

富士川上流中富地域の静川層群の古地理

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 狩野, 謙一, 鈴木, 勇也, 北里, 洋 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.14945/00000248

富士川上流中富地域の静川層群の古地理

狩野謙一*・鈴木勇也**・北里 洋***

Paleogeography of the Shizukawa Group in the
Nakatomi Area in the Upper reaches of Fuji River,
South Fossa Magna Region, Central Japan.

Ken-ichi KANO*, Isaya SUZUKI** and Hiroshi KITAZATO***

This paper gives some new informations on the paleogeography and structure of the Shizukawa Group in the Nakatomi area in the upper reaches of Fuji River, South Fossa Magna region, central Japan.

Benthonic foraminifers newly discovered and sedimentary aspects of the Shizukawa Group clearly suggest that the Group has an upward shallowing sequence and was accumulated in a submarine trough under a middle to upper bathyal condition. They also suggest that the famous and controversial "unconformity" within the Group, the Teuchizawa unconformity, is an unconformity along a trough-wall in upper bathyal waters. The trough-wall was probably produced by submarine erosion associated with a tectonic movement.

The Shizukawa Group was thought to be mostly of Pliocene age, in spite of lack of index fossils from the Akebono Conglomerate in the upper part of the Group. We discovered planktonic foraminifers indicating the middle to late stage of Blow's zone N. 21 from the upper part of the Akebono Conglomerate. Therefore the Shizukawa Group ranges in age upto middle to late Late Pliocene, and possibly even early Pleistocene. This indicates that the N-S trending structures of the Shizukawa Group comprising the Akebono syncline and the Akebono thrust which cut the syncline have been produced during Quaternary time.

1. はじめに

富士川上流とその支流の早川に囲まれた山梨県西部中富地域には、南部フォッサマグナの生成発達史を解く上で重要な新第三系が広く分布している(図1)。今回、この中富地域の新第三系、特に静川層群について、野外地質調査および有孔虫化石による年代と堆積環境の検討を行った。その結果、この地域

の静川層群の最上部層(礫岩層)の年代は後期鮮新世であること、静川層群の大部分は水深数100m以深のトラフを充填した堆積物であり、従来から議論のなされてきた「手打沢の不整合」(大塚, 1952)は、トラフ谷壁で生じた不整合の可能性が高いこと、などの新知見が得られた。本論ではこれらの結果に若干の議論をつけ加えて調査結果を報告する。

なお、本報告において狩野は主要なルートの調査

1985年3月25日受理

* 静岡大学教育学部地学教室 Institute of Geosciences, School of Education, Shizuoka University, Shizuoka 422, Japan.

** 湖西市立湖西中学校 Kosai Junior High School, Kosai, 431-04.

*** 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422, Japan.

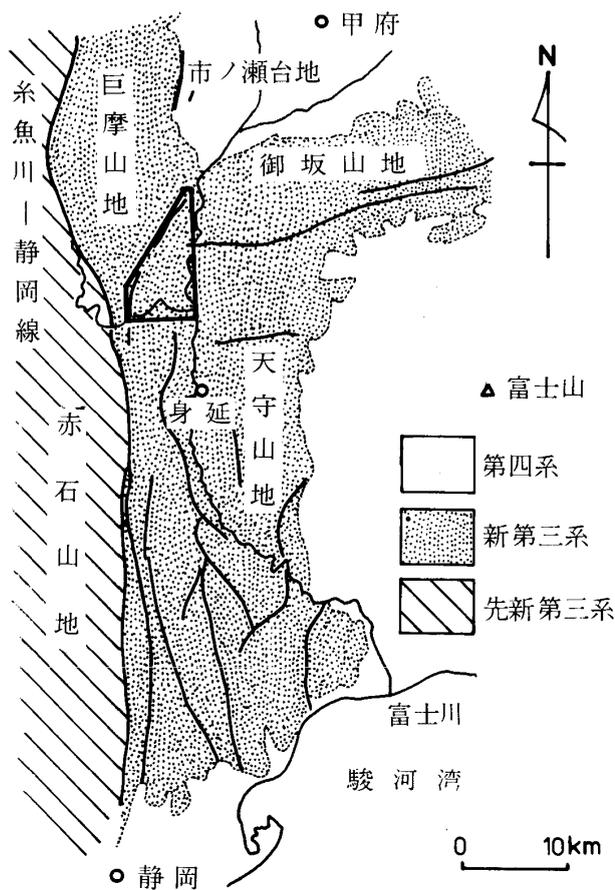


図1 南部フォッサマグナ、富士川流域とその周辺の地質概略図。新第三系中には貫入岩類も含む。

と全体のまとめを行い、鈴木は狩野の指導により全域の調査と有孔虫化石の抽出を行った。北里は有孔虫化石を同定し、年代と堆積深度の推定を行った。

謝辞： 静岡大学教育学部木宮一邦教授には調査の一部に協力していただくとともに、草稿を検討していただいた。理学部新妻信明助教授には草稿を検討していただいた。教育学部染野 誠氏、1982年度教育学部地学教室進級生の方々には調査に協力していただいた。これらの方々に深く感謝する。

2. 地 質 概 説

富士川流域には南部フォッサマグナを構成する新第三系が広く分布している(図1)。これらの新第三系は古くから調査がなされてきたが、特に北部の中富地域周辺はその中でも最も研究が進んでいる所である。その主なものとして、大塚(1938, 1952, 1955)、松田・水野(1955)、秋山(1957)、松田(1958,

1961)、富士川団体研究グループ(1976)、UJIE & MURAKI (1976)、西宮・植田(1976)、小山(1984)、田村ほか(1984)などがあげられる。これらによるこの地層の層序については、研究者間で大局的にはほぼ一致しているものの、地層の細区分の仕方と地層名がそれぞれ異なっている。今回主として扱った静岡層群の層序区分は、細部を除いて秋山(1957)とほぼ一致した。そこで、本報告では秋山(1957)の用いた地層名をほぼそのまま使用することにする。なお、静岡層群とそれに相当するとされた富士川流域及びその周辺の地層群を一括して富士川層群(松田, 1961)と呼び、それより下位の地層を西八代層群と呼ぶことが多い。しかし、富士川層群に属するとされた南部の静岡層群などの地層は上部中新統であり(茨木, 1981)、中～上部中新統(千地・紺田, 1978)の西八代層群とほぼ同時代の地層であることから、本報告では静岡層群の名称を用いる。他の研究者の地層名・層序との対応は金子ほか(1983)、田村ほか(1985)を参照されたい。また今回の結果では、後述する鍵テフラ層を利用することによって曙向斜の軸の位置がより明確になったこと、などの2～3の細かい点を除けば、地質図(図2)は従来の研究で示されたものとほとんどかわりなく、大局的な地質構造の解釈についても従来とほぼ同様である。

本地域には東から西にかけて、西八代層群、静岡層群、櫛形山層群が分布している(図2)。西八代層群は火山岩・火山砕屑岩を主とする中～上部中新統で、富士川東岸に広く分布し、西岸にはその上部が露出する。本層群には西に緩くプランジしたほぼ東北東-西南西方向の軸をもつ波長数 km の開いた褶曲が発達している。この方向の褶曲構造はより上位の静岡層群の最下部まで認められる。しかしながら、静岡層群の大部分には南北方向の構造が卓越し、東西方向の構造は発達しない。地域内ではほぼ中央部に南北の走向で北に急角度にプランジした軸をもつ半波長数 km の閉じた向斜(曙向斜)が存在し、それにより静岡層群の大部分は北に開いた馬蹄形状の分布をしている。曙向斜を構成する地層は急傾斜し、一部は逆転している。そのために向斜東翼部の地質図(図2)はほぼそのまま南北方向の層序断面図を表現しているといってもよい。ただし向斜軸部付近では、向斜の形成に伴って地層は構造的に肥厚化している

可能性も大きい。地域南部では向斜の西翼部の、北部では東翼部をも含めて、北北東—南南西の走向で西に60°前後傾斜する曙逆断層(曙衝上または富士見山断層ともよばれる)により、静川層群はその西側に分布する楡形山層群と接している。楡形山層群は主として火山岩・火山碎屑岩よりなる下部(?)中新統である。

曙逆断層より東側の静川層群分布地域は西部で650 m前後の標高をもち、大局的には東側に向かって緩やかに傾斜する面を構成し、東部の富士川付近では200~250 m程度の標高となる。この面は現在ではかなり解析が進んでいるが、かつての浸食平坦面(平須面)の名残りである。平須付近ほか数ヶ所にはこの面を構成する崖錐状堆積物の平須層が静川層群を不整合に覆っている。これに対して断層の西側の楡形山層群分布地域は東に傾斜する急斜面をなし、断層から1.5 km前後に富士見山(1639 m)を最高峰とする標高1000 m以上の尾根が断層とほぼ平行に連なり赤石山地の東縁部をなす巨摩山地の一角を構成している。この断層西側の急斜面は富士見山断層崖と呼ばれている。

3. 層 序

以下では前章で紹介した従来の報告と筆者らの観察を加えて各層の特徴を簡単に紹介する。ただし、楡形山層群と平須層については省略する。

西八代層群

本調査地域内に分布する西八代層群は、ほぼ手打沢川を境としてその南北で岩相を異にする。手打沢川より北では玄武岩、安山岩質の火山角礫岩、凝灰角礫岩、凝灰岩および溶岩を主とする月見橋安山岩層が分布する。一方、南には石英安山岩質軽石凝灰岩、凝灰質粗粒砂岩を主とする同層群最上部の屏風岩凝灰岩層が分布する。

静川層群

調査地域の静川層群は下位の身延累層鯨原泥岩層、中位の原累層、上位の曙累層に区分できる。原累層は地域南部では下位から上位に三ッ石凝灰角礫岩層、早川橋泥岩層、烏森山凝灰角礫岩層に区分できるが、北部ではこれに相当する地層として手打沢礫岩層とされた地層が分布する(秋山, 1957)。ただし第6章

でのべるように、本論ではこの手打沢礫岩層を曙礫岩層の最下部として扱うが、層位的には現状では秋山(1957)のように扱ってもさしつかえない。曙累層は下位から上位に遅沢砂岩層、川平泥岩層、曙礫岩層に区分できる。

鯨原泥岩層： 西八代層群の屏風岩凝灰岩層を整合におおう。青灰色の塊状泥岩を主とする地層で、手打沢川付近ではこぶし大以下のノジュールや、炭質物の細片を含み、不明瞭な葉理も見られる。層厚は南部の八日市場付近で最も厚く約600 m、北に向かうにつれて薄くなり、夜子沢川で約150 m、手打沢川では再び厚くなり500 m以上。

三ッ石凝灰角礫岩層： 下位の鯨原泥岩層を整合におおう。主として安山岩質凝灰角礫岩よりなる。場所によっては角礫を含まず凝灰質砂岩になる。凝灰角礫岩、凝灰質砂岩ともに黒色をおびている。礫径は10 cm程度のものが最も多く、最大30 cm程度である。層厚は三ッ石付近で約260 m、北に向かって薄くなり、寺沢川の南で消失する。早川より南の曙向斜の軸部および西翼部ではかなり厚くなるものと思われる。

早川橋泥岩層： 下位の三ッ石凝灰角礫岩層を整合におおう。灰色の凝灰質シルト岩を主とする。層厚は三ッ石付近で最も厚く160 m、北に向かって薄くなり、寺沢川付近で消失する。同じく曙向斜西翼でも消失している。

烏森山凝灰角礫岩層： 下位の早川橋泥岩層を整合におおう。主として安山岩質の凝灰角礫岩よりなる。礫径は数cmのものから30 cm程度のもまで様々である。早川沿いの県道では、下位ほど火山岩質角礫に富み、上位に向かって角礫が少なくなり凝灰岩的になる。夜子沢川では、上位に向かうにつれ厚さ30~50 cmの凝灰質砂岩、泥岩をはさむようになる。また、保存の悪い貝化石を含む部分もある。層厚は夜子沢川付近で200 m、南に向かって厚くなり、三ッ石付近で300 m程度である。北に向かって次第に薄くなり、寺沢川の北で消失する。

遅沢砂岩層： 下位の烏森山凝灰角礫岩層を整合におおう。主として黒色の小礫(礫径は1 cm前後)をもつ礫質砂岩よりなる。下部は凝灰質砂岩と黒色泥岩が20~40 cmで互層し、上位にむけ次第に砂岩がちとなる。夜子沢川では径5~10 cmの礫を含む礫岩層

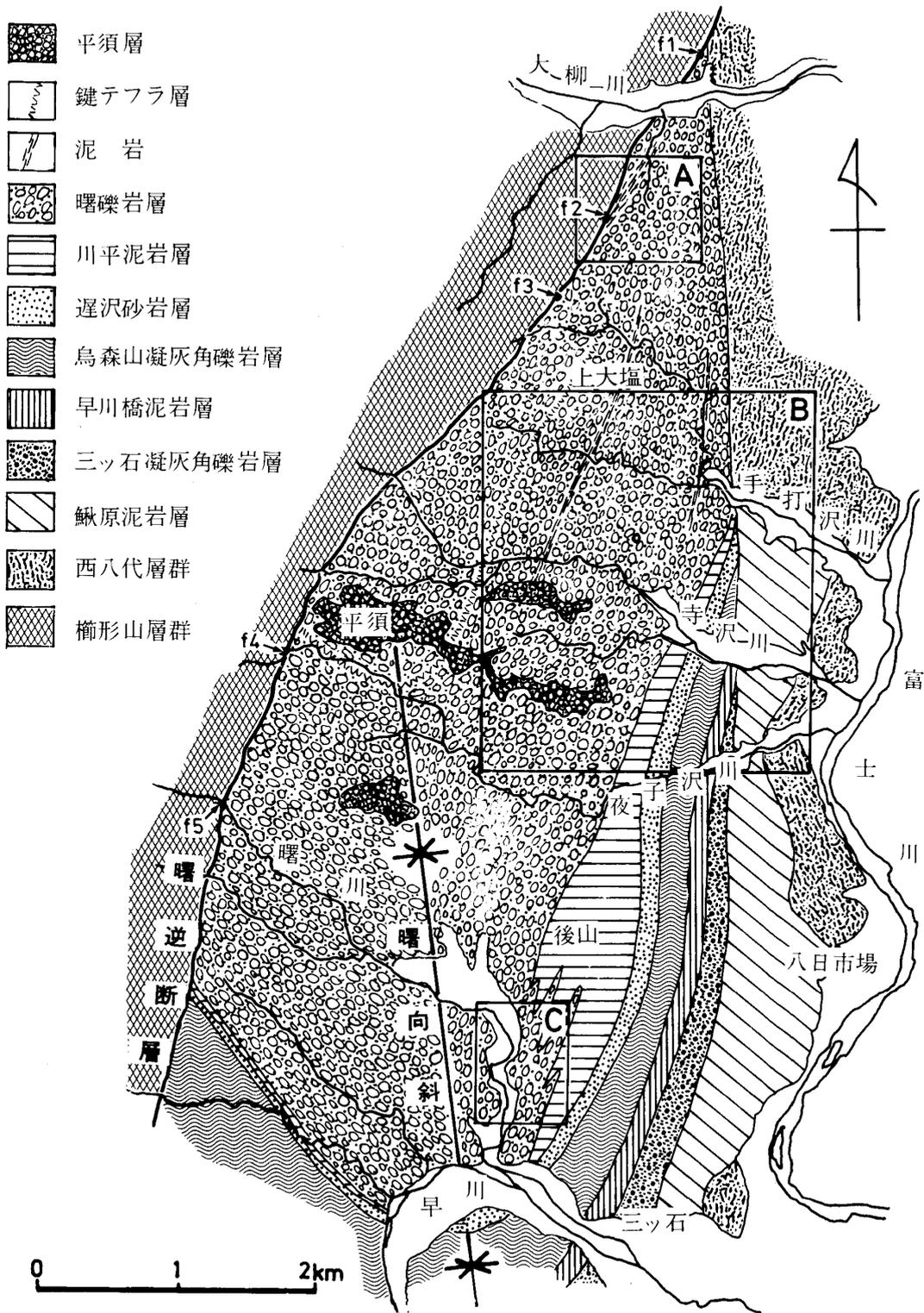


図2 富士川上流中富地域地質図。A~Cは図3の位置を示す。f1~f5は曙逆断層の露頭位置。

のはさみも見られる。本層は貝化石を多産する。この貝化石については大塚(1955), 秋山(1957), 西宮・植田(1976)などが報告している。曙向斜軸部付近で最も厚く200 m, 夜子沢川で120 m, さらに北に向かって薄くなり, 手打沢川付近で消失する。曙向斜西翼では35 mほどである。

川平泥岩層： 下位の遅沢砂岩層を整合におおう。主として黒色の泥岩よりなる。夜子沢川では保存の悪い貝化石を含む。下部では厚さ20~40 cmの粗粒砂岩層, 細礫岩層をよくはさみ, その中には貝化石が密集する部分がある。後山付近では本部層上部と曙礫岩層の最下部とは指交関係で漸移する。層厚は夜子沢川で200 m, 後山付近で700 m, 北に向かって薄くなり, 手打沢川付近で消失する。また, 曙向斜西翼でも薄くなり, 30 mほどである。

曙礫岩層： 下位の川平泥岩層とは前述のように指交関係である。手打沢川河床のK2地点(図3 B)では静川層群最下位の鰈原泥岩層と本層が, その間の地層を欠いて“不整合”で接している(いわゆる「手打沢の不整合」, 後述)。また, 手打沢川以北では松田(1958)の報告にあるように, 西八代層群に曙礫岩層がアバットしていると考えられる。本層は主として礫岩よりなる。礫径はほとんど50 cm以下で, 数cm~10 cm程度のものが多い。礫種は, 粘板岩が最も多く, ついで花崗岩, 緑色凝灰岩, 砂岩, 安山岩, 玄武岩, 閃緑岩などである。円磨度, 分級度ともに高い。本層は全体的に凝灰質砂岩をはさみ, まれに厚さ数m以下の泥岩もはさむ。寺沢川の本層下限から約1000 m上位には厚さ40 mほどの凝灰質泥岩があり, 寺沢川から上大塩の北東まで追跡できる。また, 手打沢川の本層下限より約1500 m上位には, 基質が白色凝灰質砂よりなり, その中に厚さ10~30 cmの白色凝灰岩ないしは凝灰質砂岩をはさむ礫岩が存在する。この層は平須の西から上大塩の北まで追跡でき, 鍵テフラ層として利用できる。本層全体に炭質物を頻繁に含む。層厚は寺沢川周辺で2000 m以上, 北に向かって西八代層群にアバットしながら次第に薄くなる。

4. 浮遊性有孔虫による地質時代の検討

大塚(1955)は静川砂岩層(遅沢砂岩層にほぼ相当)

から産出する化石種から, この層を掛川層群下部に対比し鮮新統とみなした。秋山(1957)は大塚(1955)の報告した貝化石を再検討し, 遅沢砂岩層を上部中新統と考えた。松田(1958)も, 静川層群を中~上部中新統(一部鮮新統?)としている。近年になりこの地域周辺の静川層群は, 浮遊性有孔虫による時代の再検討がなされてきた。西宮・植田(1976)は, 調査地域内の静川層群の時代を中~後期中新世~前期鮮新世(BLOWのZone N. 14~N. 18)と考えている。一方, UJIE & MURAKI(1976)は, 夜子沢から早川間の地域で詳細な浮遊性有孔虫生層序を解析した。それによるとN. 18とN. 19の境界が彼らの原泥岩層(鰈原泥岩層にほぼ相当)中部に, N. 19とN. 21の境界が川平泥岩層上部にあるとしている。また, 千地・紺田(1978)は西八代層群をN. 12~N. 17とし, 調査地域のより南方の波高島一身延地域に分布する静川層群をN. 18~N. 19としている。しかしながら, 静川層群最上部の曙礫岩層中からは時代決定に有効な化石は報告されていなかった。

今回, 静川層群の地質時代を検討するために硫酸ナトリウム法により泥岩中より浮遊性有孔虫化石の抽出を試みた。その結果, 地質時代の決定に有効な浮遊性有孔虫化石は, 鰈原泥岩層と曙礫岩層より産出した(図3, 表1)。遅沢砂岩層については, 浮遊性有孔虫化石は産出するが, 時代決定に有効な種はみられず, 川平泥岩層については, 産出個体数が極めて少なく, 時代決定に利用できなかった。

鰈原泥岩層中では寺沢川河床のK1地点とK2地点(「手打沢の不整合」露頭)の2ヶ所から浮遊性有孔虫化石が得られた。これらは *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia acostaensis* 等, 11種で, N. 16~N. 19, すなわち中新世後期~鮮新世前期の時代を示す。UJIE & MURAKI(1976)によると, この2地点より南方の後山付近での本層の時代はN. 18~N. 19とされており, 今回の結果と矛盾しない。

曙礫岩層からは6地点で浮遊性有孔虫を産出した。このうち本層の最下部にあたるA1地点からは, N. 19から出現する *Sphaeroidinella dehiscens* を産出した。A1地点付近は川平泥岩層と曙礫岩層とが指交関係で漸移している。UJIE & MURAKI(1976)はこれよりやや北方の川平泥岩層上部からN. 21から出現する *Globorotalia tosaensis* の産出を報告して

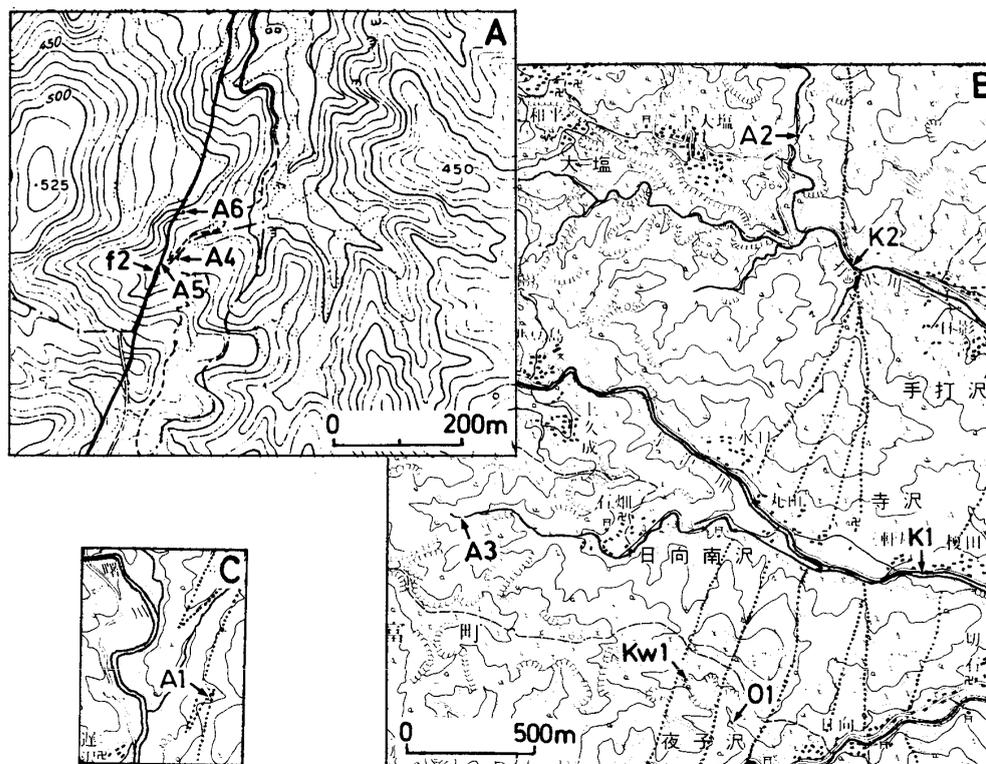


図3 有孔虫産出地点. Aは1万分の1中富町全図(中富町発行), BおよびC(縮尺は同じ)は2.5万分の1地形図「切石」(国土地理院発行)を使用. A中の太い実線は褶逆断層, BおよびC中の点線は地層境界. K2地点は図4も見よ.

表1 産出した浮遊性有孔虫のリスト. 産出地点は図3, 4参照.

	K1	K2A	K2B	K2E	O1	A1	A2	A3	A4	A5	A6
<i>Globigerina nepenthes</i> TODD				○							
<i>G. bulloides</i> D'ORBIGNY				○							○
<i>G. spp.</i>	○		○		○		○			○	
<i>Globigerinoides trilobus</i> (RUESS)	○			○						○	
<i>G. obliquus</i> BOLLI								○			
<i>G. ruber</i> (D'ORBIGNY)									○		
<i>G. spp.</i>	○										
<i>Globorotalia acostaensis</i> BLOW	○										
<i>G. menardoo</i> (D'ORBIGNY)				○				○	○	○	○
<i>G. cultrata</i> (D'ORBIGNY)						○					
<i>G. inflata</i> (D'ORBIGNY)										○	
<i>G. spp.</i>				○							
<i>Sphaeroidinellopsis semimulina</i> (SCHWAGER)		○									
<i>Sphaerolinella dehiscens</i> (PARKER & JARVIS)						○		○	○	○	○
<i>Orbulina sutularis</i> BRONNIMAN		○									
<i>O. universa</i> D'ORBIGNY				○		○		○	○	○	
<i>O. sp.</i>					○						
<i>Globoquadrina dehiscens</i> (CHAPMAN, PARKER & COLLINS)					○						
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (D'ORBIGNY)								○	○	○	○
<i>N. asanoi</i> (MAIYA, SAITO & SATO)								○	○	○	

表2 産出した底生有孔虫のリスト。産出地点は図3、4参照。
r:rare, c:common, a:abundant.

	K1	K2A	K2B	K2C	K2E	O1	Kw1	A1	A2	A4	A5	A6
<i>Poroeponides</i> sp.						r						
<i>Cibicides lobatulus</i> (WAKER & JACOB)	r				r						c	
<i>C. pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	r											
<i>C.</i> sp.						r		c	r			
<i>Elphidium crispum</i> (LINNE)						a						
<i>Hanzawaia nipponica</i> ASANO						r			r			
<i>Ammonia kettienziensis</i> (ISHIZAKI)							r	a		c	a	a
<i>Amphicoryna scalaris</i> (BATSCH)						r						
<i>A.</i> sp.								r				
<i>Melonis sphaeroides</i> VOLOSHINOVA	r		r	c	r	r						
<i>M. barleanus</i> (WILLIAMSON)			r	c	r	c						
<i>Oridorsalis umbonatus</i> (RUESS)					a						c	
<i>Uvigerina proboscidea</i> SCHWAGER	r			c	c	r						
<i>U. shiuoensis</i> ASANO								r				
<i>Martinottiella communis</i> (D'ORBIGNY)			r	c	r	r	r	c				
<i>Gyroidina orbicularis</i> D'ORBIGNY		r			c							
<i>G. soldanii</i> D'ORBIGNY		r						c	r			
<i>Bulimina aculeata</i> D'ORBIGNY										c		
<i>B.</i> sp.						r						
<i>Stilostomella lepidula</i> (SCHWAGER)	r	r	r		c							
<i>S. kettienziensis</i> (ISHIZAKI)		r			c		c					
<i>S.</i> sp.						r						
<i>Tosaita</i> sp.	r											
<i>Nodosaria longiscata</i> D'ORBIGNY	c				r							
<i>Marginulina</i> sp.	r											
<i>Globobulimina auriculata</i> (BAILEY)	c	r	a		r							
<i>G.</i> sp.	r							a				c
<i>Planulina wuellerstorfi</i> (SCHWAGER)	r				r							
<i>Pullenia bulloides</i> D'ORBIGNY	r		r									
<i>Cyclamina</i> sp.						c	a					
<i>Bolivina karrieriana</i> BRADY							c					
<i>B. alata</i> (SEGUENZA)					r							
<i>Lenticulina calcar</i> (LINNE)									r			
<i>L.</i> sp.							r					
<i>Haplophragmoides</i> sp.		r									c	
<i>Valvulineria sadonica</i> ASANO											c	
<i>Cassidulina subcarinata</i> (UCHIO)											c	
<i>Quinqueloculina vulgaris</i> D'ORBIGNY										r	r	
<i>Q.</i> sp.						r						
<i>Pyrgo</i> sp.					r	r	r			r		

いる。また、本層下限より厚さにして約 1000 m 上位 (鍵テフラ層からは約 500 m 下位) の A3 地点、および鍵テフラ層とほぼ同一層準もしくはやや上位と思われる A4 地点と A5 地点からは、*S. dehiscens* とともに、N. 21 の中期以降から N. 21 と N. 22 の境界にかけて出現する *Neogloboquadrina asanoi* が産出した。以上の結果と UJIE & MURAKI (1976) の結果をあわせると、川平泥岩層上部および曙礫岩層の最下部は N. 19 と N. 21 の境界付近の時代である。そして、曙礫岩層下部は N. 21 前期の、鍵テフラ層付近までの同層上部は N. 21 中期以降の地層であり、

最上部は N. 22 に達している可能性もある。すなわち、曙礫岩層の地質年代は後期鮮新世であることは確実であり、最上部は更新世の前期に達する可能性もある。

5. 底生有孔虫による堆積深度の検討

今回産出した底生有孔虫は表 2 に示した。処理法は浮遊性有孔虫と同様であり、一回の処理では産出個体数が不十分な場合は数回繰り返して処理した。深度の推定は日本周辺の現生底生有孔虫の生息深度

を扱っている ASANO (1956-60), ISHIWADA (1964), IKEYA (1971), MATOBA (1976), AOSHIMA (1978), KITAZATO (1979) にもとづいて行った。

鰈原泥岩層： 本層からは2地点で底生有孔虫化石21種を産出した。寺沢川のK1地点からは、*Globobulimina auriculata*, *Uvigerina proboscidea* 等、12種を産出した。これらの有孔虫化石が示す堆積深度はおおよそ2000~2500mである。K2地点(「手打沢の不整合」露頭)では、不整合面直下の4ヶ所(図4のA, B, C, E)から、*Melonis barleanus*, *Stilostomella lepidula* 等、17種を産出する。これらの底生有孔虫が示す堆積深度は1000~2000mである。以上より、鰈原泥岩層の堆積深度は1000m以深で、大陸斜面中~上部に相当する環境であったと考えられる。

遅沢砂岩層： 夜子沢川のO1地点で14種の底生有孔虫化石を産出した。それらは、*Elphidium crispum*, *Cibicides* sp. 等、0~30mの岩礁地、*Hanzawaia nipponica* 等、100m前後の陸棚上、*Melonis sphaeroides*, *Martinotiella communis*, *Cyclammina* sp. 等、1000m前後の大陸斜面上部と、異なる環境を示す有孔虫化石が混在している。このことから遅沢砂岩層の堆積深度は一番深いものをもって1000m前後であったと考えられる。

川平泥岩層： 夜子沢川のKw1地点で、*Ammonia ketienziensis*, *Cyclammina* sp. 等、7種を産出した。この群集も混在群集で、遅沢砂岩層とほぼ同様な1000m前後の堆積深度を考えることができる。

曙礫岩層： 曙礫岩層中からは5地点で底生有孔虫化石が産出した。そのうち堆積深度を推定できたのは4地点であった。本部層最下部にあたるA1地点からは、*Ammonia ketienziensis*, *Martinotiella communis* 等、7種を産出した。これらの有孔虫化石が示す堆積深度は数100mの大陸斜面上部を示している。またA4地点の本部層上部からは、*Ammonia ketienziensis*, *Bulimina aculeata*, *Sphaeroidina bulliodes* 等、6種を産出した。これらが示す堆積深度は200~600m、しいて限定すれば500~600m前後である。A4地点より地層の厚さにして約10m上位のA5地点からは、*Ammonia ketienziensis* 等、6種を産出した。さらにそこから40m上

位のA6地点では *Ammonia ketienziensis* と *Globobulimina* sp. を産出し、大陸棚縁辺部付近の環境であったと推定できる。すなわちA4~A6地点付近では、厚さ約50mの範囲で底生有孔虫が示す堆積深度がおおよそ300~400mも変化するということになり、大規模な海退か、急激な隆起があったことを示唆している。

6. 「手打沢の不整合」の再検討

研究史

「手打沢の不整合」とは、手打沢川河床(K2地点)において、静川層群最下部の鰈原泥岩層と同層群上部の曙礫岩層とが斜交して接し、その露頭を斜交不整合として認定したものである(大塚, 1952)。この大塚の指摘以来、この露頭とその周辺の地層の層序関係について、露頭スケッチやルートマップを掲載したいくつかの報告と議論がなされてきた。

まず大塚(1952, 1955)は、この「手打沢の不整合」を根拠にして大規模な造山運動(大井川褶曲運動)を提唱した。秋山(1957)は、「露頭の一部で軽微な斜交関係はあるとしても、本質的には整合である」とし、不整合を否定した。松田(1958)は、「この不整合面の少なくとも北部は陸上の侵食面であったと思われる。夜子沢以南では不整合は次第に不明瞭となり、常葉背斜以南では曙累層と下位層とは整合漸移である」と述べ不整合は認めたが、大規模な造山運動との関係は否定した。しかしながら松田(1984)は、この露頭は南部フォッサマグナのテクトニクスを解く上で重要な鍵の一つであることを強調している。富士川団体研究グループ(1976)は、「野外での不整合の直接的な証拠は得られなかったが、上述の巨角礫は、北方の西島付近に存在したであろう不整合によってもたらされた」とした。また、氏家(1976)、UJIE & MURAKI (1976)は有孔虫化石の検討から、夜子沢川-早川間では不整合があったとしたら期待できる海進・海退現象が存在せず、地層は整合漸移関係にあるとした。田村ほか(1984)は、彼らの原泥岩と烏森山火山砕屑岩の間、および遅沢砂岩部層と曙礫岩との間が不整合であるとしたが、この露頭に関しては何も言及していない。このように、「手打沢の不整合」の露頭の評価は研究者によりかなり異なってい

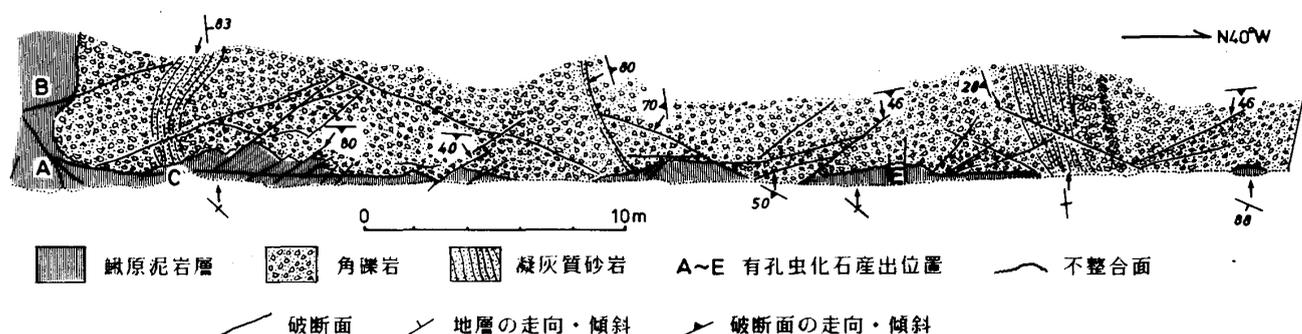


図4 「手打沢の不整合」の露頭(K2地点)スケッチ。図右端は砂防堰堤、図左方に鰈原泥岩層の露出が続く。地層および破断面の走向は紙面を水平面、上方を真北として表示。

る。ただし田村ほか(1984)を除けば、秋山(1957)以降においては、夜子沢川以南で地層の不整合関係が不明瞭であるという点で見解はほぼ一致している。今回の調査においても、それ以前の報告とほぼ同様に「手打沢の不整合」の露頭周辺とその北側以外では明瞭な不整合関係は認定できなかった。

露頭の記載

1982年夏の台風に伴う豪雨により、この「手打沢の不整合」の露頭は洗掘されて観察するのに非常によい状態となった。この際の露頭スケッチを図4に示す。スケッチは、およその走向がN40°Wで、急傾斜する北東向きの露頭面とほぼ直交する方向から描いた。図4のように露頭面と「不整合面」の走向はほぼ平行している。露頭下部および河床には下位の鰈原泥岩層の泥岩が、露頭中～上部には上位の曙礫岩層最下部(秋山(1957)では手打沢礫岩層)が露出し、一部に未露出部分はあるが約45mにわたって鰈原泥岩層と曙礫岩層との接触関係が認められる。

下位の鰈原泥岩層はN40°～60°W・90°Wの走向・傾斜を示し、上位の曙礫岩層は南北～N10°W・90°Wの走向・傾斜を示す。したがって、露頭の北部ほどより上位の曙礫岩層が露出することになる。露出する曙礫岩層の厚さは約15mである。この露頭全体では曙礫岩層が約30°以上の角度で鰈原泥岩層に対してアバットしている。両者の境界面は大局的に見てN35°W・90°の走向・傾斜を示す。この境界面は凹凸に富み、一部は種々の方向の小断層によって細かく断たれている。境界面には風化残留物は認められない。また、この面の両側の地層の岩質は異なっているが、両側の地層に大きな変形差は認められな

い。

上位の礫岩層は安山岩～玄武岩質火山岩、凝灰岩および泥岩の垂角礫～角礫よりなり淘汰は悪い。火山岩礫の大部分は北東方に分布する西八代層群の月見橋安山岩層起源であり、泥岩角礫の大部分は下位の鰈原泥岩層起源と思われる。礫径は10～20cmで、50cmの泥岩の巨礫も見られる。露頭北西部の礫岩には径数cmの円礫もまれに含まれる。基質は凝灰質または泥質で、境界面に近づくほど泥質になるとともに、泥岩角礫も多く含まれる。この礫岩層は厚さ30～40cmから1mの凝灰質砂岩層を3枚はさむ。この部分は層理が明瞭で砂岩層内には葉理が発達している。このようにこの地点の曙礫岩層は、多量の円礫を持ち淘汰のよい一般的な曙礫岩層とは岩質が異なっている。この淘汰の悪い礫岩は上位に向かうにつれて、次第に礫が少なくなり、凝灰質砂岩層となる。この凝灰質砂岩層から円礫を持つ一般的な曙礫岩層に漸移しているのが、この露頭の約20m南西で見られる。

「手打沢の不整合」の形成場

前述したように、「不整合面」直下の鰈原泥岩層から1000m以深の堆積深度を示す底生有孔虫が産出する。この露頭の南方で鰈原泥岩層と曙礫岩層にはさまれる遅沢砂岩層および川平泥岩層は1000m前後の深度で堆積したものと思われる。「不整合面」直上の曙礫岩層からは有孔虫は産出しなかったが、より上位の礫岩層は深さ数100mの大陸斜面上部の深度を示している。また、浮遊性有孔虫化石からみても、鰈原泥岩層と曙礫岩層の間には大きな時間の間隙がない。さらに地域南部では、この間に海進・

海退現象を示す証拠は認められない(氏家, 1976). 不整合面には風化物が認められず, この面をおおう礫岩はいわゆる基底礫岩的な岩相ではなく, 地層はこの面に対してアバットしている. さらに図2のように, この露頭より北側では礫岩層がアバットしながら西八代層群をおおっている.

以上のようなこの露頭およびその周辺の状況から考えて, 「手打沢の不整合」は, 鯨原泥岩層が短期間に 1000 m 以上隆起し, または急激な海退により陸上で浸食を受け, その後再び急激に数 100 m の深度まで沈降し, その陸上浸食面を礫岩層がおおうことによって形成された不整合とは考えられない. むしろ, 海底谷のような地形で鯨原泥岩層が削り取られ, その谷壁に礫岩層がアバットするようにして堆積し, 不整合を形成したと考えたほうがより自然といえる. 勿論, 不整合面の形成期間中に堆積深度が浅くなっていったかもしれないが, 極端な深度の変化はなかった. すなわち, 「手打沢の不整合」は海底浸食面である可能性が大きい.

7. 礫逆断層の断層露頭

礫逆断層(大塚, 1955)は前述したとおり静川層群と楡形山層群との境界をなす断層である. この断層の露頭はすでに数地点で報告されている(大塚, 1938, 1955; 秋山, 1957; 小山, 1984; 田村ほか, 1984; など). これらの報告と一部重複するが, 今回の調査でも図2に示す f1~f5 の5地点で断層露頭が確認できた. 特に礫川上流の f2 地点では約 100 m にわたって断層面がほぼ連続的に露出している(図5). これらの地点で得られた断層面の走向・傾斜および断層条線を図6に示す.

これらの露頭での礫逆断層の断層面は厚さ数 cm ~ 20 cm の未~半固結した青色ガウジを伴い, 下盤側の礫岩層は巾 1~3 m にわたって青色の破碎帯となっている. 破碎帯の一部は破碎された礫の間を充填する基質部がガウジ化している. 上盤側の楡形山層群は巾 10 m 近くにわたってこぶし大以下に破碎された破碎角礫の集合体よりなる. f4 と f5 では上盤側は巾 10 cm 前後にわたって赤褐色に変質している. f1, f2 と f5b で断層面上に断層条線が観察できる(図6). スリッケンステップによる移動方向は不

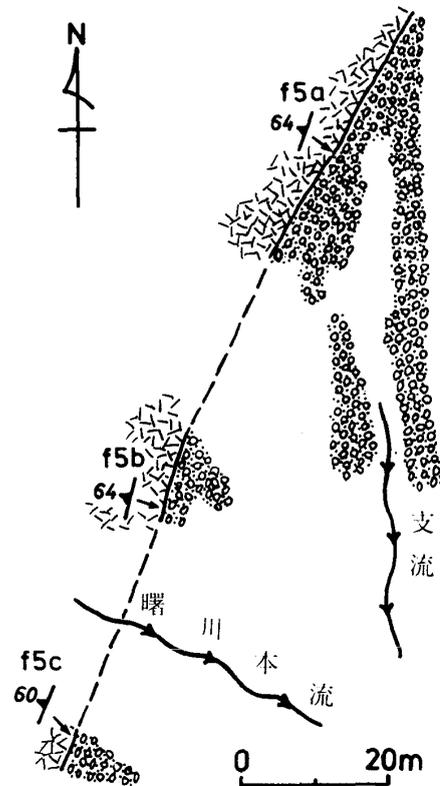


図5 礫川上流 f5 地点の礫逆断層露頭の概略図. 断層の西北西側は楡形山層群, 東南東側は礫岩層.

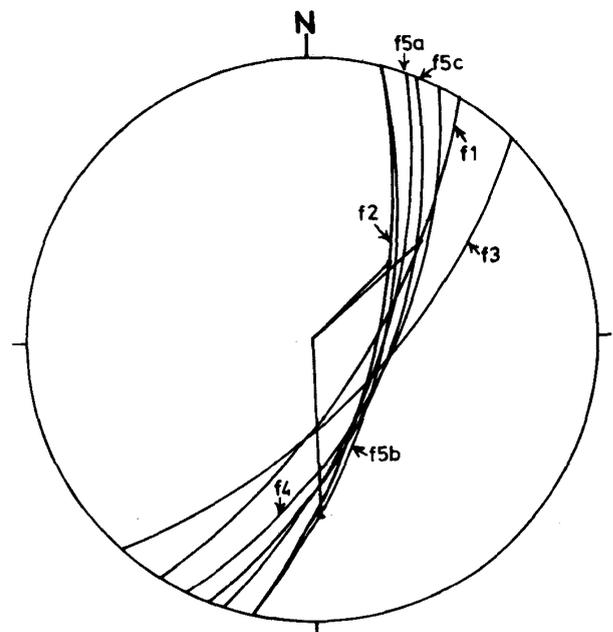


図6 礫逆断層の断層面のステレオネット上半球投影図. f1, f2 および f5b については断層条線(基円の中心からそれぞれの大円に向かう実線)も表示.

明確だが、いずれも垂直成分に加えて水平成分をかなりもっている。また、f1 および f2 と、f5b とでは移動の方向が全く異なっている。これらの断層条線の方向が曙逆断層の動きのすべてを表すわけではないが、この断層はかなりの水平すべり成分を持っていた可能性が大きい。

8. 古地理の変遷と地質構造の形成

以下ではすでにのべてきた事柄をまとめて、この地域の古地理の変遷と地質構造の形成に関する議論を行う。ただし、静川層群堆積期の議論における方位には、現在の方位を用いることにする。

底生有孔虫からみると鯨原泥岩層から川平泥岩層および手打沢川より南の曙礫岩層最下部の堆積期、すなわち前期鮮新世の N. 18 から N. 19 と N. 21 の境界付近までは、1000 m 以深から 1000 m 前後の堆積深度であったと思われる。UJIE & MURAKI (1976)、氏家 (1976) は浮遊性有孔虫比から、この間公海に面したような環境であったと推定している。なお、これより以前の西八代層群堆積期もこの付近は同様な深度であった可能性が高い (KONDA, 1980)。

N. 18 と N. 19 との境界付近の鯨原泥岩層堆積中に東西方向の褶曲運動がなされたものと思われる。この褶曲運動に伴って夜子沢川付近からそれより北にかけて、南方に傾く斜面が形成された。そして、地域南部では堆積がそのまま継続し、北部では斜面を構成した地層の一部は海底地すべりや崩落をおこしたり、一部には断層崖が形成されて、下位層が直接海底に露出していくような状態が想起される。そのようにして形成された斜面は地質図から推定すると 15~20 度の平均傾斜角度をもっていた。この斜面にオーバーラップ、一部はアバットするようにして、三ッ石凝灰角礫岩層から川平泥岩層までが 1000 m 前後から数 100 m の深度の斜面下部に堆積した。特に部分的に 30°以上の急斜面となっていた手打沢付近では一露頭のスケール内でアバット現象が明瞭に認定できる結果となった。こうして「手打沢の不整合」が形成された。この斜面角度の見積りが正しいとするならば、約 3 km 北方の大柳川付近では水深 0 m 前後となる。「手打沢の不整合」の形成期間中の遅沢砂岩層堆積期には、近接した場所に浅海域が

あり、そこから貝化石などが大量に流入するとともに、異なる生息深度を持つ底生有孔虫が混在するようになったものと思われる。この貝化石はそのほとんどが黒潮型陸棚浅海に棲むもので、内湾のものではないとされている (大塚, 1955)。川平泥岩層中の保存の悪い貝化石も、同様にして浅所から流入したものであろう。後期鮮新世の N. 21 の前期から曙礫岩層の堆積がはじまり、N. 21 の中~後期またはそれ以降まで堆積が続く。これにより堆積盆は埋め立てられていくが、少なくとも鍵テフラ層堆積期頃までは数 100 m 程度の深度を保っていたものと思われる。地層の層厚に比して、堆積深度が大きく変化していないことは、この間地盤の沈降か海進が引き続いてきたものと思われる。そして、わずかの厚さの地層中で急激に堆積深度が変化していく A4~A6 地点を含む泥岩の堆積中に、急激な海退か隆起がおこった可能性がある。なお曙礫岩層のすべてが N. 21 の期間内の堆積物とすると、その堆積速度は南部では 150 cm/1000 年前後に達するきわめて早いものとなる。

曙礫岩層には大量の円礫が供給され、炭質物も多く含まれている。かつ 1000 m 前後から数 100 m の深度を持つような場所として、現在の駿河トラフのような、礫を大量に供給しうる河川から連続する堆積盆地を考えると都合がよい。またこの時期にはその大部分は陸化はしていなかったが、西側にはやがて赤石山地・巨摩山地に、東側には御坂山地に、南東側には天守山地に成長していく海底の高まりがあったものと思われる (松田, 1984)。これらから曙礫岩層、さらには遅沢砂岩層を含めて静川層群のかなりの部分は、近接した位置に浅海域を持つ数 100 m 以深の深度の海底谷もしくはトラフを充填した堆積物である可能性が大きい。富士川下流に分布する曙礫岩層とほぼ同時代の N. 19~N. 21 の浜石岳層群 (茨木, 1981; 駿河湾団体研究グループ, 1981) との関係が改めて注目される。また、中富地域の南側の波高島一身延地域では、鯨原泥岩層堆積期の後期頃に大量の粗粒碎屑物 (丸滝礫岩層) により充填される大規模な海底谷 (丸滝チャンネル) が形成されていた (松田, 1958; 徐, 1985)。この丸滝チャンネルから本地域の曙礫岩層を堆積させた海底谷への移行の問題も興味深い。

閉じた曙向斜は曙礫岩層堆積後、すなわち鮮新世最末期以降に形成されている。勿論、曙向斜の萌芽的な部分は曙礫岩層堆積中から形成されている可能性がある(松田, 1958)。ただし、曙向斜を不整合におおう平須層の時代が不明(おそらくは中部更新統)であるために、向斜構造の形成時期は限定できない。富士川下流では、ほぼ同時代層の浜石岳層群中の北にプランジした軸をもつ向斜は、同層群堆積後、中期更新世の鷺ノ田礫層堆積前におきた少なくとも2回の運動により形成されている(杉山・下川, 1982)。おそらく曙向斜も鮮新世の最末期から中期更新世にかけてのある期間に形成されたものと思われる。

曙向斜の形成時期が上述したとおりならば、曙向斜を大きく切る曙逆断層の形成と巨摩山地の隆起の大部分は第四紀に入ってからのものである。静川層群の層厚、曙向斜の切断量および現在の櫛形山層群と静川層群との分布高度差からみて、曙逆断層の垂直変位量は最低限に見積っても1 km以上に達する。さらに断層条線からすると、垂直成分と同等かそれ以上の水平すべり成分をもっていた可能性が大きい。曙逆断層が大きな変位量をもつ水平すべり逆断層であるならば、周辺の地層に水平回転成分を伴うひきずりを与えていても不思議ではない。田村ほか(1984)は古地磁気の検討により、この地域周辺の地層は大きな水平回転成分を伴う運動をしたことを推定している。

一方、富士川下流地域では、更新世の最初期から中期更新世の後期頃までの期間に、東西を含む北東-南西から北西-南東の間を最大水平圧縮応力(δH_{max})の方向が変化したことが、断層面の解析および礫の破断面の解析から推定されている(杉山・下川, 1982)。曙逆断層の断層面上での異なる方向を示す断層条線はこのような応力場の変化を反映したのもかもしれない。今後、この地域でも小断層解析および曙礫岩層の礫にしばしば認められる破断面の解析が必要となろう。

曙逆断層のみかけの垂直変位量に水平すべり成分を加味し、さらに富士見山断層崖の存在を考慮すると、この断層は第四紀にはいつから“A級活断層”に比すべき変位速度を持っているか、あるいは持っていた期間があったに違いない。この地域から10~15 km北方で、同じ巨摩山地の東縁にあたる市

ノ瀬台地の活断層(図1)(澤, 1981)との関係が注目される。

9. お わ り に

中富地域を含めた富士川流域の新第三紀後期から第四紀にかけてのテクトニクスは既に松田(1961, 1984)などによりまとめられている。松田のまとめには富士川層群の扱いなどでいくつかの問題はあるが、本論第8章での中富地域の静川層群堆積期の古地理と地質構造形成に関する議論については、このまとめとは大きく矛盾はしない。今回の有孔虫化石のデータと地質調査の結果によって、富士川流域の南部フォッサマグナ地域では最後の海成層である曙礫岩層が堆積した時期、すなわち曙期(松田, 1961, 1984)のイメージがより明確になったものと思われる。これに伴い中富地域周辺の新第三紀最末期から第四紀にかけての変動がきわめて大きなものであることもより明確になった。おそらく南北方向の構造の大半は、糸魚川-静岡構造線や曙逆断層の運動、さらには赤石山地・巨摩山地の隆起と密接に関連して、第四紀に形成されている。今後、北米プレートとユーラシアプレートとの境界問題(中村, 1983; など)ともからめて、この地域周辺のネオテクトニクスは再検討する必要がある。

文 献

- 秋山雅彦(1957), 山梨県富士川上流地域の新第三紀層の層序と地質構造について。地質雑, **63**, 669-683。
 AOSHIMA, M. (1978), Depositional environments of the Plio-Pleistocene Kakegawa Group, Japan. A comparative study of the fossil and recent foraminifera. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, **19**, 401-441。
 ASANO, K. (1956-60), The foraminifera from the adjacent seas of Japan, collected by the S. S. Soyo-maru, 1922-1930. Pt. 1, *Sci. Rep., Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, **27**, 1-55, (1956); Pt. 2, *ibid.*, **27**, 57-83, (1956); Pt. 4, *ibid.*, **29**, 1-41, (1958); Pt. 5, *ibid.*, Spec. Vol., **4**, 189-201, (1960)。
 千地万造・紺田 功(1978), 富岡層群および西八代層群・静川層群の浮遊性有孔虫による生層序-カプラン階についての考察-。「日本の新生代地質」(池辺展生教授記念論文集), 73-92。
 富士川団体研究グループ(1976), 富士川上流域における

- 新第三系の地質構造について. 地質学論集, no. 13, 329-348.
- 茨木雅子(1981), 浮遊性有孔虫による南部フォッサマグナ新第三系の地質年代. 地質雑, 87, 47-49.
- IKEYA, N. (1971), Species diversity of recent benthonic foraminifera off the Pacific coast of North Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, 6, 179-201.
- ISHIWADA, Y. (1964), Benthonic foraminifera off the Pacific coast of Japan referred to biostratigraphy of the Kazusa Group. *Geol. Surv. Japan, Rep.*, 205, 1-45.
- 金子 剛・石黒 均・田村淳一・新妻信明(1983), 南部フォッサマグナ地域新生界地層名辞典. 静大地球科学研報, 9, 228p.
- KITAZATO, H. (1979), Marine paleobathymetry and paleotopography of the Hokuroku district during the time of the Kuroko deposition, based on foraminiferal assemblages. *Mining Geology*, 29, 207-216.
- KONDA, I. (1980), Benthic foraminiferal biostratigraphy of the standard areas of middle Miocene in the Pacific side province, Central Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Miner.*, XLVII, 1-42.
- 小山 彰(1984), 山梨県早川沿いの糸魚川-静岡構造線-特に断層帯の形成について. 地質雑, 90, 1-16.
- MATOBA, Y. (1976), Recent foraminiferal assemblages off Sendai, northeast Japan. in SCHAFER, C. T. & PELLETIER, B. R., eds., *1st Int. Symp. on Benthonic Foraminifera of Continental Margins. Pt. A. Ecology and Biology. Maritime Sediments*, Spec. Pub., 1, 205-220.
- 松田時彦(1958), 富士川地域北部第三系の褶曲形成史. 地質雑, 64, 325-345.
- (1961), 富士川谷新第三系の地質. 地質雑, 67, 79-96.
- (1984), 南部フォッサマグナ-その弯曲構造発達史-. 藤田和男 編, 「アジアの変動帯-ヒマラヤと日本海溝の間-」, 海文堂, 東京, 127-146.
- ・水野篤行(1955), 富士川上流地域の西八代層群の層序. 地質雑, 61, 258-273.
- 中村一明(1983), 日本海新生海溝の可能性. 震研彙報, 58, 711-722.
- 西宮克彦・植田良夫(1976), 山梨県の新第三系について-特にグリーンタフ変動地帯における層序と地質年代学的研究-. 地質学論集, no. 13, 349-366.
- 大塚弥之助(1938), 山梨県南西部富士見山断層崖の地質学的考察. 地理評, 12, 969-984.
- (1952), 地質構造とその研究. 朋文堂, 東京, 275p.
- (1955), 静川層群について(附第三紀地殻運動の一考察). 震研彙報, 33, 449-469.
- 澤 祥(1981), 甲府盆地西縁-南縁の活断層. 地理評, 54, 473-492.
- 徐 垣(1985), 富士川層群身延累層中にみられる古海底チャンネル堆積相とその形成過程. 地質雑, 91, 87-107.
- 杉山雄一・下川浩一(1982), 静岡県庵原地域の地質構造と入山断層系. 地調月報, 33, 293-320.
- 駿河湾団体研究グループ(1981), 静岡県浜石岳周辺の地質. 地球科学, 35, 145-458.
- 田村淳一・金子 剛・新妻信明(1984), 山梨県西部・巨摩山地南部の地質. 静大地球科学研報, 10, 23-53.
- 氏家 宏(1976), 南部フォッサマグナにおける浮遊性有孔虫層序とその意義. 海洋科学, 9, 601-606.
- UJIE, H. & MURAKI, K. (1976), Late Neogene planktonic foraminiferal zones of the Shizukawa Group, west of Mt. Fuji, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus. Ser. C (Geol.)*, 2, 79-92.

図版 1 ~ 3

図版1 有孔虫化石の電子顕微鏡写真 (1)

(c : edge view, s : side view, scale bar = 100 μ)

1. *Uvigerina proboscidea* SCHWAGER

Loc. K1 (鰈原泥岩層), specimen no. : IESU-F-01

2. *Melonis barleanus* (WILLIAMSON)

Loc. K2E (鰈原泥岩層), specimen no. : IESU-F-02

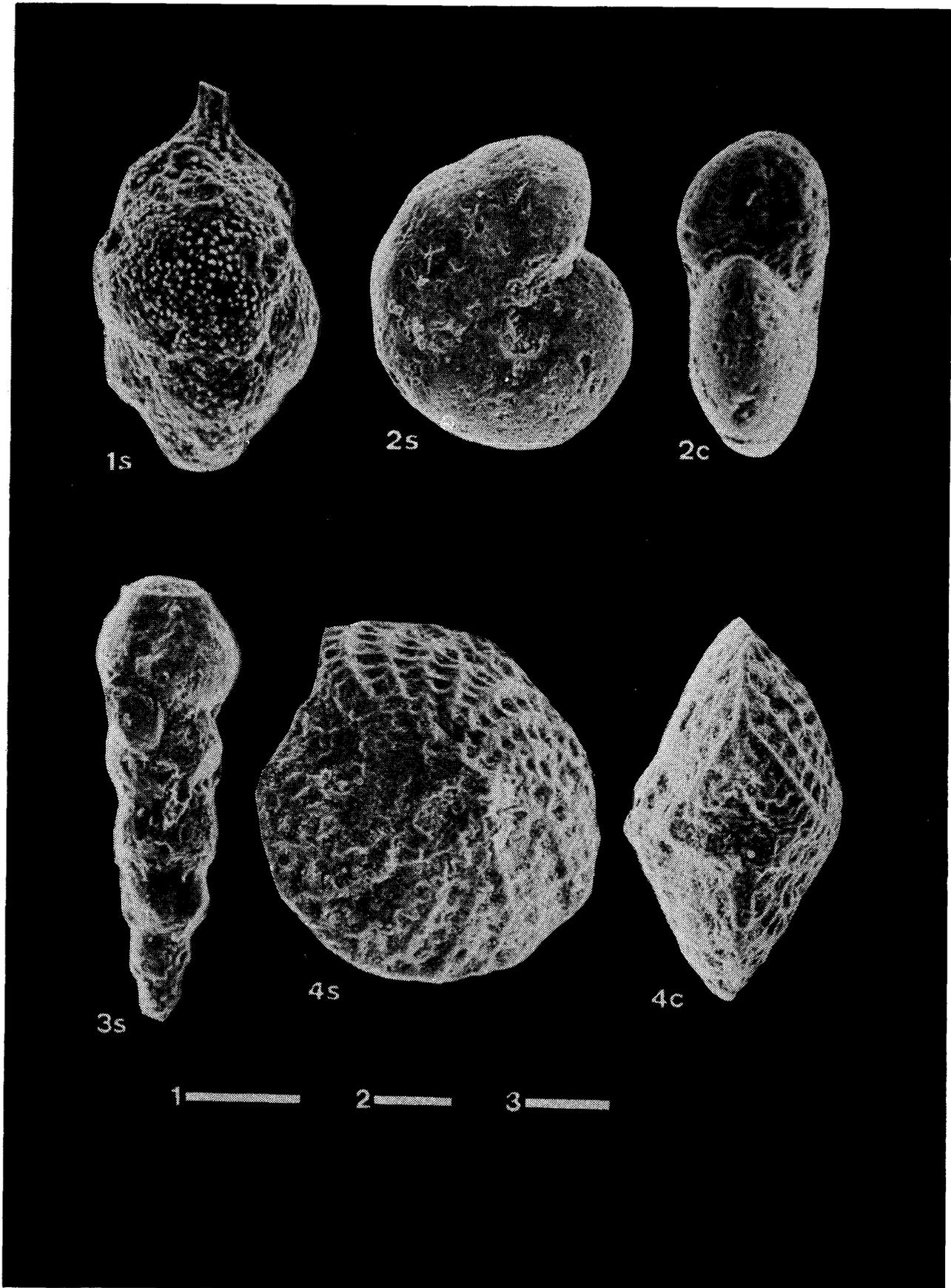
3. *Stilostomella lepidula* (SCHWAGER)

Loc. K2E (鰈原泥岩層), specimen no. : IESU-F-03

4. *Elphidium crispum* (LINNE)

Loc. O1 (遅沢砂岩層), specimen no. : IESU-F-04

図版 1



図版2 有孔虫化石の電子顕微鏡写真(2)

(a : ventral view, b : dorsal view, c : edge view, s : side view, scale bar = 200 μ)

1. *Cibicides* sp.

Loc. O1 (遅沢砂岩層), specimen no. : IESU-F-05

2. *Cyclamina* sp.

Loc. O1 (遅沢砂岩層), specimen no. : IESU-F-06

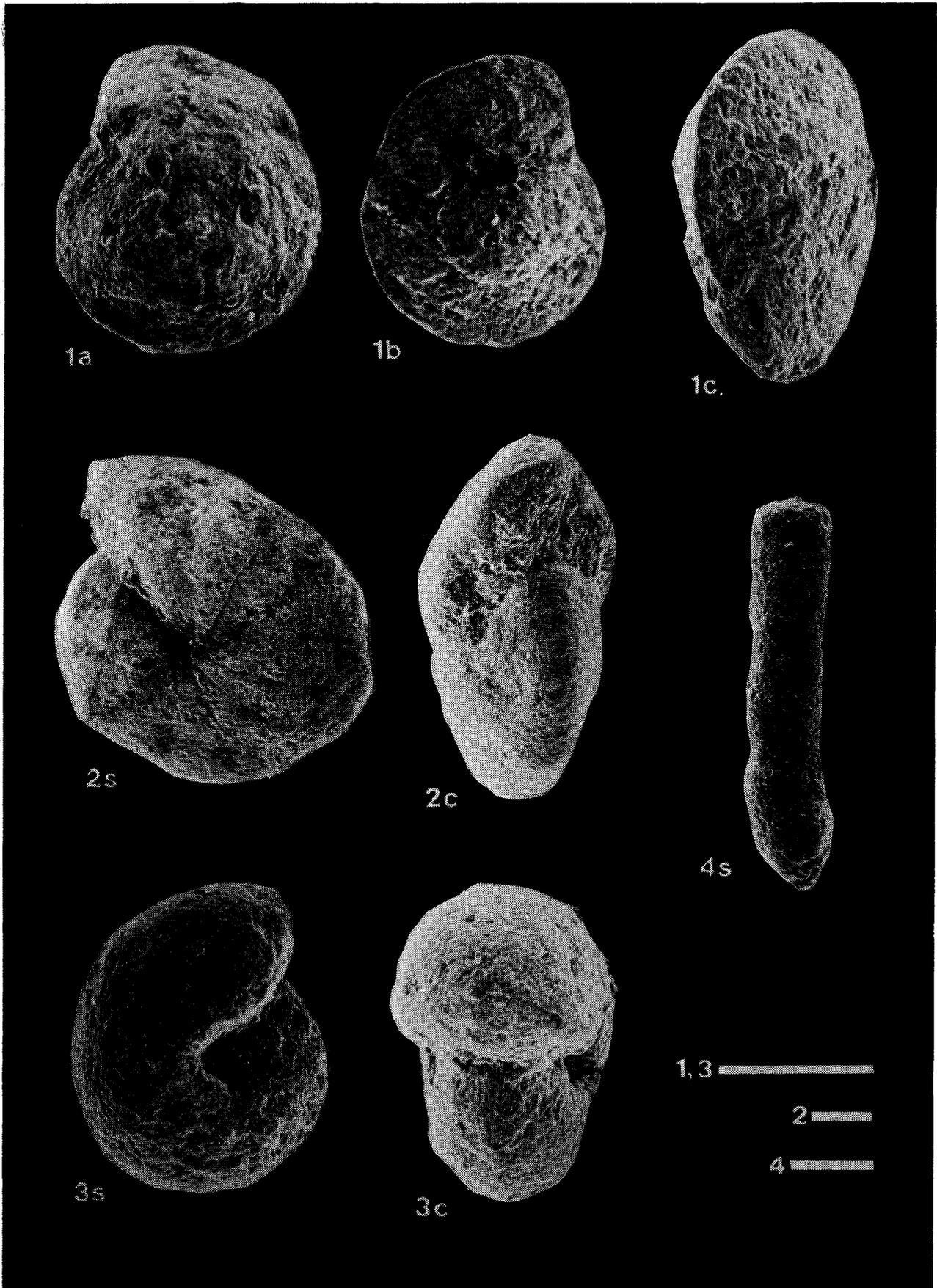
3. *Melonis sphaeroides* VOLSHINOVA

Loc. O1 (遅沢砂岩層), specimen no. : IESU-F-07

4. *Matrinottiella communis* (D'ORBIGNY)

Loc. O1 (遅沢砂岩層), specimen no. : IESU-F-08

図版 2



図版3 有孔虫化石の電子顕微鏡写真(3)

(a : ventral view, b : dorsal view, c : edge view, scale bar = 200 μ)

1. *Ammonia ketienziensis* (ISHIZAKI)

Loc. A5 (曙礫岩層), specimen no. : IESU-F-09

2. *Neoglobogadrina asanoi* (MAIYA, SAITO & SATO)

Loc. A3 (曙礫岩層), specimen no. : IESU-F-10

3 : 同上, specimen no. : IESU-F-11

図版 3

