

堆積相解析に基づいた 兵庫県香美町下浜の県指定天然記念物 "漣痕化石"の再検討

松原典孝・先山 徹

Reexamination of "ancient ripple mark" designated as a prefectural natural monument, preserved in the Miocene gravel bed in Shimonohama, Kami-cho, Hyogo Prefecture based on facies analysis

Noritaka MATSUBARA and Toru SAKIYAMA

Abstract

Sedimentary-originated lineament referable to "ancient ripple mark" and designated as a prefectural natural monument is preserved in the base of the Miocene gravel bed of the Toyooka Formation assignable to the Hokudan Group in Shimonohama, Kamicho, Hyogo Prefecture. Facies associations show that most of the Miocene deposits in the Shimonohama area are thought to be fluvial, flood plane, debris flow, and volcanoclastic flow in their origin. Based on shape analysis, the lineament is interpreted to be referable to the gutter cast, a kind of flute cast formed under the bottom of channel of gravelly river, not to the ripple mark resulted from a wave movement as assumed previously.

Key Words : San'in Kaigan Global Geopark, flute cast, ripple mark, facies analysis, Miocene

はじめに

鳥取県東部から兵庫県北部および京都府北西部にいたる山陰海岸ジオパーク地域には、日本海形成前後に堆積したとされる新第三系が広く分布し、そこに見られる地質構造は当時の堆積環境を知るための重要な情報を与えてくれる。そのうち兵庫県美方郡香美町香住区下浜（図1）に分布する新第三系（図2、①）では、地層の底面に顕著な線状の堆積構造が認められる（図2、②）。これらは1968年3月に、天然記念物“漣痕化石”として兵庫県指定の天然記念物に登録され、現在にいたっている。一方、兵庫県で実施された県版レッドデータ調査によってこの“漣痕化石”も再調査され、そこでは“漣痕化石”ではなく“流痕化石”である可能性が指摘された（田中・中島, 1998）。しかしその根拠は地層の構成物の一般的

な傾向との比較によるものであり、地域の精査による説得力のあるものではないため、結果として“漣痕化石”と“流痕化石”の二つの名称が併存する状況が続いている。これが“漣痕”あるいは“流痕”かは、当時の堆積環境や古地理の復元に大きくかかわり、当地域の地質構造発達史を考察するうえで大きな意味を持っている。

2003年にはこの地層の周辺に分布する淡水性地層から多くの足跡化石が見つかり、総合的な学術調査がなされた（香住町, 2005）。この足跡化石を含む地層との上下関係を明らかにし、当時の動物相の生息環境を考察する際にも、この“漣痕化石”の地質学的意義は大きい。さらに2010年10月には、この地域を含む山陰海岸ジオパークが世界ジオパークの一つとして認められ、この“漣痕化石”も重要な地質見学地点の一つとなっている。したがってその点でも“漣痕化石”の正確な記述と正しい

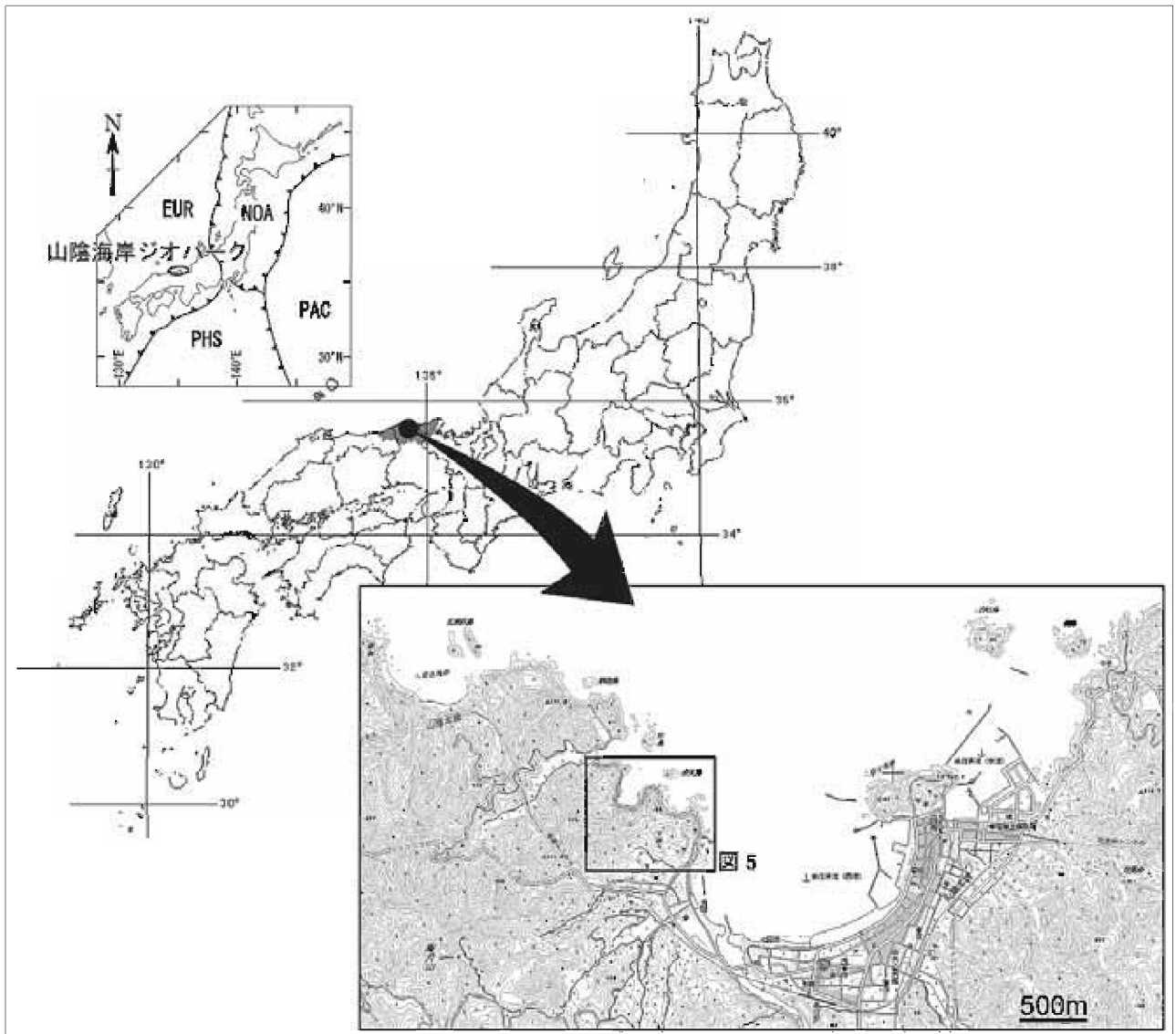


図1 調査地域位置図. EUR:ユーラシアプレート, NOA:北アメリカプレート, PAC:太平洋プレート, PHS:フィリピン海プレート

名称の使用が求められる。

筆者らは、山陰海岸ジオパーク地域の堆積学および岩石学的側面から地質調査をおこない、層序の再検討を進めつつある。その過程でこの“漣痕化石”および周辺の地質についても堆積相解析を行い、この露頭の位置付けを明らかにしてきた。本稿では現時点で明らかになったこの地域の堆積相を示し、堆積環境および“漣痕”あるいは“流痕”という用語の是非について考察する。

地質概説

兵庫県香美町香住海岸周辺は、白亜紀～古第三紀の花崗岩類、白亜紀～古第三紀の流紋岩類からなる矢田川層群を基盤とし、新第三系が広く分布する(図3)。新第三系は主に中新統からなる北但層群、鮮新統からなる照来層群に区分される(図4)。“漣痕化石”を伴う地層は北但層群に属する。

北但層群は、丹後半島北西部から兵庫県北西部まで分布し、西部の鳥取県側では鳥取層群と呼ばれている(村山ほか, 1963)。北但層群は弘原海・松本(1958)により記載され、兵庫県地質鉱産図(兵庫県, 1959)、兵庫県土木地質図(兵庫県土木地質図編纂委員会, 1996)、日本地方地質誌「近畿地方」(日本地質学会編, 2009)でも大きな変更がないまま用いられてきた。すなわち、兵庫県北部地域の北但層群は下位から礫岩を主体とする高柳累層、玄武岩～安山岩質火山岩類を主とする八鹿累層、流紋岩質火山岩類と淡水～海成碎屑岩からなる豊岡累層、主に海成碎屑岩類からなる村岡累層に区分されている。香美町香住区下浜地域の構成層はこれらのうち八鹿累層～豊岡累層の下部に相当する。

一方、安野(2003, 2005)および香住町(2005)は下浜地域の北但層群を八鹿累層に対比している。さらに山内ほか(1989)は八鹿累層と豊岡累層をまとめて八鹿累層に再定義するなど、北但層群の層序に関しては統一的

見解がない。なお、現在の地層命名規約によると「〇〇累層」ではなく「〇〇層」が使用されているため（日本地質学会誌編，2001），本文では北但層群構成層を下位から高柳層・八鹿層・豊岡層・村岡層と呼ぶ。

堆積相の区分

堆積物には堆積相，堆積組相，堆積システムなど，堆積メカニズムや堆積環境を反映した積み重なるの階層性があり，堆積メカニズムや堆積環境の復元を行う場合この階層性に基づいた解析が求められている（Walker,1992など）。また，火山岩と堆積岩が混在する箇所においては，マグマ活動が堆積物に及ぼす影響も考慮する必要がある（Squire and McPhie, 2002など）。筆者らは“漣痕化石”の実態を明らかにするために“漣痕化石”周辺の北但層群を対象に堆積相解析を行い，形成メカニズムおよび堆積環境を推定した。

図5と図6に調査地域周辺のルートマップと柱状図を示す。下浜周辺の八鹿層・豊岡層は，概ね東西走向で南に約10度傾斜する。主に，礫岩・砂岩・泥岩とそれらの互層からなり，三田浜周辺では軽石質凝灰岩および凝灰質砂岩が卓越する（図5）。但馬松島および周辺には，

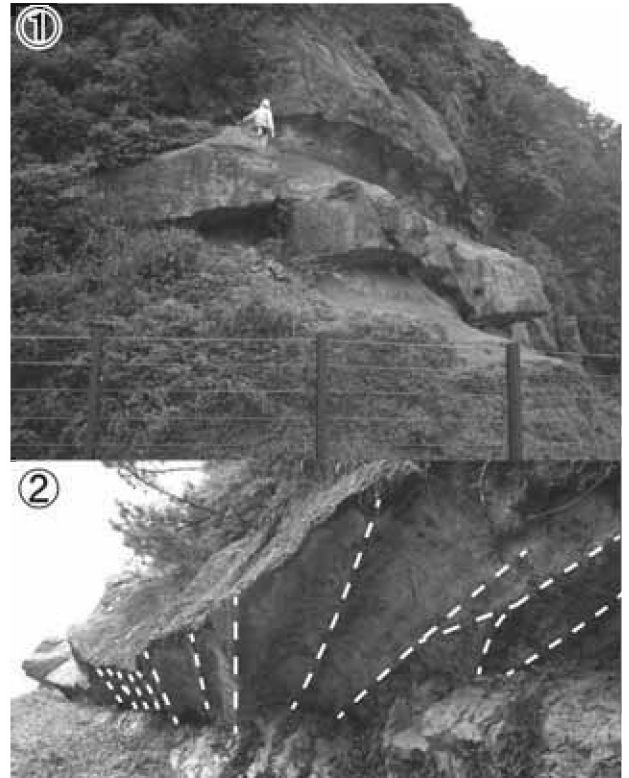


図2 ① “漣痕化石”の露頭。人物が立っている礫岩層の底面に“漣痕化石”が認められる。
② 礫岩の基底部に発達する線構造。

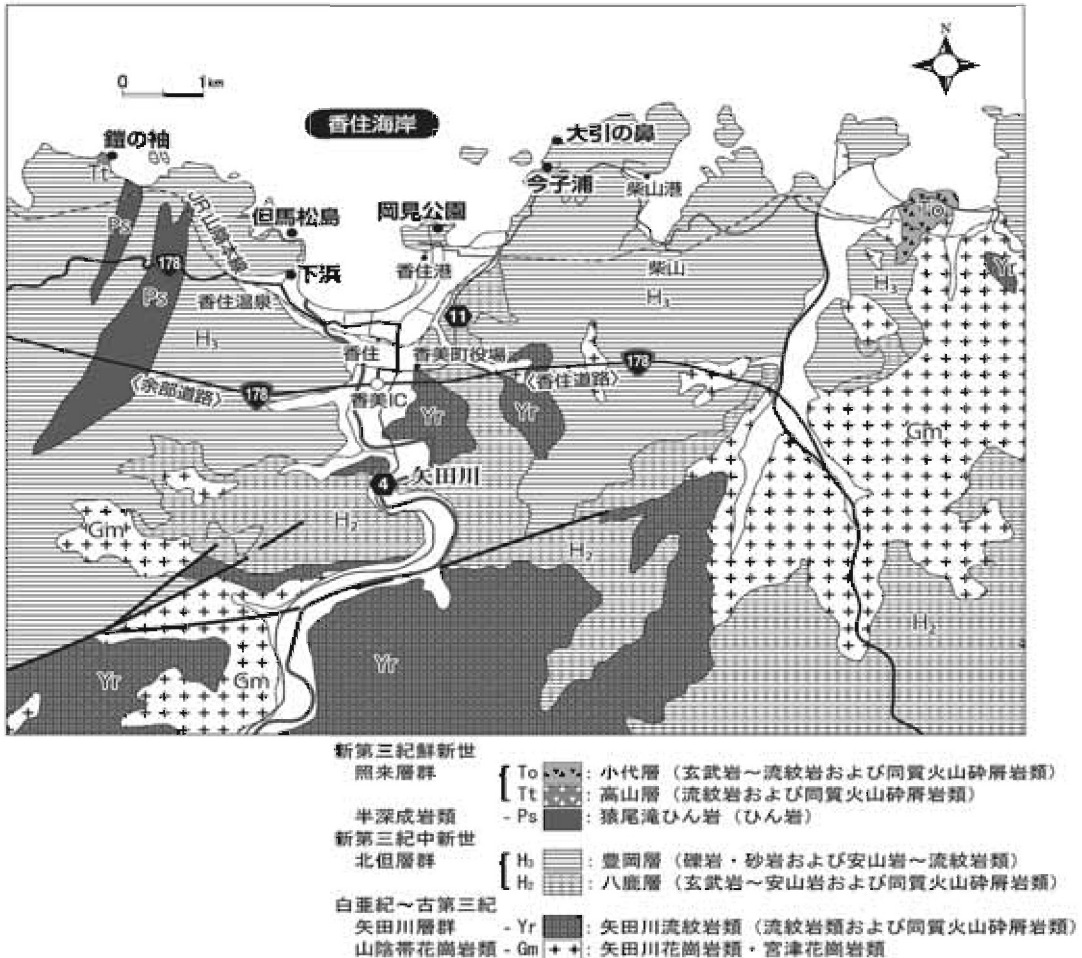


図3 香美町香住周辺の地質図（兵庫県土木地質図編纂委員会，1996一部改編）

年代 (Ma)	時代	層序
5.3	鮮新世	照来層群
		村岡層
	中新世	北但層群
		豊岡層
		八鹿層
23	中生代白亜紀	高柳層
		矢田川層群 / 花崗岩類
	新生代第三紀	

図4 調査地域周辺の模式層序

砕屑岩類中に安山岩の岩脈（一部岩床）が広く貫入している。安山岩は灰黒色～青黒色を呈し、無斑晶質なものと2～5 mmの斜長石および5 mm前後の角閃石、2～5 mmの輝石斑晶を含むものが認められる。一部で赤褐色を呈し、15 mm前後の角閃石斑晶を含むものが認められる。

“漣痕化石”露頭周辺の砕屑岩類および火山砕屑岩類は、それらの特徴から5つの堆積組相に区分できる（図6）。すなわち、（1）平行葉理と一部リップル葉理が発達し、炭質物を含む泥岩卓越砂岩泥岩互層からなる堆積組相LM、（2）トラフ型斜交層理やリップル葉理、平行葉理の発達する砂岩からリップル葉理、平行葉理が発達し、炭質物や根痕、材化石等を含む泥岩や細粒砂岩泥岩互層へ上方細粒化するユニットが累重する堆積組相SR、（3）大型のトラフ型斜交層理が顕著な礫支持礫岩からトラフ型斜交層理の発達する砂岩、弱成層～塊状で、根痕や垂炭層を含む泥岩へと上方細粒化するユニット（層厚約5～10 m）が累重する堆積組相GR、（4）塊状不淘汰基質支持礫岩からなる堆積組相DEB、（5）塊状不淘汰で軽石を含む火山礫凝灰岩および凝灰岩、トラフ型斜交層理の発達した凝灰質砂岩が累重する堆積組相R/PYRである。調査区間では、柱状図①～④は下位か

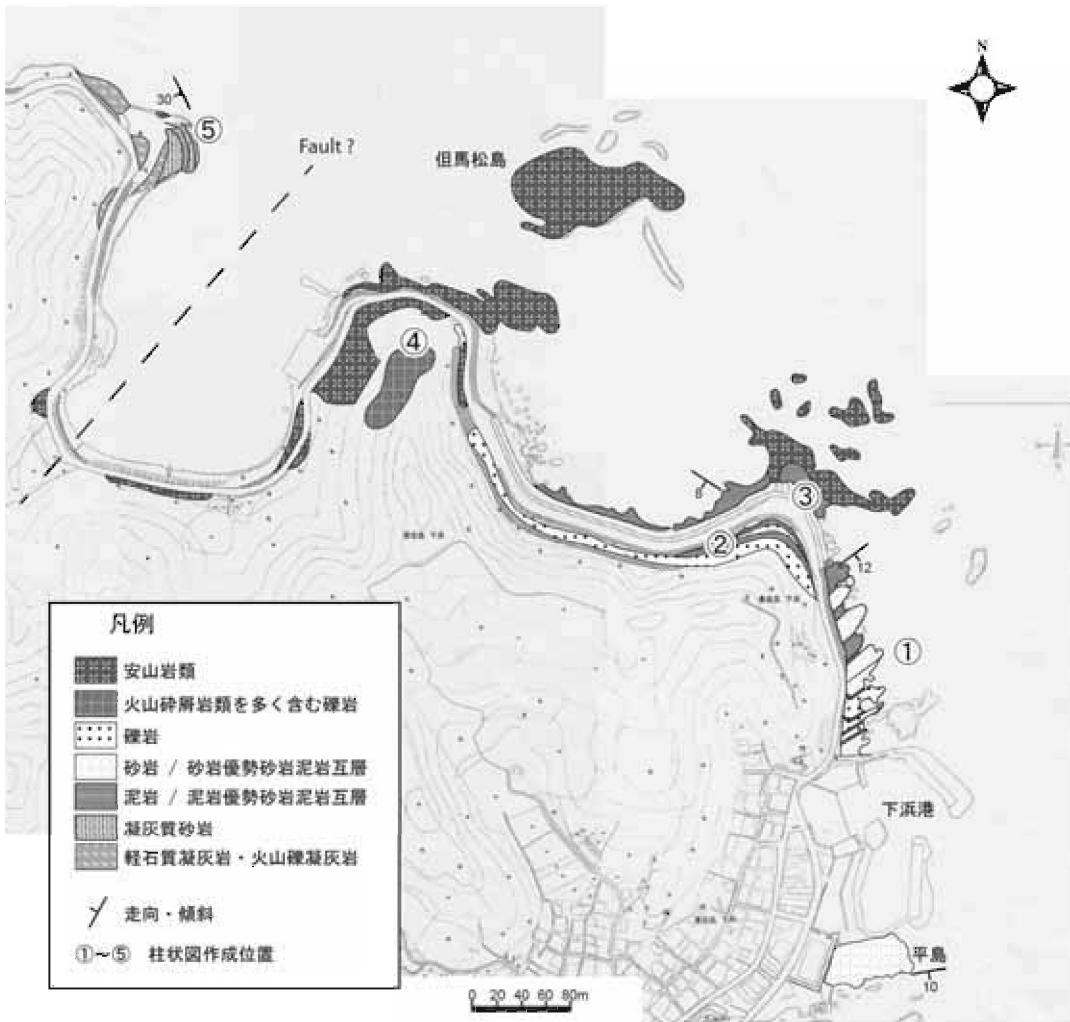


図5 下浜地域ルートマップ

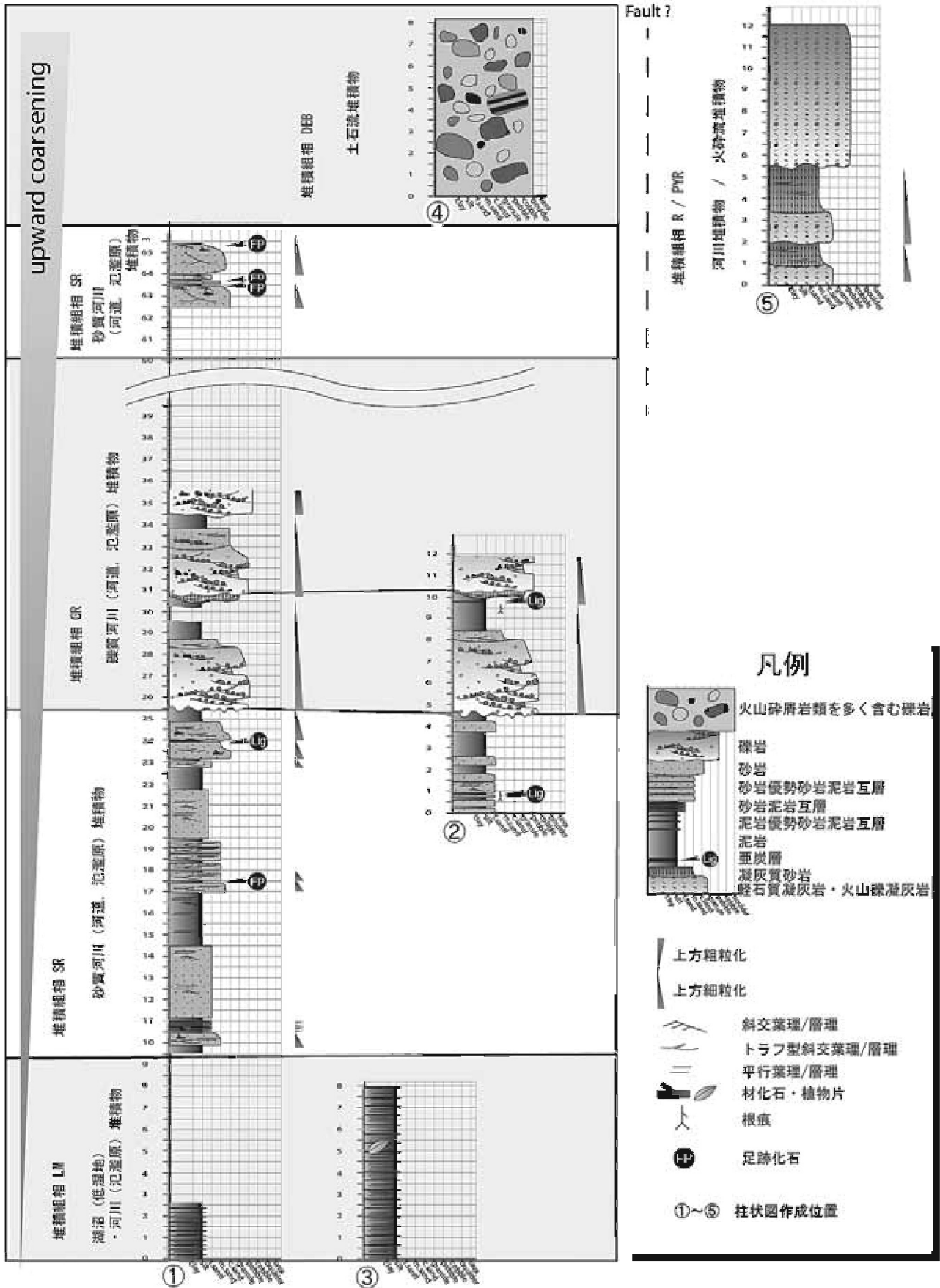


図6 下浜地域の豊岡層の柱状図。柱状図の①~⑤の位置は図5参照。

ら上位へ累重する（図6）。柱状図④区間と⑤区間の間には断層が通っていると考えられ（図5）、柱状図⑤と他のものとの層位関係は不明である（図6）。

堆積相の記載と解釈

堆積組相GR（解釈：礫質河川堆積物）：大型のトラフ型斜交層理が顕著な礫支持礫岩からトラフ型斜交層理の発達する砂岩、弱成層～塊状で、根痕や亜炭層を含む泥岩へと上方細粒化するユニット（層厚約5～10 m）が累重する。上方細粒化ユニット下部を構成する礫岩部にはしばしば大型のトラフ型斜交層理が発達し、礫がレンズ状に濃集するほか、分級の悪い中～粗粒砂岩をレンズ状に挟む（図7，①）。礫は細～中礫の円～垂円礫で流紋岩類および凝灰岩類を主体とする。平行配列するほか一部で覆瓦構造が認められる。礫岩は下位に位置する泥岩をしばしば削り込む。一部で、泥岩の偽礫が認められる（図7，②）。礫岩は上方細粒化し、粗粒砂岩へ遷移する。粗粒砂岩にもしばしば大型のトラフ型斜交層理が発達する。一部で円～垂円礫の細～中礫をレンズ状に挟む。これら下への削り込みや大規模トラフ型斜交層理、礫の平行配列や覆瓦構造はチャンネルを流れた水流によるものと解釈できる（Miall,1978など）。上方細粒化はチャンネルの側方移動によるチャンネル底からポイントバー

への変化によるものと判断した。ユニット上部を構成する泥岩中には根痕が認められるほか亜炭層を挟む。これらは、流路が移動した後の氾濫原の堆積物と解釈した。なお、“漣痕化石”が認められるのは堆積組相GR最下部の礫岩の基底で、下位は堆積組相SRの泥岩部である。

堆積組相SR（解釈：砂質河川堆積物）：トラフ型斜交層理やリップル葉理、平行葉理の発達する砂岩から塊状またはリップル葉理、平行葉理が発達し、炭質物や根痕、材化石等を含む泥岩や細粒砂岩泥岩互層へ上方細粒化するユニットが累重する（図8，①，②；図9，①，②）。しばしば亜炭層を挟む。砂質部はトラフ型に下位を削り込む。これらの特徴から堆積組相GR同様、河川の堆積物と解釈した。堆積組相GRと比較して単層の厚さが薄く、礫を含まないことは、堆積組相GR堆積時に比べ河川の運搬力が弱かったことを示唆している。氾濫原堆積物と考えられる泥岩部中にはまれに逆級化し、炭質物を多く含む細～中粒砂岩が挟在する。これは洪水時に堆積した自然堤防堆積物（伊勢屋，1982）と考えられる。堆積組相GRおよびSRにおいて、全体を通して炭質物や材化石が認められることは、この河川周辺に湿地や森林が広がっていたことを示唆している。特に、堆積組相SR中の砂岩の上面には、サイやワニ、シカ、ゾウ、トリなどの足跡化石が認められる（香住町，2005）。生物活動が盛んだったものと考えられる。



図7 ① 堆積組相GRの礫岩部に認められるトラフ型斜交層理
② 堆積組相GRの礫岩部に認められる泥岩の偽礫。

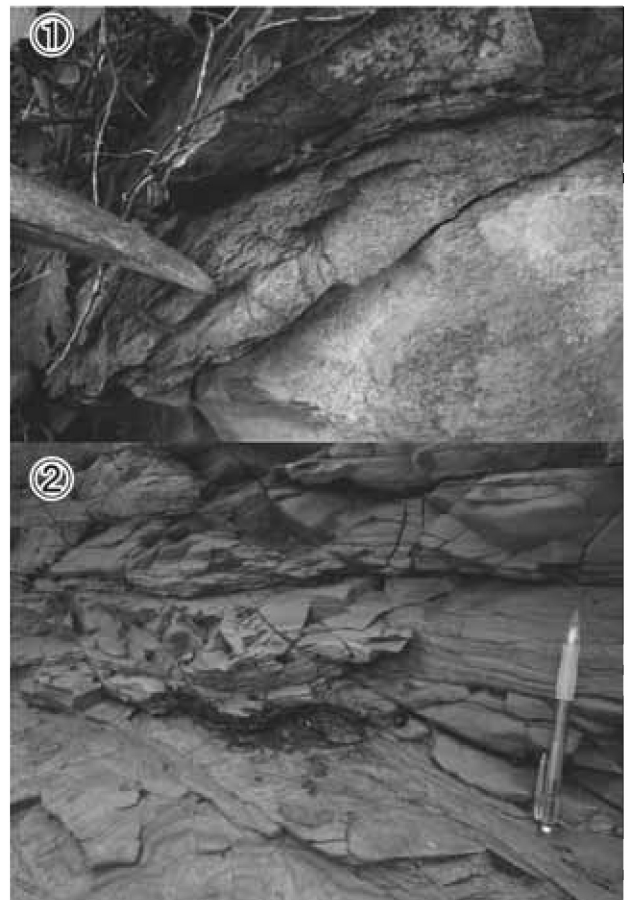


図8 ① 堆積組相SRの砂岩部に認められる根痕
② 堆積組相SRに認められる材化石

堆積組相LM（解釈：湖沼堆積物・氾濫原堆積物）：平行葉理と一部リップル葉理が発達し、植物片を含む泥岩卓越砂岩泥岩互層からなる。粗粒の砕屑物をほとんど含まない。単層が1～3 cmと薄く、リップル葉理の波高も5 mm以下と小さい。流れや波の影響をほとんど受けない湖沼やその周辺の低湿地、河川の氾濫原の堆積物と解釈される（Collinson et al., 2006など）。

堆積組相DEB（解釈：土石流堆積物）：塊状不淘汰な基質支持礫岩からなる（図10, ①）。礫径3 cm～70 cmの安山岩の亜円礫～亜角礫および5 cm前後の凝灰岩、流紋岩および花崗岩の円礫～亜円礫を主体とし、1 cm前後のチャートや頁岩の円礫を含む。堆積構造を残した砂泥互層の偽礫を含む（図10, ②）。1ユニットの厚さは8 m以上。土石流堆積物（Middleton and Hampton, 1976; Lowe, 1979, 1982）と判断した。下位の堆積相から陸に堆積したものと考えられる。

堆積組相R/PYR（解釈：河川堆積物／火砕流堆積物）：塊状不淘汰で軽石を含む火山礫凝灰岩および凝灰岩、トラフ型斜交層理の発達した凝灰質砂岩が累重する。これ

らは珪長質な火山砕屑物からなり、単源的である。塊状部では軽石がしばしば流動変形する。単層が共産する堆積物より厚く、塊状不淘汰な軽石を含む火山礫凝灰岩を陸上に堆積した火砕流堆積物（Fisher and Schmincke, 1984など）、塊状不淘汰な軽石質凝灰岩からトラフ型斜交層理の顕著な凝灰質砂岩へ上方細粒化するユニットを河川により移動した再堆積物と解釈した。

“漣痕化石”とされる礫質河川堆積物基底部に認められる線構造の形状

層理面に見られる堆積構造には、流れの直接の作用で形成するものや重力や密度差、それに関連したせん断応力で形成されるもの、生物の活動によって形成されるもの等があるが、特に単層の上面に発達するもの（表痕）と下面に発達するもの（底痕）に大別できる。表痕として代表的な構造が流れのベッドフォームとして形成するリップルやデューンで、しばしば河川や潮汐流、海流、重力流、波浪による複合流、風等により発達する。底痕として代表的なものが流痕や荷重痕、生痕などで、特に流痕は水流等による浸食作用および、水流により礫などの物体が引きずり等によって生じる（Collinson et al., 2006など）。下浜に見られる線構造について記載を行い、

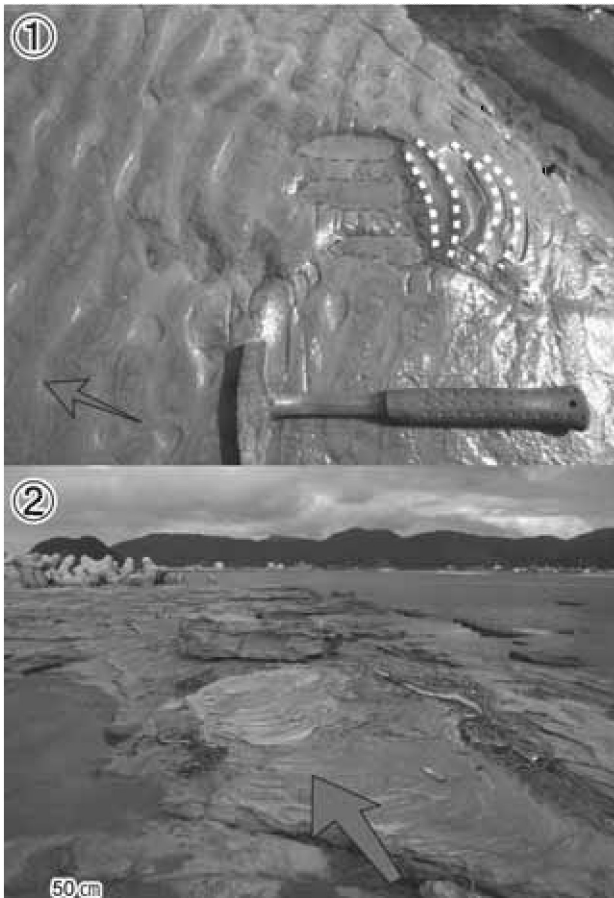


図9 ① 平島に分布する堆積組相SRの砂岩上面に発達した漣痕化石とそれを踏んだ偶蹄類の足跡化石（赤破線）。踏んだことによりリップルが変形する（白破線）。青矢印は推定される古流向。
② 平島に分布する堆積組相SRの砂岩部に発達したトラフ型斜交層理。青い矢印方向に延びる。



図10 ① 堆積組相DEBの安山岩礫（巨礫）
② 堆積組相DEBに認められる偽礫

形成メカニズムを推定する。

線構造間の距離と線構造の比高: 線構造の伸びの方向に垂直方向の断面をスケッチして凹凸を表記した(図11, 12)。計測にあたっては凹凸の比高および線構造の下への凸部の間隔(波長)を記載した。間隔は最大60 cm, 最少15 cm, 平均29.7 cmで、一定ではない(表1)。特に、地点④~⑦の間で間隔が広いものが多い。比高についても規則性はなく、最大23 cm, 最少2 cm, 平均は7.8 cmである(表2)。特に地点③~⑥付近で、最も下に突出し

ている箇所と上に凹んでいる箇所の比高が大きくなっている。このように、線構造の凹凸は不規則である。

線構造の形状: 線構造の凹凸断面の規則的な対称性は見当たらない。線構造同士は概ね平行に並ぶが、一部で線構造が複合している箇所も認められる(図13, ①)。下への凸部に注目すると、凸部根元付近で裏にえぐれ入り込む形状が認められる線構造もある(図13, ②)。

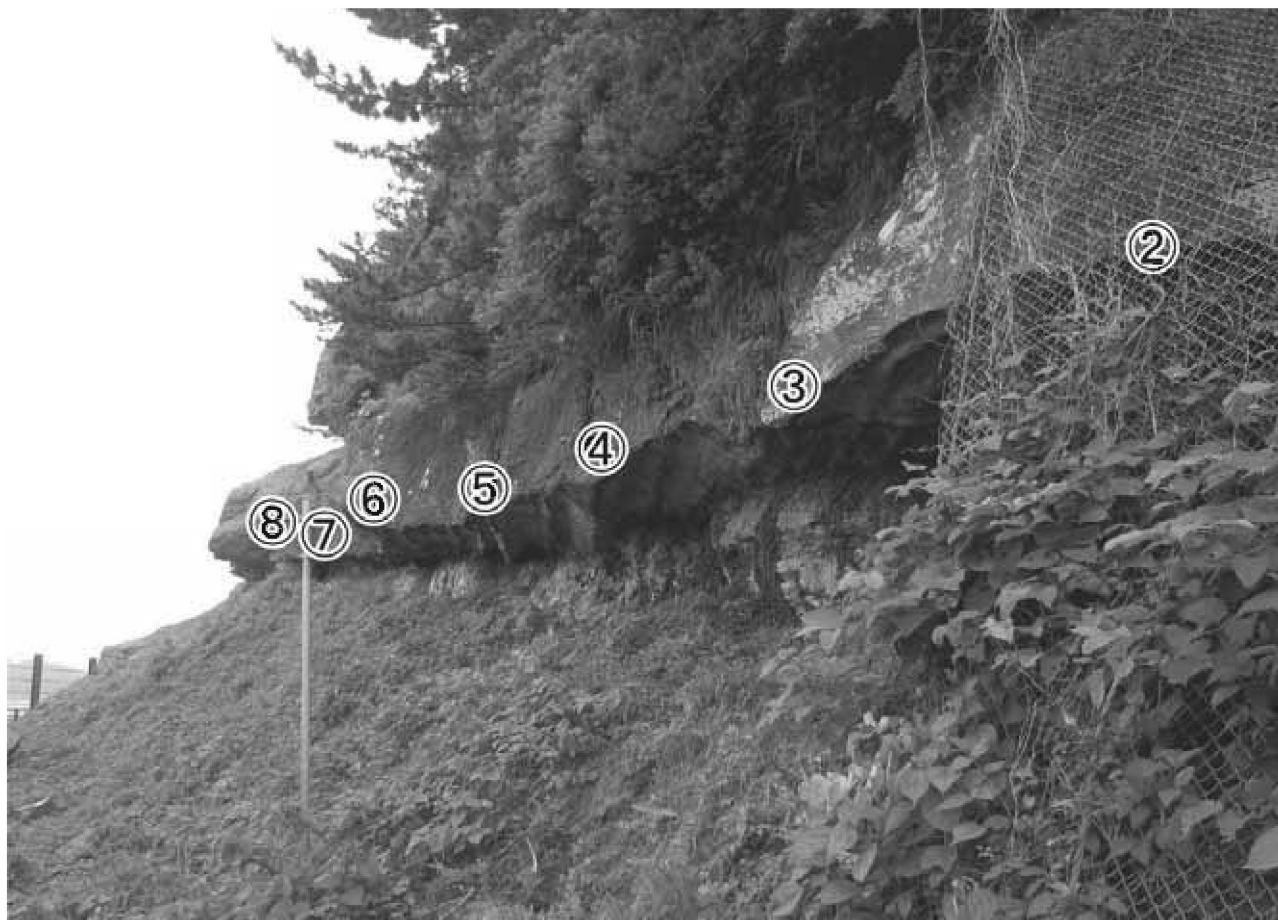


図11 線構造全景。数字は図12のスケッチの位置に対応。

波長	0~9	10~19	20~29	30~39	40~49	50~59	60~69	70~79	計
個数	0	2	9	11	9	1	1	0	32

表1 線構造測定区間(図12)の波長の分布(単位cm)。

比高	1~4	5~9	10~14	15~19	20~24	24~29	合計
個数	12	37	9	2	1	0	64

表2 線構造測定区間(図12)の比高の分布(単位cm)。

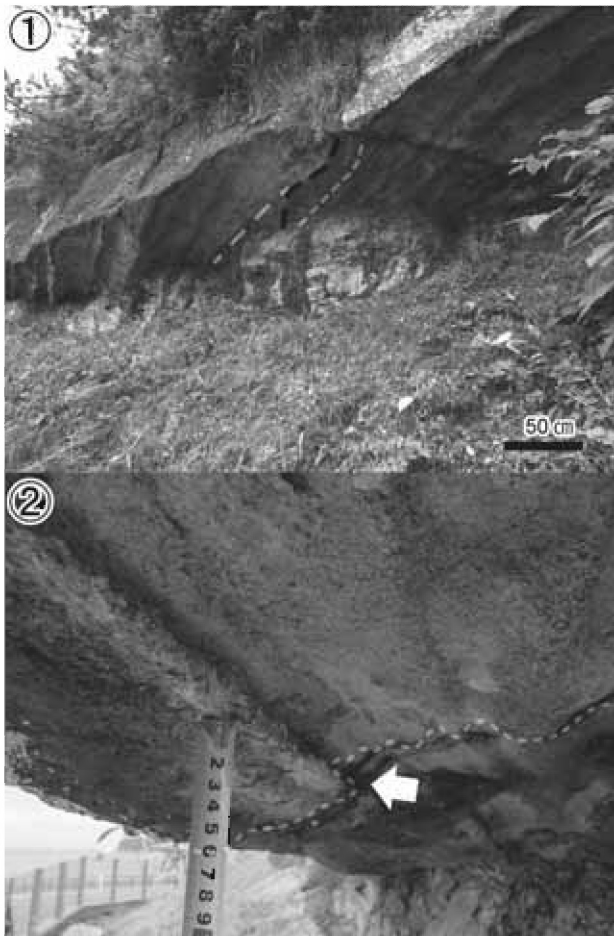


図13 ① 線構造の形状。線構造が入り組む。
 ② 矢印の凸部根元付近で裏(矢印左奥)にえぐれ入り込む形状が認められる線構造。

粗い粒子でないと形成しないと考えられる(図14)。これは、デューンが形成する水流の高い流れ領域においては、シルトサイズの粒子に堆積作用が生じず、運搬もしくは浸食されてしまうからである(図15)。つまり、下浜に認められる線構造は“漣痕化石”ではないと判断される。

線構造の形成メカニズム: 線構造は単層の下面に発達しており底痕に分類できる。線構造の認められる堆積相GRはチャンネル堆積物と考えられる礫岩部の基底や礫岩部中のトラフ型斜交層理がしばしば下面を削り込んでいる。また、礫岩部にシルトの偽礫を含むものもあり、下位のシルトを礫岩部が削り込んだものと考えられる。線構造は概ねN60° W方向に平行に並んでいる。堆積相GR中に認められる枝の残っている大型の材化石から古流向を推定すると、材の方向はN72° Wで、水の流れて枝が引きずられ、枝があるほうが下流側にあったと考えれば、西北西から東南東への古流向が考えられる(図16, ①)。さらに、礫岩部の礫の覆瓦構造からも概ね西北西から東南東への古流向が得られる(図16, ②)。堆積相SR中に認められる漣痕の方向およびトラフ型斜交層理の伸びの方向も概ねN60° W~N70° Wで西北西から東南東への古流向を示す。線構造の伸びの方向はこれら古流向と概ね一致しており、礫質河川のチャンネル部の基底で水流が川底を削り取った流痕(current scour mark)と考えられる(Dzulynski and Walton, 1965など)。特に、線構造は下への凸部が鋭角で上への凸部はなだらかなため、削り込みが顕著だったものと考えられ、また、

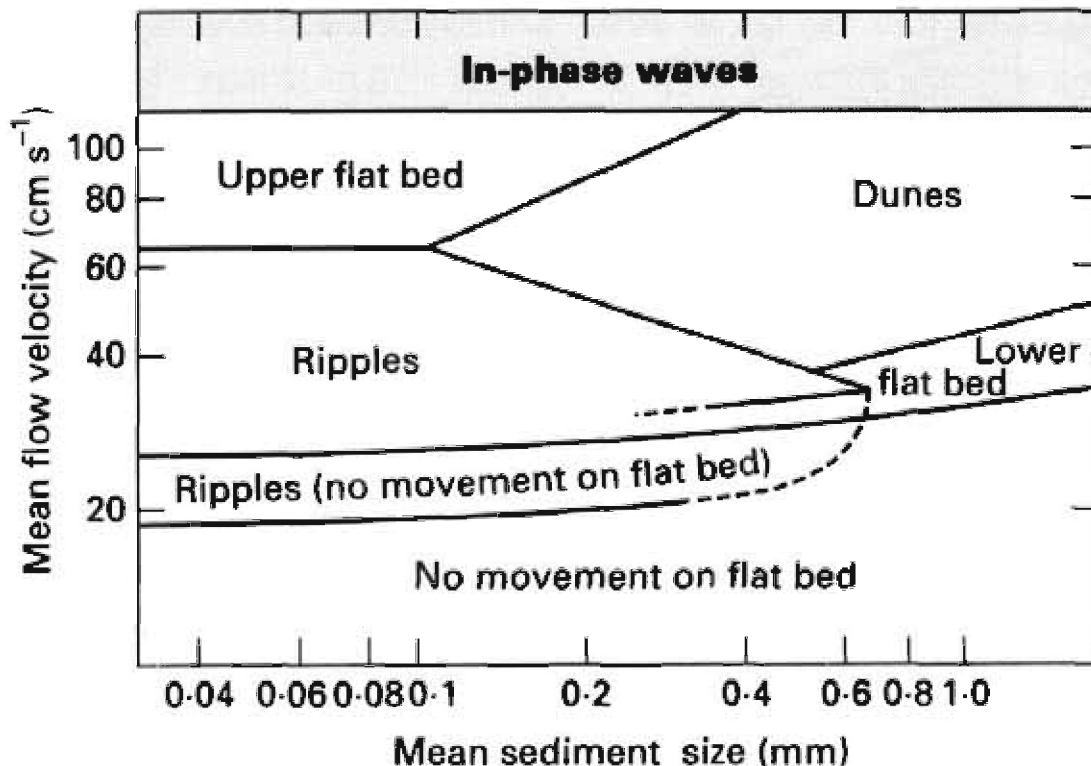


図14 流れの強さとベッドフォームの関係 (Harms et al., 1975 一部改編)。

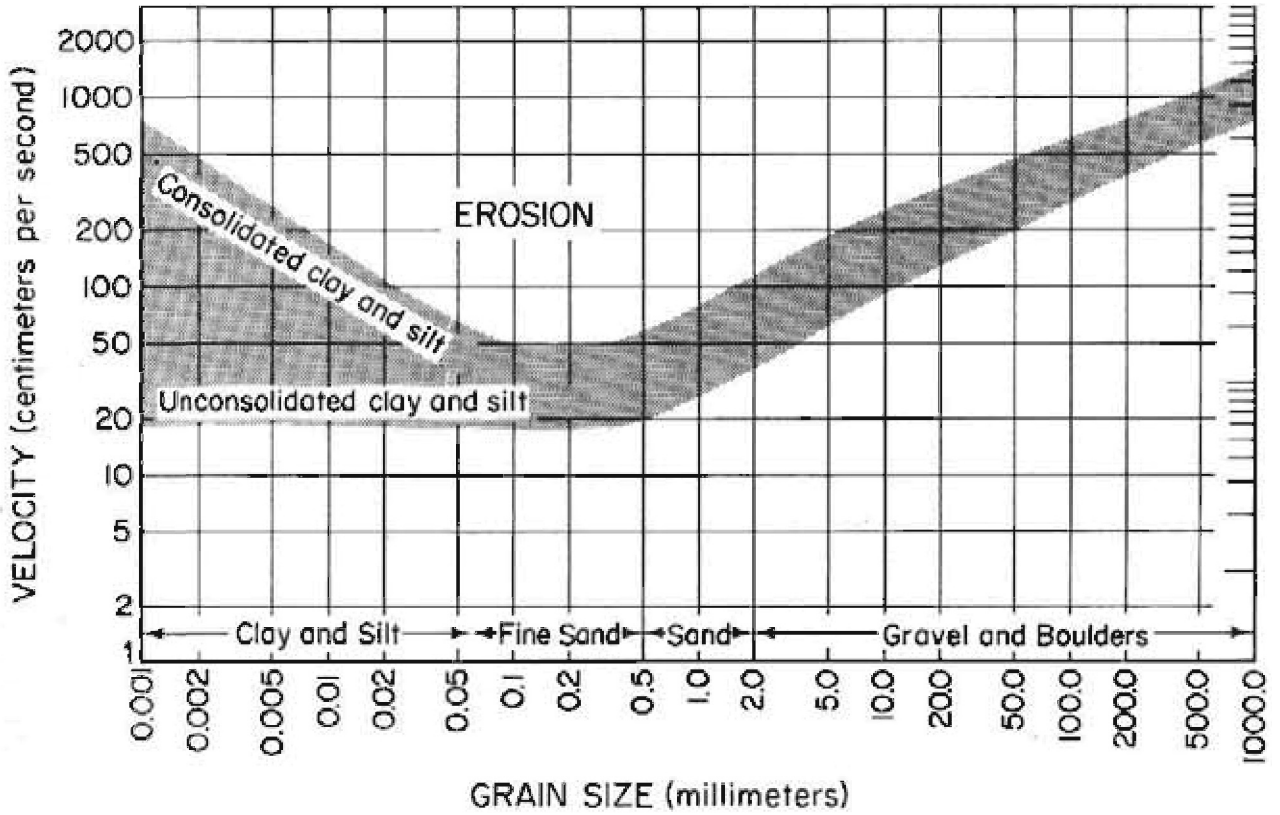


図15 流れの強さと粒子の挙動の関係 (Hjulstrom's diagram ; Sundborg, 1956一部改編)

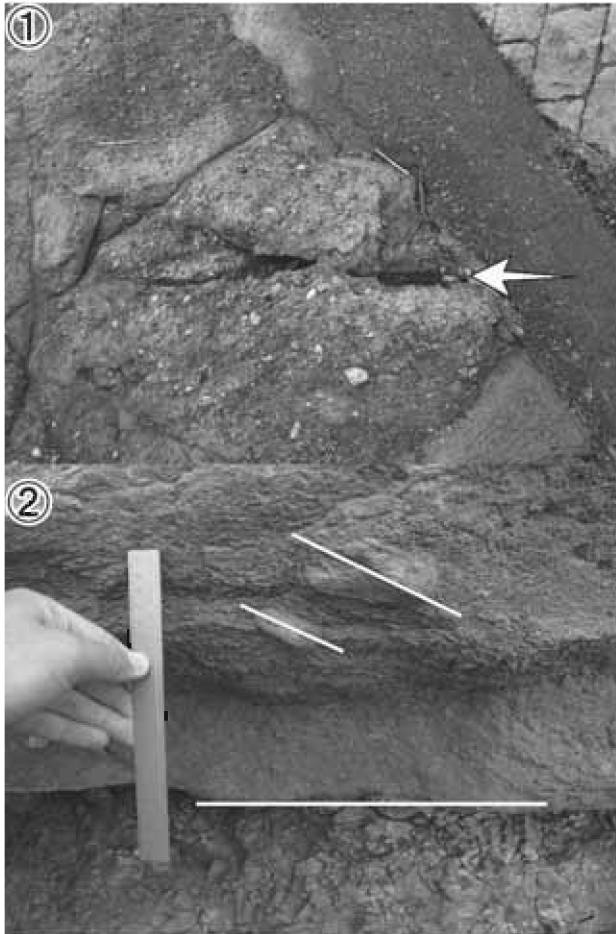


図16 ① 枝の残る材化石。青矢印方向が推定される古流向。
② 堆積組相GRの礫岩中に認められる礫の覆瓦構造。

直線的に続くため、障害物による流れの乱れによる削り込みなどではなく、比較的速い水流やそれにより運搬される粒子による削り込みにより生じた溝状流痕 (gutter cast: Whitaker, 1973) と考えられる。

堆積環境の復元: 調査地域周辺には礫質～砂質河川堆積物、湖沼堆積物、土石流堆積物および火砕流堆積物とそれらの再堆積物が分布する。河川堆積物や湖沼堆積物中に植物片や材化石が含まれること、亜炭層を挟むこと、動物の足跡化石が豊富に見つかることは、当時生物生産量が高かったことを示唆している。八鹿層～豊岡層下部が堆積した2500万年前～1600万年前、アジア大陸の縁辺が割れ、背弧凹地が形成された (Otofujii et al., 1991, Tamaki et al., 1992など)。調査地域周辺は、大陸縁辺の凹地に位置し、河川や湿地、湖沼が広がっていたものと考えられる。崖錐堆積物を含まないことは、凹地の縁辺の断層崖から比較的離れた位置にあったか、断層崖がすでに崩壊または埋積していたことを示唆している。調査地域周辺では大きく上方に向かって粗粒化する傾向が認められる。これは凹地の埋積とそれによる河川 (扇状地) の扇端部から扇中央部への前進 (Miall, 1978) を示唆している。つまり、はじめ湖沼が広がっていたところへ扇端部の砂質河川が流れ込み、さらに凹地の埋積による扇状地の前進により扇中央部の礫質河川が、さらに扇頂部で土石流堆積物が重なっていった。弘原海ほか (1966) では、八鹿層の下位に位置する高柳層について、その岩

相から沈降部に扇状地堆積物、崖錐堆積物および土石流堆積物が堆積したとした。八鹿層～豊岡層堆積時にも、同様に凹地埋積システムが発達していたものと思われる。しかしながら、調査地域周辺に分布する北但層群の層序の詳細については今後の課題であり、現段階では構造発達史を論ずることはできない。さらに、調査地域周辺には堆積前後～ほぼ同時期に苦鉄質～珪長質火山活動があり、それが堆積環境へ影響を及ぼしているだけでなく、当時の造構場を記録している。特に、下浜周辺には火砕流堆積物や未固結堆積物に貫入した安山岩と堆積物の接触部付近にペレライトが認められ、当時の火山活動を知る良い手がかりになることが期待される。今後、各地で堆積学的な検討を続け、日本海全域での構造発達史との比較検討を行っていく必要がある。

まとめ

従来、“漣痕化石”とされていた香美町香住海岸の下浜に認められる線構造および周辺の碎屑岩類および火山碎屑岩類を対象に、形状解析および堆積相解析を行った。堆積相解析の結果、周辺に分布する碎屑岩類および火山碎屑岩類を堆積組相GR（礫質河川堆積物）、堆積組相SR（砂質河川堆積物）、堆積組相LM（湖沼堆積物・氾濫原堆積物）、堆積組相DEB（土石流堆積物）、堆積組相R/PYR（河川堆積物／火砕流堆積物）の5つに分類した。線構造の形状解析の結果、線構造は漣痕化石ではなく、礫質河川のチャンネル底に発達した溝状流痕（gutter cast）であることが分かった。これは、日本海拡大初期の堆積環境を知る重要な手がかりであるとともに、当時の堆積場や構造発達史を解明する上でもたいへん貴重な資料である。また、これほど大規模にはっきりとした流痕が露出していることは稀であり、堆積学の発展にも寄与するものと期待できる。

謝辞

豊岡市ジオパーク調査専門員の三木武行氏には現地調査に協力いただいた。京都教育大学の田中里志教授、兵庫県立大学の小林文夫教授の両査読者からは有益な助言・コメントを頂いた。ここに感謝の意を表す。なお、この研究は香美町受託研究の一環で行った。

要旨

従来、“漣痕化石”とされていた香美町香住海岸の下浜に認められる線構造および周辺の碎屑岩類および火山碎屑岩類を対象に、形状解析および堆積相解析を行った。堆積相解析の結果、周辺に分布する碎屑岩類および火山

碎屑岩類を堆積組相GR（礫質河川堆積物）、堆積組相SR（砂質河川堆積物）、堆積組相LM（湖沼堆積物・氾濫原堆積物）、堆積組相DEB（土石流堆積物）、堆積組相R/PYR（河川堆積物／火砕流堆積物）の5つに分類した。線構造の形状解析の結果、線構造は漣痕化石ではなく、礫質河川のチャンネル底に発達した溝状流痕であることが分かった。

文献

- Collinson, J.D., Mountney, N. and Thompson, D. 2006. *Sedimentary Structures*. 292 pp. 3rd edition, Terra Publishing, England.
- Dzulynski, S. and Walton, E. K., 1965. Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. *Developments in Sedimentology*, 7. Elsevier, Amsterdam, 274 pp.
- Fisher, R. V. and Schmincke, H. U., 1984, *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 472 p.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. and Walker, R. G., 1975: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM Short Course Notes, (2): 161 p.
- 兵庫県, 1959. 兵庫県地質産図説明書. 61-76.
- 兵庫県土木地質図編纂委員会, 1996. 兵庫の地質—兵庫県地質図解説書・地質編一, 361 p.
- 伊勢屋ふじこ (1982) 茨城県, 桜川における逆グレーディングをした洪水堆積物の成因. 地理学評論, 55, 597-613.
- 香住町, 2005. 香住町足跡化石調査報告書. 107 p.
- Lowe, D. R., 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. SEPM Spec. Pub. 27, 75-82.
- Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.* 52, 279-297.
- Miall, A. D., 1978, Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In Miall, A. D., ed., *Fluvial sedimentology*. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 5, 597-604.
- Miall, A. D. (ed.), 1978, *Fluvial Sedimentology*. 859 p.
- Middleton, G. V., Hampton, M. A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley, D. J., Swift, D. J. P. (Eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Wiley, New York, pp. 197-218.

- 村山正郎・一色直記・坂本 亨, 1963, 5万分の1地質図幅「鳥取北部」・「鳥取南部」および同説明書. 地質調査所, 66 p.
- 日本地質学会訳(編), 2001. 国際層序ガイド: 層序区分・用語法・手順へのガイド, 共立出版, 238 p.
- 日本地質学会編, 2009. 日本地方地質誌「近畿地方」. 朝倉書店, 472 p.
- Otofuji, Y., Itaya, T. and Matsuda, T., 1991. Rapid rotation of southwest Japan-palaeomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. *Geophysical Journal International*, **105**: 397-405.
- Squire, R. J. and McPhie, J., 2002. Characteristics and origin of peperite involving coarse-grained host sediment. In: Skilling, I. P., White, J. D. L., McPhie, J. (Eds.), *Peperite: Processes and Products of Magma-Sediment Mingling. J. Volcanol. Geotherm. Res.* **114**, 45-61.
- Sundborg, A., 1956. The river Klaralven: a study of fluvial processes. *Geograf Ann.*, **38**: 127-316.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C., Jr., and Pisciotto, K. A., 1992. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128 (Pt. 2): College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1333-1348.
- 田中真吾・中島和一, 1998. ひょうごの地形・地質・自然景観—失われつつある貴重な自然. 神戸新聞総合出版センター, 神戸市, 190 p.
- 弘原海清・池辺展生・松本 隆, 1966. 近畿北部の第三系. の対比—近畿北部の新生界の研究, その3. 松下進教授記念論文集, pp. 105-116.
- 弘原海清・松本 隆, 1958. 北但馬 地域の新生界層序—近畿西北部の新生界の層序研究—(その1). 地質学雑誌, vol. 64, pp. 625-637.
- Walker, R. G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concept. Facies models; response to sea level change, *Geol. Asso. Canada*, 1-25.
- 山内靖喜・畠田博之・古谷昭彦, 1989. 陥没盆地周辺の基盤岩中の角礫岩脈—堆積盆地発生期の引張性断裂. 地団研専報. (36), 161-173.
- 安野敏勝, 2003. 近畿北西部および九州北西部の下部中新統から産出したコイ科魚類の咽頭歯化石とその意義 (I). 福井市自然史博物館研究報告, No. 50, 1-8.
- 安野敏勝, 2005. 兵庫県豊岡市竹野海岸から産出した前期中新世化石群集 (I). 福井市自然史博物館研究報告, No. 52, 43-65.
- Whitaker, J. H. McD., 1973. "Gutter casts", a new name for scour and fill structures: with examples from the Llandoveryan of Ringerike and Malmoya, southern Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* **53**, 403-417.

(2012年 7 月 31 日受付)

(2012年 10 月 26 日受理)