日本堆積学会　2013 年千葉大会
プログラム・講演要旨

2013 年 4 月 10 日～15 日
千葉大学西千葉キャンパス

日本堆積学会 2013 年千葉大会 プログラム

<日 時> 2013 年 4 月 10 日（水）～ 15 日（月）

10 日（水）：フィールドセミナー：前弧海盆における堆積作用とシーケンスの形成

11 日（木）：フィールドセミナー

12 日（金）：フィールドセミナー

13 日（土）：個人講演，特別講演，総会，懇親会他

14 日（日）：個人講演，特別講演，ミニミニシンポジウム，顕彰，堆積学トーク・トーク他

15 日（月）：巡検（日帰り）：3.5 Ma の相模トラフとその近傍での堆積作用

<会 場>

千葉大学西千葉キャンパスけやき会館ほか

千葉大学西千葉キャンパスへのアクセス：http://www.chiba-u.ac.jp/access/

けやき会館までのアクセス：http://www.chiba-u.ac.jp/img/common/keyaki_map_L.gif

http://www.chiba-u.ac.jp/pdf/keyaki_map.pdf（PDF 版）

注：駐車場スペースが限られていますので，公共交通機関をご利用下さい。

4 月 10 日(水)午後～12 日(金)18:00

<フィールドセミナー>

前弧海盆における堆積作用とシーケンスの形成：上総層群を中心に深海から浅海・沿岸域で形成された地層の特徴を観察します.

講師：伊藤 慎氏

※JR 千葉駅発-JR 千葉駅着の日帰りの予定ですので，宿は確保しておりません．各自ご用意ください.

4 月 13 日(土) 会場:けやき会館

8：55-9：00 会長挨拶 伊藤 慎

<口頭発表の部>

【座長：池田昌之】

01 9:00-9:15 東北沖津波により発生した混濁流のダイナミクス

新井和乃・成瀬 元・川村喜一郎・三浦 亮・日野亮太・伊藤喜宏・稲津大祐・入野智久・池原 研・村山雅史・横川美和・泉 典洋

02 9:15-9:30 AMS ファブリックを用いた古流向解析による仙台平野を遡上した津波の挙動

澁谷剛丈・髙清水康博

03　9:30-9:45　谷地形における 2011 年東北沖津波による堆積物の空間分布

阿部朋弥・後藤和久・菅原大助

04　9:45-10:00　2011 年東日本大震災が岩手県大槌湾周辺の浅海底堆積物および底生生物に及ぼした影響

清家弘治・白井厚太朗・小暮潔央

休憩（10:00-10:10）

【座長：阿部朋弥】

05　10:10-10:25　巨大津波によって形成された礫質な津波堆積物の特徴と分類

仁科健二・川上源太郎・田近　淳

06　10:25-10:40　琉球列島北部の地震・津波履歴と規模

後藤和久・須田陽介・今村文彦・本郷宙軌・八木勇治

07　10:40-10:55　海底自然堤防形態の定量的解析

中嶋　健・Ben Kneller

休憩（10:55-11:05）

【座長：泉賢太郎】

08　11:05-11:20　波浪卓越型沿岸域の堆積物の起源と集積パターン

吉河秀郎・根元謙次

09　11:20-11:35　数 100m スケールで変化する重力流堆積物の内部構造：特に基底面の起伏との関係

石原与四郎・瀧井喜和子

【座長：新井和乃】

〈ポスター発表ショートトーク〉　11:35-12:00

１件あたりの講演は１分以内とします.

昼休み（12:00-13:10）

<ポスター発表の部>　13:10-14:20

ポスターは 4 月 13 日（土）8 時 30 分より掲示できます. 4 月 14 日（日）の 17 時 00 分までに撤収をお願いします.

P1　仙台湾陸棚から日本海溝の 2011 年地震／津波イベント堆積物

池原　研・金松敏也・宇佐見和子・入野智久・ジェンキンズ・ロバート・芦寿一郎

P2　日本海溝底堆積物中の地震性タービダイト:岩相, 層序と年代
池原　研・金松敏也・宇佐見和子・Strasser, Michael・Fink, Hiske・長橋良隆・Wefer, Gerold・ゾンネ SO219A 及びみらい MR12-E01 乗船研究者
P3　3.11 東日本大震災イベント堆積物の OSL 測定
北沢俊幸・新井和乃・成瀬　元・石丸卓哉・横川美和・齋藤　有・松本　弾・佐藤智之・田中源吾・泉　典洋・亀尾　桂・KT-12-9 乗船研究者
P4　東北地方太平洋沖地震後の日本海溝斜面における小型底生生物の分布
北橋　倫・野牧秀隆・ジェンキンズ　ロバート・嶋永元裕・藤倉克則・小島茂明
P5　仙台空港東方沿岸地域における平成 23 年（2011 年）東北地域太平洋沖地震に伴う巨大津波による侵食と堆積の局所的変化
川辺孝幸・志岐常正
P6　有機物分析による海底地震堆積物の特徴．別府湾とスマトラ沖の例
大村亜希子・池原　研・芦　寿一郎
P7　掛川層群宇刈層の有孔虫化石群集の産出パターンと現地性・異地性
廣木義久
P8　孔隙充填型ガスハイドレートの分解による脱水作用の可能性とその堆積学的意義
伊藤拓馬・江川浩輔・皆川秀紀・成田英夫
P9　完新世の海水準上昇と対馬海流の発達による堆積プロセスの変化：福岡沖陸棚海域
西田尚央・池原　研
P10　貧砂状況からのデューン形成過程に関する水路実験
谷口圭輔・遠藤徳孝
P11　蛇行河道のモデル実験：流量と河床物質の効果
吉田一希・宮田雄一郎
P12　半遠洋性シルト岩の形成における混濁流の影響評価:下部更新統上総層群の解析例
黒澤志保・三井麻由・伊藤　慎
P13　十和田八戸イグニンブライト直上にみられるチャネル埋積型ラハール堆積相
鎌田耕太郎
P14　沖縄周辺海域における過去 2 万年間の堆積速度変化とその要因
天野敦子・板木拓也
P15　大阪平野の沖積層中の天満砂州堆積物：その層位と分布
櫻井皆生・増田富士雄
P16　三浦半島南部，鮮新統初声層に発達する斜交層理の形成プロセス
柴田健一郎・伊藤　慎
P17　塊状タービダイト砂層の古流向と粒子ファブリックの関係
下梶秀則・宮田雄一郎
P18　超ロングタイプジオスライサーを用いた海底堆積物採取

市原季彦

P19　房総半島中部更新統長南層の陸棚外縁三角州前縁で形成されたハイパーピクナイト

布施雅也・中村圭助・伊藤　慎

P20　3 次元地震探鉱データを用いた堆積システム解析例

西村瑞恵・高野　修

P21　台風 17 号で木津川高水敷にできた砂床形群

坂本隆彦

P22　ジャワ島ジョグジャカルタ周辺の中新統サンビピトウ層の水中火山砕屑物の形成プロセス

アリフ・ラフタマ・伊藤　慎

P23　ジャワ島西部漸新統バヤ層の河川システムの形成とスンダランド南縁の環境変動

ビリー・アディプルダナ・伊藤　慎

P24　カレントリップルラミナのクライミング様式から混濁流の脈動を探る

石澤慧太・伊藤　慎

<口頭発表の部>

【座長：伊藤　慎】

OP1　14:20-14:55　**特別講演：地球環境化学マップと同位体堆積学**

中野孝教

【座長：北沢俊幸】

O10　14:55-15:10　四国海盆半遠洋性泥の Sr-Nd-Pb 同位体比から示唆される鮮新世の黒潮強化

齋藤　有・石川剛志・谷水雅治・村山雅史

・IODP 第 333 次航海乗船研究者

休憩（15:10-15:20）

O11　15:20-15:35　Fluid mud による粗粒リップルの保存プロセス：茨城県南部上部更新統木下層

西田尚央

O12　15:35-15:50　氷上を流れる流体によるステップ地形の発達

横川美和・泉典洋・内藤健介

O13　15:50-16:05　海底チャネル・レビーシステムの自発的形成過程:水槽実験による予察的検討

成瀬　元・佐藤亘孝

【座長：伊藤　慎】

OP2　16:05-16:40　**特別講演：堆積相解析から文化財そしてジオパークへ**

桂　雄三

休憩（16:40-16:50）

<総会>　　16:50-17:50

<懇親会>　18:00-20:00　（コルザ（けやき会館１階））

4 月 14 日(日)

<口頭発表の部>

【座長：齋藤有】

014　8:30-8:45　７年目を迎える地質の調査研修（４泊５日：日本地質学会主催）の概要と効果について－特に、堆積学的研究における野外調査の役割の重要性の再認識にも言及しつつ－

徳橋秀一

015　8:45-9:00　IGCP608（地質科学国際研究計画：International Geoscience Program)「白亜紀アジア－西太平洋生態系」の活動と今後の展開

安藤寿男

016　9:00-9:15　最終氷期の日本海における流氷の盛衰とその意義

角和善隆・中嶋健・富山隆将・町山栄章・石濱佐栄子・松本良

017　9:15-9:30　生物源堆積構造が記録する動的古環境情報

奈良正和

休憩（9:30-9:40）

【座長：西田尚央】

018　9:40-9:55　北海道蝦夷層群における白亜紀 OAE”風化仮説”の検証

太田　亨・上形由布子・浅野　将

019　9:55-10:10 石狩低地東縁断層帯南部の反射法音波探査;崖と背斜

佐藤智之・内田康人・奥水健一・岡村行信

020　10:10-10:25 大陸風化速度変動を反映した遠洋性層状チャートの堆積リズム

池田昌之

休憩（10:25-10:35）

ミニシンポジウム：古東京湾

【座長：中澤　努】

10:35-10:40　趣旨説明

0S1　10:40-11:00　中・上部更新統下総層群の堆積システム・堆積シーケンスからみる“古

東京湾”の環境変遷

岡崎浩子・中里裕臣･佐藤弘幸

OS2　11:00-11:20　古東京湾のバリアー島システムと堆積シーケンス　―解明されたこと・解明されるべきこと―

西川 徹･西田 尚央･伊藤 慎

OS3　11:20-11:40　常陸台地における下総層群の層序･年代･堆積史～「木下層のバリアー島」の発達時期に着目して～

横山芳春･大井信三･安藤寿男

OS4　11:40-12:00　関東平野中央部の更新統下総層群の堆積シーケンス:古東京湾内湾域の堆積相累重様式

中澤 努･中里裕臣

12:00-12:15　討論およびポスターショートトーク（シンポジウム）

【座長：清家弘治】

〈ポスター発表ショートトーク〉　12:15-12:30

１件あたりの講演は１分以内とします.

昼休み（12:30-13:40）

〈ポスター発表の部〉　13:40-14:50

ポスターは 4 月 13 日（土）8 時 30 分より掲示できます. 4 月 14 日（日）の 17 時 00 分までに撤収をお願いします.

P25　Fluid mud 堆積物の堆積構造と微細組織

戸田数馬・西田尚央・伊藤　慎

P26　房総半島中部更新統万田野層下部に基づく礫質沿岸堆積相の特徴化

高岡進一・伊藤　慎

P27　南房総白浜層に記録された 3.5 Ma の相模トラフで発生した混濁流の反転とポンディングならびにインジェクションの形成

伊藤　慎・芝崎　透・西田尚央・小竹信宏

P28　黒色頁岩中の生痕化石 Chondrites の地球化学，及び記載岩石学 : 初期続成過程における生痕形成生物の重要性

泉　賢太郎

P29　揚子江懸濁物濃度および鉱物組成の季節変動

入野智久・斉藤京太・鈴木克明・多田隆治・LUO Chao・ZHENG Hongbo

P30　中新世に西南日本島弧南方に発達した巨大海底扇状地群

成瀬　元・朴 進午

P31　東部南海トラフ第二渥美海丘の中部更新統タービダイトシーケンスにおけるメタンハイドレート貯留システム

小松侑平・藤井哲哉

P32　長野県中野市柳沢遺跡の土壌分析に基づく縄文期以降の古環境変遷

保柳康一

P33　釧路平野の最終氷期最盛期以降の開析谷充填物の特徴と形成過程

高清水康博・阿部祐一・大塚　拓・澁谷剛丈・鈴木信也・石井千尋・三山裕基

P34　大型はぎとり試料による砂粒子配向の自動測定

宮田雄一郎・下梶秀則

P35　徳島県鳴門市瀬戸町・鳴門町地域に分布する上部白亜系和泉層群板東谷層の堆積環境

菊地一輝・小竹信宏

P36　相対的海水準変動にともなう陸棚斜面とデルタの前進―北部フォッサマグナ中新統小川層の例―

関　めぐみ・保柳康一

P37　常磐沖堆積盆における坑井物理検層を用いたシーケンス層序解析

古内　薫・荒戸裕之

P38　有機炭素の安定同位体比と海水準変動の関連

小林由季・保柳康一

PS1　関東平野中央部のボーリングコアの地蔵堂層から産出する有孔虫化石

金子 稔･石川博行･野村正弘･中澤 努

PS2　更新統下総層群のテフラ層序と課題－特に MIS との対応－

中里裕臣・中澤　努・坂田健太郎

PS3　関東平野中央部鴻巣地域における下総層群の層序と層相の特徴

納谷友規

PS4　関東平野中央部の地下600m以浅に分布する更新統の層序―浅海成層の詳細対比への試み―

納谷友規・植木岳雪・本郷美佐緒・八戸昭一・水野清秀

PS5　茨城県常陸台地における下総層群の主要テフラ層序

大井信三・横山芳春・安藤寿男

PS6　中・上部更新統下総層群の堆積システム・堆積シーケンスからみる“古東京湾”の環境変遷

岡崎浩子・中里裕臣･佐藤弘幸

PS7　古東京湾のバリアー島システムと堆積シーケンス　―解明されたこと･解明されるべきこと―

西川　徹・西田尚央・伊藤　慎

PS8　常陸台地における下総層群の層序・年代・堆積史～「木下層のバリアー島」の発達時期に着目して～

横山芳春・大井信三・安藤寿男

PS9　関東平野中央部の更新統下総層群の堆積シーケンス：古東京湾内湾域の堆積相累重様式

中澤　努・中里裕臣

<口頭発表の部>

【座長：佐藤智之】

021　14:50-15:05　三次元サイスミック地形学手法による三陸沖前弧堆積盆中新統深海斜面システムの解析

高野　修･西村瑞恵

022　15:05-15:20　砂岩の組成変化から推定されるルーフィングとアンルーフィング

別所孝範

023　15:20-15:35　九十九里浜漂砂系と大規模洪水イベントによって支配された一宮川河口偏倚サイクル

七山　太･目代邦康･大井信三

【座長：伊藤　慎】

OP3　15:35-16:10　**特別講演：生物攪拌(bioturbation)の実態と堆積学への応用**

小竹　信宏

休憩（16:10-16:20）

<事務連絡>　16:20-16:25

<最優秀口頭発表賞ならびに最優秀ポスター賞の発表と授賞式>　16:25-16:35

休憩（16:35-16:45）

<堆積学トーク･トーク>　16:45-18:45

会場：けやき会館会議室４

注意事項

<口頭発表>

*口頭発表は発表 12 分，質疑応答 3 分です．発表時間を厳守して下さい．

*口頭講演は液晶プロジェクターの使用を標準とします．ただし，OHP が必要な方がおられる場合は用意いたしますので，その旨を必ず 4 月 5 日までに申し込みアドレス宛にお知らせ下さい．会場側でパソコン(Windows, Macintosh)を１台ずつ用意します．口頭発表される方はファイルの入った CD もしくは USB メモリを持参下さい．なお，持参いただくメディアおよびファイルにつきましては，ウィルス対策ソフトの最新定義で事前にチェックを頂きますようお願い致します．

ファイルは遅くとも講演前の休憩時間までに会場の PC に直接コピーしてください．心配な方はご自分のパソコンを持参ください．

〈ポスター発表〉

*ポスターは 13 日と 14 日の 2 日間に渡って掲示することができます．ポスター１件あたりの展示可能スペースは縦 180 cm，横 90 cm です．ポスターには，必ずポスター番号を記入して下さい．はぎ取りなど重量物の展示を希望される方は，4 月 5 日までに申し込みアドレス宛にお知らせ下さい．

*ポスター発表のショートトークは１人 1 分以内でお願いします．液晶プロジェクターを使用して発表する場合，**使用するスライドはタイトルスライド以外に1枚でお願いします．**なお講演を円滑に進めるために，用意して頂いたスライドはあらかじめこちらで 1 つのファイルにとりまとめます．4 月 5 日までに講演の申し込みアドレス宛に，パワーポイントファイルを送付いただくようお願い致します．

OS1

中・上部更新統下総層群の堆積システム・堆積シーケンスからみる“古東京湾”の環境変遷

Paleoenvironmental change of Paleo-Tokyo Bay inferred from depositional system and sequence of the middle —upper Pleistocene Shimosa Group

岡崎浩子（千葉県立中央博物館）, 中里裕臣（(独)農村工学研究所）, 佐藤弘幸（静岡聖光学院）
Hiroko Okazaki (Natural History Museum and Institute, Chiba), Hiroomi Nakazato (National Institute for Rural Engineering), Hiroyuki Sato (Shizuoka Seiko Gakuinn)
岡崎浩子 (kohiroko@chiba-muse.or.jp)

１．　はじめに

中–後期更新世に関東平野地域に存在した内海（古東京湾）では，約 10 万年周期の氷河性海水準変動により海進・海退が繰り返され，下総層群（下位から地蔵堂層，藪層，上泉層，清川層，横田層，木下層，常総層）が堆積した．したがって下総層群は浅海～陸成の堆積システムからなりいくつかの堆積シーケンスに区分される．また主要因であるユースタシーの他に，テクトニクス，堆積物供給量の地域的変化により同時期でも異なる堆積シーケンスが形成されている．これらについてこれまで発表者らが報告してきたことを中心に概説し，今後の課題について述べる．

２．　古東京湾の堆積システムと堆積シーケンス

［木下層のバリア島の復元］ Katsura et al., (1980), 増田･岡崎(1983)によって竜ヶ崎層, 木下層の堆積相解析が初めて行われた. 増田・中里（1988）は木下層の前浜相から当時の離水軸を指摘し，これにより鹿島—房総隆起帯（貝塚，1974）の運動を示した．岡崎・増田（1992）は下総・常陸台地（東茨城台地をのぞく）の木下層と常総層の堆積相を溺れ谷埋積，潮汐三角州，外浜–海浜，鳥趾状三角州，蛇行河川システムにまとめ，バリアー島の古地理を初めて明らかにした．さらに Okazaki (1992) ， Okazaki and Masuda (1995) でシーケンス層序学的解釈を加えた．これらの研究背景として重要だったのは，下総・常陸台地で下総上位面（木下層構成面）と下総下位面（同常総層）の認定が広く行われていたことで（杉原，1970 など），堆積システムの面的な復元が可能であった．また木下層模式地で明瞭な谷地形の上に，上部に KlP７テフラを含む厚い貝化石層がのり，これが MIS6-5 の堆積物と確認できたことが研究の端緒である．

［上泉層，清川層の堆積シーケンス］ 下総台地南部では海進・海退層が堆積サイクルをなすことが明らかにされており（青木・馬場，1978；徳橋・近藤，1989 など），その後の火山灰層序の確立（杉原ほか，1978；徳橋・遠藤,1984；中里，1993；佐藤，1993 など）が，各累層と酸素同位体比曲線（MIS）との対比を確定的なものとした．岡崎ほか（1997）では上泉層，清川層，横田層の詳細な堆積相解析と指標テフラ追跡から MIS8–6 の時期に 2 つの堆積シーケンスを認め，それらが下総台地南部では三角州システムで北部ではバリア島システムで特徴づけられる地域性を確認し，これは堆積物供給量の相違だけではなく，増田・中里（1988）の八潮–千葉断層延長線が地域区分に重要であり，傾動速度の相違が影響していると考えた．

［基底面等高線図と下総台地のテクトニクス］ 指標テフラに基づく同時間面を手がかりとして，Nakazato et al.,(1989)，中里･佐藤（2001)は，下総層群の各累層の基底面等高線を描き累層毎の傾動速度を求めた．これには地域によって違いが認められ，その境界は八潮–千葉断層延長ライン，成田–多古ライン，利根川沿いにあり，鹿島–房総隆起帯の運動にはブロック化が認められるとした．また，佐藤（2000）は下総台地南縁の基底面等高線の傾斜方向が地蔵堂層～上泉層では南方傾斜であるのに対し，その後はやや北西よりになることを示した．房総–鹿島隆起帯の影響がこの時期からより強まる可能性が考えられた（岡崎ほか，2001）．ちなみに下総台地南部にみられる藪層，上泉層，清川層の砂嘴や三角州システムの発達は，これらの基底面（湾）の形状に支配されている（岡崎ほか，2000a,b）．

［下総台地と常陸台地の木下層のバリア島システムと堆積シーケンス］ 岡崎・中里（2009）は構造線と考えられる利根川沿いより南側（下総台地北部）と北側（東茨城台地をのぞく常陸台地）で異なるバリア島システムで特徴づけられる堆積シーケンスを示した．中里･佐藤（2001)は銚子地域での Ks15，J4 テフラなどの対比によりここでは上総層群上部から地蔵堂層の時代まで陸棚泥底相が続いていたのが，藪層では砂層主体の浅海相となったことを明らかにした．したがって下総台地の銚子–八日市場間での藪層堆積時の急激な隆起が示唆された．上記の堆積シーケンスの相違は，この隆起した藪層の砂堆が銚子地域の古い岩体とともに古東京湾東岸を二分する島のような役割を担っていたためと考えられる．すなわち，下総台地ではこの藪層の砂堆が海進時に波食にうけて後退しながら，木下層基底にみられる成田–多古の谷に多くの砂を供給し，これによって形成された厚い潮汐三角州（TST）は海進時のバリア島の陸側への移動とともに徐々に湾奥に

侵入した．また，海退時には広い範囲に海浜平野（HST）が形成され下総上位面（下末吉面）を形成した．一方，常陸台地東部では，海進初期に外洋側で，潮流口相（TST）が当時の海岸線に沿って北から南へ移動した（岡崎，1992）．この砂嘴状のバリアが海進初期のバリア島の痕跡で，その後の海進によりこれらは溺れ，次により内湾側に最大海進時のバリアが形成されたと考えられる．湾内への砂の流入は湾口付近にとどまっており，したがって海退時には比較的遅くまで水域が残り，そこへ鳥趾状三角州が前進し，外洋側には地形面の低下もみられる．これらは小原台面を形成する．したがって，2 つの堆積シーケンスの相違は堆積物供給量によるもので，また，基底地形も影響をしていると考えられる．

3．今後の課題

1）下総台地と常陸台地のテフラ対比：下総台地で提唱された指標テフラはそのごく一部が常陸台地に対比されている．また，東茨城台地では木下層相当層と考えられていた見和層にはさまざまな時期のものが存在していることが報告されている（鈴木，2012）．本シンポの横山ほかの発表などもあわせて，今後，これらのテフラ層序が確立されれば古東京湾北東縁部の環境がより鮮明になってくると考えられる．

2）香取層：銚子地域では，下総上位面，下位面，千葉第一，第二段丘面が認められる．上位面構成層は“香取層”と一括される砂層で木下層もしくは，木下層とその下位層とされ，テフラによる層序確定が待たれる．また，ここでは下位面上に砂丘がのり 5e 以降の浜堤が残されている可能性もある．鹿島-房総隆起帯の要となる地域のより詳細な検討が必要である．

3）鹿島-房総隆起帯：清川層堆積期（MIS7.3）は比較的短期間で大きな海水準変動を示さないが，1 つの堆積シーケンスをなし，また同時期の堆積物は指標テフラから広汎に分布することが推定される．また，木下層も継続していた鹿島-房総隆起帯に対し，下総台地の最上位面（下総上位面）を全域で形成する．古東京湾の変遷を規定する鹿島-房総隆起運動の下総層群堆積期を通じた全体像の把握が必要である．

文献

青木直昭・馬場勝良,1978. 成田層の古地理. 筑波の環境研究, 3, 187-197.

貝塚爽平,1974.関東地方の島孤における位置と第四紀地殻変動.垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」99-118, ラティス.

Katsura,Y., Masuda,F. and Ikeda H., 1980. Meandering stream deposits in the Pleistocene Ryugasaki Formation. Ibaraki, Japan, Prof.S.Kanno, Mem.Vol., 435-451.

増田富士雄・岡崎浩子,1983. 筑波台地およびその周辺台地の第四系中にみられる方向を示す構造. 筑波の環境, (7c), 99-110.

増田富士雄・中里裕臣, 1988. 堆積相からみた鹿島-房総隆起帯の運動像. 月刊地球, 10, 616-623.

Nakazato,H., Sato,H.and Masuda,F.,1989.Coastal eolian dune deposits of the Pleistocene Shimosa Group in Chiba, Japan. Taira, A., and Masuda, F., eds., *Sedimentary facies in the active plate margin*,131-141

中里裕臣, 1993.下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係.千葉中央博自然誌研究報告, 2, 115-124.

中里裕臣・佐藤弘幸,2001.下総層群の年代と“鹿島”隆起運動.第四紀研究,40,251-257.

岡崎浩子,1992.下末吉海進に伴う潮流堆積相の発達-茨城県鹿島台地の下総層群木下層.千葉中央博自然誌研究報告,2, 15-23.

Okazaki,H.,1992.Depositional systems and sequence stratigraphy of the upper Pleistocene Paleo-Tokyo Bay deposits. Nat.His.Res.2, 65-97.

岡崎浩子・増田富士雄,1992.古東京湾地域の堆積システム.地質学雑誌, 98,235-258.

Okazaki,H.and Masuda,F., 1995. Sequence Stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. IAS Spec. Pub. 24, 275-288.

岡崎浩子・中里裕臣・佐藤弘幸,1997.古東京湾に発達した２つのタイプの堆積シークェンス-下総層群上泉層，清川層および横田層-. 地質学雑誌, 103,1125-1143.

岡崎浩子・伊左治鎭司・中里裕臣, 2000a.更新統下総層群上泉層にみられるギルバート型粗粒三角州.地質学雑誌, 106, 461-471.

岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣・鎌滝孝信, 2000b.中部更新統下総層群藪層から復元された砂嘴-内湾システム.堆積学研究,52, 63-74.

岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣, 2001. 更新統下総層群の形成ダイナミクス.第四紀研究, 40, 243-250.

岡崎浩子・中里裕臣, 2009. 浅海堆積システムと堆積シーケンス. 日本第四紀学会 50 周年記念編集委員会編「デジタルブック最新第四紀学」

佐藤弘幸,1993.千葉県成東町−八日市場市周辺に分布する下総層群の層序. 千葉中央博自然誌研報, 2, 99-113.

佐藤弘幸,2000.観察地域.日本第四紀学会巡検案内書「房総半島中部下総層群藪層のテフラ，堆積システム，シークェンス層序」2-9.

杉原重夫, 1970.下総台地西部における地形の発達. 地理学評論, 43, 703-718.

杉原重夫・新井房夫・町田洋,1978. 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質学雑誌, 84, 583-600.

鈴木毅彦, 2012. 北関東・東北地方南部のテフロクロノロジー：現状と展望. 第四紀研究, 51. 65-78.

徳橋秀一・遠藤秀典,1984.地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）「姉崎地域の地質」. 地質調査所,136p.

徳橋秀一・近藤康生,1989.下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察.地質学雑誌, 95,933-951.

OS2

古東京湾のバリアー島システムと堆積シーケンス

—解明されたこと・解明されるべきこと—

Barrier island systems and depositional sequences developed in the paleo-Tokyo Bay

西川　徹（海洋研究開発機構）・西田　尚央（産業技術総合研究所）・伊藤　慎（千葉大学）
Toru NISHIKAWA (JAMSTEC), Naohisa NISHIDA (AIST), Makoto ITO (Chiba Univ.)
連絡先:西川　徹（nishikawat@jamstec.go.jp）

1. はじめに

古東京湾で形成された下総層群では、堆積学、層序学、古生物学など、さまざまな角度から堆積システムの発達過程が議論されてきた。筆者らは、特に氷河性海水準変動とテクトニクスの役割に注目し、バリアー島システムの発達過程とシーケンス層序の検討を進めてきた。本講演では、筆者らの研究によって明らかになったこと、今後解明されるべき課題についてまとめる。

2. 解明されたこと

(1) 下総層群のバリアー島システム

古東京湾のバリアー島システムが最も多くの研究者によって研究されてきたのは、下総層群上部の木下層である。筆者らも、木下層においてバリアー島堆積物を認定し、海進期の retrogradational barrier 堆積物と normal regression に伴う海退期の progradational barrier 堆積物で特徴づけられることを明らかにするとともに、内湾域（ラグーン）での海進期・海退期に形成された堆積物に注目し、それぞれ上方粗粒化と上方細粒化を示し、最も海進が進んだ時期の堆積物が最も粗粒な堆積物で特徴付けられることを明らかにしている（例えば、西川ほか, 1999 ; Nishikawa and Ito, 2000)。

一方、下総層群最下部の地蔵堂層では、古東京湾南部に現在の上総丘陵から伸びるスピットが発達し、南西部が閉塞された堆積環境であったことが復元された（西川・伊藤, 1997)。また、藪層でも、現在の千葉県北東部に、ラグーン及び上げ潮潮汐三角州堆積物が発達し、現在の九十九里浜とほぼ平行なバリアー島システムが発達していることが明らかとなっている（西川ほか, 1998)。これらのことから、古東京湾では繰り返しバリアー島またはこれに類似するシステムが発達していたことが理解される。

(2) 下総層群の堆積シーケンス

古東京湾は、上総海盆の埋積末期にその東縁部の隆起に伴う浅海化によって形成され、氷河性海水準変動により繰り返し出現した浅海域である。下総層群を構成する堆積シーケンスの発達過程は、酸素同位体比ステージ 12 から 5 にかけての氷河性海水準変動と、現在の鹿島灘から九十九里浜沿岸の地域に現在の海岸線とほぼ平行に発達する隆起帯（いわゆる「鹿島－房総隆起帯」の西端にほぼ対応）に伴う構造運動に大きく支配されていた。筆者らは、構造運動と氷河性海水準変動とに支配された堆積シーケンスの発達過程を検討した。その結果、下総層群の堆積シーケンスが、以下の 3 つの共通的な特徴を持つことを明らかにした。

① 堆積シーケンスの形成時期（古東京湾の出現時期）

下総層群を構成する堆積シーケンスは、おもに氷河性海水準上昇期～高海水準期に形成された（例えば、西川ほか, 2001)。木下層の海退期堆積物が、最高海水準期前後に生じた normal regression に伴う progradational barrier 堆積物で特徴づけられることなどが、これを支持している（例えば、西川ほか, 1998)。

② 最大海氾濫面形成時期の空間的変化

沈降量の小さな地域あるいは隆起域では、相対的海水準の上昇速度が小さいため、最大海氾濫面の形成時期が早まるのに対し、沈降量の大きい地域では、相対的海水準の上昇速度が大きくなるため、最大

海氾濫面の形成時期が遅れる（西川ほか，2000）。

③ 高周波堆積シーケンスの形成

隆起域では、高海水準期に一時的な海水準上昇速度の低下に伴って相対的海水準が低下し、高周波の堆積シーケンスが発達するのに対し、沈降域では、相対的海水準の低下は起こらず、高周波堆積シーケンス境界に対比される海氾濫面が形成され、パラシーケンスが発達する（西川・伊藤，1997；Ito et al.，1999）。

3. 解明されるべき課題

(1) バリアー島システムの解釈についての検討課題

古東京湾はバリアー島システム（或いはそれに類するもの）で特徴づけられると解釈されるが、下総層群の中では分布が限定的な上泉層及び清川層の堆積システムについては、詳しい検討が不十分であり、今後、これまでのデータを統合した堆積システムの解明が必要である。

一方、千葉県北部の藪層については、西川ほか（1998）によりバリアー島システムが認定されているが、局所的な検討であり、また茨城県南部の下総層群では木下層の下位層（主として藪層とされているもの）の堆積システムの詳しい検討が十分でない。この地域の木下層の下位層には、これまでの研究で外浜堆積物や風成の砂丘堆積物などが報告されているが、これらの堆積相の認定およびその時空変化の特徴について、より詳細に再検討することで、堆積システムを明らかにする必要がある。

(2) 高周波堆積シーケンスの認定

千葉県北東部から茨城県南部の下総層群は、火山灰鍵層の発達に乏しく、層序の決定が難しい。特に、北浦周辺地域の木下層の下位に発達する地層は、清川層とする場合や藪層とする場合があり、必ずしも明確な結論が得られていない。上述の高周波堆積シーケンスが木下層よりも下位層準でも形成されている可能性が考えられるため、単なる侵食面の認定を重視した層序区分や堆積シーケンスの認定に再検討が必要である。

(3) 泥質堆積物堆積プロセスと堆積環境の再構築

木下層の検討から、沿岸ー浅海域の堆積環境で形成された砂質堆積物に伴って発達する泥質堆積物の中には、砂質堆積物と同じ環境でFluid mudから形成された堆積物が多数含まれている可能性が指摘されている（西田・伊藤，2009）。 これまでの研究では、泥質堆積部の発達する層準が最も沖合の堆積環境として解釈されたり、最大海氾濫面の層準として認定されることが多かった。しかし、Fluid mud堆積物の形成を考慮に入れた堆積環境やシーケンス層序の再構築を検討することが必要である。

《文献》

Ito, M., Nishikawa, T. and Sugimoto, H., 1999, Techtonic control of high-frequency depositional sequences with duration shorter than Milankovitch cyclicity: An example from the Pleistocene paleo-Tokyo Bay, Japan. *Geology*, **27**, 763-766.

西田　尚央・伊藤　慎，2009，Fluid mudの特徴とその地層における役割．地質学雑誌，**115**，149-167.

西川　徹・伊藤　慎，1997，古東京湾初期の中期更新世堆積体の発達過程．地質学雑誌，**103**，1144-1161.

西川　徹･伊藤　慎･杉本　英也，1998，地層から読み取るバリアー島の発達過程．地質学雑誌，**104**，474-494.

西川　徹・伊藤　慎・大原　隆，2000，最大海氾濫面形成時期の空間的変化：房総半島中部更新統藪層を例として．地質学雑誌，**106**，15-30.

Nishikawa, T. and Ito, M., 2000, Late Pleistocene barrier-island development reconstructed from genetic classification and timing of erosional surfaces, paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentary Geology*, **137**, 25-42.

西川　徹・伊藤　慎・杉本　英也，2001，古東京湾の堆積システムに記録された海水準変動とテクトニクス．第四紀研究，**40**，275-282.

西田尚央・伊藤　慎，2009，Fluid mudの特徴とその地層解析における役割．　地質学雑誌，115，149-167.

OS3

常陸台地における下総層群の層序・年代・堆積史
～「木下層のバリアー島」の発達時期に着目して～
Stratigraphy, age and sedimentary history of the Pleistocene Shimosa Group in Hitachi Terrace, NE Japan

横山芳春（(株）アースアプレイザル）・大井信三（国土地理院）・安藤寿男（茨城大学）
Yoshiharu YOKOYAMA (Earth-Appraisal Co., Ltd.), Shinzou OOI (GSI), Hisao ANDO (Ibaraki Univ.)
連絡先：横山芳春（yokoyama-y@dj.rmail.ne.jp）

1. はじめに

茨城県中南部に広がる常陸台地は古東京湾の北東端に位置しており，現世河川によって北東側から那珂台地，東茨城台地，鹿島台地，行方台地，新治台地，筑波台地，稲敷台地に細分される．常陸台地は，東側を外洋の鹿島灘に面している一方，西側の後背域には筑波・鶏足山塊が控えており，氷期には台地を縦断する複数の河川の下刻を受けていることから，古東京湾の中でも陸域から外洋までの海進–海退シーケンスに伴う堆積相変化を最も追跡しやすいフィールドであるといえる．

演者らは，常陸台地に分布する下総層群の層序，テフラ，年代，堆積相，軟体動物化石，地形発達を対象とした研究を，水戸・つくばを起点として二十年近く継続している．近年では，北関東の火山に由来するテフラの対比による地域内層序対比や広域対比が可能となり，「古東京湾のバリアー島」の発達時期・過程を再検討することも可能となった．本講演では，それらの成果と現状を紹介したい．

2. 常陸台地における下総層群～特に木下層の層序と年代

常陸台地における下総層群の層序は，房総半島および下総台地における模式層序との精確な対比がなされておらず，研究者によって見解が異なっている．特に，最終間氷期（MIS5e）に堆積し，バリアー島を含む堆積システムを形成したとされる木下層の基底の位置，また木下層下位の清川層（または上岩橋層）の層位をめぐって大きな相違があった．一方で，常陸台地北部においては涸沼北部を模式地とした層序が提唱されていたが（例えば，坂本，1975），それらの層序と常陸台地南部との地域内対比も充分ではなかった．そこで，演者らは常陸台地全域の下総層群において，これまで十分に認識されてこなかった主に北関東地域の火山を給源としたテフラ層序を確立することを試みた．

その結果，まず稲敷台地で木下層とされた層準，および，行方台地等で木下層の上半部とされた層準，横山ほか（2001）の見和層サイクル 2 には，MIS 層序の確立している鹿島沖海底コア MD01-2421（青木ほか，2004）に挟在している Tephra20(1)と対比される，KtP（横山ほか，2001）と名付けたテフラが広く分布していることが明らかとなった．そして，この木下層上半部を木下層行方部層と再定義した（大井・横山，2011）．木下層行方部層は「古東京湾のバリアー島」（例えば増田，1992）を構成する地層であるが，その年代は KtP 等のテフラの年代から MIS5e 末期～5d 初期とみられることから，常陸台地における増田（1992）が描いた「古東京湾のバリアー島」とは，MIS5e 最高海面期以降の海水準下降時に出現した前進性バリアーシステムの姿であると考えられる．

その一方で，常陸台地南部の稲敷台地において，従来上岩橋層，あるいは清川層とされていた層準の上部および，行方台地等において木下層とされた層準の下半部には，MIS5e の年代を示す（大井ほか，2010）日光火山群起源の 2 枚のテフラである Nk-Yt と Nk-Nm に対比された，ArP（横山ほか，2001）と OiP（宇野沢ほか，1988）が広範囲に分布していることが明らかとなった．これらのテフラの層位は，筑波台地，新治台地，行方台地，鹿島台地を東西に横切る開析谷埋積相およびその上位に

あることから，基底の開析谷はMIS6の谷であることが明らかとなった．これらの層準は，演者らが見和層サイクル1としてきた層準（横山ほか，2001）に相当するが，テフラから推定された年代から木下層の下部層準であることが判明したため，木下層剣尺部層として再定義した（大井・横山，2011）．

このほか，常陸台地に露出する下総層群最下位の藪層と木下層の間に，それまで常陸台地では充分認識されてこなかった横田層，清川層，上泉層を識別することができた．特に，木下層の下位には常陸台地の広範囲に清川層が追跡できるが，MoP，Ky4という広域・準広域テフラが広く見られることからその対比の確実度は高い．また，常陸台地東端の海岸部に位置する鹿島台地の中軸部から海岸部には，木下層行方部層を覆って海成の常総層が分布し，Tt-D，Nk-MaS，On-Pm1を挟在し，K-Tz，Aso-4に覆われるMIS5cの小原台面が存在することも明らかとなった．

3. 常陸台地における木下層の堆積過程

常陸台地の木下層は2つの部層から構成されるが，その分布様式は常陸台地北部の涸沼を境界とした南北で大きく異なっている．まず，涸沼以北の東茨城台地北部および那珂台地における木下層はほぼ剣尺部層のみからなり，開析谷埋積システム（坂本，1975の「見和層下部層の一部・中部層」）の堆積相と外浜～海浜相から構成され，行方部層は海岸部付近においてわずかに認められるのみである．これに対し，涸沼川以南における木下層は，下半部において大規模な開析谷埋積システム，内湾システム，外浜–海浜システムの堆積相からなる剣尺部層と，上半部において西側では潮汐三角州相やラグーン相，東側では外浜–海浜相をなす大規模なバリアーシステムの堆積相からなる行方部層に二分され，それぞれの部層が一連の堆積シーケンスをなしている．

こうした涸沼の南北での堆積過程の差異は，木下層堆積時の離水の時期の違いに起因していると考えられる．涸沼以北では離水が早く，木下層剣尺部層堆積期でほぼ離水している．これは，涸沼以北では那珂川および久慈川の河口に近接しているため堆積物供給量が多かったことと，常陸台地南部で生じていたと考えられる沈降運動の影響がなかったことによると考えられる．一方，涸沼以南で離水が遅れた理由としては，現在の行方台地周辺における沈降運動により地域的に相対的な海水準上昇が発生したため，涸沼以南における木下層には剣尺部層の上位に行方部層が発達したものと考えられる．

また，離水の遅れた涸沼以南でも，2部層の2シーケンスが良く識別できる地域（稲敷台地，東茨城台地南部など）と，2部層が漸移的または連続的な堆積相を示すケースや行方部層が剣尺部層を侵食することで，1回の堆積シーケンスのように見える地域（行方台地南部，鹿島台地など）がある．下総台地における木下層も，内陸部では主に1回の堆積シーケンスを呈しているが，沿岸部における銚子地域の「香取層」では2回の堆積シーケンスが識別でき，下位シーケンスはOiPを含むことから常陸台地の木下層剣尺部層と対比できる．従来の研究における木下層基底の位置の違いは，いずれの部層の基底を木下層と識別したか（＝1シーケンス1累層とした「模式層序」との違い）に由来しているものと判断される．さらに，常陸台地の東西方向においても離水時期の差が見られる．内陸の友部丘陵際における木下層では，KtPが最下部の風成相に挟在し，OiPは海浜相をなす砂層中に挟在していることから，木下層は剣尺部層のみからなり，行方部層堆積時には離水していたものと考えられる．

以上のように，常陸台地においてテフラ対比に基づいて木下層，清川層を中心とした層序対比を再検討した結果を踏まえた，「古東京湾のバリアー島」の新たな姿について紹介したい．

《文献》 青木ほか，2008，第四紀研究，47，435-450.；増田，1992，地質ニュース，458，16-27.；大井・横山，2011，地質学雑誌，117補遺，103-120.；大井ほか，2010，日本第四紀学会講演要旨集，40，100−101.；坂本，1975，磯浜地域，地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）.；宇野沢ほか，1988，筑波研究学園都市及び周辺地域，特殊地質図；横山ほか，2001，堆積学研究，54，9-20.

OS4

関東平野中央部の更新統下総層群の堆積シーケンス：古東京湾内湾域の堆積相累重様式

Depositional sequences of the Pleistocene Shimosa Group in the central Kanto Plain: Facies stacking patterns in the central part of the Paleo-Tokyo Bay

中澤　努（産総研地調）・中里裕臣（農研機構農工研）
Tsutomu NAKAZAWA (GSJ, AIST), HIroomi NAKAZATO (NIRE, NARO)
連絡先：中澤　努（E-mail: t-nakazawa@aist.go.jp）

1. はじめに

下総層群の堆積相解析・シーケンス層序学的解析は，1980 年代以降，古東京湾縁辺部に相当する千葉～茨城南部において急速にすすんだ．一方，内湾域（湾中央部）に相当する関東平野内陸部の下総層群については未だ情報が少ない．演者らは，関東平野中央部，大宮・野田地域の地下に分布する下総層群について，ボーリングコア解析から明らかになった堆積シーケンスの特徴を述べる．

2. 解明されたこと

(1) 堆積サイクルとテフラ層序に基づく房総半島の下総層群との対比

1990 年代までは関東平野中央部の下総層群については全くといってよいほど情報がなかった．演者らは大宮・野田図幅（中澤・遠藤，2002；中澤・田辺，2011）の調査において，ボーリングコアを用いて下総層群相当層の堆積サイクルを認識し，さらには J4，Km2，Km4，Ky3，KlP 等の下総層群の指標テフラを見いだしたことにより，大宮・野田地域については模式地の下総層群との対比が層レベルでは確実となった．

(2) 木下層の堆積シーケンス

大宮・野田地域の木下層は，谷埋め状に局所的に分布する下部とそれとは対照的に広域に分布する上部に分けられる（中澤ほか，2006）．下部は下位より順に河川，エスチュアリー，湾頭デルタ相からなり，開析谷システムで形成されたと考えられる．エスチュアリー相及び湾頭デルタ相はともに泥質堆積物からなるが，エスチュアリー相は上方細粒化，湾頭デルタ相は上方粗粒化で特徴づけられる．一方，上部は基底にラビンメント面と考えられる明瞭な地層境界を介して貝化石を多量に含む粗粒堆積物が認められ，その上位にバリアシステムのラグーン相と考えられる泥層及び上方に砂層が厚層化粗粒化する砂泥互層が認められる．

調査地域の木下層から産出する花粉化石群集を大磯丘陵や鹿島沖海底コアの群集と対比すると，木下層下部は MIS 5.5 前期に相当し，木下層下部の上部は既に MIS 5.5 のほぼピークに近かったと考えられる．つまり湾頭デルタ相の形成は，海水準上昇が緩慢化あるいは海水準がほぼ最高位になった頃の狭内湾奥部の normal regression と考えられる．その後，間もなくして外洋側からラビンメント面の形成が広く内陸部まで進行し，木下層上部に相当する広大なラグーンが形成されたと考えられる．また，木下層上部の泥層及び砂泥互層からはスギ花粉が多産することから，木下層上部は冷涼湿潤化した MIS 5.5 後期に相当することが明らかになった．つまり木下層上部は，内湾域（ラグーン域）に相当する大宮・野田地域について言えば forced regression の可能性が高い．

(3) 地蔵堂層の堆積シーケンス

大宮・野田地域では，地蔵堂層，薮層，上泉層は，それぞれ類似の堆積相累重様式を呈する．ここでは地蔵堂層を例に，堆積相，テフラ，有孔虫群集から考えられる形成過程を述べる．

大宮・野田地域の地蔵堂層は下位より，貝殻を含む粗粒堆積物，砂泥互層，平行～低角斜交層理細粒砂層，斜交層理中粒砂層，*Macaronichnus* を含む平行層理中～細粒砂層からなる．このような堆積相の累重様式は外洋側海浜と類似するが，有孔虫分析（本ミニシンポの金子ほかのポスター発表参照）に基づけば，ほぼ全層準にわたり内湾種が卓越することから，古東京湾の内湾環境で形成されたと考えられる．大宮・野田地域ではこのうち砂泥互層に MIS 11 のピークとされる TE-5（J4）テフラが挟在する（中澤ほか，2009）．そしてこのテフラの直下に浮遊性有孔虫多産層準が認められ，それ以外の層準では浮遊性有孔虫の産出は少ない．また底生有孔虫群集からは浮遊性有孔虫多産層準付近で水深が最も大きいことが示される．つまり大宮・野田地域では概ね MIS 11 のピークが最大海氾濫期（最大水深）に相当し，その時期は，外洋水の流入がある，開放的な湾であったことがわかる．また浮遊性有孔虫が多産する層準が限られていることから，その後，湾縁辺部にバリアが形成されるなどして，急速に閉鎖的な内湾に変化したことが推測される．その後の砂層堆積期，すなわち TE-5 テフラ降灰期以降の年代コントロールは残念ながら無いが，砂層の層厚が大きいことから，MIS 11 後期の比較的早い時期に砂層が形成されたことが推測される．

3. 課題

関東平野中央部に限ったことではないが，下総層群のシーケンス層序学的解析の今後の進展は， MIS との対比をもとに年代コントロールを如何に詳細に入れることができるかにかかっているように思う．残念ながら関東平野中央部に関して言えば，各層内の MIS との対比は十分とはいえない．最近は海底コアの解析等からテフラと MIS との関係が各地で明らかになりつつあるが，併せて花粉化石層序を取り入れることで，より合理的に効率的に解釈できる可能性がある．しかし泥質堆積物はテフラや花粉化石を比較的豊富に産出するが，それらの産出が少ない砂層については依然として年代を知ることはなかなか難しい．

一方，シーケンス層序学的解析で重要視される古水深・古環境の議論には，化石の情報をこれまで以上に積極的に利用することが重要と考える．下総層群で古くから研究が行われている貝化石に加え，有孔虫や貝形虫などが重要な指標となるであろう．これらを統合解析することによって研究の進展が望める可能性がある．

文献

中澤　努・遠藤秀典，2002，大宮地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），41p.，産総研地質調査総合センター．

中澤　努・田辺　晋，2011，野田地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），72p.，産総研地質調査総合センター．

中澤　努・中島　礼・植木岳雪・田辺　晋・大嶋秀明・堀内誠示，2006，大宮台地の地下に分布する更新統下総層群木下層のシーケンス層序学的研究．地質学雑誌，**112**，349–368．

中澤　努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示，2009，関東平野中央部における上総–下総層群境界：越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定．地質学雑誌，**115**，49–63．

PS1

関東平野中央部のボーリングコアの地蔵堂層から産出する有孔虫化石

Fossil foraminifers from the Jizodo Formation of drill cores in the central Kanto Plain

金子　稔（群馬県立太田女子高等学校）・石川博行（太田市立北中学校）
野村正弘（駿河台大学）・中澤　努（産業技術総合研究所）
Minoru Kaneko (Ota girls' high school), Hiroyuki Ishikawa (Ota city Kita junior high school),
Masahiro Nomura (Surugadai University) and Tsutomu Nakazawa (GSJ, AIST).
連絡先：金子　稔(fkaneko@d6.dion.ne.jp)

1. はじめに

関東平野中央部の地蔵堂層の有孔虫化石を分析した例は少なく，同層全体の有孔虫化石群集の詳細は不明であった．最近，埼玉県八潮市木曽根で掘削された GS-YS-2 コアの地蔵堂層と藪層について，詳細な層相・テフラ・堆積環境が記載された（坂田ほか， 2011）．今回この GS-YS-2 コアの地蔵堂層について有孔虫化石の分析をおこなった結果，関東平野中央部の典型的な地蔵堂層の有孔虫化石群集の変化を明らかにすることができた．さらに，この結果を柏 GS-KW-2 コアおよびつくば GS-TS-5 コアの地蔵堂層の有孔虫化石分析結果と比較した．今回その概要を報告する．

2. 八潮 GS-YS-2 コアの有孔虫化石分析結果

八潮 GS-YS-2 コアの地蔵堂層から 36 試料を採取し，32 試料を分析した．このうち 26 試料から有孔虫化石が産出した．有孔虫化石の産出した深度は，89.95～72.4m であった．有孔虫化石群集は第 1 図の通り，下位から上位に向かってⅠ帯～Ⅴ帯の５つに区分できた．

Ⅰ帯　試料 50（深度 89.95-.90m）： *Ammonia beccarii* forma 1, *Pseudononion japonicum* を主要種とする．湾奥ないし湾奥部に近い湾央部の環境で海進初期の群集と考えられる．

Ⅱ帯　試料 49-47（深度 88.60-87.75m）： *Rosalina vilardeboana, Elphidium kusiroense* を主要種とする．Ⅰ帯より海進が進んで湾央部の環境で，近傍に藻場があったと考えられる．

Ⅲ帯　試料 46-45（深度 87.30-86.85m）： *Hanzawaia nipponica, Elphidium* cf. *subarcticum, Elphidium kusiroense, Cancris auriculus* を主要種とする．浮遊性有孔虫化石を多産する．試料 46（深度 87.25-87.3m）で浮遊性比が 36%で最大となる．外洋水の影響の強い内湾環境が推定される．浮遊性有孔虫化石では，温暖種の *Pulleniatina obliquiloculata, Neogloboquadrina dutertrei, Globigerinoides ruber* （Be, 1977） の産出が認められ，温暖な海洋環境が推定される．さらに，寒冷種の *Globigerina quinqueloba, Neogloboquadrina pachyderma*（Be, 1977）も増加することから，単なる温暖環境ではなく，寒流も流入する開放的な内湾環境が形成されたと考えられる．

Ⅳ帯　試料 44-41（深度 85.60-84.05m）： *Ammonia japonica, Elphidium* cf. *subarcticum, Buccella frigida , Nonionella stella* を主要種とする．Ⅲ帯に比べ浮遊性有孔虫化石の産出が減少する．Ⅲより相対的に閉塞した湾の湾央部の環境が考えられる．また，Ⅲ帯に比べ寒流の影響が増したと考えられる．

Ⅴ帯　試料 40-25（深度 83.55-72.40m）： *Buccella frigida, Pseudononion japonicum* を主要種とする．湾央部で下位のⅣ帯と同様に寒流の影響があったと考えられる．

3 浮遊性有孔虫多産層準について

今回見いだされた八潮 GS-YS-2 コアの地蔵堂層の浮遊性有孔虫化石の多産層準は，柏 GS-KW-2 コアおよびつくば GS-TS-5 コアの地蔵堂層にも極めて限られた層準に明瞭に見いだされる．また，GS-KW-2 コアお

よびGS-YS-2コアでは，浮遊性有孔虫多産層準がTE-5テフラの直下に認められる．GS-TS-5コアとGS-KW-2コアの浮遊性有孔虫化石の多産層準では，*Ammonia ketienziensis angulate*，*Bulimina marginata*，*Globocassidulina bisecta*，*Gyroidinoides nipponicus*など，中部浅海や外部浅海帯を上限深度帯（秋元・長谷川，1989）とする種が産出し（金子ほか，2001；金子ほか，2010），この層準付近が最も水深が大きかったと考えられる．一方これらの種は，GS-YS-2コアでは少数産出するか，または産出を欠いている．よって，浮遊性有孔虫化石の多産層準の古水深は，つくばGS-TS-5および柏GS-KW-2では中部浅海であったと考えられるが，八潮GS-YS-2では内部浅海と考えられる．

文　献

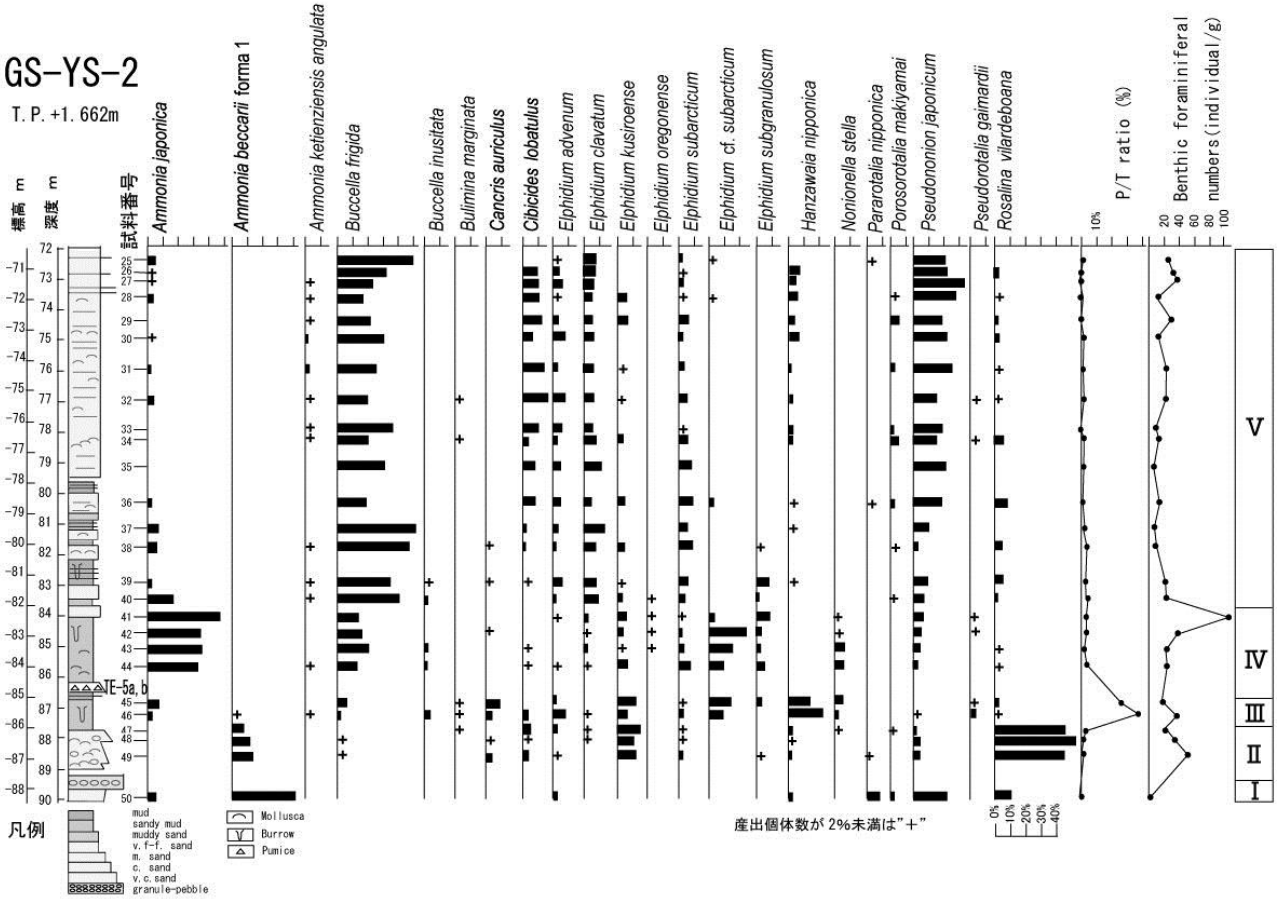
秋元和實・長谷川四郎，1989：日本近海における現生底生有孔虫の深度分布古水深尺度の確立に向けて．地質学論集，32，229-240.

Be, A. W. H.，1977：An Ecological, Zoogeographic and Taxonomic Review of Recent Planktonic Foraminifera. *Oceanic Micropaleontology*, 1, 1-100.

金子　稔・石川博行・野村正弘・山岸良江・矢島祐介，2001：筑波研究学園都市のボーリングコアから得られた有孔虫化石．群馬県立自然史博物館研究報告，5，49-68.

金子　稔・石川博行・野村正弘・中澤　努，2010：千葉県流山市に掘削されたGS-KW-2の地蔵堂層からの有孔虫化石．日本地質学会関東支部―日本第四紀学会ジョイントシンポジウム要旨集，53-54.

坂田健太郎・中澤　努・中里裕臣，2011：八潮GS-YS-2 コアに見られる更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー．地質調査研究報告，　62，　329 – 345.



第１図　有孔虫化石主要種の産出頻度・有孔虫数・浮遊性比の層位変化

柱状図は坂田ほか（2011）による。

PS2

更新統下総層群のテフラ層序と課題－特に MIS との対応－

Tephrostratigraphy and the problems of the Pleistocene Shimosa Group -correspondence with MIS-

中里裕臣（農研機構農工研）・中澤　努・坂田健太郎（産総研地調）
Hiroomi NAKAZATO (NIRE, NARO) , Tsutomu NAKAZAWA, Kentaro SAKATA (GSJ, AIST)
連絡先：中里裕臣（E-mail: h_nakazato@affrc.go.jp）

1. はじめに

テフラは岩相・鉱物組成に加えて新井(1972)以降は斑晶鉱物や火山ガラスの屈折率が記載され，対比精度が向上した．下総層群でも多くのテフラが記載・追跡され，層序の確立に寄与してきた．近年では火山ガラス等の主成分・微量成分化学組成も記載され，比較項目が増えつつある．しかし，別層準だが特性が似るもの，分析値が平均的で特定が難しいもの，分析値の分散が大きいものなどの情報も増えつつあり，特性記載のみでは対比が困難な場合がある．ここでは主に千葉県下の下総層群のテフラの地域間対比状況と MIS との対応を示し，今後の課題について述べる．

2. 下総層群のテフラ層序と課題

(1)上総層群笠森層・金剛地層　下総層群の基盤となる上総層群は，関東平野中央部では下総層群同様の周期的な岩相変化を示し，境界層準が明瞭な侵食面を示さない場合もある．このため上総層群最上部（MIS13～12）のテフラの認定が重要となる．Ks5 は富津から東金まで分布するが銚子では未発見である．一方，富津と東金で Ks5 の上位にあるガラス質細粒テフラ Ks4 は銚子でも認められる．銚子で Ks4 と Ks10 の間にあるガラス質テフラ Kh8b，Kh6b は笠森層では未発見だが，Ks4 とともに平野中央部のコアから見つかりつつある．

(2)下総層群地蔵堂層　J1 は金剛地層が離水した後の塩水湿地や砂丘に挟在し，MIS12 の低海面期の指標となる．給源は不明だか富津～東金に追跡され，大磯丘陵柄沢ロームでは Ks5 の上位のミガキズナ 2 に対比される．銚子では倉橋層上部の一連の海成層に挟在し，この下位に *Pseudoemiliania lacunosa* の絶滅層準がある．成田市豊住では標高-54m にある．J4a は黒雲母に富みアルカリに富む低屈折率の火山ガラスの特徴から認定が容易で，平野中央部のコアでも重要な指標層となる．下位に温暖群集からなる地蔵堂化石帯があり MIS11 の高海面期を指示する．銚子では Ty1a に対比され，花粉では下位にアカガシ豊産層準がある．純層を呈さない場合は直上の J4b が混在するため，特に角閃石，斜方輝石の屈折率測定では注意が必要である．

(3)藪層　藪層基底の Yb0 は複数の軽石層からなるテフラ群で，特徴的な高い屈折率を示す斜方輝石を含むユニットは姉崎地域でのみ確認される．Yb1 は J4 に類似した特性を示し，A_4Pm に対比されている．模式地周辺のほか瀬又の堰，横芝光町新屋敷（下総台地研究グループ，1996 の横芝層基底），成田市豊住の標高-25.6m に挟在する．この上位に広域テフラ Kkt 層準（MIS9）があるが房総では確認されていない．深谷コアでは Kkt の下位に A_4Pm があり，さらに下位には BT72(MIS10.3)が挟在する．BT72 は涸沼川中流でも確認された．八潮コアなどでほぼ同層準に BT72 よりガラスの屈折率がやや高いテフラが発見され，BT72 との関係解明が課題である．Yb3 は藪層の温暖化石群集層準の上位に位置し，千葉県北東部や東茨城台地でも報告されている．Yb5 はカミングトン閃石に富む特徴的なテフラで，多摩丘陵の GoP_1，八ヶ岳東麓の BBP と対比されているが，房総では模式地周辺以外からの報告は少ない．Yb5 は温暖化石群集上位，GoP_1 は海成面を覆う層位から MIS9 の海退期層準に相当するが，BBP は MIS8 の指標テフラである Aso-1 の上位にあり問題となっている．

(4)上泉層　Km1 テフラ群下部の Km1-b は Aso-1(MIS8.2)，上部の Km1-d は八ヶ岳の Kt-4，LwOP に対比される．Km1-d は千葉県北部でも追跡され，西の下総町では上泉層基底の塩水湿地堆積物に，東の香取市では藪層の砂丘相に挟在する．上位の Km2 はサブユニット毎に大磯の TCu-1 に確実に対比され，つくばの GS-TS-2 コアまで追跡できる．浜松累層の Ha-2 は火山ガラスの化学組成，斜方輝石の屈折率が類似し，TCu-1 の遠方相として対比される可能性が高い．徳橋・遠藤(1984)により市原市東国吉で Km1?とされた厚いガラス質テフラは，ガラスの化学組成により Ata-Th(MIS7.5)であることが判明した．涸沼川では上位の SgP.2 とセットで確認されている．Km3,4,5 は模式地域西側と成田市東部周辺に分布する．Km3,4 は火山ガラスの化学組成は Km1-d に

類似してアルカリに富み，八ヶ岳起源が示唆される．Km3,4,5 層準は MIS7.5 に相当するが，大磯丘陵で同層準の TB-1 は房総で発見されていない．

(5)清川層　上泉層が離水した後の火山灰質粘土層（MIS7.4）には Ky2,3 が挟在する．これらは大磯丘陵の TB-7,8 に対比され，特に TB-8 は平野中央部の吹上まで追跡される．低海面期だがこの時期大磯では顕著なロームの斜交は認められていない．続く海進相には Ky3.5（TB-9），Ky4 が挟まれる．ガラス質テフラ Ky4 は八ヶ岳のブルーグラス，浜松累層の Ha-4，琵琶湖の BT51，大阪湾の Kh-Ⅰ，北太平洋コアテフラ Horizon-D との対比が考えられ，MIS7.3 の広域テフラとして期待されたが，Ky4 の火山ガラスの主成分は大きな分散を示し，確実な対比が行えていない．MIS7.3 の海進は大磯では TAl-1 がピークを示すが TAl テフラ群は下総層群では確認されていない．

(6)横田層　木更津では清川層の離水後，Yk1 を含む塩水湿地堆積物を経て生物擾乱の著しい泥質砂層がかさなることから，横田層として記載された．横田層基底の海退は MIS7.2 と考えられ，大磯では TAm-1 層準に相当するが TAm-1 は房総では確認されておらず，木更津の Yk1 は大磯に対比候補がない．TAm-1 上位の TAm-3,4,5 は木更津の Yk3 と対比されているが，際だった特徴を持たない．多古チャネル埋積層は挟在する Tk テフラの他地域との対比はできていないが，上位の木下層のラビンメント面直下で花粉群集が寒冷化を示すため，木下層ではなく横田層に対比される可能性が高い．

(7)木下層　徳橋・遠藤(1984)は Ko1～4 を記載したが，Ko1=TAu-12 以外の対比は不明である．MIS6.2 は TAu-6 付近とされ，Aso-3 の降灰層準でもあるが，房総ではこれらのテフラは確認されていない．最近茨城県下の見和層から TAu テフラ群が報告されており，千葉県北部の木下層埋積谷堆積物からの発見が期待される．海退期には SIP として知られる両輝石型軽石を主とする KlP テフラ群が木下層最上部から常総層にかけて挟在するが，瀬又一道脇寺より東側の同層準のテフラは角閃石型となり，給源が問題である．

3．おわりに

海水準変動の下で堆積した古東京湾堆積物におけるテフラ層位の確定は，MIS との対応につながり，テフラの年代決定および地域間対比を行ううえで極めて重要である．このためにはテフラの諸特性の記載を基本として，野外での追跡による給源を考慮した分布の妥当性と，上下のテフラ及び堆積相・化石を用いた挟在層準の海水準変動との関係把握による層位の妥当性検証により個々のテフラの対比精度を向上させる必要がある．大磯丘陵ではマイナーなテフラの記載やメジャーなテフラもユニット毎の記載情報が不足しており，給源域でのテフラカタログの充実も課題である．

主な参考文献

新井房夫，1972．斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定．第四紀研究，11，254-259.
町田　洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫(1974)南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年．地学雑誌，83，302-338.
長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山高・井内美郎(2004)近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年，第四紀研究，43，15-35
中里裕臣，1993.下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係.千葉中央博自然誌研究報告，2，115-124.
中里裕臣，1999．EPMA 分析及び岩石記載的性質に基づく房総半島中部更新統テフラの対比．千葉中央博自然史研究報告，5，73-83.
中里裕臣・水野清秀，2008．下総層群清川層 Ky4 テフラの広域対比．日本地質学会関東支部第 2 回研究発表会，46-47.
中里裕臣・中澤　努・水野清秀，2006．関東平野中部～東部の中上部更新等の編年．月刊地球，28(1)，17-23.
中里裕臣・岡田誠・岡崎浩子・龍野敏晃，2004．千葉県北部，成田コアにおける下総層群の層序．日本第四紀学会講演要旨集，34，59-60.
中里裕臣・佐藤弘幸，2001.下総層群の年代と“鹿島”隆起運動.第四紀研究,40,251-257.
中里裕臣・佐藤弘幸・奥田昌明・銚子コア研究グループ，2003．千葉県北東部犬吠層群 250m コアのテフラ層序．日本地質学会第 110 年学術大会講演要旨，3.
中里裕臣・佐藤弘幸，2008．千葉県北東部における下総層群指標テフラ Yb1．日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨，76.
中里裕臣・佐藤弘幸，2010．下総層群多古チャネル埋積層の花粉組成．日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨集，74.
中里裕臣・佐藤弘幸，2010．上総層群 Ks5 テフラの酸素同位体層序における層位．日本第四紀学会講演要旨集，40，52-53.
中澤　努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示，2009，関東平野中央部における上総―下総層群境界：越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定．地質学雑誌，115，49-63.
大井信三・横山芳春，2011．常陸台地の第四系下総層群の層序と堆積システムの時空変化．地質学雑誌，117，103-120.
坂田健太郎・中澤努・中里裕臣，2011．八潮 GS-YS-2 コアに見られる更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー．地質調査研究報告，62，329-345.
佐藤弘幸，1993．千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序．千葉中央博自然誌研報，2，99-113.
下総台地研究グループ，1996．下総台地北東部の層序および地質構造の研究（その１）．地団研専報，45，1-22.
杉原重夫・新井房夫・町田洋，1978．　房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー．地質学雑誌，84，583-600.
鈴木毅彦，2012．北関東・東北地方南部のテフロクロノロジー：現状と展望．第四紀研究，51．65-78.
徳橋秀一・遠藤秀典，1984．地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）「姉崎地域の地質」．地質調査所,136p.
上杉　陽，1976．大磯丘陵のテフラ．関東の四紀，3，28-38.
宇野沢昭・磯部一洋・遠藤秀典・田口雄作・永井茂・石井武政・相原輝雄・岡重文，1988．2 万 5 千分の 1 筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図説明書．地質調査所，139p.

PS3

関東平野中央部鴻巣地域における下総層群の層序と層相の特徴

Stratigraphy and sedimentary facies of the Shimosa Grope in Konosu district, central Kanto plain, Japan

納谷友規（産総研）

Tomonori Naya (AIST, GSJ),

連絡先：納谷友規(t -naya@aist.go.jp)

1. はじめに

関東平野中央部では，近年，ボーリングコアの解析に基づき，下総層群相当層の層序と層相の特徴が検討されるようになった（例えば，中澤・中里，2005；中澤・田辺，2011；平社，2008；松島ほか，2009 など）．1/5 万鴻巣図幅地域は関東平野中央部において，すでに詳細な検討が行われている大宮・野田両地域よりもさらに内陸側に位置し（第 1 図），これまで下総層群の層序や層相に関する情報が不足していた地域である．発表者は，産総研が発行する 1/5 万地質図幅作成の調査のため，鴻巣地域の下総層群相当層について複数のボーリングコアを解析し，すでに層序が検討されている大宮・野田両地域との比較を行っている．本発表では，古東京湾の最奥部に位置する本地域における下総層群の層序と層相について紹介する．

2. 鴻巣地域における下総層群の層序・層相と古東京湾の分布限界

関東平野中央部における下総層群の層序は，下位より地蔵堂層，薮層，上泉層，清川層，木下層，大宮層，常総粘土に区分される．これらの地層は基本的に陸成層と浅海成層の互層からなり，上部の大宮層と常総粘土を除き 1 回の海進・海退からなる堆積サイクルから構成される．鴻巣地域においても基本的にはこれと同様の層序が追跡できるが，場所によっては浅海成層が認められず堆積サイクルが部分的に欠落する層準が確認された．鴻巣地域のほぼ全域に浅海成層の分布が認められ地層の追跡が可能なのは，地蔵堂層および薮層である．一方，上泉層と木下層は，鴻巣地域の大部分で確認できるが，本地域の北西部では海成層が挟在しないためこの層準の追跡を困難にしている．また，本地域の清川層は陸成層のみから構成される．

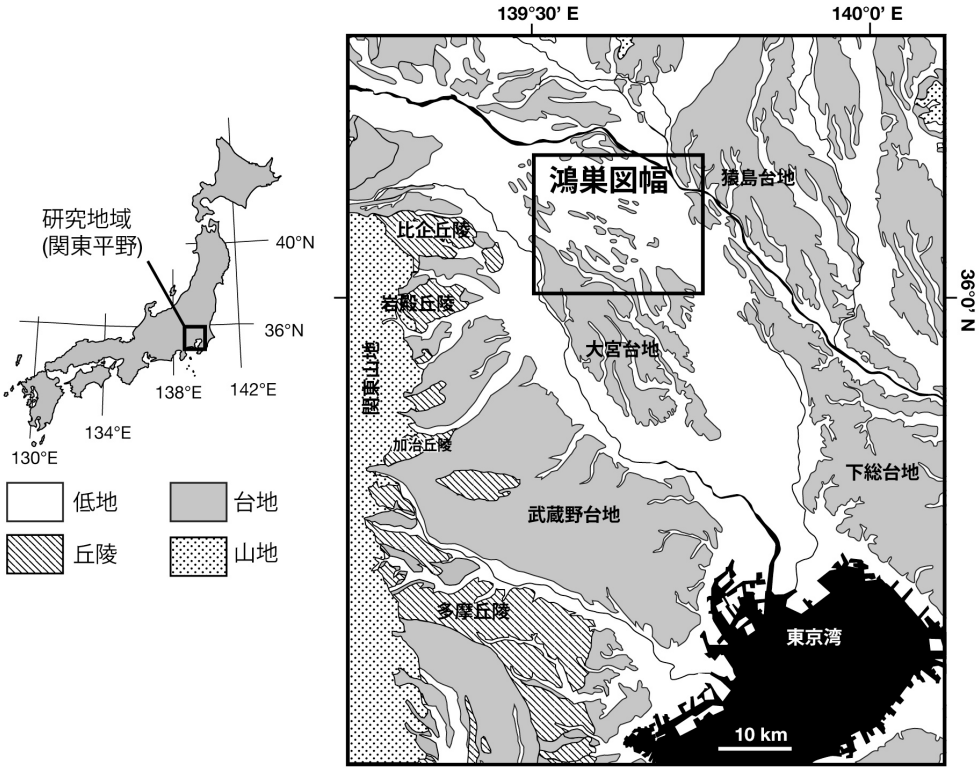
鴻巣地域の下総層群に挟在する海成層の層相には，大きく 2 つのタイプが認められる．一つは，下部が貝化石を含み生物擾乱が発達した砂質泥および泥質砂からなり，その上部に上方粗粒化する砂層が累層するものである（Type1）．上部の砂層には生痕化石 *Macaronichnus segregatis* が産出する場合がある．他方は，泥層あるいは砂質泥層を主体とするものである（Type2）．この海成層は，ボーリングコアの層相だけで判断することは困難な場合が多いが，珪藻化石を検鏡することにより識別が可能である．前者は，内湾底から海浜へと浅海化するサクセッションであるのに対し，後者は干潟環境の指標種である珪藻化石 *Pseudopodosria kosugii* を多く産出するためエスチュアリや干潟など内湾最奥部の環境で堆積したものと考えられる．

Type1 の海成層は，地蔵堂層と薮層では本地域全域に認められ，上泉層と木下層では本地域の南部あるいは東部に認められる．一方，Type2 の海成層は，上泉層と木下層において，本地域の西部あるいは北部のより内陸側において確認された．このような海成層の層相と分布は，地蔵堂層と薮層が堆積した時期の古東京湾は鴻巣地域よりも内陸側まで広がっていたこと，上泉層と木下層が堆積した時期における古東京湾の分布限界が本地域内に位置していたこと，清川層が堆積した時期の古東京湾は本地域よりも南側あるいは東側に

位置していたことを示唆する．

3. 鴻巣地域における下総層群の層序に関する問題点

本地域の下総層群の層序は基本的に隣接地域（大宮・野田地域）との堆積サイクルの対比，特に浅海成層の分布に拠る部分が大きい．各堆積サイクルと下総層群の模式地である房総地域と直接対比できるテフラとして，大宮・野田地域では地蔵堂層の J4(TE-5)テフラ，上泉層の Km2，Km4 テフラそして清川層の Ky3 (TB-8)テフラなどが見つかっているが，本地域ではこれらのうち清川層に挟在する Ky3 テフラ以外は確認できなかった．一方で，北関東に分布軸を持つと推測されるテフラはみつかっている．これらのテフラは，関東平野中央部と他の地域との対比を検討する上で重要な役割を果たすと考えられ，今後の詳細な検討が期待される．また，本地域では古東京湾の分布限界よりも内陸側の地層，すなわち陸成層のみからなる地層が分布する．これらの地層に対しても下総層群という名称を使うべきかどうかは，今後検討が必要だろう．



第 1 図　鴻巣地域の位置図

引用文献

平社定夫, 2008, 関東平野中央部における中ー上部更新統の堆積相および堆積シーケンス. 地球科学, 62, 29-42.

松島紘子・須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一, 2009, 関東平野内陸部, 吹上～行田地域における中・上部更新統の地下層序と堆積環境変化. 第四紀研究, 48, 59-74.

中澤　努・中里裕臣, 2005, 関東平野中央部に分布する更新統下総層群の堆積サイクルとテフロクロノロジー. 地質学雑誌, 111, 87-93.

中澤　努・田辺　晋, 2011, 野田地域の地質. 地域地質研究報告（5 万分の1地質図幅）, 産総研地質調査総合センター, 72p.

PS4

関東平野中央部の地下 600m 以浅に分布する更新統の層序−浅海成層の詳細対比への試み−

Subsurface Pleistocene stratigraphy in the central Kanto Plain, Japan

納谷友規（産総研）・植木岳雪（産総研）・本郷美佐緒（アルプス調査所）・
八戸昭一（埼玉県環境科学国際センター）・水野清秀（産総研）
Tomonori Naya (AIST), Takeyuki Ueki (AIST), Misao Hongo (Alps Technical Research Laboratory),
Shoichi Hachinohe (CESS), Kiyohide Mizuno (AIST)
連絡先：納谷友規(t-naya@aist.go.jp)

1. はじめに

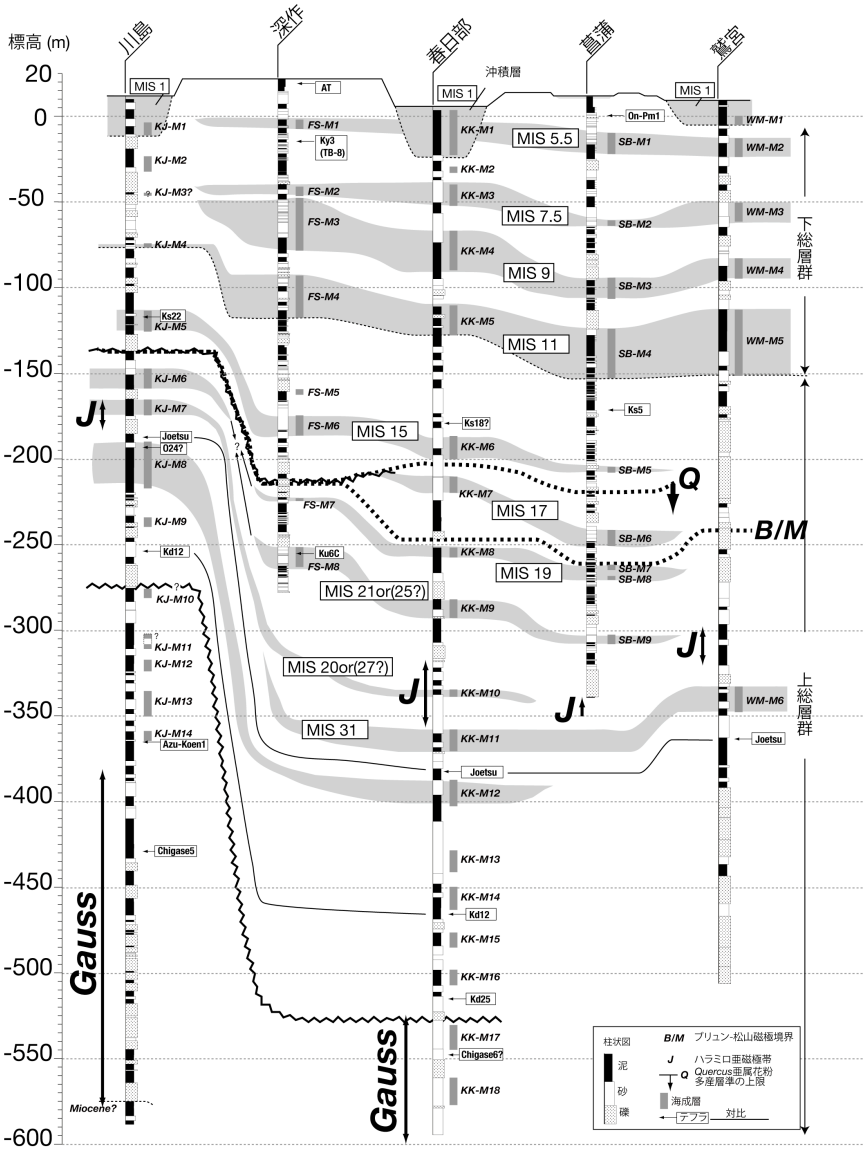
関東平野中央部は，現在の関東平野の沈降中心に位置しており，その地下には少なくとも数百 m 以上の第四系が分布する．関東平野の第四系層序の模式地ともいえる房総地域では，第四系の層序は陸棚以深で堆積した地層から構成される上総層群と，浅海成層と陸成層の堆積サイクルから構成される下総層群に区分される．一方，関東平野中央部では，上総層群及び下総層群に相当する地層において，房総地域にみられる層相の違いはなく，上総層群相当層も浅海成層と陸成層から構成されることが知られるようになった（中澤ほか，2009）．かつて関東平野に分布していた浅海の堆積環境のことを古東京湾とするならば，関東平野中央部では，上総層群堆積時期にも古東京湾が広がっていたと考えることもできる．

発表者らは，掘進長 300～600m のボーリングコアの解析に基づき，関東平野中央部の地下数百 m の第四系の層序構築を進めてきた．これまでに，海成層の詳細な識別（納谷ほか，2012），テフラ層序（水野・納谷，2011），古地磁気層序（植木ほか，2012），花粉化石層序（本郷ほか，2011）を明らかにしてきた．これら層序学的知見に基づきコア間の海成層対比を行った結果，関東平野中央部では，浅海成層からなる地層が少なくとも約 2.4 Ma 以降継続的に堆積していることが明らかになった．さらに,MIS31 以降についてはコア間の海成層対比と MIS との対応を検討した．

２．関東平野中央部の地下 600m 以浅に分布する海成層の対比

解析に利用したコアは，埼玉県の地盤沈下観測井コアである川島コア（600m），春日部コア（600m），鷲宮コア（514.6m），活断層調査で掘削された深作 A-1 コア（300m），産総研で掘削された菖蒲（GS-SB-1）コア（350.2m）である．これらのコアでは，海成層の層位を制限する指標として，テフラ層序では，On-Pm1，TB-8，Ks5，Ks18?，Ks22，Ku6C，上越（SK030），O24?，Kd12，Kd25，阿須公園1，千ヶ瀬 6?，千ヶ瀬 5 に対比されるテフラが検出され（水野・納谷，2011），古地磁気層序では，Brunhes chron，Matuyama chron，Jaramillo subchron，Gauss chron が識別された（植木ほか，2012）．また，花粉層序では，中部更新統で検出される *Quercus* 属 *Cyclobalanopsis* 亜属花粉の多産層準が MIS11 層準の指標として有効であることが確認されるとともに，*Quercus* 属 *Quercus* 亜属花粉多産層準の上限が MIS16/15 境界の指標となることが示された（本郷ほか，2011）．このようにして明らかになったコアの年代からは，関東平野中央部では浅海成層からなる地層が少なくとも約 2.4 Ma 以降継続的に堆積したことが明らかになった．さらに，これらの層序指標と挟在する海成層の層位関係から，複数のコア間で側方対比可能な海成層を，コア上部から上越火山灰の直上に位置する海成層まで連続的に見いだすことができた．一部不確定な層準もあり暫定ではあるが，これら海成層は MIS 5.5，7.5，9，11，15，17，19，21，（25?），29 (and/or 27?)そして 31 にそれぞれ対比されると考えられる．コアによっては，上記すべての海成層が認められず，一部

の海成層が欠落する場合があり，関東平野中央部地下の更新統には不整合が存在する可能性が明らかになった．今回明らかになった関東平野中央部の年代対比は，この地域の堆積場の変遷やそれを支配するテクトニクスを知る上での基礎的知見となる．さらに，将来的に対比を関東平野の他の地域に広げることで，関東平野全体の第四系の形成史の理解に大きく貢献できると考えられる．



第 1 図
関東平野中央部における各コアの海成層の対比と MIS との対応．
海成層とその番号は納谷ほか（2012）に，テフラの対比は水野・納谷（2011）に，古地磁気は植木ほか（2012）に，花粉化石の指標層準は本郷ほか（2011）にそれぞれ基づく．

【引用文献】

本郷美佐緒・納谷友規・山口正秋・水野清秀，2011，関東平野中央部埼玉県菖蒲町で掘削された 350m ボーリングコア（GS-SB-1）から産出した花粉化石群集．地調研報，62，281-318．

水野清秀・納谷友規，2011，広域テフラと海成層層準の認定に基づく関東平野中央部のボーリングコアの対比．地質調査総合センター速報，56，121-132．

中澤　努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示，2009，関東平野中央部における上総ー下総層群境界：越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定．地質学雑誌，115，49-63．

納谷友規・八戸昭一・松島紘子・水野清秀，2012，珪藻化石と岩相に基づく関東平野中央部で掘削されたボーリングコアの海成層準の認定．地調研報，63, 147-180．

植木岳雪・納谷友規・水野清秀，2012，関東平野中央部の深層ボーリングコアの古地磁気層序．日本第四紀学会講演要旨集，42，p. 8-9．

PS5

茨城県常陸台地における下総層群の主要テフラ層序

Stratigraphy of major tephra layers of the Shimosa Group in Hitachi Terrace, Ibaraki Prefecture

大井信三（国土地理院）・横山芳春（(株）アースアプレイザル）・安藤寿男（茨城大学）
Shinzou OOI, (GSI), Yoshiharu YOKOYAMA (Earth-Appraisal Co, Ltd.), Hisao ANDO (Ibaraki Univ.)
連絡先：大井信三（ooi@gsi.go.jp）

1. はじめに

茨城県の常陸台地を構成する下総層群は，房総半島で確立された下総層群の模式層序（徳橋・遠藤，1984）との対比が確立されておらず，特に木下層の基底の層位と清川層あるいは上岩橋層の層序において研究者間に意見の相違が多い．その理由の１つに，テフラ層序が確立されていないことにある．

そこで演者らは，常陸台地に分布する下総層群の各層の鍵層となるテフラについての詳細な記載と対比を試みた．また，酸素同位体比層序との対応が判明している太平洋海底コア中のテフラ（菅沼ほか，2006；青木ほか，2008），北関東の火山を給源とするテフラとの対比から，常陸台地における下総層群清川層，木下層，常総層の主要テフラ層序が明らかになった．

2. 各層における主要テフラ鍵層

(1) Ky3，MoP および Ky4（清川層の鍵層）

稲敷台地において，下位層の海浜相をなす砂層を覆うシルト層中に，黄色軽石層が挟在しており，上部のユニットの斜方輝石の屈折率が γ=1.730 を越えるという特徴から，Ky3 に対比される．下部ユニットには高屈折率の褐色角閃石を含む特徴があり，Ky3 に対比されている TB-8 下部の早田第五黒雲母軽石（上杉，2000）と類似する．常陸台地の Ky3 は，高屈折率の斜方輝石よりもこの高屈折率の角閃石が目立つため，識別は容易である．なお，Ky3 を含む清川層下部のシルト層は，稲敷台地以外では浸食されて消失している場合が多い．

稲敷台地において Ky3 の上位に，層厚 20-30cm の黄～薄紫色のガラス質テフラが挟在しており，Ky4 と考えられる．保存の良い場所では，中部ユニットに黒色火山灰，最下部ユニットに白色粗粒軽石が見られる．火山ガラスの主成分化学組成は，北西太平洋沖海底コア Horizon-D（菅沼ほか，2006）の分析値の周囲に分散することから，中里（2008）が示した，Horizon-D との対比案は支持される．Horizon-D の酸素同位体層序は MIS7.3 の 219ka 頃とされているので，Ky4 を含む清川層の堆積年代に制約を与える．Ky4 は稲敷台地だけでなく，行方台地，東茨城台地，那珂台地において木下層剣尺部層の下位に見られ，清川層が常陸台地に広く分布していることを示している．

鹿島台地中部の木下層剣尺部層の下位に潮汐相からなる砂礫層が見られ，従来は木下層の潮流口相とされていた．この砂礫層の中には大量の白色軽石が挟在している．この軽石は角閃石が多く，MoP（真岡軽石）に特徴的な針状の角閃石を含み，角閃石の主成分化学組成も栃木県における MoP と良い一致を示した．また東茨城台地の笠神層（坂本，1981）中に MoP の白色軽石が挟在していることから，笠神層は清川層に対比されることが明らかとなった．したがって，MoP は常陸台地中部から北部にかけて広く分布する清川層の指標テフラである．行方台地中部で，Ky4 の下位に MoP が挟在する層位関係が確認された．

(2) ArP および OiP（木下層剣尺部層の鍵層）

大井・横山（2011）に従い，木下層を２つの部層に区分する．木下層下部層である剣尺部層の主要テフラ鍵層は，ArP（荒谷軽石：大井，2000）と OiP（大岩田軽石：宇野沢ほか，1988）である．火山ガラスの主成分化学組成やユニットの特徴と層位から，それぞれ日光火山群起源の Nk-Yt（矢板テフラ；鈴木，1993）および Nk-Nm（行川テフラ；鈴木，1993）に対比される（大井ほか，2010）．

ArP は開析谷充填堆積物に挟在しており，下部ユニットはガラス質で角閃石を含み，上部ユニットは両輝石からなるという，上下ユニットで鉱物組成が異なる特徴を持つ．風成の Nk-Yt は常陸台地より北方の日立市内で見いだされており，常陸台地海岸部まで降灰した可能性は高い．

OiP はスコリアを含むテフラで，剣尺部層の外浜相をなす砂層中に狭在する．常陸台地の西部・南部に分布し，千葉県銚子地域の香取層の下部にも見いだされた．OiP は最も深い水深が見積もられる木下層の下部外浜相の砂層中に挟在することから MIS5e 最盛期に堆積したと考えられる．

行方台地南部では，剣尺部層下部泥層中に 2 枚のスコリア層 Br-Sc，Bk-Sc が見られ（大井・横山，2011），Bk-Sc の直下には ArP が挟在している．両スコリア層の石基ガラスの主成分分析値は K_2O 値が低く CaO が高い特徴を示し，箱根火山起源と考えられる．そのうちの Bk-Sc は，石基ガラスの化学組成とガラスの発泡形態や微細なマイクロライトの存在などから TAu-2 下部（町田ほか，1974）に対比される．

以上から，剣尺部層は，MIS6 の低海面期に形成された開析谷を埋めて MIS5e に形成されたと考えられる．

(3) KtP（木下層行方部層の鍵層）

木下層上部層である行方部層に見られるテフラ鍵層は KtP（横山ほか，2001）である．KtP は結晶質テフラで，角閃石と石英，バブル型および繊維状火山ガラスを特徴的に含む．KtP の給源は不明だが，常磐沖海底コアの Tephra20(1)（青木ほか，2008）と火山ガラスの主成分分析値の一致から対比される．Tephra20(1)の酸素同位体層序はステージ 5d 初期に位置することから，行方部層は MIS5d 初期に形成されたものと考えられる．行方部層は常陸台地中・南部を特徴付ける古東京湾のバリアーシステム（牧野・増田，1989）を構成した地層とみなされる．

(4) On-Pm1 および Nk-MaS（常総層の鍵層）

常陸台地の常総層の対比に最も有用なテフラは，On-Pm1（御岳第 1 テフラ；以下引用の無いテフラ名称は町田・新井，2003 による）およびその直下にある Nk-MaS（満美穴スコリア；鈴木，1993）である．火山ガラスが風化消失した On-Pm1 でも，Nk-MaS との組み合わせで対比が可能である．また Nk-MaS の直下に Tt-D（立山 D テフラ）が鹿島台地と筑波台地・那珂台地で見いだされた．最下部に Miwa テフラ群があり，角閃石を含む Miwa-LL（鈴木，1990）が常陸台地においても見いだされ，Hk-KlP4 に対比可能である．鹿島台地の中軸部から海岸部にかけて分布する常総層はラグーン相・海浜相等からなる海成層で，上記テフラを挟在し風成の K-Tz，Aso-4 に覆われており，常総層上限が作る段丘面は MIS5c の小原台面に相当すると考えられる．

《文献》

青木ほか，2008，第四紀研究，47，391-407.
町田ほか，1974，地学雑誌，83，302-338.
町田・新井，2003，東京大学出版会，336p.
牧野・増田，1989，日本地質学会第 96 年年学術大会見学旅行案内書, 151-199.
中里・水野，2008，日本地質学会関東支部第 2 回研究発表会「関東地方の地質」講演資料集，46-47.
大井・山田，2000，第四紀学会講演要旨集，30，26-27.
大井ほか，2010，第四紀学会講演要旨集，40，100-101.
大井・横山，2011，日本地質学会第 118 年学術大会見学旅行案内書，地質学雑誌，117，補遺，103-120.
菅沼ほか，2006，第四紀研究，45，435-450.
鈴木，1990，関東平野，3，23-32.
鈴木，1993，地学雑誌, 102, 73-90.
徳橋・遠藤，1984，地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅)，地質調査所，136p.
上杉ほか，2000，関東の第四紀，22，3-38.
宇野沢ほか，1988，特殊地質図，23，地質調査所，139p.
横山ほか，2001，堆積学研究，54，9-20.

O1

東北沖津波により発生した混濁流のダイナミクス

Dynamics of the turbidity current generated by the 2011 Tohoku-Oki Tsunami

新井和乃（千葉大学）・成瀬　元（京都大学）・川村喜一郎（山口大学）・三浦　亮（日本海洋事業）・
日野亮太・伊藤喜宏（東北大学）・稲津大祐（防災科研）・入野智久（北海道大学）・
池原　研（産総研）・村山雅史（高知大学）・横川美和（大阪工業大学）・泉　典洋（北海道大学）
Kazuno Arai (Chiba Univ.), Hajime Naruse (Kyoto Univ.), Kiichiro Kawamura (Yamaguchi Univ.),
Ryo Miura (Nippon Marine Enterprises, Ltd.), Ryota Hino, Yoshihiro Ito (Tohoku Univ.),
Daisuke Inazu (NIED), Tomohisa Irino (Hokkaido Univ.), Ken Ikehara (AIST),
Masafumi Murayama (Kochi Univ.), Miwa Yokokawa (Osaka Inst. Tech.), Norihiro Izumi (Hokkaido Univ.)
連絡先：新井和乃(arai_kazuno@graduate.chiba-u.jp)

1. はじめに

本研究では，2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波によって発生したと考えられる混濁流の挙動推定を試みる．地震時に海底に設置されていた海底圧力計・海底地震計の異常記録（日野ほか，2012）や，三陸沖海底において広範囲に認められるイベント堆積物（Ikehara et al., 2011; 新井ほか，2013）から，地震・津波に伴って混濁流が流下した可能性が示唆されている（池原，2012；Noguchi et al., 2012）．混濁流の発生要因としては津波，地震動，地すべり等が複合的に作用したと考えられるが，本研究では津波によって生じた混濁流の可能性を観測データとそれに基づくシミュレーションによって検証する．この検証作業は，巨大地震・津波に伴う混濁流の発生・流下プロセスを解明し，地層から過去の巨大地震・津波の履歴を復元する上で重要なデータとなるだろう．

2. 観測データからの混濁流挙動復元

(1) 海底圧力計・海底地震計

本震発生の 3 時間後，宮城県牡鹿半島東方沖約 70 km の地点に設置された海底圧力計（OBP）ならびに海底地震計（OBS）に異常が記録された（日野ほか，2012）．OBP は本震の発生から 3 時間後に約 0.2 度の温度上昇を記録し，その温度異常は 2 時間半程度持続された．また，同時刻に OBS には余震とは異なる継続的な異常振動が記録されている．温度異常を記録した OBP は投入位置から日本海溝方向に 1 km 移動し，横倒しになった状態で発見された．

これらセンサーの異常記録は，本震発生の 3 時間後に浅海から流下した混濁流によるものと解釈される（成瀬ほか，2012）．センサーの投入位置や本震発生からの時間を考慮すると，混濁流の平均流速は 2.4-7.1 m/s，継続時間は 3 時間程度であると推定される．また，OBP の移動限界流速は 2.3 m/s を超えると推定されるため，混濁流がセンサー投入位置を流下している際には少なくともそれ以上の流速であったことがわかる．

(2) 海底堆積物

「みらい」（2012 年 3 月，MR12-E02 leg3），「淡青丸」（2012 年 5 月，KT-12-9）を用いて，三陸沖の陸棚から日本海溝上部斜面（水深 170-1700 m）にかけての 16 地点で，マルチプルコアラーを使用した海底堆積物の採取を行った．結果として，水深 750 m 以深の 8 地点において堆積物試料の最上部にイベント堆積物が認められた．水深 750 m 以浅では生物擾乱等が発達しており，イベント層の識別は困難であった．イベント堆積物は全体的に正級化しており，最下部に級化構造や葉理がみられる薄層の砂質堆積物を伴うシルトを主体とする堆積物である．イベント堆積物

の厚さは 1–9 cm 程度であり，水深が深くなるほど堆積物の厚さは厚くなる傾向がある．

上記の特徴から，イベント堆積物は主としてタービダイトであると解釈される．すなわち，このタービダイトが分布している水深 750-1700 m の範囲では，混濁流が最終的に堆積的な状態になったものと判断される．

3. 津波起源混濁流モデルとそのシミュレーション結果

観測結果に基づくと，東北地方太平洋沖地震の直後に発生した混濁流は，津波によって特定の水深の海域において巻き上げられた堆積物から発達し流下した可能性が想定できる．このシナリオに基づいて，非定常混濁流モデルを作成し，流下中の混濁流の挙動について検討を行った．

計算の初期条件としては，Sugawara and Goto (2012) の津波数値計算結果に基づき，水深 450 m までの海域において濃度 C0 で一様に巻き上げられた浮遊堆積物雲が生じたことを仮定した．浅海の浮遊堆積物雲から流下する混濁流の挙動予測には，1 次元 3 方程式の非定常混濁流モデルを用いた（Kostic and Parker, 2006）．堆積物の粒径は 100μm とし，斜面勾配は実際の三陸沖の地形データを用いて計算を行った．

結果として，津波によって巻き上げられた堆積物から混濁流が発達・流下するには堆積物濃度がある閾値より高い必要があるということが明らかとなった．堆積物濃度がそれより低いと短い距離で流れが減衰し，広範囲に流れが流下することはできない．また，流下に時間がかかり，流速が非常に遅く，OBP を移動させることはできない．ちなみに，現状の数値モデルではおよそ堆積物濃度 0.05 %が閾値となっているが，この結果は今後の数値モデルの改善に伴って多少変化する可能性はあるだろう．

4. 今後の課題

今後，津波の数値モデルを用いて実際に三陸沖沿岸から浅海域で津波によって巻き上げられた堆積物量を推定し，その堆積物から混濁流が発達・流下しうるかどうか検討を行う．巻き上げ量の計算や混濁流モデルには堆積物の粒度分布の考慮が必要である．OBP・OBS からの混濁流の挙動推定データやイベント堆積物の分布域，層厚データを制約条件として，実際に生じた混濁流の挙動をより詳細を復元していきたい．

O2

AMS ファブリックを用いた古流向解析による仙台平野を遡上した津波の挙動

Tsunami behavior on the Sendai Plain, Sendai, north eastern Japan: Paleocurrent analysis using the anisotropy of magnetic susceptibility

澁谷剛丈（新潟大）・髙清水康博（新潟大）

Takahiro Shibuya (Niigata Univ.), Yasuhiro Takashimizu (Niigata Univ.)

連絡先：澁谷剛丈 (u12b118a@mail.cc.niigata-u.ac.jp)

1. はじめに

2011 年 3 月 11 日，東北日本太平洋側は Mw9.0 の地震による津波（以下，3･11 津波）に襲われた．3･11 津波による堆積物の特徴を理解することは，過去の津波堆積物を読み解く際の鍵となる．しかし，津波堆積物の古流向解析は容易ではなく，未解明な部分も多い．津波の挙動は複雑であり，例えば NHK による仙台平野における 3･11 津波中継映像では遡上流が盛土に堰き止められ，流れのよどみが生じ，遡上方向（北西方向）と直交する方向（南西方向）へ，津波が河川堤防を乗り越えて名取川へ流れ込む様子が観察された．

現世の津波堆積物において，実際の粒子配列から古流向を推定する試みは Naruse *et al*. (2012) や Takashimizu *et al*. (2012) などもあるが，それほど多くはない．また，Wassmer *et al*. (2010) は 2004 年のスマトラ島沖地震津波堆積物において帯磁率異方性（AMS）を用いた古流向解析試み，目視による津波観察結果との対比から AMS を用いた古流向解析が有効であることを示した．

今回の津波では，上空から撮影された実際の津波遡上の映像資料と AMS を用いた古流向解析を照らし合

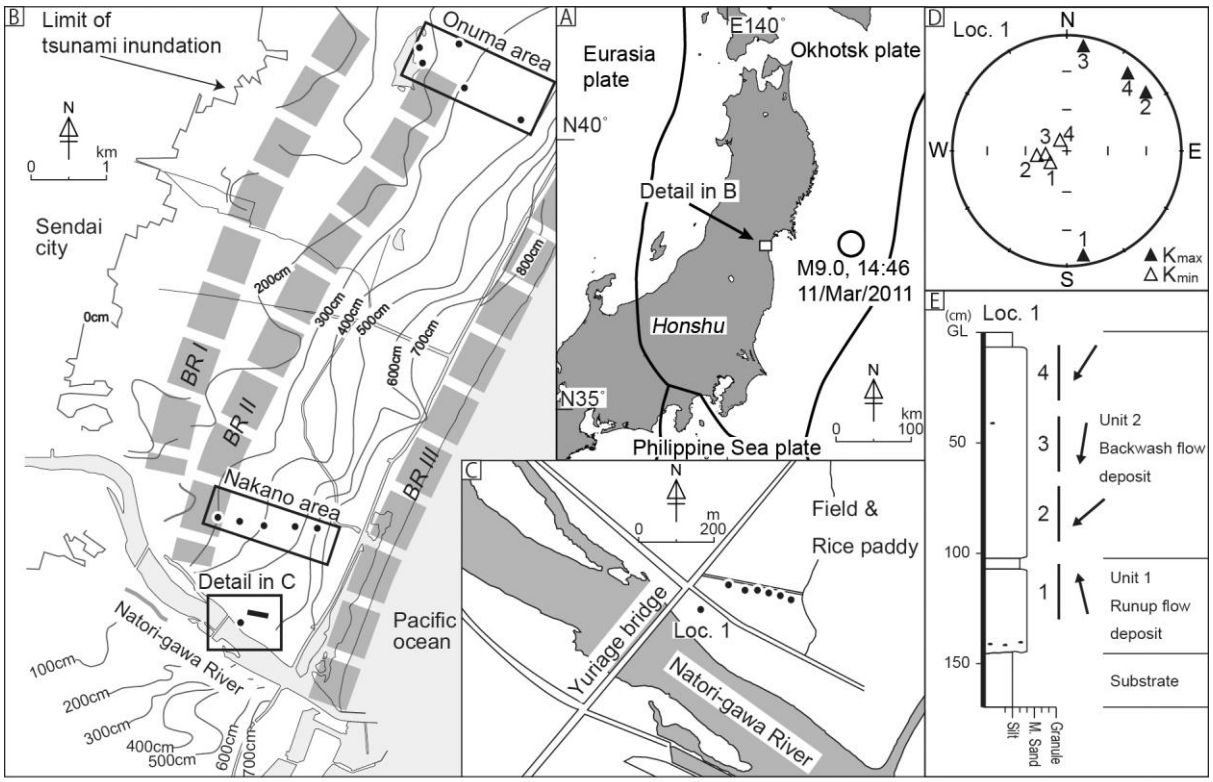


Fig. 1. (A) Study area and epicenter of the Tohoku earthquake. Plate boundary data derived from Wei and Seno (1998). (B) Survey area of this study. The limit of tsunami inundation, tsunami water depth and beach ridges data are taken from Association of Japanese Geographers (2011), Takashimizu et al. (2012) and Matsumoto (1984). (C) Survey area of the left side of Natori-gawa river. Solid circles show the sampling localities for AMS measurement. (D) Lower hemisphere projections of the principal AMS tensor axes of the samples of Loc.1. (E) Sedimentary column and measured horizons for AMS fabric of the tsunami deposit of Loc. 1. Arrows indicate paleocurrent directions. The tsunami deposit of Loc. 1 consists of runup depositional unit and backwash depositional unit.

せることにより，この手法の有効性の再確認し，堆積学的解析による津波の挙動の解明を目指した．

2. 調査手法

2011 年に Fig. 1B に示す仙台市若林区の沿岸低地 (1) 大沼地域，(2) 中野地域，および (3) Fig. 1C に示す名取川左岸地域において，3･11 津波と弥生時代の津波堆積物の調査を行った．各調査地点において，定方位不攪乱試料を採取し，室内にて記載を行った．各津波堆積物に 7cc のプラスチックキューブを 2.5cm 間隔で堆積物に乱れが生じないように慎重に押し込み，同志社大学の帯磁率異方性測定装置により測定を行った．

3. AMS ファブリック測定結果と考察

(1) 地域の試料では，津波の遡上方向である西～北北西方向を示し，この結果は弥生津波堆積物の AMS ファブリックも同様の方向を示す．また，大沼東縁で採取した試料においては，大沼からの溢れだし方向である北東方向を示した．また，弥生津波堆積物においても同様の古流向が観察された． (2) 地域の試料では，津波の遡上方向とは逆の東～南東方向を示すものが卓越し，西方向を示すものは 1 割程度である．弥生津波の試料においても東方向を示す試料のみである． (3) 地域の Loc. 1 の試料では，Fig. 1E で示すように 1 つのユニットが細粒砂とマッドドレープと考えられる泥層からなっており，このユニットが 2 つ累重していた．下部ユニットでは名取川を遡上する津波の方向である北北西方向を示し，上部ユニットでは津波が名取川に流れ込む南西方向を示す．この特徴は，映像資料から復元される津波の挙動と一致していると思われる．

4. おわりに

津波堆積物の粒子配列から古流向を求める際，遡上流と戻り流れの方向のみを考慮に入れがちであるが，先に記述した名取川の例のように局所的な津波の挙動も重要であることが確認できた．東日本大震災では，多数の報道機関が上空から撮影した津波挙動の映像資料があるため，局所的な津波の挙動に伴ってどのような堆積物が残されるのかを解明することができると期待される．

5. 謝辞

帯磁率異方性測定装置は同志社大学理工学部の林田研究室所有の Kappabridge (AGICO KLY-3S) を使わせて頂きました．同研究室の皆様に厚く御礼申し上げます．

6. 文献

松本秀明，1984，海岸平野にみられる浜堤列と完新世後期の海水準変動．地理学評論，**57**，720-738.

Naruse, H., Arai, K., Matsumoto, D., Takahashi, H., Yamashita, S., Tanaka, G., and Murayama, M., 2012, Sedimentary features observed in the tsunami deposits at Rikuzentakata City. *Sedimentary Geology*, **282**, 199-215.

Takashimizu, Y., Urabe, A., Suzuki, K. and Sato, Y., 2012, Deposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach rideges near Sendai, Japan. *Sedimentary Geology*, **282**, 124-141.

Wassmer, P., Schneider, J. L., Fonfrege, A. V., Lavigne, F., Paris, R. and Gomez, C., 2010, Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits: Application to the 2004 deposits on the eastern coast of Banda Aceh, North Sumatra, Indonesia. *Marine Geology*, **275**, 255-272.

Wei, D. and Seno, T., 1998, Determination of the Amurian plate motion. In: Flower, M.F.J., Chung, S.-L., Lo, C.-H., Lee, T.-Y. (Eds.), *Mantle dynamics and plate interactions inEast Asia*. American Geophysical Union, 337-346.

O3

谷地形における 2011 年東北沖津波による堆積物の空間分布

Spatial distribution of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits in drowned valley

阿部朋弥（名古屋大学・地理学教室）・後藤和久・菅原大助（東北大学・災害科学国際研究所）
Tomoya Abe (Nagoya Univ.), Kazuhisa Goto, Daisuke Sugawara (Tohoku Univ.)
連絡先：阿部朋弥 (abe.tomoya@a.mbox.nagoya-u.ac.jp)

1. 研究背景

海岸線から浸水限界まで設定した多数の測線上での調査結果にもとづいて，津波堆積物の分布距離と浸水距離との比較をおこなうなど，巨視的な視点から津波堆積物の特徴と津波の水理特性との関係性をとらえる研究は，古津波堆積物の分布範囲にもとづく浸水範囲の推定精度の向上などにつながると思われる．一方で，津波堆積物の空間分布は，局所的には，遡上域における地形や供給源，津波の水理特性の違いによって，多様に変化する．それゆえ，津波堆積物の特徴から津波水理量の局所的な変化を推定するためには，巨視的な視点と局所的な視点を組み合わせて，津波堆積物の空間分布と，地形や供給源，津波の水理特性の空間的な特徴との関係性を明らかにする必要がある．しかし，津波直後におこなわれた多くの調査研究においては，調査測線上における海岸線からの距離と堆積物の層厚・粒度との関係が主に論じられており，面的な調査にもとづく，堆積物の層厚・粒度の空間分布と，微地形の形態・配置や砂層・泥層の供給源，流向などの空間的な特徴との関係性に関する議論はほとんどおこなわれていない．

2. 研究目的・手法

本研究では，宮城県山元町南部の溺れ谷低地（幅：1-0.1 km×奥行：2 km）と，海岸線から 0.7-0.9 km 内陸に位置し，谷の入り口にあたる水神沼（幅：0.1 km×長さ：0.2 km）で，2011 年東北沖津波による堆積物の層厚・粒度の平面的な分布を調べた．本対象地域は，津波発生後から調査時（2012 年 6〜11 月）までの間に，大規模な人工改変がおこなわれていなかった．そのため，海岸線から最大約 2 km までの浸水範囲のほとんどで，津波堆積物の保存状態が良い．また，津波後の 5 m DEM データがあるため，津波堆積物の空間分布と微地形の形態・配置との関係性の議論が可能である．加えて，谷の入口付近に水神沼があるため，沼が堆積物の運搬過程に与える影響を議論することができる．

これまでに，本地域の 150 地点以上でピット掘削を実施し，層厚や粒度，堆積構造の記載をおこない，津波堆積物の平面的な特徴を調べた．また，津波後の 5 m DEM を用いて，各掘削地点の標高と堆積物の層厚との関係を検討した．また，海岸線から 0.5 km の狭い範囲（20 m×20 m）の 20 地点において，GPS 測量機器による高精度な地形測量結果と堆積物の層厚を比較することによって，微地形と堆積物の層厚との関係性の詳細な検討をおこなった．海岸線から遡上限界まで設定した測線上の地点では，砂層のサンプルを採取し，沈降管法による粒度分析をおこなうことで，谷奥（内陸）方向と鉛直方向への粒度変化を調べた．また，水神沼の底質および，その周辺の地点における津波泥層中の珪藻を分析することで，津波泥層の供給源を推定した．津波前後の空中写真や衛星画像の解析によって，津波の流向や，津波による海岸地形や地表面の侵食について検討した．

3. 結果

津波砂層の層厚・粒度は，大局的には，谷奥（内陸）に向かって小さくなる．しかし，それらは，局所的には，微地形の凹凸の影響を受けて変化し，標高が低い場所ほど，層厚は大きくなる．また，20 m×20 m の狭い範囲における砂層の層厚は 28～35 cm であり，その平均値は 32 cm である．しかし，比高が数 cm～10 数 cm の凹部で層厚は大きくなる．津波泥層の層厚は，大局的には，標高が低い場所で大きくなる傾向が見られ，谷の入口に位置する水神沼よりも海側では比較的小さく，水神沼の陸側背後で急激に増大する．津波泥層中の珪藻の堆積環境は，湖沼～沼沢湿地環境であり，水神沼の底質とほぼ同じである．また，水神沼よりも海側の地点では，しばしば複数の砂層のサブユニットが観察され，一部の地点では上方細粒化と上方粗粒化の繰り返しが見られる．これに対して，水神沼よりも内陸側の地点では，ほとんどの地点で，砂層は単一のユニットからなる．

津波前後の衛星画像や空中写真の解析から，津波による侵食によって海岸線が後退し，砂丘堤防の陸側が深く洗掘され，海岸林地帯（砂丘）が大きく侵食されていることがわかる．また，海岸林の倒木方向や陸に打ち上げられた船の長軸方向などが示す流向は，陸側方向だけではなく，海側方向や海岸線に平行な方向が含まれており，陸側方向が卓越する仙台平野と比べて複雑である．

4. 考察

砂層の層厚や粒度は，大局的には，内陸方向に向かって小さくなる．また，砂層の層厚は，微地形の凹部で増大し，凸部で減少する．これらの傾向は，既存の測線上における調査結果と整合的である．しかし，平面的な堆積物調査によって，海岸線からの距離や標高が同じような所であっても，砂層の層厚やサブユニット数は異なることが示された．この溺れ谷低地では，地元住民への聞き取り，海岸林の倒木方向や船の長軸方向，GPS 波浪計の観測結果などから，複数の押し波・引き波があったと思われる．押し波は一様に遡上するため，押し波による砂層は，微地形の凹部ではそれを埋めるように厚く堆積すると考えられる．そのため，押し波による砂層の層厚は，海岸線からの距離だけではなく，標高の制約を強く受けると考えられる．一方で，引き波の流れの強さや流向は，遡上域における地形勾配の変化や微地形の形態・配置に対して敏感であるため（Umitsu et al. 2007），引き波による侵食の強さやその分布は，それらの影響を強く受けると思われる．そのため，本地域のように，複数の押し波や引き波の影響を受けた場所では，押し波・引き波による侵食作用・堆積作用の最終的な結果である砂層の空間的な分布は，標高や海岸線からの距離以外の制約要因の影響を受けやすいと思われる．また，狭い範囲（20 m×20 m）での砂層の層厚は，31.5 cm±3.5 cm であることから，この程度の空間スケールにおける，比高が 10 数 cm 以内のほぼ平坦な場所であれば，複数地点での砂層の層厚の誤差は，層厚の 10%程度と考えられる．

砂層の主な供給源は，空中写真や衛星画像の解析によって砂丘付近で見られた押し波による洗掘（侵食）痕や粒度分析結果から，仙台平野と同様に砂丘であると推定される．一方，泥層の主な供給源は，珪藻分析結果や泥層の層厚分布にもとづくと，水神沼の底質であると考えられる．泥層の層厚は，大局的には，標高が低い地点で大きくなる傾向が見られる．これは，堪水中は標高が低い場所に水が集まるため，堪水中に堆積したと考えられる泥層の層厚分布と標高との間には一定の関係があると思われる．しかし，本地域では，複数の押し波と引き波があったと考えられ，砂と比べて沈降速度が遅い泥の空間分布は，数十分～数時間の撹拌の影響を強く受けていると推測されるため，泥層の層厚分布は必ずしも標高分布に依存しないと推測される．

O4

2011 年東日本大震災が岩手県大槌湾周辺の浅海底堆積物および底生生物に及ぼした影響

Impact of the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake on shallow-marine sediment and benthos in Otsuchi and Funakoshi bays, northern Japan

清家弘治・白井厚太朗・小暮潔央（東京大学大気海洋研究所）
Koji SEIKE, Kotaro SHIRAI, Yukihisa KOGURE (AORI, University of Tokyo)
連絡先：清家弘治(seike@aori.u-tokyo.ac.jp)

１．はじめに

2011 年 3 月に発生した大津波は，三陸沿岸域の生態系に大きな影響を及ぼしたと考えられている．我々の研究グループでは，震災前である 2010 年 9 月と，震災後で大津波が来襲した後の 2011 年 9 月，そして 2012 年 9 月に岩手県の大槌湾と船越湾でそれぞれ 5 地点ずつ，計 10 地点で潜水調査を行い，大津波が海底環境とその場の大型底生生物にどのような影響を及ぼしたかを調査した．

２．調査地の詳細・調査方法

研究対象である大槌湾と船越湾は，それぞれ以下のような特徴を持つ（津波前の状況）：大槌湾には大槌川，小鎚川，鵜住居川と 3 つの河川が流入し，海底には泥質な堆積物が分布している．一方，船越湾には大きな流入河川はなく，海底には淘汰の良い細粒砂が堆積している．各湾で調査を実施したのは，湾口から海岸に向かって，水深おおよそ 20 m，15 m，10 m，5 m，2.5 m の地点（震災前の状態で）である．各調査地点において，水深の測定，堆積物および大型底生生物の採集を実施した．これらの調査を津波前と津波後に実施し，その変化を検討した．

３．大槌湾での結果

大津波により海底地形が大きく変化し，また海底の堆積物が粗粒化している事が明らかになった：水深 10 m 付近において，地形や粒度組成の最も激しい変化が見られた．2012 年には，海底堆積物は再び泥質化した．大槌湾における大型底生生物を大津波前後で比較した結果，津波前に多く見られたビノスガイ，ソデガイ類，ハスノハカシパンなどは，大津波後の調査ではほとんど見られなくなり，また分布域が変化していた．一方，コタマガイは大津波前後ともに同じ地点で多く観察された．

４．船越湾

大槌湾とは対照的に，船越湾の海底地形および堆積物の粒度組成には津波前後での大きな変化は認められなかった．それにもかかわらず，津波前に多く見られたオカメブンブクやハスノハカシパンといった大型底生生物を津波後（2011 年）にはほとんど見つけることはできなかった．

O5

巨大津波によって形成された礫質な津波堆積物の特徴と分類

Gravel deposits attributed by the giant tsunami wave in 2011 on the Sanriku coast, their characteristics and classification

仁科健二（北海道立総合研究機構地質研究所）・川上源太郎（道総研地質研究所）
・田近　淳（道総研地質研究所）
Kenji NISHINA (Hokkaido Research Organization, Geological Survey), Gentaro KAWAKAMI (HRO, Geological Survey), Jun TAJIKA (HRO, Geological Survey)
連絡先：仁科健二(nishina-kenji@hro.or.jp)

1. はじめに

津波堆積物の調査・研究は砂浜に続く沿岸低地がおもな対象となることが多く，岩礁海岸や礫浜海岸での研究事例は少ない．そのため低地の発達しない沿岸域では，古津波履歴の解明が著しく遅れていることが問題となっている．平川（2012）は北海道～三陸の沿岸において，礫浜の背後にある段丘崖に保存された古津波堆積物を認定し，さらに海蝕崖の高低差を利用して古津波の規模と履歴を推定した．古津波調査の対象を拡大する意味で礫浜や岩礁海岸における調査は非常に重要（後藤・箕浦，2012）であるものの， 2011 年東北地方太平洋沖地震津波後に実施された津波堆積物調査には，岩礁海岸や礫浜における調査報告が見当たらない．津波襲来後ほぼ 2 年経過した時点でその痕跡は不明瞭となりつつあるが，われわれは三陸沿岸の礫浜海岸を調査し，巨大津波によって生じた礫質堆積物の特徴を記載・分類した．

2. 方法

2013 年 2 月 26 日から 3 月 2 日にかけて，岩手県洋野町から宮城県石巻市雄勝町の沿岸 16 地点を調査した．調査地点の選定に当たっては，震災前から人工改変が少なく自然地形が残されていると推定される礫浜海岸を地形図等から抽出した．現地では浸水の痕跡が明らかな範囲において，海浜由来の円磨された砂・礫の分布を確認した．植生の影響が強い場所（斜面の杉林など）では，落葉や落枝(A0 層)による被覆状態や埋没の程度などから 2011 年津波イベントで打ち上げられた堆積物を認定した．礫の大きさを中径でおおよそサイズ区分し，調査時点における汀線からの距離とその打ち上げ上限高度を傾斜角度計付レーザー距離計（ニコン製：レーザー550AS）で 0.1 m単位で計測した．汀線位置からの高度は潮位補正をおこない標高値とし，遡上高ないし浸水高の標高値（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ）と比較した．なお調査地点の津波浸水高ないし遡上高（標高補正）は約 11 m から 30 m の範囲であった．

3. 堆積物の分類とその特徴

今回確認した礫質の津波堆積物について，堆積場の地形状況を基準に次のように 4 区分した．

谷底低地タイプ：谷底低地を埋積した礫質・砂質な堆積物（山田ほか，2012）．本調査では調査対象としなかった．

段丘（ポケット）タイプ：完新世段丘，崩壊地末端の緩斜面，地すべりのステップ，海岸に近接する支谷低の末端に認められた．海触により浜崖となっているところでは，その直上の狭い範囲（数 m 以内）に分布

し，内陸への連続性は良好ではない．上面に凹部があるとそこに集中する傾向があるが，そもそも凹部の一部は戻り流れによる浸食痕と推定される．また遡上方向の覆瓦状構造が認められる場合があった．支谷底では角礫が混じる．

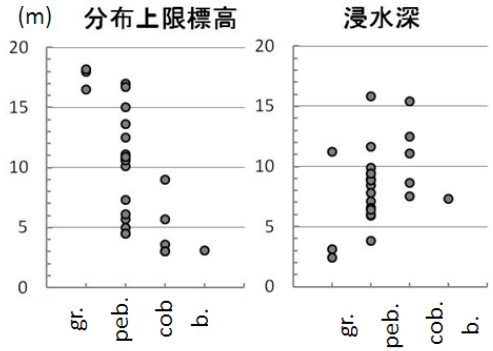
崖錐・斜面タイプ：崖錐や斜面上に堆積したもの．主に谷壁斜面と同質の角礫から構成される．海岸に近い場所では円磨された礫の割合が高くなる．角礫は，谷壁斜面を覆っていた表層の土層が起源と考えられる．角礫のみからなる斜面上の津波堆積物は津波石とともに八木下（2000）によって報告されており，三陸沿岸の古津波の痕跡として報告されている．バットレス状の崖錐では角礫の岩屑中に円磨された礫が混在した．

岩棚タイプ：露岩の節理に沿って形成された岩棚や割れ目に堆積したもの．岩棚のサイズに礫の大きさが規制される．露岩上部の植生に捕獲された円礫も認められた．

4. 礫質津波堆積物の高さ分布と，対応する浸水深

礫質堆積物の分布標高と浸水深の関係は礫サイズごとに異なり，同じ浸水深でも小さな礫ほど高所に位置し，またサイズの大きい礫ほど大きな浸水深を示した（第１図）．このことは，高い津波はより高い位置に礫の痕跡を残し，また海岸由来の大きな礫の存在は，例えそれが標高の低い地点に堆積していたとしても大きな津波の痕跡であることを示している．

地形タイプごとの差をサンプル数の多い小礫で検討すると，崖錐タイプがほかのタイプよりも高位に存在した．ただし円礫を含まない崖錐タイプの津波堆積物はさらに高い位置に存在したが，その分布上限高度は計測していない．



第１図　海浜由来と考えられる円礫のサイズと分布上限標高および浸水深との関係．
gr.：細礫(n=3)，peb.：小礫(n=18)，cob.：大礫（n=5），b.：巨礫(n=1，段丘タイプ)

5. 課題

周年のストームによる礫質堆積物の打ち上げ高さは，津波起源とした礫質堆積物の最低位と同程度であり，地形条件によっては周年の堆積物と津波堆積物とが区分ができないケースがあることを示している．さらに地震イベントに伴う地殻変動（沈降と余効変動による上昇）によってもストーム時に遡上する礫分布範囲が規制される．これらは，地層記録の解釈にあたって特に大きな問題となるであろう．

文献

後藤和久・箕浦幸治，2012，2011 年東北地方太平洋沖地震津波に立った津波堆積学の今後のあり方．堆積学研究，71，105-117.

平川一臣，2012，千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味：仮説的検討．科学，82，172-181.

東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ，2012，痕跡調査結果リリース 20121229 版．http://www.coastal.jp/ttjt/

八木下晃司，2000，津波による礫層の形成過程，地学雑誌，109，770-773.

山田昌樹・藤野滋弘・後藤和久，2012，礫質津波堆積物と巨礫の沿岸低地での運搬・堆積過程-2011 年東北地方太平洋沖地震津波の例-．日本地球惑星科学連合 2012 年大会，MIS25-P07.

O6

琉球列島北部の地震・津波履歴と規模の推定

Histories and sizes of paleo-earthquakes and tsunamis at northern Ryukyu Islands, Japan

後藤和久（東北大学）・須田陽介（東北大学）・今村文彦（東北大学）・
本郷宙軌（琉球大学）・八木勇治（筑波大学）
Kazuhisa Goto (Tohoku Univ.), Yosuke Suda (Tohoku Univ.), Fumihiko Imamura (Tohoku Univ.)
Chuki Hongo (Univ. Ryukyus), Yuji Yagi (Tsukuba Univ)
連絡先：後藤和久(goto@irides.tohoku.ac.jp)

1. はじめに

総延長 1000 km におよぶ琉球海溝沿いで巨大地震・津波が発生するのかという問題について，長く議論が続いている（例えば，Ando et al., 2009）．このうち，琉球列島南部（先島諸島）付近では，1771 年明和大津波を含め過去に巨大津波が繰り返し発生していたことが指摘されている（例えば，河名・中田，1994）．それに対して，中部の沖縄諸島や北部の奄美諸島付近では，過去の地震・津波履歴と規模の実態解明はほとんど進んでいない．この理由として，先島諸島のリーフ上に大量に分布する巨大な津波石や陸上の津波堆積物（砂層）など，過去の津波の履歴や規模を知るデータが琉球列島中部・北部では不足していることが挙げられる．物証に基づく適切な防災対策を講じるためにも，過去の地震や津波の履歴と規模を推定することは極めて重要である．本研究では，奄美諸島の地震・津波履歴を明らかにすることを目的として，現在までに得られている地質学的痕跡の整理と，これらを制約条件とした地盤変動計算，津波遡上計算を行った．

2. 地質学的痕跡

奄美大島や喜界島で見られる主な地質・地形学的痕跡は以下のとおりである．

（1） 奄美大島と喜界島のリーフ上には大量のサンゴ岩塊群が存在するものの，その分布は台風の高波で十分に説明しうるものである（後藤，2010）．既往研究に基づけば，もっとも古い年代を示す巨礫の最新部のサンゴ化石の年代は約 2300 年前を示す（河名・中田，2003）．

（2） 喜界島では，離水サンゴ礁地形に特徴づけられる隆起イベントが，1500-2000 年程度の間隔で繰り返していたことが指摘されている（Webster et al., 1998）．直近の隆起イベントは約 1550 年前で，その隆起量は約 2.5m と推定されている（Webster et al., 1998）．

（3） 奄美大島でも隆起地形は報告されているものの，その隆起量は喜界島と比べて小さく，過去約 3200 年間に限れば，喜界島で報告されているような顕著な隆起は見られない（河名，2006）．

上記の点を総合すると，①喜界島の隆起地形で特徴づけられる地震活動の影響は奄美大島では影響が小さく局所的である，②こうした地震活動に伴い発生する津波は，台風の高波起源の巨礫分布を大きく変えるような波力を持っていない，と考えられる．

3. 約 1550 年前の地震断層モデル

上記の地質・地形学的痕跡は，奄美諸島における地震・津波履歴を解明するうえで極めて重要な制約条件となりうる．本研究では，巨礫データを活用することができる約 1550 年前の地震イベントについて，断層モデルの推定を試みた．具体的には，喜界島と奄美大島笠利半島での地震隆起量を，隆起地形に基づく推定

値以下とし，かつ台風の高波起源の巨礫分布を変えうる規模の津波は発生しないという制約を与えた．そして，海溝型の低角逆断層，北西傾斜の高角逆断層，および奄美海山の沈み込みにより発達していると考えられる南東傾斜の高角逆断層（加藤，1997）を仮定し，上記の制約条件を満足しうる断層パラメータの推定を行った．

その結果，海溝型低角逆断層では，30 km しか離れていない奄美大島笠利半島と喜界島の隆起量の違いを説明するのが容易ではなく，断層のヒンジラインが笠利半島をまたぐ数ケースのみ制約条件を満足することがわかった．一方，北西または南東傾斜の高角断層を仮定した場合は，喜界島の局所隆起を説明できる断層パラメータが数多く存在し，かつ結果として生じる津波は，奄美大島の台風の高波起源の巨礫分布を大きく変えうる規模にはならないことがわかった．

引用文献

Ando, M., Nakamura, M., Matsumoto, T., Furukawa, M., Tadokoro, K., Furumoto, M., 2009, Is the Ryukyu subduction zone in Japan coupled or decoupled? -The necessity of seafloor crustal deformation observation. ***Earth Planets Space***, **61**, 1031-1039.

後藤和久，2010，沿岸巨礫分布に基づく琉球列島での津波未襲来地域・期間の推定．2010 年堆積学会講演要旨．

加藤幸弘，1997，奄美海台衝突域における変動地形．地学雑誌，**106**，567-579.

河名俊男・中田高，1994，サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期．地学雑誌，**103**，352-376.

河名俊男・中田高，2003，琉球列島北部の奄美大島笠利半島東部および喜界島北部に襲来した古津波の暦年代時期．沖縄地理，**6**，33-40.

河名俊男，2006，海岸地形と自然災害―奄美大島笠利半島における考察―．先史琉球の生業と交易 2，31-40.

Webster, J. M., Davies, P. J., Konishi, K., 1998, Model of fringing reef development in response to progressive sea level fall over the last 7000 years –(Kikai-jima, Ryukyu Islands, Japan). ***Coral Reefs***, **17**, 289-308.

O7

海底自然堤防形態の定量的解析

Quantitative analysis of the geometry of submarine external levees

中嶋　健（産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門）・Ben Kneller（University of Aberdeen）
Takeshi Nakajima (Institute fro Geo-Resources and Environment, AIST), Ben Kneller (University of Aberdeen)
連絡先 (E-mail:takeshi.nakajima@aist.go.jp)

混濁流により形成された海底自然堤防の堆積体の厚さは，チャネルから離れるにつれ指数関数的に減少するとされる(Skene et al., 2002)．ここで対象としているのは，自然堤防の冠（クレスト）の外側の自然堤防の形態である．外側自然堤防形態が様々な条件の下でどのように変化するかを調べ，定量的なモデル化を行うために，様々な海底斜面傾斜と特徴をもつ世界の 6 カ所の海底チャネル自然堤防システムを対象として，チャネルからの距離と堆積体の厚さの関係及び自然堤防外側斜面の最大傾斜角を音波探査記録から計測し，海底斜面傾斜や粒度など様々な要素と比較を行った(Nakajima and Kneller, 2013)．様々な規模の自然堤防形態を比較するために，自然堤防形態は規格化した上で数値化を行った．すなわちチャネルからの距離は，チャネル幅の半分で除し，自然堤防全体及び一部の厚さは，冠（クレスト）における同じパッケージの厚さで除して比較した．チャネルに垂直に計測された外側自然堤防の厚さの，チャネルからの距離に対する変化の仕方は，海底斜面が急なところ（通常 0.6° 以上）では，冪乗則に従って距離とともに減少し，海底斜面が緩やかなところ（通常 0.6° 未満）では，指数関数則ないしは対数関数則で最も近似される減少パターンを示す．自然堤防形態の変化は，局所的な海底斜面の変化に極めて敏感で，混濁流の流下方向にわずか数百 m の範囲で変化している．上記二種類の減少パターンの閾値となる海底斜面傾斜にも多少のバリエーションがあり，自然堤防構成体の粒度によっても規制され，粒度が小さいと閾値が大きくなる傾向にある．自然堤防外側斜面の最大傾斜角もまた，海底斜面傾斜と弱い正の相関があり，この関係もまた粒度によっても影響され，粒度が大きいほど同じ海底斜面傾斜でも自然堤防外側斜面の最大傾斜角が大きい傾向にある．自然堤防外側斜面におけるこのような混濁流の挙動の変化の少なくとも一部は，混濁流への周囲の海水の取り込み効率の変化（Birman et al., 2009）によって説明可能で，その効率は海底斜面の傾斜と正の相関があることが知られている（Ellison & Turner, 1959）．このモデルに基づけば，緩傾斜の海盆底で，混濁流への海水の取り込みが無視できる状況では，自然堤防の幅は相対的に広くなる．また，平坦な海盆底でチャネル内を流れる混濁流が長距離をほとんど減衰せず流れる（例：ベンガルファン）ことも説明可能である．

文献

Birman, V.K., Meiburg, E. and Kneller, B., 2009, The shape of submarine levees: exponential or power law? *Journal of Fluid Mechanics,* **619**, 367-376

Ellison, T.H. and Turner, J.S., 1959, Turbulent entrainment in stratified flows. *Journal of Fluid Mechanics*, **6**, 423-448.

Nakajima, T. and Kneller, B.C., 2013, Quantitative analysis of the geometry of submarine external levees. *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01366.x

Skene, K. I., Piper, D. J. W., and Hill, P. S., 2002, Quantitative analysis of variations in depositional sequence thickness from submarine channel levees. *Sedimentology* **49**, 1411-1430.

O8

波浪卓越型沿岸域の堆積物の起源と集積パターン

Origin and accumulation pattern of nearshore sediments at wave-dominated coast

吉河秀郎（海洋研究開発機構アプリケーションラボ）・根元謙次（東海大学海洋学部）
Shuro Yoshikawa (Application Lab., JAMSTEC), Kenji Nemoto (Tokai Univ.)
連絡先：吉河秀郎(s-yoshikawa@jamstec.go.jp)

1. はじめに

一般に，波浪卓越型の沿岸域の表層堆積物はおもに現世海浜堆積物や残存性堆積物，および海底の露岩が波浪浸食されてできた堆積物からなる．陸棚上の現世堆積物の割合や量（体積）は，それぞれの地域における河川からの土砂供給量，波浪・潮流エネルギーの大小，ならびに海底地形や堆積物の粒径に関連する砕屑物の運搬様式などに制約される．陸棚上の現世堆積物や残存性堆積物の移動・堆積（集積）パターンの支配的要因についての研究や，それら堆積物の体積を定量的に把握することは，現世の堆積作用の深い理解につながるだけでなく，土砂収支を検討する海岸保全においても重要といえる．本研究では，静岡県清水海岸沖の陸棚上で高分解能地層探査と海底トレンチ調査を実施し，その結果と先行研究による高分解能海底地形調査結果（Yoshikawa and Nemoto, 2010）を合わせて，沿岸堆積物の起源，またその集積パターンの要因について検討した．

2. 調査域の概要

清水海岸は波浪卓越型の砂礫質海岸である．同域では，季節風が卓越する冬から春季に比べて，台風が多く来襲する夏から秋季の方が，波高が高く周期の長い波浪が多く観測される．台風来襲時の最大波高は 10mに達する場合もある．同域では約 25 年前から海岸侵食が問題となっている．その発端は，静岡・清水海岸への主要な土砂供給源である安倍川で，高度経済成長期に大量に河砂利を採取したことである．しかし，安倍川は元来供給土砂が多いため，砂利採取規制後，河口からの排出土砂量は回復傾向にあり，現在河口周辺の海岸線は沖向きに前進している（宇多，2004）．また，調査域の海底地形の主な特徴として，海底谷が陸棚を深く刻んでいる．陸棚の幅は狭い場所では 0.5～1km である．

3. 結果と考察

本研究で得られた主要な成果は次の通りである．本域の陸棚上の表層堆積物は 2 つのユニットに分けられる．上位からユニット 1，ユニット 2 と呼ぶ．平均層厚はそれぞれ 0.6m，0.8mである．ユニット 1 は淘汰の良い現世の細粒砕屑物，ユニット 2 は淘汰の悪い粗粒砕屑物からなる．先行研究による底質分布を踏まえると（根元ほか，1987；依田ほか，1997），その粗粒物質は養浜礫を含む現世海浜堆積物と残存性礫質堆積物の両者からなると考えられる．この 2 つのユニットの堆積パターンは，海底谷の分布や陸棚の幅に大きく依存する沿岸から深海への土砂輸送プロセスの空間バリエーションによって，おもにコントロールされていると推測される．海底谷方向への沖向きの土砂輸送が顕著に

みられる陸棚の幅が狭い地域では，台風による暴浪のたびに，ユニット 1 と 2 を構成する堆積物がともに浸食と堆積（移動と再堆積）を繰り返す．つまり，ここでは両ユニットは安定して堆積しない．一方，陸棚の幅が比較的広い地域では，顕著な沖向きの土砂輸送が生じず，ユニット 1 を構成する細粒堆積物のみが移動と堆積を繰り返している．

文献

根元謙次，佐藤　武，伊津信之介，小川浩史，廣瀬重之，1987，駿河湾・三保半島沖の海底地形および底質について．東海大学紀要海洋学部，**24**，83-97.

宇多高明，2004，海岸侵食の実態と解決策．山海堂，304p.

依田美行，石井　良，滝野義幸，大田光晴，福岡一歩，根元謙次，1997，駿河湾西岸三保の松原沖の底質分布について．東海大学紀要海洋学部，**43**，157-170.

Yoshikawa, S. and Nemoto, K., 2010, Seasonal variations of sediment transport to a canyon and coastal erosion along the Shimizu coast, Suruga Bay, Japan. *Marine Geology*, **271**, 165-176.

O9

数 100m スケールで変化する重力流堆積物の内部構造：特に基底面の起伏との関係

Internal structures of sediment-gravity flow deposits changed in several km scales: with specific reference to basal undulations

石原与四郎・瀧井喜和子（福岡大学理学部）
Yoshiro Ishihara and Kiwako Takii (Fukuoka University)
連絡先：石原与四郎 (ishihara@fukuoka-u.ac.jp)

はじめに

タービダイトをはじめとする重力流堆積物の側方変化のパターンについては，古くから多くの研究が行われ，主に単層の長距離対比によってその実態が明らかになってきた（たとえば，Amy and Talling, 2006; Sumner et al., 2012）．基本的には古流向方向に変化する単層の層厚や堆積構造が詳細に明らかにされ，それに基づいた重力流の堆積過程が推測されている．今までにいくつかのモデル断面が提示されてきたが（Lowe, 1982; Amy and Talling, 2006; Sumner et al., 2012），比較的起伏の少ない大きな堆積盆において広域に対比された例（Sumner et al., 2012）においても，層厚分布やその内部構造（粒度分布，堆積構造）は複雑で一般化するのは難しい．重力流堆積物の内部構造は特に粗粒な場合に露頭規模での側方変化が報告されてもおり（Ponce and Carmona, 2011)，局所的にイレギュラーな堆積作用が働いていた可能性がある．こうした側方変化に基づく重力流の堆積過程の解釈の難しさについては，塊状部（Ta）の存在がさらに問題を複雑にする．サージ型の重力流から堆積した堆積物の級化もしくは塊状部は，一般には浮遊状態からの粒子の沈降によって形成されると考えられるが，準定常流においては長時間の堆積－侵食が繰り返されて塊状，級化，逆級化構造が形成されると考えられている（たとえば，Mulder and Alexander, 2001 等）．しかしこれらがどのように側方変化するのかは必ずしも明らかになっていない．このような重力流堆積物の側方変化パターンについては，通常数 100m から数 km での単層を対比することで検討が行われるが，さらに詳細な内部構造のマッピングが必要であることが示唆される．本研究では連続的に単層が追跡できる宮崎層群青島層において，いくつかの単層において最大粒径，堆積構造，帯磁率を詳細にマッピングし，重力流堆積物の内部構造を明らかにした．

宮崎層群青島層の重力流堆積物

宮崎県宮崎市の日南海岸沿いに分布する宮崎層群青島層は，新第三系の前弧海盆埋積堆積物であり厚い砂岩泥岩互層が特徴である．青島層には，複数の凝灰岩が挟在されており，これらを鍵層として用いることで単層を約 10km に渡って対比することができる（石原ほか，2008）．青島層を構成する重力流堆積物は，大きく 3 タイプに分けることができるとされ，級化するタイプ，塊状なタイプ，逆級化するタイプから構成されるが，いずれも典型的な Bouma Sequence（Bouma, 1962）を示さないものが多い．重力流堆積物の堆積構造からは，流れの増大や加速が推定され，少なくとも一部は準定常的な流れからの堆積が示唆される．本研究では，流向に沿って約 700m の区間で重力流堆積物を追跡できる露頭（宮崎市白浜）において，20m 間隔でデータを取得した．

重力流堆積物の内部構造

最大粒径，堆積構造，帯磁率をマッピングした結果，検討を行った青島層の重力流堆積物の内部構造は，基底の起伏の状況に合わせて特徴的な変化を示すことが明らかになった（図 1）．すなわち，基底が比較的緩やかなところでは上位方向・下流方向に向かって細粒化し，帯磁率等の変化も認められないのに対し，起伏が推定されるところでは最大粒径，泥岩同時侵食礫の含有，堆積構造等が登り斜面と下り斜面で異なる傾向を示した．約 700m の区間にお

いては，推定される起伏の振幅は大きくても 2m 以下，波長は 100m 以上である．したがって，多くは 1%以下の起伏の傾斜によって上を覆う重力流堆積物の内部構造に変化が認められることが示唆される．

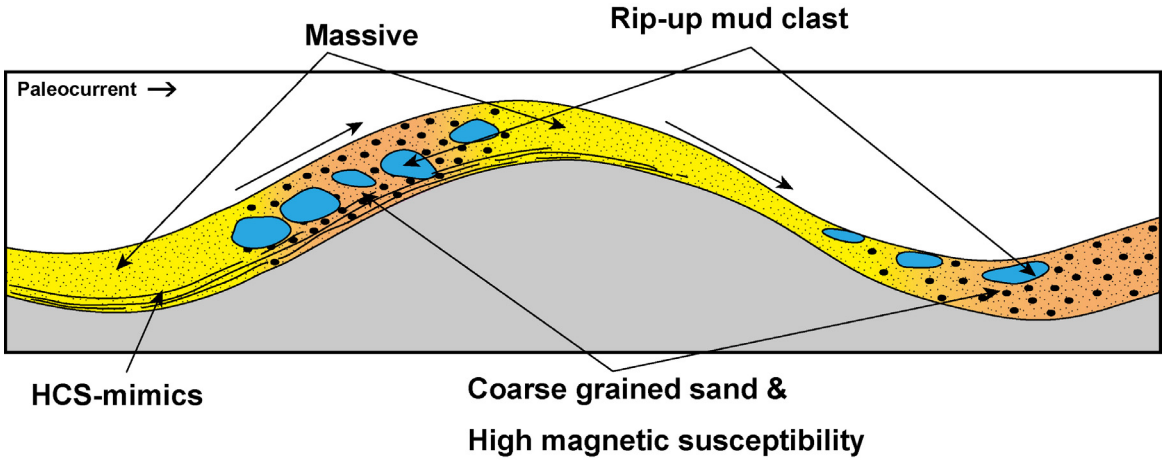


図 1　起伏を覆う重力流堆積物の堆積構造，粒度，帯磁率の分布の概念図

本研究で検討した重力流堆積物の中には，上流側の 1 箇所において顕著に下位の凝灰岩層（粗粒砂～中粒砂サイズ）を侵食している例が認められた．凝灰岩層は青島層の重力流堆積物に比べて顕著に帯磁率が大きいため，下位を侵食したこの単層は凝灰岩層の構成粒子を含む場所で帯磁率が大きい．この単層について側方に追跡すると，侵食が行われた場所からおよそ 500m 先まで通常の重力流堆積物より帯磁率が高いが，下流側へ行くに従って「拡散」して，特に上位・下位で値が小さくなることが明らかになった．すなわち，下位を侵食した重力流は凝灰岩層の構成粒子を取り込んだ後，およそ 500m に渡って流れとのやりとりが行われていたことが考えられる．

これらの事実からは，青島層を堆積させた重力流は 1%以下のわずかな起伏においても顕著にその流れの状況を変えること，流れは，数百 m に渡って堆積物粒子のやりとりを行うことが示唆される．

文献：Amy, L.A. and Talling, P.J., 2006, Sedimentology, **53**, 1411-1434.; Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of Some Flysh Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168p.; 石原ほか，2008，堆積学研究，**67**，65-84．; Mulder, T. and Alexander, J., 2001, Sedimentology, 48, 269-299.; Lowe, D.R., 1982, J. Sed. Petrol., **52**, 279-297.; Ponce, J.J. and Carmona, N., 2011, Geology, **39**, 763-766.; Sumner, et al., 2012, Sedimentology, **59**, 1850-1887.

特別講演

地球環境化学マップと同位体堆積学

Geochemical map of earth environment toward Isotope Sedimentology

中野孝教（地球研）

Takanori Nakano（Research Institute for Humanity and Nature）

連絡先：中野孝教（E-mail:nakanot@chikyu.ac.jp）

1. はじめに

グローバルな環境変動と人間社会の在り方を探求する地球環境研究では、その研究の枠組みがトップダウン的に作られる。20 世紀後半からの国際的地球環境研究は、気候変動、水循環、生物多様性などを対象にしてきたが、環境変動に対応しうる持続的な人間社会への展望は開けていない。この反省を踏まえ、既存の国際学術研究を統合した Future Earth（FE）と呼ばれる Transdisciplinary 的研究が企画されている。FE では科学者と社会が共創し、持続型社会につながる社会実験や人材育成を含んだ研究が重視されている。なかでも世界人口の 6 割を占め様々な環境問題が発生しているアジアは、FE 研究のホットスポットであることから、Future Asia（FA）という課題が設定され、それに向けた日本の学術的貢献が期待されている。地表は堆積物とその主な母材である土壌に広く覆われているが、人口が集中する平野や盆地を構成する堆積物は、人間活動に様々な影響を与えると同時にその影響を強く受けている。FA 研究の進展には、堆積物の環境学的研究が欠かせない。

堆積物は、風あるいは流水によって地表付近の土や砂が運搬され堆積したものである。砕屑粒子と共に生物や有機物を含んでいるが、その間隙には水や空気も存在する。それらの相互関係を物質的に明らかにすることは、現在だけでなく過去の地球環境のダイナミクスを解明する上でも重要である。堆積学では固体の鉱物粒子に焦点があてられてきたが、地球環境研究では水や生物そして人が主役となる。近年の機器分析法の進展により、人との相互作用を反映する堆積物や地層の地球化学的特徴を、多面的かつ環境要素との連環の中で捉えられるようになってきた。固体地球科学では、元素組成や安定同位体比などの地球化学情報を用いた環境復元がなされている。ここでは生命活動を支える水に焦点を当て、その多項目にわたる水質情報から生物や堆積物粒子との相互関係を明らかにする環境診断法について紹介する。地球研では、この診断法の FA 研究への展開に向けて、全国レベルの環境マップ化事業を計画しており、堆積学の地球環境研究への可能性を考えてみたい。

2. 風成塵の地球化学マップ

砂漠などの乾燥地域から発生する砂塵の粒度や鉱物組成は、大気中の運搬過程だけでなく堆積後も変化する。変質により水に溶解した成分は生物に利用されるが、地質由来の元素の安定同位体比は、この過程での変化を補正できる場合が多い。したがって、表層土とくに間隙水の安定同位体比マップは、生態系を構成する元素の発生源だけでなく、農産物の原材料の産地判別にも利用できる。水に溶けない風成塵粒子は PM2.5 のように人の健康に影響を及ぼすが、地球表層に広く堆積しているので、陸域や海域の細粒粒子にその存在が知られている。例えば日本の土壌には、黄砂由来の難水溶性鉱物が広く含まれていることが明らかになってきた。湖沼や沿岸から近海の細粒堆積物に対する安定同位

体比（Sr-Nd 同位体比など）のマップ化は、風成塵の分布だけでなく、生態系の物質循環や健康影響評価にも利用できる可能性がある。

3. 陸水の地球化学マップ

河川堆積物を対象にした地球化学マップは、資源探査や人為インパクトの評価に有用であり、日本をはじめ一部の先進国で作成されている。河川水や地下水に溶存している成分の起源は、大気および流域の地質と人間活動に大別できるので、各項目のマップから各起源成分の評価が可能となる。したがって原理的には、水質マップから地質図を作成できる。溶存成分のなかでもカルシウムやストロンチウムは、その 8 割以上が流域の岩石の化学風化に由来するので、ストロンチウムの安定同位体比は地質に応じた地理的変化を示す。岩石データからストロンチウム同位体マップを予測するモデルも作成されており、実際の水のデータと良い一致を示す。

地下水は世界の 3 分の 1 の人々に利用されているが、良質なことが多い一方で流速が遅いために、過剰揚水や水質汚染などの問題を発生してきた。地下水流動系は、砂礫層からなる帯水層とシルト-粘土からなる不透水層の分布によって規制されるが、最近の堆積学の知見を取り入れた地層の分布や地下構造に基づく地下水研究は非常に少ない。平野の地下水は上流域に分布する山地や台地から涵養されるので、河川水などとの水質比較によっても流動系を推定できる。例えば愛媛県西条市の場合では、両者の水質の多項目にわたる分析により、水質汚染や揚水量の対策に必要な河川水の地下での流動範囲や涵養量、さらに後背地に由来する堆積物の地下での分布の推定が可能となり、環境管理にも利用されている。陸水の水質は、堆積物とのイオン交換反応や微生物活動を介した酸化還元条件による影響を受けるが、その影響は堆積物にも反映される。

河川堆積物の地球化学マップは地球化学研究の良いトレーニングになることから、大学教育としても実施されたが、その採取や処理は煩雑である。これに対して、水は採取が容易な上に分析も簡便化しているので環境教育に適した対象である。加えて一般的な地球化学分析でも水質基準などの情報を得られ、安定同位体比分析によりその発生源に関する情報が得られる。水質は時間的に変化するが、地下水や基底流出水の水質の地理的変化に比べて小さいことから、マップとして一度作成すれば長期間利用できること、また水流動系に関するより精緻な情報獲得に有益なモニタリング地点の設定においても有効である。

河川や湖沼などの表層水に対して、地下水は井戸など土地所有者に管理の主体がある。地下水と表層水は互いにつながっているにもかかわらず、こうした管理主体の相違による様々な問題があるため、両者を統合する水管理制度は重要な課題になっている。地下水研究には市民や行政などとの協働が不可欠であることから、社会との共創を目指す FA 研究に適した対象である。地下水流動に大きな役割を果たす堆積物は、洪水などの災害研究に重要な情報を提供するが、水や生物の連環に有効な安定同位体手法を含めた地球化学的研究は、古環境研究だけでなく、現在の地球環境研究に対して予防原則に立った環境診断情報を提供する。堆積物とあわせて水の質的知見を蓄積し地図化することは、水生態系の視点に立った同位体堆積学の出発点になると考えている。

O10

四国海盆半遠洋性泥の Sr-Nd-Pb 同位体比から示唆される鮮新世の黒潮強化

The enhanced Kuroshio Current in the Early Pliocene indicated from Sr-Nd-Pb isotope ratios of the Shikoku Basin hemipelagites

齋藤　有（高知大学海洋コア総合研究センター）
石川剛志（海洋研究開発機構高知コア研究所），谷水雅治（海洋研究開発機構高知コア研究所）
村山雅史（高知大学海洋コア総合研究センター），IODP 第 333 次航海乗船研究者
Yu Saitoh (CAMCR, Kochi Univ.), Tsuyoshi Ishikawa (JAMSTEC), Masaharu Tanimizu (JAMSTEC)
Masafumi Murayama (CAMCR, Kochi Univ.), IODP Exp.333 Shipboard Scientists
連絡先：齋藤　有(jm-yu-saitoh@kochi-u.ac.jp)

南海トラフに沈み込む直前の海洋底堆積物の物理特性と熱流量の記述を主目的とし，IODP 第 333 次航海において海底下 0~380m の半遠洋性堆積物が掘削採取された．我々は，その堆積物が約 7Ma から現世までの連続的な堆積記録であるという側面に着目し，北西太平洋における新生代末期の環境変動を解読することを目的として， Sr-Nd-Pb 同位体比を指標とする半遠洋性泥の供給源解析を行った．その結果，4.5~4.2Ma に，東シナ海付近からの砕屑物供給が卓越したことが示唆された．4.7~4.2Ma に完了したとされるパナマ地峡の閉鎖（Haug et al. 2001 など）による海洋循環様式の変化の結果，黒潮が強化されたことがその要因として考えられる．

紀伊半島南方南海トラフ外洋側水深 4050.5m の Site C0011 で掘削された海底から海底下 340m までの堆積物は火山灰を挟む半遠洋性泥からなる．古地磁気研究よりその累重は顕著なハイエイタスを挟まず 7Ma 以降連続的に堆積したものであることが明らかになっている（Expedition 333 Scientists, 2012）．3Ma 以降の Sr，Pb 同位体比は相対的に低く（$^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.709~0.712; $^{206}Pb/^{204}Pb$: 18.52~18.62; $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15.61~15.63; $^{206}Pb/^{204}Pb$: 38.73~38.92），Nd 同位体比は高い（$^{143}Nd/^{144}Nd$: 0.51225~0.51240）．これらの値の範囲は，駿河トラフや熊野海盆など陸側海底の表層堆積物の同位体比の空間変化の幅とほぼ一致し，本州東南海地域から主に供給されたものと考えられる．一方，3Ma 以前には Sr，Pb 同位体比は高く，Nd 同位体比は低く，その傾向は特に 4.5~4.2Ma で顕著である（$^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.7165~0.7190; $^{206}Pb/^{204}Pb$: 18.65~18.70; $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15.64~15.65; $^{206}Pb/^{204}Pb$: 39.00~39.05; $^{143}Nd/^{144}Nd$: 0.51211~0.51215）．それらの値は古い大陸地殻由来の堆積物に典型的な値に近い．大陸から C0011 まで細粒砕屑物を運搬しうるメカニズムとしては，大気輸送と海流輸送が考えられる．日本周辺に黄砂として大気輸送される粒子の供給源はタクラマカン砂漠をはじめとする中国内陸の乾燥地域である（Saitoh et al. 2011 など）．中国内陸の細粒堆積物の Sr-Nd 同位体比は，C0011 の 4.5~4.2Ma の値と類似するが，$^{206}Pb/^{204}Pb$ と $^{208}Pb/^{204}Pb$ との相関関係が C0011 堆積物と明らかに異なり，C0011 堆積物の起源ではないことが強く示唆される．一方で，黒潮の上流にあたる，沖縄県の島尻層群や沖縄トラフなど東シナ海周辺の堆積物と C0011 堆積物は，Sr，Nd，Pb 同位体比全てが整合した．この海域の後背地である長江流域や台湾が多量の風成塵を発生させるほど鮮新世に乾燥化したことは考えにくく，C0011 の 4.2~4.5Ma の堆積物は東シナ海周辺を供給源として黒潮によって運搬されたと考えるのが自然である．4.5Ma 以前には各同位体比とも，比較的本州起源の値に近く，東シナ海起源物質の寄与率が 4.5~4.2Ma よりかなり小さい．堆積速度は 4.5Ma 以降 3Ma まで，それ以前

より高く，4.5Ma での寄与率の増大は，東シナ海起源のフラックス自体が増大したことを意味する．4.7~4.2Ma には，パナマ地峡が徐々に隆起して閉鎖し，全球的な海洋循環様式を変化させたとされている (Haug et al. 2001)．Site C0011 における 4.5~4.2Ma の東シナ海起源堆積物の増加は，これらの全球的な海洋循環変動に伴う黒潮の強化を反映したものと考えられる．

文献

Expedition 333 Scientists, 2012, Site C0011. *In* Henry, P., Kanamatsu, T., Moe, K., and the Expedition 333 Scientists, Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, **333**.

Haug, G.H., Tiedemann, R., Zahn, R., and Ravelo, A.C., 2001, Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. *Geology*, **29**, 207–210.

Saitoh, Y., Tamura, T., Kodama, Y., and Nakano, T., 2011, Strontium and neodymium isotopic signatures indicate the provenance and depositional process of loams intercalated in coastal dune sand, western Japan. *Sedimentary Geology*, **236**, 272–278.

O11

Fluid mud による粗粒リップルの保存プロセス：茨城県南部上部更新統木下層

Preservation processes of coarse-grained ripples with fluid mud: Upper Pleistocene Kioroshi Formation, south Ibaraki, Japan

西田尚央（産業技術総合研究所）

Naohisa Nishida (Geological Survey of Japan, AIST)

連絡先：西田尚央 n.nishida@aist.go.jp

地層中の外浜堆積物には，しばしば粗粒リップル (Coarse-grained ripple) が観察される．これらは，側方でハモック状斜交層理に変化する場合があることから，ストーム時の主に強い波浪作用によって形成されると考えられている．一方，外浜環境で形成された粗粒リップルは，静穏時に生物擾乱の影響を受けたり別のストームイベントによって侵食されたりする可能性がある．しかし，これらを考慮したうえでの粗粒リップルの保存については，必ずしも十分に明らかにされていない．特に，地層中の粗粒リップルは上位に重なる泥質堆積物とともに観察される場合が多いことから，従来，その泥が粗粒リップルを保存する可能性が指摘されている．しかし，基本的に波浪作用の影響を受ける外浜環境でのそのような泥の堆積プロセスについては，詳しく検討されていない．本研究は，茨城県南部上部更新統木下層で観察される粗粒リップルに重なる泥に特徴に注目し，その堆積プロセスについて検討する．外浜堆積物に認められる粗粒リップルの特徴は，次のようにまとめられる：（1）粒度は，粗粒砂ー極粗粒砂である．（2）平均波長は 218–1033 mm，平均波高は 29–113 mm である．（3）ラビンメント面からの高度を基準にした場合，Ripple Index および Ripple Symmetry Index は上方へ増加傾向が認められる．このような粗粒リップルは，上位に泥が重なる場合に形態がよく保存されている．一方，極細粒砂が重なる場合も一部で認められるが，いずれもリップルの形態が変形して保存が良くない．したがって，従来の指摘どおり，上位に重なる泥が粗粒リップルの保存に大きな役割を持つと考えられる．そのような泥に注目すると，次のような共通の特徴が認められる：（1）粒度は平均で 10–15 μm である．（2）厚さは 60–300 mm である．（3）下位の粗粒リップルや上位の砂層との間に明瞭な境界面を持つ．（4）ラミナなどの堆積構造は一部をのぞき認められない．（5）生物擾乱は，上位の砂層から形成されたもの以外は認められない．（6）SEM 観察によって，「粒状構造」の発達が認められる．これらの特徴はいずれも，高濃度の泥 fluid mud からの堆積を示す．Fluid mud は，外浜環境のような波浪作用の影響下でも侵食に対して強い抵抗力を持ち，基本的に生物擾乱を受けにくいことから，下位の粗粒リップルを保存しうると考えられる．このような fluid mud 堆積物と考えられる泥層のうち一部の厚いものに注目すると，上部は塊状なのに対して下部に弱い平行ラミナが発達する．特に，微細構造に注目すると，平行ラミナ部は最下部にシルト粒子が卓越し，その上位は粘土粒子のランダム配列で特徴づけられるため，低濃度のサスペンジョンのトラクションからの堆積を示す．一方，塊状部では粒状構造が特徴的に発達し，fluid mud からの堆積を示す．このような特徴は，高濃度のサスペンジョンによる重力流からの一連の堆積を示唆する．したがって，ストーム時に外浜環境で形成される粗粒リップルの一部は，洪水流によって流出した fluid mud を形成しうる高濃度のサスペンジョンが，重力流を発達させて短期間で厚い泥質堆積物を形成することで保存されると考えられる．

O12

氷上を流れる流体によるステップ地形の発達

Mechanism for development of step topography on the ice surface by the flowing fluid

横川美和（大阪工業大学情報科学部）・泉　典洋・内藤健介（北海道大学大学院工学研究院）
Miwa YOKOKAWA (Osaka Institute of Technology),
Norihiro IZUMI, and Kensuke NAITO (Dept. Civil Engineering, Hokkaido Univ.)
連絡先：横川美和 (E-mail miwa@is.oit.ac.jp)

１．はじめに

火星北極冠上には，極点から螺旋状に広がる地溝（スパイラルトラフ）が形成されていることが知られている．これらは北極冠上を極点から外方向に吹く風（滑降風）に対して直交方向に延びており，流れに対して直角方向に波峰線を持つ界面波の一種であると推測される．また，高解像度のレーダ反射画像によるスパイラルトラフの内部構造は，界面波が上流側に移動しながら累重している事を示しており(Smith and Holt, 2010)，地球上の海底谷の自然堤防上に発達するサイクリックステップの内部構造（例えば，Nakajima and Sato, 2001）と酷似する．従ってスパイラルトラフは，氷床上に発達したサイクリックステップと推定されている．一方，地球上でも，氷上の流れによる界面波として，南極氷床のメガデューン（Fahnestock et al., 2000），氷河の融解流によるステップ，結氷河川の氷の裏面にできる波状構造（Carey, 1966)などが知られている．しかし，これら氷上の界面波の形成機構についての研究はごく少ない．そこで筆者らは，氷上に形成される界面波の形成機構に関する基礎的な知見を得るためにアナログ実験ならびに理論解析を行った．

２．アナログ実験

火星北極冠上のステップの形成は，滑降風による昇華侵食と滑降風に含まれる水蒸気の昇華堆積の結果と考えられる．滑降風は氷床によって冷やされて重くなった大気が斜面下部へ流れ下る現象である．これらの状況を踏まえて，本研究では次の 2 種類の実験を行った．(a) 1 つめは，疎水性のシリコンオイルに少量の水を混ぜた流体を氷床上に流す実験である．これは，滑降風中に水蒸気が含まれる状況を模している．しかし，この実験では温度制御装置が充分に整っていなかった為，氷～周囲気体＜流体という温度分布であった．(b) もう 1 つは，滑降風が氷に冷やされて周囲気体より冷たい事を踏まえ，温度分布を氷＜流体＜周囲気体とした実験である．この実験では，流体は水を用いている．

実験は北海道大学低温科学研究所の低温実験室で行った．この実験室は部屋全体が冷凍機から出る冷気によって冷やされる．アクリル製の水路（長さ150cmまたは180cm，幅2cm，深さ20cm）の上流端から30cmの地点と下流端に高さ8cmの堰を設け，この間に水を張って凍らせる事によって，厚さ8cm，長さ120cmまたは150cmの氷床を作った．水路にヒーター付きのタンクからポンプによって流体を循環させる．実験(b)では，水路および流体用冷却装置も併用した．

実験(a)では，室温約-6℃(氷もほぼ同じ温度)，流体-0.5～0.4℃でという温度分布で実験をおこなった．平坦に作った氷床表面の上流端より30cmのところに切り欠けを作り，シリコンオイルと水を9:1で混ぜたものを流した．この実験では，切り欠けをきっかけとしてステップが発達し，下流へ進行しながら上方へ累重する様子が観察された．実験(b)では，室温約5℃，流体0.2℃，氷底面約-1.7℃という温度分布で，平坦な氷床の上に食紅で着色した水を流し，ステップの発達過程を観察した．このセッティングでは侵食卓越で氷床が累重する事はなかったが，下流端の乱れをきっかけとしてまず下流端にステップが形成され，順

番に上流にもステップができていく様子が観測された．また，個々のステップも上流側に拡大するものが多かった．すなわち，実験(a)とは異なり，ステップが上流へ発達していった（横川ほか，2013）．

３．理論解析

理論解析ではまず，下面から冷却される氷の上に，上面から暖められる水が流れている状況を考えた．すなわち，氷の温度＜流体の温度＜周囲気体の温度，という温度分布である．水の流れを表すNavier-Stokes方程式や流れと氷の中の熱の移動を表す熱伝導方程式，流れ-氷界面の移動を表す熱フラックスバランスの方程式を用いて線形安定解析を行い，界面の安定性を理論的に明らかにした．その結果，界面の不安定領域が存在し，その領域では界面波が上流へ進行する事が明らかになった(泉ほか，2013)．これは，ステップ下流側の勾配の急な斜面（射流部：水深が浅い部分）では周囲気体の影響を受けやすく，侵食（氷の融解）が進みやすいことを表している．

一方，周囲気体の温度（室温）が融点より低い状況（氷～周囲気体＜流体）を想定すると，ステップが下流へ進行する解が存在する事もわかった．この場合，ステップ下流部の急勾配部（射流部）では水深が小さいために，流体がそれ自身よりも冷たい周囲気体の温度の影響を受けやすく，堆積が起こる．すなわち，ステップは下流へ進行していく事になる(内藤ほか，2013).

４．結論

これまでのサイクリックステップの形成に関する研究（例えば，Kostic et al., 2010によるレビュー参照）で明らかなように，サイクリックステップは岩盤や粘着性地盤上に発達する侵食的ステップの場合も，砂が移動して形成される輸送型ステップの場合も，流速が大きく底面せん断力が大きい部分，すなわち，ステップ下流部の急勾配部（射流部）で侵食が活発に起こり，逆にステップ上流部の緩勾配部（常流部）で堆積が生じるため，ステップは全体として上流に伝播していく．これに対して，氷床上に形成されるステップの場合は，氷と流体および周囲気体との温度分布により，進行方向が異なる．すなわち，氷＜流体＜周囲気体という温度分布の場合は，上に述べた岩盤や砂床に発達するサイクリックステップと同様に下流側の急斜面上での侵食が卓越する為に，ステップは上流へ進行するが，周囲気体の温度が融点を下回っている場合は，水深が浅い所でむしろ堆積が卓越する為に，ステップは下流へ進行する．この事は理論解析とアナログ実験で良好な一致をみた．

謝辞

本研究は，北海道大学低温科学研究所共同研究(課題番号11-57，12-59)，および，科学研究費補助金(挑戦的萌芽研究，課題番号24654165)による援助を受けています．

文献

Smith, I. B. and Holt, J. W., 2010, Onset and migration of spiral troughs on Mars revealed by orbital radar, *Nature,* 465, 450-453.

Kostic, S., Sequeiros, O., Spinewine, B. and Parker, G., 2010, Cyclic steps: A phenomenon of supercritical shallow flow from the high mountains to the bottom of the ocean, *Journal of Hydro-environment Research* 3, 167–172.

Fahnestock, M.A., Scambos, T.A., Shuman, C.A., Arthern, R.J., Winebrenner, D.P., and Kwok, R., 2000, Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau: extreme atmosphere-ice interaction. *Geophysical Research Letters,* 27(22), 3719-3722.

Carey, K. L., 1966, Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Crois RiverWisconsin, US Geological Survey Professional Paper.

泉　典洋・横川美和・内藤健介, 2013, 流れ-氷界面に発生する境界不安定現象, 水工学論文集Vol.56, I-1117-1122.

内藤健介・泉　典洋・横川美和・山田朋人, 2013, 下流進行する氷上のステップ地形, 水工学論文集 Vol.56, I-1123-1128.

横川美和・泉　典洋・内藤健介・山田朋人・Ralf GREVE, 2013, 氷上のステップ地形に関する実験的研究, 水工学論文集 Vol.56, I-1129-1134.

O13

海底チャネル・レビーシステムの自発的形成過程：水槽実験による予察的検討

Spontaneous evolution of submarine channel-levee systems: A preliminary experimental research

成瀬　元・佐藤亘孝（京都大学）

Hajime Naruse and Nobutaka Sato (Kyoto Univ.)

連絡先:成瀬　元 (naruse@kueps.kyoto-u.ac.jp)

海底扇状地には，混濁流により形成される自然堤防を伴った河川状の地形，すなわち海底チャネル＝レビーシステムがしばしば発達する．これまで，海底チャネルに関しては，これまで蛇行プロセスに関するモデル実験が行われてきたものの，そもそもなぜ深海底にチャネル状の地形が自発的に発達するのかについてはほとんど解明されていない．また，ある種の海底扇状地（e.g. Amazon Fan）上には大規模な海底チャネルが卓越するのに対し，チャネルがほとんど発達せず平板状のローブ地形ばかりが卓越する海底扇状地も存在する理由についても良くわかっていない．

そこで，本研究は，平坦な地形面上に海底チャネル＝レビーシステムが発達するプロセスの解明を目指す予察的な水槽実験を行った．本研究の特色は，平面的の地形発達を観察できる 3 次元実験水槽を用いていることである．実験には，京都大学理学部にある堆積物密度流水槽（長さ 4.4m，幅 2.2m，深さ 1.5m）を使用した．実験中，この水槽は水で満たされている．混濁流を発生させるために，水槽の外部には直径 0.6m，高さ 0.8m の円筒状撹拌タンクが２つ設置されている．撹拌タンクには撹拌用プロペラならびに水流循環装置が付属しており，これらのタンクで水と砂を混合し，一定流量で電動ポンプにより水槽内に噴出させることで，密度流を発生させる．本研究のもう一つの特色は，噴出装置を一定幅の線源としたことである．従来，3 次元水槽を用いる場合，密度流の噴出孔は極めて幅が狭い点源であることが普通であったが，本研究では流向と直交方向に設置した幅 50 cm の円筒に直径 1 cm の穴を多数あけ，そこから密度流を線状に噴出させることで，自然界の海底谷端の状況を模した．

実験により得られた 3 次元地形データや粒度分布などを解析した結果，特定の条件の下で以下のような現象が見られた：（1）平板状の初期地形から海底チャネル状の自然堤防を伴う谷状の堆積地形が発達した．（2）谷状地形の凹部から自然堤防頂部にかけては比較的粗粒な堆積物が堆積したのに対し，自然堤防翼部には細粒堆積物が堆積した．さらに，（3）実験で堆積したタービダイトは，sediment wave と類似したベッドフォームを形成した．これらの特徴は，自然界にみられる海底チャネル＝レビーシステムのものとよく類似している．一方，密度流の流量を減少させると，谷状地形ではなく円弧状のローブ地形のみが発達する場合もあることも明らかになった．現時点では水理条件に関する測定装置が不備であるため，あくまでも予察的な結果に過ぎないが，本実験の結果は，今後チャネル＝レビーシステムの形成条件の解明につながるものであるといえる．今後さらに計測データを増やし，数値モデルとの比較検証を行うことで，海底チャネルが発達する環境条件について更なる理解が深まることが期待される．

O14

７年目を迎える地質の調査研修（４泊５日：日本地質学会主催）の概要と効果について
ー特に、堆積学的研究における野外調査の役割の重要性の再認識にも言及しつつー

The outline and prospective effects of five-days' training course for geological survey conducted by Geological Society of Japan in last six years – a special reference to the important role of field work in sedimentological investigations -

徳橋秀一（産業技術総合研究所地圏資源環境研究部門）
Shuichi Tokuhashi (Geological Survey of Japan/AIST)
連絡先：徳橋秀一（tokuhashi-s@aist.go.jp）

１．はじめに

本研修は、私が中心になって企画・準備し毎年実施しているものであるが、内容的に、地質調査と堆積学研究との間の密接な関連性を理解する上でのひとつの典型的な事例を含むことから、本研修の概要と期待される具体的な効果を紹介して、野外調査（地質調査）が堆積学の研究においても重要な役割を果たすことを再認識していただくとともに、若い人に対して本研修への理解と参加を促す一つの機会にしたい。

２．本研修の実施経緯

本研修は、2007 年春、つくば市にある産業技術総合研究所（産総研）の 地質調査総合センター（元の工業技術院地質調査所）に、さる会社の技術者の方から、地質関連会社（資源系、土木・建設系、環境系）の新人をはじめとする若手技術者を対象に、地質調査法の基本を修得できるような研修を毎年やって ほしいという依頼をうけて検討が行われた結果、同年秋より毎年実施され、2013 年度で 7 年目になる。2007 年度から 2011 年度までの 5 年間は、産総研地質調査総合センターの外部研修プログラムとして、 つくば市にある地学情報サービス株式会社の管理・運営の下で実施されてきた。しかし、 諸般の事情から 2011 年に同会社が自主解散したことから、2012 年度からは日本地質学会の主催ということで実施の継続が決まり、今日に至っている。 日本地質学会では、本研修を社会貢献活動と位置づけ、研修参加者は地質学会の会員、非会員に限らず、広く参加者を募集して実施している。研修の内容についても、基本的に、従来の方法・内容を踏襲して実施している。 また、従来講師を派遣してきた産総研の地質調査総合センターは、後援や共催という形で講師派遣を従来通り行うなど、側面から積極的に協力・支援している。

３．本研修の概要（目的・特徴など）

本研修では、房総半島中部の清澄山系に分布するひとつの地質体、すなわち、褶曲構造を示す新第三系安房層群上部（もしくは三浦層群）の地層（上位から安野層、清澄層、天津層）を対象に、 野外地質調査技術の基礎を実地で学ぶことによって地質調査法の基本技術の修得 をめざすとともに、それによって同地域で得られた具体的な研究成果についても学ぶように配慮している。また、当初より講師２名体制に対して研修参加者を最大６名に絞るなど、きめ細かい指導ができる体制を組み、地質調査に対して全くの初心者でも、その基本を体で覚えられるように配慮しながら実施していることに大きな特徴がある。

４．本研修によって期待される具体的な効果

A 褶曲構造を示すひとつの地質体が分布する林道沿いおよび沢沿いで、地質調査の基礎 であるクリノメーターを使った地質学的ルートマップづくりを実地で学び修得するとともに、このような地質調査法に

よって、対象とする地質体でどのようなことが明らか になったかについても学ぶことができる。

B 有用な凝灰岩鍵層を多数挟在する地層がほぼ100%連続的に露出する沢（具体的には、 黒滝不整合発祥の地として名高い小櫃川支流猪の川、別名黒滝沢）沿いでルートマップづくり を学ぶことによって、地層の連続性や断層による変移を直接確認し記録することができるなど、 地質学的な基礎事項とその合理性を体（五感）を通して素直に修得することができる。

C ３つの累層（安野層、清澄層、天津層）の分布域のルートマップを作成することによって、 地質の基本単位である累層（formation）の意味と実際を学ぶことができる。

D 地質図に示された凝灰岩鍵層が、地質図に表現されているように、房総半島の広い範囲に追跡できることを実地に学ぶことができる。また、凝灰岩鍵層（同時間面）の追跡によって、同時間に形成された地層の特徴（岩相や層厚）が空間的に変化する関係 （同時異相の関係）を学ぶことができる。

E 多くの断層の観察や記載によって、凝灰岩鍵層との関係から変移量の大きな断層と小さな 断層との間での断層の特性の大まかな違いを理解することができる。

F 凝灰岩鍵層を利用することによって、地層の連続性や断層による変移量を確認する上での 有用性を学ぶとともに、地層（累層・部層・単層）の三次元的形態の把握・解析に重要な役割を 果たすことを、そこでの具体的な解析例とともに学ぶことができる。

G この地域では、褶曲構造と地層（岩相や層厚）との間に明瞭な対応関係（地層の背斜軸へ の顕著な収れん現象）があることを凝灰岩鍵層の関係から学ぶことができる。また、このような対応関係が地層の形成機構とどのように関わってできたのか、すなわち、褶曲構造の形成と地層の形成機構との間の関わり・関係のひとつの典型的な例を理解することができる。

H 不整合の下では浸食が起きていることを、有名な黒滝不整合を例に、房総半島の中央部 （小櫃川支流の猪の川流域）と東海岸（勝浦市ボラの鼻）との２か所での比較によって一つの累層全体が消失 していることを体験するなど、実感として理解することができる。

５．おわりに

このように本研修では、多数の凝灰岩鍵層を用いた詳細な地質調査法を学ぶことによって、地質調査法の基礎を楽しく合理的に学ぶとともに、このような調査法が地層の３次元的形態やその形成機構を学ぶ上でも、すなわち堆積学的研究の解明においても、重要な役割を果たすことを体験的に学ぶことができるのである。

なお、2013 年度は、春と秋の 2 回の実施を計画しており、春の研修は 5 月 27 日（月）～5 月 31 日（金）の 4 泊 5 日の実施が予定されている（申込締切は、4 月 19 日金曜日）。具体的な実施内容や申込方法などは、日本地質学会の HP で閲覧できる（日本地質学会の HP→技術者教育→地質調査研修→2013 年春研修参加募集 あるいは 日本地質学会の HP →社会活動→地質調査研修→2013 年春研修参加募集）。

参考文献

徳橋秀一編著, 2002, タービダイトの話（「地質ニュース」復刻版）. 実業公報社, 252p.

徳橋秀一編著, 2011, 地質ニュース復刻版第 2 弾　ご地層の話－地層観察・地質調査・露頭保存の重要性を唱えつつ－. 実業公報社, 203p.

徳橋秀一, 中島　礼, 2012, 2012 年度地質の調査研修（4 泊 5 日）の実施報告. 日本地質学会 News, **15** (12), 14-15.

O15

IGCP608（地質科学国際研究計画：International Geoscience Programme）「白亜紀アジア－西太平洋生態系」の活動と今後の展開

Activities and their developments of IGCP608 (International Geoscience Program) “Asia-Pacific Cretaceous Ecosystems”

安藤寿男（茨城大学）
Hisao ANDO (Ibaraki Univ.)
連絡先：安藤寿男（ando @mx.ibaraki.ac. jp）

地質科学国際研究計画 (IGCP: International Geoscience Programme) は，UNESCO（国際連合教育科学文化機関）の自然科学局環境部門の地球科学分野と IUGS（国際地質学連合: International Union of Geological Sciences）による国際協力研究事業である．2012 年に IGCP 発足 40 周年を迎えたが，これは UNESCO ユネスコのプログラムの中で最も成果を挙げたものの 1 つとして定着している. 1972 年以来，本年度までに合計 339 のプロジェクトが採択されており, 2012 年度は 30 のプロジェクトが活動している．プロジェクトの新規提案は毎年 10 月中旬締切で，５つの大きなテーマ別で受け付けられている．

この度，2011 年 10 月以来，2 回にわたって申請をしていた新規提案，IGCP608 "Cretaceous ecosystems and their responses to paleoenvironmental changes in Asia and the Western Pacific"（「白亜紀のアジア－西太平洋地域の生態系システムと環境変動」）（略称 : Asia-Pacific Cretaceous Ecosystems　白亜紀アジア－西太平洋生態系）が IGCP 事務局（フランス・パリ）より承認・採択されたので，その活動の概要と意義を紹介し，今後の展開につなげていきたい．なお，本プロジェクトは，５大テーマのうちの“Global Change: Evidence from the geological record”で申請したものである．

東アジア白亜系を研究対象とする IGCP は，IGCP350（Cretaceous Environmental Change in East and South Asia, 1993-1998，リーダー：岡田博有氏）以来，日本の研究者が先導・主導をしてきた 20 年を越える歴史がある．その後は，IGCP434（Land-Ocean Interactions during the Cretaceous in Asia, 1999-2004, リーダー：平野弘道氏），IGCP507（Paleoclimates of the Cretaceous in Asia, 2006-2011，筆頭リーダー：Lee Yong Il 氏）と継承されてきた．今回の IGCP608 はこれらを後継し，アジア 11 カ国および西欧 9 カ国のメンバーが参加する 150 人規模の国際研究プロジェクトとして, 2013 年より 2017 年の 5 年間の活動が行われる予定である．

本プロジェクトは，南アジアを含む東アジアと西太平洋地域を対象として，白亜紀の古生態系の実態とそれらの古環境に対する応答を，地質科学の諸分野の多様な視点・手法から研究することを目的とする．次の２つのテーマを挙げている：１）アジア–西太平洋地域の陸–海域古環境の変動，２）アジア–西太平洋地域の陸–海域古生態系の進化. 先行 3 プロジェクトの成果や近年の研究動向を踏まえ，古環境変動と古生態系の進化を，広くそして深く扱えるようなテーマ設定をした．東アジア各国の研究者や研究環境は多種多様であり，IGCP の本来の目的の一つである発展途上国からの研究者を含めた研究集会・共同研究の展開が求められているため，多くの研究者が糾合できるようにした．各国・個々の研究者の得意とするところを延ばしながらも，視点を収束していく努力も必要であろう．

今後，１年に１回各国を回って，国際シンポジウムと野外巡検を組み合わせた集会が行われる予定である．集会での成果は，講演要旨以外に，国際学術誌の特集号として，論文募集が行われ論文公表の機会が設けられることになる．本年度の研究集会はインドで開催されることになっている．白亜系を対象とする堆積学分野の研究発表・発信の場として，多くの研究者に積極的な参加を勧めたい．また，諸般の協力・支援をお願いしたい．

O16

最終氷期の日本海における流氷の盛衰とその意義

Wax and waning of drift ice during the last ice age in the Japan Sea

角和善隆（東京大）・中嶋健（産総研）・富山隆將（JAMSTEC）・町山栄章（JAMSTEC）・石濱佐栄子（神奈川県立博物館）・松本良（明治大）

Kakuwa, Y. (Univ. Tokyo), Nakajima, K. (AIST-GSJ), Tomiyama, T. (JAMSTEC), Machiyama, H. (JAMSTEC), Ishihama, S. (Kanagawa Pref. Mus.), Matsumoto, R. (Meiji Univ.)
(kakuwa@ea.c.u-tokyo.ac.jp)

1. はじめに

日本海の表層ガスハイドレートの調査を目的として，2011 年にフランスの海洋調査船 Marion Dufresne 号により 30m を越える長尺ピストンコアを上越沖から北海道奥尻島沖まで数多く採取した．そのコアの層相･層序を検討している過程で，流氷から供給された ice-rafted debris（IRD）が数多く見いだされた．間氷期の現在，北半球における海氷生成の北限はオホーツク海であり日本海にはない（青田，1993）．一方，最終氷期最寒期には日本海にも流氷が存在し，その南限はおおむね北海道西方松前海台付近で,男鹿半島沖にまで広がったことがあった，とされている(Ikehara, 2003)．しかし，今回の調査で IRD の存在で示される流氷は,さらに南方の上越沖にまで到達していたことがわかった．そこで，この IRD についての検討結果を提示し,その意義について議論する．なお，本発表の主要部分は角和ほか（2013）に基づいている．

2. IRD の認定方法

コアは水深 800-1000m 程度の地形的高まりの上で採取したものを使用し，その堆積物はほとんどがシルト質粘土からなる．砂から礫サイズの粗粒砕屑物は，このような泥質堆積物の中に孤立して産し，流氷から供給された IRD と考えられる．この IRD の産出層準の認定は以下の３つの手法を用いた．

(1) 実際に採取：コア記載の過程や微化石など抽出過程で IRD が採取された．この方法は最も確実だが,たまたま発見するという偶然性に左右される．

(2) ソフト X 線写真：堆積相の詳細な検討を目的として,特定のコアに関して幅 5cm，長さ 20cm，厚さ１cm のサンプルを採取し，ソフト X 線写真を撮影した．この方法ではかなり解像度の高い画像が得られたが,必ずしも全てのコアについて行ったのではなく，またコアの中の一部のみを採取したので，発見には偶然性がある程度伴う．

(3) X 線 CT 写真：長さ 1.5m,直径 10cm の半割したコア全体について，高知コアセンターにおいて X 線 CT スキャン像を撮影した．この方法では半割コア全体を見渡すことが可能だが，画像の解像度はソフト X 線画像より低い．

還元的環境がしばしば卓越した日本海では，黄鉄鉱が付着あるいはセメントして粗粒となった有孔虫や木片などが X 線画像では邪魔をするので，(2)や(3)の手法では見分けが難しいものが多かった．そこで安全を見込んで,2mm 以上に限って検討対象とした．また，MD179-3312 は採取したコアの中では乱れが少なく，古い時代まで連続的に堆積物が採取され，最も詳細に微化石やテフラの研究が行われた標準となるコアである．そこでこの MD179-3312 コアを基準に,他のコアのデータを加えて議論を行う．

3. IRD 産状の特徴

IRD は最終氷期に入るとすぐに産出し，日本海における最終氷期最盛期の特徴的堆積物である暗色微細葉理層 TL2 層準（海洋酸素同位体比ステージ，MIS の 2）の上部に最も多く，完新世にも産する．また，寒冷な亜氷期 MIS4 と，より温暖な MIS3 を比較しても,特に IRD の産出頻度には顕著な相違は見られない．

円磨度が高い粒子が多く,subrounded-well rounded の試料が 3/4 近くを占める．これは IRD が氷河で削り取られた砕屑粒子ではなく，海岸で氷が形成された際に氷に取り込まれたものという Ikehara (2003)の考えを支持する．また構成する砕屑粒子として最も多いのは黒色の玄武岩質から安山岩質溶岩,そして黒色珪質泥岩がそれに次ぐ．奥尻島沖のコアにのみ大型の石灰岩角礫が発見された．これは時代が一つ前の氷期であることを含め，供給方法（陸上氷河起源），供給源など他のコアと同等には論じられない．

4. 考察

(1)　MD179 航海では上越沖を集中的に検討し,そのほか津軽沖，奥尻島沖でコアを採取した．そして従来知られていなかった上越沖のコアにも IRD が数多く見いだされ，IRD を運んだ流氷は上越沖より南方まで広がっていたことを示す．また，完新世にも見いだされたことから，流氷が無い日本海は現在の間氷期の特殊な出来事と考えても良いだろう．

(2)　この IRD を運んだ流氷はどこで形成されたのか．Ikehara (2003)は流氷の形成場をアジア大陸側（シホテアリン）にもとめた．IRD の礫種構成は日本列島の古第三系や新第三系にも一般的なものであること，そして上越沖に多いことは，日本列島側の富山湾などに供給源を求めることは不可能ではない．

(3)　流氷が日本海の半分を越す南にまで存在していたことは，堆積物や周囲の環境にどのような影響を与えたのだろうか．海氷の形成場では、太陽光の反射による気温低下が期待される一方，潜熱が放出される．また，海水が形成される際には寒冷で高塩分の水が排出（brine rejection）沈降する．これは海水の鉛直循環を引き起こし，酸素や栄養分を海洋深部に供給しただろう．

一方,溶解期（春）には日本列島沿岸において日光の反射と融解熱を奪うことにより，周辺の陸上では気温低下が起こりうる．また，流氷内部や直下には ice algae が繁殖し，動物プランクトンへ栄養分を供給し繁殖を促して，水中の酸素の消費を促進する．また,冷たいが海水に比べて比重の軽い淡水が表層に供給されて，海洋の成層構造が安定化する．これら溶解期のできごとは，いずれも日本海の氷期に特徴的な暗色葉理層 TL の形成に貢献しただろう．今後は最終氷期最盛期における流氷の南限を確定し,その日本海の堆積物および周辺域への影響など，意義について考察を行いたい．

本研究は MH21 の支援を受けて行われた．

文献

青田昌秋，1993，白い海，凍る海,オホーツク海の不思議．東海大学出版会．

Ikehara, K., 2003, Late Quaternary seasonal sea-ice history of the North-eastern Japan Sea. *Journal of Oceanogr*aphy, **59**, 585-593.

角和善隆，中嶋　健，富山隆將，町山栄章，松本　良，2013，日本海 MD179 コアに見られ海氷起源の砕屑物に関する研究．石油技術協会誌（印刷中）．

O17

生物源堆積構造が記録する動的古環境情報

Information on dynamic palaeoenvironments recorded in biogenic sedimentary structures

奈良 正和（高知大学理学部地球科学）
Masakazu NARA (Dept. Earth Sci., Kochi Univ.)
連絡先：奈良正和 (nara@kochi-u.ac.jp)

1. はじめに

生痕化石や生物撹拌構造といった生物源堆積構造は，生物の行動が化石化したものである．このことから，古生物学的には，それをつくった生物の古生態を復元することに広く利用される様になっている．同時に，これら生物源堆積構造は，体化石を含まない地層にも広く見られることや，一般に死後の運搬を考慮しなくてよいこと，また，肉眼的に識別できるものが多いことなどから，地下地質調査に基づく石油資源探査を中心に堆積環境の指標としても広く利用されている．

さて，従来，生物源堆積構造にもとづいて復元されてきた古環境情報は，水深や基質の固結度といったいわば“静的な”ものが主流であった．ここで生物源堆積構造が“生物行動の化石”であることに注目すれば，特定の環境条件の変化（変動）に応答した生物の行動を復元できることになる．それが出来れば，“動的な”古環境情報を知ることが可能になるだろう．演者は，こうした観点からも生物源堆積構造に注目してきたが，この講演では現在までわかってきたいくつかの事例について紹介する．

2. 事例紹介

(1) 生痕化石ロッケイアは，水底に生息する二枚貝の居住痕，あるいは，二枚貝が堆積作用に応答して生息位置を調節した平衡痕である．このロッケイアは，二枚貝の生態を反映して水流に応答した定向配列を示すことがある．これを利用することで，一方向流や振動流といった流れの情報を復元できる．

(2) 生痕化石ロッセリアはフサゴカイ類の棲管化石である．その形態は，海底面の浸食や堆積に良く応答して変化する．それを解析することで，単層ごとの浸食量や堆積量といった超高精度の堆積史を復元できる．また，上総層群金剛地層の海進期陸棚堆積物には，頻繁な堆積イベントに応答した形態を示すロッセリアが密集する．この密集層は，海岸浸食にともなう陸棚での頻繁な堆積イベントと豊富な餌物質の供給で形成されたものと解釈される．最近，世界各地の古生界〜新生界の海進期陸棚堆積物で同様な生痕密集層が見つかってきた．この密集層はこうした堆積場の指標となる可能性がある．

(3) 高知県に分布する下部–中部中新統三崎層群は，一般に生物撹拌作用が卓越することで知られる沖浜の堆積物であっても，生物源堆積構造にきわめて乏しいことが特徴である．従来，こうした堆積物は海底の貧酸素環境下で形成されたものと考えられたてきた．しかし，検討の結果，日本海拡大にともなう活発な構造運動の結果，前孤海盆への大量の砕屑物供給が生じたため形成された可能性が高いことが判ってきた．

2. まとめ

堆積学の世界では，生物源堆積構造をつくる生物の行動は初生堆積構造を破壊する厄介ものと思われることも多い．しかし，それを正しく理解することで得られる情報も多いと言える．

O18

北海道蝦夷層群における白亜紀 OAE“風化仮説”の検証

Examination of “weathering hypothesis” as a cause of the Cretaceous OAEs: A case study from the Yezo Group, northern Japan

太田　亨（早稲田大学）・上形由布子（住友金属鉱山）・浅野　将（NEC）

Tohru Ohta (Waseda University), Yuko Kamigata (Sumitomo Metal Mining Co.), Shou Asano (NEC)

連絡先：太田　亨 (tohta@waseda.jp)

はじめに

白亜紀中期には，海洋において貧酸素水塊が拡大し，それに伴う黒色頁岩の堆積で特徴付けられる海洋無酸素事変（Oceanic Anoxic Events; OAEs）が頻発した．海洋無酸素事変の原因としては，白亜紀の超温暖環境と活発な火山活動が要因の 1 つであると推測されている．また，OAEs は温暖時代における負のフィードバック機構を担っていたと考えられている．すなわち，海底に大量の有機物が堆積・固定されることにより大気中の二酸化炭素量の減少と温暖化の暴走を抑制していたと考えられている．このように，OAEs は温暖時代の地球環境を理解する上で重要な要素であるが，OAEs 自体の発生要因は未解明であり，様々なメカニズムが提唱されている（e.g., 海洋循環停滞説，海進説，火山説，風化説）．この中でも，風化仮説（Weissert et al. 1998）は，OAEs の要因として近年注目を浴びている仮説の 1 つである．これは，大陸地殻の風化作用の増大が過剰な栄養塩を海水中に供給し，一次生産の増大によって無酸素水塊が拡大したという連鎖反応によって OAEs の発生を説明する試みである．しかし，風化仮説はモデル概念や数値シミュレーションが提示されているのみにとどまり，実測的な検証研究に欠いている．そこで，本研究では，蝦夷層群を対象に，後背地風化度を直接的に定量し，風化仮説の検証をおこなった．

採取試料と分析方法

本研究では，白亜系蝦夷層群分布域の北部と中央部に位置する天塩中川地域ならびに小平地域を調査地域に設定し，後背地風化過程を吟味する泥岩試料の採取をおこなった．天塩中川地域では，蝦夷層群の一連の層序を良好に追跡することが可能である．ただし，天塩中川地域においては，OAE 相当層準が正確には同定されてはいない．一方で，小平地域では，蝦夷層群の全層序を追跡することは困難であるが，OAE2 層準が明確に同定されているという特徴を有する．そこで，本論では，天塩中川地域において，蝦夷層群全体を縦断して，50～100m 間隔で 82 試料の採集をおこない，後期白亜紀を通しての後背地風化度の変遷を検証した．小平地域においては，金尻沢セクションにおいて，10～20m 間隔で 32 個の泥岩試料の採取をおこない，OAE2 相当層準近傍における高解像度の解析を実施した．後背地風化度の検定には，化学風化指標である W 値，CIA 値，EEMT 値などを活用した．

結果と議論

天塩中川地域において採取した Aptian~Maastrichtian 期の泥岩試料の W 値は，30~50 の値を示し，現世土壌と比較すると，ステップないしは寒冷な温暖湿潤気候帯に発達する土壌と同程度の値を示した．さらに，白亜紀を通してみると，後背地風化度は白亜紀中期に極大値を持ち，この大局的な時系列変化は白亜紀の古気温変化と合致する．このことから，東アジア大陸縁辺における後背地風化過程は，主に古気温の変化によって制御されていたことが推察される．さらに， Aptian 期後期，Albian 期中期，

Cenomanian 期前期，Turonian 期初期，Santonian 期初期においても W 値が局所的に 15~30 ポイント上昇する層準が検知された．これらは，OAE1a, OAE1b, OAE1d, OAE2, OAE3 の層準に概ね該当する．したがって，OAEs と後背地風化過程の増大の両者には因果関係があることが推察されるが，天塩中川地域では詳細な年代対比が未完であるので，実質的な OAE 層準と後背地風化過程の対比は不可能である．

そこで，小平地域における，OAE2 相当層準近傍の高解像度の解析結果を吟味した．その結果，OAE2 の炭素同位体曲線の正エクスカーションと相関する W 値の増加パターンが明らかになった．OAE2 直下の層準では 37 ほどであった W 値が，OAE2 インターバルでは 43 前後に急増し，OAE2 インターバル後には再度減少した．この W 値の変化は，現世土壌ではステップ気候帯から温暖湿潤気候帯の土壌の平均的な風化度に相当することから，気候帯が異なるほどの明らかな後背地風化度の上昇が OAE2 インターバルにおいて起こっていたことを示している．ほかの化学風化指標である CIA 値，EEMT 値なども，変動幅は異なるが W 値と調和的な変動を示す．したがって，後背地風化度の増大と海洋無酸素事変は時期とその縦続期間が一致していることが示された．W 値の高い OAE2 層準では，Ca, Na, P などの成分が減少する．これは，後背地風化作用の増大に伴ってこれらの成分が溶脱し，生物圏に一時的かつ過剰な栄養塩が供給されて一次生産の増大によって海洋が無酸素化したと考えることができる．このことから，風化仮説で提唱されているモデル概念と一致した結果が示されたので，風化作用の増大が海洋の無酸素化に寄与した要因の 1 つである可能性が示された．

OAE2 層準内は基本的に有孔虫などの化石産出頻度が低いものの，OAE2 インターバル中期においては一時的に化石の産出が回復する生物学イベントが凡世界的に報告されている（e.g., Keller et al., 2001; Leckie et al., 2002）．酸素同位体組成によって，この化石多産帯では表層水温度が急激に減少したことが明らかになっている．この寒冷化は OAE2 初期に大量の有機物が埋没して大気中の二酸化炭素濃度が減少したことが原因であるとされている．前述したように，小平地域における高解像度解析の結果，OAE2 相当層準では後背地風化度が高かったことが明らかになったが，OAE2 インターバルの中期に，一時的に後背地風化度が急激に低下する層準が存在することも判明した．風化作用は寒冷化によって抑制されるので，この一時的な後背地風化作用の不活発化は，この OAE2 インターバル中期において報告されている寒冷化イベントを検知していると考えられる．

まとめ

本研究では，海洋無酸素事変の要因として後背地風化作用の増大が寄与していた可能性を明らかにした．さらに，OAE2 インターバル中における，寒冷化イベントに対する応答も検知できた．今後は，より高解像度のサンプリングをおこなうことによって，より厳密に後背地風化作用と OAEs の関連性を明らかにできると考えられる．

引用文献

Keller G., Han Q., Addate T. and Burns S.J., 2001, Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, **22**, 391-422.

Leckie R.M., Bralower T.J. and Cashman R., 2002, Oceanic anoxic events and plankton evolition：Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, **17**, doi:10.1029/2001PA000623.

Weissert H., Lini A., Föllmi K.B. and Kuhn O., 1998, Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowing events：a possible link?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137**, 189-203.

O19

石狩低地東縁断層帯南部の反射法音波探査；崖と背斜

Seismic reflection survey of the southern part of the active fault along the eastern margin of the Ishikari lowland, Hokkaido, Japan

佐藤智之（産総研）・内田康人・輿水健一（道総研地質研）・岡村行信（産総研）
Tomoyuki SATO (GSJ, AIST), Yasuhito UCHIDA, Ken'ichi KOSHIMIZU(GSH, HRO), Yukinobu OKAMURA (GSJ, AIST)
連絡先：佐藤智之 tomoyuki-sato@aist.go.jp

はじめに：海底の崖地形により延長された断層帯

本研究では石狩低地東縁断層帯南部の海域部で実施した反射法音波探査（ブーマーおよびチャープソナー）の結果から地下構造を議論し，既存の結果も交えながら同断層帯の海域部の位置について考察する．

石狩低地東縁断層帯は，北海道日高山脈の西部に分布する石狩低地帯の東側に位置する東側隆起の逆断層帯であり，活構造とされている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2010）．同断層帯は低地帯東側の丘陵に沿う主部と千歳市周辺で丘陵から離れ，南へ延びる南部からなる．同断層帯南部は池田ほか編（2002）によって陸上部で活褶曲が推定され，産業技術総合研究所（2007）が海岸部で背斜構造とその深部に伏在する断層を発見した．海岸部で確認された二条の背斜構造の直下及び海域延長部には海上保安庁水路部（1982）によってそれぞれ落差数 m 程度の直線状の崖地形と新第三系の分布域とが報告されているため，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）は海岸部の二条の構造が海域まで延長していると解釈した．

落差数 m の崖地形が同断層帯による活構造と解釈されたが，崖の内部および地下構造は未調査であり，活構造である直接の証拠は見出されていない．また，海上保安庁水路部（1982）による調査は沿岸部まででありそれより沖合いでどうなっているか解明されておらず，同断層帯の最南端も不明なままである．

結果：反射法音波探査による崖の地下構造

ブーマーおよびチャープソナーを用いた反射法音波探査を北海道苫小牧市沿岸の陸棚上で実施した．その結果，第四系を変形させている二条の背斜を認定した．

西側の背斜は苫小牧東港付近からほぼ直線状に南に延び，少なくとも陸棚外縁までは追跡できるが南端は不明である．海岸部で崖地形と一致するが崖地形が南東へ延びるのに対し南へ延びている．海底面には変形は現れていないが，海底下の第四系を変形させている．東側の背斜は入鹿別川河口付近から S 字状に南北から南南東へ延び南端は不明である．こちらも海底面を変形させていないが，軸上では下位層が海底に露出している．

一方，従来断層帯の延長とされてきた崖地形の直下には落差を作るような断層や褶曲は存在せず，無変形の地層が連続する．沖へ緩く傾斜する海底面上にリッジ状に堆積体が形成され，その海側斜面が急であるために崖地形として認識されているに過ぎないことがわかった．このリッジ状の堆積物の形成過程は現状では明らかではないが，少なくとも断層崖でも撓曲崖でもない．

考察：既存調査結果との比較

本調査によって見出した二条の背斜を既存調査と対比する．まずこれらは海岸部にて産業技術総合研究所（2007）が見出した背斜へと連続し，同断層帯南部の海域延長の構造とみなせる．東側のものはこれまでの解釈とほぼ同位置であり，背斜によって下位層が露出していたことも新第三系が分布している（海上保安庁水路部，1982）ことと整合的である．一方，西側のものは海岸部以外は従来の背斜と位置が異なっている．これはこれまで崖地形を根拠に断層帯の海域延長を推定されていたのに対し，本調査で崖地形が堆積地形であり，別な方向へ延びる背斜を発見したことによる．また，沖合いの海底地質図「日高舟状海盆海底地質図」（辻野・井上，2011）と比較すると，沖合いに延びている鵡川沖背斜および鵡川沖断層と本調査による東側の背斜とは重複調査海域において分布位置や深度，軸の方向，変位センスがほぼ一致するため，これらは一連の構造と考えられる .

結論：石狩低地東縁断層帯南部の海域延長の位置修正を提案

本調査で認定した二条の背斜は石狩低地東縁断層帯南部とされている二条の背斜の海域延長と考えられ，従来の同断層帯南部の位置を以下のように修正する必要がある．

東側の背斜については地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）のままだがそのまま鵡川沖背斜，鵡川沖断層（辻野・井上，2012）へと続く．南端は背斜自体としては鵡川沖背斜の南端だが，背斜を随伴する東隆起の断層として捉えれば鵡川沖断層の南端まで続くと考えられる．西側の背斜については産業技術総合研究所（2007）による海岸線での位置から南へ伸びる．また，本海域の崖地形は断層崖や撓曲崖ではない.

引用文献

池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編（2002）第四紀逆断層アトラス．東京大学出版会，254p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2010）石狩低地東縁断層帯の評価（一部改訂）．34p.

海上保安庁水路部（1982）5 万分の 1 沿岸の海の基本図「苫小牧東部」.

産業技術総合研究所（2007）石狩低地東縁断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書．H18-8，35p.

辻野　匠・井上卓彦（2012）日高舟状海盆海底地質図．海洋地質図，77 (CD)，産業技術総合研究所地質調査総合センター.

O20

大陸風化速度変動を反映した遠洋性層状チャートの天文学的堆積リズム

Sedimentary rhythms of bedded chert reflecting orbital-scale changes in the continental weathering intensity

池田昌之（愛媛大学理工学研究科）・多田隆治・山本信治・烏田明典（東京大学理学系研究科）・ポール オルセン（コロンビア大学ラモント地球観測研究所）
Masayuki Ikeda (Ehime University), Ryuji Tada, Shinji Yamamoto, Akinori Karasuda (University of Tokyo), Paul Olsen (Columbia University)
連絡先：池田昌之 (mikeda@sci.ehime-u.ac.jp)

地層に刻まれた堆積リズムは，堆積時の地球表層における物質循環ダイナミクスを反映する．そのため，堆積リズムの形成メカニズムを解明できれば，過去の地球表層における物質循環の復元につながる．チャートと頁岩のリズミカルな互層からなる層状チャートの堆積リズムは，ミランコビッチサイクルに伴う日射量変動に応答した生物源シリカ埋没速度変動を反映したと考えられている（Hori et al., 1993; Ikeda et al., 2010; Ikeda and Tada, in press）．しかし，どのようなメカニズムで生物源シリカ埋没速度がミランコビッチサイクルに応答したかは未解明であった．

そこで，層状チャートの生物源シリカ埋没速度変動を高時間解像度で復元するため，美濃帯犬山地域の中部三畳系層状チャートにおいて，チャート・頁岩一枚毎の完全連続化学組成分析を行った．そして，チャート・頁岩 1 組に対応するミランコビッチサイクルの歳差運動周期（約 2 万年周期）を時間目盛として利用し，生物源シリカの埋没速度変動を推定した．さらに，得られた結果とニュージーランドや北米に分布する層状チャートや陸成層の地質記録を統合して，生物地球化学的シリカ循環の観点から，層状チャートの堆積リズムの形成メカニズムを考察した．

その結果，美濃帯犬山地域における三畳紀–ジュラ紀の層状チャートにおける生物源シリカ埋没速度は，0.16～1.8 g cm^{-2} kyr^{-1}（平均 0.42 g cm^{-2} kyr^{-1}）であった．この値は，ニュージーランドや北米に分布する同時代の層状チャート中の生物源シリカ埋没速度と同レベルである（Hagstrum et al., 1993; Yamakita et al., 2007）．また，古地磁気学的研究により，層状チャートは超海洋パンサラッサの中低緯度（南北約 30°以内）に広く堆積したことが知られている．そのため，層状チャートが少なくとも南北 30°に分布したと仮定すると，この範囲に堆積する生物源シリカは 2.1～24 × 10^3 Tg kyr^{-1}（平均 5.6 × 10^3 Tg kyr^{-1}）にも相当する．この値は，現在の全海洋に堆積する生物源シリカ埋没速度（4.1 × 10^3 Tg kyr^{-1}; DeMaster, 2002）の半分から数倍にも達する．

これらの結果は，少なくとも三畳紀–ジュラ紀において，層状チャートは海洋中の溶存シリカの主要シンクであったことを意味する．層状チャート中の生物源シリカ堆積速度がミランコビッチサイクルに同調して変動するためには，海洋の溶存シリカの滞留時間（1.5 万年；Treguer et al., 1995）以上の時間スケールでは，海洋への溶存シリカの供給量が変動する必要がある．現在の海洋への溶存シリカ供給の 8 割以上は，ケイ酸塩風化に伴う河川からの供給である（e.g. Treguer et al., 1995）．一方，ケイ酸塩風化速度は，ミランコビッチサイクルに駆動される夏モンスーン強度変動に伴う湿潤-乾燥サイクルに連動する可能性が指摘されている（e.g. Kutzbach, 1994）．特に，三畳紀-ジュラ紀は，超大陸パンゲアの形成に伴う海陸気圧勾配の拡大に

より，モンスーンが強化されたと推定されている（メガモンスーン；Kutzbach and Galimore, 1989）．実際，北米 Newark 超層群湖成層において，ミランコビッチサイクルに伴う湖水位変動が記録されていることも知られている（Olsen, 1986；Olsen and Kent, 1999）．Newark 超層群と犬山地域の層状チャートを，三畳紀末大量絶滅層準を基準として誤差 10 万年で対比した結果，40 万年，200-400 万年，1000 万年の周期において，湖水位変動が高い湿潤時期が層状チャートの生物源シリカ堆積速度が増加する時期に対応した．これらの結果は，ミランコビッチサイクルに駆動された夏メガモンスーン強度変動により，陸域の湿潤乾燥サイクルが生じ，ケイ酸塩風化速度が変動して，海洋への溶存シリカの流入量が変動した結果，生物源シリカ埋没速度が変動して，層状チャートの堆積リズムが形成された可能性を示唆する．

文献：

DeMaster, D. J., 2002, The accumulation and cycling of biogenic silica in the Southern Ocean: revisiting the marine silica budget. *Deep-Sea Research II*, **49**, 3155‑3167.

Hagstrum, J. T., Martinez, M., York, D., 1993, Paleomagnetic and 40Ar/39Ar evidence for remagnetization of Mesozoic oceanic rocks on the Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. *Geophysical Research Letters*, **20**, 1831‑1834.

Hori, S. R., Cho, C., Umeda, H., 1993, Origin of cyclicity in Triassic-Jurassic radiolarian bedded cherts of the Mino accretionary complex from Japan. *The Island Arc*, **3**, 170-180.

Ikeda, M., Tada, R., Sakuma, H., 2010, Astronomical cycle origin of bedded chert; middle Triassic bedded chert sequence, Inuyama, Japan. Earth and Planetary Science Letters, **297**, 369-378.

Ikeda, M., Tada, R., Long-period astronomical cycles from the Upper Triassic to Lower Jurassic bedded chert sequence, Inuyama, Japan; Geologic evidence for the chaotic evolution of Solar Planets. Earth, Planets and Space, in press.

Kutzbach, J. E., 1994, Idealized Pangean climates: sensitivity to orbital change. In: Klein, G. (Ed.), Pangea: paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith and break-up of a supercontinent. *Geological Society of America*, **288**, 41-56.

Kutzbach, J. E., and Gallimore, R. G., 1989, Pangaean climates: Megamonsoons of the megacontinent. *Geophysical Resesearch.*, **94**, 3341-3357.

Olsen, P. E., 1986, A 40-million-year lake record of early Mesozoic climatic forcing. *Science*, **234**, 842-848.

Olsen, P. E., Kent, D. V., 1999, Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the early Mesozoic timescale and the long-term behavior of the planets. *Phil. Trans. Royal Soc. London ser., A*, **357**, 1761-1786.

Tréguer, P., Nelson,D. M., DeMaster, D. J., and Queguiner, B., 1995, The silica balance in the world ocean: A reestimate. *Science*, **268**, 375-379.

Yamakita, S., Takemura, A., Kamata, Y., Aita, Y., Hori, R.S., Campbell, H. J., 2007, A conodont biostratigraphic framework of a Permian/Triassic ocean-floor sequence in the accretionary Waipapa Terrane at Arrow Rocks, Northland, New Zealand. *GNS Science monograph*, **24**, 69-85.

O21

三次元サイスミック地形学手法による三陸沖前弧堆積盆中新統深海斜面システムの解析

3D seismic geomorphological analysis of Miocene deepwater slope system in the Sanriku-oki forearc basin, northeast Japan

高野　修・西村瑞恵（石油資源開発技術研究所）
Osamu Takano and Mizue Nishimura (JAPEX Research Center)
Corresponding author: O. Takano (E-mail: osamu.takano@japex.co.jp)

1. 手法

サイスミック地形学(seismic geomorphology)は，「三次元地震探査データを用いた古地形形態，堆積形態，地層形態の分類学もしくは解析技術，およびこれから派生する堆積プロセスや石油地質学的スタディ」であり，これまでの研究によって，地下の堆積体・堆積形態（河川チャネル，開析谷，海底チャネル，斜面崩壊，海底扇状地など）が，適正地震波属性表示と三次元可視化技術によって克明に復元され，堆積プロセスが議論されている(Posamentier and Kolla, 2003; Posamentier, 2004; Posamentier et al., 2007, 高野・西村, 2009)。本研究では，三陸沖前弧堆積盆における中新統を対象として，三次元地震探査データの震探断面形状の検討を行うとともに，サイスミック地形学の主要手法であるスライス解析（おもにホライゾンスライス），ホライゾンサーフェス解析（サーフェス三次元表示および各種震探属性値のオーバーレイ），振幅不透明度調整画像解析（砂岩相当部などの特定振幅値のみの三次元表示）を実施し，深海斜面システムの様々な堆積要素の抽出を試みた。その結果，海底谷の外部・内部構造，斜面崩壊から下流側への堆積物の遷移，スロープエプロン堆積物の外部・内部構造の詳細が明らかになったので報告する。

2. 三陸沖前弧堆積盆中新統の概要

三陸沖前弧堆積盆では漸新世不整合(0unc；大澤ほか, 2002)の形成以降，それまでの河川～内湾システム主体の埋積型前弧から，深海斜面～テラス型前弧へと変化する。中新統には東西性の大規模海底谷やスロープエプロン堆積物が含まれるほか，斜面崩壊堆積物が多く見られる。

3. 海底谷の外部・内部構造

下部中新統層準に発達する東西方向の大規模海底谷は，下位の漸新統から始新統まで削り込んでおり，海底谷基底のサーフェス表示画像によれば，最深削り込み部は蛇行流路形状を示している。海底谷内部は小チャネル群の累重によって充填されている。

4. 斜面崩壊から mass transport deposits (MTD)および沖合側タービダイトへの遷移

震探断面上ではしばしば斜面崩壊崖(slump scar)と考えられる侵食パターンが観察される。その斜面下流側には，ブロック状に散在するマウンドパターンが見られる場合が多い。これらマウンドの内部は，弱振幅（もしくは振幅値頻繁変化）の不連続・断続状の変形～混沌状反射波からなることから，スランプ堆積物や土石流堆積物などの mass transport deposits (MTD)であることが示唆される。このマウンドパターンは，斜面下流側に向け，強振幅の比較的平坦な平頂マウンドもしくは連続平行反射波パターンに漸移変化しており，MTD が下流側に向けてシート状タービダイトに遷移している可能性がある。これらを平面マップ上で見ると，直線上もしくは馬蹄形分布を示す崩壊崖の下流側に，弱震幅でパッチ状の MTD が分布し，その下流側には，領域を限って，強振幅シート状のタービダイトが分布している。加えて，これら崩壊崖～MTD～タービダイトの直上には sediment wave が発達していることが多い。Sediment wave を構成する反射波は，崩壊崖より斜面上流側では連続平行パターンに変化することから，崩壊崖による地形段差をきっかけとして，斜面を流下した流れが跳水を起こし，下流側に sediment wave を形成した可能性がある。

5. スロープエプロン堆積物の外部・内部構造

斜面上に刻まれたガリーの下流側のテラス状ステップもしくは斜面基底部において，小規模なスロープエプロン堆積体が形成されている場合が見受けられる。振幅値不透明度調整画像では砂岩の堆積領域がMTDやテラス形状に規制されていることが見て取れる。

文献

大澤正博・中西　敏・棚橋　学・小田　浩, 2002, 石油技術協会誌, **67,** 38-51.
Posamentier, H.W., 2004, Geological Society, London, Memoir, **29,** 11-24.
Posamentier, H.W. et al., 2007, Geological Society, London, Special Publication, **277**, 1-14.
Posamentier, H.W. and Kolla, V., 2003, *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 367-388.
高野　修・西村瑞恵, 2009, 石油技術協会誌, **74**, 40-51.

O22

砂岩組成の変化から推定されるルーフィングとアンルーフィング
ー紀伊半島四万十帯を例としてー

Roofing and Unroofing deduced from the transition in sandstone composition
Case study of the Shimanto Belt, Kii Peninsula Southwest, Japan

別所孝範（大阪市立大学大学院理学研究科地球学教室）
Takanori Bessho (Osaka City Univ.)
（bessho@sci.osaka-cu.ac.jp）

はじめに

後背地において大規模な火山活動が起きると，陸上は火山物質（溶岩，火砕物質）により広く被覆される．その後，それらは地質学的には比較的短時間に近傍の堆積盆に運搬される．このような現象を Kumon (1985)は Roofing（ルーフィング）と呼んだ．一方，これとは逆に浸食により深所に位置する火成岩や変成岩が露出する現象は Unroofing（アンルーフィング）として，よく知られている（Groves,1931; Mansfield,1979). 以上のような現象が起こると，当然，近傍の堆積盆に累重する砕屑物組成に反映されることが予想される．

紀伊半島四万十帯は白亜紀から前期中新世の付加プリズムからなる．この中で寺杣層（チューロニアン～前期カンパニアン）および，音無川付加シーケンス（暁新世～後期始新世初期）の砂岩組成を検討した結果，ルーフィングおよびアンルーフィングがそれぞれ推定された．その結果について報告する．

寺杣層の砂岩組成変化から推定されるルーフィング

本層は泥岩と泥岩優勢互層からなる下部層，砂岩優勢互層で珪長質凝灰岩を伴う中部層，そして泥岩が主で，時に珪長質凝灰岩を挟在する上部層の 3 部層に区分される．大型化石（アンモナイト・イノセラムス）を多産する，複向斜構造をなす，古流向のパターンが北から南に向かって扇状をなすことなどから大陸棚外縁から上部大陸斜面に発達した海底扇状地堆積物と推定されている（紀州四万十帯団体研究グループ，1983）．砂岩のモード組成は中部層の中部（コニアシアン）で，長石質ワッケから珪長質火山岩片に富む石質ワッケへと変化する．重鉱物組成も同じ層準で緑レン石，チタナイト，褐レン石を伴いジルコンやザクロ石に富むタイプⅣ（別所，2000）から，ジルコンと少量のザクロ石や鋭錐石を含むタイプⅡへと変化する(別所, 2004)．ザクロ石はスペッサルティン成分に富むアルマンディン（低圧型ザクロ石）が多いが，下部にグロッシュラーが産出含する．以上のモード組成や重鉱物組成の変化はかなり急激である．こうしたことより，コニアシアン期に主として花崗岩，低度変成岩や石灰質堆積岩源変成岩等からなる後背地において大規模な珪長質火成活動が起こり，それらの溶岩や火砕物質が陸上を広く被覆し, 堆積盆にそれらの砕屑物が供給された，すなわちルーフィングが推定される．

音無川付加シーケンスの砂岩組成変化から推定されるアンルーフィング

岩相的に下位から瓜谷層と羽六層とに分けられる．瓜谷層は緑色や赤色泥岩を伴う灰色泥岩よりなる. 羽六層は主として砂岩泥岩互層からなり，上位には礫岩層が発達する．全体として上方厚層化,

粗粒化を示すことから，海底谷に開口した海底扇状地堆積物と考えられている．羽六層砂岩のモード組成は下部では珪長質火山岩片に富む長石質～石質ワッケであるが，上位では単結晶石英に富む長石質アレナイトへと変化する．重鉱物は下部ではジルコンとザクロ石を主するタイプⅡで緑褐色の普通角閃石が含むが，上部ではジルコンとザクロ石を主とし，緑レン石，褐レン石，チタナイトを伴うタイプⅣが卓越する．ザクロ石は下部から上部へパイロープ成分の多いアルマンディン（中圧型ザクロ石）が減少し, スペッサルティン成分の多いアルマンディン（低圧型ザクロ石）が増加する．最上部ではグロッシュラーが出現する．こうした変化は緩慢である．以上のことから，後背地で削剥が進み, 下位の花崗岩類，低圧型変成岩そして石灰質堆積岩源変成岩等が露出し，アンルーフィングが起こったと推定される（別所・中屋，2011）．

ルーフィングとアンルーフィングでの砂岩組成変化

今まで，上記の現象の証拠として砂岩のモード組成変化，すなわち，長石質ワッケから石質ワッケへ（ルーフィング），石質～長石質ワッケから長石質アレナイトへと変化（アンルーフィング）が上げられてきた（例えば，Mansfield,1979; Kumon,1983,1985；楠・武蔵野, 1992 ）．一方，重鉱物やザクロ石の組成変化からの推定の例は多くないが，アンルーフィングについては例えば，staurolite, Kyanite, sillimanite などの変化（Chaundhri,1972; Udden and Lundberg, 1998）やザクロ石の組成変化（岡林，1995）などがある．一般に日本列島の砂岩では staurolite, Kyanite, sillimanite といった重鉱物はまれで，こうした議論には使えない．しかし，今回の検討で珪長質火成岩に多い褐レン石，低圧変成岩や花崗岩類に特有なスペッサルティン成分の多いアルマンディン（低圧型ザクロ石），石灰質堆積岩源変成岩を起源とするグロッシュラーといった重鉱物の消長から，後背地におけるルーフィングやアンルーフィングの進行を推定できる事が明らかとなった．ところで，ルーフィングによる砂岩組成の変化(寺杣層)は急激に起こっているが，アンルーフィングによる変化(音無川付加シーケンス)は徐々に進行している． この違いは溶岩や火砕岩による重なり（ラッピング）は地質学的には短時間に起こるが，後背地での地表の削剥はより長時間が必要とされるからと推定される．

文献

別所孝範, 2004，紀伊半島四万十累帯白亜系寺杣層の砂岩組成変化とその意義．堆積学研究, 60,13-21.

別所孝範・中屋志津男，2011,紀伊半島四万十帯 古第三系音無川層群の砂岩組成変化から推定されるアンルーフィング．地質雑，**117**, 423-438.

Chaudhi, R.S., 1972, Heavy minerals from the Siwalik formation of the Northwestern Himalayas. *Sedimentary Geology*, **8**, 77-82.

Critelli, S. and Ingersoll, R.V., 1994, Sandstone petrology and provenance of the Siwalik Group (Northwestern Pakistan and Western-Southeastern Nepal). *Jour. Sediment. Petrol*., A**64**,815-823.

Groves, A.W., 1931, The Unroofing of the Dartmoor Granite and the Distribution of its Detritus in the Sediments of Southern England. *Geol. Soc. London Quart. Jour*. **87**, 62-66, 86-94.

紀州四万十帯団体研究グループ，1983, 四万十累帯日高川層群の寺杣層と白馬層について－紀伊半島四万十累帯の研究（その 10）－．地球科学，**37**, 235-249.

Kumon F., 1983, Coarse Clastic Rocks of the Shimanto Supergroup in Eastern Shikoku and Kii Peninsula, Southwest Japan. *Mem. fac. Sci., KyotoUniv., Ser Geol. & Miner.*, **49**,63-109.

Kumon F., 1985, Stratigrahic change of the coarse clastic rocks of the Shimanto Supergroup in eastern Shikoku and Kii Peninsula, Southwest Japan, In: *Formation of active ocean margins*. 819-833, TERRAB, Tokyo.

楠　利夫・武蔵野実，1992, 丹波帯の三畳系－下部ジュラ系の砂岩組成とその意義.，地質学論集，no.38, 99-110.

大林達生，1995，砕屑性ザクロ石の化学組成からみた石川県白峰地域の手取層群の後背地．地質雑，**101**, 235-248.

Uddin, A. and Lundberg, N., 1998, Unroofing history of the eastern Himaraya and the Indo-Burman Ranges: Heavy-Mineral study of Cenozoic sediments from the Bengal ,Bangladesh. *Jornal of Sedimentary Reseach*, **68**, 465-472.

O23

九十九里浜漂砂系と大規模洪水イベントによって支配された一宮川河口偏倚サイクル

The river-mouth deviation cycle of Ichinomiya River controlled by large flooding events and coastal drift system of the Kujukuri coast

七山　太（産総研・地質情報研究部門）・目代邦康（自然保護助成基金）・大井信三（国土地理院）
Nanayama, F. (GSJ), Mokudai, K. (Pro Natura Foundation Japan) and Ooi, S. (GSI)
連絡先：七山　太 (nanayama-f@aist.go.jp)

1. 問題提起

一宮川は千葉県の九十九里平野南部を流れる延長 30.3km，流域面積 203km^2 の二級河川である．その源は千葉県長生郡長南町深沢の山間部の房総丘陵に源を発し，流域は夷隅郡大多喜町，長生郡長柄町，長南町，茂原市，長生村，睦沢町，一宮町の 1 市 6 町村にまたがり，一宮海岸で太平洋に注いでいる．しかし，その北側 4km には“ワンド”と呼ばれる奇妙な河川跡が存在する．一宮川流域においては概ね 50 年周期で大規模洪水が発生することが知られており，この為，流域の市町村では洪水ハザードマップが作成されている．特に一宮町宮原地区は洪水被害の常襲地帯として知られる．現在の一宮川河口は，1974 年に構築された導水堤によって一宮海岸側側に固定されている．しかし，河口が 3〜4km 北方の驚部落から入山津部落付近まで北上していた，さらに，大規模な洪水が発生する度に一宮側に河口が戻ってきたという記述や伝承が地元にはあることから，地理学的手法を用いてこの検証を行った．

2. 研究方法

1947〜2000 年に撮影された空中写真，国土地理院の旧版地形図（1/50000）「茂原」，さらに明治 19 年（1886 年）に作られたこの地の最古の実測図である「迅速測図」を時系列的に検討した．さらに江戸時代享保 20 年（1735 年）の古地図を参照した．これらの資料や史料に基づき，一宮川河口偏倚の地形変化を時系列的に調べた．さらに，一宮町史および長生村史から歴史的な大規模洪水災害を抽出した．

3. 結論：漂砂系と大規模洪水イベントによって支配された河口偏倚サイクルの可能性

今回の検討の結果，昭和 6 年旧版地形図ではほぼ現在の位置に一宮川河口が描かれているが，明治 36 年初版地形図では，河口に位置は今より北 1.5km の位置に記載されていることが明確となった． ゆえに，明治 36 年から昭和 6 年の間に，一宮川河口が現河口位置に急激に南遷したと理解される．この間の洪水被害を調べてみたところ，大正 5 年 7 月 26〜30 日に台風に伴う 300㎜以上の集中豪雨があり，この時の一宮川の氾濫によって宮原地区が大規模に被災したことが報告されている．一方，九十九里浜南部では，夷隅川河口や太東岬から北上する沿岸流によって漂砂系が維持され（宇多ほか，2000），九十九里平野を流れる河川は主要な土砂供給源ではないとの指摘がある（堀川・砂村，1971）．即ち定常的にはこの北向きの強い沿岸流と季節風によって一宮川河口は偏倚されつつ砂丘が構築されたため，徐々に北上していったことが予測される．この際，その沿岸掃流力と河川掃流力がほぼ等しくなるのが，驚部落から入山津部落付近であったのであろう．そして大規模洪水の際には，一宮海岸側の浜堤が河川掃流力によって切れて新たな河口が出来ることがサイクリックに繰り返されてきた可能性がある．

特別講演

生物攪拌作用（bioturbation）の実態と堆積学への応用
Bioturbation and its implication for the study of sedimentology

小竹信宏（千葉大学大学院理学研究科）
Nobuhiro Kotake (Depart. of Earth Sciences, Graduate school of Chiba Univ.)
小竹信宏（nkotake@earth.s.chiba-u.ac.jp）

１．はじめに

私たちが見る地層は，続成過程で物理学的・化学的・生物学的作用を受けた最終産物である．海成堆積物を構成する粒子は，後背地での侵食・運搬作用を経て海底に堆積した粒子群に，プランクトンの遺骸といった生物源粒子や風成塵や火山灰が加わる．粒子群の構成比率や配列様式は堆積場によって変化するものの，堆積直後から物理学的・化学的・生物学的作用を被るようになる点は共通する．現在，堆積学の主流は，地層に記録された情報から物理学的・化学的作用を解読し，堆積様式を詳細に検討することのように見える．その一方，生物学的作用は忘れ去られているように感じる．生物学的作用には定量的評価が困難という致命的宿命がある．それが主因であろう．生物学的作用を十分に考慮して堆積物を理解するためには，生物学的作用の本質や実態を的確に理解しておく必要がある．一口に生物学的作用といっても多々ある．そこで本講演では，そのなかで最も重要でありながら誤解も多い bioturbation（生物攪拌または生物擾乱）の一端を紹介・解説する．

Bioturbation は，底生動物の様々な活動により，物理学的作用から解放されて安定したはずの粒子配列が強制的に改変される現象である．影響を受ける粒子のサイズや量は，底生動物の体サイズや活動の程度・スタイルによって大きく異なる．その結果，海底の水力学的条件に支配されて形成された“物理的堆積構造”が破壊され，地質学的記録として保存されなくなる場合もある．また，サイズや比重での淘汰が起き，本来は分別される粒子群が混在する原因にもつながり，物理学的観点からは決して形成されない砂質泥岩や泥質砂岩という堆積物が誕生する．普段，何気なく口にする上記堆積物と用語に関する本当の意味は， bioturbation の実態を知らずに理解はできない．

Bioturbation は，底生動物の体サイズ，生活スタイル（摂食・排泄行動，定住生活者か自由生活者かなど）といった生物側の要因，そして粒度や堆積速度といった堆積物側の条件が密接に関連し合っている．本講演では粒子輸送と淘汰に焦点をしぼり，底生動物の（１）摂食行動，（２）摂食・排泄行動，（３）堆積物中の移動行動，そして（４）造巣行動，という４つの観点から bioturbation を俯瞰する．

２．摂食行動

摂食行動では，大型軟骨魚類のエイ類の摂食行動を取り上げる．濾過食者である一部のエイ類（マンタが代表）を除くと，エイ類多くは他の動物を餌とする捕食者である．なかでも堆積物中の軟体動物や甲殻類を餌とする驚くべき摂食行動は，瞬時に近い極めて短時間に堆積物表層部を著しく攪拌するとともに，再堆積という粒子配列の大規模改変を引き起こす．これに起因する bioturbation は，その規模と時間を考えると極めて重要である．ちなみにエイ類の摂食痕は *Piscichnus* と呼ばれる巨大な生痕化石を地層に残す．

３．摂食・排泄行動

摂食・排泄行動では，内在棲のデトリタス食者を例とする．かれらは，堆積物中の巣穴から吻（口吻）を海底面上に伸ばし，海洋表層から沈降・堆積した有機物フラックスを無機質の粒子とともに食べる．そして，排泄は巣穴周囲の堆積物中に行う．つまり，海底面上の物質は彼らの消化管を経由し排泄物として海底面下に輸送される．いわば一方通行の物質輸送である．テフラを用いた演者の検討の結果，鉛直方向の輸送距離（深度）は最大で 50 cm にも達することが解っている．地層の厚密効果を考慮すると，最低でも海底面下 1 m 程度までは輸送されたことになる．これは歴史層（historical layer）にまで海底面上の物質が輸送されたことを示している．テフラのように視覚的に認識可能なケースは例外であり，ごく普通の堆積物の場合には輸送深度を見積もることはもちろん，そのような粒子輸送が存在したことすら気づかない．この現象は，ピストンコア試料から採取した有孔虫殻を用いた ^{14}C 年代測定の際に年代の逆転現象を引き起こしている．

４．堆積物中の移動行動

堆積物中を底生動物が移動することで起きる bioturbation は，内在棲歪形ウニ類の移動様式を例に粒子の輸送と淘汰のメカニズムについて紹介する．内在棲歪形ウニ類は，生えている部位によって体表のトゲが機能的に分化している．これが主因となり，堆積物中を内在棲歪形ウニ類が移動する際に，粒子の輸送と淘汰，そして再配列が起きる．

５．造巣行動

造巣行動に伴う bioturbation は，定住生活を採用するアナジャコやスナモグリに代表される甲殻類が海底面下に複雑な 3 次元のトンネル構造を構築する際に起こる．これらの甲殻類は，海底面下数 10 cm から数 m にまでトンネルを造り，掘りくずを海底面に排出する．この過程で，トンネルが形成される深度範囲の堆積物粒子は鉛直・水平方向で輸送され，粒度や質の他に堆積年代も若返りし，最終的には均質化される．居住者が巣穴を放棄すると，そこは海底面から流下した砕切物が充填する．甲殻類の形成するトンネル構造は，不整合をまたいで時代が全く異なる古い地層にまで達すことが少なくない．このような場合，その内部を充填する堆積物は不整合の上位層由来であり，周囲の地層よりもはるかに新しい時代の堆積物である．

６．おわりに

以上，述べてきたように，bioturbation は堆積物を攪拌して粒子レベルの鉛直・水平輸送を引き起こすと同時に，既存の物理的堆積構造を破壊・消去し，それに利用されていた粒子の再配列を促す作用である．そして，bioturbation は底生動物の個体密度，生活スタイルや運動・行動様式の違いといった生物学的要素と堆積速度や堆積物の粒度や硬さといった物理的要因が相互にしかも複雑に作用し合って起こる現象でもある．それらを理解した上であれば，生痕化石が堆積現象の理解につながる有効なツールの一つとして機能することは間違いない．特に，物理学的アプローチが難しい泥質堆積物を扱う研究は，今後の堆積学の柱の一つであろう．そのためには，bioturbation の実態を十分に知っておく必要があることを，最後に強調しておきたい．

P1

仙台湾陸棚から日本海溝の 2011 年地震／津波イベント堆積物

The 2011 Tohoku-oki earthquake and tsunami event deposits: From coastal Sendai Bay to deep-sea Japan Trench

池原　研（産総研・地質情報）・金松敏也（海洋研究開発機構）・宇佐見和子（産総研・地質情報）・入野智久（北大・地球環境）・ジェンキンズ・ロバート（金沢大）・芦寿一郎（東大・大気海洋研）

Ken Ikehara (Geological Survey of Japan, AIST), Toshiya Kanamatsu (IFREE, JAMSTEC), Kazuko Usami (Geological Survey of Japan, AIST), Tomohisa Irino (Hokkaido Univ.), Robert Jenkins (Kanazawa Univ.) and Juichiro Ashi (AORI, Univ. Tokyo)

Ken Ikehara (E-mail k-ikehara@aist.go.jp)

2011 年東北地方太平洋沖地震及びそれに伴う津波によって形成されたと考えられるイベント堆積物は水深数十 m の仙台湾陸棚上から水深 7500m を越える日本海溝底までの広い水深帯及び仙台沖から大槌沖までの広い範囲で確認されている．仙台湾陸棚上では地震以前の泥分布域の周辺の砂底における新たな泥の堆積がもっとも特徴的である．この泥は一部で級化構造が認められるものの基本的に無構造で生物擾乱を受けておらず，最近の堆積物であることが確実である．陸棚上の泥が津波によって巻き上がり，周囲の砂底に堆積したものと考えられる．また，中部陸棚の砂底では本来の分布していた粗粒砂の上に淘汰のよい細粒～中粒砂が乗るものも確認できた．これは津波による陸棚上での砂の輸送を示唆する．仙台沖外側陸棚域では巻き上がった泥が混濁流として流下して形成されたタービダイトが堆積している．三陸沖では，前弧斜面域でもタービダイトの構造をもつイベント堆積物が認められ，一地点では陸棚～上部斜面の水深帯に生息する底生有孔虫が確認できた．この事実は，三陸沖においても陸棚～上部斜面域で底質の巻き上げとそれに起因する混濁流の発生を示唆する．この水深域に顕著な斜面が存在しないことから，底質の巻き上げは津波による可能性が高い．外側陸棚～上部斜面域のタービダイトは比較的砕屑性粒子に富むのに対して，中部～下部斜面，さらには日本海溝底のタービダイトは珪藻質である．このような組成の変化は三陸沖前弧域の中部～下部斜面に珪藻質堆積物が分布することと調和的である．一方，三陸沖前弧域の上部～中部斜面では上方細粒化するタービダイトの構造をもたないイベント堆積物が認められる．これらは明瞭な侵食面の上に乗る無構造の均質な泥で特徴づけられる．このような泥は津波により巻き上げられた海底表面の未固結堆積物が大きな流下なしに堆積して形成されたものである可能性が高い．

タービダイトの構造をもつイベント堆積物の中には上方細粒化する複数のユニットの累重からなるものが認められる．その多くは試料最上部にのみ 134-Cs を含有し，地震／津波の直後に形成されたものと推定される．しかし，いくつかの試料では亜表層にも 134-Cs のピークをもつものが確認された．134-Cs は福島第一原子力発電所の事故により放出されたものであり，明らかに地震／津波のあとである．また，イベント層には生物擾乱はほとんど認められないことから，堆積後の生物活動によって 134-Cs が亜表層に混入したものではない．おそらく，余震によるイベント堆積物が癒着して累重したものと推察される．

仙台湾沿岸域では，2011 年の地震／津波以降の洪水による堆積層も確認されている．地震／津波により形成されたものとの区別が今後重要になると考えられる．

P2

日本海溝底堆積物中の地震性タービダイト：岩相，層序と年代

Seismo-turbidites in the Japan Trench floor: Lithology, stratigraphy and depositional ages

池原　研（産総研・地質情報）・金松敏也（海洋研究開発機構）・宇佐見和子（産総研・地質情報）・
Strasser, M. (ETH Zurich)・Fink, H.(MARUM, Univ. Bremen)・長橋良隆（福島大）・
Wefer, G. (MARUM, Univ. Bremen)・MR12-E01 及び SO219A 乗船研究者

Ken Ikehara (Geological Survey of Japan, AIST), Toshiya Kanamatsu (IFREE, JAMSTEC),
Kazuko Usami (Geological Survey of Japan, AIST), Strasser, M. (ETH Zurich),
Fink, H.(MARUM, Univ. Bremen), Yoshitaka Nagahashi (Fukushima Univ.),
Wefer, G. (MARUM, Univ. Bremen), Ship-board scientific parties of MR12-E01 and SO219A cruises

Ken Ikehara (E-mail k-ikehara@aist.go.jp)

2011 年東北地方太平洋沖地震では震源域近傍の日本海溝で地震前後の海底地形変化が検出され，その成因として海底地すべり（Fujiwara et al., 2011）と地殻変動（Kodaira et al., 2012）が考えられている．もし，そのような大規模な海底地すべりが発生したのであれば，その先の日本海溝底にはそれに関係した重力流堆積物が形成されていると考えられる．また一方，日本海溝底では 2011 年の地震により形成されたと考えられるタービダイトが海底表層に認められており，過去の地震がタービダイトとして記録されている可能性が示唆される．

海底地形変化が報告された周辺の日本海溝底から「みらい」MR12-E01 航海と「ゾンネ」SO219A 航海で採取された８本のコア試料はほぼ同じ岩相層序を示す．堆積物は珪藻質泥～珪藻軟泥であり，暗色部と明色部が互層する．堆積物コア中には上方に細粒化するタービダイト層の累重からなるタービダイトユニットが４層確認された．最上部のユニットは海底表面直下に位置し，表面酸化層が発達しておらず，含水率が高いことから，2011 年の地震／津波にともなって形成されたものと考えられた．より下位の３つのユニットは 40cm～2m 以上の厚さを有する．「ゾンネ」のコアでは下部により厚層・粗粒な砂質部を持つタービダイトが存在し，上部に向かって薄層・細粒な砂質部を持つタービダイトが累重する構造を示す．ユニット上部では砂質部が非常に薄くなり，構造に乏しい珪藻質泥が比較的厚くたまっている．「みらい」のコアでは砂質部に乏しく，泥質部は一見半遠洋性泥のようにみえるが，堆積物密度や帯磁率は明瞭に上方に減少し，一連の上方細粒化ユニットとして解釈できる．また，３つ目のタービダイトユニットのタービダイト泥部には石灰質ナノ化石遺骸が特徴的に含まれており，CCD 以浅からの土砂供給を示唆する．２つ目と３つ目のタービダイトユニットの間には明瞭な火山灰層が確認され，火山ガラスの化学組成から十和田起源の火山灰であることが確認された．「みらい」の２本のコアの堆積物中の有機物を用いた放射性炭素年代測定結果と３つの層準における予察的な放散虫分析結果はこれらの試料がすべて完新世のものであることを示した．火山ガラスの分析結果とあわせると，挟在する火山灰層は十和田 a（To-a）火山灰に対比できる．To-a を鍵にしてみると，日本海溝底のイベント層層序は仙台平野での遡上型津波堆積物のそれと類似する．

また，To-a の噴出年代と出現深度から計算される日本海溝底の堆積速度は 1-5m/千年と非常に速いことがわかった．このような速い堆積速度は日本海溝がもっとも深い凹地であることで，粒子が効率的に堆積する自然のセジメントトラップであることに起因する．このような大きな堆積速度はイベント堆積物を堆積層中に効率的に固定するので，日本海溝堆積物を用いることで過去の大地震の発生履歴を知ることが可能であ

ると考えられる．日本海溝に連なる小海盆群からの系統的なコア採取とイベント層の対比，堆積年代決定は日本海溝沿いに発生する大地震の時空間分布の解明につながると期待される．

文献

Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N. and Kaneda, Y., 2011 The 2011 Tohoku-oki Earthquake: Displacement reaching the trench axis. Science, 334, 1240.

Kodaira, S., No, T., Nakamura, Y., Fujiwara, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., Kaneda, Y. and Taira, A., 2012 Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake. Nature Geoscience, 5, 646-650.

P3

3.11 東日本大震災イベント堆積物の OSL 測定

OSL measurement of 3.11 Tohoku earthquake event deposit

北沢俊幸（立正大学）・新井和乃（千葉大学）・成瀬　元・石丸卓哉（京都大学）・横川美和（大阪工業大学）・齋藤　有（高知大学）・松本　弾・佐藤智之（産業技術総合研究所）・田中源吾（群馬県立自然史博物館）・泉　典洋（北海道大学）・亀尾　桂（東京大学）・KT-12-9 乗船研究者

Toshiyuki KITAZAWA (Rissho Univ.), Kazuno ARAI (Chiba Univ.), Hajime NURUSE, Takuya ISHIMARU (Kyoto Univ.), Miwa YOKOKAWA (Osaka Institute of Technology), Yu SAITOH (Kochi Univ.), Dan MATSUMOTO, Tomoyuki SATO (AIST), Gengo TANAKA (Gunma Museum of Natural History), Norihiro IZUMI (Hokkaido Univ.), Katsura KAMAO (Tokyo Univ.), and KT-12-9 Shipboard scientists

連絡先：北沢俊幸(kitazawa@ris.ac.jp)

2011 年 3 月 11 日の東日本大震災では，海底と海岸の地形が大きく変化すると同時に，大量の土砂が再移動しイベント堆積物が堆積した（例えば津波堆積物や混濁流堆積物）．砂が最後に日光を浴びてからの経過時間を求める光ルミネッセンス法（OSL 法）を使って，供給源や運搬様式など砂の挙動を追跡できる可能性がある．イベント堆積物の砂が日光を浴びるチャンスは（1）イベント発生前：河川や浅海などでの運搬・堆積，（2）イベント発生中：日中の津波による運搬など，（3）イベント発生後：津波堆積物の表層など日光が透過する深度，と考えられる．また過去の津波堆積物一般に OSL 年代測定を適用できるか議論するためには，最近の津波堆積物の年代がゼロになっていることを確認する必要がある．これらを検討するため，3.11 地震イベント堆積物の OSL 測定を行った．

震災後の 2012 年 5 月に，牡鹿半島の石巻市大谷川浜地区の山林内で厚さ 9cm の津波砂層および土壌を，阿武隈川河口左岸の砂丘林内で厚さ 17cm の津波砂層および砂丘砂を採取した．また，牡鹿半島東方沖の陸棚-陸棚斜面の 4 地点（水深 169m-555m）でマルチプルコアラーにより海底砂質堆積物を採取した．これらの堆積物を暗室内で厚さ 1cm ずつ処理し，粒径 0.5mm 以下の石英を抽出・粉砕し，SAR 法による OSL 測定から蓄積線量を求めた．

海岸で採取した津波堆積物は，地表からの深さに関わらず蓄積線量がほとんどゼロだった．つまり津波直前に十分に日光を浴びる堆積環境にあったか，日中の津波により運搬中に日光を浴びた可能性が高い．この結果は，同様の過去の津波堆積物にも一般的に OSL 年代測定を適用出来る可能性を示している．また海岸砂のゼロイングが確認できたため，本地域沖合の海底堆積物で 3.11 地震イベント堆積物を論じる上でも，蓄積線量は沿岸域でゼロからスタートしたと仮定できる．

牡鹿半島東方沖の海底堆積物は，沖合の深い海底の砂ほど蓄積線量を多く蓄えていることが分かった（2-37Gy）．つまり沖合の砂ほど最後に日光を浴びてからの経過時間が長く「古い」砂である．各地点において，海底面からの深さと蓄積線量の間に相関はあまり見られないことから，堆積速度が速いか，砂層中で新しい砂と古い砂が混合していると考えられる．この傾向がこの地域全体の特徴を示すのか，海底堆積物にイベント堆積物が含まれているのか，すでに採取済みである周辺の海岸・海底堆積物も使って粒子 1 粒ごとの OSL 測定を行うなどさらなる検討が必要がある．

P4

東北地方太平洋沖地震後の日本海溝斜面における小型底生生物の分布

Distribution of meiofauna on the landward slope of the Japan Trench after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake

北橋倫（東京大・大気海洋研），野牧秀隆（海洋研究開発機構），ジェンキンズ　ロバート（金沢大），嶋永元裕（熊本大），藤倉克則（海洋研究開発機構），小島茂明（東京大・大気海洋研）

連絡先：北橋倫（tkitahashi-10a@nenv.k.u-tokyo.ac.jp）

2011 年 3 月 11 日，太平洋三陸沖を震源とした東北地方太平洋沖地震が発生した．同年に行われた震源域を中心とする三陸沖日本海溝斜面での海底調査により，水深 100 m から 5,500 m までの広範囲で地震動による堆積物の変形やタービタイドの影響が確認されている（Ikehara et al. 2011）．このような堆積物の記録は今後，生物の作用（生物撹乱）によって破壊されていくと考えられるが，どのように変化するのかをモニタリングする必要がある（池原 2012）．

小型底生生物（メイオファウナ）とは，1 mm の篩を通過する生物の総称であり，深海において密度や生物重量で大型底生生物を凌駕している（Rex et al. 2006; Wei et al. 2010）．メイオファウナの堆積物中での活動により、堆積構造が変形するという報告もあり（Cullen 1973; Ekdale et al. 1984），タービダイトが堆積した後，メイオファウナがどのように分布しているのかを調査することは重要である．

そこで本研究では，巨大地震後の堆積物中のメイオファウナの密度と，その堆積物中での分布パターンを解析した．また，同海域で地震前に行われた既往研究（Shirayama & Kojima 1994）や，同じく日本周辺の海溝である琉球海溝や千島海溝の大陸斜面（Itoh et al. 2011）との比較を行った．サンプリングは三陸沖日本海溝斜面において，2011 年 7 月から 8 月に行われた淡青丸 KT11-17 次航海，および「よこすか」YK11-06E 次航海，2012 年 8 月に行われた KT12-18 次航海で行った．得られた堆積物サンプルからメイオファウナを分画し，高次分類群ごとに計数した．

調査の結果，巨大地震の前後でメイオファウナの密度やその深度変化に違いは無かった．しかし，堆積物中での分布を見ると，地震後のいくつかの測点では通常より深層に密度のピークが見られるパターンを示した．また，地震後のメイオファウナの鉛直分布は，タービダイトの厚さや有機物の分布パターンとは関係なく，タービダイトの影響や，有機物供給の変化によるものではないと考えられた．

文献 : Cullen (1973) *Nature* **242**, 323–324; Ekdale et al. (1984) *Paleogr, Paleoclimatol, Paeoecol.* **45**, 189–223; 池原 (2012) 堆積学研究 **71**, 141–147; Ikehara et al. (2011) Abstracts of IGCP the fifth international symposium, 74; Itoh et al. (2011) *Deep-Sea Res.* **58**, 86–97; Rex et al. (2006) *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **317**, 1–8; Shirayama and Kojima (1994) *J. Oceanogr.* **50**, 109–117; Wei et al. (2011) *PLoS ONE* **5**, e15323.

P5

仙台空港東方沿岸地域における平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震に伴う巨大津波による侵食と堆積の局所的変化

Local variation on erosion and deposition by the great tsunami caused by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake at the coastal area, east of Sendai Airport

川辺孝幸（山形大学地域教育文化学部）・志岐常正（元京都大学理学部）

Takayuki KAWABE (Yamagata University), Tsunemasa SHIKI (ex Kyoto University)

連絡先：川辺孝幸(E-mail :kawabe@kescriv.kj.yamagata-u.ac.jp)

1. はじめに

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震に伴って発生した巨大津波は，東北地方～関東地方の太平洋沿岸地域のを襲い，陸上に遡上する津波の遡上流とともにその引き流れ（合わせて津波流）によって，沿岸地域に甚大な被害をもたらした．津波の襲来は 1 回だけでなく，複数回にわたって陸上に遡上流と引き流れをもたらした．筆者らは，他の調査者らと三陸沿岸地域を調査するとともに，現在，津波による侵食と堆積の局所的変化について，仙台空港東方の宮城県岩沼市相の釜～名取市北釜にかけての狭い地域で，調査を進めている．本報告では，仙台空港東方沿岸部における津波による侵食と堆積について報告する．

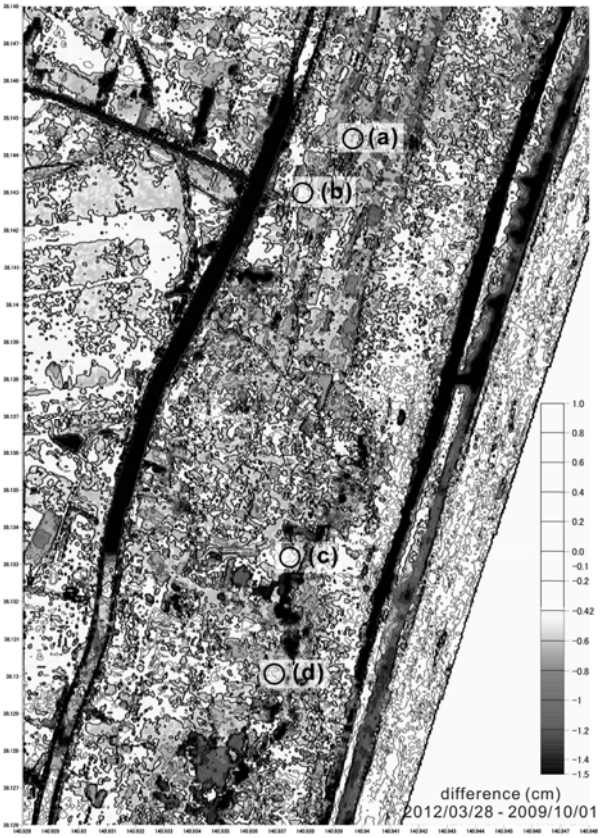
2. 国土地理院 5m メッシュ DEM による地形の特徴と 2011 年東北地方太平洋沖地震前後の地形変化

国土地理院による基盤地図情報数値標高モデル 5m メッシュ DEM は，調査地域周辺では，2011 年東北地方太平洋沖地震前後の 2009 年と 2012 年に航空レーザー測量によるデータが公表されている．これらの DEM の差分は，2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う構造運動による広域的沈降運動，圧満などの短縮や液状化による表層地質の変形，および津波による地表の侵食と堆積などの理由による変化が積分されている．第 1 図は，ほぼ東西とほぼ南北の道路を基準に，2009 年のデータに対して西側に 1 グリッド分のオフセットを与えて得た差分の図である．東西方向のオフセット量と空港滑走路の平均的沈下量の約-42cm は，地震時の構造的な広域的沈降を反映している．空港東側の地域には，砂丘との間に，空港東側に隣接する貞山堀に平行に，沈下量の多いゾーンがある．このゾーンは明治 43 年陸地測量部発行の 2 万分の 1 の地形図では北側の広浦から続く湿地と砂丘との混在した地形であった．一方，このゾーンを横切って，空港南東部の北釜と相の釜の２つの集落には比高約 2m の微高地があり，ここでは沈下量が少ない．この微高地は，地元の方の話や簡易トレンチ結果では，砂質堆積物が 4m 以上の厚さで重なっている．このゾーンにおける沈下は，圧密または液状化・流動化などの湿地堆積物主体の表層堆積物の変形を表していると考えられる．砂丘のすぐ西側や貞山堀に平行な道路の西側などにみられる凹みは，航空写真や現地調査と合わせて考えると，津波流による侵食によるものであり，それらの凹みの西側に伸びる微高地は，津波流による堆積物の堆積によるとみられる．これらの微高地は最大 30cm 前後，凹みの深さは 50～250cm 前後である．このように，構造運動や表層地質による地表変形を捨象して津波による標高変化をみると，砂丘だけでなく，道路や盛り土宅地などの微地形によって，その海側（東側）と陸側（東側）で侵食や堆積の状況が異なることから，津波流の運動が，これらの微地形の影響を受けたことがわかる．

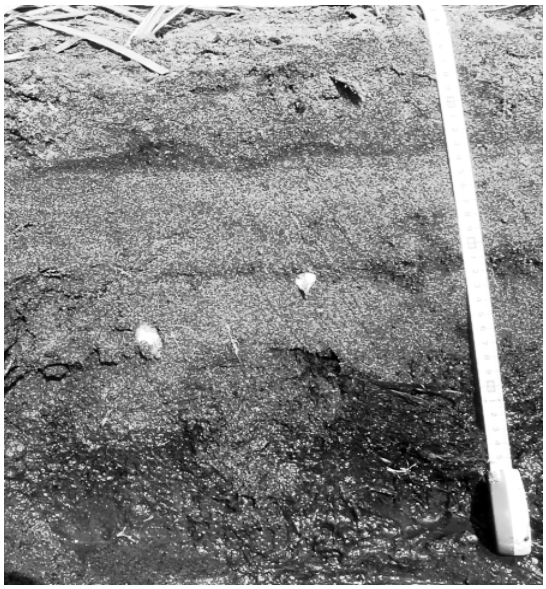
３．トレンチ掘削による津波堆積物の観察

航空写真および現地において，津波堆積物によるベッドフォームが残っていると考えられる３地点で，旧地表までのトレンチ掘削をおこない，津波堆積物の観察をおこなった（第 1 図-(a), (b), (c)）．

地点(a) 空港の北東に位置する，Google Earth 画像によれば，津波前はやや湿地的状況の休耕地であり，津波後



第 1 図　2009年および2012年の国土地理院基盤地図情報数値標高モデル5mメッシュデータの差分による仙台空港東部の標高変化



第 2 図 第 1 図-(a)地点における津波堆積物の断面 最下部約 5cm は旧地表面下の堆積物で，それを侵食して津波堆積物が重なる．大きい白と黒のパッチは，ヨシの地下茎．

は 2012 年 4 月頃まで湛水し，2012 年夏の現地観察ではヨシが繁茂していた．2011 年 4 月 6 日の Google Earth の写真では，湛水域の海側と陸側の道路沿いには，津波堆積物のベッドフォームが見られる．トレンチ壁面では，津波堆積物は，厚さが約 30cm で，ヨシなどの植物根を多く含む泥層の上位を侵食して重なっている．ここでは，津波堆積物は 3 層に区分できる(第 2 図)．下部は層厚 0～5cm 前後で，下位の植物根を多く含む泥層を侵食した窪みを埋めて堆積している．やや黄色がかった灰色の粗粒砂からなる．中部は，厚さ約 15cm で，材木片や金属片などの人工物を含む暗灰色の泥質中粒砂で，弱い平行葉理がみられ，その最上部は泥質で，部分的に西側に緩く傾くフォアセットが見られることがある，また，堆積構造からはわからなかったが，最上位には東向きのインブリケーションを示す金属片が含まれている．上部は 2～5cm で，淘汰の良い中粒砂からなり，その表面はベッドフォームをなしている．なお，場所によってはこのベッドフォームの低まり部分に，層厚 0～1cm 程度で，細粒砂～泥層の薄層がオーバーラップして堆積している．この薄層は，津波以降に湛水していた期間に風による波浪などで再堆積した堆積物であるとみられる．

地点(b)～(d) 地点(b)は，東北東−西南西方向と南北方向の道路の交差部の北西角の道路盛土に囲まれた低まりで，空中写真では三角形状に砂の堆積がみられる．断面では，地点(a)の上部層と同様な厚さ 30cm 以上の淘汰の良い中粒砂が，平行ラミナもしくはアンチデューンをつくっている．地点(c)および地点(d)では，Google Earth からは砂層が堆積している様子がわかるが，その後撤去され，コンクリート片を含む厚さ 2～3cm の淘汰の良い砂が残されているのみであった．このように，地点(b)～(d)では，地点(a)で見られたような泥質堆積物の痕跡は確認できなかった．

３．おわりに

仙台空港東部の海岸部における津波堆積物は，規模の大きい津波の遡上回数に対応する泥質堆積物を含む 3 層に分かれる場合と，淘汰の良い砂層が 1 層しか見られない場合など，場所によって異なることがわかった．微地形による侵食・堆積状況の差異を明らかにすることは，陸上部における津波流の挙動を明らかにする上で重要である．また，津波によって全てを失った被災者の方々の少しでも遺留品を捜したいという願いに対して，堆積学的な観点から微力ながら貢献できると考えられる．今後，さらに調査を進めて検討したい．

P6

有機物分析による海底地震堆積物の特徴，別府湾とスマトラ沖の例

Depositional processes of submarine earthquake induced deposits by organic matter analyses, examples from sea-floor sediments of Beppu Bay and off Sumatra

大村亜希子（東京大学大学院新領域創成科学研究科）・
池原　研（産業技術総合研究所地質情報研究部門）・
芦　寿一郎（東京大学大学院新領域創成科学研究科）
Omura, A. (Univ. of Tokyo), Ikehara, K. (AIST), Ashi, J. (Univ. of Tokyo)
連絡先：大村亜希子 (a-omura@aori.u-tokyo.ac.jp)

深海底タービダイトを地震履歴解析に利用する際には，タービダイトが「地震性」であることを確認する必要があることは以前から指摘されている．発表者らは，過去のタービダイトの起源を判別するためには，まず形成イベントが明らかな堆積物の特徴を理解することが重要であると考え，2003 年台風 10 号による洪水（北海道日高沖），2011 年台風 12 号による洪水（紀伊半島熊野川沖），2004 年紀伊半島南東沖地震（南海トラフ陸側斜面）および 2011 年東北地方太平洋沖地震（三陸沖）といった自然災害で海域に形成された現世堆積物を対象として，有機物分析からその特徴を検討している（大村ほか，2012）．洪水や地震性堆積物が堆積する沿岸に近い環境では，半遠洋性泥も堆積場によって多様であることから，バックグラウンドとしての半遠洋性泥の変化を考慮することが重要である．そこで，半遠洋性泥に対してタービダイト泥の有機物組成がどのように異なるかを示すこととした．これまでの検討結果では，沿岸～深海底の洪水堆積物ではいずれの環境でも陸源の有機炭素の割合が半遠洋性泥に対して高く，陸棚～陸棚斜面の海底地震起源の堆積物ではその割合が比較的低く半遠洋性泥とほとんど違いがない特徴が示された．本発表では，別府湾およびスマトラ沖の地震性堆積物を同じ手法で解析し，これまでの研究結果と比較することによって，これらの堆積プロセスを考察する．

別府湾の堆積物として南西部から 2009 年に採取されたピストンコア BP09-6 を使用した．BP09-6 では通常時の堆積物に対してイベント堆積物が認定されており（Kuwae et al., 2012），この中から 1596 年の慶長豊後地震起源とされるイベント 3 とイベント 5 およびそれぞれの上位の通常層の有機炭素の安定同位体比を測定した．安定炭素同位体比結果から見積もられる陸源の有機炭素の割合は，通常層では約 10～20%であるのに対して，イベント層では数～最大約 30%通常層よりも陸源の有機炭素が多く，イベント層の下位から上位へ陸源の有機炭素は減少している．しかし，前述の台風による洪水や水害時の沿岸域の堆積物と比較すると半遠洋性泥とイベント堆積物の陸源の差は小さい．これらのイベント層が洪水性であれば，陸源の有機炭素の割合はもっと高いと考えられる．別府湾の湾奥部は急峻な斜面であり，1596 年の慶長豊後地震の際には別府湾に面する高崎山の斜面が崩壊し津波が発生したとされること（宇佐見，2003）から，陸域や海岸近くに堆積していた陸源物質に富む堆積物と海底に堆積していた海洋起源の有機物に富む堆積物が地震の際に崩壊し，混合して斜面下に堆積した可能性がある．

スマトラ沖の堆積物として，2007 年にスンダ海溝斜面から採取された RR07-5-98PC を使用した．このピストンコア堆積物には複数のタービダイトが認められ，このうちタービダイト泥とその上位に連続する半遠洋性泥が軟 X 線写真観察により明確に区別される深度 245～265cm および 303～333cm を対象とした．深度

245～265cm では，半遠洋性泥の陸源有機炭素の割合は約 10～20%であり，タービダイト泥でもその割合に大きな変化はない．この結果は，前述の紀伊半島沖や東北沖の地震性堆積物と同じ特徴であり，斜面に堆積していた半遠洋性泥が地震の際に再移動してタービダイト泥として堆積したと考えられる．一方，深度 303～333cm では，半遠洋性泥の陸源有機炭素の割合が約 30～40%と高く，タービダイト泥の方がその割合が低い結果となった．このような特徴はこれまでに検討した地震性堆積物には認められていなかったため，塩酸/フッ酸処理をして堆積物から有機物を分離し，蛍光顕微鏡観察により実際に陸源有機物の割合が変化しているかを確認した．タービダイト泥に含まれる陸源有機物のほとんどは，陸上植物が酸化して透過光下でも黒色を呈する fusinite であった．半遠洋性泥には fusinite に加えて，陸上植物起源の vitrinite も含まれていた．また，深度 245～265cm の堆積物でも，含まれている陸源有機物のほとんどは fusinite であった．半遠洋性泥で vitrinite が増加する層準で炭素同位体比から見積もられる陸源の有機物の割合も増加することから，fusinite は酸化を受けてもとの陸上植物の炭素同位体比は示さないと考えられる．コア試料採取地点は，前弧海盆であるアチェ海盆の沖合に発達するスンダ海溝の斜面にあり，洪水によって発生した混濁流が直接到達するとは考えにくい地形にある．したがって半遠洋性泥に含まれる vitrinite は洪水などで陸から海域へ流入したものが沖合まで運搬されて沈降堆積したと推察される．一方，タービダイト泥に含まれる fusinite は半遠洋性泥としてすでに海底に堆積していた陸上植物が再移動を繰り返して酸化されたか，あるいは斜面を構成する古い地質体起源の可能性がある．

別府湾とスマトラ沖の地震起源堆積物の有機物分析による特徴には，2004 年紀伊半島沖地震や 2011 年東北地方太平洋沖地震の堆積物と同じものと異なるものがあった．本発表では，現世の地震性および洪水性堆積物の特徴と比較することにより，その特徴が異なる場合であっても堆積プロセスを考察することが可能なことを示した．

文献：

Kuwae,M., Yamamoto,M.,Ikehara,K., Irino,T., Takemura,K., Sagawa,T., Sakamoto,T., Ikehara,M. and Takeoka, T., 2012, Stratigraphy and wiggle-matching-based age-depth model of late Holocene marine sediments in Beppu Bay, southwest Japan. *Journal of Asian Earth Science*, in press.

大村亜希子・池原　研・芦　寿一郎・白井　正明，2012，有機炭素分析による海底地震および洪水堆積物の特徴．日本地球惑星科学連合 2012 年大会講演要旨，HCG30-P06.

宇佐美龍夫，2003，最新版日本地震被害総覧．東京大学出版会，東京，605p.

P7

掛川層群宇刈層における有孔虫化石群集の産出パターンと現地性・異地性

Occurrence pattern of foraminifera assemblage and *in-situ* and reworking of the tests in the Ukari Formation, Kakegawa Group, central Japan

廣木義久（大阪教育大学）

Yoshihisa Hiroki (Osaka Kyoiku Univ.)

連絡先：廣木義久（hiroki@cc.osaka-kyoiku.ac.jp）

1. はじめに

地層中の底生有孔虫化石群集の産出パターンは，その地層が堆積した環境の有孔虫群集（現地性群集）を反映するものと考えられる．しかしながら，地層中の底生有孔虫化石群集には現地性化石殻に混ざって異地性化石殻が含まれていることが考えられる．そこで，地層中の底生有孔虫化石群集は，堆積環境の外からもたらされた異地性有孔虫殻の流入により，真の現地性群集からずれている可能性がある．そこで，本研究では，地層中の底生有孔虫化石群集の産出パターンは有孔虫化石殻の現地性殻と異地性殻の産出パターンによって説明できる，という作業仮説を提案し，この仮説の是非を，鮮新-更新統掛川層群宇刈層の泥岩層から採取した試料を用いて検討した．

2. 方法

掛川市上屋敷において，一枚の砂岩層（層厚 25cm）とその上下の泥岩層を岩塊（全層厚 70cm）として採取した．岩塊を層理面に対して垂直に切断し，堆積構造を考慮して層厚約 2cm に区分し（全 46 ユニット），それぞれから試料を採取した．採取した試料を 200 メッシュ（目の開きは 0.075mm）のふるいにかけ，その残砂から底生有孔虫殻および浮遊性有孔虫殻を拾い出した．砂岩層および泥岩層から産出した底生有孔虫のうち優勢な 20 種について，その産出マトリックスデータを用いて，クラスター分析を行い，化石殻の産出パターンによる底生種および各地層ユニットの類似性について検討した．

また，泥岩層中の１ユニットからの試料の残砂から底生有孔虫殻，浮遊性有孔虫殻，砂粒子を拾い出し，そのひとつひとつについて沈降粒径を測定した．沈降粒径は沈降速度から算出した石英換算粒径である．そして，底生有孔虫殻，浮遊性有孔虫殻，砂粒子の沈降粒径分布の比較から，化石殻の現地性・異地性を検討し，その結果と化石殻のクラスター分析結果との関連性を考察した．

3. 結果と考察

クラスター分析により *Cassidulina carinata* と *Bulimina marginata* の 2 種が他の種と区別された．これらの 2 種は泥岩層における優勢種である.底生有孔虫殻と砂粒子の沈降粒径分布の比較によれば，泥岩層から抽出した全底生有孔虫化石殻 214 個体のうち,211 個体は同じ泥岩層から抽出した砂粒子の最大粒径よりも小さかった．砂粒子の最大粒径より大きな化石殻は，*Martinottietla communis hossoyaensis* が 2 個体，*Lenticulina abensis* が 1 個体であった．

有孔虫化石群集解析からは，*C. carinata* と *B. marginata* の 2 種が優勢種であることが明らかになった．このような場合，この 2 種がこの地層が堆積した堆積環境の有孔虫群集を代表する種であり，現地性種と解釈されるのが一般的であると思われる．しかしながら，粒径分布解析からは，これらの 2 種は異地性種と解釈された．本研究結果からは，有孔虫化石群集の産出パターンと化石殻の現地性・異地性とについて明確な関連性が得られなかった．これは，化石殻のほとんどが異地性化石殻であったことによるためと考えられ，今回分析した泥岩層の有孔虫化石群集の産出パターンは異地性殻と解釈された有孔虫が元々生息していた別の堆積環境の有孔虫群集を反映しているものと考えられる．

P8

孔隙充填型ガスハイドレートの分解による脱水作用の可能性とその堆積学的意義

Possible dehydration induced by pore-filled gas hydrate dissociation and its sedimentological significance

伊藤拓馬・江川浩輔・皆川秀紀・成田英夫（産総研メタンハイドレート研究センター）

Takuma Ito, Kosuke Egawa, Hideki Minagawa, Hideo Narita (MHRC, AIST)

連絡先：伊藤拓馬　(t-itou@aist.go.jp)

1. はじめに

東部南海トラフ海域は，海底下にガスハイドレートが集積している海域の一つであり，砂質層孔隙充填型ガスハイドレートの存在が知られている．本研究では，経済産業省国内石油天然ガス基礎調査 2003 年度基礎試錐「東海沖～熊野灘」で，ガスハイドレート胚胎層準から得られた砂質から泥質堆積物試料を用い，孔隙充填型ガスハイドレートの分解による脱水の可能性とその堆積学的意義を考察した．

本研究は，経済産業省資源エネルギー庁よる独立行政法人産業技術総合研究所が受託したメタンハイドレート開発促進事業の一環として実施された．

2. 堆積物の岩相の特徴

分析した堆積物は，粒度組成と堆積構造に基づき 3 タイプに分類した．タイプ 1 はシルト質砂からなり，複数の逆級化構造と正級化構造を持ち，コア表面には発泡痕が認められる．エネルギー分散型エックス線分析装置（EDS）が搭載された電界放出型走査型電子顕微鏡（FE-SEM）による分析より，孔隙充填型ガスハイドレートの存在を確認した．タイプ 2 とタイプ 3 は共に粘土質シルトからなるが，タイプ 2 は上方細粒化するのに対し，タイプ 3 は中央粒径が 10 μm 程度でほぼ一定である，両タイプでは，コア表面に発泡痕は認められず，ガスハイドレートの存在も確認されなかった．

タイプ 1 とタイプ 2 の堆積物はタービダイトと判断され，タイプ 3 は半遠洋性堆積物と解釈される．また，タイプ 1 の発泡痕は，ガスハイドレートの分解による脱ガス・脱水が原因と考えられる．

3. 堆積物の含水率と粒度組成の関係とその意義

これら 3 タイプの堆積物について，2 種類の方法により含水率を測定した．ひとつは，ガスハイドレート分解後に保管された状態の試料の含水率，もうひとつは，同一試料について水飽和処理を施した含水率である．後者は，ガスハイドレートが生成される以前の堆積物の含水率を反映しているものとみなした．

2 種類の含水率と粒度組成の関係を比較した結果，脱水後の試料における含水率が 10%以上の堆積物では，含水率に対する粘土－シルト－砂量の変化は，水飽和処理試料でみられる変化に等しいものであった．しかし，含水率が 10%未満となる堆積物では，両者の変化の傾向は異なっていた．この含水率が 10%未満となる堆積物は，主にタイプ 1 の堆積物に対応していることが明らかになった．このことは，含水率が 10% 未満となるタイプ 1 の堆積物では，他のタイプの堆積物とは異なる脱水過程を経たことを示唆している．また，タイプ 1 の堆積物においては，ガスハイドレート分解後の含水率が水飽和処理試料のそれと比較して，最大 15%ほどの減少が認められた．これは，その含水率の減少分の間隙水が脱ガス過程で堆積物から放出されたと考えられ，海底下においてガスハイドレートの選択的な濃集があったものと推測される．

P9

完新世の海水準上昇と対馬海流の発達による堆積プロセスの変化：福岡沖陸棚海域

Holocene evolution of depositional processes off Fukuoka, southwest Japan: Response to the Tsushima Warm Current and sea-level rise

西田尚央・池原　研（産業技術総合研究所）

Naohisa Nishida and Ken Ikehara (Geological Survey of Japan, AIST)

連絡先：西田尚央 n.nishida@aist.go.jp

海流は，陸棚域での堆積物形成に影響を与える主要なプロセスの１つである．このため，従来，海流の影響を受けて発達したベッドフォームの特徴やその分布様式などについて,詳しく検討されてきた．一方，海水準変動などによる海流堆積物形成への影響については，必ずしも十分に明らかにされていない．特に，海峡部の陸棚は外洋に比べ海流の影響を顕著に受けるものの，堆積物形成の特徴とその時空的変化についての検討例は，ごくわずかに限られる．本研究は，対馬海流の影響を受ける福岡沖陸棚海域を例に，完新世の海水準上昇にともなう堆積プロセスの変化について検討する．福岡沖陸棚海域は，従来，砂礫質堆積物が広く分布することが知られている．このため，水深が 33–68 m の海域の 11 点で，バイブロコアラーを用いて長さが 1.5–4.9 m のコア試料を採取した．得られたコアについて，主に岩相の肉眼観察，軟エックス線写真撮影ならびに貝殻片を用いた放射性炭素年代測定を行った．その結果，粒度や境界面の特徴，色調，生痕の特徴などに基づくと，合計 10 の岩相が認められた．このうち，各コアの主に中部／下部には，著しい生物擾乱をともなう泥－砂質泥が認められる．また，主に上部には，貝殻片を含む細粒砂－礫質砂が広く認められる．ここに含まれる貝殻の生息水深は，現在の陸棚環境と一致する．年代測定の結果，中部／下部の泥質堆積物は 11.6–8.4 cal kyr BP，主に上部の粗粒堆積物は 6.6 cal kyr BP から現在までの値が得られた．したがって，この海域においては，完新世初期に内湾／干潟堆積環境が広く形成され，その後の完新世中期から現在にかけて陸棚環境が発達したと解釈される．一方，調査海域における近年の音波探査によって，海底面には海流の影響を受けて発達したベッドフォームが広く分布することが明らかにされている．したがって，コア試料の上部を特徴づける貝殻片を含む砂礫質堆積物は，対馬海流の影響を受けて形成されたと考えられる．このような砂礫質堆積物の年代値は，深度（水深＋コア深度）との相関が認められる．すなわち，およそ 10.0 cal kyr BP での粗粒堆積物の発達深度は 65 m 前後で，その後 8.4–6.6 cal kyr BP の無堆積の期間をへて 6.6 cal kyr BP から現在にかけて深度が浅くなる傾向がある．このことは，11.5 cal kyr BP における対馬海峡から日本海への対馬海流の流入開始以降，海水準の上昇にともなって海流堆積物の形成がより水深の深い海域から浅い海域へとシフトしたことを示唆する．特に，海流堆積物の形成開始時期は，対馬海峡の相対的なプロキシマル部における侵食作用の開始と，その堆積粒子が福岡沖海域に到達するまでのラグによると考えられる．また，堆積物形成の時空的変化は，海流堆積物の形成が一定の水深条件下で行われたことを示す．このことは，地層に保存された海流堆積物の検討から提案されている従来のモデルからも支持される．さらに，無堆積の期間は，古海洋学的検討によって従来知られている対馬海流の強化時期と重なる．したがって，このような対馬海流自体の強化も，海流堆積物の発達に影響を与えた可能性が考えられる．

P10

貧砂状況からのデューン形成過程に関する水路実験

A flume experiment on formation of dunes from the condition that there is no available sand

谷口圭輔（名古屋大学環境学研究科）・遠藤徳孝（金沢大学理工学域）

Keisuke Taniguchi (Nagoya University), Noritaka Endo (Kanazawa University)

連絡先：谷口圭輔(ketanigu@nagoya-u.jp)

1. はじめに

自然界に存在する砂床形の分布には高い多様性があるが，その分布の形成要因は単純ではない．たとえば，どのような種類の砂床形がどのような条件下で形成されるかを扱った既往研究として，潮流の作用する海底（そうした場では，上流から下流に向かって減速する流れ場が存在している）を対象にした研究がある．Belderson et al.（1983）が模式図として，Stow et al.（2009）が平均粒径と流速の相図としてそれぞれ示したように，流速の高い上流部では粗粒な粒子からなる砂床形や比高の低いサンドパッチやサンドリボンなどが存在し，流速の低い下流部では比高が高いデューン（サンドウェーブ）が存在する．同様の傾向は風成地形においても観測されている．Jerolmack et al.（2012）がホワイトサンド砂丘群で報告した事例では，底面の傾斜変換点よりも上流側では，底面に強い剪断応力がはたらいてプロトデューンと呼ばれる比高の低い砂床形が形成され，傾斜変換点の下流側では，内部境界層の形成による剪断応力の低下により粒子が集積し，砂丘（デューン）が形成された．

先行研究はいずれも流れの変化を分布の形成の原因ととらえているが，砂床形の種類の変化に流況の変動が必須であるかどうかは自明ではない．流況の変化は誘因にすぎず，場に存在する粒子の量や粒径分布の変化こそが，砂床形の種類を変化させている可能性もある．例えば，Kocurek et al.（1992）の提示した孤立砂丘形成モデルは，流況の変化ではなく，粒子の集積によって，クレストのないサンドパッチから低いクレストを持つプロトデューンを経て，高いクレストとスリップフィエスを持つ孤立したバルハン砂丘が形成されると考えている．

そこで本研究では，閉鎖系であるために水路内の砂粒子の数を制御できる円筒水路を用いて，一定の流況のもとで，砂粒子数の増加とともに底面に現れる砂床形の種類がどのように変遷するかを調べる実験を実施した．

2. 水路実験

実験には，内径 1.2 m，外径 1.5 m，高さ 45 cm の円筒形の流路部を持つ円筒水路を用いた．底面にはゴムシートを敷設して，底面の粗度が一定となるようにした．水路に差し込まれた 8 本のパドルの回転速度を調整することにより，水路内の流速を制御できる．本実験では，水深を 24 cm，底面からパドル下端までの高さを 20 cm とし，パドルの回転速度 U_p を 25 cm/s に固定して一方向に回転させることで，一方向定常流の作用する条件を作った．ただし，水路が直線でないため，一般に水路の内側ほど流れが速く，底面付近では外壁側から内向きの 2 次流が発生するという問題があった．

実験の手順は以下の通りである．試行の開始前に，平均粒径約 0.1 mm のカラーサンド(新東陶料製，MP ブルー)120 g を水路内に投下し，それに十分に速い流速(U_p = 80cm/s)を作用させて，全ての粒子を浮遊さ

せた．その後，U_p = 25 cm/s まで流速を落とし，底面に砂が形成する構造の観察を開始した．観察開始 6 分後より，水路上方 3 箇所に設置した給砂装置から，それぞれ 5 分おきに 15 g づつ(つまり，合計では 45 g/5 min.)の給砂を計 390 分間継続して実施した．水路上方からは平面形態，水路側方からは断面形態をそれぞれ観察した．

3. 結果

粒子数の増加とともに，以下の 3 つのステージの地形が観察された．

(1) サンドリボンとサンドパッチ

実験開始直後から，ほぼ等間隔(5-7 mm)に並んだ砂の帯・サンドリボンが，流向(二次流の影響があるため，完全な円周方向ではなく水路内壁に向って斜行する)に平行に発達する．その後数分で，リボン複数をまたぐ形で砂が集積し，サンドパッチが形成される．これらの地形の比高は非常に低く，高々粒子数個分であった．サンドパッチの分布は，初期にはランダムであるが，パッチのサイズ拡大とともに側方(流れに垂直な方向)に連続性が良くなる．実験開始後 20 分後には周期的な分布が現れ，次のプロトデューンのステージへと進行する．

(2) プロトデューン

高さ 1 mm 程度の峰を持つ地形が形成され，流れとともに移動をする．通常のデューンに比べて比高が低いのが特徴である．本実験で現れたプロトデューンは，バルハンまたは横列デューンと同様の平面形態を持っているが，下流側にスリップフェイスを持たない．この特徴は，Kocurek et al. (1992) のいうフェイズ 3 のプロトデューンの特徴と一致する．プロトデューンの発達とともに，水路底面の砂に覆われた面積の割合が増加する．

(3) デューン

実験終盤には，下流側にスリップフェイスを持つデューンが，水路全域に広がった．プロトデューンのステージとの境目は明瞭ではないが，デューンの発達とともに再び固定床部分の露出が増えるという特徴が見られる．クレストの発達にともなう，流れの剥離の影響とも考えられる．

4. 終わりに

本実験では，流れ場自体に変化がなくても，場に存在する粒子の数の変化によって，砂床形の種類の変化が起こることを示す結果が得られた．堆積構造の種類の違いが，形成時の流れ環境の違いによるとは限らないことを示す一例である．

5. 引用文献

Belderson, R. H., Jonson, M. A. and Kenyon, N.H., 1982, Bedforms. In Stride, A. H. ed., Offshore tidal sands processes and deposits, 27-57, Chapman and Hal.

Jerolmack, D. J., Ewing, R. C., Falcini, F., Martin, R. L., Masteller, C., Phillips C., Reitz, M. D., and Buynevich, I., 2012, Internal boundary layer model for the evolution of desert dune fields. Nature Geoscience, 5, 206 – 209

Kocurek, G., Townsley, M., Yeh, E. Havholm, K., Sweet, M.L., 1992, Dune and dune-field development on Padre-Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table-controlled accumulation. Journal of Sedimentary Petrology, **62**(4), pp. 622-635.

P11

蛇行河道のモデル実験：流量と河床物質の効果

Model experiments on the transition of meandering river channel: Effect of discharge and bed material

吉田一希（山口大学大学院理工学研究科）・宮田雄一郎（山口大学大学院理工学研究科）

Kazuki YOSHIDA (Yamaguchi Univ.), Yuichiro MIYATA (Yamaguchi Univ.)

連絡先：吉田一希 (cacho.yk@gmail.com)

1. 研究目的・手法

蛇行流路の成因や変形に関しては多くの研究が行われてきたが，明確な成因や維持条件は未だ明らかではない．そのため，河川流路堆積物の分布予測は困難な現状にある．本研究では，河道変遷方向の規則性とその支配要因を明らかにするため，(A) 蛇行流路模型を使用した固定流路実験，(B) 沖積地上に発達する自由蛇行の再現実験，の 2 種類のモデル実験を行った．

2. 固定流路実験

側壁を固定した蛇行流路模型を用いて，流路内の侵食と堆積の傾向から，流路の変形や移動傾向を知ることができる．流路模型は流路幅 3cm，側壁高 3cm で，蛇行度 1.25，1.75，2.25 の 3 種類を使用した．流量，勾配および蛇行度の各効果を求めるため，流量を 0.075，0.15，0.3，0.6，および 1.2L/min の 5 通りの条件で，勾配は 0.008，0.012，0.024 の 3 通りとした．上流から河床物質を供給してできるだけ定常状態を維持した．勾配 0.024，蛇行度 1.25 の場合で，フルード数 0.8-0.9 であった．河床物質にはプラスチックビース (比重 1.5，2.0ϕ-3.5ϕ) を使用し，蛇行流路模型に厚さ 1cm となるように一様に敷き詰めた状態を初期状態とした．

一連の実験の結果，特に流量が河床地形の形状と移動に関係することがわかった．勾配は河床物質の移動速度に影響し，高勾配ほど侵食量と輸送量が増加したが，変形や移動様式には影響しなかった．蛇行度は複雑な流路移動に関係したため，蛇行度別の流量の効果を検討した．その結果，流量が多く，蛇行度が小さいほど，蛇行振幅が増大する傾向を示した．対照的に，流量が少なく，蛇行度が大きいほど，不規則な流路移動を示し，単一ループから複合ループへと変遷するようにして蛇行波長を減少させる傾向があった．また，流量が少なく，蛇行度が小さいほど，蛇行帯軸に沿って並進的に下流移動する傾向を示した．これまでの実験結果から，蛇行形状と移動様式を支配する要因として流量の効果が大きいことがわかる．

しかし，天然河川の流量は流域面積だけでなく降水量の変動に伴って常に変化するため，この結果を天然に直接適用することはできない．そこで，洪水を想定して断続的に流量を変化させ，河道変遷との関係を求めた．流量は平水時を 0.15L/min，洪水時を 0.6L/min とし，60 分間毎に 1 分間の洪水を発生させた．勾配は 0.024，蛇行度は 1.25，1.75，2.25 の 3 条件で行った．その結果，洪水時に蛇行振幅が増大する傾向を示した．平水時に流量が少ない条件であっても安定した流路を示し，蛇行波長の減少を伴う不規則な移動は抑制された．

3. 自由蛇行実験

実験室内で自由蛇行の再現を行う研究はいくつか報告されているが (例えば Friedkin, 1945; Smith, 1998)，蛇行を維持して挙動を調べる研究はほとんどなく，とくに蛇行度の高い流路を再現して河道変遷の過程を経時的に報告した例はない．

本研究の実験装置の斜面には長さ 130cm，幅 90cm のアクリル板を使用した．流量は 0.3L/min，斜面勾配は 0.028，河床物質厚さ 0.6cm の一定条件で行った．なお，上流から河床物質を供給してできるだけ定常状態を維持した．河床物質とした混合材料を斜面に一様な厚さで敷き詰め，あらかじめ直線状の流路を作り，Friedkin (1945) の実験方法を参考に，上流端に屈曲を設けた．初期流路幅は 0.8cm，1.2cm の 2 通りで，上流端入射角は 48°，50°および 60°の 3 通りとした．

試行錯誤の結果，これまで再現例のなかった高蛇行度の自由蛇行を小型模型から短時間で再現することができた．成功の理由は河床物質の選定にあり，プラスチックビース (比重 1.5，2.0ϕ-3.5ϕ)，ガラスビーズ (比重 2.4，2.0ϕ-3.5ϕ) および珪藻土の混合材料が最適であった．各実験において，実験開始後約 10 分で下流側に新たな蛇行ループが発達し，その下流側に左右交互の蛇行ループが 2-3 波長にわたって形成した．発達した蛇行流路形状は，(1)流路幅は増大するが蛇行波長は安定し，蛇行度の増大が持続するもの，(2)流路幅の増大とともに蛇行波長も増大し，最終的に網状流路となるもの，(3)流路幅，蛇行波長ともに安定し，蛇行度が増大するもの (第 1 図)，の 3 パターンを示した．蛇行度はいずれの実験においても開始 1 時間で 1.8 程度まで上昇し，最大 2.6 に達した．蛇行波長は時間経過とともに安定した．また，蛇行の発達途中にシュートカットオフ (袂部切断) やネックカットオフ (頸部切断) が生じることもあった．河床物質のうち，珪藻土の割合が 15wt%の場合は蛇行曲率の小さい角張った蛇行を示したのに対し，10wt%の場合は滑らかな曲線を描くような蛇行を示した．

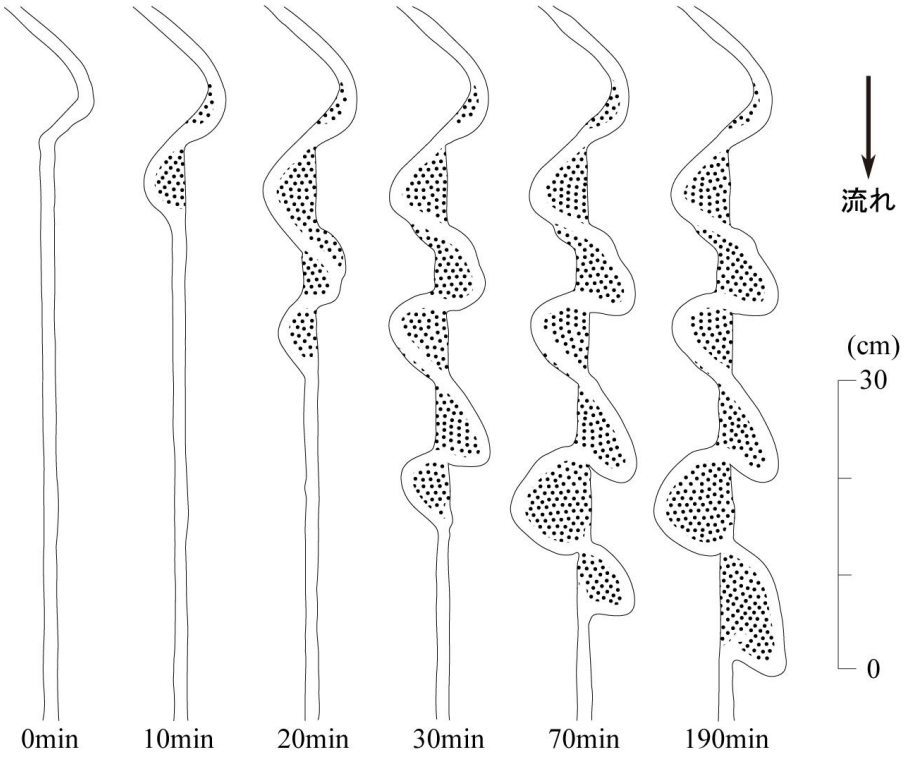
今回の実験での流量と蛇行波長の関係は，Ackers and Charlton (1970) が蛇行水理実験で導いた式とよく一致したが，天然河川の経験式とは大きく異なっていた．一方で，流路幅と蛇行波長の関係はおよそ 1:10 の関係となり，自然界に存在する陸上蛇行河川，海底蛇行流路および火星の蛇行流路のいずれとも相似であった．

4. 引用文献

Ackers, P., and Charlton, F.G., 1970, Meander geometry arising from varying flows. *Journal of Hydrology*, **11**, 230-252.

Friedkin, J., 1945, *A Laboratory Study of the Meandering of Alluvial Rivers.* U.S Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.

Smith, C., 1998, Modeling high sinuosity meanders in a small flume, *Geomorphology*, **25**, 19-30.



第 1 図　自由蛇行再現の実験結果の 1 例

P12

半遠洋性シルト岩の形成における混濁流の影響評価：房総半島下部更新統上総層群の解析

Evaluation of the effect of turbidity currents in the formation of hemipelagic siltstones: An example from the lower Pleistocene Kazusa Group on the Boso Peninsula, Japan

黒澤志保（千葉大学）・三井麻由（千葉大学）・伊藤　慎（千葉大学）
Shiho Kurosawa (Chiba University), Mayu Mitsuii (Chiba University), and Makoto Ito (Chiba University)
連絡先：黒澤志保 (z9s5015@students.chiba-u.jp)

半遠洋性シルト岩は，深海底で広く形成される泥質堆積物の一つで，細粒砕屑粒子の定常的でほぼ一定の堆積速度で形成されると考えられている（Beattie and Dade, 1996）．しかし，半遠洋性シルト岩の形成は定常的な細粒砕屑粒子の沈降とともに，混濁流やネフロイド層からの細粒砕屑粒子の移流と沈降など，複数のプロセスの複合によって行われる（Stow and Tabrez, 1998）．一方，従来の 1 セクションにおける半遠洋性シルト岩の時間的変化の解析では，ほぼ同時代に形成された半遠洋性シルト岩の空間的変化の影響は十分考慮されていない．したがって，一定の後背地から供給された同時代の半遠洋性シルト岩の空間的な変化を評価することは，深海底堆積物を対象とした古環境解析を高精度化するために不可欠である．

本研究は，ほぼ同時代に形成された半遠洋性シルト岩の層厚，粒度，帯磁率，粘土鉱物組成の特徴を上流部から下流部にかけてのおよそ 30 km にわたって解析し，それらの空間的変化の特徴を検討したものである．検討対象は，房総半島中央部に発達する下部更新統黄和田層上部の Kd8 火山灰鍵層と大田代層上部の O7 火山灰鍵層を挟在する層準である．これまでの研究 (Ito and Katsura, 1992)から，Kd8 火山灰鍵層層準では海底扇状地から離れた斜面から深海平坦面，O7 火山灰鍵層層準では斜面から中部海底扇状地，さらには下部海底扇状地にかけての堆積環境で形成された半遠洋性シルト岩の特徴を検討することが可能である．

火山灰鍵層に挟まれた半遠洋性シルト岩の層厚や粒度は沖合に向かって減少する傾向が認められる．したがって，沖合ほど堆積速度は減少する傾向を示すことになる．一方，Kd8 火山灰鍵層層準では，沖合の地点でもタービダイト砂岩やタービダイシルト岩が挟在する場合には，堆積速度の増加や粒度の粗粒化が認められる．また，O7 火山灰鍵層層準の海底扇状地堆積物では，チャネル堆積物の分布域に近いほど上流−下流の関係とは独立に堆積速度やや粒度に増加傾向が認められた．一方，帯磁率は O7 火山灰鍵層層準では粒度組成の上流−下流の変化にほぼ対応して増加−減少傾向が認められるが，Kd8 火山灰鍵層層準においては，黄鉄鉱の含有割合に対応して変化する傾向が認められた．いずれの層準においても，堆積速度や粒度組成の空間的変化のほぼ共通した特徴から，半遠洋性シルト岩の形成には，混濁流にともなって深海底に供給される細粒砕屑粒子の量や粒度が大きく影響していることが理解される．一方，半遠洋性シルト岩の粘土鉱物組成は，堆積速度や粒度組成の空間的変化に比べ，明瞭な変化は認められない．したがって，今回の検討結果からは，半遠洋性シルト岩では堆積速度や粒度組成には明瞭な空間的変化が認められるのに対し，粘土鉱物組成はほぼ一定であることから，1 セクションでの粘土鉱物組成やこれに対応した化学組成の時間的変化は，後背地の地質構成の変化や気候変動などを反映したプロキシーとして活用することが可能と考えられる．

P13

十和田八戸イグニンブライト直上にみられるチャネル埋積型ラハール堆積相

Supra-Ignimblite Channel-Fill Sedimentation of the Towada-Hachinohe Pyroclastic Flow Deposits

鎌田　耕太郎（弘前大学教育学部）

Kotaro Kamada (Hirosaki University)

連絡先：鎌田耕太郎(kamada@cc.hirosaki-u.ac.jp)

1. はじめに

本州弧北部に位置する十和田カルデラは、十和田奥瀬テフラ（To-Os），十和田大不動テフラ（To-Of）および十和田八戸テフラ（To-H）を放出した十和田火山の噴火活動で形成された．十和田八戸テフラは約15kaの活動とされ（町田・新井，2003），その分布や岩相層序の変化が最もよく把握されている．十和田八戸火砕流堆積物（イグニンブライト）の上には，その再堆積物であるラハール堆積物が顕著な侵食構造を伴ったチャネル埋積相としてみられ，さらにその上はハイパーコンセントレィテッド流堆積物を主体とする洪水堆積相の形成後に小起伏地形を残したことがわかる．ここでは特に熊原川流域の田子町と五戸川上流域の上横沢の産状について,チャネル埋積型ラハール堆積相の特徴について述べる．

2. 十和田八戸イグニンブライト 上のラハール堆積相の特徴

十和田八戸イグニンブライトはデイサイトー流紋岩質の軽石流堆積物とされる（工藤，2005）．当該地域に分布する当該イグニンブライトは主に塊状を呈する火山礫火山灰堆積物からなる．細粒火山灰からなる基質支持で，火山礫の大部分は軽石で石質岩片を伴う．中礫サイズ以下の軽石は円磨度が高く，大礫サイズ以上の軽石は亜円～角礫状を呈する．炭化樹幹や炭化木片を含むことが多い．

ラハール堆積物は大小の侵食構造（チャネル）を境界にイグニンブライトに載る．チャネルを埋積する堆積物は円磨度の高い軽石礫からなる礫質堆積相（堆積相A）とラミナの発達した砂質堆積物（堆積相B）から構成される．堆積相Aには塊状で成層するものと，小規模チャネルを伴ったレンズ状の層理を示すものがある．前者の堆積物には炭化樹幹を含むことがある．堆積相Bに比べると幅広く分布する．堆積相Bには規模の小さな複合チャネル構造が見られ，平行ラミナやクロスラミナの発達した砂層や礫層からなり，シルト層をはさむ．シルトのブロックやはぎ取り岩片，イグニンブライトの岩塊を含む．上方細粒化堆積相を示す．堆積相Bは特にチャネルの基底や，チャネルを埋積する堆積相Aの隙間を埋めるように分布することが多い．イグニンブライトの直上にみられるチャネル埋積物は，火砕流の定置後にできたガリー構造を流下，埋積した堆積物である．堆積相Aは軽石礫の濃集した土石流堆積物と網状河川堆積物で，堆積相Bは河川流堆積物である．ガリー侵食の発達に伴い，その壁面や斜面への侵食や崩壊が進行し，周囲の火砕流堆積物が崩落して砕屑物の供給源となり，下流側への物質移動が続いた．当該域での検討により，侵食と再食の卓越する深いチャネル埋積型の堆積から，広い舟底型のチャネル埋積と網状流路の発達した堆積様式への変化が読み取れた．十和田八戸イグニンブライト上に重なるラハール堆積物の初期過程の解析には，五戸川上流域や熊原川流域における産状から得られる情報が大きなカギを握ることを示している．

文献：工藤　崇，2005．十和田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）．産総研地質調査総合センター，79p.　町田　洋，新井房夫，2003．新編火山灰アトラス．東京大学出版会．

P14

沖縄周辺海域の過去 2 万年間の堆積速度変化とその要因

Special and temporal variations of sedimentation rate during the last 20000 years around Okinawa Island

天野敦子・板木拓也（産業技術総合研究所地質情報研究部門）

Atsuko Amano, Takuya Itaki (Institute of Geology and Geoinformation, AIST)

連絡先：天野敦子(amano-a@aist.go.jp)

沖縄トラフから南西諸島周辺にかけての過去 2 万年間における堆積速度は，空間的には中国大陸からの供給作用が，また時系列的にみると海水準変動と黒潮の強度変化に伴う運搬作用の影響を反映して変化していることを示す（天野・板木，2012）．しかし，この結果はこの海域における大局的な変化を示しただけで，局所的にはこれ以外の要因が強く影響していると考えられる海域もある．特に，その傾向は沖縄島周辺で顕著である．本研究では，放射性炭素年代とテフラから求めた堆積速度に加えて，全有機炭素（TOC），全窒素（TN），全有機炭素・全窒素量比（C/N），$CaCO_3$ の変化を基に，沖縄島周辺で採取した 2 本のコアの堆積速度変化を明らかにし，その要因について検討した．

沖縄島東方海域で採取された GH08-2004（水深 1166 m）の堆積速度は 7300～25000 cal BP では 10.5～16.9cm/kyr と相対的に速く，それ以降では 6.0cm/kyr へ減少する．TOC，TN 濃度と C/N は 15500～25000 cal kyr では陸上植物起源の有機物含有量が多く，15500 cal BP から 8500 cal BP にかけて減少し，それ以降では少ないことを示す．これら結果は最終氷期最盛期の海水準低下に伴って陸域からの供給量が増加し，堆積速度が増加したことを示す．また，$CaCO_3$ 濃度は 8000 cal BP 以前では 30%程度で，これ以降では 45%へと増加する．この変化は 8000 cal BP 以前の $CaCO_3$ 濃度は岩石性砕屑物によって希釈されたことを示唆する．一方，西方海域で採取された GH10-2011（水深 1190 m）の堆積速度は，12000～16500 cal BP では 7.2cm/kyr で，それ以降では 17.5～20.3cm/kyr へと増加し，TOC，TN 濃度と C/N は，9500 cal BP 以降に陸上植物起源の有機物の寄与率が増加したことを示す．$CaCO_3$ 濃度は 7000 cal BP 頃に 35%から 50%へと急激に増加する．GH10-2011 は島嶼部から離れた海盆中央に位置しているため，海水準変動に伴う陸域からの供給作用の影響は小さいと考えられる．沖縄トラフにおける黒潮は，14000 cal BP 以前では弱く，14000 cal BP から 8000 cal BP にかけて強くなり，それ以降では現在と同程度になったことが知られている（Ijiri et al., 2005）．これらの地形や海洋環境を考慮すると，9500 cal BP 以降に GH10-2011 で陸上植物起源の有機物寄与が増加したのは，黒潮が強くなるに伴い，沖縄西方海域に卓越する黒潮反流の運搬作用も強くなり，より遠方からの物質が堆積するようになったことを示唆するといえる．また，$CaCO_3$ 濃度の増加が示すようにココリスや有孔虫の生産性が増加したことも加わって，堆積速度は増加したと考えられる．

引用：天野敦子・板木拓也，2012，沖縄トラフ-時空間的な堆積速度変化とその要因-．月刊地球，34，355-362．；A.Ijiri, W.Luejiang, T.Oba, H.Kawahata, C.Y. Huang, C.Y. Huang, 2005, Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219, 239-261.

P15

大阪平野の沖積層中の天満砂州堆積物：その層位と分布

The stratigraphy and distribution of the Tenma spit deposit in the Holocene, the Osaka Plain

櫻井皆生（同志社大学大学院）・増田富士雄（同志社大学）
Minao Sakurai (Doshisha Univ.), Fujio Masuda (Doshisha Univ.)
連絡先：櫻井皆生(eum1902@mail4.doshisha.ac.jp)

大阪平野のボーリングデータベース（関西圏地盤情報協議会）を用いて，上町台地の西側から北方に伸びる天満砂州（梶山・市原, 1985）の地質断面図を作成し，これまで報告されている ^{14}C 年代値（Mitamura et al., 1994 ; 三田村・橋本, 2004 ; 三田村ほか, 2009 ; Masuda, 2013）を入れて解析を行った．その結果，天満砂州は砂嘴堆積物からなり，それらが約 8,000 年前から 6,000～5,000 年前までの海進期に，海水準の上昇とともに海側から陸側に斜めに積み重なりながら北方へと伸びていったこと，初期の砂嘴はより西側にあって短かったこと，急激な海水準上昇の影響を受けた構造を示すことなどを読み取ることができた．

大阪平野の沖積層の層序は一般に，最下位が最終氷期の河川堆積物である基底礫層，その上位が海進期のエスチュアリー堆積物の砂泥互層，その上位が沖積層の中部を構成する内湾泥底堆積物の海成粘土層（第 13 海成粘土層：Ma13），さらにその上位が高海面期の三角州や河川堆積物の砂，礫層およびラグーン堆積物の泥層から構成されている（三田村・橋本, 2004）．このうち中部の海成粘土層は，わが国の沿岸域の沖積層ではくさび状に連続することが特徴とされている．しかし，大阪平野の中央部に細長く南北に伸びる上町台地の西側や北側では，この海成粘土層を遮断するように天満砂州の砂や礫が分布しており，これが大阪平野の沖積層の特徴となっている（伊藤・増田, 2012）．天満砂州は現在の地形にも現れていて，上町台地の西側と北側に細長く南北に伸びる標高 3～4m 程度の微高地を形成している．

天満砂州の東西断面にみられる堆積物の海側から陸側に向かっての斜めの累重構造は，上町台地のすぐ北側の地域で顕著に認められる．この構造は，海水準の上昇に伴う波食作用によって基盤層からなる台地の西縁が侵食され，その土砂が沿岸流によって北方に運ばれて台地の北端に砂嘴を形成し，それが海水準の上昇に伴って陸側に移動したことによってつくられたものと考えられる．砂嘴は，海水準の上昇によって陸側に移動するとともに沿岸流が強くなることによって北方へ伸び，最も海が広がった 6,000～5,000 年前の最大海氾濫面形成時に最長となり，上町台地の東側に広がった河内湾（梶山・市原, 1985）の湾口を塞ぐバリアーとなっていた．さらに，最大海氾濫面形成時を過ぎた 5,000 年前以降の砂州の断面には，海側にダウンラップして前進する構造がみられることから，この時期にはバリアーは浜堤を伴った砂浜海岸として海側へ前進していったことがわかる．これが弥生時代や古墳時代の砂州として復元されている（日下, 1991）ものである．すなわち，この時期に発達した砂州は，上町台地の基盤層をその材料として発達した砂嘴ではない．

文献

伊藤有加，増田富士雄，2012，沖積層タイプのひとつとしての砂州堆積物をもつ大阪・淀川流域のサクセッション．日本堆積学会 2012 年札幌大会講演要旨，102-103.
梶山彦太郎，市原　実，1985，大阪平野のおいたち．青木書店，138p.
日下雅義，1991，古代景観の復原．中央公論社，250p.
Masuda, F.，2013, Determining the depositional environments of the Holocene marine clay bed (Ma13) intercalated in the “Chuseki-so” in the Osaka Basin by depositional curve analysis. *Science and Engineering Review of Doshisha University*, **54,** 59-65.
三田村宗樹，橋本真由子，2004，ボーリングデータベースからみた大阪平野難波累層基底礫層の分布．第四紀研究，**43,** 253-264.
Mitamura, M., Matsuyama, N., Nakagawa, K., Yamamoto, K., Suwa, S., 1994, Stratigraphy and subsurface structure of Holocene deposits around Uemashi Upland in the central Osaka Plain. *Journal of Geoscinces, Osaka City University*, **37,** 183-212.
三田村宗樹，塚田　豊，大島昭彦，三瓶良和，北田奈緒子，吉川周作，2009，大阪平野沖積層の堆積環境と物理特性．都市問題環境シンポジウム「沖積平野の地盤・環境特性」講演論文集．27-32.

P16

三浦半島南部，鮮新統初声層に発達する斜交層理の形成プロセス

Formation process of the cross stratification developed in the Pliocene Hatsuse Formation, southern Miura Peninsula, central Japan

柴田健一郎（横須賀市自然・人文博物館）・伊藤　慎（千葉大学大学院理学研究科）

Kenichiro Shibata (Yokosuka City Museum), Makoto Ito (Chiba University)

連絡先：柴田健一郎 (kenichirou-shibata@city.yokosuka.kanagawa.jp)

三浦半島南部には中新～鮮新統の三浦層群三崎層と初声層が分布し，それぞれフィリピン海プレートの沈み込みにともなって本州弧に付加した付加体とその被覆堆積物として位置づけられている．ここでは初声層の岩相を記載し，斜交層理のセット高に基づいて初声層の形成時に存在したデューンの波高や波長，古水深を見積もった．それらのデータに基づき，初声層が主に海流の影響を受けて形成された堆積物として解釈できることを述べる．

鮮新統の初声層は主にスコリア質，ならびに軽石質の細礫～中礫サイズの火山礫凝灰岩で構成され，以下の特徴を示す．(1) セット高が最大で 5m を越える大型のトラフ型斜交層理が顕著に発達し，一部に (2) 塊状や (3) 平行層理が発達する火山礫凝灰岩が認められる．初声層全体では，これら 3 つの主な岩相はそれぞれおよそ 56%，13%，26%を占め，(4) 1%未満でカレントリップル斜交葉理が発達する中粒～粗粒の凝灰質砂岩が認められる．また，下部から上部に向かって，4 種類の岩相の組み合わせに変化は認められない．

Bridge (2003) は，斜交層理のセット高からデューンの波高が見積もられることを示した．この手法に基づくと，初声層の形成当時には平均でおよそ 190cm の波高を持つデューンが存在したことが見積もられる．また，これまでに求められているデューンの平均波高と平均波長，最大波高の関係 (Flemming, 1988; Francken et al., 2004) に基づくと，初声層を形成したデューンの平均波長は 85m 程度，最大波高は 9m 程度が見積もられる．一方，デューンの波高と水深の関係 (Bridge, 2003) からは，初声層を構成するデューン堆積物が最大で 180m 程度の水深で形成されたことが示される．

このような大型のデューンは，これまでの研究で，潮流もしくは海流が卓越する陸棚上の浅海堆積システムで認められている．初声層の古流向はそれぞれの調査地域で，一部にばらつきが認められるが，一方向に集中する傾向が強い．従って，初声層のデューンは主に海流の影響を受けて形成された可能性が考えられる．塊状もしくは平行層理の発達する火山礫凝灰岩は，デューンにともなって発達した流れに平行に伸びるサンドストリーマーやサンドリボンに相当する堆積物の可能性が考えられる．

鮮新世の南関東では，本州と伊豆ブロックの間は海域が存在していたと考えられる．したがって，初声層堆積時には，この海域を大局的には北東方向に流れる海流 (黒潮) が存在したことが推定される．一方，初声層からは三浦半島西岸で南東～南南東方向，三浦半島東岸で主に北西方向の古流向が測定される．このような古流向の空間的変化は，初声層の形成が海流の蛇行の影響を受けていた可能性を示している．

文　献

Bridge, J. S., 2003, *Rivers and Floodplains*. Blackwell Publishing, Malden, 491p.

Flemming, B. W., 1988, Zur Klassifikation Subaquatischer, Strömungstransversaler Transportkörper. *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, **29**, 44-47.

Francken, F., Wartel, S., Parker, R. and Taverniers, E., 2004, Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. *Geo-Marine Letters*, **24**, 14-21.

P17

塊状タービダイト砂層の古流向と粒子ファブリックの関係

The relationship between paleocurrent and grain fabric of massive turbidite sands

下梶 秀則・宮田 雄一郎（山口大学 理工学研究科）

Hidenori SHIMOKAJI, Yuichiro MIYATA (Yamaguchi Univ.)

連絡先：下梶 秀則(E-mail: n012dg@yamaguchi-u.ac.jp)

海底扇状地のタービダイト砂層の多くは塊状タイプが占めている．しかし，特徴的な堆積構造をもたないためその成因は未だ明らかになっていない．たとえば，高密度混濁流(Lowe,1982)や砂質土石流(Shanmugam and Moiola, 1997)から堆積したなどの見解があるが，いずれも実証には至っていない．千葉県更新統梅ヶ瀬層の塊状タービダイト砂層には，明瞭な粒子のインブリケーションがみられる(河野・宮田, 2009；宮田・馬場, 2011)．砂質土石流のような集合流動からフリーズしたのであれば，インブリケーションを示したとしても集中率は低いと考えられている(Naruse and Masuda, 2006)．下部にときおりみられる多重逆級化層は高密度混濁流で形成されるトラクションカーペットとされていたが，天然の混濁流で厚さ 5~10cm のトラクションカーペットが維持されるのかは疑問視されている(Savage, 1989)．この多重逆級化層と同様の構造が，アンチデューンの上流移動で再現された(山崎・宮田, 2004；Miyata,2006)．さらに砂層全体では粒度は変わらないが帯磁率は上部ほど低く，多重逆級化層では細粒磁鉄鉱が濃集していることが示された(高橋・杉山, 2004；宮田・石倉, 2010)．これら塊状タイプにみられる特徴は徐々に累積したことを示唆しており，ベッドフォームの存在が考えられる．このような問題を検討にするには粒子配向などの粒子組織を明らかにする必要がある．そもそも塊状タイプに様々な議論が絶えないのは堆積構造に乏しいためであり，それを解明する方法としても粒子配向に着目することには意義があるといえる．

砂層の粒子長軸インブリケーションは上流傾斜が明瞭である(河野・宮田, 2009 ; Baas et al., 2007)ことから，粒子長軸インブリケーションの最大傾斜角方位を古流向と考えることができる．この最大傾斜方向は，未固結の砂層の場合は，砂層を円柱状に削りだした断面のはぎ取り試料についてインブリケーション角を求めることで求めることができる．これに対して，集中率の低いオリエンテーションは粒子長軸インブリケーションに比べ明瞭な結果が得られない．そのため計測方法や測定者によって計測結果とその信頼性がしばしば異なる．そのため客観性のある自動計測法（宮田・下梶, 2013）を採用した．千葉県更新世前期の上総層群・梅ヶ瀬層の4層の塊状タービダイト砂層からの剥ぎ取り試料を用いて，古流向と粒子ファブリックを検討した． その結果，以下のことがわかった．すなわち，

(1) 塊状部の粒子ファブリックは，粒度や帯磁率と明瞭な関係がみられない．
(2) インブリケーションからみた古流向はタービダイトの堆積を通じて最大90度も変化する．
(3) インブリケーション角は堆積を通じて数cmごとに増減を繰り返し，最大50度にもなる．
(4) 長軸オリエンテーションは，必ずしも古流向に平行ではなく，最大90度も斜交する．
(5) オリエンテーションには，堆積を通じて徐々に変化する連続シフトと不連続シフトがみられる．
(6) 同一面上の長軸オリエンテーションは粗粒砂ほど集中がよく，粗粒分20%で最大37%を示す．

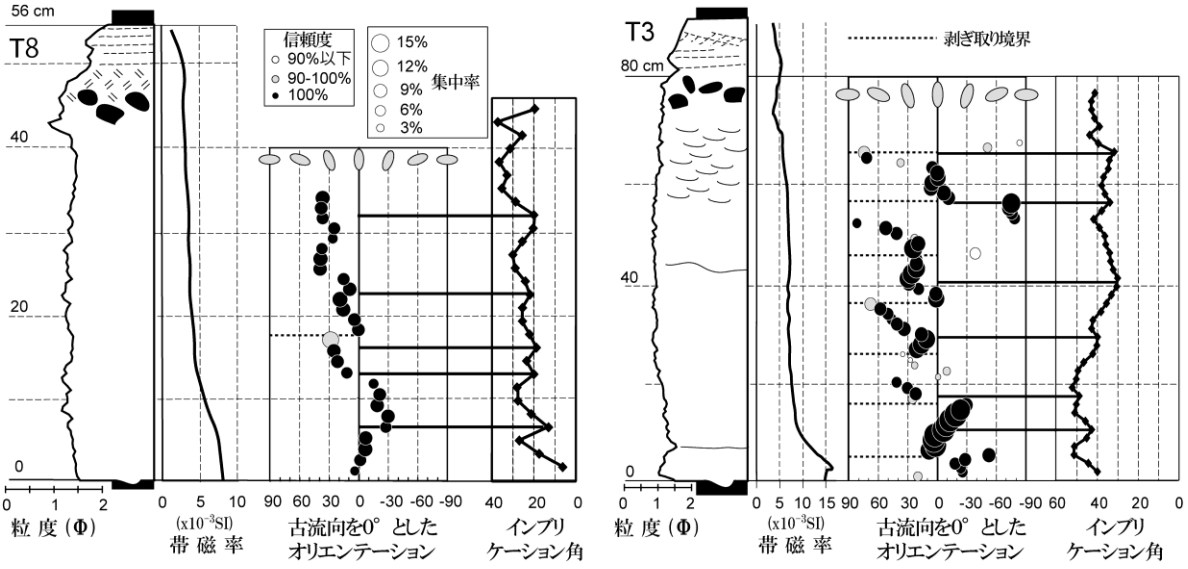
このうち，(5)の原因について以下に検討した．

1．オリエンテーションの不連続シフトとバックセットユニット

塊状タービダイト砂層 T8 の場合，不連続シフトの一部ははぎとり境界に，残りはインブリケーション角の低角部に対応している．また，インブリケーション角は 20°～50°で変動しており，高角度層準にはバックセット構造が考えられる．水槽実験によると，バックセット部は水槽底面に対して最大約 50°のインブリケーション角を示した．すなわちオリエンテーションの不連続シフトとインブリケーション角の低角部は，バックセットの区切りを示す可能性が考えられる．塊状部の下部にみられる内部侵食面がアンチデューンの上流移動の構造に類似することからも，バックセット堆積が想定される．

2．オリエンテーションの連続シフトとはぎ取り境界

斜めはぎ取りは層理面に対し 4 度以内の緩く傾斜した断面のはぎ取りであり，オリエンテーションの鉛直変化を検討するのに適したはぎ取りである．したがって，ここに見られた連続シフトは水平変化を表している可能性がある．バックセット堆積を仮定すると，跳水の渦を反映したオリエンテーションの違い可能性が考えられる．この場合，渦のスケールは 1m ほどしかないことになる．しかし，渦が激しい場合にはラミナが形成されて塊状ではなくなるだろう．



第 1 図 砂層の古流向を基準としたオリエンテーションと粒度，帯磁率およびインブリケーション角

文献

Baas, J.H., Hailwood, E.A., McCaffrey, W.D., Kay, M., Jones, R., 2007, *Earth-Science Reviews*, **82**, 101－142.

河野光宏・宮田雄一郎, 2009, 日本地質学会第115年学術大会 講演要旨,213.

Lowe, D.R., 1982, *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 279-297.

宮田雄一郎・馬場奨次, 2010, 日本地質学会第117年学術大会・富山大会 講演要旨，214.

宮田雄一郎・石倉賢志, 2010, 日本堆積学会2010年茨城大会講演要旨，111-112.

宮田雄一郎・下梶秀則, 2013, 日本堆積学会2013年千葉大会講演要旨.

Miyata,Y., 2006, 17th International Sedimentological Congress, A, 277.

Naruse,H. and Masuda, F., 2006, *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 854－865.

Savage, S. B., 1989, Theoretical and Applied Mechanics: Amsterdam, Elsevier, 241－266.

Shanmugam, G., and Moiola, R.J., 1995, *AAPG Bulletin*, **79**, 672-695.

高橋恭平・杉山貴哉, 2004, 日本堆積学会2004年例会講演要旨，86-87.

山崎春菜・宮田雄一郎, 2004, 日本地質学会 西日本支部会報, 124, 14-14.

P18

超ロングタイプジオスライサーを用いた海底堆積物採取

Marine sediment sampling using super-long type Geoslicer

市原季彦（復建調査設計株式会社）
Toshihiko Ichihara (Fukken Co., Ltd)
(E-mail : ichihara@fukken.co.jp)

はじめに

ジオスライサー調査法は，地層を低方位で連続的に採取できる数少ない地層採取法の一つである．これまでもジオスライサーを用いた海底堆積物採取を実施した例は数例ある．ジオスライサー調査法は，水深が深いと技術的に対応困難であり，これまでは最大水深7mくらいが限界であった．また，試料の採取においては，引抜き時の負荷荷重が大きいため，8mを越すような長さの試料採取を実施したことがなかった．

今回，水深が最大で 10m，試料採取長さ8mを越す試料採取が必要であったため，従来のジオスライサーよりも更に長く，且つ水中試料採取に対応可能なものを制作し，試料採取を実施した．

ジオスライサーの基本パーツの構造

ジオスライサーは，様々なサイズのものがあるが，基本構造はどれも同じで，シャッタープレートとサンプルトレイという2つのパーツから構成される．今回の調査では水深及び試料採取長に対応するため，長さが非常に長いものが必要であった．それぞれの仕様を以下に示す．

①シャッタープレート

陸上運搬を考慮し，長さ6 m のものを4本繋いで，最大長 24m となるものを製作した．通常のジオスライサーのシャッタープレートは試料をカバーする役割がある．しかし，水面下で試料採取を実施する場合は，水抜きが可能な構造にしないと，試料を洗い流すおそれがある．そこで，シャッタープレートの背面に水抜き用の穴を開けて，試料の洗い流しを防止できるようにした．また，潮位差等を考慮して現場で試料採取長を自由に調整可能にするために，水抜き用の穴にはボルトのみで簡単に取り外し可能な着脱式の鉄板を取り付けた．この構造により，試料の採取長を6 m から 0.5m 刻みで最大 12m まで試料長を調整可能な構造とした．また，総延長が 24m となるため，水深対応は最大 10m 以上である．また，背後側にアングルを溶接することによって，全体の強度を上げて，且つクレーンでの吊り作業が容易になる構造にした．また，トップ部分は3 m のパーツも別途作成した．これにより，組立の組み合わせによって，シャッタープレートの長さを9 m（6 m 採取），12m（6 m 採取），15m（6～12m 採取），18m（6～12m 採取），21m（6～12m 採取），24m（6～12m 採取）に調整可能である．

②サンプルトレイ

サンプルトレイは，工事等で使用されるⅢ型鋼矢板を使用した．このⅢ型鋼矢板は，幅約 40cm，深さ 13cm くらいの試料を採取することが可能な断面形状となっている．水中での採取であるため，サンプルトレイの下に相当する部分には，ストッパーを溶接し，試料採取長に合わせて海底面に合わせて水切り板を溶接した．サンプルトレイの長さはシャッタープレートよりも 0.5m 短くなるように設定した．

試料採取結果

試料採取を試みたのは，博多湾内である．今回，最大水深 10m（調査時の実測値であり，潮位差を含む）において試料採取長さ 10m（これまでで最深），水深 5m においては試料採取長 12m の堆積物を採取できた．

採取された地層は内湾性のシルト主体で，その下位にカキ礁を含む干潟堆積物，更にその下位には河川性の堆積物が見られた．特に，内湾性のシルトは，生物擾乱を強く被っており，堆積構造等はほぼ分からない状態であったが，1つの試料が幅約 40cm で採取されているため，一部に貝殻が密集している1 cm 未満の薄層や，生痕内部を砂が充填しているものが観察された．これはイベント性の堆積物である可能性が高い．

おわりに

今回のテストでは，波浪等の影響が小さい内湾，堆積物が未固結のシルト主体という好条件ではあったが，乱れが殆ど無い 12m の連続低方位試料を採取することができた．これにより，これまで試料採取困難であった沿岸・浅海域の堆積物研究の更なる発展が期待できる．

なお，今回のケースでは調査に使用した船舶は，吊り荷重 310t 吊り，スパット付き，サイドスラスター付きと高スペックのものであったため，スムーズな作業を実施することができた．

P19

房総半島中部更新統長南層の陸棚外縁三角州前縁で形成されたハイパーピクナイト

Hyperpycnites formed in front of a shelf-margin delta: An example from the middle Pleistocene Chonan Formation on the Boso Peninsula, Japan

布施雅也（千葉大学）・中村圭助（JX 日鉱日石開発）・伊藤　慎（千葉大学）

Masaya Fuse (Chiba University),Keisuke Nakamura (JX Nippon Oil & Gas Exploration Co. Ltd.), and Makoto Ito (Chiba University)

連絡先：布施雅也 (z9s5035@students.chiba-u.jp)

陸棚外縁三角州システムの沖合で形成されるタービダイトの特徴について，房総半島中央部に発達する中部更新統 （ca. 0.6 Ma）長南層を対象に検討を行った．長南層は砂岩・シルト岩・砂質シルト岩互層で構成され，一部にスランプ堆積物を挟在し，北東方向の古流向が卓越する，最大層厚がおよそ 200 m の地層である．シーケンス層序学的検討から，長南層には4つの高周波堆積シーケンスが識別され（Ito et al., 2006），3 枚の火山灰鍵層の対比に基づいて，北東の沖合へおよそ 30 km にわたって堆積シーケンスを構成する堆積体を追跡することが可能である．

砂岩単層に注目すると，上に凸のレンズ状形態を示すものが多く，北東の下流方向への長距離にわたる連続性は認められない．さらに，砂岩単層の最大層厚部の位置は層準ごとに不規則な変化を示す．中層ー極厚層砂岩の中にはより沖合の地域にのみ発達するものや，下流方向に向かって急激に薄層化するものが認められる．このような砂岩単層の堆積形態や分布パターンの特徴は，陸棚外縁三角州システムにともなった河口域の時空的変動，混濁流の上流域でのバイパス，ならびに混濁流からの砂の堆積にともなうロフティングを反映しているものと解釈される．

脱水構造の発達する中層ー極厚層砂岩を除いて，多くの砂岩単層には Bouma model とは大きく異なった堆積構造の推移パターンや逆級化と正級化の繰り返し，内部侵食面，植物片の濃集などの特徴が認められる．さらに，極薄層ー中層砂岩の中には植物片を多く含んだ砂質シルト岩へ漸移的に上方細粒化するものが広く認められる．このような砂質シルト岩は，混濁流起源の堆積物と解釈される．このような特徴は，砂岩や砂質シルト岩を形成した混濁流の速さや濃度などの脈動を記録しているものと理解されることから，長南層を構成する砂岩とこれに漸移的に重なる砂質シルト岩は，陸棚外縁三角州の前縁部に流出した洪水流の一部がハイパーピクナル流となって沖合へ流下するのにともなって形成されたハイパーピクナイトと解釈される．

一般に，一部のバイパスをともなって下流域に形成された厚層ー極厚層砂岩を除いて，厚層ー極厚層砂岩は南西部の上流域に多く発達するとともに，低下期堆積体に広く認められる．一方，低下期堆積体を構成する極薄層ー中層砂岩に注目すると，上流域に発達するものほどカレントリップルラミナや平行ラミナなどのトラクション構造の発達で特徴づけられるものが多く認められる．これに対し，北東部の下流域ほど正級化層理が発達し，さらには Bouma model で特徴づけられる砂岩が卓越する傾向が認められた．さらに，砂岩層を漸移的に覆う砂質シルト岩，すなわちタービダイト性砂質シルト岩は沖合ほど厚く発達する傾向も認められる．長南層の砂岩や砂質シルト岩は単層解析に基づいて長距離にわたって対比することは不可能であるが，上記のような上流域から下流域に向かった特徴の変化は，4つの堆積シーケンスにほぼ共通して認められる．このようなハイパーピクナイトの下流方向への変化は，上流域で一旦堆積した砂層が継続的に流下するハイパーピクナル流によるトラクション作用を強く受けた結果と解釈される．また，下流域で Bouma model で特徴づけられる砂層が広く認められることから，ハイパーピクナイトの認定において，Bouma model との相違点だけに注目することは必ずしも妥当ではないことが理解される．

P20

3 次元地震探鉱データを用いた堆積システム解析例

Depositional system analysis using 3D seismic geomorphology methods

西村瑞恵・高野　修（石油資源開発株式会社技術研究所）

Mizue Nishimura, Osamu Takano (JAPEX Research Center)

連絡先：mizue.nishimura@japex.co.jp（西村瑞恵）

石油探鉱では「反射法地震探査法」によって地下の反射面から反射して地表に戻ってくる反射波を測定し、地下構造や貯留層分布を考察する。得られたデータは地震探鉱データ（または地震探査データ）と呼ばれ、特に 3 次元データには様々な地質学的情報が含まれている。国内外の 3 次元震探データを、解析専用ソフトウェア（パラダイム社 VoxelGeo™/ Stratimagic™）で解析した結果、様々な堆積システムの実例が蓄積されてきたので紹介する。

解析手法は、(1)主に振幅値強度の違いの分布表示によるものと、(2)震探波形の形態分類によるものを用いた。（1）は Amplitude Map（振幅マップ）と呼ばれるもので、振幅値は岩石の密度や速度に関係することから、岩相の違いを表示することができる。さらに、ある解釈区間内で必要な振幅値だけを表示することもできる（Horizon Cut/Formation Sculpture Map）。（2）は Seismic Facies Map（震探相マップ）と呼ばれ、解釈区間内の波形分類をマッピングしたものである。堆積時の構造形態（侵食地形、ローブ、デルタのプログラデーションなど）を表示することができる。これらは、seismic geomorphology（震探地形学）の代表的手法であり、石油探鉱において貯留層分布を推定する際、これらのデータに既存坑井データも合わせて使用する。

今回紹介する予定の堆積システムの例は以下の６つである。

(1) Submarine Fan System：複数の蛇行チャネルが重なる例、チャネル・レビィシステムの例
(2) Delta System：分枝状チャネルの分布例
(3) Fluvial System：蛇行チャネルの分布例
(4) Tide-dominated Delta/Estuary System：樹枝状チャネルの分布例
(5) Fan delta：リフト埋積ファンデルタの例、陸棚上のファンデルタの例
(6) Carbonate Platform：円形炭酸塩岩プラットフォームの例

台風１７号で木津川高水敷にできた砂床形群

The bedforms at the high water channel of the Kizugawa river formed by Typoon 17th.

坂本隆彦（同志社大学）
Takahiko Sakamoto(Doshisha U)
連絡先　satokita@iris.eonet.ne.jp

台風が三重県に接近し，大量の降雨があり，木津川下流域の高水敷が浸水して多様な砂床形群が形成された．木津川下流域の高水敷では，長円状凹地から派生するように舌状デューン，平頂デューンさらに 2 次元リップルが順に配列し，水深の増加とともにより波高の大きい砂床形が前進してつくられたことがわかった．平頂デューンの分布域にはアンテデューンもみられた．最大水深に達したのち，東向き（上流側向き）の流向を示す漣痕や．振動条件の変化の跡を示す２次波峰を持った漣痕も見られ，滞水域に風浪がたったこと，さらに，風紋も形成されたことがわかった．

2012 年 9 月 29 日に台風 17 号が潮岬をかすめて北上し中部地方に上陸した．このとき三重県に 200 ㎜（伊賀市）におよぶ多量の降雨をもたらし，木津川下流域で水位が 650 ㎝も上昇した．高水敷に設置された田辺木津川運動公園では，3 時間以上にわたって冠水し，その最大水深は 50 ㎝にも達した．

田辺木津川運動公園の野球場は東西に長いグランドで，南東端が北西端に比べて 61ｃｍ高く南東から北西方向に緩く傾く．木津川の流路はグランドの北側を西に流れ，南側には土手が東西方向に伸びる．氾濫水は北東端からグランドに流入し西に流れて流路に戻る．水位が上昇するにつれてグランドに流入する氾濫水は南に幅を広げ，最も水位が高くなった時にはグランド幅いっぱいになって流れたと推定される．グランドの東端には東西方向に長く伸びた長円形の凹地が数ｍ間隔に並び，北ほど幅や長さが大きく，深い凹地になる．凹地を掘った氾濫水は，堆積物を下流側に放出し，舌状のデューンをつくり，流下してより西側に平頂デューンをつくり，さらに下流側に 2 次元リップルを広い面積にわたり分布させリップル原を形成した．北寄りのデューンは波高が高く聳え立ち，東西方向に長く伸び野球場を南北に２分した．デューンをつくりながら流出した氾濫水の一部は逆流して東に向かい東向きのリップルを形成した．西に長く伸びたデューンの南側で，かつ東寄りの場所には，２次波峰を持つリップルや山頂型リップルが認められ，滞水域ができ，風浪がたち，その振動条件も時間とともに変化したと推定される．

平頂デューンは野球場の東寄りで幅広く分布するが，その分布域には，上流側に傾くラミナを持ったコブ状のデューンがみられた．上流側に成長したことを示すラミナの存在からは，流れの高領域をしめすアンテデューンが推定される．

氾濫水のしりぞいた後，堆積物の表面で，細粒の砂粒子から乾燥し，移動させられ，白色で細粒の砂粒からなる風紋がつくられた．

P22

ジャワ島ジョグジャカルタ周辺の中新統サンビピトゥ層の水中火山砕屑物の形成プロセス

Depositional processes of a subaqueous volcaniclastic succession, the middle–upper Miocene Sambipitu Formation in Yogyakarta of the Java Island, Indonesia

アリフ・ラフタマ（千葉大学大学院理学研究科）・伊藤　慎（千葉大学大学院理学研究科）
Arif Rahutama (Chiba University) and Makoto Ito (Chiba University)
連絡先：アリフ・ラフタマ (arif.rahutama@chiba-u.jp)

The Java forearc basin is located in the front of a collision zone between the Eurasian and Australian plates. This study focuses on a Miocene forearc basin succession defined as the Sambipitu Formation in the Southern Mountains Java, Jogjakarta Province of Indonesia, for elucidating depositional processes responsible for an early stratal formation in the forearc basin. The formation is represented by a volcanogenic turbidite succession of 330–400 m in thickness formed during the period between 19 Ma and 10 Ma, and was deposited in upper-slope to shoreface environments. This study examined three major sections of the formation, for clarifying spatial and temporal variations in sequence architecture of the formation.

The Sambipitu Formation gradationally overlies the Nglanggran Formation of 200–500 m in thickness, which is represented by andesitic lavas and breccias and is considered to have formed as a part of volcanic cone complex in an early stage of the forearc basin development. The incipient sedimentation of the Sambipitu Formation was represented by a combination of reworking of volcanic materials by sediment-gravity flows and lava flows, which formed the basal unit of the formation of 40–90 m in thickness. Overall geometry and clast size of the volcaniclastic deposits and lavas indicate that the volcanic cone complex was situated in the northwest. The subsequent sedimentation of the formation was represented by the northwestward retreat of outer-shelf and upper-slope depositional systems, which are represented by volcanogenic turbidites, debrites, and slumps, and the deposits are defined as a transgressive systems tract. In contrast, the overlying highstand systems tract was represented by inner-shelf and shoreface depositional systems, and the relative contribution of carbonate sediments increased upsection. The second transgression was documented in the uppermost part of the formation in association with the further increase in carbonate sedimentation in a shelf environment, and the formation gradationally pass upward into a shelf carbonate succession of the Oyo Formation.

The development of the Sambipitu Formation is interpreted to have been induced by active basin subsidence in an early phase of the forearc basin formation, which was superimposed by gradual decline in volcanic and siliciclastic sediment supply from the northwestern hinterland, having resulted in carbonate-dominated sedimentation in a shallow seas.

P23

ジャワ島西部漸新統バヤ層の河川システムの形成とスンダランド南縁の環境変動

Formative processes of fluvial systems of the Oligocene Bayah Formation in Western Java in relation to environmental changes at the southern margin of Sundaland

ビリー・アディプルダナ（千葉大学大学院理学研究科）・伊藤　慎（千葉大学大学院理学研究科）
Billy G. Adhiperdana (Chiba University) and Makoto Ito (Chiba University),
連絡先：ビリー・アディプルダナ (acwa3289@chiba-u.jp)

A prograding fluvio-deltaic succession in the southern margin of SE Asian Continent (i.e. Sundaland) has been recognized in the early Oligocene Bayah Formation, which is exposed in the southwest Java Island, Indonesia. An approximately 700-m- thick sedimentary succession of the formation was deposited with a time span of a few million years during the period of the Eocene-Oligocene climatic transition in the low latitude, tropical zone. The succession is considered to have been deposited as a response to an overall increase in accommodation, which were controlled by an extensional tectonic regime.

The present study is based on detailed analysis of onshore outcrops for elucidating the evolution of the fluvio-deltaic system along the southern Sundaland. Major component lithofacies are carbonaceous mudstones and lignites, kaolinite-rich mudstones, cross-bedded quartzose sandstones, and conglomerates, and six major facies associations are recognized in the Bayah Formation. These are (1) fluvial-channel and (2) bar, (3) crevasse-splay, (4) flood-plain, (5) shallow-lake (pond), and (6) deltaic-mouth-bar deposits. The absence of tidally influenced sedimentary structures and of marine fossils suggests that the deltaic system formed in association with a lacustrine environment. The deltaic system shows an upward decrease in thickness and changed into the fluvial system in the upper Bayah Formation, likely having responded to the reduction in lacustrine accommodation upsection.

The fluvial system is represented by amalgamated channel sandbodies of 400-m wide with 30-m thick in average, and show the south and southwestward migration of fluvial depocenters. Furthermore, thickness of flood-plain muddy deposits, which are characterized by kaolinite-bearing mudstones and are intercalated with fluvial-channel sandbodies, show an upward increase-and-decrease pattern, which was finally overlain by gravelly fluvial deposits in the uppermost part of the formation. This temporal variation in the thickness of flood-plain muddy deposits is considered to have responded to the increase-and-decrease in fluvial accommodation, in association with the increase-and-decrease in the intensity of chemical weathering in the basin. Consequently, the depositional architecture and composition of the Bayah Formation likely document global climatic fluctuation during the transitional period from the greenhouse to icehouse condition at the southern margin of Sundaland.

P24

カレントリップルラミナのクライミング様式から混濁流の脈動を探る

Unraveling of spatial and temporal fluctuation in turbidity currents from climbing patterns of current ripple-lamination in turbidites

石澤慧太（千葉大学大学院理学研究科）・伊藤　慎（千葉大学大学院理学研究科）

Keita Ishizawa (Chiba University) and Makoto Ito (Chiba University)

連絡先：石澤慧太　(acsa3395@chiba-u.jp)

カレンリップルラミナは一方向流で形成された砂質堆積物に広く観察される堆積構造の一つで，砕屑粒子の下流方向への移動速度と沈降速度との相対的な大きさの違いにともなってクライミング様式を示す．一般に，砕屑粒子の下流方向への移動速度に対して，沈降速度が相対的に大きくなるほどカレントリップルラミナの上方への累積の程度が明確になると考えられている（Allen, 1970; Ashley et al., 1982）．したがって，堆積速度が相対的に大きくなるほどカレントリップルラミナの上流側（stoss side）の保存状態が良くなり，クライミング角度が大きくなる傾向を示す．特に上流側の保存状態に注目すると，従来から大きく 3 つのタイプ（ここでは便宜的に A，B，C タイプとよぶ）が識別されている（Allen, 1973; Ashley et al., 1982）．タイプ A からタイプ C にかけてカレントリップルラミナの上流側の保存が良くなり，これにともなって，クライミング角度も増加する傾向が認められる．したがって，より低角のクライミング角度を持つタイプ A は掃流からの堆積物供給が卓越するのに対し，より高角のクライミング角度で特徴付けられるタイプ C は浮流からの堆積物供給が卓越していることが理解できる．従来，このような水理学的特徴に注目して，クライミング様式の垂直的な変化から水理条件の時間的な変動を解析する研究が行われている（Jopling and Walker, 1968; Yokokawa et al., 1995）．これに対し，1 枚の砂岩層に注目したクライミング様式の時空間的変化は必ずしも詳しく検討されていない．本研究はタービダイト砂岩の単層解析に基づいて，カレントリップルラミナのクライミング様式の単層内での垂直的変化と単層対比に基づく上流部から下流部への変化の特徴を検討し，Bouma シーケンスにおける Tc 部分の堆積過程での混濁流の流速や濃度などの脈動の痕跡を解読することを試みた．検討対象とした地層は，房総半島中央部に発達する鮮新統三浦層群清澄層ならびに下部更新統上総層群大田代層である．

タービダイト砂岩層内部でのクライミング様式に注目すると，A，B，C タイプのものがそれぞれ単独で発達する傾向が多く認められる．一方，1 枚のタービダイト砂岩内部では，上方細粒化にともなって A タイプから B または C タイプへあるいは B から C タイプへの変化が観察された．さらに，砂岩層の厚さとは無関係にクライミング角度の増加ー低下あるいはこのような変化が複数回くりかえされ，これにともなって B−C タイプの繰りかえしが認められる．このような変化傾向は，混濁流の流速や濃度が不規則に変動しながら，下流部へ向かって減速していくことに対応している可能性が考えられる． 3 つのタイプの下流方向への変化に注目すると，下流部ほど C タイプが卓越し，それぞれのタイプのクライミング角度は高角化する傾向が認められた．またクライミングリップルラミナを含む砂岩層の厚さとクライミング角度との関係を検討した結果，A タイプは厚さに関係なく一定の範囲のクライミング角度を持つ傾向が認められるのに対し，B タイプでは厚さの増加に対応してクライミング角度が増加する傾向が認められた．一方，C タイプでは厚さの増加にともなってクライミング角度が減少する傾向が認められた．このような違いは，A タイプが砕屑粒子の下流方向への移動が卓越する条件で形成されること，B タイプは浮遊からの沈降速度の増加にともなって形成されること，C タイプは浮遊からの沈降速度が卓越する条件で形成されるが，混濁流は常に下流方向へ移動するため，時間の経過にともなって砕屑粒子の下流方向への移動速度が相対的に増加することが大きな要因と考えられる．

P25

Fluid mud 堆積物の堆積構造と微細組織

Sedimentary structure and micro fabric of fluid-mud deposits

戸田数馬（石油資源開発株式会社）・西田尚央（産業技術総合研究所）・伊藤　慎（千葉大学）

Kazuma TODA (JAPEX), Naohisa NISHIDA (AIST), and Makoto ITO (Chiba University)

連絡先：戸田数馬 (E-mail: aada3522@chiba-u.jp)

一般に，泥質堆積物は細粒砕屑粒子のゆっくりとした堆積にともなって形成されると考えられている．一方，本来砂質堆積物が卓越することの多い沿岸域から浅海域でも，急速に厚い泥質堆積物が形成される場合のあることが理解されるようになり，その多くは fluid mud とよばれる高濃度（> 10 g/L）の泥質流体から形成された堆積物と解釈されている．したがって，fluid mud 堆積物を地層から的確に認定することは，地球表層部に広く分布する泥質堆積物の形成プロセスや物性を高精度で解析するために不可欠と考えられる．一方，このような泥質堆積物の移動ならびに堆積過程を記録する堆積構造や層厚の変化とこれにともなう微細組織の検討はこれまで十分検討されているとは言えない．したがって，本研究では，沿岸–浅海域で形成された泥質堆積物に注目して，西田・伊藤 (2009) でまとめられた認定基準に基づいて地層から fluid mud 堆積物を識別し，その堆積構造や微細組織を検討し，fluid mud 堆積物の新たな特徴化の構築を試みた．

検討対象とした地層は，房総半島中央部に発達する中部更新統 (1) 市宿層と (2) 万田野層，ならびに (3) 銚子地域に発達する上部鮮新統名洗層である．各地層で認められた fluid mud 堆積物を (1) リップルラミナ部，(2) 平行ラミナ部，(3) 粗粒塊状部，(4) 細粒塊状部の堆積構造に分類し，粒度分析やマルコフ解析を用いた堆積構造の垂直的な変化パターンの定量的な検討，ならびに走査型電子顕微鏡を用いた微細組織の検討を行った．その結果，以下の特徴が明らかとなった．(1) 陸棚で形成された fluid mud 堆積物は，下位に礫質デューン堆積物やハンモック状斜交層理砂層の上位をドレープする場合がある．(2) 沿岸域で形成された fluid mud 堆積物には，fading ripple lamina が発達する場合がある．(3) fluid mud 堆積物の塊状部に保存良好な合弁の貝化石が多数産出する．(4) 陸棚域で形成された fluid mud 堆積物では複数の堆積ユニットが繰り返される．これに対し，沿岸域で形成された fluid mud 堆積物では，単一の堆積ユニットが卓越する．(5) 陸棚堆積物で認められた fluid mud 堆積物（層厚: 0.5–1 cm）は沿岸堆積物で認められたもの（層厚: 1–5 cm）と比較して，堆積ユニットの層厚が相対的に薄い．(6) リップルラミナや平行ラミナから塊状部へ変化する堆積ユニットが広く認められる．(7) 微細組織に注目すると，fluid mud 堆積物の層厚が厚いほど粒状構造が高頻度で発達する傾向が認められる．(8) 板状形態のシルト粒子はラミナに沿ってほぼ一定方向の配列を示す．

このような特徴から，検討対象の fluid mud 堆積物は洪水イベントにともなって沿岸域で形成された後，流体基底部にトラクションが作用する以外は，大部分が層流状態の高濃度の泥質流体として沖合へ移動して形成された堆積物と解釈される．また，先行研究の泥質流体の水槽実験の結果と照らし合わせると，1つの堆積ユニットの形成は，泥質流体の濃度の増加とこれにともなった流速の減少に対応していると解釈される．さらに，陸棚域で形成された fluid mud 堆積物に認められた相対的に薄い複数の堆積ユニットは，一連の洪水イベントにともなった細粒砕屑粒子の沿岸域での濃集プロセスの脈動に対応して，あるいは一旦沿岸域で形成された fluid mud が波浪作用による複数回の侵食を受けて順次沖合へ運搬されて形成されたものと考えられる．

P26

房総半島中部更新統万田野層下部に基づく礫質沿岸堆積相の特徴化

Lithofacies characterization of gravelly coastal deposits: An example from the Lower Mandano Formation, a Middle Pleistocene on the Boso Peninsula, Japan

髙岡進一（三井石油開発株式会社）・伊藤　慎（千葉大学大学院理学研究科）
Shinichi Takaoka (MOECO) and Makoto Ito (Chiba University)
連絡先：髙岡進一（aaka3518@chiba-u.jp）

沿岸域では，波浪作用や潮汐作用の影響を強く受けた粗粒堆積物が形成され，これらの堆積物は良質な帯水層や貯留層を発達させている．したがって，沿岸域で形成される粗粒堆積物の堆積形態や分布パターンを的確に把握することは，効率的な資源の探鉱・開発に不可欠である．一方，これまでの沿岸域で形成された堆積物の研究では，主に砂質堆積物を中心とした堆積相や堆積シーケンスのモデル化が行われてきた．しかし，現世ならびに地質時代の活動的縁辺域や氷河作用の影響を受けた地域の周辺では，礫質の沿岸堆積物が広く発達しており，こうした礫質の沿岸堆積物の性状を的確に把握するためのモデル化は必ずしも十分に行われていない．特に現世の堆積物を対象とした研究では，水深 8 m 程の上部外浜の上部付近までの堆積物の特徴しか明らかにされていない．本研究では，連続した露頭断面を活用した詳細な地層の観察に基づいて，礫質沿岸堆積相の 3 次元的モデルの構築を目指したものである．検討対象とした地層は，房総半島中央部に発達する中部更新統万田野層下部である．

万田野層下部は，下位より砂質の陸棚堆積物–砂礫質の外浜堆積物–礫質の前浜・後浜堆積物で主に構成される強制海退（forced regression）にともなって形成された最大層厚 70 m の陸棚外縁三角州性堆積物で特徴づけられ，その上位には不整合で発達する海進期の塩水湿地–浅海性の泥質堆積物（層厚 2–17 m）が発達する．万田野層下部にはデルタフォーセットが広く認められ，形成当時の沿岸域の海底勾配は 1/15 以上と見積もられる．したがって，堆積当時の海岸線からの沖合方向への距離と古水深の変化にともなった堆積相の空間的変化の特徴を詳しく解析することが可能である．

前浜堆積物は緩く傾いた平行層理礫岩層，上部外浜堆積物は主に平行層理礫岩層で特徴づけられるが，一部に高さが 1.5 m の礫質沿岸砂州堆積物を示す斜交層理礫岩層を狭在する．これらの堆積物からは，陸向きの流れが卓越していたことが読み取れる．およそ 14 m の古水深から堆積物は急激に砂質に移り変わり，下部外浜堆積物が発達する．その上部では，波長 0.7–2.5 m 程度の陸側に移動したデューンにともなって形成されたトラフ型斜交層理砂岩層が発達し，沖合に向かって平行層理砂岩層や陸方向への移動を示すハンモック状斜交層理砂岩層が認められる．一部の下部外浜堆積物には波長 0.6–2.6 m の礫質デューン堆積物が狭在する．こうした堆積物に狭在する礫岩層は，3D デューンの移動にともなって形成されたものが卓越するが，砂質デューン堆積物の沖合側の斜面基底部付近には，沖方向の流れによって形成された礫質アンティデューン堆積物も認められる． このような沖方向への流れは，海岸線からおよそ 200 m 沖合の古水深が 18 m 程度の海底から卓越しており，これより沖合に向うにしたがって，スウェール状斜交層理砂岩層，対称性の高い 3D デューン堆積物やウェーブデューン堆積物，等方性ハンモック状斜交層理砂岩層が卓越し，振動流の影響がより強く作用していた事が理解される．

P27

南房総白浜層に記録された 3.5 Ma の相模トラフで発生した混濁流の反転とポンディングならびにインジェクションの形成

Reflection and ponding of turbidity currents and injection occurred at the 3.5-Ma Sagami Trough documented in the Shirahama Formation in the southern Boso Peninsula, Japan

伊藤　慎（千葉大学）・芝崎　透（千葉大学）・西田尚央（産業技術総合研究所）・小竹信宏（千葉大学）

Makoto Ito (Chiba University), Toru Shibasaki (Chiba University), Naohisa Nishida (Geological Survey of Japan, AIST), and Nobuhiro Kotake (Chiba University)

連絡先：伊藤　慎 (mito@faculty.chiba-u.jp)

房総半島南部には，フィリピン海プレートの沈み込みにともなって発達した相模トラフのトラフ底からトラフ陸側斜面で形成されたと解釈される鮮新世–更新世の地層が広く観察される．これらの地層の中で最南端の野島崎とその周辺地域には，およそ 3.5 Ma の古水深が 2000 m 程度のトラフ底で形成されたと解釈される白浜層（Kotake, 1994; 小竹ほか, 1995）が，ほぼ東西の走向を取りながら海岸線に沿って発達している．白浜層はシート状形態を特徴とする極細粒–極粗粒の極薄層–極厚層タービダイト砂岩と伊豆弧起源の火山岩や凝灰岩などの礫を主体とする礫岩ならびに礫質砂岩で構成され，野島崎西岸には丹沢山地や関東山地起源の礫を含んだチャネル充填堆積物の野島崎凝灰質礫岩部層が発達する．白浜層の上位には，トラフ陸側斜面で形成されたと解釈される白間層が整合で重なる（小竹，1988）．

シート状形態を特徴とする白浜層のタービダイト砂岩とこれらと互層するシルト岩を詳しく検討した結果，以下のような特徴が明らかとなった．（1）ソールマークやパーティングリニエーションなどの特徴からは，南東方向の古流向が卓越する．（2）粗粒砂岩ならびに礫質砂岩にはアンティデューン層理やトラクションカーペット層理が発達する．（3）極薄層–薄層タービダイト砂岩には北西方向の古流向が一部に認められ，砂岩よりも厚いシルト岩に漸移的に覆われる．（4）タービダイト砂岩と互層するシルト岩は塊状ないしは弱い正級化を示し，明瞭な生物擾乱は認められない．（5）砂岩層ならびに砂岩・シルト岩互層の一部に白浜層と同様な岩相を示すさまざま大きさのクラストを含んだ不淘汰な礫岩がドーム状，あるいはシル・ダイク状に挟在する．

明瞭な生物擾乱が認められないシルト岩の微細組織を走査型電子顕微鏡で詳しく検討した．その結果，（6）下位のタービダイト砂岩最上部の Td の直上付近ではシルト粒子のラミナにほぼ平行な配列が特徴的に発達し，（7）上部に向かって細粒化するのにしたがい，西田・伊藤（2009）ならびに Nishida et al. (2003)で明らかにされた fluid-mud 堆積物に特徴的な粒状構造（F-F aggregate）と類似したファブリックが特徴的に認められる．一方，（8）生物擾乱の著しい白間津層の半遠洋性シルト岩（Kotake, 1994）の微細組織を比較検討した結果，シルト粒子のランダムな配列が特徴的に認められた．

このような検討結果から，（9）白浜層を形成した混濁流の一部はトラフの南側の壁で反転したこと，（10）このような反転にともなって，トラフでポンディングが発生し，細粒砕屑粒子の急速な堆積が発生したこと，ならびに（11）礫質堆積物の一部が間隙水圧の上昇などにともなって流動化し，白浜層中の上位層準にインジェクションとして貫入したこと，などが明らかとなった．

P28

黒色頁岩中の生痕化石 *Chondrites* の地球化学，及び記載岩石学：初期続成過程における生痕形成生物の重要性

Geochemistry and petrography of the trace fossil *Chondrites* within black shales: Significance of the trace-maker in sediment early diagenesis

泉賢太郎（東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻）
Kentaro Izumi (Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo)
連絡先：泉賢太郎 (izumi@eps.s.u-tokyo.ac.jp)

有機物に富む堆積物中の底生生物活動が，堆積物の初期続成過程においてどのような重要性を持つのかを解明するために，黒色頁岩から密集して産出する生痕化石 *Chondrites* の充填物を岩石組織学的・地球化学的アプローチを用いて観察・分析した．

生痕化石 *Chondrites* は樹状の枝分かれを示すチューブ状の巣穴システムであり，本研究では，ドイツ下部ジュラ系ポシドニア頁岩から産出する *Chondrites* を対象にした．産出する *Chondrites* の充填物は極めて均質であり，糞粒のような構造は観察されなかった．一方で，ほぼ完全に黄鉄鉱に置換されている充填物もまれに存在していることが観察された．そこで，通常の充填物・周囲の黒色頁岩・*Chondrites* の直上の層準の泥岩の主要元素組成分析を行うことで，*Chondrites* の充填物の由来を特定することを試みた．また黄鉄鉱によって置換されている充填物については SEM による観察を行った．これらの観察結果と通常の充填物の地球化学分析の結果とを合わせて総合的に解釈することで，*Chondrites* の形成生物による初期続成過程への影響を考察した．

通常の充填物の主要元素組成は，周囲の黒色頁岩の組成とは大きく異なるが，直上の層準の泥岩の組成とは誤差の範囲内で一致した．このことから，ポシドニア頁岩中の *Chondrites* は，形成生物が巣穴を利用しなくなった後に，表層堆積物もしくは後続の堆積作用によって充填されることで形成された，ということが示唆された． 一般に，堆積した直後の表層堆積物中には多くの易反応性の有機物が含まれているのに対し，反応せずに残っている難分解性の有機物は深層の堆積物中に多い（Hartnett et al., 1998; Kennedy et al., 2002; Sarmiento and Gruber, 2006; Arnarson and Keil, 2007）．このような堆積物深部の難分解性の有機物の分解は，易反応性の有機物のインプットがあれば劇的に促進されることが知られている（cometabolism process; Aller, 1994; Canfield, 1994）．*Chondrites* 周囲の黒色頁岩の有機炭素含有量は非常に高いので（4.98 ± 0.55 wt. %），形成された巣穴がフレッシュな堆積物で充填されることによって，巣穴周囲に存在していた難分解性の有機物が大量に分解されたであろう．

また，黄鉄鉱化した充填物については，大部分が黄鉄鉱から成っており，ケイ酸塩鉱物（＝通常の充填物を構成する鉱物粒子）の占める割合は低かった．このことから，黄鉄鉱の形成は，巣穴を表層堆積物が充填するよりも前に起こったと考えることができる．堆積物深部には易反応性の有機物が少ないことを考慮すると，黄鉄鉱形成に寄与する硫酸還元菌の主要な食糧源物質（＝易反応性の有機物; Canfield and Raiswell, 1991; Schieber, 2002, 2003）としては，巣穴の壁面に豊富に存在していたであろう *Chondrites* 形成生物の粘液が重要な役割を果たしていた可能性が高い．

以上のことから，有機物に富む堆積物中における底生生物活動が引き金となって，有機物の分解・黄鉄鉱の形成という初期続成プロセスの中でも特に重要な反応が促進したことが明らかになった．

文献

Aller, R.C., 1994, Bioturbation and remineralization of sedimentary organic matter: Effects of redox oscillation. *Chemical Geology*, **114**, 331–345.

Arnarson, T.S. and Keil, R.G., 2007, Changes in organic matter-mineral interactions for marine sediments with varying oxygen exposure times. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 3545–3556.

Canfield, D.E. 1994, Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chemical Geology*, **114**, 315–329.

Canfield, D.E. and Raiswell, R., 1991, Pyrite formation and fossil preservation. In Allison, P.S.A. and Briggs, D.E.G., eds., *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*, 337–387, Plenum Press, New York.

Hartnett, H.E., Keil, R.G., Hedges, J.I. and Devol, A.H., 1998, Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature*, **39**, 572–574.

Kennedy, M.J., Pevear, D.R. and Hill, R.J., 2002, Mineral surface control of organic carbon in black shale. *Science*, **295**, 657–660.

Sarmiento, J.L. and Gruber, N., 2006, *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press, New Jersey, 503p.

Schieber, J., 2002, The role of an organic slime matrix in the formation of pyritized burrow trails and pyrite concretions. *Palaios*, **17**, 104–109.

Schieber, J., 2003. Simple gifts and buried treasures–implications of finding bioturbation and erosion surfaces in black shales. *Sedimentary Record*, **1**, 4–8.

P29

揚子江懸濁物濃度および鉱物組成の季節変動

Seasonal variation of the concentration and mineral composition of suspended matter in the Yangtze River water

入野智久(北大・地球環境)，斎藤京太(東大・理)，鈴木克明(東大・理)，
多田隆治(東大・理)，LUO Chao(南京大)，ZHENG Hongbo(南京師範大)
Tomohisa IRINO (Hokkaido Univ.), Keita SAITO (Univ. Tokyo), Yoshiaki SUZUKI (Univ. Tokyo),
Ryuji TADA (Univ. Tokyo), Chao LUO (Nanjing Univ.), and Hongbo ZHENG (Nanjing Normal Univ.)
連絡先：入野智久(irino@ees.hokudai.ac.jp)

揚子江は東アジアモンスーン降雨の影響を強く受けながら大量の淡水と堆積物を東シナ海に供給するため，河口デルタ域から沖縄トラフに至る様々な堆積物も，過去の東アジア夏モンスーン復元のために用いられてきた．揚子江からの淡水供給量と懸濁物負荷量は，雨量のプロクシとして同一視されがちであるが，実際のところ，前者は化石石灰質殻の酸素同位体比を，後者は陸源砕屑物の供給源やフラックスを復元して求められるため，論理的には同じにならない可能性がある．特に揚子江集水域は広大なため，どの支流に降水が集中するかによって本流の同位体比は大きく変わりうる上に，その支流が流量に応じた懸濁物を供給するかどうかによって本流の濁度も変わりうる．そこで我々は，揚子江の水収支と堆積物収支それぞれの現状を把握する目的で，四川盆地から南京に至る揚子江流域において，主な支流の合流ごとに採水を行なった．調査は2011 年の 7 月から 9 月および 2012 年の 2 月に実施し，支流の合流前後における水の安定酸素・水素同位体比および懸濁物濃度がどのように変化するのか，またその季節による違いはどの程度かを評価してきた．
水の酸素同位体比は上流から下流に向って高くなり-15‰から-6‰の範囲にあり，本流よりも支流の方が高い．また，本流上流では夏と冬の同位体比の差は小さいが，下流域や支流においては冬の方が 1‰程度小さい．d-excess は+6 から+16‰の範囲にあり，同じ地点では冬の方が高い傾向にある．これらのことは，揚子江本流の水の酸素同位体比が，源流域からの同位体比が-17 から-18‰程度の水を基本とし，内陸効果の影響が少なく同位体比の高い支流の水を下流で合わせながら流下するためであると考えられる．下流や支流において夏の方が同位体比が高いのは，降水の温度効果の影響もあるかもしれないが，夏の方が d-excess が小さいことから蒸発の影響が夏の方が大きいためと考えられる．一方，本流と支流の合流点前後において，合流前の流量と同位体比から単純な混合で予想される合流後の同位体比は実際と良く一致する．このことは河川水同位体比への蒸発の影響は降雨時までのものであり，河川を流下している間のものではないことを示唆する．夏の懸濁物濃度は，本流上流で 400 mg/L と高く，下流域では数十から 100 mg/L 程度であり，本流の方がどの支流よりも濁度が高い．そのため支流の合流は揚子江の濁度を下げる方向に働いている．冬の懸濁物濃度は本流も支流も上流から下流域まで 100 mg/L 以下となっており，濁度の季節変動は極めて大きい．
本流と支流の合流点前後において，合流前の流量と懸濁物の濃度から単純な混合で予想される合流後の懸濁物濃度は実際と一致しない場合があり，予想より懸濁物濃度が低い（高い），懸濁物が沈積（再巻き上げ）されやすい場所があることが分かる．これは，懸濁物運搬過程における濃度の変化が，濃度の低い支流水の混合だけでなく，流路の地形や懸濁物の粒度・鉱物組成に影響されるということなので，今後は鉱物組成を測定し，揚子江の懸濁物輸送が維持される仕組みを検討する予定である．

P30

中新世に西南日本島弧南方に発達した巨大海底扇状地群

Miocene large-scale submarine fans developed in the southern areas of the Southwestern Japan Arc

成瀬　元（京都大学）・朴 進午（東京大学）

Hajime Naruse (Kyoto Univ.) and Jin-Oh Park (Univ. Tokyo)

連絡先:成瀬　元(naruse@kueps.kyoto-u.ac.jp)

中新世後期（15-7 Ma）に，西南日本島弧の南方に広がる四国海盆上に長さ 300 km・幅 100 km を超える巨大な海底扇状地が複数発達していたことが，地震波探査断面およびボーリングコアの解析から明らかになった．本研究は，これら中新世の巨大海底扇状地群の堆積学的特徴について報告し，それらがある時期に急速に発達した意義について議論する．

西南日本島弧沖の南海トラフ南方には，20-15 Ma に東西方向のフィリピン海プレート海洋底拡大によって形成された四国海盆が発達している．現在，四国海盆は西南日本島弧の下へ北西に年間約 4.1 cm の速度で移動しつつ沈み込んでおり，結果として南海トラフならびに西南日本島弧付加体が形成されている．ただし，この北西方向への沈み込みは第四紀もしくは新第三紀末（1～4 Ma？）にかけて起こったフィリピン海プレートの運動方向変化によって生じたものであり，それ以前のフィリピン海プレートはほぼ真北へ向かって極めてゆっくり（0.9 cm/yr 程度）と沈み込んでいたことが，伊豆弧の衝突履歴などから指摘されている．そして，フィリピン海プレートの沈み込みが開始されたのは約 15 Ma の日本海拡大・島弧回転時からであり，それ以前は現在の南海トラフに相当する地帯は横ずれプレート境界であったことが推測されている．四国海盆が形成された年代と沈み込み開始年代はほぼ同時であり，極めて若い海洋プレートが誕生直後に沈み込みを開始したのがこの 15 Ma という時期に当たる．四国海盆の沈み込み開始と前後して，西南日本の前弧域では熊野酸性岩をはじめとした巨大火成活動の記録が残されている．

南海トラフ近辺のグリッド状測線における地震波探査断面および DSDP, ODP, IODP コア試料より，中新世の四国海盆には，南北に延びる 3 つのセグメントにわかれて海底扇状地が発達していたことがわかる．すなわち，（A）足摺沖，（B）紀伊半島沖，（C）熊野沖である．これらの領域を隔てる南北 セグメントである (D) 室戸沖および (E) 潮岬沖は緩やかな高まりとなっていて，セグメント A，B，C の地形的境界となっている．コア試料より判断すると，15-11 Ma にかけて，A，B，C地域には主として中粒～細粒の火山砕屑物ならびに珪質砕屑物よりなるタービダイト・半遠洋性泥岩互層が堆積している．地震波探査断面の解析からは，これら中新統タービダイトサクセッションは付加体デコルマ面の下位に連続しており，すでに底づけ付加によって失われた部分を考慮しなくても，少なくとも 300 km 以上は連続していたことが推定できる．D，E地域には半遠洋性泥岩のみが卓越し，タービダイトは一切見られないことから，A～C地域のタービダイトサクセッションはそれぞれ独立して北から南へ延びる海底扇状地群をなしていたことがわかる．これらの海底扇状地群は 11 Ma にはほぼ堆積を停止しているが，セグメント C の熊野沖だけは 7.6 Ma まで火山砕屑物の堆積が継続していたこともコア試料から明らかになっている．

これらの海底扇状地群を構成する堆積物の供給源については，西南日本島弧の前弧域であることは推定されているものの，詳細な場所については明らかになっていない．鉱物組成から見て，少なくとも堆積物の一部は熊野酸性岩などの島弧前弧域火成岩体から供給されていることは明らかである．また，三波川帯の変成岩起源の鉱物も発見さ

れている．一方，伊豆弧からの供給は稀であるが，熊野沖に関してはある程度の寄与があるという推定もある．いずれにせよ，海底扇状地のジオメトリから判断して，西南日本島弧が主要な堆積物供給源だったことは確かだろう．

これらの海底扇状地群の規模は，日本近海のものとしては異質な巨大さである．同じ時期に形成された三浦層群のタービダイトは下流方向へ 20-30 キロメートル程度の分布しか示さないのに対し，単層レベルでは判別できないものの，中新世の四国海盆上の海底扇状地群はその 10 倍以上の規模を示している．現在の西南日本島弧から供給される粗粒砕屑物はすべて南海トラフで捕捉されており，四国海盆上にタービダイトとしては全く供給されていない．このことからも，中新世当時の状況が現在とは大幅に異なることが読み取れる．もちろん，世界の造山帯周辺（ベンガル・インダス扇状地）や安定大陸縁（アマゾン扇状地）に発達する巨大海底扇状地と比較した場合，これらの海底扇状地の規模が特別に大きいわけではない．また，構成堆積物の粒度なども特別な特徴は示さない．ただし，その発達速度はやはり特異であり，わずか 2-3 Ma でこれほどの規模の堆積体が形成されたことは，この時期の西南日本島弧の堆積物供給量が極めて大きかったことを示している．

なぜこの時期に現在では見られないような巨大海底扇状地群が西南日本南方に発達していたのかについては，現在のところほとんどわかっていない．少なくとも，現状と比べて異常に高い堆積物供給速度から見て，この時期には西南日本島弧に大規模な山地の隆起活動があった可能性は想定しなくてはならないだろう．実際，この時期は西南日本のほぼ全域が削剥域となっており，堆積物記録は陸上にはほぼ残されていない．このことに加えて，海底扇状地群が南北性の伸びを示していることも興味深い．現状では混濁流が南海トラフを超えていないことを考慮すると，中新世後期（15-8 Ma）には南海トラフの地形的低まりは存在していなかったという仮説を立てることができる．南海トラフは大量の堆積物供給により完全に埋め立てられていたのかもしれず，もしくは海洋プレートが高温であることなどが原因でほとんど凹み状の地形が作り出されなかったのかもしれない．海底扇状地群の形成が 7Ma 前後に終息していることを考えると，南海トラフが凹み状地形として誕生したのはこの前後の年代である可能性がある．（1）異常な堆積物生産量ならびに（2）凹み状地形を示さない海溝という特徴は，形成直後の高温な海洋プレートが沈み込むというフィリピン海プレート北縁の特異なテクトニクスを反映しているのかもしれず，今後の詳細な研究が必要である．

P31

東部南海トラフ第二渥美海丘の中部更新統タービダイトシーケンスにおけるメタンハイドレート貯留システム

Methane Hydrate trapping system of the Middle Pleistocene turbidite sequence in Daini-Atsumi Knoll, eastern Nankai Trough, Japan

小松侑平・藤井哲哉（JOGMEC）

Yuhei Komatsu, Tetsuya Fujii (JOGMEC)

連絡先：小松侑平 (komatsu-yuhei@jogmec.go.jp)

東部南海トラフ第二渥美海丘では，地震探査および坑井データの解析によって，メタンハイドレート (以下 MH) の濃集帯が確認されている (藤井ほか，2009)．この MH 濃集帯の集積タイプは堆積層の分布に規制される層序規制型とされており，石油地質学でいうところの層位トラップに相当すると考えられる．しかし，MH の集積に大きく寄与すると考えられる岩相分布や泥岩のシール能力といった，具体的な地質・堆積学的なプロセスやその規制要因については，まだ十分に理解されていない．

本研究では，第二渥美海丘に発達する中部更新統小笠層群相当層のタービダイト堆積物を対象に，新規に掘削された坑井を中心とした物理検層，コア分析などの情報を用いて詳細なシーケンス層序区分を行うことによって，正確な層位トラップの分布予測をし，MH の貯留システムについて検討した．

検討対象としたタービダイト堆積物は，主に粘土質～砂質シルトと極細粒～細粒砂の互層からなり，下位より層厚 30 – 300 m の 7 つの堆積サイクルが認められる．各サイクル内部は大局的には下部から上部にかけて砂層が上方薄層化していく塁重様式を示し，その岩相変化の周期はコアから得られた酸素同位体比カーブ (山崎ほか，2011) の周期と一致する．加えて，第二渥美海丘の砕屑物供給上流側にあたる濃尾平野に分布する中部更新統の層準は氷河性海水準変動に伴って形成されたことが明らかにされており，本研究で認められた堆積シーケンスと対比可能である．以上のことから，これらの 7 つの堆積サイクルは，主に氷河性海水準変動に起因する第 4～5 オーダーシーケンスに相当し，それらの累重がより低次オーダーの堆積シーケンスを構成すると考えられる． MH の貯留層は，下部より粗粒で塊状の厚い砂層が発達するユニットから等量砂泥互層ユニットへ移化するサクセションで構成される．このサクセションは南西方向の古流向を示すトラフ充填チャネルと解釈され，第二渥美海丘側である南方向へ泥質化する．このようなサクセションの特徴から，貯留層は海水準低下期～低海水準期堆積体に相当すると考えられる．貯留層の上位には，数十 m 厚の泥質堆積物が発達し，これが有孔虫微化石の産出頻度のピークと一致することからコンデンスセクションと解釈される．第二渥美海丘では，このようなコンデンスセクション泥質堆積物を境に飽和率の異なる MH 層が分布していることから，同泥質堆積物は，帽岩として優秀なシール能力を有していると考えられる．

これらの特徴から，第二渥美海丘の MH のトラップ形成において，コンデンスセクション泥質堆積物がシールとなり，それらの直下の砂質堆積物が貯留層となることが明らかとなった．また，貯留層を形成する砂質堆積物の位置が構造翼部付近にあり，構造上位への砂岩せん滅方向が堆積物供給方向と斜交～直交することから，側方へのメタンの移動をシールする能力も有していると考えられる．

本研究は，メタンハイドレート資源開発研究コンソーシアム (MH21) の一環として実施された．研究成果の公表を許可頂いた経済産業省・資源エネルギー庁，石油天然ガス・金属鉱物資源機構に謝意を表する．

P32

長野県中野市柳沢遺跡の土壌分析に基づく縄文期以降の古環境変遷

Paleoenvironmental change since the Jomon Period based on the sedimentological study of Yanagisawa Yayoi Remains in Nakano City, Central Japan

保柳康一（信州大学理学部）
Koichi Hoyanagi (Shinshu University)
連絡先：保柳康一(hoya101@shinshu-u.ac.jp)

1. はじめに

弥生時代の柳沢遺跡は長野県北部中野市を流れる千曲川右岸に位置し，土石流堆積物を主体とする火山山麓扇状地堆積物（赤羽ほか，1992）の上に形成されている．火山山麓扇状地堆積物は，高社山から西へ流れる小規模河川の土石流堆積物である礫層と周辺の湿地の泥層から構成されている．土石流堆積物が挟まれるところは現在微高地となり，その周辺は相対的に低い土地となっている．遺跡主体は土石流堆積物からなる微高地の上にあり，低くなっている南部に水田の遺構が，小高くなったところに銅鐸と銅弋の埋納坑や墓所が，そしてその北側に住居というように地形に合わせて生活場が設定されている．この遺跡は，弥生中期の青銅器文化の東への広がりを示すもので考古学的に重要である．

この柳沢遺跡について遺跡発掘時に採取した土壌の粒度分析，有機炭素量，窒素量，有機物組成，有機物の安定炭素，窒素同位体分析をおこない，遺跡を取り巻く環境の変遷と当時の土地活用の関係を検討した．なお，遺跡の土層は，上位からI〜IX層に区分されている（国土交通省歩区立地方整備局・長野県埋蔵文化財センター，2012）．VIII層は縄文時代のもの，VI層が弥生時代の生活面を表す層，同層準は南部では水田層になっている．V層およびその上位の層には仁和の洪水（888年）によるものとされる平安砂層など洪水砂層がしばしば挟在する．

2. 分析結果から見た古環境の変遷

縄文時代：最終氷河期が終わると，世界は1万2千年前から急速に温暖化した．そして，7000年前から4000年前に最温暖期をむかえる．縄文時代は寒暖の繰り返しがあったが，全体的には湿潤・多雨気候であったとされる（秋山，2007）．柳沢遺跡の土層のうち黒色で礫を含むVIII層は，温暖で湿潤な縄文時代の堆積物である可能性が高い．また，VII層も礫を含む点，粒度，化学的性格からVIII層と類似しており，やはり縄文期の堆積物と思われる．湿潤，多雨な縄文期には，高社山から流れる滝ノ沢川では土石流がしばしば発生し，山麓に土石流堆積物の微高地がつくられた．その時の堆積物がVIII層，VII層と考えられる．黒色でやや高い有機炭素量，山地の樹木に起源を持つ有機物が草本類に混じることにより，安定炭素同位体比は低くい値（−20‰前後）になった．また，土石流堆積物の周辺は湿地化して藻類が生じることで，窒素同位体比は高くなった．

弥生時代：約2000年前，土石流堆積物が微高地を作ったことによって，滝ノ沢川は北側に流路を変えただろう．加えて弥生時代に入ると世界の気候は冷涼になり，柳沢地区は湿地から乾いた微高地となって集落が形成された．人々は南部のやや低い場所を水田として利用し，北へむかって埋納坑がある祭祀の場所，墓所，住居と生活空間を地形に合わせて活用したと考えられる．このとき彼らが生活していた面がVI層となっている．VI層の起源としては，VIII層，

VII 層同様に縄文時代の土石流堆積物であると考えられる. しかし, 弥生時代になり集落が形成されて, 土石流堆積物の上面は人々の活動による, VI 層は下位の層とは異なった特徴をもつようになった. 全区を通して, VI 層および水田層は, 炭素量が下位の土層に比べて, 相対的にやや高い. 特徴的なのは, 銅鐸・銅弋の埋納坑の土壌の有機炭素量である. 埋納坑周辺以外は, 相対的に有機炭素量の高い VI 層でも 1%代であるが, 埋納坑周辺の VI 層の有機炭素量は 2.5%から 3%で, 2 倍ほど高い値を示す. 安定炭素同位体比は VII 層から V 層にかけて, VIII 層以下よりも相対的に 2‰程度高く, 水平的には水田層や埋納坑のある 3 区は, 北側の墓所, 住居地に比べいずれも数‰高い. 安定炭素同位体比は, 樹木などで−25〜−27‰と低い値をとるが, イネ科の草本は−12〜−16‰と 10‰も高い値を示す. 水田層から埋納坑にかけての−17〜−16‰という高い値は, 栽培されたイネの藁が土中に残され高い値となったと推定できる. 一方, 墓所や住居周辺は, 安定炭素同位体比の低い樹木や木棺・住居などで人為的にもちこまれた木材の影響で南側より低い値となっていたと思われる. 分離した有機物の特徴は, 埋納坑とその周辺(4 区)だけ他の土壌中の有機物と異なり強く炭化されている. すなわち, 埋納坑内とその周辺の土壌から抽出された有機物のほとんどは燃えて炭になってから, 土壌中に残されたフィージナイトである. このように, VI 層中の有機物の水平的な変化は, 埋納坑周辺が集落の中で特異な場所であることを示している. すなわち, 高い安定炭素同位体比が示すようにイネ科植物が有機物の主体であること, そしてそのイネ科植物が埋積時にすでに炭として VI 層中の保存されたことである. また, それが埋納坑周辺で有機炭素量が高いということを加味すると, 水田から収穫されたイネを埋納坑のある場所で, 稲藁として弥生集落の人々が燃やしていたと考えるのが最も自然な解釈である. 埋納坑周辺は, 水田と墓地の間の広場として, イネの集積や祭事に利用されていたと思われる.

弥生時代以降: VI 層を覆う V 層になると粒径が粗くなり, しばしば砂層を挟在するようになる. 7 区では明瞭な平安の洪水砂層が認められるが, 全体的に砂層が卓越するようになる. 奈良・平安時代には温暖化が進んだことが知られており(秋山, 2007), 温暖化に伴う千曲川の洪水の頻発が V 層以上の砂層を形成したと考えられる.

文献

赤羽貞幸, 加藤碵一, 富樫茂子, 金原啓司, 1992, 地域地質研究報告, 5 万分の 1 地質図幅,「中野地域の地質」. 地質調査所, 166p.

秋山雅彦, 2007, 地球の歴史と地球温暖化問題の科学, 地球科学, 61 巻, 1−20.

国土交通省歩区立地方整備局・長野県埋蔵文化財センター, 2012, 中野市柳沢遺跡, 長野県埋蔵文化財センター発掘調査報告書100, 369p.

P33

釧路平野の最終氷期最盛期以降の開析谷充填物の特徴と形成過程

Depositional facies and processes of the latest Pleistocene to Holocene incised valley fill in Kushiro Plain, Hokkaido, northern Japan

髙清水康博（新潟大学）・阿部 祐一（阿部プロデュース）・
大塚　拓（新潟大学）・澁谷剛丈（新潟大学）・鈴木信也（白河市役所）・
石井千尋（西田地方小学校）・三山裕基（直江津東中学校）
Yasuhiro Takashimizu (Niigata Univ.), Yuichi Abe (Abe Produce), Takuya Otsuka (Niigata Univ.), Takahiro Shibuya (Niigata Univ.), Shinya Suzuki (Shirakawa City Government), Chihiro Ishii (Nishi-Denjigata Elementary School) and Yuki Miyama (Naoetsu-Higashi Junior High School)
連絡先：髙清水康博 (takashimi@ed.niigata-u.ac.jp)

1. はじめに

釧路平野の沖積層に関する研究は少なく，岡崎（1960a，1960b および 1960c）による沖積層全体の岩相層序の復元や釧路開発建設部（2004 未公表資料）による古環境復元の概要的な把握のみであり，詳細な堆積相解析に基づいた議論はない．そこで，釧路平野において掘削された 9 本のボーリングコア（D1, D2, D3, D4, D5, M1, M4, M11 および M13 孔）試料の堆積学的解析から，この釧路平野の沖積層の形成過程を明らかにすることを目的として研究を行った．

2. 研究手法

室内においてボーリングコア試料の観察から 1/5 スケールの堆積柱状図を作成し，堆積物の岩相，堆積構造，粒度，および含有化石などの特徴を手がかりに堆積相解析を行った．また堆積物が淡水成か海水成かを識別するために泥質堆積物の全硫黄濃度を測定した．堆積物の形成年代を把握するために 30 試料の既存資料の収集・整理を行った後，追加試料として，新たに 13 試料の貝化石や泥炭堆積物の放射性炭素年代測定を行った．これらの結果から，各ボーリング掘削地点における沖積層の古環境変遷を復元した上で，釧路平野全域における最終氷期最盛期以降の開析谷充填物の形成過程を考察した．

3. 結果と考察

堆積相解析の結果，これら 9 本のボーリングコア試料から 13 の堆積相を認定した．すなわち，礫質河川相，砂質河川相，塩水湿地相，溺れ谷相，内湾底（セントラル・ベイスン）相，残存バリアー相，外浜相，海浜相，砂丘相，沼沢地相，河川卓越型デルタ相，後背湿地相および海成崖錐相である．これらの累重様式とボーリングコアの側方対比から，釧路平野の沖積層は，最終氷期最盛期以降の海進・海退により形成された開析谷充填物から構成されていると推定した．約 12,000 前にこの地域に浸入してきた海域は，現在の釧路平野を広域に内湾環境へと換え，約 7 千数百年前（？）に最大海氾濫期に達した．その後，この内湾は西側や北側から発達する河川卓越型デルタによって埋積され，徐々に干上がり，約 4,000～3,000 年前から現在の釧路湿原へと続く湿原環境へと移り変わっていった．また，海側では約 7 千数百年前（？）の最大海氾濫時のバリアー砂体がその場所に残存しての地層中に残され（残存バリアー砂体），その上位には，海浜－外浜

システムの前進による浜堤列平野が発達した.

一方，開析谷上流部の小規模谷内におけるボーリングコア試料（M11 および M13）からは，内湾堆積物の上位に厚い粗粒堆積体が累重していた．この堆積物のはっきりとした成因は未解明であるが，以下に挙げる理由から，内湾に面した丘陵斜面の崩壊を起源とする海成崖錐堆積物であると解釈した．その根拠は，（1）この谷を流れる河川が小規模であり，層厚 10m 以上にも及ぶ粗粒堆積体を形成するのは容易ではないと考えられること，（2）M13 孔地点の上流部には，海潟湖である塘路湖があり河川による粗粒堆積物の供給は困難であると考えられること，（3）付近の丘陵では丘陵の麓に湧泉がよく見られ，そのため頻繁に斜面崩壊が起こり易いと推定されること，および（4）これらの粗粒堆積物に貝化石をよく挟在すること等である．今回，報告したように開析谷上流部の側方に発達する小規模谷がどのように埋積されるのかを示した例は少なく，よく分かっていないことも多い．今後，より詳細な年代測定や堆積学的検討からこれらの堆積体の形成過程を考えていく必要がある.

セントラル・ベイスン（D1 孔，D3 孔，D4 孔および M1 孔地点）を埋積した泥層の全硫黄濃度分析からは，海水の浸入直後の海成堆積物が 1%以上の高い硫黄濃度を示すが，その上位で一度，0.3%以下の淡水成を示唆する値へと減少した．その後再び，貝殻片を良く含む海水成堆積物が見られ，全硫黄濃度も徐々に上昇する傾向を示す．約 7,000～6,000 年前と考えられる堆積物からは最大濃度（2%弱程度）の検出を確認した．海進により海面下に溺れた環境が，一旦，淡水成の環境に戻るのは，一時的な大量の火山砕屑物の供給による内湾の急激な陸化あるいは十分な浅海化によるものかもしれない．実際に，D4 孔のこの層準では，火砕流堆積物と考えられる厚さ 4m 弱の軽石層がこの淡水成堆積物を構成していた．このイベントについても，今後，慎重に検討しなければならない課題だろう.

謝　辞：北海道開発局釧路開発建設部には本研究のためにご協力を頂いた．この報告は，公害防止等試験研究「湿原流域の変容の監視手法の確立と生態系修復のための調和的管理手法の開発」による成果の一部である．関係各位に感謝いたします.

文　献：

岡崎由夫，1960a，北海道釧路平原の沖積層の古地理：釧路平原生成過程の研究 第 5 報．第四紀研究，**1**，255-262.

岡崎由夫，1960b，釧路平原とその周辺の地形発達史．地理学評論，**33**，16-27.

岡崎由夫，1960c，釧路平原の花粉分析学的研究．北海道学芸大学紀要，**11**，127-147.

P34

大型はぎとり試料による砂粒子配向の自動測定

An automatic measurement of sand grain fabric for large peel sample

宮田 雄一郎・下梶 秀則（山口大学 理工学研究科）
Yuichiro MIYATA, Hidenori SHIMOKAJI (Yamaguchi Univ.)
連絡先：宮田 雄一郎(E-mail: miyata@sci.yamaguchi-u.ac.jp)

砂層の露頭断面から剥ぎ取った試料を用いて，砂粒子配向の測定から集計までの自動化を試みた．剥ぎ取り試料には薄片や研摩面では得られない3次元情報が含まれており，帯磁率測定では得られない砂粒子そのもの情報が得られるばかりか，数 10cm スケールまで連続的に計測できる利点がある．しかしこれまでは，粒子長軸方位を機械的に計測するために必要な，粒子と背景を区別できる良好な2値化画像を得ることが難しかった．今回は，スプレー塗装した試料のスキャン画像を用いることで，多くの困難が克服できた．測定手順は以下のとおりである．

手順1：剥ぎ取り

砂層断面の剥ぎ取りには，水と反応して固まるグラウト剤(東邦化学工業社製，Hycel OH－1X)を使用した．これを布にしみ込ませて砂層断面に貼り付けて固化を待つ．剥ぎ取った試料には，樹脂が数 mm の深さまで浸透しているので，露頭面の成形時に粒子配列が乱れていたとしても，剥ぎ取り面上の粒子は，方位や配列が乱れている心配はない．

手順2：スプレー塗装

はぎ取り試料は，イメージスキャナーで電子画像化する．天然の砂層には，石英砂などの透明粒子が多く含まれ，そのままでは粒子輪郭の識別が難しい．中には光沢の強い粒子も含まれ，これらも識別の障害となる．そこで，剥ぎ取り面にスプレー塗装を施した．これには模型塗装に広く用いられているミニコンプレッサーとエアブラシ(キソパワーツール社製，E1313)を用いる必要がある．通常の缶スプレーは，液滴サイズが大きく粒子間を充填してしまうなど，粒子の輪郭強調には不適当である．白色の塗料を塗布したところ，未処理では抽出できない透明粒子などの輪郭が1回の塗装でも十分に明瞭になった．

手順3：画像化

粒径 0.1mm ほどの粒子を 10 ピクセル以上の画像とするには，2000dpi 程度の解像度を要する．しかし，はぎ取り試料のサイズは，最大で高さ 100cm ほどもある．画像を Jpeg 圧縮したとしても，ファイル容量は膨大なものになる．そこで，はぎとり試料面を 5cm 四方ごとにスキャンして1枚あたり数 MB の電子ファイルとした．さらに，粗粒砂が含まれると，スキャナーの試料台から 2-3mm も離れることがある．そのためイメージスキャナーには，A3 型で試料面の凹凸に対応した CCD 方式のスキャナー(EPSON 社製 ES－10000G)を使用した．スキャンの際は，RGB それぞれのダイナミックレンジをできるだけ広くとっておく．剥ぎ取り面を 5cm の格子状に区切った多数の画像は，自動的に連続スキャンできる．

手順4：粒子画像の抽出

スキャン画像はカラーであるが，方位計測のためにはこれらを粒子と背景とに区分したモノクロ画像に変換して処理する必要がある．それには粒子の色調を利用する．まず，パイロット画像からさらに代表的な色調の粒子を手作業で選ぶ．アプリケーションソフトには，ImageJ（アメリカ国立衛生研究所 (NIH) で開発されたオープンソースでパブリックドメインの画像処理ソフト;ウィンドウズ版）を使用した．ここでは色調は HSB（Hue, Saturation, Brightness）の組み合わ

せで表現されている. H,S,B のそれぞれで許容範囲を設定すると, その色調をもつすべての画素が選択できる. スプレー塗装しない試料画像では, この段階で小数の粒子しか抽出できないのに対して, 塗装した試料では多くの粒子を十分的確に抽出することができることがわかった. 粒子と背景とに二値化して gif 圧縮して保存する. ImageJ ではこれら一連のプロセスをマクロプログラムにすることで, 多数の画像に対して連続的な自動処理が可能である.

手順5:粒子長軸方位の計測

ImageJ を使って基本的な粒子計測の前処理として, 砂粒子以外のノイズを消す, 粒子内部の穴を埋める, 接触した粒子を切り離す, 粒子内部のひび割れを埋める, などを行う. 計測項目として, 粒子重心の XY 座標, 面積, 周囲長, 円形度, 長軸・短軸, 方位角などを設定して, 計測すると, これらのパラメータが表形式で出力される. 長軸・短軸, 方位角は楕円近似に基づいている. これらの処理と計測作業も, マクロプログラムで連続自動実行できる. 粒径や円形度などでフィルターをかけて選別することもできる. 得られた表形式の数値データは, 表計算ソフト(MS Excel)で集計すればよい.

手順6:補正

砂粒子長軸の方位を集計するには, 補正が必要である. はぎ取り試料を電子画像化する際に, スキャナーの光によって粒子に反射と陰影が生じることで, 方位分布にも偏りが生じているためである. イメージスキャナーの構造上, CCD カメラの光軸に対して照明は斜めから当たるために照明方向に粒径が短く画像化されることになる. 長軸の方位分布にどれほどの影響があるのかを, 次の方法で求めた.

まず同一のはぎ取り試料を, 試料台に対して 10˚ ごとに異なった 18 方位にセットして, それぞれスキャンする. それら各画像について, 上記の計測方法で方位分布を得る. 一方, これらの画像を回転角0度に戻した画像に対して, 同様の自動計測を行う. ここで得られた方位分布は同一の試料であるから, スキャナーの影響がなければ同一の分布を示すはずである. しかし, 各画像はスキャン時のバイアスのために, 異なった方位分布を示している. それらの方位分布度数を合計すると, バイアスは相殺され本来の方位分布が求められる. この真の方位分布をスキャン時の回転角度に応じて回転させて, スキャナーの影響を受けた方位分布と比較する. 両者の比を求めることで, 補正値を得ることができる. その結果, 方位によっては最大 40%も異なることがわかった. 粒度別にみても補正値に有意の違いは認められなかったが, スキャナーの機種が異なればこの補正値は異なるものとなった.

手順7:解析と評価

集計処理によって砂層を構成する粒子のファブリックについて, 多くの情報を得ることができる. 表計算ソフトを利用すれば, 多数の画像からなる場合も, 上記の補正とフィルター処理を含めて, マクロ(VBA)で連続自動処理できる. 砂層のファブリックは粒径や粒子形状によって分布傾向が異なることが多い. 例えば, 混合粒径砂では, 粗粒砂の方が明確で集中のよい方位分布を示すことなどが, 粒径でフィルターをかけて集計するとわかる. 粒径や形状も同時に計測されるので, ファブリック解析にも生かすことができる.

以上のように, 画像化から集計までのプロセスを自動化することで, 多数の粒子の方位が少ない労力で得られることのメリットは大きい. 粒子長軸のオリエンテーションはインブリケーションに比べて集中が悪い(下梶・宮田, 2013). 従来の目視に頼った計測では個人差があって, 信頼できる方位を得るために多くの労力を要した. こうした問題点が解消できると同時に, 粒子数にして 100 万を超えるような大型剥ぎ取り試料に対してもファブリック解析が可能になった.

文献

下梶 秀則・宮田雄一郎, 2013, 塊状タービダイト砂層の古流向と粒子ファブリックの関係. 日本堆積学会 2013 年千葉大会講演要旨.

P35

徳島県鳴門市瀬戸町・鳴門町地域に分布する上部白亜系和泉層群板東谷層の堆積環境

Depositional environments of the Bandodani Formation of the Upper Cretaceous Izumi Group in Seto and Naruto area, northern part of Tokushima, southwest Japan.

菊地一輝（千葉大学大学院理学研究科）・小竹信宏（千葉大学大学院理学研究科）
Kazuki Kikuchi (Chiba University), Nobuhiro Kotake (Chiba University)
連絡先：菊地一輝 (aaha3511@chiba-u.jp)

1. はじめに

和泉層群はタービダイトを主体とする厚い砂岩泥岩互層で，四国地方西部から紀伊半島和泉山脈まで中央構造線の北側に沿って東西に細長く分布する．本層群を構成する地層群は，断続的に起こる中央構造線の左横ずれ運動に伴って形成されたプルアパート堆積盆を埋積した堆積物と考えられている（宮田, 1987, 1990）．さらに，地質構造の特徴とタービダイトに記録された古流向解析にもとづき，段階的に東進する堆積盆の東端に，堆積盆の北東部を供給源とする海底扇状地システムが断続的に形成されたと解釈されている（市川ほか, 1981; Tanaka, 1989）．和泉堆積盆の主埋積体である主部相（市川ほか, 1979）はこの海底扇状地堆積物で構成されると考えられているものの，その堆積環境を詳細に復元した研究は紀伊半島に分布する和泉層群の例（Tanaka, 1989）のみである．特に，四国地方東部に分布する和泉層群についての研究の多くは 1990 年代以前に行われており，最近の海底扇状地の研究にもとづいた堆積学的検討を行う必要がある．そこで本研究では，和泉層群主部相に区分される板東谷層（Yamsaki, 1986）の良好な露出が認められ，四国地方最東部に位置する徳島県鳴門市瀬戸町および鳴門町地域を研究対象とした．

2. 堆積相

本研究では詳細な堆積場の復元と堆積環境の時間変化を把握するため，板東谷層を構成する地層を堆積物の粒度，砂岩泥岩比，堆積構造などの特徴にもとづいて 6 つに区分した．堆積相 I は細粒砂から粗粒砂の砂岩を基質とし，基質支持の産状で細礫大から中礫大の亜円礫を大量に含む礫質砂岩層である．多量の礫を含むこと，しばしば下位層を侵食・削剥する様子が観察されることから判断して，堆積相 I は混濁流よりも高密度の重力流，すなわち水中土石流による堆積物であると考えられる．堆積相 II は層厚 0.4 – 2.0 m の中粒から極粗粒砂岩層と層厚 0.3 m 未満の黒色塊状砂質泥岩層との互層である．堆積相 II は砂岩層と泥岩層の量比にもとづいて，堆積亜相 IIa，IIb，IIc に細分される．堆積相 II の内部には，堆積亜相 IIa から堆積亜相 IIc へと上方に変化する厚さ 10 m 程度の上方薄層化サクセッションが認められる．本研究で認定した堆積相の中で砂岩層が最も厚く，海底の物理エネルギーレベルが最も高い環境で堆積したと考えられることから，堆積相 II はチャネル充填堆積物と考えられる．堆積相 III は層厚 0.1 – 0.5 m の細粒から中粒砂岩層と層厚 0.4 m 未満の黒色砂質泥岩層との互層で，堆積相 IV は層厚 0.2 m 未満の極細粒から中粒砂岩層と層厚 0.5 m 未満の黒色砂質泥岩層との互層である．これらの堆積相は細粒で薄い砂岩層とそれに比べて厚い泥岩層が互層することを特徴とし，また

チャネル内またはその付近の堆積物と推定される堆積相 II の上位に累重することから判断して，チャネル間堆積物と考えられる．

3. 堆積環境

Tanaka（1989）は紀伊半島和泉山脈に分布する和泉層群主部相において認められた厚さ 10 m 程度の上方薄層化・細粒化サクセッションの繰り返しを，主チャネルから分岐したレビーを伴わない小規模なチャネル（分流チャネル）埋積と移動を反映した現象と解釈した．本研究の調査地域にはレビー堆積物と推定される層準は存在しなかった．このことから，調査地域に分布する板東谷層に認められる厚さ 10 m 程度の上方薄層化サクセッションもまた，同様に分流チャネルの埋積と移動を反映した現象である可能性が高い．また，この小規模な上方薄層化サクセッションは単一の堆積相 II の内部に複数認められることが多い．このことから，これらの堆積相 II は複数の分流チャネル充填堆積物が複合して形成されたと考えられる．したがって，調査地域に分布する板東谷層は分流チャネルを埋積するか，また分流チャネルが側方への移動を頻繁に繰り返す環境で堆積したと考えられる．最近の研究によれば，海底扇状地においてそのような特徴を示す堆積場としてフロンタルスプレーが指摘されている（Posamentier and Walker, 2006）．また，調査地域の板東谷層には堆積相 II から堆積相 III や IV に上方へ変化する厚さ 20 – 40 m の上方薄層化サクセッションも認められる．多くの場合，この上方薄層化サクセッションの上位には同様のサクセッションが累重する．このことはフロンタルスプレーの堆積中心が急進的に移動したことを示している．したがって，調査地域に分布する板東谷層に認められる厚さ 20 – 40 m の上方薄層化サクセッションは，フロンタルスプレーの堆積中心である分流チャネル複合体の急進的な側方移動を反映した現象として理解できる．すなわち，1 つの厚さ 20 – 40 m の上方薄層化サクセッションは，形成された分流チャネルが小規模な流路変更を繰り返しながら急速に埋積される過程（堆積相 II），分流チャネルが完全に埋積しフロンタルスプレーの堆積中心が側方へ移動して放棄された過程（堆積相 III および IV）という一連の変化を反映していると考えられる．

4. 文献

市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男, 1981, 和泉層群堆積盆の段階的東進に関するモデルと中央構造線の運動様式. 日本地質学会関西支部報, **89**, 11-12.

市川浩一郎・篠原正男・宮田隆夫, 1979, 和泉山脈の和泉層群の層序区分. 日本地質学会関西支部報, **85**, 10-11.

宮田隆夫, 1987, 中央構造線システムの左横ずれ運動と和泉堆積盆の形成. 日本地質学会学術大会講演要旨, **94**, 575.

宮田隆夫, 1990, 横ずれ断層運動に伴う堆積盆の形成. 構造地質, **35**, 65-70.

Posamentier, H. W. and Walker, R. G., 2006, Deep-water turbidites and submarine fans. *In* Posamentier, H. W. and Walker, R. G., eds, *Facies models Revisited*., 397-409, SEPM.

Tanaka, J., 1989, Sedimentary facies of the Cretaceous Izumi turbidite system, southwest Japan – An example of turbidite sedimentation in an elongated strike-slip tectonic basin -. *Journal of the Geological Society of Japan*, **95**, 119-128.

Yamasaki, T., 1986, Sedimentological study of the Izumi Group in the northern part of Shikoku, Japan. *Science Reports of the Tohoku University. Second series, Geology*, **56**, 43-70.

P36

相対的海水準変動にともなう陸棚斜面とデルタの前進
—北部フォッサマグナ中新統小川層の例—

Slope and delta progradation in response to relative sea-level change: example of Miocene Ogawa Formation in the Northern Fossa Magna

関　めぐみ（信州大学大学院理工学系研究科）・保柳康一（信州大学理学部）
Megumi Seki (Shinshu University), Koichi Hoyanagi (Shinshu University)
連絡先：関　めぐみ (12sm409j@shinshu-u.ac.jp)

北部フォッサマグナ地域は東北日本弧と西南日本弧の島弧会合部に位置する．この地域には背弧海盆を埋積した中新統，鮮新統が分布している．北部フォッサマグナ長野県地域の込地向斜・高府向斜に分布する新第三系はファンデルタシステムの南から北への埋積作用によって形成されたことがわかっている（渡辺ほか，1995）．そこで，この研究ではファンデルタシステムの北方に位置する中新統小川層を研究対象として，陸棚斜面から陸棚上への堆積相の側方変化・垂直変化から，ファンデルタシステムの前進と斜面の埋積過程を相対的海水準変動と関連させて検討した．

小川層は主に砂岩卓越部と泥岩卓越部からなる．砂岩部は南方のファンデルタから連続する砂岩タングを形成しており，下位より砂岩タング a，b，c，d とした．砂岩タング a は陸棚斜面環境を示す．陸棚斜面上で堆積したと考えられる砂岩層は塊状砂岩，カレントリップルのある砂岩優勢砂岩泥岩互層，淘汰の悪い級化礫岩からなる．一方向流の影響が見られ，炭質物なども含むことからハイパーピクナル流による陸域からの供給によって堆積したと考えられる．砂岩タング b は南部において，陸棚環境を示す境界の不明瞭な薄層の砂岩泥岩互層からなる．陸棚斜面堆積物は北部でのみ見られる．さらに砂岩タング c は下部と上部で異なる堆積相を示す．下部では，沖側に向かって陸棚から陸棚斜面に変化する堆積相が見られる．これに対して，上部では HCS などの波浪による堆積構造が卓越しているため，浅海化が起こり，下部外浜環境になったと考えられる．以上のことから，陸棚斜面が北へ向かって前進していることが確認できた．また，砂岩タング c の堆積相変化は相対的海水準変動の急速な低下を示し，強制海退が起こったと考えられる．砂岩タング c の上面はシーケンス境界となっている．砂岩タング d は砂岩タング c と比較して南へ後退している．砂岩タング d は南部でシーケンス境界を挟み，泥岩層を欠いて砂岩タング c と直接接している．そこの砂岩タング d はくさび型斜交層理や根化石が見られるビーチ堆積物，マッドドレイプやヘリンボーン構造をもつエスチュアリー堆積物からなる．砂岩タング d の上位（小川層最上部）には泥岩が分布する．この泥岩中には安定炭素同位体比の高い層が見られ，最大氾濫面を示している．このことから相対的海水準変動はこの時期，停滞から上昇へと変化したと考えられる．

文献

渡辺大輔，西村瑞恵，保柳康一，1995，相対的海水準変動に支配されたファンデルタシステムの堆積シーケンス—北部フォッサマグナ長野県地域の中新統・鮮新統—．地質学論集，**45**，189-207.

P37

常磐沖堆積盆における坑井物理検層を用いたシーケンス層序解析

Sequence Stratigraphic Analysis Using Well Logging in Offshore Joban Basin, Japan

古内薫・荒戸裕之（国際石油開発帝石（株）技術本部）
Kaoru Furuuchi, Hiroyuki Arato (Technical Division, INPEX)
連絡先：古内薫（kaoru.furuuchi@inpex.co.jp）

1. はじめに

宮城県南部から茨城県北部の東方沖合にかけて分布する常磐沖堆積盆は，東北日本太平洋岸に沿って発達する前弧海盆の中で最も陸側に位置し（天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992），北北東-南南西方向に伸長する．本堆積盆では上部白亜系から第四系までの層準が見られ，その中でも下部中新統を貯留層とした集ガス構造が磐城沖ガス田として成立している（例えば，船山, 1993; 岩田ほか, 2002）．これまで磐城沖ガス田を対象とした層序学的研究では，下部中新統のシーケンス層序解析（岩田, 1995）や石灰質ナンノ化石を用いた新第三系および第四系の層序対比（亀尾・佐藤, 1999）が行われているが，本堆積盆の堆積システムを広範囲にわたって検討した例は少ない．本調査では，常磐沖堆積盆下部中新統の堆積サイクルを検討することを目的に，磐城沖ガス田にて取得された物理検層データを用いたサイクル解析を実施したので，その結果を報告する．

2. 手法

堆積サイクル解析ソフト CycloLog（Enres International 社）を用いて，磐城沖ガス田 8 坑の物理検層データから下部中新統を対象とした坑井対比を行った．使用したログカーブは, GR と SP が主であり，補足的に NPHI を用いた．これらのログについて, CycloLog による生成物である INPEFA カーブの変化から層準のハイアタスおよび堆積サイクルを認定した．

3. 解釈結果

坑井間対比を行い，以下の結果を得た．

① 解析を行った 8 坑の下部中新統では，数十 m～数百 m 単位で海進・海退による堆積サイクルのユニットが認定されるとともに，各ユニットにおける GR の INPEFA 解析からより下位の堆積サイクルを認定・対比することができる．

② INPEFA カーブのトレンドを複数のログカーブ間で比較検討することで, Sequence boundary や Flooding surface の坑井間対比精度をより高めることが可能である．

以上により，これまで認識されていなかった下部中新統中におけるハイアタスの認定など，本地域におけるより詳細な層序対比が確立された．今回の結果は，貧化石帯や 3D 震探データが明瞭でない場合などに，特に CycloLog を用いた坑井間対比が強力な対比手法となり得ることを示唆する．さらに本手法は物理検層データを用いた堆積サイクル解析手法としてある程度の普遍性をもつものと考えられ，今後は本堆積盆の下部中新統以外の層準や他地域への応用が期待される．

文献

天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1992, 改訂版日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 東京, 520p.

船山政昭, 1993, 磐城沖ガス田. 最近の我が国の石油開発, 18-19, 石油技術協会.

岩田尊夫, 1995, 常磐沖堆積盆における下部中新統のシーケンス層序解析. 地質学論集, 45, 223-237.

亀尾浩司・佐藤時幸, 1999, 石灰質ナンノ化石層序の最近の知見とその応用―とくに常磐海域坑井の新第三系・第四系層序について―. 石油技術協会誌, 64, 16-27.

岩田尊夫・平井明夫・稲場土誌典・平野真史, 2002, 常磐沖堆積盆地における石油システム. 石油技術協会誌, 67, 62-71.

P38

有機炭素の安定同位体比と海水準変動の関連

The relationship between stable isotope ratios of organic carbon and sea-level change

小林由季（信州大学大学院 理工学系研究科）・保柳康一（信州大学 理学部）
Yuki KOBAYASHI, Koichi HOYANAGI (Shinshu University)
連絡先：12sm407b@shinshu-u.ac.jp

1. はじめに

更新世は気候の寒冷化によって極域や高山に氷床や氷河が発達した氷期と，氷期の間の温暖な間氷期が何度か交互し，極めて短い間に大きな気候の変化が繰り返し起こった時期である．このような変動は，海洋の有孔虫の殻などの酸素同位体比変動により考察されてきた．一方，植物がつくる有機物の安定炭素同位体比は，樹木などの陸上高等植物（C3 植物）が－27‰前後であるのに対して，海洋の植物プランクトンがつくる有機物は-22‰前後である（Rau et al., 1982）．両者が混合する陸棚縁辺の堆積物では，このことを利用して，細粒堆積物中の有機物の安定炭素同位体比から陸源有機物の寄与をもとめ，海進海退に対応させる研究がおこなわれてきた（Omura and Hoyanagi, 2004）．しかし，南半球では海洋プランクトンの水温依存性が高いとされるので（Rau et al., 1982），陸源有機物の寄与の少ない斜面で採取されたコア中の有機物の安定炭素同位体比を測定し，その変動が海水準変動などの環境変動を示すかどうかを検討した．

2．研究の原理および研究目的

研究の原理は，植物の繁茂の度合いと、植物が選択的により軽い炭素（^{12}C）を固定することによる．つまり，温暖期には植物が繁茂し植物によって軽い炭素が固定され，大気の安定炭素同位体比値は相対的に高い値をとるようになる．一方で，気候が寒冷化すると植物が枯れ，軽い炭素が空気中に放出されることによって大気の安定炭素同位体比値は，相対的に低い値を取るようになる．この時，植物の安定炭素同位体比値と大気の安定炭素同位体比値の差は一定であるとする．このことを利用して，植物の安定炭素同位体比を調べることで，その植物が生育していた時期の大気の安定炭素同位体比変動を知ることを目的とする．

3. 研究地域

IODP Expedition317 次航海は，ニュージーランド南島東方沖に位置するカンタベリー堆積盆地で，陸棚上で 3 か所（それぞれ水深 84m，113m，122m），陸棚斜面上で 1 か所（水深 344m）の掘削をおこなった．これは縁辺海域における堆積サイクルを支配する汎世界的海水準変動と，地域的なテクトニクスの相対的重要性の理解を目的として計画された．サイト U1352 は，堆積間隙の少ない沖合の陸棚斜面において，年代軸を設定する目的で掘削され，コアの回収率は掘削深度 550m より上位ではほぼ 100%であった．

4．試料と研究手法

本研究では，サイトU1352Bの深度0から500mより約2m間隔で泥岩試料を選び，安定炭素同位体比の測定を行った．泥岩試料に6molの塩酸を0.5ml加えて無機炭素を除去し，さらに蒸留水を加え乾固させる作業を2週間行う．この試料を20mg前後を完全燃焼させることで発生させた二酸化炭素の安定炭素同位体比を測定する．使用機器は元素分析装置（FlashEA1112）と質量分析計（DeltaV，advanced）である．Expedition 317 Scientists(2010)によって求められている堆積速度によると，試料間隔は約10,000年にあたる．

5. 結果および考察

同じ試料のTOC・TN分析の結果から求められたC/N比は，3～5前後の値を取る．このことから，試料中の有機炭素は海洋プランクトン由来のものが主体であると考えられる．一方，今回測定を行った安定炭素同位体比値は，－20.33～－26.15‰間を取る．同じコアから求められた底生有孔虫殻の酸素同位体比曲線から求められた年代モデル（Hoyanagi et al. in prep.）を用いて，この安定炭素同位体比変動の横軸を年代に変換して両者を比較した結果，両者はほぼ同じような変動傾向を見せた（図1）．

このことから有機炭素の安定同位体比曲線は，海水準変動を示すとされる酸素同位体比曲線と対応が可能であり，過去の気候変動による影響を受けていると考えられる．また，一部に両者の変動にずれが生じているが，その要因の一つとして，それぞれ影響を受けている変動が異なっている可能性が考えられる．さらに，LR04 stack（Lisiecki and Raymo,2005）との対比も行った結果，高い精度でMISとの対比が可能であった．特に，酸素同位体比曲線では確認できなかったMIS3と4のピークが，有機炭素の安定同位体比曲線からは認識できた．これらのことから，南半球の陸棚斜面堆積物中の有機炭素の安定炭素同位体比変動は，海水準変動などの地球環境変動と対応して変動しており，年代決定や環境変動解析に有用であると考えられる．

6. 文献

Expedition 317 Scientists, 2010 , *IODP Prel. Rept*.doi: 10.2204 iodp. pr. 317.

Lisiecki L. E. and Raymo M. E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

Lu, H., and Fulthorpe, C.S., 2004. Controls on sequence stratigraphy of a middle Miocene– Holocene, current-swept, passive margin: Offshore Canterbury Basin, New Zealand:*Geological Society of America Bulletin*, 116 (11):1345–1366.

Omura and Hoyanagi, 2004,Relationships between composition of organic matter, depositional environmens, and sea-level changes in backarc basins, central Japan. *Jour. Sediment. Res.*, 74, 620-630.

Rau, G. H., R. E. Sweeney, and I. R. Kaplan. 1982. Plank- ton $^{13}C/^{12}C$ change with latitude: differences between northern and southern oceans. Deep-Sea Research 29:1035-. 1039.

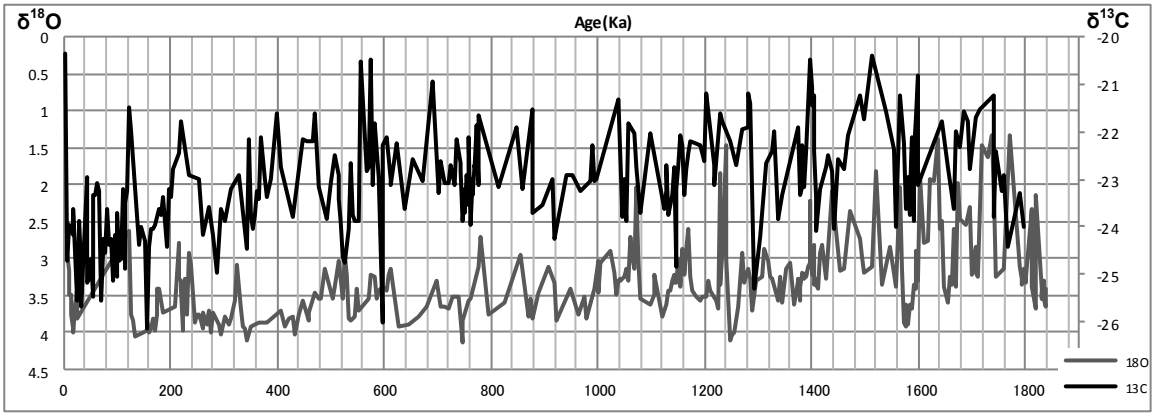


図 1：酸素同位体比曲線と安定炭素同位体比曲線の対比．横軸は年代(Ka)である．1Ka＝1000 年

正確で精度の高いC14年代測定

Radiocarbon Dating with Accuracy and Precision

BETA

Beta Analytic
Radiocarbon Dating
www.radiocarbon.com

- データにいつでもどこでもオンラインアクセス可能
- すべての報告に品質管理レポートを添付
- 迅速な測定と対応　• ISO-17025

price AMS　7営業日:¥57,225　4営業日:¥171,675

日本総代理店　株式会社地球科学研究所

http://www.radiocarbon.com/jp/　sumi@radiocarbon.jp

phone 052 802 0703　　fax 052 805 6383

Australia　Brazil　China　India　Japan　Korea　UK　USA

MEIJI TECHNO

POLARIZING MICROSCOPE

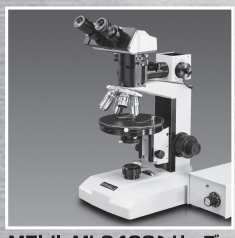
偏光顕微鏡

MEIJI ML9000シリーズ
偏光顕微鏡

メイジテクノのML9000シリーズは、透過照明のみの高性能中級偏光顕微鏡です。偏光顕微鏡に求められる全ての機能を備えています。鏡筒の違いにより、3モデルがあります。

■**ML9100** 単眼型 定価¥340,000
■**ML9200** 双眼型 定価¥390,000
■**ML9300** 三眼型 定価¥400,000

（写真はML9300です。）



MEIJI ML9400シリーズ
偏光顕微鏡

メイジテクノのML9400シリーズは、透過・反射両照明装置を装備したコストパフォーマンスに優れた偏光顕微鏡です。鏡筒の違いにより、3モデルがあります。

■**ML9410** 単眼型 定価¥430,000
■**ML9410** 双眼型 定価¥480,000
■**ML9410** 三眼型 定価¥490,000

（写真はML9420、
オプションの100X対物レンズ付です。）

MEIJI ML9700シリーズ
偏光顕微鏡

メイジテクノのML9700シリーズは、アナライザーがスライダータイプで360°回転が可能です。従って、セナルモンコンペンセータ（別売）等を装備することにより、高分子フィルム等のレターデーションの正確な測定が可能な測定顕微鏡としてもご利用頂けます。鏡筒の違いにより2モデルがあります。

■**ML9720** 双眼型 定価¥450,000
■**ML9730** 三眼型 定価¥460,000

（写真はML9720です。）

MEIJI EMZ-5POL-2
ズーム式実体偏光顕微鏡
LED照明モデル

メイジテクノのEMZ-5POL-2はズーム式実態顕微鏡（LED証明型）に回転ステージと偏光装置を装備した、岩石薄片や鉱物標本を観察するための実体偏光顕微鏡です。
ベースの薄型LED透過照明で、広い視野全体に鮮明像が得られます。

総合倍率：7.0から45X
■**ENZ-5POL-2** 定価¥349,000

※価格は税抜価格です。

メイジテクノの製品は日本製です。
メイジテクノは顕微鏡の専門メーカーです。
メイジテクノの製品は自社工場で製造します。
メンテナンス、アフターサービスは万全です。

ご請求あり次第カタログをお送りします。

日本顕微鏡工業会会員
メイジテクノ株式会社
〒354-0043　埼玉県入間郡三芳町竹間沢322-1
TEL：049-259-0111　FAX：049-259-0113
E-mail ： meiji@meijitechno.co.jp

ISO9001
JQA-QMA10273

MEIJI TECHNO

http://www.meijitechno.co.jp