

55(521.29)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第95号

鴨川地域の地質

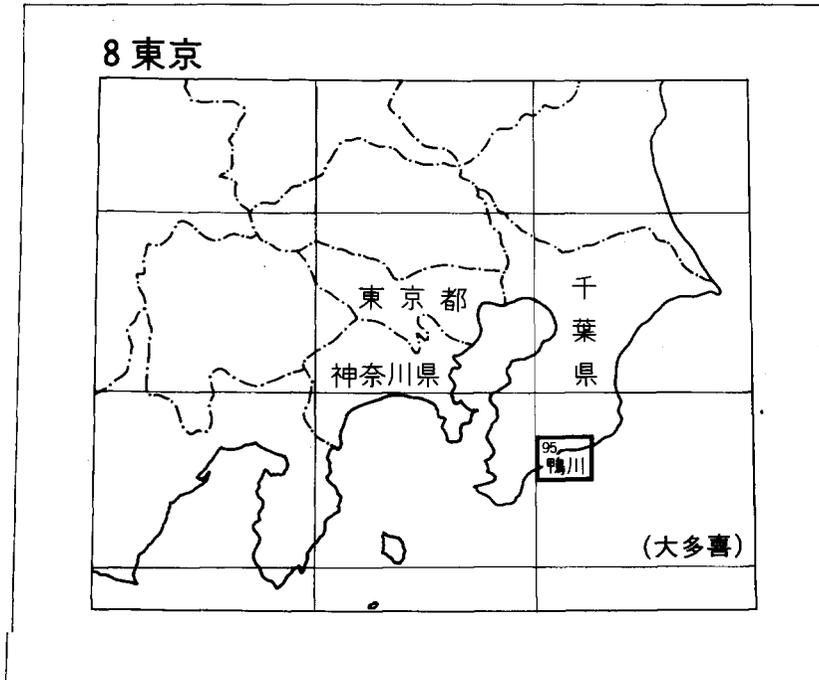
中嶋輝允・牧本 博

平山次郎・徳橋秀一

昭和56年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	7
III. 古第三系	13
III. 1 変成岩類	13
III. 2 嶺岡層群	16
III. 2. 1 山王層	17
III. 2. 2 白滝層	17
III. 2. 3 八丁層	18
III. 2. 4 榎畑層	19
III. 2. 5 薙目層	20
IV. 新第三系	21
IV. 1 超苦鉄質岩類	21
IV. 1. 1 超苦鉄質岩	21
IV. 1. 2 閃緑岩及び斑れい岩	24
IV. 2 安房層群	27
IV. 2. 1 嶺岡山地北側の安房層群	28
IV. 2. 1. 1 富川層	28
IV. 2. 1. 2 神川層	29
IV. 2. 1. 3 木の根層	30
IV. 2. 1. 4 天津層	35
IV. 2. 1. 5 清澄層	44
IV. 2. 1. 6 安野層	57
IV. 2. 2 嶺岡山地南側の安房層群	59
IV. 2. 2. 1 古房層	59
IV. 2. 2. 2 高鶴層	65
IV. 2. 2. 3 波太層	66
IV. 2. 2. 4 江見層	70
IV. 2. 2. 5 石堂層	72
IV. 2. 3 西玄武岩	75
IV. 3 中三原層	76
V. 新第三系の地質構造	78
V. 1 褶曲	78
V. 2 断層	79

VI. 第四系及び第四紀後期の構造運動	80
VI. 1 段丘及び砂丘堆積物	80
VI. 2 現河床及び現海浜堆積物	82
VI. 3 活断層	82
VI. 4 現世の地殻変動	84
VII. 応用地質	86
VII. 1 ニッケル鉱	86
VII. 2 油徴	87
VII. 3 鉱泉及び水溶性ガス	87
VII. 4 骨材	87
VII. 5 地すべり	88
VII. 6 その他	89
文献	89
Abstract	101

図・表・図 版 目 次

第1図 鴨川図幅地域付近の水系と地形区分	2
第2図 加茂川低地の北側を縁どる房総丘陵	3
第3図a, b, c 夷隅川上流域の地形的特徴	4-5
第4図 加茂川低地より眺めた嶺岡山地	6
第5図 難所“おせんころがし”の海食崖と海食台	7
第6図 鴨川図幅地域付近の地質図	8
第7図 鴨川図幅地域地質総括図	9
第8図 鴨川市鴨川漁港の地質概略	13
第9図a, b 鴨川漁港屏風島の変成岩類	14
第10図 嶺岡層群の地質概略	16
第11図 白滝層の層状チャート	18
第12図 八丁層の頁岩と珪質頁岩の互層	19
第13図 榎畑層の砂岩頁岩互層	20
第14図a, b 超苦鉄質岩の産状	22
第15図 断層にそい“貫入”する超苦鉄質岩	23
第16図 超苦鉄質岩のモード組成	23
第17図a, b 閃緑岩及び斑れい岩の産状	25
第18図 富川層の塊状細粒砂岩	28
第19図 神川層の極細粒砂岩	29
第20図 神川層・木の根層の地質柱状図	30

第21図	木の根層上部の泥岩	31
第22図	木の根層最下部の礫岩・砂岩	32
第23図	木の根層中のタービダイト砂岩層の底痕	33
第24図	木の根層鍵層Kn3の地質柱状図	34
第25図	天津層地質柱状図	35
第26図	天津層の泥岩と凝灰岩	36
第27図	天津層鍵層Am20の地質柱状図	39
第28図	天津層鍵層Am40の地質柱状図	40
第29図	天津層鍵層Am78 (Ok tuff) の地質柱状図	41
第30図	天津層小湊凝灰岩部層中の斜層理	44
第31図	清澄層地質柱状図	45
第32図	清澄層砂勝ち互層	46
第33図	清澄層ユニット毎の岩相分布図	48
第34図	清澄層ユニット毎の層厚・主岩相変化図	49
第35図	清澄層の含礫砂岩	50
第36図	清澄層基底の谷状侵食地形と含礫砂岩	51
第37図	清澄層鍵層Ky21 (Hk tuff) 層準の砂岩層の形態	52
第38図	清澄層タービダイト砂岩層の堆積学的特徴	53
第39図	清澄層砂岩中の古期岩礫	55
第40図	Ky21層準の凝灰岩層の形態	56
第41図	鍵層An1を含む安野層最下部	58
第42図	安野層地質柱状図	58
第43図	古房層石畑礫岩部層	60
第44図	古房層鴨川玄武岩	61
第45図	古房層鴨川玄武岩	62
第46図	鴨川玄武岩の $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図	64
第47図	高鶴層・波太層・江見層地質柱状図と江見付近のルートマップ	67
第48図	波太層地質柱状図と波太・仁右衛門島付近の地質図	67
第49図	波太層下部のフレッシュ型砂岩泥岩互層	68
第50図	波太層上部の凝灰質砂岩	69
第51図	江見層の頁岩	71
第52図	スコリア凝灰岩を挟む石堂層の泥岩	72
第53図	石堂層鍵層Is4の地質柱状図	73
第54図	石堂層鍵層Is15と天津層鍵層Am98の地質柱状図	74
第55図	石堂層の上に不整合にのる中三原層	76
第56図	石切り場跡の中三原層	77

第57図	鴨川地域の新第三系の褶曲軸と断層分布図	77
第58図	波太層にみられる過褶曲	78
第59図	天津層中の北北東-南南西系正断層	80
第60図	鴨川図幅地域の活断層及びリニアメント	83
第61図	嶺岡山地の地すべり分布図	88
第1表	変成岩類の化学組成	15
第2表	超苦鉄質岩の化学組成	24
第3表	鴨川地域及び周辺地域の新第三系層序対比表	27
第4表	安房層群産珪質鞭毛藻化石表	43
第5表	清澄層の岩相区分	47
第6表	鴨川玄武岩の化学組成	63
第7表	西玄武岩の化学組成	75
第8表	鴨川付近の水溶性ガス・水の分析表	87
付表第1表	安房層群凝灰岩鍵層対比表	93
付図第1図	木の根層・天津層・清澄層・安野層・石堂層の主鍵層の地質柱状図	94
付図第2図A	小糸川上流(豊英南方)のルートマップ(天津層)	98
第2図B	小糸川上流(山太郎南方)のルートマップ(清澄層)	98
第2図C	鴨川有料道路沿いのルートマップ(天津層と清澄層)	99
第2図D	清澄山周辺のルートマップ(天津層と清澄層)	99
第2図E	天津小湊町奥谷東方のルートマップ(天津層と清澄層)	100
第2図F	鴨川市川谷北方のルートマップ(神川層・木の根層・天津層)	100
第2図G	鴨川市神川北方のルートマップ(神川層・木の根層・天津層)	100
付図第3図	鴨川図幅地域の走向・傾斜図	
第I図版1	鴨川市鴨川漁港屏風島の角閃石片岩	
2	鴨川市鴨川漁港屏風島の石英片岩	
第II図版1	閃緑岩	
2	斜方輝石かんらん岩	
第III図版	鴨川玄武岩	
1	玄武岩	
2	ドレライト	
第IV図版	枕状溶岩(鴨川玄武岩)の露頭写真	
第V図版1	枕状溶岩とこれに貫入するドレライト岩脈	
2, 3	枕状溶岩の露頭写真	
第VI図版1	斜長石斑晶に富む玄武岩	
2	安房層群富川層の細粒砂岩	

鴨川地域の地質

中嶋 輝允*・牧本 博**
平山 次郎**・徳橋 秀一***

鴨川地域の調査研究は、昭和54-55年度の特別研究、南関東観測強化地域の地質図幅作成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たものである。野外調査にあたっては、主として新第三系からなる地域については中嶋・平山・徳橋が、古第三系嶺岡層群・火成岩・変成岩については牧本が担当した。

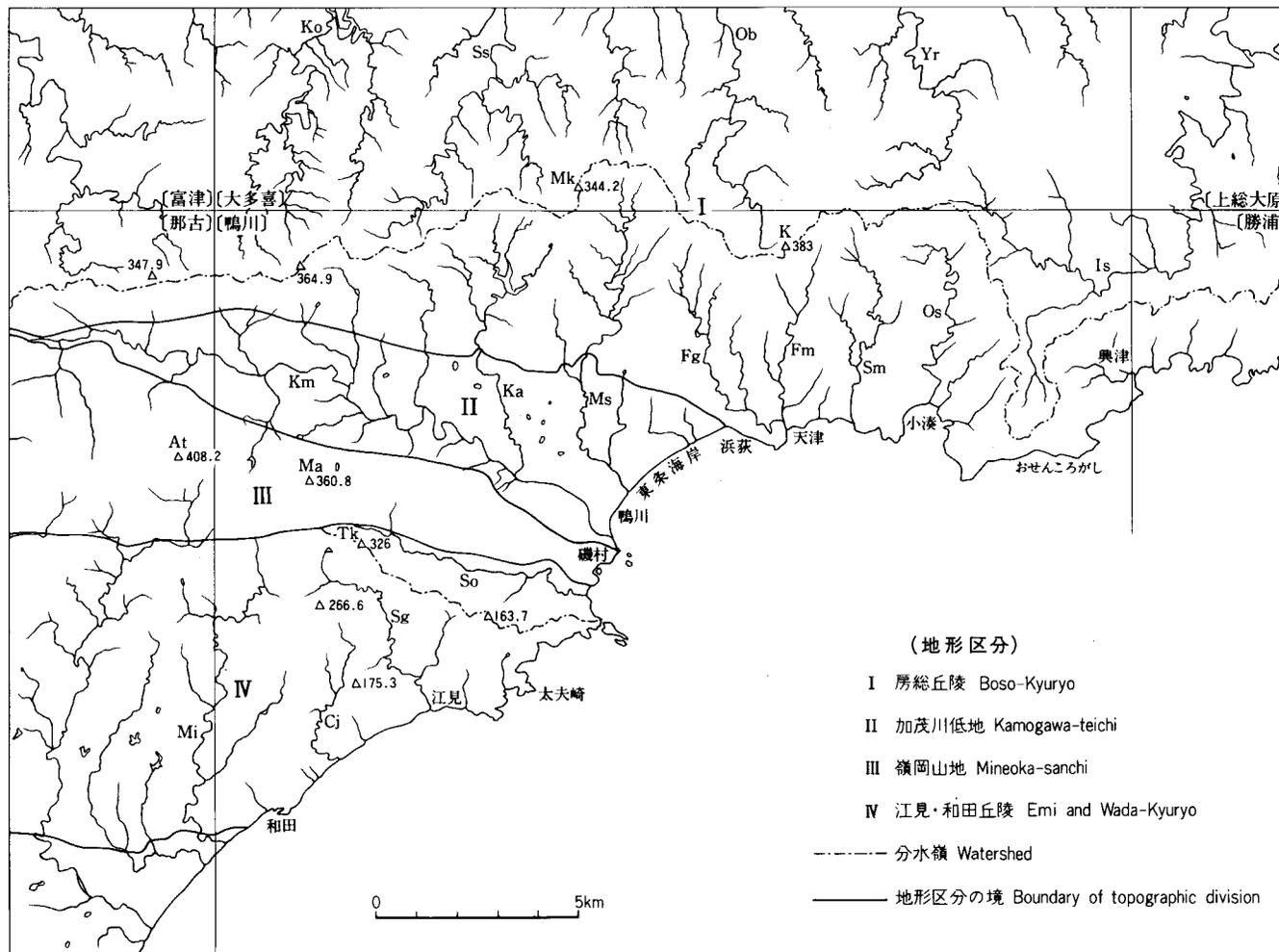
野外調査は、縮尺3千分の1ないし4千分の1地質ルートマップの作成を基本とし、また新第三系中の鍵層については20分の1地質柱状図を作成して、できるかぎり正確な地層の対比と追跡にとめた。なお、本研究を進めるにあたり、環境地質部地震地質課、垣見俊弘・寒川旭両技官には、本地域の地形について御教示をうけるとともに、本報告の「第VI章、第四系及び第四紀後期の構造運動」の執筆を頂いた。また、地域全般にわたる層序・地質構造の現地検討と総括を行うにあたっては、地質部猪木幸男技官、燃料部石油課鈴木尉元技官の協力をうけた。更に、鳥羽市鳥羽水族館大山桂薄上には貝化石を、海外地質調査協力室沢村孝之助技官には珪質鞭毛藻化石の同定をいただいた。北海道地下資源調査所の鈴木守博士・清水建設の吉田善亮氏からは、バイパス嶺岡トンネルの地質調査資料の提供をうけた。また、岩石薄片の作製は技術部大野正一・村上正・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治各技官、岩石の化学分析は技術部川野昌樹技官、顕微鏡写真は業務課正井義郎技官によってそれぞれ行われた。以上の方々に厚くお礼申し上げる。

I. 地 形

鴨川図幅地域は、千葉県房総半島の南部に位置し、北緯 $35^{\circ}00' - 35^{\circ}10'$ 、東経 $140^{\circ}00' - 14^{\circ}15'$ の間を占める。この地域の南側は太平洋に面し、陸地の大部分は標高100-300mの丘陵山地からなる。丘陵山地は、北部の房総丘陵と南部の嶺岡山地及び江見・和田丘陵に分けられ、房総丘陵と嶺岡山地の間には、東西に細長く加茂川低地が存在する(第1図)。また、このほかに、分布面積は広くはないが、天津小湊町天津付近から和田町にわたる海岸線に沿って海岸段丘が存在し、主な河川流域には河岸段丘がみられる。

房総丘陵は、標高100-300mの低い丘陵地で、鴨川地域の北部から、北に隣接する大多喜地域へと広く

*鉱床部 **地質部 ***大阪出張所



第1図 鴨川図幅地域付近の水系と地形区分 (山) At: 愛宕山 K: 清澄山 Ma: 嶺岡浅間 Mk: 元清澄山 Tk: 高鶴山 (川) Cj: 長者川 Fg: 袋倉川 Fm: 二間川 Is: 夷隅川 Ka: 金山川 Km: 加茂川 Ko: 小糸川 Mi: 三原川 Ms: 待崎川 Ob: 小櫃川 Os: 大風沢川 Sg: 洲貝川 Sm: 神明川 So: 曾呂川 Ss: 笹川 Yr: 養老川
 Drainage system and topographic division of the Kamogawa district and surrounding areas



第2図 加茂川低地の北側を縁どる房総丘陵 鴨川市松尾寺から北東を望む
Boso-kyuryo bordering the north side of the Kamogawa-teichi.

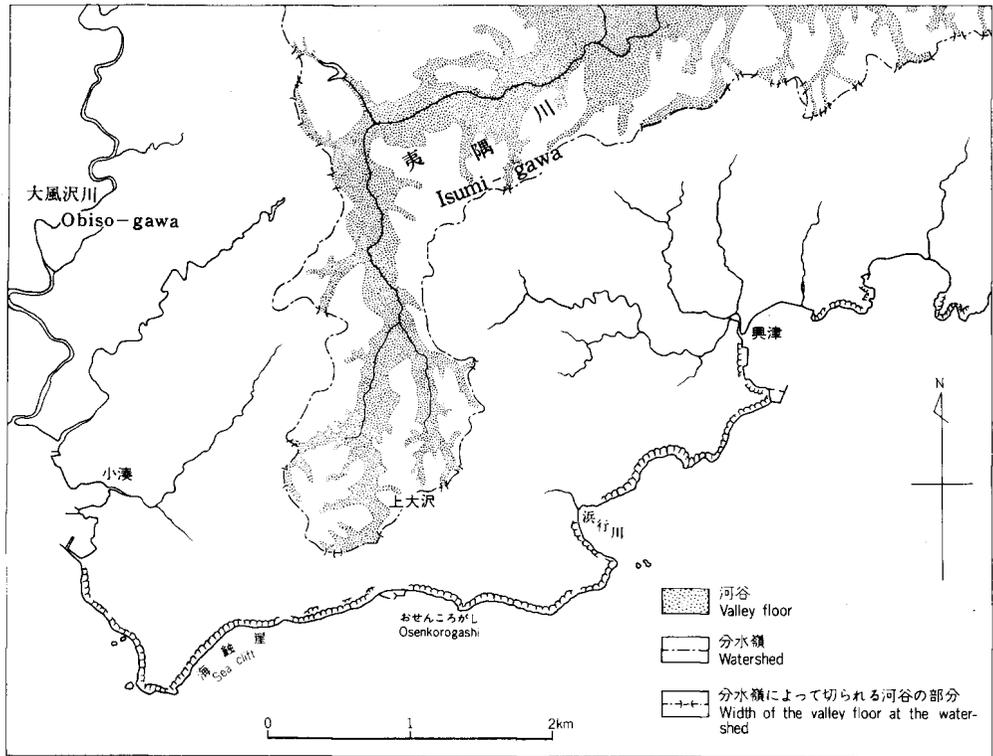
広がっている。丘陵面はかなり開析され、ほぼ早壯年山地の特徴を示すが、その接峯面は平面的で、房総半島のもっとも古い段丘面を構成するとみなされている（田山，1930）。房総丘陵の分水嶺は、丘陵の南縁近くに存在し、本地域北部の清澄山（標高383m）から東西に走る稜線がそれに当り、これは古くは上総国と安房国の国境となっていた（第2図）。

全体的にみると、房総丘陵は南の分水嶺から北に向かって徐々に高度を下げている。その北縁では下総台地に接している。一方、分水嶺の南側では、丘陵の幅はせまく、比較的急な斜面をなして高度を下げ、海岸あるいは加茂川低地と接している。特に、本地域の東部では、丘陵の分水嶺が海岸の近くまで接近しているため（0.4-2.5kmまで）、分水嶺の南側は急峻な斜面となり、更にその外側を海食崖によって縁どられる（難所おせんころがし付近）。

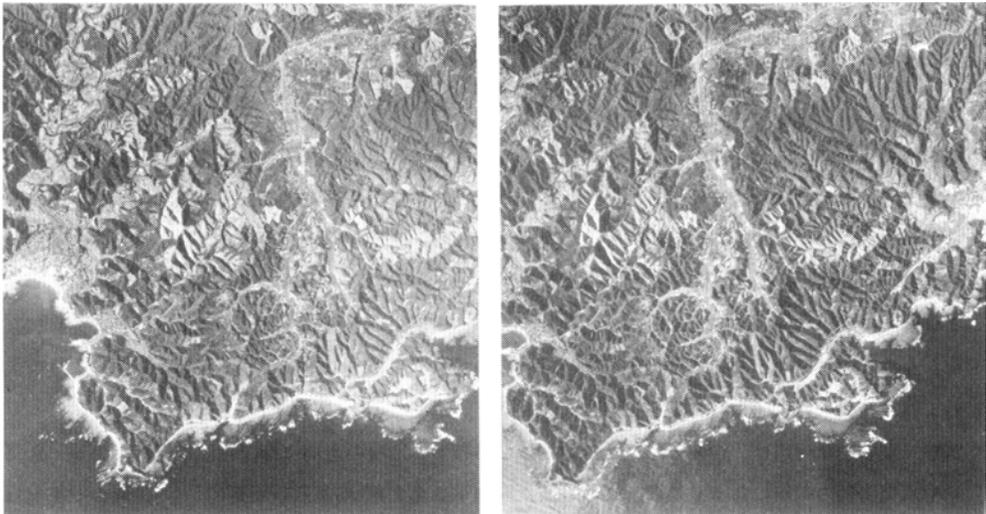
一般に房総丘陵の分水嶺付近では、河川の下刻作用が顕著であり、谷の部分は高度のわりに急峻である。房総半島の大きな河川は、すべてこの房総丘陵の分水嶺北側に源を発し（小糸川・小櫃川・養老川・夷隅川など）、緩やかな河川勾配をもって北流しているが、穿入蛇行が著しい。一方、分水嶺南側の河川は流路が短く、河川勾配も急である（金山川・待崎川・二間川・神明川・大風沢川など）。特に、東部では、前述のように分水嶺が海岸に接近しているため、河川は短く急になっている。

図幅地域東部の小湊と興津の北部は夷隅川の流域となっているが、夷隅川の上流は、まだ川幅が十分広いまま分水嶺に切られている（第3図a, b, c）。それは、あたかも夷隅川の上流部が海側から切り取られたような地形となっている。分水嶺付近の夷隅川の川幅・河川勾配・蛇行分枝の様子などを、夷隅川と同規模の小糸川・小櫃川・養老川などと比較してみると、それらの河川の中流部ぐらいのところまで分水嶺によって切られていることが分かる。したがって、夷隅川の上流部分はもとは分水嶺の南側に、おそらく今は海域となっている部分に存在していたのが、その後この地域の盛んな海食作用によって失われてしまったものと考えられる。

房総丘陵の主な河川は、全体として、この地域に分布する地層の走向にほぼ垂直に流れている。ただし、分水嶺南側の河川のあるものは、この地域に発達する北北東-南南西系断層に、その流路の一部又は全体が沿って流れている（金山川-金山断層、待崎川-待崎川断層、二間川-二間川断層、神明川-県民の森断層、大風沢川-大風沢川断層など）。断層系統は異なるが、袋倉川・浜荻林道の川なども、この地域を通る北北西-南南東系断層に沿って流れ、断層に起因する河川とみなされる。



第3図a 夷隅川上流域の地形的特徴
Topographic features in the upper reaches of the Isumi-gawa



第3図b 夷隅川上流域の航空写真 夷隅川の分水嶺が海岸のすぐ近くまで追っている様子がよくわかる。この写真は建設省国土地理院発行の空中写真を複製したものである (KT-68-7Y, C8-12 13)
Areal view of the upper reaches of the Isumi-gawa



第3図c 上流部を切り取られた夷隅川 広い旧河道が分水嶺に切られ、太平洋に面している。勝浦市上大沢
 The uppermost reach of the Isumi-gawa Broad but past floor of the Isumi-gawa is suddenly terminated at a watershed bordering the Pacific coast and inland area of the Boso-hanto (Boso Peninsula)

嶺岡山地は、房総半島のもっとも古い地質単元である古第三系嶺岡層群の分布する地域である。標高100-400m程度の山地で、もっとも高い所でも愛宕山の標高408mにすぎないが、それでも千葉県下の最高峰をなす。東西の方向にのびた山地で延長約25km、その方向はこの地域の地質単元の配列方向と一致する。嶺岡山地の北と南とは、山地に沿ってそれぞれ加茂川と曾呂川の東流する低地が存在する。このため、嶺岡山地に源を発する河川は、南北方向に長距離にわたって流れることができず、嶺岡山地はその高さにもかかわらず房総半島の主要な分水嶺にはなっていない。

鴨川地域においては嶺岡山地の稜線上に、しばしば玄武岩の円頂丘状の突出部が存在する（第4図）。また、この地域では、嶺岡山地の広い範囲にわたって蛇紋岩化の著しい超苦鉄質岩が分布していて、山腹の各所に地すべり地形が発達している。嶺岡山地の河川はこの地すべり堆積物に埋積されて、山地の地形は房総丘陵や江見・和田丘陵に比べると緩やかになっている。

江見・和田丘陵は房総丘陵とほぼ同じく標高100-300m程度の開析の進んだ丘陵である。ただし、その分水嶺は房総丘陵とは逆で、北側に寄って存在し、主な河川は南流する。また、この地域の複雑な地質構造を反映して地形は入り組んでいる。しかし、それにもかかわらず、この丘陵の河川は地質単元の走向に垂直に流れているものが多い。特に、江見の北側を流れる河川は、その途中に存在する横根から西山にかけての低地と太夫崎から奥谷にかけての山地を横断して南流し、一見先行河川のようにみえる。

加茂川低地は、東西13km、南北2-4kmの東西に細長い低地であり、その大部分は加茂川に沿って発達する河岸段丘（加茂川段丘）によって占められる。この段丘は、およそ廻塚付近（海岸から約3km弱）を境に上流側は河成段丘、下流側は海成段丘に区分される。海成段丘は沖積海進（いわゆる縄文海進）期に谷底に埋積した堆積層の上に形成されたもので、房総半島南端部の沼段丘に対比される。河成段丘も加茂川の両岸に沿う主要部は、海成段丘の最高位面と連続しており完新世の段丘と考えられる。加茂川低地の南北両縁部には標高50mから70m程度に及ぶ段丘面や丘陵が存在しており、この一部分は田山（1930）の記したように更新世末期の段丘と考えられるが、多くは山麓からの崖錐や沖積錐（alluvial



第4図 加茂川低地より眺めた嶺岡山地 円頂丘状の高まりは玄武岩の存在を示し、採石もされている。鴨川市松尾寺から嶺岡浅間方向を望む
 Mineoka-sanchi viewed from the northern Kamogawa-teich Basaltic lavas form protruded domes on the mountain surface.

cone) に覆われており、沖積段丘との区別が明瞭でない。

加茂川低地下流部の海成段丘については、仲川（1977）の研究を要約し紹介する。本地域の海成段丘は上位から花房面・小宮面・広場面及び待崎面の4段に区分される。最上位の花房面は標高25-20m、現河床との比高は15-10m、下位の小宮面との比高は5-3m程度である。標高21m前後の砂層まではヒメスナホリムシの生痕から海成層と判断される。次の小宮面は標高20-13m、現河床との比高は10-6m前後で、滑谷一八色一小宮にかけて連続した広い平坦面を構成している。広場面は標高10m前後、現河床との比高は6-7m、下位の待崎面との比高は5-3mで、待崎川、加茂川沿いに断片的に分布している。待崎面は臨海部では海岸線にほぼ平行に分布し、待崎川、加茂川沿いでは現流路に沿って谷底平野状に発達している。標高は5-3m、現河床との比高は4-3mである。なお待崎面の堆積物は地質図には現河床堆積物に含めてある。

段丘堆積物の岩相と年代（第四系の項に詳述）によれば、他地域の沖積段丘と同様、本地域も7,000年B. P. 前後までは海岸線がほぼ連続的に上昇したのち（縄文海進期）、停滞して6,000年B. P. 頃までに花房面（沼面）の旧汀線が形成され、その後段階的な地盤の隆起によって海が退くと共に花房面を削はくして小宮面以下の面が形成されたものと考えられる。なお、広場面は出土する土器の年代から、弥生中・後期に陸化していたと考えられる。待崎面については、松田ほか（1974）は待崎川河口部の待崎面相当の標高2.95mの地点を元禄段丘面（1703年の元禄地震時の隆起により段丘化した面）としているが、元禄地震以前の絵図面から見て待崎面が元禄段丘面とは考えにくいようである。

花房面の旧汀線はほぼ来秀一廻塚の付近から、河成段丘に見掛け上連続的に移化している、この沖積河岸段丘面は、加茂川沿いに本図幅地域の西端部まで、非常に連続的に追跡され、松尾寺付近で標高約45mとなる。

加茂川低地と房総丘陵の境は非常に明瞭で、直線的である。一見断層崖か断層線崖のようにみえるが、地質学的には、この境には断層はみられない。むしろこの境は岩相の顕著な差によって、南側が選



第5図 難所“おせんころがし”の海食崖と海食台
A steep sea cliff and broad erosional surface at its base near the point called “Osenkorogashi”

択的に侵食されたために生じたものと考えられる。

加茂川低地以外では天津小湊町天津から和田町白濱^{すひ}にいたる海岸沿いに、標高10-30mで幅のせまい海岸段丘が認められ、いずれも沖積海成段丘である。

河岸段丘は、比較的大きな河川に沿って、主なものが1段認められる。その標高は、河川によって多少差があり、また数段に分れているところもあるが、河口部でおよそ標高10-30m、上流部で80-90m（夷隅川上流では標高130-140m）である。比高は河口部で5-10m、上流部で15-25mである。この他に、稀に、より高位の標高100-130mに平坦面が認められる。

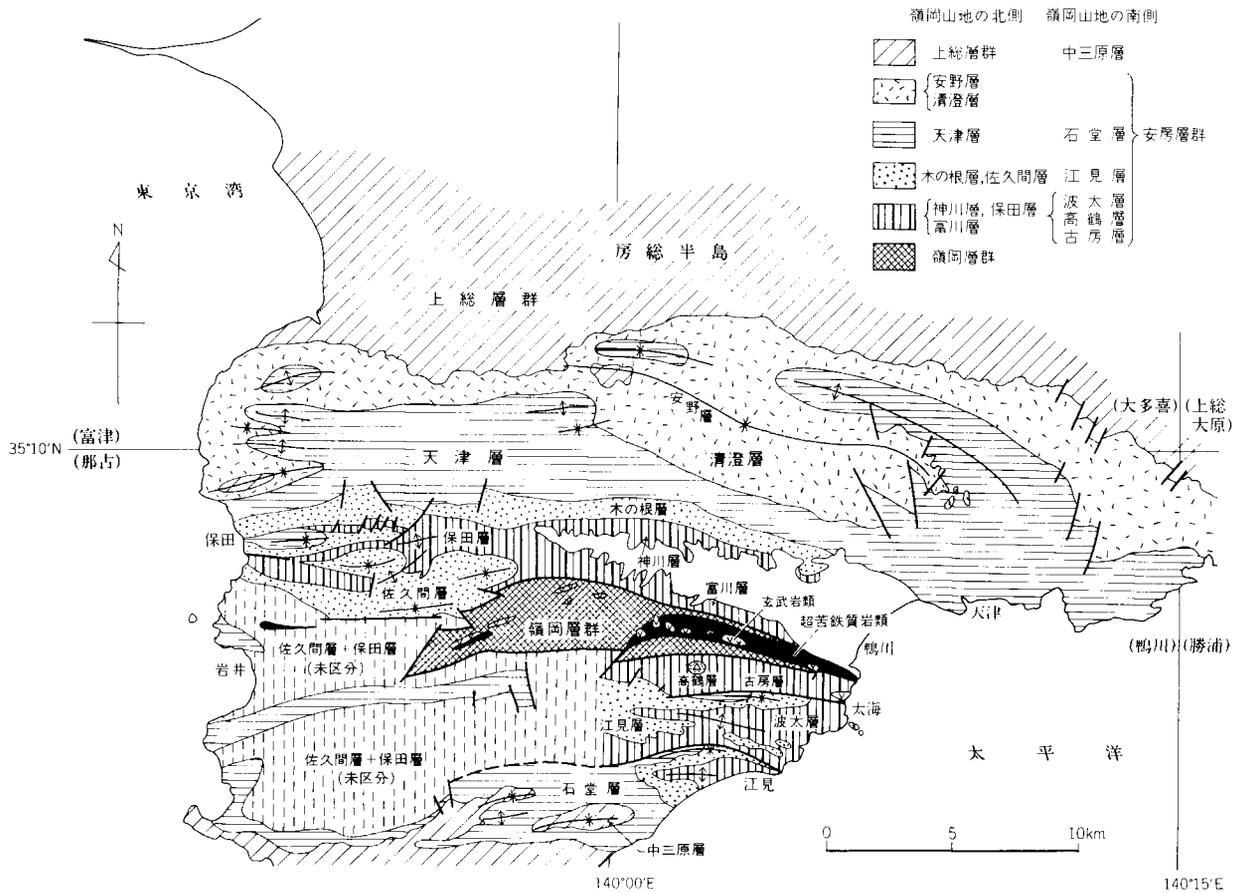
沖積地は、各河川流域及び海岸線に沿った部分に発達しているが、分布面積は広くない。比較的広いのは、加茂川・夷隅川・曾呂川の流域と東条海岸、江見・和田海岸である。鴨川市東条海岸にはやや大規模な砂丘が認められる。砂丘については第四系の項で記載する。

本地域東部の天津から興津にかけての海岸線には海食崖と海食台がよく発達している(第5図)。海食台は、南部の仁右衛門島付近・天面・太夫崎・吉浦・和由にもみられ、特に、太夫崎から吉浦にかけての海食台はみごとである。

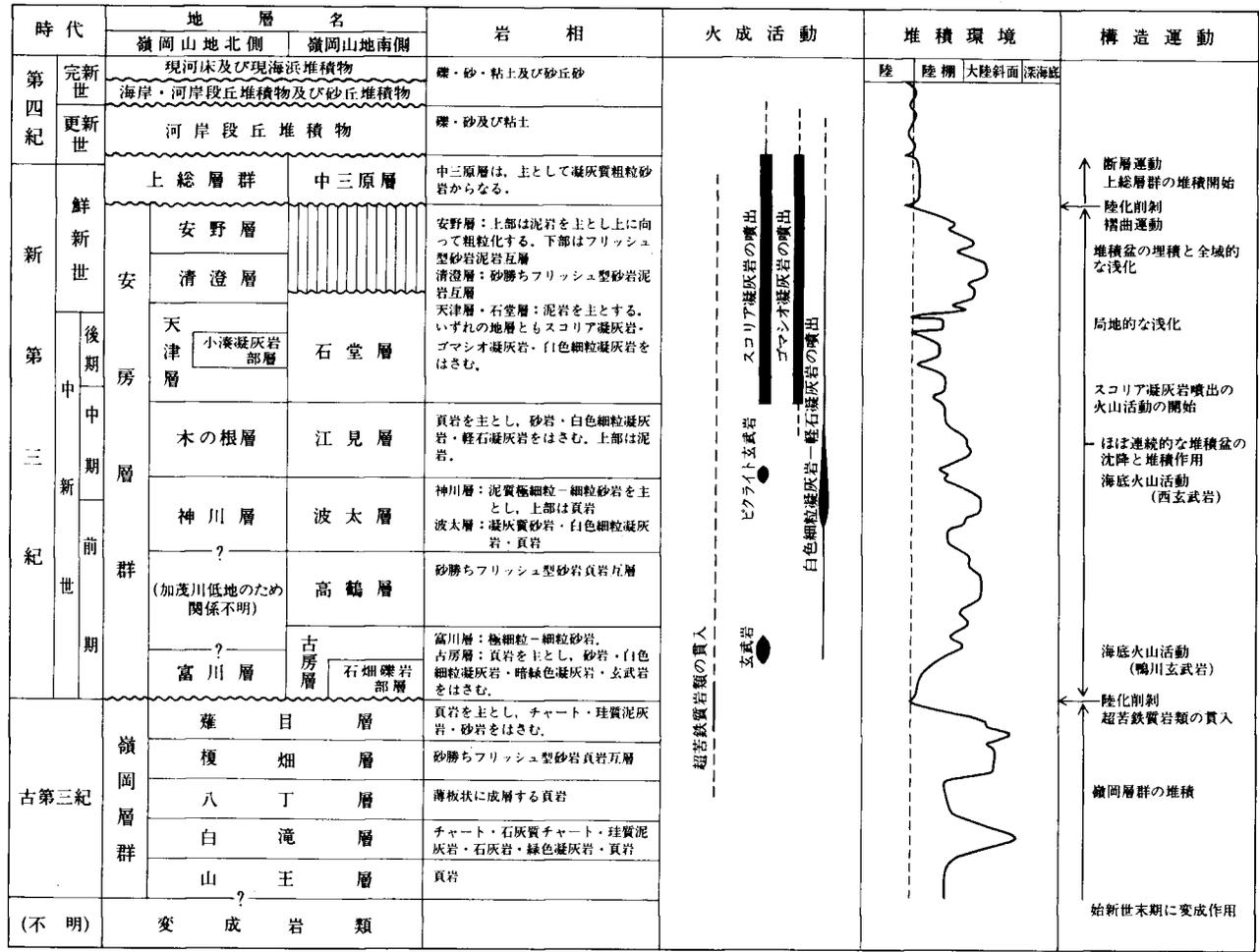
Ⅱ. 地 質 概 説

房総半島は、嶺岡山地を除けば新第三紀以降の厚い海成層によって被覆される。新第三系・第四系の基盤構造は、関東平野各地におけるわずかな試掘井の資料から推定されるにすぎないが、それによると、関東山地にみられる西南日本外帯の地質構造が関東平野や房総半島まで延びてきていると考えられる(石井, 1962; 福田ほか, 1974)。

嶺岡山地に隆起地塊として分布する嶺岡層群は、房総半島における新第三系・第四系の基盤の一部と



第6図 鴨川幅地域付近の地質図 三梨ほか(1976)に一部加筆
 Geologic map of the Kamogawa district and surrounding areas



第7図 鴨川図幅地域地質総括図
Summary of the stratigraphy and geologic history of the Kamogawa district

みなされる。嶺岡層群の形成時代は明らかな地質時代を示す化石が発見されないため正確にはわからない。しかし、その岩相や関東山地からの外帯の地質構造の続き方から、関東山地南部や赤石山地の四万十帯の古第三系に対比される（小池，1957）。

鴨川地域の地質構造を概観すると、この嶺岡層群を核として、その北側と南側に新第三系が東西方向に帯状に分布している。新第三系は、褶曲によって何度か繰り返されるが、全体的には、嶺岡層群から遠ざかるにしたがい上位の地層が分布している。

本地域並びに周辺地域を含めた地質・層序及び地質構造の概略を第6・7図に示す。

嶺岡層群は、下位から山王層・白滝層・八丁層・榎畑層及び雑目層に5分される。その地質構造は比較的単純で、褶曲しながらも北から南へ順に上位の地層が重なっている。

山王層は頁岩を主とする地層、白滝層はチャート・石灰質チャート・珪質泥灰岩・石灰岩・緑色凝灰岩及び頁岩からなる。八丁層は頁岩を主とする地層で、薄板状の成層構造がよく発達する。榎畑層は、砂勝ちのフレッシュ型砂岩頁岩互層からなり、最上位の雑目層は頁岩を主とし、チャート・珪質泥灰岩・砂岩（タービダイト）などをはさむ地層である。これらの地層は、一部に遠洋性堆積物を含む比較的深い海の堆積物であるとみなされる。

嶺岡山地には、嶺岡層群のほかに、超苦鉄質岩類や玄武岩類が分布する。これらの岩石の中には、しばしば結晶片岩類の岩片が捕獲岩として産する、結晶片岩類の変成作用の時期はK-Ar法による絶対年代測定で38 m. y. の値、すなわち始新世末期を示す（吉田，1974）、このことはすくなくとも始新世末期よりも古い地層が本地域の基盤の中に存在することを示している。

鴨川地域の新第三系は、下位から中新世―鮮新世の安房層群、及び北隣大多喜地域の上総層群黒滝層に対比される鮮新世の中三原層からなる。

安房層群は、嶺岡層群を不整合に覆って発達する一連の海成層で、その堆積盆形成の初期には玄武岩の海底火山活動を伴った（鴨川玄武岩）。このほか、玄武岩の噴出は安房層群堆積の中頃にも認められるが（西玄武岩）、それらを除くと、安房層群の大部分は、頁岩・泥岩及びフレッシュ型砂岩泥岩互層からなる。安房層群はその岩相にしたがって、嶺岡山地の北側では、下位から富川層・神川層・木の根層・天津層・清澄層及び安野層の6層に、嶺岡山地の南側では下位から古房層・高鶴層・波太層・江見層及び石堂層の5層に区分される。

嶺岡山地北側に分布する富川層は、塊状・無層理の極細粒―細粒砂岩からなる浅海層で、嶺岡層群に不整合に重なる。神川層は、中・下部が灰色・塊状・泥質極細粒―細粒砂岩を主とする岩相で、上部は頁岩を主とする岩相からなる。中部の泥質極細粒砂岩には局地的に *Yoldia laudabilis* が多産し、稀に *Phaxas izumoensis jobanicus* を産し、神川層が比較的深い海の堆積物であることを示している。神川層は、富川層の上位に重なると考えられるが、両層の間は加茂川低地で隔てられ、詳しい関係はわからない。

木の根層は、主として細裂状¹⁾に割れる暗灰色の頁岩からなり、下部に礫岩・砂岩、中部に砂岩頁岩互層をはさむ。上部は、サイノメ状¹⁾に割れる青灰色の泥岩からなる。

1) この報告では、頁岩や泥岩の風化又はハンマー等の打撃による割れ方に、次の語を用いる。細裂状：1cm以下程度の細片に砕け、多くはくさび形など先の尖った形となるもの。サイノメ状：径数cm以下程度で直方体状に砕けるもの。角割れ：径数cm以上の塊状となり、あまり細かくは砕けないもの。

なお、木の根層下部の礫岩・砂岩は粗粒なタービダイトで、場所によっては、その基底にタービダイトに特徴的な同時侵食面がみられる。これらの侵食面は、不整合面ではなく、木の根層は神川層に整合に重なる。西隣那古地域の犬崩礫岩層にはピクライト玄武岩溶岩がはさまれるが、本地域嶺岡山地に分布する西玄武岩も同様のピクライト玄武岩であり枕状溶岩として産する。

天津層は、主に陸棚泥帯に堆積した青灰色の泥岩からなる。天津層の上部と中部には、砂質泥岩や泥質砂岩の発達する層準がある。これらの層準は、場所によって斜層理を示す粗粒砂岩に変化しているところもあり、局地的に浅海化したことがうかがわれる。

房総半島では、天津層を境として、その上下の地層に含まれる凝灰岩に明瞭な違いがある。すなわち、天津層下限までは、凝灰岩は主に白色一灰白色細粒凝灰岩や軽石凝灰岩である。一方、天津層になると、これに加えて多量の玄武岩—安山岩スコリア凝灰岩が現われ、更に両者の中間的性質をもつスコリア軽石凝灰岩もみられる。また、ゴマシオ凝灰岩（無色鉱物及び火山ガラスと有色鉱物の混合した砂粒度の凝灰岩。41ページ参照）も含まれ、凝灰岩の性質は非常に多様になる。その典型的な発達は、小湊凝灰岩部層にみられる。天津層下部は木の根層上部のサイノメ状に割れる青灰色の泥岩から漸移し、両者の関係は整合である。

清澄層は、タービダイト砂岩の卓越するフリッシュ型砂岩泥岩互層である。タービダイト砂岩は、本地域の中部で最も厚く発達し、東と西に向って尖滅する。その堆積は、比較的深い海の海底扇状地において行われ、タービダイト砂岩の供給は主に北側からなされたと考えられる（TOKUHASHI, 1979）。下位の天津層とは整合である。本地域中部の天津層最上部には、タービダイト砂岩の卓越する部分があり、これは清澄層のタービダイト砂岩堆積の先駆であったと思われる。

安野層は、主にフリッシュ型砂岩泥岩互層からなり、砂勝ちの部分と泥勝ちの部分が繰り返す。清澄層には整合に重なる。本層下部の砂岩は清澄層上部と同様、本地域中部よりやや更に寄ったところで最も厚く発達する。本層上部では、砂岩堆積の中心は西側に移り、本層最上部では砂岩の発達はなくなり、泥岩を主とする岩相に変わる。北隣大多喜地域では、安野層最上部の泥岩は、上に向って粗粒になり、砂質泥岩→泥質砂岩→浅海性砂岩と変化し、上総層群基底の黒滝不整合に至って安房層群の堆積が完結する。

嶺岡山地の南側では、古房層が安房層群の最下部を占める。古房層は、晴灰色の頁岩を主とする岩相で、それに砂岩（タービダイト）・白色一灰白色細粒凝灰岩・暗緑色安山岩凝灰岩がはさまれる。古房層の基底部には、礫岩・砂岩を主とする石畑^{いしばたけ}礫岩部層が発達し、嶺岡層群を不整合に覆う。石畑礫岩部層中の礫岩の礫は、嶺岡層群に由来するものが大半であるが、本地域嶺岡山地に広く分布する超苦鉄質岩類はない。なお、石畑礫岩部層は、嶺岡山地北側の富川層に対比される。

また古房層下部には、鴨川玄武岩が発達し、嶺岡山地の稜線上にも、枕状溶岩あるいは貫入岩として分布する。このうち、貫入岩は同じく嶺岡山地に分布する嶺岡層群や超苦鉄質岩類に貫入している。古房層基底礫岩の中に超苦鉄質岩類の礫がなく、一方古房層中の鴨川玄武岩によって超苦鉄質岩類が貫入されるという事実から、超苦鉄質岩類の貫入は、鴨川玄武岩の活動以前であり、また少なくとも古房層堆積の初期には超苦鉄質岩類は地表に達していなかったものと考えられる。

高鶴層は、砂岩の卓越するフリッシュ型砂岩泥岩互層で、下位の古房層に整合に重なる。

波太層は下部は頁岩及びフリッシュ型砂岩泥岩互層からなり白色一灰白色細粒凝灰岩を頻繁にはさむ。上部は白色一灰白色細粒凝灰岩・砂質細粒凝灰岩及び凝灰質細粒砂岩を主とし、頁岩をはさむ。上部層は、東部の太海及び仁右衛門島付近で最も厚く発達する。波太層は、嶺岡山地北側の神川層に対比され、下位の高鶴層には整合に重なる。

古房層から波太層までの頁岩及び泥岩には石灰質団塊がしばしば存在し、その中には多数の珪藻や珪質鞭毛藻化石が産する。珪質鞭毛藻化石の研究から、古房層から波太層までは前期中新世に堆積し、その時期の海地温は比較的寒冷であったと知られている（沢村・中嶋，1980）。

江見層は、嶺岡山地北側の木の根層に対比されるものである。岩相は、木の根層とほぼ同じで、主に細裂状に割れる暗灰色の頁岩からなり、上部はサイノメ状に割れる青灰色の泥岩に変わる。また、砂岩（タービダイト）や白色一灰白色細粒凝灰岩をはさむ。下位の波太層には整合に重なる。珪質鞭毛藻化石から、江見層の堆積は中期中新世に行われ、海水温は温暖化したことが知られている（沢村・中嶋，1980）。

石堂層の大部分は、嶺岡山地北側の天津層に対比され、最上部が清澄層の最下部から下部に対比される。岩相は天津層とほぼ同じで、青灰色の泥岩を主とし、部分的に砂質泥岩をはさむ。上部は、泥岩→砂質泥岩→泥質砂岩と変化し、次第に浅海化していった。

天津層同様、スコリア凝灰岩は石堂層になってはじめて出現し、凝灰岩の種類が多様化する。

中三原層は、主として凝灰質粗粒砂岩からなる。その中には、しばしば浅海層に特徴的な斜層理が発達している。下位の安房層群石堂層には不整合に重なり、この不整合は房総丘陵の黒滝不整合に対比される。

北隣大多喜地域及びその北方には、黒滝不整合上位に、更に鮮新統一更新統上総層群や更新統下総層群が厚く発達している。しかし、鴨川地域の第四系は、更新世後期及び完新世に形成された海岸段丘・河岸段丘及び沖積層が局地的に存在するにすぎない。

鴨川地域の地質構造は、基本的には東西方向の軸をもつ褶曲からなる。この褶曲構造の第一級の背斜部に沿って最下部の嶺岡層群が分布する。この背斜部は、東西方向の断層を頻繁に伴い、断層に沿って前述の超苦鉄質岩類が貫入し、また玄武岩類が噴出している。

褶曲構造は、北側の房総丘陵と南側の江見・和田丘陵でその褶曲度が著しく異なっている。房総丘陵では新第三系は波長3-5kmの緩やかな褶曲をなすが、江見・和田丘陵では、波長0.2-1km程度の細かく、かつ変形の強い褶曲を主とし、その褶曲の中に更に波長20-100m位の小褶曲が発達している。

断層は、上述の東西方向の褶曲に伴うもののほかに、褶曲構造を胴切りにする北北東-南南西系正断層と北北西-南南東系正断層の2系統が顕著なものである。前者は本地域でもっとも新しい断層系で、北隣大多喜地域では上総層群の第四系を切る。この断層は房総丘陵の東部に特に発達しており、そこでは、東落ちのものが大半で、この断層によって西部が著しく隆起していることがうかがわれる。後者の北北西-南南東系正断層は、保台^{ほだい}-天津断層帯がその典型で、断層帯の中には無数の小さな西落ちの小断層が発達する。

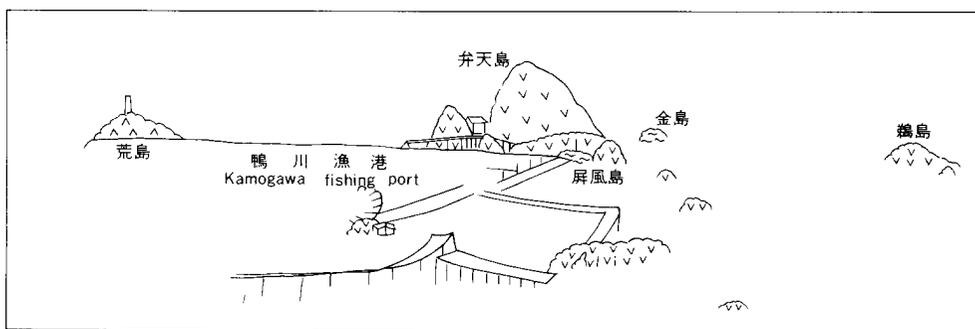
Ⅲ. 古 第 三 系

Ⅲ. 1 変成岩類 (Me)

鴨川図幅地域の変成岩類は、その分布が極めて限られており、鴨川市磯村東方の鴨川漁港内の屏風島及びその東方400m沖の金島のみである(第8図)。本岩類の産状・岩石記載は、すでに兼平ほか(1968)により報告されている。

屏風島(約10×20m)では、角閃石片岩が主体で少量の石英片岩・黒雲母片岩²⁾がみられる。金島は角閃石片岩からなる。屏風島・金島とも、岩石は著しく圧砕されている。

両島とも周囲を海にとりまかれ、本岩類と他の岩石との直接の関係は観察できない。しかし、粕谷(1963)は、本岩類中の角閃石片岩と類似した岩石を嶺岡山地の超苦鉄質岩類中に見い出している。ま



△△ 安山岩凝灰岩
Andesite tuff

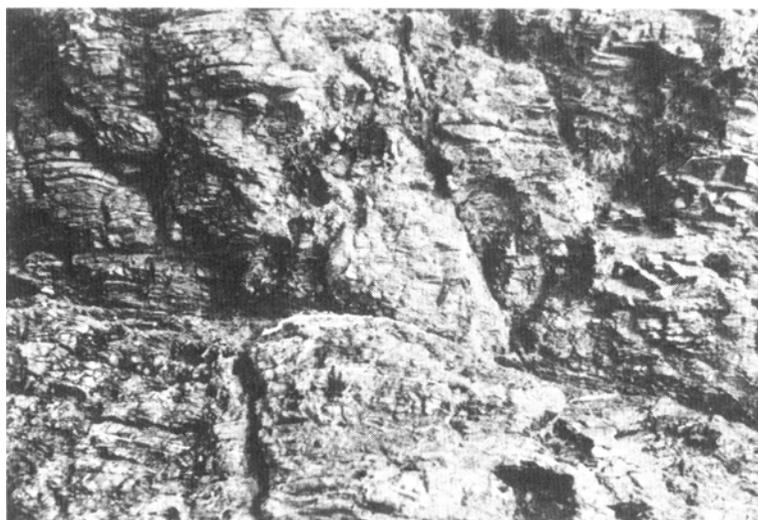
▽▽ 鴨川玄武岩(主に枕状溶岩)
Kamogawa Basalts (mainly pillow lava)

〰 変成岩類 Metamorphic rocks

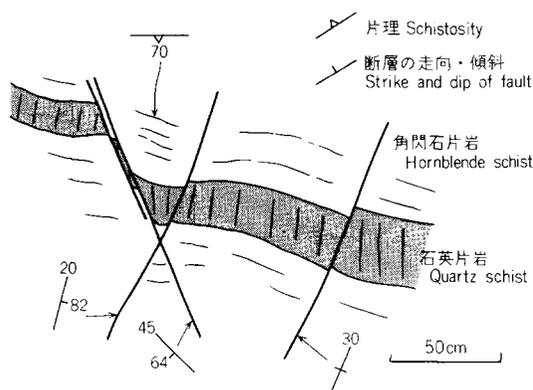
第8図 鴨川市鴨川漁港の地質概略 ほぼ西からみる

Geologic sketch of the Kamogawa fishing port

2) 兼平ほか(1958)はその存在を報告しているが、今回の調査では確認できなかった。



第9図a 鴨川漁港屏風島の角閃石片岩 横幅約40cm
Hornblende schist at Byobu-jima in the Kamogawa fishing port. About 40cm in width



第9図b 屏風島における石英片岩の産状 層厚約30cmの石英片岩が南北性の断層で断たれている
Quartz schist at Byobu-jima

た、荒井ほか(1979)は、嶺岡浅間東方の採石場及び那古地域平久里中^{へさりなか}で、超苦鉄質岩類と玄武岩を境する断層破碎帯中に角閃石片岩塊を確認している。鴨川漁港付近には、玄武岩からなる小島や岩礁が数多くみられ、超苦鉄質岩類は漁港内で確認されないが、すぐ西には嶺岡山地からの続きが伸びてきている。また、変成岩類の分布するあたりは、西方での超苦鉄質岩類と新第三系を境する断層の延長上にあたる。このように、周辺の地質からみると、鴨川漁港の本岩類は先にのべた例と同様、超苦鉄質岩類中にあるいは付随して構造的にとりこまれた岩塊と考えられ、超苦鉄質岩類の活動に伴って現位置にもたらされたのであろう。なお、小池(1957)は、“丹沢—嶺岡帯の超塩基性岩類中には捕獲岩として、黒雲母片岩・角閃岩・花崗岩・ホルンフェルスなどが存在し”と報告している。

産状・岩石記載

屏風島を構成する本岩類について記載する。屏風島の角閃石片岩（第9図a）は、細粒—中粒で暗緑色を呈し、斜長石の白い斑点が散在するのがみえる。片理は細かく発達し、北50°西から東—西の走向で北又は南へ急傾斜している。全般に圧砕が著しく、特に片理に高角度で交わる北30°東から北20°西の南北性の断層が卓越する。圧砕の著しい部分は、淡緑色—緑色の砂状—角礫状の細粒部となっている。後述のように、チャートや砂質岩—泥質岩をはさむことから、源岩は玄武岩質火山岩であろう。石英片岩は、ときに赤味がかかった灰白色を呈し、角閃石片岩同様に圧砕が著しい。そして、角閃石片岩中にちぎれちぎれに産するが、これは主に南北性の断層による変位のためであり、もともとは層状のチャートであったと考えられる（第9図b）。黒雲母片岩は石英片岩と同様、角閃石片岩中に岩塊として産する（兼平ほか、1968）。砂質—泥質な岩石を源岩とするのであろう。

屏風島の角閃石片岩の一部は、厚さ1-8mmの主として方解石からなる薄層と細かく互層し、ときにこれが微褶曲するのが観察される。また、露頭全体で、片理を切る方解石細脈も多くみられるが、圧砕のためその連続は短かく断たれる。

鏡下の特徴

以下、各岩石の鏡下の特徴を記載する。産地はいずれも、鴨川市鴨川漁港の屏風島である（地点番号1）。なお、屏風島の角閃石片岩の化学組成を、兼平ほか（1968）の分析結果とともに第1表に示す。

角閃石片岩〔HM76031903-1〕

主に、角閃石・斜長石・緑れん石（角閃石 \geq 斜長石 $>$ 緑れん石）からなるが、鉍物量比には幅があり、緑れん石は約10vol%—痕跡と変化する。ほかに、少量の石英・スフェン・燐灰石・ジルコン・方解石・不透明鉍物を含み、まれに緑泥石（黒雲母からの変質?）がみられる。角閃石は長さ0.2-1.5mmの長柱状・半自形であり、長軸をそろえて並んでいる。X=淡黄緑色、Y=黄緑色、Z=緑色—青緑色の多色性を示す。兼平ほか（1968）によれば、チェルマカイト成分に富む普通角閃石である。斜長石は長さ0.1-0.8mmの粒状—短柱状・他形で灰曹長石である。累帯構造はみられず、ときにチリ状の暗色包有物を含み汚れている。緑れん石は長さ0.2mm以下で粒状—短柱状、殆んど多色性を示さないが、ときに弱い累帯構造がみられる。しばしば角閃石に包有される。

石英片岩〔HM76031903-2〕

主に石英からなる。次に方解石・ヘマタイト・緑れん石を含み、ざくろ石・角閃石・斜

第1表 変成岩類の化学組成
Chemical composition of metamorphic rocks

	1	2	3
SiO ₂	47.92	47.47	93.38
TiO ₂	2.60	1.04	0.09
Al ₂ O ₃	13.06	13.80	1.15
Fe ₂ O ₃	4.83	5.22	0.72
FeO	10.83	5.23	0.61
MnO	0.25	0.13	1.00
MgO	6.36	7.12	0.15
CaO	8.38	12.79	1.17
Na ₂ O	3.23	3.00	0.05
K ₂ O	0.22	0.30	0.15
P ₂ O ₅	0.32	0.03	0.04
H ₂ O(+)	1.26	1.21	0.99
H ₂ O(-)	0.23	0.30	0.10
CO ₂	0.01<	1.84	n.d.
Total	99.49	99.48	99.60
分析者	川野 昌樹		大木 靖衛

1 Hornblende schist (HM76031903-1)

2 Hornblende schist (KK67022801)

3 Quartz schist (KK67022802)

但し、2、3は兼平ほか(1968)のそれぞれ第1、3表からの引用
産地はいずれも鴨川市鴨川漁港内の屏風島（地点番号1）

長石・緑泥石・褐れん石・燐灰石を少量含む。石英の多くは長さ0.2mm以下の細粒・多形で、波動消光をする。角閃石は淡黄緑色—緑色，緑れん石は無色—淡黄緑色，褐れん石は淡褐色—赤褐色のそれぞれ多色性を示す。

黒雲母片岩

黒雲母・白雲母・緑れん石・緑泥石・斜長石・微斜長石・石英・ヘマタイト・スフェン・燐灰石からなる（兼平ほか，1968）。

変成作用

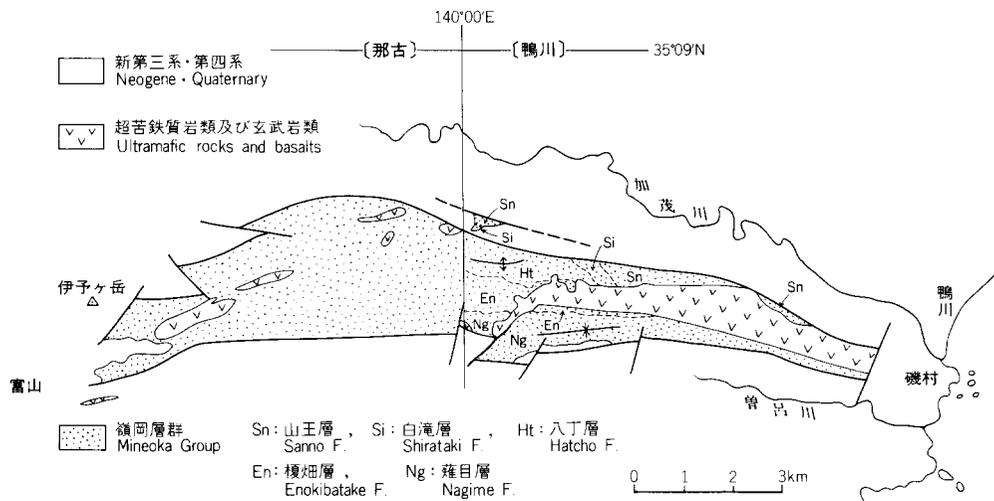
本岩類のうち，角閃石片岩には普通角閃石+灰曹長石+緑れん石の鉱物組み合わせがみられ，その変成相は緑れん石角閃岩相に相当する。一方，この変成作用の時代は，屏風島の黒雲母片岩中の白雲母について38m. y. のK-Ar年代が報告されており，始新世末にあたる（吉田，1974）。したがって，本岩類の源岩は少なくとも始新世末以前の地層となるが，その詳細は不明である。

III. 2 嶺岡層群

嶺岡層群は，青木（1925）により，“房総半島に於ける嶺岡地帯”を模式地として命名された。本層群は，房総半島に発達する最下位層であり，嶺岡山地の主体をなして，鴨川市磯村から西隣那古地域の富山町平久里下まで，東西18kmにわたり南北最大3kmの幅で細長く分布する（第10図）。本層群は，房総半島の新第三系・第四系のなす複背斜の軸部に位置し，これらの地層の基盤の一部になっている。

本層群は，頁岩・珪質頁岩及び砂岩頁岩互層を主とし，砂岩・チャート・石灰岩・凝灰岩を伴い，比較的深い海の堆積物からなる。

本地域を含め嶺岡層群からこれまでに，放散虫・有孔虫・海ユリなどの化石が発見されているが，い



第10図 嶺岡層群の地質概略
Geologic outline of the Mineoka Group.

ずれも時代を決定するものでなく、本層の形成時代は明らかではない。しかし、岩相対比や関東山地からの地質構造のつながりを考慮し、本報告では本層群を関東山地南部や赤石山地の四万十帯古第三系に対比する。かつて小池（1957）は、本層群と赤石山地南部の瀬戸川層群の岩相が似ていること、及び瀬戸川層群上部に漸新世前期の貝化石群を産出することから、本層群を漸新世前期（下限は不明）とした。一方、吉田（1974）は鴨川漁港の変成岩類（K-Ar法で38m. y., 始新世末）と同様の岩石が嶺岡山地下部に広く分布すると考え、本層群の形成時代はこの変成岩類を生じさせた変成作用の後、漸新世とした。しかし、本層群を四万十帯古第三系漸新統と位置づけし、また始新世末に本地域で変成作用が生じたとするには、この変成作用の広がりや性格・南関東での四万十帯堆積の場の推移や時代論の解明等が必要であり、今後の課題である。

本地域の嶺岡層群は、房総半島におけるその分布のほぼ東半にあたる。そして、那古地域との境界近くで南北に最も幅広く露出し、東方に向かい分布幅をせばめていく。本層群は、下位から山王層・白滝層・八丁層・榎畑層及び薙目層の5層に区分され、順次整合に重なっている。地層名はすべて、今回新たに命名したものである。

本層群は北45°西から東一西を一般走向とし、褶曲をくりかえしながらも、大きくみて北から南へより上位の地層が重なっている。積算層厚は未詳であるが、少なくとも1,100m以上に及ぶと推定される。

本層群は、新第三系安房層群最下部の富川層（嶺岡山地北部に分布）及び古房層（同南部に分布。下部が富川層に対比される）により不整合に覆われる。また、超苦鉄質岩類及び古房層堆積時に活動した鴨川玄武岩により貫かれている。

Ⅲ. 2. 1 ^{さんのおう} 山王層(Sn)

模式地 鴨川市，山王南方。

分布 嶺岡山地の北麓に沿って東西に、滝山の南から白滝不動まで、途中断たれながらも約4.5kmにわたり細長く分布する。また、西方の富川付近にも本層の延長が分布する。本層は、嶺岡山地山麓に分布することもあって、その露出は乏しい。

層序 本地域の嶺岡層群の最下部層である。安房層群富川層とは大部分断層で接するが、富川西方において、白滝層とともに富川層に不整合に覆われる。

岩相 本層の主体は黒色珪質頁岩であり、風化したものでは細裂片にくだける。厚さ10cm以下の泥灰岩や、灰白色のシルト岩をはさむ。また、珪質泥灰岩の団塊を含む。本層からは化石は発見されていない。

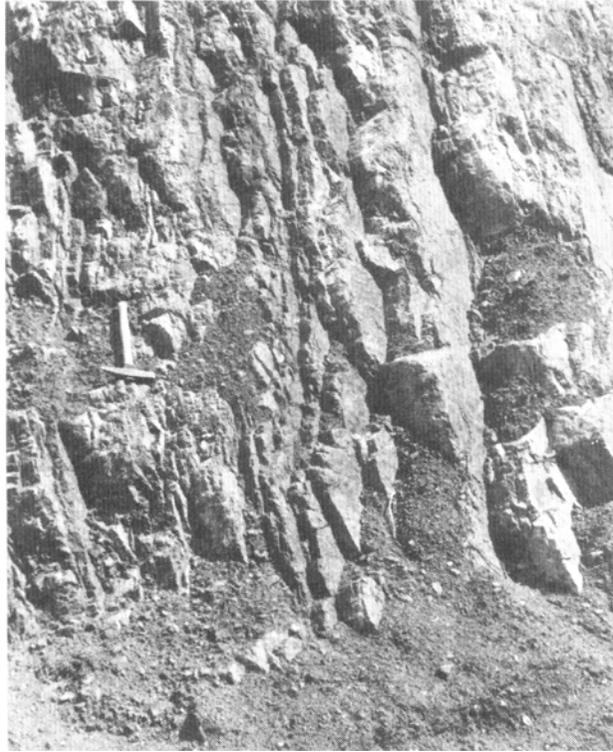
構造・層厚 本層は、ほぼ東一西から北60°西の走向で、傾斜は30-50°南である。露出が断片的で、層厚は明らかでないが、200-500m+と推定される。

Ⅲ. 2. 2 ^{しらたき} 白滝層(Si)

模式地 鴨川市，嶺岡浅間の東（白滝不動から嶺岡山地のキャンプ場に至る道沿い）。

分布 嶺岡浅間の東に、北西-南東方向にのびて分布する。富川の西方にも、本層が分布する。

層序 山王層を整合に覆い、八丁層に整合に覆われる。



第11図 白滝層の層状チャート 鴨川市白滝不動の西方
Bedded chert of the Shirataki Formation

岩相 本層はチャート・石灰質チャートを主とし、珪質泥灰岩・石灰岩・緑色凝灰岩及び頁岩を伴う。チャート・石灰質チャートは、厚さ3-20cm前後の層状に産し(第11図)、珪質頁岩・石灰岩・緑色凝灰岩の薄層をはさむ。チャートは灰白色—淡灰色—淡灰緑色で比較のもろく、鏡下では細粒石英が主で、ときに放散虫化石を含む。緑色凝灰岩は細粒・緑色—淡灰緑色を呈し、ときに珪質となる。チャートと細かく互層するほか、厚さ数m-10m前後で白滝不動の境内にみられる。本岩石の一部は有孔虫・放散虫化石を含むが、後者についてはKANOMATA & IWASHITA (1964) の研究がある。石灰岩は灰白色—淡チョコレート色の余り緻密でなくもろい感じの岩石で、表面はザラザラしている。なお、白滝不動付近の石灰岩から、浮遊性有孔虫 *Globorotalia* spp., 底生有孔虫 *Orthomorphica* sp., *Pararotalia* spp. が、またチャートからは放散虫 *Meliosphara* sp., *Calocyclus* sp., *Stichocapsa* sp. が報告されている(千葉県, 1971)。

構造・層厚 本層は南—北から北80°西(多くは北西—南東)の走向をもち、40-90°で北東あるいは南西へ傾斜している。チャートを主体とする本層は褶曲が強く、層厚の算出は困難であるが、少なくとも80m以上はあると考えられる。

Ⅲ. 2. 3 はっちょう 八丁層(Ht)

模式地 鴨川市、八丁北方の池の周辺。



第12図 八丁層にみられる頁岩と珪質頁岩の互層 川島市八丁北 0.3km池の端
 Alternation of shale and siliceous shale. Hatcho Formation

分布 嶺岡山地の北麓に沿って、嶺岡浅間の北から富川の南まで、東西にのびて分布している。

層序 八丁層は白滝層を整合に覆い、榎畑層に整合に覆われる。

岩相 本層は珪質頁岩と頁岩からなる互層を主とし、厚さ10cm前後の薄板状でよく成層している。珪質頁岩は、暗灰色—暗褐色—黒色の油脂状光沢をもつ堅緻な岩石であり、層理に垂直な割れ目がみられる。一方、頁岩は同様の色調であるが、比較的にもろく層理に平行な割れ目が多く発達する（第12図）。しばしば、10cm以下の石灰岩及び珪質泥灰岩をはさむが、分断されブーディン様に産することが多い。また、珪質泥灰岩が、暗褐色—茶褐色で緻密な径10-200cmの団塊として産する。那古地域の愛宕山周辺には本層の延長が分布するが、そこで採集された同様の団塊から、有孔虫 *Pyrgo vespertilio* (SCHLOMBERGER)？, *Pyrgo* sp., *Quinqueloculina* sp. 及び海ユリの化石が発見されている（近藤・真田, 1965）。

構造・層厚 本層は富川の南では北50-80°西の、嶺岡浅間の北西では北55-70°東の走向をもつ。また、本層には北から一向斜・一背斜が存在し、地層の傾斜は嶺岡浅間の北西で60°南東、富川の南では池を境にその北で60-75°北東、南で40-75°南西である。池付近を通る背斜軸は、ほぼ東—西である。

本層にはときに小褶曲がみられる。褶曲軸は、池の南で南東に入る沢の入口で北60°東で西南西へ落とし30°、その奥約100mの地点で北60°西で西北西へ落とし20°である。

層厚は250m以上はあると考えられる。

Ⅲ. 2. 4 ^{榎のきばたけ} 榎畑層 (En)

模式地 鴨川市、榎畑付近。

分布 嶺岡山地の北斜面に沿い、嶺岡浅間の西から榎畑まで分布する。また、嶺岡山地の南斜面の東



第13図 榎畑層にみられる砂岩頁岩互層 鴨川市榎畑の北東0.8km 逆川沿い
Alternation of sandstone and shale. Enokibatake Formation

から吹原まで東西に細長く分布する。

層序 榎畑層は、八丁のすぐ北の川沿いや榎畑から愛宕山に至る道路沿いでみられるように、八丁層を整合に覆う。また雑目層に整合に覆われる。

岩相 本層は主に砂岩勝ちのフレッシュ型砂岩頁岩互層からなり(第13図)、上部には塊状砂岩もみられる。互層部を構成する砂岩は極細粒—中粒・淡灰白色で、単層の厚さは5-60cmである。鏡下では、石英粒の多い砂岩であり、他に斜長石・カリ長石・チャート片・方解石・燐灰石・海緑石などを含む。

構造・層厚 本層の走向は、一般に北30-65°西であるが、ときに南—北方向もみられる。そして30-90°(多くは60-90°)で北東または南西へ傾斜している。褶曲がよく発達し、互層をなす砂岩の級化層理から地層の逆転もしばしば確認される。少なくとも一向斜・一背斜が存在し、層厚も200m+と推定される。

Ⅲ. 2. 5 ^{なまめ} 雑目層(Ng)

模式地 鴨川市、雑目周辺。

分布 嶺岡山地の南麓に沿って、奈良^{なら}から東、雑目と東西に細長く分布する。そして、西の北方で北東—南西方向の断層に切られるが、更に西方に分布する。

層序 本地域に分布する嶺岡層群の最上位層であり、榎畑層を整合に覆う。また、坂本から西にかけて、安房層群最下位の石畑礫岩部層に不整合に覆われる。

岩相 本層は頁岩を主とし、チャート・タービダイト砂岩・珪質泥灰岩などをはさむ。チャートは西の東方にみられるほか、地質図では表現されていないが、やはり曾呂川沿いの坂本、高田付近にも東西にのびて小規模に分布する。一部には、いわゆる赤色チャートとよぶべき赤茶色、不透明なものもみられるが、多くは濃い茶褐色を呈し層理が発達し、ときにはすこし泥質なチャートと互層をなす。珪質泥

灰岩は、八丁層におけると同様、緻密な球状の団塊として産する。

構造・層厚 本層の走向は、北60°東から東-西更に北50°西までみられるが、全体としてはほぼ東-西である。そして、全般に急傾斜（多くは60°以上）で北または南に傾いている。東以東では、露出が乏しく構造は不明であるが、薙目周辺では東-西の軸をもつ向斜が存在すると思われる。層厚は、300m以上と推定される。

IV. 新 第 三 系

IV. 1 超苦鉄質岩類

本地域の超苦鉄質岩類は嶺岡山地周辺に露出し、嶺岡層群とともに新第三系・第四系のなす複背斜の軸部を占めている。主として、蛇紋岩化の著しい斜方輝石かんらん岩からなる。また、この超苦鉄質岩に伴って、閃緑岩及び斑れい岩が小岩体や岩脈として産し、これに貫入している。更に、少量だが、トロニエマイトも伴われている。

本岩類の研究は数多く、坂野ほか(1965)、KANEHIRA *et al.* (1975)、佐藤(1975)、兼平(1976)、ARAI & UCHIDA (1978)、UCHIDA & ARAI (1978) などがある。

なお、超苦鉄質岩類は更に本地域の西方にもみられ、西隣那古地域では愛宕山の北方、富山町平久里中の東方、鋸南町下佐久間などに、更に三浦半島では横須賀市衣笠付近に露出する。

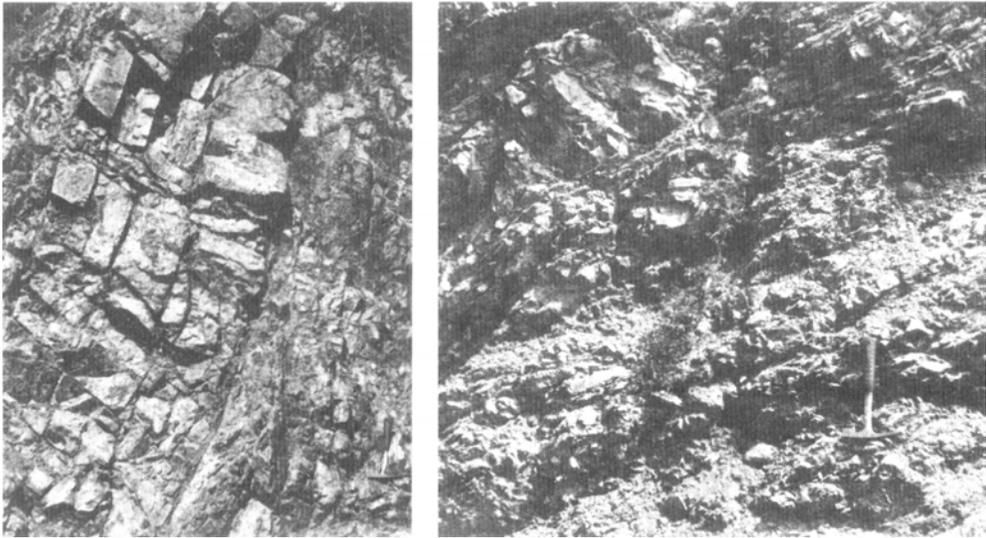
IV. 1. 1 超苦鉄質岩(Ut)

分布及び産状

本地域で超苦鉄質岩からなる最大の岩体は、嶺岡山地のほぼ東西にのびた稜線に沿って露出する。この岩体を嶺岡岩体とよぶ。このほか、富川の南や曾呂川中流の尊房一橋本間、及びこの西方の和田町布野付近などに小規模に露出する。

嶺岡岩体は、鴨川市磯村から嶺岡浅間の西方までみられ、約10×0.5km²の露出面積をもつ。本岩体は、野外で三通りの産状を呈する。第一は、塊状に産するもので、2-3方向の節理が発達し強い変形や破碎は認められない(第14図a)。本岩体では、この産状を示す部分は小露頭や露頭の一部のみで、広く観察されることはない。岩体東部の稜線に沿う林道沿いで、比較的よく観察される。第二の産状では、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、多くは径0.5m以下の塊状超苦鉄質岩がレンズ状に産する(第14図b)。本岩体で最もよく観察される産状で、第一の産状の塊状超苦鉄質岩とは漸移する。本産状は塊状のものに剪断一片状化作用が働いた結果、形成されたのであろう。第三の産状では、更に剪断一片状化が進行し、角礫様の超苦鉄質岩と同岩質の細粒基質部からなっている。前者は、多くは径0.3m以下でときに1mに及び、基質中に不規則に散在している。基質部は、その粒度が細粒角礫-砂程度で、その固結はゆるく崩れやすくなっている。この産状は岩体の特に西半でしばしば観察される。

嶺岡岩体は、斜長石を含む斜方輝石かんらん岩及び少量のダナイトからなり、ともに蛇紋岩化が激しい。ダナイトは、岩体中央部の旧ニッケル採石場付近を中心にみられ、かんらん岩中に層状に産すると



第14図 超苦鉄質岩の産状

- a 塊状の超苦鉄質岩 斜めに交わる二方向の節理がみられる。嶺岡浅間の南東 0.3km
 b 片状の超苦鉄質岩 片状方向は右上から左下へ。磯村西方 1.2km
 a Massive ultramafic rock with two sets of joints obliquely intersected one another
 b Sheared ultramafic rock

考えられる。なお、輝石岩はみられない。

嶺岡岩体は、嶺岡層群の構造に斜交して“貫入”し、一方安房層群最下部の古房層堆積時に活動した鴨川玄武岩に貫入されている。それゆえ、嶺岡岩体の活動は嶺岡層群堆積後・古房層堆積前である。また、本岩体のすぐ南に分布する古房層下部の石畑礫岩部層には、本岩類の礫は含まれていない。したがって、本岩体を含め超苦鉄質岩が地表に露出したのは、石畑礫岩部層堆積後・鴨川玄武岩の活動前である。

曾呂川中流の尊房から橋本にかけての超苦鉄質岩は、幅は狭いが、ほぼ東西に約2kmにわたり、古房層の頁岩・砂岩分布域に分布している。ときに塊状な部分もみられるが、多くは葉片状構造の強い超苦鉄質岩である。

嶺岡浅間の南西2.5km、布野にみられる超苦鉄質岩は、北北東—南南西方向の断層に沿って延長約1kmにわたり露出している（第15図）、破碎の強い蛇紋岩化した斜方輝石かんらん岩からなり、斑れい岩—閃緑岩の団塊を伴う。この断層は、嶺岡層群から安房層群江見層までの地層を切っている。

以上述べたように、本地域においては、超苦鉄質岩は嶺岡層群（古第三系）から安房層群江見層（中部中新統）までの地層に“貫入”している。その主要な活動は、嶺岡岩体に示されるように新第三紀の初めであり、以後大規模ではないが、その活動は中期中新世まで継続したと考えられる。

岩石記載

本岩類の鉱物組成を第16図に示す。本岩類には斜方輝石が約20vol%まで含まれ、ダナイト及び単斜輝石・斜長石を少量含む斜方輝石かんらん岩（harzburgite）がみられる。

以下、代表的な岩石について記載するが、参考として千葉県環境部（1978）、田崎・猪俣（1980）によ



第15図 断層にそい“貫入”する超苦鉄質岩 破線は、同岩石のおおよその分布を示す。北から望む。和田町布野
 Ultramafic rock emplaced during the process of faulting. They are exposed between two broken white lines

る嶺岡山地の、また原村ほか(1965)による三浦半島衣笠の超苦鉄質者の化学組成を第2表に示す。いずれも蛇紋岩化により $H_2O(+)$ 、 Fe_2O_3 が多くなっているが、同じような組成を示し、 $\Sigma Fe / \Sigma Fe + Mg$ はほぼ0.08-0.10である。

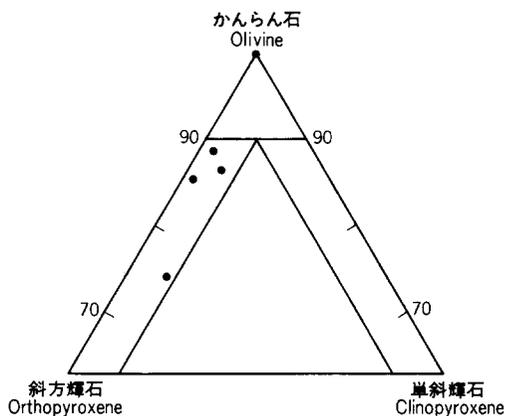
なお、KANEHIRA *et al.* (1975)は、本地域の超苦鉄質岩中に、awaruite・heazlewoodite・native copperの存在を報告し、これらは還元条件下での蛇紋岩化作用により形成されたとしている。

斜方輝石かんらん岩 [HM76030608]

産地 鴨川市磯村西方約2km・嶺岡山地積線の林道沿い(地点番号4)。

本岩石は塊状・暗緑色を呈するが、風化面では茶褐色である。比較的蛇紋岩化が弱く、いずれも粗粒で劈開の発達した、褐色の斜方輝石と緑色の単斜輝石が散在する。また、ソーシュライト化した斜長石の淡灰緑色の斑点がわずかにみられる。

初生鉱物は、かんらん石(84.7vol%うち62.8vol%が蛇紋石)・斜方輝石(10.0vol%)・単斜輝石(3.1vol%)・斜長石(1.6vol%)・クロムスピネル(0.6vol%)である。二次鉱物は蛇紋石のほか、グロッシュラー・磁鉄鉱がある。かんらん石($\sim Fo_{91}$)³⁾は径0.5-2mmで他形・粒状、ときに波動消光がみられる。結晶の周縁・割れ目に沿って蛇紋石化し、網目状組織を呈する。斜方輝石($Ca_{2.7}Mg_{89.2}$



第16図 超苦鉄質岩のモード組成
 Modal composition of ultramafic rock

3) EPMAによる分析。

FeR_{8.1})³⁾ は粗粒 (1-5mm) であり他形・粒状, 一部はバスタイト化している。多色性を示さず単斜輝石ラメラを離溶している。単斜輝石 (Ca_{47.5} Mg_{49.2} Fe_{3.3})³⁾, Crに富む) も他形・粒状 (径0.2-4mm) で, 一般に新鮮である。ときに, かんらん石を包有する。斜長石は他形 (長さ0.5-1mm) ・充填状であり, 現在は細粒の主にグロッシュラーの集合からなる。クロムスピネルは自形—半自形—他形と多様な形態をとり, 赤褐色—不透明である。

ダナイト [HM80060502]

産地 鴨川市磯村西方約3.5km.

嶺岡山地稜線の林道沿い (地点番号5)。

本岩石は, 肉眼的には塊状で暗緑色を呈し, ときに細粒の輝石がみえる。風化面では帯灰緑の淡褐色で, 黒色のクロムスピネルが数多く目立って見える。

主に, かんらん石 (殆んど蛇紋石化) とクロムスピネルからなる。鏡下では, 蛇紋石による網目状組織が顕著で, その中に最大径0.5mmのかんらん石の残留結晶が島状にみられる。このうち, いくつかは同一の消光位を示し, もっと大きな結晶であったことがわかる。クロムスピネルは褐色・径0.2-1.5mmで半自形—他形である。粒径の大きいものでは, 多くの割れ目のため結晶が分割され, その中を蛇紋石がうめている。

IV. 1. 2 閃緑岩及び斑れい岩

分布及び産状

閃緑岩及び斑れい岩は, 超苦鉄質岩に伴って産し, これに貫入している。しかし, 多くの場合周囲の超苦鉄質母とは断層やすべり面で境され, 本来の産状を示す例は少ない。

閃緑岩及び斑れい岩の露出は, 小規模である。そのなかで, 鴨川市磯村西方の岩体が約200×80m²の露出で最も大きく, 磯村東方及び磯村の約4km西方にもそれぞれみられる, これらは, いずれも閃緑岩からなる。このほか, 閃緑岩及び斑れい岩は, 超苦鉄質岩に貫入する岩脈や同岩中に包有されたレンズ状のあるいは根なしの岩塊として産する。これらは, 嶺岡山地積線に沿う林道沿いでよく観察される。

磯村西方に露出する閃緑岩体は, 同地の心厳寺境内でよく観察される。岩体南側の超苦鉄質岩との境界では, 超苦鉄質岩をとりこみ, また岩体の一部が岩脈状に同岩中に貫入している。この岩脈状閃緑岩は幅10-60cmでほぼ平行して3本みられ, ほぼ南—北の走向で東に急傾斜している。他の閃緑岩の2露出

第2表 超苦鉄質岩の化学組成
Chemical composition of ultramafic rocks

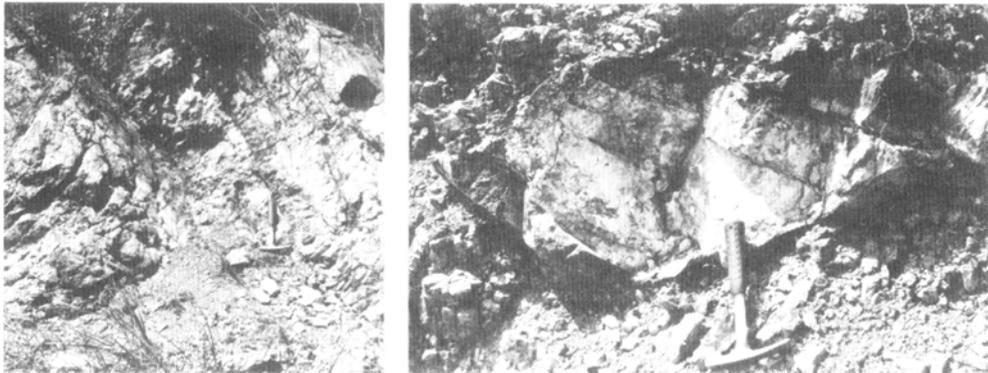
	1	2	3	4
SiO ₂	37.65	37.42	38.77	39.04
TiO ₂	0.13	0.21	0.11	0.05
Al ₂ O ₃	0.83	1.36	0.75	1.23
Cr ₂ O ₃	0.39	0.46	—	0.38
Fe ₂ O ₃	5.74	5.99	2.75	4.70
FeO	1.59	1.93	4.09	2.98
MnO	0.23	0.28	0.10	0.10
MgO	37.71	37.43	39.96	36.74
NiO	0.31	0.34	—	0.26
CaO	0.04	0.16	1.84	0.52
Na ₂ O	0.02	0.01	0.12	0.02
K ₂ O	0.01	tr.	0.03	tr.
H ₂ O(+)	14.59	14.20	11.80	12.95
H ₂ O(-)	1.05	0.97		1.54
Total	100.29	100.76	100.32	100.51

1, 2: 嶺岡山地の超苦鉄質岩. 千葉県環境部 (1978), P.33, 表2.2.

なお1, 2の採集地点はそれぞれ地点番号2, 3

3: 同. 田崎・猪俣(1980), p.664, 表9のNo.2

4: 三浦半島衣笠に分布する超苦鉄質岩6試料の平均組成. 原村ほか(1965)による



第17図 閃緑岩及び斑れい岩の産状

- a 超苦鉄質岩に貫入する閃緑岩の岩脈 (本文中の岩脈d) 嶺岡浅間の南東0.8km
 b 超苦鉄質岩中の優白質斑れい岩の根なし岩塊 右上部に岩脈でみられる産状をとどめる。嶺岡山地中央部315mの三角点の西方0.7km
 a Diorite dike in ultramafic rock
 b Light-colored gabbro as an isolated block in ultramafic rock. The contacts between dike and host rock are recognized at upper margin of the block

では、超苦鉄質岩との関係は観察されないが、本岩体と同様、同岩中に貫入すると考えられる。

岩脈として産する閃緑岩及び斑れい岩のうち、嶺岡山地稜線に沿う林道沿いの主要なものは、以下のように幅0.3-3.5mで、ほぼ東北東-西南西の走向である。

	走 向	傾 斜	幅
嶺岡トンネル西方1.5-2kmの間	a.	北20° 西, 60° 東	(0.5m)
	b.	北80° 東, 60° 南	(0.5m)
	c.	東 - 西, 70° 北	(3.5m)
嶺岡浅間の南東船0.8kmの地点	d.	北65° 東, 55° 南	(0.4m) ……第17図a
	e.	北60° 東, 50° 南	(0.8m)

また高さ315mの三角点の東北東1.6kmでは、f. 北45° 東, 30° 南東(0.5m)である。岩脈の産状をみると、超苦鉄質岩との接触部で細粒化し(岩脈 a で明瞭)、冷却による節理が発達し(a, b)、ときに超苦鉄質岩をとり込んでいる (a, f)。また、長柱状角閃石が接触面に高角度をなして並ぶこともある(c)。

超苦鉄質岩中にレンズ状のあるいは根なしの岩塊として産する閃緑岩及び斑れい岩は、径10cm-数mで多くは丸みをおびている(第17図b)。単独のこともあるが、多くは大小の岩塊が断続してみられる。岩石は全般に変質が著しく、また白色細脈が多数入り込んでいる。しかし、このような岩塊の一部には、前述の岩脈にみられた産状が観察されることがある。したがって、レンズ状のあるいは根なしの岩塊の多くは、岩脈や小岩体として超苦鉄質岩中に貫入したもので、その後の超苦鉄質岩の活動に伴い、またはともに変形・破砕を受けたため、現在みられる産状を呈するに至ったのであろう。このような岩塊には、小岩体や岩脈として観察されるような閃緑岩及び斑れい岩のほか、角閃石と斜長石のそれぞれが卓越する薄層が縞状構造をなす角閃石斑れい岩(岩脈 c の近く)、ほとんど斜長石からなる岩石、及びトロニエマイトなどがみられる。また、上記の岩石に由来すると考えられるロディンジャイトもしばしば存在する。なお、嶺岡山地周辺の沢沿いには、角閃石が乏しく単斜輝石や斜方輝石を含む斑れい岩の転石が認められることがあるが、これも同様の産状を呈したものであろう。

岩石記載

閃緑岩及び斑れい岩は、おもに灰色—灰白色の斜長石と暗褐色—暗緑色の角閃石からなる。両鉱物の量比や粒度は大きく変化し、多様な岩相を呈するとともに、その岩相変化が露頭や岩石試料の規模で観察され極めて不均質である。すなわち、斜長石と角閃石の量比により、角閃石に富むやや優黒質な角閃石斑れい岩から、斜長石に富むやや優白質な閃緑岩まで変化する。また、粒度は中粒—粗粒ときに巨晶質となる。粗粒—巨晶質な岩相では角閃石はC軸にのびた針状—棒状（長さ2-3cm）として産することが多く、ときに長さ15cmに及ぶ。

閃緑岩—角閃石斑れい岩に含まれる斜長石は、亜灰長石—中性長石であり、斜長石がAn成分に富む側の斑れい岩相では単斜輝石や斜方輝石を伴うことがある。鏡下では、角閃石は褐色であったり緑色—青緑色であったりする。三宅（1947）の分析結果によれば、巨晶質斑れい岩中の角閃石は普通角閃石で $\text{SiO}_2 \cdot \text{K}_2\text{O}$ に乏しく $\text{TiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$ に富み、 $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ はほぼ0.76である。ほかに、鉄鉱を少量含む。本岩石は全般に変質が著しく、緑れん石・緑泥石・ぶどう石・沸石・方解石などがみられる。

なお、トロニエマイトは細粒・優白質な岩石で、珪長質鉱物の集合の中に、淡灰緑色の苦鉄質鉱物が散在する。主に石英・斜長石からなり、少量の無色—淡褐色角閃石あるいは黒雲母（緑泥石化）を含む。ほかに、緑れん石・緑泥石・スフェンなどがみられる。

以下、閃緑岩及び角閃石斑れい岩について、より詳しく記載する。

閃緑岩 [HM 76030202]

産地 鴨川市磯村の心厳寺境内（地点番号6）。本岩石中の斜長石（K=0.41%）について、K-Ar法により14m. y. の値が得られている（吉田，1974）。

本岩石は中粒・塊状で、新鮮な部分では斜長石が灰色—灰白色を呈し、全体として黒っぽくみえる。風化面では、斜長石は白色—淡黄褐色である。角閃石は短柵状で、その並びに方向性はみられない。鏡下では、おもに斜長石と褐色角閃石からなり、他に鉄鉱・燐灰石が、また変質鉱物として無色角閃石・緑泥石・ぶどう石などがみられる。斜長石は角閃石に比べ自形性が強く長柱状—短柱状で、ときにひどく変質している。角閃石は半自形—他形で充填状のことがあり、ときに細粒な自形斜長石を包有する。

閃緑岩 [HM 76030801, 2]

産地 鴨川市川代南方1km（地点番号7）。

本岩は細粒—中粒で、ときに長さ5mm以上の自形角閃石がみえる。きわめて不均質な岩石で、粒度変化が激しく、また角閃石の濃集がしばしば観察される、色指数は40前後である。

鏡下では、斜長石・角閃石を主とし、燐灰石・スフェン・不透明鉱物を含む。斜長石・角閃石とも変質が著しい。斜長石は自形—半自形で、特に中心部の変質が著しく、ソーシユライト化に伴いグロッシュユラーやクリノゾイサイトがみられる。顕著な累帯構造はみられない。角閃石は長柱状の自形—半自形で淡褐色—褐色である。しかし、結晶の周辺や劈開に沿って帯緑淡褐色—無色であったり、一部が無色・針状—繊維状角閃石や緑泥石に置きかえられている。結晶粒間には、ぶどう石がみられる。

角閃石斑れい岩 [HM 76030610]

産地 鴨川市嶺岡山地林道沿い（地点番号8）。

本岩は細粒—中粒で、比較的優黒質である。角閃石に富む黒色な部分と斜長石に富む淡灰緑色—白色の部分で、1-10mm前後の幅で縞状にみられる。

鏡下では、斜長石・角閃石を主とする。斜長石は自形—半自形・長柱状で、長軸方向をほぼ並べて配列している。多くは、均質な核とわずかに累帯構造を示すリムからなる。核の組成は、ほぼ歪灰長石³⁾である。角閃石は淡褐色—褐色・多形で、斜長石粒間を充填したり、細粒・長柱状—不定形の斜長石をとりこんでいる。全般に新鮮な岩石であるが、一部で、斜長石のソーシュライト化・セリサイト化、角閃石の緑泥石や繊維状角閃石による置換がみられる。細粒な鉄鈦が少量含まれるが、多くは角閃石に包有されている。

IV. 2 安房層群

本層群名は、小池 (1957) によって、房総半島中部において、保田層群を不整合に覆い、豊岡層群に一部不整合をもって覆われるとされる一連の海成層について命名された。しかし、鴨川及び西隣那古地域全般を通してみると、その下限及び上限の不整合は局部的なものであり、特に下限の不整合とされる境は、陸上あるいは浅海域において形成された通常の意味の不整合とは性格を異にするものである。

第3表 鴨川地域及び周辺地域の新第三系層序対比表
Stratigraphic correlation of the Neogene sediments in the Kamogawa district and surrounding areas

地域 時代	房 総 半 島 中 部 小 池 (1949)	本 報 告 中 嶋 ・ 牧 本 ・ 平 山 ・ 徳 橋 (1981)	鴨 川 市 南 部 河 井 (1957)
第四紀	関 亜 層 群	上 総 層 群	中 三 原 層
新 鮮 新 世	三 浦 層 群	安 房 層 群	石 堂 層
	豊 岡 亜 層 群		
第 三 紀	萩生火砕岩層	安 野 層	江 見 層 群
	安 野 互 層	清 澄 層	
	稲子沢泥岩層		
	清澄砂岩層	木 の 根 層	
	天津泥岩層	神 川 層	
	木ノ根頁岩質互層	— ? —	
佐久間層群	— ? —	高 鶴 層	
中 新 世	中尾原互層	富 川 層	保 田 層 群
	大崩	古 房 層	
	礫岩層		保 田 層 群
	奥山互層	市井原シルト岩層	
保田層群	波 太 層	F— 波太凝灰質岩層	
	保田層群	— ? —	江見泥岩・凝灰岩層
		— ? —	内遠野砂岩層
			曾呂川含泥岩砂岩・礫岩層
			高鶴山凝灰質岩層
			保田層群
			古房砂岩・火山質岩層

また、従来指摘されているような(小池, 1957など), 保田層群と安房層群の間の地質構造の著しい差異は認められず, 大局的には両者の地質構造は調和している。

したがって, ここでは保田層群・安房層群及び豊岡層群を一連の海成層として一括し, 新たに安房層群として定義する。すなわち, 安房層群の下限は嶺岡層群との間の不整合, 上限は房総半島全域から三浦半島にわたって広域的に認められる黒滝不整合である。

IV. 2. 1 嶺岡山地北側の安房層群

嶺岡山地北側では, 安房層群は下位から, 富川層・神川層・木の根層・天津層・清澄層及び安野層に6分される(第3表)。

IV. 2. 1. 1 富川層(Fk)

命名 河井(1957)。

模式地 鴨川市富川付近

分布 嶺岡山地の北麓に沿って, 東は貝渚付近より, 西の富川付近まで東西に分布する。

層序 本層は模式地富川付近において, 嶺岡層群に傾斜不整合をもって重なる。上位の神川層との関係は, その間を加茂川低地によって隔てられていて不明である。

岩相 本層は主として塊状・無層理の灰色—黄褐色・極細粒—細粒砂岩からなり, 稀に中粒砂岩の部分もある(第18図)。富川層の砂岩は, 主に石英と斜長石からなり, 火山岩片や軽石粒をほとんど含まない。この点で, 高鶴層・波太層・木の根層及び清澄層などの砂岩と異なる。



第18図 富川層の塊状細粒砂岩 鴨川白滝不動南方
Massive fine-grained sandstone in the Fukawa Formation

地質図では、本層を次の岩相で一括して表現した。

Fk：極細粒—細粒砂岩

層厚 塊状・無層理の砂岩を主とするので正確な層厚の算出はむずかしいが、350-400m以上はあるものと考えられる。

対比 本層は、その岩相から浅海性堆積物とみなされ、安房層群最下部層として、嶺岡山地南側の古房層基底の石畑礫岩部層に対比される（第3表）。

IV. 2. 1. 2 ^{かにがわ} 神川層(Kg)

命名 今回新たに命名した。

模式地 鴨川市神川付近。

層序 本層は富川層の上位に重なると考えられるが、加茂川低地によって富川層と隔てられ、両者の詳しい関係は不明である。上位は、木の根層の項で述べるように、木の根層によって整合に覆われる。

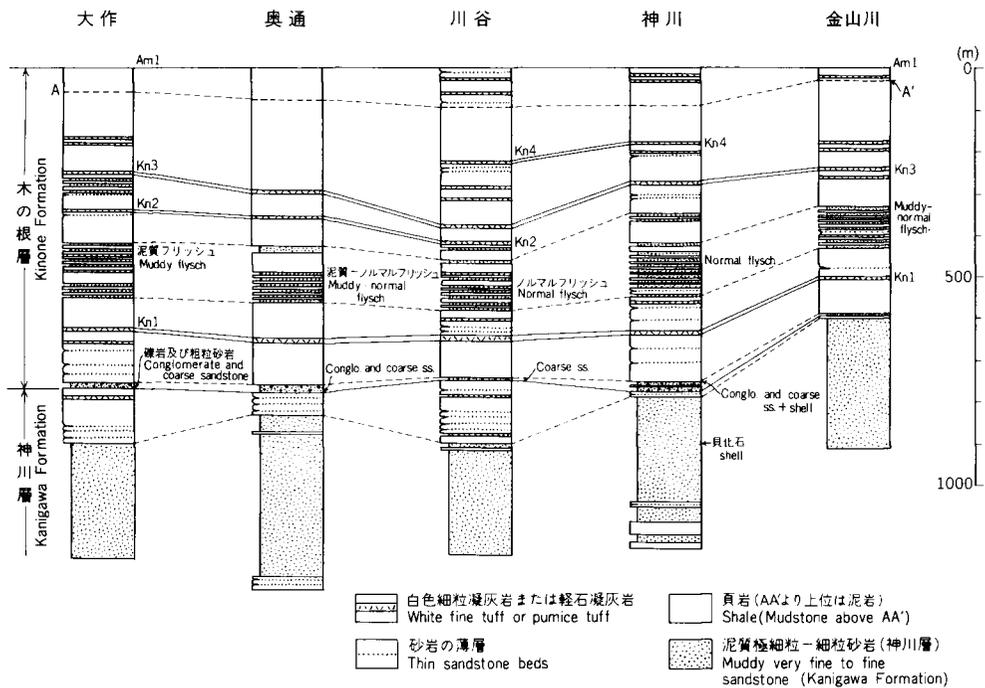
岩相 本層中・下部は、塊状・灰色・泥質極細粒—細粒砂岩又は塊状・砂質シルト岩を主とする（第19図）。中部では、稀に単層の厚さ1-10cmの暗灰色の頁岩をはさみ、下部では頁岩がやや発達している。上部は暗灰色の頁岩を主とし、その中に極細粒—細粒砂岩（タービダイト）及び白色—灰白色細粒凝灰岩がはさまれる。上部の岩相は、主に本地域西部の大作付近までの間によく発達する。

塊状・灰色・泥質極細粒—細粒砂岩あるいは塊状・砂質シルト岩は、主に石英・斜長石及び軽石粒からなり、時に径1-3cmの泥岩偽礫を含むこともある。この岩石は、乾燥時には硬くしまっているが、一度水を含むと極めて軟弱な岩石となる。このため、その分布域の加茂川低地北縁に沿って、道路の崩壊や地すべりがよくみられる。

頁岩は、細粒—中粒シルトの粒度であるが、粗粒シルトのところもある。風化するとサイノメ状—細裂状に細かく割れる。部分的に炭質物に富み、平行葉理の発達しているところもある。



第19図 神川層の塊状・灰色・泥質極細粒砂岩 地層は左手（北方）へ急傾斜している。鴨川市神川
Massive, gray-colored, muddy, very fine-grained sandstone in the Kanigawa Formation. Strata dip toward left (northward) with high angle



第20図 神川層・木の根層の地質柱状図
Geologic columns of the Kanigawa and Kinone Formations

地質図では、本層を次の岩相で一括して表現した。

Kg：泥質極細粒—細粒砂岩及び頁岩（白色細粒凝灰岩をはさむ）。

層厚 下限が明らかでないので正確な層厚はわからないが、露頭のある範囲では、第20図に示すように、西から大作で410m+、奥通で470m+、川谷で420m+、神川で380m+、金山川で320m+である。

化石 神川における本層の塊状・灰色・泥質極細粒砂岩の一部に、*Yoldia laudabilis* が多産し、稀に、*Phaxas izumoensis jobanicus* を産する。いずれの化石も、その薄い殻にもかかわらず保存状態が良い。

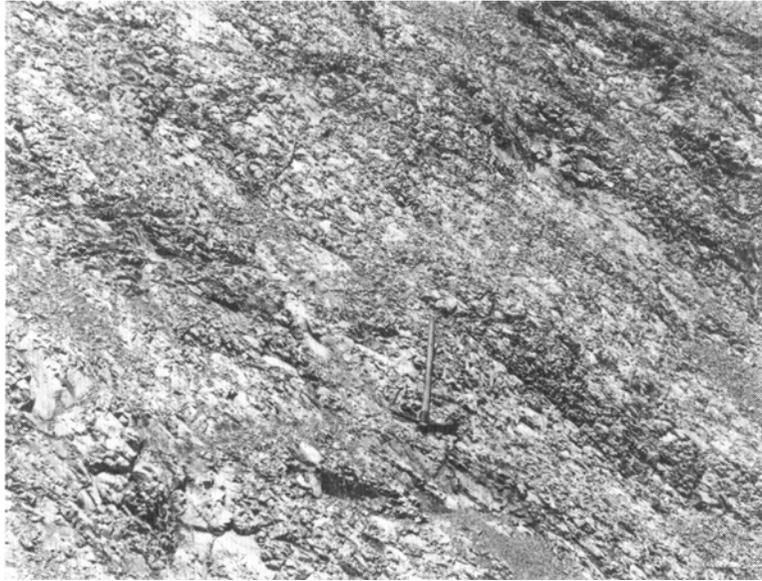
対比 木の根層の項で述べるように、木の根層は嶺岡山地南側の江見層に対比される。したがって、本層はその層位及び含有化石から江見層下位の波太層に対比されるものであろう。

IV. 2. 1. 3 木の根層 (Knc, Kn, Kns, Knm)

命名 池辺 (1948) は富津市豊岡付近から鴨川市太山付近において、^{こづか}金東互層の上に重なり、天津累層によって覆われる黒色頁岩に対して、木の根泥岩と名づけた。その後、小池 (1949) は、大崩礫岩層に整合に重なり、天津泥岩層によって整合に覆われる池辺 (1948) の木の根泥岩とほぼ同層準の地層を、鴨川市埋田より引越に至る県道を模式地として、木の根頁岩質互層と呼んだ (第3表)。

本地域では、大崩礫岩層は厚さ20-30mの薄い地層なので、独立の地層とはせず、小池 (1949) の木の根頁岩質互層を一括して、改めて木の根層とする。

模式地 鴨川市木の根峠付近。本地域においては、鴨川市川谷、神川及び金山川などに模式的な露出



第21図 木の根層上部の泥岩 青灰色を呈する。鴨川市神川
Bluish gray mudstone in the upper part of the Kinone Formation

がある。

層序 本層は、神川層を整合に覆い、天津層によって整合に覆われる。本層最下部には、礫岩及び砂岩が存在し、前述のように、小池（1949）はこれを大崩礫岩層と呼んだ。また、本地域のように、大崩礫岩層の下位に奥山互層が分布しないところでは、更に下位の保田層群を大崩礫岩層が不整合に覆うとした。しかし、この礫岩及び砂岩は、しばしば頁岩と互層する単層の厚さ0.3-5m程度の級化層理を示すタービダイトであり、基底礫岩のようなものではない。また、礫岩・砂岩層基底の侵食面も、粗粒タービダイトに特徴的な谷状侵食によるものであり、不整合面ではない。

岩相 本層は、暗灰色の頁岩を主とし、最下部に礫岩・砂岩、中部に砂岩頁岩互層をはさむ。上部は、頁岩から漸移的に青灰色泥岩に移り変わる。本層の頁岩や泥岩には、しばしば白色一灰白色細粒凝灰岩及び軽石凝灰岩がはさまれる。岩相は、本地域の中では比較的安定していて、東西方向の変化はあまりない(第20図)。

地質図では、本層を次の4つの岩相に区分して表現した。

Knm：泥岩（白色細粒凝灰岩をはさむ）。本層の上部に発達（第21図）。

Kns：砂岩頁岩互層（白色細粒凝灰岩をはさむ）。上下を頁岩にはさまれ、本層中部に発達。

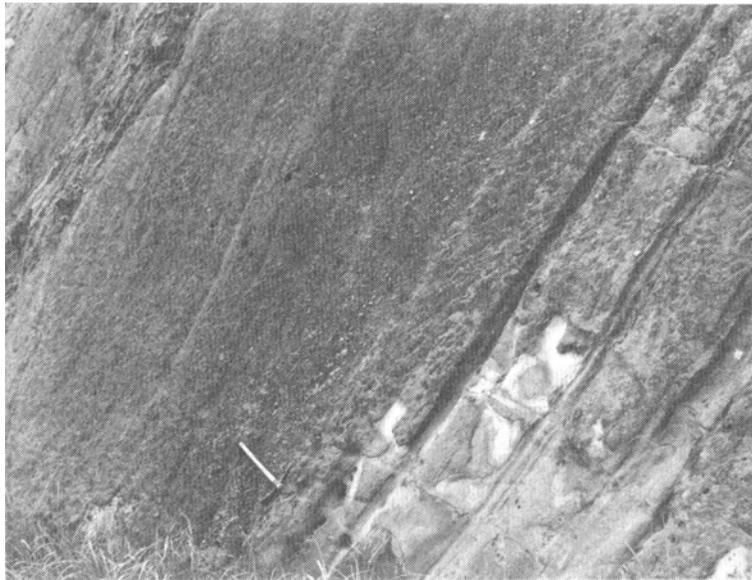
Kn：頁岩（白色細粒凝灰岩をはさむ）。

Knc：礫岩及び砂岩。本層の最下部に発達(第22図)。

以下では、これらの岩相に含まれる各岩石種を中心に、より詳しく述べる。

a. 礫岩及び砂岩

本層最下部に発達する礫岩及び砂岩は、単層の層厚0.3-5mのタービダイトであり、間に厚さ2-10cmの頁岩又は泥岩をはさむ。砂岩は級化層理を示し、単層基底部の粗粒砂から上部の細粒砂まで変化



第22図 水の根層最下部の礫岩・砂岩 凹部は泥質岩. ピッケルの付近で礫が密集しているが, 上方へ急速に減少する. 鴨川市神川
 Conglomerate and sandstone at the base of the Kinone Formation. Indented parts consist of muddy beds. Pebbles occur crowdedly near a pickel at the base of the thick sandstone bed, and decrease rapidly upward

する。下部の特に粗いものでは、礫を含んで礫岩となっている(第22図)。礫岩の礫は、チャート・砂岩及び頁岩などの古期岩からなる径1-20cmの円礫を主とし、下位の新第三系の頁岩または泥岩からなる径1-20cmの歪角礫もある。砂岩の一部には、暗灰色で、粗粒な歪角礫状の砂粒子からなるものがあり、またこの砂岩によって固結された礫岩もある。

なおこの本層最下部にみられる礫岩皮び砂岩は、鴨川市大作付近や神川付近では比較的厚く発達し、20-30m位になる。特に大作付近では、礫岩基底に同時侵食面が観察される。しかし両地域の中間の川谷付近では、その発達は悪く、本層基底部に薄い粗粒砂岩がみられるにすぎない(第20図)。

b. 頁岩及び泥岩

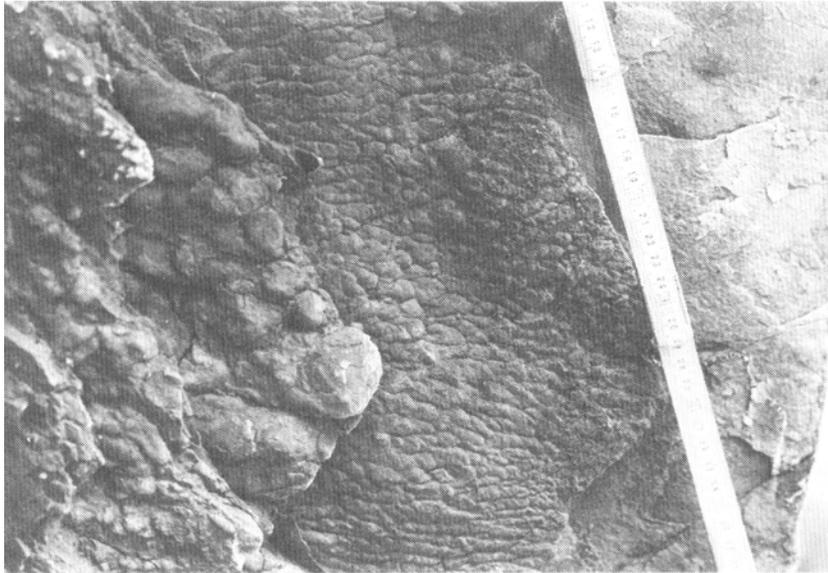
本層の主体をなす頁岩は、細粒シルトの粒度で、新鮮な露頭ではやや青味を帯びた暗灰色を呈し塊状であるが、風化すると黒色となり細裂状に細かく割れる特徴がある。

これに対して、本層上部にみられる泥岩は青灰色を呈し、上位の天津層の泥岩によく似ており、粒度は中粒—粗粒シルトで、風化するとサイノメ状に割れる傾向を有する(第21図)。

c. 砂岩頁岩互層

本層中部にみられる砂岩頁岩互層は、大作から神川の間においてよく発達し、部分的には砂勝ち互層もみられるが、それより東側及び西側では薄くなる。互層は、単層の厚さ1-100cmのタービダイト砂岩とそれとほぼ同じ厚さの頁岩の繰り返しである。砂岩は細粒—中粒のことが多く、基底に流痕をもつものもしばしばある。流痕から推定される古流向は、東→西のものが多い(第23図)。

この互層中の砂岩の特徴は、天津層及びその上位の地層中の砂岩に較べて著しく硬いことである。天



第23図 木の根層中のタービダイト砂岩層の底痕 フルーツマークによる古流向は右から左(西向き) 鴨川市神川
 Sole markings of the turbidite sandstone beds in the Kinone Formation. Flute markings indicate the paleocurrents from right (from east) to left (to west)

津層以上の砂岩泥岩互層の場合には、露頭面で泥岩部が突出しているのに対して、木の根層の砂岩泥岩互層の場合には逆に砂岩部が突出している。

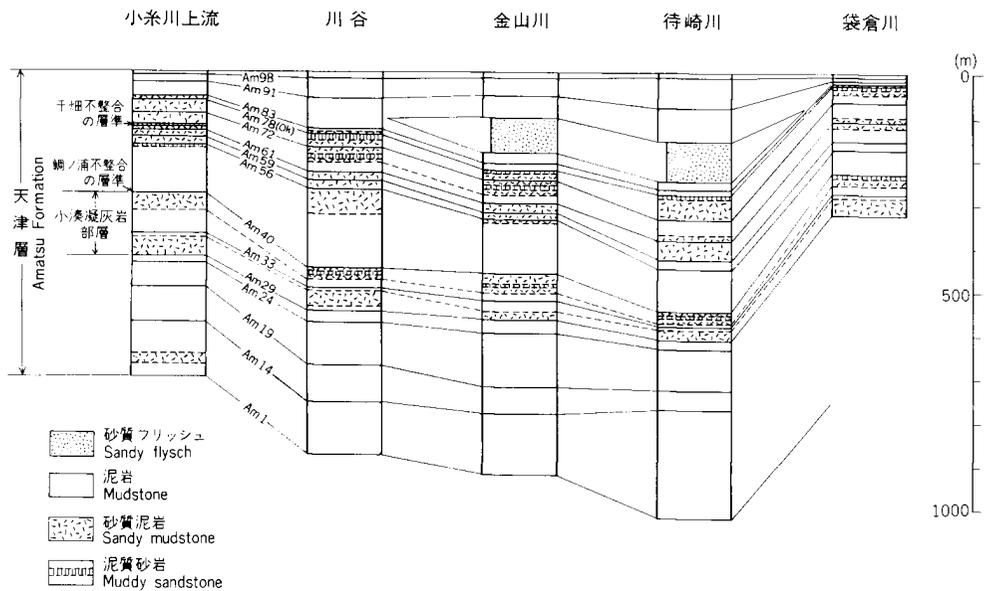
なお、木の根層の砂岩は、主に石英・斜長石及び軽石からなり、一部には軽石の他に、火山ガラス、黒雲母などを含んでかなり凝灰質なものもある。

d. 凝灰岩

木の根層の最下部付近の頁岩に、稀に厚さ10-20cmの砂質スコリア凝灰岩がはさまれるが、それを除くと木の根層には、スコリア凝灰岩やスコリア・玄武岩片・安山岩片などを含む凝灰岩は存在しない。木の根層に含まれる凝灰岩は、その大部分が白色・灰白色細粒凝灰岩及び軽石凝灰岩である。これらの凝灰帯の粗粒な部分は、粗粒シルト—細粒砂粒度の火山ガラスや軽石からなり、それに石英・斜長石及び黒雲母などの結晶粒を混え、外見はゴマシオ状を呈する。

白色細粒凝灰岩は、厚さ数cmから20cmのものまで種々あるが、その大部分はタービダイトである。厚いものでは、基底粒度が極細粒—細粒砂程度で、比較的明瞭な級化層理を示す。凝灰岩の上部は細粒—中粒シルトの粒度で、しばしば粗粒シルト—極細粒砂粒度の部分と薄板状の互層をなすか、又は平行葉理が発達する。また稀には中部から下部にかけて斜交葉理やコンボルト葉理 (convolute lamination) がみられ、泥岩の偽礫を含むこともある。

第24図には、木の根層では例外的に粗粒な、凝灰岩層Kn3の地質柱状図と堆積構造を示す。Kn3は、川谷から神川にかけて最も厚く、かつ明瞭な級化層理を示す。上部は、中粒シルトの粒度で平行葉理が発達する。この平行葉理は、下部のものほど、葉理の間隔が大きくなる傾向がある。平行葉理の下には、中粒砂—小礫粒度の塊状部がある。ただし、川谷では平行葉理の下に斜交葉理やコンボルト葉理が存在する。塊状部には、径1-10cmの軽石が多量に含まれ、径5-10cmの泥岩偽礫も存在する。



第25図 天津層地質柱状図
Geologic columns of the Amatsu Formation

IV. 2. 1. 4 天津層(Am, Amk, Amc, Ams)

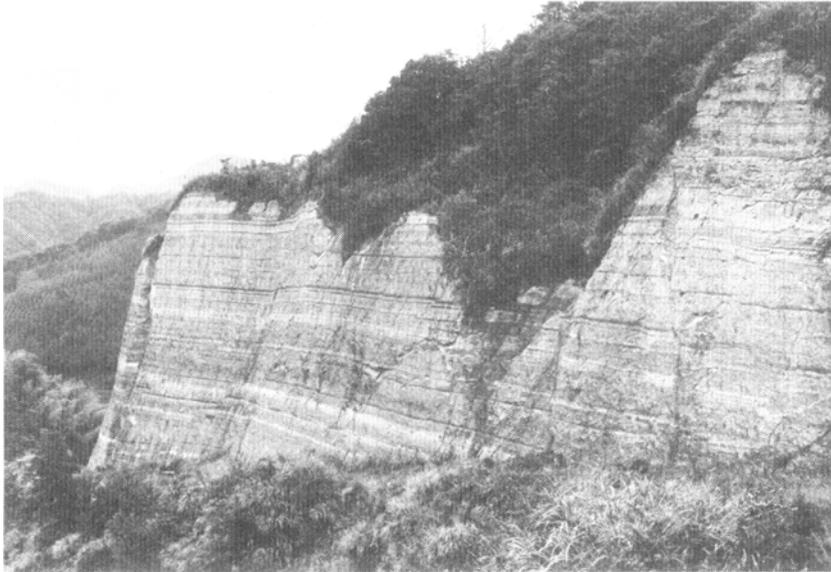
命名 大塚 (1937).

模式地 天津小湊町天津付近。但し、天津付近では断層が多く、断片的な地層しか観察できない。また、天津層下部もほとんど露頭がない。天津層の模式的な露出は、むしろ本地域西北部の小糸川上流や川谷及び神川北方の川沿いにみられる。これらの地域では、断層が少なく、天津層は北へ単斜するだけなので観察に都合がよい。

分布 本地域の北部小糸川上流から天津付近まで東西方向に帯状に分布するほか、清澄背斜（君津市奥米から天津小湊町小湊付近にいたる背斜）の軸部に沿って、清澄山周辺、県民の森、小湊及び鯛ノ浦から興津にかけての海岸沿いに分布する。

層序 本層は、下位の木の根層から引きつづく一連の泥質岩を主とする地層で、その累重関係は整合である。前述のように、木の根層は暗灰色を呈する頁岩を主とするのに対して、天津層は主として青灰色を呈する泥岩からなる。ただし、両層の境界付近は漸移的であり、木の根層上部の泥岩は、天津層の泥岩とほとんど区別がつかない。天津層を特徴づけるひとつのキーポイントは、スコリア凝灰岩の出現である。ここでは、最初のスコリア凝灰岩層をもって天津層の基底とし、これをAm1とした。

岩相 本層は、青灰色の泥岩を主とする地層で、これに、砂岩（タービダイト）・乱堆積層及びスコリア凝灰岩・スコリア軽石凝灰岩・ゴマシオ凝灰岩（多くは角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩凝灰岩）・軽石凝灰岩・白色細粒凝灰岩など多種多様の凝灰岩がはさまれる。これらの凝灰岩は鍵層としての有効性が極めて高く、本層では数多くの凝灰岩鍵層を設定した。泥岩は、地域によって、また特に層準によって部分的に粗粒となり、砂質泥岩から泥質砂岩、ときには中粒—粗粒砂岩にまで変化することがある。一部地域では、本層上部に砂勝ち互層（砂質フリッシュ）が発達する。本層中部には多数の



第26図 天津層の泥岩(灰色部)と凝灰岩(白色部と黒色部) 大風沢川奥谷東方
Mudstones (gray parts) including various tuff beds (white and black parts) in the Amatsu Formation

凝灰岩層が密集して発達する部分があり、この部分を小湊凝灰岩部層と命名した(第25図)。

1) 主部(Am, Amc, Ams)

地質図では本層主部を次の3つの岩相に区分して表現した。

Ams : 砂勝ち砂岩泥岩互層(凝灰岩をはさむ)。上下を泥岩ではさまれ、本層上部の鍵層Am83とAm91の間の層準、地域的には、金山川から待崎川にかけて発達。

Amc : 砂質泥岩・泥質砂岩及び砂岩(凝灰岩をはさむ)。上下を泥岩ではさまれ、厳密な層準は地域によって多少異なるが、本層上部の鍵層Am56からAm78にかけて発達。

Am : 泥岩(砂岩・凝灰岩及び乱堆積層をはさむ)。本層の下部及び上部に主に発達。

以下では、これらの岩相に含まれる各岩石種についてより詳しく述べる。

a. 泥岩

本層の泥岩は、その大部分が中粒—粒粒シルトからなる青灰色の泥岩である。新鮮な露頭では塊状であり割れ目は少ないが、風化すると角割れするようになる。下部のものほどその割れ方は細かく、サイノメ状に割れる傾向がある。その堆積環境は、含有貝化石などから陸棚泥帯と考えられ、多くは半遠洋性泥岩(hemipelagic mudstone)であるが、一部にはタービダイト泥岩が含まれる。タービダイト泥岩は、周囲の半遠洋性泥岩に比べより細粒で、ときに平行葉理や薄板状層理が発達する。

b. 砂質泥岩・泥質砂岩及び砂岩

本層の泥岩は、いくつかの層準(小湊凝灰岩部層, Am56-Am61層準, Am78(Ok tuff)層準など)で粗粒化し、砂質泥岩・泥質砂岩及びときには中粒—粗粒砂岩まで変化する(第25図)。

Am56-Am61層準は、川谷から金山川にかけて粗粒化し、砂質泥岩になっている。待崎川以東で

は、この部分は次第に細粒になり、本地域東部では、中粒—粗粒シルト岩になる。一方、小糸川上流以西では、この層準は層厚の減少を伴いつつ砂質泥岩の範囲を広げ、上位のAm78層準の砂質泥岩と接続する。大局的には、この層準も後述する湊川流域の千畑不整合付近の層準と同様に西に向って粗粒化し、西側に浅海域の存在したことが推定できる。

Am78(Ok tuff)層準は、川谷より東方ではAm78付近が粗粒で、砂質泥岩—泥質砂岩からなるが、川谷より西方では、粗粒シルト岩—砂質泥岩程度まで細粒化する。北隣大多喜地域の清澄背斜北側では、この層準の泥岩はさらに細粒になり、中粒シルト岩を主とするので、この時期の堆積盆は、清澄背斜の北側が深く、南側とりわけ鴨川地域北東部では浅かったと考えられる。

Am78層準には、小糸川上流から金山川にかけてもう1カ所粗粒化する部分がある(第25図)。この層準はAm72の下、厳密には、小糸川上流でAm68の直下にあり、更に西方の富津地域の湊川流域では、斜層理の発達する粗粒砂岩にまで変化する。湊川流域では、この粗粒砂岩の基底部に礫岩の発達が認められる。小池(1949)は、この礫岩を千畑礫岩層と名づけ、下位の地層とは不整合であるとした。しかし、この層準は、待崎川以東では細粒化し、中粒—粗粒シルト岩になり、地層は一連整合に重なっている。このように、千畑礫岩層基底の不整合は部分不整合であるといえる。

なお小湊凝灰岩部層の層準については後で述べることにする。

c. 砂岩

砂岩は、単層の厚さ1-20cmの薄いものが、神川付近において天津層下部にはさまれるほか、金山川から待崎川にかけて、天津層上部のAm83-Am91層準に砂勝ち砂岩泥岩互層(Ams)として発達する。いずれも、タービダイトである。Am83-Am91層準の砂岩は、単層の厚さ1m位の厚層砂岩を主とし、上部付近の泥岩の卓越する部分に、単層の厚さ5-20cm位の砂岩がみられる。このAm83-Am91層準の砂勝ち互層(Ams)の分布面積は小さく、金山ダムから待崎川湯谷の小範囲に限られ、湯谷では、その1.5km北方の保台北方においてはもはや消滅してしまう(地質図参照)。このような分布の仕方は清澄層最下部の砂勝ち砂岩泥岩互層(Ky)の分布とよく似ていることから、Am83-Am91層準の砂勝ち砂岩泥岩互層(Ams)は清澄層における砂勝ち砂岩泥岩互層(Ky)堆積の先駆的存在であるといえる。

d. 乱堆積層

本層の乱堆積層は主として含礫泥岩(pebbly mudstone)であり、あまり規模の大きなものではない。小糸川上流から川谷北方にかけて、Am66の下や小湊凝灰岩部層の中部に、含礫泥岩ないしスランブ層としてみられるものが比較的厚く(厚さ5-10m)、側方への連続性のよいものである。

e. 凝灰岩

本層の大きな特徴は、多種多様の凝灰岩の存在である(第26図)。木の根層及びそれより下位の新第三系の各層の凝灰岩は、白色—灰白色細粒凝灰岩及び軽石凝灰岩を主とするが、天津層になると初めてスコリア凝灰岩が出現し、それに伴って凝灰岩の種類は豊富になる。個々の凝灰岩は、いずれも連続性がよく、ほとんどのものが房総半島を横断して東から西まで追跡できる。また、種類が豊富なことから、相近接する凝灰岩の組合せが非常によい鍵層となる(第27-29図)。

スコリア凝灰岩は、主として多孔質の玄武岩—安山岩スコリア又は火山ガラスからなり、玄武岩—安

	泥岩ないし泥質砂岩(ヘミペラジャイト) Mudstone and muddy sandstone (hemipelagite)	粒度 (grain size)	構成粒子 (component grain)
	泥岩(タービダイト) Mudstone (turbidite)	pb. pebble	qu. quartz
	砂岩(タービダイト) Sandstone (turbidite)	gr. granule	bio. biotite
	白色細粒凝灰岩ないし軽石凝灰岩 White fine tuff and pumice-tuff	vc. very coarse sand	horb. hornblende
	ゴマシオ凝灰岩(G) Gomashio tuff (white glass and felsic minerals with randomly scattering mafic minerals)	c. coarse sand	pu. pumice
	スコリア軽石凝灰岩(ツハイゴマ凝灰岩, H) Scoria-pumice tuff ("Haigoma" tuff: random mixture of pumice and scoria grains)	m. medium sand	puc. pumiceous
	スコリア凝灰岩 Basalt and andesite scoria-tuff	f. fine sand	sco. scoriaceous
	軽石粒 Pumice grains	vf. very fine sand	tfa. tuffaceous
	スコリア粒 Scoria grains	ci. coarse silt	堆積構造 (sedimentary structure)
	古期岩礫 Gravels of the older rocks	mi. medium silt	alt. alternation
	貝殻片 Shell fragments	fi. fine silt	lami. lamination
	炭化木片 Carbonized wood fragments	sd. sandy	cr. cross
	シルト岩偽礫 Siltstone clasts	mdy. muddy	para. parallel
		色調 (color)	conv. convolute
		w. white	mass. massive
		lg. light gray	grad. grading
		g. gray	その他 (others)
		dg. dark gray	ss. sandstone
		pk. pink	si. siltstone
		br. brown	tf. tuff
		bl. black	

第27図の凡例
Legend

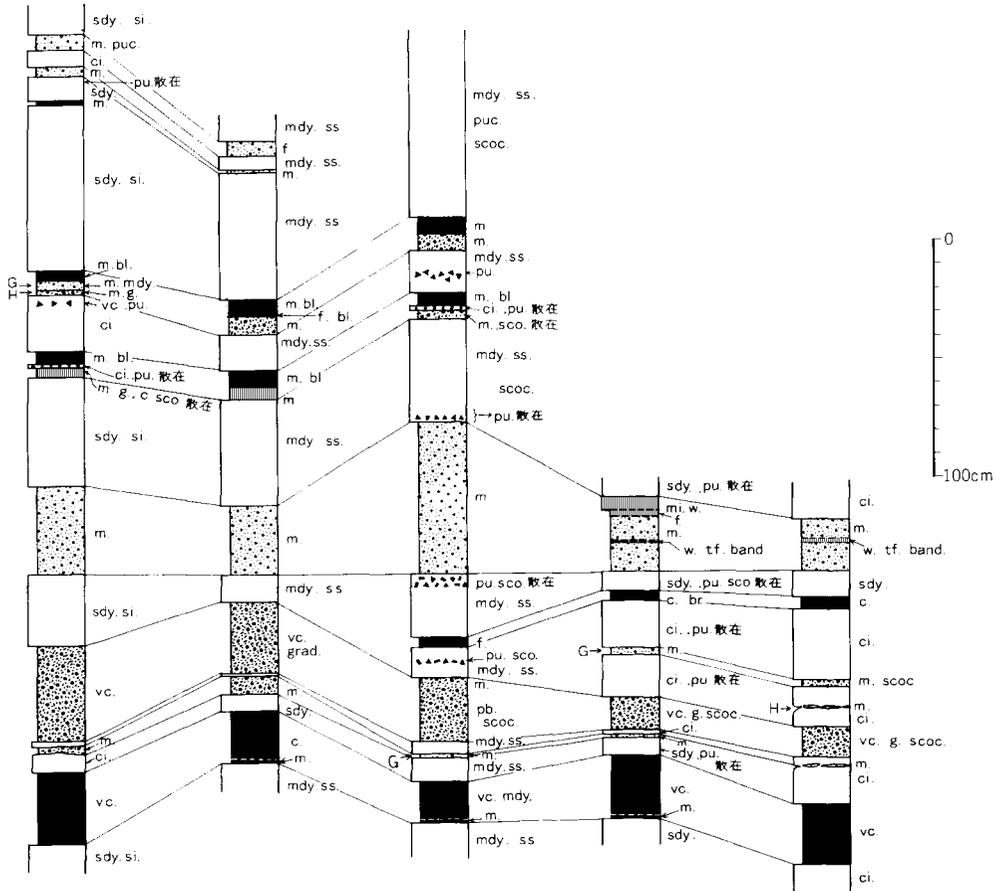
小糸川上流

袋倉

浜荻

県民の森北

札郷



第28図 天津層鍵層 Am 40 の地質柱状図 凡例は第27図に同じ
 Geologic columns of the key bed Am 40 in the Amatsu Formation. For legend see Fig. 27

山岩の岩片も伴っている。粒度は、大部分がシルト粒度の火山ガラスからなるものから、火山礫凝灰岩の粗さまで種々のものがみられる。

軽石凝灰岩は、主として多孔質のデイサイト軽石又は火山ガラスからなり、それに石英・斜長石を伴う。粒度は、シルト粒度のものから火山礫凝灰岩の粗さまで種々あるが、シルト粒度のものが白色細粒凝灰岩である。シルト粒度のものでは、大部分が火山ガラスからなる。このような細粒凝灰岩は、白色のもの他に、灰白色・灰色・桃色・淡褐色のものなど色彩的に変化に富む。上述のスコリア凝灰岩のうちシルト粒度のものは、黒色・暗灰色・暗褐色・レンガ色・紫色など暗色系の色彩であるが、白色細粒凝灰岩との間には、さまざまな中間的色彩のものが存在する。

また、軽石凝灰岩とスコリア凝灰岩の混合したようなスコリア軽石凝灰岩もいろいろみられる。これは、両者の中間的性質を示し、通称ハイゴマ凝灰岩（灰色のゴマシオ状の意味）と呼ばれているが、粗

ようにみえる。最上部では軽石粒は上位の泥岩の中に入り込み、泥岩中にも更に粗粒な軽石粒が散在している。この軽石粒の産状は、後のものほど大きな軽石粒が沈降してきたことを示している。比重が同じであれば、通常は大きな粒子ほど速く沈降するはずなので、大きな粒子が遅れて沈降したのは、多孔質な軽石粒がしばらく海面上に浮遊していたためと考えられる。多分、大きな粒子ほど長時間海面上に浮遊し、その結果遅れて沈降したものであろう。Am78が側方にあまり変化せずに続くことを合わせ考えるならば、その中の凝灰岩は、海面に降りそそいだ降下火山灰が、水中を静かに沈降して堆積した可能性が高い。

2) 小湊凝灰岩部層 (Amk)

小湊凝灰岩部層（新命名）は、天津層中部に挟在し、本地域から北西に隣接する富津地域にかけて広く発達している。模式地は天津小湊町小湊付近であり、この地域では、北北東-南南西系の断層によって何度も繰り返して現われる。

岩相は、上部と下部が砂質泥岩又は泥質砂岩からなり、中部に中粒-粗粒シルト岩をはさむ。この層準には、非常に多くの凝灰岩がはさまれ、その数は200枚以上に及ぶと推定される。

上部は、待崎川あるいは袋倉川以東において、特にその上限付近が粗粒化し、鯛ノ浦から“おせんころがし”にかけての東部海岸では、凝灰質粗粒砂岩や礫岩となっている。また礫岩のみられるところでは、小規模ながら、その基底に不整合面を形成しているところもある。凝灰質粗粒砂岩は、しばしば斜層理をなすが、その面は、走向北80°東、傾斜20°北前後で、それより推定される古流向はほぼ南→北である(第30図)。

下部の砂質泥岩は、本地域内では大きな変化を示さないが、南側に比べ北側で厚く細粒になっている。したがって、この時期の天津層の堆積盆は、清澄背斜の北側が深く、南側は浅かったと考えられる。

小湊凝灰岩部層の層準は、厳密には、地域によって多少上下にずれるが、ここでは、Am29とAm40の間とする。層厚は、第25図に示したように、小糸川上流で145m、川谷で100m、金山川で110m、待崎川で70m、袋倉川で95mあり、東側で若干薄くなっている。

地質図では、本部層を次の岩相で一括して表現した。

Amk : 凝灰岩・泥岩・砂質泥岩・泥質砂岩及び凝灰質砂岩。天津層中部のAm29とAm40の間に発達。

層厚 天津層全体の層厚変化は第25図に示したように、待崎川付近で最も厚く、その東側と西側では薄くなる。各地の層厚は、小糸川上流で700m、川谷で880m、金山川で925m、待崎川で1,025m、袋倉川で700m以下である。

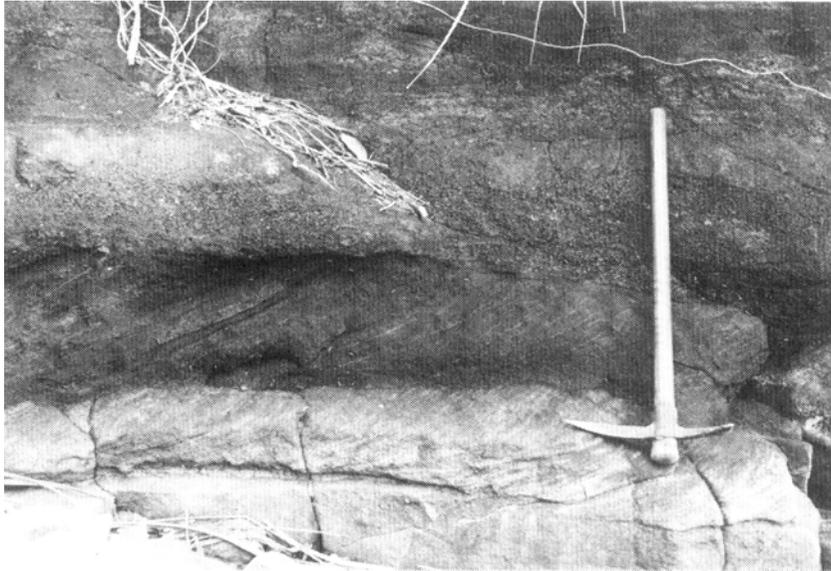
化石 天津層下部の泥岩に局部的に貝化石 *Conchocele bisecta* が多産する。小池・西川（1955）は本層より、*Niso amatuensis*, *Buccinum* sp., *Dentalium yokoyamai*, *Dentalium* sp., *Solemya tokumagai*, *Palliolium* (*Delectopecten*) *peckhami*, *Calyplogena koikei*, *Lucina acutilineata*, *Lucina spectabilis*, *Lucina kamenooensis* など陸棚泥帯にすむ貝の化石を報告している。また、北西に隣接する富津地域の、本層上部の千畑不整合上の砂岩・礫岩より、多数の浅海にすむ貝化石が報告されている(小池, 1949)。

対比 嶺岡山地南側では、石堂層になってはじめてスコリア凝灰岩が現われる。したがって、天津層

第4表 安房層群産珪質鞭毛藻化石表
List of Silicoflagellates in the Awa Group

種名	地層名	古房層	波太層							波太層			江見層	天津層		
		Furubo F.	Nabuto F.							Nabuto F.			EmiF.	Amatsu F.		
<i>Mesocena</i>	<i>apiculata</i>	-	-	X	-	X	-	X	XX	--	--	--				
<i>Naviculopsis</i>	<i>biapiculata</i>				--											
<i>N.</i>	<i>navicula</i>	-	--		--		--	--	--							
<i>N.</i>	<i>lata</i>	XX	--	--			--	--	--							
<i>N.</i> cf.	<i>lata</i>		-	-	--	-	-	-	--		--	--				
<i>N.</i>	<i>quadratum</i>				-											
<i>Corbisema</i>	<i>triacantha</i>	-	-	-	-	-	X	-	-	-	X	-	X			
<i>Mesocena</i>	<i>circulus</i>														-	--
<i>M.</i>	<i>diodon</i>														--	--
<i>M.</i>	<i>quadrangula</i>	--	--	--	-	--									--	--
<i>Dictyocha</i>	<i>fibula</i>				--			--			--	-	X	XX	XX	XX
<i>Distephanus</i>	<i>crux</i>	-	X	XX	XX	X	XX	XX	X	XX	XX	XX	--		-	-
var.	<i>schaunslandii</i>		--	-	--	--	--	--								
<i>D.</i>	<i>speculum</i>	-	X		--	-	-	--	-	--	-	--	X	X	XX	XX
var.	<i>pentagonus</i>	--	-		-		--	--		-	--	-	--	--	--	
var.	<i>cannopiloides</i>	-	-	--	--		--	--		--	--	--	-	--	--	
<i>Cannopilus</i>	<i>hemisphaericus</i>								--	--						--
<i>Macrora</i>	<i>stella</i>		--							--			--			
群集型 (沢村・中嶋, 1980)		A ₁	A ₂							A ₃			B	C		

-- : 稀 rare
- : 少ない not common
X : 普通 common
XX : 多い abundant



第30図 天津層小湊凝灰岩部層中の斜層理 (おせんころがし)

Cross-bedded layer in the Kominato Tuff Member in the Amatsu Formation

と石堂層の基底はほぼ同層準といえる。また、天津層と石堂層の泥岩の性質や凝灰岩の種類はほとんど同じであり、両層の凝灰岩鍵層もいくつかは対比できる。たとえば、天津層上限のAm98が石堂層最上部近くのIs15に対比され(第54図)、したがって、天津層はIs15より上位を除く石堂層に対比される。

天津層下部の泥岩中(Am18付近)の石灰質団塊中に珪質鞭毛藻の化石が産する(第4表)。その化石群集の解析から、天津層下部の堆積した時代は、中期中新世の後半から後期中新世にわたると推定される(沢村・中嶋, 1980)。また、最近の房総半島における古地磁気層位学的研究によれば、天津層最上部に中新統一鮮新統境界が存在すると考えられている(新妻, 1976)。したがって、天津層の大部分は後期中新世に属し、下部が一部分中期中新世に入り、最上部が鮮新世に入るとみなされる。

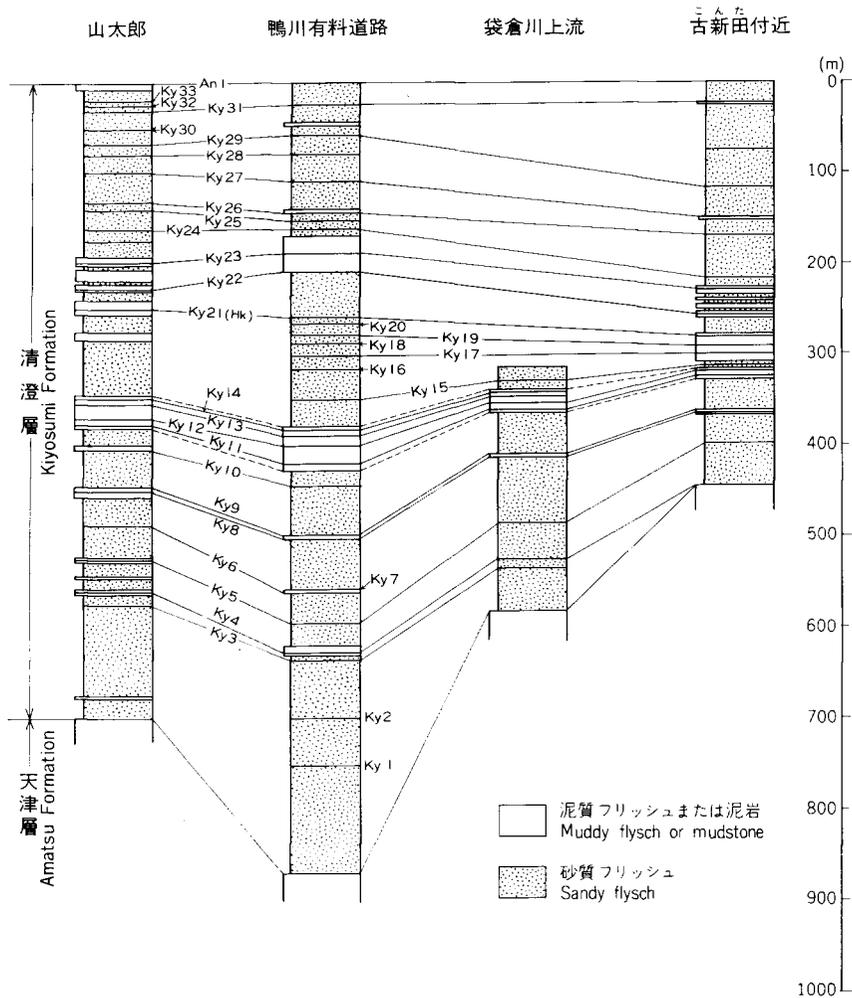
IV. 2. 1. 5 ^{きよすみ}清澄層(Ky, Kym)

命名 脇水 (1901)。

模式地 天津小湊町清澄山付近。

分布 本地域北部の鴨川有料道路沿いから袋倉川上流に東西に分布する。また、本地域東北部の夷隅川上流域から興津北部にかけて、清澄背斜の北側に比較的広く分布する。

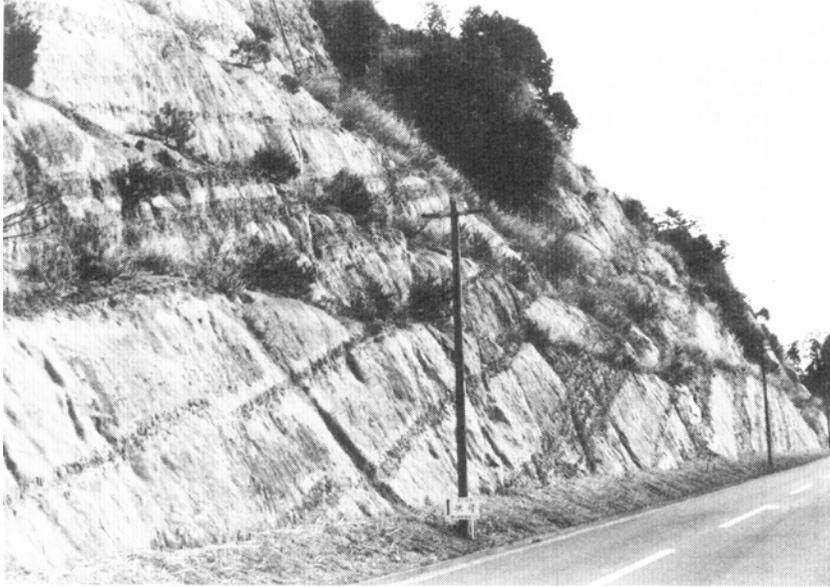
層序 本層は、下位の天津層を整合に覆う。本地域全体を通じて、天津層と清澄層の境界は明瞭である。清澄層の基底部は、本地域袋倉川以西の地域では砂勝ち互層であるが、清澄山以東の地域では含礫砂岩である。清澄層と天津層が境する層準は、厳密には地域によって多少異なる。特にこのことは、清澄層の基底部に含礫砂岩の発達する清澄山以東の地域で顕著である。これは主に、含礫砂岩層基底にみられる下位層の侵食と含礫砂岩層の側方への急激な収斂・消滅による。特に下位層の侵食については、



第31図 清澄層地質柱状図
Geologic columns of the Kiyosumi Formation

本地域北東部の大風沢川と夷隅川上流域との間で、厚い含礫砂岩層の基底に最大50m前後に達する谷状侵食地形が認められる。最大侵食地域では、天津層最上部のAm78 (Ok tuff) を直接清澄層の含礫砂岩層が覆っている。しかしここにみられる谷状侵食地形は、後で述べるように、大量の砂岩（タービタイト）の堆積開始に伴い、その運搬用の通路として、砂岩堆積場の上流部に海底下で形成されたものであり、陸上侵食を伴うような不整合現象を示すものではないといえる。

岩相 本層は、大部分が、砂岩（タービタイト）の卓越する砂勝ち砂岩泥岩互層（砂質フリッシュ）からなる。本地域東部においては、本層の基底部に、まわりを砂勝ち砂岩泥岩互層に囲まれて、泥岩層のはさみをもたず大小の泥岩偽礫を有し古期岩礫の密集する含礫砂岩が厚く発達する。また、本層のいくつかの層進では、厚さ50m以下の泥勝ち砂岩泥岩互層（泥質フリッシュ）ないし泥岩が発達する。本層の泥岩中には、天津層と同様に、スコリア凝灰岩・スコリア軽石凝灰岩・ゴマシオ凝灰岩・軽石凝灰岩・



第32図 清澄層砂勝ち互層 鴨川有料道路
Sandstone-dominated alternation in the Kiyosumi Formation

白色細粒凝灰岩など、多種多様の凝灰岩がはさまれている。これらの凝灰岩は、天津層の場合と同様、鍵層として極めて有効である(第31・32図)。

地質図では、本層を次の2つの岩相に区分して表現した。

Kym : 泥勝ち砂岩泥岩互層及び泥岩(凝灰岩をはさむ)。砂勝ち砂岩泥岩互層に上下をはさまれ、本層のKy8, Ky12, Ky21, Ky26の層準で比較的良好に連続して発達。特に、Ky12層準で最も厚く発達。

Ky : 砂勝ち砂岩泥岩互層及び含礫砂岩(凝灰岩をはさむ)。前者は本層の全層準に、後者は本地域東部城の本層基底部に発達。

最近、TOKUHASHI (1979)は、清澄層に関する詳しい研究結果を報告した。以下では、その内容に準拠しつつ、清澄層の全体像と本地域の清澄層の特徴についてより詳しく述べる。

a. 清澄層全体の特徴

清澄層にみられる諸岩相を、新たにaからeの記号でより細かく定義・分類したのが第5表である。そして、清澄層を次の6の鍵層——下位の天津層の最上位部に位置するAm98, 清澄層の泥勝ち砂岩泥岩互層及び泥岩(Kym)中の代表的な鍵層であるKy8・Ky12・Ky21・Ky26, 及び上位の安野層の基底部に位置するAn1——で、5つのユニット(下位よりAm98-Ky8, Ky8-Ky12, Ky12-Ky21, ky21-Ky26及びKy26-An1の各ユニット)に区切り、各ユニット毎の岩相分布を記号で表わしたのが第33図である。

この図から、清澄層は圧倒的に砂勝ち互層(岩相b)から構成されているといえる。また、下位のユニット(Am98-Ky8, Ky8-Ky12, Ky12-Ky21)では、砂勝ち互層に囲まれて含礫砂岩(岩相a)が分布し、その分布面積は最下位のユニットの場合に最大である。しかし、半島西部の湊川流域では、

第5表 清澄層の岩相区分
The division of lithofacies in the Kiyosumi Formation

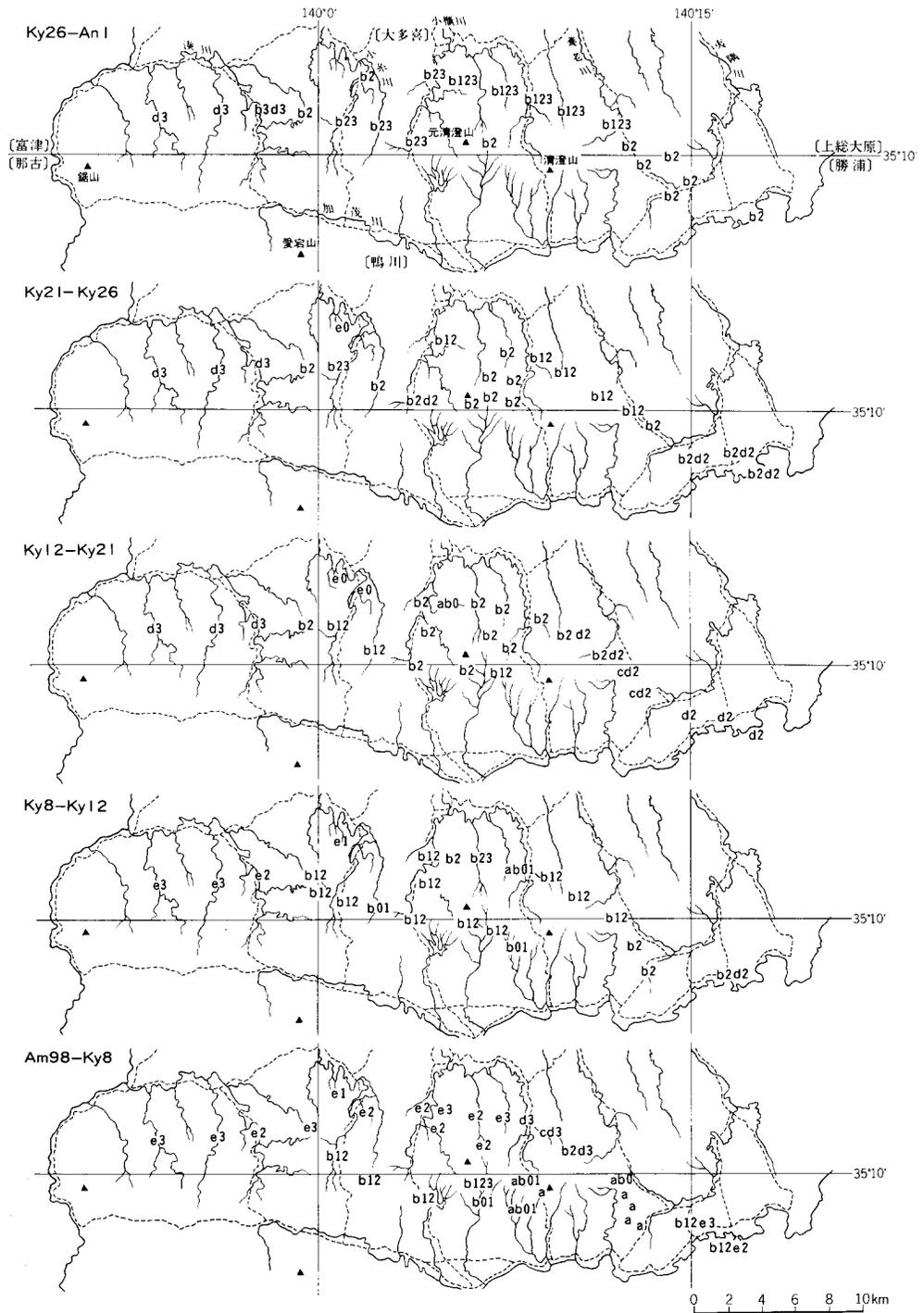
記号	岩 相	特 徴
a	含 礫 砂 岩	砂岩中に小円礫の大小密集体。大小の泥岩同時侵食礫が頻繁に産出。泥岩のはさみなし
b	砂 勝 互 層	砂岩と泥岩の比が5より大きい
		b 0 泥岩のはさみなし。厚い砂岩が合体した複合層
		b 1 泥岩のはさみあり。単層の厚さ2 m以上の砂岩が主体
		b 2 泥岩のはさみあり。単層の厚さ0.5m-2 mの砂岩が主体
c	ノ ル マ ル 互 層	砂岩と泥岩の比が1より大きく5より小さい
		d
e	泥 岩	厚い泥岩。稀にうすい砂岩のはさみあり
泥質岩の粒度による d, eの細分	d 0, e 0	主にシルト質砂岩からなる
	d 1, e 1	主に砂質シルト岩からなる
	d 2, e 2	主に粗粒シルト岩からなる
	d 3, e 3	主に中粒シルト岩からなる
	d 4, e 4	主に細粒シルト岩からなる

砂勝ち互層はほとんど消滅して、泥勝ち互層（岩相d）ないしは泥岩（岩相e）に変わっている。特に清澄層中部のKy12-21ユニットは、半島西部のみならず半島東部でも泥勝ち互層に変化する。

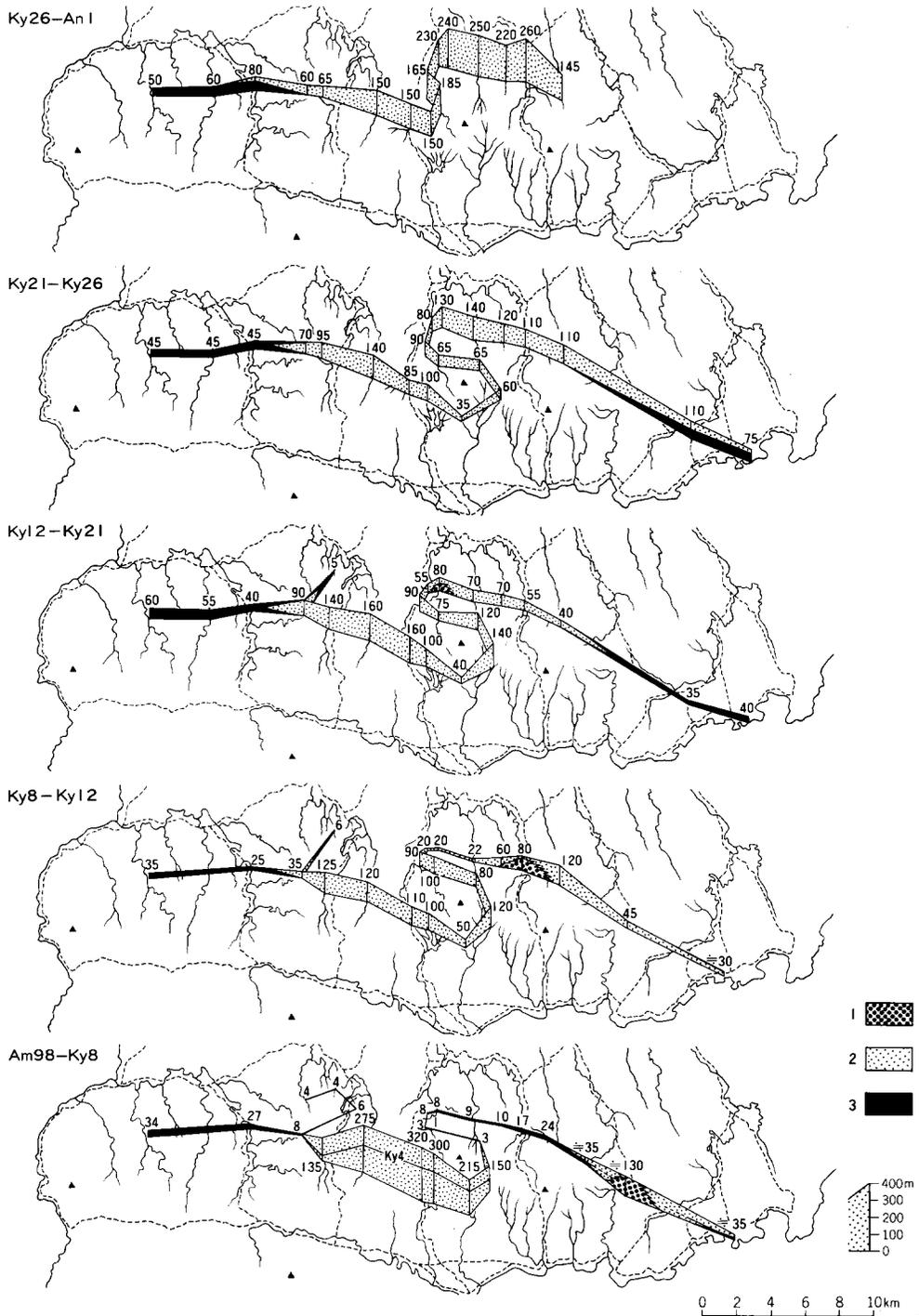
次に、各ユニット毎の層厚変化を第34図に示す。各ユニットの層厚変化は、下位のユニットほど単純増大の傾向があり、最下位のユニット（Am98-Ky8ユニット）において最大の層厚変化を示す。特にこのユニットの、南北方向における層厚・岩相変化は極めて顕著である。すなわち、清澄背斜北翼で10m前後、同南翼で数mの泥岩が、5km南方の鴨川有料道路沿いで300m前後の砂勝ち互層に変化している。

一般に、岩相と層厚との間には、泥岩（岩相e）→泥勝ち互層（岩相d）→ノルマル互層（岩相c）→含礫砂岩（岩相a）→砂勝ち互層（岩相b）の順に増大する傾向がある。特に清澄層の場合、ノルマル互層の発達が発達が貧弱であるため、前2者と後2者が短距離で接し、この間で顕著な層厚変化がみられることが多い。この点は、ノルマル互層のよく発達している上位の安野層とは異なった、清澄層の砂岩泥岩互層の一つの特徴といえる。

以上のことから、清澄層の全体的特徴として次のように指摘できる。清澄層は、主に砂勝ち砂岩泥岩互層（砂質フリッシュ）のレンズ状積成体からなり、本地域の他、北西隣の富津地域、北隣の大多喜地域、東隣の勝浦地域にも連続的に分布する。面積的には、大多喜地域南部で最も広く分布し、富津地域東部で尖滅して消滅する。本地域北東部及び勝浦地域の清澄層は、既に沢田（1939）によっても報告されているように、中部の泥勝ち互層とその上下の砂勝ち互層に比較的明瞭に区別される。清澄層の最大層厚部は、本地域西北部の鴨川有料道路沿いにある。これは、清澄層の最下位のユニット（Am98-Ky8ユニット）が、半島中央部で南方へ極端に厚くなるためである。また、本地域北東部には、清澄層中最



第33図 清澄層ユニット毎の岩相分布図
 Unit-by-unit areal distribution of lithofacies in the Kiyosumi Formation. For symbols see Table 5



第34図 清澄層ユニット毎の層厚・主岩相変化図 1 含礫砂岩 2 砂勝ち互層 3 泥勝ち互層ないし泥岩
 Unit-by-unit areal variation of thickness and main lithofacies in the Kiyosumi Formation
 1 Pebbly sandstone 2 Sandstone-dominated alternation 3 Mudstone-dominated alternation or mudstone



第35図 泥帯の偽礫(同時侵食礫)を多数伴った含礫砂岩の岩相 清澄層大風沢川奥谷東方
Pebbly sandstone facies with many large mudstone clasts in the Kiyosumi Formation

大の含礫砂岩が分布する。

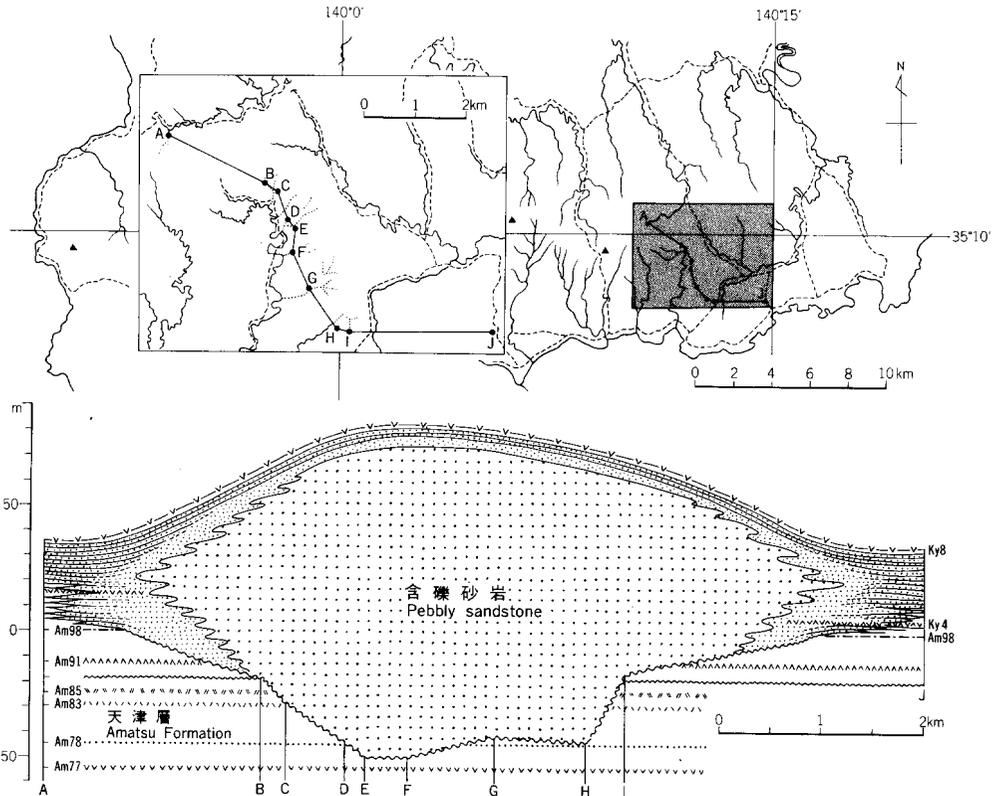
b. 含礫砂岩と基底の谷状侵食地形

清澄層のいくつかの層準では、特定の地域内で、泥岩のはさみをもたず、したがって砂岩泥岩互層のような明瞭な層理面をもたず、中粒ないし粗粒—極粗粒砂岩を基質として、その中にさまざまな産状で古期岩礫が密集し、しばしば数m以下の泥岩偽礫を伴う含礫砂岩層の発達が認められる。そしてこの含礫砂岩層の基底には、大なり小なりの谷状の侵食地形が認められる。すなわち、谷状侵食地形を埋積するような位置に含礫砂岩層が認められる。本地域の北東部、大風沢川と夷隅川上流との間の地域を中心に、清澄層中最大の含礫砂岩層と谷状侵食地形が認められる(第35図)。本地域の含礫砂岩層は清澄層の最下部のユニット(Am98-Ky8ユニット)に属し、したがってその基底の谷状侵食地形は、下位の天津層を削り込んで形成されている。その最大侵食量は約50mで、天津層最上部のAm78(Ok tuff)直下の層準にまで達している(第36図)。

TOKUHASHI(1979)は、含礫砂岩層は砂勝ち互層のより上流域での堆積物すなわちチャンネル堆積物であり、基底の谷状侵食地形は、堆積物をより下流域に運搬・堆積させるためにつくられた、タービダイト砂岩の供給チャンネル(feeder channel)であるとみなした。すなわち、上記谷状侵食地形は陸上侵食による不整合現象とは全く異なり、清澄層の厚いタービダイト砂岩層の堆積の本格的開始に伴って、海底下で形成された必然的な現象に他ならない。

c. 砂層の連続性と堆積構造

清澄層の主体をなす砂岩はタービダイトであり大部分が50cm以上の厚層砂岩からなり、厚いものは10m前後に達する。これら砂岩が連続性に優れていることは、平山・鈴木(1968)以来、房総の研究によってよく知られている。清澄層の砂岩もその例外ではない。たとえば、徳橋(1976a)によると、清

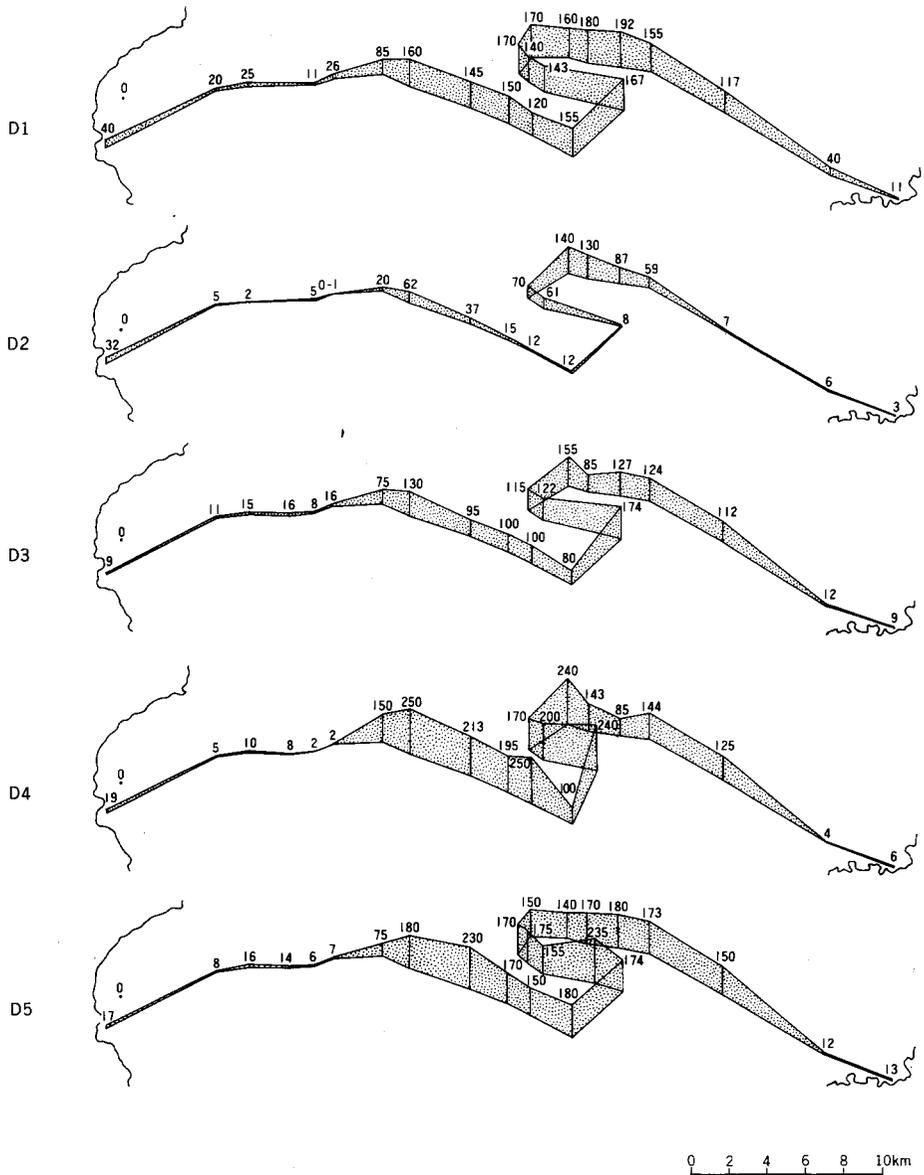


第36図 本地域北東部にみられる清澄層基底の谷状侵食地形とそれを埋積する含礫砂岩（チャンネル堆積物）
Trough-like erosional topography at the base of the Kiyosumi Formation and pebbly sandstone
(channel deposits) filling it, observed in the northeastern part of the Kamogawa district

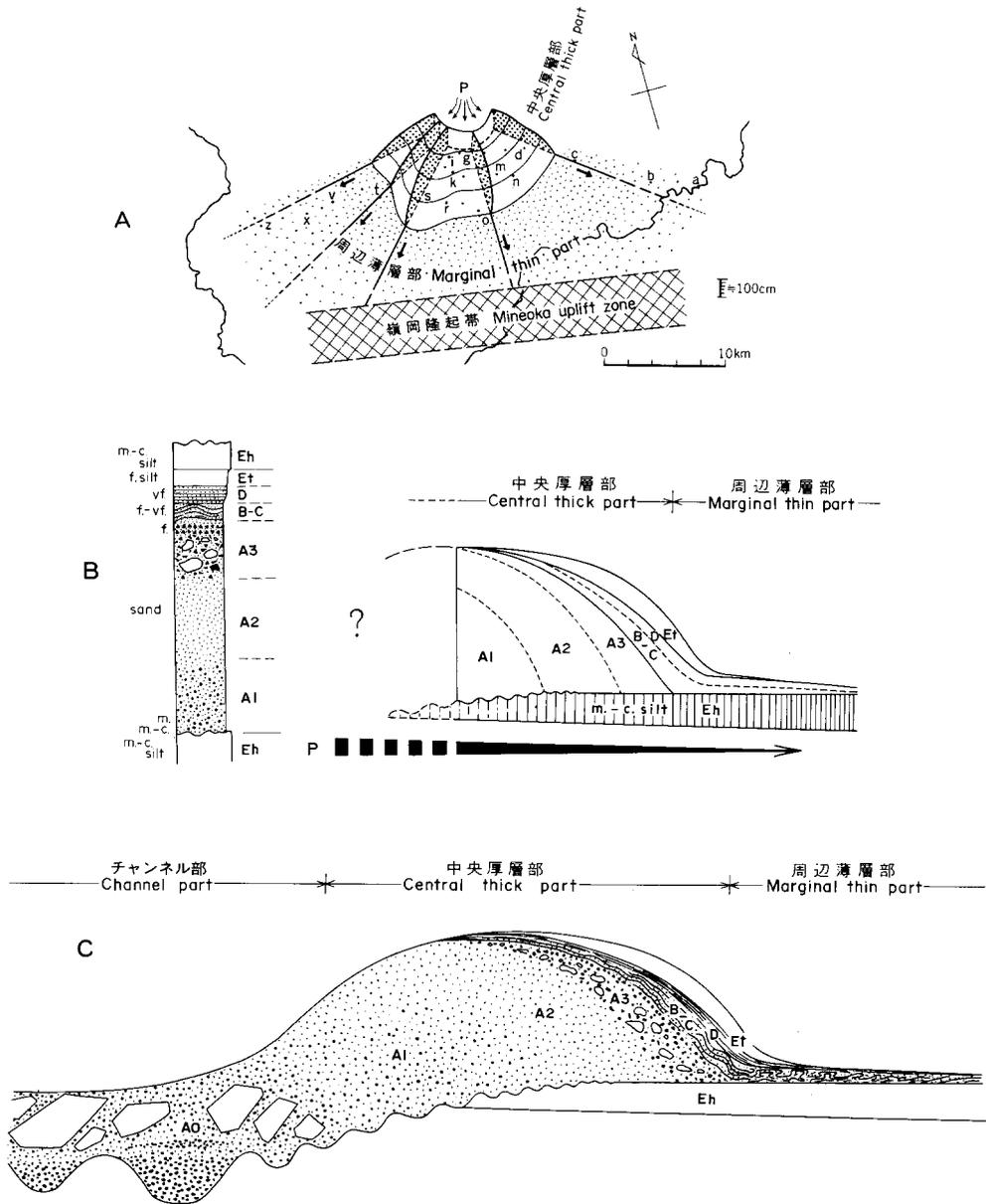
澄層中部の凝灰岩鍵層Ky21 (Hk tuff) 層準の砂岩層の場合、半島中央部で単層の厚さが1mを越す砂岩層は、半島の東海岸から西海岸まで40kmにわたって追跡することが可能である。また形態的には、それぞれ中央厚層部と周辺薄層部とからなり、たがいに相似の関係にある(第37図)。

徳橋 (1976 b) によると、これらの砂岩は半島中央部で南方に扇状に開いた古流向分布を示す。したがって、中央厚層部の砂岩のより下流域に周辺薄層部の砂岩が堆積したことになる(第38図A)。砂岩やその上のにる泥岩は、堆積構造や組織の共通する特徴からいくつかの構成部分に分割することができる。ここではBOUMA sequence (BOUMA, 1962) との対応も考慮して、下位から順にA-Eの記号を用いて表わすことにする(第38図B)。各部の特徴は次の通りである。

- A 1 部：粗粒塊状砂岩。粗粒から中粒の砂岩からなり、古期岩小円礫・スコリア粒・貝殻片などが散在する。ときに皿状構造 (dish structure) が観察される。下底面は極めて明瞭である。大小の scour-and-fill structure の他、種々の流痕・荷重痕・生痕が発達する。
- A 2 部：中粒塊状砂岩。中粒から細粒の砂岩からなる。特に目立つような粗粒物質は散在しない。ときどき皿状構造が観察される。A 1 部からは漸移的に移行する。
- A 3 部：細粒塊状砂岩。主に細粒砂岩からなる。大小の泥岩偽礫・炭質片・軽石粒が散在する。泥岩偽



第37図 清澄層鍵層 Ky 21 (Hk tuff) 層準の砂岩層の形態 D1-D5 は、それぞれ同層準の比較的厚い砂岩層を示す。詳細は徳橋 (1976a) 参照 数字は cm
 Panel-diagrammatic form of individual thick sandstone beds near the key bed Ky 21 (Hk tuff) in the Kiyosumi Formation. Each value is thickness in centimeter



第38図 清澄層タービダイト砂岩層の形態と内部堆積構造及び組織の分布様式
 A 復元された砂岩層の形態 B・C 内部堆積構造及び組織 記号の説明については本文参照
 The geometric form and distribution pattern of internal sedimentary structure and texture in the turbidite sandstone bed
 A Reconstructed form of a turbidite sandstone bed below the key bed Ky 21 (Hk tuff)
 B.C Internal sedimentary structure, and their distribution pattern

礫は、角がとれ比較的良好に円磨されていることが多い。軽石粒は上部で配列することもある。
A2部から漸移的に移行する。

B-C部：極細粒葉理砂岩。細粒から極細粒の砂岩からなる。炭質片からなる葉理が発達し種々の堆積構造が観察される。主な葉理構造として、平行葉理・波状葉理(climbing-ripple lamination in-phase and in drift)、斜交葉理(current-ripple-cross lamination)、コンボルート葉理(convolute lamination)などがある。BOUMA sequenceのように、下部平行葉理部(b-division)と斜交葉理部(c-division)に区分することは無理なことが多いのでここでは一括している。炭質片の葉理の他、種々の割合で軽石粒の葉理が混じることもある。A3部との移行は比較的明瞭な場合もあれば漸移的な場合もある。

D部：泥質極細粒葉理砂岩。泥質極細粒砂岩からなる。細粒の炭質片からなる微細な葉理構造が観察される。細密な平行葉理が発達していることが多い。風化面では、上位の泥岩層と同じく砂岩層より突出している、B-C部とは比較的漸移的である。

Et部：タービダイト泥岩。中粒シルトから極細粒シルト。比較的厚い砂岩層の上に発達し、特に厚く発達するときは明瞭な級化現象を示す。淘汰は極めて良好であり、またスコリア粒や軽石粒などの不純物をほとんど含まない。上下面は比較的明瞭である。

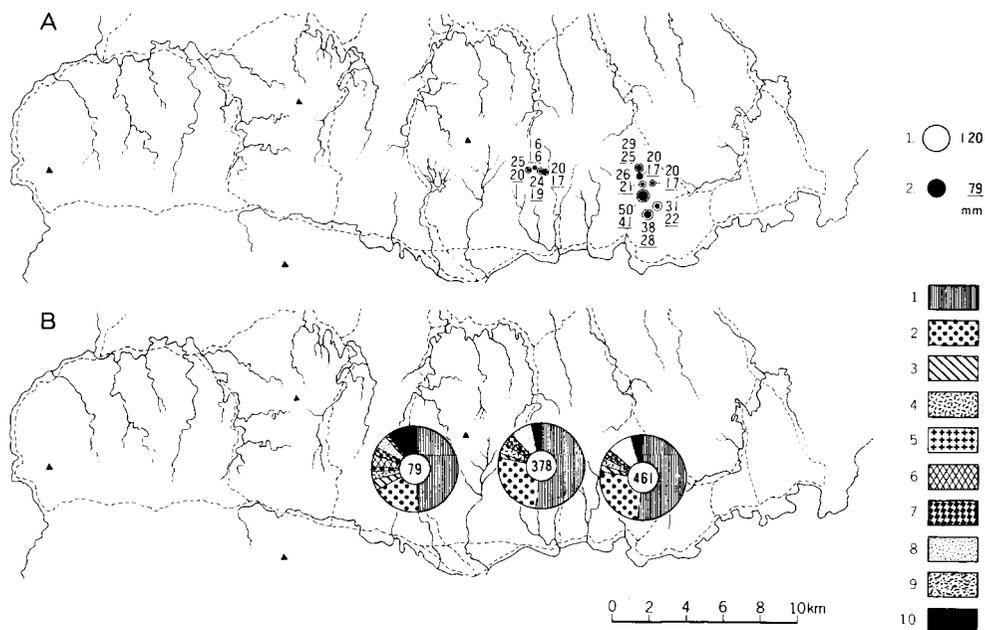
Eh部：半遠洋性泥岩。粗粒から中粒シルトときに細粒シルトからなる。淘汰は一般に不良で、スコリア粒や軽石粒などの不純物が散在することが多い。ときに生痕が観察される。種々のタイプ・厚さの凝灰岩をはさむ。Et部あるいはD部との境界は比較的明瞭である。

一般にこれら各部の発達状況は、Eh部を除くと、下位のものほどより上流域で、上位のものほどより下流域でより大きな割合を占める。そして砂岩層のうち、中央厚層部はその大部分が塊状砂岩からなるのに対して、周辺薄層部はほとんど葉理砂岩からのみ構成されている(第38図B)。さらにTOKUHASHI(1979)は、中央厚層部の砂岩層のより上流域の堆積物としてチャンネル部(channel part)を設け、このチャンネル堆積物の特徴からさらに下位(上流部)にA0部を設定した(第38図C)。

A0部：粗粒含礫砂岩。粗粒ないし中粒砂岩を基質として、古期岩細礫・小礫が密集ないし散在して産出する。礫の主な産状は基底におけるscourの埋積密集型、レンズ状ないしポケット状密集型、層状密集型、層状・レンズ状散在型などである。これら含礫砂岩に囲まれて泥岩同時侵食礫(偽礫)がしばしば伴われる。泥岩偽礫は、角のとれていない角礫状ないし板状のものも多く、大きいものは2m以上に達する。上下面は不規則な侵食面で、泥岩層のはさみをもたない。

d. 礫の大きさと組成

本地域の清澄層の砂岩中に含まれる古期岩礫の最大礫径と礫の組成を第39図に示す。本地域に分布するこれらの礫は、すべて第34図の最下位のユニットに属する。古期岩礫の最大径が5cm以上になることは稀である。大部分は1-2cm以下の細礫ないし小礫である。次に礫の組成をみると、チャート(泥質チャートも含む)がほぼ半数を占め、ついで砂岩が4分の1前後を占め、その他に、流紋岩(溶結凝灰岩)・花崗岩質岩・安山岩・ホルンフェルス・結晶片岩などが含まれる。この組成は、清澄層全体を通じてほぼ同じである(TOKUHASHI, 1979)。



第39図 本地域の清澄層砂岩に含まれる古期岩礫の最大径(A)と礫組成(B)

A 最大礫径(単位:mm) 1 一露頭における最大礫径 2 一露頭における10大礫の平均礫径

B 礫組成(礫径4-8mmの礫組成) 1 チャート 2 砂岩 3 頁岩 4 流紋岩(酸性溶結凝灰岩) 5 花崗岩質岩 6 安山岩 7 ホルンフェルス 8 石英岩(変質チャートないし石英岩脈岩) 9 変珪岩 10 結晶片岩 なお、丸の中の数字は総個数を示す

Maximum diameter (A) and constitution (B) of basement rock gravels in the sandstone beds of the Kiyosumi Formation in the Kamogawa district

A Maximum diameter (unit: mm) 1 Diameter of the largest gravel at one outcrop 2 Diameter of the larger ten gravels at one outcrop

B Constitution (for gravels between 4 to 8 mm in length)

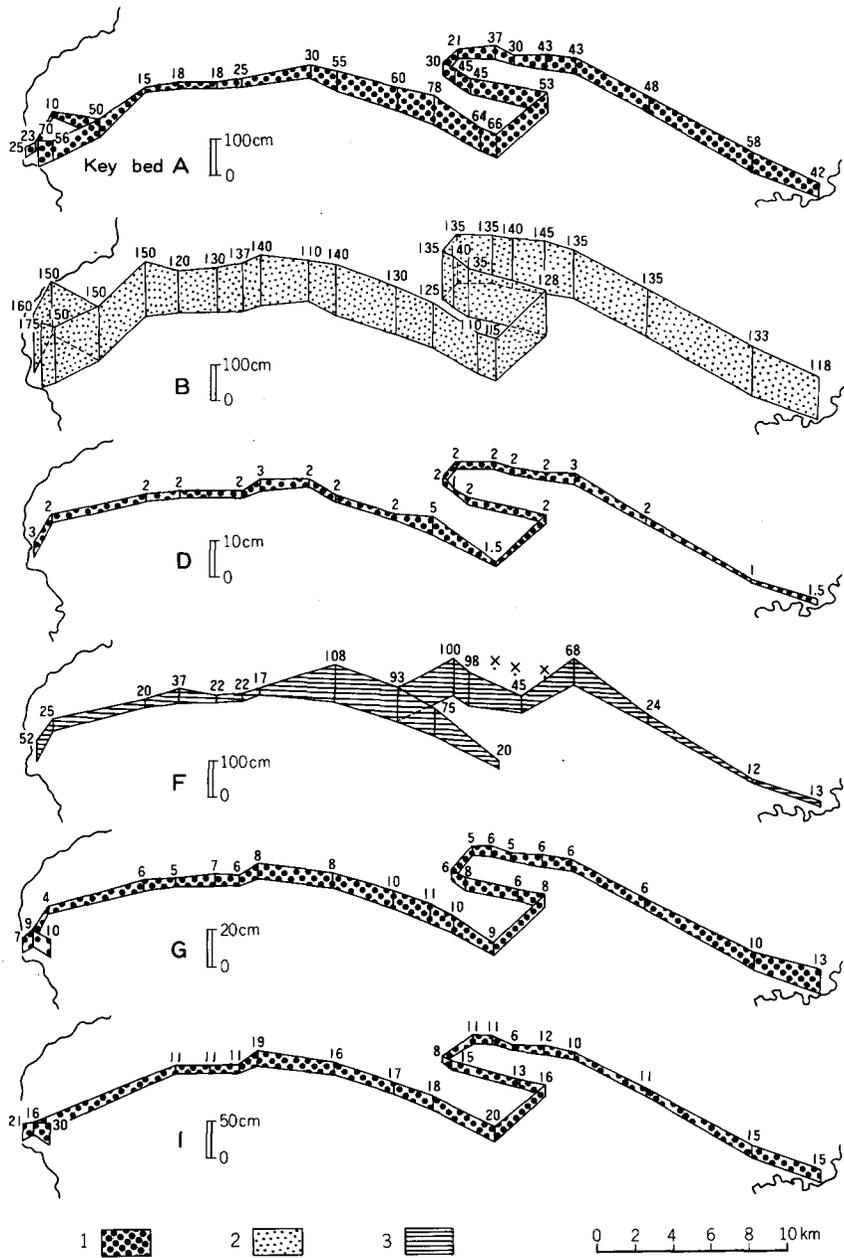
1 Chert 2 Sandstone 3 Shale 4 Rhyolite (Acidic welded tuff) 5 Granitic rock 6 Andesite 7 Hornfels 8 Quartz rock (Meta-chert and vein quartz) 9 Meta-quartzite 10 Crystalline schist Value in inner circle indicates the total number of the gravels examined at each outcrop

e. 砂岩の供給源と堆積環境

徳橋 (1976b) は、清澄層中部の凝灰岩鍵層Ky21 (Hk tuff) の層準の砂岩層が、南方に開いた古流向分布を示し、これらの砂岩層が北方から供給されたことを初めて明らかにした。その後TOKUHASHI (1979) は、種々の古流向のデータ及び礫の組成から、清澄層の砂岩の大部分が、北方から供給されたと考えられることを明らかにした。そして、砂質フリッシュのレンズ状積成体からなる清澄層は、古海底扇状地堆積物であること、そのうち、層厚変化の顕著な最下位のAm98-Ky8ユニットは、海底扇状地形成準備期の堆積物であろうと指摘した。

f. 凝灰岩

清澄層には、天津層と同じ種類の凝灰岩がはさまれる(天津層の項参照)。ここでは、半島の西海岸から東海岸まで追跡された清澄層中部の凝灰岩鍵層Ky21 (Hk tuff) 層準のいくつかの凝灰岩層を例に、凝灰岩の種類と形態について簡単にふれる(第40図)。この図で、凝灰岩層A, G (=Ky18), I (=Ky16) は、アワオコシ状ラピリスコリア粒が主体であり、Dは中粒一細粒スコリア粒からなる。B (=Hk tuff) は主に中粒のゴマシオ凝灰岩であり、F (=Ky19) は淡桃色細粒凝灰岩からなる。どの凝灰岩



第40図 清澄層鍵層 Ky 21 (Hk tuff) 層準の凝灰岩層の形態 A-I は、同層準の各種の凝灰岩層を示す、詳細は、徳橋 (1976 a) を参照 1 スコリア凝灰岩 2 ゴマシオ凝灰岩 3 淡桃色細粒凝灰岩
 Panel-diagrammatic form of some tuff beds near the key bed Ky 21 (Hk tuff) in the Kiyosumi Formation 1 Scoria tuff 2 Gomashio tuff 3 Fine-grained pale pink tuff

層もよく連続し層厚も比較的安定している。

一般に、細粒砂サイズよりも粗粒な粒子からなる凝灰岩（スコリア凝灰岩・スコリア軽石凝灰岩・軽石凝灰岩・ゴマシオ凝灰岩など）は、層厚が安定している。また、これらの凝灰岩断面にみられる個々の特徴も安定して連続する。ただし、二次的再移動堆積物（スコリア質砂岩・軽石質砂岩）の場合には、凝灰質粒の割合が非常に高くても、砂岩層と同じような層厚変化と堆積構造を示す。一方、シルトサイズよりも細粒な凝灰岩（白色細粒凝灰岩・桃色細粒凝灰岩・灰色細粒凝灰岩など）の場合には、層厚の安定性はそれほど期待できない。一般にその断面形態は、その上下のタービダイト砂岩層の断面形態とよく一致することが多い（たとえば第40図の凝灰岩層Fと第37図の砂岩層を比較するとよい）。このような細粒凝灰岩の場合には、しばしば縞状構造が観察される。したがって、広域的な鍵層としては、厚い細粒な凝灰岩よりも、うすい粗粒凝灰岩の方がよりすぐれていることが多い。

層厚 西部の小糸川上流山太郎で700m、鴨川有料道路沿いで約870m、東部の夷隅川上流の古新田付近で約450mである（第31図）。既に述べたように、清澄層全体の最大層厚部は本地域の鴨川有料道路付近である。

化石 本層より大陸斜面の環境を示す底生有孔虫化石が報告されている（AOKI, 1964, 1968）。

対比 天津層の項で述べたように、嶺岡山地南側の石堂層の最上部付近に位置する鍵層Is15は天津層上限の鍵層Am98に対比される（第54図）。和田町向畑の露頭では、Is15は砂質泥岩にはさまれており、Is15の上約2mのところの不整合面があって、その上に中三原層のスコリア質極粗粒砂岩がのっている。Is15と不整合面の間には、多数のスコリア凝灰岩をはさむ砂質泥岩が存在するが、これが清澄層の最下部一下部に対比されるものと考えられる。

IV. 2. 1. 6 ^{あんの}安野層 (Anm, Ans, Anp)

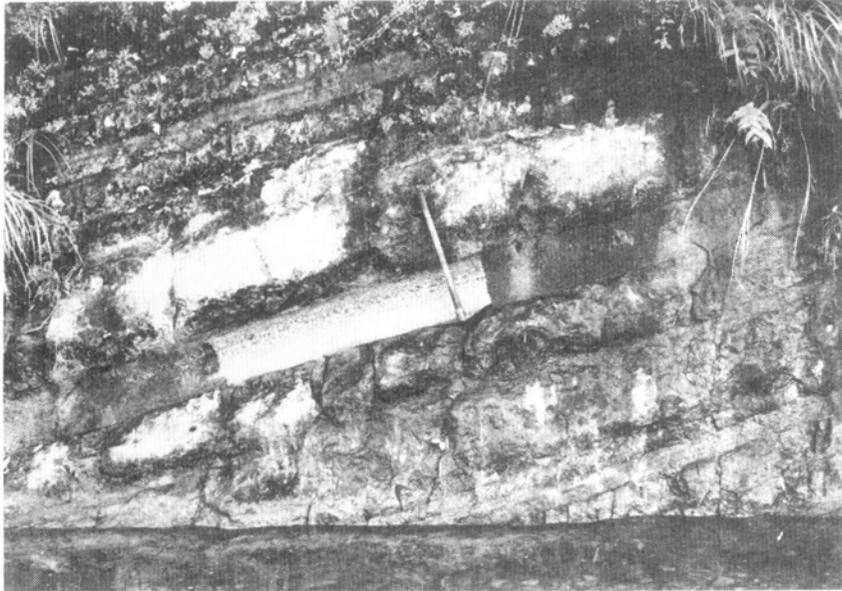
命名 脇水 (1933)。

模式地 北隣大多喜地域の君津市郷台畑下流の黒滝付近。この付近に安野という地名があったが、今は使われていない。ほかに追原、小仁田、笹川、細野上流など小櫃川上流に安野層のよい露出がある。

分布 本地域では、安野層は、北隣大多喜地域との境界付近の鴨川市金山ダム北方と、本地域北東隅の勝浦市大森から中里にかけての地域に小範囲に分布する。

層序 本層下部は、清澄層より引き続く一連のフレッシュ型砂岩泥岩互層であり、その累重関係は整合である。本地域北部の鴨川市金山ダム北方及び北隣大多喜地域の中部から西部にかけては、本層の基底は泥勝ち互層をもってはじまるので、下位の清澄層の砂勝ち互層とは明確に区別される（第41図）。しかし、大多喜地域の東部から本地域北東隅にかけては、基底の泥勝ち互層は清澄層と同様の砂勝ち互層に変わり、区別がつかなくなる。したがって、ここでは大多喜地域中部の模式地において、清澄層上部の砂勝ち互層と安野層基底の泥勝ち互層の境界にある鍵層An1をもって、安野層の基底と定めることにする（第42図）。

なお、安野層の上には上総層群が重なるが、その間に黒滝不整合が存在する。黒滝不整合は、房総半島から三浦半島にわたって存在する広域的な不整合であって、房総半島中部においては安野層上部は広く削剝されている。



第41図 鍵層An1を含む安野層最下部 笹川上流, 君津市香木原
The lowermost part of the Anno Formation intercalating the key bed An1

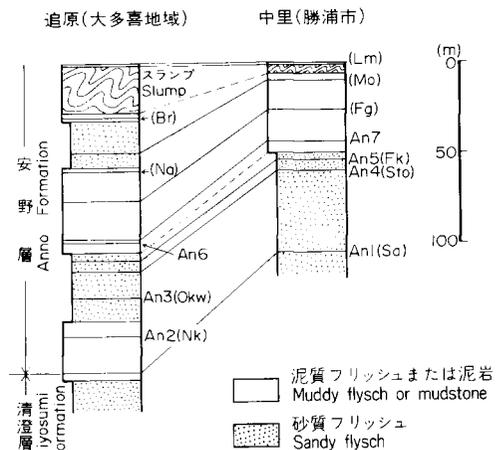
岩相 本地域には安野層の下部しか分布していないので、北隣大多喜地域の安野層の模式的な岩相を中心に述べる。安野層下半部は、フレッシュ型砂岩泥岩互層からなり、大多喜地域では砂勝ち互層と泥勝ち互層がそれぞれ3回及び4回繰り返す。安野層上半部は、下部が中粒—粗粒シルト岩を主とする岩相で上に向かって泥岩は次第に粗粒になり、砂質泥岩、泥質砂岩の漸移相をへて最上部では粗粒砂岩まで変化し、堆積盆が次第に浅海化したことを示している。最上部の岩相は、黒滝不整合の削剝によって、場所によっては欠如していることも多い(徳橋・岩脇, 1975; 中嶋, 1978)。

安野層には、このほか下位の天津層や清澄層と同様に多種類の凝灰岩層がはさまれ、また、含礫泥岩やスランプ堆積物も存在する。

地質図では、本層を次の3つの岩相に区分して表現した。

Anp : 乱堆積層。模式地付近では、本層の下から3番めの泥勝ち互層中にはさまれるが、本地域では北東隅にのみ発達。

Ans : 砂勝ち砂岩泥岩互層 (凝灰岩をはさむ)。北隣大多喜地域では上下を泥勝ち互層にはさまれ、本



第42図 安野層地質柱状図
Geologic columns of the Anno Formation

層下部の3つの層準に発達するが、本地域北東隅では本層の最下部に発達。

Anm：泥勝ち砂岩泥岩互層（凝灰岩をはさむ）。北隣大多喜地域では、本層下部の4つの層準で発達し、砂勝ち互層と複互層を形成。

以下では、これらの岩相に含まれる岩石種を中心に述べる。

a. 砂岩

安野層の砂勝ち互層は、単層の厚さ1-800cmの極細粒—粗粒砂岩を主とし、それに厚さ5-20cmの泥岩をはさむ。薄い砂岩は、泥勝ち互層に含まれる砂岩と同様に、BOUMA sequence (BOUMA, 1962) の Tabcde (下位からa, b, c, d, e部の順に重なる turbidite sequence を意味する) にしたがう堆積構造をもつものが多い。しかし厚い砂岩になると、この BOUMA sequence からはずれることが一般的で、Ta/c/e(b, d部が欠如)、Tab/de (c部が欠如)、Ta/e (b, c, d部が欠如) などのsequenceが多い。また、厚い砂岩の場合には、複数の砂岩層の複合・合体 (composite beds, amalgamation) や皿状構造がしばしば観察され、全体にわたって不明瞭な葉理の発達することもある。

一方泥勝ち互層には含まれる砂岩は、単層の厚さ0.5-30cmの極細粒—中粒砂岩で、その堆積構造は BOUMA sequence にしたがうものが多く、なかでも base cut-out タイプが多い。主な sequence は、Tbcde, Tbc/e, Tede, Tc/e, Tde, Te などである。砂岩全体に平行葉理の発達する Tb/de も少なからず認められる。なお、砂勝ち互層と泥勝ち互層の中間的な性質をもつノルマル互層も安野層にしばしばみられ、両者の中間に位置することが多い。

b. 乱堆積層

安野層の下から3番目の泥勝ち互層には含まれるスランプ堆積物 (Ta スランプ: Br tuffとFm tuffの間。中嶋, 1978) は、安野層の分布する地域全体にわたって広く認められ、本地域北東隅の勝浦市大森から中里にかけてもその存在が確かめられる。本地域のTaスランプは、いわゆるスランプ化した地層ではなく、主に軽石質粗粒砂岩からなり、それに径20-400cmの泥岩偽礫を多量に含むものである。また場所によっては、砂質泥岩、泥質砂岩あるいは含礫泥岩になっているところもある。

層厚 本地域には安野層の下部が分布するだけであるが、その厚さは第42図に示すように、勝浦市中里付近において鍵層An1から鍵層Lm間で約105mある。北隣大多喜地域では、安野層の全層厚は、君津市細野上流でもっとも厚く、約450mあり、それより東と西に向かって薄くなる。

対比 嶺岡山地南側においては、清澄層の項で述べたように、石堂層の最上部に清澄層の最下部—下部と対比される部分があり、その上に不整合をもって中三原層が重なる。中三原層及びその上に重なる一連の海成層は、上総層群に対比されるもので、中三原層と石堂層の境をなす不整合は、黒滝不整合に相当する。したがって、清澄層中部—上部と安野層は、嶺岡山地南側では欠如しているものと考えられる。

IV. 2. 2 嶺岡山地南側の安房層群

嶺岡山地南側では、安房層群は下位より、古房層・高鶴層・波太層・江見層及び石堂層に5分される(第3表)。

IV. 2. 2. 1 ^{ふるぼう}古房層 (Fic, Bs, Fbt, Fb)

命名 河井 (1957) は、鴨川市古房付近の曾呂川沿いに分布する砂岩・火山質岩・凝灰岩などからな



第43図 古房層石畑礫岩部層 大部分は円礫—亜円礫の砂岩礫で、他に亜角礫のチャートや珪質頁岩などがある
鴨川市西谷西方

The Ishibatake Conglomerate Member at the base of the Furubo Formation. This conglomerate is mostly composed of rounded to subrounded sandstone pebbles and partly of subangular chert and siliceous shale

る地層を古房砂岩・火山質岩層と名付けた。ここでは、曾呂川に沿って東西に分布する頁岩を主とし、砂岩ター(ビダイト)・白色—灰白色細粒凝灰岩・暗緑色安山岩凝灰岩・玄武岩及び礫岩・砂岩をはさむ一連の地層を嶺岡山地以南に分布する新第三系の最下部層と認め、改めて古房層と命名した。

模式地 鴨川市曾呂川流域。

分布 嶺岡山地南麓の曾呂川沿いに東西に分布するほか、嶺岡山地東端の嶺岡トンネル、磯村及び鴨川漁港をかこむ雀島・鶴島・弁天島・荒島などに分布する(第8図)。また、曾呂川西方の橋本、峯より布野にかけての一带と嶺岡山地南麓の坂本、西谷及び西付近にも分布する。更にごく一部であるが、江見町南西方の東真角にも分布する。

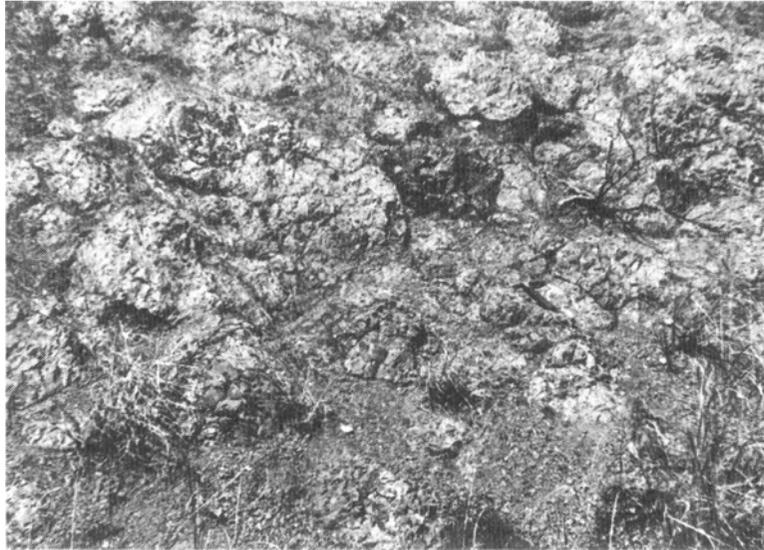
以上のように、古房層の大部分の分布は、嶺岡山地南麓とそれに近接する地域に限られており、より南の江見・和田丘陵では1小露出地を除いて分布していない。

層序 本層は、嶺岡山地南側に分布する新第三系安房層群の最下部をなし、より下位の嶺岡層群を不整合に覆う。本層の基底部ならびに下部にはそれぞれ、礫岩・砂岩層、玄武岩が発達するが、これらを石畑礫岩部層(Fic)ならびに鴨川玄武岩(Bs)として区分した。

岩相 本層は頁岩を主とし、砂岩(タービダイト)・白色—灰白色細粒凝灰岩・暗緑色安山岩凝灰岩をはさむ。また、基底部、下部にはそれぞれ、前記の石畑礫岩部層、鶴川玄武岩が発達する。

1) 石畑礫岩部層 (Fic)

石畑礫岩部層 (Fic) は、古房層の基底に位置し、鴨川市石畑付近から小山にかけて、模式的に分布する。地表の露頭は少なく、ほかに、より西方の鴨川市坂本から西谷付近にかけて小範囲分布するにすぎ



第44図 嶺岡山地稜線部に枕状溶岩として産する鴨川玄武岩 嶺岡山地中央部高さ315mの三角点付近
Kamogawa Basalts exposed as pillow lavas at the ridge of the Mineoka-sanchi

ない。層厚は、30m以上である。礫岩中の礫は、嶺岡層群に由来すると考えられる径1-20cmの円礫ないし垂円礫の砂岩が大部分で、他に垂角礫のチャートや珪質頁岩などである。超苦鉄質岩類や玄武岩類の礫は含まれない。基質は粗粒—細粒砂である。砂岩は、一般に粗粒—極粗粒砂からなり、層理は明瞭でない(第43図)。

地質図では本部層を次の岩相で表現した。

Fig : 礫岩及び砂岩。古房層の基底部に発達。

2) 鴨川玄武岩 (Bs)

鴨川玄武岩は、安房層群古房層下部の堆積時すなわち前期中新世に活動し、嶺岡層群及び超苦鉄質岩類に貫入している。本岩の多くは、海底火山活動に伴って形成された枕状溶岩であり、鴨川市新屋敷や磯村のものは古くから有名である。

本岩は、主として無斑晶玄武岩からなる。斑晶に富む玄武岩や玄武岩に貫入するドレライトもみられるが、その産出は限られている。

分布及び産状

鴨川玄武岩の分布をみると、それぞれ東西にのびた3列に分かれている。すなわち、北から、1) 嶺岡山地北縁の東西にのびた断層にそって分布する小貫入岩体を主とするもの、2) 嶺岡山地の稜線とその東方延長の鴨川漁港に分布するもの、及び 3) 嶺岡山地南側で、新屋敷から曾呂川にそって西に向かい点々と分布するもの、の3列である。どの列においても、玄武岩は、長径約50-800mで比高10-80mの円頂丘状の小岩体として産する(第4図)。この高まりは、周辺の相対的に侵食に弱い岩石(頁岩や蛇紋岩化した超苦鉄質岩など)がなだらかな起伏をつくるなかで、特徴的である。

嶺岡山地の稜線に分布する中央の列の玄武岩は、個々の岩体の規模をみると、他の列のものに比べ比



第45図 枕状溶岩として産する鴨川玄武岩 鴨川市新屋敷
Kamogawa Basalts as pillow lavas

較的大きい。多くは無斑晶玄武岩からなり、一般に風化が激しく、またもろく細片に砕けやすい。しかし、多くの場合露頭で個々の枕の確認ができ、この稜線にそう岩体の大部分が枕状溶岩からなることがわかる(第44図)。中央の列を通じてこの枕の積み重なりをみると、走向がほぼ南-北から北東-南西で、北西あるいは南東へ20-45°で傾斜している。なお田崎ほか(1980)は、この列の中ほど315mの三角点近くの枕状溶岩の上位に、鉄・マンガンに富む堆積物(アンバー)を見いだしている。

一方、嶺岡浅間の東方の採石場では、山体の断面が露出しており、玄武岩体の垂直方向の変化を中腹から稜線まで観察できる。それによれば、岩体全体としては岩株状に超苦鉄質岩類を貫いており、岩体の中・下部は塊状である。一方、岩体上部の稜線付近には枕状溶岩がみられる。したがって、玄武岩は超苦鉄質岩類を貫き、その頂上部の海底に近い部分に、あるいは一部は海底に噴出して枕状溶岩を形成したのであろう。このことから、枕状溶岩からなる他の岩体についても、その下部に同様の貫入相をそれぞれ伴うと考えられる。

なお、嶺岡浅間のすぐ北の高まりも採石のため現在削られているが、この岩体は斜長石斑晶を多く含む玄武岩からなる。

本岩は、すでにのべたように、多くは枕状溶岩として産するが、最も良く観察できるのは南の列の東端、新屋敷の岩体である。この岩体は約0.7×0.3km²で東西にのびているが、その中央部を南北に貫く八岡トンネルより海岸側はかつての採石場で好露出がある。トンネルのすぐ東の崖から海岸にかけては枕状溶岩の厚い積み重なりがみられ(第45図)、また枕状溶岩に由来する角礫状岩石(ピローブレッチャ)もみられる。枕状溶岩の各枕の断面の長径は0.2-1m前後のものが多く、放射状の節理が比較的良く発達している。枕の表面のガラス質殻は0.5-1cmの厚さで、また枕の表面には特有の亀甲状の割れ目が良く発達している。枕の周辺部の気泡の発達が悪く、また枕の内部には曹長石細脈や方解石細脈

第6表 鴨川玄武岩の化学組成
Chemical composition of the Kamogawa Basalts

	1	2	3
SiO ₂	50.14	48.38	47.62
TiO ₂	1.75	1.72	1.03
Al ₂ O ₃	14.16	15.04	14.52
Fe ₂ O ₃	4.11	4.26	6.14
FeO	5.68	7.85	7.46
MnO	0.25	0.20	0.22
MgO	6.82	5.84	5.98
CaO	9.85	10.54	10.48
Na ₂ O	3.53	2.83	2.86
K ₂ O	0.65	0.21	0.27
P ₂ O ₅	0.18	0.22	0.24
H ₂ O(+)	1.53	1.46	1.70
H ₂ O(-)	0.85	1.02	1.16
CO ₂	0.13	0.01	0.17
Total	99.63	99.58	99.85
Analyst	川野昌樹, Masaki KAWANO		

試料の採集地点は、いずれも鴨川市新屋敷（地点番号9）

1 Basalt [HM78030601]: 枕状溶岩の中心部

2 Dolerite [HM78030602]: 枕状溶岩に貫入

3 Dolerite [HM78030603]: 枕状溶岩に貫入

が数多くみられる。枕と枕の間には、緑—暗緑色のガラス質や石灰質の物質がみられる。

トンネルすぐ東の崖では、枕の積み重なるの走向はほぼ東—西で、40–80°で南に傾斜している。また、この露頭では、枕状溶岩に貫入する2本のほぼ平行したドレライト岩脈がみられ、ともに幅4–4.5mで走向北60–70°東、南へ約70°傾斜している（第IV、V図版）。

南の列の本岩は古房層中に産するが、曾呂川に沿う各岩体は露出が乏しく、新屋敷の岩体も含めて、古房層の堆積物との直接の接触関係は観察できない。そのなかで、橋本の西方では、傾斜がほぼ垂直な玄武岩及び同角礫岩層が厚さ約30mにわたりみられ、塊状玄武岩→枕状溶岩→角礫状岩石→よりガラス質の基質に富む角礫状岩石へと変化するのが観察される。そして、この塊状玄武岩の下位に、数mの幅で露頭を欠くが、やはり急傾斜した古房層の頁岩が産する。

岩石記載

鴨川玄武岩は、主に枕状溶岩を構成する無斑晶玄武岩からなる。これは、細粒・暗灰色—暗灰緑色で、風化したものでは茶褐色—暗赤褐色を呈する。斑晶として斜長石を少量含むことがあるが、一部に斜長石斑晶を多量に含むもの、また稀にかんらん石（仮像で、現在は蛇紋石・方解石からなる）を含むものがみられる。この無斑晶玄武岩はその全岩組成によれば、高アルカリソレアイトである（第6表、第46図）。

この他、本報告で鴨川玄武岩としたものに、岩脈として産するドレライト、及びアルカリかんらん石玄武岩がある。ドレライトは、無斑晶玄武岩に比べ、粗粒なことを除けば、鉱物組成・組織やその化学組成はよく似ている。アルカリかんらん石玄武岩は、久保山北方にみられ、斑晶としてかんらん石（仮像で、現在は蛇紋石・方解石からなる）・単斜輝石がみられ、石基は帯淡紫色で砂時計構造を示す単斜

輝石及び斜長石・鉄鉱などからなる。

鴨川玄武岩は全般に変質が著しく、また緑泥石や方沸石・トムソン沸石など沸石類が広く認められる。

無斑晶玄武岩 (HM 78030601)

産地 鴨川市, 新屋敷。八岡トンネルより東方の元採石場(地点番号9)。

<ピローの中心部> 細粒, 暗灰色。鏡下では単斜輝石・斜長石・鉄鉱の細粒集合の間をガラスがうめっている。充填状ないしサブオフチック組織を示す。単斜輝石は無色—淡褐色・粒状で普通輝石(ほぼ $\text{Ca}_{38}\text{Mg}_{48}\text{Fe}_{14}$)³⁾である。斜長石は一般に清澄で長柱状を呈し、亜灰長石—中性長石(An62-An40)で弱い累帯構造を示す。ガラスは淡灰緑色で、澄んでいる。二次鉱物として方解石・緑泥石(サボナイト様鉱物)・沸石類がみられる。全岩の化学組成を、第6表の分析値No. 1に示す。

<ピローの表面> 茶褐色のバリオライト集合体の中に、斜長石及び単斜輝石が散在する。斜長石には細粒(〜0.4mm)で自形・長柱状のものと、針状のものがある。単斜輝石は細粒(<0.1mm)・粒状である。

ドレライト (HM 78030603)

産地 鴨川市, 新屋敷。八岡トンネル東の元採石場。枕状熔岩を貫く(地点番号9)。

比較的新鮮で、細粒・暗褐色を呈し、岩石表面に漆黒色の光沢がある。

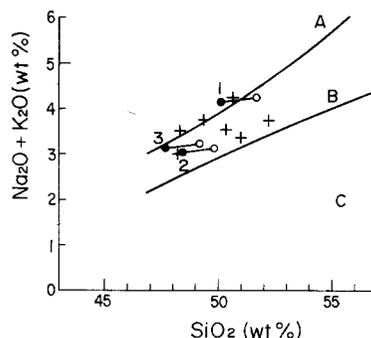
単斜輝石・斜長石・鉄鉱からなり、完晶質で間粒状ないしサブオフチック組織を呈する。単斜輝石は他形・粒状、多くは長さ0.2-0.4mmで普通輝石である。最もMgに富むものの組成はまわりの無斑晶玄武岩(枕状溶岩)のものとはほぼ等しい。斜長石は自形—半目形・長柱状(0.4-1mm×0.1-0.3mm)で、亜灰長石—中性長石(An60-An38)である。弱い累帯構造を示す。全岩の化学組成は第6表のNo. 3である。

斜長石斑晶に富む玄武岩 (HM 76031302)

産地 鴨川市, 嶺岡浅間山頂のすぐ北(地点番号10)。

肉眼では、暗褐色の風化した石基中に黄褐色—白色の斜長石斑晶が点在する。斜長石斑晶は自形—半自形で、長径1-8mmだが多くは4mm以下である。これに比べ石基はずっと細粒で、新鮮な場合暗青色であるが、風化すると茶褐色を呈する。

鏡下では、斜長石斑晶は均質な核と累帯構造をもった幅の狭いリムからなる。核は多くの場合変質している。石基は斜長石・単斜輝石・鉄鉱からなり、ほぼ完晶質で、サブオフチック組織を示す。斜長石は短柵状、長さ0.3-1mmで弱い累帯構造を示す。単斜輝石は0.2-0.5mmで他形・粒状—粒間充填状、淡緑色を呈し弱い累帯構造を示す。気泡は丸く、方解石がうめっている。



第46図 鴨川玄武岩の SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 図
1, 2, 3は、それぞれ第6表に対応。白丸は、 H_2O , CO_2 -free で再計算した値。+は、田崎・猪俣(1980)から引用。A, B, Cはそれぞれ、久野(1968)によるアルカリ玄武岩、高アルカリソレアイト(あるいは高アルミナ玄武岩)、及び低アルカリソレアイト領域にあたる
Plot of $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ against SiO_2 of the Kamogawa Basalts. Number 1, 2 and 3 are the same as those in the Table 6. Open circles represent the recalculated values without H_2O and CO_2

3) EPMAによる分析、以下同じ。

3) 主部 (Fb, Fbt)

主部は頁岩を主とし、他に砂岩（タービダイト）・白色細粒凝灰岩・暗緑色安山岩凝灰岩を含む。地質図では、本層主部を次の2岩相に区分して表現した。

Fb：頁岩（砂岩・白色細粒凝灰岩をはさむ）。

Fbt：暗緑色安山岩凝灰岩。下部に発達。

以下では、各岩種についてのべる。

a. 頁岩及び砂岩

本層の頁岩は、暗灰色ないし暗褐色を呈する硬質な頁岩である。一般に粘土—中粒シルトの粒度で、風化面は赤褐色を帯びる。しばしば、球形—楕円体状をなす石灰質の団塊を含んでおり、その中に珪藻や珪質鞭毛藻化石が多産し、稀に有孔虫や放射虫化石も産する。

砂岩は、細粒—中粒砂からなるタービダイトで、凝灰質である。砂岩単層の厚さは、1-50cmのものが多く、稀に200cmに達するものもある。

b. 凝灰岩

白色—灰白色細粒凝灰岩は、単層の厚さ1-200cmで、大部分がタービダイトである。厚いものは、級化層理が比較的明瞭で、基底部に粗粒シルト粒度、最上部に粘土粒度である。薄いものは、基底でもせいぜい細粒シルト粒度なので、級化層理はあまり明瞭ではない。白色—灰白色細粒凝灰岩はデイサイト質で、粗粒シルト粒度の部分は、しばしばゴマシオ状をなして、火山ガラス・軽石・石英・斜長石及び黒雲母の結晶を含んでいる。一方、より細粒な部分は、主に火山ガラスからなる。

c. 暗緑色安山岩凝灰岩

暗緑色安山岩凝灰岩は、鴨川漁港の荒島に典型的な露頭がみられる。ほかに、荒島の対岸の磯村付近や嶺岡トンネル直上の尾根筋、和田町布野などに分布する。鴨川玄武岩と同じく、古房層下部に位置し、よい鍵層となる。この凝灰岩は、青緑色—緑色を呈するが、風化すると暗褐色を帯びようになる。単層の厚さは5-10mで、級化層理を示し、基底部は火山礫凝灰岩、最上部は粘土サイズの細粒凝灰岩である。

層厚 本層は、地表における露頭が少なく、正確な層厚の算出はむずかしいが、約300mに達するものと考えられる。

化石 鴨川バイパス嶺岡トンネル中の本層より若干の有孔虫化石が報告されている（吉田，1974）。また、第4表に示すように本層の頁岩中の石灰質団塊には珪藻や珪質鞭毛蓮化石が多産する（沢村・中嶋，1980）。

対比 本層の珪質鞭毛藻化石の研究から、本層は前期中新世の堆積物と考えられている（沢村・中嶋，1980）。なお、本層基底の石畑礫岩部層は、浅海相として、嶺岡山地北側に分布する安房層群最下部の富川層に対比される。

IV. 2. 2. 2 ^{たかづる}高鶴層 (Tk)

命名 鴨川市高鶴付近において、古房層に整合に重なる砂勝ちフリッシュ型砂岩泥岩互層を新たに高鶴層と命名した。なお、河井（1957）は、高鶴山を構成する一連の地層を高鶴山凝灰質岩層と命名したが、

その大半は、本報告の波太層と江見層に相当するものである。河井(1957)の曾呂川含泥岩・砂岩・礫岩層の一部及び内遠野砂岩層は本層に相当する(第3表)。

模式地 鴨川市高鶴付近。

分布 鴨川市曾呂川上流の川崎付近から西方へ、高鶴山麓、峯、和田町西へと嶺岡山地南麓に沿って比較的広く分布する。また、さらに南の鴨川市天面海岸や房州大橋から西方へ横根、奥谷へと背斜軸に沿って分布するもの、和田町長老川上流の大塚山北麓から西方へのびる背斜軸に沿って小範囲に分布するもの、鴨川市内遠野付近から西方へ背斜軸に沿って分布するものなどがある。

層序 本層は、下位の古房層に整合に重なる。両層の境界は、鴨川市峯付近の道路沿いの露頭で観察され、そこでは、古房層は暗灰色の頁岩を主とする地層からなり、その上位に高鶴層下部の砂岩・頁岩の等量互層が重なる。等量互層の上部は、次第に砂勝ちになり、高鶴層の主体をなす砂勝ち互層へと移り変ってゆく。

岩相 本層は、砂岩(タービダイト)の卓越するフリッシュ型砂岩頁岩互層を主とする。本層の下部及び上部には、ほぼ等量の砂岩頁岩互層があり、下位の古房層及び上位の波太層の頁岩卓越層へは漸移的に移り変わる。なお本層の頁岩には、白色一灰白色細粒凝灰岩のはさみが存在する。

砂勝ち互層の砂岩は、単層の厚さ10-200cmのタービダイトで、厚層のものは基底粒度が中粒—粗粒砂の粒度、上部は極細粒—細粒砂の粒度である。薄いものは、基底粒度が細粒—中粒砂の粒度、上部が極細粒—細粒である、一般に凝灰質で、軽石粒を多く含む。薄い砂岩には、平行葉理や斜交葉理などの堆積構造がみられるが、厚層の砂岩は塊状で堆積構造は余りみられない。

等量互層の砂岩は、単層の厚さ1-50cmのタービダイトで、粒度及び堆積構造などは、砂勝ち互層中の薄い砂岩にほぼ等しい。

頁岩は、暗灰色—暗褐色で細粒シルトの粒度で、古房層の頁岩に類似する。なお、頁岩にはさまれる白色一灰白色細粒凝灰岩も古房層のものと同質で、いずれもタービダイトである。

地質図では、本層を次の岩相で一括して表現した。

Tk : 砂勝ち砂岩頁岩互層(白色細粒凝灰岩をはさむ)。

層厚 本層の層厚は、模式地高鶴付近で約220mである。江見南方の内遠野では、下限が明らかでないが、150m以上はあるものと考えられる。

化石 未発見。

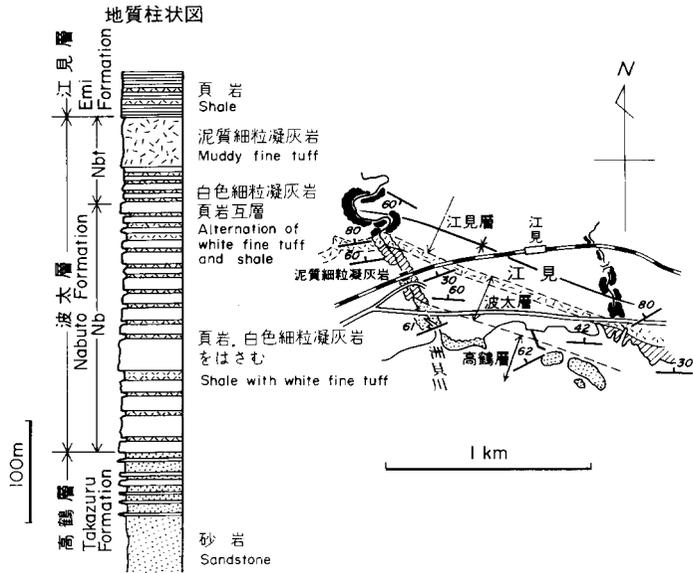
対比 嶺岡山地北側における高鶴層に相当する地層は、地質構造から、加茂川低地の下に位置すると考えられ、その露頭は地表で確認できない。

IV. 2. 2. 3 ^{なぶと}波太層(Nb, Nbt)

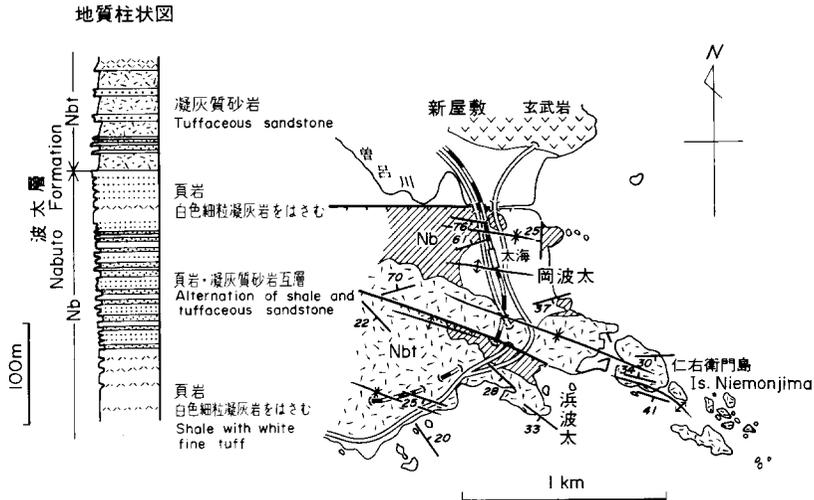
命名 高鶴層に整合に重なる頁岩・凝灰質砂岩及び白色一灰白色細粒凝灰岩からなる一連の海成層を波太層と命名した。

波太層の命名の由来は古く、矢部(1922)の「日本洪積世気候論」の中で既にこの地層名が引用されているので、命名の時期はさらに古いと思われる。

植田(1930)の波太層は、その模式地こそ波太(現在の太海)及び仁右衛門島付近となっているが、記



第47図 高鶴層・波太層・江見層地質柱状図と江見付近のルートマップ
Geologic column of the Takazuru, Nabuto and Emi Formation, and route map near Emi



第48図 波太層地質柱状図と波太・仁右衛門島付近の地質図
Geologic column of the Nabuto Formation and geologic map of the area near Nabuto and Niemonjima

載されている岩相は、本報告の天津層を示すものである。また、河井（1957）の波太凝灰質岩層は、本報告の波太層の上半部に相当する（第3表）。

模式地 鴨川市太海から仁右衛門島にかけての地域（岡波太及び浜波太）。

分布 およそ鴨川市呂呂川を通る東西の線より南、鴨川市外堀から安房郡和田町別所を結ぶ線より北の江見・和田丘陵に広く分布する。本層は、東西性の軸をもつ褶曲によって繰り返し地表に現われる。



第49図 波太層下部のフリッシュ型砂岩泥岩互層 突出している部分が砂岩。鴨川市天面
Flysch-type alternation of sandstone and mudstone in the lower part of the Nabuto
Formation. Sandstone beds are protruded

層序 本層は、下位の高鶴層に整合に重なる。本層と高鶴層の境界は、鴨川市江見付近の州貝川河口で観察される。そこでは、高鶴層上部は砂岩頁岩互層からなり、その上位に本層の白色—灰白色細粒凝灰岩をはさむ暗灰色の頁岩が整合に重なっている(第47図)。

岩相 本層下部は、頁岩を主とし、砂岩(タービダイト)や白色—灰白色細粒凝灰岩をはさむ。鴨川市太海から吉浦に至る地域では、本層下部に砂岩・頁岩の等量互層が発達する。

本層上部は、主として凝灰質砂岩及び白色—灰白色細粒凝灰岩からなり、頁岩や凝灰質泥岩をはさむ。また、上部と下部の境界付近には、頁岩中に白色—灰白色細粒凝灰岩の薄層が多数はさまれる。本層の上部は、仁右衛門島付近を中心に厚く発達している(第48図)。

地質図では、本層を次の2岩相に区分して表現した。

Nbt: 凝灰質砂岩及び白色細粒凝灰岩(頁岩をはさむ)。本層上部に発達。

Nb: 頁岩中砂岩及び白色細粒凝灰岩。本層下部に発達。

以下では、これらの岩相に含まれる各岩石種についてより詳しく述べる。

a. 頁岩

本層下部の頁岩は、暗灰色の粘土—細粒シルトの粒度で、風化すると細裂状に割れる。白色—灰白色細粒凝灰岩を多くはさむ部分では、灰色の中粒シルトの粒度であることが多い。頁岩中には、しばしば径5-20cmの球形—楕円体状の石灰質団塊がみられ、その中に珪藻や珪質鞭毛藻化石が多産する。

本層上部の頁岩は、灰色の細粒—中粒シルトの粒度のものが多く、しばしば凝灰質である。

b. 砂岩

本層下部の砂岩は、単層の層厚が1-100cmで、一般には10-50cmのものが多く、タービダイトである。厚い砂岩は、基底が中粒砂の粒度、上部が極細粒砂の粒度で、級化層理は明瞭である。薄い砂岩になると、基底粒度は減少して級化層理は不明瞭になる。砂岩には、斜交葉理や平行葉理などの堆積構造がみられ、稀に底面に流痕が観察される。海岸の露頭では、頁岩より砂岩の方が硬く、突出している



第50図 波太層上部に含まれる厚い凝灰質砂岩 級化構造を示し、崖をつくりやすい。鴨川市浜波太
 Thick-bedded, tuffaceous sandstone in the upper part of the Nabuto Formation. This sandstone indicates graded structure and is apt to occur as a cliff

ことが多い(第49図)。砂岩は、しばしば凝灰質で軽石粒を含む。また、炭質片を多く含むものもある。

波太層上部の砂岩は同様にタービダイトであり、一般に凝灰質で火山ガラス・軽石粒に富む。中には、砂質細粒凝灰岩や白色一灰白色細粒凝灰岩と良く類似し、区別のつきがたいものもある。太海から天面にかけての地域では、厚さ1-10mに達する厚層の砂岩が発達し、波太層上部は砂勝ちのフリッシュ型砂岩頁岩互層をなす。この地域の砂岩の粒度は、基底で中粒一粗粒砂、上部で細粒砂であるが、一部には基底で古期岩の小円礫、軽石粒及び頁岩の偽礫を含む極粗粒砂が存在する、厚層の砂岩は塊状であることが多いが、平行葉理が全体に発達するものもある(第50図)。

c. 凝灰岩

波太層下部の白色一灰白色細粒凝灰岩は、単層の厚さ1-100cm、粒度は単層の基底で粗粒シルト一極細粒砂、上部で粘土の粒度である。大半がタービダイトで、斜交葉理・平行葉理や級化層理がしばしば観察される。

波太層上部の白色一灰白色細粒凝灰岩は、波太一天面の地域で厚く発達し、単層の層厚が1-15mに達する。粒度は、基底で細粒一中粒砂、上部で粘土の粒度である。基底の粗粒な部分には、火山ガラス・軽石・石英・斜長石及び黒雲母などを含み、外見はゴマシオ状を呈する。また、凝灰岩層の下部はしばしば砂質となる。多くは、級化層理を示し、下部は塊状で上部に平行葉理の発達するものや、下部に粗い間隔の平行葉理がみられ、上部になると細かい間隔の平行葉理に変わるものなどがある。

波太一天面以外の地域では、波太層上部の白色一灰白色細粒凝灰岩は単層の厚さ0.5-10m、粒度は基底で粗粒シルト一極細粒砂、上部で粘土の粒度である。級化層理は明瞭でないことが多く、灰白色一灰色の泥質の凝灰岩もしばしばみられ、頁岩との区別が容易でないものもある。また、厚い細粒凝灰岩

の中には、泥質部や砂質部が不規則に混っていて、一種のスランブ堆積物をなすものがある。混り方が比較的均一なものは、凝灰質頁岩ないし凝灰質砂岩に近い。この種の凝灰岩は、塊状で風化しても細裂状に割れることなく、露頭では壁のように切り立った崖や滝を作ることが多い。

層厚 本層も地質構造が複雑で小褶曲が多く、正確な層厚の算出はむずかしいが、波太一天面の地域では400m以上の厚さに達する。上記の地域の西方及び南方では、層厚は減少し、江見付近では約340mとなる。

化石 本層の頁岩中の石灰質団塊に、珪藻や珪質鞭毛藻化石が多産する。また、団塊中には、少ないながら放射虫や有孔虫化石も産する。本層産珪質鞭毛藻化石は、第4表に示したような種である(沢村・中嶋, 1980)。珪質鞭毛藻化石群集は、波太層堆積期の海水温が比較的寒冷であったことを示している。

対比 珪質鞭毛藻化石群集の研究から、本層は前期中新世の堆積物であると考えられる(沢村・中嶋, 1980)。なお、岩相及び含有化石から、波太層上位の江見層が嶺岡山地北側の木の根層に対比されるので、両層の下位にそれぞれ位置する波太層と神川層は、同一層準のものと考えられる。

IV. 2. 2. 4 江見層 (Em, Ems, Emm)

命名 波太層に整合に重なる、頁岩及び泥岩からなる泥質岩を主とする一連の地層を江見層と命名した。河井(1957)の江見泥岩・凝灰岩層の上部の暗灰色細裂性の頁岩は、本層に相当する。

模式地 鴨川市江見付近(第47図)。洲貝川上流の市井原付近にも標式的な露出がある。

分布 波太層とほぼ同じ分布を示し、鴨川市曾呂川を通る東西の線より南、鴨川市外堀と安房郡和田町別所を結ぶ線より北の江見・和田丘陵に分布する。

本層も、東西性の軸をもつ褶曲によって何度も繰り返されるが、主に向斜軸に沿って分布する。

層序 本層は、下位の波太層に整合に重なる。鴨川市江見付近(第47図)、大塚山北麓、高鶴山などで、波太層と江見層の境界が観察されるが、そこでは、波太層上部の白色一灰白色細粒凝灰岩及び泥質の細粒凝灰岩の上位に、江見層の暗灰色の頁岩が整合に重なっている。

岩相 本層下部は、主として細裂割れで特徴づけられる暗灰色の頁岩から、上部はサイノメ状に割れる青灰色の泥岩からなるが、両者の間は漸移的である。また、頁岩や泥岩には、しばしば薄い砂岩(タービダイト)や白色一灰白色細粒凝灰岩がはさまれる。なお、和田町五十蔵から布野にかけての地域では、下部の頁岩と上部の泥岩の間に、砂勝ち及び等量のフリッシュ型砂岩泥岩互層が発達する。

地質図では、本層を次の3岩相に区分して表現した。

Emm: 泥岩(白色細粒凝灰岩及び砂岩をはさむ)。本層上部に発達。

Ems: 砂岩頁岩互層(白色細粒凝灰岩をはさむ)。本層中部に一部地域で発達。

Em: 頁岩(白色細粒凝灰岩及び砂岩をはさむ)。本層下部に発達。

以下では、これらの岩相に含まれる各岩石種について述べる。

a. 頁岩及び泥岩

本層の頁岩は、嶺岡山地北側の木の根層下部の頁岩と同じ特徴を有する。新鮮な部分は、やや青味を帯びた暗灰色であるが、風化すると黒色になる。割れ方は、新鮮な露頭では塊状であるが、風化すると



第51図 江見層の頁岩 暗灰色を呈する鴨川市江見西方
Dark gray shale in the Emi Formation

細裂状に割れるようになる(第51図)。粒度は、通常粘土—細粒シルトであるが、次に述べるタービダイト頁岩では中粒—粗粒シルト粒度である。

本層の頁岩には、しばしば薄板状の細互層が発達する。この細互層は、単層の厚さ1-20cmの半遠洋性頁岩とタービダイト頁岩の互層である。半遠洋性頁岩は塊状かつ均質で、葉理などの堆積構造を示さないが、タービダイト頁岩には、一般に平行葉理が良く発達している。

なお、本層の暗灰色の頁岩には、石灰質団塊が極めて稀である。この点は、古房層や波太層の暗灰色の頁岩と大きく異なる点である。

本層上部のサイノメ状に割れる青灰色の泥岩は、木の根層上部の泥岩と同様に、天津層の泥岩に（嶺岡山地南側では、上位の石堂層の泥岩に）よく似ている。大局的には、この部分は江見層下部以下の暗灰色の頁岩と天津層及び石堂層以上の青灰色の泥岩の間の移行部に当たる。この泥岩は、新鮮な露頭では青味を帯びるが、風化するにしたがって灰色—褐色に変わる。粒度は、中粒—細粒シルトで、暗灰色頁岩に比べるとやや粗粒である。風化すると、サイノメ状に割れ、その割れ方も上位のものほど大きく割れる傾向がある。

b. 砂岩

本層の砂岩は、いずれもタービダイトで、一般に薄く、単層の厚さ1-20cmであるが、稀に厚さ100cmに達するものもある。和田町五十蔵から布野にかけて、下部の暗灰色の頁岩と上部の青灰色の泥岩の間に発達するフリッシュ型砂岩泥岩互層の砂岩は、単層の厚さ10-200cmである。

c. 凝灰岩

本層の白色—灰白色細粒凝灰岩も、一般に薄いものが多く、単層の厚さ1-20cm程度であるが、稀に厚さ100-200cmに達するものもある。

層厚 波太層と同様に、本層も複雑に褶曲しているため正確な層厚の算出はむずかしい。さらに、上位の石堂層が大塚山とその南西の和田付近、及び市井原北方にしか分布しないので、全体の層厚の測定できるところは限られている。

このうち、大塚山付近では、本層下部の暗灰色の頁岩 (Em) の部分が約90m、上部の青灰色の泥岩の部分 (Emm) が同じく約90mあり、全体としては180cmある。市井原の北方では、上部の青灰色の泥岩が厚くなり、この部分だけで約150mあり、江見層全体としては約240mに達する。

市井原の西方の五十蔵付近では、上位の石堂層が分布しないので全層厚は分からないが、本層の中部にフリッシュ型砂岩泥岩互層が発達するので、さらに厚くなっていると考えられる。

化石 本層の暗灰色の頁岩は、少ないながら珪藻や珪質鞭毛藻化石を産する。そのうち、本層産珪質鞭毛藻化石の内容は第4表の通りである(沢村・中嶋, 1980)。なお、珪質鞭毛藻化石群集は、江見層堆積時の海水温が温暖であったことを示している。

対比 珪質鞭毛藻化石の研究から、本層は中期中新世の堆積物と考えられる(沢村・中嶋, 1980)。また、本層は岩相及び含有化石から嶺岡山地北側の木の根層に対比される。

IV. 2. 2. 5 ^{いしどう} 石堂層 (Ism, Iss)

命名 成瀬ほか (1951)。

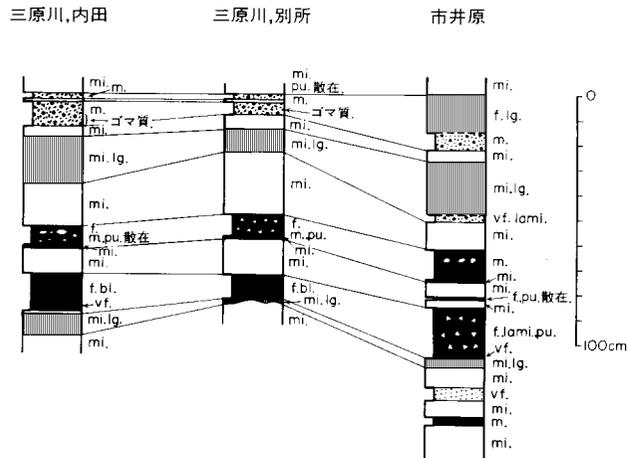
模式地 安房郡丸山町石堂 (那古地域)。

本地域では安房郡和田町和田や鴨川市の市井原北方に模式的な露出が認められる。

分布 鴨川市曾呂川より南に分布する。分布は、北と南の2カ所に分かれ、北のものは、市井原北方において、東西方向の向斜軸に沿って分布し、南のものは、鴨川市大塚山と和田町別所を結ぶ東西の線



第52図 スコリア凝灰岩をはさむ石堂層の泥岩 和田町向畑
Mudstone containing many scoria tuffs in the Ishido Formation



第53図 石堂層鍵層 Is 4 の地質柱状図 凡例は第27図に同じ
 Geologic columns of the key bed Is 4 in the Ishido Formation,
 For legend see Fig. 27

より南に比較的広範囲に分布する。

層序 本層は、下位の江見層から引きつづく一連の泥質岩を主とする地層で、その累重関係は整合である。本層の泥岩と江見層上部の泥岩は、よく似ていて区別がつかないが、本層になると安山岩スコリア凝灰岩が多数はさまれるようになるので(第52図)、最初の安山岩スコリア凝灰岩をもって本層の基底とした。

岩相 本層の中・下部は主として青灰色の泥岩からなり、それに砂質泥岩・砂岩(タービダイト)・スランプ堆積物・含礫泥岩及び白色—灰白色—淡紅色細粒凝灰岩・安山岩スコリア凝灰岩・軽石凝灰岩・角閃石含有軽石凝灰岩(ゴマシオ凝灰岩)など多種の凝灰岩をはさむ。本層上部は、主として砂質泥岩及び泥質砂岩からなり、それにスランプ堆積物・含礫泥岩や本層中・下部と同様の多数の凝灰岩をはさんでいる。

地質図では、本層を次の2岩相に区分して表現した。

Iss: 砂質泥岩・泥質砂岩及び凝灰岩(乱堆積層をはさむ)。本層の上部に発達。

Ism: 泥岩(砂岩・乱堆積層及び凝灰岩をはさむ)。本層中・下部に発達

以下では、これらの岩相に含まれる各岩石種を中心にのべる。

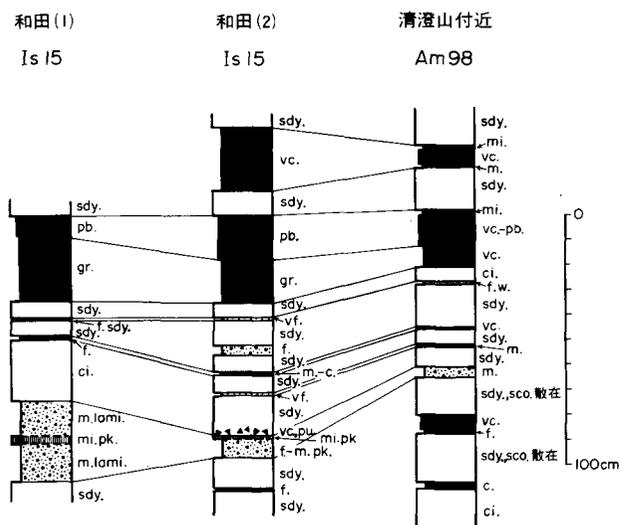
a. 泥岩

本層中・下部の青灰色の泥岩は、中粒—粗粒シルトの粒度で塊状、風化するとサイノメ状に割れる。その特徴は、嶺岡山地北側の天津層の泥岩によく一致する。

本層の中部より上部に至ると、泥岩は次第に粗粒化し、中粒シルト岩→粗粒シルト岩→砂質泥岩→泥質砂岩と変化し、上部に向って浅海相に変わってゆく。

b. 砂岩

本層の砂岩は、単層の厚さ1-40cmのタービダイトで、極細粒—細粒砂の粒度で数も少ない。しかし、市井原北方では、本層下部に層厚5-100cmの凝灰質砂岩が多数はさまれており、等量のフリッシュ



第54図 石堂層鍵層 Is 15 と天津層鍵層 Am 98 の地質柱状図 凡例は第27図と同じ
 Geologic columns of the key bed Is 15 in the Ishido Formation and the key bed Am 98 in the Amatsu Formation. For legend see Fig. 27

型砂岩泥岩互層をなしている。

c. 乱堆積層

スランプ堆積物や含礫泥岩は、和田町和田付近において、上部の砂質泥岩 (Iss) と中部の泥岩 (Ism) の間及び最上部の泥質砂岩の中に認められる。スランプ堆積物には、小褶曲様の著しい変形・流動が認められ、さらに変形と流動の大きいものでは、含礫泥岩へ移化しているものもある。含礫泥岩は、中粒—粗粒シルトあるいは砂質シルトの基質からなり、その中に古期岩の小円礫が散在している。一部には、基質の泥岩に葉理が発達して、流状模様をなしているものもある。

d. 凝灰岩

凝灰岩は、下位より引つづいて白色—灰白色細粒凝灰岩の厚さ1-50cmの薄層が存在する。ほかに、淡紅色細粒凝灰岩・安山岩スコリア凝灰岩・軽石凝灰岩・角閃石含有軽石凝灰岩 (ゴマシオ凝灰岩) などの厚さ1-150cmの薄層が多数はさまれている。凝灰岩の粒度は、極細粒砂—小礫粒度のものが多く、鉱物組成はかなり変化に富んでおり、上述の凝灰岩のほかに、それらの間の中間的性質をもったものも多く存在する。

これらの凝灰岩は、嶺岡山地北側の天津層とその上位の地層にはさまれる凝灰岩と同じ特徴をもち (天津層・清澄層・安野層の項を参照)、各種の凝灰岩の組合せは、よい鍵層として利用される (第53図)。

層厚 上位の中三原層の分布が本地域の南西端に限られるため、本層の全層厚の算出できるところは限られるが、和田町谷付近で約400mの厚さに達する。

化石 本層の泥岩に *Makiyama chitanii* が普遍的に認められるほか、有孔虫・珪藻・ナンノプランクトン化石が産出する。

対比 本層の大部分は、岩相上、嶺岡山地北側の天津層に対比される。ただし、石堂層上部の鍵層Is 15が天津層最上部の鍵層Am98に対比されるので(第54図)、鍵層Is 15より上の部分は、清澄層の最下部から下部に対比されるものと考えられる。

IV. 2. 3 西玄武岩 (Ni)

西玄武岩は、嶺岡^{せんげん}浅間から西南西へ約2kmの地点にある、長径約350mの北東-南西にのびた小山を構成する。本岩体は全体として破碎が強く、多くの場合その産状ならびに岩質の確認は困難である。しかし、岩体西端近くは比較的破碎が弱く、枕状溶岩として産するピクライト玄武岩であることがわかる。なお、本岩石は嶺岡山地周辺で転石として数多く認められるが、鴨川図幅地域で露頭として確認されるのは、西地域のみである。隣接する那古地域では、大田代など数カ所でその産出が知られている。

本岩石の活動の時代については、稜線に産し他の岩石との関係が観察されず明らかではない。しかし、西に隣接する那古^{おおくずれ}地域では、大崩礫岩層中に同様のピクライト玄武岩の活動がみられ、また巨礫としても数多く含まれている。それゆえ、西玄武岩の活動は、大崩礫岩層と同層準に対比される木の根層の時代、すなわち中期中新世と考えられる。

本岩類については、鮫島(1970)、田崎(1975)、TAZAKI(1976)、兼平(1976)の研究がある。

岩石記載

ピクライト玄武岩 [HM 76030203]

産地 嶺岡山地の尾根。吹原から500m南西(地点番号11)。

枕状溶岩として産し、ピローの表面のガラス質な部分から、中心部に向かい結晶質へと組織が連続的に変化する。ここでは中心部の岩石について記載する。

第7表 西玄武岩の化学組成
Chemical composition of the Nishi basalt

斑晶—微斑晶：かんらん石 (58.4vol%)。
石基：チタン普通輝石・クロムスピネル・斜長石・ガラス。
二次鉱物：蛇紋石・方解石・緑泥石・サポナイト様鉱物。
細粒・暗灰色の石基中に、肉眼でオリブ色の自形かんらん石が確認できる。鏡下では、かんらん石は長径0.2-10mmの自形を呈し、弱いへき開が発達する。ときにバンド状の波動消光がみられる。結晶周縁及び割れ目にそって蛇紋石化している。TAZAKI(1976)によれば、組成はFo91-86である。チタン普通輝石は淡褐色で、時計皿構造を示す半自形・長柱状から、樹枝状—骸晶状まで形態が変化す

	1	2
SiO ₂	39.57	38.25
TiO ₂	1.04	1.14
Al ₂ O ₃	5.43	5.37
Cr ₂ O ₃	0.33	n.d.
Fe ₂ O ₃	4.32	4.53
FeO	6.96	6.32
MnO	0.15	0.14
MgO	28.89	27.86
NiO	0.20	n.d.
CaO	4.40	4.81
Na ₂ O	0.56	0.67
K ₂ O	0.14	0.35
P ₂ O ₅	0.13	0.06
H ₂ O(+)	6.88	8.47
H ₂ O(-)	1.12	1.58
Total	100.12	99.55

地点番号11

1 Picrite basalt: 鮫島(1970)による

2 Picrite basalt: 田崎(1975)による

る。クロムスピネルは細粒 (<0.3mm)・自形—半自形で、濃赤褐色の光を通すものから不透明までみられ、かんらん石に包有されたり、石基中に散在する。田崎 (1975) によれば、本岩中のクロムスピネルは、Ti に富み、特にかんらん石に包有されるものにその傾向が著しい (TiO_2 で最大4.8wt%)。斜長石は細粒・長柱状—針状で、放射状にならぶことがある。

西玄武岩について、これまで公表されている化学組成を第7表に示す。

IV. 3 中三原層 (Nm)

命名 成瀬ほか (1951)。

模式地 安房郡和田町中三原付近(那古地域)。本地域では、安房郡和田町真浦及び向畑付近において模式的な露出が認められる。

分布 本地域南西端の和田町真浦、向畑、根方、内郷及び黒岩付近に小範囲分布する。その分布は、およそ中三原から和田へ東西に走る向斜軸に沿っている。

層序 本層は、下位の石堂層を不整合に覆う。不整合は、和田町真浦及び向畑付近で観察される。真浦の北では、下位の石堂層は多数のスコリア凝灰岩をはさむ泥質砂岩ないし中粒砂岩からなり、その上に本層のスコリア質粗粒砂岩が不整合に重なっている。一方、真浦の南では、石堂層の中粒—粗粒シルト岩の上に、本層のスコリア質粗粒砂岩が不整合に重なっている。



第55図 石堂層の上に不整合にのる中三原層 石堂層は、スコリア凝灰岩をはさむ粗粒シルト岩ないし砂質泥岩からなり、中三原層は、スコリア質粗粒砂岩からなる。中三原層の基底には基底礫岩が観察される。和田町真浦の南
The Ishido Formation unconformably overlain by the Nakamihara Formation, and the basal conglomerate is observed at the base of the formation

向畑付近では、不整合面の起伏が著しく、直下の石堂層は、ある地点では砂質泥岩、別の地点ではスランプ堆積物というように、近距離で異なる。

不整合の上の中三原層のスコリア質極粗粒砂岩には、径30-100cmの石堂層の砂質泥岩の礫がみられることもある(第55図)。

岩相 本層は、中粒—極粗粒砂岩からなる。一般に、砂粒子の大半が玄武岩—安山岩スコリアの粒子からなる。また、部分的には、軽石粒を混えることもある。砂岩は、塊状無層理の場合と顕著な斜理層の発達する場合がある(第56図)。砂岩の中に礫を含むことは、一般には少ないが、前述のように下位の石堂層の礫を含むこともある。

和田町内郷付近では、本層の凝灰質粗粒砂岩の中に、厚さ3cmの軽石凝灰岩や厚さ10-20cmの粗粒スコリア凝灰岩がはさまれているが、このような例は少ない。

以上に述べた岩相や堆積構造は、本層が典型的な浅海相であることを示している。

地質図では、本層を次の岩相で一括して表現した。

Nm：凝灰質粗粒砂岩

層厚 本層の層厚は、上限が不明なので全層厚は分からないが、150m以上はあるものと考えられる。

化石 未発見。

対比 嶺岡山地南側の安房層群の一連の海成層は、その最上部に当る石堂層上部に至って浅海化し、その上に不整合が形成された。一方、嶺岡山地北側では、安房層群は安野層上部に至って浅海化し、その上に黒滝不整合が形成された。前述のように、石堂層の最上部が清澄層の最下部ないし下部に対比されること、また嶺岡山地北側の黒滝不整合は、半島東部の勝浦地域では清澄層上部と直接接し、地域によってその層準がかなり異なることから、嶺岡山地南側の石堂層と本層との間の不整合は、この黒滝不整合と一連のものと考えられる。そして嶺岡山地南側では、北側よりもより早い時期に、地層の浅海化と不整合の形成が始まったことも十分に考えられる。以上のことから、本層は、嶺岡山地北側の黒滝不整合の上に発達する上総層群の一部にあたり、その層準及び岩相から、上総層群基底の黒滝層に対比されるものであろう。



第56図 石切り場跡の中三原層 右へ傾く斜理層が発達する。和田町内郷

Nakamihara Formation at a closed quarry. Cross-beddings dipping to right are observed

V. 新第三系の地質構造

V. 1 褶曲

本地域の地質構造は、嶺岡山地を中心にほぼ東西にのびる隆起地塊（嶺岡地塊）によって特徴づけられ、この地塊を境にして、北と南の新第三系の褶曲度は著しく異なっている。

本地域内では、嶺岡地塊は、新第三系の基盤をなす嶺岡層群や超苦鉄質岩類によって構成されている。また、新第三紀初頭の鴨川玄武岩・西玄武岩の火成活動が生じたのもこの地塊の中、あるいは周辺部である。嶺岡地域の西の延長は、ひとつの隆起帯（嶺岡・葉山隆起帯）として三浦半島まで認められるが、本地域の嶺岡地塊は、その中でも、もっとも隆起した部分に当たる。

嶺岡地塊の北と南には、新第三系が地塊の方向とほぼ等しい走向（東-西ないし東南東-西北西方向）をもって分布している。このうち、新第三系下部層が地塊の周辺部に分布し、地塊から遠ざかるにしたがって上部層が分布するようになる。

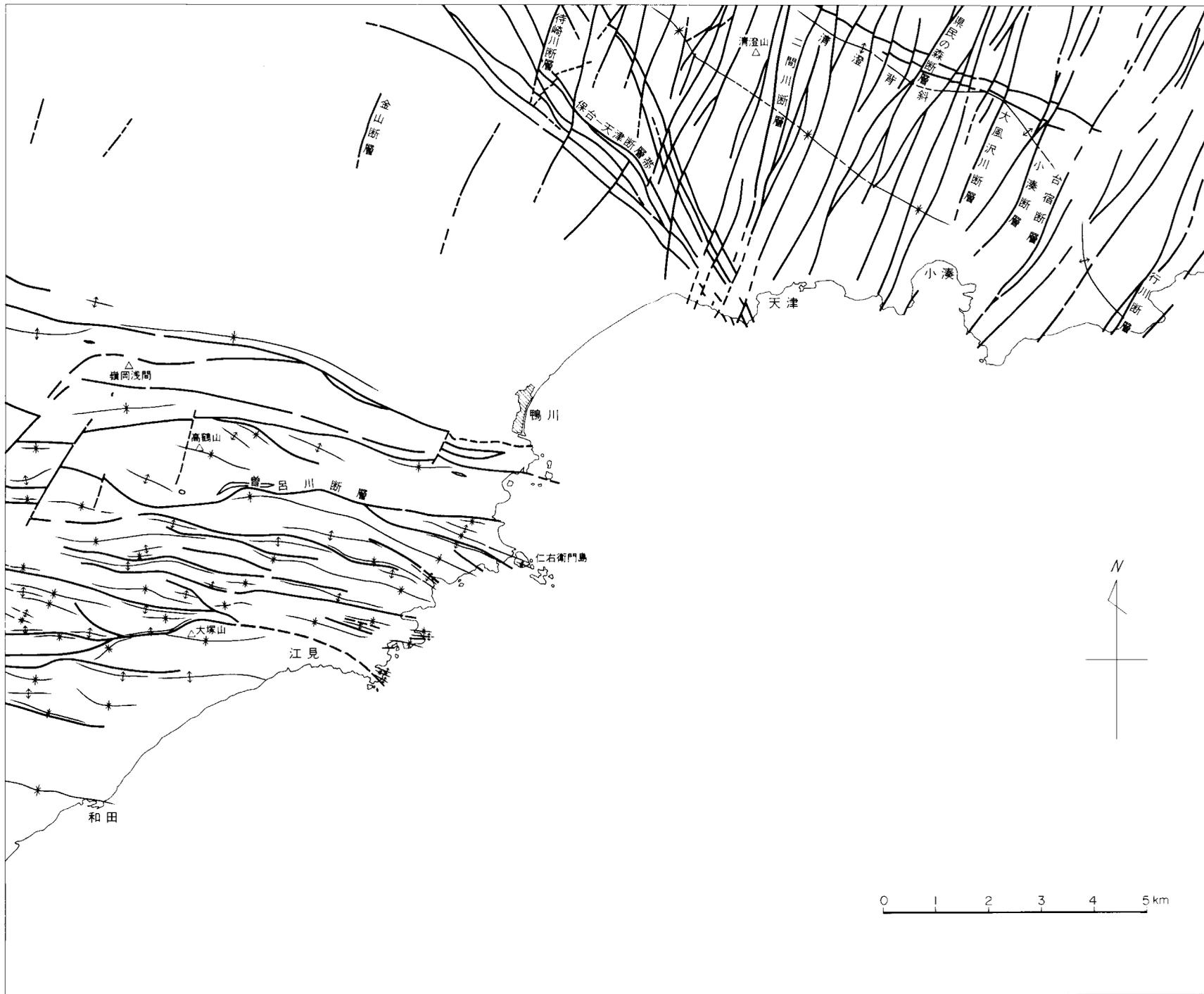
嶺岡地塊の北と南の新第三系は、ほぼ同じ方向の褶曲軸（東-西ないし東南東-西北西方向）をもって褶曲しているが、南側の新第三系の褶曲度は、北側に比べて極めて著しい（第57図）。

嶺岡地塊北側の新第三系は、房総半島東部（鴨川・大多喜地域）と西部（那古・富津地域）で褶曲度に若干の差が認められ、西部の方がより強く褶曲している。本地域内の清澄背斜は東部の代表的な褶曲で、翼部の傾斜は20-40°、背斜軸と向斜軸の距離は1.8-2.0kmである、一方、西部の褶曲は、翼部の傾斜が30-90°、一部の地層は逆転している、また、背斜軸と向斜軸の距離は0.5-1.5kmである（小池、1957；三梨ほか、1976；及び第6図参照）。

嶺岡地塊南側の新第三系は、第57図に示すように、細かく褶曲しており、その褶曲度も大きい。地層は一般に急傾斜し、逆転傾斜も頻繁に生じている、褶曲の波長は、5万分の1地質図に表現できる褶曲で背斜軸と向斜軸の距離が0.1-0.6km、露頭のスケールでは10-50mの小褶曲もみられる（第58図）。



第58図 波太層にみられる過褶曲 同一の灰白色凝灰質砂岩層が褶曲によって何度も繰り返して現われる。鴨川市天面
Over-folded Nabuto Formation. The Nabuto Formation intercalating a single, gray-white, protruded tuffaceous sandstone bed is repeatedly folded in a short distance



第57図 鴨川地域の新第三系の褶曲軸と断層分布図
 Distribution map of the fold axes and faults in the Neogene sediments of the Kamogawa district

V. 2 断層

本地域には、落差数cm-数mの小断層から落差数100mに及ぶ大きな断層まで数多くみられ、断層系統もいくつか認められる。もっとも古い断層系統と思われるのは、嶺岡地塊の周辺に卓越する東-西ないし東南東-西北西方向の一群の断層である。この断層は、ほぼ嶺岡地塊の方向と一致した走向をもち、断層面の傾斜は一般に垂直に近い。また、落差の大きい断層が多く、嶺岡地塊そのものもこの断層で周囲を断たれている。超苦鉄質岩類は、この断層に沿って貫入しており、玄武岩類の貫入・噴出もこの断層に沿って行われている。

嶺岡山地南側の新第三系の中にも、同じ系統の断層が多数存在する(第57図)。また、嶺岡山地北側の清澄背斜に沿う東-西ないし東南東-西北西方向の断層も同じ系統の断層と考えられる。この系統の断層は、褶曲軸の方向と一致した走向をもつこと、大きな背斜部に多いこと、及び強く褶曲したところに多くみられることなどから、褶曲の形成あるいは隆起運動と密接に関連している断層とみなされる。

本地域の北東部を中心に、北北西-南南東(ないし北西-南東)方向と北北東-南南西方向の2系統の断層が顕著に発達している(第57図)。いずれも正断層で、前者の断層の方が古く後者によって切られているが、このほか、断層面の状態、断層の間隔、落差などの点で、この2系統の断層は大きく異っている。

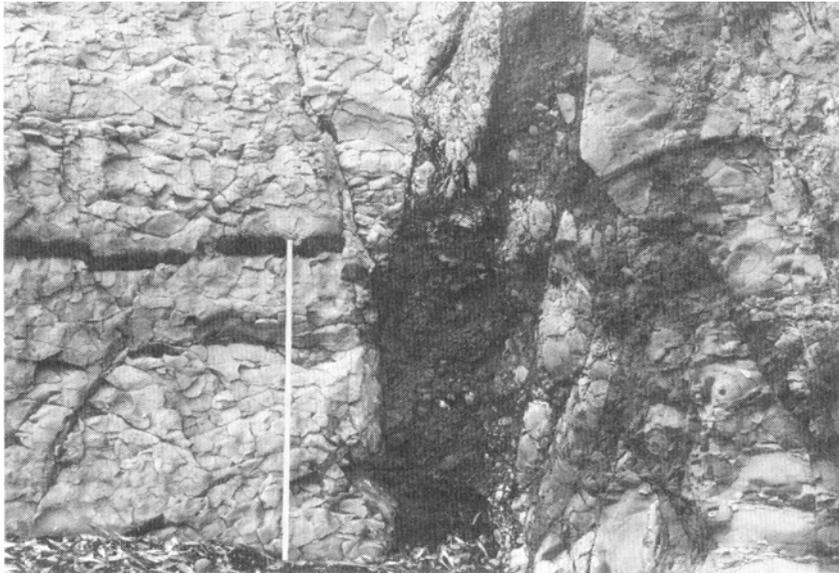
前者は、いわゆる面なし断層で、断層面にそって幅数mm-数cmの粘土帯があり、大きな破碎帯は伴わない。露頭で観察すると、断層面はしばしば分岐し複数の断層へと分かれる。保台-天律断層帯は、前者の代表的なもので、この断層帯に沿って無数の断層が存在する。それぞれの断層の落差は数mm-数10mで、それほど大きくはないが、断層帯全体として落差を累積すると非常に大きな落差となる。この断層帯内では、多くの北北西-南南東方向の断層によって凝灰岩鍵層が切られ、西落ちの断層によって何度も繰り返している。すなわち、それぞれの断層の落差は大きくはないが、多数の西落ちの断層によって、地層の傾斜方向に進んでもいつも同じような層準が現われることになる。

後者の北北東-南南西方向の正断層は、房総半島を通じてもっとも新しい系統の断層のひとつである。房総半島の東部に集中的に発達し、北隣大多喜地域では上総層群上部(第四系)まで切っている。

この系統の断層は、一般によく発達した破碎帯をもつ。破碎帯は幅数cm-数10mで、その中には断層粘土のほか断層角礫もしばしば存在する(第59図)。落差は数mm-数10mで、大きな落差でも通常1本の断層で生じている。本地域北東部では、この系統の断層の大部分は東落ちである。本地域の北西部になると、地質図上に表現できる断層はごく少なくなるが、小断層をみる限りでは、東落ちと西落ちの両方が存在する。したがって広域的にみるならば、北東部の東落ちの断層群によって北東部が大きく下がり、逆に北西部が相対的に隆起していることになる。

嶺岡地塊及びその南の新第三系中にも、これらの2系統の断層が存在する。しかし、強く褶曲し変形しているために、これらの断層による地層のずれ方が正確に分からないことが多い。

上述の断層系統以外にも、北東-南西方向の逆断層、東-西方向の逆断層及び衝上断層ほかいくつかの系統の断層が存在する。しかし、本地域内では、いずれも小断層であって、地質図上に表現できるものではない。



第59図 天津層中の北北東-南南西系正断層 (折尺の長さ1m) 勝浦市浜行川
 NNE-SSW normal fault cutting the Amatsu Formation. Ruler is one meter long

VI. 第四系及び第四紀後期の構造運動

本地域に分布する第四系は、すべて更新世末期から完新世にかけてのもので、主として段丘堆積物及び谷底平野の現河床堆積物からなる。ほかに、砂丘堆積物が鴨川市東条海岸に存在する。

VI. 1 段丘及び砂丘堆積物 (t)

本地域を東西に横断する加茂川低地には、段丘（加茂川段丘）が広く発達している。この段丘は、およそ廻塚付近（海岸から約3km弱）を境に上流側は河成段丘、下流側は海成段丘に区分される。仲川（1977）によれば、海成段丘は最高位の花房面（沼面相当）以下、小宮面・広場面・待崎面の4段に区分されている（地形の項参照）。海成段丘下の堆積物は、埋谷部では非常に厚く、ボーリング資料によれば現海岸付近で40m以上（下限不明）、上流部でも所により30m以上認められ、岩相の変化はあるものの上位から砂層、粘土層、砂礫層に大きく3区分される。上部の砂層は主として淘汰のよい砂からなり、厚さ2-10m程度で貝・ヒメスナホリムシの生痕を産し、汀線付近の環境を示す。中部の粘土層は、淘汰のわるい青灰色粘土、シルト、砂質シルト等からなり、内陸側では薄い、海岸側では30m以上の厚さを有し、その中に貝・木片・腐植土が含まれている。堆積物の年代としては、花房面下の粘土層上部から7,350±250Y. B. P(来秀付近)、小宮面下の粘土層から7,080±150Y. B. P.(小宮北方)、花房面下の上部砂層から6,880±120Y. B. P.(貝渚^{せがら}付近)の値が得られている（貝渚における¹⁴C年代のみKOBAYASHI, *et al.*, 1971による）。これらのことから、各段丘面下の粘土層は同時代のもので、多少の消長はあるもの

のほぼ連続的な後氷期の海進により形成された溺れ谷の埋積層であることがわかる。また、上部砂層の上面はほぼ花房面に当たると考えられる。小宮面以下の段丘面は、大局的には上記の海進堆積層を削はくして形成された海退期の面であり、狭義の段丘堆積物はきわめて薄い。小宮面及び広場面は薄砂礫層、待崎面は細砂礫層及びフラッドルーム状の無層理の砂層からなる（仲川，1977）。

佐藤(1960)，真田(1963，1965)及び真田・山口(1965)によれば、来秀・貝渚・横渚・八色・花房・広場などの上部砂層または中部粘土層のなかから、温暖で内湾—潮干帯—浅海などを指示する非常に多くの貝化石(二枚貝40種以上，巻貝約30種)や、フジツボ・ウニ及びバニ化石などを産する。おもな多産種は二枚貝*Ostrea gigas*，*Cyclina sinensis*，*Meretrix lamarekii*，*Sunetta menstrualis*，*Maetra crosssei*，*Macoma sector*，巻貝*Umbonium costatum*，*U. giganteum*，*Cerithidea djadjariensis*，*Batillaria zonalis*，*Babylonia japonica*，*Crepidula gravispinosa*，*Olivella fulgurata*及びウニ*Echinarachnis mirabilis*などである。また，真田・板坂(1967)によれば，貝渚及び待崎からナガスクジラ*Balaenoptera physalus*を産している。

花房面の旧汀線は，ほぼ来秀—廻塚の付近にあったと考えられるが，この付近では海成砂層の上に陸成と思われる砂礫層や腐植層が薄く覆っており，花房面は見掛け上は河成の段丘面に連続的に移行している。この沖積河岸段丘面は，加茂川沿いに本図幅地域の西端部まで非常に連続的に追跡される。堆積物は一般に薄く，基盤の中新統が浅所に達していることが多い。松尾寺の南では，富川層を基盤とし，その上に0.5-1mの砂礫層が乗っているにすぎない。加茂川本流沿いを離れると，さまざまな高度レベルと厚さをもつ段丘堆積物が残丘状の中新統基盤の間を埋めたり，あるいはその上を薄く覆って，標高約70mまでに分布している。段丘高度レベルの違いは，両側の河川あるいは山地斜面からもたらされる土砂量の差を反映したものであろう。

加茂川低地以外では，天津小湊町天津から和田町白渚^{すか}にいたる海岸沿いに，標高10-25m⁴⁾で幅のせまい海岸段丘が認められ，いずれも沖積海成段丘である。太海付近の曾呂川河口部では，この段丘は粘土・シルト・砂質シルト及び砂礫層からなり，堆積物の厚さは20m前後に達する。他の地域では，堆積物の厚さは0-10m，厚いところでは主としてシルト及び礫質シルトからなる。薄いところでは，凹凸のある隆起海食台を覆う砂礫層及び砂層からなる。磯部(1981)によれば，江見町江見において，標高約19mの旧汀線から見掛け上連続的に低下している段丘の堆積物は，標高約13.5mのところ地表から0.35mの表土層，0.4mの細砂層，0.4mの基底砂礫層からなる。基底砂礫層からは13種の岩礁及び砂底を示す貝化石を産し，その¹⁴C年代は5,060Y. B. P. 及び5,980Y. B. P. であった。

河岸段丘は，比較的大きな河川に沿って発達する。本地域を通じて一般的に認められるものは，比高が河口部で5-10m，上流部で15-25mの段丘で，加茂川・金山川・待崎川・二間川・神明川・大風沢川・夷隅川・洲貝川・長者川・三原川などに認められる。段丘堆積物は，厚さ約1-20mの粘土・シルト・砂質シルト・礫質粘土・礫質シルト及び砂礫層からなる。これらの段丘は，その上にルーム層が認められないことから，その形成時代は古くとも立川期以降の更新世末期から完新世にかけてであろう。

加茂川低地では，海岸線から約1.5kmの貝渚—細谷—青木原付近まで砂丘砂が認められ，段丘面上を薄く覆っている。神尾・森谷(1964)によれば，砂丘列は7列が認められる。仲川(1977)はこれら

4) 当地域の海岸段丘の旧汀線は，後述するように最高約20mであり，これ以上の部分は砂丘砂や岩屑堆積に覆われているものと見られる。

を、小宮面を覆う第Ⅰ列、広場面を覆う第Ⅱ列及び待崎面を覆う第Ⅲ列の砂州及び砂丘列に区分した。各砂州及び砂丘列の間には3-4mの高度差がある。砂丘砂の厚さは第Ⅰ列で1m、第Ⅱ列で2-3m、第Ⅲ列で4m程度であり、主として中粒砂からなり、基底部は小礫混り砂からなる。第Ⅱ列の砂丘上には奈良時代初期の後広場古墳（土助塚・観音塚）がある（神尾・森谷，1964；仲川，1977）。これらの砂丘堆積物は、地質図では段丘堆積物と一括して示した。

VI. 2 現河床及び現海浜堆積物 (a)

地質図では、現河川の氾濫原や河口の堆積物と、現在の海浜の堆積物を一括して示す。地形の項でのべた加茂川低地の待崎面の堆積物も、便宜上これに含める。

現河床堆積物は、河川では加茂川及び夷隅川に沿って広く分布する。堆積物は厚さ0-10mで、主に砂礫層からなり、それに粘土・シルト及び砂質シルト層がはさまれる。礫層には覆瓦構造がしばしば認められる。ちなみに、加茂川や曾呂川の河口部の両岸には、厚い粘土・シルト・砂質シルト及び砂礫層が見られるが、これらは大部分前項で述べた沖積海成段丘を構成する堆積物である。

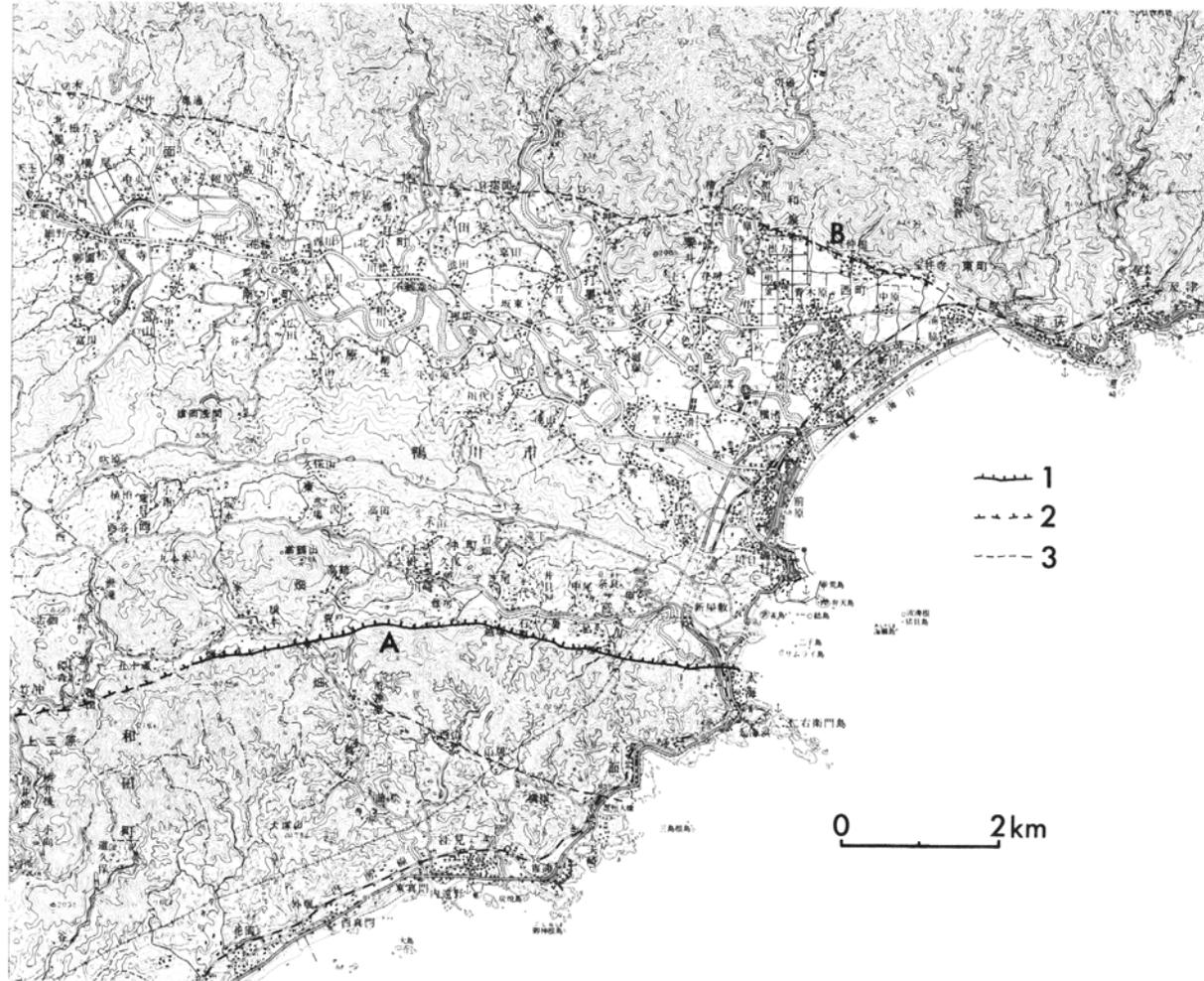
海岸地域では鴨川（東条）海岸から和田町仁我浦に至る海岸に、海浜砂が幅せまく分布する。鴨川海岸は長さ4km、幅50m前後の本地域最大の砂浜である。その堆積物は主として粗粒—中粒砂からなり、粗粒部分は嶺岡山系、細粒部分は清澄山系から供給されている（向井ほか，1980）。

なお、各河川の上流部や加茂川低地北縁に沿って、しばしば崖錐堆積物が存在する。

VI. 3 活断層

加茂川低地は、その東方に存在する鴨川海底谷の地形と共に「本邦地質調査事業ノ初期カラ既ニ識者ノ注意ヲ惹イテ」いたものであり（山崎，1925），“加茂川地溝”（Kamo rift valley）と称された（山崎，1925；田山，1930など）。しかしながら、地形や段丘堆積物の項でも述べたように、加茂川低地には中新統の基盤が浅所に露出しており、これを被覆する厚い堆積物が認められず、また北縁の房総丘陵との境界には少くとも地質図に示すような規模の断層はないことから、加茂川地溝の存在は疑問である。少くとも加茂川低地の主要な成因は、加茂川の選択的な下刻作用であると考えてよいであろう。

最近これとは別に、房総半島を東西に横切る嶺岡隆起帯とその南北にある低地（本図幅地域では加茂川低地と曾呂川沿いの低地）は一括して“鴨川地溝帯”と呼ばれと共に、その内部に多くの活断層が報告された（村井・金子，1974，1976）、これらのうちいくつかは、活断層研究会（編，1980）の分布図にも活断層及び活断層の疑いのあるリニアメントとして記載されている。しかし、空中写真の判読と現地調査によれば、房総半島の活断層地形は、たとえば三浦半島のそれに比べて新鮮でなく、著しい横ずれ地形はほとんど見られない。大部分は山地中の凹地やコルの連続として認められるリニアメントで、堆積岩の岩質や破碎帯の差別侵食によるものとしても解釈可能である。これらのうち、“鴨川地溝帯”の南限をなす断層——村井・金子（1974）の鴨川地溝帯南断層——の全体と、北限をなす断層——同じく鴨川地溝帯北断層——の一部で、比較的明瞭な断層変位地形を示す（第60図）。



第60図 鴨川図幅地域の活断層及びリニアメント A 鴨川地溝帯南断層 B 鴨川地溝帯北断層 1 活断層
2 推定活断層 3 リニアメント 寒川旭原図
Active faults and lineaments in Kamogawa district 1 Active fault confirmed topographically 2 Active
fault topographically inferred 3 Lineament

鴨川地溝帯南断層は、本地域では曾呂川断層とほぼ一致しており、曾呂川河口から西方へ、曾呂川の低地の南縁を走って尊房の西方に至り、その西方では洲貝川の上流を細谷にまで達している。この間は北向きの断層達状をなし、明瞭な三角末端面も認められる。曾呂川河口部から古房―石原にかけては、山地と北側の沖積錐との間に、せまい凹地が断層線にそってしばしば認められる。多少疑問もあるが、この区間の断層線を横切る小河川には、数10mの右横ずれを示唆する屈曲が数カ所でみられ、また閉塞丘とも解釈できる地形もある。洲貝川上流の荒戸付近では、断層の北側（上流側）で谷幅が急に広がっている。また洲貝川中下流には新旧数段の河岸段丘が発達しているが、断層の北側ではごく新しい2段の段丘面しか見られず、段丘面の比高も著るしく小さくなる。細谷から西方では、断層は山地内を通過し、図幅地域西端の竹ノ中付近では西流する三原川支流の南岸を通る。この付近では活断層地形は曾呂川断層と一致せず、他の地質断層に乗り替えていると見られる。西隣那古図幅地域でも、断層地形は明瞭であり、西海岸地域では岩井断層に一致している。特にこの断層が平久里川を横切る平久里下では、立川面より新しいと思われる複数の河岸段丘に最高約6mに及ぶ北落ちの累積変位を与えている。

以上のことから、鴨川地溝帯南断層は北落ちの断層変位を繰り返したB級の活断層であり、東部では右横ずれの変位運動もあったものと推定される。

鴨川地溝帯北断層は、本地域では非常に直線的なリニアメントとして追跡される。とくに金山川以西では、山地斜面中の凹地、南北性の尾根の高度不連続やコルを結ぶ線として連続的に認められる。しかしこの線は、神川層最上部のやや軟質な細粒砂岩の露出地域と完全に一致しており、また地質断層も認められないことから、岩質による差別侵食の結果として解釈される。一方、待崎川本流以東では、“断層線”は加茂川低地と山地の境界部に推定されている。宝生寺西と仲根の神社付近では、山地境界からやや低地よりのところに、山からの小河川に由来する沖積錐に、2m内外の南下がりの段差が東西方向に連続して認められる。この段差は人工的に改変されてはいるが、より新しい低位の氾濫原にも同じ線上で数10cmの段差が認められるので、低断層崖の可能性もある。活断層研究会（編、1980）によれば、根方及び打墨北方で、沖積扇状地に5-7mの北側上りの傾斜異常を認めている。なお、西隣那古図幅地域の金東本郷から山上の西方にかけても、同様に岩層錐に2-4mの段差が約1kmにわたって連続している。

以上のことから、“鴨川地溝帯北断層”とされたリニアメントの大部分は差別的侵食によって生じたと考えられるが、その一部に沿って完新世に活動した南下がりのB級活断層が推定される。なお、横尾北方のリニアメントの位置には、神川層の微細粒砂岩中にリニアメントの走向に一致する幅1m内外の破砕帯が認められることから、累積変位量がまだ大きくない（地質図には示すに至らない）断層がリニアメント沿いに最近生じている可能性も否定できない。なお、国土地理院の精密測地網一次基準点測量結果によると、房総半島南部の二等三角網のうち、鴨川地溝帯北断層をまたぐ三角形のみが、いずれも1975-1924・25年の50年間に 4×10^{-5} に達する大きな最大剪断歪を示し、注目されている（国土地理院測地部地殻活動調査室、1975）。

IV. 4 現世の地殻変動

房総半島南部の沼段丘が、南端部で最高となり北方（内陸側）へ高度を低下していくパターンは、1923年関東大地震（大正関東地震、M7.9）の際の地震隆起のそれとよく似ている。このことがSUGIMURA & NARUSE(1954)により明らかにされて以来、南関東各地の沖積段丘の年代と高度分布、及びそれらと地震隆起に関する研究が数多く発表されている。YONEKURA(1974)は、本地域南隣の千倉付近の沖積段丘を高位から、第1（汀線高度25m）、第2（16m）、第3（12m）及び第4（5m）段丘に区分した。このうち第1段丘は狭義の沼段丘で約6,000年前に離水したと見られる。第4段丘は1703年元禄関東地震（M8.2）時に形成されたものである。ちなみに、千倉における大正関東地震時の隆起量は120-138cmである。このような4段の段丘区分は、房総半島南端部（館山図幅地域）の各地の沖積段丘に共通して認められ、それらの対比についても多くの年代測定資料が得られている（横田，1978；中田ほか，1980など）。

すでに述べたように、本地域の加茂川低地における沖積段丘も、これと同様4段に区分されている。すなわち高位から花房面（汀線高度約21m）、小宮面（約10m）、広場面（約8m）及び待崎面（約2m）の4段である（仲川，1977）。このうち花房面は狭義の沼段丘に対比される。待崎面は松田ほか（1974）によって元禄段丘に対比されたが、元禄地震以前に段化していたと見られる（仲川，1977；地形の項を参照）。その他の本図幅地域における沼段丘の旧汀線高度は、江見町江見で20m、天津小湊町内浦で15mである（YONEKURA，1974）。

元禄段丘の汀線高度と大正地震隆起量は、鴨川図幅と隣接地域では、それぞれ次の通りである（松田ほか，1974による。ただし鴨川市待崎橋のデータを除く。大正地震の隆起量は陸地測量部，1926による）。

地	点	元禄汀線 高度 (a)	大正地震 隆起 (b)	元禄地震隆起 (a-b)
千倉市	白間律	575cm	138 cm	437cm
〃	平磯	564 } 549 }	138	419
〃	市内	496	120	376
〃	ホテル千倉	504	102	384
和田町	海発	538 } 530 }	104	430
江島町	吉浦	410 } 421 } 398 }	92	321
〃	吉浦北部	421 }		
〃	太夫崎	398 }		
〃	天面	410	92	312
天津小湊町	天津新町	329	53	276
〃	内浦湾	240	42	198
勝浦市	興津	220	28	192
〃	鶉原	175	34	141

ただし元禄地震（1703年）と大正地震（1923）との間に当地域は2-3mm/年の沈降であったと推定されているので、元禄地震時における真の隆起量は、上表（a-b）の値に数10cmを加える必要がある。

以上のように、本地域は元禄と大正の両大地震によって著しく隆起した。その量は房総半島では南

側ほど大きく、約6,000年前の縄文海進によって形成された沼段丘の高度分布と調和的である。縄文海進時の海水準は+2-3m程度と推定されているので、当地域の沼段丘の高度の大部分は、相模トラフに震源を有する元禄・大正関東地震クラスの地震による隆起（厳密には地震間の沈降を差し引いた残留隆起）の累積によってもたらされたと考えられる。千倉や鴨川における4段の沖積海成段丘群は、それぞれ元禄地震クラスの巨大地震によって段化、固定されたことを暗示している。松田ほか（1974）によれば元禄地震と大正地震を一組と考えたときの周期は約1,200年である。中田ほか（1980）は多数の年代測定資料に基づき、段丘の段化・固定をもたらした地震の発生間隔は、1,450年から2,600年までかなりばらつきがあるとしている。

Ⅶ. 応用地質

本地域には、鉱産物資源としてかつて稼行されたものとしてニッケル鉱があり、試掘及び探鉱の対象となったものに、マンガン鉱及び銅鉱がある。このほか、微弱な油徴、鉱泉及び水溶性ガスがある。

現在もっとも利用されている資源は、嶺岡山地とその周辺に分布する玄武岩類で、千葉県下の貴重な骨材資源となっている。

本地域の嶺岡山地には、蛇紋岩化した超苦鉄質岩類が分布している。このため、超苦鉄質岩類の分布地域に沿って、地すべりが多発している。これは、防災及び治山上十分に留意しなければならない点である。

Ⅶ. 1 ニッケル鉱

嶺岡山地に分布する蛇紋岩化した超苦鉄質岩類のうち、稜線沿い二子地区（鴨川市磯村西方約3.5km）のもので、風化が進みニッケル含有量がやや多くなった風化土壌がかって採掘されたことがある。肥田（1952）によれば、この鉱山は、戦時中、鴨川ニッケル株式会社嶺岡鉱山として、ニッケル採掘及び製錬を行っていた。

今井ほか（1973）によれば、鉱石は土鉱・粉鉱とその中に混在する小塊鉱よりなり、3者の割合は3：4：3である。鉱石のニッケル品位は、平均0.33%であるが、粉鉱中には0.5%あるいはそれ以上を含有し、小塊鉱で灰黄ないし褐色柔軟なものは0.6%内外を含むものがある。昭和15年より昭和20年までの間に143,000tonの産出があったが、終戦とともに採掘は中止された。

Ⅶ. 2 油徴

鴨川市八丁付近に分布する嶺岡層群より石油徴候が報告されている（金原・井島、1951）。石油徴候は、嶺岡層群八丁層及び榎畑層の頁岩及び頁岩中破碎帯からごくわずかに認められるものである。

第8表 鴨川付近の水溶性ガス・水の分析表

場 所	尊 房	市 井 原
井戸の種類	鉱泉用井戸	掘抜井戸（上総掘）
深 度	（浅）	84m
地 質	曾呂川断層（石堂層と古房層が接する）より湧出	江 見 層
ガス量 (m ³ /day)	0.07以下	1.0以下
ガスの組成（体積%）		
CH ₄	85.22	71.75
CO ₂	0.19	0.06
N ₂	14.27	27.72
A	0.27	0.46
O ₂	0.25	0.01
水の性質（単位は mg/l）		
色	稀黄色透明	稀黄色透明
臭	H ₂ S	H ₂ S
沈澱物	少量の S	S
pH (RpH)	8.7(8.7)	8.9(8.9)
HCO ₃ ⁻	986	647
CO ₃ ²⁻	74	93
Cl ⁻	423	257
KMnO ₄ 消費量	116	91
NH ₄	2	0.6
SO ₄ ²⁻	0	0
NO ₂ ⁻	0	0

河井（1957）による

VII. 3 鉱泉及び水溶性ガス

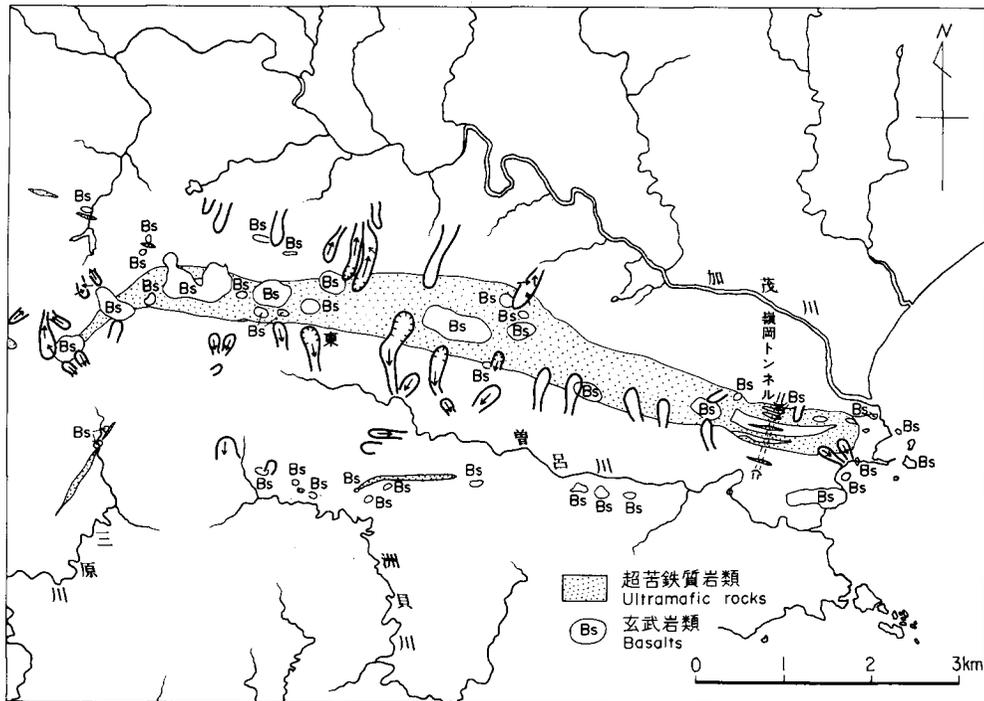
本地域の新第三系分布地域の各所で、主に破碎帯に沿って鉱泉の湧出が認められる。このうち、湧出量の多いものについては、鉱泉水を加熱して浴用に利用されているほか、一部の民家で鉱泉中に含まれる水溶性ガスが利用されている。

鴨川市曾呂川に沿う地域及び市井原、江見、曲り松などから水溶性ガスの徴候が河井（1957）、本島・品田（1971）によって報じられている。そのうち、河井（1957）による尊房及び市井原付近のものについての分析表を第8表に示す。

VII. 4 骨 材

房総半島の大半は、新第三系—第四系の海成堆積物の分布域である。これらの堆積物は、一般に軟弱で骨材としては不適当な場合が多いが、一部の泥質分の少ない粗粒砂岩や礫岩は、千葉県下の数少ない骨材質源として利用されている。

本地域では、嶺岡山地とその周囲に分布する玄武岩類が重要な骨材資源となっている。現在稼行されているのは鴨川市嶺岡浅間東側の岩体であり、磯村南方の新屋敷付近の岩体では採取を中止している。



第61図 嶺岡山地の地すべり分布図 千葉県土木部 (1955) の資料に今回の調査結果を加えた
Distribution of the landslides around the Mineoka-sanchi

VII. 5 地すべり

本地域には、防災及び治山上留意しなければならない地すべり地域が嶺岡山地を中心に分布する (第61図)。本地域の嶺岡山地には、蛇紋岩化した超苦鉄質岩類が広く分布しており、嶺岡山地の大きな地すべりは、ほとんどこの超苦鉄質岩地帯に生じている。

蛇紋岩化した超苦鉄質岩類の多くは、破碎されていて軟弱なうえ、地表水の浸透によって容易に粘土化し、これが滑材となって地すべりを生じる。第61図に示すように、地すべりはまず超苦鉄質岩類の分布域内あるいはその境界付近に発生し、滑り面に沿って滑動する。その後流動化し、沢に沿って流下している。このため、嶺岡山地のほとんどの沢が地すべり堆積物によって埋め立てられている。この傾向は、特に嶺岡山地南面において著しい。なお、第61図のうち、曾呂川上流の東地域の地すべりは、市川・清水 (1953)、千葉県土木部 (1955) によれば、1952年3月25日発生し、約10日間にわたって活動したとされている。一方、嶺岡トンネル周辺については、鈴木ほか (1974) により、その地質が明らかにされるとともに、地すべり地にかかわる土質工学的問題が検討されている。

超苦鉄質岩類の分布しないところでも、破碎帯のよく発達するところでは、嶺岡層群分布地域にも地すべりが生じている。また、嶺岡山地以外の地域では、主に木の根層・江見層及びそれより下位層の暗灰色頁岩の分布地域にも地すべりが生じている。これら暗灰色頁岩には、地表に露出する部分が風化しやすく、細裂状に細かく割れる性質があるほか、水を含むと容易に粘土化する性質がある。このため、

この種の頁岩よりなる斜面には地すべりが多い。加茂川低地北側の木の根層分布地域では、特にこの傾向が強く、山腹を切って新たに道路を作った場合には、山側ののり面の傾斜をよほど低角度にしないと、際限なく崩壊する。

このほか、塊状砂岩の分布地域に稀に地すべりがみられる。神川層の塊状砂岩のように泥質の場合には、水を含んで軟弱化し、崩壊しやすくなる。また、塊状砂岩と下盤の頁岩の境界面に水が浸透し、そのため境界面に沿って頁岩が風化・粘土化し、それに沿って滑動する場合もある。

VII. 6 そ の 他

嶺岡浅間付近の嶺岡層群中にマンガン鉱床の鉱化帯が認められ、小規模な試掘が行われた跡がある。また、戦前、鴨川市新屋敷の玄武岩岩体の東端より海底に向かって、銅鉱床を求めて試掘が行われたことがあるという。

また、千葉県環境部(1978)、千葉県嶺岡帯六価クロム調査班(1978)は嶺岡山系の湧水中に Cr^{VI} の含まれることを報告している。さらに、含 Cr^{VI} 湧水の分布範囲が超苦鉄質岩類の分布域に限られること、及び含クロム鉱物からの Cr^{VI} の溶出試験の結果をふまえ、 Cr^{VI} は超苦鉄質岩類、特にCrを微量成分として含む珪酸塩鉱物相に由来するとしている。

文 献

- AOKI, N. (1964) Upper Miocene Foraminifera from the Kiyosumi Formation, Boso Peninsula. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 53, p. 163-169.
- (1968) Benthonic Foraminifera Zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 70, p. 238-266.
- 青木廉二郎 (1925) 三浦半島の海岸に就きて. 地球, vol. 3, p. 101-111.
- 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.
- 荒井章司・渋江隆彦・小沢一仁 (1979) 嶺岡帯の岩石学. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨, p. 308.
- 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). 地質雑, vol. 71, p. 362.
- BOUMA, A. H. (1962) Sedimentology of Some Flysch Deposits—A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam. 159 p.
- 千葉県土木部 (1955) 房州地帯の調査報告. 70 p.
- 千葉県 (1971) 土地分類基本調査. 房総半島総合開発地域5万分の1「鴨川」及び同説明書. 49 p.
- 千葉県環境部 (1978) 嶺岡山系六価クロム問題調査報告書. 49 p.
- 千葉県嶺岡帯六価クロム調査班 (1978) 嶺岡山系蛇紋岩帯における湧水中の $\text{Cr}(\text{VI})$ について. 地質

- 雑. vol. 84, p. 721-727.
- 福田 理・高橋 博・大八木規夫・鈴木宏芳 (1974) 坑井地質にみる関東平野の基盤. 地質ニュース, no. 234, p. 8-17.
- HANZAWA, S. (1931) On some Miocene Rocks with *Lepidocyclina* from the Izu and Boso Peninsula. *Sci. Rep. Tohoku Imperial Univ.*, vol. 12, No. 2, A, p. 159-170.
- 原村 寛・坂野昇平・中村保夫 (1965) 三浦半島衣笠地方の蛇紋岩について(演旨). 地質雑, vol. 71, p. 362.
- HATAI, K. and KOIKE, K. (1957) On Some Fossil Mollusca from Chiba Prefecture, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 28, p. 77-90.
- 肥田 昇 (1952) 千葉県嶺岡鉱山およびその附近の蛇紋岩について. 地調月報, vol. 3, p. 152-155.
- 平山次郎・鈴木尉元 (1968) 単層の解析——その実際と堆積学的意義について——. 地球科学, vol. 22, p. 43-62.
- 市川正己・清水馨八郎 (1953) 房総半島南部特に曾呂村の地迂りについて. 地理学評論, vol. 26, p. 504-511.
- 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 (1973) 日本地方鉱床誌関東地方. 朝倉書店, p. 215-216.
- 石井基裕 (1962) 関東平野の基盤. 石油技協誌, vol. 27, p. 615-640.
- 磯部一洋 (1981) 千葉県鴨川市江見における海成段丘堆積物から産出した貝殻の¹⁴C年代. 地調月報, vol. 32, no. 2, p. 129-132.
- 神尾明正・森谷ひろみ (1964) 海成段丘の発達と遺跡立地との関係について——第3報. 大石・長尾・千倉・南三原・鴨川の場合, および結論. 千葉大文理紀要, vol. 4, p. 97-108.
- 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.
- KANEHIRA, K., BANNO, S. and YUI, S. (1975) Awaruite, heazlewoodite, and native copper in serpentinized 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世された変成岩岩塊. 地質雑, vol. 74, p. 529-534.
- KANOMATA, N. and IWASHITA, F. (1964) Study on the Radiolarian Fauna at the Mineoka Group in the Southern part of the Boso Peninsula, Chiba Prefecture. *Jour. Coll. Arts and Sciences, Chiba Univ.*, vol. 4, p. 69-72.
- 粕谷忠正 (1963) 房総半島南部嶺岡地域の超塩基性岩とその関連岩類. 千葉大文理卒論 (MS.)
- 活断層研究会 (編, 1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 東京. 363 p.
- 河井興三 (1957) 千葉県鴨川町附近の地質. 石油技協誌, vol. 22, p. 190-197.
- 金原均二・井島信五郎 (1951) 千葉県安房郡吉尾村八丁の石油徴候. 地調月報, vol. 2, p. 59.
- KOBAYASHI, H. MATSUI, Y. and SUZUKI, H. (1971) University of Tokyo radiocarbon measurements IV.

Radiocarbon, vol. 13, p. 97-102.

- 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.
- (1951) いわゆる黒滝不整合について. 地質雑, vol. 57, p. 143-156.
- (1957) 南関東の地質構造発達史. 地球科学, no. 34, p. 1-6.
- ・西川 泰 (1955) 千葉県演習林の地質, 演習林, no. 10, p. 1-6.
- 国土地理院測地部・地殻活動調査室 (1975) 房総半島南部一次基準点測量結果. 地震予知連絡会会報, vol. 13, p. 26-28.
- 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. 333-335.
- 久野 久 (1968) 青木・伊藤著“海洋地域の岩石, I. 高アルミナ玄武岩”の論文に村する討論. 地球科学, vol. 22, p. 195-197.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之 (1974) 元禄関東地震 (1703年) の地学的研究. (垣見・鈴木編) 関東地方の地震と地殻変動, ラテイス刊, p. 175-192.
- 三梨 昂・矢崎清貴 (1958) 火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比 (第1報). 石油技協誌, vol. 23, p. 16-22.
- 三梨 昂ほか22名 (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, (同説明書, 1979, 91 p.).
- 三宅輝海 (1947) 千葉県鴨川町の斑縞岩ペグマタイトの角閃石の化学分析について. 科学, vol. 17, p. 116-117.
- 水野篤行・河内洋佑・猪木幸男 (1964) 千葉県鴨川町付近の地質見学. 地質ニュース, no. 124, p. 36-41.
- 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.
- 向井清人・橋本知昌・井上正文・磯部一洋 (1980) 安房鴨川海岸における海浜変形について——実体図化機による図化素図の比較研究——. 地調月報, vol. 31, p. 203-220.
- 村井 勇・金子史朗 (1975) 南関東における活断層の分布. 自然災害資料解析, no. 2, p. 77-83.
- ・——— (1976) 南関東の活断層分布図. 自然災害資料の解析と総括に関する総合研究, 関東地区災害資料の解析・総括の研究, p. 1-14.
- 仲川信一 (1977) 鴨川平野の地形. 法政大地理学集報, no. 6, p. 40-51.
- 中嶋輝允 (1978) 房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境——黄和田層・黒滝層・安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に——. 地質雑, vol. 84, p. 645-660.
- 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曹 華龍・松本秀明・菅沼 健 (1980) 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動. 地理学評論, vol. 53, p. 29-44.
- 成瀬 洋・杉村 新・小池 清 (1951) 房総南端—新第三紀層. 地質雑, vol. 57, p. 511-526.
- 新妻信明 (1976) 房総半島における古地磁気層序学. 地質雑, vol. 82, p. 163-181.
- 大塚弥之助 (1937) 房総半島における一小デッケン構造. 地理学評論, vol. 13, p. 201-207.

- ・小池 清 (1949) 房総半島中部の地質. 東大立地研報, no. 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.
- 鮫島輝彦 (1970) 房総半島のピクライト玄武岩. 日本地質学会第77年学術大会講演要旨, p. 266.
- 真田三郎 (1963) 千葉県貝渚産化石. 採集と飼育, vol. 25, p. 26-27, 31.
- (1965) 千葉県横渚産貝化石. 採集と飼育, vol. 27, p. 464-465.
- ・板坂 博 (1967) 千葉県鴨川産鯨化石. 採集と飼育, vol. 29, p. 237.
- ・山口 陞 (1965) 待崎川流域の貝化石. 採集と飼育, vol. 27, p. 342-348.
- 佐藤三郎 (1960) 千葉県秀産貝化石. 採集と飼育, vol. 22, p. 16-17, 19.
- 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.
- 沢田秀穂 (1939) 千葉県夷隅郡勝浦町・興津町・上野村・安房郡小湊町・天津町の地質. 地質雑, vol. 46, p. 445-450.
- 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.
- 鈴木 守・吉田善亮・竹林亜夫 (1974) 千葉県鴨川市嶺岡隧道の地質と膨張性地圧について. 応用地質, vol. 15, p. 1-13.
- 田山利三郎 (1930) 房総半島の地形特に侵蝕面の対比に就て. 斉藤報恩会学術研究報告, no. 9, p. 1-64.
- 田崎耕市 (1975) 嶺岡帯, ピクライト玄武岩のクロムスピネル. 地質雑, vol. 81, p. 399-406.
- TAZAKI, K. (1976) Dendritic titanogite 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アイト質玄武岩類. 地質雑, 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). 地質雑, vol. 86, p. 413-416.
- 徳橋秀一 (1976 a) 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その 1) ——砂泥互層の層厚・岩相変化と砂岩層の形態——. 地質雑, vol. 82, p. 729-738.
- (1976 b) 清澄層 Hk 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その 2) ——砂岩層の堆積機構と堆積環境——. 地質雑, vol. 82, p. 757-764.
- TOKUHASHI, S. (1979) Three dimensional, Analysis of a Large Sandy-Flysch Body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 46, p. 1-60.
- 徳橋秀一・岩脇丈夫 (1975) フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析. 地球科学, vol. 29, p. 262-274.
- 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 (1930) 房総半島北部の地質 (演旨). 地質雑, vol. 37, p. 250-253.
- 脇水鉄五郎 (1901) 農科大学千葉県下演習林地質予報. 地質雑, vol. 8, p. 411-424, 465-476.

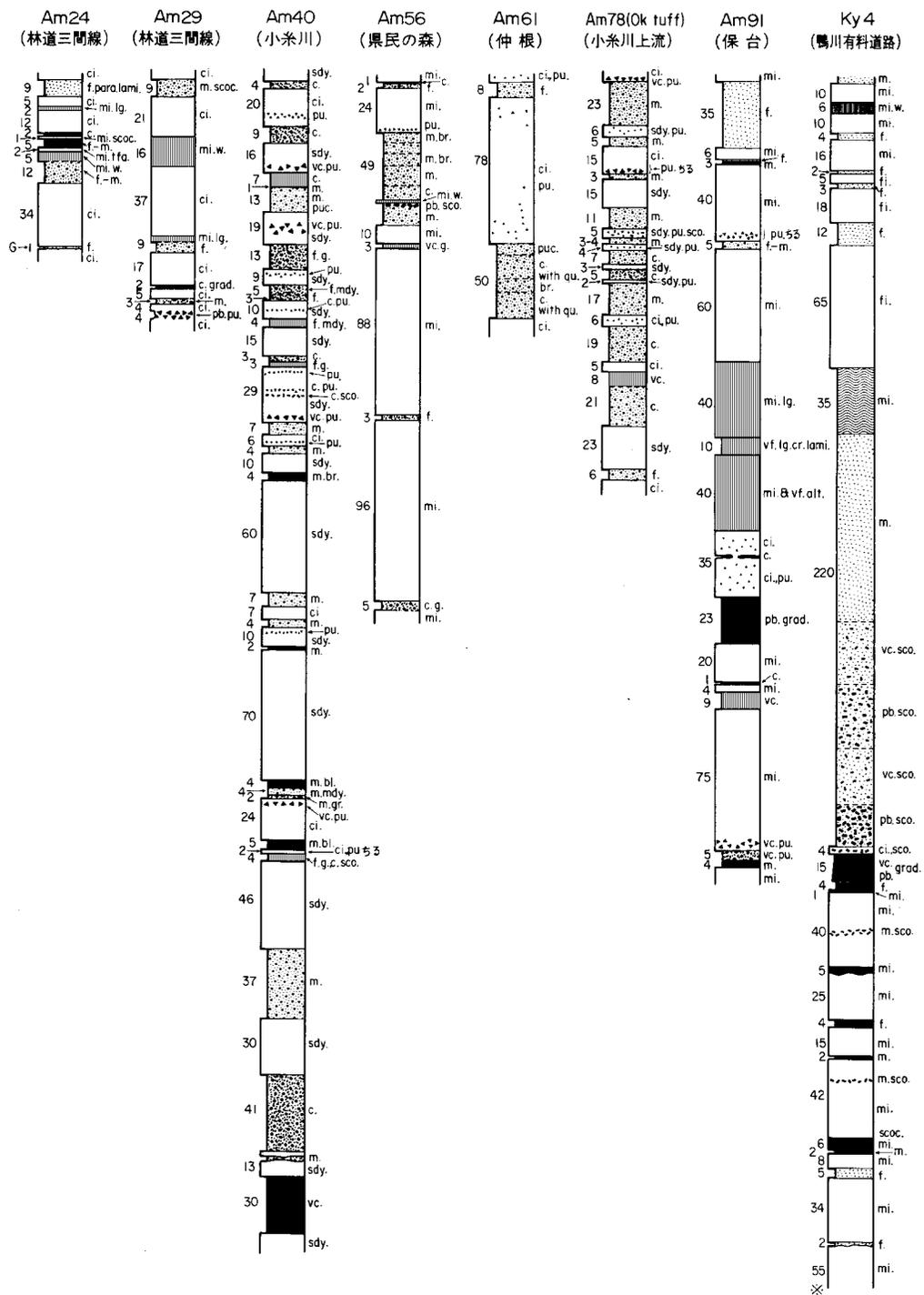
- (1933) 東京帝大農学部付属千葉県演習林概要. p. 5-7.
- 矢部長克 (1922) 日本洪積世気候論. 東北帝大理学地質古生物研究邦文報告, no. 3, p. 1-38.
- 山崎直方 (1925) 大正十二年九月一日関東地震ノ地形学的考察. 震災予防調査会報告, no. 100 (乙), p. 11-54.
- 横田佳世子 (1978) 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について, 地理学評論, vol. 51, p. 349-364.
- YONEKURA, N. (1975) Quaternary tectonic movements in the outer arc of Southwest Japan with special reference to seismic crustal deformations. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, no. 7, p. 19-71.
- 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, no. 233, p. 30-36.

付表第1表 安房層群凝灰岩鍵層対比表
Correlation list of the tuff key beds in the Awa Group

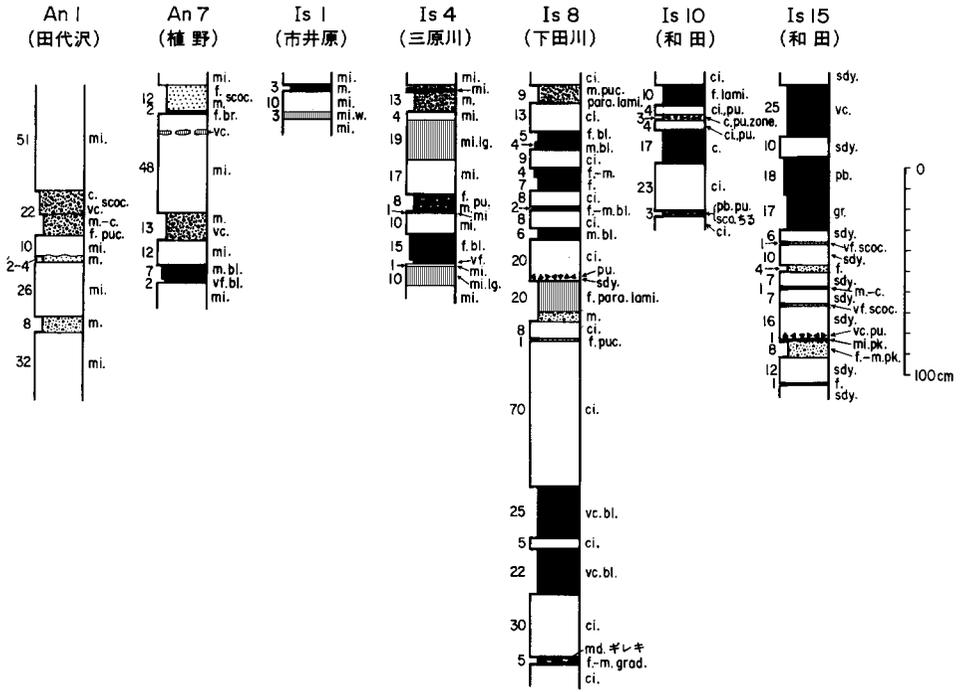
本報告 (1980)	三梨・矢崎 (1958)	KIMURA* (1974)	徳橋・岩脇 (1975)	飯島・ 池谷** (1976)	新妻 (1976)	徳橋 (1976 a)	中嶋 (1978)	TOKUHASHI (1979)
An2		Nakagawa	An 2		Na			
An1						Sa	Sa	Sa
Ky32							Okc	
Ky31		Okowa			Oko			
Ky29						Mi	Mz	
Ky28		Kuroyuki			Ku		Sus	
Ky27							Tkg	
Ky26		Nisemonro			Ni		Nm	Nm
Ky25							Jh	
Ky24		Fandeshon			Fa		Fd	
Ky23								Dai
Ky22								San
Ky21	Hk	Hk		KI	Hk	Hk, B	Hk	Hk
Ky20						E, E'		
Ky19						F	Upn	
Ky18						G, G'		
Ky17						H	Spn	
Ky16						I		
Ky12						Ki	Km	Km
Ky11		} L			} L			Sb
Ky9								Tku
Ky8							Tk	Tk
Ky7							Bmy	Bm
Ky5								Oo
Ky4								Mit
Ky3								Go
Am 98						Ku		Kr
Am 91								Ma
Am 85								Nsm
Am 83		K			K			Sbr
Am 78	Ok	Ok			Ok	Ok		Ok
Am 77								Obd

* KIMURA, K. (1974) Magnetic stratigraphy of Late Cenozoic sedimentary sections in Boso Peninsula, Nii-gata area, and Oga Peninsula, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 80, p. 579-592.

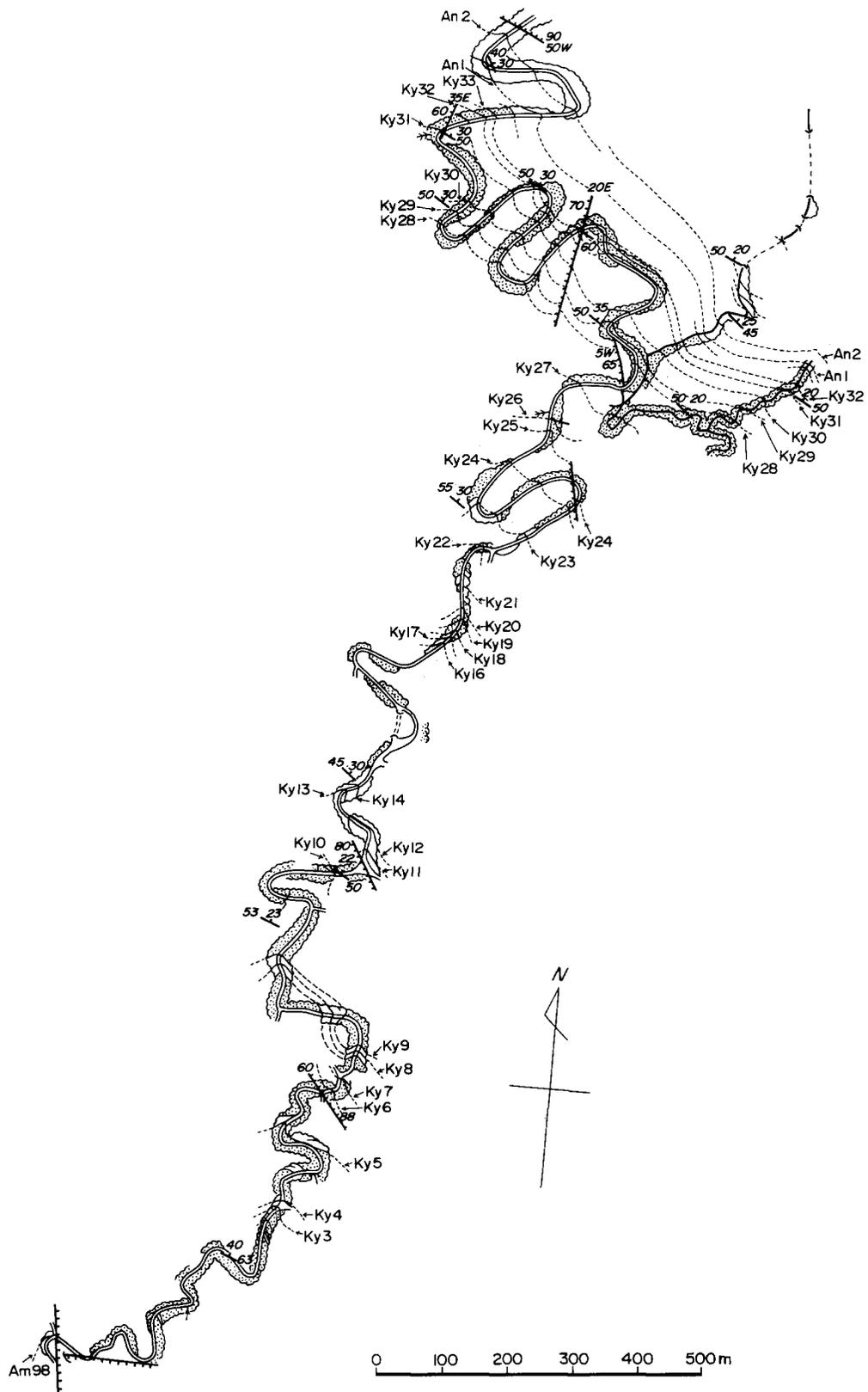
**飯島 東・池谷仙之(1976) 千葉県演習林の地質. 演習林, no. 20, p. 1-38.



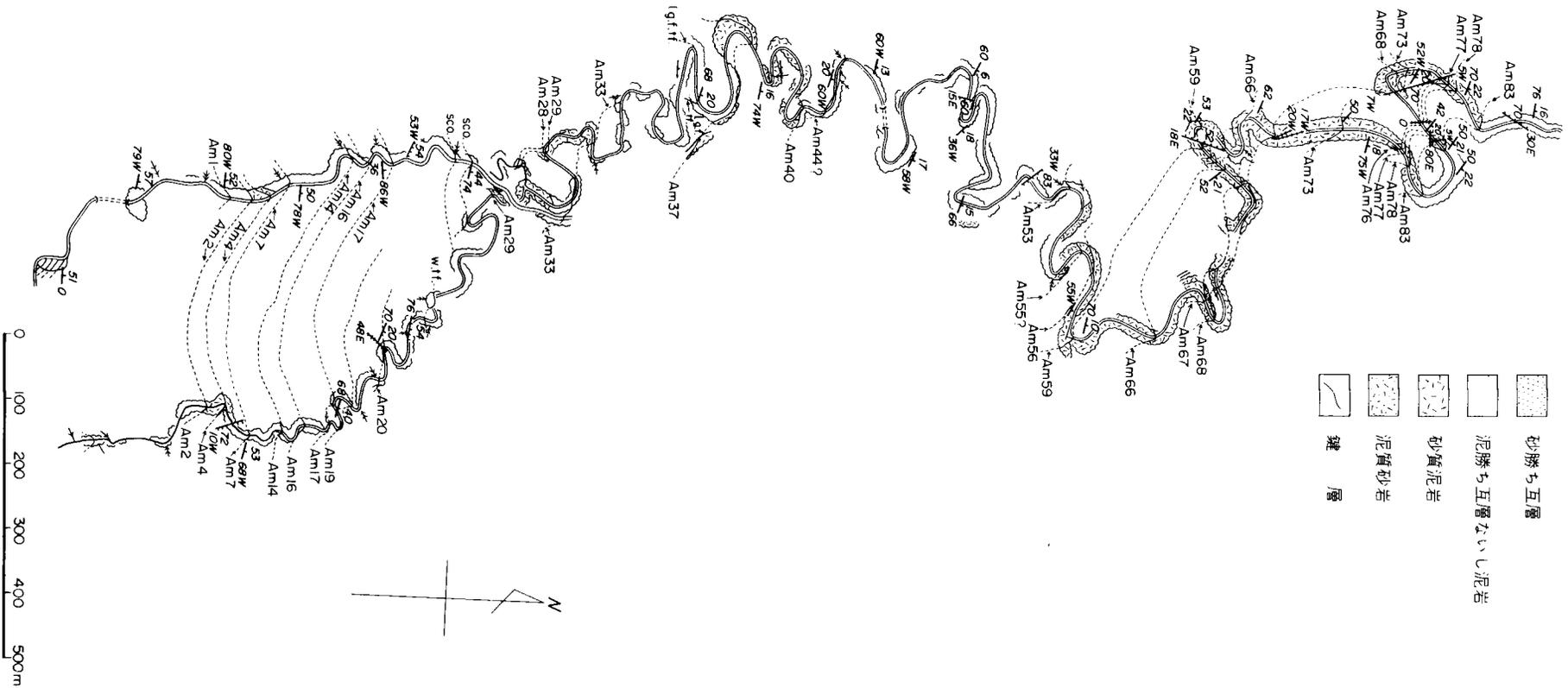
付図第1図 (つづき)



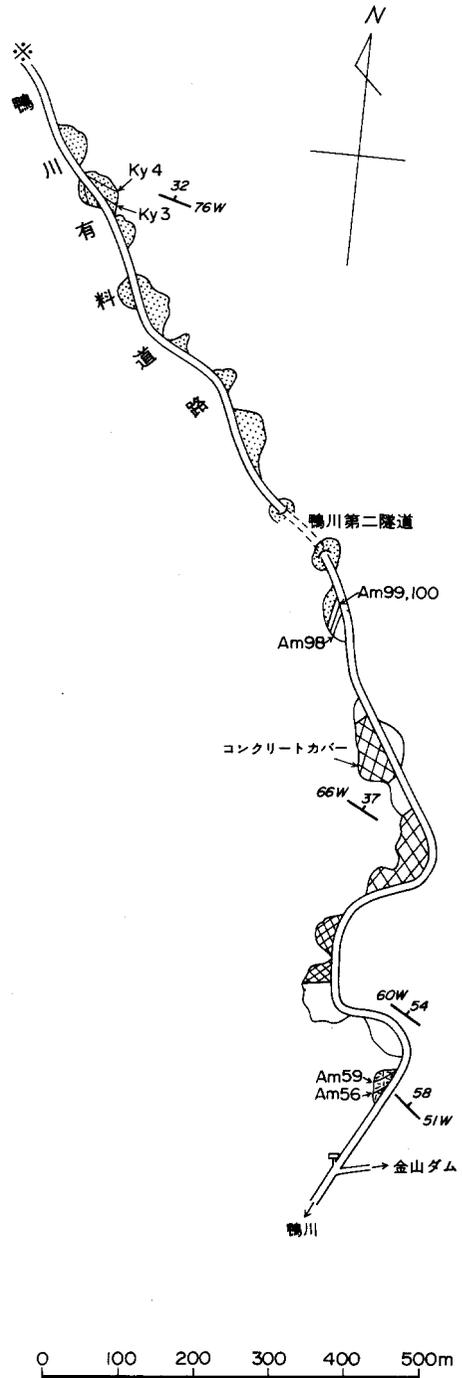
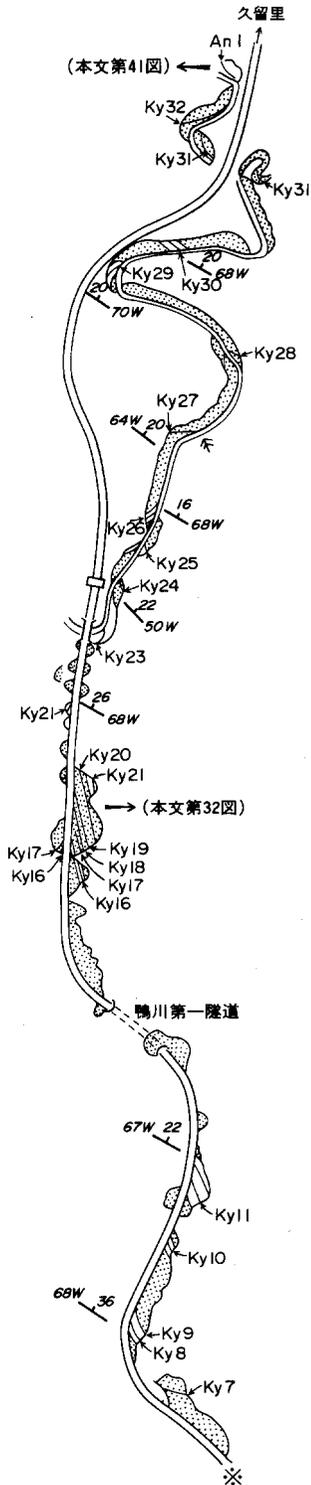
付図第 1 図 (つづき)



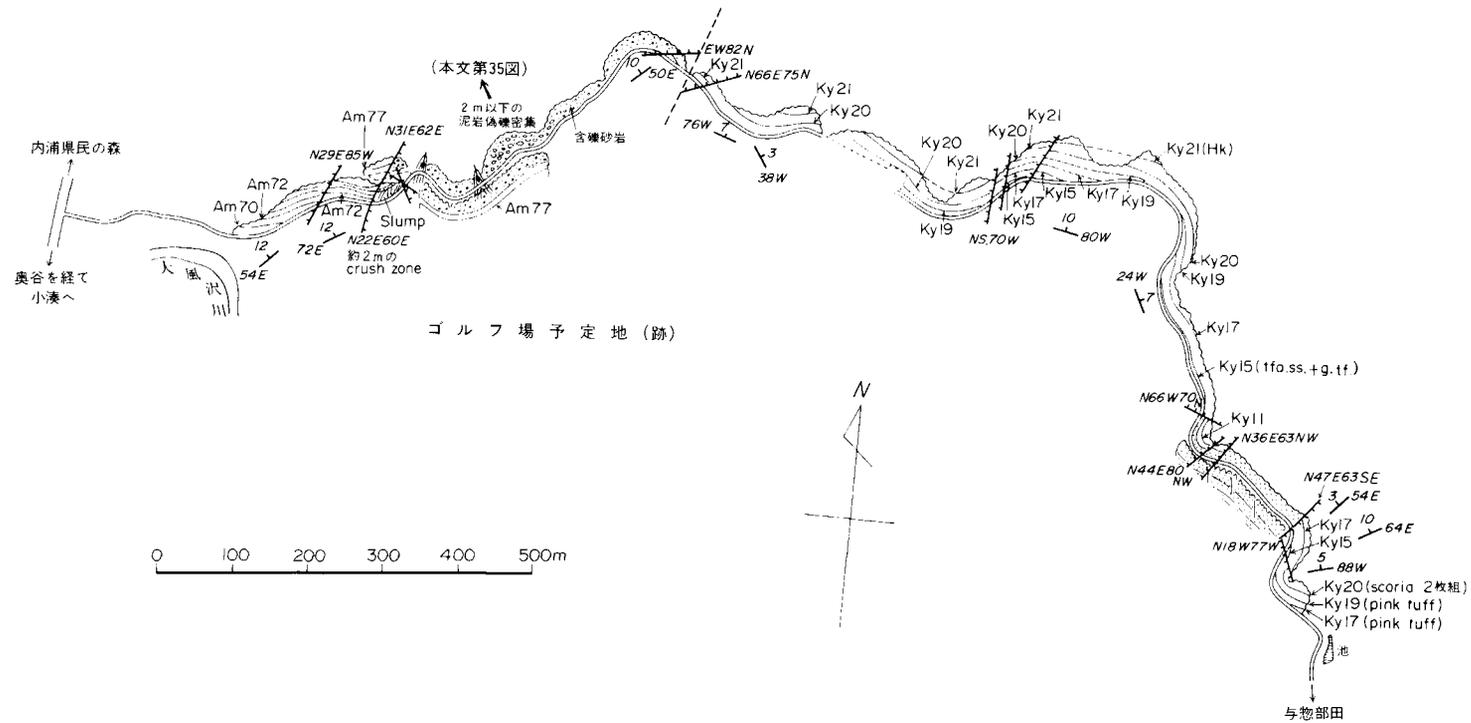
付図第2図B 小糸川上流（山太郎南方）のルートマップ（清澄層） 凡例は第2図Aに同じ



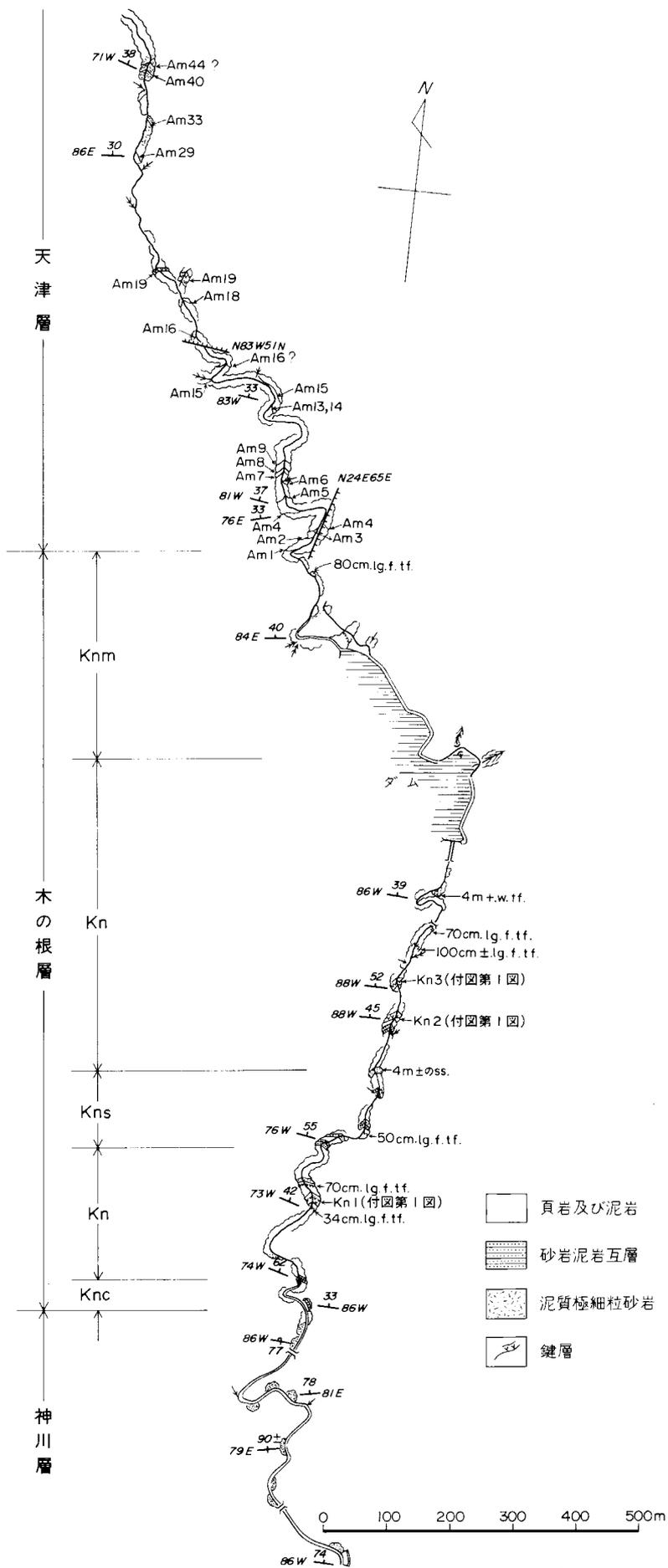
付図第2図A 小糸川上流（豊英南方）のルートマップ（天津層）
 略号については、本文第27図の凡例参照（以下B-Gについても同様）



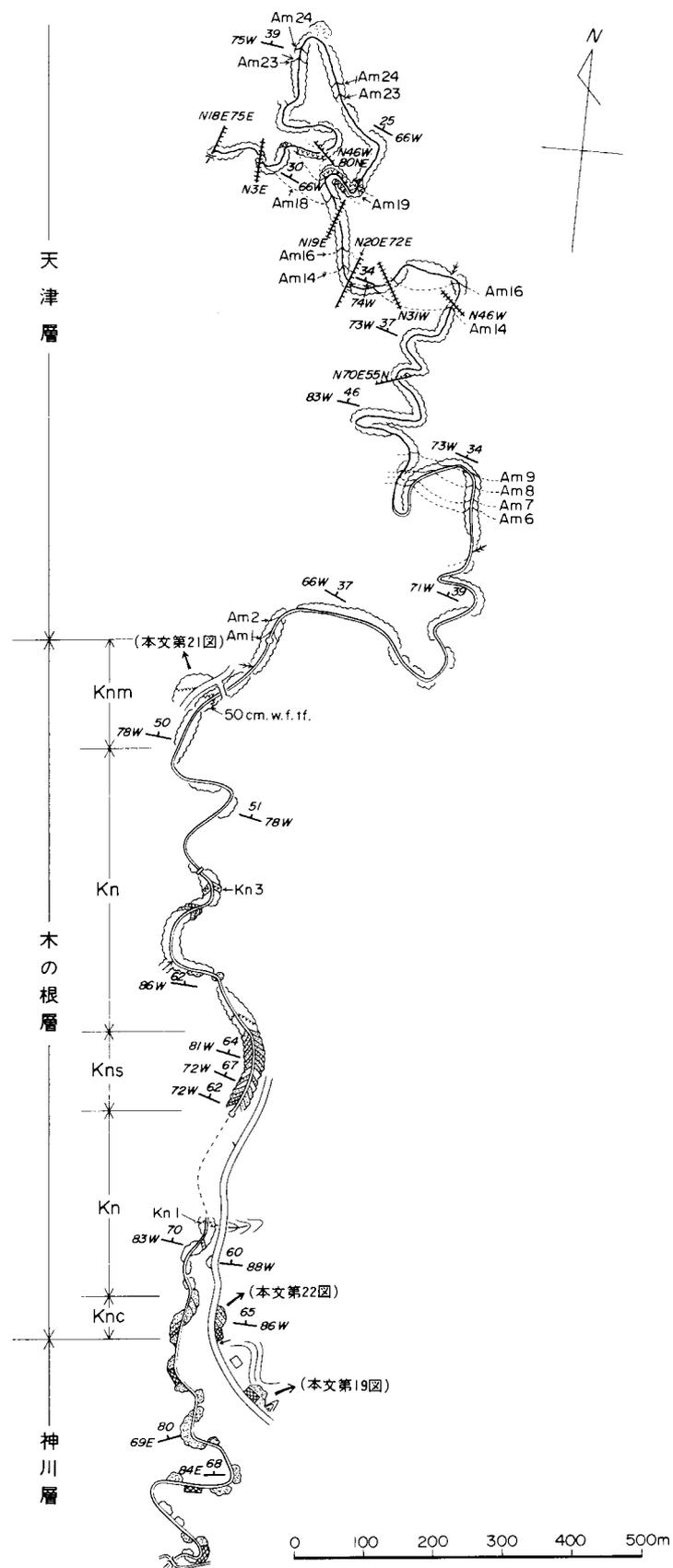
付図第2図C 鴨川有料道路沿いのルートマップ（清澄層と天津層最上部） 凡例は第2図Aに同じ



付図第2図E 天津小湊町奥谷東方のルートマップ(天津層と清澄層) 凡例は第2図Aに同じ



付図第2図F 鴨川市川谷北方のルートマップ(神川層・木の根層・天津層)



付図第2図G 鴨川市神川北方のルートマップ(神川層・木の根層・天津層)(凡例はFと同じ)

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Tokyo (8) No. 95

GEOLOGY OF THE KAMOGAWA DISTRICT

By

Terumasa NAKAJIMA, Hiroshi MAKIMOTO,
Jiro HIRAYAMA and Shuichi TOKUHASHI

(Written in 1980)

Abstract

The Kamogawa district is located in the southern part of the Boso Peninsula of the Kanto region. A thick sequence of Miocene to Pleistocene marine sediments covers much of the Boso Peninsula except for the Mineoka Mountain Range. Geologic data on several deep wells, which were drilled to the pre-Tertiary basement under the Kanto Plain, indicate that the pre-Neogene basement under the southern part of the Kanto Plain and the Boso Peninsula is the eastern extension of the Outer Belt of Southwest Japan exposed in the Kanto Mountains (ISHII, 1962; FUKUTA et al., 1974).

The Mineoka Group, which forms a horst in the Mineoka Mountain Range, is regarded as a part of the pre-Neogene basement. The detailed stratigraphic position of the Mineoka Group remains unknown due to the lack of leading fossils. The lithofacies and tectonic structures imply that the group is the eastern extension of the presumably Paleogene formations in the Kanto and the Akaishi Mountains.

On the both sides of the Mineoka Group, which extends east and west, a thick sequence of Neogene sediments shows a zonal arrangement.

A summary of stratigraphic sequence and tectonic structures of the mapped area and the surrounding areas is shown in Figure 1 and Table 1.

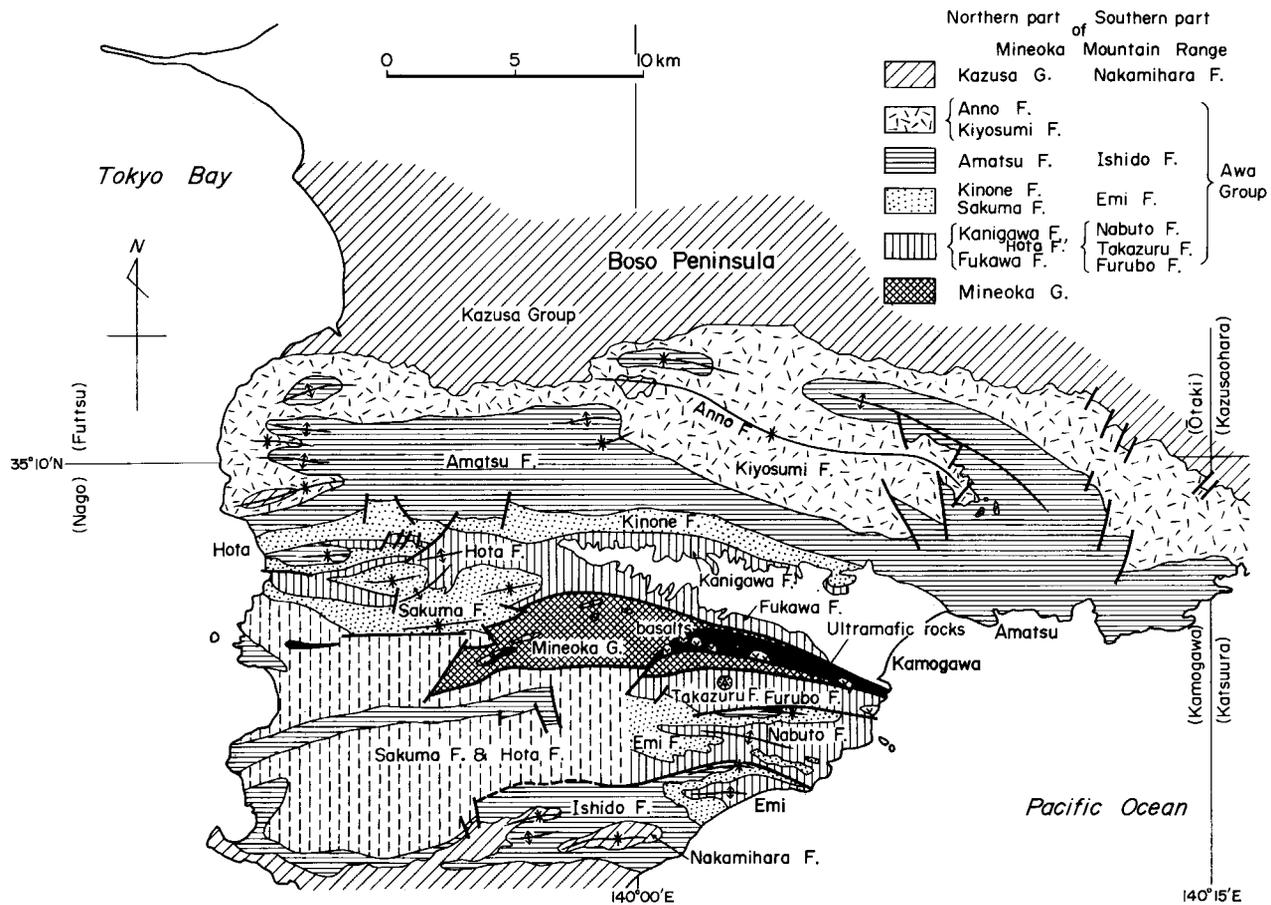


Fig. 1 Geologic map of the Kamogawa district and surrounding areas

Table 1 Summary of stratigraphy and geologic events in the Kamogawa district.

Geologic Age		Stratigraphy		Igneous activity	Geologic history	
		Northern part	Southern part			
Quaternary	Holocene	Flood plain deposits and beach deposits Marine terrace and river terrace deposits and dune sand		Intrusion of ultramafic rocks Basalts Picrite basalt Intercalation of dacite tuff Intercalation of andesite-basalt tuff	(Sedimentation of the Kazusa Group) End of the Awa sedimentary basin Folding and regional upheaval Development of a submarine fan in the northern part Locally shoaling movement (Sedimentation of the Awa Group) Submarine volcanism—Nishi Basalt Submarine volcanism—Kamogawa Basalts Start of the Awa sedimentary basin (Sedimentation of the Mineoka Group) (Metamorphism at the end of the Eocene)	
	Pleistocene	River terrace deposits				
Neogene	Pliocene	Kazusa Group				Intercalation of andesite-basalt tuff Intercalation of dacite tuff Picrite basalt Basalts
		Anno Formation				
		Kiyosumi Formation				
		Amatsu Formation				
	Miocene	Late	Kominato Tuff Member			
			Ishido Formation			
		Middle	Kinone Formation			
			Emi Formation			
Early	Awa Group					
	Kanigawa Formation					
Paleogene	Mineoka Group	?		Intrusion of ultramafic rocks Basalts Picrite basalt Intercalation of dacite tuff Intercalation of andesite-basalt tuff		
		Takazuru Formation				
		?				
		Furubo Formation				
		Ishibatake Conglomerate Member				
(Unknown)	Mineoka Group	Nagime Formation		Intrusion of ultramafic rocks Basalts Picrite basalt Intercalation of dacite tuff Intercalation of andesite-basalt tuff		
		Enokibatake Formation				
		Hatcho Formation				
		Shirataki Formation				
		Sanno Formation				
(Unknown)		Metamorphic rocks				

PALEOGENE

Mineoka Group

The Group is divided into five formations, that is, the Sanno, the Shirataki, the Hatcho, the Enokibatake, and the Nagime Formations in ascending order. The geologic structure is characterized by a gentle undulation, and the younger formations successively crop out from south to north.

The Sanno Formation is made up largely of shale. The Shirataki Formation is composed of chert, calcareous chert, siliceous marl, limestone, green tuff and shale. The Hatcho Formation is dominated by thin-bedded shale. The Enokibatake Formation is characterized by alternated shale and sandstone dominated by the latter. The uppermost part of the group, the Nagime Formation, consists mainly of shale intercalated with chert, siliceous marl and turbidite sandstone. The sediments of the group are considered to be of relatively deep water origin, partly including pelagic deposits.

Ultramafic rocks and metamorphic rocks

Besides the Mineoka Group, ultramafic and basaltic rocks are developed in the Mineoka

Mountain Range. These ultramafic rocks frequently include rock fragments of crystalline schist. The K-Ar age of the schist is 38 m.y. ago, that is, the metamorphism took place in Late Eocene (YOSHIDA, 1974). This indicates that there exist sediments older than Late Eocene in the basement.

NEOGENE

The Neogene sequence in the mapped area consists of the Awa Group of Miocene to Pliocene and the Pliocene Nakamihara Formation, which is a correlative of the Kurotaki Formation, the lowermost part of the Kazusa Group distributed north of the present area.

Awa Group

The Awa Group unconformably overlies the Mineoka Group, and is made up of a thick sequence of marine sediments which is associated with submarine eruptions of basalts in an early stage of the accumulation. Besides, some basalts erupted in the middle stage of accumulation of the Awa Group. Aside from the basalts, the Awa Group is represented mainly by shale, mudstone, and flysch sediments of regularly alternating mudstone and sandstone.

The deposits of the Awa Group on the north of the Mineoka Mountain Range can be lithologically divided into six units which in ascending order are the Fukawa, Kanigawa, Kinone, Amatsu, Kiyosumi and Anno Formations. The sediments of the present group on the south of the mountain range are lithologically divided into the Furubo, Takazuru, Emi, and Ishido Formation in ascending order.

The **Fukawa Formation** developed on the north flank of the Mineoka Mountain Range is made up of massive very fine to fine-grained shallow-marine sandstone which rests unconformably upon the Mineoka Group. The overlying **Kanigawa Formation** is subdivided into the lower and middle parts composed largely of massive, gray-colored, very fine to fine-grained muddy sandstone, and the upper part dominated by shale. The muddy very fine sandstone yields abundant fossils of *Yolaia laudabilis* with occasional *Phaxas izumoensis jobanicus*, indicating accumulation in relatively deep water. The Kanigawa Formation is inferred to overlie the Fukawa Formation, but alluvial sediments of the Kamogawa Lowland conceal contacts between both the formations.

The **Kinone Formation** is made up chiefly of flaky dark-gray shale with intercalations of turbidite sandstone and conglomerate in the lower part and of alternating sandstone and shale in the middle part. The upper part of the formation consists largely of friable bluish gray mudstone that tends to break into cubic chaps. Sandstones of the lower part of the present formation yield *Venericardia* sp. and *Nekewis?* sp., while the western correlatives, the Okuzure Formation and the lower part of the Kinone Formation in the Nago district on the west of the mapped area, yield molluscan fossils such as *Chlamys akihoensis*, *C. vesiculosa*, *Conus* sp., *Solemya bosoana*, *Acila vigilia elongata*, *A. praedivariata*, *Portlandia watasei*, *Periploma besshoensis*, *Turritella* sp. and *Ancistrolepis bicordata* (OTUKA & KOIKE, 1949; HATAI & KOIKE, 1957), and tropical foraminifera such as *Lepidocyclina nipponica*, *L. Japonica*, *L. makiyamai*, *Miogypsina kotoi*, and *Amphistegina radiata* (HANZAWA, 1931; OTUKA & KOIKE, 1949; KOIKE, 1951). Sandstone and

conglomerate in the lower part of the Kinone Formation, previously regarded as constituents of a basal conglomerate member, are of turbiditic origin. Erosion surfaces below the sandstone and conglomerate are not unconformities as previously considered, but contemporaneous erosion surfaces typical to turbidite formations. Therefore, the Kinone Formation rests conformably upon the Kamigawa Formation. Pillow lavas of picrite basalt, which are intercalated in the Okuzure Formation in the Nago district, are found in the Mineoka Mountain Range in the present area (Nishi Basalt).

The **Amatsu Formation** is composed mainly of massive bluish gray mudstone that has been probably deposited in a hemipelagic mud belt on the continental shelf. The mudstone coarsen through sandy mudstone and muddy sandstone to cross-bedded coarse-grained sandstone in some horizons of the upper and middle parts of the present formation, indicating occasional shallowing of the sedimentary environment.

In the Boso Peninsula, tuff beds intercalated in the Neogene marine sediments show a marked upward change in composition around the base of the Amatsu Formation. The Neogene formations below the lower limit of the Amatsu Formation are characterized by frequent intercalations of white to grayish white, fine-grained tuff and very fine to fine-grained, hornblende-bearing, pumiceous tuff while the overlying formations are marked by frequent intercalations of a great variety of tuffs ranging from acid white tuff to basic black scoriaceous tuff. The boundary between the Kinone Formation and the overlying Amatsu Formation is gradational.

The **Kiyosumi Formation** is characterized by the predominance of thicker turbidite sandstones. The turbidite sandstones show the greatest thickness around the central part of the present area, rapidly thinning both eastward and westward. They have been accumulated on a deep sea fan which is supplied most of the clastic material from the north. The present formation rests conformably upon the Amatsu Formation. Thick turbidite sandstones, which are dominantly developed in the uppermost part of the Amatsu Formation in the central part of the mapped area, are regarded as a herald of the intense turbidite sedimentation of the Kiyosumi Formation.

The **Anno Formation** is composed mainly of flysch-type alternation of sandstone and mudstone, and sandstone-dominated sequences and mudstone-dominated sequences are alternated. The formation conformably overlies the Kiyosumi Formation. The locus of greatest thickness of the lower part of Anno Formation shifts a short distance to the east of that of the upper part of Kiyosumi Formation. The upper part of Anno Formation shifts the thickest parts of the turbidite sandstone beds westwards. The uppermost part of the formation is devoid of turbidite sandstone to merge into massive mudstone facies. In the Otaki district on the north of the present area, the mudstone of the uppermost part of the Anno Formation coarsen upward through sandy mudstone and then muddy sandstone to shallow-water sandstone, which is cut by the Kurotaki unconformity between the Awa Group and the overlying Kazusa Group.

On the south of the Mineoka Mountain Range, the **Furubo Formation** occupies the basal part of the Awa Group. The Furubo Formation consists mainly of dark gray shale, associated with turbidite sandstone, white to whitish gray, fine-grained tuff, dark green tuff, and basalt lavas. The Ishibatake Conglomerate Member, the lowermost part of the Furubo Formation, is

composed largely of conglomerate and sandstone, resting unconformably upon the Mineoka Group. Pebbles in the Ishibatake Conglomerate Member are mostly derived from the Mineoka Group, lacking ultramafic rocks widely exposed in the neighboring Mineoka Mountain Range. The Ishibatake Conglomerate Member is correlative with the Fukawa Formation on the north of the Mineoka Mountain Range.

Basalts in the Furubo Formation, the Kamogawa Basalts, occur in the form of pillow lavas and intrusions on the mountain ridges of the Mineoka Range. The basaltic intrusions are emplaced in the Mineoka Group and ultramafic rocks developed the Mineoka Mountain Range. The fact that the basal conglomerate of Furubo Formation is devoid of pebbles of the ultramafic rocks, which are intruded by the basalts of the Furubo Formation, indicates that the emplacement of the ultramafic rocks took place prior to the intrusion of the basalts and the ultramafic rocks had not been exposed at the beginning of accumulation of the Furubo Formation.

The **Takazuru Formation**, which conformably overlies the Furubo Formation, is made up of sandstone-dominated flysch-type sediments.

The lower part of the **Nabuto Formation** is composed of shale and flysch-type alternation with frequent intercalations of white to whitish gray, fine-grained tuff. The upper part of the formation consists largely of white to whitish gray, fine-grained tuff, fine-grained sandy tuff, and fine-grained tuffaceous sandstone, intercalated with shale. The upper part of the formation is thickest around Futomi and Niemonjima on the Pacific coast. The Nabuto Formation is correlative with the Kanigawa Formation on the north of the Mineoka Mountain Range, conformably covering the Takazuru Formation.

Calcareous concretions and nodules, which abundantly occur in shale and mudstone from the Furubo Formation to the Nabuto Formation, contain numerous fossils of diatoms and silicoflagellates. The silicoflagellates indicate the deposition in relatively cold waters in Early Miocene (SAWAMURA & NAKAJIMA, 1980).

The **Emi Formation**, presumably correlated with the Kinone Formation the north of the Mineoka Mountain Range, is dominated by dark gray flaky shale as the Kinone Formation, grading upward into bluish gray mudstone apt to break into cubic chops. There exist intercalations of turbidite sandstone and white to whitish gray fine tuff. The contact with the underlying Nabuto Formation is conformable. The assemblage of silicoflagellates indicates the accumulation of the Emi Formation in warm waters in Middle Miocene (SAWAMURA & NAKAJIMA, 1980).

The most part of the **Ishido Formation** is considered to correspond to the Amatsu Formation on the north of the Mineoka Mountain Range. The uppermost part of the formation assigned to the lowermost and lower part of the Kiyosumi Formation. The formation is predominated by bluish gray mudstone as the Amatsu Formation, occasionally intercalated with sandy mudstone. The upper part of the formation exhibits the upward gradation from mudstone through sandy mudstone to muddy sandstone, implying the shallowing of the environment. The first appearance of scoriaceous tuff takes place in the Ishido Formation as in the Amatsu Formation, and the tuffs exhibit a greater variety than in the underlying formations.

Nakamihara Formation

The Nakamihara Formation consists principally of coarse tuffaceous sandstone, which is frequently cross-bedded. The formation rests on the underlying Ishido Formation with unconformable contact, which is equivalent to the Kurotaki unconformity on the north.

QUATERNARY

On the north of the mapped area, a thick sequence ranging from Pliocene to Pleistocene, which exceeds 3,000m in thickness, is widely developed upon the Kurotaki unconformity, while the Quaternary sediments in the Kamogawa district form coastal and fluvial terraces in restricted areas.

FOLDS AND FAULTS

The Kamogawa district is marked by a series of east-west-trending folds. The Mineoka Group is developed along one of the largest anticlines. The anticlinal structure is cut by a number of east-west-trending faults, along which the intrusions of ultramafic rocks and basalts have taken place.

The Boso Hills and the Emi-Wada Hills are different in intensity of folding. The former is characterized by gentle folds with 3 to 5km of wavelength, while the latter is dominated by intense folds with 0.2 to 1km of wavelength, some of which are complicated by minor folds with 20 to 100m of wavelength.

Besides faults parallel to the above east-west folds, the faults prevailing in this area are divided into two sets of north-northeast-trending normal faults and north-northwest-trending normal faults, both of which are transverse to the folds. The former is the youngest set developed in the area, and cuts the Quaternary sediments widely distributed north of the present area. The youngest set of normal faults is well developed in the eastern part of the Boso Hills. The west side of each fault is elevated, leading to a great uplift of the western part of the hills. The set of north-northwest-trending faults is represented by the Bodai-Amatsu Fault Zone, which is composed by countless minor faults.

ECONOMIC GEOLOGY

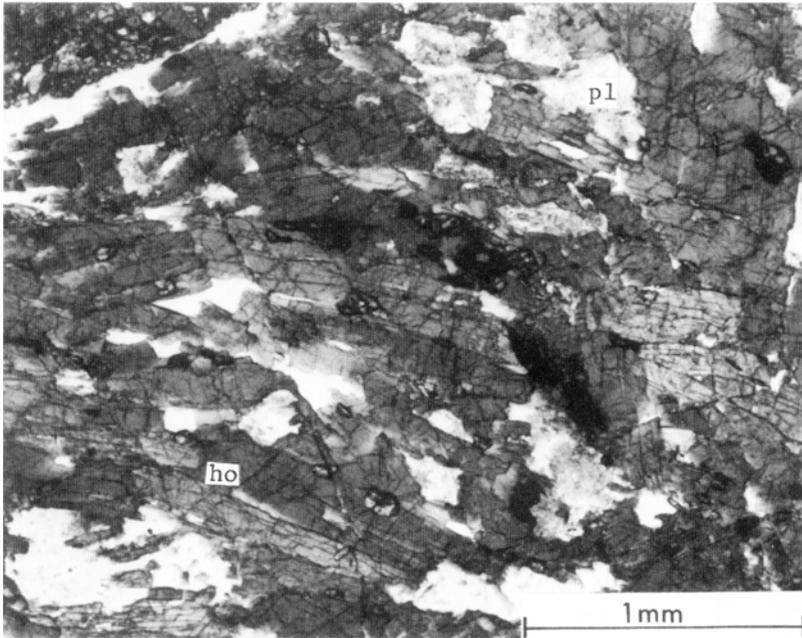
No workable mine exists in the mapped district, although a small amount of nickel ores from ultramafic rocks in the Mineoka Mountain Range were once worked.

Basalts of Furubo Formation are quarried for aggregate and macadam at Mt. Mineoka-sengen, Kamogawa city.

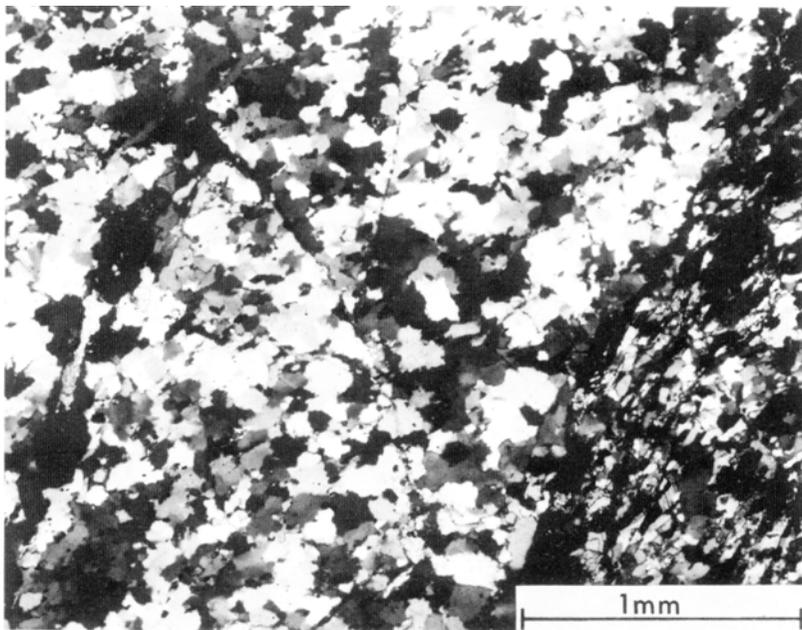
Many landslides are found along the north and south slope of the Mineoka Mountain Range where serpentinized ultramafic rocks are mainly exposed.

第 I - III, VI 図版の記号の説明

cpx : 単斜輝石 cr : クロムスピネル ho : 普通角閃石 ol : かんらん石
opx : 斜方輝石 pl : 斜長石 q : 石英

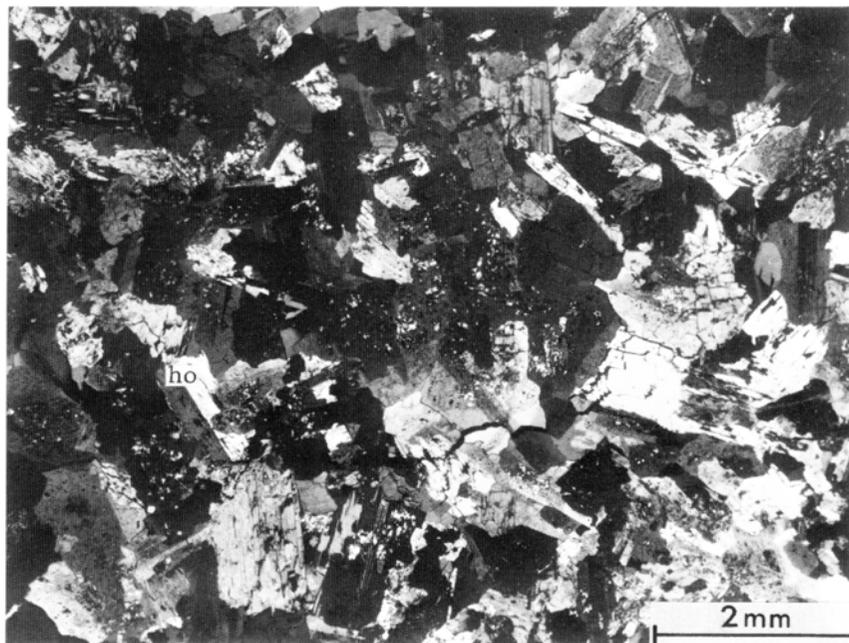


1 角閃石片岩 [HM 76031903-1] 鴨川市鴨川漁港内屏風島、開放ニコル
Hornblende schist

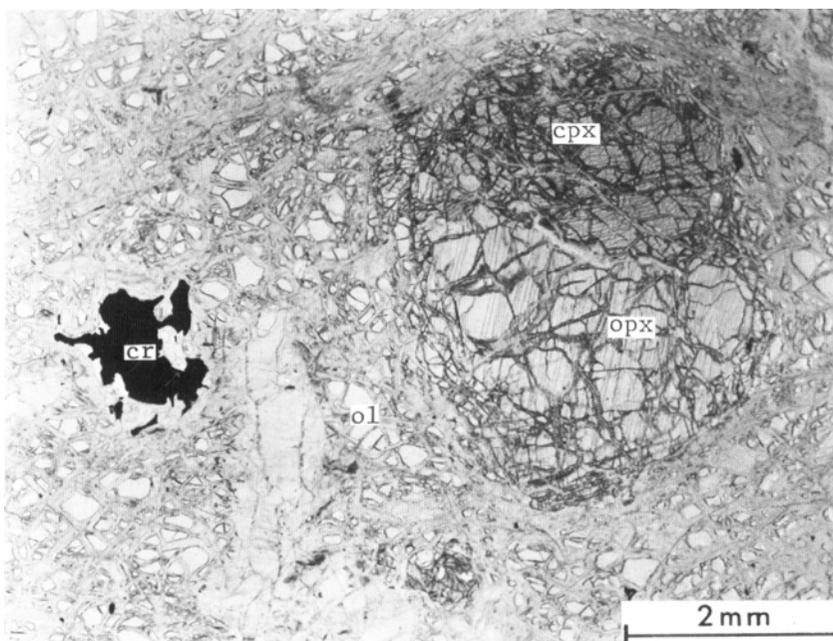


2 石英片岩 [HM 76031903-2] 産地は1に同じ、十字ニコル
Quartz schist

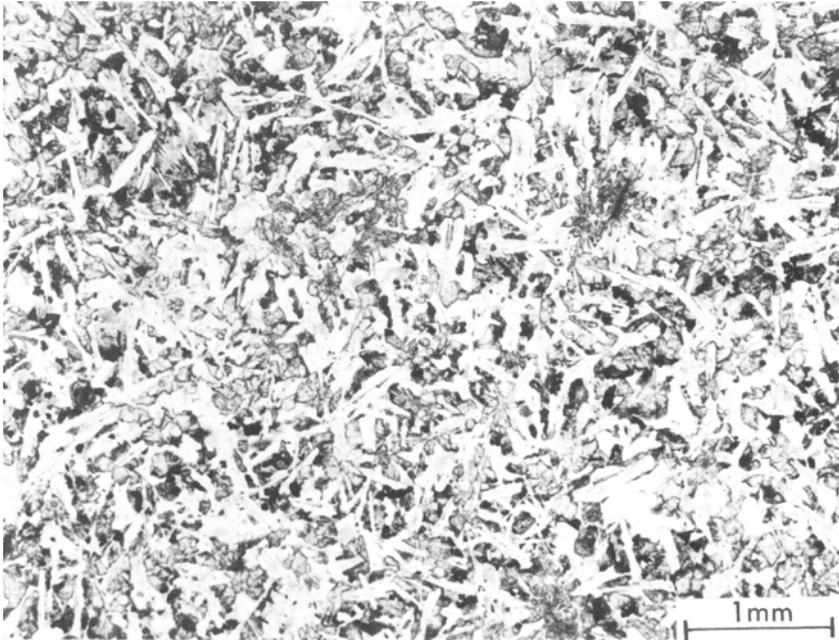
第II図版



1 閃緑岩 [HM 76030802] 鴨川市磯村西方約4km. 十字ニホル
Diorite



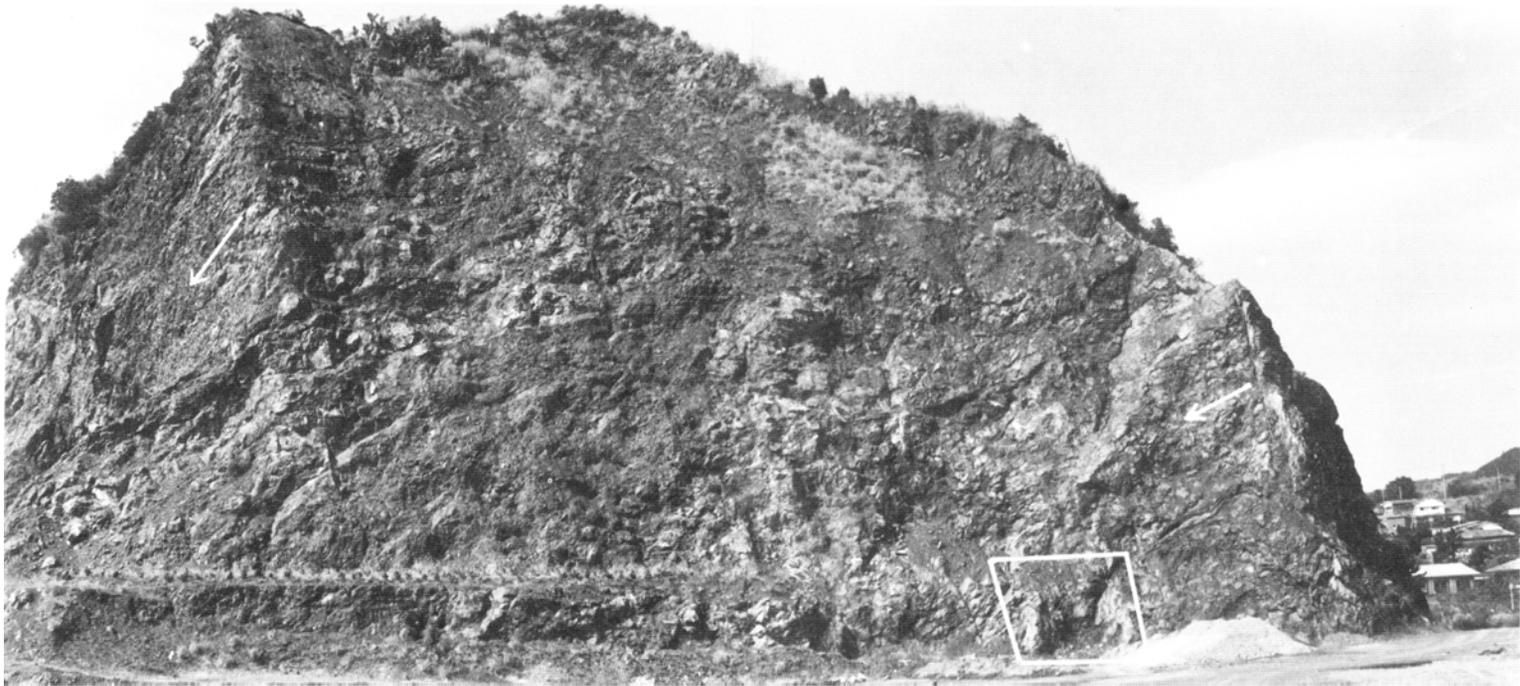
2 斜方輝石かんらん岩 [HM 76030608] 鴨川市磯村西方約2km. 開放ニホル
Harzburgite



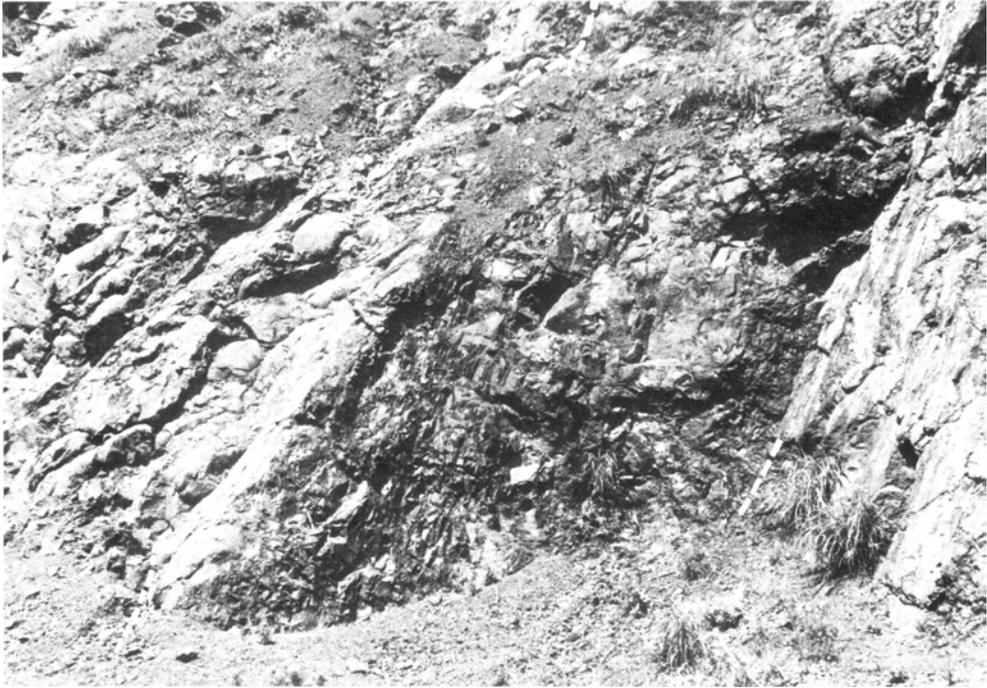
1 玄武岩 [HM 76031905-1] 枕状溶岩の中心部, 鴨川玄武岩. 鴨川市新屋敷. 開放ニコル
Basalt, central part of pillow. Kamogawa Basalts



2 ドレイイト [HM 76031905-3] 1の枕状溶岩に貫入する. 鴨川市新屋敷. 開放ニコル
Dolerite as dike, intruded into the pillow basalts. Kamogawa Basalts



鴨川玄武岩 鴨川市新屋敷の枕状溶岩からなる崖（八岡トンネルのすぐ東）。矢印は枕の傾斜方向を示す。崖の右（北）端及び白ワクの部分には、ドレライト岩脈がみられる。なお、白ワクの部分の近接写真を第V図版1に示す
The thick pile of pillows. The arrows show the general dip of the pillows. The square enclosed by a white line is enlarged fig. V-1. Kamogawa Basalts

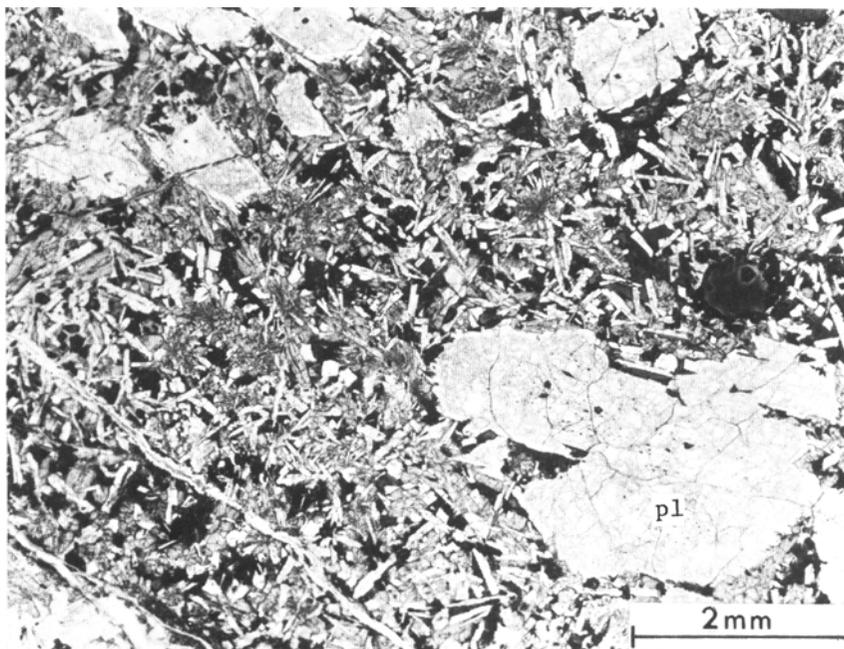


1 枕状溶岩とそれを貫くドレライト岩脈(幅約4m) 破線の間が岩脈
Pillow lavas and dolerite dike

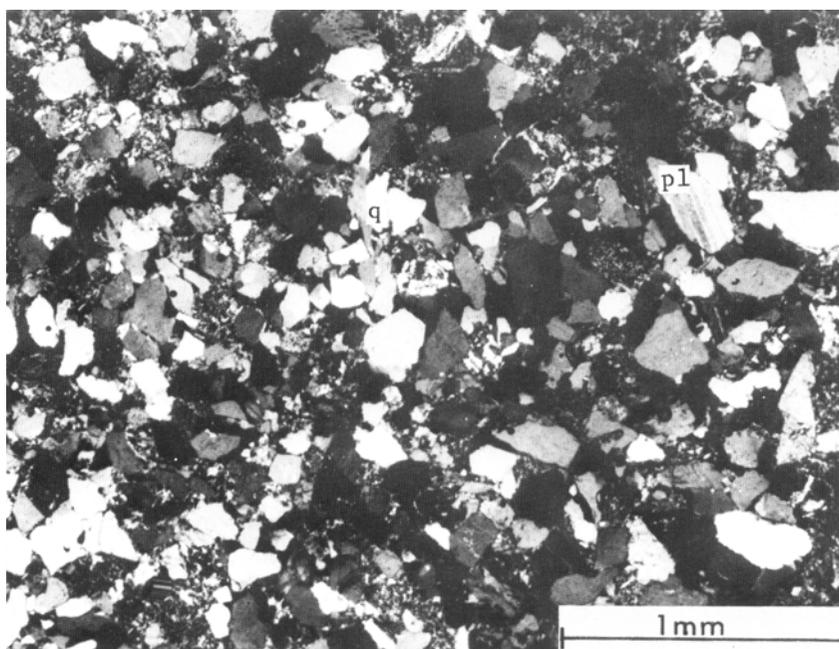


- 2 枕状溶岩に発達する放射状割れ目
The marginal part of the pillow. Radial columnar jointing developed
- 3 枕の表面にみられる亀甲状割れ目
The outer surface of the pillows with a hexagonal to more irregular pattern
撮影地点はいずれも鴨川市新屋敷

第VI図版



1 斜長石斑晶に富む玄武岩 [HM 760313021] 鴨川玄武岩. 鴨川市嶺間浅間の北. 開放ニコル
Basalt with plagioclase phenocryst. Kamogawa Basalts



2 安房層群富川層の細粒砂岩 [ST 77030401]
Fine sandstone of the Fukawa Formation, Awa Group.

※文献引用例

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図幅), 地質調査所, 107 p.

NAKAJIMA, T., MAKIMOTO, H., HIRAYAMA, J. and TOKUHASHI, S. (1981) *Geology of the
Kamogawa district*. Quadrangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 107 p.
(in Japanese with English Abstract, 7 p.)

昭和 56 年 3 月 16 日 印刷

昭和 56 年 3 月 20 日 発行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業㈱

東京都新宿区天神町78

©1981 Geological Survey of Japan