．真鶴半島周辺には箱根火山の溶岩流が分布し，放射年代値やテフラとの層位関係からそれらの年代値も精緻に求められている（たとえば，袴田ほか，2005；長井ほか，2006）．それら溶岩流のうち真鶴溶岩と岩溶岩グループに水冷による特徴的な構造が認められた．これは，第四紀後半の隆起・沈降傾向を示唆する重要な指標となるのでここに報告する．

2．水冷構造を示す溶岩

［福浦港西の真鶴岬溶岩］

真鶴半島南西，福浦港の西では，真鶴岬溶岩（長井ほか，2006）の下底から上面まで観察できる．溶岩流の下位は一部斜向層理の発達したテフラ，砂礫層であり，水中堆積物であることを示唆する．しかし，溶岩流上には水中堆積物であることを示唆する水中堆積物や円礫層は存在しない．溶岩流は層厚 10m 以上の単一のフロウユニットからなる安山岩質溶岩流で，海岸沿いに塊状部が好露出する．その塊状部分には，直径 3m から数十 cm のパイプないし岩脈状の形状をした赤褐色の火砕岩脈が認められ，一部は溶岩流の上面にまで達しているものも確認できる．これらの火砕岩脈は，溶岩と同質の角～亜円火山礫と火山岩起源の赤褐色～肌色で細粒な基質によって形成される．礫の表面に細かい冷却節理が発達しガラス質になっているものもある．このような産状は，谷口（1982）や伊藤・谷口（1996）が記載したスパイラクルの形成に伴う火砕岩脈の特徴と一致する．スパイラクルは，溶岩の底部が水に富んだ環境であるときに形成される火砕岩脈であり，真鶴岬溶岩の直下の地層は水中で堆積したことを示唆する産状である．その一方，溶岩流の上面が水中であった証拠は認められない．そのため，真鶴岬溶岩は浅い水域に定置し，その上面は大気中であったと考えられる．

真鶴岬溶岩は，長井ほか（2006）のまとめによると土屋ローム層の Tu-20 テフラを覆い Tu-21，SB-0（MnP，TAu-12）に覆われる．また，袴田ほか（2005）で 0.15±0.01Ma という年代値が得られているため，およそ 15 万年前に噴出した溶岩流である．

［岩漁港北の岩溶岩］

真鶴半島の北西に位置する岩漁港の北に岩溶岩グループ（長井ほか，2006）に属する斑晶に乏しい安山岩質溶岩流が分布する．岩漁港北に露出する層厚 20m 以上の厚い溶岩流は，下位から赤色酸化した角～亜角礫からなる成層した礫層（溶岩流前置層），表面が赤色酸化した自破砕溶岩部，塊状溶岩部へと変化する．自破砕溶岩部と塊状溶岩部は漸移し，より下位部から上部にかけて礫が少なくなり下部がより強く破砕している．塊状溶岩部と自破砕溶岩部の境界付近は，塊状溶岩部の割れ目にそって破砕し，火砕岩脈状になっている．自破砕溶岩部を構成する礫は角礫状で緻密であり表面が赤色酸化している．粒間を埋める基質は少なく，しばしば欠く．また，ジグソー状に割れた礫も存在し，その場で破砕が進行したことをあらわす産状を示す．このような特徴的な産状から本溶岩は水中に定置し，自破砕した溶岩流であると判断される．しかし，礫の表面が普遍的に赤色酸化していることから，溶岩が定置した環境に酸素が豊富にあったことが示唆される．そのため水中とはいっても，おそらく水深は浅かったと考えられる．さらに，岩漁港の南に露出する岩溶岩グループの上位に位置する白磯溶岩グループには水冷構造が認められず，それらに狭在されるテフラ層も水中堆積の痕跡は認められない．そのため，岩溶岩も浅い水域に定置した可能性が高い．

長井ほか（2006）によると岩溶岩グループの噴出年代は早田ローム層中部から上部に相当し，0.22～0.18Ma に噴出したと考えられている．

3．溶岩の水冷構造から示唆される隆起・沈降の傾向

真鶴岬溶岩，岩溶岩グループは，いずれも水冷構造が認められ，両者とも浅い水域に流入定置した溶岩流である．両溶岩とも現在の海岸に位置するため，水域は海である可能性が高い．そのため，過去およそ 20 万年間，真鶴半島周辺は，大局的には相対的海水準に対して隆起も沈降もしていないと判断される．しかし，関東第四紀研究会（1987）のテフラ層位と海進・海退の関係に基づくと，両溶岩の形成時期はやや海退期にあたる．現在の海岸が過去の海退期にも海岸であったことは，この地域が隆起域であったことが示唆される．そのため，この地域が非常に緩やかに（数 m／数十万年オーダ?）隆起している可能性も考えられる．

［文献］袴田ほか（2005）火山，v.50，285-300．伊藤・谷口（1996）火山，v.41，171-179．関東第四紀研究会（1987）関東の第四紀，v.13，3-48．久野（1968）火山，v.13，123-130．長井ほか（2006）関東の第四紀，v.27，3-29．丹波ほか（1988）第四紀学会要旨，18，100-101．谷口（1982）火山，v.27，249-260．

P-5

複数のボーリングコア解析に基づく濃尾平野における完新世後期の地震性沈降

丹羽雄一・須貝俊彦・大上隆史(東京大)・田力正好・安江健一(日本原子力研究開発機構)・
藤原　治(産業技術総合研究所)

Yuichi NIWA, Toshihiko SUGAI, Takashi OGAMI, Masayoshi TAJIKARA, Ken-ichi YASUE, Osamu FUJIWARA: Late Holocene coseismic subsidence in the Nobi Plain estimated from sediment core analyses

はじめに

濃尾平野は、その西縁を画す養老断層系の影響によって約 1m/kyr で沈降しつつ(須貝・杉山,1999)、木曽三川を主とする河川の活発な土砂供給によって埋積されてきた。この平野の沖積層の発達過程は海津(1992)などによって研究され、山口ほか(2003)によってデルタの前進速度が求められた。しかし、養老断層の活動による平野域の沈降に関する研究は少なく、知見を蓄積していく必要がある。そこで本研究では、濃尾平野で掘削された複数のボーリングコアの各種分析から、過去の沈降の履歴がどのように堆積物に記録されているか検討した。

試料と方法

試料は，濃尾平野で掘削された 10 本のボーリング(Fig. 1)のコアを用いた。Fig.1 が示すようにこれらのコアは養老断層からの距離がそれぞれ異なる。各コアについて、岩相記載、粒度分析、電気伝導度(EC 測定)、^{14}C-AMS 年代測定を行った。粒度分析はレーザー回折式粒度分析装置(SALD-3000S; SHIMADZU)を用いた。EC 測定は横山・佐藤(1987)に従って EC メータ(ES-51; HORIBA)を用いた。^{14}C-AMS 年代測定は主に日本原子力研究開発機構で行った。

結果

各コアには完新世の海水準変動に対応したデルタのサクセッションが認められ、下位から BG(網状河川堆積物)、LSM(蛇行河川～デルタ堆積物)、MM(内湾堆積物)、US(デルタフロント堆積物)、TSM(氾濫原堆積物)にユニット区分される。US 頂面の標高は養老断層から最も離れた位置にある KNG コアを除く 9 本で現海面の高さよりも低い位置にある(Fig. 2)。

考察

US 最上部は海岸線付近で堆積したと考えられ、US 上面の標高は堆積当時の海面高度を近似しうる。従って、US 上面の標高が現海面より高いか低いかで、それぞれの地点が沈降傾向か隆起傾向かを判断できる。KNG コアでは、US 上面が現海面よりも約 1m 高い位置にあるため、やや隆起傾向であることが考えられる。NK コアでは、US 上面の標高が現海面にほぼ等しいため、ほぼ安定傾向であると考えられる。他の 8 本のコアでは US 上面高度が現海面よりも低いため沈降傾向であると考えられる。これらのことは調査地域が養老断層系の活動で西に傾動しており、NK コア付近に沈降から隆起に転じる地点がある可能性を示す。

MC コア、KM コアにおいて、TSM の最下部に上方細粒化する細砂～シルト層が認められ、その上位に有機質シルトが認められる(Fig. 3)。山口ほか(2006)を参考にすると、上方細粒化する細砂～シルトは、チャネル(CH)～放棄チャネル堆積物(CF)と考えられ、上位の有機質シルトは後背湿地堆積物(BS)と解釈できる。放棄チャネル堆積物の EC は両コアとも 1mS/cm 以上の値を示し，海成層の値をとる。両コアともに US 上面の高度が現海面よりも低いことから、放棄されたチャネルの澪筋に海水が侵入することでシルト層が堆積したと推定される。このようなことが起こる理由として、養老断層の活動による沈降が挙げられる。両コアとも TSM/US 境界の年代が約 4000 cal yr BP であるので、上記の沈降は 4000 年前頃に起こったと推定される。KZ コアの US は深度 12.50m 付近まで上方粗粒化を示した後、いったん細粒化して再び上方粗粒化を示す(Fig. 4)。このことは、KZ コア掘削地点ではデルタの前進時に一時的に河口から遠ざかり、粗粒物質が運ばれにくくなった可能性を示す。この理由として、相対的海面上昇が考えられ、KZ コアが養老断層下盤側に位置することから養老断層の活動による地震性沈降が考えられる。堆積曲線からこの現象は 4000 年前頃に起こったと考えられる。また、MW コア深度 0.58～0.90m には、砂層の液状化跡が認められる(Fig. 5)。砂層の堆積年代は約 4000 cal yr BP であるので、4000 年前頃あるいはやや後に地震イベントが起こった可能性を示す。異なる 4 地点で陸成層の海面下への沈水(KM,MC)、デルタ前進時の堆積物の一時的な細粒化(KZ)、砂層の液状化(MW)がそれぞれほぼ同

時期に認められることから、地震動および地震性沈降が起こったと考えられ、4000 年前頃に養老断層が活動した可能性を示す。これは Naruhashi et al (2008)の 4000 年前頃の桑名断層の活動イベントと対比され、桑名断層と養老断層が同時に活動していた可能性を示す。

発表では 4000 cal yr BP よりも新しい時代における上述のような沈降履歴についての検討結果も報告する予定である。

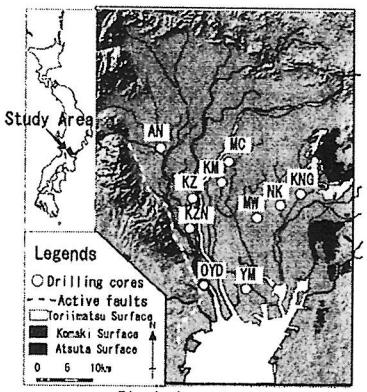


Fig. 1 Location map

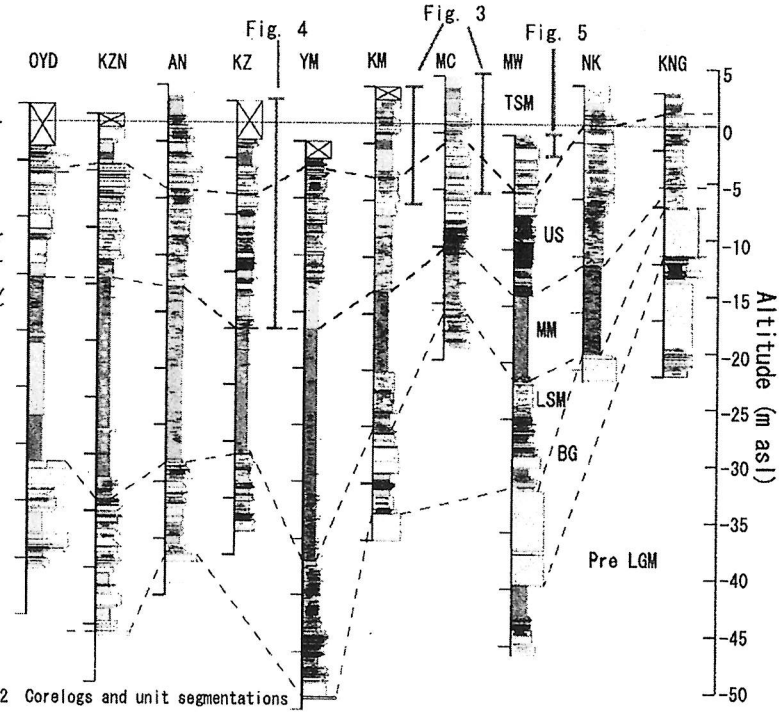


Fig. 2 Corelogs and unit segmentations

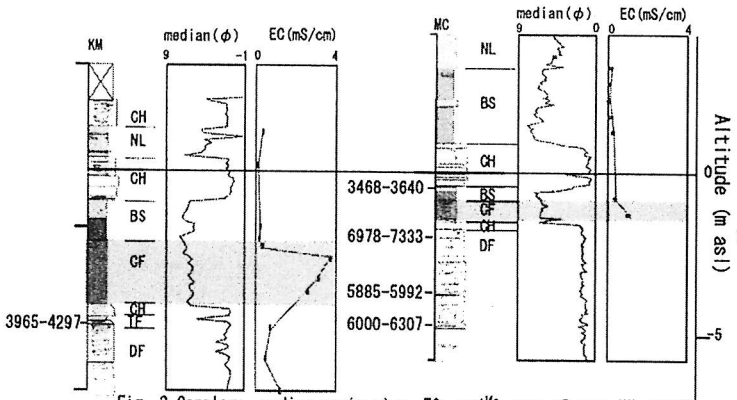


Fig. 3 Corelogs, median grain size, EC, and ^{14}C ages of core KM and MC

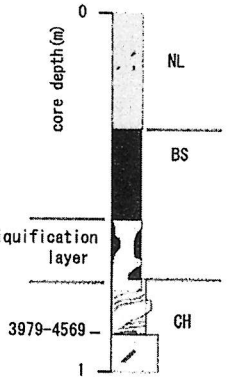


Fig. 5 Liquification layer of core MW

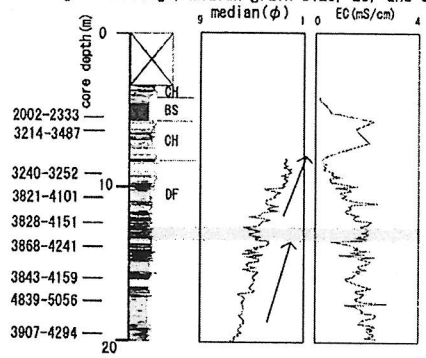


Fig. 4 Corelog and median grain size of core KZ

CH: Channel
CF: Abandoned channel fill
NL: Natural levee
BS: Back swamp
TF: Tidal flat
DF: Delta front
2002-2333 — : ^{14}C ages (cal yr BP)

文献：Naruhashi et al. 2008. BSSA in press.　須貝・杉山, 1999. 地質調査所速報EQ/99/3, 77-87. 海津, 1992. 堆積学研究会報, 36, 47-56. 山口ほか, 2003. 第四紀研究, 42, 335-346. 山口ほか, 2006. 第四紀研究, 45, 451-462. 横山・佐藤, 1987. 地質学雑誌, 93, 667-679.

P-6　北上低地西縁に分布する"更新統"三ツ沢川層の層序学的諸問題

立石　良・鎌滝孝信・三輪敦志（応用地質（株））・
儘田　豊（（独）原子力安全基盤機構）・今泉俊文（東北大学）
Ryo TATEISHI, Takanobu KAMATAKI, Atsushi MIWA, Yutaka MAMADA and Toshifumi IMAIZUMI:
Stratigraphic issues of the Pliocene Mitsusawagawa Formation in the west margin of the Kitakami lowland area, NE Japan

研究背景・目的：岩手県紫波町から花巻市にかけての北上低地西縁沿いには，三ツ沢川層と呼ばれる地層が分布する．この地層は主として半固結～未固結の凝灰質砂岩および泥岩，シルト岩からなり，亜炭層を挟む（図 1）．三ツ沢川層は上部中新統湯本層を不整合に覆うか，断層で接する（図 2）．地層の傾斜はこの断層近くで垂直であるが，他の地域ではほぼ水平である（図 3）。

三ツ沢川層の年代は，産出する植物化石から更新世とされてきた．しかし，三ツ沢川層の分布が鮮新－更新統本畑層と一致するという指摘もあり，その年代および層序対比については不明な点がある．そこで本研究では，三ツ沢川層の層序の再構築を目的として，三ツ沢川層分布域の地質調査および三ツ沢川層に挟まれるテフラの年代測定を行った．また本畑層の特徴を確認するため，和賀川以北の地質調査を行った．調査地域は，岩手県紫波町石鳥谷から北上市和賀町石羽根にかけての南北 20km，東西 15km の範囲である．

結果：三ツ沢川層は紫波町石鳥谷から花巻市湯口にかけて，北東－南西方向に帯状に分布する．石鳥谷周辺では下位の湯本層と断層で接するが，湯口周辺では湯本層を不整合に覆う．三ツ沢川層は岩相の特徴から下部層・中部層・上部層の 3 つに区分され，それぞれの境界は不整合関係にある．以下に各層の特徴を述べる．

三ツ沢川層下部層：半固結した泥岩を主体とし，凝灰質のシルト岩および砂岩を挟み，亜炭層を頻繁に挟む．地層の傾斜はほぼ垂直である．その層厚は約 200m である．

三ツ沢川層中部層：主に半固結の砂層，シルト層からなり，亜炭層を挟む．また，基底部に礫層が見られる．厚さ約 1mの軽石凝灰岩を挟む．地層の傾斜はほぼ水平である．その層厚は約 200mである．

三ツ沢川層上部層：主に未固結のシルト層からなり，砂層を挟む．基底部には礫層が特徴的に見られる．厚さ 30～50cm の火山灰層を挟む．地層の傾斜はほぼ水平である。最大層厚は 200mである．

本畑層は北上市和賀町太田から和賀町石羽根にかけて，湯本層を不整合に覆って分布する．本畑層も三ツ沢川層と同様に 3 つの地層に区分される．

テフラ試料は石鳥谷周辺に分布する三ツ沢川層中部層で 1 点，上部層で 2 点採取した．テフラの年代は現在測定中である．

考察：大石ほか(1996)は，和賀町石羽根以南に分布する鮮新－更新統を層序学的研究から5つに区分し，中部のものを本畑層と呼び，その上位の地層を岩崎新田層，萱刈場層と命名した．大石ほか(1996)によれば，これらの地層は三ツ沢川層下部層～上部層と類似した岩相を示し，それぞれの境界は不整合関係にあるとされている．本研究における調査でもこれを裏付ける結果が出ており，さらに，本畑層と湯本層が不整合関係にあることが示された．このように，大石ほか(1996)の定義した本畑層およびその上位の地層と，本研究における三ツ沢川層の特徴はよく一致する．したがって，三ツ沢川層と本畑層およびその上位の地層は対比される可能性が高く，年代測定の結果が待たれる．

文献：大石ほか（1996）地質雑，102，330-345．須藤・石井（1982）地調月報，33，433-442．

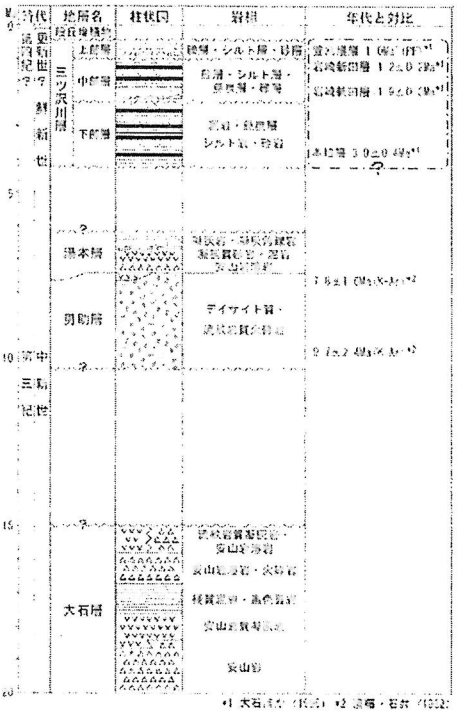


図 1：模式柱状図

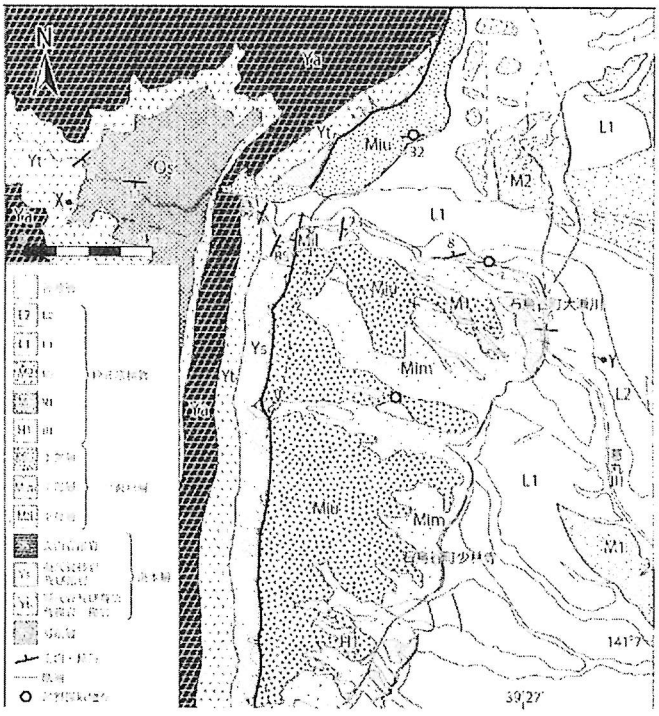


図 2：地質平面図

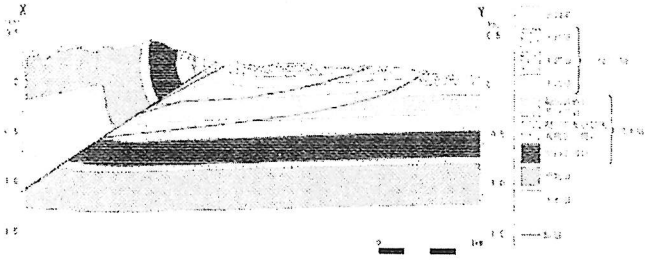


図3：地質断面図

P-7

越後平野北縁部の時代未詳更新統・梨木層の層序，植物化石およびテフラ

小松原琢*・百原　新**・水野清秀*・古澤　明***（*：産業技術総合研究所地質情報研究部門・**：千葉大学園芸学部・***：株式会社古澤地質調査事務所）

Taku KOMATSUBARA, Arata MOMOHARA, Kiyohide MIZUNO and Akira FURUSAWA :

Stratigraphy, Plant fossils and Tephra of the Middle Pleistocene Nashiki Formation, Niigata prefecture, central Japan

1. はじめに

越後平野北縁の荒川～胎内川間の丘陵には，鮮新統を傾斜不整合に覆う浅海～河川堆積物・梨木層が分布する．本層から特徴的な植物化石と広域的に分布する可能性が高いテフラが得られた．

2. 梨木層の層相

梨木層は，下部から順に砂礫、生物擾乱を受けた粘性土，厚い腐植質土，砂礫が多く挟在する砂～粘性土からなる，層厚約 50m の堆積物である(図 1)．本層は丘陵頂部に分布し，部分的に開析された堆積面を伴うが高位段丘堆積物に不整合に覆われる．

3. 梨木層中の大型植物化石

荒川町春木山に露出する本層中部の腐植質堆積物上部からハマナツメを多く産するほか，ヒメブナやオニグルミを少数産する．

4. 梨木層中のテフラ

荒川町梨木堤の本層上部の砂礫を挟有する腐植質泥には，厚さ 15～20cm のガラス質テフラ(梨木テフラ：図 2)が挟在する．このテフラの EDX 分析より得られた主成分化学組成(表 1)、屈折率(表 2)および ICP 発光分析より得られた微量成分化学組成(表 3)を示す．

5. 対比と問題

ハマナツメは現在では紀伊半島以南に分布する暖温帯性種であり，梨木層堆積期が顕著な温暖期であったことを示す．梨木テフラの屈折率と化学組成は，宮城県中部で池月テフラ(放射年代測定等により 240～270ka：町田・新井,2003)に不整合に覆われる鵜目テフラ(土谷ほか,1997)に似る．これらと層序・地形的特徴から梨木層の堆積期は中期更新世の間氷期に相当し，宮城県中部に厚く分布する鵜目テフラを挟有している可能性が高い．

越後平野周辺の丘陵頂部には梨木層と似て下部に海成相を含み西山層ないし魚沼層を傾斜不整合に覆う更新統(笹神層・二箇層・御山層など)が分布する．今の段階でこれらの年代に関して，平野南西部の御山層に Ata-Th(MIS8・約 240ka：町田・新井,2003)が挟在すること(武田ほか,2005)を除いて資料が得られていない．本層の編年・対比等についてさらに検討したい．

引用文献

町田　洋・新井房夫(2003)新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺]336p,東大出版会.

武田智吉ほか(2005)平成 16 年(2004 年)新潟県中越地震震源域の活構造.地球惑星科学関連学会合同大会予稿集(CD-ROM)S101-P019.

土谷信之ほか(1997)1/5 万地質図「岩ケ崎」,地質調査所.

表1　梨木テフラのガラスの主成分化学組成（EDXによる分析結果）

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
1	78.35	0.23	12.18	1.86	0.09	0.26	1.75	3.78	1.49	100
	0.51	0.06	0.28	0.10	0.07	0.06	0.15	0.09	0.06	
2	78.42	0.22	12.13	1.82	0.05	0.33	1.73	3.81	1.49	100
	0.64	0.06	0.25	0.15	0.05	0.07	0.14	0.14	0.05	
3	78.44	0.20	12.11	1.84	0.06	0.28	1.75	3.86	1.46	100
	0.48	0.08	0.22	0.11	0.05	0.05	0.15	0.08	0.09	
4	78.42	0.23	12.06	1.78	0.06	0.31	1.75	3.89	1.49	100
	0.68	0.08	0.24	0.19	0.06	0.08	0.16	0.11	0.06	

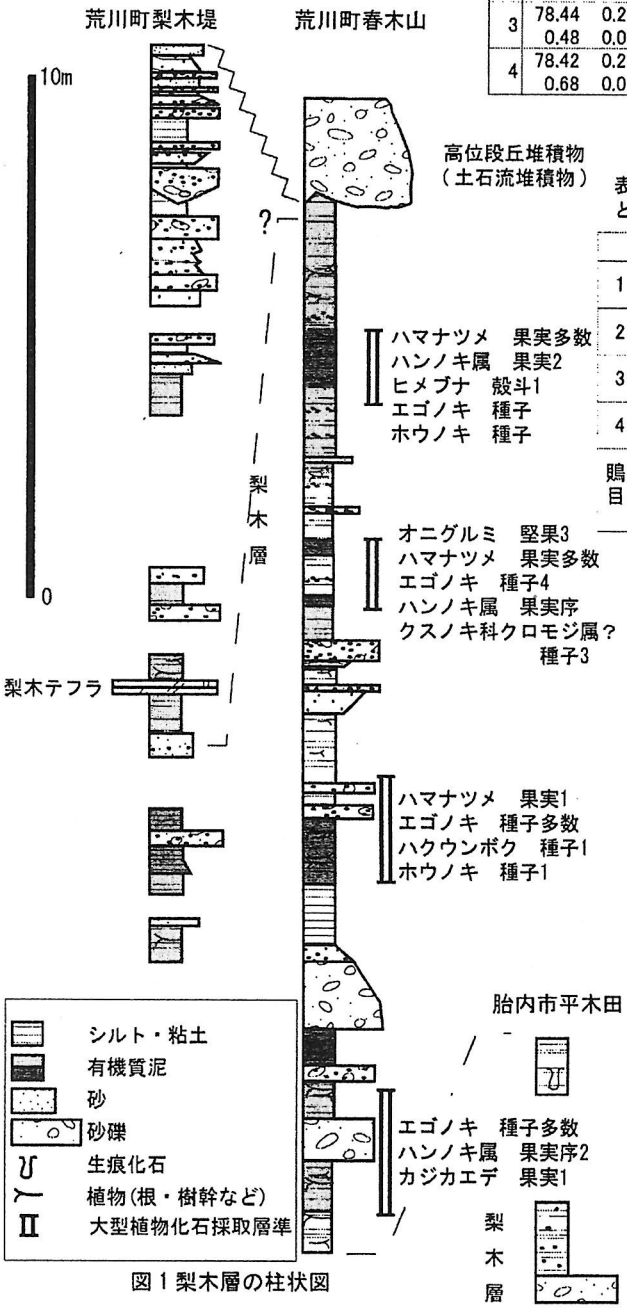


図1 梨木層の柱状図

表2　梨木テフラおよび鵜目テフラのガラスと重鉱物とその屈折率

	含有ガラス・鉱物
1	bw, pm n=5.502−1.508 Opx(ごく微量)
2	bw, pm　n=1.502−1.507 Opx(ごく微量) γ=1.704−1.717(1.711−1.717)　Ho(ごく微量)
3	pm ,bw　n=1.503−1.508 Opx γ=1.712−1.717(1.719−1.726)
4	pm, bw　n=1.503−1.508 Opx γ=1.719−1.727
鵜目	pm n=1.505−1.507 Opx γ=1.709−1.714 Ho n2=1.670−1.674 屈折率は町田・新井(2003)による

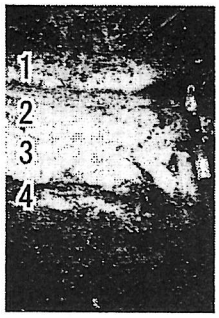


図2　梨木テフラ
数字は表1および2の試料採取層準

表3　梨木テフラおよび鵜目テフラの微量成分化学組成（ICP発光分析結果）

	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Ba	La	Sc	Sr	V	Y
梨木	0.25	12.53	2.09	0.07	0.27	1.64	4.20	1.44	0.03	439	14	9	145	4	35
鵜目	0.20	11.66	1.49	0.07	0.27	1.57	4.09	1.47	0.03	390	12	5	106	4	38

TiO_2～P_2O_5：%　　Ba～Y：ppm

P-8　火山ガラスの化学組成に基づくボーリングコア間の対比
ー高野層 TKN2004 コアと TKN2007 コアの例ー

長橋　良隆（福島大学）・高橋　敦子（福島大学）・佐藤　孝子・
田原敬治（信州大学）・公文富士夫（信州大学）
Y.Nagahashi (Fukushima Univ.), A.Takahashi (Fukushima Univ.), T. Sato, T.Tawara (Shinshu Univ.) and F. Kumon (Shinshu Univ.); Correlation of drilling core samples based on chemical composition of volcanic glass shards-example from the TKN-2004 and TKN-2007 drilling core sapmles of the Takano Formation-

Ⅰ．はじめに

複数コア間に如何に多くの同時面の指標層を設定することができるか．広域テフラ層が相互に対比されるのは当然として，それ以外のテフラ薄層や砂層の対比について，含まれる火山ガラスの化学組成から検討した．これには再堆積した火山砕屑物質が同時面の指標層に準ずるものとして有効かという課題も含んでいる．

Ⅱ．コア間の広域テフラ層対比

2007 年に掘削された高野層コア（TKN-2007・掘削深 14.80m）は，ほぼ均質な粘土質シルトからなり，長橋ほか（2007，第四紀研究）で報告した TKN-2004 コアに挟まる広域テフラ層のうち，SK テフラ層以降の広域テフラ層が認められた（図 1）．ただし，TKN-2007 コアには Ata テフラ層とアルカリ岩質テフラ層は認められず，逆に TKN-2004 コアにはない AT テフラ層が深度 78cm に挟まる（図 1）．

Ⅲ．検討対象とした試料

分析試料は岩相に関係なく砂サイズの薄層を採取した．これらは層厚が数 mm と薄いものの，肉眼観察で層として認識できる．試料採取時に観察した色調から，スコリア質火山灰層は比較的容易に同定できるが，さらに実体・偏光顕微鏡下による構成粒子の観察により確認した．スコリア質火山灰層以外の砂層は石質岩片を主体とする火山灰層（白馬乗鞍岳起源か）と火山ガラスを様々な割合で含むものに区別される．スコリア質火山灰層と砂層に含まれる火山ガラスの化学組成を福島大学の SEM-EDS 分析装置を用いて，長橋ほか（2003，第四紀研究）の方法により求めた．検討対象とした試料は TKN-2004 コアで 64 試料，TKN-2007 コアで 11 試料であるが，本報告では SP-II より上位のものについての検討結果を報告する．

Ⅳ．結果と議論

1．SP-II から Tt-E 間の対比

TKN1872G と TKN2-0924G はシルト～極細粒砂サイズのガラス質火山灰からなる．両者は相互に対比されるが，直下の SP-II の火山ガラス化学組成と比較して，SiO_2・K_2O がやや多く，Al_2O_3・FeO*・CaO・Na_2O がやや少ない．SP-II の再堆積の可能性が高いが，高野層周辺に分布する灰原層の火砕流堆積物起源の可能性もある．TKN2-0807S の火山ガラス化学組成と近似するものには，TKN-2004 コアの TKN1511S・1568S・1581S がある．これらは極細粒～細粒砂サイズのスコリア質火山灰からなり，SiO_2－Al_2O_3・FeO*・CaO 図では TKN2-0807S と TKN1581S とがほぼ同じ位置にプロットされる．このスコリア質火山灰層は御嶽山起源と考えられ，また，野尻湖底ボーリング（NJ88）コアにも追跡できる．

2．Tt-E から SG 間の対比

TKN1173S と TKN2-0590S は極細粒砂サイズのスコリア質火山灰からなる．これらは FeO*・MgO・CaO が多く，アルカリ量が低い（Medium-K）ことで特徴づけられ，相互に対比される．TKN-2004 コアの TKN2628・1691S・0885・0820S・0518S・0461S および TKN-2007 コアのも同様な特徴を示し，御嶽山起源と考えられる他のスコリア質火山灰層とは区別できる．

3．SG と AT 間の対比

TKN0473 は灰白色の極細粒砂層からなるが，TKN2-0270 は風化により元の岩相をとどめていない．ともに少量の火山ガラスを含み，その SiO_2 量は 69wt.%である．これらの上下位層にはこのようなデイサイト質の火山ガラスがなく，両者は対比される可能性が高い．

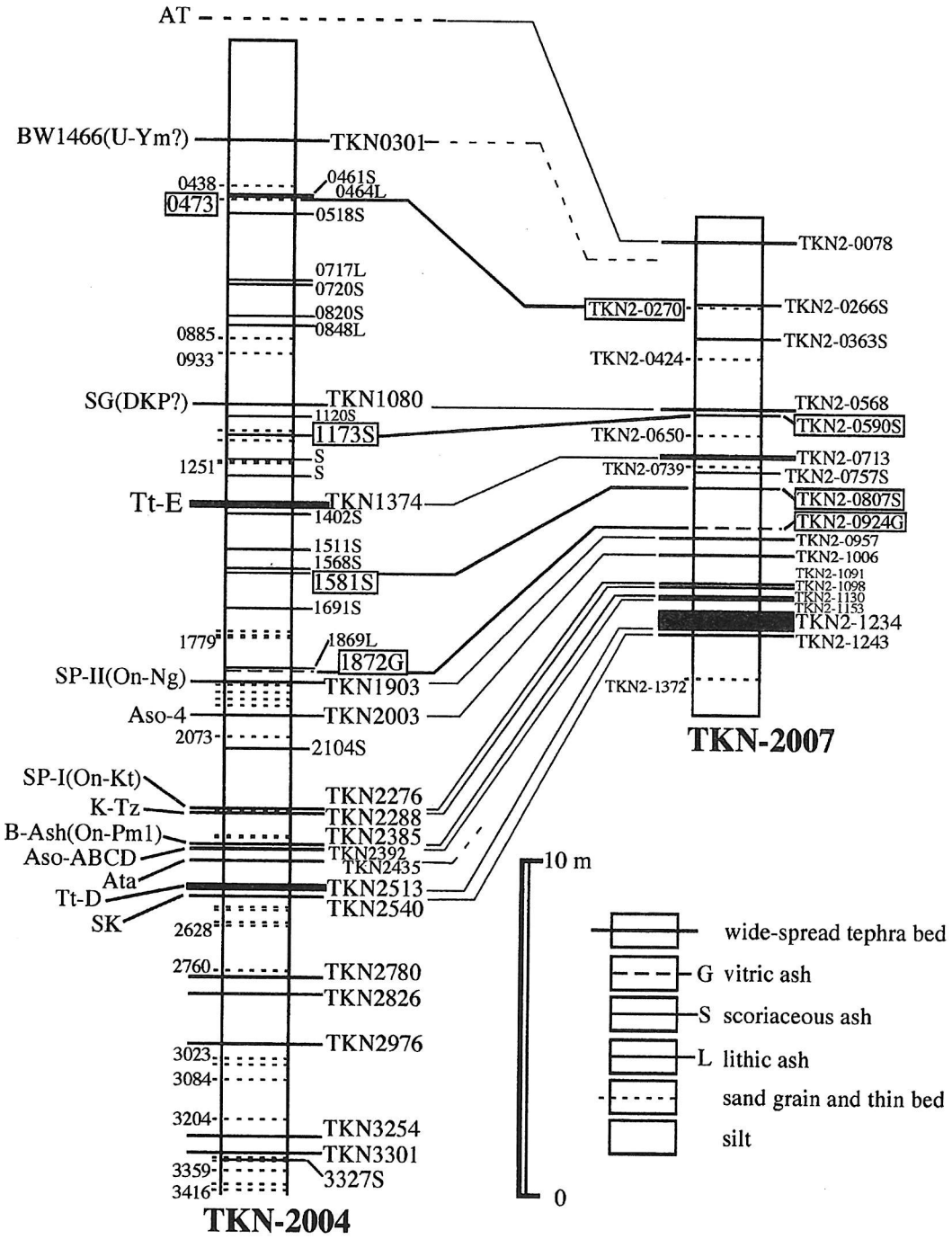


図1　TKN-2004コアとTKN-2007コア間の対比

実線で結ばれたものは相互に対比されることを示すが，その中でも四角枠付きの試料番号は広域テフラ層ではないものを示す．

P-9　更新統高野層 TKN-2004／2007 コアの対比と古気候変動の解析

田原敬治・公文富士夫(信州大学)・長橋良隆(福島大学)

Takaharu TAWARA, Fujio KUMON and Yoshitaka NAGAHASHI; Paleoclimate analysis during the late Pleistocene based on TKN-2004/2007 core drilled from Takano Formation, Nagano City, central Japan.

【高野層ボーリングコア】

高野層は長野県長野市信更町高野(高野盆地)に分布する更新世後期の湖成堆積物であり、多数の広域指標テフラを挟在している(木村 1987;1996)。現在の盆地は、東北東—西南西方向に約 1km の長軸を持ち、北北西—南南東方向に約 700m の短軸を持つ楕円形をしている。盆地底の標高は 725～740m で、周囲には標高 800～900m の尾根が連なっている。高野層は高野川による開析を受け、かつての湖底面が段丘面状に盆地底部に残存している。本研究では、古高野湖の湖心付近と思われる旧信田小学校高野分校跡(TKN-2004 コア;2004 年 6 月)と、その東方約 300m の日影地区(TKN-2007 コア;2007 年 1 月)においてボーリング掘削を行った。

TKN-2004 コアは全体に粘土質シルトから構成されており、80 枚以上のテフラ層が挟在されていた。本コアには明瞭な不整合は認められず、安定的に連続して堆積したものと推定される(田原ほか, 2006)。テフラ層の同定・対比は長橋ほか(2007)にまとめられており、BW1466, Aso-4・3・2 を年代指標とした精度の高い年代モデルが提起されている。

一方、TKN-2007 コア(全長 14.8m)では、深度 75cm 付近に AT が確認されることから、約 2.9 万年前までは古高野湖湖底での堆積が続いていたと考えられる。本コアでは、地表面から深度 358cm のスコリア層まで風化の影響を受けて粘土化し、赤褐色を呈していた。風化帯においては、テフラの周辺に、鉄が濃集し雨水の浸透の影響が認められる。ただし、深度 72～77.5cm に、KN(AT)に相当するテフラが挟まれており、そのガラスは腐らずに残っていた。風化帯より下位(深度 358cm 以深)では、堆積物の主体はシルト～粘土質シルトで構成されており、色調は全体に暗灰色で、ラミナ構造が確認できる層準もある。また、明瞭な不整合は認められなかった。なお、深度約 1400cm～1480cm に含礫層があり、コアの底となっている。これらのことから、深度 358cm～1400cm に存在する泥質堆積物は、比較的擾乱を受けにくい安定した環境で、連続的に沈積した堆積記録を保持していると考えられる。さらに、本コアには、テフラ層または砂の薄層が併せて 41 枚挟在されており、長橋ほか(本要旨集)によって TKN-2004 コアと信頼性の高い対比がなされている。

【含水率・有機炭素含有率変動と気候変動】

テフラ層に基づいて両コアを対比すると、TKN-2007 コアの堆積速度は TKN-2004 コアのほぼ半分であった(約 15cm/kyr)。この対比に基づき、Tt-E と Tt-D を鍵層として、両コアの含水率の深度変動を比較すると、TKN-2004 コアの深度 700cm～2800cm の変化パターンと、TKN-2007 コアの深度 400cm～1300cm の変化パターンが非常によく一致していた(図 1)。このことから、堆積速度の違いはあるものの、両コ

ア中の堆積記録を相補的に用いて、古高野湖が気候変動・環境変遷にどのように応答していたのかを詳しく議論することができると考えられる。

また、TKN-2007 コアにおいて、測定の終了した層準の TOC 含有率、C/N 比を TKN-2004 コアの相当する層準と比較した。その結果、TKN-2004 コアに比べて TOC 含有率は同程度～やや低い値を示した。また、C/N 比は相対的に高い値（12～15）を示す傾向が見られた。これらのことから、TKN-2007 コアは古高野湖の縁辺部に近い位置で掘削されているため、陸上からの影響が大きかったものと考えられる。

TKN-2004 コアでは、TOC 含有率変動から約 16 万年前～4 万年前の古気候変動が復元されており、その変動は海洋酸素同位体比曲線や氷床酸素同位体比曲線と類似した変化を示している（田原ほか, 2006; Tawara et al., 2007）。このデータに、TKN-2007 コアに記録されている陸上起源有機物の寄与の変動を加えて解析することで、より具体的な古気候変動・古環境変遷が議論できるようになると期待される。

【文　献】

木村（1987）地質雑, **93**, 245-257. 木村（1996）第四紀露頭集, 34-35. 長橋ほか（2007）第四紀研究, **46**,305-325. 長橋ほか（本要旨集）日本第四紀学会 2008 年大会講演要旨集. 田原ほか（2006）地質雑, **112**, 568-579. Tawara et al. (2007) Abstracts of 17th INQUA Congress, p.414.

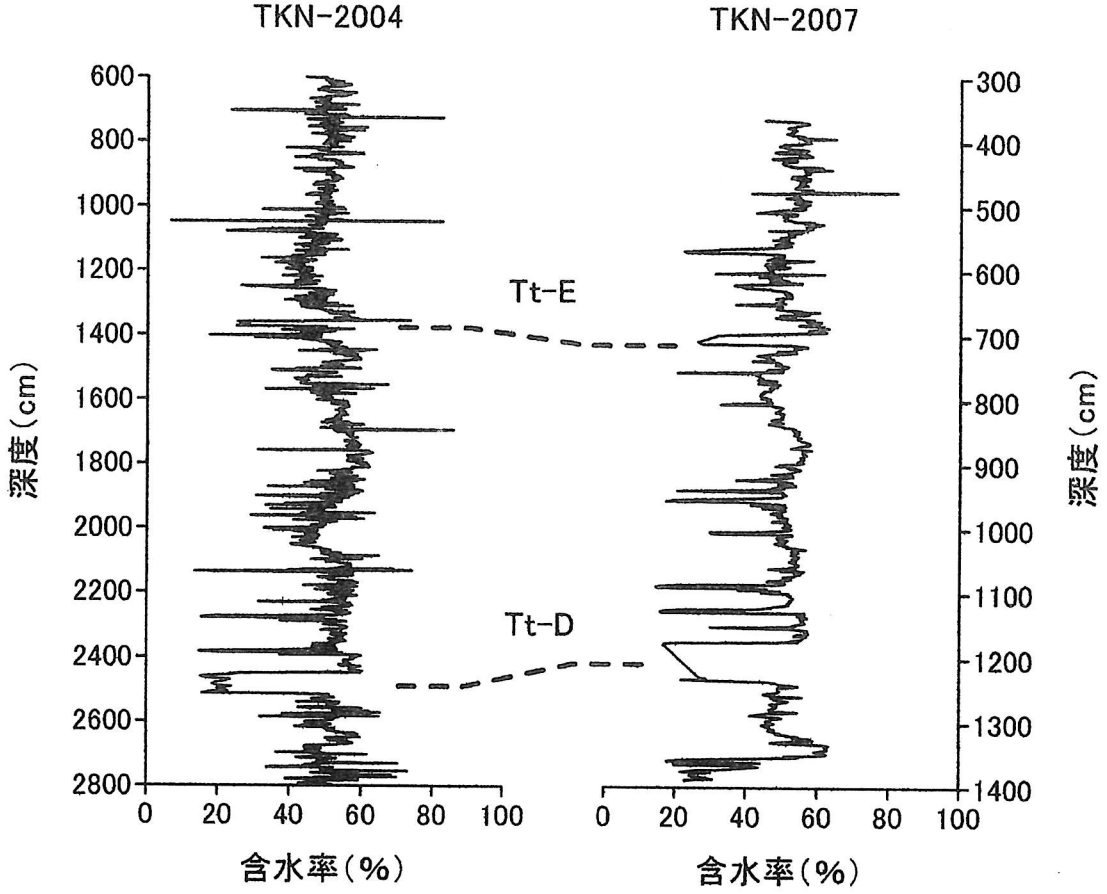


図 1　TKN-2004 コアと TKN-2007 コアの含水率変動の比較

P-10

愛媛県宇和盆地における約70万年間の連続コア（予報）

大野裕記・西坂直樹(四国電力)・池田倫治(四国総合研究所)・市川清士(駒澤大学)・須貝俊彦(東京大学)・
古澤　明(古澤地質)・柳田　誠・佐藤　賢(阪神コンサルタンツ)・守田益宗(岡山理科大)
Yuki OHNO, Naoki NISHIZAKA, Michiharu IKEDA, Kiyoshi ICHIKAWA, Toshihiko SUGAI, Akira FURUSAWA, Makoto YANAGIDA, Masaru SATO, Yoshimune MORITA ; Investigation of basin sediments in Middle - Late Pleistocene at the Uwa Basin, Southwestern Shikoku.

愛媛県西部の肱川最上流に位置する宇和盆地は，富田ほか(1977)などによりボーリング調査で厚い第四紀層が確認されている．宇和町深層水源調査会(2007)は反射法弾性波調査およびボーリング調査を行い，宇和盆地の基盤構造と堆積物の地質年代，地形発達について検討している．

本研究は，宇和盆地でオールコアボーリングを行い，各種分析から環境変動史を検討することを目的とする．ボーリング地点は東西約 3km 南北約 2km の沖積平野が広がる，宇和盆地の JR 伊予石城駅の南側に位置する(図 1)．

掘削したオールコアボーリングでは，層厚 113m に及ぶシルト，砂と腐植質層との互層からなる陸成層が確認された．これらの地層の保存状態は良く，約 70 数万年前からATに至る新鮮で豊富なテフラ(肉眼観察で 40 枚)を挟在しており，細粒な堆積物が欠層もなく連続して堆積している．AT は層厚 1.86m で認められるが，大部分はラミナが発達し，植物片を含むので，水流による二次堆積物である．火山ガラスの状態，鉱物組成，EDX による主成分分析(表1)に基づき，AT, Aso-4, Ata, Aso-1, Ng-1, Kkt, Oda, Toga などのテフラが確認された．これらの産出深度と年代グラフ(図 2)から，単純計算では平均堆積速度 0.13mm/年で連続堆積していることがわかる(図 3)．堆積物の基底年代は約 70 数万年前と推定される．現在，粒度分析，花粉分析，色測定，帯磁率測定，テフラ分析などが進行中である．

このコアから得られるテフラ分析結果は，南部九州，北部九州起源のテフラと大阪層群，下総層群などにおけるテフラとをつなぐ鍵になると予想され，これまで詳細が明らかになっていない九州起源のテフラの標準層序を確立できる見込みがある．このコアの優位性は，大阪層群，下総層群などの海成層と異なり海退期に起こりうる欠層がないことである．またこれらは細粒物質からなり，花粉化石などの微化石分析にも有利である．テフラ層序のほかにも，気候変動，土砂供給量変化，周辺の植生変化などの環境変動史が明らかにされることが期待される．

表1　火山ガラスの EDX による主成分組成(%)

Depth m.	Tephra	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
1.4	AT	78.17	0.18	12.07	1.28	0.07	0.10	1.24	3.34	3.56	100.00
7.2	Aso-4	72.38	0.44	14.63	1.59	0.13	0.32	1.16	4.46	4.89	100.00
8.8	Ata	74.76	0.49	13.06	2.18	0.12	0.42	1.98	4.00	3.00	100.00
9.8	Aso-3	69.88	0.73	15.01	2.61	0.10	0.66	1.90	3.95	5.16	100.00
35.6	Aso-1	68.72	0.67	15.06	3.52	0.13	0.57	2.18	3.76	5.40	100.00
42.5	Ng-1	78.06	0.12	11.96	0.86	0.05	0.08	0.89	2.79	5.20	100.00
47.5	Kkt	77.10	0.19	12.41	1.36	0.11	0.11	0.92	3.26	4.54	100.00
54.8	Oda	76.80	0.35	12.51	1.47	0.08	0.27	1.52	3.69	3.32	100.00
85.6	Toga	77.00	0.19	12.80	0.84	0.11	0.15	1.01	3.71	4.20	100.00

Analyses recalculated to 100% on a water free basis and as a mean and standard deviation of 8 analyses

文 献

宇和町深層水源調査会(2007)「愛媛の地学研究」, 11, 1-12.
富田ほか(1977) 日本地質学会第 84 年学術大会講演要旨, 303.

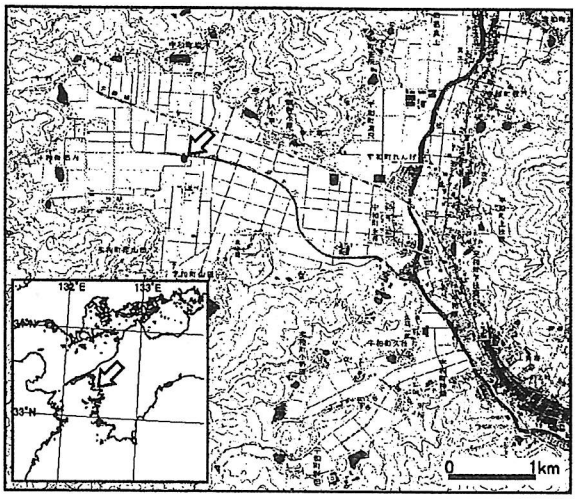


図1 調査位置図

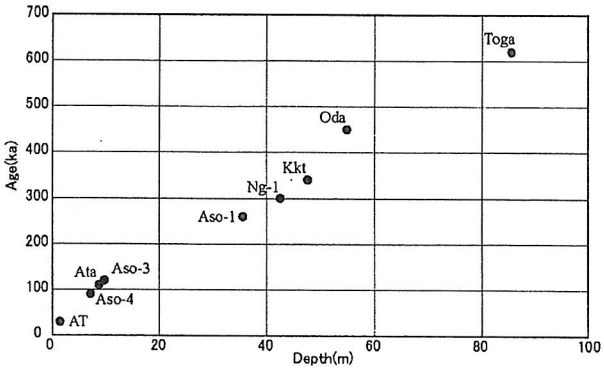


図2 テフラの産出深度と年代

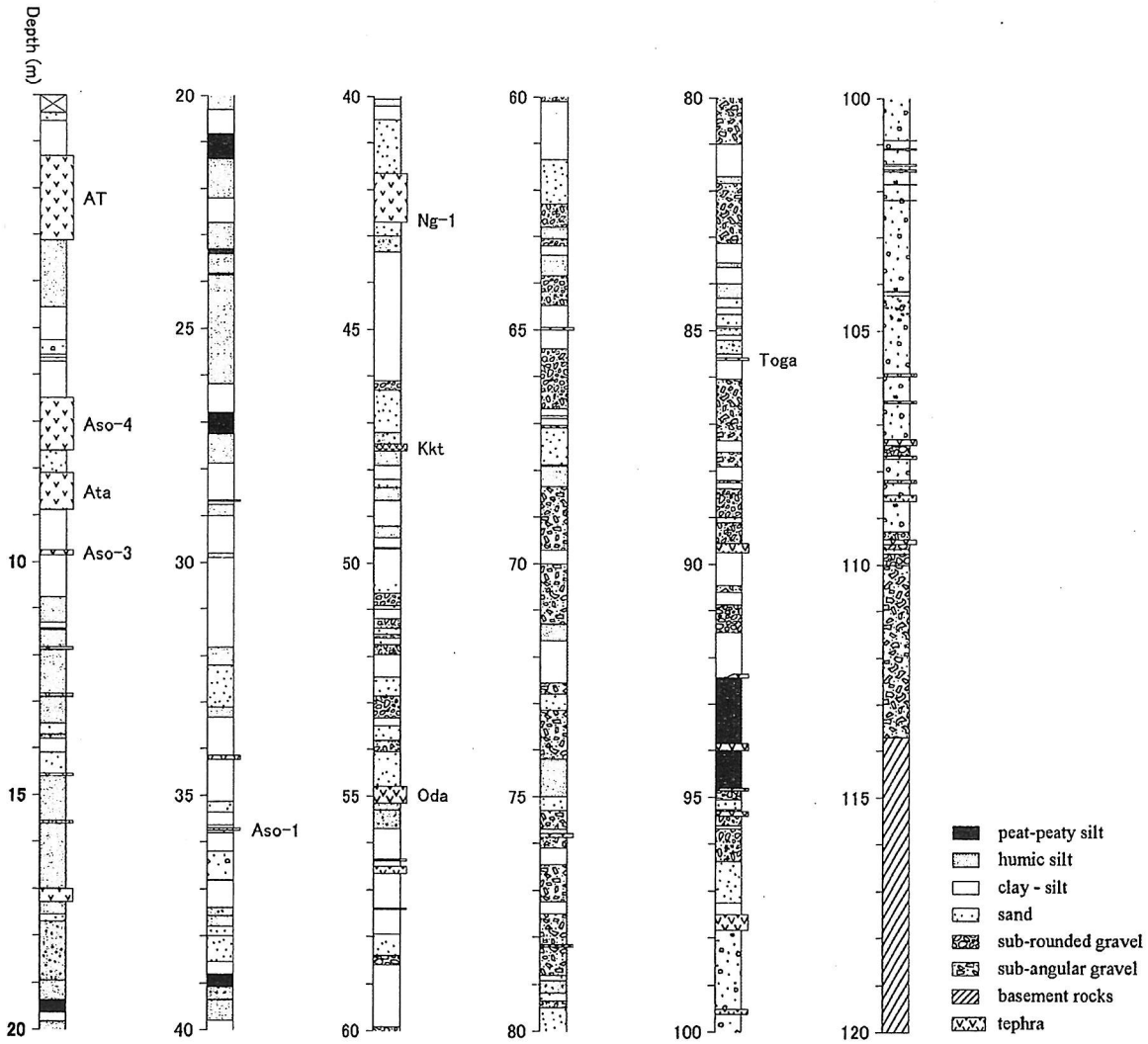


図3 ボーリング柱状図

P-11　斜長石斑晶の屈折率を用いたテフラ対比法の有効性の検討

大石雅之（首都大学東京）

Masayuki OISHI; Examination of validity of correlation method for tephras using refractive index of plagioclase phenocrysts

テフラの対比には現在，主として火山ガラスが用いられており，その分析方法は，屈折率，主成分化学組成，微量成分組成と，著しく多様かつ高精度になってきた．一方，斑晶鉱物を用いたテフラ対比も行われているが，主として対象となっているのは斜方輝石と普通角閃石，カミングトン閃石のみであり，またその手法もほとんどの場合，屈折率のみである．最近では，磁性鉱物や重鉱物の主成分化学組成を用いたテフラ対比も少しずつ行われるようになってきた．

テフラを用いた火山噴火史研究では，ローカルな小規模噴火によるテフラも多く扱うが，このような噴出物は火山ガラスが失われている場合が多い．また溶結した火砕流堆積物などでは，徐冷していく過程で火山ガラス中に微斑晶が成長するなどし，火山ガラスによる対比が困難である．このようなことから，従来の斜方輝石や角閃石などに加え，多様な鉱物を用いて高精度にテフラを同定・対比する手法が求められていると言える．

本研究では，日本列島の火山噴出物に普遍的に含まれる斜長石を用いたテフラ対比法の有効性について検討する．鉱物の特徴を最もよく示すためには化学組成を測定すべきであるが，屈折率の測定は簡便であり，かつ斜長石の屈折率はAb／An比に相関することが知られている．ここでは，斜長石の屈折率を用いてテフラ対比を試みるが，特にテフラを火口近傍の堆積物と対比させて，遠隔地に分布するテフラの給源を明らかにする手法を確立させることを念頭においているため，遠隔地のテフラと，それに対比される火砕流堆積物などとで，斜長石の屈折率を比較してみた．

本研究で用いたテフラは，日光・男体火山最末期噴火の今市スコリア（Nt-I）・七本桜軽石（Nt-S），志津溶結スコリア流（Nt-Sz；略称は新称），榛名火山後期更新世噴火の八崎（はっさき）軽石（Hr-HP）・白川火砕流（Hr-Sr；略称は新称），浅間火山軽石流期の板鼻褐色軽石（As-YP）・草津軽石（As-K）・小諸第1火砕流（As-Ko1；略称は新称），同じく浅間火山A.D.1783年噴火の浅間A軽石（As-A）・鬼押出し溶岩流（As-O；略称は新称），四阿（あずまや）火山起源と推定されている菅平第2軽石（SgP.2）・横川第二軽石（YoP-2），八ヶ岳火山の川上軽石（Yt-Kw）・硫黄岳溶結凝灰岩（Iwt），伊豆・カワゴ平のカワゴ平軽石（KgP）および火砕流（KgP-flow；略称は新称）である．比較のため，異なるイベントによるテフラの屈折率を測定したものもある．

測定手法は，従来の斑晶鉱物の測定とほぼ同じである．斜長石では，ベッケ線と，浸液の温度変化によるその消長が明瞭に見える場合が多く，斜方輝石や角閃石よりも簡便であることが多い．ただし，斜長石は累帯構造が発達している場合が多い．この場合，ベッケ線の消えるタイミングが同じ粒子中でも場所によりずれることがある．この場合はそれぞ

れについて測定することで，測定結果をヒストグラムにした時にその特徴を表わすことができる．累帯構造がある場合，粒子外縁部と中心部とでどちらが屈折率が高いかを記録しつつ測定することで，累帯構造の正逆を知ることもできる．斜長石の場合はへき開片（001）（010）とも最小屈折率（n1）がほぼ同じなので，n1 を測定する．

測定結果を見ると，同時に噴出した（同一の噴煙柱からもたらされた）とされているテフラ同士では，斜長石の屈折率はいずれも良い調和を示した．斜長石の屈折率はテフラ対比に有効であると言える．しかしながら，まったく異なる噴出物でも同様の数値を示す場合も数多くある．したがって従来と同様，テフラ対比では斜長石も含めて，ひとつのインデックスのみで結論付けることなく，複数のインデックスや野外観察結果による層序なども併せて総合的な判断をすることが必要である．

一方，榛名火山後期更新世の Hr-HP と Hr-Sr とでは，斜長石の屈折率は明瞭に異なる結果を示した．この理由として考えられるのは，①試料採集のミス，②たとえば Nt-I と Nt-S のように同一噴火イベントでも時間推移によるマグマの組成変化がある，③Hr-HP と Hr-Sr は同一噴火イベントによる（または同一の噴煙柱からの）噴出物ではない，の 3 つである．これについては，両噴出物を，下位から上位まで段階的に測定する，複数箇所で採取して比較する，などの検証をする必要がある．

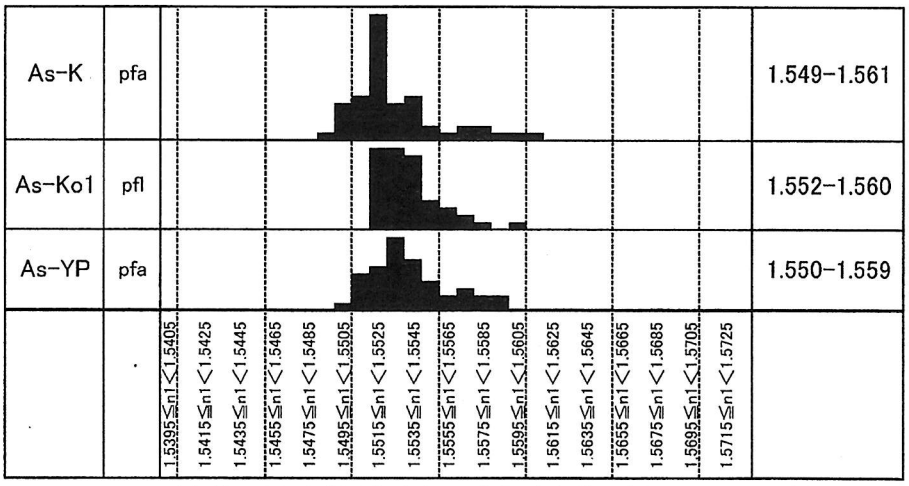


Fig.1　測定結果例（浅間火山軽石流期噴出物の斜長石の屈折率）

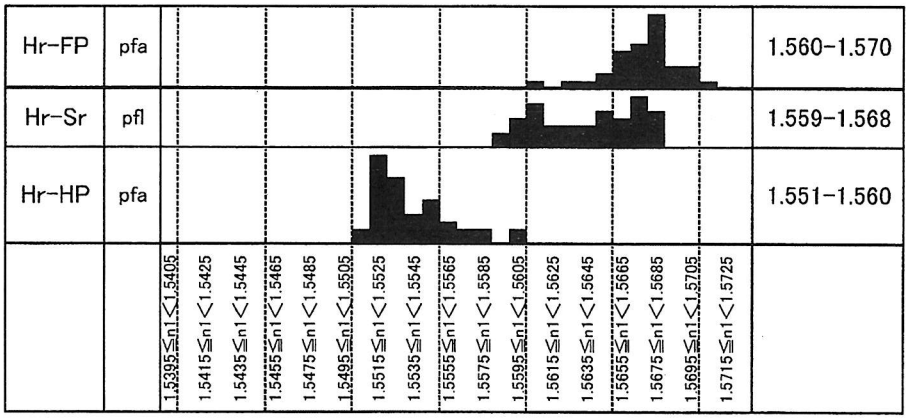


Fig.2　測定結果例（榛名火山後期更新世以降噴出物の斜長石の屈折率）

P-12

LA-ICP-MSによるシングルグレイン火山ガラス微量元素分析の広域テフラ同定への応用

青木かおり(立正大学地球環境科学部)

Kaori AOKI: Application of trace element analysis of single-grain volcanic glass shards by LA-ICP-MS to identification of widespread tephra

誘導結合プラズマ質量分析装置(Inductively coupled plasma mass spectrometry: ICP-MS)は1980年代後半から飛躍的な発展を遂げ,1990年代にはさまざまな地質試料の分析に利用されてきた.この分析装置は短時間で多くの微量元素の高精度分析が可能なことから,テフロクロノロジーでは広域テフラの対比を目的としてしばしば用いられている.また,近年ではICP-MSへ試料導入する際にレーザー・アブレーション(laser ablation:LA)装置を用いる研究も増えている.溶液法では0.025～0.500 gの試料が分析に用いられていたのに対し,LA装置を用いた場合はレーザーで直接試料をエアロゾル化してプラズマに導入するため,分析に必要とされる試料量を格段に減らすことができ,とりわけ試料の局所分析が可能になってきた(Pearce et al. 2004). Westgate et al. (1994)では,0.01～0.05 gの火山ガラス試料をアクリル樹脂で固めてレーザーを照射して分析した結果,複数のテフラの識別に成功している.その後,英国のPearceらが分析方法の改良と,最新のLA装置の導入を行い,現在では火山ガラス一点を分析することが可能になっている(Pearce et al. 2004).最近では,北大西洋から採取された海底堆積物と北ヨーロッパ各地を結ぶ時間指標層となるテフラを対比し,それらをグリーンランドから採取された氷床コア中の微細な火山ガラスと対比することを目標として挑戦的な研究が取り組まれている.

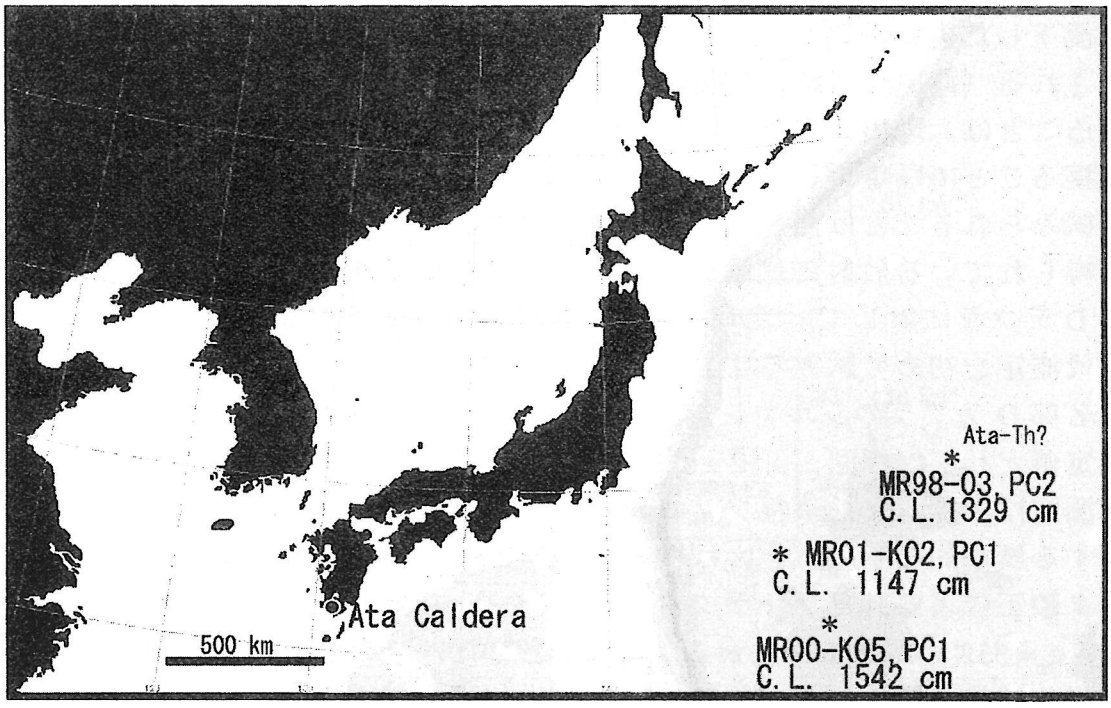
筆者はこれまでに,北西太平洋に分布するテフラの同定を目的として,EPMAを用いた火山ガラスの主元素組成分析を行ってきた.北西太平洋海盆の堆積物は,炭酸塩が溶解しており炭素14法による年代測定値や,有孔虫の酸素同位体比層序を得ることができないため,テフラの対比と同定は遠洋性堆積物に同一時間面を挿入する点で極めて重要であると考える.それ故に,酷似した主元素組成のテフラを正確に識別するためには,上記のような広域テフラのシングルグレイン火山ガラスの微量元素分析は,欠かせない技術といえる.

そこで,2006年～2008年にカナダのトロント大学で日本学術振興会の海外特別研究員として滞在していた際に,北西太平洋から採取されたピストン・コア試料中のテフラのうち,阿多鳥浜テフラ(Ata-Th)に対比されると考えられる3試料について,LA-ICP-MSを用いて火山ガラスの微量元素分析を行った.コアMR00-K05,PC1のNo.5テフラは山本・青木(2002)および菅沼ほか(2006),コアMR01-K02,PC1のNo.13テフラは菅沼ほか(2006)でEPMAの主元素分析の結果に基づき,Ata-Thに対比されることが報告されている.また,コアMR98-02,PC2のNo.5テフラは主元素組成がAta-Thに似ていることを

指摘していた(青木ほか, 2000).

まず, 陸上の模式試料(UT1254, UT2156, UT2157:鹿児島県, 大根占町)とともに, 海洋域の3試料もEPMA用の試料にマウントした. EPMAで分析後に, 研磨して炭素蒸着膜を削り, LA-ICP-MSで分析した. 分析方法はスキャニング法で, 個々のガラスの形態に沿ってレーザーを照射するルートを設定する. LA-ICP-MSによるシングルグレイン火山ガラスの微量元素分析では, 分析して得られた元素の強度を定量値に換算するために, EPMAで分析したCaOの値を内標準として用いて換算を行った.

その結果, 大根占における模式試料から得られた火山ガラスは主元素および微量元素組成の分析からコンタミネーションとミクロライトの影響があることが分かった. また, 大根占町の模式試料との比較をもってMR98-03,PC2(No.5テフラ)がAta-Thと対比される可能性を考えていたが, 模式試料の主元素組成の標準偏差の大きさをコンタミネーションによるものと考えた場合, 両者の間にはTiO_2とAl_2O_3に若干の差異が認められる. さらに, MR98-03,PC2(No.5テフラ)は他の2地点のピストン・コア試料と比較したところZr, Sm, Gd, Uに差がみられた. ポスターではLA-ICP-MSでの分析方法について図示し, 上記の分析結果について有為な差であるか否かについての検討を行う.



<引用文献>

Pearce et al., 2004, Applied Geochemistry, 19, 289-322.

Westgate et al., 1994, Applied Geochemistry, 9, 323-335.

山本・青木, 2002, 海洋科学技術センター試験研究報告, 46, 29-37.

菅沼ほか, 2006, 第四紀研究, 45, 435-450.

青木ほか, 2000, 海洋科学技術センター試験研究報告, 41, 49-56.

P-13　下北半島恐山火山周辺に分布する田名部 D テフラのジルコン結晶を用いたフィッション・トラック年代

桑原拓一郎（産総研，地質情報研究部門）

Takuichiro KUWABARA: Zircon fission-track age of the Tanabu D tephra around the Osore-yama Volcano, Shimokita Peninsula, NE Japan

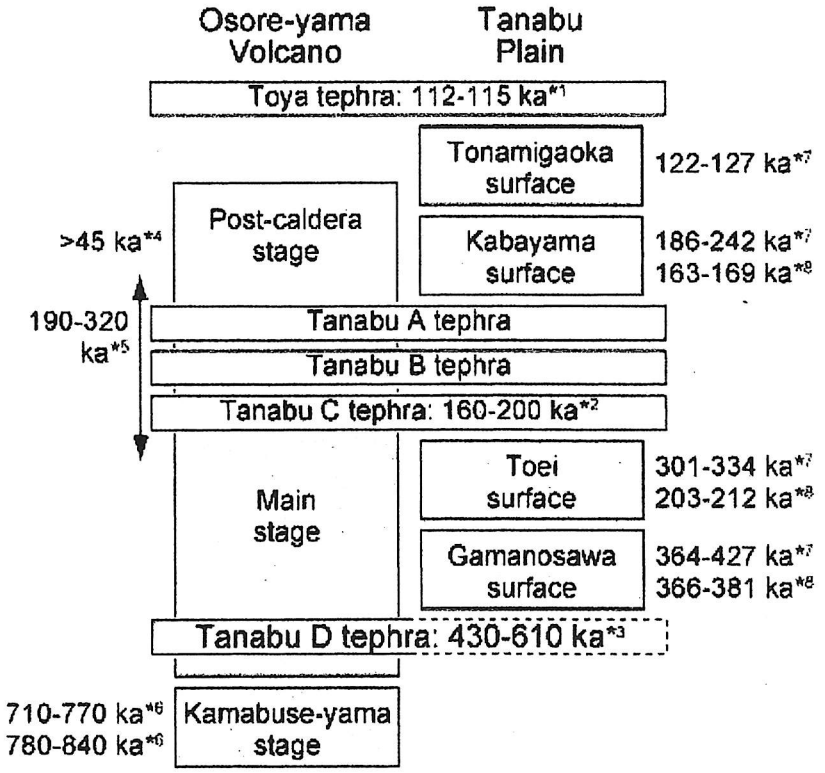
下北半島北部のほぼ中央に位置する恐山火山の第四紀における火山活動史を議論する上で，周辺に分布する田名部Dテフラの放射年代測定が必要である（第1図）．田名部Dテフラは，それを覆う下位より田名部C～Aテフラと呼ばれる3枚のテフラとともに，恐山を給源とする中期更新世のテフラである（桑原・山崎，2000，2001）．恐山における火山活動は，大きく3つのステージに分けられている（富樫，1977）．それは，初期に小規模な成層火山的な形態として存在した釜臥山活動期に始まった．それから，多数でかつ大量の火砕流が生じた主活動期となった．その後，カルデラを形成後，カルデラ内で溶岩流が流出するとともに火砕丘と溶岩円頂丘が生じ，さらに火砕流がカルデラの内側と山体東部に流下した後カルデラ活動期に至った．田名部Dテフラは，主活動期の噴出物とされる（桑原・山崎，2001）．したがって，田名部Dテフラの放射年代値を得ることは，恐山のこれら活動期とテフラの噴出履歴に1つの時間目盛りを割り振ることになる．しかしながら，これまでに田名部Dテフラの放射年代測定が試みられることは無かった．恐山における火山活動史を議論する上で，すでに得られている放射年代測定値もけっして豊富ではない．そこで，今回，田名部Dテフラに対して，ジルコン結晶を用いたフィッション・トラック法による年代測定を初めて試みることにした．

田名部Dテフラのジルコン結晶を用いたフィッション・トラック法による年代測定値として，今回，0.52 ± 0.09 (1σ) Ma が得られた（桑原，投稿中）．具体的な測定は，株式会社京都フィッション・トラックへ依頼した．第四紀テフラに対する標準的な手順（例えば檀原，1995；Danhara *et al.*, 2007）に準拠して，ゼータ較正による外部ディテクター法（ED2）で測定を行った．年代算出の際には，$\zeta = 352 \pm 4$（Danhara *et al.*, 2007）とした．この場合，年代算出に用いたジルコン結晶全粒子ごとの年代データは，χ^2 検定（有意水準：5%）に合格した．

今回得た田名部Dテフラのジルコン結晶を用いたフィッション・トラック法による年代測定値（430-610 ka）に基づくと，恐山における火山活動史に対して，少なくとも以下の3点を指摘することができる（第1図）．(1) 恐山における主活動期の開始は，遅くとも，50万年前程度までに溯る．(2) 田名部Dテフラをもたらした恐山での噴火と田名部Cテフラをもたらした恐山での噴火との間に，30万年間程度の大きな時間間隙が認められる．(3) 田名部Dテフラをも

たらした恐山での噴火は，東側に位置する田名部平野に分布する海成段丘の 1 つである蒲野沢面（岩崎，1987；桑原・山崎，2000；桑原，2005）の形成期に先行する可能性がある．

引用文献：　伴ほか（1992）岩鉱，87，39-49.　檀原（1995）第四紀研究，34，221-237. Danhara *et al.* (2007) The Journal of the Geological Society of Japan, 113, 77-81.　Imai and Shimokawa (1988) Quaternary Science Reviews, 7, 523-527.　岩崎（1987）駒澤地理，no.23，109-123.　桑原（2005）第四紀研究，44，131-144.　桑原（2006）地質学雑誌，112，294-297.　桑原（投稿中）地質調査研究報告.　桑原・山崎（2000）月刊地球，22，711-716.　桑原・山崎（2001）火山，46，37-52.　町田・新井（2003）新編火山灰アトラス［日本列島とその周辺］，東京大学出版会.　富樫（1977）岩石鉱物鉱床学会誌，72，45-60.　富樫・松本（1988）地質調査所月報，39，525-535.



*1 Stratigraphy with radiometric ages; Machida and Arai (2003). *2 FT dating; Kuwabara (2006). *3 FT dating; this study. *4 14C dating; Togashi and Matsumoto (1988). *5 ESR dating; Imai and Shimokawa (1988). *6 K-Ar dating; Ban *et al.* (1992). *7 Marine isotope stage correlation; Kuwabara (2005). *8 Constant uplift assumption; Kuwabara (2005).

第 1 図　テフラ，恐山火山における火山活動史，および田名部平野における海成段丘の形成史との編年関係（桑原（2006）に加筆）

P-14　テフラ GIS の構築とハザードマップへの利活用

小荒井衛（地理院・茨城大院）、鈴木毅彦（首都大）、中山大地（首都大）
大井信三（地理院・茨城大院）、佐藤浩（地理院）

Mamoru KOARAI, Takehiko SUZUKI, Daichi NAKAYAMA, Shinzou OOI, Hiroshi P. SATO; Development of tephra GIS and its application for hazard mapping

1．はじめに

演者らは、日本列島に分布する指標火山灰（テフラ）層のデータベースを GIS を用いて試作的に整備し、テフラ層を年代指標層として利用している種々の研究分野での利用可能性とその有効性を検証している。本研究ではサンプルとして、東北起源のテフラ層および中期更新世以降の広域テフラ層を取り上げた。また、火山の爆発的活動の一指標となるテフラの空間分布情報が、GIS 技術を活用することによってハザードマップ作成にどのように利活用できるかについても検討している。以上の研究はまだ途上のものであるが、第四紀研究者からの意見集約を目的として今回その概要を発表する。本研究は，科学研究費補助金・萌芽研究（課題番号：19650256）として実施しているものである。

2．テフラの GIS データベース化の検討

テフラの属性に関しては、給源火山、年代と測定方法、堆積様式と層相、分布範囲・面積、爆発度指数、模式地、含有する鉱物の組合せ、斑晶鉱物の屈折率や化学組成、火山ガラスの屈折率や化学組成などをデータベース化することとした。単行本「新編火山灰アトラス」（町田・新井，2003）に記載されている情報を基に、データベースソフトウェア FileMakerPro9 を用い、東北地方北部に分布するテフラのデータベース入力を行い、試作版のデータベースを作成した。また GIS データとしては、各種テフラの分布（等層厚線図）を ArcGIS でデータベース化した。その出力イメージを図 1 に示す。今後は、電子国土 web システムを利用したテフラ GIS 構築を検討していく予定である。

3．テフラ GIS のハザードマップ利活用の検討

テフラハザードについての研究はこれまで十分には行われてきていないが、降下火山灰による施設管理・交通網などへの深刻な影響が懸念されることから、今後研究の進展が期待されている分野である。テフラ情報を GIS 化する事により、他の空間情報（DEM や空間データ基盤，火山土地条件図など）と関連づけて解析することが容易となり、ハザードマップの作成や噴火による環境影響評価等、防災を中心とした行政利活用も十分に期待できる。

テフラ GIS のハザードマップ利活用の検討は、東北地方の活火山である磐梯

山・安達太良山・秋田駒ヶ岳・岩手山などを候補に検討している。現時点では、秋田駒ヶ岳において火山地形調査を行い、概略の火山地形分類図を作成すると共に、火山ハザードマップの想定災害域のGISデータ入力を行っている。秋田駒ヶ岳と安達太良山は、地質調査総合センターのHPの「活火山データベース」の「詳細火山データ集」（藤縄ほか：2006）に各テフラの等層厚線図（和知ほか：1997；山元・阪口：2000）が公開されており、それらのデータをGIS化することにより、多面的な利活用が期待される。

4．新規テフラ調査による知見

テフラGISに新規入力するデータを補充する目的で、秋田駒ヶ岳、房総半島および神津島において現地調査を行った。また、南東北～北関東で採取したテフラと常総台地の下総層群に挟在する3つの指標テフラおよび常磐沖海底コア中のテフラについて、主成分化学分析を行った。その内、下総層群のテフラについて得られた知見の詳細は、大井ほか（2008：本大会）で発表する。

参考文献

藤縄・工藤・星住（2006）活火山データベース詳細火山データ集–秋田駒ヶ岳火山（ver.1.1）．産総研地質調査総合センターHP.

藤縄・工藤・星住（2006）活火山データベース詳細火山データ集–安達太良火山（ver.1.1）．産総研地質調査総合センターHP.

町田・新井（2003）「新編火山灰アトラス」．東京大学出版会.

大井・横山・菅沼・安藤・小荒井(2008)日本第四紀学会講演要旨集，38.

和知・土井・越谷（1997）火山，42，17-34.

山元・阪口（2000）地質学雑誌，106，865-882.

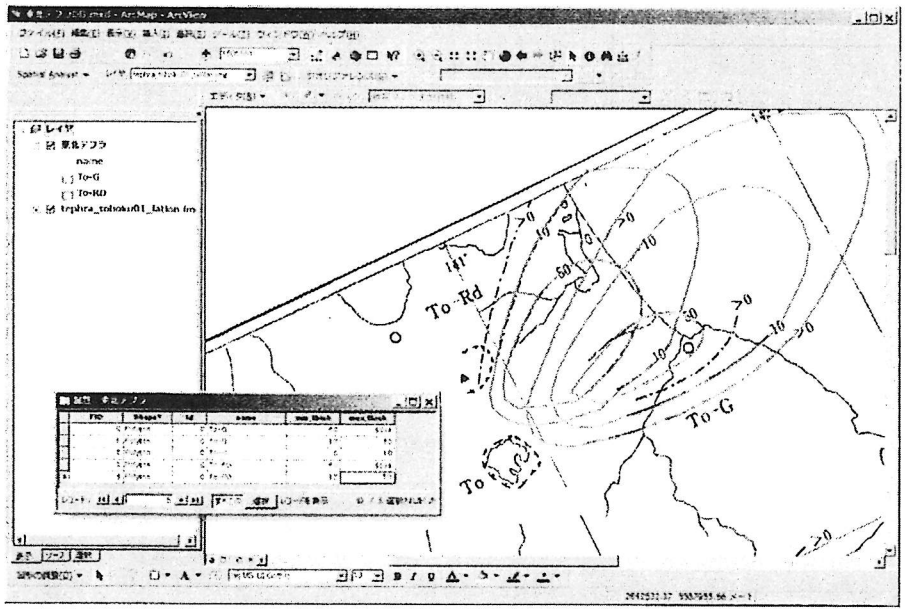


図１　等層厚線図のGIS化のイメージ

P-15　九十九里平野北部における縄文時代の海域生態系と海退プロセス

一木絵理・村田泰輔・國木田 大・辻 誠一郎（東京大・院）
Eri HITOKI, Taisuke MURATA, Dai KUNIKITA, Sei'ichiro TSUJI ; The Marine Ecosystem and Regression processes during the Jomon age in the North of the Kujukuri Coastal Plain

はじめに

縄文時代において，海進・海退という大きな環境変動を抜きに語ることは出来ない．最終氷期－後氷期で起きた環境変動についてはこれまで多くのことが明らかにされ，特に相対的海水準の変動量や汀線の変遷，さらにそれに伴う平野の形成などについてはよくわかってきた．しかし一方で，海進・海退に伴う生態系の変化については断片的な検討がなされるにとどまり，十分な情報の蓄積や検討がなされているとはいえない．

調査地域である千葉県九十九里平野北部には，砂堆と台地の間に東西 12km，南北 6km の沖積低地が発達する．この地域は近世初期まで，広大な湖沼であり，椿海（つばきのうみ）と呼ばれた．ここで縄文時代のこの地域を“古椿海”と呼ぶ．辻ほか(1976)や辻・鈴木(1977)による沖積層・花粉分析の研究や，森脇(1979)による地形発達に関する研究がすでになされているが，本報告では沖積層から産出した貝類群集，珪藻化石群集にもとづく海域生態系とその変遷，および海域生態系の変化から示される段階的な海退のプロセスについて報告する．

結果と考察

古椿海における沖積層は，辻ほか(1976)によって調査地点の干潟町(当時)の地名から“干潟層”と呼ばれ，大きく 2 層に区分されている．干潟層上部層は泥炭層に代表され，下部層は貝化石を多量に含む暗青灰色砂もしくはシルトを主体とする海成層である．特にシルト層では広く貝化石が認められ，“干潟貝層”と呼ばれた．露頭調査および干潟層を模式的に示す NYK-1 コアの分析から，辻・鈴木(1977)による地質層序を再確認し，新たに年代値を加えることで，海域生態系の復元と変遷，とりわけ以下のような海退のプロセスを明らかにすることができた．

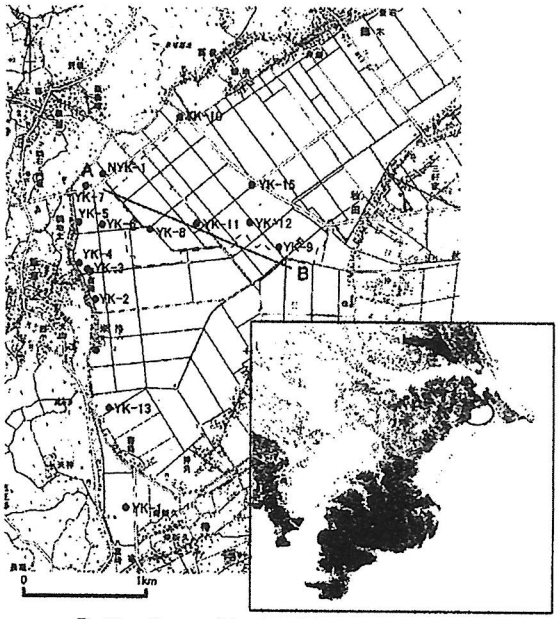


Fig.1 Locality map of the sites of the columnar sections

干潟層下部層の上部をなす干潟貝層は，内湾奥部の潮間帯中～下部の群集が主体を占めた．古椿海は，直接外洋に面するとともに広大な干潟環境であり，現在では見られないオオノガイ・アサリ群集やキクメイシモドキ *Oulastrea crispata*(Lamarck)が生息した．湾奥部の泥底の群集を主体に，海藻や海草に付着する微小貝の存在が確認された．このことから，周辺に海藻や海草の存在が裏付けられ，藻場が存在する安

定した環境が復元された．その後，貝類群集が貧弱化したことから，水域環境の停滞と浅海化が示唆された．

干潟貝層と同時期の珪藻化石群集については，外洋から内湾に分布する種および藻場に分布する種が認められた．貝層が貧弱化した後も，海域から汽水域に分布する種が産出するが，外洋種の産出が激減し，浅海化が認められた．その後汽水性種が優先していくことから海の影響が減少し，汽水的環境が形成されたことが考えられた．そして汽水性種群から淡水性種群への急激な変化が認められ，一気に淡水化したことが示唆された．このように干潟貝層による海域生態系の変遷とともに，珪藻化石群集の組成変化から段階的な海退プロセスを明らかにすることができた．

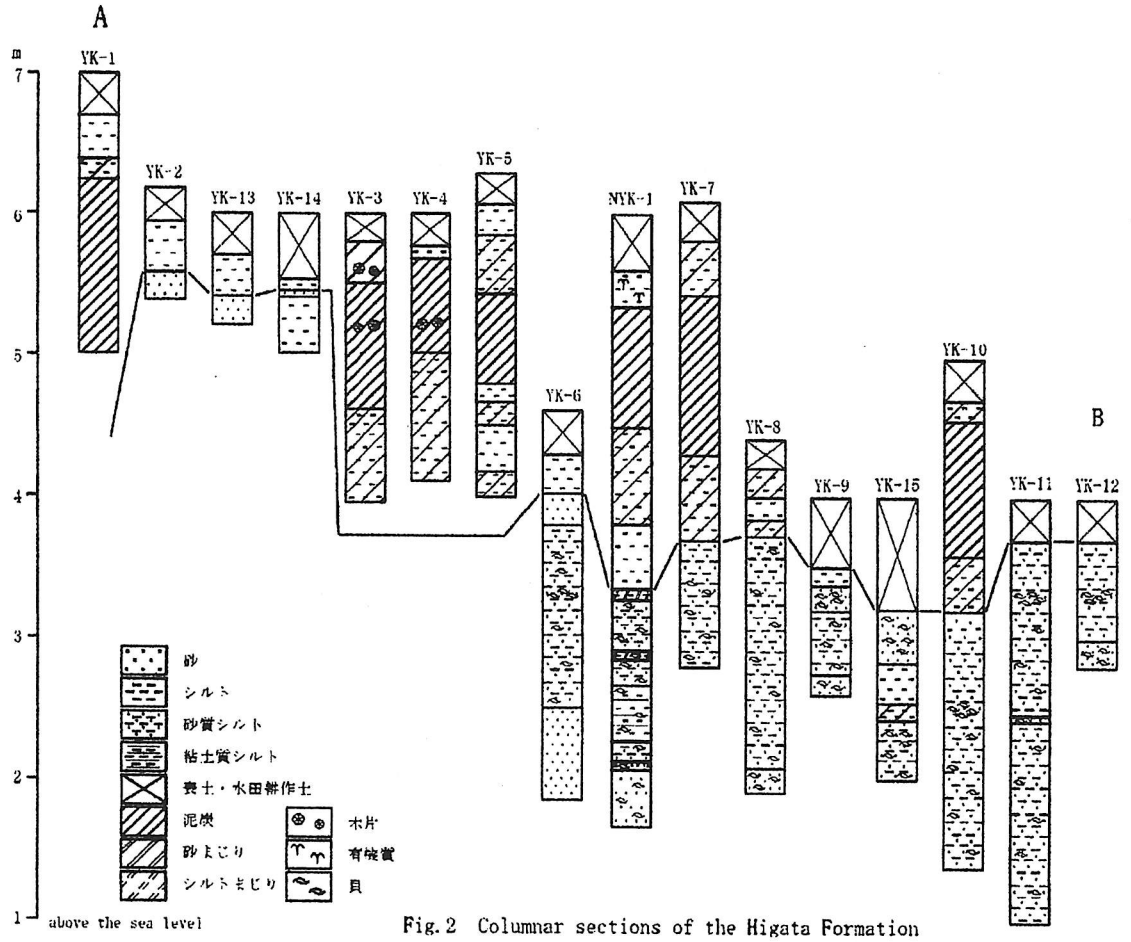


Fig. 2 Columnar sections of the Higata Formation

引用文献

森脇　広(1979)「九十九里浜平野の地形発達史」『第四紀研究』18(1) p.1-16

辻　誠一郎・遠藤邦彦・浜田隆士・松岡敬二(1976)「千葉県椿海低地帯におけるキクメイシモドキの産出について」『第四紀研究』15(3) p.131-132

辻　誠一郎・鈴木　茂(1977)「九十九里平野北部の沖積世干潟層の花粉分析的研究」『第四紀研究』16(1) p.1-12

P-16　瀬戸内海東部沿岸域の海洋酸素同位体ステージ（MIS）7における相対的海水準変動

伴　芙美香・佐藤裕司（兵庫県立大）・加藤茂弘（兵庫県立人と自然博）

Fumika Ban, Hiroshi Sato, Shigehiro Katoh : Relative sea-level changes during the MIS7 in the eastern part of the Seto Inland Sea

はじめに

神戸市東灘区魚崎浜で掘削された深層ボーリングコア（以下，東灘1700mコア）には、大阪層群の海成粘土層Ma-1～12が挟在される。これらの海成粘土層は、第四紀に地球規模で見られた気候変動の温暖期に対応する海洋酸素同位体ステージ（MIS）と対比されている。

本研究では、MIS7に対応するMa11層準を対象に分析を行い、MIS7における相対的海水準変動を明らかにする。MIS7の相対的海水準変動は、兵庫県南部では特に、東播磨地域に分布する段丘群（いなみの台地）の形成にも深く関わっている。本研究では、まず、東灘1700mコアの分析から相対的な海水準変動を明らかにし、瀬戸内海東部沿岸域で得られた同時代のサンプルとの比較を試みる。

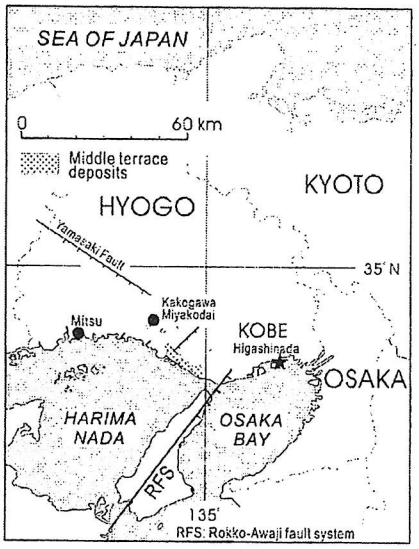


図1．調査位置図

方法

東灘1700mコアから、深度87～126m（標高-84.32～-123.32m）の範囲で、約1m間隔で堆積物試料を採取した。堆積環境を明らかにするために、この試料を珪藻分析とイオウ含有量の分析に供した。珪藻は、光学顕微鏡400倍下で、1試料につき殻数が200を超えるまで計数し、出現した珪藻を海水生、汽水生、淡水生に区分した。イオウ含有量については、総イオウ含有量0.3%を、海水成（または汽水成）堆積物と淡水成堆積物を区別する基準とした。

結果および考察

東灘1700mコアにおける珪藻分析とイオウ含有量の結果を図2に示す。

MIS7における3回の亜間氷期（MIS7a, 7c, 7e）は、Ma11（1）層～Ma11（3）層に対応する。珪藻およびイオウ分析の結果から、Ma11（1）層は標高-110.77～-119.18±1.08m、Ma11（2）層は標高-95.33±0.62～-102.50±0.28m、Ma11（3）層は標高-85.25±0.38～-90.01±0.91mの範囲である。また、海水生・プランクトン性種の出現状況から、それぞれの海進のピークは、-114.73m、-101.37m、-85.63m付近にあると考えられる。

標高-95.95（Ma11（2）層）と標高-86m（Ma11（3）層）付近には、珪藻化石群集中に干潟の環境指標種 *Pseudopodosira kosugii* が出現し、旧海水準高度の推定が可能である。これによ

って推定された旧海水準高度や、Ma11（2）層に挟在される火山灰（吉川ほか，2000）を年代のマーカーにして、Ma11（2）相当層を含む御津町コア　（田中，1997）や、加古川都台における MIS7c の海進堆積物（佐藤，1999）との対比を行い、瀬戸内海東部沿岸域の局所的な地殻変動についても考察する。

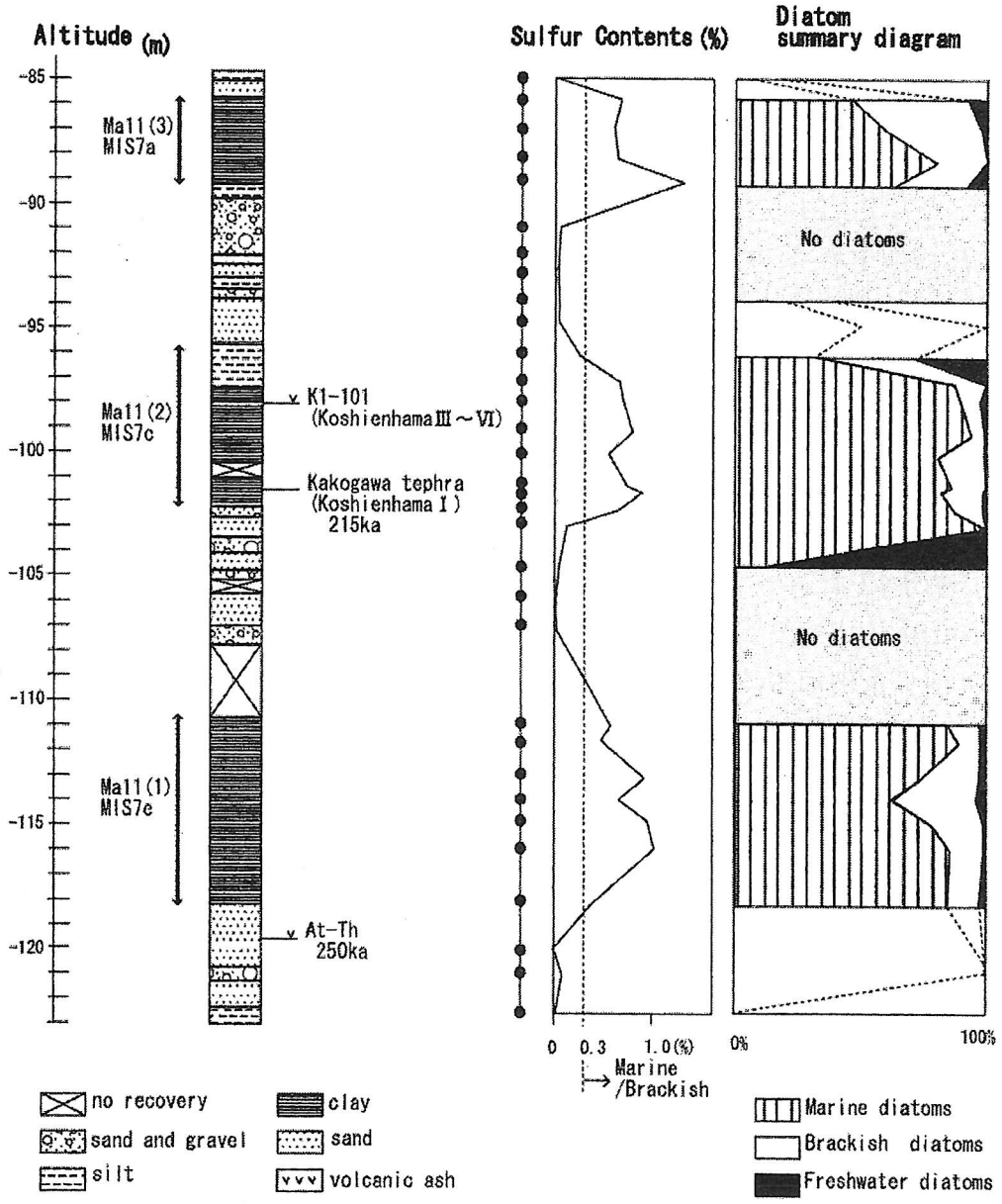


図 2. 東灘 1700mコア，Ma11 におけるイオウ含有量と珪藻分析の結果

参考文献

佐藤・加藤・井上・兵頭（1999）第四紀研究，38（5），401-410.

田中・小倉・兵頭・佐藤・松下・柏原（1997）御津町史

吉川・水野・加藤・里口・宮川・衣笠・三田村・中川（2000）第四紀研究，39（6），505-520.

P-17 石英中の不純物中心による中国の砂漠堆積物の特徴化

山本裕哉・豊田新（岡山理科大学）・磯崎裕子（東京大学）長島佳菜（海洋開発研究機構）・Y. Sun（Institute of Earth Environment, Chinese Academy of sciences）・多田隆治（東京大学）

Y. Yamamoto, S. Toyoda, Y. Isozaki, K. nagasima, Y. Sun, R. Tada:
Characterization of sediments of Chinese deserts by impurity centers in quartz

過去の気候変動を知るにあたってそれぞれの時代における大気循環システムの再現が重要な課題である。これを，風成塵の運搬から再現しようとする試みが行われてきた。ESR（電子スピン共鳴）によって石英中の E_1'中心を測定し，そこから求められる酸素空孔量が風成塵の起源を求めるのに有効でありることが見出され、これを用いて氷期と現在とで日本列島に飛来する風成塵の起源が異なることが議論されてきた（Toyoda and Naruse, 2002）。またこれに加えて石英の結晶化度も起源を特定する指標として有効であると示されている（Nagashima et al, 2007）

本研究では，ESR によって観測される石英中の不純物中心の γ 線照射に対する生成効率が風成塵の起源の指標として有効かどうか検討しました。このために，風成塵の供給源と考えられる中国の各砂漠堆積物の特徴化を試みた。

ホブチ砂漠（Hb），ゴビ砂漠（Gb），テンガル砂漠（Tg），ウランブホ砂漠（Ub），モウス砂漠（Mu），タクラマカン砂漠（Tk）から堆積物試料を採取した。石英抽出を次のように行なった（Isozaki, 2006）。試料に 20％の酢酸を加えてスターラーで 8 時間混ぜた後，クエン酸ナトリウムと炭酸水素ナトリウムとハイドロサルファイドナトリウムの混合液にいれ，80℃で 8 時間加熱した。過酸化水素水に入れて 60℃で 8 時間加熱した後、ヘキサフルオロケイ酸に室温で一週間浸した。得られた試料からストークスの法則を用いた沈降法により粒径が 16μm 以下のフラクションを抽出した。そして自然放射線によってできた信号を除去するために 400℃で加熱を行ったのちにγ線照射をした。Al 中心と Ti 中心は低温（81K）で，Ge 中心と E_1'中心は常温で ESR 測定を行なった。E_1'中心測定用の試料については 400℃の加熱を行なわず、照射後、測定前に 300℃で 15 分加熱した。

Al 中心の信号に重なって信号強度の測定を妨害する信号が観測された。これらの試料をX線回折で測定したところ雲母粘土鉱物や蛇紋石鉱物などが混入していた。これらが妨害となるESR信号を示した可能性がある。その妨害の影響の少ない試料についてAl中心のピーク強度を測定した。

妨害となる信号によるベースラインの傾きのため加熱によって見かけの信号強度が 0 とならなかった。図 1 のように Al 中心の線量応答に近似直線をあてはめ，その傾きを生成効率とした。酸素空孔量については図 2 に示される結果を得た、両方を組み合わせ，図 3 に示すよう

にホブチ砂漠とタクラマカン砂漠とモウス砂漠を特徴づけることができた。他の不純物中心である、Ti 中心と Ge 中心は観測されなかった。

引用文献

S. Toyoda and T. Naruse (2002) 地形(Transactions Japanese Geomorphological Union) 23, 811-820

Y. Isozaki (2006) Master Thesis, University of Tokyo

K. Nagashima, R .Tada, H. Matsui, T. Irino, A. Tani and S. Toyoda (2007) Palaeogeography, Palaeoclomatology, Plaeoecology, 247,144-161.

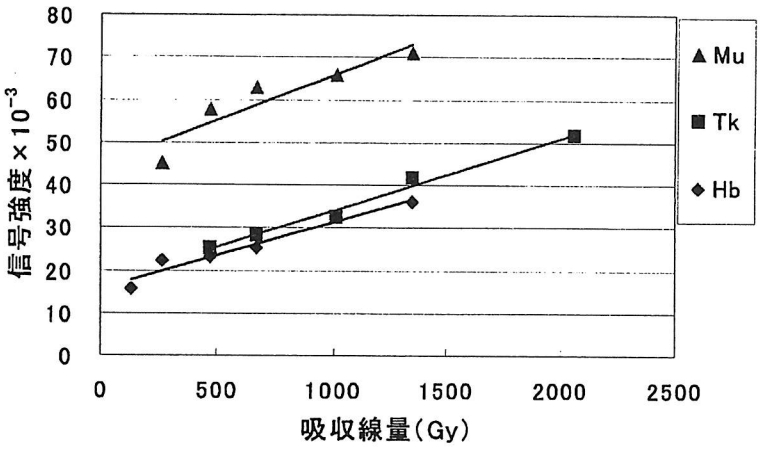


図 1　Al 中心の線量応答

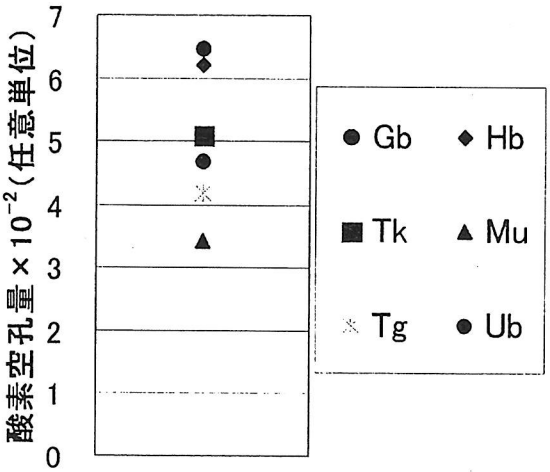


図 2　加熱処理後の E_1' 中心の信号強度（酸素空孔量に相当）

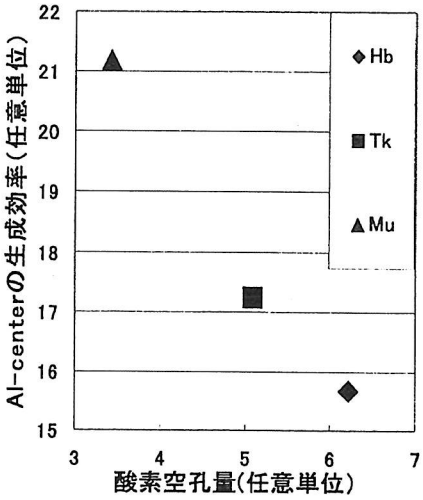


図 3　Al-centerの生成効率との酸素空孔量の相関

P-18

湖岸ボーリングコアからみた琵琶湖における3万年前以降の湖水位変動

里口保文（琵琶湖博）・小松原琢（産総研）・宮本真二（琵琶湖博）

Yasufumi SATOGUCHI, Taku KOMATSUBARA and Shinji MIYAMOTO : Water level variation of Lake Biwa, central Japan, since 30ka examined on boring cores at shore area.

○はじめに

湖水位の変動は，海水位変動とは違い，地域的な構造運動の影響を大きく受け，さらに降水量に伴う水の流入量，流出量や蒸発量といった水の収支によって変化する．過去の変動の要因を知るためには，まず第一に過去の水位変動を詳細に知ることが重要である．この時，水位変動を検討するための指標としては，湖岸線の位置的変化が重要であるが，ある地点における湖岸線の変化は，その地点における構造運動や堆積物の供給量との関係が深いため，一つの地点での湖岸線の移動を議論するだけでは，湖水位変動を正確に知ることができない．そこで本研究では，湖岸域におけるいくつかのボーリングコアから湖水位変動について議論した結果を報告する．

なお，本研究には，日本学術振興会科学研究費補助金（基盤研究(C)，課題番号 15500696，代表者：小松原琢）の一部を使用した．

○琵琶湖湖岸地域の堆積速度

本研究では琵琶湖東岸の陸域における3地点のボーリングコアを対象とした．一つは，烏丸半島で行われた烏丸深層ボーリングコア（烏丸コア；林ほか，1999 など）である．この地点は現在は琵琶湖湖岸にあり，周囲に基盤の高まりがない事から，過去には野洲川や草津川などの河川の河口になった可能性がある地点である．他の2地点は，本研究で新たに掘削した地点で，安土山と西ノ湖に挟まれた地点（竜ヶ崎コア）と，荒神山を背後にもつ曽根沼内湖湖畔の地点（曽根沼コア）である．どちらの地域も西側に内湖を介して琵琶湖があり，東側には基盤の高まりがあるため，湖東平野を西向きに流れる大きな河川の影響を受けにくく，その地点での見かけ上の水位変動の影響を強く受ける地点である．

3地点における堆積速度曲線を図1に示す．これらは，テフラの年代（長橋ほか，2004）と，暦年代に較正した炭素14年代から求めた．ただし，烏丸コアについては，中村・中井（1999）の炭素14年代を歴年代（calBP）に較正したものである．各地点の堆積速度はそれぞれ異なっており，それぞれの地点において，見かけ上の急速な堆積速度の変化が認められる時期がある．烏丸コアでは約30-29ka，約21-19ka，約11ka以降に，竜ヶ崎コアでは約25ka-17kaに，曽根沼コアでは，2ka以降に堆積速度が速い．堆積速度が速い事は，圧密や堆積環境の影響を考慮する必要があるものの，その地点における沈降速度との関係が大きいと考えられ，堆積速度の早い時期は，その地点における沈降速度も速くなっていることが示唆される．これによれば，烏丸コア地点における堆積速度の早い時期は竜ヶ崎コア地点のそれに含まれるが，各地点の沈降速度の変化する時期はあまり一致していないと言える．

○琵琶湖の水位変動との関係

各コアの岩相からみた，各地点の湖もしくは内湖などの帯水域になった時期を図1に示した．なお，烏丸コアについては，珪藻化石から帯水域の層準を検討した宇佐美ほか（1999）を本論で検討した堆積速度曲線に適応させた．

各地点における帯水域である時期を比較すると，その時期が一致する時期と，そうでない時期がある．一致している時期は，広い範囲で湖水位の上昇があった事をしめし，一致しない時期は，地域的な構造運動との関係が深いと考えられる．つまり，琵琶湖の湖水位上昇は，約 29ka-25ka，約 19ka-12ka にあったと考えられる．琵琶湖湖底の音波探査と湖底ボーリングの解析から湖水位変動を検討した芦田ほか（2007）は約 26-19ka に湖水面の低下があった事を指摘しており，太井子ほか（1987）の音波探査断面からも AT テフラ降灰時期（約 29ka）以降に湖水面の低下があった事が読み取れる．この時期は本研究で示した湖水位上昇の間の時期であり，調和的である．ただし，芦田ほか（2007）の指摘した湖水位低下時期にも，烏丸コア地点では約 20ka に，竜ヶ崎コア地点では約 24-22ka に帯水域となった時期があるが，これは，両地域とも各地点における堆積速度の早い時期と一致しており，地域的な構造運動の結果によるものと考えられる．また，芦田ほか（2007）は約 3ka 以降も湖水位の低下期であることを指摘している．この時期の堆積物を保存している曽根沼コア地域におけるこの時期は帯水域となっているが，同時に堆積速度が非常に速くなっている事から，この地域の構造運動によるものと考えられる．ただし，この地点では約 0.3-0.4ka 以降は帯水域ではなくなっていることから，この時期にはこの地点において沈降するよりも湖水位の低下が進んだ可能性がある．

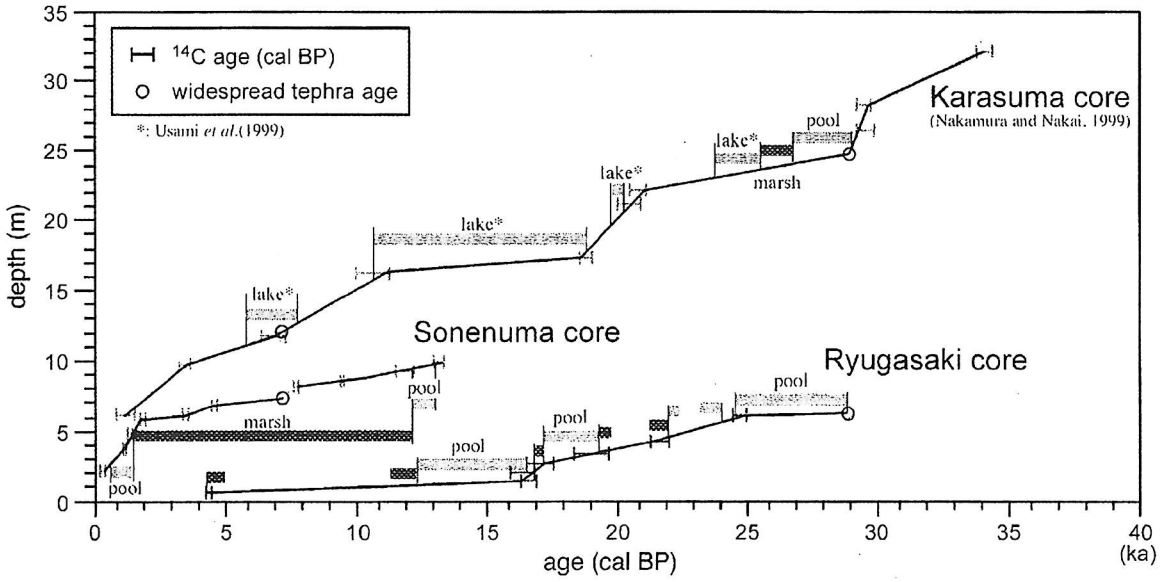


図 1　琵琶湖湖岸のボーリングコアにおける堆積速度と古環境．

文献

芦田貴史ほか（2007）日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨，331.

林　隆夫・山崎博史・川辺孝幸（1999）琵琶湖博物館研究調査報告，no. 12，31-60.

長橋良隆ほか（2004）第四紀研究，43，15-35.

中村俊夫・中井信之（1999）琵琶湖博物館研究調査報告，no. 12，89-96.

太井子宏和・井内美郎・目黒鉄雄（1987）北海道大学地球物理学研究報告，no. 49，251-268.

宇佐美　徹・西村友紀・田中里志（1999）琵琶湖博物館研究調査報告，no. 12，131-145.

P-19　日本海堆積物中の花粉粒子の風と海流による長距離輸送

池原　研（産総研・地質情報）

Ken Ikehara: Long distance transport of pollen grains by ocean currents and winds: Example of pollen assemblages in the late Quaternary Japan Sea sediments

深海底に堆積する泥質堆積物は基本的に連続して堆積している．これらはもちろん，海底の上に重なる海水の状況とその変化を記録しているのみならず，陸尉気の環境変化も様々な過程を経て陸域から海域に供給された粒子の記録として残している．このため，海底堆積物の同じ層準の「海の記録」と「陸の記録」を比較することで，両者の環境変化の相互関係を検討できる可能性がある．陸上気候や植生の記録者の一つとして，花粉・胞子がある．陸上植物の花粉は大気中や河川水中を輸送され，海域に供給される．陸上に比べて堆積盆の規模の大きい海域では，海底堆積物に含まれる花粉群集は沿岸低地域よりも遠い高地の植生を反映するとされる．一方，海域に供給された花粉粒子は，海流によってさらに運ばれることが容易に予想される．実際，北太平洋や東シナ海北部の海底堆積物中の花粉組成を検討した Kawahata and Ohshima（2002, 2004）は黒潮による花粉粒子の遠距離輸送の存在を示唆している．沖合になって堆積物中の花粉含有量が少なくなった場合，このような花粉粒子の輸送に伴う群集のゆがみは海底堆積物中の花粉組成から陸上環境の記録を復元しようとする際に大きな問題となる可能性がある．ここでは，日本海の中～北東部から採取された海底堆積物コアの花粉分析結果から，日本海における花粉粒子の長距離輸送の可能性について検討する．

今回主に扱うのは，日本海中央部大和トラフ，東北沖佐渡海嶺，北海道渡島半島沖松前海台，留萌沖日本海盆と武蔵海盆から採取されたコアであり，多くは Aso-4 以降の堆積物である．これらの花粉群集の概要は，Ikehara and Oshima（submitted to J. Quat. Sci.）に報告したが，主要な組成は，日本列島陸上の同時期の堆積物から報告されている群集に近く，主な花粉の給源は日本海の周辺陸域にあると考えられる．

長距離輸送のもっとも明瞭なものは，中国大陸内陸部の乾燥地に生育するマオウ（*Ephedra*）の花粉の産出である．*Ephedra* の産出はまず氷期（ステージ 2 と 6）に認められる．氷期の低海水準期には東シナ海との水路である対馬海峡は非常に狭く，十分な海水交換が期待できないことから，これは氷期に強化された偏西風によって運ばれてきたものと推定される．これは氷期に風成塵の寄与が高かったというこれまでの研究結果（例えば，Dersh and Stein, 1994; Irino and Tada, 2000, 2002 など）と整合的である．一方，ステージ 3-5 及び完新世に

おける *Ephedra* の産出には二つの可能性がある．一つは氷期と同様な偏西風による輸送であり，もう一つは東シナ海からの海水を通じた輸送である．Tada et al. (1999)はステージ 3-5 を特徴付ける明暗互層の暗色層から東シナ海沿岸水に生息する珪藻種の *Paralia sulcata* の多産を示し，この時期には東アジア夏季モンスーンの強化に伴って，中国大陸での降水量が増し，低塩分の東シナ海沿岸水が発達して，日本海により強く影響を与えたと考えた．このような東シナ海沿岸水の流入に伴って，河川水により沿岸水域に供給された *Ephedra* の花粉も日本海に流入できた可能性がある．日本海における *Ephedra* 花粉の産出は，夏季モンスーンの強かった暗色層だけでなく，明色層でも認められる．このことは，上記の二つの輸送プロセスの両方がこの時期には働いていた可能性を示唆する．

北海道留萌沖の日本のコアでは，ステージ 3-5 の時期の花粉群集の変動様式が異なる．すなわち，沖合のコアでは明暗互層の岩相変化に応じた花粉群集の明瞭且つ大きな変化が認められるのに対して，沿岸よりのコアではそれが顕著でない．沖合のコアの変化パターンはより南のコアでも認められるが，沿岸よりのコアで顕著でないということは，植生の変動が花粉粒子の輸送過程でゆがめられた結果である可能性がある．

完新世では，留萌沖沖合のコアでも現在の北海道よりも明らかに南の要素（例えば，*Cyclobalanopsis*）が確認できる．また，留萌沖沿岸よりのコアでは *Ephedra* が産出する．これらのコア採取地点は対馬暖流の最下流部に近いが，対馬暖流による花粉粒子の輸送が示唆される．

引用文献

Dersch, M. and Stein, R. (1994) Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol., 108,523-535.
Irino, T. and Tada, R. (2000) Geochem. J., 34, 59-93.
Irino, T. and Tada, R. (2002) Global Planet. Change, 35, 143-156.
Kawahata, H. and Ohshima, H. (2002) Quat. Sci. Rev., 21, 1705-1717.
Kawahata, H. and Ohshima, H. (2004) Global Planet. Change, 41, 251-273.
Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I. (1999) Paleoceanography, 14, 236-247.

P-20

妻沼・荒川低地における沖積層の堆積環境の変遷

石原武志・須貝俊彦(東京大)・水野清秀(産総研)・
八戸昭一(埼玉県環境科学国際センター)・
松島紘子(東京大)・久保純子(早稲田大)

Takeshi ISHIHARA, Toshihiko SUGAI, Kiyohide MIZUNO, Shoichi HACHINOHE, Hiroko MATSUSHIMA, Sumiko KUBO; Change of sedimental environment of the latest Pleistocene-Holocene incised valley fills in the Menuma Lowland and the Arakawa Lowland, Central Japan

1. はじめに

関東平野西部に位置する荒川低地は，古利根川・荒川水系によって形成された沖積低地である．完新世前期の縄文海進によって海域の拡大した荒川低地の中・下流域については，これまでの研究によって沖積層の層序や地形発達の概略が明らかになりつつある(安藤ほか,1987;1990;1997 など).

一方，荒川低地の上流域には縄文海進期にも海域が拡大しなかった．大宮台地を挟んで東部に位置する中川低地はほぼ全域が海となったのに対し，荒川低地では海域の拡大が限定的であったことは興味深い事実である．河川の堆積作用の影響などが推察されるが，荒川低地上流域以北の調査がほとんど行われていないため，実態の不明な点が多く残されている．

荒川低地上流域は荒川低地全域の地形発達史を理解することに加え，海水準の上昇に伴う海域の拡大と河川の堆積による海域の縮小とのせめぎ合いの実態を理解するうえでも重要な地域である．そこで本研究では，荒川低地上流域と北部の妻沼低地を対象に沖積層の層序区分を行い，中・下流域の層序と対比し，妻沼～荒川低地における沖積層の堆積環境の変遷を明らかにすることを目的とした．なお，本研究では荒川低地について，荒川と市野川の合流点付近以北を上流域，荒川と入間川の合流点付近以南を下流域，両者に挟まれた地域を中流域と便宜的に区別する(図 1).

2. 調査方法

荒川低地上流域で掘削されたボーリングコアおよび調査地域の既存柱状図データを用いた．ボーリングコアについて記載，粒度分析，^{14}C年代測定から柱状図を作成した．次に，既存柱状図データを整理し，コアの層序と照合させて荒川低地上流域および妻沼低地の沖積層層序を区分した．その後，荒川低地中・下流域の沖積層層序(安藤ほか,1997 を引用)との対応関係について検討した．

3. 結果・考察

荒川扇状地を除く妻沼低地および荒川低地上流域の沖積層の層序は，下位からG_1u(砂礫層;BG), S_1l_1(礫混じり粗砂層), S_1l_2(シルト～砂質シルト層), S_1m(礫混じり粗砂層), S_1u(シルト～砂質シルト層)の 5 層に区分される．一方，荒川低地中・下流域の沖積層層序は，珪藻帯によって下位からⅠ(淡水域;BG), Ⅱ(淡水域;七号地層), Ⅲ~Ⅳ(汽水～海水域;有楽町層), Ⅴ(淡水域;有楽町層)に区分されている(安藤ほか,1997). また，荒川低地中流域には海成層の上位に礫混じりの砂層が分布していることがわかった．この層については，別にTs層と名づけた．

各層序は次のように対応すると考えられる(図 2). G_1uはⅠ帯，S_1l_1はⅡ帯に概ね対比される．S_1l_2は 7790~5840yBPの^{14}C年代値(水野ほか,2004)が，Ⅲ~Ⅳ帯は 8590~6790yBPの^{14}C年代値(安藤ほか,1997)が得られていることから，両者は同時異相の関係にあると考えられる．また，海成層の上位に堆積しているTs層もS_1l_2と同時異相の関係にあると推定される．荒川低地中流域は入間川など関東山地からの支流が多数合流する場であり，Ts層堆積物は利根川・荒川本流に加えこれら支流からも供給された可能性が考えられる．中・下流域ではⅤ帯の堆積による海域の縮小が約 6800 年前以降に始まったとされる（図 2;安藤ほか,1997). また，川島町(2006)が中流域で掘削したボーリングコアの陸成層(Ⅴ帯に相当)からも 6270~4740yBPの年代値が得られており(図 2), 安藤ほか(1997)と整合的である．一方，同時期の上流域以北の沖積層の層序は^{14}C年代値から，$S_1l_2 \rightarrow S_1m \rightarrow S_1u$と変化し，一時粗粒物質が堆積した後，堆積速度の低下が示唆される．堆積速度の低下は，^{14}C年代値

より 3800年前頃には起こっていたと考えられる．なお，中流域においても深度 1.6m付近のシルト層から 4740yBPの年代値が得られている(川島町,2006)．中・下流域においても，完新世後期には堆積速度が低下していた可能性を示唆するものである．

以上より，妻沼～荒川低地にかけての沖積層の堆積環境の変遷について考察する．【1】最終氷期の海面低下期に利根川・荒川によって形成された谷にG_1u(Ⅰ)が堆積した．妻沼低地から荒川低地にかけて利根川の埋没谷が存在することはすでに言及されているが(菊地,1979 など)，今回の調査により，利根川の埋没谷は行田市北河原付近から現利根川と別れて南へ向かい，行田市街西部～吹上市街～吉見町中央部～南西部を経て現荒川中・下流域へ続くことが明らかとなった(図 1A-A'断面沿い)．【2】その後海水準が上昇に転じ，基準面の上昇に伴い比較的細粒なS_1l_1(Ⅱ)が堆積した．【3】完新世に入り，引き続き海水準の上昇により荒川低地中・下流域には海域が拡大し海成層(Ⅲ~Ⅳ)が堆積した．一方，上流域以北では氾濫原が内陸側へ後退し，S_1l_2が堆積した．また，中流域では海成層堆積時にTs層がインターフィンガーする形で堆積した可能性がある．【4】6800 年前より，海水準の安定傾向に伴い，中・下流域ではⅤ帯が堆積して海域が縮小し始めた．上流域以北では，5800 年前頃まではS_1l_2の堆積が続き，その後粗粒なS_1mが堆積した．当時は利根川・荒川が共に荒川低地を流下していたと考えられ，これら大河川によってS_1m堆積物が供給された可能性が示唆される．【5】約 3800 年前頃には堆積速度が低下し，上流域にS_1uが堆積した．菊地(1979)などによれば，利根川が約 4000 年前頃に加須低地へ移動し始めたとされることから，3800 年前頃からの堆積速度の低下は利根川の流路変更が要因の一つであると考えられる．

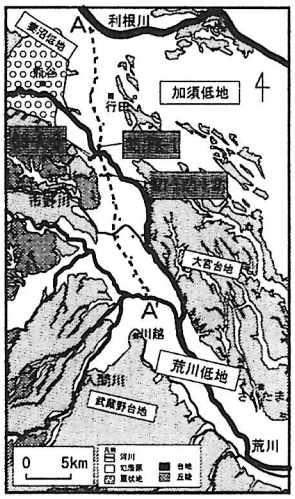


図1 調査地域図

文献：安藤一男・和田信・高野司(1987)第四紀研究，26，111-127．
安藤一男・藤本潔(1990)第四紀研究，29，427-437．
安藤一男・方違重治(1997)季刊地理学，49，231-246．
川島町(2006)川島町史 資料編 地質・考古，1-149．
菊地隆男(1979)第四紀研究，17，215-221．
水野清秀・須貝俊彦・八戸昭一・中里裕臣・杉山雄一・石山達也・中澤努・松島紘子・細矢卓志(2004)活断層・古地震研究報告，4，69-83．

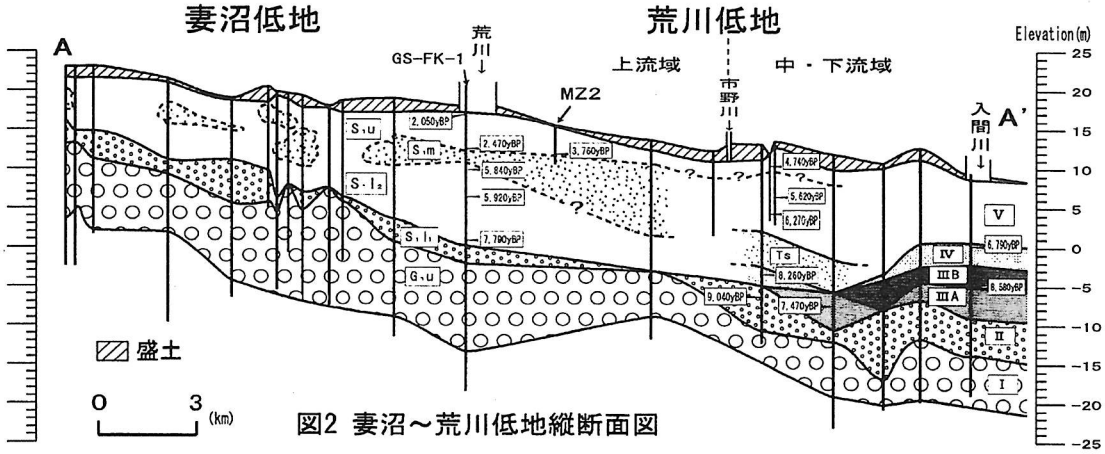


図2 妻沼～荒川低地縦断面図

P-21

青森市新田(1)遺跡における完新統の層序と堆積相

鎌田耕太郎　(弘前大学教育学部)

Kotaro KAMADA: Holocene Stratigraphy and Sedimentation of Nitta (1) Archeological Site in Aomori City, Northern Japan

新田(1)遺跡は東北新幹線建設事業に伴って青森県埋蔵文化財調査センターが発掘調査を実施した調査地のひとつで，国道 7 号バイパスと新田川（新城川）にはさまれる．当該遺跡は青森平野の北西部に位置し，新田川河口に近いことから，青森平野を構成する完新統の層序や環境変遷を検討するうえで好適な位置にある．

遺跡周辺の地下構造は，調査域の南側に埋没段丘状を呈して基盤の高い部分があり，その北側に向かって基盤が侵食されてできた谷状の低地が広がり，新田川に隣接する．完新統はこのような低地部分を埋積する．完新統は縄文中期～後晩期の河川氾濫原堆積物と沼沢地環境堆積物，それらを侵食してできた平安期の河川流路埋積物とその氾濫原堆積物，さらにそれを切って重なる近世の河川流路堆積物から構成される．また調査域では平安～近世の堆積物はいずれも周囲の堆積物を開析して形成された凹地を埋積する堆積様式を示すので，相対的に縄文中～後晩期の堆積物は微高地を呈して分布する．

調査域の最下位の地質系統である基盤の堆積物は火砕流堆積物の再堆積(ラハール)相で，やや粘土化の進んだ淘汰不良の火山灰質砂層からなる．

縄文中～後晩期の堆積物の基部には灰緑色砂層がみられる．灰緑色砂層は石英粒に富む中～粗粒砂から構成され，まれに軽石礫や植物遺体を含む．砂鉄の粒子の多いクロスラミナが挟まれ，海浜(外浜？)堆積物の可能性がある．この灰緑色砂層の堆積時期の詳細については検討中である．その上位を構成する堆積物は砂層優勢の砂泥互層から次第に泥質部優勢の黒色シルト層に移化する．含まれる遺物から縄文中期～後期の堆積物とみなされ，その上を後晩期の黒色有機質シルト層が覆う．全体として上方細粒化堆積相を呈する．縄文中期～後期の堆積物の上部には植物の根の跡がみられる．

近世～近代の堆積物はチャネル地形を埋積するクロスラミナの発達した砂礫質堆積物からなる河川流路(チャネル)堆積物やイプシロン型クロスベッドを呈する砂層を伴うポイントバー堆積物，その周囲の浅い窪地を埋積する上方細粒化を示す砂質泥質互層からなる氾濫原堆積物から構成される．後者の堆積相は潮汐リズマイトに似た堆積相を示すことから，微化石による堆積環境の検討を進めている。近世～近代の堆積物には水田の遺構が認められ，稲株の痕跡が見られる．この耕作地は河川流路の後背湿地が利用されたことがわかる．河川堆積物の形成は平安期と考えられるが，砂礫質の網状河川堆積相から砂質の蛇行

河川堆積相に移化したことが認められる．堆積構造からは網状河川の流路内には北東へ向かって移動した砂堆堆積物が見られ，また蛇行部に存在したポイントバーは反時計回りに成長したことが読み取れる．

近世以降の堆積物中に砂脈で特徴付けられる液状化痕が認められた．この砂脈は平安期の河川流路埋積物またはクレバススプレー堆積物の砂層が給源となっており，その上位に重なる氾濫原堆積物に注入している．砂脈の幅は数 mm 以下で淘汰の良い細～中粒砂サイズの砂から構成される．

なお調査域南側に分布する近世の河川堆積物には，相対的に陸側に急傾斜したクロスラミナをもち，斜交層理の顕著な粗粒堆積物がみられる．

以上をまとめると，新田(1)遺跡調査域で確認できる完新統は，最下部に海浜相と思われる砂層があるが，その上位の縄文中期～後晩期の堆積物は氾濫原から沼沢地環境に堆積したものであり，古代および近世～近代の堆積物は網状河川から蛇行河川へ変化したものの、流路埋積物に氾濫原を伴う環境に形成された．これらの堆積物は，いずれも主に河川流路埋積物とその溢流堆積物から構成されることが特徴である．その当時の流路が現在の新田川の流路そのものか，その分岐流路に当たるのかについては検討中である．

従来，青森平野の地下地質について議論したものには青森県(2001)などがある．また久保ほか(2006)は青森平野の岩相層序区分を行い，最終氷期以降の古地理変遷の復元を試みている．新田(1)遺跡の調査により得られた完新統の層序と堆積相に関する資料は，青森平野を構成する完新統について，より精度の高い環境解析を可能とするものであり，環境変遷と土地利用を検討できる貴重なものである．

文献

青森県（2001）青森県史　自然編　地学．　625pp，青森県．

久保純子・辻　誠一郎・村田泰輔・辻　圭子・後藤香奈子（2006）最終氷期以降の青森平野の環境変遷史．　植生史研究　特別弟２号，　7－17．

P-22

立川ローム層下部の土壌生成環境と遺跡形成

ー武蔵野台地南部，立川面に所在する東京都下原・富士見町遺跡の事例ー

竹迫　紘[1)]・原　浩太[2)]・芝口　怜[3)]・野口　淳[4)]・林　和広[4)]・明治大学校地内遺跡調査団

1)明治大・農，2)東北大・院農学研究科，3)明治大・院農学研究科，4)明治大学校地内遺跡調査団

Hiroshi TAKESAKO, Kota HARA, Rei SIBAGUCHI, Atsushi NOGUCHI, Kazuhiro HAYASHI and MIGAS

: Soil and Archaeological Site Formation during the lower Tachikawa Loam Formation, in the case of Shimohara-Fujimicho Site (Tokyo)

下原・富士見町遺跡（35°40′00″N, 139°32′13″E：東京都三鷹市・調布市）は，武蔵野台地南部野川右岸の立川面上に所在する（図 1）．2004～08 年にかけて 18,542.43 ㎡の発掘調査を実施し，現在は報告書を作成中である（明治大学校地内遺跡調査団編,2007 参照）．発掘調査にあたっては，第四紀学的総合調査を志向し各種調査・分析を行なってきた（安蒜ほか,2006）．本発表では土壌学的見地から立川ローム層下部の遺跡立地環境の変遷を検討する（分析結果の一部は既報：竹迫・原,2007）．ここでは，遺跡内の別地点の採取試料の分析結果を追加報告する．発表会場では堆積学的見地からの所見も追加報告する．

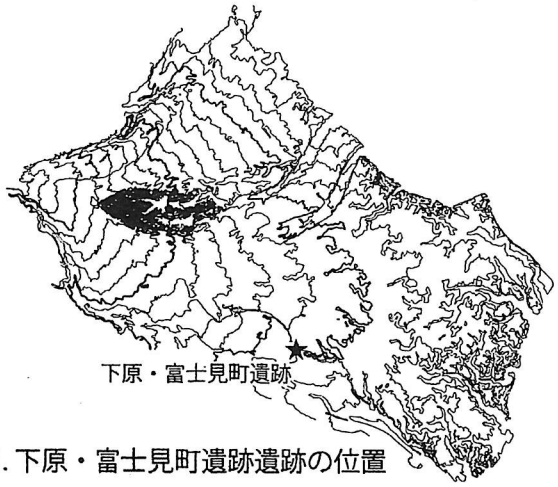
本遺跡は、従来の地形面区分では Tc2 面に位置づけられる．周辺における考古学調査では，従来の地形面区分と立川礫層より上位の層厚（立川ロームおよび相当層）はおおむね対応するが，立川ローム層下部（および相当層）の様相は遺跡・地点によって異なることが判明しており，土壌生成環境，堆積相とその変化は一様ではなかったことがうかがえる（野口・林,2008）．

本遺跡の基本層序は上位より，黒色土，立川ローム，立川礫層である．立川ロームは考古層序区分（小林ほか,1971）の III～VII 層が認められ，それより下位の A2，A3 層はいわゆる「後漬けローム」，A4～5 層はシルト混じりローム質土層である．土壌学的分析の結果は，A2 層以下の土壌母材が河川堆積物である可能性を強く示唆する．一方，調査地での肉眼観察ではスコリア等降下火砕物を含むことも確認している．調査範囲北側では A2，A3 層は広く全面的に堆積しているが，A4～5 層は立川礫層最上部に形成された砂礫堆の間を埋めるように分布する．網状流地帯の乾陸化の過程でチャネル～斜面部に先行して土壌層が固定され，地形の起伏が緩やかになったところで全体的な土壌層が形成されたと考えられる．しかしこの間も引き続き河川営力の影響*は強く，氾濫原的立地にあった．本遺跡および周辺の遺跡における最初期の人間活動の痕跡はこの段階から認められる．A3 層の AMS 年代は 27,570±100yrBP（PLD-5826）で立川ローム VII 層下部～IX 層に相当する（藤根ほか,2007）．MIS3 後半／後期旧石器時代初頭～前半である．

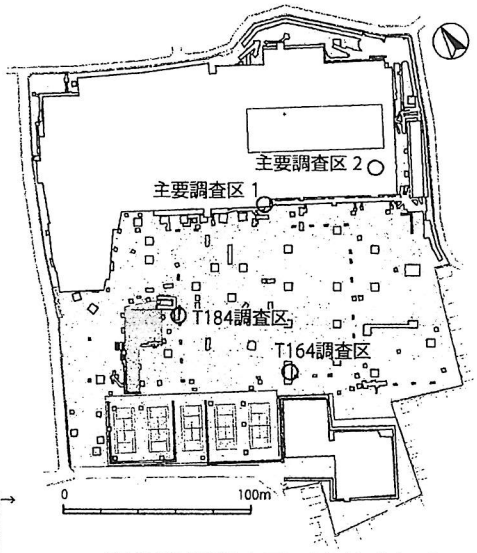
一方，調査範囲南側では A3 層より下位が欠落しており，礫層からローム層下部への堆積相の変化が北側より遅れたことを示す．T164 調査区は南北の堆積の場の転換点にあたる．礫層上面から VI 層上面までは 0.5m 前後の段差が認められるが，その後ローム層の堆積とともに段差は埋積・平準化され現地表面では確認できない．土壌学的分析の結果，ここでも A2 層以下の土壌母材は河川堆積物の可能性が高く，VI 層までは河川営力の影響*が強い．調査範囲北側で広範囲にわたる乾陸化が進んだ段階でも，引き続き氾濫原的立地にあったと考えられる．その後立川ローム層中部以降，MIS2／後期旧石器時代後半には一帯は広く乾陸化し、遺跡形成にかかわる人間活動にも変化が生じ大規模な遺跡が形成された（野口・林 2008）．

注：前稿（竹迫・原,2007）では野川の影響としたが多摩川と改める。

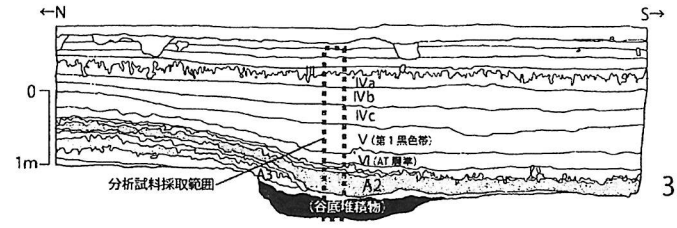
引用文献：安蒜ほか(2006)日本第四紀学会講演要旨集,35. 126-127. 小林ほか(1971)第四紀研究 10(4). 231-252. 竹迫・原(2007)明治大学校地内遺跡調査団年報 4 . 59-68. 野口・林(2008)後期旧石器時代の成立と古環境復元. 六一書房. 144-160. 藤根ほか(2007)明治大学校地内遺跡調査団年報 4 . 75-76. 明治大学校地内遺跡調査団編(2007)年報 4 . 明治大学.



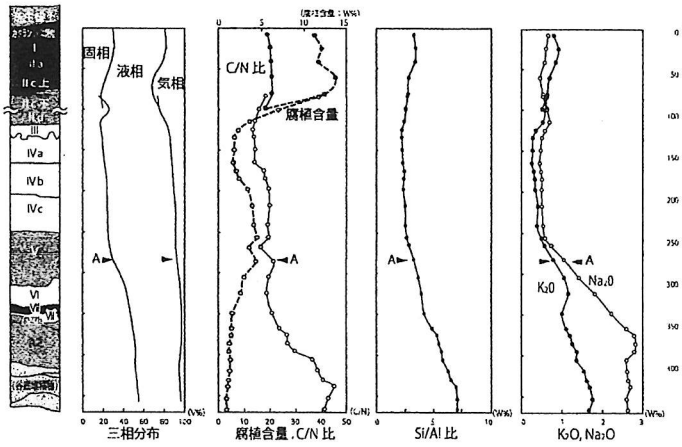
1. 下原・富士見町遺跡遺跡の位置



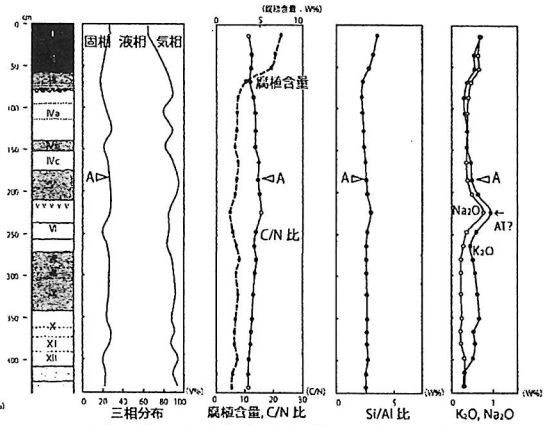
2. 既往発掘調査区（白抜き）と
資料採取地点（○）



3.T164 調査区の土層断面図

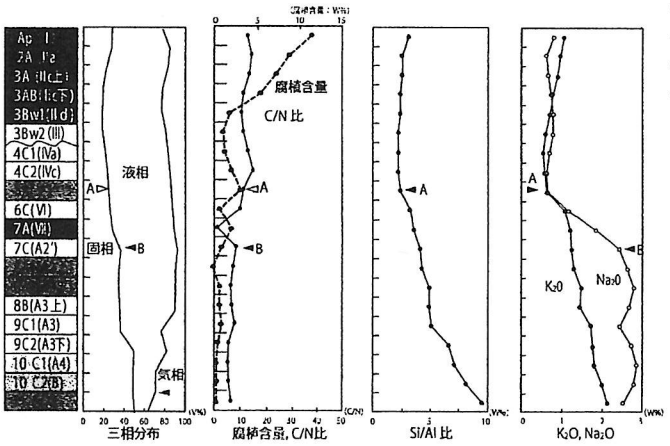


4.T164 調査区採取資料の分析結果
*芝生盛土～IIc下層はT184調査区のデータを合成

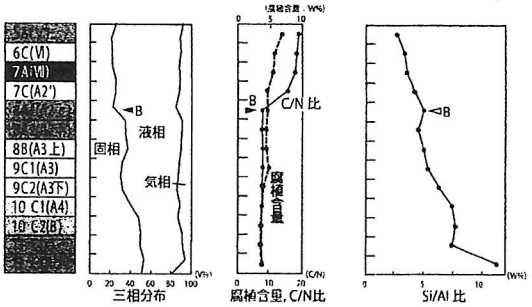


（参考）川崎市多摩区生田（T2 面）

- 高位段丘面の生田では、立川ローム中の変化はほとんどない
- 下原・富士見町遺跡ではV層以下が高位面とは大きく異なる(A)
- 同遺跡では全般に立川ローム下部に河川堆積物の影響が覗える
- 最下部の河川性環境～V層以上の乾陸環境への変化は連続的
- T164調査区と主要調査区の差異は離水時期の違いによる
- 主要調査区1は網状流地帯の砂礫堆上、同2はチャネル部に対応。微地形の差はその後の土壌生成、人間活動にも影響を与えている



5-1. 主要調査区 1 採取資料の分析結果
*垂直方向は層位関係のみを示す（層厚は示さない）



5-2. 主要調査区 2 採取資料の分析結果
*垂直方向は層位関係のみを示す（層厚は示さない）

P-23

岡山県北部中国山地における微粒炭分析（2）

小椋純一（京都精華大学）

Jun-ichi OGURA ; The analysis of minute charcoal fragments in the northern mountainous area in Okayama Prefecture, Japan (2)

1．はじめに

岡山県北部の中国山地には，今でも半自然草原の見られるところが一部にあるが，山地の大部分はスギ・ヒノキの人工林やコナラ・クリ等の雑木林など，なんらかの森林となっているところが多い。しかし，かつてその地で半自然草原の占める割合はかなり大きなものであった。そのことは，明治期などに作成された地形図や古い写真などからもわかる。そうした草原は，毎年春に地元の人々が野焼きを行うことにより維持されていたところである。本研究は，岡山県北部の中国山地にかつて広がっていた草原の歴史を，土壌中に含まれる微粒炭から明らかにしようとするものである。

2．調査地点と採取土壌について

土壌試料の採取地は，津山市の北北東，旧阿波村大杉地区東方の旧放牧地（D地点：標高約730m），その西南西約1Kmの地点（E地点：標高約520m），また大杉公会堂の南西約200mの通称フナダキ登り口（F：標高約510m）の3地点である（図-1）。いずれも林道脇の法面で，深さ数十cmから1m近くの厚い黒色土の層が見られるところである。そのうち，F地点は，山崩れなどで埋没した黒色土が見られるところである。

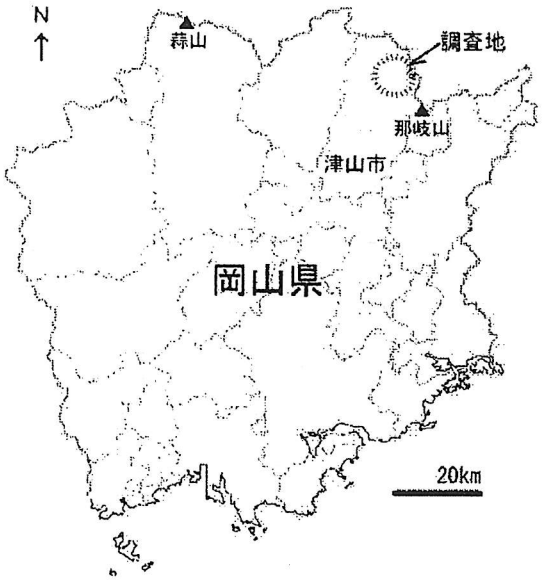


図-1　調査地

DとE地点では法面の上端（地表部）から，法面下方の黒色土最下層部よりも10～20cm深い地点まで，またF地点では，埋没した黒色土層最上部から黒色土最下層部よりも約10cm深い地点まで，土壌を5cmごとに採取した。

3．方法

採取した土壌試料は，それぞれ1g（乾重）を常温の室内で水酸化カリウム溶液（10%・48時間），過酸化水素（6%・12時間），フッ化水素酸（50%・24時間）により処理することにより微粒炭を抽出した。抽出した微粒炭は，それぞれ500μm，250

μm，125μmのメッシュの篩を用いて篩分けし，それら3種の篩に残ったものをプレパラートとした。そのうち，主に観察したものは125μmのメッシュの篩に残ったもの（125－250μmクラス）で，その観察は主に落射顕微鏡（Keyence VHX-500）で行った。125－250μmクラスの微粒炭については，すべての試料について700倍の倍率で，意図的にならないよう順次100個の写真を撮影し，後にその表面形態ごとに分類して検討した。数が100個に満たない場合には，できるだけ多くの微粒炭を撮影するようにした。

一方，プレパラート上の微粒炭の面積をScion Imageで測定することにより，土壌中に含まれる125－250μmクラス以上の微粒炭量（mm^2/g）を測定した。

また，黒色土最下層部などの土壌のＡＭＳ年代測定については，パレオ・ラボに依頼して行った。

４．結果と考察

微粒炭は，Type 1～5 の５つタイプと「その他」に分類した。微粒炭量は，生物的分解などが進むためか，125－250μm クラス以上の大きさのもので見る限り，下層へゆくほど漸減する傾向にあるが，各層で出現する微粒炭のタイプについては，各地点ごとに，それぞれのタイプの出現比率がさほど大きく変化しない傾向が見られた。また，同じ微粒炭タイプでも，起源となる植物によりある程度違いがあるが，各地点の黒色土の上層から下層まで，その明確な違いが確認しにくいこと，また，割合としてはわずかではあるが，ススキなどのイネ科植物の特徴をよく示す微粒炭（Type 5）が連続的あるいは断続的に出現することなどから，ススキなどのイネ植物を含む半自然草原が長期にわたり維持されていた可能性が高いものと考えられる。

一方，パレオ・ラボに依頼したＡＭＳ年代測定の結果（暦年較正用年代・yrBP±1σと較正暦年代〔2σ；かっこ内，複数値のあるものは主なもの〕）は次の通りである。

Ｄ地点：黒色土最下層部（35-40cm）　6580±25（5570BC～5470BC〔86.1%〕）：PLD-6879
　　中間地点（40-45cm）　3295±25（1630BC～1500BC〔95.4%〕）：PLD-6878
Ｅ地点：黒色土最下層部（60-65cm）　6125±30（5210BC～4980BC〔95.4%〕）：PLD-6881
　　中間地点（30-35cm）　3175±25（1500BC～1410BC〔95.4%〕）：PLD-6880
Ｆ地点：黒色土最下層部（45-50cm）　8104±32（7085BC～7050BC〔47.8%〕）：PLD-9116
　　黒色土最上部(0-5cm)　5370±25（4330BC～4220BC〔66.7%〕）：PLD-6876

なお，Ｄ地点においては，上記黒色土最下層部よりもさらに５cm下の土壌層の年代測定も行ったが，その値は上記年代とほぼ同じであった（PLD-9117)。

それらの年代測定値をから，Ｄ地点とＥ地点では約7000年から7500年前から比較的近年まで，植生に火が入ることにより，半自然草原が連続的に維持されていたと考えられる。また，標高の最も低いＦ地点では，約9000年前から，その地点が土砂で埋没する6200～6300年ほど前まで，やはり植生に火が入ることにより，連続的に半自然草原が維持されていたものと考えられる。

P-24 タイ東北部サケラートにおける林分ごとの植物珪酸体化石群

江口誠一（千葉中央博）・岡田直紀（京都大）・
Somkid Siripatanadilok・Teera Veenin（カセサート大）

Sei-ichi Eguchi, Naoki Okada, Somkid Siripatanadilok and Teera Veenin;
Opal phytolith assemblages in the soil of some forests in the Sakaerat Environmental Research Station, northeastern Thailand

タイの熱帯季節林は，全森林面積の 3 分の 2 を占め，国内のみならず東南アジアの植生を考える上で重要である．しかし，その過去の変遷については，ほとんど明らかにされていない．従来の研究では，考古学・人類学的視点によって，湖沼堆積物中の花粉化石を中心に扱われてきた．よって，花粉の飛散が及ぶ広い地域全域を対象とせざるを得なかった．それらは様々な場所を起源とする，花粉化石が混在したダイヤグラムをもって概観するにとどまり，植生変遷史として考察されてこなかった．

現況より，生態学的検討を加えるには，古植生の分布まで検討する必要があり，地点あたりの復原域が小さい，植物珪酸体分析はそれに適している．また窪地に限らず，平坦地の堆積物を直接分析できることから，台地上でも現地性の高い復原が可能である．

本研究では，熱帯季節林の中でも，火入れなど人為の影響が強い落葉フタバガキ林を中心に，隣接する林分下の，表層を含めた地層中の植物珪酸体化石群から，現生群落内の母植物を対象にその変遷を明らかにすることを試みた．

タイ東北部ナコンラチャシマ県サケラートの環境研究ステーションでは，落葉フタバガキ林（DDF），落葉混交林（MDF），乾燥常緑林（DEF）が隣接して分布する．それぞれの区域内で，表層から深度 1m 程度までの地層を観察し，約 10cm ごとの層準で植物珪酸体分析用の試料を，また放射性炭素年代測定用の炭化材を適宜採取した．

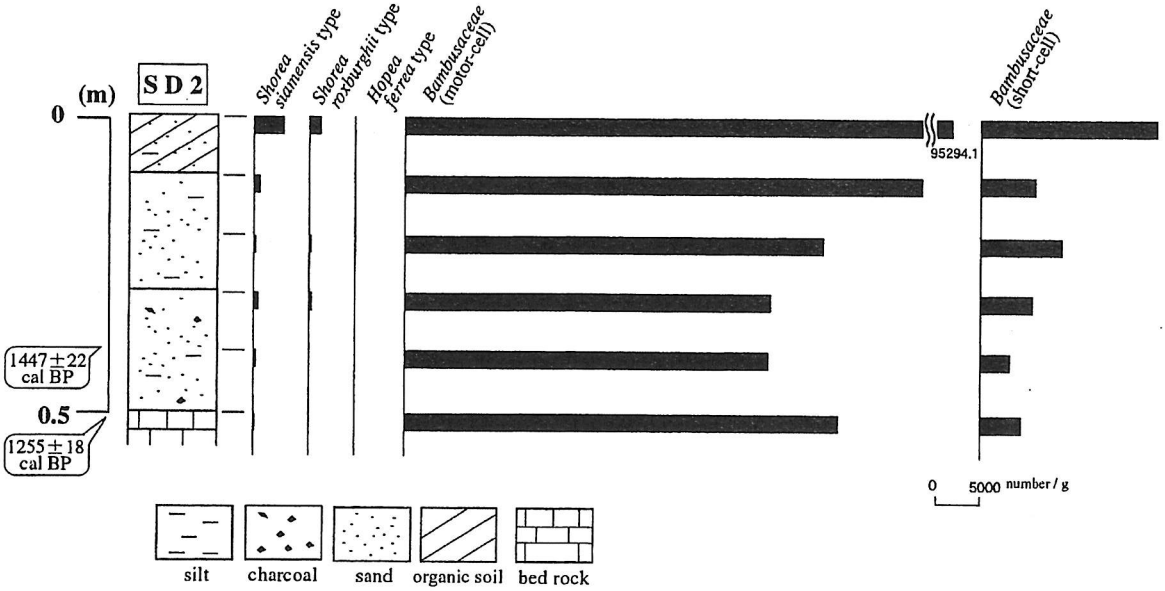
落葉フタバガキ林において 2 地点（SD1, SD2），落葉混交林で 1 地点（SM1）調査した．SD1･2 の層序は下位より，最下部礫層を基盤に，炭化物が散在する赤褐色シルト質細砂，締まりのある赤褐色シルト質細砂，表層の暗褐色シルト質細砂であった．SM1 では，最下部礫層の上位に，炭化物と礫が点在する暗黄褐色シルト質細砂，暗黄褐色シルト質細砂，表層の暗褐色シルト質細砂が堆積する．

タイにおいては，有効な植物珪酸体の形態記載がなされていない．そこで，現在見られる主要構成種のフタバガキ科を中心に，葉身中の形態観察をするとともに，試料より産出した化石について同定し進めた．

葉身中の植物珪酸体については，フタバガキ科の *Dipterocarpus costatus*, *D. intricatus*, *D. obtusifolius*, *D. tuberculatus*, *Hopea ferrea*, *Shorea roxburghii*, *S. siamensis*, 落葉フタバガキ林と落葉混交林の林床に生育するタケ類の *Arundinaria pusilla* から確認された．しかし，*Shorea henryana*, *S. obtusa* からは，明確な形で見られなかった．

落葉フタバガキ林 SD1 の，炭化物散在層と上位層の境界部およびその上位層中部の，深度 40cm，20cm より，1,157±20calBP，204±19calBP の放射性炭素年代がそれぞれ得られた．植物珪酸体化石では，現在生育するフタバガキ科が深度 30cm の層準より上位で産出し，タケ類もほぼ同層位で多産した．また SD2 では，炭化物散在層下部と中部の，深度 50cm，40cm より，1,255±18calBP，1,447±22calBP の年代が得られた．それらの層準から上位でフタバガキ科が産出し，タケ類は表層で顕著に多かった．落葉混交林 SM1 では，最下部礫層中の深度 67cm より，炭化材年代 4,390±22calBP が得られた．フタバガキ科は表層では見られず，それより下位の深さ 43cm まで産出した．

以上より，現在分布する落葉フタバガキ林は，その地で約千数百年前に成立した．また，近年は乾燥常緑林が拡大しているが，落葉混交林では過去に落葉フタバガキ林が分布していた．このように，台地上の限られた区域においては，群落内の母植物で見当をつけながら，表層より地下に連続する地層中の化石を追うことで，現植生の成立過程を明らかにすることも可能である．



SD2地点の植物珪酸体化石群

P-25　愛知県朝日遺跡における昆虫化石を用いた古環境復元方法の再検証

奥野絵美（名古屋大学大学院）・森勇一（愛知県立津島東高校）

Emi OKUNO and Yuichi Mori;A Review of The reconstruction Paleoenviroment by Using Insect Fossils at The Asahi Site,Aichi,Japan

1．研究の目的と方法

昆虫は花粉や珪藻などの微化石にくらべ死後の移動が少ないことから化石産出地点周辺の古環境の復元に有効である.だが，特に食糞性や水生昆虫については昆虫そのものが移動しやすいという指摘もあり，分析結果が遺跡の古環境をどれほど局所的に示すものであるか，再検討が必要であるといえる.

そこで，本研究では昆虫化石を用いた古環境復元の検証を行うために，東海地方最大規模の弥生集落であるとされる愛知県朝日遺跡において,遺構別に土壌採取を行い，昆虫化石分析を実施した.

2．分析試料

今回分析を行ったのは，朝日遺跡の北居住域の環濠および土坑（地点 1～5），南墓域（地点7・8），谷東部分（地点6）である．土壌の採取は愛知県埋蔵文化財センターが 2004 年度から 2007 年度にかけて行った発掘調査の際に実施した.試料は15cm×15cm×層厚の柱状に採取し，ブロック割りおよび水洗浮遊選別法によって昆虫化石の抽出を行った.

3．分析結果と今後の課題

分析の結果，北居住域のからは総計 1786 点，南墓域からは 83 点、谷部分からは 102 点の昆虫化石を得ることができた.昆虫群集の概観を述べると，弥生時代中期において人々の中心的な居住域であったとされる朝日遺跡の北集落では，マグソコガネ *Aphodius rectus* やコブマルエンマコガネ *Onthophagus atripennis*,オオマグソコガネ *Aphodius haroldianus* やエンマムシ科 Histeridae などの汚染環境の指標昆虫を中心とした昆虫組成であった（図２・３）．一方，居住空間から隔絶した場所であったとされる南の墓域では，ネクイハムシ亜科 Donaciinae など湿地性の食植性昆虫やセマルガムシ *Coelostoma stultum* やゲンゴロウ *Cybister japonicus* などの水生昆虫を中心とした昆虫組成であり（図４）,昆虫分析は同一の遺跡内においても試料採取地点周辺の古環境を極めて狭い範囲で復元することができることが明らかになった.こうした結果を踏まえ，今後，遺構機能の解明など歴史復元を目指してさらに分析を継続していきたい.

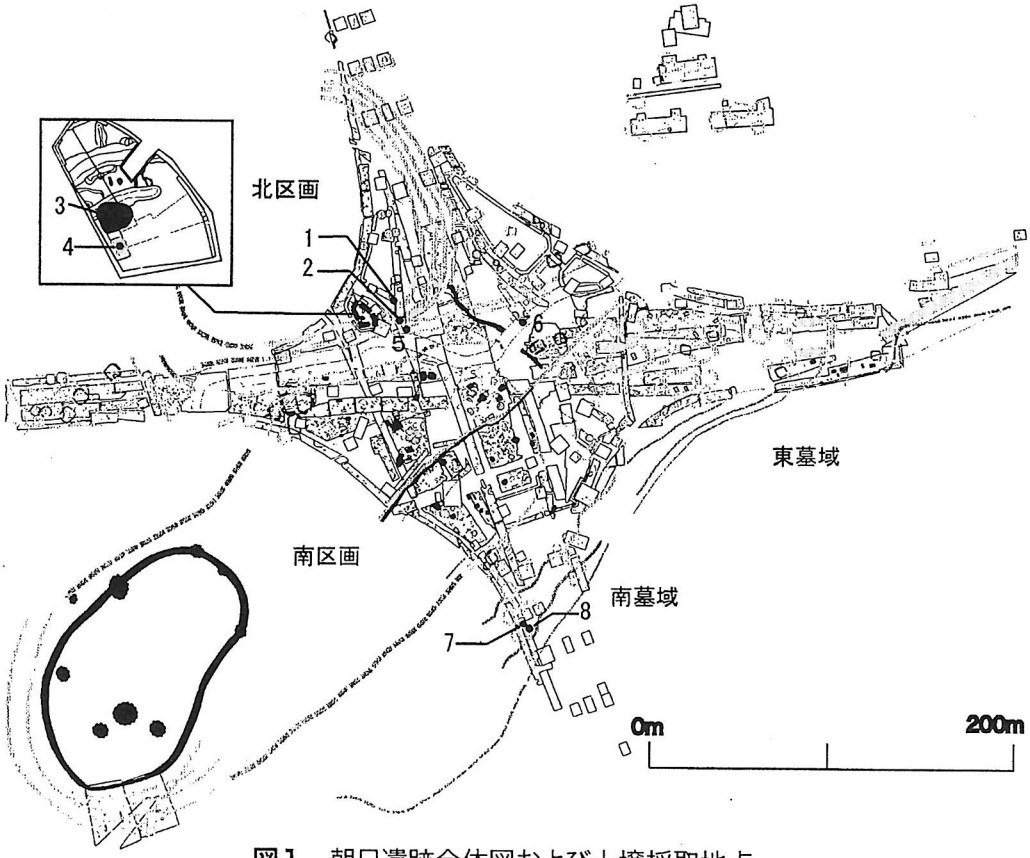


図1　朝日遺跡全体図および土壌採取地点
(愛知県埋蔵文化財センター作成朝日MAPに加筆)

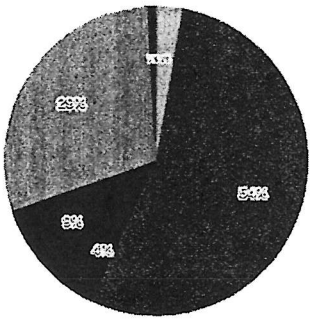


図2　地点4

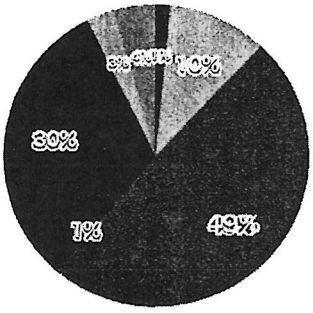


図3　地点3

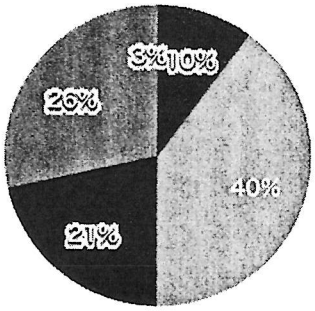
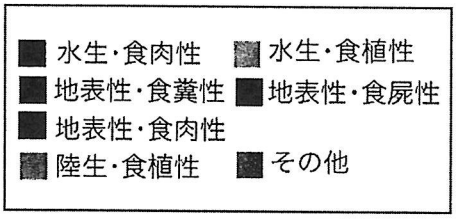


図4　地点8



P-26 芦生研究林における脊椎動物遺骸モニタリング実験

沼波　信（京大・総合博物館）

Shin NUNAMI: Vertebrate carcass monitoring experiment in Ashiu Forest Research Station

日本の第四紀の洞窟堆積物からは多様かつ豊富な脊椎動物化石群集が報告されているが，その中には森林環境を指し示す化石（ムササビ・ヒメネズミなど）が産出することも少なくない．現在の動物相とのつながりを明らかにする上で分類学的な研究は不可欠であるが，一方で古環境や他の動物との相関関係を明らかにするためには，化石をタフォノミーの観点から評価することも重要である．そのため化石に残された過去の痕跡を読み解くことを目的として，現生の脊椎動物の遺骸を収集・観察し，表面の風化状態やキズ痕を記載する先行研究がこれまで数多く行われてきた（Behrensmeyer, 1979; Haynes, 1983など）．しかしそれらの多くは，サバンナなど日本とは動物相も環境も大きく異なる状況下で行われたものであり，森林環境での研究に至ってはほぼ皆無である．

そこで演者は，2006年7月から2007年7月にかけて，京都大学芦生研究林において月1回・断続的に遺骸のモニタリング実験を行った．それぞれの遺骸について，目印となるポールを設置して位置図をとり，有機物の残存状況，骨の表面風化状態，キズ痕の有無について記録した．

芦生研究林は京都府北部に位置し，年平均気温11.7℃，年平均降水量2353mmで，冬季には1～2mの積雪がある（京都大学フィールド科学教育研究センター編，2004）．実験対象はほぼ全身の骨格が残存していたニホンジカ5頭の遺骸であり，2005年秋にはなく2006年5月に存在が確認されたことから，2005年～2006年の冬季に死亡したものと考えられる．1頭（遺骸a）は由良川沿いの斜面上，残りの4頭（遺骸b～e）は同川岸の崖下に位置していた．遺骸a・bは乳歯段階の幼い個体，遺骸c・eは第三大臼歯が未萌出の若い個体，遺骸dは第三大臼歯が萌出し歯の咬耗が激しい成熟した個体であった．

7・8月は大きな動きが見られなかったが，9月以降になって遺骸は広範囲に散らばるようになり，また指骨など小型の骨が地中に埋没するようになった．しかし翌年の6月には遺骸の大半が消失してしまい，大型の骨が地中に埋没した痕跡も見られなかった．遺骸b～dに関しては，乾燥してミイラ状になった皮や肉が3ヶ月以上保存されていたが，11月の大規模な分散の際にその量が減少した．毛に関しては，遺骸aでは4ヶ月程度で埋没してしまったが，遺骸b～dでは埋没されることなく1年以上保存されていた．表面風化は，骨端部では表層の緻密部が徐々に薄くなり，3ヶ月程度でスポンジ状の多孔部が顕著に露出する様子が観察された．一方骨幹部は，3ヶ月の段階では骨の繊維に平行

な筋がうっすらと透け始める程度で，1年たってようやく筋がひびに成長した．キズ痕は9月頃から頻繁に見られるようになった．主に肩甲骨・大腿骨・脛骨・中手骨などの骨端部にかじられたような痕が見られ，ほとんどの場合それに伴って骨端部が破壊され，進行が激しいものだと二叉のフォーク状になっていた．歯型は浅く，多くは骨の長軸に直交する方向につけられていた．

骨の表面風化に関しては，前述した先行研究と比較するとかなり進行が遅い．これは，強い日差し・昼夜の温度差・運搬などの物理的要因の影響は小さく，雨水による溶解などの化学的要因が大きく作用し，徐々に表層が薄くなっていく風化様式をとったからであると考えられる．現に降雨時には，骨端部を中心に顕著な雨水の染み込みが見られており，相対的な骨端部の風化の速さも示唆される．また秋以降に遺骸が大きく分散するようになり，有機物量が減少し，キズ痕が増加していることから，他の動物によって運搬・摂食されていることが考えられる．キズ痕については，浅く骨の長軸に直交する歯型が残っていたことから，Sutcliffe (1973)によって記載された，シカなどの草食動物によってつけられたものである可能性が高い．そして年明けにほぼ全ての骨が消失した原因としては，埋没や雪解け時の増水による運搬などが考えられる．しかし大型の骨が埋没した痕跡はなく，毛や胃の内容物と思われる有機物の塊がそのまま残っていたことから，冬季の食料として他の動物に利用されたことも一因であろう．

日本の森林環境には強力な捕食者がおらず，骨の風化速度もあまり速くない．しかし本研究で示したように，遺骸は他の動物の栄養源として積極的に活用されており，埋没や季節変動による運搬も相まって，in situ での保存ポテンシャルはかなり小さく，1年以内にもともとあった場所から取り除かれてしまう可能性が高いと言える．

今後は他地域でも同様の実験を行い，独特の動物相・気候をもつ日本における遺骸の「ふるまい方」をさらに解明していく予定である．

参考文献

Behrensmeyer (1978), Paleobiology, 4(2), 150-162.
Haynes (1983), Paleobiology, 9(2), 164-172.
京都大学フィールド科学教育研究センター編 (2004), 森と里と海のつながり 京大フィールド研の挑戦．京都大学総合博物館．
Sutcliffe (1973), Nature, 246, 428-430.

S-0　趣旨説明：シンポジウム「第四紀後期の気候変動と地球システムの挙動ーその原因とメカニズムの解明に向けてー」

三浦英樹（国立極地研究所）・横山祐典（東京大）・川村賢二（国立極地研究所）

Hideki Miura(National Institute of Polar Research), Yusuke Yokoyama (The University of Tokyo)and Kenji Kawamura(National Institute of Polar Research): Outline and purpose of symposium: Late Quaternary global climatic changes and feedback systems- How do we approach their causes and mechanisms?-

＜シンポジウムの趣旨と目的＞

このシンポジウム「第四紀後期の気候変動と地球システムの挙動ーその原因とメカニズムの解明に向けてー」では，世界各地の地形地質や海底堆積物，アイスコア試料に残された第四紀後期（主として最終間氷期以降）のオービタルスケールおよび千年スケールの気候変動の記録・証拠を示し，変動が生じた地域間，現象間の因果関係・相互関係や，それらの変動がなぜ生じたのかという原因論の研究についての最近の研究状況について紹介し，以下の点について，議論し，理解を深めることを目的とします。

(1) 第四紀後期に認められるグローバルな気候変動（オービタルスケールおよび千年スケール）のメカニズムに関する主要な研究の中で，わかっていることとわかっていないこと，いま考えられていることはどういうことなのか.

(2) グローバルな気候変動記録の中で日本周辺や東アジアの古気候・古環境変動の記録はどのように位置づけられ，なぜ，どのようにして日本周辺や東アジアの変動が生じてきたと考えられているのか.

(3) グローバルな気候変動の研究は，予算的にも個人レベルで行うよりも南極観測事業やIODPのような国家レベルの大型研究を必要とする場合が多いが，これらの既存の事業を学会あるいは日本の古環境研究コミュニティとしてどのように活用し，不足している調査や試料・データの取得を戦略的に進め，さらに、それらの成果を国内の研究、地域研究にフィードバックしてゆくべきか.

＜シンポジウム講演者への依頼内容＞

各シンポジウム講演者には、各人がこれまでに調査されてきた地域におけるこれまでの研究成果、および関連する地域や他の方の研究成果の紹介も含めて、主に以下の4つの点を中心に講演していただきます。

(1) 第四紀後期（主として最終間氷期以降）に見られる世界各地の気候変動（オービタルスケールおよび千年スケール）の記録・証拠（汎地球規模や各地域を代表する気温、水温、降水量等の変動の証拠、大気組成の変動、それらの地域間や南北半球間および諸現象間の変動の時間的前後関係など）の紹介.

(2) 変動が生じた地域間、現象間の因果関係・相互関係についてのアイデア、仮説、問題点の紹介.

(3) それらの変動がなぜ生じたのかというトリガー・原因論の研究についてのアイデア、仮説、問題点の紹介.

(4) 次に何をすれば問題点は解決されて、研究が前進するのかについての提案.

S-1　氷床コアから探る第四紀の地球システム変動

川村賢二（国立極地研究所）

Kenji Kawamura: Quaternary earth system dynamics explored with ice cores

【はじめに】

人間活動による気候変化が現実に起こり始めた現在、地球温暖化の予測精度を高め、地域気候への影響を評価するために、大気-海洋-氷床-生物圏を含む地球システムの全体像の把握と、その変動メカニズムの解明が急務となっている。そのための有力な手がかりの一つとして、地球環境が現在と大きく異なり変動していた第四紀の気候研究の重要性がますます高まっている。氷床コアを用いた古気候復元は、時間分解能と年代精度が比較的高いことや、温室効果ガス濃度の復元が可能であることなどから、第四紀の気候研究で中心的な役割を果たしてきた。本発表では、南極とグリーンランドで掘削された氷床コアの気体分析の成果から、特に氷期-間氷期変動と数千年スケール変動について、最近の知見を中心にいくつかのトピックを選んで概観する。

【南極の気温変動とCO_2変動との関係】

氷期-間氷期変動にともない南極の気温と二酸化炭素が調和的に変動していたことが、1980年代に明らかにされ、CO_2変動に対する南大洋の重要性が認識された。その後、日本のドームふじコアを含む複数のコアにより、南極の気温とCO_2の変動パターンやタイミングの比較が行われている。

退氷期に関しては、CO_2上昇が南極の温暖化に数百年遅れていた、という結果が複数報告されている。数百年のラグは海洋の深層循環の時間スケールと整合的であり、南極の気候変動をきっかけとして南大洋からCO_2が大気に放出されたとする見方と合致する。しかしながら、ターミネーションの開始に限定すると、まだ信頼性の高い結果がない。ドーム C コアから、最終退氷期の開始（東南極の温暖化開始は約 18000 年前）におけるラグは 800±600 年と見積もられたが[*Monnin et al.*, 2001]、昨年になって、同コアに含まれる空気と氷の年代差の推定値が下方修正され[*Loulergue et al.*, 2007]、ラグが小さい可能性が示された。それでも、CO_2が南極の気温をリードしたという結果はなく、同時あるいは数百年までのラグがあったとする見方が大勢を占める。

氷期の開始期（例えば海洋同位体ステージ 5e から 5d への移行）においては、CO_2濃度の低下が南極の気温低下より数千年遅れていたことが複数の研究から報告されている。初期のボストークコアの結果に見られた大きなラグは、氷の同位体シグナルにおける水蒸気起源の変化によるバイアスを補正した結果、小さくなりはしたが、それでもなお 2000〜3000 年程度のラグが認められた。その後

のドームふじコアやドーム C コアの結果においても、同様のラグが確認されている。したがって、氷期開始期においては、南極の寒冷化にも関わらず大気のCO_2濃度を維持する何らかのメカニズムが働いたはずである。一つの可能性としては、南大洋のCO_2吸収の強化を打ち消すように、北半球の寒冷化にともなって縮小した陸上植物圏から CO_2 放出が起こった可能性が指摘されている[*Fischer et al., 1999*]。あるいは、間氷期における陸上植物圏の拡大の結果、海洋中の炭酸塩補償（5000 年規模の時定数）が起こって海洋の炭素収支が変化した可能性もある[*Broecker and Stocker,* 2006]。

【南北半球間のリード／ラグ】

南極とグリーンランドのコアで高分解能分析されたメタン濃度の記録を用いて、両極のコア年代を数百年の精度で一致させる手法が確立し[*Blunier and Brook,* 2001]、数千年スケールの気候変動における南北半球のカップリングが明らかにされた。この手法を用いた最新の研究では、グリーンランドコアに確認されている 25 回の急激な気候変動（D/O イベント）全てについて、対応する南極のイベントが例外なく起こっていたことが明らかにされ、南北のカップリングの把握を確かなものにした[*EPICA,* 2006]。

典型的な変動パターンとしては、まず、グリーンランドが寒冷な期間（1000〜2000 年程度）に南極がゆっくりと温暖化する。その後、グリーンランドが急激に温暖化するが、それと同じタイミングで南極の気温もピークに達している。その後は南極が緩やかに寒冷化し、グリーンランドは温暖な期間が続く（ゆっくりとした寒冷化傾向はある）。最後に急なグリーンランドの寒冷化があり、1 周期が終わるが、このときには南極の気温は下がりきっている。このように、現象的には南極の変化がグリーンランドの急激な変化に先だって起こっているが、このことから南極がこれらの変動を駆動していると考えるのは早計であり、実際には以下のメカニズムが支持されている。

大西洋北部に流入する淡水（氷山や氷床融解水）が何らかの理由で増加する結果、熱塩循環（いわゆる海洋のベルトコンベア）が弱められることで赤道域から北向きの熱輸送が弱まり（グリーンランドの寒冷期）、南向きにより多くの熱が輸送される結果として、南極が温暖化する。南極の温度変化が緩慢な理由は、南大洋の膨大な熱容量のためであると解釈されており、これを考慮に入れて南北間の熱輸送のシーソーを表現した概念モデルは、両極の気温変動パターンを的確に表すことができる[*Stocker and Johnsen,* 2003]。

大西洋北部に流入する淡水がどのような形で供給されたのか（氷山か融水か）、また、その供給は海面変動を起こす規模だったのか、これらは未解決の問題である。数千年スケールの海面変動に関しては、その振幅が 30m にも達し、変動

パターンが南極の気温変動と酷似していることが、紅海の堆積物コアから見いだされている[*Siddall et al.*, 2003]。これが本当なら、グリーンランドが寒冷な期間に、海面を上昇させるほどの淡水が北半球氷床から供給されたことになる。一方、海面上昇はグリーンランドの急激な昇温の後に起こったとする解釈もあり、決着はついていない。この問題の解決には、氷床コアと海面記録との正確な年代対比が必要である。

【氷床コアの編年から探る氷期-間氷期変動のメカニズム論】

退氷期における、海面変動や北半球の気温、南極の気温、CO_2濃度の相互関係はどうか。*Yokoyama et al.* [2000]とその後の研究（例えば[*Clark et al.*, 2004]）によれば、約 19000 年前に最初の大規模融氷があり、その起源は北半球氷床であったと推定されている。このタイミングは、誤差を考慮しても大気中CO_2の上昇開始より早いため、CO_2変動が氷床変動の根本的な原動力であるとする主張[*Shackleton*, 2000]とは整合せず、むしろ、北半球高緯度の夏期日射量の増大が鍵だとするミランコビッチ理論と整合的である。グリーンランド氷床コアの酸素同位体データ（気温の指標）も、グリーンランドの最寒期が約 24000 年前であり、夏期日射量の極小期とほぼ一致することを示している[*Alley et al.*, 2002]。

退氷期のリード・ラグから氷期-間氷期のメカニズムを検討する上では、変化の開始を見ることがとりわけ重要である。以下にその理由を述べる。退氷期の持続期間は 5000〜8000 年のオーダーであり、そのほとんどの期間でCO_2、海面、気温が同時に上昇している。そのため、たとえCO_2上昇が最初の氷床崩壊のトリガーでなくても、その後の融氷に関しては温室効果のフィードバックとして必ず寄与するからである。そこで、最終退氷期の開始時に着目すると、実はここでも南北シーソーのパターンが認められる。19000 年前の氷床の部分崩壊により北大西洋に流入した淡水が海洋ベルトコンベアを弱めることにより、南極の温暖化が始まり、それに伴って増加したCO_2が北半球氷床の崩壊にフィードバックを与えた、というメカニズムが提案されている（[*Clark et al.*, 2004] [*Keeling and Visbeck*, 2005]）。このように提唱されたメカニズムが普遍的であるかどうかを確認するためには、最終退氷期だけでなく、さらに前の退氷期についても調べていくことが非常に重要である。

我々は、ドームふじコアの気泡の酸素濃度を利用して新たに開発した年代決定法により、過去 36 万年間にわたるコアの年代精度を、2000 年以下と飛躍的に向上させることに成功した[*Kawamura et al.*, 2007]。このコア年代により、南極の気温とCO_2の変動のタイミングを、軌道要素（特に 2 万年の歳差周期）の変動と詳細に比較する事が可能となった。その結果、過去 4 回の退氷期において、

北半球高緯度の夏期日射量が極小をとったあと、数千年遅れて南極の温暖が始まった、という時間関係が例外なく見られた。つまりミランコビッチ理論を支持する結果である。氷期-間氷期のメカニズム論をさらに進めるには、過去の複数の退氷期における氷床崩壊の開始のタイミングを正確に復元することが必要となる。また、昨年掘削が終了した第2期ドームふじコアを用いて、過去70万年間の7つの退氷期の年代を確立することは、海洋同位体ステージ11やそれ以前の気候変動メカニズムを議論するために重要であろう。

氷期開始のメカニズムは何だろうか。氷期開始における南極の寒冷化は、CO_2低下や海面低下より早く起こっていた。その頃にはまだ南北シーソーも働いていなかったと想像されるが、それを確かめるには、グリーンランドの新しいコア掘削により、最終間氷期を全て含む気候復元が必要である。ドームふじコア年代からは、氷期開始期の寒冷化は北半球の夏期日射量の減少と同期して起こったことが明らかになっている。もし、北半球で起きた寒冷化の影響が南極まで伝搬したのなら、どのようなメカニズムによるのだろうか。今後、北半球高緯度の寒冷化と軌道要素変動との時間関係を把握するとともに、正確な年代モデルを用いて復元した温室効果気体変動を入力データとして、気候・氷床モデル実験により氷期開始のメカニズム解明に向けて取り組むことも重要である。

引用文献

Alley, R. B., et al. (2002), *Quat. Sci. Rev.*, *21*(1-3), 431-441.

Blunier, T., and E. J. Brook (2001), *Science*, *291*(5501), 109-112.

Broecker, W., and T. F. Stocker (2006), *EOS*, *87*, 27.

Clark, P. U., et al. (2004), *Science*, *304*(5674), 1141-1144.

EPICA (2006), *Nature*, *444*(7116), 195-198.

Fischer, H., et al. (1999), *Science*, 283, 1712-1714.

Kawamura, K., et al. (2007), *Nature*, *448*(7156), 912-916.

Keeling, R. F., and M. Visbeck (2005), *Quat. Sci. Rev.*, *24*(16-17), 1809-1820.

Loulergue, L., et al. (2007), Climate of the Past, 3(3), 527-540.

Monnin, E., et al. (2001), *Science*, *291*(5501), 112-114.

Shackleton, N. J. (2000), *Science*, *289*(5486), 1897-1902.

Siddall, M., et al. (2003), *Nature*, *423*(6942), 853-858.

Stocker, T. F., and S. J. Johnsen (2003), *Paleoceanography*, *18*(4), doi:10.1029/2003PA000920.

Yokoyama, Y., et al. (2000), *Nature*, *406*(6797), 713-716.

S-2 第四紀後期の南大洋における海洋フロント南北振動と南極氷床変動史

池原　実（高知大学海洋コア総合研究センター）

Minoru Ikehara: North-south oscillation of surface frontal system in the Southern Ocean and melting history of the Antarctic ice sheet

【はじめに】

南極寒冷圏（Antarctic Cryosphere）を構成するサブシステムとして，南極氷床，南大洋に広がる海氷や低温の表層水，南極極前線などの海洋フロント，そして表層海流系としての南極環流などがある．これら南極寒冷圏サブシステムの変動を明らかにすることは，第四紀の地球環境変動の実態，および，気候システム内での南大洋の役割を理解する上で非常に重要である．現在および過去の全球的な地球環境変動に対する南大洋の役割は重要視されており，中でも氷期－間氷期サイクルと密接に関わっている二酸化炭素濃度を変動させた原因及びプロセスがどのようなものであるか，また，それに対して南大洋の表層水塊や海氷分布，生物生産などのサブシステムがどのように影響を及ぼしていたかを定量的に復元・解析することが近年の古気候・古海洋研究の大きな課題である．このような背景の下，南大洋の太平洋区およびインド洋区から採取された海底コアについて，堆積学的，地球化学的分析を行ってきた．

【試料と分析】

試料は，白鳳丸による KH94-4 次および KH01-3 次航海で，南大洋の太平洋セクター西部（およそ東経 140 度）から緯度トランセクト（南緯 47 度から 65 度）で採取された表層堆積物（マルチプルコア）および３本のピストンコア（TSP-2PC: 48°08'S, 146°53'E, 2321m; SIR-1PC: 54°44'S, 140°02'E, 3358m; AMR-2PC: 64°40'S, 139°59'E, 2965m）である．これらの堆積物について，Ｘ線ＣＴ解析，有孔虫化石の酸素・炭素同位体分析，IRD（漂流岩屑：ice-rafted debris）解析，有機炭素量，有機炭素同位体比，窒素同位体比，バイオマーカー分析などを行った．また，南大洋インド洋セクターおよびリュツォ・ホルム湾沖から新たに採取した複数のコアについても同様に解析中である．

【結果と考察】

（１）表層堆積物中に IRD が認められる北限は南緯 60 度であった．これは，表層堆積物の帯磁率が南緯 60 度以北で著しく低い値を示すこと，および，帯磁率が南極大陸に向かって急激に増大する傾向を示すことと調和的である．表層堆積物（0-1cm）の非生物源砕屑粒子の粒径分布は南極大陸に近いほど粗粒側へシフトすることから，南大洋における砕屑粒子の運搬・堆積プロセスとして，高緯度域ほど南極氷床起源の氷山による寄与が大きいことを示唆している．

（２）表層堆積物の有機炭素量は極前線の南側で極大値（0.46%）をとり，南極

大陸近傍ではおよそ0.2%，タスマン海台では0.1%以下の低い濃度を示した．これらは，海洋表層の生物生産量の緯度分布を反映していると考えられる．一方，炭酸カルシウム量はタスマン海台で90%程度と高いが，南下するにつれて濃度が低下し，南緯60度以南ではほぼ0%であった．つまり，石灰質プランクトンの生産量が極前線の南側では著しく制限されており，いわゆるシリカベルトと言われる珪質プランクトンが生物生産の主体をなしている．

（3）現在の南極前線直下に位置するピストンコア（SIR-1PC）は，残念ながら最終氷期層準を回収できていないが，約5万年前から29万年前までの氷期-間氷期スケールの極前線の挙動や南大洋の生物生産量変動を復元することが出来る．このコアでは炭酸カルシウム量が大きく増減を繰り返しており，間氷期には石灰質プランクトンが卓越し，氷期には珪質プランクトンが卓越する．炭酸カルシウム量の変動パターンはVostokコアの気温変動と極めて類似する．上述の表層堆積物の $CaCO_3$ 量の緯度分布に基づくと，極前線直下のコアにおける $CaCO_3$ 量変動は，氷期—間氷期スケールでの極前線の南北振動に大きく依存し，氷期にはコア地点が極前線南方のシリカベルトに覆われていたと考えられる．

（4）SIR-1PCコアでは氷期のMIS6，MIS8の最寒期で特徴的にIRDが急増することから，氷山分布の北限がコア地点より北側にまでシフトしていたことを示唆する．つまり，氷期には極前線や氷山北限が現在よりも北上しており，その移動は緯度にして少なくとも6度以上と見積もられる．このIRD変動パターンは，南大西洋のIRD変動（Kanfoush et al.，2002）とほぼ同様であったが，ニュージーランド沖のIRD変動（Carter et al.，2002）とは異なる傾向を示した．これはそれぞれのセクターにおけるIRDの起源域および運搬経路の違いを反映しているかもしれない．一方，南極大陸近傍のAMR-2PCコアでは，IRDが氷期に減少し，間氷期に増加する傾向を示した．つまり，AMR-2PC地点は氷期には年間を通して棚氷（もしくは海氷）に覆われていたと推定される．このことは，南極大陸縁辺部が夏季でも氷が溶けない程度に寒冷化していたことを示唆する．

（5）タスマン海台付近では，氷期に表層水温が3-4℃低下し（Ikehara et al.，1997），生物生産量と陸源物質大気輸送量が増大している（Ikehara et al.，2000）．このような氷期-間氷期スケールでの表層水温変動，極前線の南北振動，IRD変動などの南大洋サブシステムの変動は，南極大陸内陸部の気温変動とほぼ同調しながら変動している．

引用文献

Carter et al. (2002) Marine Geology, 191, 19-35.
Ikehara et al. (1997) Geophysical Research Letters, 24, 679-682.
Ikehara et al. (2000) Paleoceanography, 15, 170-180.
Kanfoush et al. (2002) Palaeo-3, 182, 329-349.

S-3

西南極氷床の完新世における融解

大河内直彦（海洋研究開発機構），横山祐典，小泉真認（東大地球惑星），三浦英樹（極地研），豊田倫子，徳山英一（東大海洋研），力石嘉人，菅寿美，北里洋（海洋研究開発機構），Timothy I. Eglinton（ウッズホール海洋研）
Naohiko Ohkouchi, Yusuke Yokoyama, Mamito Koizumi, Hideki Miura, Michiko Toyoda, Yoshito Chikaraishi, Hisami Suga, Hiroshi Kitazato, and Timothy I. Eglinton: Disintegration of West Antarctic Ice Sheet in the Holocene

Mercer (1978)が指摘して以来，将来の地球温暖化に対する西南極氷床の挙動について，長らくその危険性が議論されてきた (Lemke et al., 2007)。しかしその一方で，その理論的根拠には，まだ多くの不確定要素を伴っている。その最大の理由は，この氷床が海洋の中に発達した氷床であるという点である。その底面のほとんどが，海水準面以下にあるだけでなく，ロス海およびウェッデル海に発達した棚氷の存在が，その挙動の推定をさらに複雑なものにしている。これらが足かせとなり，スーパーコンピューターを用いた気候モデルでも，西南極氷床の動態を予測することは容易ではない。したがって西南極氷床の過去の消長に関する詳細かつ定量的な地質学的な証拠は，今後のこの氷床の動態を予測するうえでも重要な情報となるだろう。実際，非常に長い間氷期である MIS-11 では，西南極氷床がほとんど融解してしまったことが ^{10}Be を用いた研究によって指摘され(Scherer et al., 1998)，西南極氷床の議論に暗い影を落としている。

南極海の堆積物には，こういった氷床の消長の歴史が様々な物理的，化学的性質として記録されているはずである。しかし，その情報の抽出は，一筋縄ではいかないのが現実である。まず，堆積物の年代決定が難しい。これは，有孔虫など炭酸カルシウムの殻を形成する生物が，南極前線以南にはほとんど生息しておらず，堆積物中にもそれらが見出されないことに起因している。第四紀後期を研究する古海洋学者にとって不可欠である，有孔虫化石の放射性炭素年代による堆積物の年代決定が適用できないのである。そこで多くの研究者は，その代用として堆積物中に含まれる全有機炭素の年代を測定し，堆積物の年代を推定してきた。しかし，南極大陸から氷床によって削剥されて縁辺海へ運ばれてくる物質の中に放射性炭素を含まない有機物が含まれているため，その「汚染」によって全有機炭素の放射性炭素年代の多くは実際よりもかなり古い年代を示す。表層堆積物が１万年以上の年代を示す例もある。このようなことから，堆積物の年代論は，南極海の古海洋学者にとって，頭痛の種となってきた。

この問題を解決するために Ohkouchi et al. (2003)は，化合物レベルの放射性炭素年代法を応用した。西南極氷床に面したロス海で採取された堆積物中から C_{14},

C_{16}, C_{18} 脂肪酸を単離して放射性炭素年代を測定した結果は，それらが正確な堆積年代を表すことを初めて明らかにした。脂肪酸は，あらゆる生物によって合成される化合物で，トリグリセリドの形で細胞膜，エネルギー貯蔵物質，断熱剤などとして機能している。脂肪酸は，極域のように寒冷な海域で特に大量に生合成される有機物であるが，堆積物中において比較的分解速度が速いため，太古の堆積物中に含まれる脂肪酸の濃度は桁違いに小さくなる。したがって，南極起源の有機物に汚染された堆積物であっても，その中に含まれる脂肪酸のほとんどは，海洋中で生産されたものなのである。

堆積物中に有孔虫が含まれないことは，放射性炭素年代が測定できないだけでなく，酸素同位体層序など，古海洋学で一般的に使われてきた各種の指標が使えないなど，古環境の復元にとっても大きな足かせとなっている。このようなことから，南極海の堆積物から得られる古環境情報もかなり限られたものになっていた。そこで，豊田 (2006)は堆積物中に含まれるプランクトンの各種バイオマーカー（ステロール類，フィトールなど）の水素同位体比を測定し，過去の表層水の水素同位体比の復元を試みた。その結果，完新世に少なくとも5度，水素同位体比が大きく負にシフトする時代があったことを見出した。これらのイベントは，暦年代でそれぞれ 6800, 5700, 4100, 2500, 1500 年前に対応している。脂肪酸が生合成される時の同位体分別を差し引くことによって復元された当時の表層海水の水素同位体比は，-300～-150‰という値が得られた。大きな幅をもっているものの，推定にともなう誤差を考えると，西南極氷床の値（-250‰）に比較的近い値と言えるだろう。この結果は，西南極氷床の融氷水がロス海に流入した可能性を示唆している。氷底湖水のロス海への流出や氷底火山の噴火に伴う大規模融解などいくつかの可能性が想定しうる。実際に，氷底湖が短期間で氷底を移動することや（e.g., Wingham et al., 2006），完新世に何度も巨大噴火が西南極氷床下で起きたことが知られている（e.g., Corr and Vaughn, 2008）。こういったイベントが，西南極氷床の安定性や融解の歴史に及ぼしてきた影響の評価は，今後ますます重要視されることになるだろう。

最近われわれの研究室では，化合物レベルの放射性炭素年代測定をスピードアップするために，高速液体クロマトグラフィー／蒸発光散乱検出器（HPLC/ELSD）を用いた脂肪酸の高速分取法の確立を行っている。また東大と共同で，微量での放射性炭素年代測定のための基盤技術の確立を進めている。数年後には，南極海堆積物を用いた西南極氷床の動態の復元を，より簡便に行える研究体制を確立できる予定である。

引用文献

Corr, H. F. and Vaughan, D. G. (2008) Nature Geoscience, 1, 122-125.

Lemke, P. et al. (2007) Observations: changes in snow, ice and frozen ground. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the 4th Assessment Report of IPCC.*

Mercer, J. H. (1978) *Nature*, 271, 321-325.

Ohkouchi, N. and Eglinton, T. I. (2006) *Geophysics Geochemistry Geosystems*, 7, Q04012, doi:10.1029/2005GC001097.

Ohkouchi, N. and Eglinton, T. I. (2008) *Quaternary Geochronology*, **3**, 235-243.

Ohkouchi, N., Eglinton, T. I., and Hayes, J. M. (2003) *Radiocarbon*, **45**, 17-24.

Scherer, R. P., Aldahan, A., Tulaczyk, S., Possnert, G., Engelhardt, H., and Kamb, B. (1998) *Science*, 281, 82-85.

豊田倫子 (2006) 東京大学新領域修士論文.

Wingham, D. J., Siegert, M. J., Shepherd, A., and Muir, A. S. (2006) Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes. Nature, 440, 1033-1036.

S-4　二酸化炭素倍増実験と最終氷期極大期実験における気候フィードバック解析

吉森正和・阿部彩子（東大気候システム）・横畠徳太（国立環境研究所）

Masakazu YOSHIMORI, Ayako ABE-OUCHI, and Tokuta YOKOHATA: Climate Feedback Analysis of CO_2 Doubling and LGM Experiments

1 はじめに

地球の気温変化は、気候システムに新たに入力されたエネルギー量（放射強制力）だけでなく、雪や海氷の分布、大気中の水蒸気量や雲の分布の変化の仕方（フィードバック）によって決まる。したがって、過去の気温変化を解釈する際には、与えられた強制に対して気候システムがどのように反応し、気温を決定しているのかを理解する必要がある。本講演では、IPCC の将来予測でも用いられた大気大循環モデルを使用し、二酸化炭素を倍増した実験や最終氷期極大期シミュレーションを例にとり、気温変化を決定しているメカニズムについて定量的に解析した結果を示す。また、古気候情報を用いた将来の気温変化予測の不確定性の制約の可能性についても簡単に言及する。

2 モデルと数値実験

CCSR/NIES/FRCGC で開発された、海洋混合層モデルに結合された MIROC 大気大循環モデル（水平約 2.8°、鉛直 20 層）を用いて、産業革命前標準実験、二酸化炭素倍増実験（2xCO2）、最終氷期極大期実験（LGM）、標準実験において温室効果ガス濃度のみを LGM レベルに変えた実験（LGMGHG）を行う。さらに、Two-sided Partial Radiative Perturbation 法 [1,2] を用いて、それらのフィードバック解析を行う。この解析法では、対象となる実験と標準実験のフィードバック過程に関係する気象場を入れ替えて放射伝達プログラムに入力し、そのフィードバック過程が大気上端に与える放射フラックス異常を計算、評価する。気候フィードバックは、水蒸気、断熱減率、アルベド、雲の影響に分けられ、さらに長波と短波に分けて評価される。

3 結果と議論

2xCO2、LGMGHG と LGM の全ての実験において、水蒸気フィードバックが最も大きな正のフィードバックであることが確認された（図）。水蒸気フィードバックは 2xCO2 実験の方が LGM 実験より強いが、これは LGM 実験では水蒸気フィードバックの比較的弱い熱帯外での強制が大きく、2xCO2 実験に比べて熱帯での強制が熱帯外の強制に比べて相対的に小さいためである。断熱減率フィードバックは、2xCO2 と LGMGHG 実験においては、よく知られているように負であるが、LGM 実験では正のフィードバックであることが示された。地球平均の断熱減率フィードバックの大きさ

は、負となる低・中緯度と正となる高緯度の相対的強さで決まるが、LGM 実験では、高緯度での強制が相対的に大きく、結果として正のフィードバックになる。また、水蒸気と断熱減率フィードバックの和は、両実験においてほとんど同じ強さであることがわかった。先行研究においては、二酸化炭素倍増実験で両フィードバックに負の相関関係があり、モデル間で両フィードバックの和はほとんど変わらないことが示されているが、ここでは異なるフォーシング間でもそれが成り立つ可能性があることがわかった。アルベド・フィードバックは、LGM 実験において 2xCO2 実験よりも低緯度側で主に働いているが、地球平均値としては両実験においてほぼ同じ強さである。しかし、アルベド・フィードバックの効く季節には実験ごとに変化が見られる（図省略）。例えば、北半球のアルベド・フィードバックは 2xCO2 実験では、初夏にピークが見られるが、寒冷化実験（LGMGHG と LGM）では、春に見られる。また、寒冷化実験では、短波の雲フィードバックが小さくなる（または負になる）傾向が見られ、2xCO2 と LGM 実験の気候感度（単位放射強制力に対する気温変化量）の違いは、主にこのフィードバックによるものであることが明らかにされた。

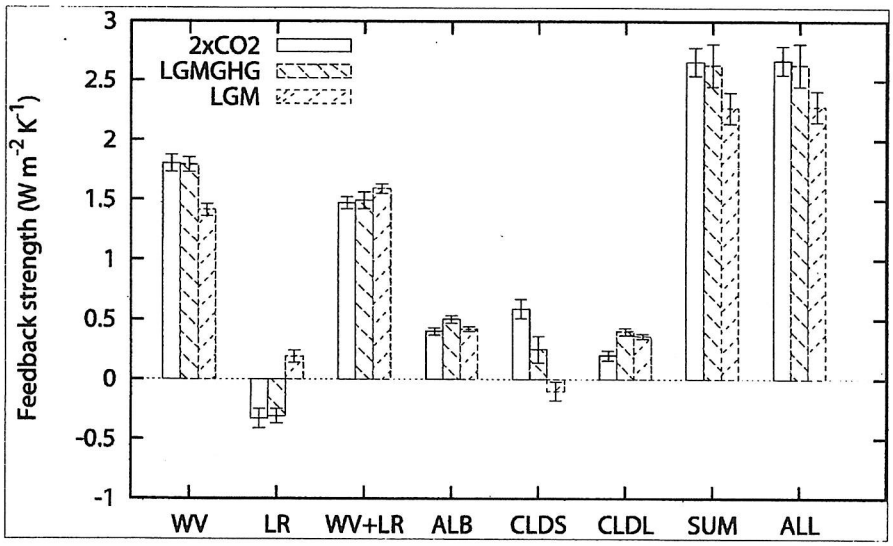


図 2xCO2、LGMGHG、LGM 実験におけるフィードバックの強さ。WL、LR、ALB、CLDS、CLDL はそれぞれ、水蒸気、断熱減率、アルベド、雲の短波、雲の長波のフィードバックを表す。WV+LR は水蒸気と断熱減率フィードバックの和を表す。SUM はそれぞれのフィードバックの強さを別々に評価した時の和を表し、ALL は全てのフィードバックを同時に評価した場合を表す。エラーバーは、+/-1 標準偏差を示す。

このように、気候状態や与えられた強制によってフィードバックの効き方が異なるため、気候システムの応答も変化する。このようなフィードバック解析を行うことにより、古気候における気温変動の理解がさらに深まることが期待される。

[1] Colman, R. A. and B. J. McAvaney (1997) *J. Geophys. Res.*, 102(D16), 19,383-19,402; [2] Wetherald, R. T. and S. Manabe (1988) *J. Atmos. Sci.*, 45(8), 1397-1415

S-5　風送塵の地球環境に与える影響ー氷期・間氷期，完新世，現代ー

川幡穂高（東京大学　大学院新領域創成科学研究科，海洋研究所）

Hodaka Kawahata; The influence of eolian dust on the global environments - glacial, interglacial, Holocene and modern -

1．風成塵（eolian dust）

大気を通じて運搬された風成塵は，遠洋堆積物の鉱物成分の供給源として重要である．特に，赤道大西洋，北太平洋，オーストラリア沖の南西太平洋および南東インド洋，アラビア海で深海底堆積物への風成塵の寄与が顕著である．それぞれサハラ，ゴビ砂漠などのアジア砂漠地帯，オーストラリアの砂漠，ソマリアおよびアラビア半島の砂漠地帯などが主な供給源とされている．

風成塵の陸域から海洋への輸送は，①風の強さと方向，②供給源からの距離にも影響されるが，最も重要な因子は③供給源地域の気候である．砂漠地帯における風成塵の生産は，水平方向の土壌粒子の運搬，粒子の跳躍とともに砂を含んだ地表の状態が重要である．これらの粒子の一部は大気中に運搬され，その後長い距離を運搬されることになる．これらのプロセスは①降雨，②気温，③風，④表面の凹凸，⑤地形，⑥植生による被覆度に依存しており，しかもこれらの因子各々が乾燥に関して相互依存性も有しているので，気候に対して高い非線形の呼応をしている（Jickells et al, 2005）．風成塵の生産は，一般に風速の3乗に比例するとされている（Prospero et al., 2002）．実際，南米にまで到達するサハラ砂漠起源の風成塵の年変動は，北西アフリカの気候の変動を大きく反映している（Prospero et al., 1981）．

砂漠の風成塵は直径が0.1-10μm で，中心粒径2μmが卓越している．このような風成塵の滞留時間は数時間から数週間で，何千kmという単位で輸送される(Rothlisberger et al., 2004)．しかしながら，風成塵の堆積過程あるいは大気中の濃度は不均一性が高く,実質的に ~1日という時間スケールで大きく変化している．風成塵の生産，輸送，そして海洋への供給は，気候状態，特に粒子の上昇をもたらすような大気中の構造，風速，そして大気からの除去を促進する降雨に依存している．風成塵の輸送の多くは数kmの高度で起こっている．

大気からの風成塵の除去は湿潤状態あるいは乾燥状態でも起こるが，その除去率は風成塵の粒径に依存している（Johnson, 2001）．観測とモデリングによる研究の報告するところによると，除去の30-95%は湿潤状態で起こっている(IPCC, 2001)．湿潤での沈積は，風成塵の粒径分布，降雨のパタン，そして運搬高度などにより敏感に変化するが，これは水平方向でも変化が激しい．

風成塵の現在のフラックスは①直接測定とその値の外挿，②モデリング，③衛星画像から推定されている．いろいろなアプローチは1,000-2,000 Tg /yr

(Tg=10^{12}g)という推定値を挙げるが，年により大いに変動する．最新の推定結果によると，風成塵の沈積は1,700 Tg /yr　で，その2/3は北アフリカ起源である．水循環あるいは植生による表層土の被覆の変化は地球的規模での風成塵の量に影響を与える（Rea, 1994）．また，風成塵による海洋への鉄供給に関連して，海洋生物活動に大きな影響を与えることが近年報告されている(Martin, 1990)．海洋生物に摂取されるためには溶存している必要があり，粒子状物質として運搬された固相のどれくらいが海水に溶存されるのかは重要な因子となる（Duce et al., 1991）．なお，風成塵が地球表層の熱収支に与える評価については誤差が大きい（地球的規模で ± 0.5 W /m/m（Tegen, 2004））．

2．極東アジアの風送塵，黄砂の挙動

黄砂は，風成塵の中で中国北部からモンゴル南部の乾燥地帯や半乾燥地帯から発生する砂塵で，大半は春に発生する．鉱物は，①岩石に由来するものと②塩類集積化作用により生じたものに大別され，Sr，Ndの同位体より中国の砂漠や黄土は５つの地域に分類できることが明らかになりつつある(Nakano et al., 2005)．日本に飛来する黄砂の粒径は大半が<10μmである．北部中国はもともと降水量の少ない地域である．たとえば，北部を代表する黄河の流域面積は75x10^4km^{2}で，揚子江（長江）（180x10^4km^2）の40％程度であるが，年間流量は661x10^8tで，長江（9,513x10^8t）の7％にも満たない．

国連環境計画（UNEP）によると，砂漠化の87％は森林破壊，過放牧，過剰潅漑など人間活動の直接的な水・土地利用に関係しているが，残りの13％は気候変動によるとされている．人為的要因による乾燥地土壌は1,035x10^4km^{2}で，アジア(370x10^4km^2)はアフリカ(320x10^4km^2)と並んで砂漠化問題が深刻である．北中国の砂漠は160x10^4km^{2}で，年々0.2x10^4km^{2}の速度で増加している．

黄砂は強風と土壌の乾燥化の２条件がそろった時に発生するので，雪等で被覆されたり，土壌が湿っていると発生しない（Kurosaki and Mikami, 2004）．砂塵が発生するには6.5m /sの風速が必要であるが，ゴビでは粒径が粗いので10m /sが必要である．2001年4月6日，ゴビ砂漠南部（黒河下流の額済納（エチナ周辺））で巨大な黄砂が発生し，地上十数kmの対流圏の上部までまきあがり，1週間かけて太平洋を横断し，最終的に北米大陸に到達したことがSeaWifsという衛星画像により鮮明にとらえられた．中国北部における黄砂の二大発生源は，タクラマカン砂漠とゴビ砂漠南西部で，発生量はそれぞれ黄砂全体の64%，35%と推定されている．

なお，黄土高原は細粒な黄土（レス，Loess）で構成されているので，発生源と誤解されることが多いが，黄土は黄砂が堆積したもので，黄土高原は植生も多く，発生量は中国全体の1％程度にすぎない．また，北中国の20世紀後半の気

象データに基づくと黄砂の発生頻度は年々減少しているものの,1,000km以上運搬される大規模な黄砂が増加したと言われている．特に，近年は，北京など大都市に近い,東経100度以東の北中国での砂塵の発生が増加しているとの報告がある（中野，2006）．

過去の風成塵については，珪酸塩鉱物の同位体組成などより，グリーンランドの氷床に含まれているものはタクラマカンや南西一黄土高原地域等中国の砂漠由来が主であると示唆され，南極の風成塵は南アメリカのパタゴニア砂漠起源であるとされる．また，近年の研究では，黄砂はアメリカ大陸を横断し，さらに大西洋も越えて,アルプスまで運搬されていたという報告もある(Grousset et al.，2003）．

３．第四紀の黄砂の挙動

堆積物コアH3571は，ベス海膨の北緯34度54.25'分，東経179度42.18'分の水深3,571mより採取された．全長 424cm の及ぶ堆積物の主要部分は，上部が明灰色から灰黄色の石灰質シルトで，下部は一部でラミナが発達した灰色から明灰色の石灰質シルトであった．

H3571に含まれる石英には，二つのタイプが認められた：一つは，比較的角がなく米粒状の形態をしている粒度分布が0.1～10μmの範囲の細粒石英で，中国大陸内陸部を供給源地とする風送塵起源で，もう一つは，これより粒径が大きく，不定形で角張った形状が多い粗粒石英で，火山噴出起源の石英であると考えられている．風送塵の沈積流量は156～732 mg/cm/cm/kyrで変化し，極大は氷期に相当する酸素同位体ステージ2，4，6中期に見られた．これは，夏期の降水が減少したため風送塵供給源地はより乾燥し，冬季に風は強くなり粉塵を巻き上げ遠方への運搬に適していたことを反映しているものと考えた．

大気中炭素への影響を評価するため，風送塵に含まれる炭酸カルシウムの溶解，栄養塩元素の影響を評価したところ，シリカと鉄については，風送塵の海洋表層水への影響により生物生産が増大する可能性が示唆される．

今回の結果は，アジア大陸より約 5,000 km 離れた外洋域であるが，黄砂あるいは風送塵の供給の大きな所では，その供給量は 10,000 mg/cm/cm/ky にものぼるとされており(Duce et al.，1991),このような海域では，風送塵による一次生産の増大の効果はより大きい可能性がある．

引用文献

Duce et al.，1991，Global Biogeochemical Cycles，5，193-259 .
Grousset et al.，2003，Gephys. Res. Lett.，30，Art. No. 1277.
IPCC，2001，The Scientific basis. Contribution of Working Group1 to the

Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Cambridge University Press, 2001).
Jickells et al, 2005, Science, 308, 67-71.
Johnson, 2001, Global Biogeochemical Cycles, 15, 61-63.
Kurosaki and Mikami, 2004, Gephys. Res. Lett., 30, Art. No. No. L03106.
Martin, 1990, Paleoceanography, 5, 1 -13.
Nakano et al., 2005, Atmospheric Environments, 39, 5568-5575.
中野, 2006, 日高敏隆, 中尾正義篇, 昭和堂, 京都. 129-161.
Prospero et al., 1981, Nature, 289, 570-572.
Prospero et al., 2002, Reviews of Geophysics, 40, 1002.
Rea, 1994, Reviews of Geophysics, 32, 159-195.
Rothlisberger et al., 2004, Geophys. Res. Lett., 31, Art. No. L16207.
Tegen, 2004, Geophys. Res. Lett., 31, Art. No. L05105.

S-6　北西太平洋海底堆積物に記録された表層環境〜中層循環の1000年スケール変動

原田尚美・木元克典・岡崎裕典・長島佳菜（（独）海洋研究開発機構・地球環境観測研究センター）、Axel Timmermann(Hawai Univ./IPRC)、阿部彩子（東京大学/（独）海洋研究開発機構・地球環境フロンティア研究センター）
Naomi Harada, Katsunori Kimoto, Yusuke Okazaki, Kana Nagashima, Axel Timmermann, Ayako Abe-Ouchi: Millennial time scale changes of surface-intermediate depth circulation recorded in the sediment cores from the northwestern North Pacific.

将来の地球気候を予測するために、過去に遡った気候変動メカニズムの解明が不可欠であることは、国際的にも認識されており（例：IGBP-PAGES)、IPCC レポート AR4 でも初めて「古気候」が独立した章立てで研究成果が紹介されていることから、気候変動メカニズム解明へ向けた古気候研究に対する貢献の期待は大きい。特に気候変動と炭素循環の因果関係の解明は、現在起きている二酸化炭素濃度上昇の気候変動へのフィードバックを推察する上で貴重な示唆を与えうる。

本発表では、日本の気候変動に影響を及ぼす近隣海域に焦点をあて、海底堆積物に記録された１）最終氷期最寒期(LGM:19-23ka)−完新世における極前線から黒潮分岐前線までの前線帯域の南北移動、２）オホーツク海における 1000 年スケールの表層水温・塩分変動、３）2)で明らかになった表層水の密度変化によって引き起こされる中深度層循環速度変化について述べるとともに、４）古気候モデルとの連携によって、このような中深度層水循環を変化させる要因として１つの解釈について報告する。

1)北西太平洋中高緯度における前線帯の LGM 以降の南北移動

北西太平洋中高緯度域における前線帯が LGM 以降どのように変動したのかを明らかにするために、極前線から黒潮分岐前線帯域（35-45°N, 165-170°E）で緯度方向に 3 点で海底堆積物を採取し、含まれる水温指標性有機化合物（長鎖不飽和アルキルケトン：アルケノン）を用いて LGM 以降の表層水温(SST)変動を復元した。緯度方向の SST 勾配から推測される前線帯の動きは、極前線、亜寒帯前線ともに LGM には現在よりも緯度にして数度程度、南下していたことが示唆された。一方で黒潮続流域から派生する黒潮分岐前線帯の位置は LGM と現在とであまり変化していないと推察された（Harada et al. (2004) G-cubed, 5(9), doi:10.1029/2004GC000740)。従って、LGM は現在と比較して、極前線-黒潮分岐前線帯域が全体的に南下したというよりは、極前線帯の南下がより顕著になり南北方向に圧縮されたように勾配がきつくなった可能性が示唆された（Harada et al.(2004)同上)。一方、風成塵の起源の変化（タクラマカン砂漠、ゴビ砂漠など）から推測される偏西風ジェット軸も LGM は完新世に比べ

てチベットの南に位置する時期が長くなった可能性がある（Nagashima et al.(2007) paleo-3, 247,144-161)。同様の結果は５つの大気海洋結合モデル（MIROC, CCSM, FGOALS, HADCM, IPSL）からも得られており、偏西風ジェットの南下に加えてアリューシャン低気圧の強化が前線帯の南下に影響を及ぼしていることがわかった（Yanase and Abe-Ouchi (2007) Clim.Past,3, 439-451)。さらに、他の古気候モデル（NCAR-CCSM)の研究例でも LGM の SST の南北勾配が中高緯度域ではきつくなる結果が得られており、ハドレーセルの季節的増強によってもたらされていることがわかった（Shin et al.(2003) Climate Dynamics, 20, 127-151)。

２)オホーツク海堆積物に記録された1000年スケールの水温(SST)・塩分(SSS)変動

堆積物に記録された偏西風軸の推定位置や表層水温の変動は、氷期-間氷期時間スケールだけではない。日本海堆積物から偏西風ジェット軸変動の記録を（Nagashima et al.(2008) GRL, submitted)、オホーツク海堆積物から

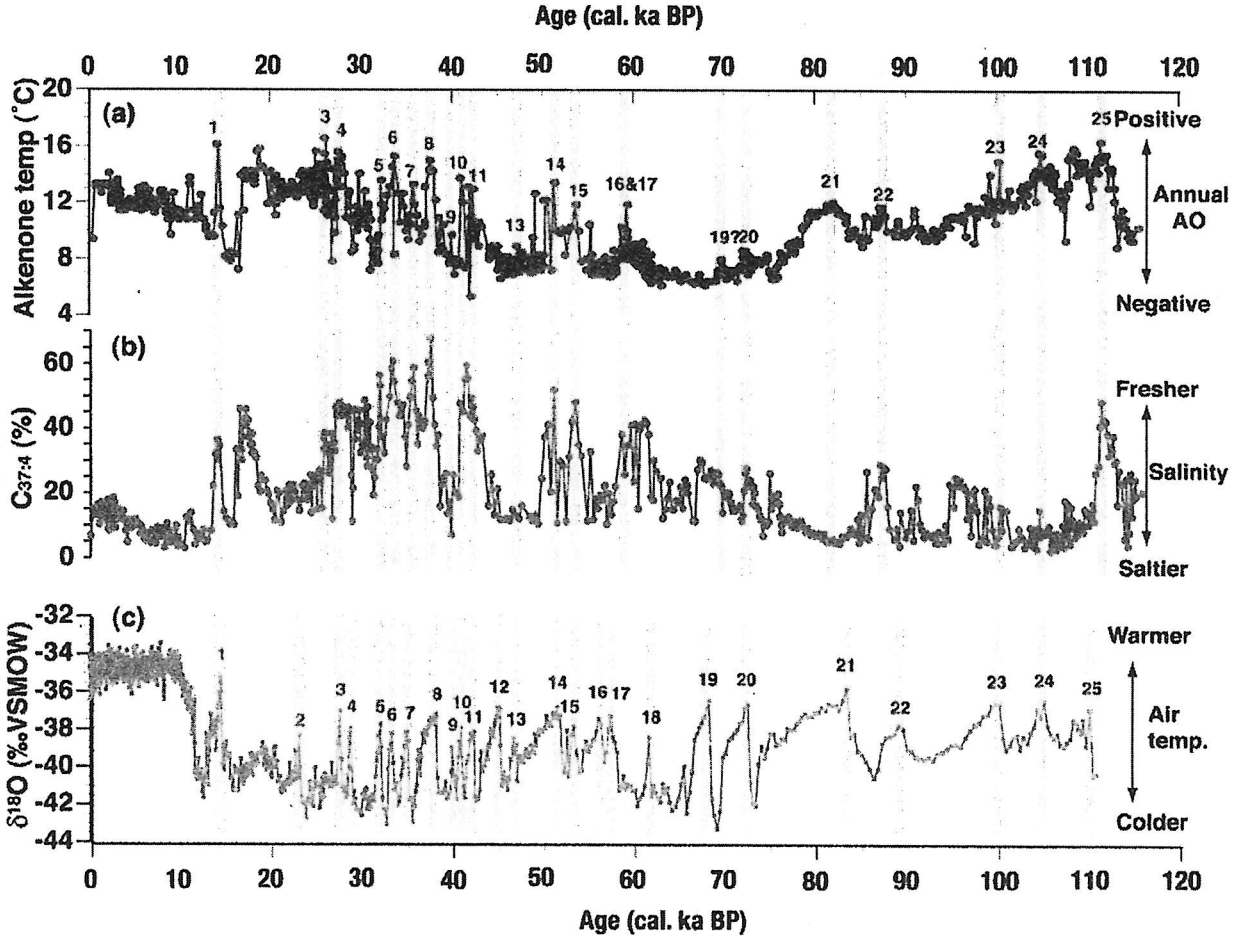


図１オホーツク海堆積物に記録された(a) アルケノン SST 変動、(b) $C_{37:4}$ 不飽和の相対量から推測される SSS 変動、(c)グリーンランド氷床コアに記録された酸素同位体比変動 (Harada et al., 2008)

SST(Harada et al.(2006) GPC,53, 29-46)およびSSSの記録を得た（Harada et al.(2008) Paloceanogr.,in press)。その結果、偏西風ジェット軸やSSTの変動は、ダンスガードオシュガーサイクル(D/O cycle)とよばれるグリーンランド氷床に記録された1000年スケールで生じる温暖-寒冷変動（気温変動）にほぼ同期（海底堆積物の年代精度は100年程度の誤差を含むため、ここでのほぼ同期という意味は100年程度の時間的差を含む）して変動していることがわかった（図１)。具体的には、温暖期(interstadials)にアジアモンスーンの影響力が強まり、日本周辺では暖かい上に湿潤傾向となり、海洋表層は比較的高温低塩環境に、寒冷期(stadials)には寒冷乾燥気候が卓越し、低温高塩の環境になっていたことが示唆された。

3) 表層環境変動が引き起こす中層循環変動

オホーツク海のSSTおよびSSSは、同海域における海氷形成とも密接に関係する。知床沖堆積物に記録された海氷形成のプロキシーである砕屑粒子（IRD）の分布はinterstadialsで少なく、stadialsで多かった（Sakamoto et al.,(2006) GPC,53, 58-77)。従って、知床沖において海氷は、interstadialsよりstadialsによく発達し、SSTの結果と合うことがわかった。また、海氷形成の活発・不活発は、高密度水の形成量に直接関係してくる。高密度水はオホーツク中層水（北太平洋中層水の起源水）の形成に重要な水塊であり、最終的に北太平洋中層水の形成量や循環に影響を及ぼすと考えられる。従って、SST、SSSならびに海氷形成のD/O cycle変動は、北太平洋中層水循環もD/O cycleに連動して変化していた可能性を示唆する。そこで、中層水起源域のオホーツク海（1231m深)、中層水下流域の下北沖(1366m深)、氷期には中層水形成域であった可能性のあるベーリング海(2391m深)堆積物中の浮遊性有孔虫および底生有孔虫の14C年代差から中深度層循環速度の推定を行なった。その結果、上記の３海域で中深度層の水塊の循環速度がD/O cycleに連動して変化し、融氷期のH1寒冷期（17,500-14,600kyrBP）に循環が早くなり、その直後のベーリングアレレード温暖期（B/Å: 14,600-12,900kyrBP）に循環速度が遅くなっていた（Ahagon et al.(2003) GRL, 30 (21), 2097, doi:10.1029/2003GL018287)。さらに、炭酸カルシウム含有量もH1に低く（低い炭酸イオン濃度)、B/Åに急激に高い値（高い炭酸イオン濃度）へと激変していた（Okazaki et al., in prep.)。従って、中深層（海底直上水）では循環速度のみならず炭酸塩補償深度の変動がD/O cycleに連動して起きていたことが示唆された。

4) 1000年スケール気候変動のメカニズムと炭素循環

上記で述べてきたD/O cycleに連動した、表層から中深度層循環の変化さらには深層の炭酸系（炭素循環）が変化するというのは一体どのようなメカニズムによるものなのか。それを探るために、融氷期のH1寒冷期に特化して「なぜ、H1寒冷期に中深度層循環が活発になるのか？」について古気候モデルと連携して解析を行なうこととした。

古気候モデル(MIROC, CCSM2, LOVCLIM)でH1に起きたと考えられている大量淡水供給を北大西洋高緯度域で強制的に起こす「淡水ばらまき実験」によって

再現し、プロキシーから得られる結果の検証を行なった。その結果、３つすべてのモデルで北太平洋が寒冷化し、北太平洋高緯度域の表層水は塩分にして1.75psu高塩化した。さらにこの高塩化は高密度水を形成するとともに鉛直混合を活発化させ、表層の水塊が水深 2000m 程度まで沈み込みを起こす結果となった（Timmermann et al.(2008) personal com.)。この沈み込んだ水塊は、高酸素濃度・低栄養塩水塊として日本以北のアリューシャン海盆やアラスカ湾で形成し、低緯度方向へ拡大した（Timmermann et al.(2008) personal com.)。中深層水が低栄養塩の特徴を持つことは、オホーツク海堆積物に記録された底生有孔虫殻 $\delta^{13}C$ 値が、H1 寒冷期に軽い値であることからプロキシーの結果と矛盾しないことがわかった(Kimoto unpublished data)。

おわりに

カリフォルニア沖の中層水深度（700m）堆積物に記録された底生有孔虫の 14C 濃度の結果、H1 の中層水は非常に低い 14C 濃度（年齢が古い水塊）であった(Marchitto et al. (2007) Science, 316, 1456-1459)。この理由としては、南大洋の深層循環が H1 以降活発化し、年齢の古い水塊が表層-中層へもたらされ、南極中層水(AAIW)としてカリフォルニア沖まで侵出したためとされている。これが事実なら、H1 に突如として上昇した大気中二酸化炭素濃度の原因も南極深層循環（対流）の活発化ということになる。では、H1 にオホーツク海や下北沖で記録されたフレッシュ（高酸素濃度、低栄養塩、低炭酸イオン濃度、高い 14C 濃度）な水塊が水深 2000m まで沈み込んでいたこととどう結びつくのか？また、2000m 以深に存在していた水塊（低酸素濃度、高栄養塩、高炭酸イオン濃度、低い 14C 濃度）は、沈み込んだフレッシュな水塊と置き換わるように低緯度方向へ拡大していたのかなどについて、さらにプロキシーデータを蓄積し、モデルと連携しながら、中・深層循環変動と炭素循環変動との因果関係について検証していく必要がある。一方で炭素循環を組み込んだ別のモデル（MRI-CGCM2）では、ヤンガードリアス期（12,900-11,500kyrBP）を想定して「北大西洋淡水ばらまき実験」を実施した結果、H1 同様大気中二酸化炭素が増加したが、その原因は熱塩循環の停止による北半球の寒冷化によって引き起こされた陸上植生の衰退によって、二酸化炭素が吸収されなくなったことが主要因であると述べている(Obata(2007) J.Climate, 20, doi:10.1175/2007JCLI1808.1)。このように、炭素循環に関しては、海洋循環に起因するものと海陸生態活動に起因するもの両者のバランスがどうなっているのかについても検討していく必要があるだろう。

S-7　北西太平洋とその縁辺域の氷期間氷期変動

山本正伸（北海道大学大学院地球環境科学研究院）

Masanobu Yamamoto: Glacial-interglacial variability in the northwestern Pacific and its margin.

本講演では，グローバルな気候変動記録の中で日本周辺や東アジアの古気候・古環境変動の記録がどのように位置づけられるかについて主に議論する．

北西太平洋中緯度縁辺域の気候は夏季北太平洋高気圧と冬季アリューシャン低気圧の強度に対して敏感である．夏季北太平洋高気圧の発達は日本列島付近の偏西風を北上させ，日本列島に暑い夏をもたらす（Nitta, 1987）．冬季アリューシャン低気圧の発達は親潮の南下を促し，日本列島東岸の水温低下を導く（Sekine, 1988）．北太平洋高気圧とアリューシャン低気圧はエルニーニョ南方振動（ENSO）や北極振動（AO; Tompson and Wallace, 1998）と大気テレコネクションを介してリンクしている．北太平洋の気候は年々変動では，ENSOの影響を強く受けるが(Diaz and Markgraf, 1992)，10年スケール変動ではPacific Decadal Oscillation (PDO)の影響を強く受ける（Mantua et al., 1997; Minobe, 1997）．PDOの約25%の変動はENSOに由来し（Dettinger et al., 2001），残り75%はAOなど他の変動に由来するらしいが詳細は不明である．

このような大気テレコネクションが長期的変動においても成立しているならば，北太平洋中緯度域の日本列島やその対岸の北米大陸東岸の古気候変動は互いに対応し，かつ全球的あるいは北半球スケールの気候変動とリンクしていたことが想像される．しかしながら，北太平洋全域規模の気候変動に関するわれわれの理解はまだ不十分である．

北西太平洋日本列島沖を流れる主要な海流は黒潮および黒潮続流と親潮である．本州東岸において，親潮と黒潮は混合し，混合域を形成している．黒潮続流の北縁を黒潮前線，親潮の南縁を親潮前線と呼ぶ．混合域では黒潮続流から分離した暖水渦と親潮から分離した冷水渦がモザイク状分布を示す．この分布は刻々と変化する．この混合域での海面水温の緯度勾配は緯度１度あたり約1.6℃と高い．

1970 年代に行われた微化石群集組成にもとづく研究により，この黒潮親潮境界が氷期には南下し，間氷期には北上したと結論づけられた（Moore et al., 1980; Thompson and Shackleton, 1980; Thompson et al., 1981）．その後，Chinzei et al. (1987)らは，微化石群集組成変化にもとづき遠州灘沖の C-4 コアにおいて約２万年前に完新世よりも親潮種に富むことから，氷期に黒潮前線が南下し，親潮がこの地点にまである程度及んでいたと考えた．この解析結果から，黒潮前線は 16200 年前から 7500 年前にかけて北上したと考えられた．大場・安田（1992）は四国沖 P-4 コアの浮遊性有孔虫と底生有孔虫の酸素同位体比の変動から，親潮水の特徴を持つ親潮潜流が四国沖に流入していたことを示唆し，Chinzei et al. (1987)の見解を支持した．他方，尾田・嶽本（1992）は遠州灘 C-4 コアと四国沖 P-4 コアに出現する *Neogloboquadrina incompta* を黒

潮大蛇行時に形成される冷水塊の指標であると仮定し，両コアにみられる黒潮種の減少は黒潮前線の南下ではなく，大蛇行頻度が高まったことによると解釈した．黒潮種は最終氷期最盛期（LGM）で極小にはならず，14000-15000年前（^{14}C年代）で極小であり，そのときもっとも高頻度で大蛇行が生じたと示唆した．同様な見解はSawada and Handa (1998)による伊豆七島海嶺のSt. 14, 19, 20コアのアルケノン古水温変動の解釈にも用いられた．

2001年6月，国際海洋全球変化研究（IMAGES）第7次航海においてMarion Dufresne号を用いて，茨城県鹿島沖東方100kmの地点で長尺ピストンコアMD01-2421が採取された．このとき採取された長さ45.5mのコアについて鹿島コア研究グループ（代表，大場忠道）により解析が行われ，浮遊性有孔虫同位体組成（Oba and Murayama, 2004; Oba et al., 2006），浮遊性有孔虫群集組成（新村ほか，2006），浮遊性有孔虫Mg/Ca比（Sagawa et al., 2006），珪藻群集組成（Koizumi et al., 2004），ナンノ化石群集組成（Aizawa et al., 2004），アルケノン古水温（Yamamoto et al., 2004; 2005b），有機炭素量・炭素同位体比（Ueshima et al., 2006），花粉組成（Igarashi and Oba, 2006），リグニン組成（Yamamoto et al., 2005a）が明らかにされた．

このMD01-2421地点では過去14.4万年間にアルケノン水温は13°Cから23°Cの範囲で変化した（Yamamoto et al., 2004; 2005b）．アルケノン水温は黒潮寄与指標（黒潮種／黒潮種＋親潮種）と良い相関を示した（ナンノ化石についてはr=0.57，浮遊性有孔虫についてはr=0.77，珪藻についてはr=0.53）．この高い相関はアルケノン水温が主に黒潮・親潮境界の緯度的移動を反映していることを意味する．酸素同位体ステージ１／２境界（ターミネーションI）と５／６境界（ターミネーションII）では水温の上昇は酸素同位体比の変化に対してそれぞれ約千年と４千年遅れた．この水温変動の周期解析の結果，歳差運動に対応した明瞭な2.3万年と未知の３万年の周期性が認められた（Yamamoto et al., 2004, 2007b）．同一の周期性は浮遊性有孔虫酸素同位体比（Oba et al., 2006），ナンノ化石群集組成（Aizawa et al., 2004），珪藻群集組成（Koizumi et al., 2004），花粉組成（Igarashi and Oba, 2006）にも認められた．

過去24000年間の鹿島沖（MD01-2421, Yamamoto et al., 2005b）下北沖（Minoshima et al., 2007），十勝沖（GH02-1030; Inagaki et al., submitted）の水温はともに似た変化パターンを示した．水温は最終氷期最盛期（LGM）で現在よりも若干低く，最古ドリアス期（Oldest Dryas period）にむけて低下，ベーリング・アレレード期（Bølling-Allerød period）で上昇，ヤンガードリアス期（Younger Dryas period）で再び低下し，完新世初頭で上昇した．その後，水温は緩やかに上昇し，約8000-7000年前に最高値となり，以降現在に向かい，緩やかに低下した．鹿島沖，下北沖十勝沖で認められる大きな水温変動（鹿島沖で8.5℃，下北沖で8.1℃，十勝沖7.4°C）は，黒潮軸流域やその南方の亜熱帯ジャイアでは認められない（St. 14コアで3.2°C，St. 19コアで2.2°C，St. 20コアで0.9°C；Sawada and Handa, 1998）．同様に亜寒帯に属する千島列島沖親潮域でも認められない（PC01コアで4.7°C, PC04コアで5.7°C;Harada et al., 2004）．十勝沖と鹿島沖は両者ともに黒潮と親潮との混合域に位置しており，両地域にみられるパラレルな水温変動は黒潮・親潮境界の南北移動を反映していると解

釈される．Yamamoto et al.（2005b)では，鹿島沖（MD01-2421）と伊豆七島沖（St, 19, 20; Sawada and Handa, 1998）の古水温差から，水温の緯度勾配が現在と同じ緯度１度あたり1.64℃であると仮定し，過去2.4万年間の本州東岸における夏季黒潮本流の位置の変動を復元した．その結果，黒潮本流は現在北緯35.0度の位置にあるが，12800年前に最も南下し，北緯33.4度にあり，その後急速に北上し，8000年前には北緯37.5度に達したと推測された．

北西太平洋中緯度域ではアルケノンは春期から秋季にかけて生産され，そのピークは７月ー8月である（Sawada et al., 1998; Harada et al., 2006; Yamamoto et al., 2007a）．したがって，アルケノン水温は夏季水温を代表している可能性が高い．鹿島沖地点の５２年間分の夏季水温と主要な気候振動指数を比較すると，同地点の夏季水温は夏季北太平洋高気圧の強さおよび南方指数（SOI）と有意な正の相関を持ち，エルニーニョ監視区域の水温偏差（NINO3）と有意な負の相関を持つ．もし，この様なテレコネクションが長期的変動においても成立しているならば，鹿島沖と十勝沖の水温変化は北太平洋高気圧の強度，さらには熱帯太平洋のENSOの挙動を反映していることになる．

Igarashi and Oba（2006)は鹿島沖 MD01-2421 コアの花粉組成を調べ，花粉温度指標 T_p (= 100 x T_w/[T_c + T_w]，T_w は温暖タクサ，T_c は寒冷タクサ)変動において 2.3 万年周期が卓越することを示した．ターミネーションＩとＩＩにおける T_p 値の増加はアルケノン水温上昇に対してそれぞれ 1000 年と 4000 年先行しており，夏季気温の上昇が黒潮の北上に先行していたことを意味する．この T_p 値変動は中国 Hulu Cave と Sanbao Cave の石筍の $\delta^{18}O$ 記録(Wang et al., 2001; 2008）と良く一致し，氷期末の関東地方の夏季気温上昇が東アジア夏モンスーンの強化と連動していたことが示唆された．

中国の石筍記録は日本列島沖コアの杉花粉量変動（Morley and Heusser, 1997; Igarashi and Oba, 2006）と一致せず，石筍の酸素同位体比変動における降水量極大期は，海底コアでの降水量極大期に対して約 8000 年先行する．この位相差は SPECMAP 年代を仮にウラン系列年代にもとづく年代で補正したとしても説明できない時間差である．中部日本における初夏の降水は梅雨前線の発達に支配されるが（Yoshino, 1965）．中国内陸部の降水量は東アジア夏モンスーン強度とモンスーン前線の位置により支配される．この降水過程の違いが日本列島と中国内陸部の降水量極大期の違いを導いた可能性がある．

オービタルスケール変動において，中国石筍記録と鹿島沖 MD01-2421 の気温・水温記録がほぼ一致するという事実から，東アジア夏モンスーンと北太平洋高気圧の変動がほぼ同調しており，オービタルスケールにおいても東アジア夏モンスーンと熱帯大気海洋相互作用の間に気候学的な連携があることが示唆された（Yamamoto et al., 2007b）．

引用文献

Aizawa C, Oba T, Okada H. 2004. *Marine Micropaleontology* **52**: 277-297.

Chinzei K, Fujioka K, Kitazato H, Koizumi I, Oba T, Oda M, Okada H, Sakai T, Tanimura Y. 1987. *Marine Micropaleontology* **11**: 273-291.

Dettinger MD, Battisti DS, Garreaud RD, McCabe Jr. GJ, Bitz CM. 2001. In *Interhemispheric Climate Linkages.* Academic Press: San Diego; 1-16.

Diaz, H.F. and Markgraf, V., 1992 eds., *El Nino: Historical and Plaeoclimatic Aspects of the Southern*

Oscillation. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 476p.
Harada N, Ahagon N, Uchida M, Murayama M. 2004. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **5**: Q09004.
Harada, N., Sato, M., Shiraishi, A. and Honda, M.C., 2006. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70, 2045-2062.
Igarashi Y, Oba T. 2006. *Quaternary Science Reviews* **25**: 1447-1459.
Koizumi I, Irino T, Oba T. 2004. *Marine Micropaleontology* **53**: 293-365.
Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M. and Francis, R.C., 1997. *Amer. Meteorol. Soc.*, **78**, 1069-1079.
Meehl GA. 1987. *Monthly Weather Reviews* **115**: 27-50.
Minobe, S., 1997. Geophys. Res. Let. 24, 683-686.
Minoshima K, Kawahata H, Ikehara K. 2007. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **254**: 430-447.
Moore TC, Burkle LH, Geitzenauer K, Luz B, Molina-Cruz A, Robertson JH, Sachs H, Sancetta C, Thiede J, Thompson P, Wenkam C. 1980. *Marine Micropaleontology* **5**: 215-247.
Morley JJ, Heusser LE. 1997. *Paleoceanography* **12**: 483-494.
新村靖・入野智久・大場忠道, 2006.化石, **79**, 4-17.
大場忠道・安田尚登, 1992.第四紀研究, 31, 329-339.
Oba T, Murayama M. 2004. *Journal of Quaternary Science* **19**: 335-346.
Oba T, Irino T, Yamamoto M, Murayama M, Takamura A, Aoki K. 2006. *Global and Planetary Change* **53**: 5-20.
尾田太良・嶽本あゆみ, 1992.第四紀研究, **31**, 341-357.
Sagawa T, Toyoda K, Oba T. 2006. *Journal of Quaternary Science* **21**: 63-73.
Sawada K, Handa N. 1998. *Nature* **392**: 592-595.
Sawada, K., Handa, N. and Nakatsuka, T., 1998, Production and transport of long-chain alkenones and alkyl alkenoates in a sea water column in the northwestern Pacific off central Japan. *Marine Chemistry*, **59**, 219-234.
Thompson PR, Shackleton NJ. 1980. *Nature* **287**: 829-833.
Thompson PR. 1981. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **35**: 241-279.
Thompson DWJ, Wallace JM. 2001. *Science* **293**: 85-89.
Ueshima T, Yamamoto M, Irino T, Oba T, Minagawa M, Narita H, Murayama M. 2006. *Global and Planetary Change* **53**: 21-28.
Wang YJ, Cheng H, Edwards RL, An ZS, Wu JY, Shen CC, Dorale JA. 2001. *Science* **294**: 2345-2348.
Wang YJ. Cheng H, Edwards RL, Kong XG, Shao XH, Chen S, Wu JY, Jiang XY, Wang XF, An ZS. 2008. *Nature* **451**: 1090-1093.
Yamamoto M, Oba T, Shimamune J, Ueshima T. 2004. *Geophysical Research Letters* **31**: L16311.
Yamamoto M, Ichikawa Y, Igarashi Y, Oba T. 2005a. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **229**: 179-186.
Yamamoto M, Suemune R, Oba T. 2005b. *Geophysical Research Letters* **32**: L05609.
Yamamoto M, Shimamoto A, Fukuhara T, Naraoka H, Tanaka Y, Nishimura A. 2007a. *Deep-Sea Research I* **54**: 1571-1592.
Yamamoto M, Yamamuro M, Tanaka Y. 2007b. *Quaternary Science Reviews* **26**: 405-414.
Yoshino MM. 1965. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 43, 231-245.

S-8　深海堆積物コアに記録されたモンスーン変動

横山祐典（東大・地球惑星／IFREE・JAMSTEC），堀池智之，成瀬竜洋（東大・地球惑星），坂井三郎，小川奈々子，大河内直彦，北里洋（IFREE・JAMSTEC），川幡穂高（東大・海洋研），チェン ミンテ（国立台湾海洋大学）

Yusuke Yokoyama, Satoshi Horiike, Tatsuhiro Naruse, Saburo Sakai, Nanako O. Ogawa,Hiroshi Kitazato, Hodaka Kawahata, Min-Te Chen: Monsoon variations since the penultimate glacial maximum recorded in deep sea sediment cores from Western Pacific.

Timing of the past changes in the monsoon system is a key to understand low to mid latitude climate during the past. Strong linkage between the high and low latitude climate has been anticipating (eg., Wang et al., 2001) yet exact nature of those connections including the mechanism transmitting the climate signals are remain uncertain. I will discuss monsoon system changes recorded in sediment cores from Northern Australia, Okinawa trough, and Japan Sea.

A series of deep sea cores were retrieved from Eastern Timor sea during the IMAGES cruise taken place in 2005 (PECTEN, co-chiefs :Beaufort, Yokoyama, Chen). One of the cores taken from ca. 400m water depth covered 220 kyr record and we conducted detailed del18O measurements on planktonic forams. The range of the data between glacial and interglacial was larger than ice volume component (ca. 1.0-1.1 permil: Schrag et al., 1996) and they were ca. -1.1 and -2.7 permil respectively for Holocene and the last glacial maximum (LGM 20ka; Yokoyama et al., 2000). This is consisted with coarse resolution data reported by previous study (Spooner et al., 2005). Our record further captured details of the penultimate deglaciation and showed similar shift from the penultimate LGM to the last interglacial. Comparison with deep sea core data from Makassar strait where located in upstream of the Indonesian through flow revealed that discrepancies in del18O of planktonic forams between the sites were systematically appeared during the deglacial periods which attributed as intensification of monsoon activity and/or migration of ITCZ in the Western tropical Pacific. Speleothem records from Indonesia as well as China also preserved major shift in climate signal and hence the deviation seen in eastern Timor sea and Makassar strait del18O indicated the timing of changes in atmospheric condition between the glacial and interglacial.

We also used IMAGES core (MD012404) taken from Okinawa trough to see the mid latitude oceanic fingerprint of monsoon variations (Chang et al., 2008). High resolution planktonic foraminiferal assemblage analyses together with 19 radiocarbon

dating revealed paleoceanographic condition of East China Sea (ECS). The MD012404 fauna abundance data show abrupt warming during the last deglaciation. This is attributed as Kuroshio intrusion to the Okinawa trough or return to the warmer climate after the LGM period. Sea surface temperature (SST) changes since the LGM was 1-2 degreeC in this region and reconstructed SST correlated very well with speleothem record in China (Wang et al., 2001) suggesting that strong linkage between SST in ECS and monsoon changes.

Japan Sea is ideal location to see past history of mid latitude climate since the area was semi-isolated during the LGM due to sea level changes (Yokoyama et al., 2007). We therefore studied a core taken from Oki ridge that covers the paleoclimate record of 50,000 years. Planktonic oxygen isotopes as well as organic geochemical proxies were used to reconstructed SST as well as dust flux into the Japan Sea as is indicative of Monsoon related atmospheric proxy (Yokoyama et al., 2006). The record showed strong linkage between Japan Sea climate proxies with North Atlantic climate record suggesting existence of pan-hemispheric climate signal transmission measure(s). Given that the time scale discussed in here seems shorter than millennial scale, the Atmosphere is the most probable agent to create this apparent synchronic changes.

引用文献

Chang, Y.-P. (2008) TAO, in press.

Schrag, D.P. et al., (1996) Science, 272, 1930-1932.

Spooner, M.I. (2005) Global and Planetary Change, 49, 28-46.

Visser, K., et al. (2003) Nature, 421, 152-155.

Wang, Y.J., (2001) Science, 294, 2345-2348.

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

Yokoyama, Y., et al., (2006) Global and Planetary Changes, 54, 239-250.

Yokoyama, Y., et al., (2007) Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 247, 5-17.

S-9　大型プロジェクト時代の湖成堆積物研究

中川　毅（英国・ニューカッスル大学）

Takeshi Nakagawa: How can lacustrine sediment studies survive the age of big projects...?

極地の氷床掘削（たとえばKawamura et al. 2007）や海洋の大深度掘削（たとえば Jakobsson et al. 2007）など、大規模プロジェクトからの第四紀学への貢献が、その存在感をいよいよ増してきている。そのようなプロジェクトに参加しない個人、あるいは小規模のグループで活動する大半の研究者たち（私自身もそこに含まれる)にとっては、いったいどのような戦略があり得るだろう。

極地や深海は、気候システムにとっては重要な構成要素であるが、人間との関わりという点では辺境に属する。翻って日本の湖成堆積物研究は、人間活動の主要な舞台である中緯度・温帯・陸上をターゲットにしているため、情報をうまく取り出すことさえできれば、メイン・ストリームとして返り咲く可能性を常に内包している。演者自身による模索の事例を二つ紹介したい。

事例の第一は琵琶湖である。琵琶湖の研究史はすでに長く、堀江による先駆的な研究を皮切りに、これまで多くの成果がもたらされてきている（たとえばMeyers et al. 1993）。演者は既存の化石花粉データ（Miyoshi et al. 1999）を利用して、過去の気候変動を定量的に復元することを試みた(Nakagawa et al. 2008）。

結果は非常に興味深いものであり、温度指標が主として10万年の氷期・間氷期サイクルを示すのに対し、降水量の指標（および海陸の温度差の指標）は、およそ2万年の際差運動周期をもっとも顕著に記録していた。ただし、このような二つの異なった周期に対するチューニング現象は、地球の公転軌道の離心率が小さい時代（MIS-1とMIS-11）には見られなかった（図1）。以上のことを総合すると、オービタル・スケールのモンスーン変動を説明する関数は、基本的には太陽放射と海陸の熱容量格差だけで良いが、時代によっては氷床による間接的なコントロールが重要になる場合があると見なすことができそうである。

東アジア・モンスーンの長期的な変動の記録としては、黄土高原のレス・古土壌の分析結果がきわめて有名であるが（たとえば Guo et al. 2000）、琵琶湖の結果が示唆するモンスーン強度の主要な周期（2万年）は、黄土高原のそれ（10万年）とは一致しない。黄土高原のデータと近い周期性を示すのは、琵琶

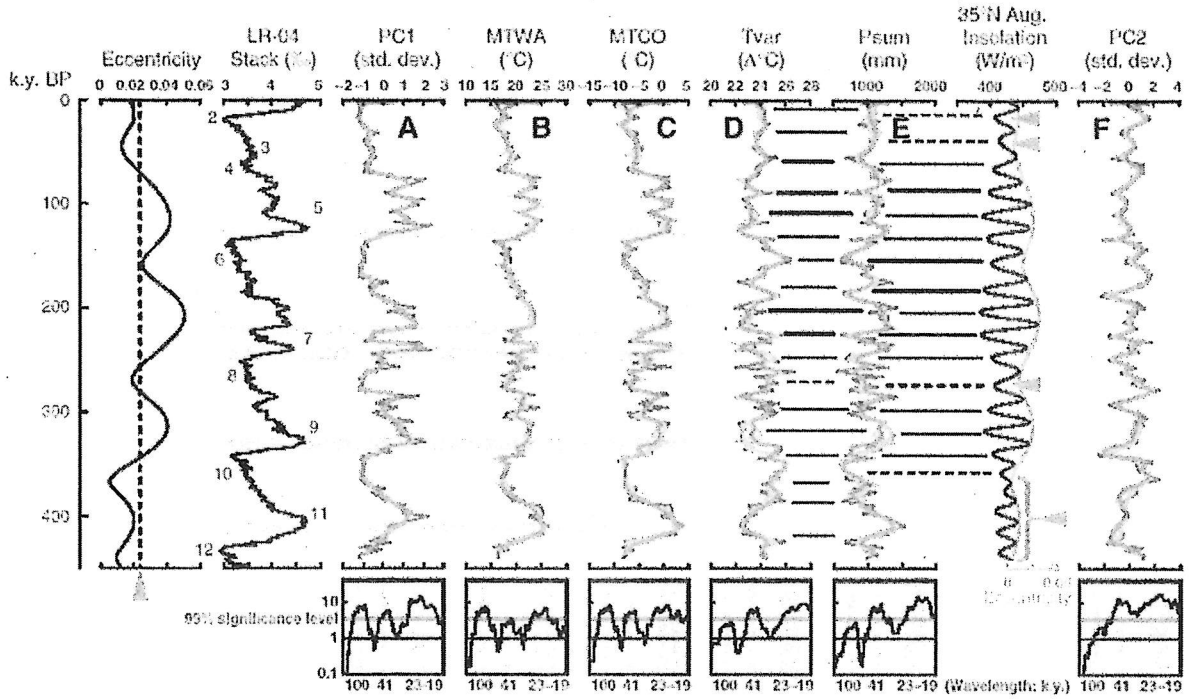


図１．琵琶湖の化石花粉データを用いて復元した気候変動。A：花粉組成の第一主成分。B：最暖月の平均気温。C：最寒月の平均気温。D：年気温較差。E：夏の降水量。F：花粉組成の第二主成分。(Nakagawa et al. 2008 から転載)

湖では降水量（モンスーン強度）ではなく、むしろ温度指標の方である。ただし、年間の気温較差だけはその他の温度指標と一致せず、降水量と同様に約２万年の周期を示す。

中国の鍾乳石の酸素同位体比も、モンスーン指標として同様によく知られているが（たとえば Want et al. 2008）、こちらは基本的に琵琶湖と整合的な結果を示す。しかし、25 万年前より古い時代については問題が残る。講演では、これらのパズルピースを統合的に組み合わせることのできる、ある単純なモデルを提案する。

なおこの研究には既存のデータを利用したため、要した費用は共著者とのディスカッションのための旅費（合計数万円）のみであった。

もう一つの事例は、福井県の水月湖である。水月湖の堆積物には年縞と呼ばれる一年一枚の堆積構造があり、また陸上の植物遺骸を多く含むことから、放射性炭素年代の較正や古環境復元の研究に用いられてきた (Kiagawa et al. 1998;

Nakagawa et al. 2003 など）。演者らは2006年の夏に水月湖の再掘削を実施し、全長73mの完全に連続的な堆積物コアを採取した（図２）。試料の分析は現在、東京大学、オックスフォード大学などと共同で進行中であるが、講演の時点での進捗状況と、最新の学術的成果について報告する予定である。

データの詳細は講演に回すとして、水月湖研究の重要性の一つに、他の研究地点への波及効果を挙げることができる。水月湖のコアからはすでに、300 点を超える放射性炭素年代が報告されており、今回新たに600点以上を付け加える予定であることから、最終的な年代値の数は1000に近くなる。この他にも、花粉などに基づいた気候指標、火山灰や宇宙線生成核種などの対比の指標、また年縞の計数に基づいた年代値などが提供される。このことは、水月湖が対比のためのきわめて有効なテンプレートになることを示唆する。

従来も、アイスコアや深海の堆積物は対比のテンプレートとしてさかんに用いられてきた。近年では鍾乳石のデータなども同様の位置を占めつつある。しかしこれらに共通する弱点として、放射性炭素年代が得られない（あるいは得ら

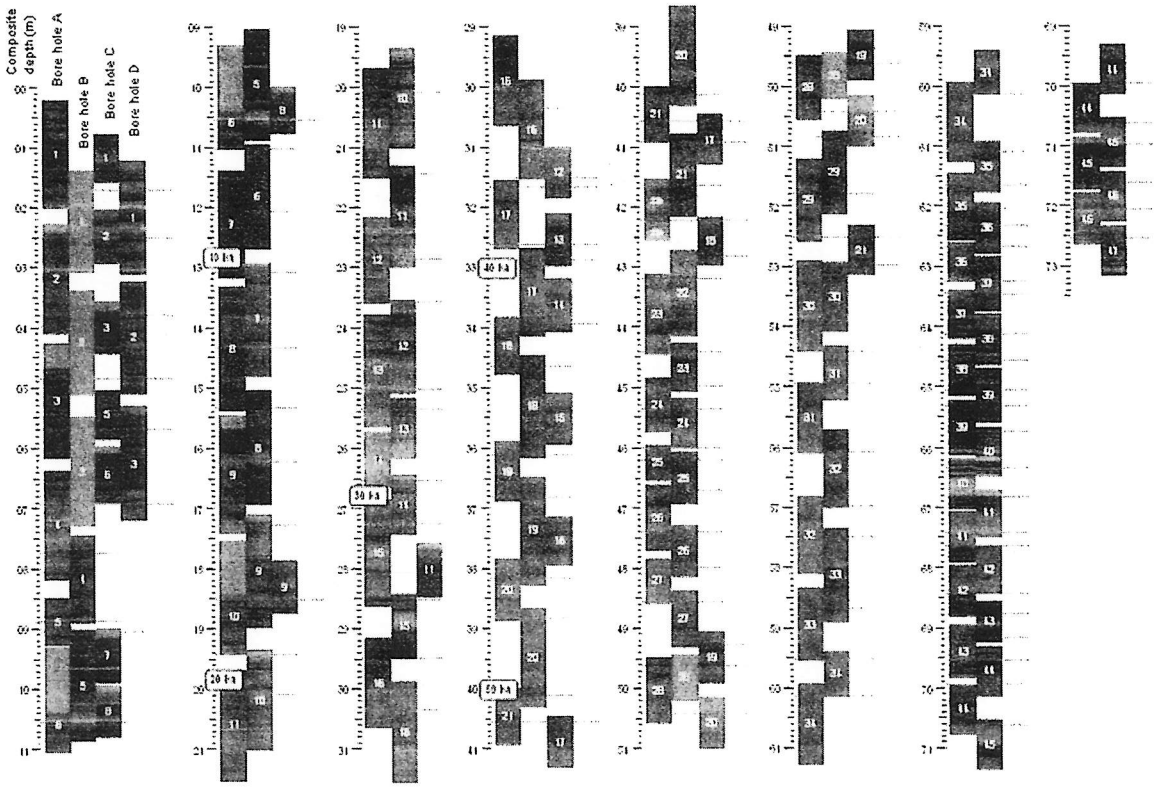


図２．2006年に水月湖から採取された堆積物コアの柱状図。合計４本の掘削孔から、まったく欠落のない連続試料を得ることができた。

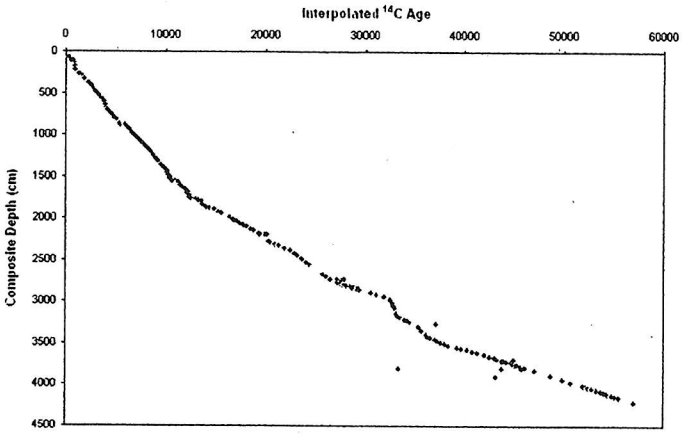


図３．2006 年の水月湖コアから抽出された植物大型遺骸の放射性炭素年代（一部測定値、多くはまだ推定値。これでサンプル点数はおよそ３００であるので、最終的にはこの約二倍、古いコアのデータまで含めると約三倍の数の年代値が手に入ることになる。

れてもリザーバー効果が大きい）ため、年代に基づいた（環境指標によらない）対比にはつねに大きな誤差がつきまとっていた。すなわち、現象のタイミングの厳密な前後関係を検討し、メカニズムに対して考察をおこなうことはつねに困難であった。

水月湖から得られるデータは、これらの問題をかなりの程度まで解決するものと期待される。すなわち、研究地点がどこであれ、何らかの方法（火山灰や陸上の ^{14}C 年代のウィグルマッチング、^{10}Be ピークなど）で水月湖と対比さえおこなえば、水月湖と同等の年代コントロールが手に入り、さらに水月湖の古環境情報との時間比較もできることになり、気候変動のメカニズムを視野に入れた研究は飛躍的に発展する（あるいは低コスト化が可能になる）であろう。とくに陸上の堆積物、また日本近海の海洋の堆積物にとってはメリットが大きいはずである。プロジェクトの完了は、おおむね 2012 年ごろを予定している。

引用文献

Guo et al. (2000) GRL, 1751-1754.
Jakobsson et al. (2007) Nature, 447, 986-990.
Kawamura et al. (2007) Nature, 448, 912-916.
Kitagawa & van der Plicht (1998) Science, 279, 1187-1190.
Meyers et al. (1993) Quaternary Research, 39, 154-162.
Miyoshi et al. (1999) Review of Palaeobotany and Palynology, 104, 267-283.
Nakagawa et al. (2003) Science, 299, 688-691.
Nakagawa et al. (2008) Geology, 36, 491-494.
Wnag et al. (2008) Nature, 451, 1090-1093.