日本堆積学会 2016 年福岡大会

プログラム・講演要旨



Sedimentological Society of Japan

2016年3月4日~8日

福岡大学理学部

日本堆積学会 2016年福岡大会 プログラム

<日 時> 2016年3月4日(金)~8日(火)

- 4日(金) プレ巡検「長崎県西海市・七釜砂岩層に見られる重力流堆積物とその再堆積」
- 5日(土):個人講演,総会議事,懇親会
- 6日(日):個人講演,基調講演,ミニシンポジウム, 最優秀口頭・ポスター発表賞授賞式,堆積学トーク・トーク
- 7 日(月)~8日(火):ショートコース「DIY 水槽実験:水理学の基礎から二次元平衡河川まで」

<会 場> 福岡大学理学部 18 号館ほか

http://www.fukuoka-u.ac.jp/aboutus/facilities/map.html

3月4日(金)

<プレ巡検> 「長崎県西海市・七釜砂岩層に見られる重力流堆積物とその再堆積」 集合:博多駅筑紫ロ大型バス駐車場 8:30 解散:博多駅筑紫ロ 18:30予定 講師:石原与四郎 氏(福岡大学)ほか

3月7日(月) ~ 8日(火)

<**ショートコース>** 「DIY 水槽実験:水理学の基礎から二次元平衡河川まで」 場所・日時:福岡大学理学部18号館1階実験室 8:30~ 講師:武藤鉄司 氏(長崎大学)

3月5日(土)

会場:福岡大学理学部 18 号館 建物への入館は 08:00 から可能です

9:10-9:15 会長挨拶

<口頭発表の部>

【座長:高清水康博】

01 9:15-9:30 陸上の津波堆積物の粒度・層厚分布を用いた津波の水理条件の逆解析法 阿部朋弥・成瀬 元(京都大)

02 9:30-9:45 電気伝導度による津波堆積物の認定手法の有用性

加瀬善洋・川上源太郎・仁科健二(道総研 地質研)・

ト部厚志・高清水康博(新潟大)・林 圭一(道総研 地質研)

03 9:45-10:00 帯磁率が低い古津波堆積物における磁気異方性的特徴:北海道霧多布湿原の例

昆 周作・中村教博(東北大)・西村裕一(北海道大)・後藤和久(東北大)・

菅原大助(ふじのくに地球環境史ミュージアム)

· 山田昌樹(筑波大)

04 10:00-10:15 津波堆積物中に見られる生物攪拌構造 清家弘治・白井厚太朗・杉原奈央子(東大大海研)

休憩(10:15-10:30)

【座長:新井和乃】

05 10:30-10:45 南相馬市小高区の津波堆積物の磁気ファブリックと粒子ファブリック

高清水康博・卜部厚志・羽鳥祐香(新潟大)・

加瀬善洋・林 圭一(道総研 地質研)

06 10:45-11:00 過去 8500 年間に別府湾海底活断層で発生した津波の履歴山田昌樹・藤野滋弘・千葉 崇(筑波大)

07 11:00-11:15 2011 年東北沖津波による古津波堆積物の侵食

篠崎鉄哉(筑波大)·後藤和久(東北大)·藤野滋弘(筑波大)·

菅原大助(ふじのくに地球環境史ミュージアム)・

千葉 崇(筑波大)

08 11:15-11:30 和歌山県日高町における津波浸水履歴の復元 竹田大輔・藤野滋弘・千葉 崇・篠崎鉄哉・山田昌樹(筑波大)

休憩 (11:30-11:35)

【座長:太田 亨】

武藤鉄司

〈ポスター発表ショートトーク: 奇数番号の講演〉 11:35-11:57

1件あたりの講演は2分以内とします.

昼休み (11:57-13:00)

<ポスター発表の部> 13:00-14:10

3月5日(土)8:30より掲示できます.3月6日(日)17:00までに撤収をお願いします.

P1 日本海溝陸側斜面域の堆積物の特徴 -NT15-07 航海報告-

新井和乃・金松敏也・吉河秀郎・富士原敏也(海洋研究開発機構)

P3 更新統魚沼層群における汎世界的海水準変動に支配された第3オーダー堆積シーケンス とシーケンス層序

松田和久・保柳康一(信州大)

- P5 ネパール・カトマンズ盆地で見つかったシルト質堆積物中のサイスマイト 酒井哲弥(島根大)・ガジュレル アナンタ(トリブバン大 ネパール)
- P7 Comparison of sedimentological and geochemical variations in two differing river systems of the Neogene Siwalik Group, Nepal Himalaya

Adhikari, S.K • Sakai, T. • Roser, B.P. (Shimane Univ.) •

Sigdel A. (Nepal Electricity Authority)

- P9 岐阜県荘川地域に分布する手取層群の堆積相と有機炭素分析に基づく堆積環境の復元 上村真優子・保柳康一(信州大)
- P11 後の雨で変質した木津川高水敷の砂床形

坂本隆彦(同志社大)

P13 下北半島芦崎の砂嘴堆積物に関する予察的研究

鎌田耕太郎(弘前大)

P15 内湾海底コア中のイベント層の形成要因、津波数値シミュレーションによる巨大津波の 可能性の検討 一北海道噴火湾の事例(予察)---

仁科健二(道総研 地質研)

P17 洞窟遺跡に認められる津波堆積物-白保竿根田原洞穴遺跡 II 層-

- 石原与四郎(福岡大)・吉村和久(九州大 RI センター)・佐々木 華・
- 大西由梨(福岡大)・七山 太(産総研)・山内平三郎(沖縄鍾乳洞協会)・
- 島袋綾野(石垣市教育委員会)・仲座久宜(沖縄県立埋蔵文化財センター)

P19 写真画像を用いた 3D 砂粒子ファブリックの計測

宮田雄一郎・花本夏輝(山口大)

P21 石筍年編からの新たな古環境情報抽出の試み:成長シミュレーションによるアプローチ

大西由梨・佐々木 華・石原与四郎(福岡大)・

吉村和久(九州大 RI センター)

<口頭発表の部>

【座長:加瀬善洋】

09 14:10-14:25 2014 年広島土石流災害地に見られた、新・旧の土石流堆積物が示す二つの研 究課題

志岐常正(国土研)・越智秀二(比治山中・高校)

010 14:25-14:40 異なる植生下における鍾乳石形成過程

鹿島美香・嶋田 純・松田博貴(熊本大)

- 011 14:40-14:55 オーストラリア北東部海岸における浜堤形成:サイクロンによる浸水と風成 作用
 - 田村 亨(産総研)・Nicholas, W.A.・Brooke, B. (Geoscience Australia)・ Oliver, T.S.N. (ウロンゴン大)

012 14:55-15:10 有明海干潟における堆積環境とアサリ産出との関係

市原季彦(復建調査設計(株))、下山正一(佐賀大)

013 15:10-15:25 越波による砂嘴の破壊と復元:伊勢湾南西部櫛田川河口の例
 中条武司(大阪自然史博)・趙 哲済・小倉徹也(大阪文化財研)

休憩(15:25-15:40)

【座長:山田昌樹】

014 15:40-15:55 芦屋層群のストームベッドと mid-Oligocene の気候変動記録

隈 隆成・坂井 卓(九州大)

015 15:55-16:10 九十九里平野下の埋没谷地形

小松原純子(産総研)

016 16:10-16:25 紀伊半島牟婁付加シークェンスの後背地についての一考察

別所孝範(大阪市大)

017 16:25-16:40 赤色チャートの生痕化石の問題

角和善隆(明治大)

018 16:40-16:55 Sr-Nd-Pb 同位体比による深海堆積作用毎の供給源推定 齋藤 有(地球研)

- <総会> 17:00-18:00
- <懇親会> 18:10-20:00 福岡大学中央図書館 1F

3月6日(日)

<口頭発表の部>

【座長:齋藤 有】

019 9:00-9:15 メタンハイドレートを含むセディメントウェーブの貯留層性状

小松侑平·小寺貴士·藤井哲哉(JOGMEC)

020 9:15-9:30 半遠洋性堆積物のバイオマーカーおよびケロジェン組成に記録された混濁流の影響: 房総半島下部更新統黄和田層の検討

風呂田郷史・盛 貴瑛・沢田 健(北大)・黒澤志保・伊藤 慎(千葉大)

021 9:30-9:45 三次元定量的サイスミック地形学手法による海底扇状地チャネルの分布・形 状・蛇行度の検討:下北沖第四系海底扇状地の例

高野 修・西村瑞恵(石油資源)

022 9:45-10:00 北海道東部地域に見られる屈曲構造の形成時期について 片桐貴浩・成瀬 元・石川尚人・大林秀行・平田岳史・高塚紘太(京都大)

休憩(10:00-10:15)

【座長:小松侑平】

023 10:15-10:30 日本海溝域の海底斜面崩壊とその地層記録

池原 研・宇佐見和子(産総研)・金松敏也・新井和乃・中村恭之・

- 小平秀一(JAMSTEC) · Strasser, M. (Innsbruck Univ.)
- 024 10:30-10:45 タービダイト粒度分布の空間変化: 房総半島鮮新統清澄層の単層解析
 中尾健人・成瀬 元(京都大)
- 025 10:45-11:00 サージ的混濁流によるサイクリックステップの形成についての実験的研究 庄境大貴・横川美和(大工大)
- 026 11:00-11:15 氷上のステップ地形の発達:理論解析とアナログ実験の比較 横川美和(大工大)・泉 典洋(北大)・内藤健介・
 - Parkar, G. (イリノイ大学)・山田朋人(北大)・Greve, R. (北大)

027 11:15-11:30 乱流域の流水によって氷上に形成される界面波

【座長 : 横川美和】

〈ポスター発表ショートトーク: 偶数番号の講演〉 11:30-11:50

1件あたりの講演は2分以内とします.

昼休み (11:50-12:50)

泉 典洋(北大)・横川美和(大工大)・角田尭史(北大)・石黒友紀(北海道庁)

<ポスター発表の部> 12:50-14:00

3月5日(土)8:30より掲示できます.3月6日(日)17:00までに撤収をお願いします.

P2 大阪堆積盆地の沖積層にみる堆積物の空間分布の変遷

糸本夏実・増田富士雄(同志社大)

P4 深海底で形成された塊状砂岩の堆積形態と内部構造: 房総半島下部更新統梅ヶ瀬層上部 を例に

小田陽平・伊藤 慎(千葉大)

P6 福島県いわき市上遠野地域に分布する古第三系~新第三系の堆積相

橋本雄介・安藤寿男(茨城大)

P8 地震探査断面とコア記載対比に基づく海水準変動解析―ニュージーランドカンタベリー 堆積盆地における解析例―

角張友律・保柳康一(信州大)

P10 北東インド・スィンブーム地塊に分布する前期原生代の未固結変形構造

太田 亨(早稲田大)

- P12 矢作川蛇行州の GPR 探査からみる表面地形と内部構造の関係
 - 岡崎浩子(千葉中央博)・郭 栄珠(土木研)・田村 亨(産総研)
- P14 福島県南相馬市小高川下流域における 3.11 津波堆積物の堆積状況と層相変化 小倉徹也(大阪文化財研)・中条武司(大阪自然史博)
- P16 水槽実験による海底の傾斜変換部における津波起源混濁流の発生

山本大貴・増田富士雄(同志社大)

P18 年編の自動解析の利点と課題

佐々木 華・石原与四郎(福岡大)

P20 津波堆積物逆解析へ向けたフォワードモデルの開発

成瀬 元・阿部朋弥(京都大)

<ミニシンポジウム> 14:00 – 17:05

松田博貴(熊本大)·石原与四郎(福岡大)

【座長 : 松田博貴】

趣旨説明 14:00-14:05

0S1 14:05-14:50 【基調講演】カルスト地域の水循環における化学的過程と鍾乳石に保存される古環境情報

吉村和久(九州大 RI センター)

【座長:狩野彰宏】

OS2 14:50-15:15 炭酸塩堆積物の物理的堆積作用

松田博貴(熊本大)

OS3 15:15-15:40 造礁生物の進化と礁成炭酸塩岩の形成

中澤 努(產総研) · 上野勝美(福岡大)

休憩(15:40-15:50)

【座長:中澤 努】

OS4 15:50-16:15 微生物岩の炭酸塩堆積学

白石史人(広島大)

 OS5 16:15-16:40 メタンフラックス増加とそれに伴う間隙水の化学組成の変化を記録している上越沖メタンシープサイトのメタン由来炭酸塩:炭素同位体比と,Mn, Ba,微量元素含有量の変化

蛭田明宏・松本 良(明治大)

【座長:松田博貴】

0S6 16:40-17:05 炭酸塩岩から読む新原生代後期の大規模変動

狩野彰宏 (九州大)

<事務連絡> 17:10-17:20

<最優秀口頭発表賞・最優秀ポスター賞授賞式> 17:20-17:35

<堆積学トーク・トーク> 17:45-19:00

会場:18号館2階205実験室

注意事項

〈口頭発表〉

*ロ頭発表は発表12分, 質疑応答3分です.発表時間を厳守して下さい.

*ロ頭発表は液晶プロジェクターの使用を標準とします.会場でパソコン(Windows, Macintosh) を1台ずつ用意します.Windows にはパワーポイント 2013 が, Macintosh にはパワーポイント 2011 がインストールしてあります.ロ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.持参いただくメディアおよびファイルにつきましては,ウィルス対策ソフトの 最新定義で事前にチェックを頂きますようお願い致します.ファイルは遅くとも講演前の休憩時 間までに会場の PC に直接コピーして下さい.心配な方はご自分のパソコンを持参下さい.

〈ポスター発表〉

*ポスターは5日と6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180cm×横120cm(縦長)です.画鋲は会場にも用意してあります.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,事前に 行事委員会までお知らせください.

*ポスター発表のショートトークは1人2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.

<写真・ビデオ撮影の制限>

*本大会における全ての講演の様子や内容について(ロ頭発表・ポスター発表など),発表者に 無断で写真撮影・ビデオ撮影することを禁止します.撮影には発表者の許可が必要です.また, それらを発表者の許可なく SNS 等で配信することを禁止します.

カルスト地域の水循環における化学的過程と鍾乳石に保存される古環境情報 Chemical processes in the hydrological cycle in karst areas and paleoenvironmental information recorded in speleothems

吉村和久 (九州大学・RI センター)

Kazuhisa Yoshimura (Kyushu University)

連絡先: 吉村和久 (kazz@chem.kyushu-univ.jp)

【緒言】炭酸塩岩は温室効果ガスである二酸化炭素のシンクとして、地球が温和な環境となるのに重要な役割を果たしてきた.この炭酸塩岩分布域では、水ー岩石相互作用によりカルスト地形が形成される.鍾乳石とトゥファのような炭酸塩二次生成物は陸域の長期にわたる古環境記録データベースとしての評価が高まっている (Wang et al., 2001; Fairchild & Baker, 2012).炭酸塩の溶解と沈殿は水を介する化学反応であり、炭素循環における炭酸塩岩の役割を評価する上でも、鍾乳石を用いた古環境情報抽出を行う上でも、カルストシステムを化学反応として理解することは重要である.ここでは、炭酸塩の溶解・沈殿反応の基礎について解説を行うと共に、鍾乳石の形成過程において鍾乳石に記録される人間活動情報について紹介する.

【カルスト地域の水循環における化学的過程】石灰 岩の溶解と沈殿には(1)式の化学反応が関与する. 図1に示すように,降雨が地下に浸透する際に土壌 層の高濃度の二酸化炭素を受け取り,それが石灰岩 を溶解する.このような水が滴下水となって洞窟に 現れると,洞窟空間の二酸化炭素濃度は土壌層より も低いために,(1)式が左に進み方解石として沈殿す る.炭酸カルシウムの溶解度(ここでは,平衡状態 でのカルシウムイオン濃度で示す)は(2)式に示すよ うに二酸化炭素濃度の三乗根に比例するからである.

 $CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^-$ (1) $[Ca^{2+}] = (K_0 K_1 K_{sp}/(4K_2))^{1/3} P_{CO2}^{1/3}$ (2) ここで, K₀, K₁, K₂, K_{sp}, P_{CO2} は, それぞれ二酸化炭 素の水への溶解の平衡定数,溶存二酸化炭素の第1, 2 酸解離定数,方解石の溶解度積及び気相中の二酸 化炭素濃度である.溶存二酸化炭素濃度[CO₂(aq)]= K₀ P_{CO2} であるため, (2)式を使ってカルストシステ ムにおける平衡関係を示すことができる (図 2).例 えば,大気中および水中の二酸化炭素濃度と溶存カ ルシウムイオン濃度はそれぞれA, C, Eの値を取る時









に平衡状態となる(吉村・井倉,2000).山口県秋吉台の秋芳洞地下水中の石灰岩の溶解量は秋吉台土壌 層二酸化炭素濃度から予測される値に近く、石灰岩の溶解が化学平衡により支配されていることがわ かる.このような地下水が、洞窟内のように二酸化炭素濃度が低い空間にさらされると、新たな平衡 関係が成立するまで方解石が沈殿することになる.ただし、台湾太魯閣のように、二酸化炭素生産の 場と炭酸塩溶解の反応場が離れている場合には、反応により消費された二酸化炭素が再供給されない 閉鎖系での化学平衡の理解が必要となる.

【鍾乳石に保存される古環境情報】 図1に示したように, 鍾乳石に含まれる微量成分濃度や安定同 位体比は滴下水を通じて鍾乳石が生成した当時の環境情報を反映する.一般的に, 微量成分はその炭 酸塩あるいはカルシウム塩の溶解度を超えないような条件で石筍に取り込まれる. このような現象は 共沈と呼ばれる. 微量成分の中で陽イオンはカルシウムイオンと, 陰イオンは炭酸イオンとのイオン 交換平衡のもとで共沈することが多い. 一例として, マグネシウムイオンの共沈反応とその平衡定数 を(3)式に示した.

 $Mg^{2+}(aq) + Ca^{2+}(s) \rightleftharpoons Mg^{2+}(s) + Ca^{2+}(s)$ $K = (Mg/Ca)_{calcite}/(Mg/Ca)_{solution}$ (3) K は定数であり、炭酸塩中の Mg/Ca 比は沈殿生成時の地下水中の Mg/Ca 比を反映する. なお、マグ ネシウムイオンのように K < 1の場合には、観測地点よりも上流側で炭酸塩が沈殿する際に微量成分 が溶液の方により残存することを反映する場合もある (prior calcite precipitation, PCP).

それでは、ひとと自然の関わりは鍾乳石にどのように記録されるであろうか.極相に達した森にお いては、植物バイオマスは一定に保たれる.物質循環は定常状態とみなすことができ、森から表流水 および地下水を通じて流域外に出ていく物質のフラックスは、フォールアウトおよび化学風化に起因 して供給されるフラックスと等しくなる.草原化のように植物バイオマスが減少する際には、クロロ フィルに含まれるマグネシウムが水に移行して、地下水中濃度は増加する.したがって、森林開発は マグネシウム濃度増加として記録される.植生は炭素安定同位体比にも反映される.光合成回路の違 いにより炭素安定同位体比の異なるC3、C4植物が森林、草原それぞれにおいて優勢である.ススキや カヤツリグサはC4植物であり、C3 植物よりも¹³Cに富む.土壌二酸化炭素の炭素同位体比は植生を反 映することになり、それは滴下水を通じて鍾乳石の同位体比に反映される.しかし、草原植物の中に もC3植物が存在し、草原植生の代表的な植物の一つであるネザサもC3植物である.したがって、炭素 同位体比は植生を推定する際の重要な指標であるが、単独で用いるには問題が残る.

硫酸イオン濃度は酸性雨の指標となる.また,海成層 pyrite が分布する地域では,耕地化に伴い硫酸イオン濃度の増加が記録される.

我々は,現在成長中の石筍のフルボ酸年縞を計数することで絶対年代を見積もり(Kurisaki & Yoshimura, 2008),微量成分,同位体比から主に人為的な植生の変遷・土地利用変化に関する情報抽出 を行ってきた.得られた情報のクロスチェックには,古文書や古絵図が有効であった.時間の許す限 り,多くの事例(吉村ほか, 2013)について紹介したい.

【引用文献】Wang *et al.* (2001): *Science*, 294, 2345-2348; Fairchild & Baker (2012): Speleothem Science, Wiley;吉村・井倉 (2000):日本地下水学会編「地下水水質の基礎」理工図書; Kurisaki & Yoshimura (2008): *Anal. Sci.*, **24**(1), 93-98;吉村ほか (2013):月刊地球, 10, 11号.

-2-

炭酸塩堆積物の物理的堆積作用

Physical sedimentation of carbonate sediments

松田博貴(熊本大学大学院自然科学研究科)

Hiroki Matsuda (Kumamoto Univ.)

連絡先:松田博貴 (hmat@sci.kumamoto-u.ac.jp)

1. はじめに

炭酸塩堆積物の堆積作用には,砕屑性堆積物における物理的な堆積作用に加え,生物礁の形成などの生物学的堆積作用,シアノバクテリアが関与する生化学的・微生物学的堆積作用,ならびに海洋・湖沼環境,あるいは間隙水組成を反映した化学的堆積作用など,多様な生成・集積過程が存在する.これらは,地球環境の進化と変動に密接に関連しており,過去の地球環境や生命史解明にあたって貴重な情報を提供する.このうち物理的堆積作用は,基本的には砕屑性堆積物と共通であるが,炭酸塩堆積作用特有の部分も存在する. 本講演では,物理的堆積作用における砕屑性堆積物との相違点に着目し,サンゴ礁海浜における堆積作用を紹介すると共に,炭酸塩シーケンス層序における留意点について紹介する.

2. サンゴ礁海浜における堆積作用

これまで堆積粒子の挙動やベッドフォーム・堆積構造と水理条件との関係については,主に石英粒子を 中心とする珪酸塩砕屑物を対象としてなされてきた.一方,炭酸塩堆積物では,生物源粒子の組成や堆積相 の分布に関する研究が多く,粒子としての炭酸塩堆積物に焦点をあて,水流に対する炭酸塩粒子の挙動や ベッドフォームとの関係についての研究例は少ない.そこで,陸源性砕屑物の供給がなく,広くサンゴ礁性堆 積物が分布する宮古島の海浜において,特徴的なサンゴ礁地形の中で,潮汐によって流速・流向などの水流 条件がどのように変化し,またそれに伴ってベッドフォームの形状がどのように変化するか,また炭酸塩粒子が どのように挙動するか,予察的に観察・検討を行った.

宮古島南東部の吉野海岸は、礁原までの距離が短く、浅礁湖の発達はわずかである.ここでは、極粗粒砂 ~中礫サイズの粗粒堆積物が卓越し、高潮位の汀線付近では主に粗粒砂サイズの粒子が分布する.粒子組 成は、中礫ではサンゴ礫が、小礫では炭酸塩岩粒子が主体であり、それらに貝殻片を伴う.一方、極粗粒~粗 粒砂は、主に有孔虫殻からなり、粗粒砂にはサンゴ・貝殻片も含まれる.この海岸における流況は、高潮位時 には最大流速 70cm/s に達する強い岸沖方向の二方向流が卓越し、潮位の低下と共に、この岸沖方向の流れ は弱まり、平均潮位以下になると最大流速 20cm/s 以下の弱い北向きの沿岸流のみとなる.この流況変化に 伴って、高潮位時には礫サイズの粒子も水流に伴って揺動し、汀線に平行した波長 50cm に達するウェーブ リップルが発達するが、低潮位時になると、水深は浅くなるものの、これら粗粒粒子は動かず、ウェーブリップル の形態も変化しない.また平均潮位を下回った時の波打ち際でのみ平頂リップルが形成される.

以上のように,吉野海岸では、ベッドフォームならびに海浜での堆積構造は、潮汐に伴い大きく変化する流向・流速に強く影響され、これらはサンゴ礁特有の微地形に規制される.すなわち、サンゴ礁域では礁嶺の発 達により、平均潮位を境に2つのまったく異なる水理条件が存在し、それによってわずかな高低差でも形成さ

– 3 –

れる(保存される)堆積構造に大きな相違が生じている. 粒径分布にもこれが現れ, 高潮位時の汀線から沖側 5m 地点では双峰性の粒径分布を示す. これは高潮位時と低潮位時の 2 つの異なる水理条件に対して粒子 の挙動が異なるためと考えられる.

3. 炭酸塩シーケンス層序における留意点

シーケンス層序学は、堆積学に大きな進歩をもたらし、その基本的な概念は炭酸塩シーケンスにも適用可 能である.しかし炭酸塩岩と砕屑岩とでは、堆積物の形成過程に大きな相違が存在する.砕屑岩の場合には、 既存の岩石が風化・侵食されることにより生成された砕屑物が、河川や風等により運搬され、最終的に海洋に 堆積する.これに対し、炭酸塩岩の場合には、堆積物の大部分が生物骨格の遺骸や化学沈殿物からなり、多 くの場合、ほとんど運搬されずにその場に堆積する.すなわち、堆積物の生産場と堆積場が同一ということにな る.そのため、異地性の陸源性砕屑物からなる砕屑岩とは、海水準変動に対する堆積シーケンスの形成過程 が大きく異なる.さらに炭酸塩堆積物では、気候や地域、ならびに時代によって炭酸塩生産者が異なるため、 炭酸塩シーケンスでは、礁の形態や累重様式、あるいは堆積相分布に地域性・時代性が存在する.

現世の礁の多くは、完新世の海水準上昇と平衡して成長可能であり、礁以外の炭酸塩システムでも、沈降 に伴う海水準変化を上回る速度で炭酸塩の生産が可能である.生物源堆積物からなる炭酸塩システムでは、 発達開始時期(Start-up 期)には、堆積空間の増加速度は炭酸塩生産量より大きいが、生産が活発化すると、 炭酸塩生産量は堆積空間の増加速度を上回り、上昇する海水準に追いつくことになる(Catch-up 期).その後 は、堆積空間の増加速度が炭酸塩生産量を規制することになる(堆積空間の増加速度=炭酸塩生産量; Keep-up 期).したがって、Start-up 期に炭酸塩システムの成長が停止(Give-up)せず、また生物源炭酸塩の生 産に好適な環境が維持されると、海水準の上昇と平衡した炭酸塩システムが形成され、顕著な上方累重型の 累重様式を示す.一方、Start-up 期に過度の海水準上昇があると、Catch-up 期に移行できず、炭酸塩システム は水没するか、より水深の浅い場所へと後退する.

海進期後期になり, 堆積空間の増加速度が減少すると, 炭酸塩生産場であるごく浅海域は拡大する. それ により炭酸塩生産量が堆積空間の増加を上回り, 浅海性炭酸塩堆積物は, 沖合の深海域や内陸側の干潟・ 風成砂丘へと移動する. その結果, 炭酸塩プラットフォーム上で生産された多量の炭酸塩堆積物は, 炭酸塩タ ービダイトやその他の重力流によって深海域へ流出する (highstand shedding).

一方,海水準が低下すると,炭酸塩生産場であるごく浅海域は消滅し,炭酸塩プラットフォームは陸上に露 出する.その結果,浸食が進行するが,炭酸塩シーケンスでは砕屑岩シーケンスと異なり,化学的浸食作用が 卓越する.そのため,プラットフォーム上での機械的浸食作用による砕屑物の生産・供給は限定的であり,陸 域から砕屑性堆積物の供給がある場合には,干出した陸棚上を風や河川の運搬により海底扇状地が形成さ れるが,そうでない場合には,低海水準期炭酸塩堆積体は,斜面角度が緩やかな炭酸塩ランプを除き,プラッ トフォーム縁からの崖錐堆積物と裾礁などの小規模なものに限定される.

さらに続成作用の観点では、炭酸塩鉱物の化学的特性により、炭酸塩シーケンスは顕著な続成作用を被リ、 二次孔隙やセメントの形成、あるいは高孔隙率・高浸透率帯の創出などが起こる.そのため、続成作用は炭化 水素・水資源開発において重要な検討課題であるが、炭酸塩続成環境は、海水準と密接に関連しているため、 炭酸塩シーケンス層序学を用いることによって続成過程をモデル化することも可能である.

造礁生物の進化と礁成炭酸塩岩の形成

Biotic evolution of reef-building organisms and reefal carbonate sedimentation

中澤 努 (産業技術総合研究所)・上野勝美 (福岡大学)

Tsutomu Nakazawa (GSJ, AIST), Katsumi Ueno (Fukuoka Univ) 連絡先:中澤 努 (E-mail: t-nakazawa@aist.go.jp)

1. はじめに

炭酸塩の主要な形成場である生物礁は、一般には原地性の生物起源炭酸塩堆積物で形成される地形 的高まりのことを指す.広義には、その高まりの周囲に多様な堆積相を伴う堆積システムとして捉え ることができ、そのうち堆積相分化したものは礁複合体と呼ぶことがある.現世の生物礁はサンゴ (特に六放サンゴ)が主要な形成者であることから「サンゴ礁」と呼ばれるが、顕生代を通してみる と必ずしもサンゴが礁を形成していたわけではない.石灰藻類や海綿類、あるいは貝類が主要な造礁 生物であった時代もあり、礁の骨組みを形成する造礁生物が不在の時代もあった.造礁生物群集は時 代とともに大きく変化したことが知られている.つまり生物礁の発達は生物の進化・絶滅に連動して おり、さらには地球環境の変化を反映していると考えられる.本講演では、顕生代における生物礁及 び造礁生物の変遷を概観するとともに、石炭一ペルム紀を例に、造礁生物の時代変遷と炭酸塩堆積シ ステムとしての生物礁の形態の変化について述べる.

2. 顕生代における生物礁の消長

生物礁は顕生代を通じて一様に発達したのではなく,生物の消長とともに繁栄と衰退を繰り返して きた. Copper (1988)は,顕生代において生物礁は,絶滅相(extinction phase)から先駆相(pioneering phase)を経て極相(climax phase)に至る,数千万年から億年単位のサイクルを6回繰り返している とした.またそれぞれのサイクルで礁を形成する主要な生物は異なる.すなわち,カンブリア紀は古 杯類,デボン紀は層孔虫や床板サンゴ類,ペルム紀は石灰藻類や石灰海綿類,三畳紀は六放サンゴや 石灰海綿類,白亜紀は厚歯二枚貝や六放サンゴ,そして新生代は六放サンゴである.これは,大量絶 減イベントのたびに礁生態系がリセットされ,新たに礁生態系が再構築されていったことを意味する. そして,大量絶滅イベントから礁生態系が再構築される過程において,堆積システムとしての礁の形 態も大きく変化したことが知られている.

3. 石炭—ペルム紀の生物礁及び造礁生物の変遷

ここでは石炭—ペルム紀を例に,造礁生物群集の変遷に伴う生物礁の形態変化の詳細について紹介 する.石炭—ペルム紀は,デボン紀後期とペルム紀末の2つの顕著な大量絶滅イベントに介された顕 生代第3回目の礁発達サイクル (Copper, 1988) に相当する.デボン紀後期の大量絶滅イベントによ り,それまで主たる造礁生物として礁環境で繁栄した層孔虫類・床板サンゴ類が衰退し,礁生態系が リセットされた.これに続く石炭紀は造礁能力の高い生物が不在の時代とされ,全球的に礁が未発達 の時代とされる.特に前期石炭紀(ミシシッピアン亜紀)は造礁生物の不在によりシアノバクテリア などの微生物類やウミユリ,コケムシが相対的に繁栄し,各地の陸棚波浪限界以深の環境では石灰泥 質の塊状堆積体であるマッドマウンドが形成された(Bridges et al., 1995). その後,後期石炭紀にな るとケーテーテス類や石灰藻類が造礁生物として加わり,一部地域で礁構造が形成されるようになっ たが,世界的に礁の発達が顕著になるのは中期ペルム紀になってからである. この時代には広く低緯 度域の陸棚浅海で石灰質海綿が繁栄するようになり,バリアタイプの礁複合体を形成するようになっ た.北米のキャピタンリーフはその典型例とされる(Saller et al., 1999). 石灰質海綿礁はその後,後 期ペルム紀まで認められるが,ペルム紀末の大量絶滅により消滅し,絶滅相の典型である微生物類主 体の炭酸塩岩が再び排他的に形成されるようになる(Kershaw et al., 2012).

一方、パンサラッサ海(古太平洋)に目を向けると、前期石炭紀にホットスポット火山活動により 誕生した秋吉帯の海洋島群では、形成直後より浅海域にウミユリやコケムシなどの先駆群集が侵入し、 秋吉帯の石灰岩の形成が開始された(衛藤, 1967). しかし,炭酸塩堆積物が火山体頂部を完全に 覆った後も、一部では四放サンゴとコケムシなどからなる小規模な礁構造が発達したものの、下部石 炭系を通してほとんどがウーイドや細粒の生物遺骸片を主体とする単調な堆積相からなることが知ら れている.おそらく堆積システムとしては、明瞭な礁構造を持たない、炭酸塩ランプあるいは炭酸塩 バンクといった形態であったと考えられる.これは造礁生物不在とされる前期石炭紀を象徴する事象 といえる.秋吉帯の石灰岩で礁構造が顕著に発達するようになるのは後期石炭紀(ペンシルバニアン 亜紀)になってからである(Sugiyama and Nagai, 1994; Nakazawa, 2001). この時代には四放サンゴと 海綿(ケーテーテス類)を主体とする堅牢なフレームワークが発達した.特にケーテーテス類のコロ ニーは規模が大きく、さまざまな形態をとることができたことから、礁形成者として極めて重要な役 割を担うに至った.礁フレームワークの発達が顕著になったことにより、堆積システムも大きく変化 したとみられる.背礁側には石灰泥質の堆積物が観察されるようになることから、環礁タイプのバリ アをもつ礁が形成され、中央にラグーンが発達するようになったと考えられる、ケーテーテス類は、 その後、ゴンドワナ氷床の最盛期(最後期石炭紀~最前期ペルム紀)に近づくにつれ衰退し、かわっ て、北方要素として知られる Palaeoaplysina に代表される石灰藻類(Nakazawa et al., 2011)や気候期 転換期の礁生物とされる微生物群集(Nakazawa et al., 2015)が繁栄したことが知られるが、その時期 の堆積相構成は明らかにされていない、特に氷床衰退の気候期転換期に相当する微生物群集が繁栄し た時代に海洋島でどのような形態の堆積システムが形成されたかは興味深いところである.一方,中 期ペルム紀には秋吉石灰岩でも他地域と同様に石灰質海綿礁(Nakazawa et al., 2012)へと移行したこ とが明らかになっており、多様な堆積相が認められる.

文献: Bridges et al. (1995) Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment. 23, 171–190; Copper (1988) Palaios 3, 136–152; 衛藤 (1967) 秋吉台科博報 4, 7–42; Kershaw et al. (2012) Geobiol. 10, 25–47; Nakazawa (2001) Facies 44, 183–210; Nakazawa et al. (2011) Palaeo3 310, 378–392; Nakazawa et al. (2012) Geol. J. 47, 495–508; Nakazawa et al. (2015) Palaeo3 420, 116–127; Saller et al. (1999) SEPM Spec. Publ. 65, 222p.; Sugiyama and Nagai (1994) Cour. Forsch. Inst. Senckenberg 172, 231–240.

微生物岩の炭酸塩堆積学

Carbonate sedimentology of microbialite

白石史人(広島大学・理・地球惑星)

Fumito Shiraishi (Hiroshima Univ.) 連絡先:白石史人 (082-424-4633)

1. はじめに

生命は,誕生以来 30 億年以上にわたって顕微鏡サイズの微生物であったが,その活動は地球環境 に非常に大きな影響を与えた.その結果,主に炭酸塩鉱物から構成される微生物岩(ストロマトライ トなど)が形成され,これは約 30 億年間にわたる地球史・生命史の記録媒体として非常に興味深い 研究対象である.また近年,南大西洋海底下で発見された巨大油ガス田の貯留岩が微生物岩であるこ とが明らかとなり,資源探査の面でも注目を集めている.

2. 微生物岩の形成過程

微生物岩の形成には、微生物による 1) 砕屑物の捕獲・結束作用、および 2) 炭酸塩鉱物の沈殿作用 が重要であると考えられている.西オーストラリア・ハメリンプールで発見された現世ストロマトラ イトの研究から、捕獲・結束作用の重要性が強調されることが多いが、過去のほとんどの微生物岩は 主に炭酸塩鉱物の沈殿作用によって形成されている.また、捕獲・結束された砕屑物が構造を保持 するためにも、沈殿作用によるセメント化が必須である.これらのことから、微生物岩の形成過程を 理解するためには、炭酸塩鉱物の沈殿作用を解明することが重要である.

炭酸塩鉱物の沈殿作用は、大きく1) 微生物代謝による鉱物飽和度の上昇と、2) 細胞外高分子による結晶核形成に分けられる.しかしながら、これら2つの作用が実際にどのように機能しているかは 不明な点も多い.以下では、淡水性微生物岩(トゥファ)を用いた研究例を紹介する.

3. 研究例1:微生物代謝の影響評価

トゥファにはしばしばストロマトライトのような年縞が見られ,その表面には酸素発生型光合成 細菌(シアノバクテリア)が密集して生息している.微小電極(先端径数µm)などを用いてそれら の代謝活動を評価したところ,明条件では光合成誘導 CaCO₃ 沈殿が起こり,暗条件では顕著な沈殿 が起きないことが明らかとなった. すなわち,検討を行ったトゥファはシアノバクテリアの光合成 によって形成されており,これは「葉理を持つ微生物性堆積物」というストロマトライトの定義に合 致する.

4. 研究例2:細胞外高分子の影響評価

トゥファの多くは上述のようなストロマトライトであるが、ごくまれにスロンボライト(凝集状の微生物性堆積物)が形成される.その両者が一カ所で形成される世界でもまれな場所が岡山県で発

-7-

見されたため、微生物岩組織の違いを生む原因を探った.微小電極測定の結果、ストロマトライト・ スロンボライトとも光合成誘導 CaCO₃ 沈殿によって形成されていることが明らかになった. 共焦点 レーザー走査顕微鏡観察や DNA 解析の結果から、ストロマトライトに生息するシアノバクテリアは 主に *Phormidium* sp.であり、それらの細胞外高分子が酸性官能基を持つために結晶核形成場となり、 その結果としてストロマトライト組織を形成していた.一方、スロンボライトに生息するシアノバク テリアは主に *Leptolyngbya* sp.であり、それらの細胞外高分子は酸性官能基を持たないために結晶核形 成場とはならず、その結果としてスロンボライト組織を形成していた.このことは、微生物岩組織の 形成において、細胞外高分子の化学的性質が極めて重要であることを示している. メタンフラックス増加とそれに伴う間隙水の化学組成の変化を記録している上越沖 メタンシープサイトのメタン由来炭酸塩:炭素同位体比と, Mn, Ba,微量元素含有 量の変化

Methane-derived authigenic carbonate nodule at Joetsu gas seep site archiving methane flux increase and associating evolution of interstitial water geochemistry: Changes in carbon isotopic composition and contents of Mn, Ba, and rare earth elements

> 蛭田明宏1(明治大学1)・松本良1(明治大学1) Akihiro Hiruta 1 (Meiji University 1), Ryo Matsumoto 1 (Meiji University 1) 連絡先:蛭田明宏 (a_hiruta@meiji.ac.jp)

1. はじめに

メタン由来炭酸塩(MDAC)とは、メタン由来の炭酸イオンが海洋堆積物の粒子間(間隙水と呼ばれる 液相)で増加し、無機的に沈殿した炭酸塩のことである。堆積物中での嫌気的メタン酸化(AOM)と呼 ばれる微生物活動により、メタンから炭酸イオンが生成され、アルカリ度の増加が引き金となって いる. この炭酸塩は、メタンフラックスが高い(地下深部からの供給量が多い)場所の、海底面付近 の水の化学組成を記録していると考えられる. AOM に利用できる物質はいくつかあるが、海洋堆積物 中では、硫酸イオンが主である.これは、堆積物深部の有機物から生成されるメタンが、溶存メタ ン濃度の薄い海底面付近(海水がメタンに乏しいため)に拡散していくのに対し、酸化的な海底面か らは、溶存酸素、マンガン(Mn)酸化物、鉄(Fe)酸化物の順に酸化・還元反応に利用され、最終的に 間隙水に硫酸イオンが残るためである.上方に移動するメタンにとっては、硫酸イオンが最初に接 触する還元剤である。微生物によるメタンと硫酸の消費が早いため、堆積物中では溶存メタンと硫 酸イオンがともに枯渇する深度(SMTと呼ばれる)が形成される.そしてメタンと硫酸の両方が必要な AOM は、この深度で活発に起こっている. 間隙水中の物質の移動現象である SMT は、もっぱら下部か らのメタンの供給量によって堆積物中での深度が変動するのに対し、堆積物は埋没により下方に移 動する. そのためある程度の大きさの MDAC が発達するには、メタンフラックスが非常に強く、海底 面付近に SMT が発達した条件下で、比較的短時間に成長したものと考えられる.本研究では、上越 沖のガスシープサイトで回収された MDAC の化学分析結果から、ガスシープサイトでの海底面付近の 間隙水の変化を考察する.

2. 分析試料および炭素/酸素同位体比, Mn, バリウム(Ba), 希土類元素(REEs)含有量の計測

KY05-08 航海中に、上越沖に位置する海鷹海脚のガスシープサイトから、ピストンコアで MDAC, ガスハイドレート片を多数含む表層堆積物を回収した.数 cm を超える大きさの炭酸塩を選び出し、 切断と観察後、この分析に用いた炭酸塩を選択した.選択された炭酸塩は、セメント前の堆積物に空 隙を有していたためか,堆積物を含まないアラゴナイト微結晶集合体が長径 1cm 程度の楕円状に見られた.この微結晶集合体を横切るように粉末試料を作成し,炭素/酸素同位体比を求めた.その後, 薄片を作成し,高分解能をもつ LA-ICP-MS で微結晶集合体を分析した.

3. 炭素/酸素同位体比,および Mn, Ba, REEs 含有量

微結晶集合体では、いずれの分析値結果も、楕円の中心から左右対称の変動が見られた.炭素/酸素同位体比は、微結晶集合体周辺の堆積物を含む部分から微結晶集合体の中心部に向かい値が高くなった.堆積物を含む部分の炭素同位体比は、今日のSMTの溶存炭素の炭素同位体比とほぼ同じ値であった.微結晶集合体のMn, REEsは、スパイク状に濃度が高くなった.それぞれのピークが同じ位置ではなく、REEsは質量の大きい元素になるほど中心寄りの位置にピークが見られ、Mnは、REEs中で最軽量のランタン(La)よりは中心寄りにピークが見られた.Baは、若干のぶれはあるが、中心部へ向かって含有量が増える傾向を示した.

4. 議論および結論

炭素同位体比の変化は、堆積物のセメントがSMT付近から始まり、微結晶集合体の形成が終わる までの間に、炭酸塩の沈殿がSMTから少しずつ離れて行っている様子を反映している.Fe酸化物由来 と考えられるREEsやMnの含有量がスパイク状に見られることから、もともとSMTが非常に浅く、 Fe/Mnの酸化還元境界に近い状態で沈殿が起こっていたものが、SMTが動いた際にFe酸化物、Mn酸化 物の溶解(間隙水へのREEs, Mnの供給)が起こった結果、このようなパターンが見られるようになっ たと考えられる.MnのピークがFe酸化物由来と考えられるLaよりも微結晶集合体の中心寄りにピー クが見られることに加え、硫酸イオンが枯渇するSMTで沈殿/溶解をするBaの増加を伴うことから、 この炭酸塩はSMTが上方に移動した際の間隙水の変化を記録していると考えられる.SMTが浅くなる ことによってFeやMnの酸化層が薄くなったことが、REEsやMnの放出につながったと説明できる. 上越冲のMDACのウランートリウム年代研究から、最終氷期の海水準の低下に伴うガスハイドレート の大量分解、メタンフラックスの増加とMDACの同時期大量生成という仮説が立てられている.SMTが 浅くなった現象を記録した本試料は、このシナリオを反映している可能性がある.

炭酸塩岩から読む新原生代後期の大規模変動

Late Neoproterozoic drastic changes decoded from carbonate rocks

狩野彰宏 (九州大学比較社会文化研究院)

Akihiro Kano (SCS, Kyushu University)

連絡先:狩野彰宏 (kano@scs.kyushu-u.ac.jp)

1. はじめに

新原生代後期の炭酸塩岩は全球凍結などの大規模変動を裏付ける証拠を提示してきた.また,この 時期に起こった多細胞動物の進化と放散の重要な記録媒体でもある.大規模気候変動の時期に動物が 進化したことは地球史の最大の謎の1つである.堆積学・地質学・地球化学などのアプローチによっ て,解明されつつある.本発表ではレビューに加え,ブラジルでの調査結果について報告する.

2. エディアカラ紀の異様な海洋循環と DOXAM 仮説

6.35億年前にマリノアン全球凍結が終わると、アイスアルベドの揺れ戻しと強い温室効果により地 球は極度の温暖化に陥ったと考えられる.また、氷河性浸食作用と、温暖条件での大陸風化作用によ り供給された膨大な栄養塩は、第一次生産を暴走させる.白亜紀と同様に層状化した海洋の中層~深 層では、酸素や硫酸が枯渇する.深海堆積物や海氷の底でできていたメタンハイドレートの崩壊も、 それに一役買っていた可能性が高い.海洋での高い生物生産速度と低い有機物分解速度の不均衡によ り、有機物は比重勾配に懸濁していた.その量は現在の海洋に比べて1000倍に達していたかもしれ ない (Rothman et al., 2003).この異様な海洋循環は、世界各地の炭素同位体の層序的パターンとして 裏付けられる.中国南部のエディアカラ系陡山沱層では浅海から深海層へと無機炭素同位体比が低下 し (Jiang et al., 2011)、安定な有機炭素同位体比のコントラストが生じる (McFadden et al., 2008).

では、エディアカラ紀初期の懸濁有機物に富む海洋は、どのような動物に有利に働いたのだろう? 鞭毛虫のような運動能力を持つ原生動物にとって、低い溶存酸素濃度は過酷だ. できれば、動かずに 酸素の消費を抑え、豊富に存在する懸濁有機物を食べていたい. これは最も原始的な多細胞動物であ るカイメンやサンゴの生き方だ.

現在の海洋の中で、あえて似た状況を探すとすれば、それは北東大西洋の深海サンゴ礁にある.南 から流れるメキシコ湾流はその下層で地中海アウトフローを引きずり、顕著な比重勾配を発達させる. この海洋構造が、比較的生物生産性の高い北東大西洋に達すると、水深 800-1000 m 付近に表層から 降下してきた有機物溜まりが出来上がり、それを糧としてサンゴの群落が発達する(Kano et al., 2007).

襟鞭毛虫のような原生動物から海綿動物への進化の場として,酸素に乏しく有機物に富むエディア カラ紀初期の比重勾配はふさわしい場所だった.酸素消費量を出来るだけ節約するため,原生動物群 体を構成する個体が協力して食物摂取のための水流を作る.すなわち,「懸濁有機物が動物の多細胞 化を促した」と考えることもできるのである.私はこれを DOXAM 仮説と名付けた (Kano et al., 2011). この仮説は海綿動物と次に原始的な刺胞動物がいずれも濾過栄養であるという事実と整合的である.

3. サリトレ層の指状構造

私の研究グループでは、動物の多細胞化が起こった当時の痕跡を追い求めて、ブラジル国バーイア 州中部に分布するウナ層群・サリトレ層の炭酸塩岩を調査している.本層は氷礫岩上に累重し、基底 部のキャップカーボネートから総厚 1000m 以上も続く厚い炭酸塩主体の堆積物である.上位層の Sr 同位体比のデータから考察すると、本層はエディアカラ系であり、礫岩は 635Ma のマリノアン氷期に 帰属する.サリトレ層炭酸塩岩はストロマトライトの様な極浅海域で堆積したものから、スランプ構 造を伴う深海性のものまであり、全体を通じて3組のメガシークエンスが認められる.

興味深いのは、第3メガシークエンスの層状石灰岩に発達する「スロンボライト」である. これは 密集した直径約 5mm の指状構造で構成され、全体として厚さ数 m,幅 20m 超のレンズを形成する. 指状構造の多くは破断されているが、いくつかの場所では層理面と平行であり、ほぼ一方向に配列し ている. 従って、シアノバクテリアのような走向性を持つ微生物によって作られた構造ではない. ま た、古生代の石灰質マイクローブに特徴的な微細構造も持たない.指状構造内部に認められる直径 100 μm のペロイド状組織は、海綿動物の腐敗時に生じる炭酸塩沈殿物と類似する. これら特徴に加 えて、スロンボライト周辺に認められる直径 4 mm 程度の小球体は、有性生殖による卵、もしくは無 性生殖による芽球である可能性がある. 小球体には幼生への発生段階を暗示する構造も認められた.

スロンボライト周辺の炭酸塩岩は高い有機物含有量 (0.2~1.0%)を持ち,一部スランプ褶曲を示し ている.浅海環境を示す堆積構造 (ストロマトライト・フラットペブルなど)を欠くことから,波浪 の影響が及ばず,光が届かない水深で堆積したものと思われる.極めて高い無機炭素同位体比 (+8~ +9‰) は全球凍結後の海洋に特徴的な高い生物生産性と埋没有機物量を支持する.まさに,動物の多 細胞化が促されるための環境と整合的である.骨片を持たないサリトレ層の指状組織は,より原始的 な海綿動物だったのかもしれない.骨片が補食圧に対する適応構造であるならば,大型の補食動物が 出現していない時代では,海綿動物は骨片を持つ必然性は無い.現在,ブラジルの指状構造の帰属に ついては,さらなる検討を行っているところである.

文献

- Jiang, G., Shi, X., Zhang, S., Wang, Y., Xiao, S., 2011, Stratigraphy and paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551 Ma) in South China. *Gondwana Research*, **19**, 831–849.
- Kano, A. et al., 2007, Age constraints on the origin and growth history of a deep-water coral mound in the northeast Atlantic drilled during Integrated Ocean Drilling Program Expedition 307. *Geology*, **35**, 1051–1054.
- Kano, A., Kunimitsu, Y., Takashima, C., Shiraishi, F., Wang, W., 2011, The evolution of animal multicellularity stimulated by dissolved organic carbon in early Ediacaran ocean: DOXAM hypothesis. *Island Arc*, 20, 280-293.
- McFadden, K.A., Huang, J., Chu, X., Jiang, G., Kaufman, A.J., Zhou, C., Yuan, X., Xiao, S., 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. *Natl Acad. Sci.*, USA 105, 3197– 3202.
- Rothman, D.H., Hayes, J.M., Summons, R.E., 2003, Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle. *Proc. Natl Acad. Sci.*, USA 100, 8124–8129.

陸上の津波堆積物の粒度・層厚分布を用いた津波の水理条件の逆解析法 Inversion model for calculating tsunami hydraulic condition using grain-size and thickness distribution of onshore tsunami deposits

阿部朋弥・成瀬 元(京都大学) Tomoya Abe, Hajime Naruse (Kyoto University) 連絡先:阿部朋弥 (tomo.kamakura@gmail.com)

1. 背景

古地震の発生メカニズム(断層モデル)を推定する手掛かりとなるのが、地形・地質記録や歴史記 録に残された古津波の情報である.これまで、津波堆積物の分布域を古津波の浸水域の証拠とした津 波浸水計算によって、古地震の断層モデルが日本海溝や千島海溝などで推定されてきた(例えば、 Satake et al., 2008; 菅原ほか、2011).しかし、2011年東北沖津波後、津波堆積物の分布域や古文書の 記載にもとづいて推定された浸水域だけでは、古地震の断層モデルを精度よく推定することは困難で あることが指摘された(Satake et al., 2013).すなわち、古地震の断層モデルを高い精度で推定する ためには、これまでのように津波堆積物を古津波の発生や浸水の有無の証拠として用いるだけではな く、津波堆積物からより詳細な津波の水理条件を引き出すことが必要とされているのである.津波堆 積物の粒度・層厚分布から、古津波の水理条件を推定することができれば、既存の古地震の断層モデ ルの推定結果を再評価することができる.

これまで、津波堆積物から津波の水理条件を逆解析するモデルがいくつか提案されてきた(例えば、 Jaffe and Gelfenbaum, 2007; Soulsby et al., 2007). しかしながら、既存の逆解析モデルは、近年の津波 の観測値を十分に再現できていない(菅原, 2014). 推定と観測の著しいずれは、既存の逆解析モデ ルが現実の堆積現象と合わないフォワードモデルを採用している点に原因があると考えられる. 既存 のモデルの致命的な問題点の一つは、乱流による浮遊堆積物の拡散と底面での堆積物の再巻き上げ現 象を全く考慮してない点である. これらの現象は、乱流が浮遊状態の堆積物を運搬する際に本質的な 役割を果たしていることが知られている(Garcia and Parker, 1991). 本研究では、以上の課題を踏ま えた上で、津波堆積物の粒度・層厚分布から津波の水理条件を逆解析するモデルを新たに開発した.

2. 方法

まず,津波の水理条件から津波堆積物の層厚分布を予測するフォワードモデルを構築する.津波の 挙動は Soulsby et al. (2007)のモデルを採用し,津波の挙動は,最大浸水距離(*R*_w),平均流速 (*U*),最大浸水深(*H*),という3つの条件から計算する.堆積物の運搬・堆積については,海岸 線における各粒径階の堆積物の初期濃度(*C*_{0i})を境界条件として与え,海岸線から浸水限界まで設け た測線上における津波堆積物の層厚分布を求める.この際に,堆積物は鉛直方向にはラウス則に従っ て拡散するものと仮定し,水平方向には移流のみによって移動するものとみなす.底面からの堆積物 の再巻き上げ速度は Garcia and Parker (1991)の経験式より推定する.これらの仮定により,既存研 究では扱うことのできなかった堆積物の移流・拡散・再巻き上げ作用を的確に表現できるものと考える.そして、堆積物の沈降量と再巻き上げ量の差から各粒径階ごとの堆積物の堆積速度を求める.

逆解析では、測線上の各調査地点における、現地調査で得られる観測層厚と数値計算から得られる 計算層厚との差の二乗の総和を目的関数として採用する.次に、非線形最適化手法によって目的関数 を最小化させる諸条件(*R_w*, *U*, *H*, *C₀*)を求める.

3. 2011 年東北沖津波への適用

仙台平野における,2011 年東北沖津波の水理条件と津波堆積物の粒度・層厚分布に関する既存の観 測・浸水計算結果を用いて,逆解析法の推定精度を検証した.仙台平野では,沖合の波形,浸水深, 浸水距離,津波堆積物の粒度・層厚分布が観測・分析されており,流速データもビデオ映像・浸水計 算による計算値を用いることができるため,モデルの推定精度を検証するのに適していると考えた.

海岸線と直交する長さ 4 km の測線を対象として,津波堆積物の粒度・層厚分布から,最大浸水距 離(*R_w*),平均流速(*U*),最大浸水深(*H*),各粒径階の堆積物の初期濃度(*C_{0i}*)を逆解析法によ り推定した.その結果,モデルの推定結果と既存の観測・浸水計算結果(Abe et al., 2012; Sugawara et al., 2014)を比較すると,本モデルは,最大浸水距離と堆積物の初期濃度を高い精度で推定できるが, 平均流速を過小評価し,最大浸水深を過大評価する傾向があった.今後,乱流運動エネルギーの保存 則をフォワードモデルに導入することで,浮遊砂を支持することにより流れの中の乱流運動エネル ギーが消費される現象を考慮できるため,平均流速と最大浸水深の推定精度が向上すると期待される. **文献**

- Abe, T., Goto, K. and Sugawara, D., 2012, Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan. Sedimentary Geology, 282, 142-150.
- Garcia, M. and Parker, G., 1991, Entrainment of Bed Sediment into Suspension. *Journal of Hydraulic Engineering*, **117**, 414-435.
- Satake, K., Nanayama, F. and Yamaki, S., 2008, Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench. *Earth Planets Space*, **60**, 925–935.
- Satake, K., Fujii, Y., Harada, T. and Namegaya Y., 2013, Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **103**, 1473-1492.
- Jaffe, B.E. and Gelfenbaum, G., 2007, A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. *Sedimentary Geology*, **200**, 347–361.
- Soulsby, R.L., Smith, D.E. and Ruffman, A., 2007, Reconstructing tsunami run-up from sedimentary characteristics-A simple mathematical model. *Coastal Sediments* 07, 1075-1088.
- 菅原大助・今村文彦・松本秀明・後藤和久・箕浦幸治, 2011, 地質学的データを用いた西暦 869 年貞観 地震津波の復元について.自然災害科学, 29, 501-516.
- 菅原大助, 2014, 津波堆積物と津波の規模について. 地学雑誌, 123, 797-812.
- Sugawara, D., Takahashi, T. and Imamura, F., 2014, Sediment transport due to the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sendai: Results from numerical modeling. *Marine Geology*, **358**, 18–37.

電気伝導度による津波堆積物の認定手法の有用性

The use of electric conductivity for identification of tsunami deposits

加瀬善洋(北海道立総合研究機構地質研究所)・川上源太郎(地質研)・仁科健二(地質研)・ ト部厚志(新潟大学)・高清水康博(新潟大学)・林 圭一(地質研) Yoshihiro Kase (Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Research Organization), Gentaro Kawakami (GSH, HRO), Kenji Nishina (GSH, HRO), Atsushi Urabe (Niigata Univ.), Yasuhiro Takashimizu (Niigata Univ.), Keiichi Hayashi (GSH, HRO) 連絡先:加瀬善洋 (kase-yoshihiro@hro.or.jp)

1. はじめに

従来,地層から古環境を推定する化学分析手法の 1 つとして,電気伝導度(Electric conductivity: EC) および水素イオン指数 (pH) に注目した研究が行われてきた.横山・佐藤 (1987) は,鮮新-更 新統大阪層群において粘土混濁液の EC・pH を測定した結果,EC 値が堆積相から推定される古環境 (海成,汽水成,淡水成)に相関することを報告している.近年では,EC・pH が沖積層の古環境推 定にも有効であることが報告されている(例えば,内山ほか,2011).このように,地層を対象に EC・pH による化学分析を行うことは,堆積物が海成あるいは淡水成であるか,すなわち海水の影響 を受けて堆積したかどうかを簡易で,かつ定量的に識別することが可能である.

本研究では、津波履歴が明らかにされている東北地方および北海道太平洋沿岸の低地において、津 波堆積物が挟在する柱状試料を採取し、その堆積物懸濁液の EC・pH を測定した.その結果、津波堆 積物が挟在する幾つかの層準で、特徴的な深度プロファイルが認められた.ここでは、津波堆積物の 認定における EC の有用性について報告する.

2. 研究手法

2-1. 野外調査 福島県南相馬市小高地区,宮城県山元町鷲足地区,北海道厚岸町湾月地区,なら びに北海道浜中町霧多布地区の低地において,ハンドコアラーおよびハンディジオスライサーによる 掘削調査を行い,地表から最大3m程度までの連続柱状試料を採取した.あわせて,北海道の2地点 では掘削孔において地下水を採取し,その水位と水質を測定した.

2-2. EC・pH 測定 堆積物懸濁液は,内山ほか(2011)の修正 JGS 法を参考に,次の手順で作成 した.野外調査で採取した柱状試料を5 cm 間隔(部分的に 1.25-2.5 cm 間隔)で 6.0-8.0 gを遠沈管に 分取し,純水を加え5 倍希釈した.その後,ガラス棒で攪拌し,2 時間静置させた後,その上澄み液 を検液とした.測定には,HORIBA 製 twin cond および twin pH を用いた.なお,測定には湿潤試料を 用いたため,各試料の含水比から希釈率((試料に含まれる含水量+希釈水)/試料に含まれる含水 量)を求め,測定した EC 値に乗じ,その値を補正値として使用した.pH は希釈率のみで単純にもと の pH を算定できないことから,補正せずに測定値をそのまま使用した.なお,pH は試料採取から分 析までの過程で酸化していることから,参考値として扱った.

2-3. イオンクロマトグラフ分析 堆積物懸濁液のイオン含有量を把握するため、イオンクロマト

グラフ分析を行った. EC・pH 値の深度プロファイルにおいて,高 EC・低 pH 値のピークが認められ た箇所を含む区間を主な対象として,Thermo Scientific 社製 Dionex ICS-1100 および ICS-2100 を用い て測定した.測定に用いた検液は,EC・pH の測定で使用した堆積物懸濁液をシリンジフィルター (0.45 μm) に通して作成し,希釈前の含有量にするため測定値の5 倍の値を補正値として使用した.

3. 結果

3-1. EC・pH 全ての地点における EC・pH 値の深度プロファイルの大局的な特徴として, 泥炭層 では低 EC・高 pH 値を示すのに対し, 津波堆積物が挟在する層準では高 EC・低 pH 値のピークが認 められる. ただし, 例外(後述) も多く認められる. ここでは, 山元町の結果を例に示す(図 1).

泥炭層中に十和田 a 火山灰層(AD929 年降灰)が深度約 60 cm に, 貞観津波(AD869 年), AD500,
2.5 ka の津波砂層(Sawai et al., 2012)がそれぞれ深度 70 cm, 90 cm, 115 cm に層厚約 1 cm で挟在する. EC 値は泥炭層で 0.3–0.5 mS/cm 程度, 貞観津波砂層で 0.5 mS/cm であるが, AD500 および 2.5 ka
津波砂層の層準ではそれぞれ 1.1 mS/cm 程度, 2.7 mS/cm でピークを示し, 下位層準ほど顕著になる(図 1).

3-2. イオンクロマトグラフ分析 EC 値の深度プロファイルのピークに相関し、Ca²⁺ (130-270 ppm), Mg²⁺ (25-32 ppm), SO4²⁻ (570-900 ppm)の溶存イオン含有量が高くなる傾向が認められる (図 1).



図1 山元町における地質柱状図および化学分析結果

4. 津波堆積物認定における EC の有用性

堆積物懸濁液の EC 値の深度プロファイルは, 泥炭層と比較し津波堆積物が挟在する層準で高い値 を示し, ピークとして認められた. しかし, 貞観津波砂層では EC 値のピークが検出されず, AD500 津波砂層では挟在層準よりも 2.5–7.5 cm 深い区間で高 EC 値のピークを示した. また, 高 EC 値に相 関して Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻の溶存イオン濃度が高く検出される化学的プロセスについては, 海水や地下 水の影響を反映している可能性が考えられるが, Na⁺や CI-などの海水の痕跡を特徴づけるイオン

(Minoura and Nakaya, 1990) との相関は認められない.講演では、南相馬市、厚岸町、浜中町における分析結果を報告し、あわせて北海道日本海側の奥尻島で認められた津波堆積物の分析結果とも比較・検討する.

【引用文献】 Minoura, K. and Nakaya, S., 1990, Jour. Geol. Sawai et al., 2012, Jour. Geophys. Lett.. 内山ほか, 2011, 地調研報. 横山・佐藤, 1987, 地質雑.

帯磁率が低い古津波堆積物における磁気異方性的特徴:北海道霧多布湿原の例 Characteristics of magnetic anisotropy on low-susceptibility paleo-tsunami deposits in Kiritappu Marsh, Hokkaido

昆周作(東北大学)・中村教博(東北大学)・西村裕一(北海道大学)・後藤和久(東北大学) ・菅原大助(ふじのくに地球環境史ミュージアム)・山田昌樹(筑波大学) Shusaku Kon (Tohoku Univ.), Norihiro Nakamura (Tohoku Univ.), Yuichi Nishimura (Hokkaido Univ.), Kazuhisa Goto (Tohoku Univ.), Daisuke Sugawara (Museum of Natural and Environmental History, Shizuoka), Masaki Yamada (Univ. of Tsukuba) 連絡先:昆周作 (shusakukon@gmail.com)

帯磁率異方性(以下, AMS)は、常磁性鉱物と強磁性鉱物の粒子の配列を求めることができる. 堆積 学の AMS は、これまでの水路実験の結果(e.g. Rees, 1965)を利用することで、野外調査などで目には見 えない堆積構造(マイクロリップルによる斜交葉理など)の理解に用いられる.

AMS は 2 階のテンソル成分として表現され、ある座標変換のもとで 3 つの固有値(最大軸とその方 向、中間軸とその方向、最小軸とその方向)からなる回転楕円体として表される.一般的に、この最 大軸方向は磁性鉱物の形状の伸長した方向もしくは列状に並ぶ磁性鉱物の方向に平行であるため、堆 積物中の磁性粒子配列が伸長している方向(ある条件下では古流向)を表し、また最小軸方向は堆積物 を構成する粒子が横たわって堆積している場合は層理面と垂直となる.しかし、ごく稀に AMS の最 大軸と最小軸が入れ替わることがある(e.g. Daly and d'Albissin, 1968).これを"inverse-fabric"と呼び、 磁壁を持たない単磁区構造(以下, SD;約 10~100 nm)の強磁性鉱物によって生じる(Potter and Stephenson, 1998). SD の磁化容易軸方向の変化は、外部磁場強度の大きさに比例して変化することか ら、AMS の測定で発生する弱い外部磁場強度では磁化容易軸方向の変化が生じず、そのため粒子の形 状異方性に対し最小値をとる(Jackson, 1991).このため、inverse-fabric が起こるのだが、一般的に SD の強磁性鉱物は、試料に含まれる質量パーセントが非常に小さいため、AMS の結果にほとんど影響を 与えない(Borradaile and Henry, 1997).しかし逆を言えば、AMSの帯磁率(SI)が低い試料の場合、SD の強磁性鉱物の配列を捉えている可能性がある.この場合は、長軸と短軸が逆になっている inversefabric で古流向解析をしていることになる.

どのような粒度の強磁性鉱物が試料の異方性を担っているかを理解する方法として、部分履歴性残 留磁化異方性(以下,pAARM)がある.このpAARMは、1つの試料から保磁力が異なる2種類の磁鉄 鉱、すなわち、自形な粗粒の磁鉄鉱と、細粒な二次鉱物の磁鉄鉱のファブリックをそれぞれ調べるこ とができる(e.g. Trindade et al., 1999).よって、AMSとpAARMの測定結果を比較することで、SDが 磁気異方性に影響を与えているか評価することができる.

過去に堆積した津波堆積物の堆積過程を復元する上で、古流向は重要な情報である. そのため 2004 年インド洋大津波以降, AMS で古流向解析を試みる研究が数多く行われてきた (e.g. Wassmer et al., 2010). 上記の研究対象の津波堆積物は大概淘汰が悪く,そして現世の津波堆積物は帯磁率が高く (Schneider et al., 2014),古津波堆積物になると帯磁率が低い傾向がある (e.g. Cuven et al., 2013). このよ うに,堆積物は供給源に依存するため,整合性を見出すのは難しいが,堆積物の磁気異方性を用いた古 流向解析は,粒度など磁性粒子のファブリックを明らかにすることによって可能になると考えている.

本研究では北海道霧多布湿原にて、17世紀と13世紀の津波堆積物に対応する層 (e.g. Nanayama et al., 2003) から試料を採取し、AMS と pAARM の測定を実施した. 試料の帯磁率は、17世紀の試料で1,300~4,900 µSI, 13世紀の試料のほとんどは2,000 µSI 以下であった. さらに帯磁率が2,000 µSI 以下の試料については、水平方向に±30°(最大 60°)のエラーが存在することを確認した. このことは、帯磁率の低い試料は、AMS を用いた古流向解析に向いていないことを示している. 一方, pAARM の測定から、採取したすべての試料が inverse-fabric であることがわかった. よって、本研究の試料は SD の強磁性鉱物の配列を捉えていることを示している. その鉱物の同定のため、電子顕微鏡による観察を実施した. その結果, 珪酸塩鉱物中に2次的に滲み出たナノスケールの強磁性鉱物と泥粒子の中に磁性鉱物が多数存在することがわかった. 本研究事例は、帯磁率が低い堆積物の古流向解析を行う際の1つの解法として実施されることを期待している.

文献

- Borradaile, G.J. and Henry, B., 1997, Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*. **42** (1–2), 49–93.
- Cuven, S., Paris, R., Flavard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L. and Billy, I., 2013, Highresolution analysis of a tsunami deposit: case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology*, **337**, 98–111.
- Daly L. and d'AlbissinM., 1968, Correlation entre les anisotropies de susceptibilit6 magnbtique et de la dilatation thermique: application en structurologie, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Série I. Mathétique, 267, 473–476.
- Jackson, M., 1991, Anisotropy of magnetic remanence: a brief review of mineralogical sources, physical origins, and geological applications, and comparison with susceptibility anisotropy. *Pure and Applied Geophys*ics, 136 (1), 1–28. http://dx.doi.org/10.1007/ bf00878885.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K. and Yamaki, S., 2003, Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660–663.
- Rees, A.I., 1965, The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. *Sedimentology* **4**, 257–271.
- Trindade, R. I. F., Raposo, M. I. B., Ernesto, M. and Siqueira, R.,1999, Magnetic susceptibility and partial anhysteretic remanence anisotropies in the magnetite-bearing granite pluton of Tourão, NE Brazil, *Tectonophysics*, **314**, 443–468.
- Wassmer, P., Schneider, J.-L., Fonfrège, A.-V., Lavigne, F., Paris, R. and Gomez, C., 2010, Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits: application to the 2004 deposits on the eastern coast of Banda Aceh, North Sumatra, Indonesia. *Marine Geology*, 275, 255–272.

津波堆積物中に見られる生物攪拌構造

Bioturbation structure in the 2011 tsunami deposits

清家弘治・白井厚太朗・杉原奈央子(東京大学大気海洋研究所)

Koji Seike, Kotaro Shirai, Naoko Sugihara (AORI, Univ. Tokyo) 連絡先:清家弘治 (seike@aori.u-tokyo.ac.jp)

底生生物によって堆積物が撹拌されることを生物撹拌(バイオターベーション)という.堆積物コ アを観察することで,生物撹拌の痕跡,すなわち生痕構造を明瞭に観察することができる.現世の海 底における生物撹拌は,海底下のどれくらいの深さまで影響しているのだろうか?意外なことに,こ の問いに答えることは簡単ではない.なぜなら堆積物中には過去に形成された生物撹拌構造も存在し ており,今現在のそれとを区別することが困難であるためである.

上記の謎を解くためには、過去の生物が形成した生痕を含まず、今現在の底生生物による生痕のみ を含む海底堆積物を調べることが有効である(例えば Seike et al., 2016).本発表で対象とする岩手県 船越湾の海底は、2011 年 3 月の大津波により大きな影響を受けた.海底の堆積物は大津波により再堆 積し、また大津波直後は海底から大型の底生生物が消滅したことが報告されている.そして、津波か ら1年半後の 2012 年以降は、重要な生物撹拌者であるオカメブンブク Echinocardium cordatum が再加 入していることが確認されている(Seike et al., 2013).したがって、今現在のこの湾の海底堆積物を 調べることで、海底面からどれくらいの深さまで生物攪拌が影響しているかを詳細に明らかにするこ とができる.船越湾における生物撹拌の状況を確認するために、2014 年 9 月に船越湾の水深約 10~20 mの3 地点において潜水し、長さ1 mの堆積物のコア試料を採取した.得られたコア試料のX線 CT 撮影および深さ5 cm 毎の粒度分析をおこなった.

堆積物コアの観察により,船越湾では海底面から深さ 20 cm までの範囲にオカメブンブクの活動の 痕跡が明瞭に認められた.それより深い箇所ではオカメブンブクの生痕は観察されなかった.した がって,オカメブンブクは海底下 20 cm の深さまで堆積物を撹拌していることが判明した.三陸沿岸 の他の海域においても本研究と同様の手法を用いることで,生物撹拌が影響する深度についての情報 が得られることが期待できる.

文献

- Seike, K., Kitahashi, T., and Noguchi, T. 2016, Sedimentary features of Onagawa Bay, northeastern Japan after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: sediment mixing by recolonized benthic animals decreases the preservation potential of tsunami deposits. *Journal of Oceanography*, **72**, 141–149.
- Seike, K., Shirai, K., and Kogure, Y., 2013, Disturbance of shallow marine soft-Bottom environments and megabenthos assemblages by a huge tsunami induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *PLoS ONE* 8, e65417. doi:10.1371/journal.pone.0065417

南相馬市小高区の津波堆積物の磁気ファブリックと粒子ファブリック

Magnetic fabric and grain fabric of tsunami deposits in Odaka area,

Minami-Soma City, Japan

高清水康博·卜部厚志·羽鳥祐香(新潟大学)·加瀬善洋·林 圭一(北海道立総合研究機構地質研究所) Yasuhiro Takashimizu, Atsushi Urabe, Yuka Hatori (Niigata University),

Yoshihiro Kase, Keiichi Hayashi (Geological Survey of Hokkaido, Hokkaido Research Organization) 連絡先:高清水康博 (takashimi@ed.niigata-u.ac.jp)

1. はじめに

津波堆積物の磁気ファブリックや粒子ファブリックを測定することは、津波の古流向の復元や流れ 様式の推定のために有用である.しかし、これらについて津波堆積物を対象とした報告は少なく、不 明な点も多い.一方、高清水ほか(2014)は、2011年東北地方太平洋沖地震による津波堆積物を用い て平滑床を作成し、磁気ファブリックと粒子ファブリックの特徴を報告した.その結果、両ファブ リックとも流向をよく反映しており、配列様式は、*a*(p)*a*(i)であった.

2. 調査地点と方法

福島県南相馬市小高地区の3地点で採取した津波堆積物の特徴について調べた.野外調査において 岩相記載を行った後,砂試料を採取し実験室に持ち帰って帯磁率異方性を測定した.また粒子ファブ リックの把握のために泥岩偽礫部の堆積面のオリエンテーションの計測を行った.

3. 結果とまとめ

南相馬市小高地区の 3 地点, すなわち海岸から 626m 地点 (Z06), 770m 地点 (Z07), および 982m 地点 (Z08) から採取した津波堆積物の特徴について検討した. これらの堆積物は平行葉理の 発達した中粒砂からなり, Z07 および Z08 地点では上部に泥層が見られた. 砂層の中部には細〜中礫 サイズの泥岩偽礫がよく見られた. 砂層部をこの泥岩偽礫を境に,下部および上部ユニットに区分し た.水路実験から小高地区の津波堆積物の磁気ファブリックは流向をよく反映しており,配列様式は, *a*(*p*)*a*(*i*) であった. 帯磁率異方性近似楕円体は扁平状であったので K_{min}の偏角から古流向復元をした. 磁気ファブリック:砂層下部ユニットは, Z06 地点:西北西へ (288.5°), Z07 地点:南西へ (238.2°), Z08 地点:北西へ (307.5°)の古流向を示した. 砂層上部ユニットは, Z06 地点:東 南東へ (113.2° および 123.1°), Z07 地点:西南西へ (250.3°), Z08 地点:東へ (85.7°)の 古流向を示した.下部ユニットは,全て遡上方向の古流向であった.上部ユニットは,Z07 地点の上 部ユニットが西南西への古流向を示したもの,Z06 地点および Z08 では,戻り流れ方向を示していた. 粒子ファブリック:両ユニットの境界に見られる泥岩偽礫のオリエンテーションを測定した結果,長軸分 布の最頻値は北西-南東 (135°-315°)であった.Z07 地点の砂層部下部ユニットの古流向と調和的である.

岩相,分布,磁気ファブリック,および粒子ファブリックの特徴を合わせて考えると,泥岩偽礫下 位は遡上流からの堆積物,泥岩偽礫上位は主に戻り流れからの堆積物の可能性が高い.最上部の泥層 は津波終焉時~津波後に形成されたものと考えられる.泥岩偽礫の古流向は遡上流と調和的であった. 文献:高清水ほか,2014.開水路により作成した津波堆積物による平滑床の磁気ファブリックの特徴(予報).新潟大学災害研年親, No. 3, 88-89.

- 20 -

過去 8500 年間に別府湾海底活断層で発生した津波の履歴

Tsunamis occurred during the past 8500 years at the active faults in Beppu Bay

山田昌樹・藤野滋弘・千葉 崇(筑波大)

Masaki Yamada, Shigehiro Fujino, Takashi Chiba (Univ. of Tsukuba) 連絡先:山田昌樹 (yamada@geol.tsukuba.ac.jp)

1. はじめに

別府湾沿岸地域は、1596年に別府湾海底活断層で発生した慶長豊後地震(M=6.9)に伴う津波に よって浸水被害を受けたことが古文書記録から知られている.津波史料をもとにした現地調査による と、別府湾沿岸地域では 5-8 m 程度の波高があったとされている(羽鳥、1985a).また、沿岸域に おける音波探査およびピストンコアリング調査では多くの成果が得られており、鬼界アカホヤ火山灰 層の堆積(約7170-7300年前)以降に5回の断層運動があったと推測されている(例えば、島崎ほか、 2000;大分県、2002).しかしながら、これらの地震の詳細な発生年代や津波の浸水範囲は未解明の ままである.

本研究の目的は、別府湾に面する沿岸低地における掘削調査で得られた堆積物コア試料から、別府 湾海底活断層地震に伴う過去数千年間の津波浸水履歴を復元することである.本研究では、古津波堆 積物層の上位と下位で放射性炭素年代測定を行い、津波発生時期の上限下限年代を測定するため、 1596 年慶長豊後地震以前の地震・津波発生年代とその間隔を海底探査のデータと比べてより正確に知 ることができる.

2. 調査地域と調査手法

掘削調査を行ったのは、別府湾南岸に面する大分市東部の大圓寺湿地である.砂州で閉ざされた標 高約2m,幅80m程度の低地は海岸線から約600mまで広がっており、現在はアシ類の自生する湿地 と小規模の池に分かれている.海岸線と直交する測線を設定し、機械式ボーリングにより全長約6.1-8.8mのコアを3地点で掘削した.また、ボーリングコア掘削地点間において手掘式掘削を行い、堆 積物データを補完した.

得られたコア試料に対しては、堆積相の観察に加えて、CT 画像の撮影、帯磁率測定、珪藻分析、 ITRAX コアスキャナーを用いた地球化学分析を行った.また、コア全体と各イベント層の堆積年代を 決定するため、有機質泥層中に含まれる種子や葉片などの放射性炭素年代測定と火山灰の同定も行った.

3. 結果

地点 OEJa-02(海岸線から約 180 m)におけるコア試料は,表層から現生植物を多く含む泥炭層と 耕作土層(深度 0-110 cm),黒灰色から褐色の含礫砂泥層(深度 110-205 cm),赤褐色から黒褐色 の有機質泥層(深度 205-790 cm),貝殻片を含む砂層(深度 790-880 cm)で構成されていた.深度 879-880 cmに含まれる貝殻片から得られた放射性炭素年代値は,8410-8540 cal Yr. BP であった.約 2760-7790 年前の 5000 年間程度で堆積したその上位の有機質泥層中には,2 枚の火山灰層と少なくと も6 枚の砂層が含まれていた.深度 430-433 cm に認められたスコリア層は,火山ガラスの屈折率か ら九重山を起源とする段原スコリア層 (DS) と同定され,その下位の泥層から 5590-5660 cal Yr. BP という年代値が得られた.約 7170-7300 年前の鬼界アカホヤ火山灰層 (K-Ah) は,深度 530-650 cm に認められた.層厚数ミリメートルから数センチメートルの砂層は,上下の泥層と明瞭な地層境界で 区切られている場合が多く,帯磁率も急増していた.砂層では有機物量が減少し,ケイ素 (Si),カ リウム (K),カルシウム (Ca),チタン (Ti),鉄 (Fe),ストロンチウム (Sr) が有機質泥層の 層準と比較して多く検出された.また,複数の砂層において,淡水-汽水環境で形成された有機質泥 層中では観察されない海生底生種 *Rhaphoneis* sp.などの珪藻が特徴的に認められた.

4. 考察

有機質泥層中に明瞭な地層境界を持って存在する砂層は,突発的に堆積したイベント層である可能 性が極めて高い.また,砂層において帯磁率や含有元素の分布が急変することは,砂層を構成する粒 子が異なる堆積環境から運搬されたことを示唆している.さらに,海生底生種が砂層においてのみ出 現することは,砂層が海水の流入に伴って形成されたことを強く支持している.

海水流入によるイベント層の形成年代は、1596 年慶長豊後地震津波の他に少なくとも約 3300-3450 年前,約 4230-4530 年前,約 5000 年前,約 6500 年前であった可能性がある.このことは,鬼界アカ ホヤ火山灰堆積以降に 5 回の断層運動があったという海底探査の結果(大分県,2002) と矛盾してい ない.本調査地域周辺における 1707 年宝永地震津波の波高は最大でも 2 m 程度とされているため (羽鳥,1985b),堆積物コア中に残された古津波堆積物層は,南海トラフで発生した津波ではなく, 別府湾海底活断層地震による津波により形成されたと考えるのが妥当である.

引用文献

羽鳥徳太郎, 1985a, 別府湾沿岸における慶長元年(1596 年)豊後地震の津波調査. 地震研究所彙 報, 60, 429-438.

羽鳥徳太郎, 1985b, 九州東部沿岸における歴史津波の現地調査-1662 年寛文・1769 年明和日向灘 および 1707 年宝永・1854 年安政南海道津波-. 地震研究所彙報, 60, 439-459.

大分県, 2002, 平成 13 年度地震関係基礎調査交付金 別府-万年山断層帯に関する調査 成果報告書. 257p.

島崎邦彦,松岡裕美,岡村 眞,千田 昇,中田 高,2000,別府湾の海底活断層分布.月刊地球 号外,28,79-84.

Erosion of paleo-tsunami deposit by the 2011 Tohoku-oki tsunami

篠崎鉄哉 (筑波大)・後藤和久 (東北大)・藤野滋弘 (筑波大)・菅原大助 (ふじのくに地球環境史 ミュージアム)・千葉 崇 (筑波大)

Tetsuya Shinozaki (University of Tsukuba), Kazuhisa Goto (Tohoku University), Shigehiro Fujino (University of Tsukuba), Daisuke Sugawara (Museum of Natural and Environmental History, Shizuoka), Takashi Chiba (University of Tsukuba)

連絡先: 篠崎鉄哉 (shinozakit@geol.tsukuba.ac.jp)

1. はじめに

津波堆積物研究は、沿岸湖沼や塩性湿地など、通常有機質泥層などが堆積している静穏な環境で行われている.しかし、そのような環境であっても、生物擾乱や人工改変により津波の痕跡が無くなる場合がある.それらの要因以外にも、津波そのものによる痕跡の消失が考えられる.高エネルギーである津波は、堆積-侵食作用により沿岸地形を大きく変えることがあるためである.これまで、津波により古津波堆積物が消失した実例は報告されていない.本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震津波(以下、2011年津波)の前後の湖沼堆積物の比較を行い、津波による湖底への影響評価を行った.

2. 調査地域と分析

宮城県南部の山元町にある水神沼で掘削調査を行った.水神沼は,現在の海岸線から 600 m ほど内陸に 位置する大きさ 200×100 m 程度,最大水深 2 m 程度の小さな湖沼である. Sawai et al. (2008)は, 2011 年津 波以前に水神沼の湖沼堆積物を用いて,過去 1500 年間の津波記録について詳細な報告を行っている. 彼ら は,湖沼内の 5 地点で採取した約 1.5–2.0 m の堆積物から, 1611 年慶長津波, 915 年 To-a テフラ, 869 年貞 観津波の痕跡を発見した.本研究では 2014 年 4 月に試料を採取し, 2011 年津波発生前の堆積物との堆積 相の違いを比較した.分析は, CT スキャン撮影, ¹⁴C 年代測定, テフラ分析, 珪藻分析を行った.

3. 結果と考察

湖沼内の4地点で長さ1m前後の堆積物の掘削を行ったところ,湖底表層に厚さ20-60 cmの黒色 泥層がみられ,その下位に厚さ7-15 cmの極細粒~中粒砂層(以下,Sand 1)の堆積がみられた(第 1図a).Sand1と下位の層との間には侵食面がみられた.Sand1中には角礫,円礫に加え花崗岩が含 まれていた(第1図a,第1図b).水神沼周辺の地質が沖積層や鮮新世の砂岩であることから,Sand 1中の花崗岩は家屋の土台などの人工物に由来することが考えられる.すなわち,Sand1は2011年津 波によって形成された可能性が高い.また,Sand1上位の黒色泥中には上位から下位にかけて海生の 珪藻が含まれていることから,この厚さ20-60 cmの黒色泥は津波による再堆積であることがいえる. 2011年津波によってSand1が先に湖底に堆積し,その後津波の侵入により湖底から巻き上げられた 泥や湖沼周辺の陸地から流れ込んだ泥がSand1の上位に溜まったと推定される. Sand 1 下位の泥炭層の¹⁴C 年代は 700-1100 cal yr BP であった(第1図 c). この年代結果と,本研究の堆積 物中に To-a テフラが含まれていない ことから,1611 年慶長津波の堆積物 を含んだ約 1100 年間分の堆積物が 2011 年津波によって失われた可能性 が高い.また,少なくとも To-a テフ ラの層準まで湖底の侵食があったと 考えると,湖沼全域で厚さ約 0.8-1.5 m の侵食があったことが推定される.

表層の黒色泥の年代測定の結果, modern から約 200 年前の年代値が得 られた(第1図 c). これは, 黒色泥 中に古い有機物が含まれていること を示す. もし, 黒色泥を津波による 堆積と解釈せずに, 砂層の直上と直



第1図. (a) 水神沼で採取した湖底堆積物の柱状図. (b) Sand 1 下部に含まれていた花崗岩塊. (c) 湖沼中央付近で取られた堆 積物の暦年代.

下の層で年代測定を行った場合,実際の堆積年代よりも古い年代を見積もってしまう可能性がある. 地層中で泥の再堆積を識別することは非常に困難であるため,微古生物学的手法や地球化学的手法を 用いた識別が求められる.

4. まとめ

2011 年津波の前後の湖沼堆積物の比較の結果,過去の津波堆積物やテフラ層といった地質記録が 2011 年津波によって失われてしまったことが明らかとなった.また,津波によって再堆積した黒色泥 は古い有機物を含んでおり,津波堆積物の正確な堆積年代を知るためには,再堆積層の識別が重要で あることがわかった.これまで,沿岸湖沼は津波堆積物研究に適した調査地であり,堆積物が連続的 に溜まっているという前提で研究が行われてきたが,本研究の結果より,津波浸水域における地質記 録の連続性に関する議論の重要性が示された.一方で,どのような地形条件,堆積環境,津波の流体 力の場合に湖底の大規模な侵食が起こるのかは依然わかっておらず,今後の検討が求められる.

参考文献

Sawai, Y., Fujii, Y., Fujiwara, O., Kamataki, T., Komatsubara, J., Okamura, Y., Satake, K., and Shishikura, M., 2008, Marine incursions of the past 1500 years and evidence of tsunamis at Suijin-numa, a coastal lake facing the Japan Trench. *The Holocene*, **18**(4), 517–528.

和歌山県日高町における津波浸水履歴の復元

Tsunami inundation history at Hidaka town, Wakayama Prefecture

竹田大輔(筑波大学)・藤野滋弘(筑波大学)・千葉崇(筑波大学)・篠崎鉄哉(筑波大学) ・山田昌樹(筑波大学)

> Daisuke Takeda(University of Tsukuba), Shigehiro Fujino(University of Tsukuba), Takashi Chiba(University of Tsukuba), Tetsuya Shinozaki(University of Tsukuba), Masaki Yamada(University of Tsukuba)

連絡先:竹田大輔(s1313056@u. tsukuba. ac. jp)

南海トラフ沿岸地域は海溝型地震に伴い発生した津波により繰り返し被害を受けており(石橋・佐 竹,1998),その歴史記録は約1300年前から数多く残されている(石橋,1999;寒川,2009).しか し,歴史記録が一部地域にしか残されていないことや(石橋,1999),江戸時代以前は時代を遡るほ ど記録が少なくなっていくことから,歴史記録は地震津波履歴の復元には不十分である(寒川, 2013).また,歴史記録の無い時代である先史時代についての情報も無い(寒川,2013).したがっ て,より長い期間保存される地層中に残された津波の痕跡である津波堆積物を用いて地震津波履歴を 復元することが有効である(例えば,藤野ほか,2008;Jankaew *et al.*,2008).本研究では地層中に残 された津波の痕跡である津波堆積物を用いた南海トラフにおける先史時代の地震津波履歴の復元を 行った.

紀伊半島中西部に位置する和歌山県日高郡日高町阿尾の沿岸湿地で掘削調査を行ったところ,泥質 堆積物中に砂層が2枚(S1,S2)挟まれていた(第1図).これらの砂層は海岸線からよく連続する シート状の分布をすることから,津波や高潮などの海水の流入に伴うイベントにより形成されたと考 えられる.また,約3000年間に2回と低頻度であることや,湿地を閉塞する砂州を越えて内陸約240 mまで砂層を形成していることから,高潮よりも津波によって形成された可能性が高いと考えられる. イベント堆積物の形成年代は¹⁴C年代から砂層S1が4430-5300 cal yr BP,砂層S2が6850-7130 cal yr BPと推定される.砂層S1は七山ほか(2002)によって友ヶ島で報告された,友ヶ島で4235-4535 cal yr BPに形成されたイベント堆積物と年代値が重なる.一方,先行研究に砂層S2と年代値が一致する イベント堆積物はない.本研究で見つかったイベント堆積物が津波堆積物であった場合,津波の波源 は調査地からの距離や位置関係から南海トラフと中央構造線断層帯紀伊水道活動セグメントが考えら れる.



第1図.地形断面図.

黒い縦棒はハンドコアラーでの掘削深度,白い縦棒はハンディージオスライサーでの掘削深度を示す.

<引用文献>

藤野滋弘・小松原純子・宍倉正展・木村治夫・行谷佑一,2008,志摩半島におけるハンドコアラーを用 いた古津波堆積物調査報告.活断層・古地震研究報告,8,255-265.

- 石橋克彦・佐竹健治,1998, 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点--日本付近の プレート沈み込み帯を中心として (大地震の長期予測はどこまで可能か?)--(古地震調査と長期予 測). 地震, 50, 1–21.
- 石橋克彦, 1999, 次世代の史料地震学 文献史料からみた東海・南海巨大地震 1.14 世紀前半までのま とめ. 地学雑誌, 108(4), 399-423.
- Jankaew, K., B. F. Atwater, Y. Sawai, M. Choowong, T. Charoentitirat, M. E. Martin, and A. Prendergast., 2008, Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. *Nature*, **455**(7217), 1228–1231.
- 七山太・加賀 新・木下博久・横山芳春・佐竹健治・中田 高・杉山雄一・佃 栄吉, 2002, 紀淡海峡, 友ヶ島において発見された南海地震津波の痕跡.月刊海洋号外, 28, 123–131.
- 寒川 旭,2009, 遺跡が語る巨大地震の過去と未来 –境界領域「地震考古学」の開拓–. シンセオロ ジー,2(2),91–100.
- 寒川 旭, 2013, 地震考古学に関する成果の概要. 第四紀研究, 52(5), 191-202.
2014年広島土石流災害地に見られた、新・旧の土石流堆積物が示す

二つの研究課題

Two research subjects on new and old debris flow deposits developed in 2014 Hiroshima debris flow disaster area

志岐常正(国土研)・越智秀二(比治山中・高校)

連絡責任者:志岐常正

電話番号 0774-32-1259

2014 年 8 月に広島県北部で起こった災害については、その発生直後から多くの調査が 行われ、その結果が報告されている。地形・地質学的には、この被災地域が地質時代以来 繰り返して発生した土石流扇状地であることが強調されている。土石・土砂流堆積物の堆 積学的調査は進んでいないが、現在までに見出され、今後深められねばならない研究課題 について、予察的に報告する。

1.2014年に広島市北部で起こった災害について、当初、土砂災害という言葉が氾濫 した。そうして、現地が、花崗岩が広く分布する地帯であるために、花崗岩の風化産物で あるマサが山地から多量に流出して住宅地を襲ったとの説明がされた。多量の土砂が、扇 状地上に乱開発された住宅地に広がったことは、残された堆積物からも事実と認められる。 しかし、住宅を直撃して住民の生命を奪ったものは岩塊である(越智 2015a,b).このこ とは、今後の防災・減災的生活のためのハードやソフトの対策を考える上で重要であり (志岐 2015) たとえば、砂防ダムや沈没砂池の設置位置や設計を行う際にもっとも重視 される必要がある。

2. 土石流の性状については多くの研究がなされてきた。その多くは、全体の形状と、 とくに頭部の組成、構造に注意を集中している。今回、2014 土石流の流下地域の各所で、 より古い時代の土石流の、腹部や尾部からのものと推定される堆積物が観察された。その 際、礫の躍動(跳動)を示唆する構造や反砂堆の堆積物の存在は予想されていたが、流れ に対し直角の方向の転動軸を示し、流れの上流方向に dip する礫のインブリケーションが、 各所に見られることが注目される。これは、土石流は、場合によって、あるいは部分に よって、掃流的性格を持つことを強く示唆する。(なお、礫が上流方向に dip するだけな ら、土石流の頭部でも見られることである。)掃流的な性格を持つ流れならば、強くとも、 人為的にコントロールし、導流できる可能性がある。今後、各地の土石流堆積物について の観察、検討が望まれる。

主な参考文献:

越智秀二, 2015a, 広島土石流災害一巨礫土石流の地質学的背景. 災害問題シンポジウム in 広島「現代の災害と防災・減災」報告集.

越智秀二, 2015bb, 8.20 広島豪雨災害の土石流について一巨岩を形成した土石流の地質的要因一. 国土問題 77, 11-24.

志岐常正,"開発災害"の要因と今後の問題―2014 年広島土石流災害にみる. 国土問題 77, 41-51.



2014年広島豪雨災害の際に流下した土石流の岩礫 円磨度に非常な幅がある。径は最大4mに達した。



やや古い土石流堆積物に見られる礫のインブリケーション 構造がとくに顕著なところを楕円で囲む。手前に転がる 大きな角礫は2014年の土石流の残存礫。

異なる植生下における鍾乳石形成過程

Formation processes of speleothems under different vegetation cover

鹿島美香・嶋田 純・松田博貴(熊本大学大学院自然科学研究科)

Mika Kashima, Jun Shimada, Hiroki Matsuda (Kumamoto Univ.)

連絡先: 松田博貴 (hmat@sci.kumamoto-u.ac.jp)

鍾乳石の形成は、地質、滴下水の水理・水質ならびに気候等の様々な要因に規制される. そのため、鍾乳 石の炭素/酸素同位体比は、気候や植生等の古環境の良い指標として知られている. 沖縄県南大東島は、西 暦 1900 年の入植まで無人島であり、その後、全島にわたって亜熱帯天然林から甘蔗園へと開墾された歴史 を有する. 鹿島ほか(2014)は、現在も亜熱帯森林下に位置する山下洞と甘蔗園下の今村洞から採取された石 筍試料について検討し、その成長速度と炭素同位体比(δ¹³C_{stal})が、山下洞試料では入植前後で変化がない のに対し、今村洞試料では入植を境に急激に大きくなることを明らかにした. このような植生による鍾乳石形成 過程の違いを明らかにするために、本研究では平成 25 年夏から 27 年末まで、季節ごとに、両洞内の気温・ 洞内大気 CO₂ 濃度とその炭素同位体比・滴下水量、ならびに滴下水の水温・pH・電気伝導度・アルカリ度・各 イオン濃度・水素/酸素同位体比・無機溶存炭素同位体比(δ¹³C_{pw})について調査した. それと共に、洞内観測 地点直上の土壌の温度・土壌 CO2濃度とその炭素同位体比(δ¹³C_{soi})についても検討した.

滴下水の $Ca^{2+} \cdot Mg^{2+}$ 濃度とアルカリ度は高い値を示し,基盤炭酸塩岩の顕著な溶解が認められる.また方 解石の飽和指数(SIc)は,甘蔗園下で+0.24~+1.45,森林下で-0.18~+1.54 であり,森林下の夏季を除いて 過飽和にある.また SIc は、少雨期の冬季に高く、夏季に低い傾向にあり、同じ夏季でも少雨時には高い. $\delta^{13}C_{DW}$ 値は、甘蔗園下で-5.58~-10.71‰,森林下で-10.13~-13.25‰と明瞭に異なる.また洞内 CO₂ 濃度は、 いずれの植生下でも夏季~秋季に高く(甘蔗園下一最大 6,800ppm);森林下一最大 17,800ppm)、明瞭な季節 変化を示す.一方、土壌 CO₂濃度は、甘蔗園では洞内と同様の季節変化を示す(最大 6,200ppm)が、森林植 生では季節変化は認められず、その値は洞内よりも低い(最大 3,300ppm).これは測定深度よりも下位に、土 壌 CO₂濃度が高い部分がある可能性が指摘される.また $\delta^{13}C_{soil}$ 値は、甘蔗園で-11.40~-15.54‰,森林植生 で-17.40~-24.31‰と明瞭に異なる.さらに滴下水量は、森林下では、定常的な滴下が認められるのに対し、 甘蔗園下では、降雨イベントに呼応して水量の増加が認められる.しかし、少雨期にはその増加に遅れが生じ、 旱魃期には滴下水量は増加しない.これは、甘蔗園土壌は森林と比較し、より頻繁に乾燥することを意味する.

以上より、南大東島の鍾乳石形成メカニズムと植生による違いは、次のように説明される.まず CO₂ 濃度の 高い土壌に浸透した降水は、多量の CO₂を溶存し、それにより基盤炭酸塩岩を溶解する.しかし少雨期の冬 季や夏季でも降水が少ない時には、土壌と基盤岩の乾燥により、浸透降下する滴下水で蒸発が活発に起こり、 それに伴い CO₂が脱ガスする.その結果、滴下水の SIc は高くなり、成長速度は速くなる.この時、同位体分 別効果により軽い CO₂ が選択的に脱ガスするため、 $\delta^{13}C_{DW}$ 値は大きくなる.森林と甘蔗園では、甘蔗園土壌 の方が乾燥しやすいため滴下水の SIc が高くなり、石筍の成長速度は速い.それに加え森林下では、夏季に 洞内 CO₂ 濃度が非常に高いため成長速度は遅い.一方、石筍の $\delta^{13}C_{Stal}$ 値は、 $\delta^{13}C_{DW}$ 値を反映し、これは $\delta^{13}C_{Stal}$ 値、すなわち植生が C3 植物 (森林)か C4 植物 (甘蔗園)であるかに起因する.

オーストラリア北東部海岸における浜堤形成:サイクロンによる浸水と風成作用 Formative process of tropical beach ridges, northeastern Australia: Cyclone inundation and aeolian decoration

田村 亨 (産業技術総合研究所) ・W.A. Nicholas・B. Brooke (Geoscience Australia) ・T.S.N. Oliver (ウロンゴン大学)

T. Tamura (Geological Survey of Japan, AIST), W.A. Nicholas,

B. Brooke (Geoscience Australia), T.S.N. Oliver (The University of Wollongong)

連絡先:田村 亨 (toru.tamura@aist.go.jp)

オーストラリア北東部の海岸にみられる粗粒砂からなる浜堤は,熱帯サイクロンの浸水と高波に よってのみ形成されると考えられ,観測史以前には巨大サイクロンがより頻繁に発生したという主張 の根拠とされてきた.しかし,一般的に砂質の浜堤には風成作用が強く影響するため,ここでも形成 過程はより複雑である可能性がある.そこで我々は,クイーンズランド州カウリービーチの浜堤に対 し,地中レーダ探査,オーガー・ピット掘削,粒度分析,光ルミネッセンス(OSL)年代測定を行い, 浜堤の形成過程を検討した.カウリービーチは,大潮時の潮差が3m以上に及ぶ潮汐海浜で,干潮台

(low-tide terrace)と急勾配の前浜がみられる. 汀線から直交に 700 m内陸まで設定した測線に 沿って、10列の浜堤が認められた.浜堤堆積物の OSL 年代は海側に若く、浜堤が過去 2700 年間に海 側への付加により形成されたことを示す. 最も高い浜堤は +5.1 m AHD (Australian Height Datum, 0mが平均潮位に相当)であった.地中レーダ断面は、 +1.5m付近の地下水面により上部と下部に分 けられる. 上部は, 海側に傾斜する侵食面と水平からハンモック状の反射面がみられる. 反射面は 所々で浜堤の核をなすドーム構造を示し、その形態と標高は現海浜の汀段(berm)に似ている.下部 は現在の前浜と同様の角度で傾斜する反射面の連なりを示す.ここでも海側に傾斜する侵食面がみら れ、その一部は上部ユニットに連続する.+4.0 m以下の浜堤堆積物は主に粗粒砂から構成される一方、 +4.0 m 以上の浜堤最上部は中粒砂に上方細粒化を示し、後浜上で認められた風成リップルよりも細 粒である.一方,小礫大の軽石が浜堤の最上部付近まで含まれることがある.地中レーダ断面下部の 特徴は、他の海岸と同様に、カウリービーチが静穏時の波による砂の付加により前進し暴浪時に侵食 されてきたことを示している. +2.5~4.0 mの粗粒砂層はサイクロンによる浸水と高波で運搬され積 み上がったと考えられる.静穏時でも満潮時には+2.5 mまで波浪が遡上し、また同程度の浸水は近年 に発生したサイクロンでも観察されている. 高さが+4.0 m AHD を超える浜堤は過去 2700 年間で 2~3 列だが、砂の粒径に基づけば静穏時の風でも運搬される中粒砂と、波浪の遡上の指標として用いられ る軽石礫との両方がみられる.こうしたことから、カウリービーチの浜堤は、潮汐の影響をうけた静 穏時の波浪と暴浪時の浸水・高波、および静穏および暴浪時の風による砂の運搬プロセスが複合的に 作用することで形成されたと考えられる.これまでの巨大サイクロンの評価では、浸水高の指標とし て浜堤の高さが用いられてきたが、風成作用が無視され、潮汐の影響が大きく過小評価されている. これらの要素は正当に盛り込む必要がある.

有明海干潟における堆積環境とアサリ産出との関係 The relationship between sedimentary environment and occurence of *Ruditapes philippinarum* on tidal flat of Ariake bay.

市原季彦(復建調査設計㈱九州支社)・下山正一(佐賀大学特命研究員)

Ichihara Toshihiko (Fukken Co. LTD), Shimoyama Shoichi (Saga Univ.)

連絡先:市原季彦 (E-mailichihara@fukken.co.jp 092-471-8324)

はじめに

福岡・熊本・佐賀・長崎の四県に囲まれる有明海は漁場として豊富な海産物を提供してくれる貴重 な場所である。国内では最も潮位差が大きい場所であり、広大な干潟が見られる。

有明海の干潟を代表する海産物としてアサリが知られている。ところが、アサリの水揚げは統計の ある 1970 年代~1980 年代は非常に多く、最大で年間約9万トン(1983 年)にも達したが、1990 年代 以降は激減し、ピーク時の1割にも満たなくなった。これは、有明海の環境悪化が叫ばれるように なったきっかけの大きな要素である。

具体的な環境変化要因を突き止めるのは困難な課題である。そこで、長期的にはアサリはどのよう な産出状況であったのかという根本的なことについて、地質学的手法を用いて調べてみた。

地層調査に基づくアサリ産出状況の調査

有明海におけるアサリ漁場の干潟で、ジオスライサー調査を実施した。場所に応じて、ロングタイ プのジオスライサーやハンディジオスライサーを使用して試料を得た。得られた試料は貝殻遺骸群集 解析を実施した。また、堆積年代については、C14、Pb210、Cs137、イベント堆積物(後述)を用い て検討した。

島原大変肥後迷惑津波イベント堆積物

1792年に島原半島で雲仙の火山活動に伴って雲仙眉山の山体崩壊が発生した。崩壊した土砂は有明 海へと崩落し、津波を引き起こした。この時の津波堆積物と思われるイベント堆積物が調査地各所で 見出された。他の年代値の検討からもこのイベント堆積物は1792年の津波堆積物であることはほぼ 間違いないことがわかった。そのため、このイベント堆積物は、1792年以前とそれ以降の堆積年代を 検討する有効な鍵層となることがわかった。

アサリの産出層準の検討

各地でのアサリの産出状況を検討した。ジオスライサー試料の観察に基づくと、津波堆積物層準よ りも下位の堆積物中にもごく僅かにアサリの遺骸が確認された。ただし、いずれも大型の底生生物 (アナジャコやスナモグリ類)の巣穴の充填物として見られるものである。つまり、バイパスして表 層付近を構成する堆積物から下方へ落ち込んでいるものである。バルクサンプルの解析によって、ア サリ遺骸は表層に近い層準に多く、津波堆積物以深には含まれないことが判った。

堆積年代から大凡のアサリ初産出の年代を検討してみた結果。佐賀県川副沖で1915年、福岡県柳 川沖で1815年、熊本県荒尾沖で1825年、熊本県大浜沖で1865年、熊本県緑川河口干潟で1935年と なった。つまり、有明海のアサリ、すべて1792年の津波イベント堆積物よりも若い時代のみしか見 られない。

有明海周辺の貝塚の構成物(文献等に基づく調査結果)

海沿岸には、各地に弥生や縄文時代の貝塚が見られる。貝塚に含まれる貝殻は、当時の食物の一部 を反映している。当然、有明海沿岸の貝塚からもアサリが豊富に産することが予想されたが、アサリ 遺骸は殆ど見つかっていないことが判明した。

一方、現在アサリとほぼ同じ生息環境で採取されるシオフキは、豊富に産出した。シオフキと同じ 環境に生息するアサリをわざわざ食用から避けていたとは考えにくい。

何故アサリが棲みはじめたのか?

1792年の津波は、生物擾乱が著しい有明海であっても残されている事があるほど異質なものである。

つまり、津波によって底質が大きく変化したと考えられる。アサリの稚貝はマンガン濃度が高いと致 死率が高くなることが知られている(Tsutsumi et al. 2003). 現在、有明海のアサリ漁場の多くは、覆 砂を行い、マンガン濃度低下を含めた底質改善を実施して成果をあげているようである。津波堆積物 が天然の覆砂となり、アサリが定着しやすくなった可能性がある。また、江戸末期以降は、干拓も盛 んに実施されたため、底質を含めかなり干潟環境が変化した可能性がある。もちろん、アサリが人為 的に導入された可能性も考えられる。いずれにしても、有明海におけるアサリは、歴史的に見るとご く近年になって爆発的に増えたものであり、自然状態で豊富にアサリが生息していたという過去は、 少なくとも有明海の堆積物には記録されていないことが判った。

なお、本発表における生物遺骸の詳細については、Shimoyama et al,(2015)に公表している。

文献

Tsutsumi H., Tsukuda M., Yoshioka M., Koga M., Shinohara R. Choi K.S., Choi S.C., Hong J. S., 2003, Heavey metal contamination in the sediment and its effect on the occurrence of the most dominant bivalve, *Ruditapes philipinarum* on the tidal flats of Ariake Bay in Kumamoto prefecture, the west coast of Kyushu, Japan. Benthos Research Vol.58,121-130.

Shimoyama S., Ichihara T., Tsukano K., Kabashima M., Momoshima N., Komorita T., Tsutsumi H., 2015, Histrical occurence of the short-neck clam, *Ruditapes philipinarum* (Adams & Reeve, 1850), on the sandy flats of Ariake Bay, Kyushu, western Japan. Plankton Benthos Res 10(4) 202-214.

越波による砂嘴の破壊と復元:伊勢湾南西部櫛田川河口の例

Destructive and constructive phases by overwash in the spit of Kushida River estuary, Ise Bay, central Japan

中条武司(大阪市立自然史博物館)·趙 哲済(大阪文化財研究所)

小倉徹也(大阪文化財研究所)

Takeshi NAKAJO (Osaka Museum of Natural History),

Chuljae CHO and Tetsuya OGURA (Osaka City Cultural Properties Association)

連絡先:中条武司 (nakajo@mus-nh.city.osaka.jp)

大規模な高潮や台風による越波は,時に沿岸の砂州や砂嘴,浜堤などを破壊したのちに,ウォッシュオーバー・ファン(以下,WF)を形成する.WF は沿岸部には普遍的な堆積地形であるが,沿岸地形が時間を経て破壊される以前の状態に復元されていくことを考えると,静穏時の作用がその後の復元過程に影響していると考えられる.しかし,沿岸地形の成長にかかわって暴浪・静穏時のそれぞれの関与がどのようであったかを評価している例はほとんどない.本報告では,伊勢湾南西部櫛田川河口域の砂嘴および WF 堆積物について,その形態と内部堆積構造から越波による砂嘴の破壊とその復元過程について検討したので報告する.

伊勢湾南西部,櫛田川河口域の砂嘴およびその後背の泥質潮汐低地には,台風時の越波により形成された WF が存在している.本調査では,2004年と2013年に形成された WF が累重している箇所に狙いを定め,2013年に形成された WF の陸側先端から砂嘴を横断する方向に,深さ最大約 1m,長さ約 25m にわたりトレンチを掘削した.トレンチ掘削を行った範囲の WF は,その形態と内部堆積構造から,下位から上位に I ~IV の4つのステージを経て形成されたと考えられる.

I:上方に累重する平行~波状層理から連続して,陸方向に傾く斜交層理へと変化する堆積物からなる.主 に極粗粒砂~細礫から構成され,貝殻片を多く含む.2004年の越波による砂嘴の破壊とWFの形成を示して いると考えられる.

Ⅱ:平板状~トラフ型斜交層理を示す堆積物からなる. 主に中粒砂から構成され, きわめて分級がよく, 貝殻片 はほとんど含まない. 2004~2013 年の期間に表層堆積物が大潮高潮時の越波もしくは風によって再動され, WFの成長および砂嘴が復元することで形成された堆積物と考えられる.

Ⅲ: I と同様, 貝殻片を多く含む極粗粒砂~細礫からなり, 上方に累重する平行~波状層理と陸方向に前進 する斜交層理を示す. その内部は3つのユニットに分けることができる. 2013 年の越波による砂嘴の破壊と WF の形成を示している堆積物と考えられる.

IV:現在の砂嘴表層を覆う堆積物で,分級のよい中粒砂からなる.2013 年以降に形成された堆積物と考えられる.

櫛田川河口の砂嘴では,暴浪時の越波による破壊と連続した WF の形成でその土台部分は復元され,その 後の高潮時の波浪や風によって砂嘴の主体となる部分が徐々に成長していく過程が明らかとなった.これは砂 嘴などの沿岸地形が暴浪などのイベント時のみではなく,静穏時にも堆積作用が継続することで,その地形発 達が促されていることを示している.

芦屋層群のストームベッドと mid-Oligocene の気候変動記録 Storm bed in the Ashiya Group and Paleo-Climate Records at mid-Oligocene

隈隆成(九州大学)・坂井卓(九州大学)

Ryusei Kuma (Kyushu University), Takashi Sakai (Kyushu University) 連絡先: 隈隆成 (bear12345699@yahoo.co.jp)

はじめに

過去の海水準変動は、氷床量を反映する酸素同位体比曲線(δ¹⁸0 曲線)と音響データに基づいてオン ラップから推定された Haq 曲線で示される. Haq 曲線には 29Ma 頃にジュラ紀以降最大の海水準低下期 (約 150 m)が示されているが(Haq, 1987)、大西洋陸棚域の掘削コアから得られた酸素同位体比曲線 (Miller et al., 2011)では、これに対比される 0i2 イベントに約 50 m の海面低下が見積もられてい る. 29Ma は南極海の氷河性堆積物の分布による南極氷床極大期(Zachos et al., 1994)や古植物から みた北半球の寒冷化(Wolfe, 1978)とも調和している. 古第三紀漸新世の地層は、世界的にも陸上露 出が少なく、特に 29Ma イベントに関しては、堆積現象の理解は十分ではない. 北部九州に分布する 芦屋層群には 29Ma イベントに相当するシーケンス境界が認定されている(坂井ほか, 2014). そこで 本研究では、29Ma イベント後の気候変動を記録している堆積物として、その境界上位のストームベッ ドを詳しく吟味し、他地域の同イベントの堆積作用と比較した.

ストームベッドの産状

芦屋層群は下位から、山鹿層、則松層、陣ノ原層、逆水層、脇田層に区分されており、29Maの境界 は下位の則松層と上位の陣ノ原層との間のシーケンス境界にあたる.本研究では、陣ノ原層中部に出 現する厚層理のストームベッドの特徴を詳しく記載・吟味し、類似の堆積環境の脇田層中のストーム ベッドと比較する目的で、波長・振幅や層厚を計測した.陣ノ原層中部は、基底にラビーンメント堆 積物を伴い、砂・シルト互層、アマルガメートしたストーム堆積物、そしてオフィオモルファ砂岩へ の下部外浜(水深約 3~6 m)から上部外浜(水深約 6~20 m)に移行する上方粗粒化・浅海化を示すパラ シーケンスにあたる.この中~上部は、最下部にスランプ層を伴い、ハンモック・スウェール状斜層 理、準平行葉理、級化葉層の発達が顕著で、全体がアマルガメーションによって厚層化した 10 m ほ どのストームベッドサクセッションからなる(図 1).これは上部でオフィオモルファ巣穴化石やペ レット層を挟むが、斜層理相は未発達で、ストームベッドの内部構造は極めて良く保存されている. また、陣ノ原層と脇田層を比べると、1 枚のストームベッドの厚さは、平均で陣ノ原層は約 85 cm、 脇田層は約 31 cm であり、波長・振幅比も脇田層より陣ノ原層の方が大きい.これらの特徴は、暴風 波浪の頻度や強度を反映している可能性を示唆する(図 2).

29Ma イベントの評価

九州における 29Ma 境界直上の堆積物には、芦屋層群の陣ノ原層中部のほか、宮崎県に分布する日

南層群中の深海扇状地堆積物や長崎県に分布する西彼杵層群最上部の陸上洪水流による陸棚堆積物が ある.これらの地層中には、深海扇状地堆積作用の再開やハイパーピクナル流の堆積物が伴われ、い ずれも大陸起源のオーソコーツァイト礫やシデライトノジュールを特徴的に含むことが知られている. これらの野外証拠は、漸新世中頃に北半球中緯度域で大規模な海退と寒冷化に加えて、気候帯の変革 が生じたことを示唆する.

文献

Haq, B. U., Hardenvol, J., Vail, P. R., 1987, Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.

坂井卓・堀江憲路・竹原真美,2014, 芦屋層群の野外証拠および SHRIMP 年代解析からの 29Ma イベントの吟味. 日本地質学会第 121 年学術大会講演要旨,108.

Miller, K. G., Mountain, G. S., Wright, J. D., Browning, J. V, 2011, Sea Level and Ice Volume Variations from Continental Margin and Deep-Sea Isotopic Record. *Oceanography*, **24**, 40-53.

Wolfe, J. A., 1978, A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern Hemisphere. *Science*, **66**, 694-703.

Zachos, J. C., Stott, L. D., Lohmann, K. C, 1994, Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *PALEOCEANOGRAPHY*, **9**, 353-387.



九十九里平野下の埋没谷地形

Incised valley topography beneath Kujukuri Plain, Chiba Prefecture, central Japan

小松原純子 (産業技術総合研究所)

Junko Komatsubara (GSJ, AIST)

連絡先:小松原純子(j.komatsubara@aist.go.jp)

沿岸平野は表層を沖積層におおわれているため、地質図の上では完新統堆積物として一括されるこ とが多いが、地下には活構造や複雑な埋没地形が存在する可能性がある。これまで明らかにされてこ なかった沿岸域の地質構造を調査するため、産業技術総合研究所地質調査総合センターでは 2008 年 度から陸域・海域にまたがった沿岸域の地質構造調査が行われている。

九十九里平野の中部~北部において平成 26~27 年度に既存ボーリングデータ収集および新規ボーリ ング掘削により地下構造調査を行った。既存ボーリングデータは千葉県インフォメーションバンクな どで公開されている資料および自治体から直接借用した試料などの合計 3226 本を使用した。また 4 地点(旭市 3 地点と横芝光町の 1 地点)でボーリング掘削調査をおこない、地表から深度 40~60m の オールコア試料を得た。

これらの調査結果から沖積層の基底深度分布(埋没谷地形)を推定したものが第1図である。調査 地域の沖積層基底は海岸線付近でおおむね標高-20~-30mにあり、局地的に-40mよりも深い基底を持 つ幅の狭い埋没谷が、少なくとも旭市、横芝光町、山武市には存在すると考えられる。これらの埋没 谷の分布は海域の埋没谷の延長に一致しているが、旭市以外では基底深度が一致しない。また、海域 の沖積層基底分布図からは同様に深い埋没谷が匝瑳市および山武市の地下にも存在すると予想される。



第1図 九十九里平野中部〜北 部にかけての沖積層基底分布図。 数字の単位はTP(m)。GS-QAS-1〜3、GS-QYH-1は平成27 年度に産総研で掘削したオール コアボーリングの位置、それ以 外の黒点は収集した既存ボーリ ングデータの位置を示す。海域 の沖積層基底分布図は海上保安 庁水路部(2000)による。グ レーの部分は台地を示す。

紀伊半島牟婁付加シークェンスの後背地についての一考察

Provenance of Muro Accretionary Sequence in the Shimanto Superbelt,

Kii Penisula, southwestern Japan

別所孝範(大阪市立大学大学院理学研究科地球学科)

Takanori Bessho (Osaka City Univ.)

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

はじめに

紀伊半島の四万十累帯は白亜紀古世のアルビアン~古第三紀漸新世の付加体および前弧堆積物より なる. 牟婁付加シークェンス(AS)の後背地については、今まで、砂岩のモード組成や化学組成および 礫岩組成から推定されてきたが、重鉱物やザクロ石の化学組成については報告がない. 今回、牟婁 AS を構成する四つの構造ユニットのうち、市鹿野構造ユニット(TU)および周参見 TU の一部について、 その重鉱物やザクロ石の化学組成を検討し、その後背地について考察を行ったので報告する.

層序と方法

市鹿野TUは下位より、頁岩が卓越し頁岩優勢互層や等量互層を伴う安川層、砂岩優勢互層や厚層砂 岩層が卓越し、上部に礫岩層が挟在する打越層、頁岩から礫岩へと上方に粗粒化するシークェンスを なす合川層に三区分されている.一方、周参見TUは下位より、頁岩優勢互層および成層頁岩層を主と する小節川層、成層砂岩層や砂岩優勢互層を主とし、上部では礫岩を挟在する佐本川層、さらに成層 頁岩層を主とし、上部に礫岩層を含む田並川層に三区分されている.市鹿野TUと周参見TUは松根一平 井スラストで接し、放散虫化石から市鹿野TUは中期始新世後半~後期始新世前半であるのに対し、周 参見TUは中期始新世後半~前期漸新世前半とやや新しい付加体とされている.

今回,市鹿野TUの安川層から5個,打越層15個,合川層10個,周参見TUの小節川層から6個,田並川 層6個の合計42個の細粒~中粒砂岩を採取した.重鉱物分析は慣用の方法(別所,2000)で,ザクロ 石の化学組成はEDSを使用し,打越層5試料から347個,合川層4試料から415個,小節川層4試料から 274個,合計1037個の組成を求めた.なお,周参見TU中部の佐本川層は未検討である.

結果

- ①砂岩中の重鉱物含有量は平均 0.1%(0.01-0.536%)で紀伊半島四万十帯白亜系(0.05%)に比べて多い.
 不透明重鉱物が相対量比の平均で約 40%(10.7-70%)含まれるが,周参見 TU の小節川層は特に多い(平均 50%).
 透明重鉱物としては自形ジルコン 29.2%(相対量比平均,以下同),円磨ジルコン 17.5%,ザクロ石 7.6%,電気石 2.1%が主で,チタナイト 1.2%,鋭錐石 0.6%,ルチル 0.5%,緑レン石類 0.5%を伴う.
 その他,微量ではあるが,角閃石,紫蘇輝石,褐レン石,スピネル,重晶石,モアサナイト,燐灰石等も認められた.
- ②透明重鉱物のタイプは市鹿野構造ユニットでは、自形ジルコン、円磨ジルコン、ザクロ石を主とするタイプⅡが主であるが、周参見構造ユニットではタイプⅡの他にザクロ石が卓越するタイプⅠも見られる.また、タイプⅡと似て自形ジルコン、円磨ジルコンには富むが、ザクロ石を殆ど含まないタイプが見られ、暫定的にタイプⅡ'と命名した.
- ③透明重鉱物の相対量は構造ユニットや層により特徴が見られ、例えば、円磨ジルコンは市鹿野 TU (16.5%)より、周参見 TU に多く(20.1%)含まれ、ザクロ石は市鹿野 TU 打越層や周参見 TU 小節川 層に多い(それぞれ 10.1%, 13%).また、チタナイトは全体では平均で 1.2%と少ないが、周参 見 TU 田並川層には 5.2%も含まれている.
- ④ザクロ石の多くは表面が腐食を受けたり(Etched garnet),三角形の小面で囲まれたり(Faceted garnet)しており,堆積後に層内溶解を受けた事を示唆している.
- ⑤ジルコン, 電気石, ルチルには円磨を受けた粒子が多く認められた. このうち, 円磨ジルコンの相対量比の時代的変化をみると, 牟婁 AS に入って急激に増加する傾向が明らかになった(図1).
- ⑥円磨ジルコンのうち,紫色を呈するもの(Purple zircon)の相対量比は平均で3.6%を占め,紀伊半島四万十累帯では,最も多い.

⑥ザクロ石は全体にパイロープ成分に富むアルマンディンが卓越し、スペッサルティン成分に富むア ルマンディンは少ない. Mn-Mg-Ca 図(寺岡ほか、1998)では低圧型(L型)が少なく、中圧型 (Ia, Ig1, Ig2型)が多い. 高圧型(H型)はごくわずかに含まれるが、グランダイトは全く現れな い. 中圧型のIg2は打越層→合川層→小節川層と上位の層ほど多く含まれている.

考察

- ①重鉱物組成やザクロ石組成から、その後背地として以下のような後背地が推定される.自形ジルコンの多くは内帯の珪長質火成岩、円磨された無色ジルコン、電気石、ルチルは古期堆積岩体(美濃一丹波帯、秩父帯、四万十白亜系?等)からのリサイクル粒子に由来するであろう.低圧型ザクロ石(L型)は低圧変成岩や花崗岩(領家帯)、中圧型ザクロ石のうちで Ia, Ig1型のものは中圧型変成岩(黒瀬川、飛騨一飛騨外縁帯)起源と推定される.三波川帯のザクロ石は高圧型(H型)の領域に入る(寺岡ほか、1998)がこの種のものは牟婁 AS では殆ど産出しないことから、当時はまだ、供給源としての役割は殆ど果たしていなかったと思われる.
- ②中圧型ザクロ石のうち、特にIg2型は日本列島の変成岩からの産出は殆どなく、東アジア大陸のグ ラニュライト相変成岩由来とされており、牟婁ASのIg2型ザクロ石も同起源と推定される.この種 のザクロ石は打越層→合川層→小節川層と上位の層ほど多く含まれることから、アジア大陸からの 供給が時代ととも増加したものと推定される.
- ③紫色円磨ジルコンは相対量比の平均で約4%含まれ,紀伊半島四万十帯では牟婁ASでもっとも多く なる.このジルコンのU-Pb年代は古原生代をしめし,また,オーソコォーツァイト礫も周参見TUで は上位ほど含有率が多くなる点も併せて考慮すると,大陸起源からの供給が中期始新世に入って増 加した事が推定される.
- ④牟婁ASには円磨された重鉱物が多く見られ、円磨ジルコンの相対量比(図1)を見てみると、牟婁 ASに入って急増することから中期始新世以降、古期堆積岩からの供給が増加したと推定される.

文献

- 別所孝範, 2000, 紀伊半島四万十累帯白亜系砂岩の重鉱物組成とその時代的変化. 地質学論集, no. 57, 195-210.
- 寺岡易司・鈴木盛久・川上久美, 1998, 西南日本中軸帯の白亜紀-古第三紀堆積物の供給源. 地調月報, 49,395-411.



図1. 円磨ジルコンの相対量比の時代的変化

赤色チャートの生痕化石の問題 Significance of trace fossils in red chert

角和善隆(明治大学)

Yoshitaka Kakuwa (Meiji University)

連絡先:角和善隆 (kakuwa@meiji.ac.jp)

オーストラリア、スコットランドとニューファウンドランドにおいて、カンブリア紀後期からオルドビス紀後期にかけての遠洋深海における底生生物の進化と海洋環境の変動について、層状チャートの生痕化石を鍵に検討を行ってきた。その過程で、灰色・黒色チャートでは生痕化石が発達しても、ほぼ同時代の赤色チャートでは 生痕化石の発達が貧弱であるか、確認できないことがわかった。また美濃・丹波帯のペルム紀からジュラ紀の 赤色チャートでは、生痕化石がほとんど確認できていない。

これは赤色チャートでは保存を含め生痕化石が見えにくいことと、実際に底生生物が生息しづらかったことの 2点が挙げられる。特に後者は、赤色チャートは酸化的環境で底生生物にとって酸素が十分あり良い環境だが、 一方黒色・灰色チャートは底生生物が棲めない無酸素環境である、という「常識的」あるいは「単純な」考え方と は逆である。黒色・灰色チャートが堆積する環境は、むしろ底生生物にとって都合の良い環境であり、赤色 チャートが堆積する場が酸素レベルとは別に、底生生物の生息にとって良い条件ではなかったのである。

問題は食料だろう。遠洋深海底に生息する底生生物の食料は、特殊な例を除き海洋表層から降り落ちてくる 有機物に依存する。すなわち層状チャートの生痕化石を検討することは、同時に海洋表層の環境変動を読み 取ることにもなる。

また、灰色・黒色チャートに生痕化石が常にあるわけではなく、全く見られない場合もある。このように、遠洋 深海底における環境変動を考察する際には、単純にチャートの色に頼ることは危険であり、重要な情報を見落 とすことになる。これらについて、具体的に同時代における赤色チャートと黒色・灰色チャートの生痕化石の比 較を行いながら問題点と意義を議論する。

Sr-Nd-Pb 同位体比による深海堆積作用毎の供給源推定

Process-by-process estimation of the source of deep-sea sediments using Sr-Nd-Pb isotope ratios

齋藤 有(総合地球環境学研究所)

Yu Saitoh (Research Institute for Humanity and Nature) 連絡先:齋藤 有 (yu-saitoh@chikyu.ac.jp)

堆積物の成因を根本的に明らかにする上で、堆積物の供給源はできる限り高い精度で識別するこ とが重要である. 砕屑性堆積物の Sr-Nd-Pb 同位体比は化学組成や鉱物組成より供給源の違いを鋭敏に 反映するため、そのような高精度での供給源識別に適している(e.g., Saitoh et al., 2015). しかしなが ら、これら重元素の同位体比の砂質堆積物への応用例はきわめて少ない. その要因の1つとして、同 位体比の鉱物種依存が挙げられる.砂質堆積物では鉱物種毎の比重の違いにより鉱物組成が堆積作用 の影響を強く受けるため、同位体比の違いをそのまま供給源の違いと解釈できない場合がある.それ に対し、シルト・粘土のように細粒な堆積物では、水流や重力流などの強度での水理学的な鉱物選別 の影響は砂よりかなり小さく、同位体比による供給源識別が有効となる.本研究では、そのような細 粒堆積物の利点を生かし、南海トラフで採取した海底表層コア試料を対象として、タービダイト、土 石流堆積物(MTD),半遠洋性泥について作用毎の堆積物供給源を識別・推定することを試みた.各 作用による堆積物試料より沈降法によって粒度を 20μm 以下に統一し, Sr-Nd-Pb 同位体比を測定した 結果,各同位体比が堆積作用毎に有意に異なり,供給源が作用によって異なることが強く示唆された. 河川堆積物の同位体比と比較すると、作用毎の同位体比は、供給源をそれぞれ、タービダイトは富士 川と大井川の混合, MTD 砂質部は富士川, MTD 泥質部と半遠洋性泥層は富士川と天竜川の混合, と することで説明できる. MTD 砂質部への富士川の寄与が高いことは、それが、駿河湾に近い領域に いったん堆積したものが崩壊によって再移動したものであることを示唆する. 半遠洋性泥層は MTD 泥質部よりも明らかに天竜川の寄与が大きい.このことは定常的には海流などによる西からの供給が 重要であることを示唆する.このように、重元素同位体比によって堆積物の供給源を河川レベルで識 別することは、堆積作用の復元の精度を大きく向上させることに貢献するだろう.

引用文献

Saitoh, Y. Ishikawa, T., Tanimizu, M., Murayama, M., Ujiie, Y., Yamamoto, Y., Ujiie, K., and Kanamatsu, T., 2015, Sr, Nd, and Pb isotope compositions of hemipelagic sediment in the Shikoku Basin: Implications for sediment transport by the Kuroshio and Philippine Sea plate motion in the late Cenozoic. Earth and Planetary Science Letters, 421, 47-57.

メタンハイドレートを含むセディメントウェーブの貯留層性状

Reservoir characteristics of methane hydrate bearing sediment waves

小松侑平・小寺貴士・藤井哲哉(JOGMEC) Yuhei Komatsu, Takashi Kotera, Tetsuya Fujii (JOGMEC) 連絡先:小松侑平 (komatsu-yuhei@jogmec.go.jp)

セディメントウェーブは、様々な深海環境で認められる大規模なベッドフォームであり、混濁流や 底層流によって形成されることが明らかにされている(Wynn and Stow, 2002).特にチャネル縁辺のレ ビーでは、主に泥質堆積物で特徴づけられる細粒セディメントウェーブが発達している.一般に細粒 セディメントウェーブの砂泥比は低いが、内部に狭在する砂層は高い孔隙率や浸透率を持つと推測さ れており、石油・天然ガスなどの炭化水素資源の有望な貯留層となりうる.一方、大西洋の北西大陸 棚縁辺域に位置し、メタンハイドレート(MH)が分布するブレークリッジでは、海底疑似反射面 (BSR)直下のフリーガスが細粒セディメントウェーブを移動経路として海底面へ漏出した可能性が示 唆されている(Holbrook et al., 2002).したがって、本研究では細粒セディメントウェーブの炭化水素 胚胎ポテンシャルを明らかにするために、MHに起因すると考えられるBSRが広く分布している富山 トラフにおいて三次元サイスミック地形学的解析を実施し、細粒セディメントウェーブの堆積形態や 内部構造の特徴について検討した.富山トラフおよびその下流側に相当する大和海盆や日本海盆の富 山深海長谷自然堤防には、堆積物コアや二次元地震探査データを用いた解析によって、大規模な細粒 セディメントウェーブが発達することが明らかにされている(Nakajima and Satoh, 2001).今回使用し た三次元地震探査データは、二次元地震探査データに比べてより高い分解能や品質を持つ地下地質情 報を提供することが可能なため、堆積体の高精度可視化に適している.

探査海域内のセディメントウェーブは、富山トラフ中部において南〜北の方向へ流下する深海長谷 屈曲部の自然堤防東側に~70 km²の範囲にわたって発達する.セディメントウェーブの配列方向は チャネルにほぼ平行か斜交方向を示し、そのクレストは北東方向に5 km 程度連続しほぼ直線的であ る.波長は1500-2100 m,波高は16-32 m に達し、下流に向かって小さくなる傾向がある.波形勾 配は0.12-0.14、対称指数は0.39-1.02 の範囲でばらつきを示すが、大局的には下流側の波長が長い. 層厚は最大 480 m に達し、下流側斜面に比べ上流側斜面が厚く発達している.内部は比較的連続性の 良い中〜強振幅の反射波からなる3 つのユニットで構成され、ゆるくうねったウェーブ状の内部層理 が認められる.各ユニットは連続性の良い強振幅反射面により区分され、上流側斜面に向かって7.6° 程度の上昇角でクライミングする内部構造を示す.各ユニットに認められる強振幅反射列は特に上 流側斜面〜クレスト周辺で発達することから、細粒セディメントウェーブ堆積物に狭在する砂質堆積 物であると考えられる.この中でもBSR の上位に発達する砂質堆積物と解釈された強振幅反射列は, その分布域が MH 賦存の指標となる反射波速度の高速度帯ともおおよそ一致することから、MH を胚 胎している可能性が考えられる.さらに、細粒セディメントウェーブ堆積物の大部分を構成する泥質 堆積物は、優秀なシール能力を持つ帽岩としての役割を果たしていることが推測される.

半遠洋性堆積物のバイオマーカーおよびケロジェン組成に記録された

混濁流の影響:房総半島下部更新統黄和田層の検討

Effect of turbidity currents recorded in biomarker and kerogen compositions of hemipelagic sediments in the lower Pleistocene Kiwada Formation, Boso Peninsula, Japan.

風呂田郷史¹・盛 貴瑛¹・沢田 健¹・黒澤志保²・伊藤 慎²(¹北海道大学・理,²千葉大学・理) Satoshi Furota¹, Takaaki Mori¹, Ken Sawada¹, Shiho Kurosawa², Makoto Ito² (¹Faculty of Science, Hokkaido Univ., ² Faculty of Science, Chiba Univ.) 連絡先:風呂田郷史 (furota@mail.sci.hokudai.ac.jp)

半遠洋性堆積物は比較的陸域に近い深海底の広い範囲で定常的に形成される泥質堆積物であり、ほ ぼ一定速度の細粒砕屑粒子の沈降によって定常的に形成されると考えられてきた.また、遠洋性堆積 物に比べ花粉をはじめとした陸域の古環境情報を与える陸源粒子を多く含み、かつ堆積速度が比較的 速いことから、陸域・海洋の古環境を高解像度で復元するための地質記録として扱われてきた.しか し、実際の半遠洋性堆積物の形成は、定常的な細粒砕屑粒子の沈降のほかに混濁流やネフェロイド層 などに伴う細粒砕屑粒子の移流と再沈降を含む複合システムによって成立していると考えられる.そ のため、半遠洋性堆積物を用いた古環境復元を行う際には、これらの複雑な堆積過程を考慮すること が不可欠である.また、細粒粒子で構成されるシルト質堆積物は砂質堆積物などの粗粒な堆積物に比 べ明瞭な堆積構造を残しにくく、堆積過程の評価・復元には多くの課題が残されている.本研究では、 房総半島下部更新統上総層群黄和田層から採取された半遠洋性シルト岩にバイオマーカーおよびケロ ジェン分析などの有機地球化学分析を行い、それらの結果と詳細な地質調査結果とを比較することで、 黄和田層の半遠洋性シルト岩の形成に関わった堆積過程を解析・評価した.

本研究は、黒澤らによって採取された房総半島中央部に分布する下部更新統黄和田層上部のKd8火 山灰鍵層層準の対比に基づいた同一層準のシルト岩試料を用いた(黒澤ほか、2013). Kd8火山灰鍵 層層準は堆積構造が広く認められる層厚0.1~3 mの下部層(Kd8C),層厚約30 cmの上部層(Kd8B), さらにその上部で見られる層厚2~3 cmの薄層テフラ(Kd8A)によって構成されており、房総半島を ほぼ横断する30 km以上の広範囲にわたっての追跡が可能である.そのため、上記した3層の火山灰層 に挟在するシルト岩を広範囲にわたって追跡調査を行うことで、同時間軸で堆積した半遠洋性シルト 岩の沖合方向への堆積過程の変化を高精度で解析できる.また、最も沖合で堆積したと考えられる地 点ではKd8CとKd8Bに挟在するタービダイト砂層が見つかっており、その層を形成した混濁流の影響 が広範囲のシルト岩中に残されている可能性がある.タービダイト堆積システムは陸源有機物を深海 底に運搬する重要なシステムであり、その有機地球化学・石油地質学調査もおもに化石資源探査を目 的として行われてきた.また、研究例は少ないものの有機地球化学分析をもとにした泥質堆積物の堆 積過程の解明や、重力流運搬過程における植物片の分別作用などが報告されている(Furota et al, 2014).本研究では、有機地球化学分析を黄和田層のシルト岩試料に適用し、シルト岩中に残された 混濁流の影響を解析することを試みた.

分析の結果、Kd8CとKd8Bに挟在するシルト岩の上部と下部おいて保存されている有機物の量と組 成に違いが見られた.特にタービダイト砂層が挟在する地域において砂層の直上部からシルト岩を連 続的に分析したところ,ある層準を境に下部では総有機炭素量(TOC)が小さく(~0.3%),上部で は大きい(0.6%~0.8%)傾向が見られた.また、陸源および海成起源バイオマーカーの堆積物あたり の量にも同様の傾向が見られ、タービダイト砂岩直上のシルト岩に保存されている有機物の総量は起 源を問わず少ないことが確認された.タービダイト砂岩直上のシルト岩は混濁流の影響下で堆積した ことが考えられるため、下部シルト岩の少ない有機物量は混濁流による有機物の希釈作用、もしくは 堆積物の再運搬時における有機物の酸化的条件下での分解の影響を反映していると考えられる. さら に、同様の傾向はKd8CとKd8Bに挟在するほぼすべてのシルト岩に見られることから、混濁流の影響 が広範囲の半遠洋性シルト岩形成に寄与していることが示唆された.これらの結果に加え、動植物プ ランクトン全般に由来するコレステロールとその続成産物であるコレスタノールの比(C27 スタノー ル/ステロール比)にも違いが見られ、下部に比べ上部で大きな値を示すことが明らかとなった.ス テロールからスタノールへの飽和化は還元的(貧〜無酸素的)な環境で効率的に進行することが報告 されており(Rinna et al., 2002),上下のシルト岩で見られる比の差は堆積過程もしくは堆積物の起源 の違いを反映している可能性がある. さらに、ケロジェンにおいて、TOC値が低い下部シルト岩には 花粉や胞子などに由来するスポロモルフ(sporomorph)がほとんど含まれていないなどの違いが明ら かとなった. そのような結果は他の研究でも報告されており, 堆積物の再運搬・堆積時に花粉などが 酸化条件下で分解・無機化されることで説明されている(Keil et al., 1994). そのため,本研究の結 果に見られるスポロモルフの相対量の減少も混濁流による再運搬が原因となった分解の影響を反映し ていると推察されるが、混濁流による分別作用で花粉のほとんどがタービダイトの砂質部などに取り 込まれている可能性も考えられる.

文献

- Furota, S., Sawada, K., and Kawakami, G., 2014. Evaluation of sedimentary processes of plant particles by gravity flow using biomarkers in plant fragment-concentrated sediments of a turbiditic sequence in the Miocene Kawabata Formation distributed along the Higashiyamagawa River, Yubari, Hokkaido, Japan. Researches in Organic Geochemistry 30, 9–21.
- Keil, R. G., Hu, F. S., Tsamakis, E. C., and Hedges, J. I., 1994. Pollen in marine sediments as an indicator of oxidation of organic matter. Science 369, 639–641.
- 黒澤志保,三井麻由,伊藤慎,2013. 半遠洋性シルト岩の形成における混濁流の影響評価: 房総半島 下部更新統上総層群の解析. 堆積学研究 72, 153–157.
- Rinna, J., Warning, B., Meyers, P. A., Brumsack, H.-J., and Rullkotter, J., 2002. Combined organic and inorganic geochemical reconstruction of paleodepositional conditions of a Pliocene sapropel from the eastern Mediterranean Sea. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 1969–1986.

三次元定量的サイスミック地形学手法による海底扇状地チャネルの分布・形状・蛇 行度の検討:下北沖第四系海底扇状地の例

3D quantitative seismic geomorphological analysis of submarine-fan channel distributions, morphology and sinuosity: an example from the Quaternary Shimokitaoki submarine fan

高野 修·西村瑞恵(石油資源開発)

Osamu Takano and Mizue Nishimura (JAPEX)

連絡先:高野 修 (E-mail: osamu.takano@japex.co.jp)

1. 研究目的および対象

近年,三次元地震探査データのサイスミック地形学解析手法により,過去の海底扇状地のチャネル (主チャネル,分枝状チャネル)が多くの場合,蛇行形状を示すこと,および海底扇状地内の砕屑物 運搬において重要な役割を果たし,分岐しながら末端近くまで連続することなどが明らかになりつつ ある(Posamentier and Walker, 2006 など)。しかしながら,チャネル分布や形状および規制要素に関す る定量的な解析(定量的サイスミック地形学:quantitative seismic geomorphology; Wood, 2007 など) はまだ少なく,事例研究をさらに重ねる必要がある。本研究では,下北半島東方沖合で取得された三 次元地震探査データ(経済産業省の国内石油・天然ガス基礎調査(基礎物探))を用い,三陸沖前弧 堆積盆北西部の第四系層準において複数累重する海底扇状地(以下,下北沖海底扇状地群と呼称)堆 積体を対象として,三次元定量的サイスミック地形学解析を実施し,海底扇状地チャネルの発達状況, 分布,形状,蛇行度の検討を行った。

2. 手法

下北沖第四系海底扇状地群は, Fan 1~7 の 7 つの海底扇状地堆積体から構成されており, これまで の検討(高野・西村, 2015a, b)により,砂質ラジアルファンタイプを呈する海底扇状地形状が,上 位に向けて徐々にチャネルレビーシステムタイプに変化することが明らかになっている。本研究では, 砂質ラジアルファンタイプ形状を呈する Fan 4 とチャネルレビーシステム漸移形状を示す Fan 6 を取 り上げ,まず,震探断面上で見られる海底扇状地堆積体(強振幅反射波によるマウンド群・チャネル 群)の各々の基底および上面につき,三次元震探データ上でホライゾンピッキングを行った。次に, ピックアップした層準面(ホライゾン)間の振幅不透明度調整画像解析を行うとともに,層準面(ホラ イゾン)を z 軸方向(上位下位方向)シフトさせながら spectral decomposition(地震波の波長分解)解 析を行い,海底扇状地中の個々のチャネルの検出と表示を試みた。検出されたチャネル画像をもとに, 分布,形状およびチャネル幅,蛇行波長,蛇行振幅の計測を行い,チャネル幅の平面変化,蛇行波長 と振幅の比(蛇行度指標)と斜面傾斜の関係などについて検討を行った。

3. チャネルの発達様式

Transition point より下流側の frontal splay (distributary channel complex)領域に発達する分枝状チャネル(あるいは主チャネルの連続)に着目すると、砂質ラジアルファン状の形態を持つ Fan 4 に比べてチャネルレビーシステム漸移移行型の Fan 6 では、個々のチャネルがより長く、下流側に連続する傾

向が見られる。Fan 4 では、チャネルの分岐が盛んに起こり、海底扇状地の末端部より前でチャネル 形状が不明瞭になる。

4. チャネル幅, 蛇行度および蛇行形状の流下方向変化

主チャネルおよび主要分枝状チャネルの場合, transition point を越えて frontal splay 領域に入ると, チャネル幅が拡大する傾向にある。しかしながら,分枝状チャネルがさらに枝分かれすると,幅の狭 いチャネルへと移行していく。チャネルの蛇行度は,基本的には堆積斜面の傾斜が急だと低く(蛇行 幅が小さく),傾斜が緩くなると高く(蛇行幅が大きく)なる傾向が見て取れるが,さらに緩くなる と低くなる場合もある。蛇行度が高い場合には sweep(蛇行部が徐々に下流側にシフトすること)形 状が特徴的に発達する。

5. レビーの形成過程

蛇行の湾曲部外側にはチャネルからの溢れ出しによるクレバススプレイが発達している場合が頻繁 に見られる。チャネルレビーシステムの場合,これらのクレバススプレイの集合体としてチャネル両 側のレビーが形成されている場合が見受けられる。

文献

Posamentier, H.W. and Walker, R.G., 2006: Deep-water turbidites and submarine fans. In Posamentier, H.W. and Walker, R.G., eds., *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication, no. 84, 397-520.

高野 修·西村瑞恵, 2015a: 日本堆積学会 2015 年筑波大会講演要旨集. 日本堆積学会.

高野 修·西村瑞恵, 2015b:日本地質学会第122年学術大会(長野)講演要旨集.日本地質学会.

Wood, L.J., 2007: Quantitative seismic geomorphology of Pliocene and Miocene fluvial systems in the northern Gulf of Mexico, U.S.A. *Jour. Sediment. Res.*, **77**, 713-730.

北海道東部地域に見られる屈曲構造の形成時期について

Formation age of the bending structure in eastern Hokkaido, northern Japan

片桐貴浩・成瀬元・石川尚人・大林秀行・平田岳史・高塚紘太(京都大学)

Takahiro Katagiri, Hajime Naruse, Naoto Ishikawa, Hideyuki Ohbayashi, Takafumi Hirata, Kota Takatsuka (Kyoto univ.)

連絡先:片桐貴浩 (katagiri.takahiro@gmail.com)

北海道形成史を考える上で重要なターニングポイントとして、始新世後期に起こったとされる古千 島弧とユーラシアプレートの斜め衝突がある.この衝突説の根拠となっているのは、サハリン中南部 と北海道東部の後期始新世〜漸新世堆積物に見られる大量の礫岩と、アジア東縁の火成活動の終了, それから古千島弧西縁部の屈曲構造である.このうち、屈曲構造は、北海道東部において行われた古 地磁気調査によってその存在が指摘された.この調査によって、根釧海岸地域に露出する根室層群・ 浦幌層群で測定された古地磁気方位は現在とほぼ同じ方位を示すのに対して、白糠丘陵地域に露出す る根室層群および常呂帯では古地磁気方位に時計回り 70 度以上の転向が見られることが明らかに なったのである.このことは、釧路以西において古千島弧に大規模な屈曲が起こったことを示すと解 釈されている.

古千島弧の屈曲は北海道の地体構造を特徴づける重要な構造だが,その形成時期には多くの疑問が 残されている. 屈曲の形成時期については,白糠丘陵地域において浦幌層群の上位に露出する漸新統 音別層群の古地磁気方位に回転が見られないことから,音別層群が堆積を開始する 30 Ma までの間に 起こったと考えられている. 一方,音別層群の下位にあたる浦幌層群は上部始新統の陸成〜浅海成の 堆積層であり,この浦幌層群天寧層中に含まれる礫岩の存在が上記の島弧衝突の根拠となっている. すなわち,浦幌層群は島弧衝突に伴う隆起と同時期に形成された堆積盆で形成されたということにな る. このことは,浦幌層群の堆積が,古千島弧西縁部の屈曲構造形成と同時に進行したという可能性 を示唆する. しかしながら,白糠丘陵地域における古地磁気調査の先行研究では,浦幌層群と根室層 群を識別せずに調査を行っており,詳細なサンプリング地点もわからないため,浦幌層群の古地磁気 方位に回転が見られるかについては確定できない. すなわち,古千島弧の屈曲のタイミングや進行 の様式については根室層群堆積後の約50 Ma 以降かつ音別層群堆積開始の30 Ma 以前という大まか な制約しか与えられていないということになる.

そこで、古千島弧の屈曲の形成時期を特定するため、今回発表者は予察的に白糠丘陵地域の浦幌層 群の春採層・雄別層・舌辛層において各2地点ずつ合計6地点で泥岩のサンプリングを行い、古地磁 気を測定した.同時に、根釧海岸地域の春採層中の二枚の細粒凝灰岩層と、天寧層中の一枚の細粒凝 灰岩層に含まれるジルコンを用いてU-Pb年代測定を行った.本発表では、古地磁気測定の結果から 明らかになった浦幌層群の各層準ごとの古地磁気方位の回転角を報告する.また、年代測定の結果か ら求められた春採層と天寧層の堆積放射年代についても報告し、浦幌層群に記録されている古千島弧 の屈曲構造の進行度について考察する.

日本海溝域の海底斜面崩壊とその地層記録

Submarine slope failures and their sedimentary records along the Japan Trench

池原 研・宇佐見和子 (産総研・地質情報) ・金松敏也・新井和乃・中村恭之・小平秀一 (海洋研究 開発機構) ・Michael Strasser (Innsbruck University)

Ken Ikehara, Kazuko Usami (Geological Survey of Japan, AIST), Toshiya Kanamatsu, Kazuno Arai, Yasuyuki Nakamura, Shuichi Kodaira (JAMSTEC), Michael Strasser (Innsbruck University) 連絡先:池原 研 (k-ikehara@aist.go.jp)

2011年東北地方太平洋沖地震では、震源近傍の日本海溝底で大きな変動が観測された.また、震源 近傍の日本海溝底では、この地震による地震性タービダイトの堆積が確認されたほか、堆積物に過去 の巨大地震の痕跡が記録されていることも明らかとなってきた.しかし、南北に細長く続く日本海溝 底の堆積物の側方変化については明らかにされておらず、2011年東北沖地震震源域近傍以外での海底 斜面崩壊やその地層記録の全容は明らかとなっていない.

堆積物記録からは,2011年東北沖地震震源域近傍の日本海溝の陸側最下部斜面では,地震に伴う円 弧すべりが発生したと考えられる.また,IODPによる掘削(J-FAST)地点近傍でも,表層堆積物に は海底地すべりに起因する堆積物が採取されている.テクトニックに形成されている平坦面である mid slope terrace を除けば,急な海溝陸側下部斜面では,海底地すべりが卓越している可能性が高い. 大規模な海底地すべり様の海底地形を示す宮古沖日本海溝下部斜面は2011年東北沖地震時の津波波 源の一つとも推定され,JAMSTECの反射記録からも斜面崩壊が示唆されるが,2011年の地震時に崩 壊したかどうかは確認されていない.ただし,反射記録では海溝底堆積物中に複数の chaotic な堆積 層が確認でき,過去にも海底斜面崩壊が繰り返し発生していたことを示唆する.

沈み込む太平洋プレート上のホルストーグラーベンの高まりであるホルストの陸側斜面にも斜面崩 壊が認められる.反射記録によれば、斜面崩壊近傍のグラーベンを埋積する堆積層の下部に chaotic な堆積層が確認できる場合があり、これはほぼ水平に堆積する堆積層に覆われている.水平な堆積層 は海溝に近づくにつれて厚くなる傾向にあり、音響的層相から海溝沿いに流下して堆積したタービダ イトによる埋積層と判断されるので、ホルストの崩壊はホルストーグラーベン構造の形成後で、ター ビダイトの堆積域に到達する前に発生したと考えられる.アウターライズ地震との関係が興味深い.

日本海溝底のタービダイトの層序は側方に大きく変化することもわかってきた.水深 7000m を越え る海溝底堆積物での年代モデルの構築は容易ではないが,タービダイト構成粒子の給源の特定を含め て、今後日本海溝底の堆積作用がよりよく理解され、日本海溝域の海底斜面崩壊とその歴史が解明さ れていくと期待される.

タービダイト粒度分布の空間変化: 房総半島鮮新統清澄層の単層解析

Inverse analysis of hydraulic conditions of turbidity currents based on grain-size distribution of a turbidite of Mio-Pliocene Kiyosumi Formation in Boso Peninsula

中尾健人 (京都大学)・成瀬 元 (京都大学)

Nakao, K. (Kyoto Univ.) and Naruse, H. (Kyoto Univ.) 連絡先:中尾健人 (E-mail: nakao.kent@gmail.com)

1. はじめに

混濁流は浅海から深海への堆積物運搬の主要なメカニズムと考えられており,混濁流の挙動を理解 することは堆積学・層序学などの地球科学上の重要な課題である.しかし,深海を流れる混濁流を直 接観察することは困難であるため,その詳細な移動様式や堆積様式の理解は十分に進んでいない.直 接の観測が困難な混濁流の特性を推定するために,これまでタービダイトの粒度から混濁流の古流速 を求めようという逆解析手法が開発されてきた.しかしながら,従来のモデルでは,フォワードモデ ルが過度に単純化されていたり (Dade and Huppert, 1995; Kubo et al., 1998),逆にフォワードモ デルの計算コストが極端に高すぎるため実現象のスケールで計算を実施することが困難といった問題 があった (e.g., Blanchette et al., 2005).すなわち,タービダイト砂岩から混濁流の古水理条件 を求めるためには、実現象に適用可能な新しいモデルによる逆解析が必要である.

本研究では、将来的なタービダイト逆解析手法開発へ向けて、最適化を行うモデル評価関数をどの ようなものにすべきかについて、実際のタービダイトの粒度分布の特徴に即して検討を行う.逆解析 を行うにあたり、モデルパラメーターを十分に制約するような評価関数の設定が重要である.本研究 では、タービダイトごとの個性を十分に反映する評価関数を設定するために、実際のタービダイトで 見られる特徴的な粒度偏析作用に着目し、調査を行った.

2. 地質概説

房総半島鮮新統清澄層は砂岩優勢な砂岩泥岩互層からなる安房層群中部の地層であり(中嶋ほか, 1981),房総半島中央部においてほぼ東西方向に帯状に分布する.本層は主にタービダイト砂岩から なる海底扇状地堆積物とされ,この砂岩層の分布は広域に追跡可能なテフラ鍵層を用いて詳細に検討 されている(徳橋,1976a,bなど).対象となるタービダイト砂岩層は房総半島中央部に東西約40 km,南北約5 kmにかけて露出し,特徴的な2枚のテフラ鍵層に挟まれる単一の砂岩層である(徳橋, 1976aのG1タービダイト).

3. 研究方法

本研究では、対象地域全域でタービダイト砂岩層の単層を追跡し、堆積構造の記載と粒度の分析用 の試料採取、タービダイト砂岩層の厚さの計測を行った.次に、沈降管を用いた粒度分析を行い、粒 度分布の特徴について記述統計値を算出し、さらにそれら記述統計値の主成分分析を行った.また、 粒度分布を6階級(極粗粒砂 F_v,粗粒砂 F_c,中粒砂 F_M,細粒砂 F_r,極細粒砂 F_v,泥 F_{Mud})へ離散化 し、それぞれの粒度階の比率を極細粒砂の含有比で規格化する対数比変換を行って、主成分分析を行った.最終的に、測定したタービダイトにおける粒径ごとの単位面積当たり堆積量を算出した.この 量は、サンプル地点ごとに得られた粒度分布を最下部から最上部まで鉛直方向に平均化し、次にその 組成データにその地点の砂岩層厚を乗じることで算出される.本層を堆積した混濁流は半島中央部の 調査域北方から流入したと考えられているため(徳橋、1976a、b)、サンプル地点の中で半島中央部 に位置し、最も緯度が高い地点を基準点と定めた.そして、その基準点からの各サンプル地点への距 離と粒径ごとの単位面積当たり堆積量の関係を求めた.

4. 結果と考察

解析の結果,(1)タービダイトの粒度ごとの単位面積当たり堆積量の分布には「急変点」が存在す ることが明らかになった.ここでいう「急変点」とは,堆積量が急激に変化(減少)する地点のこと を指す.また,(2)「急変点」の位置は粒度ごとに異なることが明らかになった.すなわち,「粒度ご と堆積量の空間分布」は,混濁流からの堆積作用を強く特徴づける量であると言える.

一方、6つの統計量(Mean, Mode, Median, Sorting, Skewness, Kurtosis)のみの主成分分析の結 果からは、層の下位から上位に向かう粒度変化および上流から下流に向かう粒度変化のどちらにおい ても、Skewness が減少するのと同時に Mean が減少(細粒化)するという傾向が見られた. 同様に、 対数比変換成分を用いた主成分分析の結果からは、 $\ln(F_{VC}/F_{VF})$ や $\ln(F_M/F_{VF})$ の値が下流ほど低くなって いく傾向を読み取ることができた. これらのことは、本層が鉛直方向にも水平方向にも粗粒成分を選 択的に失いながら細粒化する Coarse-tail grading を示すことを表している. このような粒度偏析の 様式は、浮流砂が卓越する流れに特有のものであることが知られている(Middleton, 1967).

以上の結果は、本層のような粒度偏析様式を示すタービダイトを逆解析する際に、平均粒径の減少 以外に、粒度分布の形状が変化することも反映するモデル評価関数が望ましいことを示唆している. 文献:

- Blanchette, F., Strauss, M. Meiburg, E., Kneller, B. and Glinsky, M. E., 2005, Highresolution numerical simulations of resuspending gravity currents: Conditions for selfsustainment. Jour. Geophys. Res., 110, C12022, doi:10.1029/2005JC002927.
- Dade, W.B. and Huppert, H.E., 1995, A box model for nonentraining, susupension-driven gravity surges on horizontal surface. Sedimentology, **42**, 453-471.
- Kubo, Y., Masuda, F., Tokuhashi, S. and Sakai, T., 1998, Spatial variation in paleocurrent velocities estimated from a turbidite bed of the Mio-Pliocene Kiyosumi Formation in Boso Peninsula, Japan. J. Geol. Soc. Japan , 104, 359-364.

Middleton, G.V., 1967, Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. Canad. Jour. Earth Sci., **4**, 475-505.

- 徳橋秀一, 1976a, 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究(その1) -砂泥互層の層 厚・岩相変化と砂岩層の形態-, 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), 82, 729-738.
- 徳橋秀一, 1976b, 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究(その2) 砂岩層の堆積機構と堆積環境-. 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **82**, 757-764.

サージ的混濁流によるサイクリックステップ形成についての実験的研究 An experimental study on formation of cyclic steps by surge type turbidity currents

庄境大貴・横川美和(大工大・情報)

Daiki Shozakai · Miwa Yokokawa(Osaka Institute of Technology) 連絡先: 庄境大貴 (E-mail <u>d.shozakai@gmail.com</u>)

カナダ、ブリティッシュコロンビア州スコーミッシュ川の河口デルタ斜面上では、雪解けなどの河 川流量増加時に混濁流が発生し、それに伴って周期的なステップ地形が形成されている. 混濁流が跳 水を起こしていることも観測されており、これらの地形はサイクリックステップであると考えられる (Hughes Clarke et al., 2012). 混濁流によるサイクリックステップの多くは深海の海底谷沿いで形成され ることが多く観測が難しいが、スコーミッシュ・デルタでは水深 150m ほどの比較的浅い場所で形成さ れているため混濁流によるサイクリックステップの形成過程を調べるのに適している. 河口デルタの 海底地形データからステップの断面形状を調べた結果(山本, 2014), スコーミッシュのステップの形状 は、深海の海底谷で混濁流によって形成されたステップと比べると、波長が短く波高が高いという特 徴があった(表1). これらは、スコーミッシュ・デルタでは継続時間1分ほどの単発的な流れ(サー ジ的な流れ)が何度も作用していることや、斜面の勾配がきついといった要因が影響していると考え られる. 樋口 (2015)では、水路傾斜 1.5°でサージ的混濁流を 105 回流しサイクリックステップが形 成されることを確認したが、実験装置の制約から、スコーミッシュで観測されたような地形は再現で きなかった. これらを踏まえ、本研究ではさらに長く深い水路を用いて、サージ的混濁流によるサイ クリックステップの形成実験を行った.

実験は大阪工業大学情報科学部に新設された長さ 7.6m, 深さ 1.2m, 幅 30cm の水路に, 長さ 7m, 深 さ 30cm, 幅 2cm のアクリル製水路を入れて行った.大水路に水を貯めて小水路を傾斜 7°で設置し,塩 水(密度 1.17g/cm³)とプラスチック粒子(比重 1.5)を重量比 10:1の割合で混ぜ合わせたものを 1 回 につき 5 秒間流した. 流量は 240ml/s で 5 秒間の総流量は 1200ml である. このサージ的混濁流を 130 回流した.

その結果,上流に進行するステップが4つ確認できた(図1).それらの波形勾配(波高/波長)を調べた結果,試行回数が増えるにしたがってスコーミッシュで観測されたステップの値(表1)に近付いた.また,堆積物濃度と流量および総流量を同じにした連続的な流れによるステップの形成実験を行ったところ(図3),大きなステップが一つ形成され,波形勾配が0.07より大きくなることはなかった.

これらの結果により,深海で形成される混濁流によるステップ地形とスコーミッシュで観測されたス テップ地形との差異を生み出す要因として,サージ的混濁流であること,高傾斜,そして混濁流の発 生回数が影響していると考えられる.

表1 スコーミッシュ北側チャ	ネルにみられるステ	ップ地形の形態(山本,	2014 より)
----------------	-----------	-------------	----------

	始点から164m	164mから325m	325mから437m	437mから600m
平均勾配	6.8度	4.9度	3.5度	2.9度
平均波長	30.54	32.484	28.01	24.5325
平均波高	4.8	4.6	2.9	2.4
波形勾配の平均	0.169306541	0.149052441	0.09278425	0.100310085







図1 サージ的混濁流によるサイクリックステップの発達過程(上70回目,中100回目,下130回目)



図 2 連続的混濁流終了時(990秒通水後)

文献

樋口裕幸,2015,サージ的混濁流によるステップ地形形成の実験的研究,2014年度大阪工業大学情報科 学部卒業論文,23pp.

- Hughes Clarke J.E., Brucker, S., Muggah, J., Church, I., Cartwright, D., Kuus, P., Hamilton, T., Pratomo, D.,
 Eisan, B. (2012), The Squamish ProDelta: monitoring active landslides and turbidity currents: Canadian
 hydrographic conference 2012, proceedings, 15 pp. http://hydrography.ca/2012-conference.html
- 山本真也,2014,カナダ・ブリティッシュコロンビア州の河口デルタ上に見られるサイクリックステッ プの形態,2013年度大阪工業大学情報科学部卒業論文,29pp.

氷上のステップ地形の発達:理論解析とアナログ実験の比較 Comparison between the theoretical analysis and an analogue experiment for development of step topography on the ice surface by the flowing fluid

横川美和 (大工大・情報)・泉 典洋 (北大・工)・内藤健介・Gary PARKER(イリノイ大学)・ 山田朋人 (北大・工)・Ralf GREVE(北大・低温研) Miwa YOKOKAWA (Osaka Institute of Technology), Norihiro IZUMI(Hokkaido Univ.), Kensuke NAITO, Gary PARKER (Univ. Illinois), Tomohito YAMADA (Hokkaido Univ.), and Ralf GREVE (ILTS, Hokkaido Univ.) 連絡先:横川美和 (E-mail miwa@is.oit.ac.jp)

1. はじめに

火星極冠上には、極点から螺旋状に広がる溝(スパイラルトラフ)が形成されていることが知られており、極冠上を吹くカタバ風によって形成されたサイクリックステップだと考えられている(Smith et al., 2013; 2014). 一 方、地球上でも、氷上の流れによる界面波として、南極氷床のメガデューン(Fahnestock et al., 2000), 氷河 の融解流によるステップ、結氷河川の氷の裏面にできる波状構造(Carey, 1966)などが知られている. しか し、これら氷上の界面波の形成機構についての研究はごく少ない. そこで筆者らは、氷上の界面波形成に 関する基礎的な知見を得るためにアナログ実験ならびに理論解析を行い、両者の結果を比較した.

2. アナログ実験

本研究では、氷床上に液体の水を流し、流体と氷との間の熱フラックスバランスによって界面波が形成 されるかどうかを調べるアナログ実験を行った.実験は北海道大学低温科学研究所の低温実験室で行った. アクリル製の水路(長さ180cm,幅2cm,深さ20cm)の上流端から30cmの地点と下流端に高さ8cmの堰を 設け、この間に水を張って凍らせ、氷床を作った.この氷床表面に冷却装置・ヒーター付きのタンクから ポンプによって流体を循環させた.この間、水路を冷却タンクの上の置き、氷床を底面から冷やした.室 温約5℃、流体0.2℃、氷底面約-1.7℃という温度分布で、平坦な氷床の上に食紅で着色した水を流し、ス テップの発達過程を観察した.実験の結果、フルード数が1を超える条件については、氷床が融解してい く過程でステップが形成され、その多くは、ステップの凹みが上流へ拡大した(横川ほか、2013).今回 形成されたステップの波形勾配と無次元波数を砂床の高領域のベッドフォームと一緒にプロットすると、 今回のステップは砂床のサイクリックステップと同じ領域にプロットされた.この形態的類似と上流進行 する性質から、これら氷床上のステップは、砂床で高領域の流れによって形成されるサイクリックステッ プに相当するものと考えられる(Yokokawa et al., submitted).

3. 理論解析

理論解析では、下面から冷却される氷の上に、上面から暖められる水が流れている状況を考えた.すなわち、氷の温度<流体の温度<周囲気体の温度、という温度分布である.水の流れを表すNavier-Stokes方程式や流れと氷の中の熱の移動を表す熱伝導方程式、水-氷界面の凝固と融解による界面高さの時間変化

を表すステファン条件式を用いて線形安定解析を行い,界面の安定性を理論的に明らかにした.その結果, 界面の不安定領域が存在し,その領域では界面波が上流へ進行する事が明らかになった(泉ほか,2013).

4. アナログ実験と理論解析の比較

アナログ実験で形成されたステップを線形安定解析で得られた安定性ダイアグラムにプロットすると, 不安定領域の中でも波数が小さい領域にプロットされた(Yokokawa et al., submitted). このことは,実験 でステップが形成された条件は線形安定解析によって予測される不安定領域の範疇にあることを示してい る.

実験の値が不安定領域の中でも波数が小さい領域にプロットされるのは、線形安定解析によって予測さ れているのはアンティデューンであり、実験で観測しているのはそのアンティデューンをきっかけに成長 したサイクリックステップであるためと考えられる.実際、実験中に水路側面から撮影した画像を縦5倍 に拡大して観察すると、氷床表面が溶け始める頃に波長の短い水面波が観測され、しかもその水面波の形 態は砂床でアンティデューンと同位相にある水面波の形態と似ていることがわかった.側面からの写真が 良く撮れている1ケースのみではあるが、この短波長の水面波が徐々に合体して波長の長い波になり、そ れと同時にステップが発達する様子が確認された(Yokokawa et al., submitted).

5. 結論

氷床上に層流状態の水流を作用させたところ、フルード数1を超える条件でサイクリックステップが形成された.これらのステップは線形安定解析によって予測される不安定領域にプロットされる.線形安定解析によって予測されるアンティデューンがまず初めに形成され、それがきっかけとなってサイクリックステップが形成されていることがわかった.

謝辞

本研究は北海道大学低温科学研究所共同研究(課題番号12-59)および科学研究費補助金(挑戦的萌芽研究, 課題番号24654165)の援助を受けて行いました.関係各位に謝意を表します.

文献

- Smith, I. B., Holt, J.W., Spiga, A., Howard, A.D. and Parker, G., 2013, The spiral troughs of Mars as cyclic steps, *Journal of Geophycal Research, Planets*, **118**, 1-23.
- Smith, I. B., Spiga, A., and Holt, J.W., 2014, Aeolian processes as drivers of landform evolution at the South Pole of Mars. *Geomolophology*, 240, 54-69.
- Fahnestock, M.A., Scambos, T.A., Shuman, C.A., Arthern, R.J., Winebrenner, D.P., and Kwok, R., 2000, Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau: extreme atmosphere-ice interaction. *Geophysical Research Letters*, 27(22), 3719-3722.
- Carey, K. L., 1966, Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Crois RiverWisconsin, US Geological Survey Professional Paper.
- 泉 典洋・横川美和・内藤健介, 2013, 流れ-氷界面に発生する境界不安定現象, 水工学論文集Vol.56, I-1117-1122.
- 横川美和・泉 典洋・内藤健介・山田朋人・Ralf GREVE, 2013, 氷上のステップ地形に関する実験的研究, 水工学 論文集 Vol.56, I-1129-1134.

乱流域の流水によって氷上に形成される界面波

Boundary waves on ice formed by water flow in the turbulent regime

泉 典洋(北大)・横川美和(大工大)・角田尭史(北大)・石黒友紀(北海道庁) Izumi, N. (Hokkaido Univ.), Yokokawa, M. (Osaka Inst. Tech.), Sumita T. (Hokkaido Univ.) and Ishiguro, Y. (Hokkaido Government) 連絡先:泉 典洋 (nizumi@eng.hokudai.ac.jp)

1. はじめに

氷河の一部が融けると融けた水が氷上に水路を形成する.この水路内には流水と氷の相互作用に よって形成された界面波が観察されることがある.本研究では乱流域にある流水を用いた水路実験を 行って界面波の形成を再現し界面波の特徴や形成条件を明らかにするとともに、線形安定解析の結果 と比較することで解析の妥当性を検証する.

2. 実験

実験は長さ1.5 m または1.8 m のアクリル製水路を用いた.水路の幅は4 cm であるが,1 ケースを除き,厚さ5 mm のアクリル板を4 枚挿入することで幅2 cm に調整してある.水路底面に厚さ15 cm の氷を作り,その水路をある勾配で傾けて水路内に水を流す.水はヘッド差を使って上部タンクから水路上流端に流入させ,水路内を流下させる.下流端から自由落下した水を下部タンクに集め,それをポンプで上部タンクに汲み上げて循環させる.室温は7.2~9.2 度であり,流した水の温度は3.2~7.2 度であった.室温が氷点より高いため氷は全ての面から融けることになるが,底面および片方の側面に張った断熱材とアクリル板の断熱作用,流水の熱容量によって,水路底面にあたる氷表面が圧倒的に速く融ける.氷表面の形状を定期的に撮影し,形成された界面波の波長を読み取った.実験は8 ケース行った.それぞれのケースにおける実験条件を表1 に示す.

Run	Channel	Slope	Initial Flow	Discharge	Room	Water	Wavelength
	width (cm)	(degree)	Depth (cm)	(cm/s)	Temp. (C)	Temp. (C)	(m)
CSIM20150315A	2	10	4	75.1	8	6.2	0.5
CSIM20150315B	2	10	6	166	8	4.6	0.4
CSIM20150315C	2	5	6	49.1	8	5.7	0.45
CSIM20150315D	2	5	11	164	8	4.1	0.55
CSIM20150319A	2	20	12	217	9	7.7	0.45
CSIM20150319B	4	20	10	376	9	7.6	0.3
CSIM20150319C	2	0.43	12	92.5	9	3.2	-
CSIM20150319D	2	0.16	25	309	8	5.5	-

表1 実験条件および観察された界面波の波長.

3. 実験結果および考察

実験では水路勾配が小さい CSIM20150319C および D の 2 ケースを除くすべてのケースで界面波が形成さ れた. 観察された波長を表 1 に示す. また, 形成された界面波の様子を図 1 に示す. 波長 30 cm のアンチ デューンのような界面波が形成されている様子がわかる. 内藤ら(2015)は乱流によって平坦な水-氷界面の 安定性に関する線形安定解析を行い,擾乱の成長率 の波数および Froude 数に対する依存性を調べている. 図 2 に解析によって得られた擾乱の成長率のコンタ を*α-Fr* 平面上に描いた安定性ダイアグラムを示す. ここでαは水深で無次元化した波数,*Fr*は Froude 数 である. 図中,太い実線は成長率ゼロのコンタ(中 立曲線)であり,細い実線および点線はそれぞれ正 および負の成長率のコンタ,線上の数字は成長率を 表している. 正の場合は不安定(界面波)が発達し, 負の場合は安定である(界面波が消滅する).また, 一点鎖線は波速がゼロのコンタであり,右側が正 (下流進行),左側が負(上流進行)の領域である.

図 2 には解析結果とともに実験で観察された界面 Fr 波の波長から算出した無次元波数が白丸でプロット されている.実験で見られた波数は成長率が最大と なる波数域付近に位置しており,解析結果は実験結 果を良好に再現していることが判る.

一つの実験は 10 ~ 30 分程度行われたが,その間, 界面波が移動する様子は観察されなかった.解析結 果を見ると実験データは波速がほぼゼロの線上に位 置しており,界面波がほとんど移動しないという実 験結果と整合性のある結果となっている.

水路勾配の小さい CSIM20150319C および D では
 界面波が発生しなかったが、これらの Froude 数はいず
 れも1より小さい.図2の解析結果を見ると Froude 数が1より小さい領域では全波数領域で成長率が負となり界面波が発生しないことになり、この点でも解析結果は実験結果と整合性が取れている.





図2線形安定解析で得られた安定性ダイアグラムと 実験で得られた波数の比較.太い実線は界面 波の成長率ゼロ,細い実線は正,点線は負の成 長率のコンタで,線上の数値は成長率.太い実 線の内側が不安定(界面波が発達する)領域. 一点鎖線は波速ゼロのコンタで,一点鎖線より 右側は界面波が下流進行,左側は上流進行す る領域. 白丸は実験値.

4. 結論

乱流域にある流水によって氷床上に形成される界面波を水路実験によって再現した.実験でみられ た界面波の波長は線形安定解析から得られた卓越波長とほぼ一致することが分かった.界面波の波速 はほぼゼロであり, Froude 数が1より小さい領域では界面波は形成されないという実験結果は解析結 果によって良好に説明できることがわかった.

文献

内藤・泉・横川・角田, 2015, 乱流によって氷上に形成される界面波. 土木学会論文集 B1(水工学), 71(4), I 1027-I 1032.

日本海溝陸側斜面域の堆積物の特徴 -NT15-07 航海報告-

Characteristics of the sediment core at the landward trench slope along Japan Trench

-NT15-07 cruise summary-

新井和乃・金松敏也・吉河秀郎・富士原敏也(海洋研究開発機構) Kazuno Arai, Toshiya Kanamatsu, Shuro Yoshikawa, Toshiya Fujiwara (JAMSTEC) 連絡先:新井和乃 (k arai@jamstec.go.jp)

日本海溝沿いにおける 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴うイベント堆積物の分布や過去の地震・ 津波履歴を検討するため、2015 年 4 月に実施された NT15-07 航海において日本海溝斜面域でピスト ンコアラーを用いた海底堆積物採取を行った.採取地点は、北緯 36 度 8 分から 39 度 22 分、水深 3800-6250 m の範囲で、海溝斜面の上部斜面もしくは mid-slope terrace に発達する小型海盆において 4 地点(PC03-PC06)で実施した(第1図).

採取した海底堆積物は主として珪藻質シルト〜粘土からなり、1-5 mm 程度の粗粒層(粗粒シルト 〜砂)を複数枚挟在する(第2図).粗粒層の挟在頻度は地点によって大きく異なり、北側から1-2 枚/m(PC05),1-2枚/m(PC04),7枚/m(PC03),4枚/m(PC06)である.北側・水深の浅い地 点では粗粒層は少なく、南側(特に38度付近)・水深の深い地点では多い傾向がみられ、宇佐見ほ か(2015)によって指摘されている結果と整合的である.

また、シルト〜粘土層は、主として黄褐〜オリーブ褐色、暗オリーブ〜オリーブ黒色、灰〜灰オ リーブ色の層の互層から形成されている。黄褐〜オリーブ褐色、暗オリーブ〜オリーブ黒色層は上方 に向かって色が明るくなる傾向があり、生物擾乱は少ないもしくは上部のみに見られ、下位との境界 が明瞭である。最下部に粗粒層を伴うことがある。黄褐〜オリーブ褐色層は層厚 5 cm 程度、暗オ リーブ〜オリーブ黒色層は 10-70 cm 程度である。灰〜灰オリーブ色の層は生物擾乱に伴って全体に 不均質であり、斑状に有機物を挟在することがある。層境界は擾乱を受け、ぼやけているものが多い。 粗粒層を挟在することがある。層厚は 1-40 cm 程度である。暗オリーブ〜オリーブ黒色、灰〜灰オ リーブ色層はどの地点でも観察されたが、黄褐〜オリーブ褐色層は、南側・水深の深い地点 PC03、 PC06 の 2 カ所のみで観察された.

各シルト〜粘土層の生物擾乱の様子から、黄褐〜オリーブ褐色、暗オリーブ〜オリーブ黒色層は、 短期的もしくは底生生物活動の活発でない時期に堆積したこと、灰〜灰オリーブ色層は長期的もしく は生物活動の活発な時期に堆積したことが示唆される.東北地方沖合は黒潮と親潮が入り混じる混合 域に属すことから、堆積物は地震に伴うイベントだけでなく、海流などによる環境変動も記録してい る可能性が考えられる.

今後,これらの堆積物の特徴の成因を明らかにするために,各地点の地形的特徴を考慮するとともに,堆積物組成や Core Color データ等を詳細に検討する予定である.

文献: 宇佐見和子,池原研,金松敏也, Cecilia McHugh, 2015,日本海溝陸側斜面のタービダイトとして記録された巨大地震発生履歴. BlueEarth2015, BE15-46.



左:写真,右:岩相.

大阪堆積盆地の沖積層にみる堆積物の空間分布の変遷

Temporal and spatial distribution of deposits in the "Chuseki-so" of the Osaka Basin, Japan

糸本夏実・増田富士雄(同志社大学)

Natsumi Itomoto, Fujio Masuda (Doshisha University) 連絡先:糸本夏実 (dup0908@mail4.doshisha.ac.jp)

1. はじめに

これまで、大阪平野の地形や沖積層の解析から、過去の大阪湾および河内湾の復元が試みられてきた. 梶山・市原 (1972), Mitamura et al. (1994), 松田 (2004) などの古地理図でも、海域については海岸線の記入にのみ留まっており、現在までにその内容に大きな進展はなかった. この研究では、海域に海岸線だけでなく水深や底質を入れた古地理図を作成し、それをもとに、海域での堆積量と岩相の変遷を明らかにし、沖積層の3次元的な解析を目指した.

2. 解析内容

大阪堆積盆地に分布する沖積層について堆積物の解析には、年代値や火山灰層の層準が報告されて いる学術ボーリング資料とボーリング・データベース(関西圏地盤情報データベース)を用いた.比 較的データ数が多い5つの年代、すなわち、海進初期の9000年前、鬼界アカホヤ火山灰降灰時の 7300年前、最高海面期の5300年前、海退期の3500年前について、当時の海岸線の位置、海域の水深、 底質を復元した古地理図を作成した.さらに、年間当たりに堆積した礫、砂、泥の量と分布の変遷を 明らかにした.

3. 解析方法

(1)古地理図(図1)

9000年前,7300年前,5300年前,3500年前の海底の標高と岩相から,当時の底質を復元した.4 つの年代の海底があった標高は,年代値や火山灰層の層準が報告されているボーリング資料とボーリング・データベースから作成した地質断面を用いることで求めた古水深 (Masuda, Itomoto. 2015) と当時の海水準から求めた. 底質は1km四方ごとの代表的なボーリング柱状図を選び,そこでの各年代の海底の標高の岩相から求めた.

(2) 堆積量と岩相(図2)

9000年前,7300年前,5300年前,3500年前,現在の互いの年代の間に堆積した礫,砂,泥の量と 分布を見積もった.それぞれの期間の間に形成された堆積物の量は,前に述べた古海底標高の差から 求めることができる.現在に向かっての堆積量の推定は,現在の大阪平野の標高と大阪湾の水深を用 いた.岩相は底質を求めるのと同様に,1km四方ごとの代表的なボーリング柱状図のものを用いた.

4. 解析結果

大阪平野の沖積層の解析から、海進・海退現象に支配されて、また、地域の違いで、すなわち上町 台地を境界に東側の河内湾域と西側の大阪湾域で、堆積環境や堆積様式が異なることがわかった.

大阪湾域では 9000 年前から 7300 年前の急激な海面上昇期に水深 5~15 m の溺れ谷に厚さ 2~7 m も の泥層が堆積した(図 2 A).河内湾域では水深 2 m 以浅の広い干潟が発達し,厚さ 5~10 m の泥層が大 量に堆積した.海進が進んだ 7300 年前から 5300 年前には,淀川や大和川の影響が小さくなった大阪湾域 は,水深 25~35 m に達する深い泥底になり,堆積量が激減した(図 2 B).河内湾域では干潟が溺れ,水 深 5~10 m にもなる河内湾し,そこに河川由来の厚さ 5~10m にもなる泥層が堆積し続けた.最高海面期に は海域が拡大し,古水深は大きくなり,堆積量は最小になった.その低下量は沖側で著しい.この時期の地形 に見られる特徴は,上町台地から北に伸びた砂嘴と河内湾の中央に存在した浅瀬である(図 1).最高海面時 から 3~4 m 海面が低下した 3500 年前までの高海面期には,河内湾は水深が 3 m 程に浅くなり,周辺に干 潟が発達した河内潟に縮小した.この時期の堆積量は全体に小さい(図 2 C).3500 年前から現在にむ かってさらに海退が進み,淀川デルタの前進により大阪湾域には 10~20 m もの厚い砂層が堆積し,その堆積量は最大となる(図 2 D).



図1 古地理図



文献

梶山彦太郎・市原実, 1972, 大阪平野の発達史. 地質学論集, 7, 101-112.

- Masuda, F. and Itomoto, N., 2015, Temporal and Spatial Variations of Accommodation and Sediment Accumulation during Transgressive to Highstand Stages as Reconstructed from a Latest Pleistocene to Holocene Sequence in the Intra-Arc Osaka Basin, Japan. *Open Journal of Geology*, **5**, 28-37.
- 松田順一郎, 2004, 大阪平野の発達史と地盤環境. 太田ほか(編)近畿・中国・四国, 日本の地形 6, 88-91, 東京大学出版会.
- Mitamura, M., Matsuyama, N., Nakagawa, K., Yamamoto, K. and Suwa, S., 1994, Stratigraphy and subsurface structure of Holocene deposits around Uemachi Upland in the central Osaka Plain. *Journal of Geoscienses, Osaka City University*, **37**, 183-212.

更新統魚沼層群における汎世界的海水準変動に支配された

第3オーダー堆積シーケンスとシーケンス層序

Sequence stratigraphy and 3rd order depositional sequences controlled by global sea-level changes of the Pleistocene Uonuma Group

松田和久(信州大学大学院理工学系研究科)・保柳康一(信州大学理学部)

Kazuhisa Matsuda, Koichi Hoyanagi(Shinshu University)

連絡先:松田和久(15sm414f@shinshu-u.ac.jp)

1. はじめに

研究地域には日本の更新統を代表する魚沼層群が分布している.魚沼層群は,主に浅海及び 内湾環境下で堆積した海成層と扇状地及び河川とその氾濫原環境下で堆積した陸成層の繰 り返しによって構成される(小林ほか,1986).また,風岡ほか(1986)では上下を陸成層に挟ま れた 14 枚の海成粘土層に注目し,これらが鍵層として有効であることを提唱した.また,研究 地域の魚沼層群におけるシーケンス層序学的解析は卜部ほか(1995)によって行われており, ここでは魚沼層群中の海成層と陸成層の繰り返しは第 5 オーダーの氷河性海水準変動によ って形成されているとしている.

2. 研究手法

本研究では現地調査において 1/2500 ルートマップを基本として作成し堆積相解析を行い その後,現地調査で得られた情報を基に室内作業において 1/2500 各沢柱状図,1/5000 地質図 及び堆積相分布図の作成を行った.また現地で採集した泥質試料を対象に塩酸処理によって 無機炭素を除いたのち,全有機炭素量および安定炭素同位体を測定した.

3. 堆積システムの変遷

研究地域の魚沼層群を粒度,淘汰度,堆積構造,生痕化石などを基に17の堆積相に分類した. そしてこの堆積相の累重関係や漸移関係を考慮し 4 つの堆積組相(蛇行河川システム,バリ ア・エスチュアリーシステム,デルタシステム,海岸平野システム)に分類した.研究地域の魚 沼層群中では下部魚沼層から中部魚沼層下部において陸棚から外浜環境へと変化する堆積 相累重からなる波浪卓越のデルタシステムと HCS 砂岩やウェーブリップルが頻繁に見られ る海岸平野システムの繰り返しが見られる.一方で中部魚沼層下部から上部魚沼層では砂質 干潟や泥質干潟の堆積相累重からなるエスチュアリーシステムと大型の材化石やトラフ型 斜交層理そしてチャネルの発達が見られる蛇行河川システムの繰り返しが見られる.

4. 堆積シーケンスとシーケンス境界

陸上侵食面にあたる河川堆積物の基底と同時間の沖側に連続する沿岸堆積物中のラビン メント面をシーケンス境界として設定した.ラビンメント面は海水準低下を示す堆積シーケ ンスの境界ではないが,沿岸堆積物中では不整合面に置き換わっていることが多くこの場合 シーケンス境界に一致することが示されている(保柳,1995).この結果魚沼層群の SK120 か ら SK020 にかけて 7 つの堆積シーケンス(DS1~DS7)を認定することができた.SK120 が約 1.7Ma,SK020 が約 0.8Ma を示すことから個々の堆積シーケンスは約数万~10 数万年周期の 第 4~5 オーダーの堆積シーケンスであると考えられる. 堆積シーケンスと中部魚沼層下部 を境に変化する2種類の堆積システムの累重に注目すると7つの堆積シーケンのうち波浪 卓越デルタの発達する堆積シーケンスは DS1~5にあたり、蛇行河川とエスチュアリーシステ ムの発達する堆積シーケンスは DS6~7 にあたる.前者は低海水準期堆積体,海進期堆積体,高 海水準期堆積体から構成される.一方で後者は低海水準期堆積体、海進期堆積体からなり高海 水準期堆積体は見られない。これは DS6~7 では DS1~5 に比べ低海水準期における河川性堆 積物の発達が良く,高海水準期堆積体は後の低海水準期に陸上侵食によって削剥されたため だと考えられる。このように研究地域の魚沼層群を構成する一つの堆積シーケンスを形成し ているものは第 4~5 オーダーの高次堆積シーケンスであると考えられるが,この高次堆積シ ーケンスにはプログレードタイプとアグレードタイプの 2 種類のパターンがみられる この 境界に位置する DS6 の基底のシーケンス境界をより長周期の第 3 オーダーのシーケンス境 界と考えることができる。その年代は約 1.3Ma で,これより下位のプログレードタイプの累 重が第 3 オーダー堆積シーケンスの高海水準期堆積体の一部,上位のアグレードタイプの累 重が低海水準期堆積体の一部にあたると考えられる」近接する地域で行われた保柳ほか (2000)のシーケンス層序と比較すると、約 1.3Ma を境として同様の変化がある.この両地域 でみられる第 3 オーダーの堆積シーケンスと汎世界的海水準変動を示した LR04 スタック (Lisiecki and Raymo, 2005)を対比すると第3オーダーのシーケンス境界は中期更新世気候 変換期(Clark et al., 2006) 付近に存在すると考えられる.これは MIS で示される海進海退の 周期が 4 万から 10 万年に移行する時期にあたる これらのことから研究地域の魚沼層群中 に見られる第 3 オーダー堆積シーケンスは汎世界的海水準変動に影響されており,さらに 1.3Ma 以降の高次堆積シーケンスは、MIS の周期と一致している可能性がある.

引用文献

Clark, U. P. et al., 2006, Quaternary Science reviews, 25, 3150-318
保柳康一, 1995, 地質学雑誌, 45, 30-42.
保柳康一ほか, 2000, 地球科学, 54, 393-404
風岡修ほか, 1986, 地質学雑誌, 92, 829-853.
小林巌雄ほか, 1986, 地質学雑誌, 92,375-390.
Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E, 2005, Paleoceancgraphy, 20.
卜部厚志ほか, 1995, 地質学論集, 45,140-153.

深海底で形成された塊状砂岩の堆積形態と内部構造:

房総半島下部更新統梅ヶ瀬層上部を例に

Geometry and internal structure of deep-water massive sandstones from the lower

Pleistocene Umegase Formation on the Boso Peninsula, Japan.

小田 陽平 (千葉大学大学院理学研究科) · 伊藤 慎 (千葉大学大学院理学研究科)

Yohei ODA (Chiba University) and Makoto ITO (Chiba University) 連絡先:小田 陽平 (15sm5109@chiba-u.jp)

深海底で形成されたタービダイトサクセッションには、Deep-water massive sandstones (DWMSs) (Stow and Johansson, 2000) とよばれる層厚が1m以上で初生堆積構造を持たない塊状砂岩が認めら れている. DWMSs は,砂質土石流や持続的高密度混濁流から形成される堆積物と解釈されているが、 その成因は必ずしも明らかにされていない(例えば、Kneller and Branney, 1995; Stow and Johansson, 2000; Plink-Björklund and Steel, 2004; Talling et al., 2012). 今回, 房総半島中央部に広く発達する下部 更新統梅ヶ瀬層 (ca 1.0-0.8 Ma)上部のU3-U1 火山灰鍵層を挟在する層準に認められる厚層-極厚層 塊状砂岩層をケーススタディーとして、DWMSs の堆積形態と内部構造の特徴について検討を行っ た. 従来の研究から、梅ヶ瀬層は東日笠海底谷を北東方向に流下した重力流によって形成された海底 扇状地堆積物と解釈されているが、今回検討対象としたU3から上位層準の梅ヶ瀬層は、東日笠海底 谷埋積後に形成された堆積物であり、低海水準期堆積体と解釈される(Ito, 1998).さらに、U3-U1 層準は南西部では陸棚外縁-上部斜面を特徴づける岩坂層に挟在することから、検討対象のDWMSs は斜面中-下部で形成された堆積物と解釈される(Ito and Katsura, 1992).

今回検討対象とした層準に発達する塊状砂岩層には、以下のような特徴が認められる.(1)主に 中粒〜細粒砂を主体としており、1-2m程度の層厚を示すが、癒着にともない最大層厚が10m以上に 達する場合がある.(2)全体的にコンボルート層理が発達しているため、明瞭な癒着面は認められ ないが、マッドクラストの挟在や砂岩層の対比によって複数のフローユニットで構成されていること が理解される.(3)一部に平行層理や斜交層理に類似した層理が認められるが、これらの層理もコ ンボルート層理の形成と同様に2次的に形成された堆積構造と判断される.(4)砂岩層全体に粒径 は一定し、顕著な上方細粒化・粗粒化は認められないが、最上部の5~10 cmに上方細粒化とこれにともなっ た平行ラミナやカレントリップルラミナが発達している場合がある.(5)砂岩層の基底に露頭スケールで顕著な 侵食面は認められない.また、砂岩層と上位の泥質岩との境界はシャープであるが、最上部が一部侵食され、 その上位に泥質岩がドレープしている場合も認められる。(6)明瞭な上方薄層化・上方厚層化は認められな い.(7)砂岩層の形態は全体としてシート状であるが、下流方向あるいは側方へ層厚を不規則に変化させ、単 調な薄層化は示さない.さらに、一部の砂岩層は下流方向へ急激な薄層化を示す.また、U3-U1で区切ら れる層準には3つのDWMSsの集合体(下位より Package 1-3)が識別される.これら Package の堆積 中心は、北東方向に最大で8km程度の移動が認められる.

このような塊状砂岩層の堆積形態や分布パターン,ならびに内部構造の特徴から,梅ヶ瀬層上部の DWMSs は,低海水準期の陸棚外縁三角州システムの normal regression にともなった(1)河口域の 時空的変動,(2)混濁流の上流域でのバイパス,(3)砂の急速な堆積にともなった混濁流の濃度や 流速の下流方向ならびに側方への急激な減少などを反映しているものと解釈される.このような特徴 を示す塊状砂岩層は,梅ヶ瀬層より上位層準の国本層ならびに長南層からも認定されている(伊藤ほ か,2006;布施ほか,2013).したがって,これら上位層準の地層を構成する塊状砂岩層との比較検討に より,DWMSs の特徴や形成プロセスのバリエーションを明らかにすることができると考えられる.
<引用文献>

- 布施 雅也・中村 圭助・伊藤 慎, 2008, 房総半島中部更新統長南層の陸棚外縁三角州前縁で形成 されたハイパーピクナイト. 堆積学研究, 72, 147–151.
- Ito, M., 1998, Contemporaneity of component units of the lowstand systems tract: An example from the Pleistocene Kazusa forearc basin, Boso Peninsula, Japan. *Geology*, **26**, 939–942.
- Ito, M. and Katsura, Y., 1992. Inferred glacio-eustatic control for high-frequency depositional sequences of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, a forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. Sedimentary Geology, 80, 67–75.
- 伊藤 慎・高尾 晶彦・石川 和明・姫野 修, 2006, 深海底堆積物研究の進展:低海水準期堆積モデ ルの再構築.石油技術協会誌, 71, 21–33.
- Kneller, B. and Branney, M.L., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. Sedimentology, **42**, 604–616.
- Plink-Björklund, P. and Steel, R. J., 2004, Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, **165**, 29–52.
- Stow, D. V., and Johansson, M, 2000, Deep-water massive sands: Nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 145–174.
- Talling, P. J., Masson, D. G., Sumner, E. J. and Malgesini, G., 2012, Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, **59**, 1937–2003.

ネパール・カトマンズ盆地で見つかったシルト質堆積物中のサイスマイト

Characteristics of seismites in silty sediments in Kathmandu Valley, Nepal

酒井哲弥(島根大)・ガジュレル アナンタ(トリブバン大・ネパール) Sakai, T.(Shimane Univ.), Gajurel, A.P.(Tribhuvan Univ., Nepal) 連絡先:酒井哲弥 (sake@riko.shimane-u.ac.jp)

2015年4月25日にカトマンズ盆地の近傍を震源とする Mw7.6の地震がネパール中部を襲った.カ トマンズ盆地は今回の地震のように、その直下が震源域となりうるため、地震災害を免れることは難 しい.よって、古い時代にさかのぼって地震履歴を明らかにすることは今後の防災を考える上でも重 要である.これまでにも、地震の化石である「サイスマイト(seismite)」の研究がカトマンズ盆地でも進 められてきた.これまでは細粒砂〜粗粒シルトサイズの堆積物からなるサイスマイトが報告されてき た.今回、新たに細粒〜粗粒シルト質な堆積物中に変形構造が見つかった.ここではその特徴を紹介 し、それがサイスマイトであるかどうか、その形成過程について議論する.

調査の対象は、更新統トカ層(およそ 20~17ka)である.この地層は湖成デルタ堆積物からなる.詳 しい調査対象としたのは、カトマンズ盆地東部のゴカルナ地区からタリ地区にかけての範囲である. とくに露出条件が良い地点において、変形を受けた地層の詳しい観察を行った.

これまでに見つかった変形層は湿地堆積物中に見られ,その厚さは0.2~3.0 mである.変形層で 最も特徴的なのは,シルト中にマッドクラストやサンドクラストの混在した,ホモジェナイト(0.2m 程度)である.このホモジェナイトではシルトが上下層に注入する様子や,基底部のサンドクラスト 等が細長く引き延ばされた様子(延性変形)が観察された.その上位にはクラックの発達する,脆性破 壊を受けたシルト層(0.1~0.2m)が重なる.いくつかの層準ではこれらの層が繰り返し重なる.こう した変形の形成に関して,急速な堆積作用に伴う変形など,地震以外の要素で形成されたことが否定 されるため,これはサイスマイトであると解釈される.

一般的に、シルトの固結は地下へいくほど進むので、表層付近の堆積物では液状化や塑性変形が、 地下のより固結した堆積物では脆性変形が起こる.地震動に伴うホモジェナイトは固結の非常に弱い 表層付近の堆積物が変形を受けて形成される.この事例では地表下でホモジェナイトが形成されたこ とがわかった.その原因として、雨期・乾期の繰り返しに伴い、地表付近の堆積物が地下に比べてよ り強く固結したこと、ホモジェナイトの粒径がその上位層よりわずかに粗く、スラリー状になるまで の破壊が進みやすかったことが推定される.ホモジェナイトの基底部に見られる延性変形は、その上 位に重なる地層が地盤の傾動などのためにスライドを起こしたことを示す.

トカ層からはサイスマイトが 11 層準から見つかった.これより,地層に変形をもたらす規模(通常 Mw5 以上)の地震再来間隔は約 250 年(あるいはそれよりも短期間)と見積もられた.このうちの 1 層準 (18 ka 頃)は,ほかの層準に比べてスライドの規模が大きい.下位のゴカルナ層からも三角州平野の 堆積物中に大規模なスライドの痕跡(38 ka 頃)が見つかっている.こうした大規模なスライドを伴う サイスマイトは,カトマンズ盆地周辺での大規模地震に伴うものと推定される.

福島県いわき市上遠野地域に分布する古第三系〜新第三系の堆積相 Sedimentary facies of the Paleogene to Neogene strata in the Kadono area, Iwaki City, Fukushima Prefecture

橋本雄介·安藤寿男(茨城大学)

Yusuke HASHIMOTO, Hisao ANDO (Ibaraki University) 連絡先:橋本雄介 (ghsmtyusk@gmail.com)

福島県南部~茨城県北部にわたる阿武隈山地東部の太平洋岸は常磐地域と呼ばれ,その中でいわき 市上遠野地域は常磐地域の中央西部(石城南部地区)に位置する(須貝ほか,1957).上遠野地域は湯 ノ嶽断層,井戸沢断層,山田断層に囲まれたハーフグラーベンをなす地塊で,阿武隈変成岩類を基盤 に古第三系~新第三系の堆積岩が被覆している.本研究では上遠野地域に分布する古第三系~新第三 系について堆積相層序や堆積相分布を検討して堆積環境を復元し,本地域の堆積地質学的特徴や堆積 史を考察した.

上遠野地域には上部始新統~下部漸新統白水層群,下部中新統湯長谷層群,白土層群,下部~中部 中新統高久層群がそれぞれを不整合に累重している(高橋,1984;矢部ほか,1995).このうち,白 水層群は最下部の石城層の下半部が露出する.上位の湯長谷層群椚平層と類似し,エスチュアリーの 砂岩相が卓越する.新第三系中新統は砂礫質/砂質河川,海浜湿地,内湾~エスチュアリー,上部外浜, 下部外浜~内側陸棚,外側陸棚,大陸斜面上部成の砂岩~泥岩相からなる.

湯長谷層群の層厚は約600~700mで、下位より海浜湿地、内湾~エスチュアリー、上部外浜、下部 外浜~内側陸棚、外側陸棚、大陸斜面上部への堆積環境の海進傾向が認められ、従来の岩相による層 序区分と対応する変化が再確認された.大局的に相対的海水準が上昇しながら、椚平層と五安層が、 基盤と白水層群からなる北西方向に伸びた内湾状の古斜面をオンラップするように分布している.層 群全体では、層厚と堆積相より予測がされる古水深から 1000m を越える堆積盆の沈降が想定される. これに対し白土層群は、下位層を北西側に深さ 200m 以上にわたって侵食する比較的平坦な開析谷を 充填するように、土石流礫質堆積物、砂礫質/砂質河川、海浜湿地、内湾~エスチュアリーの堆積相が 累重する層厚約 100~200m の地層である.本層は大きくは海進性のサクセッションなすが、分布域中 央部の本層下部には小規模な相対的海水準の下降に対応する内湾~エスチュアリー相を含んでいる. 高久層群は、白土層群を不整合に覆う内湾~エスチュアリー、上部外浜、下部外浜~内側陸棚、外側 陸棚の堆積相からなる.白土層群と同様層厚は約 100~150m と厚くないが、比較的均一な海成砂岩層 が卓越しており中山層と対照的である.

以上のことから、白水層群,湯長谷層群,白土層群,高久層群は堆積相やその累重様式,分布が少 なからず異なり,堆積盆沈降や相対的海水準上昇の様式,堆積システムの発達様式を反映したそれぞ れの特徴をもったことがわかる.中新世の日本列島の構造発達史を反映したものと考えられるので, その意義について考察する.

文献

須貝貫二・松井 寛・佐藤 茂・喜多河庸二・佐々木実・宮下美智夫・河内英幸, 1957, 日本炭田地質 I, 常磐 炭田地質図及び説明書. 地質調査所 143p.

高橋宏和, 1984, 常磐炭田上遠野地域の中新統中山層産貝化石群集. 化石, 36, 1-17.

矢部 淳・小笠原憲四郎・植村和彦, 1995, いわき市遠野町付近の古第三系と新第三系の層序関係.国立科学博 物専報, 28, 32 - 46.

Comparison of sedimentological and geochemical variations in two differing river systems of the Neogene Siwalik Group, Nepal Himalaya

Adhikari, S.K,. Sakai, T., Roser, B.P.(Shimane Univ.), Sigdel A.(Nepal Electricity Authority)

連絡先: Adhikari, S.K. (swostik_adhikari@hotmail.com)

This study focuses on the fluvial facies and geochemistry of the Lower and Middle Siwaliks in the Khutia Khola section of far-western Nepal. The results are compared to those from equivalent sediments in the adjacent Karnali River section, which are known to have been deposited by the large paleo-Karnali River system. The Siwalik deposits in these two sections are important records of tectonism and climatic change in the western part of the Nepal Himalaya, and the local as well as regional variations of these key processes during Neogene period.

Depositional facies description from the Khutia Khola section shows the sequence of facies associations is the same as that recognized in other Siwalik sections, namely: fine-grained meandering river system (FA1), floodflow dominated meandering river system (FA2), deep (FA3) and shallow (FA4) sandy braided river systems, from the oldest to youngest. FA1 and FA2 correspond to the Lower Siwalik, and FA3 and FA4 to the Middle Siwalik. Muddy facies are more common in the Khutia Khola section than in other Lower Siwalik sections in Nepal. Most of FA1 and FA2 are composed of red paleosols. A fluvial channel deposit represented by sandstone beds up to 3m thick is dominant in FA2. Lateral accretion pattern is typical, but the top of each laterally-accreted packet is marked by a rooted horizon, burrows and mud drapes. Calcite nodules tend to be more abundant in the upper part of each single channel sandstone succession, with increments in nodule size. This type of channel fill is uncommon in FA1. These characteristics suggest that the most of the channels are of ephemeral stream origin. A thicker fluvial channel deposit (ca. 5m) is less frequent, and is characterized by parallel stratification, antidune stratification, and trough cross-stratification, indicating the predominance of upper flow regime sedimentary structures in FA1 and FA2. These are of perennial stream origin. The FA2 interval contains more frequent floodrelated deposits. A couplet of sandstone (SST: up to 0.1m) and mudstone (MST: up to 10 mm) in an SST-MST alternation records inundation and desiccation events, respectively. Most of this SST-MST alternation is interpreted as being of seasonal lake origin. Frequency of thick sandstone beds of braided stream origin is less in the FA3 and FA4 intervals than in the Karnali River section, and most of these associations consist of ephemeral stream deposits and the SST-MST alternations described above.

The facies characteristics suggest that small ephemeral river deposits are predominant within the Khutia Khola section. The timing of the appearance of FA2 is crucial for determining the timing of increase in precipitation due to monsoon intensification and sediment supply increment associated with tectonic uplift. FA2 appears at 12.5 Ma in the Khutia Khola section, compared to 13.5 Ma in the adjacent Karnali River section.

Changes in geochemical indices including provenance, sorting effect, and intensity of weathering are well synchronized with the changes in depositional facies. Comparable provenance indices suggest the same source for the Karnali River and Khutia Khola sediments. Stratigraphic ratio plots show more intense weathering, uniform source, and greater sorting fractionation in the meandering river systems. Systematic upward changes in elemental ratios reflect change in fluvial style in the Lower to Middle Siwaliks, from meandering to braided river systems.

Collectively, the above features imply that the Khutia Khola section was located at the western margin of the paleo-Karnali River system. The appearance of FA2 in the Khutia Khola section is later than in the Karnali River, as noted above. Appearance of FA2 is associated with increased frequency of ephemeral river deposits. This implies increased discharge and enhanced erosion from the frontal part of the Himalaya around 12.5 Ma (mostly in the Lesser Himalaya) in the Khutia Khola, significantly after that in the larger Karnali river system.

地震探査断面とコア記載対比に基づく海水準変動解析

―ニュージーランドカンタベリー堆積盆地における解析例―

Sea level change analysis based on the correlation between seismic profiles and core descriptions: An example from Canterbury Basin, offshore New Zealand

角張 友律·保柳 康一(信州大学理学部)

Yuri KAKUBARI, Koichi HOYANAGI (Shinshu University) 連絡先:角張 友律 (12s4011h@shinshu-u.ac.jp)

はじめに

ニュージーランド南島東方沖合に位置するカンタベリー堆積盆地は、地殻変動による影響の少な く、商用目的や学術目的で地震波探査や掘削が行われている. Lu and Fulthorpe (2004)は地震波探査 結果の解釈から、本地域には 19 のシーケンス境界があることを明らかにし、その形成年代について ODP Site1119 との対比により定めている. その後、地震探査測線上で掘削された IODP のコア U1352B から、Hoyanagi et al. (2014)は底生有孔虫の酸素同位体比と海洋酸素同位体ステージ(MIS)を 表す LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005)との対比を行い、更新世以降の年代モデルを作成した. しかし、Hoyanagi et al. (2014)で示された年代と Lu and Fulthorpe (2004)で示された年代との間に矛 盾が生じている. そこで、本研究では地震探査結果と IODP 第 317 次航海で掘削されたコアを用い、 震探断面上のシーケンス境界反射面を再解釈し、それらとコア中の不連続面とを対比し、更新世から 完新世にかけてのシーケンス境界の形成時期と海水準変動の振幅について検討した. 研究手法

地震探査断面解釈ソフト Kingdom, Petrel を使用し,地震探査断面中に見られる反射波列端のパ ターンから更新世の7つのシーケンス境界反射面を認定したまた,IODP 第 317 次航海で掘削された U1351B, U1352B, U1353B, U1354B, U1354C の高解像度イメージデータを用いて記載をし,コア中 の不連続面を認識した.それぞれの不連続面のコア深度に対し,Brusova (2010MS)の示した計算式に 基づき,時間深度変換を行った.

結果と考察

コア深度から求めた各不連続面の時間深度と7つのシーケンス境界反射面の時間深度と対応するものをシーケンス境界 SB1-SB7 (Sequence boundary)とした. さらに, これらを LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2005)と対比し, それぞれは氷期の MIS6, 8, 16, 18, 22, 54 に形成されたことが明らかとなった. また, SB3 は下位にある SB4, SB5 を陸棚上で削っている様子が認められた. これらから, MIS16 にあたる SB3 の形成時期は海水準低下が他の氷期より大きかったと考えられる.

引用文献

Brusova, O., 2010MS, A master thesis, The University of Utah.

Hoyanagi et al., 2014, Proc. IODP, 317, 10.2204 iodp.pro.317.208.2014.

Lisiecki and Raymo, 2005, Paleoceanography, 20, PA1003.

Lu, H., and Fulthorpe, C.S., 2004, Geol. Soc. Amer. Bull., 116(11), 1345-1366.

岐阜県荘川地域に分布する手取層群の堆積相と有機炭素分析に基づく 堆積環境の復元

Reconstruction of sedimentary environments based on facies and organic carbon analysis of the Tetori Group in Shokawa, Gifu Prefecture, central Japan

> 上村真優子(信州大学大学院理工学系研究科)・保柳康一(信州大学理学部) Mayuko Kamimura and Koichi Hoyanagi (Shinshu University) 連絡先:上村真優子 (15sm405g@shinshu-u.ac.jp)

はじめに

岐阜県高山市荘川町に分布する手取層群はこれまでに崫 (1940),前田 (1952),松川・中田 (1999), 公文・梅澤 (2001) などにおいて様々な層序学的,古生物学的研究がなされてきた.しかし,化学分 析的な手法を用いた研究はこれまでにおこなわれていない.よって本研究は岐阜県高山市荘川町の御 手洗川支流松山谷とその周辺の地域に分布する手取層群に関して堆積相解析と各種化学分析を総合し, 環境推定をおこなった.

岐阜県高山市荘川町松山谷周辺の南北約 3km,東西約 5km を調査範囲とし,1/1000 ないし1/2500 のルートマップを作成した.また,泥質試料を採取し,全有機炭素量 (TOC) 測定,全硫黄量 (TS) 測定,有機炭素の安定同位体比 (δ¹³C_{org}) 測定をおこなった.

調査地域に分布する手取層群は下位から赤歩危層,御手洗層,大谷山層,大黒谷層の4層に相当し, この4層を11の堆積相に区分した.各層ごとに堆積相解析の結果及び各種化学分析の結果と考察を まとめた.

堆積環境

【赤歩危層】赤歩危層では細かく海進海退を繰り返しながら徐々にデルタシステムが前進し,全体的には海退傾向にあったと考えられる.研究地域の西部では東部より陸側の堆積相がみられ西方からデルタの前進がおきたと推察される.赤歩危層の全硫黄量は 0.2wt%を超える比較的高い値が多くみられ, 全体的に海による影響が強く出ていると推察される.安定炭素同位体比も-23 (vs-V-PDB) ‰を超える高い値がみられ,海洋プランクトンによる有機物の寄与が大きかったことを示している.

【御手洗層】赤歩危層から御手洗層にかけて海進礫岩を挟み海進が起き,御手洗層は外側陸棚と内側 陸棚の環境で堆積した.産出する化石は多くが海生二枚貝であるが,まれに植物化石も産出し陸上か らの堆積物供給の影響も受けていると考えられ,プロデルタの堆積環境が考えられる.低い全硫黄量, -25~-24(vs-V-PDB)‰という安定炭素同位体比も陸上の影響が強かったことを示している.

【大谷山層】大谷山層では御手洗層から引き続いた海進―海退サイクルが3回繰り返されながら,だんだんとデルタシステムが前進し,海が埋積されていったと考えられる。

【大黒谷層】大谷山層から大黒谷層にかけて海進がおき,エスチュアリーの干潟が広がった.さらに 上位に向かって海退し,蛇行河川システムが広がった.しかし部分的には複数の削りこみがみられる 礫質な堆積相が発達しており,網状河川に近い環境も一時的に広がっていたのではないかと考えられ る.有機炭素量が多く安定炭素同位体比が著しく低下している部分は,エスチュアリーで陸上の有機 物がトラップされたものであると考えられる.

赤歩危層から大黒谷層にかけて海進―海退というサイクルが9回あった.しかし,陸上からの堆積 物や有機物の供給が多くなっており,全体的には海退し最終的には蛇行河川システムが広がったと考 えられる.

文献

崫 由之, 1940, 飛騨国庄川上流牧戸付近の手取統に就て. 地質学雑誌, 47, 499-505.

公文富士夫・梅澤貴司,2001,岐阜県荘川村,御手洗川支流松山谷に分布する手取層群の堆積相.地球 科学,55,321-328.

前田四郎, 1952, 岐阜県庄川上流地域の手取統の層位学的研究. 地質学雑誌, 58, 145-153.

松川正樹・中田恒介, 1999, 手取層群分布域中央部の層序と堆積環境の変遷—非海生軟体動物化石群集 に基づいて—. 地質学雑誌, 105, 817-835.

北東インド・スィンブーム地塊に分布する前期原生代の未固結変形構造 Soft-sediment deformation in the Paleoproterozoic Singhbhum Craton, northeast India

太田 亨 (早稲田大学)

Tohru Ohta (Waseda University)

連絡先:太田 亨 (tohta@waseda.jp)

はじめに

インド北東部スィンブーム地塊には,前期原生代の弱変成層であるチャイバサ層が分布する.チャ イバサ層には堆積構造が良好に保存されており,初期地球の表層環境に関する重要な情報を与える研 究対象である.本講演では,チャイバサ層の未固結変形構造に焦点を当てて報告する.

チャイバサ層が属するスィンブーム地塊は始生代-原生代大陸地殻であり、インド北東部のジャー ルカンド州・オリッサ州に分布する. チャイバサ層の堆積年代については不明な部分が多いが、約 22 億年前だと考えられている (e.g., De et al., 2015). チャイバサ層は下位の砂岩優勢部と上位の泥岩優 勢部から構成される. 砂岩優勢部には平板状・トラフ状斜行葉理が顕著に発達し、特に平板状斜行葉 理にはマッドドレイプが挟在する. 上位の泥岩優勢部には、フレザーリップル、ヘリンボーン型斜行 葉理等が確認される. したがって、チャイバサ層は潮汐平野やエスチュアリーなどの浅海環境で堆積 したと考えられる.

未固結変形の堆積相

今回報告する未固結変形構造は泥岩優勢部に発達し,岩相から以下の5つのタイプに分類される. Facies A1:幅数 mm,深さ数 cm の針状構造で層理面に対して垂直な姿勢を持つ.一部は上位に開い た漏斗状の形態を示す.これらの平面形態を確認することができないが,特定層準に数センチ間隔で 密集して産することから,ネットワーク状に連結した3次元形態をもつと考えられる.針状・漏斗状 構造は砂で充填されている.

Facies A2:幅10cm ほど,深さ10~20cm の上位に開いた漏斗状構造の断面形態を示す.ある特定砂岩の上面に,約15cm の一定間隔で点在する.漏斗状構造内部は,整然とした砂泥互層ラミナによって 充填されている.形態からは,Facies A2 は Facies A1 の大規模版と考えられるが,産出する位置と間 隔が完全にそろっている点で異なっている.

Facies A3:幅 50~100cm,深さ数 10cm のトラフ型窪地地形であり,明瞭な侵食面を伴う.この窪地は 整然とした砂泥互層ラミナで充填されている.Facies A2 のより大規模な構造だと考えられるが,1例 しか確認されなかったため,他の堆積相との類似性・関連性は定かではない.

Facies B: 偽礫状の円形ブロックとして砂岩中に浮遊した状態で産出する. 円形ブロックの大きさは バリエーションに富み, 1~数 10cm の大きさがのものが多い. これらのブロックには初生的な平行葉 理が保持されているが, 多くの場合, 葉理が一方向に絞り潰されたような変形を示している. Facies C: 幅数 mm, 高さ数 cm の下に突の逆漏斗状・火炎状の形態をもち,分布に規則性はみられない.数 cm 間隔で密集しており,砂岩の基底面から派生している.一部は,堆積構造の擾乱が増長して,混在岩相の様相を呈するものも存在する.

未固結変形相の解釈

Facies B, Cは、分布がランダムであり、砂岩の基底や砂岩内部に発生しているので、埋積後の加重 圧密による変形であると考えられる.加重圧密はどのような環境においても発生する可能性があるの で、堆積環境を規制する情報を与えない.したがって、今回は Faices A1~A3 の成因を中心に議論する.

Facies A1~A3 は、周囲の堆積構造を切断することから、脆性的な変形による亀裂だと考えられる. 下位方向に派生していることと、後に堆積した砂泥互層によって充填されていることから、これらは 埋没後の変形構造とは考えられなく、地表面露出時に生じた開口亀裂であると考えられる. 産出間隔 の一定性から、地表面上の平行亀裂群を構成し、おそらく、3次元的には亀甲状を示す亀裂群である 可能性がある.また、一貫してある特定層準に発生していることから、その地表面の露出時に何らか の表層環境変化があったために、発生した開口亀裂であることを物語っている.

表層環境変化によって発生する地表面亀裂としては,乾燥化による乾痕構造と,寒冷化による凍結 割れ目構造が,候補としてあげられる.しかし,乾痕は膨潤鉱物を有する泥質基質に発生する数 cm 程度のサイズが一定な亀裂であるのに対して,Facies A1~A3 はほとんど砂質基質中に発生しており, 亀裂の規模も一定ではない.また,Facies A1~A3 は,乾痕によく伴う炭酸塩・硫酸塩からなる化学沈 殿鉱物で充填されていない.

他方,凍結割れ目はさまざまな大きさに発達することが知られており,かつ,その幅/深さ比が一 定であることが報告されている(例えば,三浦・平川,1995). Facies A1~A3 はチャイバサ層の亀裂 規模が多様であることを示しており,その幅/深さ比は現世の凍結割れ目のそれに合致している.

以上のことから, Facies A1~A3 は凍結割れ目構造である可能性が高い. 今回詳細な検討をおこなっ ていないが,調査地には数 10cm~数 m の層厚をもつ淘汰不良な含角礫砂岩が頻繁に狭在し,その特徴 はアウトウォッシュ・ティル堆積物に類似する. チャイバサ層堆積時の約 22 億年前はヒューロニア ン氷河時代に相当し,今回の結果はインド・スィンブーム地塊も寒冷環境にあった可能性を示唆する. 今後,チャイバサ層のより詳細な堆積相解析によってヒューロニアン氷河の特徴とその広がりを規定 できる可能性がある.

引用文献:

De, S., Mazumder, R., Ohta, T., Hegner, E., Yamada, K., Bhattacharyya, T., Chiarenzelli, J., Altermann, W. and Arima, M., 2015, Geochemical and Sm-Nd isotopic characteristics of the Late Archaean-Palaeoproterozoic Dhanjori and Chaibasa metasedimentary rocks, Singhbhum craton, E. India: Implications for provenance, and contemporary basin tectonics. *Precambrian Research*, 256, 62-78.

三浦英樹, 平川一臣, 1995, 北海道北・東部における化石冷凍割れ目構造の起源. 地学雑誌, 104, 189-224.

後の雨で変質した木津川高水敷の砂床形 The altered bedforms by later rainfall

at high flood channel of the Kizu River.

坂本隆彦(同志社大聴講生)

Takahiko Sakamoto(Auditor,DoshishaU.,), 連絡先:坂本隆彦(satokita@tw.drive-net.jp)

台風が日本列島を横断して日本海を北上し、木津川上流域の三重県中部に多量の降雨 をもたらした.木津川下流域の高水敷に設置されたグラウンドが冠水し、ベッドフォームがつ くられた.さらに冠水終了後にグラウンドに強い雨が降った.この雨によってグラウンド面を横 断する流れが生じた、すでに形成されていたベッドフォームは一部が浸食され、変形させら れ、あるいは消滅し、新しいベッドフォームもつくられた.今までとは異なるベッドフォームが みられたので報告する.

2014 年 8 月 9 日, 台風 11 号が四国を横断し, 瀬戸内海から, さらに本州を横断して日本 海にぬけた.この時、三重県中部の津市では降り始めからの雨量が183mmに達する強い 雨が降った(気象庁ホームページ).木津川上流域の流量は急激に増大し、下流に伝播し た. 木津川下流域に設置された飯岡水位観測所では8月9日21時頃, 水位が600cm上 昇した. 今までの経験から水位が 520cm 以上上昇すると約 5 km下流の高水敷に設けられ たグラウンドが冠水することがわかっており、この増水で約8時間冠水していたこともあきらか になった(国土交通省水文水質データベース). 2014年の冠水は, 2009年の冠水と比較す ると冠水深や冠水時間が酷似しており、2009年の冠水で形成されたような砂床形や砂床形 分布(グラウンド東端の上流側から西側下流側に向かって、舌状型デューン、平行型デュー ン,三日月型デューンさらには平行型リップルが分布)を示し、さらに砂床形の規則的な配 列が形成されていたと予想される. さらに,翌日(8月10日)の午後4時間にわたって京田 辺市付近に約32mmの強い降雨が降った(気象庁ホームページ). グラウンドでは,雨水が 南から北へ(場所によっては南東から北西へ)横断して流れた(木津川流路からの越流水は おおむね東から西へと流れる). 南から北へ流れる雨水によって、すでに形成されていた ベッドフォームが変形したり消滅させられたりした. 雨水が砂床形の上や間を横断あるいは 縦断して流れ,砂床形のエッジがまるくなり,縦に2分されたり,砂床形間に泥質物が溜まっ ていたりした. 雨水の流れ方によっては変形させられずに残ったベッフォームもみられた. 平 行型リップルは、残っているものはほとんどなく、局所的に残されていた楕円形の凹地にのみ 残されていた. 最も広い面積を占めていたと推定される平行型デューンは、尾根の上を雨水 が流れ、角が取れて丸くなったり、局所的に深く削り取られて尾根部分が横に続かず分断さ れていた.また砂床形と砂床形の間には泥質物が堆積していた.おっぽりでは、隣のオッポ リとの間の境界が削り取られて、となりのオッポリと繋がっていたものもあった. マイクロデルタ は、その中心部を東西方向に深く侵食され2分されていた。さらに隣のサッカーグラウンド の北西部においては、波長7~8 cm, で波高7~8mmの北向きのリップルが形成さていた. グラウンドの南西部では、波高が6mm 程度で波長6cm程度の北向きのリップルと西向きの リップルが共存していた. グラウンドに降った雨でつくられた砂床形は, 形が充分には整わな い, 規模の小さい砂床形ばかりであるが, 砂床形を構成する砂粒は粗く(粗粒砂から細礫)で 分級度の低い砂粒で構成される.砂床形を構成する砂の量は、越流水でできた砂床形と比 べると少ない.

文献 気象庁ホームページ <u>URL:http://www</u>.jma.go.Jp/ 国土交通省水文水質データベース <u>URL:http</u>://www1.river.go.

矢作川蛇行州の GPR 探査からみる表面地形と内部構造の関係

Relationship between topography and internal structure of a point bar revealed by ground-penetrating radar in the Yahagi River, central Japan

岡崎浩子(千葉県立中央博物館)·郭 栄珠(土木研究所)·

田村 亨 (産業技術総合研究所)

Hiroko Okazaki (Natural History Museum & Institute, Chiba), Youngjoo Kwak (PWRI) and Toru Tamura (AIST)

連絡先: 岡崎浩子 kohiroko@chiba-muse.or.jp

GPR (Ground Penetrating Radar) 探査をおこなった砂州(愛知県岡崎市)は,流路長118 kmの矢作 川の下流域(河口より約26.5 km) に位置する. 調査地の流路は幅約350 mで,屈曲しており,その 蛇行州を対象にした. 探査は2015年1月に250MHzのアンテナを用いて,砂州縦断方向の3 側線,横 断方向の6 側線について行い,3次元的な検討を試みた.砂州の長さは725 m,幅は160 mで,全体とし て中礫まじりの極粗~粗粒砂からなる.また2015年4月には,砂州中央部において深さ1m,長さ10m のトレンチを縦断方向と横断方向に掘削して内部構造を観察した.

表面地形および粒径

対象とした砂州は、その面の高さから上流部、中央部、側方部の大きく3つの区域に分けることができる(図1).上流部は砂州の上流側から側方にのび、中央部よりも比高が最大約2m低い面を形成する.表面は比較的平坦である.砂州中央部との間には、渇水時に干上がる程度の細長く浅い流路がみられる.中央部は高位面を形成し、下流方向にも流路方向にも高さが下がる.表面に上流域では流向方向にのびる線状の礫列がみられ、中-下流域では、三次元デューン(波長約6-14m,波高約0.4-0.8m)が発達する.側方部は砂州の中部から下流域に流路沿い細長くのびる.比高は中央部よりも約1.5m低く、平坦面を形成する.砂州表面の粒度分布は全体には下流方向へ、中〜細礫から粗粒砂へと細粒化する.横断方向には内陸側は風成砂を含みより細粒で、流路沿いはより粗粒な場合が多い. GPR 探査およびトレンチ結果

GPR 探査断面は特徴的な反射面を示し、4 つの相(Facies)が認められた. 傾斜反射面(Facies I)、 平行反射面(Facies II)、トラフ状反射面(Facies III)、基底に比較的大型チャネル状の連続面をも つ反射面群(Facies IV)である. これらはそれぞれフォーセット層理、平行層理、トラフ型斜交層理、 埋積チャネル相に対応すると考えられる. また、上流部は縦断面横断面ともに埋積チャネル相が特徴 的にみられる. 中央部では、平行層理によって2つのユニットに分けられ、その下位はフォーセット 層理が、上位は三次元デューンの内部構造と考えられるトラフ型斜交層理が認められる. 側方部は縦 断面で下流方向へのフォーセット層理が卓越する(図2).

中央部のデューン下のトレンチでは、横断面で層厚 25-40cm,幅 130-250cm のトラフ型斜交層理が、 縦断面で層厚 40-60cm の下流方向に 30°で傾くフォーセット葉理を持つ平板型斜交層理がみられた. 表面地形と内部構造 上流部にみられる埋積チャネル相は幅約 10m 以上厚さ 2m で過去にこの位置に形成されたシュー チャネルの痕跡と考えられる.また,中央部の高位面はデューンの下流方向への移動と上方への埋積 によって形成されている.側方部は中央部への側方付加によって形成されている.







図 2 GPR 探查 3 次元断面

下北半島芦崎の砂嘴堆積物に関する予察的研究

Preliminary Report of the Barrier Spits Sedimentation of Ashizaki

鎌田耕太郎(弘前大学)

Kotaro KAMADA (Hirosaki University)

連絡先: 鎌田耕太郎 (Kamada@hirosaki-u.ac.jp)

1. はじめに

青森県下北半島の芦崎をつくる地形は砂嘴とされ,露頭観察による岩相層序学的検討から砂嘴の形 成史が議論されてきた(むつ市教育委員会,2002)が,砂嘴にみられる地形学的特徴については,ほ とんど検討されていない.ここでは最近の調査によりわかった,芦崎の砂嘴を構成する堆積物の挙動 について紹介する.芦崎砂嘴の前浜環境では,定常時と高潮時の波浪の影響を受けて形成された堆積 物が識別できる.調査時(2015年10月)には,特にオーバーウォッシュ作用に伴って形成された堆 積物が内湾側の前浜域にみられ,その堆積物がいくつかに区分できることがわかった.砂嘴のような 海浜に形成される堆積地形は,変化が著しいことが特徴とされ,継続的な調査が必要である.

2. 芦崎砂嘴にみられる秋季堆積の特徴

芦崎はむつ湾の北東部に位置する砂嘴地形である.このような砂嘴地形はバリアースピット (barrier spits) と呼ばれる地形区分に属する(Davis Jr and FitzGerald, 2004; Leatherman, 1988; など).

声崎のむつ湾側に面する汀線は護岸堤に囲まれており、堆積や侵食による顕著な影響は認められ
ない.反対の内湾側(陸側)の汀線は護岸堤などの構造物が少ないので、現世の堆積や侵食の影響を
観察できる.前浜域においては、アマモを主体とした漂着物の帯状の高度分布から定常時と高潮時の
波浪作用の影響を確認できる.またオーバーウォッシュ作用により形成されたと判断される砂質堆積
物の分布がみられた.それらはウォッシュオーバーファンとみられる水域や水路を伴う扇状堆積地形
と、より小さな舌状の堆積地形、さらにより起伏の小さな前浜域にみられる長波長の砂堆などの堆積
地形からなる.これらの高潮時の波浪によりつくられた堆積地形はいずれも内湾側の海浜にみられ、
保存期間の短い可変性のものと考えられる.同様に、内湾側の後浜域では高潮時の波浪の影響が大き
く、松林の根元が侵食されて松の木の倒壊がおきており、漂着物の堆積もみられる.以上のことから、
声崎の砂嘴では秋季の観察に限ってみると、外洋側の堆積や侵食の影響よりも内湾側における堆積や
侵食の影響が顕著に起きており、オーバーウォッシュ作用による堆積地形の形成がみられることがわ
かった.

引用文献

Davis Jr, R.A. and FitzGerald, D.M, 2004, Beaches and Coasts. 419p. Leatherman, S.P., 1988 Barrier Island Handbook. 92p. むつ市教育委員会, 2002, むつ市文化財調査報告書 第 30 集, 100p. 福島県南相馬市小高川下流域における 3.11 津波堆積物の堆積状況と層相変化 Facies variation and situation of the 2011 Tohoku-oki earthquake tsunami deposits around the Lower Odaka River, Minami-Souma, Fukushima, Japan.

> 小倉徹也(大阪文化財研究所)・中条武司(大阪市立自然史博物館) Tetsuya Ogura (Osaka City Cultural Properties Association), Takeshi Nakajo (Osaka Museum of Natural History) 連絡先:小倉徹也 (ogura@occpa.or.jp)

2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震によって,岩手県三陸南部・宮城県・福島県浜 通り北部の海岸沿いでは,大規模な津波が発生し,甚大な被害をもたらした.今回の調査を行った南 相馬市南部の小高区でも,国道 6 号線,JR 常磐線小高駅を越えて海岸から約 3 kmまで津波が到達し, 壊滅的な被害を及ぼした.さらに小高区は震災当初,福島第一原発から 20 km圏内に入っていたため 警戒区域に指定され,現在も居住制限区域,一部避難指示解除準備区域となっている.その結果,図 らずも津波堆積物が良好な状態で保存されることになった.福島県南相馬市の特に小高区においても 報告事例はあるがまだ少ない(太田ほか 2013・2014,飯嶋ほか 2013).そこで,今回の津波堆積物 の地域差や多様性を記録に残す必要があると考え,2014 年 8 月以降,小高川下流域に当たる塚原地区 において津波堆積物の調査を行った.その観察結果について報告する.

小高川下流域は,狭小ではあるが,平坦な海岸平野を形成している.調査地は小高川下流域の左岸 側の水田地帯で,東西約 1.6 km,南北約 1.4 kmの範囲を対象とした.調査トレンチは,海岸線の方向 にほぼ直交する東西ライン 22 箇所(延長 1135m;図 1),海岸線の方向にほぼ平行な南北 3 ライン 12 箇所(延長 100m,430m,50m)を設定して堆積状況の観察を行った.

各トレンチの地層観察結果を総合し、津波堆積物とその上下の堆積物について層序を組み立てた (表1).0層~5層に区分し、0層は津波以降の地層、1層は今回の津波の堆積物で、2層~5層が旧 作土層および砂層である.1層はさらに上部の細粒堆積物(1a層)と中・下部の粗粒堆積物(1b・1c 層)に細分でき、中部(1b層)は平行なラミナが発達し、下部(1c層)は塊状であること、1b・1c 層中には泥質な偽礫が多く含有すること、全体として正級化構造が見られるという特徴が認められた.

各トレンチにおける層厚変化を、細粒堆積層の 1a 層と粗粒堆積層の 1b・1c 層とで比較すると図 2 に示すようになる.堆積層の層厚変化から、道路を境にしてその東側が厚く、西側が薄いという明瞭 な違いと道路の果たした堤防としての効果を確認した.また、1 km内陸であっても水路に沿って津波 が遡上し、その溢れ出しによって津波堆積物が厚く堆積したことが認められた.これは内陸であって も水路や河川沿いでは津波の被害を受けやすい可能性のあることを示唆している.

文献

飯嶋耕崇・箕浦幸治・平野信一・山田努, 2013,南相馬市小高地区における津波堆積物調査,日本地質学会第 120 年学術大会 講演要旨,ポスターセッション T5-P-7.

太田勝一・石澤尭史・保柳康一,2013,南相馬市における3.11 津波の遡上現象と被害および津波堆積物の層相変化の関係,日本地質学会第120年学術大会講演要旨,ポスターセッションT5-P-6.

太田勝一・保柳康一, 2014, 南相馬市の 3.11 津波堆積物についての層相区分による形成過程の検討, 日本地質学会第 121 年 学術大会講演要旨, R11-0-1.

層序			層相・特徴	層厚(cm)	自然現象はか	日付
沖 積 層	0層		盛土層および攪乱、津波後の再堆積層 ・盛土層:灰色砂質シルトの偽礫を主体、Tr⑳で確認. 北側の水路復旧時のものと考えられる. ・攪乱:暗灰色砂質シルトを主体、Tr⑭南80m、同南130mで確認. 草刈りによるが攪乱と考えられる. ・津波後の再堆積層:灰色シルトからなる. 層厚は1~2cm. 津波堆積物の最上部層の可能性もある.	$ \begin{array}{c} 44 \\ 3 \sim 4 \\ 1 \sim 2 \end{array} $		3.11後
	1層	a	灰色のシルト~極細粒砂からなる. 正級化構造あり. Tr④にのみ泥質偽礫含む.	≦11		
		b	灰色の細粒砂〜細礫からなる. 泥質偽礫を特徴的に含む. 平行なラミナが発達する. 正級化構造あり.	≦19	津波堆積層	2011. 3.11
		с	灰色の細粒砂~細礫からなる. 泥質偽礫を特徴的に含む. 塊状.	≦12		
	2層		主に暗灰色の細粒砂質シルトからなる. 水田作土層. 全トレンチで確認.	4~17.5		3.11前
	3層		黄橙・黄灰・緑灰色の粗粒~中粒砂・粗粒砂~細礫・細粒~粗粒砂からなる.下位の3a層偽礫含む.	≦10		
	4層		黒灰色の細粒砂をわずかに含むシルトからなる. 旧作土.	2~16		
	5層		主に黄橙色の粗粒~中粒砂からなる. 一部で灰色の細粒~極細粒砂からなる.	6~24≦		





表1 層序表

内湾海底コア中のイベント層の形成要因、津波数値シミュレーションによる

巨大津波の可能性の検討 — 北海道噴火湾の事例(予察) —

Event layers in bay bottom sediment generated by huge tsunami events; A Preliminary investigation on numerical tsunami currents in Funkawan-bay, Hokkaido 仁科健二(北海道立総合研究機構地質研究所)

Kenji NISHINA (Geological survey of Hokkaido, HRO)

連絡先: 仁科健二 (nishina-kenji@hro.or.jp)

1. はじめに

過去に生じた津波の履歴,発生間隔,波源について地層記録から読み解く多くの取り組みがなされ ている.北海道噴火湾は太平洋,島弧会合部に正面する位置に存在する.このため千島海溝・日本海 溝で過去に発生した巨大津波の流れによって形成された侵食面や粒子が移動・堆積したイベント層が 湾底の堆積物中に存在することが期待される.本報告では津波数値シミュレーションによる噴火湾内 の計算結果をもとに,噴火湾底のコアから認定したイベント層の形成要因として巨大津波イベントの 可能性を検討する.

2. 材料および方法

噴火湾は直径約50 kmのほぼ円形の形状で,すり鉢型の海底地形,最大水深約90 mの閉鎖性海域 である. 2010年に実施された沿岸活断層調査で採取したピストンコア(コア長7.13 m)を解析に用 いた.コア採取位置(St.5)は湾奥にあたる国縫沖,水深64 mの緩斜面上(傾斜1:130)で,泥の堆 積域である。コア採取とともに実施された高分解能地層探査ではコアを採取した地層に相当する記録 中に15 面程度の反射面を認めることができる.堆積物は主にシルトから構成され、コア上部に火山 灰層が存在するほかは肉眼観察によって約1 m間隔に極細粒砂層が認められている。コア中の4 点か ら年代値が得られており,平均堆積速度は1.03-1.13 mm/y である(北海道立総合研究機構・産業総 合研究所, 2011).このコア試料に対し,新たに軟エックス線画像を撮影し堆積構造を観察した.

津波数値シミュレーションは iRIC-ELIMO2 を使用した.地形データは GEBCO One Minute Gridを用い,次の3波源モデルに対して数値計算をおこなった.i: 2003 年北海道十勝沖地震(Mw 8.0),ii: 2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw 9.1,気象庁矩形断層モデル),iii: 千島海溝を震源とする巨大地 震,北海道「太平洋岸の見直し」モデル(Mw 9.1) (北海道に津波被害をもたらす想定地震のための ワーキンググループ,2012). それぞれにモデルについて,コア採取地点および周辺海域における平 均流速の時系列ならびに沿岸の水位時系列を出力した.

3. 結果

コア観察: 軟エックス線画像では肉眼観察において確認できなかった上下境界が不明瞭な砂含有層, 1 mm ほどの砂葉理,極薄い泥(マッドドレープ)を挟む層厚1 cm 程度の砂層の存在を認めた. さら にシルト層中にはクロスラミナ構造が認められ,反転した傾斜方向の葉理が累重する構造が含まれる. 津波数値シミュレーション: iii の結果について津波水位の推算値を北海道(2012)の計算結果と比較したところ,湾口付近の地点(石倉沖)で津波発生からの水位ピークまでの時間,水位ピークの大きさはほぼ一致した.それぞれのモデルによるコア採取地点の平均流速の最大値はi: 0.05 m/s, ii: 0.4 m/s,そしてiii: 0.9 m/s であり,強い流れの卓越方向は等深線に直交方向であった.

4. 考察

イベント層の認定と形成要因:堆積構造に認められたクロスラミナやマッドドレープを挟在する砂層 の存在は,採取地点に振動流ないし,反転する流れあったことを示唆する.また,底生生物に乱され ず堆積構造が保存されるためには,無酸素環境を想定するよりも一時的に大きな堆積速度で堆積が あったと解釈するのが妥当である.このような振動流を示唆する堆積構造と急激な堆積は暴浪や津波 の作用によって形成されたイベント堆積物の特徴である.これらのイベント層の成因として津波の流 れの作用をNoda et al. (2007)と同様に検討する.コア採取地点における計算された流速をもとにし たシア流速(U₄)と底質特性から求めた限界シア流速(U_{*cr})とを比較すると,iでは津波の流速では細砂 サイズの粒子の移動はないが, ii および iii のモデルにおいては移動しイベント層を形成可能である. 既報のイベント層との対比:噴火湾湾口海岸露頭の津波堆積物(平川, 2012),北海道東部の津波堆 積物(Sawai et al., 2007)とコアで認められたイベント層との対比を試みる.コア上部(Ko-d火山 灰層(西暦 1640 年)と14C 年代値の得られている層準(コア深度 218 cm; 1949-215, 2279-2286 cal y BP)を例示すると、イベント層の年代値(内挿年)は①17世紀, ②12世紀頃,③9世紀頃, ④4世紀,⑤紀元頃である.これらのイベントのうち湾口部(平川, 2012)では③,④に対応する堆 積物は見出されていないほかは、イベント年代が合致する.③,④については貞観津波および北海道 東部の津波イベントの年代値の範囲(MP5, K5; Sawai, 2007)に対応する.

以上のことから,噴火湾にはある閾値をもった規模の津波(巨大津波)の痕跡が侵食面,イベント 層として保存されている可能性が高い.

文献

平川一臣,2012,千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味:仮説的検討.科学,82,172-181. 北海道に津波被害をもたらす想定地震の再検討のためのワーキンググループ,2012,太平洋沿岸の見直し報告書.

北海道立総合研究機構・産業総合研究所,2011,沿岸海域における活断層調査黒松内低地断層帯(海域部)成果

報告書, http://jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/engankaiiki/h22/h22_kuromatsunai.pdf

http://www.pref.hokkaido.lg.jp/file.jsp?id=519447

Noda, Atsushi, et al., 2007, Evaluation of tsunami impacts on shallow marine sediments: An example from the tsunami caused by the 2003 Tokachi-oki earthquake, northern Japan. *Sed. Geology* **200**, 314-327.

Sawai et al., 2007, Aperiodic recurrence of geologically recorded tsunamis during the the past 5500 years in Hokkaido. *Jour. Geophysical Research*, **114**, B01319

水槽実験による海底の傾斜変換部における津波起源混濁流の発生 The generation of the tsunamigenic turbidity current on the slope edge by the flume experiment

山本大貴(同志社大学)・増田富士雄(同志社大学) Taiki Yamamoto (Doshisha Univercity) and Fujio Masuda (Doshisha University) fmasuda@mail.doshisha.ac.jp

1. 緒言

混濁流は河川洪水や地崩れ,津波などが起源となり発生する堆積物の密度流のことである.中 でも津波起源の混濁流は,沿岸域で広範囲に発生するため,他の起源のものよりも深海への影響 が大きいと考えられる.また,津波起源の混濁流は浅海域や深海域の生態系にも影響を与えるた め,その発生源や挙動のより深い理解は重要である.2011年の東北地方太平洋沖地震の際にも, 津波に伴って海洋で大規模な混濁流が発生したことが分かっている^[1].しかし,その大規模な 混濁流の発生場や発生機構は詳しくわかっていない.今までの水路実験で明らかになっているの は,海岸のすぐ沖,浅い外浜での傾斜変換部における津波混濁流の発生の可能性である^[2].仙台 湾の海底地形をみると,大陸斜面と大陸棚の境界部分(陸棚縁辺)あるいは陸棚内部に海底地形 の傾斜変換部(急変部)が存在する.波長の長い津波はストームによる波浪などよりもはるかに 深い海底まで影響するため,そうした深い海底における傾斜変換部でも混濁流が発生する可能性 が考えられる.

この研究では、水槽実験によって水中につくった傾斜変換部でも混濁流が発生することを確認し、実験の撮影画像および動画からその発生機構を考えた.

2. 実験方法

実験装置には、長さ11m、高さ50cm、幅20cmの水槽を用いた.津波は、実験海浜の沖に 津波発生装置を設置して発生させた.津波発生装置は、底面が蝶番になった縦48cm、横18cm、 厚さ2mmの金属板で、それを垂直に立てかけた状態から、前方に倒した時の勢いで、長い波 長と周期を持つソリトン性の波(津波)を発生させた.水槽内に再現する海岸地形は、海浜から 外浜地形さらに沖合陸棚上の平坦面を想定し、外浜の傾斜面の中間に傾斜変換部をつくった.底 面の初期条件は凹凸がない滑らかな砂床とした.

実験ではデジタルハイスピードカメラ撮影で, 混濁重力流の発生を検証した. 撮影した動画は 濃淡画像解析(流線解析)を行い, 傾斜変換部付近の水流の可視化も行った.

3. 結果と考察

水槽実験の結果,大陸棚上の水中の傾斜変換部付近で,堆積物が巻き上がり濃度の高い堆積物 の塊("堆積物雲")が形成され,それが混濁流となって斜面を流れ下っていく様子が確認できた. ハイスピードカメラで撮影した画像から流れの可視化を行った結果,この傾斜変換部での混濁流 の発生は次のような過程で起こることが分かった.

まず,津波の寄せ波による流れが傾斜変換部付近に集中することによってそこで速い流れがで

き,海底の堆積物が巻き上げられる.このとき傾斜変換部付近の流れを表すベクトル場を見ると, 寄せ波が押し寄せた際に,傾斜変換部付近の流速が他よりも大きくなっていることが確認できた. これは,岸方向へ水平に向かう流れと,水深が浅くなるにつれて斜面沿いに集まって上昇する強 い流れが,傾斜変換部付近に集中するためである.この強い流れにより傾斜変換部から陸側へ向 かって堆積物が巻き上がる (Fig 1a).そして次に,岸に押し寄せた波が反対に沖方向へと戻っ ていく返し波で,その巻き上がった堆積物が押し戻されて高さを増し,混濁流となって斜面を一 気に流れ下っていく (Fig 1b).

さらに、第二波の寄せ波が傾斜変換部付近に近づくとき、先述と同様の過程で傾斜変換部付近 の堆積物が巻き上げられる.巻き上げられた堆積物は、第一波で発生した混濁流に付加され、そ の規模は大きくなる(Fig 1c).第三波の寄せ波が押し寄せる時も同様で、寄せ波が押し寄せる 度に堆積物が付加され、規模が大きくなっていくことが分かった.

混濁流の発生はこの傾斜変換部のみではない.海岸近くの傾斜変換点である外浜で発生する混 濁流は,水面で大規模な跳水が起こるので,水流の傾斜変換部でのそれよりも規模が大きい.外 浜で発生した混濁流が傾斜変換部付近に達した時点(Fig1d)で,岸に押し寄せる波の成分が残 っていれば,その地点で混濁流が減速し,流れの規模(高さや濃度)が大きくなることが分かっ た(Fig1e,f).さらに深い陸棚の縁辺でも,同様の機構で重力流が発生し,陸棚斜面を流れ下 るに違いない.こうした津波起源の重力流による堆積物は,同時発生的に広域に堆積するため, いわゆるタービダイトの重要な起源の一つとなるだろう.

参考文献

[1] Arai et al., 2013, Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake: Geology, G34777.1.

[2] 仁井谷覚,増田富士雄,成瀬元,2013,津波が発生させる重力流. 堆積学研究, Vol.72, No.2, 109-113.



Fig 1 Sequential development of a turbidity current formed by the tsunami-waves on a slope edge.

洞窟遺跡に認められる津波堆積物-白保竿根田原洞穴遺跡 || 層-

Sedimentary facies of a tsunami deposit in cave remain -Shirahosaonetabaru Cave remain layer II-

石原与四郎(福岡大学)・吉村和久(九州大学 RI センター)・

佐々木華・大西由梨(福岡大学大学院)・七山太(産総研)・

山内平三郎(沖縄鍾乳洞協会)・島袋綾野(石垣市教育委員会)・

仲座久宜(沖縄県立埋蔵文化財センター)

Yoshiro Ishihara (Fukuoka Univ.), Kazuhisa Yoshimura (Kyushu Univ.),

Hana Sasaki, Yuri Onishi (Graduate School of Fukuoka Univ.), Futoshi Nanayama (AIST/GSJ), Heizaburo Yamauchi (Association of Okinawa Shonyudo), Ayano Shimabukuro (Ishigaki City) and Hisanobu Nakaza (Okinawa Prefecture)

連絡先:石原与四郎 (ishihara@fukuoka-u.ac.jp)

はじめに

琉球列島南部の石垣島を含む八重山諸島には,1771年明和津波に関連する記録が多く 残されている(たとえば,河名・中田,1994; Goto et al., 2013). 一方,津波石を中心とした多 くの年代測定結果からは,宮古島から石垣島に及ぶ大規模な津波が約2000年前に起こっ たことが指摘されている(河名・中田,1994; Goto et al., 2010).明和津波によるのではない かとも考えられていた大浜崎原公園の「津波大石」はその後の検討の結果,この2000年前 の津波によって運ばれたものであることが明らかにされ,「沖縄先島津波」と名付けられた.

石垣市白保の新石垣空港の敷地内には、「白保竿根田原洞穴遺跡」と呼ばれる遺跡が存 在する(沖縄県立埋蔵文化財センター, 2013). この遺跡からは、後期更新世の人骨を含む 多くの遺物が発見されており、遺跡形成時には洞窟か岩陰に近い環境であったと推定され ている. 堆積物は洞窟に由来する細粒なものか、洞窟空間の崩壊に伴う崩落に由来するも のが大半であるのに対し、この遺跡の II 層は礫質でサンゴ片、貝等の海棲生物の遺骸が多 く含まれている. このことからこの堆積物は洞窟遺跡に流入してきた津波堆積物であることが 指摘されている(沖縄県立埋蔵文化財センター, 2013). 上位・下位に認められる遺物の年 代からは、この津波堆積物が沖縄先島津波に対比可能な約 2000 年前のイベントによること が想定された. 本研究では、この津波堆積物の産状と層相について報告する.

白保竿根田原洞穴遺跡 || 層

遺跡中で認められる津波堆積物は,標高 31 m~29.5 m 付近に分布する. 斜めになった 洞床を充填したとみられるが,水平部分においてはおおよそ層厚 1 m 程度である. 発掘時 の記載では、津波堆積物である II 層は粗粒な下部と相対的に細粒な上部にわけられた. 下部は礫質でしばしばインブリケーションが見られる一方で、上部は塊状で緩やかに級化 する.また、その最上部は水平に近い.洞窟堆積物が 90%以上の泥分含有率であるのに対 し、II 層および一部はその再堆積と考えられる I 層では多くは 50%以下であり、下部になる ほど低い.また、CaCO3 含有率も高く、粗粒な残渣には基盤の変成岩片、生砕物片を多く 含む.また、全体に泥質の洞窟堆積物のリップアップクラストを含む.

以上の特徴からは、この津波はかつて現在の堆積面よりも高い位置にあった洞口から流入し、下部では掃流状態において侵食・堆積が起こり、その後洞窟空間が多くの流入物によって充填されたため明瞭なトラクション構造を形成せず、浮遊状態に近い状況から堆積したことが推定される。このような産状は、閉塞した洞窟に流入してきた津波堆積物独特のものであると考えられる。一般に洞窟堆積物は洞壁の崩落礫や細粒な泥層からなる。洞口の位置によっては他の流入も少なく、保存も良いので洞窟堆積物からの津波堆積物は極めて容易である。

文献

Goto et al., 2010, Island Arc, 19, 412-426.

Goto et al., 2013, Geology, doi:10.1130/G34823.1.

河名·中田, 1994, 地学雑誌, 104, 352-376.

沖縄県立埋蔵文化財センター編,2013,白保竿根田原洞穴遺跡-新石垣空港建設工事 に伴う緊急発掘調査報告書.265p.

年編の自動解析の利点と課題

Advantages and problems using automatic varve analyses

佐々木華(福岡大学大学院理学研究科)・石原与四郎(福岡大学理学部) Hana Sasaki (Graduate school of Fukuoka Univ.) and Yoshiro Ishihara (Fukuoka Univ.) 連絡先:佐々木華 (sasakihana.study@gmail.com)

年編堆積物とその自動認定

静穏な環境下で形成される縞状堆積物の中で,年縞堆積物は年単位での詳細な環境記録を得ること ができることから多くの研究がなされてきた.このような研究において,年縞の認定は最も重要な作 業の一つである.年縞の認定は顕微鏡下で行われてきたが,その定性的な認定基準や計測結果の再現 性が問題となることもあり,デジタル情報を用いた自動解析が積極的に取り入れられるようになって きた.これらの解析では,年縞の認定と層厚の計測が年縞堆積物の写真や軟X線透過画像など用いて 自動~半自動的に行われる.このような自動化した方法は一般に統一した手順・基準で行うので再現 性が高く,迅速に大量に行うことができるという利点がある.しかしながら多くの方法では年縞の認 定と計測の2段階が必要であり,それぞれに問題点が残されている.本研究では石筍の薄片試料の蛍 光画像に対して代表的な年縞堆積物の自動認定方法を適用し,これらの方法の妥当性を検討した.そ してその結果に基づき,残された課題の整理を行った.

年縞の自動解析方法

デジタル情報を用いた自動解析の方法は、大きくわけると、任意の測線に沿って解析を行う方法と 特定の測線を設定せずに年編の認定を行う方法がある.測線に沿った解析では、任意の線上の特性 (画像の濃淡や変化率など)から年編を認定し、その認定結果に基づいて計測を行う.認定基準には、 特定の値(ピークやしきい値など;Petterson et al., 2010; Weber et al., 2010; Marshall et al., 2012 など) を用いる方法、変化率(石原・宮田、1999)を用いる方法、また、認定を行わず周期解析(Wavelet 解析;Prokoph and Patterson, 2003)によって卓越する年編の厚さを取得する方法等がある.一方、測 線を設定せずに解析を行う方法では、上述のような基準を画像情報に直接適用し、面的に境界や層そ のものを認定の上、測定を行う(Sasaki et al., 2015).いずれにおいても認定基準における問題や、特 に測線を用いた場合、側方へ変化する年編をどのように扱うのかといった問題点が残されている.

解析方法の検証

本研究では、代表的な方法を同じ年編に適用し、妥当性を検討した.ここでは、測線に沿って測定 する方法として、ピーク取得(Weber et al., 2010),しきい値(Weber et al., 2010),Wavelet 解析 (Prokoph and Patterson, 2004),そして測線を設けない方法(Sasaki et al., 2015)を行った.

ピーク取得による方法:この方法では、任意の測線上の濃淡に対してガウシアンスムージングを行い、 ピークをカウントする.この方法を適用した結果、ほぼ目視と同程度の年編が得られた.層数を数え るのみであれば、ピークを用いる方法は有効であることが示唆される.ただし、この方法は年編内の 季節性葉理を区別することができない.また、層厚を計測する場合には年編のピークからピークまで を層厚と見なすので、厳密には年縞の層厚を計測したことにはならない.また、濃淡が緩やかに変化 する箇所は層厚が正確に計測されない場合がある.

しきい値による方法:この方法では、ある測線上の濃淡に対してガウススムージングを行い、半値幅 が横切る部分を境界として年編のカウントと層厚の測定を行う.この認定基準では年編内の季節性葉 理を別々に認識できる.この方法を行った結果、試料にもともと含まれる年編以外のノイズが多い箇 所やコントラストが低い箇所は誤認が生じた.

Wavelet 解析による方法:この方法では、測線上の濃淡について多項式近似を用いた較正と極端な明度(割れ目など)の置換を行った後、Wavelet 解析を行い、その卓越する周期を年編の厚さとして測定した.得られた結果では、年編の要素である短期の周期を取得できないことも多く、Prokophらの例のように、画像を二値化に近いほど強く補正する必要があると考えられる.

葉理認定による方法:この方法は画像の平滑化の後,二次元的なウィンドウ内における画像の明度の 変化率と中間値を計算して葉理の認定を行う.この方法では認定された葉理の画像情報の取得や側方 方向の変化も追うことができる.結果として目視に近い年縞の認定が得られたが,極めて蛍光が弱い ところの一部で層厚の目視と大きな差を持つ場所が認められた.

自動解析における課題

幾つかの年編の自動解析方法を検討した結果からは、上述のような問題点に加え、大きな課題とし て以下の3点も指摘された.最も大きな問題点として、いずれの方法でも3種類以上の季節性葉理か らなる年編を認定できないことが挙げられる.年編は異なる特徴を持つ季節性葉理から認定が可能で あるが、これらはしばしば3層以上からなることが報告されている(福沢、1995;Tuzino et al., 2009).このような場合には、色の情報や軟X線透過画像等の複数の情報を用いて多変量解析によっ て葉理を分類し、年編を認定する必要があると考えられる.また、側方変化の激しい葉理を持つ年編 の認定と計測は難しいという点も指摘される.これは特に測線を用いた場合にその結果に対する影響 が大きい.このような葉理に対して、Katsuta et al. (2003)は、葉理の斜め補正や層厚の補正を行うこ とを提案している.また、年編の認定を行った後、層厚の測定はある範囲内での面的な計測(面積の 計測)を行い、これに基づいて堆積速度を得るという方法も考えられる.最後に、いずれの方法でも、 層厚が著しく変化する場合には誤認が多いことが指摘される.画像を用いる場合、たいてい認定の前 に画像の平滑化や基準となる値を得るためのウィンドウが必要となる.たとえば平滑化においては葉 理の厚さを超えない平滑化ウィンドウが必要であるが、このような場合には全層準で一律の適切な ウィンドウサイズを与えることが難しい.たとえば事前にWavelet解析によって得られた卓越する葉 理層厚に基づきウィンドウサイズを適宜変化させてゆくことが必要であると考えられる.

引用文献

福沢仁之, 1995, 第四紀研究;石原·宮田, 1999, 地質学雑誌; Katsuta et al., 2003, Computers & Geosciences; Marshall et al., 2012, Quaternary Geochronology; Petterson et al., 2010, Earth Surface Processes and Landforms; Prokoph and Patterson, 2004, Image Analysis Sediments and Paleoenvironments; Sasaki et al., 2015, Journal of Sedimentary Society of Japan; Tuzino et al., 2009, Paleontological Research; Weber et al., 2010, Geochemistry Geophysics Geosystems

写真画像を用いた 3D 砂粒子ファブリックの計測 Measurements of 3D sand grain fabric by using photo-images 宮田 雄一郎(山口大学・院・理工学)・花本 夏輝(山口大学・理) Yuichiro MIYATA and Natsuki HANAMOTO (Yamaguchi Univ.) 連絡先:宮田雄一郎 (E-mail:miyata@sci.yamaguchi-u.ac.jp)

1. はじめに

河床や礫浜および砂層断面の3次元粒子ファブリックを、2種類の方法で計測し、その精度と有効 性を検討した.ひとつはハンディタイプのレーザースキャナを用い、他方は写真画像を用い、露出し た表面側だけを対象とした.いずれも一定の条件を満たせば十分な精度のあることがわかった.前者 は、照明を必要としないので、夜間や洞窟内でも原位置計測できるという利点があるが、対象物の大 きさに制約があり、精度が低いので砂サイズの粒子は計測できない.一方で、写真画像は巨礫から砂 粒子まで計測することができ、汎用性に優れる.演者らは砂層断面の剥ぎ取り試料について2次元の 粒子ファブリック解析手法を開発してきた(宮田・下梶,2014;2015;宮田・松山,2015).それは見 かけの粒子長軸の方位分布であった.剥ぎ取り試料表面について3次元計測できれば、得られる情報 の利活用がさらに期待できる.

2. 写真計測の方法と精度

写真から3次元情報を取得する原理は航空測量と変わらない(内山ほか,2014). すなわち,試料を 異なる方向から複数撮影し,数箇所の基準点座標を与えて識別可能な対応点群のxyz座標を得る.撮 影には単焦点の標準レンズ・マクロレンズを用い,焦点距離や非点収差などのレンズパラメータを求 めて座標計算に組み入れた.計測には Agisoft Photoscan professional ver.1.2.1 を,3D座標値の処 理・集計・図化には GIS 用のフリーソフト GMT (Generic mapping System) ver.5.2 を使用した.テ スト試料には,直径数メートルの巨石群のドローン撮影画像,礫浜および河床の大礫から小礫,室内 で細礫から中粒砂サイズの粒子を用いた.

既知のサイズの物体や、空撮による巨礫から顕微鏡による細粒砂まで、様々のスケールの粒子群に 対して計測精度を検討したところ、以下の条件を満たせば十分な精度が得られることがわかった.す なわち、

- (1) 被写体に5個以上の座標マーカーがある.
- (2) レンズの焦点距離などのパラメータを与えることができる.
- (3) 撮影時のカメラの座標を与えることができる.
- (4) 異なる角度から各地点について4枚以上の画像が撮影できている.
- (5) 平均粒径の数 10 倍の解像度の画像が撮影できている.
- (6) 粒子が透明であったり濡れて光を反射することがない.

である. Photoscan による計測条件の吟味の結果,写真解像度の 1/2 ほどの解像度で十分な精度の 3 D 座標値を得ることができた. しかし,砂サイズの粒子群の場合は,(1)と(4)の条件を満たすのが難しい.(1)については,接写で浅くなった被写界深度の範囲で高低差のマーカーとなるスケールを作成

して克服することができた.(4)が問題になる理由は,撮影画角が小さくなるからである.これを克服 するには,試料面あるいはカメラのいずれかを傾ける必要がある.しかし通常のレンズでは試料面全 体に焦点を合わせることができない.撮影距離が短くて被写界深度が浅くなるためである.そこで, 焦点位置を変えながら多数の画像を撮影して多焦点合成した画像を用いる方法を試みた.しかし,時 間と労力を要するのでそれほど実用的ではない.さらに,対象物がモノトーンで目標が定まらない部 分,反射の強い部分などは良好な測定結果が得られなかった.

宮田・下梶(2014)と同じタービダイト砂層剥ぎ取り試料について,3D標高値に基づいて砂粒子を 抽出し,粒子の見かけの長軸方位分布を求めたところ,ほぼ同等の分布が得られた.宮田・下梶の手 法は,画像の色調に基づいて粒子を抽出したものであったが,その信頼性を裏付ける結果となった.

3. 粒子の形状

+分な精度で計測された3D座標データは粒子群の表面側だけのものであり、それを用いて抽出 できる情報は、個別の粒子の場合と粒子群の場合とで異なる.個別の粒子が背景と容易に区別できる 場合は、みかけの長軸方位(上記)だけでなく、軸比ないし球形度および円磨度に相当するパラメー タなど、粒子の形状についても評価できることがわかった.平板状に置いた粒子であれば、粒子表面 の平均傾斜角は、短軸/直径比と高い相関を示し、粒子表面の平均傾斜から球形度が推定できる.さら に、表面の凹凸の程度を利用して、傾斜角の空間変化率などから円磨度の指標を得ることもでき、 個々の粒子を形状別に区分することもできる.

4. 3D 粒子ファブリック

砂層断面のような密集した粒子群については平均的な傾斜方位を推定できる.しかし,得られる 表面傾斜の情報には,粒子方位の情報と形状の情報の両者を分離できない点が問題となる.

砂層のファブリック解析で実用になるスケールは 10cm 程度である.マクロレンズで撮影した画像 について、3D計測とファブリック解析手法を検討した.3次元方位分布はステレオ投影で表示でき る.粒子群の表面傾斜を投影することで3次元的な方位分布を推定することが目的である.しかし、 ステレオ投影図に示された結果は粒子の姿勢方位情報だけでなく、形状の情報も含んでいる.それで も十分な数の粒子を計測すると、形状は平均化され、卓越する傾斜方位とその分散から、インブリ ケーションの擬似3次元分布を推定することができる.この場合は計測精度が上記(5)の解像度に満た ない場合も可能である.この方法で、砂層断面における粒子長軸の見かけの方位と表面の傾斜から、 インブリケーション方位を推定したところ、別の方法で求めた古流向と矛盾しないことがわかった.

文 献:

- 宮田 雄一郎・下梶 秀則・田中 恭平, 2014, デジタルカメラ画像を用いた砂層断面の粒子ファブリック解析. 日本地質学会第 121 年学術大会(鹿児島)講演要旨, 248.
- 宮田 雄一郎・下梶 秀則,2015, 新しい粒子ファブリックのマッピング方法と塊状タービダイト砂層の 内部堆積構造. 日本堆積学会 2015 年つくば大会講演要旨, 77-78.
- 宮田 雄一郎・松山 優,2015, 塊状タービダイト砂層の粒子ファブリックから 可視化されたメートル スケールのベッドフォーム.日本地質学会第122年学術大会(長野)講演要旨,254.
- 内山 庄一郎・井上 公・鈴木 比奈子, 2014, SfM を用いた三次元モデルの生成と災害調査への活用可 能性に関する研究. 防災科研報告, 81, 37-60.

津波堆積物逆解析へ向けたフォワードモデルの開発

A forward model for future implementation of inverse analysis of tsunami deposits

成瀬 元 (京都大)・阿部 朋弥 (京都大)

Naruse, H. (Kyoto Univ.), Abe, T. (Kyoto Univ.) 連絡先:成瀬 元 (E-mail: naruse@kueps.kyoto-u.ac.jp)

地層中に保存された津波堆積物は古津波の貴重な物的証拠である.津波堆積物からは,単に過去の 津波の発生記録だけではなく,浸水範囲など津波の古水理条件を読み取ることができるものと期待が されている.近年になって,数値的な逆解析によって津波堆積物から古津波の流速・浸水深などを読 み取ろうとする試みが行われるようになってきた.歴史記録の無い時代の古津波の水理条件を求める には津波堆積物を除いて方法が無く,地域の災害リスクを見積もるためにも,津波堆積物の逆解析は その重要性を増している.

津波堆積物から逆解析によって古水理条件を求めるためには、計算コストが低く、しかし適切に現 実の津波堆積物の特徴を再現できるフォワードモデルが必要とされる.一般に、陸上に分布する津波 堆積物には以下の特徴がある. (1)津波堆積物の層厚は最大層厚を示す地点から数十m~数百mに わたって急激に減少する.その後、最大浸水範囲となる地点へ向かって緩やかに層厚を減じる. (2) 津波堆積物の下部~中部にはしばしば葉理構造が見られるが、最上部を覆う細粒砂~泥質堆積物には 掃流の痕跡を示す堆積構造が見られない.このことは、津波からの堆積作用は流れが停滞する以前に 開始されることを意味している.津波は寄せ波・停滞・引き波という3つのステージにわたって砕屑 物を運搬・堆積させるが、葉理構造を形成するためには、寄せ波もしくは引き波による一方向流が必 要である.これらの特徴に加えて、(3)津波堆積物は海岸線から陸域へ向かって細粒化するという 特徴もある.また、鉛直方向に向かっても細粒化(級化)を示すことが多い.津波堆積物逆解析に用 いるフォワードモデルは、これらの特徴を適切に再現できるものが望ましい.

しかしながら、既存の津波堆積物逆解析モデルは、上記の(1)~(3)の特徴を再現することが できない.既存の津波堆積物逆解析モデルで代表的なものとしては、Jaffe et al. (2007)および Soulsby et al. (2007)を挙げることができる.両者は対照的な仮定に基づいたモデルである. Jaffe et al. (2007) は、津波からの堆積作用がすべて流れの停滞後に起こると仮定し、各地点で の津波堆積物の級化構造から堆積物の濃度・浸水深などを読み取ろうとする手法である.この仮定は 上記の(2)の堆積構造から読み取られる条件とは大きく反しており、さらに、(1)の層厚分布に 関しては全く参照することのできないモデルである.一方、Soulsby et al. (2007)のモデルでは、 津波堆積物は時間的・空間的に常に一定の流速を示す遡上流によって形成される.彼らのモデルでは 移流によって堆積物が運搬されるが、底面からの堆積物の連行や流れ内部での乱流拡散は全く起こら ないことが仮定されている.すなわち、砕屑物はあたかも沈降管内部を沈降するかのように沈積する. 彼らのモデルでは、津波遡上流の最上部に存在していた砕屑物が底面に到達すると津波の砕屑物濃度 は 0%となり、その地点よりも陸側にはまったく堆積物が形成されないということになる.これは、最 大遡上地点付近まで津波堆積物が分布しているという観察事実と明白に反しており,実際の津波堆積物の分布を再現することはできない.結果として,Jaffe et al. (2007)および Soulsby et al. (2007)のどちらの逆解析モデルも,例えば仙台平野に分布する 2011年東北地方太平洋沖地震津波の特徴を適切に復元できない.

そこで、本研究では津波堆積物逆解析へ向けた新しいフォワードモデルを提案する. このモデルで は、津波の挙動に関しては Soulsby et al. (2007)の仮定を採用する. すなわち、津波は一定の幾何 学的形状を保ちながら、時間的・空間的に一定の流速で遡上するものと近似する、その後、津波は最 大遡上地点に到達すると停止し、Jaffe et al. (2007) で仮定したように浮遊させていた砕屑物をす べて沈積させると考える. 本研究のモデルにおける Soulsby et al. (2007) との大きな違いは, 流れ の内部では砕屑物の乱流拡散が起こることを想定している点である. 本研究では, 乱流拡散の結果 として Rouse 分布で近似される砕屑物濃度分布が生じるものと仮定する.また、このモデルでは底面 からの堆積物の連行も想定しており、津波の遡上中は底面近傍での沈降量と連行量の差が堆積量とな る. その後,津波が停滞すると,砕屑物は一方的に沈積し,級化構造を形成することになる. 数値解 法としては、計算の安定性を重視して陰解法を採用した.また、計算速度を速めるため、砕屑物の移 流に関する方程式を解く際には移動座標系を採用していることが本研究のモデルの特徴である.津波 の先端が前進するにつれて計算グリッドが拡大するように設定したことで、流れ先端の境界条件を容 易に取り扱うことができ、さらに移流項を大幅に低減できるため、計算を極めて高速に行うことがで きるようになった. 計算コードは Python によって作成されているが, 4000 m を 20 分程度で遡上す る津波であれば1秒以内に計算が終了する.将来的には,Fortranなどによって基幹部分をコーディ ングしなおすことで更なる高速化を見込むことができる.

本研究で提案したフォワードモデルを用いて計算を行った結果,上記(1)~(3)に示した津波 堆積物の特徴をすべて再現することに成功した.遡上時には,津波堆積物は粒度に応じて異なる曲率 をもった下に凸な層厚分布カーブを描いて堆積する.一方,流れが停滞すると,最大遡上地点へ向 かってほぼ線形に層厚を減少させて堆積層が形成される.実際の津波堆積物は遡上時と停滞時の堆積 物が重なりあったものであり,そのことが津波堆積物の(1)~(3)の特徴を生んでいるものと解 釈できる.今回の発表では,新たなフォワードモデルの計算結果を既存のものと比較し,さらに今後 の展望を述べる.

文献:

- Jaffe, B.E., and Guy G., 2007, A simple model for calculating tsunami flow speed from tsunami deposits. Sedimentary Geology, 200, 347-361.
- Soulsby, R.L., Smith, D.E. and Ruffman, A., 2007, Reconstructing tsunami run-up from sedimentary characteristics-a simple mathematical model. Coastal Sediments, 7.

石筍年縞からの新たな古環境情報抽出の試み:成長シミュレーションによるアプローチ Approach for extracting palaeoclimatic information from fluorescent annual layers in stalagmite using simulation of stalagmite growth

大西由梨・佐々木華(福岡大学大学院)・石原与四郎(福岡大学)・

吉村和久(九州大学 RI センター)

Yuri Onishi, Hana Sasaki (Graduate School of Fukuoka Univ.), Yoshiro Ishihara (Fukuoka Univ.) and Kazuhisa Yoshimura (Kyushu Univ.) 連絡先:大西由梨 (yur.onishi@gmail.com)

1. はじめに

洞窟内の静穏な環境で形成される石筍の内部には、成長方向に蛍光強度の変化を示す年縞がみられること がある.この蛍光はフルボ酸に起因し、その含有量の変化によって年縞が形成される.石筍に含まれるフルボ 酸は、洞窟の上の土壌に由来する.これらは土壌中の間隙水とともに滴下水として洞窟にもたらされ、そこから 方解石が沈殿する過程で石筍に保存される(Fairchild and Baker, 2012).このような年縞内部に見られる蛍光 の強度は様々な変化を示す.最も報告が多いものは年縞の下部から上部に向かって蛍光強度が高くなるタイ プであるが、上部に向かって強度が低くなるもの、対称な強度の変化をもつものも認められている(Fairchild et al., 2014).沖縄県石垣市の白保竿根田原洞穴から採取された石筍では、このような多様な年縞やその蛍光強 度が累重方向に数枚~数十枚ごとに変化するのが観察される.

石筍に認められる年編は、高解像度の古環境記録を抽出する研究では広く用いられてきた.しかしながら、 多くの研究では年編を年代の見積もりに用いることが多く、年編そのものから sub-annual な情報の抽出を試み た例はほとんどない.一層の年編内の蛍光強度の変化は、滴下水中のフルボ酸の濃度の季節変化を反映し ていると考えられている(Perrette et al., 2005).したがって年編の蛍光強度の変化のタイプやその累重方向へ の変化は、年編が形成された季節や地表植生の情報を得る上で重要であると考えられる.本研究では、蛍光 年編およびその累重方向への変化のシミュレーションを行い、新たな古環境情報を抽出の可能性を検討した.

2. 年縞形成のシミュレーションモデル

滴下水中のフルボ酸の濃度の観測値は、一般に春から夏にかけて比較的急に増加し、冬に向かってゆるやかに減衰する.一方、最も報告が多い蛍光年縞のタイプは上位に向かって強度が徐々に高くなり、最上部で突然低くなるという特徴をもつ.すなわち、観測結果と年縞の蛍光強度の変化は整合的でなく、成長速度の変化が年縞の形成に影響することが想定される.本研究では、石筍中のフルボ酸の濃度は石筍の成長速度が大きいほど低く、滴下水中のフルボ酸の濃度が高いほど高いという方解石へのフルボ酸の共沈モデルに基づき、 年縞の形成シミュレーションを行った例(大西ほか、投稿中)を年縞の鉛直変化のシミュレーションに応用する.

上述のフルボ酸の沈殿モデルに基づくと、石筍中のフルボ酸の相対濃度は、滴下水中のフルボ酸の絶対量 を石筍の成長速度で除することで求められる.一般に、石筍の成長速度は Dreybrodt (1999)のモデルによるシ ミュレーションが多く行われる. Dreybrodt (1999)は、石筍は成長中心で最も厚く堆積し、中心から離れるにつ れて指数関数的に成長量が小さくなるというモデルを提案した. そして方解石の沈殿速度が滴下水の滴下速 度よりも大きい条件下では、その成長速度は方解石に関する過飽和の程度、滴下の間隔、water film の厚さ、 方解石の沈殿の速度定数に依存するというモデル式を提案した.大西ほか(投稿中)はこのモデルを用い、年 縞形成に関係するパラメータのうち、滴下水中のフルボ酸の量、カルシウムイオンの方解石に対する平衡濃度、 滴下の間隔を変化させてシミュレーションを行った.その結果、年編は滴下水中のフルボ酸の量と石筍の成長 速度の年間変化の位相がずれると形成されること、これらが同位相であると年編は形成されにくいこと、蛍光年 編のタイプはそれらの位相のずれの度合いによって変化することを明らかにした.位相のずれの原因となる石 筍の成長速度は、方解石に関する過飽和の程度、すなわち実際の滴下水のカルシウムイオン濃度とその水が 方解石溶解平衡時のカルシウムイオン濃度の差に強く依存する.このカルシウムイオンの平衡濃度は洞窟大 気の気温と CO2 分圧に関係して変化する.洞窟大気の気温は年間を通してあまり変化しないため、カルシウム イオンの平衡濃度は主として CO2 分圧の季節変化を反映すると考えられる.そして CO2 分圧は外気と洞窟大 気の循環の影響で変化するので、洞窟大気の循環の状況が変化することで成長速度の変化がフルボ酸の量 の変化に対して位相がずれる可能性がある.

3. 年編タイプの鉛直変化が示す古環境情報

蛍光年縞のタイプの累重方向への変化のシミュレーションは、上述の年縞の形成モデルを拡張して行った. 具体的には、滴下水中のフルボ酸の絶対量と成長速度を変化させて数 10 年分の年縞の蛍光強度の変化パ ターンを再現し、その形成条件を調べた.石筍の成長速度は洞窟大気の循環に影響を与える外気温の変化 を反映する可能性がある.そこで外気温は洞外の気候に依存すると仮定し、それらが長期的に増減することと した.成長速度の年間変化は、その周期が時系列的に変化するため、フルボ酸の量の時系列変化との位相が 徐々にずれるような条件になる.

シミュレーションの結果,上述の位相のずれ方が時系列的に変化することによって,以下の四つのパターン の位相のずれ方と年編のタイプが再現された.これらは洞窟大気の循環の状況を示すことが示唆される.すな わち,フルボ酸の量の変化が成長速度の変化に対して位相が徐々に早くなる区間では,徐々に上部に向かっ て蛍光強度が高くなるような年編が形成された.これは洞窟の大気循環の季節変化が時系列的に徐々に小さ くなる条件で生じた可能性が高い.一方,成長速度の変化の位相が先行する区間では,上部に向かって蛍光 強度が低くなるのが確認できた.これは洞窟大気循環の季節変化が時系列的に次第に大きくなる条件が想定 される.成長速度とフルボ酸の量の変化が逆位相になる区間では,対称な蛍光強度の変化をもつ.また,成長 速度とフルボ酸の量の変化が同位相になる区間では,前述のように年編は形成されにくい.位相のずれ方が 徐々に変化するのに伴って,これらの区間と先に述べた二つの区間は次第に鉛直方向に移行していく.

洞窟大気の循環の状況は、洞窟の内部の形状や存在する場所に依存するが、一般には洞外と洞内の空気の密度差(気温差)によって変化する、洞内では気温が年間を通じて顕著に変化しないのに対して、洞外では季節によって規則的に変化する、したがって、長期的な洞外の環境を推定する上で、これらの指標が有効となることが期待される.

文献: Dreybrodt, W., 1999, Boreas, 28, 347-356.; Fairchild, I. J. and Baker, A., 2012, Speleothem Science: From Process to Past Environments, 450p.; Fairchild, I. J., Bar-Matthews, M., Wynn, P. M. and Orland, I. J., 2014, Pages Magazine, 22, 24-25.; 大西ほか, 投稿中, 洞窟学雑誌.; Perrette, Y., Delannoy, J. J., Desmet, M., Lignier, V. and Destobmes, J. L., 2005, Chemical Geology, 214, 193-208.

High-Quality Results Withstand the Test of Time 高品質な結果はいつまでも使えます

Radiocarbon Dating Since 1979 Beta Analytic Inc. 日本総代理店 株式会社 地球科学研究所 www.radiocarbon.jp



RADIOCARBON DATING

Consistent accuracy Delivered on time



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。)

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。



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。



POLARIZING

MICROSCOPE

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 よりモンコンペンセータ(別売)等を 装備することにより、高分子フィルム 等のレターデーションの正確な測定 が可能な測定顕微鏡としてもご利用 頂けます。鏡筒の違いにより2モデ ルがあります。

■ML9720 双眼型 定価¥450,000 ■ML9730 三眼型 定価¥460,000 (写真はML9720です。)



MEIJI EMZ-5POL-2 ズーム式実体偏光顕微鏡 LED照明モデル

メイジテクノのEMZ-5POL-2は -ム式実態顕微鏡(LED証明型) ズー に回転ステージと偏光装置を装備した、岩石薄片や鉱物標本を観察する ための実体偏光顕微鏡です。 ベースの薄型LED透過照明で、広い 視野全体に鮮明像が得られます。 総合倍率:7.0から45X

■ENZ-5POL-2 定価¥349,000



〒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

