日本堆積学会　2014 年山口大会

プログラム・講演要旨

2014 年 3 月 14 日–17 日

山口大学吉田キャンパス

日本堆積学会

後援：山口大学理学部

協力：美祢市・美祢市教育委員会

日本堆積学会　2014 年山口大会　プログラム

<日　時>　2014 年 3 月 14 日（金）－ 17 日（月）

14 日（金）：ショートコース

15 日（土）：個人講演，特別講演，総会，懇親会ほか

16 日（日）：個人講演，シンポジウム，顕彰，堆積学トーク・トークほか

17 日（月）：巡検（日帰り）「石炭－ペルム系秋吉石灰岩の礁相・礁湖相・陸上露出相」

<会　場>

山口大学吉田キャンパス大学会館ほか

山口大学吉田キャンパスへのアクセス：http://www.yamaguchi-u.ac.jp/info/13/616.html

大学会館へのアクセス（6 番）：

http://www.yamaguchi-u.ac.jp/library/user_data/upload/Image/map/campus-yoshida-ja.pdf

http://www.yamaguchi-u.ac.jp/library/user_data/upload/Image/map/campus-yoshida-ja.jpg

3 月 14 日（金）

<ショートコース：イメージスキャナを用いた砂層のファブリック解析（実習）>

砂層断面はぎとり試料のスキャン画像を用いて，砂粒子長軸方位の計測を行い，データの集計とマッピングなどを行います．そのためノート PC を持参する必要があります（PC には，あらかじめエクセルと ImageJ をインストールしておいて下さい）．

講師：宮田雄一郎 氏

場所：山口大学 理学部本館 3F 学生実験室

3 月 15 日（土）　会場：山口大学吉田キャンパス大学会館

8:55– 9:00　会長挨拶　武藤鉄司

<口頭発表の部>

【座長：小松侑平】

O1　9:00–9:15　常磐地域沿岸域～常磐沖海域における前期中新世の分散システム

荒戸裕之・保柳康一・古内　薫・小林由季・関めぐみ・中村めぐみ

O2　9:15–9:30　西南日本白亜紀中期の堆積盆における砂岩組成変化とその意義

別所孝範

O3　9:30–9:45　新潟県三川地域中新統津川層の堆積相とシーケンス層序

成沢紗也佳・栗田裕司

O4　9:45–10:00　差別的水深条件下の二粒径混合堆積物によるデルタの応答

西川信秀・武藤鉄司

休憩（10:00–10:10)

【座長：櫻井皆生】

O5　10:10–10:25　地中レーダ（GPR）からみる網状州の発達様式

岡崎浩子・郭　栄珠・田村　亨

O6　10:25–10:40　遠州トラフにおける安乗口海底谷埋積物の三次元サイスミック地形学的特徴

小松侑平・鈴木清史・藤井哲哉

O7　10:40–10:55　三次元サイスミック地形学と FMI ファシス解析による三陸沖前弧堆積盆北西部の始新統〜漸新統河川〜デルタシステムの検討

高野　修・辻　隆司・西村瑞恵・山田泰広

休憩（10:55–11:05）

【座長：西田尚央】

O8　11:05–11:20　Hurst 指数を用いたタービダイトサクセッションの層相解析

石原与四郎・木俣圭佑・高野　修

O9　11:20–11:35　日本海信濃川・阿賀野川沖堆積物表層コアに見られる，20 世紀後半の堆積速度変化

白井正明・大村亜希子・林崎　涼・宇津川喬子・丹羽雄一

O10　11:35–11:50　ベトナム南東部ムイネーにおける過去数十年間の砂丘移動速度

田村　亨・斎藤文紀・Nguyen Van Lap・Ta Thi Kim Oanh・Mark D Bateman・Colin V Murray-Wallace・佐藤明夫

<ポスター発表ショートトーク（奇数番号）>　11:50–12:06

1 件あたりの講演は 1 分以内とします.

【座長：山口直文】

P1　肘折カルデラ周辺における火砕流・サージ・ラハール堆積物の地中レーダ探査

片岡香子・明野智一・長橋良隆

P3　埋め立て土の堆積相

小松原純子

P5　多サイクル海水準変動のもとでの河川デルタ系移動境界の挙動: 1D 水槽実験

西田大海・武藤鉄司

P7　海底活断層帯の海底堆積物コアに認められた変形構造

仁科健二・内田康人・輿水健一・向山建二郎・荒井良祐

P9　バックセットユニットの累重を示す塊状タービダイト砂層の粒子ファブリック

下梶秀則・宮田雄一郎

P11　石筍酸素同位体比に記録された後期更新世の数千年スケールの変動：岐阜県中部の例

狩野彰宏・曽根知実・奥村知世

P13　2011 年東北地方太平洋沖地震津波による仙台湾の極浅海域での海底地形変化

後藤和久・有働恵子・菅原大助・武田百合子

P15　日本海側の沿岸からの津波イベント認定の試み（予報）

髙清水康博・卜部厚志・片岡香子・川上源太郎・仁科健二・平川一臣

P17　磁気異方性を用いた東北地方太平洋沖地震の津波堆積物の堆積過程

昆　周作・飯嶋耕崇・中村教博・菅原大助・後藤和久

P19　砂質堆積物の X 線 CT 画像の処理手法の検討

場谷　徹・横川美和・中野　司・上杉健太朗

P21　岩盤上のサイクリックステップの形成過程についての実験的研究

京極晃年・小寺　彰・横川美和・泉　典洋

P23　石灰質堆積物によるステップ地形形成に関する実験的研究

下西達也・横川美和・Kim Wonsuck・泉　典洋・Parker Gary

P25　波浪影響下のデルタフロントにおけるサイクリックステップ起源のフォーセット成層構造

田邉一歩・武藤鉄司・関口智寛

P27　蛇行モデル実験における粘着性と飽和度による河道形態の違い

吉田一希・宮田雄一郎

P29　混濁流内部の混合粒径の浮遊砂濃度分布：水槽実験による検討

姚　奇峰・成瀬　元

P31　水槽実験による海底チャネル発達条件の検討

佐藤亘孝・成瀬　元

昼休み（12:06–13:05）

<ポスター発表の部>　13:05–14:10

ポスターは 3 月 15 日（土）8 時 30 分より掲示できます．3 月 16 日（日）の 17 時 00 分までに撤収をお願いします．

<口頭発表の部>

【座長：川村喜一郎】

OP1　14:10–14:55　特別講演：オリストストロームとメランジュの今日的問題

小川勇二郎

【座長：小松原純子】

O11　14:55–15:10　モンゴルの年縞湖成層のラミナレベル解析：白亜紀中期“超温室期”の数年～数十年スケール気候変動の解明に向けて

長谷川精・安藤寿男・太田　亨・長谷川卓・山本正伸・長谷部徳子・村田崇行・　新谷広紀・Li Gang・Ichinnorov Niiden・西本昌司・山口浩一・岩間由希

O12　15:10–15:25　異なる地表植生下における鍾乳石成長過程の相違－南大東島を例として－

鹿島美香・佐藤祐也・吉村和久・嶋田　純・松田博貴

O13　15:25–15:40　生物の働きによって形成される石灰岩ダム地形

泉　典洋・Gary Parker

休憩（15:40–15:50）

【座長：吉河秀郎】

O14　15:50–16:05　渡良瀬川支流を例にした砂礫の岩質と円磨度変化に基づく砂の生成過程の推定

宇津川喬子・白井正明

O15　16:05–16:20　EBSD を用いた砂粒子配列の 3 次元分析

石丸卓哉・成瀬　元

O16　16:20–16:35　ヘリカル X 線 CT によるボーリングコアの 3 次元堆積構造観察

大嶋章浩・原口　強・田尻雄大

O17　16:35–16:50　基本的（初歩的）知識を振り返る－砕屑性堆積物の観察・研究にあたっての要諦

志岐常正

<総会>　17:00–18:00

<懇親会>　18:30–20:30（会場：ホテルニュータナカ）

3 月 16 日（日）

<口頭発表の部>

【座長：阿部朋弥】

O18　8:45–9:00　細粒タービダイトの構造と堆積過程

池原　研・宇佐見和子・西田尚央

O19　9:00–9:15　円磨度組成を用いたリアス式海岸からの津波堆積物の認定

髙清水康博・飯吉麻衣子・卜部厚志

O20　9:15–9:30　2013 年 7 月の豪雨に伴い山口市阿東に形成された洪水堆積物の堆積学的特徴

山田昌樹・飯嶋耕崇・昆　周作・後藤和樹・寺島はつき・藤野滋弘

O21　9:30–9:45　宮崎平野における津波堆積物と隆起イベント（予察）

市原季彦・木下博久・山田圭太郎・株式会社加速器分析研究所

休憩（9:45–9:55）

【座長：山田昌樹】

O22　9:55–10:10　北海道南西部奥尻島で認められた津波堆積物の堆積学的特徴

加瀬善洋・仁科健二・林　圭一・川上源太郎・輿水健一・髙清水康博・

嵯峨山 積・渡邊達也・高橋　良・廣瀬　亘・大津　直・石丸　聡・

深見浩司・田近　淳・卜部厚志

O23　10:10–10:25　2011 年東北地方太平洋沖地震津波による浅海底津波堆積物：仙台湾南部浅海域での調査結果

吉河秀郎・金松敏也・坂本　泉・藤巻三樹雄・八木雅俊・

井村理一郎・根元謙次・後藤和久・阪口　秀

O24　10:25–10:40　2011 年東北沖津波に伴う堆積土砂量の地形別特徴

阿部朋弥・後藤和久・菅原大助

休憩（10:40–10:50）

【座長：加瀬善洋】

O25　10:50–11:05　津波堆積物の層厚の支配要因　―2 パーセント問題―

後藤和久・菅原大助・柳澤英明

O26　11:05–11:20　津波堆積物はなぜ薄いのか？－流れの浮遊砂キャパシティ問題再考－

成瀬　元・後藤和久・菅原大助

O27　11:20–11:35　堆積粒子の巻き上げに伴うエネルギー散逸を考慮した津波土砂移動の計算と検証

菅原大助・成瀬　元・後藤和久

<ポスター発表ショートトーク（偶数番号）>　11:35–11:52

1 件あたりの講演は 1 分以内とします.

【座長：長谷川精】

P2　伊勢湾南西部櫛田川河口におけるウォッシュオーバー・ファンとその形態

中条武司

P4　表層地質情報から推定した大阪堆積盆地北部の地下構造
櫻井皆生
P6　液状化によらない砂層の流動変形　―上総層群梅ヶ瀬層タービダイト砂層の例―
田中恭平・宮田雄一郎
P8　ガスを含んだ砂層の強度と変形様式
宮田雄一郎・田中恭平
P10　石炭ーペルム系秋吉石灰岩の堆積相と陸上露出組織・シーケンス境界
中澤　努・上野勝美・藤川将之
P12　人工構造物が津波堆積物と逆級化層形成に与える影響
飯嶋耕崇・箕浦幸治・後藤和久・菅原大助・阿部朋弥
P14　持ち運び可能な教材用津波演示装置の開発
杉山諒介・横川美和
P16　東日本大震災後の八戸沖と仙台沖の水深 2000 m までの海底の比較
藤井美南・川村喜一郎・豊福高志・小栗一将・金松敏也・
新井和乃・村山雅史
P18　カディス湾（スペインーポルトガル）泥質コンターライトの微細組織
西田尚央・Hernández-Molina, F.J.・Stow, D.A.V.・Alvarez-Zarikian, C.・
IODP 第 339 次航海乗船研究者
P20　数値実験による砂丘形態の変形
勝木厚成
P22　2013 年台風 18 号の増水によって京都府南部木津川の高水敷にできたベッドホーム
坂本隆彦
P24　アンティデューンとサイクリックステップの形態比較
横川美和
P26　カナダ・ブリティッシュコロンビア州の河口デルタ上に見られるサイクリックステップ
の形態
山本真也・横川美和・Hughes Clarke John・泉　典洋
P28　奥行きカメラを用いた水面の可視化の検討
西田　巧・横川美和・西口敏司
P30　陸上に遡上した津波の堆積過程：水槽実験による予察的検討
山口直文・関口智寛
PS1（シンポジウム）　海底地すべりの発生メカニズム–南海トラフと日本海溝–
川村喜一郎・金松敏也
PS2（シンポジウム）　宮崎層群高鍋層に発達する含礫泥岩を伴う海底地滑り堆積物
鈴木祐一郎

昼休み（11:52–13:00）

<ポスター発表の部>　　13:00–14:05

ポスターは 3 月 15 日（土）8 時 30 分より掲示できます．3 月 16 日（日）の 17 時 00 分までに撤収をお願いします．

シンポジウム「海底地すべり：その発生する環境と今後の課題」

コンビーナ：森田澄人・山田泰広・川村喜一郎

14:05–14:10　趣旨説明　森田澄人

【座長：山田泰広】

OS1　14:10–14:25　南海トラフ上部陸側斜面に発達する地すべり層の流動過程:磁気ファブリックによる解析

金松敏也・川村喜一郎・北村有迅・Beth Novak・Michael Strasser

OS2　14:25–14:40　仙台沖における現在活動的な海底地すべりの可能性を考える

仁田　彩・笠谷貴史・川村喜一郎

OS3　14:40–14:55　緩傾斜陸棚斜面における大規模海底地すべりの分布と構造　～下北半島沖三次元反射法地震探査に基づく研究～

中村祐貴・森田澄人・芦寿一郎

OS4　14:55–15:10　天然ガスと海底地すべりの相互作用シナリオ

森田澄人

休憩（15:10–15:20）

【座長：森田澄人】

OS5　15:20–15:35　第二渥美海丘で見られた海底すべり体の密度構造

鈴木清史

OS6　15:35–15:50　デコルマの発達様式から類推する海底地滑りの発生様式

氏家恒太郎

OS7　15:50–16:05　モデル実験に見る斜面崩壊パターンと海底地すべりへの応用

山田泰広・中桐寛仁・松岡俊文

OS8　16:05–16:20　海底地すべり様式の時空間変化：陸上露頭から何が見えるのか？

山本由弦

16:20–16:45　総合討論　司会：森田澄人

<事務連絡>　16:45–16:50

<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>　16:50–17:00

休憩（17:00–17:10）

<堆積学トーク・トーク>　17:10–19:00　「ススメ！海底地すべり学」

注意事項

〈口頭発表〉

*一般講演の口頭発表は発表 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．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 15 日と 16 日の 2 日間にわた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 170 cm，横 82 cm です．

*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．3 月 10 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．

OP1

オリストストロームとメランジュの今日的問題

Modern topics on olistostrome and mélange

小川勇二郎

Yujiro Ogawa

連絡先：fyogawa45@yahoo.co.jp

１．はじめに

地球科学には多くの手法と解法があるが，地質学は地球の現象を四次元的に観察し，そのプロセス・メカニズム・将来予測を研究する学問である，と簡単には定義されよう．その中で，堆積学では過去のありさまを実験的に再現可能であり，さらに理論的にも説明可能である，という特徴を持っている．このようなレベルにまで引き上げた堆積学者の努力に敬意を払いたい．

２．プレートテクトニクス前夜から 2013 年までの状況

1960 年代後半から 1970 年代のいわゆるプレートテクトニクス革命は，従来のスタティックな地質学の概念を破って，水平方向の移動や水平方向の最大圧縮主応力ないし最大短縮歪を持つ現象を，テクトニクス的に意義のあるものとしてダイナミックに解明したという偉大な功績を遺した．近年では，さらに地球最深部にまで起源をもつプルームテクトニクスへと発展し，年代測定や化学分析技術の進歩とも相まって，46 億年の地球史を具体的に解明しつつある．この革命前夜に地質学を学び始めた筆者の世代と，それ以降の皆さんとの間には，先入観的教育の差は歴然としている．しかし，依然として重力の作用の重要性は残っている．

その当時，新しい概念と用語が登場し，従来未解明であった現象がさまざまに解釈されるようになった．その中で，依然として今日興味深い話題を提供しているのが，オリストストロームとメランジュである．前者は，それまでも使われていたスランプ堆積物や地すべり堆積物に限りなく近いものであり，解釈を含む用語（重力による地すべり性堆積物の中で，規模が大きく，時として堆積盆地の外部からのブロックを含むなど）である．一方，後者は，訳出が必要なほど新しい概念であった．それは，混在岩，乱雑岩などと訳されたが（中国では，混雑岩と使われるようである），メランジュが，ケーキ用語のメレンゲなどを連想する新鮮味があったためか，日本でもそのままのフランス語発音で使われるようになった．現在では，成因を特定しない範囲で，ブロックやフラグメント（合わせてクラスト）がマトリックス（基質）に乱雑に含まれる岩相に関して使われるようになっている．（成因を特定しないというのは，成因を含めた用語を認めると，岩相だけによる記載用語ではなくなり，用語に解釈が含まれることになり，研究者によって使用法や意味が異なることになるからである．）重要なことは，オリストストロームは，重力による変形のうち，地すべり的な下方への動きを明らかにした場合使用可能である．一方，メランジュにはさまざまな要因が考えられる．メランジュでありかつオリストストロームと解釈できる，という場合も多い．

こうして，用語が定着し始めると，それまで解釈が難しかった露頭の説明に頻繁に使われるようになった．ある場合には，よくは分からないがそれらしい，という場合に好んで使われるようになり，研究者ごとに異なる用法なども生じた．そうなると，あとは混乱の一途である．また，メランジュだ，いやオリストストロームだ，などと入り乱れた状況になった．学問の初期には，こうした混乱はしばしばあることである．

しかし，便利な用語であること，それを使うことによって，従来の説明よりもより具体的なイメージをしやすいことなどにより，これらの用語を巡っての研究会も頻繁に開かれるようになり，特集号も何冊も出版された．それらを今見ると，当時の熱っぽい雰囲気を理解することができる．問題は，グローバルに意義付ける必要がある地質学に，余計な混乱を持ち込まないこと，国や地域ごとに異なる用法とならないことなどがあるが，最も重要なのは，解釈抜きの記載的用語と，解釈を含んだ用語との間に，実証的に検証可能な方法論を持つことである．これはどういうことかというと，記載的用語だけでは，その学問に面白みがないので，研究者は毎回，プロセスだけでなく（それは多くは幾何

学的（ジオメトリック）なものや，運動学的（キネマティック）なものである），ダイナミック（動力学的）なものとしてメカニズムを解明したいからである．Darrel Cowan は，かつてメランジュ・シンポジウムでこう語っていた．すなわち，メランジュは起源が不明なカオティックなものに使うべきであり，いったんメカニズムが判明したら，その岩体はもはやメランジュではない，と．けだし名言である．（私も，1980 年代の後半，四国の四万十層群のある地域を学生とともに調査していた．砂泥互層が著しく乱雑化したいわゆるメランジュであった．当時は，セディメンタリー・メランジュ（つまりオリストストロームとほぼ同義）か，それともテクトニック・メランジュ（つまりブロークン・フォーメーションとほぼ同義；これらのベターな用語法については，後述）かが，焦点になっていた時期である．ほかの人と同じ用語や解釈ではつまらないと思い，詳しい状況を調べていた．そうしたら，それは変成岩などで複数のステージの変形に見られるいわゆる transposed structure であることを突き止めることができた．つまり，もはやどんなメランジュでもなく，単にそう呼ぶべきであると主張することができた．要するに，テクトニック・メランジュとしたものが，ブロークン・フォーマーションと判明したならば，テクトニック・メランジュとだけするよりもベターなのである．

こうした研究の発展は，ひとたびまとめられると，コロンブスの卵然として，その後はルーティンワークとなり，方法論の確立となる．しかし，地質学はケーススタディーから出発し一般化へと向かうものなので，露頭の状況（広がり）に大いに依存している．イタリア北部（ボーローニャ地域など）では，そのままの状態で好露頭が続いている．現地の研究者 (G. Andrea Pini, Andrea Festa ら) は，それらを最大限に利用して見事な成因論を展開している．しかし，それ以外の好条件の場所もあり，そこではまた議論は振出しに戻るのである．

メランジュの最初のタイプロカリティーは，アングルシーの古典的なものを除くと，いうまでもなくカリフォルニア州のフランシスカン・メランジュである．1968 年に早くも Kenneth Hsu は，これがプレートの沈み込みによる海溝陸側斜面下でのテクトニックなメランジュであろう，と看破していた．まさに慧眼というべきである．そのメランジュの典型は，ダイアブロ山地，ティビュロン半島，ゴールデンゲートブリッジ北方などのほかに，なんといってもサンシメオン海岸である．Ken Hsu のあとを受けて，Darrel Cowan (1978) のオリストストローム説，Cloos (1982 以降の多くの論文) のサブダクション・チャネル説（リターンフロー説；ダイアピリック説でもあるが，その中でのテクトニック・メランジュ説である）などが展開された．Cowan が見かけの変成度がブロックとマトリックスとで異なる（前者はブルーシスト，グリーンシスト相に対して，後者はいかにも生，ただし，ローソナイトができていてブルーシスト相でもありうるとの考えと，いやプレーナイト・パンペリーアイトの組み合わせで一段と低いとの考えとがある）ことと，ブロックが圧密による堆積性の変形しか受けていないと考えたことによる．一方，Cloos は，サブダクション・チャネル内部でのスラスト・シアと重力による落下（ストークスの法則による）の組み合わせの変形を考え，小規模なブルーシスト・ブロックが上昇し，浅い個所で泥質マトリックスと混交するプロセスを考えた．これは，ごく最近の，Ukar (2012), Ukar & Cloos (2013) の詳細な変成作用（特に，ブルーシストの蛇紋岩境界におけるメタソマティズムによるアクチノライトの被殻（rind ラインドの形成）を重んじた．実際，これらの変成岩を調べると，鉱物の反応や出現順序からはアクチノライトからグロコフェーンを経てパンペリーアイトへと向かう（おそらく反時計回りの）後退変成作用が見て取れる（Ogawa, Mori & Tsunogae, submitted）．

そのブロックは著しい破砕を受けており，角礫状化が著しい．また，マトリックスと同じフィライトの組織を持つ泥質岩を取り込んでいて，ブルーシストが後退変成作用とともに，著しいシアの場での交代変形作用も受けていることが明らかとなった．こうなると，すべてのプロセスを堆積起源に求めるのは無理があり，産状の大半は，何度もの変成・変形ステージを含むシアによる上昇をうかがわせる．つまり，サンシメオンのフランシスカン・メランジュの，具体的なプロセスとメカニズムの解明に，大きく前進したといえる（上記 Ogawa et al. の文献）．

そのほかに，筆者が知るメランジュのタイプロカリティーとして重要なのは，トルコのアンカラメランジュ（小川未発表資料）と嶺岡帯のメランジュ（Mori et al., 2011），および日本の美濃帯や四万十帯におけるメランジュである．（前 2 者は断層帯，後 2 者は付加体である．）日本では，お家芸の微化石による年代が，ブロックとマトリックス双方から知られていて，時代ごとの意味合いが十分に解明

されている．そのような場所は，世界にはほとんどないと言ってよい．フランシスカンのブルーシスト・ブロック・メランジュと比べると，明らかにエキゾッチックと思われる岩体がないのが，今一歩注目されない点ではあるが，ここへきて，脇田浩二氏によって「海洋プレート層序メランジュ (OPS mélange)」が提唱されつつある（GSA Cordilleran Section, 2013; Wakita, submitted）．

３．露頭での産状の実験的研究に基づく説明と将来の展望

こうして，露頭の産状の説明のさまざまな観点からの検討は実を結びつつあるが，より実証的に地質現象を解明するには，産状の実験的説明が不可欠である．それには，砂泥互層の変形を取り上げるのがよい．筆者は協力者とともに，この 7 年間様々な個所での砂泥互層の変形を見てきたが，上記サンシメオンのフランシスカン・メランジュでは，いわゆる泥質マトリックス・メランジュと周辺のタービダイトとの関係，および変形の違いなどにも注目した．従来，タービダイト（単純な斜面堆積物と考えられていた）の構造マッピングはなされていなかったが，上下判定の結果，複雑な等斜褶曲とスラストによる，いわゆるシュッペンないしデュープレックス構造をとること，おそらく海溝タービダイトであろうということを明らかにした（上記論文）．また，タービダイトは大々的に流動化していること，泥質基質メランジュはこのタービダイトに 2 段階のステージで注入していること，それらにはさまざまな角礫化が水圧破砕によって生じていること（従来多くが堆積性の礫岩と誤認されてきた），なども明らかになった．このことから，砂泥互層の変形とメランジュの最終的配置には密接な関係があること，メランジュは付加体の一員でもあること，なども明らかになった．

では，実験的研究にはどのようなポイントがあるだろうか？泥質，砂質堆積物は，当初 70–80%もの間隙を持ち，それは水で占められている．それが固結する過程で圧密し，組織を変えつつ排水される．それはいわば土質力学的な変形であり，地質学，地盤工学では古典的な研究方法であった．ケンブリッジのケム川で採れる粘土を用いて排水，非排水の圧密実験を行って，いわゆるカムクレイ・セオリーが提唱されたのが 1986 年前後であるから (Jones & Addis, 1985 ほか ; 図 1), かれこれ 30 年近くも経った．それを現世の付加体の新鮮な掘削コア（バルバドス）に応用したのが，ウェールズ大学アベリストウィス校の Alex Maltman 一派である (Bolton & Maltman, 1998)（図 2, 3, 4）．彼らは，排水あるいは非排水時の間隙水圧の大小と，変形の様式および組織の変化を結び付け，バルバドスのデコルマンの粘土岩（中新世）の SEM による組織とを比較した．よく知られるように，間隙水圧を考慮しない変形では，浅い所では変形の様式は封圧によるが，間隙水圧が高い場合は，封圧からそれを引いた有効応力が効いてくる．つまり，もし間隙水圧が非常に大きいと，有効応力は非常に小さい値となり，より浅い所での変形と類似の様式となる．その効果によって，引張り（伸長）割れ目やせん断割れ目（スケーリークレイもその一種）が起きやすくなり，水圧破砕も生じやすい．その偏差応力が短周期でもたらされると（地震時の振動などによって），液状化や噴砂となる（辻・宮田，1987）．その時，泥はすでにある程度固結していて流動化しにくい（三浦層群などで典型的に見られる現象 ; Hanamura & Ogawa, 1993; Yamamoto et al., 2009）．一方，やや深い所での砂泥互層の変形では，泥が圧力を増し流動し，砂岩はむしろ流動はするものの引張り割れ目（ブーダン）や，粒子同士の移動変形による流動にとどまり，いわゆる pinch-and-swell structure, lens structure などとなる．日本の付加体研究者が日常的に観察していたこれらの産物は，フランシスカン・メランジュでは見過ごされてきた．砂泥互層のこうした砂（岩）と泥（岩）との差別的な変形が，深さ（あるいは有効応力）で逆転する現象は，もっと注目されてよい．また，それをもたらす間隙水の量（間隙率）と，間隙水圧の変化（特に急激な上昇）および変形履歴や岩相により異なる変形反応は，十分に検討されてよい．それには，砂泥互層の浸透率（現実的には，透水係数で十分）が効いてくる．透水係数は速度の次元を持っているので，変形（あるいは歪）速度とパラレルである．つまり，変形が速いか，水の移動が速いかの勝負となる．変形のダイナミックなありさまに間隙水の挙動が最も関係する状況を見て取れる．

こうして，露頭で見られる多くの変形が，実験的に説明可能な現象として理解される．今後は，こうした土質力学的な議論を露頭規模の観察に直接応用できることになるだろう．さらに，日本での理論，実験，観察を通した詳細な研究が，世界のタイプとなるだろう．

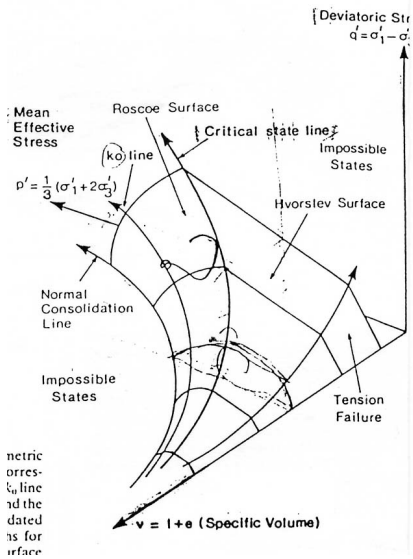


図 1. Jones & Addis (1986) によるカムクレイ・セオリーに基づく土質力学的変形ダイアグラム．3 次元のそれぞれの軸は，平均有効応力，偏差応力，間隙比である．この 3 つが，主要なファクターである．

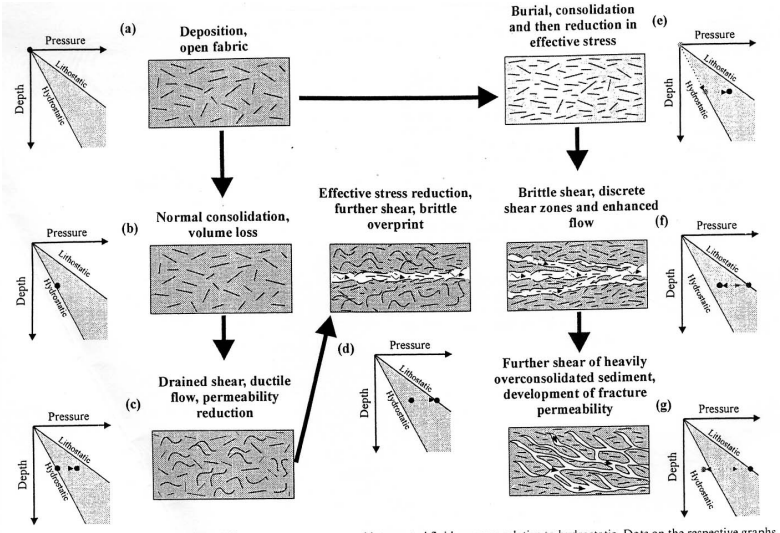
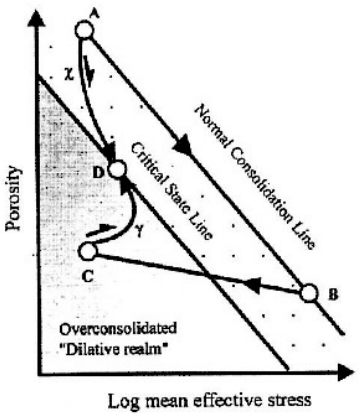


Fig. 14. Diagrammatic illustration of the different structures seen, and interpreted fluid pressure relative to hydrostatic. Dots on the respective graphs indicate the fluid pressure at the onset of shear. See text for further details.

図 2. Bolton & Maltman (1998) による実験と組織の対応．変形プロセスにおいて，弾性的変形と塑性的変形の組み合わせに，間隙率の変化（組織の変化に対応）が関連する．

図 3. 同．A から出発した泥質岩の変形プロセスにおける経路．A から B を経て C, D に至るのが，一般の変形（正規圧密条件下）．一方，A から D へ向かうと，未圧密のまま，排水，組織の変化を伴う変形となる．この間に，前者では B から C, D で歪軟化とダイレイタンシーが，後者では歪効果とともに組織の連続的な扁平化が起きている．どちらも，最後は，クリティカル・ステイトとなる．



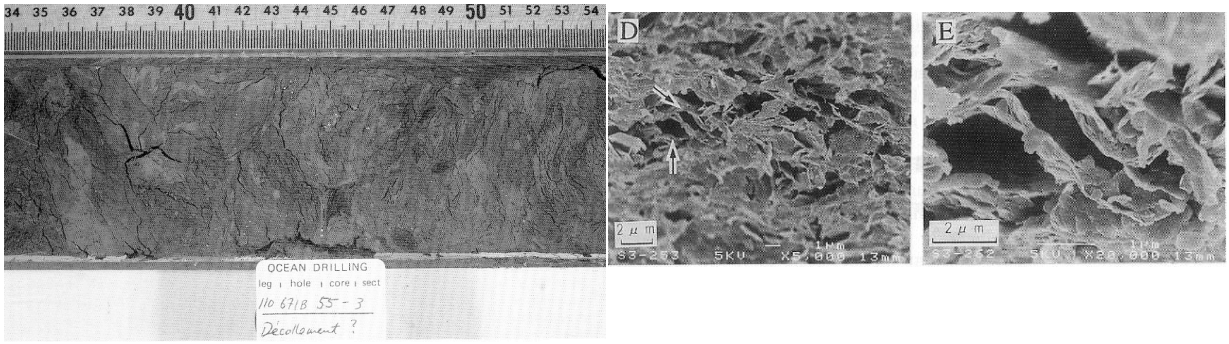


図 4. バルバドスにおけるデコルマン面（中新世）のスケーリークレイのありさま．詳しくは，Takizawa & Ogawa (1999) を参照のこと．SEM 像は凍結乾燥試料を用いている．

＜引用文献＞ Bolton & Maltman, 1998, *Mar. Petrol. Geol.*, **15**, 281; Cloos, 1982, *GSA Bull*, **93**, 330; Cowan, 1978, *GSA Bull*, **89**, 1415; Hanamura & Ogawa, 1993, *Island Arc*, **2**, 126; Jones & Addis, 1985, *Mar. Petrol. Geol.*, **2**, 247; Jones & Addis, 1986, *J. Sturct. Geol.*, **8**, 575; Mori et al., 2011, *GSA Spec. Pap.*, **480**, 95; Takizawa & Ogawa, 1999, *J. Sturct. Geol.*, **21**, 117; 辻・宮田，1987, 地質雑，**93**, 791; Ukar, 2012, *Tectonophysics*, **28**, 568; Ukar & Cloos, 2013, *EPSL*, **377–378**, 155; Yamamoto et al., 2009, *Island Arc*, **18**, 496.

南海トラフ上部陸側斜面に発達する地すべり層の流動過程
:磁気ファブリックによる解析, IODP Expedition 333 Site C0018
Flow dynamics of Nankai Trough submarine landslide inferred from internal deformation using magnetic fabric, IODP Expedition 333 Site C0018

金松敏也（海洋研究開発機構）・川村喜一郎（山口大学）・北村有迅（鹿児島大学）
・Beth Novak(WWU), Michi Strasser (ETH)
Toshiya Kanamatsu (JAMSTEC), Kiichiro Kawamura (Yamaguchi Univ.),
Yujin Kitamura (Kagoshima Univ.), Beth Novak (WWU), Michi Strasser (ETH)
連絡先：金松敏也 (toshiyak@jamstec.go.jp)

IODP Expedition 333 により，地震発生と海底地すべりとの関係を理解するため NanTroSLIDE project として，南海トラフ Site C0018 において 314.2mbsf まで掘削をおこない 6 層の海底地すべり層(MTD1～MTD6)が掘削された．127-189mbsf に最も厚い海底地すべり層があり（MTD6），直上の広域テフラの噴出年代から，この地すべりはおよそ 100 万年前に起こったと推定される．この厚い地すべり層の上位では，比較的規模が小さな海底地すべり層と均質な粘土層が交互に堆積している．海底地すべり層で採取されたコアは著しく変形しており，海底地すべり滑動時の様々な変形構造が記録されている．一連の地すべり層の下位（189m 以深）では，タービダイト層が繰り返し堆積しており，海底地すべり発生時に堆積物の供給に劇的な変化が起こったことを示唆している(Henry et al,2011, Strasser et al., 2012)．各海底地すべり層の流動変形過程を特徴づけるため，帯磁率異方性による粒子配列の測定を行った．その特性は均一でなく，各層の中で，異なるシアーが発達し，流動から堆積するまでの過程を記録していると考えられる．多くの場合，地すべりユニットの上部は一部の岩相に無秩序層が認められるにもかかわらず，水平面に平行な磁気フォリエーションが認められ，下部にゆくほどシンプルシアーまたはピュアーシアーによる異方性が増す．一方，最大の層厚をもつ MTD6 では，大きく褶曲を繰り返すような構造の粒子配列が認められる．古地磁気で復元可能なシアーの方向を復元したところ，２方向が得られ，これは地すべり層が供給された方向と考えられる．こういった地すべり流動の形態や供給方向の違いは，分岐断層を含む南海トラフ陸側斜面の発達過程が反映されていると考えられる．

文献

Henry, P., Kanamatsu, T., Moe, K., and the Expedition 333 Scientists, 2012. *Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program,* **333.**, Tokyo (IODP-MI, Inc.).

Strasser, M., Henry, P., Kanamatsu, T., Thu, M.K., Moore, G.F., and the IODP Expedition 333 Scientists, 2012, Scientific Drilling of Mass-Transport Deposits in the Nankai accretionary wedge: First Results from IODP Expedition 333. IN. Y. Yamada et al., (eds.) *Submarine Mass movements and their consequences Advances in Natural and Technological Hazard Research*, **31,** 671-681.

仙台沖における現在活動的な海底地すべりの可能性を考える
Probability of an active submarine landslide off Sendai, northeastern Japan

仁田彩（山口大学），笠谷貴史（JAMSTEC），川村喜一郎（山口大学）
Sayaka NITTA (Yamaguchi Univ.), Takafumi KASAYA (JAMSTEC), Kiichiro KAWAMURA (Yamaguchi Univ.)
連絡先：仁田彩（sayakanitta@gmail.com）

2012 年 3 月，宮城県仙台沖を震源とする東北地方沖地震が発生した．その後震源域を中心に断続的に調査が進められており，この地震による深海域の地震断層や，地震に伴う変形構造が明らかにされてきた(例えば，Fujiwara et al., 2012)．本研究では 1000 m 以浅の浅海域において 2012 年 5 月に R/V「みらい」に搭載されたマルチナロービーム測深器(以下，MBES)とサブボトムプロファイラー(以下,SBP)を用いて，海底地形と海底下約 40 m までの地層構造が調査された．調査範囲は宮城県仙台沖の日本海溝から陸側に約 80～100 km 離れた，37° 40’ N から 38° 32’ N，141° 45’ E から 142° 33’ E で囲まれた範囲で東西に 3 本，南北方向に 18 本の SBP データが得られている．また同海域付近を震災前に調査している測線で，2004 年 8 月に R/V「かいれい」で自己浮上型海底地震計とエアガンを用いて取得された北東-南西方向に 2 本，北西-南東方向に 1 本のマルチチャンネル地震探査データとして得られている．本研究ではこれらの 3 種類のデータの詳細な解析を行った．

MBES データに基づいて作成された傾斜分布図から，東北-南西のリニアメントが北緯 38 度以南に集中する傾向が確認された．同時に得られた南北側線の SBP データでも同様に，38 度以南で活動時期が新しいと考えられる構造(埋没していない地層のずれや褶曲)が集中している．対照的に 38 度以北で取得された東西測線の SBP データでは，東経 142 度 30 分以東に多くの正断層センスのずれが見られるが，それより上部に新しい地層が堆積しているのが確認できる．これは活動年代が比較的古いことを示す．また，東西測線の SBP データで確認された地層のずれのほとんどが正断層センスであるが，南北測線では圧縮応力場によると考えられる褶曲が確認できる．

地形図上で確認できるこれらのリニアメントは，日本海溝に沿って並ぶ東に開いた馬蹄形の窪みに沿う様に，円弧を描き配列している．また，SBP データ上で地層のずれと確認されたリニアメントでは，リニアメントを挟んで東側(馬蹄形の窪みが深くなる側)の地層が下にずれている．

これらの結果から本調査地域は，北緯 38 度を境に，活動的である南の範囲と，非活動的である北の範囲に分けることができる．広域テクトニクスの観点から調査範囲を見ると，日本海溝は付加体を伴わず陸側他浸食される造構性浸食を起こす海溝といわれており，海溝周辺は引張場となるため正断層が発達する(Taira and Ogawa, 1991 など)．しかし，SBP でみられる一連の褶曲は，この地域が圧縮を受けていることを示唆している．SBP データ上のこの正断層センスと逆断層センスの変異の混在，傾斜分布図上の円弧上のリニアメントの存在，また，その東側が下盤になる地層のずれがみられること，更に今回使用したデータが海底面下最大 40 m までであることから，少なくとも調査範囲内の表層の堆積層は徐々に下方へり落ちていると考えられる．この範囲で圧縮場における変形構造と引張場における変形構造が混在している理由について以下の 2 つを考えている．１つ目は，地すべりの中間部分でトラップされている堆積物に，それより下部の堆積物が下方へ滑るより早く上部の堆積物が滑り，圧縮することによって発生する場合，2 つ目はすべり面が上に凸状を示しており，上盤に局所的な圧縮応力場が発生する場合である(Yamada and McClay, 2004)．

引用文献

Fujiwara, T., Kodaira, S., No,T., Kaiho, Y., Takahashi, N. and Kaneda, Y., 2012. The 2011 Tohoku-Oki Earthquake. Science, **334**, 1240.

Taira, A. and Ogawa, Y., 1991. Cretaceous to Holocene forearc evolution in Japan and its implication to crustal dynamics. Episodes, **14**,205-212.

Yamada,Y. and McClay, K., 2004. 3-D Analog Modeling of Inversion Thrust Structures :Thrust tectonics and hydrocarbon systems. In McClay, K., ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems : AAPG Memoir 82*. 267-301., The American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma.

緩傾斜陸棚斜面における大規模海底地すべりの分布と構造
～下北半島沖 三次元反射法地震探査に基づく研究～
3D distribution and structure of large-scale submarine landslide on a very gentle continental slope off Shimokita Peninsula, Northeast Japan.

中村祐貴（東京大学）・森田澄人（産総研）・芦寿一郎（東京大学）
Yuki Nakamura (University of Tokyo), Sumito Morita (AIST), Juichiro Ashi (University of Tokyo)
連絡先：中村祐貴(yukinaka@aori.u-tokyo.ac.jp)

海底地すべりは, パイプラインや海底ケーブルの切断, 津波の発生などに繋がることが知られているが, その発生要因や形成様式は十分には明らかにされていない. 森田ほか（2011）は, 下北半島沖の三次元地震探査データを解析し, 鮮新統以浅の地層に多数の大規模海底地すべり層を認定した. これらは非常に緩傾斜の陸棚で起こった層面すべりのスランプ層であることを示しており, Imbrication や平行岩脈状構造などの特異な内部構造と脱水構造を持つことを特徴としている（Morita et al, 2011）. 本研究は下北半島沖の陸棚斜面に広がる海底地すべり層の構造および分布の解明を目的とし, 三次元地震探査データを用いた解析を進めている.

データは JOGMEC が調査船「資源」によって行った平成 20 年度基礎物理探査「三陸沖 3D」を主に用い, 解析には Geographix 社製の SeisVision を使用している. また, スランプ層の分布をより広域で把握するため, 隣接するエリアで取得された基礎物理探査「三陸沖北西 3D (平成 21 年度)」, 「三陸沖東方 3D (平成 22 年度)」のデータや, 2002-2003 年に CDEX によって取得された同海域の二次元地震探査データなど, 周辺海域の震探記録も用いた.

下北半島沖で確認できるスランプ層の形成様式としては, 始めにスランプが生じた際にすべり面部において断層ブロックで構成される Imbrication が生じ, 前線部ではスラストを起点に上位へのし上がり, その後 Chaotic な堆積物が Imbrication 構造を覆うように堆積したと解釈できる. ここで, スランプ堆積物にのし上げられた反射面がスランプ前の海底面, 一方 Chaotic な堆積物の最上面がスランプ後の海底面, であると考えられるため, 将来, 科学掘削が可能となれば, のし上げられた堆積物の年代の同定により, 海底地すべりが生じた年代や周期性などの議論が可能となる. また, すべり面とスランプ前の海底面の間の厚さから, 重力滑動に関わった表層堆積層の厚さが求められる. これらの形成様式の復元は, 当該海域の地すべりが緩傾斜陸棚斜面で生じた層面すべりの形態であるために可能となっている.

上記のような認定基準を基に三次元地震探査データを用いてスランプ層の反射面の認定・抽出を行い, 「三陸沖 3D」海域中に多数のスランプ卓越層準を認定した. 同海域内ではスランプ堆積物の占める割合が非常に高く, 特に北側に多くのスランプ堆積物が堆積していることが確認できたが, これは北側に向かうにつれて層厚が厚くなっているためと考えられる. また, 大規模なスランプ層の中には, 複数のイベントによって形成されたと考えられるものも確認できた. 同様に周辺海域の震探記録を解析した結果, スランプ層は広域にわたって分布しており, 東西方向に最大で 20km 程度の広がりを見せているスランプ層も確認できた. 全体として緩傾斜地のため, 傾斜方向に直交するものも含め, 様々な方向のスランプが集まっているという特徴が挙げられる. 本シンポジウムにおいては, 年代ごと(鮮新統, 第四系), 海域ごとのスランプ層の割合についても紹介する予定である.

【引用文献】

Morita, S., Nakajima, T., and Hanamura, Y., 2011, Possible Ground Instability Factor Implied by Slumping and Dewatering Structures in High-Methane-Flux Continental Slope. Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research, 31, 311-320.
森田澄人・中嶋健・花村泰明, 2011, 海底スランプ堆積層とそれに関わる脱水構造：下北沖陸棚斜面の三次元地震探査データから, 地質学雑誌, 117, 2, 95-98.

OS4

天然ガスと海底地すべりの相互作用シナリオ

A scenario of interaction between natural gas and submarine landslides

森田澄人（産業技術総合研究所 地圏資源環境研究部門）
Sumito Morita (AIST-GREEN)
連絡先：morita-s@aist.go.jp

下北半島沖に位置する三陸沖堆積盆北部には、鮮新統以浅の地層に大規模な海底地すべり層（スランプ層）が顕著に分布することが知られている（森田ほか, 2011; Morita et al., 2011）。また、この海域は浅い SMI（Sulfate-Methane Interface: 硫酸-メタン境界）により高いメタンフラックスが期待され（小谷ほか, 2007）、近傍で実施された平成 11 年度基礎試錐「三陸沖」では天然ガスの産出試験に成功した（石油公団, 2000）。三次元反射法地震探査記録におけるスランプ層の構造地質学的特徴や音響学的特徴、さらに地球深部探査船「ちきゅう」による科学掘削 Site C9001 の結果（Higuchi et al., 2009）から推測すると、この海域における天然ガスと海底地すべりとの間にはある一定の相互関係が示唆される。

第一に、当海域のスランプの発生には、天然ガスを含んだ間隙水の滞留によるすべり面形成が考えられる。上記の通り当海域はメタンフラックスが高く、地震探査記録では至るところでガス相の存在を示す音響学的反射異常を示している。また、地層は泥質層が主体で、平均斜度が 0.6° の非常に緩やかな傾斜の海底に平行な成層構造をしているため、ガスの滞留効果は高いと考えられる。

第二に、この海域のスランプ層は周囲の地層に比べ、メタンハイドレートや天然ガスを含みやすいレザバ的傾向を持つことが挙げられる。科学掘削によって確認された深度区間は限られているが、ヘッドスペースガス中のメタンは地震探査記録で解釈されるスランプ層中に偏って検出され、同時にメタンハイドレートを含んだコアも同スランプ層中でのみ採取されている。地震探査記録では、スランプ層内に限って明瞭な BSR（Bottom Simulating Reflector: 海底疑似反射面）の発現が認められ、スランプ層最上部から上位層へ立ち上がるガスチムニーの構造が幾所かで確認できる。

これらの特徴は、間隙流体中のガスがスランプ発生を促し、また一方で、スランプ層が同流体の移動をコントロールしていることを意味する。また、現在の地質構造と堆積環境から考察すると、海底での堆積作用の進行により、スランプ層内のメタンハイドレート安定領域最下部付近ではメタンハイドレートの分解が強いられ、分解したガスは間隙圧の上昇（又はそれを相殺する堆積膨張）と間隙流体中での大きな比重差によって、上位への移動が促される。この効果は、既述の現象を分解ガスが持続的に助長することになりかねない。

以上は、現在持ち合わせたデータによる推測である。すべり面における実際の地層性状の詳細は明らかでなく、既に掘削されたスランプ層は多数ある中の一部に過ぎない。上述のような作用を検証するには、このような観点に特化した新たな科学掘削による試料採取と坑内計測が必要である。

最後に、地震探査記録の解析には主に平成 20 年度基礎物理探査「三陸沖 3D」を利用した。本稿で論じる天然ガスは、必ずしも資源としての利用に相当する量としては見込まれていない。

【文献】

Higuchi, K., Ishii, Y., Kaminishi, T., Ibusuki, A., Aoike, K. and Kobayashi, S., 2009, *2006 Drilling Completion Report Shimokita-West, CDEX Technical Report, 6*, CDEX, JAMSTEC, Yokohama, 130p.

小谷亮介・松本良・石田泰史・蛭田明宏・町田栄章，2007，下北半島沖における異常 BSR とメタン活動，堆積学研究，**64**，117-120.

森田澄人・中嶋健・花村泰明，2011，海底スランプ堆積層とそれに関わる脱水構造：下北沖陸棚斜面の三次元地震探査データから，地質学雑誌，**117**，95-98.

Morita, S., Nakajima, T., and Hanamura, Y., 2011, Possible Ground Instability Factor Implied by Slumping and Dewatering Structures in High-Methane-Flux Continental Slope. *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Advances in Natural and Technological Hazards Research, **31**, 311-320.

石油公団，2000，平成 10 年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「三陸沖」調査報告書.

第二渥美海丘で見られた海底すべり体の密度構造

Density Features of submarine Slump on Daini Atsumi Knoll, the First Offshore Gas Production Test Site from Gas Hydrate

鈴木 清史（独）石油天然ガス・金属鉱物資源機構）
Kiyofumi SUZUKI (JOGMEC/TRC)
連絡先：鈴木清史（suzuki-kiyofumi@jogmec.go.jp）

１．はじめに

メタンハイドレートからの天然ガスを生産する海洋産出試験を実施した第二渥美海丘付近には、チャネルあるいはローブ環境の堆積環境で形成されたと考えられる未固結な砂泥互層が分布している（高野ほか 2009）。この地域には海底地すべりによる崩壊地形が何箇所かで見られ、三次元地震探査記録からも海底地すべり堆積物が確認できた。これらの構造は第二渥美海丘の隆起等に伴い形成された構造と考えられ、その構造把握は試験設備の設置上で重要であった。このような必要性から 2011 年２月に事前調査井を掘削しコアの採取をおこなった。また 2012 年 2 月には地すべり体を貫く孔井での検層を実施した。この検層解析から見出されたこの海底地すべり体の密度構造について報告する。

２．解析のフローと結果

研究対象とした第二渥美海丘北斜面の地すべりについて、まず三次元地震探査記録から確認した。その結果、内部構造が残存した地すべりブロックと、内部構造が不明瞭な地すべり堆積物からなる２回（あるいは２枚）の地すべりが存在していることがわかった。LWD 検層を実施した孔井は、内部構造を残す地すべりブロックと下位の整然層を貫通したが、堆積物が未固結であるため孔径拡大がかなりの層準で生じた。この孔径拡大による影響を補正し、地すべり体―整然層に至る密度ログを作成した。また坑壁の状況が良いガスハイドレート胚胎区間の密度検層結果から、この地点の堆積物の理想的な深度―密度曲線を推定した。得られた密度ログと理想的な密度曲線の両者を比較すると、地すべり体内部では理想的な密度曲線より密度ログの結果が大きくなる傾向を示し、地すべり体内部が概ね過圧密傾向であると把握できた。また、密度ログと理想的な密度曲線の交点は、地すべりの下底面深度とほぼ一致した。また、すべり面付近の構造も非抵抗イメージから把握できた。

謝辞

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）によって実施された研究の一部である。発表を許可していただいた MH21・経済産業省に感謝します。

文献

高野修・西村瑞恵・藤井哲哉・佐伯龍男，2009，シーケンス層序学手法による東部南海トラフエリアのメタンハイドレート含有海底扇状地タービダイト砂岩分布解析およびBSR分布との関連の検討，地学雑誌，118(5)，776-792.

OS6

デコルマの発達様式から類推する海底地滑りの発生様式

Factors controlling submarine landslide occurrence as inferred from plate-boundary décollement zones

氏家恒太郎（筑波大学生命環境系）
Kohtaro Ujiie (University of Tsukuba)
連絡先：氏家恒太郎 (kujiie@geol.tsukuba.ac.jp)

海底斜面は基本的には安定である。しかし、海底地滑りがひとたび発生すると、海底に敷かれたケーブルなどのインフラストラクチャーを破壊し、時として津波を引き起こすことがある。これまで地滑り面にアクセスした例はほとんどなく、海底地滑りの発生様式は良く分かっていない。一方、過去 20 年間に渡りプレート境界先端部（デコルマ帯）の掘削が世界各地の沈み込み帯で行われてきた。ここではデコルマ帯掘削で明らかになった知見をレビューし、それを基に海底地滑りの発生様式を考察する。デコルマ帯の発達を規定する要因は、（1）スメクタイトに富む層準、（2）間隙水圧が上昇した層準、（3）続成作用によるセメンテーションを受けた地層と受けていない地層の境界、の３つに分けることができ、これらの要因が複数からみあっていることもある。これを海底地滑りの発生様式に適用するとすれば、以下のようになるであろう。地滑り面は、スメクタイトが濃集した層準に発達しやすいであろう。スメクタイトは火山灰の変質由来であることを考えれば、地滑り面の発達層準は火山活動の活発化とリンクしている可能性がある。一方、斜面堆積物における透水率のコントラストも地滑り面発達にとって重要であるかもしれない。例えば、透水性の悪い泥質堆積物の上に透水性の良い砂質層などが急速に堆積した場合や、メタンハイドレート由来の流体が透水性の悪い堆積物の下にトラップされた場合、過剰間隙水圧が発生し、地滑りを引き起こすきっかけとなることが考えられる。また、地温勾配が高いところでは、斜面堆積物中にセメンテーション境界が発達し、物性コントラストを形成することで、地滑りを引き起こしやすくすることが考えられる。

モデル実験に見る斜面崩壊パターンと海底地すべりへの応用
Patterns of slope failures in analogue experiments and their applications to submarine slides

山田泰広・中桐寛仁・松岡俊文（京都大学）
Yasuhiro Yamada, Hiroto Nakagiri, Toshifumi Matsuoka (Kyoto Univ.)
連絡先：山田泰広（yamada@earth.kumst.kyoto-u.ac.jp)

１．はじめに

海底斜面崩壊は，種々の素因により不安定化した斜面が主として地震動を誘因として崩壊する現象である。近年，大規模海底地すべりによる津波発生の可能性が認識されるようになってきたことから，斜面不安定化の各素因について分析・評価する必要性が指摘されている．本講演では，海底斜面崩壊の素因の一つである「斜面急傾斜化」に伴う崩壊パターンの観察を目的としてモデル実験を実施したので，その成果を報告する．

２．アナログモデル実験

アナログモデル実験は地質構造モデリング手法の一つで，相似律に基づいて自然現象を物理的等価に縮小して実験室内で再現する方法である．今回は，基盤岩中に存在する逆断層が変位することに伴う被覆層の変形によって実験材料表面に形成される斜面上に発生する崩壊現象（Yamada et al., 2010, 2012）を観察した．断層の傾斜角は 30 度，基盤岩は剛体と近似した．この基盤断層を強制変位させることで，乾燥砂で模擬した被覆層の表面に斜面を形成させた．本実験では，モデル上方から 2 台，側方から 1 台，計 3 台のデジタルカメラで斜面を一定時間間隔で撮影し，斜面の 3 次元形状とその上に生じる崩壊現象，さらには斜面地下に存在する断層活動を解析した．画像解析では，共分散関数を用いて２時刻のデジタル画像間での輝度値パターンの変化を計算することで対象物の変位場とその時系列変化を把握する DIC 法を用いた．

３．実験結果

実験の結果，斜面崩壊には断層活動に伴う小規模崩壊とそれによって励起される大規模崩壊の 2 種類が存在すること，大規模崩壊の形成場所には規則性が認められること，斜面の微細地形から断層の位置や活動性などを推定できることなどが明らかになった．これらを用いることにより，大規模斜面崩壊の危険性を評価できる可能性が示唆される．

文献：

Yamada, Y., Yamashita, Y., Yamamoto, Y., 2010, Submarine landslides at subduction margins: Insights from physical models. Tectonophysics. 484, p. 156-167.

Yamada, Y., Oshima, Y., Matsuoka, T. 2012. Slope failures in analogue model experiments of accretionary wedges In: Yamada Y. et al (Eds), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research Series, Springer. p. 343-354.

海底地すべり様式の時空間変化：陸上露頭から何が見えるのか？

Time and special variation of submarine sliding: an approach from onland geology

山本由弦（海洋研究開発機構）
Yuzuru Yamamoto (JAMSTEC)
連絡先：山本由弦 (yuzuru-y@jamstec.go.jp)

海底地すべりは，海底ケーブルをはじめとするインフラを破壊するだけでなく，津波を励起することもある，社会を脅かす第 1 級のジオハザードである．海底地すべりの発達様式やその変化を明らかにすることによって，海底地すべりに対する有効なハザード評価ができるかもしれない．ここでは，沈み込み帯における海底地すべり様式について，陸上露頭の調査から明らかになってきた 1）鉛直方向（時間軸方向）変化と 2）側方変化について紹介したい．

0）陸上露頭で観察される海底地すべり

一般に海底地すべり岩体は，いわゆる block-in-matrix の産状を呈している．断層を介した砂泥互層同士の接触関係を伴うこともあるが，それでもほとんどの場合は岩体の一部に block-in-matrix 構造を有している．これらは，泥質岩基質のものと砂岩基質のものに大別される（たとえば山内 1977；Yamamoto et al., 2009）．後者は液状化堆積物であることが多いが，液状化時に剪断強度を失い，海底地すべりを起こすことがある（Yamamoto et al., 2007）．

火山灰層など鍵層になりうる地層が岩体に含まれている場合，その鍵層が岩体の下盤に対比されることが多い．つまり海底地すべりは，滑り面を介して同じ地層が繰り返すという産状を呈することが多い．また，岩体の上部境界には，岩体の凹部を埋めるレンズ状の砂岩を伴うこと，滑り面に岩屑を伴うことが多い．特に前者の産状は，海底地すべりが海底表層で発生したことを示す重要な指標となる．

四万十帯など続成作用もしくは変成作用を受けた地質体から海底地すべり岩体を見いだすことは難しいことが多いが，block-in-matrix が砂岩脈によって切られる場合や，剪断に伴う非対称構造が見られないといった特徴から判別可能になることがある．最近では，帯磁率異方性（AMS）を用いた，造構性メランジュと海底地すべり岩体を区別する手法も提案されている（Yamamoto et al., 2012）

1）鉛直方向の変化（Yamamoto et al., 2009）

三浦半島南部には，上部中新統から下部鮮新統の三崎層から構成される Off-scraping タイプの付加体が露出している．この付加体は，上部（6-4 Ma）には多くの海底地すべり堆積物と液状化堆積物が発達するのに対し，下部（10-7 Ma）にはほとんど含まれない．この特徴は，三崎層の側方延長である房総半島の西岬層でも確認される．海底地すべりが多く発達する上部において，海底表層で地すべりが発生したことを示すレンズ状砂岩を伴う岩体のみを用いて運動方向を解析した結果，古い海底地すべりの運動方向が陸側（北西方向）だったのに対し，若い地すべりは後海側（南東方向）に変化していったことが明らかになった．この変化が見られるのは，三崎層（付加体）最上部であった．

これらが示すことは，a) 三崎層下部が堆積した時期（10-7 Ma）には海洋底が平坦だった（海溝から十分に離れていた）のに対し，b) 沈み込み帯に近づくにつれて海底面が陸側に傾動し，北西方向に向かう海底地すべりが形成された．c) さらに，堆積物が変形前線を通過し，海底面が初期付加作用の影響を受けて海側へ傾動し，南東方向へ向かう海底地すべりが形成された．海底地すべり岩体は，地質背景に起因した地塊の傾動運動など，テクトニクスに関連した構造地質学的情報を与えてくれることを示している．

2）側方変化（Yamamoto and Kawakami, 2013）

房総半島南部において，1）で示した付加体を不整合に覆う斜面堆積物（鮮新～更新統千倉層群）から見いだされた海底地すべり岩体は，およそ 200 万年前に地震動によって砂層が液状化し，海底地すべりを起こした砂岩基質の岩体である．これを対象に，側方延長の追跡を実施した．この海底地すべり岩体内部およびその周辺には多くの鍵層が確認されるため，岩体の側方延長の追跡に有利である．その結果，少なくとも5つの異なる海底地すべり岩体が確認され，東側ほど古く，そこから西側に向かって若くなる傾向を示した．これは，Yamada et al. (2010) がサンドボックス試験から明らかにしている海底地すべりの伝播形式と類似している．すなわち，ある海底地すべりが発生すると，その両側に形成された地すべり崖で次の地すべりが発生するというものである．これを繰り返し，海底地すべり岩体は側方へと伝播する．千倉層群の平均堆積速度から頻度を計算したところ，約 2000 年から 10 万年周期であることが判明した．2000 年という最短の再来周期は，房総半島における連動型地震である元禄地震タイプと一致する．

以上のように，海底地すべり岩体の様式を抽出し，詳細な年代学を併用することにより，現世の海底地すべり地域の有効なハザード評価ができる可能性がある．

文献：

Yamada, Y., et al., 2010, *Tectonophysics*, **484**, 156-167.

Yamamoto, Y., and Kawakami, S., 2013, Advances in Natural and Technological Hazards Research Series **37**, 551-560, doi:10.1007/978-3-319-00972-8_49, Springer Science+Business Media.

Yamamoto, Y., et al., 2007, *Island Arc*, **16**, 505-507.

Yamamoto, Y., et al., 2009, *Island Arc*, **18**, 496-512.

Yamamoto, Y., et al., 2012, *Tectonophysics*, **568-569**, 65-73.

山内靖喜，1977，地質学雑誌，83, 475-489.

海底地すべりの発生メカニズムー南海トラフと日本海溝ー
Formation mechanisms of submarine landslides in cases of the Japan Trench and the Nankai Trough

川村喜一郎（山口大学），金松敏也（JAMSTEC）
Kiichiro KAWAMURA (Yamaguchi Univ.), Toshiya KANAMATSU (JAMSTEC)
連絡先：川村喜一郎(kiichiro@yamaguchi-u.ac.jp)

我々は，今まで，南海トラフや日本海溝での海底地すべり地形を調査し，その発生プロセス・メカニズムについて調べてきた．ここでは，今まで我々がアプローチしてきた現状，今まで考えられているさまざまな作業仮説を紹介する．

南海トラフでは，海底地形を判読し，地すべり地形分布を明らかにし，それらの地形でサブボトムプロファイラーを使った地下探査を行い，地すべり堆積物の分布を調べてきた．さらに有人潜水船や無人探査機を使用して，地すべり海底崖を調査し，地すべりを発生させた岩盤の状態を観察し，また，岩石試料を採取，その強度を測定し，岩盤評価を試みてきた．地形，岩盤や地盤の状態，崩壊プロセス，予測される地震動とから，斜面安定解析を試み，地震動で地すべりが説明できるかどうかについて議論してきた（川村，2010）．さらに，掘削船による海底地すべり堆積物の掘削も行い，地すべり発生履歴と地震履歴の関係について調査してきた（Henry et al., 2011）．

地震に伴う海底地すべりは，その発生メカニズムが大きく分けて２つある．地すべりを引き起こす斜面は，通常，斜面を構成する岩盤（もしくは地盤）の剪断強度がそこの剪断応力に打ち勝っているために，崩壊しない．しかし，１）剪断強度が低下するか，２）剪断応力が増加するか，で地すべりは発生する．剪断強度を低下させるには，液状化かそれに類似した水膜現象（國生，2010，月刊地球参照）などで説明できる．剪断応力を増加させるには，地震動や断層運動による岩盤（地盤）の変形などが考えられる．

世界を見渡すと，地震に伴う海底地すべりだけでなく，気候変動に伴うメタンハイドレートの大規模な分解によるものが考えられている．また，堆積作用に伴う間隙水圧増加が海底地すべりの誘因であると言われている．南海トラフや日本海溝での海底地すべりは，おそらくそのほとんどが地震トリガーであると予想されるが，そこに結論づけるには，まだ詳細な調査や解析が必要であることは言うまでもない．

南海トラフには 00ST や前縁断層付近に海底地すべりの痕跡が見られる．それらは数 km オーダーの巨大なもので，おそらく地震もしくは断層運動によって，形成されたものと思われる．特に，付加体では，若い地層がより海溝側にあり，それらがより古い地層の下に潜り込む．これは海底地すべりを生じさせる素因となるだろう．

日本海溝には，2011 東北地方太平洋沖地震で，先端部において見られる地質構造について，Strasser らは地震による海底地すべりであることを提唱している（Strasser et al., 2013）．この発生メカニズムもやはり地震もしくは断層運動によるものだろうと推測される．この海底地すべりの規模はやはり数 km であるが，日本海溝にはもっと巨大な数十 km～100km オーダーの馬蹄形窪地がある．これらは１回の巨大な海底地すべりと考えるよりも，小規模な後退地すべりによって長期的に形成されたものかもしれない．

本発表では，南海トラフと日本海溝とで見られる海底地すべり地形を紹介し，それらで想定される発生メカニズムについて議論したい．

参考文献

Henry, P., Kanamatsu, T. et al., 2011, NanTroSEIZE Stage 2: Subduction Inputs 2 and Heat Flow. Pro. IODP, 333, doi:10.2204/iodp.proc.333.2012.

川村喜一郎，2010，海底地盤変動学のススメ．月刊地球 総集編　海底地盤変動学のススメ，61.

Strasser, M., Kolling, M., Ferreira, S., Fink, H.G., Fujiwara, T., Henkel, S., Ikehara, K., Kanamatsu, T., Kawamura, K., Kodaira, S., Romer, M., Wefer, G. and R/V/ Sonne Cruise SO219A and JAMSTEC Cruise MR12-E01 scientists, 2013, A slump in the trench: Tracking the impact of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Geology, 41, 935-938. doi: 10.1130/G34477.1

PS2

宮崎層群高鍋層に発達する含礫泥岩を伴う海底地滑り堆積物

Submarine Debris Flow Deposit in Takanabe Formation, Miyazaki Group

鈴木祐一郎（産業技術総合研究所地質調査総合センター）
Yuichiro Suzuki (Geological Survey of Japan, AIST)
連絡先：鈴木祐一郎(yu-suzuki@aist.go.jp)

はじめに

1980 年代の 5 万分の 1 地質図幅「妻･高鍋」(遠藤・鈴木，1986)の地質調査時に，国道 10 号線の佐土原バイパス工事に伴い 大規模な連続露頭が出現し，スランプ構造や含礫泥岩を伴う海底地滑り堆積物を観察することができた．現在は造成に伴い削剥されてしまった部分や露頭が被覆されている箇所が大部分である．当時得られた観察結果を紹介すると共に，これらの海底地滑り堆積物の形成に関する堆積作用について考察する．

宮崎層群高鍋層

宮崎層群高鍋層は，泥岩優勢な互層を主体とする地層であるが，佐土原町（現宮崎市）久峰観音から広瀬にかけた地域では，特徴的なスランプ層や海底地滑り堆積物を主体とする堆積物が分布している．海底地滑り堆積物直下の高鍋層の年代は，夾在する凝灰岩層の K-Ar 年代や古地磁気層序，浮遊生有孔虫化石層序などからや 3.3Ma 程度と見積もられている(鳥井・尾田,2001)．海底地滑りは，鮮新世に発生し，スランプ層や海底地滑り堆積物を形成したと考えられる．

海底地滑り堆積物

最もよく海底地滑り堆積物を観察できた久峰総合公園近くの佐土原バイパスの立体交差での各堆積物の露頭の関係を示す展開図（図１）を示す．ここでは，北側で砂泥互層を削り込んで発達するチャネル状の構造を，含礫泥岩とその上位に重なる砂岩優勢互層が埋積している．チャネル壁の方向は N60° W 方向で，下位に分布する正常な高鍋層の走行傾斜方向 NS 方向東落ちとは明らかに斜行している．チャネルの壁の方向は当時の海底の傾斜方向を示すと考えられる．

チャネル埋積堆積物の堆積層序は，図 2 に示す．特徴的なの含礫泥岩の上位に平行葉理や泥岩中の細粒砂によるリップル葉理など，比較的低エネルギーの流れで生じる堆積構造が見つかることである．また，含礫泥岩の底や，他の場所で観察できる含礫泥岩中に大きなレンズ状に現れる礫岩の存在である（図３）．この礫岩は，含礫泥岩とはインターフィンガーなどの堆積構造はなく，マトリックスも少量の砂岩で泥質分は含まれていない（図４）．含礫泥岩は，最初は多くの礫を含んでいたが，高密度泥水は密度や粘性が高く，砂質分は浮いてしまって泥水中から抜けると再度泥水中へ混じることなく分離して，砂層を形成したと考えられ，礫も同様に一度高濃度泥水から抜けると，再度混じることなく，礫の集合体を形成したと想像される．高濃度含礫泥水では，礫が減少し内部の攪拌作用が減少することで，高濃度泥水がフリーズ現象を起こして急激に停止したと考えられる．含まれている貝片にはカキ片も多く含むことから，ほぼ海岸付近や一部河川の堆積物が崩壊して，海底地滑りにより深海まで運び込まれ，砂質分はさらに前方の堆積盆の中心まで流れて行ったと考えられる．

堆積盆の両側を拘束されているトレンチ状の堆積盆での堆積作用の例として，カルフォルニアの Ventura 堆積盆が知られている(Hsu et al.,1980).現世堆積物の例として Zurich 湖の Horgen 付近で 1876 年に発生した湖底地滑りの堆積物がある.

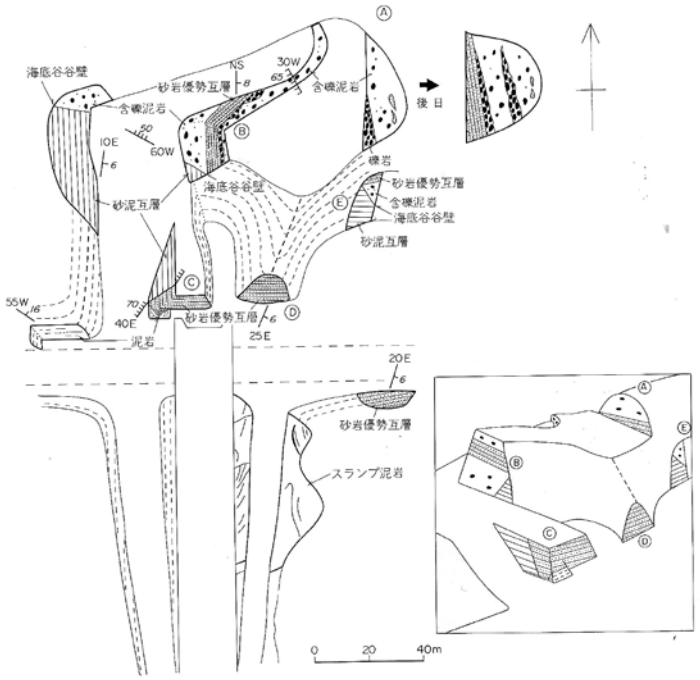


図１．久峰付近の海底地滑り堆積物の露頭の展開図

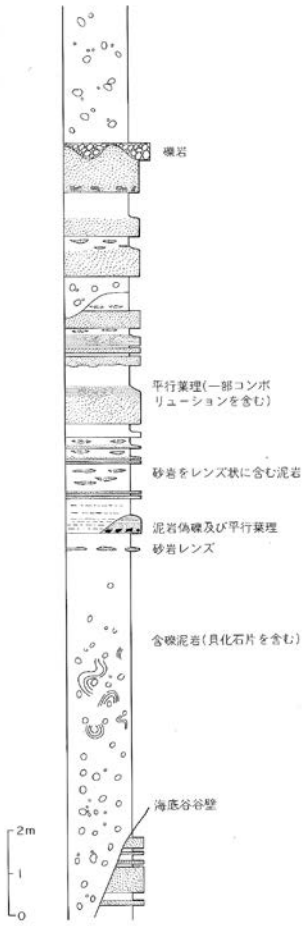


図２．図１の A,B 地点の柱状図

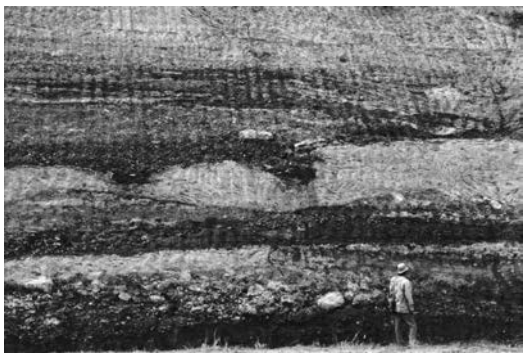


図3． 含礫泥岩と砂礫層

図 4. 砂礫層の内部

参考文献:遠藤, 鈴木(1986):5 万分 1 地質図幅「妻・高鍋」, 地質調査所, 105p.

鳥井, 尾田(2001):地質学雑, Vol.107, No.6, p.379-391.

Hsu,Kenneth.J. et al. (1980): AAPG, Vol.67, No.7, 1034-1051.

O1

常磐地域沿岸域～常磐沖海域における前期中新世の分散システム

Dispersal System of the Early Miocene in the Joban Coastal Area and Offshore Joban Area, Japan

荒戸裕之（秋田大学国際資源学部）・保柳康一（信州大学理学部）・
古内　薫（国際石油開発帝石(株)国内事業本部）・
小林由季・関めぐみ・中村めぐみ（信州大学大学院理工学研究科）
Hiroyuki Arato（Faculty of International Resource Sciences, Akita University），
Koichi Hoyanagi（Faculty of Science, Shinshu University），
Kaoru Furuuchi（Domestic Operation Division, INPEX Corporation），
Yuki Kobayashi, Megumi Seki, and Megumi Nakamura（Graduate School, Shinshu University）
連絡先：荒戸　裕之 (h_arato@gipc.akita-u.ac.jp)

宮城県南部，福島県，茨城県北部の東方沖合には，北北東-南南西の伸長方向を有し最大で層厚3,000m を越える古第三系～更新統で埋積された常磐沖堆積盆地が分布する．報告者らは，当該盆地の石油・天然ガス探鉱資試料に基づいて，その埋積過程を調査してきた．

当該盆地ではこれまでに十数坑の石油・天然ガス試掘井が掘削され，磐城沖ガス田（生産停止中）をはじめとする集ガス構造の分布が確認されている．現在までの検討の結果，既確認のガス鉱床を成立された石油システムの主要貯留岩は下部中新統の陸成～浅海成砂岩層と解釈される（船山，1993；岩田ほか，2002）．岩田（1995）は，磐城沖ガス田で採取された下部中新統コアの堆積相解析を行い，それら貯留層砂岩がバリア島システムの陸側への後退に伴って堆積したと解釈するとともに，これらが常磐地域陸域の高久層群（須貝ほか，1957；柳沢ほか，1989）に対比されると推定した．

その後，荒戸ほか（2012a，b）は，常磐沖海域で採取されたすべての下部中新統コアを対象に堆積相解析を実施し，磐城沖ガス田に認められたバリア島システムが，大局的には南北に数十 km にわたって伸長することを確認した．並行して，古内・荒戸（2013a，b）は荒戸ほか（2012a，b）が堆積相解析を実施した坑井のうち８坑を対象に物理検層サイクル解析とその対比を行い，海域における下部中新統のこれまでよりも詳細な対比を可能にした．さらに，荒戸ほか（2013）は，古内・荒戸（2013a，b）のサイクル対比を層序学的枠組みとし，堆積相解析結果を時間的、空間的に位置づけることにより，中新世前期における常磐沖堆積盆地の一部地域について，堆積環境分布を推定した．

一方，常磐沖堆積盆地の縁辺部が地表に露出する常磐炭田地域においては詳細な層序が検討され（柳沢ほか，1989；久保ほか，1990，1994；柳沢ほか，1996），古第三系，下部中新統，上部中新統の堆積年代や堆積環境変遷史についても情報が整理されてきた（須藤ほか，2005）．

今般，海域と陸域の層序対比を再検討し，その層序学的枠組みに基づいて常磐地域陸域から海域に至る中新世前期の堆積環境分布を検討し，その特徴を考察したので、結果を報告する．

今回の報告内容は，現在までにコンパイルした海域と陸域の層序情報および堆積相情報に基づく試案であるが，今後は検討域内外の情報を補充し，検討を深めていく予定である．

さらに，常磐沖堆積盆地の当方沖側には，古第三紀以降パレオハイとして存在し続けている阿武隈リッジが位置するが，ここでは下部中新統，古第三系，白亜系の分布が確認されるとともに，異なる特徴を有する複数の断層系が認められている（石油公団，1992）．今回の一連の検討で解明される中新世前期の堆積環境分布を，陸域や阿武隈リッジ等の構造地質学的特徴に重ね合わせて検討することにより，中新世中期の日本海成立を挟んだ東北日本弧の構造発達史に言及できる検討結果が得られることを期待している．

文　献

荒戸裕之, 保柳康一, 古内　薫, 小林由季, 関めぐみ, 中村めぐみ, 2013, 前期中新世における常磐沖堆積盆地の埋積過程:坑井物理検層サイクル解析に基づく層序学的枠組みを踏まえた検討. 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, 102.

荒戸裕之, 保柳康一, 小林由季, 関めぐみ, 中村めぐみ, 2012a, 常磐沖堆積盆地における前期中新世の埋積過程:バリア島－ラグーンシステムの発達様式. 日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨, 23.

荒戸裕之, 小林由季, 関めぐみ, 中村めぐみ, 保柳康一, 2012b, 常磐沖堆積盆地における下部中新統バリア砂岩の堆積過程. 日本堆積学会 2012 年千葉大会プログラム・講演要旨, 125-126.

船山政昭, 1993, 磐城沖ガス田. 石油技術協会編, 最近の我が国の石油開発, 18-19, 石油技術協会.

古内　薫, 荒戸裕之, 2013a, 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. 日本堆積学会 2013 年千葉大会プログラム・講演要旨, 109-110.

古内　薫, 荒戸裕之, 2013b, 常磐沖堆積盆地下部中新統における坑井物理検層を用いた堆積サイクル解析. 平成 25 年度石油技術協会春季講演会シンポジウム・個人講演要旨集, 23.

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.

岩田尊夫, 平井明夫, 稲場土誌典, 平野真史, 2002, 常磐沖堆積盆における石油システム. 石油技術協会誌, **67**, 6, 62-71.

久保和也, 柳沢幸夫, 吉岡敏和, 山元孝広, 滝沢文教, 1990, 原町及び大甕地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 155p.

久保和也, 柳沢幸夫, 吉岡敏和, 高橋　浩, 1994, 波江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 104p.

石油公団, 1992, 平成3年度国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「常磐沖」調査報告書. 石油公団, 125p.

須藤　斎, 柳沢幸夫, 小笠原憲四郎, 2005, 常磐地域及びその周辺の第三系の地質と年代層序. 地質調査研究報告, **56**, 375−409.

須貝貫二, 松井　寛, 佐藤　茂, 喜多川庸二, 佐々木実, 宮下美智夫, 河内英幸, 1957, 常磐炭田地質図ならびに説明書. 日本炭田図Ⅰ, 地質調査所, 143p.

柳沢幸夫, 中村光一, 鈴木祐一郎, 沢村幸之助, 吉田史郎, 田中裕一郎, 本田　裕, 棚橋　学, 1989, 常磐炭田北部双葉地域に分布する新第三系の生層序と地下地質. 地質調査所月報, **40**, 405−467.

柳沢幸夫, 山元孝広, 坂野靖行, 田沢純一, 吉岡敏和, 久保和也, 滝沢文教, 1996, 相馬中村地域の地質. 地域地質研究報告（5万分の1地質図幅）, 地質調査所, 144p.

O2

西南日本白亜紀中期の堆積盆における砂岩組成変化とその意義

The change of sandstone composition in the middle Cretaceous basin, southwestern Japan and its implications

別所孝範（大阪市立大学大学院理学研究科地球学科）

Takanori Bessho (Osaka City Univ.)

(Bessho@sci.osaka-cu.ac.jp)

はじめに

西南日本の中軸帯や外帯の秩父帯・四万十帯には白亜紀中期頃の海成堆積盆がよく発達する．これらの堆積盆の砕屑物組成については今までに多くの研究があり，後背地の解析が進められてきた．別所（2004，2012）は紀伊半島四万十帯の前弧堆積盆堆積物である寺杣層（チューロニアン～カンパニアン前期）の砂岩組成を検討し，本層の中部付近でモード組成，重鉱物組成，砕屑性ザクロ石の化学組成が大きく変化することから，コニアシアン期に後背地で珪長質火山活動が活発化し，珪長質火砕物質が陸上を広く覆った（ルーフィング過程：Kumon,1985）と推定した．今回，寺杣層とほぼ同時代の九州中軸帯の大野川層群（寺岡，1970）と四国西部の四万十帯宇和島―広見地塊（寺岡ほか，1986）の砂岩組成とを比較検討した． その結果，寺杣層で見出された組成変化とほぼ同様の変化が両地域でも認められ，こうした地域の後背地でルーフィングと一部でインターラプションが生じたものと推定された．以下，これらの結果について報告する．

寺杣層の砂岩組成変化（チューロニアン～前期カンパニアン）（別所，2004，2012）

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．アンモナイト・イノセラムスを多産し，古流向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中部で 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し，また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へと急変する．ザクロ石は Mn-Mg-Ca 図（寺岡ほか，1998）では，下部層では低圧型(L)，中圧型(Ia)，高圧型(H)そしてグランダイト(G)が多いが中部層になると，中圧型 Ia は減少し，高圧型やグランダイトは消失，代わって低圧型(L)が増加する．

大野川層群の砂岩組成変化（セノマニアン～サントニアン）（寺岡ほか，1997）

粗粒堆積物に富み層相変化が激しく，異常に厚い地層で大部分が海成層とされている．下部から最下部，下部，中部そして上部亜層群に区分され，古流向は全体的に北から南と北東から南西向きの流れが卓越し，北側からの供給が主体を占めるとされている（寺岡，1970）．寺岡ほか（1997）で示されている本層群砂岩の Q-F-R 図を見ると，中部亜層群の砂岩は長石質ワッケを示すのに対し，上部亜層群では火山岩片に富む石質ワッケのものが増える傾向が認められる．また，ザクロ石組成はセノマニアンからコニアシアンにかけて高圧型(H)やグランダイト(G)が減少し，代わって低圧型(L)が増加している（寺岡ほか，1998）．

四万十帯宇和島―広見地塊の砂岩組成変化（セノマニアン～サントニアン）（寺岡ほか， 1999）

この地塊にはイノセラムス・アンモナイトに富む地層が分布し，8 層に区分されている（寺岡ほか，1986）．古流向は北西から南東，および西から東向きのものが卓越し，堆積物は北側からもたらされ，西側から東向きの軸流により運搬された（寺岡ほか，1999）．本層群砂岩の Q-F-R 図（寺岡ほか，1986）をみると，明瞭ではないものの前期コニアシアンから後期コニアシアンにかけて，より珪長質火山岩片が増える傾向が認められる．ザクロ石には高圧型(H)やグランダイト(G)も見られ，特に低圧型(L)はセノマニアンからサントニアンにかけて顕著に増加し，また中圧型の Ig2 は後期コニアシアンになると消失する（寺岡ほか，1999）．

考察

上に述べたようにほぼ同時代を示す大野川層群，宇和島―広見地塊，寺杣層には以下のようないくつかの共通点が認められる．①古流向は北からの側方流と北東もしくは北西からの軸流を示し，その後背地は北側に存在したと推定される．②珪長質凝灰岩はどの地域でもコニアシアン頃から挟在する．③砂岩組成は上位に向かって，長石質ワッケから珪長質火山岩片に富む石質ワッケと変化する．④砕屑性ザクロ石の組成は上位ほど，低圧型(L)が増加する傾向がある，また，大野川層群と寺杣層では共通して高圧型(H)やグランダイト(G)が減少する．

珪長質凝灰岩が挟在し始める時期がどの地域でも共通してコニアシアン頃であることから，この時期から後背地で珪長質火山活動が活発化し，火砕物質に富んだ砂岩（石質ワッケ）を形成したものと推定される．また，この変化後，寺杣層では砕屑性ザクロ石が急減することから，この火山活動により後背地からの変成岩の供給が減少したものと推定される．また，ザクロ石の組成が高圧型変成岩起源の高圧型(H)と石灰質堆積岩源変成岩を起源とするグランダイト(G)が減り，低圧変成岩起源の低圧型(L)が増加することから，珪長質火砕物質によるルーフィングが及んだ変成岩の範囲は高圧型変成岩(三郡帯)と石灰質堆積岩起源変成岩（肥後帯，飛騨帯）の分布域までで，低圧変成岩（領家変成帯）のそれまでには及ばなかった．そのために，相対的に低圧型(L)が増加したと推定される．この珪長質火山活動はほとんどが現在の山陽帯に分布する中国地方の後期白亜紀中期のもの（90-80Ma）（今岡・飯泉，2009）に相当するものと思われる．中間ほか（2010）は日本列島の顕生代砂岩中の砕屑性ジルコンの U-Pb 年代を測定し，四万十帯北帯（約 90Ma:コニアシアン）では中朝地塊由来のジルコン（2500-1500Ma）が減衰する原因をアジア大陸縁で 100-90Ma に長さ 3000Km にわたって生じた火成活動域（Takahashi，1983）によるインターラプションに求めている．宇和島―広見地塊では東アジアの先カンブリア時代グラニュライト相変成岩起源と推定されている Mg に富む中圧型の Ig2 型ザクロ石（寺岡ほか，1998；竹内，2000）が後期コニアシアンでは消失することから，この火山活動による火山体が Ig2 型ザクロ石の供給を阻止した（インターラプション）可能性がある．

文献

別所孝範, 2004, 紀伊半島四万十累帯寺杣層群の砂岩組成変化とその意義. 堆積学研究 no. 60, 13－21.

別所孝範, 2000, 紀伊半島四万十累帯白亜系砂岩の重鉱物組成とその時代的変化. 地質学論集, 地質学論集, no. 57, 195－210.

別所孝範, 2012, 紀伊半島四万十帯砂岩の重鉱物組成と砕屑性ザクロ石の化学組成. 地団研専報, no. 59, 217－228.

今岡照喜・飯泉 滋, 2009, 先白亜紀の構成と地体構造. 日本地質学会編, 日本地質地方誌 6:中国地方. 朝倉書店, 9－19.

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., 1985, Stratigraphic 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.

中間隆晃・平田岳史・大藤 茂・青木一勝・柳井修一・丸山茂徳, 2010, 日本列島の古地理学―砕屑性ジルコン年代頻度分布と造山帯後背地の変遷―. 地学雑誌, 2010, **119**, 1161－1172.

Takahashi, M., 1983, Space time distribution of late Mesozoic to early Cenozoic magmatism in East Asia and its tectonic implications. *in Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions* edited by Hashimoto, M. and Uyeda S., Terra Scientific Publishing, 66－88.

竹内 誠, 2000, 砕屑粒子の化学組成からのメッセージ:砕屑性ザクロ石の化学組成に基づく後背地解析と東アジアの地殻変動. 地質学論集, no. 57, 183－194.

寺岡易司, 1970, 九州大野川盆地の白亜紀層. 地質調査所報告, no. 237, 1－87.

寺岡易司・池田幸雄. 鹿島愛彦, 1986, 宇和島地域の地質(5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 91p.

寺岡易司・鈴木盛久・川上久美, 1997, 大野川地域の中・古生界砂岩に含まれる砕屑性ザクロ石. 広島大学学校教育学部紀要, **19**, 87－101.

寺岡易司・鈴木盛久・川上久美, 1998, 西南日本中軸帯の白亜紀－古第三紀堆積物の供給源. 地調月報, 49,395－411.

寺岡易司・奥村公男・鈴木盛久・川上久美, 1999, 四万十累層群の砕屑性堆積物. 地調月報, 50, 559－590.

O3

新潟県三川地域中新統津川層の堆積相とシーケンス層序

Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Miocene Tsugawa Formation in the Mikawa area, Niigata

成沢紗也佳・栗田裕司（新潟大学理学部）
NARISAWA Sayaka , KURITA Hiroshi (Niigata University)
連絡先：s10e518h@mail.cc.niigata-u.ac.jp

1. はじめに

新潟県北東部の東蒲原郡阿賀町の旧三川町～旧津川町にかけての津川地域は、グリーンタフ地域の津川—会津区（島津，1973）の中央西部に位置している。本研究では、新潟県阿賀町三川地域、焼山～谷沢間の 5 km×3.5 km と、長谷集落南方の 1 km×2 km に分布する第三系を対象に野外調査を行い、堆積システムの復元から堆積盆地の発生～発達過程を明らかにした。研究手法として、新たに 1/5,000 地質図を作成し、調査地域の全ての露頭において 1/100 堆積柱状図を作成した。また、渦鞭毛藻化石分析を行い、地層の堆積環境および年代推定に利用した。本講演では研究対象地域内の新第三系の分布域を、東から焼山地域、谷沢地域、長谷川地域の 3 つに分けて述べる。

2. 堆積相解析

本地域に分布する新第三系を下位より、鹿瀬層・津川層・新谷層・五十島層（新称）に区分した。新谷層と五十島層は同時異相の関係にある。このうち、堆積相の変化が著しい津川層について特に考察する。本地域の津川層は砂岩主体で鹿瀬層または基盤岩類を不整合に覆い、扇状地、河川、バリヤー島、エスチュアリー、ファンデルタ、デルタの各堆積システムから構成される。

・土石流卓越型扇状地：土石流起源の礫岩層のみからなり、海成層の夾在がない。
・河川：主に礫岩と砂岩からなり、上方細粒化ユニット、斜交層理の発達が見られ、泥岩・生痕化石を欠く（網状河川）。砂岩泥岩互層相からなり泥岩中に植物化石が見られる（蛇行河川）。
・バリヤー島：下部は上方細粒化サイクルを示す砂岩で、生物擾乱や生痕化石 *Ophiomorpha*、材化石などが見られ、渦鞭毛藻化石を産し低エネルギーを示す泥岩を夾有する。上部は生物擾乱、生痕化石、斜交層理、平行層理が発達する砂岩相である。この組み合わせを、潮汐干潟堆積物とその上位のバリヤー島の湾口チャネル堆積物と考え、全体として海進的バリヤー島と解釈した。
・波浪卓越型エスチュアリー：インブリケーション、斜交層理を伴う河川成層（ベイヘッドデルタ）、その上位の生痕化石・生物擾乱が発達する含礫不淘汰砂岩相（湾奥の砂質干潟）、更に上位の材化石・炭質物を含み、海生の渦鞭毛藻化石を多産する厚い塊状泥岩（中央盆地）、最上部は生痕化石や生物擾乱、平行層理が見られる細粒砂～極細粒砂主体の厚い砂岩相（バリヤー島の外浜部分）。
・ファンデルタ：浅海成の砂質堆積物中に土石流起源の礫岩層を複数層準に挟む堆積相。
・デルタ：含礫砂岩相で、生痕化石や生物擾乱、平行層理などの内部構造に富み、直下の波浪卓越型エスチュアリーシステムより粗粒で、浅海化を示す。

以上の堆積相の分布をまとめると、大局的に上方細粒化を示す津川層中にも海進海退を繰り返すサイクル性があることがわかった（第 1 表）。こうしたサイクル性からシーケンス層序区分を行い、本地域の津川層から五十島/新谷層最下部に、3 つの堆積シーケンスを設定した。ここでは下位から順に TS1, TS2, TS3 と呼ぶ。焼山及び長谷川地域は TS1 を欠き、津川層は TS2 から始まる。更に既存の年代資料と本研究の渦鞭毛藻化石年代から考えて、今回認識した津川層のシーケンスの平均形成期間は最大で約 0.5～0.23 m.y.であり、第 4 次オーダーのシーケンスであると考えられる。

3. 総合的解釈

以上の結果に加え、砕屑物の側方変化に基づく供給源の推定や地層の厚さの変化、更に現在の断層の分布を総合的に解釈すると、本地域では N－S～NNE－SSW 方向の rift-border fault を持つハーフグラーベンを形成するようなリフト堆積盆地で津川層が形成されたと考えられる。津川層を主に構成するファンデルタ堆積物において、南北の岩相の変化が明瞭で北ほど細粒であることは、砕屑物の移動方向が堆積盆地の軸方向であることを示す。したがってこのファンデルタは footwall-derived scarp system というよりは rift-border fault の末端の後背地からの供給が推定される。第 4 次オーダーのサイクルが検出されたことから、本盆地発生期の rift-border fault の活動量は少なかったと考えられる。これは、本地域が津川―会津区の沈降の中心でなく、縁辺部に位置することによるものである。地層のサイクル性は、ユースタシーの影響を受けやすかったため形成された。あるいは、断層の間欠的な活動により形成された可能性もある。津川層は主として浅海成層であるが、その上位で泥岩主体の五十島層/新谷層に覆われることから、本地域では津川層堆積後に急激に深海化したことがわかる。

第 1 表　地域ごとの堆積システムの累重関係及びシーケンス層序区分

<table>
<tr><th></th><th>年代</th><th colspan="3">長谷川</th><th colspan="3">谷沢</th><th colspan="3">焼山</th><th>堆積シーケンス</th></tr>
<tr><td>新谷層
五十島層</td><td>13.5Ma(天満層FT)
14.3Ma以前（渦）</td><td>深海</td><td></td><td>TST</td><td>Silicic lava dome in shallow water</td><td></td><td>TST</td><td colspan="3">―</td><td>TS3</td></tr>
<tr><td rowspan="6">津川層</td><td>14.8Ma（渦）</td><td rowspan="3">ファンデルタ</td><td></td><td></td><td rowspan="2">ファンデルタ</td><td></td><td></td><td colspan="3">―</td><td></td></tr>
<tr><td>15.9Ma(FT)
16.1Ma(FT)</td><td></td><td>HST</td><td></td><td>HST</td><td>デルタ</td><td></td><td>HST</td><td>SB</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td colspan="3">（露頭欠如）</td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>TST</td><td>バリヤー島</td><td></td><td>TST</td><td>エスチュアリー
網状河川・蛇行河川
扇状地</td><td></td><td>TST</td><td>TS2
SB</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="3" rowspan="2">―</td><td>ファンデルタ</td><td></td><td>HST</td><td colspan="3" rowspan="2">―</td><td>TS1</td></tr>
<tr><td></td><td>扇状地</td><td></td><td>TST</td><td>SB</td></tr>
<tr><td>鹿瀬層</td><td>16.3Ma以降（渦）
17.8Ma(FT)</td><td colspan="3">―</td><td colspan="3">―</td><td colspan="3">扇状地/湖/火砕流</td><td></td></tr>
</table>

年代資料：（渦）＝本研究の渦鞭毛藻化石年代，（FT）＝新潟県（2000）のコンパイル

SB＝シーケンス境界，右上向き矢印：海退，左上向き矢印：海進

（文献）

新潟県, 2000, 新潟県地質図説明書（2000 年版）, 新潟県, 200p.

島津光夫, 1973, 東日本グリーンタフ地域における津川―会津区. 地質学論集, no.9, 25-38.

差別的水深条件下の二粒径混合堆積物によるデルタの応答

How does a river delta respond to differential water depths in the transverse direction: Tank experiments with bimodal grain-size sediment

西川信秀・武藤鉄司（長崎大学水産・環境科学総合研究科）
Nobuhide Nishjkawa, Tetsuji Muto (Nagasaki University)
連絡先：西川信秀 (bb53313011@cc.nagasaki-u.ac.jp)

河川デルタはその前縁海底の深さに対してどのように応答するだろうか．そもそもデルタに近接する海の深さはデルタの陸上部分における堆積過程に影響を及ぼすのだろうか．この問いかけに答えるべく，差別的水深のもとでの河川デルタの生成実験をおこなった．同様の目的で行われた先行実験があるが(Muto et al., 2011)，それは単一粒径(0.1mm)の堆積試料を用いたものである．本研究は，二粒径混合試料を用いることにより，先行実験で得られた知見の普遍性を検証することを目的とする．

先行実験で得られた知見とは次のようなものである．デルタ前縁の海底が一様水深か差別的水深かによらず，単一粒径の河川デルタは等方的な円弧状の海岸線を発達させる性質がある．これは，デルタトップセット上の分流チャネル(distributary channels)がデルタ前縁海底の局所的な深さに規定されるためである．深い海に流入する分流チャネルはその海岸線位置に長時間滞留し，一方浅い海に流入する分流チャネルはその海岸線位置に定置したのち短時間で他所へ移る．一様水深の場合の分流チャネルの局所的滞留時間はデルタ海岸線のどの位置でもほとんど変わらないが，差別的水深のもとでは分流チャネルの局所的滞留時間はデルタ前縁の局所的水深に左右され一様ではない．

単一粒径実験の結論は「デルタ分流チャネル系は前縁海底の差別的水深にオートサイクリシティーを自己変調させるかたちで応答する」ということであるが，これが二粒径堆積試料のもとでも成り立つか否かを本研究で調べてみた． 実験には長崎大学の堆積実験水槽マルジ５号(長さ 280cm×幅 140cm×深さ 60cm)を使用した．この水槽内に水平ベイスメントを設置し，さらに高さ一定のプラットフォームを所定のパターンで置いて差別的水深を設けた．堆積試料には日本銀砂製ホワイトサンド８号(平均粒径 0.1mm)と相馬珪砂３号(平均粒径 0.9mm)の二粒径混合試料を用いた．ホワイトサンド８号はマイクロスクリューフィーダーによって，相馬珪砂３号は電磁式マイクロフィーダーによって，それぞれ一定速度で供給した．砂を流すための水はマルジ５号内から採り，チュービングポンプで流量制御した．水流量を固定し停滞海水準のもとで，プラットフォームの配置を変えて３パターン(プラットフォームを置かないパターンを含む)，さらにパターンごとに二粒径(ホワイトサンド８号 50%＋相馬珪砂３号 50%)の場合と単一粒径(ホワイトサンド８号 100%)の場合の２通り，計６ランを実行した．各ランの間, 30s 間隔で上方からデ

ルタを撮影した.

実験の結果は単一粒径実験の場合と基本的に同じである．二粒径実験で生成したデルタ海岸線は単一粒実験と比べて起伏に富むが，全体としては等方的な円弧状のジオメトリを呈した。このことはプラットフォームの配置パターンを変えても同様に成り立つ．すなわち，分流チャネルは(一様水深の場合の)オートサイクリシティーを自己変調させ局所的な滞留時間を調整することで差別的水深に応答していた．単一粒径実験のみならず，二粒径実験においてもオートサイクリシティーの自己変調が確認できたことから，これが粒径に依存しない性質であることが伺える．

単一粒径実験・二粒径実験の結果を総合すると，天然デルタ系の成長過程について次のような仮説が浮上する．現在，ある特定の方向に偏った非等方的な海岸線形状をもつデルタであっても，それは遷移過程の一時期を見ているに過ぎない．適当に長い時間が経過すれば，デルタは分流チャネルのオートサイクリシティーを自己変調させつつ，海底地形の起伏に見かけ上左右されることなく等方的な海岸線形状を獲得するように成長していく．ただし，この仮説では波浪や潮汐などの堆積物分散営力が考慮されていない.

＜文献＞

Muto, T., Miao, H. and Parker, G., 2011, How do deltas respond as they prograde over bathymetry that varies in the transverse direction?: Results of tank Experiments. In Shao, X., Wang, Z. and Wang. G., eds., *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics* (RCEM2011), 563-577.

O5

地中レーダ（GPR）からみる網状州の発達様式

Sedimentary processes inferred from 3D ground-penetrating radar analysis of braid bar (Abe River, central Japan)

岡崎浩子（千葉県立中央博物館）・郭　栄珠（土木研究所）・田村　亨（産業技術総合研究所）
Hiroko Okazaki (NHMI, Chiba), Youngjoo Kwak (PWRI) and Toru Tamura (AIST)
連絡先：岡崎浩子 (kohiroko@chiba-muse.or.jp)

1. はじめに

同一河川内でも，川幅や水深，河床勾配や河床物質の違いによって，その流路形状（平面形状）は異なる．河川流路にみられる砂州・砂礫州は，その平面形状を特徴づける重要な要素である．本報告では，同一河川内の異なる流域での砂礫州の地中レーダ（GPR）断面を求め，その形成過程を検討する．

調査対象の安倍川は静岡県を流路延長 51km，勾配 1/250～1/30 でほぼ直線的に南へ流れ，土砂供給の多い堆積性の河川である(静岡河川事務所，2012)．砂礫州の GPR 測定を川幅や砂礫州の形状・サイズ，河床粒径などの異なる 3 地点で行った．用いた地中レーダは Sensors&Software 社製 PulseEkkoPro で，250MHz のアンテナを使用した．

2. 安倍川 GPR 調査結果

反射面の形態から特徴的ないくつかの要素（GPR 堆積相）が抽出できた．主な GPR 堆積相は堆積相 1：平行層理もしくはプラナー型層理相，堆積相 2：フォーセット層理相，堆積相 3：トラフ型斜交層理もしくは波状層理相などである.これはそれぞれベッドロードシート，バー，デューンの堆積相と考えられる（Bridge, 2003 など）.各調査地点での堆積相の分布は次のようである．

調査地点１（河口から 21.25km 付近；静岡市葵区俵山）は,川幅は 100-300m で河岸に砂礫州が交互にみられる．測定砂礫州は左岸にあり長さ約 200m×幅約 120m である．砂礫州の上流側では大礫・巨礫が普通にみられるが砂分も多い．下流側は礫サイズも小さくなり泥も含まれる．砂礫州の縦断面は中央部の比高の高い部分をとっている．ここでは中流部まで堆積相 1 が卓越し，その後下流方向に堆積相 2 がみられる（図）．横断面は上流・中流部断面で，中央部の比高の最も高い部分にみられる堆積相 1 が左岸側と本流側にともに基底にチャネル状の侵食面をともなって堆積相 2，3 に移行する．下流・最下流部断面では本流側と左岸側から堆積相 2，3 が中央部の比高の最も低い部分（クロスチャネルの跡）に前進する．調査地点 2（15.5km 付近，静岡市葵区油山）は川幅約 400m で砂礫州が 2 列にみられる．測定砂礫州は右岸側で長さ約 430m×幅約 150m ですぐ上流に河岸の山の張り出しがあり，その背後にある．河床は全体に大礫を含むが砂分も多く，クロスチャネルの上面は泥もみられる．縦断面では堆積相１が卓越する．横断面では上流部で本流側に傾く堆積相１がみられるが，中流・下流部断面では右岸方向にゆるく傾く堆積相 1，2 が特徴的である．調査地点 3（2.75km，静岡市駿河区静岡大橋下）は，川幅は約 500m で複列に砂礫州が存在する．測定砂礫州は左岸で，長さ約 370m×幅約 120m で河床は上流から下流にかけて中・大礫を主とする礫から中礫まじりの細粒砂になる．クロスチャネルでは泥もみられる．ここでは 2 つの砂礫州の合体が地形的にもよくわかり，左岸側にあるより比高

の高い粗粒な砂礫州と本流側にあるより低く細粒な砂礫州からなる．縦断面では下流方向に傾いた堆積相 2 が全体によく認められる．横断面では，上流部断面で下部の堆積相 2，3 が，上部の堆積相 1 とその側方の新たな堆積相 2，3 に侵食されている．中央部断面には左岸側の堆積相 1 が本流側へチャネル状の侵食面をもって堆積相 2，3 に変化し，それぞれ 2 つの砂礫州に対応する．

3. 網状州の 3 次元発達様式

3 つの砂礫州の結果からは，砂礫州の洪水時のバーの前進やバーの両側からの側方付加，クロスチャネルなど河道埋積，ベッドロードシートの形成などが認められる．また，堆積相の分布は現地形とよく対応している．調査地点毎で異なる特徴からは次のようなことが考えられる．地点 3 の河口近くの複合砂礫州は，バーの前進と側方付加が顕著に認められることから洪水時の活発な移動・堆積により形成された．地点 1 の中流域の交互砂礫州では，洪水時のクロスチャネル埋積や尾部でスクロールバーの付加などが認められるが，河口近くの複列砂礫州と比較すると砂礫州全体の移動は小さかったと考えられる．また，地点 2 の山の張り出しの背後の砂礫州は薄い板状の堆積相がみられることから洪水時の河道の一時的な回り込みが推定される．これらの結果から地形条件と網状州の発達様式との関係が示唆される．したがって GPR 調査は網状州の 3 次元発達様式の把握に貢献すると考えられる．

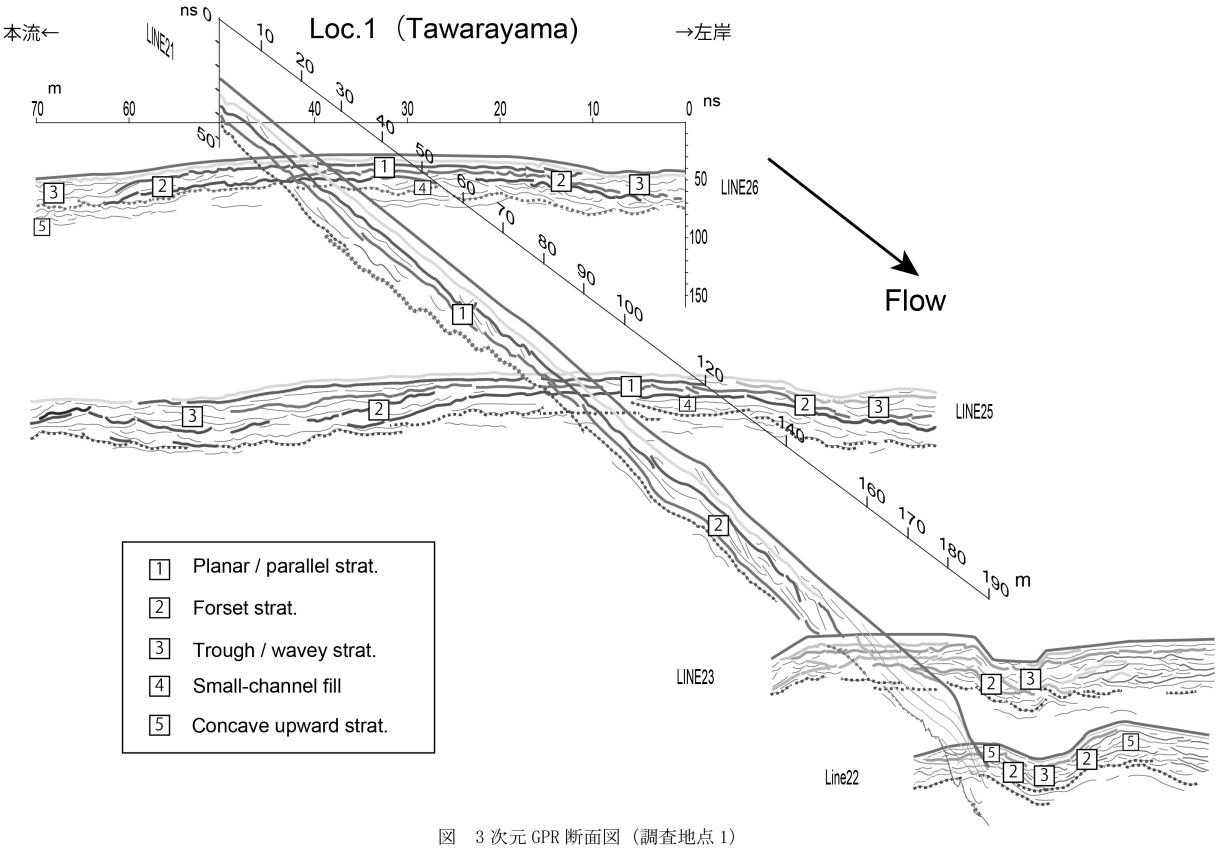


図　3 次元 GPR 断面図（調査地点 1）

引用文献：
静岡河川事務所，2012，平成２３年度安倍川資料，758p.
Bridge，J.S.，2003，Rivers and floodplain. Blackwell Scientific，Oxford，504p.

O6

遠州トラフにおける安乗口海底谷埋積物の三次元サイスミック地形学的特徴

3D seismic geomorphology of Anoriguchi canyon-fill deposits, Enshu Trough, Japan

小松侑平・鈴木清史・藤井哲哉（JOGMEC）
Yuhei Komatsu, Kiyofumi Suzuki, Tetsuya Fujii (JOGMEC)
連絡先：小松侑平 (komatsu-yuhei@jogmec.go.jp)

深海底に発達するタービダイトや海底扇状地堆積物は，石油・天然ガスなどの炭化水素資源の有望な貯留層として知られており，世界各地で探鉱開発が行われている．海底扇状地システムは，陸上で現生アナログを観察できないため，三次元地震探査データによる海底扇状地形状情報や各構成要素内部の高精度可視化が大きな意味を持つ．さらに，浅層部の地震探査データを用いた海底近傍の地形研究は，深層部に比べて高解像度の堆積物の内部構造情報を提供することができるため非常に重要である．得られたチャネルなどの各堆積体の形態や積み重なり様式の情報は，石油開発における貯留層モデリングの際の入力情報（地質学的拘束条件）として利用されている．

東部南海トラフの第二渥美海丘に発達するメタンハイドレート（MH）貯留層は，中部更新世に堆積した複数の海底チャネルからなるチャネル複合体堆積物で構成されており，その空間分布は主に地震探査データ解釈によって推定されている．しかし，MH 濃集区間の地震探査データではハイドレートの胚胎に伴う反射波の強調や，海底疑似反射面（BSR）などの強振幅を持つ反射波による下位の反射波の減衰によって，堆積体本来の形状を正確に反映していない可能性がある．

本研究では，精度の高い堆積体の分布形態を把握するために，遠州トラフに発達する安乗口海底谷埋積物を対象に三次元サイスミック地形学的解析を実施し，内部構造および堆積プロセスの検討を行った．安乗口海底谷は，MH 貯留層形成時に第二渥美海丘周辺へ砕屑物を供給した海底谷の一つであり，貯留層モデリングや地震探査データ解釈のアナログになりうる．

三次元地震探査調査区域内の安乗口海底谷は，海底を深く削り込む侵食面を持ち，その流路は北北東～南南西の方向へほぼ直線的に延びている．海底谷は幅 2 km，長さ 9 km，厚さ 50 – 200 ms (TWTT) に達し，その厚さは下流方向に向かって厚くなる．内部は強振幅の反射波からなり，3 つのユニットに区分される．下部ユニットは不連続でパッチ状の強振幅反射波を特徴とするチャネル充填堆積物と，その上位に発達する連続性の良い強振幅反射波のシート状堆積物の組み合わせからなる．中部ユニットは上下のユニットと比べて相対的に弱振幅の不規則で無秩序な反射波からなることから，海底谷壁の崩壊に伴うスランプなどのマストランスポート堆積物と解釈される．上部ユニットの上流域では複数の流路を持つチャネル充填堆積物が発達し，下流方向に向かってシート状堆積物に漸移変化する．下部ユニットのチャネルの横断面形が幅 500 – 700 m，層厚 40 – 80 ms の V 字谷であるのに対し，上部ユニットは幅が 1200 – 1800 m，層厚 20 – 50 ms の U 字谷形（トラフ型）をなしている．

各チャネルの内部構造や形状は，上部・下部 2 回のチャネル形成が氷河性海水準変動に対応していると想定すると，低海水準期における陸源の粗粒堆積物供給量の違いを反映して形成された可能性が考えられる．

O7

三次元サイスミック地形学と FMI ファシス解析による三陸沖前弧堆積盆北西部の始新統～漸新統河川～デルタシステムの検討

3D seismic geomorphology and FMI facies of the Eocene to Oligocene fluvio-deltaic system in the northwestern Sanriku-oki forearc basin, northeast Japan

高野　修・辻　隆司・西村瑞恵（石油資源開発技術研究所）・山田泰広(京都大学)
Osamu Takano, Takashi Tsuji, Mizue Nishimura (JAPEX Research Center) and Yasuhiro Yamada (Kyoto Univ.)
連絡先：高野　修 (E-mail: osamu.takano@japex.co.jp)

１．目的と手法

三陸沖前弧堆積盆の古第三系の堆積システムの詳細や堆積盆セッティングを明らかにすることを目的として，IODP Exp. 337（下北沖掘削）の始新統～漸新統の FMI (borehole resistivity image) ファシス解析・シーケンス層序区分，および下北沖掘削サイト周辺において取得されている経済産業省国内石油天然ガス基礎調査の三次元地震探査データ（基礎物探「三陸沖北西 3D」）のサイスミック地形学(seismic geomorphology)解析を実施した。サイスミック地形学解析では，Ounc 不整合面(大澤ほか，2002；Takano et al.，2013)の摘出，不整合面上下を解析ウィンドウとした振幅不透明度調整画像解析，および主要シーケンス境界面間の 3D サイスミックファシス解析を実施した。

２．IODP Exp.337 サイトでの FMI ファシスとシーケンス層序

IODP Exp. 337 サイトにおける中部始新統～漸新統の FMI ファシス解析（岩相・堆積構造・境界面の認定）およびコア，ガンマ線検層データとの対比の結果，石炭相，氾濫原互層相，河川チャネル砂岩・礫岩層，潮汐低地砂岩相，潮汐低地互層相，内湾泥岩相などの堆積相が認められた。これらの堆積相の出現により，中部始新統～漸新統は網状河川，蛇行河川，潮汐低地，内湾システムからなるといえる。これらの累重様式は海進海退サイクルを示しており（河川→潮汐→内湾→潮汐→河川），中部始新統内および漸新統内にそれぞれ５つの堆積シーケンスが認定できる。

３．3D サイスミック地形学解析による中部始新統～漸新統河川～デルタシステムの復元

Ounc 不整合層準の振幅不透明度調整画像の摘出の結果，下北半島東方において，西から東もしくは南東方向へ流下する，幅 5～10 km のチャネルゾーン幅を持つ網状河川系が存在したことが明らかになった。IODP Exp. 337 サイトはこの網状チャネルゾーン中に位置しており，同層準ではチャネル礫岩相を示している。また画像から，チャネルゾーンの付け替え（側方シフト）が起こっていたことも見て取れる。チャネルゾーン幅から推察される河川規模および漸新世の古地理を勘案すると，大陸から直接流下する大規模河川系であった可能性が高いと考えられる。この河川系はさらに東方で海洋に流下してデルタを形成するとともに，沖合側にダウンラップする大規模な堆積体ウェッジを形成していたことが，層厚分布や震探断面から読み取れる。一方，Ounc 不整合の下位および上位層準では，下北半島側で bay head delta が発達し，IODP Exp. 337 サイト付近では潮汐低地が広がっていたことが，ファシス解析結果および振幅・サイスミックファシス平面分布画像から読み取れる。

文献：大澤正博ほか，2002，石油技術協会誌，**67**，38-51；Takano, O. et al., 2013, In Itoh, Y. ed., *Mechanism of Sedimentary Basin Formation*, InTech, 3-25

O8

Hurst 指数を用いたタービダイトサクセッションの層相解析

Facies analysis of turbidite succession using Hurst exponent

石原与四郎（福岡大学理学部）・木俣圭佑（スイモン LLC.）・高野　修（JAPEX）
Yoshiro Ishihara (Fukuoka Univ.), Keisuke Kimata (Suimon LLC.) and Osamu Takano (JAPEX)
連絡先：石原与四郎（ishihara@fukuoka-u.ac.jp)

1. はじめに

Hurst 指数は時系列の長期記憶性の指標として用いられる（たとえば，松葉，2007）．しばしば株価の変動の解析に用いられるが，元々は Hurst（1951）によるダムの設計の際に R/S 解析（Rescaled Range Analysis）によって得られる指数として考案され，その後様々な時系列データについて解析が行われた（Hurst et al.，1965; Mandelblot and Wallis，1969; Plotnick and Prestegaard, 1995）．解析の結果得られる Hurst 指数は，時系列のフラクタル性の指標になることでも知られる．Hurst 指数を地質学的データに用いた例としては，Chen and Hiscott（1999）や Felletti（2004）がタービダイトサクセッションの層相区分に利用し，川上ほか（1990）が縞状堆積物のフラクタル解析に用いたものがある．特に，Chen and Hiscott（1999）は R/S 解析を応用し，タービダイトサクセッションごとに層厚の特性を得て，これらが堆積盆内のどこに堆積したタービダイトのユニットなのか分類できるのではないかと考えた．しかしながら彼らも指摘している通り，天然で得られたデータを自動的に分類するには難しい状況にある．また，彼らが考案した手法では厳密に”時系列”としてタービダイトサクセッションを取り扱っておらず，R/S 解析をタービダイトの時系列に適用した例も認められない．

本研究では，幾つかのタービダイトサクセッションについて，半遠洋性泥岩の層厚を時間と仮定し，タービダイトの層厚や層数が変動する時系列として Mandelblot and Wallis（1969）による R/S 解析を行った．そしてこれらを層相解析に用いることができるかどうか検討した．対象は宮崎県宮崎市を中心に分布する宮崎層群青島層および幾つかの坑井データである．

2. R/S 解析

本研究では，半遠洋性泥岩の層厚を時間として用い，タービダイトの堆積量（層厚）と堆積数（層数）の変動として疑似的な時系列を作成し，R/S 解析に用いた．R/S 解析では，ある期間 τ における最大と最小の値の差（R）をその区間における値の標準偏差 S で割った値が，様々な τ において得られる．この時，$R/S=(\tau/2)^H$ の関係が成り立つとされ，H が Hurst 指数である．実際には，Hurst et al.（1965）によって提示されたこの考えを改良した Mandelbrot and Wallis（1969）の Pox Plot を用いて指数を計算した．Hurst 指数は，高い値を持つ場合にはその時系列に長期記憶性，すなわち，トレンドが認められるのに対し，0.5 に近い例ではノイズに近いものになる．層相の区分に際して，ここでは比較的層相の違いを反映しやすい単層の平均層厚の時系列パターンを元に層準を分け，それぞれ Hurst 指数を求めた．

3. タービダイトサクセッションと Hurst 指数

青島層の「タービダイトサクセッション」は，かつてより特異な層厚頻度分布を持つことが指摘されてきた（Muto, 1995; 石原ほか，2009）．これらの時系列の R/S 解析の結果では，下部と上部で明瞭な違いが認められた．下部は泥岩層が卓越するサクセッションであるが，「タービダイト」堆積のタイミングが 0.5 周辺の Hurst 指数を持つが，堆積量は 0.7 周辺とやや高い値となった．一方，上部ではいずれも下部よりも高い値を示した．Hurst 指数が 0.5 付近であることは時系列に持続性がない，すなわち「タービダイト」の堆積数の変動が Brown noise に近いものであることが示唆される一方，堆積量は下部でも上部でも持続性があること，すなわち増減の変化が認められた．これらの結果は，自己相関関数やタービダイトサクセッションの層厚頻度分布とも調和的である．

いくつかの坑井ログから得られた Hurst 指数では，概ね堆積数は 0.6～0.8，堆積量は，0.5～0.65 の値を示した．検討した例では堆積数，堆積量ともに高い値を示す，時間的に増加・減少するようなトレンドをもつものや，いずれも低い値を示す Brown noise であるものは少ない．そして堆積数・堆積量のどちらかが高い値を持つか，いずれも中程度の値を持つものとに分かれる．これらの結果は，タービダイトの堆積量や堆積数は層相によって異なり，それぞれが独自の値を取る可能性を示唆する．

Chen and Hiscott（1999）がタービダイトの層厚のクラスタリングの指標として Hurst 指数を用いて層相の解析を行ったのに対し，本研究ではタービダイトの堆積数や堆積量の指標としてこれを用い，単調なタービダイトサクセッションでも層相ごとに特徴のあることを明らかにした．このような解析はタービダイトの堆積量やタイミングが層相ごとにどのような特徴を持つのかを明らかにするだけでなく，層相分類のための定量的な指標となると考えられる．

文献

Chen, C. and Hiscott, R.N., 1999, *Jour. Sedim. Res*., **69**, 505-517.

Felletti, F., 2004, Spatial variability of Hurst statistics in the Castagnola Formation, Tertiary Piedmont Basin, NW Italy: discrimination of sub-environments in a confined turbidite system. In Lomas, F. and Joseph, P. eds., GSL Spec. Pub. 222.

石原与四郎ほか, 2009, 堆積学研究, **67**, 65-84.

Hurst, H. E., 1951, *Trans. Amer. Soc. Civil. Eng*., **116**, 770-808.

Hurst et al., 1965, Long-term Strage: An Experimental Study, Constable, London, 145p.

川上紳一ほか, 1990, 堆積学研究会報, **32**, 17-24.

Mandelbrot, B. and Wallis, J.R., 1969, *Water Resources Research*, **5**, 321-340.

松葉育夫, 2007, 長期記憶過程の統計:自己相似な時系列の理論と方法, 共立出版, 359p.

Muto, T., 1995, *Tera Nova*, **7**, 417-423.

Plotnick, R. E. and Prestegaard, K. L., 1995, Time series Analysis I. In Middleton et al., eds., SEPM Short Course No. 36.

O9

日本海信濃川・阿賀野川沖堆積物表層コアに見られる，20 世紀後半の堆積速度変化

Changes in MAR off the Niigata Coast during the later 20th century

白井正明（首都大）・大村亜希子（東大）・林崎　涼（首都大）
・宇津川喬子（首都大）・丹羽雄一（東北大）
M. Shirai (TMU), A. Omura (Univ. Tokyo), R. Hayashizaki (TMU),
T. Utsugawa (TMU) and Y. Niwa (Tohoku Univ.)
連絡先：白井正明 (mshirai@tmu.ac.jp)

はじめに

河川における巨大ダムや砂防ダム群の建設が下流および海岸域への砂質粒子の運搬を阻害し，海岸線の後退を引き起こしていることは良く知られている（例えば，小池，1997）．一方でダム湖内の堆積物のほとんどは泥質粒子から成ることから類推すると，河川からの土砂供給の減少が陸棚～半遠洋的環境にまで影響を与えている可能性を検討することは重要である．学術研究船淡青丸 KT-10-6 次航海 Leg. 1（函館–新潟）において，人類活動が深海底に及ぼす影響の評価を目的に，新潟沖の陸棚–海盆・トラフ底の表層堆積物コア試料を採取した．それらの内いくつかのコア試料について，鉛同位体（Pb-210）の濃度変化を基に，20 世紀後半における堆積速度（MAR; Mass Accumulation Rate）の復元を試みた．

コア試料採取地点

学術研究船淡青丸 KT-10-6 次航海（主席研究員：土屋正史博士）前半の Leg. 1（函館–新潟）において，新潟沖（最上トラフ南端–佐渡海盆）の陸棚–海盆・トラフ底の表層堆積物を採取した．今回測定を行ったのは，これらのサンプルのうち，信濃川本川と阿賀野川の河口が位置する新潟市街の沖合の試料である．この海域では信濃川と阿賀野川による活発な土砂供給を反映するためか，周辺海域に比べ陸棚の幅が広く，水深 200 m 以浅の地形が海岸線から 30～40 km 沖合まで続く．本海域に流出する信濃川は日本最大の河川長，日本第 3 位の流域面積をもつ国内屈指の大河川であるが，1922 年に大河津分水路（新信濃川）が開通して以来，基本的に増水時の水は寺泊方面に排出されており，越後平野には流入しない．信濃川本川河口の西側の新潟海岸では，昭和初期から海岸線の後退が顕著であったが，これは大河津分水路の完成により信濃川本川からの土砂供給が激減したためと考えられている（例えば，磯部，1980）．阿賀野川の河川長は日本第 10 位，流域面積は日本第 8 位であるが，流域は豪雪地帯であり，河川流量は日本最大といわれる．信濃川・阿賀野川両河川の河口から北北西約 25km，陸棚のほぼ中央部に位置する NG1004（北緯 38°10.0’，東経 138°58.3’，水深 130 m）と，河口から北北西約 45km，陸棚から最上トラフに下る斜面上の海底谷上に位置する NG1002（北緯 38°18.6’，東経 138°49.0’，水深 370 m）のコア試料上部の堆積速度を見積もった．

堆積速度（MAR）の見積もり

測定試料にはコア試料採取直後にコア上面から 1cm 厚にスライスし，保存したものを用いた．110℃，12 時間以上の乾燥後，軽く粉砕・撹拌したものを測定用容器に封入した．約 1 ヶ月後に首都

大学東京地理学教室所有の ORTEC 社製 Ge 半導体検出器を用いて，ガンマ線スペクトルの測定を行った．Pb-210 の放射線濃度より Pb-214 の放射線濃度を差し引くことにより，大気中から降下した過剰 Pb-210 の放射線濃度変化を見積もり，それを基に堆積速度を算出する（例えば，金井，2000）．さらに東京大学大気海洋研究所所有のヘリウム置換式ピクノメーターを用いてキューブ試料（7 cc，1 辺 2.25 cm）の乾燥かさ比重を算出し，半遠洋性沈積粒子の堆積速度（MAR）に換算した．

Pb-210 の半減期は約 22 年であり，過去 100 年間程度の堆積速度の見積もりが可能である．陸棚上で採取された NG1004 コアの過剰 Pb-210 の減衰はばらつきが大きく，活発な底生生物の活動を反映していると考えられる．測定できたコア上半部の平均 MAR は約 0.2 g/cm^2/y と大きく，1970 年程度までしか遡ることができなかった．一方，最上トラフ斜面の海底谷沿い（水深 370m）で採取した NG1002 コアでは，1970 年頃に MAR がそれ以前の約 2/3 の，約 0.1 g/cm^2/y に減少していると見積もられた．阿賀野川流域最大の奥只見ダムは 1960 年に完成しており，MAR の減少と年代的に良く一致する．

半遠洋的環境での 20 世紀半ばにおける堆積速度の減少

白井ほか（2013）は，紀伊半島沖の西部熊野トラフの西縁～中央部で採取された複数の表層コア試料の堆積速度を Pb-210 の濃度変化を基に見積もり，20 世紀半ばの MAR の減少を報告している．紀伊半島では 19 世紀末に十津川大水害が発生しており，19 世紀末から 20 世紀前半の MAR 増加の結果，20 世紀半ばに相対的に MAR が低下したという可能性も否定はできなかった．しかし今回，日本海側の新潟沖でも MAR の低下が示されたことは，20 世紀半ばの MAR の低下が日本列島周辺の各海域で共通する現象である可能性を示す．ダム堆積物と半遠洋性堆積物の粒度の類似性などを考慮すると，これらの堆積速度の減少は 20 世紀半ばに盛んに行われた大規模ダム建設に起因する，河川からの細粒物質の排出の減少を反映している可能性が高い．すなわち大規模ダム建設に伴う砕屑粒子の運搬の阻害による影響は，海岸線のみだけでなく，大陸棚から半遠洋的環境まで，広域に及んでいる可能性がある．

謝辞

KT-10-6 次航海 Leg.1 の同乗研究者や乗組員の諸氏にはコア試料採取時に大変お世話になりました．首都大学東京地理学教室の大学院生・学部生諸氏には測定用試料の準備等でご協力頂いた．以上の方々に深く感謝します．

文献

磯部一洋，1980，わが国における海岸浸食と堆積．地質ニュース，**313**，6–15.

金井　豊，2000，鉛の地球化学．地質ニュース，**556**，20–34.

小池一之，1997，海岸とつきあう　自然環境とのつきあい方 5．岩波書店，160p.

白井正明，大村亜希子，伊藤拓馬，丹羽雄一，2013，熊野トラフ西部の半遠洋性堆積物表層部における過去約 100 年間の堆積速度．日本第四紀学会講演要旨集，**43**，8–9.

O10

ベトナム南東部ムイネーにおける過去数十年間の砂丘移動速度

Dune migration rate over recent decades at Mui Ne dunefield, southeastern Vietnam

田村　亨・斎藤文紀（産業技術総合研究所地質調査総合センター）
Nguyen Van Lap・Ta Thi Kim Oanh（ベトナム科学技術アカデミー）
Mark D Bateman（シェフィールド大学地理学教室）
Colin V Murray-Wallace（ウロンゴン大学地球環境科学教室）
佐藤明夫（東京大学大学院新領域創成科学研究科）
Toru Tamura, Yoshiki Saito (Geological Survey of Japan, AIST)
Nguyen Van Lap, Ta Thi Kim Oanh (Vietnam Academy of Science and Technology)
Mark D Bateman (Department of Geography, University of Sheffield)
Colin V Murray-Wallace (School of Earth and Environmental Science, University of Wollongong)
Akio Sato (GSFS, University of Tokyo)
連絡先：田村　亨 (toru.tamura@aist.go.jp)

１．はじめに

南シナ海では，冬季（乾季）の強く乾いた北東季節風と夏季（雨季）のやや弱く湿った南西季節風とのコントラストが強い．このため，夏季に河川から海岸に流出する堆積物が冬季の季節風に駆動される沿岸流で漂流する現象が見られる．また，過去のデルタ海岸線形態の解析から，この冬季の沿岸流が小氷期には中世の温暖期に比べて強まった可能性が示唆されている．これは，数十〜百年スケールの広域的な気候変動が南シナ海の季節風の強度に影響を与え，さらに局所的な堆積物運搬や地形形成に影響を与える可能性を示すが，この地域には比較対象となるような同様の時間スケールでの古環境指標が得られていない．

ベトナム南東部の Binh Thuan 省の沿岸部には，長さ 100 km，最大幅 20 km，最大標高 150 m 以上の巨大なバリアーが見られる．このバリアーは少なくとも 20 万年以上に形成が始まったと考えられているが，一部が植生のない砂丘地となっており，そこでは東北東からの冬季季節風の風向に移動する横列砂丘や縦列砂丘が現在も発達している．我々は，これら砂丘地のうちムイネー（Mui Ne）において地中レーダ探査と光ルミネッセンス年代測定を適用し，過去の砂丘移動速度を見積もり，冬季季節風の変動を復元することを試みた．

２．研究地域と研究手法

ムイネーでは平均波長約 80 m，高さ数 m〜10 m 程度の横列砂丘が見られる．周波数 100 MHz のアンテナを用いて，横列砂丘クレストの直交方向に長さ 1,500 m，クレストに平行な方向に長さ 500 m で，それぞれ深度 15 m の２つの断面を得た．また直交断面の中から 3 つの横列砂丘を選び，周波数 250 MHz のアンテナを用いて高分解能の断面を取得した．さらに地中レーダ断面の堆積構造に基づきハンドオーガーで地下試料を採取してルミネッセンス年代を決定し，その年代値から砂丘の形成時期

と移動速度とを求めた.

３．結果と考察

地中レーダ断面では，表層の地形から推定されるように，冬季季節風の風向である西南西に傾斜するフォーセット層理が認められた．また，再活動面も認められた．夏季の南西風による砂丘移動の痕跡が見られないのは，風速が比較的小さいことに加え，降雨により砂の移動速度が減少することが原因と考えられる．また，再活動面はこうした風向の反転や降雨によるフォーセット面の変形に関連しているであろう.

ルミネッセンス年代は，横列砂丘基底より上の部分は 120 年前以降，それより深部では 380 年前，4,300 年前，11,300 年前，33,300 年前の値が得られた．これらの年代値は，後期更新世以降に堆積した砂丘砂の上に，最近 120 年前以降，冬季季節風によって横列砂丘が移動してきたことを示す．横列砂丘の 120 年前以前の堆積物は，少なくとも高分解能探査を行った 3 つの横列砂丘では lee 面の侵食により保存されていないだけの可能性がある．したがって，得られた結果では 120 年前以前の風成作用に関する情報は得られない.

砂丘の西南西方向への移動速度は，3 つの横列砂丘のうち，小規模な波長 85 m の砂丘で過去 120 年間の平均 0.63 m/year，波長 90 m の砂丘で過去 110 年間の平均 0.91 m/year，大規模な波長 220m の砂丘では過去 90 年間の変動範囲が 1.6～6.0 m/year，平均 2.45 m/year と見積もられた．多数の年代値が得られた波長 220m の砂丘では，砂丘の基底部に凹凸があり，その凹凸によってフォーセット高の低い部分では側方への移動速度が大きく，低い部分では移動速度が小さくなる傾向が見られた．このことから，砂の運搬量は側方への砂丘移動だけでなく，移動高も考慮して評価する必要がある.

４．おわりに

ここでは，ムイネーの横列砂丘に対する地中レーダ探査と光ルミネッセンス年代測定により，過去 120 年間ではおよそ年間 1 m 程度の速度で横列砂丘が西南西方向に移動していることが明らかになった．当地域の更新世の風成堆積物では熱帯特有の続成作用により，ルミネッセンス年代測定がうまく機能しないとする研究例があるが，ここで扱った完新世の砂丘堆積物には続成作用の程度が低く，地中レーダ探査と光ルミネッセンス年代測定を組み合わせた探査手法が適用可能なことが明らかとなった．今回の探査測線では横列砂丘の lee 面における侵食により数十年スケールの変動を読み取ることは難しいが，別の探査測線に同様の手法を適用することで，冬季季節風に関連する砂丘の移動速度とその数十年変動を復元できる可能性がある.

O11

モンゴルの年縞湖成層のラミナレベル解析：白亜紀中期“超温室期”の数年～数十年スケール気候変動の解明に向けて

Lamina-scale analysis of Mongolian lacustrine varve deposits: Toward understanding of annual- to decadal-scale climate changes in mid-Cretaceous “Supergreenhouse”

長谷川精（名古屋大），安藤寿男（茨城大），太田亨（早稲田大），長谷川卓（金沢大），山本正伸（北海道大），長谷部徳子（金沢大），村田崇行（茨城大），新谷広紀（早稲田大），Li G. (南京地質古生物研)，Ichinnorov N.（モンゴル古生物センター），西本昌司（名古屋市科学館），山口浩一，岩間由希（名古屋市工業研究所）

Hasegawa, H. (Nagoya Univ.), Ando, H. (Ibaraki Univ.), Ohta, T. (Waseda Univ.), Hasegawa, T. (Kanazawa Univ.), Yamamoto, M. (Hokkaido Univ.), Hasebe, N. (Kanazawa Univ.), Murata, T. (Ibaraki Univ.), Shinya, H. (Waseda Univ.), Li, G. (Nanjing Institute), Ichinnorov, N. (Paleontological Center), Nishimoto, S. (Nagoya City Science Museum), Yamaguchi, K., Iwama, Y. (NMIRI)

連絡先：長谷川精 (Email: hase@num.nagoya-u.ac.jp)

白亜紀中期（1 億 2600 万年～8900 万年前）は，顕生代の中でも最も温暖化が進んだ時期であり，大気 CO_2 濃度が現在の 4～10 倍に達し，極域にも氷床がなく，極度な温室効果を受けた“超温室期”として知られる．白亜紀中期には，特に緯度方向（赤道～極域）の温度勾配が著しく小さかった事で特徴付けられ，赤道から極域へ熱を輸送するシステムが強化されていた事を示唆しており，熱輸送を担う大気や海洋の循環システムが現在とは著しく異なっていた可能性が高い．しかし，白亜紀“温室期”において実際に大気循環システムがどのようであったかを示す直接的証拠は示されていなかった．Hasegawa et al. (2012)は，アジア内陸の古気候指標堆積物（特に砂漠堆積物）の時空変遷を詳細に復元することにより，白亜紀を通じた気候帯の変遷や大気循環システムの変動を復元した．その結果，白亜紀前期および後期には亜熱帯乾燥域が現在よりも高緯度側まで拡がっていたが，白亜紀中期“超温室期”には，亜熱帯高圧帯が赤道側にシフトし，中緯度域が広域的に湿潤化していたことが明らかになった．この結果は，温暖化に伴って陸域の気候は単純に湿潤化していくのではなく，大気 CO_2 濃度に閾値があり，その閾値を超えて温暖化した際に，大気循環の激変（ハドレー循環の縮小）と陸域の著しい湿潤化が起こる可能性を示す．しかし白亜紀中期“超温室期”に，どのようなメカニズムで大気循環システムの激変が起こったのかは，依然として不明であった．

そこで我々は，白亜紀中期にアジア中緯度域に湿潤気候が拡がった事の証拠である湖の地層記録に着目し，モンゴル南東部の湖成層（シネフダグ層）を対象として，白亜紀中期“超温室期”における陸域水循環システム変動の復元を行い，同時期における大気循環システム激変のメカニズム解明を試みている．これまでの研究により，シネフダグ層（層厚約 350 m）はアプチアン期前期～後期の連続的記録を有し，その堆積相（頁岩，苦灰質頁岩，ドロマイトの互層）は地球軌道要素変動を反映した湖水位（降水量）や気温の変動を反映している事が明らかになった（e.g., Ando et al., 2011）．さらに，シネフダグ層の頁岩および苦灰質頁岩は，年縞と考えられるラミナ（平均ラミナ厚 65μm）が保存されている．そこで，EPMA を用いた元素組成変動測定によってラミナの層厚変動を予察的に解析した結果，約 200μm，350μm，750μm の卓越周期サイクルが見られた．これらの卓越周期は，平均ラミナ層厚の 65μm が 1 年に相当するとして計算すると，約 3～5 年および約 11 年の

周期に相当し，エルニーニョ/南方振動（ENSO）や太陽活動に起因するとされる北極振動（AO）などに類似した気候変動が白亜紀中期にも存在した可能性が示唆された．本研究と同様に，年縞を保存する白亜紀後期の海成層（Davis et al., 2011）や始新世中期の湖成層（Lenz et al., 2010）の研究でも，同様な約 3～5 年および約 11 年の卓越周期が報告されており，ENSO や太陽活動周期に類似した数年～数十年スケールの気候変動が，白亜紀や始新世にも存在した可能性が指摘されている．また中期更新統蒜山原層の年縞周期変動を解析した研究結果（石原・宮田，1999; Masuda et al., 2004）でも，太陽活動周期に類似した卓越周期変動が復元されている．

そこで本研究では，シネフダグ湖成層に記録されると期待される，数年～数十年スケールの気候変動をより詳細に復元するために，X 線分析顕微鏡（Horiba XGT-5000@名古屋市工業研究所）を用いて，ラミナレベル（測定解像度 60μm）で元素組成変動を測定し，ラミナ層厚の時系列変化と卓越周期の解析を行った．先述したように平均堆積速度は 65μm/yr（6.5cm/ky）と見積もっており，測定解像度は 1 データが約 1 年間に相当する．厚さ 13cm（約 2000 年間に相当）の頁岩試料に対して測定した元素組成変動（Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, Mn, Fe）を解析した結果，約 0.7mm，約 5.8mm，約 26mm の卓越周期が検出された．これらの卓越周期は，堆積速度 65μm/yr で計算すると，約 11 年，約 89 年，約 400 年の周期に相当し，太陽活動周期（約 11 年，約 88 年，約 400 年）に類似した周期の気候変動が記録されていることが示唆された．ただし現在のところはラミナ（年縞）の平均層厚を 65μm（堆積速度 6.5cm/ky）として卓越周期の計算を行っているが，岩相や層準毎に堆積速度は微妙に変動していると考えられる為，今後は XGT で分析を行った試料の薄片作成と検鏡および EPMA 分析を併せて行い，より正確な卓越変動周期とその長期変動の解明を試みる．そして白亜紀中期における数年～数十年スケールの気候変動の復元およびその要因究明を行い，白亜紀中期“超温室期”における大気循環システム激変のメカニズムの解明を試みて行く予定である．

参考文献:

Ando, H., Hasegawa, H., Hasegawa, T., Ohta, T., Yamamoto, M., Hasebe, N., Li, G., Ichinnorov, N. (2011) Jurassic-Cretaceous lacustrine deposits in East Gobi basin, southeast Mongolia, *Journal of the Geological Society of Japan*, **111**, XI–XII.

Davis, A., Kemp, A.E.S., Palike, H. (2011) Tropical ocean-atmosphere controls on inter-annual climate variability in the Cretaceous Arctic, *Geophysical Research Letters*, 38, L03706, doi:10.1029/2010GL046151.

Hasegawa, H., Tada, R., Jiang, S., Suganuma, Y., Imsamut, S., Charusiri, P., Ichinnorov, N., Khand, Y. (2012) Drastic shrinking of the Hadley circulation during the mid-Cretaceous Supergreenhouse, *Climate of the Past*, 8, 1323–1337.

石原与四郎，宮田雄一郎 (1999) 中期更新統蒜山原層（岡山県）の湖成縞状珪藻土層に見られる周期変動，*地質学雑誌*, **105**, 461–472.

Lenz, O.K., Wilde, V., Riegel, W., Harms, F.J. (2010) A 600 k.y. record of El Niño–Southern Oscillation (ENSO): Evidence for persisting teleconnections during the Middle Eocene greenhouse climate of Central Europe, *Geology*, **38**, 627–630.

Masuda, F., Ishihara, Y., Miyata, Y., Tomita, S., Naruse, H. (2004) Dansgaad-Oeschger Millennial Oscillations in Global Climate Caused by Solar Cycles: an 8,000-yr Record of Lake Varves at 500Ka, Proceedings of CAWSES Kichoff Meeting, p.98–101.

O12

異なる地表植生下における鍾乳石成長過程の相違
—南大東島を例として—
Differences of the growth mechanism of stalagmites beneath different vegetation in Minami-Daito Island, southwest Japan.

鹿島美香・佐藤祐也（熊大理）・吉村和久（九大院・理）・嶋田　純・松田博貴（熊大院・自然）
Kashima, M., Sato, Y. (Kumamoto Univ.), Yoshimura, K. (Kyushu Univ.),
Shimada, J. and Matsuda, H. (Kumamoto Univ.)
連絡先：松田博貴 (hmat@sci.kumamoto-u.ac.jp)

鍾乳石の成長速度や炭素・酸素同位体比は，鍾乳洞直上の地表環境を強く反映する．成長速度は，土地利用形態に左右される地表での蒸発散量や降水の地下浸透量，洞内湿度，ならびに滴下水の炭酸カルシウムの過飽和度等に影響される．また鍾乳石の炭素同位体比は気候や地表の植生に，酸素同位体比は滴下水の酸素同位体比や水温等に影響され，その結果，鍾乳石には，形成時の地表環境が記録されている．そこで本研究では，南大東島の異なる地表植生下の鍾乳石を用い，その成長速度と炭素・酸素安定同位体比を基に，入植に伴う地表環境の変化と鍾乳石成長過程の相違について検討した．

沖縄県南大東島は，沖縄本島の東方，約 360km に位置し，苦灰岩・石灰岩からなる海洋島である．南大東島は，西暦 1900 年に玉置半右衛門により開拓されるまで無人島であり，その後，全島にわたって亜熱帯天然林から甘蔗園へと開墾された歴史を有する．検討鍾乳石試料の試料 MD-IM-2 は,現在，甘蔗園が広がる中央低地の今村洞より採取され，採取地点は甘蔗園の直下に位置する．一方，比較対象とした試料 MD-YS-4 は，今村洞と同様に中央低地に開口する山下洞より採取されたが，その採取地点は，現在も亜熱帯天然林の直下にあたる洞奥に位置する．

年縞幅に基づく成長速度は，甘蔗園下に位置する試料 MD-IM-2 では，鍾乳石表面から約 26mm の位置で大きく変化し，それより下位では年平均成長速度が 40.9μm であるのに対し，それよりも上位では 226.7μm と 5 倍強の成長速度に変化する．この成長速度が大きく変化した時期は，年縞幅から南大東島が無人島から有人島へとなった年（西暦 1900 年；現在から 112 年前）とよい一致を示す．一方，亜熱帯天然林下に位置する試料 MD-YS-4 では，年平均成長速度は 59.1μm であり，入植前後で成長速度に大きな変化は認められない．また試料 MD-IM-2 の炭素同位体比は，-10.94～-0.76‰$\delta^{13}C_{PDB}$ の範囲で変動するが，成長速度と同様に，表面から 26.0mm より下位では-10.94～-3.98‰$\delta^{13}C_{PDB}$ と相対的に軽い値を示すのに対し，26.0mm で急激に重くなり，それより上位では-2.61～-0.86‰$\delta^{13}C_{PDB}$ の値を示し，入植を境に相対的に重い値へと大きく変化する．酸素同位体比は，-8.57～-6.70‰$\delta^{18}O_{PDB}$ の範囲で変動するが，入植前後での有為な変化は認められない．試料 MD-YS-4 でも同様に，炭素同位体比は-11.85～-5.00‰$\delta^{13}C_{PDB}$ の範囲で，酸素同位体比は-8.84～-6.04‰$\delta^{18}O_{PDB}$ の範囲で変動するが，入植前後での有為な変化は認められない．

試料 MD-IM-2 における入植前後での成長速度と炭素同位体比の急激な変化は，入植に伴い亜熱帯天然林から甘蔗園へと開墾され，植生が大きく変貌したことに起因すると考えられる．その原因として，成長速度においては，蒸発散量・保水能力・水浸透メカニズムの変化とそれに伴う滴下水の水質化学的性質の変化が推定される．また炭素同位体比の急激な変化は，地表植生が亜熱帯天然林（C3 植物）から甘蔗園（C4 植物）へと変化したことによると考えられ，その時期が開拓者の入植と一致することはきわめて合理的である．一方，両試料とも亜熱帯天然林下にあった時期には，成長速度，炭素・酸素安定同位体比共に，緩やかな変動を示しており，これらは南大東島域における気候変動とそれに伴う地表環境と鍾乳石の形成メカニズムの変化が記録されている可能性が指摘される．

O13

生物の働きによって形成される石灰岩ダム地形

Travertine dams formed by a biological process

泉　典洋（北海道大学）・パーカー，ゲーリー（イリノイ大学）
Norihiro Izumi (Hokkaido University), Gary Parker (University of Illinois)
連絡先：泉　典洋 (nizumi@eng.hokudai.ac.jp)

石灰岩で覆われたカルスト地帯では，独特の特徴的な地形（カルスト地形）が形成されることが知られている．カルスト地形が通常の地形と違った独特のものとなるのは，一般的な地形が水や風の流れによる土砂の侵食や堆積によって形成されるのに対して，カルスト地帯の地形形成が主として化学的な反応によって発生するからであろう．石灰岩の主成分は炭酸カルシウム($CaCO_3$)であるが，これは通常水に溶けない．ところが二酸化炭素が溶けた水，炭酸と反応すると炭酸水素カルシウムとなり，カルシウムイオン(Ca^{2+}) と炭酸水素イオン(HCO_3) の形で水に溶解する．場所によって石灰岩が溶かされて侵食が発生したり，水に溶けた石灰岩が析出して堆積が発生したりすることで，様々な地形パターンが形成されるのである．

石灰岩が析出してできた石灰質堆積物は一般にトラバーティンと呼ばれている．近年，トラバーティンダム，石灰華ドーム，石灰華段，鍾乳石などのトラバーティン地形について研究が進んでいる．これらトラバーティン地形の中，本論文ではトラバーティンダムを取り扱う．トラバティーンダムとは，トラバーティンの堆積によって天然のダムが形成され水が堰き止められて湖群が形成されたりする地形であり，例としてクロアチアにあるプリトビッツェ湖群が挙げられる．

Wooding (1991)はトラバーティンダムの成長を記述する簡単な数学モデルを提案し，先端部の形状を維持しながら一定速度で成長するトラバーティンダムの先端形状(permanent form) を導いた．彼のモデルは，permanent form という概念を用いてトラバーティンダムの形状を捉えた画期的なものであるが，トラバーティンの堆積速度が水理量の関数として表される簡易なものであり，その特長である化学的・生物学的プロセスを反映したものとはなっていない．

本論文ではトラバーティンダムの発達過程として，石灰岩上に繁茂するコケの根に生息するバクテリアが水中に豊富に存在する石灰分を析出させることで石灰岩堆積物が成長する過程をモデル化し，石灰岩ダムの成長モデルを提案した．モデルでは，バクテリアの働きはコケの成長に支配されると同時に，コケは光の強度に比例して成長し，速い流れによって剥離し成長できなくなると仮定した．また，このモデルを用いて一定の形状を保ったまま成長するトラバーティンダムの形状を解析的に求めると同時に，そのような形状の存在範囲を明らかにした．

文　献

Wooding, R. A., 1991, Growth of natural dams by depositing from steady supersaturated shallow flow. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 667.

O14

渡良瀬川支流を例にした砂礫の岩質と円磨度変化に基づく砂の生成過程の推定

Fluvial sand grain producing process revealed from changes in lithology and roundness of gravel-sand: A case study of the tributaries of Watarase River

宇津川喬子・白井正明（首都大学東京大学院地理学教室）
Takako UTSUGAWA and Masaaki SHIRAI (Tokyo Metropolitan University)
連絡先：宇津川喬子(utsugawa-takako@ed.tmu.ac.jp)

１．はじめに

河川で観察される砕屑物の粒径は，上流から下流にかけて細粒化しながら分布する傾向がある．この細粒化の原因として「流水の営力による分級作用」と「物理的な生産作用」の 2 つの作用が存在するとされる．海外では比較的「分級作用」を重要視する傾向にある（例えば，Frings2011）．一方，国内では破砕（粒径を減じるような破壊）や摩耗（粒子の角など一部分が欠ける破壊）のような「生産作用」に基づく細粒化傾向の研究（例えば，Kodama1994）が盛んに行なわれている．両作用が河川における砕屑物の細粒化傾向，すなわち砂の生成過程にどのような条件ではたらくのか，詳細は明らかにされていない．本研究では，大礫（256 mm）～粗粒砂（0.5 mm）について，粒度ごとの岩種組成および岩種ごとの円磨度変化を明らかにし，それを基に砂の生成過程の推定を試みた．

２．研究手法

北関東を流れる渡良瀬川の支流 2 本それぞれにおいて，上流側・下流側地点の 2 地点，計 4 地点を対象として，野外調査と室内分析を行なった．

各地点において，礫洲上に 1 m×1 m の正方形の区画を設置し，20 cm 間隔で大～中礫（256～8 mm）の礫種・礫径の測定を行ない（1 地点あたり 80～130 個程度），加えて，礫洲の水際において 2 m×5 m の区画を設置し，観察される岩種のうち，計測に十分な量を得られたチャート礫と泥岩礫各 200 個について Krumbein の印象図を用いた円磨度の測定を行なった．また，表面礫下の細粒な砕屑物（概ね 8 mm 以下）を採取し，室内分析を行なった．そのうち，細礫（4～2 mm），極粗粒砂（2～1 mm），粗粒砂（1～0.5 mm）について，首都大学東京地理学教室が所有するデジタルマイクロスコープを用いて，岩種およびチャート片と泥岩片の円磨度のデータを取得した（1 地点あたりチャート片・泥岩片共に各粒径 200 粒程度）．

３．結果・考察

（１）分級作用の寄与

大～中礫および細粒砕屑物の各粒径で岩種組成が上流から下流方向に変化することがわかった【第 1 図】．大～中礫（256～8 mm）のような幅の広い粒径区分だけではなく，細礫（4～2 mm）・極粗粒砂（2～1 mm）の粒径においても同様に下流方向に岩種組成が変化する【第 2 図～第 4 図】．支流の調査地点間で観察される露頭における岩種を考慮すると，岩種組成の変化は分級作用のみでは説明できない．すなわち，破砕や摩耗といった「物理的な生産作用」がはたらくことで，運搬中の礫から砂が生成されていると考えられる．「生産作用」の卓越は，細粒の粒子ほど円磨度が低いという事実，

同じ粒径における砕屑粒子の円磨度が下流方向に変化する傾向とも整合的である【第 5 図】.

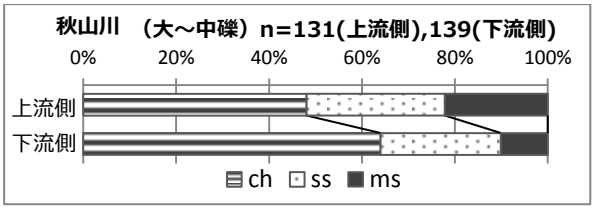
（２）粗粒砂（1〜0.5 mm）の特徴

細粒砕屑物のうち，粗粒砂（1〜0.5 mm）は岩種にかかわらず，より粗粒な粒径と比べて岩種組成が下流方向へあまり変化せず，円磨度は下流方向へ著しく高くなる傾向が認められた．ここから，粗粒砂は破砕を受けにくく，摩耗が卓越し始める砂の粒径であると推察される．つまり，河床における粗粒砂およびより細粒な砕屑粒子の分布を追求することが，河川に沿った「生産作用」から「分級作用」への移行を明らかにするための鍵になると考えられる．生成された砂の粒径に注目し，河川の流れに沿った同じ粒度の砕屑物の岩種・形状変化を更に追跡することにより，生産作用のみならず分級作用と併せた砕屑物の侵食 - 運搬 - 堆積作用の理解が進むと期待される．

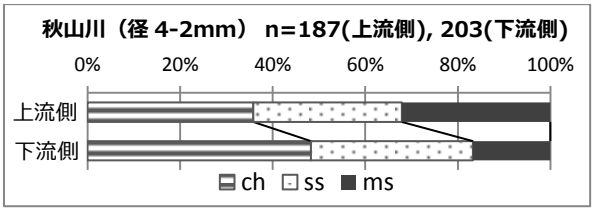
参考文献

Frings, R. 2011. Journal of Sedimentary Research, **81**, 52-63.

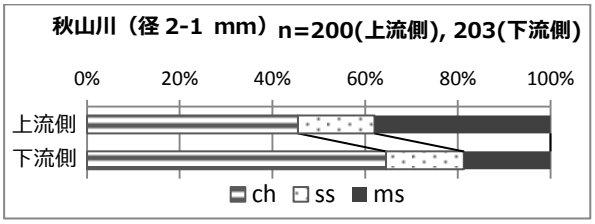
Kodama, Y. 1994. Journal of Sedimentary Research, **A64**, 68-75.



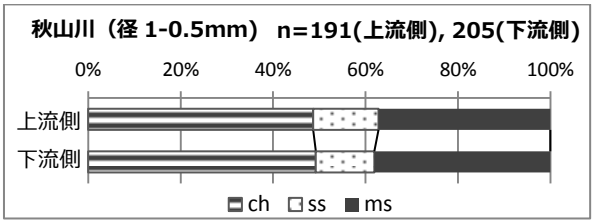
第 1 図　岩種組成（大〜中礫）



第 2 図　岩種組成（細礫；4〜2 mm）

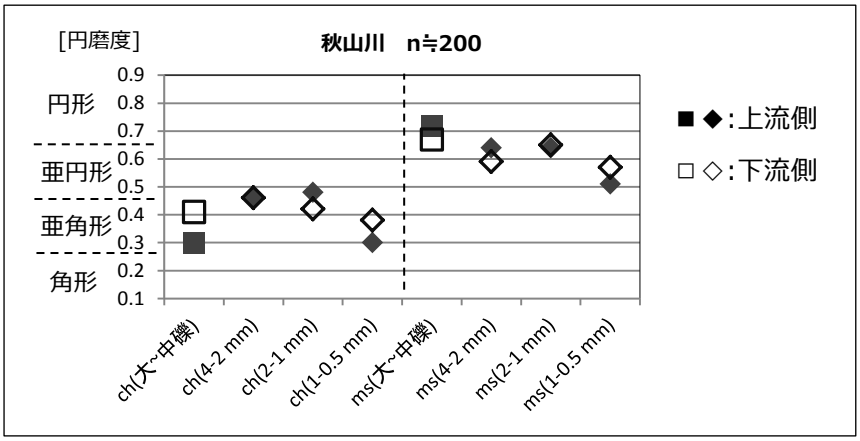


第 3 図　岩種組成（極粗粒砂；2〜1 mm）



第 4 図　岩種組成（粗粒砂；1〜0.5 mm）

※第 1 図〜第 4 図（秋山川のデータのみ）ch：チャート，ss：砂岩，ms：泥岩



第 5 図　大〜中礫と細粒砕屑物の円磨度・秋山川

O15

EBSD を用いた砂粒子配列の 3 次元分析
Three-dimensional analysis of sand grain fabric

石丸卓哉（京都大学大学院）・成瀬　元（京都大学大学院）
Takuya ISHIMARU (Kyoto University), Hajime NARUSE (Kyoto University)
連絡先：石丸卓哉(ishimaru@kueps.kyoto-u.ac.jp)

堆積物を運搬した流れの方向や堆積作用の性質に応じて，砂岩中にみられる粒子の長軸方向分布は変化することが知られている．そのため，堆積岩の粒子配列は古流向や堆積作用の推定のために研究されてきた．その際に，堆積岩粒子配列研究において一つの障害となってきたのは，粒子長軸の 3 次元方向分布を取得する難しさである．本来，堆積物中の粒子長軸方向は 3 次元的に分布しているが，特に砂粒子はサイズが小さすぎるため，粒子の 3 次元的情報を直接的に獲得することは難しい．それゆえに，砂粒子配列の研究は，主に 2 次元断面での測定に基づいておこなわれてきた．

本研究では，砂岩中の粒子の 3 次元的情報を得るために，EBSD（Electron Backscatter Diffraction）を用いた新たな手法の確立を目指す．EBSD とは，電子ビームを結晶粒子に当てることによって発生する回折像を利用して，その結晶方位の 3 次元情報を得る手法である．今回は，堆積岩中に多く含まれている石英粒子に注目し，その結晶の *c* 軸方位の測定および形状長軸方位との比較をおこなった．もし石英粒子の結晶軸方位と形状長軸方位に相関があれば，EBSD によって測定された結晶軸方位分布から間接的に石英粒子の形状長軸方位分布を 3 次元的に推定することが可能になるはずである．

今回測定に使用した砂および砂岩試料は，和泉層群の北側に露出している近木川花崗岩の真砂および近畿地方に分布する上部白亜系和泉層群加太層のタービダイト砂岩である．真砂の粒子はふるいで粒度毎（粗粒砂，中粒砂，細粒砂）にわけ，形状長軸の向きを揃えてスライドガラス上に並べた．そして，EDS により石英粒子を抽出した後，EBSD で *c* 軸の方位を測定した．一方，タービダイト砂岩はソールマークから古流向は西向きということがわかっているため，この砂岩試料から層理面に垂直かつ古流向に平行な面および水平面の厚片を作成し，各試料中の石英粒子について EBSD を用いて石英粒子の *c* 軸方位を測定した．また，EBSD で測定した石英粒子を画像上でトレースし，画像解析をおこなうことで各断面における粒子サイズと見かけの形状を算出した．測定の結果，真砂並びにタービダイト砂岩のどちらでも，砂粒子の光学的 *c* 軸方位と形状長軸方向には強い相関があることが明らかになった．それと同時に，光学軸と形状の長軸の一致度は，粗粒な粒子ほど高いこともわかった．真砂の測定結果からは，粗粒砂サイズでは *c* 軸方位が最も形状軸方位と同じ方位へ集中しており，粒度が小さくなる毎にばらつきが大きくなっていることがわかる．一方，タービダイト砂岩試料の結果では，各厚片とも石英粒子の *c* 軸の分布の集中方向は 2 つのパターン（流れに平行かつ上流傾斜と流れに直交）を示すことが明らかになった．この中でも流れに平行かつ上流傾斜するパターンは，2 次元断面上で測定された見かけの粒子配列と極めてよい一致を示す．粒度毎の結果を比較すると，各厚片でも粗粒砂サイズの粒子の *c* 軸の集中方向は流れに平行かつ上流傾斜方向を示し，集中度も高い．この砂岩層には層理面と平行で逆級化構造もつバンド状構造が多数みられたが，この堆積構造は spaced stratification と呼ばれ，高密度混濁流からの堆積を示すと考えられている．この砂岩層でみられた平均 20°を上回る粗粒砂のインブリケーション角は，従来より報告されている spaced stratification のインブリケーション角と整合的である．これに対し，細かい粒子の *c* 軸の集中方向は流れに平行かつ上流傾斜方向を示さず，集中度も低い．これらの結果は，本研究による手法が 3 次元粒子形状配列を読み取ることに有効であり，特に粗粒砂サイズの粒子に対して精度が高いことを示している．

EBSD は 2 次元断面から 3 次元測定ができることが最大の利点である．堆積岩の中には，水平もしくは鉛直方向へ粒子配列が変化することも知られており，そのような堆積物の堆積メカニズムの実態に迫る上でも，2 次元断面から簡便に 3 次元方位分布を読み取ることのできる本研究の手法は今後極めて有効な手段となるだろう．

O16

ヘリカルＸ線 CT によるボーリングコアの３次元堆積構造観察

Three-dimensional sedimental structure observation of core samples by helical X-ray computed tomography

大嶋章浩（西日本技術開発株式会社）・原口　強（大阪市立大学）・田尻雄大（九州電力株式会社）

Akihiro Oshima(West Japan Engineering Consultants, Inc.), Tsuyoshi Haraguchi(Osaka City University.), Yuuta Tajiri(Kyushu Electric Power Co., Inc.)

連絡先：大嶋章浩（a-oshima@wjec.co.jp）

ボーリング調査で得られたコア（堆積物試料）を観察する場合，一般的にはコアを縦半分に割り，その半割面を対象とした２次元平面での肉眼観察を行う．また，半割したコアの半分は，年代測定・火山灰分析・微化石分析といった各種分析試料の採取に用いられる．このため，コア全体の内部構造を３次元的に観察することは容易ではなく，コア等の地質学的試料に含まれている情報の多くを見逃す可能性がある．

これに対し，近年，X 線 CT 装置を用いたボーリングコア等の観察・解析が実施されている．X 線 CT は，試料に X 線をあらゆる方向から照射して，光線の道筋ごとの X 線吸収率を生データとして獲得し，その逆解析を行うことで試料内部の X 線線吸収係数の空間分布を再構成する手法である．X 線 CT で得られた試料の断面画像は CT 画像，X 線線吸収係数の値は CT 値と呼ばれる．CT 画像は，測定された CT 値をグレースケール化することで得られるものであり，その濃淡は試料を構成する物質の密度差が可視化されたものである．この CT 値の範囲と中央値を設定することで，CT 画像の見え方を変化させることができる．また，複数の断面の CT 画像を積み重ねることで，試料の内部構造を３次元で表現することも可能である．

以上の背景のもと，筆者らは，主に沖積層を対象としたボーリング調査で得られたコアを対象に，コアを半割処理する前の段階で，X 線 CT スキャンを実施した．本調査では，医療用ヘリカル X 線 CT 装置(64 列マルチスライス CT；東芝製)を使用した．撮影は，管電圧 135kV，管電流 100mA，スライス厚 0.5mm の設定で行われた．また，CT 画像データの処理及び観察には，3D 画像処理 DICOM ビューワ zioTerm2009(ザイオソフト㈱製)を用いた．X 線 CT スキャンの対象とした地層は，砂礫層，シルト層，シルト質細粒砂～粗粒砂層及び砂質シルト・シルト質細粒砂～中粒砂層である．

その結果，通常の２次元的な肉眼観察では認定が難しい不明瞭な堆積構造，コアに含まれる貝化石の配列方向，コアを半割できない砂礫層中の内部堆積構造等について３次元情報として確認することができた（原口強・増田富士雄，CT スキャン画像：コア堆積学の新しい解析手法，投稿中）．

その他の詳細な観察・解析結果については，本講演で述べる．

O17

基本的（初歩的）知識を振り返る
― 砕屑性堆積物の観察・研究にあたっての要諦
Knowledge to be considered as fundamental points in study of clastic sediments

志岐常正
Tsunemasa Shiki
連絡先：shikit.h@circus.ocn.ne.jp

Ｉ　全般的に言って，下記のような事項が，ある意味で当たり前すぎて，当今，つい忘れられ，検討の盲点となり，貴重な情報の見逃しや混乱を生む結果になることがあるように思われる．

A:　Provenance factor (source rock control) – 供給源の状態，とくにその構成物の構造（割れやすいサイズ）と質（構成下位階層）によって生成される砕屑物の特徴（粒度組成，鉱物―化石組成など）が大きく支配される．一方，砕屑物は粒度によって淘汰される．その結果，砕屑物の粒度淘汰は鉱物―化石の種類に大きく支配され，供給源を反映する．日本列島の（運搬距離と時間が短い）堆積物に関してはこの支配がとくに顕著であり，崖錐―扇状地―平野―海岸にわたる地形（河川縦断面における河床の傾斜）と砕屑堆積物の粒度とは相互支配関係（実態）にある．運搬過程での破砕や磨耗は，場所による粒度組成変化にマイナーな影響しか及ぼさない．このことは，海浜～海底堆積物にも及んでいる．砕屑性堆積物への供給源と運搬経路状態の反映は，地史研究にも有効な情報をもたらしうる．その際に粒度淘汰に注意を要する．

B: Aの発現には，始動（運動開始）の要因，機構（たとえば地震による崩壊，津波など）が，運動機構とともに，きわめて大きく（場合により決定的に）関係する．

土石流など集合運搬は，砕屑物の粒度淘汰を（構成下位要素の淘汰も）ほとんど起こさない点において掃流運搬堆積過程と全く異なる．

一般に turbidite と呼ばれる物の中には，いろいろな発生機構，運搬過程・機構のものが含まれている．運搬機構は，流下過程の中でも変化する．津波として発生する水の動きは，一つの地域の，ただ一回の津波についてみてさえも，寄せ，引き，海底流下の全過程を通じて甚だしく変化する．従って，その堆積物はきわめて多種多様である．

C: 掃流下での砕屑粒子の淘汰の機構には階層性がある．１：動くか動かないか（始動–初動速度が問題），２：運動機構（滑動，転動，躍動，浮遊）の別，３：それぞれの機構による運動速度の違い，などで大きく運動距離，堆積集合位置を変える．数多の研究が行われてきたが巨礫に関する研究は初期段階にある．巨礫が思いの他に動くことは，やっと認識されつつあるが，グラニユールの特異性，瀕転動粒度の意義などが，未だに等閑視されているのは遺憾である．

D: 重力は常に働いているのだから，粒度による差別的重力沈降（沈下）が砕屑物の組成形成に果たす役割は，いかなる砕屑物についても無視できない．重力が働く条件下では，どんなに巨大な礫も動いて当然である（上記の掃流による運搬は，以前には無視されてきたが）．細粒の浮遊（懸濁）物質に関しても，水深が大きい（アコモンデーションが大きい）場合，重力沈降は重視する必要がある．この観点から，津波起源の”タービダイト”の厚い均質部の成因が検討されている．

E：堆積物の分類，命名を生物のそれと同様に見てはならない．たとえば砂岩，石灰岩のような，記載的（現象論的）特徴による分類，命名は基本であるが，形成過程や形成機構による分類，命名も必要，有効な場合がある．たとえばデブライト，ハイパーピクナルフロウ堆積物，ツナミアイトなど，

いくらも例がある．問題は，何を区別するための分類かが明確にされない場合である．「タービダイト」の術語が混乱を招いたという意見があるが，問題は「混濁流（turbidity current）」という流動・運搬の実態，機構（上記 B, C, D の内容）に未だに未解明な点が多いことにあり，形成の過程や機構による命名であることではない．

混濁流と海底土石流とは，重力の役割が重要であることでは共通している．従って sediment gravity flow として一括することができる．しかし，この視点を抜きの単なる一括は問題である．混濁流ではその運搬過程で粒度淘汰が起こっている（そうして，典型的には，いわゆる Bouma sequence の形成につながっている）からである．

II　上記の B〜E の諸点は，ツナミアイト（津波が始動の契機として，また運動（運搬）の要因として関係する砕屑堆積物の場合，とくに重要な要留意点である．津波は，同じ場所に発生した，ただ一回の津波についてだけみても，長波，砕波，射流，常流，停滞，引き流れ，混濁流＋懸濁流などと，その特性が，場所により，時期により多様である．それらによる，各種（各サイズ，形状その他）の物体，運搬粒子の運搬，堆積（フリージング）の機構も複雑，多様であり，形成される堆積物も多種多様である．それらの中で，何がどのように発生，認定されるかの可能性をあらかじめ念頭におき，予測をもって演繹的に調査をしなくては，「観れども見えず」の結果になる懼れが強い．帰納法を得意としてきた地質学徒にとって抵抗感を否めないが，本来，帰納法と演繹法とは，一体として活用さるべきものである．

O18

細粒タービダイトの構造と堆積過程

Sedimentary structures and processes of fine-grained turbidites

池原　研・宇佐見和子・西田尚央（産総研・地質情報）
Ken Ikehara, Kazuko Usami and Naohisa Nishida (Geological Survey of Japan, AIST)
(E-mail k-ikehara@aist.go.jp)

地震による海底斜面の崩壊に伴う海底地すべりや重力流が，どこで，どのくらいの大きさの地震に対応して，どのくらいの頻度で発生しているかを知ることは，堆積学が社会に貢献できるものの一つであると考えられる．日本周辺海域である地震によって形成されたイベント堆積物であると認定されているものはいくつかある．しかし，その発生源から堆積場までを通して検討できた例は少ない．1994 年北海道南西沖地震で後志トラフに，2004 年紀伊半島沖地震で熊野沖海溝陸側斜面の斜面海盆に，また 2011 年東北沖地震で日本海溝に堆積したタービダイトはいずれも砂質部がせいぜい細粒砂で比較的厚い均質無構造の泥を乗せる細粒タービダイトである．同様な構造をもつ細粒タービダイトは，別府湾やスマトラ沖などの海底の凹地（海盆部）で認められている．また，スマトラ沖や熊野沖の一部の試料では，タービダイト泥部分に特徴的な粘土ファブリックをもつものがあり，高い濃度の懸濁水から泥質部が沈積したことが示唆される．このような細粒タービダイトの卓越は，斜面域に未固結の泥が卓越する海底の斜面崩壊に起因するためであろう．

2009 年駿河湾地震では，石花海海盆で地震に伴う海底地形の変化，底層水汲み上げ用の揚水管の移動，混濁流によると考えられるベッドフォームの分布などが報告されている（Baba et al., 2012; Matsumoto et al., 2012）．2013 年に石花海海盆から採取された２地点の表層堆積物試料には，その表層にやや厚い均質無構造の泥を乗せた砂層が認められた．これらは細粒タービダイトの特徴を持つ．また，このうちの１つの砂層の下には斑点状に極細粒砂～粗粒シルトの小パッチをもつ砂質シルトが採取された．この砂質シルトの厚さは不明であるが，これらの小パッチは生物擾乱によるものではなく，海底地すべりに関連した堆積物（おそらく水中土石流堆積物）と推定される．すなわち，泥質な海底斜面での海底地形オーダーで確認できる変動現象は，主には水中土石流堆積物などとして堆積し，細粒タービダイトとして残される現象はもっと小規模の現象であると考えられる．なお，同様な構造をもつ堆積物は日本海後志海盆にも認められ，ここでは約 1m の厚さで確認でき，この層準の示す有機物の放射性炭素年代測定値はほぼ同じ値をとり，非常に短い時間で堆積したものであることを示す．

海底の凹地では浸食力が弱くイベント間に定常時の細粒粒子が堆積するため，イベント堆積物が保存されやすいと考えられる．海底堆積物中の細粒タービダイトの認定を進めることで，タービダイトを用いた地震発生履歴の検討が進むことが期待される．

文献

Baba, T. et al., 2012. Submarine Mass Movements and Their Consequences, Springer, 485-495.
Matsumoto, H. et al., 2012. Submarine Mass Movements and Their Consequences, Springer, 549-559.

O19

円磨度組成によるリアス式海岸からの津波堆積物の認定

Tsunami deposits identified from Ria coast using particle roundness

高清水康博・飯吉麻衣子・卜部厚志（新潟大学）
Yasuhiro Takashimizu, Maiko Iiyoshi and Atsushi Urabe (Niigata University)
連絡先：髙清水康博 (takashimi@ed.niigata-u.ac.jp)

１．はじめに

陸域に堆積した津波堆積物に関する研究の多くは，主に浜堤列平野や沿岸湖沼などの沿岸低地における津波堆積物の認定から再来間隔や堆積物分布を解明することに主眼を置いたものが多い．一方で，リアス式海岸の沿岸部にみられるような谷頭鞍部や急勾配小谷底斜面は，一般的には津波堆積物の保存ポテンシャルが低いと考えられ，主要な研究対象とはされてこなかった．しかしながら，局所的には 30m 以上にもなる津波遡上高を伴うリアス式海岸における津波履歴と遡上規模の評価は古津波研究の重要な課題である．そこで，このような場に保存された津波堆積物の特徴を把握するため，実際に平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震による津波の来襲を受けた岩手県宮古市真崎の 2 つの露頭において地形調査とイベント堆積物の堆積学的記載を行った．その上で，円磨度組成に着目して津波堆積物の認定を試みた．

２．調査地点と方法

平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震による巨大津波後に出現した岩手県宮古市真崎の 2 つの露頭を対象とした．第 1 露頭は谷頭鞍部に位置し，北側の海岸線から約 245 m あり，南側は海食崖になっている．露頭の基盤岩との不整合面の標高は約 10.1 m である．第 2 露頭は海岸線から約 115 m 離れていることから高波や高潮によって粗粒な堆積物が運搬されることはない．また，付近に堆積物を運搬する河川の流入もない．堆積物組織および堆積年代の把握のために，各露頭から 71 試料，海浜堆積物および斜面堆積物を各 8 試料採取し，粒度組成，円磨度組成を求めた．また，黒ボク土の放射性炭素年代測定，および挟在するテフラの火山ガラスの化学組成分析からイベント層の堆積年代を推定した．また海岸線と露頭の位置関係を把握するために水準測量を実施した．採取した試料は，試験篩を用いて，粒子を -5.0 ϕ から 4.0 ϕ まで 0.5 ϕ 間隔で分級し，測定重量から粒度組成を求めた．また -5.0 ϕ から 1.0 ϕ まで 0.5 ϕ 間隔で粒子の円磨度 R （髙清水，2013）を求めた．

３．結果と考察

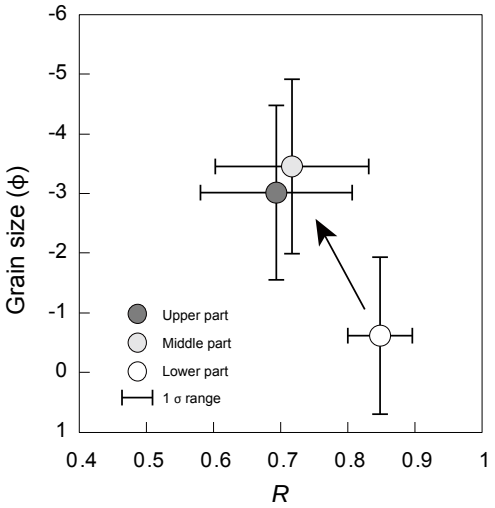
第 1 露頭は角礫層，黒ボク混じり角礫層と黒ボク土，有機質土との互層からなる．黒ボク混じり角礫層は，礫層堆積後に礫層を母材として土壌生成プロセスが進行して形成されたものである．十和田－中セリテフラ（火山ガラスの化学組成より同定）が標高 13.6 m に挟まれていた．基盤との不整合面は標高約 10.1 m，露頭上面は約 17.4 m である．最下部の黒ボク混じり角礫層の放射性炭素年代は，7157 – 7149 Cal. y BP または 7128 – 7015 Cal. y BP （1 σ 範囲）である．第 2 露頭は主に角礫層，黒ボ

ク混じり角礫層と黒ボク土，有機質土との互層からなる．また露頭下部には礫混じり粗粒砂層または砂混じり中礫層が挟まれる．最下部の黒ボク混じり角礫層（標高約 10.7 m）の放射性炭素年代は，3901 – 3839 Cal. y BP （1 σ 範囲）である．露頭上面と最下部の標高は，約 13.3 m と約 8.8 m である．

両露頭の定常時の堆積場は，谷頭鞍部または急勾配小谷底で土壌が生成・堆積する環境下（すなわち土壌生成プロセスの場）にある．周囲の地形条件や露頭の観察から，現在，両小谷には流水はみられず降雨時に土砂の流出はない．また地形条件と海岸との位置関係（距離と標高）から高潮や高波によって粗粒な堆積物が運搬，堆積するような場ではないと推定される．第 1 露頭付近には海岸段丘面が発達するが，これらは海食台地で堆積段丘ではない（島津ほか，1968）．以上のことから，これらは定常時は土壌生成プロセスに支配され，かつ海浜起源の堆積物の保存されない場であると言える．すなわち，このような場に形成されたイベント堆積物（砂礫層）の中に海浜起源の砕屑粒子が含まれることを立証できるのであれば，これは津波によるものである可能性が十分に高いと言える．

そこで，これらのイベント堆積物の供給源推定のために露頭付近の斜面を構成する基盤岩表面の風化部の砕屑物（以下，斜面堆積物とする）と海浜堆積物を比較試料として粒度組成と円磨度組成の解析をしたところ，特に円磨度組成において両者に明瞭な違いが見られた．すなわち，*R* 値が ＜0 .75, 0.75 – 0.9，および 0.9 ≦ の 3 集団に区分することができた．それらは，それぞれ斜面堆積物のみ，斜面堆積物と海浜堆積物が混合したもの，および海浜堆積物のみの粒子集団である．そこで，これらの *R* の閾値をイベント堆積物の円磨度組成に適用して，海浜起源の堆積物が含まれているか否かを検討したところ，ほとんどのイベント堆積物には海浜起源の粒子を数 – 30 % 弱(重量 %)含んでいることが分かった．すなわち，これらのイベント堆積物は津波堆積物であると認定できる．

さらに，これらの津波堆積物の堆積物組織の特性値（平均粒径値± 1 σ と平均 *R* 値± 1 σ ）の垂直変動を散布図上で検討したところ，下部から中・上部へかけて明瞭な変化するもの（Type I；第 1 図）と変化しないもの（Type II）が見られた．Type I は，津波遡上初期の海浜堆積物に富む津波から，最大遡上時の強い営力により周囲斜面起源の基盤岩をよく取り込んだ津波への変化を反映している可能性がある．Type II の堆積物は，露頭上部にしか分布しないことから，標高の違いにより Type I の津波遡上初期の流れが影響しなかったためかもしれない．



第 1 図　第 2 露頭下部の Type I 津波堆積物の堆積物組織の特性値変化

4．文　献

島津光男，田中啓策，吉田　尚，1968，田老地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），地質調査所， 54p.

髙清水康博，2013，Image J を用いた新しい円磨度 R の提案：アスペクト比による Circularity の補正．日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨，80.

O20

2013年7月の豪雨に伴い山口市阿東に形成された洪水堆積物の堆積学的特徴

Sedimentary characteristics of the flood deposit associating with the July 2013 heavy rain occurred in Ato, Yamaguchi City

山田昌樹（筑波大）・飯嶋耕崇（東北大）・昆　周作（東北大）
後藤和樹（筑波大）・寺嶋はつき（筑波大）・藤野滋弘（筑波大）
Masaki Yamada (University of Tsukuba), Yasutaka Iijima (Tohoku University)
Shusaku Kon (Tohoku University), Kazuki Goto (University of Tsukuba)
Hatsuki Terashima (University of Tsukuba), Shigehiro Fujino (University of Tsukuba)
連絡先:山田昌樹 (yamada@geol.tsukuba.ac.jp)

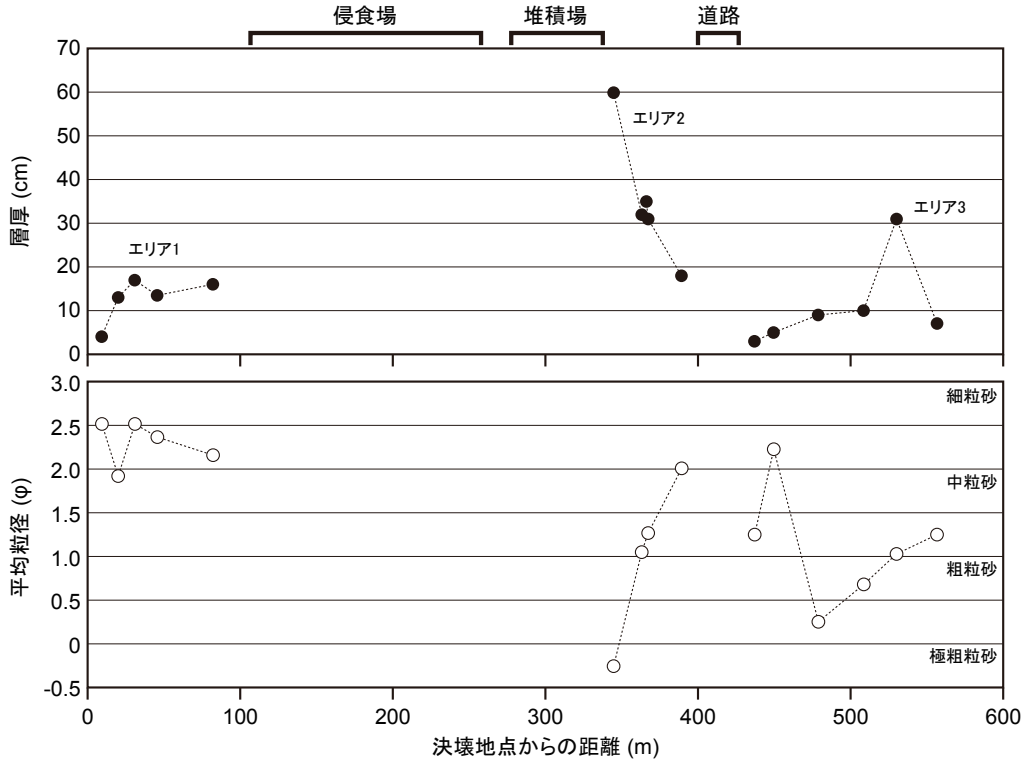
地層中に保存された古津波堆積物を他のイベント堆積物（例えば，洪水堆積物，高潮堆積物）と識別する基準は確立されていない．その理由の1つとして，現世津波堆積物の研究事例（例えば，2004年インド洋津波，2011年東北沖津波）に対して，比較対象となる他のイベント堆積物を発生直後に研究した事例が極めて少ないことがあげられる．本研究では，2013年7月28日に山口県山口市で発生した洪水に伴う堆積物を詳細に記載して粒度分析を行うことで，発生直後の洪水堆積物に見られる堆積学的特徴を明らかにすることを目的とした．

阿武川に面した山口県山口市阿東徳佐下の盆地において，2013年8月5–7日，28–29日に洪水堆積物調査を行った．水田やリンゴ農園として使用されていた土地は，阿武川の氾濫に伴い広範囲にわたって洪水堆積物に覆われた．本調査地域において，約600 mの測線YATを設定し，合計16地点でスコップとハンディージオスライサーを用いて掘削を行った．また，倒れた草木の方向や木の枝に見られる枯れ草の集積から流向と水深を計測した．

阿武川の決壊地点から約100 mまで（エリア1，第1図）は，水田の表面に層厚10–20 cm程度の細粒砂が堆積していた．決壊地点からの距離が約100–260 mの範囲では，最大で2.8 mほどの深さまで水田が侵食されており，含礫砂層が露出していた．一方で，決壊地点からの距離が約280–340 mの範囲では，中礫や大礫が最大で約1 mの厚さで堆積していた．決壊地点からの距離が約340 mから道路まで（約400 m）の範囲では，細礫や中礫を含む砂質堆積物が堆積していたが，エリア1の砂質堆積物と比較して淘汰の悪い粗粒堆積物が厚く堆積していた（エリア2，第1図）．エリア2に限って見ると，洪水堆積物の流れ方向への薄層化傾向と細粒化傾向が確認された．エリア3（決壊地点から約440–560 m，第1図）の地表面にはデューンが形成されており，砂質堆積物の層厚は地点により大きく異なっていた．流れ方向への薄層化傾向は見られなかった一方で，道路付近の掘削地点を除けば，粗粒砂から中粒砂への細粒化傾向が確認された（第1図）．エリア2からエリア3にかけて砂礫質堆積物の層厚が急減するが，これは道路の存在により流速が急減し，多くの粒子を堆積させた結果であると考えられる．

YAT-01，YAT-02（エリア2），YAT-09（エリア3）の堆積物に関して，鉛直方向に1 cmあるいは2 cm刻みに採取し，CAMSIZER（測定可能範囲: 30 μm–30 mm）を用いて粒度分析を行い，粒径分布の鉛直方向への変化を検証した．細礫，中礫を含む粗粒砂層は，各ピットの中央部に位置しており，下部からの逆級化構造と粗粒砂層を挟んでの上部への級化構造が確認された．

各エリアにおける堆積物の供給源を推定するため，河床の砂，河原の砂，侵食されて露出した水田の堆積物に関しても粒度分析を行った．エリア1の砂質堆積物は，河床や河原の砂に比べて，淘汰の良い細粒砂であった．エリア2の砂質堆積物は，他のエリアの堆積物と比較して淘汰が悪く，水田から侵食された砂礫と河川から巻き上げられた砂が混在して堆積したと考えられる．エリア3の砂質堆積物は河原の砂と粒径–淘汰度分布が類似しており，水田から侵食された砂礫の多くはエリア2で再堆積し，エリア3には浮遊状態で運搬された河川砂が堆積したと推測される．



第1図　洪水堆積物の層厚，粒径変化と侵食場，堆積場，道路の位置関係．

O21

宮崎平野における津波堆積物と隆起イベント（予察）

Preliminary study of Tsunami deposits and uplift event in Miyazaki Plain

市原季彦・木下博久（復建調査設計㈱）・山田圭太郎（京都大学）・㈱加速器分析研究所

Toshihiko Ichihara, Hirohisa Kinoshita (Fukken Co. LTD), Keitaro Yamada (Kyoto Univ.), Institute of Accelerator Analysis Ltd.

連絡先：市原季彦 (ichihara@fukken.co.jp, 082-506-1833)

太平洋に面した長い海岸線を有する宮崎県は、過去の歴史において幾つかの津波被害例がある。特に宮崎平野南部の曽山寺周辺は、1662 年に発生した日向灘沖を震源とする外所地震による津波被害が大きく、この付近の集落で 15 名の犠牲者がでたことが石碑にも刻まれている。この津波では、宮崎市の中央を流れる大淀川河口部一帯も４～５ｍの津波に襲われており、古事記の舞台となった地域の神社等も流失の被害を被っている。

宮崎県における津波被害は、古文書記録からは、この日向灘沖地震が最大であるが、2000 年～2500 年あたりに非常に大規模な津波と考えられるような堆積物が海底より見出されており（市原・下山、2008）、陸域にも大規模な津波被害の影響が生じている可能性が考えられる。

一方、宮崎平野は隆起速度が非常に早い場所であり、例えば、Shimoyama et al (1999)によると、過去 12.5 万年間で 0.84m/ka、長谷川（2000MS）でも縄文海進以降、ほぼ同等の隆起速度が得られている。宮崎平野においては、縄文海進以降、浜堤列が４列ほど発達しており、長岡ほか（1991）は、その地形発達過程を調べ、その発達過程を考慮すると、断続的な隆起を繰り返していることが示唆される。

今回、宮崎市阿波岐原猿野地区において、浜堤上及び堤間低地においてジオスライサー調査を実施し、４本の試料（最大深度約 4m）を得た。採取した場所は、海側から数えて２列目の浜堤に相当する。採取試料は、堆積相、生痕相、珪藻化石に基づき堆積環境変化を検討し、C14、含有テフラ、土器片等を用い、堆積年代の検討を行った。まだ解析・検討が不十分であるが、津波堆積物と思われるものが２層準で見出された。また、堆積相と堆積年代から判断すると、非常に急激な隆起傾向が見出されたため、予察的に報告する。

【浜堤上で採取された地層】採取地点は TP5.9m、畑として利用されている。GL-１.0ｍは土壌・耕作土であり、GL-0.8m に古墳時代（AD400～500 年頃）の土器片が含まれる。GL-1.0～-1.6m は主に HCS mimics 砂層からなる。本層には海生珪藻化石が含まれる。GL-1.6m 以下は、*Macaronichnus segregatis* を含む砂層となる。

【堤間低地において採取された地層】採取地点は TP4.8m、水田として利用されている。耕作土は 0.2～0.5m。耕作土直下は、*Ophiomorpha-Thalassinoides* 等が密集する干潟堆積物が見られる。この干潟堆積物中には、AD110 年を示す地下茎が含まれる。また、一部で耕作土と干潟堆積物間に淘汰の良好な厚さ 5cm 程の砂層が認められる。

干潟堆積物直下には、浜堤において GL-1.6m 以下で観察された *Macaronichnus segregatis* を含む

砂層が分布しており、含まれる木片はBC1100～1200年を示す。

これらの地層分布から、浜堤が発達した後に、その背後に外海と隔たりを持った干潟環境が広がったと推定される。干潟堆積物中に見られる生痕は主にスナモグリ類のものと思われるが、スナモグリ類の生息中心は、地下茎が発達してくる場所とはならないため、地下茎は、離水後に発達したものである可能性が高い。つまり、干潟堆積物はBC1100年以降AD110年以前に形成され、それがこの間に離水したと思われる。また、現在の標高から判断すると少なくとも3m以上、4m近く隆起していると考えられる。

浜堤で採取した地層中に認められたHCS mimics砂層は、BC1100年以降AD400年以前に堆積したと考えられ、その特徴から津波堆積物である可能性が考えられる。市原・下山（2008）はちょうど本調査箇所の沖合において、同じぐらいの時期の津波堆積物を見出している。これらが同一のものかどうかは、今後の検討が必要であるが、両者とも極めて特異な層相である。

また、耕作土直下で一部に認められる淘汰の良好な砂層は、珪藻化石等は得られなかった。恐らく浜堤上の砂丘起源の砂層であろうと考えられる。形成された時代は少なくとも AD110 年以降であり、表層に近いことから、1662年の外所地震津波堆積物である可能性が示唆される。

今回、まだ必要なデータが不十分ではあるが、津波堆積物と思われる地層を２層準で確認することができた。また、干潟堆積物等の標高分布から推定できる隆起量は極めて大きく、浜堤地形の発達とも深く関係していることは容易に想像できる。宮崎平野における隆起イベントは、ローカルなものとより広域のものが重複している可能性がある。浜堤の発達とそれらの間の堆積物の層相の詳細をしらべることで、津波等イベント堆積物を長期的に捉えることができる可能性がある。また、こうした地形発達と遺跡分布にも密接な関係があり、宮崎平野の地形発達及びイベント堆積物分布の把握は、より多角的な視野で実施していく必要があると思われる。

【文献等】

長谷川真，2000MS，宮崎～日南地域における過去12.5万年間の地殻上下変動，九州大学理学部地球惑星科学科卒業特別研究，84p.

市原季彦・下山正一，2008，宮崎海岸の現世堆積相に基づく地殻変動傾向，日本地質学会学術大会講演要旨，115, 270.

長岡信治・前杢英明・松島義章，1991，宮崎平野の完新世地形発達史．第四紀研究，**30**，59-78.

Shimoyama Shoichi, Kinoshita Hiroko, Miyahara Momo, Tanaka Yukari , Ichihara Toshihiko, Takemura Keiji，1999，Mode of vertical crustal movements during the Late Quaternary in Kyushu, Japan, deduced from heights of ancient shorelines, Tectonophysics, Vol.302, 9～22.

O22

北海道南西部奥尻島で認められた津波堆積物の堆積学的特徴

Sedimentary characteristics of tsunami deposits in the Okushiri Island, southwestern Hokkaido

加瀬善洋・仁科健二・林　圭一・川上源太郎・奥水健一（北海道立総合研究機構地質研究所）・
髙清水康博（新潟大学）・嵯峨山 積・渡邊達也・高橋 良・廣瀬 亘・大津　直・石丸 聡・
深見浩司・田近 淳（道総研地質研）・卜部厚志（新潟大学）
Yoshihiro KASE, Kenji NISHINA, Keiichi HAYASHI, Gentaro KAWAKAMI,
Ken'ichi KOSHIMIZU (Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Research Organization),
Yasuhiro TAKASHIMIZU (Niigata Univ.), Tsumoru SAGAYAMA, Tatsuya WATANABE,
Ryo TAKAHASHI, Wataru HIROSE, Sunao OHTSU, Satoshi ISHIMARU, Hiroshi FUKAMI,
Jun TAJIKA (GSH, HRO), and Atsushi URABE (Niigata Univ.)
連絡先：加瀬善洋 (kase-yoshihiro@hro.or.jp)

北海道南西部に位置する奥尻島は日本海東縁変動帯に位置しており，1993 年北海道南西沖地震で生じた津波（1993 年北海道南西沖地震津波）により甚大な被害を被った（渡辺，1998）．仁科ほか（2013）や川上ほか（2012，2013）は，奥尻島南端の完新世段丘ならびに同島南部の低地（青苗地区ワサビヤチ川および初松前地区赤川の氾濫原）において 4–5 層のイベント砂礫層を見出している．それらは，地形・地質学的特徴や挟在する駒ヶ岳 d（Ko-d，1640 年）テフラ，苫小牧－白頭山（B-Tm，929 年）テフラとの層序関係，ならびに C14 年代測定結果から，1993 年北海道南西沖地震津波より以前の（1）1741 年（渡島大島噴火に伴う山体崩壊津波：1741 年渡島大島噴火津波），（2）11–13 世紀頃，（3）6–7 世紀頃，（4）2,300–2,400 年前頃，（5）3,100–3,300 年前頃に発生した津波起源の堆積物である可能性が指摘されている．また，北海道本島側における調査により，奥尻島の 11–13 世紀頃の津波堆積物と対比可能な砂層が厚い泥炭層中から見出されている（川上ほか，2013）．このように，奥尻島では多くの津波堆積物が認められ，これらは日本海北部の津波履歴を解明する上で重要である．その要となる奥尻島の低地（ワサビヤチ川）について，ハンディジオスライサーおよびハンドオーガーによる従来の調査のみでは砂層の対比や堆積状況の把握が不十分であったことから，2013 年 11 月にピット掘削による追加調査を 2 地点（沿岸からの距離約 400 m，標高約 5 m）で実施した（ピット 1：縦 2 m×横 5 m×高さ 2.5 m，ピット 2（ピット 1 より海側へ約 20 m）：縦 2 m×横 2 m×高さ 2.5 m）（Fig. 1）．ここでは，ピット掘削により露出した露頭断面の詳細な観察，スケッチ（縮尺 1/10）および室内分析を行ない，（1）津波起源と推定されるイベント堆積物の側方への層相変化，（2）内部構造の特徴に関する新たな知見について報告し，あわせて（3）イベント堆積物中に認められた渦鞭毛藻シストから砕屑物供給源について考察する．

ピット調査の結果，1741 年渡島大島噴火津波堆積物を欠くものの，4 層の津波起源の可能性が高いイベント砂層（上位から，仁科ほか（2013）の 11–13 世紀頃，6–7 世紀頃，2,300–2,400 年前頃，3,100–3,300 年前頃に相当）が泥炭層に挟在することが再確認された．ここでは便宜的に，それぞれの砂層を上位から TS1，TS2，TS3，TS4 とする．TS1 は級化層理を示す層厚約 3–30 cm の細粒～中粒砂で構成され，一部で深さ 25 cm 程度まで下位層を侵食している（Fig. 1）．この侵食により，下位の

B-Tm，TS2 までが消失している産状が確認された．TS1 の内部には陸方向（北向き）の流れを示すカレントリップル葉理や平行葉理が認められ，大礫程度までの扁平な同時侵食礫が含まれる．TS2 は最大層厚 10 cm 程度で中粒砂を主体とするが，陸側では泥質になり上下の泥炭層との境界が不明瞭になる．場所によっては上位の泥炭層に砂層が貫入するような液状化の痕跡が認められる．また，TS2 の直下に層厚 2 cm 程度の有機質粘土層を挟んで，側方への連続性の悪い最大層厚 2 cm 程度の細粒砂層（TS2’）の挟在を確認した（Fig. 1）．TS3 は層厚 10–20 cm で主に中粒砂からなり，上下の泥炭層との境界は明瞭である．TS4 は最大層厚 60 cm 程度の中粒砂からなる．大局的に 4 層全てで陸側への薄層化・細粒化傾向を示す．一方，上位 2 層（TS1 および TS2）は波状に湾曲し層厚の側方変化が大きいのに対し，下位 2 層（TS3 および TS4）は泥炭層中に整然と挟在され，侵食構造や同時侵食礫の含有はほとんど認められない．

古流向推定のために帯磁率異方性を用いた磁気ファブリックを検討した結果，TS4 を除く 3 層は海側へ緩く傾斜したインブリケーションを示した．また，樹脂で固めた砂層試料の研磨面から得たスキャナ画像より粒子形状をトレースし ImageJ を用いて粒子ファブリックを検討した結果，おおよそ同様の傾向を示した．したがって，TS1–TS3 は陸方向への流れのもとで堆積したと見なされる．

さらに，TS1 から認められた渦鞭毛藻シストを検討した結果，*Tuberculodinium vancampoae* および *Brigantedinium* spp.などが産出した．この群集は沿岸～内湾域に卓越する群集である．この結果は，沿岸～内湾域の砕屑物が少なくとも TS1 の供給源の一つであったことを示唆するとともに，ファブリック解析で得られた結果とも調和的である．

本調査で局所的な津波砂層の侵食や液状化痕，ならびに大礫程度の扁平な同時侵食礫の含有などの堆積学的特徴を確認した結果，不十分であった砂層の対比を高精度に行うことができた．今後，軟 X 線解析や粒度組成および鉱物組成分析を行うことで津波砂層の詳細な堆積過程を検討するとともに，年代分析を追加し日本海北部で発生した津波の発生周期や性格などについて議論する必要がある．

謝辞　同志社大学理工学部の林田研究室所有の帯磁率異方性測定装置（AGICO KLY-3S）を使わせて頂きました．御礼申し上げます．

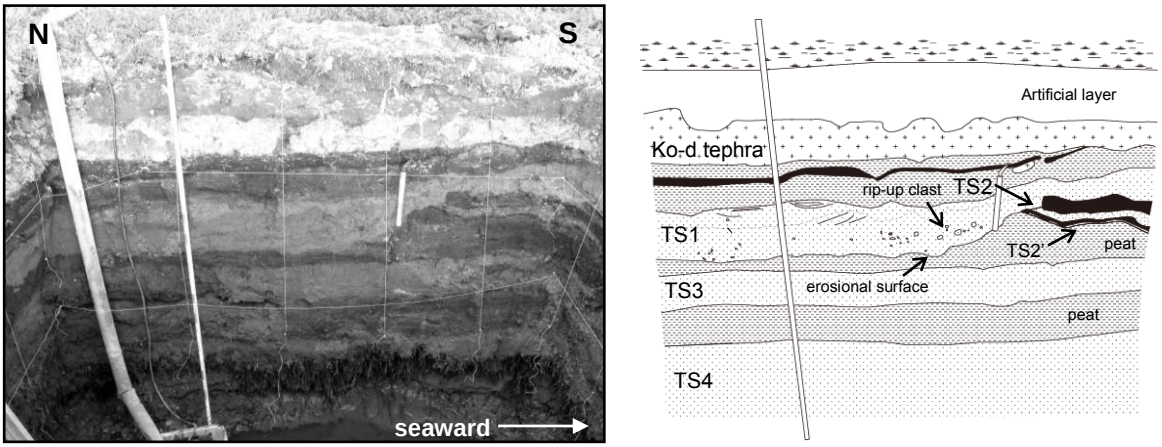


Fig. 1　Outcrop photograph of N-S cross-section at pit 2, showing five tsunami sand beds and Ko-d tephra. 11–13C tsunami sand bed (TS1) has erosional surface at the base and rip-up clasts. Scale bar is 2 m long.

【文献】

川上源太郎・平川一臣・田近　淳・廣瀬　亘・深見浩司・高橋　良，2012，北海道奥尻島の完新世段丘に認められた津波堆積物．日本地質学会第 119 年学術大会（大阪）講演演旨，170.
川上源太郎・仁科健二・嵯峨山 積・田近 淳・深見浩司・廣瀬 亘・石丸 聡・高橋 良・渡邊達也・奥水健一・加瀬善洋，2013，日本海沿岸域における津波堆積物調査：北海道南西部での成果．日本地質学会第 120 年学術大会（仙台）講演演旨，162.
仁科健二・川上源太郎・嵯峨山　積・高橋　良・渡邊達也・奥水健一・平川一臣，2013，日本海東縁，北海道南西沖，奥尻島の沖積低地で認められた複数の津波堆積物．日本地球惑星科学連合 2013 年大会演旨，MIS25-11.
渡辺偉夫，1998，日本被害津波総覧（第 2 版）．東京大学出版会，248p.

O23

2011 年東北地方太平洋沖地震津波による浅海底津波堆積物：仙台湾南部浅海域での調査結果

A research on shallow marine tsunami deposits generated by the 2011 Tohoku-oki tsunami: A survey result at southern part of the Sendai bay

吉河秀郎・金松敏也（海洋研究開発機構）・坂本泉（東海大学）・藤巻三樹雄（沿岸海洋調査（株））・八木雅俊・井村理一郎・根元謙次（東海大学）・後藤和久（東北大学）・阪口秀（海洋研究開発機構）

Shuro Yoshikawa, Toshiya Kanamatsu (JAMSTEC), Izumi Sakamoto (Tokai Univ.), Mikio Fujimaki (Coastal Ocean Research CO., LTD.), Masatoshi Yagi, Riichirou Imura, Kenji Nemoto (Tokai Univ.), Kazuhisa Goto (Tohoku Univ.), Hide Sakaguchi (JAMSTEC)

連絡先：吉河秀郎(s-yoshikawa@jamstec.go.jp)

2011 年東北地方太平洋沖地震津波は東北地方太平洋沿岸を中心に甚大な被害をもたらした．震災後，津波による土砂輸送，地形変化，津波堆積物の形成，浸水域についての調査が数多く行われた．仙台平野ではより活発に調査が行われ多くの研究成果が公表されている（例えば，Goto et al., 2011, in press）．津波による土砂輸送の全体像を把握するには海域での地質学的調査が重要である．特に浅海底は陸域と海域をつなぐ漸移帯であるため調査の重要性については言うまでもない．本研究では，仙台湾南部の水深約 30m 以浅においてサブボトムプロファイラーによる高分解能音波探査，グラブ式採泥器による表層堆積物の採取，水中ビデオカメラによる海底観察，バイブレーションコアサンプラーによる柱状堆積物の採取を 2013 年 11 月から 2014 年 1 月にかけて実施した．世界的にみても浅海底における現世の津波堆積物の研究例は未だ少ないため，露頭観察など過去の津波履歴の研究においても本研究の成果は貢献できるであろう．現段階における主要な結果の一部を以下に記す．

音波探査の結果，水深 6～15m 付近に，シャープで連続性の良い反射面が 1 枚もしくは 2 枚見られる．その反射面の海底面からの深度は，水深が浅くなるにつれて大きくなる傾向で，最大約 1.5m である．その反射面の分布は岩礁の多い調査域南部では確かではない．音波探査記録と柱状試料を対比した結果，その反射面は 2011 年の津波によって形成された浸食面に相当すると考えられる．柱状試料の観察から，津波起源と推測される堆積物は明瞭な基底面を持っており，その境界より下位は上位に比べて明らかに細粒な堆積物からなる．つまり，津波によって外浜堆積物が浸食された後，海岸周辺のより粗粒な堆積物が再堆積した可能性が考えられる．

文献

Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B., Nishimura, Y., Richmond, B., Sugawara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R.C. and Yulianto, E., 2011, New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology*, **290,** 46–50.

Goto, K., Hashimoto, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H. and Abe, T., in press, Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay. *Marine Geology*.

O24

2011 年東北沖津波に伴う堆積土砂量の地形別特徴

Effect of landforms on sedimentation volume of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits

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．背景と目的

津波堆積物から古津波の挙動・規模を推定するには，堆積物の分布と津波特性との関係を明らかにする必要がある．津波堆積物の層厚は，大局的には内陸薄層化するが，局所の地形や流況の影響を受けて変化するため，堆積層厚と全体的な津波特性（遡上距離，流量，遡上パターンなど）との関係性を明らかにするのは容易ではない．そこで，堆積層厚の総和である堆積土砂量を用いることで，局所の地形や流況の影響を小さくしてデータを分析できると考えられる．これまで堆積土砂量については，侵食量（供給量）と堆積土砂量の収支による供給源の推定（Gelfenbaum and Jaffe 2003）や，津波の規模（高さ）と堆積土砂量との関係に関する議論（Matsumoto et al. 2010）が行われてきた．また，水路実験から，引き波がない条件下では，堆積土砂量と流速や流量の積分値との間に正の相関関係があることが指摘された（菅原ほか 2004）．しかし，地形による堆積プロセスの違いが堆積土砂量に与える影響については，ほとんど議論が行われていない．本研究では，2011 年東北沖津波において，汀線付近の初期波形，流速，浸水高がほぼ同じであると考えられる仙台平野の長さ 0.6～4.0 km の 9 測線を対象として，奥行きが広い平野，崖地形がある奥行きが狭い平野，谷底平野における 2011 年東北沖津波に伴う堆積土砂量を整理し，地形による堆積プロセスの違いが堆積土砂量に与える影響について検討した．

２．手法

奥行きが広い平野の 4 測線，崖地形がある奥行きが狭い平野の 3 測線，谷底平野の 2 測線の，計 9 測線上の 255 地点において堆積物調査を行った．各測線上で，各掘削地点での堆積層厚と地点間の距離から堆積層厚の総和である単位幅あたりの堆積量（m^3/m）を算出した．加えて，単位幅あたりの堆積量（m^3/m）を堆積幅（m）（測線上での堆積開始位置から堆積終了位置までの距離）で割ることで，単位面積あたりの堆積量（m^3/m^2）を算出した．また，各測線における海浜と砂丘の幅を津波前の衛星画像と地形図を組み合わせることで推定した．

３．結果

各測線における単位幅あたりの総堆積量は，27-210 m^3/m であった．奥行きが広い平野においては，砂層の堆積量と泥層の堆積量とが反比例し，全層厚の堆積量はほぼ一定値（0.051～0.055 m^3/m^2）となった．しかし，奥行きが狭い平野と谷底平野ではそのような傾向は見られなかった．

砂層の単位幅あたりの堆積量と泥層の単位幅あたりの堆積量との間には，奥行きが広い平野では，両者には負の相関が見られたが，奥行きが狭い平野と谷底平野では正の相関が見られた．砂層の単位面積あたりの堆積量と泥層の単位面積あたりの堆積量との間には，奥行きが広い平野では負の相関が

見られたが，谷底平野では正の相関が見られた．一方で，狭い平野では両者は無相関であった．

各測線での堆積量と層厚の砂泥比の内陸変化については，奥行きが広い平野では，海岸線から 2-2.5 km で砂層の堆積量はほぼ上限値に達し，それより内陸側では泥層の堆積量のみが増加した．一方で，奥行きが狭い平野と谷底平野では，浸水限界付近まで砂層と泥層の堆積量が増加した．また，奥行きが広い平野では，海岸線から 2-2.5 km で層厚の砂泥比の逆転が起き，それより内陸側では泥層が卓越した，一方で，奥行きが狭い平野と谷底平野では，浸水限界付近まで砂層が卓越した．

仙台平野では，2011 年東北沖津波による砂層のおもな供給源は，浅海底ではなくて，海浜や砂丘であると考えられている（Szczucinski et al. 2012）．そこで，海浜・砂丘の幅の合計値と砂層の単位幅・単位面積あたりの堆積量との関係について検討したが，両者の間には明瞭な関係は見られなかった．

単位幅あたりの堆積量と遡上距離との間には，全層ではかなり強い正の相関（R^2=0.72），砂層と泥層では強い正の相関（それぞれ R^2=0.57，R^2=0.54）が見られた．単位面積あたりの堆積量と遡上距離との間には，全層では強い負の相関（R^2=0.66），砂層ではかなり強い負の相関（R^2=0.57），泥層では無相関（R^2=0.06）が見られた．

４．考察

奥行きが広い平野では，海岸線から 2-2.5 km で砂層の堆積量がほぼ上限値に達し，層厚の砂泥比が逆転し，それより内陸側では泥層が卓越する．これは，海岸線から 2-2.5 km で砂の供給が途切れることで，代わりに泥が多く取り込まれたことによると考えられる．また，奥行きが狭い平野と谷底平野では，浸水限界付近まで砂層が卓越し，砂層の堆積量が増加し続ける．これは，浸水限界付近まで砂が十分に供給されていたためであると思われる．

奥行きが広い平野では，砂層の単位面積あたりの堆積量と泥層の単位面積あたりの堆積量とが反比例し，全層厚はほぼ一定値（0.051～0.055 m^3/m^2）となる．奥行きが狭い平野と谷底平野ではそのような傾向は見られない．これは，奥行きが狭い平野と谷底平野では，浸水限界付近まで砂が十分に供給された一方で，奥行きが広い平野では，遡上過程の途中で遡上流が海浜・砂丘から運んできた砂を落としきり，砂の代わりに泥を取り込んだことで，測線全体で遡上流に含まれる土砂の飽和状態が保たれたことによって，全層厚の単位面積あたりの堆積量がほぼ一定値となったのだと考えられる．

引用文献：

Gelfenbaum, G., Jaffe, B.E., 2003. Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea tsunami. Pure and Applied Geophysics, 160, 1969–1999.

Matsumoto, D., Shimamoto, T., Hirose, T., Gunatilake, J., Wickramasooriya, A., DeLile, J., Young, S., Rathnayake, C., Ranasooriya, J., Murayama, M., 2010. Thickness and grain-size distribution of the 2004 Indian Ocean tsunami deposits in Periya Kalapuwa Lagoon, eastern Sri Lanka. Sedimentary Geology, 230, 95-104.

菅原大助・箕浦幸治・今村文彦・廣田剛志・菅原正宏・大窪滋生, 2004, 津波堆積物の形成に関する水理学的実験－特に浮遊砂の卓越する条件での水槽実験－. 地質学論集, 58, 153-162.

Szczuciński, W., Kokocinski, M., Rzeszewski, M., Chagué-Goff, C., Cachao, M., Goto, K., Sugawara, D., 2012, Sediment sources and sedimentation processes of 2011 Tohoku-oki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan –insights from diatoms, nannoliths and grain size distribution. Sedimentary Geology, 282, 40-56.

O25

津波堆積物の層厚の支配要因　—2 パーセント問題—

Control factors of the tsunami deposit thickness -The 2 percent issue -

後藤和久（東北大学）・菅原大助（東北大学）・柳澤英明（東北学院大学）
Kazuhisa Goto (Tohoku Univ.), Daisuke Sugawara (Tohoku Univ.),
Hideaki Yanagisawa (Tohoku Gakuin Univ.)
連絡先：後藤和久(goto@irides.tohoku.ac.jp)

2004 年インド洋大津波や 2011 年東北地方太平洋沖地震津波など，過去 10 年程度の間に発生した津波直後には，津波堆積物調査が多くの研究グループによって実施された．その結果わかってきたことの一つとして，局所的な事例を除けば津波堆積物の層厚は 30-40 cm 程度を上限としており，津波の流体力が弱まるにつれて（多くの場合は内陸に向けて）層厚が薄くなるということである．内陸薄層化のトレンドは水理学的に理解できる一方で，10 m を超えるような高さの津波が沿岸部を通過しているにもかかわらず，結果として地表に残される津波堆積物の層厚はなぜ最大でも 30-40 cm 程度なのかは十分理解されていない．これは，津波水理量と直接的に比較しうるだけの十分な層厚データが得られていなかったため，津波堆積物の層厚が何によって支配されているのかという問題について，広域的かつ詳細な議論ができなかったためである．一方，津波による土砂移動モデルでは飽和浮遊砂濃度を 1%で一定と仮定しており，一定の再現性が確認されているが（高橋ほか，1999），実スケールでの妥当性の検証は不十分で，その物理過程についても不明である．

津波堆積物研究においては，これまで調査された点が限られていたため，局所性や複雑さが指摘されることが多かった．しかし，複雑な自然現象の中にも，大局的な傾向を説明しうる支配要因があるはずであり，広域かつ多地点で得られたデータを用いてこの問題を追及することで，現象の理解に加え物理過程を反映した高精度の津波土砂移動数値モデルの構築が可能になると考えられる．こうした問題意識のもと，Goto et al. (in press)は，宮城県/水土里ネットみやぎにより取得された仙台平野での広域の津波堆積物調査データを用いて，津波堆積物の層厚と浸水深や標高との関係を解析した．本発表では，この結果に宮城県内の他地域で得られたデータを加え，さらに我々がこれまで行ってきた測線上での津波堆積物調査結果を踏まえて，津波堆積物の層厚の支配要因について検討する．

Goto et al. (in press)によれば，宮城県/水土里ネットみやぎにより取得された仙台平野を中心とする地域での津波堆積物データと，標高および合同調査チームにより取得された津波の浸水深を比較すると，浸水距離が極めて長い仙台平野北部～中部にかけては，層厚と標高には明瞭な相関関係が見られない．その一方で，急峻な地形になる仙台平野南部では弱い負の相関関係が見られる．一方，合同調査グループにより取得された浸水深を補間したデータと層厚データを比較したところ，浸水深，層厚とも，内陸に向けて薄くなる傾向にある．実際に，浸水深と層厚の間には，ばらつきは大きいものの正の相関が見られ，特に上限値を包括する明瞭な境界線が存在することがわかった．このように，津波堆積物の層厚は標高と浸水深の両方の影響を受けるものの，平坦な地形が主である仙台平野においては浸水深の影響が卓越しており，浸水深は海岸からの距離に応じた減衰傾向に代表される変化を示

している．その結果，浸水深の低下に伴い津波堆積物の層厚が薄くなっていると考えられる．平野部以外の場所においては，地形勾配などの要因により層厚が多様に変化する様子が確認できる．

現地調査データに基づき各地点の最大浸水深に占める層厚の割合を算出すると，平野部においては平均的には 2%と推定される（Goto et al., in press）．これは，飽和浮遊砂濃度に関係する値を示しているものと考えられる（成瀬ほか，2014）．つまり，仙台平野に来襲した津波の場合，浸水深の 2%が巻き上がる砂の量の上限となり，それ以上の砂の巻き上げが抑制されたものと考えられる．また，遡上過程においても，浸水深が低減するにつれて砂を水塊中に保持する能力を失い，砂の堆積が進行した可能性が考えられる．

実際の飽和浮遊砂濃度は，津波の掃流力などに関係して変動するものと考えられ，詳細な検討には数値計算が必要となる（菅原ほか，2014）．津波中に取り込まれる砂の量が津波の水理量によって制約されているのであれば，理想的な条件下であれば陸上にもたらされた砂の量やその分布は，陸上や供給源付近での津波の水理量を反映していることになり，地形特性を考慮することができれば，津波堆積物から津波水理量を復元できる可能性がある．本発表では，平野部以外での解析結果についても併せて報告する．

引用文献

Goto, K., Hashimoto, K., Sugawaran D., Yanagisawa, H., Abe, T., Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay. ***Marine Geology***. (in press).

成瀬元・菅原大助・後藤和久，2014，津波堆積物はなぜ薄いのか？－流れの浮遊砂キャパシティ問題再考－．日本堆積学会要旨.

菅原大助・成瀬元・後藤和久，2014，堆積粒子の巻き上げに伴うエネルギー散逸を考慮した津波土砂移動の計算と検証．日本堆積学会要旨.

高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔，1999，掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発．海岸工学論文集, 46, 606-610.

O26

津波堆積物はなぜ薄いのか？－流れの浮遊砂キャパシティ問題再考－

Why are tsunami deposits so thin? Capacity of suspended load revisited

成瀬　元（京都大学大学院理学研究科）・後藤和久・菅原大助（東北大学災害科学国際研究所）
Hajime NARUSE (Kyoto Univ.), Kazuhisa GOTO (Tohoku Univ.), Daisuke SUGAWARA (Tohoku Univ.)
連絡先：成瀬　元 (naruse@kueps.kyoto-u.ac.jp)

浮遊砂キャパシティとは，水流中の浮遊砂によって堆積・侵食作用が起こる閾値となる濃度である．流れの浮遊砂濃度がキャパシティーを下回っていればその地点では侵食が起こり，上回っていれば堆積が起こる．浮遊砂キャパシティは堆積物の粒径や流れの流速・水深などによって決まると考えられており，Hiscott（1994）によってその重要性が強調されて以来，浮遊砂キャパシティを定量的に求めるために多くの研究が行われてきた．現在のところ，最も広く使われているのはGarcia and Parker（1991）の実験結果に基づく浮遊砂キャパシティモデルであろう．しかしながら，Goto et al.(in press)は，津波堆積物の数値計算と実測値の比較から，既存のモデルよりも大幅に低い値で実際の流れの浮遊砂濃度が頭打ちになることを明らかにした．すなわち，従来の浮遊砂キャパシティモデルには何らかの大きな欠陥があるということになる．

そこで，本研究は，流れと浮遊堆積物の相互作用を考慮した新しい浮遊砂キャパシティ・モデルを提案する．従来のモデルでは，浮遊砂を支持することで消費される流れの乱流運動エネルギーが考慮されていないことが問題である．そのため，本研究は，Parker et al.（1986）によって提案された流れの底面剪断応力を乱流運動エネルギーの関数として求めるモデルを採用し，エネルギー保存則を考慮して浮遊砂キャパシティを求めるモデルを提案する．このモデルの計算結果では，求められる浮遊砂キャパシティは従来のものに比べて大幅に小さくなる．また，浮遊砂キャパシティだけではなく，浮遊砂が増加すると流れの抵抗が大幅に減少することも我々のモデルは予測する．これは，浮遊砂を支持することで流れの乱流運動エネルギーが減少し，結果として底面剪断応力も減少するためである．

本研究の結果は，津波堆積物の厚さ分布などから推測された浮遊砂キャパシティと整合的である．Sugawara et al.（pers. comm.）は，津波遡上流の中の浮遊砂濃度が約2%で頭打ちになると考えると，仙台平野で計測された津波堆積物の分布が説明できることを数値計算により示した．この時，津波遡上流の流速は最大で10 m/sに達しており，従来のモデルでは浮遊砂キャパシティは20 %以上になる．このような濃度の浮遊砂がすべて堆積したとすると津波堆積物の厚さは最大で数mとなることが予想されるのに対し，津波堆積物の厚さの実測値は5 - 15 cm程度に過ぎない．一方，本研究が提案するモデルでは浮遊砂キャパシティはおおよそ2%程度であり，上述の推定と非常に整合的であった．

本研究が提案する浮遊砂キャパシティの新しいモデルは，大規模かつ流速の大きい流体，例えば津波・混濁流・火星の河川などによる堆積物輸送を考える上で重要である．従来のモデルと本研究の計算結果を比較すると，両者は流速2-3 m/s程度の流れではおおよそ一致しているのに対し，流速が4-10 m/sに達するような激しい流れの場合は大きな違いを見せる．実際の現象で考えると，ミシシッピ川のような大規模な陸上河川であっても流速は3 m/s程度にとどまるため，河川による堆積物運搬作

用を考える上では乱流運動エネルギー保存則はそれほど重要な役割をはたさないかもしれない．しかしながら，津波・混濁流・火星の河川のような流速が 4 m/s を超える大規模な流れの場合，両者の違いは深刻である．これらの流れでは，浮遊砂濃度だけではなく，底面摩擦係数も大幅に変化する可能性があることを本研究のモデルは予測する．これらの環境における流体および地形発達モデルは，今後大きな変更を迫られることになるかもしれない．

文献

Hiscott, R.N., 1994, Loss of capacity, not competence, as the fundamental process governing deposition from turbidity currents. ***Journal of Sedimentary Research, 64***, 209-214.

Garcia, M., and Parker, G., 1991, Entrainment of bed sediment into suspension. ***Journal of Hydraulic Engineering, 117***, 414-435.

Parker, G., Fukushima, Y. and Pantin, H. M., 1986, Self-accelerating turbidity currents. ***Journal of Fluid Mechanics, 171***, 145-181.

Goto, K., Hashimoto, K., Sugawara, D., Yanagisawa, H. and Abe, T., in press, Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay, ***Marine Geology***, in press.

O27

堆積粒子の巻き上げに伴うエネルギー散逸を考慮した津波土砂移動の計算と検証

Numerical modeling of tsunami sediment transport considering energy dissipation due to sediment suspension

菅原大助（東北大学）・成瀬元（京都大学）・後藤和久（東北大学）

Daisuke Sugawara (Tohoku University), Hajime Naruse (Kyoto University), Kazuhisa Goto (Tohoku University)

連絡先：菅原大助（sugawara@irides.tohoku.ac.jp）

極浅海域および陸上における津波は，他の流水現象と比べて大水深・高流速である．津波に伴う堆積物移動過程の観測データは皆無に等しく，事前・事後の標高および深浅測量データの解析，陸域・水域に残された堆積物の調査・分析，あるいは流砂の水理実験や数値モデルを使った検討により，津波土砂移動現象を理解するための研究が行われてきた．津波の伝播・氾濫と土砂移動の連成数値モデルは，現象の時空間的スケールが大きいことにより，水深積分型（平面 2 次元の平均流）として構成されることが多い．

流砂の数値モデルの多くは，砂の移動形態の違い（掃流・浮遊）を考慮している．津波の場合には，水深・流速の大きさから，浮遊による移動が支配的になると考えられている（高橋ほか，1999）．浮遊砂の巻き上げ量は，シールズ数などの陽的な関数（浮遊砂量式），あるいは基準面濃度を介してその鉛直拡散で求められる（基準面濃度もシールズ数などを用いて陽に表される）．浮遊砂量や基準面濃度は，シールズ数などと共に増大する形をとる．ところが，津波の場合，砂粒径に対して高シールズ数の流れが発生・持続する場合があり，その際，モデルが予測する浮遊砂巻き上げ量は際限なく増大してしまう．数値モデルが水深積分型であること，および Manning 則を仮定した底面摩擦速度の計算が過大となる傾向も，この問題の要因の一つであると思われる．実際には，浮遊砂量の増大に伴う乱流エネルギーの散逸により新たな巻き上げは生じなくなるため，浮遊砂の濃度にある種の上限（飽和浮遊砂濃度）が存在すると考えられている（高橋，2012）．

堆積粒子の巻き上げに伴うエネルギー散逸については，Bagnold（1962），van Rijn（2007）および成瀬ほか（2014）で考察されている．いずれも，堆積粒子の浮遊を維持する際に散逸するエネルギーと，粒子の移動に伴うエネルギー散逸を考慮して飽和（あるいは平衡）濃度を導いており，飽和濃度は水深や流速を用いて陽に表される．Bagnold（1962）では， wash load として河川を運搬され Autosuspension を起こすシルト以下の細粒物を対象に議論しており，van Rijn（2007）がそのモデルに基づいて飽和濃度の具体的な誘導を行っている．成瀬ほか（2014）のモデルは，流れによる乱流エネルギーの輸送と散逸を考慮したものであり，より一般的な粒径に対して適用可能できる．

本研究では，浮遊砂によるエネルギー散逸を考慮して，仙台平野における 2011 年東北沖津波による土砂移動の数値シミュレーションを行った．土砂移動モデルおよび掃流砂量式・浮遊砂量式は，高橋ほか（1999，2011）に基づく．高シールズ数の流れとなる津波氾濫計算では，砂粒径に対しても wash load が実現すると仮定し，Bagnold（1962）・van Rijn（2007）のモデルに基づいて飽和浮遊砂濃度を水深・水深平均流速・粒径の関数として求める．土砂移動計算では，浮遊砂濃度が飽和濃度を越えている場合には乱流エネルギーが散逸しているとみなし，浮遊砂量式による巻き上げをゼロとおく．なお，van Rijn（2007）によれば，粒子沈降における干渉効果を考慮すると，飽和濃度が流速に対し

て一意とならない過飽和状態が出現することが示されている．本研究では干渉効果を考慮していないが，流れの減速や浮遊砂の移流によって過飽和状態が出現すると考えて数値モデルを構成した．

仙台平野を対象とする場合，海浜および津波堆積物の分析から，砂の粒径は 0.25mm で代表できる．東北沖津波を再現した氾濫計算および空撮映像の解析によると，海岸付近の典型的な最大水深と最大流速はそれぞれ 10m，10m/s である．この時，飽和濃度は約 2%となり，津波堆積物データから推定された飽和濃度（Goto et al., in press），さらには土砂移動計算により経験的に推定した飽和濃度（定数値）と整合的であった．また，成瀬ほか（2014）による飽和濃度の分布形とも類似する結果となった．

氾濫計算により求めた飽和濃度は，水深・流速の変化に伴って時空間的に変動し，そのパターンは地形等の影響も受ける．最大値は場合により 10%を越えるが，その継続時間は短く，浪先の通過後は 1%以下まで急速に低下する．津波遡上に伴う砂の巻き上げは，典型的には数分程度の継続時間と予測されたが，過飽和状態を考慮すると，浮遊砂の移流と堆積はより長い時間持続すると考えられる．本研究による土砂移動計算の結果では，飽和濃度を定数で与えた場合と比べて海浜上の浸食が過大となる傾向が見られたが，内陸側での堆積物分布については，地形等による影響が詳細に反映された分布パターンとなった．

堆積粒子巻き上げによる流れのエネルギーの散逸は，津波土砂移動の数値モデルにおける重要な物理過程であると考えられる．特に水深が大きい場合，エネルギー散逸の考慮の有無は浸食・堆積の予測に重大な差をもたらすと思われる．

文献

Bagnold, R. A., 1962, Autosuspension of transported sediment; turbidity currents. Proc. R. Soc. London, Ser. A, **265**, 315–319.

Goto, K., Hashimoto, K., Sugawara, D.,Yanagisawa, H., Abe, T., in press, Spatial thickness variability of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits along the coastline of Sendai Bay. Marie Geology. http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.015

成瀬元・後藤和久・菅原大助，2014，津波堆積物はなぜ薄いのか？－流れの浮遊砂キャパシティ問題再考－，日本堆積学会 2014 年山口大会講演要旨集．

高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔，1999，掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発．海岸工学論文集，**46**，606-610.

高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭，2011，津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験．土木学会論文集 B2（海岸工学），**67**，231-235.

高橋智幸，2012，津波による砂移動に関する数値シミュレーションの現状と課題．堆積学研究，**71**，149-155.

van Rijn, L.C., 2007, Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. II: Suspended Transport. Journal of hydraulic Engineering, **133**, 668-689.

P1

肘折カルデラ周辺における火砕流・サージ・ラハール堆積物の地中レーダ探査

Ground penetrating radar survey on pyroclastic density current and lahar deposits, Hijiori caldera, northeast Japan

片岡香子・明野智一（新潟大）・長橋良隆（福島大）

Kyoko S. Kataoka, Tomokazu Akeno (Niigata Univ.), Yoshitaka Nagahashi (Fukushima Univ.)

連絡先：片岡香子 (kataoka@gs.niigata-u.ac.jp)

１．はじめに

地中レーダ（GPR: Ground Penetrating Radar）探査は，電磁波を使った反射法探査であり，海浜・砂丘・河川堆積物の内部堆積構造の解明や，地形発達史を検討するために多く用いられており，とりわけ非火山性砕屑物を扱う堆積学のコミュニティーでは一般的なツールとして広く普及している（Bridge et al., 1995; Tamura et al., 2008 など）．一方，火山砕屑物への GPR 探査の応用は未だ黎明にある（Cassidy et al., 2009）．火山砕屑物は GPR 探査において不利な条件を持つとも言われ，例えば磁鉄鉱・鉄酸化物の高い含有量や，細粒分を含んだ湿潤な火山灰質ローム層の被覆，堆積物中の極細粒火山灰の存在は，電磁波の浸透深度や画像の質（ノイズ）に影響を与える可能性がある．しかしながら，火山噴出物や火山砕屑物への GPR 探査は, 2000 年以降その報告が徐々に増え始め, 溶岩流（Miyamoto et al., 2005），サージ堆積物（Cagnoli and Ulrych, 2001），ブロックアンドアッシュフロー堆積物（Gomez et al., 2008），ラハール堆積物（Gomez et al., 2012）などへの応用例があり，火山砕屑物特有の変化に富んだ粒度分布や構成物であっても，堆積物の内部構造が GPR 探査により可視化でき，複雑な層序関係や堆積構造がより理解されてきた．本研究では，山形県肘折カルデラから約 12000 年前に噴出した（宮城，2007）肘折火砕流堆積物やサージ堆積物，ラハール堆積物について GPR 探査を実施し，その内部構造を検討した．

２．露頭での産状と探査手法

探査を行った肘折カルデラ周辺は，約 12000 年前に噴出した谷埋め型の火砕流堆積物が火砕流台地を形成する．火砕流堆積物は塊状で，砂質火山灰の基質部に軽石が散在する層相を呈する．カルデラ西方約 2.5 km に位置する湯の台では，層厚 9m 以上の火砕流堆積物の上位に波長 2〜10m，波高 0.5〜1.5m 程度の climbing dunes を示す層厚 9m 程度の細礫〜中礫サイズの軽石礫層が累重する．これは火砕流からより希釈された流れ（サージ）へと漸移的に変化したことを示す．一方，カルデラから北北東 1.5 km の地点では，層厚 4.5m 以上の火山砕屑物シークエンスが認められ，層厚数 cm から数 10cm 程度の火山砕屑性の中粒〜粗粒砂層，細礫層，細粒砂層が互層状を呈し，平行層理，低角度の斜交層理，outsized clast をともなう．また希に火山灰質シルト薄層を挟む．これらは hyperconcentrated flow 堆積物や河川流堆積物と考えられ，下位の火砕流堆積物との関係からも，火砕流台地上に発達するラハール堆積相（supra-ignimbrite lahar facies）と判断できる．これら堆積物シークエンスの最上位にはローム層は発達しておらず，数十 cm 程度の黒ボク土が覆う．

GPR 探査は，露頭で堆積物やシークエンスの産状が観察できるこれら 2 地点と同じ火砕流台地の上

で行った．GPR 探査機器は Sensors & Software 社製 Pulse EKKO PRO（1000V）を使用し，アンテナは 100MHz（アンシールド型）を用いた．それぞれの堆積物の横断方向および縦断方向へ 50m から 500m ほどの複数の側線をとり探査を行った．また，Common Mid Point（CMP）法を行い求めた地中での波の伝達速度は 0.05～0.08 m/ns であった．

３．火砕流・サージ・ラハール堆積物の地中レーダ断面

探査では，波の浸透が良いところでは，表層から深度 15m 程度までの堆積物の内部構造を読み取ることができた. 露頭でサージ堆積物が認められた地点周辺では, GPR 断面に（見かけの）波長 20～40m, 波高 1～1.5m の起伏を持った反射面が認められ，上流側（stoss side）の勾配が下流側（lee side）のそれよりも急な部分が存在する．この起伏を持った反射面は側方への連続が非常に良く，上位下位の反射面と形状が調和的で，堆積物が上方もしくは側方へ付加した際の構造を示すと考えられる．一方，ラハール堆積物が見られた地点における，GPR 断面での反射面は側方への連続性が悪い．短い波長，低角度・高角度で斜交する反射面はダウンラップ・オンラップの形態を示すことから，浅いチャネルの埋積や堆積物の側方付加による構造を反映していると解釈できる．いずれの地点でも下位にある火砕流堆積物の深度には，GPR 断面では明瞭な反射面が見られなかったが，これは塊状でほぼ無層理の火砕流堆積物の特徴に調和的である．

このように非火山性砕屑物に比べて条件が不利と言われる火山砕屑物でも GPR 探査は可能である．これは，肘折火山噴出物のように珪長質の火砕物であれば，細粒物質の中に含まれる磁鉄鉱などの含有量はそれほど多くはないこと，若い時代の堆積物であれば波を減衰させる要因となる細粒なローム層は発達しないことが要因の一つかもしれない．また小さな露頭では区別しがたい場合があるサージ堆積物やラハール堆積物は，GPR 断面がそれぞれ特徴的で差異があり，広域に堆積物の内部構造が把握できることから，野外調査と GPR 探査の併用で堆積物の解釈がより確かになるだろう．

文 献

Bridge, J.S., Alexander, J., Collier, R.E.L., Gawthorpe, R.L. and Jarvis, J., 1995, Ground-penetrating radar and coring used to study the large-scale structure of point-bar deposits in three dimensions. *Sedimentology*, **42**, 839-852.

Cagnoli B. and Ulrych T.J., 2001, Ground penetrating radar images of unexposed climbing dune-forms in the Ubehebe hydrovolcanic field (Death Valley, California). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **109**, 279-298.

Cassidy, N.J., Calder, E.S., Pavez, A. and Wooller, L., 2009, GPR-derived facies architectures: A new perspective on mapping pyroclastic flow deposits. *Special Publications of IAVCEI*, **2**, 181-210.

Gomez C., Lavigne F., Lespinasse N., Hadmoko D.S. and Wassmer P., 2008, Longitudinal structure of pyroclastic-flow deposits, revealed by GPR survey, at Merapi Volcano, Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **176**, 439–447.

Gomez, C., Kataoka K.S. and Tanaka K., 2012, Large-scale internal structure of the Sanbongi Fan - Towada Volcano, Japan: Putting the theory to the test, using GPR on volcaniclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **229-230**, 44-49.

宮城磯治，2007，肘折火山：噴出物の層序と火山活動の推移．火山，52，311-333.

Miyamoto, H., Haruyama, J., Kobayashi, T., Suzuki, K., Okada, T., Nishibori, T., Showman, A.P., Lorenz, R., Mogi, K., Crown, D.A., Rodriguez, J.A.P., Rokugawa, S., Tokunaga, T. and Masumoto, K., 2005, Mapping the structure and depth of lava tubes using ground penetrating radar. *Geophysical Research Letters*, **32**, L21316.

Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K. and Saito, Y., 2008, Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, **248**, 1-27.

P2

伊勢湾南西部櫛田川河口におけるウォッシュオーバー・ファンとその形態

Washover fans and their morphology in the Kushida River estuary, Ise Bay, central Japan

中条武司（大阪市立自然史博物館）
Takeshi NAKAJO (Osaka Museum of Natural History),
連絡先：中条武司(nakajo@mus-nh.city.osaka.jp)

熱帯低気圧や発達した低気圧に伴って発生する高潮や越波は，沿岸域だけでなく，時には陸域の広範囲にまで浸水し，海岸低地に大きな被害をもたらすことがある．これらは同時に大量の土砂運搬・堆積も引き起こし，これらによって形成された地形は海岸地形の構成要素としても重要である．高潮や越波の堆積物の運搬・堆積過程を明らかにすることは，沿岸域の堆積作用を明らかにすることのみならず，防災面でも意義を持つであろう．伊勢湾南西部櫛田川河口域の砂嘴およびその後背の泥質潮汐低地には，越波により形成されたウォッシュオーバー堆積物が複数存在する（中条，2004；Yamashita et al., 2009）．櫛田川河口域では，2013 年に日本列島を襲った台風 18 号でもウォッシュオーバー堆積物が新たに形成されていることが確認されており，台風通過の際には活発な土砂運搬が行われていることがわかる．本講演では，2013 年台風 18 号によって形成されたものを中心に，櫛田川河口域に分布するウォッシュオーバー堆積物とその形態について報告する．

櫛田川河口域のウォッシュオーバー堆積物は，河口沿岸部に延びる砂嘴をチャネル状ーシート状に浸食し，その後背に広がる泥質潮汐低地にいたると扇状の形態を持つウォッシュオーバー・ファン（以下，ファン）を形成している．これらの堆積物は 2000 年以降では少なくとも 2004 年と 2013 年に形成されている．ファンの比高はほぼ砂嘴と泥質潮汐低地の比高差と同じであるが，その形成時期によって比高が異なる．個々のファンの最大幅は 8ー30 m と小規模であるが，複数が隣接し複合している場合もある．2013 年に形成されたファンは，2004 年に形成されたファンを 20ー40cm 下刻し，砂嘴後背へと広がっている．そのため，2004 年に形成されたものよりその比高は低く，2004 年のものより陸側に前進するような形状を持っている．ファン前面（陸側）の泥質潮汐低地には，薄く扇状に広がる地形が認められることから，ファンを形成した砂質物がさらに広がり，泥質潮汐低地に広く分散したことが示唆される．越波によるファンの形成が今後も連続すると，泥質潮汐低地の砂質化および埋積が進行することが予想される．

また，砂嘴後背には，植生に覆われているが，扇状の形状を持った微高地が複数存在することから，これらは 2000 年以前に形成されたファンであることが予想される．しかし，その比高は砂嘴よりも大幅に低い．これらは植生に覆われていることから，風や波浪，出水により浸食が大きく進行したとは考えにくく，その比高減少は泥質砂質低地での不等沈下が原因として考えられる．

文献

中条武司，2004，伊勢湾南西部櫛田川河口干潟の微地形と堆積作用．大阪市立自然史博物館研究報告，**58**，69-78．

Yamashita, S., Nakajo, T., Naruse, H. and Sato, T., 2009, The three-dimensional distribution of sedimentary facies and characteristics of sediment grain-size distribution in a sandy tidal flat along the Kushida River estuary, Ise Bay, central Japan. *Sedimentary Geology*, **215**, 70-82.

P3

埋め立て土の堆積相

Sedimentary facies of the fill

小松原純子（産業技術総合研究所）
Junko Komatsubara (GSJ, AIST)
連絡先：小松原純子（j.komatsubara@aist.go.jp）

１．はじめに

千葉県船橋市付近の上部第四系の模式層序を確立するための調査の一部として、2013 年 11-12 月に千葉県船橋市の埋立地で 2 本のボーリング掘削調査を行った。ボーリングコアは 2 本とも、地表から 10 m 前後は人工の埋め立て土からなる。埋め立て土はサンドポンプ工法によって付近の海底堆積物を人工的に再堆積させたものであるため、一見その下の自然地層と識別がしがたい。しかしボーリングコアの観察の結果両者を識別することができ、それぞれが異なった特徴を持つことがわかったので報告する。

２．ボーリング調査

掘削地点は千葉県船橋市浜町のふなばし三番瀬海浜公園内（ボーリング名 GS-FB-2）、および潮見町の産総研船橋サイト敷地内（ボーリング名 GS-FB-3）である。両地点は 1.7 km 離れている。

GS-FB-2 は沖積層の模式層序確立を目的として最終氷期の埋没谷軸付近で掘削し、掘削地点の標高は 3.56 m、掘削深度は 60 m であった。GS-FB-3 は更新統の模式層序確立を目的として同埋没谷の縁辺部で掘削し、掘削地点の標高は 3.47 m、掘削深度は 110 m であった。どちらもロータリー工法でトリプルチューブサンプラーを使用してコア径 8 cm の試料を採取した。

３．ボーリングコアの層相

最上部の舗装を除いたボーリングコアの層相は、GS-FB-2 の地表から深度 7.75 m、および GS-FB-3 の深度 8.55 m までは、貝殻片を含み平行葉理や斜交層理の発達する砂質泥～中粒砂の互層からなる。堆積物の粒径や堆積構造は数 cm～数十 cm の厚さでめまぐるしく変化する。貝殻はすべて異地性である。液状化？によるラミナの変形が数層準で見られる。

GS-FB-2 の深度 7.75 - 8.6 m、および GS-FB-3 の深度 8.55 - 9.25 m は黒色の泥層からなり、まだらもしくは層状にオリーブ灰色の泥層を挟む。GS-FB-3 の深度 9.24 m の黒色泥層中には印刷された紙が含まれていた。

この黒色泥層より下位は 2 本のコアで層相が異なる。GS-FB-2 では現地性の貝化石を含み生痕の発達する泥層もしくは極細粒砂層が深度 36.65 m まで連続する。これは干潟から内湾の堆積物と考えられる。その基底は不整合を介して固結した陸成層（更新統）に載る。GS-FB-3 では同様に泥層もしくは極細粒砂からなるが、貝殻は含まれず生痕もみられない。珪藻化石は海成の群集である（納谷；私信）。12.9 - 13.55 m は上位のものとよく似た黒色の泥層からなる。深度 15.2 m で不整合を関して

固結した海成層（更新統）に載る。

４．埋め土層と自然地層の区別

2本のコア中の、ともに標高-5 m付近に見られる黒色泥層は、層準と層相がよく似ていることからコア間で対比できる。この黒色泥層よりも上位の地層は、黒色泥層に印刷された紙が含まれていることから少なくともここ数十年の間に形成されたものであり、また斜交層理が発達し全て異地性の貝殻片を多く含むことから、埋め立てに使われた浚渫土（埋め立て土）であると考えられる。なお、印刷された紙片を含む黒色泥層が埋め土層なのか自然地層なのかは不明である。

2本のコアの埋め立て土層と自然地層（沖積層）との特徴をまとめると下記の通りとなる。

埋め立て土層（浚渫土）：斜交層理が発達し、層準ごとの粒径変化（泥～小礫）が激しい。異地性の貝殻片を大量に含む。液状化？による変形構造が見られる。生痕および現地性の貝化石はみられない。

自然地層（沖積層）：層相変化は埋め立て土層と比べるとおだやかで、斜交層理もほとんど観察されない。GS-FB-2では生痕が発達し，現地性の貝化石が多く含まれる。

以上の特徴の違いは、干潟～内湾で自然の営力により形成された堆積物と、それを浚渫し人工的に再堆積させた埋め立て土層との堆積環境および堆積過程の時間スケールの違いを示している。

P4

表層地質情報から推定した大阪堆積盆地北部の地下構造
Estimation of geological structures of the northern Osaka Basin using a subsurface drilling database

櫻井皆生（同志社大学大学院）
Minao Sakurai (Doshisha Univ.)
連絡先：櫻井皆生 (eum1902@mail4.doshisha.ac.jp)

関西圏地盤情報ネットワーク (KG-NET) が運営するボーリングデータベースを用いて，大阪堆積盆地北部のボーリング柱状図列断面図を東西方向と南北方向にそれぞれ３列作成し，それらに現れる地質構造を解析した．その結果，この地域の上部更新統や大阪層群は，全体的には南傾斜傾向で，上町断層のすぐ西側では急な西傾斜の構造を，その東側では概ね南東傾斜の同斜構造を示すことがわかった．このことは，大阪堆積盆地北部の淀川低地を含む千里丘陵から上町台地にかけての地域が全体に北側上がりの一連の構造隆起帯で，上町断層の東側では断層上盤側の東側隆起の影響を受けていることを示している．さらに，今回の解析によって，上町断層の西側に褶曲や撓曲構造が，東側に褶曲構造が存在することを新たに見出した．

東西方向の断面は北から，千里丘陵を横断する千里断面，淀川低地を横断する淀川断面，上町台地を横断する上町断面で，各断面には上町断層のすぐ西側に西に急傾斜した大きな構造ギャップと，その東側に見かけ東傾斜の構造が現れている．一方，南北方向の断面は西から，上町断層の西側の猪名川低地を縦断する猪名川断面，上町断層の東側の河内平野の西部を縦断する河内西断面，同じく中央部を縦断する河内中断面で，各断面には見かけ南傾斜の構造が現れている．これらのことから，大阪堆積盆地北部は北側上がりの一連の構造隆起帯になっていて，その中央部を南北に走る上町断層の東側隆起の影響を受け，断層の東側は南東傾斜の同斜構造になっていることがわかる．また，淀川低地はこの一連の隆起帯が，最終氷期にこの地域を流れていた古淀川やその後の縄文海進期の波食によって削剥されてつくられたもので，見かけ上表層地質が異なって見えるだけである．すなわち，淀川低地はテクトニックな沈降によって形成されたものではない．

構造隆起帯の北端にあって相対的に下位層準の大阪層群が分布する千里丘陵では，地下の地質構造が明瞭に地形に現れていて，千里断面には大きな地層の変形構造が観察される．上町（佛念寺山）断層から西に約 1.5 km 離れた千里川付近には，桜井向斜（市原ほか，1955）があり，さらに西方の猪名川低地にかけては背斜と向斜が繰り返す褶曲構造が認められる．この千里断面に見られる上町断層の西側の褶曲構造は，淀川断面と上町断面にも認められる．大阪堆積盆地を構成する第四系中の海成粘土層の基底は明瞭なラビーンメント面である．これは海進期に波浪や潮汐の作用で形成された平坦な侵食面であることから，構造運動像の復元に有用である（Sakurai and Masuda, 2014）．淀川断面と上町断面の上町断層より西側のラビーンメント面に着目すると，非常に緩やかな褶曲構造が見出される．上町断層より西側のテクトニックな構造としては，本研究地域よりも南にある桜川撓曲と住之江撓曲（Mitamura et al., 1994）が知られているが，これらと今回見出された褶曲構造とは関連があると思われる．

南北断面のラビーンメント面に着目すると，上町断層の西側の猪名川断面には小規模な褶曲構造と撓曲構造が認められ，東側の河内西断面と河内中断面には緩やかな褶曲構造が見出される．これらの構造と前述の東西断面に見られる褶曲構造は，この地域全体の北側上がりの隆起傾向や上町断層の大きな東側隆起のほかにもテクトニックな構造が存在することを示している．

文献

市原ほか, 1955, 地質学雑誌, **61**, 433 - 441
Mitamura et al., 1994. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, **37**, 183 - 212.
Sakurai and Masuda, 2014, *Journal of Earth Science and Geotechnical Engineering*, **4**, 17 - 24.

P5

多サイクル海水準変動のもとでの河川デルタ系移動境界の挙動：１Ｄ水槽実験

How do the three moving boundaries of a river delta system behave during multiple sea level cycles?: 1D tank experiments

西田大海（長崎大学環境科学部）・武藤鉄司（長崎大学水産・環境科学研究科）
Hiroki Nishida, Tetsuji Muto (Nagasaki University)
連絡先：武藤鉄司 (tmuto@nagasaki-u.ac.jp)

１．はじめに

海水準が上昇し続ける場合または下降し続ける場合に河川デルタ系がそれに対してどのように応答するかはよく理解されている．しかし，海水準の上昇と下降が交互に繰り返される多サイクル海水準変動のもとでの河川デルタ系の成長過程はまだよくわかっていない．実際のところ，多サイクル海水準変動のもとでのデルタ生成実験は過去にも幾度か行われたが（e.g.ミネソタ大学グループによるXES実験シリーズ），ほとんどは系の上流端を垂直壁で境する地形条件を採用しており，それらはいわば固定境界実験であった．上流端の水平方向の動きを固定された河川デルタ系は巨大な仮想系の微小先端部分を模しているにすぎず，系全体の挙動を把握するのに適さない．そこで演者らは，系全体を扱う一次元モデル実験の手法により，多サイクル海水準変動のもとで河川デルタ系の３つの移動境界（沖積基盤境界，海岸線，デルタトゥ）がどのように振る舞うのかを調べてみた。

２．一次元モデル実験

長崎大学の堆積実験水槽マルジ６号（深さ130cm×長さ650cm×幅60cm）内に透明アクリル開水路（60cm×300cm×2cm）を底面が水平になるように設置した。マルジ６号は流量制限装置を介して別の水槽と連結しており，水槽間の水の移送をコンピュータ制御することでマルジ６号内の水位を変遷させることができる。マルジ６号内の水位は海水準を模したものである。堆積試料に日本銀砂製のホワイトサンド＃８（平均粒径0.1㎜の石英砂，かさ密度1.13g/cm^3）を使用し，内部構造可視化のために一定時間ごとに同径のレッドサンド#8もしくは石炭粉を少量投入した．この堆積試料を水とともに水路上流端から供給することで水路内に河川デルタ系を生成した．水はマルジ６号から採って循環させていたので，水槽内の水位には影響を及ぼさない．

堆積物供給速度と水流量をそれぞれ一定に保ちつつ，海水準の定速上昇と定速下降を所定の時系列パターンで交互させた．すべての実験を通じて堆積物供給速度と水流量を固定し，海水準変動サイクルのパターン（初期水深，振幅，周期）だけを変えて６ランを行った．実験中に30秒ごとに撮影した静止画像から３移動境界の位置を読み取り，海水準変動サイクルの進行にともなうそれぞれの移動軌跡を調べた。

３．実験結果

海水準変動サイクルの進行とともに，海岸線は前進と後退を繰り返しつつも全体としては海側へ移

動していき，デルタ性大陸棚を成長させた。６ランのそれぞれで観察されたできごとはおおよそ次のように要約できる。

初期サイクルにおいては，系は海退→デルタ性海進→非デルタ化（オートブレイク）→非デルタ性海進のフルコースを経験した．海岸線は初め海側へ前進し，やがて陸側への後退に転じた（オートリトリート）．しかし，サイクル数を経るに従い，海退期を経ずにデルタ性海進が起こるようになり，さらには海水準が上昇に転じると同時に非デルタ性海進が起こるようになった．非デルタ性海進のあいだ，デルタトゥは存在せず，後退する海岸線が無堆積面を海底に残していく．この無堆積面は沖側へ向かって勾配を減じていき，沖側の先端部（大陸棚外縁の近傍）では沖積勾配にほぼ等しい．

海水準が下がるときは常に海退が起こり，これによってデルタ性大陸棚が成長していった．サイクル数を経るに従い，デルタはより発達した無堆積面上を前進していった．これはオートジェニックな平衡河川が実現しやすい地形条件であった．またサイクル数を経るにつれて，沖積基盤境界がほぼ静止状態となったが，このことはトップセット上の河川が平衡状態に漸近したことを示唆する．

P6

液状化によらない砂層の流動変形　―上総層群梅ヶ瀬層の例―

Flow deformation within turbidite beds unlikely to originated in liquefaction.

- Examples from turbidite beds of the Umegase Formation，Kazusa Group.-

田中恭平・宮田雄一郎（山口大学理学部）

Kyohei TANAKA, Yuichiro MIYATA (Fac. Sci., Yamaguchi Univ.)
連絡先　田中恭平 (p021dg@yamaguchi-u.ac.jp)

１．はじめに

上総層群梅ヶ瀬層の塊状タービダイト砂層には，砂脈や皿状構造，ストロー状構などのいわゆる脱水構造のほか，泥脈や逆ロート状構造（佐々木・宮田, 2011）のような流動変形がみられる．同じ層準に流動変形(逆ロート状構造や砂脈)と脆性変形(直線的な泥脈)が 2m という狭い範囲で共存している点が特徴的といえる．このうちとくに流動変形に着目し，液状化や流動化による変形様式を比較しその成因について検討した．

２．研究方法

塊状タービダイト砂層には肉眼で認められる初生の堆積構造がほとんどなく，変形様式が把握できない．そこで，粒子ファブリックに着目して，砂層断面のはぎとり試料でファブリックを検討し，液状化や流動化による変形様式と比較して成因を検討した．

３．塊状タービダイト砂層にみられる変形部の粒子ファブリック

４層の塊状タービダイト砂層からファブリックの乱れが検出された．初生堆積構造を残した砂層の中に，数 cm から数 10cm ほどのスケールで乱れた部分が見出された．初生堆積構造は，顕著なインブリケーションで特徴付けられ，インブリケーション角は高さ数 cm 単位で 20～40 度まで変化する（下梶・宮田, 2013）．ファブリックの乱れには，(1) 砂層下部に粒子長軸方位が高角を示す部分や，水平を示す部分が数 cm の規模で分布する；(2) 砂層中上部に粒子長軸方位が高角を示す部分が脈状に分布する；(3)ランダムな部分がそれらの周縁部や所々に混じって見られた．さらに，初生堆積構造を示す領域がこれらに囲まれ，歪んだような分布を示した．泥脈の近傍 2-3cm の範囲には泥脈に沿った長軸方位を示す部分がみられた．

４．液状化・流動化構造との比較

液状化実験を行うと，コンボリュート様の流動変形は砂層の上ほど著しい．ほとんど変形が認められない場合であっても，液状化砂層は上部ほど粒子がランダムな方位を示し，下部では粒子長軸方向が水平方向に集中する特徴がみられた．この傾向は，2011 年の地震で液状化した千葉県の沖積層でも同様であった．

流動化実験は砂層下部から注水して行った．砂層全体が均一に流動化することなく，上昇経路が限定されて次第に拡張し，特徴的なロート状構造（姉川・宮田, 2001）を形成する．粒子ファブリックはロートの外形に沿って粒子長軸方位の傾斜を示した．ロート状構造を形成しない弱い流動化では，砂が一部で対流を起こした中心付近で乱れを示した．

梅ヶ瀬層においては，泥層中の砂脈には座屈などの圧密を受けた痕跡がみられないことから，海底

表層部で受けた変形ではなく，海底下 100m 以上の深部で受けた変形と考えられる．梅ヶ瀬層では，砂脈の直上にロート状構造は認められず，ロート状の輪郭を示すような粒子ファブリックも見られない．以上の点から梅ヶ瀬層でみられた変形組織を液状化や流動化で説明することは難しい．さらに，液状化や流動化によって脆性破壊と流動変形が共存することも説明できない．これらの点からは，梅ヶ瀬層でみられた変形構造が液状化に起因するとは考えにくい．

５．ガス発生による砂層物性とファブリックの変化

砂層の粒子間隙にガスを含んだ砂層の変形様式を検討するため減圧実験を行った．砂層を減圧して間隙水をから気泡が発生することでハイドレート分解に類似したガス発生を再現することができる．砂層を減圧することで，粒子間隙の水から気泡が発生し，砂層は膨張する．初期間隙率 39%の砂層を減圧して間隙率 47%・飽和度 68%まで膨張させた．気泡によって砂層全体が膨張しても砂層は強度を失うことはなく，流動を起こすこともなかった．初期の間隙率 40%の砂層を減圧して間隙率 66%・飽和度は 34%まで膨張させると砂層の強度は大幅な低下を示した．

間隙率が増加した砂層での飽和度の増加が砂層にどのような影響を及ぼすのか観察するために，膨張した砂層へ注水を行った．膨張して間隙率 48%・飽和度 75%となった砂層に，下から徐々に注水したところ，飽和度が 85%まで増加し，砂層内の一部が流動を起こした．強度の喪失を確認するために，砂層の上に鉄製ナットを配置した．減圧だけでは変化はなかったが，注水することでナットは沈降した．飽和度の増加によって砂層は強度を失ったことがわかる．間隙率と飽和度によるベーンせん断強度の違いを求めた実験結果（宮田・田中, 2014）によると，このような間隙率の増大と飽和度の増加によって極端な強度の低下が起こることが確かめられている．このときの粒子ファブリックをみると，粒子長軸方位が高角を示す部分，ランダムな部分が一部に見られた．

６．ハイドレート分解の可能性

ハイドレートの分解によって，タービダイト砂層中で脆性破壊と流動変形の両者が生じる原因を考えると，2 つのケースが考えられる．第 1 のケースは不飽和砂層への下位から注水が起こった場合で，第 2 のケースは，砂層内におけるハイドレート含有量の不均一によるものである．それらが分解することで生じる水とガスの量も異なり，部分的に間隙率と飽和度に不均一が生じるためである．ハイドレート量が多い部分では発生するガスが多くなり，間隙率は増加するけれど，それ以上に飽和度低下の効果によって強度が増す．これが砂層中に脆性破壊を起こして泥脈を形成したのであろう．一方で，逆ロート状構造は強度を失った砂層中を巨視的な気泡が上昇することで形成される（Frey et al., 2009）．泥脈となるクラック形成のような脆性破壊と，逆ロート状構造のような流動変形を同時に引き起こすことも無理なく説明できる．

・文献：

姉川 学利・宮田 雄一郎, 2001, 地質学雑誌, 107, 270-282.

Frey, SE, Gingras, MK and Dashtgard, SE, 2009, *Journal of Sedimentary Research*, 79, 808-816.

宮田 雄一郎・田中恭平，2014，日本堆積学会 2014 年山口大会 講演要旨（本冊子）．

佐々木 政和・宮田 雄一郎, 2011, 日本堆積学会 2011 年長崎大会講演要旨，86-87.

下梶 秀則・宮田 雄一郎，2013，日本地質学会第 120 年学術大会（仙台）講演要旨，265.

P7

海底活断層帯の海底堆積物に認められた変形構造

Sediment deformation structure from sea bed near active fault zone

仁科健二（北海道立総合研究機構地質研究所）・内田康人（道総研地質研）・輿水健一（道総研地質研）・向山建二郎（川崎地質株式会社）・荒井良祐（川崎地質株式会社）

Kenji Nishina (Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Research Organization), Yasuhito Uchida (GSH, HRO), Ken'ichi Koshimizu(GSH, HRO), Kenjiro Mukaiyama (Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd.), Ryosuke Arai(KGE)

連絡先：仁科健二 (nishina-kenji@hro.or.jp)

１．はじめに

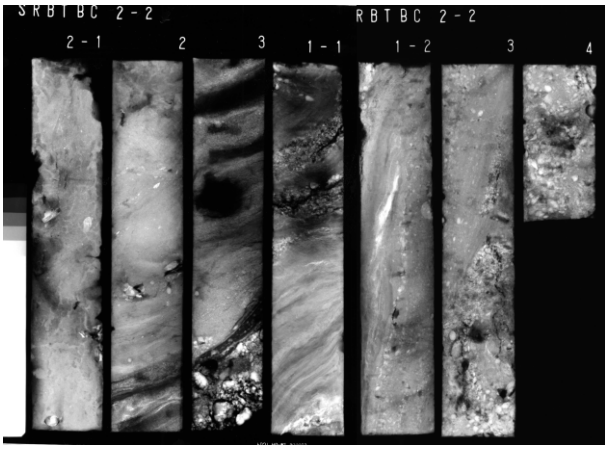
地震動によって生じた堆積物や，地震動によって乱された堆積構造を手掛かりに，広域に分布する同一イベントの地震性堆積物の空間分布から過去の震源位置を求めたり，一連の累重する地層に挟在する地震性堆積物から地震活動の再来間隔が明らかにされている．沿岸活断層の分布や活動履歴を明らかにするために海底でのコアリングがおこなわれてきているが，これまでコア内部に遥変性変形などの報告はない．本発表では沿岸活断層調査に関して採取した柱状試料中に認められた液状化構造について，堆積物の内部構造の観察および音響探査結果をもとに擾乱を与えた要因を検討する．

２．方法

北海道北部サロベツ沿岸活断層の分布範囲や活動履歴に関する新たなデータを得ることを目的として精密音響地層探査および堆積物調査が実施された（産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構地質研究所，2013）．この調査の一環として，断層活動にともなう撓曲の下盤側の水深 35-24 m の海底からバイブロコアラーによって 3 本の状試料を採取した．コアは 1 m ごとに分割して実験室に移送し，帯磁率の計測，肉眼観察・記載をおこない，柱状図を作成した．ついで，半裁したコアからスラブケースに分取し，軟エックス線装置で透過画像を撮影した．

３．岩相・層序

ラビンメント面より上位の完新世堆積物から，最長で 4.46 m のコアが得られた．3 本のコアは主として極細粒から細粒砂，ないしは細粒砂および中粒砂で構成され，一部に礫および貝殻からなる層準や礫を含む層準が存在する．これらのコアには砂泥互層の構造や葉理が認められるが，うち 2 本のコアに堆積構造の擾乱を認めた．軟エックス線画像観察では乱された葉理構造が顕著に認められ，液状化痕，流動化痕が存在し，乱雑な変形構造，均質化した層準，砕片化した泥片を含む層準，葉理を含



第 1 図　軟エックス線画像. 1 セクションは 25 cm..左上端が海底面, 右下端がコアボトム.

む球状の偽礫（リップアップクラスト），コンボリュート構造が認められた．また，傾斜した層理面がほぼ水平に侵食されている構造(第1図中セクション2-2上部)や，礫および細粒～中粒砂の層理面が垂直に近く傾斜している層準の存在が認められた（第1図．1-2および3）．

４．考察

採泥時の影響：コアラーの操作上において，採泥管が貫入途中で横倒しになることで地層を斜めに抜き取った可能性はなく，これらの擾乱をうけた構造は地層の堆積後に生じた液状化および流動化を示す痕跡である．軟エックス線で観察された内部の擾乱構造は,地震性堆積物（Montenat et al., 2007）の揺変性ボウル構造等と類似した構造や，地層が破壊され泥質の葉理が細片化した砂層といった堆積物が均質化された構造が認められた．このような痕跡を形成した要因として地震動などの自然現象のほかに，採泥時の乱れの影響が考えられる．採泥に用いたバイブロコアラーは採泥管を貫入させる際に振動を与えることから，この振動による液状化が要因の可能性がある．こうした採泥時の擾乱および採泥後に生じた可能性については以下の検討により除外した．認められた乱れは半裁した際の引きずりの痕跡を除くと，いずれも採泥管の接触部から1 cmの内側範囲の擾乱であり，コアの中心部まで擾乱が及んではいないこと．また，採泥時の横倒しの影響およびコア末端部からの流出の影響については，コア中部にほぼ水平な層準が存在すること，コア下部は締まっていて容易に流動・流出しないことから，採泥時の振動や横倒しおよび移送中の影響によって生じた乱れとは考えづらい．さらに，観察された傾斜した層理がほぼ水平な侵食面で上位の堆積物に不整合に覆われるといった構造は採泥時の乱れでは説明できない．

擾乱の要因：本発表の採泥地点は下位の地層が断層関連褶曲による撓曲変形を受けている地点の直上付近であることから，断層活動にともなう地震動が地層の内部構造を変形させた要因である可能性があるものの，地層の正常な堆積構造を乱す外力として地震動の他に，スランプによる変形やストームによる液状化も考えられる．スランプはわずかな傾斜であっても，下方に向かって移動することで地層内部に大きな変形を生じさせうるが，採泥地点を含む岸沖方向断面の音波探査記録には，地層内の反射面の明瞭な乱れやスランプの特徴である滑落崖や末端のふくらみは認められなかった．ストームの要因については，波浪による圧力変化による液状化の発生は浅海域では稀な現象ではない（Alfaro et al., 2002）ことから，認められた擾乱を形成したイベントの解釈にあたっては，ストームによる液状化の発生条件と地層内部への影響深度とを検討する必要がある．

文献

Alfaro, P. et al. (2002) Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). International Journal of Earth Sciences, **91**, 505-513.

Montenat, C. et al. (2007) Seismites: An attempt at critical analysis and classification. Sedimentary Geology, **196**, 5-30.

産業技術総合研究所・北海道立総合研究機構地質研究所（2013）平成２４年度　沿岸海域における活断層調査（サロベツ断層帯（海域部））　成果報告書.
http://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h24/h24_sarobetsu.pdf

P8

ガスを含んだ砂層の強度と変形様式

Shear strength and deformation style of unsaturated sand

宮田 雄一郎・田中 恭平(山口大 理)

Yuichiro MIYATA and Kyohei TANAKA (Fac. Sci., Yamaguchi Univ.)

連絡先：宮田 雄一郎(miyata@sci.yamaguchi-u.ac.jp)

１．はじめに

ガスを含むことで，粒子間隙が間隙水で満たされた状態（いわゆる「飽和した状態」）とは異なり，不飽和砂層の力学特性は容易には予測できない．そこで，飽和度・間隙率の変化に伴う強度の違いについて，以下の方法で評価を試みた．

２．強度の測定方法

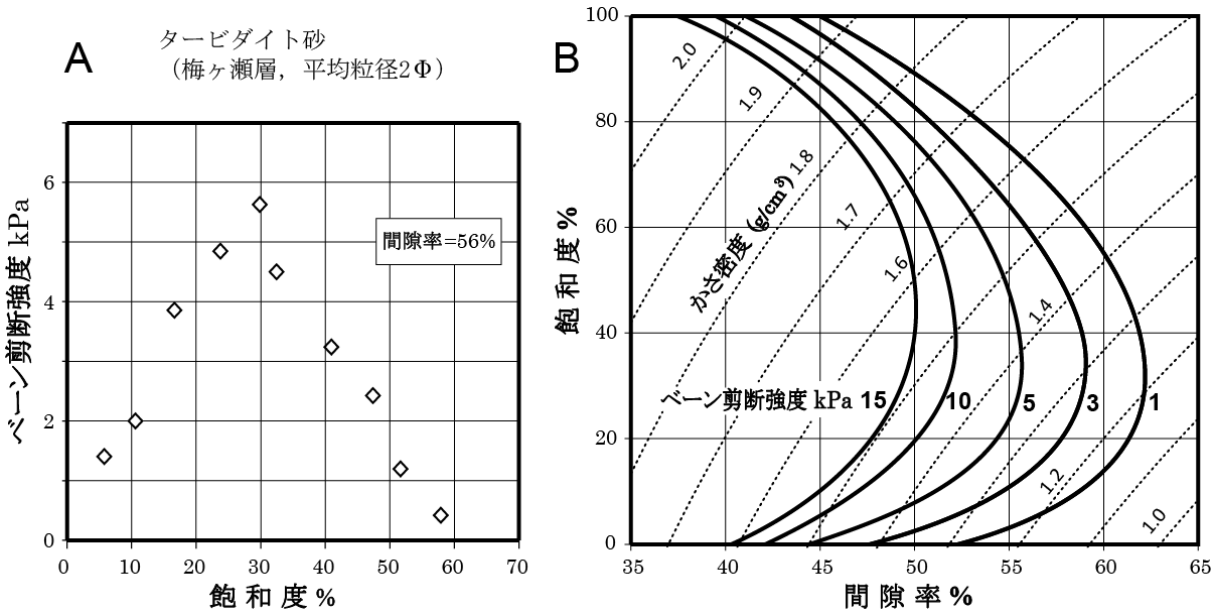
間隙率と飽和度を調整した砂試料を用意して，ベーン剪断強度を測定した．砂層中のメタンハイドレートが分解してガスが発生したときの砂層の強度を評価するための基礎資料を得ることが目的である．気体を含んだ「不飽和」な堆積物の力学特性は非常に複雑であって，未だ完全に定式化されてはおらず，簡単には予測できないためである．ベーン剪断強度は，一軸圧縮試験から得られた非排水せん断強度 qu/2 と比較される．定体積一面せん断試験から得られた一面せん断強度 τ_B と比較すると，τ_B の 1.2～1.5 倍程度である(安場ほか，2004)．砂試料には上総層群梅ヶ瀬層のタービダイト砂（平均粒径 2.5Φ，粒子密度 2.694 g/cm^3）を用いた．

３．間隙率・飽和度と強度の関係

間隙水に飽和したタービダイト砂層のせん断強度は，間隙率が 5%増加するとせん断強度は 1/10 ほどまで低下する．不飽和の場合も，間隙率が高くなるにつれて砂のせん断強度は低下する．また飽和度が高いほどせん断強度は低い．間隙率を 56%に固定して，飽和度の異なる砂を用意してベーンせん断強度を測定した．砂の飽和度が 0%（乾燥砂）から増加するにつれて連続的にせん断強度は増加し，飽和度約 30%で砂層は最も強度が高く 5.6kPa となるが，それ以上飽和度が高くなると，逆にせん断強度が低下し，飽和度が 60%を超えると 0.5kPa に満たないほど低下する結果となった（第１図 A）．一般に，不飽和の堆積物の場合は，水の表面張力に起因するサクション（大気圧－水圧なので負圧）が粒子間応力を増大させる結果，剪断強度が増大する．この実験結果では，飽和度 30%以下では乾燥砂にかけて強度が 1/10 ほどまでに低下しており，タービダイト砂の場合はサクションの効果が飽和度 30%ほどで最も強く発揮されることが考えられる．

様々の間隙率と飽和度について，それらの違いによるタービダイト砂のせん断強度の測定結果に基づいて強度分布図(第１図 B)を作成した．この図はからもわかるとおり，タービダイト砂の飽和度が減少すれば強度が増し，飽和度 35%で強度は最も高くなり，それ以上飽和度が減少すれば強度は低下する傾向を示している．同時に，間隙率が増加すれば，強度が低下する．飽和度が 35%に近いほど同

じ間隙率でもせん断強度は高くなる傾向を示した．また間隙率が 63%を超えると砂は飽和度に関係なくせん断強度を失うことがわかる．重要なことは，間隙率だけでなく飽和度によって，強度が 10 倍以上も異なることであって，例えば間隙率 45%，飽和度 80%のタービダイト砂層は，間隙率が 5%以上増加すれば，ほとんど強度を失ってしまう．また初期間隙率が 45%以上の場合は，間隙率が変わらなくても間隙水に飽和すれば強度を失うという結果となった．



第 1 図　タービダイト砂層のベーン剪断強度　A:飽和度と剪断強度の関係, B: 間隙率・飽和度と剪断強度の関係

海底下数 100m のタービダイト砂層中でハイドレートが分解するとき，流体の移動が十分に可能なほどゆっくりと分解すれば，圧力は消散して体積膨張は起こらないかもしれない．しかし，熊野海盆-南海トラフで採取された BSR 直下のタービダイト砂層中に発泡痕がみられたことは，膨張の証拠とみることができる．また，ここでは砂層の間隙中に 60vol%のハイドレートが含まれるという(鈴木ほか, 2009)．これが定圧下で膨張したとすれば，間隙率 57%・飽和度 44%の砂層となる．実際には圧力の増加と流体の移動がいずれもある程度生じるであろうから，平均的な間隙率は 57%以下で飽和度は 44%以上となるだろう．この条件で砂層のせん断強度を推定すると，第 1 図を適用した場合には膨張前に比べて低下する可能性の高いことが考えられる．飽和砂層中のガス発生実験（田中 ・宮田, 2014）で観察された砂層強度の喪失は，ベーンせん断強度の実験結果に照らしてみればよく対応している．堆積物中のハイドレート含有量の不均一性や水／ガスそれぞれの移動を考慮すると，飽和度の変化や不均一によって部分的な強度の増加や低下の可能性は十分に予想され，今後検討に値する課題となるだろう．

・文献：

安場 宏明・梅崎 健夫・河村 隆, 2004, 土木学会第 59 回年次学術講演会, 3-278, 555-226.

鈴木 清史・海老沼 孝郎・成田 英夫, 2009, 地質学雑誌, 118, 899-912.

田中 恭平・宮田 雄一郎, 2014, 日本堆積学会 2014 年山口大会 講演要旨（本冊子）.

P9

バックセットユニットの累重を示す塊状タービダイト砂層の粒子ファブリック

Grain fabric of massive turbidites demonstrating successive accumulation of the backset units

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: t004vd@yamaguchi-u.ac.jp)

【はじめに】海底扇状地のタービダイト砂層には級化タイプよりも塊状タイプが多いが，その堆積機構はよくわかっていない．すでにわかっている特徴としては，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こと(河野・宮田, 2009；宮田・馬場, 2011)，砂層下部にときおりみられる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こと(山崎・宮田, 2004；Miyata,2006)，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(高橋・杉山, 2004；宮田・石倉, 2010)がある．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．

そこでメートルスケールにおける粒子組織の着目し，千葉県更新世前期の上総層群梅ヶ瀬層のタービダイト砂層のはぎ取り試料を用いて自動計測法（宮田・下梶, 2013）による多量の粒子組織データに基づいて以下のことが明らかになった．

【バックセットユニットの累重】塊状タービダイト砂層の特徴として以下のことがあげられる．

1. 明瞭なインブリケーションを示す塊状部は，しばしば20～50°の高角度のインブリケーション角を示す．
2. 東西南北，全方位断面のインブリケーションを求めることができる円柱剥ぎ取り試料では，インブリケーションが示す明瞭な面構造が認められ，古流向を推定することができる．その古流向は必ずしもソールマークが示す古流向と一致しない．
3. 粒子長軸のオリエンテーションは古流向に平行ではなく，さまざまである．
4. インブリケーション角とオリエンテーション方位の鉛直変化から，ユニットを区分できる．
5. インブリケーション角は鉛直方向に数cm～十数cmの厚さで変化し，古流向方向に層状に連続する堆積ユニットを示す．
6. 砂層底部のユニットは40°に達する高角度のインブリケーションを示し，中部は一般に，それより低角である．
7. 砂層下部にみられる内部侵食面はインブリケーション角の低角度部と対応しており，ユニット境界を示す．
8. インブリケーション角が変化する層準ではオリエンテーション方位が不連続に変化することが多い．

9. 跳水によってバックセット堆積した砂のインブリケーション角は最大50°度に達し，塊状タービダイトと共通している．

このような結果から，タービダイト砂層の塊状部は厚さ数cmのバックセットユニットの累重から構成されると考えられる．それらのうち，砂層底部のユニットはしばしば内部侵食面を伴う．このことから側方へ連続しており，高角度のインブリケーション角を伴うバックセット構造を残す上流移動のアンチデューンの可能性が高い．中・上部の堆積ユニットには内部侵食面はみられないが，上流移動のアンチデューンやサイクリックステップの可能性が考えられる．

【オリエンテーションは何を示すのか？】粒子オリエンテーションには以下の特徴がある．

1. 水平方向に30×40cmの範囲ではユニット境界でオリエンテーション方位が大きく異なることがあり，一方，ユニット内部ではときおり，オリエンテーション方位は30 °ほど連続的な側方変化を示す．
2. 砂層鉛直方向のオリエンテーション方位の変化とインブリケーション角の変化がよく対応する．
3. インブリケーション角が低角度なところはオリエンテーションの集中率が高い．
4. インブリケーションが示す面構造と平行な断面と水平断面のオリエンテーション方位の違いは最大で30°と大きな違いはみられないことから高角度なインブリケーション角によってオリエンテーション方位が制限されている可能性は低い．
5. 面構造と平行な断面においても，水平断面においてもオリエンテーション方位は面構造の最大傾斜方向に対して最大30°ほど斜交する．

これら結果から，ユニットの内部のオリエンテーションの連続的な側方変化に伴ってインブリケーションも連続的に変化するか，もしくはインブリケーションに関わらずオリエンテーションは側方変化，斜交するのかという問題点が明らかになった．塊状砂層形成時に想定されるベッドフォームが3次元的（クレストが側方に不連続）である場合，流れに対して斜交した堆積面を示すため，オリエンテーションの連続的な側方変化に伴ってインブリケーション角も連続的な変化を示す可能性が考えられる．一方，インブリケーションに関わらずオリエンテーションは側方変化，斜交する場合，オリエンテーションの側方変化は跳水による渦構造を反映している可能性が考えられる．

文献

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.
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,104-105.
Miyata,Y., 2006, 17th International Sedimentological Congress, A, 277.
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.

P10

石炭–ペルム系秋吉石灰岩の堆積相と陸上露出組織・シーケンス境界

Sedimentary facies, subaerial exposure-indicating textures, and sequence boundaries in the Carboniferous-Permian Akiyoshi Limestone

中澤　努（産業技術総合研究所）・上野勝美（福岡大学）・藤川将之（秋吉台科学博物館）
Tsutomu Nakazawa (GSJ, AIST), Katsumi Ueno (Fukuoka Univ.),
Masayuki Fujikawa (Akiyoshi-dai Museum of Natural History)
連絡先：中澤　努 (t-nakazawa@aist.go.jp)

１．はじめに

山口県美祢市に分布する秋吉石灰岩は，古くは太田（1968）によって礁複合体の堆積相構成が明らかにされるなど，我が国の炭酸塩堆積学研究の発祥の地とも言えるフィールドである．本石灰岩は，前期石炭紀～中期ペルム紀に超海洋パンサラッサ熱帯域の海洋島頂部で形成された礁成の石灰岩と考えられている．一般に海洋島起源の石灰岩は，海洋島の冷却沈降に伴い極めて長期間（秋吉石灰岩の場合，約 8 千万年間）堆積が継続されるため，生物進化・古環境変動の記録媒体として重要である．一方，地球上の石灰岩（炭酸塩岩）はその多くは陸棚の礁・炭酸塩プラットフォームで形成されたものであり，秋吉石灰岩のような海洋島起源の礁成石灰岩は世界的にみればむしろ稀少な存在と言える．

秋吉石灰岩が形成された石炭～ペルム紀の中でも，特に後期石炭紀～最前期ペルム紀は第四紀と類似した氷室期として知られる．氷室期は大陸氷床の消長による短周期・大振幅の海水準変動を特徴とするが，秋吉石灰岩の形成もこのような海水準変動の影響を強く受けたはずである．演者らはこれまで秋吉石灰岩の礁湖成サクセッションが分布する帰り水地域で，露頭観察及びボーリングコアの両面から石灰岩の堆積相を詳細に観察し，海水準低下時に堆積物が陸上に露出した際に形成されたさまざまな続成組織及び不整合面（シーケンス境界）に介された堆積サイクルを見いだしてきた．今回，それらの特徴について紹介する．

２．陸上露出時に形成された組織

海水準低下時の陸上露出によって形成された組織として，秋吉石灰岩では以前から *Microcodium* がよく知られている．*Microcodium* は軸を中心に発達した 0.3～1.5 mm 程度の褐色方解石結晶の集合体からなり，母岩の灰白色石灰岩とは色調のコントラストが著しいため野外でも視認しやすい．*Microcodium* の成因はよく分かっていないが，植物根そのものの石灰質化（Kosir, 2004）あるいは腐植物周辺の腐生菌類などによる溶解及び鉱化（Kabanov et al., 2008）が考えられている．国内では秋吉で Machiyama (1994)により初めて報告された．*Microcodium* は秋吉では後期石炭紀 Kasimovian～Gzhelian にのみ産出することが知られ，世界的にも類似の産出の特徴が認められるが，なぜ他の時代の陸上露出時には形成されないのか理由は分かっていない．

このほか秋吉石灰岩には，陸上露出時に通気帯の堆積物粒子間に形成される特徴的な形態のセメントがしばしば認められる．その代表は，粒子の下方に垂れるように発達するペンダントセメントである．また粒子間にブリッジ状に発達するメニスカスセメントも観察される．一方，粒子表面の等厚のセメントの中にも一番外側には淡水セメントとされる犬牙状セメントが見られることがよくある．これらペンダントセメント，メニスカスセメント，等厚の犬牙状セメントは褐色を呈することが多く，このようなセメントが発達した石灰岩は全体に暗色を帯びているのが特徴である．またこのようなセメントが発達した層準の粒子間隙には，まれに alveolar texture が認められる．Alveolar texture は，粒子間隙に網状に発達したミクライト質の薄い壁状の組織であり，その成因はよく分かっていないが，植物根跡であろうと考えられている（Esteban and Klappa, 1983）．いずれにせよこれらの組織を見いだすことにより，陸上露出の影響を顕著に被った層準を認識することが可能である．

３．不整合面（シーケンス境界）

陸上露出時の続成作用を受けた石灰岩が明瞭な岩相境界を介して上位の別の岩相に接する場合，その境界は不整合面（シーケンス境界）の可能性が高い．例えば秋吉石灰岩の中部ペルム系では，陸上露出組織を持つ砂浜成 bioclastic grainstone/rudstone の上位に泥質干潟堆積物である lime-mudstone が累重することが多い (Nakazawa and Ueno, 2004; Nakazawa et al., 2009)．この場合，両岩相の境界がシーケンス境界に相当する．シーケンス境界直下の bioclastic grainstone/rudstone は高海水準期の砂浜堆積物であり，その後の海水準低下期・低海水準期の陸上露出により特徴的な続成組織が形成され，続く海進期に不整合面を介して上位に干潟堆積物が形成されたと考えられる．このように grainstone/rudstone の上位にシーケンス境界を介して干潟成の lime-mudstone が累重する場合は，シーケンス境界は比較的認識しやすい．一方，シーケンス境界の上下とも grainstone/rudstone である場合はシーケンス境界が認識しづらいが，先に述べたように陸上露出組織を持つ暗色の石灰岩とその上端の浸食面を認識することでシーケンス境界を認識することが可能である．また土壌を通過した淡水は安定炭素同位体比が顕著に低い値を示すことから，炭酸塩岩の安定炭素同位体比の測定により淡水続成を受けた層準を識別する方法がある．これは有効な手法ではあるが，岩相によりシーケンス境界より離れた層準で淡水続成が顕著に進行することもあることから，岩相・浸食面等の詳細な観察を並行して行うことが不可欠となる．

４．堆積シーケンス内の堆積相累重様式の時代変化

シーケンス境界で介された区間の堆積相累重様式は前期ペルム紀に大きく変化することが明らかになってきた．すなわち後期石炭紀から最前期ペルム紀の堆積シーケンスは比較的単純な bioclastic grainstone/rudstone の累重からなるのに対し，前期ペルム紀 Artinskian 以降の堆積シーケンスではシーケンス下部に泥質干潟堆積物である lime-/dolo-mudstone が顕著に発達するようになる（Nakazawa et al., 2009；上野ほか, 2010）．このような泥質干潟堆積物の発達は青海石灰岩でも中部ペルム系に認められる（早川ほか, 2008）．後期石炭紀～最前期ペルム紀にゴンドワナ大陸に発達した氷床は，前期ペルム紀 Sakmarian～Artinskian に大きく衰退したことが知られている（Fielding et al., 2008）．秋吉石灰岩の堆積相累重様式の変化は，ゴンドワナ氷床の衰退に伴う海水準変動の低振幅化・海水準変化速度の低下が影響していると考えられる．

文献

Esteban, M., Klappa, C. F., 1983. Subaerial exposure environment. *AAPG Mem*., **33**, 1-54.

Fielding, C. R., Frank, T. D., Isbell, J. L., 2008, The late Paleozoic ice age –A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **441**, 343–354.

早川直樹・中澤　努・上野勝美，2008，新潟県青海石灰岩の中部ペルム系にみられる陸上露出層準と干潟堆積物．福岡大理学集報，**38**，59-73.

Kabanov, P., Anadón, P., Krumbein, W. E., 2008, Microcodium: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sediment. Geol.*, **205**, 79-99.

Kosir, A., 2004. *Microcodium* revisited: Root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *Jour. Sediment. Res.*, **74**, 845-857.

Machiyama, H., 1994, Discovery of microcodium texture from the Akiyoshi Limestone in the Akiyoshi Terrane, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, **175**, 578-256.

Nakazawa, T., Ueno, K., 2004. Sequence boundary and related sedimentary and diagenetic facies formed on Middle Permian mid-oceanic carbonate platform: Core observation of Akiyoshi Limestone, Southwest Japan. *Facies*, **50**, 301–311.

Nakazawa, T., Ueno, K., Kawahata, H., Fujikawa, M., Kashiwagi, K., 2009. Facies stacking patterns in high-frequency sequences influenced by long-term sea-level change on a Permian Panthalassan oceanic atoll: An example from the Akiyoshi Limestone, SW Japan. *Sediment. Geol.*, **214**, 35–48.

太田正道，1968，地向斜型生物礁複合体としての秋吉石灰岩層群．秋吉台科学博物館報告，**5**, 1-44.

上野勝美・横山嗣政・中澤　努・藤川将之，2010，秋吉石灰岩中部ペルム系にみられる大規模干潟堆積物．福岡大学研究部論集，C：理工学編，**2**，1-17.

P11

石筍酸素同位体比に記録された後期更新世の数千年スケールの変動：岐阜県中部の例

Late Pleistocene millennial changes recorded in stalagmite oxygen isotope: case study from central Gifu, Japan

狩野彰宏・曽根知実（九州大学比較社会文化研究院）・奥村知世（海洋研究開発機構）
Akihiro Kano, Tomomi Sone (SCS Kyushu University), Okumura Tomoyo (JAMSTEC)
連絡先：狩野彰宏 (kano@scs.kyushu-u.ac.jp)

U-Th 年代法の技術的進歩により，石筍を用いた古気候研究は盛んに行われており，国内でも夏期モンスーン (Shen et al., 2010) や冬季モンスーン変動 (Sone et al., 2013) が解析されている。私たちは岐阜県郡上市から長さ 13cm の石筍を採集し，古気候の復元を目的に酸素同位体比を 0.2 mm のインターバルで測定した。この石筍は，最終氷期の長いハイアタスを境に，上部が前期～中期完新世に，下部が Marine isotopic stage 3 (MIS-3) に形成したものである。組織的に均質で透明度が高い完新世の部分に対し，下部は全体的に褐色を帯びている。MIS-3 と完新世の酸素同位体比の値を比較すると，M1S-3 の方が 0.5-1.0 パーミルほど高く，この差は中国南部の石筍と同等であり，岐阜県の石筍記録が夏期モンスーンの強い影響を受けていることを示唆する。実際，郡上市における降水量も７～９月に最も多くなっている。

この石筍で最も顕著な特徴は下部に認められる幅約 1 cm の周期的変化である。下部石筍が連続的に沈殿したものであれば，U-Th 年代により 56-35 ka に堆積したものと見積もられ，その中に合計８回の周期が認定される。これは日本海堆積物に記録された暗色層の出現頻度と一致する。１つの周期の中で，方解石は上方へとゆるやかに透明度を増し，次の周期との境界で急激に褐色を帯びる。酸素同位体比も同様にゆるやかに増加し，次の周期との境界で急激に減少する。

岐阜石筍に記録された数千年スケールの変動はダンスガード・オシュガーイベントに対応すると思われるが，グリーンランド氷床に明瞭に現れない 50-43 ka の周期性もこの石筍には明瞭に現れている。この事は，ダンスガード・オシュガーサイクルの汎世界性を支持するとともに，その起源が必ずしも北大西洋の変動に関わっていなかったことを示唆する。岐阜石筍の酸素同位体比が主に降水量の変化を反映しているのであれば，ゆるやかな寒冷化の時期に降水量が減少し，急激な温暖化の時期に降水量が増加したことになる。

謝辞：石筍の U-Th 年代は台湾国立大学の沈川洲教授の指導のもとで行った。

文献

Shen, C.-C., Kano, A., Hori, M., Lin, K., Chiu, T.-C. and Burr, G.B., 2010, East Asian monsoon evolution and reconciliation of climate records from Japan and Greenland during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews,* **29**, 3327-3335.

Sone, T., Kano, A., Okumura, T., Kashiwagi, K., Hori, M., Jiang, X., Shen, C.-C., 2013, Holocene stalagmite oxygen isotopic record from the Japan Sea side of the Japanese Islands, as a new proxy of the East Asian winter monsoon. *Quaternary Science Reviews,* **75**, 150-160.

P12

人工構造物が津波堆積物と逆級化層形成に与える影響

Effect of artificial structure on tsunami deposit and inverse-grading unit

飯嶋耕崇（東北大学）・箕浦幸治（東北大学）・後藤和久（東北大学）・
菅原大助（東北大学）・阿部朋弥（名古屋大学）
Yasutaka Iijima (Tohoku Univ.), Koji Minoura (Tohoku Univ.), Kazuhisa Goto (Tohoku Univ.),
Daisuke Sugawara (Tohoku Univ.), Tomoya Abe (Nagoya Univ.)
連絡先：飯嶋耕崇 (b2sm6002@s.tohoku.ac.jp)

１．はじめに

人工構造物が津波堆積物に与える影響は明らかになっていない部分が多いが，仙台平野に存在する道路が津波の流速に大きく影響を与えることが，東北地方太平洋沖地震津波の遡上数値計算から明らかになっている(Sugawara and Goto 2012)．また，堤防の存在によって，その陸側が大きく侵食されている様子が観察されている(根本・箕浦 2012).

津波堆積物の内部構造，特に逆級化層の形成過程については議論が続いており，明らかになっていない部分が多い．津波堆積物中の逆級化層の形成要因としては，Traction carpet によるという主張（Moore et al., 2011），津波の Waxing-waning を反映しているという主張（Naruse et al., 2010）など，複数の形成要因が提唱されている．しかし，逆級化層の形成過程と津波の流速，地形との関連を議論した研究は少ない.

そこで本研究では，フィールドにおける堆積物の層厚記載，粒度分析，数値計算を通して，人工構造物が津波堆積物の堆積プロセスに与える影響，および逆級化層の形成過程について議論を行う.

２．フィールド調査・数値計算結果

南相馬市小高地区における津波堆積物調査から，人工構造物が津波堆積物の形成に大きな影響を与えていることが示唆された．津波堆積物の層厚・内部構造には，道路が大きな影響を与えることが明らかとなった（図 1）．堆積物層厚は道路の 50-100 m 海側で極大となる一方，道路の陸側では減少した．また，地形が登り傾斜になる地点より陸側では，堆積作用が大きくなることが観察された.

津波堆積物の内部構造に関しては，海岸付近では逆級化層と級化層の互層が観察される一方，道路の海側においては下位に逆級化層，上位に級化層が存在した．道路の陸側では，級化層のみが存在した．浸食量・堆積量比較と鉱物鑑定から，津波堆積物の主要な供給源が堤防陸側の砂丘である可能性が強く示唆されたが，堤防陸側における浸食は，堤防を流れ下る津波によって発生したと考えられる.

断面一次元で実施した津波遡上の数値計算によると，道路のすぐ海側では，津波の流速が 5.1 m/s から 3.2 m/s まで急激に減少した．また，地形が登り傾斜となる地点より陸側では，流速が減少していく様子が観察された．数値計算と堆積物調査結果との比較により，津波の流速変化が堆積物層厚に影響を与えている可能性が示唆された.

３．南相馬市小高地区における津波堆積物の堆積プロセス

海岸付近における逆級化層・級化層の互層の形成要因としては，津波の流速が増加するステージで供給源の粒径が細粒から粗粒に変化する，津波の Waxing-Waning を反映して形成されたと考えられる．一方，道路海側における逆級化層の形成要因としては，Kinematic Sieving もしくは分散圧によって流れの中で Traction carpet が形成され，道路手前で津波の流速が急激に減少したため Traction carpet の凍結が発生し，逆級化層が堆積したことが考えられる．道路陸側における逆級化層形成には，地形的高まりである道路が非常に大きな役割を果たしたことが示唆された．

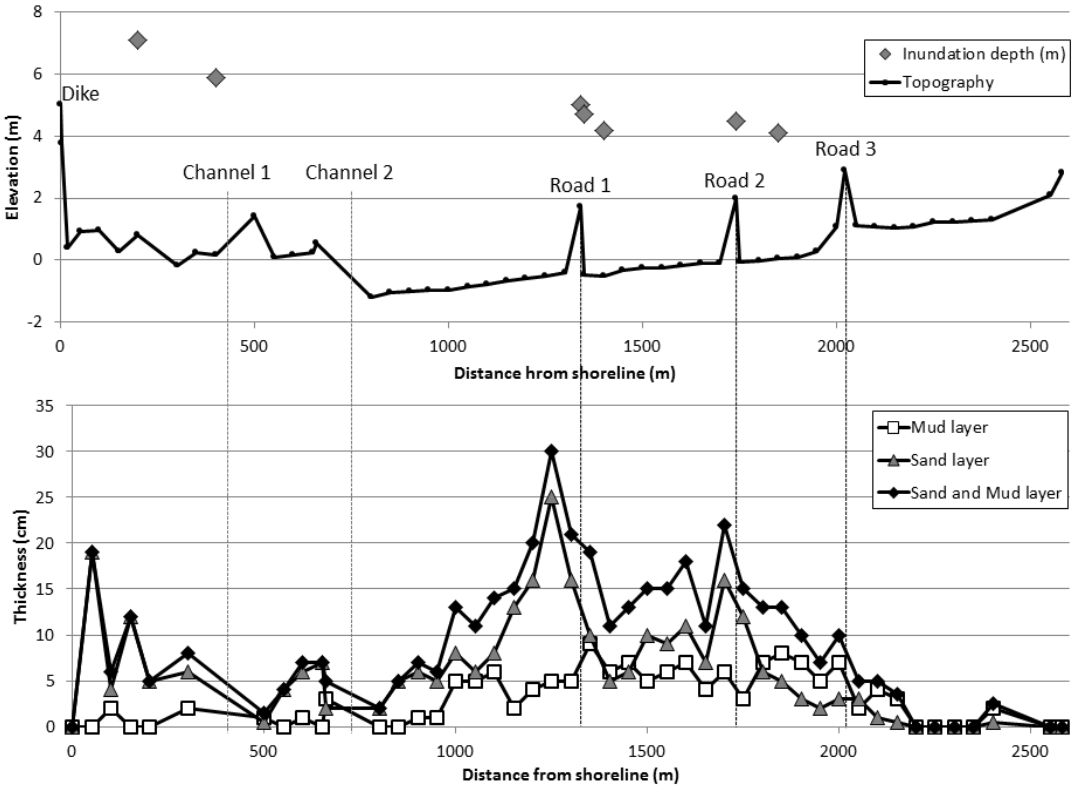


図 1，各調査地点の標高および浸水高（上図）と，砂層厚，泥層厚，全層厚のプロット（下図）．堤防，水路，道路の位置も合わせて示す．

引用文献：

Naruse, H., Fujino, S., Suphawajruksakul, A. and Jarupongsakul, T., 2010, Features and formation processes of multiple deposition layers from the 2004 Indian Ocean Tsunami at Ban Nam Kem, southern Thailand. *Island Arc*, 19, 399-411

Moore, A., Goff, J., McAdoo, B. G., Fritz, H. M., Gusman, A., Kalligeris, N., Kalsum, K., Susanto, A., Suteja, D. and Synolakis, C. E., 2011, Sedimentary Deposits from the 17 July 2006 western Java Tsunami, Indonesia: Use of Grain Size Analysis to Assess Tsunami Flow Depth, Speed, and Traction Carpet Characteristics. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1951-1961

根本直樹・箕浦幸治, 2012, 斜流による人工浜堤の破壊―青森県東岸における東北地方太平洋沖地震による津波の例．地球科学．66, 209-210

Sugawara, D. and Goto, K., 2012, Numerical modeling of the 2011 Tohoku-oki tsunami in the offshore and onshore of Sendai Plain, Japan. *Sedimentary Geology*, 282, 110-123

P13

2011 年東北地方太平洋沖地震津波による仙台湾の極浅海域での海底地形変化

Bathymetric change and deposits by the 2011 Tohoku-oki tsunami at the very shallow sea of Sendai Bay

後藤和久（東北大学）・有働恵子（東北大学）・菅原大助（東北大学）・武田百合子（東北大学）
Kazuhisa Goto (Tohoku Univ.), Keiko Udo (Tohoku Univ.),
Daisuke Sugawara (Tohoku Univ.), Yuriko Takeda (Tohoku Univ.)
連絡先：後藤和久(goto@irides.tohoku.ac.jp)

1. はじめに

津波による海底地形変化は，事前の地形データがなければ解析が困難なため，ごく限られた事例でしか報告されていない（例えば，高橋ら，1999；西畑ら，2008；Goto et al., 2011）．また，津波前の深浅測量データが得られている場所は，定期的に浚渫が必要な港湾などが中心であり，外洋に面した海岸付近での地形変化の詳細はほとんど理解されていない．

2011 年東北地方太平洋沖地震津波は，漁港を中心に津波前から海底地形データが得られていた場所が多い．そして，津波後にも防波堤や港湾施設の早期復旧を目的とした深浅測量が実施されたことにより，津波前後の海底地形を比較し変化量を推定することが可能であった（原口ら，2012：有働ら，2013）．例えば，仙台湾においては水深約 15 m 以浅の外洋で震災前から定期的に深浅測量が実施されていた．そのため，津波による海底地形変化を調べることが可能であった（有働ら，2013）．そして，最大で±約 1 m の地形変化が起きたことが明らかにされており，砂浜が侵食され海へ海浜砂が引き戻された可能性が指摘されている（有働ら，2013）．また，津波後も定期的に深浅測量が行われたことにより，長期的な地形の回復過程も追跡することができた．その結果，極めて浅い海域であるにもかかわらず，津波後から 2013 年 1 月に至るまで地形が大きく変化していないことが明らかになった（有働ら，2013）．

本研究では，深浅測量データの精度検証と極浅海域の津波堆積物の特徴把握のため，水深 15 m 以浅の海域において掘削調査を実施したので，その結果を報告する．

2. 結果と考察

掘削は，2013 年 6－7 月に実施した．掘削地点は，有働ら（2013）の深浅測量結果から地形変化量をあらかじめ推定し，水深や地形変化量が異なると予測される計 13 地点を選定した（図 1a）．得られた掘削試料の長さは，最大 2 m 程度である．このうち，深浅測量での地形変化量が大きかった地点では，平常時に堆積しているシルト - 極細粒砂の上に，～1 m の厚さの粗粒～極粗粒砂からなる堆積物が，明瞭な侵食面を持って堆積している様子が観察された（図 1b）．粒子は良く円摩されており，層内には貝殻片が大量に含まれていた．この堆積物は上方に向かって細粒化する傾向にあり，上部約 20 cm 程度の範囲には，トラフ型と考えられる斜交葉理や淡茶色のシルトが堆積している様子が確認された．この粗粒堆積物は海浜砂が供給源であると考えられ，有働ら（2013）が述べているように津

波により侵食された海浜砂が引き波により引き戻され，浅海底に堆積したものと考えられる．

図 1c は，明瞭な侵食面より上部を津波堆積物と仮定して，深浅測量に基づく地形変化量との比較を行ったものである．この図から，水深が 9 m 以下の海域では実測値と深浅測量に基づく地形変化量の差が大きいものの，それより深い海域では 0.2 m 程度の差に収まることがわかった．これは，水深 9 m 以深の海域では常時波浪の影響が小さく，津波後の地形変化が微少であることを反映しているものと考えられる．ただし，津波発生から掘削実施まで 2 年超が経過しており，どの地点でも少なからず津波後の常時波浪の影響を受けていると考えられる．そのため，津波により直接的に堆積した部分と常時波浪により再堆積した部分を識別し，津波堆積物の層厚を確定することが今後の課題である．

引用文献

Goto, K., Takahashi, J., Oie, T., Imamura, F., 2011, Remarkable bathymetric change in the nearshore zone by the 2004 Indian Ocean tsunami: Kirinda Harbor, Sri Lanka. ***Geomorphology***, 127, 107-116.

原口強・高橋智幸・久松力人・森下祐・佐々木いたる，2012，2010 年チリ中部地震津波および 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査．土木学会論文集 B2 (海岸工学)．68，231-235.

西畑剛・後藤和久・田島芳満・高橋智幸・今村文彦，2008，自然海岸における津波による土砂移動調査．海岸工学論文集．55，446-450.

高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔, 1999, 掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発．海岸工学論文集．46, 606-610.

有働恵子・武田百合子・田中仁・真野明，2013，東北地方太平洋沖地震津波による宮城県仙台湾南部海岸の海浜変形特性．土木学会論文集 B（海岸工学），69，I1391- I1395,

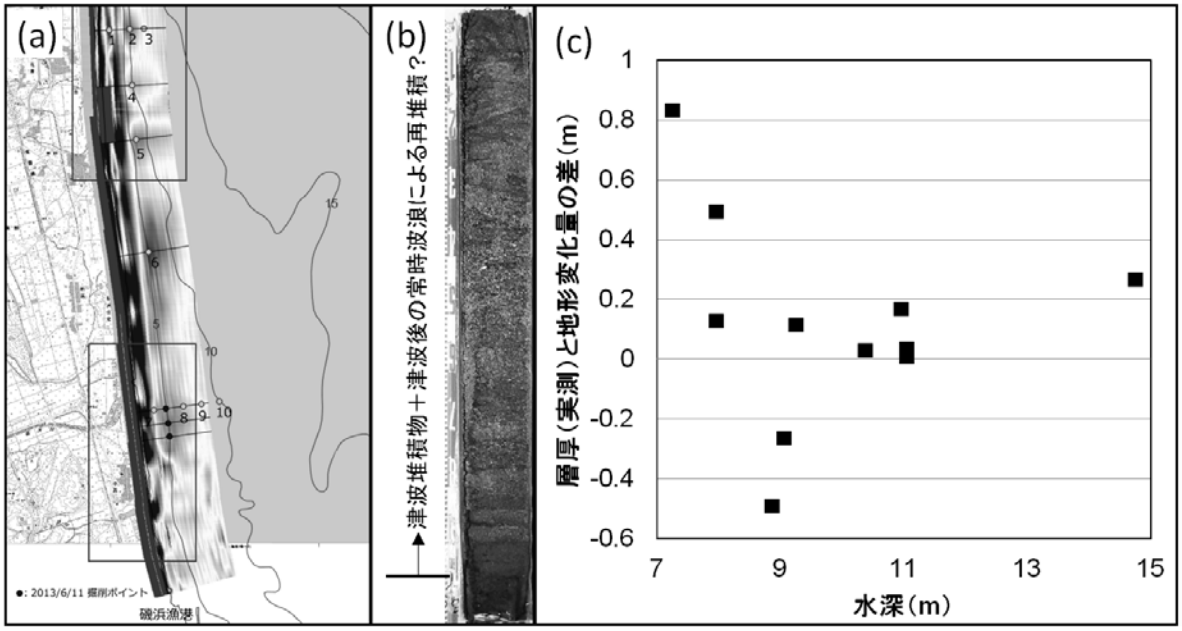


図 1(a)本研究での掘削地点(有働ほか, 2013 に基づき作成)，(b)掘削コアの拡大図，(c)粗粒堆積物の層厚と地形変化量の差を，掘削水深別に示した図.

P14

持ち運び可能な教材用津波演示装置の開発

Development of the tsunami equipment for teaching materials which can be carried

杉山諒介, 横川美和（大阪工業大学情報科学部）

Ryousuke Sugiyama,Miwa Yokokawa(Osaka Institute of Technology)

連絡先：杉山諒介(e1n10048@st.oit.ac.jp ， miwa@is.oit.ac.jp)

東日本大震災などをきっかけに, 津波を理解し防災に役立てる教育が盛んに行われるようになっている. 実際に模擬津波を起こす装置で演じ実験をする事により大きな教育効果が得られるが, 既存の津波演示装置は高額で巨大なものが多く, 小中学校などに普及させる事が難しい. また, これまでに製作されている教材用津波演示装置も, 装置の組み立てや分解に時間がかかってしまう構造のものが多く, 手軽に扱えるものがなかった. そこで本研究では小中学校などで使用できるような, 持ち運びが可能で簡便な装置を製作することにした.

地震で発生した津波を小型の装置で再現する為に『跳ね上げ式』という構造にした. 跳ね上げ式とは底板を持ち上げる事で, 底から水が移動する津波の特徴を再現する方法である. この方法で津波を反対側の陸地に向けて発生させて, 配置したオブジェを流す.

本研究では公共交通機関での運搬が容易であること, 安価で作成できること, 修理や用品の補充が容易であることを重視した.

運搬時は2つのパーツ(72cm×12cm×21.5cm と 70cm×11cm×20.5cm のパーツ)を折り畳んで小さくし, 実験時はこれを展開し, 連結させて使用する. こうすることにより底板を一枚板にしても充分な水槽の長さを得ることができた. また装置の外壁であるアクリル板以外の部品はホームセンターで購入ができ, 難しい加工も行っていないため, 修理や用品の補充に関しても問題がなくなった.

この装置を用いて小学生から高校生まで, 計 14 人に対して実演を行った. 実演では既存の装置との比較をし, 今回作った装置に触れてもらうことも取り入れた. 組み立て時間は 6〜7 分, それを含む一連の実演時間は 30〜35 分で, 小中学校の授業内で十分に実演ができることがわかった. 装置を使わず津波の説明をしている段階では興味が薄い子が多かったが, 実際に装置を動かすとほとんどの子供が興味を示し始めた. また, 装置に触れてもらうことでさらに興味が増したように感じた.

今後の課題として, 地形を変更できるパーツを導入したい. 入り組んだ地形や川などのパーツを作れば, 実演をする地域の特徴を取り入れることができる. 身近な地名などを当てはめて実演をすることで, より生徒の興味を引くことができるのではないかと考えている.

P15

日本海側の沿岸からの津波イベント認定の試み（予報）

Preliminary results from identification of tsunami deposits along the Sea of Japan

髙清水康博・卜部厚志・片岡香子（新潟大学）・川上源太郎・仁科健二（北海道立総合研究機構）・平川一臣（北海道大学）

Yasuhiro Takashimizu, Atsushi Urabe, Kyoko S. Kataoka (Niigata Univ.), Genataro Kawakami, Kenji Nishina (Geological Survey of Hokkaido), and Kazuomi Hirakawa (Hokkaido Univ.)

連絡先：髙清水康博 (takashimi@ed.niigata-u.ac.jp)

１．はじめに

日本海東縁変動帯では過去 200 年弱の間に，1833 年庄内沖地震（M7.7），1983 年日本海中部地震（M7.7），1964 年新潟地震（M7.5），そして 1993 年北海道南西沖地震（M7.8）の M 7 後半クラスの巨大地震が発生し，これらに伴う津波により大きな被害を出している．また，1833 年庄内沖地震の 983 年前の AD 850 年にも似たような地震（M 7.3 ? ; 宇津，1999）があり，津波による被害が出たとされている．しかしながら，日本海東縁変動帯による巨大津波の再来間隔や遡上規模は未解明で，日本海側における古津波研究の重要な課題となっている．そこで，本研究では日本海側の沿岸の海食崖露頭から古津波イベント認定の可能性を検討した．

２．調査結果

日本海側の 5 地点において，有機質シルト層・腐食土壌層等に挟在するイベント堆積物（円磨度の高い中–大礫層）の記載を行った．調査地点は完新世海成段丘の前面や，ごく小規模な陸繋島様（トンボロ様）の地形的鞍部に生じた海食崖である．

貝取澗露頭：北海道奥尻島南端の青苗岬西方に位置する，完新世海成段丘に生じた海食崖の露頭（上面は約 8 m ）である．海食崖の下半は基盤岩（泥岩）からなり，海浜の礫層および角礫混じり砂層に覆われる．さらに上位に暗灰色シルト，黒ボク土，または有機質土との互層が約 1.7 m の厚さで分布し，礫層および Ko-d テフラ， B-Tm テフラを挟在する．礫層は 6 層認められ，亜円–亜角の粗中礫–大礫層からなる. 最上位の礫層は, 角礫混じり土壌で, ビニールを含む人工地層である. 上位から 2, 3, 4, および 5 層目の礫層は厚さ数 – 10 cm の亜円–亜角礫を主体とする細中礫–粗粒砂からなるが， 2, 3 層目の礫層は人頭大の礫を伴う． 4 層目の礫層には覆瓦状構造がよく発達しており, 海から陸へ(北–北北東へ)の古流向を示した. 最下部の礫層は, 亜円礫を主体とする大礫層からなる.

弁天崎露頭：青森県中泊町弁天崎の地形的鞍部に生じた海食崖の露頭（上面の標高は約 5 m ）で，海浜は（砂）礫浜である．海食崖下半は基盤岩からなり，上位に礫層と有機質シルト–粘土層の互層が 90 cm の厚さで分布する．礫層は 3 層認められ，良く円磨された細–大礫を主体とする．最上部の礫層中にはコンクリート片や漁具網等の人工物が混在する．中部の礫層は，良く円磨された細–中礫を主体とし，上薬が塗られた土器片が含まれていた．最下部の礫層は，基質支持で良く円磨された細–中礫を主体とする（ただし，大礫も点る）．基盤岩との不整合面の標高は，約 4 m である．

椿山露頭：青森県深浦町椿山の地形的鞍部に生じた海食崖の露頭（上面の標高は約 5m）で，礫浜を伴う．海食崖下半は基盤岩からなり，上位に礫層と湿性黒土土壌または黒ボク土壌の互層が 1.5 m の厚さで分布する．礫層は 3 層認められ，いずれも良く円磨された中–大礫を主体とする礫支持の礫層である．最上部の礫層中には発泡スチロール片や漁具のフロート，網等の人工物が混在する．中部の礫層は，良く円磨された中–大礫を主体とし，側方では下位層を侵食的（ 60 cm 以上）に覆い，基盤と接する．下部の礫層は，良く円磨された中–大礫を主体とする．不整合面の標高は，約 3.6 m である．礫層の基質は上位・下位の腐食土壌層と同質で，透かし礫層の堆積後に礫間を充填したものと推定される．

大野亀露頭：新潟県佐渡市大野亀島の海食崖の露頭である．側方に約 150 m に渡って基盤岩の上位に礫層と有機質シルト–粘土層または湿地性シルト–粘土層の互層が 1.2 – 2.0 m の厚さで分布している．礫層は，中–大礫を主体とし，7 層が観察される．これらは，側方へ層厚変化するが対比することが可能である．礫は南部で良く円磨された円礫–亜円礫からなるが，露頭の南部から北部へ向けて低くなり，最も北側では亜角礫を主体とする．基盤との不整合面は 3 m 弱– 3.5 m である．

春日崎露頭：新潟県佐渡市春日崎の海食崖の露頭である．礫層と有機質シルト質砂層または有機質シルト層の互層が 1.8 m の厚さで分布している．基盤岩は認められない．礫層は，よく円磨された中–大礫を主体とし，3 層が観察される．露頭上部の礫層は側方へ層厚を減じ中礫が散在する有機質砂質シルトへと層相変化する．露頭中部および下部の礫層は，中–大礫を主体とする．露頭上面の標高は，約 4.0 m である．

３．考　察

各露頭における層相観察結果と周辺の地形条件の検討から，5 地点とも定常的には土壌や有機質シルト層が生成・堆積する環境下（すなわち土壌生成プロセスの場）にあると考えられる．このようなプロセスが発達するためには十分に長い時間，持続的に静穏な環境が保たれる必要がある．ほぼ水平に堆積した保存のよい広域テフラが挟在することも，このことを支持する．このような地層中に，中–大礫を主体とする礫が層状に挟まれることから，これらの礫層は突発的なイベント起源と考えるのが妥当である．基盤を覆う礫層は，離水時の波食棚を覆う基底礫層の可能性が残るが，より上位の礫層はいずれも現海面から数 m 高い高所に分布すること，海食崖前面の海浜礫と同質のよく円磨された礫を主体とすること，背後に礫を供給する河川が無いことを合わせて考えると，これらの礫層は完全に離水し土壌生成環境の場となった地形的高所に，津波により運搬され堆積したと考えることが合理的であろう．弁天崎および椿山露頭の人工物の混在する礫層は，その層準から 1983 年日本海中部地震による可能性がある．

今後の課題として，古海岸線の位置の推定，内陸方向への礫層の分布解明，礫ファブリックの詳細な堆積学的解析等が挙げられるだろう．また地震時の一時的な沈降による礫層形成の可能性についても検討の余地があるだろう．

４．文　献

宇津徳治，1999，地震活動総説．（財）東京大学出版会，東京，876 p.

P16

東日本大震災後の八戸沖と仙台沖の水深 2000m までの海底の比較

Comparison of seabeds until 2000 m water depth, off Hachinohe and off Sendai after the 2011 Tohoku earthquake

藤井美南・川村喜一郎（山口大学）・豊福高志・小栗一将・金松敏也（JAMSTEC）
・新井和乃（千葉大学）・村山雅史（高知大学）
Minami Fujii, Kiichiro Kawamura (Yamaguchi Univ.), Takashi Toyofuku, Kazumasa Oguri, Toshiya Kanamatsu (JAMSTEC), Kazuno Arai (Chiba Univ.) Masashi Murayama (Kochi Univ.)
連絡先：藤井美南 (minamifujii1222@gmail.com)

【はじめに】2011 年東北地方太平洋沖地震で発生した揺れや津波によって，大陸棚斜面において混濁異常が観測によって確認された(Noguchi et al., 2012; G3)．さらに，堆積物の観察からも，広範囲にわたって発生した乱泥流がイベント堆積層を形成したことが明らかになっている (Aral et al.,2013; Geology)．このような堆積物は，過去の巨大地震・巨大津波の地質記録として海底の地層中に保存されている可能性が高いため，古地震研究の観点からも注目されている．2011 年東北沖地震についても乱泥流の発生メカニズムや堆積プロセス，保存プロセスの研究がなされている．

【目的】本研究では，上記のイベント堆積物の分布範囲やその特徴を調べることを目的とし，東北地方沿岸の八戸沖，三陸沖，仙台沖において採取された海底表層堆積物を詳細に記載し，堆積学，古地磁気学，生物学といった多角的な視点から，堆積物の形成プロセスを推定した．

【試料の採取】堆積物試料は，学術研究船「淡青丸」KT-11-20 航海（八戸沖：2011 年 8 月 21 日～25 日実施）と海洋調査船「なつしま」NT12-12 航海（仙台沖と三陸沖：2012 年 5 月 14 日～23 日実施）によって，マルチプルコアラーと無人探査機「ハイパードルフィン」を用い，それぞれ不撹乱採取した．八戸沖では，八戸海底谷に沿った水深約 55 m～2000 m の 9 地点より，陸棚から陸棚斜面，海底扇状地へと，浅海から深海にかけて系統だって採取を行った．仙台沖・三陸沖では，水深約 500 m～900 m の海底を目視観察しながら表層堆積物を採取した．

【結果】八戸沖の堆積物は，より浅海で細粒～粗粒砂，深海で砂質粘土～シルト質粘土で構成されており、肉眼観察では陸棚においてコア深度 5cm 部分に，貝片を多く含む粗粒砂の層と，貝片が少なく細粒砂で構成される層との明確な境界がある地点もあった．八戸沖の陸棚と陸棚外縁では，生きている固着性の底生有孔虫の分布に異常が見られ，八戸沖では津波による再堆積が生じた可能性が示唆されている．また，仙台沖で採取された堆積物の表層 1～5cm 部分と 19cm 部分からは，肉眼観察と X 線 CT 画像の両方において，ラミナ状の砂層が観察された．表層部の砂層はごく最近に，19cm 部分の砂層は過去のイベントにより堆積した可能性が高い．これらの層の過去の磁北を推定するために古地磁気測定を行った結果，西から東への堆積を示唆する古流向データが得られた．以上から，仙台沖・三陸沖では，広範囲にわたる表層堆積物の移動が起こり，これらは複数回にわたって起こっている可能性が高いことが明らかになった．

＜文献＞ Arai et al., 2013, Geology, 41, 1195; Noguchi et al., 2012, Geochem. Geophys. Geosyst., 13, Q11003.

P17

磁気異方性を用いた東北地方太平洋沖地震の津波堆積物の堆積過程
Sedimentation Process of the 2011 Tohoku-oki Tsunami Deposit using magnetic anisotropies

昆周作（東北大学）・飯島耕崇（東北大学）・中村教博（東北大学）
・菅原大助（東北大学）後藤和久（東北大学）
Shusaku Kon (Tohoku University), Yasutaka Iijima (Tohoku University), Norihiro Nakamura (Tohoku University), Daisuke Sugawara (Tohoku University), Kazuhisa Goto (Tohoku University)

1. はじめに

2011 年の東北地方太平洋沖地震で発生した津波では、テレビ中継を始めとした様々な映像を通じて、多くの人が津波は土砂などを含んだ高エネルギーの複雑な流れであるということを認識したと思われる。そのような流れの中で津波堆積物がどのような過程を経て堆積するのかを理解することは、過去の津波堆積物の認定基準を作るうえで非常に重要である。堆積物の堆積過程は堆積構造として一部の情報が保存されていると考えられ、露頭観察から多くを読み取ることが可能である。クロスラミナのような堆積構造は、堆積する際の流向を保存している 1 つの例である。しかし、堆積過程に係る流れの状態は、肉眼で観察できない形で堆積物を記録されている可能性もある。そこで我々は磁気異方性を用いて、津波堆積物の形成過程を読み取る試みを行っている。

2. 手法

Wassmer et al. (2010) は初めて磁気異方性を津波堆積物に応用したものの、粒度分析や磁気異方性に貢献する鉱物の特定を行っていないため、津波堆積物が示す磁気異方性の原因や堆積過程が明らかにされていない。彼らは 2004 年インド洋大津波の堆積物を採取し、この津波堆積物の微細構造を帯磁率異方性 (AMS) を用いて堆積過程を読み取る試みを行った。この AMS は常磁性鉱物と強磁性鉱物の粒子の配列を求めることができ、測定も簡単であるため、様々な堆積物の古流向解析などに使われてきた。津波堆積物でも同様に、目には見えない堆積構造を理解する上で良い手法である。しかし、津波堆積物中の磁性鉱物の含有量は、堆積物の供給源次第である (Chagué-Goff et al., 2011)。または、供給された磁性鉱物が変質すると帯磁率異方性が変化してしまうため、このような場合は測定に不向きである。そこで我々は変質したケイ酸塩鉱物に離溶している細粒な磁鉄鉱の配列を測定できる非粘性残留磁化異方性（AARM）を初めて津波堆積物に応用した。

2. 結果

今回は、福島県南相馬市小高地区に分布する 2011 年の津波堆積物のトレンチ調査を行い、粒度分析と磁気異方性用の試料を 7cc のプラスティックキューブを用いて採取した。採集した試料は AMS、AARM と粒度分析を行った。AMS の帯磁率(SI）は低くないため、磁性鉱物の強い変

質はないと考えられるが、AARM の長軸方向とは異なる結果を得た。この結果は鉱物の種類、形状によって堆積方向が異なることを示唆している。粒度分析では、逆級化を示す層が津波堆積物の下層に存在することを見出した。AMS の長軸方向は多様な方向を示すにもかかわらず、AARM は粒度分析に関連した磁気ファブリックを示した。AARM の原因鉱物は層状ケイ酸塩鉱物の長軸に平行に離溶した磁鉄鉱であることが予想される。そこで，AARM の結果は離溶した細粒磁鉄鉱の配列を捉えているのかということを検証するため、AARM の長軸と平行に薄片を作成し SEM 観察を行った。その結果、サンプリングした津波堆積物の AARM 長軸方向はケイ酸塩鉱物の劈開に離溶した細粒磁鉄鉱の配列を捉えていることがわかった。よって AARM は離溶した磁鉄鉱を持つ鉱物の劈開方向に限定して堆積方向を見ることができる。

また、地表面からの深度が同じで水平方向に 10 ㎝離れた箇所でも AMS, AARM の示す方向は大きく異なることがわかった。この結果は、乱流の状態を反映している可能性、もしくは流速が遅くなった際に一斉に堆積し特定の流向を示さなかったことを示唆している。

更に我々は、逆級化層の最下部には AARM の異方性が非常に大きい箇所が存在していることを発見した。異方性が高いということは、その箇所に堆積している粒子の配列が一様であることを意味しており、津波の複雑な流れの下部には特異な流れがあったことを示している。

3. 考察

津波のような複雑な流れの堆積過程については過去の研究(e.g., Sohn, 1997)でも流れの基底に速度の低箇所が存在することが予測されていたが、津波堆積物からその存在を示唆する結果を得たのは本研究が初めてである。我々は粒子の配列が一様になるようなこの特異な流れについて、上層部に比べて遅い流れが最下部に存在していたと考えている。ただし、サンプリングを行った小高地区は津波の進行を妨げる防潮堤や嵩上げされた道路、湿地のような障害物が存在しており、これらが作用している可能性もある。

本発表では磁気異方性と粒度分析で得られた結果から、どのような堆積過程があったかを推定し、今後の研究方針も含めて考えていきたい。

4. 参考文献

Chagué-Goff, C., Schneider, J.-L., Goff, J.R., Dominey-Howes, D., Strotz, L., 2011, Expanding the proxy toolkit to help identify past events: lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews,* **107**, 107–122. Sohn, Y. K., 1997, On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research,* **67**, 502–9. Wassmer, P., Schneider, J.-L., Fonfrège, A.-V., Lavigne, F., Paris, R., 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.

P18

カディス湾（スペインーポルトガル）泥質コンターライトの微細組織

Microstructure of muddy contourite from the Gulf of Cadiz

西田尚央（産業技術総合研究所）・Hernández-Molina, F.J. (Royal Holloway Univ. London)・ Stow, D.A.V. (Heriot-Watt Univ.)・Alvarez-Zarikian, C. (Texas A&M Univ.)・IODP 第 339 次航海乗船研究者

Nishida, N. (GSJ, AIST), Hernández-Molina, F.J. (Royal Holloway Univ. London), Stow, D.A.V. (Heriot-Watt Univ.), Alvarez-Zarikian, C. (Texas A&M Univ.), IODP Exp. 339 Scientists*

連絡先：西田尚央 n.nishida@aist.go.jp

深海堆積環境では，細粒粒子のサスペンジョンからのゆっくりとした堆積によって半遠洋性／遠洋性泥が形成されるとともに，混濁流に代表される重力流によってタービダイトなどがイベント的に形成される．これらに加え，大陸斜面に沿った流れである底層流（コンターカレント）により，コンターライトが形成されることも知られている．特に，コンターライトを形成する底層流の発達は，深海域での物質輸送システムの一部を担っているとともに,気候変動や海水準変動などとも密接に関係する．したがって,それらの特徴を理解していくうえで,深海底堆積物からコンターライトを的確に識別し，時空間的分布様式を明らかにしていくことは重要である．従来，コンターライトの岩相は，主に生物擾乱の発達する上方粗粒化と上方細粒化を繰り返すユニットとして特徴づけられてきた．しかし，泥質コンターライトの場合，肉眼的特徴のみから半遠洋性泥と識別するのは困難である．本研究では，泥質コンターライトの微細組織に注目し，その特徴について検討した．

本研究では，IODP Exp. 339 Mediterranean Outflow によってカディス湾（スペインーポルトガル）の６サイトから採取された泥質コンターライトおよびイベリア半島西方沖の１サイトから採取された半遠洋性泥もあわせて検討した．各試料は，帯磁率測定用の 7 cc プラスチックキューブを用いてコア試料から採取した．中位径は 7.9–25.2 μm で，イライト，カルサイト，石英などによって主に構成される．いずれの試料も含水状態であったため，初生的構造を維持できる t-ブチルアルコール置換法による凍結乾燥処理を行った．すなわち，はじめに段階的に濃度を高くしたエタノールで１ヶ月間かけて脱水処理した．次に， t-ブチルアルコールで５ヶ月間かけて置換した．最後に，液体窒素で凍結させて真空凍結乾燥処理を行った．一連の処理が完了した試料について，走査型電子顕微鏡 (SEM) を用いて垂直断面を観察した．

その結果，半遠洋性泥には，石灰質ナンノプランクトンの卓越あるいは比較的淘汰の良いシルト粒子のランダム配列が認められた．一方，泥質コンターライトでは，淘汰の悪いシルト粒子がランダムに配列することがしばしば認められた．また，一部には，板状のシルト粒子が層理面とほぼ平行に配列することが認められた．これらの特徴は，初生的には流れのもとで堆積し，その後生物擾乱の影響を受けたことを示すと解釈される．

*IODP Expedition 339 Scientists: Acton, G., Bahr, A., Balestra, B., Ducassou. E., Flood, R., Flores, J-A, Furota, S., Grunert, P., Hodell, D., Jimenez-Espejo, F.J., Kim, J.K., Kuroda, J., Krissek, L., Li, B., Llave, E., Lofi, J., Lourens, L., Miller, M., Nanayama, F., Richter, C., Roque, C., Sanchez Goñi, M., Sierro Sanchez, F., Singh, A., Sloss, C., Takashimizu, Y., Tzanova, A., Voelker, A., Williams, T., Xuan, C.

P19

砂質堆積物の X 線 CT 画像の処理手法の検討

A study on the processing method of X-ray CT images for sand grain fabric

場谷徹・横川美和（大阪工業大学情報科学部）・中野司（産業技術総合研究所地質情報研究部門）・
上杉健太朗（(公財）高輝度光科学研究センター）
Toru Batani, Miwa Yokokawa (OIT), Tsukasa Nakano (AIST), Kentaro Uesugi (JASRI)
連絡先：場谷徹（e1b10082@st.oit.ac.jp；miwa@is.oit.ac.jp）

流れの下で粒子が堆積するとき，粒子は堆積時の水理条件を反映した粒子配列を取る．従って，地層に残された粒子配列を解析することにより古水理条件を知ることができる．砂質堆積物は粒径が小さいため，構成する個々の粒子を取り出して直接測定することができない．そこで，堆積物の三次元配列を知るために X 線 CT 法が用いられるようになった．X 線 CT 法とは，測定対象のサンプルの様々な方向から X 線透過画像を撮影して積算し，内部の X 線吸収係数の空間分布を求めて画像化する方法である．本研究では，高輝度光科学研究センターの大型放射光施設（SPring-8）のビームライン BL20B2 の SPμ-CT を用いて撮影した砂質堆積物のデータを扱った．

SPring-8 で撮影した X 線 CT 画像は 16bit で得られたものを 8bit 化している．さらにこれを粒子と空隙部分とに 2 値化して処理する．粒子は互いに接触して堆積しているので，粒子を切り離さなければ 1 つの粒子として認識されてしまう．そのため，各構成粒子を切り離して認識させる工夫が必要になる．従来は，X 線 CT 画像の処理のために開発されたプログラム群 SLICE シリーズ（中野司作成）と，それを利用した粒子識別用プラグラムを用いていた（岩田，2004；山村，2005）．しかし，近年のコンピュータでは粒子識別用のプログラムが正常に動作しないという問題が発生し，解析が行えない状況が続いていた．動作しない原因の 1 つは，多くの画像情報をメモリ上に保存して処理を行うことに起因するメモリ不足であると考えられる．さらに SLICE シリーズのプログラムコード自体にも問題があったため， SLICE シリーズに代わる si series が 2011 年に公開された．そこで本研究では，この si series を用いた砂質堆積物の構造解析方法を検討した．

本研究で使用する si series は，トリミングに si_trim，2 値化に si_pvr，接触している粒子を切り離すために粒子の収縮と膨張を行う si_ed，収縮と膨張それぞれを任意の層厚で行うことができる si_eda，粒子部分にクラスターラベリングを行う si_mcl，ノイズ除去のために孔にラベリングを行う si_mhl，Layer Map を取得する si_lm, カラーマップ情報を付加する si_cm_rgb および粒子の長軸の傾きの分布を求める si_of である．もともと si series は Unix 環境と Windows 32bit 環境で動作するように組まれているが，Windows 64bit 環境での実行も可能となった．本研究では，各プログラムの動作環境の整備と起動方法の整理，si_lm や si_ed を用いる解析手法，および si_eda を用いた解析手法等を検討した．発表では，si_lm を利用して粒子配列測定を行う方法についても議論する．

＜引用文献＞

岩田裕樹，2004，X 線 CT を利用した砂質堆積物の三次元構造の解析，大阪工業大学 2003 年度卒業論文，58pp.

山村亮介，2005，X 線 CT 法による砂質堆積物の 3 次元構造解析プログラムの汎用化，大阪工業大学 2004 年度卒業論文，115pp.

P20

数値実験による砂丘形態の変形

Deformation of dune shape using a numerical cellular model

勝木厚成（日本大学理工学部）
Atsunari Katsuki (CST, Nihon University)
katsuki@phys.ge.cst.nihon-u.ac.jp

１．はじめに

砂漠地帯では様々な形態の砂丘が存在する．それらの形態は風の多方向性や存在する砂量で変化することが知られている．代表的な形態として一方向に卓越する風系場で，砂の量が固定床(地面）を覆いつくすには十分でない時に形成される三日月型砂丘，一方向に卓越する風系場で砂の量が多いときに形成され風向と垂直方向に峰が並ぶ横列砂丘，砂の量が少なく一年を通して 2 方向に卓越する風系場で見られる縦列砂丘，砂の量が多く多方向の風系場で形成される星型砂丘がある．また，植生を考慮したときには三日月型砂丘の腕が風上方向に伸びる放物線砂丘という独特の砂丘形態が現れる．砂丘形状は環境条件によって変化するので，逆に形状から周辺の環境条件を知る事ができる．このことは直接測定することができない地域の過去･現在の環境を知る有力な手がかりとなる．これまでの研究で環境変化による砂丘形態については多くのことが分かってきた．しかし，砂丘間の相互作用についての知識は未だ十分とはいえない．そこで，本研究では砂丘の相互作用について注目するとともに植生による影響を調べていく．

2. 手法

本研究では砂丘のセル模型を用いて，環境条件を変化させたときの砂丘形態を調べることにした．セル模型には砂が風によって飛ばされるサルテーションと粒状物質特有のなだれ現象を模倣したアバランチを取り入れてある．サルテーションの計算では流体計算を直接解くのではなく観測から得られた関数系を使用した．またアバランチでは，安息角を超えた砂だけの移動を考え，最も急峻な斜面に砂を再分配することにした．さらに，風系場の複雑さを定量化するために RDP(the resultant drift potential)/DP(the magnitude of the vector resultant of drift potential)指標を使った．

3. 結果

数値実験の結果，風の方向とフィールド上にある砂の量を変化させることによって過去の数値実験と同様に代表的な砂丘形態（三日月型砂丘，横列砂丘，縦列砂丘，星型砂丘）を再現することに成功した．また砂丘の衝突や、砂のやり取り、他の環境要因による相互作用を考慮することで他の地形との複合地形も見られるようになってきた。

P21

岩盤上のサイクリックステップの形成過程についての実験的研究

An experimental study of the formation process of cyclic steps on bed rocks

京極晃年・小寺彰・横川美和（大阪工業大学情報科学部）・泉典洋（北海道大学工学研究院）

Akitosi Kyogoku, Akira Kotera, Miwa Yokokawa(OIT), Norihiro Izumi(Hokkaido Univ.)

連絡先：京極晃年 (e1n08023@info.oit.ac.jp ，miwa@is.oit.ac.jp)

サイクリックステップとは，規則的な跳水によって区切られた周期的なステップ状の地形で，山地河川や沖積河川から深海の海底谷沿いなど様々な環境・底質で見られる．基盤岩に形成されるサイクリックステップは，基盤岩を流砂が侵食することによって形成されると考えられる．本研究ではこの基盤岩上に形成されるステップの形成過程についてモデル岩盤を用いた実験を行った．

実験装置は，大阪工業大学情報科学部に設置の長さ 120cm，幅 20cm，高さ 55cm の観測面を持つ回流水槽の中に，長さ 150cm，幅 2cm，高さ 20cm のガラス製の水路を勾配 10 度に設置したものを使用した．モデル岩盤として，セメント（ポルトラントセメント）と豊浦珪砂（平均粒径 0.2mm）と水を重量比 3:150:50 で混ぜて 2 週間程度水に浸し固めたものを使用した．下流端の堰（ポリウレタン製）は 10cm であるが, 侵食による岩盤表面の低下に対応させて 4cm まで 1cm ごとに減らせるようにした．給水量 33.4g/sec と給水量 75.6g/sec の 2 ケースにおいて平均粒径 1.0mm のカラーサンド（青色）を上流から供給した. 給砂量は給水量が 33.4g/sec の時は約 6g/sec で, 給水量 が 75.6g/sec の時は約 1g/sec, 2g/sec, 3g/sec, 6g/sec で実験を行った．実験中に下流で堰上げが発生したら堰を 1cm ごとに減らして，堰が 4cm になるか岩盤が水路の底付近まで削れるまで実験した．実験中に水路全体を定期的に撮影したほか、実験開始と終了時にレーザアプリセンサー（(株）キーエンス製レーザ変位計）を使い，地形の起伏の計測を行った．撮影した画像をフリーの画像処理プログラムである GIMP を用いて地形の起伏と堆積している砂をトレースした．

実験の結果, 給水量33.4g/sec の時は侵食速度がかなり遅く, ステップはほとんど形成されなかった．給水量 が 75.6g/sec の時はステップの下流側が長くゆるやかな形態（給砂量が約 1g/sec，2g/sec の時）とそれとは逆にステップの上流側が長くゆるやかな形態（給砂量が約 3g/sec, 6g/sec の時）が見られた．すなわち，流量と流砂量の組合せによって，ステップの形状が変化し得る事がわかった．また，それぞれの実験のトレースからステップの形成過程はステップがほとんど移動せず深くなっていく場合と下流側に移動しながら拡大していく場合があることがわかった．

P22

2013 年台風 18 号の増水によって京都府南部 木津川の高水敷にできたベッドホーム
The bedforms formed at the high water channel in the Kizu river，Kyoto，by Taiphoon 18th(2013)

坂本隆彦（同志社大理工学部聴講生）
Takahiko Sakamoto(Doshisha U.，Science andTechnology，Listener)
連絡先　坂本隆彦 satokita@iris.eonet.ne.jp

台風に伴う降雨で京都府南部を流れる木津川の水位が大幅に上昇し，下流域の高水敷に設置された田辺木津川運動公園が長時間冠水し，多様なベッドホームが形成された．上流側のサッカーグランドには，サンドリボン，バルハンや平頂デューンなどが形成され，上流側から下流側に向かって一定の配列をしていることがわかった．一方，下流側の野球グランドでは，平頂デューンが広範囲に分布し，その縁辺部には，カレントリップルがみられた．なお，ベッドホームの名称は Allen(1968)の方法で記載した．

2013 年 9 月 16 日台風１８号が熊野灘を北上し，木津川源流部の三重県津市では 495 ㎜（期間雨量）の雨が降った．木津川下流域の水位が 650 ㎝上昇し，運動公園が 16 時間以上にわたって冠水した．グランドの周りの植物に残されたビニール片や木片などの高さ，さらには土手の斜面に残された濁流の痕跡から判断して洪水の高さは 180 ㎝以上に達したことがわかった．

サッカーグランドでは，最も上流側には不定形のサンドパッチが散在し，サンドパッチを覆うようにしてサンドリボンが流下方向に伸び，下流側にいくにつれて砂の濃集量が多くなってバルハンに変化する．大きなバルハンの下流側や翼の下流側に小さなバルハンが幾重にも連なって分布する．下流でさらに砂の堆積量が多くなるとバルハンは横へのつながりが生じて，ルネイトデューンがつくられ，平頂デューンへと変化する．この配列は Beersldeson（1982）の潮流ベッドホームの配列と一致する．

下流側の野球グランドでは上流端に数 m 間隔で流下方向に伸びる押掘が並び，押掘の下流側には，リンゴイドデューンが配列し，リンゴイドデューンからさらに平頂デューンへと変化してグランド下流端まで続く．下流端付近では，デューン列と隣のデューン列のあいだに間隙ができ，そこにはデューンのできる前の氾濫初期につくられたと思われる 2 次元リップルが残っている．グランドの南西端付近にはデューン形成とほぼ同時期につくられた 2 次元リップルもみとめられる．野球グランドの大部分を占める平頂デューンの波長は，115cm～320cm で 150cm～200cm のものが多く，下流ほど長く，波高/波長の値は 0.025～0.18 で，下流側ほど小さくなる．

文献　Allen J.R.L., 1968,Current ripples.North-Holland publishing company,433p.
Beersldeson,R.H.,Jonson,MA.,Kenyon,N.H.,1982,Bedform,in:Strade,A.H.(ed),Offshore Tidal Sands.27-57.

P23

石灰質堆積物によるステップ地形形成に関する実験的研究

An experimental study on the step formation by calcareous precipitation

下西 達也・横川 美和(大阪工業大学情報科学部)・Kim Wonsuck(テキサス大学オースチン校)
・泉 典洋(北海道大学工学研究院)・Parker Gary(イリノイ大学アーバナ・シャンペーン校)

Tatsuya Shitanishi, Yokokawa Miwa(Osaka Institute of Technology), Kim Wonsuck(UTA),
Norihiro Izumi(Hokkaido Univ.), Parker Gary(UIUC)

連絡先：下西 達也 (e1n08034@info.oit.ac.jp; miwa@is.oit.ac.jp)

プリトヴィツェ湖群国立公園の湖群や秋芳洞に見られる石灰華段は，水に溶けた石灰分の沈殿によって形成された棚田状の地形である．このような石灰質堆積物によるステップの形成メカニズムについては研究例が少なくよくわかっていない．そこで本研究では石灰分の析出によってステップを形成する実験を行った．水に二酸化炭素が溶け込むことにより炭酸カルシウムの溶解度が増す．炭酸カルシウムの量溶解度には，二酸化炭素濃度・水温・溶液の pH が関係する．pH が低くなり，二酸化炭素濃度が高くなるほど，炭酸カルシウムを多く溶かすことができる．また，水温が低いほど炭酸カルシウムの溶解度は増す．本研究では上記のプロセスを踏まえて，勾配をつけた水路に水酸化カルシウム水溶液を流す実験を行い，析出した石灰分によってステップ地形が形成されるかどうかを観察した．

実験は大阪工業大学情報科学部の地球環境研究室で行った．水路は長さ 180cm，高さ 5cm，幅 2cm のアクリル製で，上流端には堰を付け，底面には豊浦硅砂を接着させて粗度をつけた．密閉可能なタンクに 200 リットルの蒸留水を入れ，石灰岩約 9.8kg を水中に吊るした．さらに$Ca(OH)_2$粉末 1000 g を入れ,飽和させた水溶液を用意した．この水溶液をチュービングポンプを用いて，水路の上端に流し込んだ．水路の勾配は 2 度に設定した．水路下端には水溶液を受けるタンクを設置し，チュービングポンプを用いて元の密閉可能なタンクに水溶液を戻し，循環させるしくみになっている．実験は(a)平均流量 4.65cm^3/s，(b)平均流量 16.88cm^3/s の 2 種類を行った．タンク内の二酸化炭素濃度を上昇させ，同時に水温を低下させるために，30 分毎にドライアイス 200～250g をタンクに入れた．1 日辺りの総量でおよそ 3～3.5kg を投入した．また 30 分毎に密閉タンクと水路上端と水路下端の水溶液の pH，電気伝導度，温度の測定を行った．実験時間は 1 日平均 7 時間で，実験(a)(b)共に 8 日間行った．また 1 日に 1 回，水路底面を下流端から 10cm おきに撮影し，実験終了後にはキーエンス株式会社製のレーザー変位計を用いて水路底の形状の測定を行った．

実験の結果，いずれの実験でも水路底に白色の堆積物が析出した．堆積物の表面には二酸化炭素の脱ガスによると思われる無数の細かい穴が見られた．実験(a)では波長約 20cm，波高 2.5mm 程度の段差が周期的に見られた．レーザー測定による表面形状を比較すると，ステップのような凸部分が上流方向へ徐々に発達していた．実験(b)では水路底に白い堆積は見られたものの，実験(a)と比べて層が薄く，水路底面の凹凸が小さかった．実験(b)は流量が多い分，水路内を通過する間の温度変化が実験(a)に比べて少なく，石灰分の析出速度が小さくなったと考えられる．このように実験(a)(b)共に石灰分の析出が起こり，ステップ形成の初期段階とみられる凹凸が認められた．しかしながら，顕著なステップ地形を形成するにはもう少し時間を要すると思われる．また，今回は 2 種類の実験だけであったが，流量や水路勾配を変えてどのように石灰分が析出される度合いが変わるのかを試すことが今後の課題である．

P24

アンティデューンとサイクリックステップの形態比較

Geometry of antidunes and cyclic steps

横川美和（大阪工業大学）
Miwa Yokokawa (Osaka Institute of Technology)
連絡先：横川美和 (miwa@is.oit.ac.jp)

一方向流れの高領域ではアンティデューン（antidunes）やサイクリックステップ（cyclic steps）といったベッドフォームが形成される．アンティデューンは射流によって形成され，水面の波形と砂床の波形が同位相であることが特徴である．両者の波形の違いによって，砂床のアンティデューンが上流側に進むもの，その場にとどまるもの，下流に進むものがある事が知られている．アンティデューンについては，1900 年代半ばから理論的にも実験的にも多くの研究が行われている．これに対して，サイクリックステップについての研究の歴史は比較的新しく 2000 年代に入ってからであり，近年理論的・実験的研究が盛んに行われている．サイクリックステップは，流れが射流から常流に移り変わる跳水で仕切られた周期的なステップ地形が上流側に進行する．水深に対して波長が長い事が特徴である．従来から知られていたシュート・アンド・プールは，このサイクリックステップの中でも波状地形の傾斜が緩いものと位置づけられる．サイクリックステップは，山地河川，沖積河川から海底谷に至るまで様々な環境・底質で形成されている事が近年知られるようになった．アンティデューンもサイクリックステップも，砂床と流体の界面に生じる不安定現象である．

同じような界面での不安定現象が，氷表面とその上を流れる流体の界面にも生じる．氷–流体の界面に生じる波状の地形は，寒地における結氷河川，氷河上の融水流路，南極氷床，さらには火星の北極冠などで知られているが，こうした氷–流体の界面に発達する波状地形についての実験は非常に限られており，開水路で射流によって形成される界面波に関する実験は筆者らが行った実験の他には行われていない．筆者らはこれまでに開水路で射流によって氷との界面に波状地形を作る実験を２種類行って，それぞれに形態的特徴や動きが異なる波状地形が形成されることを示した．しかし，氷表面のこうした波状地形の形態的特徴についての実験的データが少ない為，系統的な分類や定義が為されていないのが現状である．

こうした界面波の形態は，例えば火星などのように流体の観測が困難な場合に，画像から得られる界面波の形態から流体の条件を推定する際に必須の情報となる．本発表ではこれまでに得られている砂床のアンティデューンやサイクリックステップの形態についてまとめ，さらに，氷表面に形成される界面波の形態との比較も行う．

P25

波浪影響下のデルタフロントにおけるサイクリックステップ起源のフォーセット成層構造

Delta foreset stratification induced by alluvial cyclic steps under the effect of waves: A wave tank experiment

田邉一歩（長崎大学環境科学部）・武藤鉄司（長崎大学水産・環境科学総合研究科）・
関口智寛（筑波大学生命環境系）
Kazuho Tanabe (Nagasaki Univ.), Tetsuji Muto (Nagasaki Univ.), Tomohiro Sekiguchi (Univ. Tsukuba)
連絡先：田邉一歩 (kazuho_tanabe@yahoo.co.jp)

サイクリックステップは，跳水とそれによって区切られる準平坦部とが空間的周期性を保ちながら遡上する安定的な高流階ベッドフォームである．遡上する跳水がサイクリックステップそれ自体を順次リワークしていくため，サイクリックステップは本質的に自己侵食的であり地層として保存されにくい．しかし，デルタトップセット上の河川チャネル内に発達するサイクリックステップの場合，その痕跡がフォーセット層の周期的成層構造となって間接的に保存されうることが分っている（Muto et al., 2012）．では，デルタフロントに波浪が作用し，なおかつデルタトップセット上の河川チャネル内にサイクリックステップが発達している条件のもとで，デルタフォーセット層はどのようなジオメトリと内部構造を発達させるだろうか．この問題を解くため，演者らはサイクリックステップを生じる高流階水理条件に加えて波高・周期が異なる波浪を作用させたときにデルタフォーセット層の地形と内部構造がどう変わるのか，また波浪の作用がサイクリックステップの形態にも影響するか否かを水槽実験によって調べた．

実験は筑波大学アイソトープ環境動態研究センター（旧陸域環境研究センター）の造波水槽を使用して 2013 年 3 月および 7 月に行われた．具体的な手法は以下の通りである．造波水槽内に深さ 50cm ×長さ 400cm×幅 4cm の透明アクリル開水路を水平に設置し，ホワイト砂（粒径 0.1mm）とグリーン砂（粒径 0.2mm）を漏斗内で水と混合させたうえで水路上流端から供給して水路内に河川デルタを生成した．全てのランを通じて水流量（35.0ml/s/cm）と給砂量（ホワイト砂 2.5g/s/cm，グリーン砂 1.5g/s/cm）を固定したうえで，コンピュータ制御により波の周期（0.5~2.5s）と初期波高（0.5~7.0cm）をランごとに変えた．ラン開始と同時に波を作用させ，静止基準面（水槽内水位=20.0cm）のもとでデルタを前進させた．異なる波浪条件のもとで 13 ランを実行した．

全 13 ランでサイクリックステップが生成された，波浪条件を変えても，サイクリックステップの波長・周期・ジオメトリには大きな変化が現れなかった．デルタフォーセット層のグレースケール値のスペクトル解析をおこなったところ，複数の顕著な周期性が顕われるが，それらはサイクリックステップの周期性ともまた波浪の周期性とも必ずしも一致せず，複雑である．これらについては現在も検討中であるが，サイクリックステップと波浪の複合的な効果により新たな周期性が生じた可能性があると考える．ところで，3 月と 7 月に行った実験の比較から，サイクリックステップの挙動は波浪条件よりも水温すなわち水の粘性に大きく影響されることが伺えた．また，波浪条件の違いはデルタの形状にも現れた．設定した範囲内で波浪の周期を長くするにつれて，デルタフォーセットの傾斜角が大きくなる傾向を呈した．フォーセット–ボトムセット境界はグリーン砂優勢層からホワイト砂優勢層

への遷移点を反映する．トップセット層とフォーセット層の厚さは波浪条件が変わってもほぼ一定であるが，ボトムセットの厚さは波高が高くなるにつれて、より厚くなっていく傾向を呈した．

＜文献＞

Muto, T., Yamagishi, C., Sekiguchi, T., Yokokawa, M. and Parker, G., 2012, The hydraulic autogenesis of distinct cyclicity in delta foreset bedding: Flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, **82**, 545-558.

P26

カナダ・ブリティッシュコロンビア州の河口デルタ上に見られるサイクリックステップの形態

Geometry of cyclic steps on the Squamish delta foreset in British Colombia, Canada

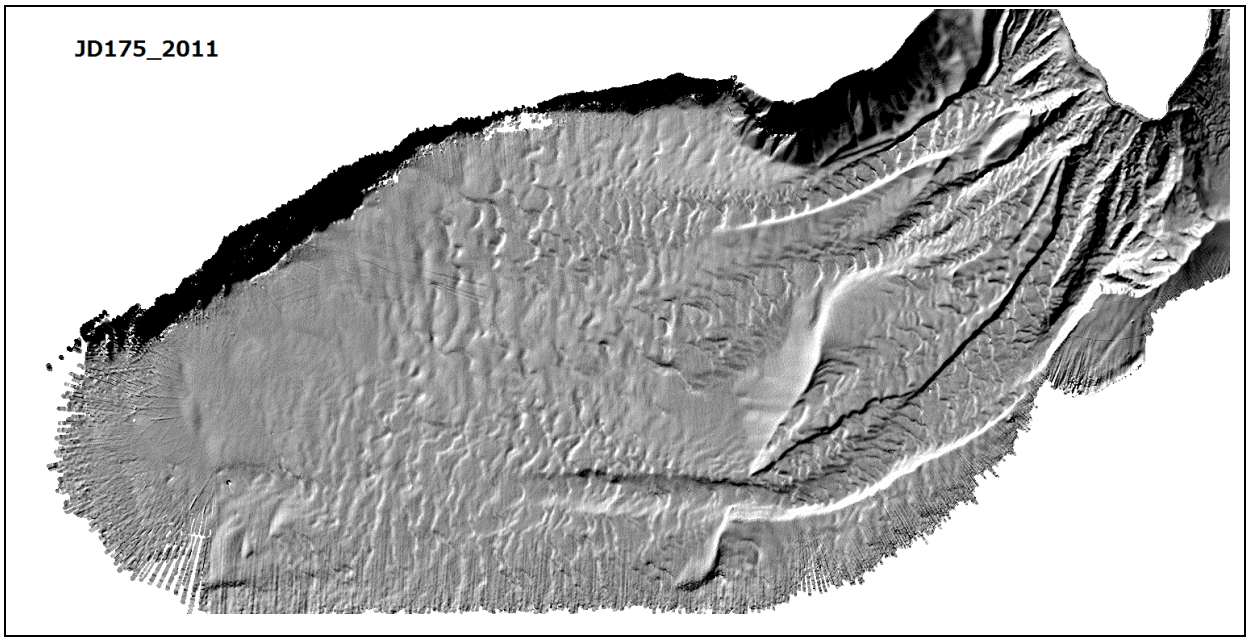
山本真也・横川美和（大阪工業大学情報科学部）・
ジョン E. ヒュー・クラーク（ニュー・ブランズウィック大学）・泉典洋（北海道大学工学研究院）
Shinya Yamamoto, Miwa Yokokawa (Osaka Institute of Technology),
John E. Hughes Clarke (Univ. New Brunswick), Norihiro Izumi (Hokkaido Univ.)
連絡先：山本真也 (e1n10108@st.oit.ac.jp, miwa@is.oit.ac.jp)

カナダ，ブリティッシュコロンビア州，スコーミッシュ川の河口デルタ斜面上では，雪溶けによる河川流量増加時に混濁流が発生し，それに伴って上流進行する周期的なステップ状地形が形成されていることが発見された．ステップの部分で混濁流が跳水を起こしている事も観測され，これらの地形はサイクリックステップであると考えられる．サイクリックステップとは規則的な跳水によって区切られた周期的なステップ状の地形で，流れの上流側に進行する．サイクリックステップは山地河川や沖積河川，深海の海底谷沿いなど自然界で広く見られる．混濁流によるサイクリックステップの多くは深海の海底谷沿いで形成されており観測が難しいが，スコーミッシュ川河口デルタでは水深 150m 程度の浅い場所で形成されており，混濁流によるサイクリックステップの形成過程を研究するのに最適である．本研究ではまず，音波探査で得られたデータから，ここで形成されているサイクリックステップの形態を調べた．

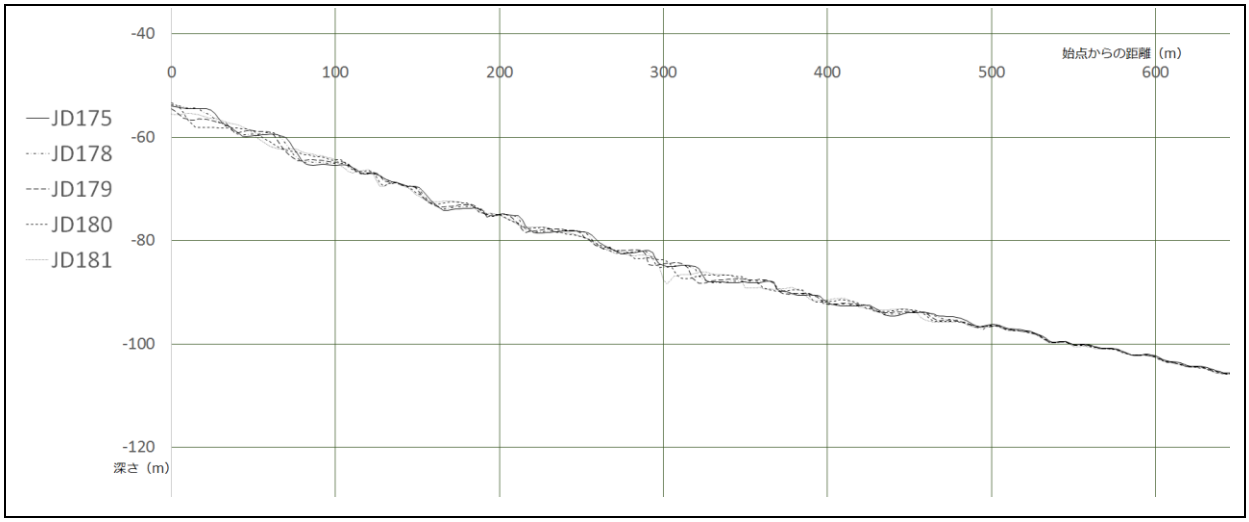
データはニュー・ブランズウィック大学の Ocean Mapping Group によって 2011 年に測定されたものを用いた．この 2011 年の調査はスコーミッシュ川の流量が増加する 6 月から 8 月の平日に 1 日 1 回行われている．スコーミッシュ河口デルタ斜面上には北，中央，南と３本のチャネルがある（第 1 図）．日々の変化を見ると，北チャネルの JD175～181（JD は Julian Days），中央チャネルの JD182 から JD199，南チャネルの JD202 から JD221 で，ステップの移動量が大きい事がわかった．そこで，今回はこれらのデータにしぼって計測を行った．音波探査のデータは拡張子が.asc のラスタデータで，QGIS というソフトを使用して処理した．QGIS のプラグイン Profile Tool を使用し断面図を作成した．断面図はチャネルの上流端付近を始点としている．これらの断面図からステップの波長・波高，平均勾配などを求めるために画像解析ソフト AreaQ を使用した．AreaQ は縦横比の異なる画像の距離や面積を測定することができる．

解析の結果，JD175 から JD181 の北チャネルにおいては，始点から約 600m までの区間でステップが大きく変動しており，600m 以降は大きな変化が見られなかった（第２図）．始点から 164m 付近の平均勾配は 6.8 度，平均波長は 30.5m，平均波高は 4.8m であった．164m から 325m 付近の平均勾配は 4.9 度，平均波長は 32.5m，平均波高は 4.6m，325m から 437m 付近での平均勾配は 3.5 度，平均波長は 28m，平均波高は 2.9m，437m から 600m 付近での平均勾配は 2.9 度，平均波長は 24.5m，平均

波高は 2.4mであった．ステップの形態は，上流の方と下流の方の形を比べると， 下流のステップは波長も波高も小さくなり，ステップが徐々にならされていく．また，変化の大きい始点から 600m までの区間では，1 日に 4.76m 程度ステップが移動している事もわかった．スコーミッシュ川の河口デルタで観測されるこれらのサイクリックステップは，深海で観測されているセディメントウェーブと比べて，波長と波高が短く，波形勾配は 10 倍から 100 倍である事がわかった．深海の海底谷に比べて斜面の勾配がきつい事がこれらの違いの原因のひとつであると考えられる．



第１図　スコーミッシュ川河口デルタ斜面の海底地形図．3 本のチャネルとその内部に発達ステップが見える．2011 年 JD175.



第２図　北チャネルにおける，JD175，JD178，JD179，JD180，JD181 の始点から 500mまでの断面図.

P27

蛇行モデル実験における粘着性と飽和度による河道形態の違い

Channel patterns controlled by cohesion and saturation of the sediments in experimental meandering river

吉田一希・宮田雄一郎（山口大学大学院理工学研究科）
Kazuki YOSHIDA, Yuichiro MIYATA (Yamaguchi Univ.)
連絡先：吉田一希 (t014vd@yamaguchi-u.ac.jp)

1. 研究目的

蛇行河川は，多くの物理，数値モデルおよび野外研究がなされているにもかかわらず必要条件や形成条件は未だ明らかでない (Kleinhans, 2010)．野外研究においては，蛇行河川は網状河川と対照的に粘着性堆積物を伴い，河岸侵食速度が小さいことが知られており (例えば，Parker, 1979)，河岸強度を付加する粘着性氾濫原物質もしくは根系植生が蛇行河川の必要条件と考えられている (例えば，Ferguson, 1987)．モデル実験においても，堆積物材料に粘着性物質を加えることで侵食速度が減少し，谷線の蛇行する河道は再現されているが (例えば，Friedkin, 1945; Schumm and Khan, 1972; van Dijk et al., 2013)，蛇行度 1.5 以上という蛇行河川の定義 (例えば，Leopold et al., 1964) を満たす河道は Smith (1998) の一例を除いて再現されていない．室内実験や力学モデルで活動的な蛇行河川を再現することは非常に困難とみなされており，なぜ異なった河道形態が生じるのかという理解の欠如を物語っている (Kleinhans, 2010).

吉田・宮田 (2013a) は上流端に屈曲を設けた直線の初期流路から流路蛇行度 1.5 以上を示す流路を自己形成させることに成功した．吉田・宮田 (2013b) は堆積物材料としてプラスチック砂 (比重 1.5, 粒径 2.5-3.5 Φ)とカオリン粘土を用いて実験を行い，堆積物材料の含泥率と飽和度によって河岸侵食速度を調節することで，高飽和度域と低飽和度域の 2 種類の蛇行領域の存在を見出した．本研究では，含泥率と飽和度による河道形態の違いと 2 種類の蛇行領域についてそれぞれの特徴を明らかにした．

2. 含泥率，飽和度と侵食速度の関係

吉田・宮田 (2013b) は上流入射角と内岸を固定した実験装置を用いて，堆積物材料で充填した攻撃斜面側の侵食速度を求めた．実験の結果，攻撃斜面側の侵食速度と侵食形状には，堆積物材料の間隙率に占める水の割合 (飽和度) と含泥率 (カオリン/固体粒子 vol%) の影響が大きいことが示された．間隙率は 58 ± 3%でほぼ一定であった．飽和度 50%未満では表面張力のために粒子間の応力が強く，侵食は抑制される．飽和度 50%以上ではサクションが急激に減少し，強度が減少するが，粘土が多い場合は飽和度が高くなると粘土が粘着力を発揮するために侵食速度が低下した．

3. 河道形態

実験斜面長 160 cm，幅 40 cm，流量 0.3 L/min，斜面勾配 0.02，堆積物材料厚さ 1 cm，初期流路幅 1 cm，上流入射角 45°の一定条件で直線河道の変遷を観察した．このとき，上流から河床材料を供給してできるだけ定常状態を維持した．飽和度 80%においては，含泥率 4%では横断面が広く浅い，網状と蛇行の中間的な形態 (Wandering) を示した．含泥率 6%では高蛇行度の流路を形成し，蛇行波長は

約 30 cm を示した．飽和度が 70%前後では含泥率が 6%であっても侵食速度が大きく，シュートカットオフを生じる蛇行流から最終的に網状流となった．飽和度 60%前後で含泥率が 8%の場合には，蛇行振幅が大きく活動的な蛇行が生じた．飽和度約 80%では活動的な蛇行が生じ，飽和度約 55%では非活動の蛇行となった．飽和度 50%以下では侵食がほとんど生じず，飽和度 85%以上では横断面が広く浅い網状流になると予想される．

4. 侵食速度とベーンせん断強度の関係と河岸侵食様式

侵食速度と河岸強度の関係を明らかにするため，堆積物材料のベーンせん断強度を求めた．堆積物材料の固体粒子の割合は，プラスチックビーズ 92%，カオリン粘土 8%であり，間隙率は 58%で一定とした．実験の結果，ベーンせん断強度は飽和度 30%でピーク (13 kPa) を示し，飽和度 50%以上になると急激に減少した．強度の急落する飽和度は低飽和度側の蛇行領域と一致することから，低飽和度の蛇行は堆積物材料のサクション由来のせん断強度の低下に関連すると考えられる．一方で，飽和度 50%以上においては飽和度 65%で侵食速度のピークを示すのに対し，ベーンせん断強度は飽和度の増加とともに減少する．このことから，高飽和度の蛇行は摩擦角とは異なる効果 (粘着性) によって侵食速度が低下すると考えられる．サクション依存の場合は河岸がブロック状で局所的に崩壊するのに対して，粘着性依存の河岸は徐々に滑らかに分散して侵食される様式を示した．

5. 天然河川との比較

再現蛇行の流量と蛇行波長の関係は，先行実験研究と同じトレンドの上にあり，とくに Ackers and Charlton (1970) の経験式とも一致した．彼らは自らの実験で導いた式を天然河川と比較して，天然河川の河岸満水流量と蛇行波長の関係と一致することを報告した．すなわち，本研究の再現蛇行における流量と蛇行波長の関係は，天然河川の河岸満水流量と蛇行波長の関係と一致し，天然の蛇行の成因を検討する上でも利用できることが期待できる．

6. 引用文献

Ackers, P., and Charlton, F.G., 1970, *Journal of Hydrology*, **11**, 230-252.

Ferguson, R., 1987, Institute of British Geographers Special Publication, **18**, Oxford: Blackwell, 129-158.

Friedkin, J.F., 1945, U.S Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 40p.

Kleinhans, M.G., 2010, *Progress in Physical Geography*, **34**, 287-326.

Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1964, *In* Freeman, W.H. eds., *Fluvial Processes in Geomorphology*, San Francisco.

Parker, G., 1979, *Journal of the Hydraulic Division, ASCE*, **105**, 1185-1201.

Schumm, S.A., and Khan, H.R., 1972, *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 1755-1770.

Smith, C.E., 1998, *Geomorphology*, **25**, 19-30.

van Dijk, W.M., van de Lageweg, W.I., Kleinhans, M.G., 2013, *Earth Surface Processes and Landforms*, **38**, 1550-1565.

吉田一希・宮田雄一郎, 2013a, 日本堆積学会 2013 年千葉大会講演要旨, 75-76.

吉田一希・宮田雄一郎, 2013b, 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, 263.

P28

奥行きカメラを用いた水面の可視化の検討
A study on the visualization of the water surface using a depth camera

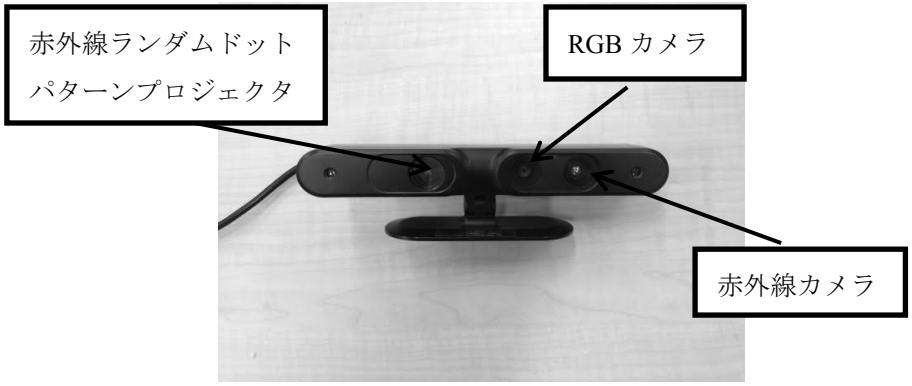
西田 巧・横川 美和・西口 敏司（大阪工業大学 情報科学部）
Ko Nishida・Miwa Yokokawa・Satoshi Nishiguchi
（Osaka Institute of Technology, Faculty of Information Science and Technology）
連絡先：西田 巧（e1b10070@st.oit.ac.jp; miwa@is.oit.ac.jp）

河床地形等の形成において，流水表面の波形と砂床の波形が密接に関係しているものがある．その場合，砂床のみならず水面波の波形も簡単に評価できるということが重要になる．近年，ゲームなどの入力用デバイスとして安価な奥行きカメラが開発され，これを用いて地形の高さデータを取得する研究などが行われている．しかしながら，奥行きカメラを用いた水面の可視化については，まだ研究例がない．そこで本研究では，比較的安価な奥行きカメラを用いた水面の可視化を検討した．

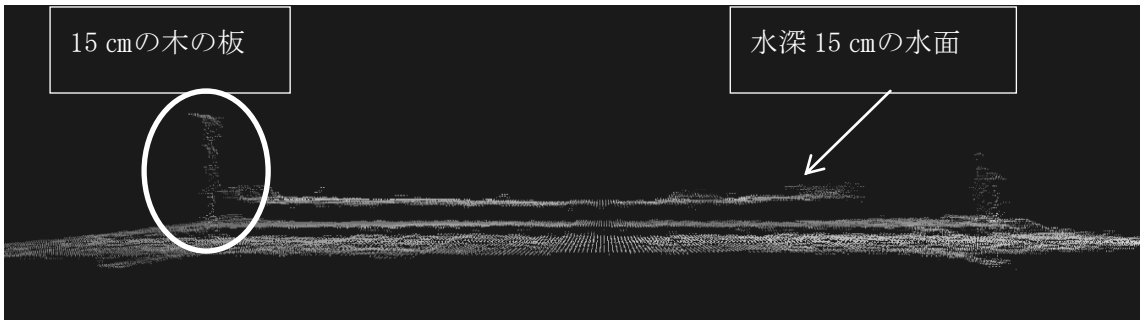
奥行きカメラとして，ASUS 社製の Xtion PRO LIVE (以下，Xtion)を使用した（第 1 図）．幅 16cm，高さ 20cm，長さ 60cm のアクリル製水槽に水を 15cm の高さまで入れ，83cm の高さから Xtion で水面を観測した．水面の撮影には，一般によく使用される OpenNI ライブラリに付属の NiViewer というソフトウェアを使用した．NiViewer では Xtion が写している画面の奥行きが認識されているかどうかも判断できる．また NiViewer は撮影した距離映像及び一般の映像を ONI 形式の動画ファイルとして保存することができる．保存した ONI ファイルを oni_viewer_release というソフトウェアで読み込んで表示すると距離データが 3 次元の点群形状として可視化され，その様子を拡大・縮小したり，回転させたりして見ることができる．実験は，(a)様々な種類の水面の可視化実験，(b)着色した水の色の濃度が可視化に及ぼす影響についての実験，(c)水深と水の可視化の関係についての実験，の 3 種類を行った．実験(a)では，7 種類の水について，(1)静止した水面，(2)ゴム板を沈めたときの水面，(3)波を起こしたときの水面，の 3 通りで撮影を行い水面の可視化の可否を検証した．実験(b)では，透明な水に食紅を入れ，徐々に食紅の量を増やしていくことで水の色の濃度が可視化にどのような影響を及ぼすかを検証した．実験(c)では，4 種類の水を用い，水深によってゴム板や水面の見え方が変わるかどうかを検証した．

実験の結果，実験(a)では，全ての種類の水の水面は観測できたが，透明な水や食紅で着色した水などは水面に関する正確な奥行き情報が得られなかった（第 2 図）．一方，樹脂，アルミ粉を水面に浮かべた水や，白濁タイプの入浴剤を入れた水，及び，牛乳では，ほぼ正確な奥行き情報が得られた（第 3 図）．実験(b)では，水の色の濃さで奥行き情報の精度が変わることはなかった．実験(c)では，水深を変えて観測しても，透明な水や着色した水は正確な奥行き情報は得られなかった．また全ての実験で水中に置いたゴム板については，正しい奥行き情報が得られなかった．

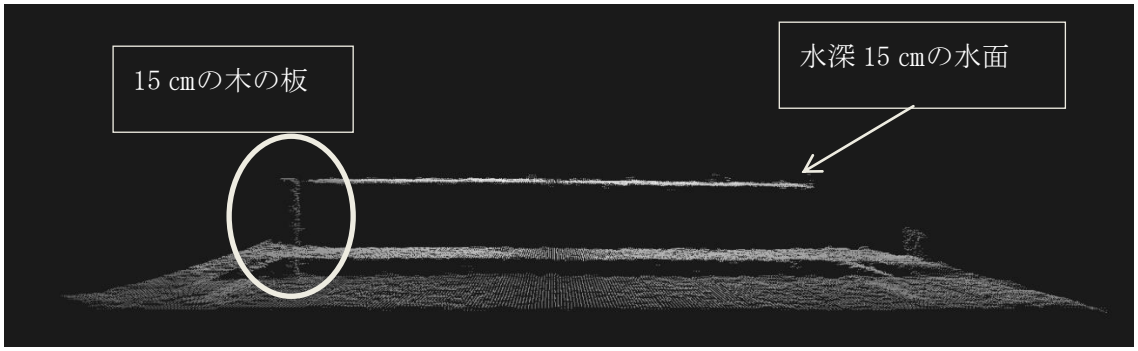
実験結果から，透明な水や着色した水は奥行きカメラでは可視化できないことがわかった．逆に，水面に粒子を浮かべたり，微粒子を水中に浮遊させたりすることで，奥行きカメラでも水面が可視化できることがわかった．



第 1 図　実験で使用した奥行きカメラ（ASUS 社製 Xtion PRO LIVE）の構成．



第 2 図　透明な水を上から撮影し，横に回転させた図．図の左側にある丸で囲んでいる棒のようなものが水深と同じ高さの木の板．中央にある線が水深 15 ㎝の水面．本来は木の板の高さと水面の高さが同じになるが，水面の高さが低い所にあるのがわかる．



第 3 図　樹脂を水面に浮かべた水を上から撮影し，横に回転させた図．図の左側にある丸で囲んでいる棒のようなものが水深と同じ高さの木の板．中央にある線が水深 15 ㎝の水面．木の板の高さと水面の高さが同じである．

P29

混濁流内部の混合粒径の浮遊砂濃度分布：水槽実験による検討

Distribution of Concentration of Suspension Containing Mixed Grain-Size Particles in Turbidity Currents: Examination Based on the Flume Experiments

姚 奇峰 ・成瀬　元（京都大学大学院理学研究科）

Qifeng Yao and Hajime Naruse (Kyoto Univ.)

連絡先：姚 奇峰 (yaoqf0217@gmail.com)

Introduction

The velocity and concentration profiles of turbidity currents or river flows have been the subject of many theoretical, experimental, and numerical studies over the past 50 years. A primary reason for such interest is that accurate prediction of the profiles allows for accurate prediction of suspended sediment discharge, which is a key parameter for morphodynamic models. A key feature for the prediction of suspended load is the description of the entrainment of sediments (Es) into suspension at the solid-fluid interface. A wide variety of previous researches, such as Einstein (1950), Itakura and Kishi (1980), Van Rijn (1984), Akiyama and Fukushima(1986), Garcia and Parker (1991, 1993), suggested that Es ($=c_{ae}$ for equilibrium suspensions) is a function of flow parameters and sediment characteristics. While the experiments of previous researches predicted the entrainments of different particle size in various conditions precisely, the experimental studies of flow with mixed grain-size particles are very few.

Experimental Procedures

In the case of turbidity currents models, the use of lightweight model sediment was necessary to reproduce suspensions at the relatively small scale of the experiments. Plastic particles with the gravity of 1.45 were chosen as the model sediment material. These plastic particles of 0.17 to 0.03 mm in diameter were mixed with the sand that ranges from 0.71mm to 0.25mm in diameter. The experimental condition was as follows: the current was approximately 20cm thick and 10 to 20 cm/s in layer-averaged velocity that was measured by 2 acoustic Doppler velocimetries, and a siphon with the height of 25cm was used to collect the particles from the different depth of water for estimating flow concentration.

Results

The result of the particle concentration of different grain-size classes in the current was shown in the figure under this paragraph. The result suggested that the distribution of concentration decrease upward, and the larger grain-sized sands tend to have larger gradient in sediment concentration profiles.

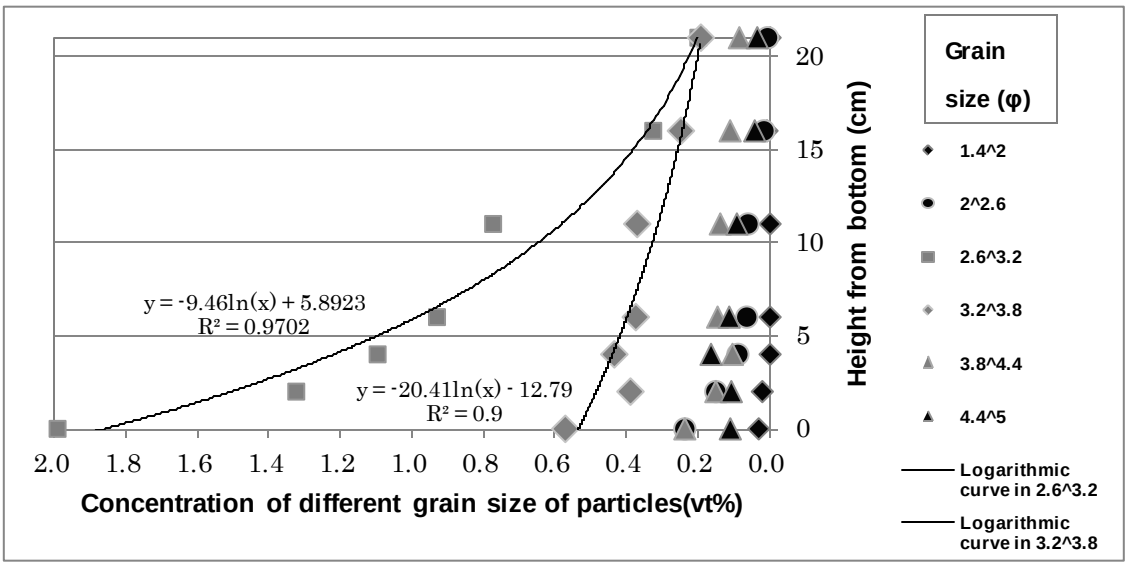


Fig. Distribution of sediment concentration in different grain size

Discussions and conclusions

The experimental results demonstrate that the simulated turbidity current entrain fine sands and coarse silts from the bottom surface into suspension. Although the previous researches suggested that the shape of concentration profile is constant irrespective of grain size or bed shear stress, but this study indicated that the grain size is the most important parameter to determine the shape of sediment concentration profiles in case of suspended load of multiple grain size. It was also revealed that the distribution of concentration of different grain size in the internal current was related to the depth of the flow.

References

Akiyama, J., and Fukushima, Y. (1986). "Entrainment of noncohesive sediment intosuspension." *3rd Int. Symp. on River Sedimentation*, S. Y. Wang, H. W. Shen,and L. Z. Ding, eds., Univ. of Mississippi, 804-813.

Einstein, H. A. (1950). ‘‘The bed load function for sediment transportation in open channels.’’ *Technical Bulletin 1026*, U.S. Dept. of Agric., Soil Conservation Service, Washington, D.C

Itakura, T., and Kishi, T. (1980). "Open channel flow with suspended sediments." *J. Hydr. Div.*, 106(8), 1325-1343.

Garcia, M., and Parker, G. (1991). ‘‘Entrainment of bed sediment into suspension.’’ *J. Hydraul. Eng.*, 117(4), 414–435.

Garcia, M., and Parker, G. (1993). ‘‘Experiments on the entrainment of sediment into suspension by a dense bottom current.’’ *J. Geophys. Res.*, 98(3), 4793–4807.

Van Rijn, L. C. (1984). "Sediment transport, Part II: Suspended load transport." *J. Hydr. Engrg.*, 110(11), 1613-1641.

P30

陸上に遡上した津波の堆積過程：水槽実験による予察的検討

Sedimentary process of onshore tsunami deposit: a preliminary flume experiment

山口直文（茨城大学広域水圏環境科学教育研究センター）・
関口智寛（筑波大学アイソトープ環境動態研究センター）
Naofumi YAMAGUCHI (CWES, Ibaraki Univ.), Tomohiro SEKIGUCHI (CRiED, Univ. of Tsukuba)
連絡先：山口直文 (E-mail: naofumiy@mx.ibaraki.ac.jp)

1. はじめに

陸上に遡上した津波が残す堆積物は，過去に発生した津波を知る手がかりとなることから，その特徴について様々な研究がなされている．津波堆積物の特徴は，津波の規模や陸上の湖沼などの地形に影響を受けることが考えられるが，それらが堆積過程にどのように影響するかは不明な点が多い．堆積過程の理解に基づき，津波堆積物から水理条件などの情報を得るには，様々な条件設定の下で現象を観察できる水槽実験は有効な手段となる．この研究では，海岸低地や湖沼がある陸上に津波が遡上した場合を想定した水槽実験を行い，その堆積過程を調べた．発表では，実験において見られた堆積過程と堆積物の分布の特徴について報告する．

2. 実験方法

実験では，水槽（長さ 12 m，高さ 0.4 m，幅 0.2 m）の一方の端に，堰によって仕切られた 4 m の貯水区間を設け，この堰を開放することで津波を模した段波（以下では津波と呼ぶ）を発生させた．以下では貯水区間が設置された端の方向を「海側」，逆の方向を「陸側」と呼ぶ．中央部には傾斜 1/20，高さ 0.15 m の斜面を設置し，さらに陸側の長さ 2 m の区間には陸上を想定した地形を設置した．堆積物供給源となる砂床は，硅砂（粒径：0.20 mm，比重：約 2.6）を用いて，斜面上の上端 0.7 m の区間に厚さ 1 cm で設置した．これは，実際の津波の遡上において，砂浜など海岸付近の堆積物を供給源とし，陸側へ輸送され，津波堆積物となる条件を想定している．実験の水理条件測定と現象の記録は，容量式波高計と，ビデオカメラ 2 台によって行った．

陸上地形は，(i) 平坦陸上地形の場合，(ii) 池がある場合の 2 つ場合を設定し，それぞれ水理条件を変化させて実験を行った．実験(1)では，2 m の区間全てを平坦面とした．一方実験(2)では，2 m の区間の中央部に，池地形（長さ 1 m，深さ 4.5 cm）を設置した．

津波の水理条件は，貯水区間の水深によって変化させた．また今回の実験では，貯水区間以外の水深は 5 cm で一定の条件で行った．実験で発生した津波の陸上でのフルード数は 1.50–1.88 であり，これまで報告されている実際の津波の陸上フルード数（およそ 0.7–2.0）と矛盾しない．

遡上した津波によって運ばれ，陸上に残された堆積物（津波堆積物）は，10 cm の区間ごとに採取し，その乾燥重量を計測することで堆積物量の空間分布を調べた．また，陸上に堆積せず陸上地形区間を超えて運ばれた堆積物は，メッシュクロースを設置することで採取した．

3. 実験で観察される堆積過程と堆積物の特徴

遡上した津波は，陸上が平坦な地形の場合には，射流状態のまま陸側端まで通過した．一方，池がある場合には，津波が池に突入すると射流から常流へと変化し跳水が発生した．

津波の水理条件を変化させて実験を行った結果，堆積過程と残された堆積物には次の特徴が見られた：(1) 津波によって輸送された堆積物の総量は，沖波波高に比例した．(2) 陸上が平坦な地形の場合には，堆積物量は陸側へと減少する傾向が見られた．(3) 池がある場合には，跳水が起きている区間にはほとんど堆積せず，常流へと変化すると浮遊砂から落下し堆積する様子が観察された．(4) 湖沼においては，津波によって輸送された堆積物が残りやすいだけでなく，津波の規模による堆積物量の違いがそれ以外の平坦陸上地形上よりも顕著に見られた．(5) 遡上した津波による水塊が陸側で拡散せずに溜まっていく場合には，必ずしも堆積物量は陸側へと減少しないことが示唆された．

謝辞

この研究は，平成 25 年度笹川科学研究助成（課題番号：25-719）による援助を受けた．

P31

水槽実験による海底チャネル発達条件の検討
Process of Submarine Channel Development: Examination by Flume Experiment

佐藤　亘孝・成瀬　元（京都大学大学院理学研究科）
Nobutaka Sato, Hajime Naruse(Kyoto University)
連絡先：佐藤亘孝　nobu-sato@kueps.kyoto-u.ac.jp

1. はじめに

混濁流は普段は泥が堆積するような深海まで大陸起源の堆積物を運搬し，海底扇状地とよばれる大規模な地形を形成する．海底扇状地上で混濁流が長距離を流れることのできる一つの理由は，海底チャネルが形成されるためである．混濁流はチャネルの内部を流れることで，流速と堆積物濃度を維持して深海底まで到達する．しかし，そもそも平地であった地形に海底チャネルが発達していくプロセスはまだ明らかにされていない．その理由としては，深海を流れる混濁流を直接観測することが困難であること，地震波や音波による探査の空間精度が低いことなどが挙げられる．そこで，本研究では水槽実験によるチャネルの形成条件の解明を目指した．実験には，水槽の壁面で混濁流の流れを制限しないよう，十分な幅と深さをもった水槽を使用した．

2. 手法

実験に使用した水槽は，長さ 4 m，幅 2 m，深さ 2 m で，底面は傾斜が変更可能なプラスチックの平面となっている．水槽外部のタンク内で水と堆積物を攪拌し，電動ポンプでくみ上げて満水にした水槽へと流入させた．水槽の下流端上部には排水口があり，実験中の水位は一定に保たれる．実験は堆積物濃度，流速，斜面傾斜，堆積物比重を変更して計 6 セット行った．堆積物には，硅砂（比重 2.75），またはプラスチック粒子（比重 1.4）を使用した．実験タービダイトは水中ステレオカメラにより撮影を行い，画像解析により地形の3次元座標データを取得した．

3. 結果・考察

実験条件に応じて，実験タービダイトが作る地形には（1）放射状で滑らかな形状，（2）アンティデューンを伴った谷状の形状，（3）リップルを伴った谷状の形状，という 3 つのパターンが得られた．このうち，（2）の谷状地形は，（a）尾根の比高が下流に向かって小さくなる，（b）上流進行するアンティデューンが形成される，（c）谷の底面が周囲の底面より高く，天井川になっている，という 3 つの点において現世の海底チャネルと類似した特徴が見られた．条件を比較すると，（1）の条件より（2），（3）の条件は流速が大きく，堆積物濃度が小さい混濁流であった．（3）のタービダイトはプラスチック粒子を使用した実験で確認された．今後，実験結果を詳細に解析することにより，深海底でチャネルが自発的に形成される条件を求めていく．

Radiocarbon Dating Without Regrets

C14年代測定で後悔しないために

BETA

Beta Analytic
Radiocarbon Dating
www.radiocarbon.com

- 迅速な納期 (4営業日～7営業日)
- 高品質な結果 (ISO 17025認定)
- 充実したカスタマーサービス

Beta Analytic Inc. 日本総代理店　株式会社 地球科学研究所
http://radiocarbon.com/jp/　　sumi@radiocarbon.jp
468-0007 名古屋市天白区植田本町一丁目608番地
tel 052(802)0703 fax 052(805)6383

MEIJI TECHNO

POLARIZING MICROSCOPE

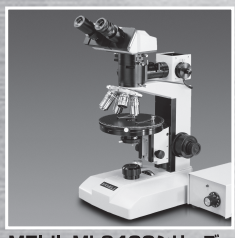
偏光顕微鏡

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