

論文

島根県隠岐の島町の模式地における中新統久見層の複合微化石層序

林 広樹\*・井原 広一\*・渡辺 真人\*\*・田中裕一郎\*\*

Combined microbiostratigraphy of the Miocene Kumi Formation at the type locality in Okinoshima Town, Oki Dogo Island, Shimane Prefecture

Hiroki Hayashi\*, Koichi Ihara\*, Mahito Watanabe\*\* and Yuichiro Tanaka\*\*

Abstract

We investigated the biostratigraphy of the Miocene Kumi Formation at the type locality on Oki Dogo Island, Shimane Prefecture, using planktonic foraminifera, calcareous nannofossils and diatoms. The Kumi Formation is divided into upper and lower parts. The upper part is mainly composed of alternating sandstones and mudstones with associated glauconite key marker beds, and has an exposed thickness of about 100 m. The lower part reaches 90 m in thickness and consists of diatomaceous siltstone. The lower part is correlated with planktonic foraminiferal Zone N.8, calcareous nannofossil Zone CN3-CN4 and diatom Zone NPD3A. The upper part contains an interval assigned to diatom Zone NPD5C. These zonal assignments are concordant with each other, based on the current geologic time scale. With respect to previous studies, two of the glauconite-rich layers in the upper part can be widely correlated in the circum-Japan Sea area.

**Key words:** biostratigraphy, diatom, planktonic foraminifera, calcareous nannofossils, Kumi Formation, Okinoshima Town, Shimane Prefecture

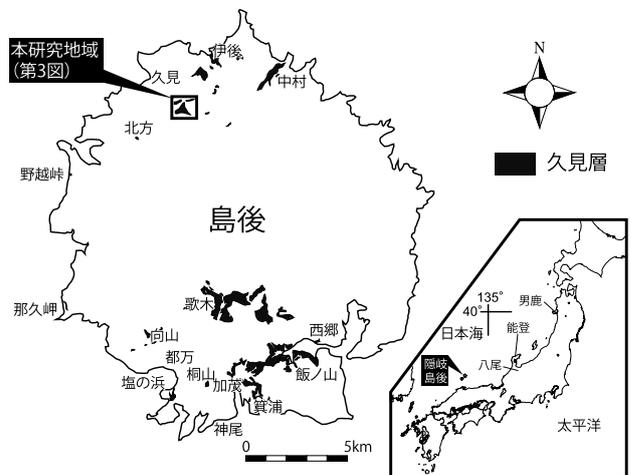
はじめに

隠岐諸島は山陰地方島根半島の北、約 60 km に位置し、4 つの有人島と 180 あまりの無人島により構成される (第 1 図)。このうち、最大の島が島後である。島後は直径約 20 km のほぼ円形に近い島で、上部中新統のアルカリ火山岩類により主に構成される。このアルカリ火山岩類に覆われて、それより下位の海成中新統が断片的に露出している (第 1 図)。こうした海成中新統を日本海沿岸の中新統と詳細に対比することは、日本海拡大以降の地史を復元するうえで重要である。

島後に分布する海成中新統は、下部~中部中新統の久見層と、上部中新統の都万層である。久見層は、砂岩泥岩互層を主体とする下部と、黒色泥岩や珪藻質泥岩を主体とする上部とに大きく分けられる。このうち、下部からは軟体動物化石、大型有孔虫および浮遊性有孔虫化石が産出し、石川県能登半島の東印内層に対比されてきた (Okubo and Takayasu, 1979)。上部からは珪藻化石が産出し、それにより大きく 3 層準に区分されてきた (大久保・横田, 1984)。しかし、下部からはまだ決定的な年代指標種が産出しておらず、また上部における

珪藻化石の分析も散点的であるため、もともと露出が断片的な久見層の層序の全体像はまだ十分に把握されているとは言えない。

隠岐の島町久見の久見川上流地域は、久見層の模式地であり、久見層の下部から上部までが連続的に露出している唯一の地域である。本研究では、久見層模式地で久見層下部から上部にかけて詳細な試料採取を行い、同一試料を用いて浮遊性有孔虫と石灰質ナノ化石、珪藻化石の生層序学的分析を行った。



第 1 図 調査地域の位置図。島後における久見層の分布は山内ほか (2009) より作成した。

\* 島根大学総合理工学部  
Interdisciplinary Faculty of Science and Engineering, Shimane University, 1060, Nishikawatsu, Matsue, Shimane 690-8504, Japan  
\*\* 産業技術総合研究所 地質情報研究部門  
Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST), C7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan

## 地質概説

島後には、島中央部東寄りに位置する葛尾山を中心として同心円状に中新統が分布し、下位より、時張山層、郡層、久見層、都万層、葛尾層および重栖層に区分される（山内ほか、2009）（第2図）。時張山層は漸新世～前期中新世の陸成火山角礫岩、または流紋岩～安山岩溶岩を主体とする。郡層は前期中新世の湖成～河川成の礫岩砂岩泥岩互層を主体とし、タニシ類などの淡水生貝化石を含む。下位の時張山層を不整合に覆う。久見層は前期中新世～後期中新世の海成層であり、郡層を不整合に覆う。岩相は大きく下部と上部に区分できる。下部は砂岩卓越の砂岩泥岩互層、上部は黒色泥岩や凝灰質泥岩、珪藻質泥岩を主体とする。都万層は海成の砂岩および凝灰岩を主体とし、塩原型動物群と大桑万願寺動物群の要素が混在した貝類化石群集を含む（角館、1988）。年代は後期中新世に相当し、下位の久見層を不整合に覆う。重栖層は後期中新世の流紋岩溶岩、粗面岩溶岩および火砕岩類で構成され、島の外周部に広く分布する。下位の都万層とは一部同時異相の関係にある。葛尾層は葛尾コールドロンを形成した流紋岩溶岩および火砕岩により構成され、島後北東部の葛尾山周辺に分布する。葛尾層は重栖層とほぼ同時代の地層と考えられるが、他の中新統と接しておらず、層位関係は確認されていない。

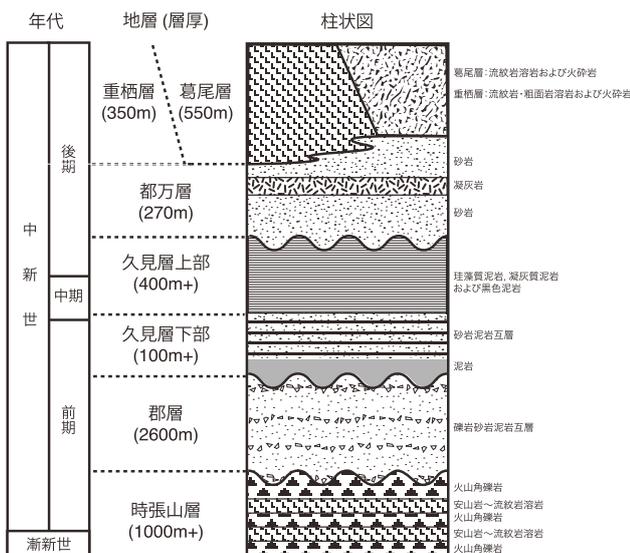
本研究対象となる久見層は、重栖層または鮮新統向ヶ丘層に覆われ、断片的に露出する（第1図）。本研究地域（第1図、第3図）には、低角の斜交層理が発達した砂岩卓越砂岩泥岩互層から主に構成される久見層下部が約100m、主に暗灰色珪藻質泥岩から構成される久見層上部が約90m露出する（第4図）。久見川本流ルート上の久見層下部には、貝殻破片を多産する厚さ10～20cmのレンズ状の石灰質細～小礫岩を5枚挟む。また、大型有孔虫を多産して有孔虫砂岩となっ

ている層準があり、鍵層として追跡可能である。久見層上部の基底は、厚さ約6mの基質支持巨礫岩となっている。この礫岩は非常に淘汰が悪く、礫は角礫である。珪藻質泥岩には、塊状のものと平行葉理が発達しているものがあり、またしばしば海緑石が層理に沿って、もしくは生痕内部に濃集している。

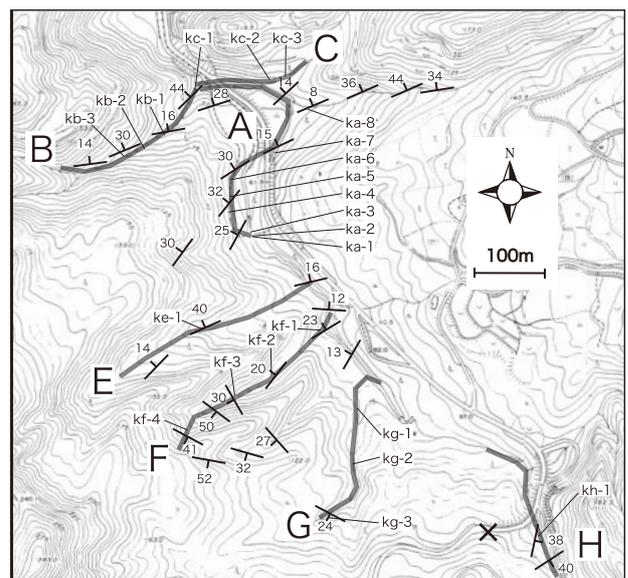
## 試料および方法

岩石試料の採取は、久見層模式地である隠岐の島町北部、久見地区から南東約2kmの、久見川上流およびその支流で実施した（第3図）。試料採取にあたっては、ツルハシを用いて露頭面を20cm程度はぎ取り、新鮮な露頭面から合計23試料の岩石試料を採取した。浮遊性有孔虫分析は以下のようにして行った。採取した岩石試料から乾燥重量80gをはかり取り、硫酸ナトリウム法、ナフサ法（高柳、1978）の処理によって構成粒子まで分解した。処理の終了した残渣は簡易分割器を用いて適宜分割し、40倍の双眼実体顕微鏡下で化石個体の有無を確認した。化石個体が認められた試料については、200個体を目標に有孔虫個体の検出を行った。検出は125 $\mu$ m以上の個体について行った。得られたすべての浮遊性有孔虫個体について同定を試みた。さらに、浮遊性有孔虫の年代指標種を発見するために、500～1000個体を目標に追加検鏡を行った。その際、新たに発見された種は産出表に“+”印で記録した。底生有孔虫については、個体数のみを計数した。浮遊性有孔虫の代表的な種について、島根大学総合理工学部所有の日本電子製走査型電子顕微鏡（JEOL JCM-5000）を用いて写真撮影を行った。

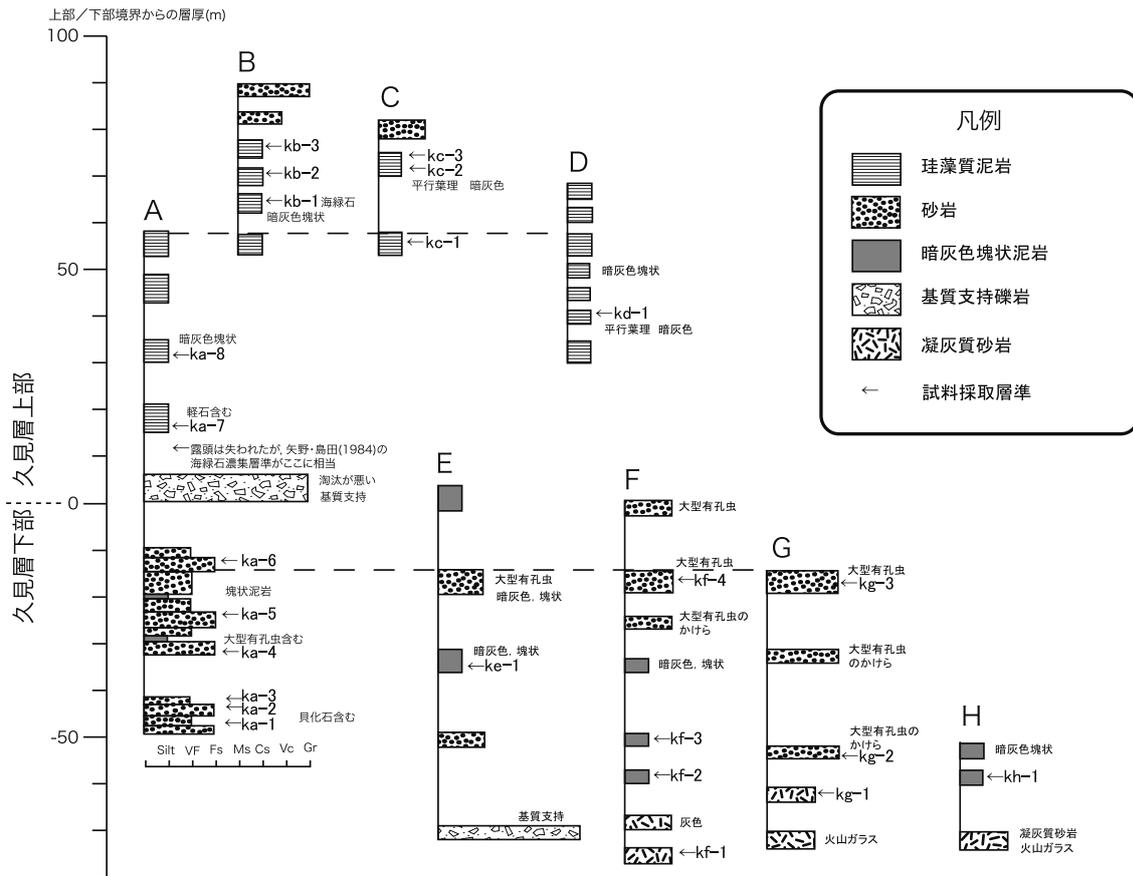
石灰質ナノ化石の分析は、スミアスライドの検鏡により実施した。スミアスライドは、まず試料の岩片を2つに割り、その新鮮な割れ口のさらに中央部をカッターで少量削る。そ



第2図 隠岐島後における中新統の模式層序（山内ほか、2009を簡略化）。



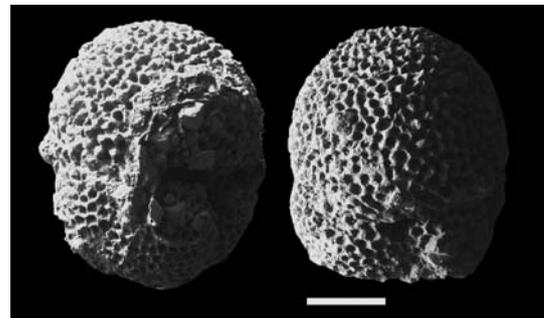
第3図 柱状図作成ルートおよび試料採取位置。隠岐の島町発行の1:5,000地形図を使用した。×印は山内ほか（2009）で有孔虫化石が検討されたボーリング掘削地点を示す（本文参照）。



第4図 久見地域の柱状図. 柱状図作成ルートは第3図に示した.

の削った堆積物を蒸留水でスライドガラス上に広げ、乾燥後、光硬化剤で封入し作成した。検鏡は偏光・位相差装置付き生物顕微鏡で行い、年代指標種を同定するとともに、保存度と産出頻度を記録した。

珪藻化石の分析は、スミアスライドで珪藻化石を認めた14試料について行った。乾燥した岩石試料の小片を砕き、純水を加えて懸濁液とし、その上澄みを18×18mmのカバーガラス上に展開し、プルーラックスを用いて封入して光学スライドを作成した。作成したスライドは光学顕微鏡により検鏡し、年代指標種を記録した。



第5図 浮遊性有孔虫年代指標種の電子顕微鏡写真。*Praeorbulina sicana* (De Stefani), sample ka-3. Scale bar = 100 μm.

## 結 果

### 1 浮遊性有孔虫

処理した試料のうち、久見層下部の4試料から23種の浮遊性有孔虫化石が得られた(表; 第5図, 第6図)。化石の保存は一般にやや不良で、砂の付着や表面構造の溶解が普遍的に認められたが、試料ka-4については比較的良好だった。岩石乾燥重量1gあたりの浮遊性有孔虫個体数は平均410個体、最大1069個体(試料ka-3)であった。浮遊性有孔虫の全有孔虫に対する比率(以降、P/T ratio)は、試料ka-4以外では0.4以上の高い値を示し、最大0.49(試料ka-3)である。群集組成は*Globigerina praebulloides* Blowがすべての試

料から多産し、総産出個体数の40~50%を占める。次いで*Globorotalia quinifalcata* Saito and Maiyaと*Globoturborotalita woodi* (Jenkins)が多産し、全体の10~30%を占める。これら多産する種群は、東北日本~関東地方の西黒沢期の地層を特徴づけるものである。暖流の表層水に生息する*Globigerinoides*属の各種(Kennett et al., 1985)は試料ka-2とka-3で比較的多産するものの、試料ka-4からは全く産出しない。

年代決定上有効な種として、*Praeorbulina sicana* (De Stefani)が試料ka-2とka-3から産出した。*Orbulina*属の各種は、全試料を通じて認められなかった。

表 久見地域における久見層下部から産出した浮遊性有孔虫化石.

	kh-1	ka-2	ka-3	ka-4
<i>Globigerina angustumbilicata</i> Bolli		57	45	111
<i>Globigerina praebulloides</i> Blow	14	36	39	139
<i>Globigerina pseudociperoensis</i> Blow		1	3	
<i>Globigerina falconensis</i> Blow	1	5		8
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)	2	16		16
<i>Globigerinoides bisphericus</i> Todd		1		
<i>Globigerinoides bollii</i> (Blow)			6	
<i>Globigerinoides immaturus</i> LeRoy			2	
<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> (d'Orbigny)		4	3	
<i>Globigerinoides subquadratus</i> (Broennimann)		1	1	
<i>Globoquadrina venezuelana</i> (Hedberg)		1		
<i>Globorotalia cf. adamantea</i> Saito			2	
<i>Globorotalia birnageae</i> Blow				5
<i>Globorotalia peripheroronda</i> Blow and Banner	1		5	65
<i>Globorotalia praescitula</i> Blow			6	17
<i>Globorotalia quinifalcata</i> Saito and Maiya	5	4	14	129
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady)	1			
<i>Globorotaloides variabilis</i> Bolli		3		
<i>Globoturborotalita druryi</i> (Akers)		1	1	7
<i>Globoturborotalita woodi</i> (Jenkins)	3	32	24	74
<i>Neogloboquadrina continua</i> (Blow) dextral		3		2
<i>Neogloboquadrina continua</i> (Blow) sinistral		3	1	2
<i>Neogloboquadrina mayeri</i> (Cushman and Ellisor) dextral		2		
<i>Neogloboquadrina mayeri</i> (Cushman and Ellisor) sinistral	1	2		3
<i>Praeorbulina sicana</i> (De Stefani)		3	+	
種数	8	16	15	12
同定個体数	28	175	152	578
同定不能個体数	11	73	15	72
総個体数	39	248	167	650
試料1gあたり個体数	1.95	49.6	1069	520
底生有孔虫個体数	640	335	173	683
浮遊性有孔虫の割合 (P/T ratio)	0.06	0.43	0.49	0.49
保存度 (Very Poor, Poor, Moderate, Good, Very Good)	M	P	P	VG

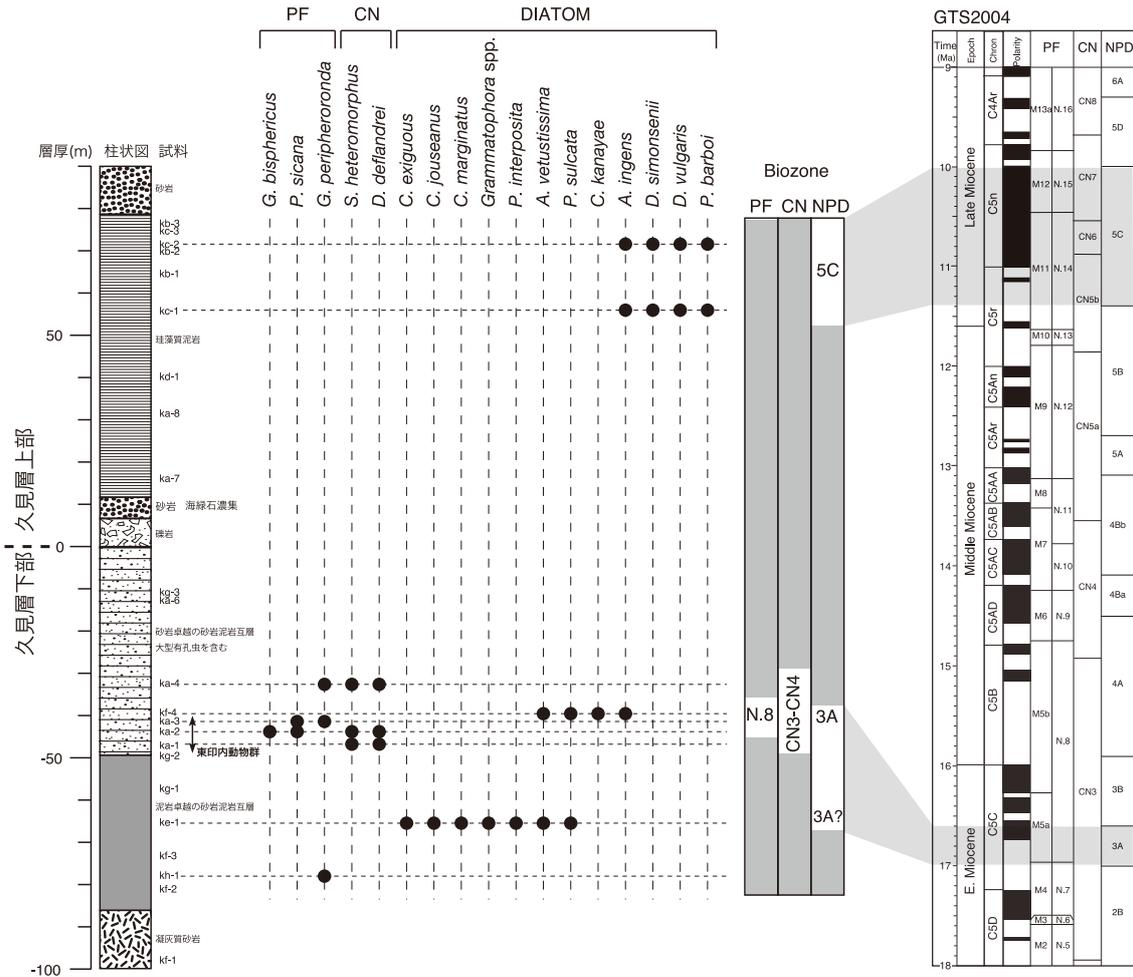
これらのうち、*P. sicana* はその初産出が Blow (1969) の化石帯 N.8 帯の下限を定義し、終産出は N.9 帯に含まれる。*Praeorbulina* 属から *Orbulina* 属への進化的出現は N.9 帯の下限を定義する。以上により、少なくとも試料 ka-2 と ka-3 は Blow (1969) の N.8 帯に限定される。

## 2 石灰質ナノ化石

久見川本流沿い (ルート A) の 3 試料 (ka-1, ka-2, ka-4) から石灰質ナノ化石の産出が認められた (第 6 図)。これらの試料は、いずれも久見層下部に位置する。産出頻度は、順に、common, few, rare である。年代指標種として、この 3 試料から *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre の産出が認められ、

特に試料 ka-4 から多産した。*Discoaster deflandrei* Bramlette et Riedel も同様にこれら 3 試料から産出し、試料 ka-1 と ka-2 で多産した。*Helicosphaera ampliaperta* Bramlette et Wilcoxon および *Helicosphaera scissura* Miller の産出は、いずれの試料でも認められなかった。

*S. heteromorphus* の終産出は、Okada and Bukry (1980) の化石帯 CN4 帯の上限を定義する。また、この種の連続産出基底は CN3 帯中に含まれる。したがって、これら 3 試料は CN3 帯～CN4 帯に限定される。一方、*D. deflandrei* の多産出上限は CN3 帯に含まれ、年代は 15.80 Ma である (Gradstein et al., 2004)。したがって、本種が多産する試料 ka-1 と ka-2 は CN3 帯に対比される可能性も指摘されるが、CN3 帯の上限を定義



第6図 主要な年代指標種の産出状況. 本図の柱状図は第4図に示した各ルートの柱状図をもとに、各区間で最大層厚部分を積算して作成した. 年代尺度はGTS2004 (Gradstein *et al.*, 2004) を用いた. PF: 浮遊性有孔虫化石帯 (Blow, 1969), CN: 石灰質ナノ化石帯 (Okada and Bukry, 1980), NPD: 北太平洋珪藻化石帯 (Watanabe and Yanagisawa, 2005 によって改訂された Yanagisawa and Akiba, 1998 の年代値を鹿野ほか, 2011 がGTS2004の古地磁気モデルに合わせて再計算したもの).

する *H. ampliaptera* がこれら2試料では産出しておらず、詳細については今後の課題である.

### 3 珪藻

検鏡した試料のうち、久見層下部の1試料 (kf-4) および上部の2試料 (kc-1, kc-2) から年代指標種が認められた (第6図). それ以外の試料では、保存不良もしくは殻の厚い大型珪藻の破片のみの産出であったため、年代指標種が産出する可能性は極めて低いものと判断された. なお、年代指標種が産出した3試料についても、保存状況は不良であった.

年代指標種として、*Actinocyclus ingens* Rattray が試料 kf-4, kc-1 および kc-2 から産出した. *Crucidentricula kanayae* Akiba et Yanagisawa が試料 kf-4 から産出した. *Denticulopsis simonsenii* Yanagisawa et Akiba, *Denticulopsis vulgaris* (Okuno) Yanagisawa et Akiba, *Proboscia barboi* (Brun) Jordan et Priddle が試料 kc-1 および kc-2 から産出した. これらの種のうち、*C. kanayae* はその産出が Yanagisawa and Akiba (1998) の珪藻化石帯 NPD3A

帯に限定される. したがって、本種が産出する久見層下部の試料 kf-4 は NPD3A 帯に対比されることが確実である. 久見層上部の試料 kc-1 および kc-2 で産出した年代指標種のうち、*D. simonsenii* は NPD4B 帯で初産出を示し、NPD6B 帯中で絶滅する. *D. vulgaris* は NPD5A 帯基底付近で初産出を示し、NPD6B 帯中で絶滅する. *P. barboi* は NPD5B 帯中で初産出を示す. 終産出が NPD5B 帯の上限を定義する *Denticulopsis praedimorpha* Barron ex Akiba, および初産出が NPD5D 帯の下限を定義する *Denticulopsis dimorpha* (Schradler) Simonsen が産出しないことを考慮すると、この2試料は NPD5C 帯に対比される.

なお、久見層下部の試料 ke-1 は化石帯の指標種が産出しなかったものの、*Azpeitia vetustissima* (Pantocsek) Sims, *Cavatus exiguus* Yanagisawa et Akiba, *Cavatus jouseanus* (Sheshukova) Williams, *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, *Grammatophora* spp., *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Proboscia interposita* (Hajos) Jordan et Priddle といった種が産出し、*Denticulopsis*

属や *Crucidentricula* 属を含まないという特徴を有する (第6図). こうした特徴は, 岡山県高山市地域および津山地域の備北層群相当層で認められた NPD3A 帯~NPD3B 帯の珪藻化石群集 (渡辺ほか, 1999) と類似する. したがって, 久見層下部の試料 ke-1 から kf-1 までの層準は NPD3A 帯に対比される可能性があるが, 詳細については今後の課題である.

## 考 察

### 1 久見層における複合微化石層序

本研究によって得られた久見層の微化石年代を総合すると, まず久見層下部の砂岩卓越砂岩泥岩互層の層準については, 浮遊性有孔虫と石灰質ナンノ化石, 珪藻化石の三者が産出し, それぞれ浮遊性有孔虫化石帯の N.8 帯, 石灰質ナンノ化石帯の CN3 帯-CN4 帯, 珪藻化石帯の NPD3A 帯に対比される. これら三者は相互に年代範囲が重なっており, その重なっている区間は N.8 帯下部の 16.97~16.6 Ma に相当する (第6図). 久見層下部は比較的粗粒であるために, 検討された微化石 3 タクサとも年代指標種の産出が僅かであったが, それらを総合することで詳細な微化石年代を決定することができた. なお, この区間は最新の年代尺度である GTS2004 (Gradstein *et al.*, 2004) では前期中新世後期 (Burdigalian) に限定されるが, 従来広く使われてきた Berggren *et al.* (1995) の年代尺度では中期中新世前期 (Langhian) に相当する. この不一致は, GTS2004 ではまだ Langhian と Burdigalian の境界の GSSP (Global boundary Stratotype Section Point) が確定しておらず, 暫定的に Langhian 基底を古地磁気極性 C5Cn の上限に設定していることによる (Gradstein *et al.*, 2004). 今後, 国際層序学委員会 (ICS: International Committee on Stratigraphy) により Langhian 基底が再定義される可能性もあることに留意する必要がある.

一方, 久見層上部の珪藻質泥岩からは, 珪藻化石のみが産出し, NPD5C 帯に対比された (第6図). これは後期中新世に相当し, 久見層下部の年代と比べると 500 万年以上新しい.

### 2 久見層における先行研究との対比

本研究地域の久見層については, これまで浮遊性有孔虫化石 (多井・加藤, 1980; Matsumaru, 1982; 山内ほか, 2009), 大型有孔虫化石 (大久保・高安, 1980; 多井・加藤, 1980; 松丸, 1981; Matsumaru, 1982; 山内ほか, 2009), 大型化石 (Okubo and Takayasu, 1979), 珪藻化石 (大久保・横田, 1984; 横田, 1984) に基づいて年代が議論されている.

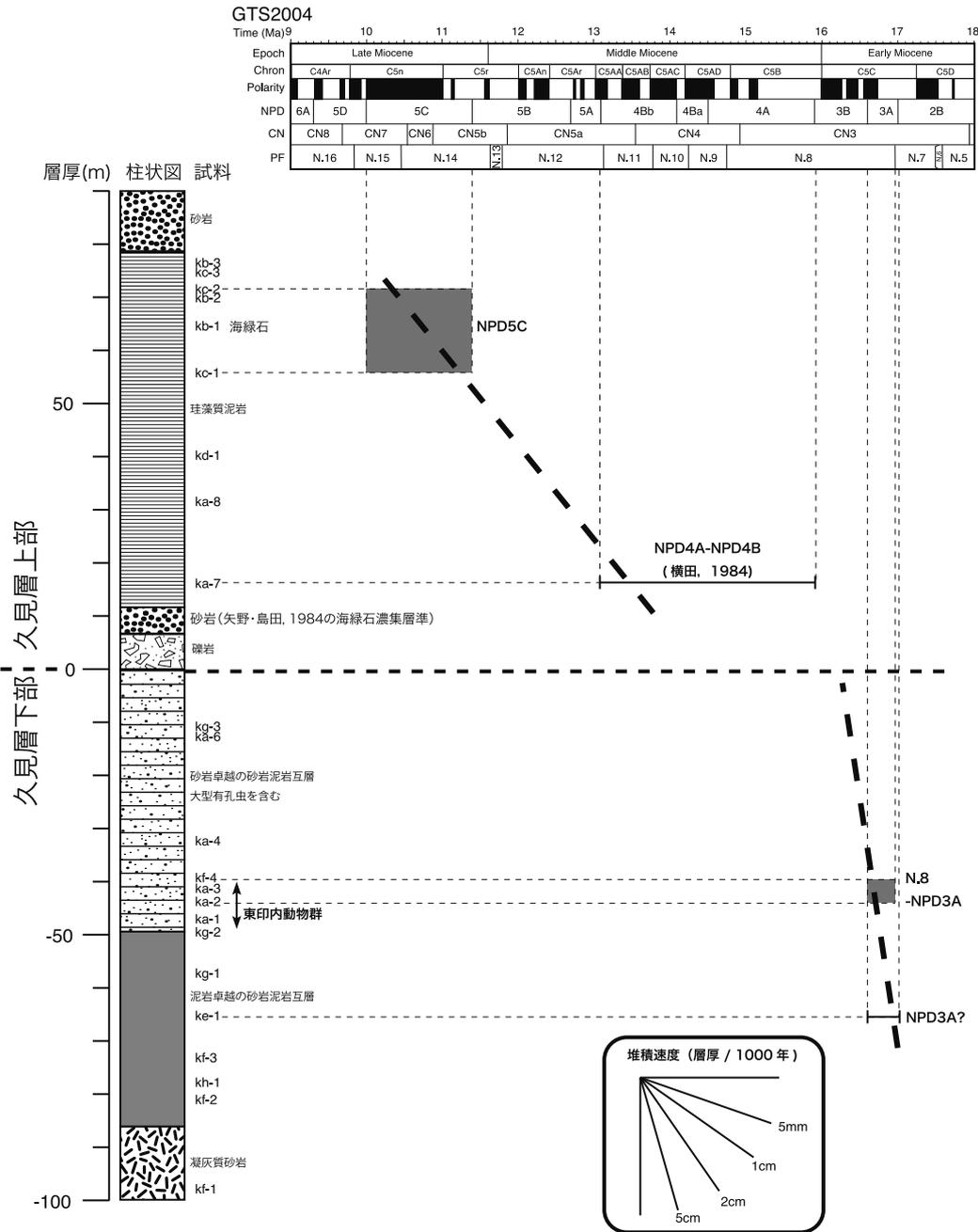
多井・加藤 (1980) は久見層下部の大型有孔虫産出層から浮遊性有孔虫を報告し, N.7 帯~N.9 帯に対比した. しかし, 彼らが報告した種はいずれも化石帯指標種ではなく, その対比に決定的な根拠は無い. Matsumaru (1982) は同じく大型有孔虫産出層準より, *Globorotalia acostaensis acostaensis* Blow (= *Neogloboquadrina acostaensis*) や *Globorotalia continuosa* (本研究における *Neogloboquadrina continuosa*), *Globorotalia quinifalcata* Saito and Maiya などを含む浮遊性有孔虫群集を報告し, *G. acostaensis* の産出を根拠に Blow (1969) の N.16 帯

に対比した. しかし, 彼が図示した *G. acostaensis* は (Figs. 1-15, 16), 最終旋回が 5 室になるなど *N. acostaensis* の特徴の一部を有するように見えるものの, 室間のくびれが弱い, 口孔板 (apertural flap) の発達認められないといった点で, *N. acostaensis* よりむしろ *Neogloboquadrina mayeri* (Cushman and Ellisor) に比較される. 山内ほか (2009) では, 本研究地域の南東端付近のボーリング掘削 (位置を第3図に示した) で得られた久見層下部の大型有孔虫砂岩について浮遊性有孔虫および大型有孔虫を検討し, 浮遊性有孔虫 *G. bisphericus* の産出を根拠として N.7 帯~N.9 帯に対比した. 本研究では, *P. sicana* の産出を初めて確認し, 久見層下部の一部を N.8 帯に限定することができた.

本研究の試料 ka-4 とほぼ同一地点の石灰質砂岩からは, *Miogyopsina kotoi* Hanzawa および *Operculina complanata japonica* Hanzawa を含む大型有孔虫化石が報告されている (松丸, 1981; Matsumaru, 1982). また, 本研究の試料 ka-1~ka-2 付近の石灰質極粗粒砂岩からは, 能登半島の東印内動物群に相当する貝化石群集 (Okubo and Takayasu, 1979) が得られている. これらの結果は, 本研究による浮遊性有孔虫化石帯 N.8 帯への対比と矛盾しない.

本研究地域の珪藻化石は, 久見層上部の試料 ka-7 付近に相当する露頭の珪藻質泥岩について報告されている (横田, 1984). 彼によると, 産出した珪藻群集のほとんどが *A. ingens* からなり, 他には *Denticulopsis lauta* (Bailey) Simonsen が産出することから, 秋葉 (1983) の珪藻化石帯 *D. lauta* 帯~*D. hyalina* 帯 (Yanagisawa and Akiba, 1998 の NPD4A 帯~NPD4B 帯) に相当: 15.9~13.1 Ma) に対比されている. この結果を統合し, 模式地の久見層について年代-深度モデルを作成した (第7図). この図によると, 久見層上部で堆積速度の急激な低下が示唆される. 久見層下部と上部では先述の通り岩相が大きく異なり, また両層の境界には礫岩が挟まれることから, この境界付近で堆積場が変化した可能性が考えられる. あるいは, 後述のように, この境界に不整合が存在する可能性も検討されるべきだろう. なお, 模式地の久見層上部には複数の海緑石濃集層準が認められており (大久保, 1981), 久見層上部で示唆される低堆積速度と調和的である.

模式地以外に分布する久見層については, 珪藻化石について生層序学的な検討が行われてきた (大久保・横田, 1984; 横田, 1984; 谷村・斎藤, 1987; Kobayashi, 1988). 大久保・横田 (1984) は, 久見層模式地を含む島後の 14 カ所で珪藻質堆積物の分析を行い, 年代的に大きく 3 層準に分かれる事を示した. その群集内容の詳細については横田 (1984) によって報告され, それぞれ, 秋葉 (1983) の珪藻化石帯 *D. kanayae* 帯 (Yanagisawa and Akiba, 1998 の NPD3A 帯) に相当), *D. lauta* 帯~*D. hyalina* 帯 (同じく NPD4A 帯~NPD4B 帯), *D. nicobarica* 帯~*T. yabei* 帯 (同じく NPD5A 帯~NPD5C 帯) に対比されている. このうち, *D. kanayae* 帯に対比された野越峠の試料は本研究の久見層下部に, *D. lauta* 帯~*T. yabei* 帯に対比された飯ノ山, 塩の浜, 箕浦, 向山, 神尾, 桐山, 北方, 那久岬の試料は本研究の久見層上部に相当するが, 彼らの分析はスポットサンプリングであり, 各試料間の正確な層



第7図 模式地における久見層の年代-深度モデル。柱状図および年代尺度は第6図に従っている。

序関係が不明なために、これ以上の議論は困難である。なお、彼らが報告した地点のうち、代トンネル南の珩藻質泥岩は、重栖層起源のアルカリ火山岩の破片を含む火砕岩を伴うため、都万層に対比されている(山内ほか, 2009)。谷村・斎藤(1986)およびTanimura(1989)は、大久保・横田(1984)が検討した地点のうち、都万(大久保・横田, 1984の「塩の浜」)、飯ノ山、箕浦を選定し、詳細な珩藻化石の分析を行った。これら3地点では、検討された最下位の試料から上位に向かって、*Denticulopsis praehyalina*として新種提唱された種が連続的に産出する。*D. praehyalina*の初産出はYanagisawa and Akiba(1998)の生層準D44に相

当し、最新の年代尺度GTS2004上では14.6 Maと換算される。したがって、彼らが検討した層準は14.6 Maよりも新しいことが確実である。また、いずれの地点でもその中位から*D. hyalina*の初産出(同じくYanagisawa and Akiba, 1998のD45: 14.5 Ma)が認められる。さらに、箕浦および飯ノ山では、上部に見られる海緑石濃集層の直下に*D. praehyalina*の終連続産出(同じくD48: 14.1 Ma)が、海緑石濃集層付近に“*Denticulopsis hustedtii*”の初産出が認められる。*Denticulopsis*属や*Crucidentacula*属の年代指標種は1980~1990年代にかけて詳細に再分類されており、谷村・斎藤(1986)当時の*D. hustedtii*は、*Denticulopsis simonsenii*, *D. vulgaris*, *Denticulopsis*

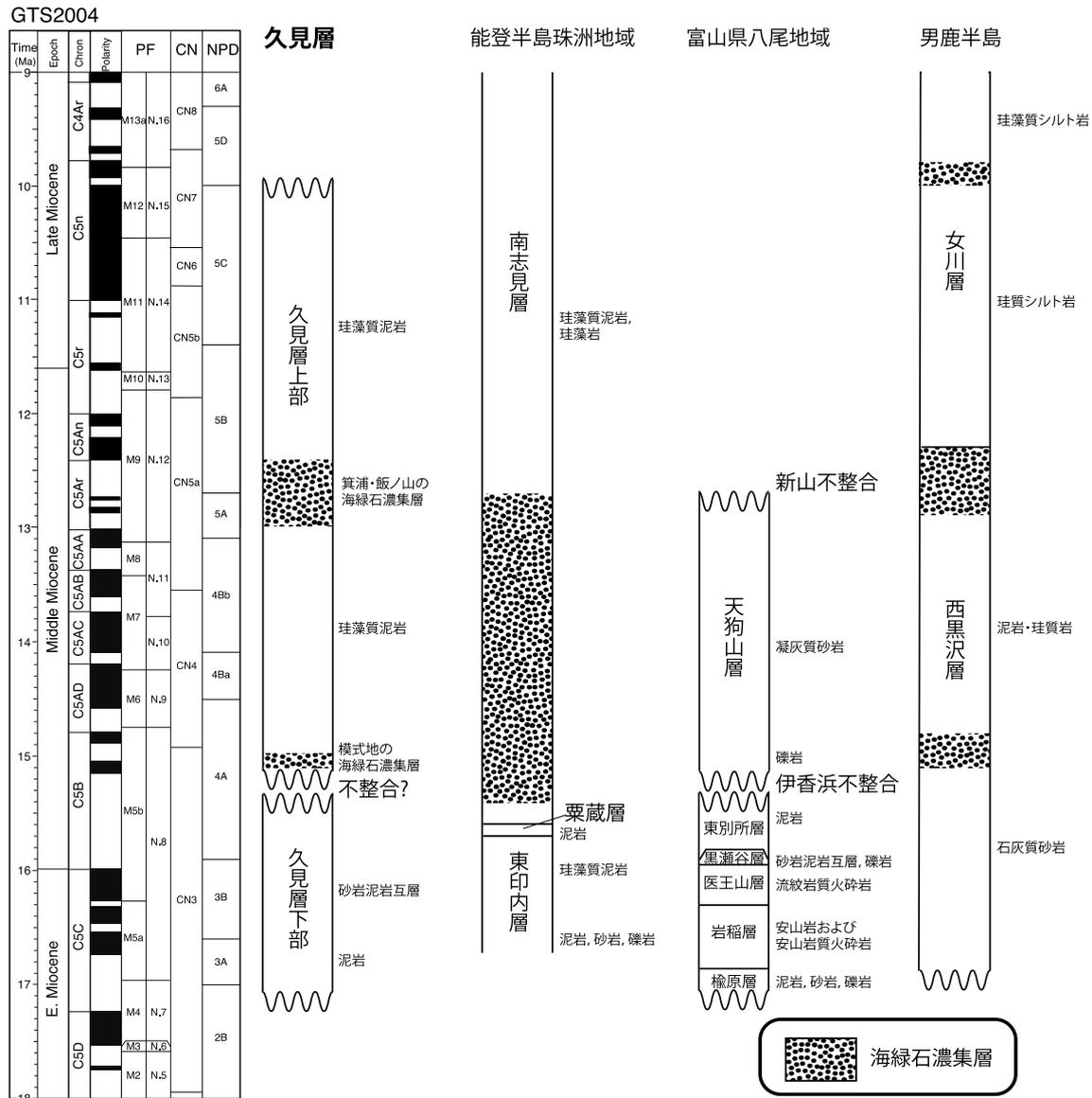
*praekatayamae*, *D. hustedii* および *Denticulopsis crassa* を含んでいる (Yanagisawa and Akiba, 1990). これらの種群の中で最も早く出現するのは *D. simonsenii* であることから、彼らの *D. hustedii* の初産出は *D. simonsenii* の初産出 (Yanagisawa and Akiba, 1998 の D50: 13.1 Ma) に相当するものと考えられる。さらにその上位、都万層との不整合面の直下まで、*Denticulopsis nicobarica* (= *Crucidenticula nicobarica*) が産出している。この種の終産出 (Yanagisawa and Akiba, 1998 の D52) は 12.4 Ma である。以上により、この海緑石濃集層の年代範囲は、Yanagisawa and Akiba (1998) の D48 (14.1 Ma) と D52 (12.4 Ma) の間に限定される。

3 日本海沿岸の中新統との対比

日本海沿岸に分布する代表的な中新統のうち、特に微化石層序等の年代情報が豊富な地域を選び、久見層との対比図を

作成した (第 8 図)。久見層の作図にあたっては、本研究で検討された模式地のデータに加えて、先述の横田 (1984) や谷村・斎藤 (1986) による島後各地の珪藻化石の分析結果を反映させている。選定した地域は、岩相層序上、最も隠岐島後の中新統との類似性が高い石川県能登半島の珠洲地域のほか、東北日本の標準層序のひとつで最近きわめて詳細に層序が総括された秋田県男鹿半島地域 (鹿野ほか, 2011)、そして中期中新世の化石群集として重要な八尾一門ノ沢動物群 (Chinzei, 1978) の模式地のひとつの富山県八尾地域である。

男鹿半島に分布する久見層相当層は、西黒沢層および女川層と呼ばれる (鹿野ほか, 2011)。西黒沢層は礫岩、砂岩、石灰質砂岩および珪藻質泥岩から主に構成され、約 20 Ma の陸成層である台島層を不整合で覆う。女川層は西黒沢層を整合に覆い、珪質シルト岩および珪藻質シルト岩から主に構成される。西黒沢層からは大型有孔虫、浮遊性有孔虫、および石



第 8 図 日本海沿岸地域の代表的な中新統との対比図。年代尺度は第 6 図に従っている。文献は本文参照。

灰質ナンノ化石, 女川層からは珪藻化石が豊富に産出し, また両層とも複数の海緑石濃集層を含む。それらの結果を総合した鹿野ほか (2011) による年代層序を第 8 図に示した。

富山県八尾地域では, 久見層下部に八尾層群が, 久見層上部に砺波層群の天狗山層が相当する。八尾層群は, 下位より楡原層, 岩稲層, 医王山層, 黒瀬谷層, 東別所層に区分される (早川・竹村, 1987)。楡原層は礫岩, 砂岩および泥岩から主に構成される。岩稲層は安山岩質溶岩および火砕岩から主に構成される。医王山層は流紋岩質凝灰岩から主に構成され, 古地磁気極性の C5C と C5B の境界が認定されている (伊藤ほか, 1999)。黒瀬谷層から東別所層にかけては砂岩泥岩互層および泥岩から主に構成され, 黒瀬谷層からは八尾-門ノ沢動物群に相当する軟体動物化石や石灰質微化石を, 東別所層からは珪質微化石を多産する。黒瀬谷層から東別所層にかけての層準は浮遊性有孔虫化石帯 N.8 帯に対比され, また石灰質ナンノ化石帯の CN3 帯/CN4 帯境界が東別所層中に位置する。珪藻化石の生層準は, Yanagisawa and Akiba (1998) の D40 から D43 までが東別所層に含まれる (柳沢ほか, 1999a)。砺波層群の天狗山層は凝灰質砂岩から主に構成され, 下位の八尾層群を不整合 (伊香浜不整合; 早川・竹村, 1987) で覆う。また, 上位の音川層には新山不整合 (早川・竹村, 1987) で覆われる。

能登半島珠洲地域では, 東印内層, 粟蔵層, および南志見層が久見層に相当する (柳沢, 1999b)。東印内層は砂岩, 泥岩および珪藻質泥岩を主体とし, 下部の砂岩からは, 東印内動物群と呼ばれ八尾-門ノ沢動物群に対比できる軟体動物化石を多産する。粟蔵層は泥岩および凝灰岩から主に構成される。南志見層は珪藻質泥岩または珪藻岩から主に構成され, 下部に海緑石濃集層が存在する。これらの地層からは珪藻化石が産出し, 詳細な珪藻生層序が確立されている (柳沢, 1999b)。また, 放散虫化石層序や石灰質ナンノ化石層序, 浮遊性有孔虫生層序が報告されており (船山, 1988), 詳細な対比が可能である。

以上を総合すると, 久見層に存在する 2 層準の顕著な海緑石濃集層 (矢野・島田, 1984) のうち, 箕浦と飯ノ山で認められる上位の方は, 男鹿半島の西黒沢層最上部および能登半島の南志見層下部の海緑石濃集層と重なり, 確実に対比できる (第 8 図)。また, もう一方の久見層上部の基底付近に見られる海緑石濃集層は, 珪藻化石帯 NPD4A 帯~NPD4B 帯付近に位置することから, 男鹿半島西黒沢層および能登半島南志見層で見られる 15 Ma 前後の海緑石濃集層に相当する可能性が高いと考えられる (第 8 図)。日本海側の中新統では, 珪藻質堆積物の直下に海緑石濃集層が広域にわたって追跡できることが知られている (柳沢, 1999b など)。久見層で認められた 2 層準の海緑石濃集層も, こうした海緑石の広域分布を示す層準に相当する可能性が高い。

久見層上部の基底には, 先述の海緑石濃集層の下位に, 厚さ約 6 m の礫岩が認められる。この礫岩と久見層下部との関係を露頭では確認できなかったものの, 年代-深度モデル (第 7 図) では, この礫岩を挟んだ上下で若干の時間間隙が示唆される。この時間間隙の要因として, ふたつの可能性

が考えられる。すなわち, 海緑石濃集層における堆積停滞によって時間間隙が生じた可能性と, 礫岩の基底が不整合面になって削剥を生じている可能性である。もし久見層上部と下部の境界が不整合であると仮定すると, その年代は富山県八尾地域における八尾層群と砺波層群の境界不整合 (伊香浜不整合) と一致する可能性がある (第 8 図)。なお, 海成中新統が発達している北陸地方, 関東地方および東北地方では, 海成中新統は前期中新世後期~中期中新世前期のリフト期におけるグラーベン/ハーフグラーベン埋積物と, それらを不整合で覆う後リフト期の中部~上部中新統に区分できる (例えば, 高橋ほか, 2005, 2006)。その両者の境界不整合は関東地方では庭谷不整合と呼ばれ (大石・高橋, 1990), 顕著な構造差を伴う広域不整合である (高橋ほか, 2005, 2006)。庭谷不整合の年代は 15.2~15.4 Ma で, 八尾地域の伊香浜不整合の年代 (柳沢, 1999a; 伊藤ほか, 1999) と一致する。また, 八尾層群は金沢沖で落差 1000 m 以上の正断層を埋積し, 砺波層群に不整合で覆われている (Itoh *et al.*, 1997)。したがって, 日本海拡大から引き続くハーフグラーベン境界正断層群の活動終結期, すなわち N.8 帯上部の広域不整合は, 北陸では海域まで連続的に追跡されている。隠岐およびその周辺の中新統にも同様の不整合が存在するかどうかについて, 海域も含めた慎重な再検討が望まれる。

## 結 論

島根県隠岐郡隠岐の島町久見の久見層模式地で, 浮遊性有孔虫, 石灰質ナンノ化石, 珪藻の生層序を検討した。その結果, 久見層下部には Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯 N.8 帯, Okada and Bukry (1980) の石灰質ナンノ化石帯 CN3 帯~CN4 帯, Yanagisawa and Akiba (1998) の珪藻化石帯 NPD3A 帯に対比される層準があることを明らかにした。また, 久見層上部では, Yanagisawa and Akiba (1998) の珪藻化石帯 NPD5C 帯に相当する珪藻化石群集を認めた。この結果は, 先行研究による大型有孔虫や軟体動物化石の分析結果と矛盾しない。先行研究による珪藻化石層序の結果も総合し, 日本海沿岸地域の代表的な中新統と対比を行うと, 久見層上部の海緑石濃集層は秋田県男鹿半島や石川県能登半島等で見られる海緑石濃集層に相当する可能性が高い。また, 久見層上部と下部との境界には不整合の可能性も指摘されるが, その実態解明については今後の課題である。

## 謝 辞

本研究は, 著者のひとり井原の島根大学卒業研究として実施されたものである。島根大学の山内靖喜名誉教授には, 化石産地について詳細な情報を頂くとともに, 研究全般について御助言と励ましを頂いた。入月俊明教授には, 本研究の試料から産出した貝形虫化石を検鏡して頂き, 堆積環境についてご討論頂いた。大平寛人准教授には, 海緑石の XRD 分析についてご指導頂いた。Barry P. Roser 准教授には, 英文要旨を校閲して頂いた。株式会社コスモ建設コンサルタントの村

上 久氏には、調査地域の地質について御助言頂き、また卒業研究に際しご指導を頂いた。隠岐ジオパーク推進協議会事務局の野辺一寛氏、平田正礼氏、鳥後とぎの会会長の斎藤一志氏、八幡黒曜石店の八幡浩二氏には、野外調査に温かいご協力を頂いた。野外調査中の宿泊は島根大学生物資源科学部の隠岐臨海実験所にお世話になった。以上の方々および機関に心から感謝申し上げる。なお、本研究は2008~2009年度に採択された島根大学萌芽研究「石見銀山を中心とする地質資源の総合資源化および山陰・島根ジオパークに関する研究」(研究代表者:赤坂正秀教授)の一部として実施された。

## 文 献

- 秋葉文雄, 1983, 北太平洋中緯度地域の第三系珪藻化石帯区分の改訂: 基準面の評価と時代. 海洋科学, **15**, 717-724.
- 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 Special Publication, **54**, 129-212.
- Blow, W. H., 1969, Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, **1**, 199-421.
- Chinzei, K., 1978, Neogene molluscan faunas in the Japanese Islands; an ecologic and zoogeographic synthesis. *The Veliger*, **21**, 155-170.
- 船山政昭, 1988, 能登半島珠洲地域の第三系岩おおよび放散虫化石層序. 東北大地質古生物研報, (91), 15-41.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and Smith, A. eds., 2004, *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 589p.
- 早川秀樹・竹村厚司, 1987, 富山県八尾地域の第三系. 地質雑, **93**, 717-732.
- Itoh, Y., Nakajima, T. and Takemura, A., 1997, Neogene deformation of the back-arc shelf of Southwest Japan and its impact on the palaeoenvironments of the Japan Sea. *Tectonophysics*, **281**, 71-82.
- 伊藤康人・柳沢幸夫・渡辺真人, 1999, 八尾地域に分布する第三系の古地磁気/珪藻化石層序. 地調月報, **50**, 215-223.
- 角館正勝, 1988, 隠岐島後都万地域の第三系貝化石群集. 島根大地質研報, **7**, 99-112.
- 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・栗田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大・林信太郎・北里 洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫, 2011, 戸賀及び船川地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 127p.
- Kennett, J.P., Keller, G. and Srinivasan, M.S., 1985, Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanographic development of the Indo-Pacific region. In Kennett, J.P. ed., *The Miocene Ocean*, The Geological Society of America, 197-236.
- Kobayashi, H., 1988, Neogene silicoflagellate biostratigraphy of the Japan Sea coastal region, with reference to DSDP Hole 438A. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Second Ser. (Geol.)*, **59**, 1-98.
- 松丸国照, 1981, 日本産大型有孔虫化石一覽〔続〕. 土 隆一編, 日本の第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」. 黒船印刷, 126p.
- Matsumaru, K., 1982, On *Miogyopsina* (*Miogyopsina*) *kotoi* Hanzawa from Zone N16 on Dogo Island, Oki Islands, Japan. *Proc. Japan Acad.*, **58**, Ser. B., 52-55.
- 大石雅之・高橋雅紀, 1990, 群馬県高崎地域に分布する中新統: とくに庭谷不整合形成過程について. 東北大地質古生物研報, (92), 1-17.
- Okada, H. and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleont.*, **5**, 321-325.
- 大久保雅弘, 1981, 隠岐・島後の中新統化石層. 島根大理学部紀要, (15), 125-137.
- Okubo, M. and Takayasu, K., 1979, Discovery of middle Miocene mollusks at Kumi, Oki Island. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, **13**, 121-130.
- 大久保雅弘・高安克巳, 1980, 隠岐より *Miogyopsina* の発見. 地質雑, **86**, 37-39.
- 大久保雅弘・横田正浩, 1984, 隠岐・島後の珪藻化石群集について. 地質雑, **90**, 411-414.
- 多井義郎・加藤道雄, 1980, 隠岐島後産 *Miogyopsina* とそれに伴う小型有孔虫化石群. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, 79.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・井川 猛・川中 卓・須田茂幸, 2005, 関東平野下に伏在する中新世ハーフグラベン群: 地表地質からみた地下地質構造の新たな視点. 防災科研研報, (67), 13-28.
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀, 2006, 関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈: とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長. 地質雑, **112**, 33-52.
- 高柳洋吉, 1978 編, 微化石研究マニュアル. 朝倉書店, 161p.
- Tanimura, Y., 1989, *Denticulopsis praevalina* sp. nov.: an early Middle Miocene pinnate diatom from Dogo, Oki Islands, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, **155**, 169-177.
- 谷村好洋・斎藤靖二, 1986, 隠岐島後の中期中新世初期珪藻土. 国立科博専報, (19), 43-56.
- 渡辺真人・三宅 誠・野崎誠二・山本裕雄・竹村厚司・西村年春, 1999, 岡山県高山市地域の備北層群, および津山地域勝田層群から産出した中新世珪藻化石. 地質雑, **105**, 116-121.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y., 2005, Refined Early to Middle Miocene diatom biochronology for the middle-to high-latitude North Pacific. *The Island Arc*, **14**, 91-101.
- 山内靖喜・沢田順弘・高須 晃・小室裕明・村上 久・小林伸治・田山良一, 2009, 西郷地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 121p.
- 柳沢幸夫, 1999a, 富山県八尾地域の下部-中部中新統の珪藻化石層序. 地調月報, **50**, 139-165.
- 柳沢幸夫, 1999b, 能登半島珠洲地域の中新統の珪藻化石層序. 地調月報, **50**, 167-213.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F., 1990, Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera, *Crucidentricula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula*. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **41**, 197-301.
- 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.
- 矢野寛幸・島田昱郎, 1984, 隠岐島後第三系中の海緑石. 島根大地質学研報, **3**, 121-128.
- 横田正浩, 1984, 隠岐島後の珪藻土について. 島根大地質学研報, **3**, 139-144.

(受付: 2011年10月3日, 受理: 2011年10月28日)