

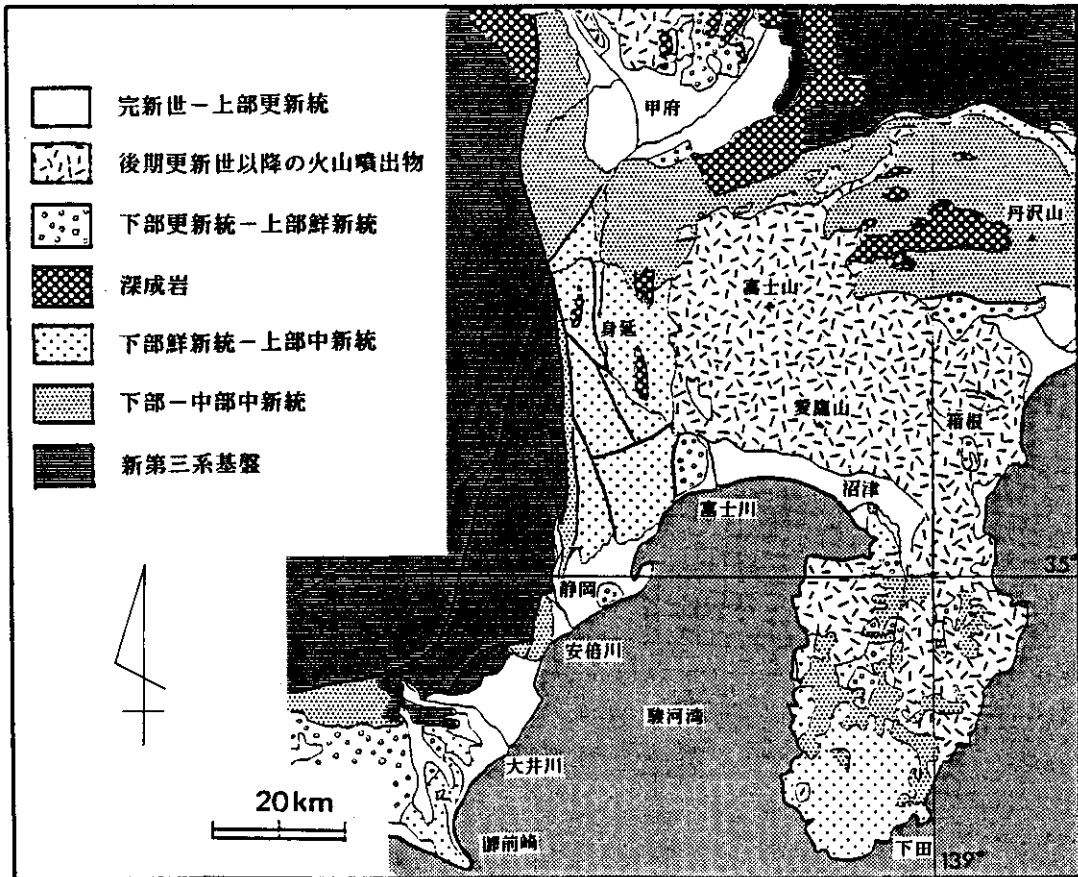
富士川谷の層序と構造

Geological stratigraphy and structure of the Neogene in the Fuji River Valley

柴 正 博*
Masahiro SHIBA

1. はじめに

南部フォッサマグナは本州弧と伊豆一小笠原弧の会合部にあたり (第 1 図), 近年プレートテクトニクスの立場から伊豆の衝突 (MATSUDA, 1978), さらには丹沢, 御坂山地の衝突 (TONOUCHI and KOBAYASHI, 1983) による南部フォッサマグナの形成と島弧の折れ曲がりを説明する解釈が提案されている。一方, 矢野 (1982) は, 南部フォッサマグナ地域が鮮新世以降の伊豆海嶺の隆起



第 1 図 南部フォッサマグナの地質図

* 東海大学博物館

によって西南日本海溝東縁部の湾曲が2分されて形成し、相対的に本州弧側の隆起量が伊豆一小笠原弧側よりもまさったために湾曲した走向をしめす衝上断層群が地表に発生したと推論した。

南部フォッサマグナ地域は、富士山などの第四紀の火山によって中央部を広くおおわれていることや、断層によって各地域が分断されていることなどから層序対比や構造の復元に不明な点が多い。南部フォッサマグナの西縁にあたる富士川谷の新第三系は、西の先新第三系基盤と東の富士山火山にはさまれて分布する。松田(1961)は富士川谷の新第三系を西八代層群と富士川層群に含め、その分布地域を衝上断層によって10余の地区にわけ、それらの地区が鱗片構造をなしているとした。また、それらの地区の層序対比については4つの岩相の出現をもとに行なった。すなわち、4つの岩相とは下位から、1) ソーレイト質火山岩、2) 砂岩泥岩互層、3) カルクアルカリ質火山岩、4) 粗粒礫岩であり、1)は西八代層群、2)は富士川層群しもべ累層、3)は富士川層群身延累層と相又累層、4)は富士川層群曙累層にあたる(第2図)。しかし、現在までにいくつかの地域での層序等の再検討(富士川団研、1976; 角田ほか、1977; 徳山ほか、1981; 駿河湾団研、1981; 鳥津ほか、1983; SHO, 1986; 柴・駿河湾団研、1986)や浮遊性有孔虫による時代対比(UJIE' and MURAKI, 1976; 千地・紺田、1978; 茨木、1981)の結果、特に富士川谷南部における松田(1961)の層序対比の問題点が明瞭になり、富士川谷南部の層序を新たに組みなおす必要が生じた。

本稿では、富士川谷南部の新たな層序を提案し、そのうち浜石岳層群の堆積と構造運動との関係に認められる特徴をしめす。また、富士川谷北部の層序を再検討し、富士川谷の構造発達史について推論する。

2. 富士川谷南部の層序と構造

富士川谷南部に分布する新第三系の地層群は、衝上断層によって境されて西から東へ、古い地層から新しい地層へと順に分布している。先新第三系の瀬戸川層群と十枚山構造線(徳山、1972)で接して竜爪層群が分布し、その東には小淵沢-静岡衝上(松田、1961)で竜爪層群と接して静岡層群が分布する。静岡層群の東には田代峠断層(伊田、1945)で接して浜石岳層群が分布し、さらにその

		富士川北部		富士川南部			おもな岩相層厚
富士川層群	上部	曙累層 (cg)		浜石岳累層 (cg)			粗粒礫岩 2,000~4,000m
	下部	身延累層 (cg ms ss)	相又累層 (pyr)	静岡累層 (ss ms)			カルクアルカリ質 安山岩火砕岩 1,000~3,000m
	下部	しもべ累層 (ss ms cg)	久遠寺泥岩 (ms)	万沢累層 (ss ms cg)	和田島累層 (ss ms)	小河内累層 (ms)	砂泥礫 有律互層 1,000~3,000m
西八代層群		常葉累層 (ms pyr)					ソレイト質 玄武岩 -石英安山岩 泥岩 1,000m+
		古関川累層 (pyr)		御殿山累層 (pyr)			
				竜爪累層 (pyr)			

第2図 松田(1961)による富士川谷の層序

東には入山断層（大塚，1938）で接して庵原層群（柴ほか，1986）が分布する。これらそれぞれの層群の中で地層の累重は、どれも基本的には西に上位の同斜構造である。

小淵沢—静岡衝上は従来、フォッサマグナの西縁を画する糸魚川—静岡構造線とされている（土ほか，1974）が、新第三系と先新第三系との境界線を糸魚川—静岡構造線と定義するならば、この地域では十枚山構造線がほぼそれに相当する。浜石岳層群の分布域は従来、いくつかの南北方向の断層によって分断されて富士川層群の下部層と上部層が分布するとされていた（松田，1961）。しかし、南北方向の断層はなく、この地域に分布する地層群は一連のものであることが明らかになった（柴・駿河湾団研，1986）。

次に、竜爪、静岡、浜石岳層群について層序と構造を述べる。第3図に富士川谷南部の地質図をしめす。

1) 竜爪層群（小池，1957を再定義）

本層群は主にアルカリ火山岩からなり、下位から真富士山累層、高草山累層と三輪累層とからなる。本層群は南から北へ、高草山（大崩海岸）—賤機山—竜爪山—真富士山—浅間原—十枚山に分布し、峻険な山脈を形成している。真富士山累層と高草山累層は指交関係で、三輪累層と高草山累層は整合である。なお、本層群は杉山ほか（1982）の高草山層群にあたるが、より広範囲をしめすことから小池（1957）の竜爪層群を用いる。

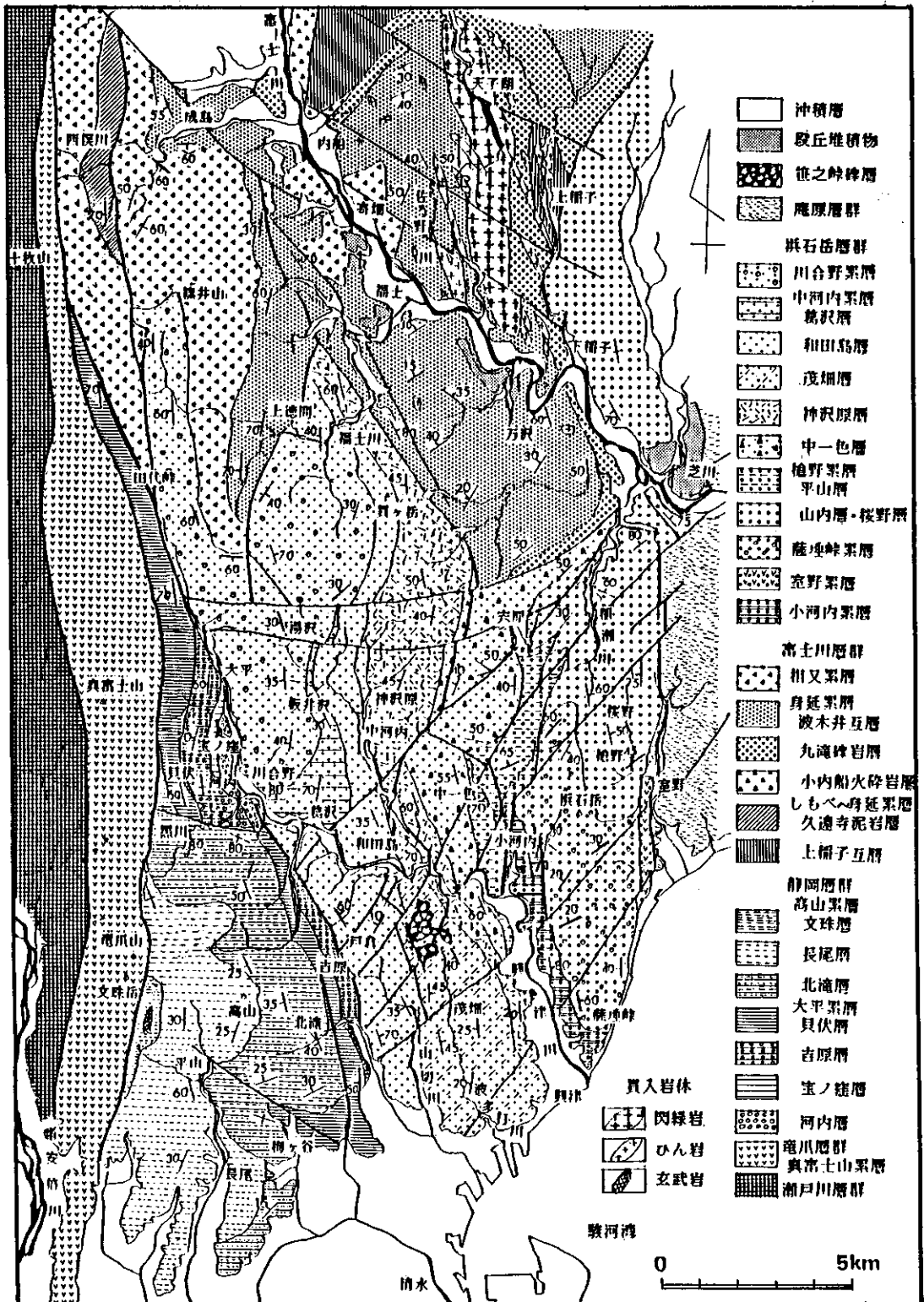
真富士山累層（新称）：本累層は、竜爪—真富士山を中心に分布し、粗面岩と流紋岩の溶岩および火砕岩層と各種の同時貫入岩体からなる。池田（1978）によれば、本累層は岩質的に黒沢黒雲母斜長石流紋岩、浅間原斜長石流紋岩、真富士ソーダ粗面岩に区分され、それぞれ指交関係にある。また、貫入岩体としては無斑晶石英ソーダ粗面岩、流紋岩、含石英普通輝石粗粒玄武岩、石英ソーダ粗面岩、粗粒玄武岩、トロニウム岩、閃緑岩が認められている。本累層の構造は $N35^{\circ}E \sim N20^{\circ}W$ 走向で西へ $35^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 傾斜した同斜構造である。層厚 2,000 m 以上。なお、高草山の北東に分布する宗小路凝灰岩層（高草山団研，1979）も本累層に含まれる。

高草山累層（石川，1976を再定義）：本累層は大崩海岸や高草山周辺に分布する粗面安山岩とアルカリ玄武岩溶岩からなり、高草山団研（1979）の平玄武岩層に相当する。溶岩はしばしば枕状を呈し、個々の溶岩層が識別できる。本累層中には泥岩の薄層を挟在するが、焼津市花沢などに分布する泥岩層からは *Globigerinoides sicanus* DE STEFANI など BLOW（1969）の N 8 層準（前期中新世）の浮遊性有孔虫化石が報告されている（茨木，1981）。貫入岩体には斑れい岩、粗粒玄武岩、アルカリ玄武岩、粗面岩などがあり、これらは産状から高草山累層の噴出岩の貫入相と考えられる。本累層の構造は高草山地域の中央を南北に縦断する十枚山構造線の東西で異なっている。東の丸子—大崩地区は $NS \sim N20^{\circ}E$ 走向で西に $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 傾斜であるが、西の高草山地区は NW 走向で南西に $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$ 傾斜している。層厚 1,200 m 以上。

三輪累層（高草山団研，1979）：高草山地区の岡部町三輪から焼津市坂本にかけて分布する砂岩泥岩互層で、高草山累層に整合で累重する。構造は NW 走向で南西に $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$ 傾斜している。層厚 300 m 以上。

2) 静岡層群（伊田，1945を再定義）

本層群は竜爪山—真富士山の東側、すなわち小淵沢—静岡衝上（松田，1961）と田代峠衝上（伊田，1954）にはさまれた地域に分布し、凝灰質粗粒砂岩および砂岩泥岩互層からなる。本層群を松田（1961）は静岡累層として、含まれる凝灰岩の岩相から富士川層群の相又累層に対比した。茨木（1981）は本層群の泥岩の浮遊性有孔虫化石を検討し、*Globorotalia linguaensis* BOLLI などの



第3図 富士川谷南部の地質図

産出から、BLOW (1969) の N16-17 層準と推定した。富士川谷北部で N16-17 層準は西八代層群最上部から富士川層群のしもべ累層にあたる(千地・紺田, 1978)。しかし、富士川谷における粗粒堆積物の流入は身延累層からはじまることから、本層群は身延累層付近に対比されると思われる。本層群は下位から大平累層と高山累層に区分され、前者は、興津川上流の黒川付近を東南東-西北西にはしる貝伏断層の北部に、後者は南部に主に分布する。構造は全般に NS 走向で西に 30°~60° 傾斜であるが、黒川の南と梅ヶ谷では EW 走向で垂直傾斜南上位となり、高山向斜と梅ヶ谷背斜を形成する。

大平累層(新称): 本累層は興津川上流右岸の山地に主に分布し、砂岩泥岩互層と泥岩層からなる。本累層は下位から河内層、宝ノ窪層、吉原層、貝伏層からなる。河内層は厚さ 20cm 前後で互層する凝灰質砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり、層厚は 600m 以上である。宝ノ窪層は黒色~暗灰色の無層理泥岩層からなり、層厚は宝ノ窪で 200m である。吉原層は砂岩優勢砂岩泥岩互層で、砂岩は粗粒でしばしば細礫を含む。層厚は寺社畑東方で 700m である。貝伏層は黒色~暗灰色の無層理泥岩層からなり、層厚は 600m である。なお、本累層の部層名は小池(1957)によるものである。

高山累層(新称): 清水・静岡市街地北側の山地に分布する砂岩泥岩互層を主体とする地層群で、下位から北滝層、長尾層、文珠層からなる。北滝層は砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり、細礫岩層も挟在する。貝伏断層と梅ヶ谷背斜の間の高山向斜の軸部で層厚が 1,300m である。長尾層は等量の砂岩泥岩互層からなり、上部ほど細粒になる。本層上部には 4 枚の白色凝灰質砂岩層が挟在する。層厚は 1,000m 以上である。文珠層は泥岩層からなり、下部に礫が含まれる。礫は石灰岩、珪質頁岩、凝灰岩、砂岩などの垂角礫で、石灰岩礫からは *Nepherolepidina* sp. が多産する。小淵沢-静岡衝上沿いに分布する本層上部の泥岩層は強い破碎をうけている。本層の層厚は 150m 以上である。なお、本累層の部層名のうち長尾層と文珠層は小池(1957)によるものである。

3) 浜石岳層群(柴・駿河湾団研, 1986)

本層群は、富士川谷南部の浜石岳周辺、興津川流域、貫ヶ岳周辺、芝川町に広く分布する礫岩層・砂岩泥岩互層・火砕岩層からなる地層群である。本層群は層序学的に富士川層群の身延・相又累層より上位に位置していること、岩相の類似などから、富士川層群の曙累層に対比される。本層群は下位から小河内、室野、薩埵峠、槍野、中河内、川合野の各累層からなり、それぞれの関係は一部にけずり込みはあるものの整合関係である。本層群の地質時代は、鮮新世と考えられる。本層群の全体の構造は、稲瀬川にそう NNE-SSW 方向の軸をもつ背斜構造(稲瀬川背斜)とその両翼の 2 つの向斜構造とによって支配されている。本層群中に発達する断層は EW 方向(野下断層など)、NE-SW 方向(桑又川断層など)、NS 方向(田代峠衝上など)のものが顕著に認められる。本層群の記載については柴・駿河湾団研(1986)にしたがって行なう。

小河内累層: 本累層は南北方向の背斜軸部に分布し、南北方向の軸をもつ波長数 10m~数 100m の小褶曲が認められる。本累層は泥岩優勢砂岩泥岩互層からなり、安山岩質火山凝灰岩層を数枚挟在する。本累層は興津川下流河床から左岸の丘陵に分布する。層厚は 200m 以上である。

室野累層: 安山岩質溶岩および凝灰角礫岩と砂岩泥岩互層からなり、由比川ぞいに分布する。室野から白井沢にかけて砂岩泥岩互層中に角閃石石英安山岩質の凝灰岩層が数枚挟在する。層厚は 600m 以上である。

薩埵峠累層: 下部は細~中礫岩層と砂岩泥岩互層からなり、上部は礫岩と砂岩の互層からなる。本層は浜石岳山地の南部にある薩埵峠向斜に支配されて分布する。礫岩層の礫種は安山岩が卓越し、その他に頁岩、砂岩、花こう岩、閃緑岩などがある。層厚は最大で 2,500m である。薩埵峠向斜は陣場山付近で向斜軸が消滅し、向斜東翼の本層は西山寺背斜の北翼で上位層を支配する槍野向斜の

軸部にむかって層厚が急激に薄化する。

槍野累層：本累層は浜石岳山地の北部および稲瀬川、小河内川流域、さらに芝川北西部に分布し、稲瀬川背斜の両翼で岩相が異なる。東翼は含礫砂岩層と火山円礫岩を主体とし、安山岩質凝灰角礫岩層を挟在する（山内層と桜野層）。西翼は泥岩優勢砂岩泥岩互層からなり、これは平山層と呼ばれる。本累層基底には東翼で数mの砂岩の角礫を含む不淘汰礫岩層が発達し、西翼ではスランプ構造を呈する泥岩優勢砂岩泥岩互層が発達する。層厚は、稲瀬川背斜の東翼で最大2,500m、西翼で900mである。

中河内累層：本累層は興津川、波多打川、山切川流域に分布し、礫岩層を伴う砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり、下部と上部に安山岩質凝灰角礫岩層および溶岩を挟在する。本累層は下位から中一色層、神沢原層、茂畑層、和田島層、葛沢層の5部層からなる。中一色層は安山岩質凝灰角礫岩層と溶岩、礫岩層、砂岩層からなる。安山岩の岩質は角閃石安山岩と普通輝石安山岩である。本層は、中一色をとる WNW-ESE 方向の軸をもつ中一色背斜の北翼で火砕岩層が厚く発達し、南翼では急激に厚さを減じる。最大層厚1,100mである。神沢原層は貫ヶ岳の西から中河内川の東岸に分布し、礫岩層と砂岩層からなる。神沢原から北では礫岩層が、南では砂岩優勢砂岩泥岩互層が卓越する。層厚は神沢原で1,500mで南にむかって薄化する。茂畑層は波多打川ぞいの茂畑向斜に支配されて分布し、礫岩を伴う砂岩優勢砂岩泥岩互層からなる。層厚は600mである。和田島層は砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり、戸倉向斜に支配されて分布する。層厚は和田島の南で800m以上、北で400mである。葛沢層は安山岩質凝灰角礫岩層と泥岩層からなり、安山岩の岩質は紫蘇輝石石英安山岩、角閃石安山岩、普通輝石安山岩などである。本層は戸倉向斜の軸部にあたる葛沢付近に分布し、層厚は葛沢で700m、北で薄化して200mである。

川合野累層：礫岩層を主体とし、川合野から北の山地に分布する。本累層は下位層を一部けずり込んで、川合野向斜に支配されて分布するが、その西翼は田代峠衝上によって切られる。本累層下部には凝灰角礫岩をとまなう泥岩層が挟在する。湯沢の北にある NW-SE 方向の軸をもつ湯沢背斜の東翼では岩相が急激に細粒化し、砂岩優勢砂岩泥岩互層に移化する。礫岩は中～大礫、よく円磨された安山岩、砂岩、頁岩、チャート、閃緑岩などの礫からなる。層厚は1,500m以上。

3. 浜石岳層群の堆積と構造運動

浜石岳層群の各累層の分布は向斜構造と密接に関連している。また、水平方向の岩相変化や層厚変化については背斜構造と関連している。前者の例としては、薩埵峠累層が薩埵峠向斜に分布し、槍野累層の東半分が槍野向斜に分布するのをはじめ、中河内累層の茂畑層が茂畑向斜に、和田島累層が戸倉向斜に、川合野累層が川合野向斜にそれぞれ分布することがあげられる。後者の例としては、薩埵峠累層が西山寺背斜の北翼で地層が急激に薄くなることや、稲瀬川背斜の両翼で槍野累層の岩相と層厚が急激に変化することををはじめ、中一色背斜、杉山背斜、湯沢背斜と宍原の西にある背斜（宍原背斜）の両翼で岩相と層厚が変化することがあげられる。このような背斜の両翼における岩相と層厚の変化は地層の形成時に背斜の軸部がすでに高まりとして存在していたことをしめしている。すなわち、この高まりは粗粒堆積物の供給に対してバリアーの役割をはたし、背斜の両翼で急激な岩相変化を生じさせたものと考えられる。また、向斜に支配されて分布する各累層の形成については、すでに形成されていたか形成されつつあった2つの高まりの間にあるトラフ状の堆積盆に堆積物の供給が行なわれて集積されたと考えられる。

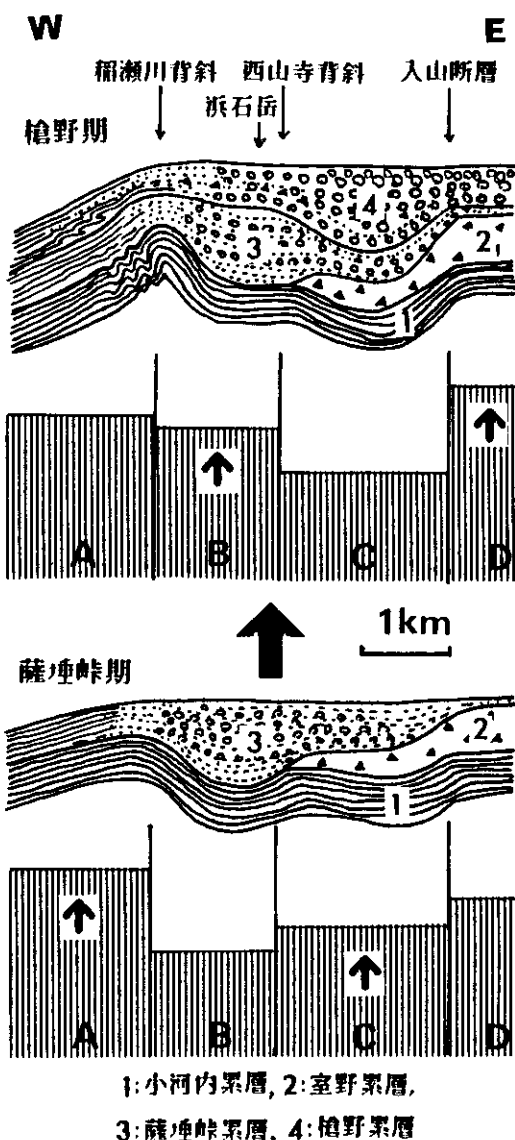
MUTTI and RICCI LUCCHI (1972) をはじめ、堆積層とその組合せを用いてタービダイトおよびそれに伴う粗粒堆積物の堆積環境を復元した例は多い。浜石岳層群の堆積物の特徴は富士川層群の身延累層（徐，1985）と同様に堆積物重力流（Sediment gravity flows；MIDDLETON and HAMP-

TON, 1976) によって形成された堆積物中に認められるものであり、これはWALKER(1976)の Turbidites and associated coarse clastic deposits と考えられる。

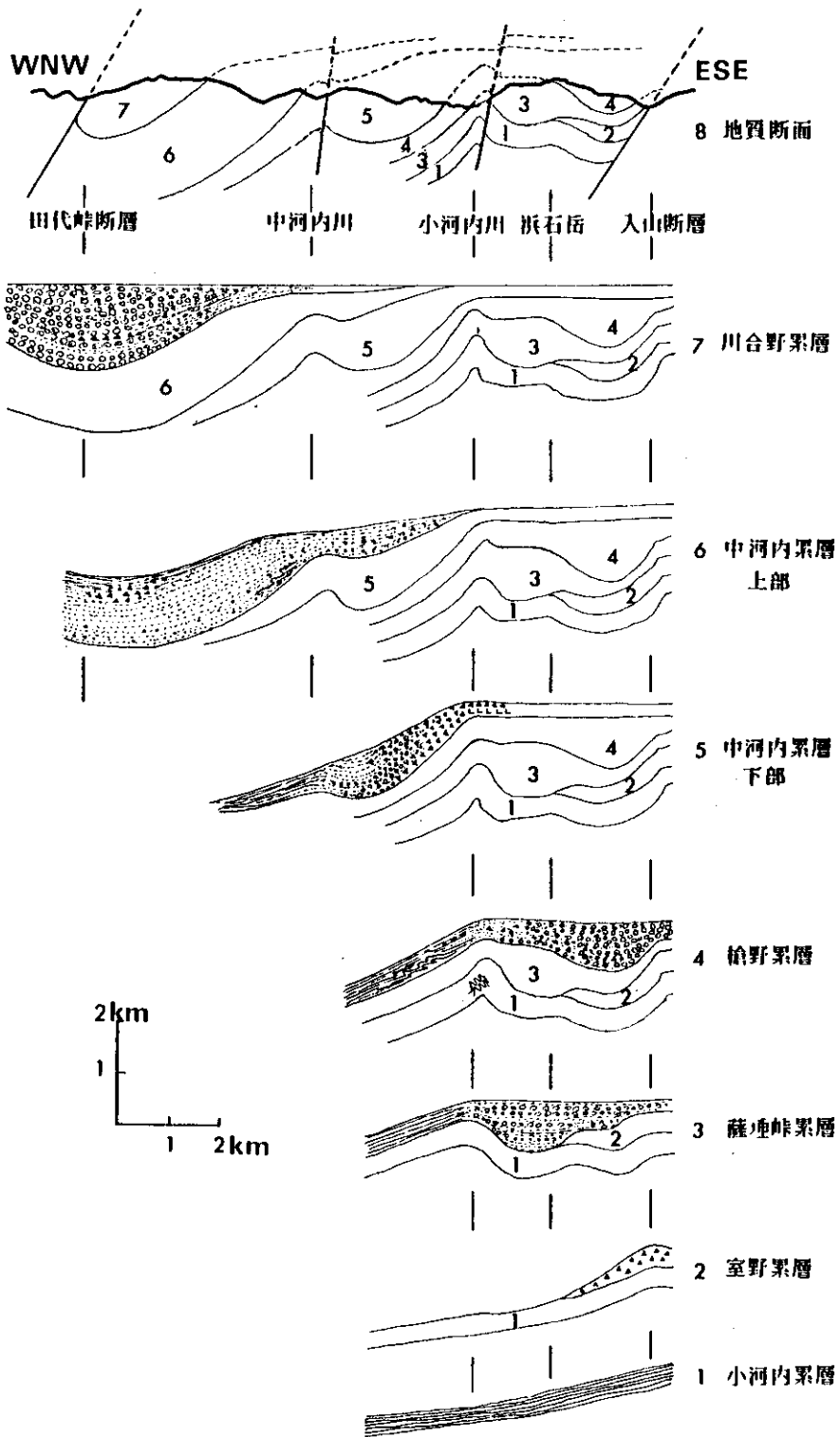
浜石岳層群とはほぼ同時代にあたる三浦層群は、褶曲形成について浜石岳層群と多くの類似点をもつ。三梨(1973, 1977)は三浦層群の堆積盆地の形成は基盤の断裂を反映したブロック運動によって形成されたとした。また、国安(1981)は剣崎背斜の小断層解析およびモデル実験を行ない、基盤ブロックが差別的に沈降するような堆積時構造運動とそれが反転上昇することによって背斜構造が形成されると結論した。浜石岳層群の背斜構造について国安(1981)のモデルで検討すると、構造形態や岩相・層厚の変化などの形成について統一的に説明できる。次に、その一例として稲瀬川背斜の形成過程についてのべる(第4図)。

薩埵峠期には現在の小河内累層分布域の基盤(A)が上昇し、東の室野火山との間にトラフが形成された。このトラフに粗粒堆積物が流入し、埋積した。薩埵峠累層には下位から上位へむかって堆積物の粗粒化が認められる。次の槍野期には堆積の場は東へスライドする。これは薩埵峠向斜の下の基盤(B)が隆起に転じた(上昇量がうまわった)ために稲瀬川背斜が形成され、背斜の東側には槍野向斜にあたるトラフが形成されたためと考えられる。このトラフは Inner channel の堆積物によって埋積され、これと同時期に稲瀬川背斜の西翼では泥岩優勢砂岩泥岩互層が堆積した。これは稲瀬川背斜が高まりとしてあり、北東方向から供給された粗粒堆積物がこの高まりの西にはほとんど流入しなかったからと思われる。稲瀬川背斜の形成に伴って、小河内累層では背斜の軸部西側が圧縮場となり小褶曲が形成し、槍野累層基底の背斜西翼では海底地滑りによるスランプ構造が形成されたと思われる。

浜石岳層群分布域の基盤構造は南北方向の背斜軸に沿う断層と野下断層などの東西方向の断層によって区切られたブロック群によって構成されていて、このブロック群の上昇運動と堆積物の供給とによって浜石岳層群の地層とその構造とが形成されたと考えられる。第5図は浜石岳をとる東南東-西北西の断面とそれに沿った各累層の形成過程をしめす復元スケッチである。これにもとづいて浜石岳層群の地層と構造形態の形成史についての概要をのべる。



第4図 浜石岳をとる東西断面における稲瀬川背斜の形成モデル。基盤の上昇と地層の形成過程をしめす。



第5図 浜石岳層群の東南東—西北西断面と各累層の形成過程

小河内累層は泥岩優勢砂岩泥岩互層を主体とし、大陸斜面に堆積したと思われる。次の室野期には入山断層の東側の基盤が上昇し、それに伴って入山断層沿いに海底火山活動が起こった。薩埵峠期には上述したように、薩埵峠トラフの形成とその埋積が行なわれた。槍野期には稲瀬川背斜の形成と槍野トラフの埋積、と同時に背斜西翼での泥岩優勢砂岩泥岩互層の堆積が行なわれた。これに続く中河内累層の堆積時には堆積の中心は稲瀬川背斜の西側に移る。これは、東翼の全般的な基盤の隆起に伴って、東翼のトラフが埋積されたこと、堆積物の供給路の変化が生じたためと思われる。中河内累層は下位から上位にむかって細粒化する堆積物で、南部には杉山背斜のために2つのトラフがあるものの、基本的に NNW-SSE 方向の軸をもつ戸倉向斜を東から埋積していったと考えられる。古流向解析の結果(柴・駿河湾団研, 1936)から砂の主要供給方向は向斜軸と平行で北北西からと考えられ、神沢原層にみられる北東方向からの礫の供給は側方の Channel からと考えられる。川合野累層は Inner channel の堆積物で、湯沢背斜の東翼で礫岩層がなくなることなどから礫の供給は北西方向から行なわれたと考えられる。中河内期から川合野期への堆積環境の顕著な変化は後背地の隆起に伴う供給路の変化と礫の供給量の増大などの原因が考えられる。

このような浜石岳層群にみられる堆積作用は堆積物の供給と堆積の場の形成という2つの要因によって規定されている。堆積物の供給は後背地の構造運動と密接に関連し、供給路の位置や堆積物の粒度と量、堆積過程がその要素としてあげられる。堆積の場の形成はその場所の基盤ブロックの上昇運動に密接に関連している。浜石岳層群では地層の層厚が水平方向に急激に薄くなったり、時にはなくなることがある。このような現象は堆積物の供給と堆積の場の形成という見方からすると古地形の復元に重要な意味をもっている。

第5-8図は現在の浜石岳層群の地質断面図であるが、川合野累層堆積終了の図(第5-7図)と比較すると浜石岳層群堆積時から大きく変形していないことに気付く。浜石岳層群の褶曲構造は浜石岳層群堆積時にすでに形成され、その後は断層などによって多少強調されたり、変形されたと考えられる。

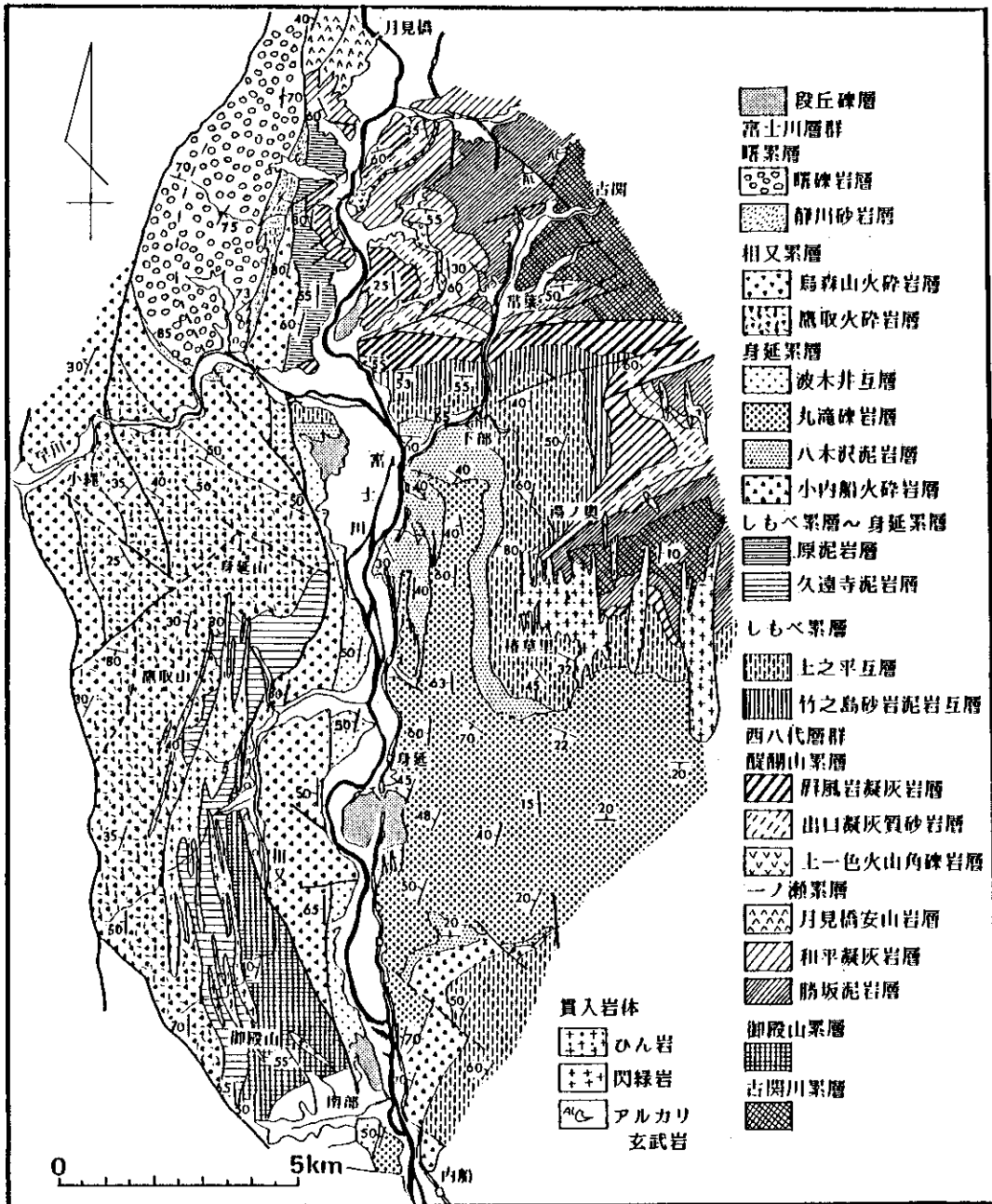
浜石岳層群を変位させる断層のうち E-W 方向と NE-SW 方向の断層は浜石岳層群堆積後から笹之峠礫層堆積前に形成された(柴・駿河湾団研, 1986)。笹之峠礫層は茂畑の北の笹之峠付近に分布し、浜石岳層群を不整合に覆う更新世の礫層である。これらの断層は、庵原層群までも変位させていることから庵原層群堆積後から笹之峠堆積前に形成されたと考えられる。

野下断層は浜石岳層群堆積前に大きな変位をもつ断層としてすでに存在していて、更新世にも再活動した断層と考えられる(柴・駿河湾団研, 1986)。人工地震探査の結果から野下断層の北側の基盤は南側よりも 1.5 km 高まっていることが明らかにされていて(棚田ほか, 1984)、このことは層序学的にも支持できる。すなわち、富士川谷の新第三系の分布からみて野下断層は富士川谷南部と北部を境する基盤断裂と考えられる。

4. 富士川層群の層序と構造

富士川谷北部には巨摩層群(小坂・角田, 1986)、西八代層群(松田・水野, 1955)と富士川層群が分布している。富士川層群は、松田(1961)によって静岡-西八代地区に分布する静岡層群(秋山, 1957; 松田, 1958)とそれに相当する富士川谷の他の地区の地層群を一括したものと定義された。しかし、本稿では南部に分布する松田(1961)の富士川層群に含まれる静岡累層を静岡層群に、和田島・小河内・浜石岳累層を浜石岳層群として定義した。そのため、松田(1961)の富士川層群から南部に分布するこの2つの層群を除いた地層群を富士川層群として定義する。

富士川層群は下位から、しもべ、身延、相又、曙累層からなり、しもべと身延累層は主に身延衝上の東側に分布し、相又と曙累層は主に西側に分布する。富士川谷北部はその中央を屈曲しながら



第7図 富士川谷北部の地質図

南北に走る身延衝上によって東西2つの地区に分けられる。背斜・向斜構造については東部地区ではNE-SW方向のもの(常葉・湯ノ奥・内船背斜, しもべ・身延向斜)が発達し, 西部地区ではNNW-SSE方向のもの(小縄背斜・曙向斜)が発達する。断層には3つの系統があり, その中の2つは上述の背斜軸に平行な断層で, 東部地区のNE-SW方向と, 西部地区のNNW-SSE方向のものがある。他のひとつは上の2つにそれぞれ直交するものである。富士川層群の地質時代について, 千地・紺田(1978)は浮遊性有孔虫化石の検討から中新世と鮮新世の境界を身延累層最下部付近にしている。また, UJIE and MURAKI(1976)は曙累層の下部から *Globorotalia tosaensis* TAKAYANAGI and SAITOの初出現を報告している。第6図に静岡層群および富士川層群の研究者別の層序をしめす。第7図に松田(1961)の岩相分布をもとに新層序で区分した富士川谷北部の地質図をしめす。

次に, 各累層の概略と従来との変更点などについて述べる。なお, 火山岩の岩石名については島津ほか(1983)にしたがった。

しもべ累層：本累層は竹ノ島砂岩泥岩互層と上ノ平互層にわけられ, 前者は砂岩優勢砂岩泥岩互層で中部に細礫岩層を挟在する。層厚は600mである。後者は泥岩優勢砂岩泥岩互層を主体とし, 角閃石-普通輝石安山岩質凝灰岩層, 角閃石石英安山岩質凝灰岩層や細礫岩層を挟在する。層厚は最大で1,400mである。

身延累層：本累層は身延断層の東側および万沢地域などに分布し, 下位より小内船火砕岩層, 八木沢泥岩層, 丸滝礫岩層, 波木井互層に区分される。小内船火砕岩層は紫蘇輝石-普通輝石安山岩質溶岩および火砕岩からなり, 砂岩泥岩互層や石英安山岩質凝灰岩層を挟在する。層厚は内船背斜の軸部で最大で700mである。八木沢泥岩層は泥岩優勢砂岩泥岩互層からなり, 丸滝礫岩層と同時に異相の関係にある(徐, 1985)。丸滝礫岩層は主に礫岩からなり泥岩や砂岩, 凝灰岩の薄層を挟在する。礫岩の礫種は砂岩, 頁岩, ホルンフェルス, 石英閃緑岩, 酸性深成岩よりなる。層厚は最大で2,000mである。波木井互層は砂岩優勢砂岩泥岩互層からなり, しばしば礫岩層と石英安山岩質凝灰岩層を挟在する。本層は内船背斜の南翼や万沢地域にむしろ広く分布している(富士川団研, 1976: SHO, 1986)。層厚は最大で1,500mである。

相又累層：本累層は松田(1961)が鳥森山, 鷹取, 月夜, 篠井山, 寄畑火砕岩層などとよんだ地層群で, 身延衝上の西では早川流域-身延山-鷹取山-相又川上流に分布し, 身延衝上の東では相又や寄畑, 成島断層の南では篠井山周辺に分布する。本累層は普通輝石玄武岩, かんらん石-紫蘇輝石-普通輝石玄武岩質安山岩, 紫蘇輝石-普通輝石安山岩, 角閃石-紫蘇輝石-普通輝石安山岩などの自破碎溶岩, 火山角礫岩, 凝灰角礫岩, 粗粒凝灰岩を主とし, しばしば砂岩泥岩互層を挟在する。層厚は1,000m~2,000mである。

身延衝上以西の地域(相又地域)には火山岩類が広く分布し, 地層の細分や身延衝上以東の地域(身延地域)との対比が容易でない。松田(1961)によれば, 相又地域には西八代層群に対比される御殿山累層とよばれる玄武岩質火山岩類が分布し, その上に整合に重なる久遠寺泥岩をしもべ累層に対比した。さらに, この泥岩の上に整合で鷹取山火砕岩が重なることから, これらを身延地域のしもべ累層の直上にくる小内船火砕岩に対比し, 身延累層と相又累層は指交関係にあるとした。島津ほか(1983)は相又地域の火山岩類を夏秋火砕岩と呼びかえ, その層準を松田(1961)と同様に身延累層に含めた。松田(1961)の火砕岩を鍵層とした単純な岩相對比によって富士川谷南部の層序が混乱したように, 相又地域においても単に泥岩層の上位の火砕岩だからといって身延地域の小内船火砕岩層に対比するのは危険である。小内船火砕岩層は内船背斜軸部で行なわれた身延累層中の火山活動の産物であり, 相又累層の火山岩類は三ツ石凝灰角礫岩層(富士川団研, 1976)の層準から出現する身延衝上の西側で行なわれた火山活動であり, 両者は異なった層準のものであると

思われる。すなわち、相又累層の火山岩類は身延累層の上位に位置づけられる。

曙累層：本累層は下位から静川砂岩層と曙礫岩層からなり、主に早川北側の山地に分布する。静川砂岩層は凝灰質礫質砂岩からなり、貝化石を多産する。その上部は青灰色無層理泥岩層を主体とし、全体で層厚は300mである。曙礫岩層は礫岩層を主体とし、砂岩・泥岩の薄層を挟在する。礫岩は円磨度のよい中礫を主体とし、礫種は花こう岩類、ホルンフェルス、チャート砂岩、頁岩などからなる。層厚は向斜軸部で厚く最大3,500mである。

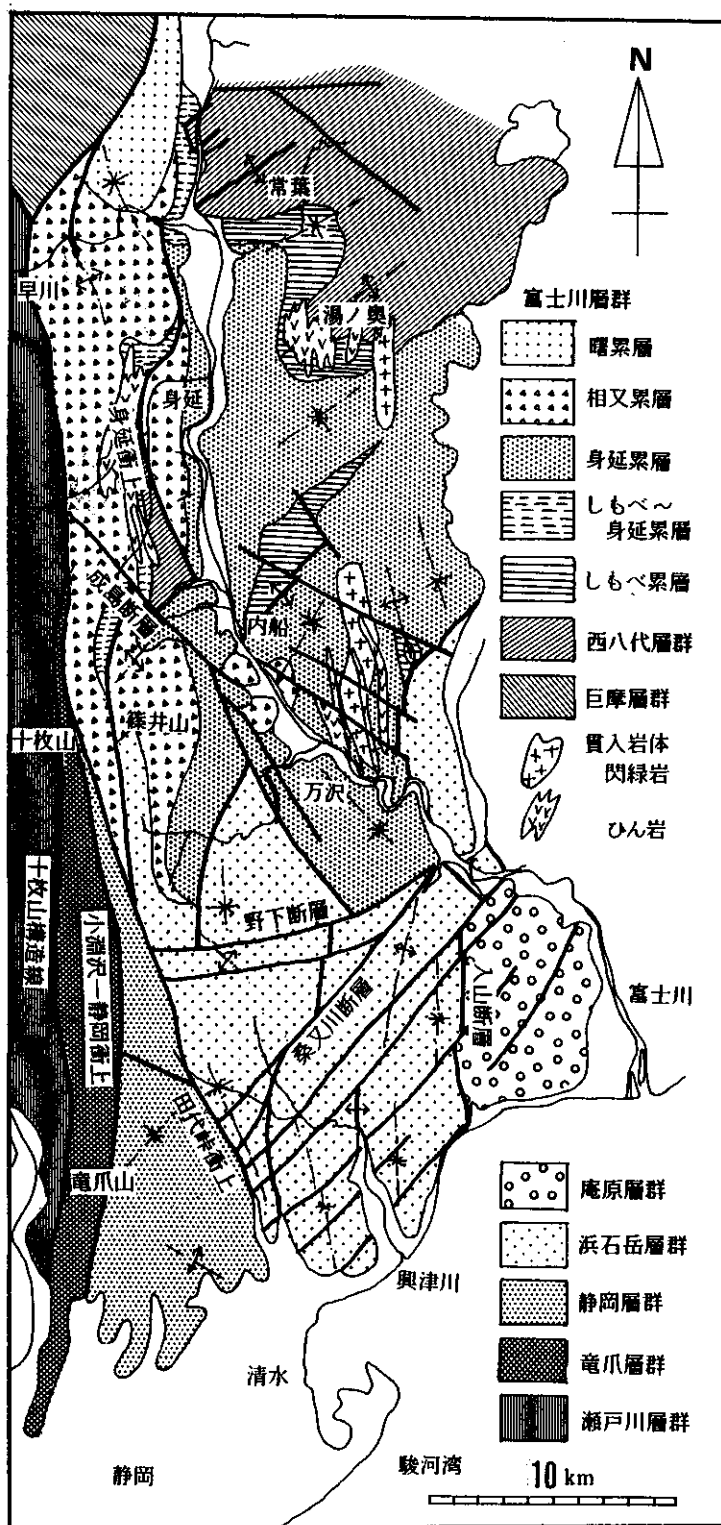
5. 富士川谷の層序と構造発達史

第8図に富士川谷北部と南部の層序対比をしめし、第9図に富士川谷の地質図をしめした。第10図は富士川谷の新第三系の各層群・累層の相対的沈降域をしめす東西および南北断面である。この図は千葉・富士川団研(1980)の原図をもとに本稿の層序にしたがって改変したものである。これでわかるように富士川層群およびその相当層は、東西から北東-南西方向と南北方向の背斜軸や断層によって区切られたブロックを単位として堆積物の集積や地層の構造形態が支配されている。富士川谷北部における地層と褶曲の形成が基盤ブロックの運動と深いかわりにあることはすでに富士川団研(1976)と角田・富士川団研(1976)によって指摘されている。筆者は、富士川谷の新第三系の集積と構造形態を支配したものは、東西から北東-南西方向と南北方向の断層によって区切られた基盤ブロックの上昇運動であると考え。次に、浜石岳層群で認められた基盤ブロックの上昇と堆積物の供給という2つの要素が地層の堆積と構造形態を規定するという見方にたつて、富士川谷全体の構造発達史を推論する。

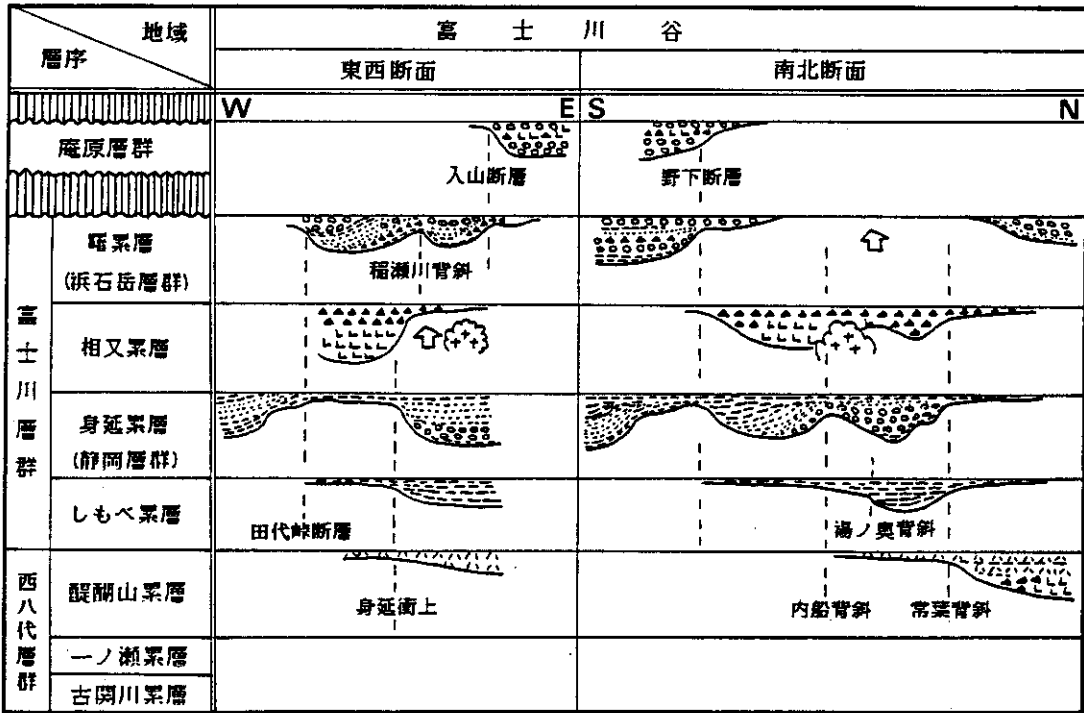
富士川谷の基盤は、新第三系の堆積以前にすでに東西から北東-南西方向と南北方向の断層によって区切られたブロック群で構成されていたと思われる。中期中新世付近からはじまる関東山地を中心とする隆起によって東西方向の断層や基盤ブロックの上昇が起り、堆積の場となるトラフが形成した。それと同時に、関東山地を中心とする隆起は富士川谷のトラフに堆積物を大量に供給しはじめる。富士川層群しもべ累層堆積時には、西八代層群の北東-南西方向の背斜部が形成され、その間に形成された向斜部には細粒堆積物が堆積した。身延累層堆積時にもこの向斜部の形成が継続したが、後背地から西桂 Channel (Sho, 1986) を通ってもたらされた大量の砂礫がこの向斜部を埋積した。相又期になり、身延衝上の東側の上昇と同時にカルクアルカリ岩の火山活動が身延断層の西側の地域に起り、厚い火砕岩層が堆積した。相又期以降の構造は、基盤の東西から北東-南西方向の構造は残しているものの全般に南北方向の構造に支配されている。身延衝上の位置は、

時代	北部地域		南部地域	
鮮 新 世	富 士 川 層 群	曙累層	浜 石 岳 層 群	川合野累層
				中河内累層
		相又累層		檜野累層
				薩埵峠累層
身延累層	室野累層			
	小河内累層			
中 新 世	西 八 代 層 群	しもべ累層	静 岡 層 群	高山累層
		醍醐山累層		大平累層
		一ノ瀬累層	竜 爪 層 群	三輪累層
		古閑川累層		高草山累層
				真富士山累層

第8図 富士川谷の層序



第9図 富士川谷の地質図



第10図 富士川谷に分布する新第三系の各累層における相対的沈降域をしめす東西および南北断面

隆起・沈降運動の質的な変化線だった可能性が強く（富士川団研，1976），身延累層堆積時には断層崖が推定されている（Sho，1986）。身延衝上の東西における，東西方向から南北方向への構造方向の変換は富士川の東西での基盤構造の違いを反映し，相又累層堆積時に行なわれたと考えられる。この南北方向への構造方向の変換は赤石山地の隆起運動に起因していると考えられる。すなわち，相又期から赤石山地の隆起がはじまり，特に富士川の西の地域はその影響を強くうけ，南北方向の断裂や基盤ブロックの上昇が行なわれたと思われる。また，相又期の末期には深成岩体の貫入が行なわれ，今まで堆積の中心だった富士川谷中部が隆起し，曙期にその北と南に粗粒堆積物を堆積させた。松田（1984）によれば，この時期に御坂山地はすでに海面上に隆起していて多量の砂礫を供給したが，まだ赤石山地は多量の礫を供給するほどの山地にはなっていなかった。

富士川層群の褶曲構造の形態は堆積時に形成されたが，その後の衝上性の断層運動によって変形する。これは，鮮新世後期から第四紀にかけての本州弧と伊豆一小笠原弧の大規模な上昇によるものと考えられる。すなわち，矢野（1982）が指摘しているように，この時本州弧が伊豆一小笠原弧よりも上昇が上まわったため，富士川谷においては各基盤ブロックの境界の多くが衝上断層として再活動したと思われる。

謝 辞

研究発表の機会をあたえていただいた「大磯・丹沢周辺のテクトニクス」シンポジウムの世話人の方々，富士川谷の層序について議論して下さった駿河湾団研と富士川団研のメンバーに厚く御礼申しあげる。

引用文献

- 秋山雅彦, 1957: 山梨県富士川上流地域の第三紀層の層序と地質構造について. 地質雑, **63**, 669-683.
- BLOW, W. H., 1969: Late Middle Eocene to planktonic foraminiferal biostratigraphy. In P. BRONNIMANN and H. H. RENZ, eds.: *Internat. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva*, 1967, *Proc.*, 199-421.
- 千葉達朗・富士川団研グループ, 1980: 「南部フォッサ・マグナ」富士川谷第三系～第四系の堆積盆形成史. 地団研第34回総会学術シンポジウム講演要旨, 85.
- 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一. 『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: 富士川上流における新第三系の地質構造について. 地質論集, **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時代. 地質雑, **87**, 47-49.
- 伊田一善, 1945: 所謂『中央地溝帯』南西部の地質構造. 京大地質学術報告, **4**, 1-12.
- 池田保夫, 1978: 静岡県竜爪層群の火成岩類について. 岩鉱, **73**, 47-57.
- 石川政憲, 1976: 静岡県高草山地域のアルカリ岩類. 地質論集, **13**, 367-379.
- 小池 清, 1957: 南関東の地質構造発達史. 地球科学, **34**, 1-16.
- 小坂共栄・角田史雄, 1969: 山梨県西部, 巨摩山地第三系の地質. 地質雑, **75**, 127-140.
- 国安 稔, 1981: 三浦半島剣崎背斜の形成モデル. 構造地質, **26**, 117-126.
- 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—その湾曲発達史. 藤田和夫編, 『アジアの変動帯』, 海文堂, 127-146.
- , 水野篤行, 1955: 富士川上流の西八代層群の層序. 地質雑, **61**, 258-27.
- MATSUDA, T., 1978: Collision of the Izu-Bonin Arc with central Honshu, Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Jour. Phys. Earth*, **26**, 409-421.
- MIDDLETON, G. V. and HAMPTON, M. A., 1976: Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In D. J. STANLEY and D. J. P. SWIFT, eds.: *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, John Wiley and Sons, Inc., 197-218.
- MUTTI, E. and RICCI LUCCHI, F., 1972: Le trobiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Italy*, **11**, 161-199. (English translation in *International Geology Review*, 1978, **20**, 125-166.)
- 三梨 昂, 1973: 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, **27**, 48-65.
- , 1977: 層厚変化による堆積層の区分単元とその基盤運動. 藤岡一男教授退官記念論文集, 249-260.
- 大塚弥之助, 1938: 静岡県庵原郡東部の地質構造. 震研報, **16**, 415-451.
- 柴 正博・駿河湾団体研究グループ, 1986: 静岡県清水市北部, 興津川流域の地質. 地球科学, **40**, 147-165.
- , 小林 滋・駿河湾団研, 1986: 富士川下流の第四系, 特に庵原層群の層序について. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, 110.
- 島津光夫・成田 賢・古屋一彦, 1983: 富士川中流域, 身延付近の富士川層群の火山岩類. 地質雑, **89**, 625-643.
- 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の堆積相とその形成過程. 地質雑, **91**, 87-107.
- SHO, W., 1986: Reconstruction of Fujikawa trough in Mio-Pliocene age its Geotectonic implication. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ. ser. Geol. Miner.*, **52**, 1-68.
- 杉山雄一・下川浩一・坂本 享・秦 光男, 1982: 静岡地域の地質, 地域地質研究報告5万分の1図幅, 地質調査所, 1-82.
- 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**, 145-158.
- 高草山団体研究グループ, 1979: 静岡県高草山地域の層序と構造. 地質論集, **16**, 157-167.

- 棚田俊収・東海大学海洋学部人工地震グループ, 1984: 採石発破による富士川周辺の地下構造. 物探学会講演要旨, 3-4.
- 徳山 明, 1972: 糸魚川-静岡線沿いの竜爪山帯と大崩海岸地域の地質概説. 静大地学研報, 3, 7-11.
- , 吉田鎮男・地殻物理学講座第一回生, 1979: 山梨県下部周辺地域の新第三系の地質, 特に剪断褶曲について. 静大地球科学研究報告, 4, 1-7.
- TONOUCHI, S. and KOBAYASHI, K., 1983: Paleomagnetic and geotectonic investigation of ophiolite sites and surrounding rocks in south-central Honshu, Japan. In M. HASHIMOTO and S. UYEDA eds., : *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, Terra Sci. Pub., Tokyo, 261-288.
- 土 隆一・鮫島輝彦・岩橋 徹・徳山 明・伊藤通玄・黒田 直・藤吉 瞭・池谷仙之, 1974: 20万分の1地質図『静岡県』および説明書, 静岡県.
- 角田史雄・富士川団体研究グループ, 1976: 山梨県南部, 常葉地域の地質構造について. 埼大教養紀要, 12, 191-204.
- , 市原 靖・井上彰徳・小川 忠・金子昇司, 1977: 山梨県西部, 新第三系の地質構造について. 埼大教養紀要, 13, 65-92.
- UJIE, H. and MURAH, 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.
- 矢野孝雄, 1982: 後期新生代におけるフォッサマグナの基本構造. 構造地質, 28, 23-46.
- WALKER, R. G., 1979: Facies models 8, Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geosci. Canada*, 5, 91-103.