

西南北海道渡島半島の新第三系層序と古地理

鴈澤 好博*

Neogene stratigraphy and paleogeography of the Oshima Peninsula, southwest Hokkaido, Japan

Yoshihiro Ganzawa*

Abstract Tertiary formations widely distributed in southwest Hokkaido are summarized into six stages in ascending order as follows.

1) Fukuyama and Yoshioka stages (Late Oligocene-Early Miocene)

The subaerial volcanism of basalt to rhyolite took place in the western area of southwest Hokkaido from Late Oligocene to Early Miocene time.

2) Kunnui-Oanzaigawa stage (Middle Miocene)

The first transgression in Middle Miocene time resulted in two types of sedimentary facies; the deep sedimentary facies with subaqueous volcanic rocks (Kunnui type) and the shallow sedimentary facies (Oanzaigawa type).

3) Yakumo stage (Middle Miocene)

The sedimentary basin of this stage slowly subsided and enormously thick sands and shales with minor andesitic rocks were deposited in the Oshima Peninsula area. A violent andesitic-rhyolitic subaqueous volcanism took place in the Kameda Peninsula area.

4) Kuromatsunai stage (Late Miocene-Pliocene)

The formations of this stage are composed mainly of tuffaceous mudstone and diatomite with acidic tuff layers intercalated. The subsidence in this stage was followed by faulting and volcanism with a NW-SE trend.

5) Setana stage (Pleistocene)

The shallow-marine sedimentary facies of the Setana stage is composed of laminated coarse sandstones which unconformably covers the underlying Miocene and Pliocene formations. In the land area volcanic activities were vigorous during Early to Middle Pleistocene time.

Key words : Neogene, stratigraphy, paleogeography, F.T. dating, southwest Hokkaido

はじめに

西南北海道の新第三系は東北本州地域のグリーン・タフ層の延長とされ、東北日本弧主部の奥羽帯と出羽帯の延長地域としてとらえられている(生出・大沼, 1960). これまで精力的な研究が進められ、黒松内-函館低地帯

の西側(松前半島側)で模式的な層序が確立されてきた。近年では微化石層序や放射年代測定による詳細なデータの蓄積とともに、一層正確な層序対比が可能となった。こうした研究成果にもとづき石田・秦(1989)による総合的な層序対比がおこなわれ、また正谷ほか(1982)や八幡(1989)により最新のデータを取り入れた古地理や地質構造発達史の復元が行われている。

一方、研究の進展にともなって新たな層序対比上の問題点や時代検討を要するところもでてきている。このよ

* 北海道教育大学函館分校地学教室. Institute of Earth Science, Hakodate College, Hokkaido University of Education, Hakodate 040, Japan.

うな混乱の要因として、①西南北海道の各時代の模式層序が各地に分散していること、②各堆積盆ごとに主に堆積岩類の時代対比が充分に進んでいないこと、③黒松内—函館低地帯の東側（しりべし いぶり 亀田半島・後志—胆振地域）では層序確立や地層の時代決定が遅れていることなどが大きな原因であろう。

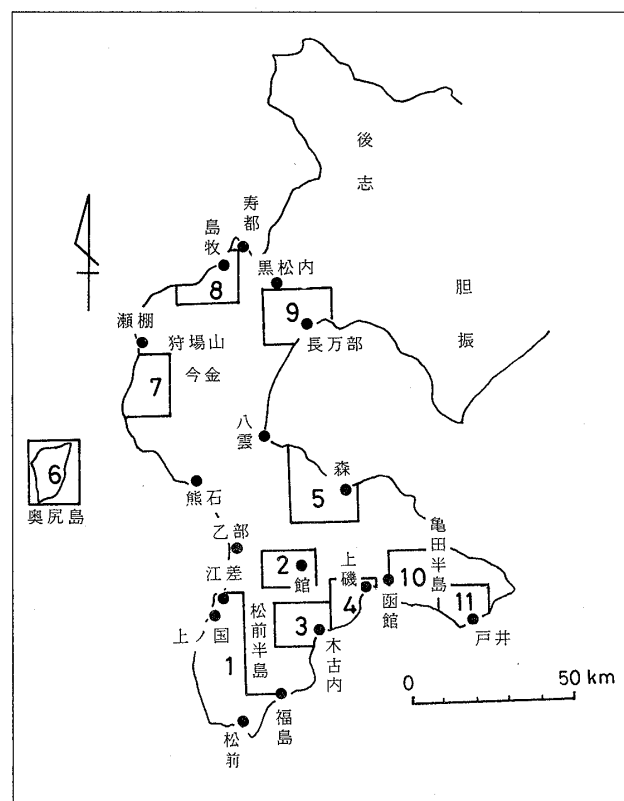
本論ではこれまでの成果の概略を総括し、筆者の最近のフィッシュン・トラック年代（以下、F. T. 年代）成果を加え西南北海道の層序対比と古地理図をまとめる。

本論文の投稿の機会を与えていただいた新潟大学の小林巖雄教授と立石雅昭助教授に深く感謝する次第である。

西南北海道における主要地域の地質層序と最近の知見

本項では西南北海道の主要な地域について最近の知見を加えて地質層序の整理をおこなう。第1図に西南北海道の新第三系の対比図作成地域、第2図にその対比図を示した。また、これまで筆者が進めてきたF. T. 年代についても明らかにし、新たな層序対比に利用した。

なお、F. T. 年代測定方法は Ganzawa *et al.* (1990) によった。F. T. 年代測定試料の採集地点および測定結果を第1表と第2表にまとめた。



第1図 西南北海道の新第三系の主要な分布地域

1. 松前半島南西部地域

松前半島南西部は西南北海道新第三系の模式層序地域のひとつである。下位より又八沢層、福山層、吉岡層、訓縫層、大安在川層、木古内層、厚沢部層、館層、鶺鴒層よりなる。このうち又八沢層はF. T. 年代(26.7Ma)から漸新世、福山層は前期中新世(20.8-24.6Ma)とされている(資源エネルギー庁, 1981)。最近筆者が得た又八沢層のF. T. 年代結果は23.1Maで、これまで明らかになった福山層の年代(約23-24Ma)と一致している(雁沢, 1987)。層序および年代測定の再検討が必要である。

吉岡層は主に泥岩からなり、福山層を不整合でおおう八尾一門ノ沢動物群に近縁な軟体動物化石を産する。また、*Comptonia naumanii*, *Liquidambar miosinica* などの台島型植物群 (Tanai and Suzuki, 1963) や淡水生の珪藻化石や魚類化石も産する (秦ほか, 1990)。

訓縫層は松前半島南端の松前―渡島福島地域に発達している。本層は主に安山岩類の水中火砕岩類からなり、いわゆるグリーン・タフの岩相を呈する。ところによっては泥岩・砂岩・礫岩などの碎屑岩類が発達する(秦ほか, 1990)。本層からは浮遊性有孔虫化石分帯の N.8-N.9にあたる有孔虫が産出する。松前地域の吉岡付近に分布する本層上部の宮歌部層 Kn (秦・山口, 1974)*の F. T. 年代は 12.5Ma である。そのほか本層の放射年代値として 10-17Ma 程度の年代値があるが、年代値の幅が大きい。

大安在川層は主に礫岩および砂岩からなり、浅海成の堆積物である。上ノ国地域の大安在川層からは *Operculina complanata*, *Miogypsina kotoi* の大型有孔虫が産出する。また、N.8-N.9 に相当する浮遊性有孔虫が産し(正谷ほか, 1982), それらの産出化石および岩相から男鹿半島の西里沢層に対比できる。

木古内層は硬質頁岩からなり、凝灰岩層や砂岩層をはさむ。基底部に海緑石帯が存在している。下位の大安在川層とは整合的に重なるとする考え（秦・山口，1969）と、不整合であるとする考え（正谷ほか，1982）がある。福島町の木古内層基底の海緑石およびセラドナイトの K-Ar 年代は 9.6Ma，11.8Ma である。本層からは年代決定に有効な化石は産出していない。

厚沢部層は泥岩層・砂質シルト岩層が卓越し、下部に硬質頁岩層をささむ。また、館層は泥岩・珪藻質シルト岩からなる。これらの地層は東に隣接する古木内一上礫地域に連続する。

館層の上位に知内火山岩類が不整合で重なる。知内火

* 秦ほか(1990)では訓縫層中部k 3にあたる。

山岩類はデイサイトや安山岩類の溶岩、水中火山砕屑岩類からなる。鶉層堆積時以降（瀬棚期）の火山活動と考えられている（山口，1978）。

鶉層は斜交葉理が発達した細粒から粗粒の砂岩からなる。岩相対比から瀬棚層に対比されてきた。最近、本地域の北部に分布する乙部の鶉層から、*Acila nakajimai*, *Limopsis tokaiensis* の絶滅種を含む大桑動物群に相当する軟体動物化石群集が発見された（鈴木・能条，1991）。これは鈴木（1989）の下部瀬棚動物群に相当し、前期更新世にあたる（鈴木・能条，1991）。

2. 木古内—上磯—館地域

本地域の新第三系の基本的な層序は松前半島西南部地域と同様である。この地域では木古内層、厚沢部層、館層が厚く発達し、層厚の累計は2,000mを越える（石田ほか，1975；秦・垣見，1979）。これらの地層には含まれる凝灰岩層のF. T. 年代測定は、木古内地域の木古内層に含まれる大川凝灰岩で7.0Ma、厚沢部層^{さつかり}札^{うりやがわ}部層中の瓜谷川凝灰岩で5.2Maを示す。また、館地域の瓜谷川凝灰岩とはほぼ同層準のS1凝灰岩の年代は5.3Maである。館地域の館層下部は*Denticulopsis kamtschatica* Zone、上部は*D. k.* - *D. seminae* v. *fossilis* Zoneにあたる（正谷・大倉，1980）。

上磯地域では戸田川層（木古内層相当層）の上位に^も茂^{へし}辺地川層、富川層が重なる（三谷ほか，1965）。筆者らの調査では戸田川層と茂^{へし}辺地川層の境界（茂^{へし}辺地川層の基底）に層厚150-250mの緑色凝灰岩が分布し、この上位に火山砕屑岩類にとも茂^{へし}辺地川層が重なる。茂^{へし}辺地川層は大野平野側に向かって層厚が大きくなり、750mを越える（雁沢ほか，1987）。茂^{へし}辺地川層基底の緑色凝灰岩のF. T. 年代は7.8Ma、茂^{へし}辺地川層中の下部凝灰岩の年代は4.5Ma、上部凝灰岩のそれは3.5Maである（雁沢ほか，1988）。茂^{へし}辺地川層からは*Denticulopsis kamtschatica* Zoneから*D. k.* - *D. seminae* v. *fossilis* Zoneにあたる珪藻化石が産出する。富川層は砂岩、泥岩からなり、茂^{へし}辺地川層を不整合でおおう。富川層からは大桑—万願寺動物群に相当するいわゆる瀬棚動物群の軟体動物化石が多産する。

3. 奥尻島—瀬棚地域

下部グリーン・タフ火山岩類は下位より漸新世の松江玄武岩層、流紋岩質火砕岩類からなる烏頭川層、前期中新世の主にデイサイト、安山岩質火砕岩類からなる青苗川層からなる。烏頭川層からは32-35Ma、青苗川層からは20-24MaのF. T. 年代が得られている（雁沢，1987；雁沢・佐藤，1989）。

瀬棚地域の同層準は太櫓層である。太櫓層は安山岩質

火砕岩類からなり、24MaのK-Ar年代が得られている（通産省，1978）。

奥尻島地域で中新世の最初の海進を示す地層は^{つりかけ}釣懸層である。釣懸層は下位層を不整合でおおい、浅海成の砂礫層および水中火砕岩類からなる。下部は砂岩および礫岩層からなり、上部は泥岩および玄武岩質火砕岩類よりなる。下部の砂岩層からは*Vicarya yokoyamai*, *Vicaryella notoensis*, *Patinopecten kimurai*, *Ostrea gravitesta* など八尾—門ノ沢動物群にあたる化石が産出する（秦ほか，1982）。上部の火砕岩類は玄武岩質アグロメライトやハイアロクラスタイトが主でこれに少量の流紋岩質ハイアロクラスタイトをともなう。この流紋岩質火砕岩から得られたF. T. 年代は12.7Maである。この年代は釣懸層下部から産出する化石年代と比較し若い。釣懸層上部が下部と同一の時代かどうか今後の検討を要する。

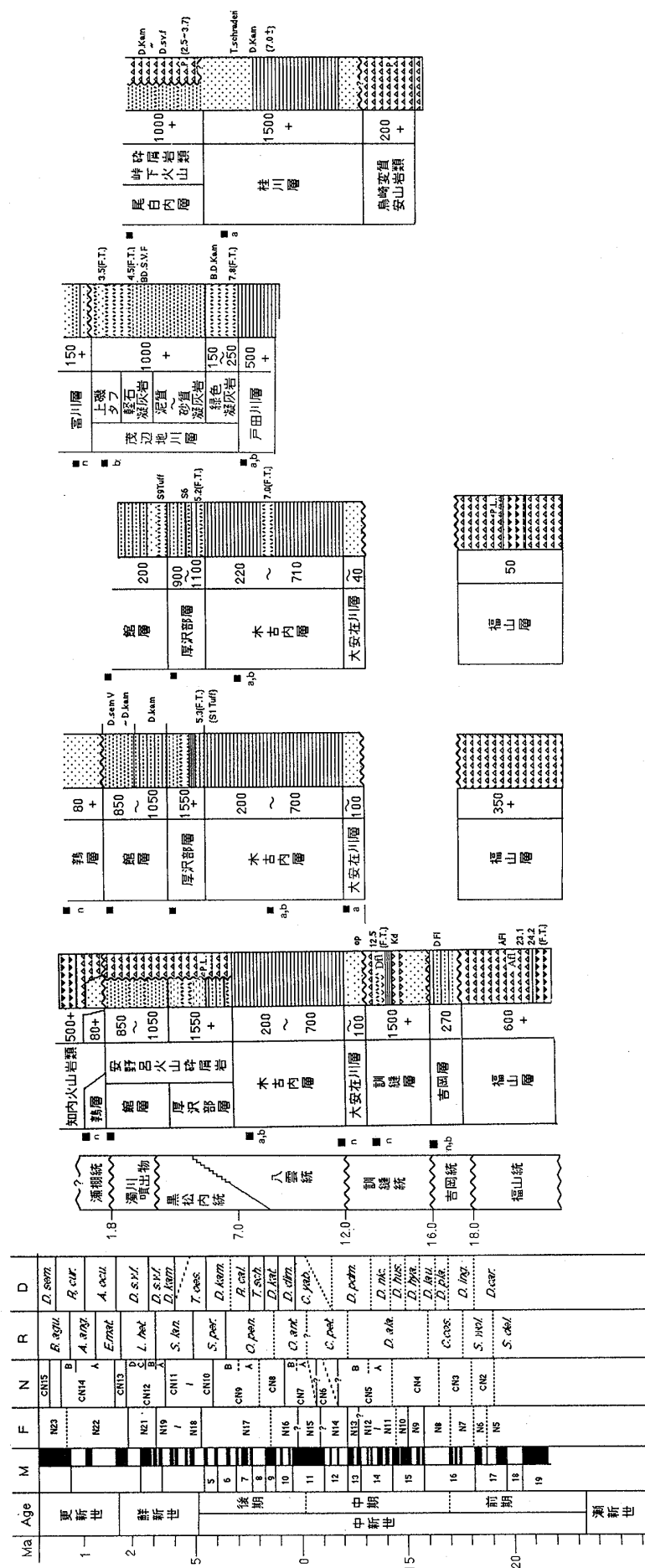
瀬棚地域にも玄武岩質アグロメライトを特徴とする馬場川層が分布する。馬場川層のK-Ar年代として9.5-12.2Maが報告されている（八幡，1988）。

釣懸層の上位にはいわゆる硬質頁岩からなる千畳層が重なる。これは西南北海道の模式層序の八雲層に対比されるが、層厚は200mと小さい。また、時代を決定する有効な化石や放射年代は得られていない。この上位に米岡層が一部不整合の関係で重なる。米岡層はシルト岩や火山性の砂岩からなる堆積岩類とデイサイトおよび安山岩質の水中火砕岩類からなる。シルト岩からは*Coscino-discus marginatus*, *Denticulopsis kamtschatica*を産出し（秦・長谷川，1970）、後期中新世—鮮新世にあたる（秦ほか，1982）。本層中の貫入岩（ホヤ石）のF. T. 年代は3.4Maである。この上位に重なる^{かむい}神威山層は輝石安山岩類の火砕岩類からなる。F. T. 年代は2.6Ma、3.3Maであり、米岡層とはほぼ同時代の火山活動であったと考えられる。

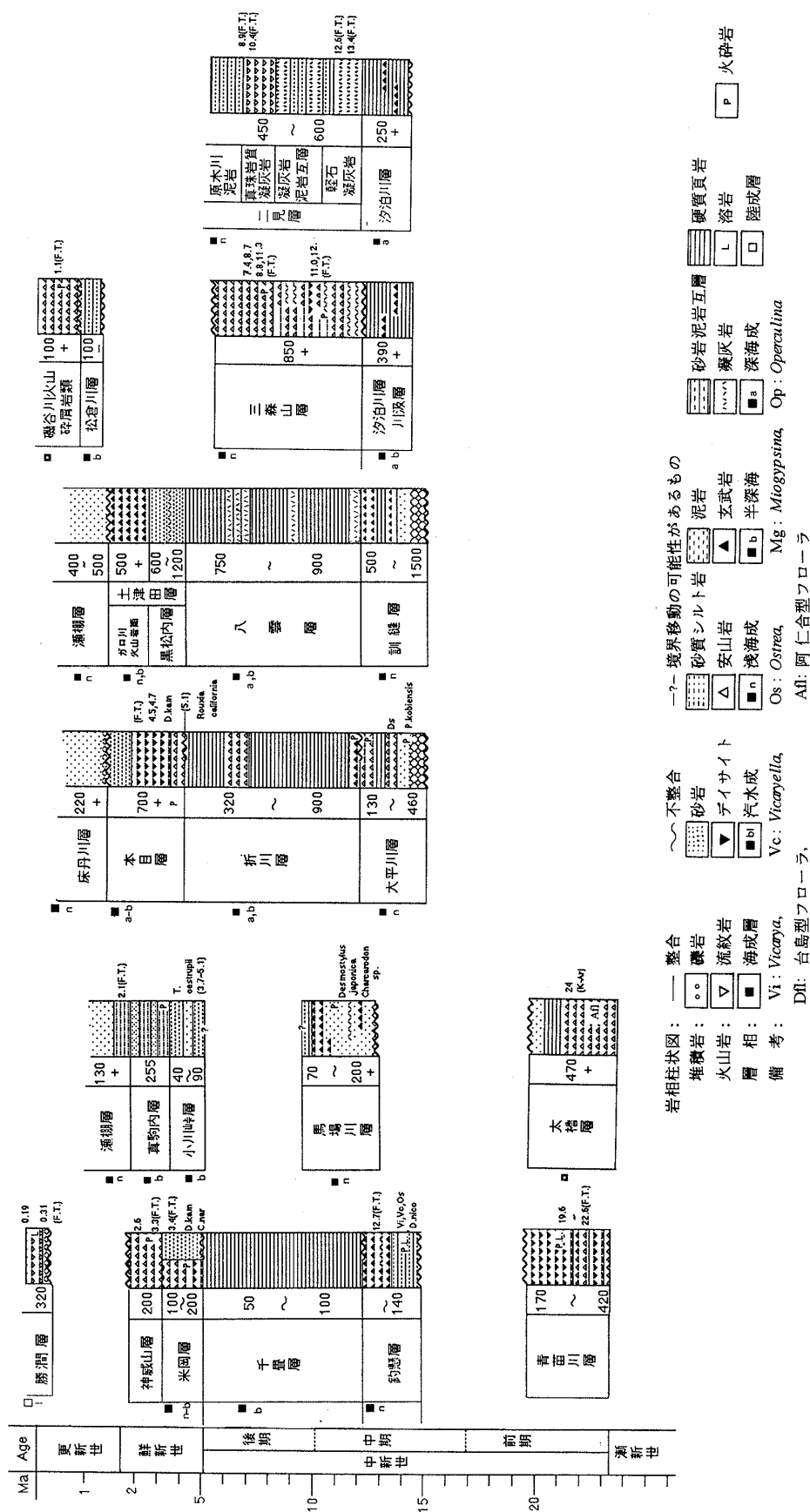
瀬棚地域の米岡層相当層は小川峠層と真駒内層である。小川峠層は珪藻化石帯*Thalassiosira oestrupii*帯に属し、前期鮮新世とされる（嵯峨山・八幡，1987）。

瀬棚地域の瀬棚層は、*Clinocardium* 群集、*Acila* 群集、*Chlamys* 群集、*Acila-Glycymeris-Tridonta* 群集、*Chlamys-Limopsis-Tridonta* 群集からなり、貝類化石層序から判断して鮮新世末から前期更新世（約2.0-0.8Ma）と考えられる（鈴木，1991）。奥尻島にはこの時代の堆積物は知られていない。

奥尻島の^{かつま}勝澗層は下部および中部が礫岩・砂岩・泥岩などの堆積岩からなる陥没性の湖沼性堆積物である。上部は勝澗山流紋岩、真珠岩溶岩や軽石凝灰岩からなる。本層はこれまで鮮新世と考えられてきたが、真珠岩溶岩



北村 信編(1986)に掲載された年代尺度に基づく



第2図 西南北海道の主要な地域の新第三系対比図

のガラスの F. T. 年代は 0.31Ma (玉生, 1978), ジルコンのそれは 0.2Ma を示し, 中期更新世の地層であろう.

4. 島牧一寿都地域

島牧一寿都地域は黒松内地域の北および北西に位置する.

層序は黒松内地域と同様である. 下位より, 大平川層, 折川層, 本目層, 床丹川層の順で重なる (道南グリーン・タフ団体研究グループ, 1984). 大平川層は安山岩質一流紋岩質の凝灰岩, 凝灰質砂岩からなる. 基底礫岩層中より *Patinopecten kobyamai* などの軟体動物化石を産出する. 層厚は 100-460m である. また, 隣接の狩場山周辺ではデイサイト一流紋岩質陸上火砕岩からなるマス川層が分布する (山岸・黒沢, 1987). マス川層は岩相から福山層に対比されている (山岸・黒沢, 1987) が, F. T. 年代は 15.1, 17.2Ma である. したがって, 大平川層と同様に訓縫層の層準と考えられる. 折川層は硬質頁岩からなり, 玄武岩質-安山岩質水中火砕岩類をはさむことが多く, とくに黒松内沈降帯内の寿都地域で著しい (岡村, 1984). 本目層は下位層を不整合でおおい, 径数 km のコールドロンをなす. 安山岩質一流紋岩質の水中火砕岩類からなる. 島牧西部ではシルト岩, 玄武岩質枕状溶岩をとともなうオコツナイ層 (山岸・黒沢, 1987) が分布する. 本目層の F. T. 年代は 4.7Ma である. この上位に不整合関係で砂岩および礫岩からなる瀬棚相当層の床丹川層が重なる. また, 狩場山のデイサイト質火山岩類の K-Ar 年代は 0.25-0.70Ma である (Kaneoka *et al.*, 1987).

5. 黒松内地域

ここで言う黒松内地域は黒松内沈降帯 (道南グリーン・タフ団体研究グループ, 1984) に属し, 新第三系および第四系が厚く発達し, 全層厚は 3,000m をこえる. それらは下位より訓縫層, 八雲層, 黒松内層, 瀬棚層よりなる (久保ほか, 1983). 訓縫層は安山岩質火砕岩を主とし, 砕屑岩や溶岩を伴う. 八雲地域の長万部町紋別川の本層からは *Vicaryella*, *Vicarya* などの軟体動物化石を産する. 八雲層は硬質頁岩を主とし火砕岩類をとともなう. 黒松内層は凝灰質シルト岩, 砂岩を主とし, 安山岩質火砕岩を伴う. 高橋ほか (1990) はガロ川噴出物層 (K-Ar 年代, 4.38Ma) を含む本層を土津田川層と定義している. これらの地層を不整合でおおって瀬棚層が重なる.

瀬棚層から産する浮遊性有孔虫化石帯は N.22 帯に属し, 珪藻化石帯では *Actinocyclus oculatus* Zone および *Rhizosolenia curvirostris* Zone に対比され, 前-中期更新世にあたるとされる (Koizumi, 1985). 本地域の南部に位置する今金町花石地域の瀬棚層下部層準の F. T. 年代値として, 2.3Ma が得られている.

6. 亀田半島地域

亀田半島地区の新第三系は下位より川汲層, 汐泊川層, 松倉川集塊岩層あるいは峠下火山砕屑岩類, 松倉川層, 函館山火山岩類およびその相当層に区分されてきた (鈴木・長谷川, 1963; 長谷川・鈴木, 1964; 鈴木ほか, 1969). 川汲層はグリーン・タフ変質を受けた凝灰岩類からなり, 訓縫層に対比されている. 汐泊川層は主として硬質頁岩からなり, 多数のドレライトや安山岩の進入を受けている. 岩相から八雲層に対比されている. しかし, 川汲層, 汐泊川層からは時代を決定する化石は産出していない.

函館市北東に分布する松倉川集塊岩層は最近の調査により三森山層と再定義されている (雁沢ほか, 1985). 三森山層は安山岩, 流紋岩類の溶岩, 水中火砕岩類よりなり, 下位の汐泊川層を不整合でおおう. 同様な層序関係で, 戸井町周辺には主に安山岩一流紋岩質火砕岩からなる二見層が分布する (阿部ほか, 1990). 三森山層および二見層の 10 試料についての F. T. 年代測定結果では, 三森山層下部層で 11.0-12.1Ma, 上部層で 7.4-11.3Ma, 二見層下部で 12.6-13.4Ma, 上部で 8.8-10.4Ma の年代値が

第 1 表 西南北海道の新第三系のフィッシュ・トラック年代測定試料の採集地点

地 域	層 準	岩 質 (凝灰岩名)	採集地点	試料番号
奥尻島地域	約懸層	流紋岩質凝灰岩	宮津海岸	TP-81
	米岡層	角閃石安山岩質入岩	ホヤ石	YP-04
	神威山層	角閃石安山岩溶岩	神威山山頂	KAMUI
	神威山層	輝石安山岩質火砕岩	神威脇	KP-50
	勝瀾層	真珠岩溶岩	勝瀾山採石場	KP-06
松前半島 南西部地域	又八沢層	流紋岩質火砕岩	上ノ国町大滝橋	KMNKN
	訓縫層	緑色凝灰岩	吉岡町館崎海岸	KN-3
亀田半島 函館地域	三森山層	デイサイト質凝灰岩	亀尾川上流	CA
	三森山層	デイサイト質火砕岩	三森山東麓	ML
	三森山層	デイサイト質凝灰岩	松倉川岩沢川	1P
	三森山層	デイサイト溶岩	松倉川上流	TO-3
	三森山層	輝石安山岩質火砕岩	松倉川上流	TO-02
	三森山層	流紋岩質凝灰岩	松倉川夕暮沢	UC
	磯谷川火山 砕屑岩	デイサイト質凝灰岩	松倉川夕暮沢	UP
	函館山火山 岩類	デイサイト溶岩	函館山立待岬	H-T
		デイサイト溶岩	函館山高竜寺	H-K
		デイサイト溶岩	函館山千疊敷	H-S
		デイサイト溶岩	函館山御殿山	H-G
亀田半島 戸井地域	二見層	流紋岩質凝灰岩	戸井町熊別川	P-TF
	二見層	緑色凝灰岩	恵山町日浦海岸	SBR
	二見層	流紋岩質入岩	戸井町戸井築港	RY
	二見層	真珠岩凝灰岩	恵山町大瀬	IWN
	二見層	デイサイト貫入岩	戸井町原木川	QP
木古内一 館地域	木古内層	大川凝灰岩	木古内川	OS
	厚沢部層	瓜谷川凝灰岩	上ノ国町善棚川	UT
	厚沢部層	S1凝灰岩	厚沢部町沼ノ沢	ST
上磯地域	戸田川層	緑色凝灰岩	細小股川上流	87-11
	茂辺地川層	下部凝灰岩	細小股川中流	87-01
	茂辺地川層	上部凝灰岩	細小股川中流	87-04
黒松内一 八雲地域	瀬棚層	下部凝灰岩	今金町花石	ST-E

第2表 西北海道の新第三系のフィッシュ・トラック年代

Ns: 自発核分裂トラック, Ni: 誘発核分裂トラック, Φ : 熱中性子フルエンス, T: 年代,
E: 誤差, ηs : 自発核分裂トラック出現率, U: ウラン含有量 () 内は実測値

Sample code	Ns t/cm ² ($\times 10^6$)	Ni t/cm ² ($\times 10^6$)	Φ n/cm ² ($\times 10^{14}$) ($\times 10^{10}$)	Ns/Ni	T (Ma)	E (Ma)	N	ηs	U (ppm)	r
(OKUSHIRI I. AREA)										
TP-81	1.15 (2973)	3.30 (8379)	9.00(1.36)	0.36	12.7	2.0	33	0.82	183	
YH-04	0.65 (644)	6.64 (6594)	9.00(1.36)	0.10	3.4	0.4	16	0.83	369	
KAMUI	0.43 (264)	4.44 (2732)	8.16(1.23)	0.10	3.3	0.3	20	0.77	272	
KP-50	0.48 (423)	6.86 (6040)	8.99(1.36)	0.07	2.6	0.3	30	0.78	382	
KP-06	0.07 (74)	16.10(16483)	9.02(1.36)	0.005	0.2	0.06	12	0.66	892	
(MATSUMAE S-W AREA)										
KMNKN	1.79(3773)	1.94 (4085)	6.63(1.07)	0.92	23.1	1.7	31	0.85	146	
KN-3	1.39(2389)	3.27 (5576)	7.72(1.24)	0.85	12.5	1.8	32	0.85	212	
(KAMEDA P. AREA)										
CA	2.04(5854)	5.68(15574)	8.37(1.26)	0.39	12.1	1.8	46	0.86	339	
ML	0.65(2395)	2.21 (7454)	8.32(1.26)	0.33	11.3	2.1	54	0.79	133	
IP	0.93(1366)	3.09 (4264)	8.38(1.27)	0.33	11.0	1.5	22	0.81	184	
TO-3	0.50(1768)	2.21 (7224)	8.34(1.26)	0.25	8.7	1.5	59	0.77	132	
TO-2	0.53(1872)	2.18 (7430)	8.33(1.26)	0.26	8.8	1.2	53	0.78	131	
UC	1.42(6318)	6.37(27515)	8.36(1.26)	0.23	7.4	0.8	53	0.84	381	
UP	0.63(101)	2.40 (3900)	8.35(1.26)	0.03	1.1	0.1	30	0.65	144	
H-T	0.08 (246)	2.13 (7117)	7.99(1.21)	0.03	1.2	0.1	45	0.72	133	
H-K	0.07 (330)	2.38(11077)	8.04(1.22)	0.03	1.0	0.1	51	0.79	148	
H-S	0.05 (222)	1.79 (7672)	8.24(1.24)	0.03	1.0	0.1	48	0.78	109	
H-G	0.05 (246)	1.74 (8458)	7.78(1.19)	0.03	1.0	0.1	61	0.75	112	
P-TF	2.01(2645)	2.11 (2685)	3.41(0.52)	1.05	13.4	1.5	16	0.86	310	0.95
SBR	1.84(3357)	1.99 (3533)	3.49(0.53)	0.96	12.6	1.3	20	0.85	285	0.92
RY	1.99(2414)	2.40 (2943)	3.40(0.51)	0.82	10.4	1.2	15	0.82	355	0.82
IWN	1.25(1189)	1.8 (1764)	3.45(0.52)	0.66	8.9	0.9	15	0.83	272	0.86
QP	1.54(2033)	2.47 (3138)	3.47(0.52)	0.67	8.8	0.7	16	0.84	356	0.92
(KIKONAI-KAMISO-TATE AREA)										
OS	0.72(1773)	3.06 (7802)	7.45(1.13)	0.23	7.0	0.6	24	0.77	206	0.77
UT	0.82(4173)	5.03(25343)	7.51(1.13)	0.17	5.2	0.4	29	0.80	335	0.80
S1	9.78(1062)	13.12(14244)	9.03(1.45)	0.08	5.3	0.4	24	0.82	722	0.82
87-11	1.32(1722)	2.21 (2941)	1.72(0.28)	0.59	7.9	0.5	22	0.83	318	0.83
87-01	3.32 (803)	5.93 (1376)	1.73(0.28)	0.61	4.5	0.4	25	0.88	171	0.88
87-04	3.30 (291)	6.23 (612)	1.71(0.28)	0.48	3.5	0.5	12	0.85	182	0.85
(KUROMATSUNAI-YAKUMO AREA)										
ST-E	4.32 (636)	4.33(9503)	8.00(1.29)	0.07	2.3	0.2	30	0.76	390	0.76

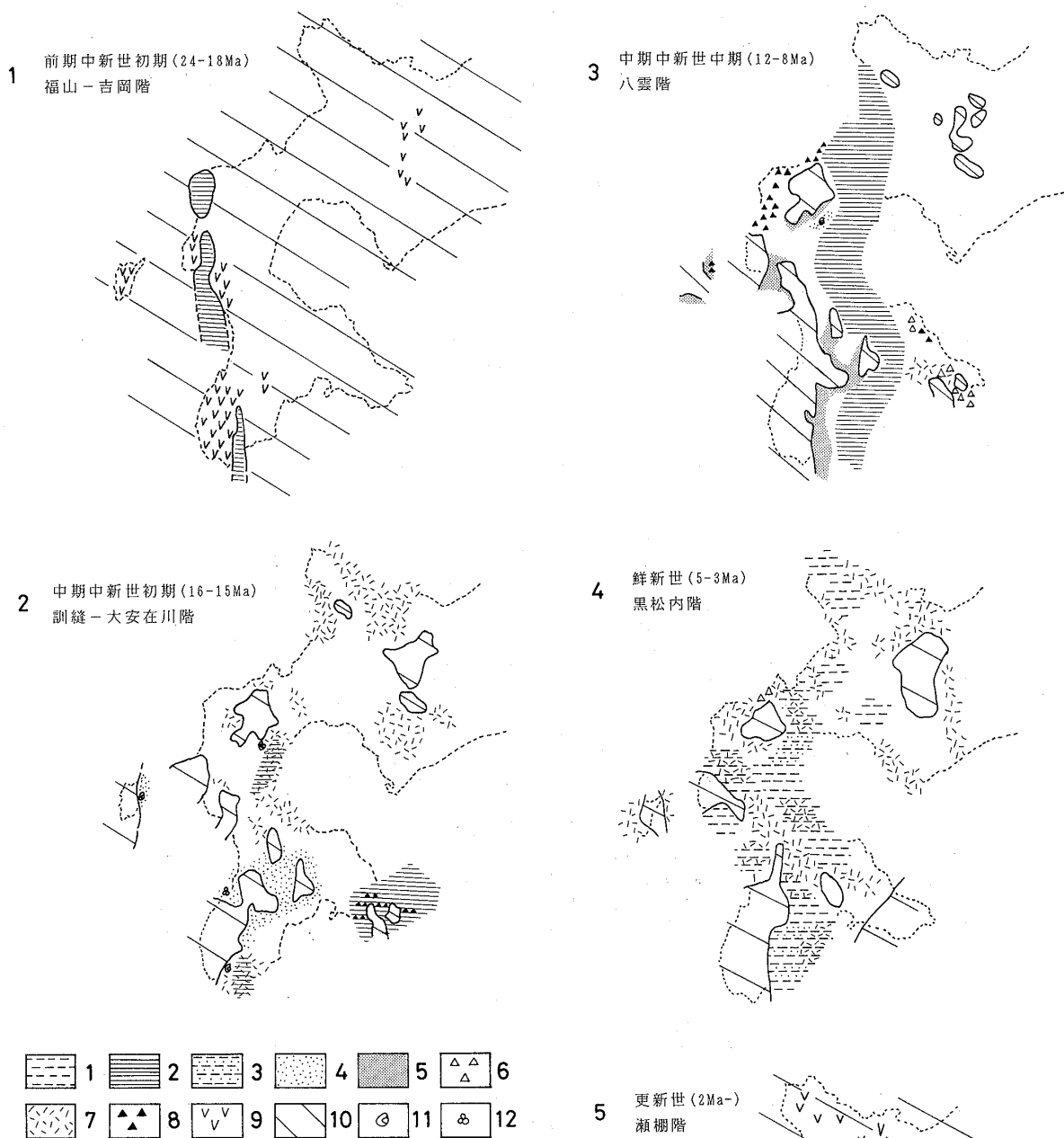
得られている。この年代値は川汲層および汐泊川層の時代が上記の対比時代より古くなる可能性を示している。

松倉川層は下位層を不整合でおおい、主として砂岩・泥岩よりなる湖成堆積物である。この上位に鮮新世末—更新世の火山岩類とされる磯谷川火山碎屑岩類、雁皮山溶岩、横津岳溶岩、函館山火山岩類などが重なる。松倉川層はこのような火山岩類の初期の堆積物とみたほうがよい。これらの火山岩類のうち、磯谷川火山碎屑岩類の

F. T. 年代は1.1Ma, 函館山火山岩類の年代は1.0-1.2Maである。

各地質時代の対比と古地理

西北海道の新第三系の層序区分は下位より前期中新世の福山層、吉岡層 (24-18Ma), 中期中新世初期の訓縫層 (16-14Ma), 中期中新世後期から後期中新世にかけての八雲層 (13-6 Ma), 鮮新世の黒松内層 (6-2 Ma),



第3図 西南北海道新第三紀の古地理図

1 : シルト岩-珪藻質泥岩, 2 : 泥岩-頁岩,
3 : 砂岩-泥岩互層, 4 : 砂岩, 5 : 礫岩,
6-8 : 水中火山岩類 (6 : 流紋岩質, 7 :
安山岩-デイサイト質, 8 : 玄武岩質),
9 : 陸上火山 (安山岩-デイサイト質),
10 : 陸域, 11 : 大型動物化石群, 12 : 大型有
孔虫

水深90m以浅の浅い堆積環境, 中期には急に深くなり水深500~2,500m ないし水深2,500m 以深となり, その後1,000m 以浅になったとされる. また, 大安在川層のそれは90m 以浅の海退的な堆積環境と推定されている(正谷ほか, 1982). このような見解にしたがえば, 松前半島, 上磯および館周辺は浅海性の島しょう地域であったのに対し, 上記の水中火山活動が活発であった地域は深い海域となったことが復元できる(第3図-2).

一方, 亀田半島地域では最近得られたF. T. 年代測定結果から, 従来の対比を変更する必要がある. すなわち, これまでの対比では川汲層が訓縫層に, 汐泊川層が八雲層に対比されてきた. ところが, この上位に重なる三森山層および二見層のF. T. 年代が13.4-7.4Maを示す. この年代値にしたがえば, 川汲層および汐泊層は訓縫-大安在川期に対比できる可能性が高い. 第3図-2はこの対比にもとづいて太平洋側に海域が開いていたことを表している. いずれにしても川汲層と汐泊川層からは化石の産出が乏しいため, 火山岩類の年代測定が今後の課題である.

4. 八雲期

八雲期には八雲層あるいは木古内層で代表される珪質ないわゆる硬質頁岩を主体とする堆積岩類が堆積した. 堆積盆は訓縫-大安在川期にくらべ, より広がりを見せ全体に沈降が大きくなる(第4図). 基底部の砂岩部や泥岩部には海緑石がふくまれる. また, 八雲期に対比される地層として今金町のメッ川八雲層貝殻砂岩層があり, これからは中期中新世を示す貝類化石とともにN.13~N.15にあたる浮遊性有孔虫が産する. しかし, いわゆる硬質頁岩からなる八雲層相当層が同時代である

とするためにはなお検討が必要である. たとえば, 従来八雲層に対比されている江差層から底生有孔虫の *Miliammina echigoensis* - *Cribr stomoides* cf. *subglobosum* Zonule が存在することから, 同じ有孔虫を含む厚沢部層に対比されている(正谷ほか, 1982). また, 筆者のおこなった木古内地域の木古内層中部層準の大川凝灰岩のF. T. 年代は7.0Maで, 推定される木古内層の年代(12-7 Ma)と比べ若い値である. したがって, 「八雲層の硬質頁岩」はいくつかの層準にまたがっている可能性がある(第3表).

また八雲期の問題として, 大安在川層と木古内層の間に含まれる海緑石帯にN.10からN.12までにあたる時間空隙があるとの指摘も重要である(正谷ほか, 1982). さらに, これと関連して瀬棚地域の馬場川層(K-Ar 年代: 12.5Ma)が八雲期に始まる新たな海進と位置づけられる点も注目される(八幡, 1988). 奥尻島の釣懸層上部層にあたる玄武岩質火砕岩のF. T. 年代が12.7Maであることから, これに対比してもよいのかも知れない. その場合, 釣懸層下部は大安在川層に, 上部は八雲層準にあたることになる. 従来, 八雲層は大安在川層に始まるいわゆる檜山海進の発展期の深海性の堆積物であると考えられた(秦・山口, 1969). しかし, 最近では上記のように海緑石帯を挟んで大安在川層と八雲層・木古内層との間に時間空隙があるとの指摘が有力である.

古地理を復元した場合, 松前半島を中心に西南北海道西側では陸域あるいは浅海域の環境下にあり, 黒松内-八雲-木古内を結ぶ南北方向にトラフ状の堆積盆があったらしい(第3図-3).

また, 亀田半島の三森山層および二見層(松倉川集塊

第3表 八雲層-厚沢部層-館層の岩相对比と微化石層序による時代区分
正谷(1982)により編表. 太実線は岩相による従来の対比.

	館	知内	江差	熊石	黒松内 (模式地)	今金
(Ma)	須賀部層 館 糠野部層上中部 糠野部層下部 四隅沢部層				黒松内層	
4.3		厚沢部層	佐助沢部層上部	江差層 (江差層)		黒松内層上部
7.0		厚沢部層 (木古内層)	佐助沢部層下部 札苅部層			黒松内層下部
12.0			木古内層		(八雲層)	八雲層

岩層相当層)のF. T. 年代が下部層で11.0-13.4Ma, 上部層で7.4-11.3Maを示すことから, これまでの松倉川集塊岩層(鈴木ほか, 1969)は八雲層準にあたる。したがって, この時代, 亀田半島は堆積岩類をほとんど欠いて, 水中火山活動が中心の地域であったとみられる(第3図-3)。

5. 黒松内期

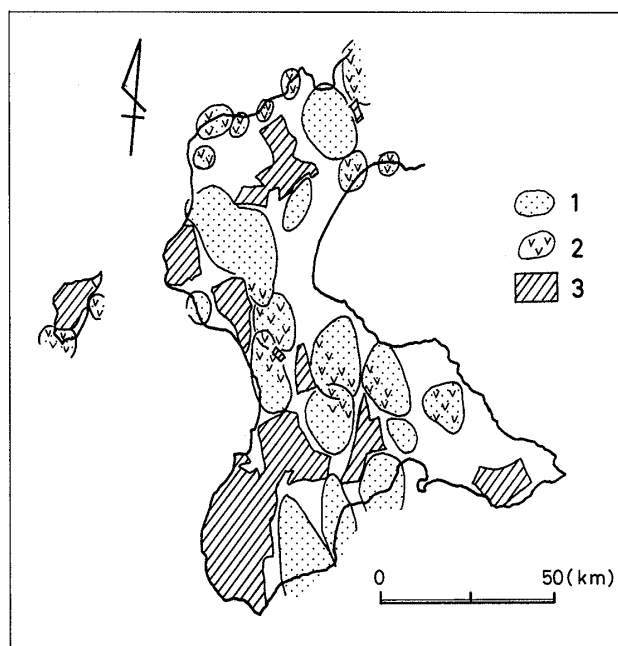
黒松内層は凝灰質～珪藻質泥岩からなり, 多くの酸性凝灰岩層をはさむ。前半の半深海の堆積環境から後半には浅海化にむかう。西南北海道には広くこの時代の地層が分布し(第3図-4), 基盤岩類に囲まれた堆積盆の集合からなっている(第5図)。時代的には後期中新世後半-鮮新世とされ, 珪藻化石帯としては, *Denticulopsis kamtschatica* Zone から *D. seminae* v. *fossilis* - *D. kamtschatica* Zone にあたる(石田・秦, 1989)。正谷ほか(1982)は各地の黒松内層が有孔虫・珪藻群集からみて様々な層準にわたっていることを指摘し, 下位より次のような模式的な層序区分を明らかにした。秋田の船川層上部や新潟の椎谷層に対比される館地域の厚沢部層, その上位に重なる新潟の西山層相当層の館地域の館層, 最上位は模式地の黒松内層で珪藻化石群集から鮮新世最末期と推定される。第3表に微化石からみた層序対比表を示したが, 八雲層と同様に岩相による層序区分とは著しく異なっている。

また, 黒松内期には激しい火山活動があった。この輝石安山岩～角閃石安山岩質の水中火砕岩類の主要な分布は秋葉(1958)の指摘するように亀田半島から熊石にかけてNW-SE方向に配列する。火山岩類は厚く発達した堆積岩類にはさまれたり, 指交関係にあることから, 堆積盆の沈降にともなった火山活動であったと推定される(第5図)。館図幅(石田ほか, 1975)の安野呂火山碎屑岩類, 大沼公園図幅(三谷ほか, 1966)の峠下火山岩碎屑岩類がこれにあたるが, 亀田半島の同層準とされる火山岩類は年代が不明で, さらに検討の必要がある。類似の火山活動が黒松内沈降帯の西ノ沢層, 二股層, 土津田川層で認められる。(道南グリーン・タフ団体研究グループ, 1984; 八幡, 1989)

一方, 沈降の浅い地域でも活発な水中火山活動があった。奥尻島の米岡層, 島牧地域の本目層がこれにあたる。島牧地域では下位層と不整合関係で, 径が数kmの複数の火山性の陥没体(第5図)が認められる(道南グリーン・タフ団体研究グループ未公表資料)。

6. 瀬棚期

瀬棚層, 富川層, 鶉層, 床丹川層がこの期の堆積物にあたる。これらの地層は黒松内, 今金, 函館地域に分布



第5図 西南北海道の鮮新世, 黒松内層の堆積盆地
1: 黒松層堆積岩類, 2: 黒松内層火山岩類, 3: 基盤岩類

する(第3図-5)。最近の黒松内地域の瀬棚動物群の研究(鈴木, 1989)によれば, 貝類化石群はプロパー大桑動物群から新期大桑動物群の変化に対応しており, 前期更新世にあたるとされる。また, 瀬棚動物群は一般に外洋・浅海性群集とみなされているが, 内湾化していく傾向も指摘されている。一方, 浮遊性有孔虫化石帯はN.22～N.23帯(正谷ほか, 1982)に, 珪藻化石帯は *Actinocyclus oculatus* Zone および *Rhizosolenia curvirostris* Zone (Koizumi, 1985)に, 石灰質超微化石はNN19帯(地徳, 1983; 1984)に対比され, 前期-中期更新世に位置づけられる。

また, この時代の陸域では火山活動が顕著であった。これらの火山岩類は西南北海道東部(後志-胆振地域)に広く分布し, その放射年代は0.25-2.0Maであり, 一部鮮新世後期の火山もある(八幡, 1989)。亀田半島でも磯谷川火山碎屑岩類, 雁皮山溶岩, 横津岳溶岩, 函館山火山岩類などの前期更新世と推定される火山岩類が分布する。さらに, 層序および火山地形から更新世中-後期と推定される泣面山溶岩, 熊泊山溶岩が分布する。これらの火山は黒松内-函館低地帯の東側に集中しており, 現在の火山に引き継がれるものである(第3図-5)。その実態については不明な点が多く, 今後の重要な研究課題である。

む す び

以上の結果を要約し、今後の課題をまとめておく。

1. 西南北海道地域における最初の本格的な海進時代は訓縫一大安在川期である。訓縫層は深い堆積盆を形成し火山活動をともなったのに対し、大安在川層は浅海性の堆積相を示す。両層の堆積場についての復元が必要である。また、日本海形成の時代にあたるので、日本海域の同層準との比較が今後の課題である。
2. 八雲期は訓縫一大安在川期の海進に引き続いて、深海化した堆積相を示すと考えられてきた。しかし、訓縫層と八雲層とは時間間隙が存在するとの説や八雲期に新たな海進があるとする説が有力で、この実態について明らかにする必要がある。
3. 黒松内期は八雲期に続いて深海化した堆積相を示す。堆積盆の沈降の差異、続成作用の程度により岩相が異なり、八雲層と同様に単純な岩相对比では正確な対比が困難である。さらに微化石層序の確立と放射年代の蓄積が必要である。
4. 黒松内期以降では西南北海道地域は上昇域に転ずる。瀬棚層は浅い海域の堆積層であり、陸域化した所では火山活動による火山碎屑物が形成された。前期－中期更新世の火山層序の確立が課題である。

文 献

- 阿部隆之・笠原宣文・雁沢好博, 1990: 亀田半島戸井町周辺の新第三系層序。古日本海－日本海沿岸後期新生代の層序と古環境の変遷一, no. 3, 43-50.
- 秋葉 力, 1958: 北海道南西部における鉱床区。新生代の研究, no. 27, 22-31.
- 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.
- , 1984: 北海道南西部, 上八雲地域の地質と微化石 (放散虫と石灰質超微化石)。地質雑, **90**, 299-310.
- 道南グリーン・タフ団体研究グループ, 1984: 西南北海道・島牧地域の第三系－グリーン・タフ変動と島弧変動の関連性についての検討一。地球科学, **38**, 380-396.
- 雁沢好博, 1987: 東北日本弧内帯の白亜紀－第三紀火山岩のフィッシュン・トラック年代－奥尻島・男鹿半島・朝日山地一。地質雑, **93**, 387-401.
- ・数川栄典・村上圭介・佐々木 満・高橋正浩, 1985: 西南北海道亀田半島三森周辺の新第三系層序。日本地質学会第92年学術大会講演要旨, 134.
- ・荒木雅紀・阿部真之・対馬政義・南 光明, 1988: 上磯地区の鮮新統－更新統の地質層序。古日本海－日本海沿岸後期新生代の層序と古環境の変遷一, no. 1, 4-7.
- ・佐藤和平, 1989: 西南北海道奥尻島の漸新世火山性陥没－鳥頭川陥没体一。地団研専報, no. 36, 1-14.
- Ganzawa, Y., Honda, T. and Nozaki, T., 1990: Absolute measurement of thermal neutron fluence and fission track dating. *Nucl. Tracks Meas.*, **17**, 273-276.
- 長谷川潔・鈴木 守, 1964: 五稜郭。5万分の1図幅および同説明書, 北海道立地資源所, 23p.
- 秦 光男・山口昇一, 1969: 北海道西南部における *Operculina* の層位学的位置。日本地質学会第76年学術大会総合討論会「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, 131-135.
- ・長谷川康雄, 1970: 北海道奥尻島南部の地質と化石珪藻群。地球科学, **24**, 93-103.
- ・山口昇一, 1974: 北海道松前半島の第三系の層序と地質構造。日本地質学会北海道支部地質巡検案内書, 45p.
- ・垣見俊弘, 1979: 木古内地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 56p.
- ・瀬川秀良・矢島淳吉, 1982: 奥尻島北部及び南部地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 83p.
- ・箕浦名知男・大沼晃助・加藤 誠, 1990: 松前地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 89p.
- 石田正夫・垣見俊弘・平山次郎・秦 光男, 1975: 館地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 52p.
- ・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.
- Kaneka, I., Yamagishi, H. and Yahata, M., 1987: K-Ar ages of volcanic rocks from the Mt. Karibayama area, Southwest Hokkaido. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **32**, 329-333.
- 北村 信編, 1986: 新生代東北本州弧地質資料集。室文堂, 仙台, 全3巻。
- Koizumi, I., 1985: Diatom biochronology for Late Cenozoic northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 195-211.
- 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, 70p.
- 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-Miogyopsina* 帯と浮遊性有孔虫群との関係—. 石油資源技術研究報告, **23**, 32-52.
- ・藤田 実・神保久弥・秋葉文雄・工藤修二・青柳宏一・小村精一, 1982: 日本の石油・天然ガス資源「第1編 北海道」. 技術報告書, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1-92.
- 三谷勝利・小山内熙・松下勝秀・鈴木 守, 1965: 函館. 5万分の1図幅および同説明書, 北海道立地下資源所, 32p.
- ・鈴木 守・松下勝秀・国府谷盛明, 1966: 大沼公園. 5万分の1図幅および同説明書, 北海道立地下資源所, 46p.
- 佐川 昭・植田芳郎, 1969: 瀬棚. 5万分の1図幅および同説明書, 北海道開発庁, 43p.
- 鈴木 守・長谷川 潔, 1963: 函館市の地質. 北海道地下資源調査所, 函館市, 35p.
- ・———・三谷勝利, 1969: 東海. 5万分の1図幅および同説明書, 北海道開発庁, 33p.
- 生出慶司・大沼晃助, 1960: 東北日本を中心としたグリーンタフ時代の火成活動. 地球科学, no.50-51, 36-55.
- 岡村 聡, 1984: 西南北海道寿都半島における新第三系と火山活動. 地質雑, **90**, 383-391.
- 嵯峨山積・八幡正弘, 1987: 西南北海道, 新第三系の珪藻層序—北檜山小川峠ルート—. 松井 愈教授退官記念論文集, 131-136.
- 鈴木明彦, 1989: 西南北海道黒松地域の瀬棚層の貝類化石群. 地球科学, **43**, 277-289.
- , 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.
- ・能條 歩, 1991: 渡島半島南部日本海側鵜層から産出した *Anadara amacula* を伴う前期更新世貝類群集. 地質雑, **97**, 553-556.
- 高橋伸充・斎藤節仁・岡村 聡, 1990: 西南北海道, 長万部地域の新第三系—上部新生界の火山層序と対比—. 春日井昭教授退官記念論文集, 33-46.
- 玉生志郎, 1978: ガラスによるフィッシュ・トラック年代測定. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨. 288.
- Tanai, T. and Suzuki, N., 1963: Miocene floras of southwestern Hokkaido, Japan. Tertiary Floras of Japan - Miocene Floras -. *Collab. Assoc. Commem. 80th Anniv. Geol. Surv. Japan*, 7-149.
- 通産省資源エネルギー庁, 1978: 昭和52年度広域調査報告—久遠地域—. 80p.
- , 1981: 昭和55年度広域調査報告—久遠地域—. 121p.
- 八幡正弘, 1988: 西南北海道における中新世玄武岩(馬場川層)の K-Ar 年代. 地球科学, **42**, 155-158.
- , 1989: 西南北海道北部の新生界とその特徴. 地質学論集, no. 32, 「新生代東北日本弧のジオテクトニクス」, 7-28.
- 山岸宏光・黒沢邦彦, 1987: 原歌および狩場山. 5万分の1図幅および同説明書, 北海道立地下資源調査所, 49p.
- 山口昇一, 1978: 知内地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 55p.

(要 旨)

鴈澤好博, 1992: 西南北海道渡島半島の新第三系層序と古地理. 地質学論集, **37**, 11-23. (Ganzawa, Y., 1992: Neogene stratigraphy and paleogeography of the Oshima Peninsula, southwest Hokkaido, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **37**, 11-23.)

西南北海道の新第三系を6期に区分し, 新しいF.T.年代測定値を加えて層序対比と各期の古地理図の作成を試みた. 福山期(後期漸新世—前期中新世)は陸上での玄武岩質から流紋岩質の火山活動で特徴づけられる. 訓縫期—大安在川期(中期中新世)から黒松内期(後期中新世—鮮新世)にかけては海進があり, かつ堆積盆ごとに分化しながら深海あるいは浅海的环境にあった. 著しい沈降部では主に安山岩質の水中火山活動が活発であった. 瀬棚期(更新世)は浅海的环境にあり, 陸化した地域では主に安山岩質な火山活動が活発化した.