

報 文

551. 782. 1 : 551. 24 : 551. 8 (521. 72)

滋 賀 県 鈴 鹿 山 脈 西 麓 の 鮎 河 層 群

吉 田 史 郎*

Geology of the Ayugawa Group, Shiga Prefecture, Central Kinki

Fumio YOSHIDA

Abstract

The early-middle Miocene Ayugawa Group, belonging to the First Setouchi Super-group, distributed at the foot of the Suzuka mountain chain, Shiga Prefecture, is composed mainly of sandstone, mudstone and conglomerate and intercalated with thin acidic tuff layers at many horizons. The group is divided into three formations, namely, the Tsuchiyama, the Kurokawa and the Marutadani Formations in ascending order.

By the wedge-shaped elongation in a southeasterly direction of the Ōzuchi mass, which is mainly composed of the Paleozoic, the Ayugawa Group is structurally divided into the western and the eastern district. In the former district the total thickness is about 350 m and the strata are mostly dipping to the west or southwest gently. In the latter one, 750 m in maximum thickness and mostly to the east.

All the Kurabone, the Kumano and the Kawanishi Conglomerate described in IKEBE (1934) are considered to be the same formations as the Karatogawa Conglomerate, which is the basal conglomerate of the group, and *Nipponomarcia nakamurai* is mostly occurred within the Sendani Member, the upper one of the Tsuchiyama Formation.

Paleogeographically, the distribution maps of maximum grain size of the Karatogawa Conglomerate and the paleocurrent deduced from the cross bedding of the Kurokawa Formation indicate that the clastic sediments were mostly transported from the west and the Ōzuchi mass in the western district, and from the north in the east. Therefore the transgression of the First Setouchi Inland Sea is estimated to have invaded from south through the Takahatayama area probably in the late Early Miocene.

1. はじめに

滋賀県土山町・甲賀町東部には、海成中新統の鮎河層群が分布する。同層群は、野洲川中流域に分布しており、標高 400m 以下の比較的ゆるやかな山地を形成しつつ東西約 10 km, 南北約 8 km の範囲で分布している。

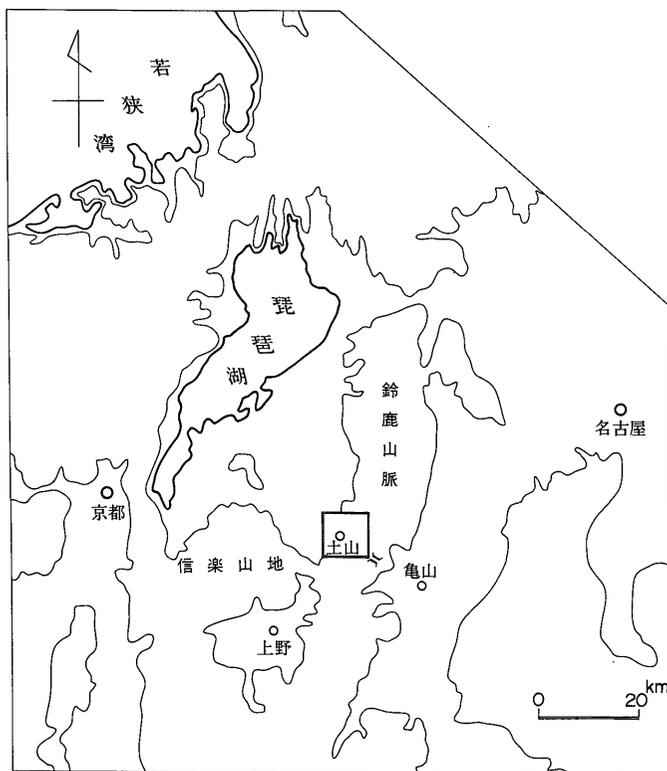
鮎河層群の東・北および南方では、美濃・丹波帯のいわゆる古生層およびそれを貫く白亜紀後期の鈴鹿花崗岩が、標高 700-900m の比較的急峻な鈴鹿山脈本体を形成している。一方、西方では標高 200-300m のゆるやかな丘陵を作る、鮮新-更新統の古琵琶湖層群が広く分布し

ている。

鮎河層群は、東・西・南縁を断層で切られ、北方のみが不整合で基盤と接している。そして、北縁の中央部では基盤の古生界が山地となって南方へ楔状に張出しているため、鮎河層群の分布を東西に 2 分するような形となる。池辺 (1934) は、この楔状の突出部を「青土山塊」と呼び、同層群の分布形態を馬蹄形にたとえている。

鮎河層群は、動植物化石を豊富に産し、瑞浪・一志・鈴鹿層群などと同様に第 1 瀬戸内累層群に属している (西南日本新生代研究グループ, 1960)。池辺ほか (1973) では、その年代は前期中新世末期から中期中新世初期とされている。本層群の層序・構造・化石についての精細

* 大阪出張所



第 1 図 位置図 (□内調査地域)

な研究には、池辺 (1934) の論文がある。

池辺 (1934) は、貝化石群集の研究から *Vicaryella-Vicarya* を産出する半淡水性の鮎河相と、*Glycymeris* を産出する浅海性の山内相の 2 つの沈積相を認め、後者に対して次のような層序区分を行った。

- | | | |
|-----|---|----------|
| 上部層 | } | 山女原砂岩層 |
| | | 上の平砂岩泥岩層 |
| | | 千谷砂岩泥岩層 |
| 下部層 | } | 滝谷砂岩層 |
| | | 唐土川礫岩層 |

そして、上の平層には層相が礫岩相に変化する地域があるととして、鮎河南方に露出するものを鮎川礫層、倉骨 (市場南東) に分布するものを倉骨礫層と呼んだ。さらに、高畑山の北、熊野断層に接して分布する礫岩層を、鮎河統上部のものとみなして、熊野礫層と呼び、唐土川層と区別している。

一方、鮎河相については「下部層は川西礫岩と合して基底礫岩となり、その間に滝谷砂岩を認める事が出来ない」と記述している。

筆者は、鮎河層群の研究を行い、その結果、同層群の層序・構造・古地理についていくつかの新知見を得たの

で、ここに報告する。

この報告をまとめるにあたり、大阪市立大学名誉教授池辺展生博士には原稿を読んで頂き、貴重な御意見、御助言を頂いた。大阪市立自然史博物館長千地万造博士には、浮遊性有孔虫化石の同定について御助言を頂いた。草津地学同好会の岡村喜明氏には貝化石の同定をして頂き、また滋賀県甲西中学の松岡長一郎先生には鮎河層群についての諸情報を教えて頂いた。以上の方々に心から御礼申し上げる。また現地調査にあたって、様々な便宜を計って頂いた、土山町役場企画開発課の皆様方にも心からの謝意を表す。

2. 地質概説

鮎河層群は、古生界、白亜紀後期の鈴鹿花崗岩、およびそれらを貫く岩脈類を不整合におおい、鮮新—更新統の古琵琶湖層群、段丘堆積物に不整合におおわれる。

古生層は、主に頁岩・チャートからなり、砂岩層をししば挟在する。その主要な分布は、青土山塊の大半および黒滝北東域にみられるが、鮎河層群の分布域にも点々と露出している。それらは、大沢北方および南方・次郎九郎・笹路・市場東方・鮎河南方・川西に見られる。那須が原林道・滝谷南方ではホルンフェルス化した古生

第1表 鮎河層群層序区分表

年代	地層区分	
完新世	沖積層	
更新世	段丘堆積層	
鮮新世	古琵琶湖層群	
中期中新世	鮎河層群	丸田谷累層
		地福砂岩泥岩層 上林礫岩層
前期中新世	鮎河層群	黒川累層
		山女原砂岩層 東野砂岩泥岩層 鮎川礫岩層 上の平砂岩層 ①
		土山累層
		千谷砂岩泥岩層 唐土川礫岩層
先中新世	基盤岩類(白亜紀花崗岩・古生界)	

① 笹路泥岩層

層が滝谷断層に伴って、花崗岩中に小規模に露出している。

鈴鹿花崗岩は、鮎河から大河原一帯、および山女原^{おかげのぼら}東方から深山口にかけて広く分布する。後者の領域に分布する鈴鹿花崗岩は、一般に中ないし粗粒の黒雲母花崗岩からなる。前者の花崗岩も同じく黒雲母花崗岩であり、その絶対年代は Rb-Sr 法により 79 m. y. を示す (早瀬・石坂, 1967)。一方、青土に小規模に分布する含輝石花崗閃緑岩 (緒方, 1959) と同質と思われる花崗質岩体が、蟹が坂北方、地点 116 東方に露出している。

岩脈類は石英斑岩・玢岩からなり、古生層・花崗岩を貫き、一般に NE-SW・NW-SE の 2 つの方向性を示している。

古琵琶湖層群は、粘土層・砂層・砂礫層などからなり、薄い火山灰層を挟在している。同層群と鮎河層群は、深山口から頓宮にかけては、頓宮断層で接している。頓宮から瀬の音にかけては、古琵琶湖層群の礫層¹⁾が鮎河層群を不整合におおっている。

段丘面の発達は、野洲川流域に沿って顕著にみられる。沖積面は、現河床沿いに小範囲に形成されているに過ぎない。段丘堆積物は、礫・砂・シルトからなり、礫は古生層の頁岩・チャート・砂岩、花崗岩が大部分であるが、まれに石英斑岩、鮎河層群の砂岩・泥岩を含んでいる。いずれも、よく円磨された円礫が大部分を占める。

1) 池辺(1934)の笹尾峠礫層。鎌掛研(1972)によれば、古琵琶湖層群に属するものとされている。

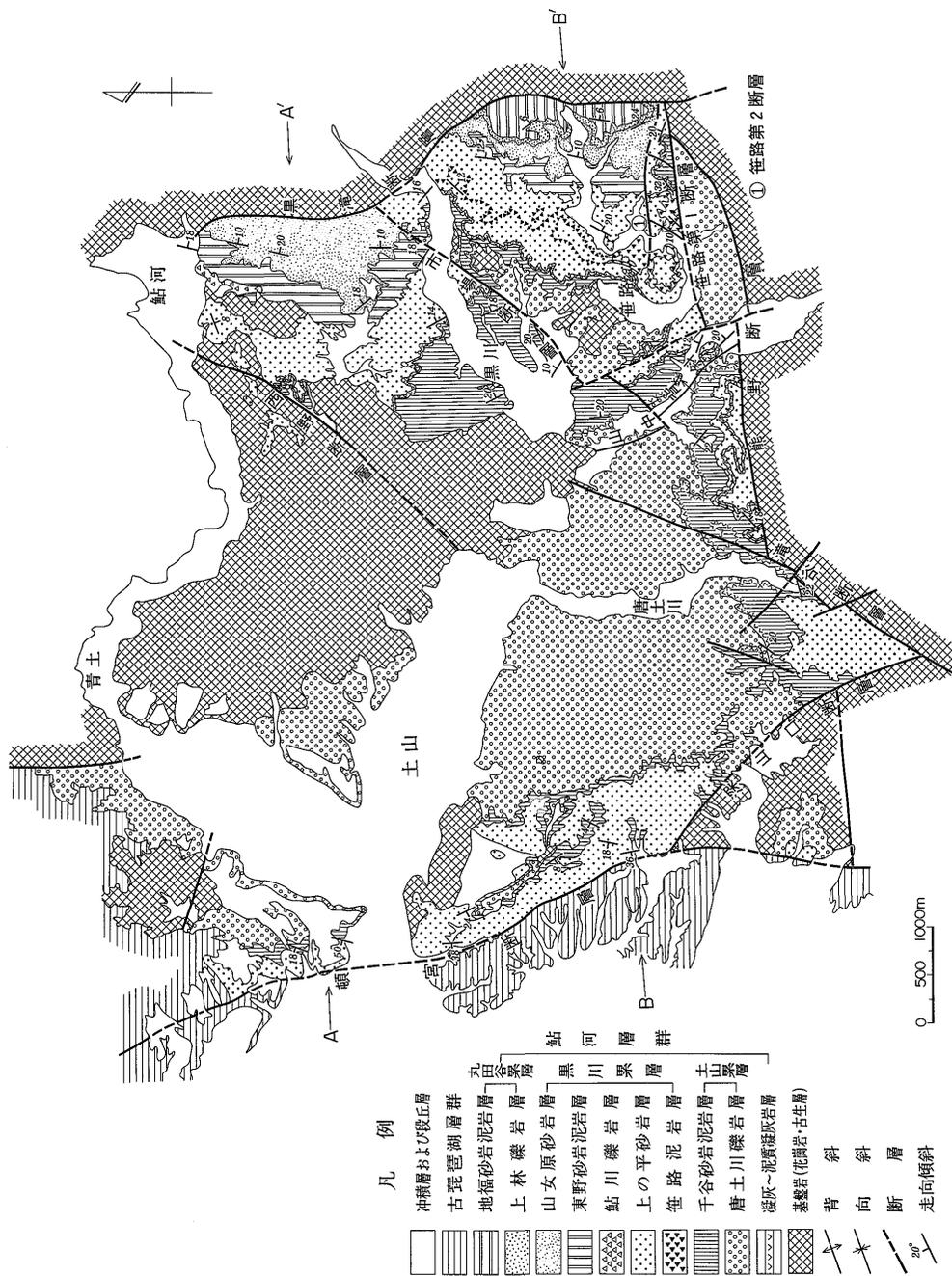
3. 層序各説

鮎河層群は、東縁で黒滝断層、南縁で熊野・滝谷・深山口断層により基盤と接し、西縁では頓宮断層で古琵琶湖層群と接する。一方、北縁では基盤に不整合に乗り、黒川・鮎河ではアバットしている。

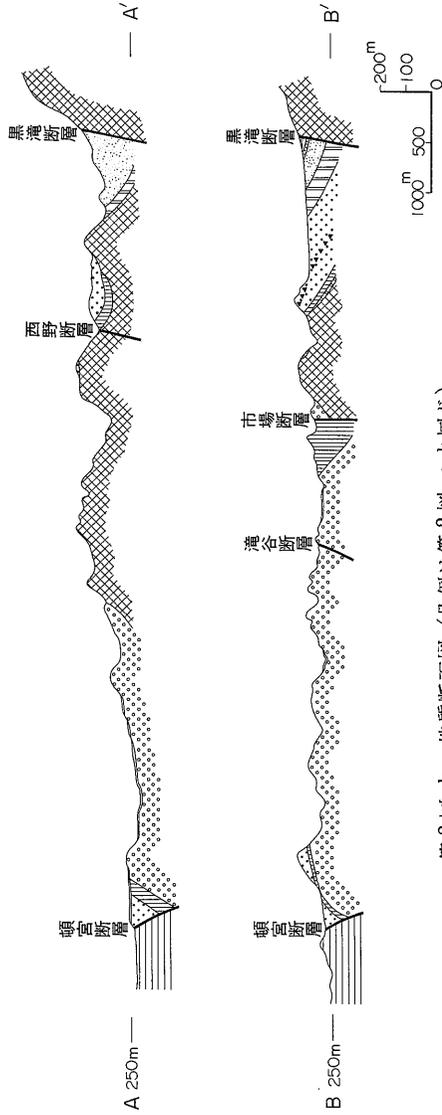
層厚は青土山塊西方では最大約 350m、東方では最大約 750m である。主に、砂岩・泥岩・礫岩から構成されており、流紋岩質凝灰岩層・軽石質凝灰岩層をしばしば挟在している。

鮎河層群の層序区分を第1表に示す。同層群は、礫岩層ないしは礫質砂岩層から始まる堆積サイクルが、大きくみて3回認められるので、下位から土山累層・黒川累層・丸田谷累層に区分した。

土山累層は、中ないし小礫の基底礫岩層から始まり、砂岩泥岩互層を経て泥岩層に移り変わるもので、唐土川層から千谷層までが属する。層厚は、青土山塊西方で最大約200m、東方では最大約350mに達する。黒川累層は、薄い礫岩ないし礫質砂岩層から始まり、中粒砂岩層が主体であって、しばしば泥岩層を挟んでいる。上の平層から山女原層までが、これに属する。同累層は岩相の側方変化がみられ、鮎河南方では鮎川礫岩層を、笹路南方では笹路泥岩層を挟在している。最上位の丸田谷累層は、



第 2 図-a 地 質 図



第2図-a-b 地質断面図 (凡例は第2図-aと同じ)

小礫以下の礫を含む礫岩層から始まる極めて薄い地層であって、山女原東方にのみ分布している。

青土山塊の西方では、上の平層より上位の地層は分布していない。

3.1 土山累層

3.1.1 唐土川礫岩層 (池辺, 1934) 再定義

ここで述べる唐土川層は、池辺 (1934) の川西礫層・熊野礫層・倉骨礫層を包括したものである。前述の各礫層を唐土川層と同一のものとなす根拠は、項を改めて述べる。

(模式地) 甲賀町唐土川—大原池間

(層厚) 模式地で 100m以上

(層相) 模式地において、同礫岩層の不整合面から最上位までの岩相変化が観察される。すなわち、唐土川河床面において、基盤の凹凸面に大ないし中礫を含む堅固な同層が乗る。上位の層準になると、赤紫色の泥質レンズや青灰色の中ないし粗粒砂岩レンズ(厚さ30-50cmで、その中に細礫を含んでいる場合が多い)が、ひんぱんに挟み込まれるとともに、礫も中ないし小礫が多くなる。最上位の層準の藤木に至ると、礫岩層中に砂岩・泥岩層が挟在するようになって、ついには上位の千谷層に移化する。

唐土川層は、新鮮な面で灰色、風化すると茶褐色を呈する。礫の分級・配列性²⁾はほとんど認められない。一般に、円磨度は良好であって、垂円礫ないし円礫が多い。礫は、古生層起源の頁岩・チャート・砂岩が90%以上を占めるが、花崗岩礫も散在する。そのほか、まれにホルンフェルスや石英斑岩礫も含まれている。マトリックスは、岩片・石英片などからなる中ないし粗粒砂である。

基盤との不整合面は、模式地のほか蟹が坂・笹路で観察される。蟹が坂では、模式地と同じ形態を示す。笹路では、赤紫色の凝灰質シルトをマトリックスとして硅質頁岩の中礫大の角礫を多量に含んだ唐土川層が、古生層の凹凸面に乗っている。

上位の千谷層とは漸移する地域と急激に移り変わる地域がある。前者は藤木・滝谷であり、後者は山中・大沢である。山中・大沢の場合、唐土川層は礫質砂岩から急激に千谷層の砂質泥岩となっていく。

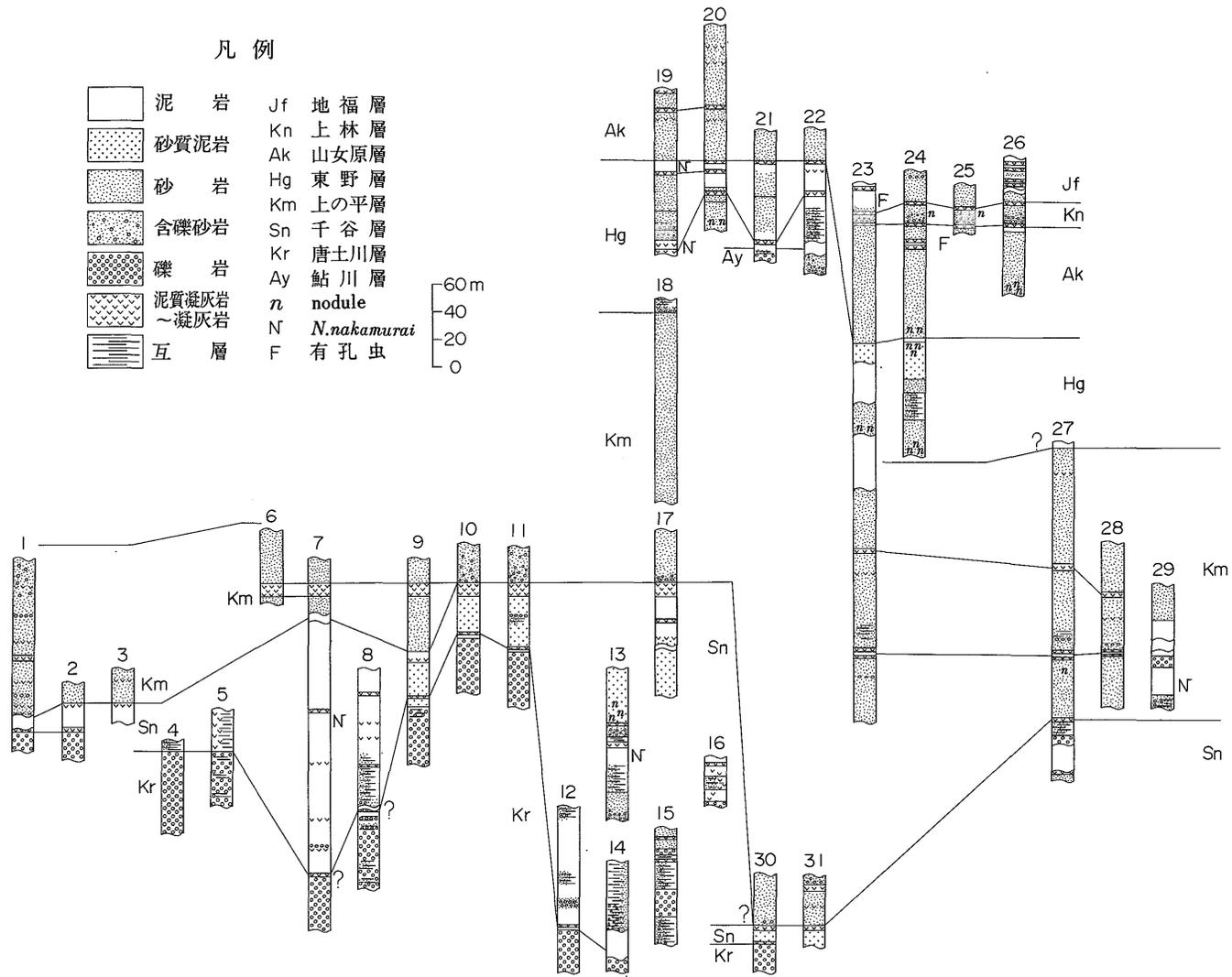
3.1.2 千谷砂岩泥岩層 (池辺, 1934)

(標式地) 黒川中村橋下の河床

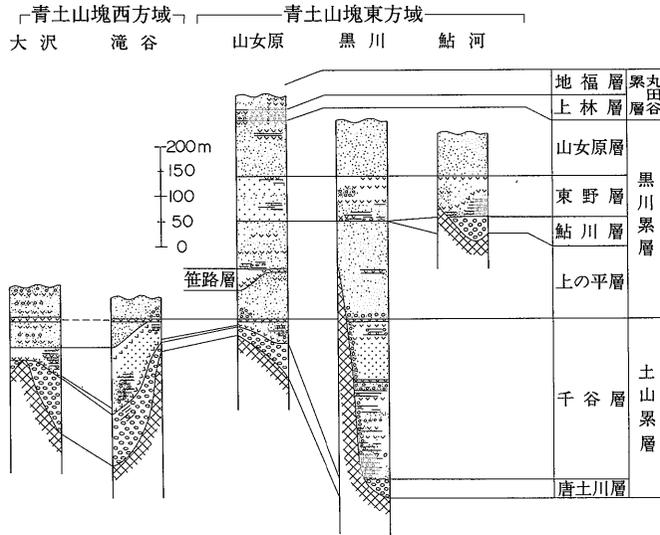
(層厚) 20-420m

(層相) 千谷層は、泥岩・砂岩・礫質砂岩・礫岩・凝灰岩層の互層から構成される。本層は、その層厚・層相

2) 青土山塊突端に分布する唐土川層には配列性がある。



第3図 鮎河層群地質柱状図(各柱状図上の番号は第5図にその位置を示す)



第4図 総合柱状図 (凡例は第3図と同じ)

ともに側方変化が著しいが、上部では一般に凝灰質泥岩層になる。

千谷層は、頓宮・大沢では堅固な黒灰色泥岩層であって、層厚も薄く20mを越えることはない。しかしながら、大原池から藤木に行くにつれて、リズミカルな砂泥互層となって、その層厚も漸次増大していく。滝谷に至ると、本層の層厚は青土山塊西方の分布地域において最大となる。そこでは砂質互層が約60m堆積した上位に、凝灰質泥岩層が堆積している。山中では、再び層厚を減じ40m以下の砂質泥岩層のみとなる。

黒川で千谷層は、層厚が最大になる。同地域では、千谷層と唐土川層との関係は観察することが出来ないが、千谷層は礫岩層と砂岩層（細礫を含んでいることが多い）の互層から始まり、模式地付近の層準では *Nipponomarcia nakamurai* を含む灰黒色泥岩層が挟在するようになって、砂質泥岩層を経たのち、凝灰質泥岩層に移り変わる。模式地のある青土山塊東方では、千谷層と上の平層との境界に、厚さ5-10mの流紋岩質凝灰岩層がある。

黒滝から笹路にかけては、千谷層は一般に層厚は薄く、笹路川河床では上下を凝灰岩層に挟まれた薄い泥岩層のみである。黒滝から市場東方にかけては、石灰質砂岩層がしばしば挟在されている。

(化石) 地点102³⁾、103⁴⁾ の灰黒色泥岩層より *Nipponomarcia nakamurai* を得た。

3) 池辺 (1934) の96地点と同一地点

4) " 65地点のすぐ上位の地点

3.2 黒川累層

3.2.1 上の平砂岩層 (池辺, 1934) 再定義

(模式地) 黒川上の平橋下の河床

(層厚) 200m

(層相) この論文での上の平層・東野層 (後述) は池辺 (1934) の上の平層を2分したものである。池辺 (1934) の上の平層のうち、上部の泥岩・凝灰岩層を多数挟在する部分を東野層として区別した。

上の平層は模式地においては、千谷層の凝灰岩層の上に乗る礫岩層から始まり、すぐに中粒砂岩層になる。同様の関係は山中でもみられるが、青土山塊西方や黒滝から笹路にかけては礫を含んでいない。

本層の砂岩層は新鮮な面では青灰色、風化する茶褐色を呈し、一般に葉理が発達する。とくに、大沢・山中・山女原では斜交層理の発達をみる。石灰質ノジュールは、上位の東野層ほどではないが、多数含まれている。大沢では、下位の千谷層との境界にサンドパイプの散在が認められる。

(化石) 地点101の灰黒色泥岩層より、*Nipponomarcia nakamurai*、地点104の砂岩層より *N. nakamurai*、*Euspira meisensis*、*Dosinia* sp. を得た。また地点105の砂岩層中のノジュールより *Thracia watanabei*、*Turritella sagai*、*Dosinia nomurai*、*Dosinia kawagensis*、*E. meisensis*、*Glycymeris ikebei* (= *G. ayugawaensis* IKEBE MS)、*Crepidula jimboana*、*Siligna minoensis*、*Moerella* ? sp.、*Stratoria siratoriensis* を得た。

3.2.2 笹路凝灰岩層 (新称)

(模式地) 笹路川河床 (地点124)

(層厚) 約20m

(層相) 本層は上の平層に挟在する。層厚は模式地付近で最も厚く、ゆるやかな丘陵地を作っている。しかしながら北東へ向かうと層厚は薄くなり、上下を凝灰岩層で挟まれた、泥岩層となる。模式地付近の丘陵地では、本層は下部で凝灰岩、上部になると凝灰質泥岩になる。新鮮な面では灰黒色、風化すると白色ないし赤褐色を呈する。2-6 cm 大の扁平した軽石片が多数認められる。

3.2.3 鮎川礫岩層 (池辺, 1934)

(模式地) 鮎河床鍋橋下の河床 (地点123)

(層厚) 約40m

(層相) 本層は、東野層の下位に整合に堆積している。基盤との関係を示す露頭は観察出来なかった。鮎川層は亜角礫ないし亜円礫の小礫が多く、最大の礫でも径25 cm 以下である。礫は頁岩・チャート・砂岩・ホルンフェルスがほぼ100%を占め、花崗岩礫はほとんどと言ってよいほど含まれていない。マトリックスは粗粒砂である。

3.2.4 東野砂岩泥岩層 (新称)

(模式地) 鮎河東野 (地点106)

(層厚) 60m

(層相) 本層は層相の側方変化が著しい。鮎河から上の平にかけては、下位10-30mは細礫を混じえた砂岩泥岩互層であるが、上位になると灰黒色の泥岩層が優勢になる。

山女原では、模式地ほど岩相変化は著しくないが、上位の山女原層、下位の上の平層に比較して、全般的に泥質となる。すなわち、泥岩層の挟在が多く見られ、一部の層準では互層状になる。山女原一帯の東野層には石灰質ノジュールが特に多く、同時にサンドパイプも散在している。

(化石) 地点107の泥質砂岩層より *Vicaryella bacula*, *Euspira meisensis*, *Cyclina japonica*, *Dosinia nomurai* を、地点108⁵⁾, 109⁶⁾の泥岩層より *Nipponomarcia nakamurai* を得た。*N. nakamurai* はいずれも密集して産出する。

3.2.5 山女原砂岩層 (池辺, 1934)

(模式地) 山女原丸田谷川河床

(層厚) 100m

(層相) 本層は、中粒砂岩層より構成され上の平層と同様の岩相を示す。しかし、葉理は上の平層ほど発達せず、むしろ塊状の砂岩層である。山女原では、本層の下部は花崗質の粗粒砂岩層になっている。

(化石) 本層の最下位の層準である泥質砂岩層 (地点110)で、*Dosinia nomurai*, *Dosinia kawagensis* を得た。

また地点112の黒灰色泥岩層より、浮遊性有孔虫化石 *Biorbulina?* sp., *Globigerinoides* spp. を得た。

3.3 丸田谷累層

3.3.1 上林礫岩層 (新称)

(模式地) 山女原丸田谷川河床 (地点113)

(層厚) 10-20m

(層相) 下位の山女原層とは礫岩層の直下にくる、凝灰岩層で区分される。

模式地では、上下を凝灰岩層に挟まれた約10mの礫岩層である。礫はよく円磨された頁岩とチャートの小礫以下の礫がほとんどであって、多少の配列性を示している。同層は、北へ行くと層厚を増し、上位の層準では礫質砂岩層となる。

3.3.2 地福砂岩泥岩層 (新称)

(模式地) 山女原丸田谷川の河床 (地点114)

(層厚) 40m以上

(層相) 本層は、鮎河層群の最上位を占める。下位の上林層である礫岩層上の凝灰岩層以上を本層とする。本層は岩相変化が激しく、山女原東方では砂岩相であるが、その南北域では泥岩相が卓越する。

(化石) 地点114の泥岩層からは、保存不良ながらも有孔虫化石が産出する。

4. 地質構造

鮎河層群は、3方を断層で基盤岩・古琵琶湖層群と接し、北部のみ不整合で基盤に乗りその一部はアバットしている。その全体的な構造は、北方から突出する青土山塊を対称面にしたかのように、その西方では西あるいは南に、その東方では東に傾斜している。すなわち、青土山塊という基盤の隆起部に同層群の構造が基本的に支配されている。

地層の傾斜は、断層によって擾乱された所を除き、一般に20°前後を示すが、大原池から大沢にかけておよび山女原東方では、10°以下のゆるやかな傾斜を示している。

4.1 断層

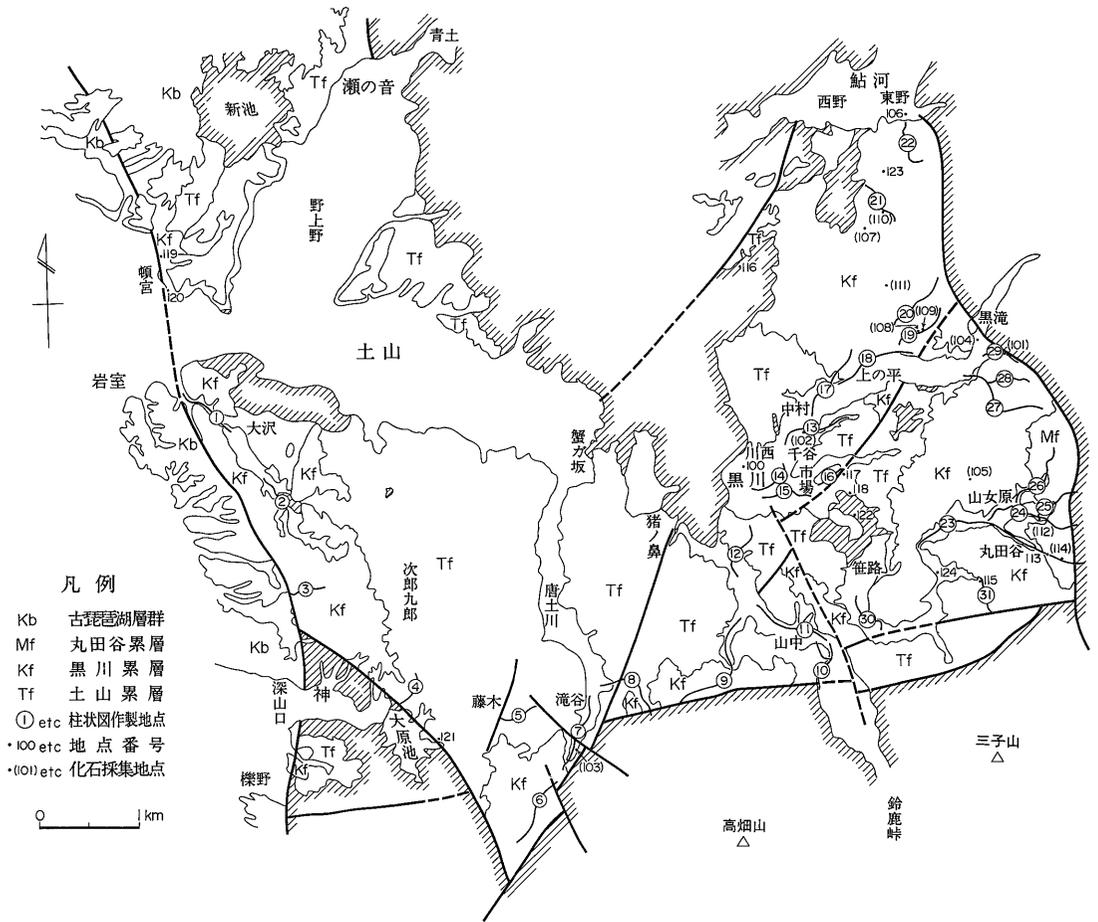
この地域の主要な断層には、4つの方向性が認められる。すなわち、(1) E-W 方向、(2) NE-SW 方向、(3) N-S 方向、(4) NW-SE 方向の4方向である。

(1)には、熊野断層・笹路第1断層・笹路第2断層、(2)には、滝谷断層・市場断層・西野断層、(3)には、黒滝断層・頓宮断層、(4)には深山口断層が属する。

断層の形成順序は、大局的にみれば(1)方向の断層がま

5) 池辺 (1934) の地点98と同一地点

6) " 99 "



第5図 柱状図作成地点図

ず形成され、(2)と(3)方向の断層が後に生じたものと推定される。

以下、各断層について簡単に述べる。

(1) E-W 方向の断層

E-W 方向を示す断層は、鮎河層群の南東域に3本の断層が近接してほぼ平行に走る。南から、熊野・笹路第1・笹路第2の各断層である。

熊野断層(池辺, 1934)は、鮎河層群と花崗岩を境し、鮎河層群の南東縁を画する。断層近くの鮎河層群の地層は、いずれも高角の北落を示しており、北側が落込んだ断層である。

笹路第1断層(新称)は、笹路川河床で断層面が観察される。断層面は、いずれも70°前後の北落を示す正断層である。

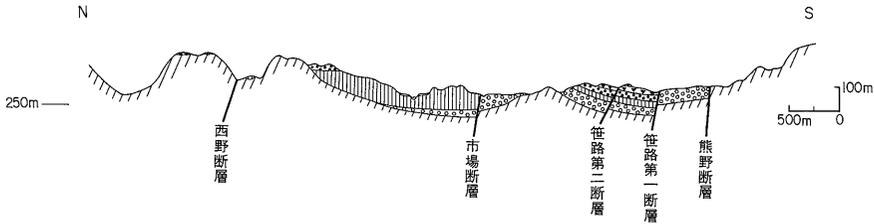
笹路第2断層(新称)は、地点115で断層面が観察される。断層面の北側の砂岩層は50-70°北落の傾斜を示す。

以上に述べたように、(1)方向の断層はいずれも高角の北落を示し、しかも北側の断層ほど低角になっていると推定される。したがって、この3本の断層で挟まれた地域は、南から北へ落込んだ階段状の構造を呈すると思われる。

(2) NE-SW 方向の断層

この方向を示す断層のうち、市場断層・滝谷断層(一部)は、鮎河層群中を走る。

滝谷断層(池辺, 1934)は、南部では花崗岩と鮎河層群を境するが、北部では同層群中を走り、猪の鼻で消滅する。滝谷断層は、2本の小断層で切られており、逆に



第 6 図 青土山塊東方域の模式断面図 (凡例は第 2 図 a と同じ)

熊野・深山口断層を切っている。断層面は、南部では垂直に近いが、北へ行くと西落の傾斜となり、猪の鼻では 50° 西落で唐土川層と花崗岩を境する。

西野断層 (新称) は、大部分基盤岩の中を走っているが、鮎河西野の南西では基盤と千谷層・上の平層を境する。主断層面は、西野において観察されるが、その落の方向は崖錐堆積物に被覆されているので、不明である。しかしながら、地点 116 などでは観察される数本の副断層の露頭は、すべて急傾斜の西落を示している。一方、西野断層の西側の山頂の平坦面には、上の平層と思われる砂岩層がうすく乗っている。この平坦面は、鮎河層群堆積時の海底面に相当し、西野断層の形成によって東側に対して上昇したものと思われる。

市場断層 (新称) は、鮎河層群の構造に大きな影響を与えている。その明確な断層面を示す露頭は観察されなかったが、地点 117 では極めて近い距離に唐土川層と千谷層が接しており、千谷層の走向は市場断層の延びと、ほぼ一致した方向を示す。また、そのすぐ南方の古生層 (地点 118) には、本断層とほぼ同方向の走向を持つ西傾斜の小断層が数本観察される。

第 6 図に(1)、(2)方向の断層によって切られた青土山塊東方の模式断面図を示す。

(3) N-S 方向の断層

黒滝断層 (池辺, 1934) は、鮎河層群と基盤岩を境し、同層群の東縁を画する。その断層面の全体を示す露頭は観察されなかったが、地点 106 の東の小露頭では、70° 西落の傾斜の断層面で東野層と花崗岩が接している。

頓宮断層 (池辺, 1934) は、鮎河層群と古琵琶湖層群とを境し、同層群の西縁を画する。断層面付近では、古琵琶湖層群は直立・逆転し、同様に鮎河層群は西へ急傾斜あるいは逆転 (地点 119, 120) している。したがって、東へ傾斜する高角逆断層である。

(4) NW-SE 方向の断層

深山口断層 (池辺, 1934) は、鮎河層群と花崗岩を境

し、同層群の南西縁を画する。本断層は、頓宮・滝谷断層で切られている。断層面は地点 121 で観察され、50° 北落の傾斜を示すことから北側が落込んだ断層である。深山口断層は、その方向性が熊野断層とは異なるものの、その性格からみて、(1) 方向の断層を形成した構造運動に関連する断層と推定される。

4.2 褶曲構造

主要な褶曲構造としては、山中を NW-SE 方向に走る山中背斜構造がある。背斜軸は、青土山塊突端から国道 1 号線沿いに、熊野神社まで SE 方向に延びる。軸の東翼では地層は 12-20° 東落、西翼では 8-10° 西落の傾斜角を持つ。東翼がやや急傾斜な非対称の背斜である。

山中背斜構造は、青土山塊の延長方向に一致すること、前述したように千谷層の層厚が西方の滝谷、東方の黒川に比較して急激に薄くなっていることからみて、基本的に青土山塊の延長である隆起帯を反映したものである。

小さな褶曲構造としては、笹路第 1・笹路第 2 断層に挟まれた地域に NNE-SSW 方向の褶曲軸を持つ背斜・向斜構造がみられる。

5. 倉骨・熊野・川西礫層について

池辺 (1934) は倉骨・熊野・川西礫層を、唐土川礫岩層とは別の礫岩層として記載した。これに対して、筆者はそれらの礫層をいずれも唐土川層と同一の礫岩層とみなして、池辺 (1934) の唐土川層を再定義して倉骨・熊野・川西礫層を含んだものを、新たに唐土川層として記述した。以下に、その理由を述べる。

倉骨礫層は、笹路北方に露出する礫層であって、上の平層の同時異相の礫層とされた。しかしながら、この礫層は、倉骨だけに限定されず、市場断層の南側に笹路から黒滝南西にまで広く分布している。また、それに相伴って基盤の古生層が露出しており、その上には礫岩層が薄く乗っているのが観察される (地点 112)。以上のことから、この礫岩層は、前述したように市場断層の形成によって、南側が北側に対して相対的に上昇した結果、

基盤とともに鮎河層群の基底礫岩層である唐土川層が露出するに至ったものと解釈される。

熊野礫層は、三子山から高畑山の北側、熊野断層沿いに露出する礫層であり、「鮎河統上部の礫岩質の岩相」と記述されている。しかしながら、この礫岩層は笹路第1断層と熊野断層に挟まれて露出している。また、この地域は南から北へ落ち込む、階段状の構造が推定されることは前述した通りである。したがって、この礫岩層は、笹路第1断層と熊野断層の形成によって、両断層で挟まれた地域が北側に対して相対的に上昇し、その結果、上位層が削剝されて露出するようになった唐土川層であると考える(第6図)。

川西礫層は、山中から青土山塊東縁の川西の西方に分布する礫層であって、「唐土川礫岩と同様の岩質のものである」と記述されている。山中には地質図(第2図)で示したように、NW-SE方向の山中背斜構造があり、山中から滝谷にかけてはゆるやかな向斜となっている。したがって、その岩相の同一性と地質構造からみて、川西礫層を唐土川層から区分するよりも、唐土川層に含めるのが妥当と考えられる。また、青土山塊東縁沿いの川西礫層は、山麓沿いの林道で観察される(地点100など)。そこでは、中礫大の珪質頁岩の角礫が、千谷層の凝灰質泥岩層に不規則に混在している。円磨度・礫径からみて、近接の青土山塊から供給されたものと推定される。したがって、千谷層が古生層にアバットした時の縁辺礫岩と思われるので、千谷層に含めた。

6. *Nipponomarcia nakamurai* の産出層準と鮎河層群の時代

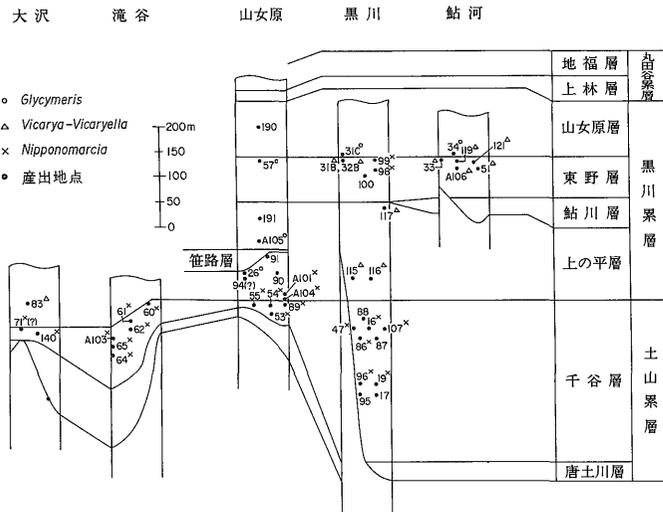
鮎河層群の構造・層序は、市場断層・山中背斜構造によって、池辺(1934)と本論に大きな差異がある。そこで、池辺(1934)、IKEBE(1934 MS)に記載されている化石産出地点の大よその層準を筆者の層序にプロットした(第7図)。

第7図をみると、*N. nakamurai* は大部分千谷層から産出することになる(地点71⁷⁾, 140, 64, 65, 61, 60, 55, 53, 54, 89, 19, 96, 47, 16, 86, 107, (103)⁸⁾。千谷層以外の産出地点は98⁹⁾, 99の東野層と(101)¹⁰⁾, (104)の上の平層下部の4地点である。したがって *N. nakamurai* は千谷層堆積時に繁栄し、同層を特徴づける種類と見ることができる。そして、一部が上の平から黒滝にかけて黒川累層堆積時にまで残存したと推定される。

鮎河層群の近くに分布する瀬戸内中新統のうち、基底礫岩層上の地層に、*N. nakamurai* が多産するものには、綴喜層群の宮村砂岩層(ITOIGAWA, 1956)と阿波層群の子延細礫岩層(糸魚川, 1961)があり、今後の対比の手がかりになると思われる。

鮎河層群の時代は、浮遊性有孔虫等に基づいた。池辺ほか(1973)の対比表試案では、中新世初期末から中期初めとされている。今回、有孔虫化石の検出につとめた

7,9) 以下、いずれも池辺(1934)に記載されている化石産出地点
8,10) 筆者の採集地点



第7図 鮎河層群産出化石のおよその層準を示す図(層序区分は筆者による。地点番号はIKEBE(1934 MS)に記載されたもの。ただしA101等は筆者の採集地点番号)

が、地点112, 114以外の試料からは発見できなかった。そのうち、鮎河層群の時代を推定する手がかりになるものは、山女原層上部の地点112の *Biorbulina*? 以外には存在しない。しかしながら、鮎河層群上部から *Biorbulina*? が産出することは、池辺ほか (1973) の試案と矛盾しない。

今後、鮎河層群のより正確な時代を決定するためには、近傍に分布する瀬戸内中新統の浮遊性有孔虫化石の研究、軟体動物化石などに基づく正確な対比の上で、総

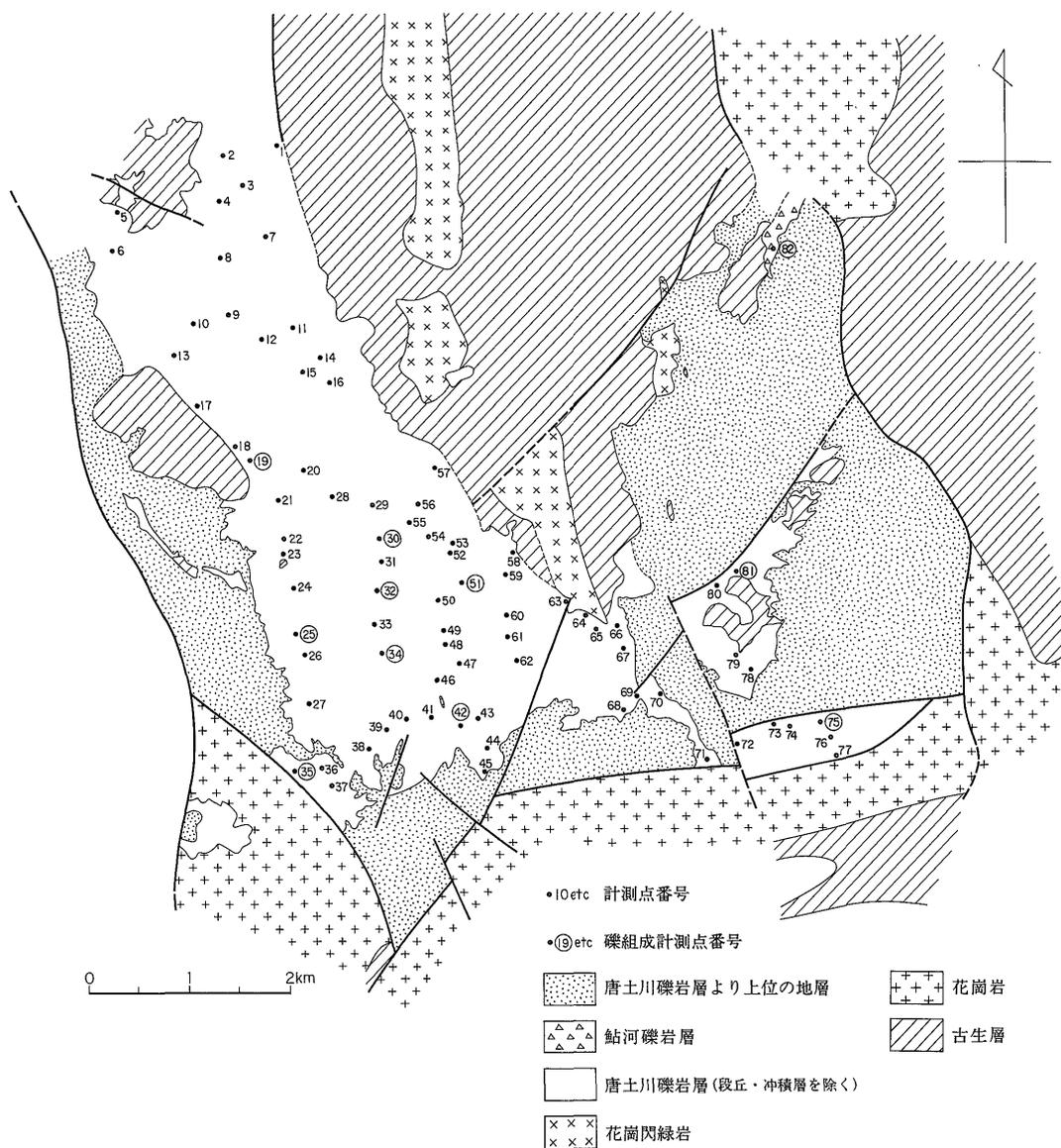
合的な判断を下す必要があると思われる。

7. 古地理

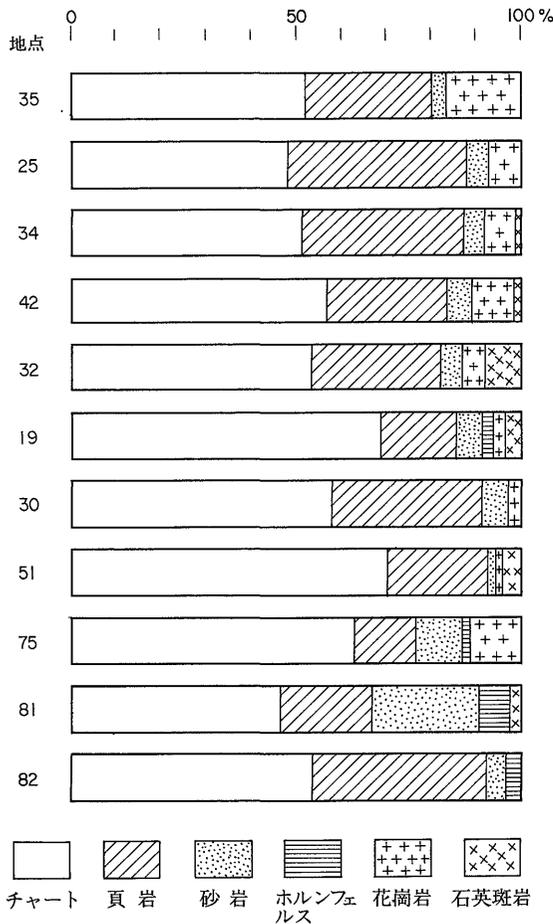
鮎河層群の古地理の解明を目的として、同層群の礫の検討と古流系の測定を行った。

7.1 礫の検討

唐土川層は、鮎河層群で最も分布が広く、しかも良好な露頭を数多くみることができるので、礫の検討を行うのに適した条件を備えている。また、鮎河層群周辺の基



第8図 礫計測地点図 (基盤の分布は池辺 (1934) の図を一部修正)



第9図 唐土川層および鮎川層の礫組成

盤岩は、大別して、古生層と花崗岩が分布している。したがって、礫層中の古生層起源礫と花崗岩礫の分布を把握することによって、当時の後背地の実態を推測することが可能と予想される。この点に注目して、主に唐土川層の調査を行い、礫組成および礫の最大長径を計測した。

礫の計測を行ったのは82地点である(第8図)。このうち、礫組成を調べたのが11地点(唐土川層10地点、鮎川層1地点)、礫種別の最大長径を計測したのが82地点(1地点のみ鮎川層)、花崗岩礫の平均最大長径を計測したのが81¹¹⁾地点である。計測を実施した露頭は、高さ2m以上、幅10m以上の新鮮なものを選択した。

礫組成 計測は、露頭で任意の2地点を選び、最大径が1cm以上の礫を各点で100個以上数え、合わせて200個以上をメドとしてその地点の礫組成とした。第9図に

11) 地点53を除く。

その結果を示す。

これを見ると、古生層起源礫のチャート・頁岩・砂岩・ホルンフェルスが90%前後を占めている。花崗岩礫は、地点35の17%を最高にして、他の地点では10%ないしはそれ以下の含有率を示している。

鮎川層に属する地点82、市場南東の地点81には、花崗岩礫は含まれていない。ただし、鮎川層では地点82より上位の層準で、径25cm以下の花崗岩礫が、数個含まれているのが観察される。しかし、いずれにしても鮎川層には、ほとんど花崗岩礫は含まれていない。

最大長径線図 一般に、礫の大きさは供給地から堆積地までの距離に比例して減少すると考えられており、礫の等最大長径線図を描くことによって、当時の後背地や運搬経路の推定がなされている(湊, 1944; 長浜, 1965; 松井, 1966など)。

唐土川層では、チャート・頁岩・砂岩・ホルンフェルス・花崗岩の5種類の礫について、それぞれの最大長径を計測した。このうち、チャート・頁岩・砂岩・ホルンフェルスは古生層起源礫として一括して取扱い、これらのうち、最大の最大長径を示す礫種でその地点の最大長径を代表させた。

一方、花崗岩礫の最大長径の計測を進めていく段階で、花崗岩礫の個数が極めて少ないにもかかわらず、大きな花崗岩礫が含まれている露頭が数地点観察された。その理由は不明であるが、いずれにしても、等最大長径線図のみでは礫の供給地・運搬経路、および海浸経路を正確に知る上で不十分と思われた。この点を補う目的で、花崗岩礫平均最大長径線図を作製した。

計測は以下の方法によった。高さ2m、幅10m以上の露頭において、最大の花崗岩礫から計測を始め、右ないし左に進んで行き、30個¹²⁾計測する。そして、その露頭の花崗岩礫の最大長径の平均値を計算した。約20m²の面積で、30個に達しなければ、20m²の面積に含まれる花崗岩礫の礫径を合計して30で割った。これにより、個数が少数であって、大きな花崗岩礫を含む地点の平均値は低くなり、より正確に後背地を反映する図が作製されるとみなしたからである。したがって、この方法で描かれる図は、厳密な意味での平均最大長径線図と呼ぶことはできないが、一応こう仮称しておく。

第10図に花崗岩礫平均最大長径線図を、第11図に古生層礫等最大長径線図を示す。なお、参考までに花崗岩礫等最大長径線図を第12図に示す。

12) 30個としたのは、経験的に20m²の計測面積で最も適切な個数と判断したからである。厳密な統計処理を行おうとすれば、200個以上計測しなければならないが、唐土川層の場合、花崗岩礫の少ない地点が多く、時間的、面積的に不可能である。



第10図 唐土川礫岩層の花崗岩礫平均最大長径線図 (cm)

第10図をみると、主要な供給経路は、頓宮断層西方から東へ向かう経路、青土山塊突端の西斜面の西南西および南へ向かう経路、現在の那須が原山から北へ向かう経路、以上4つの経路が認められる。したがって、礫を供給した後背地としては、頓宮断層の西方域・青土山塊先端付近・那須が原山付近・鈴鹿峠付近の4地域が推定される。このうち、鈴鹿峠から北東へ向かう経路によって堆積した礫岩層(池辺(1934)の熊野礫層)は、その等最大長径線の集

中度からみて、池辺(1934)が述べるように急斜面の海岸に堆積したものと推定される。

一方、第11図の古生層礫の分布をみると、主要な礫供給経路は、頓宮断層西方から東へ向かう経路、那須が原山から北へ向かう経路、青土山塊先端の西斜面から西および南へ向かう経路、鈴鹿峠から北東へ向かう経路である。以上の経路は、ほぼ第10図の経路と一致している。しかしながら、第11図には第10図にみられない供給経路も存在している。すなわち、青土山塊西側に位置する東

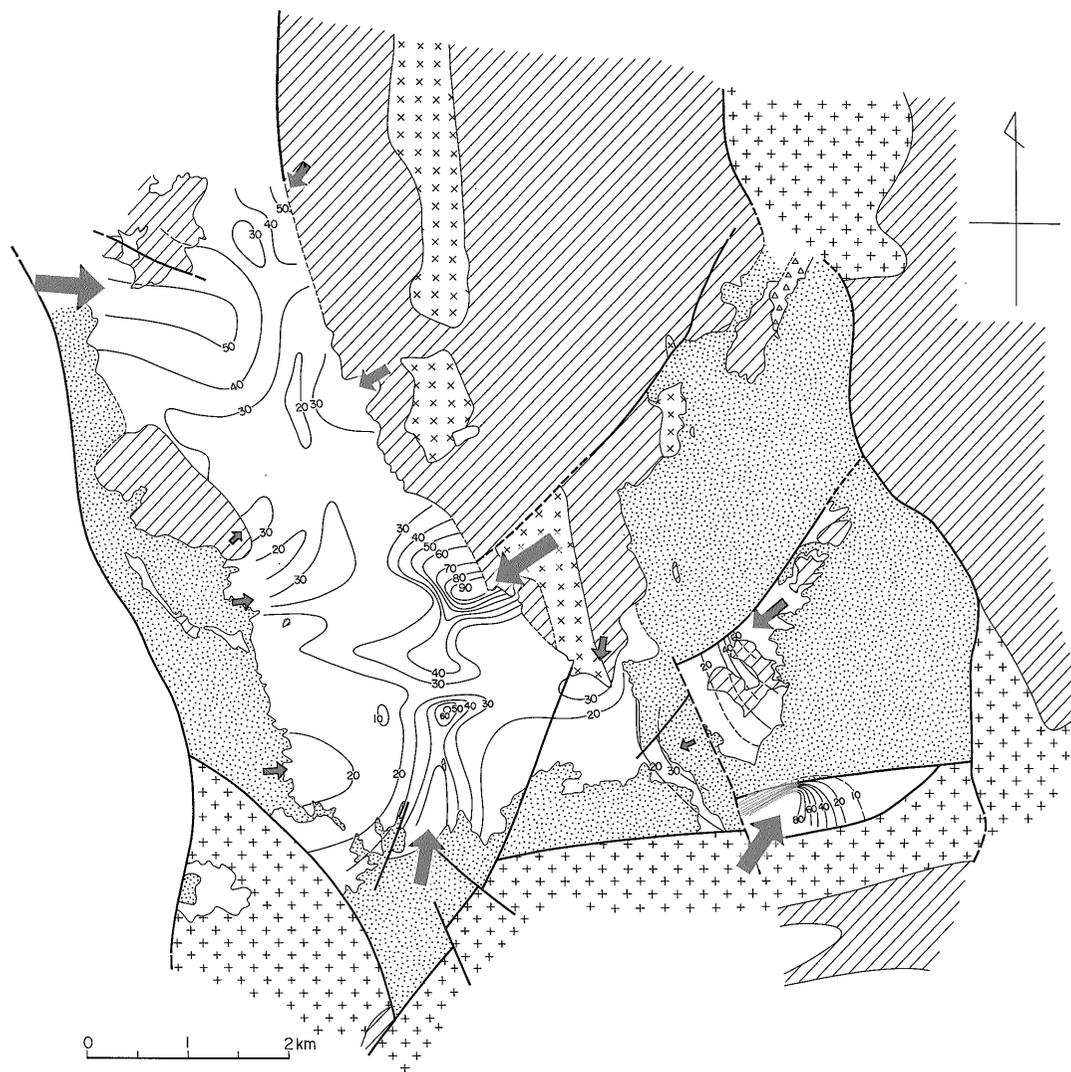
瀬音や北土山付近には、青土山塊から礫の小規模な供給があり、また市場断層南側沿いに分布する唐土川層の礫は、北東から南西に向かう経路によって供給されている。前者の供給経路が第10図に現われないのは、青土山塊が主に古生層から形成されていたからであろう。

7.2 古流系

鮎河層群の砂岩層には、しばしば斜交層理が発達している。とくに、山女原—黒滝にかけては良く発達している。そこで、黒川累層堆積時の古地理を調べる目的で斜交層理の測定を行った。測定地点は14地点 (13地点は黒川累層, 1地点は千谷層), セット数は計43セットである。その他, Parting lineation が2地点で認められた。

計測した斜交層理は、すべて平面型である。

第13a, b 図に、その結果を示す。これを見ると、山女原地域の流向は、北北西から南南東への流れが卓越し、北東から南西への流れがこれに続く。これは、第11図に示される市場断層南側沿いに分布する唐土川層の礫を供給した流向と、おおむね調和している。したがって、鮎河層群堆積時には、山女原北方からの碎屑物の供給が常にあったとみなされる。このことは、鮎河層群がその領域を次第に北方へ拡大していく事実とよく調和する。ただ、一部に南南西から北北東への流向が認められるが、これは、鈴鹿峠からの供給経路の流れが影響したのかもしれない。



第11図 唐土川礫岩層の古生層礫等最大長径線図 (cm) (凡例は第10図と同じ)

青土山塊西側では、あまり計測できなかったが、大沢で観察される流向が注目される。そこでは、唐土川層堆積時にはみられなかった、東から西、あるいは南東から北西へ向かう流向が認められる。これは、大沢北方から次郎九郎にかけて延びる古生界の隆起が、顕著になったのかも知れない。

7.3 考 察

前項で述べたように、礫の最大長径線図から、唐土川層堆積時すなわち鮎河層群堆積開始時において、4つの地域に、碎屑物を供給する後背地の存在を推定した。すなわち、鮎河層群の西方、那須が原山・青土山塊・鈴鹿峠である。その他、山女原北方域にも後背地を推定した。

そこで、鮎河層群を堆積した第1瀬戸内海が、どの地域の経路から浸入したかが問題となる。第10・11図をみるかぎり、海浸の経路となった可能性のあるのは、長径の小さい礫が分布しているところ、すなわち、山中・滝谷間と、大原池の北東域の2つの場所である。後者の場合、その規模は狭小であるが、大原池の南南西方向に鮎河層群が点々と分布していることから、海浸があったかもしれない。前者の高畑山から北へ向かう経路の場合、その規模からみても海浸は確実にあったと思われる。あるいは、海は南方から広範囲に浸入し、那須が原山付近に推定される後背地は、東西の両経路に挟まれた島状のものであったかも知れない。

しかし、いずれにせよ第1瀬戸内海は、南方から浸入

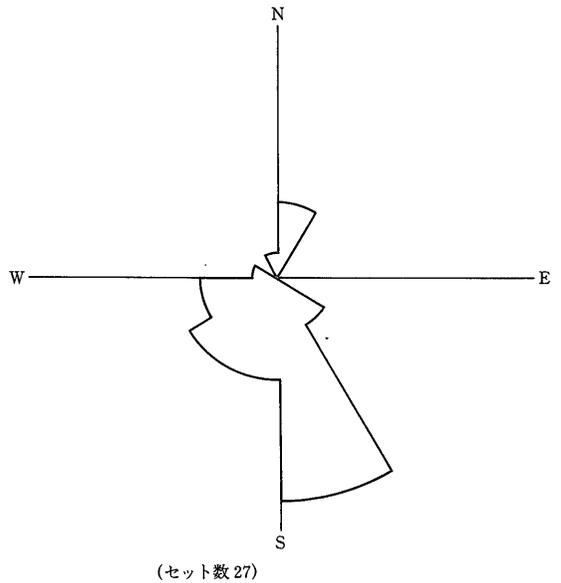


第12図 唐土川礫岩層の花崗岩礫等最大長径線図 (cm) (凡例は第10図と同じ)



第13図-a 鮎河層群の古流系

第13図-b 黒川累層 (山女原域のみ) の斜交層理のローズ・ダイアグラム



したことは確実であろう。

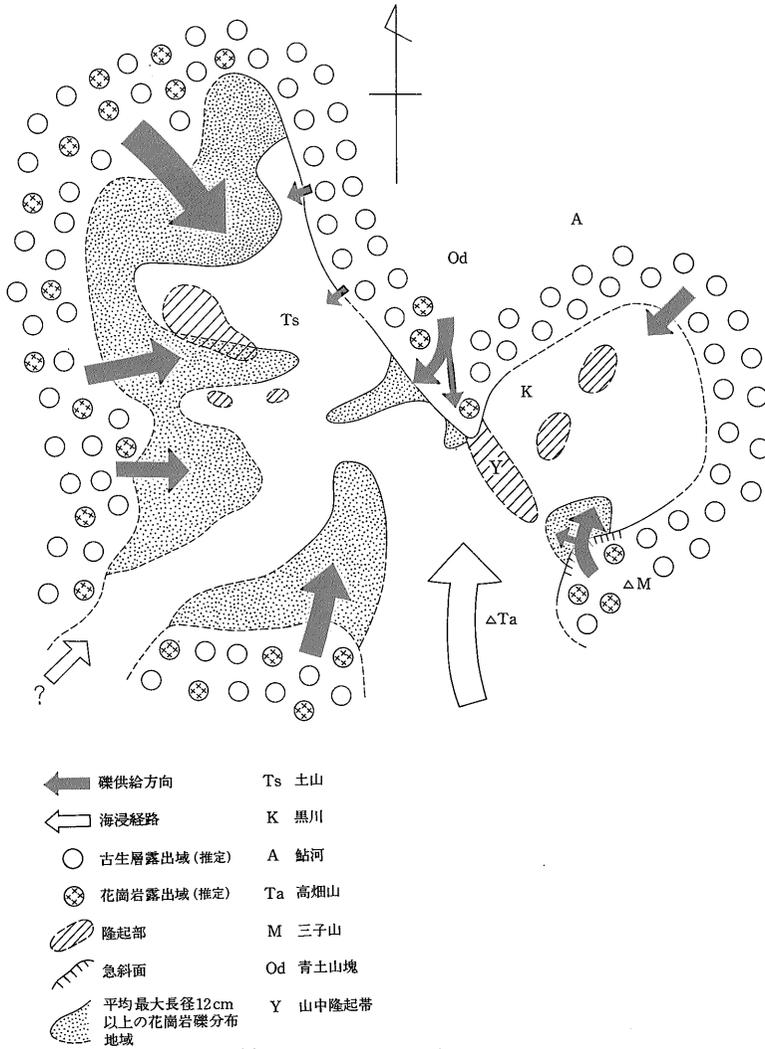
この結論は、高畑山の東南東に中新世前期 (池辺ほか, 1973) の鈴鹿層群が分布することからみても妥当と考えられる。おそらく、中新世前期末頃、南にあり、鈴鹿層群を堆積していた第1瀬戸内海が、その領域を北に拡大して、高畑山を通る経路から浸入を開始したのであろう。

次に、現在の鮎河層群周辺の基盤の分布は、花崗岩が南方・西方に、古生層が北方・東方に広がっている (第15図)。一方、唐土川層の礫は第10・11図から明らかなように、古生層礫は全域から、花崗岩礫は一部を除き西方と南方から供給され、北方・東方からの供給は認められない。このことは、古生層礫が全域から供給されていることを除けば、現在の基盤分布とよく一致する。古生層礫が南方・西方から大量に供給されている (第9図) のを考えれば、当時は現在と異なり、南方・西方にも古生界のかなりの露出があったとみなければならぬ。

一方、鮎河層群の西方の日野・水口・甲賀町には鮮新-更新統の古琵琶湖層群が広く分布している (第15図)。したがって、鮮新世以後は、少なくとも、この地域は礫を供給するような山地でなかったことは確実である。このことは、頓宮断層の西方から東方とくに、頓宮から瀬の音付近一への大量の礫供給から推定される後背地の存在と一致しない。鮎河層群を堆積していた当時の海の西縁が、どの付近に存在していたかについては、第12図に示されるように、頓宮新池に1 m以上の花崗岩

の巨礫がみられること、花崗岩・古生層礫の大礫が頓宮断層の東域に広く分布していること (第10・11図) からみて、現在の鮎河層群の西縁より、それほど遠方であったとは思われない。

したがって、前期中新世ごろには主として古生層と花崗岩から形成された山地が、日野町から甲賀町にかけて存在し、碎屑物を東方の海に供給していたものと推定される。



第14図 唐土川層堆積時の古地理

8. 地 史

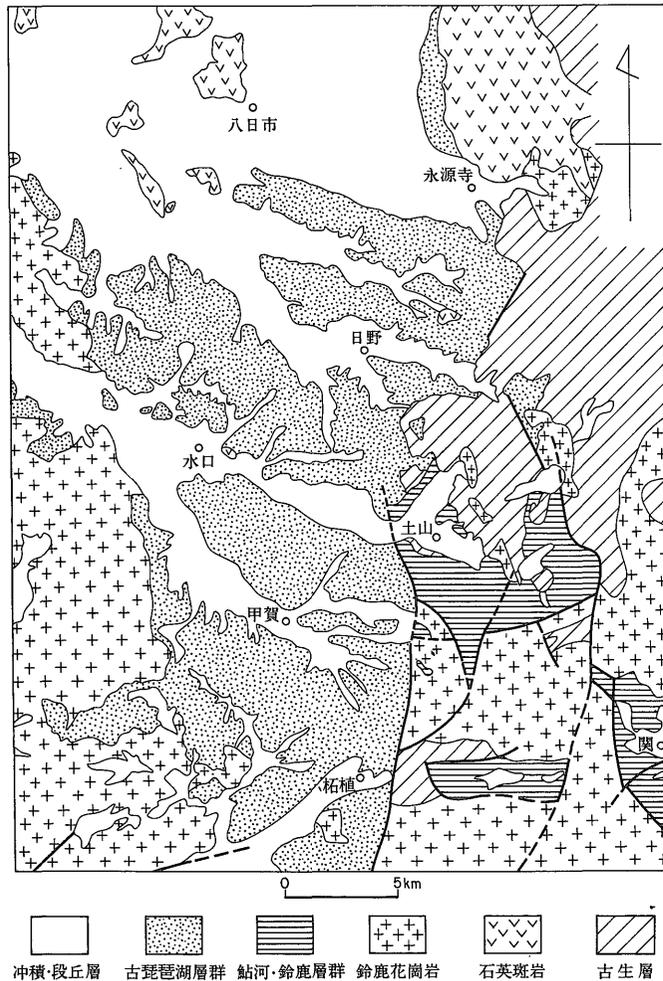
これまでに述べたことがらをもとに、鮎河層群の地史を考察する。

前期中新世末頃、土山町一帯に沈降が生じ、南方にあって鈴鹿層群を堆積していた第1瀬戸内海が南方より浸入した。前項で論じたことから、当時の海の形態は池辺(1934)の記す「鮎河湾」とでも呼ぶべき内湾状のものであったに違いない。鮎河湾の形態は、半島状の青土山塊によって東西に2分され、南方にのみ開いていた。そして、他の3方はすべて後背地であって、湾内に碎屑物を供給していた。海底の地形は、鮎河層群中に基盤がしばしば露出していることからみて、起伏の激しいもので

あった。

*N. nakamurai*で特徴づけられる千谷層のような地層が、綴喜・阿波層群の基底層上にもみられることはすでに述べた。今それらの地層を同時代のものとみなせば、唐土川層を堆積したような沈降は、鮎河層群の南方にも広く生じたとみなされる。むしろ、鮎河層群は、前期中新世末頃に生じた沈降域の北縁に位置し、南方に開いた内湾だったのであろう。

千谷層堆積時になると、山中の隆起部は顕著になり、逆に滝谷・黒川一帯は沈降した。大沢付近、すなわち青土山塊西方は、千谷層が薄くしか堆積していないことからみて、ほとんど沈降しなかったと思われる。その頃、*N. nakamurai*が繁栄した。



第15図 鮎河層群周辺の地質図 (20万分の1「名古屋」(1955)を簡略化して作成)

黒川累層堆積時には、青土山塊東方の鮎河湾は、北方へ拡大して行き、鮎河にまで広がった。青土山塊は、その山頂に鮎河層群の砂岩層を乗せていることから、少なくともその一部は海面下に没したものと推定される。鮎河南方には半淡水性の *Vicarya-Vicaryella* 群集が、山女原一帯には浅海性の *Glycymeris* 群集が生棲していた (池辺, 1934)。このこと、および鮎川礫岩層の存在からみて、鮎河の南方は川の流入する内湾であり、沈降の中心は山女原一帯であった。山女原一帯の碎屑物は、引き続き北方の後背地から供給されていた。 *N. nakamurai* は、一部を上の方から黒滝に残存し、他は消滅した。

青土山塊の西方では、大沢に分布する上の平層に不規則なラミナや、礫を含む層準が発達しており、依然、海

は極めて浅かったのであろう。この地域の碎屑物は、近接の古生層の隆起部からもたらされた可能性がある。

海進のクライマックスは、浮遊性有孔虫が出現することから、山女原層 (おそらくその上部) の時であったと思われる。また、丸田谷累層は、その層相からみて海退期の堆積物とは思われない。海退は、同累層堆積後に生じ、その地層は後の地殻変動によって上昇陸化した時に削剥されてしまったのであろう。

海退後、E-W方向の断層が形成され鮎河層群の南縁をふちどり、笹路南方で階段状の構造を作った。後、N-S方向、NE-SW方向の断層が形成され、鮎河層群の東西縁をふちどった。

9. ま と め

以上に述べたことがらを要約すると、以下のようになる。

1. 鮎河層群の層序は、下位より土山累層・黒川累層・丸田谷累層に区分される(第1表)。
2. 地質構造は、青土山塊およびその延長の山中の隆起部によって、東西に2分される。笹路南方には、階段状の構造がE-W方向の断層によって形成された。
3. 池辺(1934)の倉骨・熊野・川西各礫層は、すべて唐土川礫岩層と同一の礫岩層とみなした。
4. *Nipponomarcia nakamurai* は、大部分が千谷層から産出し、一部が上の平・東野層から産出する。
5. 鮎河層群を堆積した第1瀬戸内海は、南方より浸入し、当時の鮎河湾は、その北縁に位置する南方にのみ開いた内湾であった。
6. 鮎河層群西方の日野町から甲賀町にかけては、中新世前期には山地であって、そこから大量の礫を鮎河湾に供給した。
7. 海進のクライマックスは、黒川累層の上部である。

引用文献

早瀬一一・石坂恭一(1967) Rb-Sr法による地質年令(I), 西南日本. 岩鉱, vol. 58, p. 201-212.
 IKEBE, N. (1934 MS) Cainozoic stratigraphy of the Eastern Part of Kōga-gōri, Sigaken. 京大卒論.
 池辺展生(1934) 滋賀県甲賀郡東部の中新統. 地球, vol. 22, p. 110-123.

———・高柳洋吉・千地万造・鎮西清高・池辺穰・中世古幸次郎・柴田賢(1973) 日本新第三系対比試案. 地質学論集, no. 8, p. 215-219.
 ITOIGAWA, J. (1956) Molluscan Fauna of the Tsuzuki Group in Kyoto Prefecture, Japan. *Mem. Coll. Sci. Kyoto, Ser. B*, vol. XXIII, no. 2, p. 179-192.
 糸魚川淳二(1961) 三重県阿山郡阿波盆地の新生代層. 榎山次郎教授記念論文集, p. 59-66.
 鎌掛団研グループ(1972) 滋賀県蒲生郡, 鎌掛・駒月の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, vol. 78, no. 11, p. 601-609.
 松井 寛(1966) 奄芸層群暮明層の碎屑物の供給方向——斜層理, 礫の最大長径および等層厚線図にもとづく考察——. 松下進教授記念論文集, p. 89-96.
 長浜春夫(1965) 斜層理からみた北西九州第三紀層の堆積. 地調報告, no. 211, 66 p.
 湊 正雄(1944) 薄衣礫岩の層位的位置および登米海に就いて(日本上部古生代層の比較構造論的並に比較岩相論的検討, その5). 地質学雑誌, vol. 51, no. 609, p. 169-189.
 緒方正虔(1959) 鈴鹿山脈の深成岩類. 地球科学, no. 43, p. 1-10.
 西南日本新生代研究グループ(1960) 西南日本の新生代地史——構造発達史への序説——. 地球科学, no. 50-51, p. 56-65.
 地質調査所(1955) 20万分の1地質図幅「名古屋」.
 (受付: 1977年8月15日; 受理: 1977年10月6日)