

日本堆積学会 2011年長崎大会  
プログラム・講演要旨



*Sedimentological Society of Japan*

2011年12月17日～26日  
長崎大学文教キャンパス



## 日本堆積学会 2011年長崎大会 プログラム

<日 時> 2011年12月17日(土)～26日(月)

17日(土)～18日(日):プレショートコース「水路製作および水理実験」

19日(月)～22日(木):ショートコース「オート層序学実験セミナー」

23日(金):個人講演(基調講演含む),総会議事,懇親会

24日(土):特別セッション,個人講演(基調・特別講演含む),

最優秀口頭・ポスター発表の表彰,堆積学トーク・トーク

25日(日)～26日(月):巡検「白亜系上部姫浦層群の海底扇状地堆積物」(1泊2日)

<会 場> 長崎大学文教キャンパス総合教育研究棟3階 他

<http://www.nagasaki-u.ac.jp/ja/access/bunkyo/index.html>

### 12月17日(土),18日(日)

<プレショートコース> 「水路製作および水理実験」

日時・場所:長崎大学環境科学部本館1階学生実験室A(環114室)

12/17(土) 10:00～17:00

12/18(日) 09:00～16:00

休日のため建物が施錠されていますので,入館方法などを参加予定者へ別途伝達します.

講師:武藤鉄司氏(長崎大学)

### 12月19日(月)～22日(木)

<ショートコース> 「オート層序学実験セミナー」

日時・場所:長崎大学環境科学部本館1階地球科学共同実験室1(環113室)

12/19(月) 10:00～17:00

12/20(火)～21(水) 09:00～17:00

12/22(木) 09:00～16:00

講師:武藤鉄司氏(長崎大学)

12月23日(金・祝) 会場:長崎大学文教キャンパス総合教育研究棟3階  
(口頭講演302室,ポスター展示3階ロビー)

総合教育研究棟への入館は08:00から可能です

8:40-8:45 会長挨拶 伊藤 慎

<口頭発表の部>

【座長:山下翔大】

01 8:45-9:00 超大陸パンゲアの湿潤-乾燥サイクルに起因した超海洋パンサラッサ層状チャートの堆積リズム

池田昌之・多田隆治・Paul E. Olsen

02 9:00-9:15 モンゴルの白亜系湖成層中に見られる堆積リズムの起源:白亜紀海洋無酸素事変期の陸域環境変動解明に向けて

長谷川 精・安藤寿男・長谷川 卓・太田 亨・山本正伸・長谷部徳子・  
村田崇行・Li Gang・Ichinnorov Niiden

【座長:松本 弾】

03 9:15-9:30 モンゴル南東部のジュラ系-白亜系湖成頁岩層から復元する海洋無酸素事変期の陸域古環境

安藤寿男・長谷川 精・長谷川 卓・太田 亨・山本正伸・  
長谷部徳子・村田崇行・Li Gang・Ichinnorov Niiden

04 9:30-9:45 碎屑性鉱物年代から推定される天草上島・姫浦層群の後背地

堤 之恭・小松俊文・三宅優佳・荒巻美紀・横山一己

05 9:45-10:00 海退期の段丘形成と海進期の波食による地形変化:大阪湾北部の上部更新統~完新統の解析

伊藤有加・小口 高・増田富士雄

休憩(10:00-10:10)

【座長:長谷川 精】

06 10:10-10:25 反射法音波探査による沖縄トラフ地下構造;奄美大島北西海域

佐藤智之・荒井晃作・井上卓彦

07 10:25-10:40 デルタ平野形状の起源と発達

田村 亨・斎藤文紀・松本 弾・Nguyen Van Lap・  
Ta Thi Kim Oanh・Mark D. Bateman・山下翔大

08 10:40-10:55 海底メタンハイドレートのパターン形成

村岡道弘・長島和茂

09 10:55-11:10 中周期(4秒・6秒)複合流ベッドフォームの形態と堆積構造

横川美和・関口智寛・高川智博・Mauricio M. Perillo  
Marcelo H. Garcia・Jim Best・Francisco Pedocchi

【座長：武藤鉄司】

11:10-11:50 基調講演： 地形進化に関するアナログモデル実験

大内俊二

【座長：齋藤 有】

〈ポスター発表ショートトーク： 奇数番号の講演〉 11:50-12:10

1件あたりの講演は1分以内とします。

昼休み (12:10-13:00)

<ポスター発表の部> 13:00-14:00

12月23日(金) 8:00より掲示できます。12月24日(土) 16:30までに撤収をお願いします。

- P1 極細粒砂からなる複合流ベッドフォームに関する実験的研究  
沼田慎吾・関口智寛・横川美和・高川智博
- P3 数値実験による多方向流条件での砂丘形態  
勝木厚成
- P5 プレーンベッド形成時の軽量粒子の動態  
高木洸希・北山忠弘・横川美和・泉 典洋
- P7 振動流の方向変化によるリップル遷移実験  
関口智寛・新井賢造
- P9 火星の北極冠に見られるスパイラルトラフの形成過程についての実験的研究：予報  
清水裕貴・横川美和・内藤健介・泉 典洋・山田朋人・Ralf Greve・白岩孝行
- P11 粒子形状の定量的記載と粒子分類への応用  
松本 弾・成瀬 元
- P13 粒子配向から見た砂層の液状化・脱水の痕跡  
宮田雄一郎・佐々木政和・山中 昂
- P15 カリフォルニア州ポイントロボスの始新統カーメル層に認められる粗粒海底谷埋積物の  
トラクション構造  
伊藤 慎・高岡進一・戸田数馬
- P17 細粒タービダイトの特徴と堆積機構：熊野沖，スマトラ沖及び別府湾の例から  
池原 研・宇佐見和子・西田尚央・芦 寿一郎・入野智久・加 三千宣
- P19 房総半島下部更新統黄和田層最上部に挟在する海底地すべり堆積物の形成条件  
福田佳代・鈴木政弘・伊藤 慎
- P21 デルタフォーセット層に記録される沖積河川サイクリックステップの層序痕跡  
武藤鉄司・山岸千鶴・関口智寛・横川美和・Gary Parker
- P23 掛川層群宇刈層における有孔虫殻の粒度特性  
中島光治・廣木義久・長谷川四郎

- P25 新潟平野沖の堆積物と音波探査記録からみた後期更新世-完新世の堆積環境変遷  
天野敦子・井上卓彦・池原 研・入月俊明
- P27 Sedimentary facies analysis of the Miocene Siwalik Group, Karnali River section, Nepal Himalaya: Implications for paleoenvironment and paleoclimate reconstruction  
Sigdel, A., Sakai, T., Ulak, P.D., Gajurel, A.P. and Upreti B.N.
- P29 潮汐流路およびそのあふれ出し堆積物が干潟堆積作用に与える影響：瀬戸内海西部、曾根干潟の例  
中条武司・佐藤智之・山下翔大
- P31 現世干潟環境における堆積物輸送：粒度傾向モデルと観測の比較  
山下翔大・成瀬 元・中条武司
- P33 ケニア北部中新統ナムルングレ層での高周期シーケンスの出現とその支配要因  
酒井哲弥・実吉玄貴・沢田順弘
- P35 海水準変動に支配されないシーケンス層序-長野県上水内郡信濃町野尻湖の例-  
井内美郎・中村祐貴・公文富士夫・近藤洋一・井上卓彦
- P37 泥炭の  $^{14}\text{C}$  年代測定に適した試料  
北沢俊幸

<口頭発表の部>

【座長：成瀬 元】

14:00-14:40 **基調講演：** 境界不安定現象と地形形成

泉 典洋

【座長：村岡道弘】

010 14:40-14:55 非在来型炭化水素資源と堆積学：動向と今後の展開

高野 修

011 14:55-15:10 洪水流および崩壊起源重力流堆積物の層厚頻度分布の特徴：湖成蒜山原層の例

石原与四郎・佐々木泰典・弓 真由子・成瀬 元・齋藤めぐみ・林 辰弥

休憩 (15:10-15:20)

【座長：佐藤智之】

012 15:20-15:35 過去の地震によって生じた天然ダムとその堆積物：裾花川の河岸段丘堆積物の例

畠山幸司・伊藤拓馬

013 15:35-15:50 泥池化過程の小型海盆で生成するタービダイト層序パターン：水槽実験による解析

高橋宏樹・成瀬 元・武藤鉄司

014 15:50-16:05 “スランプもどき堆積物”とは何か？また、その意味することとは？  
徳橋秀一

015 16:05-16:20 火星における土石流の流動特性  
成瀬 元

016 16:20-16:35 Sr-Nd-Pb 同位体比と粒度から示唆される南海トラフ半遠洋性泥の供給源  
変動  
齋藤 有・石川剛志・谷水雅治・村山雅史・  
IODP Expedition 333 次航海乗船研究者

休憩 (16:35-16:45)

<総会> 16:45-17:45

<懇親会> 18:30-21:00 (長崎大学文教キャンパス生協食堂2階)

12月24日(土)

<特別セッション> 堆積物記録を用いた古地震・津波の再来周期・規模推定の現状と諸問題

【座長：後藤和久 小松原純子】

S1 8:50-9:00 趣旨説明  
後藤和久

S2 9:00-9:20 海底・湖底の地震性堆積物の認定と地震再来周期推定の現状と課題  
池原 研

S3 9:20-9:40 地層中の津波堆積物の識別基準  
小松原純子

S4 9:40-10:00 津波石研究の現状と課題  
後藤和久

S5 10:00-10:20 【招待講演】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  
高橋智幸

S6 10:20-10:40 津波痕跡の化学的検出  
箕浦幸治

S7 10:40-11:00 総合討論

休憩 (11:00-11:10)

<口頭発表の部>

【座長：伊藤有加】

017 11:10-11:25 東北地方太平洋沖地震の津波による千葉県九十九里海岸の変化  
岡崎浩子・大木淳一

018 11:25-11:40 仙台平野における津波遡上距離と砂層分布限界の関係

阿部朋弥・後藤和久・菅原大助

【座長：天野敦子】

<ポスター発表ショートトーク： 偶数番号の講演> 11:40-12:00

1件あたりの講演は1分以内とします。

昼休み (12:00-13:00)

<ポスター発表の部> 13:00-14:00

12月23日(金)8:00より掲示できます。12月24日(土)16:30までに撤収をお願いします。

P2 炭素同位体と粒度の分析に見られる過去1000年の琵琶湖の堆積環境

奥村小織・福山 薫・柏谷健二

P4 中世以降の砂丘発達と冬季モンスーン変動

田村 亨・渡辺和明・山口直文・松本 弾・小玉芳敬・齋藤 有

P6 風成砂丘から見る火星とタイタンの大気循環システム

長谷川 精

P8 東京都府中市で掘削されたボーリングコア CRE-TAT-1 および CRE-TAT-2 の堆積相と堆積物物性

船引彩子・千葉 崇・納谷友規・植木岳雪・森谷慈宙・  
斎藤広隆・濱本昌一郎・小松登志子・竹村貴人

P10 古植物堆積物から読み取る豪州ゴンドワナ P/T 境界の古環境

相原安津夫・鮎沢 潤

P12 西大阪平野における縄文時代晩期～古墳時代の沿岸環境の変遷

趙 哲済・中条武司

P14 海洋底生生物による堆積物改変～ドイツ下部ジュラ系黒色頁岩中の生痕化石を用いたアプローチ

泉 賢太郎

P16 デルタ前縁の差別的水深に見かけ上応答しないデルタの前進過程

武藤鉄司・苗 暉・Gary Parker

P18 琵琶湖埋没デルタの累重様式と気候変動

佐藤智之・壇原 徹・原口 強・林田 明・竹村恵二

P20 軟 X 線デジタル画像を用いた侵食形態の数値化と特徴化

弓 真由子・石原与四郎・小松原純子

P22 タービダイトーデブライトに含まれる泥岩偽礫の堆積実験

蟹井猛宏・宮田雄一郎



- P24 ガスハイドレート分解による未固結変形構造の再現実験  
佐々木政和・宮田雄一郎
- P26 カルデラ火山周辺に発達する含巨礫緩傾斜扇状地と underfit river  
片岡香子・宮縁育夫
- P28 山口県下関市梶栗浜遺跡におけるイベント堆積物  
市原季彦・岡崎裕子・下山正一・大木公彦・濱崎真二
- P30 津波堆積物形成シミュレーションの試み  
立石 良
- P32 雪氷期のラグーンにおける津波の作用と痕跡  
仁科健二・石丸 聡・柴田智郎
- P34 三陸沖海底に広がる東北地方太平洋沖地震に伴う泥質堆積物：巨大津波は混濁流を引き起こすのか？  
新井和乃・成瀬 元・泉 典洋・横川美和・三浦 亮・川村喜一郎・  
辻 健・谷川 亘・金松敏也・藤倉克則・村山雅史・  
YK11-E04 leg1 & YK11-E06 leg2 乗船研究者
- P36 岩手県陸前高田市における東北地方太平洋沖地震津波堆積物の特徴  
成瀬 元・山下翔大・新井和乃・高橋宏樹・松本 弾・田中原吾
- P38 八戸市大須賀海岸の津波堆積物  
鎌田耕太郎

<口頭発表の部>

【座長：伊藤 慎】

14:00-14:40 特別講演： 堆積地質学への思いと期待

立石雅昭

【座長：池田昌之】

019 14:40-14:55 巨礫の位置・大きさから分かる津波の挙動と陸上礫質津波堆積物の関係

山田昌樹・藤野滋弘・後藤和久

020 14:55-15:10 九州地域における津波と津波堆積物

市原季彦

休憩 (15:10-15:25)

【座長：船引彩子】

021 15:25-15:40 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震により堆積したタービダイトの特徴

池原 研・宇佐見和子・ロバート ジェンキンズ・  
芦 寿一郎・入野智久・渡辺 豊・氏家 崇

022 15:40-15:55 東日本大震災の津波による被災とそれからの復興に関する堆積学的問題  
—地形的条件による津波と津波流の違いに着目して—

志岐常正・池田 碩・川辺孝幸・鈴木寿志・橘 徹・三上禎次

023 15:55-16:10 ちきゅうの近況について

久保雄介

休憩 (16:10-16:15)

<事務連絡> 16:15-16:25

<最優秀口頭発表賞ならびに最優秀ポスター賞の発表と授賞式> 16:25-16:45

休憩 (16:45-17:00)

<堆積学トーク・トーク> 17:00-19:00 「災害と堆積学：堆積学のできること・すべきこと」

会場：総合教育研究棟 302 号室

## 注意事項

### <口頭発表>

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

\*口頭講演は液晶プロジェクターの使用を標準とします。ただし，OHP が必要な方がおられる場合は用意いたしますので，その旨を必ず**12月9日までに**申し込みアドレス宛にお知らせ下さい。会場側でパソコン(Windows, Macintosh)を1台ずつ用意します。Windows にはパワーポイント 2007 が，Macintosh にはパワーポイント 2008 がインストールしてあります。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，ウイ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 23 日と 24 日の 2 日間に渡って掲示することができます。ポスター 1 件あたりの展示可能スペースは縦 170cm×横 80cm(縦長)です。ポスターには，必ずポスター番号を記入して下さい。はぎ取りなど重量物の展示を希望される方は，12 月 9 日までに申し込みアドレス宛にお知らせ下さい。

\*ポスター発表のショートトークは 1 人 1 分以内でお願いします。液晶プロジェクターを使用して発表する場合，**使用するスライドはタイトルスライド以外に 1 枚でお願いします。**なお講演を円滑に進めるために，用意して頂いたスライドはあらかじめこちらで 1 つのファイルにとりまとめます。**12 月 16 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。

# 海底・湖底の地震性堆積物の認定と地震再来周期推定の現状と課題

## Importance of earthquake-induced sediments in marine and lacustrine environments for paleoseismology

池原 研 (産総研・地質情報)

Ken Ikehara (Geological Survey of Japan, AIST)

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

### 1. はじめに

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は海底に敷設された海底ケーブルを切断し、社会に大きな影響を与える。また、これらに伴う海底での土砂輸送と堆積は海底環境を大きく変える可能性がある。このような海域における土砂の輸送や堆積はまさに堆積学の一分野であり、堆積学者が深く関与していくべき課題である。

一方、地震発生の将来予測のためには、1) どこで(どの断層が)、2) どの程度の規模の地震が、3) いつ(どのくらいの間隔で最後に活動したのはいつか)、を知ることが重要となる。しかし、平成23年東北地方太平洋沖地震のような海溝型の地震では、地震を起こした断層の位置や形態、断層運動や地震動に伴う地殻変動の詳細を正確に把握することはなかなか困難である。詳細な海底地形マッピングや反射法地震探査、海底表面の微地形調査や海底面の構造観察などはこれらについての情報を与えてくれる。しかし、地震の規模や活動間隔、最終活動時期については、イメージングなどのみからでは推定は困難であり、実際の堆積物採取と年代決定が伴わねばならない。ここでは、日本周辺海域を中心に現時点における地震性堆積物の認定と地震再来周期推定の現状と今後の課題をまとめる。

### 2. 地震性堆積物の認定

海底・湖底の地震性堆積物として主に使われるのは、1) 海底地すべり、重力流堆積物、2) 地震動に伴う変形・破壊堆積物、である。地震動などによる間隙水圧の上昇により海底斜面の強度が低下して様々な規模の海底斜面崩壊が発生し、海底地すべりや重力流堆積物が形成される。また、海底を震源とする地震によっては、海底表層の堆積層が変形・破壊されたりすることも知られており、このような変形・破壊堆積物も地震の証拠となりうる。地震に伴って発生した津波の引き波による土砂輸送や津波による海底の圧力変化も重力流堆積物や海底地すべりの原因となる場合がある。

これらのうち、過去の地震発生履歴の検討にもっとも広く使われているのは「タービダイト」であろう。これは、地震動に伴う変形・破壊堆積物が震源近傍の比較的狭い範囲にしか認められないと考えられ、巨大海底地すべりの発生頻度は地震発生のそれよりも明らかに小さいと考えられるのに対して、地震動に伴う小規模な海底崩壊に対応して形成されるタービダイトはより頻繁にかつ広範囲に堆積すると考えられるからである。しかし、タービダイトの形成原因は地震のみでないもの事実である。洪水時のハイパーピクナル流のほか、大波による海底への荷重/脱重の繰り返しは海底斜面崩壊をもたらすことがある。したがって、タービダイトがあったからと言って地震記録とは決められないことは十分認識しておかねばならない。また、海底斜面崩壊を発生させ、タービダイトを堆積させる地震の大きさは、斜面の傾斜、斜面を構成する堆積物の

種類や厚さなどによって変わることは容易に想像できるので、ある場所でタービダイトの堆積間隔から推定された地震発生間隔がどの程度の規模の地震の間隔を示しているのかを理解することも重要となる。また、当然のことながらタービダイトの厚さがそのまま地震の規模を示すわけではない。タービダイトの厚さは堆積場の地形などに大きく影響されるので、タービダイトの堆積過程を理解することが重要となる。さらに、1本の海底コアを対象とするある大きさ以上のすべての地震が記録されているかとは限らないことにも注意を要する。最低でも複数本のコアの解析が勧められるべきであろう。また、タービダイトのように断層運動というよりは地震動に対応した現象を根拠に解析する場合には、対象とする以外の地震によってもその場所にタービダイトが形成しうるかの検討は必須である。このためには、それぞれの海域（斜面）でどの程度の地震（地震動）に対して、どのような現象が発生してかの「事実」の積み重ねが重要となる。

### 3. 堆積年代の決定

タービダイトの堆積年代の決定も地震発生履歴の推定には必須の要件である。海底堆積物の場合、通常時に堆積した半遠洋性泥に含まれる表層水塊で生息する浮遊性有孔虫の遺骸を用いた放射性炭素年代測定が通常使われるが、現在と異なる表層水環境においては海洋レザバー効果をどう見積もるかの問題がある。また、寒冷水域や CCD 以下の大水深域では浮遊性有孔虫が溶解していて、年代測定に使えない場合がある。このような海域でいかに正確な堆積年代を得るかは大きな問題である。詳細な堆積物物性や化学組成鉛直プロフィールの対比と火山灰層序を加えた CCD を挟んだコア対比の可能性をもっと探っていくべきであろう。

日本列島の汽水域の湖沼の中には「年縞堆積物」が認められる場合がある。放射性炭素年代測定や年代既知の火山灰層序と年縞の組み合わせは、著しく高精度な年代モデルを提供してくれる。海域のコアとこのような湖沼のコアのイベント対比はタービダイトの堆積年代決定に重要である。汽水域コアの研究者と海域コアの研究者との間の交流や情報交換が必須である。

タービダイトの正確な堆積年代の決定のためには、どこまでが通常時の堆積物で、どこからが（地質学的に）一瞬で堆積したイベント堆積物かの境界を明確にする必要がある。また、泥質なタービダイトをきちんと識別できないとイベント（地震）の発生頻度も正確に見積もれなくなる。このためには、泥質なタービダイトの識別基準の確立が重要となる。

### 4. おわりに

以上、タービダイトを中心にして堆積物を用いた地震発生履歴の推定の現状と課題を概観した。堆積学を学ぶものとして思うのは、非常に当たり前のことだが、きちんともの（堆積物）に接し、その特徴を記述し、それから堆積作用を解釈することの重要性である。また、堆積学的な視点からの試料採取地点の選定も重要である。陸と違って研究者人口の少ない分野であるが、地震国日本として堆積学者がもの（資試料）に基づいて情報発信すべき分野と考える。

## 地層中の津波堆積物の識別基準

### Criteria for tsunami deposits in sedimentary records

小松原純子（産業技術総合研究所）

Junko Komatsubara (Geological Survey of Japan, AIST)

j.komatsubara@aist.go.jp

3月11日に起きた東北地方太平洋沖地震では沿岸に大規模な津波が押し寄せた。津波は陸上のものを破壊するだけでなく津波堆積物をもたらす。内湾、沼、湿地などに地層として残った津波堆積物を調べることによって過去の津波の履歴を知ることができる。特に歴史記録（古文書、言い伝え）の残っていない古い時代の津波については津波堆積物が唯一の手がかりとなる。津波堆積物を手がかりとして過去の津波について調べる際には、まずその堆積物が本当に津波堆積物なのかを判断しなければならない。本講演では、これまで地層中の（砂質）津波堆積物を扱った研究について、津波であると判断した根拠にはどのようなものがあるかまとめ、さらに今後津波堆積物を識別していく上でなにに注目すべきかについて述べる。

津波堆積物の識別根拠には（１）歴史記録との整合性、（２）平面的な分布の特徴、（３）堆積構造の特徴、（４）粒子そのものに見られる特徴がある。また海溝型地震による津波の場合は（５）地殻変動の地層記録を伴うことも根拠となる。多くの研究はこれらの根拠を複数組み合わせることで津波堆積物を識別している。歴史記録は有力な根拠となるが、津波の繰り返し頻度に比べるとカバーする年代が短く、記録は古くから人が住んでいるところに限られる。さらに堆積物の年代が正確に決まらない場合、歴史記録との照合が難しくなる。津波はストームに比べて低頻度かつ内陸まで広く浸水するイベントであるので、通常時は泥質堆積物しか分布しない海岸低地の地下に一枚もしくは数枚の砂層が広く分布していた場合、その分布の広さを津波堆積物である根拠とする場合がある。また、津波の流れはストームに比べて周期が長く、流速も大きいいため、その結果として残される堆積構造もストームのものとは異なる。例えば級化する複数のユニットがあったり、遡上流と戻り流れが斜交層理として残っていたり、泥礫や泥のドレープを伴ったりすることが現世の津波堆積物からも確認されているので、そのような堆積構造を持つことを根拠として津波堆積物を識別することがある。堆積物粒子そのものの特徴としては、ストームの波では届かない深いところの生物遺骸が含まれている場合、津波による物質運搬の根拠となる。さらに近年、津波堆積物を構成する砂粒子に特徴的な傷がついていることに注目し、砂粒子表面の観察によって津波堆積物とそうでないものを区別する研究も行われている。これらの根拠に加え、海溝型地震の場合は震源との位置関係によって隆起もしくは沈降を伴うので、砂層の上下で地殻変動に伴う環境変化が読み取れる場合、非常に有力な証拠となる。

これらの根拠は現世の津波堆積物を調査することで確認できる。例えば、現に2004年のインド洋津波の際にはさまざまな地点の津波堆積物が記載された。しかし遡上した津波堆積物のほとんどはその後の風雨によって浸食されてしまい、実際に地層として残る分はごくわずかと考えられる。また、津波堆積物の分布限界と津波の遡上限界は異なっており、津波堆積物を使って遡上高を求める場合の問題となっていたが、東北地方太平洋沖地震後の津波堆積物調査では、津波堆積物の分布と津波の遡上限界の関係についても調査が行われている。地層中および現世の津波堆積物調査の成果が今後の津波予測に生かされていくことが期待される。

# 津波石研究の現状と課題

## Problems and perspectives of the tsunami boulder research

後藤和久（千葉工業大学）

Kazuhiisa Goto (Chiba Institute of Technology)

連絡先：後藤和久(kgoto@perc.it-chiba.ac.jp)

### 1. はじめに

津波により打ち上げられた巨礫は、日本では一般に「津波石」と呼ばれ、その存在が古くから知られていた（例えば、牧野，1968）。一方、海外での津波石研究は1990年代から始まり、2000年代に入るまではあまり注目されることはなかった。ところが、近年では津波石研究は世界的にも大いに注目を集めるようになり、今では「津波堆積物」研究の中で約35%を占めるまでになっている（図1）。これほど急速に研究が進む背景には、これまで砂質の津波堆積物中心に行なわれてきた研究が一定の成果を挙げる一方、礫浜や岩石海岸などでは砂質の津波堆積物がほとんど見つからず、こうした地域では津波の再来周期、規模の推定が行なえないという問題があったことに加え、オーストラリアなどこれまで津波被害があまり知られていなかった地域で津波石の可能性のある巨礫が数多く報告され、ストーム起源の可能性をめぐる賛否両論の論争が起きたことが大きな理由と言える。本発表では、新しく開拓されつつある津波石研究の現状を整理し、残された課題と将来の展望を述べる。

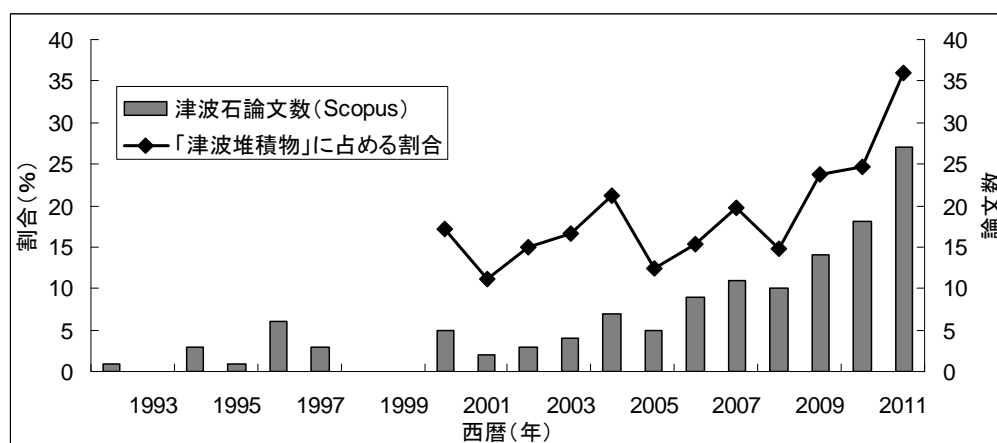


図1 国際誌に掲載された津波石 (tsunami boulder) 論文数の時系列変化, および「津波堆積物 (tsunami deposit)」をキーワードとする論文数に占める割合 (%). Scopus を用いて検索した結果を示す.

### 2. 津波石研究の現状と課題

図1に示すように、津波石の可能性のある巨礫は、世界中で現在相次いで報告されている。しかし、世界の津波石研究の現状は、まだ認定方法を議論している段階だと言えよう。これは、津波によって打ち上がったことが明らかな事例が数えるほどしかなく、津波とストームで打ち上がる巨礫にどのような違いがあるのか、限られた事例を除いて良くわかっていないためである（後藤，2009）。そのため、世界で行なわれている研究は、津波石を用いて津波のリスク評価を行なう段階にはまだ達していない。

一方、日本においては、1771年明和津波の来襲地域である沖縄県の宮古-八重山諸島の沿岸域に大量のサンゴ岩塊が打ち上がっており、一部の巨礫の打ち上げは古文書にも記録されている（例えば、河名，2000）。また、リーフ幅が非常に広いため、津波と台風の高波のリーフ上での波高減衰過程の違いを調べることで、巨礫の起源が推定できることがわかっている（Goto et al., 2010）。さらに、付着サンゴの年代測定ができるというメリットがあり、津波石の打ち上げ年代を調べ、過去の津波の発生時期を推定する試みも行なわれている（例えば、荒岡ら，2011）。そして、巨礫移動数値モデルを用いて移動プロセスを解析し、現在の巨礫分布を説明しうるような津波波源を推定するなど、津波石を用いた津波の規模推定も試みられている（例えば、後藤，2009）。

これまで、日本の津波石研究は沖縄のサンゴ礁地域にほぼ限られていたが、近年になって2011年東北地方太平洋沖地震津波の被災地域（山田ら，2011）などでも、津波により巨礫が打ち上げられた事例が報告されており、津波石研究は日本全土に広がり始めている。そして、沿岸部に供給源となる巨礫が存在していれば、巨礫は津波により比較的容易に打ち上げられることを考えると、まだ知られていない津波石が日本中に存在していても不思議ではなく、今後も報告事例が増えていくものと期待される。津波石は、古文書記録や砂質の津波堆積物などと並び、歴史・先史津波の発生や規模を知る重要な物証であり、日本においてもサンゴ礁地域以外での津波石の認定方法の確立と、津波石を用いたリスク評価法の検討が急務である。

## 引用文献

- 荒岡大輔・鈴木淳・横山祐典・井上麻夕里・後藤和久・河名俊男・松崎浩之・Edwards, R. L., Cheng, H., 川幡穂高, 2011: 南琉球列島の津波災害史の復元 -津波石ハマサンゴの放射年代測定によるアプローチ-. 地球惑星科学関連学会 2011 年合同大会, HDS004-11.
- 後藤和久, 2009: 津波石研究の課題と展望 -防災に活用できるレベルまで研究を進展させるために-. 堆積学研究, 68, 3-11.
- Goto, K., Miyagi, K., Kawamata, H., Imamura, F., 2010: Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology*, 269, 34-45.
- 河名俊男, 2000: 琉球列島南部の宮古諸島と八重山諸島における1771年明和津波の遡上高と岩塊の移動、及び沖縄島南部における大型台風の高潮と古津波による岩塊の移動. 東海・東南海・南海地震津波研究会 津波防災対策現地調査 ガイドブック. 25p.
- 牧野 清, 1968: 八重山の明和大津波. 著者出版, 462p.
- 山田昌樹・藤野滋弘・後藤和久, 2011: 巨礫の位置・大きさから分かる津波の挙動と陸上礫質津波堆積物の関係. 日本堆積学会 2011 年長崎大会講演要旨.

# 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

## Numerical Modeling of Sediment Transport due to Tsunamis and Its Problem

高橋智幸（関西大学社会安全学部）

Tomoyuki Takahashi (Kansai University)

連絡先：072-684-4151

### 1. はじめに

津波が浅海域に到達すると大きな掃流力や乱れ応力により大量の掃流砂および浮遊砂が発生する（例えば、首藤，1989；首藤，1998；高橋ら，1991）。これらの砂移動は洗掘による海岸構造物の倒壊，堆積による航路埋没や発電所の取水口閉塞，陸域においては塩害や復旧の遅れを引き起こす。したがって，津波による砂移動を事前に評価し，それに伴う被害の対策を講じることが防災上は重要となる。

このように津波による砂移動は災害の原因となる一方で，防災上重要な情報も提供してくれる。将来発生する危険性の高い津波を予測するためには既往津波をよく理解する必要があるが，従来の歴史津波の調査は古文書や伝承に頼ってきた。しかし，津波の遡上に伴い陸域に運搬され，堆積した海砂は津波堆積物を形成し（長谷川ら，2001），資料の少ない歴史津波に関する重要な物的証拠となる（Minouraら，1991；Nanayamaら，2003）。さらに津波堆積物の厚さや粒径などには津波外力の情報が多く含まれており，それらを解析することによって歴史津波の規模を定量的に評価する技術が期待されている。

以上のような砂移動による被害の軽減や津波堆積物の学術的な利用を目的として，津波による砂移動モデルが提案されている（例えば，藤井ら，1998；高橋ら，1999）。本報告では高橋ら（1999）によるモデルを紹介するとともに，津波による砂移動に関する数値シミュレーションにおいて残された課題を整理する。

### 2. モデルの構成と基礎方程式

高橋ら(1999)のモデルの概念図を第1図に示す。津波による流砂現象を掃流砂層と浮遊砂層に分離して考え，両層間の交換砂量  $w_{ex}$  を導入している。ここに， $\rho_s$  は砂粒の密度， $\lambda$  は砂粒の空隙率， $Z_B$  は基準面からの底面高さ， $q_B$  は掃流砂量， $\varepsilon_z$  は鉛直方向の拡散係数， $C$  は掃流砂層と浮遊砂層の境界付近の濃度， $w_0$  は砂粒の沈降速度， $\bar{C}_B$  は平均掃流砂層濃度， $h_B$  は掃流砂層厚， $\bar{C}_S$  は平均浮遊砂層濃度， $h_S$  は浮遊砂層厚， $M$  は流量フラックス， $\delta x$  は微小区間， $\delta t$  は微小時間である。掃流砂層および浮遊砂層での質量保存則，また津波による砂移動を模擬した水理実験から次式が得られる。

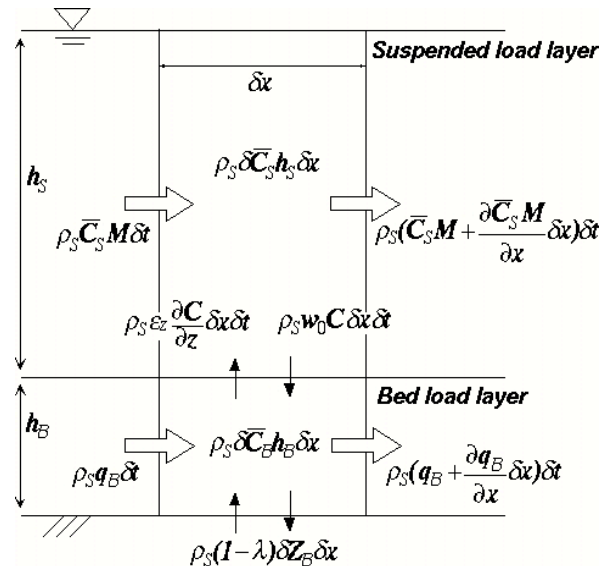


Fig. 1 Diagram of model

$$\frac{\partial Z_B}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left( \frac{\partial q_B}{\partial x} + w_{ex} \right) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{C}_S M}{\partial x} - w_{ex} + \frac{\partial \bar{C}_S h_S}{\partial t} = 0 \quad (2)$$



$$\Phi_B = 21\tau_*^{3/2} \quad (3)$$

$$\Psi_{ex} = 0.012\tau_*^2 - \frac{w_0 C}{\sqrt{sgd}} \quad (4)$$

ここに、 $\Phi_B$ は無次元掃流砂量、 $\Psi_{ex}$ は無次元交換砂量、 $\tau_*$ はシールズ数（無次元掃流力）、 $w_0$ は砂粒の沈降速度、 $s$ と $d$ は砂粒の水中比重および粒径、 $g$ は重力加速度である。

### 3. 数値モデルの課題

式(1)から(4)を、津波を想定した流水計算から求められる水位、流量フラックスおよびシールズ数と連立して解くことにより、津波による砂移動を求めることができる。既にさまざまな実地形と実津波の組合せに対して適用されており、実用上の信頼性は得られているが、以下のような課題がまだ残っている。(a)全水深が小さい場合に底面せん断力を過大に評価する傾向がある。特に遡上時にはこの傾向が強くなるため、津波堆積物の評価においてはさらにモデルの改良が必要である。(b)単一粒径の砂を仮定している。実海岸での混合砂を想定したモデルの拡張が必要である。(c)巻き上げ砂が過大に見積もられた場合に備えて、浮遊砂濃度の上限を便宜的に導入している。物理的なメカニズムを考慮した飽和浮遊砂濃度のモデル化が必要である。(d)固定床計算領域（流水のみを計算する領域）と移動床計算領域（流水と流砂の両方を計算する領域）の境界条件が確立されていない。特に浅海域では流砂量の不連続が生じて、計算の不安定性を招きやすい。(e)複雑な実地形や波形勾配が大きな津波を対象とした場合に計算が不安定になりやすいため、計算スキームの改良が必要である。

以上の課題を解決するためには、津波遡上に伴う砂移動や乱れ強度が大きい流水中の浮遊砂濃度に関する水理実験や数値実験が必要である。また、東北地方太平洋沖地震津波に関する現地調査結果などにより数値モデルの検証を行なっていくことも重要である。

### 文献

首藤伸夫, 1989, 津波による土砂の輸送, 津波防災実験所研究報告, **6**, pp. 1-56.

首藤伸夫, 1998, 津波時の土砂移動に関する過去の記録, 津波工学研究報告, **15**, pp. 1-36.

高橋智幸・今村文彦・首藤伸夫, 1991, 津波による流れと海底変動に関する研究 —1960年チリ津波の気仙沼湾での場合—, 海岸工学論文集, **38**, pp. 161-165.

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**, pp. 606-610.

長谷川史朗・高橋智幸・上畑善行, 2001, 津波遡上に伴う陸域での堆積物形成に関する水理実験, 海岸工学論文集, **48**, pp. 311-315.

藤井直樹・大森政則・高尾誠・金山進・大谷英夫, 1998, 津波による海底地形変化に関する研究, 海岸工学論文集, **46**, pp. 376-380.

Minoura, K. and S. Nakaya, 1991, Tranches of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan, *Journal of Geology*, **99**, pp. 265-287.

Nanayama, F., K. Satake, R. Furukawa, K. Shimokawa, K. Shigeno and B. F. Atwater, 2003, Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril Trench, *Nature*, **424**, pp. 660-663.

# 津波痕跡の化学的検出 Chemical evidence for tsunami inundation

箕浦幸治（東北大学）

Koji Minoura (Tohoku University)

[minoura@m.togoku.ac.jp](mailto:minoura@m.togoku.ac.jp)

津波堆積物の検出により、過去の津波襲来や津波の規模が各地で明らかにされつつある。津波による堆積作用は、津波溯上流自体の水理学的特性はもとより、堆積物供給源と運搬経路に依存する。従って、津波堆積物相は局所性が非常に強く、堆積物の分布範囲から津波の浸水域を特定するには困難が伴う。近年の津波溯上の観測によれば、津波の浸水域は津波堆積物の分布限界よりもかなり内陸に及ぶ事実が報告されている。高速密度流を形成する津波溯上流では、物質の集積を伴わず、堆積作用は流れが減速した場合に認められる現象である。従って、堆積物が流れを忠実に反映する場合は極めて希であり、堆積物から溯上域を忠実に評価することはほぼ不可能である。東北日本太平洋沖地震津波の初期溯上流は 5~6 m/sec 以上の射流・乱流であった。時間経過により海側で波の押し引きが緩慢となるのに応答するように、陸側で流れが飽和状態に達して堆積作用が開始している。現地観測では、この津波による堆積物は、溯上開始から数時間経過して始まったのが確認されている。これ以前では、底面の侵蝕と物質の移送に費やされ、砂は底層あるいは底面上を激しく移動する。即ち、浸水と堆積は同時に進行せず、観測に頼らないで溯上域を確定するには、堆積物以外の手段を考案しなくてはならない。海水の侵入域が明確に特定できれば、溯上の復元精度が向上し、適切な津波発生モデルにより津波災害の予知・回避に向けて大きく貢献するものと期待される。海水溯上限界の高精度検出法の確立が真に求められる所以である。

1983 年日本海中部地震津波の溯上観測に基づき、堆積物を伴わない海水侵入の痕跡が、化学量論的に予測された。この予測は、堆積作用を生じなかった浸水域についても、化学的方法により津波を痕跡として検出できる可能性を示唆している。更には、堆積物移動を伴わない小規模津波についても、その痕跡の検出の可能性を示している。化学反応の痕跡に着目した古津波検出の方法論的な試みは、下北半島の海跡湖沼で採取された堆積物コアの検証が、国内では唯一の事例である。図 1 は、海水の溯上過程で発生する化学的現象の模式的表現であり、近年の観測津波による痕跡形成の説明である。古津波の検出が国土防災上重要となりつつある現状、氾濫域を正確に把握する目的において、化学的痕跡の検出法が有用となる。

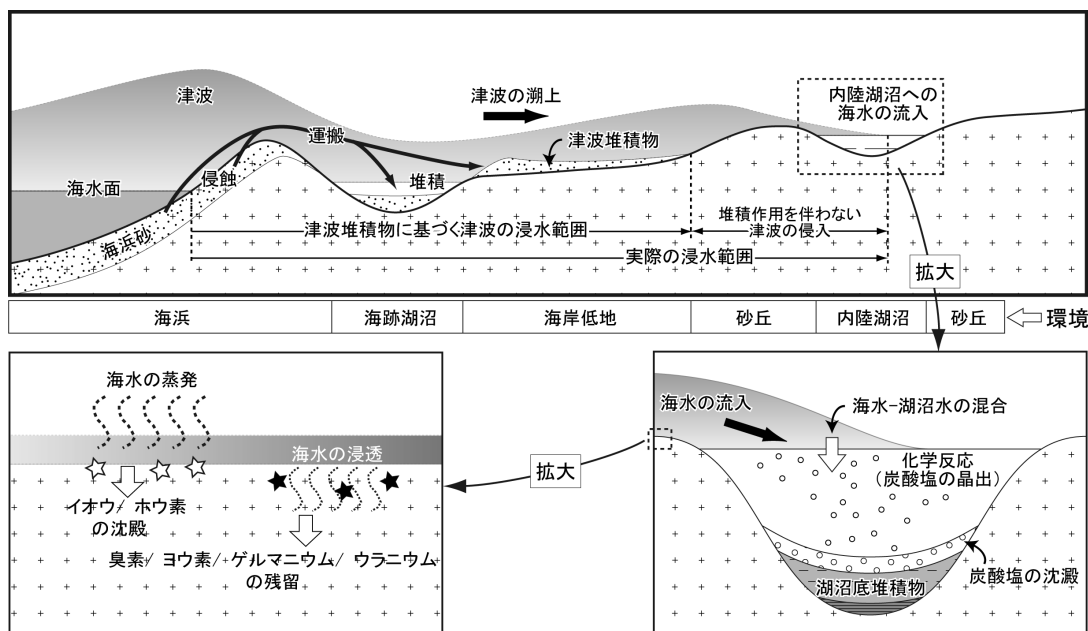


図 1：津波の溯上に伴う化学的諸現象。

# 超大陸パンゲアの湿潤-乾燥サイクルに起因した超海洋パンサラッサ

## 層状チャートの堆積リズム

### Megamonsoon of Pangea as a cause of astronomical cycles of bedded chert in Panthalassa

池田昌之・多田隆治・(東大・地惑)・ポール・オルセン(コロンビア大, ラモント地球観測研究所)

Masayuki Ikeda, Ryuji Tada (DEPS, Univ. of Tokyo), Paul E. Olsen (LDEO, Columbia University)

連絡先: 池田昌之(m\_ikeda@eps.s.u-tokyo.ac.jp)

層状チャートはチャートと頁岩のリズミカルな互層からなり、チャート層厚変動が天文学的周期(いわゆるミランコビッチサイクル)起源であることが知られている (Ikeda et al., 2010) . しかし、チャート層厚変動に記録されている天文学的周期の振幅は、日射量変動のそれより遥かに大きく、何らかの増幅メカニズムがあったと推測されるが、どのようなメカニズムで日射量変動が層状チャートの堆積リズムに反映されたのかに関しては未解明であった。一方、天文学的周期が直接反映されるプロセスとして夏季モンスーンが知られ、これは例えば降水量変動を介して湖成層の堆積リズムに記録されている (e.g. Olsen, 1986). そこで、層状チャートと湖成層の堆積リズムの位相関係を検討することによって、層状チャートの堆積リズムと天文学的周期との関係を考察した。さらに、グローバルシリカ循環の観点から層状チャートの堆積メカニズムについて考察した。

本研究では、三畳-ジュラ系の美濃帯犬山地域層状チャートおよび北米 Newark 超層群湖成層について、連続層序を確立し、チャート層厚変動および湖水位変動に対し、それぞれサイクル層序学的検討を行った。まず層状チャートでは、生層序 (Hori, 1990; Sugiyama, 1997) によると、層状チャートのチャート・頁岩 1 組の堆積期間は約 2 万年で、歳差運動の周期と調和的であり、またチャート層厚変動の周期解析の結果、約 5 枚, 20 枚, 100 枚周期が検出された。よって、これらの卓越周期はそれぞれ約 10 万年, 40 万年, 200 万年周期に対応し、離心率変動周期に対応したが得られた。一方、湖成層では古水位変化の指標として色調、および堆積構造に基づく depth rank (Olsen, 1986) を堆積速度一定 (20 cm/kyr) と仮定して周期解析を行った。その結果、約 2 万年, 10 万年, 40 万年, 200 万年周期が検出された。両セクションともそれぞれ放散虫とコノドント、および植物と脊椎動物の生層序により三畳紀/ジュラ紀 (T/J) 境界が認定されており、この層準を基準に約 10 万年の誤差で層序対比が可能である (Carter and Hori, 2005; Olsen et al., 2002)。そこで、T/J 境界を基準として両セクションの約 40 万年, 200 万年周期の位相をみると、どちらの周期もほぼ同位相で、湖水位上昇期にチャート層厚が増大する傾向が見られた。これらの結果はシリカ循環の観点から説明可能である。一般に層状チャートの堆積速度は、数 mm/ky は堆積岩としては非常に遅いが、この堆積速度でシリカが 90% 以上の物質が当時の低中緯度に広く堆積したと考えると、現在の全海洋に堆積するシリカの量 (e.g. DeMaster et al., 2002) と同程度から数倍にも相当する。そのため、層状チャートは当時の海洋シリカのメジャーシンクであった可能性が高い。海洋中のシリカの滞留時間は約 1 万年であるため、1 万年以上のスケールではチャートの堆積速度は海洋への Si 流入量に依存する。海洋へのシリカ流入量の 80% 以上は陸域湿潤度に伴うケイ酸塩風化速度に依存するため、1 万年以上では陸域湿潤度に連動して、チャート堆積速度が変動すると考えられる。陸域湿潤度は日射量変動に起因する夏季モンスーン強度の影響を大きく受けるため、シリカ循環を介して日射量変動の天文学的周期が層状チャートの堆積リズムに刻まれたと考えられ

る。

引用文献

- Hori, R., 1990. Lower Jurassic radiolarian zones of SW Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, **159**, 562-586.
- Ikeda, M., Tada, R., Sakuma, H., 2010. Astronomical cycle origin of bedded chert; middle Triassic bedded chert sequence, Inuyama, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* **297**, 369-378
- Olsen, P.E., 1986. A 40-million-year lake record of early Mesozoic climatic forcing. *Science*, **234**, 842-848.
- Olsen, P.E., Kent, D.V., 1999. Long-period Milankovitch cycles from the Late Triassic and Early Jurassic of eastern North America and their implications for the calibration of the early Mesozoic timescale and the long-term behavior of the planets. *Phil. Trans. Royal Soc. London ser. A* **357**, 1761-1786.
- Olsen, P. E., Kent, D. V., Sues, H.-D., Koeberl, C., Huber, H., Montanari, A., Rainforth, E. C., Fowell, S. J., Szajna, M. J., and Hartline, B. W., 2002, Ascent of dinosaurs linked to an iridium anomaly at the Triassic-Jurassic boundary. *Science*, **296**, 1305-1307.
- Sugiyama, K., 1997. Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan. *Bull. Mizunami Fossil Mus.* **24**, 79-193.2.

# モンゴルの白亜系湖成層中に見られる堆積リズムの起源：白亜紀海洋無酸素事変期の陸域環境変動解明に向けて

## Origin of rhythmical bedding in mid-Cretaceous lacustrine deposits, southeast Mongolia: Implication for terrestrial environmental changes during the OAE interval

長谷川精(北大・理), 安藤寿男(茨城大・理), 長谷川卓(金沢大・自然システム), 太田亨(早稲田大・教育),  
山本正伸(北大・地環研), 長谷部徳子(金沢大・環日本海研), 村田崇行(茨城大・理工・院)

Li Gang (南京地質古生物研), Ichinnorov Niiden (モンゴル古生物センター)

Hitoshi Hasegawa (Hokkaido Univ.), Hisao Ando (Ibaraki Univ.), Takashi Hasegawa (Kanazawa Univ.), Toru Ohta (Waseda Univ.), Masanobu Yamamoto (Hokkaido Univ.), Noriko Hasebe (Kanazawa Univ.), Takayuki Murata (Ibaraki Univ.), Gang Li (Nanjing Institute, China), Niiden Ichinnorov (Paleontological Center, Mongolia)

連絡先：長谷川精 (Email: hito\_hase@mail.sci.hokudai.ac.jp)

### 1. はじめに

白亜紀中期は、大気 CO<sub>2</sub> 濃度が現在の 4-10 倍に達し、極度な温室効果を受けた“温室期”であり、世界規模の海洋無酸素事変 (OAE) が頻発し、海洋で広域的に黒色泥岩が堆積した時期として知られる。OAE は巨大火成岩区 (LIPs) の活動や炭素同位体比の正シフトと密接に関連している為、LIPs 活動に伴う大気 CO<sub>2</sub> 濃度の増大と気候の温暖化が、OAE と有機炭素埋積率の上昇を誘発した可能性があるが、その発生メカニズムは不明な点が多い。

最新の海洋物質循環モデル (Ozaki et al., 2011) は、①全球的な温暖化による、②陸域の湿潤化と化学風化の促進が、③河川を通じて海洋に多量の陸源碎屑物 (栄養塩) を供給し、④海洋表層の生物生産が増大した結果、⑤OAE の発生と有機炭素埋積率の増加を引き起こす、というメカニズム (陸域風化仮説; e.g., Hasegawa, T., 2003; Weissert & Erba, 2004) が重要であると指摘している。しかし、OAE や白亜紀“温室期”の研究の中心は海成層であり、同時期における陸域環境変動は殆ど研究がなされていない。連続的な陸成層記録の実測データに基づき、OAE 期において陸域湿潤化および化学風化度の増大が起こっていたかを検証する必要がある。

Hasegawa, H. et al. (2011) は、アジア内陸の陸成白亜系に見られる古気候指標堆積物の時空変遷を復元することにより、白亜紀中期には亜熱帯高圧帯が低緯度側にシフトし、中緯度域が広域的に湿潤化して湖環境が広がったことを明らかにした。これは白亜紀中期の OAE 頻発期に陸域が湿潤化したとする上述の仮説を支持する地質証拠であると考えられる。そこで我々は、モンゴル南東部に露出する白亜紀中期アプチアン期に堆積した湖成層に注目し、「この湖環境の拡大が OAE1a 時の海洋表層生物生産と有機炭素埋没率の増大を引き起こす、陸域湿潤化と化学風化度増大の直接証拠である」との作業仮説を立て、その検証を試みている (安藤ほか本大会講演要旨も参照)。

### 2. モンゴルのアプチアン期湖成層 (シネフダグ層) に見られる堆積リズム

アプチアン期初期の OAE1a 期の陸域古環境を復元するために、我々は 2009 年からモンゴル南東部のシネフダグ (Shine Khudag) 地域に露出するアプチアン期湖成層のシネフダグ層において地質調査・試料採取を行っている。シネフダグ層は、黒灰色頁岩、灰色石灰質泥岩、白灰色~黄灰色ドロマイトの互層からなり、層厚約 300 m にわたってほぼ連続的に露出する。頁岩とドロマイト層の互層は、数 10 cm, 1-2 m, 10-20 m のサイクルでリズムカルに互層している。また顕微鏡観察の結果、頁岩および石灰質泥岩には、それぞれ約 30-50 μm, 約 50-100 μm のマイクロラミネーションが発達しており、年縞 (varve) を記録していると示唆された。このマイクロラミネーションが年縞である場合、堆積速度は頁岩で約 3-5 cm/k.y., 石灰質泥岩で約 5-10 cm/k.y. となり、シネフダグ湖成層の岩相変化に見られる堆積リズム (数 10 cm, 1-2 m, 10-20 m サイクル) は、この堆積速度 (約 5 cm/k.y.) で考えると、それぞれ数千年、2-4 万年、20-40 万年という周期に相当し、ミランコビッチサイクルなどの地球軌道要素の変動が要因であることが示唆される。

そこで本研究では、シネフダグ湖成層に見られる頁岩およびドロマイト層のリズムカルな互層の堆積メカニズムを解

明するため、頁岩や石灰質泥岩、ドロマイトの各岩相の鉱物組成分析、顕微鏡観察、EPMA 分析、そして有機地球化学的分析を行うことにより、各岩相における堆積環境の復元や含有有機物の起源推定を行った。また、一部のセクションではトレンチ掘削を行い、層厚 25m に対して約 5cm 毎に約 500 個の試料を採取し(1 試料が約千年の解像度に相当)、岩相と鉱物組成の層位変化を詳細に解析した。まず X 線回析(XRD)分析により、鉱物組成の層位変化を解析した結果、頁岩中にはドロマイトは含まれず若干のカルサイトが含まれるのに対し、上位に向かって漸移的にカルサイトや石英・長石などの碎屑粒子の含有量が減少してドロマイト含有量が増加するという傾向が明らかになった。また、露頭調査では見出されなかった約 10-20cm 周期(約 2-4 千年周期に相当)の変動があることも明らかになった。また、顕微鏡観察の結果、ドロマイトは  $\mu\text{m}$  サイズの極細粒な垂円形結晶の緻密な集合体から構成されており、現世の半乾燥気候下の湖堆積物中に見られる、湖成ドロマイトと同様の環境で堆積した事が示唆された(e.g., Last, 1990)。

次に頁岩層・ドロマイト層それぞれの堆積時期における含有有機物の起源推定を行うため、ロックエバル分析および元素組成(C, N, S)分析を行った。その結果、頁岩・石灰質泥岩の両試料とも HI(Hydrogen Index)値が高い値(600~780 mg/g)を取り、タイプ I, II の藻類起源の領域に含まれるため、シネフダグ湖成層の有機物の起源は主に湖内の藻類であることが示唆された。また C/N 比は、頁岩および石灰質泥岩試料では比較的高い値(> 13)を取るのに対し、ドロマイト試料は顕著に低い値(< 10)を取ることから、ドロマイト層準では藻類が占有するのに対し、頁岩層準では藻類に加えて湖岸からの高等植物起源有機物の流入も寄与していることが示唆された。

これらの結果から、シネフダグ層に見られる頁岩とドロマイトのリズミカルな互層は、湖水位の変動を反映していることが示唆された。すなわち、乾燥気候が卓越して湖水位が低くなり、湖水の塩濃度が高くなった時期にドロマイトが堆積し(藻類が卓越)、一方で、湿潤気候が卓越して湖水位が高くなり、湖表層が淡水で覆われて成層化し、湖底が還元的になった時期に頁岩が堆積した(淡水流入により湖岸から植物片が流入)と考えられる。したがって、シネフダグ湖成層に見られる頁岩とドロマイトのリズミカルな互層は、地球軌道要素の変動や千年周期の変動などに起因した湖水位および降水量の変動、すなわち湿潤-乾燥といったアジア内陸の気候変動を反映していることが示唆された。

### 3. シネフダグ層の岩相変化からサイクル層序の確立と湖水位変動の定量的復元に向けて

今後はシネフダグ層の岩相変化の詳細な周期解析を行うことにより、アプチアン期における湖水位の変動、湿潤-乾燥といったアジア内陸の気候変動が、どのような周期・振幅で起こっていたのかを解析し、地球軌道要素の変動に起因していたのかを解明する。地球軌道要素変動を反映していれば、シネフダグ層の岩相変化から、天文学的周期を基に数万年精度の年代軸を構築する、サイクル層序が確立できる。そこで今後は、シネフダグ層の岩相変化からサイクル層序を確立し、炭素同位体比層序や挟在凝灰岩層の F-T 年代測定などを組み合わせることにより、精密年代層序の構築を目指す。そして、最近サイクル層序に基づく精密年代層序が構築されたイタリア海成層の OAE1a 層準(Huang et al., 2010)と、数万年精度での対比を試みる。また、無機化学分析による化学風化度変動や、有機地球化学的指標( $\text{TEX}_{86}$ )による古水温変動を復元し、OAE1a 時の陸域環境変動および化学風化度の変遷が海洋の有機炭素埋没にどのようにリンクしていたのかを高解像度に復元する(安藤ほか本大会講演要旨参照)。

また、今後はさらに、現世や第四紀の湖成堆積物(例えば、アフリカの湖やバイカル・フブスグル湖)の深度と鉱物・有機物組成の関係性と比較する事により(e.g., Verschuren, 2001; Solotchina et al., 2009), シネフダグ層のような白亜紀の湖成堆積物を対象として湖水位変動(および降水量や河川流出量の変動)を定量的に復元する方法の確立を試みていきたい。

**REFERENCES:** Hasegawa, H., et al. (2011) *Climate of the Past Discussions*, **7**, 119–151.; Hasegawa, T. (2003) *Journal of Asian Earth Science*, **21**, 849–859.; Huang, C., et al., 2010, *Geology*, **38**, 899–902.; Last, W.M. (1990) *Earth-Science Reviews*, **27**, 221–263.; Ozaki, K., et al. (2011) *Earth and Planetary Science Letters*, **27**, 241–251.; Solotchina, E.P., et al. (2009) *Quaternary International*, **205**, 38–52.; Verschuren, D. (2001) *Journal of Paleolimnology*, **25**, 297–311.; Weissert, H., Erba (2004) *Journal of the Geological Society, London*, **161**, 695–702.

# モンゴル南東部のジュラ系—白亜系湖成頁岩層から復元する海洋無酸素事変期の陸域古環境

## Reconstruction of terrestrial paleoenvironmental changes during the intervals of Oceanic Anoxic Events from the Jurassic–Cretaceous lacustrine deposits in SE Mongolia

安藤寿男(茨城大・理), 長谷川精(北大・理), 長谷川卓(金沢大・自然システム), 太田亨(早稲田大・教育)

山本正伸(北大・地環研), 長谷部徳子(金沢大・環日本海研), 村田崇行(茨城大・理工・院)

Li Gang (南京地質古生物研), Ichinnorov Niiden (モンゴル古生物センター)

Hisao Ando (Ibaraki Univ.), Hitoshi Hasegawa (Hokkaido Univ.), Takashi Hasegawa (Kanazawa Univ.), Toru Ohta

(Waseda Univ.), Masanobu Yamamoto (Hokkaido Univ.), Noriko Hasebe (Kanazawa Univ.), Takayuki Murata

(Ibaraki Univ.), Gang Li (Nanjing Institute), Niiden Ichinnorov (Paleontological Center, MAS)

連絡先: 安藤 寿男 (Email: ando@mx.ibaraki.ac.jp)

ジュラ紀から白亜紀は、顕生代史上最も温暖化した時代であり、海洋に有機炭素が広域に埋積したイベント(海洋無酸素事変: OAE)が繰り返し生じた事で知られる。しかしOAE発生のメカニズムは依然として不明な点が多く、特に陸域の役割については実測データに基づいた議論は少ない。そこでモンゴルの中部ジュラ系と中部白亜系に発達する湖成頁岩層と石炭層に注目し、「これらの発達そのものがOAE期の海洋表層生物生産と有機炭素埋積率の増大を引き起こす陸域湿潤化と化学風化度増大の直接証拠である」との作業仮説(風化仮説; e.g., Hasegawa, T., 2003; Weissert & Erba, 2004)を検証する。本発表では、2009年に海外学術調査として開始以降のこれまでの研究成果の概要を紹介する。

ジュラ紀～白亜紀のモンゴル南部ゴビ砂漠地域は巨大なユーラシア大陸内陸部にあつて、大規模な陸成堆積盆がいくつも存在し、恐竜、哺乳類、爬虫類などの陸生脊椎動物化石が多産する事で知られている。陸成堆積物の中でも下-中部ジュラ系と下部白亜系上部の特定の層準には、厚い泥質の湖成堆積物が発達しており、長期間にわたって存在した大規模な湖の連続的な堆積記録が保存されている。我々は、この湖成層中にOAE期の陸域古環境を復元するための重要な情報があると捉え、モンゴル南東部の湖成層のシネフダグ(Shinekhudag)層とエーデムト(Eedemtr)層について地質調査・試料採取を行った(Ando et al., 2011)。

模式地であるシネフダグ地域のシネフダグ層は、主に黒灰色薄葉理頁岩、灰色石灰質泥岩、黄白色-褐色ドロマイトからなり、層厚約300mに渡って連続的に分布する。シネフダグ層は、カイエビ化石や貝形虫化石群集(Yuan and Chen, 2005)や植物化石および軟体動物化石(e.g., Jerzykiewicz and Russell, 1991),そして下位のツァガンツァフ(Tsagantsav)層最上部の玄武岩の $Ar^{39}/Ar^{40}$ 年代(ca. 126 Ma: Graham et al., 2001)などの証拠から、白亜紀中期アプチアン期に堆積したとみなされている。これまでの我々の研究で、炭素同位体比層序やカイエビ化石群集の検討により、シネフダグ層はアプチアン期に、そして上位のフフテグ(Khukhteeg)層はアルビアン期前期に堆積しており、ツァガンツァフ層上部、シネフダグ層、フフテグ層下部の一連の堆積シーケンスを研究することにより、アプチアン期初期～アルビアン期前期の陸域環境変動を詳細に復元出来ることが明らかになった。また、シネフダグ層の湖成頁岩-ドロマイト相には数10cm, 1-2 m, 10-20 m規模の規則的な堆積サイクルが認められ、地球軌道要素変動による湖水位変動を反映していることが示唆された(長谷川ほか本大会講演要旨を参照)。我々はまた、ツァガンツァフ層上部、シネフダグ層、フフテグ層下部の全層準に対して、主要元素組成と化学風化指標(Ohta and Arai, 2007)に基づく化学風化度変遷の復元や、有機化学的指標( $TEX_{86}$ )による古水温変動の復元を試みている。

一方、フーティンホトゴル地域のエーデムト層は、薄葉理頁岩、油母頁岩、シルト質泥岩からなり、シネフダグ層に比べて有機炭素量が多い。本層は今回得られたカイエビ類化石から、これまで考えられていた白亜系ではなく、下-中部ジュラ系であることが判明した。本層においても数10cmおよび数m規模の規則的な堆積サイクルが認められ、地球軌道要素変動による湖環境変動を反映していることが示唆される。

今後は、シネフダグ層およびエーデムト層双方を対象として、1) 炭素同位体層序の確立、2) 詳細な岩相変化の観察に基づくサイクル層序の確立、3) カイエビ化石層序による生層序対比、4) 挟在凝灰岩層のF-T年代測定、による詳細な年代層序の確立とテチス域海成層のOAEセクションとの精密対比を行う。そして、5) 堆積相解析による湖水位変動の復元、6) 主要元素組成と化学風化指標に基づく化学風化度変遷の復元、7) 有機地球化学指標 (TEX<sub>86</sub>) による古水温変動の復元の成果を総合し、前-中期ジュラ紀および白亜紀中期双方における、ユーラシア大陸内陸部の降水量や化学風化度、気温の変動の解明を目指す。その上で、OAE期の陸域における環境変動および化学風化度の変遷が、海洋の有機炭素埋没にどのようにリンクしていたのかを考察していきたい。

#### 文 献:

- Ando, H., Hasegawa, H., Hasegawa, T., Ohta, T., Yamamoto, M., Hasebe, N., Li, G. and Ichinnorov, N., 2011, *Journal of Geological Society of Japan*, **111**, XI-XII.
- Graham, S. A., Hendrix, M. S., Johnson, C. L., Badamgarav, D., Badarch, G., Amory, J., Porter, M., Barsbold, R., Webb, L. E. and Hacker, B. R., 2001, *Geological Society of America Bulletin*, **113**, 1560–1579.
- Hasegawa, T., 2003, *Journal of Asian Earth Science*, **21**, 849–859.
- Jerzykiewicz, T. and Russell, D. A., 1991. *Cretaceous Research*, **12**, 345–377.
- Ohta, T. and Arai, H., 2007, *Chemical Geology*, **240**, 280–297.
- Weissert, H., Erba, 2004, *Journal of the Geological Society, London*, **161**, 695-702.
- Yuan, F. T. and Chen, P. J., 2005, *Acta Palaeontologica Sinica*, **44**, 25-35.



## 碎屑性鉱物年代から推定される天草上島・姫浦層群の後背地

### Provenances of the Himenoura Group on the Amakusa-kamishima Island, Kyushu, southwest Japan: Estimated by dating of detrital minerals

堤 之恭 (科博) ・小松俊文 (熊本大) ・三宅優佳 (熊本大) ・荒巻美紀 (熊本大) ・横山一己 (科博)

Y. Tsutsumi (NMNS), T. Komatsu (Kumamoto Univ.), Y. Miyake (Kumamoto Univ.),  
M. Aramaki (Kumamoto Univ.) and K. Yokoyama (NMNS)

連絡先：堤 之恭(ytsutsu@kahaku.go.jp)

#### 1. はじめに

九州南西部には後期白亜紀の整然層が卓越している。その中でも天草上島東岸に分布する姫浦層群は、構造が比較的単純ゆえに研究が最も進んでいる地域であり、「姫浦層群“下部亜層群”」と呼ばれている(田代・野田, 1973)。天草上島東岸の姫浦層群は、サントニアン階を主体とする「樋の島層」と、カンパニアン階の「阿村層」とに大別される(小城ほか, 2011)。今回、これら両層から砂岩試料を採取し、碎屑性モナザイトの年代を測定する事により姫浦層群の後背地の推定を試みた。

#### 2. 測定結果と考察

阿村層上部及び下部、樋の島層上部より採取した砂岩3試料を用いた。砂岩試料からは粉碎の後に水ひおよび重液分離により重鉱物フラクションを取り出し、エポキシ系樹脂でスライドガラスに固定・研磨した。これら重鉱物フラクションに含まれるモナザイトに対しEPMAによってU-Th-Pb化学年代測定を行った。

碎屑性モナザイトの年代分布を見る限り、各試料間に後背地の違いは見られない(図1)。原生代前期(2000~1800 Ma)とペルム紀~ジュラ紀(250~150 Ma)のモナザイトが卓越するのは、大陸地塊(朝鮮半島の一部を含む北中国地塊)及びペルム紀~ジュラ紀造山帯からの寄与と思われる。しかし、現在の九州に大量に存在するはずの白亜紀花崗岩由来のモナザイトがあまり見られなかった。モナザイトは深成岩に含まれるが、火山岩には殆ど含まれない。このことから、堆積当時には火成活動が活発であったが、白亜紀深成岩は少なくとも調査地域周辺の後背地にあまり露出していなかったと考える事ができる。

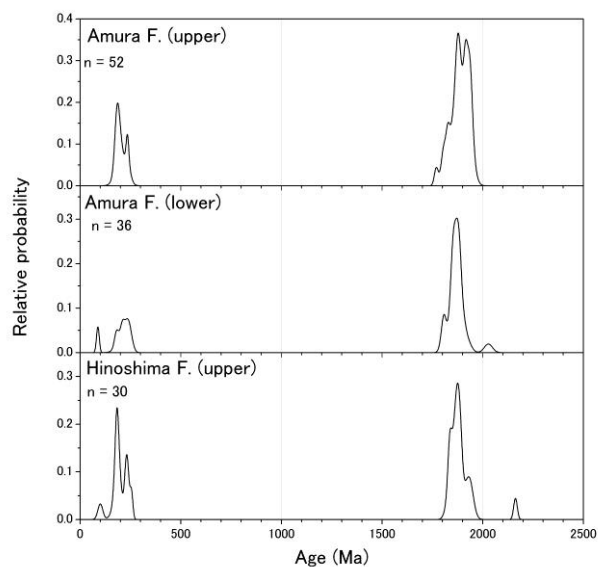


図1. 砂岩中の碎屑性モナザイトの年代分布

#### 参考文献

- ・田代正之, 野田雅之, 1973, 九州のいわゆる姫浦層群の地質時代. 地質学雑誌, 79, 465-480.
- ・小城祐樹, 小松俊文, 岩本忠剛, 高島礼詩, 高橋 修, 西 弘嗣, 2011, 天草上島東部に分布する上部白亜系姫浦層群の層序と詳細な地質年代. 地質学雑誌, 117, 398-416.

## 海退期の段丘形成と海進期の波食による地形変化：

### 大阪湾北部の上部更新統～完新統の解析

Terrace formation during marine regression and geomorphic changes by wave ravinment during transgression: upper Pleistocene and Holocene fan and delta systems in the Osaka intra-arc basin, Japan

伊藤有加（東京大学大学院）・小口高（東京大学）・増田富士雄（同志社大学）

Yuka ITO (Univ. Tokyo), Takashi OGUCHI (Univ. Tokyo) and Fujio MASUDA (Doshisha Univ.)

連絡先：伊藤有加(yuito@csis.u-tokyo.ac.jp)

#### 1. はじめに

本研究では、武庫川・猪名川が流れる西宮・尼崎平野から淀川河口のデルタ低地において、最上部更新統から完新統の古地形の復元を行った。解析には、高密度で多数のボーリング資料が収録された関西圏地盤情報（2011）のボーリングデータベースを用いた。その結果、シーケンス境界を挟んで2つの堆積シーケンスが形成される過程で、相対的海水準の低下期に伴って形成された段丘地形が、次の海進期の波食作用によって大規模に平坦化されたことが分かった。ここでは、扇状地やデルタ地域などの沿岸域におけるシーケンス境界面の古地形変化を報告する。

#### 2. MIS5 から MIS2 への海退期における扇状地・段丘の形成

ボーリングデータから作成した多数の層相断面図の解析から、海水準の低下速度が最も大きいとき（約3万年前以降）に形成されたシーケンス境界を識別した。さらにその下位のMIS5からMIS2への海退期における扇状地や河岸段丘などの地形を復元した。ただし、礫層の上面は後述するように平坦化されており、シーケンス境界面の復元からだけでは、下位の段丘地形を復元することはできない。しかし、シーケンス境界の下位の礫層の下底面をトレースすることで、段丘地形を復元することが可能となった。

この地域では、約6～7段の段丘状の地形が認められた。初期のものは、海岸線に沿って平面的に広がる海岸段丘的な形態を示し、後期のものは、猪名川と武庫川、淀川に沿った河岸段丘的な分布をとる。つまり、MIS5eの最終間氷期以降の海水準低下に伴って約6～7段の段丘が形成されたと考えられる。初期には、大量の碎屑物からなる扇状地が発達し、海水準低下に伴って3～4段の海岸段丘ができ、さらに進行した海水準低下によって扇状地表面を河川が下刻して開析谷がつくられ、3段ほどの河岸段丘が形成されたと説明できる。

これらの段丘の形成時期は特定できていない。この時期の海水準変動曲線（Lambeck et al, 2002）から推定すると、最終間氷期のMIS5eからシーケンス境界（SB）ができたMIS2/3境界までの間で、多くの段丘地形がつくられた可能性がある。すでに田中ほか（2001）は、この地域の伊丹台地から尼崎平野の地下で、2段が対になった11段の段丘を識別し、その形成を2.1万年周期のミランコビッチサイクルの海水準変動に対応させている。また、海退初期に大きな扇状地が形成され、その後に開析

谷が発達するという結果は、久保（1997）が行った相模川の埋没段丘群の研究結果とも一致する。

なお、花崗岩地域を流域にもつ武庫川は、碎屑物供給が多いため、海退初期には大きな扇状地を形成したが、中・古生層を流域にもち碎屑物供給が少ない猪名川では、長期的に河岸段丘を形成していたことがわかる。

### 3. MIS2 から MIS1 までの海進期におけるラビーンメント波食面の形成と海面上昇速度の違いによる海底地形の変化

第 13 海成粘土層（Ma13）は、いわゆる縄文海進時に伴い広がった内湾底に堆積した粘土層（梶山ほか、1972）である。その分布は、武庫川以西では標高約 - 10 m、尼崎～大阪北西部では標高約 - 3 m 付近である。海成粘土層の基底面は平坦で、層相断面図では直線的である。これは海成粘土層の基底が、海進に伴う波浪による侵食面、すなわちラビーンメント面であることを示す。この波食作用は、それまでにあった段丘地形の表面を平坦にした。すでに述べたように、段丘礫層の下底は階段状になっており、それが段丘地形の形成を示すが、その上面を壊すような地形変化が大規模に起きた。その平坦化には、内湾に海水が侵入し、そこにできた潮汐低地などでおこる潮汐作用による平坦化（Bay ravinment 面形成）と、上で述べた波浪による平坦化（Wave ravinment 面形成）が共に関与していたと考えられる（Nummedal et al., 1987; Swift et al., 2003）。

この地域のラビーンメント面では、標高 - 26 ~ - 25 m、- 23 ~ - 20 m、- 15 ~ - 12 m において 3 段のギャップが認められる。浅い方の 2 段は、下位の地形、すなわち氷期の段丘地形が Ma13 層の堆積時まで残り、それが地形形成に影響したものである。しかし、最下段については、そうした影響がないにも関わらずギャップが認められる。このギャップは、急激な海水準上昇の際に、ラビーンメント面の形成が途切れたもの（Walker and Carolyn, 1991; Murakoshi et al, 1992）に相当し、分布高度から MIS2 以降の融氷パルス（MWP : Wever et al., 2003 ; Webster et al., 2004）のうち、9 ~ 7 ka に起きたものに対応すると考えられる。大阪湾の相対的海水準変動（Masuda et al, 2002）から推定すると、当時の海水準は、- 21 ~ - 18 m であり、内湾での波浪限界水深を約 - 7 ~ - 5 m とすると、ギャップの見られる標高は、約 - 26 ~ - 25 m となる。

### 文献

- 久保 純子, 1997, 相模原下流平野の埋没段丘からみた酸素同位体ステージ 5a 以降の海水準変化と地形発達。第四紀研究, **36** (3), 147-163.
- Lambeck et al., 2002, Into and out of Last Glacial Maximum: sea-level change during the oxygen isotope Stage 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 343-360.
- Masuda et al., 2002, A Holocene sea-level curve constructed from a single core at Osaka, Japan. *Kyoto Univ. Ser. Geol. & Mineral*, **59**(1), 1-8.
- Murakoshi et al., 1992, Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinment surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentary geology*, **80**, 167-184.
- Nummedal et al., 1987, Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous example, *SEPM spec. Publ.*, **41**, 241-260.
- 田中ほか, 2001, 伊丹台地南縁の地表・地下の段丘地形, *地域史研究*, **30**(3), 2-19.
- Swift et al., 2003, Between beds and sequences: stratigraphic organization at intermediate scales in the Quaternary of the Virginia coast, USA. *Sedimentology*, **50**, 81-111.
- Walker et al., 1991, Topography and significance of a basinwide sequence-bounding erosion surface in the Cretaceous Cardium Formation, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, **61**(4), 473-496.
- Weaver et al., 2003, Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bolling-Allerod Warm Interval. *Science*, **299**, 1709-1713.
- Webster et al., 2004, Deowing of the -150 m reef off Hawaii: A casualty of global meltwater pulse 1A?. *Geology*, **32**, 249-252.

# 反射法音波探査による沖縄トラフ地下構造；奄美大島北西海域

## Subsurface structures of Okinawa Trough; northwest of Amami Oshima

佐藤智之・荒井晃作・井上卓彦（産業技術総合研究所）  
Tomoyuki Sato, Kohsaku Arai, Takahiko Inoue (GSJ, AIST)  
連絡先：佐藤智之 tomoyuki-sato@aist.go.jp

2011年7月から8月に行ったGH11航海の結果について、エアガンと16チャンネルのハイドロフォンによる反射法音波探査の概要を報告する。悪天候によるデータ不足のためそのうち主に奄美大島の北西沖、沖縄トラフとトカラ火山列が分布する海域について報告する。

本海域北西のトラフ中軸周辺の比較的平坦な海域では厚い堆積層が確認できた。ここでは多数の正断層が発達しており、堆積物によりほぼ既に埋積されているもののハーフグラバーベンがいくつも確認できる。広域対比できる2枚の不整合（下位からA,B）を認定し、それに境される堆積層は下位から

第1層：下限不明。上位の不整合と平行な内部反射面を持ち、リズムックに強反射面を挟む。

第2層：下位にややオンラップし、場所により上位の不整合や海底面で浸食されている。

厚さおよそ0.3-0.5秒（往復走時）。側方にやや不連続で平行な内部反射面を持つ。

ハーフグラバーベンの基盤をなす。

第3層：下位にオンラップし、平行な内部反射面を持つ。ハーフグラバーベンを埋積する堆積体で

厚さは直下の不整合Aの深度に相関して変動し、最大で約0.5秒。

断層変移と各層厚の関係を調べると、第2層は全域でほぼ同じ厚さを持ち断層を挟んでも不変であるのに対し、第1層は正断層によるハーフグラバーベンを水平に埋積するように形成されており、堆積量が断層活動に規定されている。そのため、垂直変移をもたらした主要な断層活動は第2層堆積後、第1層前および最中と考えた。また、南東部のトカラ火山列周辺海域では海底火山起源と思われるカオティックな内部反射面を持つユニットが海底火山周辺にレンズ状に多数分布しており、上記堆積体との対比は難しい。

本海域の地質学的背景を考えれば、第2層以深はこの地域の沖縄トラフ拡大前の堆積物であり、第1層は拡大開始後の堆積物と解釈できる。第2層が海底に露出している海域が特定できたため、今後の試料採取による年代、時代決定によって沖縄トラフ拡大イベントがこの地域に影響を及ぼした時期に関する知見を期待できる。

## デルタ平野形状の起源と発達

### Origin and evolution of delta-plain geometry: insights from Mekong delta

田村 亨・斎藤文紀・松本 弾 (産業技術総合研究所)

Nguyen Van Lap・Ta Thi Kim Oanh (ベトナム科学アカデミー)

Mark D. Bateman (シェフィールド大学)・山下翔大 (千葉大学)

Toru Tamura, Yoshiki Saito, Dan Matsumoto (Geological Survey of Japan, AIST)

Nguyen Van Lap, Ta Thi Kim Oanh (Vietnamese Academy of Science and Technology)

Mark D. Bateman (The University of Sheffield), Shota Yamashita (Chiba University)

連絡先: 田村 亨 e-mail: toru.tamura@aist.go.jp

デルタ平野には世界の人口の約 25%が居住しており、その地形発達を予測することは、土地利用や災害リスク管理の観点から非常に重要である。一般に知られるように、デルタ平野の形状の多様性は、河川、波浪、潮汐の、3成分の相対的な貢献度の違いにおよそ対応している。しかしこの対応関係は現在のデルタ平野の形状を分類するだけで、形状の発達過程についての実証的な理解は限られている。

ベトナム南部のメコンデルタは、潮汐と波浪の作用が卓越する世界最大のデルタの1つである。本研究では、メコンデルタに発達する浜堤の 31 地点における光ルミネッセンス年代測定から過去の海岸線変化を復元し、さらにボーリングコアの堆積相および放射性炭素年代と組み合わせることで、完新世後期のデルタ平野の 3 次元的な発達過程を明らかにする試みを行った。メコンデルタにおいて浜堤はデルタ平野の海側部分に発達するが、その発達には基盤岩の浅瀬から泥質堆積物が上方付加した上に、3500 年前以降に形成され始めた。デルタ平野の出現は、デルタ全域において一様ではなく、北東方向へ、現在の海岸線と平行に伝播してきている。デルタ平野は河口を非対称に分岐させる河口州から発達するとみられる。この非対称性の原因は、冬季の強い北東モンスーンにより、南西向きの沿岸漂砂が卓越することである。分岐した 2 つの河口のうち北東側のものがより広くなり、そこにまた新しい河口州が発達する。河口州は、堆積物を河川と平行方向に運搬する潮汐の作用により安定し、海岸線と直交方向に細長いデルタ平野へと成長していく。このように、潮汐と波浪の卓越するデルタの長期的な発達において、河口州の発達が重要であることが初めて明らかになった。またメコンデルタの地域的な現象として、基盤岩深度の非一様性やモンスーンがデルタ平野の形状に与える影響についても明らかになった。浜堤堆積物への光ルミネッセンス年代測定の適用は、デルタ平野の起源、発達、それらの多様性についての理解を大きく向上させる可能性がある。

# 海底メタンハイドレートのパターン形成

## Pattern formation of Methane Hydrate in oceanic sediment

村岡 道弘・長島 和茂（明大理工）

Michihiro Muraoka, Kazushige Nagashima (Meiji Univ.)

連絡先：村岡 道弘(mmura@meiji.ac.jp)

### 1. 目的

海底堆積物中に大量に存在するメタンハイドレートは、巨大な温暖化ガス源として気候変動との関連が注目されている。メタンハイドレートの生成と融解には、メタンの取り込みと放出を伴うため、成長ダイナミクスの理解が極めて重要である。メタンハイドレートは、堆積物中に様々な形状で析出していることが知られている。これは、ハイドレートの生成過程を知る手がかりとして重要である。Malone ら（1985）は、ハイドレートの形状を分散状、粒状、層状、塊状の4つに分類した。これらの形状の形成機構に関しては諸説存在するが、推測の域を脱しておらず、未だに確定的な結論は得られていないのが現状である。一方、海底メタンハイドレートの形態形成過程の再現実験は、これまで数多く行われているが、土粒子の間隙で微細なハイドレート結晶が生成した（分散状）のみであり、多様な形状の再現には至っていない。このことが、海底メタンハイドレートの形成機構に対して現在のところ決定的な結論が下されていない最大の原因である。この困難の原因は、水へのメタンガスの溶解量がメタンハイドレートの組成に比べて低く、ハイドレートが日常の時間スケールではなかなか成長してくれない点にある。

そこで本研究は、堆積物モデル中における THF（テトラヒドロフラン）ハイドレートの成長実験を行う。THF は水と任意の組成で混合可能であり、ハイドレート結晶の組成（THF：水=1：17）で混合することができる。これによりハイドレート成長時における拡散律速の効果を除去できるからである。また、この理想溶液中において THF ハイドレートは、大気圧下 4.4°C という扱いやすい条件で生成する利点がある。この実験により全てのパターンを再現し、成長条件とハイドレートの形状の関係を表すダイアグラムを完成させることを目的とする。さらに既存の氷の霜柱の形態形成理論との比較により解析を行い、多様なメタンハイドレートパターンの形成機構を解明する。

### 2. 実験

堆積物モデルは、粒径 2 $\mu\text{m}$  と 50 $\mu\text{m}$  のガラスビーズの混合物とした。ここで、 $W_2$  (2 $\mu\text{m}$  のビーズの重量) :  $W_{50}$  (50 $\mu\text{m}$  のビーズの重量) を変数として、これに化学量論組成の THF 水溶液（THF：水=1：17）を混合したものをサンプル溶液とした。ガラスビーズと THF 水溶液は重量比 1:1（含水比 100%）で混合した。本実験では、一定の温度勾配下で結晶の成長速度  $V$  を任意に制御できる一方向凝固装置を用いた。2枚のスライドガラスからなるガラスセル（幅×長さ×厚さ=25×150×0.5 mm<sup>3</sup>）にサンプル試料を注入し、一方向凝固装置（図1）の二つの銅ブロック（融点より高温と低温）により一定の温度勾配  $G = 1.3\text{K/mm}$  を与える。冷却した針金をセルの左端に挿入し強制的な核形成をした。核形成後、セルを20分静置することで結晶界面を形成させてから、ガラスセルを一定速度  $V$  で低温側へ押し込むことで、ハイドレートの成長速度を制御した。本実験は、混合比  $W_2 : W_{50}$  とセルの移動速度  $V$  を変数として行った。以上により、成長速度  $V$  と混合比  $W_2 : W_{50}$  を2変数としてハイドレートの成長実験を行い、成長条件とパターンの関係を表すダイアグラムを作成する。

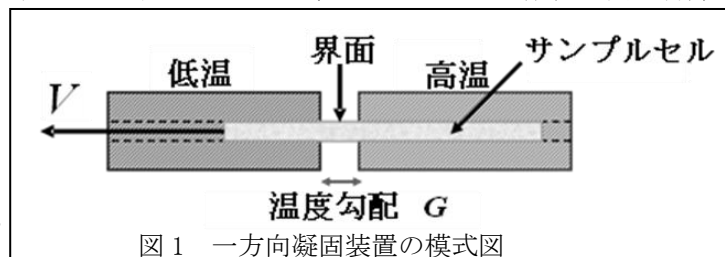


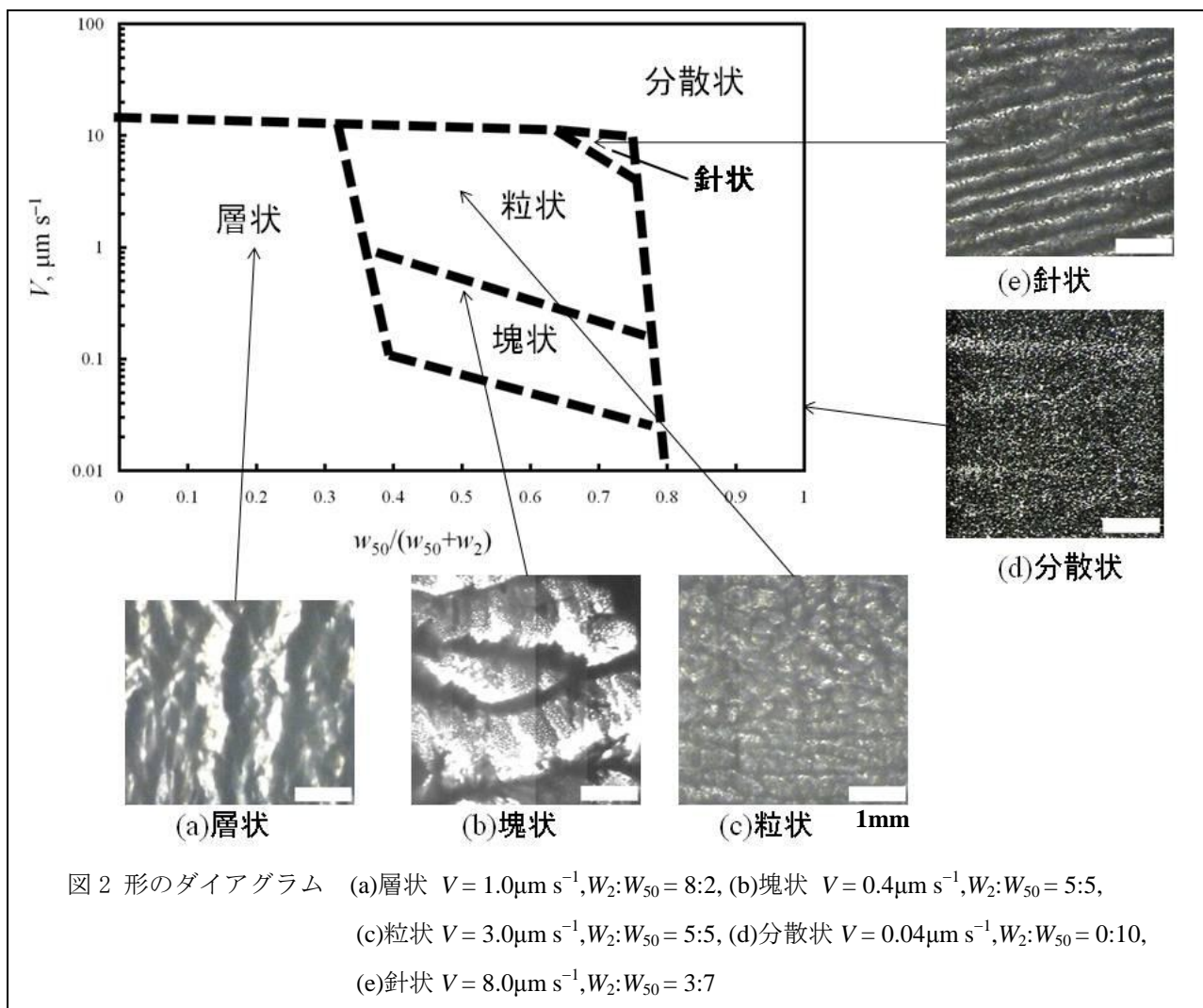
図1 一方向凝固装置の模式図

### 3. 結果・考察

ハイドレートの多様な形状を実験条件により分類した形のダイアグラム(図2)が得られた。横軸は混合比  $W_{50}/(W_2+W_{50})$  を表し、横軸の右方向は  $50\mu\text{m}$  ビーズの混合比が増加する方向である。縦軸はセルの移動速度  $V$  を表し、成長速度に概ね対応する。境界線は決して図のように、厳密に決まるものではなく、層と粒の間には、部分断裂した層、あるいは、くっついた粒(どちらもおなじことだが)や、粒状と分散状の境界なども徐々に形が移り変わるので、境界線は目安として破線で示す。

Nagashima ら(2008)の結果( $W_2:W_{50}=10:0$ ) と本実験結果より、ダイアグラムの左側 ( $2\mu\text{m}$  ビーズリッチ) の領域では層状である。ただし、速度  $V$  が大きいと分散状となる。また、 $50\mu\text{m}$  ビーズの混合比が大きい場合も分散状である(ダイアグラム右側)。また、中間の混合比では、粒状であり、 $V$  が大きいと分散状、 $V$  が小さいと塊状となる。また、混合比  $W_2:W_{50}=3:7$ ,  $V=8.0\mu\text{m s}^{-1}$  程度の狭い範囲では、針状となる。このように、本研究は、既存の海底メタンハイドレートの形状をすべて再現して、混合比とセルの移動速度  $V$  を変数として形のダイアグラムに分類することに成功した。

さらに既存の氷の霜柱の形態形成の理論との比較により、これらの多様な形状の形成過程の定性的な説明モデルを作成することにも成功しており、その詳細は当日報告する。



R.D. Malone, 1985, Gas Hydrate Topical Report, **DOE/METC/SP-218**, U.S. Department of Energy.

Nagashima et al., 2008, Formation of Periodic Layered Pattern of Tetrahydrofuran Clathrate Hydrates in Porous Media, *The Journal of Physical Chemistry B* 2008, **112**, 9876–9882.

# 中周期（4秒・6秒）複合流ベッドフォームの形態と堆積構造

## Combined-flow bedforms with 4- and 6-second oscillation periods and their sedimentary structures

横川美和（大阪工業大学）・関口智寛（筑波大学）・高川智博（港湾空港技術研究所）・Mauricio M. Perillo・Marcelo, H. Garcia・Jim Best (Univ., Illinois)・Francisco Pedocchi (Universidad de la República)

Miwa Yokokawa (OIT), Tomohiro Sekiguchi (Univ. Tsukuba), Tomohiro Takagawa (PARI),  
Mauricio M. Perillo, Marcelo, H. Garcia, Jim Best (Univ., Illinois),  
Francisco Pedocchi (Universidad de la República)  
Corresponding author: Miwa Yokokawa (E-mail: miwa@is.oit.ac.jp)

自然界における流れは単純な一方向流あるいは振動流ばかりではなく、一方向流と振動流が重なった「複合流」が作用している場合が多い。複合流が底質に作用している事は、沿岸や浅海、湖などで知られており、浅海の堆積物はほとんどが複合流の産物であるといっても過言ではないであろう。ところが、この複合流によって形成されるベッドフォームの形態および堆積構造と水理条件の関係についての実験的研究は少ない。8秒以上の長周期の複合流について Arnott and Southard (1990), Dumas et al. (2005), Takagawa and Masuda (2009), 2秒以下の短周期の複合流について Yokokawa (1995), Sekiguchi and Yokokawa (2008)が行われているが、周期2~8秒の複合流については実験が行われていない。そこで本研究では、周期4秒と6秒の中周期の複合流について実験を行い、ベッドフォームの形態や堆積構造を調べた。

実験は、イリノイ大学 Ven Te Chow Hydrosystems Laboratory に設置の LOWST (Large Oscillatory Water-Sediment Tunnel; Fig.1)を用いて行った。閉鎖管の実験領域は、長さ12.5m、幅0.8m、高さ1.2mである。サーボモーターで動く3本のピストンで振動流を起こし、同時にポンプによって一方向流を作用させる事ができる。平均粒径0.25mmの石英砂を用い、平坦床から実験を開始した。実験開始時の水深は約0.6mである。周期4秒、6秒で、振動流速は25cm/sに固定し、一方向流速を0, 5, 10, 20, 30 and 40 cm/sと変化させた。

これらの実験条件では、次のようなベッドフォームが見られた。すなわち、SSR (Symmetric Small Ripples):直線的な峰線を持つ2次元リップル。峰は尖っており、波長約20~30cm (Fig.2 (a), (g), (h)); ASR (Asymmetric Small Ripples): 非対称で峰線は不連続な3次元リップル。波長約15cmで、峰は尖っている(Fig. 2 (b), (c), (d), (i), (j)); ALR (Asymmetric Large Ripples): 一方向流の影響が顕著に現れた非対称的なリップル。峰線は不連続的。波長約20~30cm。峰から上流側斜面が上に凸の丸い形状を示す(Fig. 2 (e), (k)); Dune-like ALR: 波長の長い(約60cm)デューン様のリップル(Fig. 2 (f), (l)) である。基本的には、従来の短周期・長周期の実験で見られたベッドフォームと同じで

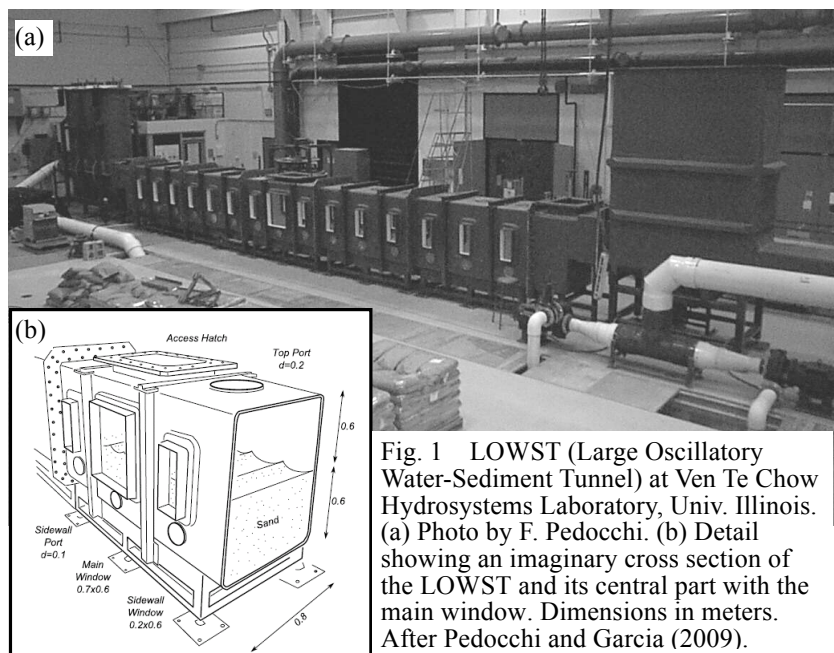


Fig. 1 LOWST (Large Oscillatory Water-Sediment Tunnel) at Ven Te Chow Hydrosystems Laboratory, Univ. Illinois. (a) Photo by F. Pedocchi. (b) Detail showing an imaginary cross section of the LOWST and its central part with the main window. Dimensions in meters. After Pedocchi and Garcia (2009).



ある。ただし、この粒径と振動流速では、Dumas et al. (2005)や Takagawa and Masuda (2009)が述べているハンモック状ベッドは見られない。また、峰線が不連続 and/or 非対称になり一方向流の影響が出始めるのは、周期 4 秒では一方向流成分が 20cm/s, 周期 6 秒では 10cm/s である。従来の短周期・長周期の実験結果と比較しても、周期が短いほど一方向流成分が大きくなると影響が出てこないことがわかった。

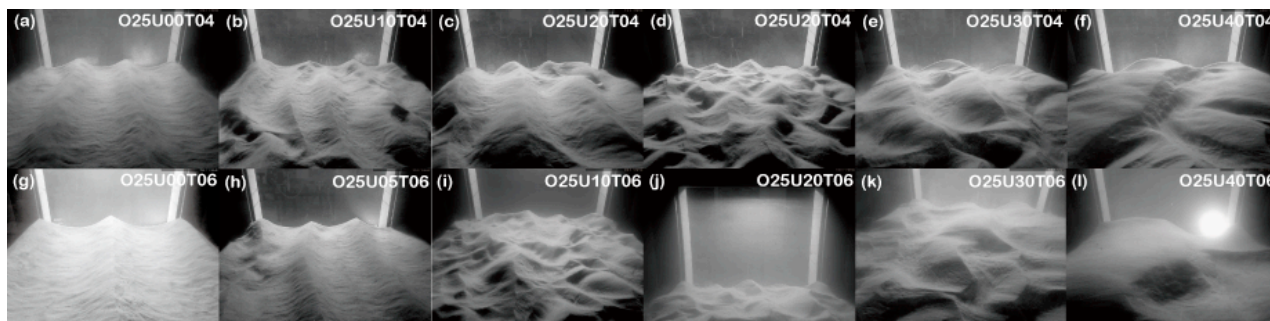


Fig. 2 Oblique views of the bed configurations for each condition. Unidirectional flow from left to right. The width of the window at the back is 60cm. The code on the upper right-hand side of each panel shows the experimental condition; O: Oscillatory-flow velocity (cm/s), U: Unidirectional-flow velocity (cm/s), T: Oscillatory period (s). These images were taken at “equilibrium” states except for the cases of U40. Both pictures (c) and (d) were observed under the same condition, but two different states appear alternatively at every 1~2 hours after the bed configuration reached to the “equilibrium” state.

堆積構造はこうしたベッドフォームの形態を反映する。一方向流がない(0 cm/s)か、または流速が小さくベッドフォームの形態に影響を及ぼしていない時には、堆積構造は純粋な振動流によるウェーブリップルと同じ特徴（例えば offshooting structures など）を示す(Fig. 3 (a)). 一方向流が影響を及ぼし始めると、その内部構造は Yokokawa (1995)が述べている複合流リップルの特徴、すなわち、斜交葉理の下部のトラフ部分が削られた構造や接合構造(joined structure)を示す(Fig. 3 (b)).

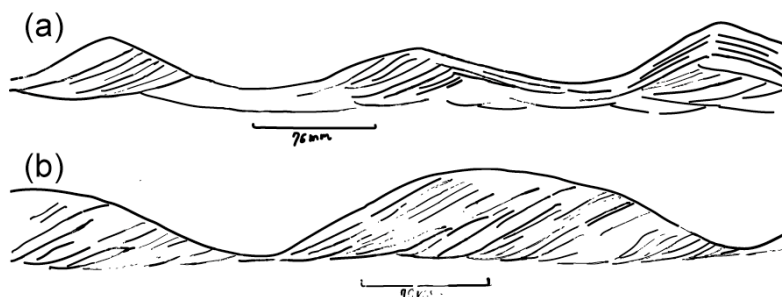


Fig. 3 Internal sedimentary structures for 4 second oscillation periods. Oscillatory-flow velocity is 25 cm/s. Unidirectional-flow velocity (a) 10 cm/s, (b) 30 cm/s. Scale bar is 76 mm.

以上のように、本研究により、中周期（4 秒・6 秒）の複合流（振動流速 25 cm/s）によって形成されるベッドフォームの形態とその堆積構造が明らかになった。

謝辞：この研究は科学研究費補助金（課題番号 20340141, 代表：横川美和）を受けて行いました。

文献

- Arnott, R.W. and Southard, J.B., 1990, Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations and some implications for interpreting storm-event stratification. *Jour. Sediment. Res.*, **60**, 211-219.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. and Southard, J.B., 2005, Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Jour. Sediment. Res.*, **75**, 501-513.
- Pedocchi, F., and Garcia, M.H., 2009, Ripple morphology under oscillatory flow: 2. Experiments. *Jour. Geophys. Res.*, **114**, C12015, doi:10.1029/2009JC005356.
- Sekiguchi, T. and Yokokawa, M. 2008, Effects of wave period on combined-flow bedforms a flume experiment. *Marine and River Dune Dynamics III*, 281-284.
- Takagawa, T. and Masuda, F., 2009, Experimental study on formative conditions of hummocky bedforms, *Proceedings of the 6th IAHR symposium on river, coastal and estuarine morphodynamics*, 825-831.
- Yokokawa, M., 1995, Combined-flow ripples: genetic experiments and application for geologic records. *Memoir. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Earth and Planet. Sci.*, **XXIX**, 1-38.

# 地形進化に関するアナログモデル実験

## Analogue model experiments on the landform evolution

大内俊二（中央大学・理工学部）

Shunji Ouchi (College of Science and Engineering, Chuo University)

連絡先：大内俊二(souchi@kc.chuo-u.ac.jp)

### 1. はじめに

現在見られる様々な地形が長い時間をかけてどのようにしてできたのか、そしてこれからどのような変化をして行くのか、誰もが一度くらいは考えてみたことがあると思う。それはかつて地形学の中心テーマでもあった。しかし、長大な時間を想定する地形進化は実証的な科学研究の対象とはなりにくく、演繹的・抽象的な説明が批判された後は忘れ去られてしまった感がある。地形の進化を説明する必要がなくなったわけではない。中高の教科書に今だに Davis の侵食輪廻説が載っているくらいである。最近になって、時間的空間的制限から自由な数学モデルやコンピューターシミュレーションモデルを使って地形進化を研究する流れが出てきたが、実証手段を欠くという致命的な問題点が払拭されたわけではない。降雨装置や水路を用いた実験でもこの問題点が解消されるわけではないが、時系列的な変化を実際に観察することができ、他の方法では得難い知見が得られる可能性がある。多大な労力が要求される実験ではあるが、この意味で有効な研究手段の一つとなり得る。地形に関する実験としては、スケールモデルを考えることが一般的である。しかし、長大な時間を想定する地形進化を工学的な要請に基づいて考案されたスケールモデルで再現することは不可能で、地形進化に関しては、厳密な相似性を要求しないアナログモデル (analogue model) 実験のほうが実用的である。時に子供の砂遊びと揶揄されるアナログモデル実験ではあるが、小さいながら地球上で現実に関与する作用による変化を示すものであり、地形進化の全体像を浮かび上がらせる手掛かりを得るための数少ない手段の一つであると考えたい。

### 2. 隆起をともなう降雨侵食実験

細砂とカオリナイトの混合物からできた四角い砂山に人工雨を降らせて侵食地形を発達させると同時に隆起を与える実験の繰り返しから、隆起速度がその値を上回るか下回るかで地形発達の間隔がかなり異なる閾値 (threshold) が二つあることが想定できた。閾値にあたる隆起速度の値自体は砂山の構成物質 (侵食に対する抵抗性) と降雨強度によって異なるものと考えられるが、隆起速度が下の閾値より小さい場合、降雨侵食とともに砂山を作る材料の性質と降雨強度で決定される起伏 (特徴的起伏) が支配的になるようであった。この段階では、起伏が小さいために斜面崩壊やクリープは起こらず、侵食は detachment-limited 状態で流水侵食が働くのみである。しかし、ゆっくりとした隆起であっても隆起があれば断層を境に高度差が発生し、この差がある大きさになれば起伏にかかわらずここから遷急点の形成と上昇が始まる。この遷急点を伴う侵食 (erosion with knickpoints) は勾配

(起伏)を増大させるように働くが、それ以外は通常の流水侵食(erosion of declining slopes)が勾配を低下させるように働く。遷急点を伴う侵食によって起伏が大きくなると、その分通常の流水侵食力も大きくなる。隆起速度が大きければ遷急点を伴う侵食の頻度が増して起伏が大きくなるが、通常の流水侵食による起伏低下の増大とつりあうところで、起伏が安定するようになると考えられる。ただし、これは隆起-侵食間の平衡状態ではなく、あくまで砂山の材料と降雨強度によって決定される特徴的起伏に達した状態と考えるべきであろう。この段階を特徴的起伏段階(characteristic relief phase)と呼んでおきたい。隆起速度が大きくなってこの閾値を上回るようになると、流水侵食の働きが及びにくい最上流域で隆起が優勢となり、丘状の地形が成長する。この丘状地形は斜面崩壊やクリープが起こるまで隆起とともに成長を続け、斜面崩壊やクリープによる低下の後もまた隆起とともに成長する。この速度の隆起が続く限りこのプロセスが繰り返される。斜面崩壊やクリープは丘(山)の比高を低下させるが、ここで生産された堆積物が水流によって隆起域外に運び出されない限り平均高度には影響を与えない。しかし、上流部への堆積により勾配が増大するため流水運搬力は増加し、流水による侵食量も増加することになる。隆起速度が大きければ起伏の成長も速くなって堆積物の供給量も増えるが、同時に流水の運搬力も大きくなる。侵食は transport-limited の状態となり、隆起速度と侵食速度が釣り合って平均高度が隆起速度に応じた高さで一定に保たれるようになる。いわゆる flux steady state の状態である。全体として同じような地形が存続するが、斜面崩壊などは時間をおいて次々に別の場所で起こるため、地形そのものは常に変化する。偽平衡状態段階(quasi-steady state phase)とでも呼ぶべきであろうか。隆起速度がさらに大きくなると(上の閾値を上回るようになると)、隆起がすべてを上回って山地(山脈)が急速に成長する段階に達する。この段階においては、堆積場の条件や砂山を造る物質の性質などによって決まる限界に達するまで、山地の急速な成長が起こると考えられる(山地形成段階; mountain building phase)。

### 3. 実際の地形進化に関して

一連の実験結果を手掛りにすれば、地形の持つ変化傾向が隆起速度によって異なる可能性を指摘することができそうである。特に、隆起速度によって地形変化の傾向が異なる段階があると考えことは、現実の地形変化においても可能ではないだろうか。隆起速度が非常に小さな特徴的起伏段階は、地形変化にロックコントロールが一番効果を持つ状態と考えられるし、得られる地形パラメーターが平衡状態を示唆する場合は偽平衡状態段階にある可能性が高い。さらに、隆起速度が山地形成段階にあれば、山地・山脈の成長が急速に進むはずである。実験では装置の限界からこの隆起速度の長時間継続はできなかったが、現実の地形においても、非常に速い隆起が長期間続くとは考えにくい。また、一回の造山運動においても隆起速度に変化があると考えられ、その場合は隆起速度の閾値との関連に応じて地形の変化傾向も異なるはずである。ある地形が平衡状態にあると推定されている場合、その推定が正しければ、隆起速度が長期間偽平衡状態段階にあったことを意味しているのではないだろうか。実験の結果を現実の地形と直接結びつけることはまだ難しい。しかし、数学モデルや地形発達史の研究成果に実験から得られた知見を加えることで、地形進化についての理解がさらに進むことが期待できそうである。

# 境界不安定現象と地形形成

## Interfacial instability and landscape evolution

泉 典洋 (北海道大学)

Norihiro Izumi (Hokkaido University)

連絡先: 泉 典洋(nizumi@eng.hokudai.ac.jp)

### 1. はじめに

地表面上には水の流れと地形の相互作用によって、複雑な地形が自律的に形成されていく (図 1)。本講演では、地形形成初期に斜面上に見られる水路群の形成機構を線形安定解析の手法を用いて説明する理論を紹介する。



図 1 黄土高原. 真野明氏の厚意による.

### 2. 水路群の形成理論

#### (1) 定式化

地表上を流れる表面流は Navier-Stokes 方程式を水深方向に積分した次の浅水流方程式で記述できる。

$$(\vec{U} \cdot \nabla) \vec{U} = -g \nabla(H + Z) - \frac{\vec{\tau}}{\rho H}, \quad \text{div}(\vec{U}H) = 0 \quad (1,2)$$

ここで  $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ ,  $x$  および  $y$  はそれぞれ流下方向および横断方向の座標,  $\vec{U}$  は  $x$  および  $y$  方向成分から成る流速ベクトル (=  $(U, V)$ ),  $H$  および  $Z$  はそれぞれ水深および地表面高さ,  $\vec{\tau}$  は底面せん断力ベクトルである。地形変化の時間スケールに比べて流れの変化の時間スケールは圧倒的に長いので, 流れの方程式に現れる時間微分項は無視している (準定常の仮定)。地表面高さの時間変化は次式で表される。

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = -\mathcal{E} + \mathcal{D} \quad (3)$$

ここで  $t$  は時間,  $\mathcal{E}$  は侵食速度であり底面せん断力の関数,  $\mathcal{D}$  は堆積速度であり浮遊砂濃度に比例すると仮定する。粘着性土や岩盤で形成された地表面のように侵食速度が遅く浮遊砂がほとんど生じない場合, 堆積の影響は無視することができる。堆積の影響が無視できない場合は浮遊砂の移流を表す次式を用いる。

$$(\vec{U} \cdot \nabla) C = \mathcal{E} - \mathcal{D} \quad (4)$$

#### (2) 線形安定解析

基本状態では下流端に勾配の急なステップが存在するような斜面を考える。勾配が急な部分では流速が早くなり侵食が活発になるため, ステップは上流側へ伝播する。線形安定解析を行うために基本状態として, 形状を変化させずに一定速度で上流側へ伝播する斜面形状を考える。

基本状態に横断方向にサイン形状を有する擾乱を与える (図 2)。各変数は次のように摂動展開される。

$$(U, H, Z, C) = (U_0, H_0, Z_0, C_0) + A(U_1, H_1, Z_1, C_1) e^{\Omega t} \cos ky, \quad V = AV_1 e^{\Omega t} \sin ky \quad (5,6)$$

ここで  $A$  は擾乱の振幅であり線形安定解析では無限小であると仮定する。また  $\Omega$  は擾乱の増幅率,  $k$  は擾乱の波数である。擾乱の増幅率  $\Omega$  が正の値を取るとき擾乱は時間とともに指数関数的に増大する。逆に負の場合は 0 に漸近する。したがって  $\Omega$  が負のとき基本状態は安定で水路群は形成されず, 正のとき基本状態は不安定となり水路群が形成されることを意味している。式 (5) および (6) を式 (1)–(4) に代入し,  $A$  のオーダーで

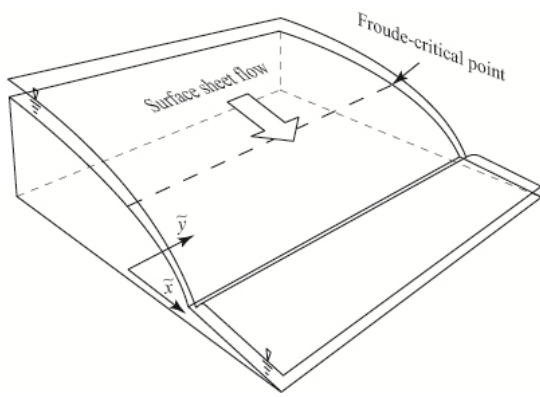


図2 基本状態での斜面形状

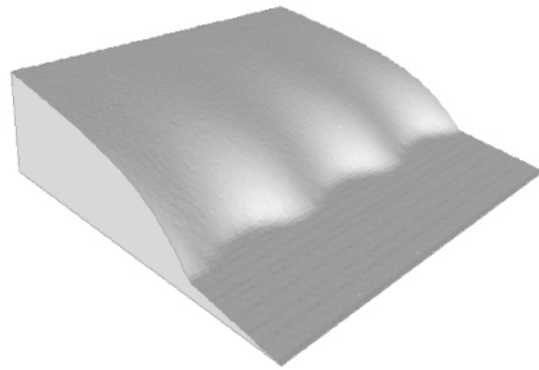


図3 摂動を与えた斜面形状

整理すると、 $O(A)$ のオーダーで次のような微分方程式系が得られる。

$$\mathbf{L} \cdot \vec{a} = 0 \quad (7)$$

ここで $\mathbf{L}$ は $\Omega$ と $k$ を含む線形微分演算子、 $\vec{a} = (U_1, V_1, H_1, Z_1, C_1)^T$ である。

緩勾配斜面から急勾配斜面へ移行する点では Froude 数が 1 となる Froude 限界点が現れる。実際は式(7)が Froude 限界点で特異点を持たない条件(regularity condition)が要求される。また、フルード限界点より上流側無限遠点では等流状態が成立しているとする。式(7)が、これらの境界条件を満足する解を有するのは $\Omega$ が特殊な値を持つ場合だけに限られる。すなわち式(7)は境界条件とともに $\Omega$ を固有値とする固有値問題を構成している。式(7)は変数係数微分方程式系であるので解析的に解くことは不可能である。微分方程式系を差分化し連立代数方程式にして行列の固有値問題に帰着させる方法や、Chebyshev 多項式を用いたスペクトル法を用いて行列の固有値問題に帰着させる方法が用いられる。

### (3) 解析結果

図4に堆積が無視できるような粘着性土で構成された斜面の場合の結果を示す。ここで $\psi$ は侵食限界における底面せん断力と Froude 限界点での底面せん断力の比を表している。いずれの場合も $k$ が0から5程度の範囲で $\Omega$ は正の値を取り、 $k$ がそれ以上になると負になることがわかる。波数 $k$ は波長 $\lambda$ と次の関係がある。

$$\lambda = \frac{2\pi H_c}{k C_f} \quad (8)$$

ここで $H_c$ は限界水深、 $C_f$ は底面摩擦係数で0.005から0.01程度の値を取る。波数が5より大きいと増幅率は負となることから、波長が限界水深の約100倍より小さい擾乱は発達できないことがわかる。また $\Omega$ が最大となるのは $k = 0.4 \sim 2$ のときで、それに対応して波長が限界水深の300~3000倍の擾乱が最も速く発達することになる。これが水路群の間隔に対応する。

### 3. おわりに

斜面上に形成される水路群の初期形成間隔を理論的に説明する線形安定解析を紹介した。限界水深が5 cm とすると水路間隔は15 m から150 m となる。実際に水路が発達するのが記録的な大雨であることを考えると実際の水路間隔を説明できる現実的な値である。

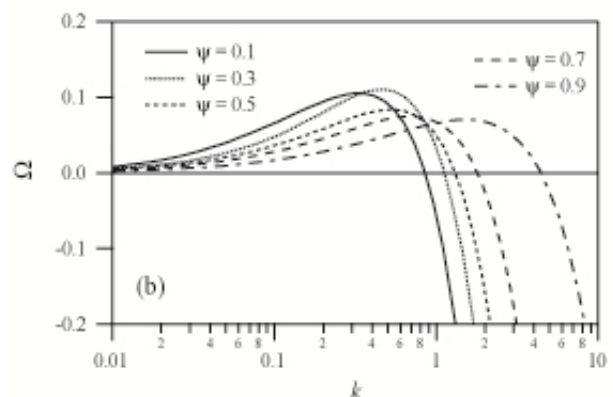


図4 摂動の増幅率 $\Omega$ の波数 $k$ による変化

# 非在来型炭化水素資源と堆積学：動向と今後の展開

## Contributions of sedimentology to the unconventional hydrocarbon resource development

高野 修 (JAPEX技研)

Osamu Takano (JAPEX Research Center)

Corresponding author: O.Takano (E-mail: osamu.takano@japex.co.jp)

### 1. はじめに

2011年3月11日に発生した東日本大震災は、津波による甚大な被害をもたらすと同時に、原子力エネルギーの脆弱性と不安定性を露呈させた。CO<sub>2</sub>を排出せず、有限な炭化水素燃料を使用しないという鳴り物入りの原子力は見直しを迫られ、自然エネルギーの新規開発を推進しながらも、依然として炭化水素資源に主たるエネルギー源としての役割を求めざるを得ない状況が今後も続くと考えられる。しかしながら、20世紀の経済・文明発展を支えた炭化水素資源はすでにピークオイル論によるピークを越えており、確実に減退に向かいつつある。可採年数の減少を加速させないため、既存油田の増油増産攻法が進められると共に、炭化水素鉱床探鉱開発対象は、次第に在来型から非在来型へシフトしつつある。

このようなエネルギー資源の動向と堆積学はどのようなかかわりを持ち続けていくだろうか？ かつての1970年代から90年代の堆積相モデル、サイスミック層序学、シーケンス層序学の進展は石油産業と密接な関係を持って進展してきた。現在そしてこれからの非在来型資源開発においても堆積学とのかかわりは不変であり、緊密な関係を保ち続けると考えられる。本講演では非在来型炭化水素資源を簡単に解説し、非在来型各々の資源開発において堆積学がどのように貢献しているのか、また今後の展開はどうなるのかについて議論を行う。なお、本講演では、厳密な意味での非在来型炭化水素鉱床開発に加えて、新たな動向の観点から「環境調和型地下貯留」「増油増産攻法」も含めて議論を行う。

### 2. 非在来型炭化水素鉱床と環境調和型地下貯留・増産攻法の代表例

a. メタンハイドレート (methane hydrate) : シャーベット状メタン水和物であり、低温高压条件において生成するため、海底下浅層か陸上永久凍土地域浅層において産する。産状として孔隙充填型とフラクチャー充填型に大別される。減圧法による陸上産出に成功し、海洋産出試験計画が進行中。

b. CBM (Coal Bed Methane : 炭層ガス) : 石炭層に吸着しているガスを生産するもの。炭坑爆発事故など、石炭層には多量の包蔵ガスが含まれることが知られていた。1000m以浅の石炭層を水平あるいは傾斜掘削して人工フラクチャリングし、水抜き減圧することでガス生産を行う。

c. シェールガス・シェールオイル : 根源岩となる頁岩中に賦存しているガスや油を採取するもの。従来は根源岩で炭化水素が生成されても貯留岩トラップ構造に移動していないと鉱床不成立とされていた。根源岩を(水平)掘削して人工フラクチャリングし、シェールガス・オイルを採取する。

d. 重質油 (heavy oil) : 粘性が高くて流動しないため、露天掘りして加工するか、貯留層に蒸気挿入し溶解して油を採取する。これまで採掘不能だったものが多いため、かなりの埋蔵量があるとされる。

e. CCS (Carbon dioxide Capture and Storage) : 廃油ガス田貯留層や比較的浅部の貯留層に、工場や発電所で排出されたCO<sub>2</sub> (気体) を圧入貯留するもの。環境調和型地下貯留の一つで、温暖化ガス削減や排出権取引等で注目される。

f. ECBM (Enhanced Coal Bed Methane) : CO<sub>2</sub>が石炭層に吸着するCH<sub>4</sub>を遊離させる性質を持つことを利用してCBMを行うもの。ガスの生産のみならず、CCS同様、環境調和型地下貯留の役割を果たす。

g. CO<sub>2</sub>-EOR (CO<sub>2</sub> Enhanced Oil Recovery) : 貯留層孔隙中に取り残し状態となっている油をCO<sub>2</sub> (気体) を押し込むことによって排出させ、増油増産させるもの。環境調和型地下貯留の役割も果たす。

h. Bio-CCS : 地下圏微生物反応を用いて、地下圧入したCO<sub>2</sub>からCH<sub>4</sub> (メタンガス資源) を生成させるもの。未熟成褐炭層や浅層部地下水中に生息するメタン生成微生物による反応を用いるもので、環境調和型地下貯留と非在来型炭化水素資源開発の二役を担うことができる。

### 3. 堆積学とのかかわり・貢献の動向

上記のうち、孔隙充填型メタンハイドレート貯留層 (おもに深海タービダイト, 他にデルタ成砂岩など), CBM・ECBM石炭層, シェールガス・オイルの頁岩層, 重質油貯留層 (蛇行河川成砂岩, デルタ成砂岩など), CCS貯留層 (深海タービダイト砂岩, デルタ成砂岩, 火山岩など) などの堆積システム・貯留層分布解析の際には、在来型炭化水素鉱床探鉱開発時の貯留層分布解析と同様、堆積相モデル, シーケンス層序学, 三次元サイスミック地形学など従来から進展してきている堆積学的解析手

法をそのまま適用することができる(高野ほか, 2010など)。これらは坑井データ(コア, 検層), 地震探査データを用いて実施されるほか, 近年ではとくに3次元地震探査データを用いた震探属性解析やサイスミック地形学的手法が各地で威力を発揮している(高野・西村, 2009)。また, CBMにかかる石炭層の分布には, 堆積盆バランス論が適用される。厚くて良質な石炭層の形成には, 泥炭層の生成堆積と堆積盆の堆積空間形成がバランスしている必要があり, この理論を用いてターゲットとなる石炭層の分布を推定することができる。シェールガス・シェールオイルに関しては, 近年頁岩のシーケンス層序学に関する研究やショートコースが行われるようになってきているほか, 同位体を用いた頁岩層序区分も行われている。

もう一方の傾向として取り上げられるのが, より詳細な分布や内部不均質性の解明を目指す動きである。メタンハイドレート産出試験, 重質油の蒸気圧入, CO<sub>2</sub>-EORなどでは, 生産や圧入に伴う貯留層内部の流体・ガスの移動状況や量をシミュレーションして評価する必要があるため, 貯留層内部の詳細な不均質性を明らかにする必要がある。このため, 近年では地球統計学的貯留層モデリングが盛んに行われる(Robinson et al., 2008など)。地球統計学モデリングでは, いかに地質学的に整合性の取れたモデリングができるかが大きな課題になっており, 堆積学的な拘束条件やパラメータの設定等, 堆積学的情報の導入が必須となっている。堆積学的概念の効率的な導入手法として, 訓練像を用いた多点法モデリング, サーフェスベースモデリング, プロセスベースモデリングなどが現在最も頻繁に用いられている。

#### 4. 今後の展開

非在来型炭化水素鉱床は, 従来の概念に対して逆転の発想から生まれてきている。たとえば, 従来根源岩であって貯留岩でないとされてきたものが貯留岩になり, 鉱床不成立状態とされたものが炭化水素鉱床となっている(シェールガス・オイルなど)。また, 従来不要物・厄介者とされてきたものが, 炭化水素資源となっている(メタンハイドレート, CBM, 重質油など)。すなわちこれらは, 「新エネルギー開発には, 技術の革新のみならず, 従来常識にとらわれない発想が必要」ということを意味する。堆積学からの貢献という視点で見た場合, 堆積学の既成概念および手法のみにとらわれず, 新しい発想をすることで, 今後の非在来型炭化水素資源開発や地球環境修復保持への貢献度が高まると考えられる。とくに, 様々な他学術分野との概念・手法上の融合が思わぬ効果を生み出してきており(堆積学と三次元地震探査の融合によるサイスミック地形学, 石炭堆積学と地下微生物学とCCSによるBio-CCSなど), 統合効果による新概念・手法の進展には期待が持てるであろう。

#### 文献

- Robinson et al., 2008, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **309**.  
高野・西村, 2009, 石油技協誌, **74**, 40-51.  
高野ほか, 2010, 石油技協誌, **75**, 30-41.

## 洪水流および崩壊起源重力流堆積物の層厚頻度分布の特徴：湖成蒜山原層の例

### Bed thickness distributions of sediment-gravity flow deposits originated from river-floods and slope-failures: an example of the lacustrine Hiruzenbara Formation

石原与四郎・佐々木泰典・弓 真由子（福岡大学）・

成瀬 元（千葉大学）・齋藤めぐみ・林 辰弥（科博）

Yoshiro Ishihara, Yasunori Sasaki, Mayuko Yumi (Fukuoka Univ.),

Hajime Naruse (Chiba Univ.), Megumi Saito and Tatsuya Hayashi (National Museum)

連絡先: 石原与四郎(ishihara@fukuoka-u.ac.jp)

#### はじめに

タービダイトをはじめとする重力流堆積物の層厚頻度分布は古くから多くの研究があり、対数正規分布、指数関数分布、パワー則などの分布が提案されている (Drummond, 1999; Talling, 2001; Carlson and Grotzinger, 2001; Sinclair and Cowie, 2003; Sylvester, 2007; Felletti et al., 2009). このうち、最も多く認められるのは対数正規分布で、この原因としては複数のランダムな事象の重ね合わせ (Talling, 2001) などが考えられている。比較的最近の報告が多いパワー則分布は、重力流イベントが自己組織化臨界現象であると推定したり (Rothman et al., 1994)、地震の頻度とマグニチュードのように、フラクタル事象に従う外的な要因にあるとする例 (Beattie and Dade, 1996; Rothman and Grotzinger, 1995) などがある。パワー則分布の場合、発生過程のモデル化から得られる分布のため、実際の堆積物で認められる例は少なく (中嶋, 2002)、実際にはそれらの分布が削剥や融合などによって変化したり、セグメント化したと考察される場合が多い (Carlson and Grotzinger, 2001; Felletti et al., 2009)。しかし、イベントの規模と実際に形成された堆積物を対比させることが難しいこと、削剥の評価が出来ないことなどからも、重力流堆積物の層厚頻度分布が何によって規制されているのかは未だに明確では無い。

本研究では、岡山県の蒜山原に分布する湖成蒜山原層に挟在する重力流堆積物を例に、その層厚頻度分布の特徴をまとめる。蒜山原層に挟在される重力流堆積物を研究する上では、狭い堆積盆、粒度の規制、年縞堆積物に挟在されるための削剥の評価の容易さ、採掘場内における連続露頭など、多くの有利な条件がある。

#### 縞状珪藻土層に挟在される重力流堆積物

蒜山原層の縞状珪藻土は、主に *Stephanodiscus komoroensis* 化石からなる淡緑色の葉理、*Pancticulata radiosa* 化石からなる濃緑色の葉理の互層からなっている。重力流堆積物は、淡灰色で珪藻土の葉理の破片を多く含むタイプと茶色～灰色で肉眼では塊状のタイプからなる。前者は層厚が厚く、連続性も悪いこと、そして重力流堆積物に含まれる珪藻化石群集が縞状珪藻土に卓越する珪藻化石から構成されていることから、斜面崩壊などに起因する崩壊起源の重力流堆積物と推定される。一方、後者は層厚が薄く、連続性が良いこと、含まれる珪藻が好流水性種から構成されることなどから洪水流に起因するハイパーピクナル流などからの重力流堆積物と推定される。崩壊に起因する重力流堆積物は、検討層準中・下部ではほとんど特徴は見られないが、最上部で厚さおよび層数ともに増加する。一方、洪水流に起因する重力流堆積物は、全体的な層数は少ないが、1000～2000年程度の間隔で挟在頻度や層厚のピークが見られる。しかしながら、いずれの重力流堆積物も各イベント間の縞状珪藻土の厚さに比べて薄い上、上方薄層化・厚層化等の傾向も見られず、扇状地のような堆積地形に堆積していたというよりは、湖底に薄く広がるベースンフロア堆積物であったことが推定される。すなわち、ここで検討される重力流堆積物は、堆積場に左右されにくく、イベントの規模を見積もるのに適している。



## 重力流堆積物の層厚頻度分布

2つの検討セクション(Zセクション:7628年分,Sセクション:5914年分)中で得られた重力流堆積物は、崩壊起源と推定されるタイプが106層(Z)および86層(S)、洪水起源と推定されるタイプが28層(Z)および40層(S)認められた。これらの発生間隔は算術平均では、崩壊起源が72年(Z)と66年(S)、洪水起源が272年(Z)と146年間隔である。崩壊タイプの重力流堆積物がZセクションで多く、さらに洪水タイプの重力流堆積物がSセクションで多いのは、Zセクションはより湖岸に近く、Sセクションが湖心に近いことと矛盾しない。層厚頻度分布は、データ数はそれほど多くないものの、起源の異なるこれらの2つのタイプで明瞭な違いを見せた。すなわち、崩壊起源が対数正規分布、洪水起源がパワー則分布に近似可能である。これらの重力流堆積物の挟在間隔は、崩壊起源はほぼ指数関数分布に近似されるが、洪水起源の場合にはデータ数の少なさもあり、分布は明瞭でなく、特定の統計分布に対比できない。

## 層厚頻度分布の原因

タービダイトの層厚頻度分布は、第一次近似的には重力流の規模に反映されると考えられる。一方で個々の層厚は、その観測場所での堆積相にも強く依存する。すなわち、塊状のTa部分を伴う際には厚く、それを欠く場合には極端に薄くなる。また、形成される堆積構造のセットの厚さや粒度にも依存する。流れの種類によっては、これらが不連続に変化するため、層厚の急減部を持つこともある。その結果、混合対数正規分布(Sylvester, 2007)が形成されることになる。

崩壊起源の重力流堆積物は、側方への層厚変化が著しく、層相の連続性も悪い。重力流堆積物中には、多くの同時侵食礫(珪藻土のブロック)が破碎されず残っているものも多く、土石流に類似した流れから堆積したことが予想される。均一な珪藻粒子からなる蒜山原層の場合、前述のような層厚を規制する堆積構造のセットは現状では確認できていないので、単峰型の対数正規分布になることはそれほど不思議では無い。これらの側方への分布を明らかにすることで、イベントの規模と層厚頻度分布の関係が明らかになると考えられる。また、その発生間隔は、タービダイトサクセクションに挟在される半遠洋性泥岩層の層厚頻度分布と同様な指数関数分布であることも、崩壊のタイミングを考える上で興味深い。

洪水流起源の重力流堆積物は、一定した層厚で、下位を削り込んだりすることもほとんど無く、層相の変化も比較的小さい。そして層厚頻度分布はパワー則分布に近似される。前述のように、パワー則分布は実際に露頭から得られた層厚データから導き出されることは少なく、たいていは削剥や堆積盆における位置などによって"セグメント化"するが(Sylvester, 2007)、本研究の例では、薄層側でわずかに層数が減る程度の分布を示す。湖が成層していた場合、希薄な洪水流はハイパーピクナル流になることができずに湖水に拡散してしまう可能性も否定できず、一部の記録は欠落する可能性もあるが、その場合にも堆積物の総量が十分であった場合には、湖底に堆積物が残る可能性が高い。一方で、厚層の場合にも下位の縞状珪藻土の削剥はほとんど無いのはもちろん、単層の融合も認められないことから、古蒜山原湖で発生した洪水流の記録は欠落が少ないまま残されていると考えても良いだろう。すなわち、洪水流の濃度がそれほど大きく変化しないと仮定すれば、洪水流の規模(総流量)がパワー則分布になり、その結果として堆積物が同様な分布を示したと推定される。

引用文献:Beattie and Dade, 1996, *Jour. Sedim. Res.*, **66**; Carlson and Grotzinger, 2001, *Sedimentology*, **48**; Drummond, 1999, *Jour. Sedim. Res.*, **69**; Felletti et al., 2009, *SEPM Spec. Pub.*, **92**; Rothman et al., 1994, *Jour. Sedim. Petrol.*, **64**; Rothman and Grotzinger, 1995, *Non-Liner Process in Geophys.*, **2**; Sinclair and Cowie, 2003, *J. Geol.*, **111**.; Sylvester, 2007, *Sedimentology*, **54**; Talling, 2001, *Sedimentology*, **48**.

※本研究は科研費基盤研究(C)課題番号 21540476 の助成を受けて行われた。

## 過去の地震によって生じた天然ダムとその堆積物：裾花川の河岸段丘堆積物の例

### Landslide dams and their deposits from paleoearthquake : a case study of Susobana River terrace deposits, Nagano Prefecture

畠山幸司・伊藤拓馬（長野市立博物館）

Koji Hatakeyama, Takuma Ito (Nagano City Museum)

連絡先：畠山幸司 (hatahata@fsinet.or.jp)

大規模な地すべり等が河道に達した場合、天然ダムが形成される。1847年の善光寺地震（M7.4）では、長野市周辺で複数の天然ダムが形成されている。ここでは、裾花川の段丘堆積物の調査から、善光寺地震以前にも天然ダムが形成され、その成因が地震であった可能性が高いことがわかったので報告する。

#### <長野市鬼無里岩下の地すべり地形>

岩下集落は、地すべり土塊からなる平坦な台地上に位置し（標高約820m）、その西方には南北方向に幅約1.2kmにわたって地すべりによる滑落崖が見られる。付近には鮮新世の泥岩を主体とする田之頭層とその上位の砂岩を主体とする日影層が分布し、地層の構造が滑落崖の傾斜とほぼ一致するケスタ地形をなしている。

善光寺地震の際、滑落崖の一部で地すべりが発生して裾花川を堰き止め、天然ダムを形成している。当時の記録によると、天然ダム形成によって上流の川浦集落が水没し、地震から約4ヶ月後に天然ダムが決壊して洪水を発生させている。また、当時描かれた「信州地震大絵図」から、この地すべりによって形成された天然ダム湖の湛水標高は790mと推定される。岩下集落は善光寺地震の際に被災していない。

#### <裾花川の天然ダム湖堆積物>

裾花川を岩下から遡って調査したところ、4地点から基盤岩や巨礫大の旧河床礫を覆う厚さ数10cmの細粒堆積物を見いだした。渓流域に細粒堆積物が厚く堆積していることから、河道閉塞により生じた天然ダム湖の堆積物と判断される。また、分布域の標高がPoint 1を除いて善光寺地震による湛水標高よりも高いことから、善光寺地震以前の堆積物であり、岩下集落西方で発生した地すべりに起因する可能性が高い。

各地点の天然ダム湖堆積物の層相は次の通りである。

Point 1：岩下より500m上流・左岸（標高約790m）

田之頭層の泥岩からなる基盤岩を覆って天然ダム湖堆積物が露出する。基底部は分級の良い粗粒砂層で、日影層に由来する最大礫径40cmの砂岩・凝灰岩角礫が含まれる。その上位は平行葉理のみられるシルト～中粒砂層とこれを覆う礫混じり粗粒砂層からなり、ポリ袋等の現代ゴミを含む淘汰不良の礫層に覆われる。基底部から出土した木片のAMS<sup>14</sup>C年代を測定したところ、519±30B.P. yr という年代値が得られた（畠山・星野, 2010）。

Point 2：岩下より800m上流・右岸（標高約800m）

基盤岩を覆うインブリケーションが発達した巨礫層の上位に天然ダム湖堆積物が重なる。層相は、基底部が層厚

1cmの明灰色シルト層で、これに平行葉理の発達した砂質シルト層が重なり、上位を淘汰の悪い基質支持の礫層に覆われる。

Point3：岩下より900m上流・右岸（標高約810m）

基盤岩上の巨礫層を、角礫～円礫を含み腐植に富んだ黒褐色シルト層が覆っている。シルト層中の礫には日影層の凝灰岩や砂岩の角礫が含まれる。また、シルト質粗粒砂を基質とした薄い礫層をレンズ状に挟む。上位は淘汰の悪い礫層に覆われる。この礫層の下部には、直径70cmの埋もれ木が含まれている。

Point4：岩下より1,500m上流・右岸（標高約810m）

天然ダム湖堆積物下部の層相は、基底部が平行葉理のみられる細粒～中粒砂層で、その上に根痕を伴う平行葉理のある細粒砂～砂質シルト層が重なり、上方細粒化を示す。上部の層相は、根痕が多くみられる分級の良い細粒砂層から、根痕がみられない細粒砂層となり、浸食面を伴って細礫～中礫混じり細粒砂層に覆われ、上方粗粒化を示す。上位は現代ゴミを含む淘汰不良の礫層に覆われる。

根痕が多く確認されることは湖面付近の浅い環境であったことを示しており、この地点の標高がほぼ湛水高といえる。この標高は岩下集落周辺の地すべりによる平坦地形の標高とも調和的である。また、根痕が多く確認される部分の層厚が約50cmと厚いことから、水草が繁茂しながら長期間堆積が続いたと考えられる。上部でみられる上方粗粒化は、天然ダム湖へのデルタの前進を示していると考えられる。

<天然ダムを形成した地すべり発生の原因>

天然ダム湖堆積物の基底部には河道閉塞イベント初期の堆積状況が残されていると考え、基底部の層相と堆積物に注目した。

大規模な地すべりが発生する原因は地震と豪雨が大半を占めるが、調査地のような渓流域では、大規模な地すべりを起こすほどの豪雨であれば土石流が発生したはずである。しかし、Point1～4の基底部に土石流の堆積物は認められない。また、Point1の基底部には分級の良い粗粒砂中に円磨されていない日影層起源の砂岩や凝灰岩の角礫が含まれているが、日影層は裾花川とその支流を1km以上遡らなければ露出しない。これらの角礫は、水流によって供給されたとは考えられず、西側山腹から斜面崩壊や地すべりによって供給されたと考えられる。このことは、河道閉塞をもたらした岩下の地すべりと同時に、他の場所でも地すべりや斜面崩壊が発生していたことを示している。加えて、岩下付近で同様の地すべりを発生させた原因が善光寺地震であったことを考えると、天然ダムを形成した地すべり発生の原因は大地震であった可能性が極めて高い。なお、岩下付近と類似した天然ダム湖堆積物は、これより上流域にある奥裾花地すべり付近にも分布している（畠山・星野, 2010）。

近年、過去の地震発生を知る指標として、津波堆積物が広く用いられているが、天然ダム湖堆積物もその層相等を詳細に検討することで過去の地震を調べる指標として利用できる可能性がある。

<引用文献>

畠山幸司・星野道広, 2010, 長野県北西部の大規模地すべり群と天然ダム. 日本地質学会第117年学術大会講演要旨,

# 泥池化過程の小型海盆で生成するタービダイト層序パターン：水槽実験による解析

## Stratigraphic patterns of turbidites in ponded submarine minibasins:

### Implications from tank experiments

高橋 宏樹（千葉大学理学研究科）・成瀬 元（京都大学理学研究科）・

武藤 鉄司（長崎大学水産・環境科学総合研究科）

Hiroki Takahashi (Chiba University), Hajime Naruse (Kyoto University),

Tetsuji Muto (Nagasaki University)

連絡先：高橋 宏樹(Email: aaha3520@chiba-u.jp)

現世大陸斜面の多くで閉塞的な小型海盆が存在する。非活動的縁辺域では、岩塩ダイアピルに由来する隆起体が無数の小型盆地を形づくる（e.g. メキシコ湾海底斜面）。活動的縁辺域でも、付加体内部の衝上断層活動によって小型海盆が形成されている（e.g. 南海トラフ陸側斜面）。それらの小型海盆は混濁流がもたらす陸源堆積物によって埋積される過程にあると考えられる。

タービダイト堆積系あるいは混濁流の規模に対して海盆が十分に大きければ、混濁流は下流側縁辺に到着する前に終息してしまうので、安定大陸縁で一般的にみられるような海底扇状地系が形成される。一方、海盆が小さければ、混濁流は流れが終息する前に海盆下流に端の地形的高まりへ到達する。必然的に、流れの挙動はこの閉塞地形の影響を強く受ける。

混濁流への地形的制約は流れの持続時間によっても異なるだろう。混濁流には短時間で流れが終息するサージ型と長時間にわたって流れが維持される持続型とがある。小型海盆に流入するサージ型の混濁流は海盆下流端で反射し、二流向を示す特徴的なタービダイトを堆積させる。一方、持続的な混濁流は海盆内に濁水を蓄積し、混濁していない上位海水との間に明瞭な界面を形成する。すなわち、海盆縁部の地形的高まりに遮られて淀んだ混濁流起源の濁水と非混濁海水との間の密度界面である。閉塞的な小型海盆のタービダイトの埋積過程では、このような泥池化現象（ponding）がタービダイト層の堆積地形および層序パターンの形成を支配している可能性がある。

泥池化現象のタービダイト層序パターンへの影響を検討するため、演者らは、泥池化が進行ししかもその界面が上昇傾向にある小型海盆をモデル実験で再現した。実験は長崎大学の一次元水槽マルジ6号（長さ6.5m×幅0.6m×深さ1.3m）を用いて、次の手順でおこなわれた。まず、真水で満たされたマルジ6号内に塩水用ビニル容器（長さ6.5m×幅0.18m×深さ1.0m）を置き、その中へ下流端が開いたアクリル水路（長さ4.0m×内幅0.02m×深さ0.5m）を適度の勾配を付けて固定した。軽量プラスチック粒子を重量濃度14%の着色塩水とともにアクリル水路の上流側から一定流量で供給することによって、アクリル水路内（i.e. 塩水用ビニル容器内でも）に塩水と真水とを分ける密度界面を生じさせた。すなわち泥池化の始まりである。実験中、上流側からの混濁流（塩水+プラスチック粒子）の一定供給により、泥水準（=塩水準=界面位）を一定速度で上昇させた。このような設定のもとで、混濁流の挙動とタービダイト層序パターンを調べた。この実験において、プラスチック粒子は混濁流中の砂成分

を、塩水は泥成分を、真水は海水を、アクリル水路床面と塩化ビニル容器は閉塞小型海盆を、それぞれ模している。

初期条件を変えた複数シリーズの実験を実施したところ、次のような現象が観察された。

(1) 最終的に形成されたタービダイト堆積層は下流側斜面に丸みを帯びたギルバート型デルタと酷似したジオメトリを呈する。

(2) 泥水準の近傍にタービダイト堆積面が低勾配（上流側斜面＝トップセット）から高勾配（下流側斜面＝フォーセット）へと急変するフォーセット－トップセット境界が現れる。

(3) フォーセット－トップセット境界の上流側ではアンティデューンやサイクリックステップなどの高流階ベッドフォームが生じるのに対し、下流側ではプレーンベッドが発達する傾向がある。

さらに、泥水準が上昇する条件下では、

(4) フォーセット－トップセット境界は下流進行したのちに上流進行を経験する、

(5) フォーセット－トップセット境界が上流進行する場合、下流側斜面での堆積作用は停止する（無堆積となる）ことがある。

(6) タービダイト層序パターンはフォーセット－トップセット境界の移動軌跡を反映する。例えば、初期塩水準位置（実験開始時の塩水準と水路床の交点）で得られるタービダイト柱状断面は、下部がフォーセット堆積物、中部がトップセット堆積物、上部は再びフォーセット堆積物で構成される。これらのフォーセット－トップセット境界の挙動は、流入する混濁流の流量、堆積物供給速度、泥水準上昇速度に依存する。上流側斜面の長さには堆積物供給速度と泥水準上昇速度によって決まる限界値が存在するようである。下流側斜面の無堆積化は直接的にはこの限界長さの実現と関係していると考えられる。

混濁流堆積系における傾斜変換点の存在とその後退過程は、小型海盆を埋積する海底扇状地の地震波探査プロファイルに実際に認められる。また、実験で観察された傾斜変換点の挙動とそれともなうタービダイト層序パターンは、海水準上昇のもとでの海岸線の挙動と河川デルタの層序パターンにそれぞれよく類似しており、この視点は混濁流堆積系のオート層序学を開拓する上で鍵となるかもしれない。今後、着色塩水とプラスチック粒子を用いたモデル実験をさらに押し進め、その結果をフィールド事例と比較対照することにより、閉塞小型海盆におけるタービダイト層序パターンの理解を一層深められるのではないかと演者らは期待している。

# “スランプもどき堆積物”とは何か？また、その意味することとは？

## What is “the pseudo-slump-deposits” and its meaning ?

徳橋秀一（産総研，地圏資源環境研究部門）

連絡先：徳橋秀一（tokuhashi-s@aist.go.jp）

### 1. はじめに

スランプ堆積物とは、スランプの堆積物であり、スランプとは海底の斜面（大陸斜面や海底チャネルの自然堤防上の斜面など）上でマスマーブメントとして発生した物質の移動・運搬形態であり、発生個所には、スランプ・スカーやすべり面が残されることが一般的である。スランプ堆積物は、多かれ少なかれ斜面の麓付近に堆積すると考えられている。スランプ堆積物の代表的な特徴としては、スランプ褶曲・スランプ過褶曲・スランプポール・スランプスラストなどのいわゆるスランプ構造が指摘されている。逆に地層からのアプローチの場合には、上記のようなスランプ構造が堆積物に認められた場合にスランプ堆積物と認定するのが一般的である。しかし最近演者は、スランプ構造に似た構造が、混濁流の堆積過程でも生じる可能性を認識するに至った。すなわち、海底扇状地上で堆積したタービダイトの中にも、このようなスランプ構造に似た特徴を有する堆積物が生じ得ると考えるに至ったことから、ここではこのような堆積物を“スランプもどき堆積物”とよび、このような堆積物の存在の意味について、予察的な考察を行った。

### 2. スランプもどき堆積物認識の経緯

演者が、このような問題意識をもつに至った背景には、新潟や房総でタービダイト・デブライト・サクセッションと遭遇したことにある。新潟の日本海に注ぐ郷本川沿いでは、1990年代後半に河川改修工事が行われ、新潟堆積盆の代表的なタービダイト・サクセッションである鮮新統椎谷層の全層準がほぼ連続的に露出した。そこで、このセクションで詳しいルートマップや岩相柱状図の作成や古流向の解析などを実施し、これらのデータを基に時系列解析を含む堆積学的検討を行い、その結果を徳橋ほか(1999)で報告した。この郷本川沿いの椎谷層の特徴は厚いデブライト層を多数含むことであるが、このときの解釈では、デブライトは、海底チャネルの自然堤防で発生したスランプ堆積物とし、タービダイト砂岩は、海底チャネルを通過した混濁流のあふれ出し堆積物として、タービダイト砂岩とデブライトの堆積機構を別々のものと解釈した。

こうしたサクセッションに次に遭遇したのが、房総半島の中央東部にあるいすみ市スポーツと文化の森周辺に分布する上総層群大田代層の下部層である。大田代層は、上総層群のなかの代表的なタービダイト・サクセッションとして知られているが、ここに露出する大田代層は、タービダイト砂層とともに、新潟の場合と同じく、タービダイト砂層よりも厚いデブライト層を多数含むことで特徴づけられている。解析の結果、そこに含まれている火山灰層を鍵層とすることによって、上下方向のみならず、ある程度横方向の変化も追えることがわかり、あるデブライト層は、古流向に平行な報告では厚さも特徴もほとんど変化しないのに対して、それに直交する方向では、急速に薄化して通常のタービダイト砂層に変化するのを確認することができた。それと同時に、直下の火山灰層や特徴的な薄い凝灰質なタービダイト砂層を挟む泥質層を構成物として、過褶曲状態から折り曲げ状態までスランプ構造に似た特徴を有する堆積物が、いくつかのデブライトの主体になっていることやタービダイト砂層中の大きな泥岩偽礫（同時浸食礫）になっているのが観察された。いすみ市スポーツと文化の森で観察されるこのようなサクセッションをタービダイト・デブライト・サク

セッションとよび、ここで観察されるタービダイトとデブライトの産状と相互の関係については、徳橋・岩本（2010, 2011）で指摘した。その後、スランプに似た堆積物が混濁流によっても生じ得ることから、これをスランプもどき堆積物として扱い、真正スランプ堆積物と区別して扱うことの必要性・重要性を指摘した（Tokuhashi, 2011）。すなわち、混濁流がこのようなスランプもどき堆積物を作り得ることから、堆積環境の解釈にあたっては注意を要する。なぜなら、真正スランプ堆積物の場合は、その堆積場は多かれ少なかれ斜面の麓で形成されたと考えられようが、混濁流によって形成されたスランプもどき堆積物の場合には、海底扇状地や堆積盆底でも形成しうるからである。今後、真正スランプ堆積物とスランプもどき堆積物とを区別する基準を具体化していく必要がある。

では、混濁流がこのようなスランプもどき堆積物を形成することは何を意味するのであろうか。このことは、混濁流が海底面を流下していく際に、ある条件下で、海底面をつくっている地層をシート状に広くうすく侵食し、流れのなかに取り込むことを意味している。このようなシート状の取り込みは、泥層と互層してタービダイト砂層のような軟弱層が海底下に広く連続的に横たわっているために、この軟弱砂層に沿って混濁流が入り込みやすく、その結果生じたと考えられる。混濁流に取り込まれたシート状泥質物体は、あまり変形を受けずシート状のままタービダイト中の泥岩偽礫になるものから、運搬される過程で、ゆるい波状変形、コンボルート状変形、斜め褶曲状変形、過褶曲状変形（多重折畳み変形）まで各種の塑性変形をうけるかわら、破碎によるブロック化や細片化、磨滅化（円磨化）が広範に起こり、ある場合には、タービダイト中の泥岩偽礫、ある場合には、デブライト中のデブリスを構成するに至ると考えられる。すなわち、タービダイト、デブライト、スランプもどき堆積物の3者の間には、成因的に密接な関係があり、その密接な関係は、混濁流による海底下位層のシート状侵食に由来する可能性が大きいとも考えられる。

### 3. 結論

スランプ堆積物には、真正スランプ堆積物の他に混濁流によって形成されるスランプもどき堆積物も存在し、可能であれば両者を区別することが望まれる。スランプもどき堆積物の存在は、混濁流が海底扇状地や堆積盆底などを流下中に、ある条件下で海底の表層を広くシート状に侵食することを意味するが、このような現象は、単にスランプもどき堆積物の形成のみならず、タービダイト中の各種泥岩偽礫の生成やデブライトの生成とも密接に関わる重要な現象である可能性が指摘される。このようなシート状削り込みが、どのような条件下とメカニズムで形成されるのか、混濁流の流動様式とも関連して今後の課題である。

### 引用文献

徳橋秀一・石原与四郎・宮田雄一郎, 1999, 新潟堆積盆西山油帯郷本川沿いの新第三系タービダイト・サクセッションの堆積学的・数理的解析. 地質調査所月報, vol. 50, no. 1, 27-48.

([http://www. gs. j. jp/Pub/Bull/vol\\_50/50-01\\_04. pdf](http://www.gs.j. jp/Pub/Bull/vol_50/50-01_04. pdf))

徳橋秀一・岩本広志, 2010, タービダイト・デブライト・サクセッションに現われる多数の mud-clasts を含む debris flow deposits (debrites) の成因に関する予察的一考察—特に、スランプ状 mud-clasts の産状と成因について—日本堆積学会 2010 年茨城大会プログラム・講演要旨, p. 33-35.

徳橋 秀一・岩本広志, 2011, タービダイト・デブライト・サクセッションにおける両者の成因的關係およびスランプ状多重折り重ねマッドクラストの存在についての一考察—新潟の新第三系椎谷層および房総の第四系大田代層の例から—。平成 23 年度石油技術協会春季講演会特別講演・シンポジウム・個人講演要旨集, p. 46.

Tokuhashi, S., 2011, Slump-mimic deposits probably produced by turbidity currents -Close relationship among the turbidite, debrite and slump-mimic deposits observed in the turbidite-debrite successions in the submarine fan deposits in two onshore Neogene-Quaternary sedimentary basins around Japanese Islands-. IGCP the 5th International Symposium "Submarine Mass Movements and Their Consequences", KYOTO, Abstracts, p.93.

# 火星における土石流の流動特性

## Rheological properties of debris flows on Mars

成瀬 元 (京都大学)

Hajime NARUSE (Kyoto University)

連絡先：成瀬 元 naruse@kueps.kyoto-u.ac.jp

土石流は堆積物重力流の一種であり、巨礫から粘土まで様々なサイズの堆積物の集まりが流体（地球上では水）と混合され、重力によって斜面下方向へ流れ下る現象をさしている。地球上では、土石流は斜面崩壊や洪水などがきっかけとなって発生し、その侵食作用によりガリーを形成しながら斜面を流下して、陸上もしくは海底扇状地の上にローブ状の堆積体を形成する。

近年になって、地球だけではなく、火星の表層にも土石流地形に類似したガリーおよび舌状地形が分布していることが、高解像度衛星画像の解析から明らかになった (e.g. Malin and Edgett, 2000) 。火星のガリーは主として南半球の緯度にして  $30^{\circ}$  -  $70^{\circ}$  の地域に分布し、クレーター側の側壁・クレーターの中央丘・大規模な谷地形の側壁・風成砂丘の下流斜面 (lee side) といった急斜面上に形成されている。ガリーの上流端には凹地がみられ、下流端には舌状 (ローブ状) 地形が形成されている。地球上では、周氷河地域のガリーは表面の雪もしくは地下の氷の融解に伴う土石流が成因となっており、火星でも同様のプロセスが発生している可能性が示唆されるようになった (Costard et al., 2002) 。

火星の土石流堆積物の発見が驚きであったのは、それらがかなり最近に形成された可能性が高いためである。火星の大規模な谷状地形の多く (65-75%) は火星表層に液体の水が比較的豊富であった Noachian 期 (約 41 - 37 億年前) に形成されている。一方、ガリー地形はほとんど隕石衝突の影響を受けておらず、おそらく過去数百万年以内に形成されたことが示唆される。さらに、近年では、わずか数火星年以内の過去にもガリーが活動していた痕跡が発見された (Dundas et al., 2010) 。もし、火星で土石流が現在も活発に発生しているとすると、火星表層付近には今も液体の水が存在しているか、もしくは間欠的に氷の融解が起こっているということになる。なぜなら、土石流の活動には、堆積物だけではなく何らかの流体相が必要とされるためである。ところが、現在の火星大気は非常に寒冷かつ希薄であり、降水は事実存在しない。また、火星表層の気圧は典型的には 500 から 600Pa 程度であり、水の 3 重点である 610Pa を上回る気圧を下回っている。したがって、液体の水が火星表層付近に存在している可能性はないとみられていた。

それでは、土石流を発生させた水はどこから来たのだろうか？仮に存在するとして、この液体の水は火星に生命を維持できるのだろうか？火星における土石流の存在からは、このような疑問が次々と湧き上がってくる。火星の自転軸傾斜角は過去 500 万年間で  $15-45^{\circ}$  の間を変動していたことが推定されており、自転軸傾斜角が大きくなった時期に中・高緯度地域の日射量が増えて気温が水の融点に達し、さらに地表に固着していた二酸化炭素の昇華によって大気圧が増加して、水の 3 重点である 610Pa を超えた可能性はある (Costard et al., 2002) 。しかしながら、ガリーの形成が現在も続いているとすると、かつての自転軸傾斜角の変化だけに液体の水の原因を求めることはできない。現在の火星大気では、表層付近に存在する氷が何らかの原因で熱せられても昇華するだけであり、液体の水が生じる可能性は考えにくい。すなわち、現在の火星表層に土石流活動が存在するのであれば、これまで



の火星環境に対する常識は大きく覆されることになる。

一方で、火星のガリー地形を作っているのは土石流以外のプロセスであるとする説も根強い。ガリーとローブ状堆積体を作っているのは乾燥（凍結）岩屑流であるとの説や、水もしくは二酸化炭素の氷の崩壊が原因であるとの説、水が関与しているにせよ、液相もしくは固相の二酸化炭素の揮発も関係しているとの説など、多種多様の仮説が存在し、現在でも議論は続いている。これらの説が正しいとすると、火星表層はやはり乾燥・寒冷な環境であり、液体の水はやはり存在しないことになる。この議論に決着をつけることは、火星の環境や生命の存在を考える上でも重要な課題である。

そこで、火星の土石流に関する議論へ基礎的な情報を提供するために、本研究は火星に土石流が発生していると仮定した上でその流動特性を推定する逆解析手法を提案する。本研究では、土石流はビンガム流体として近似され、その流動特性は流れの密度・粘性係数・降伏応力によって表現される。推定方法は以下の通りである。まず、任意のパラメーターを設定し、火星の重力加速度・地形条件のもとで土石流の数値シミュレーションを行う。数値モデルとしてはビンガム流体モデル BING を採用した (Imran et al., 2001)。次に、計算上の土石流堆積物の形状と実際の火星で計測されたローブ状地形形状を比較する。そして、計算と現実の地形の相違が最小となるまで計算を反復し、パラメーターの最適化を行う。最適化計算には Nelder-Mead シンプレックス法を用いる。現実の火星地形を再現できるパラメーターセットは、火星土石流の流動特性を近似的に表しているはずである。

推定された土石流流動特性を地球上の現象と比較検討すれば、火星の土石流の実在性や、そのプロセスの詳細について理解を深めることができるだろう。試みに、Levy et al. (2009) によって計測された地形データに基づいて、約 250 m 流下する土石流を再現したところ、推定された粘性係数は 755.27 Pa s., 降伏応力は 2976.6 N/m<sup>2</sup> であった。これらの値は、地球上の一般的な土石流の流動特性とほぼ一致している。すなわち、火星のローブ状地形は流体を含む土石流によって形成されることが示唆される。ただし、氷を含んだ乾燥岩屑流の流動特性はまだ十分に明らかになっていないため、土石流以外のプロセスによってローブ状地形が形成されたという可能性が完全に排除されたわけではない。今後は、より多くの火星のローブ状地形を解析して基礎的なデータを蓄積するとともに、さまざまなタイプの乾燥岩屑流の流動特性を実験・野外観測によって明らかにしていく必要があるだろう。

文献：  
Costard, F., Forget, F., Mangold, N., and Peulvast, J.P., 2002, Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity. *Science*, v. 295, DOI: 10.1126/science.1066698.

Dundas, C.M., McEwen, A.S., Diniega, S., and Byrne, S., 2010, New and recent gully activity on Mars as seen by HiRISE. *Geophysical Research Letters*, v. 37, L07202, doi:10.1029/2009GL041351.

Imran, J., Parker, G., Locat, J., and Lee, H., 2001, 1D Numerical Model Of Muddy Subaqueous And Subaerial Debris Flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 127, p. 959 - 968.

Levy J.S., Head, J.W., Dickson, J.L., Fassett, C.I., Morgan G.A., and Schon, S.C., 2010, Identification of gully debris flow deposits in Protonilus Mensae, Mars: Characterization of a water-bearing, energetic gully-forming process. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 294, p. 368–377.

Malin, M.C., and Edgett, K.S., 2000, Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars. *Science*, v. 288, p. 2330 - 2335.

Sr-Nd-Pb 同位体比と粒度から示唆される南海トラフ半遠洋性泥の供給源変動  
Sediment source of hemipelagic mud in Nankai Trough and its temporal change inferred  
from Sr-Nd-Pb isotope ratios and grain size distributions

齋藤 有<sup>1</sup> (高知大<sup>1</sup>) · 石川剛志<sup>2</sup> (JAMSTEC<sup>2</sup>) · 谷水雅治<sup>2</sup> · 村山雅史<sup>1</sup> · IODP 第 333 次航海乗船研究者  
Yu Saitoh<sup>1</sup> (Kochi University<sup>1</sup>), Tsuyoshi Ishikawa<sup>2</sup> (JAMSTEC<sup>2</sup>), Masaharu Tanimizu<sup>2</sup>,  
Masafumi Murayama<sup>1</sup>, IODP Expedition 333 Science members  
連絡先: 齋藤 有(jm-yu-saitoh@kochi-u.ac.jp)

IODP 第 333 次掘削航海で、紀伊半島沖南海トラフ南の Site C0011 において採取された、沈み込み前フィリピン海プレート上の半遠洋性泥コア試料は、7Ma 以降の堆積記録をほぼ連続的に保存している。この試料の 3.5Ma 以降に対応する部分(コア深度 120m 以浅)の約 6m 間隔 20 試料について、Sr-Nd-Pb 同位体比と元素濃度、粒度組成の分析を行った。粒度分析はバルク試料で行い、元素濃度、同位体比分析は、炭酸塩・表面吸着体など海水由来の成分の影響を除去するため、1N-HCl で洗浄した試料を用いた。分析の結果、南海トラフの半遠洋性泥は島孤起源碎屑物と大陸からの風成塵の混合であり、その比率は 3.5Ma 以降、時間と共に変動してきたことが分かった。3.5–3Ma, 1–0.8 Ma においては、Sr-Pb 同位体比が高く( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.712$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.60$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.62$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 38.85$ ), Nd 同位体比は低く( $\epsilon_{\text{Nd}} < -7.5$ ), 大陸の地殻や土壤の値に近いことから、黄砂の寄与率が高いことが示唆される。これらの試料は粒度のばらつき(標準偏差)が特に小さく、黄砂が長距離輸送の過程で分級を受けると調和する。1.1Ma, 1.6Ma, 3.2Ma の試料は、Sr 同位体比が低く、日本列島の岩石類に一般的な値である( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.707$ )。これらの試料は比較的粒度が粗く(中間値: 5.8–6.3 $\phi$ )、粒度分布の歪度が顕著に高いことから、他とは異なる作用の下で堆積したことが示唆され、火山灰の寄与が高いものと考えられる。光学顕微鏡下の観察でも、相当量の火山ガラスを含むことが確認された。それ以外の期間の試料は、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は 0.709–0.710,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  は -6.5–4 で、島孤と大陸それぞれの典型的な値のおよそ中間の値である。

火山灰の高い寄与が推定される 3 試料を除いた 17 試料の粒度は中間値で 7.5–7.9  $\phi$  の狭い範囲に収まるため、化学・同位体組成の粒度による偏向は無視できるものとする。これらの試料だけでみると、1Ma と 3Ma を境界に元素濃度、粒度分布形の傾向の変化が認められ、それらの時期に供給源変化の様式の転換があったことが示唆される。元素濃度では、Li, Ni, Rb, Cs, La, Pr, Nd, U が類似した年代変化を示す。これらの元素の濃度は 3.5Ma から 3Ma にかけて低下したあと 1Ma にかけて上昇し、1Ma 以降安定あるいは若干低下する。粒度統計値では歪度が同様の傾向を示し、特に Li, Rb, Cs, U との相関が強い(>0.7)。堆積作用によって運搬される物質の供給源が異なる可能性が示唆される。一方、粒度標準偏差は Sr-Pb 同位体比と正、Nd 同位体比と負の強い相関を示し( $r > 0.7$ )、黄砂の寄与が高いほど淘汰がよくなることを示す。

# 東北地方太平洋沖地震の津波による千葉県九十九里海岸の変化 Coastal change in Kujukuri Coast at the 2011 Tohoku earthquake

岡崎浩子・大木淳一（千葉県立中央博物館）

Hiroko Okazaki and Ohki Jun'ichi (Natural History Museum and Institute, Chiba)

kohiroko@chiba-muse.or.jp

遡上する津波の侵食や堆積の形態を支配する要因は、一次的には津波の高さや海岸の形状だが、局所的には遡上場の地形条件が大きい。本報告は房総半島太平洋岸の九十九里海岸でみられた東北地方太平洋沖地震の津波による海岸変化について報告する。九十九里海岸は長さ約60kmのゆるく弓なりの形状を示す直線海岸である。前浜勾配は $1/30$ – $1/50$ 、外浜は $1/150$ – $1/200$ で多段沿岸砂州を伴う。調査地点は、九十九里海岸中央部の真亀川より北東へ、九十九里町不動堂納屋、粟生納屋、屋方、片貝漁港、作田、山武市本須賀納屋、蓮沼、新川、旭市仁玉浜、旭市横根西浜、旭市刑部岬下で九十九里海岸の北東半分になる。九十九里海岸は近年、砂の供給がへり、作田川河口周辺が堆積域でその他は侵食傾向が著しい。また人工改変も大きく真亀川から片貝漁港までは海岸に沿って高さ約4mの海岸道路（通称波乗り道路）が、それより海側の前浜との間には高さ約2mの堤防がありこれは全域で断続的に続く。海水浴場、海浜公園施設なども多く、顕著な侵食域では離岸堤などによる人工海浜がつくられている。これらを海岸に直交する断面でみると陸側から、波乗道路、マツ林、駐車場、堤防、植生のついた平地、砂丘、前浜などで構成される。海岸の地形変化は津波の高さと、これらの構成要素の有無またその汀線までの距離などによって異なっている。調査地域の津波は遡上高で2.09m–7.89mで、北東になるほど顕著に高くなる（本報告；東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ、2011）。以下に海岸の侵食・堆積の特徴をまとめると・前浜を遡上した津波は、堤防、砂丘など津波の高さと同程度の高さのものにぶつかった場合、その前面を侵食している。侵食は海岸線方向に間欠的である（図1）。・堤防や砂丘などを乗り越えた津波はより低いところにくると穴や直線状凹地を掘り、その先に扇状に津波堆積物を残す。・波乗道路やマツ林など津波の高さより高く、防波堤の役目をするものがある場合は、そこにある開口部（たとえば駐車場出入口や公園入り口など）に津波は集中的に流れ込む（図2）。・津波の高さが堤防などよりも高く防波堤となるものもない場合はより内陸部まで入り込み、また、引き波により掘られたと考えられる直線状水路が前浜上に顕著に残されている。・外浜には通常時よりより多くの離岸流が発生している。次にこのようにして遡上した津波により残された堆積物について述べると、層厚は約1.5cm–27cmで、分級のよい細粒–極細粒砂からなり、級化構造がみられ植物片や偽礫を含み平行葉理が認められることもある。この上部に泥層の数mm程度の薄層が認められ、これらが2層準で重なる場合が多い（図3）。最上部にはカレントリップルがのる。堆積物は上流から下流に向かい薄くなり細粒化する。片貝漁港の建物の脇では、約1.5cmの堆積物が残されていたが最下部が汚泥を含んだ黒色泥層となっていた。また、刑部岬下の海食崖と堤防の間に堆積した津波堆積物は約55cmと厚く、侵食面上に貝殻片や泥岩偽礫を多く含む粗粒砂層とハンモック状斜交層理をもつ細粒–中粒砂層がのり、中礫から大礫サイズの泥岩礫が砂層中に散在する。これが2層準で

重なる。したがって、この地域では堆積物を残す津波の遡上が2回はあったことがわかる。

文献：東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ，2011，4， <http://www.coastal.jp/ttjt/>



3月11日11時29分



3月13日10時10分

図1 九十九里町屋形。津波前は一樣に砂をかぶっていた浜が間欠的に削られている。



図2 九十九里町栗生～屋形周辺の津波後の海岸。波乗道路の下の出入口からは県道30号まで津波堆積物が分布する。京葉測量（株）により3月12日撮影

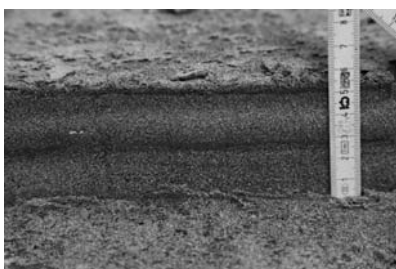


図3 津波堆積物。九十九里町不動産

## 仙台平野における津波遡上距離と砂層分布限界の関係

### Relationship between the tsunami inundation distance and the maximum extent of the sand in Sendai Plain

阿部 朋弥 (名古屋大学)・後藤 和久 (千葉工業大学)・菅原 大助 (東北大学)

Tomoya Abe (Nagoya University), Kazuhisa Goto (Chiba Institute of Technology),  
Daisuke Sugawara (Tohoku University)

連絡先: [abe.tomoya@a.mbox.nagoya-u.ac.jp](mailto:abe.tomoya@a.mbox.nagoya-u.ac.jp)

津波堆積物の空間分布は最低遡上範囲を推定する重要な痕跡である (Jaffe et al., 2002). そのため, 津波直後の調査結果に基づいて, 津波遡上距離と堆積物分布限界の関係が議論されてきた (例えば, MacInnes et al., 2009). 津波直後の調査結果では, 遡上距離が約 2 km 以内の場合は, その約 90% 以上まで津波堆積物が分布していることが報告されている (例えば, MacInnes et al., 2009). しかし, 遡上距離が約 2 km を超える場合は, これまでほとんど議論されてこなかった.

2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う津波が来襲した仙台平野は, 大部分が標高 5 m 以下の平坦な低地であり, 河川や水路からの局所的な遡上を除くと, 最大で内陸約 5 km まで津波は到達している (Mori et al., 2011). そのため, 2 km を超える場合の遡上距離と堆積物分布限界の関係を議論できると考えられる (Goto et al., in press). 以上のような問題意識から, 本研究では仙台平野周辺部において, 長さ約 0.6~4.0 km の海岸線と直交する 6 つの測線 (測線 B, E, F, I, M, S) を, 海岸線から遡上限界まで設定し, 2011 年 6 月と 8 月の 2 回, 現地調査を行った.

遡上限界は, 我々の調査結果に加え, 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (印刷中) を参考にした. また, 人工構造物の影響を極力避けるために, 空中写真及び衛星画像, 2.5 万分の 1 地形図を参考にできる限りこれらを避けるように, 海岸線から遡上限界まで測線を設定した. そして, 各測線上で約 10~340 m 間隔に合計 140 地点でピット掘削を行った. 各ピットでは, 津波堆積物の層厚 (測定限界 0.5 mm), 粒度, 堆積構造の記載を行い, バルクで粒度分析用の試料を採取した. 試料は, 粒度分布測定装置 (島津製作所社製 SALD-3000J) を用いて分析を行い, 平均粒径および粒度分布を算出した. また, ピット掘削地点をできる限りカバーするように, 海岸線から津波遡上限界まで内陸方向に, Ashtech 社製 ProMark 3 を用いて地形測量を行い, 地形断面図を描いた.

各測線では, 内陸に向かって薄層化する層厚 0.5 mm~52 cm の極細粒砂~極粗粒砂層と, 砂層の上部に堆積する 0.8 mm~6.5 cm のクレイ~シルト層が観察された. 本研究では, 層厚>0 cm および $\geq 0.5$  cm の砂層の分布限界に着目した. その結果, 層厚>0 cm の砂層の分布限界は遡上限界とほぼ一致したが, 層厚 $\geq 0.5$  cm の砂層の分布は, 測線長さに関係なく海岸線から約 3 km 程度が限界であり, 津波遡上距離や層厚>0 cm の砂層の分布とは, 約 0.6~1.2 km のギャップが観察された.

菅原ら (2010) は, 仙台平野における 869 年貞観津波による層厚 $\geq 0.5$  cm の津波砂層の分布限界を, 当時の海岸線から最長で約 3.0 km であると推定しており, 本研究成果との整合性が認められる. ただし, 津波堆積物の分布域は, 地形, 流速, 運搬される粒子の沈降速度, 引き波の流れの強さによって

多様に変化することが指摘されており（後藤・藤野，2008），今後，微地形や津波の特性，堆積物の供給源の推定や，土砂移動モデルの適用などによって，より精細な議論をしていく必要がある。

## 文 献

- 後藤和久，藤野滋弘，2008，2004年インド洋大津波後の津波堆積物研究の課題と展望，地質学雑誌，**114**，599-617
- Goto, K., Chagué-Goff, C., Fujino, S., Goff, J., Jaffe, B.T., Nishimura, Y., Richmond, B., Suguwara, D., Szczuciński, W., Tappin, D.R., Witter, R. and Yulianto, E., New insight of tsunami hazard from 2011 Tohoku-oki event, *Marine Geology*, in press
- Jaffe, B., Gelfenbaum, G., Rubin, D., Peters, R., Anima, R., Swensson, M., Oclese, D., Bernales L., Gomez, J., and Riega, P., 2002, Using tsunami deposits to improve understanding of the June 23, 2001 Perú tsunami. (abstract) in *The Tsunami Society, 2nd Tsunami Symposium*, 28-30
- MacInnes, B.T., Bourgeois, J., Pinegina, T.K and Kravchunovskaya, E.A., 2009, Tsunami geomorphology: Erosion and deposition from the 15 November 2006 Kuril island tsunami, *Geology*, **37**, 995-998
- Mori, N., Takahashi, T., Yasuda, T., Yanagisawa, H., 2011, Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and run-up, *Geophysical Research Letters*, **38**, L00G14
- 菅原大助，今村文彦，松本秀明，後藤和久，箕浦幸治，2010，過去の津波像の定量的復元：貞観津波の痕跡調査と古地形の推定について，津波工学研究報告，**27**，103-132
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ，2011年東北地方太平洋沖地震津波に関する合同現地調査の報告，津波工学研究報告，印刷中

# 巨礫の位置・大きさから分かる津波の挙動と陸上礫質津波堆積物の関係

## Relationship between tsunami behaviors estimated from location and size of boulders and onshore gravelly tsunami deposit

山田昌樹・藤野滋弘（筑波大学）・後藤和久（千葉工業大学）

Masaki Yamada, Shigehiro Fujino (Univ. of Tsukuba), Kazuhisa Goto (Chiba Institute of Technology)

連絡先：山田昌樹（s0810828@gmail.com）

### 1. はじめに

地層中に保存された津波堆積物からは、過去の津波の浸水範囲や再来間隔など防災に有用な情報を引き出すことができる。しかしながら、津波堆積物を地層中で認定するためには現世津波堆積物と特徴を比較するなどして、できるだけ多くの根拠を提示する必要がある。これまで報告されている現世津波堆積物のほとんどが砂質であるのに対して、礫質のものは Nanayama and Shigeno (2006) などごくわずかしかない。一方で、Bruins et al. (2008) のように津波堆積物と考えられる礫質堆積物はしばしば地層中から見つかっている。様々な粒径の津波堆積物の記載を行うことは、津波堆積物の多様性を明らかにすることになり、地層中での津波堆積物の認定のために重要な情報を与える。ここでの礫質津波堆積物とは、細礫～大礫で構成され層をなす津波で形成された堆積物のことであり、津波により打ちあがった巨礫とは区別している。

### 2. 研究方法

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震津波によって浸水被害を受けた岩手県宮古市田老町撰待において現地調査を行った。ここでは最高で28.0 mの遡上高が観測されており、海岸線から約2 kmにわたって浸水し、田畑に利用されていた低地を津波堆積物が覆った。さらに海岸線付近から運ばれてきたコンクリート片やテトラポッド、岩石などの巨礫も多数打ち上がった。計380個の巨礫(> 1 m)の位置をGPSで記録し、長軸・中間軸・短軸の長さ、長軸の方向、密度を測定し、重量を概算した。また、約1 kmの測線を設定して地形測量を行い、測線上の34地点で堆積物を記載した。

### 3. 結果・考察

今回の津波で運搬された巨礫のうち、最大重量のものは460.9 tでこれは防波堤や海岸付近起源のコンクリート片である。岩石で最大重量のものは143.2 tであった。今回測定した巨礫は散在しているのではなく、ある範囲で集中して停止している。巨礫の特徴的な分布は、おそらく地形的要因による流速・流向の変化が原因と考えられる。撰待には明治三陸地震津波(1896年)以前から存在するとされている津波石が、山裾に3つ残されているが、今回の津波によって運ばれた巨礫の延長線上にあり、列を成している。このことから、おそらく過去の津波でも今回と同じような巨礫の打ち上げが起きていたと推測される。

巨礫の多くが停止している位置で礫質津波堆積物の層厚・礫サイズが急激に減少するという結果が得られた(図1(a), (b))。巨礫が集中している位置では、礫質津波堆積物の層厚は1 mを越えるところもあり、堆積物中に含まれる礫のサイズも大きい。一方、巨礫の少ない内陸側では層厚は約5 cm～30 cmで、含まれる礫のサイズも比較的小さい(図1(c), (d))。これは津波の流速が減衰した地点で巨礫が停止し、それとほぼ同時に砂礫の多くも堆積したことを示している。

摂待の津波堆積物は、比較的海岸線から近い範囲ではその主体は様々な粒径の礫であり、海岸線から遠くなるにつれて礫の含有量は減少していき、砂質や泥質の堆積物が増加するという内陸細粒化傾向が見られた。また、海岸線に近い範囲では侵食場と堆積場が混在し、層厚にばらつきがあるものの全体としては内陸薄層化傾向も見られた。さらに、流速の増減を示していると考えられる逆級化・級化の構造が観察される地点も多くみられた。

#### 4. 今後の課題

流速変化のような津波の挙動が現世津波堆積物の層厚・粒度変化にどのように反映されるかが分かれば、地層中の津波堆積物から過去の津波の流速などを見積もれる可能性がある。今後、Goto et al. (2009) の計算方法によって、内陸に打ちあがった巨礫からおおよその津波の流速を見積もり、礫質津波堆積物との関係を検証する。それにより、3月11日の津波による巨礫の移動、砂礫の堆積をある程度復元することが可能であると考ええる。

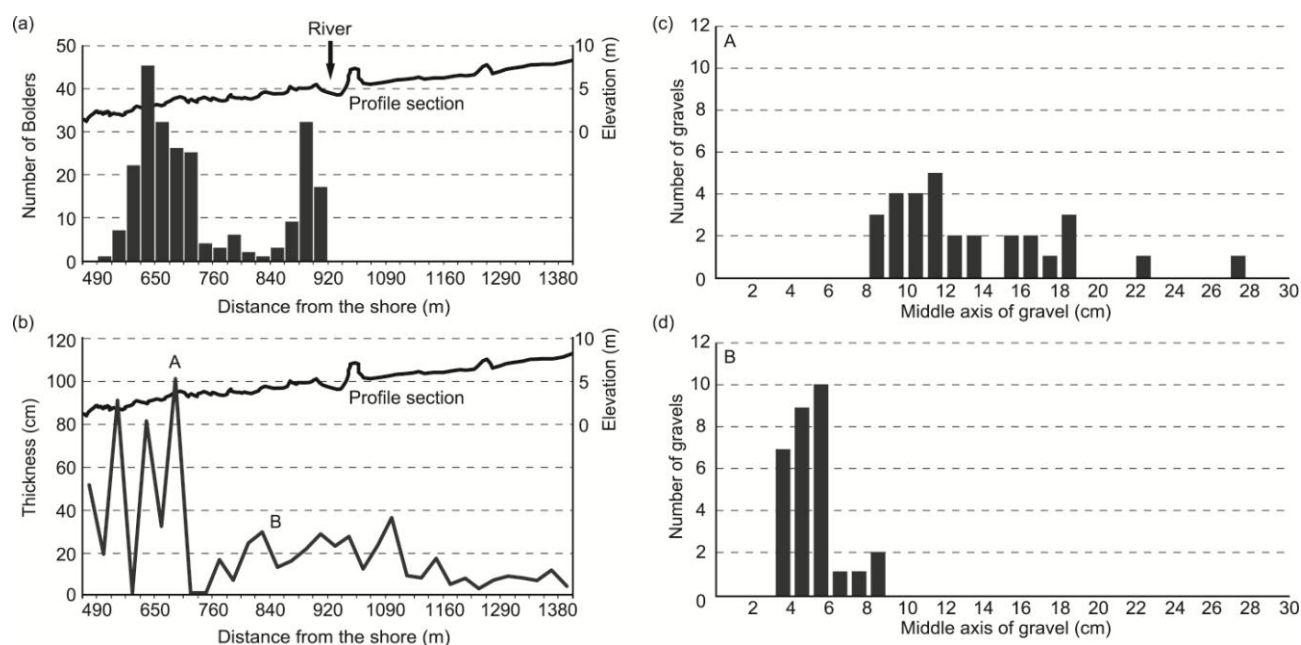


図 1 (a) 海岸線からの距離と巨礫数の関係。(b) 海岸線からの距離と津波堆積物の層厚の関係。(c) 調査地点 A の津波堆積物中に含まれる礫のサイズ。(d) 調査地点 B の津波堆積物中に含まれる礫のサイズ。

#### 引用文献

- Bruins, H.J., MacGillivray, A.J., Synolakis, C.E., Benjamini, C., Keller, J., Kisch, H.J., Klu'gel, A., van der Plicht, J., 2008. Geoarchaeological tsunami deposits at Palaikastro (Crete) and the Late Minoan IA eruption of Santorini. *J. Archaeol. Sci.*, 35, 191–212.
- Goto, K., Okada, K., Imamura, F., 2009. Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm wave at Kudaka Island, Japan. *Mar. Geol.* 262, 14–24.
- Nanayama, F. and Shigeno, K., 2006. Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. *Sediment. Geol.* 187, 139–158.



## 九州地域における津波と津波堆積物

### Tsunami and Tsunami deposits in Kyushu, Japan.

市原季彦（復建調査設計株式会社）

Toshihiko Ichihara (Fukken Co.,Ltd.)

(E-mail [ichihara@fukken.co.jp](mailto:ichihara@fukken.co.jp))

2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震以来、津波に対する関心がより一層高まっている。九州においても津波による被害記録がいくつか知られているが、他地域と比べると研究事例も乏しいのが現状である。近年、演者自身が関わった九州及びその近郊地域での調査でいくつかの津波堆積物を見いだすことができた。また、それ以外にもいくつか知られている津波、津波堆積物などがある。そこで、一部ではあるが、九州地域における津波と津波堆積物研究の例を紹介する。

#### 1. プレート間地震に伴う津波

一般に津波と言えば、プレート間地震に伴うものが多い。九州においてもそれは例外ではなく、頻度としては、最も多いものである。地理的に、南海トラフの西端部が近く、その付近を震源とする日向灘地震はしばしば津波を発生させている。特に、1662年の外所地震は、宮崎で死者が200名に達したとされている。

そのほか、1707年の東海・東南海・南海連動型の巨大地震として知られている宝永地震の際にも大分、宮崎でも津波が襲来しているが、被害の詳細は不明である。高知大の岡村先生らのグループは、大分県佐伯市米水津でこれらの津波堆積物を報告しているが、その他は殆ど研究例がないのが現状である。

#### 2. プレート内地震に伴う津波

1596年9月4日に発生したとされる慶長豊後地震では、地震による死者は800名余りとされている。この地震は、その3日前の慶長伊予地震（1596年9月1日）と共に中央構造線を震源とするものであるとされており、巨大な津波が発生したとされている。この時、当時の別府湾にあったとされる瓜生島と久光島が水没したと言われており、津波による流出家屋数千戸、瓜生島水没による死者708人とされている。

#### 3. 火山活動に伴う津波

九州地域は、活動度の高い火山が多い場所である。最大規模の被害が発生しているものとして、1792年5月21日に雲仙眉山の崩壊に伴い発生した津波である。これは、「島原大変肥後迷惑」と呼ばれており、前年から活発化していた雲仙普賢岳の火山活動に関連し、対岸の肥後（熊本）の広域に及ぶ津波が発生して、被害が拡大している。火山活動、山崩れと津波被害とあわせて死者約1万5000人とされている。

その他にも安政年間、大正時代において、鹿児島県の桜島の火山活動に伴い、津波が発生している。

#### 4. その他の津波

九州ではないが、九州からごく僅かしか離れていない山口県下関市において、津波と考えられる堆積物が見いだされた（市原ほか、2011、本大会ポスター発表）。日本海側における津波堆積物の報告事例は乏しいが、全くない訳ではない。特に、狭い日本海においては、海底活断層やその活動等に誘発されて発生する海底地滑りなどによって津波が発生するケースが考えられる。今回見いだされた津波と考えられる堆積物は、どのようにして生じたものなのか、今後検討する必要がある。

演者は、宮崎海岸の海底堆積物のジオスライサー試料の上部外浜堆積物中から、約2000～2500年前に発生したと考えられる津波堆積物を見いだした。この堆積物は、粗粒砕屑物とそれを覆うシルトからなり、シルト中のPT比24%と通常の上部外浜堆積物では考えられない程の浮遊性有孔虫が含まれるといった特徴が見られる。この津波は、これまで知られているような日向灘地震に伴う津波よりも更に大規模のものである可能性が考えられる。

また、島原大変肥後迷惑の津波堆積物は、有明海沿岸域、有明海湾奥部の各所で実施したジオスライサー、ピストンコアリング試料から見いだすことができた。これらは、堆積物の特徴としては、含有される貝殻遺骸群集組成の差として判別できるが、それ以外の特徴は乏しい。

津波堆積物は、堆積した場所や成因などによって、その特徴が様々である。ただし、含有生物遺骸はその判別に有効であると思われる。現時点では、九州地域は少なからず、津波堆積物調査の空白地域となっている。防災の観点からも今後、少なくとも長期的な大イベントを捉えられるように、過去数千年間の津波堆積物調査、研究が早急にすすむことを期待したい。

# 平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震により堆積したタービダイトの特徴

## Characteristics of turbidites formed by the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake

池原 研・宇佐見和子（産総研・地質情報）・ロバートジェンキンス（横浜国大）・  
芦寿一郎（東大・大気海洋研）・入野智久・渡辺 豊・氏家 崇（北大・地球環境）  
Ken Ikehara, Kazuko Usami (Geological Survey of Japan, AIST),  
Robert Jenkins (Yokohama Natl. Univ.), Juichiro Ashi (AORI, Univ. Tokyo),  
Tomohisa Irino, Yutaka W. Watanabe, Takashi Ujiie (Hokkaido Univ.)  
Ken Ikehara (E-mail k-ikehara@aist.go.jp)

### 1. はじめに

地震による海底斜面の崩壊や津波に伴う海底での土砂輸送と堆積は海底環境を大きく変え、海底の生態系に影響を与える可能性がある。また、地層記録からの過去の地震の識別においてはどの地域で、どの規模の地震により、どのような現象が発生するかを理解することは非常に重要である。2011 年 3 月 11 日の平成 23 年東北地方太平洋沖地震は M9 の巨大地震であり、その影響は広範囲に及び、海底環境への影響も大きかったであろうことが予想される。この実態解明の一部と担うべく、2011 年 7-8 月に学術調査船「淡青丸」による調査航海を行った。マルチプルコアラーにより非擾乱で 13 地点から採取された表層堆積物試料の分析は現在進行中であるが、ここでは岩相や堆積構造の特徴について報告する。

### 2. タービダイトの分布と特徴

試料採取した仙台沖～大槌沖の 13 地点のほぼすべてで試料の最表層にタービダイトを確認した。南北 120km 以上、東西 150km 以上の範囲、水深では 122～5500m の範囲に分布しており、この地震によるタービダイトの堆積が広範囲であったことが分かった。タービダイトの厚さは 1-25cm 以上で、一部のものはタービダイト泥のみが海底を覆っている。仙台沖の St.1（水深 122m）や牡鹿半島沖の St.6（水深 1446m）では斜交葉理／平行葉理を示す明瞭なタービダイト砂の上に比較的厚い（5-10cm）タービダイト泥が乗っている。St.6 のタービダイト砂には複数の侵食面が認められ、複数の混濁流の流下があったことを示している。また、St.1 などにもタービダイト泥中にやや粗粒な層を挟在する場合があります。これも複数回の混濁流の流下の証拠である。

肉眼観察によれば、タービダイト砂は岩片／鉱物粒子から主になる砕屑性のものと有孔虫遺骸からなるものがあり、後者は斜面の中～下部に限られる。また、タービダイト泥も大きく二つに分けられる。一つは砕屑性の粘土からなるものであり、もう一つは珪藻質の泥からなるものである。前者は陸側に、後者は斜面の中～下部に多い。後者はタービダイトの下位に位置する半遠洋性泥と似ている。有孔虫遺骸に共タービダイト砂や珪藻質泥からなるタービダイト泥の存在は、これらが海底斜面崩壊起源であることを示唆する。一方、砕屑性の粘土からなるタービダイト泥は浅海～陸域からもたらされた可能性が高い。

以上のような広域的なタービダイトの分布、複数の混濁流の流下やタービダイトの組成の違いは、タービダイトの起源や供給源が多数あることを示している。すなわち、今回の地震において仙台湾～大槌沖の広い範囲で海底の擾乱があったことが分かった。

### 3. 放射能測定結果

すべての試料の最表層部（0-1cm）と一部の試料の1-2cmの層準について放射能測定を行った。結果として、現在まで測定を終えた試料のすべてにおいて、最表層部でセシウム134（半減期：2.0652年）及びセシウム137（半減期：30.1年）を検出した。St.1では最表層だけでなくその下位からもこれらが検出されており、このタービダイトが今回の地震により形成されたものであることを示している。このコアのセシウム134濃度は下位の層準の方が明らかに低く、最表層（海底面）にセシウム134が多いと考えられる。すなわち、タービダイトの堆積後にセシウム134を吸着した粒子が多く堆積したと考えられる。

### 4. 地震動変形堆積物

仙台沖のSt.1には表層のタービダイトの下位に縦方向の筋の入った堆積層が観察された。X線CTによる三次元構造解析の結果、この筋は曲面を持って斜め上方に伸びる形態を持つことが分かった。縦方向の面は明らかに元々の堆積物組織を切っており、堆積後の変形構造であることは間違いない。より下位の半遠洋性泥との境界は明瞭ではないが、この変形した堆積層部分の方がやや密度が小さい傾向にある。簡易的な剪断強度測定結果によれば、この変形した堆積層部分の方がより下位の生物擾乱に富む半遠洋性泥よりも強度が低い。これが変形によるものか、やや密度が小さいことによるかは不明である。この変形した堆積層の上部は上位のタービダイトの堆積時に侵食されており、タービダイトの堆積直前に大きな地震動により生じた変形構造と考えられる。

# 東日本大震災の津波による被災とそれからの復興に関する堆積学的問題

## —地形的条件による津波と津波流の違いに着目して

Sedimentological subjects of the 2011 East Japan Great tsunami disaster and reconstruction from it – with special attention to locally different nature of tsunamis and tsunami-currents.

志岐常正・池田 碩(奈良大)・川辺孝幸(山形大)・鈴木寿志(大谷大)・

橘 徹((株)土質工学)・三上禎次(龍谷大)

Tsunemasa Shiki, Akira Ikeda (Nara Univ.), Takayuki Kawabe (Yamagata Univ.),

Toshiji Suzuki (Otani Univ.), Toru Tachibana (Soil Engineering Co.), Teiji Mikami (Ryukoku Univ.)

連絡先: 志岐常正 (shikit.h@circus.ocn.ne.jp)

### 1. はじめに

東日本大災害は日本のみならず世界の災害史にも特記される大複合災害であった。それが何故、どのように起こったか、今後如何に復興されねばならないかを考える上で、堆積学的な問題が少なくない災害は社会的現象である。災害の調査研究には、社会地質学の視点が求められる。東日本大災害の場合、その課題の多くは津波と津波堆積物の特性の認識に関わってくる。

津波による破壊によって生じた瓦礫も、打ち上げられた船舶も、津波堆積物である。防波堤、防潮堤、鉄筋ビル、木造家屋のうちで破壊され、あるいは運搬された物も、破壊されなかった物も、津波の働きの記録であり、津波堆積学の対象とされねばならない。

### 2. 明らかになってきた堆積学的課題

a) いわゆる“想定外”問題は、社会的に極めて大きな堆積学的問題であるが、すでに大いに証言、検証されている。ここでは津波発生の確率的周期性の検証の重要性を強調したい。地盤沈下問題についても同様である。

b) 2011年堆積学会長崎大会では、津波の陸上侵入範囲、遡上高、周期などが集中的に報告、検討される。それで、筆者らの講演ではこれらの問題についての報告も省略する。ただし、津波痕などを観る際に津波の波高(wave height)、津波遡上高(tsunami height)、碎波などの打ち上げ高さ、津波遡上時の最大水面高(河川水が加わる)、それらの相対高(津波厚:水底面からの厚さ)などが区別されねばならないことを強調したい。海食崖での打ち上げ高は、津波の波高はもちろん、地域の遡上高とは異なる。

津波が侵入しても、ほとんど、あるいは全く、堆積記録を残さない範囲はかなりの広い、このことは、今回の津波についても観られたが、過去の、例えば貞観地震津波の記録を観るうえでも、すでに注目されている。

c) 津波遡上流の流向、流速(強さ)、供給源などが、堆積物の bed-form (堆積構造など) や組成などから検証されている。その結果を面的に総合して、特定地域全体の津波の侵入、遡上・氾濫、引きを時系列的に把握することが試みられている。なお、津波堆積物が砂であるか黒い泥であるかは、堆積物供給源を観る上で重要であるが、津波の場所的特性を知る上でも情報を提供する。

### 3. 津波の特質、堆積作用

a) 元来、津波は長波である。岸に近づき水深が浅いところに至れば波長と波速を減じ、水粒子の流速を増し、多くの場合、孤立波や段波となり、またしばしば砕波して基本的性格を流れに変える。3.11 津波の場合、仙台平野海浜では浜に至って初めて砕波し、陸へ遡上して射流をなした。砕波の後ろの水面は滑らかで、ほとんど水平であった。同様なことは、水深が大きい港湾でも起こった。段波や砕波の大きなエネルギーは、各所（例えば田老第二防波堤）で防波堤や防潮堤を破壊した。一方、水分子の流れが防潮堤の壁に沿って流れたことが擦痕から確認されるところもある（例えば田老第一防潮堤）。防波堤や防潮堤は津波の運動エネルギーを減殺するが、これらを越える時、津波の水面は上昇する。福島第一原発の被災には、おそらく防波堤の存在が関わっている。

津波は河川を遡上する。流下する河川水と合わされば当然水面が上がる。谷に入った津波流の遡上高上昇は良く知られているが、3.11 津波についても顕著であった。ただし問題のケースもある。なお、津波のシート状遡上流でも、跳水する時、多少水面が上がったはずである。

津波の戻り流れは少しでも低いところに集まり、強大な破壊力、運搬力を現し、鉄筋コンクリートの建物をも破壊し、径3 mの巨大な庭石を運搬することがある（大槌町）。なお、津波の水底浸食作用は、砕波以外では小さい。

b) 三陸海岸には3段の段丘地形面（仮に低位・中位・高位段丘と呼ぶ）が見られる。これらのうち低位段丘の一部は、海岸地形によっては浸水している。ほとんどの中位段丘では浸水被害がない。これら浸水、遡上状況には海岸（海底）地形の影響が注目し値するほど大きい。沖積低地と高位段丘や山地しかない集落がある。高位段丘は広いが海岸から移住するには高すぎる。

### 4. 津波被害の多様性と復興問題

上記 a)、b)の場所による違いは、3.11 津波災害の場所による違いの要因であり、復興計画を考えるにあたっては、町村別に、もっと具体的に調査・検証されねばならない。また、中小や巨大な津波の確率的周期性が、復旧、復興計画の論議にほとんど考慮されていないことは遺憾である。これを考慮すれば、“グレイゾーン”（志岐：1996、2011）の地域毎の時系列的変化予測が現実性を持つ。県単位での広大な地域を一括しての復興計画策定は問題である。

#### 文献

志岐常正, 1996. 雲仙火山活動災害の新段階. 国土問題 NOW、8.

志岐常正, 2011. 東日本地震・津波大災害地復興ストラテジーに関する地質学的意見. 地質学会関西支部講演要旨、2011.

# ちきゅうの近況について

## Update on D/V Chikyu's activities

久保雄介（地球深部探査センター）  
Yu'suke Kubo (CDEX)  
(E-mail: kuboy@jamstec.go.jp)

### 1. ちきゅうの近況と今後の予定について

2011年にライザー掘削航海を二つ予定していたちきゅうだが、八戸港での着岸作業中に東日本大震災に遭遇し、その後の予定を大きく変更することとなった。津波により船体を損傷し、アジマススラスター1基を失ったちきゅうは、予定されていた科学航海を延期しドックで補修作業を行った。アジマススラスターは現在作成中であるため、通常より1基少ない状態で7月からスリランカでの資源掘削に従事している。今後、2012年4月からIODP航海を再開し、Exp 343では東北地方太平洋沖地震を引き起こした断層帯の掘削を行う。その後アジマススラスターの復旧作業を完了した後、延期となっていた下北半島東方沖での石炭層生命圏掘削と南海トラフでの地震発生帯掘削を行う予定である。

### 2. 今後予定されている航海について

Exp 343では日本海溝付近の水深約7000mの海底をおよそ1000m掘削し、東北地方太平洋沖地震を引き起こした断層帯のコア試料やLWDデータを取得し、CORKタイプの観測装置を設置する。掘削孔内で断層帯の温度をモニタリングし、地震時とその後の温度変化を観測することを主目的とする。

Exp 337は下北半島東方沖において海底下2000mを超えるライザー掘削を行い、海底下深部に埋没した未成熟の石炭層に関連する炭化水素循環システムと微生物学的・地球化学的プロセスを調査する。

Exp 337では最終的に海底下7000mに至る掘削の第二段階として、2010年に856mまで掘削したC0002F孔3600mまで掘進する。LWDなどの物理検層の他、およそ100mのコア採取を行う。

| 航海番号 | 名称  | 期間（予定）                    | 共同首席研究者  |
|------|---|---------------------------|--|
| 343  | Japan Trench Fast Drilling Project          | 2012年4月1日～<br>5月21日       | Jim Mori（京都大）<br>Fred Chester（テキサスA&M）   |
| 337  | Deep Coalbed Biosphere off Shimokita        | 2012年7月6日～<br>9月15日       | 稲垣史生（JAMSTEC）<br>Kai-Uwe Hinrichs（Bremen大）                                       |
| 338  | NanTroSEIZE Plate Boundary Deep Riser-<br>2 | 2012年9月19日～<br>2013年1月31日 | Brandon Dugan（ライス大）<br>金川久一（千葉大）<br>Gregory Moore（ハワイ大）<br>Michael Strasser（ETH） |

### 3. 2013年以降の体制について

IODPは2013年で現行のフェイズを終え、それ以降新しい体制での実施が予定されている。体制の詳細は現在検討を進めている段階であるが、3つのプラットフォームを使って”New Science Plan”に基づいた科学掘削を行い、各参加国から研究者が乗船するという点についてはこれまで通りの実施体制となる。

# 極細粒砂からなる複合流ベッドフォームに関する実験的研究

## Experiment on combined-flow bedforms using very fine sand

沼田慎吾（筑波大）・関口智寛（筑波大）・横川美和（大工大）・高川智博（港湾空港研）

Numata, S., Sekiguchi, T. (Univ. Tsukuba), Yokokawa, M. (Osaka Inst. Tech.)

Takagawa, T. (Port and Airport Res. Inst.)

連絡先：沼田慎吾(numata@suiri.tsukuba.ac.jp)

浅海域に普遍的に存在する複合流ベッドフォームの形状、サイズと水理条件・堆積物特性の関係を明らかにすることは、現世海底における底面粗度の予測、堆積構造からの古水理環境復元のために重要である。しかし、振動流ベッドフォーム、一方向流ベッドフォームと比べ、複合流ベッドフォームのデータの蓄積は不十分である。本研究では極細粒砂を用いて短周期複合流ベッドフォームの実験を行った。また、同周期で細粒砂（0.2 mm）を用いた既往研究（Yokokawa, 1995；Sekiguchi & Yokokawa, 2008）との比較により、各種複合流ベッドフォームの形成条件に対する粒径の影響について検討した。

実験には、造波機付き小型循環水路（長さ 12 m, 幅 0.2 m, 深さ 0.4 m）を用いた。粒径  $D = 0.1$  mm の砂からなる砂床上（長さ 3 m, 幅 0.2 m, 厚さ 0.05 m, 初期地形は平滑床）の水深を 20 cm とし、波（周期  $T = 1.0$  s, 1.5 s）と一方向流（鉛直平均流速  $U_0 \leq 31.9$  cm/s）を互いに逆行するように同時に作用させ、複合流を発生させた。音響式ドップラー流速計で砂面上 1cm の流速を測定したところ、一方向流速  $u_0 \leq 41.6$  cm/s, 振動流速  $u_w \leq 33.6$  cm/s であった。定常状態まで発達させたベッドフォームの断面を実験終了後、デジタルカメラで撮影した。 $T$ ,  $u_w$ ,  $u_0$  の組み合わせが異なる、計 67 ケースの実験を行った。

実験で形成された定常ベッドフォームについて Sekiguchi & Yokokawa (2008) の定義に基づいて区分し、形成条件を整理した。その結果、周期によらず、 $u_0 < 17$  cm/s では対称短波長リップル

(symmetrical small ripple, SSR ;  $RSI < 2$  かつ  $\lambda < 30$  cm, ここで  $RSI$  は ripple symmetry index,  $\lambda$  はリップル波長を示す) が発達し、 $u_0 \geq 17$  cm/s では非対称短波長リップル (asymmetrical small ripple, ASR ;  $RSI \geq 2$  かつ  $\lambda < 30$  cm) が発達することが明らかになった。SSR は対称的で峰が尖った断面形状、ASR は非対称的で峰が丸い断面形状を示した (図 1)。  $T = 1.0$  s では本実験 ( $D = 0.1$  mm) と既往研究 ( $D = 0.2$  mm) の SSR, ASR の境界は一致し、粒径の影響は見られなかった。一方、 $T = 1.5$  s では

- (1) ASR の形成には極細粒砂 ( $u_0 \geq 17$  cm/s) で細粒砂 ( $u_0 \geq 8$  cm/s) よりも強い一方向流を必要とし
- (2) 極細粒砂では非対称長波長リップル (asymmetrical large ripple, ALR ;  $RSI \geq 2$  かつ  $\lambda > 30$  cm) の発達が確認されず、粒径の影響が見られた。長周期複合流を用いた既往研究 ( $T = 10.5$  s ; Dumas et al., 2005) においても、(1) と同様の結果が得られたことから長周期の複合流ほど粒径の影響が現れやすいと考えられる。

謝辞:この研究は科学研究費補助金(課題番号 20340141,代表:横川美和)を受けて行いました。

## 文献

Dumas, S., Arnott, R.W.C., and Southard, J.B., 2005, Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, **74**, 501–513.

Sekiguchi, T. and Yokokawa, M., 2008. Effect of wave period on combined-flow bedforms: a flume experiment. *Marine and River Dune Dynamics III*, 281–284.

Yokokawa, M., 1995, Combined-flow ripples: Genetic experiments and applications for geologic records. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyusyu University, Series D, Earth and planetary sciences*, **29**, 1–38.

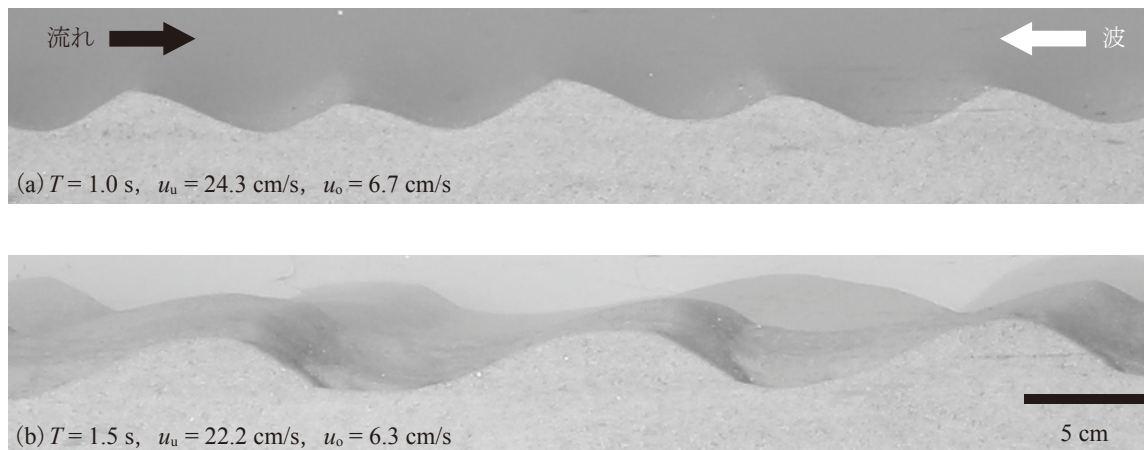


図1 定常リップルの断面写真：(a) 対称性短波長リップル (SSR) (b) 非対称性短波長リップル (ASR)



# 炭素同位体と粒度の分析に見られる過去 1000 年の琵琶湖の堆積環境

## Millennial Environment of Sedimentation in Lake Biwa from Analysis of Carbon Isotope and Grain Size

奥村小織, 福山薫 (三重大学大学院生物資源学研究科), 柏谷健二 (金沢大学環日本海域環境研究センター)

Saori Okumura, Kaoru Fukuyama (Mie Univ.), Kenji Kashiwaya (Kanazawa Univ.)

連絡先: 奥村小織 (510m230@m.mie-u.ac.jp)

### 1. はじめに

琵琶湖は世界でも有数の古代湖であり, 約 40 万年間にわたり安定した堆積環境を維持してきた. ここで湖底堆積物は連続的に沈積されており, 堆積速度も大きいので, 過去における環境変動の詳細な復元を行う上で非常に優れた研究対象となっている. 本研究では, 琵琶湖湖底堆積物の柱状試料から得た中央粒径値・炭素同位体比の値と, 気象観測記録・モデルデータとの比較を行い, 気候学的観点から堆積環境の復元を目指す.

### 2. 分析方法

琵琶湖北湖中心部(水深 32m)において, 湖底下約 960mm の柱状試料を採取した. それに質量測定法による炭素同位体比分析と, レーザー回折・散乱粒度測定法による粒度分析を行った. 分析間隔は 10mm である. なお, 炭素同位体分析においては, 堆積物中の有機炭素の同位体のみを測定するため, 事前に HCl を加えて加熱し, 炭酸塩を除去する酸処理を行った.

### 3. 使用データ

- ・彦根気象観測データ, 年平均気温・降水量・風速のデータ(1876~2010 年), 気象庁
- ・樹木の年輪・氷床コア・珊瑚・古文書から気温を再現したモデルによる年平均気温のデータ(1000~1991 年), P.D. Jones et al., 1998, World Data Center Paleoclimatology

### 4. 分析結果

南ほか(2004) より, 採取した琵琶湖北湖盆における湖底堆積物の堆積速度は 1.3mm/yr である. これより, 本試料は約 700 年間のデータとなる. 炭素同位体分析による有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  データ及び粒度分析による中央粒径データと, 他の様々な指標との比較検討結果を以下に示す.

#### (1) 堆積物の有機炭素 $\delta^{13}\text{C}$ と中央粒径との比較(図 1)

有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  の値は, 表層から 60~150mm の深さで急激に上昇し, それ以深では深くなるにしたがい大きくなっている. 中央粒径の値は, 表層~100mm と 200mm 付近の深さで激しく変動し, それ以深では深くなるにしたがい小さくなっている. 二つの指標には, 負の相関傾向が認められ(相関係数-0.21), これは山本ほか(1992) の結果とも一致する.

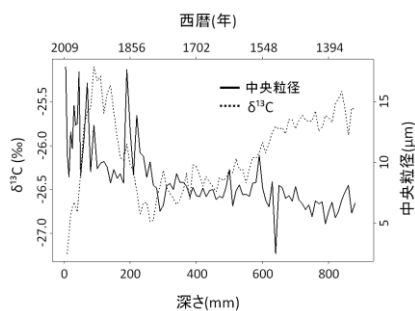


図 1. 有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  と中央粒径の分布

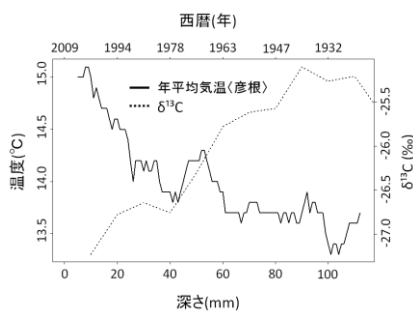


図 2. 有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  と観測気温との比較

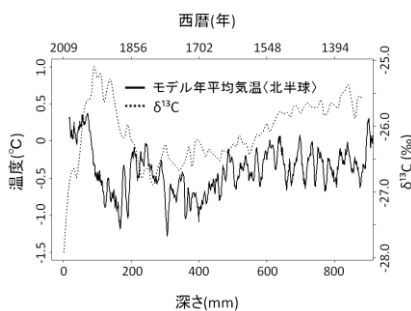


図 3. 有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  とモデル気温との比較 (気温は 1960~1990 年の平均との差を示す.)

## (2) 堆積物の有機炭素 $\delta^{13}\text{C}$ と気温との比較

ここでは、有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  の値と局所的及び地球規模の二つの空間スケールにおける気象や気候データとの比較をする。

### ①観測気温〈彦根〉(図 2)

観測気温は最近になるにしたがって上昇しており、過去 100 年で温暖化していることがわかる。これに対し、 $\delta^{13}\text{C}$  の値は最近になるにしたがって下降している。この二つの値は、非常に高い負の相関を持つ(相関係数-0.87)。

### ②モデルデータ〈北半球〉(図 3)

北半球におけるモデル気温は 19 世紀末～最近まで上昇傾向を示している。これに対し、 $\delta^{13}\text{C}$  の値は過去 100 年で大きく下降している。この二つの値の相関係数は、0.26 であった。

## 5. まとめ

琵琶湖では、これまでも学術ボーリングによる様々な研究がなされてきたが、本研究のように一つの試料に対し、物理的解析と化学的解析を同時に行った例は極めて稀である。さらに、炭素同位体比や粒度の分析結果と気象及び気候データとの対応関係における議論は、ほとんど行われていない。

本研究では、湖底堆積物の炭素同位体比と粒度の分析を行い、堆積物中の有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  の値と中央粒径値は負の相関傾向を有するという結果が得られた。また、有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  の値については、過去 100 年の彦根観測気温との間に非常に高い負の相関が認められた。この相関関係は、オーレイらのタンガニーカ湖における研究結果(オーレイほか, 2006)と類似している。一方、有機炭素  $\delta^{13}\text{C}$  の値と過去 1000 年の北半球モデル気温では、正の相関傾向を示した。

## 6. 参考文献

<邦文雑誌>

・南雅代・種紀彦・小田寛貴・横田喜一郎, 2004, 琵琶湖の湖底堆積物ならびに流入河川堆積物の炭素同位体比から探る堆積環境. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, 16, 73-83.

<邦文単行本>

・山本淳之・柏谷健二・福山薫, 1992, 地球環境変動とミランコヴィッチ・サイクル. 古今書院, 112-125.

・キャサリン・オーレイ, S. R. アリン, P. D. プリスナー, A. S. コーヘン, 2006, 世界の湖沼と地球環境.

古今書院, 73-83.

# 数値実験による多方向流条件での砂丘形態

## Dune morphology changed by multiple flow conditions using a numerical simulation

勝木厚成（日本大学理工学部）

Atsunari Katsuki (Nihon University)

katsuki@phys. ge. cst. nihon-u. ac. jp

### 1. はじめに

砂漠地帯にみられる砂丘は環境によって様々な形態をとることが知られている。例えば、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。これらの形状は地球上だけでなく火星やタイタンでも存在することが分かってきた。砂丘形状は環境条件によって変化することので、逆に形状から周辺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。しかし、形状と環境の関係に対する知識は未だ十分とはいえない。その原因として、これまでの砂丘形状研究の多くは定常状態に注目してきたことがあげられる。そこで、本研究では砂丘の定常状態だけでなく変遷状態にも注目して形状を調べていく。

### 2. 手法

本研究では砂丘のセル模型を用いて、風の吹く向きを多方向(2, 3, 4)にしたときの砂丘形態を系統的に調べることにした。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、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。さらに、砂丘形成の時間発展を調べた所、涙型、network-duneなどの形態も再現することができた。また、計算機では砂の移動を逐次追跡することができるというメリットをいしかし、移動する砂量を調べたところ、2方向の場合にみられる、縦型砂丘と横列砂丘の違いは砂丘の砂量を調べる事によってダイナミクスの違いを区別できることがわかった。

## 中世以降の砂丘発達と冬季モンスーン変動

### Dune deposition related to winter monsoon fluctuations since the Medieval Period

田村 亨・渡辺和明・山口直文・松本 弾（産業技術総合研究所）

小玉芳敬（鳥取大学）・齋藤 有（高知大学）

Toru Tamura, Kazuaki Watanabe, Naofumi Yamaguchi, Dan Matsumoto (Geological Survey of Japan, AIST)

Yoshinori Kodama (Tottori University), Yu Saitoh (Kochi University)

連絡先：田村 亨 e-mail: toru.tamura@aist.go.jp

アジアの気候はモンスーンにより大きな影響を受けるが、モンスーンの時間変動については不明な点も多い。とりわけ冬季モンスーンは、夏季モンスーンのように降水量の代替指標で評価できるわけではなく、海底や湖底の堆積物コアに含まれる、ユーラシア大陸からの風成塵の種類や堆積速度の評価から、その変動が推定されてきた。しかし、風成塵の堆積速度は小さく、コアの記録は数百年～千年スケールの長期変動の評価に向いている。一方、今後十～百年といった近い将来の環境変動を予測するには、十～百年の分解能で過去の現象を把握し、その因果関係を理解しなければならない。過去1000年間は、中世の温暖期の後、15～16世紀から19世紀まで完新世の中で最大の寒冷期である小氷期があったが、こうした数十～百年スケールの全球的な気候変動の中、東アジアのモンスーンがどう変動し、地域の気候に影響を及ぼしたのかについての定説は存在しない。

海岸や砂漠に発達する砂丘の堆積物は、過去の風成作用を記録している。砂丘の内部構造を連続的に明らかにする地中レーダと、砂丘砂の堆積年代を砂粒から直接決定できる光ルミネッセンス (OSL) 年代から、過去の砂丘活動期を詳細に復元できる。本研究では、鳥取砂丘において、これらの手法を組み合わせることで砂丘活動を復元し、冬季モンスーンとの関連を検討した。

鳥取砂丘は、東北東-西南西方向の海岸線と斜交し、北西からの冬季モンスーンにより形成される横列砂丘である。北西より砂丘列 I, II, III, の3列の砂丘列が認められ、クレストの標高は+50mにおよぶ。調査は砂丘列のクレストに直交する複数の測線において行った。砂丘列 III が更新世砂丘を核に完新世砂丘砂の表層から成る一方、砂丘列 I, II は全体が完新世の砂丘砂から構成される。海岸に面する砂丘列 II の海側部が海側に付加するのを除き、砂丘砂の大部分はフォーセットの陸側への移動から堆積している。年代試料は、深度 12m 以浅から、探査断面に基づいて掘削した。得られた 43 点の年代値は、10 世紀から 13 世紀初頭と、15 世紀末以降のものに分けられ、これらの時期の間の年代値は得られなかった。15 世紀末以降の砂丘活動にはより詳細な変動が見られる。陸側への堆積イベントは、AD1580～1640 年頃、AD1840 年頃に顕著である一方、18 世紀には砂丘列 II の海側への付加が起っている。冬季モンスーンの強さに相関すると考えられる中国の冬季の降塵頻度は、鳥取砂丘が堆積していない 13 世紀初頭から 15 世紀末に少ない。降塵頻度はさらに、15 世紀末以降も鳥取砂丘が陸側および海側に付加する時期に、それぞれ増加、減少している。こうした砂丘活動と冬季モンスーン変動との関連は、今後、他の砂丘地でも同様の探査を行い、広域的に検討する必要がある。本研究の結果は、砂丘堆積物が東アジアの気候変動の指標になる可能性、また冬季モンスーンが数十年スケールで変動し、それが日本海側の海岸地形や砂収支に大きな影響を与えてきた可能性を示唆している。

# プレーンベッド形成時の軽量粒子の動態

## Movement of lightweight particles on the plane bed

高木 洸希・北山 忠弘・横川 美和(大工大・情報)・泉 典洋(北大・工)

Kouki Takagi, Tadahiro Kitayama, Miwa Yokokawa(OIT), Norihiro Izumi(Hokkaido Univ.)

連絡先：高木 洸希(e1n08038@info.oit.ac.jp)

非粘着性の砂床上に流体によって形成されるベッドフォームは、流れとその堆積物輸送を考える上で重要であると伴に、地層から古水理条件を復元する際にも重要なツールとなる。このため、ベッドフォームの形成条件を求める水路実験が数多く行われている。そこでは現地とのスケールリングが必要になるが、堆積物のサイズを水路や流れと同じスケール則で縮小する事が難しいため、実験ではしばしば軽量の物質が使われる。この時堆積物の水中比重は一般的な石英粒子と真水のそれとは異なるが、水中比重はベッドフォーム形成領域に影響を及ぼさないと考えられていたため、これを評価した解析は為されていなかった。

しかし、軽量粒子を用いてベッドフォームの形成実験を行った結果、水中比重が小さい時、高領域のプレーンベッドの出現領域については無視できない相違が見られることがわかった。このプレーンベッドの領域の拡大は、安定解析の観点から見れば、粒子の軽量化（水中比重の減少）がプレーンベッドの安定領域の拡大（逆に言えば、デューンやアンティデューン発現の抑制）をもたらしていると言える。この原因を探るための基礎的なデータを得る事を目的として、プレーンベッド形成時の軽量粒子の動態を観察した。

実験には、大阪工業大学情報科学部に設置の小型循環水路（長さ 4.0m, 幅 0.08m, 深さ 0.4m）を用いた。軽量粒子は三昌研磨材（株）製のプラスチック研磨材粒子を用いた。真比重 1.50 で、平均粒径は 0.493mm と 1.495mm である。それぞれの粒径でプレーンベッドを形成し、砂床付近の粒子の動態を高速カメラで撮影した（500fps）。これらの画像について Photoshop を用いて粒子の軌跡を取り、躍動している砂粒子の砂床面からの高さを計測した（図 1）。これら軽量粒子の動態について、石英粒子との比較を行いながら議論する。

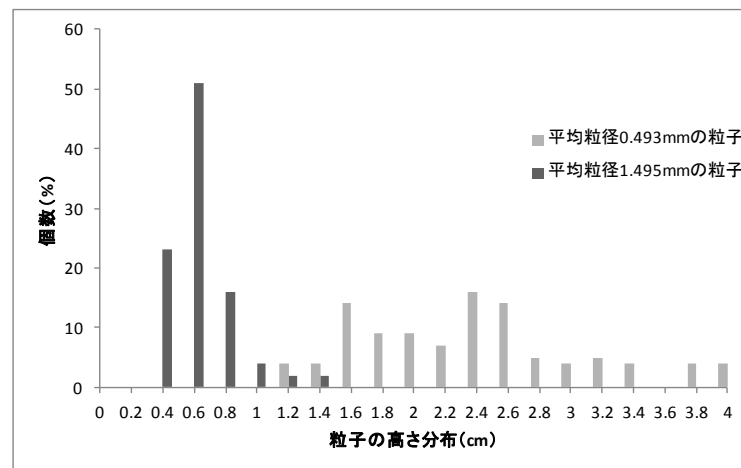


図 1 粒子の高さ分布測定結果の例

# 風成砂丘から見る火星とタイタンの大気循環システム

## Reconstruction of Atmospheric circulation system on Mars and Titan based on the eolian dune deposits

長谷川精（北大・理）

Hitoshi Hasegawa (Faculty of Science, Hokkaido Univ.)

連絡先：長谷川精 (Email: hito\_hase@mail.sci.hokudai.ac.jp)

風成砂丘は、地球以外の惑星(火星や金星)や衛星(タイタン)の表層にも普遍的に見られ、その分布や配列方向は、地表風系および大気循環に関する重要な情報を提供する。本研究では、砂丘の分布や配列方向などから読み解く、火星およびタイタンの大気循環システムについて考察した。

本研究ではまず、大気循環モデル(GCM)などに基づく現在の火星の大気循環および地表の風系と、風成砂丘の配列方向などから推定される卓越地表風系とが、どの程度整合的なのかを比較検討した。その結果、クレーター内の砂丘の重心方位(DCA)や砂丘前置面の方位(SF)から復元される風系は、現在の火星に卓越する北半球の冬の風系と調和的であることが確認された。また、風成砂丘の配列方向だけではなく、火星全球の風成砂丘の分布も大気循環と密接に関係しており、ハドレー循環の下降域に当たる高緯度域(S55°-80°および N70°-85°)の、風による剪断応力が相対的に大きい高気圧帯に沿う地域に分布していることが明らかになった。このように風成砂丘の配列方向と分布の双方が、火星の地表風系を復元する有効なツールとなりえることが明らかになった。また、風成砂丘の形成年代を見積もった研究によると、火星表層の風成砂丘の配列方向は、場合によっては数万年の時間スケールにおける卓越地表風系を反映していることが明らかになった。

また、地球の風成層を対象に過去の大気循環系を復元した研究を例に、火星表層において地層として記録される風成層から読み解く過去の大気循環系について考察を行った。メリディアニ高原の風成層の地層に記録されている古風向の解析の結果、過去において火星表層の風系が北から南方向と南から北方向に何度か逆転していたことが明らかになった。この地層の形成年代に関しては議論があるものの、かつて火星表層に水があった時期の風系を反映している可能性もあり、今後より詳細な地層の解読や、火星探査などの調査などにより、そのような時代の大気循環系が復元出来ると期待される。

一方、土星の衛星であるタイタン表層に見られる風成砂丘の配列方向から復元される風向は、GCMで再現される大気循環および定常的な風系とは一致せず、ある季節に一時的に強く吹く風系を反映していることが明らかになった。

したがって惑星や衛星系の大気循環系を復元する上で、風成砂丘の配列方向は重要なツールではあるものの、雲の流れなどの観測やGCMなどの再現実験も相補的に必要であると考えられる。しかし、風成砂丘は、一定期間以上(火星では数10年~数万年)の時間スケールで形成されると考えられるため、惑星探査による気象観測と併せて検討することにより、短い期間の観測だけでは得られない、中・長期的な時間スケールでの大気循環系を復元できる点は重要である。

また、地球や火星の場合と同様に、タイタンにおいても、砂丘の分布域は大気循環を反映していた。したがって火星とタイタンの例を合わせて考慮すると、惑星や衛星系の大気循環を復元する際は、砂丘の配列方向だけでは十分でない可能性があるが、砂丘の分布なども含め多角的に検討することで、大気循環系などの復元も可能になると考えられる。今後さらなる惑星探査が進むことで、風成砂丘の情報なども合わせることで、様々な惑星・衛星系における気象および大気循環システムの復元が可能になると期待される。

## 振動流の方向変化によるリップル遷移実験

### An experiment on ripple transient with a change in oscillatory-flow direction

関口智寛（筑波大）・新井賢造（筑波大・院）

Sekiguchi T., Arai K. (Univ. Tsukuba)

連絡先：関口智寛（sekiguchi@suii.tsukuba.ac.jp）

浅海域に特徴的なウェーブリップルは、振動流（波浪）条件の変化に応答して遷移をおこす。振動流の方向変化を考慮しない（既存リップル波峰と振動流が直交する）条件下でのリップル遷移については、多くの実験的研究が行われており、既存リップルのサイズ、振動流の軌道直径や非対称性、堆積物粒径を反映して特徴的な遷移リップルが形成されることなど、その詳細が明らかにされてきた（たとえば関口，2011）。しかし、振動流の方向変化の影響についてはほとんど議論されていない状況にある。そこで本研究においては、二方向振動板装置を用い振動流の方向変化によるリップル遷移について実験をおこなった。

二次元振動板装置は、円形水槽（直径 1.8 m）の静水中で振動板（直径 1.0 m）にのせた砂床を、直交する二方向にそれぞれ正弦運動振動させることができ、これにより任意の二次元振動流と砂床の相互作用を再現する。各振動の周期を等しくし、位相差を 0 とし、振幅を適宜組み合わせることで、任意方向の一次元振動を発生させられる。本実験では、砂床（粒径 0.2 mm，厚さ 2 cm）に二次元リップル（初期リップル波長 $\lambda_1 = 6$  cm）を形成し、これに対し、以下の条件の一次元振動を作用させて計 36 ケースのリップル遷移をおこした：水深  $h = 15$  cm，振動周期  $T = 1.0$  s，軌道直径（全振幅） $d_0 = 4\text{--}10.8$  cm，初期波峰と振動のなす角 $\alpha = 0\text{--}90^\circ$ 。なお，Nielsen（1981）式から予想される定常波長は $\lambda_0 = 3.1\text{--}5.6$  cm であった。

実験の結果、 $\alpha$ に応じて異なるリップル遷移がみられた。 $\alpha = 75\text{--}90^\circ$ の場合、初期波峰と平行な連続的二次波峰が各谷部に 1 本ずつ出現して分裂がおき、その後、移動と融合を経て波峰線オリエンテーションを変化させ、最終的に二次元的な定常リップルへと至った。 $\alpha = 50\text{--}75^\circ$ の場合、まず、初期波峰と斜交する不連続な二次波峰が各谷部の中央付近のみに現れ、それらが融合して初期波峰とほぼ平行で連続的な、ジグザグ様の二次波峰へと成長した。その後、初期波峰の断片化と融合により波峰線オリエンテーションが変化し、二次元的定常リップルが形成された。 $\alpha = 0\text{--}50^\circ$ の場合、初期波峰と斜交する不連続な二次波峰が出現し、それらが発達していくことで初期リップルをオーバープリントし、二次元定常リップルへと至った。いずれにおいても、最終的に形成されたリップルの波峰は振動とほぼ直交し、その波長は Nielsen 式の予想値とほぼ一致した。なお、初期波峰と二次波峰が斜交する場合、二次波峰は必ずしも振動と直交しない傾向を見せた。

謝辞：この研究は科学研究費補助金（課題番号 22740329，代表：関口智寛）を受けて行いました。

文献：

Nielsen, P., 1981. Dynamics and Geometry of Wave-Generated Ripples. *Journal of Geophysical Research*, 86(C7), 6467-6472.

関口智寛, 2011. ウェーブリップルの遷移過程. *地質学雑誌*, 117, 141-147.

東京都府中市で掘削されたボーリングコア  
 CRE-TAT-1 および CRE-TAT-2 の堆積相と堆積物物性  
 Sedimentary facies and physical properties of the sediment core  
 CRE-TAT-1 and CRE-TAT-2 in Fuchu-city, Tokyo, Japan

船引彩子<sup>1, 2</sup>・千葉 崇<sup>3</sup>・納谷友規<sup>4</sup>・植木岳雪<sup>4</sup>・森谷慈宙<sup>2, 5</sup>・斎藤広隆<sup>5</sup>・濱本昌一郎<sup>6</sup>・小松登志子<sup>6</sup>・竹村貴人<sup>1</sup> (1 日本大学文理学部, 2 独立行政法人科学技術振興機構, CREST, 3 東京大学大学院新領域創成科学研究科, 4 産業技術総合研究所地質情報研究部門, 5 東京農工大学大学院農学研究院, 6 埼玉大学大学院理工学研究科)

Ayako Funabiki<sup>1, 2</sup>, Takashi Chiba<sup>3</sup>, Tomonori Naya<sup>4</sup>, Takeyuki Ueki<sup>4</sup>, Shigeoki Moritani<sup>2, 5</sup>, Hiroataka Saito<sup>5</sup>, and Takato Takemura<sup>1</sup> (1: College of Humanities and Sciences, Nihon University, 2: Japan Science and Technology Agency, CREST, 3: Institute of Environmental Studies, Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo, 4: Geological Survey of Japan, AIST, 5: Graduate School of Agriculture, Tokyo University of Agriculture and Technology, 6: Graduate School of Science and Engineering, Saitama University)

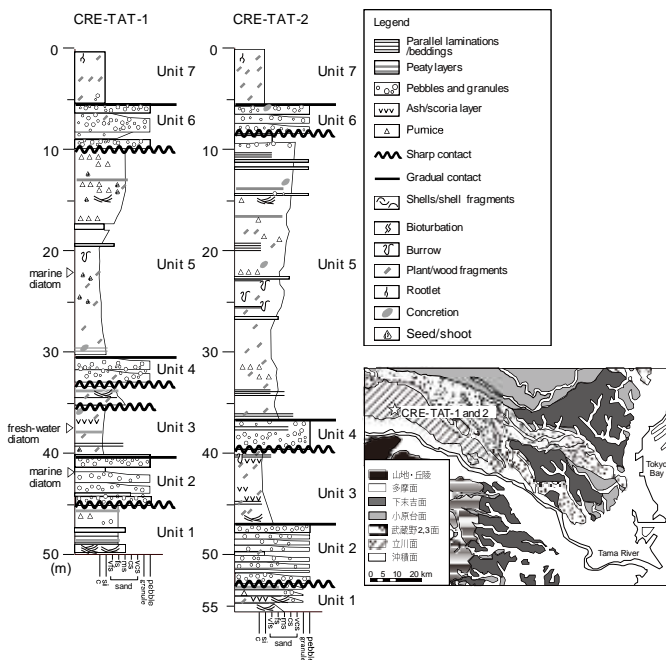
連絡先：船引彩子 bickey@chs.nihon-u.ac.jp

1. はじめに

関東平野西部には武蔵野台地に代表される中期更新世後期以降の段丘地形が広がり、特に多摩川の中流域左岸には一部に2~4万年前に形成された立川面が分布している。本研究は立川面に位置する東京都府中市の東京農工大学構内において掘削された、CRE-TAT-1 (標高 56.06m, 深度 50m), 及び CRE-TAT-2 コア (標高 59.14m, 深度 55m) について堆積相の観察を行い (図 1), 含水比, 土粒子密度, 混濁水の EC・pH, 珪藻分析, XRF による重金属元素の含有率, 古地磁気などの測定を行った結果を報告するものである。

2. 堆積相と堆積物物性

CRE-TAT-1 および CRE-TAT-2 コアは主に3枚の礫層とそれに挟まれた砂層および泥層からなり, 下位よりユニット1~7に分けられる。このうちユニット2・4・6は礫層からなる。ユニット1は主に砂質のチャネル堆積物・氾濫原堆積物から構成される。ユニット3はCRE-TAT-1 では主にシルト層からなり, 淡水生の珪藻が含まれる。ユニット5の下部は青灰色のシルト層で海生の珪藻を産出する。硫黄の含有量, ECともに高い値を示し, 海成層と考えられる。このシルト層は上方に向かって砂質のチャネル堆積物・氾濫原堆積物へと遷移する。両コアともユニット5で古地磁気極性が上位に向かって逆から正に変化する。



このことからユニット6は立川1面の堆積物, ユニット7は立川1面を覆う立川ローム層, ユニット1~5は上総層群と考えられる。

謝辞：本研究は, 科学技術振興事業団「JST」の戦略的基礎研究推進事業「CREST」における研究領域「持続可能な水利用を実現する革新的な技術とシステム」の研究課題「地圏熱エネルギー利用を考慮した地下水管理手法の開発」の支援により行った。

図 1. CRE-TAT-1 及び CRE-TAT-2 コアの柱状図および掘削位置図。



# 火星の北極冠に見られるスパイラルトラフの形成過程についての実験的研究：予報

## Preliminary report on the experiments of cyclic steps on ice aiming to understanding the formation of the spiral troughs on Mars' North Polar Layered Deposits

清水裕貴・横川美和（大工大・情報），内藤健介・泉典洋・山田朋人（北大・工）

・Ralf Greve・白岩孝行（北大・低温研）

Hiroki Shimizu, Miwa Yokokawa(OIT), Kensuke Naito, Norihiro Izumi,

Tomohito Yamada, Ralf Greve, Takayuki Shiraiwa(Hokkaido Univ.)

連絡先：清水裕貴 ([e1q07045@info.oit.ac.jp](mailto:e1q07045@info.oit.ac.jp))

近年の研究で火星の北極冠にはスパイラルトラフと呼ばれる地形が存在し、レーダーの反射面のパターンが示す内部構造は、上流進行する地形の累重構造と解釈できることが指摘されている (Smith and Holt, 2010) . これは北極冠上に発生した滑降流によって形成されたサイクリックステップである可能性がある。そこで本研究では、この地形の形成条件を考えるために、氷上にサイクリックステップを作る実験を行った。

実験は北海道大学の低温科学研究所の低温実験室で行った。実験に用いたのは長さ 1.4m, 幅 1.5, 2, 2.5, 4cm, 深さ 25cm のアクリル製の水路で、両端に高さ 8cm の堰があり、その間に水を張って氷を製造する。この氷の上に流体を流し循環させる。水路勾配は  $5\sim 35^\circ$  の間で変化させた。用いた流体は (a) 濃度 17% のエチレングリコールと水の混合液、および (b) シリコンオイルと水を 14:1 で混ぜた混合液である。エチレングリコールを用いた実験では温度コントロールは室温のみ、シリコンオイルを用いた実験では室温に加え、上部タンクと下部タンクに設置したヒーターによって液温もある程度コントロールした。液の温度範囲は (a)  $-6^\circ\text{C}\sim -10.9^\circ\text{C}$ , (b)  $1.0^\circ\text{C}\sim -1.1^\circ\text{C}$  である。

実験の結果、エチレングリコールを用いた実験 (a) では侵食によるステップを確認できた (図 1) が、堆積によるステップは実験装置の凍結により確認することができなかった。一方でシリコンオイルを用いた実験 (b) では侵食、堆積の双方でステップを確認することができた (図 2) 。

本実験では上記のように氷上にステップを形成させることに成功した。本発表では、実験結果を紹介し、火星北極冠の環境との比較等について議論する。

謝辞：本研究は、北海道大学低温科学研究所との一般共同研究 (No. 11-57) として行いました。

文献：Smith, I. B. and Holt, J. W. (2010), *Nature*, 465, 450-453.

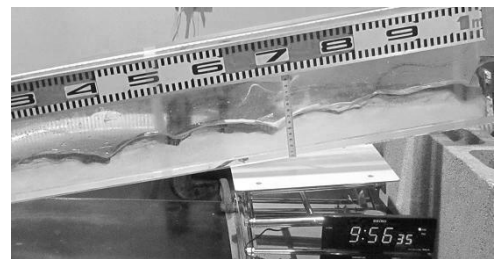


図1 エチレングリコール混合液で氷上にできた侵食性のステップ。

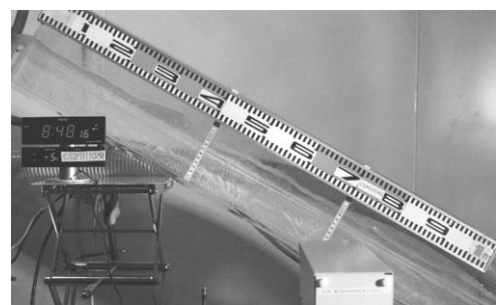


図2 シリコンオイル混合液で氷上にできた堆積性のステップ。

# 古植物堆積物から読み取る豪州 Gondwana P/T 境界の古環境

## Coal petrological insight on the P/T environment of the Gondwana , Australia

相原 安津夫(福岡教育大,前九州大)・鮎沢 潤(福岡大)  
Aihara, A. (Fukuoka Univ. Education, Kyushu Univ.)  
and Aizawa, J. (Fukuoka Univ.)  
相原 安津夫(092-522-8106)

### 1. はじめに

日本は「脱炭素」時代を標榜し、国内の炭鉱は 10 に満たない。植物起源の有機質堆積物である石炭に関し、日本人による解説や研究も極めて少ない。一方で、かつての国内最大出炭量の 3 倍もの石炭を海外から輸入して、現在の商工業化社会は支えられている。日本が輸入する石炭の約 6 割は、ペルム紀主体の豪州炭が占めている。ここでは P/T 境界の古環境と豪州炭の石炭岩石学的情報との関連を紹介し、今日の問題である二酸化炭素温室効果現象を考えるうえでの素材を提示する。

### 2. 概要

1960年に豪州 Bowen 炭田(当時は大向斜炭田 Great Syncline Coal field と呼ばれた)を調査して以来、このペルム紀炭の肉眼的な石炭組織で、古第三紀日本炭には皆無である炭母炭の出現頻度が極度に高い事実が気になっていた。炭母炭は木炭化した材が主体で、同様の花粉・孢子・菌核起源の物質も伴い、炭田堆積盆が著しい乾燥条件や野火に見舞われた地表環境条件を示唆する。化学分析では炭素含有量が高く、熱加工しても不活性で流動性が現れない。従って炭母炭の含有量の多寡は、同じ瀝青炭でも、当時の国内製鉄高炉が求めていたコークス原料炭の規格である低灰分・低揮発分・強粘結性に著しい影響を及ぼす。当初は製鉄用原料炭の近距離・長期安定資源の確保が主眼で、Bowen 炭田や南方延長に位置する Sydney 炭田の適性地域からの開発および輸入が始まった。しかし、現在では原料炭のみならず発電用燃料炭にまで対象が広がり、生産量は著しく増加し、当然の結果として石炭岩石学的情報も増えてきた。その一例を以下に引用する。

Hunt (1989)を要約すると、炭田堆積盆の堆積速度は西側の安定基盤(原生界)上では 50m/Ma 以下で、炭層は発達せず、分散型の植物片も殆どが不活性成分である。これに対し、東側は 100-600m/Ma の堆積速度で、炭層の数も多く、東(盆心)側ほど不活性成分は減少し、活性成分が増加する。すなわち、堆積盆の地質履歴が石炭組織成分を規制すると結論付けた。しかし、近年モデル化で示された顕生累代の大気組成(例えば Berner, Kothvala, Royer, Canfield など)で、P/T 境界前後の CO<sub>2</sub>漸減と O<sub>2</sub>の漸増の対照的变化においても、上記の事実や、石炭岩石学的な視点から木炭化組織を扱った Scott and Jones(1994)などの知見は特に強調されていない。そこで以下では両者の融合を試みる。

古植物が進化過程で遭遇した古大気変遷における CO<sub>2</sub>減で温室効果は薄れ、氷河期の寒冷で乾燥した高 O<sub>2</sub>環境のもと、広大な範囲(豪州大陸東辺では日本の本州に匹敵する面積)の泥炭堆積盆に、想像を絶す



## 粒子形状の定量的記載と粒子分類への応用

### Quantitative shape description and classification of grains

松本 弾（産総研・地質情報）・成瀬 元（京大・理）

Dan MATSUMOTO (IGG, AIST), Hajime NARUSE (Kyoto Univ.)

連絡先：松本 弾(dan-matsumoto@aist.go.jp)

石英と砂鉄の粒子形状を定量的に記載し、その値を基にこれらを分類できるか実証を行った。これまで粒子の形状は粒子のサイズと同様に堆積学において重要視されてきた。たとえば三軸（長・中・短軸）の長さの比や円磨度、球形度などの指標を用いて粒子の形状を記載し、粒子の鉱物種や運搬形式を考察する研究が行われてきた。しかし三軸の比を求めるためには3次元の粒子形状を測定する必要があり、測定数を増やすことは容易ではない。また円磨度や球形度は一般的に印象図との比較により値を出すため、測定数を増やすことが容易ではなく、正確性・再現性にも疑問が残る。

近年パソコン性能の向上に伴い、画像解析から粒子の大きさや形状の特徴を数値化することが可能となった。今回は画像解析型粒度分析装置 CAMSIZER（堀場製作所）を用い粒子を撮影した。CAMSIZER は中粒砂程度の粒子の場合、数分間で1万個以上の自由落下する粒子を撮影することが可能である。1粒子ごとの視点では2次元の形状しか記述できないが、自由落下する多数の粒子を解析ことで粒子集団としての3次元の形状の特徴を捉えることができる。また試料の回収が可能であるため、再現性の確認が可能である。

粒子の形状を定量的に数値化する方法の1つに楕円フーリエ解析がある。楕円フーリエ解析では粒子の輪郭を周期関数とみなし、その関数に対しフーリエ変換を実施することで計算される係数（楕円フーリエ記述子）を用いて粒子形状を数値化する。この方法では粒子サイズに影響されずに、フーリエ級数の調和数1で粒子の楕円近似を示し、調和数が多くなるほど細かな凹凸をより正確に記述することができる。

以上の方法を用いて、平均粒径が1.5φ程度の砂粒（石英が主体）と2.5φ程度の砂鉄を粒子形状のみから分類する実証を行った。CAMSIZERを用いてそれぞれの粒子画像を取得し、形状解析ソフト SHAPE (Iwata and Ukai, 2002)を用い、調和数20で各粒子の近似を行った。2種の試料で得られたフーリエ記述子のうち調和数1~4と7~14付近において違いが認められたため、これらの値を利用して簡単な分類境界を設定した。次に新たな砂粒と砂鉄試料（個数比で砂粒68%）を画像解析し、さきほど設定した境界で分類を行った。その結果、1粒ごとの誤識別率は約30%あったが、全体では砂粒が59%という結果を得た。分類境界の適切な設定など課題を解決し形状から粒子を分類することが一定の誤差内で可能となれば3種類以上の鉱物種や微化石種の識別などへの応用が考えられる。

（参考文献）Iwata, H. and Ukai, Y., 2002: A computer program package for quantitative evaluation of biological shapes based on elliptic Fourier descriptors. *Journal of Heredity*, **93**, 384-385.

# 西大阪平野における縄文時代晩期～古墳時代の沿岸環境の変遷

## Coastal environments during the Final Jomon to Kofun period in the western Osaka Plain, central Japan

趙哲済（大阪文化財研究所）・中条武司（大阪市立自然史博物館）

Chuljae CHO ( Osaka City Cultural Properties Association ) and

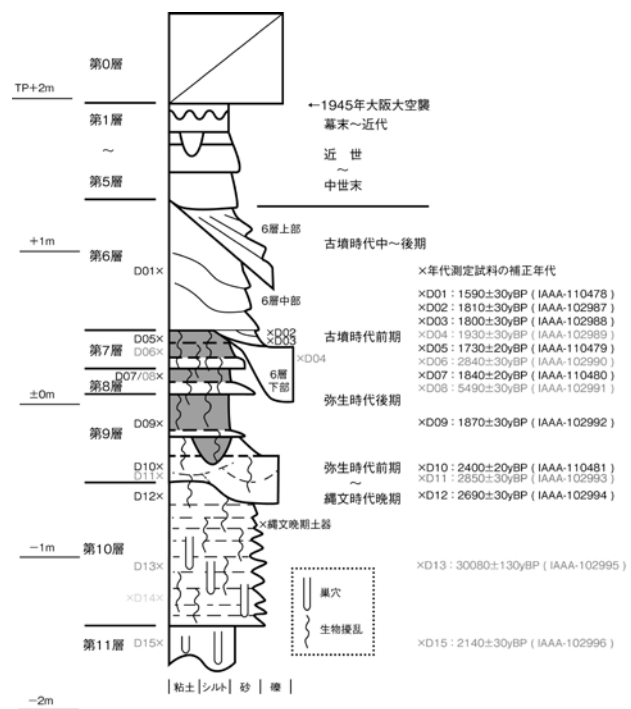
Takeshi NAKAJO ( Osaka Museum of Natural History )

連絡先：趙哲済（cho@occpa.or.jp）

西大阪平野は縄文時代中期の海退以降に形成された海岸低地である。梶山・市川（1986 など）は、この低地を沿岸州の発達によって形成されたと考えているが、具体的に検討した事例は数少ない。2010年、この低地に位置する大阪市浪速区において、縄文時代晩期の層準までの発掘調査が行われた。本報告ではそのうち、古墳時代以前の地層について、堆積環境とその変遷を検討する。

発掘現場の標高はTP+2.6mであり、-1.7mまでの地層を11層に区分した（図1）。検討対象である古墳時代以前の地層は第6～11層である。最下位の第11層は、分級のよい細粒砂が主体で、上位の第10層とともに甲殻類の巣穴化石が認められ、下部外浜の堆積と考えられる。第10層～第9層下部は礫層と粗粒砂層が累重して平板状斜交層理を示し、一部で南北方向のトラフ型斜交葉理が発達する。上部外浜～前浜に堆積したと考えられ、生物擾乱が著しいことから、砂礫干潟に移行した可能性がある。第9層上部～第7層は、砂層・礫層と有機質砂質泥層の互層からなる。生物擾乱が特に顕著であり、泥質な堆積物が急増することから、砂泥干潟を形成していたと考えられる。第6層下部は北北東から南南西へ延びる流路を充填する粗粒堆積物で、下位層の偽礫を多量に含む。第6層中部は東に向かって傾斜する中粒砂からなる平板状～トラフ型斜交層理を示し、海側（西）から陸側（東）へ移動した砂州堆積物とみなされる。この斜交層理の前置部では、砂と砂質泥からなる細互層が少なくとも6セット認められ、潮汐作用の影響が示唆される。また、この層準の下部には、地震によるとみられる変形構造が著しい。第6層上部は平行葉理～平板状斜交葉理の発達した分級のよい砂層～礫層で、海側に緩く傾斜する。上部外浜～前浜の堆積と考えられる。

堆積年代を踏まえると、当該地の沿岸は次のように変遷したと考えられる。縄文時代晩期から弥生時代前期にかけて、下部外浜から前浜に移行した後、外湾に面した砂礫干潟に移り変わった。その後、遅くとも弥生時代後期には西側に浜堤が形成され、外湾から隔離された砂泥干潟が形成された。古墳時代前期には、何らかのイベントによって多量の粗粒堆積物が付近に流れ込んだ。ほぼ同時期に地震もしくは地震に伴った津波により、西側浜堤が決壊して、潮汐流や波浪による流れがラグーン内に流れ込み、干潟の埋積が進んでいった。古墳時代中期～後期には、海進によりかつての浜堤は侵食され、新たな浜堤が成長していったと考えられる。



文献 梶山彦太郎・市原実，1986，大阪平野のおいたち。青木書店，138pp.

図1 模式柱状図と放射性炭素年代

# 粒子配向から見た砂層の液状化・脱水の痕跡

## Distorted grain fabric as an indicator of fluid escape

宮田雄一郎・佐々木 政和・山中 昂(山口大学 理学部)

Yuichiro MIYATA, Masakazu SASAKI and Kou Yamanaka (Yamaguchi Univ.)

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

千葉県更新統上総層群のタービダイト砂層の粒子配向を検討したところ, いくつかの砂層で鉛直に配向した例が見出された. その多くは塊状部であったが, 弱い平行成層(葉理)部分にもみられた. コンボリューションのような流動変形は少なくとも肉眼では認められない. 粒径別にみると, 細粒分ほど鉛直傾向が強い.

このような鉛直配向は脱水による再配向の可能性が考えられるので, 実験的な再現を試みた. タービダイト砂に相当する混合粒径砂を用いて, (1)液状化, (2)高濃度(55-60vol%)浮遊状態からの沈降, および(3)砂層中で発生したガスによる膨張, という3種類の実験を行い, 鉛直断面のはぎ取り試料について粒子長軸方位を計測した.

### 実験 1.液状化

液状化は, 振動によってストレスチェーンがはずれ, 粒子間応力が一時的に消失するため液体として振る舞うことを指すが, 外力が加わらない限り必ずしも流動することを意味しない. しかし, 流動変形しなくても初生の葉理などは不明瞭になることが多く, 粒子の再配置が脱水と同時に起こっている. 脱水は流動化と干渉沈降をもたらす. このとき粒子配向が変化することが考えられる.

実験の結果, 液状化しただけで巨視的変形のみられない砂層において, その上部ほど粒子が鉛直方向に再配向することがわかった. 粒径別にみると, 細粒分ほどその傾向が強く, 下部の粗粒砂はほとんど水平方向を保っていた.

### 実験 2.高濃度浮遊状態からの沈降(干渉沈降)

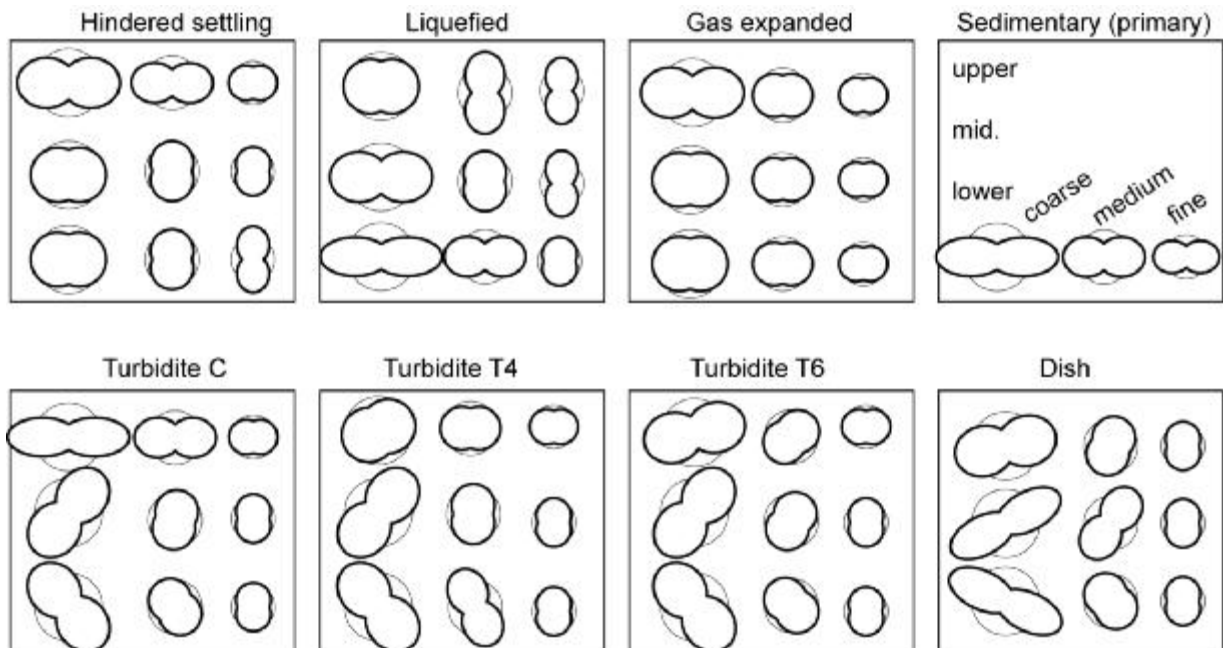
粒子が混み合った状態で沈降するとき, 沈降しようとする粒子と入れ替わりに排水される流体とに働く剪断のために, 粒子長軸が高角度に配向する. 容器に砂層体積の10-15%の水を加えて密閉し, 上下に反転を繰り返すことで均一な浮遊混合状態にした. これを静置して沈降堆積した砂層の鉛直断面について粒子の長軸方位を測定した. 粒子の沈降過程において, 上方へ脱水する間隙水がつくる細いチューブ状の脱水構造をつくることもある.

実験の結果, 多くの粒子がランダム配向を示したが, 砂層の上部だけは粒子長軸が水平方向の堆積ファブリックを示した. 細粒分には鉛直方向の粒子もみられる. チューブ状脱水構造の内部は細粒分を欠き, 鉛直方向に配向した粒子が卓越していた.

### 実験 3.ガス膨張後の収縮

砂層の粒子間隙でガスが発生すると砂層はほぼ均一に膨張する. 水で飽和した砂層を真空デシケータ内で脱気して砂層体積が1.4倍になるまで膨張させた. 大気圧に戻すと, 砂層体積は元に戻り, 変形した堆積構造も復元した. 膨張した状態では砂層が強度を失い, 巨視的な気泡の上昇によって流動変形を示す場合もあった. ファブリック測定の結果, 巨視的な流動変形を示さない場合であっても, 砂層全体で多くの粒子がランダムな再配向する傾向を示した.

これらの結果を第1図に模式的に示し, タービダイト層の例と比較した.



第1図 砂層の鉛直断面における粒子長軸方位分布を示す模式的なローズダイアグラム 上段は水槽実験結果を、下段はタービダイト砂層の例を示す。

#### 天然のタービダイト砂層に見られる特異な粒子ファブリック

千葉県の新統上総層群のタービダイト砂層のうち、塊状砂層について粒子ファブリックを検討したところ、いくつかの砂層において堆積後の再配向を示す例がみられた。

- ・T4層: 層厚 12cmのタービダイト層で、中部に弱い成層構造上部に平行葉理とリップル葉理がみられる。全層を通じて粗粒砂は比較的緩傾斜の傾向をもつものに対して、細粒砂は一貫して急傾斜を示す。粗粒砂は10cmスケールで部分的に長軸方位が異なり渦構造をもつように見える。上下の泥層には未固結変形が一切みられない。
- ・C層: 層厚 1.9mの塊状タービダイト層で、中上部に不明瞭な内部侵食構造、上部に泥岩偽礫およびコンポリュート葉理がみられる。粗粒砂は塊状部で部分的な渦構造と中上部で水平を示す以外はランダム方位、細粒砂は全層を通してランダム方位を示した。下位の泥層には砂の注入構造などがみられる(佐々木・宮田, 2011 今大会)。
- ・T6層: 層厚 22cmの塊状タービダイト層で、下部に内部侵食面と中部に不明瞭なフレーム構造、最上部にリップル葉理をもつ。粒子配向は、最上部を除いて10-20cmスケールの渦構造を示した。細粒砂は鉛直傾向が強い。上下の泥層には未固結変形が一切みられない。

これら3つの例はいずれも砂層内部の流動と脱水を示唆している。しかし、内部侵食構造など初生構造を破壊するものではなく、少なくともその部分では粒子が大きく変位することなく回転したことを示している。さらに砂層の最下部に粒子の再配向がみられ上部には大きな影響がみられないことから、液状化やそれに起因する脱水構造とは考えられない。むしろ、実験2や3のような現象が考えられる。実験2のように瞬間的に過飽和状態になることは考えられないので、実験3のようなガスの効果の方が説明できる可能性があるだろう。

一方で、皿状構造を示す砂層では、粗粒砂が皿状葉理に沿って低角度なのに対して、細粒砂はランダムであった。この傾向は上記タービダイト中で異常を示す粒子配向と共通しており、成因的にも関連が示唆される。

# 海洋底生生物による堆積物改変～ドイツ下部ジュラ系黒色頁岩中の生痕化石を用いたアプローチ

## Sediment alteration by marine benthos: Multiple approaches using trace fossils in the Lower Jurassic black shales in Germany

泉賢太郎（東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻）

Kentaro Izumi (Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo)

連絡先：泉賢太郎 ([izumi@eps.s.u-tokyo.ac.jp](mailto:izumi@eps.s.u-tokyo.ac.jp))

海洋底生生物が堆積物中もしくは堆積物表面で掘進・摂食・排泄といった活動を行うことにより、堆積物は物理的・化学的に改変され、それらは生痕化石として地層中に保存される。顕生累代を通じて、堆積物中には多くの生痕化石が産出することが知られている。中には、貧酸素環境を示唆する黒色頁岩中にある特定の生痕化石が密集しているような産状も知られており、その一例として、*Chondrites* 類の生痕化石が挙げられる (Bromley and Ekdale, 1984)。 *Chondrites* 類の生痕化石は、樹状に枝分かかれたチューブ状の構造を持つことで特徴づけられる。その中でもサイズが大きく、ペレットで充填されたチューブを持つものは、従来“large pellet-filled *Chondrites*”などといった記載がなされていた (例えば, Simpson, 1956) が、近年ではそれらは *Phymatoderma* 属の生痕化石であることが指摘されており (Miller and Aalto, 1998; Miller and Vokes, 1998), 本発表では従来の“large pellet-filled *Chondrites*”を *Phymatoderma* 属の生痕化石であるものとして扱う。 *Phymatoderma* は、それを充填するペレットの存在から、その形成生物が堆積物を摂食・排泄することで形成されたと推定されている (例えば, Seilacher, 2007)。 *Phymatoderma* の形成プロセスは、表面下の堆積物を摂食・排泄したもの (=充填されたペレットは周囲の堆積物の摂食・消化によって改変された) と考えられていた (例えば, Ekdale and Mason, 1988) が、Kotake (1991) は表層堆積物を摂食した後に堆積物中に排泄した結果である (=ペレットは表層堆積物の摂食・排泄によって下位の層準に持ち込まれた) というモデルを提唱した。しかしながら、 *Phymatoderma* 形成者の詳しい生態については未解明な部分があるため、上記の2つのモデルの妥当性についてはさらなる検証が必要である。そこで本研究では、 *Phymatoderma* が高密度に産出する黒色頁岩の代表例である南西ドイツ下部のジュラ系 Toarcian 階の黒色頁岩に注目して研究を行った。

まずは上記の2つのモデルの検証として、 *Phymatoderma* のペレットの由来 (=食糧源) を特定するために、充填ペレット・周囲の黒色頁岩・黒色頁岩直上の泥岩に対して炭素同位体比 ( $\delta^{13}\text{C}$ ) 分析を行った。さらに、 *Phymatoderma* 形成生物の詳細な生態 (特に摂食様式) を解明するために、ペレットとその由来となった碎屑物に対して元素組成分析を行った。

炭素同位体比分析の結果、ペレットの  $\delta^{13}\text{C}$  は周囲の黒色頁岩と比べて有意に重く、黒色頁岩直上の泥岩の  $\delta^{13}\text{C}$  とほぼ同じ値を示した。したがって *Phymatoderma* のペレットは周囲の黒色頁岩ではなく、その直上の泥岩に由来することが明らかになった。このことは、 *Phymatoderma* 形成生物が表層堆積物を摂食し堆積物中に排泄したとする Kotake (1991) の説を強く支持する。また元素組成分析の結果、ペレットは由来した泥岩に比べて相対的に Si・TOC が濃集し、Ca の割合が減少していた。このことにより、 *Phymatoderma* 形成生物はその摂食行動の際に炭酸塩鉱物粒子を避け、石英粒子などを選択的に取り入れることで効率的に有機物を摂取していた可能性が示唆された。



さらに本発表では、*Phymatoderma* 形成生物によって表層堆積物由来の排泄ペレットが下位の黒色頁岩中に輸送されたことが、堆積場にどのような影響を及ぼしたかということについても考察を行う。黒色頁岩中に組成の異なるペレットが持ち込まれるということを考慮すると、最も重要な生物地球化学的な変化を起し、堆積場に影響を与え得るのは、両者の境界領域であることが想定される。そこで、ペレットと黒色頁岩の境界部を実体顕微鏡で観察したところ、ペレットとも黒色頁岩とも色調の異なる数十 $\mu\text{m}$ スケールの黄褐色のレイヤーによって各々のペレットの周囲が覆われていることが明らかになった。この観察事実は、反応性の高い有機物である粘液に覆われている排泄ペレットの表面が、金属イオンを効率よく吸着することで硫化鉄やその他の金属化合物の沈着の場として機能するというシミュレーション結果 (Stockdale et al., 2010; Petrash et al., 2011) を実際に現象として捉えたものであると考えられる。

#### 文献

- Bromley, R.G. and Ekdale, A.A., 1984, *Chondrites: A trace fossil indicator of anoxia in sediments. Science*, **224**, 872–874.
- Ekdale, A.A., and Mason, T.R., 1988, Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, **16**, 720–723.
- Kotake, N., 1991, Packing process for the filling material in *Chondrites*. *Ichnos*, **1**, 277–285.
- Miller, W., III and Aalto, K.R., 1998, Anatomy of a complex trace fossil: *Phymatoderma* from Pliocene bathyal mudstone, northwestern Ecuador. *Paleontological Research*, **2**, 266–274.
- Miller, W., III and Vokes, E.H., 1998, Large *Phymatoderma* in Pliocene slope deposits, northwestern Ecuador: associated ichnofauna, fabrication, and behavioral ecology. *Ichnos*, **6**, 23–45.
- Petrash, D.A., Lalonde, S.V., Gingras, M.K., and Konhauser, K.O., 2011, A surrogate approach to studying the chemical reactivity of burrow mucous linings in marine sediments. *Palaios*, **26**, 594–600.
- Seilacher, A., 2007, *Trace Fossil Analysis*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 142p.
- Simpson, S., 1956, On the trace fossil *Chondrites*. *Journal of Geological Society of London*, **112**, 475–499.
- Stockdale, A., Davison, W., and Zhang, H., 2010, Formation of iron sulfide at faecal pellets and other microniches within suboxic surface sediment. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **74**, 2665–2676.

カリフォルニア州ポイントロボスの始新統カーメル層に認められる  
粗粒海底谷埋積物のトラクション構造

Traction structures in coarse-grained canyon-fill deposits, the Eocene Carmel Formation in  
Point Lobos, California

伊藤 慎\* (千葉大学) ・高岡進一 (千葉大学) ・戸田数馬 (千葉大学)  
Makoto Ito\*, Shinichi Takaoka, and Kazuma Toda (Chiba University)  
\*mito@faculty.chiba-u.jp

カリフォルニア州中部のモントレイ市周辺には、サンアンドレアス断層とこれに付随するサングレゴリオ断層などの横ずれ断層に挟まれた *Salinia Terrain* と呼ばれる地質体が広く分布している。*Salinia Terrain* には、白亜紀の変成岩類や花崗岩類などの他に、白亜紀から中新世にかけて形成された多様な堆積岩類が発達している。特にこの地域は、中新統のモントレイ層が広く分布することで知られている。ポイントロボスはモントレイ市から南に 16 km ほど離れた太平洋に突き出た周囲が約 6 km の小さな半島で、カリフォルニアの州立保護区となっている。ポイントロボスでは、白亜紀後期 (c. 80 Ma) の花崗閃緑岩の侵食にともなって形成された海底谷の谷壁とその埋積物のカーメル層が海岸線に沿って観察される。カーメル層は礫岩と砂岩を主体とした層厚が 150 m 程度に見積もられる粗粒堆積物の発達で特徴づけられ、始新世に 500–1500 m の古水深で形成された堆積物と解釈されている。カーメル層の堆積相の特徴や堆積プロセスに関しては、Clifton (1984, 2007) ならびに Cronin and Kidd (1998) で詳しく検討されている。

これまでに行われたカーメル層の堆積学的研究では、(1) 層厚 20–30 m の上方細粒化サイクルが 5–8 サイクル認められこと、(2) ほぼ東西に伸びる海底谷の北側が南側より深く侵食されていること、(3) 南西～北西方向の古流向が卓越すること、(4) 海底谷の壁面周辺ほど礫岩の堆積が卓越していること、(5) 礫岩ならびに砂岩の多くは高密度重力流ないしは二相重力流によって形成された堆積物と解釈されること、などが詳しく議論されている。一方、ポイントロボス近隣のモントレイ海底谷などをはじめとする現世ならびに地質時代の海底谷では、粗粒堆積物で構成されるベッドフォームの発達が広く認められてきている (例えば、Wynn et al., 2002; Smith et al., 2007)。したがって、カーメル層の粗粒海底谷埋積物にも重力流によるトラクション作用の特徴が礫岩や砂岩に記録されている可能性が考えられる。

今回、カーメル層の粗粒堆積物の堆積形態や内部構造などの特徴について詳しい検討を行った。その結果、この地層には以下のような特徴が新たに認められた。(1) 厚層-極厚層礫岩の基底は最大で 1–2 m の顕著な侵食面で、一部にフルート構造 (長さ 4m 程度) が認められる。(2) 礫岩には、上面が最大 1–2 m の波高を示す緩いマウンド状形態のものが認められる。(3) マウンド状形態の波長は最小が 3 m、最大は 50 m 以上に達する。(4) 緩いマウンド状形態にともなって、礫岩内部には下流方向へ傾いたフォーセット層理やバックセット層理が認められる。(5) 礫岩の緩いマウンド状形態は礫質砂岩にドレープされており、侵食にともなって形成された形態ではない。(6) 古流向に斜交した露頭面では、トラフ型の層理が認められる。(7) 礫岩の上位に発達する礫質砂岩ならびに砂岩には平行層理やハンモック状に緩くうねったアンティデューン層理が認められる。

カーメル層の粗粒海底谷埋積物に認められるトラクション構造の特徴は、露頭観察に基づいてこれまでに報告されている粗粒セディメントウェーブ堆積物の特徴 (例えば、Ito, 2010) と類似する。したがって、今回認定されたトラクション構造は、高流領域の下での大規模なデューンの下流方向ならびに一部は上流方向への移動にともなって形成された堆積構造と解釈される。カーメル層の検討から明らかになったように、深海底で形成された礫岩や砂岩などの粗粒堆積物には、大規模なベッドフォームの移動にともなって形成されたトラクション構造が、今後より広く認定される可能性が考えられる。

## デルタ前縁の差別的水深に見かけ上応答しないデルタの前進過程

### Apparent non-response of river deltas to transversely-varying basin bathymetry

武藤鉄司（長崎大学）・苗 暉（長崎大学）・Gary Parker（イリノイ大学アバナ校）

Tetsuji Muto (Nagasaki Univ.), Miao Hui (Nagasaki Univ.), Gary Parker (Univ. Illinois Urbana)

(E-mail [tmuto@nagasaki-u.ac.jp](mailto:tmuto@nagasaki-u.ac.jp))

海水準変動のもとで成長する河川デルタが海底地形勾配の影響を強く受けることはよく理解されているが、従来想定されてきた海底地形は岸-沖方向で一様勾配、初期海岸線と平行する方向で水平、といった単調な設定にとどまりがちであった。起伏に富む海底地形を埋積しながら前進していくデルタがその地形に対してどのように応答するのか、実のところよく分っていない。一般に、デルタの海側への前進はデルタ海岸線の全体で一様に進行するのではなく、むしろ著しく局所的・間欠的である。これは、デルタ海岸線への物質供給の主たる担い手がデルタ上の分流チャンネル(distributary channels)であることによる。適当に長い時間で観ると、分流チャンネルが同じ場所にいつまでも留まることは希であり、定置、滞留、放棄・側方移動(もしくはアバルジョン)を繰り返すのがふつうである。分流チャンネルのこうしたオートサイクリック(autocyclic)な挙動はデルタをとりまく外部フォーシング(e.g. 海水準、デルタ上流端での河川流量、堆積物供給量)が時間的に不変であっても半ば必然的に起こる現象と考えられる。では、デルタ前縁の海底に初期海岸線と平行する方向で浅い箇所と深い箇所とが併存していたら、デルタ系-分流チャンネルとデルタ海岸線-はそれに対してどのように応答するだろうか。この問題をモデル実験の手法で検討してみた。

実験は長崎大学の二次元実験水槽マルジ5号(2.8m×1.4m×深さ 65cm)を使用して行われた。水槽内に正方形の水平ベイスメントを設置し、その上に厚さ 6.5cm の三角柱状プラットフォームを特定のパターンで配置することで差別的な水深を実現した。水槽内の水位を時間的に不変とし(静止海水準)、プラットフォーム上の水深は 0.7cm、またプラットフォームの置かれていない場の水深は 7.2cm で、それぞれ一定に保たれた。ベイスメントの一角(2枚の直立側壁の接合部)から一定流量の水と砂を供給することによって河川デルタを生成し、差別的な水深を有するベイスメント上を前進させた。比較対照のために、プラットフォームを置かない一様水深の条件下でも実験をおこなった。

実験結果は次のように要約される。差別的な水深のもとであっても、一様水深(プラットフォーム無し)の場合と同じく、デルタは等方的(isotropic)な円弧状の海岸線を持続したまま前進した。浅い海底を前進する場合にデルタロブが海側へ突発的に延伸する、あるいは深い海底に面する海岸線が(相対的に)陸側に顕著に凹むといったようなことはまったく起こらなかった。デルタはあたかも差別的な水深に応答していないかのように挙動した。しかし、実は、デルタは海岸線が等方的形状を持続するように特定の場所における分流チャンネルの滞留時間を自己組織的に調整していたのである。プラットフォーム上の浅い海に分流チャンネルが注ぎ込むと短時間でデルタロブが成長し、海岸線は海側へ前進する。しかし、海底の埋積に要する堆積物量が少なくてすむため、分流チャンネルそれ自体の沖積埋積作用が速く進み、比較的短時間のうちにアバルジョンを経験するところとなる。逆に、深い海へ注ぐ分流チャンネルは長時間そこに滞留して、デルタロブをゆっくり成長させる。分流チャンネルの埋積にも比較的長い時間を要する。このように、分流チャンネルの定置頻度と滞留時間がデルタ前縁の差別的な水深に呼応するかたちで、デルタ海岸線の等方的成長が保たれるのである。

# 細粒タービダイトの特徴と堆積機構：熊野沖，スマトラ沖及び別府湾の例から

## Characteristics and deposition of fine-grained turbidite: Examples from off Kumano, off Sumatra and Beppu Bay

池原 研・宇佐見和子・西田尚央（産総研・地質情報）・  
芦寿一郎（東大・大気海洋研）・入野智久（北大・地球環境）・加三千宣（愛媛大）  
Ken Ikehara, Kazuko Usami, Naohisa Nishida (Geological Survey of Japan, AIST),  
Juichiro Ashi (AORI, Univ. Tokyo), Tomohisa Irino (Hokkaido Univ.), Michinobu Kuwae (Ehime Univ.)  
Ken Ikehara (E-mail k-ikehara@aist.go.jp)

### 1. はじめに

地震時には海底斜面が崩壊し、混濁流が発生することが知られている。泥質堆積物が覆う斜面ではこれらが崩壊することで、細粒粒子が卓越する混濁流の形成と泥質タービダイト／タービダイト泥の堆積が予測される。実際、北海道南西沖地震時の後志トラフでは10cm程度の、またスマトラ沖地震の際には場所によって数mにも達する厚いタービダイト泥が認められている。しかし、砂質粒子に乏しく薄い泥質タービダイトの場合、半遠洋性泥と区別できるかは問題がある。海底堆積物中の地震イベント堆積物を用いたより正確な地震発生間隔の推定のためには、半遠洋性泥とタービダイト泥をより客観的な基準で区別することが求められる。ここでは、別府湾のコアを中心に、熊野沖海溝陸側斜面の小海盆、スマトラ沖の海底堆積物中のタービダイト泥と半遠洋性泥の比較を行う。また、熊野沖の観測から細粒タービダイトの堆積機構について検討する。

### 2. 試料と方法

主に用いた別府湾の試料は、2009年に別府湾の最深部（高崎山沖）から淡青丸により採取された長さ9m弱のコアである。半割後に厚さ1cmのプラスチックケースに採取されたスラブ試料から軟X線写真撮影、スメアスライド作成・観察、XRDによる粒子組成と粒度分析を行った。熊野沖の試料は、白鳳丸のKH10-3航海において、自走式海底サンプリングシステム（NSS）に装備された簡易型マルチタイプ表層採泥器（アシユラ）により熊野沖の南海トラフ陸側斜面の小海盆から採取した。半割後に別府湾と同様にスラブ試料を採取し、スラブ試料から軟X線写真撮影とスメアスライド作成を行った。また、7ccキューブによる試料採取を行い、粘土ファブリックの解析を行った。スマトラ沖の試料は、Roger RevelleによるRR07-07航海において、ピストンコアラーにより採取された。船上で半割／記載後、冷蔵庫にて保管されていた試料から、1.5-2年後に別府湾／熊野沖と同様にスラブ試料を採取した。このスラブ試料から軟X線写真撮影とスメアスライド作成を行った。

### 3. タービダイト泥の特徴

いずれの試料でも、タービダイト泥と半遠洋性泥ではエックス線透過強度で示される湿潤密度に違いが見られた。ただし、別府湾ではタービダイト泥は半遠洋性泥よりも密度が大きい、熊野沖では逆に密度は小さい。別府湾ではタービダイト泥は陸源の碎屑粒子を多く含むのに対して、半遠洋性泥は珪藻軟泥からなり、密度の小さい珪藻軟泥中に密度の大きいタービダイトが挟在する。一方熊野沖では、粒子組成に大きな

違いは認められない。海底直上の高濁度層からの急速な沈降によって形成されたタービダイト泥が高い含水率を保持していることが密度が小さい原因である。また、タービダイト泥は堆積構造に乏しく均質であるが、その下部には平行葉理が認められる場合がある。一方、スミアスライド観察による粒度組成では三者とも似た特徴を示す。半遠洋性泥が粗粒シルト程度のやや粗粒な粒子から粘土粒子まで幅広い粒度範囲の粒子から構成されているのに対して、タービダイト泥は粗粒粒子を欠き、淘汰を受けて粒度がそろっている。半遠洋性泥中の粗粒粒子はスマトラ沖では石英などの碎屑粒子であるが、熊野沖では有孔虫遺骸、別府湾では珪藻遺骸であることが多い。また、いずれの場所でも厚いタービダイト泥では上方に細粒化する傾向が認められるが、別府湾の一部のタービダイト泥や熊野沖のタービダイト泥では、その上部に粗粒な珪藻遺骸が多く含まれる場合がある。熊野沖の粘土ファブリックの観察からはタービダイト泥には粒状構造が半遠洋性泥にはランダムファブリックが卓越することが分かった。粒状構造の存在は、このタービダイト泥がフルイドマッドから堆積した可能性を示唆する。

#### 4. タービダイト泥の堆積機構

熊野沖の例では、2004年紀伊半島沖地震の地震動により、2種類の高濁度層（深層水に濃度が薄いが厚く認められる Dilute Suspension Layer (DSL) と海底直上の非常に高い濁度層の Bottom Turbid Layer (BTL)）が形成されたことが報告されている (Ashi et al., 2012)。このうち海底直上の高濁度層である BTL は 200kHz の音波を反射させるほどの密度差を持ち、かなりの高濁度状態であったことが分かる。また、繰り返し観測に基づくと、この高濁度層の厚さは 2.4m 以上の厚さを持っていたと推定できる (Ashi et al., 2012)。今回扱った熊野沖表層堆積物の分析結果から、余震域近傍の海底斜面では少なくとも小規模な斜面崩壊と混濁流の発生並びにそこからのタービダイトの堆積が起こったと考えられる。タービダイト砂部分が薄いことは、斜面自体に砂成分が少ないことと、基盤まで含めた大きな斜面崩壊は発生しなかったことによるものと推定される。すなわち、斜面域を薄く覆う未固結の泥が地震動によって一部は滑落、一部は巻き上がって水柱に懸濁粒子を供給した。この巻き上がりは Ashi et al. (2012) の DSL の形成に貢献したであろう。また、滑落や巻き上がりに伴って発生した懸濁水は密度流となって斜面を下り、斜面の小海盆でトラップされて、海底直上により高濁度なフルイドマッド状の層 (BTL) を形成した。タービダイト泥の多くはこの高濁度層から沈降して形成されたものと推測される。

厚いタービダイト泥の堆積にはそれに見合う混濁流からの細粒粒子の供給が必要となるが、海底地形は厚い高濁度層の形成に大きく関わっているものと考えられる。ただし、スマトラ沖や別府湾では同じコアにおいてタービダイト泥の発達する層準と発達しない層準があるようにも見える。気候変動による供給物の変化も含めて、さらに検討する必要がある。

#### 文献

Ashi, J., Ikehara, K., Kinoshita, M. and KY04-11 and KH-10-3 shipboard scientists, 2012, Settling of earthquake-induced turbidity on the accretionary prism slope of the central Nakanai subduction zone. In Yamada, Y. et al., eds., *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Springer, Dordrecht, 561-571.

## 琵琶湖埋没デルタの累重様式と気候変動

### Stacking pattern of buried deltas in Lake Biwa and climate change

佐藤智之（産業技術総合研究所）・壇原 徹（京都フィッシュントラック）・  
原口 強（大阪市立学）・林田 明（同志社大学）・竹村恵二（京都大学）  
Tomoyuki Sato (GSJ, AIST), Danhara Tohru (Kyoto Fission Track),  
Tsuyoshi Haraguchi (Osaka City Univ.), Akira Hayashida (Doshisha Univ.),  
Keiji Takemura (Kyoto Univ.)  
連絡先：佐藤智之 tomoyuki-sato@aist.go.jp

2008年に琵琶湖湖底で掘削されたボーリングコア試料 BIW08A, BIW08B の岩相, 火山灰層序, 既存の反射法音波探査記録を用いて, 琵琶湖の地下地質の概略を復元した. そこから断続的に水面が上昇する系でのデルタ累重様式について考察する.

本コア試料の岩相と火山灰層序, 年代モデル, 堆積速度変化は図1の通りである. 主な結果として, 約30万年間にわたり, おおよその湖水準変動曲線, 堆積速度(河川からの土砂供給)が氷期-間氷期サイクルに同調して変動すること, デルタが上位ほど後退して発達するという琵琶湖拡大の様子, の3点がわかった.

琵琶湖地下には多数のデルタが上位ほど後退して累重している様子が既存の音波探査により確認されており(宮田ほか, 1990; TuZino, 2010), コア試料からの結果と整合的である. さて, 上位ほどデルタが内陸側へ後退する, つまり湖岸線が後退していく理由についてだが, 相対的な沈降によって湖水準が断続的に上昇する時, デルタシステムは上ほど内陸側に傾斜した山地斜面をその前進発達の原因とせざるを得ないため, 上位ほど後退する傾向を持つと考えられる. 時間オーダーは異なるものの, オート層序学におけるオートブレイク(Muto et al., 2007)と本質的には同様の現象である.

土砂供給量や河口における土砂分配量が一定なら湖岸線は斜面にほぼ平行に後退し, それら変動するなら後退の軌跡も変動することが理論的に予想される. そこで, 氷期-間氷期サイクルに同調して土砂供給量変動するという新知見を利用して数値計算を行い, 湖岸線の後退軌跡を計算してみた. すると, 土砂供給量の減少期(寒冷化の時期)に急激に後退する, 増加期(温暖化の時期)にはあまり後退せず, 下位のデルタを覆うという結果を得られた(図2). この結果に付随し, 増加期は下位デルタが前進しなかった沖合まで前進するため, 堆積可能水深が大きくなり, 高いデルタが形成されることが予想される.

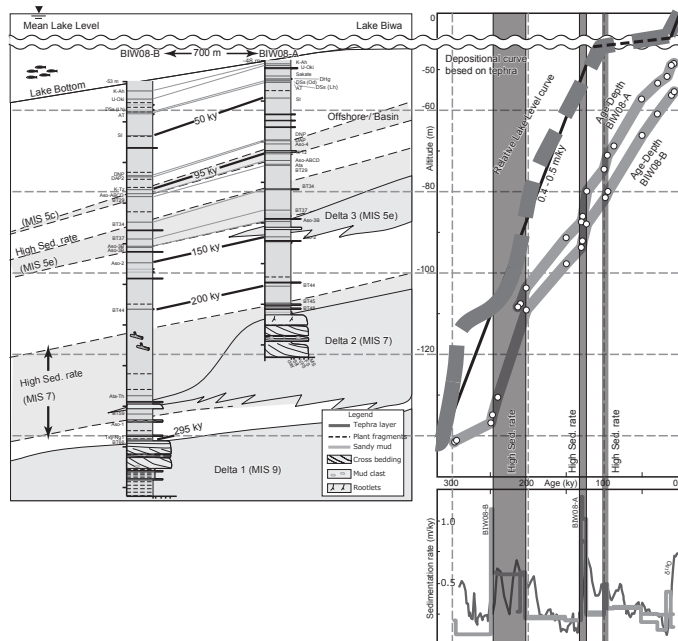


図1. BIW08A,B コアの柱状図および火山灰による年代(左), それぞれのコアの堆積曲線(右上)と堆積速度(右下).

前述の音波探査記録や BIW08 の結果によれば、デルタが大きく後退するイベントが何度か認められる。BIW08 コアの年代決定によって湖水準変動曲線を推定できたことにより、これら埋没デルタの地形変換点の深度（およそ当時の湖水面）から堆積年代を推定することができるようになった。すると大後退イベントはおよそ寒冷化の時期に相当するようであり、上述の計算結果と整合的である。

結果を総合し琵琶湖形成モデルとして以下を考えている。瀬田川河床の相対的隆起によって湖水準が間欠的に上昇しつつ、安定期には鈴鹿山脈からの土砂供給で湖東平野が形成される。もう一つ長い時間オーダーで見れば、度重なる水位の上昇に伴い湖岸線は後退していくが、気候変動に同調した土砂供給量変化によって平野の大きさが変動する。その変動に由来し、湖岸線大後退イベントの際の平野面として平坦面が形成される。その面はその後、湖底粘土に覆われるも、湖底段丘として保存されているのではないかと考えている。

#### 引用文献

- 宮田雄一郎・山村恒夫・鍋谷 淳・岩田尊夫・小幡雅之・結城智也・徳橋秀一, 1990. 淡水性デルタの形成過程—琵琶湖愛知川河口部を例として—2. 地質構成と堆積相. 地質学雑誌, 第 96 巻第 10 号, 839-858
- Muto, T., Steel, R.J., Swenson, J.B., 2007. Autostratigraphy: a framework norm for genetic stratigraphy. Journal of Sedimentary Research, 77, 2-12.
- TuZino, T., 2010. Re-examination of air-gun profiles from Lake Biwa (Japan), and depositional history of the lake in the Pliocene-quaternary. Journal of Paleolimnology, 43, 273-291.

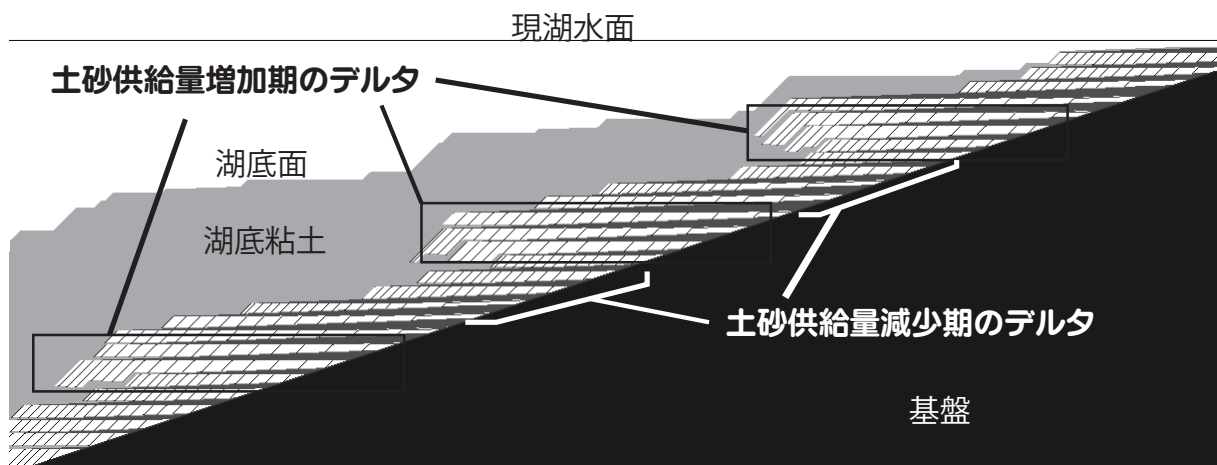


図 2. 琵琶湖を模した数値シミュレーション結果の地下断面。間欠的な水位上昇の下で、右から量を変動させながら土砂を与えている。基盤の上に間欠的な水位上昇によって徐々に後退するデルタが累重し、さらに湖底粘土が覆う。土砂供給量の変動により、累重デルタパッケージの後退速度が変化するため、土砂供給量が増加する時は下位を乗り越えて高いデルタができ、減少するときには大きく後退して平坦面が形成される。

房総半島下部更新統黄和田層最上部に挟在する海底地すべり堆積物の形成条件  
Formative condition of a submarine-slide deposit in the lower Pleistocene Kiwada  
Formation on the Boso Peninsula, Japan

福田 佳代 (三井石油開発)・鈴木 政弘 (八街市役所)・伊藤 慎 (千葉大学)

Kayo Fukuda (MOECO), Masahiro Suzuki (Yachimata City), Makoto Ito (Chiba University)

連絡先 : 福田 佳代 (fukuda\_kayo@moeco.co.jp)

海底地すべりは、急激な堆積物の供給、地殻変動にともなう海底斜面勾配の増加、地震活動、ガスハイドレートの分解などにより、既存の海底堆積物が不安定となり斜面を下流方向へ移動する現象である。従来から、このような海底堆積物の再移動・再堆積にともなって形成された堆積物は、広くスランプ堆積物と呼ばれ、堆積学や自然災害などの視点から注目されている。特に、海底堆積物の崩壊が水中土石流や混濁流の発生にとって最も重要な要因の一つと考えられ、深海底に厚い重力流堆積物を発達させるプロセスとして注目されている。また、大規模な海底地すべりは、津波の発生原因になり得るということから、自然災害の観点からも注目されてきている。

本研究は、このような海底地すべり堆積物の形成要因を解明するための基礎研究として、詳細な露頭観察に基づいて、海底地すべり堆積物の堆積形態と内部構造の特徴を解析し、海底地すべりの規模や形成条件などを定量的に検討したものである。今回検討対象とした海底地すべり堆積物は、房総半島中部に発達する下部更新統黄和田層最上部に挟在し、下部海底扇状地で形成された堆積物である。海底地すべり堆積物はシルト岩の卓越した砂岩・シルト岩互層を特徴とし、多数の火山灰鍵層を挟在する。従来から、黄和田層や上位の大田代層ならびに梅ヶ瀬層には、側方に連続性のよい海底地すべり堆積物の発達が認められているが、今回主な検討対象とした地層は、房総半島東岸の太東崎周辺で、海岸沿いに南北約 1 km にわたる連続露頭で観察される厚さ約 40 m の海底地すべり堆積物である。

検討対象とした海底地すべり堆積物の露頭観察から以下の特徴が明らかとなった。(1) 海底地すべり堆積物は厚さ 40 m、長さ 900 m、幅 700 m で体積はおよそ  $3 \times 10^7 \text{ m}^3$  である。(2) 挟在する 8 枚の火山灰層の追跡から、中部から後部に 6 枚のスラストシートが、前部にはランプ状の背斜構造が発達する。(3) すべり面は火山灰層直下のシルト岩層中に認められ、下部では破碎をともなうのに対し、上部では癒着面となる。(4) さらに最上部には層厚 4 m ほどの流状シルト岩が発達し、上位の未変形のシルト岩へ漸移する。したがって、海底地すべりは黄和田層最上部堆積時に発生したことが理解される。さらに、(6) 南西部の上流方向に発達する同時代の未変形の泥質堆積物との対比から、海底地すべり岩体は北東方向へ最大で 4 km 程度移動したことが理解される。

従来の研究に基づいて古水深を 1000 m と見積もった場合、最下部のすべり面はシルト岩の空隙率がおおよそ 55% で発生したことが推定される。また、これらの値に基づいた斜面安定性解析では、海底面勾配として  $1.2^\circ$  程度が必要とされる。しかし、現世の海底扇状地の長さ下部海底扇状地の勾配との関係に基づくと、この海底地すべりはおよそ  $0.46^\circ$  の海底勾配のもとで発生したことが推定される。さらに、海底地すべり岩体の体積と移動距離に基づくと、この海底地すべりは  $0.57^\circ$  程度の海底勾配の下で形成された可能性が考えられる。したがって、今回の検討結果から、(1) 海底勾配の著しく緩い下部海底扇状地においても海底地すべりの発生が可能であること、ならびに (2) 具体的な発生要因は明らかではないが、海底勾配の緩い堆積環境で形成された深海底堆積物浅部を不安定にする間隙水圧上昇などを誘導する地震活動や間隙流体の上昇などが大きな要因の可能性として考えられる。



## 軟 X 線デジタル画像を用いた侵食形態の数値化と特徴化

### Quantification and characterization of erosional marks using Soft X-ray digital image

弓真由子（福岡大学大学院理学研究科）・石原与四郎（福岡大学理学部）・小松原純子（産総研）

Mayuko Yumi (Graduate School of Science Fukuoka Univ.), Yoshiro Ishihara (Department of Earth System Science, Fukuoka Univ.) and Junko Komatsubara (GSJ, AIST)

連絡先：弓真由子(mayukoyumi@gmail.com)

#### はじめに

従来、地形の情報は航空写真測量によって得られていた。これは微地形の詳細な解析には十分でなく、高精度とは言えないものも多かったが、近年、計測技術の進歩によって直接的な数値情報が得られるようになってきた（千葉ほか、2007 など）。例えば、航空レーザー測量によって得られた高解像度の地表地形の DEM は、数 m の規模の微地形を表現できるようになり、その結果、様々な数値処理を経て地滑り地形の判読を容易にしている（Pike et al., 2003）。海底においても合成開口ソナーシステムを用いた高解像度のイメージ、その地下では 3D サイスマティックの画像が、それに相当する高解像度の堆積・侵食の地形情報をもたらしている。このような高解像度の地形情報は、これまで明らかにされていなかった深海の微地形や地層の累積パターンを明らかにし、それに基づく堆積体の形成過程の理解は飛躍的に進んできている

（Posamentier and Kolla, 2003）。一方、露頭で認められる数 mm～数 10cm の規模の堆積構造や、実験室内で形成された同様なスケールの堆積・侵食微地形は、多くは 3 次元的なパターンを持つにも関わらず、2 次元断面での解析が行われてきた例が多い（例えば Dumas et al., 2005）。露頭においては、観察が主として断面に限られることも多いことから、ハンモック状斜交層理のように 3 次元的な構造を持つ堆積構造は、その定量的な記載も難しい。

本研究では、このような微小な地形を数値化するのに軟 X 線デジタル画像を用いた手法を検討した。また、これを用いて 3 次元情報の特徴化も試みた。ここでは、特に数 mm～数 cm の幅、侵食量（厚さ）を持ち、複雑な 3 次元的な形態を持つ侵食形態を例とし、微小地形の比較的迅速な 3 次元情報の取得およびその特徴化を行ったのでその結果を報告する。

#### 侵食形態の数値化

実験において微小地形や形態の情報を得る上では、2 次元水槽を用いてその形態を形成し、様々な方法で 2 次元断面を得るか、形態の大きさ、分布、形をそれぞれ計測するという方法が取られてきている例が多い（たとえば Allen, 1982 ; Leeder, 1999 ; Dumas et al, 2005）。3 次元情報を得るためには多くの 2 次元断面を組み合わせるという作業が必要で、補間作業や労力を必要とした。本研究では、3 次元情報を得るために、均質な材料を用いて対象とする形態のレプリカを作成し、その軟 X 線デジタル画像を得ることで数値化を行った。堆積学において、軟 X 線画像は、ポーリングコア試料の微細な内部堆積構造を得るためにしばしば用いられている。X 線は、原子番号が大きいものまたは密度が大きいものの吸収率が大きく、厚いものほど透過しにくいという特性があるので、均質な密度の材料を用いたレプリカの軟 X 線写真では、厚い部分ほど感光せず、薄い部分ほどよく感光することになる。本研究では、実際には軟 X 線デジタル画像を用いた。軟 X 線デジタル画像の撮影には、産業技術総合研究所所有のソフロン（株）製の軟 X 線発生装置を使用し、セ

センサーはアールエフ株式会社のデジタル X 線センサー NAOMI-1002 を用いた。軟 X 線デジタル画像は、医療用の画像フォーマットである 12bit の DICOM 形式で得られ、その解像度は、おおよそ 200dpi である。

得られた軟 X 線デジタル画像からは、以下のように微小地形情報に変換した。すなわち、すでに層厚のわかっている複数の試料に対し、同じ管電圧、電流、照射時間の軟 X 線デジタル画像を得て、これらの軟 X

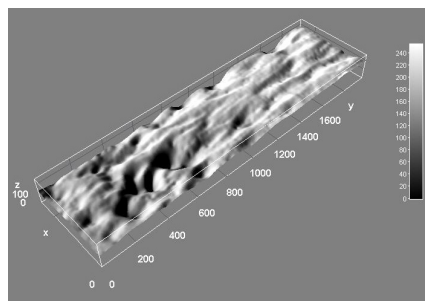


図 1 8bit 画像を 3 次元表示したもの

線デジタル画像のピクセル値との関係の回帰式を求め、各試料に関して厚さに変換した。実際には、12bit の DICOM 画像から、8bit の TIFF 画像に変換した後に厚さへの変換を行っている。検討した微小地形の凹凸は、最大でも 3cm 程度であるので、その場合でもおおよそ 0.1mm の精度で深度方向の数値化が可能である。また、水平方向へも、同様に 0.1mm 程度の精度の情報が得られる。

本研究では、実験の例として、石膏板を一方向流で侵食させた形態、天然の例として、洞窟で形成された侵食形態であるスカ

ラップを用いて数値化を行った。得られた形態情報は、センサーのノイズや試料の不均質性による本来持たない微小な凹凸を含むものの、十分な解像度で数値化が可能であることがわかった (図 1)。なお、このような侵食形態の場合には、しばしばオーバーハングした微小な形態が認められるが、そのような形態は数値化できていない。

#### 侵食形態の特徴化

石膏を用いた侵食形態の形成実験において、形成された形態の特徴化は、その大きさ (幅、長さ) を計測した例しか認められない (例えば, Allen, 1971; Blumberg and Curl, 1974)。その結果、侵食形態の分布パターンが流速や流れの持続時間によって変化することがわかっているが、それがどのような経過をたどるのかは明らかになっていなかった。本研究のような方法を経て 3 次元情報が得られれば、このような微小地形に対して一般的な地形解析の手法を用いることができる (Isaaks and Srivastava, 1989; Lloyd, 2006)。本研究では、流速や流れの持続時間に対する形態の変化を特徴化するために、地理空間情報の統計的特徴を得るのに有効なバリオグラムを用いた。バリオグラムは、離間距離に対する比類似度であり、従属変数 (厚さ) の空間的連続性を評価する指標となる。得られたバリオグラムは、形態の大きさがバリエーションに富む場合や、形態の分布が不均一である場合に、違いが認められた。実験結果と対応させると、この違いは、流速や流れの持続時間を経るに従って変化する侵食形態の大きさや分布を反映したものであることが明瞭になった。すなわち、地球統計学的手法によって 3 次元の侵食形態の定量化が可能となったと言える。

引用文献: Allen, J.R.L., 1971, *Sedim. Geol.*, **5**, 167-385.; Allen, J.R.L., 1982, *Sedimentary Structures*.

Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 593p.; Blumberg and Curl, 1974, *Jour. Fluid Mech.*, **65**, 735-751.;

千葉達郎ほか, 2007, 富士火山, 349-363.; Dumas, S. et al., 2005, *Jour. Sedim. Res.*, **75**, 501-513.; Isaaks,

E. H. and Srivastava, R. M., 1989, *Applied Geostatistics*, Oxford Univ. Press, 561p.; Leeder, M.R., 1999,

*Sedimentology and Sedimentary Basins*. Blackwell, 592p.; Lloyd, C.D., 2007, *Local Models for Spatial*

*Analysis*, CRC Press, 244p.; Pike et al., 2003, *Concepts and Modeling in Geomorphology: International*

*Perspectives*, 185-197.; Posamentier and Kolla, 2003, *Jour. Sedim. Res.* **73**, 367-388. ※本研究は、科研費

(21540476) の助成を受けた。

## デルタフォーセット層に記録される沖積河川サイクリックステップの層序痕跡

### A stratigraphic sign of alluvial cyclic steps preserved in delta foreset bedding

武藤鉄司（長崎大学）・山岸千鶴（筑波大学）・関口智寛（筑波大学）・横川美和（大阪工業大学）・

Gary Parker（イリノイ大学アバナ校）

Tetsuji Muto (Nagasaki Univ.), Chizuru Yamagishi (Univ. Tsukuba), Tomohiro Sekiguchi (Univ. Tsukuba),

Miwa Yokokawa (Osaka Inst. Technology), Gary Parker (Univ. Illinois Urbana)

(E-mail tmuto@nagasaki-u.ac.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（～緩やかな凸形）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。個々の跳水の上流側近傍の流れは射流状態、下流側近傍は常流状態になっており、射流→跳水→常流という位置関係を持続したまま縦列を成して遡上する。近年、内陸岩盤河川の滝列から深海底のサンドウェーブ、さらには火星北極冠の氷地形に至るまで、これらはサイクリックステップが姿かたちを変えて顕われたものであり、それらを支配する形態力学が共通であることが明らかになってきた。

演者らはデルタ沖積河川で生成するサイクリックステップの堆積学的性質にとくに関心を抱いている。河川デルタのモデル実験では、実験者が意図しなくても、分流チャネル内にサイクリックステップが現れることがしばしばある。このことはサイクリックステップが天然沖積河川においても容易に形成されうることを伺わせる。しかし現実には、沖積河川の地層からサイクリックステップがはっきりと認定された例はこれまで皆無に等しく、地層中にどのような痕跡を遺すのかほとんどわかっていないのだ。その原因の一つは、サイクリックステップにともなう跳水が先行サイクルのもとで生成したサイクリックステップの地形と堆積物を破壊してしまうことである。すなわち、サイクリックステップは自己侵食的であるがゆえに本質的に保存されにくい。ところが、演者らが最近おこなった河川デルタの一次元モデル実験により、サイクリックステップの堆積構造それ自体は保存されなくても、間接的な痕跡ならば層序学的近傍に明示的なかたちで保存されることがわかった。本講演ではこの実験について紹介したい。

実験は長崎大学環境科学部および筑波大学陸域環境研究センターの実験水槽を用いて行われた。いずれの実験でも、幅狭のアクリル水路内にギルバート型デルタを生成し、デルタ上の沖積河川にサイクリックステップが常在する状況を実現できた。実験中、水流量・給砂速度・水路内水位を一定に保った。堆積試料には二粒径混合砂(e.g. 0.2mm+0.1mm)を主として用いた(混合比は実験より異なる)。実験の結果、沖積河川下流部におけるサイクリックステップ[跳水]の挙動とデルタフォーセットの成層構造の形成とが正確に同期していることがわかった。サイクリックステップと同期してフォーセット層に生じる成層構造の具体的特徴は多様であるが、共通点もある。それは、(1) 河口からの吐出流が射流状態のとき、デルタフォーセットにはバックグラウンド堆積が生じている。(2) 河口近傍で発生した跳水が遡上を開始しサイクリックステップの一波長が新たに生成し始めると、河口からの吐出流は常流状態に変わる。これに呼応してフォーセット上では非バックグラウンド堆積が進行する。(3) 跳水が河口から遠ざかると河口からの吐出流が射流状態に戻り、再びバックグラウンド堆積だけが進行する。(4) 二粒径混合砂のうちの細粒部分と粗粒部分とのいずれがバックグラウンド堆積に使われるのかは堆積試料の混合比や給砂速度などの条件により変わる。

# タービダイトとデブライトに含まれる泥岩偽礫の堆積実験

## Experiment for deposition of mud clasts in turbidite and debrite

蟹井猛宏・宮田雄一郎(山口大学・理学部)

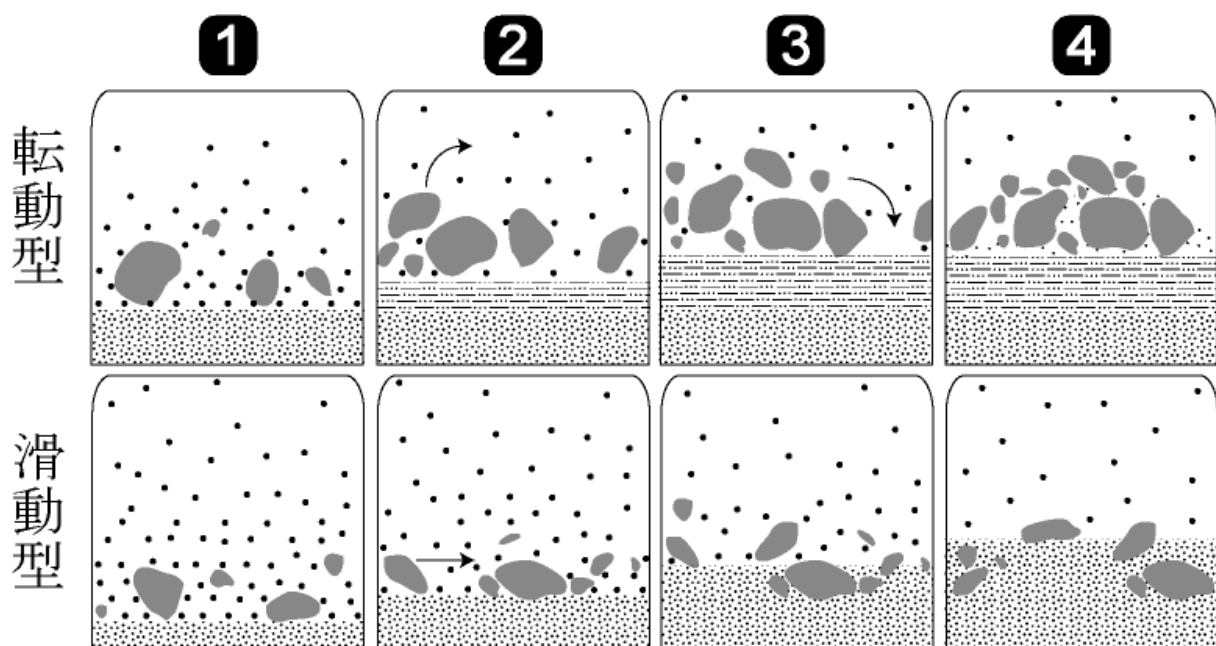
Takehiro KANII and Yuichiro MIYATA (Yamaguchi Univ.)

海成層にみられるデブライトは水中土石流起源と考えられていたが、タービダイトに連続する例が報告された(Talling *et al.*, 2004). 千葉県更新統上総層群からも同様の例が知られており(徳橋・岩本, 2010), 混濁流から水中土石流が派生するモデルが考えられている. 養老川周辺の大田代層と大多喜周辺の梅ヶ瀬層の海底扇状地堆積物にみられる様々なデブライトの内部構造・粒度・帯磁率・含泥率に中心に調査した結果, 次の点が明らかとなった. すなわち, (1)デブライトにはスランプブロックを含むものや泥岩偽礫の濃集したタイプがあるが, (2)いずれも基質は砂で, 下部砂層・偽礫濃集部・上部砂層の3層構造をもつ; (3)それらは場所によって異なり, 側方数メートルで変化したりタービダイトに変化することがある; (4)下部砂層は, 粒度分布・含泥率および帯磁率からみて, 塊状タービダイト砂層と区別できない; (5)上部ほど徐々に基質が細粒化し, 含泥率が増加し・軽石片に富み, 帯磁率が低下することが多い; (6)偽礫濃集部はしばしば下位を侵食して堆積している; (7)偽礫濃集部の上位で帯磁率が高くなることがある; (8)ブロック周辺では基質の帯磁率の高い部分がある. (9)偽礫の少なくとも一部は遠方からもたらされた. すなわち, 一見すると全体が不淘汰でフリーズしたかのように見える偽礫濃集部であっても, 強い流れと共存しながら下部から順に堆積したことを示している(蟹井・宮田, 2011). このような特徴は, 水中土石流というビンガム流体のふるまいでは説明できない.

そこで, 泥岩偽礫と基質砂がどのように堆積したのかを実験で観察した. 海底で泥層を侵食してできた泥岩偽礫の密度(平均  $1.3\text{g/cm}^3$ )と, 基質の砂とは移動限界流速が均衡している. しかし, サイズの数十倍大きな泥岩偽礫が海底面を転動する場合は, 底面粗度が相対的に小さく, また乱流の影響を受けやすい. そのため, 水槽実験においても, ①偽礫が停止するときには既にほとんどの砂堆積している. ②砂の大量供給では偽礫を砂と同時に堆積させることができず, むしろ砂を供給するほど偽礫は移動しやすくなった.

いっぽうで, 偽礫が定置する様式には, 動きながら集まる転動型と, 止まるときに集まる滑動型がみられた(第1図). 転動型では流速を維持した状態で転動する偽礫が次第に集合する現象がみられた. 滑動型は急減速させることで, 1つ止まった偽礫に衝突することで次々と停止する. しかし流れが減衰する過程で, 次々と堆積した偽礫の中で上部にある偽礫は再び連行される. そのため停止できなかった偽礫は異なる場所で既に停止している偽礫に引っかかり堆積しており, 砂と同時に堆積する.

上総層群のデブライトは、偽礫濃集部では帯磁率が上部ほど低い、その周辺ではしばしば局所的に高い部分があり、侵食的な流れが作用していたと考えられる。すなわち、上総層群のデブライトは局所的な急減速によって堆積したことが考えられる。近傍にとくに大きな障害物の見あたらない例が多いことから、その原因として跳水の可能性が考えられる。海底面の起伏や削剥されたブロックがきっかけとなって跳水が起こり、砂や泥岩偽礫が一気に堆積する。しかし、その跳水周辺では依然として高速で堆積物が運ばれているため、侵食も同時に起こっている。滑動停止した偽礫の多くは一定の配向を示さない。これに対して、塊状タービダイト砂層の上部にみられる偽礫は、リップルが直上にみられることから、徐々に流れが弱まりながら転動型の堆積が起こったことが考えられる



第 1 図 偽礫停止の模式図

[引用文献]

Talling P. J., Amy L. A., Wynn R. B., Peakall J. and Robinson M., 2004,  
*Sedimentology*, **51**, 163-194.

徳橋秀一・岩本広志, 2010, 堆積学会 2010 年例会講演要旨, 33-35.

蟹井猛宏・宮田雄一郎, 2011 地質学会 2011 年例会講演要旨.

# 掛川層群宇刈層における有孔虫殻の粒度特性

## Grain-size characteristics of foraminifera tests in the Ukari Formation, Kakegawa Group, central Japan

中島光治・廣木義久（大阪教育大学）・長谷川四郎（熊本大学）  
Koji Nakajima, Yoshihisa Hiroki (Osaka Kyoiku Univ.), Shiro Hasegawa (Kumamoto Univ.)  
連絡先：廣木義久 (hiroki@cc.osaka-kyoiku.ac.jp)

### 1. はじめに

静岡県西部に分布する鮮新 - 更新統掛川層群宇刈層は砂岩泥岩互層からなる。宇刈層中の泥岩層は、生物擾乱の著しい砂質シルトからなり、低エネルギーの陸棚の堆積物である。一方、宇刈層中の砂岩は、よく淘汰された細粒砂からなり、陸棚に堆積したストームシート砂岩と解釈されている (Ishibashi, 1989)。この宇刈層中の泥岩および砂岩は有孔虫化石殻を多産し、これらの有孔虫殻には、その場に生息していた現地性有孔虫殻と、より浅海から運ばれてきた異地性有孔虫殻が混在していると考えられる。ここでは、有孔虫殻の粒径測定により有孔虫殻の現地性・異地性を区別する方法 (廣木・埜田, 2007) を用いて、有孔虫殻の堆積過程を考察する。

### 2. 方法

宇刈層中の一枚の砂岩層とその直上の泥岩層から試料を採取した。泥岩あるいは砂岩を 200 メッシュ (目の開きは 0.075mm) のふるいにかけて、その残砂から底生有孔虫殻、浮遊性有孔虫殻、砂粒子を拾い出し、そのひとつひとつについて実測粒径と沈降粒径とを測定した。実測粒径は顕微鏡下で粒径を測定した。沈降粒径の測定には沈降管を用い、沈降速度から粒径を算出した。

### 3. 結果と考察

砂岩層における砂粒子、浮遊性有孔虫殻および底生有孔虫殻の沈降粒径は、それぞれ 0.04-0.20mm, 0.04-0.34mm, 0.06-0.58mm であった。浮遊性有孔虫殻の粒径分布は砂粒子の粒径分布よりも粗粒側にある。底生有孔虫殻の粒径分布もまた砂粒子の粒径分布よりも粗粒側にある。

泥岩層における砂粒子、浮遊性有孔虫殻および底生有孔虫殻の沈降粒径は、それぞれ 0.06-0.20mm, 0.04-0.26mm, 0.06-0.28mm であった。ただし、浮遊性有孔虫殻は 0.42-0.44 mm に 1 個体、底生有孔虫殻は 0.34-0.36 mm に 1 個体あった。遊性有孔虫殻の粒径分布は砂粒子の粒径分布よりも粗粒側にある。底生有孔虫殻の粒径分布もまた砂粒子の粒径分布よりも粗粒側にある。

有孔虫殻内に酸化鉄や黄鉄鉱が付着している有孔虫殻が見られた。酸化鉄や黄鉄鉱が付着している有孔虫殻は、その沈降粒径が大きく見積もられていることが考えられる。そこで、付着物の多い個体と付着物のほとんどない個体に分類し、付着物のほとんどない個体について種ごとに実測粒径と沈降粒径との関係をグラフ化した。そして、そのグラフをもとに、付着物のある有孔虫殻について、付着物のない状態における沈降粒径を推定した。

砂岩層において、浮遊性有孔虫殻の粒径分布の推定された最大値は 0.20mm である。この値は砂粒子の粒径分布の最大値と一致することから、浮遊性有孔虫殻はすべて異地性と解釈できる。底生有孔虫殻について推定された最大値は 0.43mm である。この値は、砂粒子の粒径分布の最大値よりも大きい。そこで、付着物の有無を加味してもなお、砂粒子の粒径分布よりも粗粒な有孔虫殻が存在する。この砂岩層中の砂はストーム時に沿岸域よりもたらさせたストームシート砂である。したがって、砂岩層中の砂粒子よりも粗い有孔虫殻は、運搬前の沿岸域において現地性であった有孔虫殻で、運搬過程において分級されずにもたらされたものと解釈できる。

泥岩層において、浮遊性有孔虫殻の粒径分布の推定された最大値は 0.20mm である。この値は、砂粒子の粒径分布の最大値と一致することから、浮遊性有孔虫殻はすべて異地性と解釈できる。底生有孔虫殻の粒径分布の最大値は、粒径 0.30mm の 1 個体を除くと 0.20mm である。したがって、泥岩層中に含まれるほとんどの底生有孔虫殻も異地性と解釈できる。

泥岩層には現地性の有孔虫殻がまったく含まれていない。この泥岩層の下位にある砂岩層はストーム時にもたらされたものであるから、この泥岩層もそのストーム時に砂岩層に引き続き堆積したものと考えられる。この宇刈層の堆積環境は、静穏時には泥質堆積物が堆積する場であった。そこで、ストーム後の静穏時には、そこに現地性の底生有孔虫が生息していたはずである。しかしながら、今回分析した泥岩層に現地性らしき有孔虫殻が含まれないのは、泥岩層堆積後のストームによって、現地性の有孔虫殻を含む泥層部が削剥されてしまったと考えれば説明がつく。

#### 4. 引用文献

廣木義久・埴田宗弘, 2007, 鮮新統掛川層群堀之内層泥岩の堆積相と現地性, 異地性有孔虫化石群集.

日本地質学会学術大会講演要旨, **114**, p.249.

Ishibashi, M., 1989, Sea-level controlled shallow-marine systems in the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, Shizuoka, central Honshu, Japan: Comparison of transgressive and regressive phases. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, 345-363., TERRAPUB, Tokyo.

## ガスハイドレート分解による未固結変形構造の再現実験

### Experimental study on sediment deformation structures due to dissociation of gas hydrate

佐々木政和・宮田雄一郎（山口大学理工学研究科）

Masakazu SASAKI, Yuichiro MIYATA (Yamaguchi University)

連絡先：佐々木 p004vd@yamaguchi-u.ac.jp

地層中にあるメタンハイドレートは分解すると水とメタンガスとなり、体積が膨張したり地層中を移動することで変形構造を残すと考えられる。その痕跡を見出すため、海底の堆積物を想定した模式的な地層中で気体や水を発生させ、それに伴う変形構造を観察した。砂層の間隙 30% にハイドレートがあって、水深 1000m で分解したとすれば、砂層は最大で 24% ほど膨張することになる。間隙水で満たされた砂層および泥層中でガスを発生させるには、加熱や化学反応が必要である。そのためには装置や準備が煩雑になる。そこで、今回は減圧することで間隙水中に気泡を発生させる方法を用いた。大型の真空デシケーターに水槽を設置し、真空ポンプで減圧した。砂層は水中に泥混じりの混合粒径砂を堆積させ、泥層は透明な、ゼラチンで代用した。

水槽を減圧し始めると、間隙水中に気泡が発生する。砂層内で気泡が膨張すると、それまで支え合っていた砂粒子同士のストレスチェーンが崩壊し、砂層の強度は急激に弱くなる。そのため、ガスの上昇などによって外力が加わることで容易に変形が可能となる。発生した気泡は膨張を続け、24% 膨張すると層全体がスポンジのような状態になる。この状態で外力が加わると砂層は変形するが、ガスに押し出された間隙水の分布は不均一になるため、その強度と変形様式は一様ではない。

集合・成長した巨視的気泡が強度の低下した砂層中を上昇すると、周囲の砂を引きずり上げることで突き抜け構造を形成する。その一方で、気泡によって間隙水が排出され、とりわけ砂層下部は不飽和になる。この部分では気泡が侵入しようとするブリットルに破壊して、水平方向の空洞や不規則なひび割れを形成することがある。ハイドレート分解時に発生する水の注入を想定して、水槽下部から水を徐々に注入すると、水は気泡をさけて粒子間隙を上昇していく。水の流れは不均一のため砂層が流動変形するが、一部ブロックのように移動する部分もある。

一方、泥層内でガスが発生すると、砂層とは全く異なる。ゼラチン中で生じた気泡はレンズ状に成長する。それらが合体することで不規則な脈となり、その一部は上位の砂層まで達する。砂層と泥層の境界部にガスが注入すると、砂層は不飽和になって強度を増すため、層状の空洞を形成する。空洞には周囲の砂層から押し出された泥水が溜まる。砂層にひび割れを作ってガスが上昇すると、泥水がその後を追いかけて泥の脈を形成する。

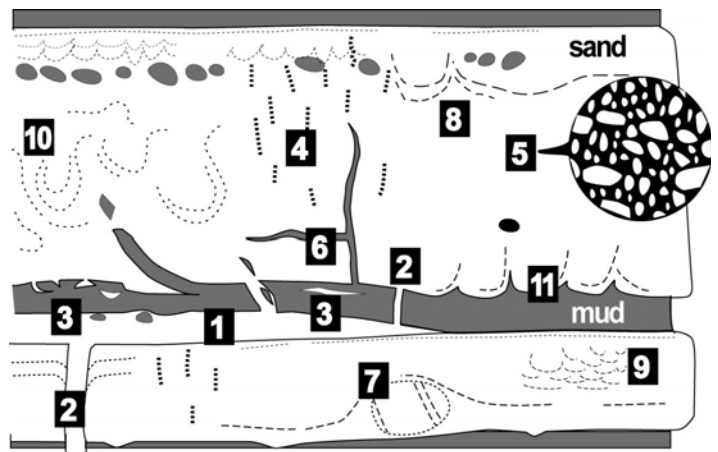
このような砂層-泥層の破壊様式のアナログが地層中にも見出される。上総層群の大田代層・梅ヶ瀬層には、未固結のタービダイト砂層が卓越している。現在も  $\delta^{13}\text{C}$  の低い茂原型メタンを産するなど、過去にハイドレートが存在した可能性が十分に考えられる。梅ヶ瀬層では特定の層準に砂脈や層状注入といった脱水構造が多くみられた。4 層準の 6 地点で露頭の詳細なスケッチ、帯磁率、粒子配向などをもとに、厚さ数メートル区間にみられる変形構造を 11 に分類した（佐々木・宮田，2010；第 1 図，表 1）。



表1 上総層群にみられる未固結変形構造の特徴と形成モデル

| 変形構造         | 特徴   | 推定される成因  |
|--------------|--|--|
| 1 シル状注入砂層    | 泥層直下にメートル規模でレンズ状に広がり、級化を示さない。隣接する砂層と混合することもある。注入は上位の砂層からとみなされる場合がある。                   | 間隙水圧の高まった砂層の一部が注入した。あるいは、大規模な空洞から流体が一気に放出され、入れ替わりに上位の砂層が充填する。                                    |
| 2 砂脈         | 地層に対して高角度で脈状に貫いた構造。周囲の地層との境界は明瞭。周辺砂層の葉理は脈へ向かって沈降するようにたわむ場合もある。充填する砂が上位の砂層由来とみなせる場合もある。 | 液体に伴われた砂が下方から注入され、砂層の一部は流動化した。あるいは、空洞流体が放出されて入れ替わりに上位の砂が充填する。                                    |
| 3 砂のレンズ      | 泥層中の割れ目を砂が充填した数cm規模のレンズ状構造。側方に連続しない。特定の泥層上面付近に多く見られる。                                  | 泥層内で発生したレンズ状気泡が上位の砂層まで延びると、液体に飽和した砂が入れ替わりに入り込む。  |
| 4 ストロー状構造    | 直径3~10mm程度のパイプ状に粘土分が失われた構造。厚い砂層中の中-上部に多く、コンボリュート葉理を貫くことから、堆積直後とは考えられない。                | 砂層中を上方へ脱水する水の流れが集中することで粘土分を洗い流す。集中した脱水の原因には、ガスの膨張が(1)間隙水を押し出す効果と、(2)粒子間隙の脱水経路を狭める効果が考えられる。       |
| 5 粒子配向の異常    | 塊状の砂層中で粒子長軸がランダム方位や鉛直を示す。しかし初生堆積構造は保存されている。  | 砂層中で気泡が発生すると粒子間隙を広げるとともに、砂粒を変位させる。砂層の強度が失われて、砂層が部分的に流動変形を起こす。                                    |
| 6 泥脈         | 砂層中に下位の泥層から泥が細脈状に注入した構造。脈の周縁部は境界が不明瞭。  | ガスが砂層中に注入されると、砂層は不飽和となって強度を増す。ガス圧が高まれば砂層にひび割れができる。そこへ泥水が供給されるとその経路を上昇し泥脈となる。                     |
| 7 砂ブロック      | タービダイト砂層に偽礫として取り込まれた砂ブロック。内部には堆積構造が保存されている。  | ハイドレートでセメントされていた海底表層の砂層が混濁流で剝離され、偽礫として取り込まれる。その後ハイドレートは分解し、砂ブロックは未固結砂に戻ったが、砂層内で保存された。            |
| 8 逆ロート状構造    | ロート状噴出構造(辻・宮田, 1987)とは逆に、砂層中の葉理がハの字に開いた構造。   | 砂層内を巨視的な気泡が一気に上昇することで初生堆積構造を突き抜ける(Frey, 2009)。   |
| 9 皿状構造       | 砂層中で皿状に泥が濃集した構造で、幾重にも重なっている。   | 砂層内に生じた気泡と水のレンズ状空洞は、上面に接した気泡によって崩落が防がれ、その間に空洞底には泥が沈殿する。気泡が移動して砂が水に濡れると、そこから泥水中に崩落が起こり皿状の砂塊を形成する。 |
| 10 砂層の混合     | 皿状構造のある砂層の帯磁率分布が層状構造を示さず、数10cm~数mスケールで上下に相互貫入を示す。                                      | 多くの気泡によって膨張し、強度を失った砂層で流動変形が起こり、上下方向の物質移動が生じる。  |
| 11 砂層下面の貫入変形 | 砂岩層下面が上方に貫入した構造(日南層群・田辺層群)。  | 上昇したガスが砂層下面に達すると、不飽和砂層の強度増加のために上昇できずに滞留する。砂層が膨張して強度を失うとガスは砂層を貫いて上昇し、砂層は流動変形を起こす。                 |

C層は層厚1.5mほどの塊状タービダイト砂層で、下位に30cm程度の泥を挟んで層厚1mほどのD層がある。そこには砂の大規模レンズ状注入や砂のレンズ、泥脈、浮上した偽礫、鉛直の粒子配向、突き抜け構造など、多くの構造を観察できる。D層最上部には大規模な層状注入砂は上位のC層から供給されたと考えられる。突き抜け構造や砂層の混合が起きるためには、砂層が強度を失い、その一方で、泥脈や水圧破砕が起こるには、砂層がブリットルに破壊する必要がある。相反する条件を満たすには、そこにガスが発生したと考えれば説明できる。表1の変形構造はいずれもガスと水の発生・移動によって引き起こされたという仮説が成り立ち、メタンハイドレートがこの層準で分解したことを示唆している。



第1図 上総層群にみられる未固結変形構造の模式図。番号は表1に対応する。

[引用文献]

Frey, S. E., Gingras, M. K. and Dashtgard, S. E., 2009: *Jour. Sed. Res.*, **79**, 808-816.

佐々木政和・宮田雄一郎, 2010, 日本地質学会第117年学術大会講演要旨, 215.

辻 隆司・宮田雄一郎, 1987: 地質雑, **93**, 791-808.

新潟平野沖の堆積物と音波探査記録からみた後期更新世—完新世の堆積環境変遷  
Sedimentary environmental changes during the late Pleistocene to Holocene based  
on sediments and seismic profiles off the Niigata Plain

天野敦子・井上卓彦・池原 研（産業技術総合研究所）・入月俊明（島根大学）  
Atsuko Amano, Takahiko Inoue, Ken Ikehara (AIST)・Toshiaki Irizuki (Shimane Univ.)  
連絡先：天野敦子（amano-a@aist.go.jp）

新潟県，新潟平野は土砂供給と断層活動に伴う沈降作用によって厚い沖積層が分布しており，これまでには主に陸域で採取されたボーリング試料を用いて形成過程の議論がなされてきた．本研究ではより空間的な形成過程を理解するため，新潟平野南部の四ツ郷屋沖，水深約 25m の地点で採取されたコア長 40 m のボーリング試料（Ni09-YT）とブーマーを音源に使用した音波探査記録を用いて，堆積環境変遷について検討した．

Ni09-YT の岩相は YT1~8 の 8 層に区分される．最下部の YT8 は貝化石を含む極細粒砂層，YT7 はウニの生痕化石が観察される細粒砂層，Y6 はマッドボールを含む中粒砂層で外浜～海浜の環境を示す．YT8 の下部に MIS2 以降にトカラ海峡以北で絶滅した貝形虫が含まれることから，MIS5e に形成された可能性が高い．YT5 は平行，斜交，レンズ状層理などが観察される砂層が挟在する粘土-シルト層で，<sup>14</sup>C年代は 10500-9800 cal BP を示す．貝，生痕化石を含むことから，YT5 は停滞的な海域で，イベント的に砂層が形成されるエスチュアリーで堆積したと考えられる．YT4 は極細粒砂層が挟在するシルト層，YT3 は比較的均質な砂質シルト層で，下位の YT5 が上位に向かって堆積環境が沖側へと移行したことを示すため，8200-5100 cal BP の沖浜で堆積したと考えられる．極細粒砂の YT2，細粒砂層の YT1 は水深 50 m 以浅に生息する貝化石を含むため，5100 cal BP 以降の外浜といえる．

ボーリング採取点近傍の沿岸—沖合測線の音波探査記録は，下位から比較的平坦で凹凸がある反射面 Rd よりも下位の層，その上位のオンラップのパターンを示すユニット d，下部では沖側にダウンラップ，陸側にオンラップ，さらにその上位に平行なパターンが確認されるユニット c，ダウンラップを示すユニット b，ユニット b 中で沖合側に急傾斜のダウンラップを示すユニット a の 5 つに区分される．ボーリング試料と深度で比較すると，反射面 Rd は YT6，5 の境界，ユニット d の最上位は YT4，3 の境界，ユニット c の最上位は YT3，2 の境界，ユニット b の最上位は YT2，1 の境界に一致する．

反射面 Rd は新潟沿岸海域に広く分布することから，最終氷期最盛期に形成された浸食面と考えられ，深度が一致する更新世海成層の YT8，7，6 の年代と矛盾しない．YT5，4 はエスチュアリーから沖浜へと移行する堆積層で，オンラップを示す海進期堆積体のユニット d との一致はこの結果を支持する．累重様式からユニット c も海進期堆積体といえる．深度が一致する YT3 が下位の YT4 よりも粗粒化する原因は海進期の浸食作用に伴う粗粒砕屑物供給量が増加した可能性が考えられる．YT2，1 は上位に向かって水深が減少する海退期の環境であったことを示し，ダウンラップを示すユニット b，a が高海水準期堆積体という音響的推定と一致する．

# カルデラ火山周辺に発達する含巨礫緩傾斜扇状地と underfit river

## Bouldery volcanoclastic apron around caldera volcanoes and underfit rivers

片岡香子（新潟大学災害・復興科学研究所）・宮縁育夫（熊本大学教育学部）

Kyoko S. Kataoka (Niigata Univ.) and Yasuo Miyabuchi (Kumamoto Univ.)

E-mail kataoka@gs.niigata-u.ac.jp

### はじめに

沖積扇状地や河成段丘の成因には諸説あるが、その多くは気候変動・氷河性海水準変動・局所的なテクトニクスとの関わりに重きを置いている。このような地形や堆積物の形成過程において、大規模な洪水や大量の土砂運搬・堆積作用はさほど考慮されていない。ところで、underfit river/stream (misfit river/stream, 不適合河川や無能河川)は、河川沿いに残存する谷などの侵食または堆積地形が、現在の河川の流量では形成不可能な場合をいい、そのような地形を形成するためには、氷河作用などの河川作用とは全く異なる現象や、上流域の河川争奪による劇的な流量の減少、大規模な洪水の発生などが必要である。今回は、不適合河川と考えられる阿蘇カルデラの流出河川である白川と、十和田カルデラからのそれである奥入瀬川に注目する。そして、下流域にある緩傾斜扇状地や段丘などの地形と堆積物の形成起源が、現在の河川流量の数千倍・数万倍もの流量を持つ、カルデラ湖決壊洪水にあることを論じる。

### 阿蘇カルデラ-白川-託麻砂礫層と十和田カルデラ-奥入瀬川-三本木扇状地堆積物

阿蘇カルデラでは、阿蘇4噴火（約9万年前）以降、少なくとも3回の時期にわたってカルデラ内に湖成堆積物が堆積したことが確認されており（渡辺, 2001 など）、現在カルデラ内には広域な滞水域（湖水）が存在しないことから、それらがいつどのように消失したのか不明な点が残されている。渡辺（2001）は、阿蘇地方に伝わる伝説と阿蘇カルデラ西麓地域に発達する活断層（渡辺, 1984）から、カルデラ縁の崩壊とカルデラ湖決壊について、その可能性を示唆している。また、カルデラ縁の切れ目である立野火口瀬から扇状に広がる託麻砂礫層（宮本ほか, 1962）については、その成因に関して火砕流起源と洪水流起源とが存在するが、未だ明瞭な解釈は述べられていない。

託麻砂礫層の露頭での平均層厚は5-6m程度で、最大で11mを越える。この堆積物は部分的に、下位にある阿蘇4火砕流堆積物を侵食し、扇状地の末端部では、阿蘇4火砕流起源のラハール堆積物内部に発達したガリーを埋める場合があることから、阿蘇4噴火後のラハールイベント以降に形成されたと考えられる。堆積物は主として火山岩や凝灰岩起源の石質砂礫からなり、阿蘇4火砕流起源の白色および橙色軽石も含む。砂礫層は、細礫から大礫で主に構成されているが、径数mもの巨礫を *outsized clast* として含む。同様の巨礫は、部分的に洗掘を受け、扇状地面上や白川の河道に残存する場合がある。基質部は中粒砂から極粗粒砂サイズであり、シルト分を欠いている。堆積物の内部構造は不明瞭からやや明瞭な、セット高数十cm程度の平行成層から波長の長い低角度の斜交層理が発達する。セット内部は逆級化することが多い。チャンネル構造や明瞭な侵食面が認められないことから、堆積は累積的（*aggradational*）に起きたことが判断できる。このような堆積物の特徴は、粒子濃集流（*hyperconcentrated flow*）からの堆積を示唆する。とくに個々のセットが厚いことは、流れ底部でのトラクションカーペットが厚く発達したことを示しており、掃流力の大きな流れであったことが考えられる。また堆積物に、堆積間隙や水位低下、流路変更を示すような侵食面が認められないことは、洪水状態が比較的長時間継続したことを物語る。扇状地を構成するこの託麻砂礫層は巨礫を含むが、その勾配が極めて緩いため、土石流が繰り返し起こり扇状地を形成したとも考えにくい。

一方、青森県奥入瀬川下流域には三本木扇状地（新戸部, 1972）とよばれる扇状地成の段丘が発達する。この扇状地成段丘堆積物は、約1万5000年前に噴出した十和田八戸火砕流起源の軽石を含むことから、従来では十和田八戸噴火後の泥流（ラハール）堆積物もしくは、最終氷期最盛期にある程度の期間をかけて形成された扇状地堆積物と解釈されていた（新戸部, 1972）。しかし、Kataoka (2011)はこの扇状地の形成要因が、十和田カルデラ湖から発生した大規模な洪水流にあることを堆積学的・地形学的に示した。火砕流堆

積物・ラハール堆積物と扇状地堆積物との層序関係や堆積構造の特徴は、託麻砂礫層のそれと極めて類似する。また、構成粒子組成に着目すると、扇状地堆積物は細粒分を欠き、密度の大きな石質岩片を主体とする。それに対し、十和田八戸火砕流由来のラハール堆積物は、扇状地堆積物に比べると全体的に細粒で、軽い物質（軽石・火山ガラス）から構成される。また扇状地堆積物に含まれる巨礫は下流方向に向かって粒径が減少する。

このような阿蘇カルデラと十和田カルデラ両者に共通する緩傾斜扇状地地形や堆積物の特徴（層相や巨礫径の分布、および粒度分布と構成粒子組成）は、土石流のようなマスフローよりはむしろ、より希釈された状態からの急速な堆積を示唆するもので、一回の洪水イベントに由来すると考えられる。

#### 推定される過去の洪水流量と現在の白川と奥入瀬川

十和田八戸噴火後のカルデラ湖決壊洪水については、Kataoka (2011)によってその流量が見積もられている。推定されるカルデラ湖からの排水量は約  $6 \text{ km}^3$  で、洪水ピーク流量が  $20,000\text{-}300,000 \text{ m}^3/\text{s}$ 、粒子濃集流の状態では  $1.4 \text{ km}^3$  以上の土砂を堆積させ三本木扇状地を形成した。一方、託麻砂礫層をもたらしたと考えられる洪水は予察的な見積もりであるが、堆積した土砂が  $1.5 \text{ km}^3$  以上、流れの状態が粒子濃集流であったとすると、推定される排水量（洪水総流量）は  $1\text{-}6 \text{ km}^3$  である。既存研究における火山性洪水の総流量とピーク流量のデータから求められる関係式から見積もられる洪水ピーク流量は、約  $32,000\text{-}110,000 \text{ m}^3/\text{s}$  である。

現在の白川の流量は、数十  $\text{m}^3/\text{s}$  であり、流量が大きな河川とはいえない。また、1985-2005年の既往最大流量も  $1800 \text{ m}^3/\text{s}$  以下である（国土交通省、2011）。一方、奥入瀬川も平均的な流量は白川と同程度であり、1961-1964年に観測されたなかで洪水時の河口付近での最大流量は  $115 \text{ m}^3/\text{s}$  である（農林省農地局、1960）。このように、大規模な地形に対して現在の河川の規模が不調和であること、すなわち不適合河川の存在は、とくに火山周辺にある場合、火山性の突発的な洪水イベントを暗示しているだろう。含巨礫緩傾斜扇状地や段丘に関する他の例は、アラスカ Aniakhak 火山 (Waythomas et al., 1996)、ニュージーランド Taupo 噴火 (Manville et al., 1999)、沼沢火山沼沢湖噴火 (Kataoka et al., 2008) があり、それらはいずれも大規模な火山性湖の決壊洪水にその形成要因が求められる。このことは、日本などの活動的火山弧セッティングにおいては、通常の河川のもつ営力の時間的累積と海水準変動・気候変動やテクトニクスだけで扇状地や段丘の形成を論じるには限界があることを示している。

#### 文献

- Kataoka, K.S., 2011, Geomorphic and sedimentary evidences of a gigantic outburst flood from Towada caldera after the 15 ka Towada-Hachinohe ignimbrite eruption, northeast Japan. *Geomorphology*, 125, 11-26.
- Kataoka, K.S., Urabe, A., Manville, V., Kajiyama, A., 2008, Breakout flood from an ignimbrite-dammed valley after the 5ka Numazawako eruption, northeast Japan. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 1233-1247.
- Manville, V., White, J.D.L., Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., 1999, Paleohydrology and sedimentology of a post-1.8 ka breakout flood from intracaldera Lake Taupo, North Island, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1435-1447.
- 宮本 昇・柴崎達雄・高橋 一・畠山 昭・山本荘毅, 1962, 阿蘇火山西麓台地の水理地質. *地質学雑誌*, 68, 282-292.
- 農林省農地局, 1960, 相坂川（奥入瀬川）水系農業水利実態調査書（第二分冊）. 農林省, 736p.
- 国土交通省, 2011, [http://www.qsr.mlit.go.jp/kumamoto/river/suimon/sm\\_ryukyo/sm\\_ryukyo.htm](http://www.qsr.mlit.go.jp/kumamoto/river/suimon/sm_ryukyo/sm_ryukyo.htm)
- 新戸部芳, 1972, 入瀬川中下流部の段丘地形とその発達過程. *東北地理*, 24, 77-85.
- 渡辺一徳, 1984, 熊本県阿蘇カルデラ西方地域の活断層群とその意義. *熊本大学教育学部紀要（自然科学）*, 33, 35-47.
- 渡辺一徳, 2001, 阿蘇火山の生い立ち-地質が語る大地の鼓動（一の宮町史, 自然と文化 阿蘇選書 7）, 一の宮町, 熊本県, 238p.
- Waythomas, C.F., Walder, J.S., McGimsey, R.G., Neal, C.A., 1996, A catastrophic flood caused by drainage of a caldera lake at Aniakhak Volcano, Alaska, and implications for volcanic hazards assessment. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 861-871

**Sedimentary facies analysis of the Miocene Siwalik Group,  
Karnali River section, Nepal Himalaya:  
Implications for paleoenvironment and paleoclimate reconstruction**

Sigdel, A., Sakai, T. (Shimane Univ.), Ulak, P.D.,  
Gajurel A.P., and Upreti, B.N. (Tribhuvan Univ.)  
Sigdel, Ashok (E-mail: sigdel.ashok@gmail.com)

Fluvial deposits of the Miocene Siwalik Group (4000–6500 m thick) accumulated in the Himalaya foreland basin. The Siwalik Group thus constitutes an important archive of Himalayan uplift and related climate changes. This study analyzes the fluvial succession of a large river system (Paleo-Karnali River) in which local climatic effects should be minimal. The Karnali section is expected to contain a good record of regional changes in climate and tectonics. Based on facies analysis, eleven depositional facies and six facies associations (FA1-FA6) were identified, in ascending order: red mudstones and fine to medium-grained sandstones (FA1); coarse-grained sandstones with flood-flow deposits, ephemeral stream deposits and grey mudstones (FA2); medium to very coarse-grained and pebbly sandstones (FA3-FA4); followed by thick pebble, cobble to boulder conglomerates (FA5-FA6). The individual facies associations represent fine-grained meandering river systems (FA1), flood flow-dominated meandering river system (FA2), deep (FA3) and shallow (FA4) sandy braided river systems, followed by gravelly braided river systems (FA5) and a debris flow-dominated braided river system (FA6), respectively. The individual fluvial channel deposits tend to coarsen and thicken upward. These features indicate the depositional environment shifted from a distal to more proximal part of the Paleo-Gangatic plain, as reported from other Siwalik successions.

The Karnali succession also records climate changes. The change from fine-grained meandering river deposits with red soils (15.8-13.5 Ma) to the flood flow-dominated meandering river deposits with greenish grey mudstones (13.5-9.6 Ma) indicates increased water discharge after 13.5 Ma, which resulted from increased precipitation. An increase in precipitation is also reflected by the appearance of ephemeral streams and playa lake facies in FA2. The order of the appearance of fluvial depositional styles in the Karnali River section is similar to those of the Tinau Khola and Surai Khola sections, but the timing of fluvial facies changes differ. The earlier appearance (3-4 Myrs) of a flood flow-dominated meandering river system in the Karnali River section may have been due to the larger catchment size of the Paleo-Karnali River than those in the other areas. The newly discovered climate shift at about 13.5 Ma in the Siwalik Group is interpreted to be related to intensification of the 'Indian Summer Monsoon'. Further analysis is required to determine whether this event was related to global climate change, or to uplift of the Himalaya.

## 山口県下関市梶栗浜遺跡におけるイベント堆積物

On the relationship between event deposits and Kajikurihama ruins extinction in late Yayoi period, Shimonoseki City, Yamaguchi Prefecture, West Japan.

市原季彦（復建調査設計株式会社）・岡崎裕子・下山正一（九州大学）・

大木公彦（鹿児島大学）・濱崎真二（下関市教育委員会）

Toshihiko Ichihara (Fukken Co.,Ltd.), Yuko Okazaki, Shoichi Shimoyama (Kyushu Univ.),  
Kimihiro Ohki (Kagoshima Univ.), Shinji Hamasaki (Board of Education, City of Shimonoseki)

(E-mail ichihara@fukken.co.jp)

### はじめに

山口県下関市梶栗浜遺跡は、1913年の現JR山陰本線の鉄道敷設工事に伴って発見された石棺を伴う墓地遺跡であり、朝鮮古代の青銅器等を出土している考古学上、重要な遺跡として位置づけられている。

遺跡分布域の中央付近にJR山陰線が位置し、周囲も宅地化が進行しており、大規模な発掘作業は困難な状況におかれている。また、石棺が出土した箇所は浜堤の頂部付近であり、遺跡成立の古地理的条件を調べる必要がある。限られた調査箇所の中で、有益な情報を得られると考えられる2地点（地点A,Bとする）において地下地質を調査した。地点AはJR線の西に位置し、石棺が出土した箇所に近接した浜堤地形の頂部付近に相当する（調査時は未舗装の駐車場）。地点Bは地点Aの北北西約70m、JR線の東に位置し、浜堤背後の凹地形を呈する箇所であり、地下水位が常時高く、降水時には冠水するような箇所である（調査時は畑）。

石棺発掘当時のデータは十分に残されていないが、表層付近は礫が多く混在していたことがわかっている。そこで、地点Aについてはボーリング調査、地点Bについては水位が高く地盤が軟弱、且つ用地が狭かったためジオスライサー調査を実施した。それぞれの調査法で得られた試料の堆積相、生痕相の観察を行い、堆積環境の推定を行った。更に有孔虫、花粉等の微化石についても検討を行った。堆積年代を検討するために、C14年代測定、火山灰分析を行った。

### ボーリング調査結果：

ボーリング調査において、86mm径で行い、10m深度までの地層採取した。GL=-4.5mまで砂や砂礫を主体とした完新統の未固結堆積物が認められ、それより下位は半固結、一部粘土を含む砂礫堆積物（周辺の地質分布より更新統の高位段丘層相等と判断）の分布が確認された。完新／更新統の境界付近には、*Ophiomorpha* isp, *Thalassinoides* isp.が認められた。また、GL=-0.9mまでに新砂丘層が見られ、その層準が弥生時代の文化層に相当する。

### ジオスライサー調査結果：

ジオスライサー調査において、B地点において3本(2.6m,2.7m,2.75m)の地層試料を採取した。採取試料は以下の5つの堆積相に識別された。

#### 堆積相A（耕作土混じり）

耕作土が混入する細粒砂。塊状無層理であり、rootletが多く見られる。

#### 堆積相B（砂丘堆積物）

淘汰の良好な細粒砂からなる。シルト分は殆ど含まれない。弱い平行葉理が認められる。稀に棲管、rootletが認められる。下部にはしばしばラネルが観察される。

#### 堆積相C（ウォッシュオーバー堆積物）

堆積相Bに似るが、平行葉理以外にリップル葉理等を伴うことによって堆積相Bと区分する。堆積相Bの下位に分布し、その地層境界はややシャープな侵食面をなす。逆級化構造を伴う平行葉理が認められる。下位に分布する堆積相Dとは色調が大きく異なる。その境界部は棲管が認められる。本堆積相からは、底生有孔虫化石も得られている。

#### 堆積相D（主に砂州背後の湿地堆積物）

主に黒色ないし暗灰色を呈する細粒砂からなる。黄褐色を呈する細粒砂からなるリップルを伴うレンズ状の薄層を挟む。上位の堆積相Cとの地層境界は色調の違いによって明瞭であるが、GS-2においては、地層境界が生物擾乱を著しく被っている。rootletを豊富に含む。

#### 堆積相E（河道堆積物）

主に砂礫よりなる。一部平行葉理が認められる。礫は円～亜円礫が多い。

### 堆積年代の推定

火山灰分析の結果、ボーリング試料の GL=-4.4m 付近がアカホヤ降灰層準にもっとも近いことがわかった。ジオスライサー調査試料は、すべてアカホヤ降灰層準以降の堆積物である。また、ジオスライサー調査によって得られた試料のうち、堆積相 D に相当する黒色の細粒砂中から約 2500 年前という年代値が得られている。この年代は梶栗浜遺跡消滅年代とほぼ一致している。

### イベント堆積物と遺跡消滅との関係

上述の通り、堆積相 C はウォッシュオーバー堆積物であると考えられる。下位の層（堆積相 D）は、栽培植物の花粉も産出しており、弥生時代の文化層相当層であることが強く示唆される。堆積相 C がウォッシュオーバー堆積物と判断した理由は、アンチデューンの内部構造と思われる多重逆級化層とリップルが近接して認められるためである。同様の堆積物は、現世において河口砂州等で観察される。こうした堆積物は津波や高潮が浜堤を越波した時に、形成されたものであると考えられる。ただし、高潮以外に津波でも同様の堆積物が形成される可能性は十分に考えられる。今回、ウォッシュオーバー堆積物と判断した地層からは、*Elphidium crispum* (Linné), *Ammonia beccarii* (Linné), *Amphistegina cf. papillosa* Said 等の底生有孔虫、微小巻貝が産している。いずれも沿岸～浅海域の種であり、海域の堆積物の一部が陸上へ打ち上げられたものであることは間違いない。

ウォッシュオーバー堆積物層準とほぼ同時期に梶栗浜遺跡が消滅している。つまり、このイベント堆積物が遺跡消滅に直接関連している可能性が高い。ウォッシュオーバーの成因としては、津波や高潮が考えられる。調査対象とした地区は、西側へ向いた海岸線であり、通常は高潮の影響が生じにくい地形の場所である。

### 今後の課題（話題）として

現時点のデータからは、このイベントが広域なものなのか否かは不明である。仮に広域のものであったとしたら、津波の可能性が高いと考えられる。下関市の沿岸部には、同様の砂丘上の遺跡として、土井ヶ浜遺跡が知られており、これもほぼ同期に消滅したと考えられている。海岸付近の遺跡の消長には、このような堆積イベント（地質イベント）が深く関連している可能性が示唆される。考古学上も興味深い問題に堆積学分野が貢献できる可能性が大きいと思われる。

## 潮汐流路およびそのあふれ出し堆積物が干潟堆積作用に与える影響

: 瀬戸内海西部、曾根干潟の例

### Sedimentation of the tidal channel and overbank-levee deposits in mesotidal flat : an example from the Sone Tidal Flat, the western Seto Inland Sea, Japan

中条武司（大阪市立自然史博物館）・佐藤智之（産業技術総合研究所）・山下翔大（千葉大学・理）

Takeshi NAKAJO (Osaka Museum of Natural History), Tomoyuki SATO (AIST) and  
Shota YAMASHITA (Chiba University)

責任著者：中条武司 (E-mail: nakajo@mus-nh.city.osaka.jp)

干潟の形成には一般に潮汐作用が大きく関わっているが、小～中程度の潮差の干潟では、潮汐作用のみが干潟全域の土砂運搬を担っているとは考えにくい。一方で、潮差が小さくとも潮汐作用は日々の河口・沿岸域の水位変動を支配しており、その水位変動がどのように土砂運搬や堆積作用に関わるかが重要であると思われる。これらの観点から、発表者らは瀬戸内海西部、曾根干潟において簡易微地形測量およびハンディジオスライサーによる試料採集、トレンチ調査を行い、その堆積作用について検討を行った。本講演では、干潟を流れる潮汐流路およびそのあふれ出し堆積物が干潟堆積作用に与える影響について、予察的段階ではあるが報告する。

福岡県北九州市にある曾根干潟は、大潮時の潮差は約 3.5m、平均潮差は約 2m の中潮差 (mesotidal range) の干潟である。瀬戸内海有数の面積を持つ干潟であり、シギ・チドリ類などの渡り鳥の中継地や絶滅危惧種であるカブトガニの繁殖地として知られている。干潟には竹馬川、貫川など小規模な 4 河川が流入する。沖合には埋立によって建設された北九州空港があり、干潟を含む周辺は閉鎖性の強い海域となっている。干潟の底質は主に泥質～砂泥質からなるが、沖合に向かってやや砂質になる傾向がある。

曾根干潟は、干潟に流入する小規模河川や潮汐流路を除くと、ほとんどがほぼ平坦な地形で、大規模なベッドフォームや砂州などは認められない。堆積物はほぼ全域が離弁した貝殻片を多く含む砂泥質堆積物からなるが、生物擾乱作用により目立った内部堆積構造は残されていない。主に下げ潮時の観察では、干潟表層は浮流状態の泥質堆積物が運搬されるのみである。しかし、潮汐流路内では、浮流状態で運搬される泥質堆積物だけでなく、砂質な堆積物や貝殻片、流路側壁を浸食した砂泥質のブロックが運搬されている。また、流路には自然堤防がよく発達し、その堆積物はレンズ状～波状層理からなる。これらのことから、浮流状態で運搬される泥質堆積物は干潟全域にもたらされるが、貝殻片や砂質堆積物は主に潮汐流路とそのあふれ出し堆積物でもたらされていることが考えられる。流路の移動・埋積だけではなく、流路が完全に水没している高潮位から下げ潮時にかけては、粗粒物は流路からあふれ出し、自然堤防を作りつつ堆積物を分散させていると予想される。流入河川が小規模であるとともに、閉鎖性の強い海域であるため、干潟の堆積作用には出水や台風時の波浪による影響は比較的小さいであろう。干潟全域の堆積物に貝殻片や砂質物が含まれることは、流路の移動とあふれ出しによる堆積物が選択的に保存されていることを物語っている。



# 津波堆積物形成シミュレーションの試み

## An attempt to simulate formation of tsunami deposits

立石 良 (独立行政法人 日本原子力研究開発機構)

Ryo Tateishi (Japan Atomic Energy Agency)

連絡先: 立石 良 (ryo0821@gmail.com)

### 1. 研究目的

津波堆積物の認定には、層相解析・微化石分析・年代測定が重要である。このうち津波堆積物の層相や堆積構造に関する研究は、その希少性から地層中の津波堆積物の記載によるものが多く、砕屑物の粒度や海岸地形等の局所的な条件に左右される懸念がある。一方、津波による侵食・堆積作用については、海岸工学の分野で数値計算を用いて津波水位の変化から土砂移動量を求める研究が進められており、ある程度定量的な評価が可能になっている。この手法は、副次的に流速と水深が得られることから、津波堆積物の層相及び堆積構造の解析に応用できる可能性がある。

この可能性を探るため、本研究では、単純なモデルで上述の土砂移動量を求める計算を実施し、流速及び水深から堆積時に形成される堆積構造を推定した。

### 2. 計算条件

津波水位の計算には非線形長波理論を、土砂移動量の計算には高橋ほか(1999)の方法を適用した。堆積構造の推定には、Stow et al. (2009)等の考えを適用した。初期地形は、最大水深 5m で陸が緩傾斜になる 1 次元断面とした。沖合からの入射条件は、波高 0.75m, 周期 10 分の正弦波を与えた。底質の粒度は 0.5mm で一様とした。堆積物の層厚は、土砂移動量の計算で得られた侵食量・堆積量を地盤高さに換算し決定した。堆積構造は、津波水位の計算で得られた流量を換算した流速と水深から推定した。

### 3. 結果と考察

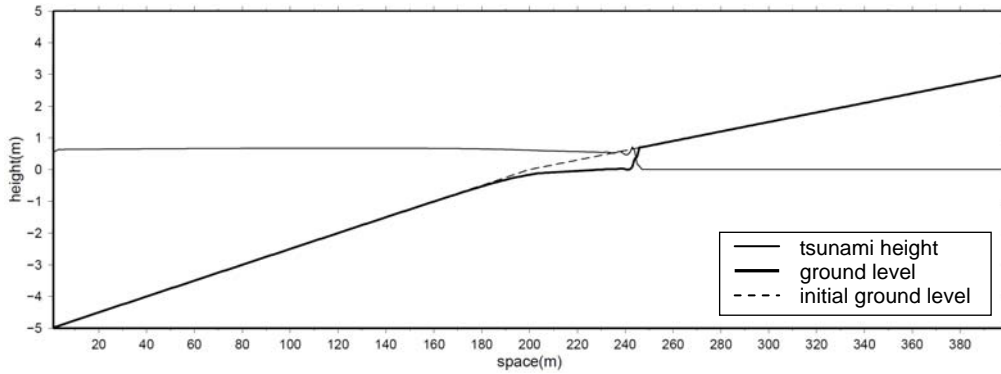
進行中の津波波形と地形を第 1 図に、堆積が生じた地点の地盤高さの時間変化を第 2 図に、堆積構造の推定結果を第 3 図に示す。堆積が生じた地点では、約 100 秒後に到達した第一波による侵食が生じた後、約 300 秒後に戻り流れによる侵食が生じ、その後堆積が進んでいく。推定される堆積構造は、流速の減少に伴い平行層理から斜交層理へと変化し、流れが収まると浮遊砂が沈降して無構造となる。これらの堆積構造は、藤原(2007)の堆積モデルとよく一致する。このように、結果から見れば本研究の試みは、ある程度うまくいっているように見える。ただ、本研究では非常に単純化した条件で計算を行っており、この手法を実際の条件に適用する為には、計算条件の検討、計算結果の検証、粒度や粘性の考慮、津波水位・土砂移動・堆積構造推定の各ステップで適用する手法の検討が必要である。今後、これらの課題を解決し、実際に起きた津波とこれに伴い生じた津波堆積物に適合する解析手法の確立を目指す。

### 4. 文献

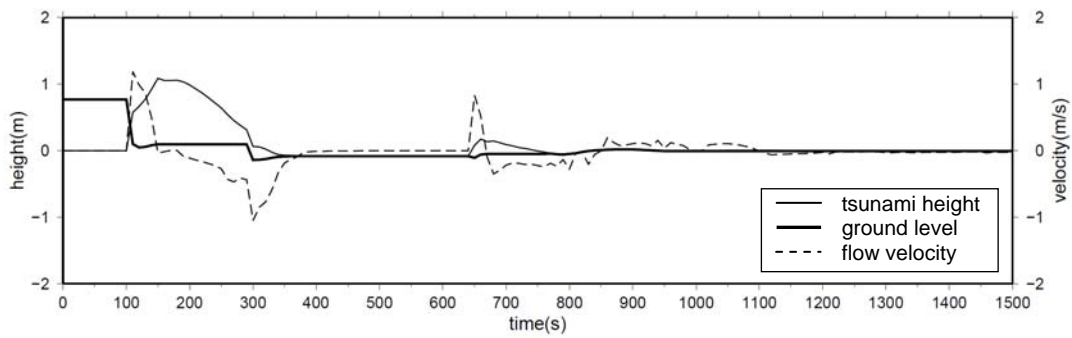
藤原 治, 2007, 地震津波堆積物: 最近 20 年間のおもな進展と残された課題. 第四紀研究, **46**,

Stow, D.A., Hernandez-Molina, F.J. Llave, E., Sayago-Gil, M., Rio, V.D. and Branson, A., 2009, Bedform-velocity matrix: The estimation of bottom current velocity from bedform observations. *Geology*, **37**,327-330.

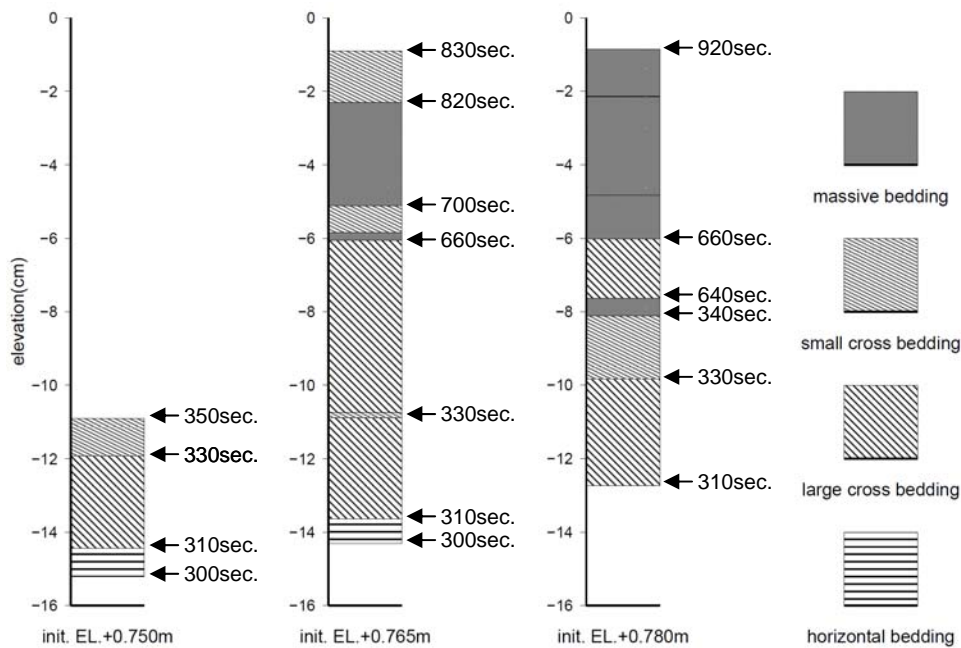
高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔, 1999, 掃流砂層・浮遊砂層間の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発. *海岸工学論文集*, **46**, 606-610.



第1図 計算開始から100秒後の津波波形と地形



第2図 初期標高+0.75m(第1図250m)付近の波高・流速・地盤高さの時間変化



第3図 初期標高+0.75m(第1図250m)付近の柱状図

## 現世干潟環境における堆積物輸送: 粒度傾向モデルと観測との比較

### Sediment-transport pathways on the modern microtidal sand flat: Comparison between grain size trend analysis and observation

山下翔大(千葉大学)・成瀬 元(京都大学)・中条武司(大阪市立自然史博物館)

Shota Yamashita (Chiba Univ.), Hajime Naruse (Kyoto Univ.), Takeshi Nakajo (Osaka Mus. Nat. Hist.)

連絡先: 山下翔大 (yama-c@graduate.chiba-u.jp)

堆積物の粒度組成に基づきその輸送パターンを復元する新手法(P-GSTA method) (Yamashita et al., 2010) を提案した. この手法によって復元された堆積物輸送パターンは, トレーサー調査及び地形観察によって実際に観測された輸送パターンを再現できた. この手法は先行研究に比べ, 干潟環境(潮汐低地)のように複数の輸送営力が複雑に作用する環境においても堆積物輸送パターンを適切に復元できる.

調査対象としたのは, 三重県伊勢湾南西部に位置する榎田川河口干潟である. 本地域の潮位差は最大で約 2 m (microtidal) である. 砂質潮汐低地は河口右岸に分布し, 面積は約 0.4 km<sup>2</sup> である. 差質潮汐低地は主に中～粗粒砂から構成され, 砂州や網状流といった地形によって特徴づけられる. 堆積物の輸送は主に波浪・河川の作用によって支配されている (Yamashita et al., 2009).

はじめに, トレーサー調査及び地形観測によって, 本地域における現行の堆積物輸送パターンを観測した. 観測は 2011 年 5～7 月において行った. まず, 潮汐低地上の 5 地点において 30 cm 四方, 深さ 15 cm の穴を掘削し, その穴をトレーサー粒子(青色カラーサンド)で満たした. その 2 週間に, トレーサー粒子設置地点から半径約 10 m の 4 地点で表層堆積物を採取し, 一定体積あたりに含まれるトレーサー粒子の数を測定し, トレーサー粒子の輸送方向を明らかにした. サンプルは 8 週間にも行ったが, 採取試料中からトレーサー粒子は検出できなかった. その代わりに, 河川出水による大規模な地形発達を観測され, これをもとに堆積物輸送パターンを推定した. その結果, 河口から供給された堆積物が潮汐低地中央部では沿岸流によって南東方向に移動し, 最終的に潮汐低地東部では東～北東方向(沖方向)へ移動するという輸送パターンを観測できた (Fig. 1). さらにカラーサンド設置地点を再度掘削することで, 調査期間(約 8 週間)に相当する交換層の厚さが約 8 cm であることが明らかになった.

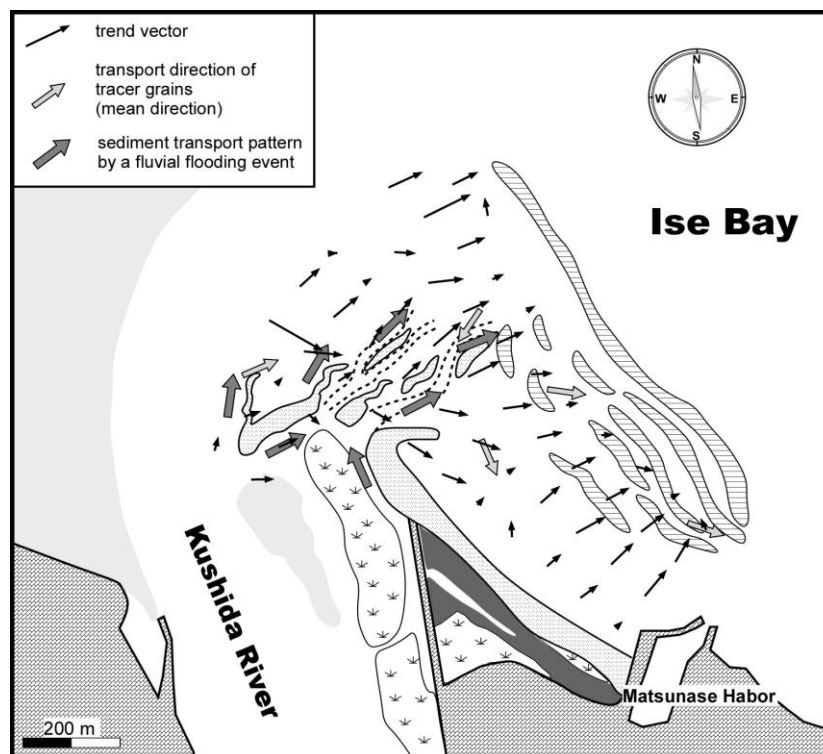
続いて, P-GSTA method によって上述の堆積物輸送パターンの復元を試みた. 堆積物の粒度特性から輸送パターンを復元する手法(GSTA method)は従来までの研究でもいくつか提唱されてきた (Gao and Collins, 1992 ほか). これらの課題点として, (1) 平均粒径, 淘汰度, 歪度のわずか 3 つのパラメータを等価に扱うことで粒度分布形状を非常に単純化していたため, 輸送パターンを再現できない場合があったこと, また, (2) モデルによって復元された輸送パターンの時間スケールが明確でないことが挙げられる. そこで本研究の手法 (P-GSTA method) では, 尖度, 含泥率, 含礫率を加えた 6 つの粒度パラメータを採用することで(1)の課題点をクリアした. P-GSTA method において, これらのパラメータは, 主成分分析により変異の大きさに基づいた重み付けをされ, さらにそれらを足し合わせた合成変数として取り扱われる. 言い換えれば, 空間的に大きく変化する, すなわち碎屑物の移動をより強く反映する粒度パラメータほど重視されるということになる. さらに, (2) については, 観測時に測定された交換層の厚さ(8 cm)とサンプリング深度を一致させることで, 観測期間に相当

する堆積物輸送パターンを復元した。主成分分析によって編成された合成変数の空間分布を検討した結果、第一主成分が碎屑物輸送プロセスを的確に表現するパラメータであることがわかった。さらに、本研究地域においては、碎屑物は河川・波浪作用による輸送プロセスに伴い、細粒化し、淘汰が良くなり、含礫率が低下するという傾向があることが明らかになった。この傾向を表現する第一主成分の空間分布に基づき復元された碎屑物輸送モデルは、先行研究のモデルと比べ、実際に観測した堆積物輸送パターンと非常に良く一致した (Fig. 1)。加えて、その他の合成変数に着目すると、河川出水に伴うラグ堆積物の分布および泥質物の空間的に不均一な堆積様式といった複数の堆積作用の存在を識別することも可能になった。

このように、P-GSTA method は複数の堆積物輸送営力が作用する環境においても輸送パターンを適切に復元できる優れた手法であると言える。今後、この手法を地層に対して適用させていくことで、過去の輸送パターンを復元できることが期待される。

### 引用文献

- Gao, S., Collins, M., 1992, Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, **81**, 47–60.
- Yamashita, S., Nakajo, T., Naruse, H., 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.
- Yamashita, S., Naruse, H., Nakajo, T., 2010. Sediment transport pathways on the modern microtidal sand flat reconstructed by the new method of sediment trend analysis (P-GSTA): Case studies of Kushida River and Obitsu River deltas, Japan. *18th International Sedimentological Congress Abstracts Volume (CD-ROM)*.



**Fig. 1.** Grain-size trend vectors calculated by the P-GSTA method over observational sediment-transport patterns.

# 雪氷期のラグーンにおける津波の作用と痕跡

The trace and effect of the 2011 off Tohoku earthquake tsunami on lagoons covered by ice and snow, Hokkaido, northern part of Japan

仁科健二・石丸 聡・柴田智郎（北海道立総合研究機構地質研究所）

Kenji Nishina, Satoshi Ishimaru, Tomo Shibata

(Hokkaido Research Organization, Geological Survey of Hokkaido)

連絡先：仁科健二(nishina-kenji@hro.or.jp)

## 1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震に伴って発生した津波は北海道沿岸にも達し、その痕跡高は最大で約7.3 mであった（東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ）。津波が到達した3月11日の北海道沿岸は積雪があり、湖沼は結氷した雪氷状態にあった。寒帯・亜寒帯の沿岸では、津波の到達時期が雪氷時期であるか否かによって津波堆積物の特徴に違いが生じると推論されている(Romundset and Bondevik, 2009)。私たちは津波後の北海道太平洋岸を踏査し、多くの津波痕跡を確認した（川上・地質研究所津波調査班, 2011；仁科・地質研究所津波調査半班, 2011）。これらの痕跡のうち、雪氷時期特有の痕跡は、堆積物記録から津波の発生時期を認定する際の有益な指標となり、寒帯・亜寒帯の津波の規模を復元する際に有益である。本報では雪氷時期の津波痕跡・堆積物の特徴を報告し、その作用を考察する。

## 2. 調査

3月14-26日の間に、函館から根室に至る北海道太平洋沿岸の津波の痕跡高（標高）の測量と周辺の痕跡・津波堆積物を記載した。痕跡高の測量には、主にGPS測量を行い、一部の地点では、測定時の潮位など標高値が分かる目印からハンドレベルで痕跡高を測量した。なお、2011年3月上旬の北海道東部十勝から根室地方沿岸の日平均気温は $-1.8\sim-5.3^{\circ}\text{C}$ 、積雪は14~40 cmであった（気象庁アメダスデータ）。

## 3. 結果および考察

観察した津波痕跡のうち、積雪・結氷域では次のような特有の現象を認めた。

- ・ 雪や氷の上に堆積した津波堆積物
- ・ 氷の移動に伴われて漂流した砂礫および融氷後に残された堆積物
- ・ 複数のラグーンの比較からそれぞれのラグーン内への津波作用の大きな相違

雪上の津波砂層は、下位の雪との境界は平滑であり雪の上面を侵食していない状態が観察された。融雪が始まるこの時期は雪面が硬く平滑な表面となっていたために雪面の表面が侵食されずシート状に砂が堆積したと判断される。類似の例として、厳冬期に生じたカムチャツカ地震（1929/2/3）の際には内陸奥深くまで津波が浸水した要因として、氷結した雪原が平坦で平滑であったためと報告されている（Minoura et al., 1996）。仮に、積雪寒冷初期で雪面が柔らかい状態であったなら、今回とは異なり浸水域が狭くなっていた可能性もある。さらに、雪上の砂層は堆積後の融雪によって変形や断裂が認められた。また、氷によって運ばれた堆積物には、湖岸から氷とともに剥離した土塊や、氷に乗って漂流・漂着し、氷の形状と同じ外周の

分布範囲をもつ砂・礫層が存在した。

ラグーンは津波の影響を受けやすく、またその痕跡が保存されやすいが、同程度の津波高に対して湖内の堆積物の侵食や再堆積の状態が様々であった。例えば、沿岸漂砂による湖口の閉塞を構造物によって対策したラグーン（藻散布沼）では、沼奥の干潟面や水域の縁辺に、干潟や湖岸に由来する泥炭や泥の固まりであるリップアップクラストが散乱していたが（写真）、湖口閉塞した状態にあったラグーン（馬主来沼、長節湖（十勝））では、砂州を越えて浸水があったものの、海に近い湖氷上に砂州を侵食した砂を堆積させたのみで



写真 泥干潟上の雪面に堆積した泥炭からなるリップアップクラスト

奥域への影響はなかった。こうした違いは湖口の形状に起因すると考えられる。湖口が閉塞した状態のラグーンでは水位が海水位より高かったため湖内への浸水量が少なかったこと、海とラグーンとを境する砂州内部を浸透・流出する水が氷結していたために、津波による侵食に強く、砂州の破堤にいたらなかったことよると推察された。

#### 4. まとめ

積雪氷時期特有の津波痕跡を観察し、雪および氷の存在による津波作用への影響を認めた。同程度の津波高に対して、雪氷の効果によって津波作用が制約されたり、痕跡の分布範囲に違いが生じたりすることが示された。このことは、寒帯・亜寒帯地域において、過去の津波堆積物から津波規模を復元する際に、その発生時期を特定することが重要であることを示唆し、今回得られた寒冷時期特有の津波堆積物の特徴は、地層中の津波堆積物から過去の津波発生時期を判断する指標として期待できる。

#### 文献

- 川上源太郎・地質研究所調査班，2011，北海道における東北地方太平洋沖地震津波の作用—河川における痕跡—。北海道地質研究所報告，83，17-25。
- 気象庁，アメダスデータ，<http://www.jma.go.jp/jma/menu/obsmenu.html>。2011/11/11 アクセス
- Minoura, K., Gusiakov, V.G., Kurbatov, A., Takeuti, S., Svenden, J.I., Bondevik, S., and Oda, T. 1996 Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatka earthquake, *Sedimentary Geology*, 160, 145-154.
- 仁科健二・地質研究所津波調査班，2011，北海道における2011年東北地方太平洋沖地震津波の痕跡と作用。北海道地質研究所報告，83，27-26。
- Romundset, A., and Bondevik, S. 2011, Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea. *Jour. of Quaternary Science*, 26, 457-462.
- 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ，2011，統一データセット，release 20111031，<http://www.coastal.jp/ttjt/>

# ケニア北部中新統ナムルングレ層での高周期シーケンスの出現とその支配要因

## Appearance of high-frequency sequences in the Miocene Namurungule Formation, northern Kenya rift

酒井哲弥（島根大・総合理工）・実吉玄貴（(株)林原生化研）・沢田順弘（島根大・総合理工）

Sakai, T.(Shimane Univ.), Saneyoshi, M. (Hayashibara Biochem. Lab. Inc.),

Sawada, Y. (Shimane Univ.)

酒井哲弥 (E-mail: sake@riko.shimane-u.ac.jp)

ケニア北部のケニアリフトに分布する中新統ナムルングレ層(9.6~9.3 Ma)は、リフティングの初期に形成された一連の半地溝群を埋める地層である。盆地の形成後しばらくしてその運動が停止したため、盆地形成初期の地層がほとんど破壊を受けずに観察できる上、露頭条件が極めて良いため、この地層は盆地が発達する段階での地層形成を知るための格好のターゲットと言える。ナムルングレ層は下位のアカアイテパス層から続く1つの堆積シーケンスを構成する。最下部の扇状地堆積物は低湖水準期堆積体(LST)、その上位の後退型の累重様式を示す層準は湖進期堆積体(TST)、上位ほど河川堆積物が卓越する上部は高湖水準期堆積体(HST)をなす。このシーケンスのHSTには高周期のシーケンスが含まれるが、TSTには見られないという特徴がある。ここではナムルングレ層を例に、高周期のシーケンスが形成される要因を考察する。

ナムルングレ層のTSTはシート状洪水から堆積した砂礫層または極細粒の砂岩層(一時的に沈水した氾濫原堆積物)と凝灰質泥岩(氾濫原堆積物)の互層と葉理泥岩(湖の堆積物)からなる。これらは季節的に拡大と縮小を繰り返す湖とそのまわりの三角州の堆積物であると解釈される。氾濫原堆積物には、盆地の傾動によって生じたと思われる地滑り堆積物(氾濫原堆積物が地滑りを起こしたもの)が見られる。一方、HSTは厚さが5m程度の高周期シーケンスの重なりから構成される。高周期シーケンスでの典型的な堆積物の重なりは、基底の侵食面の上に重なる河川流路堆積物、氾濫原堆積物、湖の堆積物(プロデルタ堆積物)、デルタフロント堆積物で、トップは次の侵食面によって区切られる。1つの高周期シーケンスの厚さは盆地の中心である、西へ向かって厚くなる傾向にある。こうした高周期のシーケンスの形成そのものは、盆地の傾動に原因があると解釈される。そのように判断した理由は、高周期シーケンスの基底の境界に対して、下位のシーケンス中の氾濫面(氾濫原堆積物と湖堆積物の境界)がやや傾いているためである。すなわち、傾動による湖の盆地方向へのシフト、河川による侵食、その後の湖水準の上昇という過程で、高周期シーケンスの形成は説明できる。一方、TSTには先に述べた氾濫原堆積物の地滑りが、傾動が起きたことを示すが、大きな広がりを持つ侵食面は見られない。これまでに復元された堆積速度(Saneyoshi et al., 2006)は、HSTよりもTSTの形成期に大きいとしている。一般に堆積速度の大きい条件のもとで、より高周期のシーケンスが地層に残りやすいとされているが、ここでは堆積速度の大きな時期には高周期のシーケンスが形成されず、堆積速度の小さな時期に高周期シーケンスが現れている。

砂岩組成の解析から、ナムルングレ層の下部堆積時には、堆積物を盆地に供給した集水域は狭く、上部の堆積期には、少なくとも東へ20km以上離れた片麻岩や花崗岩の分布域にまで集水域が、時間とともに拡大した可能性が示された(Sakai et al., 2010)。堆積相の変化も、砂岩組成の変化に同調している。TSTに挟まれる堆積物には明瞭な流路をもった河川堆積物はなく、すべてが季節的な洪水流から堆積した堆積物である。すなわち、TST形成時には集水域が狭いために長期的に水を盆地に供給するシステムが発達していなかったと見なせる。一方、HST形成期には上位ほどより厚い河川流路堆積物が現れ、片麻岩・花崗岩由来の粒子も増加する。このことは集水域の拡大と共に、より規模の大きな河川が発達したことを意味する。

堆積速度が大きいにも関わらず、湖進期に高周期のシーケンスが形成されなかった原因として、大きな河川が発達していなかったことによる、侵食能力の低さ(低エネルギーフラックス: Catneanu, 2006)があると判断される。一方、HSTの時期にはより大きな河川が発達したため、盆地の傾動後に侵食が発生したと解釈される。このことから、陸域盆地ができた直後の地層では、シーケンス境界の形成条件が整っても、未発達な水系システムのために侵食能力が低く、侵食面の形成が抑制されるケースがあると思われる。

参考文献

Catneanu, O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375p.

Sakai, T., Saneyoshi, M., Tanaka, S., Sawada, Y., Nakatsukasa, M., Mbu, E. and Ishida, H. (2010) Climate shift around 10 Ma recorded in Miocene succession of Samburu Hills, northern Kenya Rift, and its significance. *The Geological Society of London, Special Publication*, **342**, 109-127.

Saneyoshi, M., Nakayama, K., Sakai, T., Sawada, Y. and Ishida, H. (2006) Half graben filling processes in the early phase of continental rifting: The Miocene Namurungule Formation of the Kenya Rift. *Sedimentary Geology*, **186**, 111-131.

## 三陸沖海底に広がる東北地方太平洋沖地震に伴う泥質堆積物：

### 巨大津波は混濁流を引き起こすのか？

Muddy sediments associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku

Earthquake: Can turbidity currents be caused by great tsunami?

新井和乃 (千葉大学) ・成瀬 元 (京都大学) ・泉 典洋 (北海道大学) ・横川美和 (大阪工業大学)  
・三浦 亮 (日本海洋事業株式会社) ・川村喜一郎 (深田地質研究所) ・辻 健 (京都大学) ・谷川 亘 ・  
金松敏也 ・藤倉克則 (海洋研究開発機構) ・村山雅史 (高知大学) ・YK11-E04 leg1 & YK11-E06 leg2 乗船研究者  
Kazuno ARAI (Chiba Univ.), Hajime NARUSE (Kyoto Univ.), Norihiro IZUMI (Hokkaido Univ.),  
Miwa YOKOKAWA (Osaka Institute of Technology), Ryo MIURA (Nippon Marine Enterprises, Ltd),  
Kiichiro KAWAMURA (Fukada Geological Institute), Takeshi TSUJI (Kyoto Univ.), Wataru TANIKAWA,  
Toshiya KANAMATSU, Katsunori FUJIKURA (Jamstec), Masafumi MURAYAMA (Kochi Univ.),  
and YK11-E04 leg1 and YK11-E06 leg2 Shipboard Scientists  
連絡先：新井和乃 arai\_kazuno@graduate.chiba-u.jp

#### 1. はじめに

2011年3月11日に東北地方太平洋沖地震 (Mw 9.0) および巨大津波が発生した後、三陸沖の陸棚から海溝斜面にかけて、広範囲に泥質堆積物が堆積した (e.g., Ikehara et al., 2011) . 本研究は、海底に堆積したイベント性泥質堆積物の分布とその粒度変化を報告し、この堆積物が津波によって陸棚上に発生した大規模な混濁流より形成された可能性を提唱する。この可能性が正しいとすると、今回の地震・津波に伴う堆積物の詳細な記載は、地層から地震・津波の記録を復元する上で貴重なデータとなるだろう。

#### 2. 地震に伴う泥質堆積物

東北地方太平洋沖地震の発生直後に、未固結な泥質堆積物が陸棚外縁 (水深 300 m) から海溝斜面 (水深 5940 m) の範囲から発見された。本研究では海底調査および海底堆積物の柱状試料採取を行った。また、宮城沖に設置してあった海底地震計 OBS14 台からもイベント性堆積物試料を採取した (三浦ほか, 2011) . 採取した堆積物試料に対しては、堆積構造の記載と粒度分析を行った。

##### (1) 海底調査

三陸沖の水深 2900–5900 m にわたる 7 地点において有人潜水調査船しんかい 6500 および深海調査曳航システム Deeptow のカメラを用いて海底調査を行った (YK11-E04 leg1, YK11-E06 leg2) . 調査を行ったすべての地点で、海底は暗オリーブ色の泥質堆積物に覆われていた。地震以前は海底面に礫や砂が堆積していた地点においても、今回の調査では泥が堆積している様子が見られた。また、一部の海底面ではリップルなどの流痕が観察された。

##### (2) しんかい 6500 で採取した柱状試料

北緯 39 度 (5350 m) , 38 度 45 分 (3230 m) , 37 度 45 分 (3500 m) の 3 地点において、しんかい 6500 を用いて海底堆積物の柱状試料を採取した。各地点で採取されたコア試料は主にシルト質の堆積物で構成されており、一部に砂層や礫を挟んでいる。3 地点のうち 2 地点のコアの最上部には 0.3–1.5 cm 程度の暗オリーブ色のシルト層があり、下位の層との境界はシャープであった。暗オリーブ色のシルト層の直下には非常に薄い砂層やオリーブ灰色のシルト層を伴うことがある。暗オリーブ色のシルト層と下位の砂層はおそらく



今回の地震に伴って堆積した堆積物であると考えられ、また離れた2地点で見つかったことから、比較的広範囲に堆積したものと考えられる。

### (3) 海底地震計 OBS 充填堆積物

東北地方太平洋沖地震の発生に伴い、宮城沖に設置してあった海底地震計 OBS14 台（水深 299–2773 m）の緊急回収が行われた。回収された OBS の中には浮上開始に長時間を要したものもあり、OBS のハードハット内に緑がかかった暗灰色を呈する多量の未固結堆積物が詰まっていた（三浦，2011）。

### (4) 泥質堆積物の粒度特性

採取した柱状試料の最上部に見られた暗オリーブ色のシルト層と、宮城沖に設置してあった海底地震計 OBS14 台に充填していた泥質堆積物（三浦，2011）に対して、レーザー粒度分布測定器により分析を行い、粒度統計代表値を算出した。レーザー粒度分布測定器は高知大学海洋コア総合研究センターの Mastersizer2000 (Sysmex) を使用した。

泥質堆積物は主に clay-coarse sand の堆積物で構成されており、平均粒径：2.34–6.08 phi,  $C_v$  : 0.21–0.76, 含泥率：14.22–96.06% の範囲であった。北緯 38 度 10 分付近の浅海域（水深 299 m）から斜面（水深 2041 m）に向けて、平均粒径は 2.77 phi, 5.18 phi, 5.35 phi, 3.93 phi と変化する。最も深いところでは地形の影響を受けて粗くなっているもの、全体的に陸から沖に向けて連続的に細粒化する傾向が見られた。細粒化の様式は、粒度分布の中で粗い粒子成分のみが減少する coarse-tail grading であった。また、粒度分布の変異係数 ( $C_v$ ) は陸から沖に向けて連続的に減少し、含泥率は陸から沖に向けて連続的に増加していく傾向が見られた。

## 4. 議論

新たに発見された泥質堆積物は、大陸棚縁部から日本海溝に向けて流れた混濁流から堆積したものである可能性が高い。海底面にベッドフォームが観察されることから考えて、この堆積物は土石流や地滑りなどではなく、混濁流のような比較的堆積物濃度が希薄な流れによって運搬されたことが予想される。一般に、タービダイトは下流方向へ向かって細粒化することが知られているが、今回の堆積物も全体的に下流方向への細粒化傾向を示している。

混濁流の発生メカニズムとしては、津波の引き波により陸棚上の泥質堆積物が巻き上げられ、それにより発生した浮遊堆積物雲から大規模な混濁流が発生した可能性が考えられる。今回のイベント性泥質堆積物の分布域で最浅点は水深およそ 300 m であることから、流れの元となった堆積物の供給源は 300 m 以浅の陸棚から陸棚縁部であると考えられる。陸棚から陸棚縁部の範囲は非常に傾斜が緩やかであり、今回のような大規模な流れを生み出すような地滑りや斜面崩壊などが発生するとは考えにくい。したがって、混濁流発生原因として最も可能性が高いのは津波そのものによる侵食作用であろう。今後、数値計算により、この仮説の妥当性について検討する予定である。

文献：Ikehara, K., Usami, K., Jenkins, R., and Ashi, J., 2011, Occurrence and lithology of seismo-turbidites by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. *the 5th International Symposium Submarine Mass Movements and Their Consequences (ISSMMTC)*, Kyoto University, November, 2011.

三浦 亮・寺田育正・菅野真人・前川拓也・森 誠一・前田洋作・小松和香・川村喜一郎・金松敏也・坂口有人・海宝由佳, 2011, 宮城沖日本海溝で回収した海底地震計から採取した堆積物—東北地方太平洋沖地震による海底地すべりの影響か? 日本地質学会第 118 年学術大会・日本鉱物科学会 2011 年年会合同学術大会, R12-P-4, 茨城大学, 2011 年 9 月。

# 海水準変動に支配されないシーケンス層序

## —長野県上水内郡信濃町野尻湖の例—

### Sequence stratigraphy that is independent of sea-level change

#### - case study of Lake Nojiri, Nagano Prefecture, Japan -

井内美郎（早稲田大学人間科学部）・中村祐貴（早稲田大学人間科学部）・公文富士夫（信州大学理学部）・近藤洋一（野尻湖ナウマンゾウ博物館）・井上卓彦（産総研）  
Yoshio Inouchi (Waseda University), Yuuki Nakamura (Waseda University), Fujio Kumon (Shinshu University), Youichi Kondo (Lake Nojiri Museum), Takahiko Inoue (AIST)  
連絡先：井内美郎(yinouchi@waseda.jp)

#### 1. はじめに

海成堆積物の層序学的研究に偉大な成果をあげたシーケンス層序学であるが、汎世界的な海水準変動から隔離された湖沼域ではどのようなシーケンス層序が見られるであろうか。今回はその一例として長野県北部の野尻湖で得られた音波探査記録の解析結果を紹介する。

#### 2. 野尻湖概説

長野県北部，新潟県との県境付近に位置する野尻湖は，周囲 16km・面積 4.6km<sup>2</sup>・流域面積 12.9km<sup>2</sup>・最大水深 38.5m の小さな山間湖沼である。湖底は西半部に緩やかな斜面が広がるが，東半部は湖岸に山地が近接し，その傾斜が湖底にまで連続する急斜面が広く分布する。流入河川としては菅川などいくつかの小河川があるが，流出河川は池尻川のみである。野尻湖の位置する長野県上水内郡信濃町における年間降水量は 1252mm で，12 月から 3 月の降水量（ほぼ降雪量に近い）は 383mm（気象庁ホームページ）である。

#### 3. 音波探査記録解析結果

音波探査装置ユニブーム（EG & G 社製）を用いた音波探査信号をデジタル処理し，反射面をトレースした。ユニブームの反射面の多くは一見平行に見え，残響があるように思えるが，一枚一枚の反射面を追跡すると多くの反射面は浅い水域に向かって隣接する反射面と接するようになり，主要な反射面を除き尖滅する。つまり，ユニブーム記録における反射面はそのほとんどがアーティファクトではなく音響信号であると解釈できる。一方，湖心へと連続する反射面のほとんどは，やがては見掛け上平行になり，さらに湖中央部で音波散乱層に覆われ内部構造が不鮮明になる。

音波探査記録において特徴的な 8 組の反射面群が確認される。それぞれの反射面群は相対的に下位の反射面群上面に対してオンラップする反射面数枚と相対的上位の反射面群基底に対してトップラップする反射面数枚から構成されており，一組の反射面群は一つのサイクルを形成している。

なお，任意の二つの反射面に挟まれる堆積層は，ほぼすべてが相対的に浅い水域側で尖滅するのに対して，湖心に向かって層厚を増加させている。一方，湖岸域で相対的に厚く堆積する堆積層や相対的な深所で尖滅する堆積層は見られない。

#### 4. 考察

野尻湖の表層堆積物分布において，水深 15m 以深は泥の分布域となっている。また，音波探査記録や柱状試料から，砂質堆積物の層厚は非常に薄いと推定される。このことから野尻湖の音波探査記録に示される

堆積層は泥質堆積層であると推定される。

Harrison and Digerfeldt (1993) は水深が相対的に浅くなる水域で堆積層が尖滅する深度を“sediment limit”として湖水面高度が変化した証拠として解析を行った。野尻湖においてもこの手法は有効であると考えられた。そこで、音波探査測線毎に各反射面の尖滅深度 (sediment limit) を求めた結果、過去約 4.5 万年間に 8 回の湖水面変動サイクルを確認することができた。

各反射面の実体について湖内でのボーリング試料を基に検討した結果、すべての反射面が広域テフラまたはローカルなテフラと対応していることが明らかになった。これらテフラの年代は、長橋・石山 (2009) によって明らかにされている。それに基づいて各反射面の年代を推定したところ、約千年ないし二千年間隔で降灰したものであることになり、記録解釈の分解能は 1～2 千年ということになる。

8 回の湖水面昇降イベントとグローバルな気候変動との対応を検討した結果、北大西洋で発見された Heinrich event (Heinrich, 1988) およびそれに類似するイベントの時期と湖水面上昇の時期がほぼ一致することが明らかになった。つまり、野尻湖の湖水面は寒冷期に上昇し、温暖期に低下していた。この変化の要因については別途報告する予定であるが、海洋酸素同位体比 (SPECMAP) や日射量変動 (特に夏季の日射量変動) などとは周期が大きく異なることは明らかである。

次に野尻湖の堆積層が示すシーケンス層序学的意味であるが、音波探査記録において一つのサイクルをなす「反射面群」は、一つのシーケンスとみなすことができると考えられる。一つのシーケンス内で「相対的に下位の反射面群に対してオンラップする反射面」は、低「海水準」期堆積体 (LST) に、「相対的上位の反射面群に対してトップラップする反射面」は、「海退」期堆積体 (Falling Stage Systems Tract; Coe, 2002) に対応できる可能性がある。一方、通常シーケンス層序で見られる「海進」期堆積体 (TST) や高「海水準」期堆積体 (HST) は、野尻湖では確認できていない。この原因として、野尻湖では湖水面上昇に伴って堆積域が大きくシフトできるほどの空間がないこと、および湖水面変動が「頻繁」で相対的に「長い」高湖水面期が維持されないため、これらの発達が十分でないことが考えられる。

野尻湖における湖水面変動の周期は数千年規模である。この周期性は「第 7 次」のオーダーに対応するといえるかもしれない。

## 5. まとめ

野尻湖の音波探査記録を解析した結果、以下のような結論が得られた。

- ア) 野尻湖では過去約 4.5 万年間に 8 回の湖水面変動が確認された。
- イ) 湖水面上昇期は Heinrich event などの急激な寒冷化時期とほぼ一致している。
- ウ) 野尻湖湖底堆積物には汎世界的な海水準変動とは独立したシーケンス層序が見られる。
- エ) 野尻湖湖底堆積物のシーケンス層序を構成する主要なものは「低海水準期堆積体」と「海退期堆積体」で、「海進期堆積体」や「高海水準期堆積体」の発達は不十分である。

## 参考文献

- Coe, A.L., 2002, *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 288p.
- Harrison, S.P. and Digerfeldt, G., 1993, European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Quaternary Science Reviews*, **12**, 233-248.
- Heinrich, H., 1988, Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quat. Res.* **29**, 142-152.
- 長橋良隆・石山愛子, 2009, 長野県野尻湖底ボーリング (NJ88) コア試料の編年の再構築とテフラ層の火山ガラス化学組成. ナウマンゾウ博物館研究報告第 17 号, 1-57.
- Thornthwaite, C.W., 1948, An approach toward a rational classification of climate. *Geogr Rev*, **38**, 55-94.

岩手県陸前高田市における東北地方太平洋沖地震津波堆積物の特徴  
Characteristic Features of Tohoku Earthquake Tsunami deposit in Rikuzen Takata  
City, Iwate Prefecture

成瀬 元 (京都大学大学院理学研究科) ・山下翔大 (千葉大学大学院理学研究科) ・新井和乃 (千葉大学大学院理学研究科) ・高橋宏樹 (千葉大学大学院理学研究科) ・松本弾 (産業技術総合研究所) ・田中源吾 (群馬県立自然史博物館)

Hajime NARUSE (Kyoto Univ.), Shota YAMASHITA, Kazuno ARAI,  
Hiroki TAKAHASHI (Chiba Univ.), Dan MATSUMOTO (AIST), Gengo TANAKA (Gunma Museum of  
Natural History)

連絡先：成瀬 元 naruse@kueps.kyoto-u.ac.jp

陸前高田市に分布する東北地方太平洋沖地震津波堆積物を調査した結果、水深 9 m の浅海から 2 度にわたって泥から礫までの広い粒度範囲を持つ堆積物が陸上へ運搬され、複数枚の逆級化・級化構造を持つ津波堆積物が形成されたことが明らかになった。本研究の成果は、今回の津波の数値計算結果を検証する基礎資料を提供するとともに、内湾環境における津波堆積相モデルの構築へ向けて重要な示唆を与える。

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震により、日本列島の太平洋沿岸は大規模な地震津波に襲われた。特に、福島県から三陸海岸にかけての沿岸域の被害は甚大であり、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (<http://www.coastal.jp/tjt/>) の速報値によると、陸前高田市では 19.9m という遡上高が記録されている。東北地方沖のプレート沈み込み境界では、今回と同規模の M9 クラスの地震が 450-1100 年程度の周期で繰り返し発生していることが予想される。

しかしながら、今回と過去の津波イベントの類似性に関しては、まだ不明な点も多い。例えば、西暦 869 年に発生した貞観地震津波は東北地方の広い範囲を浸水させたことが推定されているものの、過去の研究で津波堆積物が発見されているのは主として相馬市・石巻平野・仙台平野などである。今回被害の大きかった三陸地方沿岸域での津波堆積物は、一部の地域を除いて、広範囲では発見されていない。したがって、本当に今回と過去の巨大地震津波が同規模・同震源域のものであったか否かについては、未確定な点が残されている。そこで、将来の三陸地方の津波堆積物研究へ向けて基礎資料を提供するため、東北地方太平洋沖地震津波合同調査の一環として、我々は岩手県三陸地方の陸前高田市を調査し、内湾地形において地震津波堆積物が示す堆積学的・古生物学的特徴を解析した。

今回の調査の結果、陸前高田市に分布する津波堆積物の堆積学的特徴が明らかになった。厚さ 1-5cm 程度の泥質堆積物は津波の遡上限界付近まで広く分布している一方で、砂質の津波堆積物の分布は海岸付近に限られている。砂質津波堆積物の内部には、数枚の級化・逆級化層理がみられた。この級化・逆級化層理の枚数・構造は、空間変化が著しい。粒子配列を解析した結果、これら級化から逆級化へと変化するシート状の砂層 1 枚 1 枚がそれぞれ津波の寄せ波と引き波に対応して形成されることが明らかになった。また、津波堆積物の産状に見られる空間的多様性は、津波の不均質な侵食作用によることも判明した。一方、海岸線から約 400m までは侵食域であり、津波堆積物は残されておらず、逆にこの地域から浅海域にかけてが堆積物の供給源となっていたことも明らかになった。今回の調査では津波堆積物中から多数の海生介形虫化石が発

見されているが、採取した化石試料に対して現世アナログ法による群集解析を行ったところ、化石群集の供給源は水深 9m 程度の浅海までであることが推定された。

まだ速報の段階ではあるが、今回の調査結果は、今回の地震津波や、過去の津波イベントを研究していく上でいくつかの示唆を与える。まず、泥質堆積物のみが遡上限界付近まで分布していたことは、泥質の津波堆積物が津波遡上範囲の良いマーカーになるのに対して、砂質堆積物は必ずしも津波遡上域を反映しないことを示している。また、砂質堆積物中に発見された多重級化・逆級化層理は、過去の 2004 年インド洋大津波の例などと同様に、津波の遡上回数に対応しているものと解釈された。砂質津波堆積物の堆積構造の空間変化は、津波の数値シミュレーション結果（遡上回数・範囲・流速など）の検証などを行う上で重要な資料になるだろう。さらに、介形虫群集解析結果は、今回の津波堆積物の大部分の供給源が近傍の内湾堆積物であることを表している。海生の介形虫化石は、津波堆積物を河川氾濫堆積物などから識別するためにも重要な指標となりうる。また、介形虫群集の供給源の水深は津波の規模・流速を反映するはずであり、今後地層中に保存された津波堆積物の介形虫群集解析結果との比較を行えば、過去の津波イベントに関しても多くの情報が得られるものと期待される。

# 泥炭の $^{14}\text{C}$ 年代測定に適した試料

## Suitable Samples for $^{14}\text{C}$ Dating of Peat

北沢俊幸（立正大学地球環境科学部）  
Toshiyuki Kitazawa (Rissho University)  
(kitazawa@ris.ac.jp)

### 1. はじめに

様々な生物遺骸や土壌が混在している堆積物の  $^{14}\text{C}$  年代測定では、堆積物から測定用試料を選定して分取する必要がある。生物種間で年代値のバラツキはどれくらいか、生物遺骸と土壌で年代値にずれが生じるか、などの情報があれば測定用試料を選定する際の指針となり、また年代測定結果の解釈にも有用である。そこで、同一泥炭層から分取した各種有機物試料の  $^{14}\text{C}$  年代測定を行い比較した。

### 2. 手法

北海道北部幌延町のヌポロマポロ川（天塩川水系）の河岸において、厚さ約 2 m で露出する沖積層のシルト泥炭互層から泥炭を採取した。最も上位の泥炭層から 160 cm の深度にある厚さ 5 cm の泥炭層の中央部分、厚さ約 3 cm を採取した。採取した泥炭を室内で洗浄処理し、1) 樹皮状の植物遺体、2) 種実（カヤツリグサ科のものと思われる）、3) 甲虫目の上翅をハンドピッキングした。いずれも一個体分では  $^{14}\text{C}$  年代測定の必要重量に満たないため、同一種の複数個体分を集めて測定用試料とした。洗浄処理過程で  $106\mu\text{m}$  の篩を通過した土壌分のうち、アルカリ溶液で抽出できたものを 4) フミン、できないものを 5) ヒューミンとして抽出し、測定用試料とした。（独）日本原子力研究開発機構 東濃地科学センターのタンデム型加速器質量分析装置 JAEA-AMS-TONO（NEC 製 15SDH-2 ペレトロン）を用いて上記 5 試料の  $^{14}\text{C}$  年代測定を行った。

### 3. 結果と考察

表 1 に  $^{14}\text{C}$  年代測定結果（Libby 年代）を示す。樹皮状の植物遺体、種実、甲虫目の上翅の 3 試料は、誤差の範囲内で年代値が良く一致した。これらの生物遺骸に対して、土壌由来のフミンとヒューミンでは古い年代値を示した。

表 1  $^{14}\text{C}$  年代測定結果

| 試料       | 年代 (yrBP $\pm 1\sigma$ ) |
|----------|--------------------------|
| 樹皮状の植物遺体 | 5,610 $\pm$ 45           |
| 種実       | 5,640 $\pm$ 45           |
| 甲虫目の上翅   | 5,655 $\pm$ 50           |
| フミン      | 5,930 $\pm$ 45           |
| ヒューミン    | 10,890 $\pm$ 60          |

今回測定に用いた樹皮状の植物遺体、種実、甲虫目の上翅では、生物種間で年代値のバラツキはほとんどないと言える。これらの生物遺骸は共通してもろいため、再堆積しにくいと考えられる。すなわち死後すぐに堆積し、泥炭の正確な堆積年代を示している。これに対して土壌由来の有機物が古い年代値を示す要因として、土壌中の有機物移動の可能性が挙げられる。またヒューミンの特に古い年代値は、古土壌の再堆積など初期的なコンタミネーションを考慮する必要があるかも知れない。

# 八戸市大須賀海岸の津波堆積物

## Tsunami Deposits on the Osuka Beach, Hachinohe, NE Japan

鎌田 耕太郎 (弘前大学教育学部)

Kotaro KAMADA (Hirotsaki University)

連絡先: 鎌田耕太郎(kamada@cc.hirosaki-u.ac.jp)

### 1. はじめに

2011年東北地方太平洋沖地震により発生した津波により、東北日本の太平洋沿岸では大きな被害を受けた。ここでは、広い後背湿地を伴う浜堤列平野の砂浜海岸と対照的な、ポケットビーチを構成する砂浜海岸における事例として、青森県八戸市の大須賀海岸における津波堆積物の特徴について報告する。

### 2. 大須賀海岸の津波堆積物の特徴

三陸海岸の北部に位置する種差海岸は下部白亜系原地山層の火山岩類が露出する岩石海岸を呈する景勝地である。種差海岸の北部には例外的に長さ約1.8kmの砂浜海岸があり、ポケットビーチを呈している。この砂浜海岸は南側1/3は白浜海岸、残りが大須賀海岸と呼ばれている。大須賀海岸は後浜に並走して比高3m前後の砂丘が発達し、その背後に防風砂林と幅200m前後の低平な湿地が分布する典型的な砂浜海岸地形からなるが、白浜海岸には明瞭な砂丘と後背湿地はなく、沖合に離岸堤がつくられている。

大須賀海岸における津波堆積物は砂丘背後の防風砂林と湿地の点在する低地に広く認められる。そこでは津波により新たに堆積した砂質堆積物のほかに、局所的にクロマツやヨシなどが掃き寄せ状に集積した堆積物がみられる。砂質堆積物は砂丘に近い所では厚さ50~80cmの粗~中粒砂を主体とした比較的淘汰の良い砂層からなり、表面には陸側方向に向かう流れを示唆するリップルマークが見られる。この砂の層は陸側に向かって30mほど追跡された後に、急激にその厚さが薄くなり消滅する。泥質堆積物は伴わない。断面で観察される堆積構造は塊状で明瞭な級化構造やラミナなどはほとんど認められなかった。特に砂丘の背後に分布する砂層は層厚変化に富み、局所的に100cm前後に達する所がある。

砂丘にはほぼ海岸線に直交する方向に複数の谷地形が認められる。これらの谷地形は津波の影響を受ける以前にはなかったもので、ひき波による砂丘砂の大量侵食による開析谷地形とみなされる。最も規模の大きなものは、幅20m以上で深さ3.9m、長さが100m弱で砂丘を貫通して谷頭が背後の湿地に接している。このような規模の大きな開析谷の形成位置は、かつて存在した小さな河川流路の場所や、砂丘を横断する遊歩道があった、周囲よりやや低い位置が選択的に侵食されたことによると解釈できる。また津波による砂丘域の侵食地形には開析谷のほかに、砂丘頂部海側にみられる深く波長の短いスプーンカット状窪地とその下流側に連続する、より浅く谷幅の広い窪地地形が認められる。

大須賀海岸の調査により、津波は砂丘を越えて侵入し、その侵水域は砂丘背後の低地を広く覆ったことがわかった。砂の堆積は砂丘背後が厚く、陸側に向かって急激に薄くなる。また侵水域のかなり手前で突滅することがわかった。砂丘背後における砂質堆積物の海岸線に沿った方向への急激な層厚変化は、砂丘を越えて運び込まれた砂質堆積物が開析谷の形成後に引き波によって再び海側に移動したことを示唆している。



# Avaatech XRF コアスキャナー



- 非破壊自動分析です
- 径30-140mm, 最長1800mmの半割コアのスキャンを行います
- ホルダーを交換することで個別試料の分析も可能です
- どこにでも運べますのでコア回収後すぐに分析ができます
- 50kVのロジウム陽極X線管とキャンベラ社製デジタルX線ディテクタによりAgとRhを除く、AlからUまで全ての化学元素の分析が可能です
- AVAATECH独自の可変光学システムにより照射エリアを深度方向(X軸)で0.1-10mm, 幅方向(Y軸)で1-15mmで別々に設定することができ、実効分解能は100 $\mu$ mです
- この可変光学システム(スリットシステム)は、散乱X線の蛍光ノイズも除去します
- オプションでY軸方向に精度0.005mmで光学システム全体を走査することができますのでX軸方向測定との組み合わせでコア表面の2Dマッピングが可能です
- オプションでハイレゾ(360dpi)カラーラインスキャナーを付けられますのでカラー分析や紫外線蛍光分析も可能です
- 操作が簡単でルーティン分析のためには、エキスパートである必要はありません
- ユーザーフレンドリーな解析ソフトウェアが付属します
- 測定速度は、主要10元素(Si, Al, Ti, Ca, K, Mg, Mn, Fe, Na, P)については5秒/1cm、希元素では10秒/1cmです
- スキャン後数分で結果が出せます
- オプションで帯磁率計を付けることもできます

AvaatechのXRF コアスキャナーは、オランダ王立海洋研究所 (NIOZ) の海洋研究の歴史と X線蛍光/X線回折分析技術に関する20年にわたる経験と知識のもとに開発されました。これを使用している全世界250人以上の科学者による100本以上の論文がネイチャー・サイエンス誌をはじめジオロジー誌、古海洋学などの学術誌に掲載されておりその実力を物語っています。

円高の今が御購入のチャンスです。



## 有限会社 オーレック

Phone:042-566-5977 Email:toshiszk@gmail.com URL:<http://www.orec-ltd.com>





# POLARIZING MICROSCOPE

偏光顕微鏡

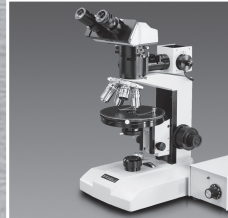


## MEIJI ML9000シリーズ 偏光顕微鏡

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。)



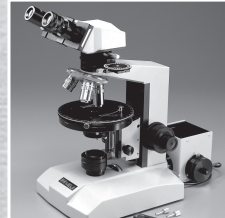
## MEIJI ML9400シリーズ 偏光顕微鏡

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。)

※価格は税抜価格です。



## 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、セナルモンコンベンセータ(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レ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はズーム式実体顕微鏡(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
- EMZ-5POL-2 定価¥349,000

## 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



<http://www.meijitechno.co.jp>

## 日本堆積学会行事委員より 団体出展，広告掲載の募集

例年、個人講演開催期間中に大会会場にて企業・博物館・大学・研究グループによる展示出展が可能です(有料：講演要旨集への広告掲載も可能です)。団体専用の展示ブースをご用意いたします。堆積学に関する研究や製品の紹介、広報宣伝、人材交流などにご利用ください。

詳細はお問い合わせください。