

房総半島南部の新生界の層位学的研究

齋藤実篤*

はじめに

島弧の形成過程やそれを支配する要因を明らかにするためには、地質現象から時間軸に沿って島弧の変動を正確に読み取ることが必要である。特に海陸両プレートの相互作用を敏感に反映している前弧域を調査研究することによって沈み込み帯における様々な情報を抽出することができる。本州弧南東部に位置する房総半島南部は、現在相模トラフを境界として、ユーラシアプレート（あるいは北米プレート）にフィリピン海プレートが沈み込んでいる前弧域に相当する（Fig. 1）。世界各地に発達する現在の前弧域の地質体はその大部分が海域に分布するが、本地域は、世界唯一のT T T型三重会合点や島弧と島弧の衝突地域が近傍に存在するといった特殊性に由来して、陸上において前弧地質体が広く露出する希な地域である。本研究では前弧域の地質現象を解明する上での基礎資料として本地域の岩相層序、生

層序、及び古環境を明かにすることを目的とした。

房総半島南部における層位学的研究（Fig. 2）は1950年頃から開始され、保田層群に関しては河井（1957）、佐久間層群に関しては小池（1949）、三浦層群及び千倉・豊房層群に関しては成瀬ら（1951）による先駆的な研究がある。その後1980年代以降では中嶋ら（1981）、小竹（1988）、鈴木ら（1990）らによって詳しい層序の記載が行われた。しかしながら房総半島南部全域にわたる総括的な層位学的研究は未だ不完全であり、現在でも研究者間での層序の混乱がみられる。“嶺岡層群”に関しては中嶋ら（1981）によって初めて層序区分が試みられたが、未だ層序は確立していない。また、保田層群に関しては保田層群・江見層群、三浦層群に関しては佐久間層群・三浦層群・石堂層群など現在でも研究者間で地層の名称や定義が異なっており、保田層群と三浦層群の間には構造差が無いとして安房層群として一括する見解もある（中嶋ら，1981）。一方、本地域における微化石層位学的研究は沢村（1973）、沢村・中嶋（1980）、米谷（1972）らによって行われた。最近の地域南端部における中尾ら（1986）、小竹（1988）らによる微化石層位学的研究によると、従来黒滝不整合に対比されると考えられていた千倉層と豊房層の境界は、上総層群中上部に対比されることが明かとなった。また房総半島南部における構造地質学的研究は、玄武岩類や超塩基性岩類の起源に着目した議論（例えば、Ogawa, 1983；小川・谷口，1987）、小断裂系の解析による研究（Angelier and Huchon, 1987）、褶曲の形成過程に関する研究（渋谷・品田，1986）等がある。

本論文は東北大学理学部地質学古生物学教室の修士論文の一部を修正加筆したのものである。本研究を進めるにあたり、当教室の中川久夫前教授、遅沢壮一博士には研究全般にわたってご指導していただいた。また当教室の大槻憲四郎助教授、箕浦幸治助教授には終始有益な御助言をいただいた。宇都宮大

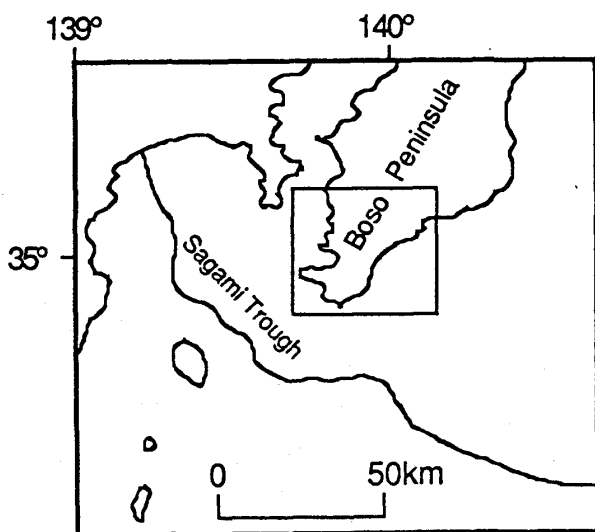


Fig. 1. Map showing the studied area.

*東北大学理学部地質学古生物学教室

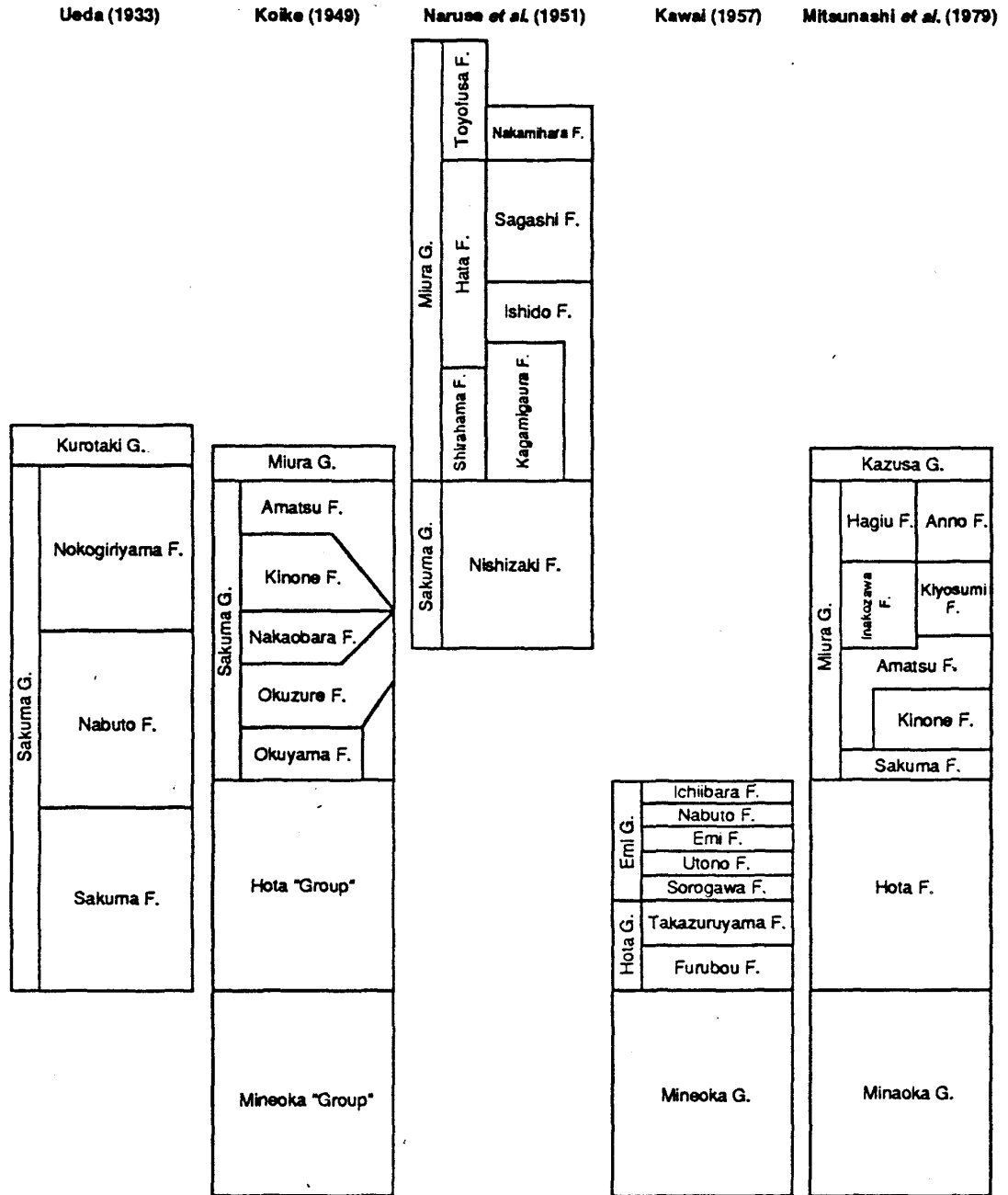


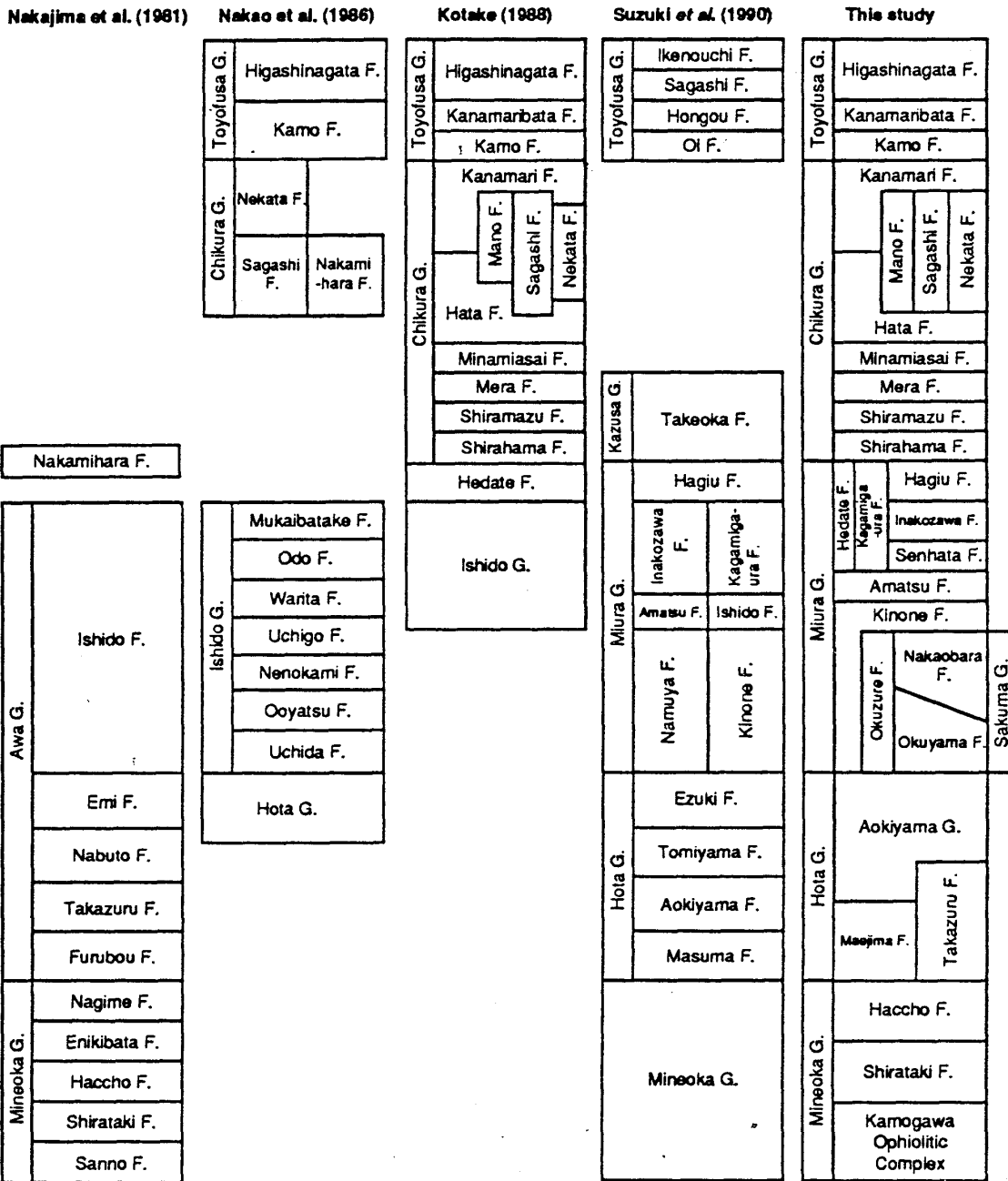
Fig. 2. Historical review of the stratigraphy of the Cenozoic Erathem of the southern Boso Peninsula.

学教養部地学教室の酒井豊三郎教授，熊本大学理学部地学教室の尾田太良助教授，当教室の長谷川四郎博士，海保邦夫博士，地質調査所海洋地質部の田中裕一郎博士には微化石の種の同定及び年代論・古環境の検討をしていただいた。山形大学理学部地球科学教室の斎藤和男博士には火成岩の放射年代を測定していただいた。静岡大学理学部地球科学教室の長濱裕幸博士には岩石薄片を鑑定していただいた。地質調査所燃料地質部の鈴木祐一郎氏には保田層群の年代に関する未公表の情報を引用させていただいた。当教室の卒業生である塩沢孝彦氏，熊井一之氏，山

田泰広氏，近藤 健氏，関 修一氏，山本 真氏には未公表の資料を引用させていただいた。当教室の石川昭夫元技官，宍戸正明技官には岩石薄片の作製をしていただいた。さらに当教室の 教官各位，大学院生諸氏には終始貴重な議論をしていただいた。以上の方々に深く感謝の意を表す。

概 説

房総半島南部は本州中部の南東縁部に位置する (Fig. 1)。北は関東構造盆地の南限を境し，東西両側はそれぞれ太平洋，東京湾に面する。地形は一般



になだらかで開析の進んだ丘陵と低地が交互に発達し、北から鴨川地溝帯、嶺岡山地、曾呂川地溝帯、安房丘陵、館山低地帯及び南端部の丘陵地に区分される。

房総半島南部には海成の新生界が広く分布しており、下位から嶺岡層群、保田層群、佐久間層群、三浦層群、千倉層群、豊房層群に区分される (Figs. 3, 4)。

嶺岡山系に分布する嶺岡層群は、変成岩類、火成岩類、玄武岩類、超塩基性岩類からなる鴨川オフィオリティック複合岩体と、始新統～下部中新統の緑

色凝灰岩、石灰岩、チャート、玄武岩及び同質火砕岩類、珪質泥岩、頁岩、砂岩、凝灰岩よりなる白滝層、八丁層によって構成される。嶺岡層群は嶺岡構造帯を構成し、南関東の中軸帯である葉山-嶺岡隆起帯の一部を占める。

保田層群は下部中新統の礫岩、砂岩、泥岩、凝灰岩により構成され、保田、富山及び安房丘陵全域に分布し、嶺岡構造帯の周囲を取り囲んでいる。

佐久間層群は下部中新統上部～中部中新統下部の礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層からなり、保田層群を不整合に覆う。佐久間層群の主部は佐久間地域に分布

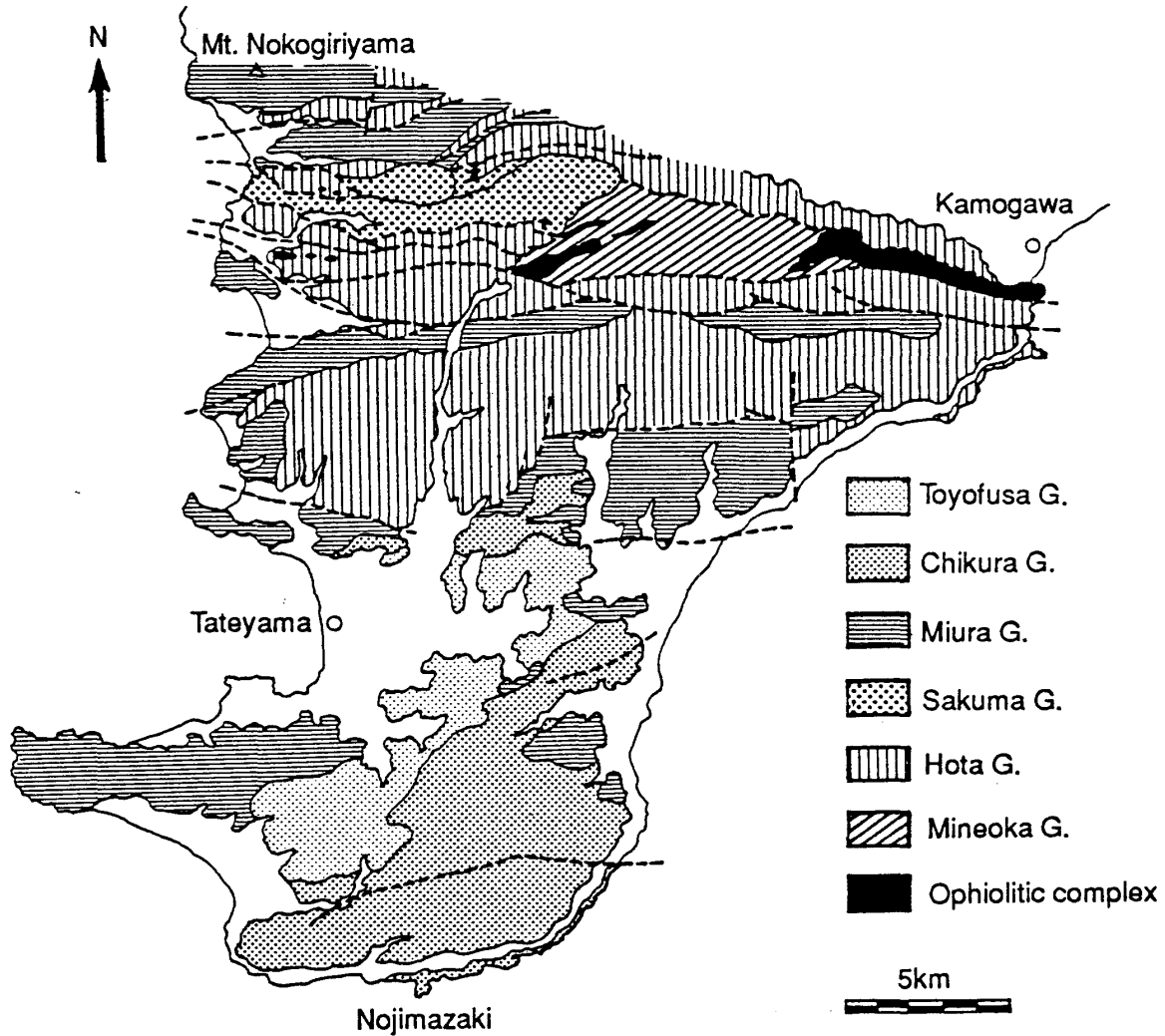


Fig. 3. Simplified geological map.

する地溝群を埋積した非火山性碎屑岩類である。

三浦層群は火山性碎屑岩類を主体とする中部中新統～下部鮮新統からなる。本層群は下位から砂質泥岩(木ノ根層), 灰白色泥岩スコリア質砂岩互層(天津層, 稲子沢層, 平館層), スコリア質砂岩(萩生層, 鏡ヶ浦層)の3つの層序単位の組合せによって構成され, それらのほぼ東西に帯状分布する列が南北方向に約10列ある。

千倉層群は上部鮮新統～下部更新統の碎屑岩類である。最下部は安山岩質火山碎屑岩類(白浜層), 下部はスコリア質砂岩を挟むシルト岩(白間津層, 布良層), 中上部は砂岩シルト岩凝灰岩互層(南朝夷層, 畑層, 神余層, 真野層, 嵯峨志層, 根方層)により構成され, 全体として粗粒部と細粒部の繰り返しによる4回の堆積サイクルを持つ。

豊房層群は下部更新統～中部更新統の碎屑岩類で, 千倉層群を不整合に覆う。下部は粗粒砂岩を主体と

する地層で構成され(加茂層, 神余畑層), 主部は3回の堆積サイクルを持つ砂岩シルト岩互層(東長田層)からなる。千倉・豊房両層群は館山低地帯以南と安房丘陵の一部に分布する。

房総半島南部の地質構造は東西方向の断層群, 褶曲群によって特徴づけられる。本地域の地質構造の中軸をなすのが嶺岡構造帯であり, 最も古期の地層が露出する。嶺岡構造帯内部の構造は構造帯の伸びの方向と斜交し, 右雁行する断層及び褶曲によって特徴づけられ, 褶曲の翼間角は小さく, その波長は短い。一方, 嶺岡構造帯の西方延長部である佐久間地域には地溝群が発達する。嶺岡構造帯の南北両側には順次新しい地層が露出し, 断層による重複や褶曲による逆転を繰り返しながらも, 大局的には嶺岡帯を核とした大きな背斜構造を形成している。その背斜構造の南限, すなわち館山低地帯北限部には南落ちの高角断層群が発達している。それらの一部は

Stage	Lithostratigraphic units	Schematic column	Lithology	Thickness	Fossil
Pleistocene	Toyofusa G.		Conglomerate	1000m+	<i>P. obliquiloculata</i> (S) <i>Neogloboquadrina eggeri</i> <i>Gephyrocapsa oceanica</i>
			Higashinagata F. Kanamiribata F. Kamo F. Kanamari F.	Alternating beds of sandstone and siltstone	
Upper Pliocene	Chikura G.		Alternating beds of sandstone and siltstone	2500m+	<i>P. obliquiloculata</i> (D) <i>Globorotalia inflata</i> <i>Eucyrtidium matuyamai</i> <i>Globorotalia crassaformis</i> <i>Gephyrocapsa caribbeanica</i> <i>Discosaster brouweri</i> <i>Discosaster surculus</i> <i>Discosaster lamalis</i> <i>Pulleniatina primalis</i> <i>Sphenolithus abies</i>
			Hata F. Minamiasahina F. Mera F. Shiranazu F. Shirahama F.	Siltstone Alternating beds of volcanoclastic sandstone and siltstone Volcanoclastic sandstone, tuff breccia, and conglomerate	
Lower Pliocene	Mura G.		Volcanoclastic sandstone, tuff breccia	2200m+	<i>Sphenolithus abies</i> <i>Globorotalia plesiotimida</i> <i>Orbulina universa</i> <i>Globorotalia dehiscens</i> <i>Giobigerina nepenthes</i> <i>Eucyrtidium inflatum</i>
			Kagamigaura F. Amatsu F.	Alternating beds of volcanoclastic sandstone and siltstone	
Upper Miocene	Sakuma G.		Sandy mudstone	1000m+	<i>Eucyrtidium asanoi</i> <i>Calocypridella costata</i> <i>Cyclocarolithus floridanus</i> <i>Sphenolithus heteromorphus</i>
			Kinone F. Nakaobara F.	Alternating beds of sandstone and sandy mudstone	
Middle Miocene	Hota G.		Sandstone Conglomerate	1000m+	<i>Stichocorys wolffii</i> <i>Globorotaloides suieri</i> <i>Stichocorys delmontensis</i> <i>Cyrtocapsella tetrapera</i> <i>Globorotalia birnageae</i> <i>Globorotalia praescitula</i>
			Okuzure F. Okuyama F.	Sandstone Conglomerate	
Lower Miocene	Mineoka G.		Sandy mudstone	2000m+?	<i>Stichocorys delmontensis</i> <i>Cyrtocapsella tetrapera</i> <i>Eucyrtidium</i> spp. <i>Globorotaloides suieri</i>
			Aokiyama F. Takazuru F. Masume F.	Alternating beds of tuff and mudstone Mudstone Alternating beds of sandstone and mudstone Sandstone and conglomerate Green tuff	
Eocene	Mineoka G.		Alternating beds of sandstone and mudstone Mudstone Siliceous mudstone Basaltic conglomerate, glauconitic sandstone Basalt Serpentinite, ultramafic rock, metamorphic rock, basalt, limestone, and chert	1000m+?	
			Haccho F. Shirataki F. Kamogawa Ophiolite Complex		

Fig. 4. Schematic column. G.: Group, F.: Formation.

地震性活構造である(延命寺断層・国府断層)。館山低地帯以南の地域は褶曲や断層による層序の繰り返しがあるものの、全体としては緩やかな向斜構造を形成している。

岩相層序各説

A. 嶺岡層群(Mineoka Group)

<命名> 青木(1925)

<模式地> 千葉県鴨川市嶺岡山付近

嶺岡層群の構造は非常に複雑で、地層区分を行って層序・構造を記載したのは中嶋ら(1981)が最初である。中嶋ら(1981)は鴨川図幅地域において本層群を互いに整合関係にある5層に区分し、安房層群に不整合に覆われるとした。本研究では超塩基性岩類を主体とする岩体を鴨川オフィオリティック複合岩体、石灰岩を主体とする地層を白滝層、泥質岩を主体とする地層を八丁層として再定義する。それら3層により嶺岡山地主部を構成する地層群を嶺岡層群と呼ぶ。

<層厚> 1000m±?

(1) 鴨川オフィオリティック複合岩体(Kamogawa Ophiolitic Complex), 新称

<模式地> 鴨川市嶺岡中央林道

中嶋ら(1981)の嶺岡岩体、鴨川玄武岩などにあたる。本研究ではそれらの一連のオフィオリティックな岩体を一括して鴨川オフィオリティック複合岩体と呼ぶ。

<岩相> 蛇紋岩化の著しい超塩基性岩類とそれらを基質とした変成岩類、斑レイ岩類、閃緑岩類、玄武岩類及び遠洋性堆積物の根無しの岩塊により構成される。変成岩類は角閃岩、石英片岩、黒雲母片岩からなり、鴨川漁港内の小島にまとまった露出があるほかは、転石として認められる。これらの変成岩類は兼平ら(1968)、中嶋ら(1981)によって詳しく記載されている。吉田(1974)は黒雲母片岩中の白雲母のK-Ar年代を測定し、38Maの値を得ている。超塩基性岩類は中嶋ら(1981)による嶺岡岩体にあたる。斜長石を含む斜方輝石カンラン岩及び少量のダナイトからなり、ともに蛇紋岩化が激しく、変形の進んでいるところでは著しく泥化している。本岩類は坂野ら(1965)、Kanehira *et al.* (1975)、佐藤(1975)、兼平(1976)、Arai & Uchida (1978)、Uchida & Arai (1978)、中嶋ら(1981)によって研究がなされている。閃緑岩及び斑レイ岩は中嶋ら(1981)によって記載されているが、それらの中には超塩基性岩を貫くものと、それらに捕獲されたも

のとがある。前者は吉田(1974)によって14MaのK-Ar年代が得られている。後者に関して本研究では嶺岡中央林道に産する角閃石斑レイ岩のK-Ar年代を測定し、 95.9 ± 20.2 Maの値を得た。玄武岩類は大部分が枕状溶岩からなる無斑晶玄武岩であり、しばしば枕状溶岩に由来する角礫岩や塊状玄武岩を伴う。本玄武岩類については兼平(1976)、中嶋ら(1981)による記載があり、K-Ar年代は30~50Ma(滝上ら, 1980)及び30~45Ma(Tonouchi, 1982)という値が得られている。ピクライト玄武岩については田崎(1975)、田崎・猪俣(1980)による記載がある。また枕状溶岩に伴うアンバー(田崎ら, 1980)、超塩基性・塩基性碎屑岩類(荒井ら, 1983)の報告がある。

(2) 白滝層(Shirataki Formation)

<命名> 中嶋ら(1981)

<模式地> 鴨川市嶺岡浅間東方

中嶋ら(1981)の白滝層に相当する。白滝層は鴨川オフィオリティック複合岩体と隣接し、八丁層とは不調和な岩相、年代、構造を示すことから、本研究では本層を蛇紋岩基質中のテクトニック・ブロックと見なした。

<分布> 本層主部は白滝付近に分布する。太田代、房田、奥根などにも断片的な露出がある。

<層厚> 80m?

<岩相> 白滝層の岩相は整合関係にある2つの部分に区別される。北部は暗緑灰色凝灰質泥岩と淡緑色凝灰岩の数十cm単位の互層で、化石は産出しない。南部は珪質なミクライト質石灰岩と成層チャートの約10cm単位の互層で、微化石を産出する。本層は全体として直立しており、南部は数m波長で褶曲していることがある。飯島ら(1984)は本層分布域南接部の嶺岡浅間において珪質頁岩及び砂岩頁岩互層を記載しているが、現在はその露頭は存在せず、それらと本層との関係を示す露頭も欠いている。

<産出化石> 有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石

(3) 八丁層(Haccho Formation)

<命名> 中嶋ら(1981)

<模式地> 鴨川市八丁北方

中嶋ら(1981)の八丁層、榎畑層、薙目層を含む。本研究では中嶋ら(1981)が報告しているような岩相の区別やその連続性を広域にわたって認定することが難しいことから、泥質岩主体の嶺岡層群主部を八丁層として一括する。

<分布> 八丁~愛宕山~平久里中

＜層厚＞ 1000m ?

＜岩相＞ 下位から玄武岩，炭酸塩鉱物を基質とする玄武岩質礫岩，海緑石を特徴的に含む玄武岩質砂岩，放散虫を多く含む珪質頁岩，白色細粒凝灰岩を挟む頁岩，砂岩頁岩互層の順に重なる。平久里中の採石場にて，これらの模式的な層序が観察できる (Plate 1-1)。小川 (1987) は同露頭で玄武岩質礫岩の直上に孔虫を含む石灰岩の薄層を記載している。平久里中から平塚にかけては NE-SW 走向で上記の層序が断層，褶曲によって繰り返している。八丁から愛宕山にかけて ENE-WSW に伸びる地帯には，珪質団塊を特徴的に含む黒色～暗褐色の珪質頁岩が分布し，ほぼ 100m 波長の褶曲を繰り返す。その南方の神塚から八丁南方へ続く地帯には砂岩頁岩互層が大局的には南傾斜で発達する。

＜産出化石＞ 有孔虫，放散虫化石

B. 保田層群 (Hota Group)

＜命名＞ 大塚・小池 (1948)

＜模式地＞ 千葉県安房郡富山町富山，川上，伊予ヶ岳

保田層群は大塚・小池 (1948) により “Complex” の意で命名され，その後河井 (1957) によって層位学的研究がなされた。河井 (1957) は保田地域に分布する本層群が江見地域に分布する本層群よりも下位であるという見解から，保田層群，江見層群に区別した。また中嶋ら (1981) は本層群と三浦層群との間には構造差がないとして，安房層群として一括した。しかしながら，本研究においてこれらの地層群の岩相層序，年代論がより明かとなったことにより，三梨ら (1979) の三浦層群に不整合に覆われる嶺岡層群以外の房総半島の地層群を保田層群と呼ぶ。

保田層群は基本的には下位から緑色凝灰岩，礫岩，砂岩，砂岩泥岩互層，泥岩，凝灰岩泥岩互層及び砂質泥岩の順に重なる。曾呂川断層より北側地域の砂岩主体の地層を高鶴層，南側地域の砂岩主体の地層を前島層，それらよりも上位の地層を青木山層として区分した。また，高鶴層中に発達する玄武岩類を橋本玄武岩として区分した。保田層群は著しく褶曲しており，かつ褶曲構造の連続性が乏しい。

＜層厚＞ 3000m ± ?

(1) 前島層 (Maejima Formation), 新称

＜模式地＞ 鴨川市前島

河井 (1957) の内遠野砂岩層と中嶋ら (1981) の曾呂川断層南側に分布する高鶴層，及び鈴木ら (1990) の増間層の一部を含む。保田層群下部を占

める砂岩主体の地層を曾呂川断層の北側と南側で区分し，南側の地層に対し前島層と命名する。

＜分布＞ 内遠野，西山，大塚山北方，塩井戸，下滝田など分布は東半部に偏る。

＜層厚＞ 800m ?

＜岩相＞ 最下部は白色～淡緑色の細粒～砂質の凝灰岩からなり，江見内遠野では 10m 以内の淡緑色凝灰岩のブロックが点在する。細粒な部分は珪化が著しい。本層主部は中～極粗粒の塊状無層理砂岩で，新鮮面では灰色，風化面では赤褐色を呈する。スコリア粒子，火山岩片，炭質物を多く含み，淘汰は悪い。最下部付近では径 5～50cm の珪質団塊が発達し，1～5mm の赤褐色チャート，白色チャート，黒色頁岩，硬質砂岩の円礫からなる細礫岩が多数挟在する。本層は保田層群の最下部であるにもかかわらず，非常に軟質であることが多く，開析されやすい。本層と同様の岩相の軟質な粗粒砂岩が上位の青木山層中に数 100m 規模のブロックとして存在するところがある。本層上部は泥岩勝ち砂岩泥岩互層で，砂岩は上位層準ほど細粒となる。褶曲が激しく走向傾斜の乱れは著しい。砂岩はしばしば石灰質で硬質を呈し，それらがブロック状に産するところがある。

＜下位層との関係＞ 不明。

＜産出化石＞ 有孔虫，放散虫，珪藻化石

(2) 高鶴層 (Takazuru Formation)

＜命名＞ 河井 (1957)

＜模式地＞ 鴨川市高鶴付近

河井 (1957) の高鶴山凝灰質岩層，曾呂川含泥岩砂岩・礫岩層の一部に相当する。また本層は中嶋ら (1981) の高鶴層のうち曾呂川断層北側のものに相当する砂岩主体の地層であり，彼らの富川層を含む。また鈴木ら (1990) の富山層にはほぼ相当し，江月層と青木山層の一部を含む。本層下部に発達する礫岩を石畑礫岩部層として区分する。

＜分布＞ 高鶴～富山，伊予ヶ岳，中原，富川など

＜層厚＞ 1000m ?

＜岩相＞ 最下部は白色～淡緑色，時に褐色を示す，やや珪質な細粒凝灰岩からなる。この上位にはチャートや硬質砂岩等の異質礫を多く含んだ砂質の凝灰岩が重なり，ところによっては厚い礫岩 (石畑礫岩部層) が重なる。その上位は灰色で塊状の凝灰質細～中粒砂岩で白色細粒凝灰岩や泥岩を挟むことがある。さらにその上位には砂岩勝ちの砂岩泥岩互層が重なる。砂岩は灰色～褐色細粒砂岩で炭質物を含み，ブロック状に割れることが多い。前島層の砂岩に比べて火砕物の混入が少ない。泥岩は緑灰色で風化面で

は赤褐色を呈し、多くの場合細裂状に割れる。富山では比較的整然とした互層をなしているが、それ以外ではほとんど互層の形態をとどめないほどに変形している。富山山頂付近では5mm程度のチャート円礫を多く含む厚さ数mの礫岩を挟む。

<下位層との関係> 不明。

<産出化石> 軟体動物、有孔虫、放散虫、珪藻化石

2a. 石畑礫岩部層 (Ishihata Conglomerate Member)

<命名> 中嶋ら (1981)

<模式地> 鴨川市石畑付近

河井 (1957) は本層を江見層群の最下部層である古房砂岩火山質岩層の基底礫として記載した。中嶋ら (1981) も同様に本層を安房層群最下部層である古房層の基底礫として石畑礫岩部層と命名した。本研究では高鶴層の下部を占める礫岩部層として区分した。

<分布> 石畑, 沢, 西谷など嶺岡山地南麓斜面の尾根筋に断片的に露出する。

<層厚> 30m+?

<岩相> 径1~20cmの円礫からなる淘汰の悪い塊状の礫岩。礫種は硬質砂岩が大部分で珪質頁岩, チャート, 凝灰岩も含む。鴨川オフィオリティック複合岩体起源の礫は見いだされない。基質は凝灰質の細粒~粗粒砂岩で礫支持である。

<下位層との関係> 不明。

<産出化石> 未発見

(3) 青木山層 (Aokiyama Formation)

<命名> 鈴木ら (1990)

<模式地> 富浦町青木山林道

河井 (1957) の江見泥岩・凝灰岩層, 波太凝灰質岩層, 中嶋ら (1981) の波太層と江見層の一部, 及び鈴木ら (1990) の増間層の大部分と青木山層, 南無谷層にほぼ相当する。本層は保田層群下部の砂岩主体の地層を除いた部分であり, 保田層群の主部を構成する。岩相及び微化石層位の広域対比から, 中嶋ら (1981) の江見層の下部は彼らの波太層の下部及び下位に, さらに彼らの江見層の上部は木ノ根層にあたる。中嶋ら (1981) の江見層下部と波太層との区別は必ずしも明確に定まるものではないために, それらを層として区分することは避けた。本層中部の白色細粒凝灰岩の卓越する部分を仁右衛門島凝灰岩部層として区分する。

<分布> 南無谷~増間~江見, 市井原, 江尻, 津辺野山など

<層厚> 2000m?

<岩相> 青木山層は岩相から大きく下部, 中部, 上部に区別される。下部は砂岩及び白色細粒凝灰岩を挟む緑灰色で塊状無層理の泥岩からなる。泥岩は一般に擾乱されており, 鱗片状あるいは細裂状となる。風化すると赤褐色となり, 非常に割れやすくなる。凝灰岩は引き伸ばされたレンズ状の形態を示すことが多い。青木山林道や洲貝川下流などに典型的な露出が見られるが, 曾呂川断層以北ではこの岩相を示す地層は明瞭には存在しない。中部は全体として凝灰質に富み, 白色細粒凝灰岩, 凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩からなる。凝灰岩は数cm~10mと様々な厚さのものがあつり, 単層の厚さも変化し側方に消滅することもある。また風化しても細裂状になることはなく, 切り立った崖や滝を作ることが多い。凝灰岩は走向傾斜の乱れが著しく, 凝灰岩がブロック状, レンズ状を呈することも多い。またレンズ状の凝灰岩の周囲の泥岩にはしばしばそれを取り囲むように節理が発達する。凝灰岩内部の構造はスランプ褶曲, 流動構造, 脱水構造などによって特徴づけられる。平久里川流域西方では本層中部の下限に厚さ50m以下の凝灰質中~粗粒砂岩が発達する。曾呂川断層以北ではこの岩相を示す地層は高鶴山, 亀ヶ崎にまとまって分布するほかは, 断片的に露出するに過ぎない。上部は灰~青灰色を呈する凝灰質で塊状の砂質泥岩で, しばしば厚さ20cm~1mの白色細粒凝灰岩を挟む。この部分の砂質泥岩はこれより下位の泥岩とは異なり, サイコロ状に割れることを特徴とする。この砂質泥岩は下位の凝灰質泥岩から漸移的に変化し, 上位の木ノ根層の砂質泥岩と区別が困難な場合がある。砂質泥岩は曾呂川断層北側において明瞭に分布する。吉浜東方の山頂付近において径1~3cmのチャート円礫からなる硬質の礫岩が分布するが, これは本層上部の挟みと考えられる。

<下位層との関係> 前島層, 高鶴層を整合に覆う。

<産出化石> 軟体動物, 有孔虫, 放散虫, 珪藻化石

3a. 仁右衛門島凝灰岩部層 (Niemonjima Tuff Member), 新称

<模式地> 鴨川市仁右衛門島

中嶋ら (1981) の波太層の上部の一部に当たり, 鈴木ら (1990) の増間層の一部に当たる。青木山層中部の凝灰岩, 凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩からなる部分のうち, 特に厚い凝灰岩層の発達や凝灰岩のブロックの卓越によって特徴づけられる地層を指す。

<分布> 太海浜, 吉浦, 鳥井畑, 曲り松, 小向, 亀ヶ崎など

<層厚> 0~500m?

<岩相> 凝灰質砂岩, 凝灰質泥岩, 緑灰色泥岩を挟む白色細粒凝灰岩からなる (Plate 1-2). 層厚変化に富み, 厚いところでは 500m 以上に達するが, 本部層として認定できる地層が存在しないところもあり, 曾呂川断層南側地域では東方で極端に厚くなる. また本部層の層位は青木山層上部の凝灰質に富む部分において最下部を占めることが多いが, 中上部を占めることもある.

<下位層との関係> 青木山層中に挟在, または前島層, 高鶴層を整合に覆う.

<産出化石> 有孔虫, 放射虫化石

(4) 橋本玄武岩 (Hashimoto Basalt), 新称

<模式地> 鴨川市橋本付近

中嶋ら (1981) は嶺岡山地及びその周辺に発達する玄武岩類を一括して鴨川玄武岩とし, 安房層群最下部の古房層へ含めた. 本研究では嶺岡山地に発達する蛇紋岩中に産するものを鴨川オフィオリティック複合岩体を含め, 曾呂川断層及びその周辺に分布する玄武岩類を, その産状が前者と大きく異なることから, 橋本玄武岩として区分する. それらは保田層群分布域にのみ産することから保田層群に含めるが, それらの活動時期は明かでない.

<分布> 曾呂川南岸~橋本~黒滝

<岩相> 玄武岩及び同質凝灰角礫岩. 曾呂川南岸及び曾呂川断層近辺に断片的に列をなしているが, 各岩体とも露出が乏しい. それらは曾呂川断層あるいはそれから派生した断層に沿って露出しているようである. 橋本西方では塊状玄武岩, 枕状熔岩, 凝灰角礫岩へと漸移する 30m 程の岩体が確認できるが, 高鶴層との接触部の露頭は欠いている.

<下位層との関係> 高鶴層中の分布区域内に進入.

C. 佐久間層群 (Sakuma Group)

<命名> 植田 (1933)

<模式地> 千葉県安房郡鋸南町付近

佐久間層群という名称は植田 (1933) による命名であるが, 詳しい層序の記載を行ったのは大塚・小池 (1948) である. 彼らは佐久間層群という名称を保田層群を不整合に覆う天津層以下の地層群に対して用いている. 本研究では三梨ら (1979) が定義した三浦層群のうち, 以下に改めて定義する三浦層群 (後述) を除いた層位, すなわち佐久間地域に発達する上方細粒化を示す一連の地層群, 及び局部的に

保田層群を不整合に覆う礫岩, 凝灰岩を一括して佐久間層群と再定義する. また, 佐久間地域に発達する地層群を佐久間層群主部と呼び, それらが埋積した堆積盆を佐久間堆積盆と呼ぶ.

<層厚> 1000m+?

(1) 大崩層 (Okuzure Formation)

<命名> 大塚・小池 (1948)

<模式地> 鋸南町大崩付近

小池 (1949) の大崩礫岩層と同義. 本層最下部に発達する玄武岩を法明玄武岩部層として区分する.

<分布> 大崩, 山口, 森

<層厚> 250m+?

<岩相> 主に嶺岡層群, 保田層群起源の角礫からなる不淘汰礫岩で (Plate 1-3), まれに奥山層起源の礫や, 中古生界の小円礫を含む. 比較的軟質な中~粗粒砂岩を基質とし, 礫のサイズは細礫大から人頭大までに及ぶ. 本層は佐久間堆積盆の縁辺部に発達するが, 礫種構成は地域ごとに大きく異なる. また北東縁で極端に厚くなる傾向があり, 礫径も大きくなる. 側方には連続せず, 奥山層, 中尾原層中に急激に尖滅する. 最下部付近に玄武岩熔岩を挟む.

<下位層との関係> 保田層群を不整合に覆う. 奥山層, 中尾原層とは指交関係にある.

<産出化石> 石灰岩礫から放射虫化石

1 a. 法明玄武岩部層 (Homyo Basalt Member), 新称

<模式地> 鴨川市法明付近

小池 (1949) は大崩層の基底部付近に玄武岩熔岩流を認めた. 本研究ではそれを大崩層中の部層として区分する.

<分布> 奥山~法明

<層厚> 10m+

<岩相> 厚さ約 10m の玄武岩熔岩で上位には同質の凝灰角礫岩が重なり, さらに上位には大崩礫岩に漸移する. 玄武岩の下位は露頭を欠くが, 再び大崩礫岩が露出する. 鏡下では玄武岩中の気泡を緑泥石が充填している.

<下位層との関係> 大崩層中に挟在する.

(2) 奥山層 (Okuyama Formation)

<命名> 大塚・小池 (1948)

<模式地> 鋸南町奥山~水の台

小池 (1949) の奥山互層と同義.

<分布> 江尻, 道越~奥山~水の台

<層厚> 200m+?

<岩相> 単層の厚さが 10~30cm の青灰色中~粗粒砂岩. 厚さ 1~数 cm のシルト岩の薄層や, 厚さ 20

cm前後の細礫岩層を頻繁に挟み、しばしば炭層の葉理や炭質片を挟む。本層は大崩層に近づくと厚さ数mの不淘汰礫岩を挟むようになり、大崩層の礫岩と指交している。

<下位層との関係> 保田層群を不整合に覆い、大崩層と指交関係にある。

<産出化石> 軟体動物、有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石

(3) 中尾原層(Nakaobara Formation)

<命名> 大塚・小池 (1948)

<模式地> 鋸南町中尾原付近

小池 (1949) の中尾原互層と同義。

<分布> 大六～中尾原～外野、飯野坂

<層厚> 500m+?

<岩相> 単層の厚さが10～30cmのやや泥岩勝ちの砂岩泥岩互層。砂岩は淘汰の良い非火砕性の中粒砂岩で、新鮮面で青灰色、風化面で暗褐色を呈す。不淘汰の粗粒砂岩が突然挟在することがある。泥岩はやや砂質の緑灰色泥岩。風化面は灰褐色でしばしばたまねぎ状の風化を示す。単層の厚さは西方ほど薄くなる傾向がある。中井ヶ谷から大崩に至る林道で未固結時の滑動を示す変型構造がみられる。

<下位層との関係> 大崩層、奥山層と整合、または指交関係にある。

<産出化石> 有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石

(4) 荒島層(Kojima Formation), 新称

<模式地> 鴨川市荒島

中嶋ら (1981) は荒島に典型的に露出する地層を安房層群の最下部層である古房層の下部に発達する暗緑色安山岩凝灰岩として記載している。また小川 (1981) は本層の岩相が三浦半島の葉山層群上部に類似することを指摘し、“荒島層”と仮称した。本研究では小川 (1981) の見解を支持し、微化石年代がそれと矛盾しないことから、改めて中嶋ら (1981) の記載した地層を荒島層と定義し、これを佐久間層群に含める。

<分布> 荒島、磯村、嶺岡トンネル付近の嶺岡山地尾根筋、古房、布野と断続的に分布する。

<層厚> 300m?

<岩相> 新鮮面では青緑色を呈するが、風化すると暗褐色を帯びる安山岩質凝灰岩からなる。軽石質凝灰岩、砂質凝灰岩、泥質細粒凝灰岩の順に重なる。凝灰岩中には炭酸塩鉱物の脈の発達が著しい。本層は岩相上、三浦半島の鏡摺層立石凝灰岩部層 (江藤, 1986) に対比される。

<下位層との関係> 不明(保田層群及び鴨川オフィ

オリティック複合岩体を不整合で覆うと考えられる)。

<産出化石> 石灰質ナノ化石

(5) 城山層(Shiroyama Formation), 新称

<模式地> 富浦町手取付近岡本川河床

塩沢 (1984MS) は、保田層群を不整合で覆う礫岩及び砂岩からなる地層を発見し、それを保田層群と区別し、城山層として定義した。本層は保田層群を不整合で覆い、かつ岩相上三浦層群には属さないことから、本研究では仮に佐久間層群に含める。

<分布> 模式地のみ

<層厚> 40m?

<岩相> 下部は厚さ3～10mの礫岩からなる。礫は数mm～10cmの垂円礫で、礫種はすべて青木山層の泥岩である。基質は細粒～粗粒の砂岩からなる。上部は塊状無層理の泥質な細粒～中粒砂岩からなる。砂岩中には泥岩の細礫や数mmの貝殻片を含む。

<下位層との関係> 青木山層を不整合に覆う。

<産出化石> 有孔虫、放散虫化石

(6) ニツ山層(Futatsuyama Formation), 新称

<模式地> 鴨川市ニツ山

三梨ら (1979) の硬質砂岩にあたり、従来の研究では嶺岡層群の一部とされてきた。本研究では本層の砂岩が嶺岡層群中に発達する砂岩の中で極めて異質であり、かつ嶺岡層群中の断層に沿って分布することから、嶺岡層群堆積後の嶺岡構造帯の形成に関連して堆積した砂岩であると解釈した。従って本層を嶺岡層群に含めることを避け、仮に佐久間層群に含めた。鈴木ら (1990) は本層を奥山層に対比している。

<分布> ニツ山、太田代、平塚などに分布し、NE-SW 方向の配列をなす。

<層厚> 100m+?

<岩相> 硬く、風化に対して強い不淘汰塊状砂岩で、顕著な地形的高まりを形成している。砂岩の粒子組成は斜長石が最も多く、玄武岩、酸性凝灰岩、チャート、泥岩、砂質片岩など種々の岩片を含み、基質は少なく不淘汰である。

<下位層との関係> 不明(八丁層を不整合で覆うと考えられる)。

<産出化石> 未発見

D. 三浦層群(Miura Group)

<命名> 矢部 (1922)

<模式地> 神奈川県三浦半島

三浦層群という名称は1930年代までは南関東地方の第三系の総称として用いられることが多かったが、

その後1950年代には現在の三浦層群の他に、三浦半島・多摩丘陵の上総層群相当層の大部分、及び房総半島南端地域の地層をも含めて用いられた。また研究者によっては三浦層群の地層を天津層と千畑層の間の不整合で上下に分け、下位を佐久間亜層群、上位を豊岡亜層群と呼んだ。さらに三梨ら(1979)は東京湾図幅において「保田層群を不整合に覆い、黒滝不整合で黒滝層に被われる層位を三浦層群とする。」と再定義した。本研究では三梨ら(1979)の定義する三浦層群の中で特に火山性碎屑物の混入によって特徴づけられ、上方へ粗粒化する一連の地層群を改めて三浦層群と定義する。三浦層群は下位から砂質泥岩(木ノ根層)、スコリア質砂岩泥岩互層(天津層、千畑層、稲子沢層、平館層;半島中部では清澄層)、スコリア質砂岩(菰生層、鏡ヶ浦層;半島中部では安野層)によって構成される。房総半島南部においては三浦層群の東西方向に広がる分布域が南北方向に約10列認められ、南方に分布する地層ほど変形の度合は大きい。

<層厚> 2200m±

(1) 木ノ根層(Kinone Formation)

<命名> 池辺(1948)

<模式地> 鴨川市木ノ根峠

三梨ら(1979)の木ノ根黒色頁岩層に相当。

<分布> 江月下~横根, 下貫沢, 畑, 大塚山東方

<層厚> 400m+

<岩相> 暗灰色~緑灰色の泥岩からなり、厚さ数cm~1mの褐色細粒砂岩を挟む。上半部には厚さ5cm~1mの白色細粒凝灰岩やゴマシオ状凝灰岩をしばしば挟むが、スコリアは含まない。下部の泥岩は頁岩質で層理面に沿って割れ目が発達する。中上部の泥岩はやや砂質である。

<下位層との関係> 保田層群を不整合に覆い、中尾原層を整合に覆う。

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 石灰質ナノ化石

(2) 天津層(Amatsu Formation)

<命名> 大塚(1937)

<模式地> 天津小湊町西方

小池(1949), 三梨ら(1979)の天津泥岩層と同義であり、成瀬ら(1951)の西岬累層, 石堂シルト岩層, 揚島シルト岩, 中嶋ら(1981), 鈴木ら(1990)の石堂層, 中尾ら(1986), 小竹(1988)の石堂層群を一括する。

<分布> 北朝夷, 西岬, 石堂, 御殿山, 岩井袋, 元名など

<層厚> 1000m+

<岩相> 本研究地域に分布する天津層は曾呂川断層の北側で厚い。下部は厚さ5~30cmの中粒砂岩を1~2mごとに挟む青灰色泥岩。砂岩はやや凝灰質で灰色~褐色を呈する。砂岩は上位ほどスコリアに富み挟在する間隔が30cm~1mと狭い。中部ではスコリア質砂岩は粗粒化し、径1cm程のスコリアを含む。上部近くには厚さ30m以上のスコリアや軽石を豊富に含んだ凝灰質粗粒砂岩層が重なる。さらに上位では再びスコリア質砂岩を挟む泥岩が重なる。これらの層序のうち上部付近の厚い凝灰質粗粒砂岩は曾呂川断層の北側に特有である。曾呂川断層から石堂断層にかけての地域には上述の層序が断片的に小さな堆積盆の中に分布している。この地域に発達する天津層はサイコロ状に割れる性質を持つ。また鴨川市畑付近では本層最下部付近の層準にチャート礫を特徴的に含む含礫泥岩が発達する。石堂断層の南側に分布する本層は基本的には泥岩が上方に粗粒化し、上位層準ほど厚いスコリア質砂岩を頻繁に挟む。北側地域に比較して泥岩は薄く、50cm以内である。それとは逆にスコリア質砂岩は厚く、また数10cm~1mの白色細粒凝灰岩, ゴマシオ状凝灰岩をしばしば挟む。この地域の泥岩はサイコロ状に割れ、特に変形の激しいところでは細裂状に割れる場合がある。一般に本層は南方に分布するものほど著しい褶曲や擾乱を受けている。特に北朝夷地域に分布する本層は泥岩の中に砂岩のブロックが不規則に混入した乱雑な地層によって構成される(Plate 1-4)。

<下位層との関係> 保田層群を不整合、木ノ根層を整合に覆う。

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

(3) 千畑層(Senhata Formation)

<命名> 小池(1948)

<模式地> 富津市千畑付近湊川河床

小池(1949)は本層と天津層との境界を不整合とし、下位を佐久間層群、上位を三浦層群とした。三梨ら(1979)は本層を稲子沢層に含め、天津層との境界を部分不整合とした。関(1989MS)は本層を層として区分し、著しい削り込みや地層の斜交が認められないことから、天津層を整合に覆うとした。

<分布> 千畑, 鋸山南麓

<層厚> 60m

<岩相> 緑灰色の粗粒砂岩を基質とする基質支持の礫岩からなる。礫の多くは径1cm以内の円礫で、硬質な砂岩, 泥岩, チャートが礫種のほとんどを占める。本層には多数の貝化石が含まれ、*Portlandia*

cf. *japonica*, *Glycymeris* cf. *nestitoides*, *Chlamys kakisakiensis* などが報告されている(大塚・小池, 1948). 基質の砂岩は凝灰質で風化すると黄土色になり, 上部では層理が良く発達する.

<下位層との関係> 天津層を整合に覆う.

<産出化石> 軟体動物, サンゴ, ウニの骨針

(4) 稲子沢層(Inakozawa Formation)

<命名> 小池 (1949)

<模式地> 富津市稲子沢付近湊川河床
三梨ら (1979) の稲子沢泥岩層と同一.

<分布> 稲子沢, 鋸山南麓

<層厚> 400m

<岩相> 単層の厚さが30~100cm の灰白色凝灰質泥岩とスコリア質粗粒砂岩の互層からなり多数の凝灰岩層を挟む. 上位層準ほど粗粒で, 軽石やスコリアの混入が多い. 本層は下位の千畑層の存在によって天津層と区別されるに過ぎず, 両層の間に岩相上の差異はない.

<下位層との関係> 千畑層を整合に覆う.

<産出化石> 未発見

(5) 萩生層 (Hagi Formation)

<命名> 小池 (1949)

<模式地> 富津市萩生海岸

三梨ら (1979) の萩生砂岩層と同一. 鈴木ら (1990) の鏡ヶ浦層の一部を含む.

<分布> 萩生, 鋸山南麓, 岩井南方

<層厚> 300m

<岩相> 径1cm 前後のスコリア粒子からなる暗灰色凝灰岩, 軽石質の灰白色凝灰岩, 凝灰質シルト質砂岩からなる単層の厚さ30cm程度の互層. まれにシルト岩の薄層を挟む.

<下位層との関係> 稲子沢層, 天津層を整合に覆う.

<産出化石> 未発見

(6) 平館層(Hedate Formation)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 千倉町岡瀬田南方

成瀬ら (1951) の平館砂岩にあたる. 成瀬ら (1951) は本層を千倉累層に含めたが, 小竹 (1988) は微化石層位学的見地から千倉層群とは区別し, 平館層として区分した. さらに本研究では同層を岩相の類似性から三浦層群に含めた.

<分布> 岡瀬田~千倉港

<層厚> 350m+

<岩相> 下部は灰色を呈する凝灰質塊状粗粒砂岩からなり, しばしば細礫~中礫大のスコリアを特徴

的に含む粗粒砂岩を挟む. 上部は厚さ約30cmごとの成層から, しばしば塊状を呈する灰白色泥岩を主体とし, 厚さ10~50cmのスコリア質砂岩, 白色細粒凝灰岩を頻繁に挟む.

<下位層との関係> 不明.

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

(7) 鏡ヶ浦層(Kagamigaura Formation)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 館山市宮城南方

成瀬ら (1951) の鏡ヶ浦凝灰質互層と中三原凝灰角礫岩層の一部にあたる. また中嶋ら (1981), 中尾ら (1986) の中三原層, 小竹 (1988) の嵯峨志層の西半部は本層に含まれる.

<分布> 大房岬, 中三原, 宮城, 加賀

<層厚> 300m+

<岩相> 宮城, 上須賀においては, 暗灰色のスコリア質砂岩を主体とし, 凝灰質粗粒砂岩, 白色細粒凝灰岩, スコリア質凝灰岩が挟在する. 加賀名付付近においては, チャートや泥岩の細礫から2cm以内の円礫を含むスコリア質粗粒砂岩を主体とし, 厚さ10~30cmの泥岩や灰色粗粒砂岩の層がしばしば挟在する. また浜田から見物にかけての海岸において, 1~30cm程度の泥岩の円礫, 亜円礫を多量に含むスコリア質粗粒砂岩が分布する. 大房岬及びその東方では, 斜交層理の良く発達した暗灰色の中粒~極粗粒のスコリア質砂岩からなり, スコリア粒径は2cmに達することがある. 中三原においても大房岬と同様の岩相を示すが, パミスの密集した層を頻繁に挟む.

<下位層との関係> 天津層と部分不整合関係.

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 石灰質ナノ化石, 生痕化石

E. 上総層群 (Kazusa Group)

<命名> 伊田・三梨・影山 (1956)

<模式地> 千葉県養老川沿岸~勝浦市

下位の三浦層群を不整合(黒滝不整合)に覆い, 上位の相模層群及び下総層群に不整合に覆われる, 上部鮮新統から下部更新統の一連の地層群. 本研究地域においては, 鋸山山頂に分布する竹岡層のみが本層群に属する. 一方, 房総半島南端部における豊房累層(成瀬ら, 1951)を三梨ら(1979)は上総層群に含めたが, その後の研究によって本層群とは区別された(中尾ら, 1986; 小竹, 1988; 齋藤, 1988MS).

(1) 竹岡層(Takeoka Formation)

<命名> 小池 (1949)

<模式地> 富津市竹岡海岸

<分布> 竹岡, 鋸山南麓

<層厚> 250m

<岩相> 径0.2~1cmの玄武岩~安山岩岩片及びスコリアを主体とする凝灰角礫岩. しばしば厚さ10~50cmの白色軽石質凝灰岩を挟む. 厚さ10~30cmごとの層理を示すことがあるが, 層理は一般に不明瞭である.

<下位層との関係> 本地域においては不整合(黒滝不整合)関係は不明瞭で, 蕨生層に整合漸移的に重なる. 模式地である竹岡海岸では両層の不整合関係が確認できる.

<産出化石> 未発見

F. 千倉層群 (Chikura Group)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 千葉県安房郡千倉町付近

成瀬ら (1951) は千倉・白浜一帯に分布する海成の新第三系に対し千倉累層と命名し, 豊房累層に一部不整合に覆われるとした. また三梨ら (1979), 渋谷・品田 (1986) は豊房層下部の一部層準を千倉層に加え, その上限において全域にわたる不整合関係を認め, それを半島中部の黒滝不整合に対比した. ところが中尾ら (1986), 小竹 (1988), 斎藤 (1988 MS) は本層群の微化石年代を明らかにすることにより, 三浦層群や上総層群と区別すべきであるという見解を示し, 千倉層群として再定義した. 本研究においてもこれらの定義を踏襲する.

千倉層群は下位から白浜層, 白間津層, 布良層, 南朝夷層, 畑層, 真野層, 嵯峨志層, 根方層, 神余層の9層を含む(小竹, 1988; 斎藤, 1988MS). 千倉層群は褶曲・断層により層序を繰り返すが, 大局的にはNEE-SWWの一般走向で北斜し, 順次北方へ上位層が露出している. 畑層, 真野層, 嵯峨志層, 根方層は互いに分布域が隔絶しているが, いずれも同時代の地層である(小竹, 1988; 斎藤, 1988MS).

<層厚> 2200m+

(1) 白浜層 (Shirahama Formation)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 千倉町白間津南方~白浜町乙浜

成瀬ら (1951) による白浜互層及び野島崎凝灰質礫岩層を合わせたもので, 小竹 (1988) の再定義による. 本層下部に挟在する成瀬ら (1951) の野島崎凝灰質礫岩層を本研究では野島崎礫岩部層として区分する.

<分布> 白間津南方~野島崎~川下

<層厚> 120m+

<岩相> 赤褐色を呈する粗粒の玄武岩~安山岩質火山碎屑性砂岩からなり, 厚さ1~20mの凝灰質礫岩を頻繁に挟む. 含まれる礫は小礫~中礫大の安山岩角礫を主体とする. しばしば砂岩は厚さ数cmの褐色の泥岩との互層をなし, まれに白色細粒凝灰岩を挟む. 砂岩には炭酸塩鉱物のペインが頻繁に入る. 鏡下において安山岩岩片が砂岩の構成粒子の大部分を占め, 鉱物粒子の主なもの斜長石, 単斜輝石, 斜方輝石である.

<下位層との関係> 不明.

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 石灰質ナノ化石

1a. 野島崎礫岩部層 (Nojimazaki Conglomerate Member)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 白浜町野島崎西岸

成瀬ら (1951) の野島崎凝灰質礫岩層を白浜層中の部層として再定義する.

<分布> 模式地のみ

<層厚> 100m+

<岩相> 主として火山角礫からなる不淘汰礫岩で, 白浜層が粗粒化厚層化している野島崎のみに発達する. 火山角礫は細礫~巨礫大の玄武岩~安山岩であり, ほとんど変質を被っていない. 綱川・小林 (1984) は, この安山岩礫のK-Ar年代を測定し, 3 Maという値を得ている. 本部層は円礫も多量に含み, 安山岩, 玄武岩, トーナル岩, 閃緑岩, 斑レイ岩, 砂岩, シルト岩, 頁岩, チャート, 緑色凝灰岩からなる. 基質は褐色~暗灰色の凝灰質粗粒砂岩からなり, 礫支持の部分, 基質支持の部分, 及び基質の砂岩のみで成層している部分がある. 砂岩の斜交層理及び底痕からは南~南西からの古流向が推定される.

<下位層との関係> 白浜層中に挟在する.

<産出化石> チャート礫から放散虫, シルト礫から有孔虫化石

(2) 白間津層 (Shiramazu Formation)

<命名> 小竹 (1988)

<模式地> 千倉町白間津漁港南方

成瀬ら (1951) の畑互層の一部と青木凝灰質砂層を含み, 小竹 (1988) が命名.

<分布> 忽戸, 平磯~青木~川下

<層厚> 500m

<岩相> 灰白色~淡褐色のシルト岩と暗灰色~暗褐色のスコリア質砂岩とのリズムカルな互層で, ま

れに凝灰岩を挟む。砂岩とシルト岩の比率はほぼ等量で単層の厚さは5cm~5m。下位層準ほど単層の厚さは厚く、やや砂岩優勢となる。

<下位層との関係> 白浜層を整合に覆う。

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

(3) 布良層 (Mera Formation)

<命名> 小竹 (1988)

<模式地> 館山市布良漁港南方

成瀬ら (1951) による畑互層下部のシルト岩に対し, 小竹 (1988) が定義。小竹 (1988) は本層最下部に発達する礫岩層を連台枝礫岩部層として区分した。

<分布> 布良~高塚山~畑北方

<層厚> 400m

<岩相> 青灰色~灰白色を呈する塊状のシルト岩を主体とし, スコリア質の砂岩や細礫岩の薄層を挟む。まれに白色細粒の凝灰岩が挟在する。シルト岩の単層の厚さは10~50cmで単調な岩相を呈す。

<下位層との関係> 白間津層と部分不整合関係にある。

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

3a. 連台枝礫岩部層 (Rendaiji Conglomerate Member)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 千倉町連台枝付近

成瀬ら (1951) の連台枝角礫岩層にあたり, 小竹 (1988) が布良層の部層として再定義した。

<分布> 平館~連台枝

<層厚> 0~400m

<岩相> シルト岩角礫, 円礫及びスコリアからなる礫岩層。シルト岩礫は細礫から巨礫大で基質に乏しく, 10cm~1m 単位の明瞭な級化層理が発達する。シルト岩以外の礫としては, 安山岩岩片, 頁岩, 砂岩, 礫岩, 赤褐色砂岩などが認められるが, 極めてまれである。本部層は西へ細粒化, 薄層化し尖滅する。

<下位層との関係> 白間津層を不整合に覆う。

<産出化石> 未発見

(4) 南朝夷層 (Minamiasahina Formation)

<命名> 小竹 (1988)

<模式地> 千倉町千倉林道

成瀬ら (1951) の畑互層中部のシルト岩主体の地層に対し, 小竹 (1988) が命名。

<分布> 畑~南朝夷

<層厚> 450m

<岩相> 南朝夷層の岩相は下部の砂岩勝ち砂岩シルト岩互層と, 上部のシルト岩層とに区別される。下部は厚さ約100mで, 淡褐色シルト岩と暗灰色凝灰質砂岩によって構成され, 2:1 で砂岩優勢である。砂岩は単層の厚さが1~2mで, パミスの平行葉理が発達することで特徴づけられる。一方上部は厚さ約350mで, 塊状のシルト岩を主体とし, しばしば砂岩や白色細粒凝灰岩を挟む。

<下位層との関係> 平館層, 布良層を不整合に覆う。

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

(5) 畑層 (Hata Formation)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 千倉町小松林道

小竹 (1988) の畑層に一致し, 成瀬ら (1951) の畑互層の上部及び神余凝灰質砂層の一部にあたる。

<分布> 大貫~小松, 大井倉~神余, 畑南方

<層厚> 480m

<岩相> 厚さ20cm~1m の凝灰質灰白色シルト岩と, 厚さ5~20cmの暗灰色の凝灰質砂岩との互層で, 両者にはパミスやスコリアが混入する。砂岩は時として1~2mにおよび, 下部にシルト岩の同時礫を含むことがある。本層中には白色細粒凝灰岩, 軽石質凝灰岩, スコリア質凝灰岩が多数挟在する。また本層下部には厚さ1~2mの白色細粒凝灰岩を頻繁に挟む層準がある。北朝夷地域の天津層が分布する地域の近くでは本層は粗粒で, 特に天津層に南接する部分には天津層起源の泥岩の巨礫からなる厚さ2~3mの不淘汰礫岩層が数枚挟まれる。

<下位層との関係> 天津層, 布良層, 南朝夷層を不整合に覆う。

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

(6) 真野層 (Mano Formation)

<命名> 小竹 (1988)

<模式地> 丸山町真野南方

成瀬ら (1951) の豊房累層の一部にあたり, 小竹 (1988) の真野層にほぼ相当する。

<分布> 宇田~下道

<層厚> 150m

<岩相> 下部は単層の厚さが10~50cmの灰白~灰褐色のシルト岩で構成され, まれに凝灰岩, 砂岩を挟む。上部は単層の厚さが10~50cmの砂岩シルト岩凝灰岩互層である。

<下位層との関係> 不明.

<産出化石> 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

(7) 嵯峨志層 (Sagashi Formation)

<命名> 中尾ら (1986)

<模式地> 三芳村山名付近

成瀬ら (1951) の嵯峨志凝灰質互層の一部と豊房累層の一部にあたり, 中尾ら (1986) の嵯峨志層にはほぼ相当, 小竹 (1988) の嵯峨志層の中で平久里川東方に分布するもの. 模式地付近の東西 3 km, 南北 1 km の範囲において, 嵯峨志層および根方層 (後述) は天津層を基盤とした小堆積盆 (嵯峨志堆積盆) を構成している.

<分布> 山名~嵯峨志

<層厚> 430m

<岩相> 下部は暗灰色のスコリア質粗粒砂岩を主体とし, スコリア質凝灰岩, 軽石質凝灰岩を挟在する. 中部は中粒~細粒の凝灰質シルト質砂岩を主体とし, 凝灰岩層を多数挟在する. 上部は青灰色シルト岩で炭質物や貝化石を含むことで特徴づけられる.

<下位層との関係> 天津層を不整合で覆い, 根方層と指交関係にある.

<産出化石> 軟体動物, 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

(8) 根方層 (Nekata Formation)

<命名> 中尾ら (1986)

<模式地> 三芳村根方付近

成瀬ら (1951) の中三原凝灰角礫岩層の一部を含み, 中尾ら (1986) が命名. 小竹 (1988) の根方層にはほぼ相当.

<分布> 山名~正木岡

<層厚> 300m

<岩相> 中~大礫大のシルト岩礫からなる不淘汰礫岩層により構成され, 砂岩及びシルト岩と互層する. 礫の多くは天津層起源で時に巨礫大となる. 礫岩層は側方に層厚変化が著しく, 上方及び西方に細粒化, 薄層化する.

<下位層との関係> 天津層を不整合で覆い, 嵯峨志層と指交関係にある.

<産出化石> 未発見

(9) 神余層 (Kanamari Formation)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 館山市畑付近

成瀬ら (1951) の畑互層の上部, 神余凝灰質砂岩の大部分, 及び豊房累層の下部にあたり, 小竹 (1988) の神余層に一致する.

<分布> 龍岡~畑, 作名~安馬谷

<層厚> 350m

<岩相> 神余層の岩相は畑地域及び千倉町北部でそれぞれ異なる. 畑地域においては, 凝灰質粗粒砂岩を主体とする砂岩優勢の砂岩シルト岩互層が発達する. シルト岩は淡褐色~灰褐色, 砂岩は平行葉理の発達したスコリア質及びパミス質の粗粒砂岩で, 厚さ2mにおよぶ砂岩が下位層準ほど頻繁に現れる. 一方千倉町北部では, 下部, 中部, 上部に区別される. 下部は凝灰質の粗粒砂岩で暗灰色~灰褐色を呈する. 西方ではわずかにシルト岩を挟むが, 東方の大和田付近では大規模な斜交層理を示す. 中部は単層の厚さが 30~200cm の砂岩勝ち砂岩シルト岩互層で, 淡褐色シルト岩, 暗灰色の厚い粗粒砂岩, 凝灰岩によって構成される. 東部では最上部に砂礫岩層があり, 貝化石の密集した層が発達する. 上部は単層の厚さが10~50cmの灰白~灰褐色シルト岩で構成され, まれに凝灰岩・砂岩を挟む.

<下位層との関係> 天津層, 畑層を不整合に覆う.

<産出化石> 軟体動物, 有孔虫, 放散虫, 珪藻, 石灰質ナノ化石

G. 豊房層群 (Toyofusa Group)

<命名> 成瀬ら (1951)

<模式地> 千葉県館山市西長田付近

豊房層群は成瀬ら (1950) の命名した豊房累層に由来し, 三梨ら (1979) による豊房層に一致する. 斎藤 (1988 MS) は, 本層群は上総層群とは堆積盆が異なることに加え, 微化石年代が上総層群上部と下総層群下部に相当することから, 両層群と区別し豊房層群として再定義した. 中尾ら (1986), 小竹 (1988) も同様の地層区分を行った.

豊房層群は下位から加茂層, 神余畑層, 東長田層の3層を含む. 本層群は館山低地帯の南側では NE-SW 走向の北傾斜, 北側では E-W 走向の南傾斜であり, 全体として緩く西へプランジした向斜構造を呈する.

<層厚> 1200m±

(1) 加茂層 (Kamo Formation)

<命名> 中尾ら (1986)

<模式地> 丸山町加茂本郷付近

成瀬ら (1951) の豊房累層の一部, 鈴木ら (1990) の大井層にはほぼ相当する. 真野断層北側にのみ分布する.

<分布> 寶貝~加茂本郷, 上郷

<層厚> 200m

＜岩相＞ 下部は凝灰質粗粒砂岩でスコリア粒子を大量に含みシルト岩の挟みはほとんどない。上部は厚さ1～5cmのスコリア質細礫岩と厚さ10～50cmの細粒砂岩との互層からなる。下部層は安馬谷に分布する天津層に近づくにつれ粗粒となり、境界部付近では細礫～2m大の天津層起源の角礫からなる不淘汰礫岩である。

＜下位層との関係＞ 天津層、神余層を不整合で覆う。

＜産出化石＞ 有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石

(2) 神余畑層 (Kanamaribata Formation)

＜命名＞ 小竹 (1988)

＜模式地＞ 館山市神余畑付近

成瀬ら (1951) の豊房累層の一部で、真野断層南側にのみ分布する。

＜分布＞ 作名～神余畑～高尾

＜層厚＞ 280m

＜岩相＞ 暗灰色～暗褐色の凝灰質の粗粒砂岩を主体とし、上位層準ほどシルト岩を多く挟む。本層の砂岩は弱い級化が認められるところもあるが、一般には塊状で貝化石、サンゴ化石の破片を大量に含む。また最下部には千倉層群起源と思われるシルト岩礫を含む。

＜下位層との関係＞ 小松層、神余層を不整合に覆う。加茂層とは分布域が離れているため直接しない。

＜産出化石＞ 軟体動物、サンゴ、有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石

(3) 東長田層 (Higashinagata Formation)

＜命名＞ 小竹 (1988)

＜模式地＞ 館山市西長田付近

成瀬ら (1951) の豊房累層主部にあたり、鈴木ら (1990) の本郷層を含む。本層は最上部に滝川礫岩部層および沖の島砂質シルト岩部層を含む。

＜分布＞ 藤原～稲、下三原～池之内

＜層厚＞ 450m±

＜岩相＞ 真野断層の西方延長部を境に南北で岩相は異なる。北側は部分的に砂岩を挟む塊状のシルト岩を主体とする。南側はシルト岩勝ち砂岩シルト岩互層と砂岩勝ち砂岩シルト岩互層の3サイクルの繰り返しで、シルト岩勝ち砂岩シルト岩互層は北東方へ薄層化し尖滅する。シルト岩勝ち砂岩シルト岩互層は、灰白色シルト岩と細粒～中粒のしばしば上部に斜交層理が発達する砂岩のリズミカルな互層で、白色または薄桃色の細粒凝灰岩やゴマシオ状凝灰岩を挟む。砂岩勝ち砂岩シルト岩互層は、シルト岩の

円礫や貝化石やサンゴ化石の破片をしばしば含むスコリア質粗粒砂岩と、上部に平行葉理の発達する暗灰色の細粒～粗粒の砂岩が卓越し、シルト岩、凝灰岩を挟む。砂岩には級化層理が発達することが多い。

＜下位層との関係＞ 加茂層、神余層、神余畑層、小松層を不整合で覆う。

＜産出化石＞ 軟体動物、有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナノ化石

＜命名＞ 成瀬ら (1951)

＜模式地＞ 館山市滝川付近

成瀬ら (1951) の滝川含貝殻礫層にあたり、中尾ら (1986)、小竹 (1988) の滝川礫岩の上部に相当する。

＜分布＞ 滝川～竹原～正木岡

＜層厚＞ 300m

＜岩相＞ 凝灰質粗粒砂岩を基質とし、大量の貝化石を含む礫岩で、礫は細粒～大礫大のシルト垂円礫、チャート円礫である。しばしばシルト岩を挟む。

＜下位層との関係＞ 鏡ヶ浦層、東長田層主部を不整合に覆う。

＜産出化石＞ 軟体動物、有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石

3b. 沖の島砂質シルト岩部層 (Okinoshima Sandy siltstone Member), 新称

＜模式地＞ 館山市沖の島

成瀬ら (1951) の石堂シルト岩層の一部にあたる。山本 (1989MS) は沖の島、鷹の島に発達する天津層相当層と考えられていた地層を、分布域からは東長田層上部に相当し、微化石年代がそれと矛盾しないことから、東長田層の部層として位置づけた。

＜分布＞ 沖の島、鷹の島

＜層厚＞ 200m+?

＜岩相＞ 灰白色から黄灰色の砂質シルト岩を主体とし、しばしば細粒～中粒砂岩となる。全体にパミスやスコリアの混入が見られ、スコリア質凝灰岩、軽石質凝灰岩、灰色の凝灰質粗粒砂岩を挟む。

＜下位層との関係＞ 不明

＜産出化石＞ 軟体動物、有孔虫、放散虫、石灰質ナノ化石。

地質構造

房総半島南部の地層群の配列を支配しているのは東西性の構造であり、層群レベルでの繰り返し等の構造的連続を画する断層群によって帯状配列をな

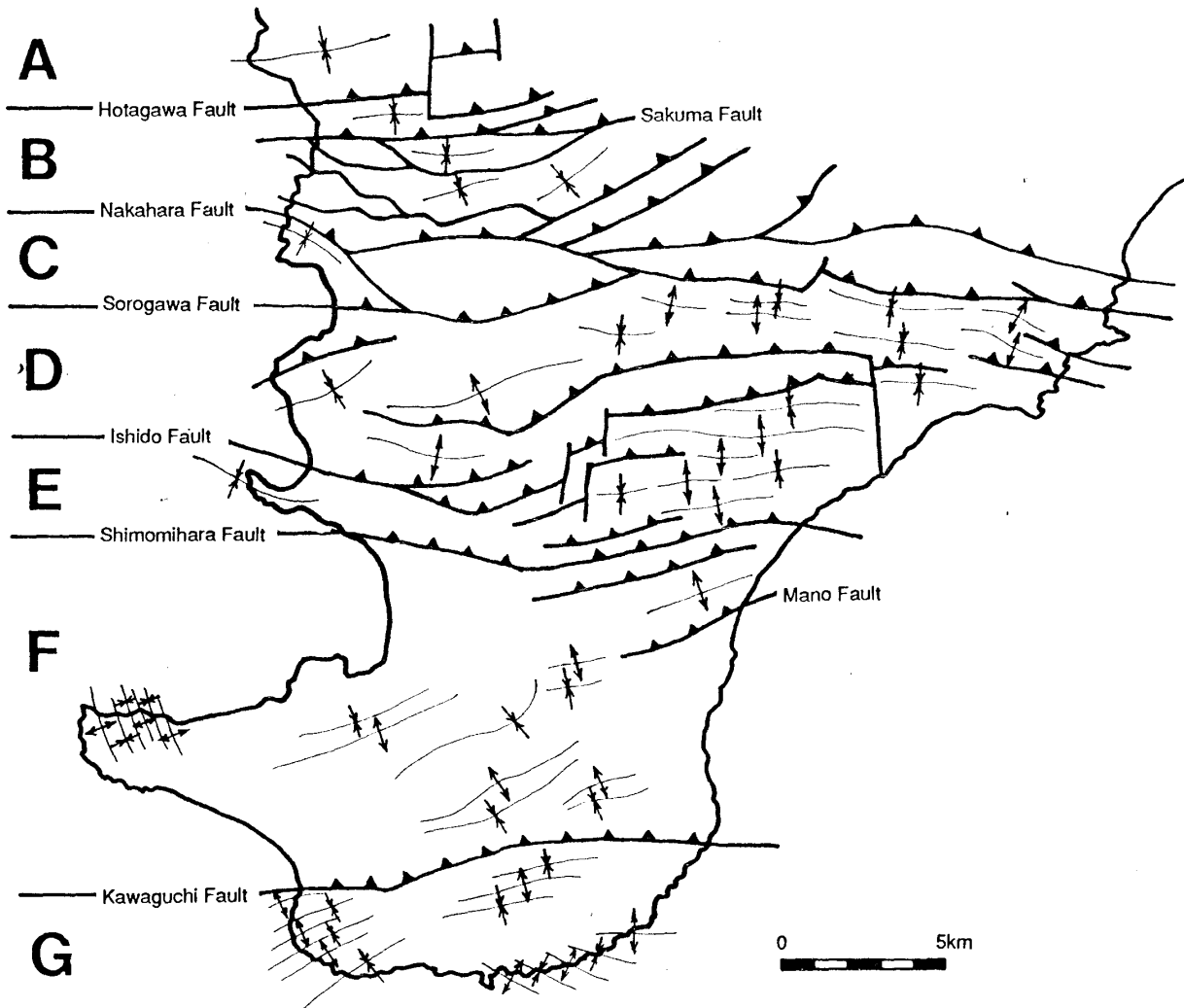


Fig. 5. Map showing geologic structures and major faults.

している。各帯内部において基盤と被覆層が識別される。基盤は単元主部を構成する著しく褶曲した地質体で帯状配列の骨格をなす。被覆層は単元境界断層の活動に規制されて形成された堆積盆の埋積層であり、造構運動の時間的・空間的指標となる。両者とも南の地質帯ほど若くなる傾向が認められる。単元境界断層は北から保田川断層、中原断層、曾呂川断層、石堂断層、下三原断層、川口断層の6条が認定される (Fig. 5)。これらは互いに南北に1~5kmの間隔をもって東西方向に発達している。房総半島南部に発達する地質体はこれらの単元境界断層によって北からA帯、B帯、C帯、D帯、E帯、F帯、G帯の7つの構造単元に区分することができる。保田川断層、中原断層、曾呂川断層、石堂断層は、断層南接部の被覆層である三浦層群と北接部の基盤であ

る保田層群とを境する。下三原断層は、断層南接部の被覆層である千倉・豊房層群と北接部の基盤である三浦層群とを境する。また川口断層は断層南接部の被覆層である千倉層群上部の神余層と北接部の基盤である千倉層群下部の布良層、中部の畑層とを境する。またB帯とF帯は佐久間断層と真野断層によって、それぞれB₁帯、B₂帯、F₁帯、F₂帯に区分される。佐久間断層は断層南接部の被覆層である佐久間層群と基盤の保田層群とを境し、真野断層は断層南接部の千倉層群上部の神余層と北接部の三浦層群、千倉層群中部の真野層とを境する。

A. 断層系

保田川断層(Hotagawa Fault) 鋸南町を西方に流れる保田川流域に発達する。本断層はA帯-B帯

境界断層で、東方の鴨川地溝帯北限断層へ続くものと思われる。また小保田付近において同断層は南北性の断層によって数 km 隔離している。断層露頭はすべて沖積層に覆われるために観察することはできない。A帯、B₁帯における被覆層である三浦層群はいずれも垂直に近い北傾斜の同斜構造を示し、B₁帯北部の天津層は断層運動に伴って形成されたと考えられる翼間角の小さい向斜構造が発達することから、現在は高角であるが基本的には逆断層であると思われる。

佐久間断層(Sakuma Fault) 鋸南町吉浜から大崩をへて鴨川市金束へ続く。本断層はB₁帯-B₂帯境界断層で、東方の鴨川地溝帯南限断層(活断層)へ続くものと思われる。断層露頭は沖積層に覆われるか、あるいは露出がないために観察することはできない。断層南接部の佐久間層群は南傾斜で断層崖錐角礫層と指交関係にあることから高角の南落ち断層であることが推定されるが、断層の傾斜方向は判らない。

中原断層(Nakahara Fault) 鋸南町勝山から富山町平久里中をへて、鴨川漁港まで続く。本断層はB帯-C帯境界断層で、嶺岡隆起帯南限断層でもある。断層露頭は沖積層に覆われるか、あるいは露出がないために観察することはできない。被覆層があるまとまりをもって分布するのは勝山から岩井袋にかけてである。そこでは天津層が北傾斜で重なるが、中原断層の近傍で軸面の北斜した向斜が発達することから、本断層は逆断層であると判断される。中原断層の北側には同断層から平行あるいはやや斜交して派生したと考えられる断層群が発達している。

曾呂川断層(Sorogawa Fault) 岩井海岸南縁から和田町黒滝をへて、曾呂川河口まで続く。本断層はC帯-D帯境界断層で、東部では曾呂川地溝帯の南限断層となっている。富山町宮谷の採石場で保田層群が逆断層を境にして、天津層と接している露頭がある。断層の走向傾斜はN75°E60°Nである。南側の天津層は断層近傍で向斜構造を形成している。また富山町岩婦温泉付近では、南方から一連で中角度の北傾斜で重なる菰生層が約50mの間に、一旦水平になった後南傾斜に転じ、さらには直立する。その北方では露頭を欠くが、保田層群の分布域にはいる。これら2つの露頭事実は逆断層に伴う被覆層の変形様式を典型的に表している。また鴨川市畑北方においても天津層が曾呂川断層の南側で同様の変形をしている。曾呂川断層の北側では同断層から斜交する方向に派生したと考えられる多くの断層が発

達し、これらの断層に沿って玄武岩が露出しているところがある。また、曾呂川断層の南側にも同断層から派生したと考えられる断層があり、被覆層である天津層を切っている。

石堂断層(Ishido Fault) 富浦町原岡から丸山町石堂をへて、和田町道久保から和田浦漁港へ至る。本断層はD帯-E帯境界断層で、これより南方には保田層群は分布しない。本断層は和田町西方でその東端が南北性の断層によって切られており、石堂付近においても南北に数 km の隔離がある。断層露頭は沖積層に覆われるか、あるいは露出がないために観察することはできない。また石堂断層の近傍には被覆層が発達していないため、曾呂川断層などのように被覆層から断層の運動方向を推定することもできない。しかしながら断層南方の天津層が1 km 波長の褶曲を繰り返していることや、断層近傍には著しく閉じた向斜が発達することは、本断層が北上がりの逆断層であることを示唆する。ただし天津層の褶曲の形成が石堂断層の活動時期と期を一にするかどうかは判らない。

下三原断層(Shimomihara Fault) 館山湾北縁から三芳村池之内をへて、和田町下三原に続く。本断層はE帯-F帯境界断層で館山低地帯の北限を境する。下三原断層は同断層と平行な数条の断層を伴う。断層露頭は沖積層に覆われるか、あるいは豊房層群下に伏在するために観察することはできない。本断層は、下三原地域においては豊房層群が向斜をもって天津層と接する部分にある。池之内に至る地域では、約40°南へ傾斜している北側の嵯峨志層と緩やかな向斜構造をつくる南側の豊房層群が接する部分にある。これらの被覆層は伏在する高角断層による撓曲構造を示しているように見えるが、断層の傾斜方向は判らない。本断層のヒンジ部に沿って基盤の天津層が局所的に露出する場合がある。また本断層北方約1 kmの嵯峨志地域には、南北1 km、東西3 kmの長方形の地域に崖錐角礫(根方層)を伴う、厚さ400mの堆積物(嵯峨志層)が発達するが、これは本断層の活動に関連してできた局所的な陥没を埋積したものである。

真野断層(Mano Fault) 丸山町安馬谷から千倉町宇田に続き、東方では伏在断層となる。本断層はF₁帯-F₂帯の境界断層である。断層露頭は沖積層に覆われるか、あるいは千倉層群・豊房層群下に伏在するために観察することはできない。本断層南側の神余層上部のシルト岩は、10数度の緩い北傾斜から断層近傍で突然南急傾斜を呈し、見かけ上その上

位に真野層のシルト岩が重なる。真野層の構造は中角度の南傾斜で走向は一定しない。両者の岩相は識別し難いが、微化石年代から真野層が下位である。真野断層は両層の境界部付近に伏在すると考えられる。境界部付近の露頭は丸山町久手畑付近にて観察され（現在はこの露頭は存在しない）、南下がりのドラッグを伴って地層が湾曲している。この部分は周囲の地層の傾斜から、撓曲における向斜部のヒンジ付近であると考えられ、伏在する高角断層が推定できるが、断層の傾斜方向は判らない。また本断層の西方延長部では、神余層及びそれを不整合に覆う加茂層が、西へプランジした緩やかな背斜・向斜構造を呈しており、背斜部には基盤の天津層が断片的に分布している。本断層はその背斜部にも伏在していると考えられる。さらに東方に分布する東長田層はこの構造には参加していない。

川口断層(Kawaguchi Fault) 館山市布良北方から畑北方をへて、千倉町川口まで続く。本断層はF帯-G帯境界断層で東方沖の布良海底谷の走向に一致する。畑北方において逆断層とそれに伴う向斜構造が約50mにわたって連続露頭で観察できる。南方から10数度の緩い北傾斜で重なる神余層が、一旦水平になった後、南傾斜に転じさらには逆転する。見かけ上その上位には幅約5mの変形帯が認められる。そこでは神余層中の砂質凝灰岩が北上がりのセンスでドラッグしている。さらに見かけ上その上位には神余層の下位である畑層が40°の北傾斜で重なり、そこから10m上位からは北傾斜20°の同斜構造が続く。また川口地域では、同断層を境に白間津層同士が接する。断層の南北で地層の一般走向が50°程変化し、逆断層の上盤側下底部付近で著しく層理が乱されている。本断層は西方では不明瞭で、布良層中の褶曲へ収斂している。

B. 褶曲構造

房総半島南部に発達する褶曲構造はその形態の違いから2つのタイプに分けることができる。それらは a) 褶曲の波長が非常に短く、頻繁に逆転し折り畳まれたような形態のものと、b) 基盤の断層運動と堆積作用が同時に進行して成長したものである。前者は基盤を構成する地層に発達し、後者は被覆層に発達する。

(1) 短波長褶曲

波長の短い褶曲群が特徴的に発達するのは、嶺岡層群八丁層の一部、E帯~F帯における天津層の一部、及び千倉層群布良層の一部である。

八丁層においては下部の珪質泥岩が卓越する層準において褶曲が発達している。ほぼ100m間隔での背斜・向斜の繰り返し、八丁とその西方域や平塚南方で認められる。それらは短波長でかつ水平な部分がほとんど認められないことから、強く折り畳まれたような変形をしていると考えられる。露出が断片的であるために褶曲軸面の傾斜方向は判らない。

E帯の天津層では石堂地域周辺に典型的な褶曲構造が認められる。それらは南北に約3kmの範囲にわたって、ほぼ500m~1kmの間隔で背斜・向斜が繰り返す。全体的に地層は急傾斜で、褶曲軸部においても水平な地層は認められない。特に背斜の南翼で逆転することが多く、南フェルゲントの構造を示している。またF帯の洲崎から波左間に至る東西約3kmの地域には天津層がほぼ500m、所によっては100m間隔での背斜・向斜の繰り返しが認められる。この地域の褶曲軸は、構造単元の配列方向とは不調和な方向を示し、40°前後で東あるいは西へ傾斜する地層からなる。ここでも褶曲軸部の平坦部は認められず、互いに逆方向に傾斜する地層同士が、折れ曲がって整合的に接している露頭が観察される。

G帯の布良層及び白浜層では、布良漁港北方から御神根島までの約3kmの波長で2組の大きな背斜・向斜が発達する。褶曲軸の方向はNE-SWで、軸面の傾斜には明瞭な傾向はみられない。地層の傾斜は30°~70°で、褶曲軸部付近では数10mの範囲で急激な地層の折れ曲がりや湾曲が見られる。また至るところで層面迂り断層が認められる。これらの褶曲構造は地形的高まりを作っており、その幅は海岸部で広く北東方へ幅を狭くし、川口断層へ収斂している。また南東沖では褶曲帯の幅をさらに広くし、相模トラフへ収斂する。

(2) 堆積同時褶曲

前項で述べた短波長の褶曲構造は基盤を構成する地層群に特有のものであるが、被覆層の褶曲構造は堆積時に成長することで特徴づけられる。堆積時の成長過程が最も明瞭に表れているのが、川口断層の北側に発達する作名背斜・神余向斜（渋谷・品田, 1985）である。作名背斜は神余向斜の北側に位置し、両者は片翼を共有し合う。作名背斜は北翼が50°~85°、南翼は65°~30°、神余向斜は北翼が15°~50°、南翼が10°~30°で、両者とも軸面は北斜している。これらの褶曲は内部に不整合を含むことを特徴とする。この不整合において豊房層群は、神余層の全層準と畑層の一部を削剥し、削剥量は背斜

軸付近で最大となる。このことは不整合形成時に千倉層群は既に褶曲していたことを示す。また豊房層群中にもその背斜・向斜構造は連続し、徐々に翼間角を大きくしながら、東長田層上部で消滅する。これらの事実は堆積時に褶曲が形成されたことを示す。これと同様の形態を示す褶曲は、南朝夷層中部にも見られる。

堆積同時褶曲はその形態から、作名背斜に代表されるような、翼間角が小さく軸が一方にプランジしているものと、真野地域に代表されるような、翼間角が大きく撓曲に近い形態を示すものが識別される。両者の違いは伏在構造の違いを反映したものと考えられ、前者は衝上断層、後者は高角断層の伏在を示唆する。

一方それらとは異なり、上盤の衝上によって逆断層の下盤側が引きずられて向斜構造をなす例も多く認められる（B帯北部、C帯北部、D帯北部、G帯北部）。それらの褶曲は、褶曲軸が断層側に著しく偏り、軸面が断層面の方向とほぼ平行であることを特徴とする。また断層側の翼部では、しばしば逆転層が認められる。これらの褶曲は上位層ほど地層の一般傾斜が緩いことから、堆積時に形成されたと考えられるが、堆積終了後の断層の活動によってさらに褶曲が成長したと考えられる。

年代論

房総半島南部に分布する地層群からは比較的保存良好の微化石が豊産する。これらの中には微化石層位学的に重要な種も多く含まれるため、本地域において区分した岩相層序単位の微化石層位学的・年代層位学的位置づけを明らかにするために有効である。本章では従来の研究で得られている微化石資料と、塩沢(1984MS)、熊井(1986MS)、山田(1987MS)、近藤(1988MS)、齋藤(1988MS)、関(1989MS)、山本(1989MS)、及び齋藤(1990MS)で得られた浮遊性有孔虫化石、放散虫化石、石灰質ナノ化石の資料とを総合し、各層群ごとに年代層位学的検討を行う。

A. 嶺岡層群

嶺岡層群における微化石層位学的研究は分布範囲の狭さ、露出条件の悪さ、化石の産出頻度の少なさなどの理由から困難を極めていた。しかしながら、1980年代に入り、断片的にはあるがいくつかの微化石資料が集まり始めている（Table 1）。

白滝層の石灰岩・チャートからは、鈴木ら(1984)

が、最後期始新世を示す浮遊性有孔虫化石の産出を報告し、飯島ら(1984)が、中期～後期始新世を示す放散虫化石、石灰質ナノ化石を報告している。また本研究では、佐久間層群大崩層中に含まれる白滝層起源の礫から、中期始新世を示す（Riedel and Sanfilippo, 1978; 酒井, 私信）放散虫化石 *Theocotyle*? cf. *nigrinae* を検出した。以上のことから白滝層の石灰岩・チャートからなる部分は、中部～上部始新統に含まれると判断される。

八丁層は特に化石産出の頻度が低い。本研究では平久里中の採石場における玄武岩質礫岩から砂岩頁岩互層に至る約50mのセクションから微化石の検出を試みた。本セクションの泥質部の基底にある厚さ約2mの珪質頁岩からの2試料、その上位15mの頁岩からの1試料から放散虫化石 *Eucyrtidium* spp. を検出した。これらの試料から得られた放散虫化石群集は極端に単調であり、球形の個体や楕円球の *Spumellaria* が個体数の100%近くを占め、*Eucyrtidium* spp. のような *Nassellaria* は、2000～3000個体中に1個体の比率でしか存在せず、しかも *Cyrtocapsella tetrapera* が存在しない。このような群集は Riedel and Sanfilippo (1978) による *C. tetrapera* 帯よりも下位に相当し、本邦漸新統～中新統境界付近に特徴的なものである（酒井, 私信）。また小川(1981)は、今回放散虫を抽出した地点よりも数10m上位から *C. tetrapera*, *Stichocorys delmontensis* の産出を報告している。従って八丁層は中新統最下部付近～下部中新統下部にほぼ相当すると判断される。また飯島ら(1984)は嶺岡浅間北方の砂岩頁岩互層から同様に *C. tetrapera*, *S. delmontensis* の産出を報告しているが、現在はその露頭が存在しないため、本研究では同互層が八丁層に属するかどうかの判断は避ける。

B. 保田層群

保田層群からは保存良好でかつ年代決定に有効な放散虫化石種が多産する。保田層群の地質構造は褶曲、断層により複雑に変形しており、地層の走向傾斜すら把握できないことも多い。従って、塩沢(1984MS)、熊井(1986MS)、山田(1987MS)、近藤(1988MS)、関(1989MS)及び齋藤(1990MS)は、特定のルートを設定して柱状図を作成しながら試料採取をする方法は採らず、できるだけ多くの地点から試料を採取し、それらの放散虫群集が属する化石帯を認定しつつ、それらと全体の地質構造とを比較しながら層序を把握するという方法を採用した。

Table 1. Microfossils occurred from the Mineoka Group.

PLANKTONIC FORAMINIFERA	Locality	Lithology	Reference
<i>Globigerina pseudoampliapertura</i>	Mineokasengen	limestone	Suzuki <i>et al.</i> (1984)
<i>Globorotaloides suteri</i>	Mineokasengen	limestone	Suzuki <i>et al.</i> (1984)
<i>Pseudohastigerina barbadoensis</i>	Mineokasengen	limestone	Suzuki <i>et al.</i> (1984)
<i>P. micra</i>	Mineokasengen	limestone	Suzuki <i>et al.</i> (1984)
RADIOLARIAN FOSSILS			
<i>Cyrtocapsella tetrapera</i>	Mineokasengen	mudstone	Iijima <i>et al.</i> (1984)
	Hegurinaka	mudstone	Ogawa (1981)
<i>Eucyrtidium</i> spp.	Hegurinaka	siliceous mudstone	This study
<i>Stichocorys delmontensis</i>	Mineokasengen	mudstone	Iijima <i>et al.</i> (1984)
	Hegurinaka	mudstone	Ogawa (1981)
<i>Theocotyle</i> ? <i>cf. nigrinae</i>	Okune	limestone clast	This study
<i>T.</i> sp.	Mineokasengen	limestone	Iijima <i>et al.</i> (1984)
CALCAREOUS NANNOFOSSILS			
<i>Chiasmolithus</i> ? <i>grandis</i>	Hegurishita	limestone clast	This study
<i>C.</i> ? <i>solitus</i>	Hegurishita	limestone clast	This study
<i>C.</i> sp.	Mineokasengen	limestone	Iijima <i>et al.</i> (1984)
<i>Coccolithus</i> aff. <i>eopelagicus</i>	Mineokasengen	limestone	Iijima <i>et al.</i> (1984)
<i>C.</i> aff. <i>formosus</i>	Mineokasengen	limestone	Iijima <i>et al.</i> (1984)
<i>C. pelagicus</i>	Mineokasengen	limestone	Iijima <i>et al.</i> (1984)
	Hegurishita	limestone clast	This study
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	Hegurishita	limestone	This study
<i>Dictyococcites</i> aff. <i>bisectus</i>	Mineokasengen	limestone	Iijima <i>et al.</i> (1984)
<i>Reticulofenestra</i> sp.	Mineokasengen	limestone	Iijima <i>et al.</i> (1984)

検討を行った微化石試料のうち、放散虫化石群集から化石帯を決定できたものは100以上に及ぶ。それらから、保田層群は下限が少なくとも Riedel & Sanfilippo (1978) の *Cyrtocapsella tetrapera* 帯まで達し、上限は *Calocyclus costata* 帯から一部では *Dorcadospyris alata* 帯までの間に入る下部中新統を主体とした地層であることが判明した。保田層群の年代論に関する報告例は沢村 (1973) による珪藻化石の研究、沢村・中嶋 (1980) による珪質鞭毛藻化石の研究があるが、いずれも試料採取の密度が粗いものの同層群が下部中新統であるということを示唆している。

保田層群の岩相層序と放散虫化石層序との関係を地域ごとに総括すると以下ようになる。富浦町及び三芳村地域では、前島層の砂岩泥岩互層と青木山層下部の泥岩は *C. tetrapera* 帯から *Stichocorys wolffii* 帯に分帯され、一部は *C. costata* 帯に属する。青木山層上部の凝灰岩を挟む凝灰質泥岩及び砂質泥岩は *S. wolffii* 帯から *C. costata* 帯に属し、一部が *D. alata* 帯下部に属する。和田町及び鴨川市に至る地域では、下位から前島層の砂岩泥岩互層が *Stichocorys delmontensis* 帯、青木山層下部の泥岩部が *S. delmontensis* 帯～*S. wolffii* 帯、

青木山層中上部の凝灰岩泥岩互層部が *S. wolffii* 帯～*C. costata* 帯下限付近、青木山層最上部の砂質泥岩部が *C. costata* 帯に属する (Fig. 6)。保田・富山地域では、ほとんど全ての層準が *C. costata* 帯に属し、高鶴層の砂岩泥岩互層からの数試料が *S. wolffii* 帯に属するのみである。このように各地域で立てられた保田層群の岩相層序と放散虫化石層序は、広域的に比較すると若干の地域差があり、両者は必ずしも一対一には対応しない。特に保田・富山地域では下部の化石帯を欠いている。また広域的に追跡可能な仁右衛門島凝灰岩部層は、異常に厚く集積した東方ほどやや古い年代を示し、時間面と斜交しているらしい。保田層群の最下部の属する化石帯は明確には定まらないが、放散虫が豊産するにもかかわらず *C. tetrapera* が産出しない試料がいくつかある。また放散虫、珪藻及び珪質鞭毛藻化石群集の共産関係から本層群の最下部は漸新統に属する可能性もある (酒井, 私信; 鈴木, 私信)。

C. 佐久間層群

佐久間層群の年代論は石灰質ナノ化石層序、浮遊性有孔虫化石層序、放散虫化石層序を併用して検討した。

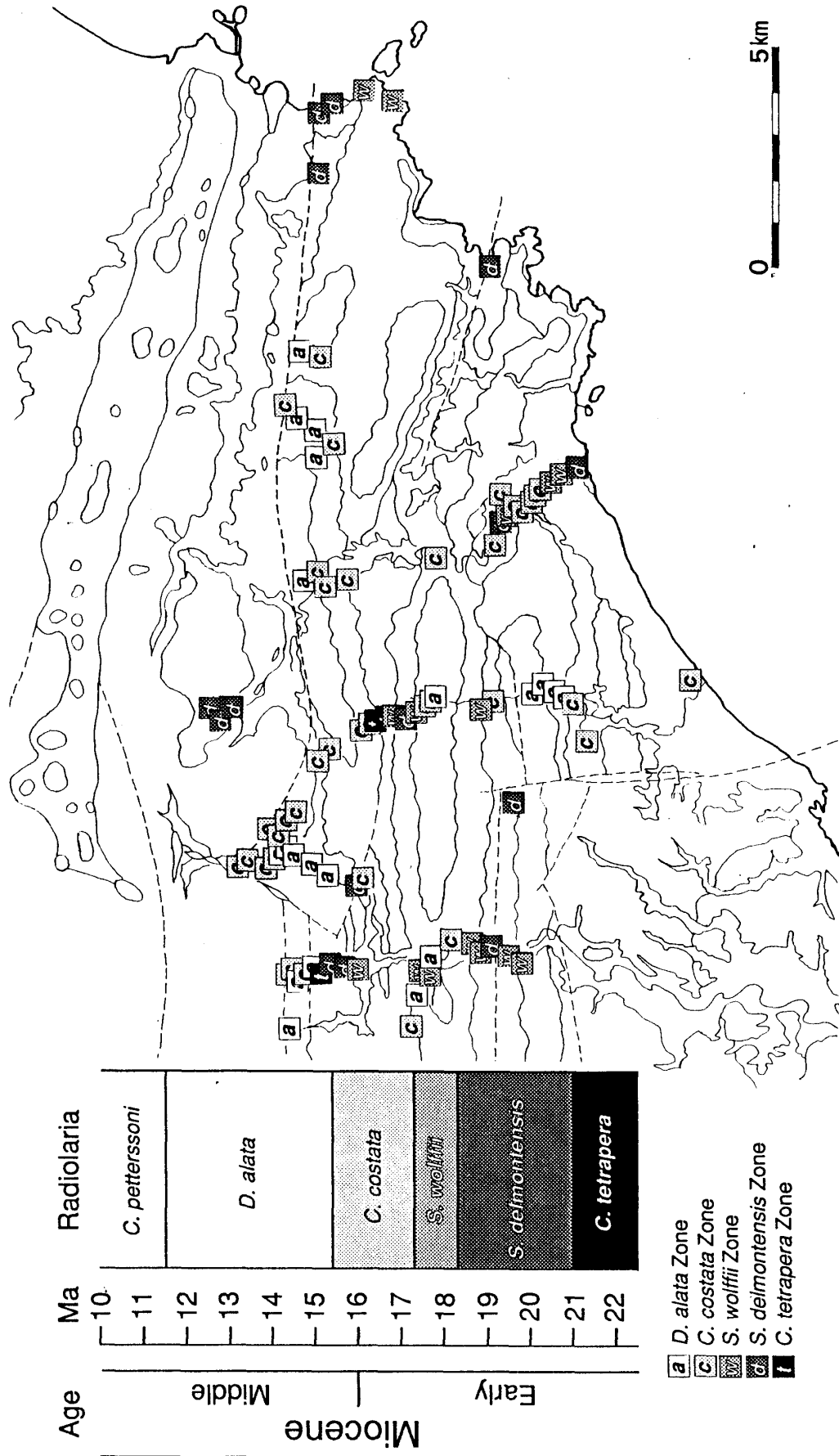


Fig. 6. Map showing the geologic range of Miocene radiolarian zones in the Emi-Wada district.

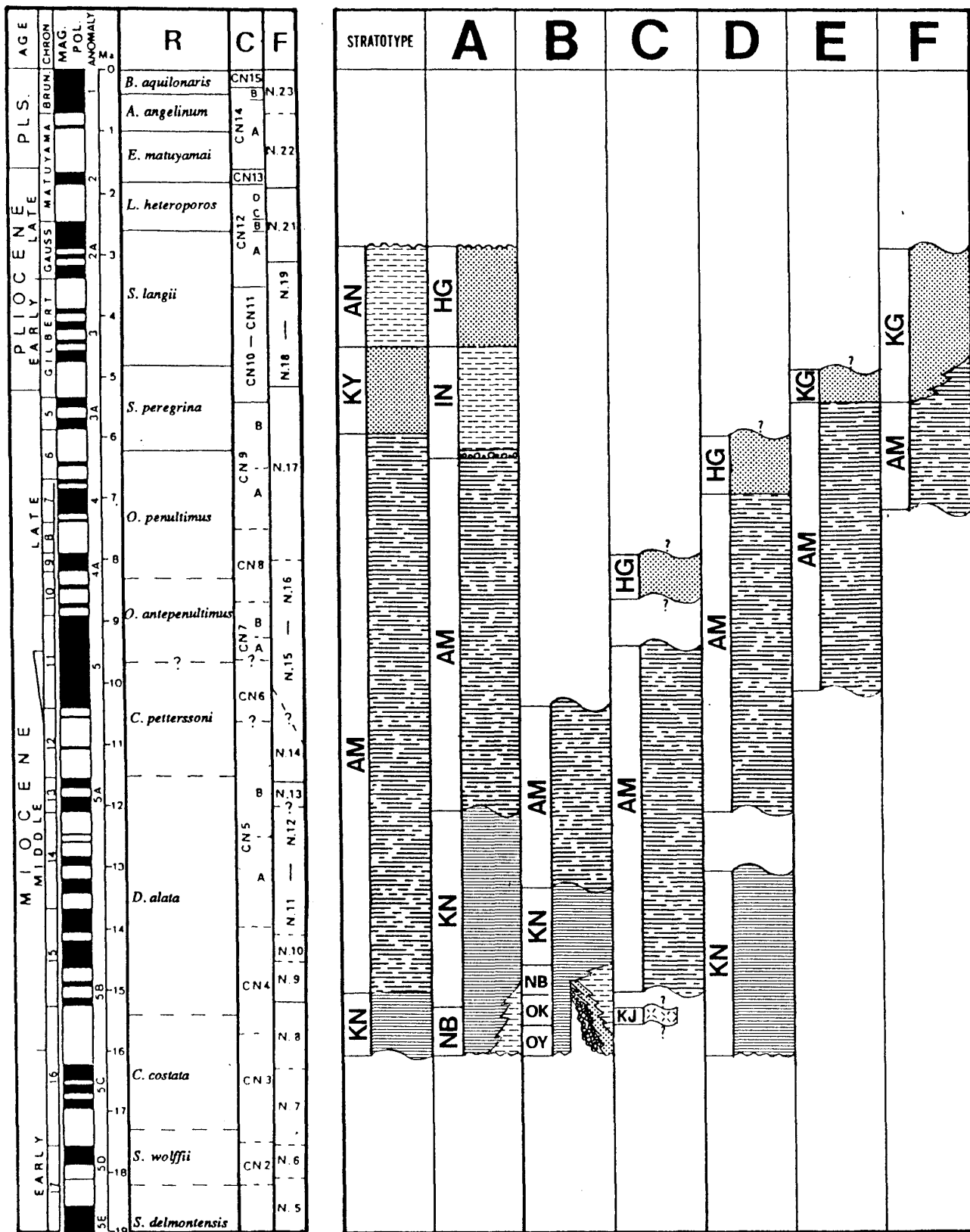


Fig. 8. Chronostratigraphy of the Miura and Sakuma Groups. OK: Okuzure Formation, OY: Okuyama Formation, NB: Nakaobara Formation, KJ: Kojima Formation, KN: Kinone Formation, AM: Amatsu Formation, KY: Kiyosumi Formation, AN: Anno Formation, SE: Senhata Formation, IN: Inakozawa Formation, HG: Hagi Formation, HD: Hedate Formation.

佐久間層群主部の中尾原層においては、断片的にはあるがいくつかの試料から年代決定に有効な化石種の産出があった (Table 2, Fig. 7). 石灰質ナノ化石の化石帯が決定した試料は5試料で、いずれも Okada & Bukry (1980) の CN3-4帯を示す。そのうち2試料で *Discoaster deflandrei* が産出したものの、産出頻度が低いため、*D. deflandrei* の急減層準を認定することは不可能であった。浮遊性有孔虫化石により化石帯がある程度の範囲で限定できた試料は5試料で、Blow (1969) の N.10 以下を示すものが3試料 (そのうちの2試料は放散虫化石 *Calocycletta costata* が共産する)、N.8-10を示すものが1試料、N.8-9を示すものが1試料である。放散虫化石については12試料で化石帯が決定できた。そのうち *C. costata* が8試料から産出し、それらは Reidel & Sanfilippo (1978) の *C. costata* 帯の上部を示す群集を含んでいる (酒井, 私信)。また *C. costata* 帯の上限付近の群集 (酒井, 私信) が3試料において認められた。これらの試料の中には三陸沖の DSDP Site 438 の試料においては共存しないとされた (Barron *et al.*, 1980; Sakai, 1980) *C. costata* と *Eucyrtidium inflatum* との共産が認められる。さらに *E. inflatum* のみの産出、及び *Cyrtocapsella tetrapera* の多産によって特徴づけられる1試料は、*Dorcadospyrus alata* 帯下部を指示すると考えられる。これらの微化石資料を総合すると、中尾原層は中部中新統下部に相当し、ほぼ N.8-10の中に入ると判断される。

石灰質ナノ化石 *Cyclicargolithus floridanus* を産出した荒島層の凝灰質泥岩は、CN5a帯下部よりも下位であることが判明した。それ以外の佐久間層群構成層からは年代を示唆する化石の産出はなかった。

D. 三浦層群

三浦層群は木ノ根層、天津層、萩生層で代表される、砂質泥岩、スコリア質砂岩泥岩互層、スコリア質砂岩の層序単位の組合せによって構成されるが、それらの地層群は南北に多くの列をなして繰り返している。それらの生層序を主要な断層によって区切られた構造単位 (A~F帯; Fig. 5) ごとに比較した (Fig. 8)。

A帯 保田川断層より北側の地域には、木ノ根層、天津層、千畑層、稲子沢層、萩生層が重なるが、千畑層及びその上位の地層からは示準化石は得られなかった。木ノ根層には、石灰質ナノ化石

Cyclicargolithus floridanus の産出する層準が認められ、木ノ根、天津両層には放散虫化石 *Cyrtocapsella tetrapera* の急減層準より上位で、かつ *Eucyrtidium inflatum* の産出する層準が認められる。また天津層最上部付近からは石灰質ナノ化石の示準化石の得られない CN8帯相当層準 (田中, 私信) に特徴的な群集が産出する。また蟹江ら (1991) は本地域の天津層最上部から CN9帯を指示する化石群集を得ており、稲子沢層から CN10b帯、CN10-11帯を示す石灰質ナノ化石を検出している。従ってこの地域の木ノ根層の下限は CN5a帯あるいはそれ以下で、天津層の上限は CN9帯に達し、稲子沢層は CN10b帯に達すると思われる。

B帯 中原断層と保田川断層により区切られる地域には、木ノ根層、天津層が重なる。木ノ根層には、放散虫化石 *Calocycletta costata* と *E. inflatum* の共産する層準、石灰質ナノ化石 *Sphenolithus heteromorphus* の産出する層準、*S. heteromorphus* が産出せず、*C. floridanus* が産出する層準が存在する。天津層には放散虫化石 *C. tetrapera* の急減層準より上位で、かつ *E. inflatum* の産出する層準が存在する。従ってこの地域の木ノ根層の下限は *C. costata* 帯の中にあり、天津層の上限は *C. tetrapera* の急減層準より上位であると考えられる。

C帯 曾呂川断層と中原断層によって区切られる地域には、天津層及び萩生層が発達する。天津層は放散虫化石 *C. costata* の産出する層準、石灰質ナノ化石 *S. heteromorphus* が産出せず、*C. floridanus* の産出する層準、*Catinaster coalitus* が産出し、*Discoaster berggrenii* の産出しない層準の存在から、下限は *C. costata* 帯の中にあり、上限は少なくとも CN6-8帯に達する。当地域の萩生層からは化石は産出しない。

D帯 石堂断層と曾呂川断層によって区切られる地域には、木ノ根層、天津層、萩生層が発達する。木ノ根層は石灰質ナノ化石 *S. heteromorphus* と *C. floridanus* の共存層準、及び *C. floridanus* のみの産出層準が認められることから、CN3-4帯と CN5帯の境界基準面を含む堆積物である。天津層は放散虫化石帯 *Dorcadospyrus alata* 帯上部で *C. tetrapera* 急減層準よりも上位の層準、浮遊性有孔虫化石 *Globorotalia plesiotumida* の出現層準、及び石灰質ナノ化石 *D. berggrenii* の出現層準を含む一連の堆積物である。*D. berggrenii* の出現層準の直上には萩生層が重なるが、同層は化石を産出しない。

E帯 下三原断層と石堂断層によって区切られる地域においては天津層、鏡ヶ浦層が発達する。天津層は石灰質ナノ化石 *C. coalitus* が産出し、*D. berggrenii* の産出しない層準の存在、さらに中尾ら (1986) がこの地域の本層から CN9 帯を示す石灰質ナノ化石を報告していることから、少なくとも CN6-8 帯と CN9 帯の境界基準面を含んでいると考えられる。当地域の鏡ヶ浦層からは化石の産出がない。

F帯 下三原断層より南側の地域には、下位より天津層、平館層、鏡ヶ浦層が発達する。平館層は他の2層とは接しない。天津層は石灰質ナノ化石 *D. berggrenii*, *Discoaster quinquerramus* が産出し、*Amaurolithus primus* の産出しない層準、それら3者が共産する層準、及び *D. berggrenii*, *D. quinquerramus* が産出せず、*Reticulofenestra pseudumbilica* を産出する層準の存在から、CN9a 亜帯と CN9b 亜帯の境界及び CN9 帯と CN10-11 帯の境界基準面を含んだ堆積物と考えられる。平館層は全域で *D. berggrenii*, *D. quinquerramus* が産出せず、*R. pseudumbilica* を産出することから CN10-11 帯に含まれる。鏡ヶ浦層は *D. berggrenii*, *D. quinquerramus* が産出せず、*R. pseudumbilica* を産出する層準と、*R. pseudumbilica*, *Discoaster tamalis* を産出せず、*Discoaster surculus* を産出する層準があることから、CN10-11 帯と CN12 帯の境界基準面を含んだ堆積物と考えられる。

E. 千倉層群

千倉層群の年代論は石灰質ナノ化石によって詳細な検討を行った。鮮新世以降の石灰質ナノ化石層序は Okada & Bukry (1980) などによって非常に多くの基準面が設定されており、千倉層群以上の地層に対しては特に有効である。

本研究によって採取した試料のうち、35試料の化石帯が決定された (Table 3, Fig. 7)。それらの化石帯は Okada & Bukry (1980) の CN12 帯~CN14 帯に属する。本層群中には CN12 帯の下限は存在せず、CN12a 亜帯の上限 (*Discoaster tamalis* の消滅層準) が布良層中にある。また CN12c 亜帯の上限 (*Discoaster pentaradiatus* の消滅層準) は布良層と南朝夷層の不整合付近にあたる。CN12 帯の上限 (*Discoaster* 属の消滅層準)、及び CN13a 亜帯の上限 (*Gephyrocapsa caribbeanica* の出現層準) はそれぞれ畑層中部及び上部に存在する。た

だし川口断層南側の本層においては、それら2つの基準面のうち前者は認定できない。また畑層の同時異相である真野層、嵯峨志層に関しては、小竹 (1988) が *Discoaster brouweri* の消滅層準を真野層最下部に、*G. caribbeanica* の出現層準及び *Helicosphaera sellii* の消滅層準をそれぞれ真野層上部、嵯峨志層上部に、*Gephyrocapsa parallela* の出現層準を嵯峨志層最上部に認定している。CN13b 亜帯の上限 (*Gephyrocapsa oceanica* の出現層準) は神余層上部に存在する。ただし川口断層南側の本層においては、この基準面は認定できない。また小竹 (1988) は本層中から 0.89Ma に出現する (Takayama & Sato, 1987) *G. parallela* の産出を報告している。

石灰質ナノ化石によって得られた本層群の微化石層位学的基準面は Oda (1977) による浮遊性有孔虫化石層序によって支持される。それによると白間津層、布良層、南朝夷層と畑層の中下部は *Globorotalia crassaformis* と右巻の *Pulleniatina* 属を産することから、*Globorotalia miozea conoidea* 帯の上半部から *Globorotalia tosaensis* 帯の中下部 (N.19-21; Blow, 1969) と考えられる。畑層の上部と真野層は左巻の *Pulleniatina obliquiloculata* が産することによって特徴づけられ、*Globorotalia inflata* も産することから、*G. tosaensis* 帯の上部から *Globorotalia truncatulinoides* 帯の最下部 (N.21-22) と考えられる。神余層は *Neogloboquadrina eggeri* や右巻きの *P. obliquiloculata* が産することによって特徴づけられ、*G. truncatulinoides* 帯中上部 (N.22-23) と考えられる。以上のことから本層群は上部鮮新統から下部更新統に相当すると判断される。

F. 豊房層群

豊房層群も千倉層群と同様に年代層序の確立には石灰質ナノ化石が有効である。本研究によって採取した試料のうち16試料の化石帯が決定された (Table 3, Fig. 7)。それらの化石帯はすべて Okada & Bukry (1980) の CN14 帯に属する。加茂層、神余畑層、及び東長田層の1試料においては *Gephyrocapsa oceanica* を確認することができなかったものの、千倉層群の上限付近には *G. oceanica* の出現層準が認められることから、豊房層群の下限は CN14a 亜帯に入ると考えられる。CN14a 亜帯の上限 (*Emiliana anula* 及び *Emiliana overta* の消滅層準) は滝川礫岩部層中

にあり、沖の島砂質シルト岩部層はこの基準面よりも上位である。一方浮遊性有孔虫化石では *Neogloboquadrina eggeri* や右巻きの *Pulleniatina obliquiloculata* が産出することで特徴づけられ、Oda (1977) の *Globorotalia truncatulinoides* 帯中上部 (N.22-23) と考えられる。以上のことから豊房層群は下部更新統から中部更新統に相当すると判断される。

古環境

房総半島南部に発達する地層群のうち、嶺岡層群と保田層群の一部を除いたほとんどすべての層準から、比較的保存良好な底生有孔虫化石が産出する。

現生有孔虫群集の分布を基に化石群集を解析し、古環境を復元する試みは古くから行われているが、最近の研究 (例えば、秋元・長谷川, 1989) によると、日本近海における現生底生有孔虫の深度分布が高い精度で明確となっており、古水深尺度が確立されつつある。本研究ではそれらの研究成果に基づき、本地域に産する底生有孔虫化石群集から古環境の推定を試みた。本地域において古水深を推定するにあたり、いくつかの難点があった。それらは中部漸深海帯以深に関しては古水深尺度が粗いために大まかな推定しかできないこと、異地性と考えられる化石種が非常に多いこと、異地性化石種に関して、浅所からの再堆積 (displacement) と下位層からの再食 (rework) の区別が困難なこと、粗粒堆積物からは産出しないため、資料が不連続になることなどである。従って本研究ではそれらの点に注意し、予察的に層群単位での大まかな傾向を把握するにとどめた。今回検討した微化石資料は、塩沢 (1984MS)、熊井 (1986MS)、山田 (1987MS)、近藤 (1988MS)、斎藤 (1988MS)、関 (1989MS)、山本 (1989MS)、及び斎藤 (1990MS) で得られたものである。本研究では秋元・長谷川 (1989) による、日本周辺北西太平洋における現生底生有孔虫の上限深度帯の西南日本沖の分帯を用いた。以下に各層群ごとにその概要を述べる。

嶺岡層群 浮遊性有孔虫のみが僅かに産出することから、CCD 付近において堆積したと考えられる。

保田層群 砂質有孔虫 *Martinottiella communis* を多産することで特徴づけられ、また所によっては *Bulimina rostrata*, *Pullenia bulloides*, *Uvigerina proboscidea* を産出することがある。従って本層群の堆積深度は中部漸深海帯下部 (800-1000m~2000-2500m) を上限とし、下限は CCD 付近に達

すると考えられる。

佐久間層群 *Parrelloides bradyi*, *Pullenia bulloides*, *Uvigerina proboscidea* が産出することで特徴づけられ、中部漸深海帯下部を上限として堆積したと考えられる。また中尾原層の最上部では浅海帯 (0m~150m) を特徴づける種の再堆積が目だつ。

三浦層群 *Bulimina rostrata*, *Pullenia bulloides*, *Uvigerina proboscidea* が産出することで特徴づけられ、中部漸深海帯下部を上限として堆積したと考えられる。ただし、地域南半部の天津層に限り *Tosaia hanzawai* を多産することから、下部漸深海帯 (2000-2500m~3000-3500m) を上限として堆積したと考えられる。

千倉層群 *Parrelloides bradyi*, *Pullenia bulloides*, *Uvigerina proboscidea* が産出することで特徴づけられ、中部漸深海帯下部を上限として堆積したと考えられる。ただし南朝夷層から上位では中部漸深海帯上部 (400-500m~800-1000m) を特徴づける *Bolivinita quadrilatera*, *Bulimina striata* を多産する。この層準は南朝夷層と布良層の不整合にあたり、石灰質ナンノ化石 *Discoaster pentaradiatus* の消滅層準にほぼ一致する。また同時に浅海帯を特徴づける種の再堆積が目だつ。

豊房層群 *Bolivina robusta*, *Bolivinita quadrilatera*, *Bulimina aculeata* が産出することで特徴づけられ、中部漸深海帯上部を上限として堆積したと考えられる。また浅所からの再堆積と考えられる浅海帯を上限とする種が著しく混入し、下位層からの再食と考えられる中部漸深海帯下部を上限とする種が孤立して産することがある。

地 史

嶺岡層群八丁層及び保田層群堆積期 嶺岡層群八丁層の地質年代は中新世初期付近から放散虫化石帯 *Stichocorys delmontensis* 帯 (約 21.0~18.3Ma) までで、保田層群は少なくとも *Cyrtocapsella etrapera* 帯 (約22.6~21.0Ma) から一部を除いて *Calocyclus costata* 帯 (約17.3~15.4Ma) までである。従って八丁層と保田層群はかなりの部分で年代が重なり合っていることになる。八丁層の最下部は玄武岩でその上位には円磨された玄武岩由来の礫岩が重なり、炭酸塩鉱物や海緑石が濃集する。それらは例えば海山や中央海嶺のような陸源碎屑物の届かない斜面において形成されたと考えられる。さらにその上位には酸性凝灰岩の薄い層を挟む珪質頁

岩がところによっては厚く重なり、この時期（約22 Ma）もまだ陸源碎屑物の届かない環境であったと考えられる。その後保田層群も堆積を開始するが、層序の基底に玄武岩は存在せず、緑色凝灰岩や古期砂岩・チャートの円礫からなる礫岩、チャート・頁岩などの円磨された粒子や木炭などを頻繁に挟む粗粒砂岩から堆積が開始する。従ってこの時期までは両層群は異なった場で堆積したことが示唆される。八丁層上部は砂岩頁岩互層からなり、その時期の保田層群は砂岩から砂岩泥岩互層へと移り変わり、凝灰岩を頻繁に挟むようになる。保田層群に凝灰岩の挟みが多いことを除けば、この時期（約19Ma）には両者に岩相上の顕著な違いはなくなってくる。それ以降の嶺岡層群の堆積物は知られていないので、保田層群のみが堆積したものと思われる。18Ma以降は厚い酸性凝灰岩の堆積によって特徴づけられる。これらの凝灰岩は堆積時の流動を示し、南東部では極端に厚く集積している。保田層群の内部構造は堆積直後の脱水、スランプ、不連続な褶曲及び地層のブロック化によって特徴づけられるが、嶺岡層群は続成作用の進んだ頁岩を主体とし、短波長で閉じた褶曲を形成している。以上のことは一部同時異相である嶺岡層群と保田層群は堆積場及び変形場が異なっていたことを示唆している。その後の一連の作用によって両層群は現在の配列をなすようになる。

佐久間層群及び三浦層群堆積期 保田層群の堆積が終了した16Ma頃、嶺岡帯の西方延長部において佐久間堆積盆が形成された。佐久間堆積盆は左雁行する正断層によって規制された東西方向に連なる地溝群で、それらを佐久間層群が約1000~2000mの堆積深度で上方に細粒化しながら短期間に埋積した。あらゆる層準で岸錐角礫岩との指交関係が認められることは、埋積作用が地溝群の形成と同時に行われたことを意味する。それとほぼ同時期に木ノ根層の堆積が始まる。嶺岡構造帯はその時期には既に外縁隆起帯として機能したため、その北方では forearc basin（関東堆積盆）、南方では海溝陸側斜面上の slope basin が形成された。それらをA~D帯の三浦層群が約1000~2000mの堆積深度で埋積し、上方に粗粒化しながら前期鮮新世まで堆積が続く。Slope basin の多くは逆断層によって形成された断面形態がくさび状の堆積盆で、埋積層は逆断層による上盤と下盤の相対運動によって軸面の北斜した向斜構造を形成した。それらの slope basin の堆積作用及び変形様式はA~D帯がその時期に短縮変形を受けたことを意味する。一方E~F帯の三浦層群

は10 Ma頃から海溝以南の約2000~3000mの深海底に堆積した。それらは非対称褶曲を形成し、海溝陸側斜面を構成するようになる。鏡ヶ浦層は非対称褶曲の向斜部に厚く堆積し、3Ma頃まで引続き進行する褶曲運動に参加した。

千倉層群及び豊房層群堆積期 E~F帯の鏡ヶ浦層の堆積とほぼ同時期の3Ma頃にG帯で白浜層の安山岩質の粗粒火砕岩の堆積が始まる。白浜層はE~F帯の三浦層群の褶曲構造に参加しない南方で堆積し、それを白間津層、布良層が整合に覆う。それらは約1000~2000mの深海底で堆積した。その後白浜層は白間津層、布良層を巻き込んで褶曲し、2.5 Ma以降から逆断層の活動によって前弧外縁隆起帯が形成された。それを契機にF帯及びE帯の一部で forearc basin（館山堆積盆）の形成が開始した。館山堆積盆はF₂帯で埋積が始まり、南朝夷層、畑層が約1000mの深度で堆積した。その後2.0Ma以降は堆積盆がF₂帯からF₁帯、E帯へと北方に拡大し、それぞれ畑層→神余層→神余畑層、真野層→加茂層、嵯峨志層→加茂層の順に独立に埋積が進行した。さらに1 Ma以降は各堆積盆は連結し、東長田層が約500~1000mの堆積深度で埋積した。F帯中の三浦層群はその forearc basin 中に基盤あるいは異地性崩壊岩塊として周囲とは不調和に存在する。

結 論

本研究によって得られた結論を以下に列挙する。

- (1) 房総半島南部に分布する地層群を下位から嶺岡層群、保田層群、佐久間層群、三浦層群、千倉層群、豊房層群に区分した。これらの内、嶺岡層群と保田層群、及び佐久間層群と三浦層群はそれぞれ一部同時異相である。
- (2) 嶺岡層群は鴨川オフィオリティック複合岩体、白滝層、八丁層を含む。
- (3) 保田層群は前島層、高鶴層、青木山層、橋本玄武岩を含む。青木山層は前島層、高鶴層を整合に覆い、橋本玄武岩は高鶴層分布区域内に進入した。高鶴層は石畑礫岩部層を含む。
- (4) 佐久間層群は大崩層、奥山層、中尾原層、荒島層、城山層、二ツ山層を含む。大崩層は法明玄武岩部層を含む。
- (5) 三浦層群は北部では下位から木ノ根層、天津層、千畑層、稲子沢層、萩生層の順に重なり保田層群を不整合に覆う。中部では下位から木ノ根層、天津層、萩生層の順に重なり、保田層群を不整合に覆う。南部では天津層、平館層、鏡ヶ浦層の順に重な

る。

(6) 千倉層群に関しては北部では嵯峨志層、根方層が天津層を不整合に覆い、両層は同時異相の関係にある。中北部では真野層が天津層を不整合に覆う。中部では下位から白間津層、布良層、南朝夷層、畑層、神余層の順に重なる。南部では白浜層、白間津層、布良層、畑層、神余層の順に重なる。白浜層は野島崎礫岩部層を、布良層は連台枝礫岩部層をそれぞれ含む。

(7) 豊房層群は北部では下位から加茂層、東長田層の順に重なる。南部では下位から神余畑層、東長田層の順に重なる。東長田層は滝川礫岩部層、沖の高砂質シルト岩部層を含む。

(8) 微化石層位学的検討を行った結果、嶺岡層群は中部始新統から下部中新統下部、保田層群は *Cyrtocapsella tetrapera* 帯から *Calocycletta costata* 帯、佐久間層群は N.8 帯から N.9-10 帯、三浦層群は CN3-4 帯から CN12A 亜帯、千倉層群は CN12A 亜帯から CN14A 亜帯、豊房層群は CN14A 亜帯から CN14B 亜帯にわたることが判明した。

(9) 底生有孔虫化石により古環境を検討した結果、保田層群は CCD 付近から中部漸深海帯下部、佐久間層群は中部漸深海帯下部、三浦層群は中部漸深海帯下部、ただし南半部に限り下部漸深海帯、千倉層群下部は中部漸深海帯下部、千倉層群上部は中部漸深海帯上部との漸移帯、豊房層群は中部漸深海帯上部をそれぞれ上限として堆積したと推定される。

(10) 前期中新世において嶺岡層群は玄武岩及び半遠洋性堆積物から堆積が始まるが、保田層群は陸源物質を多く含む粗粒堆積物から堆積が始まり、両層群は一部同時異相である。

(11) 中期中新世初期において佐久間層群主部は嶺岡構造帯の西方延長部で地溝群を埋積した。また三浦層群は嶺岡帯の隆起に伴い、その北方と南方で造溝運動に規制された堆積盆を埋積し、さらに南方では 3Ma までに南フェルゲンツの褶曲体を形成した。

(12) 千倉・豊房層群は 3Ma 以降南端部において隆起帯を形成するとともに、その背後に発達する館山堆積盆の埋積を続けた。

文 献

- 秋元和實・長谷川四郎, 1989, 日本近海における現生底生有孔虫の深度分布 —古水深尺度の確立に向けて—。地質学論集, vol. 32, p. 229-240.
- Angelier, J. and Huchon, P., 1987, Tectonic record of convergence changes in a collision area: the Boso and Miura peninsulas, Central Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 81, p. 397-408.
- 青木廉二郎, 1925, 三浦半島の海岸に就きて。地球, vol. 3, p. 101-111.
- 荒井章司・伊藤谷生・小沢一仁, 1983, 嶺岡帯に産する超塩基性・超塩基性砕屑岩類について。地質学雑誌, vol. 89, p. 287-297.
- Arai, S. and Uchida, T., 1978, Highly magnesian dunite from the Mineoka belt, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 73, p. 176-179.
- 坂野昇平・黒田吉益・端山好和・超塩基性岩グループ, 1965, 千葉県鴨川付近の超塩基性岩(演旨)。地質学雑誌, vol. 71, p. 362.
- Barron, J. A., Harper, Jr., H. E., Keller, G., Reynolds, R. A., Sakai, T., Shaffer, B. I., and Thompson, P. R., 1980, Biostratigraphic summary of the Japan Trench transect, Leg 56 and 57, Deep Sea Drilling Project. In Scientific Party, *Init. Repts. DSDP, 56, 57*, p. 505-520, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronniman, P. and Renz, H. H., eds., *Proceed. 1st. Int. Conf. Plankt. Microfossils*, vol. 1, p. 199-421, E. J. Brill, Leiden.
- Echols, D. J., 1980, Foraminifer biostratigraphy, North Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 58. In de Vries Klein, G., Kobayashi, K., et al., *Init. Repts. DSDP, 58*, p. 567-586, U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C.
- 江藤哲人, 1986, 三浦半島葉山層群の層位学的研究。横浜国大理科紀要, 第二類, vol. 33, p. 67-105.
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫, 1956, 関東地方の地層の大区分について。地質調査所月報, vol. 7, p. 4 35-436.
- 飯島 東・渡部芳夫・松本 良, 1984, 瀬戸川—嶺岡帯の地質時代。斎藤常正・岡田尚武・海保邦夫編, 日本の古第三系の生層序と国際対比, p. 69-73, 山形大学理学部。
- 池辺展生, 1948, 房総半島の天津層群。石油技術協会誌, vol. 13, p. 68-69.
- 兼平慶一郎, 1976, 房総半島南部嶺岡帯における蛇紋岩と玄武岩の産状。地質学論集, vol. 13, p. 43-50.
- Kanehira, K., Banno, S. and Yui, S., 1975, Awaruite heazlewoodite, and native copper in serpentized peridotite from the Mineoka district, southern Boso Peninsula. *Jour. Japan.*

- Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., vol. 70, p. 388-394.
- 兼平慶一郎・大木靖衛・真田三郎・谷古宇光治・石川文彦, 1968, 房総半島南部鴨川町付近で見出された変成岩岩塊. 地質学雑誌, vol. 74, p. 529-534.
- 河井興三, 1957, 千葉県鴨川町附近の地質. 石油技術協会誌, vol. 22, p. 1-8.
- 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀, 1991, 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代及び対比. 地質学雑誌, vol. 97, p. 135-155.
- 小池 清, 1949, 房総半島中部の地質(Ⅱ). 東大立地自然科学研究所報告, vol. 3, p. 1-6.
- 近藤 健, 1988MS, 房総半島南部鴨川・江見付近の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- 小竹信宏, 1988, 房総半島南端地域の海上部新生界. 地質学雑誌, vol. 94, p. 187-206.
- 熊井一之, 1986MS, 房総半島南部平久里川・丸山川流域の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- 米谷盛寿郎, 1972, 南房総地域の西岬累層・千倉累層・豊房累層の浮遊性有孔虫. 岩井淳一教授記念論文集, p. 649-656.
- 三梨 昂・菊池隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原雄・古野邦雄・遠野 毅・川島真一・青木 滋, 1979, 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図(20), 10万分の1, 地質調査所.
- 中尾誠司・小竹信宏・新妻信明, 1986, 房総半島南部石堂地域の地質. 静岡大地球科学研究報告, vol. 12, p. 209-238.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981, 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図), 地質調査所, 107p.
- 成瀬 洋・杉村 新・小池 清, 1950, 房総半島南端部の地質学的特徴(演旨). 地質学雑誌, vol. 56, p. 297.
- , 1951, 房総南端 — 新第三紀層—. 地質学雑誌, vol. 57, p. 511-525.
- Oda, M., 1977, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 48, no. 1, p. 1-72.
- 小川勇二郎, 1981, 三浦・房総半島の新第三紀テクトニクス — 本州弧にトラップされたオフィオライトと伊豆前弧盆堆積物—. 月刊地球, vol. 3, p. 411-420.
- Ogawa, Y., 1983, Mineoka ophiolite belt in the Izu forearc area — Neogene accretion of oceanic and island arc assemblages in the northeastern corner of the Philippine Sea plate—. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., eds., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*, p. 254-260, Terrapub, Tokyo.
- 小川勇二郎・谷口英嗣, 1987, 前弧域のオフィオリティック・メランジェと嶺岡帯の形成. 九大理研報, vol. 3, p. 411-420.
- Okada, H. and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, vol. 5, p. 321-325.
- 大塚弥之助, 1937, 房総半島に於ける1小デッケン構造. 地理学評論, vol. 13, p. 201-207.
- ・小池 清, 1948, 房総半島中部の地質. 東大立地自然科学研究所報告, vol. 2, p. 31-32.
- Riedel, W. R. and Sanfilippo, A., 1978, Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, vol. 23, p. 61-96.
- 斎藤実篤, 1988MS, 房総半島南部千倉・白浜付近の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- , 1990MS, 房総半島南部における層位学的構造地質学的研究. 東北大地質学古生物学教室修論.
- Sakai, T., 1980, Radiolarians from Sites 434, 435, and 436, Northwest Pacific, Leg 56, Deep Sea Drilling Project. In Scientific Party, *Init. Repts. DSDP, 56, 57*, p. 695-733, U. S. Govt. Printing Office, Washington D.C.
- 佐藤隆英, 1975, 房総半島嶺岡丘陵地域の超塩基性・塩基性岩類. *Magma*, no. 41-42, p. 8-13.
- 沢村孝之助, 1973, 三浦・房総両半島中新統の化石珪藻による対比. 地質調査所月報, vol. 24, p. 327-338.
- ・中嶋輝允, 1980, 房総半島中新統の珪質鞭毛藻化石群集による層序区分. 地質調査所月報, vol. 31, p. 333-339.
- 関 修一, 1989MS, 房総半島保田付近の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- 渋谷 保・品田正一, 1986, 房総半島南端の作名背斜の形成過程. 地質学雑誌, vol. 92, p. 1-13.
- 塩沢孝彦, 1984MS, 千葉県安房郡富浦町付近の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1990, 那古地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 48p.
- 鈴木祐一郎・近藤克之・斎藤常正, 1984, 房総半島嶺岡層群から最後期始新世の浮遊性有孔虫化石の発見. 地質学雑誌, vol. 90, p. 497-499.
- 滝上 豊・兼岡一郎・平野 真, 1980, 嶺岡オフィオライトの K-Ar, Ar-Ar年代測定(演旨). 火山, vol.

- 23, p. 308.
- Takayama, T. and Sato, T., 1987, Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. *In* Kidd, R. B., Ruddiman, W. F., *et al.*, *Init. Repts. DSDP, 94*, p. 651-702, U. S. Govt. Printing Office, Washington D.C.
- 田崎耕市, 1975, 嶺岡帯, ピクライト玄武岩のクロムスピネル. *地質学雑誌*, vol. 81, p. 399-406.
- Tazaki, K., 1976, Dendritic titanite in ultrabasic picrite basalt from the Mineoka tectonic belt, Boso peninsula, Central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 82, p. 573-580.
- 田崎耕市・猪俣道也, 1980, 嶺岡帯のピクライト玄武岩およびソレライト質玄武岩類. *地質学雑誌*, vol. 86, p. 653-671.
- ・———・田崎和江, 1980, 嶺岡帯の枕状溶岩にともなうアンバー(umber). *地質学雑誌*, vol. 86, p. 413-416.
- Tonouchi, S., 1982, Paleomagnetic and geotectonic investigation of ophiolite suites and related rocks occurring in the south-central Honshu Japan. Ph.D. Thesis, Univ. Tokyo.
- 網川秀夫・小林洋二, 1984, 房総半島野島崎第三紀層に含まれる礫のK-Ar年代. *火山*, vol. 29, p. 57-58.
- Uchida, T. and Arai, S., 1978, Petrology of ultramafic rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 84, p. 561-570.
- 植田房雄, 1933, 房総三浦両半島に発達する新生代地層の層序. *地質学雑誌*, vol. 40, p. 799-801.
- 矢部長克, 1922, 日本洪積世気候論. 東北帝大. 理学. 地質古生物研究邦文報告.
- 山田泰広, 1987MS, 房総半島南部和田町付近の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- 山本 真, 1989MS, 房総半島南西端の地質. 東北大地質学古生物学教室卒論.
- 吉田善亮, 1974, 千葉県嶺岡山地から有孔虫の発見. *地質ニュース*, vol. 233, p. 30-36.

Stratigraphy of Cenozoic strata in the southern terminus area of Boso Peninsula, Central Japan

Saneatsu Saito

Abstract

The Boso Peninsula is situated in the southeastern part of the Honshu Arc. In the southern terminus area of the peninsula, deformed forearc sediments are widely developed and are divided into major stratigraphic units as follows: Eocene to Lower Miocene Mineoka Group, Lower Miocene Hota Group, lower Middle Miocene Sakuma Group, Middle Miocene to Lower Pliocene Miura Group, Upper Pliocene to Lower Pleistocene Chikura Group, and Lower to Middle Pleistocene Toyofusa Group.

The Mineoka Group comprises the Kamogawa Ophiolitic Complex and the Shirataki and Haccho Formations. The Hota Group encompasses upward sequence the Maejima, Takazuru, and Aokiyama Formations, and the Hashimoto Basalt. The Aokiyama Formation conformably overlies both the Maejima and Takazuru Formations. The Takazuru Formation is intruded by the Hashimoto Basalt and intercalates a conspicuous layer defined as the Ishihata Conglomerate Member. The Sakuma Group comprises the Okuzure, Okuyama, Nakaobara, Kojima, Shiroyama, and Futatsuyama Formations. The Okuzure Formation includes the Homyo Basalt Member. The Miura Group is distributed in the north, middle and south areas. In the north, this Group is divided into the Kinone, Amatsu, Senhata, Inakozawa, and Hagi Formation; in the middle, into the Kinone, Amatsu, and Hagi Formations; and in the south, into Amatsu, Hedate, and Kagamigaura Formations, in upward sequence. In the north and middle areas, the Miura Group rests unconformably upon the Hota Group. The Chikura Group is distributed in the north, north-middle, middle, and south area. In the north, it is composed of the Sagashi and Nekata Formations; in the north-middle, the Mano Formation; in the middle, the Shiramazu, Mera, Minamiasahina, Hata, and Kanamari Formations; in the south, the Shirahama, Shiramazu, Mera, Hata, and Kanamari Formations in upward sequence. In the north, north-middle, and middle areas, the Chikura Group unconformably overlies the Amatsu Formation. The Shirahama Formation intercalates one distinct lithologic unit defined as the Nojimazaki Conglomerate Member and the Mera Formation also includes a similar unit called the Rendaiji Conglomerate Member. The Toyofusa Group comprises, in upward sequence, the Kamo and Higashinagata Formations in the north area, and the Kanamaribata and Higashinagata Formations in the south area. The Higashinagata Formation includes two distinct layers defined as the Takigawa Conglomerate and Okinoshima Sandy siltstone Members in its uppermost part.

Age of these formations are established by means of planktonic microfossils as follows: The Mineoka Group ranges in age from Middle Eocene to early Early Miocene; the Hota Group is correlated with an interval from the radiolarian *Cyrtocapsella tetrapera* Zone to *Calocyclella costata* Zone; the Sakuma Group from Zone N.8 to N.9-10 of planktonic foraminifera; the Miura Group from the CN3-4 Zones to CN12A Subzone of calcareous nannofossils; and the Chikura and Toyofusa Groups, respectively, from CN12A Subzone to CN14A Subzone and from CN14A Subzone to CN14B Subzone.

Benthic foraminiferal data indicate that, the Hota Group was deposited at depth near the CCD or greater, the Sakuma Group in the lower part of the middle bathyal zone, the Miura Group in a depth range from the lower bathyal zone to lower part of the middle bathyal zone, the lower part of the Chikura Group in the lower part of the middle bathyal zone, the upper part of the Chikura Group in a transitional zone between the lower and upper parts of the middle bathyal zone, and the Toyofusa Group in the upper part of the middle bathyal zone.

During the Early Miocene, deposition of the Mineoka Group proceeded with the accumulation of basaltic volcanoclastics and hemipelagic sediments. On the other hand, coarse sediments, including terrigenous material, prevailed during the time of deposition of the Hota Group. During the earliest Middle Miocene time, the major part of the Sakuma Group nearly filled up the grabens developed on the western side of the Mineoka Tectonic Belt. Since 16 Ma, the Miura Group had been deposited in tectonically controlled minor sedimentary basins that were developed on a forearc slope. By 3 Ma, this Group became folded strongly with a southerly vergence on a trench slope. Since 3 Ma, the lower part of the Chikura Group became folded and formed an uplift zone at the southernmost terminus of Boso Peninsula, and the upper part of the Chikura Group and the overlying Toyofusa Group filled a slope basin called the Tateyama Basin that was developed shoreward of the uplift zone.

Plate 1

Plate 1

Outcrop photographs of various lithofacies in the area of study

Fig. 1. Stratigraphic sequence from basaltic conglomerate (left side) to mudstone (right side) observed at the lowermost part of the Haccho Formation exposed at Hegurinaka, Kamogawa City.

Fig. 2. Acidic fine tuff developed in the Niemonjima Tuff Member at Amazura, Kamogawa City.

Fig. 3. Talus breccia developed in the Okuzure Formation at Okuzure, Kyonan Town.

Fig. 4. Folding structure developed in the Amatsu Formation at Kitasahina, Chikura Town.

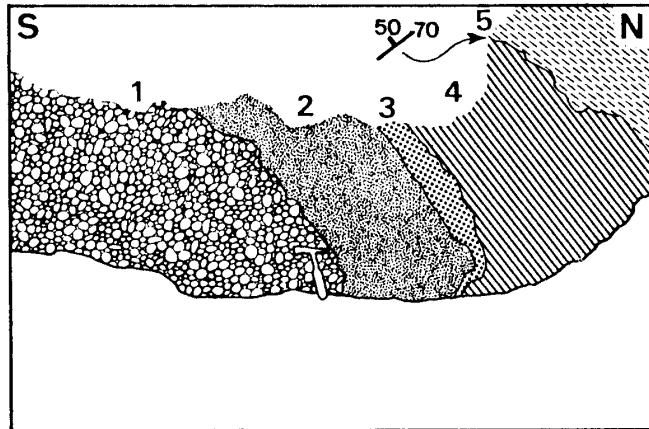


Fig. 11. Sketch of the outcrop of the lowermost part of the Haccho Formation (shown in Plate 1, figure 1).

- 1: Basaltic conglomerate,
- 2: Fine to medium grained basaltic-glaucconitic sandstone,
- 3: Medium to coarse grained glauconitic sandstone,
- 4: Siliceous mudstone (bearing radiolarian fossils),
- 5: Mudstone.

