

資 料

富山県東部立山町に分布する下～中部中新統
黒瀬谷層から産出した生痕化石群集

平澤 聡

920-0376 石川県金沢市福増町北1013

Trace Fossil Assemblage from the Lower-to-
Middle Miocene Kurosedani Formation
Distributed in Tatemaya Town, Eastern
Toyama Prefecture

Satoshi Hirasawa

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

A trace fossil assemblage from the Lower-to-Middle Miocene Kurosedani Formation (middle part of the Yatsuo Group) observed in Tatemaya Town, eastern Toyama Prefecture, is reported. The trace fossil-bearing outcrop (Zashubo Conglomerate, Sandstone and Mudstone Alternation Member) consists of lower stratified clean fine-grained sandstone with swaley and low-angle cross-stratification, and parallel stratification, middle moderately burrowed fine-grained sandstone with partly preserved cross-stratification, upper mottled carbonaceous fine-grained sandstone and uppermost coarse-grained sandstone overlying the carbonaceous sandstone by an erosional bedding plane.

The assemblage within the fine-grained sandstones is mainly composed of *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Skolithos* and branching thin burrows. Bioturbation indexes tend to gradually decrease from the eroded upper contact surface of the upper carbonaceous sandstone to the lower stratified sandstone. The fossil burrows, whose infills are carbonaceous sandstone and/or carbonaceous material in many cases, frequently cross-cut each other and exhibit apparent tiering from middle to upper fine-grained intervals. While trace fossils from the uppermost coarse-grained sandstone show very few occurrences of almost only horizontal lined burrows, which quite differ from those of the underlying

fine-grained intervals.

The sedimentological and ichnological features of the fine-grained sandstones probably indicate the trace fossil assemblage reflects opportunistic *Skolithos* ichnofacies immediately following a storm event and a succeeding climax community of *Cruziana* ichnofacies during a fair-weather condition under a middle shoreface environment. After establishment of the climax community in the fine-grained substrate, rapid, large volume of coarse sand deposition of probably by marine flooding or a sediment gravity flow originated by river flooding would have resulted in a frozen tiered-profile below the newly formed bed.

1. はじめに

富山平野を取り囲むようにして分布する八尾層群 (図1A) は、前～中中新世における日本海拡大期の火山岩類、火山砕屑岩類および堆積岩類からなり、放散虫類、有孔虫類、棘皮動物、節足動物、軟体動物や脊椎動物などの動物化石、および珪藻類、マングローブ植物の花粉、そして台島型の植物化石といった多様な化石群集を包含する (富山地学会編, 1986; 富山県編, 1992; 富山県教育委員会, 1996; 金子, 2001; 中嶋ほか, 2019).

本稿では、富山県東部の立山町長倉 (二級河川白岩川の上流域; 図1B) に分布する八尾層群黒瀬谷層で観察された生痕化石群集について報告し、八尾層群の古生態系の実態を示す一資料とする。

2. 地質概説

下～中部中新統八尾層群 (槇山, 1930; 中嶋ほか, 2019 再定義) は、富山県中西部の八尾地域を模式地とする陸域～水域の火山噴出物および河川域～漸深海域の砕屑岩類であり、下位より岩稲層 (安山岩質溶岩およびその火山砕屑岩類)、医王山層 (流紋岩質火山岩およびその火山砕屑岩類)、黒瀬谷層 (粗粒砕屑岩類と砂岩泥互層)、山田中凝灰岩層 (泥岩や砂岩を挟む軽石凝灰岩) および東別所層 (泥質岩) から構成される (早川・竹村, 1987; 金子, 2001; 中嶋ほか, 2019; 図1A)。本層群は下部中新統の楡原層 (河川成～浅海成の礫岩・砂岩・泥岩) を不整合に覆い、中部中新統～下部更新統の砺波層群 (浅海成の礫岩・砂岩を主体) によって不整合に被覆される (早川・竹村, 1987; 金子, 2001; 中嶋ほか, 2019)。八尾層群は、日本海 (富山湾) を形成したリフティングに伴う火山活動と、その後に生じた背弧海盆の拡大および急速な沈降を記録している (早川・竹村, 1987; 中嶋ほか, 2019)。

報告する生痕化石群集を産した黒瀬谷層（津田・千地，1950）は、八尾層群の中部～上部を構成する粗粒砕屑岩や砂岩、泥質岩の不規則互層を主体とした地層であり、最大で層厚1000 mに達する（富山県編，1992；中嶋ほか，2019）。模式地である八尾地域の北東部では、塊状な礫岩、極細粒砂岩、泥岩や泥質砂岩などが上方粗粒化と上方細粒化を繰り返すサイクルをなしており、周期的な海水準変動の影響を受けた網状河川相から内湾泥底相であると解釈されている（中嶋ほか，2019）。黒瀬谷層の時

代は、微化石（珪藻類）、古地磁気および放射年代による複合年代層序学的検討から、前期中新世のBurdigalian期と考えられる（中嶋ほか，2019およびその引用文献）。

黒瀬谷層からは、黒瀬谷動物群（Tsuda, 1960）あるいは八尾一門ノ沢動物群（鎮西，1963）と呼ばれる、熱帯～亜熱帯域の浅海性貝化石群集が多産する（Tsuda, 1959, 1960; 藤井・菊川，1974）。卓越種の違いから、本層の下部および上部の堆積環境はそれぞれ主として汽水域～内湾域と、外洋に面した浅海域と考えられている（Oyama, 1950; Tsuda, 1959, 1960; 津田，1965）。

示相化石となる微化石群集も黒瀬谷層から豊富に産出する。有孔虫化石群集に基づけば、堆積環境として内部浅海带（本層下・中部）および上～中部漸深海带（本層上部）が想定される（千地，1986; Hasegawa and Takahashi, 1992）。また、八尾地域の西部では外側陸棚相から漸深海相の貝形虫化石群集が知られている（Ozawa, 2016）。

主に浅海成の堆積岩類からなる黒瀬谷層の岩相は、水平・垂直方向に大きく変化するため、研究者ごとに異なった部層に区分されている（富山県編，1992）。金子（2001）によれば、本調査域を含む富山県東部（立山町地域；図1B）に分布する黒瀬谷層は、下位より^{ざしゅぼう}榎ノ木礫岩部層（泥岩・砂岩を伴う円～垂角礫岩）、座主坊礫岩砂岩泥岩互層部層（泥岩・砂岩・礫岩の互層）、および^{ざしゅぼう}桧津砂岩泥岩互層部層（泥岩優勢な泥岩・砂岩の不規則互層）からなる。報告する生痕化石群集は、座主坊礫岩砂岩泥岩互層部層（野沢・坂本，1960，以下「座主坊部層」と略記する）で観察された（図2～4）。

立山町^{ざしゅぼう}座主坊（図1B）を模式地とする、座主坊部層は、黒瀬谷層の下部～中部を占める最大層厚550 mの浅海成層であり、下位の岩相層を整合に被覆または^{ざしゅぼう}榎ノ木礫岩部層から漸移し、上位の桧津砂岩泥岩部層に岩相変化する（野沢・坂本，1960；山田ほか，1998；金子，2001）。座主坊部層は、花崗岩やデイサイトを主な構成礫種とする礫岩、頻りに斜交層理のみられる青灰色細～中粒砂岩、および暗灰色の塊状泥岩からなる互層であり、凝灰質砂岩あるいは安山岩溶岩を伴う（野沢・坂本，1960；金子，2001）。泥岩および砂岩は風化すると黄褐色を呈し、また生物攪拌や泥質ノジュール、炭質物を含むこともある（金子，2001）。本部層は、マングローブ植物の花粉化石のほか、*Anadara kakehataensis*や*Vicarya*など黒瀬谷動物群あるいは八尾一門ノ沢動物群に属する貝化石群集を産出する（山野井・津田，1986；山田ほか，1998；金子，2001）。

生痕化石群集の観察された、立山町長倉地域（白岩川の上流域；図1B）に分布する座主坊部層は、不明瞭な砂

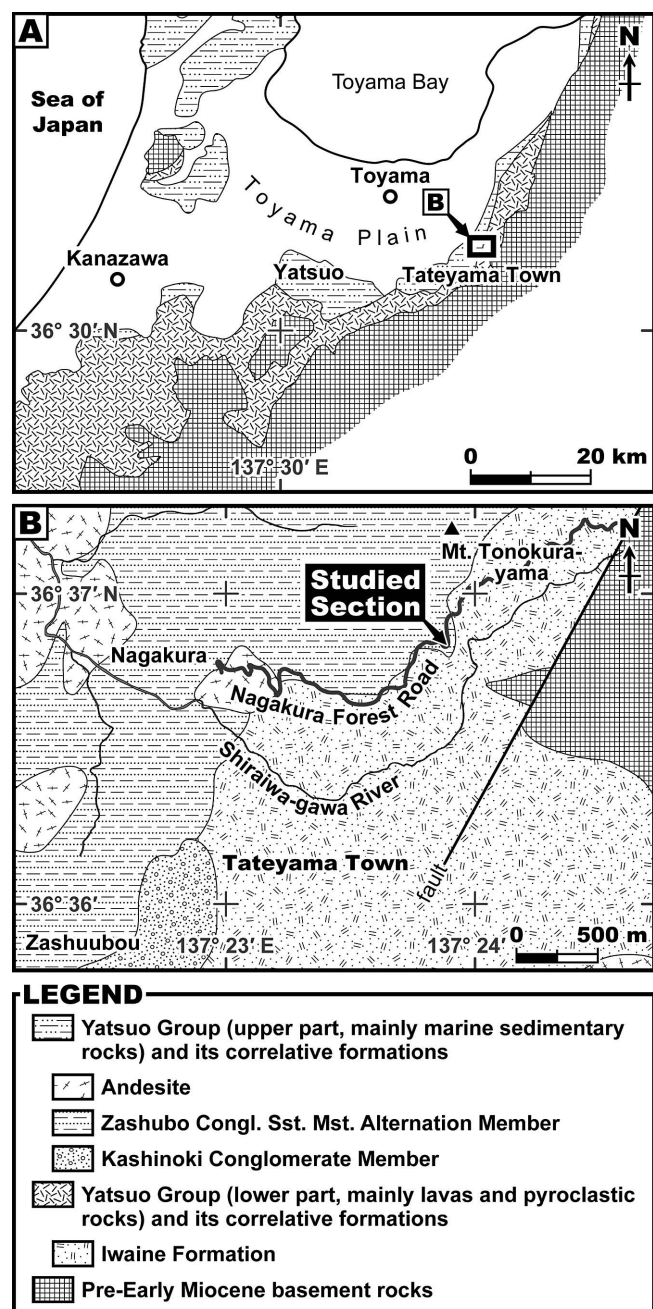


Fig.1 Simplified geological maps showing the studied area (Tateyama Town, eastern Toyama Prefecture). Modified after Toyama Prefecture ed. (1992) and Kaneko (2001).

岩泥岩互層を主体とする下部と、単層厚2～3 mの泥岩層・砂岩層と含礫砂岩層ないし礫岩層の互層した中・上部で特徴づけられ、層厚400 m程度である（野沢・坂本, 1960）。また、本部層は下位の岩泥層を整合に覆い、上位の栃津砂岩泥岩互層部層に漸移する（野沢・坂本, 1960；金子, 2001）。

礫岩層は侵食的な基底面と成層構造を示し、粒径3 cm程度の亜円礫を主体とするが、ときに粒径10 cmの角礫も含む（野沢・坂本, 1960）。砂岩層は塊状あるいは成層構造をなす灰白色～灰褐色の凝灰質粗粒砂岩からなり、細礫を包含したり亜炭薄層を挟むこともある（野沢・坂本, 1960）。泥岩は灰色（灰褐色）～暗灰色を呈し、凝灰質かつ塊状であるほか、植物片に富んでおり炭質泥岩の区間もみられる（野沢・坂本, 1960）。

3. 生痕化石群集産出露頭の岩相

生痕化石群集の産出した座主坊部層の露頭は、長倉東方の長倉林道に位置（36° 36′ 51.8″ N, 137° 23′ 52.6″ E, 標高約460 m）しており、成層構造をなす砂岩からなる（図1B, 2）。砂岩層は露頭の両側から安山岩に貫入されており、ほぼ直立した板状（高さ6 m以上、最大幅約4 m）の捕獲岩のようにみえる（図3A）。しかし、砂岩は貫入岩体との境界部分も含めて接触変成作用の影響をほとんど受けておらず、初生堆積構造および生痕ファブリックとも明瞭に保存されている（図3B-I）。剥離した層理面を確認できないため、砂岩層の走向傾斜は不明であるが、露頭下部の成層構造を見通して計測するとNS/24° Nを示す。

観察可能な区間において砂岩露頭は、下部、中部および上部でそれぞれ特徴的な岩相を示す細粒砂岩と、それを覆う最上部の粗粒砂岩からなる（図2, 3B）。砂岩はいずれも、やや低から高い円磨度を示す無色鉱物粒子を主体とし、白色や暗色の岩片も含む。また、細粒砂岩層上部を除き新鮮な砂岩は灰色を示すが、風化すると灰白色あるいは赤褐色を呈する。柱状図作成区間に動物化石は認められないが、中部～最上部にかけて化石棲管、炭質物および材化石を産する（図2, 3I, J, K）。

細粒砂岩層の下部は区間下部～中部にかけて中粒砂を含み淘汰不良であるが、上位ほど中粒砂を減じていき上部では相対的に淘汰良好となる。また、泥質基質を欠き炭質物や材化石も含まない。岩相の特徴としては、区間全体にわたって明瞭な成層構造が発達することである。区間下部では、プラナー型の低角斜交層理が認められる（図3C, D）。南北走向の露頭面において、低角斜交層理は北および南へ傾斜し、特定の方位に卓越する傾斜傾向をもたない（図3C）。区間中部～上部は、浅いトラフ型の

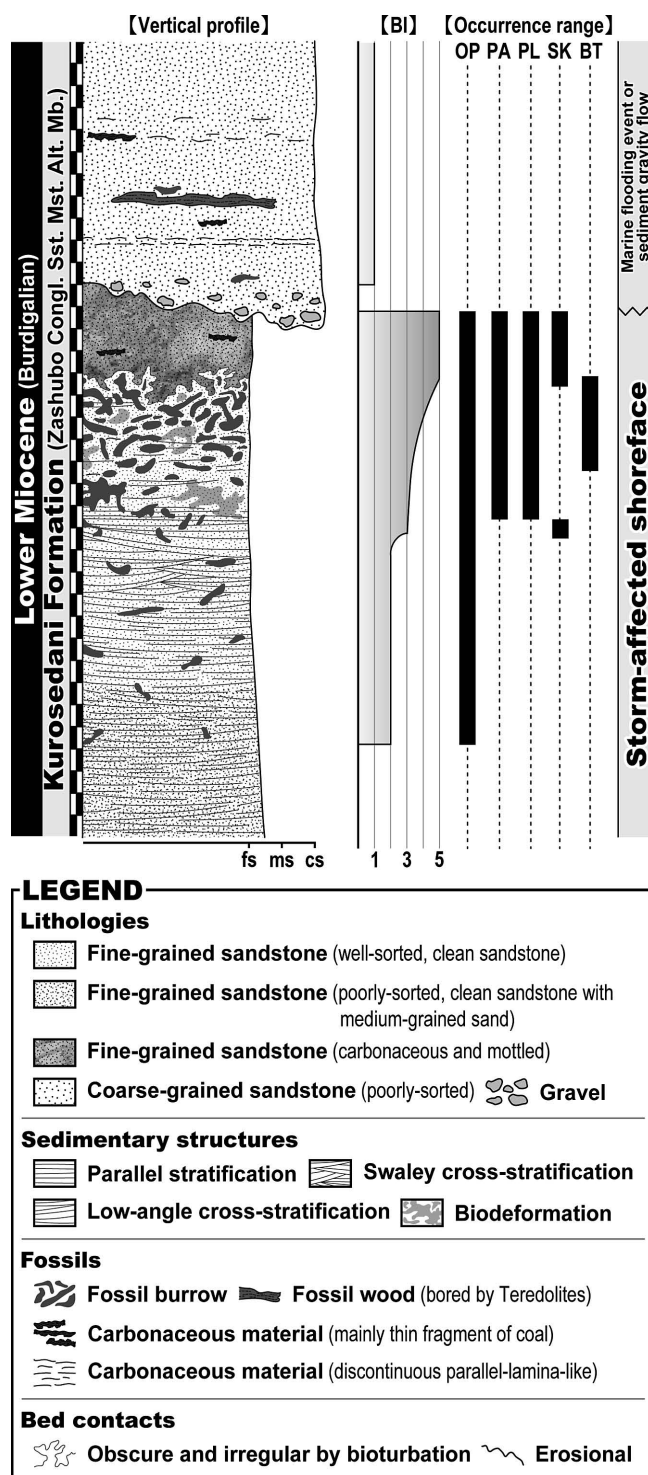


Fig. 2 Vertical profile of the Lower-to-Middle Miocene Zashubo Conglomerate, Sandstone and Mudstone Alternation Member (lower-to-middle parts of the Kurosedani Formation) with bioturbation indexes and occurrence ranges of dominant trace fossils. The fine-grained sandstone interval preserves a frozen tier composed of *Cruziana* and *Skolithos* ichnofacies under storm-affected shoreface environment. Scale bar is in 10 cm divisions. Abbreviations: BT, branched thin burrow; cs, coarse-grained sand; fs, fine-grained sand; ms, medium-grained sand; OP, *Ophiomorpha*; PA, *Palaeophycus*; PL, *Planolites*; SK, *Skolithos*.

基底面，上位ほど低角になる斜交葉理，そして最上部ではほぼ平行層理となるセットから構成された，スウェール状斜交層理（SCS）で特徴づけられる（図3D）．区間最上部では，平行層理が発達する（図3D）．細粒砂岩の下部は，風化により全体的に赤褐色を呈する．また，層理面に対してほぼ垂直または高角に斜交する節理が発達する（図3B, D）．

細粒砂岩層の中部は下部から漸移し，化石棲管など生物源堆積構造で特徴づけられる（図3E - G）．側方連続性の悪い平行葉理や斜交層理（図3F），あるいは平行葉理状に配列した炭質物を部分的に残すものの，生物攪拌によって初生堆積構造がほとんど破壊されている．また，生物攪拌は区間の上位ほど顕著となる（図2）．生物攪拌を受けていない部分は下部と同様，泥質物を含まない灰色砂岩だが，攪拌された部分ではやや炭質な暗灰色～黒灰色砂岩である（図3F, G）．また，生物攪拌の著しい区間上部は中粒砂に加えて粗粒砂も稀に混じるため，下部よりも淘汰の悪い細粒砂岩となっている．

細粒砂岩層の上部は，中部を不明瞭かつ不定形な層理面で被覆あるいは中部から漸移し，下位よりも強度の生物攪拌と暗灰色～黒灰色で炭質物に富む岩相を特徴とする（図3H, I）．側方連続性の悪い炭質物の平行葉理（最大で厚さ3 mm程度）が稀に保存されているものの，初生堆積構造をほぼ失っている（図3I）．この区間は中部よりも中粒～粗粒砂に富むほか，攪拌された部分ではやや泥質となっているため，非常に淘汰不良である．風化した炭質砂岩は，細片状に崩れやすい．

柱状図区間の最上部をなす灰色粗粒砂岩は，やや凝灰質かつ淘汰不良であり，下位の炭質細粒砂岩を明瞭な侵食面で覆う（図2, 3J）．また，最大長40 cmほどの材化石を含むことがある（図3J, K）．粗粒砂の円磨度は低い．粗粒砂岩層の基底面は塊状であり，極粗粒砂や最大粒径8 mmほどの安山岩質および流紋岩質火山岩の角礫や亜角礫を含むため，きわめて淘汰不良である（図3L）．基底面より上位では，平行葉理状に配列した炭質物が複数の層準でみられるほか，生痕化石 *Teredolites* で穿孔された材化石や細礫大の軽石をわずかに含む（図3J, K, M）．生物源堆積構造はほとんど形成されておらず，細粒砂岩と比較するときわめて貧弱な生痕ファブリックを示す（図3J）．

4. 生物源堆積構造および生痕化石とそれらの産状

生物源堆積構造と生痕化石は，柱状図作成区間の大部分で確認されるが，様な産状を示さない．特に産出頻度や生物攪拌の強度，すなわち bioturbation index (BI; Taylor and Goldring, 1993) は区間ごとに大きく異なる（図2）．

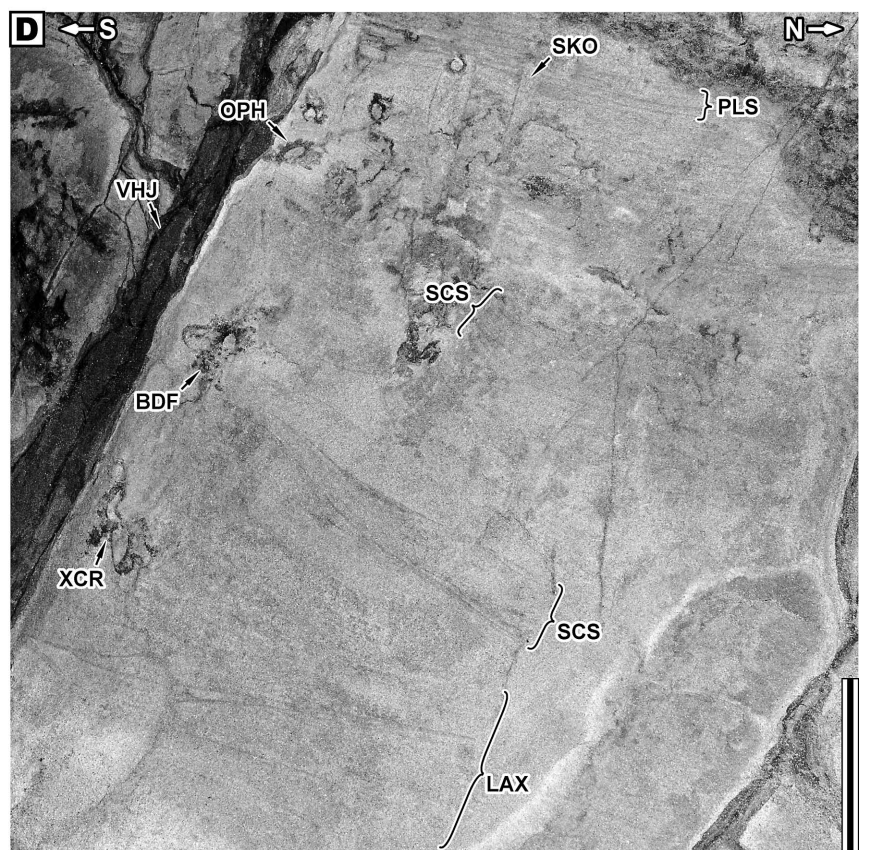
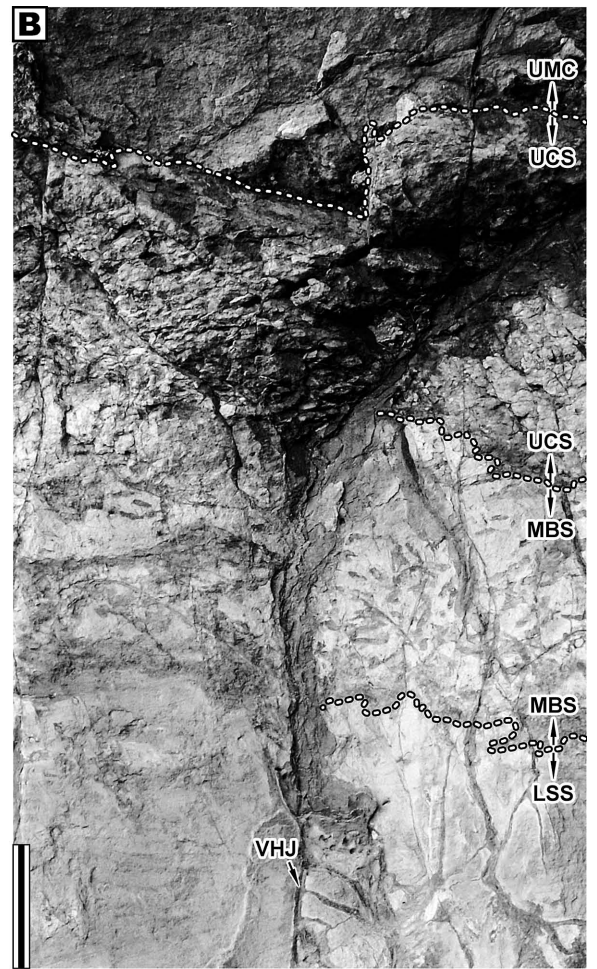
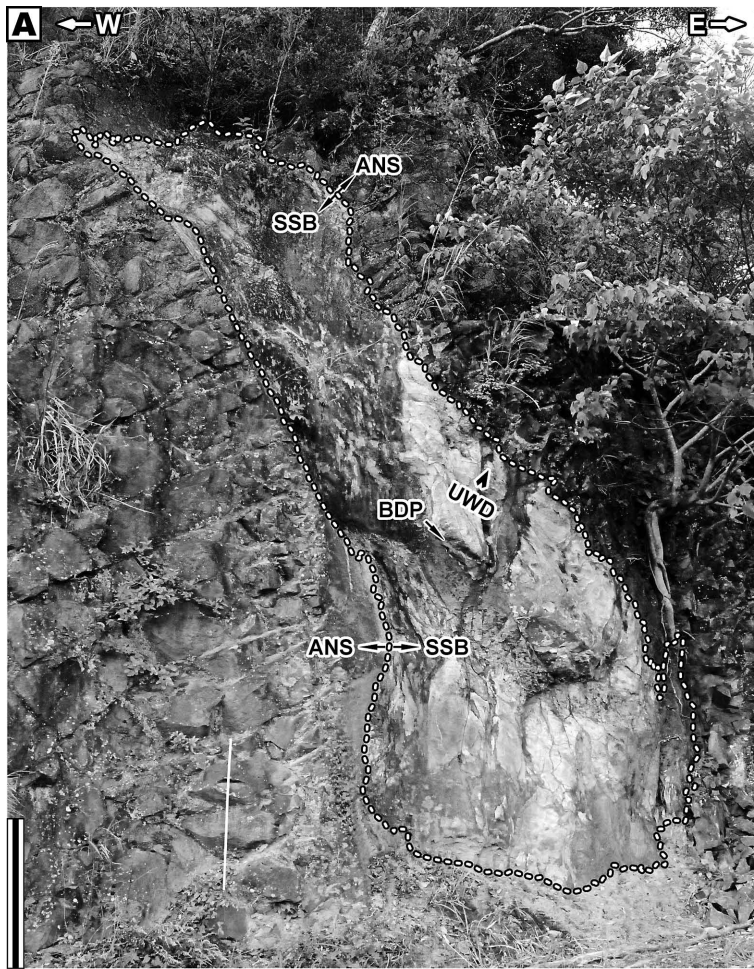
生物攪拌は上部の炭質細粒砂岩層でBI = 5 と最も高く，その基底面から下位に向かって漸減し，下部の斜交層理砂岩ではBI = 1 まで低下する（図2）．炭質砂岩層の基底面を基準にすると，化石棲管の最大掘進深度は約1 mである．一方，最上部の粗粒砂岩では，基底面においてBI = 0 を示しそれより上位でBI = 1 となる．すなわち，粗粒砂岩層の基底面の上下でBI が極端に異なる（図2）．

細粒砂岩の生痕化石群集は，*Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Skolithos* および細管状の化石棲管を主要な要素とするほか，わずかに裏打ちと後方充填構造をもつ生痕化石を伴う（図2, 3E, G, I, 4A - F）．化石棲管はいずれも完形浮彫り痕 full relief (Seilacher, 1964; ブロムリー, 大森監訳, 1993) として保存されていて，露頭面や層理面から突出した立体的な産状を示さない（図3E, I, J）．したがって，化石棲管の表面構造や水平方向の分岐様式は観察できない．化石棲管の充填物は，灰色細粒砂岩あるいは炭質細粒砂岩か炭質物である（図3E, G, 4）．下部および中部の細粒砂岩層に形成された暗色化石棲管は，上部の炭質砂岩や炭質物と同じ物質で充填されており，bed-junction preservation (Simpson, 1957) の産状を見せる．

細粒砂岩層下部の生痕化石群集は貧弱（区間下部，BI = 0；区間中～上部，BI = 2）であり，散在的な産状を示す *Ophiomorpha* の水平孔・立坑や *Skolithos*，水平から高角な姿勢の化石棲管（無構造の細粒砂岩，炭質細粒砂岩あるいは炭質物で充填），および炭質砂岩からなる不定形の生物源堆積構造を特徴とする（図3D）．散在的な産状であるものの，化石棲管はしばしば不定形の生物源堆積構造を掘進している（図3D）．

細粒砂岩層中部には，*Ophiomorpha* の水平孔・立坑，*Palaeophycus*, *Planolites* および細管状の化石棲管を主体とし，後方充填構造をもつ化石棲管をわずかに伴う生痕ファブリックが顕著に発達する（図2, 3E, 4A）．この区間では，灰色細粒砂岩，暗色炭質細粒砂岩あるいは炭質物で充填された化石棲管が共産し，かつ頻繁に交叉する（図3E, G, 4A, E）．また，層理面に対し高角に斜交する化石棲管よりも，低角に斜交あるいはほぼ平行な姿勢のものが卓越する（図3E, G）．生物源堆積構造は一般に個々の化石棲管として観察されるが，炭質砂岩からなる群雲状の不明瞭な生物攪拌（バイオデフォーメーション）を呈する場合も多い（図3F, G）．バイオデフォーメーション部分には，不定形ながら側方への発達傾向をみせる生痕化石密集部が形成されていることもある（図3G）．

細粒砂岩層上部は，暗色炭質砂岩や灰色砂岩で充填された *Ophiomorpha* の水平孔，*Palaeophycus* や *Planolites*



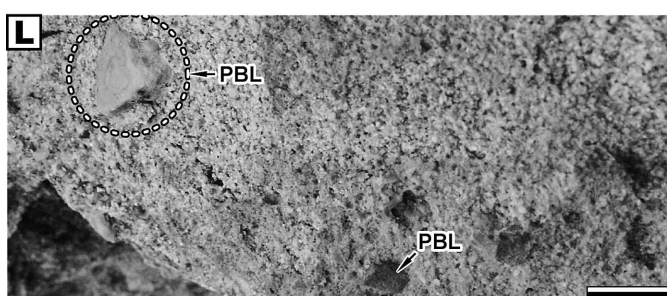
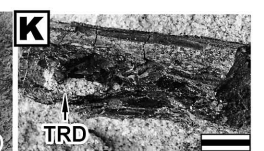
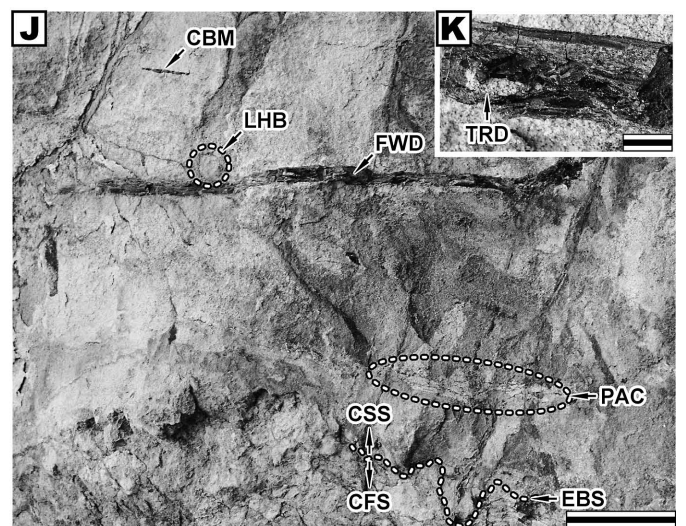
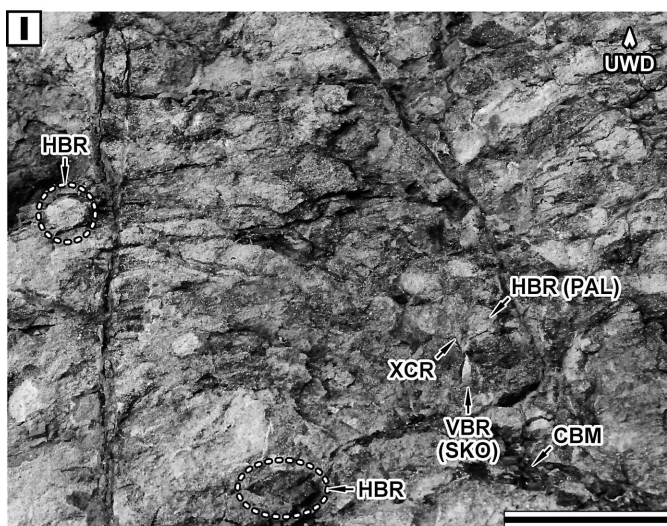
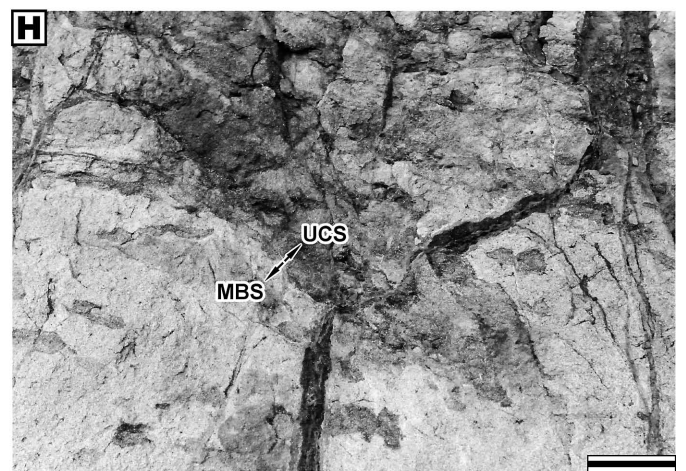
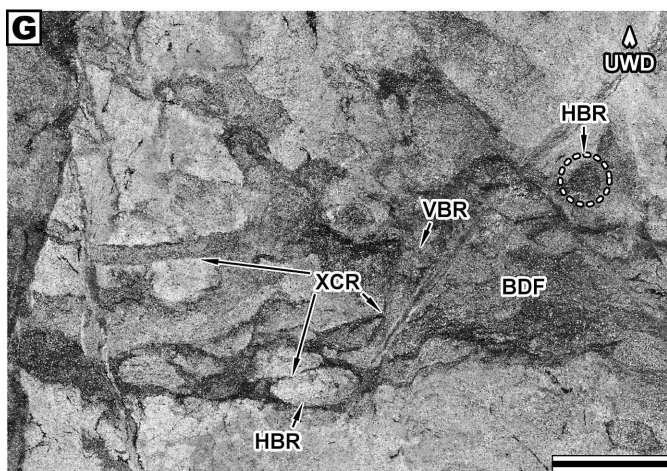
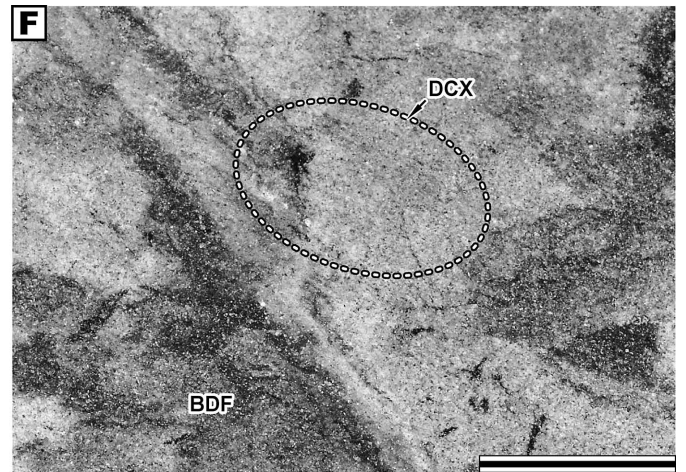
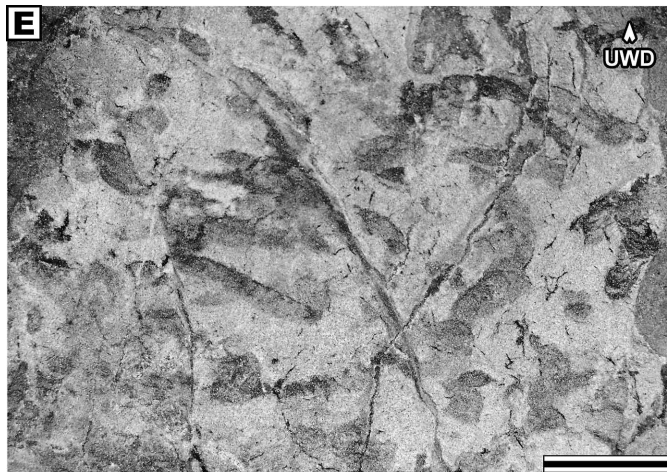


Fig. 3 (previous pages) Lithofacies of the trace fossil-bearing sandstone beds of the Zashubo Conglomerate, Sandstone and Mudstone Alternation Member. (A) Outcrop of the sandstone beds intruded by age-unknown andesite. (B) Measured interval of the sandstone beds (See Fig. 2). This interval is composed of lower stratified, middle bioturbated and upper mottled carbonaceous fine-grained sandstones erosionally overlain by uppermost coarse-grained sandstone. (C) Low-angle cross-stratification developed in lower-to-middle intervals of the lower sandstone without muddy matrix. (D) Low-angle and swaley cross-stratifications, and parallel stratification observed from middle-to-upper intervals of the lower sandstone bed. The sandstone is well-sorted and lack of muddy matrix. (E) Ichnofabric formed in the middle sandstone bed. Burrows filled by dark-gray or black carbonaceous sandstone and/or carbonaceous material are visible. (F) Laterally discontinuous set of cross-lamina because of bioturbation (close-up of Photo E). (G) Cluster of burrows in a carbonaceous, biodeformed part of the middle sandstone. Vertical and horizontal burrows frequently cross-cut each other. (H) Irregular and gradual boundary between the middle and upper fine-grained sandstone beds owing to bioturbation. (I) Mottled upper carbonaceous sandstone, sometimes with coal. Ichnofabric dominated by horizontal burrows filled by gray, relatively clean or dark carbonaceous sandstones. Cross-cutting relationships among burrows are also recognized. (J) Uppermost coarse-grained sandstone bed erosionally overlying the carbonaceous fine-grained sandstone bed. The coarse-grained sandstone sparsely contains lined horizontal burrows, fossil woods and parallel arranged thin carbonaceous material. Morphology of the burrows is different from that of the trace fossils in the underlying fine-grained sandstone beds. (K) Fossil wood bored by *Teredolites* (close-up of Photo J). (L) Basal part of the coarse-grained sandstone bed containing poorly-sorted, matrix-supported gravels of volcanic rocks. (M) Parallelly arranged thin carbonaceous material without disturbing by burrows. Lower part of the coarse-grained sandstone bed. Scale bars equal 1 cm (L, K), 2 cm (E), 3 cm (G), 5 cm (F, H, I, M), 10 cm (C, J, D), 20 cm (B) and 100 cm (A). Abbreviations: ANS, andesite; BDF, biodeformation; BDP, bedding plane; CBM, carbonaceous material; CFS, carbonaceous fine-grained sandstone; CSS, coarse-grained sandstone; DCX, discontinuous set of cross-lamina; EBS, erosional basal surface; FWD, fossil wood; HBR, horizontal burrow; LAX, low-angle cross-stratification; LHB, lined horizontal burrow; LSS, lower stratified fine-grained sandstone; MBS, middle bioturbated fine-grained sandstone; OPH, *Ophiomorpha*; PAC, parallelly arranged carbonaceous material; PAL, *Planolites*; PBL, pebble; PLS, planar stratification; SCS, swaley cross-stratification; SKO, *Skolithos*; SSB, sandstone beds; TRD, *Teredolites*; UCS, upper carbonaceous fine-grained sandstone; UMC, uppermost coarse-grained sandstone; UWD, upward direction; VBR, vertical burrow; VHJ, vertical or high-angle joint; XCR, cross-cutting relationship among burrows. All photos parallel to bedding.

による斑状の生痕ファブリック、および暗色炭質砂岩と灰色砂岩からなる叢雲状のバイオデフォーメーションで特徴づけられる (図3I, 4C)。ほとんどの化石棲管は層理面に対し低角に斜交あるいはほぼ平行な姿勢を示し、垂直棲管は非常に少ない (図3I)。稀に *Skolithos* のほか、後方充填構造や炭質砂岩・炭質物の裏打ちをもつ生痕化石もみられる (図4C)。化石棲管の産出密度が非常に高いことに加えて、互いに頻繁に交叉するため、個々の生痕化石を認識し難い。

細粒砂岩を覆う粗粒砂岩には、下位とは対照的に生物源堆積構造がほとんど形成されておらず、特に基底部では全く観察されない (図3J-M)。それより上位の平行葉理状に配列した炭質物や材化石の産出区間にごくわずかにみられるのみである (図3J)。平行葉理状の炭質物層準にも、明らかな生物源堆積構造は認められない (図3M)。

5. 生痕化石群集の特徴

細粒砂岩層にみられる生痕化石群集は、構成要素や産出区間によってそれぞれ特徴的な形態および産状を示す。

Ophiomorpha は、下部の成層した細粒砂岩から上部の炭質砂岩まで認められ、柱状図作成区間の生痕化石で最も広範な産出範囲を示す (図2)。特に中部の生痕ファ

ブリックには、*Ophiomorpha* が卓越する (図4A)。本生痕属は層理面に対してほぼ水平あるいは垂直な姿勢をとる円筒状の化石棲管であり、無構造あるいは不明瞭な後方充填構造を有する灰色砂岩や炭質砂岩の充填物と、外表面に瘤状構造を伴う管壁から構成される (図4A-C; Lindholm, 1987, figure 4.29も参照)。水平孔の横断面はほぼ円形を示す (図4D)。棲管径0.6~1.3 cm (管壁厚0.1~0.3 cm) とかなりの幅があり、同一層準でも棲管径の異なる *Ophiomorpha* が共産することもある。確認可能な棲管長は最大で5.9 cmである。瘤状構造と管壁は、下~中部の灰色砂岩から産する棲管では大きく厚いが、対照的に上部の炭質砂岩に形成されたものでは小さく薄い傾向を示す (図4A-C)。 *Ophiomorpha* は専ら他の化石棲管や生物源堆積構造を掘進する一方、これらの構造に切られる産状をほとんど示さない (図4A, C, D)。ただし、本生痕属同士の交叉関係はごく稀に認められる。

Palaeophycus および *Planolites* は、中部の灰色砂岩から上部の炭質砂岩にかけて高い頻度で産出する (図2, 3I)。両生痕属は、ともに層理面に対してほぼ平行あるいは低角に斜交し、円~楕円状の横断面と円筒状の縦断面を示す化石棲管である (図4A, C, E; Lindholm, 1987, figure 4.32も参照)。また、両者の大きさに明らかな差異はなく、それぞれ横断面の長軸長0.3~1.5 cm、縦断面

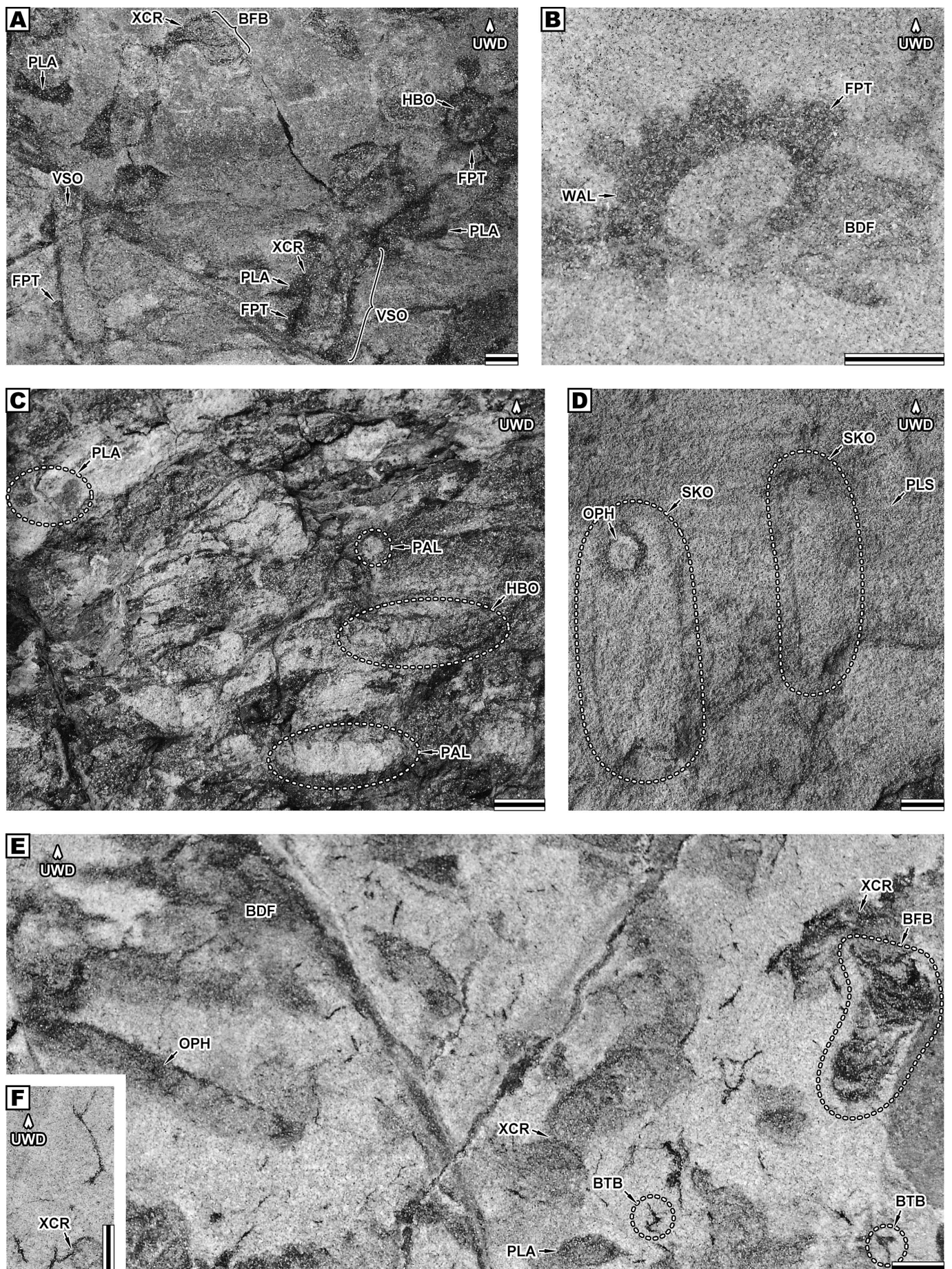


Fig. 4 (previous page) Trace fossils and ichnofabrics observed in the fine-grained sandstone intervals. (A) *Ophiomorpha* ichnofabric composed of nearly vertical and horizontal burrows characterized by a wall structure with fecal pellets. Few back-filled burrows and *Planolites* are accompanied by the ichnofabric. Vertical burrows tend to penetrate into the other trace fossils. Middle bioturbated interval. (B) Transverse section of a horizontal burrow of *Ophiomorpha*. Thick wall with knobby fecal pellets is partly bioturbated. Clean fine-grained sandstone of the lower stratified interval. (C) Crowded mode of occurrence of light-colored *Palaeophycus* and dark *Planolites* burrows forming a mottled ichnofabric in the upper carbonaceous interval. A horizontal burrow of *Ophiomorpha* with an indistinct backfill structure is co-occurred. (D) Sparse occurrence of *Skolithos* burrows filled with clean-sandstone of the lower interval. Note *Skolithos* burrowing into the laminated sandstone, and conversely, penetrated by *Ophiomorpha*. (E) Ichnofabric consisted of backfilled burrows, *Ophiomorpha*, *Planolites*, branched thin burrows and biodeformation, which indicates a climax benthic community. Their cross-cutting relationships are visible. Middle interval. (F) Black thin burrows with upward branching and carbonaceous infill. A branch cross-cut the other burrow. Middle interval. All scale bars equal 1 cm. Abbreviations: BDF, biodeformation; BFB, backfilled burrow; BTB, branched thin burrow; FPT, fecal pellet; HBO, horizontal burrow of *Ophiomorpha*; OPH, *Ophiomorpha*; PAL, *Palaeophycus*; PLA, *Planolites*; PLS, planar stratification; SKO, *Skolithos*; VSO, vertical shaft of *Ophiomorpha*; WAL, wall of burrow; XCR, cross-cutting relationship among burrows. All photos parallel to bedding.

の最大長にして5.7 cm程度である。充填物は、裏打ち伴わない塊状な灰色砂岩 (*Palaeophycus*) または暗色炭質砂岩 (*Planolites*) である。このため、*Palaeophycus* は中部の灰色砂岩中で認識し難く、他の生物源堆積構造と交叉する産状でのみ確認される (図3I, 4C)。 *Planolites* はほぼ黒色の堆積物で充填されていることから、上部の炭質砂岩中でも比較的容易に認識できる (図4A, C, E)。

Palaeophycus はバイオデフォーメーション部分を頻繁に掘進するほか、*Planolites* など他の生痕化石を切る場合もある (図3G, 4I)。 *Planolites* はバイオデフォーメーションや稀に*Palaeophycus* を切り、*Ophiomorpha* や*Palaeophycus* などから掘進される (図4A)。

Skolithos は、下部の平行層理区間および上部の炭質砂岩から産するが、細粒砂岩層の群集において非常に産出頻度の低い要素であり、産出区間も狭い (図2, 3D)。本生痕属は層理面に対してほぼ垂直な化石棲管であり、裏打ちや分枝をもたない (図4D; Lindholm, 1987, figure 4.38も参照)。大きさは長さ0.9~5.0 cm, 棲管径0.3~1.0 cm程度である。充填物は、産出層準と同じ岩相の砂岩であり、内部構造を欠く (図4D)。下部から産する*Skolithos* では、充填物と母岩との境界が赤褐色の酸化物により強調されているほか、*Ophiomorpha* に掘進されている (図4D)。上部の炭質砂岩では、*Skolithos* が灰色砂岩で充填された*Palaeophycus* を掘進する (図3I)。

細管状の生痕化石は、中部灰色砂岩層の区間中部から上部炭質砂岩層の区間下部にかけて産するが、前者で卓越する (図2, 4C, E)。一般に、層理面に対して高角に斜交あるいはほぼ垂直な姿勢を示す直線的から屈曲した化石棲管であり、稀に上方、側方または下方へ分岐する (図4E, F)。分岐は一次のみで、分岐から次の分岐の生じるような二次以上の分岐は認められない。棲管は無構造の炭質砂岩や炭質物で充填されており、ごく稀に炭質

物の裏打ちをもつ。棲管径は約0.3~2.0 mmと他の化石棲管に比して非常に細い。中部では、*Ophiomorpha* や*Planolites*、あるいはバイオデフォーメーションと互いに交叉した産状が観察される (図3F, G, 4E)。

裏打ちと後方充填構造をもつ生痕化石は、中部の灰色砂岩のみに認められるが、最も産出頻度の低い群集要素である。層理面に対し高角に斜交する化石棲管 (棲管径1.0 cm程度) であり、炭質砂岩や炭質物からなる、不明瞭な裏打ちおよび下に凸のメニスカス状後方充填構造を特徴とする (図4A, E)。後方充填構造をもつ*Ophiomorpha* の立坑に類似するが、裏打ちの外側に糞粒を欠く点で異なる。この生痕化石は、*Planolites* やバイオデフォーメーションを掘進することもある (図4A, E)。

粗粒砂岩層にみられる生痕化石は、灰色泥岩の薄い裏打ちと無構造の粗粒砂岩充填物からなる水平棲管 (棲管径1.6 cm程度) や、*Palaeophycus* 様の化石棲管である (図3J)。

6. 議論

初生堆積構造と生痕ファブリックに基づき、柱状図作成区間の堆積環境と古生態系について議論する。本区間で堆積環境の指標となる岩相は、細粒砂岩層に認められるSCS および*Ophiomorpha* の卓越した生痕ファブリックである (図3D, 4A)。一般にSCS は、ストーム時に晴天時波浪限界から暴浪時波浪限界にかけての浅水深域で形成される (Dumas and Arnott, 2006およびその引用文献)。また、*Ophiomorpha* を主体とした生痕ファブリックは、中生界から新生界の砂岩において沿岸域の環境を示唆する (Pollard *et al.*, 1993)。先述したように、座主坊部層は八尾一門ノ沢動物群の貝化石を産する (山田ほか, 1998; 金子, 2001)。したがって、本区間における細粒砂岩の堆積場は浅海域であったと考えられる。

細粒砂岩層下部の区間中～上部は、SCSや低角斜交層理および平行層理の発達した、泥質物を含まない淘汰良好な細粒砂岩を特徴とする（図2）。SCSとそれに付随する低角斜交層理や平行層理は、波浪やストームによる掃流の作用を受けた暴浪時波浪限界以浅で形成されたことを示す（Dott and Bourgeois, 1982; Leckie and Walker, 1982）。また、細粒砂岩には泥質基質、泥質岩層の挟在および礫を伴うトラフ型斜交層理がみられない。したがって、砂岩層下部（少なくとも区間中～上部）は、ストームの影響を受けた上部外浜以深かつ下部外浜以浅の堆積場（middle shoreface; Pemberton *et al.*, 1992およびBuatois and Mángano, 2011を参照）で形成されたと考えられる。

細粒砂岩層中部は下部から漸移し、生物攪拌を被っているものの、下部と同様な初生堆積構造を残している（図2, 3B, 3F）。ゆえに、中部は下部から連続する堆積環境と営力下にあったことを示唆する。

細粒砂岩層上部は、炭質物に富む一方でSCSを欠いている（図2, 3I, 4C）。ただし、中部とほぼ同じ卓越粒径を示すことと明瞭な基底面をもたないことから、外浜環境は上部においても維持されていたようである。下位と異なり炭質物に富む岩相は、ストーム時に河川からの洪水流によって浅海域に供給された植物片が、営力の低下したストーム後の晴天期間に沈積したためと推定される（例えばMarjanac and Marjanac, 2007）。

すなわち、細粒砂岩層は外浜に堆積した砂層であったと考えられ、ストームイベント（下部のSCS区間）とその後の晴天期間（上部の炭質区間）を記録していると解釈される。

細粒砂岩層は、基底部に礫を含む粗粒砂岩層によって侵食的に覆われる（図2, 3J）。外浜相の細粒な砂岩を侵食しつつ被覆する粗粒砂岩は、海進ラグ堆積物あるいは河川からの洪水流で大量に供給された碎屑物による重力流堆積物由来と考えられている（Baztan *et al.*, 2005; Petter and Steel, 2006; Buatois *et al.*, 2007; Coates and MacEachern, 2007）。したがって、柱状図区間の粗粒砂岩層基底面は、海汜濫面ないし堆積物重力流による侵食面とみなせる。

生痕ファブリックは、細粒砂岩層の下部、中～上部および粗粒砂岩層で大きく変化する（図3D, E, G, I, J）。特に粗粒砂岩層の侵食的な基底面を境界として、生物攪拌の強度の傾向が全く異なる（図2）。すなわち、細粒砂岩層の下部（BI = 1）から上部（BI = 5）にかけて漸移的に上昇したbioturbation indexが、粗粒砂岩層の侵食面直上で急減（BI = 0）して生物源堆積構造を欠いた岩相（“zero bioturbation”; Taylor and Goldring,

1993）となる（図2）。また、細粒砂岩層内の化石棲管は、粗粒砂岩層の基底面を掘進していない（図2, 3J）。したがって、細粒砂岩層の生痕化石群集は、粗粒砂岩層の侵食的基底面をイベントの境界面 key stratal surface (Taylor *et al.*, 2003) としてのfrozen tiered-profile (Savrda and Bottjer, 1986; Orr, 1994), つまり細粒砂底質に形成されていた底生生物の垂直分帯構造を保存しているとみなせる。一方で、粗粒砂岩層にみられる生痕化石は基底部よりも上位から産出し、形態およびBIの傾向ともに細粒砂岩層の群集と大きく異なる（図2, 3J）。このことから、細粒砂底質の底生群集が粗粒砂の急速な埋積によって一掃された後、ある程度の期間を経てから、細粒砂底群集と異なる底生生物がイベント堆積物（粗粒砂底質）に入植したと推定される（Taylor *et al.*, 2003のfig. 12d-fを参照）。

細粒砂岩層の生痕化石群集では、下部と中～上部において群集構成に明瞭な差異が認められる。炭質砂岩層から掘進したことを示すbed-junction preservationの化石棲管や暗色の攪拌部を除くと、下部ではSCSや低角斜交層理の発達した区間に*Skolithos*のみがわずかに産する（図3C, D, 4D）。多様性・産出頻度とも低く、単純な形態の垂直棲管主体であることから、下部の群集は*Skolithos*生痕相（Pemberton *et al.*, 1992）に比較され、ストーム直後の砂質底へ日和見的に入植した底生生物の痕跡と考えられる。対照的に、中～上部の生痕化石群集は下部よりもはるかに高い多様性と産出頻度を示す（図2, 3E, I）。中部の暗色化石棲管は、炭質砂岩ないし炭質物の充填物や構造を有する（図4A, C, E）ため、含植物片細粒砂の堆積後に活動した、逆コンベアー型の摂食様式をとる埋在性表層堆積物食者（小竹, 2000）の痕跡であろう。また中部では、*Skolithos*よりも長大で（恐らく下部まで達する）居住痕 *domichnia* とされる*Ophiomorpha*の立坑（Bromley, 1996）や、層理面に対し高角に斜交する細管状棲管、そして生痕化石同士の交叉関係が頻繁に観察される（図4A, E）。上部では、Bromley (1996) によると定在摂食痕 *fodinichnia* や移動摂食痕 *pascichnia* と解釈される*Ophiomorpha*の水平孔や層理面と平行する*Palaeophycus*および*Planolites*が、初生堆積構造をほとんど残さないほど卓越する。群集の構成要素を考慮すると、中～上部の生痕ファブリックは*Cruziana*生痕相（Pemberton *et al.*, 1992）と判断され、晴天期間に植物片の沈積する砂質底に定着した平衡群集によって形成されたといえる。さらに、*Ophiomorpha*の立坑・水平孔や分枝をもつ細管状棲管の産出区間に代表される明瞭な垂直分帯構造と、中部で顕著に認められる生痕化石同士の交叉関係に注目すると、この*Cruziana*生痕相は、

極相群集 climax community (Bromley, 1996) を反映していると考えられる。また図4Dのように、*Skolithos* 生痕相の化石棲管は、*Cruziana* 生痕相の要素によって「上書き」されている。すなわち、極相群集の成立期には日和見種はすでに活動していなかったとみられる。このことから細粒砂岩層は、*Skolithos* 生痕相から *Cruziana* 生痕相への底生群集の置換を記録しているといえる。

7. まとめ

富山県東部の立山町長倉東方（白岩川上流域）に分布する、下～中部中新統八尾層群の黒瀬谷層（座主坊礫岩砂岩泥岩互層部層）から産出した生痕化石群集を報告し、産出層の堆積環境と古生態系について考察した。

生痕化石群集の観察された露頭は、以下の特徴を示す。

(1) 露頭は下位より、I) スウェール状および低角な斜交層理や平行層理の発達した淘汰良好な灰色細粒砂岩（下部）、II) 多数の化石棲管と部分的に初生堆積構造を残すやや淘汰不良な灰色細粒砂岩（中部）、III) 顕著な生物攪拌を被った斑状～群雲状の淘汰不良な暗色炭質細粒砂岩（上部）、および IV) 基底部に礫を含むきわめて不淘汰かつ生痕化石に乏しい灰白色粗粒砂岩（最上部）からなる。

(2) 細粒砂岩層の各部境界は漸移的あるいは不明瞭である。一方、粗粒砂岩層は下位の炭質細粒砂岩層を明瞭な侵食面で被覆する。

(3) 露頭各区間の bioturbation index (BI) は、BI = 0～2（下部）、BI = 2～4（中部）、BI = 5（上部）、および BI = 0～1（最上部）である。

(4) 細粒砂岩層の生痕化石群集は、主として *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Skolithos* や分枝をもつ細管状の化石棲管を構成要素とし、多くの場合、炭質砂岩（炭質物）の充填物や後方充填構造、裏打ちを有する。

(5) 中部～上部において、特に *Ophiomorpha* の立坑および水平孔や分枝をもつ細管状化石棲管は、明瞭な垂直分帯を示す。

(6) 粗粒砂岩層からは、細粒砂岩層と異なる形態の水平棲管がわずかに産するのみである。

以上から、生痕化石群集の産出層は外浜に堆積したストーム堆積物（下～中部）および晴天期間の堆積物（上部）、そして後者を侵食的に覆う海進期のラグ堆積物ないし河川から供給された碎屑物由来の重力流堆積物（最上部）と解釈される。また、細粒砂岩層の生痕化石は、ストーム直後に日和見的に入植した群集を示す *Skolithos*

生痕相（下部）と、その後の晴天期間に定着した平衡種からなる極相群集を反映した *Cruziana* 生痕相（中～上部）の構成要素であり、粗粒砂岩層の侵食面を key stratal surface とした frozen tier を形成していると解釈される。

8. 引用文献

- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Rehault, J. P. and Canals, M., 2005. Axial incision: the key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, 22: 805-826.
- Bromley, R. G., 1996. *Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications (2nd ed.)*. 361p. Chapman and Hall, London.
- Buatois, L. A. and Mángano, M. G., 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*: 358p. Cambridge University Press.
- Buatois, L. A., Netto, R. G. and Mángano, M. G., 2007. Ichnology of Permian marginal-to shallow-marine coal-bearing successions: Rio Bonito and Palermo Formations, Parana Basin, Brazil. *In*: MacEachern, J. A., Bann, K. L., Gingras, M. K. and Pemberton, G. (eds.), *Applied Ichnology. SEPM Short Course Notes*, 52: 167-178.
- ブロムリー, 大森昌衛 (監訳), 1993. 生痕化石-生痕の生物学と化石の成因. 364p. 東海大学出版会.
- 千地万造, 1986. 日本海の形成とそれに伴う地史的事件に関する2, 3の問題. 海洋科学, 18: 188-191.
- Coates, L. and MacEachern, J. A., 2007. The ichnological signatures of river- and wave-dominated delta complexes: differentiating deltaic from non-deltaic shallow marine successions, Lower Cretaceous Viking Formation and Upper Cretaceous Dunvegan Formation, west-central Alberta. *In*: MacEachern, J. A., Bann, K. L., Gingras, M. K. and Pemberton, S. G. (eds.), *Applied Ichnology. SEPM Short Course Notes*, 52: 227-254.
- 鎮西清高, 1963. 東北日本の新第三紀貝化石群集の変遷. 化石, (5): 20-26.
- Dott, R. H., Jr. and Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 663-680.

- Dumas, S. and Arnott, R. W. C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification—the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34: 1073-1076.
- 藤井昭二・菊川 茂, 1974. 八尾亜層群の堆積環境について. 富山県地学地理学研究論集 (深井三郎教授還暦記念論集), 6: 139-153.
- Hasegawa, S. and Takahashi, T., 1992. Faunal succession of benthic foraminifera in the upper Yatsuo Group of the Hokuriku district, central Japan—A temporal faunal trend during an Early-Middle Miocene transgression in Japan. *In*: Ishizaki, K. and Saito, T. (eds.), *Centenary of Japanese Micropaleontology*. 51-66, Terra Scientific Publishing Co.
- 早川秀樹・竹村厚司, 1987. 富山県八尾地域の新第三系. 地質学雑誌, 93: 717-732.
- 金子一夫, 2001. 富山県東部に分布する中新世火山岩—火山砕屑岩の層序と構造発達史. 地質学雑誌, 107: 729-748.
- 小竹信宏, 2000. 生物攪拌—メカニズム, プロセス, 物理・化学的影響. 奈良正和編, *ダイナミック古生態学: 古環境と化石底生群集との相互作用*, 3-36. 日本古生物学会.
- Leckie, D. A. and Walker, R. G., 1982. Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 66: 138-157.
- Lindholm, R. C., 1987. *A Practical Approach to Sedimentology*. 276p. Allen and Unwin Inc.
- 槇山次郎, 1930. 石川富山兩縣下の第三紀層概観. 地球, 14: 161-174.
- Marjanac, T. and Marjanac, L., 2007. Sequence stratigraphy of Eocene incised valley clastics and associated sediments, Island of Rab, northern Adriatic Sea, Croatia. *Facies*, 53: 493-508.
- 中嶋 健・岩野英樹・檀原 徹・山下 透・柳沢幸夫・谷村好洋・渡辺真人・佐脇貴幸・中西 敏・三石裕之・山科起行・今堀誠一, 2019. 富山県八尾地域の新生界年代層序の再検討とテクトニクス. 地質学雑誌, 125: 483-516.
- 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*), 25-33. 地質調査所 (Geol. Surv. Japan). (in Japanese with English summary)
- Orr, P. J., 1994. Trace fossil tiering within event beds and preservation of frozen profiles: an example from the Lower Carboniferous of Menorca. *Palaios*, 9: 202-210.
- Ozawa, H., 2016. Early to Middle Miocene ostracods from the Yatsuo Group, central Japan: significance for the bathyal fauna between Japan Sea and Northwest Pacific Ocean during the back-arc spreading. *Paleontological Research*, 20: 121-144.
- Oyama, K., 1950. Studies of fossil molluscan biocoenosis, No. 1. Biocoenological studies on the mangrove swamps, with descriptions of new species from Yatsuo Group. *Reports, Geological Survey of Japan*, 132: 1-16, pls. 1-3.
- Pemberton, S. G., Frey, R. W., Ranger, M. J. and MacEachern, J., 1992. The conceptual framework of ichnology. *In*: Pemberton, S. G. (ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, A Core Workshop. SEPM Core Workshop 17*, 1-32.
- Petter, A. L. and Steel, R. J., 2006. Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen. *AAPG Bulletin*, 90: 1451-1472.
- Pollard, J. E., Goldring, R. and Buck, S. G., 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society, London*, 150: 149-164.
- Savrda, C. E. and Bottjer, D. J., 1986. Trace fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, 14: 3-6.
- Seilacher, A., 1964. Biogenic sedimentary structures. *In*: Imbrie, J. and Newell, N. (eds.), *Approaches to Palaeoecology*. 296-316. John Wiley and Sons.
- Simpson, S., 1957. On the trace fossil *Chondrites*. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, (112): 475-499.
- Taylor, A. M. and Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric.

- Journal of the Geological Society, London*, 150: 141-148.
- Taylor, A., Goldring, R. and Gowland, S., 2003. Analysis and application of ichnofabrics. *Earth-Science Reviews*, 60: 227-259.
- 富山地学会編, 1986. 富山県の地形・地質－自然環境管理計画策定のための調査. 148p. 富山県.
- 富山県編 (Toyama Prefecture ed.), 1992. 10万分の1 富山県地質図および説明書 (*Geological map of Toyama Prefecture and its explanatory text, scale 1:100,000*). 201p. 富山県 (Toyama Prefecture). (in Japanese with English summary)
- 富山県教育委員会, 1996. 富山県の地質鉱物－富山県地質鉱物緊急調査報告書. 46p. 富山県.
- Tsuda, K., 1959. New Miocene molluscs from the Kurosedani Formation in Toyama Prefecture, Japan. *Journal of the Faculty of Science, Niigata University. Series II, Biology, Geology and Mineralogy*, 3: 67-110.
- Tsuda, K., 1960. Paleo-ecology of the Kurosedani Fauna. *Journal of the Faculty of Science, Niigata University. Series II, Biology, Geology and Mineralogy*, 3: 171-203.
- 津田禾粒, 1965. 東北裏日本の新第三紀動物群と岩相－とくに中新世中期の動物群について. 化石, (10): 20-23.
- 津田禾粒・千地万造, 1950. 八尾付近の地質学的諸問題 (予報). 地質学雑誌, 56: 303-304.
- 山田直利・坂本 亨・金子一夫, 1998. 富山県東部に「高峯山火山」は存在するか－K-Ar 年代測定結果. 地球科学, 52: 235-239.
- 山野井 徹・津田禾粒, 1986. 富山県黒瀬谷層 (中部中新統) に見出されるマングローブ林の様相. 国立科学博物館専報, (19): 55-66.