

北海道石狩低地帯周辺の更新統

北川芳男*・五十嵐八枝子**・吉田 充夫**・興水 達司**

Pleistocene Stratigraphy in the Ishikari Lowland,
Hokkaido, JapanYoshio KITAGAWA*, Yaeko IGARASHI**, Mitsuo YOSHIDA**
and Satoshi KOSHIMIZU**

Abstract The Ishikari Lowland is a significant boundary which divides geotectonically the Hokkaido island into the two parts: the Green Tuff area where Tertiary volcanics are distributed, and the Hidaka-Kamuikotan Belts which consist mainly of pre-Tertiary sediments and metamorphic rocks. This lowland has been an active subsidence basin since Late Cenozoic time.

The Quaternary deposits in the Ishikari Lowland are distributed in and around the Ishikari Hills, Nopporo Hills, Umaoi Hills and their subsurface. In this paper, we review the stratigraphy, biostratigraphy, and chronological setting of Pleistocene deposits. The stratigraphic frame is shown in Fig. 2.

The following acts have been ascertained in a process of examination on Quaternary stratigraphy in the Ishikari Lowland.

- 1) No information on the Pliocene-Pleistocene boundary is available in this lowland.
- 2) Fission-track dating in the upper of the Uranosawa Formation has revealed to be 1.46 ± 0.23 Ma. Although the base of the Uranosawa Formation can not be observed up to now, this result explains that it corresponds to the Early Pleistocene epoch.
- 3) According to the biostratigraphic data, the last stage of the Early Pleistocene (around the Jaramillo Event?) involves the most distinct episode of the floral and faunal change.
- 4) Four stages of marine transgression occurred on the Ishikari Lowland in the Pleistocene time. The transgression was from the Early Pleistocene to the early Middle Pleistocene (Uranosawa-Shimonopporo stage), in the Middle Pleistocene (Otoebetsugawa Stage), in the Last Interglacial Age (Momijidai-Atsuma Stage), and in subinterstadials.
- 5) The paleoclimatic reconstruction of the Pleistocene time based on the palynological studies suggests the existences of the three cold phases (the late Early Pleistocene, the Shizukawa Cold Age "Sz- III horizon", and the Last Glacial Age) and two warm phase (Otoebetsugawa-Hayakita Stage, Momijidai-Atsuma stage). The paleoclimate of the Momijidai-Atsuma stage which corresponds to the Last Interglacial Age, was almost the same as the present climate, and within it one short cool episode was also detected. Two short episodes of relatively temperate climate also occurred in the Last Glacial Age.

はじめに

石狩低地帯（札幌—苫小牧低地帯）は、地質構造上、北海道を西南北海道（いわゆるグリーンタフ地域）と中央北海道（中軸帯）とに区分する境界地域として古くから注目されている。

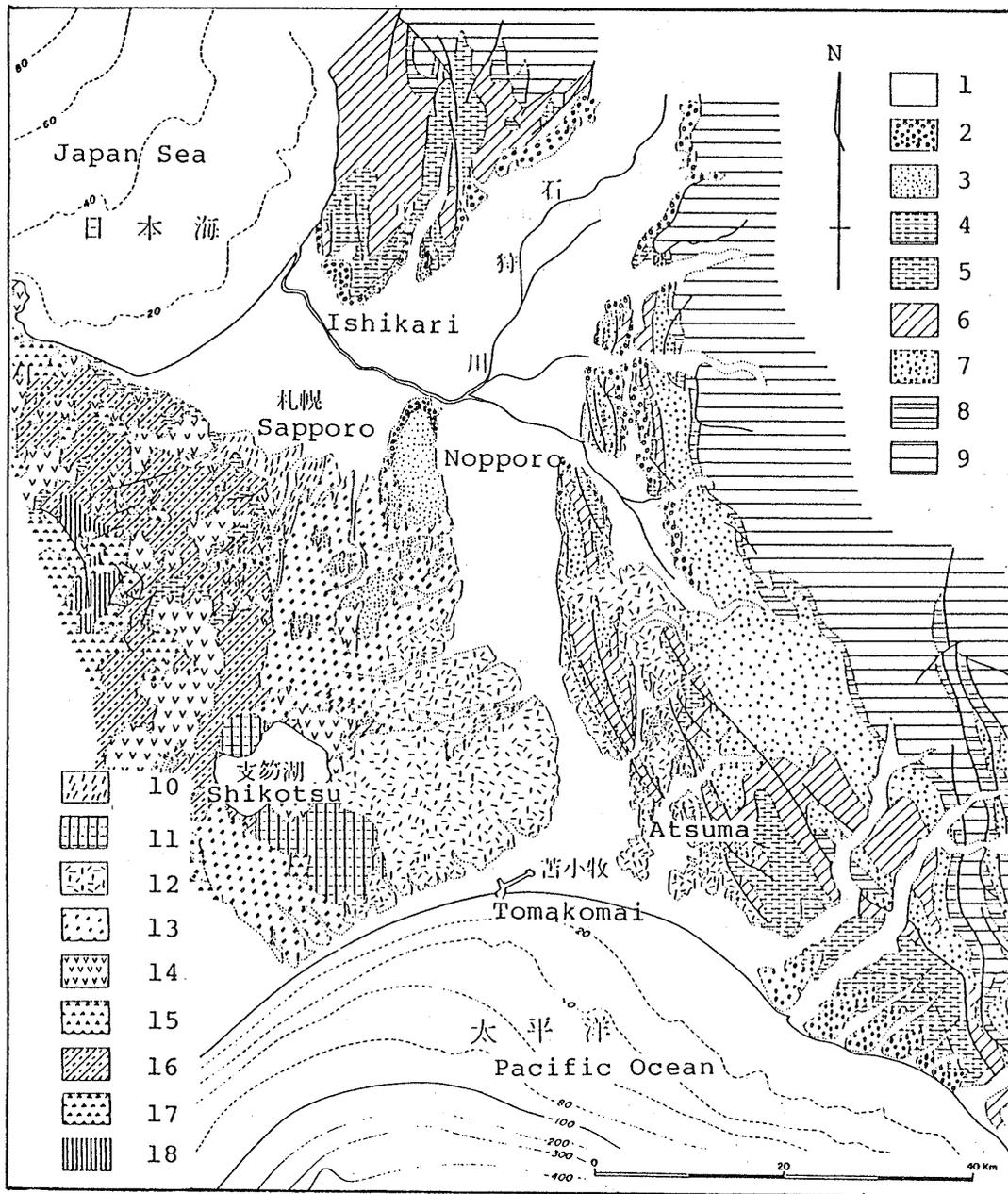
石狩低地帯周辺の地形は、低地帯の北部、東部、および西部地域とで、それぞれことになっている。

北部の石狩丘陵地域は、新第三系からなる丘陵性山地とそれを取り巻く段丘地形で特徴づけられる。東部地域

は、南北に延びる馬追丘陵（最高 280 m）と、その東南部に発達する平坦な台地、そして、それらの東側に広がる盆地状の由仁—安平低地、さらに東側の新第三系からなる夕張山系山麓部の丘陵性山地などからなっている。西部地域は、西北部（札幌市周辺地域）と西南部（恵庭市以南）では、やや地形をこととしている。西北部では、低地にむかって半島状に突き出す野幌丘陵を東縁とし、その南西～西側に支笏軽石流からなる丘陵性台地が広がる。そこには、焼山（標高 261 m）、白旗山（同 321 m）、島松山（同 512 m）など、鮮新統からなる平頂山が地塁上に突出している。さらに、この台地の西側には、札幌市の中心を流れる豊平川や発寒川が形成した扇状地が発達し、そして、新第三系や同時期の溶岩などからな

* 静修短期大学, Seishu Junior College.

** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室, Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Hokkaido University.



第1図 石狩低地帯およびその周辺地域の地質略図 (馬追団研, 1987, 原図を一部改変・加筆)

- 1 完新統 2 上部更新統 3 中・下部更新統 4 滝川層 5 当別層・追分層 6 川端層 7 萌別層 8 滝の上層 9 先新第三系 10 扇状地堆積物 11 完新世火山岩
- 12 樽前火山噴出物 13 支笏火山噴出物 14 鮮新—更新世火山岩 15 黒松内層 16 八雲層 17 訓縫層 18 福山層

る山地につながっている。西南部域は、支笏軽石流や恵庭・樽前火山噴出物からなる広大な台地が西から東へ向かって緩やかに高度を下げて広がっている (図-1)。

本地域の第四系は、これらの丘陵地・台地、および中新世末期以降、沈降帯として特徴づけられる低地部の地下などに広く分布し、古くから種々の研究がなされているが、多くは特定の地域や課題を対象としたものであ

る。本地域の第四系の層序や編年に関する研究が意識的になされるようになったのは1970年代の後半に入ってからである。しかし、この低地帯域は南北約 70 km、東西約 40 km にわたる広い地域であり、地形的にも地質的にも各地域でかなり異った様相を示している。したがって、各地域の地層の対比その他、未解決の問題も少なくない。

この小論では、これまで比較的研究が進んでいる野幌丘陵地域を中心に、北部の石狩丘陵域および馬追丘陵南部域の第四系の対比を試み、低地帯全域の第四系、とくに、更新統の層序と編年について、現時点での総括をし、同時にいくつかの問題を提起したいと考えている。

層 序

1. 石狩丘陵地域

石狩丘陵の地質は、従来、鮮新統の当別層・材木沢層、更新統の獅子内層・伊達山層および段丘堆積物からなり、獅子内層と材木沢層とは不整合であるとされていた(垣見, 1958)。しかし、外崎・赤松(1983)は、材木沢層と獅子内層の境界は不整合でなく、整合漸移の関係にあることを明らかにし、獅子内層を材木沢層の最上部層と位置づけた。そして、材木沢層が当別層と不整合に接している事実を発見し(外崎・赤松, 1984)、さらに古生物学的な検討からそれを更新世前期-中期の地層であるとした(赤松, 1984)。それによると、本地域の更新統は、下位から材木沢層・伊達山層・石狩太美層・石狩高岡層に区分されている。

材木沢層：全体として砂礫層からなり、岩相により下部から、礫・砂・シルト互層、中粒砂・礫互層および粗粒砂層の3部層に分けられる。構造的には単斜構造で傾斜は東-東南へ $10\sim 20^\circ$ である。層厚は約450mとされている。本層には3層準に貝化石が含まれている。

伊達山層：当別町伊達山付近に分布する。基底に礫層をもち、シルト層を主体とし、そのなかに砂層や泥炭層をはさむ水平な地層である。下位層との関係は、垣見(1958)は、獅子内層(材木沢層上部)と一部同時異相か整合としているが、外崎・赤松(1984)は不整合としている。層厚は $10\sim 30$ mである。伊達山層の分布は狭いが、あとで述べる野幌丘陵の音江別川層や南部地域の早来層に対比され、広域的に分布する地層の一部を構成する陸水成層と考えられるものである。

石狩太美層：本地域の $10\sim 40$ mの丘陵性山地を一樣におおう地層で、基底に礫層をもち、礫を含むシルト層からなるが、ときに泥炭層や火山灰の薄層をはさんでいる。層厚は10m以下である。本層は小野幌層に対比され、最終氷期の堆積物と考えられる。

石狩高岡層：石狩丘陵南縁部の標高 $20\sim 30$ mの段丘面を構成する礫・砂・粘土からなる段丘堆積物である。層厚は $3\sim 6$ mである。

2. 野幌丘陵地域

野幌丘陵の第四系の層序は、下位から、裏の沢層・下

野幌層・音江別川層・竹山礫層・もみじ台層・支笏火山噴出物・元野幌層・江別砂層および厚別砂礫層(広島砂礫層・輪厚砂礫層)などに区分されている(赤松ほか, 1981)。

裏の沢層：下限は不明であるが、下部から、やや固結したシルト層、凝灰質シルト・砂互層、クロスラミナの発達した軽石質中-粗粒砂層および同時異相と考えられる礫質粗粒砂層からなる。構造はほぼ南北に走る野幌背斜(佐々・森谷, 1951)に支配され東西に傾斜しているが、西翼の $6\sim 8^\circ W$ に対し、東翼では $10\sim 12^\circ E$ である。化石は貝殻が溶けた保存の悪い化石が散在しているほか、巣穴化石がみられる程度である。今回、最上部の軽石質中-粗粒砂層からの軽石のフィッシュン・トラック年代測定がなされた(後述)。

下野幌層：基底には含化石砂礫層が存在転、その上位に青灰色シルト・中粒砂互層(泥炭層をはさむ)、青灰色シルト層(泥炭層をはさむ)などが累重する。下位の裏の沢層とは不整合であるが、構造的には裏の沢層とともに背斜構造を示している。層厚は $60\sim 70$ mであるが、西翼で厚く、東翼で薄くなっている。

音江別川層：丘陵南部の音江別川流域のみに分布している。安山岩礫を主とする基底礫層をもち、その上位は青灰色シルト層、中粒砂層、および泥炭層をはさむシルト層などからなる。裏の沢層と下野幌層を不整合に切って堆積した水平な地層である。層厚は約25mである。

竹山礫層：広島町竹山付近の標高 $100\sim 120$ mの波状地形面を構成する安山岩のクサレ礫を主とする礫層である。音江別川層を不整合におおい、小野幌層に不整合におおわれる。

もみじ台層：野幌丘陵北西縁部の段丘および台地に分布する。基底に安山岩礫層がみられ、おもに砂礫層、砂層からなる。場所により泥炭層をもはさんでいる。基底の標高は $12\sim 32$ mである。分布地域では下位の下野幌層および上位の小野幌層とはそれぞれ不整合で接している。音江別川層および竹山礫層との層位関係は分布がことなるので、直接には明らかでない。

小野幌層：野幌丘陵周辺部に広く分布する。おもに青灰色シルト・粘土と砂の互層からなり、基底には安山岩礫層がある。シルト・粘土層にはレンズ状に泥炭質粘土がはさまっている。また、丘陵の東翼に露出する泥炭質粘土部層にはAafa系統の火山灰(厚真降下火山灰堆積物；春日井ほか, 1980)が確認されている(赤松・山田, 1980)。本層は下位のすべての地層を不整合におおっている。

支笏火山噴出物：おもに野幌丘陵の南方および西側の台地や丘陵地帯に広く分布し、多量の軽石・岩片をふくむ灰白色の火砕流堆積物である。野幌丘陵域では小野幌層を不整合におおって発達している。

元野幌粘土層：野幌丘陵北縁の段丘面に乗る堆積物である。軽石粒をふくむ火山灰質粘土からなるが、軽石の粒度は下部で粗く上部では細くなる。また、上部層には泥炭・泥炭質粘土がレンズ状にはさまっており、*Picea* sp., *Larix* sp. などの木材化石や *Picea glehni* の毬果、*Trapa maximowiczii* の果実などを産出する。

江別砂層：元野幌粘土層の上位に位置する砂層で、クロス・ラミナが発達した細粒軽石と火山灰質砂の互層からなる砂丘成層である。岩質から支笏火山噴出物起源であると考えられる。

厚別砂礫層（広島砂礫層・輪厚砂礫層）：各河川ぞいにみられる。支笏火山噴出物の再堆積層で、軽石・火山灰質砂からなり、泥炭層もはさまれている。

3. 石狩海岸平野地下部

石狩海岸から札幌市域の低地帯地下部の更新統の層序は赤松・松下 (1984) により考察されている。それによると、札幌市西部域では、新第三系（西野層相当層）に下野幌層相当層が-150m 付近で直接に接しており、その上位に最終氷期の海成層と沖積層が堆積している。最終氷期の海成層は貝化石 IGARASHI (1975)、花粉化石、¹⁴C 年代などをもとに、下位から、八軒 bed, 山口 bed, 樽川 bed に区分されている。これに対して、東側の野幌丘陵北西の低地では、下野幌層相当層の下位に、かなり厚い海成層がみられる。外崎・馬追団体研究会 (1983) によると、花粉群集からそれを裏の沢層に対比している。

4. 早来—厚真地域

本地域の更新統は新第三系の崩別層を不整合におおって発達し、下位から早来層・厚真層・本郷層および段丘堆積物に分けられている（馬追団体研究会，1983）。

早来層：主として塊状のシルト質粘土層からなる。風化面の一部には黄緑色の硫黄の晶出や針状の石膏の結晶がみられる。上部になると、漸移的にシルト—細粒砂、細—中粒砂に変化し、軽石質砂を交え、葉理が発達している。シルト層からは海成の貝化石を産出する。また、場所により粘土層には泥炭層もはさまれている。水平層で、分布の最高高度は約 46 m である。下限は沖積面下にあるため、正確な層厚は不明であるが、30~40 m と推定される。

厚真層：早来層を不整合に切って堆積している。下部は硬質頁岩の礫を主とする礫層と粗粒砂層で、上部は火

山灰質粘土からなる。上部の粘土層には材化石の破片や *Corbicula japonica* のキャストをふくむところもある。分布の上限は標高約 30 m で、層厚は 3 m+ である。

本郷層：厚真層の上位に整合的に累重するが、一部は早来層を不整合におおって堆積している。前者の場合は泥炭・泥炭質粘土・火山灰質粘土からなり、厚真降下火山灰堆積物 (Aafa; 春日井ほか, 1980) を 4 枚 (Aafa-1~4) はさんでいる。後者は Aafa-1~4 をはさむ火山灰質粘土層からなる。層厚は約 3 m である。

段丘堆積物：本地域の河川沿いには 2 段の段丘がみられる。それらは宇隆段丘（沖積面との比高、約 20 m）と美里段丘（同じく比高、約 10 m）である。

宇隆段丘堆積物は支笏降下軽石堆積物の Spfa-2 におおわれる。下部は硬質頁岩の礫層で、基質は Spfa-7 からもたらされたと考えられるスコリア質の岩片をふくんでいる。上部は火山灰質シルト—粘土層からなり、材化石や軽石粒をふくんでいる。層厚は約 5 m である。

美里段丘堆積物は、恵庭降下軽石堆積物 (En-a) におおわれている。下部は硬質頁岩の礫層で、上部は火山灰質粘土層からなる。層厚は 2 m 前後である。

降下軽石堆積物：本地域には各種・各時期の降下軽石堆積物が広く分布している（佐藤，1969；春日井ほか，1980）それによると、本地域の降下軽石堆積物は、厚真降下火山灰堆積物 (Aafa-1~4)、鶴川降下軽石堆積物 (Mpf-a-1~3)、支笏降下軽石堆積物 (Spfa-1~10)、恵庭降下軽石堆積物 (En-a)、樽前降下軽石堆積物 (Ta-a~d) などである。これらのうち、Aafa-2、Spfa-1、2 などは連続性がよく鍵層として重要である。

最近、町田ほか (1987) は、厚真降下火山灰堆積物 2 (Aafa-2) を北日本に広く分布する洞爺火山灰 (Toya) と同定している。

5. 苫小牧地域

近藤ほか (1984) の苫小牧市静川台地（標高 20.16 m 地点）のボーリング・コア（深度 80 m）の研究によると、下位から、Sz-I 層~Ⅷ層までに層序区分されている。これらの各層は岩相・貝化石・花粉化石群集などから、早来層—厚真地域の第四系に、次のように対比されている。すなわち、Sz-II 層が早来層、Sz-IV 層が厚真層、Sz-V と Sz-VI 層が本郷層から鶴川降下軽石堆積物へ、そして Sz-VII と Sz-VIII 層はそれぞれ Spfa および Ta-b に相当する。

ここで注目したい層準は Sz-III 層である。この層は下部から IIIa~III d の 4 層に区分される。a 層は砂礫層で、b 層は泥炭層をはさむ礫混じり粘土層、c 層は下部に礫

Age	M.s.	Ishikari Hills	Coastal Plain	Nopporo Hills	Atsuma-Hayakita	Shizukawa		
HOLO-CENE			Fluvial Dep. Marine Dep.		Ta-a ~ d En-a	Sz-VIII		
P L E I S T O C E N E	L A T E	Ishikari-Takaoka Formation	Tarukawa B. Yamaguchi B. Hachiken B.	Fun Deposit	Ebetsu Sand F. Motonopporo C.F. Shikotsu Py.Dep.	Misato Tr.Dep. Shikotsu Py.Dep. Uryu Tr.Dep. Mpfa-1~3	Sz-VII Sz-VI	
		Ishikari-Futomi Formation			Konopporo Formation	Hongo Formation	Sz-V	
					Momijidai Formation	Atsuma Formation	Sz-IV	
					Takeyama Gravel Bed		Sz-III	
					Otoebetsugawa Formation	Hayakita Formation	Sz-II	
	M I D D L E	Brunhes Normal Polarity Epoch	Dateyama Formation					
			Zaimokuzawa Formation	Shimonoporo Formation	Shimonoporo Formation	Upper		
						Middle		
						Lower		
					Uranosawa Formation	Uranosawa Formation	Upper	
				Lower				
E A R L Y	Matsuyama Reversed Polarity Epoch Jaramillo							
PLIOCENE		Tobetsu Formation	Nishino Form.					
					Moebetsu Formation			

第2図 石狩低地帯における第四系の層序と対比

・泥炭・マガキの化石が混在するシルト質粘土層，d層は砂礫層である。そして，b層からはきわめて寒冷な気候条件を指示する花粉群集が検出される。早来-厚真地域には，この層準に相当する地層は露出していない。

以上，各地域の更新統について見てきたが，石狩低地帯地域を通しての層序対比は，図-2のように総括することができる。

生 層 序

1. 貝化石群

A. 下一中部更新統の貝化石群

石狩丘陵の材木沢層および野幌丘陵の下野幌層は，い

くつかの層準に貝化石群を包含している。それらの貝化石群の特性と層序との関連を総括的に検討する。

材木沢層は，岩相から上・中・下部と区分されるが，それぞれの部層に海生貝化石が含まれている。赤松(1984)によると次のとおりである。

下部化石群は，生息時期が前期鮮新世から前期更新世までとされている *Acila nakazimai* をふくむ5種からなる。

中部化石群は，1種の絶滅種，*Profulvia kurodai* をふくむほかは現生種で，18種発見されている。それらは，*Patinopecten yessoensis*, *Swiftpecten swifti*, *Crenomytilus grayanus*, *Callista brevisiphonata* などが優占するが，*Ch-*

lamys nipponensis の産出が注目される。

上部貝化石群は、すべて現生種からなり、寒・暖流系が混在し、二枚貝52種、巻貝28種、腕足類2種、計82種からなる。おもなものは *Acmaea pallida*, *Homalopoma amussitatum*, *Mitrella bicincta*, *Acila insignis*, *Glycymeris yessoensis*, *Patinopecten yessoensis*, *Swiftopecten swifti*, *Cyclocardia isaotakii*, *Felaniella usta*, *Spisula voyi* などである。この貝化石群は、いわゆる“獅子内動物群”とされていたもので、長尾(1934)、OINOMIKADO(1937)、藤江(1958)、大島(1971)などの研究がある。

下野幌層では、基底の砂礫層および上部シルト層の2層準から貝化石が発見されている。赤松ほか(1981)および木村ほか(1983)によると次のとおりである。

基底砂礫層の貝化石群は *Limopsis tokaiensis*, *Chlamys daishakaensis*, *Ch. coatsi*, *Protfulvia kurodai*, *Nipponopagia ommaensis* など5種の絶滅種をふくむ。巻貝15種、二枚貝26種、腕足類1種、計42種からなる。全体的に寒流系の種構成である。

上部シルト層の貝化石群は *Crassostrea gigas*, *Patinopecten yessoensis* 8種で、すべて現生種である。

材木沢層と下野幌層の層序と各貝化石群の構成種の特徴を生層学的に考察すると、貝化石群は下位から4帯に区分できる。

I 帯：*Acila nakazimai* をふくむ貝化石群（材木沢層下部）。

II 帯：*Chlamys daishakaensis* をはじめ5種の絶滅種をふくむ寒流系の貝化石群（下野幌層基底部）

III 帯：絶滅種の *Protfulvia kurodai* をふくみ、*Chlamys nipponensis* などが混在する貝化石群（材木沢層中部）。

IV 帯：すべて現生種からなり、寒・暖流系が混在する貝化石群（材木沢層上部・下野幌層上部）。

I 帯の *Acila nakazimai* は十勝地域の前期更新統と考えられる池田層上部層(YOSHIDA et al., 1981)または長流枝内層(松沢ほか, 1978)、および根室地域の風蓮湖層(嵯峨山ほか, 1986)からも発見されており、対比や編年を考察するために重要である。

II 帯の構成種は、渡島半島地域に広く分布する瀬棚層の瀬棚動物群のそれとよく類似している。瀬棚層は、従来、上部鮮新統あるいは鮮新—更新統と考えられていたが、最近、超微化石などの研究から下—中部更新統とされている(地徳, 1984)。

III 帯の特徴は、絶滅種をのぞく他の構成種がIV帯に類似し、II帯にみられた絶滅種の *Chlamys daishakaensis* に近縁な現生種の *Ch. nipponensis* が出現することである。

このような構成の貝化石群は、瀬棚層の上位にくる中の川層(久保ほか, 1983)からも産出している(赤松, 1984)。

このように整理してみると、II帯とIII帯との間に種構成の変化が現われている。それは、前期と中期更新世の境界を示唆するものではないだろうか。

B. 中部更新統の貝化石群

音江別川層と早来層からは多くの貝化石を産出する。

音江別川層の下部シルト層から、*Umbonium moniliferum*, *Semicassis japonica*, *Scapharca subcrenata*, *S. inaequalis*, *Meretrix lusoria*, *Lingula nugus* など、現在の北海道西南海域より北には生息しない暖流系の貝類をふくむ巻貝21種、二枚貝33種、腕足類2種、計56種である(赤松, 1980; 木村ほか, 1983)。

早来層からも、*Rapana menosa*, *Arca boucardi*, *Cyclina orientalis* など、同様な暖流系の貝化石が産出する(馬追団体研究会, 1983)。また、Sz-II層には、*Macoma* sp. *Raetellops pulchella*, *Patinopecten yessoensis* などが発見される(近藤ほか, 1984)。

このように、両地層は暖流系の貝化石の産出によって特徴づけられる。

C. 上部更新統の貝化石群

もみじ台層からは、*Chlamys nipponensis*, *Crassostrea gigas*, *Pseudocardium sachalinensis*, *Phacosoma japonicum* など、現在北海道近海に生息する種で構成されている。厚真層は *Corbicula japonica* のみであるが、Sz-IV層からは *Macoma* sp. *Mercenaria* sp. などが発見されている(近藤ほか, 1984)。

海岸平野地下部の最終氷期の堆積物である八軒、山口、樽川 bed から海生の貝化石を産出する。このうち、八軒 bed には現在北海道には生息しない暖流系の *Scapharca subcrenata* がふくまれている。他は現在と同じような種構成の貝化石群である(赤松・松下, 1984)。

2. 植物化石および花粉化石

裏の沢層の花粉化石については、外崎(1981MS)、外崎・馬追団体研究会(1983)の報告がある。それらによると、下部は、*Betula*, *Carpinus*, *Corylus* などの広葉樹が優勢で *Fagus* を伴い、*Tsuga*, *Taxodiaceae* なども検出されるが、上部は *Picea*, *Abies* などの針葉樹が優勢になり *Larix* も出現する。

材木沢層の花粉化石は、外崎(未発表)によると、下部層では裏の沢層と同様に、広葉樹が優勢で *Tsuga*, *Taxodiaceae* も産出している。中部層では、貝化石帯の上位層準から検出されるが、*Tilia* と *Alnus* が優勢であ

る。

下野幌層のシルト層は、下位から *Larix-Picea* 帯, *Abies-Picea-Tsuga* 帯, *Picea-Abies-Tsuga* 帯, *Abies-Picea-Tsuga-Betula* 帯に分けられる。最下位の *Larix-Picea* 帯は貝化石をふくむ基底砂礫層に近い層準である。この花粉帯を除くと、下野幌層の花粉組成は *Picea* と *Tsuga* の優勢で特徴づけられる。

音江別川層の花粉帯は下位の *Quercus-Ulmus-Juglans* 帯と上位の *Picea-Abies* 帯に区分される (木村ほか, 1983)。また、下位の花粉帯からは *Corylus hetenophylla*, *C. sieboldiana*, *Fagus crenata* など15種の植物遺体を産出する (赤松ほか, 1981)。

早来層では、下位から *Quercus-Fagus-Abies* 帯, *Abies-Cryptomeria-Picea* 帯, *Fagus-Quercus-Juglans* 帯に分帯されている (山田ほか, 1981)。また、早来層に対比されると考えられる静川ボーリングの Sz-II 層では、*Quercus*, *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Tilia* などの温帯広葉樹が検出されている (近藤ほか, 1984)。

伊達山層の花粉化石は *Fagus*, *Quercus*, *Juglans*, *Ulmus* が優勢で、*Taxodiaceae* を伴う組成である (外崎, 未発表)。

このように、音江別川層相当層は温暖な気候を示す花粉化石で特徴づけられている。

中期の陸成層と考えられる竹山礫層からの化石情報はない。しかし、静川ボーリングの Sz-III 層中の泥炭層および泥炭質シルトからは *Larix*, *Picea* の優勢な花粉群集が検出され、静川寒冷期として報告されている (近藤ほか, 1984)。

もみじ台層の泥炭層からは、*Picea*, *Abies*, *Alnus*, *Betula* などの花粉化石のほか *Picea glehni*, *Larix gmelinii* などの植物遺体も発見される (赤松ほか, 1981)。また、もみじ台層に対比されると考えられる厚真層は、藤田ほか (1967) の下安平層の一部に相当する (馬追団体研究会, 1983) が、その花粉組成 (星野ほか, 1982) は、静川ボーリングの Sz-IV 層と同様に *Fagus* を欠く温帯性広葉樹林~針広混交林の植生を示している (近藤ほか, 1984)。

最終氷期の陸成層と考えられる小野幌層・元江別層・広島砂礫層および本郷層などの花粉化石に関する研究は多くなされている (北川ほか, 1976, 1979, 北川・矢野, 1980; 山田ほか, 1981; 山田, 1984; 矢野, 1970; 矢野・山田, 1982)。それらによると、*Picea*, *Abies*, *Larix*, *Alnus* などが出現し、また、*Larix gmelinii*, *Picea glehni* などの植物遺体も産出する寒冷な植生によって特徴づけられるが、とくに、広島砂礫層の層準 (矢野, 1970) に

寒冷な要素が強くなっている。

五十嵐・熊野 (1981) は、海岸平野地下部の、ほぼ小野幌層相当層準から検出された花粉群集を *Picea-Abies-Larix* 帯とし、その花粉帯のなかに、*Betula-Tsuga-Quercus* 帯と *Betula-Abies-Ulmus* 帯を設定した。前者は八軒 bed に、後者は山口 bed に相当する (赤松・松下, 1984)。また、樽川 bed は、*Abies-Picea-Ulmus* 帯として特徴づけられる。

3. 哺乳動物化石

下野幌層の基底砂礫層、音江別川層の基底礫層および上部砂層、美里段丘堆積物から哺乳動物化石が産出している。

下野幌層基底砂礫層からは貝化石群とともに陸生および海生の哺乳動物化石が多産する。それらは *Mammuthus* sp. cf. *premamonteus*, *Hydrodamalis gigas* (Steller's seaweed), *Odobenus* sp., *Mystacoceti*, *Artiodactyla* などである (木村ほか, 1983; 篠原ほか, 1986)。このうち海生哺乳動物は北方系のものであり、貝化石群の特性と合致している。

音江別川層では、基底の砂礫層から *Mammuthus* sp. cf. *armeniacus* の臼歯、上部の中粒砂層から *Bison* sp. の右角および頭蓋骨が産出する (赤松・矢野, 1973; 木村ほか, 1983)。

美里段丘段丘堆積物の *Palaeoloxodon naumanni* の臼歯は、その産出層準が、これまで角田層 (ほぼ、小野幌層相当層) とされてきたものである (第四紀総研北海道グループ, 1969)。しかし、馬追団体研究会 (1987) は、それを再検討した美里段丘堆積物の層準であるとした。

以上のべた生層序の概要を総括し、表-1に示した。

編年と年代

石狩低地帯の第四系の編年と年代について野幌丘陵地域を中心に考察する。

1. 前-中期更新世

野幌丘陵地域において、層位学あるいは古生物学的にみて明らかに下-中部更新統と考えられるものは裏の沢層と下野幌層である。層位学的には両者は不整合関係にあり、裏の沢層が下野幌層の下位に位置していることは明らかであるが、裏の沢層からの化石その他の情報がなかったため、その堆積時期を明確に推定できなかった。今回、著者の一人、奥水によって裏の沢層の最上部の軽石質砂層中の軽石のフィッシュン・トラック年代が測定され、下限は不明であるが、ほぼ確実に裏の沢層は前期更新世であると結論された (奥水ほか, 投稿中)。

第1表 石狩低地帯における第四系生層序

AGE	STAGE	POLLEN	PLANT	MOLLUSCAN FAUNA	MAMMAL
Upper Pleistocene	Hiroshima		<i>L. gmelinii</i>		
	Tarukawa	A-P-U		<i>G. yessoensis</i> etc.	
	Motonopporo	P-A-L-B	<i>L. sp.</i>		<i>Palaeoloxodon</i> <i>naumani</i>
	Yanaguchi Hachiken	B-A-U. B-T-Q		<i>P. yessoensis</i> etc. <i>S. subrenata</i> etc. (W)	
	Konopporo	P-A-L	<i>P. glehni</i> <i>L. gmelinii</i>		
	Momijidai	P-A-Al	<i>P. glehni</i>	<i>Ch. nipponensis</i> <i>C. gigas</i> etc.	
Middle Pleistocene	Shizukawa	L-P			
	Otoebetsu.	P-A-B C-B-Q-J-U	<i>C. hatenophylla</i> <i>C. sieboldiana</i> <i>F. japonica</i> etc.	<i>U. moniliferum</i> <i>R. venosa</i> etc. (W)	<i>Bison sp.</i> <i>Mammuthus sp. cf.</i> <i>armentiacus</i>
	Shimo- nopporo	P-T P-A-L	<i>A. sp.</i> <i>P. sp.</i>	(C)-(W) mixed Fauna One extinct sp. & lot of extant sp. Fauna (C) Fauna, included 5 extinct sp.	<i>Mammuthus sp. cf.</i> <i>paranammonteus</i> Sea Mammals (C)
Lower Pleistocene	Uranosawa	P-A-L B-Ca-C-Ta		<i>A. nakazimai</i>	

(Pollen-Plant)

P : *Picea* A : *Abies* L : *Larix* Ta : Taxodiaceae T : *Tsuga* B : *Betula* U : *Ulmus* Ca : *Carpinus*
J : *Juglans* Q : *Quercus* F : *Fagus* Al : *Alnus* C : *Corylus*

(Mollusca)

U : *Umbonium* A : *Acila* G : *Glycymeris* S : *Scapharca* Ch : *Chlamys* P : *Patinopecten* C : *Crassostrea*

第2表 フィッション・トラック年代測定値

Mineral	Number of grains	Ns	ρ_s	Ni	ρ_i	Nd	ϕ	Age(Ma)
zircon	38	207	6.74×10^4	1143	3.72×10^5	3250	1.34×10^{14}	1.46 ± 0.23

Ns : 自発フィッション・トラック密 (tracks)

 ρ_s : 自発フィッション・トラック密度 (tracks cm⁻²)

Ni : 誘発フィッション・トラック数 (tracks)

 ρ_i : 誘発フィッション・トラック密度 (track cm⁻²)

Nd : 外部ディテクター (白雲母) 上の誘発フィッション・トラック数 (tracks)

 ϕ : 熱中性子線量 (neutrons cm⁻²)

A. 裏の沢層のフィッション・トラック年代

野幌森林公園内の瑞穂池付近に分布する軽石質砂層の軽石からジルコンを抽出し、フィッション・トラック年代を求めた。なお、年代算出の際、壊変定数については $\lambda f = 7.03 \times 10^{-17} \text{y}^{-1}$ を、標準ガラス (NBS-SRM 612) の定数 B, ϕ については、それぞれ $5.79 \times 10^9 \text{nt}^{-1}$, 348 を用い、年代値の誤差については 2σ を示した (表 2)。

求められたフィッション・トラック年代値は、 $1.46 \pm 0.23 \text{ Ma}$ である。この値は前期更新世を指示するもので

ある。

B. 下野幌層の時代

音江別川流域の下野幌層シルト層の古地磁気測定の結果は、12層準で出されているが、正帯磁を示し、BRUNHES 正帯磁期に相当すると考えられている (木村ほか, 1983)。しかし、下野幌層基底砂礫層の貝化石群の特性や *Mammuthus sp. cf. pramammonteus* の産出を重視すると前期更新世の末期、つまり、Jaramillo 事件層準を示唆していると考えられる。ITIHARA & KAMEI (1982) によると、

Mammuthus prammonteus の産出層準は、ほぼその時期に当たる。また、貝化石群やその直上の泥炭層の花粉組成が示す寒冷な環境を重視すると、十勝地域の上部池田層最上部の *Picea-Larix* 帯 (YOSHIDA et al., 1981), さらに、東北地方の会津盆地の七折坂層 (SUZUKI & MANABE, 1982) や大阪層群光明池 tuff 層準などの寒冷化を示す時期に対比できそうである。これらの層準は、ほぼ Jaramillo 事件の時期と考えられている。また、裏の沢層との関係は不整合であるが、十勝地域にもこの時期の不整合がみられる (吉田, 1983)。以上のような事実を総合して考察すると、下野幌層の堆積時期は、前期更新世末期から中期更新世初期にわたるものと考えられる。

C. 材木沢層の時代

材木沢層は、岩相上、上・中・下部の三部層に区分され、それぞれに貝化石が産出している。これらの貝化石群と下野幌層のそれらを総括した生層序はすでにのべたとおりである。それを基礎に、野幌丘陵地域と対比すると、下部層が、ほぼ裏の沢層へ、中・上部層は下野幌層に相当すると考えてよい。したがって、その堆積時期は前期更新世から中期初期にまたがるものである。

2. 中期更新世

A. 音江別川層と早来層

音江別川層と早来層は、ともに暖流系の貝化石群をふくむ海成層である。そして構造的には水平層であり、分布高度の上限も 45~60 m の範囲内にあることなどから、両者を対比させて間違いのないであろう。

音江別川層は下野幌層を傾斜不整合でおおっているが、時代を特定できる積極的な資料はない。しかし、地層の分布高度や上・下層との層位的関係、あるいは貝化石や花粉化石の特性などを総合して考察すると、中期更新世の温暖期の堆積物とみることができる。

伊達山層は時代を示す資料にとぼしいが、層位的観点から音江別川層に対比される陸成層と考えられる。

B. 竹山礫層

この礫層は、松下ほか (1972) によると、野幌丘陵西南部の焼山、白旗山、島松山などの山頂付近に分布し、新第三系を不整合におおう島松山礫層と同じものであるとされ、前期更新世の扇状地堆積物と考えられていた。しかし、竹山礫層は音江別川層を不整合におおって堆積し、最終氷期の堆積物と考えられる小野幌層に不整合におおわれている。しかも構成礫が著しく風化され、赤色土化している部分もある。北川ほか (1963) は古赤色土の生成時期は最終氷期であるとしている。このようなことを考慮すると、この礫層の堆積時期は中期更新世の

寒冷期であると考えられる。

他地域において、竹山礫層に対比される地表に露出した地層は見当たらないが、静川ボーリングの Sz-III 層が、その層位的位置からみて、竹山礫層に対比できると考えられる。それは、静川寒冷期とされた時期で、おそらくリス氷期に対応すると考えられる。

3. 後期更新世

A. もみじ台層と厚真層

もみじ台層は、その分布高度や貝化石の組成から、明らかに音江別川層とはことなる時期の海成層であり、最終間氷期、つまり、下末吉期に位置づけられる。厚真層も同時期のものと考えられている。

B. 小野幌層とその相当層

小野幌層は野幌丘陵地域において下位の地層をすべて不整合におおって発達しており、西翼に分布する同層の ^{14}C 年代は、32,000~36,000 y. B. P. の範囲をしめしている (北川ほか, 1979)。しかし、東翼の同層は、狭在するテフラ (Aafa) から早来-厚真地域の本郷層に対比される。本郷層は、下位の厚真層と整合漸多の関係にあり、花粉化石群集の変化も考慮され、最終氷期末から最終氷期初頭の時期が考えられている (馬追団体研究会, 1983)。また、町田ほか (1987) は、Aafa-2 を洞爺火山灰とし、その噴出時期を13万年前と7万年前との間のある時期としている。だとすると、西翼の小野幌層と東翼のそれとは、層準が違う可能性もあり、今後の問題である。

元野幌層の ^{14}C 年代は 28,000~30,000 y. B. P. の範囲内にある (北川ほか, 1974; 矢野・山田, 1982)。江別砂層は内陸の古砂丘とされており、その形成時期は 28,000~21,000 y. B. P. の間とされている (北川ほか, 1974)。また、広島礫層は 22,000~15,000 y. B. P. (矢野, 1970, 柏倉, 1970) のなかにはいる。

以上のように、最終氷期の地層の編年については ^{14}C 年代や花粉群集、テフラなどから種々の考察がなされているが、まだまだ種々の問題が残されている。

おわりに

石狩低地帯に分布する更新統の層序を検討した過程で次のような事実が明らかになった。

1) 石狩低地帯においては更新世の4時期に海進が認められる。すなわち、前期更新世から中期初頭にかけての時期 (裏の沢-下野幌期)、中期の温暖期 (音江別川期; おそらく、ミンデル-リス間氷期)、最終間氷期 (もみじ台期) および最終氷期の亜間氷期 (山口期) な

どの海進である。

2) 鮮新世—更新世境界を検討するための層位的現象は今のところ発見されていない。しかし、前期末から中期の初頭にかけての時期に、貝化石群集や花粉群集の構成が変化している。つまり、Jaramillo 事件の層準付近の時期が生層序的にみると重要な意義をもっていると考えられるのである。

3) 本地域においては更新世を通して3寒冷期と2温暖期がみとめられる。寒冷期は、前期末(下野幌層基底砂礫層準)、中期の後期(Sz-III層準; 静川寒冷期)および最終氷期、とくに、21,000~22,000年前頃(広島砂礫層層準)である。温暖期は、中期の音江別川期と最終間氷期である。しかし、最終間氷期は、現在の気候条件とほぼ同じ程度であり、その期間内にやや寒冷な1時期がみとめられる。また、最終氷期の八軒 bed 層準はその上下の層準に比較すると相対的に温暖である。

4) 今後の問題として、次のようなものがある。

- ① 鮮新世—更新世境界に関連して、裏の沢層下部層の再検討と下限の追跡、砂川低地帯周辺の上層鮮新統と材木沢層との層位関係。
- ② 古地磁気層序の確立、とくに、Jaramillo 事件層準の確定。
- ③ 竹山礫層の西方への追跡とその堆積過程の解明。松下ほか(1972)が指摘したように、この礫層が島松山や白旗山からつながる扇状地礫層だとすると、かなり大規模な断層をともなった地塊の昇降運動を考えなければならない。

この問題は、下一中部更新統の構造(野幌背斜構造など)とともに、本地域の新第三紀—第四紀の構造発達史を考察するうえで興味ある問題である。

- ④ 上部更新統の詳細な層序や対比にはまだ種々の問題が残されている。たとえば、もみじ台層と厚真層はともに最終間氷期に位置付けられるが、正確な Stage はどこなのか、また、最終氷期前半とした小野幌層は、野幌背斜の西翼と東翼で層準が異っているのではないか、あるいは、低地部の地下で確認されている最終氷期後半の海成層と対比される地表での層準はどこなのかなど、具体的な層序の再検討とともに古地理や古環境の復元を考えていかなければならない問題である。

謝辞 この小論をまとめるにあたり、種々新しい資料の提供をいただいた北海道土質コンサルタント K. K. の外崎徳二氏および北海道立地下資源調査所の和田信彦氏に深く感謝する次第である。

文 献

- 赤松守雄, 1980: 野幌丘陵から産出する暖流系のフォーナについて。北海道開拓記念館研究年報, no. 8, 1-35.
- , 1984: 北海道石狩丘陵から産出する『いわゆる獅子内動物群』について。同上, no. 12, 1-34.
- , 矢野牧夫, 1973: 北海道野幌丘陵における Bison の産出について。第四紀研究, 12, 65-70.
- , 山田悟郎, 1980: 野幌丘陵の地質—特に東部地域を中心として—。北海道開拓記念館調査報告, no. 19, 1-9.
- , 山田悟郎・北川芳男・矢野牧夫, 1981: 野幌丘陵の地質と古生物の変遷。北海道開拓記念館研究報告, no. 6, 17-24.
- , 松下勝秀, 1984: 石狩平野西部地下における更新統の貝化石群と層序区分。第四紀研究, 23, 183-195.
- 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.
- 第四紀総研北海道グループ, 1969: 北海道の第四系。地団研専報, no. 15, 1-37.
- 藤江 力, 1958: 洪積世・獅子内層産の貝化石, 1. 二枚貝。新生代の研究, no. 28, 28-44.
- 藤田 郁男・石狩低地帯研究会, : 石狩低地帯南部の第四系—厚真, 日高門別付近の海成層について—。北海道第四紀研究連絡誌, no. 14, 1-7.
- 星野フサ・木村方一・小林寿美枝・及川淑子・齋藤裕子・遠山容子, 1982: 石狩平野南東部に分布する沙見層および下安平層の花粉学的研究。第四紀研究, 21, 23-40.
- IGARASHI, Y., 1975: Palynological Study of Subsurface Geology of the Coastal Plain along the Ishikari Bay, Hokkaido, Japan. *The Quaternary Research*, 14, 33-53.
- 五十嵐八枝子・熊野純男, 1981: 北海道における最終氷期の植生変遷。第四紀研究, 20, 129-141.
- ITIHARA, M. and KAMEI, T., 1982: The Pliocene-Pleistocene Boundary in the Osaka Group, Japan. ITIHARA, M. and KUWANO, Y., eds., *The third report on the Pliocene-Pleistocene Boundary in Japan*. 42-50.
- 垣見俊弘, 1958: 5万分の1地質図幅「石狩」および同説明書。地質調査所。
- 柏倉 信, 1970: 野幌丘陵南部における低位段丘堆積物の¹⁴C年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代(58)—。地球科学, 24, 149-150.
- 春日井昭・藤田 亮・細川貞四郎・岡村 聡・佐藤博之・矢野牧夫, 1980: 南部石狩低地帯の後期更新世のテフラ—斜方輝石の屈折率と Mg-Fe 比との比較研究。地球科学, 34, 1-15.
- 木村方一・外崎徳二・赤松守雄・北川芳男・吉田充夫・亀井節夫, 1983: 北海道石狩平野・野幌丘陵からの前期—中期更新世哺乳動物化石群の発見。地球科学, 32, 162-177.

- 北川芳男・松野 正・近堂祐弘・佐久間敏夫, 1963: 北海道に発達した古赤色土(風化殻). 北海道開発局土木試験所月報, no. 115, 1-10.
- . 中村 齊・矢野牧夫・中田幹雄・三野紀雄・森田知忠・赤松守雄・山田悟郎・小林幸雄, 1974: 野幌丘陵周辺の第四紀に関する諸問題. 北海道開拓記念館研究年報, no. 3, 57-82.
- . 松下勝秀, 1976: いわゆる「野幌層」について. 道立地下資源調査所報告, no. 48, 127-137.
- . 赤松守雄・山田悟郎・矢野牧夫・三野紀雄, 1979: 野幌丘陵の地質—特に西部地域を中心にして. 北海道開拓記念館調査報告, no. 17, 3-12.
- . 矢野牧夫, 1980, 野幌地域における窯業用原土に関する地史的考察. 同上, no. 19, 9-15.
- . 赤松守雄・松下勝秀・五十嵐八枝子, 1985: 石狩低地帯の第四系(1)—中・下部更新統について—. 北海道開拓記念館研究年報, no. 13, 1-10.
- 久保和也・石田正夫・成田英吉, 1983: 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅「長万部地域の地質」. 地質調査所.
- 近藤 務・五十嵐八枝子・吉田充夫・赤松守雄, 1984: 北海道苫小牧市静川ボーリング・コアにみられる第四系. 第四紀研究, 22, 313-325.
- 興水達司・赤松守雄・北川芳男, (投稿中): 北海道野幌丘陵の鮮新世—更新統裏の沢層のフィッシュン・トラック年代. 地質雑.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕, 1987: 北日本を広くおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 129-145.
- 松下勝秀・藤田郁男・小山内熙, 1972: 札幌・苫小牧低地帯およびその周辺山地の地質. 地質学論集, no. 7, 13-26.
- 松沢逸己・松井愈・小林保彦・山口昇一・宮坂省吾・田中 実・小久保公司・春日井昭・木村方一, 1978: 十勝累層群, 長流枝内層と居辺山層. 地団研専報, no. 22, 40-61.
- 長尾 巧, 1934: 北海道における瀬棚期後の海成化石層. 地質雑, 41, 205-207.
- OINOMIKADO, T., 1937: Molluscan Fossils from the Pleistocene Deposit of Sisina in Tobetu-mura Isikari-gun, Hokkaido. *Jour. Geol. Soc. Jap.*, 44, 65-70.
- 大島和雄, 1971: 獅子内層貝化石の新産地. 調査研究会講演要旨記録, 23-27. 地質調査所北海道支所.
- 嵯峨山積・赤松守雄・五十嵐八枝子, 1986: 北海道東部, 根釧原野の中・下部更新統. 地球科学, 40, 373-382.
- 佐々保雄・森谷虎彦, 1956: 北海道石狩国野幌丘陵の地質. 石油技術協会誌, no. 5, 236-251.
- 佐藤博之, 1969: 札幌—苫小牧低地帯の火山灰. 地質ニュース, no. 179, 15-20.
- 篠原 暁・木村方一・古沢 仁, 1985: 北海道石狩平野の野幌丘陵から発見されたステラー海牛について. 地団研専報, no. 30, 97-117.
- SUZUKI, K. and MANABE, K., 1982: Pliocene-Pleistocene Chronology of the Yamato Group of Aizu Basin, Northeast Honshu, Japan. ITHARA, M. and KUWANO, Y., eds., *The third report on the Pliocene-Pleistocene Boundary in Japan*, 18-27.
- 外崎徳二・赤松守雄・木村方一・吉田充夫・高木俊男・渡部真人・飯沢豊子, 1981: 北海道野幌丘陵から発見された中期更新世の不整合について. 地球科学, 35, 91-93.
- . 馬追団体研究会, 1983: 石狩低地帯における下末吉期とその前後. 柴崎達雄編, いわゆる下末吉期の海成段丘の対比と地質年代, 東海大学, 13-18.
- . 赤松守雄, 1984: 石狩丘陵南部から発見された当別層と材木沢層との不整合について. 道立地下資源調査所報告, no. 55, 101-104.
- 馬追団体研究会, 1983: 北海道中央部馬追丘陵の中・上部更新統—2つの海進について—. 地球科学, 37, 8-21.
- . 1987: 石狩低地帯東縁部の更新統層序と古地理の変遷. 地球科学, 41, 303-319.
- 山田悟郎・和田信彦・赤松守雄, 1981: 苫小牧東方地域の中・上部更新統—とくに厚真—鶴川付近の丘陵地域—. 道立地下資源調査所報告, no. 52, 31-55.
- . 馬追丘陵西翼部に分布する後期更世堆積物の花粉化石について. 北海道開拓記念館研究年報, no. 12, 35-46.
- 矢野牧夫, 1970: 北海道の第四系より産出した *Larix gmelini* の遺体について. 地質雑, 76, 205-214.
- . 山田悟郎, 1982: 北海道開拓記念館研究年報, no. 10, 1-13.
- YOSHIDA, M., FUJIWARA, Y., HOMMA, M., IGARASHI, Y., TONOSAKI, T., 1981: Magnetostratigraphy and Chronology of the late Neogene and Quaternary deposits in Tokachi district, Hokkaido, Japan. *Rock Mag. Paleogeophys.*, no. 8, 106-109.
- 吉田充夫, 1983: 北海道十勝地域と石狩低地帯における鮮新—更新統. 地団研専報, no. 25, 105-113.