

根室層群の層序と化石

京都大学理学部地質学鉱物学教室

成瀬 元

Abstract

The Late Cretaceous and early Paleogene Nemuro Group which is distributed in the Hamanaka and southern Nemuro areas, eastern Hokkaido, Japan is subdivided into five formations: the Monshizu, Oborogawa, Hamanaka, Akkeshi and Kiritappu Formations. Stage index fossils are newly reported from the Hamanaka and Akkeshi Formations. *Gaudryceras* sp. (Hobetsu type) discovered from the Hamanaka F. indicates Lower Maastrichtian. *Tetragonites popetensis* and *Inoceramus hetonaianus* discovered in the middle Akkeshi F. perhaps indicate Lower Maastrichtian. The Akkeshi Formation at Ponporoto yields many fossils such as ammonites. They are scattered in conglomeratic sandstone. Such a occurrence is quite different from the occurrences in other contemporaneous sediments in Hokkaido. The ammonites from the Akkeshi F. at Ponporoto buried in the sediments after transportation. The bivalves and brachiopods from that area buried in the sediments at their habitats. Then, the sandstone which contains these fossils was divided into blocks by submarine slump, was transported to more deep sea, and was redeposited there.

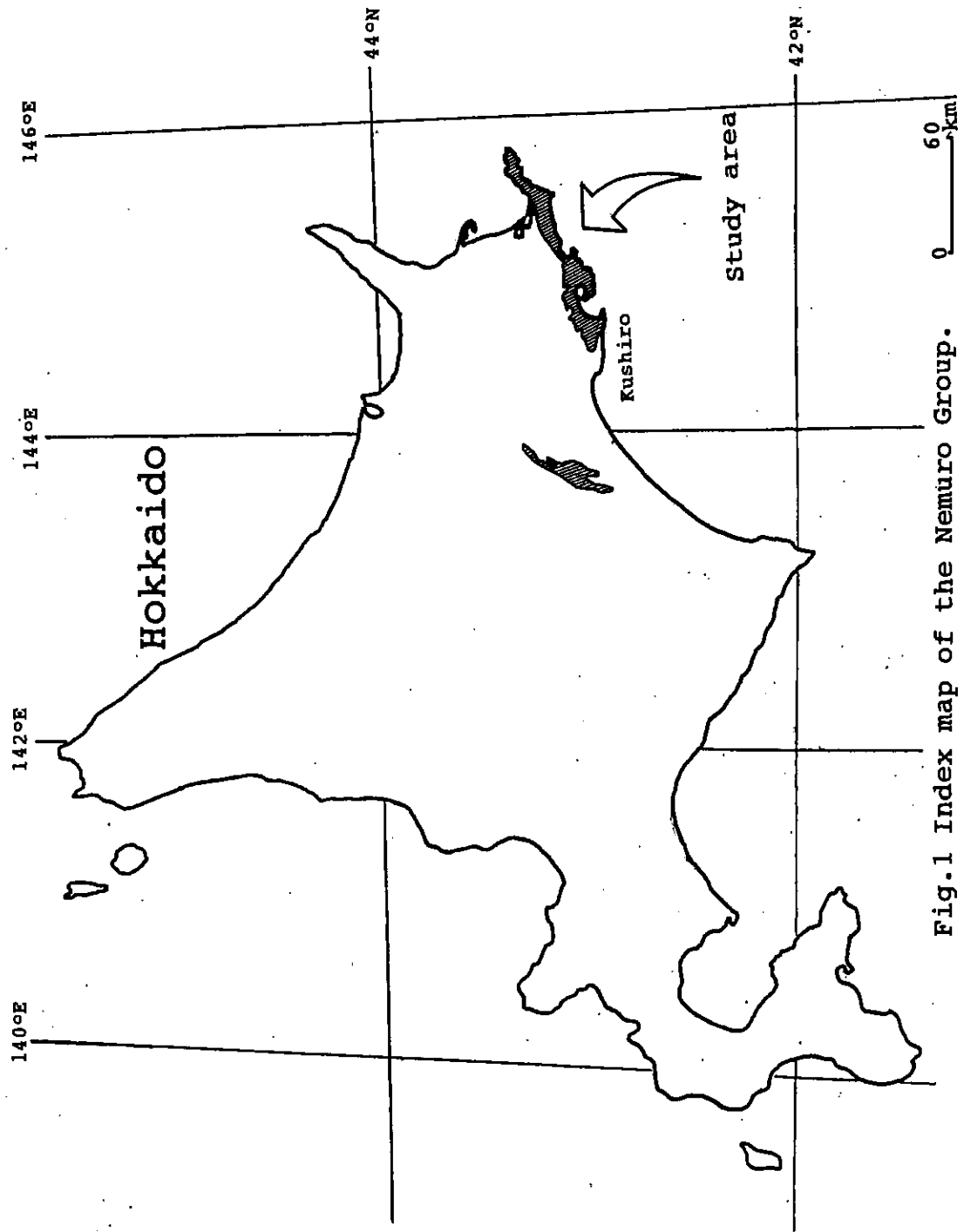


Fig.1 Index map of the Nemuro Group.

1 はじめに

根室層群は北海道東部及び千島弧の西端に位置する白亜紀末から古第三紀にかけての堆積物である。根室層群は釧路の北西にある白糠丘陵に分布するものと、釧路の東部から根室半島にかけてと歯舞諸島、色丹島に及ぶ地域に分布するものとの二つの地域に分かれている (Fig. 1).

当初、鈴木 (1923) によってイノセラムス、アンモナイトが報告されたため、根室層群はすべて白亜系であると認識されていた。しかし浅野 (1962) による古第三紀の有孔虫の発見によって一部が古第三系にかかるのではないかと考えられるようになり、Yoshida (1967) による古第三系の有孔虫群集の報告により、それは確実なものとなった。そのため、日本に数少ない K/T 境界の存在する地層として注目されるようになった (松本, 1970)。

一方根室層群は、その上位の石炭を含む浦幌層群のような経済的価値に乏しいため詳細な層序に関する研究はあまり行われなかった。しかし各地で地質図幅が作られるなどして次第に調査が進み、君波 (1975~1983) によって広域の対比が行われ、海岸地域の層序が組み立てられた。その後、岡田ほか (1984), Okada et. al. (1987) で特に微化石層序についての研究が進み、Saito et al

(1986) によって内陸部の根室層群から K/T 境界粘土層が発見された。また、Fujiwara et. al. (1990) による古地磁気層序の研究も行われている。

しかしいまだに海岸地域の根室層群と内陸地域の根室層群の細かな地層対比は行われておらず、海岸地域の K/T 境界の位置などの疑問についても未解決のままである。また、堆積相解析などの研究も岡田・平 (1984) がわずかに触れているのみでほとんど行われたことはなく、大型化石を古生態学的に観察する詳細な研究もあまり行われてはいない。

以上のように、根室層群はその地質時代が注目されてきた。しかし微化石、大型化石ともに産出がまれであるため、年代のわからない層準がいまだに残っている。そのため、できる限り時代判定に有効な化石を発見し、君波 (1978) 以来誰も調査していない層序区分についてももう一度見直して、根室層群の地質時代についてより詳細な考察を加えることを目的とした。

また、根室層群のある露頭からは保存の良い化石を非常に多産することが吉田 (1958) によって報告されている。しかし、Matsumoto and Yoshida (1979) による *Gaudryceras hamanakaense* の記載と Ueda (1963) による *Opis hokkaidoensis* の記載があるのみでその露頭から出る化石の産状などに関する報告は一切ない。そこで、その露頭について詳細に調査し、なぜそのような化石産地が形成されたかについて考察した。

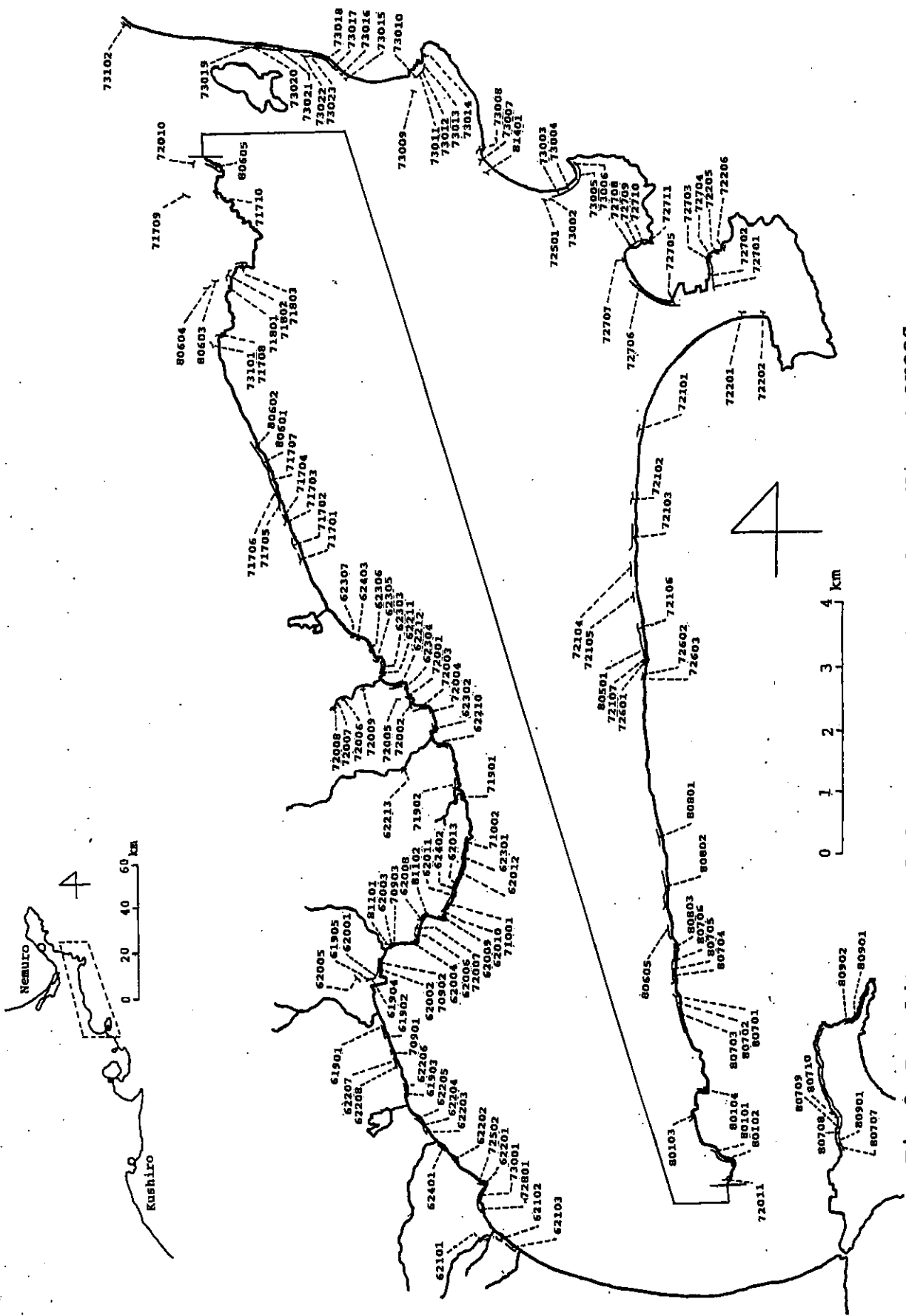


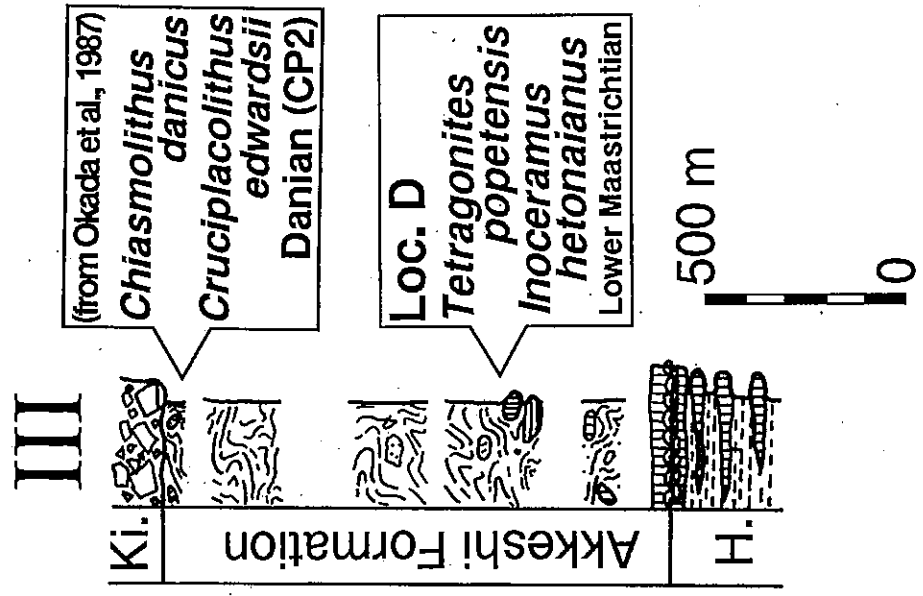
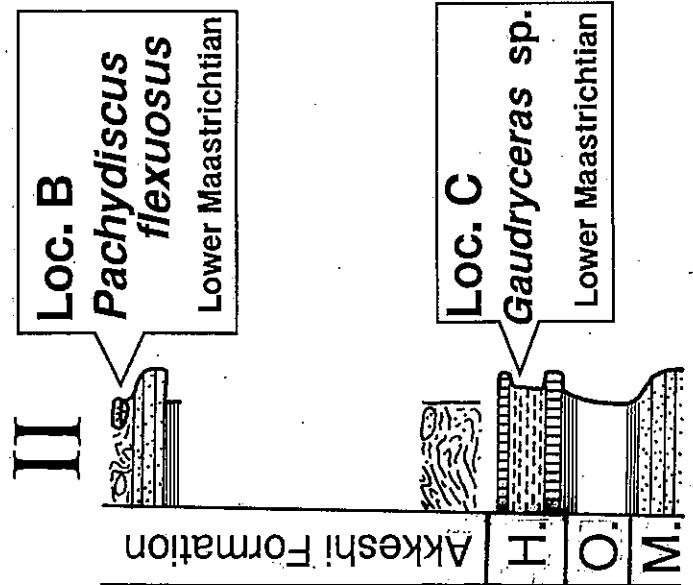
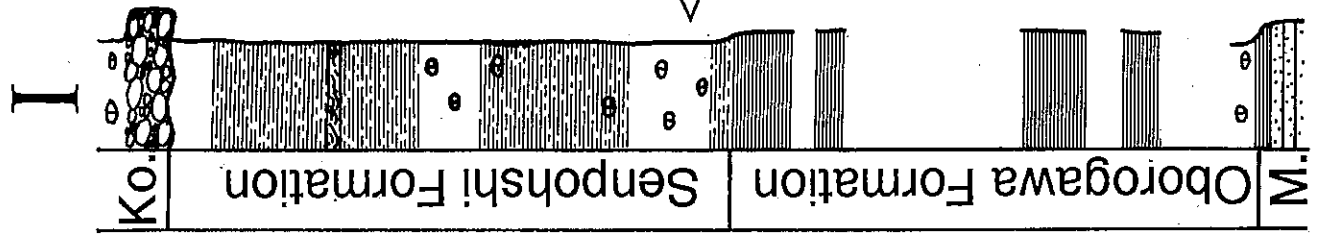
Fig.2 Locality map of the Hamanaka and southern Nemuro areas.

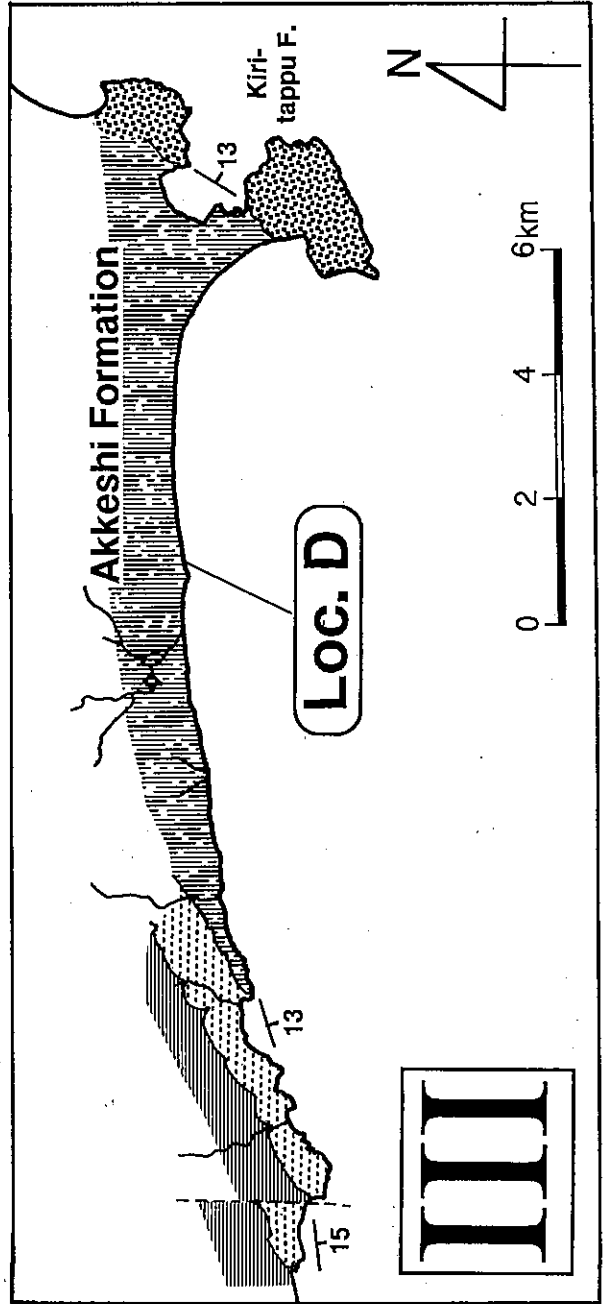
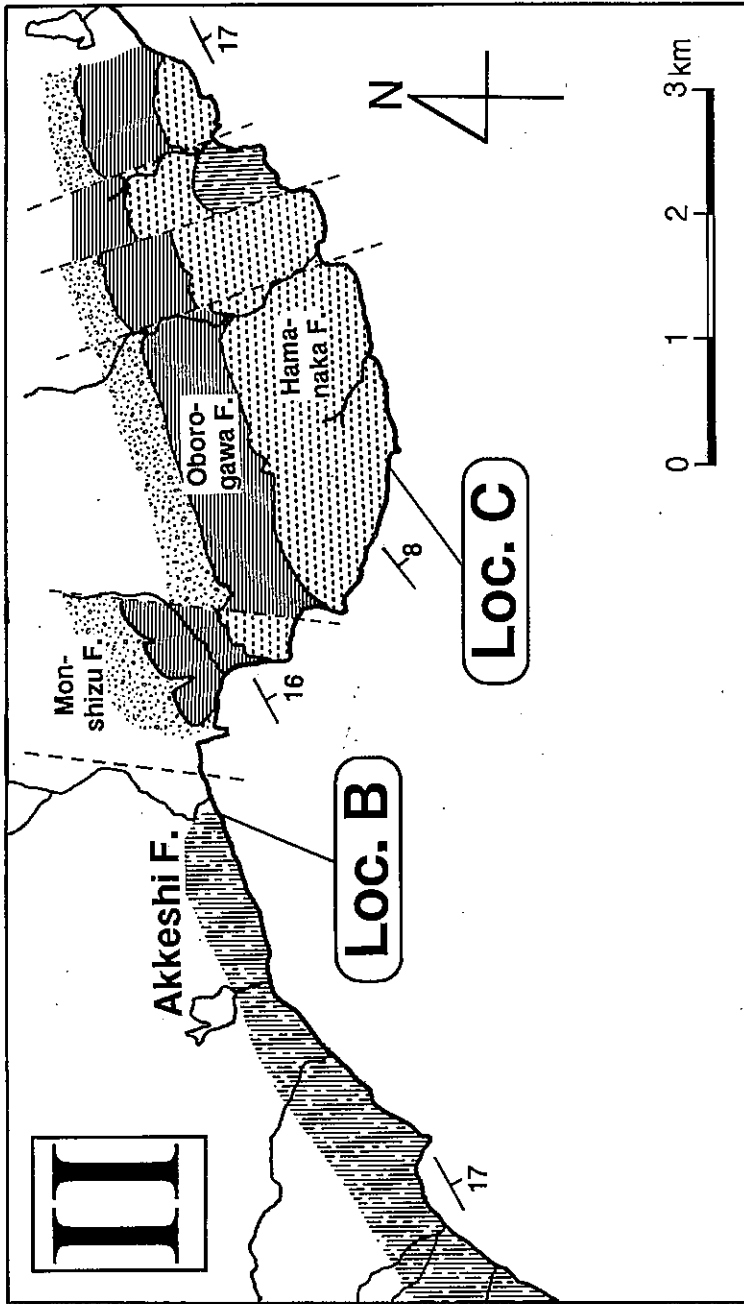
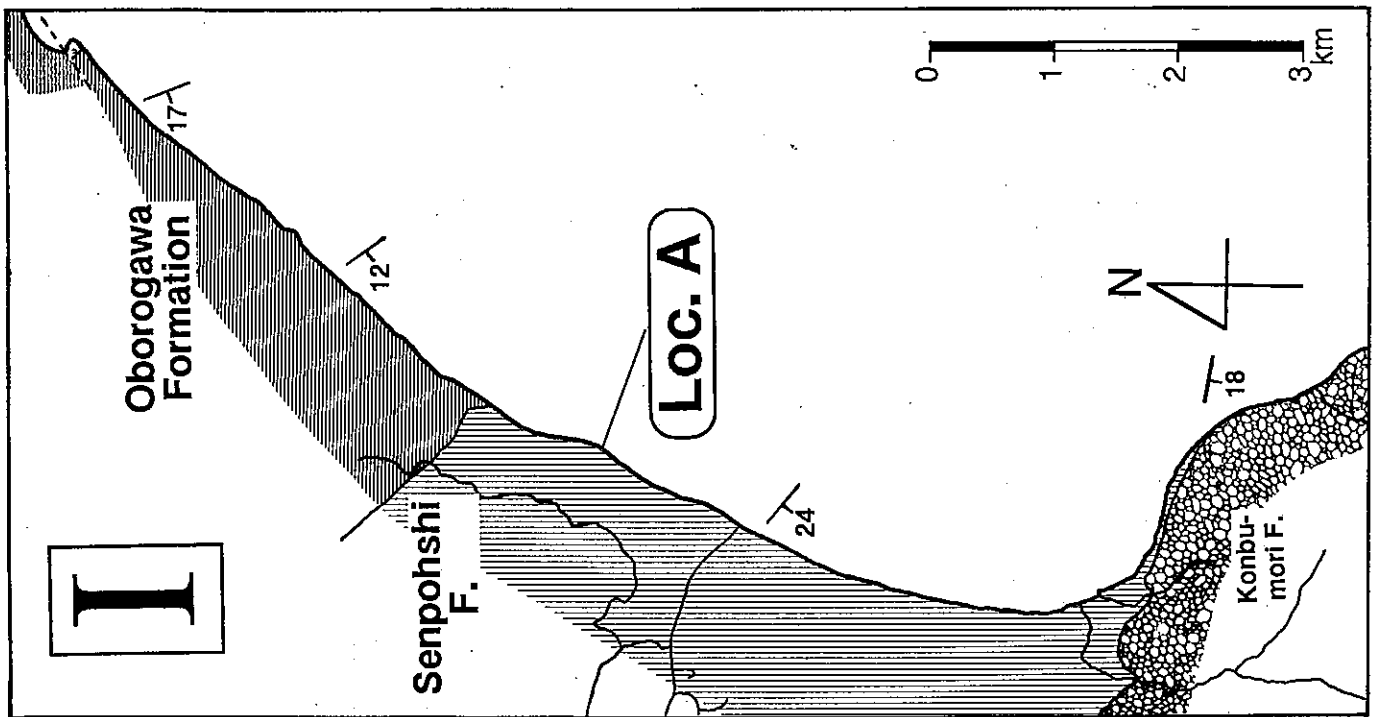
Fig.3 CORRELATIONS OF STRATIGRAPHIC DIVISIONS
OF THE NEMURO GROUP.

	Nagao et al.,1966	Matsumoto,1970	Kiminami,1978	This study		
Nemuro Group	Kiritappu F.	N5	Kiritappu F.	Kiritappu F.		
	Akkeshi F.	At 3	N4	Tokotan F.	Akkeshi F.	
		At 2		Akkeshi F.		Upper M.
						Middle M.
						Lower M.
	At 1	N3	Hamanaka F.	Hamanaka F.		
	Poroto F.		Oborogawa F.	Oborogawa F.		
	Karikan F.		N2	Monshizu F.	Monshizu F.	
	Monshizu F.					
	Otamura F.	N1	Otamura F.	(not exposed)		
(not exposed)	N0	Nokkamappu F.	(not exposed)			

Legend

<p> Mafic igneous rocks</p> <p> Slump deposits</p> <p> Rounded ~ sub-rounded conglomerate</p> <p> Angular ~ sub-angular conglomerate</p> <p> Alternation of thick-bedded ss. and thin ms.</p>	<p> Alternation of ss. and ms. (sandstone rich)</p> <p> Mudstone with thin-bedded fine sandstone</p> <p> Weakly bioturbated ms. with ss. laminae</p> <p> Massive mudstone</p> <p> Calcareous nodules</p>
---	--





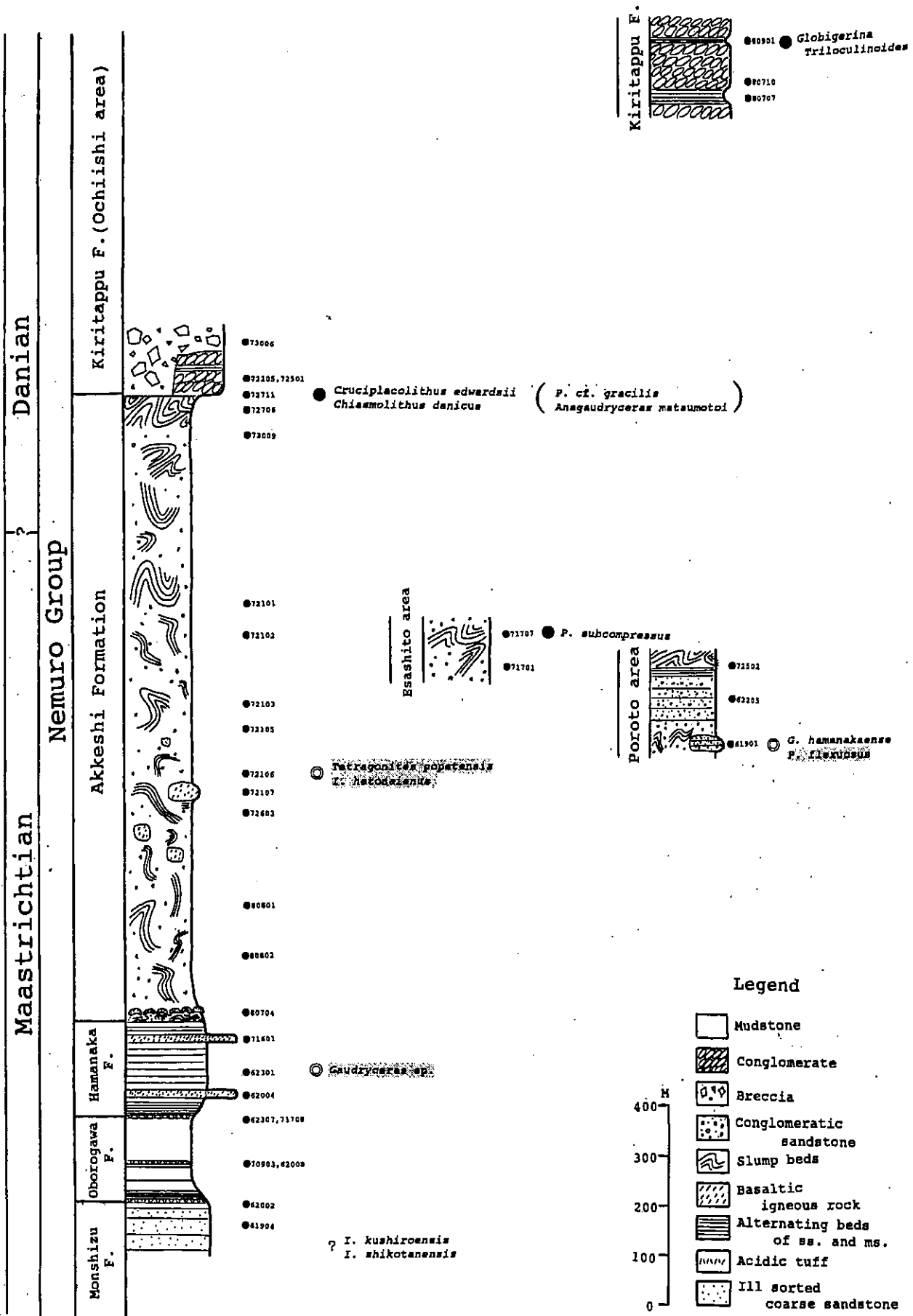


Fig. 6 Generalized columnar section of the Nemuro Group in the Hamanaka and southern Nemuro areas.

以上二つの目的で約 2 ヶ月間の野外調査を中心として研究を行った。

2 地質概略

根室層群は白亜～古第三系であり、下限不明であるが 3000 m 以上の厚さが見積もられている (Fig. 1)。岩相は厚い泥岩、砂泥互層、厚い淘汰の悪い砂岩、礫岩など地域、層準によって非常に変化に富んでいる。海底地滑り堆積物がきわめて発達している地域もある (Pl. 1, fig. 2a)。内陸部の根室層群は、傾斜が急で褶曲が発達しているのに対して、海岸部の根室層群は一般に構造が安定しており、傾斜も緩い。両者の細かい対比は現在に至るまでまったく行われていない。

海岸地域の根室層群は一部で弱い褶曲が見られるものの一般に安定しており、走向は東西方向、傾斜は $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ で南に傾斜する同斜構造となっている (Fig. 4)。

海岸部の根室層群の岩相には側方変化がある。東側では玄武岩質の火成岩の岩床が存在し、海底地滑り堆積物がきわめて発達した層準がある。しかし西側ではそのようなものはほとんど存在せず、分厚い泥岩が発達している。両者の

境界は釧路から約 30 km ほど東に当たる厚岸湖であり，そこを境に岩相は急変する（君波，1978； Okada et al. ， 1987）.

海岸地域の根室層群は君波（1978）によって 8 つの累層に区分されており，そのうち霧多布層と厚岸層にはそれぞれ 3 つの部層に細分されている．本研究でも基本的にはこれに基づくが，いくつか変更点もある（Fig. 3）.

今回の調査対象となるのは浜中町の霧多布島から東で根室市の長節湖よりも南の海岸線に沿った地域である（Fig. 2）. この地域は湿原・砂浜となっている低地と，標高 70 m 以下の台地で構成されている．海食崖では非常に良好な露出を示しているが，内陸部では極めて露頭がまれであり，調査が困難である．

本研究の調査地域には門静層から霧多布層にかけての根室層群が分布しており，全層厚は約 2000 m と推定される（Fig. 5, Fig. 6）. 他の地域の根室層群と同様に走向はほとんどが東北東でゆるい（ $10\sim 20^\circ$ ）南傾斜である．褶曲は観察されていない．岩相は変化に富んでおり，層準によっては海底地滑り層が極めて発達している．玄武岩質の岩床があり，堆積岩にも火成岩起源の碎屑物が非常に多く含まれる．また，酸性凝灰岩も数層存在する．これらのうちいくつかは追跡可能である．

3 層序

根室層群

(命名) ライマン

(分布) 内陸部の根室層群は北海道東部の白糠丘陵に分布し、海岸部の根室層群は釧路東部から根室半島にかけてと、歯舞諸島、色丹島に分布する (Fig. 1).

このうち釧路東部から根室半島にかけての根室層群について述べる。

(層厚) 下限不明であるが、君波 (1978) によると 3000 m 以上の厚さが見積もられる。

(岩相) 君波 (1978), Okada et. al. (1987) などの研究によると、最下部のノッカマップ層の岩相は凝灰角礫岩や安山岩溶岩、砂岩頁岩互層などからなる。その上位の層準はタービダイトや単調な泥岩を主体とした堆積岩がほとんどであるが、一部の層準には玄武岩質火成岩の岩床が見られる。また、本研究の調査地域では厚さ 1000 m 以上にも及ぶスランプ層がはさまれる (Pl. 1)。最上部の霧多布層は砂岩泥岩互層と礫岩からなる。調査地域では少なくとも 2000 m の厚さがあり、岩相により 5 つの累層に区分される (長尾ほか, 1966 ; 松本, 1970 ; 君波, 1978 ; Fig. 3).

門静層

(命名) 佐々・林 (1952)

(模式地) 厚岸町門静の採石場 (佐々・林, 1952). 本研究の調査地域では Locs. 61905~62002 (Fig. 2) で典型的に見られる.

(分布) 浜中町後静村奔幌戸の東側の海食崖

(層厚) 下限不明であるが, この地域では少なくとも 50 m 以上である.

(岩相) 本層は主として厚さ数 m で成層する淘汰の悪い粗粒な砂岩よりなる. この砂岩は塊状で級化層理は観察されず, 葉理も発達していない. しばしば細礫, 中礫が含まれ, mud crust も多数存在する. 一般に碎屑物は明るい色の火山岩片が目立つ. 砂岩層と砂岩層との間には薄い砂岩頁岩互層が挟まれており, 上位になるにしたがってその互層の厚さが増す. 最上部には厚さ数 cm から 2 m の酸性凝灰岩が頻繁に頁岩と互層し, 君波 (1978) によると他の地域との対比に用いる事ができる. 浜中町で行われた未公開のボーリング調査データには深度 1800 m~1900 m に厚い砂岩が記載されているが, 岩相及び層準からいって本層にあたると思われる.

(化石) 本研究の調査地域では時代判定に有効な化石の報告はない。しかし模式地では佐々 (1940) により *Inoceramus shikotanensis* 及び "*Inoceramus*" *kushiroensis* の産出が報告されている (Fig. 6)。

尾幌川層

(命名) 長尾 (1957)

(模式地) 厚岸駅裏の崖 (小山内ほか, 1961)。本研究の調査地域では浜中町羨古丹の海食崖 (Locs. 70902~70903) で典型的に見られる。

(分布) 浜中町羨古丹の海食崖, 浜中町赤泊の海食崖, 各小河川の中上流域

(層厚) 190 m

(岩相) 下位の門静層とは整合であり, 門静層が最上部の厚い凝灰岩層から急激に細粒化し (Loc. 62002), 薄い凝灰岩と頁岩の互層となるところを下限とする。主として暗灰色の泥岩よりなる。この泥岩は葉理があまり発達せず, ときおりやや粗粒な層理をはさむ。生痕は見られるもののあまり大型ではない。ノジュールはほとんど見られない。しばしば厚さ 40 cm 以下の酸性凝灰岩層がはさまれ, 上部には厚さ 2m ほどの砂岩層もある (Loc. 62307)。浜中町の未公開のボーリング調査データでは, 深度 1800 m~1630 m にかけて記載されている

暗灰色頁岩が岩相，層厚ともにほぼ一致する．しかしボーリングコア中の泥岩に計4枚はさまれている玄武岩床は野外では観察されない．

(化石) 信頼度の高いものはない．しかし岩田 (1984) には *Dictimitra* sp. と思われる保存が悪い放散虫化石が記載されている．

浜中層

(命名) 君波(1978)

(模式地) 浜中町仙鳳趾の海岸 (Locs. 62010~71002)

(分布) 浜中町仙鳳趾の海食崖，浜中町恵茶人の東側からガツカラ浜にかけての海食崖

(層厚) 上限は不明だが 200~250 m と推定される．

(岩相) 下位の尾幌川層に整合で重なる．尾幌川層が急激に粗粒化して厚い砂岩をはさむようになるところ (Loc. 62307) を下限とする．本層は，主として砂岩勝ちの砂岩泥岩互層よりなる．砂岩は厚さが主として 10~30 cm のものと，数十 cm~2 m ほどの厚さの 2 種類が観察される．前者の砂岩は，中~細粒で淘汰が良く，級化層理を示し，全体に葉理が発達している (Pl. 2, fig.1-2)．粒子は主として石英，長石からなる．それに対して後者の砂岩は，中~粗粒でしばしば直径 1~5 cm の礫や mud crust を含み，塊状で級化層理を示さない (Pl. 2,

fig. 3-4). また、輝石などの火山岩起源と思われる碎屑物が多く含まれる。どちらの砂岩も、方解石の基質によって非常に硬く固結している。

仙鳳趾海岸に分布する本層には 2 枚の玄武岩質の岩床がはさまれる (Locs. 62004, 62009, 71901; Pl. 2, fig. 7-8). 一方、恵茶人の東に分布する本層には、正確な数は不明だが少なくとも 4 枚以上の岩床がはさまれる (Locs. 71708~80104).

本層の最下部には、厚さ 2 m の特徴的な酸性凝灰岩層 (Locs. 62307, 71708, 71803) がはさまれる。Loc. 71803 ではこの凝灰岩層はスランプ層となってしまうが、良い鍵層として追跡できる。未公開の浜中町のボーリング調査データには、深度 1630 m~1340 m に“暗灰色頁岩・泥岩互層”が記載されているが、厚さ・岩相からみて本層に相当すると思われる。ただし、玄武岩床は記載されていない。

(化石)本層には従来まったく化石産出の報告がなかったが、今回の調査で Loc. 62301 付近の転石から *Gaudryceras* sp. を発見することができた (Pl. 3, fig. 2). この転石は、岩質からみて、すぐ近くの浜中層の砂岩露頭から由来したものであることは間違いない (Pl. 2, fig. 3; Fig. 6; Fig. 7).

厚岸層

(命名) 長尾 (1957)

(模式地) 厚岸町奔渡付近

(分布) 本研究の調査地域では、根室市三里浜の海食崖 (Loc. 72106 など) に典型的に見られる。その他に浜中町幌戸から奔幌戸にかけての海食崖、浜中町恵茶人の海食崖、浜中町貫人の西側の海食崖、根室市落石のボッキリ磯、根室市長節海岸にも分布する。

(層厚) 浜中地域の本層は、上限、下限ともに不明だが少なくとも 200 m 以上の厚さがある。根室地域の本層は約 1300 m

(岩相) 下位層との関係をはっきりと観察できる露頭はないが、整合と思われる。様々な岩質のスランプ層が著しく発達していることが本層の特徴である (Pl. 1, fig. 2a)。スランプ層は、典型的には変形した砂岩や砂岩泥岩互層の岩塊が礫質泥岩の中に散在している。しかしその岩相は極めて変化に富んでいて地域によってかなりの違いがある。岩塊の大きさも様々であり、例えば根室市三里浜 (Loc. 80501 付近) では 5~10 m ほどの岩塊ばかりであるが、浜中町恵茶人 (Loc. 71701~ 80602) では 50~100 m のブロックが多い。また、落石のボッキリ磯では砂岩泥岩互層がブロック化せずに激しくスランプ褶曲しているこ

とが観察できる (Locs. 72705, 72706). スランプ中の岩塊の岩相として最も典型的なのは泥勝ちの規則正しい砂岩頁岩互層であり, 砂岩はほとんどが厚さ 10 ~ 20 cm で中~細粒, 葉理が発達し級化層理を示す. 厚岸層中のスランプ塊の砂岩は, 色が灰色で軟らかいため下位の砂岩とは容易に識別することができる (Pl. 4, fig. 1). その他では, 厚い塊状の砂岩が多く含まれる. これは淘汰が悪く, しばしば細~中礫を含んでいる. また, 玄武岩質の火成岩もスランプ塊として含まれる.

本層は浜中町幌戸・奔幌戸海岸と, 浜中町恵茶人海岸, そして根室市の三里浜・落石・長節海岸の大きく分けて 3つの地域に分布している (Fig. 4). 浜中町の幌戸海岸から西ではスランプ層の発達が悪く, Loc. 62201 では安定した砂岩泥岩互層がスランプ層に急変するのが観察できる. 浜中町幌戸の東西の海食崖には厚く塊状で淘汰の悪い砂岩が分布しており, スランプは観察されない (Pl. 4, fig. 2). 浜中町奔幌戸の西側の海食崖にも良く似た岩相が見られるが, これはスランプ中のブロックである (Pl. 4, fig. 3). 浜中町恵茶人海岸の本層は極めてスランプが発達しており, 数十 m にわたって地層が逆転していることもしばしばある.

根室市に分布する本層は極めてスランプが発達しており, 安定した露頭は最上部以外にほとんど存在しない. 最下部には玄武岩床がはさまれ, Loc. 80705

では枕状溶岩も観察される。最上部にはスランプ中の岩塊として礫岩や礫なども含むようになり、スランプを起こしていない露頭も存在するようになる。

浜中町の未公開のボーリング調査データでは深度 1340~640 m にかけて暗灰色泥岩層がコア中に記載されており、さらに深度 640 m~地表にかけては泥岩優勢の暗灰色泥岩・シルト岩互層がコア中に記載されている。泥岩・シルト岩互層にはしばしば凝灰岩層がはさまれており、玄武岩床も深度 140~160 m にかけてはさまれていることが記載されている。深度から考えてコア中の暗灰色泥岩と、その上位の暗灰色泥岩・シルト岩互層の一部が本層に相当すると思われる。コア中の暗灰色泥岩はスランプ層である可能性もあるが、正確には分からない。泥岩・シルト岩互層が記載されている部分はスランプ層になっていないことがわかる。なお、幌戸地域 (Locs. 62401 ~ 61902) で観察される厚く成層した淘汰の悪い粗粒砂岩はボーリング調査データには記載されていない。

(化石) 浜中町奔幌戸の西側の海食崖 (Loc. 61901) は、吉田 (1958) 以来保存の良い化石を多産することが知られており、*Gaudryceras hamanakaense* を産出することで知られている (Pl. 1, fig. 1)。本研究でもそれは確認された (Pl. 7; Pl. 8)。今回の調査では、従来知られていた種類に加え、新たに *Pachydiscus flexuosus* を得た (Pl. 3, fig. 1)。また、根室市三里浜の天狗岩付近の海食崖 (Loc. 72606 付近) の転石から *Tetragonites popetensis*, *Inoceramus* cf.

hetonaianus, *Neophylloceras* sp.を発見した (Pl. 3, fig. 3-10). この転石の岩相は, 周囲のスランプ層の基質部と良く類似しており, 周囲の状況からみて, すぐ近くの露頭が起源である可能性が高いと思われる (Pl. 6, fig.1-2; Fig. 6; Fig. 7).

霧多布層

(命名) 吉田 (1958)

(模式地) 浜中町の霧多布島 (Loc. 80707~80901)

(分布) 浜中町霧多布島, 根室市落石岬, 根室市昆布盛から浜松にかけての海食崖

(層厚) 上限は不明だが浜中町で 250 m 以上, 根室市で 100 m 以上

(岩相) 下位層との関係が観察されるのは根室市落石岬の海食崖 (Locs. 72703, 72711) である. そこではスランプのため境界面がやや波打っているが, 整合であるように見える. 本層は主として 2 種類の礫岩よりなる. 一つは細礫から巨礫まで様々な大きさの角~亜角礫岩であり, 基質支持で層理面がまったく判別できない (Pl. 1, fig. 3b). もう一種類は, ほとんどが中礫で淘汰の良い亜円礫岩であり, 碎屑物支持でしばしば砂岩をはさむため層理面が判別できる. 後者に含まれる礫はインプリケーションを示す事がある (Pl. 1, fig. 3a).

根室市の落石海岸および昆布盛海岸で見られる本層は、前者の角礫岩である。しかし浜松海岸の Loc. 73003 より北で Loc. 73007 より南の地域には後者の亜円礫岩が分布し、特に Loc. 72501 および Loc. 73007 ではおおよそ北から南への古流向を示すインプリケーションが観察できる。浜中町の霧多布島に分布する本層はすべて後者の亜円礫岩であり、Loc. 80708 では西から東への古流向を示すインプリケーションが観察できる。この地域では礫岩の間に厚い砂岩泥岩互層も存在する。

(化石) 吉田 (1967) で *Globigerina triloculinoidea* などの有孔虫が記載されている (Fig. 6)。

層序区分

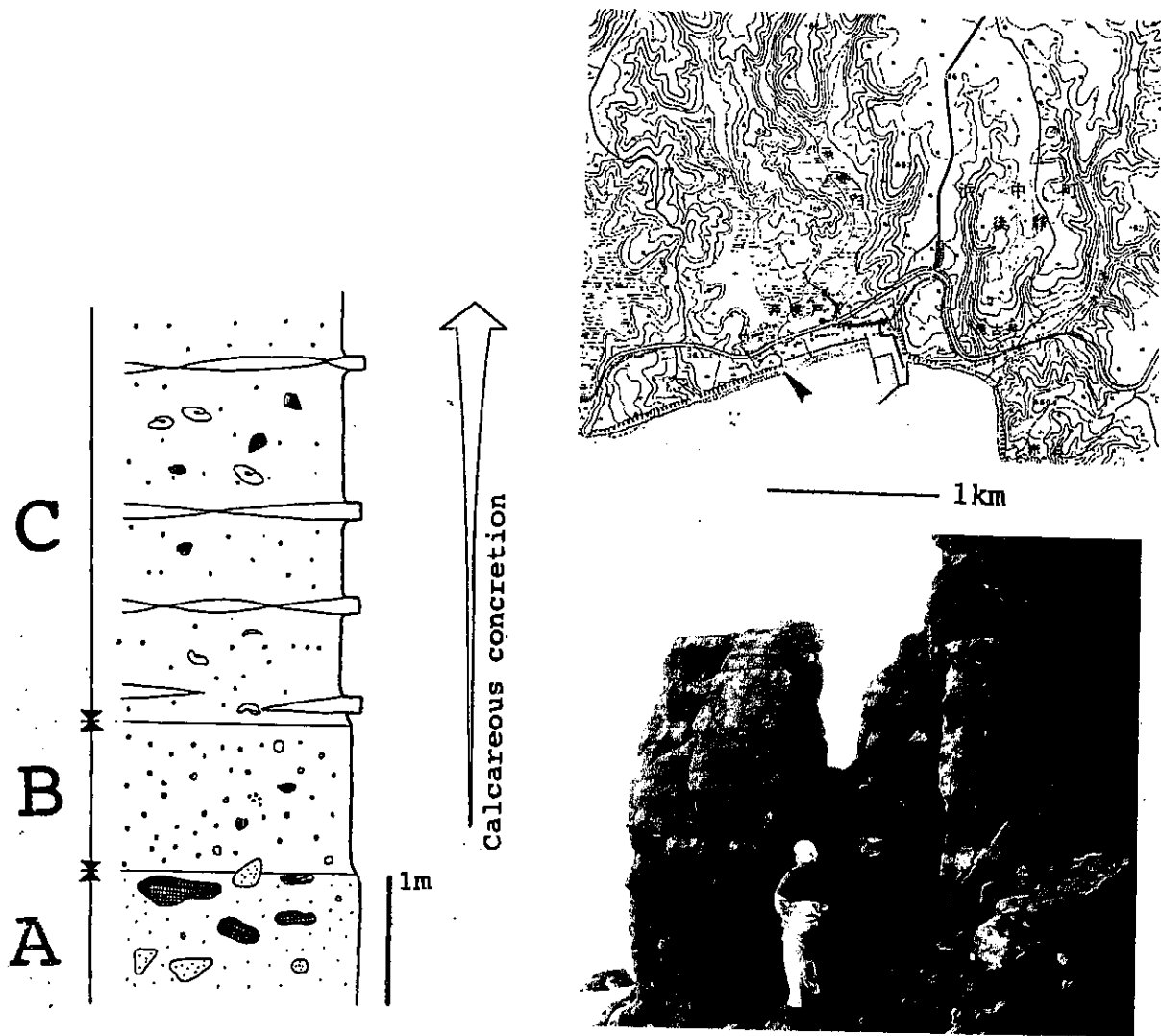
君波 (1978) は従来の厚岸層を厚岸層と床潭層に分けた。しかし床潭層の下部は野外の観察では厚岸層の岩相と識別できないことが岡田ほか (1984) で指摘されている。筆者の調査でも 2 累層は識別できず、床潭層の特徴とされる非スランプの泥岩も側方変化が大きい上に厚岸層の岩相と良く似ている。そのため本研究では従来の 2 累層を厚岸層として一括して扱った。

さらに君波 (1978) では厚岸層を上部、中部、下部の 3 つの部層に細分している。彼は、上部層は下部層とよく似たスランプの発達する岩相だが中部の岩

Fig.7 FAUNAL LIST OF THE NEMURO GROUP

	SPECIES	LOCALITIES	INDIVIDUAL NO.
AMMONITES	<i>Gaudryceras</i> sp.	62301*	1
	<i>Tetragonites popetensis</i>	72106*	2
	<i>Neophylloceras</i> sp.	72106*	1
	<i>Gaudryceras hamanakaense</i>	61901	89
	<i>Pachydiscus flexuosus</i>	61901	1
	<i>Diplomoceras</i> sp.	61901	2
BENTHIC ANIMALS	<i>Inoceramus hetonaianus</i>	72106*	1
	<i>Inoceramus</i> cf. <i>hetonaianus</i>	72106*	6
	<i>Inoceramus</i> sp.	72106*	4
	<i>Opis hokkaidoensis</i>	61901	16
	Rhynchonellidae gen. indet.	61901	42
	<i>Eriphyla?</i> sp.	61901	10
	Gastropoda gen. indet.	61901	5

* From a fallen block.



A: Ill sorted very coarse sandstone including cobbles and mud clasts.

B: Ill sorted very coarse sandstone including pebbles and abundant fossils.

C: Ill sorted medium sandstone including pebbles and abundant fossils. Many dim stratum are observed. Some nodular beds are intercalated.

Fig.8 Location and sketch of a sandstone block at ponporoto.

相は厚い砂岩であると特徴づけている (君波, 1978). そして中部厚岸部層の岩相を鍵層にして各地域の厚岸層を対比している. しかし幌戸海岸の中部厚岸部層の岩相は淘汰が悪く厚くて塊状の砂岩であるのに対して根室市内の中部厚岸部層とされた地域にはそのような岩相は存在せず, スランプ堆積物ばかりが分布している. 一ヶ所だけスランプではない砂岩泥岩互層が存在する露頭があるが (Loc. 72603), その砂岩は淘汰が良く葉理質で級化しており, 一部で斜交層理も見られる. また, 砂の粒子の円摩度もこの砂岩では非常に高い (Pl. 4, fig. 2-3). 従って幌戸の中部層とは岩相が明らかに異なる. しかもその露頭自体がスランプ中のブロックである可能性も高く, 鍵層としては使えないことが分かった. また, 浜中町のボーリング調査データのコア中にも君波の“中部厚岸部層”に相当する岩相は記録されていない. したがって本研究では厚岸層を一括して扱う.

4 奔幌戸の化石産地における化石の産状

奔幌戸の化石産地について

厚岸郡浜中町後静村奔幌戸の西側の海食崖 (Loc. 61901) にはスランプ層中の砂岩のブロックが露出している. 周囲にはスランプ構造が著しく発達してい

ること、そのスランプ中の岩片の岩相からみて、厚岸層であることはほぼ間違いないが、厚岸層中のどの層準に当たるかはわからない。ここは根室層群の中で、現在知られている限りでは唯一の化石を多産する露頭である (Pl. 1, fig. 1; Fig. 8).

この露頭は吉田 (1958) で初めて報告され、*Gaudryceras hamanakaense* Matsumoto and Yoshida, 1979 の記載や、*Opis hokkaidoensis* Ueda, 1963 の記載などの研究があるが、化石の産状はほとんど注目されていなかった (Matsumoto and Yoshida, 1979; Ueda, 1963).

この露頭の岩相は全体としては淘汰の悪い小礫質砂岩。最下部には中礫や大きな mud clast を頻繁に含む層があり、その上に厚さ 1 m ほどの粗粒な層がある。礫は玄武岩質の火成岩期限のものが多い。その上に厚さ 5~10 m の比較的細粒であるがやはり小礫を含み淘汰の悪い層が重なる。この層には明瞭ではないがいくつもの層理が観察できる。この層にはしばしば厚さ 40 cm 以下のノジュール層が入っている。このノジュール層は幅 10 m 以上にわたるが、厚さの変化が激しく、しばしば途切れることもある。ノジュール層は恐らく珪質であると思われる (Pl. 6, fig. 3)。砂岩は非常に炭酸カルシウムに富んでおり (Pl. 5, fig. 1-2)、岩石切片を観察すると生物擾乱を受けている事が分かる (Pl. 5, fig. 3)。現在では風化が進んで非常にもろくなっている (Fig. 8)。

化石群および化石の産状

産出する化石のリストをFig. 7で示す。化石は密集層や密集ノジュールではなく、母岩にそのまま入っている。そして、遺骸片支持ではなく、多産するが散在している。より強く炭酸カルシウムによって固結している上位の層の方が保存状態は良い。

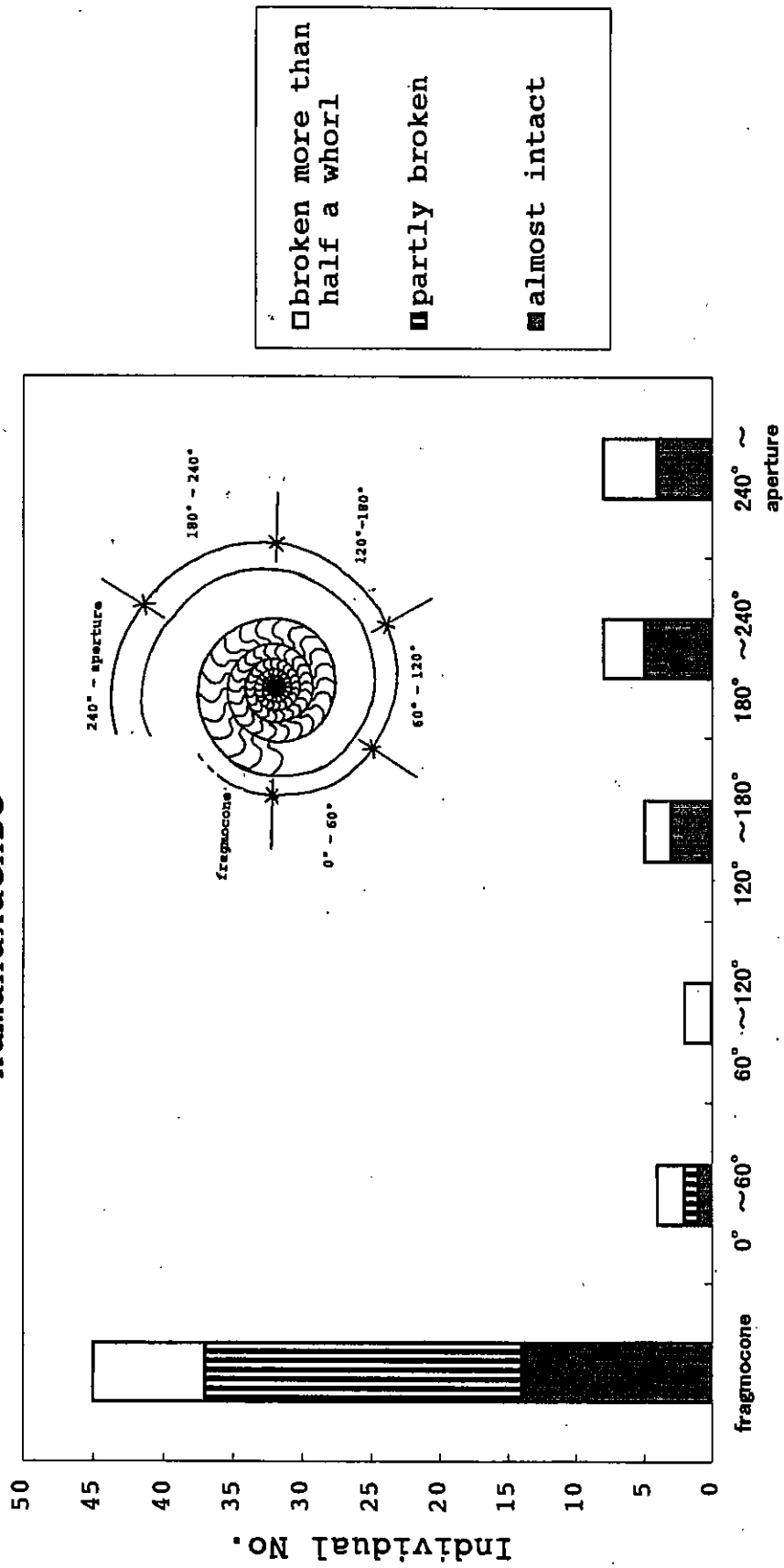
本研究では比較的大型であるため観察が容易である *Gaudryceras hamanakaense*, *Opis hokkaidoensis*, Rhynchonellidae gen. indet., に着目して産状を観察した (Pl. 7; Pl. 8; Pl. 9)。

Gaudryceras hamanakaense Matsumoto and Yoshida の産状

産出するパターン…一般に層理面に平行に近い姿勢で発見されることがほとんどである。2~4個体が集中して産出することも多い (Pl. 8, fig. 2)。

形状…気房部は一般に形の保存が良く、圧密の影響は小さい。しかし破損していることもしばしばあり、特に胎殻付近は、欠損していることはまれだが破片化してその殻が内部に陥没しているなど破損していることは多い (Pl. 11, fig. 2-4)。それに対して住房はコンパクションを受けて変形しており、大抵の場合破損している (Pl. 7; Pl. 8)。殻が欠損している場合も多く、変形して気房部

Fig. 9 Modes of shell damage of *Gaudryceras hamanaense*



□ broken more than half a whorl
 ▨ partly broken
 ■ almost intact

から離れてしまっている場合もかなりある (Pl. 7, fig. 2; Fig. 9). 殻口まで残っている個体は極めてまれである. 地層中での殻の下面と上面との間で顕著な保存状態の違いはなかった. 発見した標本の殻のサイズを Fig. 10 にしめす.

殻の保存状態…もつとも薄い胎殻や一枚目の隔壁まで保存されている (Pl. 11, fig. 1-3). 3層に分かれた殻構造が保存されていることが偏光顕微鏡下で確認できる (Pl. 10, fig. 1-2). また, 殻皮や体管も保存されている個体もある.

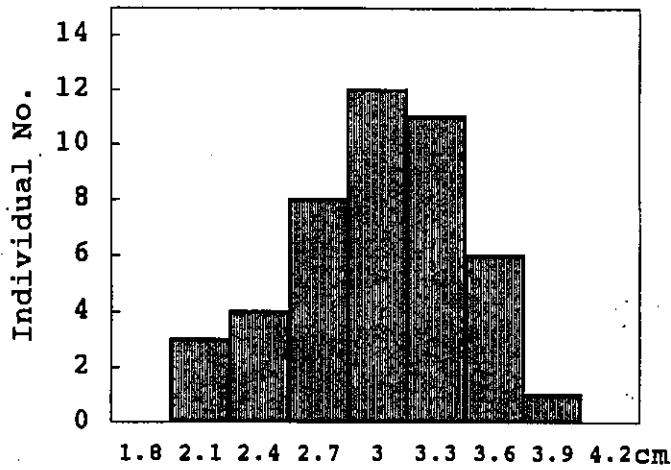
内部を充填している物…住房は母岩と同じ石灰質の基質で固結した淘汰の悪い中粒砂岩によって充填されている. 気房部は, 破損していない場合は透明方解石によって充填されているが, 破損している場合は堆積物が侵入している (Pl. 11).

Opis hokkaidoensis Ueda の産状

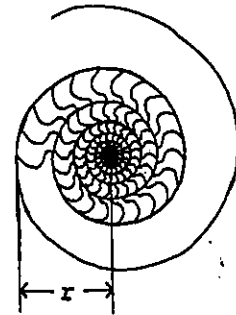
産出するパターン…スランプ塊の砂岩の中に散在的に含まれている. 露頭で埋没姿勢を観察できたのは3個体だが, そのすべての殻頂が斜め下に向けていた. 形状…殻は圧密を受けておらず, 表面の装飾も良く残っている. 転石を含め, 得られた16個体のうち15個体が合弁であり, 破損もほとんどは地表に出てからの風化によるものと思われる (Pl. 9, fig. 1-6). 採集した標本の殻のサイズを Fig. 10 にしめす.

Fig. 10 Size frequency distribution of *Gaudryceras hamanaense* and *Opis hokkaidoensis*

Gaudryceras hamanaense

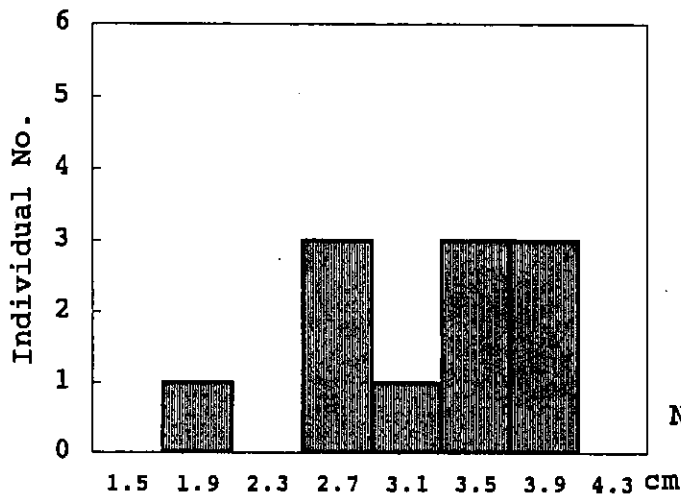


N = 45

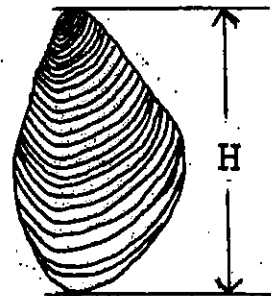


r	2.4	3.0	3.6
Presumed diameter	7.6	9.6	11.0

Opis hokkaidoensis



N = 11



殻の保存状態…再結晶化していることが多いが、歯の部分には成長線が残っているものもある。殻の溶解はほとんど見られない (Pl. 10, fig. 3).

内部を充填している物…内部には母岩と同じ岩相の堆積物が侵入している。殻を完全に閉じた個体の場合は腹側の空間に方解石の結晶が成長し *geopetal* を示すものがある (Pl. 9, fig. 7)。殻を開いた個体でも閉じた個体でも、内部の堆積物には生痕が観察できる (Pl. 9, fig. 7-8)。

腕足類の産状

一般には散在しているが、まれに密集して見つかる事もある。産出頻度は大型化石では最も高い。前後の殻がずれていることはしばしばあるが、ほとんどは合弁である。埋没姿勢の傾向は特に観察されない。圧密の影響は弱く、表面の装飾も良く残っている (Pl. 9, fig. 12-17)。

殻の保存状態…殻の構造が良く残っている。殻が溶解した兆候は見られない (Pl. 10, fig. 4)。

内部を充填している物…内部は母岩とほぼ同じ、石灰質の基質で固結した淘汰の悪い砂岩で充填されている。その砂岩の粒度は粗粒から細粒までさまざまである (Pl. 9, fig. 9-11)。

Fig.11 Biostratigraphy of the Campanian and Maastrichtian stages in Hokkaido and Sakhalin
 (from personal communication from Shigeta, Maeda and Ubukata).

Age	Stage	Biostratigraphy					
65	Danian						
		"Inoceramus" awajiensis	Pachydiscus subcompressus		Neophylloceras surya		Pseudophyllites indra
69?	Maastrichtian	Upper	Zelandites varuna	Pachydiscus flexuosus	Anagaudryceras matsumotoi	Tetragonites popetensis	Neophylloceras hetonaiense
			Gaudryceras sp. (Sakhalin)				
		Gaudryceras hamanakaense					
		Gaudryceras tombetsuense					
71	Campanian	Lower	Inoceramus hetonaianus	Pachydiscus soyaensis			
			Gaudryceras sp. (hobetsu)				
		Inoceramus shikotanensis					

①...Monshizu Formation. ②...Hamanaka Formation (Loc. 62301). ③...Akkeshi Formation (Loc. 72106).
 ④...Akkeshi Formation (Loc. 61901). ⑤...Akkeshi Formation (Loc. 71707).

5 考察

根室層群の化石層序

今回の調査の結果、従来報告のない層準から時代判定に有効な化石を発見することができた。その結果と従来報告のあった化石をあわせて従来それほど詳しくはわかっていなかった根室層群堆積当時の地質時代に関して考察する。

北太平洋地域の大型化石層序に関しては利光 (1995) などの研究があるが、根室層群が堆積したと思われるマストリヒシアン階に関しては、化石帯の全貌はまだよく分かっていない。そのため、本研究の大型化石層序は主として重田 (私信)、生形 (私信) 及び前田 (私信) による公表準備中のデータに基づく (Fig. 11)。

調査地域の最下部に当たる門静層からは、厚岸町門静の採石場から *Inoceramus kushiroensis* および *Inoceramus shikotanensis* が報告されている (佐々, 1940)。これは下部マストリヒシアン階の下部で、Fig. 11の①にあたる。

その上位は従来厚岸層からしか化石産出の報告がなかったが、今回浜中層から転石ではあるが *Gaudryceras* sp. を新たに発見することができた (Pl. 3, fig.

2)。発見された転石の岩相や、周囲の状況からみてすぐ側の露頭からのもので

あることはほぼ間違いない。また、母岩に直接含まれている産状からみて二次化石ではない。重田（私信）によれば、この標本は断片ではあるが北海道穂別町の下部マストリヒシアン階から産出した未記載の *Gaudryceras* sp. に近い。その層準は Fig. 11の②に当たると考えられる。

根室市の“下部厚岸部層”からは *Neophylloceras hetonaiensis* が三谷ほか (1958) により報告されている。君波 (1978) の“中部厚岸部層”に相当する層準からは、従来時代判定に有効な化石は発見されていなかったが、今回の調査で転石ではあるが *Tetragonites popetensis* と *Inoceramus hetonaianus* を発見した。転石の岩質は淘汰の悪い塊状の細粒砂岩であり、周囲のスランプ層の気質部に類似している。この転石は周囲の状況からいってもすぐ側の露頭起源の転石であると考えられる。これらの化石の組み合わせは下部マストリヒシアン階の中部を示し、Fig. 11の③にあたると考えられる。

君波 (1978) の“上部厚岸部層”にあたる層準からは *Pachydiscus* cf. *gracilis* および *Anagaudryceras matsumotoi* が報告されている (Matsumoto and Kanie, 1979)。しかし同じ露頭から Danian を示す有孔虫およびナンノ化石が報告されているため、これらは二次化石であると解釈されている (Okada et al., 1987)。また、厚岸層のどの層準に当たるかは不明だが奔幌戸の化石産地からは *Gaudryceras hamanakaense* が多産することが知られており、今回の

調査で *Pachydiscus flexuosus* が産出することもわかった。この化石の組み合わせは下部マストリヒシアン階の上部を示唆し、Fig. 11 の④にあたる。また、やはり厚岸層のどの層準に当たるかは不明だが、恵茶人地域の厚岸層からは *Pachydiscus subcompressus obsoletus* が長尾ほか (1966) で報告されている。これはFig. 11の⑤にあたる。

その上位の霧多布層からは様々な調査で Danian の微化石が出ることがわかっている (Asano, 1962; Yoshida, 1967; Okada et al, 1984, Okada et al, 1987) .

以上のように、従来化石の産出が知られていなかった層準から新たに化石を採集し、根室層群のより精密な時代対比を試みた。厚岸層はスランプが卓越しているため、そこから出る化石が二次化石であることを完全には否定できないがその保存・産状からみて、マトリックスの時代と大きく異なる時代の化石が取り込まれているとは考えにくい。また、浜中層から化石を発見できたことにより、少なくとも厚岸層で産出する化石がすべて浜中層よりも後の時代を示すものであるということは確実に言えるようになった (Fig. 6) .

一方、新たな疑問も生じてきた。例えば、これまで K/T 境界についての議論はすべて根室層群には大きな堆積間隙がないことが前提となってきた。しかしこの浜中・根室南部地域の厚岸層と霧多布層の境界付近から産出している大型

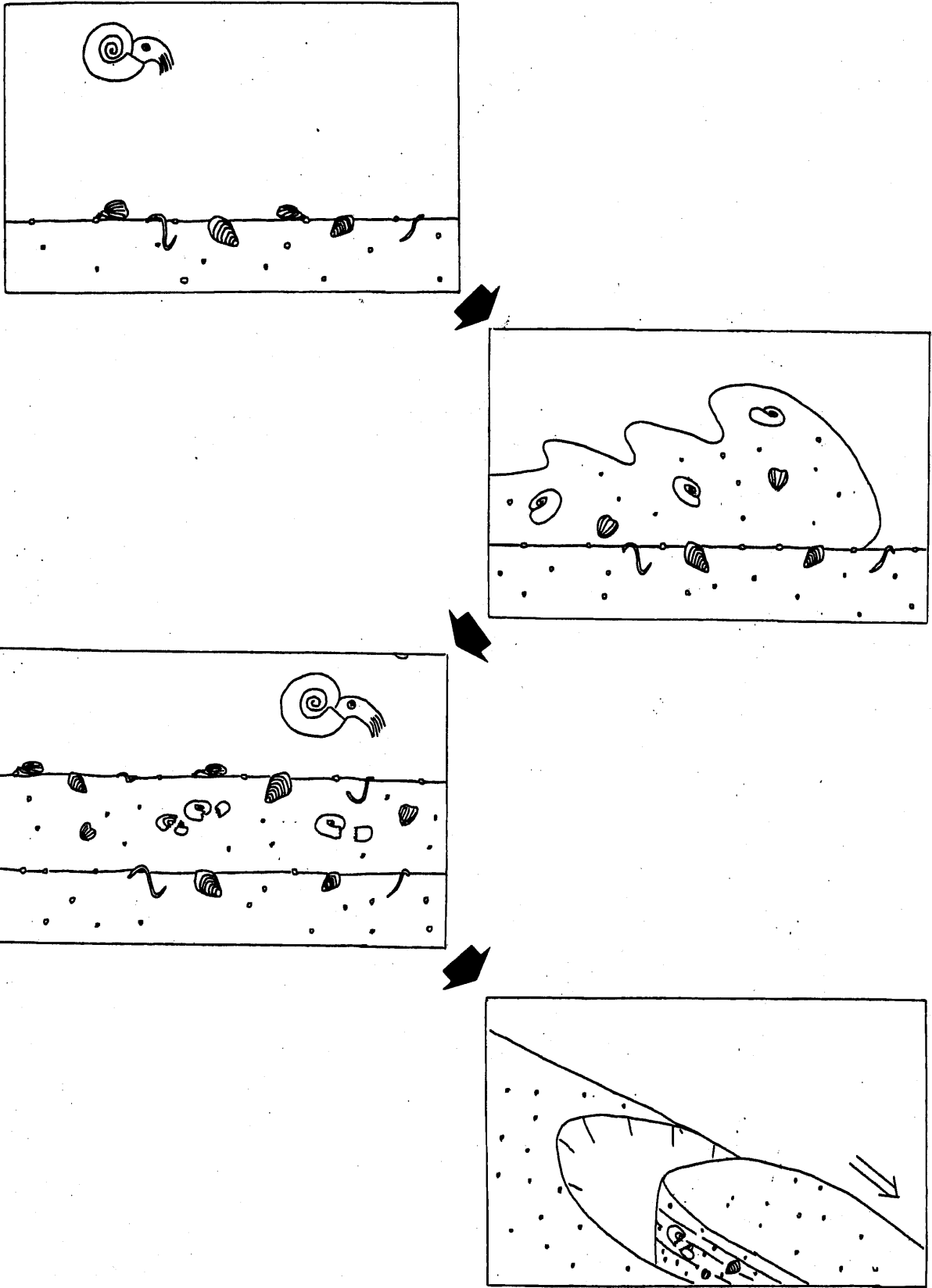


Fig.12 Presumed sedimentary process of
the Ponporoto sandstone block.

化石がすべて下部マストリヒシアン階のものであり、上部マストリヒシアン階を示す化石はまだ得られていない。この事を考えると、この地域では上部マストリヒシアン階が欠損している可能性も考えるべきなのではないだろうか。

ポンポロトの化石の起源と保存された理由の考察

Maeda(1987)などの研究にあるように、北海道の白亜系ではアンモナイトの保存の良い化石を多産するのは泥岩中の化石密集ノジュールであることが多い。奔幌戸のように粗粒な砂岩に直接保存の良いアンモナイトが多数入っているというのは異例の産状である。

奔幌戸の岩相は、厚い礫質砂岩であり、淘汰が悪いが極端に大きな碎屑物は含まれていない。よく見ると明瞭ではないが層理がいくつも観察でき、生物擾乱があることから一度のイベントではなく繰り返し起きた堆積作用で堆積したものと考えられる (Fig. 8)。このような堆積環境としては高密度乱泥流が頻繁に来るような海底チャネルなどが推定できるが、現在ではスランプ中のブロックとなってしまうため確実なことはわからない。

母岩には中礫が多数含まれることから、ここから産出する化石が二次化石である可能性についても検討した。その結果、ほとんどの場合化石の内部に侵入

している堆積物の岩質が母岩と同じであるため、その可能性は低いと判断される (Pl. 11, 1-4; Pl. 9, fig. 7-11).

一方、種類によって化石の保存・産状が大きく異なっているのを発見した。*Gaudryceras hamanakaense* の場合、住房の破損が特徴的である。もっとも殻の薄い胎殻付近が保存されているため、それより殻の厚い住房が埋没以前に溶けてしまったり、埋没以後に続成作用で失われたとは考えにくい。従って運搬によって被った破損であると考えられる。殻皮が保存されていることから急速な埋没が推定される。つまり、堆積物をもたらした乱泥流によってアンモナイトの殻が運搬されてきた可能性が高い。

これに対し、*Opis hokkaidoensis* や *Rhynchonellidae* gen. indet. にはほとんど離弁個体無く、殻には運搬されたことを示す破壊の形跡が無い。*Opis hokkaidoensis* 内部の堆積物には生痕が見られるため、死んで堆積物が侵入してから地表近くにあったことがわかる。母岩から発見された *Opis hokkaidoensis* の個体はみな殻頂を下に向けた姿勢でそろっている。転石で得られた個体の腹部に成長していた方解石スパーを *geopetal* であると解釈するとやはり同じ姿勢となる。この姿勢は運搬の結果と考えるにはあまりに不安定である。*Opis hokkaidoensis* はすでに絶滅しているため生息姿勢についてはわかっていないが、入出水孔の位置と発見された姿勢は矛盾しない。つまり、こ

これらの証拠は *Opis hokkaidoensis*, Rhynchonellidae gen. indet. が現地性の化石であることを示唆している。リンコネラ類の腕足類には現生種がいるが、それらは粗粒な底質を選んで生息している。*Opis hokkaidoensis* に関してはどのような環境に生息していたのかはわかっていないが、近い時代に生息していた別種である *Opis amakusaensis* も姫乃浦層群の礫質砂岩から産出していることから粗粒な底質を好んでいたとしても不思議ではない (Tashiro, 1976) 。奔幌戸の岩相は粗粒で、しかも生物擾乱が見られることから生物の活動が行われるような環境があったことは明らかである。従ってこれらの生物がこの場所で生息していた可能性は高い。

以上のことから、*Opis hokkaidoensis* や Rhynchonellidae gen. indet. のような底生生物が生息していた場にしばしば高密度乱泥流のような堆積作用でアンモナイトを含むような粗粒な堆積物がもたらされ、その後にもまた底生生物が住みつくような事が繰り返されたというシナリオが奔幌戸の化石多産ブロックについては推定される (Fig. 12)。

炭酸塩ノジュール中の保存ではないにもかかわらず、これらの化石は圧密や溶解などの続成作用を免れて保存されている点は注目に値する。砂岩は泥岩よりも圧密を受けにくいためであるかもしれない。薄片で見るとここの砂岩は大量の方解石で固結されていることがわかる。より保存の良い化石の出る周辺で

は方解石の量も多いことから、現在は風化が進んでいるものの、かつてはこのブロックの全体が非常に強く方解石で固結されていて、そのため化石が保存されたという可能性がある。

6 結論

岩相層序

従来の研究と地質図などはそれほど変わらない。しかし、以前の研究にあるような厚岸層の細分化は行えない。

生層序

今まで時代のわからなかった層準から新たにアンモナイト、イノセラムスを発見したことで、従来よりも正確に時代を対比することができた。門静層から厚岸層の中部までは下部マストリヒシアン階であり、厚岸層最上部から霧多布層まではダニアン階であると思われる。

奔幌戸の化石産地について

根室層群で唯一知られている化石産地である奔幌戸から産出するアンモナイトは運搬されてきたものである。しかし *Opis hokkaidoensis* (二枚貝)・

Rhynchonellidae gen. indet. (腕足類)などはそこで生活していたものが化石化した。これらはいずれも二次化石ではない。

今後の課題

岩相が変わるため細かい対比のできていない厚岸湖西部の根室層群からは *Zelandites varuna* など上部マストリヒシアン階を示すと思われる化石が産出するとの報告もあり，東部とどのような関係にあるのか細かい層序の対比を行ってみる必要がある。

厚岸層は，ほとんどすべてスランプ堆積物よりなり，しかもそれがほぼ同じ厚さ (1300 m) で水平方向に 40 km にもわたって連続している。今後，スランプ層の褶曲軸を測定したりスランプ中のブロックの大きさ，形状などを細かく記載することでスランプの規模，方向，メカニズムなどをより正確に解明したい。

貫入した玄武岩質の火成岩には放射年代測定が行われたことがあるが，多数ある酸性凝灰岩には一度も行われたことがない。これらに放射年代測定を行うことで新たな情報が得られることが期待される。

7 謝辞

本研究を進めるにあたり，京都大学の前田晴良助教授には野外調査から論文をまとめるまであらゆる点で御指導いただいた。また，同大学の増田富士雄教授には終始貴重な御助言をいただいた。京都大学の酒井哲弥博士，国立科学博物館の重田康成博士，静岡大学の生形貴男博士には貴重な御意見をいただいた。野外調査においては，武士聡氏ほか民宿きりたっぷ里の方々，富沢日出男氏ほか浜中町霧多布湿原センターの方々，近藤憲久氏ほか根室市郷土資料保存センターの方々にお世話になった。浜中町在住の中下長四郎氏，根室市立啓雲中学校の松井信輝氏には露頭を案内していただき，多数の貴重な標本を提供していただいた。瓜田正之氏ほか浜中町町役場の方々には調査許可をいただいたばかりか貴重な資料も提供していただいた。京都大学理学部職員の堤久雄氏および，吉田金三氏には研磨標本や薄片の作成においてお世話になった。また，京都大学理学部地質学鉱物学教室の院生の方々には，様々な御助言，御助力をいただいた。

ここに記して上記の方々および機関に謝意を表す。

8 文献

Asano, K., 1962 : Japanese Paleogene from the view-point of foraminifera with descriptions of several new species. *Contr. Inst. Geol. & Paleont. Tohoku Univ.*, 57, 1-32.**

岩田圭示, 1984 : 根室層群産放散虫化石の予察的検討. 日本の古第三系の生層序と国際対比, 31.

Fujiwara, Y., and Kanamatsu, T., 1990 : Magnetostratigraphy of the Nemuro Group, East Hokkaido, Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics.*, 17, 38-41.

Kiminami, K., 1975-1976 : Sedimentology of the Nemuro Group. Parts 1-4. *Jour Geol. Soc. Japan*, 81, 215-232. (pt.1) ; 697-708. (pt.2) ; 755-768.(pt.3) ; *Ibid.*, 82, 773-782.(pt.4)

君波和雄, 1978 : 根室層群の層序の再検討. 地球科学, 32, 120-132.**

Kiminami, K., 1979 : Sedimentary petrography of the Nemuro Group. *Ibid.*, 33, 152-162.

Kiminami, K., 1983 : Sedimentary history of the Late Cretaceous-Paleocene Nemuro Group, Hokkaido, Japan : A forearc basin of the Paleo-Kuril arc-trench system. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 89, 607-624.

Maeda, H., 1987 : Taphonomy of ammonites from the Cretaceous Yezo Group in the Tappu area, Northwestern Hokkaido, Japan : *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.* 148, 285-305.

松本達郎, 1970 : 中生界の地質年代. 科学, 40, 248-255.*

Matsumoto, T., Kanie, Y. and Yoshida, S., 1979 : Notes on Pachydiscus from Hokkaido (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien - XXXIX). *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D*, 24, 47-73.

Matsumoto, T. and Yoshida, S., 1979 : A new Gaudryceratid ammonite from Eastern Hokkaido (Studies of the Cretaceous Ammonites from Hokkaido and Saghalien - XXXVII). *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, 114, 65-76.

三谷勝利・藤原哲夫・長谷 潔, 1958 : 5万分の一地質図幅「根室南部」及び同説明書. 北海道地下資源調査所.

三谷勝利・石山昭三・小山内熙, 1962 : 5万分の一地質図幅「厚床および落石岬」及び同説明書. 北海道地下資源調査所.

長尾捨一, 1957 : 北海道東部における白亜紀層(根室層群). 日本後期中生界の
研究連絡誌, 5, 43-46.

長尾捨一・石山昭三・吉田三郎, 1966 : 5万分の一地質図幅「霧多布」及び同説明
書.北海道地下資源調査所.

岡田尚武・平朝彦, 1984 : 混戦地方海岸部に分布する根室層群の堆積環境と年
代 : 日本の古第三系の生層序と国際対比, 5-14.*

Okada, H., Yamada, M., Matsuoka, H., Murota, T. and Isobe, T., 1987 :
Calcareous nanofossils and biostratigraphy of the Upper Cretaceous and
Lower Paleogene Nemuro Group, Eastern Hokkaido, Japan. *Jour. Geol.
Soc. Japan*, 93, 329-345.

小山内熙・三谷勝利・松下勝秀, 1961 : 五万分の一地質図幅「厚岸」及び同説明
書. 北海道開発庁.

佐々保雄 : 釧路炭田における第三系の層序とこれに関する従来 of 諸説(上・下).
北海道石炭鉱業会会報, 307-308.

佐々保雄, 林一郎, 1952 : 釧路炭田東部における白亜系の層序と先第三系変動
の様式. 地質雑, 58, 292.

Saito, T., Yamanoi, T., and Kaiho, K., 1986 : *Nature*, 323, 253-255.

Shibata, K., 1984 : Isotopic ages of the Paleogene System on Japanese Islands. *In* T. Saito, H. Okada and K. Kaiho eds. : *Biostratigraphy and international correlation of the Paleogene System in Japan*. Fac. Science, Yamagata Univ., 133-137.*

鈴木達夫, 1923 : 北海道釧路炭田地方のアンモナイト発見(要旨). 地質雑, 30, 97.

Tashiro, M., 1976 : Bivalve faunas of the Cretaceous Himenoura Group in Kyushu. *Palaeont. Soc. Japan, Special Papers*, no. 19, iv+ 102 p.

Ueda, ., 1963 : Two new species of *Opis* from the Cretaceous of Japan. : *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, 50, 70-77.

Yoshida, S., 1958 : Newly discovered Upper Cretaceous Ammonites from eastern Hokkaido. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 63, 742.*

Yoshida, S., 1967 : Planktonic foraminifera from the Paleocene Kiritappu Formation and its biostratigraphic significance. *Contributions to celebrate Prof. I. Hayasaka's 76th Birthday*, 85-90.

Explanation of Plate 1

Fig. 1. Sandstone block at Ponporoto (Loc. 61901).

(a) Western view.

(b) Eastern view.

Fig. 2. Outcrop of the Akkeshi Formation.

(a) Alternation beds indicating slump folding.

(b) Alternation thin beds of sandstone and mudstone.

Fig. 3. Conglomerate in the Kiritappu Formation.

(a) gravels indicate imbrication.

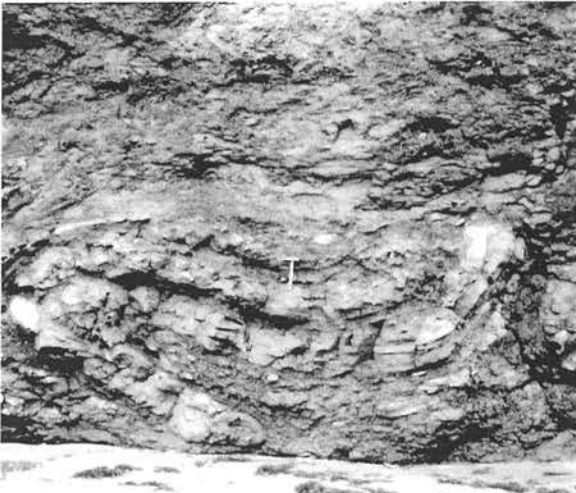
Plate 1



1a



1b



2a



2b



3a



3b

Explanation of Plate 2

Fig. 1. Laminated sandstone in the Hamanaka Formation from Loc. 62011.

(a) Cross section, $\times 1$.

(b) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 2. Massive sandstone in the Hamanaka Formation from Loc. 62301.

(a) Cross section, $\times 1$.

(b) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 3. Fallen block including *Gaudryceras* sp. at Loc. 62301.

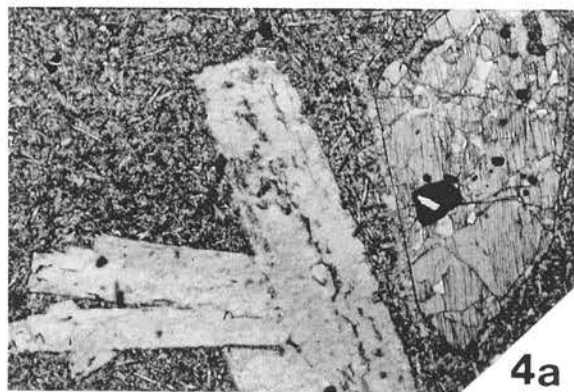
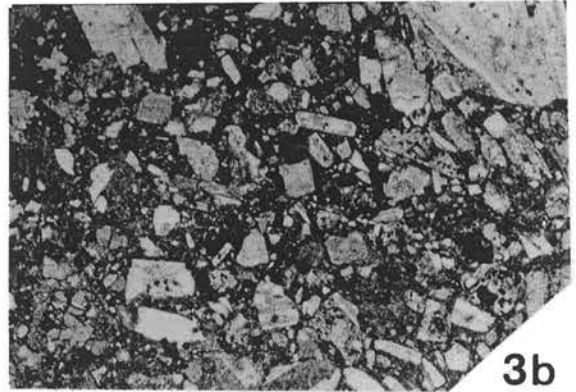
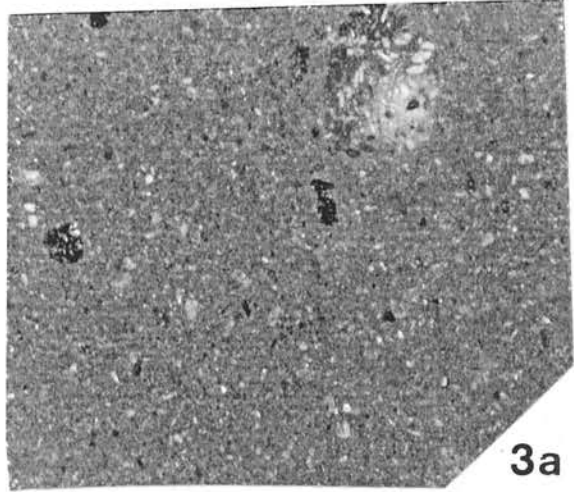
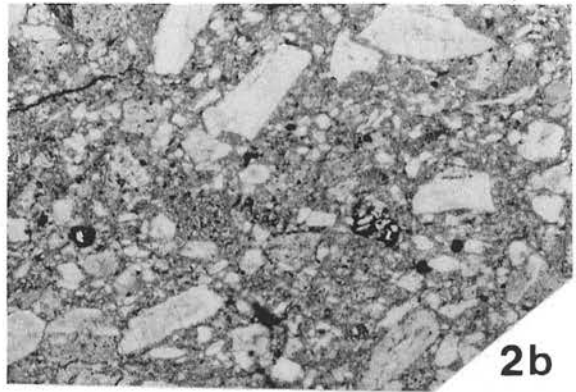
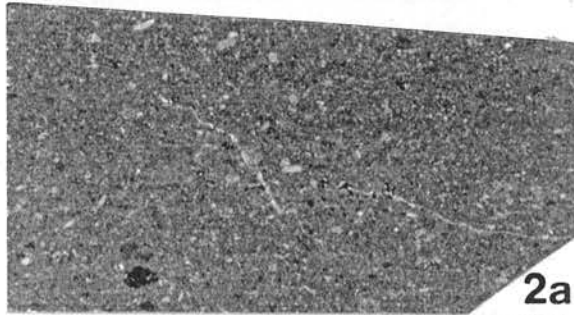
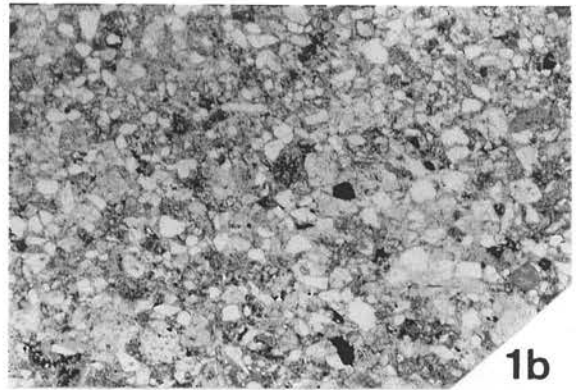
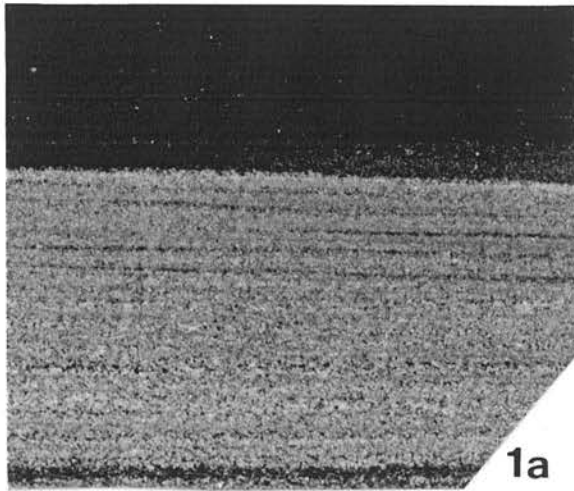
(a) Cross section, $\times 1$.

(b) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 4. Basaltic igneous rock in the Hamanaka Formation from Loc. 62009.

(a) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

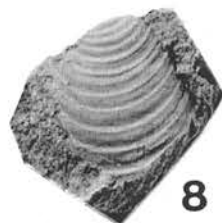
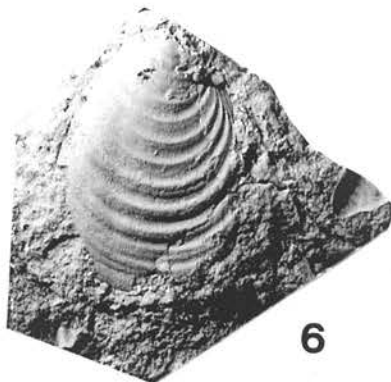
(b) Photomicrograph, Crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.



Explanation of Plate 3

- Fig. 1. *Pachydiscus flexuosus* Matsumoto from Loc.61901, $\times 1$.
- Fig. 2. *Gaudryceras* sp. (inner mold) from a fallen block at Loc.62301, $\times 1$.
- Fig. 3-4. *Tetragonites popetensis* Yabe from a fallen block at Loc.72106, $\times 1$.
- Fig. 5. *Inoceramus hetonaianus* Matsumoto and Nagao
from a fallen block at Loc.72106, $\times 1$.
- Fig. 6. *Inoceramus* cf. *hetonaianus* Matsumoto and Nagao
from a fallen block at Loc.72106, $\times 1$.
- Fig. 7-10. *Inoceramus* sp. from a fallen block at Loc.72106, $\times 1$.

Plate 3



Explanation of Plate 4

Fig. 1. Sandstone of slumping bed in the Akkeshi Formation from Loc.71707

(a) Cross section, $\times 1$.

(b) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 2. Massive sandstone in the Akkeshi Formation of Poroto area from Loc.61903.

(a) Cross section. $\times 1$.

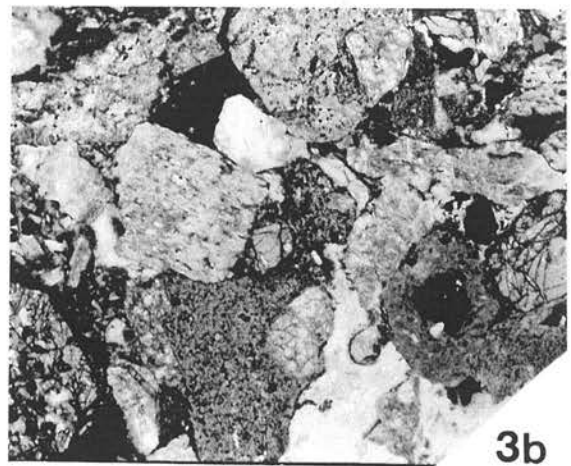
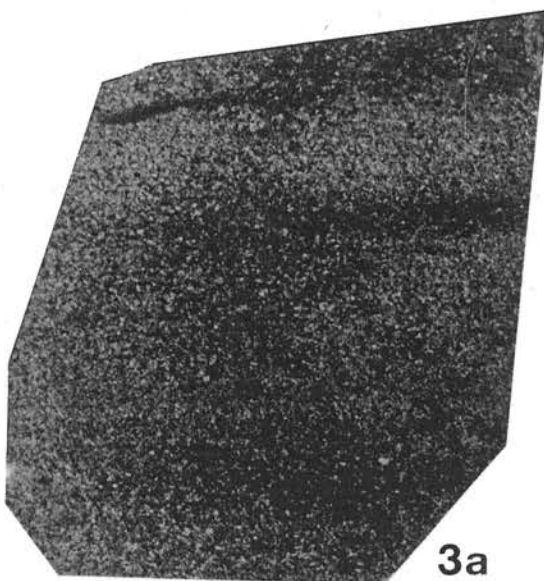
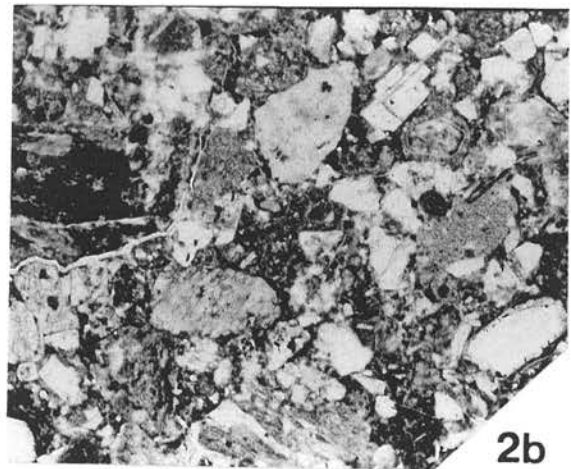
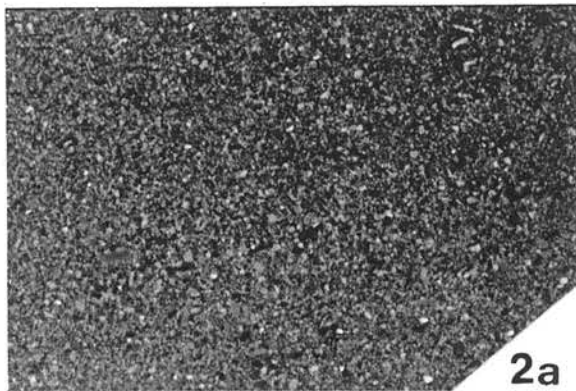
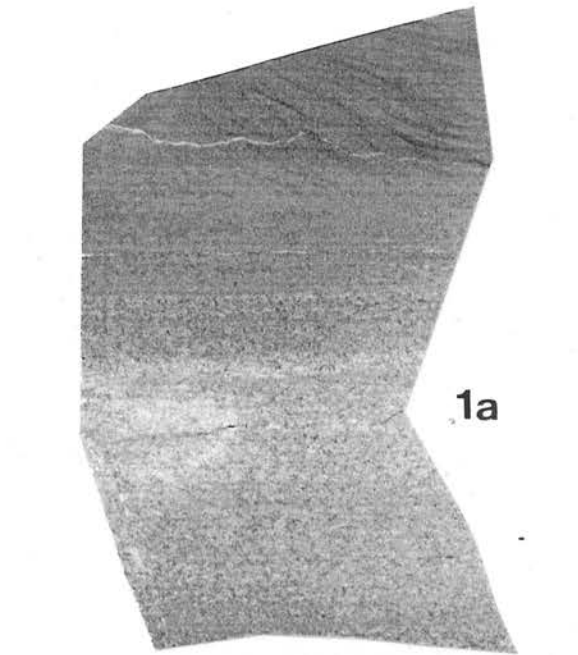
(b) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 3. Laminated sandstone including cross beds in The Akkeshi Formation from Loc.72603

(a) Cross section. $\times 1$.

(b) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

Plate 4



Explanation of Plate 5

Fig. 1-3. Pebbly sandstone in Ponporoto from Loc.61901.

1. Pebbly sandstone concreted strongly.

(a) Cross section, $\times 1$.

(b) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

(c) Photomicrograph, crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.

2. Pebbly sandstone concreted weakly.

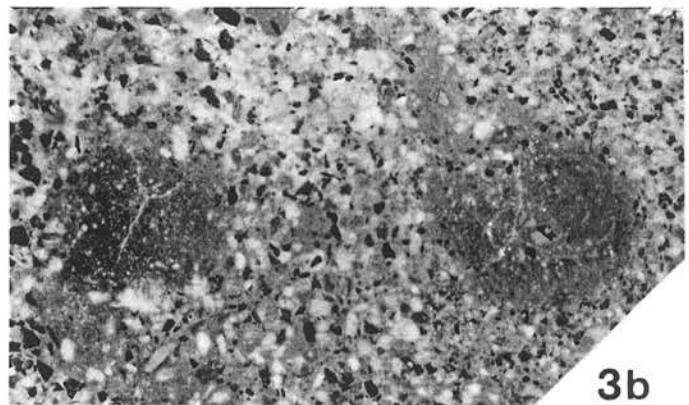
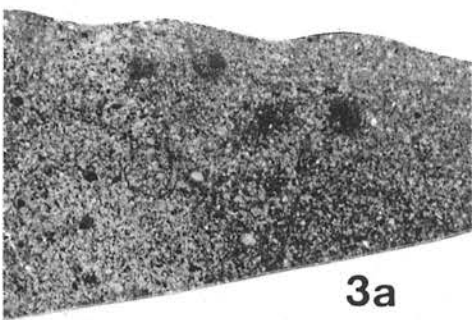
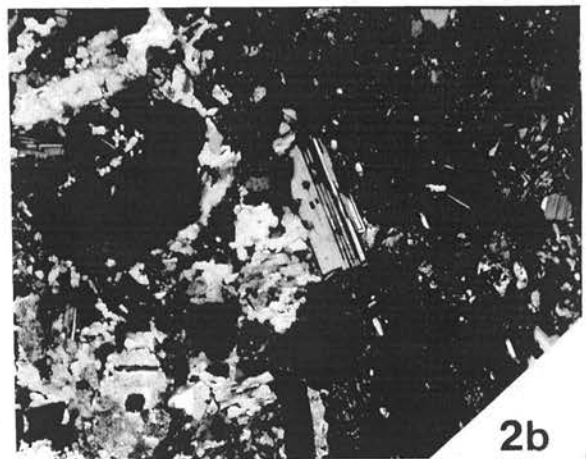
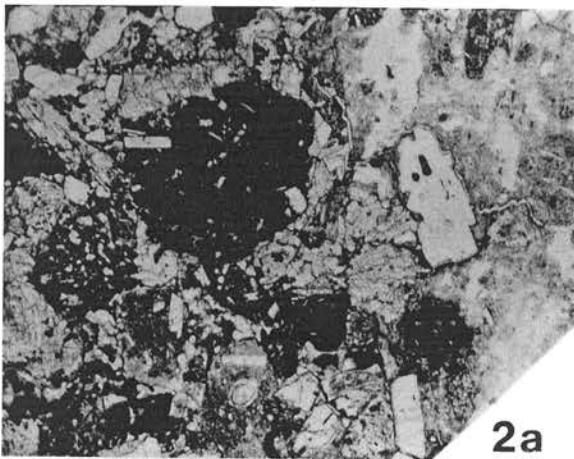
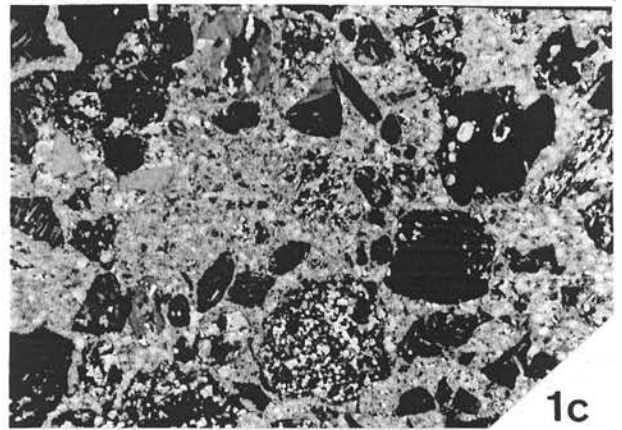
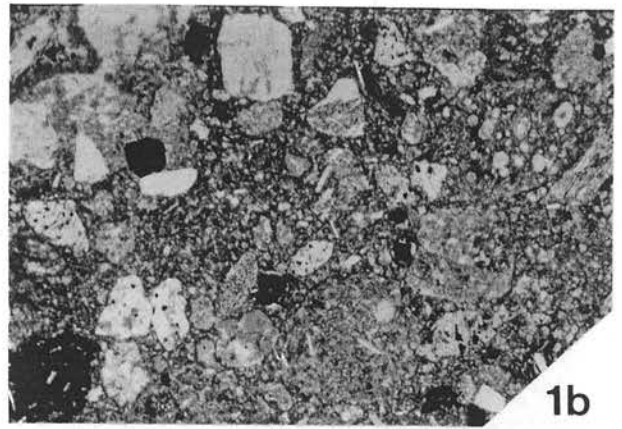
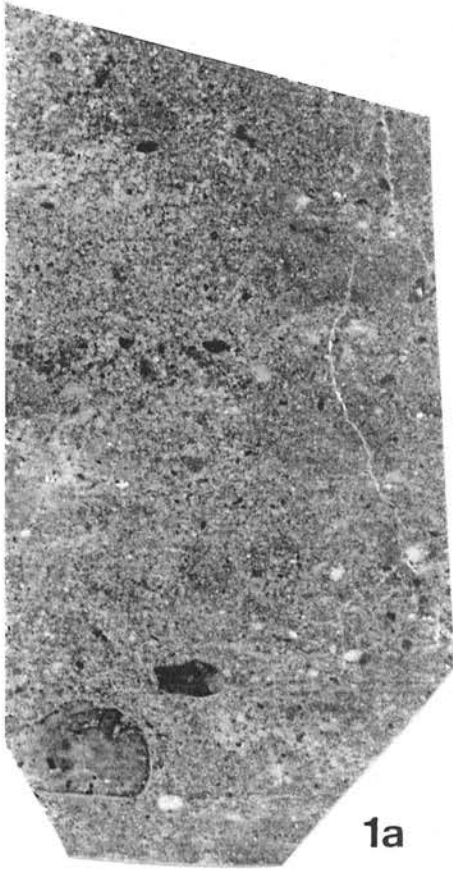
(a) Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

(b) Photomicrograph, crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.

3. Pebbly sandstone including trace fossils

(a) Cross section, $\times 1$.

(b) Close up of trace fossils. \times



Explanation of Plate 6

Fig. 1. Fallen block including Inoceramids and ammonites at Loc.72106.

(a)Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

(b)Photomicrograph, crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 2. Sandstone of slump matrix in the Akkeshi Formation from Loc.72106.

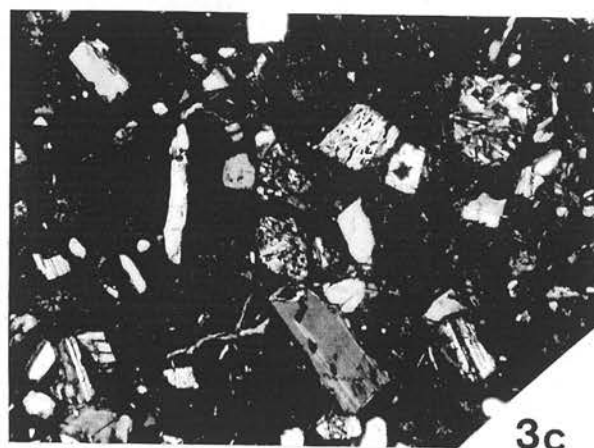
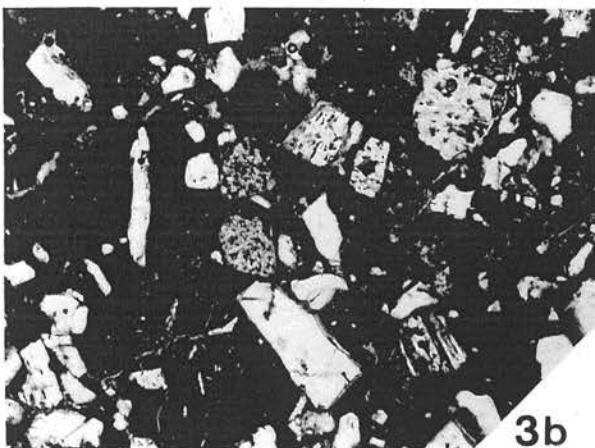
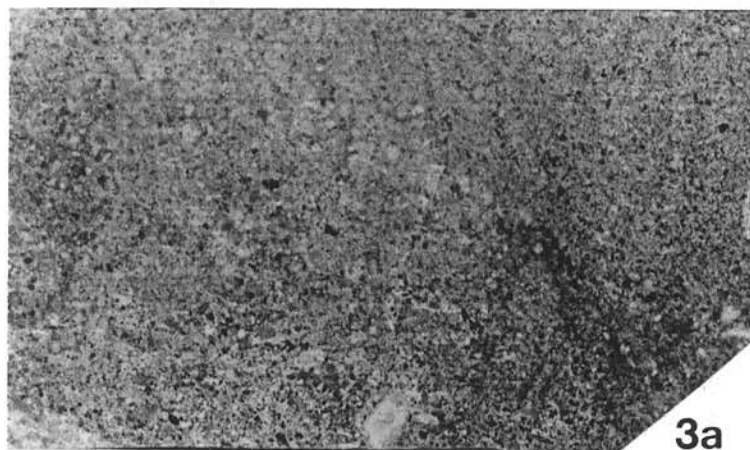
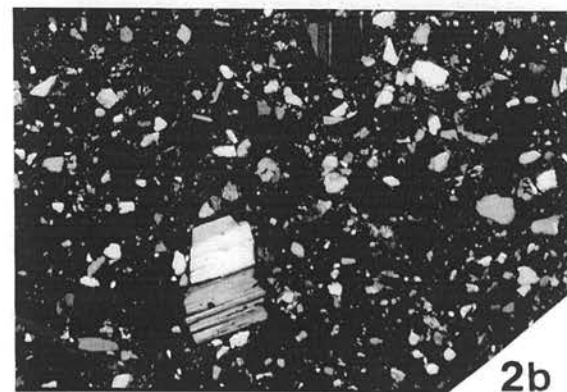
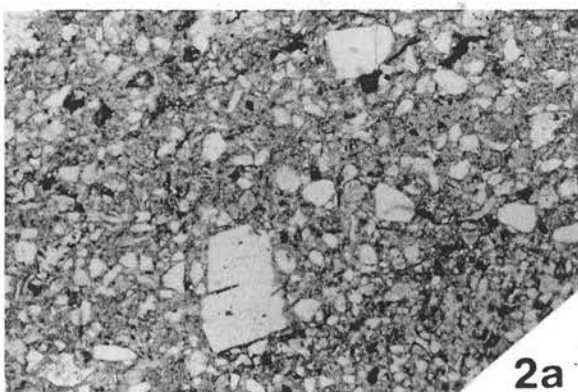
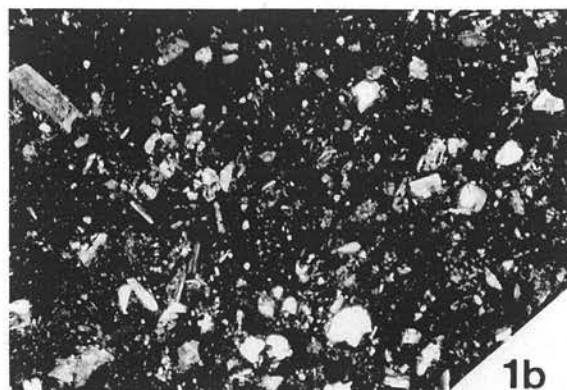
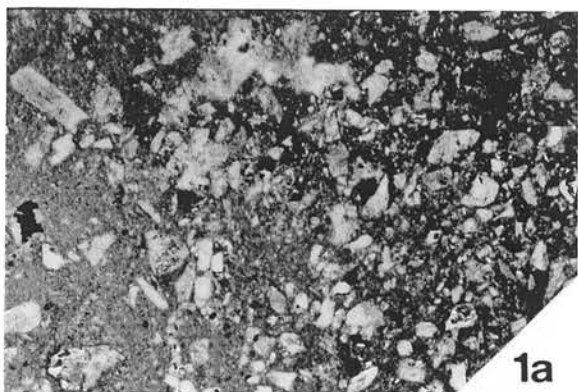
(a)Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

(b)Photomicrograph, crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 3. Sandstone of nodular bed in Ponporoto from Loc.61901

(a)Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

(b)Photomicrograph, crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.

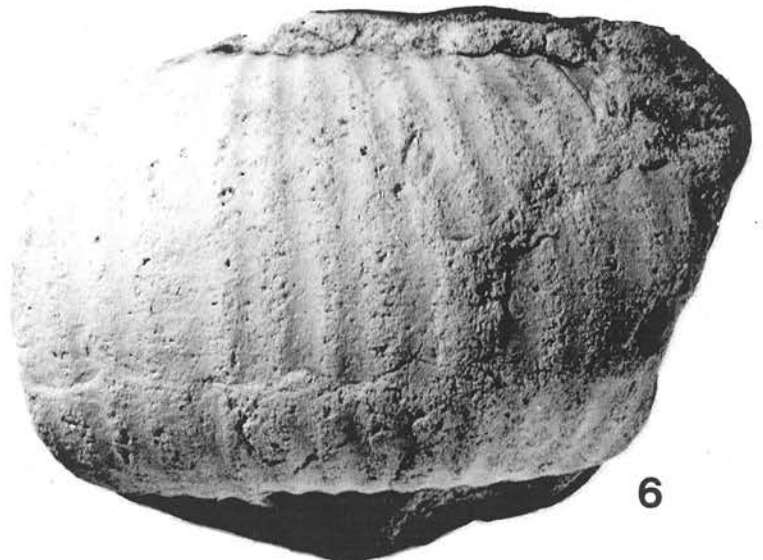
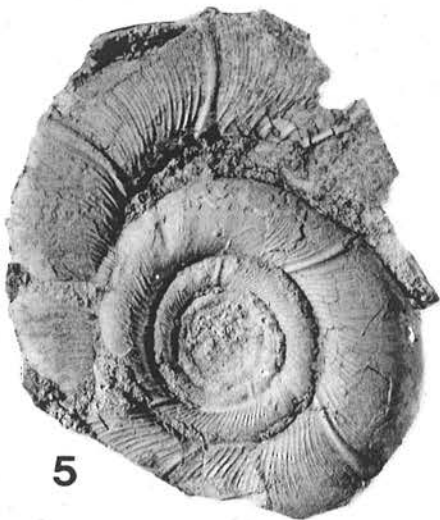
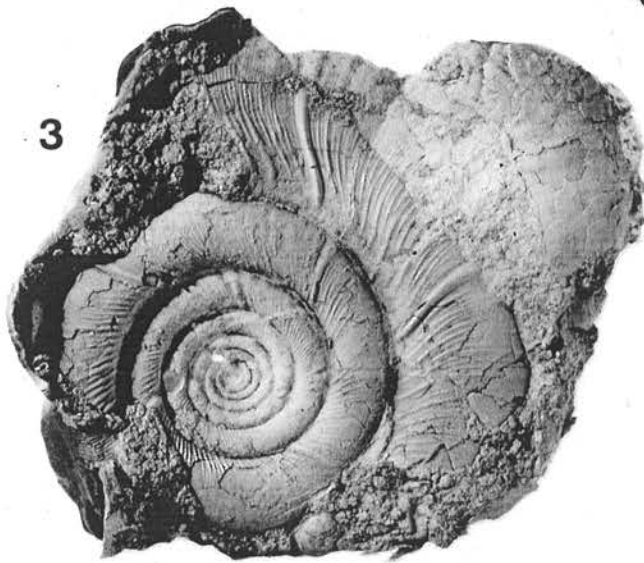
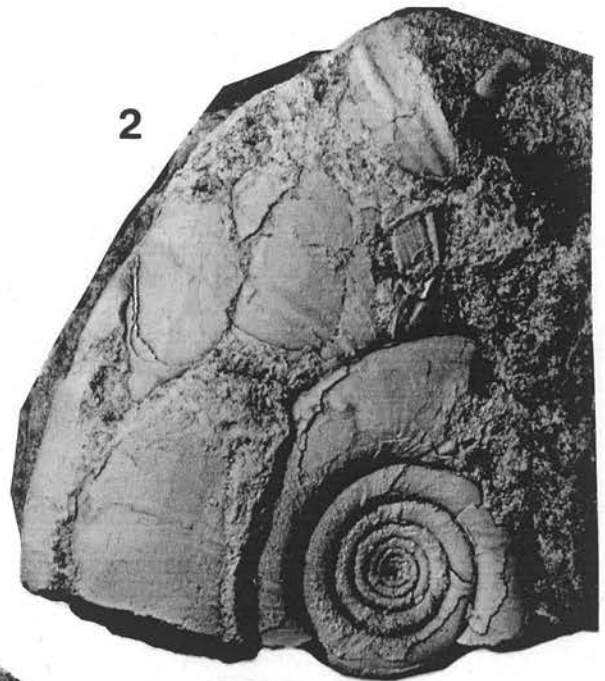
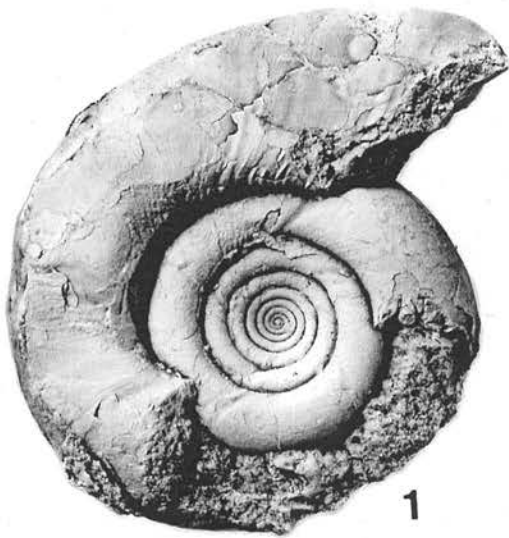


Explanation of Plate 7

Fig. 1-5. *Gaudryceras hamanakaense* Matsumoto and Yoshida from Loc.61901, $\times 1$.

3-5. Inner mold.

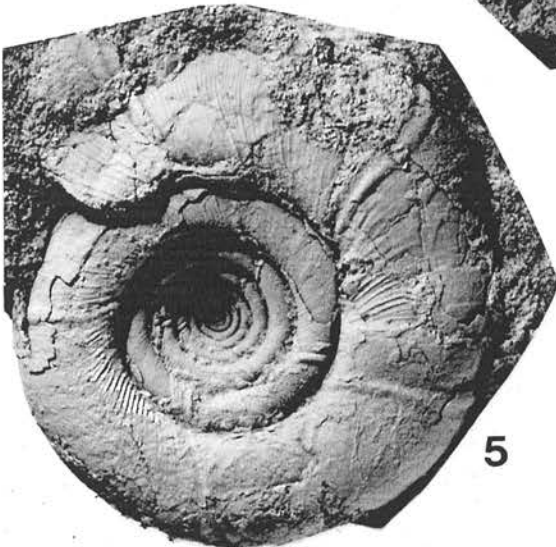
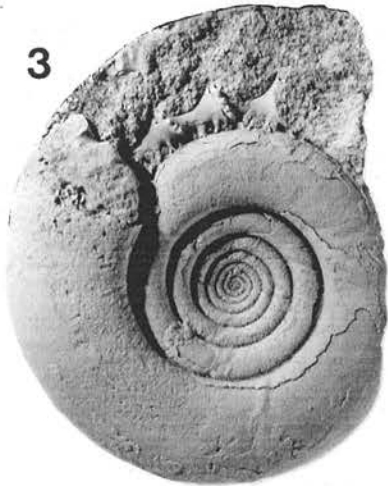
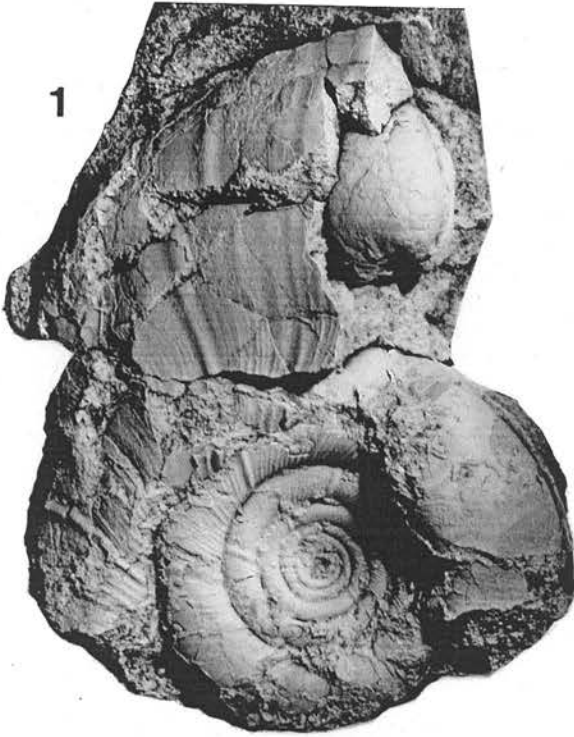
Fig. 6 *Diplomoceras* sp. from Loc.61901, $\times 1$.



Explanation of Plate 8

Fig. 1-6. *Gaudryceras hamanakaense* Matsumoto and Yoshida from Loc.61901, × 1.

1. *Eriphyla?* sp. trapped in a body chamber of *Gaudryceras hamanakaense*.



Explanation of Plate 9

Fig. 1-6. *Opis hokkaidoensis* Ueda from Loc.61901, $\times 1$.

1a. posterior view

1c. anterior view

2b. posterior view

Fig. 7-8. Cross section of *Opis hokkaidoensis*, $\times 1.5$.

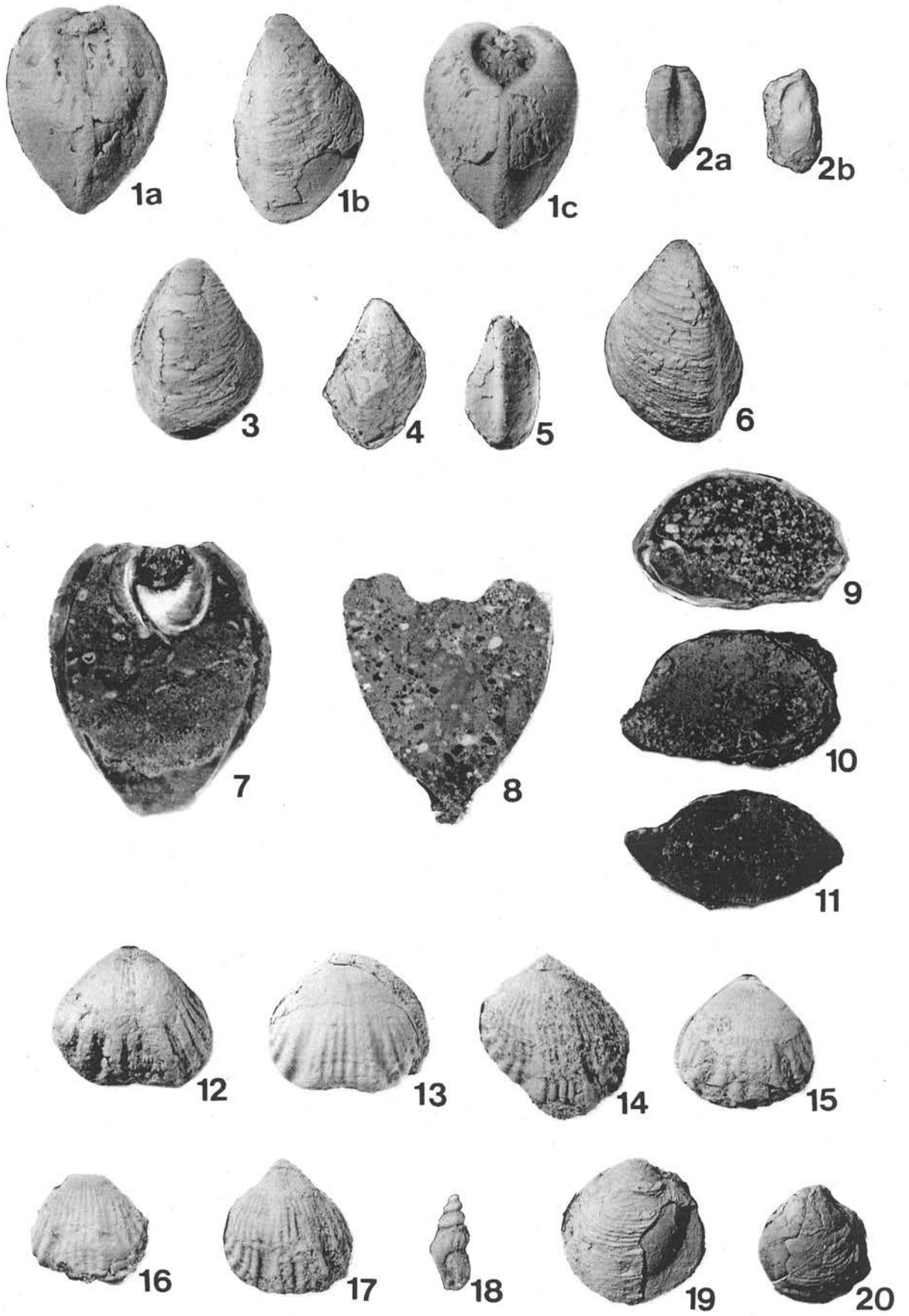
Fig. 9-11. Cross section of Rhynchonellidae gen. indet., $\times 1.5$.

Fig. 9-17. Rhynchonellidae gen. indet. from Loc.61901, $\times 1$.

Fig. 18. Gastropoda gen. indet. from Loc.61901, $\times 1$.

Fig. 19-20. *Eriphyla?* sp. from Loc.61901, $\times 1$.

Plate 9



Explanation of Plate 10

Fig. 1-2. *Gaudryceras hamanakaense* Matsumoto and Yoshida from Loc.61901, $\times 1$.

(a)Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

(b)Photomicrograph, crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 3. *Opis hokkaidoensis* Ueda from Loc.61901.

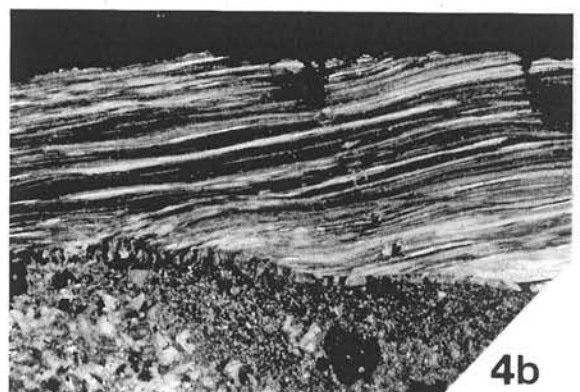
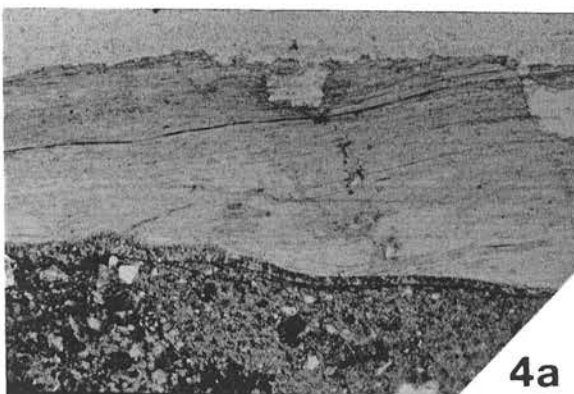
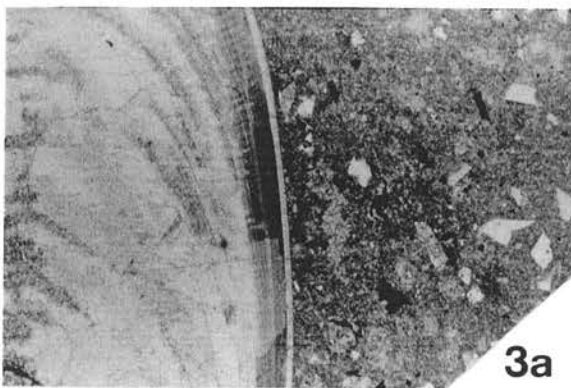
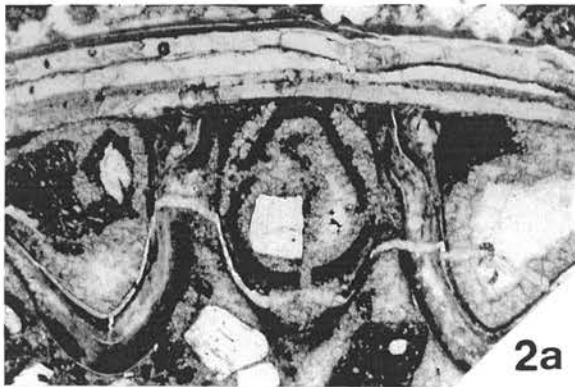
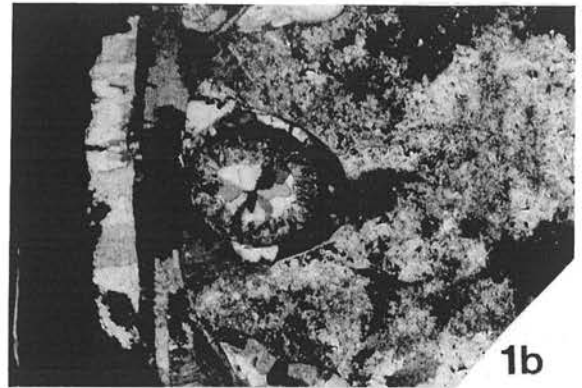
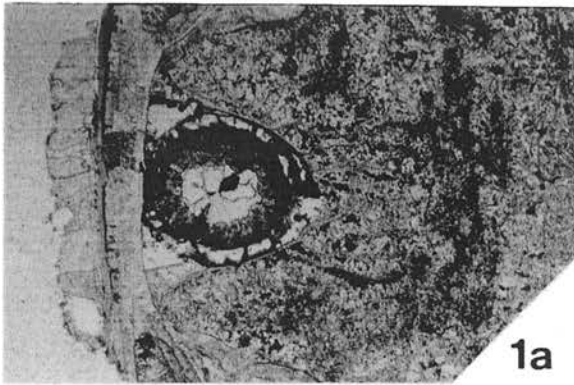
(a)Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

(b)Photomicrograph, crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.

Fig. 4. Rhynchonellidae gen. indet. from Loc. 61901.

(a)Photomicrograph, opened Nicol. Scale bar is 1mm long.

(b)Photomicrograph, crossed Nicol. Scale bar is 1mm long.



Explanation of Plate 11

Fig. 1-2. Longitudinal sections of *Gaudryceras hamanakaense* from Loc.61901.

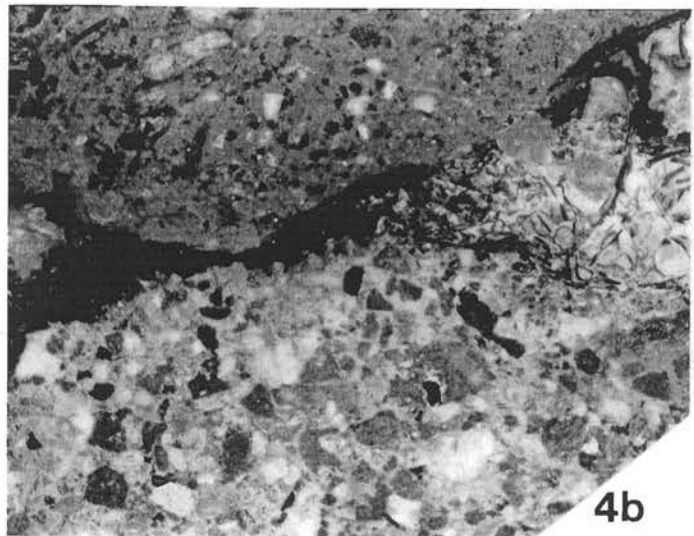
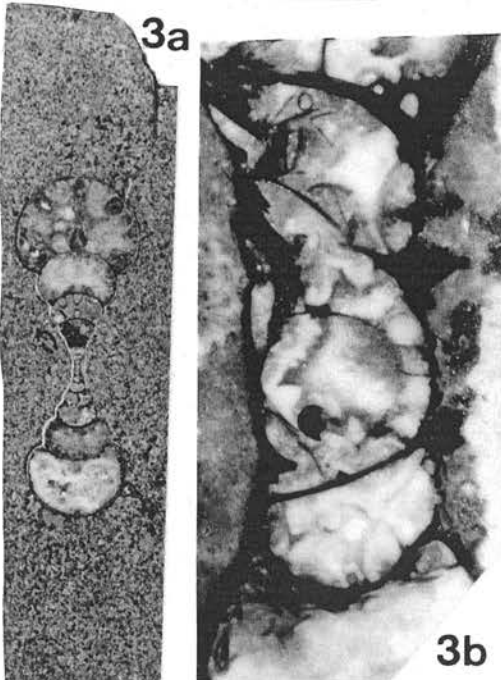
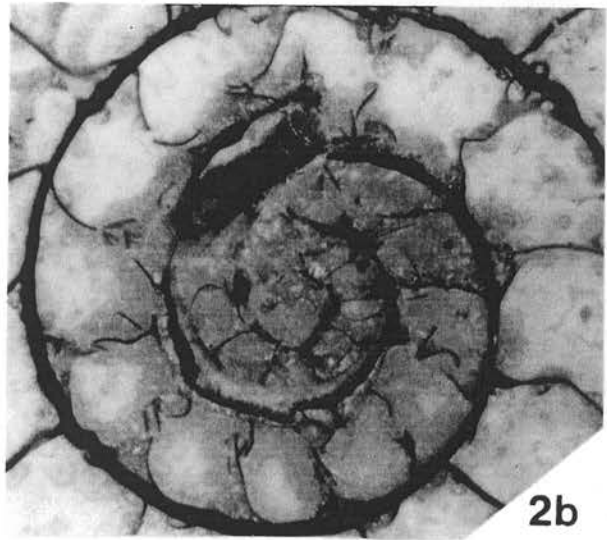
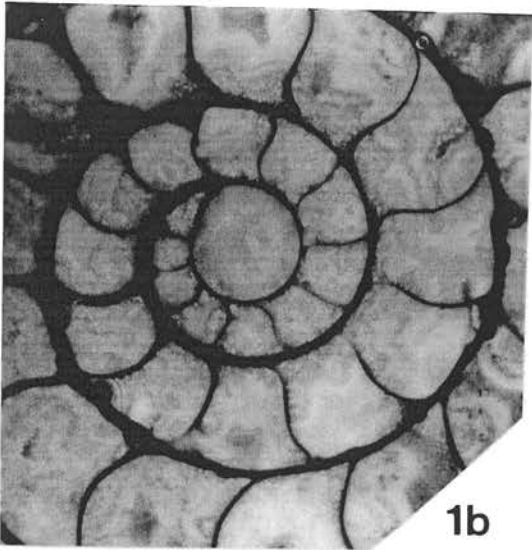
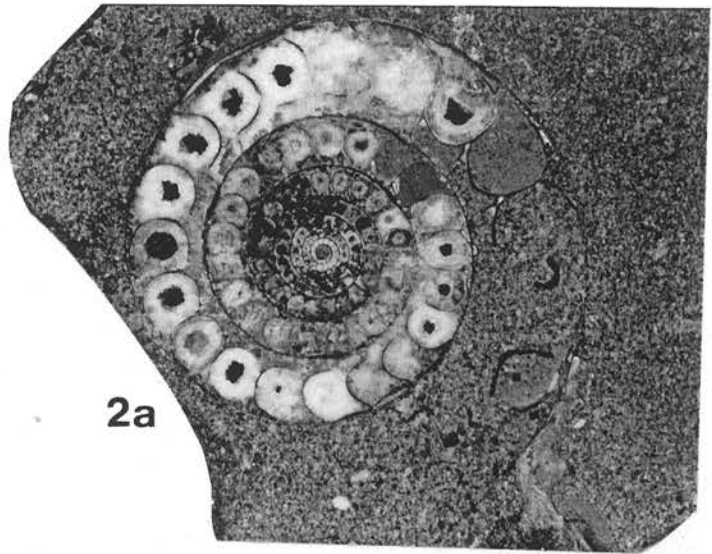
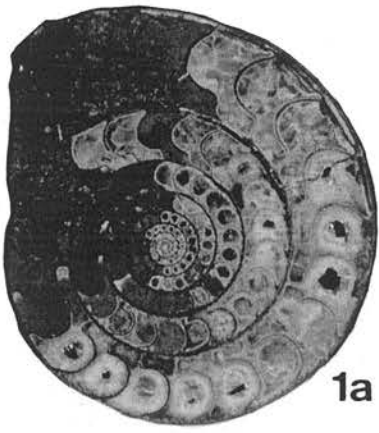
(a) Cross section. $\times 1$.

(b) Close up of a protoconch. Scale bar is 1mm long.

Fig. 3-4. Cross sections of *Gaudryceras hamanakaense* from Loc.61901.

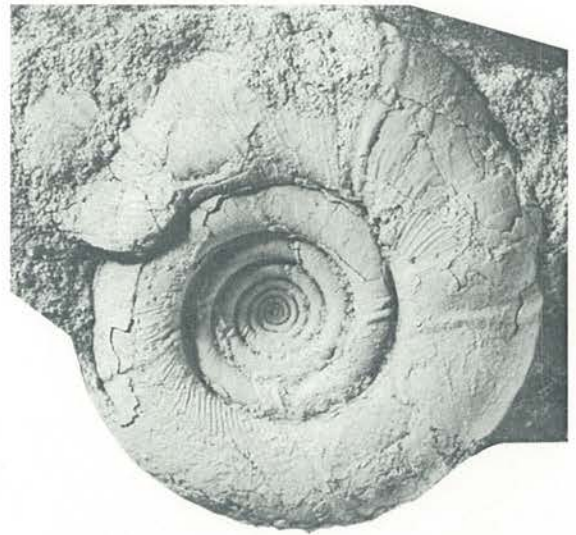
(a) Cross section. $\times 1$.

(b) Close up of a protoconch. Scale bar is 1mm long.



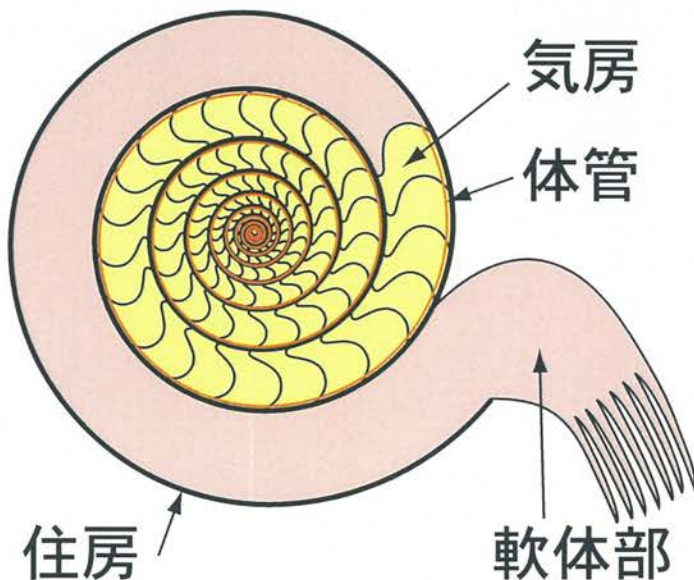
浜中町で見つかるアンモナイト化石

浜中町からは、数多くのアンモナイト化石が発見されています。その中でも最も多く発見されているのが、右の写真の種類のアンモナイトです。このアンモナイトは白亜紀末期（7300～6500万年前）の地層から見つかり、初めて発見されたのが浜中町であることから「ゴードリーセラス・ハマナケンゼ」と名づけられています。



Gaudryceras hamanakaense

アンモナイトの断面図



アンモナイトは巻貝に似ていますが、実はイカやタコの仲間です。アンモナイトの殻の内部は、軟体部が入っていた住房とよばれる大きな部屋と、気房とよばれる細かい壁で仕切られた部屋とに分かれています。気房にはガスが詰まっています。アンモナイトが浮かんで自由に泳げるように浮力を調節していました。

アンモナイトはデボン紀（約4億年前）に出現し、世界中の海で繁栄していました。これまで約2万種のが発見されています。しかし、白亜紀の終わり（約6500万年前）に、アンモナイトは恐竜と同時に突然絶滅してしまいました。絶滅した原因についてはまだよく分かっていません。

根室層群の層序と化石

成瀬 元

北海道東部に分布する白亜系—古第三系の根室層群はタービダイトおよび著しいスランプ層で特徴づけられる。これまで、根室層群は日本では数少ない K/T 境界を含むことから年代、堆積環境、化石群の変遷などが注目されてきた。しかし、本層群は一般的に化石の産出がまれであるため地質時代が詳しくは明らかになっていない層準が多く、その層序についても十分に確立されたとはいえない。そこで、本研究では根室層群の層序、化石の産状の観察、古生態学的な研究などを目的として野外調査を行った。

その結果、従来は報告のなかった 2 層準から時代判定に有効な化石を発見した。根室層群の浜中層は上部白亜系下部マストリヒシアン階であり、従来古第三系ではないかと思われていた厚岸層の中部もマストリヒシアン階である可能性があることがわかった。

また、浜中町奔幌戸の露頭からは例外的に化石を多産する。化石はスランプ層中の礫質砂岩ブロックから産し、ノジュール中ではなく母岩中に保存のよいアンモナイトなどの大型化石が散在的に含まれている。詳しく観察した結果、種によって化石の産状や保存状態が大きく異なることを見出した。この産状は一般的な北海道の白亜系の化石産地とは大きく異なる。産状からみて、アンモナイト類は運搬された後に埋没したが、一緒に産出する二枚貝類、腕足類は現地性であると推定される。その後さらに、この化石を含む砂岩は海底地滑りによりブロック化し、より深海へ運ばれて再堆積したと思われる。