論 説
 Original Article

北海道岩見沢市幌向川流域の中新統の放散虫化石層序

久保田資浩*・本山 功**・川村 好毅*・上栗 伸一***・小笠原憲四郎*

(Received December 14, 2009 ; accepted September 3, 2010)

Radiolarian biostratigraphy of the Miocene rocks in the vicinity of the Horomui River, Iwamizawa city, Hokkaido

Shikou Kubota, Isao Motoyama, Koki Kawamura, Shin-ichi Kamikuri and Kenshiro Ogasawara

Abstract : The Ishikari-Hidaka sedimentary basin which ranges from Iwamizawa to the coastal area of Hidaka District, Hokkaido, is occupied by thick Neogene sedimentary rocks. These include Miocene rocks that consist mainly of sandstone, mudstone, interbedded sandstone and conglomerate (gravity flow deposits), siliceous hard mudstone, and diatomaceous mudstone, showing various vertical and lateral changes in lithofacies. We have surveyed the Miocene Takinoue, Kawabata, Iwamizawa and Oiwake Formations exposed in the southern part of Iwamizawa City and have examined radiolarian assemblages of these formations to discuss the temporal sedimentary history of the basin. Radiolarian fossils from the examined geologic section are indicative of the *Dendrospyrus? sakaii* Zone to *Lychnocanoma magnacornuta* Zone, suggesting that the Kawabata, Iwamizawa, and Oiwake Formations were deposited during the Middle Miocene (~15 to ~12.2 Ma), the late Middle Miocene (~12.2 to 11.7 Ma), and the Late Miocene (after 11.7 Ma), respectively. Correlation between the study area, Yubari area and Hobetsu area revealed diachronous nature in change from domination of coarse gravity flow deposition of the Kawabata Formation to biosiliceous fine-grained facies of the Iwamizawa Formation.

Keywords : Hokkaido, Miocene, Radiolaria, Ishikari-Hidaka Basin, correlation, molluscan fossils, Asahi fauna

1. はじめに

北海道中軸部には、重力流堆積物や珪質堆積物により充填された、天北-羽幌堆積盆・石狩-日高堆積盆と呼ばれるトラフ状の新第三系堆積盆が南北帯状に分布している(保柳ほか, 1986)。このうち石狩-日高堆積盆は、千島弧と本州弧の島弧会合部における中期中新世以降の東西圧縮応力場のもとで発達した前縁盆地であり、堆積の進行とその後の大規模な褶曲変形を経験してきたとされている。石狩-日高堆積盆の全域にわたって波状褶曲構造をなす中新統(滝の上層, 川端層, 岩見沢層, 追分層およびそれらの相当層)は、明治末期に探鉱調査が開始され(例えば渡邊, 1918によるレビューを参照)、その後20世紀を通じてそれ自体が主要な探鉱対象とされてきたが、勇払油ガス田の開発や地表下の深部探鉱の進展により、最近では古第三系石狩層群の石炭や炭質泥岩を起源とする油ガスの生成・移動・集積機構の解明が進められ(栗田・横井, 2000; 武富・

西田, 2002; 国安・山田, 2004)、川端層およびそれ以降の地層は、キッチンエリアにおいて炭化水素が生成・排出された時期の堆積体であると理解されるようになった。したがって、中期中新世以降の石狩-日高堆積盆の堆積過程・堆積盆発達史は、油ガスの生成・排出に大きな影響を及ぼした可能性が高い。

石狩-日高堆積盆中新・鮮新統のうち、追分層・荷葉層およびそれらの相当層(およそ10 Maよりも若い上部中新統~鮮新統)については珪藻化石による年代学的資料が充実しているが(嵯峨山, 2000; 平松, 2004)、滝の上層・川端層・岩見沢層およびそれらの相当層(約15~10 Maの中~上部中新統)は珪藻化石の散点的な産出が報告されているものの(嵯峨山ほか, 1992; 川上ほか, 2002)、総じて年代学的情報に乏しい。その理由としては、もともと石灰質浮遊性微化石に乏しいこと、埋没後の続成作用により珪質微化石の保存が悪くなること、微化石の検出に適さない粗粒な岩相が多いことを挙げることができる。しかし、放散虫化石については、北海道中軸帯の中部中新統から比較的よい産出が知られており(長田・一ノ関, 1982; 本山, 1999b)、最近の研究によっても中部中新統~上部中新統下部にかけて連続的な産出により年代決定成果があがっている(新澤ほか, 2009; 本山・川村, 2009)。本研究では、

* 筑波大学地球進化科学教室 Department of Earth Evolution Sciences, University of Tsukuba

** 山形大学理学部地球環境学科 Department of Earth and Environmental Sciences, Yamagata University

*** 日本学術振興会特別研究員PD(筑波大学) JSPS Research Fellow, Department of Earth Evolution Sciences, University of Tsukuba

Fig. 1 Legend map showing the studied sections and sampling locality. Numbered thick lines refer to columnar sections shown in Fig. 4. Sample numbers (1 to 42 and M1 to M3) are prefixed by 'HM'. HM-1 to -42 are rock samples for radiolarians and HM-M1 to -M3 are of molluscan fossils.

地表踏査に基づく地質年代資料の蓄積の一環として、岩見沢市南部の幌向川地域 (Fig. 1) において地質調査を実施し、放散虫化石による堆積年代の検討ならびに、他地域との層序対比を行った成果について紹介する。

2. 地 質

石狩-日高堆積盆新第三系は、北は岩見沢から南は浦河まで 140 km にわたって分布し、礫岩、砂岩、泥岩などの非火山性の堆積岩を主体とし、その層厚は数 1,000 m に達する。調査地域の第三系は、先第三系を不整合に覆っており、下位より砂岩・泥岩を主とする滝の上層、礫岩・砂岩・泥岩の互層を主とする川端層、珪質泥岩を特徴とする岩見沢層、珪藻質の砂質泥岩や礫岩からなる追分層の 4 層に区分される (Fig. 2)。これら 4 層は互いに整合関係にあり、その上に第四系の段丘堆積物で、主に未固結の礫・砂・砂礫・シルト・粘土からなる茂世丑層が不整合に覆っている。地層はほぼ南北の走向をもち、西側に 30~60° 傾斜する。調査地域東端に古第三系幌内層が分布し、東から西へ順次滝の上層、川端層、岩見沢層、追分層が分布する (Fig. 3)。幌向川と湯ノ沢の間には、露頭確認はできなかったが、幌内層・滝の上層・川端層の各地層境界の位置のずれから、みかけ左横ずれの朝日断層 (佐々ほか, 1964) が東西に伸長し、滝の上層・川端層下部を最大で 400 m 水平に変位させている。柱状図作成ルートは、幌向川本流 (ルート 1)、湯ノ沢上流北側の林道 (ルート 2)、湯ノ沢から上流の尾根を越えて美流渡二の沢支流に延びるルート (ルート 3)、幌向川の支流 (ルート 4)、千代谷川 (ルート 5)、

Series	Formation (Thickness)	Column	Lithology
Miocene	Upper		
	Oiwake (880 m ⁺)		conglomerate sandstone diatomaceous mudstone
	Iwamizawa (300 m)		siliceous hard mudstone
	Middle		
	Kawabata		
Miocene	Upper part (1000 m)		interbedded sandstone and mudstone
	Lower part (2500 m)		interbedded conglomerate, sandstone and mudstone
Lower	Takinoue (450 m)		mudstone sandstone conglomerate

Fig. 2 Stratigraphy of the Miocene sequence in the Horomui River region.

守野貯水池 (ルート 6) の 6 つである (Fig. 1)。

2.1 滝の上層

調査地域における滝の上層の岩相は大きく下部の砂岩礫岩優勢部と上部の泥岩優勢部からなる。本調査により層厚は幌向川で 450 m と算定された (Fig. 4)。下位の古第三系

幌内層を不整合に覆うとされるが（佐々ほか, 1964）, 本研究では確認できなかった。

下部の砂岩礫岩優勢部は、主として灰緑色の中～細粒砂岩からなり、時に細礫を含み、多くは塊状であるが、ところにより層理を呈する。ルート1とルート2では黒雲母を含む白色凝灰岩を挟有する。礫岩はルート2とルート3で認められ、ルート2のものは径5 cm以下の円礫からなり、数10 cmの厚さで成層する。ルート3のものは塊状で、中～粗粒砂の基質中に径1 cm以下の角礫～円礫が含まれる。

上部の泥岩優勢部は、主に暗灰色の無層理塊状泥岩からなり、径10～20 cmの石灰質ノジュールを含む。数枚の砂岩および凝灰質砂岩を挟み、そのうちの1つは含海緑石砂岩であり（Fig. 4）, 厚さ約3 mで中～粗粒砂からなり灰緑色を呈する。この含海緑石砂岩は、大原（1966）により滝の上層の基底層とされるものであり、これより下位の泥岩層と砂岩礫岩優勢部は滝の上層とは区別されて幌向層と呼ばれることがある（大原, 1966）。泥岩は硬質であるが、下部ほどより硬くなる傾向がある。ルート2では泥岩優勢部の上部に厚さ50 mの含礫泥岩が認められた。基質は同様の暗灰色塊状泥岩であり、その中に最大径20 cm、多くは径5 cm以下の円礫が散在する。礫種は花崗岩を主とする。

本地域の滝の上層からは、北海道における前期中新世を代表する朝日動物群と呼ばれる軟体動物化石が豊富に産出する（藤江・魚住, 1957; Uozumi, 1966）。本研究では3地点から軟体動物化石を採取した（試料番号HM-M1, -M2, -M3; Fig. 1およびFig. 4）。含海緑石砂岩より下位のHM-M1はルート1の幌向川高柳橋の南側の大崖の灰緑色砂岩中に時に層状～レンズ状に密集して産するもので、朝日動物群の典型的な種である*Mytilus tichanovitchi* Makiyamaのほか、*Spisula onnechiuria* (Otuka), *Megangulus elongatus* (Uozumi), *Thracia asahiensis* Uozumiなどの産出が認められた。ルート2の風化した砂岩（HM-M3）からは*M. tichanovitchi*が産出した。栗原ほか（2005）によると、北海道における*M. tichanovitchi*の層序的分布範囲は下部中新統に限定される可能性が高いとされている。いっぽう、含海緑石砂岩より上位のHM-M2はルート1の泥岩中に散在して産するもので、*Acila submirabilis* Makiyama, *Portlandia tokunagai* (Yokoyama), *Neptunea* aff. *vinosa* (Dall)が得られた。これらは滝の上動物群の泥岩相のものに当たる。

2.2 川端層

調査範囲内に最も広く分布し、本調査により層厚は幌向川で3,500 mと算定された（Fig. 4）。下位の滝の上層に整合に累重する。本地域の川端層は礫岩砂岩泥岩のさまざまな組み合わせの互層からなり、それらの礫岩と砂岩のほとんどは重力流堆積物とみられる。本研究では川端層を砂岩礫岩が優勢な下部と泥岩が優勢になる上部に分けて図示した（Fig. 3およびFig. 4）。本地域の川端層の岩相のほとんどはFig. 4に示した4つの岩相タイプ（Facies A, B, C and D）に分類できるが、一部に含礫泥岩や凝灰岩を挟む。Facies AとFacies Bではしばしば癒着して厚い砂岩礫岩層を形成

する。Facies AとFacies Bでは礫岩・砂岩に正級化構造が認められることが多いが、砂岩は塊状を呈することもある。Facies Cの砂岩には平行葉理が発達する場合がある。

川端層下部は、2,500 mの層厚があり、砂岩・礫岩が大部分を占め、泥岩の比率は小さい（Fig. 4）。基底は、砂岩優勢の砂岩泥岩互層（Facies C）が滝の上層の泥岩に重なる。その様子はルート1, 2, 3において認められた。最下部の厚さ500 mは主にFacies Cからなる。その上位には主にFacies AとFacies Bからなる粗粒な岩相が続き、その層厚は1,900 mに及ぶ。凝灰岩としたものは、主に中～細粒の砂質凝灰岩ないし凝灰質砂岩層であり、しばしば1～3 cmの厚さで成層して、河床では明暗の縞状を呈する。まれに厚さ1 m以内の青灰色軽石質凝灰岩も見られた。佐々ほか（1964）は川端層の凝灰岩層を、下位からtf1, tf2, tf3, tf4としている。本研究ではルート3において層位的にみてtf1, tf2, tf3に当たるものを認めることができたが、tf2とtf3は近接していて明瞭に判別できなかった（Fig. 4）。ルート3におけるtf2とtf3を合わせた厚さは20 m程度であった。

川端層上部は、主にFacies Cと泥岩からなり、ルート1で1,000 mの厚さを持つ（Fig. 4）。砂岩泥岩互層をなす砂岩は灰色中～細粒砂岩で、ほとんどは厚さ20 cm以下である。泥岩は灰色を呈し、厚さ5～100 cm程度で、ときに砂質になる。泥岩中にはところにより径10～20 cmの石灰質ノジュールが含まれる。

川上ほか（2002）は夕張川付近の川端層の詳細な層序学的研究により、川端層を下部の泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなる雨霧砂岩泥岩部層と、上部のより粗粒な東山砂岩礫岩部層とに区分し、これらの部層の境界が凝灰岩鍵層、すなわち時間面に対して斜交していることを見いだした。それによるとその部層境界は北方へ古くなるとされる。今回の幌向川流域の調査結果によれば、川端層の下部に雨霧砂岩泥岩部層に比較できる泥岩優勢の砂岩泥岩互層は認められない。したがって、本研究の川端層下部が東山砂岩礫岩部層に相当し、本地域では滝の上層の上に東山砂岩礫岩部層が直接重なっていることになる。椿原（1990）によると、幌向川と川上ほか（2002）の調査地域との間の川端層は砂岩勝ちの砂岩泥岩互層が多く、中部は礫岩が多いとされるので、幌向川流域の川端層と類似している。

2.3 岩見沢層

調査地域西部に分布し、層厚は本調査によりルート1, 5, 6で300 m程度と見積もられた（Fig. 4）。川端層を整合に覆い、主として硬質珪質泥岩と泥質砂岩の互層よりなる。互層は珪質泥岩勝ちで、5～10 cm厚の暗灰色硬質珪質泥岩と1～2 cm厚の灰色泥質細粒砂岩の繰り返しからなる。硬質珪質泥岩中には散点的に石灰質ノジュールが含まれている。

2.4 追分層

調査地域の西端に分布し、本研究では最下部の厚さ3 m程度しか観察されなかった。佐々ほか（1964）によると栗沢背斜西翼部で880 m以上、馬追山地で680 m以上の厚さ

になるとされる。ルート6において、下位の岩見沢層の硬質珪質泥岩に整合に重なる様子が確認された。そこでは岩見沢層の硬質珪質泥岩と泥質砂岩の互層の上に厚さ 60 cm の軟質の珪藻質砂質泥岩が重なり、その上に厚さ 40 cm の硬質珪質泥岩と泥質砂岩の互層が重なり、続いて珪藻質砂質泥岩が累重する。

2.5 茂世丑層

新第三系を不整合に覆う段丘堆積物であり、調査地域西部に分布する。露頭 MU1 と MU2 (Fig. 1) は円礫を含む未固結の明灰色粘土からなる。円礫の多くは径 3 cm 以下で、礫種には花崗岩、砂岩、ホルンフェルスが見られた。

3. 放散虫化石分析

日本を含む北太平洋地域の新第三系放散虫化石帯区分は 1980 年代後半以降に細分化が進められ (船山, 1988; Shilov, 1995; Motoyama, 1996), さらに、古地磁気層序や他の微化石層序との対応関係も詳しく検討された (本山・丸山, 1998; 本山, 1999a; Kamikuri *et al.*, 2004, 2007; Motoyama *et al.*, 2004)。これにより、とくに中部中新統～鮮新統の年代決定における実用性が高まっている。

3.1 試料および分析方法

放散虫化石分析用の試料として、42 試料を採取した (Fig. 1 および Fig. 4)。そのうちの 15 試料 (HM-01, 03-11, 15, 19, 21, 23, 27) は石灰質ノジュール、2 試料 (HM-41, 42) は珪藻質砂質泥岩、残りの 25 試料は泥岩ないし砂質泥岩である。

石灰質ノジュールは数%濃度の塩酸により溶解させ、ふるいを用いて水洗いした。ふるいに残った粒子は乾燥させてからナフサ法を適用した。その後、クリーニングのために濃度約 15% の過酸化水素水と分散剤を加え、反応が収まるまで (30～60 分) 煮沸した。泥質岩は、60℃の恒温乾燥機により乾燥させたのちに、硫酸ナトリウム法とナフサ法を適用した。これを 1, 2 回繰り返した。その後は、同様にさらに過酸化水素水と分散剤によるクリーニングを行った。ふるいは目の大きさ 63 μm のものを用いた。処理済み残渣をあらかじめ糊を塗布したスライドガラス上に散布して定着させ、封入剤にエンテランニユーを用いてカバーガラス (24×50 mm) を被せて、これを観察用プレパラートとした。プレパラートを光学顕微鏡で 1 試料につき 1～3 枚検鏡し、種の産出の有無を記録した。

3.2 分析結果

処理の結果、42 試料のうち Fig. 5 に示した 26 試料からは 1 スライド当たり 15～2,560 個体の放散虫化石の産出が認められた。ただし、1 スライド中の放散虫個体数が 500 を超えたのは、HM-07, 08, 29, 41, 42 の 5 試料だけであり、全体に産出量は少ない。また、保存状態は中程度ないし不良のことが多かった。このほか HM-1, 20, 30, 31, 36 の 4 試料からはごく少量 (1 スライド中 1～11 個体) の産出が認められたが、保存不良で種名の決まるものはなかった。放散虫化石帯は、Kamikuri *et al.* (2004) と Motoyama *et al.* (2004) の区分に従い、化石帯・生層準の年代値は

Table 1 Radiolarian events in the studied section.

Radiolarian events	Age (Ma)	Horizon
LO <i>Cyrtocapsella japonica</i>	9.9	above HM-42
FO <i>Lychnocanoma magnacornuta</i>	11.7	HM-41/HM-29
LO <i>Eucyrtidium inflatum</i>	11.7	HM-28/HM-27
FO <i>Eucyrtidium inflatum</i>	15.3	HM-40/HM-39
LO <i>Stylosphaera? magnaporulosa</i>	13.1	HM-40/HM-39
LO <i>Dendrospyris? sakaii</i>	14.8	HM-19/HM-15
FO <i>Dendrospyris? sakaii</i>	16.7–15.9	HM-08/HM-07

Kamikuri *et al.* (2004, 2007) を基にした。標準古地磁気年代尺度は Berggren *et al.* (1995) に準じる。

主要種の層位的産出 (Fig. 5) に基づいて、Table 1 に示す 6 つの生層準を認定することができた。そしてこれらを基にして *D.? sakaii* 帯、*E. inflatum* 帯、*L. magnacornuta* 帯の 3 帯を認定することができるが、化石帯の設定困難な層序区間 (化石帯未決定区間) も生じた (Fig. 5)。*D.? sakaii* 帯は *D.? sakaii* の初産出から *E. inflatum* の初産出までの区間、*E. inflatum* 帯は *E. inflatum* の初産出から *L. magnacornuta* の初産出までの区間、*L. magnacornuta* 帯は *L. magnacornuta* の初産出から *L. magnacornuta* の連続的産出の上限までの区間により、それぞれ定義される。下位より、まず *D.? sakaii* が産出し *E. inflatum* が産出しない区間 (HM-08～HM-15) を *D.? sakaii* 帯と認定する。次に *E. inflatum* の初産出から *L. magnacornuta* の初産出までの区間 (HM-40～HM-29) を *E. inflatum* 帯に、*L. magnacornuta* が産出した層準 (HM-41) を *L. magnacornuta* 帯に認定する。化石帯未決定区間は 3 区間認められた (Fig. 5 では Undetermined と表示した)。まず、*D.? sakaii* 帯より下位の放散虫産出区間 (HM-03～HM-07) は化石帯指標種の産出が認められないため、化石帯を認定することができなかった。*D.? sakaii* 帯の上位の *D.? sakaii* の産出も *E. inflatum* の産出も認められなかった区間 (HM-19～HM-39) は化石帯の認定が困難であると判断した。同様に最上部の試料 HM-42 も化石帯指標種の産出が認められなかったため化石帯未決定区間と判断した。

ここで、これら 3 つの化石帯未決定区間について、もう少し考察を加えてみたい。上述したように *D.? sakaii* 帯の下限は *D.? sakaii* の初産出 (16.7–15.9 Ma) により定義される。今回の結果では *D.? sakaii* の初産出は滝の上層上部の HM-08 に認められたが、その層準より下位の試料は放散虫の産出量が少なく保存も不良であったため、みかけの初産出である可能性もある。これが、*D.? sakaii* 帯より下位の区間を化石帯未決定区間とした大きな理由である。*D.? sakaii* 帯の上限は *E. inflatum* の初産出により定義される。しかし、本来は *D.? sakaii* の終産出 (14.8 Ma) よりも下位に位置するはずの *E. inflatum* の初産出 (15.3 Ma) が、今回は明らかに若すぎる層準に認められた。これが、川端層下部の大部分と上部の下部 (HM-19～HM-39) の化石帯を決められなかった主要な理由である。この化石帯未決定区間の中でも HM-19 と HM-39 の 2 試料の放散虫群集は、*Stylosphaera? magnaporulosa* や *Cyrtocapsella tetrapera* を産

Fig. 5 Composite geologic column and stratigraphic distribution of the selected radiolarian species. Legend same as that in Fig. 4.

Fig. 6 Photographs of radiolarian fossils. Locality of the illustrated specimens on the slides is indicated by England Finder positions. 1. *Stylosphaera? magnaporulosa* (Clark and Campbell). HM-19, sl. 1, G46/0. 2. *Cyrtocapsella tetrapera* (Haeckel). HM-08, sl. 2, P43/3. 3-5. *Cyrtocapsella* sp. A : 3, HM-08, sl. 2, D28/1 ; 4, HM-08, sl. 2, Y33/0 ; 5, HM-08, sl. 2, D54/2. 6. *Cyrtocapsella japonica* (Nakaseko). HM-42, sl. 2, D23/0. 7. *Dendrosphyris? sakaii* Sugiyama and Furutani. HM-08, sl. 2, O54/4. 8. *Lychnocanoma magnacornuta* Sakai. HM-41, sl. 1, A33/0. 9. *Cycladophora ochotica* Vitukhin. HM-08, sl. 2, Y34/4. 10. *Eucyrtidium inflatum* Kling. HM-27, sl. 2, D41/3. 11, 12. *Lophocyrtis* sp. A : 11, HM-23, sl. 2, M39/3; 12, HM-23, sl. 1, B40/4.

するが *D. sakaii* や *Cycladophora ochotica* を含まないという点において, Kamikuri *et al.* (2007) により示されている *E. inflatum* 帯下部の群集に類似している。このことは、後述する地質年代の考察に関係してくる。最上部の試料 HM-42 は *L. magnacornuta* が産出しなかったため化石帯を認定できなかったが, *C. japonica* が産出したため *L. magnacornuta* 帯の群集の特徴を備えているといえる。

ところで、今回滝の上層から産出した *Cyrtocapsella* sp. A は、第3室までは *C. tetrapera* に類似するが、第4室が末端が開口している特徴的な漏斗形をなすもので (Fig. 6)、産出区間は層厚にして 50 m の範囲内 (HM-07, 08, 09 の3試料) に限られている (Fig. 5)。もし、地理的な生息範囲がある程度の広がりをもっていたのであれば、対比のよい鍵になる可能性がある。穂別地域の滝の上層相当層の栄層からは産出しなかったが (新澤ほか, 2009)、滝の上層や栄層からの放散虫化石の産出は石灰質ノジュールが産するかどうかという偶然にも左右されるため、結果的に穂別

地域では *Cyrtocapsella* sp. A の産出区間に比べて試料間隔が粗すぎたのかもしれない。今後、新澤ほか (2009) とは別のルートにおいても検討を行いたい。

4. 年代と地域間対比

4.1 地質年代

本地域の滝の上層下部からは朝日動物群が産出する。朝日動物群は種組成の違いから滝の上動物群よりも古い時代に位置づけられ (Uozumi, 1966)、その年代は本州の明世-^{あけよ} 櫛平動物群と同時期の 17~19 Ma 頃と考えられている (Ogasawara *et al.*, 2008)。これによれば、本地域の滝の上層下部の堆積年代は前期中新世後期である。いっぽう、栗田ほか (1997) によれば、“幌向層”、つまり本研究の含海緑石砂岩層より下位の滝の上層は、渦鞭毛藻化石・花粉化石・フィッシュトラック年代により下部中新統下部と推定されていて、軟体動物化石の年代的位置づけとかみ合わない。本研究により、“幌向層”に当たる、滝の上層の1

試料 (HM-01) から放散虫化石の産出が認められたが、個体数が少なく年代判定はできなかった。そのため、ここでは“幌向層”と朝日動物群の年代論については前期中新世とするにとどめておく。

今回の放散虫分析により、滝の上層上部は *D. sakaii* 帯に、川端層は *D. sakaii* 帯から *E. inflatum* 帯に、岩見沢層は *E. inflatum* 帯の上部に、追分層下部は *L. magnacornuta* 帯に対比された。また、14.8 Ma の年代目盛り (生層準) が川端層下部の試料 HM-15 と HM-19 の間 (層厚にして 1,000 m) のどこかに位置することになる。13.1 Ma を示す目盛りは川端層上部に、11.7 Ma の目盛りは岩見沢層と追分層の境界に位置づけられた。さらに、*E. inflatum* の初産出 (15.3 Ma) が川端層上部に認められたが、本研究では、それより下位に位置する 14.8 Ma と 13.1 Ma の目盛りを優先することにする。ここで、化石帯の認定と数値年代の解釈との間にずれが生じるが、どちらを優先させるかは二者択一問題であり、どちらも完全に否定することはできない。14.8 Ma と 13.1 Ma の 2 つのデータを棄却するよりも 15.3 Ma だけを棄却した方がよいだろうということと、上述のように、HM-19 と HM-39 の 2 試料の放散虫群集は *E. inflatum* 帯下部の群集に類似しているということから判断した。この点については今後の検討課題といえる。

まず、14.8 Ma となる層準が層厚 1,000 m のどこに来るのか分からないとしても、滝の上層と川端層の境界は、この年代よりも古いことは明らかである。川端層下部は粗粒な岩相からなることから堆積速度は速いと判断されるので、滝の上層と川端層の境界の年代は、およそ 15 Ma 頃と見積もって差し支えないであろう。ただし、滝の上層と川端層の境界は、本研究により *D. sakaii* 帯の中に位置付けられたのであるから、*D. sakaii* 帯の上限の年代 (15.3 Ma) よりも古いと考えることも可能である。しかし、上述のように *E. inflatum* の初産出が問題を抱えているため、ここでは、その可能性について指摘しておくにとどめたい。また、年代目盛りを与えた層準を年代コントロールポイントとして仮に堆積速度一定と見なして内挿すると、川端層下部と川端層上部の境界は約 13.4 Ma、川端層上部と岩見沢層の境界は約 12.2 Ma と算定される。岩見沢層と追分層の境界は 11.7 Ma である。

幌向川流域とその近接地域では、川端層と追分層から珪藻化石の産出報告があり (嵯峨山, 1989; 椿原, 1990), また、嵯峨山 (2000) により北海道全域のレビューがなされている。それらによると、茂世丑向斜の西側の栗沢背斜地域の川端層から産出した珪藻化石は *Crucidenticula nicobarica* 帯 (13.1~12.9 Ma) かそれよりも上位の年代を示すとされている (椿原, 1990; 嵯峨山, 2000)。南隣の栗山町内の追分層最下部は *Thalassiosira yabei* 帯 (11.5~10.0 Ma, Yanagisawa and Akiba, 1998) に対比され、北隣の岩見沢地域において追分層最上部は *Denticulopsis dimorpha* 帯 (10.0~9.2 Ma, Yanagisawa and Akiba, 1998) に対比されている (嵯峨山, 1989, 2000)。栗沢背斜地域の追分層は *D. dimorpha* 帯とされている (椿原, 1990)。今回の放散虫化石による

推定年代とこれら珪藻化石による推定年代に矛盾はない。

4.2 地域間層序対比

川端層~岩見沢層堆積期には、堆積盆の東西方向で岩相が異なり、東の夕張山地ではタービダイト相 (川端層) と硬質珪質泥岩 (岩見沢層) が発達し、同時期の西の馬追丘陵地域では中期中新世の堆積間隙 (*Denticulopsis lauta* 帯~*C. nicobarica* 帯の欠如) に続いて珪藻質泥岩が堆積した (*D. praedimorpha* 帯~*T. yabei* 帯) ことが以前より知られていた (米谷ほか, 1981a; 栗田・横井, 2000)。その後、川上ほか (2002) は、夕張川流域の川端層から *D. dimorpha* 帯を示す珪藻化石を検出したことから、東西方向だけではなく、南北方向にも岩相の大きな同時異相関係が存在するとした。川上ほか (2002) は日高海岸地域の中新統との比較を重要な論拠としているが、最近になって日高海岸地域北部の穂別地域において新たな年代学的資料が追加されたので (新澤ほか, 2009; 本山・川村, 2009), ここで、幌向川、夕張川、穂別の 3 地域の層序対比について改めて述べておきたい (Fig. 7)。

まず、川上ほか (2002) は夕張川地域で、川端層東山砂岩礫岩部層から 13.2 ± 0.9 Ma というフィッシュントラック年代と、*C. nicobarica* 帯~*D. praedimorpha* 帯 (13.1~11.5 Ma) と *D. dimorpha* 帯 (10.0~9.2 Ma) を示す珪藻化石を報告している。穂別地域では、栄層から荷葉層下部にかけて放散虫化石の連続的な産出が認められ、これによりアベツ層の下限は 15.3 Ma、二風谷層の下限は約 12.5 Ma、荷葉層の下限は約 9.7 Ma と求められた (新澤ほか, 2009; 本山・川村, 2009)。平取地域の荷葉層の下限は珪藻化石の *T. yabei* 帯 (11.5~10.0 Ma) の中にあり (米谷ほか, 1981b), 穂別と平取地域の間で若干の違いがある。荷葉層の上部は *Thalassiosira oestrupii* 帯 (5.5~3.5-3.9 Ma) に及んでいる (嵯峨山ほか, 1992)。

川端層・アベツ層の堆積開始は、穂別地域では *E. inflatum* の初産出と同時なため 15.3 Ma である。他地域でも *E. inflatum* の初産出層準が決まれば、それより早いか遅いかを議論できるはずだが、夕張川では資料がなく、本研究の幌向川地域では前述のように判然としなかった。硬質珪質泥岩 (岩見沢層・二風谷層) の堆積開始は穂別地域で約 12.5 Ma、幌向川地域で約 12.2 Ma と算定されたが、いずれも *S. magnaporulosa* の終産出 (13.1 Ma) と *L. magnacornuta* の初産出 (11.7 Ma) の 2 つの生層準の位置とその間の地層の厚さから計算したものであるため、30 万年のずれは有意なものとはいえない。現時点ではおおむね同時とみなしてよいであろう。これに対して夕張川地域では川上ほか (2002) により強調されているように、川端層東山砂岩礫岩部層の上部は岩見沢層・追分層あるいは二風谷層・荷葉層の堆積年代に及んでいて明らかに同時異相の関係にある。ただし、これについては珪藻化石の同定に疑問が示されている (秋葉ほか, 2008)。もし *D. dimorpha* 帯の認定に問題があるとする、同時異相の根拠が薄れてしまうので、確認のための検証が行われることが望ましい。

Fig. 7 Correlation of Miocene deposits between the Hobetsu, Yubari and Horomui regions. The lower and upper limits of *Lithocampe subligata* Zone are poorly age-controlled boundaries (see Hoshi *et al.*, 2000).

硬質珪質泥岩（岩見沢層・二風谷層）の上限（追分層・荷菜層の基底）は穂別地域の約 9.7 Ma に比べて幌向川地域では 200 万年も早い。しかし、一般に硬質珪質泥岩は珪藻質泥岩が埋没続成作用を受けて変質してできると考えられるので（例えば、水谷ほか，1987），硬質珪質泥岩と珪藻質泥岩の違いは初生的なものとは限らず，埋没深度や熱履歴の地域的な違いを反映している可能性が高い。穂別地域の二風谷層は層厚が 1,000 m 前後（本山・川村，2009）なのに対して，幌向川地域では岩見沢層は 300 m ほどしかない。さらに，その上位に積み重なる荷菜層の厚さは 1,800 m（今井・角，1957），追分層の厚さは約 1,000 m とされている（椿原，1990）。すなわち，穂別地域では，後期中新世以降に相対的に厚い堆積物が積成したことにより，幌向川地域に比べて穂別地域の方が珪藻質泥岩から硬質珪質泥岩への続成変質がより若い時代の地層にまで及んだためと考えることができる。

5. ま と め

北海道岩見沢市幌向川流域の地質調査を行い，中新統を下部から滝の上層，川端層，岩見沢層，追分層に区分した。川端層は下部と上部に分けられ，下部は岩相から夕張川地域の川端層東山砂岩礫岩部層に対比される。放散虫化石の分析により，滝の上層の堆積年代は約 15 Ma 以前，川端層

の堆積年代は約 15 ～約 12.2 Ma，岩見沢層の堆積年代は約 12.2 ～ 11.7 Ma と見積もられた。既存の珪藻化石資料も合わせると追分層の堆積年代は 11.7 ～ 9.2 Ma である。幌向川地域（本研究），夕張川地域（川上ほか，2002），穂別地域（新澤ほか，2009；本山・川村，2009）を比較すると，川端層，岩見沢層，追分層およびそれらの相当層の多くが互いに同時異相の関係にあることが改めて示された。今後，さらに珪質微化石データの蓄積により年代的制約が強化されれば，堆積盆内・堆積盆間での岩相の同時性・異時性の詳細が明らかになり，堆積盆発達史を詳しく考察することが可能になると期待される。

謝 辞

本論文は筆頭著者久保田による 2007 年の現地調査結果と放散虫・軟体動物化石分析結果に，他の著者による 2005 年と 2008 年の現地調査結果と放散虫分析結果を加えたものである。このうち久保田は，野外調査を行うにあたり栗山町の高橋 慎氏御一家に便宜を図っていただいた。石油技術協会誌編集委員会ならびに 2 名の査読者の方々からは有益なご意見をいただいた。以上の方々にこの場を借りて厚く御礼申し上げる。

引用文献

- 秋葉文雄・小布施明子・渋谷岳史・横井 悟, 2008: 北海道日高地域, 振老層の珪藻化石による地質年代. 日本古生物学会第 157 回例会予稿集, 13.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C., III and Aubry, M.-P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P., and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Spec. Pub., no. 54, 129–212.
- 藤江 力・魚住 悟, 1957: 北海道の新第三紀化石動物群の変遷 (予報)—その 1 化石群集の概観と地質分布. 新生代の研究, no. 23, 499–504.
- 船山政昭, 1988: 能登半島珠洲地域の第三系の新第三系の岩相および放散虫化石層序. 東北地質古生物研報, no. 91, 15–41.
- 平松 力, 2004: 勇払油・ガス田における上部中新統～鮮新統の珪藻化石層序. 石技誌, 69(3), 291–299.
- 星 博幸・伊東宣貴・本山 功, 2000: 愛知県設楽地域に分布する北設楽層群の地質, 放散虫化石, および地質年代. 地質雑, 106, 713–726.
- 保柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈, 1986: “衝突帯” のタービダイト相形成とテクトニクス—中新世・中央北海道の例. 地団研専報, no. 31, 265–284.
- 今井 功・角 靖夫, 1957: 5 万分の 1 地質図幅「富川」および同説明書, 北海道開発庁, 52p.
- 川上源太郎・塩野正道・川村信人・ト部暁子・小泉 格, 2002: 北海道中央部, 夕張山地に分布する中新統川端層の層序と堆積年代. 地質雑, 108, 186–200.
- Kamikuri, S., Nishi, H. and Motoyama, I., 2007: Effects of late Neogene climatic cooling on North Pacific radiolarian assemblages and oceanographic conditions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249, 370–392.
- Kamikuri, S., Nishi, H., Motoyama, I. and Saito, S., 2004: Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific, Ocean Drilling Program Leg 186. *The Island Arc*, 13, 191–226.
- 国安 稔・山田泰広, 2004: 中央北海道南部地域の深部構造. 石技誌, 69(2), 131–144.
- 栗原行人・中野孝教・小笠原憲四郎, 2005: 群馬県の中新統下仁田層から産出した化石イガイ科二枚貝 *Mytilus tichanovitchi* Makiyama—その生層序学的・海洋古気候学的意義の再検討. 地質雑, 111, 498–507.
- 栗田裕司・秋葉文雄・横井 悟・小布施明子・一ノ関鉄郎・吾妻高志, 1997: 北海道石狩平野南部～夕張・日高地域の漸新統～下部中新統層序と年代ならびに上部漸新統南長沼層の提唱. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨集, 117.
- 栗田裕司・横井 悟, 2000: 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成. 石技誌, 65, 58–70.
- 米谷盛壽郎・秋葉文雄・一ノ関鉄郎, 1981a: 11. 日高地域 (1)—馬追山. 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「続編」, 34–35, 黒船印刷, 静岡.
- 米谷盛壽郎・秋葉文雄・一ノ関鉄郎, 1981b: 11. 日高地域 (2)—平取. 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「続編」, 36–37, 黒船印刷, 静岡.
- 水谷伸治郎・斎藤靖二・勘米良亀齡, 1987: 日本の堆積岩. 226 p., 岩波書店.
- Motoyama, I., 1996: Late Neogene radiolarian biostratigraphy in the subarctic Northwest Pacific. *Micropaleontology*, 42, 221–262.
- 本山 功, 1999a: 本邦含油新第三系をめぐる放散虫化石層序の進歩—化石帯区分の進歩. 石技誌, 64(1), 28–39.
- 本山 功, 1999b: 本邦含油新第三系をめぐる放散虫化石層序の進歩—石油探鉱への適用. 石技誌, 64(3), 268–281.
- 本山 功・川村好毅, 2009: 北海道穂別地域の中新統の地質と放散虫化石層序. むかわ町立穂別博物館研報, no. 24, 1–18.
- 本山 功・丸山俊明, 1998: 中・高緯度北西太平洋地域における新第三紀珪藻・放散虫化石年代尺度: 地磁気極性年代尺度 CK92 および CK95 への適合. 地質雑, 104, 171–183.
- Motoyama, I., Niitsuma, N., Maruyama, T., Hayashi, H., Kamikuri, S., Shiono, M., Kanamatsu, T., Morishita, C., Aoki, K., Hagino, K., Nishi, H. and Oda, M., 2004: A Middle Miocene to Pleistocene magnetobiostratigraphy of ODP Sites 1150 and 1151, northwest Pacific: sedimentation rate and updated regional geologic time scale. *The Island Arc*, 13, 289–305.
- 長田享一・一ノ関鉄郎, 1982: 北海道道央部日高地域における微化石層序について. 石資技研所報, 25, 113–173.
- 大原 隆, 1966: 夕張炭田西縁の中部第三系の層序と構造. 千葉大学文理学部紀要, 4, 599–615.
- Ogasawara, K., Takano, M., Nagato, H. and Nakano, T., 2008: Cenozoic molluscan faunas and climatic changes in the northern Pacific related to Pacific gateways: review and perspective. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 59, 355–364.
- 嵯峨山 積, 1989: 中央北海道, 石狩低地帯周辺の第三系珪藻帯. 地下資源調査所報, no. 60, 177–185.
- 嵯峨山 積, 2000: 北海道の新生界中部中新統～鮮新統層序と堆積盆の動き. 道立地質研究所報告, no. 71, 59–102.
- 嵯峨山 積・保柳康一・宮坂省吾, 1992: 中央北海道日高海岸地域の第三系珪藻生層序と粗粒堆積物の形成期. 地質雑, 98, 309–321.
- 佐々保雄・田中啓策・秦 光男, 1964: 5 万分の 1 地質図幅「夕

- 張」および同説明書，北海道開発庁，184p.
- Shilov, V. V., 1995 : Miocene-Pliocene radiolarians from Leg 145, North Pacific. *In* Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F., eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, **145**, 93–116, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- 新澤みどり・上栗伸一・本山 功，2009：北海道中央南部穂別地域の中新統から産出した放散虫化石．大阪微化石研究会誌，特別号，no. 14, 119–141.
- 武富 浩・西田英毅，2002：石狩～日高堆積盆における石油システム—勇払油ガス田の地化学的データを中心として．石技誌，**67**(1)，52–61.
- 椿原慎一，1990：北海道石狩低地帯東縁部・栗山町および栗沢町の上部新生界とその堆積環境．地球科学，**44**, 263–278.
- Uozumi, S., 1966 : Neogene molluscan fauna in Hokkaido, part I—Description of the Asahi fauna associated with *Mytilus tichanovitchi* Makiyama, from Ikushunbetsu district, Central Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser 4, Geology and Mineralogy*, **13**, 119–137.
- 渡邊久吉，1918：中部及東部北海道第三紀層．地質要報，**25**, 159–221; English abstract, 47–73.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1998 : Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395–414.