

島根県松江市南方の“波多層”の岩相と年代

鹿野和彦* 野村律夫** 山内靖喜***

KANO Kazuhiko, NOMURA Ritsuo and YAMAUCHI Seiki (1993) Lithology and age of the “Hata Formation” south of Matsue City, Shimane Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 44(11), p. 659-668, 3fig., 2tab.

Abstract: A volcanic formation, called “Hata Formation” or Daito Formation, represents the beginning of the Miocene rifting in an area south of Matsue City, Japan Sea side of southwest Japan. This volcanic formation has been interpreted to be emplaced mainly in subaerial environments. The lower part, in fact, comprises andesite block lava, dacite pyroclastic flow deposits and volcanoclastic deposits. The upper part, however, comprises mainly submarine volcanoclastic mass-flow deposits with a basal shallow-marine sandstone to conglomerate. The volcanoclastic deposits commonly include rip-up mudstone clasts and is locally intercalated with thin mudstone beds. The mudstone clasts and mudstone beds commonly contain neritic to upper bathyal agglutinated foraminifera. The lower part of the volcanic formation called “Hata Formation” is, therefore, correlated to the Hata Formation in the strict sense, whereas the upper part of the volcanic formation is interpreted to be a part of the marine Kawai Formation which overlies the Hata Formation in the type locality. The base of the Hata Formation is probably Late Oligocene to early Early Miocene in age and the newly proposed base of the Kawai Formation (the upper part of the “Hata Formation”) is likely about 18-20 Ma. This implies that the Miocene marine transgression on the Japan Sea area started at or before this time.

要 旨

松江市南方に分布する火山岩層は、長い間、前期中新世の波多層あるいは波多層相当層と考えられてきた。しかし、火山岩の産状と産出する化石を調べたところ、その下部は陸成層、上部は海成層であることが明らかとなった。従って岩相層序上、下部は波多層に、上部はこれを覆う海成の川合層に対比することができる。山陰地方のほかの地域において波多層相当層とされている“水つき”の火山岩も川合層相当の海成層と指交または漸移関係にあるらしく、それらもまた川合層に対比される可能性が高い。“水つき”の火山岩及び川合層の基底の年代

は18-20 Ma 前後で、山陰地方での海進がこの頃から始まったことを示唆する。

1. はじめに

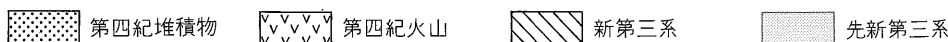
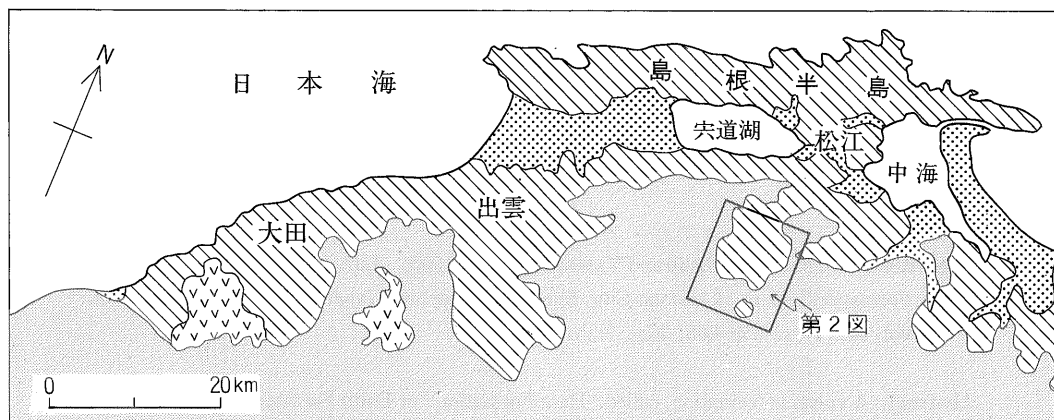
波多層は、出雲市南方の飯石郡掛合町波多(旧波多村)を模式地とし、安山岩溶岩、デイサイト火砕流堆積物など陸上の火山噴出物からなる(通商産業省, 1967, 1969, 1970)。この火山噴出物は、波多火山岩類(岡本, 1959)または波多亜層群(沢田, 1978)とも呼ばれ、白亜紀後期-古第三紀火成岩類を不整合に覆い、中新世の海成礫岩、砂岩、泥岩に直接覆われる火山岩層として位置づけられてきた(岡本, 1959; 通商産業省, 1967, 1969,

* 地質部

** 島根大学教育学部

*** 島根大学理学部

Keywords: Early Miocene, marine transgression, Japan Sea, Hata Formation, Kawai Formation, Matsue, Shimane Prefecture.



第 1 図 山陰中央部における新第三系の分布
研究地域及び関連する地域の位置を示す。

1970; 沢田, 1978). 松江市南方の大東町, 八雲村, 広瀬町にまたがる地域(第 1 図)に分布する火山岩層も, 白亜紀後期-古第三紀火成岩類を不整合に覆い, 中新世の海成礫岩, 砂岩, 泥岩などに直接覆われることから, 長い間, 波多層に対比され, 波多層(通商産業省, 1970; 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973 など)または大東累層(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1979)と呼ばれている。しかし, 波多層とされてきたこの火山岩層の上部から海生軟体動物化石と底生有孔虫化石が発見されて(小田ほか, 1974; 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1979)おり, この火山岩層全体を陸成層である波多層に対比することについては問題がある。

本論文では, この“波多層”全体の岩相層序について述べ, 岩相と底生有孔虫などの化石に基づいて堆積環境と層序関係について言及するとともに, 放射年代測定結果を加えて, 海成の“波多層”について, その層序学的位置づけを議論する。海成“波多層”の層序学的位置は, 日本海の成因と関連して, 山陰地方に海進が及んだ時期を知る上で重要である。

本論文をまとめるにあたって, 未公表の放射年代測定値を教えてくださいいただいた島根大学沢田順弘助教授, 内容について討論して頂いた地質調査所の方々に謝意を表す。

2. 地質概説

山陰地方中央部では, 前期漸新世以前の地質体を不整

合に覆って後期漸新世-中新世の火山岩及び堆積岩が広く分布する(第 1 図)。その最下部を占めるのが陸上に噴出した火山岩を主体とする波多層である。波多層は海成の砂岩, 礫岩を主体とする川合層及び海成の泥岩を主体とし, これと指交する久利層に覆われ, これらは更に安山岩-デイサイト溶岩及び火砕岩を主体とする大森層に不整合に覆われる(例えば, 高安ほか, 1992)。しかし, 本研究地域のように, 川合層や久利層の火山岩が, 下位の波多層と接している場合には, 波多層と地層境界を定めることはなかなか難しい。しかも, 波多層, 川合層, 久利層, 大森層の模式地はそれぞれ出雲市南方, 大田市川合, 大田市久利, 宍道湖南岸宍道町来待大森にあって互いに離れている(第 1 図)のために, 岩相層序に基づく対比に常に曖昧さを伴うことは否めない。

本研究地域の地質については, 通商産業省(1970), 山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973, 1979)などの報告がある。鹿野ほか(印刷中)は, 後で述べるように, “波多層”を本来の波多層と川合層とに再区分した上で, 新第三系を下位から波多層, 川合層, 久利層, 大森層に分けた(第 2 図)。この地域では, 大森層より上位の新第三系は分布しない。再区分された波多層は陸成層, 川合層は浅海成層で半深海成層の久利層とは指交関係にあり, 久利層とともに新たに区分された波多層を不整合に覆うと考えられる(第 3 図)。大森層はこれらの地層すべてを不整合に覆い, 安山岩-デイサイト溶岩を主体とする地層である。

大森層基底の不整合は, 大森層の放射年代(鹿野・吉



第2図 松江市南方地域の地質図
 鹿野ほか(1993)の挿図に加筆。南部は、山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1979)、資源エネルギー庁(1987, 1988, 1989)に基づいて編図した。北部は鹿野ほか(1993)の地質図による。

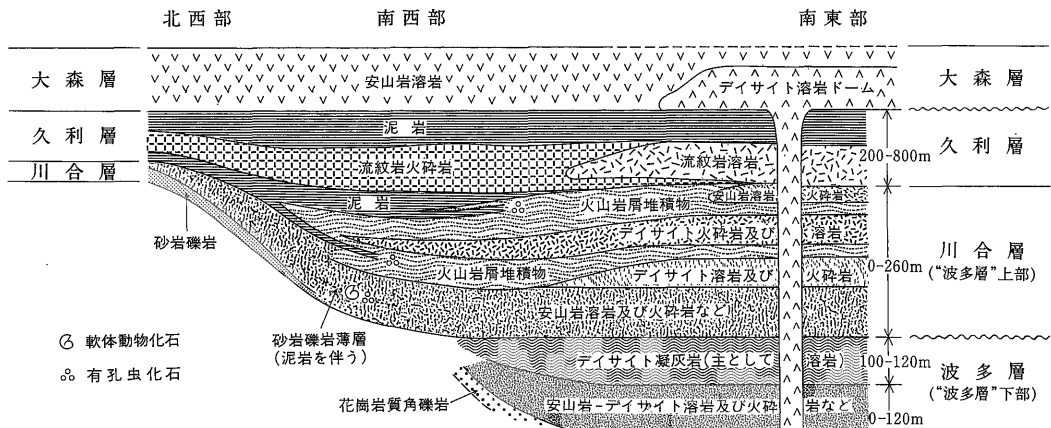
田, 1984; Uto, 1989) から判断して, 西南日本の日本海沿岸及び太平洋沿岸に広く認められる14-15 Ma の不整合に対応しており(鹿野ほか, 1991a), 同じ頃の堆積物中に認められる Foram. Sharp Line (Nomura, 1992; 野村, 1992)あるいは急激な岩相変化(例えば, 鹿野ほか, 1991b)と同様, 広域的な対比を行なう際の基準となる(第2表). 久利層は, 泥岩と流紋岩水底火砕岩及び水底溶岩からなり, 川合層は砂岩, 礫岩, 安山岩水底溶岩, デイサイト水底火砕岩, 火山岩屑堆積物などからなる. 両層の岩相を代表する泥岩と砂岩-細礫礫岩とが境界付近で互層するほか, 直接の関係は観察できないけれども, 砂岩礫岩と泥岩とが走向傾斜から見て同層準にあると判断される場所もあるので両層は指交関係にあると考えることができる. 層厚は, 久利層で200-800 m, 川合層で0-260 mである. 波多層は数100 mを越えない.

大森層より下位のこれらの地層は, 本地域南西の奥山付近から, その西側の清田, 飛石, そして北西側の中屋にかけて基盤にアバットまたはオンラップしており, その縁辺を取り巻く正断層も認められる(第2図). また, 清田の南西にあるモリブデン鉱床地域には, この正断層と調和的に分布する正断層がいくつか確認されている(第2図; 資源エネルギー庁, 1987, 1988, 1989). 波多層及び川合層下部の分布は, 正断層または高角度の不整合面に囲まれた地域にはほぼ限定されるが, 川合層上部及び久利層の一部は正断層に切られてはいるものの, 断層を越えて分布する. 一方, 北東の地域では, 川合層及び久利層が緩やかに南西に傾斜し, 直接基盤を覆っている. しかし, 北西側及び南西側を限る正断層または高角不整合面の延長上には, 鹿野ほか(印刷中)が示したように, 北

東方向に延びる正断層が断続的に並び, 断続するこれら二つの正断層に挟まれた地域にはほぼ限定されて波多層が分布する(第2図). このような地層の分布と地質構造から, 本地域には, 波多層が堆積し始める頃から正断層に境され, 北東に半盆状に開いた地溝状の小規模な凹地があって, 沈降を続けるこの凹地を埋めながらこれら地層群が堆積したと考えることができる. しかも, 川合層が堆積し始める頃にはこの地域にも海進が及び, 海成層が凹地の境を越えて基盤にまでオーバーラップするようになったと考えられる. 本研究地域を南西端として北東に続くこの堆積域の南東側の基盤には波多層-久利層の時期の安山岩や流紋岩の平行岩脈や噴出口が同じく南西-北東方向に延びて多数分布(鹿野ほか, 印刷中)しており, 波多層-久利層が堆積していた頃, この地域が引張り場であったことがうかがわれる. 本地域の南方には石英閃緑岩に半環状に貫かれ, 著しく変質した安山岩-デイサイト溶岩及び火砕岩が円筒状に分布している(服部ほか, 1973; 資源エネルギー庁, 1987, 1988, 1989). これは凹地を埋積した火山岩の噴出中心の一つではないかと思われる(第2図).

3. 岩相層序と堆積環境

松江市南方の波多層とされてきた地層, すなわち“波多層”は, 堆積環境からみて, 安山岩ブロック溶岩, 安山岩とデイサイトの岩片を多量に含む火山岩屑堆積物(volcanic debris deposits)及び角閃石含有デイサイト火砕流堆積物からなる下部と, 安山岩水冷破砕溶岩(水底ブロック溶岩), デイサイト水底火砕流堆積物, デイサイトや安山岩, 泥岩, 花崗岩質角礫岩の岩片や火山ガラス, 結晶片からなる火山岩屑堆積物, デイサイト水底プロ



第3図 岩相層序概念図

ク溶岩などからなる上部とに分けることができる(第3図)。以下に述べるように岩相と産出する化石から見て、下部は主に陸域に、上部は海域に堆積したと考えて良い。

“波多層”の基底には花崗岩質岩を直接覆う崖錐角礫岩があるとされている(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973, 1979)。この“角礫岩”は、そのほとんどが隣接する花崗岩質岩と同一の角礫で構成される。角礫と角礫との間には部分的に条痕のある面(送り面)または花崗岩質岩の細粉や粘土が認められ、隣接する花崗岩質岩あるいは同質の崖錐角礫岩の圧砕された岩石に見えることもある。実際のところ、礫岩なのか圧砕岩なのか、判断が難しいが、いずれにしても、この部分は地溝状凹地の縁辺を画する部分であることは確かであろう。第3図の岩相層序概念図に示されるように、この部分を除いた“波多層”の最下部は、安山岩ブロック溶岩と安山岩-デイサイト起源の火山岩屑堆積物である。これに重なるデイサイト火砕流堆積物は、その大部分が溶結している。これらの岩石からなる“波多層”の下部は、海潮(ウシオ)付近で300 mと最も厚く、その北及び南に向かって薄くなる。

“波多層”下部のデイサイト火砕流堆積物は、大東町海潮から中屋に至る地域において厚さ20 m前後の中-粗粒アルコース質砂岩や花崗岩質岩の円-亜円礫を含む砂礫岩-礫岩に覆われる。更にこの“波多層”上部基底の砂岩礫岩は安山岩水底ブロック溶岩及び火砕岩などからなる安山岩層に覆われる。しかし、海潮の南方及び東方の大東町清田、室谷及び刈畑においては基底の砂岩礫岩は確認されず、安山岩層が“波多層”下部のデイサイト火砕流堆積物を直接覆っている(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1979)。

この安山岩層は、大東町海潮から北方にかけて泥岩や基底の砂岩礫岩と同様に花崗岩質岩起源の碎屑物を多量に含む砂岩礫岩の薄層を挟む。海潮付近の赤川沿いに露出する安山岩層中の砂岩からは、海生軟体動物化石 *Patinopecten (Kotorapecten) yamasakiensis ninohensis*, *Cardium* sp., *Dosinia* sp., *Venericardia* sp., *Macoma* sp., *Gastropoda* gen. and sp. indet. のほか、有孔虫化石が産出する(小田ほか, 1974; 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1979)。このことは、安山岩層の溶岩や火砕岩が水底に定置していることと調和的で、その直下の基底砂岩礫岩もまた、おそらく浅海に堆積したことを示唆する。

安山岩層を覆う岩相は所によって変わるが(第2, 3図)、いずれも水底に堆積したことは確かである。大東

町室谷東方ではデイサイト水底ブロック溶岩がこれを覆い、また、室谷から刈畑、中屋などでは、安山岩、花崗岩質岩、泥岩の岩片、軽石、火山ガラス、石英、長石などからなる火山岩屑堆積物及びこれと指交するデイサイト水底火砕流堆積物がこれを覆う。デイサイト水底火砕流堆積物は、異質礫を殆ど含まず、しばしば火山豆石を含む細粒凝灰岩層を最上部に伴う。また、上部は平行-波状層理を示す。脱ガス構造は見られないが、これらの特徴は、火山噴火によって直接形成された水底火砕流堆積物であることを示唆する。火山岩屑堆積物は、水底火砕流堆積物に類似した堆積構造を示す。単位層の厚さは数10 cm-数 m で、それぞれ塊状のまたは逆-正常級化した下部と厚さ数10 cm 以下で級化成層した上部とからなる。しかし、火山岩屑堆積物は基質がかなり泥質で、泥岩岩片を多量に含み、かつ花崗岩質岩など異質礫を含む点で水底火砕流堆積物と区別される。火山岩屑堆積物の間には、厚さ数 m 以下の泥岩またはシルト岩、凝灰質砂岩などが挟まれていることがあり、火山岩屑堆積物中の泥岩などの岩片は、これらに由来するものと思われる。

火山岩屑堆積物の泥岩岩片や挟在する泥岩には、底生有孔虫化石が含まれており、火山岩屑堆積物自体のみならず、これと指交するデイサイト水底火砕流堆積物やデイサイト水底ブロック溶岩が海成であることを示す。産出した底生有孔虫化石は、上位の久利層泥岩と同様に、*Cyclammina cancellata* Brady, *C. pusilla* Brady, *Discamina compressa* (Goes), *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Plectina nipponica* Asano など膠着質のものが優勢で(第1表)、大陸棚-上部半深海の酸素の少ない環境を示唆する。天然記念物、海潮カズラ付近の試料 N4-2 の *Globobulimina* は黄鉄鉱に置換されており、それが溶存酸素の乏しい環境に堆積したことを示している。

火山岩屑堆積物とデイサイト水底火砕流堆積物を主とするこの岩相は、局所的に流紋岩と安山岩の溶岩や安山岩火山礫凝灰岩-凝灰岩に覆われ、さらに海成層である久利層の泥岩に覆われる。しかし、挟在する泥岩は暗灰色で、風化すると曲面で囲まれた小角礫状に割れる点で久利層に類似しており、産出する有孔虫も久利層と共通していることから、久利層とは漸移または指交関係にあると考えられる。

“波多層”上部の基底を占める砂岩礫岩は大東町中屋から北方にかけて明瞭に追跡できるが、“波多層”上部自体の層厚は薄くなり、大東町山王寺及びその北方では、“波多層”上部の岩相を欠いて久利層の泥岩または流紋岩凝灰岩及び溶岩が花崗岩質岩起源の碎屑物からな

第1表 大東町中屋-海潮付近の“波多層”及び隣接する地域の久利層から産出する有孔虫化石

化石種	層準と試料番号		“波多層”				久利層								
	M117	N2	M118	N4-2	M74	N3	D7	D8	M68	M125	M128	M129	M130	M90	M131
膠着質殻種															
<i>Ammodiscus incertus</i> (d'Orbigny)	R						R								
<i>Ammodiscus</i> sp.						R									
<i>Bathysiphon</i> sp.	+	+		+		+								+	+
<i>Cyclamina</i> ? sp.															C
<i>Cyclamina cancellata</i> Brady	R	R		R							A		A	R	
<i>Cyclamina</i> cf. <i>cancellata</i> Brady						R									
<i>Cyclamina pusilla</i> Brady				R		R				R		A	R	C	A
<i>Cyclamina</i> sp.	R	R	R	C						C					
<i>Gaudryina ishikiensis</i> Asano				C											
<i>Gaudryina yabei</i> Asano				C											
<i>Haplophragmoides</i> ? sp.				C			C	R							
<i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)	R			A	R	A								R	
<i>Plectina nipponica</i> Asano	A	A	R	R			R	R		A	C	A	A	A	A
<i>Spirosigmoinella compressa</i> Matsunaga	R	R	A		R								R	C	R
<i>Trochammina</i> ? sp.										R			R	R	C
Agglutinated miscellaneous	C					A					A	A			
石灰質殻種															
<i>Ammonia</i> cf. <i>beccarii</i> (Linnaeus)															
<i>Amphicoryna fukushimaensis</i> (Asano)															
<i>Baggina notoensis</i> Asano															
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)															
<i>Cibicides</i> sp.															
<i>Cribrostomoides</i> cf. <i>crassimargo</i> (Norman)		A	C												
<i>Discammina compressa</i> (Goes)	C	C	R	R			A	R				C	R	C	C
<i>Discammina</i> ? sp.						R	A	R							
<i>Globobulimina</i> sp.				R											
<i>Hippocrepinella</i> sp.	R											R			R
<i>Lagena</i> spp.															
<i>Lenticulina nikobarensis</i> (Schwager)															
<i>Nodosaria</i> spp.															
<i>Nonion kidoharaense</i> Fukuda															
<i>Recurvoides</i> sp.		R		C			R								R
<i>Reophax</i> spp.	R	R		C			R								
<i>Uvigerina proboscidea</i> Schwager															

A:abundant(>20%) C:common(5-20%) R:rare(5%>) +:present

試料の採取位置は第2図参照。久利層の試料の内、D7とD8、M68を除く6試料M90、M125、M128-131は5
 万分の1地質図幅「松江」地域内の八雲村平原草谷付近の道路沿いで採取。野村律夫鑑定

る砂岩礫岩を直接覆う(第2図)。この砂岩礫岩は直接花崗岩質岩を覆い、上位の久利層に漸移することから、従来より川合層に対比されてきた。しかも、“波多層”上部の砂岩礫岩は、この川合層の砂岩礫岩と同様に花崗岩質岩由来の砕屑物で構成されている。また、本地域北西の宍道湖南岸に分布する川合層は、上位の久利層に続く一連の海進相で、海浜-浅海に堆積したと考えられており(鹿野ほか, 1991b) “波多層”上部の砂岩礫岩も、産出する化石から見て、同様に浅海堆積物と考えることができる。すなわち、“波多層”上部の砂岩礫岩は、構成物、堆積環境及び岩相層序の側方変化から見て、川合層に対比可能である。

“波多層”上部は浅海に堆積した砂岩礫岩と安山岩層、大陸棚または上部半深海の環境に堆積したデイサイト水底溶岩及び火砕流堆積物、火山岩や火山源堆積物などで構成されており、久利層と指交またはこれに漸移する川合層と考えることができよう。

4. 年代層序と対比

陸成層である“波多層”下部と海成層である“波多層”上部とは堆積環境の上で明らかに区別することができる。両者の直接の関係は露出が悪く観察できないが、“波多層”下部のデイサイト火砕流堆積物は、溶結しているにもかかわらず大東町中屋付近ではかなり薄く、しかも非溶結部を欠いていることから、削剥されていることが考えられる。

第2表に示されるように、鹿野ほか(印刷中)によれば、このように区分された“波多層”下部、すなわち模式地の波多層に対比されるデイサイト火砕流堆積物のジルコンのフィッシュトラックは、 16.0 ± 1.5 Maである。また、デイサイト火砕流直上にある“波多層”上部、すなわち川合層の安山岩溶岩の全岩 K-Ar 放射年代は 12.4 ± 3.4 Ma である。この二つの年代値は層序に矛盾しないけれども、前者の年代値は、フィッシュトラックがやや短縮しているため、実際の年代はこれよりも古いはずである。後者の年代値は、試料がガラス質で水和しているため、これも、実際の年代よりも若いと考えられる。

本研究地域に隣接する広瀬町飯梨には、安山岩ブロック溶岩を主体とし、八雲村上山及び周辺地域において久利層流紋岩溶岩及び火砕岩に不整合に覆われる陸成火山岩層が分布する。この火山岩層は、岩相層序及び堆積環境の上で“波多層”下部に対比することができる。その基底付近には、“波多層”下部のデイサイト火砕流堆積物と同様に角閃石を含み、溶結しているデイサイト火

砕流堆積物がわずかながら分布しており、 20.4 ± 2.7 Ma のジルコンのフィッシュトラック年代値を示す。

この値は、広瀬町の北側にある安来市荒島町に分布する久利層の流紋岩軽石火山礫凝灰岩-凝灰岩のジルコンのフィッシュトラック年代値 15.3 ± 0.8 Ma に矛盾しない(鹿野ほか, 印刷中)。また、出雲市南部において、模式地の波多層(沢田(1978)の波多亜層群)を不整合に覆い、かつ川合層の砂岩礫岩と指交または、それに整合的に覆われる安山岩水底溶岩(沢田(1978)の大呂層)の全岩 K-Ar 年代、15-19 Ma (Uto, 1989; 沢田・板谷, 1987; 沢田, 未公表)とも矛盾しない(第2表)。模式地の波多層はこれを貫く野田山複合岩体と同層、そしてその直上の大呂層の放射年代値(第2表)から、20 Ma あるいはそれよりも若干古い陸成火山岩層であると考えることができる。従って、これと岩相が類似する“波多層”下部は、年代の上でも模式地の波多層に対比することができる。

5. おわりに

以上述べてきたように、本研究地域及び周辺地域には、20 Ma またはこれよりも若干古いと予想される陸成火山岩層が分布しているといえる。これが模式地の波多層に対比される“波多層”下部である。この上には海成層である川合層、久利層が重なる。しかし、これまでの研究においては、波多層の陸成火山岩層の上であって、水底溶岩、水底火砕流堆積物、火山岩屑堆積物などが卓越する地層は、波多層に含められている可能性が高い。通商産業省(1967, 1969, 1970)及び沢田(1978)は、早くから大田市南方及び出雲市南方の地域において川合層の砂岩礫岩に整合的に覆われる、またはこれと指交する“水つき”の火山岩層の存在を指摘している(第2表)。通商産業省(1967, 1969, 1970)は、出雲市南方地域において、これを川合層に含め、沢田(1978)は、これを大呂層、すなわち、波多亜層群(本論文の波多層)を不整合に覆い、川合層の砂岩礫岩に整合に覆われる火山岩層として定義した。しかし、大田市南方においては、川合層の砂岩及び礫岩に整合的に覆われる“水つき”火山岩類が存在することを認めたとにもかかわらず、通商産業省(1967, 1969, 1970)は、これを波多層に区分している。高安ほか(1992)は、これらの火山岩層を波多層に含めているが、川合層と指交または漸移関係にあることを考えれば、本研究地域の“水つき”の火山岩層と同様に本来の波多層とは切り離して川合層として扱うべきであろう。

現在までに入手し得る山陰地方中部の年代層序資料

第 2 表 山陰中央部各地の下部中新統層序と対比

大田市及びその南方地域			出雲市及びその南方地域		
大森層	安山岩水底-陸上溶岩		大森層	安山岩陸上溶岩	砂岩, 礫岩
久利層*	泥岩 N9 またはそれ以降 (多井・加藤, 1979) 流紋岩水底溶岩及び火砕岩	玄武岩-安山岩水底溶岩 KA14.8±0.6Ma, 15.5±1.0Ma (Uto, 1989)	久利層	泥岩	
川合層*	礫岩, 砂岩 <i>Vicarya cf. japonica</i> (竹ノ内ほか, 1982)		川合層	流紋岩水底溶岩及び火砕岩 KA15.8±0.9Ma, 16.2±0.9Ma (Morris et al., 1990) 礫岩, 砂岩	
戸蔵川火山岩層	流紋岩水底溶岩及び火砕岩	玄武岩-安山岩水底火砕岩	銅領火山岩層	流紋岩水底溶岩及び火砕岩 KA16.1Ma (沢田, 未公表)	
戸風呂谷層	安山岩水底溶岩 FT22.9±1.6Ma (松田, 1979) デイサイト水底火砕岩 FT23.6±2.8Ma (松田, 1979) 礫岩	横原複合岩体, 粗式閃緑岩・閃緑岩, 石英閃緑岩, ひん岩など FT23.6±2.8Ma (松田, 1979)	三代安山岩層	玄武岩-安山岩水底溶岩及び火砕岩 KA18.6, 17.1, 16.1, 15.2Ma (沢田, 未公表) KA19.3±0.8Ma (Uto, 1989) 流紋岩水底溶岩及び火砕岩	野田山, 吉田, 民谷複合岩体 閃緑岩, 石英閃緑岩など FT15.1-24.2Ma (松田, 1979; 鹿野・吉田, 1984) KA14.5-18.0Ma (鹿野・吉田, 1984; 沢田, 未公表)
小松地デイサイト層	デイサイト火砕岩 (ほとんどが溶結) FT18.4±3.2Ma, 23.0±4.2Ma (鹿野・吉田, 1984) FT22.4±2.0Ma (松田, 1979) KA18.9±0.9Ma (鹿野・吉田, 1984)		柄栗 波	デイサイト火砕岩 (ほとんどが溶結) 及び溶岩 FT26.9±6.2Ma (鹿野・吉田, 1984)	
			多 層 *	寺谷安山岩層 兔山安山岩層 八重山安山岩層 松笠山火山岩層 成碎屑岩層	安山岩溶岩及び火砕岩 KA>14.4-15.9Ma (沢田, 未公表) デイサイト-流紋岩火砕岩など 礫岩, 砂岩, 細葉理泥岩 (湖成層)

注) 層序区分は服部ほか(1983)による。Nとその番号はBlow(1969)の浮遊性有孔虫化石帯の区分番号を示す。戸風呂谷層と小松地デイサイト層との層序関係は不明(服部ほか, 1983)。測定精度や測定試料とその層準について詳細は不明であるが、木村・辻(1992)は、君谷層(おそらく戸風呂谷層と小松地デイサイト層とに相当する地層)について22.7Maと24.5Ma, また、戸蔵層(おそらく戸蔵川火山岩層に相当する地層)について18.4MaのFT年代値を報告している。

注) 層序区分は沢田(1978)による。測定精度や測定試料とその層準について詳細は不明であるが、木村・辻(1992)は、波多層について23.7Ma, 大呂層について18.1MaのFT年代値を報告している。通商産業省(1970)は、大呂層が川合層に漸移する(沢田, 1978)ことからこれを川合層に一括している。

(第 2 表)によれば、波多層と川合層の境界の年代は18-20 Ma 前後であり、これは島根半島の古浦層と成相寺層との境界の年代20 Ma (鹿野ほか, 1991b)あるいは17-18 Ma (木村・辻, 1992)にはほぼ一致する。また、波多層や古浦層はこの値よりも若干古いと予想される。しかし、中国山地に海進が及んだのはこれよりも遅く、16 Ma 頃のことである(Nomura, 1992; 野村, 1992)。このことは、グリーンタフ堆積盆が発生し、沈降するにつれて日本海側から内陸へと海進が及んだことを意味する(Kano, 1991; 山内・吉谷, 1992; Nomura, 1992; 野村, 1992など)。

日本海の大和海盆周辺の ODP 海洋掘削計画の成果によれば、日本海の拡大開始時期は19-20 Ma あるいはそれ以前に遡ることができる(Kaneoka et al., 1992)。ここで推定した山陰地方の海進開始時期は鹿野・中野(1985)が示唆していた時期22 Ma よりも若干若い、Kaneoka et al. (1992)が示した日本海の拡大開始時期とは矛盾しない。

文 献

Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H. (eds.), *Proceedings of the first International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, vol. 1, p. 199-422.

服部 仁・猪木幸男・石原舜三・坂本 亨・村山正郎(1973) 5 万分の 1 地質図幅「横田」, 地質調査所。

———・鹿野和彦・鈴木隆介・横山勝三・松浦浩久・佐藤博之(1983) 三瓶山地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 168p.

Kaneoka, I., Takigami, Y., Takaoka, N., Yamashita, S. and Tamaki, K. (1992) ⁴⁰Ar-³⁹Ar analysis of volcanic rocks recovered from

島根県松江市南方の“波多層”の岩相と年代（鹿野 ほか）

第2表（つづき）

松江市及びその南方地域			島根半島		
大森層*	安山岩陸上溶岩 KA13.9±0.7Ma (鹿野・吉田, 1984), 14.6±0.5Ma (Uto, 1989)	砂岩, 礫岩	牛切層	砂岩泥質岩互層など N9 (野村, 1986)	安山岩及び流紋岩の水底溶岩と火砕岩 FT14.3±1.4Ma (鹿野ほか, 1989)
久利層	泥岩 FT17.1±0.9Ma (鹿野ほか, 1993)	デイサイト溶岩	成相寺層	泥質岩 N8-9 (野村, 1986)	
川合層	流紋岩水底溶岩及び火砕岩 FT15.3±0.8Ma, 14.8±0.9Ma, 14.1±1.1Ma (鹿野ほか, 1993) デイサイト水底火砕岩及び火山岩屑堆積物				
（“波多層”上部）	安山岩水底溶岩及び火砕岩 KA>12.4±3.2Ma (鹿野ほか, 1993)			流紋岩水底溶岩及び火砕岩 FT21.7±3.0Ma (鹿野・吉田, 1984)	
	大東の石英閃緑岩など			安山岩水底溶岩及び火砕岩	玄武岩-安山岩シル 細粒斑れい岩-石英閃緑岩シル
	砂岩礫岩			泥質岩	
波多層	安山岩溶岩 KA>11.9±2.1Ma, >9.2±1.0Ma (鹿野ほか, 1993)	デイサイト火砕岩 火山岩屑堆積物	古浦層	砂岩, 礫岩, 泥質岩	安山岩水底溶岩及び火砕岩
（“波多層”下部）	デイサイト火砕岩 (ほとんどが溶結) FT20.4±2.7Ma, >16.0±1.5Ma (鹿野ほか, 1993)			デイサイト陸上-水底火砕岩 FT25.8±4.0Ma, 22.6±2.2Ma (鹿野・吉田, 1984)	
				安山岩陸上-水底溶岩及び火砕岩	

注) 層序区分は本報告による。測定精度や測定試料とその層準について詳細は不明であるが、木村・辻(1992)は、大東累層(山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1979)の上部, すなわち、本報告で川合層に含めた“波多層”上部のFT年代として17.1Maの値を報告している。

注) 層序区分は通商産業省(1967, 1969, 1970)などによる。野村(1986)は、牛切層のうち、砂岩礫岩が卓越する部分を相代層として区別すると共に、残りの牛切層を成相寺層に含めた。また、相代層と成相寺層とは指交関係にあるとした。また、山内・吉谷(1981)は、古浦層と成相寺層との関係を不整合としている。測定精度や測定試料とその層準について詳細は不明であるが、木村・辻(1992)は、古浦層, 成相寺層について、それぞれ18.2Ma, 16.1MaのFT年代値を報告している。

*) 模式地の波多層, 川合層及、久利層及び大森層

the Japan Sea floor: constraint of the age of formation of the Japan Sea. In: Tamaki, K., Suehiro, K., Allen, J., McWilliams, M. et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 127/128, part 2, p. 819-836.

Kano, K. (1991) Volcaniclastic sedimentation in shallow-water marginal basin: the Early Miocene Koura Formation, SW Japan. *Sediment. Geol.*, vol. 74, p. 309-321.

鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎(1991a) 日本の新生界層序と地史. 地調月報, no. 274, 114p.

———・中野 俊(1985) 山陰地方新第三系の放射年代と対比について. 地調月報, vol. 36, p. 427-438.

———・竹内圭史・松浦浩久(1991b) 今市地域

の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 79p.

———・———・大嶋和雄・豊 遥秋(1989) 大社地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 58p.

———・山内晴喜・高安克巳・松浦浩久・豊 遥秋(印刷中) 松江地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所.

———・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, vol. 35, p. 159-170.

木村勝弘・辻 喜弘(1992) 堆積盆発展過程の研究. 平成3年度石油開発技術センター年報, 石油公団石油開発技術センター, p. 90-98.

松田高明(1979) 山陰中央部第三紀中部のフィッ

- ジョン・トラック年代. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 132.
- (1980) 山陰中-西部の白亜紀-古第三紀火成岩類のフィッション・トラック年代. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, p. 124.
- Morris, P. A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S. (1990) Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture—Oki Dozen Island, Southwest Japan and the Japan Sea opening. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, vol. 4, p. 125-131.
- 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, vol. 92, p. 405-420.
- Nomura, R. (1992) Miocene benthic foraminifera from the Bihoku Group: The geologic age of the Foram. Sharp Line in Southwest Honshu and the Sea of Japan. *Jour. Geol. Soc. Jpn.*, vol. 98, p. 587-610.
- 野村律夫(1992) 日本海の拡大期における備北層群の底生有孔虫群集. 地質学論集, no. 37, p. 139-148.
- 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, vol. 28, p. 257-258.
- 岡本和夫(1959) 島根県出雲市南東部の新第三系. 地質雑, vol. 65, p. 1-10.
- 山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973) グリーン・タフ積成盆の発生期にまつわる二, 三の問題—山陰・松江湾入部を一例として—. 地質学論集, no. 9, p. 107-122.
- ・——(1979) 松江市南方の下部及び中部中新統の陥没盆地. 地質学論集, no. 16, p. 33-53.
- 沢田順弘(1978) 島根県出雲市南方地域の地質. 地質雑, vol. 84, p. 111-130.
- ・板谷徹丸(1987) 島根県東部における第三紀火山岩類のK-Ar年代. 日本地質学会第94年学術大会講演要旨集, p. 417.
- 資源エネルギー庁(1987) 昭和61年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 149p.
- (1988) 昭和62年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 135p.
- (1989) 昭和63年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書「松江地域」. 180p.
- 多井義郎・加藤道雄(1979) 島根県石見大田地域. 土 隆一編集, 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, p. 101.
- 高安克巳・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦(1992) 山陰地方の中新統層序と古地理. 地質学論集, no. 37, p. 97-116.
- 竹ノ内誠一・多井義郎・加藤道雄(1982) 島根県大田市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—. 広島大学総合科学部紀要, ser. 4, vol. 7, p. 49-89.
- 通商産業省(1967) 昭和43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.
- (1970) 昭和43年度広域調査報告書「北島根地域」. 44p.
- Uto, K. (1989) *Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating*. Tokyo Univ. Ph.D. Thesis, 184p.
- 山内靖喜・吉谷昭彦(1981) グリーンタフ堆積盆地発展初期の構造運動—島根県東部を例にして—. 地質雑, vol. 87, p. 711-724.
- ・——(1992) 日本海南部およびその沿岸地域における中新世の構造運動. 地質学論集, no. 37, p. 311-326.

(受付: 1993年7月12日; 受理: 1993年9月2日)