

西南北海道瀬棚層の広域的岩相層序区分と生層序年代

Interregional lithostratigraphy and biostratigraphy of the Pleistocene Setana Formation, southwestern Hokkaido, Japan

Abstract

能條 歩* 長谷川四郎**
岡田尚武*** 都郷義寛****
鈴木明彦**** 松田敏孝*****†*Ayumu Nojo**, *Shiro Hasegawa***,
*Hisatake Okada****, *Yoshihiro Togo*****,
*Akihiko Suzuki******
and *Toshitaka Matsuda*****†*1998年8月6日受付.
1999年1月11日受理.* 北海道教育大学岩見沢校理科教育研究室.
Department of Science Education, Iwamizawa
College, Hokkaido University of Education,
Iwamizawa, Hokkaido 068-8642, Japan** 北海道大学大学院地球環境科学研究科.
Laboratory of Geosphere Science, Graduate
School of Environmental Earth Science,
Hokkaido University, 060-0810, Japan*** 北海道大学大学院理学研究科.
Department of Earth and Planetary Sciences,
Graduate School of Science, Hokkaido
University, 060-0810, Japan**** 北海道教育大学岩見沢校地学研究室.
Department of Earth Science, Iwamizawa
College, Hokkaido University of Education,
Iwamizawa, Hokkaido 068-8642, Japan***** 中川町郷土資料館.
Nakagawa Museum, Nakagawa, Hokkaido
098-2802, Japan† 現所属:夕張市立のぞみ小学校.
Present address: Nozomi Elementary School,
178 Momijiyama, Yubari, Hokkaido 068-0755,
Japan

Litho- and biostratigraphical studies have been carried out on the Pleistocene Setana Formation distributed in the Oshima Peninsula, southwestern Hokkaido. The Setana Formation is redefined and subdivided into the following six members; Hanaishi Conglomerate, Chinkobe Sandstone, Hatakenosawa Conglomerate, Natsuji Conglomerate, Nakasato Conglomerate, and Soebetsu Sandstone. The Hanaishi Conglomerate, Natsuji Conglomerate, and Nakasato Conglomerate Members are correlated with the lower part of the Setana Formation, and the Chinkobe Sandstone, Hatakenosawa Conglomerate, and Soebetsu Sandstone to the upper part. These members yield planktonic foraminifera and calcareous nannofossils, and the fossils indicate that the lower and upper part of the Setana Formations were deposited about 1.2 to 1.0 Ma and about 1.0 to 0.6 Ma, respectively. The lower Setana Formation was deposited in shallow sea where cold-water dominated, whereas the upper part was formed in a deeper and expanded sea in which warm-water intruded periodically under the glacial eustatic sea-level controls. Biostratigraphical study reveals that the Setana Formation can be correlated with the Daishaka Formation, upper part of the Kitaura Formation, the Haizume Formation, and middle to upper parts of the Omma Formation in the Japan Sea side of the Honshu Island, as well as to the Tomikawa Formation in southwestern Hokkaido.

Key words: Setana Formation, Pleistocene, foraminifera, calcareous nannofossil, biostratigraphy, southwestern Hokkaido

はじめに

瀬棚層は長尾・佐々(1933)により命名された西南北海道に分布する新生界の標準層序の一つである。その堆積年代は当初最上部鮮新統とされたが、近年では微化石などの検討から中～下部更新統とされるようになった(高橋ほか, 1980; 地徳, 1983; 鈴木, 1989; 椿原ほか, 1989; Akamatsu and Suzuki, 1990; 鈴木・能條, 1991; 都郷ほか, 1991; 能條ほか, 1994bなど)。瀬棚層中には放射年代の測定に適した火成岩類がほとんど含まれず、これまで層準の明確なサンプルの放射年代は能條ほか(1996b)の示した約1.0Ma前後の見積もりがあるに過ぎなかった。この放射年代は、渡島半島中北部の今金地域いまかねに分布する瀬棚層上部(珍古辺砂岩部層; 池谷・植松, 1968)中のガラス質凝灰岩について2地点のサ

ンプルをK-Ar法によって測定した値(1.0±0.2Maと0.7±0.2Ma)であった。しかし、この年代値は火山ガラスに関する過剰⁴⁰Arの問題(兼岡, 1984; 板谷・長尾, 1988; 檀原ほか, 1992)を内包しており、瀬棚層上部の年代が“更新世前期後半より新しい”ということ以上は言及できず、本層の堆積開始年代や各堆積環境の時間的変遷については不明瞭であった。さらに、地徳(1984)や八幡(1989)が指摘するように、各地に分布する“瀬棚層”の対比が明確な定義のもとになされていないため、これまで散点的に報告されてきた微化石年代や放射年代などの個々のデータの位置づけや解釈にも不明確な点が多かった。

本論では、新たに命名あるいは再定義した瀬棚層各部層の模式露頭などから採取した有孔虫および石灰質ナンノ化石による生層序学的検討を基礎に、瀬棚層の堆積年代を特定し、

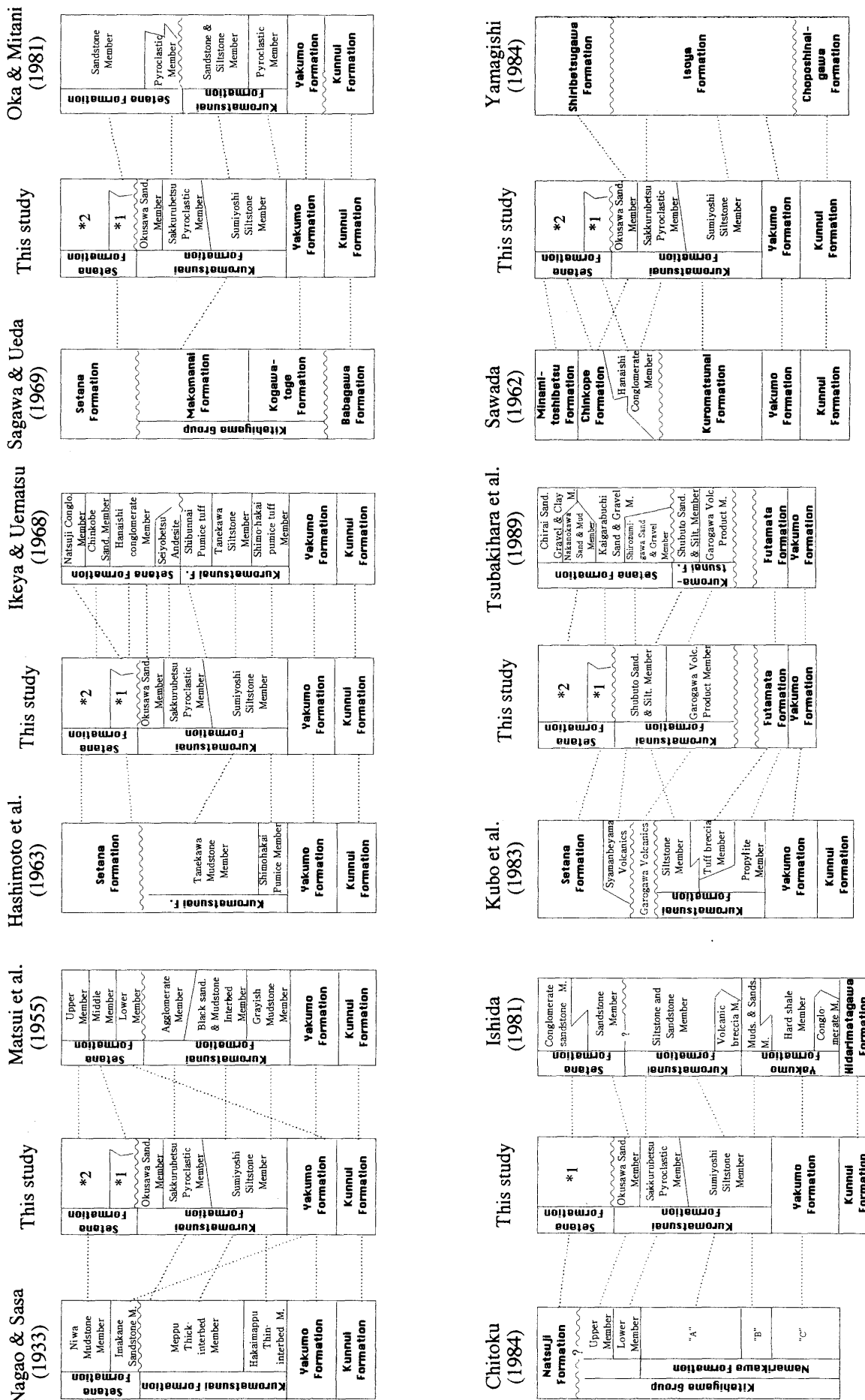


Fig. 1. Correlations of this study with previous works.
 * 1 : the Hanaishi, or Natsuji, or Nakasato Conglomerate Members.
 * 2 : the Chinkobe Sandstone, or Hatakenosawa Conglomerate, or Soebetsu Sandstone Members.

各堆積相から推定される堆積環境の変遷について報告する。

瀬棚層の再定義 (岩相層序記載)

瀬棚層は、長尾・佐々 (1933) により主として黒松内低地帯域と今金-上八雲地域に分布するとされたが、岩相の側方変異が著しく、また有効な鍵層もないため、一部の研究を除けば地域ごとに大局的に下部と上部とに分けることが多かった。黒松内低地帯と今金-上八雲地域の瀬棚層とは、地層が連続しないものの岩相層序と軟体動物化石の群集組成などが酷似しているため、両地域におけるこれまでの個別研究のほとんどで“瀬棚層”という同一の名称が使われてきた (Fig. 1)。また、これまでの“瀬棚層”に関する研究のほとんどは古生物学的な研究で、各地域の境界模式地を含む岩相層序を総合的に対比した研究例はなく、広域的な地質構造や堆積相を解析した研究もほとんどなかった。

本論では、1) 今金東部、2) 今金-北檜山、3) 上八雲、4) 黒松内低地帯、の4地域に分布する“瀬棚層”について、地域ごとに新たな部層区分を行うとともに、堆積年代や古環境の復元を試み“瀬棚層”を再定義する。なお、地域地質の記載では、堆積盆が異なり地層が連続しない場合はそれぞれ別個の地層名を用いることが望ましいが、“瀬棚層”がいずれの地域でもほぼ同時期に類似した環境下で堆積した地層であることと、西南北海道の標準層序名としてこれまで数十年間その名称が使用され続けてきたことを考慮し、近接する地域的な小堆積盆を一連の堆積区ととらえて層名の新称は提唱せずに“瀬棚層”を再定義することとする。また、下位の黒松内層の部層区分のうちことわりのないものは能條ほか (1994 b) に従った。

瀬棚層 (Setana Formation : 再定義)

命名: 長尾・佐々 (1933). 橋本ほか (1963) 再定義。

模式地 (模式ルート): 後述の花石砂礫岩部層と珍古辺砂岩部層の模式地をそれぞれ瀬棚層下部および上部の模式露頭とし、両模式地のある瀬棚郡今金町東部の美利河橋から志文内橋にかけての後志利別川流域を模式ルートとする。

分布と層厚: 1) 今金町東部地域では美利河～花石の後志利別川沿い、2) 今金-北檜山地域では今金町八東～北檜山町愛知および今金町神丘～北檜山町丹羽の後志利別川沿いの丘陵地、3) 上八雲地域では八雲町上八雲のサックルベツ川上流～ボンセイヨウベツ川流域、4) 黒松内低地帯域では朱太川流域の中里～白炭および中ノ川～添別～旭野にそれぞれ分布する。層厚は今金町東部地域の美利河～花石で約 80～230 m、今金-北檜山地域で約 200 m、上八雲地域で 100 m 前後、黒松内低地帯域で 170 m 程度である。

岩相: 模式地では主として灰白色軽石質粗粒砂岩からなる下部 (花石砂礫岩部層) と暗灰緑色細粒砂岩からなる上部 (珍古辺砂岩部層) とに分けられる。下部は斜交葉理の発達する含軽石礫粗粒砂岩や礫岩が卓越し、上部は細粒砂岩およびシルト岩を主体とする。

下部と上部とが連続して観察できる露頭は極めて少ないが、下部の模式地周辺 (花石～中里間の後志利別川流域) において両部層が整合的に重なることが確認できる。また、黒

松内低地帯域でも熱郭小学校付近の採砂場で両者の整合関係が確認できる。

層序関係: 下位の地層とは全て傾斜不整合の関係にあり、模式ルートでは南方へ向かうほど上位の層準と接する (能條ほか, 1994 b; 能條・松田, 1997)。すなわち、今金町東部地域では、美利河で訓縫層・八雲層を、花石で黒松内層 (住吉シルト岩部層下部) を、中里で黒松内層 (住吉シルト岩部層中部) を、志文内で黒松内層 (サックルベツ火砕岩部層) を、八雲町上八雲で黒松内層 (奥沢砂岩部層) をそれぞれ傾斜不整合に覆う。さらに、今金-北檜山地域では先第三系花崗岩類とノンコンフォーミティーまたは混成不整合の関係に、黒松内低地帯域では中新統二股層および鮮新統黒松内層と傾斜不整合の関係にある。

備考: 瀬棚層の模式地域は、長尾・佐々 (1933) により今金町奥種川のメッ川中流貝殻橋付近とされたが、Sawada (1962), Kanno (1962), 橋本ほか (1963) などの軟体動物化石の検討から、それが中新世を示す地層とされたため、橋本ほか (1963) により美利河-花石地域に移された。本論では、基本的に池谷・植松 (1968) の花石砂礫岩部層・珍古辺砂岩部層という名称を踏襲して模式地の瀬棚層を上下2部層に区分する。ただし、池谷・植松 (1968) により瀬棚層とされたものの一部は黒松内層の最上部に当たるという能條ほか (1994 b) の結論を踏まえて内容を一部整理し、今金東部地域を模式地として再定義する。また、模式地と地層が連続しない3地域については、上八雲地域では夏路砂礫岩部層 (池谷・植松 (1968) を再定義)、今金-北檜山地域では畑の沢砂礫岩部層 (新称)、黒松内低地帯域では中里砂礫岩部層と添別砂岩部層 (いずれも新称) の名称を用いてそれぞれ副模式地とする。なお、本論の瀬棚層は Sawada (1962) の Chinkope Formation, Minami-toshibetsu Formation, Nakanokawa Formation, Soibetsugawa Formation, 橋本ほか (1963) の瀬棚層, 佐川・植田 (1969) の瀬棚層, 岡・三谷 (1981) の瀬棚層砂岩部層, 久保ほか (1983) の瀬棚層, 地徳 (1984) の大関累層および夏路累層, 山岸 (1984) の尻別川層, の一部にあたる (Fig. 1)。

1) 今金東部地域

花石砂礫岩部層 (Hanaishi Conglomerate Member)

命名: 池谷・植松 (1968)。

模式地および境界模式地 (boundary-stratotype): 今金町東部、花石橋下流南東方約 1.5 km の後志利別川右岸。後述のように下位の黒松内層 (住吉シルト岩部層) との典型的な傾斜不整合関係が見られるため、本地点を模式境界層とする。

分布と層厚: 美利河～志文内の後志利別川流域に狭長に分布する (Fig. 2)。層厚は最大約 50 m。

岩相: 未～半固結の中～粗粒砂岩・礫岩からなり、模式地の含軽石礫粗粒砂岩層に見られる斜交葉理が顕著な岩相を特徴とする。模式地では最下部の礫岩層が下位層にオンラップするのが観察される。この基底礫岩層は層厚約 1.5 m で、穿孔貝の穿孔痕が多数残るシルト岩の角礫を多く含む3枚の礫密集層とその間の2枚の砂層とからなる。基底礫岩層の上位

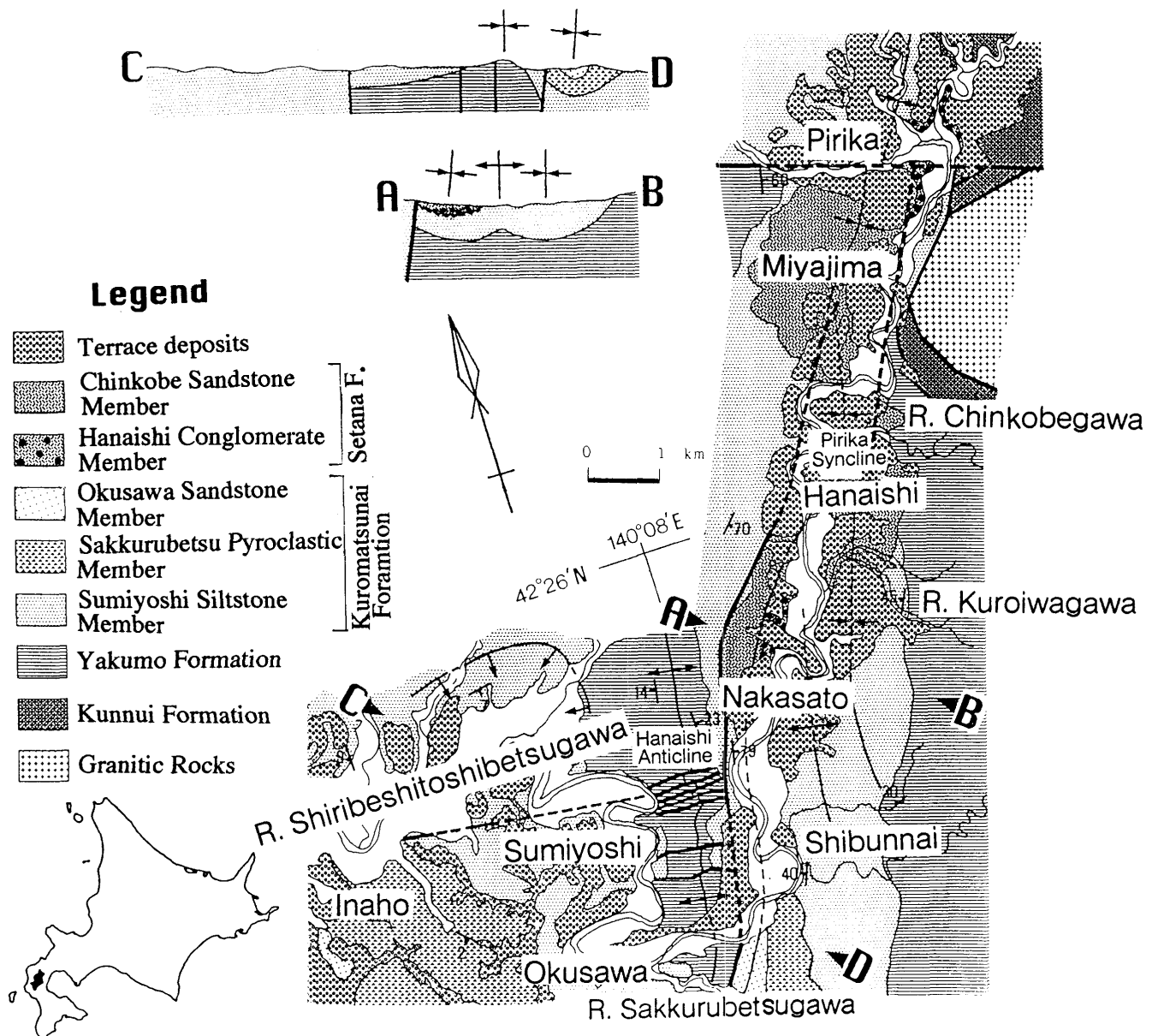


Fig. 2. Geological map of eastern Imakane area (modified from Nojo et al., 1994 b).

には、層厚2mのトラフ型および平板型の斜交葉理を示す砂岩層が重なる。この砂岩層は、軽石を主体とする粗粒砂岩からなり化石を含まない。その上位には離弁の *Chlamys islandicus* を主体とする軟体動物群集と大型フジツボの *Chirona evermanni* からなる貝殻片支持の化石密集層が重なり、さらに *Chirona evermanni* の密集層を数枚挟む斜交葉理を伴う粗粒砂岩層が累重する(能條・松田, 1997)。本部層に対比される瀬棚層の下部層準は、極海系軟体動物とされる *Ch. islandicus* を特徴的に産出するほか、極海系大型海牛の *Hydrodamalis* sp. を産出した(美利河海牛化石調査研究会, 1992)。

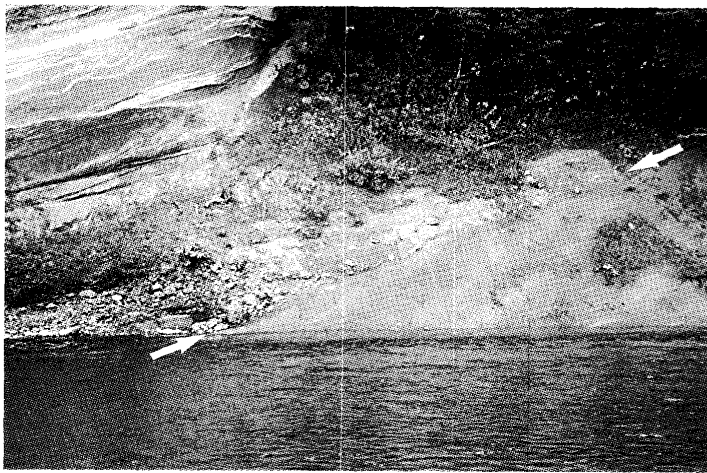
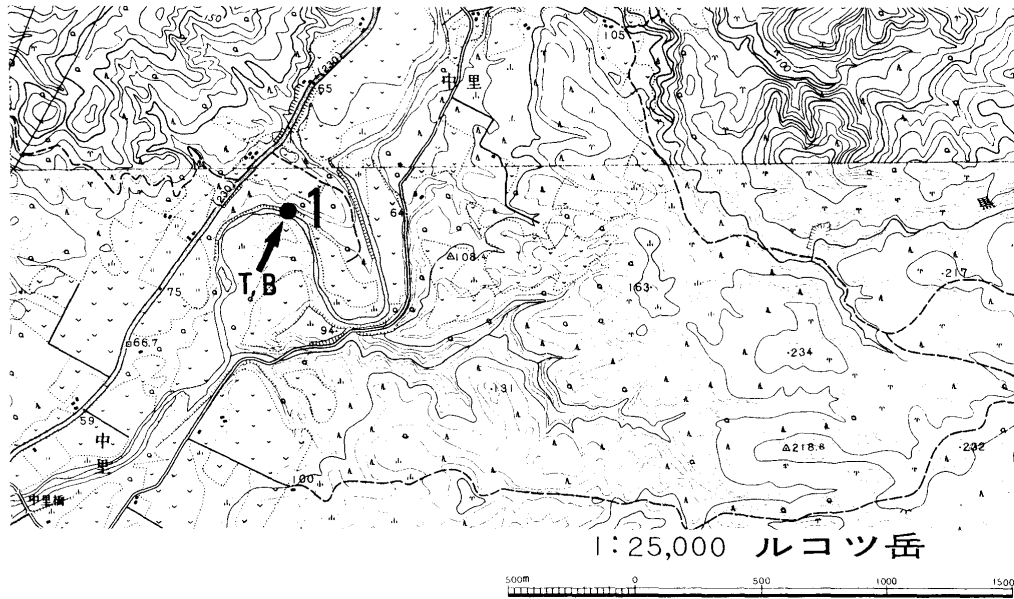
層序関係: 模式地における瀬棚層の走向・傾斜は $N 70^{\circ} E \cdot 20^{\circ} NW$ で、下位の黒松内層(住吉シルト岩部層)を傾斜不整合で覆う(Fig. 3)。黒松内層の走向・傾斜は $N 30^{\circ} E \cdot 60^{\circ} NW$ で、層状石灰質団塊を挟む細粒砂岩層からなり *Makiyama chitanii* を多く含む。不整合面の走向・傾斜は

$N 50^{\circ} E \cdot 40^{\circ} NW$ を示し、直下には風化により形成されたとみられる“緑灰色帯 (greenish gray zone)”が不整合面に沿って深さ約20 cmほど観察される。

模式地北方の美利河橋下流では、基底礫岩を伴った瀬棚層の青灰色砂岩層が、凝灰角礫岩からなる訓縫層と頁岩からなる八雲層との間に胚胎したマンガン鉱床部を傾斜不整合で覆う。不整合面は低角で南側に傾斜しており、基底礫岩層は訓縫層由来の大礫・マンガン鉱石・八雲層由来の径数mにおよぶ“硬質頁岩”や軽石凝灰岩などの巨大ブロック・黒松内層起源の穿孔貝の穿孔痕をもつシルト岩巨礫を含む。この基底礫岩層の直上を多くの軟体動物化石を含む青灰色中～細粒砂岩層が覆う。

志文内橋上流では、模式地と同様の粗粒砂岩層が黒松内層(サクルベツ火砕岩部層)に不整合で接する(能條・松田, 1997)。

池谷・植松(1968)が指交関係にあるとしたセイヨウベツ



- fossil barnacles
- molluscs
- cross-laminated coarse-sandstone
- pebble
- coarse-sandstone
- medium-sandstone bed
- fine-sandstone
- basement rocks (Kuromatsunai Formation)

1

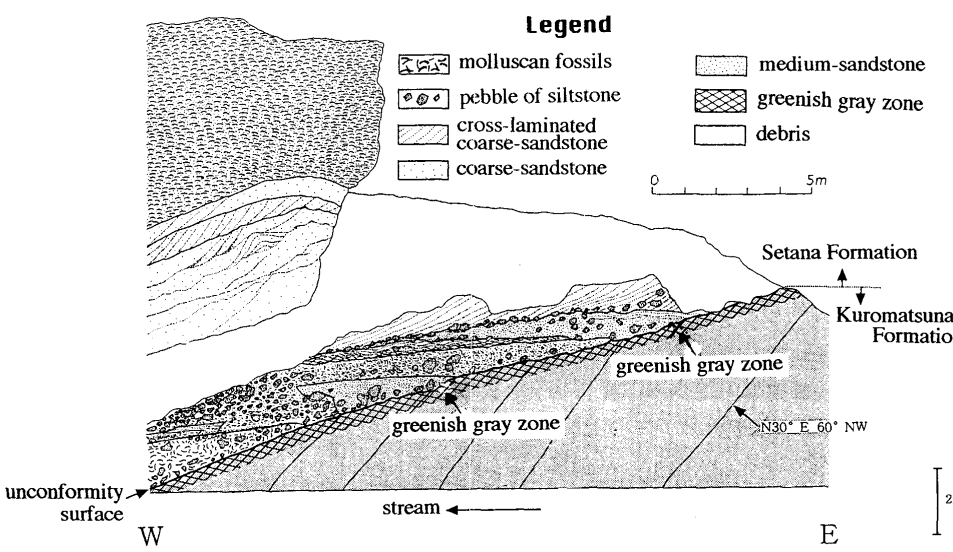
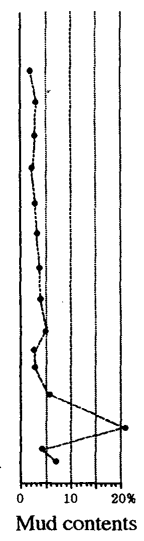


Fig. 3. Type locality of the Hanaishi Conglomerate Member. 1: Sampling point 1, T: type locality, B: boundary-stratotype. The locality is plotted on 1: 25000-scale topographic map of the Rukotsudake and Pirika quadrangles (Geographical Survey Institute of Japan).

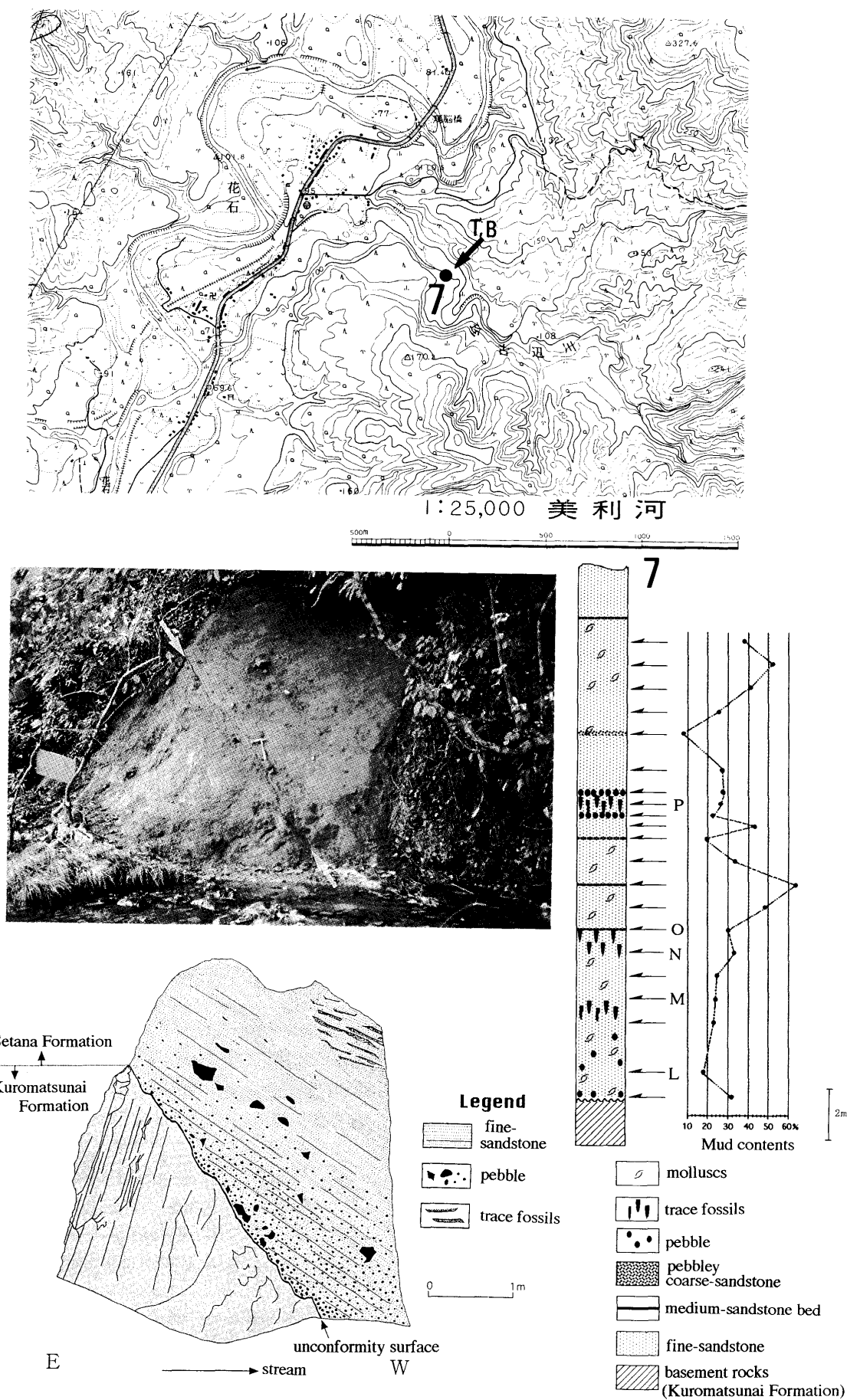


Fig. 4. Type locality of the Chinkobe Sandstone Member. 7: Sampling point 7, T: type locality, B: boundary-stratotype. The locality is plotted on 1:25000-scale topographic map of the Pirika quadrangles (Geographical Survey Institute of Japan).

安山岩(能條ほか(1994a)の今金山火砕岩類)は、能條ほか(1994b)の黒松内層(サックルベツ火砕岩部層)中にあり、花石砂礫岩部層とは不整合関係にある。

対比: 本部層は瀬棚層の最下部で、下位のすべての地層を傾斜不整合に覆う。Sawada(1962)のHanaishi Conglomerate Memberと池谷・植松(1968)の花石砂礫岩部層(ただし今金-北檜山地域および上八雲地域を除く)に相当する。

珍古辺砂岩部層(Chinkobe Sandstone Member)

命名: 池谷・植松(1968)。

模式地および境界模式地: 今金町花石の小金橋上流約1.6 kmの珍古辺川左岸。後述のように下位の黒松内層(住吉シルト岩部層)を不整合に覆っていることから本地点を境界模式地とする。

分布と層厚: 花石~中里の後志利別川・珍古辺川・黒岩川の各流域および周辺の丘陵に分布する(Fig. 2)。層厚は最大約200 m。

岩相: 主として暗青灰色中~細粒砂岩とシルト岩からなる。模式地では、瀬棚層下部の花石砂礫岩部層を欠いて直接下位の地層を不整合に覆う。基底部にシルト岩・“硬質頁岩”・緑色凝灰岩の亜角礫・円礫を点在するが、基底礫岩は見られない。不整合面直上より、下部に軟体動物化石や小礫を含む中粒砂岩とその上位に細粒砂岩からなる堆積セットが10サイクルほど観察される。細粒砂岩中には*Rosselia* sp., *Teichichnus* sp.などの生痕化石が数層準認められる(松田ほか, 1998)。花石西部の丘陵では、本部層の下半部はシルト岩と細粒砂岩の互層からなるが、上方へ向かって塊状の細粒砂岩に漸移する。宮島付近では拳大の亜円~円礫を含む中粒砂岩を挟み、細粒砂岩中からは軟体動物化石を散在的に産出する。黒岩川と宮島では細粒砂岩中に厚さ30 cmの白色のガラス質凝灰岩層(能條ほか(1996b)の放射年代測定用試料)が挟在するが、他地域への追跡はできない。また、花石砂礫岩部層をはじめ瀬棚層下部から特徴的に産出する*Ch. islandicus*はほとんど産出しなない。

層序関係: 黒岩川~中里間において下位の花石砂礫岩部層から漸移する青灰色~黄灰色の細粒砂岩が卓越し始める層準をもって本部層の基底とする。模式地では、下位の花石砂礫岩部層を欠いて直接黒松内層の住吉シルト岩部層を高角のアバット状傾斜不整合で覆う(Fig. 4)。本地点での走向・傾斜は、黒松内層がN 5° E・80° SE, 不整合面がN 10° E・36° NW, 瀬棚層がN 36° E・16° NWである。模式地北方の瑪瑙橋上流100 mの後志利別川左岸でも、直立した八雲層(硬質泥岩と砂岩の互層)を傾斜不整合に覆う本部層の青灰色細粒砂岩層を観察できる。ここでも基底礫岩層は存在せず、不整合面は西へ高角で傾斜するが本部層の全体の傾斜は緩い。

対比: 本部層は、瀬棚層の中~上部に相当する。Sawada(1962)のChinkope Formationと池谷・植松(1968)の珍古辺砂岩部層(今金-北檜山地域および上八雲地域を除く)に相当する。

2) 今金-北檜山地域

畑の沢砂礫岩部層(Hatakenosawa Conglomerate Member: 新称)

模式地および境界模式地: 今金町南部, 八束神社南方2.3 kmの畑の沢川沿い林道(Fig. 7)。また、下位層との不整合関係が典型的に見られる模式地南西1.5 kmの同林道沿いに境界模式地を置く。

分布と層厚: 今金町南部, 畑の沢川中流域から豊田~北檜山町愛知および今金町神丘~北檜山町丹羽に分布する(Figs. 5, 6)。層厚は最大約200 m。

岩相: 畑の沢川流域~愛知では斜交または平行葉理をもつ黄灰色中~粗粒凝灰質砂岩, 豊田ではトラフ型斜交葉理を伴い軟体動物化石を多産する灰白色砂岩, 北檜山町丸山の浮島林道付近では軟体動物化石を多量に含むコキナ質粗粒砂岩からなる。今金町御影~神丘では殻の溶脱した軟体動物化石や小木片および多量の雲母片を含む粗粒砂岩, 白色軽石を含む黄灰色中粒砂岩および安山岩・砂岩細礫や軽石礫を含む細粒砂岩からなる。北檜山町東丹羽付近では豊田付近の岩相に類似し, 斜交葉理をもち軟体動物化石を多産する中~粗粒砂岩からなる。

本部層の下部は葉理の顕著な粗粒砂岩が卓越し軟体動物化石が含まれるが, 上部は泥質となる。今金町日進の道道八雲-今金線付近(標高80~200 m)と北檜山町泉内~小倉山(標高80~120 m)付近には, 拳大の円礫を多数含む層厚2 mの段丘堆積物に類似した地層が存在する。これらの地層の傾斜は5度前後で, 礫層やシルト層・粘土層などで構成され, 従来は高位段丘堆積物とされてきたが, 本部層模式地付近の地層との間に構造的な差異もなく整合的であり, さらに小倉山付近から保存状態は不良であるが海生の軟体動物化石が産出したことから瀬棚層の一部とみなすことができる。これらの地層は日進付近に典型的に見られ, 低地から高地にかけて, 軽石混じり中粒砂(本部層下部)→平行葉理中粒砂→含礫砂岩→礫層→泥層と変化することから海成~汽水成~陸成層と考えられる。本論ではこれらの岩相を瀬棚層堆積末期の海退相または瀬棚層上部と同時異相の陸成層とみなし本部層の最上部に位置づける。

層序関係: 今金町御影では細礫・軽石粒混じりの細粒砂岩が, また, 今金町鈴岡では厚さ約3 mの基底礫岩を伴う青灰色細粒砂岩が下位の先第三系花崗岩類とノンコンフォーミティーまたは混成不整合の関係にある。また, 今金町御影では黒松内層(住吉シルト岩部層), 今金町八束の畑の沢川流域で黒松内層(サックルベツ火砕岩部層)と傾斜不整合の関係にある(能條・松田, 1997)。さらに, 北檜山町丸山では黒松内層(住吉シルト岩部層)に相当する真駒内層(三谷ほか, 1961命名)を本部層のコキナ質砂岩層が傾斜不整合に覆う。ここでは真駒内層がN 28° E・16° SE, 本部層がN 60° E・12° SEの走向・傾斜を示し, 見かけ上平行不整合に近い。

対比: 今金町豊田および北檜山町東丹羽・愛知・丸山などに分布する本部層から軟体動物化石が多数産出(鈴木, 1991; 能條・松田, 1997; 添田, 1998)し, これらが下部瀬棚動物群(鈴木, 1989)にあたることと岩相の類似性から, これまで本部層は瀬棚層下部の花石砂礫岩部層に対比されてきた。しかし, 下部瀬棚動物群構成種は瀬棚層上部の珍古辺砂岩部層からも産出していること, 本層の上位には他地域の下

Legend

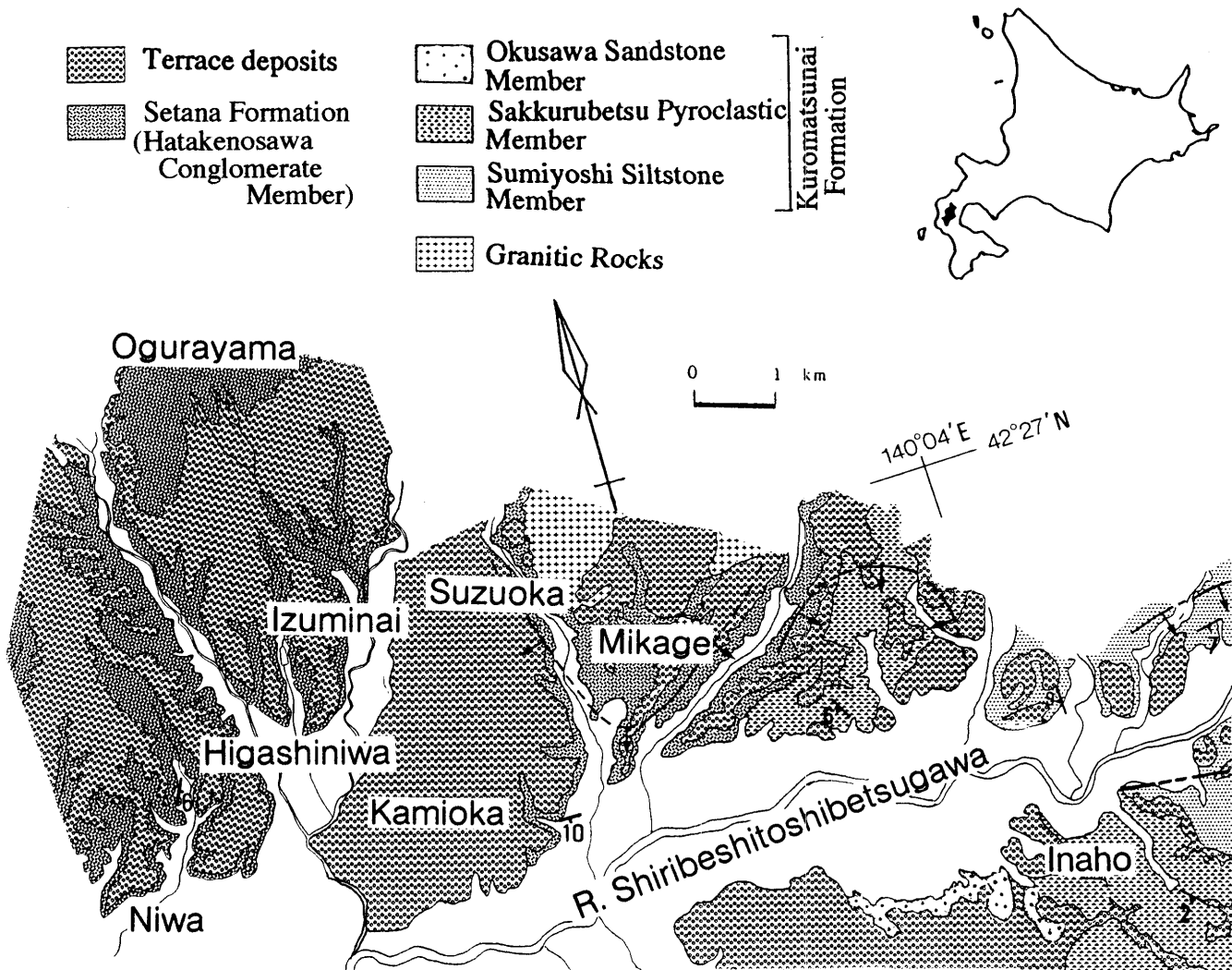


Fig. 5. Geological map of Imakane-Kitahiyama area (Part I, north area).

部層の上位に見られるような漸深海相がなく陸～気水成層が連続すること、花石砂礫岩部層より層厚が厚いことなどを考慮すると、瀬棚層上部と同時異相である可能性が高い。

3) 上八雲地域

夏路砂礫岩部層 (Natsuji Conglomerate Member : 再定義)

命名: 池谷・植松 (1968).

模式地および境界模式地: 八雲町上八雲, サックルベツ川と藤田沢の合流点から東南東1 kmのサックルベツ川右岸 (Fig. 7). 本地点は、後述のように下位層との典型的境界関係が見られる模式境界層である。

分布と層厚: 八雲町上八雲のサックルベツ川周辺に分布 (Fig. 8) し、層厚約100 m.

岩相: 基底部に径2~10 cmの円～垂円礫を含み、瀬棚動物群を特徴付ける *Ch. islandicus* などの軟体動物化石をレンズ状に挟む礫混じり粗粒砂岩からなり、礫は安山岩・シルト岩・硬質泥岩・凝灰岩を主体とする。基質は黄灰色の中～粗粒砂岩からなり、最上部に泥岩が挟まれる。ポンセイヨウベ

ツ川流域では軽石粒混じりのトラフ型斜交葉理中に *Ch. islandicus* などの軟体動物化石が多く含まれ、花石砂礫岩部層模式地の岩相に酷似する。本地域南方の内浦湾沿いの八雲町山越～野田追～落部付近にも同様の岩相を示す堆積物が分布し、その層厚は200 m以上と考えられる。

層序関係: 模式地では、本部層の含礫砂岩が黒松内層 (奥沢砂岩部層) を傾斜不整合に覆う (能條ほか, 1994 b). 同様の関係はさらに西北西300 mの藤田沢下流でも見ることができる。池谷・植松 (1968) は瀬棚層を上中下の3部層にわけ、その上部層に本部層名を用いたが、地徳 (1984) は上八雲地域におけるこの3部層を一括して夏路累層とした。本論では岩相区分的には地徳 (1984) に従うが、部層の名称は夏路砂礫岩部層 (池谷・植松, 1968) を踏襲する。なお、池谷・植松 (1968) は下位層との関係を整合的としたが、地徳 (1984) も指摘したように本地域における黒松内層とは不整合関係にある。

対比: 岩相および極海系軟体動物化石 *Ch. islandicus* の産出などにより花石砂礫岩部層に対比される。

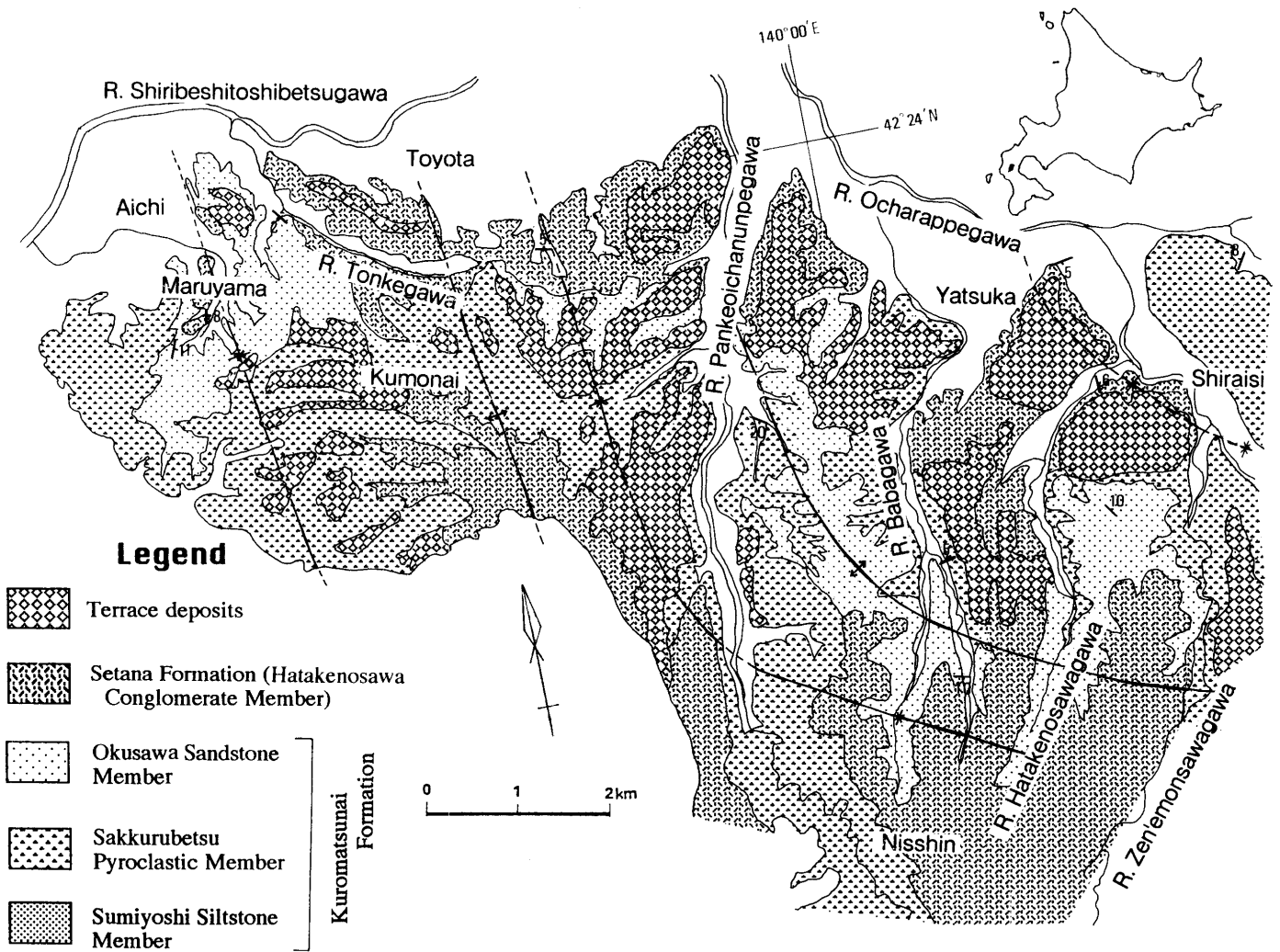


Fig. 6. Geological map of Imakane-Kitahiyama area (Part 2, south area).

4) 黒松内低地帯域

中里砂礫岩部層 (Nakasato Conglomerate Member : 新称)

模式地および境界模式地 : 黒松内町中里, 賀老橋の南東約 1.0 km の朱太川左岸に模式地を置き (Fig. 10), 貝殻橋上流 250 m の朱太川右岸を下位層との境界層とする。

分布と層厚 : 黒松内町熱郭から歌才にかけて北北西~南南東方向に広く分布し, 白炭付近および西部の中ノ川, 添別川中流域, および黒松内川上流域に分布する (Fig. 9). 層厚約 100 m.

岩相 : 黒松内低地帯の東部では, 模式地から熱郭川にかけてトラフ型斜交葉理をもつ軽石粒混じりの中~粗粒砂岩中に, 離弁した *Ch. islandicus* を主体とする二枚貝類と *Chirona evermanni* からなる貝殻片支持の化石密集層を挟む。岩相および産出化石の特徴は今金町東部地域の花石砂礫岩部層に酷似する。熱郭付近では貝殻・サンゴ骨格などの生物起源の碎屑物に富むコキナ質粗粒砂岩となる。黒松内低地帯西部では, 下部は褐色の“硬質頁岩”の垂円~円礫または安山岩の角~垂角礫を含む細~中礫岩を主体とし, 中~上部は細~中礫岩と炭質物・材化石を多く含む青灰色細粒砂岩~シルト岩との互層となる。

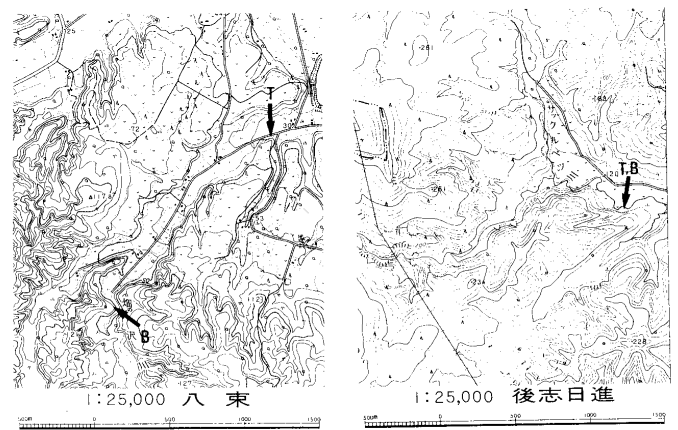


Fig. 7. Type locality and boundary-stratotype of the Hatakenosawa Conglomerate (left) and Natsuji Conglomerate Members (right). T : type locality, B : boundary-stratotype. Each locality is plotted on 1 : 25000-scale topographic maps of the Yatsuka, and Shiribeshinissin quadrangles (Geographical Survey Institute of Japan).

層序関係 : 黒松内低地帯東部では下位の黒松内層 (朱太砂岩シルト岩部層 : 池谷・林, 1982 命名 ; 椿原ほか, 1989 再定義) を傾斜不整合に覆う。この不整合は賀老橋東方 500 m の

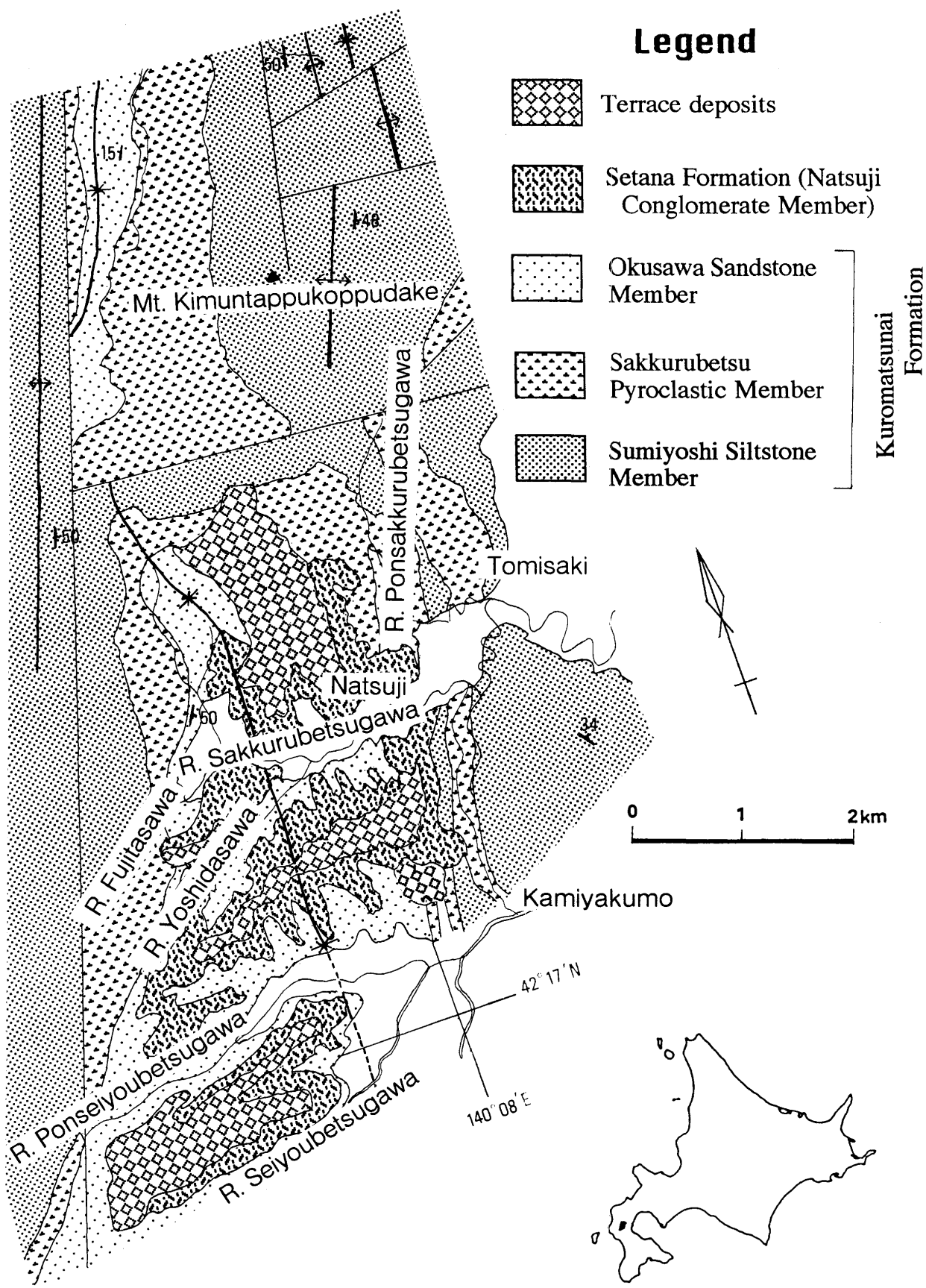


Fig. 8. Geological map of Kamiyakumo area.

朱太川右岸の採土場跡西側の崖と、貝殻橋上流 250 m の朱太川右岸で観察できる。賀老橋東方では、北方へ傾斜する不整合面上に拳大の円～亜円礫（基底礫）を伴い、軟体動物化石

を含む粗粒砂岩層が堆積している。また、貝殻橋上流では、黒松内層（朱太砂岩シルト岩部層）を粗粒砂岩層が傾斜不整合に覆うようすが観察される。そこでの両層の走向・傾斜は

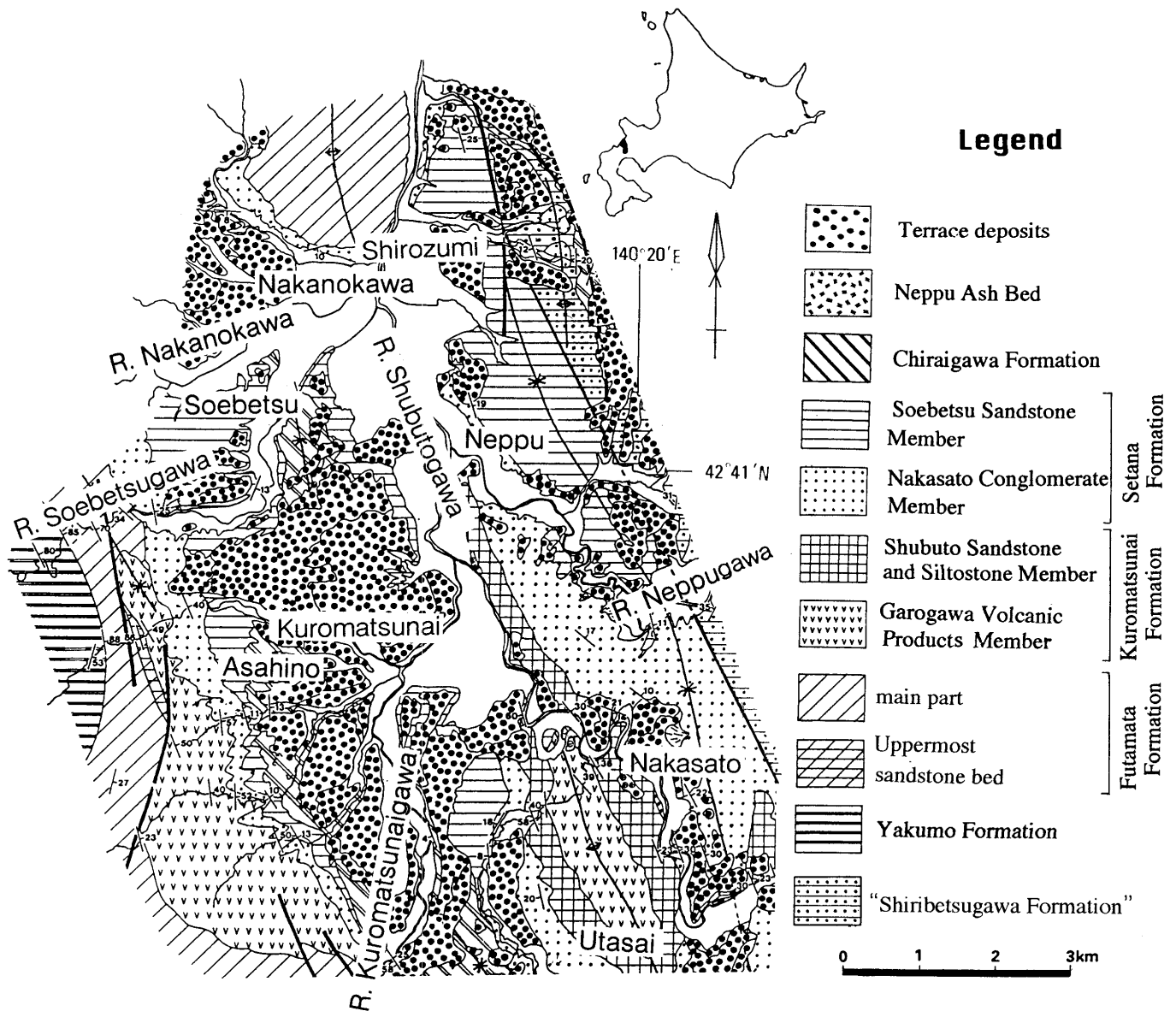


Fig. 9. Geological map of Kuromatsunai Low Land area. (modified from Tsubakihara et al., 1989).

黒松内層が $N 10^{\circ} E \cdot 30^{\circ} NW$ 、瀬棚層が $N 60^{\circ} E \cdot 20^{\circ} NW$ である。

低地帯の西側では、添別川中流で中新統の二股層（椿原ほか，1989）を傾斜不整合に覆う。二股層は $NS \cdot 30^{\circ} W$ の走向・傾斜を示し、ハイアロクラスタイト・火山礫凝灰岩・火山角礫岩・粗粒砂岩などからなる。これを傾斜不整合に覆い $N 30^{\circ} W \cdot 20^{\circ} NE$ の走向・傾斜をもつ瀬棚層の含礫砂岩は、顕著な基底礫岩層を欠くが拳大の硬質泥岩角礫が点在する。

なお、蘭越地域の尻別川層（山岸ほか，1976）は岩相の類似性や軟体動物化石を根拠に瀬棚層に対比されたが、層序および K-Ar 年代値などから黒松内層に対比するのが妥当と考えられる（能條ほか，1996a）。山岸（1984）は本部層の模式地を含む黒松内低地帯域の瀬棚層を尻別川層と呼称しているが、蘭越地域から連続する尻別川層と中里砂岩礫岩部層とは断層で分断されており別個の地層と考えられる。尻別川層に関する詳細な対比は別に報告する。

対比：本地域においても瀬棚層の下部であることや産出する軟体動物化石群集の特徴および岩相から、今金町東部地域の花石砂礫岩部層に対比される。本部層は、Sawada (1962) の Kaigarabuchi Conglomerate Member と池谷・林 (1982) および椿原ほか (1989) の貝殻淵砂礫部層にあたるが、貝殻淵砂礫部層には上述した尻別川層相当層が一部含まれていると考えられるため、本論では混乱を避けるために“貝殻淵”の名称を用いず“中里”の名称を提唱する。なお、椿原ほか (1989) が瀬棚層の最下部とした白炭川砂礫部層は、そのほとんどが尻別川層相当層と考えられる。

添別砂岩部層 (Soebetsu Sandstone Member: 新称)

模式地および模式ルート：黒松内町中ノ川小学校南方 1.5 km の添別川下流の河床 (Fig. 10)。

分布と層厚：黒松内町中ノ川、添別川の中～下流と黒松内川の支流域および白炭～熱郭にかけて分布する (Fig. 9)。層厚は 75 m 程度。

岩相：模式地では、下部は軟体動物化石を多量に含む中～細粒砂岩からなり、礫岩層・シルト岩層を挟在する。この中～細粒砂岩には、4枚の貝殻密集層/散在層のセットが見られ、それらの解析により氷河性の海水準変動の存在が報告されている（能條ほか，1997a；鈴木ほか，1997）。上部にはレンズ状の礫岩層と炭質物を多く含む比較的泥質な細粒砂岩の互層中に軟体動物化石が挟在する。このような岩相は低地帯東部域に広く見られ、白炭周辺では青灰色のシルト岩および砂岩泥岩の互層中に部分的に炭質物が多量に含まれ、軟体動物化石が散在する。

層序関係：下位の中里砂礫岩部層とは整合漸移関係にあり、黒松内低地帯東部の熱郭小学校付近の採土場でこのようすがよく観察できる。ここではコキナ質粗粒砂岩が消滅する層準から上位を本部層とし、また、低地帯西部の添別川中流域では中里砂礫岩部層上部の細～中礫岩と含炭質物・材化石青灰色細粒砂岩～シルト岩との互層上に累重する軟体動物化石を含む中～細粒砂岩より上位を本部層とする。なお、黒松内町白炭では前述した尻別川層相当層と断層関係で接する。

対比：岩相および層序から瀬棚層模式地の珍古辺砂岩部層に対比される。鈴木（1989）は瀬棚動物群を絶滅種の含有率に基づいて下部（Ⅰ～Ⅱ）と上部（Ⅲ）の化石群に細区分した。この下部化石群は瀬棚層下部（本論の花石砂礫岩部層と中里砂礫岩部層）と本部層下部および珍古辺砂岩部層下部とから産出するのに対し、上部化石群は本部層の最上部からのみ産出し、珍古辺砂岩部層からは産出しない。

本部層は、Sawada (1962) の Nakanokawa Formation と Soibetsugawa Formation の一部、および池谷・林（1982）と椿原ほか（1989）の中ノ川砂泥岩部層に相当する。

なお、池谷・林（1982）および椿原ほか（1989）が設定した瀬棚層の最上部（知来砂礫粘土部層）は、そのほとんどが中部更新統の湖沼性堆積物である知来川層または蕨^{わらびたけ}層（F・T年代値：0.4 Ma±0.08 Ma；矢野ほか，1983）であり、瀬棚層とは不整合関係にある（久保ほか，1983；鈴木，1989）ため本論では瀬棚層には含めない。

瀬棚層産出の微化石

瀬棚層の堆積年代を明らかにするとともに、堆積盆の異なる黒松内低地帯地域と今金-上八雲地域との対比を行うために、瀬棚層各部層の模式地を中心に65個の試料を採取し（Figs. 3, 4, 10）、浮遊性有孔虫と石灰質ナノ化石の検討を行った。

有孔虫の試料処理は、以下の処理、すなわちなフサ法で行ったが、北海道ではなフサが入手困難なため灯油を使用した。

①約120gの試料を径数cm程度に砕いて乾燥（50℃，48時間以上）させ、80gを秤量する。②試料が十分浸る量の灯油を注いで6時間以上放置し、浸透させる。③余分の灯油をろ過回収する。④熱湯を加え、サンドバス上で加熱（3～4時間）して灯油を蒸発させる。⑤軟化した試料を、ふるい（#250，63μm）上で水洗する。⑥ふるい上の残渣を乾燥（50℃，48時間以上）する。⑦乾燥後に秤量し、含泥率を求め

る（岩片が残る場合は再度②～⑤の操作を繰り返す。⑧試料を数回等割し、最小分割から順に有孔虫が約150～200個体になるまで抽出する。

石灰質ナノ化石については、有孔虫の①の処理の時に米粒大の試料を分離し、岡田（1994）の処理法にしたがって検鏡用のスライドを作成した。

浮遊性有孔虫と石灰質ナノ化石の産出頻度を Table 1 と 2 に示す。

微化石年代についての考察

以下に、微化石の検討により得られた生層序学的年代について述べる。各図表中に示したサンプル採取層準を文中では“1A”，“4E”などのように示す。

浮遊性有孔虫

浮遊性有孔虫は、花石砂礫岩部層（今金地域；基底部；1A，4E）・中里砂礫岩部層（黒松内地域；基底部；5F）・珍古辺砂岩部層（今金地域；下部；7M）・添別砂岩部層（黒松内地域；下部～上部；6G～J）から産出した。それぞれの試料採取地点および産出層準は Figs. 3, 4, 10 に示したが、4Eと5Fは河床または林道における数十cm程度の小露出のため露頭柱状図は示さなかった。なお、4E地点はダムの建設に伴ってすでに水没した。

浮遊性有孔虫群集は、*Globigerina quinqueloba* や *Neogloboquadrina pachyderma* の産出と *Neogloboquadrina incompta* の多産という特徴から、米谷（1978）の *N. pachyderma* (S) / *N. incompta* Zone に対比され、東北日本の浮遊性有孔虫化石帯のうちの最上部にあたる。その年代は、古地磁気層序との対比（Maiya et al., 1976）から、1.2～1.1 Ma 以降を示す。なお、北海道地域では米谷（1978）に示される多くの温暖種のほとんどが産出しないため、前述の数種の産出だけでは化石帯中の細かな位置づけを示すことは難しいが、ここでは、*Globorotalia inflata* や *Globigerinoides ruber* などの産出を考慮して *N. pachyderma* (S) / *N. incompta* Zone の下部に相当すると考えた。

N. pachyderma (S) / *N. incompta* Zone の基底部前後では *N. pachyderma* の殻の巻方向の優先比率が化石帯の決定に重要な意味をもっている。産出種数が少ない場合には、この優先比率が特に重要な判断材料とされる。しかし、添別砂岩部層の1露頭におけるサンプルが示す（Fig. 11）ように、一つの部層に属する5mほどの堆積層中で *N. pachyderma* の巻方向の優先度が目まぐるしく変化しているため、少なくともこの地域では単層を越えるオーダーで巻方向の比率が一定しているとはいえないことがわかる。*N. pachyderma* の殻の巻方向は水温に依存するため、暖流の消長が激しく変化する北海道付近では、同じ化石帯に属する層準であっても水温の変化、すなわち暖流の去就によって巻き方向が変動すると考えられる。したがって、瀬棚層のように氷河性海水準変動による水温・水深の変化が報告されている地層では、*N. pachyderma* の巻方向に依存した生層序区分を行うのは難しい。

有孔虫による瀬棚層の生層序学的研究には、尾田（1981）、

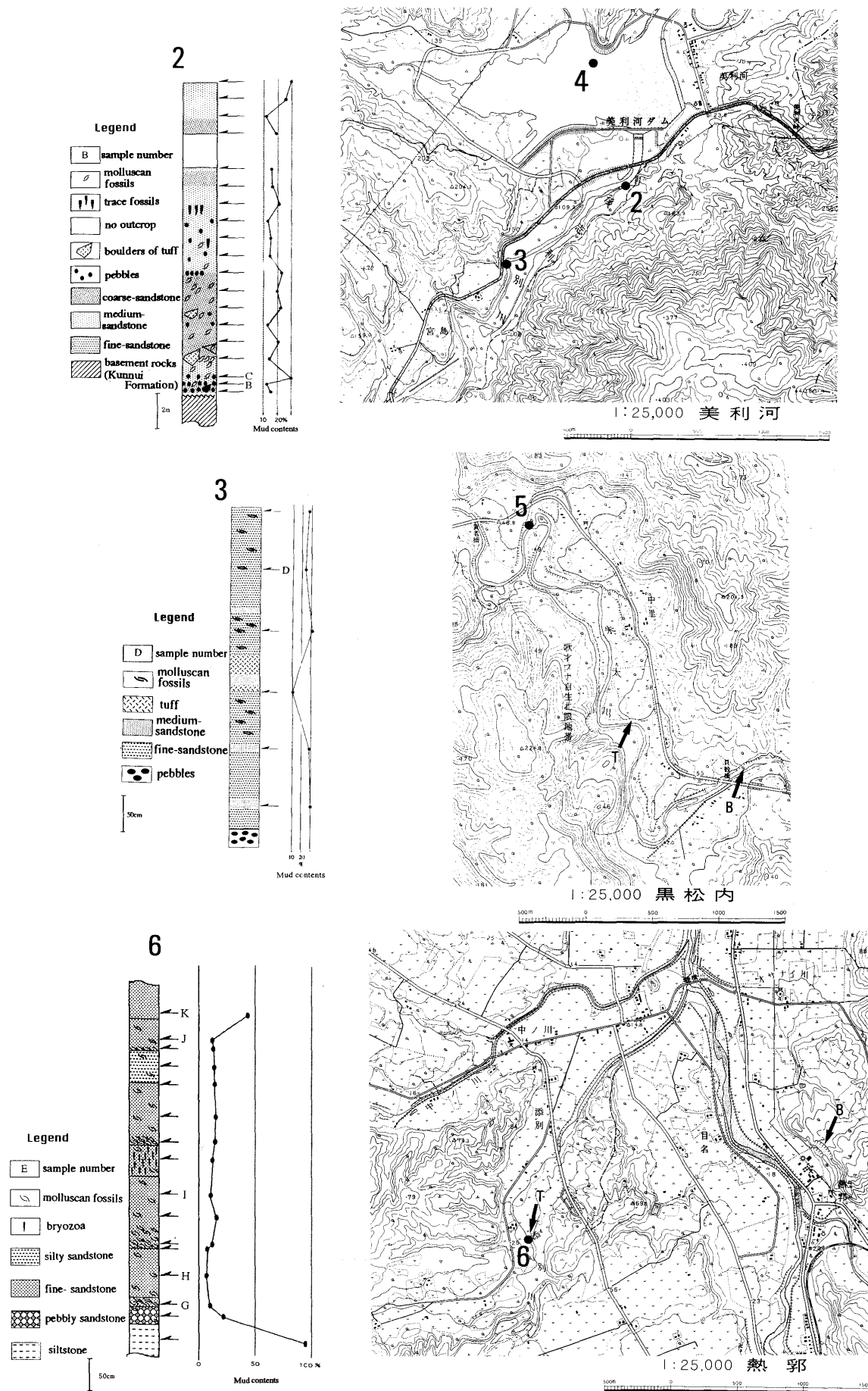


Fig. 10. Sampling localities.

2~6: Sampling points, T: type locality, B: boundary stratotype. Each locality is plotted on 1:25000-scale topographic maps of the Pirika, Kuromatsunai, and Neppu quadrangles (Geographical Survey Institute of Japan).

Table 1. Planktonic foraminifera of the Setana Formation.

Horizon	Lower 1	Lower 4	Lower 5	Upper 6	Upper 6	Upper 6	Upper 6	Upper 7
Sampling route	A	E	F	G	H	I	J	M
Sample number	A	E	F	G	H	I	J	M
Foraminiferal zonation	Base of N. p (s)/ N. i			middle part of N. p (s)/N.i				
<i>Globigerina bulloides</i>	VA	A	VA	A	A	A	A	C
<i>Globigerina quinqueloba</i>	C	C		F	F	F	F	F
<i>Globigerinita glutinata</i>	F	R	R	R	F			R
<i>Globigerinita uvula</i>	R			F	C	R	R	R
<i>Globigerinoides ruber</i>					R			
<i>Globorotalia inflata</i>		A						
<i>Globigerina</i> spp.				R	R			
<i>Neogloboquadra incompta</i>	A	F	A	VA	VA	VA	VA	VA
<i>Neogloboquadra pachyderma</i> (D)	C	A	C	F	C	A	R	C
<i>Neogloboquadra pachyderma</i> (S)	C	C	C	C	C	C	F	A
<i>Neogloboquadra</i> sp.			R		R			
Gen. et sp. indet.		F						R
TOTAL COUNTED	78	142	88	362	327	187	247	1435
Dext./total N. pachyderma %	58.8	64.3	46.2	31.7	53.8	56.4	37.5	40.4
Planktonic Foraminiferal Number(/g)	15.6	56.8	70.4	579.2	1046.4	299.2	99.0	2296.0
Benthic Foraminiferal Number(/g)	42.4	124.4	172.8	510.4	566.4	665.6	796.8	841.6
P/T Ratio(%)	26.9	31.3	28.9	53.2	64.9	31.0	11.0	73.2

R ; rare (<1.5%) F ; few (1.5-4.5%) C ; common (4.5-13.5%) A ; abundant (13.5%-80.5%) VA ; very abundant (>80.5%)
N. p (s)/N. i = *Neogloboquadra pachyderma* (sinistral) / *Neogloboquadra incompta* Zone

Sample numbers 1A to 7M refer to rocks for which numbers are given in Figs. 1, 2 and 9.

Table 2. Calcareous nannofossil of the Setana Formation.

Horizon	Lower 1	Lower 2	Lower 2	Upper 3	Upper 6	Upper 6	Upper 6	Upper 6	Upper 6	Upper 7	Upper 7	Upper 7	Upper 7
Sampling route	1	2	2	3	6	6	6	6	6	7	7	7	7
Sample number	A	B	C	D	G	H	I	J	K	L	N	O	P
Nannofossil zonation	CN13b			CN14a				CN14a					
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>					F	R	F				F		+
<i>Calcidiscus leptoporus</i>					F	R	R			A	F		+
<i>Coccolithus pelagicus</i>	+	+	A	+	C	C	C	C	C	F	+	+	+
<i>Coccolithus streckeri</i>					R								
<i>Cruciplacolithus neohelis</i>				+									
<i>Gephyrocapsa</i> spp. (small)	+	+	A		C	C	A	A	A				
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i> (M)		+	C			R							
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i> (L)			C										
<i>Gephyrocapsa</i> (cold=muelleriae)					R	F			A				
<i>Gephyrocapsa oceanica</i> (transitional)		+			F	F	C	C					
<i>Gephyrocapsa oceanica</i> (large) = <i>G. parallela</i>					R	R	R						
<i>Gephyrocapsa oceanica</i> (diag. L)			F										
<i>Helicosphaera carteri</i> var. <i>carteri</i>					R						F		
<i>Helicosphaera carteri</i> var. <i>hyalina</i>					R			R			F		
<i>Helicosphaera carteri</i> var. <i>wallichii</i>						R							
<i>Pseudoemiliana lacunosa</i> (ellipt)					R						F		
<i>Pseudoemiliana lacunosa</i> (round)					F	C		R			R		
<i>Reticulofenestra asanoi</i> (>6.5um)						R							
<i>Reticulofenestra minuta</i>					A	A	C	A	A				
<i>Reticulofenestra minutula</i>					A	A		C	A				
<i>Reticulofenestra perplexa</i>			F										
<i>Reticulofenestra pproductus</i>		+											
<i>Syracosphaera</i> spp. (endo.)					F	F	C				F		

R ; rare (>1.5%) F ; few (0.1-1.0%) C ; common (1.0-10.0%) A ; abundant (10.0-50.0%)

Sample numbers 1A to 7P refer to rocks for which numbers are given in Figs. 1, 2 and 9.

茨木・土 (1981) および椿原ほか (1989) がある。尾田 (1981) は今金東部地域の瀬棚層下部 (本論の花石砂礫岩部層) を *N. pachyderma* (D) / *Globorotalia orientalis* Zone の上部に、黒松内低地帯域の瀬棚層 (本論の中里砂礫岩部層) を *N. pachyderma* (S) / *Globigerina quinqueloba* Zone とし、椿原ほか (1989) は貝殻淵砂礫岩部層 (本論の中里砂礫岩部層) と中ノ川砂泥岩部層 (本論の添別砂岩部層) を *N. pachyderma* (D) / *G. orientalis* Zone の上部としている。ま

た、茨木・土 (1981) は今金町美利河と花石の瀬棚層中～下部 (本論の花石砂礫岩部層) が Blow (1969) の N21 帯後半～N22 帯前半 (鮮新世後期～更新世前期) にあたるとしている。したがって、これらの結論は、いずれも本論の結果 (*N. pachyderma* (S) / *N. incompta* Zone 下部) よりも古い時代を示したものと見える。これらの報告リストによれば、産出種は *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. ruber*, *N. incompta*, *Globigerina umbilicata*, *Globorotalia inflata*, *N.*

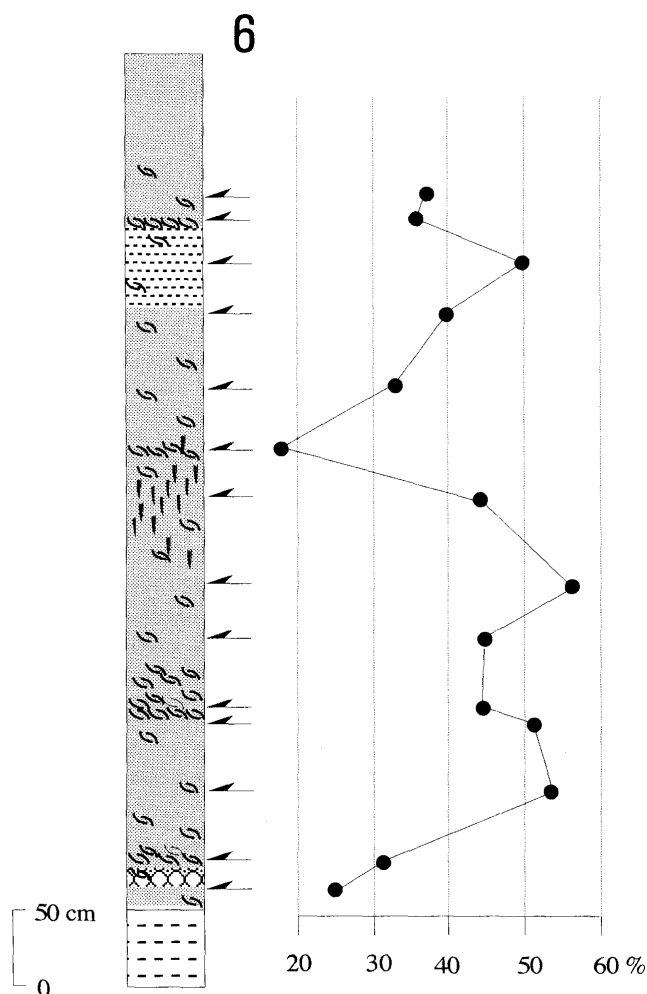


Fig. 11. Coiling direction changes of *N. pachyderma* at the type locality of the Soebetsu Sandstone Member (Dextral %).

pachyderma などであり, *N. pachyderma* (D) / *G. orientalis* Zone 上部を特定する *Neogloboquadrina himiensis*, *Neogloboquadrina kagaensis*, *G. orientalis* などは産出していない。これらの種が産出しない場合, *N. pachyderma* (D) / *G. orientalis* Zone 上部と *N. pachyderma* (S) / *N. incompta* Zone 下部は, *N. pachyderma* の巻方向や *N. incompta* と *G. quinqueloba* の多産, および *Globorotalia tosaensis* や *Pulleniatina obliquiculata praecursor* などの産出の有無をもって区別できる。また, 亜熱帯系種の *G. tosaensis*, *P. obliquiculata praecursor* などが産出しない場合は *N. incompta* と *G. quinqueloba* の産出頻度および *N. pachyderma* の巻方向が重要視される。本論では, *N. pachyderma* の巻方向だけでの判断は難しいので, *N. incompta* と *G. quinqueloba* の少なくともいずれか一方が多産していることから *N. pachyderma* (S) / *N. incompta* Zone 下部にあたりと判断した。この生層序区分における相違は, 米谷 (1978) が浮遊性有孔虫層序を提唱した新潟-東北地域と比較して北海道地域が暖流系種の産出種数が極端に少ない北方域であることに起因し, 本地域における生層序区分における問題点を示唆している。なお, 正谷・大倉 (1980) は, 本論の花石砂礫

岩部層と考えられる層準を Blow (1969) の N 22-23 Zone に対比し, 本論と矛盾しない結果を報告している。

石灰質ナノ化石

ここでは, Okada and Bukry (1980) の生層序帯と高山ほか (1995) の基準面の年代を用いて瀬棚層の堆積年代を議論する。なお, 高山ほか (1995) の基準面は Cande and Kent (1992) の古地磁気層序補正年代をもとにしており, 最新の Cande and Kent (1995) の補正值に基づく基準面の年代値に対応したものではないので, 本論で使用した基準面の年代については Cande and Kent (1995) の補正值に対応した Berggren et al. (1995) と Okada (1999) の年代値を併用する。

石灰質ナノ化石から年代決定できた瀬棚層の層準は, 今金地域の花石砂礫岩部層 (2C) と黒松内低地帯域の添別砂岩部層 (6G~J) である (Table 2)。なお, 化石の保存状態は良好で, 新第三系からの再堆積と考えられる化石は含まれていなかった。

花石砂礫岩部層 (模式地北方の美利河地域: 基底部: 2C) は, 前期更新世型の large *Gephyrocapsa* を産出することから Okada and Bukry (1980) の CN 13 b Zone に対比され, 高山ほか (1995) の基準面の年代値では 1.44~1.20 Ma, Berggren et al. (1995) の年代値では 1.48~1.22 Ma となる。

添別砂岩部層 (模式地: 6G~6J) は, 後期更新世型の *Gephyrocapsa oceanica* (large) (=高山ほか, 1995 の *Gephyrocapsa parallela*) と *Pseudomilania lacunosa* を産出することから Okada and Bukry (1980) の CN 14 a Zone にあたる。これらの試料のうちサンプル 6H には, 基準面の指標種とされ共存期間が 0.95~0.85 Ma (高山ほか, 1995) とされている *Gephyrocapsa parallela* と *Reticulofenestra asanoi* とが共存する。両種が共存するのはサンプル 6H のみであり, その上下の層準がこの年代に当たるかどうかについては言及できない。しかし, これらのサンプルのうち最上部の 6K を除く全ての層準が CN 14 a Zone にあたることは確実である。

瀬棚層の石灰質ナノ化石に関しては地徳 (1983) の研究があり, 本論の添別砂岩部層, 花石砂礫岩部層, 畑の沢砂礫岩部層は Okada and Bukry (1980) の CN 14 a Zone に対比され, 本論で花石砂礫岩部層を CN 13 b Zone に対比したことを除けば調和的である。地徳 (1983) は, *Gephyrocapsa oceanica* の産出の下限を CN 14 a Zone の下限としたが, 近年この仲間には多くの変異型が認められており, その最初のタイプの出現層準は 1.65 Ma 前後 (CN 13 b Zone の下部) とされている (例えば, 高山ほか, 1995) ので, 本論の結果との矛盾はないといえる。

なお, Tsuchi et al. (1979) は瀬棚層を珪藻分帯の *Rhizosolenia curvirostris* Zone とし, 1.0~0.7 Ma の年代値を出している。さらに, 土 (1981) は瀬棚層が Blow (1969) の浮遊性有孔虫の N 22 Zone にあたり, しかも珪藻の *Actinocyclus oculatus* Zone および *R. curvirostris* Zone にあたることを示し, 限定的ではあるが, 瀬棚層が下~中部更

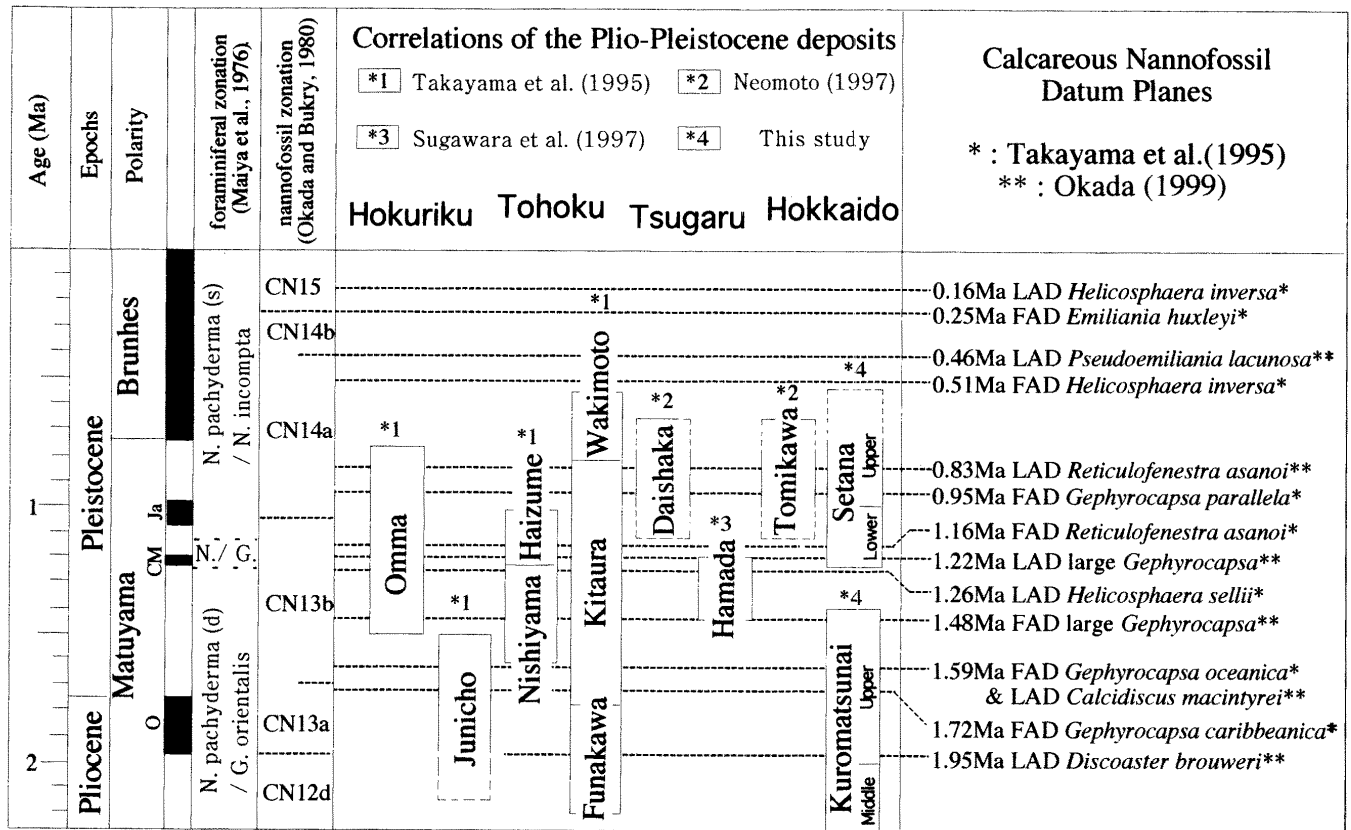


Fig. 12. Correlations of Plio-Pleistocene deposits of Japan Sea side using calcareous nannofossil and foraminifera biohorizons (modified from Takayama et al., 1995, Sugawara et al., 1997, Nemoto, 1997). FAD : first appearance datum, LAD : last appearance datum, Ja : Jaramillo Event, CM : Cobb Mountain Event, O : Olduvai Event, N/G : *N. pachyderma* (s)/*G. quinqueloba* Zone.

新統に相当するとした。これらの化石帯はいずれも CN 13 a ~14 b Zone あるいは *N. pachyderma* (D) / *G. orientalis* Zone の上部より新しいため、やはり本論との矛盾はない。

瀬棚層の堆積期間と古環境

能條ほか (1997 b) は、渡島半島中部の熊石地域において黒松内層相当層である館層とそれを覆う長磯安山岩類との関係から、黒松内層の堆積期間を約 5~1.4 Ma と見積もった。黒松内層の堆積後半 (3 Ma 以降) は、差別的な隆起に伴う浅海化が進み、堆積盆の分断や陸化が進行したと考えられ、瀬棚層が堆積する直前には西南北海道のほとんどが陸化したといわれている (石田・秦, 1989)。したがって、長磯安山岩類の活動時期 (1.37 Ma ; 能條ほか, 1997 b) には、この地域のほとんどが陸域化していたと考えられる。瀬棚層と長磯安山岩類とは分布域が異なるので、両者を直接関係づけることはできないが、金属鉱業事業団 (1978) が長磯安山岩類の活動をキリンベタム層 (黒松内層相当層) の堆積末期に位置づけたこと、さらに本論の瀬棚層下部の生層序年代値 (有孔虫化石では 1.1~1.2 Ma 以降、石灰質ナンノ化石では 1.44~1.20 Ma) から、瀬棚層の堆積開始年代は 1.2 Ma 頃といえる。

本研究により、瀬棚層は「下部の極海系軟体動物群を多産する粗粒な浅海相」と「上部の亜熱帯性浮遊性有孔虫 *Globigerinoides ruber* や温暖系軟体動物化石などを産出す

る細粒相」とに分けられた。したがって、瀬棚層下部が堆積した 1.2 Ma 前後は極海系冷水塊が卓越し、上部が堆積した 1.0 Ma 以降は温暖化し、断続的に暖流の流入があったといえるため、瀬棚層上部が堆積した温暖期には海水準が上昇し、海域は拡大・深化していたと考えられる。この現象は堆積相からも推定でき、また、底生有孔虫化石から見積もられた 90~190 m という古水深 (能條・鈴木, 1998) から支持される。一方、今金-北檜山地域における畑の沢砂礫岩部層 (瀬棚層上部に対比される) の存在から、1.0 Ma 以降には海域の拡大と深化に伴って、海域がより西側に拡大し、西側から東側に向かって深くなるという海底地形が想定される。したがって、畑の沢砂礫岩部層と珍古辺砂岩部層はいずれも瀬棚層上部堆積期の堆積物で、それぞれ浅海相と沖合の漸深海相を示すと考えられる。さらに、瀬棚層は黒松内低地帯で中期更新世の陸成層である蕨岱層 (0.4 Ma : F・T 年代 : 矢野ほか, 1983) に不整合に覆われている。以上のことから次のような古環境が復元される ; 1) 瀬棚層堆積前期 (約 1.2~1.0 Ma) には、黒松内低地帯東部~美利河-花石~上八雲地域に、浅くかつ寒流系水の卓越する海域が存在した ; 2) 瀬棚層堆積後期 (約 1.0~0.6 Ma) には、渡島半島全域にわたる海域の拡大・深化がおけるとともに、氷河性海水準変動の影響下におかれて断続的な暖流の流入を受け、今金-北檜山地域の西方まで海域が拡大した ; 3) 瀬棚層の堆積は蕨岱層の堆積以前の約

0.6~0.5 Ma には終了し、その後陸化した。

日本海沿岸部の鮮新・更新統との対比

瀬棚層に対比される日本海側の地層については、近年次第にその堆積年代が特定されつつあり(高山ほか, 1995; 菅原ほか, 1997; 根本, 1997 など), これら同年代の堆積物とされてきたものも正確には一致しないことが明らかになってきた(Fig. 12). 本論で明らかになった堆積年代に基づけば, 瀬棚層は富川層・大釈迦層・北浦層上部~脇本層・灰爪層・大桑層中~上部等にはほぼ対比されるが, 浜田層(下北半島)はほぼ黒松内層と瀬棚層の間隙期の地層といえる。今後はこれらの地層の対比精度を上げ, 古地理的観点を含めて検討をすすめる必要がある。また, これまで一括して瀬棚動物群と呼ばれてきたものの時空分布や生物地理的な問題も, 今後各地層の対比精度を上げることで詳細がより明らかにされていくと考えられる。

結 論

西南北海道中~北部に分布する瀬棚層の広域的な層位学的・微古生物学的検討により以下の結論を得た。

- 1) 瀬棚層は, 分布域と岩相層序学的特徴から花石砂礫岩部層・珍古辺砂岩部層・畑の沢砂礫岩部層・夏路砂礫岩部層・中里砂礫岩部層・添別砂岩部層の6部層に再定義される。
- 2) 瀬棚層下部に対比される花石砂礫岩部層・夏路砂礫岩部層・中里砂礫岩部層は, それぞれの分布域で瀬棚層の基底部を構成し, 岩相も類似する。また, 瀬棚層上部に対比される3部層のうち, 珍古辺砂岩部層・添別砂岩部層は漸深海帯に堆積した細粒砂岩, 畑の沢砂礫岩部層は浅海帯に堆積したコキナ質粗粒砂岩および陸成堆積物からなる。
- 3) 浮遊性有孔虫と石灰質ナンノ化石に基づく生層序学的な検討により, 瀬棚層の堆積年代は, 下部が約1.2~1.0 Ma, 上部が約1.0~0.6 Ma と考えられる。
- 4) 瀬棚層は, 初期に浅海・寒冷な海域が渡島半島東部から侵入し, 後期には西方へ拡大・深化して暖流の断続的な流入を受ける環境下で堆積した。
- 5) 瀬棚層は, 生層序学的に富川層・大釈迦層・北浦層上部~脇本層・灰爪層・大桑層中~上部等に対比される。

謝辞 本論は, 筆者の一人, 能條の博士論文の一部に基づいている。博士論文の執筆に際して, 北海道大学名誉教授の中村耕二先生, 同大学院地球環境科学研究科の大場忠道教授・南川雅男教授・王 律江博士・村山雅史博士の各氏には多くのご指導・ご議論をいただいた。また, 秋葉 力北海道教育大学名誉教授および北海道開拓記念館の赤松守雄博士には多くのご指導とご意見をいただき, 北海道檜山北高等学校の日下 哉教諭には中期更新統と瀬棚層との関係についてご教授いただいた。北海道大学大学院地球環境科学研究科内田淳一氏および北海道開拓記念館の添田雄二学芸員をはじめとする北海道教育大学岩見沢校地学研究室の卒業生諸氏には野外調査に際して多くの御協力をいただいた。以上の方々に記して感謝を申し上げる。

文 献

- Akamatsu, M. and Suzuki, A., 1990, Pleistocene molluscan faunas in central and southwestern Hokkaido. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 4*, **22**, 529-552.
- Blow, W.H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P., Renz, H.H., eds., *Proc. 1st Intern. Conf. Planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, E.J. Bill, Leisen, 1, 199-442.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo, M.E. and Shackleton, N.J., 1995, Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *Bull. Geol. Surv. Amer.*, **107**, 1272-1287.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1992, A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **97**, 13917-13951.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.
- 地徳 力, 1983, 北海道南西部, 瀬棚層産石灰質超微化石群集について(その1). *地球科学*, **37**, 90-97.
- 地徳 力, 1984, 北海道南西部, 上八雲地域の地質と微化石(放散虫化石と石灰質超微化石). *地質雑*, **90**, 299-310.
- 檀原 徹・柴田 賢・松本哲一・岩野秀樹, 1992, 国内年代資料候補 OGPK の追加年代データ. FT 研ニュースレター, no. 5, 73-77.
- 橋本 亘・菅野三郎・品田 穰・大島一精, 1963, 北海道渡島半島今金-国縫-八雲間の地質. *地質雑*, **69**, 228-238.
- 茨木雅子・土 隆一, 1981, 渡島半島新第三系貝化石産出層準の浮遊性有孔虫について. 棚井敏雅編「北海道の新第三系の生層序」, 研究連絡紙, no. 2, 63-64.
- 池谷仙之・植松健児, 1968, 瀬棚層と黒松内層との関係について-北海道渡島半島八雲・今金-瀬棚地域の地質-1. *地質雑*, **74**, 21-36.
- 池谷仙之・林 慶一, 1982, 北海道渡島半島黒松内地方の地質. *地質雑*, **88**, 613-632.
- 石田正夫, 1981, 遊楽部岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 64 p.
- 石田正夫・秦 光男, 1989, 西南北海道渡島半島第三系の地質構造発達史. *地質学論集*, no. 32, 29-56.
- 板谷徹丸・長尾敬介, 1988, 100 万年より若い火山岩の K-Ar 年代測定. *地質学論集*, no. 29, 143-161.
- 兼岡一郎, 1984, K-Ar 法による火山灰類の年代測定とその問題点. 古文化財編集委員会編「古文化財の自然科学的研究」, 856-864.
- Kanno, S., 1962, Molluscan fauna from the so-called Setana Formation, southwestern Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Univ. Educ., sec. C*, **8**, no. 73, 49-62.
- 金属鉱業事業団, 1978, 久遠地域, 昭和 52 年度広域調査報告書. 通商産業省資源エネルギー庁, 79 p.
- 久保和也・石田正夫・成田英吉, 1983, 長万部地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 70 p.
- 米谷盛寿郎, 1978, 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 池辺展生教授記念論文集「日本の新生代地質」, 35-60.
- Maiya, S., Satio, T. and Sato, T., 1976, Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequences. In Takayanagi, Y. and Saito, T., eds., *Progress in micropaleontology*, 395-422.
- 正谷 清・大倉 保, 1980, 北海道渡島半島の新第三系層序とくに“Operculina-Miogyssina 帯”と浮遊性有孔虫群との関係. 石油資源技研所報, **23**, 32-52.
- 松井 愈・土居繁雄・武田裕幸・魚住 悟・藤江 力・秋葉 力・吉村尚久・山口久之助・小原常弘・小田切敏夫, 1955, 北海道後志国今金町東北部地域地質鉱床調査報告書. 今金町, 56 p.
- 松田敏孝・鈴木明彦・能條 歩, 1998, 西南北海道中-下部更新統瀬棚層にみられる化石密集層の形成過程. 日本古生物学会第 147 回例会演稿, 70.

- 三谷勝利・斉藤尚志・長尾捨一, 1961, 太櫛地域の石炭及び可燃性天然ガス調査報告. 北海道地下資源調査資料, no. 67, 北海道開発庁, 24 p.
- 長尾 巧・佐々保雄, 1933, 北海道西南部の新生代層と最近の地史 (2). 地質雑, **40**, 750-775.
- 根本直樹, 1997, 有孔虫化石から見た第四紀前期の津軽海峡周辺のご環境. *Oshimanography*, **43**, 22-27.
- 能條 歩・松田敏孝, 1997, 西南北海道今金-上八雲地域の瀬棚層の“不整合”. 今金地域研究 (今金町博物館建設準備室紀要), **3**, 15-28.
- 能條 歩・鈴木明彦, 1998, 有孔虫化石による貝殻密集層におけるコンデンセーションの認識. 日本古生物学会 1998 年年会演稿, 104.
- 能條 歩・鈴木明彦・長谷川四郎, 1997 a, 西南北海道瀬棚層の古生物相にみられる氷河性海水準変動—その 2. 有孔虫化石の群集解析から—. 日本古生物学会第 146 回例会演稿, 62.
- 能條 歩・鈴木明彦・日下 哉・都郷義寛, 1994 a, 西南北海道今金地域の黒松内層今金山火山岩類の K-Ar 年代. 地球科学, **48**, 57-62.
- 能條 歩・鈴木明彦・松田敏孝・都郷義寛, 1996 a, 西南北海道における黒松内相当層の再検討. 日本地質学会第 103 年学術大会演旨, 110.
- 能條 歩・鈴木明彦・都郷義寛・美利河海牛化石調査研究会, 1996 b, 西南北海道瀬棚層の堆積年代. 今金地域研究 (今金町博物館建設準備室紀要), **2**, 15-22.
- 能條 歩・都郷義寛・鈴木明彦・嶋田智恵子・板木拓也, 1997 b, 西南北海道日本海側熊石—乙部地域の鮮新統~更新統の堆積年代. 地球科学, **51**, 245-250.
- 能條 歩・都郷義寛・鈴木明彦・嵯峨山 積, 1994 b, 西南北海道今金地域の新第三系黒松内層の岩相層序と年代. 地質雑, **100**, 771-786.
- 尾田太良, 1981, 道南地域の第三紀の浮遊性有孔虫. 棚井敏雅編「北海道の新第三系の生層序」研究連絡紙, no. 2, 61-62.
- 岡 孝雄・三谷勝利, 1981, 今金町の地質. 今金町, 77 p.
- 岡田尚武, 1994, 5. 化石の採取法・処理法 [石灰質ナンノプランクトン]. 日本古生物学会編「古生物学事典 (第 3 刷)」, 朝倉書店, 387.
- Okada, H., 1999, Neogene and Quaternary calcareous nannofossils from the Blake Ridge Sites 994, 995 and 997. *In Proc. ODP, Sci. Results*, 164, College Station, TX, in press.
- Okada, H. and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973 ; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, **5**, 321-325.
- 美利河海牛化石調査研究会, 1992, 美利河産海牛化石調査報告書. 北海道今金町教育委員会, 133 p.
- 佐川 昭・植田芳郎, 1969, 5 万分の 1 地質図幅「瀬棚」及び同説明書. 北海道開発庁, 43 p.
- Sawada, Y., 1962, The geology and paleontology of the Setana and Kuromatsunai areas in Southwest Hokkaido, Japan. *Mem. Muroran Inst. Tech.*, **4**, 1-110.
- 添田雄二, 1998, 西南北海道北松山地域の瀬棚動物群とその特性. 北海道開拓記念館研究紀要, **26**, 23-38.
- 菅原晴美・山口寿之・川辺鉄哉, 1997, 下北半島東部の浜田層の地質年代. 化石, **62**, 15-36.
- 鈴木明彦, 1989, 西南北海道黒松内地域の瀬棚層の貝類化石群. 地球科学, **43**, 277-289.
- 鈴木明彦, 1991, 西南北海道美利河-花石地域の瀬棚層の堆積環境. 地質雑, **97**, 329-344.
- 鈴木明彦・能條 歩, 1991, 渡島半島南部日本海側鶴層から産出した *Anadara amicula* を伴う前期更新世貝類群集. 地質雑, **97**, 553-556.
- 鈴木明彦・能條 歩・長谷川四郎, 1997, 西南北海道瀬棚層の古生物相にみられる氷河性海水準変動—その 1. 軟体動物化石の群集解析から—. 日本古生物学会第 146 回例会演稿, 61.
- 高橋 清・一ノ関鉄郎・大倉 保・秋葉文雄・古田土俊夫, 1980, 北海道渡島半島の第三系微化石層序—主に, 珪藻・放射虫・各化石の産出状態と, それらの生層序学的関係について—. 石油資源技研所報, **23**, 142-167.
- 高山俊昭・佐藤時幸・亀尾浩司・後藤登美子, 1995, 第四系石灰質ナンノ化石層序と鮮新統/更新統境界の年代値. 第四紀研究, **34**, 157-170.
- 都郷義寛・能條 歩・日下 哉・鈴木明彦・赤松守雄, 1991, 西南北海道瀬棚層の諸問題. 東北本州弧の新生代構造発達史—北部 (西南北海道) と中・南部 (東北地方) の比較論—. 日本地質学会東北支部・北海道支部合同シンポジウム講演予稿集, 10-11.
- 椿原慎一・長谷川四郎・丸山俊明, 1989, 西南北海道黒松内地域の上部新生界—とくに黒松内層の層序と微化石年代について—. 地質雑, **95**, 423-438.
- 土 隆一, 1981, 日本の新第三系の対比と編年. 土 隆一編「日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料 続編」, IGCP, 109-123.
- Tsuchi, R. and Working group for Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy, 1979, 日本の新第三系対比表. 土 隆一編「日本の新第三系の生層序および年代層序に関する基本資料」, IGCP, 143-155.
- 八幡正弘, 1989, 西南北海道の新生界とその特徴. 地質学論集, no. 32, 7-28.
- 矢野牧夫・日下 哉・尾上博章・大室道夫, 1983, 黒松内低地帯における中部更新統の植物遺体と絶対年代. 日本第四紀学会講演要旨集, **13**, 106-107.
- 山岸宏光, 1984, 5 万分の 1 地質図幅「歌棄」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 43 p.
- 山岸宏光・国府谷盛明・安藤重幸, 1976, 5 万分の 1 地質図幅「島古丹」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 24 p.

(要 旨)

能條 歩・長谷川四郎・岡田尚武・都郷義寛・鈴木明彦・松田敏孝, 1999, 西南北海道瀬棚層の広域的岩相層序区分と生層序年代. 地質雑, 105, 370-388. (Nojo, A., Hasegawa, S., Okada, H., Togo, Y., Suzuki, A. and Matsuda, T., 1999, Interregional lithostratigraphy and biostratigraphy of the Pleistocene Setana Formation, southwestern Hokkaido, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 105, 370-388.)

北海道渡島半島に分布する瀬棚層の広域的な層序区分を行い, 微古生物学的検討を行って堆積年代を求め, 以下の結論を得た. 1) 瀬棚層は岩相層序学的特徴から花石砂礫岩部層・珍古辺砂岩部層・畑の沢砂礫岩部層・夏路砂礫岩部層・中里砂礫岩部層・添別砂岩部層の6部層に再定義される. 2) 花石砂礫岩部層・夏路砂礫岩部層・中里砂礫岩部層は瀬棚層下部に, 珍古辺砂岩部層・畑の沢砂礫岩部層・添別砂岩部層は瀬棚層上部に位置付けられる. 3) 瀬棚層の堆積年代は, 浮遊性有孔虫と石灰質ナノ化石に基づく生層序学的な検討により, 下部が約1.2~1.0 Ma, 上部が約1.0~0.6 Maと考えられる. 4) 堆積初期に渡島半島東部から侵入した浅海・寒冷な海域は, 後期になって西方へ拡大・深化するとともに断続的な暖流の流入を受けた. 5) 瀬棚層は生層序学的に, 富川層・大釈迦層・北浦層上部~脇本層・灰爪層・大桑層中~上部等に対比される.