

北海道東部阿寒地域の中新世穿孔貝巢穴化石

鈴木 明彦

北海道教育大学岩見沢校地学研究室

Miocene boring shell burrows from the Akan area, eastern Hokkaido, Japan

Akihiko SUZUKI

Department of Earth Science, Iwamizawa College, Hokkaido University of Education, Iwamizawa 068-8642, Japan

Summary

Fossil boring shell burrows are collected from the basal part of the Miocene Tonokita Formation in the Akan area, eastern Hokkaido. These burrows are probably created by rock-boring bivalve *Penitella*, from large size and flask-shape sandpipes. This is accordance with occurrence of *Penitella* shells in locality A. From the discovery of *in-situ* boring shell burrows, ancient rocky have existed during the Middle Miocene age in the Akan area. This view is also supported by the occurrence of hard-bottom elements such as *Mytilus* sp., *Chlamys* sp., *Nucella tokudai*, and barnacles, from the basal part of the Tonokita Formation.

Key words: boring shell burrows, paleoecology, Middle Miocene, Tonokita Formation, eastern Hokkaido

はじめに

穿孔性二枚貝類は、木材に穿孔する種類(主にフナクイムシ類)を除けば、新生代の堆積岩類(砂岩・泥岩・石灰岩等)に穿孔していることが多い(Bromley, 1994; Savazzi, 1994)。また、これらは岩礁海岸の波食棚(潮間帯)や海食台(潮下帯上部)に密集して生息している(波部, 1977)。

穿孔貝の巢穴化石は、基盤岩類の表面や礫岩中の巨礫～大礫から見いだされることが多い。このうち、基盤をなす岩石表面に穿孔している巢穴化石は、当時穿孔貝が生息していた場所を指示するもの(=現地性)であるから、岩礁海岸の存在や穿孔性群集の古生態を考察する上でとりわけ重要である。一方、巢穴化石が見られる巨礫～大礫の場合でも、地層中ではこのような巨礫～大礫を含む礫質堆積物の分布は局地的で、同相的な産状も存在するであろうから、堆積環境の解析の際には有用である。

北海道東部の太平洋側には、基盤の白亜系や古第三系を不整合でおおい、海成新第三系が広く分布する(図1)。このうち、海成中新統からは厚内-峠下動物群(Uozumi, 1962)あるいは下部峠下-厚内動物群(Amano, 1986)とよばれる貝類化石群の産出が知られていた。近年、この動物群に関する古生

物的研究が行われ、地質年代・群集構成・古生態特性等が明らかにされつつある(Honda, 1988; 成田・天野, 1998; 鈴木, 2000)。また、阿寒郡阿寒町チチャップ川流域に分布する殿来層から大量の脊椎動物化石が発見され、とりわけデスモスチルス類 *Desmostylus*, *Paleoparadoxia* の共産が目された(木村ほか, 1998)。さらにデスモスチルス類と共産する貝類化石群の詳しい古環境特性も明らかになった(鈴木ほか, 1999)。

本研究は、阿寒町のデスモスチルス類化石産地周辺における再調査の際に発見された穿孔貝巢穴化石を検討したものである。その結果、殿来層下部堆積時の古環境や穿孔貝化石の古生態に関する新たな知見が得られたので、ここに報告する。

地質概説

阿寒地域においては、西側の山地に白亜系、第三系が分布し、東側の丘陵地に第四系が分布する(図1)。白亜系、第三系は褶曲・断層の影響を強く受けているのに対して、第四系はゆるい波曲をうけているにすぎない。本地域は、雄別背斜と阿寒複背斜帯との間にくさび状に入り込んだ知茶布複向

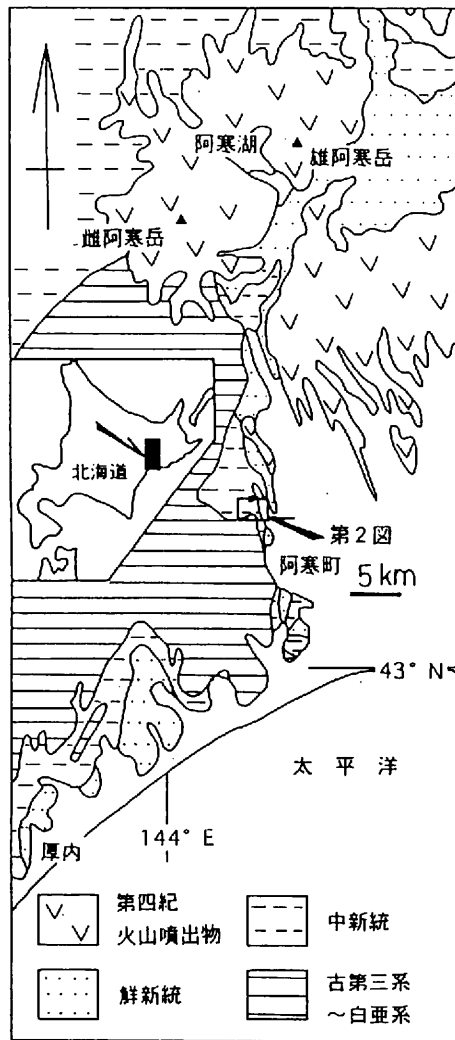


図1 北海道東部阿寒地域周辺の地質概略図 (鈴木ほか、1999)。

斜帯に相当し、古第三系の上に新第三系が重なる半ページ構造をなす(水野ほか、1963)。

阿寒町のチチャップン川流域に分布する第三系は、下位より音別層群縫別層、厚内層群殿来層、知茶布層に区分される。このうち、縫別層と殿来層は不整合関係、厚内層群の殿来層と知茶布層は整合関係にある(木村ほか、1998; 鈴木ほか、1999)。次に各層の岩相・層厚・産出化石・地質年代について述べる(図2)。

縫別層(水野ほか、1963)は、暗灰色～灰色のシルト岩が主体をなし、極細粒砂岩が部分的に卓越する。上部は殿来層に不整合で覆われる。本層はチチャップン川河床にフェンター状に分布し、層厚は約 80mである。調査地域の本層からは化石が産出しなかったが、軟体動物や有孔虫化石が報告されている(水野ほか、1963)。地質年代は、浮遊性有孔虫化石から前期漸新世とされる(海保、1983)。

殿来層(水野ほか、1963)は、一般に中一粗粒砂岩が主体をなし、礫岩が部分的に発達する。本層はチチャップン川流域に広く分布し、層厚は約 160mである。縫別層を不整合で

覆い、上位の知茶布層とは整合関係にある。殿来層は、下部の“オクヨクンナイ砂礫岩部層”と上部の“主部層”に細分される(木村ほか、1998)。

“オクヨクンナイ砂礫岩部層”(水野ほか、1963; 木村ほか、1998 再定義)は、主に中一粗粒砂岩からなり、部分的に含礫砂岩や細一中礫岩を挟在する。チチャップン川流域やその南方の沢に広く分布する。本部層は、側方への追跡可能な礫岩や含礫砂岩により、下位よりユニット1、ユニット2、ユニット3に細分される。ユニット1は、中一粗粒砂岩や礫岩からなる厚さ 4-13mの上方細粒化累重が 3 サイクル認められる。石灰質砂岩(コキナ)が認められ、貝類化石も含まれる。ユニット2は、中一粗粒砂岩や礫岩からなる厚さ 3-34mの上方細粒化累重が 3 サイクル認められる部分とやや均質な細一中粒砂岩からなる部分がある。前者には、石灰質砂岩が認められ、貝類化石も含まれる。ユニット3は、ユニット1、ユニット2にくらべて粗粒堆積物が卓越し、粗粒砂岩や礫岩からなる厚さ 7-30mの上方細粒化累重が 2 サイクル認められる。

本部層は、下位の縫別層を不整合で覆い、2地点で不整合関係が確認された。いずれの露頭でも、両層は 10° ～ 20° の角度で傾斜し、淘汰の悪い基底礫岩が認められる。また、下位の縫別層の基盤上には後述する穿孔性二枚貝の巢穴化石がみられた。

“主部層”(水野ほか、1963; 木村ほか、1998 再定義)は、褐色～淡褐色の中一粗粒砂岩からなり、径 1～30mm程度の軽石を多数含む。扁平なノジュールが含まれ、部分的に含礫砂岩や細一中礫岩を挟在する。本部層は、チチャップン川流域やその北方の沢に広く分布し、層厚は 100-150m+である。調査地域では化石が産出しなかったが、貝類化石や有孔虫化石が産出する(水野ほか、1963)。

また、殿来層からは珪藻化石、有孔虫化石が産出している。このうち、珪藻化石については、“主部層”最上部の試料から *Actinocyclus ingens* が多産し、*Crusidenticula nicobarica*、*Denticulopsis lauta*、*Synedra joseana* の産出が認められることから、*Denticulopsis hyalina* 帯と判断された(鈴木ほか、1999)。このように微化石・貝類化石の検討結果に基づくと、殿来層は中期中新世の約 15-13Ma に堆積した地層であると推定される(鈴木、2000; 八幡、2000)。

知茶布層(水野ほか、1963)は、一般に細粒砂岩が主体である。本層はチチャップン川流域に広く分布し、層厚は 500-700mである。下位の殿来層とは整合関係にある。地質年代は、珪藻化石、有孔虫化石から中新世中一後期とされる(水野ほか、1963)。

巢穴化石の産状

穿孔貝巢穴化石が産出したのは、阿寒郡阿寒町チチャップ

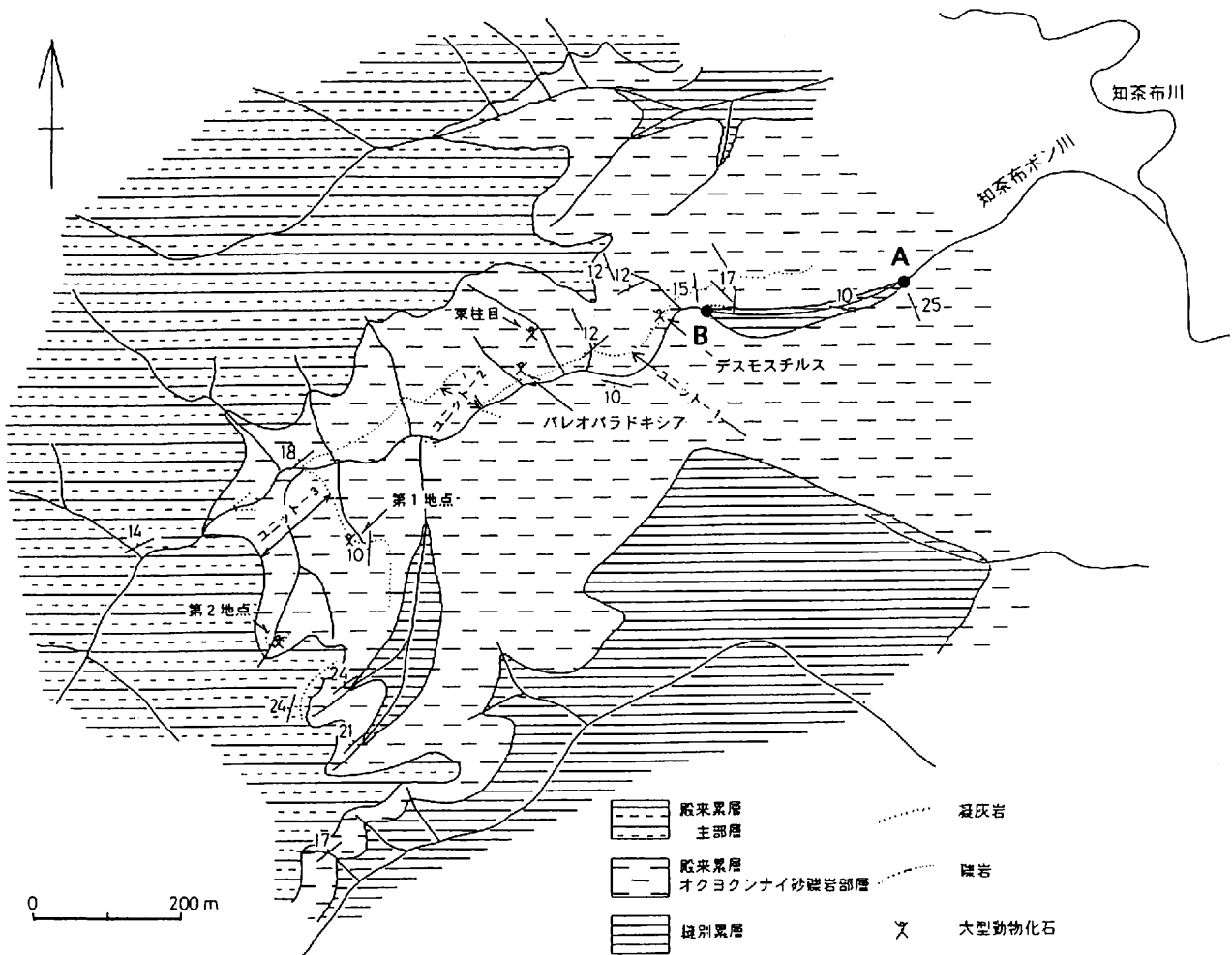


図2 阿寒町チチャップボン川流域の地質図 (鈴木ほか, 1999).

ブボン川流域の2地点(産地A、産地B)である(図2)。これらの産地は、いずれも殿来層最下部のユニット1に相当する(木村ほか, 1998; 鈴木ほか, 1999)。

(1)産地A(チチャップボン川下流)

本地点では、殿来層のユニット1が縫別層のシルト岩を不整合でおおっている(図3 A)。不整合面上にはやや起伏が認められた。巢穴化石は、基盤の縫別層に穿孔している。巢穴は中粒砂岩で充填されており、その保存状態は良好である(図4 A)。これらの“生息密度”は、最密集部で32個/100 cm²である。

ユニット1基底部は、淘汰の悪い中一粗粒砂岩から構成される(図3 B)。この砂岩には、貝殻片が含まれていたが、保存不良のためその種類を特定することはできなかった。なお、この地点における産状は北部北海道羽幌地域の中新統築別層のカモメガイ化石(*Penitella kotakae*)の産状(Uozumi and Fujie, 1956)と類似している。

(2)産地B(チチャップボン川中流)

本地点では、殿来層のユニット1が縫別層のシルト岩を不整合でおおっており、不整合面上は全体としてほぼ平滑であった。巢穴化石は、基盤の縫別層に穿孔している。これらの“生息密度”は、最密集部で24個/100 cm²である。また、基盤の表面には磨滅したフジツボ化石が多数付着していた(図4 B)。

ユニット1基底部は、淘汰不良の中一粗粒砂岩や礫岩から構成される。また、不整合直上の砂岩からは貝類化石(*Mytilus* sp., *Chlamys* sp., *Nucella tokudai*)に加え、腕足貝、フジツボが産出した。

巢穴化石の形態

穿孔貝の巢穴化石は、その形態に基づいて、大きく葉巻型(I型)、フラスコ型(II型)、巾着型(III型)の3タイプに区分できる(図5)。このうち、I型とIII型の貝類は、化学的穿孔によ



図3 殿来層基底部(ユニット1)の岩相。

- A. 産地 A(チチャップボン川下流)における殿来層と縫別層の不整合。
 B. チチャップボン川下流のユニット1(中一粗粒砂岩)。

て穿孔するタイプである。特にI型の場合、石灰質のさやが認められる場合もある(Savazzi, 1994)。一方、II型の貝類の場合は、主に機械的な方法によって穿孔する。このため、巢穴の底部にはしばしば擦痕が認められる(伊藤, 1994)。

(1)穿孔貝巢穴化石 (*Gastrochaenolites* isp.)

巢穴化石は、底部がふくらんだフラスコ型で、基盤のシルト岩に直接穿孔している(図4 A)。穿孔断面はほぼ円形で、最大径 10~25mm、長さは 25~62mmに達する。また、巢穴の上部は完全には保存されてないことが多い。また、最下部はいずれも平滑な半球状になっており、底部には弱い擦痕が認められる場合がある。

上述の特徴から、この生痕化石は *Gastrochaenolites* (Kelly and Bromley, 1984)に同定される。本属は穿孔性二枚貝による葉巻型、フラスコ型等の形状を示す巢穴化石である。なお、まれに巢穴化石の中に形成者である *Penitella* sp. の貝殻が含まれている。

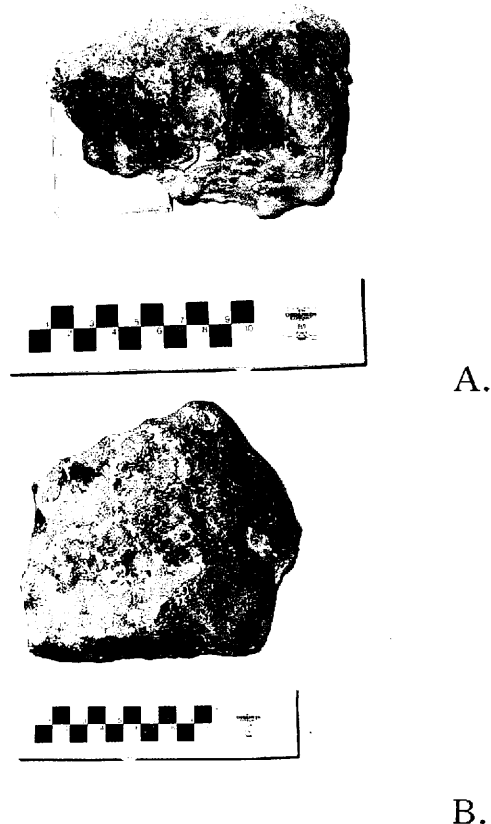


図4 殿来層産穿孔貝巢穴化石。

- A. 産地 A(チチャップボン川下流)の巢穴化石。
 B. 産地 B(チチャップボン川中流)の巢穴化石。

(2)穿孔貝巢穴化石

巢穴化石は、基盤のシルト岩に直接穿孔している。この巢穴化石は、下部の半球状のくぼみが残されているのみである(図4 B)。くぼみの一部は堆積物で充填されていた。このため、本標本では巢穴化石の全体的な形態を詳しく観察できなかった。

半球状(最大径 5~20mm)の巢穴化石がかなりの密度で密集すること、本層から穿孔性二枚貝類 *Penitella* sp. が産出することを考慮すると、これらは穿孔性二枚貝によるフラスコ型巢穴化石の底部のみが保存されたものであろう。なお、本産地では巢穴化石の下部のみが認められ、穿孔貝の貝殻は認められなかった。

考 察

殿来層の巢穴化石は、穿孔性二枚貝によって形成された *Gastrochaenolites* isp. で特徴づけられる。この生痕属は基質内部への深い穿孔を示すタイプで、定常的に堆積物におおわれぬ岩盤や岩礫底の環境を示す *Entobia* ichnofacies

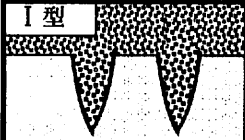
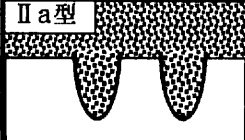
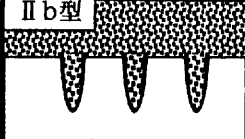
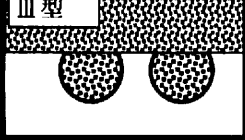
巢穴の形態		岩質	代表種	穿孔方法
I型 	葉巻型	石灰岩 砂岩 泥岩	イシマテガイ タガソデガイ マツカゼガイ	化学的方法
IIa型 	フラスコ型 (大型)	安山岩 砂岩 泥岩	カモメガイ カモメガイモドキ モモガイ	機械的方法
IIb型 	フラスコ型 (小型)	砂岩 泥岩	ニオガイ ニオガイモドキ スズガイ	機械的方法
III型 	巾着型	砂岩 泥岩	ヤエウメガイ	化学的方法

図5 穿孔貝巢穴化石の形態区分

(Bromley and Asgaard, 1993)に属する。このようなフラスコ型の巢穴をつくるカモメガイ属 (*Penitella*) は、主に岩礁潮間帯付近に生息している(波部, 1977; 伊藤, 1994)。殿来層の産地では、いずれも基盤に穿孔しており、明らかに現地性の産状である。また、基盤表面にはフジツボ等の付着性動物化石も認められた。このような特徴から、殿来層下部堆積時、沿岸域には穿孔性・付着性動物が生息する岩礁海岸が存在していたと考えられる。当時そのような環境は道東の太平洋側ではまれではなかったと推定される(成田・天野, 1998)。

次に穿孔貝巢穴化石が産出した殿来層の2地点を比較してみる。A 地点では、巢穴化石はやや起伏のある基盤のシルト岩に穿孔している。巢穴は中粒砂岩で充填されており、その保存状態は良好である。巢穴化石は最上部を除き、かなりよく保存されている。これより、この岩盤は巢穴化石が形成された後、あまり岩盤表面が侵食されず、急速に埋積されたものと思われる。

一方、B 地点では、巢穴化石はほぼ平滑な基盤のシルト岩に穿孔しており、底部の半球状のくぼみが残されているのみであった。また、基盤の表面には保存不良のフジツボ化石が多数付着していた。つまり、この地点では巢穴化石が底部を残すまでかなりの侵食作用を受け、その後埋積されたものと思われる。これは岩盤上のフジツボ化石がいずれもかなり磨滅した状態で産出することからも裏づけられる。

両地点は直線距離ではわずか 300mしか離れていないが、同じシルト岩からなる岩礁海岸とはいえ、いくらか異なった古環境条件が考慮される。今回は主に穿孔貝巢穴化石の保存

状態に基づいて古環境推定を試みたが、さらに古地形・粒度分析等による検討も望まれる。

謝辞: 小論をまとめるにあたり、北海道教育大学札幌校の木村方一教授には研究の機会を与えていただき、多くの有益なご教示をたまわった。北海道立地質研究所の八幡正弘氏からは地質層序についてご教示いただいた。また、野外調査においては中川町郷土資料館の松田敏孝氏にご協力をいただいた。阿寒町教育委員会の皆様には野外調査や化石発掘にあたってご援助・ご協力をいただいた。以上の方々に厚く御礼申し上げます。

文 献

Amano, K., 1986, Age and characteristics of the so-called Atsunai-Togeshita fauna in Hokkaido. *Palcont. Soc. Japan*, S.P., no.29, 187-198.

Bromley, R. G., 1994, The palaeoecology of bioerosion. In Donovan, S. K., ed., *The Palaeobiology of Trace Fossils.*, John Wiley & Sons, Chichester, 134-154.

Bromley, R. G. and Asgaard, U., 1993, Two bioerosion ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change. *Geologische Rundschau*, 82, 276-280.

波部忠重, 1977, 日本産軟体動物分類学 二枚貝綱/掘足綱. 372pp., 北隆館, 東京.

- Honda, Y., 1988, Molluscan fossils from the Atsunai Group, Kushiro coal field, eastern Hokkaido, northern Japan. Saito Ho-on Kai Spe. Pub. (Prof. T. Kotaka Commem. Vol.), 351-363.
- 伊藤泰弘, 1994, 穿孔性二枚貝カモメガイの形態変異と岩石の硬さとの関係. 日本ベントス学会誌, 47, 23-36.
- 海保邦夫, 1983, 浮遊性有孔虫による北海道の古第三系の地質年代. 化石, no.34, 41-49.
- Kelly, S. R. A. and Bromley, R. G., 1984, Ichnological nomenclature of clavate borings. *Palaeontology*, 27, 793-807.
- 木村方一・八幡正弘・澤村寛・鈴木明彦・村石靖, 1998, 北海道東部の阿寒町で発見された脊椎動物化石とその産出層準について. 地球科学, 52, 44-50.
- 水野篤行・佐藤茂・角靖夫, 1963, 5万分の1地質図幅「阿寒」および同説明書. 北海道開発庁, 74p.
- 成田鍵・天野和孝, 1998, 北海道東部の中新統石井沢層基底部より産出した岩石穿孔性二枚貝化石とその産出意義. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, 288.
- Savazzi, E., 1994, Functional morphology of boring and burrowing invertebrates. In Donovan, S. K., ed., *The Palaeobiology of Trace Fossils*, John Wiley & Sons, Chichester, 43-82.
- 鈴木明彦, 2000, 北海道における中新世軟体動物化石群の古環境特性. 足寄動物化石博物館紀要, no.1, 57-66.
- 鈴木明彦・田中小枝・木村方一, 1999, 北海道南東部阿寒地域のデスマスチルス類と共産する中新世軟体動物化石. 環境教育研究(北海道教育大学環境教育情報センター), 2, 83-92.
- Uozumi S., 1962, Neogene molluscan faunas in Hokkaido. (part.1 Sequence and distribution of Neogene molluscan faunas). *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser.4*, 11, 507-544.
- Uozumi S. and Fujie, T., 1956, The sandpipe, created by the pelecypods: *Platyodon nipponica* n. sp. and *Pholadidea (Penitella) kamakurensis* (Yokoyama). *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Series. 4*, 9, 351-369.
- 八幡正弘, 2000, 北海道およびサハリンのデスマスチルス類の生息域の古環境と新生代のテクトニクス. 足寄動物化石博物館紀要, no.1, 67-84.