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—*

椿原慎一**・長谷川四郎**・丸山俊明***

Upper Cenozoic in Kuromatsunai area, southwestern Hokkaido
—stratigraphy and biochronology of the Kuromatsunai Formation—*

Shin'ichi TSUBAKIHARA**, Shiro HASEGAWA** and Toshiaki MARUYAMA***

Abstract The Kuromatsunai Formation is one of the standard lithostratigraphic units of Neogene sequences developed on the Oshima Peninsula, the southwestern part of Hokkaido. A stratigraphic study in the Kuromatsunai area, including the type locality of this formation, leads to the following results.

1) At the type locality of the Kuromatsunai Formation in the central part of the area, the sequence is lithologically divided into the lower and upper units. The lower unit consisting of pyroclastic rocks is identified with the upper part of the so-called Garogawa Volcanic Products ("GVP"), which is distributed in the western part. The upper unit is composed of sandstone and siltstone, and has been named the Shubuto Sandstone and Siltstone Member ("SSSM") of the Kuromatsunai Formation. It conformably overlies the lower unit. Following the current definition of the Kuromatsunai Formation as comprising these two units at the type locality, we include "GVP" in the lower unit of the formation as Garogawa Volcanic Product Member. 2) In the central part, "SSSM" corresponds to the *Denticulopsis seminae* var. *fossilis* Zone (diatoms) and lower part of the *Globigerina pachyderma* (D)/*Globorotalia orientalis* Zone (planktonic foraminifera), and is assigned to the upper part of the Upper Pliocene. 3) In the western part, the Garogawa Volcanic Product Member unconformably overlies the unit formerly referred to as "the Kuromatsunai Formation". This unit corresponds to the *Thalassionema schraderi* Zone (diatoms) for its uppermost part, which is hence assignable to the middle part of the Upper Miocene. Consequently, this unit is distinct from the Kuromatsunai Formation in the central part in their stratigraphic relationships with "GVP" and chronostratigraphic positions. We call it the Futamata Formation.

Most of the so-called Kuromatsunai and its equivalent formations in the Oshima Peninsula are correlated to the Futamata Formation or the Garogawa Volcanic Product Member, and not to the Shubuto Sandstone and Siltstone Member as observed in the Kuromatsunai area. Correlative strata to this member are to be detected in the lower part of the Setana and its equivalent formations in some sectors of the peninsula.

1988年5月10日受付. 1989年3月16日受理.

* 日本地質学会第93年学術大会(山形)および第96年学術大会(水戸)にて一部講演.

** 東北大学理学部地質学古生物学教室. Institute of Geology and Paleontology, Faculty of Science, Tohoku University, Sendai, 980 Japan.

*** 東北大学教養部地学教室. Department of Earth Science, College of General Education, Tohoku University, Sendai, 980 Japan.

緒 言

北海道渡島半島には、上部新生界が広く分布している。これらは東北日本グリーンタフ地域の上部新生界の北方延長にあたとされている。渡島半島の付け根の、いわゆる“黒松内低地帯”を中心とする地域は、渡島半島地域の標準層序単元の1つである黒松内層の模式地を含んでおり、これまでに幾つかの層位学的研究がなされてきた。しかし、岩相の類似した地層が多いことや、岩相の側方変化が著しいことなどのために、層序関係について研究者の見解が分かれている。本地域における先駆的研究である長尾・佐々(1933)は、上部新生界を下位より八雲統、黒松内統、ガロ川噴出物層、瀬棚統に区分し、それらの層位関係をすべて不整合とした。しかし、SAWADA(1962)は、黒松内層は八雲層を整合に覆うとし、またこの地域に局部的に分布する“ガロ川噴出物層”は黒松内層を整合的に覆うと考えて、これを黒松内層の1部層(ガロ川安山岩質集塊岩部層)とした。黒松内層と八雲層との層位関係については、それ以後のすべての研究者が整合としている。その後、池谷・林(1982)が黒松内層と“ガロ川噴出物層”との層位関係を不整合とし、また“ガロ川噴出物層”と瀬棚層の間に不整合は存在しないと考えるこれを瀬棚層の1部層(賀老川噴出物部層)とした。それに対し、久保ほか(1983)は、長尾・佐々(1933)と同様に、“ガロ川噴出物層”(彼らのガロ川火山岩類)は下位の黒松内層を不整合に覆い、上位の瀬棚層に不整合に覆われるものとした。このように、とくに黒松内層・“ガロ川噴出物層”・瀬棚層の層位およびそれらの関係について、さまざまな解釈がなされてきた(第1表)。

また、黒松内層および渡島半島各地の同層相当層の年代については、TSUCHI *et al.*(1981)などにより、地域によってかなりの相違が認められている。とくに、模式地付近の同層の年代が上部鮮新統(たとえば、尾田, 1981)なのに対し、他地域の同層相当層の年代は上部中新統～鮮新統(高橋ほか, 1980 など)であり、それらの違いについて検討の余地がある。

本研究は、以上の問題点を考慮して、模式地付近における黒松内層と“ガロ川噴出物層”，および瀬棚層の層序を再検討し、さらに微化石層位学的にそれらの年代を検討することを目的としている。そのため、黒松内低地帯を中心とする地域の八雲層より上位の上部新生界について調査を行った。その結果、それらの層位、とくに黒松内層および“ガロ川噴出物層”の層位に関して、従来とはかなり異なる見解を得た。また、模式地付近の黒松

第1図. 位置図.

第1表. 研究者別層序対照表.

長尾・佐々(1933)	本 研 究	SAWADA(1962)
モヨキ砂礫層	知来砂礫粘土部層	Soibetsugawa Formation
ソイバツ砂層	中ノ川砂泥部層	Nakanokawa Formation
中ノ川砂泥互層	貝殻淵砂礫部層	Kaigarabuchi Conglomerate Member
貝殻淵砂礫層	白炭川砂礫部層	Garogawa Andesitic Agglomerate Member
ガロ川噴出物層	朱太砂岩シルト岩部層	Kuromatsunai Formation
歌才砂岩泥岩互層	ガロ川噴出物部層	
朱太砂質泥岩層	二 股 層	
ガロ川凝灰質砂岩層	八 雲 層	Yakumo Formation
八 雲 統		

池谷・林(1982)	本 研 究	久保ほか(1983)
知来含砂礫粘土部層	知来砂礫粘土部層	知来川層
中ノ川シルト部層	中ノ川砂泥部層	中ノ沢川層
貝殻淵砂礫部層	貝殻淵砂礫部層	瀬 棚 層
白炭川砂礫部層	白炭川砂礫部層	
賀老川噴出物部層	朱太砂岩シルト岩部層	ガロ川火山岩類
朱太砂岩シルト岩部層	ガロ川噴出物部層	シルト岩部層
ソイバツ火山砕屑岩部層	二 股 層	凝灰角礫岩変質安山岩部層
八 雲 層	八 雲 層	八 雲 層

間を結ぶ実線は、結ばれている2つの地層が互に対応することを示し、破線は、2つの地層が特定地域または特定層準で一部対応することを示す。

本研究の白炭川砂礫部層・貝殻淵砂礫部層・中ノ川砂泥部層・知来砂礫粘土部層は、瀬棚層の部層。同様に、ガロ川噴出物部層・朱太砂岩シルト岩部層は、黒松内層の部層。HA: 二股緑色安山岩。

内層と渡島半島内の黒松内層相当層の対比についての考察を行った。

本研究を進めるにあたり、東北大学理学部の高柳洋吉

第2図. 地質層序図.

1: 礫・砂・泥・亜炭互層, 2: 泥または泥岩, 3: 細～中粒砂または細～中粒砂岩, 4: 中～粗粒砂または中～粗粒砂岩, 5: 礫または礫岩, 6: 頁岩, 7: 火山灰または凝灰岩, 8: 軽石質砂または凝灰質砂岩, 9: 火山角礫岩・凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩, 10: 溶岩類, 11: 斜交層理.

教授には、研究全般にわたり多くの御指摘・御助言をいただいた。また、同・小笠原憲四郎博士には貝化石を、同学教養部の相馬寛吉教授には花粉化石を、熊本大学理学部の尾田太良助教授には浮遊性有孔虫化石を、それぞれ同定していただいた。また、岩石薄片の同定にあたって、東北大学教養部の吉田武義助教授にお世話になった。北海道大学理学部の棚井敏雅名誉教授および佐藤誠司講師には、本地域の地質について数々の御教示をいただいた。東京都立福生高校の林 慶一氏、東北大学大学院の野田芳和氏には、現地において、多くの御指摘・御助言をいただいた。以上の方々に深謝の意を表する。

地質概説

本地域に分布する上部新生界は、下位より、硬質頁岩を主とする八雲層、その上位に整合に重なり、溶岩、火山碎屑岩、砂岩などからなる二股層、それを不整合に覆い、下部は溶岩・火山碎屑岩、上部は砂岩・シルト岩を主とする黒松内層、さらにそれらを不整合に覆い、礫、砂、シルト、粘土、亜炭などからなる瀬棚層に区分される。これらの各層は、さらに、熱郭火山灰層、段丘堆積物、沖積層により、不整合に覆われる(第2図)。

二股層および黒松内層下部を構成する火山岩類は、ほとんどが輝石安山岩質で、その上位層に含まれる礫も、これと同質なものが多い。また、二股層および瀬棚層は、他の各層に比べて岩相の側方変化が著しい。

上部新生界の地質構造は、ほぼ南北に延びる褶曲軸およびほぼ南北の走向をもつ断層によって特徴づけられる。それらのうち低地帯中央部の丸山から歌才に延びる背斜の軸は、上下に波打っており、顕著なデプレッションが熱郭付近に認められる。黒松内低地帯は、全体として上部新生界の向斜部に位置する。

地質各説

1. 八雲層(Yakumo Formation)

命名: 長尾・佐々(1933).

模式地: 本地域の南方、山越郡八雲町上八雲付近の遊楽部川流域。

層厚: 添別川で 600 m 以上。

分布: 黒松内低地帯の西方に分布する。

岩相: 主として暗灰色～暗青灰色の硬質頁岩からなり、凝灰岩を挟有する。硬質頁岩は一般に緻密・堅硬で、局所的に珪質になる。添別川では、本層最上部は砂質頁岩よりなる。凝灰岩は一般に酸性で、粒度はシルト～中粒砂である。また、局所的に粒度の大きい石英粒が認められる。

化石: 本層より普遍的に *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) を産した(本論では、本調査において産出したものを記載する。以下同様)。

2. 二股層(Futamata Formation)

命名: 長尾・佐々(1933)の二股緑色安山岩を再定義。

長尾・佐々(1933)が記載した、本地域南西部に分布する“二股緑色安山岩”と、本地域西部に分布する“黒松内統下部のガロ川凝灰質砂岩層”を、池谷・林(1982)は同一層準と考え、それらを“黒松内層下部のソイベツ火山碎屑岩部層”として一括した。上記の“二股緑色安山岩”と“ガロ川凝灰質砂岩層”がともに下位

の八雲層を整合に覆うことから、筆者らも、それらは同一層準にあると考える。また、本地域西部に分布する“ガロ川凝灰質砂岩層”が筆者らの黒松内層下部のガロ川噴出物部層に不整合に覆われ、黒松内層とはまったく異なる層準にあることも確認した。このため、黒松内低地帯周辺の山地に分布し、池谷・林(1982)によって黒松内層下部の単元として扱われた地層を黒松内層から分離させ、長尾・佐々(1933)による二股緑色安山岩の名をとって、二股層として再定義する。

本層は池谷・林(1982)の“ソイベツ火山碎屑岩部層”にはほぼ一致する。しかし、彼らの同部層は、低地帯中央部に分布する筆者らの黒松内層ガロ川噴出物部層を含んでいる。また、彼らは賀老川に露出する本層最上部の砂岩層を“黒松内層上部の朱太砂岩シルト岩部層”に含めていたが、筆者らは黒松内層下部のガロ川噴出物部層がこの砂岩層を不整合に覆うことを確認した。したがって、ソイベツという名を層名に用いると対比上の混乱が生じる恐れがあるので、長尾・佐々(1933)の二股という名を採用する。

模式地: 山越郡 長 万部町北西の二股川中流域。

副模式地: 寿都郡黒松内町西方の添別川中流域。

長尾・佐々(1933)は模式地を特定していないが、後に SAWADA(1962)が二股川流域を模式地に指定した。模式地には著しく変質した火山碎屑岩類が分布している。一方、その北方の添別川では同層準の火山碎屑岩類には変質はほとんど認められない。このように、模式地の岩相とは対照的な非変質の火山碎屑岩類が分布する添別川流域を、副模式地として指定する。

層厚: 模式地を含む南西部では、変質が著しく、また地質構造が明らかでないため、確かな層厚は不明。副模式地の添別川で約 450 m。

分布: 黒松内低地帯周縁部に分布する。

岩相: 本層の非変質部は主に、普通輝石紫蘇輝石安山岩または紫蘇輝石普通輝石安山岩の溶岩、同質の火山角礫岩および凝灰角礫岩、暗灰色を呈する砂質凝灰岩および凝灰質砂岩からなり、賀老川において最上部に青灰色細～中粒砂岩を伴う。また一般に岩相の側方変化が著しい。火山角礫岩および凝灰角礫岩は、基質が暗灰色砂質凝灰岩、礫が径 2～15 cm の角～亜角礫であり、礫の中には径 4 m に達するものもある。そのほか、添別川、黒松内川などでは枕状溶岩・ピロープレッチャ・ハイアロクラスタイトが認められる。

副模式地の添別川中流では、下位より、火山礫凝灰岩、ハイアロクラスタイト、ピロープレッチャ、および層理の明瞭な暗青灰色の粗粒砂岩の順に重なる。粗粒砂

岩は厚さ数 m の火山角礫岩および凝灰角礫岩を挟有する。また、この砂岩は酸性の凝灰質であり、とくに上部には石英粒が普遍的に含まれる。添別川の南方の賀老川でも細～中粒砂岩が認められるが、これは中性～塩基性の凝灰質であり、添別川の砂岩層とは岩質を異にしている(第 5 図の 1, 2, 3)。

本地域南西部では、本層は広範囲にわたって変質している。一般に青緑色～淡緑色を呈するが、変質の著しいところでは灰白色となる。黒松内川では、変質を受けていないものから変質を強く受けたものへ漸移していく過程が認められる。これらの原岩は輝石安山岩の溶岩および同質の火山碎屑岩などであるが、各単層の境界は不明瞭なことが多い。筆者らは変質の程度を、原岩の判別がやや困難なもの(中変質)と、灰白色に変質し原岩の判別がかなり困難なもの(強変質)の 2 段階に区分した(第 3, 4 図)。

賀老川では、本層最上部は均質で淘汰がよい青灰色～淡灰色細粒砂岩からなり、しばしば 10～500 cm の中粒砂岩を挟有する。層厚は、約 100 m である(第 5 図の 2)。

下位層との関係: 八雲層を整合に覆う。

本地域南西部の二股川では八雲層の頁岩が変質安山岩に、また西部の添別川では同じく火山礫凝灰岩に、どちらも互層部を経て漸移する(第 6 図)。下位の八雲層との境界は、互層部を含めて変質安山岩類または火山碎屑岩類の基底におく。黒松内川では断層で接する。

化石: 賀老川の本層最上部の砂岩より、第 2 表に示す珪藻化石を検出した。

3. 黒松内層(Kuromatsunai Formation)

命名: 長尾・佐々(1933)の黒松内統を以下のように再定義する。

長尾・佐々(1933)は、黒松内低地帯中央部の中粒砂岩～シルト岩層(“歌才砂岩泥岩互層”および“朱太砂質泥岩層”)と、その下位の火山碎屑岩類(“ガロ川凝灰質砂岩層”)を一括して“黒松内統”とし、“瀬棚統”に不整合に覆われるとした。また、本地域西部では“黒松内統”は“ガロ川噴出物層”に不整合に覆われるとした。しかし、今回の調査の結果、低地帯中央部の“ガロ川凝灰質砂岩層”は本地域西部の“ガロ川噴出物層”の上部と同一単元であることが明らかになった。そこで本論では、本層の模式地である低地帯中央部については長尾・佐々(1933)の定義を踏襲して、中粒砂岩～シルト岩層とその下位の火山碎屑岩類を一括したものを黒松内層とする。さらに、この火山碎屑岩類が“ガロ川噴出物層”の一部であることから、これをガロ川噴出物部層として

第3図. 地質図.
 1: 沖積層, 2: 扇状地堆積物, 3: 第4段丘堆積物, 4: 第3段丘堆積物, 5: 第2段丘堆積物, 6: 第1段丘堆積物, 7: 熱郭火山灰層, 8~11: 瀬棚層(8: 知米砂礫粘土部層, 9: 中ノ川砂泥部層, 10: 貝殻淵砂礫部層, 11: 白炭川砂礫部層), 12~13: 黒松内層(12: 朱太砂岩シルト岩部層, 13: 万口川噴出物部層), 14~17: 二股層(14: 主部(非変質), 15: 最上部砂岩層, 16: 変質部(中変質), 17: 変質部(強変質)), 18: 八雲層.

第4図. 地質断面図.

凡例は第3図参照. SL: 海水準.

木部層下部に含める. 中粒砂岩～シルト岩層については, すでに池谷・林(1982)によって朱太砂岩シルト岩部層と命名されており, ここでもその名称を用いる.

一方, 本地域西部の賀老川に露出する砂岩層を池谷・林(1982)は朱太砂岩シルト岩部層に含めた. しかし前述のように, それは二股層の最上部に位置づけられるものであり, 本層からは除かれる.

模式地: 寿都郡黒松内町市街南東方, 賀老橋付近の朱太川流域.

層厚: 黒松内低地帯中央部で約 550 m. 本地域西部ではガロ川噴出物部層のみが分布する.

分布: 黒松内低地帯中央部および本地域西部に分布する.

岩相: 下部のガロ川噴出物部層は主に溶岩および火山砕屑岩類からなり, 上部の朱太砂岩シルト岩部層は主に中粒砂岩～シルト岩からなる.

下位層との関係: 二股層を不整合に覆う. この層位関係は, 賀老川中流の露頭においてよく観察される. そこでは, ①本層の下部層であるガロ川噴出物部層の走向・傾斜が $N 31^{\circ}W, 49^{\circ}E$ であるのに対し, 下位の二股層のそれは $N 19^{\circ}W, 86^{\circ}W$ (逆転) で, とくに両層の傾斜に, 著しい違いが認められる. また, ②二股層の上限には凹凸に富んだ明瞭な侵蝕面が認められる. 加えて, ③本層最下部の砂岩礫岩互層中の礫は安山岩および細粒砂岩であり, この細粒砂岩礫は淡灰色を呈し, 均質で淘汰がよいことから直下の二股層最上部の細粒砂岩層に由来したと考えられる. さらに, ④二股層最上部の細粒砂岩層はこの露頭でのみ観察され, ほかの沢で見出されない

が, これは黒松内層の堆積前に侵蝕により削剥されたためと考えられる. 従来の研究者もこの露頭に着目しており, 長尾・佐々(1933, 第4図)は彼らの“黒松内統ガロ川凝灰質砂岩層”と“ガロ川噴出物層”の不整合として, 池谷・林(1982, 第6図)は彼らの“黒松内層朱太砂岩シルト岩部層”と“瀬棚層賀老川噴出物部層”の不整合として, また久保ほか(1983, 第16図)は彼らの“黒松内層シルト岩部層”と“ガロ川火山岩類”の不整合として, それぞれ認識した.

SAWADA(1962)は, 低地帯中央部において, “黒松内層”の砂岩・シルト岩層の上位に火山砕屑岩類が整合的に重なるとし, またこの火山砕屑岩類を“ガロ川噴出物層”と同一単元の地層とみなして, これらを“黒松内層ガロ川安山岩質集塊岩”として扱った. しかし, 低地帯中央部では明らかに黒松内層の砂岩～シルト岩層が下位の火山砕屑岩類を整合に覆っているものであり(池谷・林, 1982; 久保ほか, 1983 など, この層序関係を認めている), SAWADA(1962)の述べるような層序は認められない.

a ガロ川噴出物部層 (Garogawa Volcanic Product Member)

命名: 長尾・佐々(1933)のガロ川噴出物層を再定義.

長尾・佐々(1933)の“ガロ川噴出物層”および低地帯中央部に分布する“黒松内統ガロ川凝灰質砂岩層”をあわせて, 本部層とする.

模式地: 寿都郡黒松内町西方の賀老川中流域.

層厚: 中ノ沢川付近で最も厚く, 約 700 m. 南北方向

第5図. 地質柱状図.

直線: 整合(破線は未確認), 波線: 不整合(点線は未確認), F: 断層.

Ch: 知来砂礫粘土部層, N: 中ノ川砂泥部層, Kg: 貝殻砂礫部層, Sz: 白炭川砂礫部層, Km: 朱太砂岩シルト岩部層, G6~G1: ガロ川噴出物部層 (G6: 凝灰質粗粒砂岩部, G5: 凝灰岩部, G4: 多孔隙岩・火山砕屑岩部, G3: 溶岩・火山砕屑岩部, G2: 枕状溶岩・ピロープレツチャ部, G1: 砂岩・礫岩部), Ht・Hs・Hp: 二股層(Ht: 主部(非変質), Hs: 最上部砂岩部, Hp: 変質部), Y: 八雲層.

河川名 1: 添別川, 2: 賀老川, 3: 貝殻沢川, 4: 中ノ沢川, 5: 黒松内川, 6: トナムナイ川, 7: 歌才川, 8: 歌才川および朱太川, 9: 失太川, 11: 熱郭川, 13: 下チヨボシナイ川, 14: 白炭川. (10, 12は道路沿い.)

微化石産出地点(たとえば, 第2表および表3表に対応する).

第6図. 八雲層と二股層の境界付近の露頭柱状図(添別川および二股川).
凡例は第5図参照.

に急激にその厚さを減じ、消滅する。黒松内低地帯中央部では約 200 m.

分布: 黒松内低地帯中央部および本地域西部に分布する。

岩相: 模式地の賀老川では、本部層最下部は暗灰色の凝灰質砂質礫岩および凝灰質粗粒砂岩の互層(第5図のG1, 以下同様)からなり、黒松内層の「下位層との関係」の項でも述べたように、下位の二股層を傾斜不整合に覆っている。礫は中礫大の円～亜円礫で、安山岩および細粒砂岩を主とする。この互層の層厚は約 15 m である。本部層が最も厚く分布する本地域西部の中ノ沢川では、G1 は安山岩礫のみからなる厚さ 6 m の礫岩層に移化している。礫は中礫大の円～亜円礫で、基質は凝灰質砂岩である。その上位は、下位より普通輝石安山岩の枕状溶岩およびピロブレッチャ(G2), 同質の溶岩および基質が暗灰色砂質凝灰岩の同質凝灰角礫岩および火山角礫岩(G3)と重なる。さらに上位に、多孔質の安山岩溶岩および同質凝灰角礫岩(G4), 最上位に灰白色～黄褐色粗粒砂質凝灰岩(G5)が重なる(第5図の4)。G5 は、層厚 30 cm 内外の白色～灰白色を呈する軽石の濃集層を数層挟有する。模式地の賀老川では、最下部の砂岩礫岩互層(G1)の上に、直接多孔質溶岩および凝灰角礫岩(G4)が重なる(第5図の2)。

低地帯中央部の歌才川下流では、西部地域の層序のうち、上部のみが確認される。すなわち、下位より、一部多孔質の安山岩を角礫とする凝灰角礫岩および火山角礫

岩(G4), 灰白色～黄褐色粗粒砂質凝灰岩(G5)と重なる。さらに最上部には、暗灰色～灰色凝灰質粗粒砂岩層(G6)が重なり、凝灰角礫岩および中礫大の円～亜円礫からなる礫岩層を挟有する(第5図の7, 8)。

これらのうち、本地域西部と低地帯中央部の双方において認められた G4 および G5 を鍵層として地域内対比を行った。G4 の溶岩および凝灰角礫岩・火山角礫岩の礫は、デイサイトに近い細粒の紫蘇輝石普通輝石安山岩であり、しばしば孔隙に富む。溶岩の孔隙は一般に層理面に平行に延びており、また孔隙の周囲は青灰色～灰白色を呈することが多い。本地域西部ではそれらの大部分が多孔質であって、ここでは、溶岩および安山岩礫に周縁急冷相を伴う場合がとくに多い。また、凝灰角礫岩・火山角礫岩の基質は灰色～黄褐色を呈する砂質凝灰岩であり、二股層のそれが一般に暗灰色を呈するのとは異なっている。さらに、G4 の火山岩類は二股層と異なり、変質作用を被っていない(これは同部層全般にわたっていえる特徴である)。一方、G5 は灰白色～黄褐色を呈する軽石質の粗粒砂質凝灰岩であり、安山岩の中礫大の角礫～亜円礫を含む。礫はしばしば孔隙に富み、西部ではほとんどが多孔質である。鏡下では、ガラスのほか、少量の角閃石、輝石、および石英が認められる。

b 朱太砂岩シルト岩部層(Shubuto Sandstone and Siltstone Member)

命名: 池谷・林(1982)の黒松内層朱太砂岩シルト岩部層を再定義。

池谷・林(1982)の“黒松内層朱太砂岩シルト岩部層”のうち、低地帯中央部に分布するもののみを本部層とする。

模式地: 寿都郡黒松内町市街南東 1.5 km の朱太川河岸の大崖。

層厚: 約 350 m.

分布: 黒松内低地帯中央部にのみ分布する。

岩相: 主として中粒砂岩～シルト岩からなる。最下部は、歌才川下流において、暗青灰色中粒砂岩よりなり、下位のガロ川噴出物部層の凝灰角礫岩層を整合に覆っている(第5図の7)。模式地ではその上位に暗青灰色～緑青灰色の層理の発達した細～中粒砂岩が重なり、さらに緑青灰色塊状細粒砂岩～シルト岩へと漸移している(第5図の8)。細～中粒砂岩中には、厚さ 80～100 cm のピンク色を帯びた灰白色の細粒凝灰岩層および石灰質団塊(岩質は細粒砂岩)の列を数層挟有する。朱太川貝殻橋東方および熱郭川中流では、下位は暗青灰色中粒砂岩、その上位に緑青灰色塊状細粒砂岩が漸移的に重なる(第5図の11)。朱太川貝殻橋東方では、中粒砂岩は多

くのサンドパイプを含む。

下位層との関係：ガロ川噴出物部層を整合に覆う。

化石：朱太川賀老橋付近，歌才川下流および熱郭川中流のシルト岩～中粒砂岩より，*Acila* cf. *nakazimai* OTUKA, *Chlamys* cf. *pilicaensis* KUBOTA, *Serripes* cf. *groenlandicus* (BRUGUIÈRE) などの貝化石を，また数層準から，第 3 表に示す有孔虫化石および第 2 表に示す珪藻化石を産出した。

4. 瀬棚層 (Setana Formation)

命名：長尾・佐々(1933)。

模式地：本地域の南西方，瀬棚郡今金町東方ポンチンコベ川の下流沿いおよび花石橋上流より利別川の河岸。

本層の模式地は，もともと瀬棚郡今金町メツ川^{メツ川}の貝殻橋付近の崖とされていたが，その後，沢田(1961)，KANNO(1962)，橋本ほか(1963)などの層位学的研究あるいは貝化石の検討により，この付近の地層が八雲層上部よりも下位であることが判明し，池谷・植松(1968)によって上記の地に再指定された。

層厚：本地域北部で最も厚く，500～600 m，南部では約 400 m，中部では薄くなり，約 200 m。

分布：黒松内低地帯内全域に広く分布する。

岩相：一般には，下部から上部に向かって砂礫層，砂泥層，砂礫粘土層と重なるが，岩相は側方へも変化する。本層は岩相層序によって，下部の白炭川砂礫部層および貝殻淵砂礫部層，中部の中ノ川砂泥部層，上部の知来砂礫粘土部層に 4 分される。

下位層との関係：本地域中部および西部では黒松内層を，北部および南西部では二股層を，不整合に覆う。

この層位関係は，本地域西部の中ノ沢川下流，貝殻淵川下流，黒松内川中流，および中央部の中里西方 1 km の崖，北東部の白炭川中流などにおいて認められる。すなわち，中ノ沢川下流では，①下位の黒松内層ガロ川噴出物部層(N 34°W, 40°E)と上位の瀬棚層貝殻淵砂礫部層(N 33°W, 10°E)の傾斜に著しい違いがある。また，②ガロ川噴出物部層が角礫～亜円礫を含む灰白色～黄褐色の粗粒砂質凝灰岩層であるのに対し，貝殻淵砂礫部層は砂層・泥層・亜炭層を挟有する，円～亜円礫からなる中礫層であり，岩相に大きな差がある。このほか，中里西方の崖では，瀬棚層貝殻淵砂礫部層の中礫層が黒松内層朱太砂岩シルト岩部層の細粒砂岩層を不整合に覆い，また白炭川中流では，瀬棚層白炭川砂礫部層の礫層が二股層の凝灰角礫岩層を不整合に覆っているのが認められる。

a 白炭川砂礫部層 (Shirozumigawa Sand and Gravel Member) 〈新称〉

本部層は軽石質の砂層および礫層で特徴づけられ，層位的には瀬棚層最下部に位置する(椿原，1985 MS)。これは，池谷・林(1982)の瀬棚層賀老川噴出物部層のうち，本地域北東部に分布する地層にほぼ相当する。

模式地：寿都郡黒松内町北東の白炭川中流域。

層厚：0～150 m。模式地の白炭川で約 100 m。下チョボシナイ川で約 150 m。南北方向および西方に向かって薄化消失する。

分布：黒松内低地帯北東縁部に分布する。

岩相：模式地の白炭川では，本部層最下部に厚さ約 1 m の基底礫層が認められる。礫は中～大礫大の安山岩の円～亜円礫を主とする。その上位には，青灰色細粒砂を基質とする細礫層，および軽石粒を点在する暗青灰色の細～粗粒砂層が重なる。上部は主に黄褐色～灰白色の軽石質中粒砂～細礫よりなる。チョボシナイ川および下チョボシナイ川では，本部層最上部は軽石粒を含む粗粒砂からなり，その上位の貝殻淵砂礫部層の暗灰色粗粒砂に移化するのが認められる(第 5 図の 13, 14)。

チョボシナイ川および下チョボシナイ川に露出する本部層最上部には，斜交層理の発達した厚さ 2～4 m の軽石の濃集層(鍵層 K 1)が認められる。K 1 は暗灰色粗粒砂を基質とし，厚さ数 cm～数 10 cm の著しく軽石の濃集した層と軽石が基質中に散在した層とが繰り返して斜交層理を形成している。軽石は一般に径 5 mm 以下で，灰白色を呈するが，淡黄色や淡青色に変色しているものもある。鏡下では，ガラスのほかに細粒の角閃石，石英などが極く少量認められる。K 1 は，本部層分布域から南方に追跡でき，熱郭原野および豊幌付近では貝殻淵砂礫部層中に挟在することが確認された(第 5 図の 12, 13)。豊幌北方では，K 1 は葉理の発達した厚さ 2 m の軽石質細粒砂～シルト層に移化している。

下位層との関係：黒松内層を欠いて，その下位の二股層を直接不整合に覆う。

b 貝殻淵砂礫部層 (Kaigarabuchi Sand and Gravel Member)

命名：長尾・佐々(1933)。池谷・林(1982)により再定義。

模式地：寿都郡黒松内町市街南東 3.5 km の朱太川河岸。

層厚：本地域北部および南部で 100～300 m。本地域中部および黒松内低地帯西縁部でその厚さを減じ，20～200 m。

分布：黒松内低地帯全域にわたって，広く分布する。

岩相：斜交層理の発達する固結度の低い砂礫層からなる。山地または丘陵地の縁辺部では砂量が少なく，礫層

となっている場合が多い。とくに低地帯西縁部では、大部分が中礫大の円～亜円礫を主とする礫層よりなる。その基質は軽石質粗粒砂であり、礫層は北部で安山岩および頁岩が多く、南部ではこれらにチャートなどが加わる。

低地帯内では、大部分が砂層よりなり、厚さ 3～10 m の礫層を数層挟有する。砂層は石英粒に富む暗灰色ゴマ塩状の粗粒砂からなり、東部では軽石粒を多く含む。また中部では、数層の化石密集層が挟在する。このほか、南部の知来川中流では、本部層上部に灰白色の軽石質砂層が挟在している。これは池谷・林(1982)が“軽石凝灰岩層 C1”として記載したものに相当する。

下位層との関係：本地域中部および西部では黒松内層を、北部および南西部では二股層を不整合に覆う。本地域北東部では、本部層下部は白炭川砂礫部層と同時異相の関係にあり、また本部層上部は同部層を整合に覆う。

化石：化石密集層より、*Limopsis tokaiensis* YOKOYAMA, *Chlamys chinkopensis* MASUDA and SAWADA, *C. cosibensis* (YOKOYAMA), *C. daishakaensis* MASUDA and SAWADA, *C. tamurae* MASUDA and SAWADA, *C. pilicaensis* KUBOTA, *C. erythrocomatus* (DALL), *Swiftopecten swiftii* (BERNARDI), *Yabepecten tokunagai* (YOKOYAMA), *Monia macroschisma* (DESHAYES) などの二枚貝のほか、巻貝、ウニ、コケムシ、フジツボ、および第 3 表の STK-5, 6 に示す有孔虫化石を検出した。

c 中ノ川砂泥部層 (Nakanokawa Sand and Mud Member)

命名：長尾・佐々(1933)。池谷・林(1982)により再定義。

模式地：寿都郡黒松内町北方の白炭川と下白炭川の合流点付近。

層厚：白炭より黒松内に至る地域で最も厚く、200 m～300 m。南方および北東方に向かってその厚さを減じ、南方では^{わらびたい}蕨岱付近、北東方では白炭川中流域で消滅する。

分布：黒松内低地帯中部から北部にかけて分布する。

岩相：本部層は主に青灰色～暗青灰色または緑青灰色の細粒砂・シルト・粘土からなり、まれに細礫～中礫大の安山岩の円～亜円礫を含む。模式地では、緑青灰色の塊状細粒砂よりなり、ごく少量の中礫大の安山岩の円～亜円礫を含む。添別川付近では、八雲層起源と考えられる径 1 cm 以下の頁岩の円礫を多く含む。

下位層との関係：貝殻淵砂礫部層を整合に覆い、一部でこれと指交する。低地帯西縁部では、貝殻淵砂礫部層の礫層が本部層の砂層や泥層に、互層部を経て漸移す

る。ここでは、下位の貝殻淵砂礫部層との境界を互層部を含めて礫層の上限におく。熱郭川中流では、貝殻淵砂礫部層と本部層下部との大規模な指交関係が認められる。

化石：中ノ沢川下流の細粒砂より、*Homalopoma amussitatum* (GOULD), *Mitrella bicinita* (GOULD), *Chlamys daishakaensis* MASUDA and SAWADA, *Lucinoma annulata* (REEVE), *Clinocardium californiense* (DESHAYES) などの二枚貝のほか、巻貝、ウニ、および第 3 表の STN-1 に示す有孔虫化石を検出した。また白炭付近の細粒砂より、*Chlamys pilicaensis* KUBOTA, *Mizuhopecten yessoensis* (JAY) などの二枚貝のほか、巻貝、および第 3 表の STN-4, 5 に示す有孔虫化石を検出した。歌才川下流の細粒砂からは、第 2 表の STN-3 に示す珪藻化石を検出した。

d 知来砂礫粘土部層 (Chirai Sand, Gravel and Clay Member)

命名：池谷・林(1982)。

模式地：山越郡長万部町知来付近の知来川河岸。

層厚：模式地付近で最も厚く、約 100 m。白炭東方では約 50 m。

分布：黒松内低地帯内の向斜軸部に、散在的に分布する。

岩相：本部層は主に、礫、砂、シルト、粘土、炭質シルト、炭質粘土および亜炭の互層よりなる。各単層の厚さは 1 cm～2 m、ときに 10 m 以上におよび、一般にその側方変化が著しい。

下位層との関係：本地域北部では中ノ川砂泥部層を整合に覆い、一部でこれと指交する。南部では中ノ川砂泥部層を欠き、貝殻淵砂礫部層を直接整合に覆う。

化石：海生生物の化石は産出しなかったが、模式地より、花粉化石 *Anemone* sp., *Artemisia* sp., *Betula* sp., *Cyperus* sp., Gramineae gen. and sp., *Lilium* sp., *Pinus* sp., *Polypodium* sp., *Selaginella* sp. を検出した。

5. 熱郭火山灰層 (Neppu Ash Bed)

命名：矢島・陸川(1939)。

長尾・佐々(1933)の熱郭浮石層、湊・長谷川(1959)の熱郭熔結凝灰岩、および池谷・林(1982)の熱郭火山灰層に相当する。久保ほか(1983)は本層を熱郭軽石流堆積物と命名したが、本研究では軽石流堆積物である積極的な証拠を得られなかったため、熱郭火山灰層という名称を踏襲しておく。

模式地：寿都郡黒松内町市街東方 3 km の熱郭川の南河岸。

層厚：最大 15 m。

第2表. 珪藻化石リスト.

Species	Formation	FUTAMATA F.				KUROMATSUNAI F.										SETANA F.			
	Locality	HT-1	HT-2	HT-3	HT-4	KM-2	KM-3	KM-4	KM-5	KM-6	KM-7	KM-8	KM-9	KM-10	KM-11	KM-13	KM-14	KM-15	STN-3
Abundance		C	A	A	A	R	R	C	R	A	A	C	R	R	R	C	C	A	R
Preservation		M	G	G	G	P	P	M	M	G	M	M	M	P	P	P	M	M	P
<i>Cocconeis costata</i> GREGORY			+					+		+	+	+		+		+	+	+	
<i>C. scutellum</i> EHR.										+	+	+				+	+		
<i>Coscinodiscus marginatus</i> EHR.			+	+	+	+	+	+		+		+							+
<i>Denticulopsis hustedtii</i> (SIMONSEN and KANAYA) SIMONSEN					+	+													
<i>D. katayamae</i> MARUYAMA					+														
<i>D. seminae</i> (SIMONSEN and KANAYA) SIMONSEN									+			+						+	
<i>D. seminae</i> var. <i>fossilis</i> (KOIZUMI) SIMONSEN								+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	
<i>Goniothecium tenue</i> BRUN		+			+														
<i>Grammatophora</i> spp.										+							+		
<i>Nitzschia rolandii</i> SCHRADER					+														
<i>Paralia sulcata</i> (EHR.) CLEVE						+										+			
<i>Rhizosolenia borboi</i> (BRUN) TEMPERE and PERAGALLO		+	+	+	+						+							+	
<i>Stephanopyxis turris</i> (GREVILLE and ARNOTT) RALFS		+		+							+							+	
<i>Thalassionema nitzschioides</i> GRUNOW															+				
<i>T. robusta</i> SCHRADER		+																	
<i>T. schraderi</i> AKIBA		+																	
<i>Thalassiosira antiqua</i> (GRUNOW) CLEVE				+	+														
<i>T. nidulus</i> (TEMPERE and BRUN) JOUSE																		+	
Zones	<i>Thalassionema</i> <i>schraderi</i> Zone					?		<i>Denticulopsis</i> <i>seminae</i> var. <i>fossilis</i> Zone						?		<i>D. seminae</i> var. <i>fossilis</i> Zone			?

微化石産出地点については第7図参照.

分布: 模式地付近にのみ分布する.

岩相: 灰白色の中～粗粒砂質火山灰で, 無層理塊状を呈し, しばしば中礫大の軽石, 木炭, 径1 cm以下の安山岩の円～亜円礫を含む. 鏡下ではガラスが非常に多く, そのほか斜長石, 石英や細粒の輝石, 角閃石が少量認められる. 湊・長谷川(1959)は本層を溶結凝灰岩としているが, 本地域では溶結はまったく認められない. なお, 本層の年代については, 湊・長谷川(1959)の 25,000 years BP, および山岸(1984)の 40,000 years BP 以上という報告がある.

下位層との関係: 瀬棚層を不整合に覆う.

6. 段丘堆積物

黒松内低地帯には, 段丘が日本海側から太平洋側まで広い範囲にわたって発達している. それらは大きくみて4段に区分される. 第1段丘の平坦面は, 本地域南東方の写万部山南麓付近でよく保存されており, その高度は80～100 mである. 他の3つの段丘は, 日本海側から太平洋側まで追跡できる. 各段丘の海岸付近の平坦面高度は, 高位のものより, 40～60 m, 20～40 m, 10～

20 m である. 第2段丘は, 分水嶺にあたる蕨岱付近で沖積面より約20 m高い位置にある. 第3段丘は, 蕨岱付近, 豊幌付近, 白井川付近で沖積面とほぼ同一高度になる. また第4段丘は, 黒松内川栄橋付近, 蕨岱より南方約1 km 付近, 朱太川貝殻橋付近, 白井川西方大谷地付近で, 沖積面とほぼ同一高度になる. これらの段丘は, 一般に円磨度のよい礫, 砂, シルト, 粘土などからなり, ときに火山灰層を挟有する. 層厚は1～10 m程度である.

黒松内低地帯の段丘は, 平坦面の他に傾斜面がよく発達する. これは主に, 旧期扇状地がその後の海水準変動によって段丘となり, その面が傾斜面となって残ったものと考えられる. また, 平坦面が傾動しているところもあり, それらは背斜軸部付近では凸面をなし, 向斜軸部付近では凹面をなしている. 第3段丘の年代について, 瀬川(1972)が堆積物中の木片による¹⁴C年代を 24,350 ± ¹⁵⁵⁰/₁₃₅₀ years BP と報告している. 一方, 層位学的には, 第2・第3段丘堆積物が熱郭火山灰層を不整合に覆っている. したがって, 前述の熱郭火山灰層の2

第3表. 浮遊性有孔虫化石リスト.

Species	Formation		Locality	
	KUROMA- TSUNAI F.	SETANA F.	KM-5 KM-12	STK-5 STK-6 STN-1 STN-4 STN-5
<i>Globigerina bulloides</i> d'ORBIGNY	+		+	+
<i>G. quinqueloba</i> NATLAND	+		+	+
<i>Globigerinoides ruber</i> (d'ORBIGNY)			+	+
<i>Globorotalia praeinflata</i> MAIYA, SAITO and SATO	+		+	+
<i>Neogloboquadrina asanoi</i> (MAIYA, SAITO and SATO)	+		+	+
<i>N. incompta</i> (CIFELLI)			+	+

微化石産出地点については第7図参照.

つの年代値のうち, この第3段丘の年代に対しては, 山岸(1984)の40,000 years BP以上という値の方が整合性が強いと言える.

なお, 第1・第2段丘はそれぞれ, 久保ほか(1983)の美畑・栄原段丘に, また第3・第4段丘はそれぞれ, 瀬川(1966)の長万部・長万部神社段丘に対比される.

微化石年代

賀老川に露出する二股層最上部の細粒砂岩より, 珪藻化石を検出した(第2表). 4試料HT-1~4には年代決定に有効な示準種が少ないものの, HT-1には *Thalassionema schraderi* が含まれ, かつ全体を通して *Rouxia californica* が認められない. このことから, 二股層最上部は *Thalassionema schraderi* 帯(KOIZUMI, 1985)に相当する可能性が高く, 上部中新統の中部と考えられる. この結果は久保ほか(1988)による“黒松内層”(筆者らの二股層)のK-Ar年代の 7.7 ± 1.7 Maと調和的である. なお, 上部の試料HT-3, 4に *Denticulopsis hustedtii* や *Denticulopsis katayamae* が含まれているが, 再堆積の可能性が強いため, 本論では重視しなかった.

黒松内層朱太砂岩シルト岩部層の幾つかの層準より珪藻化石および浮遊性有孔虫化石を検出した(第2表および第3表). 珪藻化石では, *Denticulopsis seminae* var. *fossilis* が連続的に産出する一方, *Denticulopsis kamtschatica* がまったく検出されないことから, 同部層は *Denticulopsis seminae* var. *fossilis* 帯(KOIZUMI, 1985)に同定される. また浮遊性有孔虫化石では, *Globigerina bulloides*, *Globigerina praeinflata*, *Neogloboquadrina asanoi* が産出し, 米谷(1978)の *Globigerina pachyderma* (D)/*Globorotalia orientalis* 帯の下部に相当する. したがって, 同部層は上部鮮新統の上部と判断される. これは,

尾田(1981)の結果と一致しており, さらに, 黒松内層が二股層の上位に位置するという岩相層序の結果とも調和的である.

瀬棚層貝殻淵砂礫部層の粗粒砂層からは, *Globigerina bulloides*, *Globigerina quinqueloba*, *Neogloboquadrina incompta* の浮遊性有孔虫化石が産出した. また, 同層中ノ川砂泥部層の細粒砂層からも同様の化石が検出され, さらに白炭北方の同部層中の試料STN-4からは, *Globigerinoides ruber* も検出された(第3表). これらの結果より, 瀬棚層は米谷(1978)の *Globigerina pachyderma* (D)/*Globorotalia orientalis* 帯の上部に相当し, 下部更新統と判断される.

二股層最上部の珪藻群集では, zone marker である *Thalassionema schraderi* の産出頻度が低く, 化石帯の確定度が弱い. その反面, *Coscinodiscus marginatus* が連続的に多産するという特徴があるため, この化石群集がいわゆる *Coscinodiscus marginatus* 帯に相当するとも結論できる.

Coscinodiscus marginatus 帯という化石帯は, 西南北海道の“黒松内層相当層”の生層序分析においてすでに使用されており, たとえば, 高橋ほか(1980)は黒松内西方山地の“黒松内層下部”からも *Coscinodiscus marginatus* 帯を報告している. この化石帯は, 新第三紀の示準化石である“*Denticula*”の仲間(*Denticulopsis* や *Neodenticula*)が検出されない上部中新統の珪藻群集に対して提唱された生層序単位であり, *Coscinodiscus marginatus* のアクメを特徴とする. 近年では, この化石帯に相当する層序区間から有力な示準種として *Thalassionema schraderi* が記載されたことに伴い(秋葉, 1982; AKIBA, 1982), 新たに *Thalassionema schraderi* 帯や *Rouxia californica* 帯が提唱され(KOIZUMI, 1985; AKIBA, 1986), この2帯が上部中新統の標準的な単位

第7図. 微化石産出地点図.

(国土地理院発行 5 万分の 1 地形図「長万部」および「黒松内」の一部に加筆).

になっている(たとえば, 尾田, 1986).

北村編(1986, 第 1 巻, その 4)によれば, 黒松内低地帯の黒松内層模式地で掘削された基礎試錐「黒松内」において, 深度300~380 m に分布する「黒松内層」が *Coscinodiscus marginatus* 帯に相当すると記述されている. しかし, 北村編(上記)の原典である石油公団(1982 MS)には, このような記述は確認ができなかった. 石油公団(1982 MS)では, 基礎試錐の岩相層序を近傍地域の層序と対比するために, 黒松内西方山地の層序と微化石

分析の結果が提示されており, その柱状図から「黒松内層下部」が *Coscinodiscus marginatus* 帯に相当する旨が読み取れる.

黒松内層に関する新見

本地域の上部新生界は, その層序関係については見解が異なるものの, 従来, 下位より硬質頁岩を主とする八雲層, 火山碎屑岩類および砂岩・シルト岩を主とする「黒松内層」, 火山碎屑岩類を主とする「ガロ川噴出物

層”, および礫, 砂, 泥を主とする瀬棚層と区分されてきた. この従来の層序区分では, 低地帯中央部の模式地付近に分布する黒松内層と, 本地域西部に分布する本論の二股層とを同一単元に含め, “黒松内層” として扱ってきた. しかし, 従来のいわゆる “ガロ川噴出物層” は, 低地帯中央部において黒松内層上部の砂岩・シルト岩層に整合に覆われることが明らかになったので, 本研究ではこの “ガロ川噴出物層” より砂岩・シルト岩層にいたる一連の地層に対して, 黒松内層という名称を与えた. 黒松内層は二股層を不整合に覆い, 瀬棚層に不整合に覆われる. ここでは, 従来の見解との相違点について検討を進める.

1. 模式地付近の黒松内層と西部の二股層との層位関係について

地質各説の黒松内層の項ですでに述べたように, 賀老川中流において “ガロ川噴出物層” (本論の黒松内層ガロ川噴出物部層) が, 下位の二股層を不整合に覆うのが認められる. しかし, 長尾・佐々(1933)は, この二股層の砂岩層や火山碎屑岩類と低地帯中央部の模式地付近の黒松内層を同一単元とみなし, あわせて “黒松内統” とした. 池谷・林(1982)は, 二股層の砂岩層と黒松内層模式地付近の朱太砂岩シルト岩部層を同一単元とみなし, これらを “朱太砂岩シルト岩部層” として一括した. また, 賀老川中流においてこの “朱太砂岩シルト岩部層” に整合に覆われる二股層の火山碎屑岩類を, “黒松内層ソイベツ火山碎屑岩部層” とした. 久保ほか(1983)は, 賀老川中流に露出する二股層の砂岩層や火山碎屑岩類を, 黒松内層模式地付近の朱太砂岩シルト岩部層と同一の地層単元に含め, “黒松内層シルト岩部層” とした. このように, 二股層を黒松内層と同一単元とみなすことで, “ガロ川噴出物層” が “黒松内層” を不整合に覆うという層位関係になっていた.

筆者らは, 地質各説で述べたように, 本地域西部と低地帯中央部の双方において認められた G4 および G5 を鍵層として, ガロ川噴出物部層の地域内対比を行った. G4・G5 の溶岩および安山岩礫には, 側方変化のために, 本地域西部の方がより多孔質であり, また西部では周辺急冷相を伴う場合が多いという地域的な岩相の違いはあるものの, 以下の理由からそれらが鍵層となり得ると考える. すなわち, ①とくに G4 の岩相は本地域内では特徴的であり, この岩相は西部および低地帯中央部に分布するガロ川噴出物部層以外の層準では認められなかった. ②G4 は模式地である賀老川から南方の黒松内川まで, また, その上位の G5 は貝殻沢川から中ノ沢川まで(他の沢では削剥されたものと考えられる)連

続して認められる. したがってこれら G4・G5 のセットは, 追跡容易な鍵層として認識できる. ③地質構造からみると, 西部のガロ川噴出物部層は黒松内町西方に軸をもつ向斜の西翼に, また低地帯中央部のそれはその向斜の東翼に露出している. 両者の距離が 3~4 km しか離れていないことから, G4 と G5 の両層が一連の地層として連続している可能性が十分考えられる. これらの理由から, 筆者らは G4 および G5 を鍵層として, 西部の “ガロ川噴出物層” と低地帯中央部の黒松内層模式地付近に分布する火山碎屑岩類とを対比し, 両者を黒松内層下部のガロ川噴出物部層として一括した.

微化石年代で述べたように, 二股層上部の砂岩層は上部中新統の中部に, 黒松内層朱太砂岩シルト岩部層は上部鮮新統の上部に相当する. また, 久保ほか(1988)による K-Ar 年代は, 彼らの “黒松内層” (筆者らの二股層) が 7.7 ± 1.7 Ma, 彼らの “ガロ川火山岩類” の試料 No. 2(産地は黒松内層ガロ川噴出物部層の模式地である賀老川中流, 筆者らの層序では同部層の最下部にあたりと判断される)が 4.38 ± 0.44 Ma である. これらの結果は, ガロ川噴出物部層が二股層の上位に位置し, 朱太砂岩シルト岩部層の下位に位置するとした, 筆者らの層序区分と調和的である. さらにガロ川噴出物部層は, 久保ほか(1988)の放射年代および朱太砂岩シルト岩部層の微化石年代より, 下部鮮新統~上部鮮新統下部の産物であると考えられる.

二股層最上部の砂岩層が賀老川以外では完全に削剥されたと考えられることから, 二股層とガロ川噴出物部層の間の著しい傾斜不整合は, かなりの時間間隙を示すものとみなされる. その間隙は少なくとも後期中新世後期の全期間にわたると見積もられる.

2. “ガロ川噴出物層” と瀬棚層との層位関係について

池谷・林(1982)および白井(1959)は, “ガロ川噴出物層” を瀬棚層の下部に位置づけ, 瀬棚層と同時異相の関係にある層序単元とした. 池谷・林(1982)は, 知来川上流において瀬棚層下部に挟在する彼らの “軽石凝灰岩層 C1” を, 中ノ沢川付近に分布する “ガロ川噴出物層” 中の軽石凝灰岩層(本論の G5 に相当)と同一層であるとした. 筆者らも, 知来川上流においてこの C1 の存在を確かめた. しかし, この C1 は知来川以外では確認できなかった. 実際, 池谷・林(1982)の地質柱状図から判断すると, 彼らも知来川および中ノ沢川付近以外では確認していない. また, 鉱物組成を調べてみると, C1 は比較的粒の大きい黒色の角閃石および石英を多く含むのに対し(久保ほか, 1983 も同様の報告をしている), G5 はガラスの他には粒の小さい淡緑色~淡

第4表. 渡島半島各地域における，“黒松内層相当層”の微化石年代および放射年代.

地 域	地 層	微化石年代	文 献
黒松内低地帯	黒松内層上部	上部鮮新統	尾田(1981)および本研究
今金東方	“黒松内層”	最上部中新統～下部鮮新統	嵯峨山・八幡(1987)
北檜山南方	真駒内層	下部鮮新統	嵯峨山・八幡(1987)
黒松内西方	“黒松内層” 下部	上部中新統	高橋ほか(1980)
今金	“黒松内層”	上部中新統	高橋ほか(1980)
熊石	江差層上部	上部中新統	高橋ほか(1980)
熊石	館層	鮮新統	高橋ほか(1980)
館	館層上部	鮮新統	高橋ほか(1980)
地 域	地 層	放射年代 (Ma)	文 献
江差・上ノ国	館層上部	4.0, 5.2 $\pm$ 0.3	通産省資源エネルギー庁(1981)
館	厚沢部層上部	7.3 $\pm$ 0.9, 8.1 $\pm$ 0.8	興水ほか(1986)

褐色の角閃石，黒色の輝石，および石英が少量認められるのみであり，両層を対比するのは困難である。

白井(1959)は本地域に分布する瀬棚層の底生有孔虫化石を調べ，その群集の違いから東部に分布する層準より西部のそれの方が上位であるとした。そして，東部で瀬棚層が堆積している時に，西部では“ガロ川噴出物層”が堆積したとした。白井(1959)の試料採集位置を筆者らの層序にあてはめると，東部地域のそれは筆者らの貝殻淵砂礫部層に，西部地域のそれは同部層の上位にあたる中ノ川砂泥部層に相当する。そして，西部地域では中ノ川砂泥部層の下位に貝殻淵砂礫部層が存在している。したがって，東部地域から得られた試料の層準が西部地域のそれよりも下位であるという彼の見解は，筆者らの層序区分を支持するものであっても，東部地域の瀬棚層と西部地域の“ガロ川噴出物層”を対比する根拠にはならない。

このほか，微化石年代で述べたように，本地域の瀬棚層は下部更新統に相当する。これに対し，“ガロ川噴出物層”の K-Ar 年代は， 4.38 ± 0.44 Ma(久保ほか，1988 の“ガロ川火山岩類”の試料 No. 2)であり，“ガロ川噴出物層”が瀬棚層よりかなり下位に位置することを示唆している。さらに，長尾・佐々(1933)，SAWADA(1962)などは，“ガロ川噴出物層”は瀬棚層に不整合に覆われるとしている。地質各説で述べたように，筆者らも，本地域西部の中ノ沢川などでその不整合関係を確認している。

以上のことから，“ガロ川噴出物層”が瀬棚層の下位に含まれ，瀬棚層と同時異相の関係にあるとするのは困難である。

西南北海道に分布する“黒松内層相当層”の年代と対比

本地域内に模式地をもつ黒松内層は，西南北海道にお

いて上部新生界の標準層序単元の 1 つとされてきた。岩相層序の類似性に基づく従来の対比では，黒松内層およびその相当層は「下位の硬質頁岩からなる八雲層を覆い，上位の粗粒堆積物よりなる瀬棚層に覆われる，主として砂岩・泥岩からなる地層」として認識されてきた(たとえば，長尾・佐々，1933)。

本研究では，従来“黒松内層”と呼ばれていた地層を，模式地を含む低地帯中央部付近に分布する黒松内層と，低地帯周辺の山地に分布し，黒松内層に不整合に覆われる二股層の 2 層に区分した。また，微化石調査の結果，黒松内層朱太砂岩シルト岩部層が上部鮮新統上部，二股層最上部の砂岩層が上部中新統中部であることが判明した。さらに，ガロ川噴出物部層は前章の 1 で述べたように，下部鮮新統～上部鮮新統の下部と考えられる。

従来の“黒松内層”が，模式地を含む本地域において年代の異なる 2 層に区分されることにより，これまで“黒松内層”に対比されてきた地層の層序を見直す必要がある。ここでは，渡島半島各地域に分布するいわゆる“黒松内層相当層下部”について，これまでに報告されている微化石年代および放射年代(第 4 表)をもとに，本地域の黒松内層および二股層との対比を検討する。今金・北檜山^{ひやま}周辺における“黒松内層”および真駒^{まこま}内層は上部中新統～下部鮮新統である。また，熊石地域では江差^{さし}層上部が“黒松内層下部”に，館^{たて}層が“黒松内層中～上部”に対比され，館^{あつさぶ}地域では厚沢部層上部が“黒松内層下部”に，館層が“黒松内層中～上部”に対比されてきた。江差層は微化石年代より上部中新統，厚沢部層上部は放射年代より上部中新統とされている。さらに，館層は微化石年代より鮮新統とされているが，それに近接する江差・上ノ国^{かみくに}地域の同層上部の放射年代を考慮すると，下部鮮新統と考えられる。このように整理してみる

と、これら“黒松内層相当層”はいずれも二股層ないしは黒松内層下部のガロ川噴出物部層に対比するのが妥当であり、同時に黒松内層上部の朱太砂岩シルト岩部層には対比できないという結論に至った。

黒松内層朱太砂岩シルト岩部層に相当する地層としては、地徳(1984)が石灰質ナノ化石により鮮新統～更新統と認定した八雲地域の^{だいがん}大関累層上部が考えられる。同層上部は従来の瀬棚層下部に相当するものである。渡島半島の大部分の地域で、瀬棚層は“黒松内層相当層”を不整合で覆うとされている(北村編, 1986)。これに対し、八雲地域では両層は整合関係とされている(地徳, 1984)。また、浮遊性有孔虫化石より、今金町東方地域および黒松内地域の瀬棚層下部が下部更新統であることが明らかになっており(尾田, 1981および本研究)、瀬棚層基底の年代が地域により異なることが考えられる。したがって、八雲地域のように、瀬棚層相当層の堆積開始時期の早いと考えられる地域では、その下部に、黒松内層上部の朱太砂岩シルト岩部層に対比できる地層が見出される可能性がある。今後、これらのことを考慮に入れて、西南北海道各地の黒松内層や瀬棚層、およびそれらの相当層の岩相層序ならびに地質年代について、さらに検討を行う必要がある。

結 論

今回の研究の結果、次のような結論を得た。

- 1) 寿都郡黒松内町付近に分布する上部新生界を、下位より八雲層、二股層、黒松内層、熱郭火山灰層、段丘堆積物および沖積層に区分した。
- 2) 黒松内低地帯中央部に分布する従来の“黒松内層下部”の火山碎屑岩類と、本地域西部に分布する従来の“ガロ川噴出物層”をあわせて、黒松内層下部のガロ川噴出物部層とした。これは黒松内層上部の朱太砂岩シルト岩部層に整合に覆われる。
- 3) 本地域西部に分布する従来の“黒松内層下部”の火山碎屑岩類を、南西部に分布する二股緑色安山岩(長尾・佐々, 1933)とともに二股層とした。これによって、本地域において従来“黒松内層”と呼ばれていた地層が、模式地を含む黒松内低地帯に分布する黒松内層と、低地帯周辺の山地に分布するその下位の二股層の2層に区分されたことになる。両層は不整合関係にある。
- 4) 微化石層序では、二股層最上部は上部中新統の中部、黒松内層朱太砂岩シルト岩部層は上部鮮新統の上部、瀬棚層は下部更新統に相当する。
- 5) 瀬棚層は、二股層、黒松内層を不整合に覆う。本研究では本層を下部の白炭川砂礫部層および貝殻淵砂

礫部層、中部の中ノ川砂泥部層、および上部の知来砂礫粘土部層に4分した。

- 6) 上部新生界の地質構造は、ほぼ南北に延びる褶曲軸および南北の走向をもつ断層によって特徴づけられる。

文 献

- 秋葉文雄, 1982: *Coscinodiscus marginatus* Zone の再検討—*Thalassionema schraderi* の分類学および生層序学的意義一。石油資源技術所報, 24, nos. 3-4, 206-223.
- AKIBA, F., 1982: Taxonomy and biostratigraphic significance of a new diatom, *Thalassionema schraderi*. *Bacillaria*, 5, 43-61.
- AKIBA, F., 1986: Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. KAGAMI, H., KARIG, D. E., COULBOURN, W. T., et al., *Init. Repts. DSDP*, 87, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 393-481.
- 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, 229-310.
- 橋本 亘・菅野三郎・品田 穰・大島一精, 1963: 北海道渡島半島今金一国縫一八雲間の地質。地質雑, 69, 228-238.
- 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.
- ・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・瀬棚地域の地質一。地質雑, 74, 21-36.
- KANNO, S., 1962: Molluscan fauna from the so-called Setana Formation, southern Hokkaido, Japan. *Sci. Rept., Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec. C, 8, 49-62.
- 北村 信(編), 1986: 新生代東北本州弧地質資料集(全3巻)。宝文堂, 仙台。
- KOIZUMI, I., 1985: Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91, 195-211.
- 興水達司・山崎 淳・加藤 誠, 1986: 西南北海道渡島半島新生界のフィッション・トラック年代。地質雑, 92, 771-780.
- 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地質図幅), 66 p., 地質調査所。
- ・柴田 賢・石田正夫, 1988: 西南北海道, 長万部地域の第三紀火山岩類の K-Ar 年代。地質雑, 94, 789-792.
- 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。池田展生教授記念論文集「日本の新生代地質」, 35-60.
- 湊 正雄・長谷川美行, 1959: 本邦熔結凝灰岩の研究, 第1報, 熱郭熔結凝灰岩について。地質雑, 65, 66-70.
- 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(1)。地質雑, 40, 555-577.
- 尾田太良, 1981: 道南地域の第三系浮遊性有孔虫。北海道の第三系の生層序。北海道の第三系の生層序に関する総合研究, 研究連絡誌, 2, 61-62.

- 尾田太良, 1986: 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点—中部および東北日本を中心として—. 北村記念地質論文集, 297-312.
- 嵯峨山積・八幡正弘, 1987: 西南北海道, 新第三系の珪藻生層序—北桧山町・今金町付近—. 日本地質学会第94年学術大会演旨, 216.
- 沢田義男, 1961: 北海道瀬棚郡今金町北方の新第三紀層. 宝蘭工業大学研究報告, 3, 635-644.
- SAWADA, Y., 1962: The geology and paleontology of the Setana and Kuromatsunai areas in southwest Hokkaido, Japan. *Mem. Muroran Inst. Tech.*, 4, 1-110.
- 瀬川秀良, 1966: 噴火湾西岸北部海岸段丘構成物の堆積環境. 東北地理, 18, 37.
- , 1972: 噴火湾における長万部段丘礫層上の泥炭層の¹⁴C年代. 地質雑, 78, 51-52.
- 石油公団, 1982(MS): 基礎試錐「黒松内」コア及びカッティングスによる地質討論会.
- 白井健裕, 1959: 瀬棚層産化石有孔虫群集を中心とする黒松内地域の地質について—北日本新第三紀化石有孔虫群集の研究(1)—. 北海道地質要報, no. 38, 1-12.
- 高橋 清・一ノ関鉄郎・大島 保・秋葉文雄・村田勇治郎・古田士俊夫, 1980: 北海道渡島半島新第三系微化石層序—主に, 有孔虫・珪藻・放散虫・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, nos. 3-4, 142-164.
- 椿原慎一, 1985(MS): 北海道寿都郡黒松内町付近の地質. 東北大学地質学古生物学教室卒業論文, 76 p.
- TSUCHI, R. and Working Group, 1981: 日本の第三系の対比と編年. 土 隆一(編), 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「統編」, 109-123.
- 通商産業省資源エネルギー庁, 1981: 昭和55年度広域調査報告「久遠地域」, 121 p.
- 矢島澄策・陸川正明, 1939: 長万部図幅説明書. 北海道工業試験場地質調査報告, no. 3, 17 p.
- 山岸宏光, 1984: 5万分の1地質図幅「歌棄」および同説明書. 38 p., 北海道立地下資源調査所.

(要 旨)

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. (TSUBAKIHARA, S., HASEGAWA, S. and MARUYAMA, T., 1989: Upper Cenozoic in Kuromatsunai area, southwestern Hokkaido—stratigraphy and biochronology of the Kuromatsunai Formation—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 95, 423-438.)

西南北海道渡島半島の付け根にあたる黒松内地域において上部新生界の岩相層序ならびに珪藻, 浮遊性有孔虫による化石層序を検討した. その結果, 岩相層序を, 下位より八雲層・二股層・黒松内層・瀬棚層・熱郭火山灰層・段丘堆積物に区分した. 本地域を模式地とする黒松内層は, 下部のガロ川噴出物部層と, 上部の朱太砂岩シルト岩部層からなる. 二股層は, 黒松内低地帯周辺の山地に分布する従来の“黒松内層下部”にほぼ相当し, ガロ川噴出物部層に不整合に覆われる. また微化石調査により, 二股層上部は上部中新統中部, 朱太砂岩シルト岩部層は上部鮮新統上部, 瀬棚層は更新統に相当することが判明した.

西南北海道各地との広域対比では, “黒松内層相当層”とされていた地層の大部分は, 二股層ないしはガロ川噴出物部層に対比され, 黒松内層上部の朱太砂岩シルト岩部層には対比できないことが明らかになった.