島根半島中央部中新統の地質

——その1 層序について——

野 村 律 夫*

Geology of the central part in the Shimane Peninsula

—Part 1 Miocene stratigraphy—

Ritsuo NOMURA*

Abstract In addition to the deformed strata called the Shindi folded zone, the Miocene series of the central part in the Shimane Peninsula are complex with a wide variety of sedimentary and volcanoclastic facies. The lithostratigraphic unit of this series is divided into the following four formations in ascending order; Koura Formation (550 m thick), Jōsōji Formation (600 m thick), Aishiro Formation (500 m thick), Furue Formation (900 m thick), and Matsue Formation (more than 350 m thick). The Aishiro Formation is newly recognized as a turbidite facies in the upper part of the Jōsōji Formation. Except for an unconformable relationship between the Furue and Matsue formations, these formations are conformable. The base of the Furue Formation is, however, cut by the Kohoku Fault. The “Ushikiri Formation” in the type area is stratigraphically undifferentiated from the Jōsōji Formation.

No planktonic foraminifera were obtained from the Koura and Matsue formations, though the former yields Daijima-type flora and non-marine to brackish molluscan fossils, which indicate an early Miocene age. The Jōsōji Formation characterized by hard shale with frequent intercalations of rhyolite pyroclastics yields planktonic foraminifera suggesting Middle Miocene age (Blow's Zone N. 9). The Furue Formation is assignable to middle Middle Miocene in age.

These results suggest that the deformation began toward the end of the Jōsōji stage, and the age of this beginning is close to that of the Omori Formation showing evidence of the structural movement in Sain-in district.

はじめに

島根半島の新第三系は、地理的にみて隠岐群島で代表される日本海域と本土側に発達する新第三系の中間に位置し、山陰グリーンタフの地史を解明するうえで極めて重要である。また、島根半島周辺は本邦のグリーンタフ地域の西端に位置することから日本海の起源について重要な情報を提供する場所であるといえる。

一方、かつて OTUKA (1939) が宍道褶曲帯と呼んで著しい変形・変位を受けた場所として注意を喚起して以来、島根半島は宍道地向斜 (今村, 1954)、山陰地質区島根半島亜区 (多井, 1957) と呼ばれ、山陰の他の新第三系と異なった地質構造発達史を有するものとして認識されてきた。

このような側面をもった島根半島中新統は、多井 (1952, 1953)、金属鉱物探鉱促進事業団 (1967, 1969, 1971) によって層位学的基礎づけがなされてきたが、不明確な部分も少なくない。最近では、山内・吉谷 (1981) が島根半島を含む島根県東部を例とした堆積盆地の構造

1985年7月8日受付。1986年4月7日受理。

* 島根大学教育学部地学研究室。

Department of Earth Sciences, Faculty of Education, Shimane University, Matsue, 690 Japan.

Fig. 1. Index map of the studied area and sample localities yielding planktonic foraminifera. Numerals (1-35) show the route of columnar sections to be given in part 2.

AGE	FORMATION	THICK	COLUMN	LITHOLOGY	FOSSILS	VOL. ACT.
PLEI- ST.	Nogi Formation	15m		gravel, sand		
M I O C E N E ---(N.9)---middle---(N.10~11)--- early	Matsue Formation	350+		sandstone with thin mudstone beds mud breccia lignite bed sandpipe cross lamina		
	Furue Formation	900		massive mudstone with thin sandstone beds calcareous concretion acidic tuff	mollusca foraminifera radiolaria ostracoda nannoplankton fish scale	
	Aishiro Formation	500		rhythmic acidic tuff tuffaceous sandstone & conglomerate, with thin shale, & basic tuff slumping dolerite (sheet) rhyolite & its volcanic ejecta	mollusca foraminifera radiolaria	
	Jōsōji Formation	600		tuffaceous sandstone & conglomerate, with thin shale dacite dolerite (sheet) shale	mollusca plant (Daizima type flora)	
	Koura Formation	550		tuffaceous sandstone & conglomerate, with thin shale dacite dolerite (sheet) shale	mollusca plant (Daizima type flora)	

Fig. 2. Generalized stratigraphic sequence in the studied area.

発達史のモデルを提示している。また、鹿野・吉田(1985)は半島東部地域の層序区分を再検討し、従来の層序・対比と異なった地史を発表した。それにもかかわらず多井(1973)がかつて指摘したように半島全域における発達史を解明するのにいまだ十分な基礎的データが揃っていないと思われる。他方、生層位学的には野村ほか(1984)によって新たな情報も加えられ、TAI(1959)の半島域での化石帯の再検討も必要視されている。

以上のような観点から筆者は島根半島の模式地が設定されている半島中央部を選び、その層序の再検討を行った。本論文は、ここで再構築した層序を記載し、さらに続報(その2)で底生有孔虫群集による化石帯の設定と古環境について議論する。

地 質 概 説

調査地域の半島中央部は、十六島湾から佐陀川に至る東西 30 km, 南北に約 10 km の地区で山内ほか(1980)の湖北地区に相当する(Fig. 1)。本地域では泥質の堆積物が多く、著しい火成活動を伴った半島の他地域に比べると地形は緩やかである。しかし、北岸では突道断層(多井, 1952)の延長とみられる急崖が連続している。

本地域を構成する地層は、全層厚約 2,300 m に達し、下位より古浦層、成相寺層、相代層、古江層、松江層、乃木層に層序区分されている(Figs. 2, 3, 4, 5)。これら新第三系の基盤は露出せず不明であるが、三浦(1973)は

古浦層中の片麻岩礫から基盤の一部として飛驒隠岐変成岩を推定している。

最下部の古浦層は砂岩・頁岩と礫岩を主体とし、海岸域にそって細長く分布する。また、古浦層には淡水～汽水産の貝化石と植物化石の密集した層準が存在する。

成相寺層は下位の古浦層と整合漸移し、海成の黒色頁岩で特徴づけられ、流紋岩・酸性凝灰岩を挟有する。凝灰岩は朝日山、桧ヶ山、大船山を中心とする流紋岩の噴出に由来し、朝日山周辺には火道とみられる岩脈群が存在する。また、坂浦付近には安山岩溶岩が小範囲に分布する。相代層は十六島付近および小伊津一三津間に分布し、礫岩、安山岩質の凝灰質砂岩を主体とするタービダイト相を呈す。相代層は、金属鉱物探鉱促進事業団(1967)により大森層(=牛切層)とされているが、成相寺層上部の頁岩と指交関係にあり本論で改めて設定したものである(Fig. 3)。牛切付近に分布する酸性の凝灰岩層と砂岩・頁岩の互層は牛切層(=牛切互層; 多井, 1952, 1953)とされている(金属鉱物探鉱促進事業団, 1967)が、この牛切層も成相寺層上部と指交関係にあり、しかも模式地付近のみに露出しているため本論では成相寺層に含めた。

本地域の南半分を占め、湖北の低地帯を形成している古江層は、最大 900 m におよぶ塊状無層理の海成泥岩よりなり、構造解析は著しく困難である。古江層は下位層と整合であるが、大半が断層で接している。松江層は

Fig. 3. Columnar sections of the studied area; Aishiro area (1), Rokuonji area (2), Chigo area (3), Jōsōji area (4), and Koizu—Tadaura area (5). 1, mudstone. 2, shale. 3, sandstone. 4, conglomerate. 5, basaltic andesite. 6, banded acidic tuff (Jōsōji Formation). 7, acidic tuff (Jōsōji Formation). 8, acidic tuff (Furue Formation). 9, rhyolite.

矢道湖北岸に小範囲の分布を示し、軟質な砂岩で構成され亜炭層を挟有する。下位層の古江層とは不整合関係にあり、いわゆるオーバーラップ状の堆積形態を示している。乃木層は、礫・砂を主体とする更新世の段丘堆積物で古曾志、平田市付近に分布する。

この地域の地質構造は、大局的に東西性の構造要素からなるが、流紋岩類が広く分布する大船山、松ヶ山を中心とした地域と古浦層の分布の西端を境して東西両地域の構造には若干の相違が認められる (Fig. 4)。すなわち、東部では東西性および西北西—東南東の方向性が支配的であるのに対し、西部では東北東—西南西方向の構造が卓越する。東部では顕著な2本の並走する複向斜軸、複背斜軸とそれらに平行に大小の走向断層が認められる。西部では大局的に1つの背斜構造をなしているが、その軸部には複数の褶曲群、断層群が並走する。褶曲軸と調和的な走向断層は、大半が北傾斜の断層面を有し、褶曲形成と密接に関係している。本地域内で最も大きな断層は湖北断層で、成相寺層の境界付近を分岐・収斂しながら東西 25 km にわたって追跡される (Fig. 4)。この断層も他の断層群と同様に成相寺層堆積の後期に始まった構造運動を反映したものとみられ、部分的に断層面が北

傾斜を示す。十六島湾から矢道湖にかけては、平田—松江向斜 (金属鉱物探鉱促進事業団, 1967; 多井, 1973) と呼ばれる複向斜構造が認められる。

地質各説

本説では下位より、各層相を中心に記述する。

古浦層 (Koura Formation)

本層は、富田・酒井 (1938) の古浦統、島根統の下部、多井 (1952, 1953) の古浦頁岩部層、古浦砂岩部層、加藤 (1969) の古浦層、牛切層下部、金属鉱物探鉱促進事業団 (1967) および山内・吉谷 (1981) の古浦層にそれぞれ相当する。

模式地：八東郡鹿島町古浦海岸。

分布：模式地の古浦海岸から坂浦にかけての海岸沿いに約 12 km にわたって細長く分布する。とくに経塚山 (316 m)、朝日山 (341 m) の東側斜面に広く分布するほか、松江市秋鹿町中組、大野町西ノ村付近にも分布がみられる。

層厚：約 550 m。

岩相：本層の下部 (層厚約 80 m) は黒色頁岩と灰青色砂質頁岩を主体とし、上部は酸性の凝灰質砂岩、礫岩で

L E G E N D

1	GRAVEL, SAND	6	ACIDIC TUFF	11	RHYOLITE
2	SANDSTONE	7	ACIDIC TUFF	12	DACITE TUFF
3	MUDSTONE	8	SANDSTONE	13	SHALE, SANDSTONE CONGLOMERATE
4	ACIDIC TUFF	9	BASALTIC ANDESITE		DOLERITE
5	SHALE	10	CONGLOMERATE, SANDSTONE		SYNCLINE
					ANTICLINE
					FAULT

Fig. 4. Geologic map of the studied area. 1, Nogi Formation. 2, Matsue Formation. 3, 4, Furue Formation. 5, 6, 7, 9, 11, Jōsōji Formation. 8, 9, 10, Aishi Formation. 12, 13, Koura Formation.

Fig. 5. Geologic cross sections of the studied area. Legends are the same as in Fig. 4.

構成される。下部には、層厚約 2～3 cm 程度の黒色頁岩層と 10 cm 前後の青灰色頁岩層が有律互層をなす約 3 m の硬質頁岩層が特徴的に挟在する。中部から上部にかけて発達する礫岩は、あずき大からにぎりこぶし大の円礫が主であるが、人頭大におよぶ円礫も含まれる。礫種は流紋岩類、安山岩類を主体とするほか、花崗岩類、隠岐片麻岩類(三浦, 1973)も構成礫として多量に含まれている。凝灰質砂岩は淡青灰色を呈し、植物片が普通に観察されるほか、炭質物の粒子が葉理を形成する。一般に、本層は風化し変質していることが多く、灰白色、淡黄褐色と著しい色調変化を示す。

産出大型化石：植物化石として *Metasequoia japonica* (MIKI), *Comptonia naumanni* (NATHORST) などの台島型植物群が、動物化石では *Viviparus*, *Lamprotula* 等の淡水棲貝化石が本層下部より報告されている(多井, 1952; 加藤, 1969)。また、*Corbicula* sp. が淡水棲貝化石群集と共産するが、本層上部の細粒砂岩および頁岩中には化石床をなして多産する。

成相寺層(再定義)(Jōsōji Formation)

本層は、富田・酒井(1938)の島根統および講武統の一部に相当し、嘉藤(1949)の鏡川層群唯浦頁岩累層、西山ほか(1962)の唯浦層に対比される。また、多井(1952, 1953)の古江層成相寺頁岩部層、牛切互層部層、金属鉱物探鉱促進事業団(1967)および山内・吉谷(1981)の久利層(=成相寺層)、大森層(=牛切層)に相当する。さらに、加藤(1969)の牛切層の成相寺部層と牛切互層部層も本層に相当する。

模式地：松江市荘成町成相寺。

分布：本層は半島中央部丘陵地に帯状をなして最も広く分布する。

層厚：600 m。

岩相：本層は層理の発達した黒色頁岩、流紋岩質凝灰岩、安山岩質凝灰岩によって特徴づけられ、黒色頁岩にはしばしば砂岩の薄層が挟在している。成相寺層下部は金属鉱物探鉱促進事業団(1967)の K_1 に相当し、黒色緻密な頁岩で占められる。本層の下部は魚瀬^{おのぜ}、地合付近にやや広く分布するが、その層厚は著しく変化に富み秋鹿町大倉ではこのような岩相が極めて薄くなる。成相寺層を特徴づける火成活動に流紋岩の噴出があげられ、中部の層準で最も顕著である。桧ヶ山、大船山、焼山、坂浦の牛の首、城山を中心とした地域は厚い凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩で占められ、ピッチストーン状の岩相を呈し、噴火の中心域とみられる。これらの地域に分布する火砕岩は側方に細粒化し、頁岩との互層がより顕著とな

る。流紋岩の火山砕屑岩と黒色頁岩の互層には部分的にブルアパート構造や層理面が不規則に湾曲した乱堆積相を示すこともある。また、流紋岩の火成活動期と同じくして安山岩の噴出もみられる。坂浦の海岸では玄武岩質安山岩の水中溶岩が 3 層準に挟在している。一般に安山岩の活動は貧弱で、最も厚い部分で 100 m 程度である。

本層の上部では、上述の流紋岩質の凝灰岩を挟有するとともに 5～20 cm の凝灰質砂岩を頻繁に伴い互層状を示す傾向がある。しかし、このような岩相は本層中部にも認められ、砂岩層の厚さを含めて岩相の側方変化が著しい。また、本層上部には酸性凝灰岩層が 2 層準に挟在され、成相寺一荘成間では最大層厚 55 m に達する。小津一野石谷間には、黒色粒子の密集した厚さ 1～2 cm の層と約 3 cm の暗灰色の層の縞状互層(層厚約 3 m)が鍵層として追跡される。

本層は多数の層準に粗粒玄武岩の貫入を受けている。貫入形式は一般に岩床状をなしており、とくに本宮山周辺では広域に発達する。

産出大型化石：本層からの化石の産出は少なく報告された種類も限られている。*Propeamussium tateiwai* KANEHARA ほか 7 種の海棲貝化石が多井(1952, 1953)、加藤(1969)によって報告されている。一方、魚鱗化石は普通にみられる。珍しい化石としてクモヒトデ類の報告がある(大久保, 1976)。

古浦層との関係：本層は下位の古浦層と整合である。松江市魚瀬町の海岸に面した小沢では、古浦層と成相寺層との境界部で 5～10 cm の砂岩層と黒色頁岩が互層している。このことから両層は整合漸移関係にあると考えられる。坂浦、一畑^{いちばた}の北、成相寺の北では、本層の流紋岩火砕岩が古浦層の砂岩層と断層で接する。なお、山内・吉谷(1981)は両層の関係を不整合としているが、これについては後述する。

[いわゆる牛切層と成相寺層について]

牛切層は、前述のように多井(1952)によって牛切付近を模式地として古江層内の牛切互層部層として定義された地層を金属鉱物探鉱促進事業団(1967)が再定義したものである。したがって、ここでは金属鉱物探鉱促進事業団(1967)の精密調査と本調査結果との層位区分上の比較に関して述べる。

Fig. 6 に示すように、金属鉱物探鉱促進事業団(1967)は成相寺層と牛切層の境界を筆者の成相寺層中(Loc. 3 と 4 の間および Loc. 8 の北側)に設けている。これは牛切層の定義にある暗灰色安山岩質凝灰岩・凝灰質砂岩・黒色頁岩の互層構成(多井, 1952)に基づいている。

Fig. 6. Route map of the Ushikiri and Jōsōji areas, and columnar section of Koura and Jōsōji formations. MMEA=Metallurgical Minerals Exploration Agency of Japan. s.s.; sandstone. sh.; shale.

ところが暗灰色安山岩質凝灰岩(=酸性凝灰岩)は、金属鉱物探鉱促進事業団(1967)が成相寺層と認める中部から上部(Loc. 1 から 3)の層準にも存在する。とくに Loc. 1 の酸性凝灰岩は、層厚 55 m で N62°E・53°S の走向・傾斜を有し、Loc. 8 のそれに対比される。また、牛切付近は大局的に向斜構造を呈していることから、Loc. 3 の凝灰岩は Loc. 5 および 6 の凝灰岩層に対比される。以上の事実は、本来の牛切層の定義にある暗灰色安山岩質凝灰岩層が成相寺層中にも認められることになり、2つの地層を判別することができない。さらに、牛切層を特徴づけるもう一方の層相としてあげられる凝灰質砂岩ないし砂岩と頁岩の互層は、Loc. 4 および 7 で観察される。ところがこの層相についても Loc. 2 や上鹿園寺、庄部の南、唯浦の海岸等の中～上部成相寺層内にも観察され、必ずしも牛切層を特徴づけているとはいえない。

他方、暗灰色安山岩質凝灰岩層(=酸性凝灰岩)の下底で牛切層と成相寺層を区分した場合、成相寺層の模式地では全体的に流紋岩火砕岩層で占められる結果となり、東西両側に広く分布する硬質頁岩層と牛切層の頁岩層との層位的認識が困難となる。

相代層(再定義)(Aishiro Formation)

本層は、嘉藤(1949)の相代火成砕屑岩類層および^{わにがし}鰐淵砂岩累層を一括したもの、加藤(1969)の古江層相代部層に相当する。また、金属鉱物探鉱促進事業団(1967)の大森層(=牛切層)の一部にも相当する。

模式地：平田市多井から釜浦にかけて。

分布：十六島鼻から平田市久多見町の北にかけて南傾斜をなして分布する。小伊津から唯浦にかけての海岸沿いにも北傾斜をなして露出する。また、唯浦に小範囲に分布する礫岩層は、本層の最下部をなしている。

層厚：550 m。

岩相：本層は下部が礫岩層、上部が砂岩層よりなる。相代以東において、下部の礫岩層は層厚を減じ、また砂岩層も東進するに従い細粒化し久多見の北で成相寺層の頁岩と指交する(Figs. 3, 4)。本層最下部の礫岩層は、人頭大～にぎりこぶし大の円礫を主体とし、礫種には安山岩類と流紋岩が最も多く、また花崗岩も認められる。流紋岩は成相寺層中の流紋岩と一致する。唯浦の海岸には、厚さ約 10 m の南傾斜を示す逆転層が露出する。金属鉱物探鉱促進事業団(1967)はこの礫岩層を古浦層に対比したが、後述するように礫岩層を挟む上下の頁岩層より成相寺層を特徴づける有孔虫化石が産出することにより相代層の最下部に対比できることが明確になった。

本層の上部は暗緑色の凝灰質砂岩で特徴づけられ、黒色頁岩を挟有しタービダイト相を呈する。凝灰質砂岩には 1～2 mm 程度の自形～半自形の長石類が粒子間を充填している。種々の堆積構造、たとえば級化成層、層内褶曲、流痕等が観察され、本層が全体として乱泥流堆積物であることを示唆する。

産出大型化石：加藤(1969)は *Acesta goliath* (SOWERBY) ほか 17 種の海棲貝化石を報告している。また、頁岩中には *Delectopcten peckhami* GABB が密集して産することがある。生痕化石もしばしば観察される。

古江層(Furue Formation)

本層は、富田・酒井(1938)の古江層、嘉藤(1949)の西田累層群、多井(1952, 1953)の古江泥岩層、金属鉱物探鉱促進事業団(1967)と山内・吉谷(1981)の古江層、加藤(1969)の古江層古江泥岩部層に相当する。

模式地：松江市古曾志町(古江)。

分布：宍道湖北岸の低地帯を東西に帯状に分布し、西端は十六島湾まで広がる。

層厚：900 m(ただし、平田市鹿園寺町付近)。

岩相：本層は塊状無層理の泥岩層で特徴づけられる。新鮮な部分は軟質で暗緑色ないし黒色を呈するが、風化すると 1～2 cm の小片状に割れ、しかも黄褐色を呈する。本層には、約 5 cm 以内の細粒砂岩層が挟在し、走向・傾斜の測定が可能な場合がある。しかし、これらの砂岩の薄層は連続性を欠く。また、炭質物のラミナが挟在し、露頭の一部を立体的に切断することにより構造解析に供することもできる。地質図に示した走向・傾斜は上述の方法で得たデータが含まれている。平田市周辺の古江層にはにぎりこぶし大のノジュールが含まれているが、模式地を含めた東側では極めて少ない。

本層の中程の層準には厚さ 1 cm から 1 m 程度の膨縮に富んだ凝灰岩層が挟在し、唯一の鍵層として追跡可能である。この凝灰岩層は、1～2 mm の自形～半自形の斜長石を特徴的に含み、新鮮な部分は暗青灰色を呈し、風化すると白色になる。この鍵層は東長江町で少なくとも 2 層準に確認されるが、その層位間隔は 25 m 以内のため対比にあたっては両者を一括した。平田市美野町と松江市大垣町の間では、この凝灰岩層は露頭での確認ができなかった。

産出大型化石：*Solemya tokunagai* YOKOYAMA ほか 8 種の海棲貝化石が報告されている(大塚, 1938; 多井, 1952; 加藤, 1969)。

成相寺層との関係：古江層と成相寺層とは整合漸移する。しかし、大部分が湖北断層によって境される。整合

関係が観察できる地域として、松江市牛切付近、平田市多久谷町付近があげられる。

松江層 (Matsue Formation)

本地域内の松江層は、富田・酒井(1938)により松江統とされ、多井(1952)によって松江層と再定義されたうちの下部松江層と一致する。

模式地：松江市法吉町。

分布：松江市西浜佐陀町の湖岸沿い(本層の主要分布域の西端部)に分布するのみである。

層厚：350 m 以上。

岩相：本層は軟質な中粒の砂岩で構成され、しばしば泥岩の薄層を挟有する。砂岩は分級度の良好な石英粒を多量に含む。一般に、本地域内の露頭では風化されて、灰白色、黄褐色を呈しているが、新鮮な部分は暗青色を呈す。

本層最下部では細粒砂岩が互層し、砂岩中にクロスラミナと密集した砂管が観察される。砂岩中には 30 cm 以内の不定形を呈す泥岩片が含まれている。古江中学校付近の湖岸には、厚さ 25 cm の亜炭層を挟在し、松江層が浅海域の堆積物であることを示唆する。

産出大型化石：本調査地域内では化石は産しないが、松江市上東川津町南家では *Anadara ogawai* (MAKIYAMA) ほか 17 種の海棲軟体動物化石が報告されている(加藤, 1969; TAKAYASU, 1980)。

古江層との関係：松江層と古江層とはオーバーラップ形式の不整合関係をなす。これは松江層と古江層の分布形態が斜交すること、宮嶋ほか(1972)および山内・吉谷(1981)が指摘する褶曲軸の不一致、古江層と松江層上部の直接の累重等によるもので、松江層堆積期の構造的変動を示している。しかし、多井(1952)が述べているように、湖岸には松江層と古江層が整合漸移している露頭もあることから比較的調和的な構造運動を反映した不整合と考えられる。

乃木層 (Nogi Formation)

富田・酒井(1937)により松江市乃木町付近を模式地として命名された地層で、礫岩層によって特徴づけられる。調査地域内では古志町寺津、平田市鹿園寺町付近の海拔 25~30 m を基底に小範囲に分布するのみである。なお、乃木層は大西(1979)によって細分されており、彼の定義に従うと差海層、安来層、乃木層が本地域に分布することになる。

地 質 構 造

1) 褶曲構造

一般的に確認される褶曲は 1~5 km の軸跡を有し、地域的に並走した褶曲群をなしている。したがって、ここではとくに重要と思われる褶曲構造のみを記述する。

松ヶ山、大船山および焼山を中心とする地域の西側には複数の背斜構造が認められる。唯浦の南から松ヶ山へ延長する背斜軸は東一西、東北東一西南西の湾曲した 2 方向を有し、軸面は約 80° 南傾斜を示す。この背斜の軸跡の長さは約 13 km で、三津峠より西側では唯浦トンネル北出口付近で断層と接し軸面が直立する。三津町西谷付近には東北東一西南西方向の軸跡の長さ 3.5 km の背斜構造が存在する。この背斜の軸面は 80° 南に傾斜し、南北両翼の傾斜は軸部付近で急激に高角度になり翼間角の小さな褶曲形態を示す。唯浦の海岸でみられる南傾斜の逆転層はこの背斜構造の北翼をなす。平田一松江向斜(多井, 1973)は復向斜構造を示し、その南翼は 10°~30° の同斜構造であるが北翼は少なくとも 300~500 m の波長の複数の褶曲をなしている。

大船山南側の流紋岩は南西方向にプランジした半ドーム状構造を示す。この構造の頂部は大局的に野郷町付近の背斜構造へ延長されると考えられる。また、朝日山北東部には南北約 1 km、東西約 1.5 km のドーム状の構造(朝日山ドーム, 多井, 1952)が存在する。この構造は南へ 40°~70° 傾斜し、北側では 10°~20° の低角度となっている。一方、松江市牛切には東へ 10°~20° プランジした半盆状構造が存在する。

本宮山周辺とそれ以北の成相寺層、古浦層は西北西一東南東、東一西、および東北東一西南西方向の並走した褶曲群をなす。これらの褶曲群は 1~5 km の軸跡を有し、200 m 前後の波長を有す。古浦層の分布とその構造形態からみて、秋鹿町上岡と六坊の間には復向斜構造が形成され、本宮山の北側では複背斜的な構造を示す。これらの複褶曲軸は西側では平田市と松江市の境界付近で不明瞭になる。しかし、東側では複背斜構造が西長江町の国司付近で断層と接し、復向斜構造は牛切付近の向斜構造へと延びる。

大野町以東の古江層に存在する褶曲構造は不明瞭ながら全体として緩やかである。しかし、東長江町の農道沿いでは断層を伴い、翼間角の小さな複数の背斜構造が確認され、部分的に 70° 北傾斜の逆転層が凝灰岩の級化により示される。これらの背斜軸の軸面は高角度で北側へ傾斜している。

2) 断層

本調査地域内で最も特徴的な湖北断層を主体に記述する。湖北断層は多井(1952, 1953)および金属鉱物探鉱促進事業団(1967)によって松江市荘成町付近から大野町土居にかけて成相寺層と古江層を境する断層として知られてきている。しかし、その延長部での構造および運動様式は必ずしも明確化されていない。これらの点を踏まえて詳細な調査を行ったところ、この断層はさらに西方へ追跡され、断層面が北傾斜を示す延長距離の長い断層として、かつまた成相寺層、古江層中に存在する多数の断層と類似の運動様式をもつことが明らかになった。

平田市久多見町から野石谷町では、北東—南西方向の湖北断層を境して成相寺層が水平距離約 20 m 以内で傾斜が 70° から 85° 南へと急変し、最上部の成相寺層は複数のすべり面を有している。上岡田町付近では、断層面が 50° 前後北傾斜し、上盤である成相寺層が $20^\circ \sim 30^\circ$ 北傾斜、下盤の古江層が $20^\circ \sim 30^\circ$ 北傾斜している。一本松付近では成相寺層は著しく擾乱され、走向・傾斜が一定しない。野石谷町から上岡田町にかけ、湖北断層の一部は東西性で北側へ湾曲する。多久谷町別所谷では厚さ約 1 m の凝灰岩層が数 m 内で直立し、背斜軸の頂部に断層を伴うが、断層面は急激に北傾斜する。多久町の荊藁谷付近では成相寺層の傾斜が 55° から 90° 南へと急変するが、周辺の古江層は 30° から 40° 南傾斜をなす。上鹿園寺では成相寺層上部が水平距離約 10 m 内で 40° 南傾斜から直立し、断層の推定される場所は谷地形をなしている。野郷町高山における湖北断層は、西北西—東南東方向で成相寺層と古江層が数 m の落差をもって接する逆断層と会合する。同様に、西北西—東南東方向の逆断層と会合する現象が松江市岡本町、秋鹿町、東長江の成相寺層と古江層の境界付近にみられる。岡本町布川の北では南緩傾斜の古江層が直立し、直立部付近の泥岩は剪断帯を形成する。

最も東端で湖北断層が確認される古曾志川では、成相寺層が $N45^\circ E, 35^\circ S$ から $N68^\circ E, 80^\circ N$ へと急変し、古江層は数 10 m にわたって不規則に剪断されている。湖北断層に沿って古江層は全体的に $N75^\circ W, 32^\circ \sim 70^\circ N$ の走向・傾斜を示すことから、断層面は北傾斜をなすと考えられる。しかし落差は不明である。

次に、その他の主な走向方向の断層について列挙する (Fig. 4)。

(F₁) 釜浦から三津峠へ約 7.5 km 東方へ延長する断層。

(F₂) 塩津から坂浦へ約 8.5 km 延長する断層。

(F₃) 坂浦から細原付近へ約 5 km 延長する断層。

(F₄) 畑浦から六坊へ 6 km 以上延長する断層。

(F₅) 六坊の南から畑谷を経て成相寺北へ 8 km 以上延長する断層。

(F₆) 細原から南西方向へ約 7 km 延長し、東長江で湖北断層と会合する断層。

(F₇) 秋葉山の東斜面より南西方向へ約 6 km 延長し、秋鹿町で湖北断層と会合する断層。

(F₈) 野郷町金森より土居を経て松江市岡本町で湖北断層と会合する断層。

(F₉) 岡本町から古曾志町にかけて東西方向に延長する断層。

以上、(F₁) ~ (F₈) は古浦層と成相寺層中に、(F₉) は古江層中にそれぞれ確認される逆断層である。

さらに本地域には地層の走向と斜交または直交する方向に小規模な断層が存在する。しかし、多井(1952, 1953, 1973)、加藤(1969)の指摘する胴切性の顕著な断層は確認されない。

地質年代

本地域中新統の年代決定は、これまで底生有孔虫群集の化石帯による対比 (TAI, 1959; 多井, 1973) と岩相対比 (山内・吉谷, 1981) を基本として行われている。したがって、山内・吉谷(1981)のように古浦層を台島階に、成相寺層・牛切層を西黒沢階〜女川階に、古江層・松江層を下部船川階に対比した年代構成を基に地史が議論されている。また、加藤(1969)による浮遊性有孔虫による年代論もある。ところが、最近の鹿野・吉田(1984)の放射年代測定と野村(1984)の古江層の浮遊性有孔虫化石の報告は、従来の時代観と異なった結果を示している。この原因として地質各論でも述べたように、岩相変化の著しいことと併せて同層準内でも種々の火成岩が存在していることが地層の対比を不完全にしていたと考えられる。さらに、産出化石の保存の不完全さ、時代決定に有効な化石の産出が少ないこともあげられる。

筆者は、上記の点を踏まえ成相寺層の浮遊性有孔虫化石に重点をおいて研究した。その結果、成相寺層の浮遊性有孔虫化石は種数、個体数とも少ないものの、以下の 13 種を次の 7 地点で得ることができた (Figs. 1, 7)。なお、試料の処理方法は続報で述べる。

これらのなかで、*Globorotalia quinifalcata* と *Globigerina praebulloides praebulloides* は個体数も多く成相寺層の中上部を特徴づけている。また、これらの種は年代決定に必ずしも有効なものばかりではないが、本論では

Fig. 7. Columnar sections and sample horizons in the Jōsōji Formation, and showing stratigraphic distribution of planktonic foraminifera. a, conglomerate. b, sandstone. c, shale. d, rhyolite. e, basaltic andesite. f, acidic tuff.

裏日本新第三系，とくに油田地帯で設定されている分帯 (SAITO & MAIYA, 1973; 米谷, 1978; IKEBE & MAIYA, 1981) とその構成種との層位的分布を比較する。Globorotalia birnagae は産出種中で最も層位的分布が狭く，SAITO & MAIYA (1973) およびIKEBE & MAIYA (1981) による N.8-9 に限り産しており，NR 60, 81, NO 16 で代表される成相寺層の中部層準は Blow のこの化石帯に対比することができる。Globorotalia quinifalcata は上述のように中上部に多産しており，米谷 (1978) の Globorotalia peripheroronda/Globorotalia quinifalcata 帯の重要な構成種となっている。したがって，成相寺層中部は米谷の G. peripheroronda/G. quinifalcata 帯 (N. 9) に対比されるものと考えられるが，N. 8-9 の識別に重要な Praeorbulina 属，Orbulina 属の種や Globorotalia peripheroronda が共産していないので明確さに欠ける点もある。

一方，古江層の中上部は Globorotalia adamantea の産出から米谷 (1978) の G. peripheroacuta/G. miozea (S. L.) 帯に対比されている (野村, 1984)。したがって，古江層以下の層準は米谷・井上 (1981) の planktonic foraminiferal Sharp Surface より下位に相当するが，G. peripheroacuta/G. quinifalcata 帯と G. peripheroronda/G. miozea (S. L.) 帯の境界を決定することはできなかった。しかし，続報 (その 2) で述べる底生有孔虫群集の分帯で Cyclammina 属の種の産出層準と比較すると米谷 (1978) の 2 つの化石帯の境界は成相寺層と古江層の境界と一部成相寺層の上部の層準に対比されるかもしれない。

成相寺層下部では有孔虫化石がほとんど産しないため，鹿野・吉田 (1984) の年代測定結果を生層位的に検討できなかった。彼等によると，成相寺層と古浦層の境界付近は 22 Ma 前後とされている。

従来，半島部と本土側を対比する唯一の生層学的手段

で、成相寺層下部に存在するとされている Foram. Sharp Line(多井, 1963; 金属鉱物探鉱促進事業団, 1971)は、野村ほか(1984)によってその存在が疑問視されているように本地域に見出すことができない。F. S. L. はその生層位的層準が N. 9/10 の境界に設定されており(米谷・井上, 1981; 池辺, 1982), 機械的に対比を行うと成相寺層と古江層の境界付近に存在することになる。しかし, Foram. Sharp Line の本来の定義にある底生の膠着質殻種と石灰質殻種の混合群集より膠着質殻種群集への急変層準は、成相寺層、相代層、および古江層ともに混合群集よりなるため存在せず、また成相寺層および相代層の有孔虫が明瞭な暖流種といえない点で適合しない。したがって、島根半島中新統に関する F. S. L. による対比はできないことになる。

考 察

1. 半島東部地域との層位比較

以上に述べてきたように、本地域の層序は半島東部地域(山内ほか, 1980; 山内・吉谷, 1981; 鹿野・吉田, 1985)と比較すると、古浦層と成相寺層の層位的関係、古江層と“牛切層”(山内・吉谷, 1981)との関係、および厚いデイサイト軽石凝灰岩を伴う“牛切層”(鹿野・吉田, 1985)が本地域で発達していないことの3点に関し層位的差異が指摘される。

山内ほか(1980)は金属鉱物探鉱促進事業団(1969)が古浦層の上部としている黒色頁岩より *Acesta* や *Portlandia* などの海棲貝化石を報告し、しかもこの頁岩層が古浦層(彼等の七類部層)と層位的に斜交していることを根拠に古浦層と成相寺層の関係を不整合であるとしている。これに反し、鹿野・吉田(1985)は両層の間に構造差の無いこと、堆積環境が淡水～汽水成から海成へと漸移していること、さらに両層間で絶対年代に差の無いことを理由に整合と考えている。半島中央部は鹿野・吉田(1985)が指摘するように、構造的差異は無く、底生有孔虫群集からみても環境が漸移している。山内ほか(1980)が不整合面を指摘している法田の海食台に分布する成相寺層下部は半島中央部の中上部を特徴づける深海棲底生有孔虫の *Uvigerina* を産せず、*Ammonia* や *Cibicides* 等の浅海棲の有孔虫を産する。詳細は別途報告する予定であるが、このことは半島東部地域においてさえも古浦層と成相寺層は整合関係にあるとみるべきで、本地域との間に本質的な差異は無いと考えられる。

次に、古江層の堆積する前の隆起運動によって“牛切層”と古江層が半島東半分で不整合関係とする山内・吉

谷(1981)の指摘は本地域に関し適合しない。続報でも述べるように、古江層は本地域の堆積盆地が最も沈降した時期を示しており、しかも半島東側へ向かって堆積盆地が深くなっていたものと考えられる。したがって、山内・吉谷(1981)が考えるような宍道湖南岸域の大森層に認められる隆起・陸化に伴う堆積盆地の消滅とそれに続く新たな沈降によって古江層の堆積場を形成させることは困難である。

しかし、重力流堆積物である相代層や成相寺層上部に認められる砂岩の挟みは、成相寺層上部における地殻変動を示していることは明らかである。鹿野・吉田(1985)は境港地域の中で宍道断層等多数の断層を伴った複背斜構造を示し、この構造を挟んで“牛切層”の層厚が著しく異なることを指摘している。山内・吉谷(1981)も同様に、成相寺層上部の堆積の頃に堆積盆地が南北に分化し始め、北側へ盆地の中心が移動したとしている。しかし、前述のように堆積盆地の南側でも継続的に沈降している以上、この地殻変動は堆積盆地全体が北側へ傾斜した傾動的隆起と部分的沈降を伴った運動であったものと考えられる。このようにみると、調査地域である半島中央部は鹿野・吉田(1985)の複背斜構造帯の南側を占めていることから、半島東部北側に顕著に発達する“牛切層”の堆積物を本地域で欠く層位的差異も説明される(Fig. 9)。

2. 対比について

山陰の中新統標準層序は、下位より波多層、川合層、久利層、大森層、布志名層、松江層が設定されている(多井, 1973; 山内ほか, 1980; 山内・吉谷, 1981)。これらは前にふれたように岩相層序と Foram. Sharp Line によって Fig. 8 のような対比がなされている。しかし、多井(1973)の底生有孔虫群集帯と Foram. Sharp Line は本地域に関する限り適合しない。今回、成相寺層中上部から産した浮遊性有孔虫化石は *Globorotalia birnageae* と *G. quinifalcata* 等を含み、これらの群集内容より成相寺層中部から上部が Blow の N. 9 と考えられる。さらに、古江層中上部は N. 10~11 と考えられており(野村, 1984)、底生有孔虫群集帯の境界が成相寺層から古江層の地層境界部にほぼ相当している(続報)。したがって、成相寺層と古江層の境界部に N. 9/10 の境界が存在する可能性が指摘される。

他方、本土側では N. 9/10 の境界が模式地の久利層上部に存在する(竹ノ内ほか, 1982)。また、布志名層は野村・米谷(1984)により米谷(1978)の *Globorotalia peripheroronda*/G. *miozea*(S. L.) 帯上部と考えられてい

TAI, 1973		YAMAUCHI and YOSHITANI 1981		NOMURA (This paper)	
SHIMANE PE. (CENTRAL)	ODA AREA	SHIMANE PE. (EASTERN)	EAST SHIMANE (S. MATSUE)	SHIMANE PE. (CENTRAL)	EAST SHIMANE
Matsue F.	Matsue F.	Matsue F.	Matsue F.	Matsue F.	Matsue F.
Furue F.	Fujina F.	Furue F.	Fujina F.	Furue F.	Fujina F.
Ushikiri F.	Omori F.	Ushikiri F.	Omori F.	Aishiro F.	Omori F.
Jōsōji F.	Kuri F.	Jōsōji F.	Iugawa F. (=Kuri F.) (=Kawai F.)	Jōsōji F.	Kuri F.
Koura F.	Kawai F. Hata F.	Koura F.	Daito F. (=Hata F.)	Koura F.	Kawai F.
					Hata F.

SHIMANE PE. = SHIMANE PENINSULA (S. MATSUE) = SOUTH MATSUE CITY

EAST SHIMANE = EAST SHIMANE PREFECTURE

Fig. 8. Comparison of stratigraphic correlation in San-in district.

る。以上のことより、浮遊性有孔虫化石に基づく Fig. 8 のような対比が考えられる。また、模式地の大森層の安山岩が鹿野・吉田(1984)によって 13.9 ± 0.7 Ma とされており、N. 10~12 に相当している。もし、N. 10 とすると地殻変動期が近似していることになる。

3. 構造運動について

本地域に発達する褶曲群、断層群は大局的に東西性を示している。これらの構造要素は密接な関係を持ち、断層のセンスも類似していることから同じ応力下で形成された地質構造であることが推察される。鹿野・吉田(1985)は半島東部地域の複背斜構造に伴う突道断層等の逆断層が南北ないし北北西—南南東方向の水平最大圧縮応力下で形成されていることを指摘している。本地域に発達する褶曲群や湖北断層等の多数の並走した逆断層群も彼等が指摘するように南北方向の圧縮応力よりなる地殻変動と関連している。しかも、東部地域に発達する突道断層等の断層群(鹿野・吉田, 1985)と同じ時期に形成されたと考えられる。

この地殻変動は成相寺層堆積の後期に始まっており、半島東部の地背斜化および突道湖南岸域の陸化等(山内・吉谷, 1981)の隆起運動を起させながら、古江層の堆積場をより深くて狭い凹地へと発展させる差別的な運動を示している。また、前述したように“牛切層”(鹿野・吉

田, 1985)が本地域に発達しないことから、この運動は堆積盆地全体を北側へ傾動させる運動もかねている (Fig. 9)。

松江層は浅海成層よりなり、下位の古江層と不整合関係にあることから、松江層堆積期に半島部は堆積盆地全体が隆起し始めたことを示す。しかし、褶曲軸が調和的であることから、鹿野・吉田(1985)が指摘する継続的な応力配置は変らなかったものと考えられる。以上のことから、本地域の地質構造は松江層堆積の後期には完成していることになり、多井(1973)、山内・吉谷(1981)、鹿野・吉田(1985)が指摘する時期と一致することになる。

地 史

島根半島は、基盤岩類の露頭を欠くため堆積盆地の形態やその発達様式を直接解明することは不可能である。しかし、海域に広く分布する新第三系(田中, 1979; 田中・小草, 1981)や半島部中新統の発達過程は東北裏日本のそれと非常に類似している。以下、従来の知見と本研究で得たデータをもとに地史を簡約する。

〔古浦層堆積期〕前期中新世の古浦層は、堆積盆地発展初期の淡水、汽水域で堆積した地層で、約 500 m の層厚を有す。碎屑岩中には基盤に由来する礫も多量に含まれている(三浦, 1973; 山内ほか, 1980; 鹿野・吉田,

Fig. 9. Generalized model of tectonic development with reference to the eastern part of peninsula. Solid arrows show the direction of main stress. a, Koura Formation. b, Jōsōji Formation. c, Ushikiri Formation of KANO & YOSHIDA (1985). d, Furue Formation. e, Takashibiyama Formation of KANO & YOSHIDA (1985). f, Matsue Formation.

1985) ことから基盤が隣接して存在していたものと推察される。台島型の植物化石(鹿野・吉田, 1985)が産し、古浦層堆積期は温暖な気候下にあった。

鳥取沖の海域の坑井試料(古川・富沢, 1985)によると、鳥取沖の古浦層堆積期(石灰質ナノ化石帯の CN 3 帯に相当)に *Globobulimina* 属や *Martinottiella* 属の有孔虫を産する海成層があり、半深海性の堆積環境が推定されている。また、古浦層に対比される本土側にも海成層が存在(小田ほか, 1974)することや古浦層上部の“*Ostrea*”の産出(山内・吉谷, 1981)は、本期に海域が半島域まで一時的にせよ侵入してきたことを示す。しかし、古川・富沢(1985)が指摘する北方からの海侵は本地域に関する限り明らかでない。他方、鹿野・吉田(1984)は絶対年代測定値の示す古浦層上部の 22.6 ± 2.2 Ma と成相寺層下部の 21.7 ± 3.0 Ma をもとにこの海侵を原日本海(岡本, 1981)の広がり結びつけている。しかし、年代の項で述べたように、成相寺層中部が N. 9 と考え

られ、この間の年代差を成相寺層下部の堆積によって補填することができるかどうか不明である。いずれにしても、古浦層堆積期後は本地域は明瞭な海域へと転じたことになる。

〔成相寺層・相代層堆積期〕本期は流紋岩類の顕著な火山活動を伴い、泥質堆積物を主体としながらも岩相変化の激しい盆地の発展期を示す。本期の初めは時代・環境を積極的に示唆する化石は少ない。しかし、種数・個体数とも少ないが、変形した底生有孔虫の産出は明らかに海域の広がっていたことを示す。

本期の中部は米谷(1978)の *Globorotalia peripheroronda* / *G. quinifalcata* 帯に対比され、中期中新世の初めを示す。大陸棚外縁部から大陸斜面上部の堆積環境を示し、凹凸のある海底古地形が推察される。

本期の後期には西側でスランピングを伴った厚い重力流堆積物(相代層)が堆積し、その末端部は東側の泥質堆積物へと移化して行く。したがって、盆地の深部は東側

(牛切側)にあったものと思われる。この重力流堆積物の形成に伴って、この時期の堆積物が浅海棲の底生有孔虫種を多く混入することからみても、本期の後期には堆積盆地に変動があったものとみられる。山内・吉谷(1981)、鹿野・吉田(1985)は、この時期に褶曲運動が始まったことを指摘している。

山内・吉谷(1981)は、本期末(従来の牛切層堆積の頃)に半島東側が南北別々の盆地に分化したことを認め、北側の継続的な沈降に対し南側では隆起に転化したことを指摘している。半島中央部は彼等の南側の盆地に相当するが、この地域に関する限り明らかに盆地が沈降を継続している。

〔古江層堆積期〕古江層中上部は米谷(1978)の *Globorotalia peripheroacuta*/*G. miozea* (S. L.) 帯に相当し、中期中新世を示す。厚い塊状泥岩が 900 m にも達し、半島中央部での火山活動はない。本期は堆積盆地の最も沈降した時期に相当するが、十六島側と古江側とで古水深が異なっていた(続報)。この古海底凹地は、総じて大陸棚外縁部から大陸斜面中部の環境を示し、田中・小草(1981)や古川・富沢(1985)の鳥取沖資料から指摘される沈降帯へと延長されるものと考えられる。

古江層堆積後に続く浅海性堆積物の松江層は、本地域内では見掛けの上で整合的であるが松江市街の北部で不整合関係にある。したがって、古江層堆積期までの連続的沈降は、松江層堆積期に至って隆起化したものとみられる。しかし、山内・吉谷(1981)が述べているような松江層を古江層堆積後の隆起・沈降と一連の構造運動による新たな堆積盆地内での形成物と考えるより、堆積盆地の広域的な隆起運動によって浅海化された扇状海盆内で堆積した地層と考えたい。

ま と め

(1) 島根半島中央部の中新統を下位より、古浦層、成相寺、相代層、古江層、松江層に層序区分した。相代層は成相寺層上部と指交関係にある。古江層と松江層が不整合関係にあるほかは、これらの地層は整合関係にある。従来、牛切層として扱われてきた地層は、成相寺層に含め、成相寺層の再定義を行った。

(2) 地層の走向方向と同じ方向を示す褶曲群、断層群を確認した。これらの構造は南北方向の応力場で形成され、その形成時期は成相寺層堆積の後期に始まり、松江層堆積後には完了したものとみられる。また、成相寺層と古江層の境界部に湖北断層を認めた。

(3) 成相寺層の浮遊性有孔虫化石を検討した結果、中

上部の層準から *Globorotalia birnageae* と *Globorotalia quinifalcata* が産出し、米谷(1978)の *G. peripheroronda*/*G. quinifalcata* 帯 (N. 9) に対比される。また、多井(1963)の Foram. Sharp Line は本地域では確認できない。

文 献

- 古川隆治・富沢昭文, 1985: 基礎試錐「鳥取沖」. シンポジウム「最近における海洋基礎試錐の地質的成果」, 石油技, **50**, 43-52.
- 今村外治, 1954: 山陰地方中・西部のグリーンタフ. 学術大会における討論会講演要旨及び討論記事, 地質雑, **60**, 288-289.
- 池辺 稔, 1982: 新潟新第三系積成盆地における最近の諸問題. 同上, **88**, 775-785.
- IKEDA, Y. and MARIYA, S., 1981: Akita and Niigata areas. In TSUCHI, R. ed., *Neogene of Japan: Its biostratigraphy and chronology*. IGCP-114 National Working Group of Japan, 68-75, Shizuoka.
- 鹿野和彦・吉田史郎, 1984: 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報, **35**, 159-170.
- , 1985: 境港地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 57p., 地質調査所.
- 嘉藤良次郎, 1949: 宍道褶曲帯の一部について. 地質雑, **55**, 193 (演旨).
- 加藤稔司, 1969: 島根半島中西部の層序. 九大理研報, **10**, 31-49.
- 金属鉱物探鉱促進事業団, 1967: 昭和 41 年度広域調査報告書「北島根地域」. 26p.
- , 1969: 昭和 42 年度広域調査報告書「北島根地域」. 23p.
- , 1971: 昭和 44 年度精密調査報告書「北島根地域」. 139p.
- 米谷盛壽郎, 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. 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), 35-60, 大阪.
- ・井上洋子, 1981: 新潟堆積盆地における中新統中下部の有孔虫化石群集と古地理の変遷. 化石, no. 30, 73-78.
- 三浦 清, 1973: 島根半島新第三紀古浦層に含まれる片麻岩礫とその地質学的意義. 地質雑, **79**, 701-702.
- 宮嶋聖隆・永島晴夫・大西郁夫, 1972: 松江市周辺の地質: 出雲層群の研究. 島根大文理学部紀要(理学), **5**, 131-138.
- 野村律夫, 1984: 島根半島古江層の浮遊性有孔虫化石. 地質雑, **90**, 755-758.
- ・米谷盛壽郎, 1984: 浮遊性有孔虫による島根県布志名層の地質時代. 山陰文研紀要, **24**, 1-9.
- ・吉田史郎・鹿野和彦, 1984: 島根半島東部新第三系からの有孔虫化石. 地調月報, **35**, 261-268.
- 西山省三・三好 一・岡本和夫・多井義郎, 1962: 鰐淵鉱山と出雲市新第三系. 地質巡検旅行案内書, **8**, 24p.
- 小田基明・山内靖喜・村上 久, 1974: 島根県の新第三系波多層からの海棲動物化石の発見. 地球科学, **28**,

257-258.

岡本和夫, 1981: 山陰中新世貝類化石からみた古対馬海峡. 化石, no. 30, 49-54.

大久保雅弘, 1976: 島根半島中新統産の化石クモヒトデ. 島根大文学部紀要(理学), 7, 101-105.

大西郁夫, 1979: 出雲海岸平野の第四系. 同上, 8, 131-144.

大塚弥之助, 1938: 島根県宍道湖北岸の第三紀化石. 地質雑, 45, 367-368.

OTUKA, Y., 1939: Tertiary crustal deformations in Japan. *Jubilee Publ. Commemor. Prof. YABE's 60th Birthday*, 481-519.

SAITO, T. and MAIYA, S., 1973: Planktonic foraminifera of the Nishikurosawa Formation, Northeast Honshu, Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N.S.*, 91, 113-125.

多井義郎, 1952: 島根半島中央地区の層序と構造—島根半島第三系の地質学的研究(その1). 地質雑, 58, 573-583.

———, 1953: 島根半島中央地区の層序と構造(続)—島根半島第三系の地質学的研究(その2). 同上, 59, 93-98.

———, 1957: 日本の新生代の堆積区とその変遷(2)—山陰地域—. 新生代の研究, 24-25, 20-27.

TAI, Y., 1959: Miocene microbiostratigraphy of West Honshu, Japan. *Jour. Sci., Hiroshima Univ.*, [C], 2,

265-395.

多井義郎, 1963: 瀬戸内・山陰新第三紀有孔虫群の変遷と Foram. Sharp Line. 化石, no. 5, 1-7.

———, 1973: いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no. 9, 137-146.

TAKAYASU, K., 1980: Fossils from Matsue City: Molluscan fossils from various localities in Shimane Prefecture, Part 1. *Mem. Fac. Sci., Shimane Univ.*, 14, 133-145.

竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄, 1982: 島根県大田市中新統の微化石層位学的研究—特に模式川合・久利両累層について—. 広大総合科学部紀要Ⅳ, 7, 49-89.

田中 隆, 1979: 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技, 44, 308-320.

———・小草欽治, 1981: 山陰沖における中期中新世以降の構造運動. 地質雑, 87, 725-736.

富田 達・酒井栄吾, 1937: 島根県布志名及来待地方の地質. 同上, 44, 482-483.

———・———, 1938: 松江市付近の中新統に就て(特に粗面玄武岩類の地質時代). 同上, 45, 529-532.

山内靖喜・三梨 昂・山本洋一郎, 1980: 島根半島の中新統. 日本地質学会第87年学術大会見学旅行案内書第2班, 39p., 松江.

———・吉谷昭彦, 1981: グリーンタフ堆積盆地発展期の構造運動—島根県東部を例にして—. 地質雑, 87, 711-724.

(要 旨)

野村律夫, 1986: 島根半島中央部中新統の地質—その1 層序について—. 地質雑, 92, 405-420.

(NOMURA, R., 1986: Geology of the central part in the Shimane Peninsula—Part 1 Miocene stratigraphy—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 405-420.)

島根半島中央部の中新統層序を再検討し, さらに浮遊性有孔虫化石による年代決定を試みた. 再構築した層序は, 下位より古浦層, 成相寺層, 相代層, 古江層, 松江層に区分される. 相代層はタービダイト相を呈し, 成相寺層上部と指交関係にある. 古江層と松江層が不整合関係にあることを除き, 上記の地層は整合関係にある. また, 半島部の標準層序として踏襲されている牛切層は, 模式地においても成相寺層と区別できない.

成相寺層中上部の浮遊性有孔虫化石は, 明確さに欠ける点もあるが Blow の N. 9 と考えられる. 古江層が N. 10~11 であるから, N. 9/10 の境界は成相寺層と古江層の地層境界付近に相当する. このことは, 成相寺層堆積の後期に開始した南北方向の圧縮を伴う変動と山陰地域の変動期を示す大森層の絶対年代が近似していることを示す.