日南海岸沿いの深海堆積相と重力流堆積物*

Sediment-gravity flow deposits and related deep-sea sedimentary facies along the Nichinan Coast, SE Kyushu*

石原与四郎¹ 清水康博²
松本 弾³ 宮田雄一郎⁴

Yoshiro Ishihara¹, Yasuhiro Takashimizu²,
Dan Matsumoto³ and Yuichiro Miyata⁴

2014年1月31日受付.

2014年5月12日受理.

* 日本地質学会第121年学術大会(2014年・鹿児島)巡検(3コース)案内書

¹ 福岡大学理学部

Faculty of Science, Fukuoka University

² 新潟大学教育学部

Faculty of Education, Niigata University

³ 産業技術総合研究所活断層・火山研究部門
Institute of Earthquake and Volcano Geology,
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

⁴ 山口大学理学部

Faculty of Science, Yamaguchi University

Corresponding author: Y. Ishihara,
ishihara@fukuoka-u.ac.jp

概要

宮崎県の日南海岸沿いには、古第三系～新第三系の深海相がよく露出する。このうち日南市の猪崎には、古第三系日南層群がオリストリスとして見られる。その内部はチャンネル・レビーシステムのタービダイトサクセッションから構成されるが、ソールマークや生痕化石が顕著に観察できるとともに、様々な液状化・流動化構造がよく発達していることで知られている。日南層群を不整合で覆う宮崎層群は、前孤海盆充填堆積物であり、粗粒な“宮崎相”と砂岩泥岩互層からなる“青島相”からなる。“宮崎相”は河川～浅海および、狭い陸棚をもつ斜面上に形成されたファンデルタシステムで、相対的海水準の変動と対応した堆積相の分布を示す。これらには石灰岩や波浪を特徴付ける堆積相、さらに重力流堆積物が顕著である。一方、“青島相”は海岸沿いによく露出し、全体的に単調な砂岩・泥岩互層からなる“タービダイト”サクセッションをなす。これらの“タービダイト”は、通常とは異なる堆積構造をもち、その重なりは通常のタービダイトサクセッションとは違う層厚分布を示す。そして一部には津波堆積物と考えられる厚層理砂岩層も挟在する。

本巡検では、主に日南海岸沿いに分布するこれらの深海相・タービダイトサクセッションをめぐり、様々な重力流堆積物やそれらが構成する地層を見学する。

Keywords

重力流堆積物, 日南層群, 宮崎層群, 海底チャンネル, 深海津波堆積物, 液状化, 流動化

Sediment-gravity flow deposits, Nichinan Group, Miyazaki Group, Deep-sea channel, Deep-sea tsunami deposits, liquefaction, fluidization

地形図

1:25,000 「油津」, 「田野」, 「日向青島」, 「郷之原」

見学コース

[1日目] 鹿児島中央駅西口→日南市大堂津猪崎→日南市富士→宮崎市(泊)

[2日目] 宮崎市→宮崎市平和・鹿村野→宮崎市黒北→宮崎市青島→宮崎市内海→宮崎空港→鹿児島中央駅西口

見学地点

Stop 1	(31°33'32"N, 131°23'51.7"E)	日南市大堂津猪崎: 日南層群の重力流堆積物と液状化・流動化構造
Stop 2	(31°41'22.39"N, 131°28'2.72"E)	日南市富士: 宮崎層群のイベント性厚層理砂岩層
Stop 3	(31°52'16.93"N, 131°20'8.91"E)	宮崎市平和・鹿村野: 宮崎層群“宮崎相”の鹿村野海底谷充填物: 鹿村野層
Stop 4	(31°52'41.35"N, 131°21'2.52"E)	宮崎市黒北: 宮崎層群“宮崎相”の鹿村野海底谷末端部の重力流堆積物
Stop 5	宮崎層群“青島相”の特異な重力流堆積物	
5-1	(31°48'12.5"N, 131°28'27"E)	宮崎市青島: “プロキシマル相”の重力流堆積物
5-2	(31°44'23.8"N, 131°28'24.2"E)	宮崎市内海: “ディスタル相”の重力流堆積物

はじめに

深海堆積物や重力流堆積物の研究は、堆積地質学および現世の海底探査技術の発展に伴って大きく進んできた(Posa-mentier and Kolla, 2003; Posamentier and Walker, 2006). また、重力流堆積物の発生、移動、堆積過程についても、近年様々なモデルが提示され、多様性や側方変化の議論が行われている(例えば、Mulder and Alexander, 2001; Mulder et al., 2003; Amy and Talling, 2006; Talling et al., 2012). これらの研究を進める上で高精度の議論の基礎となるのは野外で観察される地層の記載や解釈であり、露頭条件の良い場所での調査結果は貴重な情報となる。

宮崎県日南市～宮崎市にかけての日南海岸沿いには、古第三系の日南層群(黒田・松本, 1942)および新第三系の宮崎層群(首藤, 1952)の深海相が非常によく露出する。一帯は日南海岸国定公園となっておりと共に、格好の地質見学・研究の対象となっている。この中でも、日南市大堂津猪崎の猪崎オリストリス(坂井ほか, 1987)は、タービダイトサクセッション中に認められる液状化・流動化構造(辻・宮田, 1987; 姉川・宮田, 2001)やタービダイト基底のソールマークの発達が目撃されること(倉永, 1989; 足立, 2010; 弓・石原, 2012)で知られている。このタービダイトサクセッションはチャンネル周辺相と推定され、タービダイトは教科書的な堆積構造をもつものが多い。宮崎市青島から内海、日南市伊比井いるか岬にかけて露出する宮崎層群青島層の砂岩泥岩互層は、「鬼の洗濯岩(鬼の洗濯板)」として知られる観光地にもなっている。宮崎層群は、主要な岩相や分布から、北から“妻相”、“宮崎相”、“青島相”に区分されるが、“宮崎相”の一部と“青島相”は主として深海の堆積物からなる。“宮崎相”には、ファンデルタから海底チャンネル充填相の粗粒な堆積物が主に沢沿いにおいて認められる(高清水, 2009)一方で、“青島相”には“逆級化”する重力流堆積物(石原ほか, 2009)や津波起源と推定される厚層理の砂岩層(松本・増田, 2004)が挟在する。このように日南海岸沿いでは様々な特徴をもつ深海相を観察できる。

本見学コースでは、これらの日南海岸沿いに分布する日南層群および宮崎層群の深海相・重力流堆積物を見学する。

地質概説

本巡検でめぐる日南海岸沿いには、日南層群および宮崎層群が分布する(Fig. 1)。日南層群は四万十帯南帯に属する地層群であり、大部分が極めて複雑な岩相分布をなすオリストロームと解釈されている(坂井ほか, 1987; 酒井, 1988a, b)。その分布は広く、鹿児島県南部の佐多岬から宮崎県北部の日向まで及んでいる。宮崎層群は日南層群を不整合で覆う。この地層は宮崎平野から日南市にわたって広く分布し、東側が上位となる同斜構造をなす。そして岩相や分布に基づいて大きく“青島相”、“宮崎相”、“妻相”に分けられる(首藤, 1952)。以下では、見学対象となる日南層群の猪崎オリストリスと宮崎層群“宮崎相”、“青島相”の地質の概要をまとめる。

1. 猪崎オリストリス(日南層群)

日南地域における日南層群オリストロームは、地質図スケールで整然とした層理をもつオリストリスと、基質の泥質岩とからなる。基質の泥質岩には含礫シルト岩、塊状泥岩、鱗片状泥岩、スランプ褶曲の発達した砂岩泥岩互層が識別され、“乱雑相”泥岩層と名付けられる通り、これらの分布は極めて複雑である(坂井ほか, 1984)。猪崎オリストリスはこのような岩相に取り囲まれ、周囲とは孤立している。

猪崎オリストリスは、東西 800 m、南北 400 m で半島全体が巨大な深海堆積物のブロックとなっている。本オリストリスは全体的には北東-南西の軸をもち、緩やかに南西にブランチする大きなベースン構造をもつため、半島南東部ほど下位の地層がみられる。岩相上は大きく下部、中部、上部に分けられる(坂井ほか, 1984)。半島東部では下部の泥岩優勢細互層が卓越し、中部では部分的な砂岩の融合(amalgamation)が特徴的である。上部は上方薄層化する傾向が認められ、最上位はスランプ堆積物からなる。これらを構成する砂岩泥岩互層は、下部～中部海底扇状地(坂井ほか, 1984)もしくはチャンネル・レビーシステム(弓・石原, 2012)と推定されている。個々のタービダイトの基底には、南西向きの古流向を示すソールマークがよく発達するとともに(坂井ほか, 1984; 弓・石原, 2012)、*Nereites* 相の生痕が目撃される。タービダイトには、見学ポイントである顕著な脱水構造の脈が認められるが、これらはベースン構造形成以前に生じたと推定されている。現地性オリストリスやマトリックスからは、前期漸新世から最前期中新世の有孔虫が得られている(勘米良ほか, 1984; 坂井ほか, 1984; Nishi, 1985)。

2. 宮崎層群

宮崎層群の層序、地質年代や地質分布は、首藤(1952)、木野(1958)、Shuto(1961)、氏家・大木(1993)、中村ほか(1999)、鳥井ほか(2000)、高清水(2009)等によって明らかにされてきた。宮崎層群は日南層群・四万十帯層群を不整合に覆いながら、海岸沿いにおよそ 90 km にわたって分布し、岩相やその分布などから 3 つの主要な“相”に分けられている。これらは北から順に、泥岩の卓越する“妻相”、砂岩泥岩互層主体の“宮崎相”、やや固結した砂岩泥岩互層の“青島相”と名付けられ、それぞれいくつかの層からなる。宮崎層群の堆積年代はおおよそ後期中新統～前期更新統であるとされるが、この中でも固結度の高い“青島相”はやや古い時代の地層と考えられている。見学対象となる“宮崎相”と“青島相”は、後期中新世～鮮新世初期とされ(中村ほか, 1999)、それぞれ陸棚～斜面相とその沖合相と推定されている(高清水, 2009; 石原ほか, 2009)。

宮崎層群“宮崎相”は、下位から田野層、綾層、鹿野層、生目層と累重し、最下部の河川相・浅海相を除いては重力流堆積物の卓越する陸棚～前孤海盆底堆積物と推定される(高清水, 2009)。田野層は粗粒砂岩からなり、石灰岩、礫岩、含礫粗粒砂岩を含む。西部では河川相、それ以外はサンゴ礁を含む浅海堆積物からなると推定される。綾層は田野層を整合に覆う泥岩もしくは泥岩優勢砂岩泥岩互層からなる。綾層になるとさらに深海化し、スランプ堆積物や低密度混濁流堆

Fig. 1. Geological map along the Nichinan Coast (Sakai et al., 1987) and outcrop localities to be visited during the fieldtrip.

Fig. 2. Columnar sections showing various soft-sediment deformation structures for selected sites along the coast of the Izaki peninsula. Azimuth bars of sandstone dikes and paleocurrent directions are also shown for three stratigraphic intervals.

積物を含む沖合～斜面(外側陸棚～斜面上部)からなると推定される。鹿村野層は綾層を覆い、生目層に覆われるが、北部でこれらとは指交関係にある。礫岩、砂岩、泥岩、礫岩砂岩互層、砂岩泥岩互層、礫岩砂岩泥岩互層、含礫砂岩や含礫泥岩など多様な岩相からなる。鹿村野層は泥岩層中に多様な重力流堆積物を挟在する海底谷充填堆積物と推定される。生目層は砂岩泥岩互層からなり、斜面～海盆底の環境が推定される。古流向は下位から上位に向かって東から南東方向へ変化する(高清水, 2009)。

宮崎層群“青島相”は、下位から、双石層、家一郷層、郷之原層、蛇ノ河内層、青島層と累重する。“青島相”は、ほぼ南北方向の走向をもつ東傾斜の単斜構造をなす。最下位の双石層が礫質であるのに対し、家一郷層は砂岩から砂質シルト岩からなる浅海相、そして郷之原層がシルト岩、蛇ノ河内層および青島層が砂岩泥岩互層からなる。青島層の最下部には見学ポイントに含まれる厚層理の砂岩層が挟在する。青島層は、最上部は海に没していて詳細は不明であるが、下位から上位に向かって上方粗粒化すること、多様な重力流堆積物が含まれること等から、“宮崎相”で推定された斜面相のさらに沖合の層相であると推定されている(石原ほか, 2009)。古流向は海岸線とほぼ平行な南向きであり、日南海岸沿いでは凝灰岩層(木野, 1958; 石原ほか, 2009)を使って同一層準を連続的に観察できる。

詳細な地質調査、浮遊性有孔虫化石層序の検討を行った中村ほか(1999)では、“宮崎相”の田野層および青島層は浮遊性有孔虫化石帯 N.17～N.18 に、同様に詳細な地質調査および堆積相分布の調査を行い、層序を整理した高清水(2009)では“宮崎相”が後期中新世から鮮新世後期にかけて堆積したことを示した。すなわち、“青島相”は最上部でのみ“宮崎相”と同時異相であり、“宮崎相”が全体的に若い。

見学地点の説明

Stop 1 日南層群の重力流堆積物と流動化・液状化構造

[地形図] 1:25,000[油津]

[位置] 31°33'32"N, 131°23'51.7"E(宮崎県日南市大堂津猪崎鼻)

[解説] 日南市猪崎の猪崎オリストリスのタービダイトサクセッションは、チャンネル・レビーシステムを特徴付ける細互層と厚層理の砂岩から構成される(Fig. 2)。これらのタービダイト砂岩の多くは、Bouma Sequence(Bouma, 1962)をなし、その内部には様々な液状化・流動化構造、基底には顕著なソールマークが認められる。ここでは典型的なチャンネル・レビーシステムの層相を見学するとともに、液状化・流動化構造と様々なソールマークや生痕も観察する。

(1)タービダイトサクセッション 猪崎オリストリスに認められるタービダイトサクセッションは、西に緩く傾き、数100 mにわたって同一層準を観察することができる(姉川・宮田, 2001; 弓・石原, 2012)。レビーと推定される細互層は半島東部を中心に分布し、レビーを決壊して堆積したと考えられる厚いタービダイトが挟在する(Fig. 2のL2)。レビー堆積物の上位には、ほとんど下位を侵食することなく厚

いタービダイトが累重するが、一部で下位を削りこむ融合した砂岩からなる小規模なチャンネル構造をもつ(弓・石原, 2012)。これより上位ではタービダイトサクセッションは層厚0.2～0.3 m程度の砂岩層が卓越し、最上位はカオティックな岩相のスランプ堆積物で覆われる。

タービダイトサクセッションを構成するタービダイト砂岩は、多くが細粒で顕著な級化は見られない。初生的な堆積構造としては、平行葉理、クライミングリップル葉理(Fig. 3の1)が、また、単層の基底にはソールマーク(Fig. 3の2～6)が多く見られる。

(2)ソールマーク・生痕 猪崎オリストリスのタービダイトサクセッションに認められるソールマークは、ほぼ垂直に切り立った露頭から突出したタービダイトの基底や転石でよく観察できる。認められるソールマークは、フルートマーク、グループマーク、プロッドマーク、バウンスマーク等々である(Fig. 3の2～6)。これらのソールマークの示す古流向はおおよそ北東～北北東から南西～南南西である(Fig. 2)。弓・石原(2012)は、フルートマークが多い場所ほど大きさと形が均一になる傾向を認め、溶食痕の実験結果(弓・石原, 2011)に基づいて、そのような場所では混濁流頭部が通過してからタービダイト堆積開始までに相対的に長い期間の洗掘を受けたと考えた(Fig. 4)。

砂岩層下面には、ソールマークだけではなく、*Nereites* 相の生痕が多く認められる。また、砂岩層上面には *Paleo-dictyon* (Fig. 3の7)やウニの生痕らしいもの(Fig. 3の8)のほか、正体不明のもの(Fig. 3の9)も見られる。ヒトデの化石が見られることもある。

(3)液状化・流動化構造 ①皿状構造、コンボリュート葉理: 猪崎の厚層タービダイト砂岩層には、しばしば皿状構造とピラー構造(Fig. 5の1, 2)やコンボリュート葉理(Fig. 5の4～7)が発達する。皿状構造については、Lowe and Lopiccolo(1974)が下方からの浸透流によって移動させられた泥分が層状に濃集するというモデルを提唱した。辻・宮田(1987)は猪崎の例(Fig. 2のL1およびL2層に相当)を記載するとともに、水槽実験に基づいて形成機構を論じた。すなわち、砂層の下から供給された液体が砂層中でレンズ状の空洞(water-filled cavity)を形成し、そこに沈殿した泥分を崩落した砂が埋め、皿状のフィルムを形成することで同様の構造ができることを示した。

L1およびL2層(Fig. 2)の場合、皿状構造とピラー構造は砂岩層下部に発達し、中・上部にはコンボリュート葉理が発達していることから、これらが一連の脱水過程に起因することを示している(辻・宮田, 1987)。顕著な流動変形が砂岩層の最上部にまで及んでいるにもかかわらず、砂岩層上面は極めて平坦であることは、これらが砂層の流動化によって強度を失っていたことを示唆している(辻・宮田, 1987)。コンボリュート葉理の変形様式は基本的に砂層内上下方向の相互貫入であり、下降部分が丸みを帯びるのに対し、上昇部は幅が狭くとなっている(Fig. 5の5, 6)。砂層上面まで上昇した砂は対流して沈降するので、葉理をつくって再堆積することではなく(辻・宮田, 1987)、上部に初生堆積構造をもつ例

Fig. 3. Outcrop photographs of selected sedimentary structures, erosional marks, and trace fossils. 1. Climbing ripple cross-lamination. 2. Flute casts. 3. Mud ripple. 4. Groove and flute casts on the sole of S1 sandstone. 5. and 6. Trace fossils of *Nereites* facies on the sole of sandstones. 7-9. Trace fossils on the surface of sandstones. The scale bars indicate 10 cm for photographs 2-6 and 1 cm for photograph 7.

Fig. 4. A schematic diagram of a spectrum of erosional marks (flute marks) from the viewpoint of the relationship between flow duration and mean erosional velocity (Yumi and Ishihara, 2012; ©Sedimentological Society of Japan).

Fig. 5. Outcrop photographs of selected dewatering structures. 1 and 2. Dish and pillar structures. 3–7. Convolute laminations. The scale bars indicate 10 cm.

(Fig. 5 の 4, 7) は、流動化が砂層上部まで達しなかったか、あるいは流動化が完了した後に堆積したかのいずれかであると考えられる。しかし、Fig. 5 の 3 に示す例は、一見するとコンポリュート葉理の一種にもみえるが、砂岩層最下部が変形している点で他とは明らかに違う。このため、この変形については別の成因を考える必要がある。

②ロート状構造、砂岩脈：猪崎の流体噴出構造で最も特徴的なものがロート状構造 (funnel structure; 辻・宮田, 1987) である。砂岩層を鉛直に貫く逆円錐形の構造で、内部には外形に沿った流理構造をもつ (Fig. 6 の 1～9)。周囲の砂岩層中の葉理はロート状構造に向かって落ち込むように撓んでいる (Fig. 6 の 1, 5)。上からみた形は円形 (Fig. 6 の 4, 9) が多いが、脈に近い楕円形のもの (Fig. 6 の 3) もある。ロート状構造を含む砂岩層の下位の泥岩では、その構造の直下だけでなく、その周辺部にも、小規模な砂岩脈を伴っている (Fig. 6 の 6～8)。ロート状構造は Fig. 2 の S4 砂岩層から上位 10 m まで層準に限られる。これらはしばしば、複数の砂岩層にわたっていくつも形成されている (Fig. 6 の 3, 6)。猪崎のロート状構造を報告した姉川・宮田 (2001) は、これらが海底面への噴出ではなく、泥岩層直下に開いた「水の空洞」に向かって上方に噴出したとき砂層が流動化して形成されたものと考え、水槽実験によってこのことを再現している。すなわち、上昇する流体 (液体) は泥層直下に滞留していったん空洞を形成するが、撓んだ泥層に亀裂ができると流体は上位

の砂層へ注入して砂層を流動化させる；流動化領域が砂層上面まで及ぶとロート状構造をつくと同時に、その上位の泥層直下に第 2 の空洞を形成する；これを繰り返すことで一群の砂岩脈とロート状構造が形成されていく；というモデルである。

ロート状構造の見られる層準以外にも、小規模ではあるが多数の砂岩脈が見られる (Fig. 6 の 10～17)。しばしば狭い間隔で一定方向に配列することがある (Fig. 6 の 10, 11, 14, 17)。それらの方位は Fig. 2 のように北東–南西方向になり、層理面にはほぼ垂直で古流向と直交する傾向が見られる。古流向を古斜面とみなせば、斜面に沿った引張場が考えられる。これらの砂岩脈は上位の砂岩層から下方へ延びているようにみえる (Fig. 6 の 10, 16)。これに対して、下部の L1 層準 (Fig. 2) では岩脈の方位がそれらとは異なり、ばらつきも大きいことがわかる。ここでは明らかに砂岩層から上方へ貫入しているのが見られる (Fig. 6 の 13)。砂岩脈が砂岩層を明瞭に貫く例 (Fig. 6 の 15) はほとんどなく、砂岩層内部ではその延長を追跡できない (Fig. 6 の 12)。そのため上下の砂岩層のどちらからきているのかを判断することは必ずしも容易ではない。姉川・宮田 (2001) は、下方へ向かって幅狭くなる砂岩脈が全層準に見られるのに対して、上方へ幅狭くなる脈がロート状構造の発達する層準に限られることを報告している。少なくとも後者の一部は上位の砂岩層を流動化させてロート状構造を形成している。

Fig. 6. Outcrop photographs of funnel structures and sandstone dikes. 1–9. Funnel structures. 10 to 17. Sandstone dikes. The scale bars indicate 10 cm.

Fig. 7. Outcrop photographs of various deformation structures. The scale bars indicate 10 cm.

③その他の変形構造：

＜砂岩層下面の貫入変形＞砂岩層の下面から上方へ向かって砂岩層内部に貫入する変形構造である。通常見られるコンボリュート葉理のような砂層内の脱水による褶曲構造は、砂層上部ほど大きい。砂層の液状化や浸透流による流動化であれば、砂層下部から順に粒子の沈降（同時に間隙流体は上昇するので、干渉沈降になる）と再堆積が完了して強度を回復するのに対して、上部ほど強度を失う時間が長くて回復が遅れるためである。ところが、稀に砂層の最下部で変形が著しい例が見られる（Fig. 7 の 1～3）。形態的にはコンボリュート葉理と同様で、沈降部は幅広く丸みを帯びるのに対して上昇部は鋭角にとがっている。砂層が流動変形するほど強度を失ったことがわかる。Fig. 7 の 2 と 3 に示した砂岩層は、側方で多段式のロート状構造を示し（Fig. 7 の 1）、砂岩層直下に「水の空洞」（姉川・宮田, 2001）を形成したことが考えられる。しかし、液体が供給された場合は、透水性の高い砂層中を浸透上昇して、透水性の低い泥層に達したところに集中するはずである。ここでは泥層を通過して砂層直下に集中したことになり、疑問が残る。ガスがもたらされた可能性を含めて検討の必要があるだろう。

＜“逆”ロート状の構造（Fig. 7 の 4）＞ロート状構造の場合は、流体上昇の通路近傍で砂岩層の葉理が下方に沈降する。このことは姉川・宮田（2001）の流動化実験からも示されている。しかし、Fig. 7 の 4 の例では逆に上方へ引きずられるような変形を示している。Frey et al. (2009) は、大きな気泡が上昇することでこのような変形を示すことを実験的に示しており、ここで供給された流体が液体だけでなかった

可能性がある。

＜互層の破壊と砂層の流動＞猪崎には数メートルスケールの変形構造も少なくない。辻・宮田（1987）は、厚層砂岩層の融合やそれに伴う泥岩片集合体の貫入構造などを記載し、液状化で強度を失った砂層が大規模に流動した結果ではないかと考えた。Fig. 7 の 5 では、図中の左右二つの矢印の間で、砂岩層・泥岩層が深く侵食されているが、ほぼ鉛直の壁面は混濁流による侵食形態としては極めて不自然である。流動した砂層が下位の砂層を侵食すると同時に埋積した可能性が考えられる。この周辺（Fig. 2 の ⑦）では、さらに大規模な侵食が見られる（姉川・宮田, 2001）。泥岩層には顕著な剪断破壊構造が残されており、海底地すべりを起こした可能性がある。さらに、しばしば 1～10 m スケールで泥岩片集合体の貫入構造（Fig. 7 の 6）も見られる。姉川・宮田（2001）が想定した流体上昇イベントが、液状化に起因するという証拠はなく、これら大規模な破壊と種々の流体噴出構造との関係についても未だ不明な点が多い。

Stop 2 宮崎層群のイベント性厚層理砂岩層

〔地形図 1：25,000「郷之原」〕

〔位置〕 $31^{\circ}41'22.39''$, $131^{\circ}28'2.72''$ E（日南市富士、瀬平崎付近）

〔解説〕Stop 2 では、瀬平崎（日南市富士）において、宮崎層群“青島相”の特徴的な厚層理砂岩を観察する。この砂岩は層厚数～数十 cm の砂岩泥岩互層の中に見られ、層厚は約 12 m である（Figs. 8, 9）。この厚層理砂岩基底底部に見られるスランプ構造や内部に特徴的に見られる脱水構造（Fig. 8

Fig. 8. Outcrop photographs of thick-bedded sandstone. A. Outcrop photographs of the sandstone bed intercalated in mudstone-dominated alternations at Sebirazaki. B. Water-escape structures in the sandstone. C. Concretions (white arrows) distributed along the bedding plane of the sandstone.

の2), 不明瞭な平行葉理, 層状に分布するコンクリーション (Fig. 8 の3) などを見学する。

瀬平崎周辺の宮崎層群“青島相”の砂岩泥岩互層はおおよそ南北走向で東に10~20度の傾斜をもつ。厚層理砂岩は瀬平崎の崖で東西方向に約400 mにわたって連続的に露出しているが, 上下の地層と調和的な走向・傾斜を示し, 下位層の明確な侵食は見られず層厚に大きな変化は見られない。また約5 km 南に離れた鵜戸崎まで海岸沿いに断続的に露出しており, 広範囲で厚い平板状の層を形成していると考えられる。

瀬平崎の波蝕棚 (Stop 2) には厚層理砂岩が広く露出して

Fig. 9. Sedimentary column of the thick-bedded sandstone (modified after Matsumoto and Masuda, 2004; ©Geological Society of Japan).

おり, この砂岩の特徴を観察することができる。この厚層理砂岩は主に細粒砂からなり, 垂直方向の粒度変化はほとんど見られない。砂岩内部には明瞭な融合面は見られず, 生痕化石などの生物活動の痕跡も見られない。砂岩下部にはスランプ構造を示す層が見られるほか, 砂岩内部全体に脱水構造や層状コンクリーションが発達する特徴をもつ(後述)。そのため, 初生的な堆積構造はあまり見られないが, 不明瞭な平行葉理やHCS-mimics 葉理が見られることがある。これらの特徴から, 厚層理砂岩は沖合環境において広範囲で急速に形成された単層であると考えられる。松本・増田(2004)はこの砂岩が津波のような大規模なイベントによって短時間のうちに形成された可能性を示している。

(1)スランプ構造 砂岩下部にはやや泥勝ちなスランプ構造を示す層(層厚約10 cm)が見られる。約5 km 離れた鵜戸崎の露頭では砂岩下部にリップアップクラストを多く含むデブライト様の層が見られる。砂岩の基底面に不明瞭な底痕が見られることもあるが, 下位層を大きく侵食している様子は見られない。厚層理砂岩の直下にも層厚約40 cm のスランプ層が見られるが, これは上位の厚層理砂岩が形成されるときに流れから受けた剪断によってできた構造である可能性がある。

(2)脱水構造 厚層理砂岩内部には全体的にコンポリュート葉理が発達しており, 脱水に伴って形成されたと考えられる。一部では皿状構造やピラー構造も見られる。

(3)コンクリーション 厚層理砂岩の下部には層厚約 30 cm の層状の炭酸塩コンクリーションが見られる。また砂岩全体に大小の炭酸塩コンクリーションが見られ、それらが層状に分布している様子が見られる。コンクリーションの形成要因として初生的に核となる物質(生物遺骸や植物片など)が層状に存在した可能性が考えられるが、まだ見つかっていない。脱水構造に伴って砂岩中の間隙水が層状に集まり二次的に形成された可能性も考えられる。

Stop 3 宮崎層群“宮崎相”の鹿村野海底谷充填物：鹿村野層

[地形図] 1 : 25,000 [田野]

[位置] 31°52'16.93", 131°20'8.91"E (宮崎市平和・鹿村野)

[解説] 宮崎市平和から鹿村野を流れる黒北川沿いのルート (Fig. 10 と 11 のルート 2) に分布する宮崎層群“宮崎相”の斜面上に発達した“鹿村野海底谷”の充填物を観察する。この充填物を構成する鹿村野層は、泥岩・砂岩・礫岩およびそれらの互層からなる。鹿村野層は、清水 (2009) で区分された堆積相区分 (Fig. 12) のうち、堆積物重力流による堆積相 GF1, GF2, GF3, GF4, GF5, GF6, GF7, GF8, GF9 および GF10 や堆積相 Su からなり、“宮崎相”の中で最も多様な堆積相から構成される。それらの中でも堆積相 GF2, GF3, GF4, GF5 の様な粗粒な地層がよく観察されることは、鹿村野層がしばしば強い営力をもつ堆積物重力流によって形成されたことを示している。

Stop 3 では、平行層理をもつ中粒砂岩～中礫岩 (GF5) 塊状の中～大礫岩 (GF3)、や堆積構造をもつ極細粒砂岩～中粒砂岩 (GF8) や泥岩 (Su) 等の互層を観察する。これらの互層には数 m～10 数 m 程度の厚さの上方粗粒化のユニットが見られる。それらの 1 つ 1 つは海底流路を充填した堆積物であると推定される。互層の断面形態が下に凸の形状を示すことや側方へせん滅することは、斜面上に発達した海底谷内に発達した堆積物であることを示している。

Stop 4 宮崎層群“宮崎相”の鹿村野海底谷末端部の重力流堆積物

[地形図] 1 : 25,000 [田野]

[位置] 31°52'41.35"N, 131°21'2.52"E (宮崎市黒北)

[解説] 宮崎市黒北を流れる清武川沿いのルート (Fig. 10 と Fig. 11 のルート 3) に分布する宮崎層群“宮崎相”の斜面上に発達した鹿村野海底谷末端部～沖合緩斜面上に形成された堆積体を観察する。この堆積体を構成する生目層最下部は、主に泥岩・砂岩の互層からなり、稀に礫岩を挟在する。主に堆積物重力流による堆積相 GF1, GF7, GF8 および GF10 や堆積相 Su 砂岩と静穏時に沈積した泥岩からなる。また地層内の葉理が数 m の波長で極めて低角度でうねる地層 (Fig. 13) も観察される。

この見学地点では、塊状砂岩 (GF7)、平行葉理のよく発達する砂岩 (GF8)、カレントリップル葉理を伴う砂岩 (GF10) や泥岩 (Su) 等の互層を見学する。また平行葉理のよく発達する砂岩 (GF8) が側方へ堆積相を変化させて地層が

崩壊し変形構造を持つ堆積物 (GF1) へとなる様子が見られることは、海底谷を通過してきた砂質の堆積物重力流が依然強い営力によって運搬されていたことを示している。

Stop 5 宮崎層群“青島相”の特異な重力流堆積物

Stop 5 では、日南海岸沿いに分布する (Fig. 14) “プロキシマル相”と“ディスタル相”の宮崎層群“青島相”の“タービダイト”サクセッション、そして特異な重力流堆積物を見学する。

青島層は以前より特有な層厚頻度分布をもつ“タービダイト”サクセッションであること (Muto, 1995)、また、挟在する重力流堆積物には HCS 砂岩が含まれること (半田・坂井, 1996)、非定常的なイベントである極端に厚い砂岩層が含まれること (半田・坂井, 1996; 松本・増田, 2004) 等が指摘されてきた。石原ほか (2009) は、本見学ポイントである宮崎市青島に分布する青島層を中心に、重力流堆積物 (Figs. 15, 16) や層厚分布 (Figs. 17–19) の特徴を検討した。その結果を踏まえて、本“タービダイト”サクセッションが厚い堆積体をつくる海底扇状地ではなく、ファンデルタ沖合相の特徴ではないかと推定した。以下では、それぞれの特徴について解説する。

(1)重力流堆積物 青島層の重力流堆積物は、多くのタービダイトサクセッションで認められる Bouma Sequence (Bouma, 1962) や Lowe Sequence (Lowe, 1982) のような典型的なタービダイトは少ない (Figs. 15, 16)。これらは大きく、級化するタイプ、塊状のタイプ、逆級化するタイプに分けられる (Figs. 15, 17)。厚く融合した層の厚さは 10 m 近くに及ぶが、多くは 0.5 m 以下ある。粒度は中粒～極細粒であることが多い。青島層の供給源にあたる“宮崎相”が狭い陸棚をもつ斜面相が想定されること (清水, 2009)、そしてそのような環境からはハイパーピクナル流 (例えば、Mulder and Syvitski, 1995) を始めとする特異な重力流が発生しうることから、多くの重力流堆積物は他に例をみない独特なものとなっている可能性が高い (石原ほか, 2009)。これらの重力流堆積物の古流向方向への連続性は、特に青島層下部において良好である。

級化するタイプは、層厚 0.1～2 m で中粒～極細粒砂岩からなり、波長 5 m～1 m 程度の水平～緩やかに波打つ葉理をもつもの、HCS-mimics が発達するもの、層の大半がリップアップクラストからなるいわゆるデブライト、Tb、Tc からなる薄層に分けられる。長波長の葉理は、Bouma Sequence に認められる Tb ではなく、Spaced planar-laminae (Talling et al., 2012) と記載される、いわゆるトラクションカーペットの堆積物 (Lowe, 1982) とよく似ている。これらは葉理の 1 セットの間隔が広く、構成する粒子には比較的明瞭な a(p)a(i) ファブリックが認められる。タービダイトの中部や下部に HCS-mimics のような堆積構造が認められる例はほかにも認められている (例えば、Mulder et al., 2009)。

塊状のタイプは、層厚 0.2～0.5 m 程度のものと、2 m 以上の分厚いタイプに分けられる。非常に厚いタイプは、青島

Fig. 11. Measured sections of the “Miyazaki facies” along routes 2 and 3 (Takashimizu, 2009; ©Geological Society of Japan). The locations of the routes are shown in Fig. 10.

Depositional facies	Description			Interpretation
	Lithofacies	Thickness	Sedimentary structure	
CR	Coral reef limestone	<0.6m	Massive structure	In-situ coral reef deposits on the wave-cut bench (rocky coast) of the basements
FL	Organized cobble to boulder-size clasts and coarse-grained sandstone	<1m	Imbrication structure and foreset bedding	Tractional current deposit
WS1	Disorganized pebble- to boulder-size clasts and coarse-grained sandstone with a coral breccia	<0.5m	Massive structure	Transgressive lag deposit
WS2	Organized cross-stratified fine- to very coarse-grained sandstone with pebble- to boulder-size clasts	0.3-0.4m<	Amalgamated hummocky cross-stratification	Long period oscillatory flow deposit
Su	Massive silt to silty sandstone	0.1-10m<	Massive or rarely bioturbation	Weak flow / suspension deposit (offshore and slope mud)
GF1	Coherent folded and contorted strata	0.1-10m<	Chaotic structure, soft-sediment fold	Mass failure (slumping) deposit
GF2	Disorganized pebbly siltstone or sandstone	1-10m	Chaotic structure	Debris flow or slump deposit
GF3	Disorganized conglomerate	0.2-1m	Inverse and normal grading	Debris flow deposit
GF4	Organized, graded and stratified conglomerate facies	0.2-1m	Massive or slightly stratified structure	High density turbidity current deposit
GF5	Organized graded stratified medium-grained sandstone to conglomerate facies	0.2-1m	Grading, imbrication and parallel/ cross-lamination	High density turbidity current deposit
GF6	Disorganized medium- to coarse-grained sandstone	0.4-1m	Massive structure	Debris flow or high density turbidity current deposit
GF7	Thick- and medium-bedded, disorganized sandstone facies	1-10m<	Deformed mud clast, climbing ripple, peat layer, sharp based and fluid escape structure	High density turbidity current deposit
GF8	Organized, graded, parallel-stratified, very fine- to medium-grained sandstone facies	0.2-0.8m	Parallel lamination, ripped-up mud clasts, scour mark and convolute lamination	High density turbidity current deposit
GF9	Thin bedded, disorganized, very fine- to fine-grained sandstone	<0.2m	Lateral discontinuity / lateral thickness change	Low density turbidity current deposit
GF10	Organized thin-bedded, stratified-rippled very fine- to fine-grained sandstone	<0.5m	Parallel and ripple lamination	Low density turbidity current deposit

Fig. 12. Depositional facies codes, descriptions, and interpretations of the “Miyazaki facies” (Takashimizu, 2009; ©Geological Society of Japan).

層全体で数層認められるが、このうちの一部は、深海津波堆積物(松本・増田, 2004)と推定されている。厚層の砂岩は液状化構造が認められることもあるので、葉理が消失している可能性もある。厚層理の砂岩は、より南方で卓越する傾向があることから、他の重力流堆積物とは異なった供給源からもたらされたか、バイパスして堆積した条件を想定する必要がある。

青島層で最も特徴的なのが、逆級化するタイプの重力流堆積物である。逆級化するタイプは、下部が細粒～極細粒砂岩で塊状か HCS-mimics、クライミングリップル葉理等が認められ、間に内部侵食面を介して、上部に中粒～細粒砂岩からなる塊状部が載る。石原ほか(2009)では、斜面を流れる希薄な流れから下部の細粒なユニットが形成され、HCS-mimics やクライミングリップル葉理が形成される条件がある程度維持された後、流れの中で堆積物集中度が増大し塊状で連続性の悪い砂層が堆積したと考えている。これらの要因にはファンデルタから流れ込む懸濁物質の増大、重力流の脈

動(Middleton, 1967; Mulder and Alexander, 2001)のほか、breaching や retrogressive slide(Mastbergen and van den Berg, 2003; Gaudin et al., 2006)も想定される。

(2)層厚分布 青島層の重力流堆積物は、全体的には上方厚層化すること(Fig. 18)、挟在する半遠洋性泥岩の層厚に変化が少なく単調であること(Fig. 17)、露頭においてはよく側方に連続すること(Fig. 16-1)等が特徴である(Muto, 1995; 石原ほか, 2009)。

青島層は上方厚層化の傾向があるが、最上部に向かって3つの重力流堆積物の卓越層準のあることが指摘されている(Fig. 18の B-tuff から上位)。半遠洋性泥岩層の累積層厚にしておよそ 20 m 程度の周期は、ローブ等の堆積体の移動による可能性がある(石原ほか, 2009)。一方で下部では半遠洋性泥岩の平均層厚が徐々に薄くなるという傾向が認められる。半遠洋性泥岩の層厚は重力流堆積物の堆積イベントの時間の間隔とみなすことができるので(例えば、石原ほか, 1997)、半遠洋性泥岩層の累積層厚を軸とすれば疑似的に

Fig. 13. Photograph and sketch of the internal sedimentary structures of the lower Ikime Formation at Stop 4.

Fig. 14. A. Geological map of the "Aoshima Facies" of the Miyazaki Group (after Nakamura et al., 1999). B. Measured sections (after Ishihara et al., 2009) and outcrop localities (Stop 5-1 and 5-2).

タービダイト堆積の時系列とみなすことができる (Fig. 18). この考えに基づき、青島層ではイベントの発生が上位に向かって増加していったことを示唆し、供給源であるファンデルタシステムが前進していったことが推定されている。しかしながら全層準を通じて半遠洋性泥岩の層厚は 0.2 m 付近

に最頻値をもつ切断正規分布に近く、一般的なタービダイトサクセッションで認められる指数分布とは異なる (石原ほか, 2009)。

青島層の単層は、露頭では大変連続性が良い。特に連続性の良い下部の "B-tuff" (石原ほか, 2009) 層準の場合には、

	TYPE	BED THICKNESS	DESCRIPTION
GRADED BED	Ga1		0.15~2m medium to very fine grained sandstone near horizontal lamination (WL: >5m)
	Ga2		0.2~0.4m fine to very fine grained sandstone HCS-mimics (WL: 1-5m)
	Ga3		0.3~0.5m fine to very fine grained sandstone "antidune" (WL: <1m)
	Gb		0.2~0.5m medium to very fine grained matrix rip-up clast
	A		< 0.15m fine to very fine grained sandstone low-angle ripple cross lamination
	A'		< 0.2m fine to very fine grained sandstone parallel lamination / plant fragments
MASSIVE BED	M1		0.2~0.5m medium to very fine grained sandstone massive
	M2		2m~>10m medium to fine grained sandstone massive / amalgamated
"INVERSELY" GRADED BED	Ia		0.2~0.6m upper: medium to fine grained sandstone massive / erosive base lower: fine to very fine grained sandstone climbing ripple lamination
	Ib		0.2~0.6m upper: medium to fine grained sandstone massive lower: fine to very fine grained sandstone HCS-mimics
	Ic		0.2~0.6m upper: medium to fine grained sandstone massive lower: fine to very fine grained sandstone massive

Fig. 15. Sedimentary facies codes of the sediment gravity-flow deposits in the Aoshima Formation (Ishihara et al., 2009; ©Sedimentological Society of Japan).

Fig. 16. Photographs of outcrops and sedimentary structures of sediment gravity-flow deposits in the Aoshima Formation. 1 and 2. Mudstone-dominated alternations of the I section (Fig. 14). 3. Sediment gravity-flow deposit of type Ga3 with sedimentary structures suggesting vertically stacked antidune bedforms in the middle to upper part of the bed. 4. Sediment gravity-flow deposit of type I showing a transition from ripple cross-lamination to sedimentary structures of long wavelength from bottom to top. 5. Sediment gravity-flow deposit of type Ia showing climbing ripple cross-lamination overlain by a massive unit. 6. Sediment gravity-flow deposit of type I showing climbing ripple cross-lamination transitioning into near-horizontal lamination from bottom to top. 7 and 8. Sediment gravity-flow deposits of type I showing parallel lamination overlain by a massive unit with an erosive base at the boundary.

Fig. 17. Measured column of the Aoshima Formation along the A-section (Fig. 14) (after Ishihara et al., 2009; ©Sedimentological Society of Japan). The black vertical bars along the column indicate the horizon in Figure 19.

Fig. 18. Time-series of sediment gravity-flow deposition of the Aoshima Formation. A. Time-series of sediment gravity-flow deposits. B. Smoothed time-series of the number of sediment gravity-flow deposits (SGFDs) and the sum of their thicknesses in units, each of which is defined as an interval with 5 m of cumulative hemipelagite.

側方へのせん滅等が認められないまま、層厚 0.1 m 以下の薄い重力流堆積物でさえ約 10 km にわたって対比可能である (Fig. 19).

Stop 5-1 “プロキシマル相”の重力流堆積物

[地形図] 1 : 25,000「日向青島」

[位置] 31°48'12.5"N, 131°28'27"E (宮崎市青島)

[解説] 本見学ポイントでは、宮崎層群青島層の上部の砂岩優勢の“タービダイト”サクセッションと重力流堆積物を見学する。

宮崎市青島では、青島層のほぼ最上部から中部までが露出

する (Fig. 17)。最上位は水中にあり確認できない。ここに分布する青島層は、最上部から中部にかけて 3 回の砂岩勝ち互層が繰り返す (Fig. 18)。砂岩勝ち互層の上部では、“A-tuff”，最下部では“B-tuff”が挟在しており、それぞれ分布域では容易に対比できる (Fig. 14)。古流向は一般に南北方向に近いので (Fig. 17)、日南海岸沿いの青島層では最も上流側に相当する。

宮崎市青島では、弥生橋のたもと付近に凝灰岩鍵層“B-tuff”が挟在する (Figs. 17, 18)。この凝灰岩鍵層の層準では、薄層の重力流堆積物、塊状の重力流堆積物、逆級化する重力流堆積物等を観察することができる。“B-tuff”から下

Fig. 19. Correlated sediment gravity-flow deposits along the B-tuff horizon (Fig. 17) (after Ishihara et al., 2009; ©Sedimentological Society of Japan).

位および上位 10 m では、泥岩優勢砂岩泥岩互層が卓越するが、上位に向けて重力流堆積物がより頻繁に挟まれるようになる (Fig. 17)。

石原ほか (2009) では、この層準の重力流堆積物は、青島より内陸側の知福川沿いから南部の巾着島まで層厚をほとんど変えずに対比されることが示されている (Fig. 19)。“B-tuff” から上位 4 層の重力流堆積物は薄層で上部が級化し、内部に低角の斜交葉理をもつ。その上位 2 層および凝灰岩層の下重力流堆積物は塊状で下部が緩やかに逆級化する重力流堆積物である。“B-tuff” からさらに 10 m ほど上位では、厚い塊状タイプの重力流堆積物も見ることができる。この層準では、HCS-mimics の観察される重力流堆積物も多い。

Stop 5-2 “ディスタル相”の重力流堆積物

[地形図] 1 : 25,000「郷之原」

[位置] 31°44'23.8"N, 131°28'24.2"E (宮崎市内海の巾着島)

[解説] 宮崎市内海の中着島は青島から南に約 8 km に位置し、主として“B-tuff”よりも下位の層準を連続的に観察することができる (Fig. 19)。“B-tuff”より下位は、単調な泥岩優勢互層が連続し、“C-tuff”を経て Stop 2 で観察した厚層理の砂岩に至る (Fig. 18)。

巾着島では、Stop 5-1 の“B-tuff”層準のディスタル相を見ることができる。ここは青島からはおよそ 10 km ほど離れているが、各単層は凝灰岩鍵層を使って明確に対比されており、単層の側方変化を観察できる。巾着島では、青島 (Stop 5-1) で認められた単層がやや薄層化し、層相を変化させている (Fig. 19)。薄層の重力流堆積物は Stop 5-1 でみた例と層厚、構造の変化は少ない。一方、青島で比較の厚かった重力流堆積物は、薄層化するだけでなく、上部にタービダイト泥岩を伴うようになる。巾着島では、このタービダイト泥岩の組織をよく観察することができる。“B-tuff”から“C-tuff”間の重力流堆積物は、逆級化するタイプが多い。

謝 辞

本巡検案内書は、担当編集委員の坂口有人氏、査読者の酒井哲弥氏および成瀬 元氏によって大きく改善された。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

文 献

- 足立富男(Adachi, T.), 2010, 写真で見る宮崎県の地学ガイド (*Photographic Guide of Geology in Miyazaki Prefecture*)*. 宮日文化情報センター(Miyanichi Bunka Jyoho Center), 223p.
- Amy, L. and Talling, P., 2006, Anatomy of turbidites and linked debrites based on long distance (120×30 km) bed correlation, Marnoso Arenacea Formation, Northern Apennines, Italy. *Sedimentology*, **53**, 161–212.
- 姉川学利・宮田雄一郎 (Anegawa, G. and Miyata, Y.), 2001: 未固結砂泥互層における流体の移動過程, —宮崎県日南層群の砂岩泥岩互層中にみられる流体噴出構造—. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **107**, 270–282.
- Bouma, A. H., 1962, *Sedimentology of some Flysch Deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168p.
- Frey, S. E., Gingras, M. K. and Dashtgard, S. E., 2009, Experimental studies of gas-escape and water-escape structures: mechanisms and morphologies. *Jour. Sediment. Res.*, **79**, 808–816.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.-M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Ciraca, P., Rabineaud, M. and Imberte, P., 2006, Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (north-western Mediterranean Sea). *Mar. Geol.*, **234**, 111–128.
- 半田義人・坂井 卓 (Handa, Y. and Sakai, T.), 1996, 宮崎層群青島相の中の厚層理砂岩の成因. 日本地質学会西日本支部会報 (*Proc. Nishinohon Branch, Geol. Soc. Japan*), no.108, 23–24.
- 石原与四郎・阿部宏子・押川美佳 (Ishihara, Y., Abe, H. and Os-hikawa, M.), 2009, 宮崎県日南海岸沿いに分布する新第三系宮崎層群青島層の重力流堆積物とその層序パターンの特異性. 堆積学研究 (*Jour. Sediment. Soc. Japan*), **67**, 65–84.
- 石原与四郎・宮田雄一郎・徳橋秀一 (Ishihara, Y., Miyata, Y. and Tokuhashi, S.), 1997, 房総半島安房層群上部のタービダイトシークエンスの時系列解析. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **103**, 579–589.
- 勘米良亀齢・坂井 卓・辻 隆司・西 弘嗣 (Kanmera, K., Sakai, T., Tsuji, T. and Nishi, H.), 1984, 日南山地南・東部要地の地質. 日本地質学会第90年学術大会巡検案内書 (*90th Ann. Meet., Geol. Soc. Japan, Excursion Guidebook*), 23–36.
- 木野義人 (Kino, Y.), 1958, 5万分の1地質図幅「日向青島」及び同説明書 (*Geological Map of Hyuga-Aoshima, Scale 1: 50,000 and its Explanatory Text*). 地質調査所 (Geol. Surv. Japan), 63p.
- 倉永輝雄 (Kuranaga, T.), 1989, 日南市大堂津・猪崎鼻の地質構造とソールマーク (流痕) について. めらんじゅ (*Melange*), **12**, 60–69.
- 黒田秀隆・松本達郎 (Kuroda, H. and Matsumoto, T.), 1942, 日向南部の地質学的研究 (予報) —特に油津町を中心として. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **49**, 255–256.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flow deposits; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sedim. Res.*, **52**, 279–297.
- Lowe, D. R. and Lopiccolo, R. D., 1974, The characteristics and origin of dish and pillar structures. *Jour. Sediment. Petrol.*, **44**, 484–501.
- Mastbergen, D. R. and van den Berg, J. H., 2003, Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology*, **50**, 625–637.
- 松本 弾・増田富士雄 (Matsumoto, D. and Masuda, F.), 2004, 浅海・深海の厚層理津波堆積物. 地質学論集 (*Mem. Geol. Soc. Japan*), no.58, 99–110.
- Middleton, G. V., 1967, Experiments on density and turbidity currents, III. Deposition of sediment. *Canad. Jour. Earth. Sci.*, **4**, 475–504.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, 269–299.
- Mulder, T., Razin, P. and Faugeres, J.-C., 2009, Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*, **56**, 997–1015.
- Mulder, T. and Syvitski, J. P. M., 1995, Turbidity currents generated at river mouth during exceptional discharge s to the world oceans. *Jour. Geol.*, **103**, 285–299.
- Mulder, T., Syvitki, J. P. M., Migeon, S., Faugères, J.-C. and Savoye, B., 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Mar. Petrol. Geol.*, **20**, 861–882.
- Muto, T., 1995, The Kolomogorov model of bed-thickness distribution: an assessment based on numerical simulation and field data analysis. *Terra nova*, **7**, 417–423.
- 中村羊大・小澤智生・延原尊美 (Nakamura, Y., Ozawa, T. and Nobuhara, T.), 1999, 宮崎県青島地域に分布する上部中新統—下部鮮新統宮崎層群の層序と軟体動物化石群. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **105**, 45–60.
- Nishi, H., 1985, Litho- and biostratigraphy of the Oligocene-Miocene Nichinan Group in the Miyazaki Prefecture, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. Ser. D., Geol.*, **25**, 289–317.
- Posamentier, H. W. and Kolla, V., 2003, Seismic Geomorphology and Stratigraphy of Depositional Elements in Deep-Water Settings. *Jour. Sediment. Res.*, **73**, 367–388.
- 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, 397–520.
- 酒井治孝 (Sakai, H.), 1988a, 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム I. 崩壊前の堆積環境と層序の復原. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **94**, 733–747.
- 酒井治孝 (Sakai, H.), 1988b, 南九州, 四万十帯南帯の都井岬オリストストローム I. 巨大海底地滑りによる変形構造とその形成過程. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **94**, 837–853.
- 坂井 卓・舩場 敬・西 弘嗣・小守道郎・渡辺正幸 (Sakai, T., Kusaba, T., Nishi, H., Komori, M. and Watanabe, M.), 1987, 宮崎県日南地域の四万十帯オリストストローム—特にオリストリスの変形構造と配置の機構について—. 九州大理研報 (地質学) (*Sci. Rep. Fac. Sci., Kyushu Univ., Geol.*), **15**, 167–199.
- 坂井 卓・西 弘嗣・齊藤常正・中世古次郎・西村明子 (Sakai, T., Nishi, H., Saito, T., Nakaseko, J. and Nishimura, A.), 1984, 日南層群九州四万十帯古第三系の微化石層序. 齊藤常正・岡田尚武・海保邦夫編 (Saito, T., Okada, H. and Kaiho, K. eds.), 日本古第三系の生層序と国際対比 (*Biostratigraphy and International Correlation of the Paleogene System in Japan*), 95–112.
- 首藤次男 (Shuto, T.), 1952, 宮崎層群の地史学的研究. 九州大学理化学部研究報告 (地質学) (*Sci. Rep. Fac. Sci., Kyushu Univ., Geol.*), **4**, 1–40.
- Shuto, T., 1961, Palaeontological study of the Miyazaki Group: general account of the faunas. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Geol.*, **10**, 73–206.
- 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.
- 清水康博 (Takashimizu, Y.), 2009, 前弧海盆に発達した化石海底谷システム: 中新—鮮新統宮崎層群“宮崎相”の堆積学的解析. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **115**, 559–577.
- 島井真之・尾田太良・板谷徹丸 (Torii, M., Oda, M. and Itaya, T.), 2000, 宮崎層群に挟在する凝灰岩層とその K-Ar 年代. 火山 (*Bull. Volcanol. Soc. Japan*), **45**, 131–148.

- 辻 隆司・宮田雄一郎(Tsuji, T. and Miyata, Y.), 1987, 砂岩層中にみられる流動化・液状化による変形構造—宮崎県日南層群の例と実験的研究—. 地質雑(Jour. Geol. Soc. Japan), **93**, 791–808.
- 氏家恒太郎・大木公彦(Ujiie, K. and Oki, K.), 1993, 上部新第三系宮崎層群宮崎相と青島相の層位学的・地質構造的関係. 鹿児島大学紀要(地学・生物学) (Rep. Fac. Sci., Kagoshima Univ.), no.26, 67–84.
- 弓 真由子・石原与四郎(Yumi, M. and Ishihara, Y.), 2011, 溶食痕の形成実験：流速と持続時間による形態と分布パターンの変化. 洞窟学雑誌(Jour. Speleo. Soc. Japan), **36**, 61–73.
- 弓 真由子・石原与四郎(Yumi, M. and Ishihara, Y.), 2012, 重力流堆積物基底の侵食痕の特徴化：特にフルートマーク形成に関する流れの持続時間による影響. 堆積学研究(Jour. Sediment. Soc. Japan), **71**, 173–190.

* English translation from the original written in Japanese

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意ください。詳しくは、次のページをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会