

55 (521.29) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第94号

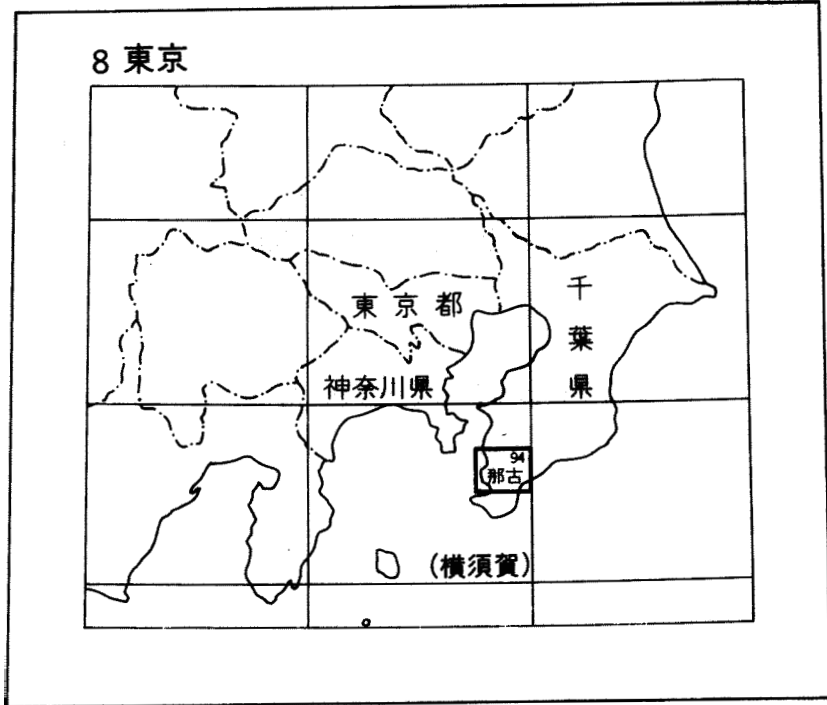
那古地域の地質

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂

平成2年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	(鈴木尉元) 1
II. 地質概説	(鈴木尉元・小玉喜三郎) 3
III. 嶺岡層群	(鈴木尉元) 6
IV. 保田層群	(鈴木尉元) 7
IV. 1 増間層	9
IV. 2 青木山層	9
IV. 3 富山層	11
IV. 4 江月層	12
IV. 5 貫入岩・噴出岩類	12
IV. 5. 1 超塩基性岩類	12
IV. 5. 2 閃緑岩	13
IV. 6 時 代	14
V. 三浦層群	(小玉喜三郎・鈴木尉元) 15
V. 1 中部・北部の三浦層群	15
V. 1. 1 大崩層	15
V. 1. 2 奥山層	17
V. 1. 3 中尾原層	18
V. 1. 4 木ノ根層	19
V. 1. 5 天津層	20
V. 1. 6 稲子沢層	21
V. 1. 7 萩生層	22
V. 2 南部の三浦層群	23
V. 2. 1 南無谷層	23
V. 2. 2 石堂層	23
V. 2. 3 鏡ヶ浦層	25
V. 3 玄武岩	27
V. 4 時 代	28
VI. 上総層群	(小玉喜三郎・鈴木尉元) 28
VI. 1 竹岡層	28
VII. 豊房層群	(小玉喜三郎・鈴木尉元) 29
VII. 1 大井層	29
VII. 2 本郷層	29
VII. 3 嵯峨志層	31

VII. 4 池之内層	32
VII. 5 時 代	33
VIII. 段丘堆積物及び沖積層	(鈴木尉元) 33
IX. 地質構造	(鈴木尉元) 34
IX. 1 嶺岡層群・保田層群の地質構造	34
IX. 2 三浦層群・豊房(上総)層群の地質構造	35
X. 最近の地殻変動	(鈴木尉元) 38
XI. 応用地質	(鈴木尉元) 42
XI. 1 天然ガス	42
XI. 2 採 石	42
XI. 3 地すべり	43
文 献	43
Abstract	46

図・表目次

第 1 図 那古図幅地域の地形の概略	2
第 2 図 鋸山から見た地域北部の地形	3
第 3 図 那古図幅地域の地質図	4
第 4 図 保田層群の地質図	8
第 5 図 保田層群増間層の細粒砂岩泥岩互層	10
第 6 図 保田層群増間層の白色シルト粒凝灰岩と泥岩の互層	10
第 7 図 保田層群富山層の砂岩泥岩互層	11
第 8 図 貫入岩と噴出岩の分布	13
第 9 図 大崩西方から片山・森にいたる佐久間川沿いのルートマップ及び三浦層群と 保田層群の関係を示すスケッチ	16
第 10 図 三浦層群大崩層の不淘汰礫岩	17
第 11 図 鋸南町吉浜海岸沿いのルートマップ	18
第 12 図 三浦層群木ノ根層の泥岩と凝灰質砂岩との互層	20
第 13 図 鋸山西方の海岸沿いのルートマップと鋸山付近を通る地質断面図	22
第 14 図 三浦層群鏡ヶ浦層の安山岩質凝灰岩を主とする礫岩と礫質砂岩の互層	25
第 15 図 三浦層群中・下部層の層序対比図	26
第 16 図 豊房層群滝川層と下位の三浦層群との不整合関係	30
第 17 図 豊房層群大井層	30
第 18 図 豊房層群大井層と三浦層群とのアバット関係	31
第 19 図 豊房層群嵯峨志層の凝灰質砂礫層	32

第 20 図	保田層群の地質構造の概要	35
第 21 図	三浦層群・上総層群の地質構造分布図	36
第 22 図	鋸山向斜	37
第 23 図	豊房層群の走向線図	37
第 24 図	豊房層群分布地域の地質断面図	38
第 25 図	大正 12 年関東地震前後における房総半島南部の垂直変動	39
第 26 図	延命寺断層と国府断層の分布と断層付近の変位・変形	40
第 27 図	関東地震に際しての地割れ、崖崩れの分布	40
第 28 図	一等水準点の分布図	41
第 29 図	一等水準点の変位	41
第 1 表	那古地域の層序対比表	5
第 2 表	本報告の三浦層群と中嶋ほか(1981)の安房層群との対比	8
第 3 表	本報告の三浦層群及び豊房層群と小竹(1988)の千倉層群及び豊房層群との対比	24
第 4 表	ピクライト質玄武岩の化学組成	27

那古地域の地質

鈴木尉元*・小玉喜三郎**・三梨 昂***

那古地域の調査研究は、昭和54年-55年度の特別研究「地殻構造及び岩石破砕機構の研究」の一環として行われ、それ以前の研究資料を含めとりまとめられた。野外調査に当たっては、主として嶺岡層群・保田層群の分布地域の調査は鈴木・小玉が、三浦層群・上総層群の分布地域の調査は小玉・鈴木・三梨が行った。これらに基づき、本報告の執筆はI、II、III、IV、VIII、X及びVIを鈴木が、V、VI、VII及びIXを小玉と鈴木が担当した。

本研究を進めるに当たり、元燃料部の矢崎清貴、燃料資源部の平山次郎、鉱物資源部の中嶋輝允の各技官、ならびに琉球大学の木村政昭、埼玉大学の矢島敏彦、千葉大学の故兼平慶一郎、千葉県立中央博物館の吉村光敏の各氏には、現地調査において様々な御教示を頂いた。また矢島敏彦氏には第三紀火山岩類についての顕微鏡観察を、元地質部の沢村孝之助氏には珪藻化石の鑑定をお願いした。元秋田大学(現石油資源開発株式会社)の品田正一氏には、本地域南部の、また元東海大学の太田規夫氏(現興亜開発株式会社)・富田 博氏(現国際航業株式会社)には本地域北東部の資料の提供を頂いた。産出化石については、地質部柳沢幸夫技官、燃料資源部渡部芳夫技官にいろいろお教えいただいた。

調査に当たり、安房郡三芳村、丸山町、鋸南町、館山市、富津市からは地形図の提供を頂いた。また芝浦工業大学保田海岸寮の方々並びに同大学の諸氏には、調査に御協力頂いた。

本報告の執筆に当たり、地質標本館試料調製課の宮本昭正・安部正治・佐藤芳治の各技官には岩石薄片の作成をして頂き、元所員の正井義郎氏には写真撮影をして頂いた。以上の方々に厚く御礼申し上げる。

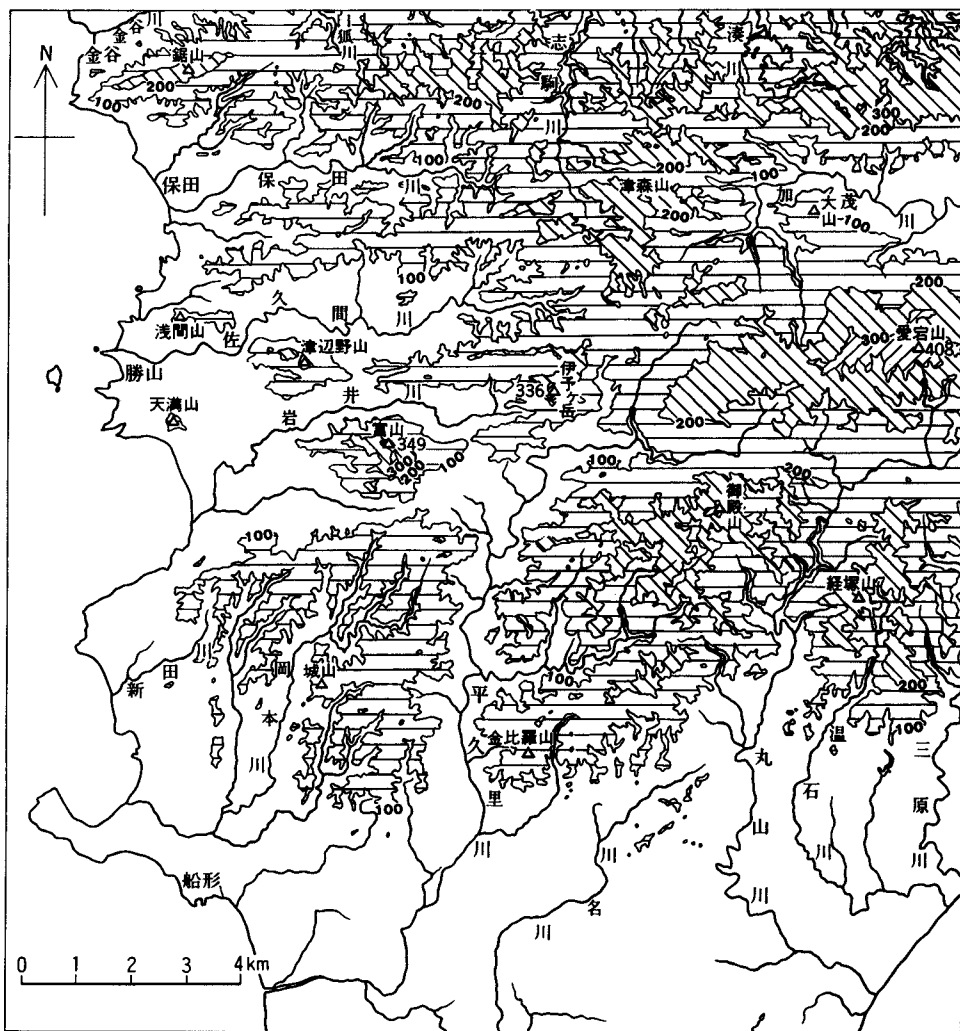
I. 地 形

(鈴木尉元)

「那古」図幅地域は、房総半島南部の東経 $139^{\circ}45' - 140^{\circ}0'$ 、北緯 $35^{\circ}0' - 35^{\circ}10'$ の間を占め、同半島中最も高度の高い山地地形で特徴づけられる(第1図)。最高峰の愛宕山は図幅中東部に位置し、標高408mに達する。その西方には伊予ヶ岳(336m)、富山(349m)、南方には経塚山(310m)、南西方には御殿山(363m)など、愛宕山を中心に300m級の山が分布し、周辺に次第に高度を減じてゆく。一方、北部の保田川と加茂川より北の地域では、鋸山(329m)など、300m級の山稜が東西方向に走り、同様に周辺に次第に高さを減じていく。

この地域の河川は、これら山地の最も高度の高い地域を中心に放射状に分布する。西部では、佐久間川・岩井川が東から西に流れ、南部では新田川・岡本川・平久里川・丸山川・三原川などが、北東から

*地質情報センター **燃料資源部 ***元燃料部



第1図 那古図幅地域の地形の概略、等高線間隔は100m

南西ないし北から南に向かって流れ、北東部では加茂川が西から東に流れている。北部では、白狐川・志駒川・湊川などが、南から北へ向かって流れている。このように、この地域の河川は、山地の高度分布と調和的な配列を示す(第2図)。南部には広く丘陵が発達する。

YABE and TAYAMA(1932)は、この地域の地形を、保田と鴨川を結ぶ線より北の君津地塊、更に南の富浦から和田町につながる中部安房台地、その南の館山を中心とする北条凹地帯に区分した。

なお東京湾に沿った地域には狭い海浜が分布し、上記諸河川沿いには沖積段丘が発達している。これらの段丘の基底部には、しばしば海成の貝化石層が発達する(松島, 1980)。



第2図 鋸山から見た地域北部の地形

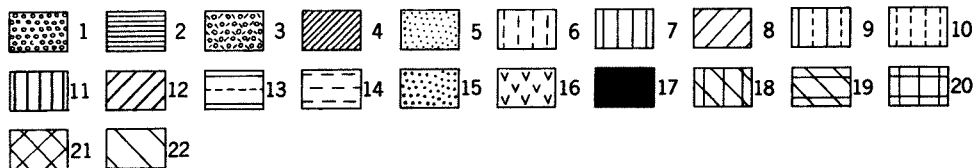
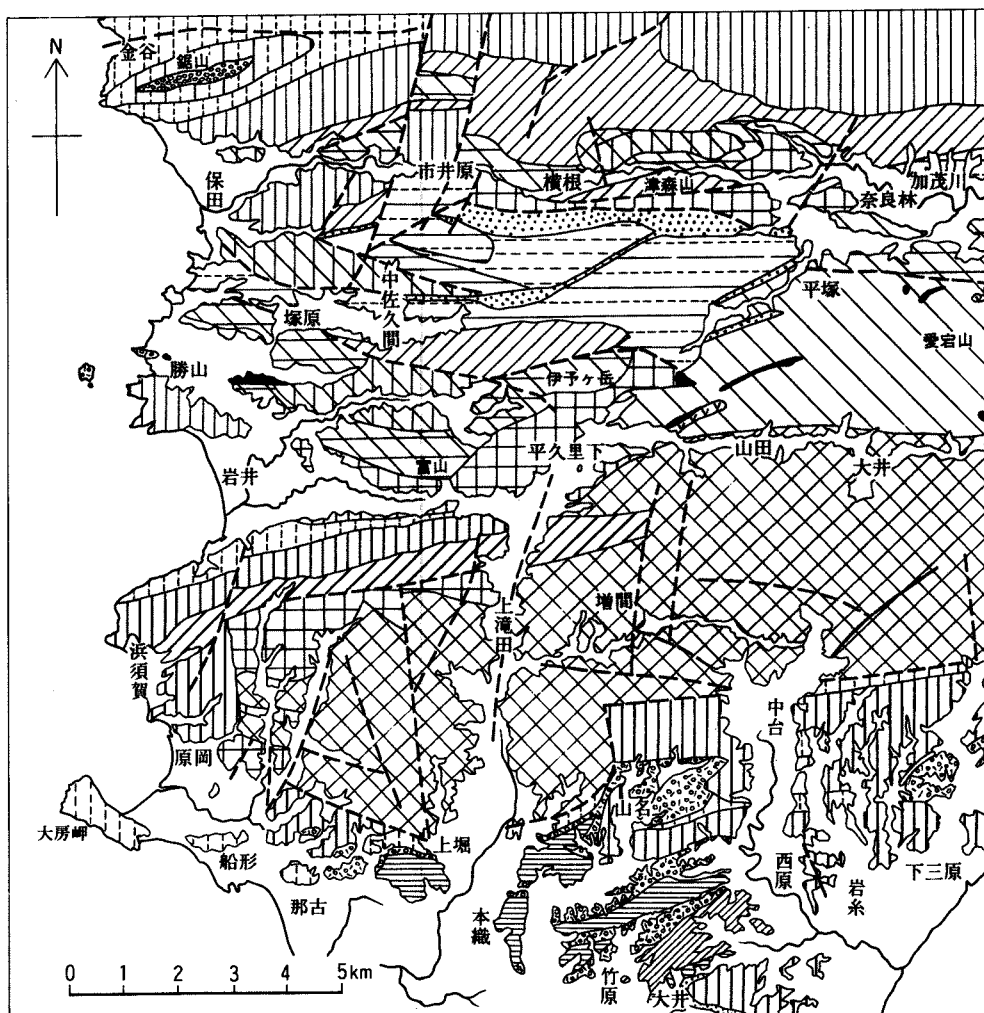
Ⅱ. 地 質 概 説

(鈴木尉元・小玉喜三郎)

本地域は、下位から古第三紀の嶺岡層群、古第三紀 - 中新世前期の保田層群、中新世中期 - 鮮新世の三浦層群、鮮新世後期 - 更新世中期の上総層群・豊房層群から構成されている(第3図, 第1表)(三梨ほか, 1976, 1979)。河川沿い及び平地には、段丘堆積物、沖積層が発達する。

なお中嶋ほか(1981)は、隣接する「鴨川」図幅地域に分布する地層を、下位から嶺岡層群、安房層群、上総層群に区分した。安房層群は、筆者らの保田層群と三浦層群を含むもので、両者を整合一連の地層として用いている。

この地域の地質は、保田川と加茂川を結ぶ線より北の北部地域、それより南で船形ないし和田町に至る中部地域、それ以南の南部地域に分けられ、それぞれ地質構成及び構造に特徴が認められる(第3図)。北部地域は主として三浦層群から構成され、地質構造は盆状構造ないし向斜構造によって特徴づけられる。中部地域は、嶺岡・保田層群など、この地域で最も古い地層の分布によって特徴づけられる。この中部地域は、岩井南方から平久里、大井へ至る線を境にして、更に北半部と南半部に分けられる。中部



第3図 那古図幅地域の地質図。1:竹岡層, 2:池之内層, 3:嵯峨志層, 4:本郷層, 5:大井層, 6:鏡ヶ浦層, 7:石堂層, 8:南無谷層, 9:秋生層, 10:稲子沢層, 11:天津層, 12:木ノ根層, 13:中尾原層, 14:奥山層, 15:大房層, 16:玄武岩, 17:超塩基性岩類, 18:江月層, 19:富山層, 20:青木山層, 21:増間層, 22:嶺岡層群

地域の北半部は、嶺岡層群の分布する東半部と保田層群とその間に三浦層群の分布する西半部からなる。中部地域の南半部は保田層群から構成され、複背斜をなすが、その周辺を三浦層群によって取り囲まれる。南部地域は三浦層群と豊房層群が分布し、東西性の波長1-3kmの褶曲を形成している。

嶺岡層群は主として頁岩・珪質頁岩及び砂岩頁岩互層からなり、超塩基性岩や玄武岩などに貫入されている。

第1表 那古地域の層序対比表

		北 部		中 部		南 部	
第 四 紀	更 新 世	上 総 層 群				豊 房 層 群	池ノ内層
					嵯峨志層		
							本郷層
							大井層
第 三 紀	新 世	鮮 新 世	竹岡層				
			萩生層				
	中 世	三 浦 層 群	稲子沢層			三 浦 層 群	鏡ヶ浦層
			天津層				石堂層
	新 世	保 田 層 群	木ノ根層	三 浦 層 群	木ノ根層	保 田 層 群	南無谷層
					中尾原層		
					奥山層		
					大崩層		
					江月層		
					富山層		
古 第 三 紀				増間層	保田層群	増間層	
			嶺岡層群				

保田層群は、下位から増間層、青木山層、富山層、江月層に区分される。増間層は主として泥岩と砂岩の互層からなり、頻繁に白色凝灰岩を挟む。青木山層は主として泥岩からなる。富山層は主として砂岩泥岩互層からなる。江月層は、主として泥岩からなる。保田層群にも、超塩基性岩の貫入が見られる。保田層群と嶺岡層群は、現在断層関係で接しているが、それらの岩相、地質構造の関係から、もともとは不整合関係にあったものと考えられる。

保田層群には三浦層群が重なる。同層群は、中部地域の北半部から北部地域にかけて、また南部地域に広く分布するが、その他中部地域西半部の岩井-勝山地域に小規模な分布が見られる。三浦層群は、その分布様式と層序関係から下部・中部・上部に区分される。三浦層群下部は、下位から大崩層、奥山層、中尾原層、木ノ根層からなり中部地域に分布する。三浦層群中部は天津層よりなる。上部は稲子沢層・萩生層からなる。

大崩層は、堆積盆地の縁辺に発達する淘汰の悪い角礫岩で、奥山層、中尾原層に側方変化する。奥山層は細粒砂岩と中-粗粒砂岩との細互層であり、中尾原層は砂岩と泥岩との互層である。木ノ根層は暗

灰色泥岩を主とし、細粒砂岩や白色凝灰岩の薄層を挟む。三浦層群下部を構成するこれらの地層は、大崩層に玄武岩が挟まれる以外、ほとんど酸性の火砕物質しか含まれず、以下に述べる三浦層群中・上部が多くの中性-塩基性火砕物質を含む点で、著しく性質を異にする。

天津層は泥岩を主とし、凝灰質砂岩を頻繁に挟む。稲子沢層は砂岩優勢の凝灰質砂岩と泥岩の互層であるが、東方へ行くにつれ、泥岩を主とし凝灰質砂岩を挟む天津層に似た岩相に移過する。萩生層は凝灰質砂岩、凝灰岩、凝灰質泥岩からなる。

南部の三浦層群は、下位から南無谷層、石堂層及び鏡ヶ浦層に区分される。南無谷層は暗灰色泥岩を主とし、細粒砂岩や白色凝灰岩の薄層を挟む地層で、北部の木ノ根層と類似した岩相を示す。石堂層は中-粗粒泥岩を主とし、凝灰質砂岩を頻繁に挟み、北部の天津層と似た岩相を示す。鏡ヶ浦層は、粗粒-極粗粒凝灰質砂岩と凝灰質泥岩との互層からなり、北部の稲子沢層や萩生層に類似する。

三浦層群の下部層は、下位の保田層群に対し様々な層準でアバット状あるいはオーバーラップ状の不整合で重なる。

三浦層群の上部の地層に北部では上総層群が、南部では豊房層群が不整合に重なる。上総層群は本図幅以北の房総半島中部に広く発達しているが、本図幅地域内では北西部に竹岡層のみが分布する。竹岡層は安山岩片を主とする凝灰岩質粗粒砂岩及び礫岩よりなる。

豊房層群は、下位から大井層、本郷層、嵯峨志層、及び池之内層に区分される。大井層は主として凝灰質砂岩からなる。本郷層は、砂質泥岩と凝灰質砂岩との互層である。嵯峨志層は、礫岩、含礫泥岩、礫質砂岩からなり、しばしば貝殻等の化石片を含む。池之内層は塊状泥岩である。

上総層群竹岡層は、下位の三浦層群に平行不整合に重なる。豊房層群も、三浦層群に平行不整合に重なるが、北部では、嵯峨志層、池之内層が三浦層群にアバット関係で接する(品田・三梨, 1978)。

嶺岡層群は、ほぼ東西性の軸をもつ小さな褶曲を繰り返しながら南方に傾くが、多くの断層によって構造が更に乱されている。

保田層群は、南部地域に一つの複背斜構造、中部地域に盆状構造、北東部にドーム構造が発達するが、それらは多くの断層によって切られ、複雑な構造を呈する。

三浦層群は、中部及び北部地域では盆状ないし向斜を主とする構造を持っている。南部の三浦層群及び豊房層群は、その北半部では保田層群を取り囲むようなドーム構造を示すが、南半部では、東西方向の褶曲軸を持つ波長1-3kmの小さな褶曲構造を示す。

III. 嶺岡層群 (Mn)

(鈴木尉元)

命名 青木(1925)により、本図幅地域中部から東隣の「鴨川」図幅地域にかけて、東西に分布す

る房総半島最古期岩類に対し命名された。

分布 本図幅地域中東部の加茂川、丸山川及び平久里川に挟まれた東西7km、南北3kmの地域に分布する。本地域最高峰の愛宕山は、本層群より構成されている。

層厚 地質構造の詳細が明らかでないので正確な厚さは不明だが、少なくとも2,000m以上に達すると推定される。

岩相 暗褐色緻密な硬質頁岩、頁岩と硬質細粒砂岩との互層を主とし、泥灰岩、石灰岩及び凝灰岩をしばしば挟む。

産出化石・年代 本層からは、放散虫、有孔虫、海ゆりの化石が発見されているが、時代決定に足りるものはないとされてきた(近藤・真田, 1965)。しかし鈴木ほか(1984)は、本層群から始新世最後期を示す浮遊性有孔虫化石を発見した。その産出層準から、嶺岡層群は始新世-漸新世に堆積したものと考えられる。

IV. 保田層群

(鈴木尉元)

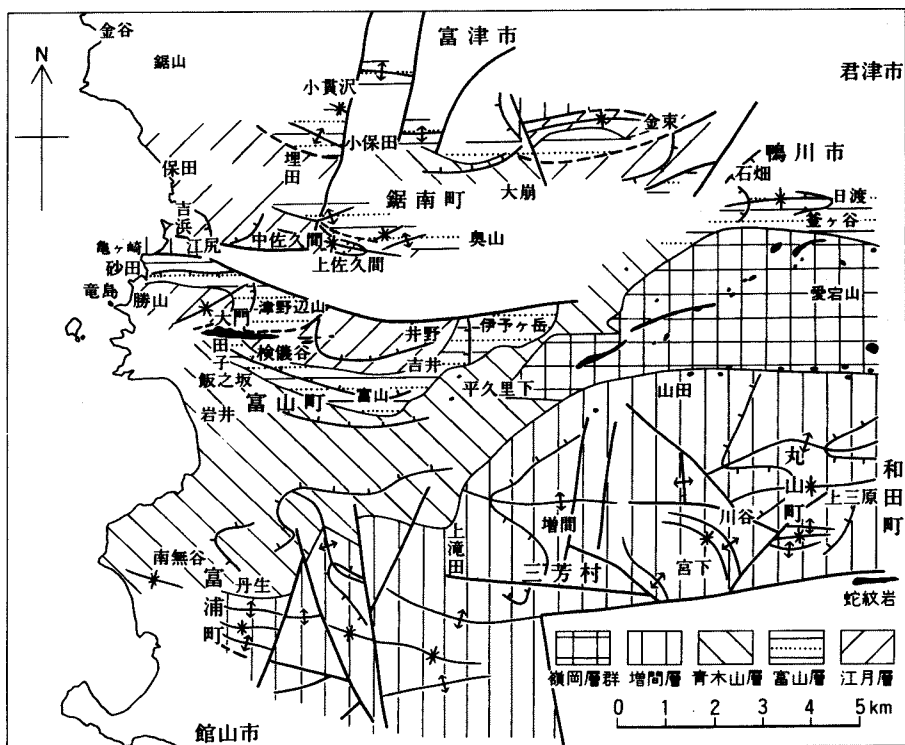
命名 大塚・小池(1949)

分布 鋸南町保田と鴨川を結ぶ街道にそった地域、鋸南町南西部から富山町西部にいたる地域、富浦町東部から三芳村北部、丸山町北部、和田町北部にいたる山地に分布する(第4図)。

層序関係 嶺岡層群と断層で接し、三浦層群に不整合に覆われる。なお、中嶋ほか(1981)は、従来保田層群とよばれていた地層は三浦層群と整合一連のものであるとし、両層群あわせて安房層群と定義した(第2表)。しかし、小池(1955)も認めているように、保田層群(小池, 1955の波太層)は、三浦層群(小池, 1955の天津層)に比べて構造が複雑で、軸がピッチした細かい褶曲構造をもち、また断層も発達している。富浦町原岡海岸では、三浦層群が保田層群にすぐ近接して分布していて、三浦層群の基底は保田層群の一般走向と斜交している。さらに、富浦町南無谷付近から富山町千騎村にいたる三浦層群の基底も保田層群の走向と斜交している。また、三浦層群が北方に単斜構造を示すのみなものに対して、保田層群は、北西-南東ないし東西の褶曲軸をもって褶曲し、多くの断層によって切られている。また、佐久間川にそった鋸南町片山付近では、三浦層群基底の大崩層が保田層群に不整合に重なる露頭を見ることができる(第9図)。

以上の事実から、三浦層群は保田層群に傾斜不整合に重なると考えられる。

層序区分 下位より、増間層・青木山層・富山層・江月層に区分される。



第4図 保田層群の地質図

第2表 本報告の三浦層群と中嶋ほか(1981)の安房層群との対比

本報告(1990)		中嶋ほか(1981)		
豊房層群	池ノ内層	上総層群	中三原層	
	嵯峨志層			
	本郷層			
	大井層			
-----		-----		
三浦層群	鏡ヶ浦層	安房層群	石堂層	
	石堂層		江見層	
	南無谷層		波太層	
保田層群	江月層		高鶴層	古房層
	富山層			
	青木山層			
	増間層			

IV. 1 増間層 (Ms)

命名 鈴木ほか(1979)

模式地 三芳村増間ダム北方ないし北東方の沢沿い。

分布 岩井から原岡にいたる地域の東方にひろがる山地の大部分を占めて分布する。そのほか、鋸南町保田南西方の亀ヶ崎付近に小さな分布が見られる。

層厚 一般に背斜の頂部で薄く、向斜部で厚くなる。正確な層厚は不明であるが、最も厚い向斜部の層厚を積算すると約3,000mに達する。

岩相 一般に泥岩と細粒-極細粒砂岩との互層(as)、白色凝灰岩と泥岩との互層(at)、及び泥岩(m)からなる(第5,6図)。

泥岩と細粒-極細粒砂岩との互層(as)。一般に数cm-数10cmの互層からなる。しかし、地域東部の宮下元御子神から鯨岡付近、塩井戸付近、宮下西部には、数10cmないし数m、ときに10m以上の中粒-細粒砂岩と数cmないし数10cmの泥岩との互層が分布する。青木山北部には、数mの細粒-極細粒砂岩と数mの泥岩の互層が約30m発達する。地域南西部の正木岡北方の沢の曲がり角付近には、最大3cmの礫を持つ、約40mの粗粒砂岩が発達する。

白色凝灰岩と泥岩との互層(at)。一般に数10cmないし数mの白色凝灰岩と数10cmの泥岩との互層からなるが、時に数10mの白色凝灰岩を挟む。保田南方の亀ヶ崎付近には、10cmないし2mの厚さのほとんど白色シルト粒凝灰岩からなる礫岩が数枚挟まれている(第6図)。

泥岩(m)。灰色泥岩に数cmの極細粒-細粒砂岩を挟む地層からなる。

層序関係 下位に位置すると考えられる嶺岡層群とは断層関係で接するが、両者の岩相・地質構造の違いから、元来は不整合関係にあったものと考えられる。

中嶋ほか(1981)の古房層、高鶴層、波太層及び江見層は、岩相及び地質構造の比較から増間層に対比される。

IV. 2 青木山層 (Ao)

命名 新称

模式地 富浦町南無谷から北東に入る新田川沿い

分布 富浦町南無谷から東北東の富山町大塚にかけた地域と、富山町富山の西、南、東方地域に広く分布する。

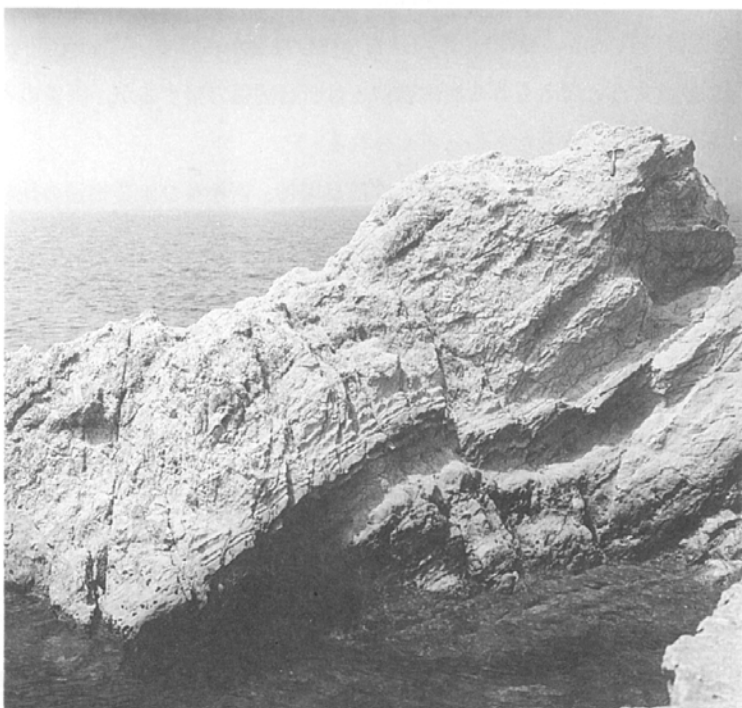
層厚 南部の南無谷ないし富山付近では1,200m以上。

岩相 一般に泥岩からなるが、厚さ数cmないし数10cmの細粒-極細粒砂岩や白色凝灰岩を挟む。

層序関係 下位の増間層から整合漸移する。厚い砂岩や白色凝灰岩を比較的急激に挟まなくなるが、そこを本層の下限とする。



第5図 保田層群増間層の細粒砂岩泥岩互層. 丸山町畑の北西方尾根近傍



第6図 保田層群増間層の白色シルト粒凝灰岩と泥岩の互層. 鋸南町亀ヶ崎

IV. 3 富山層 (Tm)

命名 鈴木ほか(1979)

模式地 富山町富山西方の沢沿い

分布 鋸南町田子付近から富山町富山を経て伊予ヶ岳に至る地域, 鋸南町砂田から津野辺山に至る地域, 鋸南町中佐久間北方などにまとまって広く分布するほか, 保田と鴨川を結ぶ道路に沿って分布が見られる。また嶺岡層群分布地域にも分布する。

層厚 富山付近で約 600m, 中部の砂田なし、津野辺山付近で層厚は最大となり、約 1,300-1,400 m, 保田と鴨川を結ぶ街道沿いでは約 300m である。

岩相 分布地域南西部の砂田から竜島, 更に飯之坂, 田子に至る地域の本層は, 主として数 m 厚の細粒-粗粒砂岩層からなり, 数 10cm 厚の泥岩層を挟む地層である。泥岩は, 下位の砂田付近では多く挟まれるが, 上位の竜島に向かって少なくなる。砂岩には, しばしば細礫が含まれる。また浮石が含まれる部分がある。淘汰は一般によくない。なお, 砂田ないし津辺之山付近の本層は, 断層によって非常に乱されている。

南部の富山付近の本層は, 数 10cm ないし数 m 厚の細粒-中粒砂岩層と数 10cm 厚の泥岩層との互層からなる(第 7 図)。砂岩には浮石が散る。



第 7 図 保田層群富山層の砂岩泥岩互層。鋸南町大門北方の砂利採取場

北西部の埋田から小保田，下貫沢付近の本層は，数10cmないし数m厚の細粒－極粗粒砂岩層と泥岩層との互層からなる．砂岩には，ときに径5mmないし1cm位の泥岩の同時礫や浮石が含まれる．

東部の石畑西方の本層は，数cmないし数m厚の泥岩層と数10cm厚の細粒－中粗粒砂岩層との互層からなる．

更に東方の釜ヶ谷付近に分布する本層は，数10cm厚の細粒－中粒砂岩層と数cmないし数10cm厚の泥岩層との互層からなる．層厚1-2mのシルト粒および砂粒凝灰岩が挟まれる．日渡付近には，数10cmないし1m厚の泥岩層と数cm厚の細粒－極細粒砂岩との互層が分布する．

このように，富山層は，西方に向かって砂岩の粒度及び層厚を増し，東方に向かって砂岩の粒度が細かく，また層厚も薄くなる．

層序関係 下位の青木山層に整合に重なる．砂岩を頻繁に挟む層準を本層の下限とする．中嶋ほか(1981)の富川層は，岩相及び地質構造の類似性から本層に対比される．

IV. 4 江月層 (Ez)

命名 新称

模式地 鋸南町吉浜東方の江尻から東北東に入る沢沿い．

分布 富山町検儀谷から井野，吉井に至る地域，鋸南町吉浜から中佐久間・上佐久間に至る地域などに広い分布が見られるほか，鋸南町大門付近，保田と鴨川を結ぶ街道に沿って分布が見られる．

層厚 上限は不明であるが，鋸南町大門付近で500m以上，吉浜東方で1,000m以上に達する．

岩相 主として塊状の灰色泥岩からなり，数cm厚の細粒－極細粒砂岩，白色シルト粒凝灰岩を挟む．上畑付近の本層は，泥岩優勢互層を挟む．

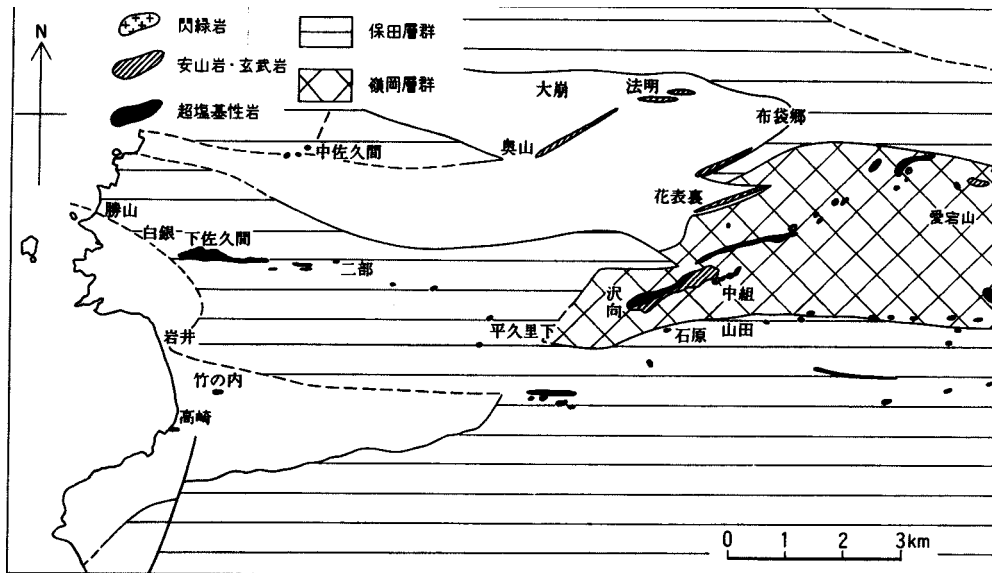
層序関係 下位の富山層に整合に重なる．数10cmの砂岩を挟まないところをもって，本層の下限とした．

IV. 5 貫入岩・噴出岩類

IV. 5.1 超塩基性岩類

超塩基性岩類は，嶺岡層群，保田層群分布地域に分布する(第8図)．主として蛇紋岩化作用を受けたかんらん岩からなる(兼平，1976)．それらは，西部ではほぼ3地域にまとまって産出する．すなわち，北から中佐久間地域，白銀から二部に至る下佐久間地域，富山町の高崎・竹の内地域にある程度まとまって分布する，東部では，嶺岡層群分布地域の中央部と南縁，及び保田層群分布域の北部に，東北東－西南西ないし東西に並んで分布する．

中嶋ほか(1981)によると，鴨川図幅地域に分布する超塩基性岩体は，塊状のもの，葉片状－鱗片状構造が強く発達し，薄くはがれやすくなった中に塊状超苦鉄質岩をレンズ状に産するもの，剪断－片状化が進行し，角礫状の超苦鉄質岩と同岩質の細粒基質部からなるものがある．



第8図 貫入岩と噴出岩の分布

嶺岡層群分布地域の西部を沢向付近から東北東に延びる岩体は、本地域に分布する最も大きな岩体であり、いくらか塊状の部分を残すが、片状の岩体である。下佐久間の白銀付近から東にのびる岩体はこれに次ぐ大きさをもつが、剪断 - 片状化が進行し、角礫状の超苦鉄質岩と同岩体の細粒基質部が層状に重なっているような構造をもっている。

下佐久間付近に分布する小岩体は、塊状の部分はいくらか残しているが、片状の岩体である。岩井川に沿う石原付近に分布する岩体は塊状で、あまり著しい破碎はない。

これらの岩体は、嶺岡層群や保田層群に貫入しているが、周辺岩石に接触変成作用を与えている形跡は見られない。岩井川に沿う石原付近では、超塩基性岩体が、周辺の保田層群をドーム状に変形させているのが観察できる。

これらの岩体のうち大きなものでは、元の鉱物がかなり残っている。それらは、主としてかんらん石と斜方輝石からなり、若干の単斜輝石を含むことから、ハルツバージャイトであることがわかる(兼平, 1976; 中嶋ほか, 1981)。

貫入時期は、嶺岡層群・保田層群に貫入し、それらを変形させ、三浦層群基底の大崩層中に礫岩として入っているので、保田層群堆積後、三浦層群堆積前と考えられる。

IV. 5. 2 閃緑岩

嶺岡層群分布域南西部の中組北方の山地に、東西約250m にわたって分布する(兼平, 1976)。超塩基性岩の貫入によって東西二つの岩体に分割されている。岩体の縁の一部は、カタクラスティックな構

造を示す。これは、閃緑岩の貫入に伴ってせり上げられたことによるものと考えられているが(兼平, 1976), 中嶋ほか(1981)によると, 鴨川図幅地域では, 超塩基性岩中に岩脈状閃緑岩が貫入し, また閃緑岩中に超塩基性岩が取り込まれているという。したがって, 閃緑岩は, 岩脈や小岩体として超塩基性岩中に貫入し, その後の超塩基性岩の活動に伴ってともに変形, 破碎されたのであろうと述べている。

閃緑岩の主要構成鉱物は, 角閃石, 単斜輝石及び斜長石で, 少量の石英と磁鉄鉱を含む(兼平, 1976)。

IV. 6 時 代

沢村・中嶋(1980)は, 保田層群及び三浦層群下部に含まれる珪質鞭毛藻化石群集を調べ, それらが下位から *Naviculopsis navicula-N. lata* 帯, *N.navicula-N. cf. lata* 帯, *Mesocena apiculata-Corbisema triacantha* 帯, *C. triacantha* 帯, *Mesocena diodon-M. circulus* 帯に区分されることを示した。

本図幅地域内では, 南部の増間層及び青木山層からは *Corbisema triacantha* を産し, 中新世中期, 北部の江月層及び富山層からは *Corbisema triacantha* を産出する所と, *Mesocena apiculata* と *Corbisema triacantha* とが共存する所があり, それぞれ中新世中期を示す部分と中新世前期を示す部分のあることを示している。

WATANABE(1989MS.)は, 筆者らの保田層群に対比される安房層群から産する有孔虫・放散虫の群集組成から, 同層群の年代を前期中新世後期-中期中新世前期としている。

保田層群産出の貝化石については, HATAI and KOIKE(1957)の報告がある, 彼らは, 保田層群と保田層群に由来し三浦層群基底の「佐久間層」中に含まれるノジュールから貝化石 11 種を報告した。それらは, 二枚貝 *Solemya(Acarax) bosoana*, *Acila(Acila) vigilia*, *Acila(Acila) praedivariata*, *Portlandia watasei*, *Periploma besshoensis*, *Polinices* sp. の 6 種, 巻貝 *Turritella* sp., *Neptunea cf. hobetsuensis*, *Neptunea* sp., *Ancistrolepis bicordata*, *Ancistrolepis schencki* の 5 種である。

これら各種は, 福島県常磐炭田の浅貝層, 北海道の幌内層から産し, 保田層群の時代は上記諸層と同じように漸新世とされた。この化石の産出層は, 保田層群富山層ないしその上下の地層で, 三浦層群基底のノジュールは, それから由来したものであろう。

以上の化石の資料から, 保田層群は, 中新世前期-中期の地層と考える。ただし, 微化石は特定の所にしか産しないことから, 一部貝化石の示すような漸新世にかかる層準があるのであろう。

保田層群は, 小池(1955)の波太層に対比されるものであるが, 中嶋ほか(1981)によって, これまで保田層群とされていたものは, 三浦層群と整合一連の地層であって, 独立した層群とは認めがたいとする見解が表明されている(第 2 表)。しかし, 小池(1955)も認めているように, 保田層群(小池, 1955の波太層)は, 三浦層群(小池, 1955の天津層)に比べて構造が複雑で, 軸がピッチした細かい褶曲構造を持ち, また断層も多く発達している。富浦町原岡海岸では, 三浦層群が保田層群にごく接近して分布しているが, ここでは, 三浦層群の基底は, 保田層群の一般走向と斜交する。これは, 三浦層群が保田層群の上に斜交不整合関係で重なることを示していると考えられる。

以上述べたような事実から、これまで一般に考えられてきたように、独立した保田層群が認められるべきである。

V. 三浦層群

(小玉喜三郎・鈴木尉元)

三浦層群(層または統)という名称は YABE(1921)によって名づけられた地層名であるが、1930年代までは、南関東の第三系の総称として用いられることが多く(藤本, 1928; 植田, 1930)、現在の三浦層群のほか、保田・葉山層群や上総層群が含まれていた。その後、1950年代には、黒滝不整合を挟んで、現在の三浦層群と上総層群の大部分にたいして用いられたこともある(小池, 1949; 奈順, 1950; 鈴木・北崎, 1951; 赤嶺ほか, 1956)。その後、三浦と房総半島にまたがる広域的な地層の対比が行われ(三梨・矢崎, 1958, 1968)、地層や不整合の広域的連続性や規模などが明確にされた後は、葉山・保田層群を不整合におおい黒滝不整合におおわれる層位を限定して三浦層群と呼ぶようになった(三梨ほか, 1979)。ただし、三浦半島における本層群の最下部層は三崎層で、本層は岩相から房総半島の天津層(または石堂層)に対比されるが、房総半島ではさらにその下位に整合一連に重なる地層が発達するので、本報告ではこれらを含めて三浦層群とした。前述したように、中嶋ほか(1981)は、本報告の保田層群と三浦層群は整合一連であるとして、安房層群と呼んでいる。本層群は本図幅の主として北部地域と、中部地域の北半部、並びに南部地域では下位の保田層群を取り囲むように分布する(第3図)。

また東京湾側の岩井・勝山地域にも、小規模な分布が見られる。本層群の最下部は、中部の佐久間地域に下位の保田層群をアバット状の不整合で覆う形で発達している。北部及び南部地域では、本層群下部の一部と中部以上の地層が、直接保田層群を傾斜不整合に覆う形で発達している。

本層群は、中部及び北部地域においては、下位より、大崩層、奥山層、中尾原層、木ノ根層、天津層、稲子沢層、萩生層に区分される(第1表)。南部地域における本層群は、下位より、南無谷層、石堂層、鏡ヶ浦層に区分される。

V. 1 中部・北部の三浦層群

V. 1. 1 大崩層(0k)

命名 小池(1949)による。ただし小池の「奥山互層」の下部を占める礫岩相も一括して本層に含め再定義する。

模式地 安房郡鋸南町大崩付近

分布 模式地の崩付近から東方の鴨川市法明にかけて、佐久間地域に発達する三浦層群の北縁に基

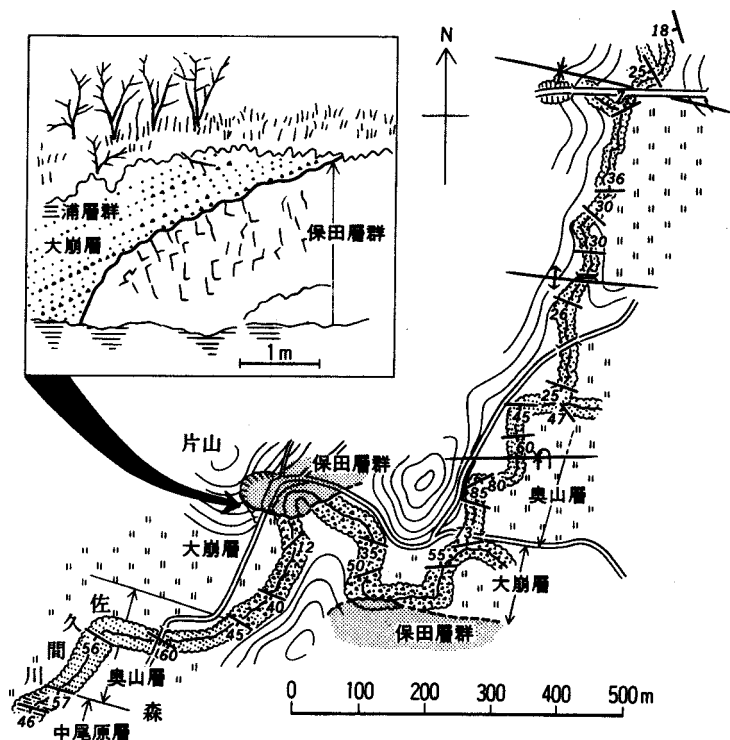
底礫岩として最も厚く発達する。また、佐久間川沿いの奥山から上佐久間にかけては、残丘状に突出する保田層群の基盤岩体を取り囲むように分布している(第9図)。鴨川市布袋郷から花表裏、御初畑にかけても、下位の保田層群を明瞭な不整合関係で覆う本層が観察され、佐久間地域の三浦層群堆積盆の南限を画している。鋸南町江月付近や同町中佐久間北部、ならびに同町上畑南などでは、急傾斜した向斜構造の翼部を構成する三浦層群の最下位に、くさび状に本層が発達する。

層厚 大崩付近で最大300m

岩相 主として淘汰の悪い亜角礫岩層よりなる(第10図)。礫径は最大30cm、通常5cm程で、下位の保田層群に由来する砂岩、頁岩、凝灰質頁岩、石灰質泥岩が多い。まれに緑色岩、玄武岩、超塩基性岩が含まれるが、それらが集中する場所もある。基質は礫と同質の2-5mm径の粗粒砂-細礫よりなり分級の程度は悪い。10-50cm間隔で不明瞭な層理が発達する。水の台付付近では、下位の保田層群の泥質砂岩と同質の角礫が大部分を占め、わずかに基質に雑色中粒砂岩が挟在する程度であるため、一見すると破碎された保田層群の泥質砂岩と見間違える様相を呈する。

礫岩中には破碎された貝殻片を含むことが多い。

本層は、上部ほど、また基盤岩分布地域から側方に離れるにつれ、次第に細粒になり砂岩礫岩互層ないし層理の発達した細礫質砂岩層へ移化する。



第9図 大崩西方から片山・森にいたる佐久間川沿いのルートマップ及び三浦層群と保田層群の関係を示すスケッチ



第10図 三浦層群大崩層の不淘汰礫岩。 鋸南町大崩西方

佐久間川沿いの山口付近には本層中に玄武岩塊が迸入している，また玄武岩質溶岩が挟まれる。

化石 *Chlamys akihoensis* (MATSUMOTO), *C. vesiculosa* (DUNKER), *Conus* sp. の産出が報告されている(大塚・小池, 1949)。

層序関係 下位の保田層群に傾斜不整合で重なる。佐久間川沿いの奥根付近の河床では，保田層群の起伏を埋め立てる様に，アバット状の不整合で重なる本層が観察される。

本層は走向方向に細粒な砂岩礫岩互層，あるいは砂岩泥岩互層に変化し，奥山層，中尾原層へと移行する。

V. 1. 2 奥山層(0y)

命名 大塚(1947)による。

模式地 安房郡鋸南町奥山

分布 佐久間川に沿って，中尾原，中井ヶ谷，奥山，中根付近に分布する。図幅北部の鋸南町大帷子おおがたびらノ上北方にも断片的に分布する。更に，富津市山中の田島から中沼にかけて，及び鴨川市大幡に分布する。嶺岡層群分布地域の中央部に，東北東-西南西の方向で分布する堅硬な細粒-中粒砂岩層も，一応本層に対比しておく。

層厚 佐久間川沿いで 300m。ただし，下位の大崩層とは側方移行の関係にあるので，場所により変化する。

岩相 細粒砂岩と中-粗粒砂岩の5-10cm厚オーダーの規則正しい細互層で、しばしば細礫岩を挟在する。下部又は側方で砂岩礫岩互層へ漸移し、大崩層と指交関係を示す。

化石 *Chlamys akihoensis*, *Crassatellites* cf. *nanus* ADAMS et REEVE の産出が報告されている(小池, 1949)。

層序関係 大崩層に整合に重なるが、一部は側方で大崩層に移化する。図幅北部の鋸南町大帷子では、下位の保田層群と断層で接する。小池(1949)では「奥山互層」は「大崩礫岩層」の下位層としている。

V.1.3 中尾原層(Nk)

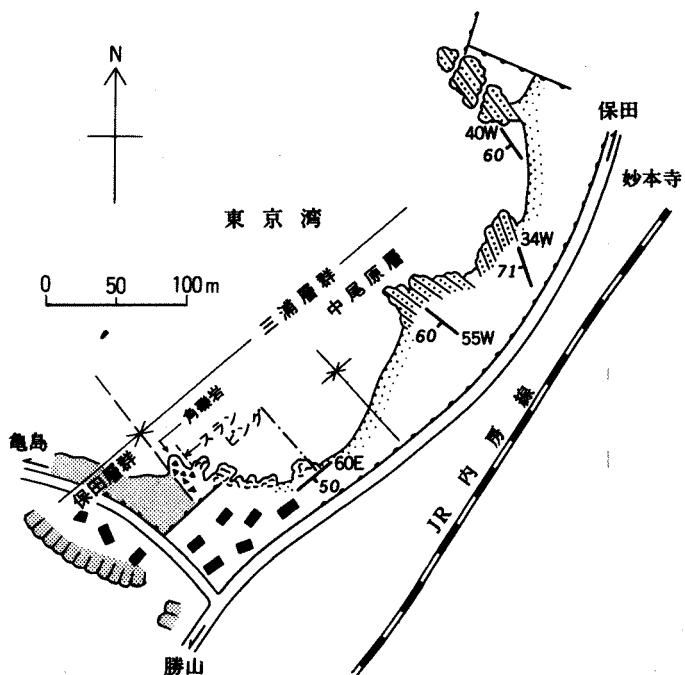
命名 大塚(1947)

模式地 鋸南町中佐久間中尾原

分布 鋸南町妙本寺の海岸(第11図)から東方に、原、福良、中尾原、茂原、奥根など佐久間川に沿い、更に東方の鴨川市布袋郷まで分布する。又、鋸南町日向畑、中佐久間道越北方、富津市山中上畑南方などにも、断層で挟まれて断片的に分布する。

層厚 中尾原から妙本寺の海岸までを単純に積算すると層位学的厚さは約1,300mとなるが、上畑-水の台では約100mの厚さで上位の木ノ根層に漸移する。本層下半部は、一部下位の奥山層や大崩層と指交関係にあり、厚さは場所によって著しく変化する。

岩相 灰色中粒砂岩と砂質泥岩の規則正しい厚さ10-30cm オーダーの細互層。上部では砂岩泥岩と



第11図 鋸南町吉浜海岸沿いのルートマップ。三浦層群の基底付近

も厚さを増す。砂岩は淘汰の良い中-細粒砂で、軽石やスコリアなどの火砕物をほとんど含まない。鋸南町吉浜の海岸では、リズムカルな互層が発達し、砂岩層が一見黒灰色を呈するが、スコリア等の火砕物質はほとんど含まれない。ここでは、しばしば粗粒砂ないし細砂岩層が挟まれ、南縁部にはスランピングや角礫岩層が発達する(第11図)。これらの粗粒砂岩層からは、大型有孔虫などの化石を産出する。

化石 本層上部の砂岩層中からは、これまでに多くの有孔虫化石の産出が報告されている。大塚・小池(1949)は、中佐久間・吉浜・埋田(大帷子ノ上)の砂岩より *Lepidocyclina makiyamai* MORISHITA MS, *Miogypsina kotoi* HANZAWA の産出を報告している。INOUE and NAKASEKO (1951)は、吉浜の砂岩より *Amphistegina radiata* (FICHTEL et MOLL), *Quinqueloculina vulgaris* D'ORBIGNY, *Q. seminulum* (LINNE), *Robulus limbus* (REUSS), *Eponides haidengeri* (D'ORBIGNY), *Rotalia ikebei* n. sp., *Cassidulina pacifica* CUSHMAN, *Cibicides refulgens* (MONFORT) を報告している。これらの化石の産出から、本層は中新世中期の地層で、堆積環境は暖流の流れる浅海下の堆積物であると推定される(HANZAWA, 1931)。

V.1.4 木ノ根層(Kn)

命名 池辺(1948)

模式地 富津市豊岡木之根峠

分布 図幅北部の鴨川市大幡北方の山麓から西方へ、鴨川市古畑、富津市木之根峠、山中、内台、保田見、鋸南町大帷子ノ上などにかけて、東西に帯状に分布する。そのほか、鋸南町江月・上畑南方にも断片的に分布する。図幅中部の佐久間地域では、鋸南町茂原から奥根南方にかけて、又、鴨川市布袋郷西方付近にかけて、東西に延びる向斜構造の軸部に沿って発達する。鋸南町岩井北方の市部瀬には北西に単斜する本層が厚く発達する。

層厚 鴨川市大幡付近では680m

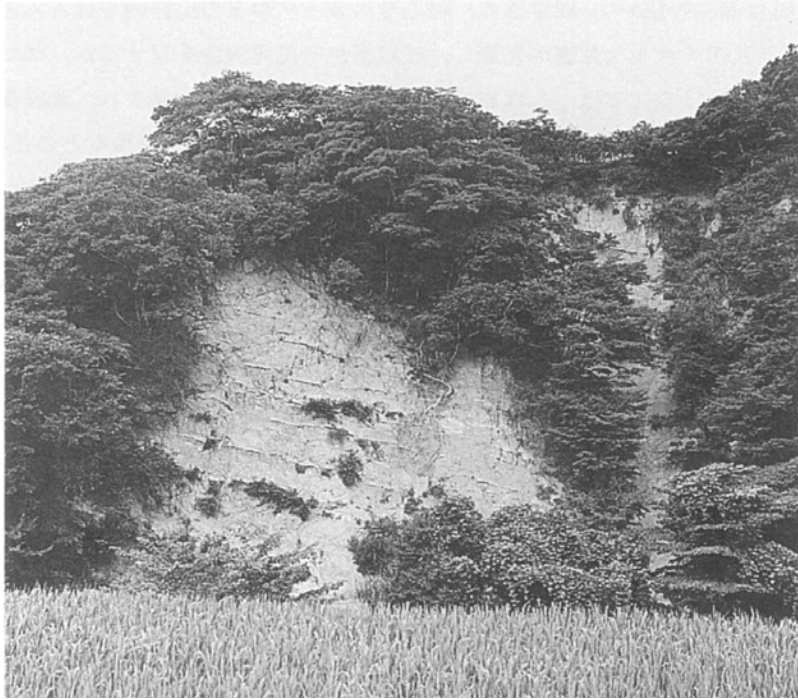
岩相 暗灰色泥岩の厚層を主とし、しばしば厚さ5-40cmの細粒砂岩を挟む(第12図)。本層の上半部には、厚さ5cmないし1mの白色凝灰岩及びゴマシオ状の黒雲母石英粗面岩質凝灰岩が頻繫に挟まれる。最下部付近の泥岩中には厚さ50cm-1mの石灰質団塊が層状に挟まれることがある。

泥岩のうち特に下半部は細粒で、風化すると黄灰色を呈し細裂状に割れ、粘土化して地泣りを生じる場合が多い(鋸南町引越・内台・保田見・瀬高など)。

本層は軽量骨材の原料として採石されている(鋸南町日向畑・市部瀬)。最上部の泥岩は青灰色の塊状粗粒シルト岩である。これらの泥岩は次に述べる天津層の泥岩の岩相と類似するが、スコリア質砂岩層を挟在しない泥岩までを本層とした。

化石 *Glycymeris derelictus* (YOKOYAMA), *Venericardia ferruginosa* (ADAMS et REEVE) を産出する(小池, 1949)。

層序関係 佐久間付近では下位の中尾原層に整合に重なる。鋸南町大帷子ノ上でも同様である。但し鋸南町市井原・細尾や、図幅東縁の鴨川市幡北方では、基底に礫岩層を伴って、下位の保田層群の上に不整合に重なる。なお本層は、岩質から図幅南部の南無谷層に対比される。



第 12 図 三浦層群木ノ根層の泥岩と凝灰質砂岩との互層。木之根峠北方の富津市大代

V. 1. 5 天津層 (Am)

命名 大塚(1936)

模式地 東隣の「鴨川」図幅地域内の天津小湊。本図幅地域内では、北西部の鋸山南麓に全層準が発達している。

分布 図幅北部の富津市豊岡から梨沢、鋸山山麓の鋸南町元名、大帷子などにかけて東西に広く分布する(第3図)。また、図幅中部東京湾側の鋸南町岩井袋にも断片的であるが本層の下半部が発達している。

層厚 鋸南町元名付近では 950m、岩井袋では厚さ 225m。本図幅北東部では本層の中・下部のみ発達するが、北隣の「富津」図幅地域の本層まで含めると、厚さ 800m となる。

岩相 主として泥岩又は泥岩と凝灰質砂岩の互層よりなるが、本層中部には、砂岩と泥岩互層ないし砂岩層が発達し、また乱堆積層も挟まれている。地質図では、それらを色分けし岩相記号で示した。以下に各岩相に分けて記載する。

泥岩・泥岩優勢砂岩泥岩互層(m)

天津層主部を構成するが、本層中部には、次に述べる砂岩ないし砂岩泥岩互層が発達し、それを挟んで上部・下部に発達する。

上部の泥岩は、図幅北東部の富津市豊岡や鋸山南麓に厚く発達する。30cm 厚ないし塊状の青灰色の中-粗粒泥岩を主とし、厚さ 5-30cm の白色凝灰岩、凝灰質砂岩を挟む。一方、下部の泥岩も主とし

て同質の泥岩よりなるが、10-50cm厚のスコリア質砂岩が比較的頻繁に挟まれる。豊岡付近では最下部付近の泥岩中に、厚さ30-50cmほどの石灰質の黄褐色頁岩団塊を挟んでいる。

砂岩優勢砂岩泥岩互層・砂岩(as)

鋸南町大帷子北方の沢では、本層中部に厚さ10cm程の凝灰質粗粒砂岩と、厚さ30cmオーダーの砂質泥岩ないし泥質砂岩が厚さ約150m発達する。同様の岩相は、図幅北東部の豊岡付近でやはり本層中部に発達し、かつて「宇藤木凝灰質砂岩」(大塚・小池, 1949)と呼ばれていた。豊岡付近では向斜軸部に限って同様の岩相が厚く発達する。鋸南町勝山から岩井袋にかけて分布する天津層の中部には、厚さ約200mの砂質岩優勢互層が発達する。なおこの地域では本層最下部にも砂岩優勢砂岩泥岩互層が発達し、下位の木ノ根層を整合に覆っている。

化石 *Calyptogena koikei* OTUKA (MS), *Lucina acutilineata* CONRAD, *L. spectabilis* YOKOYAMA, *L. kamoensis* OTUKA が報告されている(小池, 1949)。その他 *Makiyama* を多産する。

層序関係 北部地域では下位の木ノ根層に整合に重なる。中部の富浦町市部瀬では、本層最下部の砂岩優勢砂岩泥岩互層が、下位の木ノ根層にアバットあるいは収れんしながら整合に覆っている様子が、碎石場の崖で観察される。

対比 本層は本図幅地域南部の石堂層に対比される。

V. 1. 6 稲子沢層 (In)

命名 小池(1949)

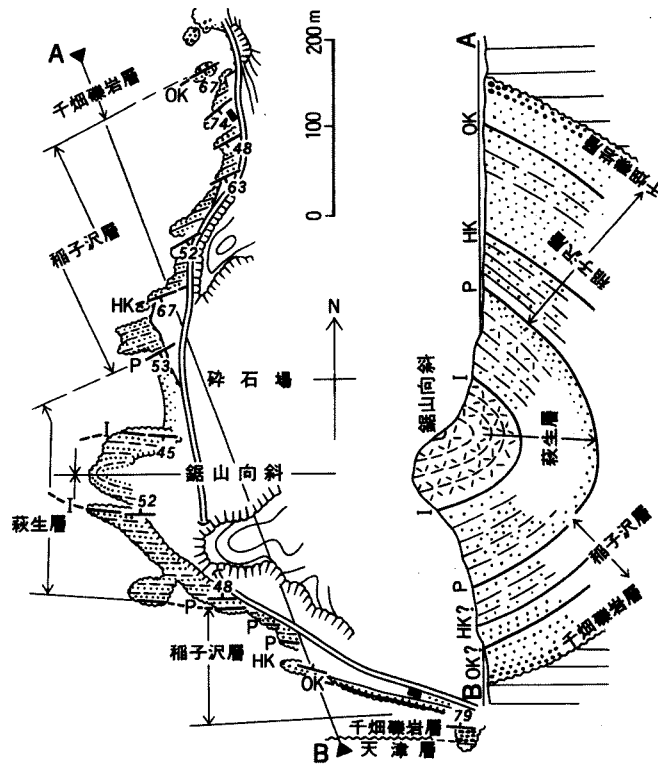
模式地 富津市志駒字稲子沢の湊川沿い(北隣の「富津」図幅地域内)。

分布 本図幅北西部の鋸山向斜を中心に、その北翼部及び南翼部に分布している。

層厚 鋸山向斜の南翼で約100m、北翼で約160mと、向斜を境に北方に地層が厚くなっている(第13図)。

岩相 模式地では主として泥岩より構成されているが、本図幅地域ではやや岩相が異なり、主として凝灰質砂岩と泥岩の互層よりなる。なお、本層の下部には厚さ10数mの礫岩層があり、「千畑礫岩層」(小池, 1949)と呼ばれている。鋸山南麓では、鋸南町元名の鋸山ダム北方0.5km付近から明鐘岬南方約0.7kmの海岸まで分布し、多数の貝化石を混入した、径5cm大の円一亜円礫で構成されている。一方鋸山の北麓では、富津市天羽町金谷の不動岩付近に見られ、最大径数10cmの巨礫を含む淘汰の悪い円一亜円礫で構成される。礫種には、古期砂岩、チャート、粘板岩などの他、緑色岩や結晶片岩などが含まれる(高橋, 1954)。同様の岩相は、勝山および浮島にも発達する。

化石 不動岩の「千畑礫岩層」からは、*Portlandia* cf. *japonica* (A. ADAMS), *Glycymeris* cf. *vestitoides* NOMURA, *Chlamys kakisakiensis* (NOMURA and NIINO), *Aequipecten vesiculosus* (DUNKER), *Amusiopecten akiyamae* MASUDA, *Miyagipecten matsumoriensis* MASUDA, *Limatula* cf. *subauriculata* (MONTAGUE), *Lima* sp., *Dosinia* cf. *pubescens* (PHILIPPI), *Venus* sp., *Spisula* sp., *Trochus* sp., *Dentalium weinkauffi* DUNKER, *Balanus* cf. *coriosus* PALLAS, *Echinolampas yoshiwarai* P. DE LORIOL, *Isurus hastalis* AGASSIZ など、多数の化石



第13図 鋸山西方の海岸沿いのルートマップと鋸山付近を通る地質断面図

が産出する (MITSUNASHI *et al.*, 1976).

高橋(1954)は、不動岩付近の本層から約50個の哺乳動物骨片を採集した。この中には長鼻類化石の大腿骨が含まれるという。

層序関係 下位の天津層に整合に重なるが一部不整合に覆う。

対比 本層は主として岩相の類似性から、南部の三浦層群のうちの鏡ヶ浦層に対比される。

V.1.7 萩生層(Hg)

命名 小池(1949)

模式地 富津市萩生(北隣の「富津」図幅地域内)

分布 鋸山向斜軸に沿って、本図幅北西部の明鐘岬から東方に分布する。

層厚 鋸山向斜で約200m

岩相 模式地のある北隣図幅内では、凝灰質砂岩泥岩互層、凝灰質中粒砂岩層、凝灰岩層よりなるが、本図幅地域内ではこれらが粗粒化の傾向にあり、特に上位層準ほど粗粒化している。

化石 本図幅域内では採取されていない。

層序関係 下位の稲子沢層を整合に覆う。

対比 本層は主として岩相の類似性から、下位の稲子沢層とともに南部の三浦層群のちの鏡ヶ浦層に対比される。

V. 2 南部の三浦層群

V. 2.1 南無谷層(Nm)

命名 新称

模式地 安房郡三芳村居倉北方の沢

分布 富山町南無谷から三芳村平久里下にかけて、東西に連続して分布する。

層厚 下限が断層なので全層厚は不明だが、居倉北方では500m以上。

岩相 暗青灰色の中・細粒泥岩あるいは頁岩を主とし、しばしば細粒砂岩や白色凝灰岩の薄層を挟む。本層中部付近には厚さ 50cm - 1m の細粒砂岩層を挟み、青木山林道北方や平久里下東方では、これらの厚さが増し 50m 以上となる。最上部の泥岩は、塊状の粗粒泥岩ないし砂質泥岩で、北部の天津層の泥岩とよく似ているが、スコリア質砂岩が含まれない泥岩までを本層とした。下半部の泥岩は細粒で、風化すると白色化し細裂状に砕けるなど、北部の木ノ根層と良く似た岩相を示す。ただし木ノ根層に比較すると全般的にはやや粒度が粗い。

中・下部の泥岩中にはしばしば天然ガスの兆候が見出される。

化石 未発見

層序関係 下位の保田層群とは一般に断層関係で接しているが、本来不整合であったと推定される。

対比 岩相の類似性から、図幅北部の木ノ根層に、又、東隣の図幅「鴨川」の江見層の最上部としている泥岩相に対比される。

V. 2.2 石堂層(Is)

命名 成瀬ほか(1951)。ただし、ここでは成瀬ほかの「嵯峨志凝灰質互層」も含め再定義する。

模式地 安房郡丸山町石堂

分布 図幅南部地域の保田層群を囲むように、和田町黒岩・下三原から西方へ、丸山町石堂、三芳村子神、富浦町福沢・原岡・南無谷崎、更に富山町千騎森にかけて分布する。また南端部の千倉町安馬谷には背斜構造の軸部に分布している。

層厚 約1,050m、ただし富浦北方の小浜付近では400m。

岩相 主として泥岩ないし泥岩優勢砂岩泥岩互層よりなるが、一部で砂岩優勢砂岩泥岩互層ないし粗粒砂岩細粒砂岩互層となる部分もある。また乱堆積構造や含礫泥岩の発達する部分もあるので、地質図ではそれらを区分して示した。以下にそれらについての岩相を記載する。

泥岩優勢砂岩泥岩互層(岩相記号m)

本層は大部分模式地の石堂付近で見られるような、主として中・粗粒泥岩の厚層よりなる50cm-2m ごとに厚さ 5 - 10cm ほどの中・粗粒凝灰質砂岩や白色凝灰岩の薄層を挟在する。また厚さ1m 以上のゴマシオ状凝灰岩の厚層を挟む。

これらの岩相は、本層の上部及び下部に行くにつれ漸次凝灰質砂岩層の挟みが頻繁となり、泥岩も粗粒泥岩ないし砂質泥岩で厚さが薄くなってゆく。

富浦町原岡から南無谷崎にかけては、背斜、向斜を繰り返しながら全体としては西に開いた半盆状構造をなして本層が分布するが、ここでも岩相は同様の変化を示す。ただし、南無谷及び原岡付近には著しい乱堆積構造や径50cm以下の古期円礫を含む含礫泥岩層が発達する。

砂岩優勢砂岩泥岩互層・砂岩(岩相記号 as)

模式地の石堂北方で、本層が下位の保田層群と断層で接する付近に本層の最下部が発達する。ここでは厚さ5-10cm オーダーの粗粒-極粗粒凝灰質砂岩と厚さ10-50cm オーダーの砂質泥岩の互層が発達し、泥岩中にはスコリアや軽石が不規則に入り込んでいる。また厚さ50cmまでの粗粒スコリア層も発達する。これらの岩相は、上位に向かって砂岩層の挟みがまばらとなり、前述の泥岩優勢互層へ漸移してゆく。

富浦北方の小浜付近では、本層の下限に砂質泥岩と凝灰質粗粒砂岩ないし礫岩よりなる10-20cm オーダーの互層が厚さ50m程発達する。これらの岩相は小浜から平久里下まで東西によく連続し、本層の下限を画している。

化石 *Isurus* sp. の産出が報告されている(成瀬ほか, 1951)。

層序関係 下位の南無谷層を整合に覆っているが、居倉以西では、南無谷層を軽微な斜交不整合で覆う。富浦町原岡では、直接下位の保田層群を傾斜不整合で覆っている。

対比 本層は、岩相の類似性から、図幅の北部地域に発達する稲子沢層ないし萩生層に対比されると考えられる。

小竹(1988)は房総半島南端地域の海成上部新生界の研究の中で、本地域の層序を中新統石堂層群と更新統の千倉層群(嵯峨志層・根方層)及び豊房層群(加茂層・東長田層・滝川礫岩)に区分した(第

第3表 本報告の三浦層群及び豊房層群と小竹(1988)の千倉層群及び豊房層群との対比

本 報 告		小 竹 (1988)*	
豊房層群	池之内層	豊房層群	滝川礫岩層
	嵯峨志層		東長田層
	本郷層		加茂層
	大井層		
三浦層群	鏡ヶ浦層	千倉層群	嵯峨志層 / 根方層
	石堂層		石堂層群

* 本図幅地域のみ

3表). この中で本層を更新世の千倉層群嵯峨志層とし, 下位の石堂層群(筆者らの石堂層に対比)と不整合関係にあるとした. 筆者らは, 本層が下位の石堂層から岩相的に漸移し構造的にも平行していることから, 整合関係にあると考え, 三浦層群とした.

V. 2. 3 鏡ヶ浦層(Kg)

命名 成瀬ほか(1951)

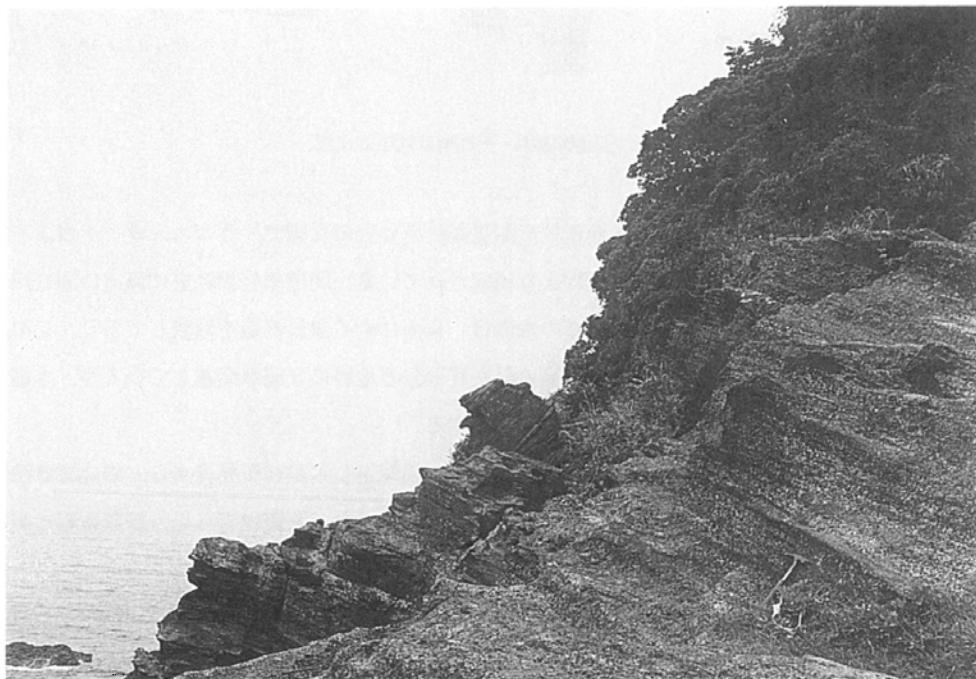
模式地 大房岬

分布 館山市川名, 同船形, 富浦町大房岬, 富山町小浦から同宮谷, 米沢, 三芳村御庄, 同高井ヶ谷, 丸山町珠師ヶ谷, 同丸本郷, 和田町中三原.

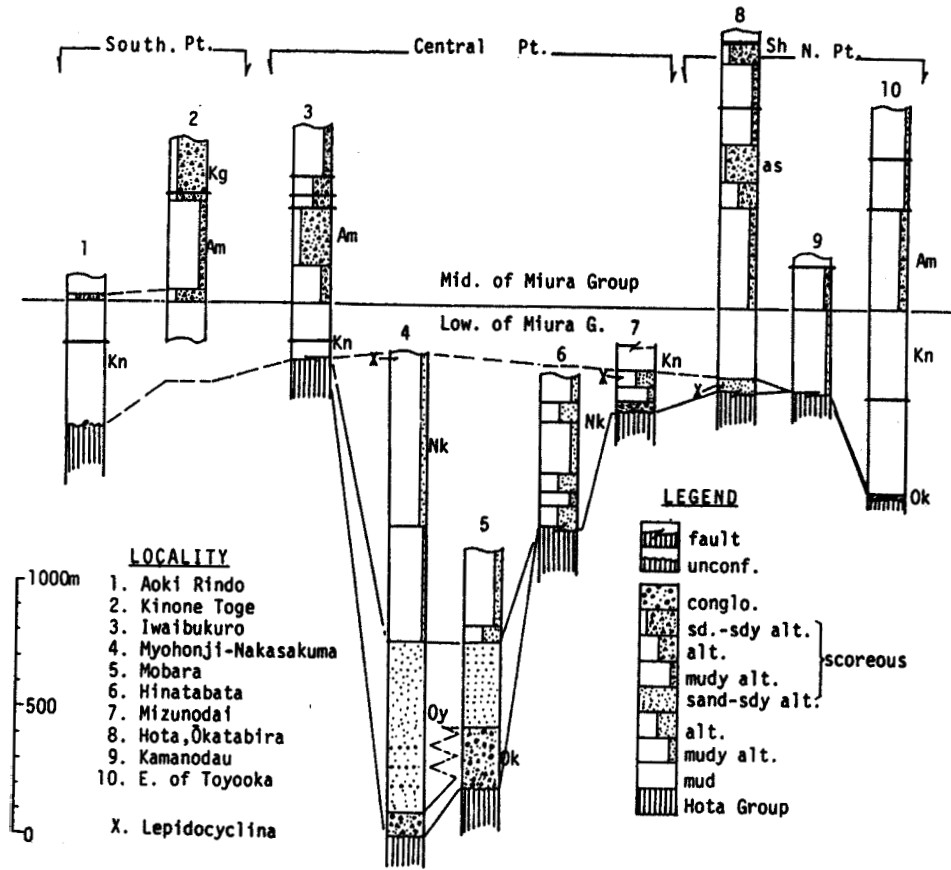
層厚 富山町小浦付近で250m +.

岩層 富山町小浦から宮谷にかけての本層は, 粗粒-極粗粒凝灰質砂岩と礫径5-10mmの安山岩質スコリア礫岩層の10cmオーダーの互層よりなる. 本層の下限付近には, 厚さ3m程度の細粒ゴマシオ状凝灰岩が含まれるほか, 何枚かの白色軽石層を挟んでいる. 小浦から宮谷にかけての走向方向には岩相変化はほとんど見られないが, 西方ほど礫径が大きくなる傾向がある.

富浦町大房岬では本層が最もよく発達しているが, 礫径が最大20mmのほとんど安山岩質の火山礫凝灰岩から構成され, 泥質分をほとんど含んでいない(第14図). やや細粒な地層と粗粒な地層よりなる平行な層理が発達する. 館山市船形の崖ノ観音付近にも本層の発達が見られるが, ここでは最大礫径



第14図 三浦層群鏡ヶ浦層の安山岩質凝灰岩を主とする礫岩と礫質砂岩の互層



第15図 三浦層群中・下部層の層序対比図

10mm, 平均5mmの火山礫凝灰岩と極粗粒の泥質凝灰質砂岩の互層で、クロス・ラミナがよく発達する部分もある。礫層はほとんど火山砕屑物より構成されている。同様の岩相は更に東方の同市川名那古観音付近でも観察される。なおこの付近での本層は、東西に走る向斜構造を形成しており、この北翼に当たる那古観音北方では、下位の石堂層に当る凝灰質砂岩と泥岩の互層が発達しているが、本層との境付近では砂岩優勢砂岩泥岩互層となり石堂層に漸移する。

三芳村御庄から丸山町前田へ至る県道の北側には、南へ急傾斜した本層が発達する。ここでは粒径が西部地域よりやや細かく、最大5mm程度で、下位にゆくにつれ、泥質砂岩ないし砂質泥岩と凝灰質砂岩との砂岩優勢互層へ漸移してゆく。

三芳村山名付近では泥質砂岩と砂岩の互層となり、同様の岩相は東方の丸山町石堂、釜滝、西原から、和田町中三原など、向斜構造の軸部に沿って分布する。このように鏡ヶ浦層は、西方の大房岬付近で最も粒度が粗く、東方へ行くにつれ細粒となり、礫岩砂岩互層から砂岩泥岩互層へと移行して行く。なお、館山市那古付近や三芳村御庄、同山名、和田町中三原などでは、本層の上位に後述する豊房層群嵯峨志層が不整合に重なり、両者がともにスコリア質礫岩や砂岩層のため識別が困難な場合がある。一般に、

鏡ヶ浦層はほとんど火砕物質のみからなり、シルト岩の偽礫や砂岩礫、貝殻片などをふくまず相対的に固い特徴があり、このような特徴により両者を区別することが可能である。

層序関係 下位の石堂層とは整合・漸移の関係にあり、上位の豊房層群嵯峨志層とは不整合で接する場合が多い(第15図)。なお小竹(1988)は後述するように大房岬付近の本層を千倉層群(筆者らの豊房層群の一部)の嵯峨志層としている。

化石 これまで本層よりの化石の産出は報告されていない。

V. 3 玄武岩

嶺岡層群及び三浦層群基底の大崩層分布地域に、玄武岩類が分布している(第8図)。

嶺岡層群分布地域では、同層群分布域中央を東北東-西南西に分布する。

三浦層群分布地域では、西に開いた半盆状構造の基底をなして分布する。それらは、西は奥山付近から東北東に延び法明付近に至る地域、布袋郷南西方から奥山付近及び花表裏付近にそれぞれ東北東-西南西方向に分布する。

これらの玄武岩類には、斑晶が少なく、時に斜長石や単斜輝石の斑晶を含むものと、多量のかんらん石斑晶を含むものがある。中嶋ほか(1981)は、前者を鴨川玄武岩、後者を西玄武岩と呼んでいる。

本地域に分布する玄武岩の大部分は、斑晶の少ないもので、枕状構造を示す溶岩である。なお、隣接する鴨川図幅内の嶺岡浅間東方の採石場では、玄武岩体が超塩基性岩類を貫いており、その中・下部は塊状、上部は枕状溶岩に変化している様子が見られる(中嶋ほか, 1981)。

嶺岡層群分布地域の北部の大田代付近に分布する玄武岩は、ピクライト玄武岩である。本岩石は、嶺岡浅間西方のものよりも粗粒で、フログパイトを含む特徴をもっており、貫入岩体であると推定されている(兼平, 1976)。

田崎・猪俣(1980)によれば、これらの玄武岩は、超苦鉄質な化学組成を持つピクライト玄武岩で、ポイキリティックな組織を有する。石基はガラス質で粗粒な斜長石がポイキリティックに他形粒状の単斜輝石を包有する。石基のガラス質の部分は緑泥石化していることが多い。主化学成分の分析結果を第4表に表す(田崎・猪俣, 1980)。これによると、これらの玄武岩はMgO, Σ FeO, CaOに著しく富み、かんらん石と変りないほど超苦鉄質であることを示している。このような玄武岩は、深部で発生したマグマがほとんど分化過程を経ずに浅いマグマ溜りに移動したのち一部が浅所に進入し、一部が枕状溶岩として地表に噴出したものと解釈されている。

第4表 ピクライト質玄武岩の化学組成
(田崎・猪俣, 1980)

	Picrite basalt Yamaguchi
SiO ₂	45.56
TiO ₂	1.07
Al ₂ O ₃	5.19
Fe ₂ O ₃	—
FeO	11.50
MnO	0.15
MgO	29.06
CaO	6.37
NiO	0.20
Cr ₂ O ₃	0.39
Na ₂ O	0.47
K ₂ O	0.02
P ₂ O ₅	—
H ₂ O(±)	—
Total	99.98

玄武岩は、嶺岡層群・保田層群に貫入し、三浦層群基底に溶岩として入っているため、その活動の時代は、三浦層群の堆積初期と考えられる。

V. 4 時代

沢村・中嶋(1980)は、鋸南町江月上の中尾原層より珪質鞭毛藻化石を採取し、それらが *Cobisema triachantha* zone に属することから、MARTINI and MULLERの時代区分を引用して本層の時代を中新世中期とした。又、天津層(採取点は鴨川図幅の天津層)より *Mesocena diodon* と *M. circulus* 群集を識別し、これより同層の時代を中新世中期後半ないし中新世後期としている。

尾田(1986)は、浮遊性有孔虫と古地磁気記録及び海底堆積物の堆積速度に関するこれまでの研究を総括する中で、天津層と清澄層(本地域の稲子沢層)の境界が中新世後期(Chron6と5の境界、約6Ma)にあたりとし、安野層(本地域の萩生層)は、鮮新世前期(Chron4、約4.5Ma)以後に堆積したとしている。

VI. 上総層群

(小玉喜三郎・鈴木尉元)

本地域に分布する上総層群は、図幅北西部の鋸山向斜の軸部に分布する竹岡層のみである。

VI. 1 竹岡層

命名 大塚(1947)の「竹岡凝灰角礫岩層」により再定義。

模式地 北隣図幅「富津」の富津市竹岡

分布 鋸山向斜の軸部に沿って東西に分布。

岩相 顕著な偽層の発達した直径2mm-1cmの安山岩質スコリアと安山岩質岩片を主とする凝灰角礫岩の互層。白色軽石を多く含む点で三浦層群の萩生層と差違がある。

層厚 150m+

層序関係 下位の三浦層群萩生層を平行不整合で覆う。上限は不明。

対比 本層は北隣図幅内の「黒滝層」に対比される。

化石 本地域からは産出していないが、北隣地区では *Chlamys vesiculosa* (DUNKER), *Glycymeris* sp. が多く産出している。

VII. 豊房層群

(小玉喜三郎・鈴木尉元)

本地域の南部に、三浦層群を不整合に覆って分布する更新世の地層を豊房層群とした。本層は、成瀬ほか(1951)が豊房累層と呼んだものに相当し、三梨ほか(1979)により上総層群相当層と呼ばれた。その後、渋谷・品田(1986)は豊房累層、中尾ほか(1986)、小竹(1988)は、豊房層群と千倉層群に分けた(第3表)。

本地域に分布する豊房層群は、下位から大井層、本郷層、嵯峨志層、池之内層に分けられ、南部では大井層が、北部へ行くに従い、本郷層、嵯峨志層が、三浦層群を順次不整合に覆っていき、北方ではアバット関係で接している(第16図)。

VII.1 大井層 (Oi)

命名 三梨ほか(1984)、中尾ほか(1986)、小竹(1988)の加茂層にほぼ相当

模式地 大井東部の砂利採取場

分布 大井付近から東方に延びる背斜の南翼部を中心に分布する。

岩相 主としてスコリア質砂岩からなる(第17図)。粒度は細粒から極粗粒砂にわたり、5mmに達するスコリアを多く含む。色は濃灰色で、淘汰はよくない。泥岩礫を含む数mの礫層が中間に挟まれる。礫径は一般に2-10cmであるが、最大1mに及ぶ。クロスラミナが発達する。

層厚 大井東方の砂利採取場で80m以上、大井北東方の背斜北西部では1m以下になる。

層序関係 三浦層群とはほとんど構造的に差がないが、わずかに斜交する不整合関係で重なる。しかし、背斜頂部付近から北西部では、三浦層群にアバット関係で重なる部分も一部ある(第18図)。この場合、三浦層群中の断層に沿って凸凹ができ、そこを大井層が埋める形になっている。

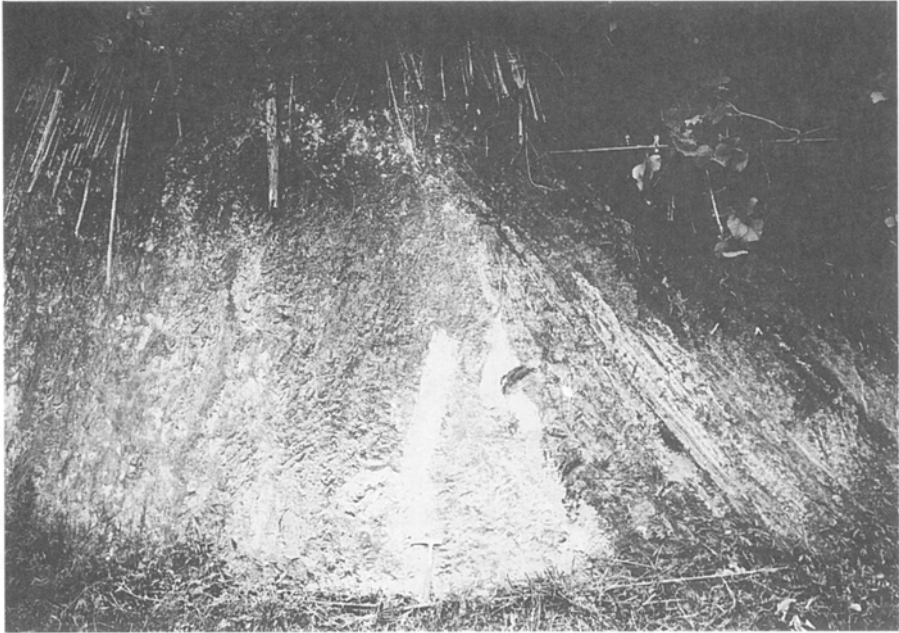
VIII. 2 本郷層 (Hh)

命名 三梨ほか(1984)、中尾ほか(1986)及び小竹(1988)の東長田層に相当。成瀬ほか(1951)の豊房累層の主要部に当たる。

模式地 本郷付近及び大井北方の山道沿い。

分布 竹原から上郷及び本郷に至る地域。

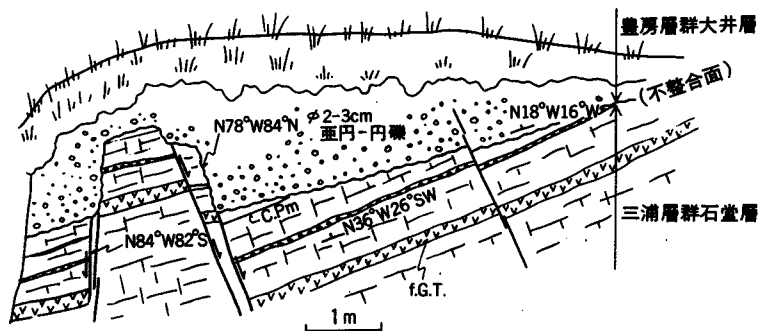
岩相 砂質泥岩とスコリア質砂岩との互層。砂質泥岩は、数cmないし数10cm、平均10-20cm



第 16 図 豊房層群滝川層と下位の三浦層群との不整合関係. 館山市稲原北部



第 17 図 豊房層群大井層. 館山市大井付近の砂利採取場



第 18 図 豊房層群大井層と三浦層群とのアバット関係。館山市大井の砂利採取場付近

の厚さを持つ。スコリア質砂岩は、層厚数 cm ないし 10cm で、粒度は細粒から粗粒に及ぶ、上部には 1m 以上の砂質泥岩が挟まれる。泥岩は柔らかい。本層の下位では砂質の互層が発達、上位では泥岩が発達する。

層厚 約 250m

層序関係 下位の大井層に整合に重なる。三浦層群を緩い傾斜不整合で覆う。

VII. 3 嵯峨志層 (Sg)

命名 成瀬ほか(1951)の嵯峨志凝灰質砂岩層を再定義。なお、図幅南部の竹原付近に分布する滝川含貝殻礫層(成瀬ほか, 1951; 成瀬, 1954)、及び中三原地域に分布する中三原凝灰角礫岩層(成瀬ほか, 1951)も本層に含めた。

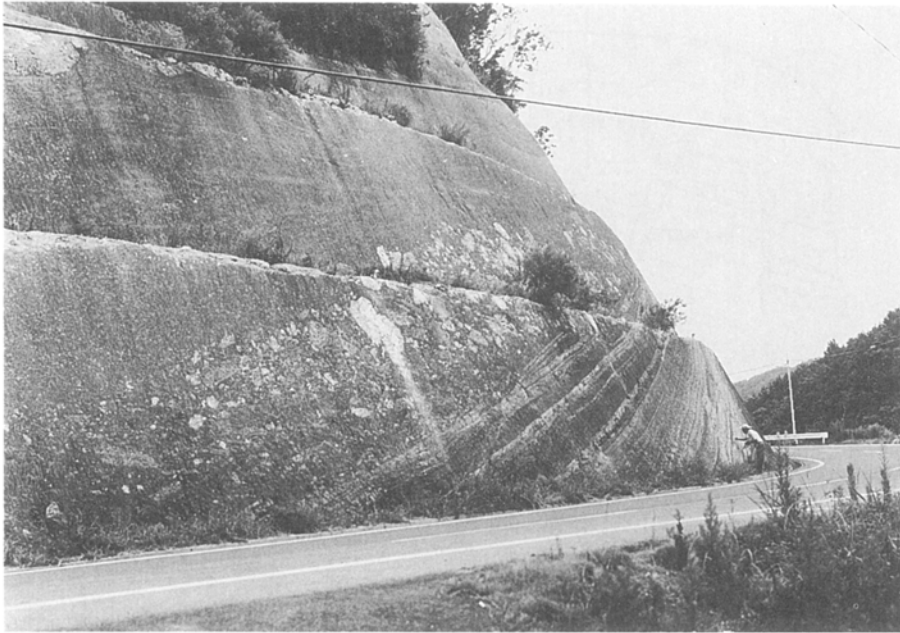
模式地 安房郡三芳村山名から嵯峨志にかけての道路沿い。

分布 図幅南端部の田辺から横枕・杵見に至る地域、その北の中・上ノ谷を経て山王に至る地域、更に北の北の谷から前田へ至る地域、北方の山名から嵯峨志付近、西方の稲原から正木岡に至る地域、東方の中三原から根方、黒岩に至る地域などに分布する。

岩相 図幅南端部の相賀ないし滝ノ谷付近では、主として礫岩、含礫泥岩、礫質砂岩及び含貝化石中粒-粗粒砂岩からなり、砂質泥岩を挟む。礫岩や含礫砂岩は、古期の礫だけではなく、泥岩の同時礫を多く含んでいる。古期の礫は、最大径 10cm 位に達するものもあるが、数 cm のものが多い。泥岩の同時礫は、最大径 1m に達するが、数 cm のものが一般的である。含礫泥岩の礫は、一般に径数 mm であるが、大きなものは数 cm に達する。貝殻片を含むものが多い。単層の層厚は、礫岩・含礫泥岩とも数 m ないし 10m 以上に達するが、数 10cm の部分もある。

先に述べた地域北東方の杵見西方の本層は、同様の岩相を示すが、礫が小さくなり、古期の礫で最大径数 cm、泥岩の同時礫で最大径 10cm 位のものである。

北方の深井付近の本層は、主として細礫を多く含む中-粗粒砂岩からなる。淘汰はあまりよくない。しばしば泥岩の同時礫を含む。礫径は最大 30cm に達する。北ノ谷南西方では、基底に 20cm ほどの



第19図 豊房層群嵯峨志層の凝灰質砂礫層. 三芳村山名付近

淘汰の悪い礫岩が見られる。礫径は最大15cmに達するが、一般に細礫からなる。

山王北方では、スコリア質粗粒-細粒砂岩からなる。単層の層厚は数10cmである。

北方の山名付近の本層は、スコリア質細礫砂岩や粗粒砂岩を主とし、スコリアのちる砂質泥岩を挟む地層からなる(第19図)。上部には、泥岩の巨礫を含む礫岩を頻りに挟む。

北西部の芝崎付近の本層は、下部がスコリア質粗粒-細粒砂岩からなり、淘汰は悪い。上部は、中粒-粗粒のスコリア質砂岩と砂質泥岩との互層からなる。層厚は、砂岩、泥岩とも10cm前後である。

層厚 南西部の江田・田辺で500mあまり、中部の杓見付近で約100m、北部の正名付近で約400m、北東部の中三原付近で350m以上。

層序関係 南部の田辺・横枕・杓見付近では、下位層に整合に重なるが、北部の北ノ谷から根方・前田に至る地域、北部の山名周辺地域、北西部の稲原から正木岡に至る地域、北東部の中三原周辺地域では、三浦層群に不整合に重なる。この不整合は、全般には緩やかな傾斜不整合であるが、山名周辺地域では三浦層群にアバット関係で接するようである。また北西部の芝崎から稲原、正木周辺では、三浦層群と顕著な斜交不整合関係で接する。その関係は、芝崎北西方及び稲原付近で見ることができる(第16図)。

VIII. 4 池之内層 (Ik)

命名 新称

模式地 安房郡三芳村池之内

分布 池之内周辺，北西部の下堀から正木岡付近，中央部の江田から滝ノ谷に至る地域，東部の唐ヶ作・蜂金谷・東小戸付近に分布する．

岩相 灰色の塊状泥岩からなる．

層厚 最も厚い北部の谷向 - 池之内で500m あまり，南部の滝谷 - 杓見北方で約100m，北東部の下三原では700m あまりである．

層序関係 南部では，下位の嵯峨志層に整合に重なるが，北部では，三浦層群にオーバーラップあるいは断層関係で接する．

VII. 5 時代

小竹(1988)によると，加茂層・^{かまなりぼた}神余畑層・東長田層・滝川礫岩からなる豊房層群からは，ほとんどすべての試料から *Grobrotalia truncatulinoides*，右巻の *Pulleniatina obliquiloquata*，*Gephyrocapsa caribbeanica*，*G. oceanica*，*G. parallela* を産する． また同層中部で，*Pseudoemilliana lacunosa* が消滅し，0.458Ma の年代を示す．中尾ほか(1986)によると，本層群はブリュンヌ正磁極期に堆積したものである．したがって，豊房層群は前 - 中期更新世に堆積し，上総層群上部に対比されることがわかる．

VIII. 段丘堆積物及び沖積層

(鈴木尉元)

本地域の河川や海岸付近には，沖積段丘が発達する．館山湾に沿った地域では4段の海成段丘が発達し，沼Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ段丘と名付けられている(中田ほか，1980)．それらの高度は，沼Ⅰ面が約19m，沼Ⅱ面が15-19m，沼Ⅲ面が12-13.5m，沼Ⅳ面が約5mである．この下に1923年の関東地震に伴う段丘が知られ，沼Ⅳ段丘は，1703年の元禄関東地震に伴うものと考えられている(松田ほか，1974)．沼Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ・Ⅳ段丘構成層の年代は¹⁴C年代から，それぞれ6190-6160y. B. P.，5510-4280y. B. P.，4315-2860y. B. P. と推定されている(中田ほか，1980)．いわゆる沼のさんご層は，沼Ⅰ面に含まれるものである．

その他，南無谷の海岸近く，平久里川下流桑原と西郷間の川沿い，丸山川下流の海岸近くに，貝化石を含む堆積物が報告されている(NOMURA, 1932)．

南無谷からは，二枚貝として *Ostrea gigas*，*Dosinia angulosa*，*Anomalocardia squamosa*，*Angulus nitidulus*，*Gastrana yantaiensis*，*Danax australis* が，巻貝では *Haliotis japonica*，*Monodonta labio*，*Chlorostoma rusticum*，*Chlorostoma pfeifferi*，*Turbocoronutus*，*Batil-*

laria zonalis, *Neverita didyma*, *Cypraea lutea*, *Columbella versicolor*, *Thais bronni*, *Thais clavigera* が産出する。蔵敷では *Leda confusa*, *Ostrea denselamellosa*, *Ostrea gigas*, *Pecten laqueatus*, *Diplodonta semiasperoides*, *Papyridea mutica*, *Dosinia angulosa*, *Macrocallista pacifica*, *Pitaria pellucida*, *Saxidomus purpuratus*, *Paphia amabilis*, *Paphia nudulata*, *Protothaca* sp., *Angulus nitidulus*, *Psammacoma awajiensis*, *Gastrana japonica*, *Psammobia ornata*, *Psammosolem abbreviatus*, *Lutraria sieboldtii*, *Esatonia nicobarica*, *Panope generosa*, *Dentalium octangulatum* など二枚貝と、巻貝では *Umbonium moniliferum costatum*, *Clava kochi*, *Tympanotonos cingulatus*, *Batillaria jonslis*, *Strombus jaupmocus*, *Neverita didyma*, *Cypraea macula*, *Siphonalia cassidariaeformis*, *Latruculus japonicus*, *Nassarius livescens*, *Cancellaria aspera laticosta* を産する。千歳からは、二枚貝の *Macoma incongrua* と巻貝の *Nassarius livescens* を産する。

海岸に沿って砂丘が発達する。館山湾に沿っては、2-3列の砂丘が知られている（中田ほか，1980）。

IX. 地 質 構 造

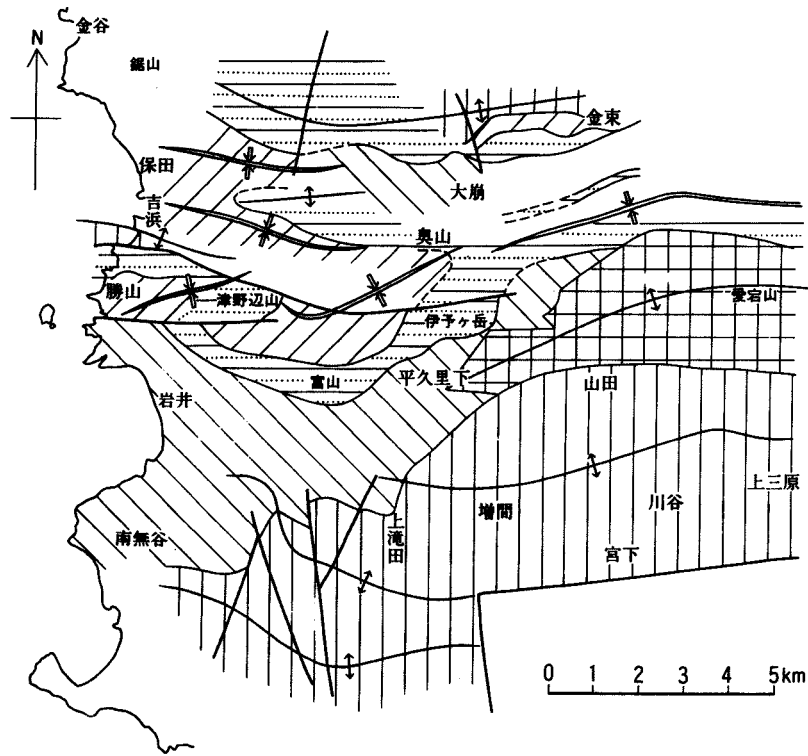
（鈴木尉元）

本図幅地域には、嶺岡層群、保田層群、三浦層群、豊房層群（上総層群）が分布するが、下位の嶺岡・保田層群と上位の三浦・豊房層群とでは、構造形態、特に褶曲・断層の複雑さにおいて格段の違いがある。そこで以下に嶺岡・保田層群と三浦・豊房層群に分けて、それらの地質構造を記述する。

IX. 1 嶺岡層群・保田層群の地質構造

中東部に分布する嶺岡層群は、西北西 - 東南東の一般走向を持ち、小さな褶曲を繰り返しながら、大きくは南方に傾斜すると考えられる。更に様々な断層に切られていると考えられるが、詳細は不明である。

保田層群の地質構造は、褶曲や断層によってかなり複雑になっている（第20図）。南部地域では、増間から東西に 8km 以上に延びる背斜を中心に、その南方ないし南西方に、北西 - 南東ないし東西方向の軸の短い背斜・向斜構造が発達する。このうち顕著な褶曲は、東部では経塚山付近を東西に走る盆状の向斜、川谷付近を北西 - 南東方向に走るノーズ状背斜、その西方の宮下付近を北西 - 南東方向に走る盆状向斜、その西方の西根付近を北西 - 南東方向に走るノーズ状背斜がある。西部では、居倉から西ノ谷へ北西 - 南東方向に走る背斜、その南西方の大津から北西 - 南東方向に走る向斜が顕著である。これらの褶曲はいずれも軸長 3 ないし 5km で、西方ないし北西方に上位の地層が分布するような構造を持つ



第 20 図 保田層群の地質構造の概要

ている。

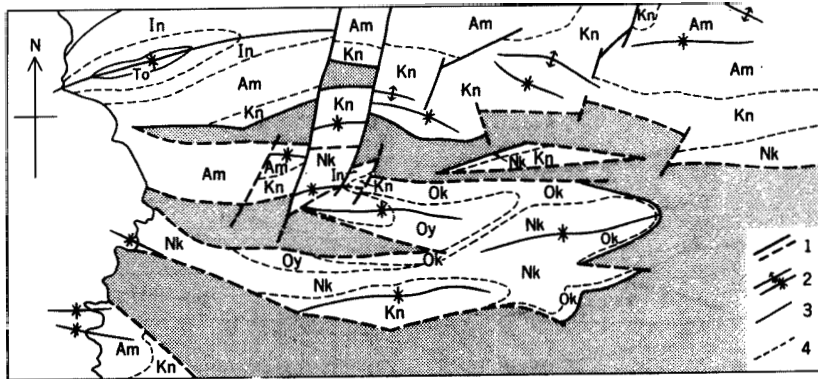
これらの褶曲構造を切って、東西、南北、北西 - 南東方向の断層が発達する。このうち、保田層群の南東縁を東西に画する断層は顕著で、境界付近の地層は地層面を追跡できないほどに破碎されている。

北部の保田層群は、一般にドーム・盆状構造によって特徴付けられる。主なものは、勝山東方の下佐久間を中心とする半盆状構造、富山北方の二部付近を中心とする盆状構造がある。そのほか、保田層群の部分的な露頭から復元される北東部の津森山を中心とするドーム構造が認められる。

この北部地域は、東西、南北及び北東 - 南西方向の断層によって切られ、複雑な構造を示す。また、三浦層群の堆積盆地が各所に発達し、層序・構造の解明は非常に困難である。

IX. 2 三浦層群・豊房(上総)層群の地質構造

図幅中央部に広く東西に分布する保田・嶺岡層群を取り囲むように、三浦層群と豊房(上総)層群は南と北に分かれ、あるいは地溝状に分布している。三浦層群・豊房層群の構造は下位層の構造を反映して、顕著な東西性の褶曲・断層構造を示している(第 21 図)。ただし大きく分けて、北部、中部、南部では褶曲や断層の発達程度に違いが見られる。



第 21 図 三浦層群・上総層群の地質構造分布図

北部地域は、保田層群分布域の北限である保田 - 金東より北の地域で、三浦層群は東西ないし西北西 - 東南東方向に、西部では東北東 - 西南西の方向の軸を持つ背斜・向斜構造を形成している。褶曲の度合いは西方ほど顕著で翼部の地層の傾斜が急になっている。図幅北東部の天津層は緩やかに北へ傾斜する単斜構造を示すが、豊岡付近になると 20° 以下の傾斜を持つ舟底状の向斜を呈し、天津層下半部は“うねり構造”¹⁾を形成している。うねり構造の向斜付近には大規模な乱堆積構造が発達する。金塚 - 小保田では、波長 1.5km、軸長 2km で最大傾斜が $20 - 60^\circ$ といいた背斜・向斜が雁行状に配列する。これらの褶曲した地層の傾斜は西方へ向かって急になっていく。小保田以西では褶曲は更に著しくなり、鋸山向斜の南翼部は $60 - 80^\circ$ なり、最下部の奥山層は逆転する(第 22 図)。また小保田北方では基盤の保田層群が背斜構造の軸部に現れる。

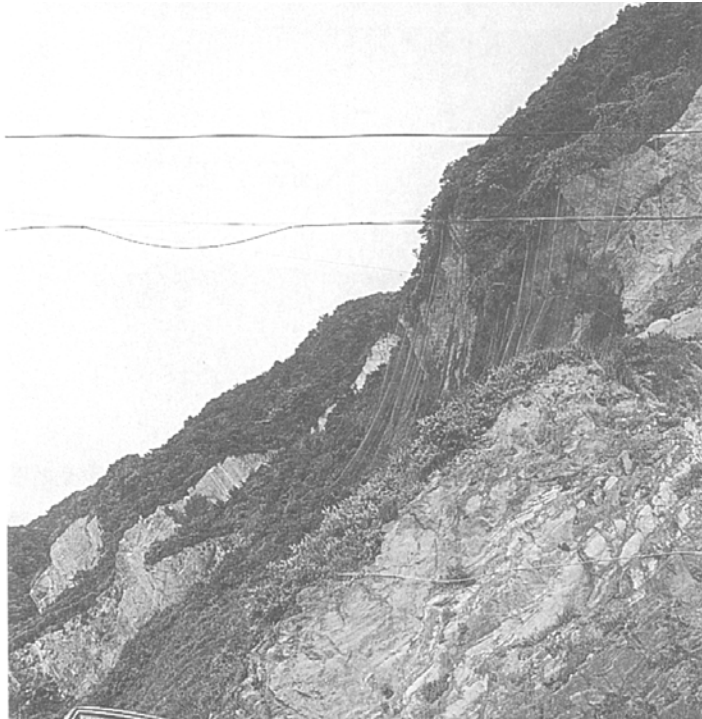
中部地域は佐久間川に沿って東西に延びる三浦層群下部の分布域で、全体としては西方へブランチした並走する複向斜構造を呈している。一般に向斜構造の北翼では基底の不整合ないし縁辺礫岩(大崩層)が現れやすいが、南翼は断層で保田層群と接することが多い。すなわち、三浦層群の向斜構造は、緩やかに西へ傾くと同時に大きく南方へ傾動している。

鋸南町勝山・岩井袋に分布する三浦層群は同様に西方へ軸がブランチした向斜構造を示す。

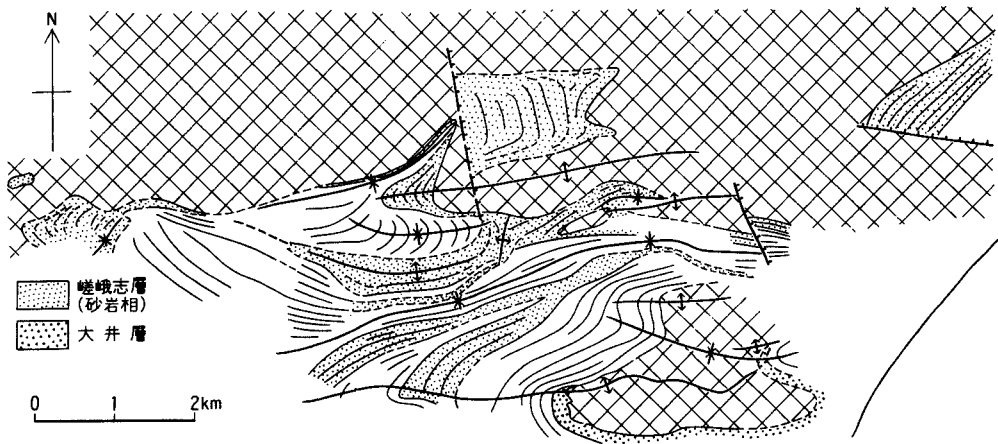
図幅南半部の三浦層群・豊房層群の構造は、東西にのびた保田層群を核とする大きな背斜構造を示している。南無谷から平久里下にかけての北西翼は、北北西へ単斜する石堂層と鏡ヶ浦層で構成されている。富浦町には東西に延びた向斜構造が発達するが、これらは全体としては複背斜の軸部に位置するもので複雑な構造を呈する。

大房岬から丸山町にかけては、三浦層群と豊房層群がともに東西方向の軸を持つ背斜、向斜構造を形成している(第 23, 24 図)。保田層群と断層で接する付近の三浦層群は、いずれも逆転しているが、特に図幅南西端部では、顕著な背斜、向斜が並走する。波長は 0.5-1km で、軸長は 2-6km であまり連続性は良くない。これらの褶曲は、向斜の北翼(あるいは背斜の南翼)が著しく急傾斜(50° - 逆転)す

1) 地層境界の示す帯状構造が、ゆるく大きな S 字状(又は逆 S 字状)に湾曲する構造。“ノーズ状構造”ともいう。垣見・小玉(1968)は、三浦・房総半島地域の基礎構造として、各層準の地質構造にこのような構造が認められることを指摘した。



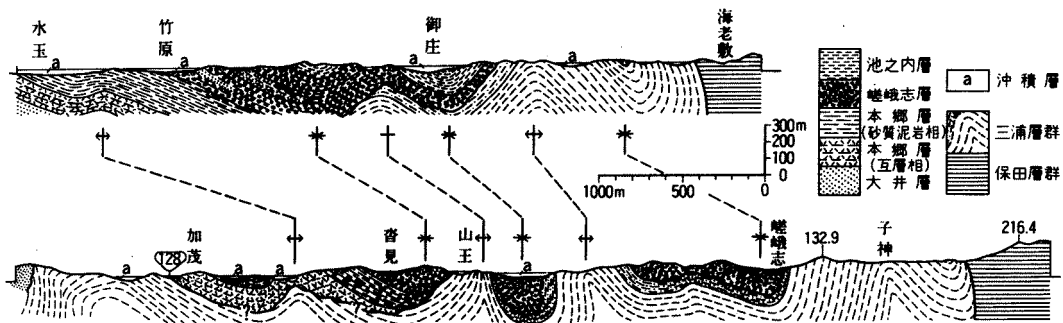
第 22 図 鋸山向斜. 明鐘岬付近から東方を望む. 構成する地層は三浦層群軟生層



第 23 図 豊房層群の走向線図. 走向線間隔は 50 m

るのに対し、南翼は比較的緩傾斜で非対称な形態を示す。豊房層群の褶曲は下位の三浦層群の褶曲とほぼ調和的であるが、こまかく見ると斜交している。特に図幅南西部の館山市川名付近では、三浦層群と著しい斜交関係を示す。

断層の発達も、図幅の北部、中部、南部地域で差異が見られる。北部地域では、東部では顕著な断層



第24図 豊房層群分布地域の地質断面図

が発達していないが、豊岡以西から北北東-南南西ないし北東-南西の正一走向移動断層が発達する。中部地域ではほぼ東西性の断層が顕著に発達し、地溝状の構造を形成している。主として東北東-西南西と西北西-東南東方向に延びる断層が交叉した形態で発達している。佐久間地域の三浦層群の堆積盆地の南限を限る「伊予ヶ岳断層」は、約45°の傾斜を持つ逆断層である。南部地域では、保田層群と三浦層群を限る北西-南東ないし東-西の顕著な高角逆断層を除くと、大規模な断層は発達していない。

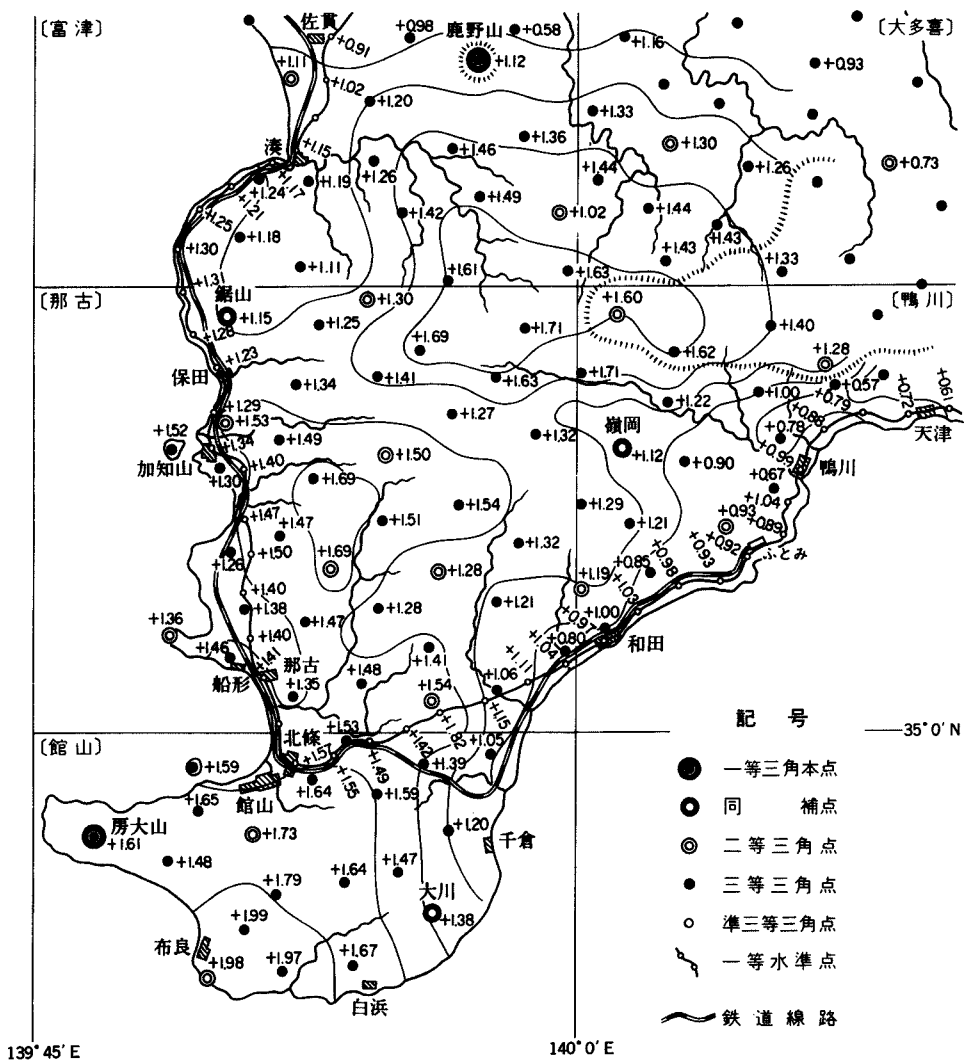
X. 最近の地殻変動

(鈴木尉元)

関東地方南部はしばしば広域的破壊地震に見舞われ、それに伴って、房総半島の南部は大きく隆起することが知られている。最も新しいこの種の地震は、1923年9月1日の関東地震(マグニチュード7.9)で、この時、房総半島南端付近は2m近く隆起し、北方ないし北東方に、次第に隆起量を減じていくような変動を生じた。このような一般傾向の上に、各地の局地的な隆起運動が重なっている。本図幅地域内では、そのほぼ中央部に当たる嶺岡、保田、那古、和田で囲まれた山地と鴨川北西方の山地が、それぞれ隆起単元を構成し、中心部では1m 60cm以上隆起した(第25図)。これに対して、上総湊から鋸山に至る地域の東方は、海岸に沿った地域及び前記の鴨川北西方の隆起単元よりも多少沈降した。

その後、房総半島全体の南方への傾動運動によって、多少もとに復したが(MIYABE, 1931)、上記の隆起運動は、海岸付近の海岸段丘として現在も見る事ができる。

この関東地震に際して、三芳村南部の本織付近に、東西に走る延命寺断層と、北東-南西に走る国府断層の活動が見られた(第26図)。これらの断層は、関東地震に際して陸上で見られた最も大きなものであった。延命寺断層は、東西約4km、落差は大きいところで2m近く水平ずりは1m以上に及び、概して南が下がるような運動を行った。断層に沿って亀裂を生じ、府中ではわずかな窪みであったもの



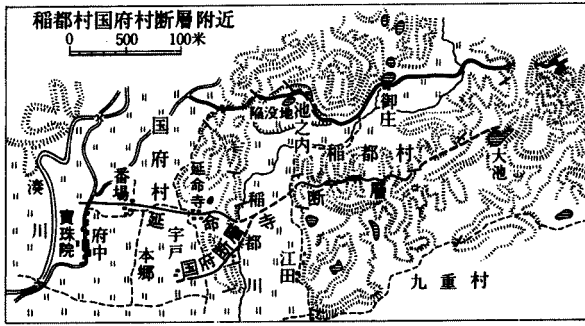
第 25 図 大正 12 年関東地震前後における房総半島南部の垂直変動 (陸地測量部, 1926)

が、番場では 20m にも達するが、延命寺西南では 5m で、東方に次第に亀裂の幅は小さくなる。この亀裂に沿って階段状に陥没し、池や沼を生じ、その最も深いものは 50cm に及んだ。断層崖はこの亀裂の北側に美事なものが生じ、崖の高さは最大 1m にも達した。

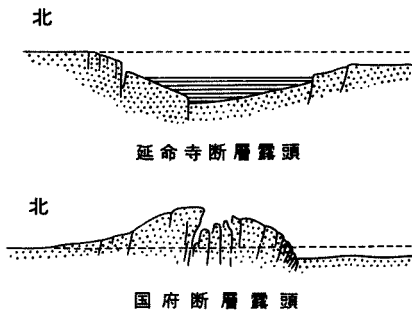
国府断層は延命寺断層の南約 540m の宇戸南東から明瞭になり、N70°E 方向に約 220m 走り、延命寺断層につながる。この断層は、延命寺断層に比べて規模は小さく、幅 3 ないし 4m にわたって、もぐらの通った跡のように約 1.5m 持ち上げられたような形を示した。一般に南側が落ちるように見えるけれども、断層の北側は広い範囲にわたって、田地に凸凹を生じた。

このほか、池之内付近、御庄北方、山名北方等で陥没が生じ、多くの田地が荒廢地となった。

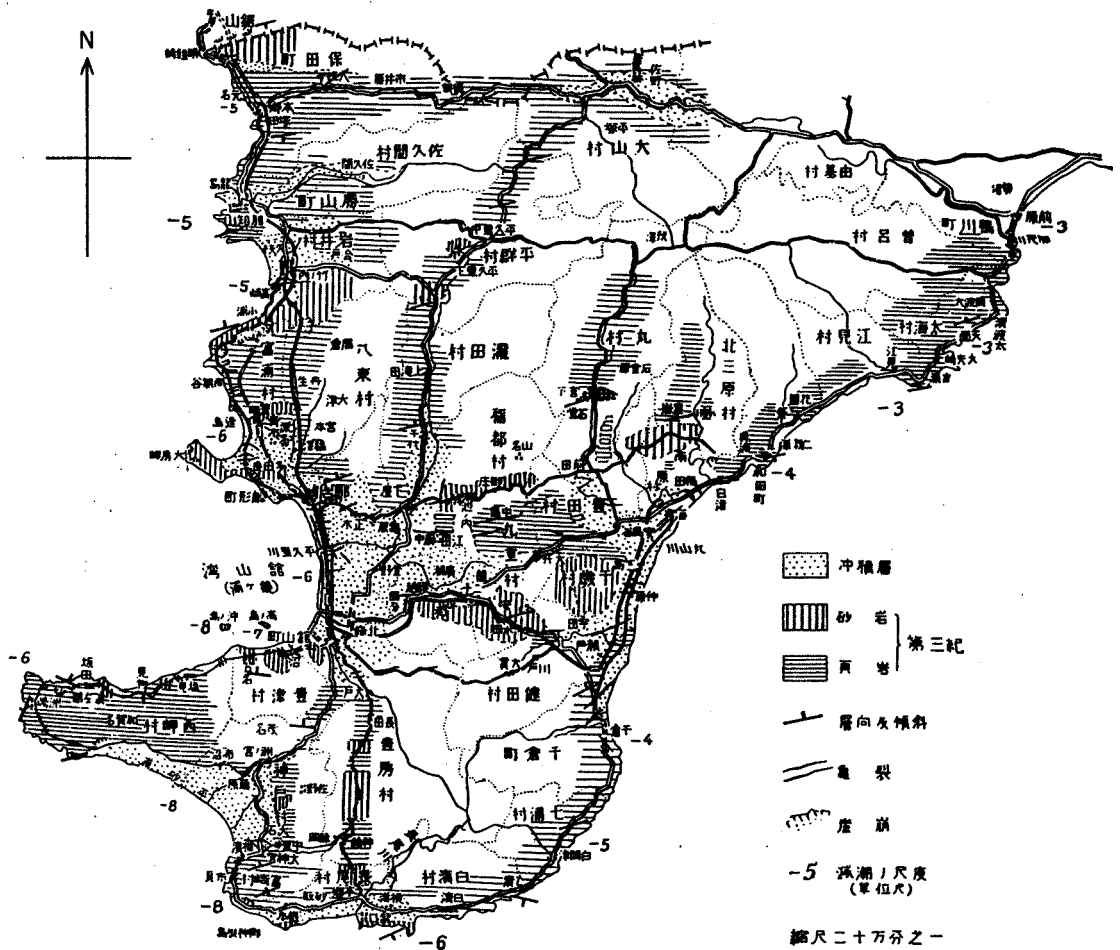
そのほか各地に地割れができたが、とくに北条、館山、那古の沖積低地に多かった(第 27 図)。一般



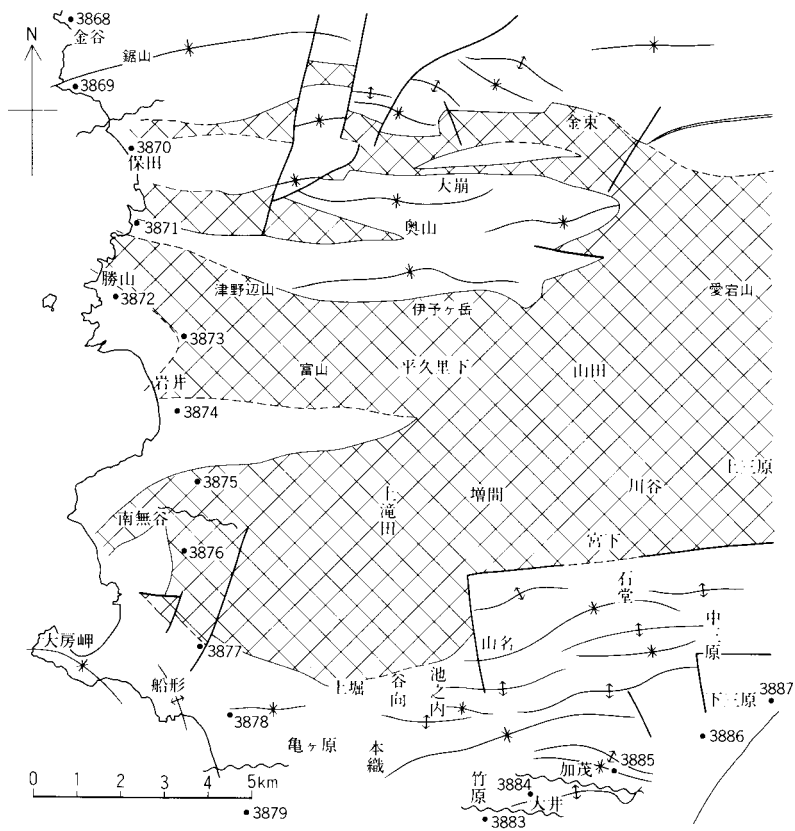
← 第26図 延命寺断層と国府断層の分布と断層付近の変位・変形 (上治, 1923)



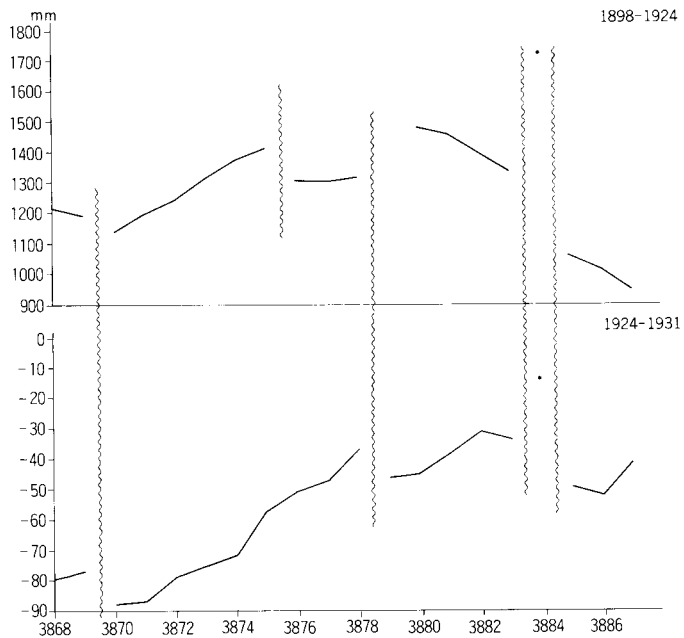
第27図 関東地震に際しての地割れ、崖崩れの分布 (門倉, 1924)



縮尺二十万分之一



第 28 図 一等水準点の分布図



第 29 図 一等水準点の変位。波線は、水準点の不連続的な変動幅を示す（第 28 図に対応する）

に東西方向の地割れが多い(門倉, 1924).

以上は、関東地震に際しての大きな地殻変動であるが、規模の小さな変動として、半島周辺に設置されている一等水準点の改測に見られる地塊運動がある(MIYABE, 1931)(第28, 29図). すなわち、幾つかの隣あった水準点が直線に乗るように変動し、次の水準点へ不連続的に変位するという事実である. 1898-1924年及び1924-1931年の変動資料を第29図に示す.

1898-1924年の変動では、一等水準点3868-3869, 3870-3875, 3876-3878, 3880-3883, 3885-3887がそれぞれ直線上に乗るような変動を行い、それぞれの境界で不連続的な変位を示している. また、3884は、周辺の水準点とは異なった挙動を示している. 1924年-1931年の変動では、1898-1924年の変動とほぼ同じ単元が地塊状の変動を行っているが、前期に各々独立した地塊運動を行った一等水準点3870-3875と3876-3878が、1924-1931年には一つの地塊として運動した.

XI. 応用地質

(鈴木尉元)

XI. 1 天然ガス

本地域には、長狭町^{こずか}金東湯沢と富山町^{いわぶ}岩婦からガスの産出が知られている(本島・品田, 1971). 前者は、山腹の岩の割れ目から日産 0.02m^3 を産出し、組成は N_2 69.6%, CH_4 30.3%, O_2 0.1%である. 後者は、やはり岩の割れ目から産出し、日産 0.01m^3 、組成は CH_4 82.5%, N_2 17.1%, CO_2 0.3%, O_2 0.1%である. いずれも H_2S 臭があり、水を伴っている. 付随水の Cl^- は、前者が 70mg/l 、後者が 86mg/l で極めて少ない. 両者とも鉱泉として用いられている.

XI. 2 採石

本図幅北西部の鋸山、南西部の大房岬、堂の下、野房、鋸南町岩井袋の安山岩質擬灰岩は、土台石などの石材として生産されていた(清水, 1913). このうち鋸山周辺では、金谷に30余ヶ所、保田に30近くの採石場があり、盛んに掘られていた.

近年は、鋸山周辺の安山岩質擬灰岩、鋸南町南西部の砂田、本郷、津野辺山西部の砂岩が、埋め立て地用に採石されている. 鋸南町大崩北西方や富山町高崎東方、小浦付近でも、近年まで採石が行われていたが、現在は中止されている.

三芳村深井では、建築用の砂利が採掘されている.

鋸南町大帷子の188m標高点南南東の沢奥では、木ノ根層の泥岩が、軽量骨材の膨張頁岩の原料と

して採掘されている(今井ほか, 1973).

XI. 3 地 す べ り

本図幅北部の保田川・加茂川より南方, 岩井川の南の支流, 平久里川, 丸山川を結ぶ線以北の地域は, 多くの地回り地形が見られ, また最近も地回りが発生している(千葉県土木部, 1955). これは, 嶺岡層群と保田層群分布地域の北半部に当たり, それらが地塁・地溝を形成している地域である.

主な地回り地は, 旧大山村(現鴨川市西部), 富山町平久里の平久里川の河谷に沿った地域, 鋸南町水台及び奥山, 富山町合戸東方の富山の南斜面などである. 旧大山村のものは小規模であるが数が多い. 他の地回りも, いずれも規模は小さい.

文 献

- 赤嶺秀雄・岩井四郎・小池 清・成瀬 洋・大森昌衛・関陽太郎・鈴木好一・渡部景隆(1956) 三浦半島の三浦層群について. 地球科学, no. 30, p. 1-8.
- 青木康次郎(1925) 三浦半島の海岸に就いて. 地球, vol. 3, p. 101-111.
- 千葉県土木部(1955) 房総地回り地帯の調査報告. 70p.
- HANZAWA, S. (1931) On some Miocene rocks with *Lepidocyclina* from the Izu and Boso Peninsulas. Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., 2nd ser., vol. 12, p. 159-170.
- HATAI, K. and KOIKE, K. (1957) On some fossil mollusca from Chiba Prefecture, Japan. Jap. Jour. Geol. Geogr., vol. 18, p. 77-90.
- 藤本治義(1928) 関東の地質. 中興館, 144p.
- 池辺展生(1948) 房総半島の天津層群(雑録). 石油技協誌, vol. 13, p. 132-133.
- 今井秀喜・河井興三・宮沢俊弥(編)(1973) 石材. 日本地方地質鉱床誌, 関東地方, 朝倉書店, p. 287-300.
- INOUE, H. and NAKASEKO, K. (1951) Foraminifera of Miocene Sakuma Formation, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, vol. 57, p. 7-11.
- 門倉三能(1924) 千葉県安房郡地震調査報文. 地質調査所特別報告, no. 2, p. 1-54.
- 垣見俊弘・小玉喜三郎(1968) 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造. II. 構造解析—小構造を中心として. 日本地質学会75年会地質見学案内書, 43p.
- 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, no. 13, p. 43-50.
- 小池 清(1949) 房総半島中部の地質(II). 東大立地研報, no. 3, p. 1-6.
- (1955) いわゆる波大層の問題(演旨). 地質雑, vol. 61, p. 358.
- 近藤精造・真田三郎(1965) 千葉県嶺岡地方愛宕山付近の嶺岡層群について. 千葉大文理紀要, vol. 4, p. 333-355.

- 小竹信宏(1988) 房総半島南端地域の海成上部新生界. 地質雑, vol.94, p.187-206.
- 松島義章(1980) 南関東における貝類群集からみた縄文海進と地殻変動. 月刊地球, vol.2, p.52-65.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之(1974) 元禄関東地震(1703)の地学的研究. 関東地方の地震と地殻変動(垣見・鈴木編), ラティス刊, p.175-192.
- MITSunASHI, T., NAKAGAWA, H. and SUZUKI, Y. (eds.) (1976) *Guidebook for Excursion 2 "Boso Peninsula"* 1st International Congress on the Pacific Neogene Stratigraphy, 82 p.
- 三梨 昂・奈須紀幸・楡井 久ほか(1976) 東京湾とその周辺地域の地質(10万分の1地質図). 地質調査所.
- ・———・——— ほか(1979) 東京湾とその周辺地域の地質(10万分の1地質図説明書). 地質調査所, 91 p.
- ・鈴木尉元・山内靖喜・小玉喜三郎(1984) 房総・三浦半島. 日本地質学会第91年学術大会見学旅行案内書, p.63-84.
- ・矢崎清貫(1958) 火砕鍵層による房総・三浦半島の新生代層の対比(1). 石油技協誌, vol.23, p.16-22.
- ・——— (1968) 日本油田・ガス田図6, 三浦半島(1:25,000). 地質調査所.
- MIYABE, N. (1931) Post-seismic crustal movements in Boso Peninsula. *Proc. Imp. Acad.*, vol.7, p.275-278.
- 本島公司・品田芳二郎(1971) 千葉県鴨川-勝山地域の天然ガスとヨウ素資源について. 地調月報, vol.22, p.629-635.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・杉本秀明・菅沼 健(1980) 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理評, vol.53, p.29-44.
- 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地質図幅), 地質調査所, 107p.
- 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. 静大地球科学研報, no.13, p.209-238.
- 成瀬 洋(1954) 豊房累層の堆積環境-房総半島南端 その2. 地質雑, vol.60, p.388-399.
- ・杉村 新・小池 清(1951) 房総南端一新第三紀層. 地質雑, vol.57, p.511-526.
- 奈須紀幸(1950) 堆積岩の粒度表示(三浦半島北部F). 地質雑, vol.56, p.309-310.
- NOMURA, S. (1932) Mollusca from the raised beach deposits of the Kwanto region. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, vol.15, p.65-141.
- 尾田太良(1986) 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点-中部および東北日本を中心として-. 北村 信教授退官記念地質学論文集, 北村 信教授退官記念事業会, 仙台, p.297-312.
- 大塚弥之助(1929) 延命寺断層の東方延長について. 地震, vol.1, p.793-798.
- (1936) 房総半島鋸山付近の地質構造(演旨). vol.18, p.458-459.
- (1947) 房総半島の佐久間層群について(演旨). 地質雑, vol.53, p.94.

- 大塚弥之肋・小池 清(1949) 房総半島中部の地質(1). 東大立地研報, vol. 2, p. 31-32.
- 陸地測量部(1926) 関東震災地一帯に於ける土地の隆起及沈下状態. 震研彙報, vol. 1, p. 65-68.
- 沢村孝之助・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. 地調月報, vol. 31, p. 333 - 345.
- 渋谷 保・品田正一(1986) 房総半島南端の作名背斜の形成過程. 地質雑, no. 92, p. 1 - 13.
- 清水省吾(1913) 千葉県産建築石材試験報文. 地調報告, no. 44, p. 1 - 58.
- 品田正一・三梨 昂(1978) 房総半島南端部の上総肩群. 地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 95.
- 鈴木好一・北崎梅香(1951) 神奈川県横浜・逗子・片瀬地方の新生代有孔虫群の研究. 地質雑, vol. 57, p. 65-78.
- 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. 地質雑, vol. 90, p. 497 - 499.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂(1979) 房総半島南部の保田層群の層序と構造. 地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 117.
- 高橋正五(1954) 房総金谷海岸に於ける minor structure と bone-bed に就いて. 横浜大理紀要, vol. 3, p. 109 - 120.
- 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アイト質玄武岩類. 地質雑, vol. 86, p. 653-671.
- 植田房雄(1930) 房総半島北部の地質(摘要)(演旨). 地質雑, vol. 59, p. 326.
- 上治寅次郎(1923) 千葉県安房郡稲都村国府村の断層. 地球, vol. 2, p. 321-327.
- WATANABE, Y. (1989) Evolution of the forearc basin of the Setogawa-Mineoka tectonic belt in central Japan. A doctoral thesis submitted to the University of Tokyo, 218p. (MS.).
- YABE, H. (1921) Recent stratigraphical and paleontological studies of the Japanese Tertiary. Spec. Publ. Benie P. Bishop Mus., no. 7, p. 775 - 796.
- (1930) Geological growth of the Tokyo Bay. Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 9, p. 333-339.
- and TAYAMA, R. (1932) Hojo trough. Bull. Earthq. Res. Inst., vol. 10, p. 200-208.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tōkyō (8) No. 94



GEOLOGY OF THE NAGO DISTRICT

By

Yasumoto SUZUKI, Kisaburo KODAMA and Takashi MITSUNASHI

(Written in 1990)

(Abstract)

The Nago district is situated at the south of the Boso Peninsula, and confronts the Uraga Strait to the west and the Pacific Ocean at the southeast. It comprises the southwest part of the Boso Hills with gently westward and southward sloping summit-level dissected by consequent streams.

The district is composed of the Mineoka Group of Paleogene age, the Hota Group of early Miocene age, the Miura Group of Miocene and early Pliocene age, and the Kazusa and Toyofusa Groups of Pliocene to middle Pleistocene age. Each group lies unconformably on the lower group, though the Hota Group is in fault contact with the Mineoka Group which must have been unconformably overlain by the former.

The Mineoka Group is distributed in a narrow zone trending in east-west direction in east central part of the area. It is composed of alternating beds of hard sandstone and shale, limestone, chert and tuff which are intensely folded and faulted, and intruded by basalt, gabbro, diorite and serpentinite.

The Hota Group is in fault contact with the Mineoka Group but the difference in

lithology and structure between those two groups suggests the unconformable relation. The Hota Group is divided into the Masuma, Aokiyama, Tomiyama and Ezuki Formations in ascending order.

The Masuma Formation is mainly distributed in the southeast part of the area and is composed of mudstone intercalated by white tuff and sandstone. The Aokiyama Formation consists of mudstone distributed in the southwest part of the area. The Tomiyama Formation is composed of alternating beds of coarse- to fine-grained sandstone and mudstone which is mainly distributed in the west central part. The sandstone grades into coarse-grained sandstone and conglomerate toward west. The Ezuki Formation is mainly composed of mudstone intercalated by fine-grained sandstone which is distributed in the north part.

The Hota Group is complexly folded and faulted. The geologic map in the south part shows two anticlines trending in east-west direction and plunging to the west which are cut by various faults and superimposed by many subsidiary folds. The Hota Group in the central part is highly faulted and folded in broad basins. The Hota Group must have been folded and faulted prior to the deposition of the Miura Group, resulting in a marked clino-unconformity between the two groups.

The Miura Group is distributed in the north, west-central and south areas. The group in the north and west-central areas is divided into the Okuzure, Nakaobara, Sakuma, Kinone, Amatsu, Inakozawa, and Hagyu Formations in ascending order. The group in the south area is divided into the Namuya, Ishido and Kagamiga-ura Formations in ascending order.

The Okuzure Formation is made up largely of poorly sorted breccia and distributed in the margin of the basins. The Nakaobara Formation is composed of poorly sorted medium to coarse sandstone intercalated by mudstone. It tends to grade into conglomerate of the Okuzure Formation in the marginal part of the basin in part. The Sakuma Formation consists of fine to medium sandstones alternating with mudstone. The above three formations are distributed in the west-central area.

The Kinone Formation is composed of gray fine-grained mudstone. The Amatsu Formation consists mostly of gray mudstone intercalated by scoriaceous sandstone. The Inakozawa Formation is composed of mudstone interbedded with thin sandstone and tuffaceous sandstone. The conglomerates containing many molluscs and other fossils are distributed at the base of the formation which are called the Senhata conglomerate. The Hagyu Formation is composed of scoriaceous sandstone, tuff and tuffaceous sandstone. The above four formations are distributed in the north area.

The Miura Group occupying the south area is divided into the Namuya, Ishido and Kagamiga-ura Formations in ascending order. The Namuya Formation is composed of gray fine-grained mudstone, which is correlated with the Kinone Formation in the north area. The Ishido Formation is composed of gray mudstone interbedded with scoriaceous sandstone which is correlative with Amatsu Formation or Inakozawa Formations in the north area, based on their litho-facies. The Kagamiga-ura Formation consists of scoriaceous sandstone and scoria, which is

correlated with the Hagyu Formation in the north area, on the basis of the facies.

The Miura Group is folded in broad synclines with low to moderate dips in the north area. It forms east-west trending folds in the south area but is rather simple in the structure, compared with those of the Hota Group.

The Kazusa Group lies unconformably on the Miura Group in the north area. The Takeoka Formation composed of tuffaceous sandstone is distributed along the axis of the Nokogiri-yama Syncline in the mapped area.

The Toyofusa Group lies unconformably on the Miura Group in the south area. It is divided into the Oi, Hongo, Sagashi, and Ikenouchi Formations in ascending order.

The Oi Formation is mostly composed of scoriaceous sand interbedded with conglomerates containing pebbles and cobbles of mudstone. The Hongo Formation consists of alternating beds of sandy mudstone and scoriaceous sand. The Sagashi Formation is made up of conglomerate, pebbly mudstone, pebbles-bearing sandstone and medium to coarse grained sandstone interbedded by sandy mudstone. The Ikenouchi Formation is composed of massive mudstone.

The lower formations occur in the southern part of the area and the upper ones in the northern part in general which abut to the Miura Group along the northern margin. The Toyofusa Group forms east-west-trending folds with moderate dips.

The area was suffered from the Kanto Earthquake in September 1, 1923. The releveling established large uplifts more than 1m in the area accompanied by east-west-trending Enmeiji Fault and northeast-southwest-trending Kokufu Fault in the southern part of the area.

The mineral springs occur in the south of Hota and to the south of Iwai. The mudstone of the Kinone Formation is quarried for building purpose which expands on heating. The tuffaceous sandstone and conglomerate in the Miura and Toyofusa Groups are mined as an aggregate in building block and concrete.

文献引用例

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, 48 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

SUZUKI, Y., KODAMA, K. and MITSUNASHI, T. (1990) *Geology of the Nago
district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan,
48 p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

平成2年9月27日印刷

平成2年10月1日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 木村篤義

印刷所 創文印刷工業(株)

東京都荒川区西尾久 7-12-16

© 1990 Geological Survey of Japan