

資 料

上部ジュラ系有峰層(富山県南東部)の砂岩層  
にみられる堆積構造 (2)

平澤 聡

920-0376 石川県金沢市福増町北1013

**Sedimentary Structures in a Sandstone Bed  
of the Upper Jurassic Arimine Formation,  
Southeastern Toyama Prefecture  
(Part 2)**

Satoshi Hirasawa

1013 Fukumasu-machi Kita, Kanazawa City,  
Ishikawa 920-0376, Japan

An intraformational recumbently folded sandstone bed (RFSB) of the Upper Jurassic (Oxfordian) Arimine Formation is reported. The sandstone bed crops out the middle reaches of the Higashisakamori-dani Gorge located at the northern Arimine area, southeastern Toyama Prefecture. RFSB, which is intercalated within mottled sandy siltstone, consists of relatively clean very fine-grained sandstone with finely alternated muddy very fine-grained sandstone, slightly muddy very fine-grained sandstone and clean very fine-grained sandstone laminae.

Characteristic sedimentary structures of RFSB are summarized as follows: 1) flat and sharp basal surface but occasionally with scour marks, 2) alternation of massive and laminated sandstones intervals, 3) the laminated intervals composed of indistinct to distinct parallel and/or planar-like, low-angle cross-laminations of clean very fine-grained sandstone, slightly muddy and muddy very fine-grained sandstones, 4) foresets of the cross-laminae predominantly tending to dip southward, 5) load structures developed through the bed, and 6) almost zero bioturbation except for upper part of RFSB.

The recumbent fold formed at the lower part of RFSB, exhibits a SW-vergent limb and highly deformed, asymmetrical geometry containing plastically deformed lower and brittle fractured (e.g. minor reverse faults

and ruptured laminations) upper anticlines structures.

The sedimentary structures may imply that RFSB originated from sandy high-density turbidity currents under rapid deposition with traction and suspension load. Scour marks and attitudes of the cross-laminae indicate a dominant paleocurrent direction from northwest to southeast.

The recumbent fold is suggested to be rather resulted from slumping than tectonic origin in the light of its greatly deformed asymmetrical geometry and apparent absent of tectonically formed fractural structures and composite folds. If the recumbent fold is slumping origin, a southward-dipping paleoslope is presumed by the SW-vergent limb.

In conclusion, sediments of the Arimine Formation at and around the study area probably had been supplied from the northward and had then settled on a southward-dipping paleoslope.

## 1. はじめに

本稿では平澤 (2021) に引き続き、富山県南東部 (有峰地域) に分布する、上部ジュラ系有峰層の1砂岩層で観察された岩相を報告する。有峰層については、前田・武南 (1957) および河合・野沢 (1958) をはじめとした岩相層序および軟体動物化石研究が多数なされている。その一方で、岩相に関する詳細な報告は数少ない。

そこで、有峰地域北部の東坂森谷中流域で観察された有峰層の堆積構造や変形構造を記載するとともに、それらから推定される堆積の場を考察する。

## 2. 地質概説

有峰層 (河合, 1955命名; 松川ほか, 2014再記載) は富山県南東部の有峰地域に局在し、後期ジュラ紀オックスフォードアン期のアンモノイド類や放散虫類の化石を産する浅海成層である (前田・武南, 1957; 河合・野沢, 1958; Matsukawa *et al.*, 2008; 平澤ほか, 2010; Sato and Yamada, 2014; Fig. 1). 本層は生物攪拌を強く被った黒色砂質シルト岩を主体としており、タービダイトや暴浪堆積物の特徴を示す砂岩層を挟む (Sato and Yamada, 2014; 平澤, 2016, 2017; Goto *et al.*, 2018).

有峰層は同じくオックスフォードアン階の海成層である真川層を整合に覆い、河川成の下部白亜系神通層群 (= 前田, 1961の手取層群. 詳細はNagata *et al.*, 2018を参照) により不整合に被覆される (松川ほか, 2014; Fig. 1). また、これらの上部ジュラ系は先中部ジュラ系の飛驒花崗岩類を不整合に覆うか、あるいは断層で接す

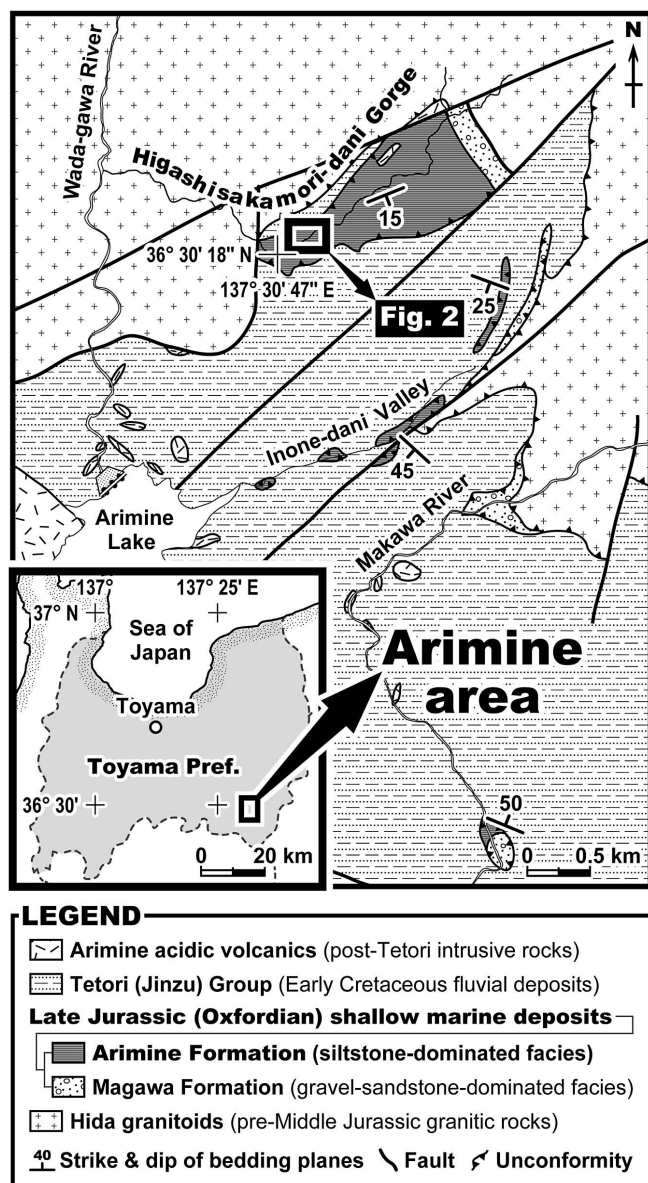


Fig. 1 Index and simplified geological maps showing the Arimine area (southeastern Toyama Prefecture). Modified after Kawai and Nozawa (1958), Takenami and Maeda (1959) and Nozawa and Sakamoto (1960).

る（前田・武南，1957；河合・野沢，1958；梶座ほか，2010；松川ほか，2014）。

有峰地域北部に位置する東坂森谷の中～上流域には，有峰層の主部をなす砂質シルト岩砂岩互層が河道に沿って連続的に露出する（Fig. 2）。

本研究では，中流域にある取水堰堤直下の河床露頭（ $36^{\circ} 30' 20.90''$  N/ $137^{\circ} 27' 52.81''$  E に位置する）を対象とした（Figs. 2, 3）。この露頭は河道内に孤立して存在するため，周囲の露頭との連続性を確認できない。ただし，その走向および傾斜は河岸部の露頭と調和的である。対象露頭の周辺では，砂岩の薄層を挟む黒色砂質シルト岩層が露出する。取水堰堤の上流では，砂質シル

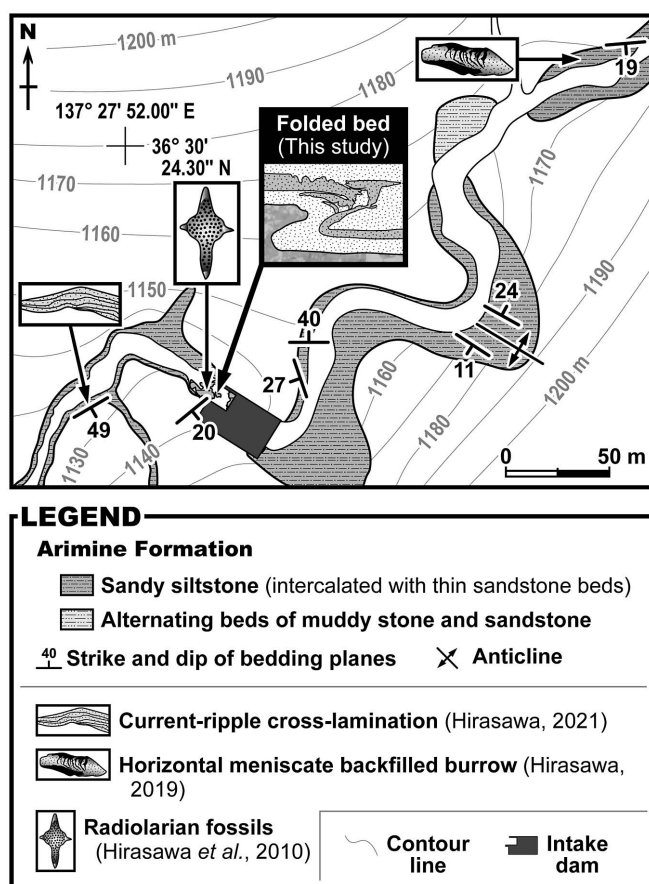


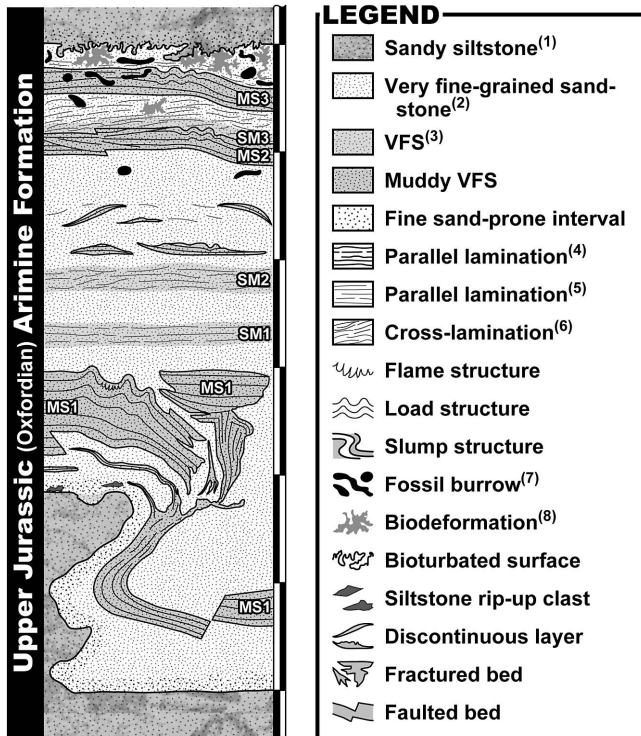
Fig. 2 Route map of the study area, the middle reaches of the Higashisakamori-dani Gorge (modified after Hirasawa, 2019).

ト岩と砂岩が互層する露頭もみられる（Fig. 2）。層理面は堰堤より下流部において，北東－南西走向で南東に $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$  程度傾斜する。しかし堰堤の上流部では走向傾斜が頻繁に変化しており，背斜構造も形成されている（Fig. 2）。また，層序に影響を与えているような変位の大きい断層は認められない。調査域の周辺では放散虫類の化石を包含した石灰質団塊や後方充填構造をもつ化石棲管のほか，北東から南西への古流向を示すカレントリップル斜交葉理が発見されている（Fig. 2）。

### 3. 岩相の記載

岩相記載の対象は，砂質シルト岩層に挟在したシート状の砂岩単層であり，下部に層内褶曲を伴う（Figs. 3, 4A, B）。層厚約30 cmの褶曲部を除くと，層厚は20 cm程度とほぼ一定である。ただし，層理面は上下ともわずかに下方に湾曲する（Fig. 4A, B）。走向傾斜は上部の層理面で $N51^{\circ}E/20^{\circ}S$  である。また，層理面に対し垂直ないし高角に斜交する節理が顕著に発達している（Fig. 4A, B）。層内褶曲はほぼ水平な褶曲軸面をもつ，やや非対称な横臥状褶曲であり，北西に面した露頭面（走向





(1) intensely bioturbated; (2) relatively clean sandstone (abbreviating as VFS); (3) slightly muddy lithology; (4) distinct, partly discontinuous or deformed laminae within muddy VFS intervals; (5) indistinct, partly discontinuous laminae within VFS and slightly muddy VFS intervals; (6) gray and black lines representing indistinct and distinct foresets, respectively; (7) filled with silty infilling material; (8) sandy siltstone lithology.

**Fig. 3** Vertical profile of the recumbently folded sandstone bed of the Arimine Formation. Scale bar is in 5 cm divisions. Note alternated succession of massive and laminated intervals, soft-sediment deformations and an asymmetrical fold structure. Labeled muddy intervals (M1-3 and SM1-3) correspond to those of in Fig. 4.

N42°E) の 1 箇所のみで確認される (Fig. 4C).

横臥状褶曲を伴う砂岩層（以下、RFSBと表記する）は塊状な黒灰色極細粒砂岩を主体とし、やや泥質な極細粒砂岩や黒色泥質極細粒砂岩の葉理からなる成層区間（下部、中部と上～最上部の 4 層準）を挟む (Fig. 3)。極細粒砂岩はやや淘汰良好であるが、泥質極細粒砂岩では淘汰不良である。極細粒砂岩の風化面は黄褐色を呈する。

### 3.1. 堆積構造

RFSB の下部、中部および上部にはそれぞれ特徴的な堆積構造が形成されている (Fig. 3)。RFSB の基底面は全体として明瞭かつ平坦だが、削痕を伴うこともある (Fig. 4D)。基底部をなす極細粒砂岩は細粒砂に富むほか、局所的に泥質な部分や細礫サイズのシルト岩偽礫を含んでおり、かなり不淘汰である (Figs. 3, 4D)。

RFSB 下部には、平行層理および平行葉理の発達した区間（以下、MS1と表記）が認められる (Figs. 3, 4

D-G)。MS1は、泥質極細粒砂岩、やや泥質な極細粒砂岩および極細粒砂岩の葉理による有律性の悪い極細互層から形成されている (Fig. 4D, F, G)。ほぼ同じ岩相であるため、泥質極細粒砂岩とやや泥質な極細粒砂岩との境界はきわめて不明瞭である (Fig. 4D, E, G)。泥質極細粒砂岩葉理の厚さは一定せず、極薄葉理から薄い中葉理（層厚 3.5 mm 未満）まで及んでいる (Fig. 4D, F, G)。またMS1には、軟堆積物変形構造が頻繁に認められる。そのほとんどは荷重痕であり、区間内部に形成されている場合 (Fig. 4D) もあるが、MS1とその上位区間との境界で多くみられる (Fig. 4F, G)。一般に荷重痕の対称性は高く、翼間角の大きな小褶曲構造をなしている (Fig. 4G)。稀に微細な火炎構造がMS1内に形成されていることもある (Fig. 4F)。

RFSB の中部は全体として塊状な極細粒砂岩であるが、不明瞭な成層構造をなした泥質区間のある下半部と、側方連続性の悪い泥質薄層を含む上半部に区分される (Figs. 3, 4H)。下半部の泥質成層区間は 2 層準にみられる。いずれもやや泥質な極細粒砂岩からなり、きわめて不明瞭な極薄葉理および層理面を示す (Fig. 4H)。下位の泥質区間（以下、SM1と表記）では、側方連続性の悪い平行葉理が形成されている (Fig. 4H)。一方で上位の泥質区間（以下、SM2と表記）には、低角で平板状の斜交葉理が認められる。北東に面した（北西－南東走向の）露頭面では、北西よりも南東に傾斜したフォーセット面が多い (Fig. 4H)。中部上半部は、側方に不連続な泥質極細粒砂岩の薄層を少なくとも 2 区間に含む (Fig. 3)。薄層は最大層厚 3.5 mm ほどの極薄～中葉理であり、SM1やSM2よりも明瞭な平行葉理（下位区間）あるいは平板状の斜交葉理（上位区間）をなしている (Fig. 4H)。中葉理は、明瞭かつ平面的な基底面の泥質極細粒砂岩から泥質に乏しい極細粒砂岩へ逆級化することと、侵食または荷重変形を受けた上面で特徴づけられる (Fig. 4H, I)。上半部の斜交葉理も下半部と同様、南東へ傾斜する場合が多い (Fig. 4H)。また上半部の最上部は、Taylor and Goldring (1993) の指標でBI = 1 に相当する軽微な生物攪拌を被っている (Fig. 4H)。

RFSB 上部は、明瞭な葉理のみられる 2 区間（下位よりMS2とMS3とする）、および葉理の不明瞭な極細粒砂岩～泥質極細粒砂岩との互層である (Figs. 3, 4J, K)。MS2とMS3は泥質極細粒砂岩、やや泥質な極細粒砂岩および極細粒砂岩による極細互層からなり、MS1に類似する (Fig. 4J, K)。また平行層理をなすものの、やや下に凸の変形を受けた部分もみられる (Figs. 3, 4J)。MS2は平行葉理を主とするが、区間下部および上部には低角な斜交葉理も形成されている (Fig. 4J)。北西に面した露

頭面では、フォーセット面が北東および南西へ傾斜する (Fig. 4J). MS3は、MS1と同様に平行葉理が卓越するが、下位と比較するとかなり厚い泥質極細粒砂岩の中葉理 (最大層厚約 7 mm) もみられる (Fig. 4K). MS2とMS3に挟まれる区間は、下半部のやや泥質な極細粒砂岩 (以下、SM3と表記) および上半部の極細粒砂岩からなり、いずれも低角かつ平板状の不明瞭な斜交葉理を伴う (Figs. 3, 4H, J). 北西-南東走向の露頭面において、フォーセット面は北西よりも南東に傾斜する傾向を示し、SM2の斜交葉理と共通する (Fig. 4H). 北東-南西走向の露頭面では、SM3のフォーセット面は北東に傾斜する (Fig. 4J).

RFSB の最上部、すなわちMS3より上位の区間は、下位よりも強い生物攪拌 (BI = 2 程度) を被った極細粒砂岩である (Figs. 3, 4K). 全体として不均一な岩相を示し、不定形あるいは不明瞭な群雲状を呈した泥質部分 (biodeformation; Wetzel and Uchman, 1998) や、被覆層と同じ岩相の黒色砂質シルト岩で充填された化石棲管が頻繁にみられる (Fig. 4K). 本区間の下部には泥質極細粒砂岩の平行葉理が部分的に保存されているものの、上部では初生的な堆積構造をほとんど確認できない (Fig. 4K). RFSB とこれを被覆する砂質シルト岩層との境界は漸移的あるいは不規則な形状を呈するほか、数 cm 程度の局所的な層厚変化も認められる (Fig. 4K).

### 3.2. 層内褶曲および小断層

RFSB の基底部からMS1にかけての区間はZ字状に変形しており、やや非対称な横臥状褶曲をなしている (Figs. 3, 4C, F). この変形構造はRFSB の基底部から下部に限定されており、それより上位は非変形である (Fig. 4C). 褶曲構造は半波長 9 cm 程度の一對の背斜から構成される (Fig. 4C). 褶曲軸面は北東へ 4° 程度傾斜しており、南西フェルゲンツの翼部をもつ (Fig. 4C). 翼間角は約 31° を示すことから、辛うじて開いた褶曲といえる. 相対的に下位の背斜部をなす極細粒砂岩は、砂質シルト岩と凹凸に富んだ境界面で接する (Fig. 4C). 一方、上位の背斜構造のヒンジ部およびその周辺の翼部では、MS1の成層構造がほぼ直角に屈曲したり破断あるいは断片化している (Fig. 4F). 褶曲構造の下部 (RFSB の基底面より下位) に、滑り面と判断される境界や低角断層は確認されない.

またRFSB内部には、小断層が頻繁に認められる (Figs. 3, 4D-F, J, K). 小断層は北西向き (北東-南西走向) の露頭面において、泥質区間を切る正断層 (Fig. 4E, K) や逆断層 (Fig. 4D, F, J) として観察される. ただし、正断層よりも逆断層の頻度が高い. 正断層のオフセット

と断層面の傾斜は、Fig. 4Eのものでそれぞれ約 1.3 cm および 60° NE である. 逆断層の姿勢は、オフセット 0.3 ~ 3 cm で南西に 30 ~ 60° 傾斜する. 小断層による変位はいずれも泥質砂岩の 1 区間のみに限定されており、複数層準にわたることはない (Fig. 3). また、小断層で切られる泥質砂岩葉理に引きずり drag は認められない (Fig. 4E).

### 3.3. 下位層および上位層

RFSB の下位および上位は、ともに顕著な生物攪拌 (BI = 4 以上) を被った黒色砂質シルト岩層である (Figs. 3, 4A, B, K). 層内全体にわたって生物源堆積構造が卓越しており、初生的な堆積構造はほとんど確認できない. 生物源堆積構造は群雲状の *phycosiphoniform-Planolites* 生痕ファブリック *ichnofabric* を呈し、また *Schaubcylindrichnus* Frey and Howard, 1981 に類似した、細粒砂岩の裏打ちをもつ化石棲管も認められる (Fig. 4K).

RFSB の下位層は、粒径 5 ~ 10 cm 程度の球形から紡錘形の石灰質団塊を頻繁に含む (Fig. 4B). RFSB 被覆層の基底部は細粒砂を多く含むが、上方ほどその割合を減じていき、極細粒砂の混在した砂質シルト岩へと漸移する (Fig. 3). 細粒砂に富む基底部では、群雲状の生痕ファブリックが明瞭に観察される (Fig. 4K).

## 4. 考察

### 4.1. 堆積構造について

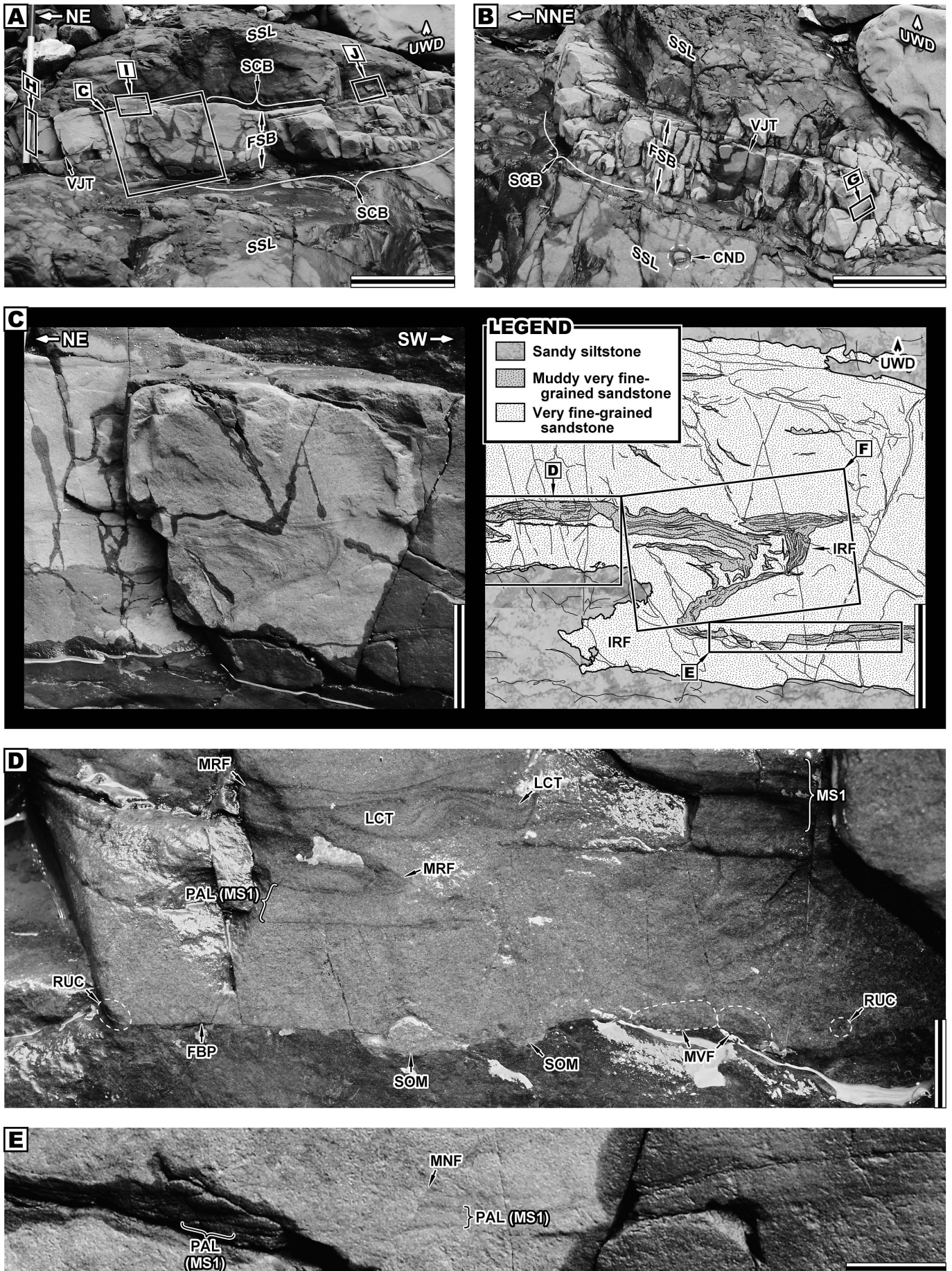
RFSB は極細粒砂を主体とした比較的薄い単層であり、厚い砂質シルト岩層に挟在する (Fig. 4A, B). このことから、定常的には主として泥質碎屑物の堆積するような静穏な堆積場に、極細粒砂がイベント堆積物として供給されたと考えられる.

RFSB は全体として、塊状区間と成層区間の互層するサクセッションと軟堆積物変形構造で特徴づけられる (Fig. 3). 互層した塊状および成層区間という岩相から、碎屑物を供給した流れは変動的であったと考えられる. また軟堆積物変形構造は、飽水状態で累重した堆積物であったこと示唆する.

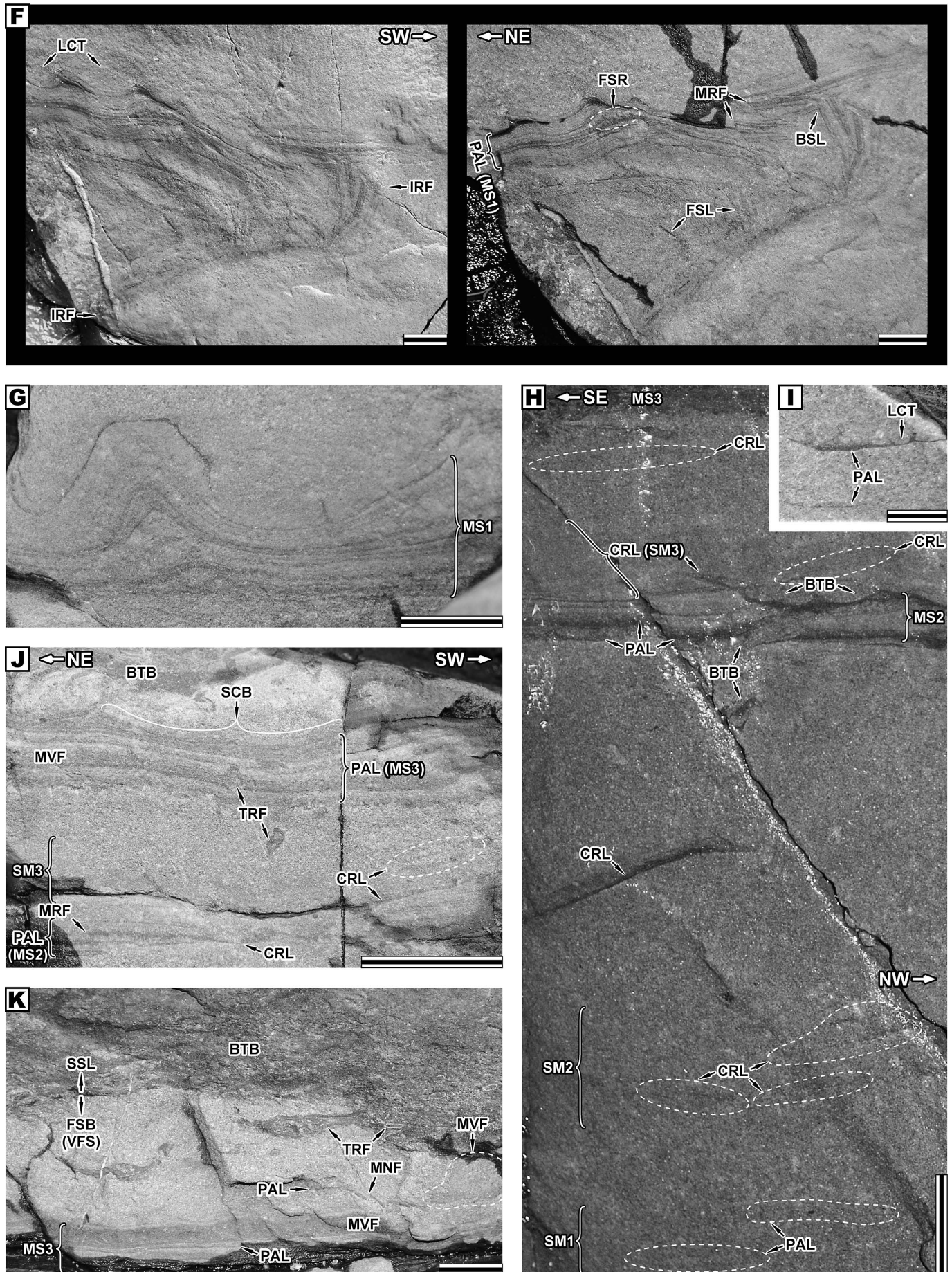
RFSB の基底部にみられる削痕および偽礫から、イベント堆積物を供給した乱流によって砂質シルトの底質が侵食されたといえる. 塊状区間は高密度な重力流の「凍結」、あるいは乱流状態の重力流基底部で連続的に発生した *grain-by-grain* の沈積による急激な堆積現象で形成されたと解釈できる (Bouma, 1962; Lowe, 1982; Kneller and Branney, 1995; Talling *et al.*, 2012).

平行葉理や斜交葉理から、重力流内で沈積した粒子が掃流状態で運搬されたことを示す (Bouma, 1962; Allen,











1982a; Lindholm, 1987). RFSB 中部にみられる側方連続性の悪い泥質極細粒砂岩の葉理 (Fig. 4I) も掃流状態での堆積を反映している (Collinson *et al.*, 2006; Backert *et al.*, 2010). ただし、不明瞭あるいは漸移的な境界を示す泥質極細粒砂岩の葉理 (Fig. 4D, H, I) が認められることから、浮流からの懸濁粒子沈積も想定される。

荷重痕を主とする軟堆積物変形構造は、RFSB の下部から上部にわたって形成されている (Fig. 4D, F, G, I, J). 軟堆積物変形構造は、急速な堆積作用により短期間で累重した堆積物であったことを示す (Allen, 1982b; Lindholm, 1987). また、顕著な生物攪拌はRFSB の最上部にほぼ限られている (Figs. 3, 4H, J, K). つまり、生物源堆積構造を残すような底生生物の入植可能な期間 (colonization window; Pollard *et al.*, 1993) が、少なくとも下～中部の堆積時にほとんど存在しなかったといえる。軟堆積物変形構造と生物攪拌強度の低さを考慮すると、RFSB は急速かつ短期間の堆積作用で形成された砂層であったと考えられる。

RFSB を特徴づける全体として泥質物に乏しい細粒な砂岩、軽微な侵食構造と泥質岩偽礫を含む基底部、塊状区間と明瞭～不明瞭な平行葉理や斜交葉理からなる成層区間、および軟堆積物変形構造という岩相は、海底扇状地などに形成される砂質高密度タービダイト (例えば Jackson *et al.*, 2009; Zakaria *et al.*, 2013; Roy and Zakaria, 2015) に比較できる。

RFSB には古流向を示唆する堆積構造が複数の層準に認められる (Fig. 4D, H, J). 北東－南西走向の露頭面では削痕が観察される (Fig. 4D). 露頭ではその方向を計測できないものの、浅いチャンネル状の横断面を呈すこと

から概ね南北方向の古流向が推定される。また、RFSB の中～上部にかけて平板状の斜交葉理が発達する (Figs. 3, 4H, J). 北東－南西走向と北西－南東走向の露頭面において、それらのフォーセット面はそれぞれ北東と南西、および北西と南東に傾斜する (Fig. 4H, J). ただし北東－南西面では、斜交葉理よりも平行葉理が顕著である (Fig. 4J, K). 他方の北西－南東面では、南東に傾斜したフォーセット面が卓越する (Fig. 4H). したがって、斜交葉理から示唆される古流向は北西から南東方向である。さらに、RFSB 露頭近傍の極細粒砂岩層より、北東から南西方向への古流向を示す斜交葉理が報告されている (平澤, 2021; Fig. 2). 推定される古流向に基づく、本調査地点とその周辺部に露出する有峰層は、現在の北から南側へと供給された堆積物から構成されていると考えられる。

#### 4.2. 層内褶曲と小断層について

RFSB にみられる層内褶曲の成因について、スランピング起源と造構運動起源という2つの可能性が想定される。しかし、層内褶曲はFig. 4C に示した1箇所のみに認められ、その上下の層準や周辺露頭においても他の褶曲構造を見出せない。故に成因の特定は非常に困難だが、公文・立石編 (1998) の判定基準を考慮すると、1) 変形度の高い横臥褶曲、2) 上位と下位の背斜構造で異なった変形様式 (脆性破壊および塑性変形を示す上位と塑性変形した下位の構造)、3) 翼部で変化 (厚化) する単層厚、および 4) 未固結の破碎物質・断層粘土を伴う断裂系や、褶曲軸に平行あるいは扇状に開いた劈開および複褶曲構造を欠く、といった特徴 (Fig. 4C, F) を見出せる。し

**Fig. 4 (previous pages)** Lithofacies of the recumbently folded sandstone bed (RFSB) intercalated by sandy siltstone of the Arimine Formation. (A, B) Distant views of the sandstone bed as seen from the northwest (A) and southwest (B). The folded bed shows a gently concave sheet-like geometry. (C) Recumbently folded bed composed of very fine-grained sandstone (VFS) with muddy very fine-grained sandstone (MVF) intervals. (D) Basal part of RFSB. Bedding plane is generally sharp and horizontal but locally with scour marks. A minor reverse fault cuts the parallel laminated MVF interval with soft-sediment deformation. (E) Parallel lamination of the lower MVF interval cut by a minor normal fault. (F) Hinge zone of the upper anticline structure. Note ductile and brittle deformations coexist within the zone. The MS1 interval is suffered soft-sediment deformation. Photographs taken when the outcrop surface was under wet (left) and dry (right) conditions. (G) Load structure on the lower MFV interval. (H) Alternated succession of massive VFS and parallel or cross-laminated MVF intervals in the middle to upper parts of RFSB. Foresets in the cross-laminated intervals tend to dip southeastward. Bioturbation is generally very weak through the succession. (I) Laterally discontinuous parallel laminae of MVF just above SM2. Thicker lamina displays an obscure upper surface and a small load cast. (J) Sparsely bioturbated upper part of RFSB. Both massive VFS and parallel and/or cross-laminated MVF intervals are slightly burrowed. (K) Intensely bioturbated uppermost part of RFSB. Note discontinuous parallel lamination and an irregular, diffuse upper surface above relatively thick MVF layer. Scale bars indicate 50 cm (A, B), 10 cm (C) and 2 cm (D-K). Abbreviations: BSL, bent sandstone lamina; BTB, bioturbation; CND, calcareous nodule; CRL, cross lamina; FBP, flat bedding plane; FSB, folded sandstone bed; FSL, fractured sandstone lamina; FSR, flame structure; IRF, intraformational recumbent fold; LCT, load cast; MNF, minor normal fault; MRF, minor reverse fault; MVF, muddy very fine-grained sandstone; PAL, parallel lamination; RUC, rip-up clast; SCB, slightly concave bedding plane; SOM, scour mark; SSL, sandy siltstone; TRF, trace fossil; VFS, very fine-grained sandstone; VJT, vertical joint; UWD, upward direction.

たがって、造構運動よりもむしろスランピング起源の可能性がより高いとおもわれる。さらに、下位の背斜構造の翼部における非曲面的な凹凸のある層理面 (Fig. 4C) は、やや脆性的な状態で変形したことを反映する。脆性破壊と塑性変形の共存した褶曲構造に注目すると、RFSB となった砂層は堆積後、累重した堆積物の圧密で半固結状態となった後にスランピングを起こしたと推定される。RFSB の基底面は平坦かつ明瞭であるが、非変形の削痕が保存されている (Fig. 4D)。このことから滑り面は砂岩層の基底面ではなく、それよりも下位に存在すると考えられる。

スランプ褶曲は、斜面上にある堆積物のマスムーブメントによって生じる変形である (Lindholm, 1987; Selley, 2000; Tucker, 2003)。そのためスランプ褶曲軸面の姿勢から、堆積物の滑動方向すなわち古斜面の傾斜方向を推定することもできる (Lindholm, 1987; Tucker, 2003)。斜面における滑動は、堆積物の下底を滑り面として起こる (Lindholm, 1987; Selley, 2000)。滑り面において一様な速度で滑動する場合、スランプ褶曲の軸面は斜面下方に転倒 (斜面下方フェルゲンツ) あるいは斜面の走向に平行する (Alsop and Holdsworth, 2002; Alsop and Marco, 2011)。しかし一様な速度で滑動しない場合、滑り面の上盤は滑動方向に対して時計回りおよび反時計回りに回転するため、斜面の傾斜方向に対して斜交ないし平行した軸面をもつ褶曲構造となる (Alsop and Holdsworth, 2002; Alsop and Marco, 2011)。すなわち、斜面の傾斜と斜交ないし直交する翼部をもった転倒褶曲や横臥褶曲が形成される。

RFSB の層内褶曲が一様な速度の滑動によって形成されたとすると、そのフェルゲンツから南西方向に傾斜した古斜面を想定できる。しかし、一様な滑動速度のスランピングで形成された褶曲構造ではない場合、北西あるいは南東方向に傾斜した古斜面が推定される。ここで斜交葉理の示す古流向を考慮すると、後者の場合、古斜面の傾斜は南東方向と考えられる。すなわち、褶曲軸翼部の姿勢と斜交葉理から、調査地点の有峰層は凡そ現在の北から南方向へ傾斜した古斜面上の堆積物であったとおもわれる。

RFSB 内部には、正断層および逆断層として観察される小断層が頻繁に認められる (Fig. 4D-F, J, K)。逆断層の断層面はいずれも南西に傾斜しており、スランプ褶曲軸面の傾斜方向と斜交する (Fig. 4C, F)。スランプ褶曲内にみられるこのような逆断層は、Alsop *et al.* (2017) の “secondary back thrust” に比較できる。故にRFSB 内の逆断層は、滑動の停止した際に生じた堆積物の圧縮 (Lewis, 1971) によって形成された構造と考えられる。

正断層で切られる泥質砂岩の葉理には、引きずりの痕跡がみられない (Fig. 4E)。このことから、ある程度以上の圧密を受けて脆性的になった状態の堆積物に正断層が生じたといえる。また、正断層の成因として造構運動のほか、累重した堆積物の荷重による可能性も考えられる (例えばフリッツ・ムーア, 原田訳, 2003の図3.60に示されている圧密断層を参照)。

## 5. まとめ

富山県南東部 (有峰地域) に分布する上部ジュラ系有峰層の砂岩単層について、岩相を記載しその堆積過程および堆積場について考察した。対象とした砂岩層は、砂質シルト岩層に挟在するシート状の単層であり、下部に層内褶曲を伴う。砂岩層にみられる堆積構造および変形構造の主な特徴は以下の8点である。

- 1) 基底面は明瞭かつ平坦であり、削痕を伴う。
- 2) サクセッションは全体として、塊状な極細粒砂岩と成層構造をなした泥質な極細粒砂岩との互層からなる。
- 3) 成層区間は、極細粒砂岩および泥質な極細粒砂岩の不明瞭～明瞭な平行葉理や平板状の低角斜交葉理で特徴づけられる。
- 4) 斜交葉理のフォーセット面は、南東へ傾斜する傾向をもつ。
- 5) 荷重痕が下部から上部にかけて頻繁に認められる。
- 6) 生物攪拌の程度は、最上部を除けば非常に低い。
- 7) 層内褶曲は南西フェルゲンツを示す横臥状褶曲であり、造構運動によるとみられる破壊や変形構造をもたない。
- 8) 褶曲構造は非対称であり、上下位の背斜部にそれぞれ異なった塑性変形と脆性破壊を受けている。

堆積構造から、砂質な高密度混濁流による急速な堆積作用が推定される。また、北西から南東方向に卓越した古流向が示唆される。層内褶曲は造構運動ではなく、南側へ傾斜した古斜面におけるスランピングで形成されたとおもわれる。すなわち調査地点の有峰層は、概ね現在の北から供給され、南傾斜の古斜面に定置した堆積物に由来すると考えられる。

## 6. 謝辞

本報告を作成するにあたり、富山県生活環境文化部自然保護課および北陸電力株式会社には地質調査に関してご協力いただいた。また有峰林道小見線の通行に際しては、富山県農林水産部森林政策課に便宜をはかっていただいた。以上の方々に深く感謝申し上げます。



## 7. 引用文献

- Allen, J. R. L., 1982a. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis, Volume I. Develop. Sedimentol.*, 30A, 593p. Elsevier Sci. Publ. Co.
- Allen, J. R. L., 1982b. *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis, Volume II. Develop. Sedimentol.*, 30B, 663p. Elsevier Sci. Publ. Co.
- Alsop, G. I. and Holdsworth, R. E., 2002. The geometry and kinematics of flow perturbation folds. *Tectonophys.*, 350: 99-125.
- Alsop, G. I. and Marco, S., 2011. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea basin. *Jour. Struct. Geol.*, 33: 433-457.
- Alsop, G. I., Marco, S., Weinberger, R. and Levi, T., 2017. Upslope-verging back thrusts developed during downslope-directed slumping of mass transport deposits. *Jour. Struct. Geol.*, 100: 45-61.
- Backert, N., Ford, M. and Malartre, F., 2010. Architecture and sedimentology of the Kerinitis Gilbert-type fan delta, Corinth Rift, Greece. *Sedimentol.*, 57: 543-586.
- Bouma, A. H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*, 168p. Elsevier Publ. Co.
- Collinson, J. D., Mountney, N. P. and Thompson, D. B., 2006. *Sedimentary Structures, 3rd Edition*, 292p. Terra Publ.
- Frey, R. W. and Howard, J. D., 1981. *Conichnus* and *Schaubcylindrichnus*: redefined trace fossils from the Upper Cretaceous of the Western Interior. *Jour. Paleontol.*, 55: 800-804.
- Goto, M., Fujita, M., Hirasawa, S. and Sato, T., 2018. Late Jurassic ammonoid from the Arimine Formation in the Arimine area, Toyama Prefecture, northern Central Japan. *Bull. Toyama Sci. Mus.*, (42): 1-13.
- 平澤 聡, 2016. 富山県南東部に分布する有峰層（Oxfordian階中部）の生痕化石群集と堆積相について（富山県域の上部ジュラ系九頭竜層群—第1報—）. 富山科博研報, (40): 1-11.
- 平澤 聡, 2017. 有峰層（Oxfordian階中部）の堆積相（富山県域の上部ジュラ系九頭竜層群—第1報—補遺）. 富山科博研報, (41): 1-8.
- 平澤 聡 (Hirasawa, S.), 2019. 上部ジュラ系九頭竜層群有峰層（富山県東部）から産出したメニスカス状後方充填構造をもつ化石棲管. 富山科博研報 (*Bull. Toyama Sci. Mus.*), (43): 77-85. (in Japanese with English abstract)
- 平澤 聡 (Hirasawa, S.), 2021. 上部ジュラ系有峰層（富山県南東部）の砂岩層にみられる堆積構造. 富山科博研報 (*Bull. Toyama Sci. Mus.*), (45): 75-79. (in Japanese with English abstract)
- 平澤 聡・柏木健司・藤田将人 (Hirasawa, S., Kashiwagi, K. and Fujita, M.), 2010. 富山県に分布する上部ジュラ～下部白亜系手取層群の海成層と恐竜足跡化石. 地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), (116補遺): 103-121. (in Japanese)
- Jackson, C. A-L., Zakaria, A. A., Johnson, H. D., Tongkul, F. and Crevello, P. D., 2009. Sedimentology, stratigraphic occurrence and origin of linked debrites in the West Crocker Formation (Oligo-Miocene), Sabah, NW Borneo. *Mar. Pet. Geol.*, 26: 1957-1973.
- 河合正虎, 1955. 東茂住図幅の地質, 特に手取層群の地質構造について. 地質雑, 61: 343.
- 河合正虎・野沢 保 (Kawai, M. and Nozawa, T.), 1958. 5万分の1地質図幅「東茂住」および同説明書 (*Geological map of Japan and its explanatory text, Higashimozumi Sheet, Quadrangle Series, scale 1 : 50,000*), 76p. 地質調査所 (Geol. Surv. Japan). (in Japanese with English summary)
- Kneller, B. C. and Branney, M. J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentol.*, 42: 607-616.
- 公文富士夫・立石雅昭編, 1998. 新版 砕屑物の研究法. 地学双書, (29): 399p. 地学団体研究会.
- 棚座圭太郎・清水正明・大藤 茂, 2010. 年代学から見た飛騨変成作用から日本海誕生を経て今日に至るまでの包括的構造発達史. 地質雑, (116補遺): 83-101.
- Lewis, K. B., 1971. Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°. *Sedimentol.*, 16: 97-110.
- Lindholm, R. C., 1987. *A Practical Approach to Sedimentology*. 276p. Allen and Unwin Inc.
- Lowe, D. R., 1982. Sedimentary gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed. Res.*, 52: 279-297.
- 前田四郎, 1961. 手取層群の地史学的研究. 千葉大文理紀要, 3: 369-426.
- 前田四郎・武南 馨, 1957. 富山県南部の手取層群の層序と構造. 地質雑, 63: 273-288.

- Matsukawa, M., Koarai, K., Fukui, M., Suzuki, K., Ogawa, Y., Kikukawa, S., Kometani, M. and Hamuro, T., 2008. A gigantic ammonite from the Upper Jurassic Arimine Formation of the Tetori Group, Japan. *Bull. Tateyama Caldera Sabo Mus.*, (9): 1-10.
- 松川正樹・福井真木子・小河佑太力・田子 豪・小荒井千人・大平寛人・林 慶一, 2014. 手取層群の分布域東部(富山・岐阜県境)の層序の再検討と神通層群(新称)の提案. 地質雑, 120: 147-164.
- Nagata, M., Hayashi, Y., Sakashita, T., Kawagoe, Y., Kouchi, Y., Hirasawa, S., Fujita, M., Yamamoto, K. and Otoh, S., 2018. When did the deposition of the Tetori Group terminate? *Mem. Fukui Pref. Dinosaur Mus.*, 17: 9-26.
- 野沢 保・坂本 亨 (Nozawa, T. and Sakamoto, T.), 1960, 5 万分の 1 地質図幅「五百石」および同説明書 (Geological map of Japan and its explanatory text, Gohyakkoku Sheet, Quadrangle Series, scale 1 : 50,000), pp. 25-33. 地質調査所 (Geol. Surv. Japan). (in Japanese with English summary)
- Pollard, J. E., Goldring, R. and Buck, S. G., 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Jour. Geol. Soc., London*, 150: 149-164.
- Roy, S. K. and Zakaria, A. A., 2015. Variability and process sedimentology of thick massive sandstone facies of West Crocker Formation, NW Sabah, Borneo. *Asia Petroleum Geoscience Conference & Exhibition (APGCE) 2015, KLCC, APGCE2015 Program Book*: 1-5.
- Sato, T. and Yamada, T., 2014. A new Oxfordian (Late Jurassic) ammonite assemblage from the Arimine Formation (Tetori Group) in the Arimine Area, southeastern Toyama Prefecture, northern Central Japan. *Bull. Natl. Mus. Nat. Sci., Tokyo, Ser. C*, 40: 21-55.
- Selley, R. C., 2000. *Applied Sedimentology, 2nd Edition*. 523p. Academic Press.
- Takenami, K. and Maeda, S., 1959. Geology of the Arimine District, Toyama Prefecture, with special reference to the Tetori Group. *Jour. Coll. Art. Sci., Chiba Univ.*, 2: 309-320.
- Talling, P. J., Masson, D. G., Sumner, E. J. and Malgesini, G., 2012. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentol.*, 59: 1937-2003.
- Taylor, A. M. and Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Jour. Geol. Soc. London*, 150: 141-148.
- Tucker, M. E., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field, 3rd Edition*. 236p. John Wiley and Sons Ltd.
- Wetzel, A. and Uchman, A., 1998. Biogenic sedimentary structures in mudstones-an overview. *In: Schieber, J., Zimmerle, W. and Sethi, P. (Eds.) Shales and Mudstones I*. 351-369. Schweizerbart Sci. Publ.
- ウィリアム J. フリッツ, ジョニー N. ムーア, 原田憲一訳, 2003. 層序学と堆積学の基礎. 386p. 愛智出版.
- Zakaria, A. A., Johnson, H. D., Jackson, C. A.-L. and Tongkul, F., 2013. Sedimentary facies analysis and depositional model of the Palaeogene West Crocker submarine fan system, NW Borneo. *Jour. Asian Earth Sci.*, 76: 283-300.